

I Terremoti

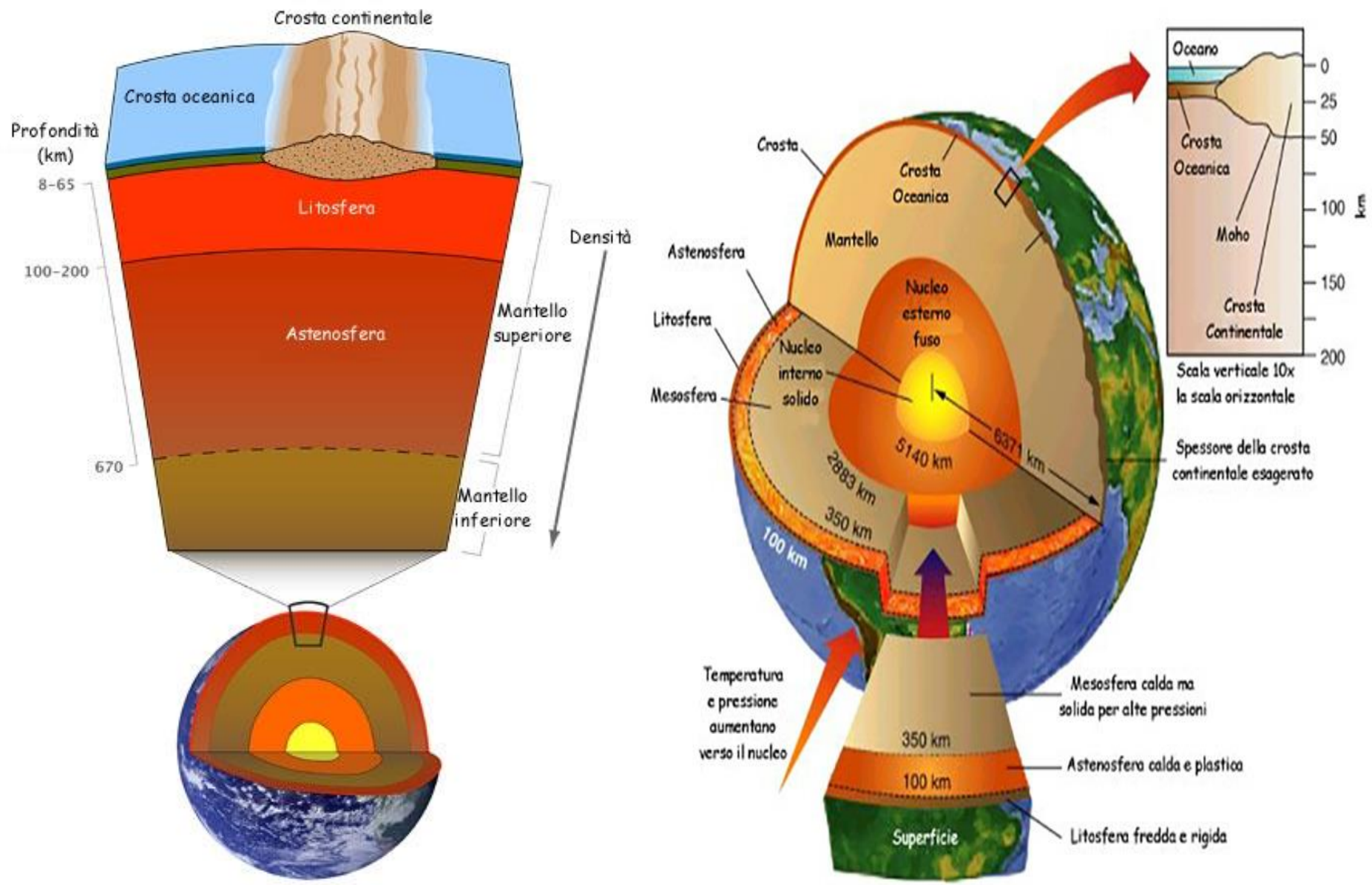
I terremoti sono delle improvvise, brusche e potenti vibrazioni naturali del suolo causate essenzialmente da fratture che si producono nelle rocce della Crosta Terrestre a seguito di un accumulo di energia deformante causato da movimenti tettonici su vasta scala.

Tale energia in parte viene liberata sotto forma di calore prodotto dall'attrito e in parte convertita in energia cinetica e propagata a distanza sotto forma di onde sismiche.

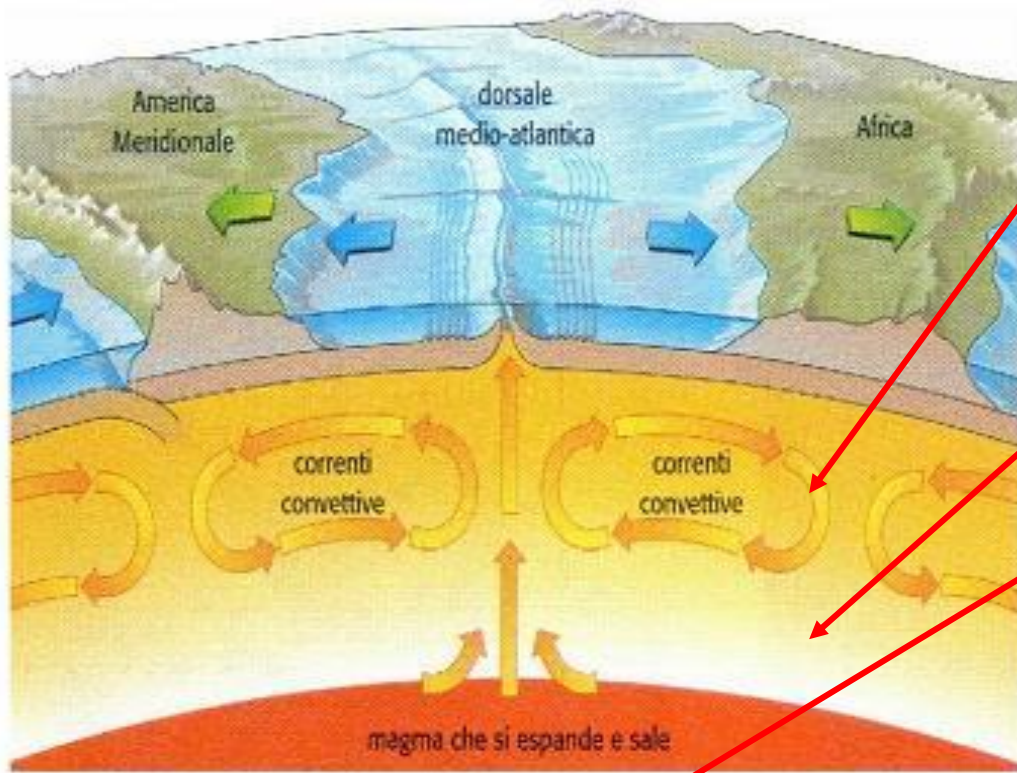
Le vibrazioni, o scosse sismiche, possono durare da pochi secondi a qualche minuto.

Per capire meglio, però, cos'è e come si origina un terremoto bisogna prima conoscere com'è fatta la Terra!

La Terra



Cosa avviene dentro la Terra

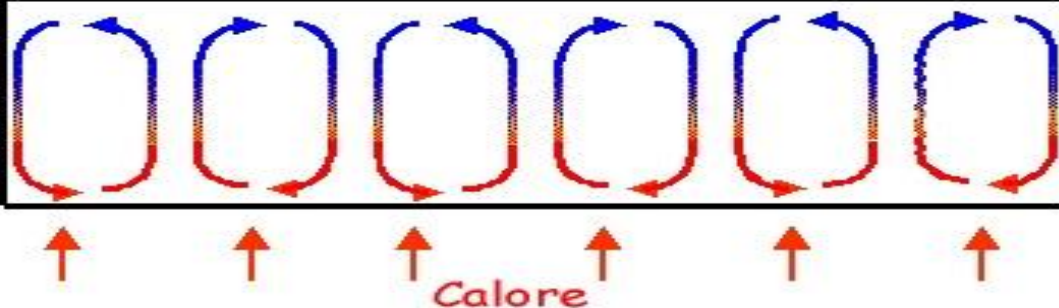


La Litosfera, strato più superficiale della Terra (Crosta + parte alta del Mantello), galleggia su di uno strato magmatico detto Astenosfera.

Il magma non sta fermo, si scalda al centro della Terra, sale verso la superficie, trasla (si sposta in orizzontale), si raffredda e ritorna verso il centro della Terra.

Questi movimenti si chiamano **movimenti convettivi**.

In superficie il fluido si raffredda



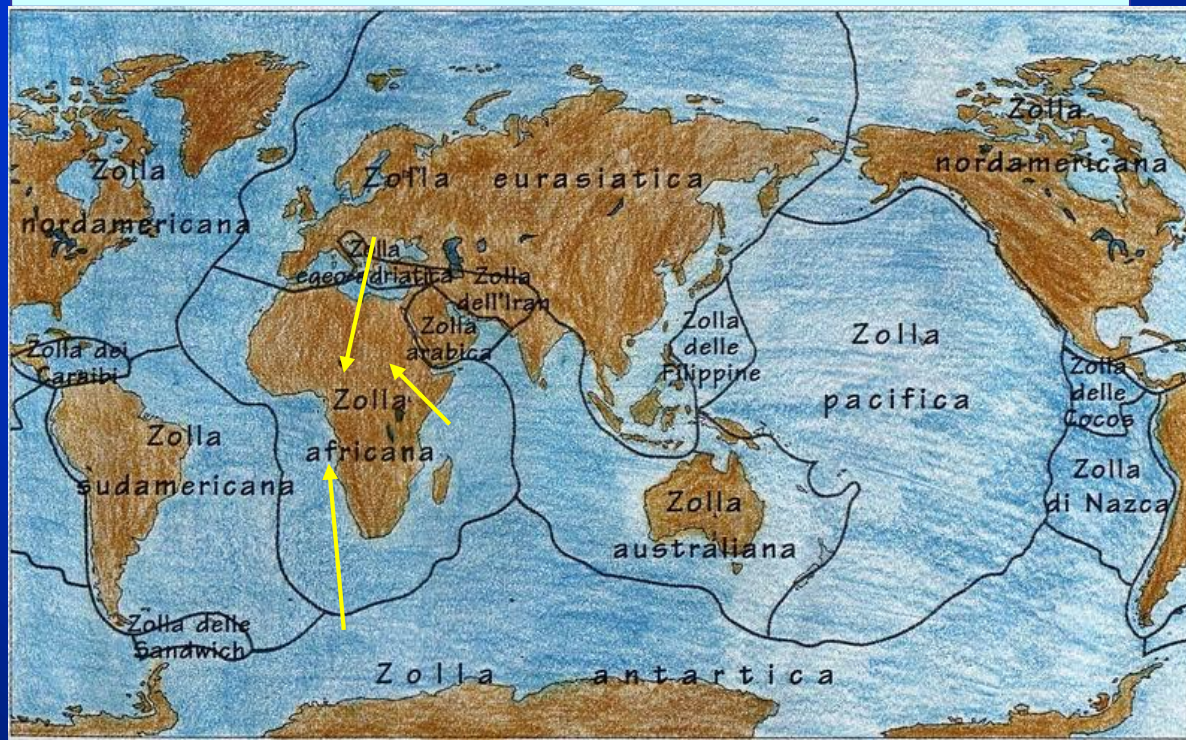
La Tettonica delle Placche

Secondo questa Teoria, principale riferimento per interpretare i fenomeni sismici, la rigida Litosfera (Crosta Terrestre + Mantello Superiore) è divisa in grandi Placche Tettoniche che 'navigano' su uno strato viscoso, detto Astenosfera. Le Placche possono essere:

1. Convergenti: si avvicinano
2. Divergenti: si allontanano
3. Trasformi: scorrono orizzontalmente le une accanto alle altre.



La Tettonica delle Placche



La rottura delle rocce fra la Zolla Euroasiatica e Egeo-Adriatica ha originato il terremoto del Friuli.

Lo scontro tra la Zolla Africana e la Zolla Euroasiatica ha formato le Alpi.

I limiti delle Placche rappresentano aree di grande sismicità e grandi processi tettonici (grandi catene montuose, profonde fosse oceaniche, vulcanismo)

Si distinguono 6 grandi placche principali: l'Eurasia, il Pacifico, l'Africa, le Americhe, l'Antartide, l'India.

Si possono individuare poi delle placche secondarie: Caraibi, Arabia, Filippine, Somalia,

Le placche si muovono l'una rispetto all'altra, con modalità diverse.

La maggior parte dell'attività sismica e vulcanica è concentrata ai confini delle placche, in grandi fratture dette faglie (80% Zona Pacifica e 20% Alpino-Himalayana). L'attrito tra le Zolle genera i terremoti.

CLASSIFICAZIONE dei TERREMOTI

in base alla profondità dell'ipocentro:



*TERREMOTI
SUPERFICIALI
(ipocentro
compreso fra 0
e 70 Km di
profondità)*

*TERREMOTI
INTERMEDI
(ipocentro
compreso fra
70 e 300 Km
di
profondità)*

*TERREMOTI
PROFONDI
(ipocentro
supera i 300
Km di
profondità –
registrati al
massimo
terremoti con
ipocentro non
inferiore ai
700 Km)*

CLASSIFICAZIONE dei TERREMOTI

in base alla causa di liberazione dell'energia:



TERREMOTI VULCANICI

(accompagnano le eruzioni vulcaniche. 7% dei terremoti. Si registrano spesso microsismi nelle zone vulcaniche. Non esiste un'esatta relazione tra frequenza e intensità dei microsismi e momento di un'eruzione.)

TERREMOTI da CROLLO

(causati dal crollo della volta di una grotta o di una miniera – in genere sono di debole intensità e avvengono nelle regioni carsiche)

TERREMOTI da ESPLOSIONE

(eventi artificiali che si verificano a causa di detonazioni di dispositivi chimici o nucleari sotterranei)

TERREMOTI TETTONICI

(causati da masse rocciose che si fratturano improvvisamente in zone della litosfera sottoposte a forti tensioni, causate da forze geologiche endogene)

Le Faglie

Le faglie rappresentano le superfici di discontinuità lungo le quali avviene uno scorrimento fra due formazioni rocciose.

Considerando la direzione del movimento reciproco, si possono avere: faglia trascorrente, faglia diretta, faglia inversa

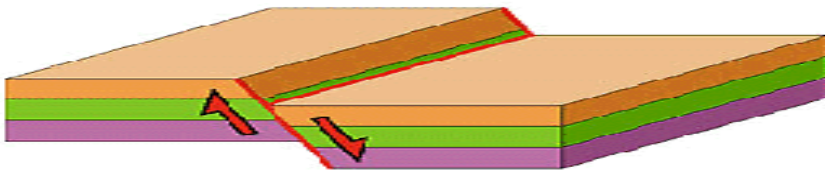
Nei terremoti profondi la zona di rottura non è visibile in superficie.

Se la zona di rottura è visibile in superficie, siamo in presenza di una rottura di faglia superficiale.

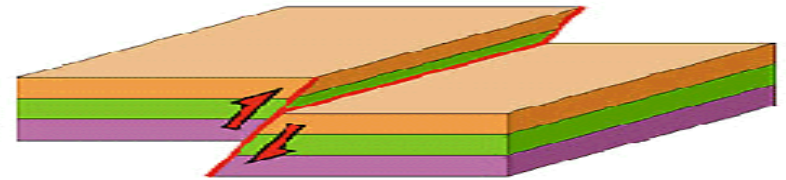
La più nota è quella lungo la faglia di S. Andreas che causò il terremoto di S. Francisco del 1906 ($M = 8.3$): lunghezza 300 km, scorrimento di 6.4 m

Principali tipi di faglie

FAGLIA DIRETTA
(Distensione)

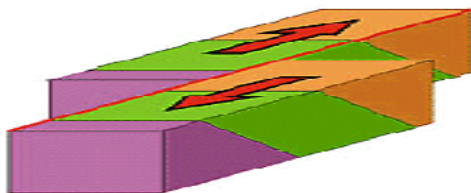


FAGLIA INVERSA
(Compressione)

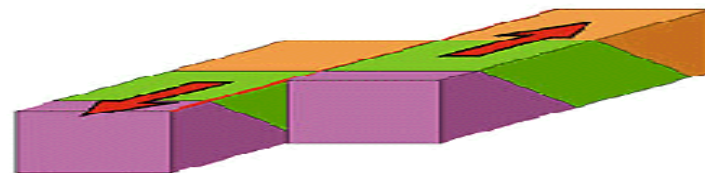


FAGLIA TRASCORRENTE

TRASCORRENTE DESTRA



TRASCORRENTE SINISTRA





Teoria del rimbalzo elastico – Reid, 1910

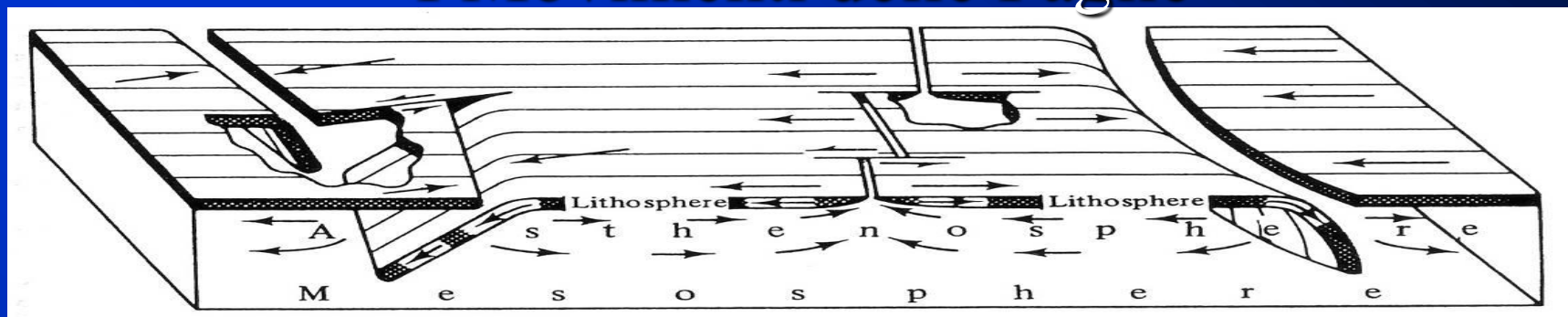
•Quando sforzi di origine tettonica tendono a spostare le strutture geologiche le masse rocciose si comportano in modo elastico e si deformano progressivamente. Le rocce, deformandosi, accumulano energia e la deformazione subita è proporzionale all'intensità e alla durata della forza applicata.

•Ogni massa rocciosa ha un limite oltre al quale non può deformarsi elasticamente (limite di elasticità). Se si supera questo limite, il blocco roccioso si spacca nel punto più debole, lungo un piano detto FAGLIA.

•L'energia accumulata nel corso della deformazione viene liberata sotto forme diverse ed in parte anche come energia cinetica con l'emissione di onde sismiche.



I Movimenti delle Faglie

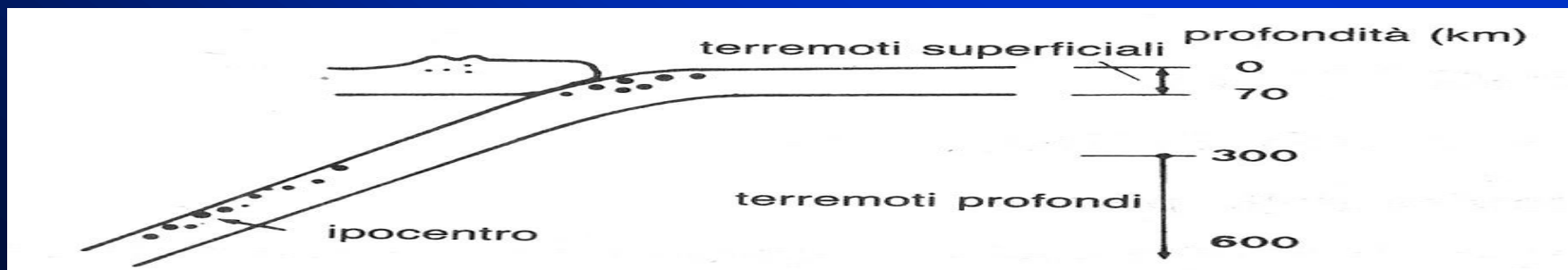


In corrispondenza delle *dorsali oceaniche*, il materiale caldo del mantello risale alla superficie della terra, producendo un progressivo assottigliamento della crosta oceanica. In corrispondenza delle *zone di subduzione* si ha sprofondamento della crosta terrestre al di sotto delle zolle adiacenti.

Si hanno anche altri tipi di interazione tra zolle:

- moto prevalentemente orizzontale, *trascorrente* (es. faglia Nord-Anatolica)
- moto di *collisione* tra due continenti (Eurasia e Africa)

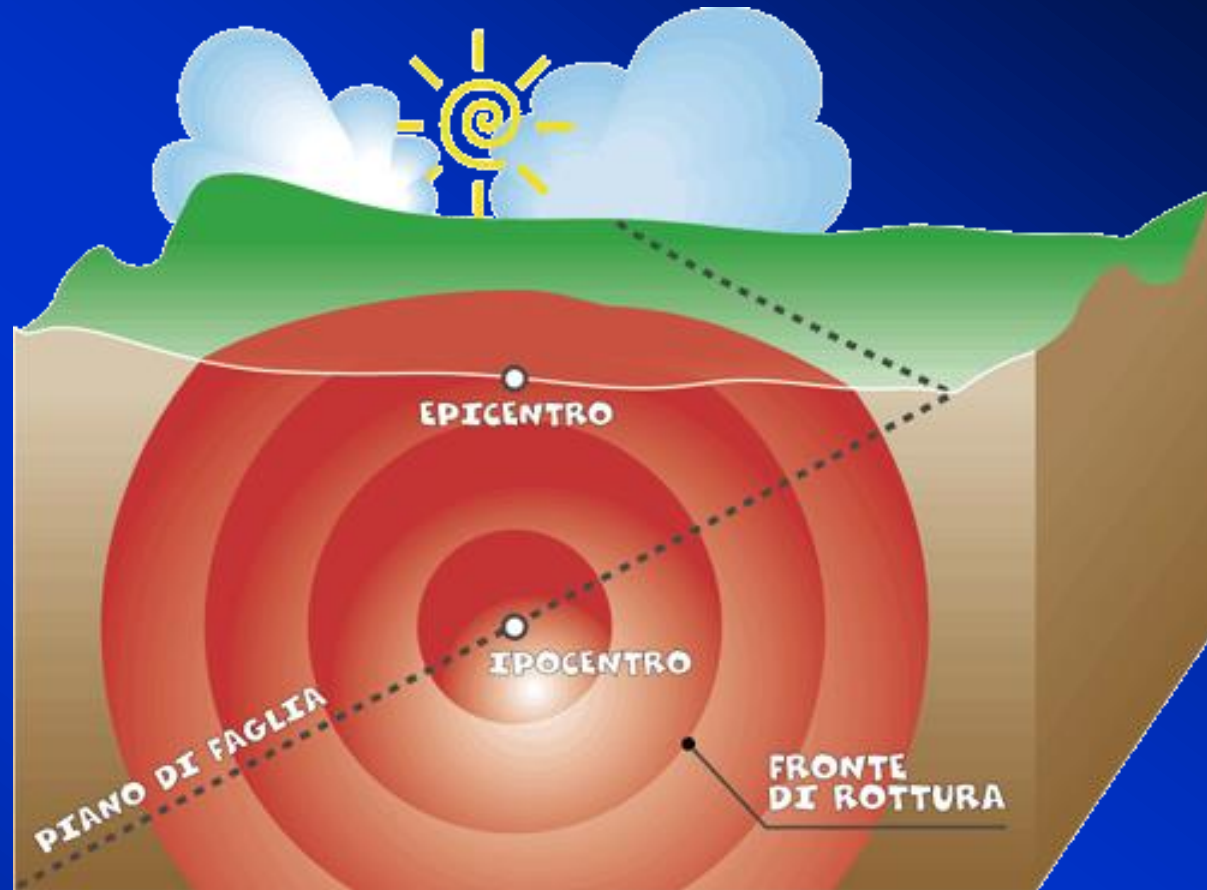
Questi moti, dell'ordine di pochi centimetri all'anno, costituiscono la principale causa degli eventi sismici. Spesso i terremoti generati dalla subduzione sono molto profondi, mentre quelli generati da moti trascorrenti sono superficiali



IPOCENTRO & EPICENTRO

IPOCENTRO del TERREMOTO: è il luogo in profondità in cui viene liberata energia.

EPICENTRO: è il punto della superficie terrestre, situato verticalmente sull'ipocentro, che viene raggiunto per primo dalle vibrazioni.



Le onde sismiche sono onde sferiche che si muovono dall'ipocentro e, giunte nell'epicentro, possono essere scomposte in una componente verticale, che genera scosse sussultorie, e in una orizzontale, che genera scosse ondulatorie.

TIPOLOGIE DI SCOSSE SISMICHE

```
graph TD; A[TIPOLOGIE DI SCOSSE SISMICHE] --> B[SCOSSE PREMONITRICI]; A --> C[SCOSSA PRINCIPALE]; A --> D[SCOSSE di ASSESTAMENTO];
```

SCOSSE PREMONITRICI

(complesso di scosse che possono precedere la scossa principale – di debole intensità)

SCOSSA PRINCIPALE

(forte scossa nella quale viene scaricata l'energia accumulata – non è sempre sufficiente per ristabilire una situazione di equilibrio)

SCOSSE di ASSESTAMENTO

(repliche della scossa principale di intensità via via decrescente – non sono mai molto intense)

TIPOLOGIE DI ONDE SISMICHE

SCOSSE
SUSSULTORIE

(movimento verticale
dall'Epicentro)

SCOSSE
ONDULATORIE

(movimento
essenzialmente
orizzontale nelle
Aree circostanti
l'Epicentro)

SCOSSE ROTATORIE

(quando interagiscono i
due tipi di scosse)

Le scosse non hanno un tempo definito (da pochi secondi fino a ben oltre 1 minuto) e possono ripetersi per ore e giorni ad intervalli regolari.

Le Onde Sismiche

Le onde sismiche generate dall'energia sprigionata durante un terremoto si propagano dall'Ipocentro in tutte le direzioni. In particolare quelle che giungono sulla superficie terrestre sono responsabili delle azioni che si esercitano sulle costruzioni.

Esistono vari tipi di onde sismiche in relazione ai diversi caratteri e velocità con cui si propagano attraverso i vari mezzi. Si possono dividere in due grandi categorie: *Onde di Volume* e *Onde Superficiali*

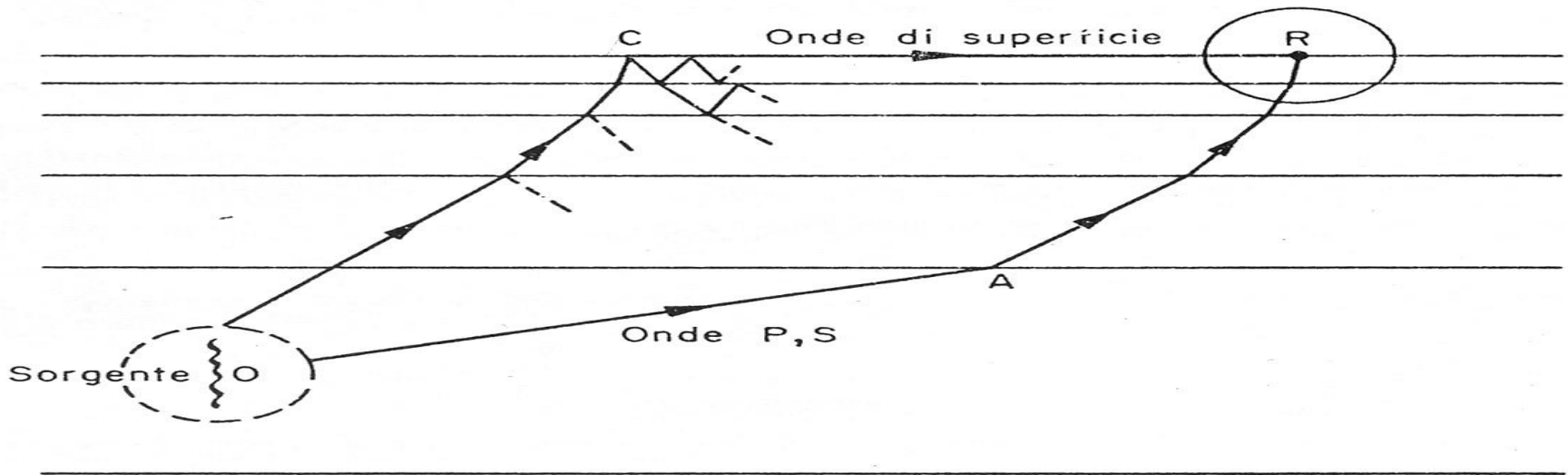


Le Onde di Volume

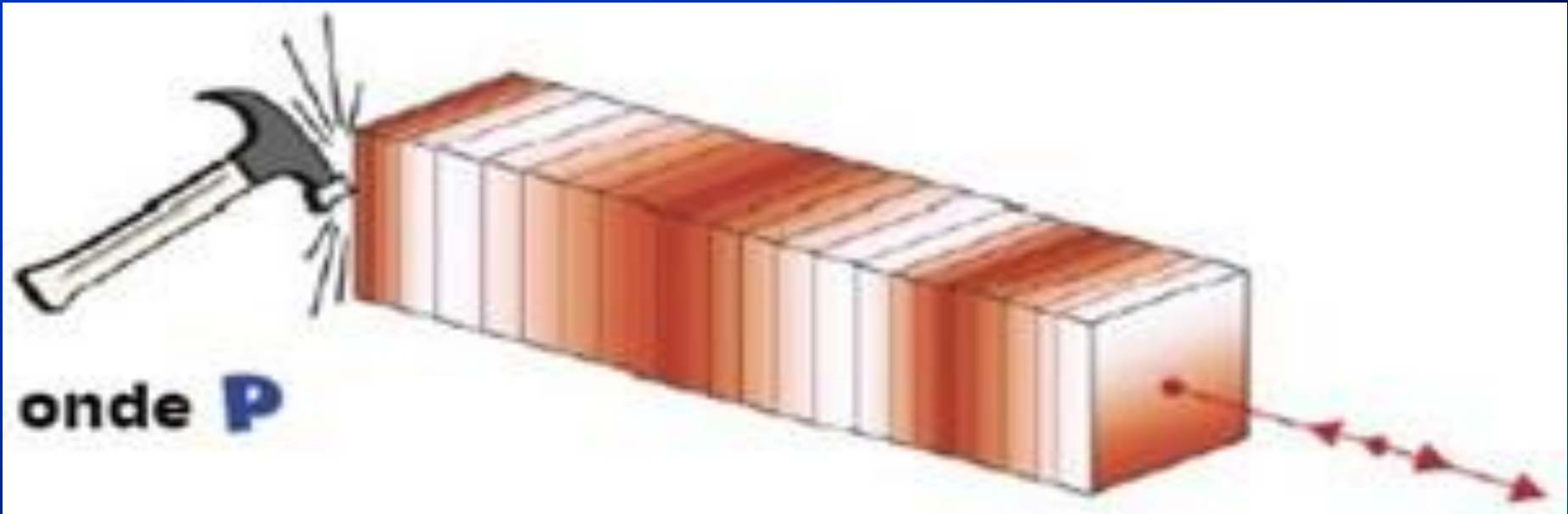
Si trasmettono nell'intero volume terrestre.

Schematizzando la superficie terrestre come superficie di separazione fra un mezzo denso, la crosta, e un mezzo molto leggero, l'aria, le onde che vi sopraggiungono in parte vengono riflesse, tornando all'interno della terra, in parte passano per trasparenza e, a contatto con l'aria, generano rumore.

Si distinguono in due tipi: onde P e onde S.

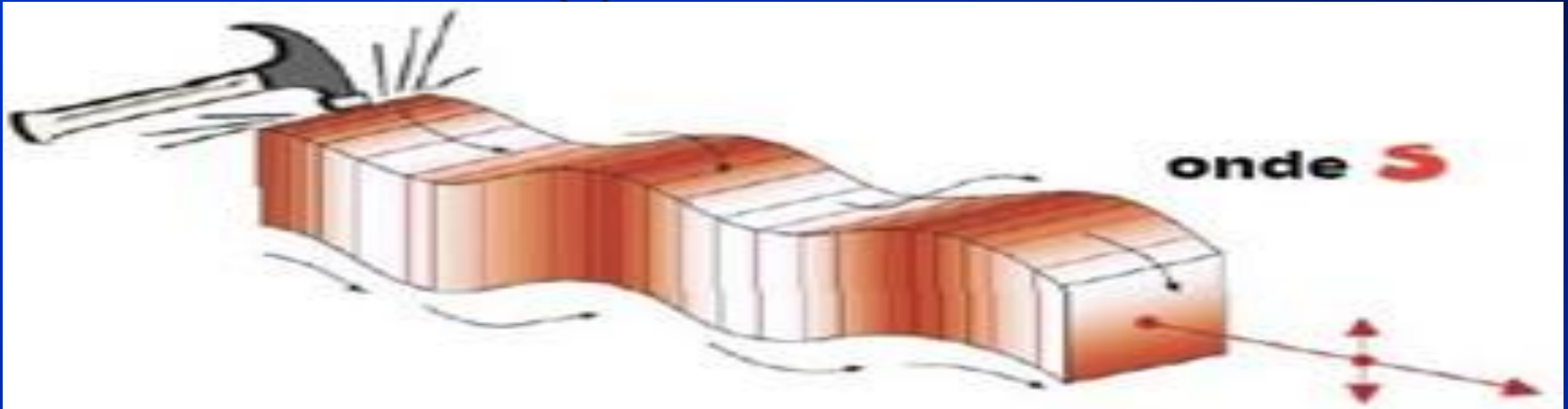


Le Onde Primarie (P) o Longitudinali



Sono le Onde più veloci (in base ai materiali attraversati velocità da 1,5 a 8 Km/s nella crosta terrestre), quelle che raggiungono per prime la superficie terrestre, e deformano i materiali nella stessa direzione del senso di propagazione causando una variazione di volume del materiale attraversato e determinando una successione di compressioni e dilatazioni. Le onde P si propagano nei solidi, nei liquidi e nei gas ed in funzione dei materiali che incontrano possono subire brusche deviazioni di direzione.

Le Onde Secondarie (S) o Trasversali

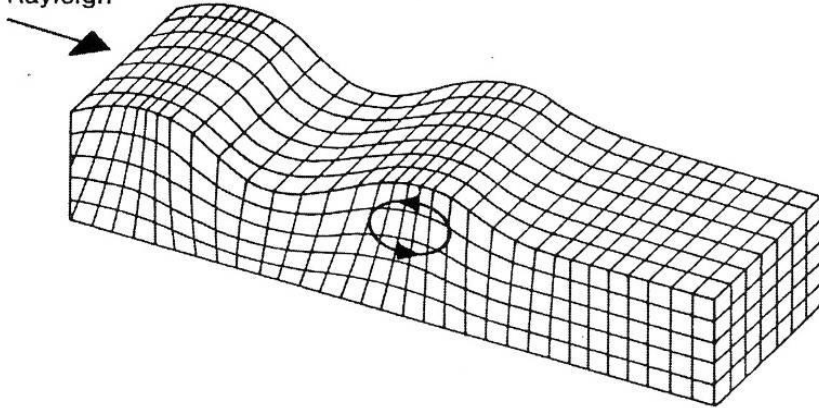


Dette anche onde trasversali o di taglio hanno velocità minore delle onde P (Velocità per roccia compatta circa 3-3,5 km/s). Scuotono i materiali in senso trasversale (perpendicolare) rispetto alla direzione di propagazione e producono una variazione di forma dei materiali attraversati. Le particelle del terreno si spostano lungo una direzione perpendicolare a quella del fronte d'onda. Le onde S non si propagano mai nei fluidi. Possono subire brusche deviazioni di direzione.

Onde di Superficie o Lunghe

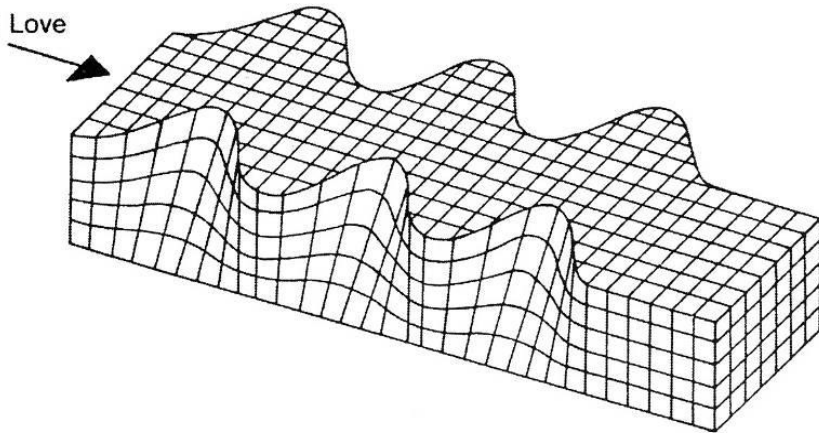
Hanno velocità minore delle onde P ed S e si trasmettono solo nello strato superficiale della Terra (primi 4-5 metri), provocando grandi spostamenti. Tra i vari tipi i più importanti sono le onde R (**Onde di Rayleigh**) ed L (**Onde di Love**)

onde di Rayleigh



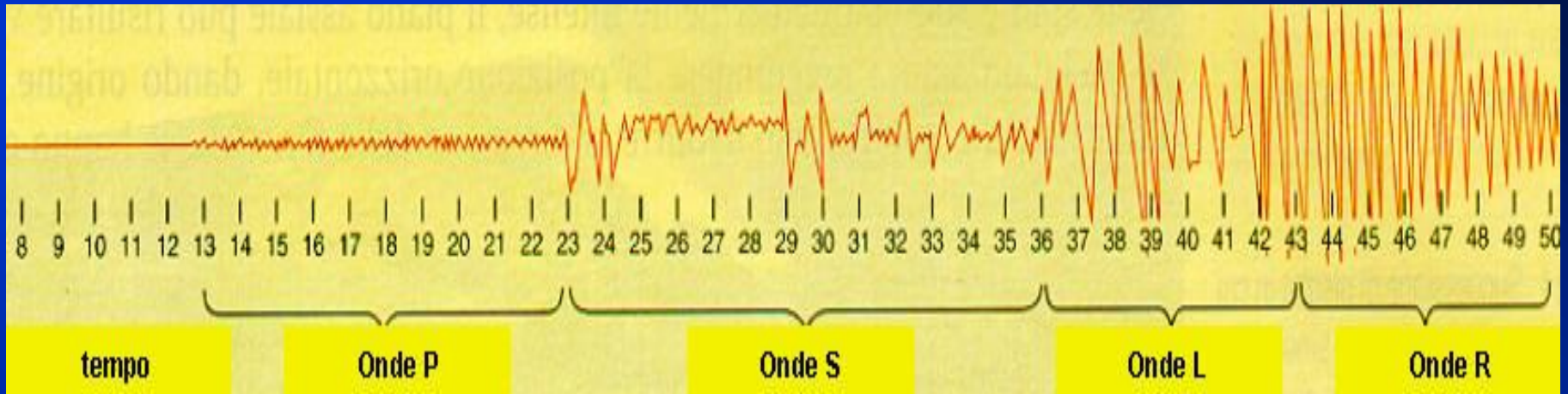
Le particelle si muovono sia nella direzione di propagazione dell'onda sia in senso verticale, descrivendo un'ellisse sul piano verticale; il moto ellittico antiorario si smorza molto rapidamente. La velocità con cui viaggiano è di circa 2,7-3 km/s.

onde di Love



Le particelle si muovono perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda; queste onde, con movimento tipo onde di taglio, nascono sulla superficie di separazione degli strati con proprietà elastiche diverse e si propagano circa con la stessa velocità delle onde R.

Esempio di Sismogramma



Nelle stazioni sismiche i vari tipi di onde giungono in tempi diversi e si sovrappongono le une alle altre.

Dall'analisi dei sismogrammi registrati in almeno tre stazioni diverse si può determinare la posizione dell'epicentro.

Le prime onde ad essere registrate sono le onde P (oscillazioni di piccola ampiezza e breve periodo).

Seguono le onde S (oscillazioni meno regolari, di maggiore ampiezza e di periodo più lungo).

Infine le onde L (oscillazioni irregolari, dotate di ampiezza ancora più elevata e di durata più lunga).

COME SI TROVA L'EPICENTRO DI UN TERREMOTO?

Per stabilire la posizione dell'epicentro di un terremoto ci si avvale dei sismografi.

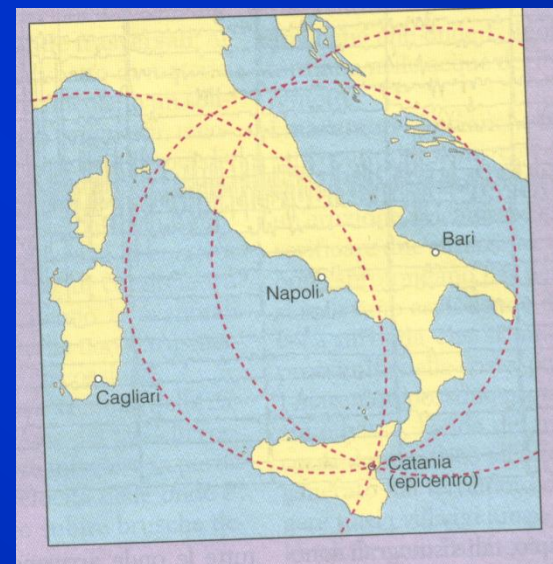
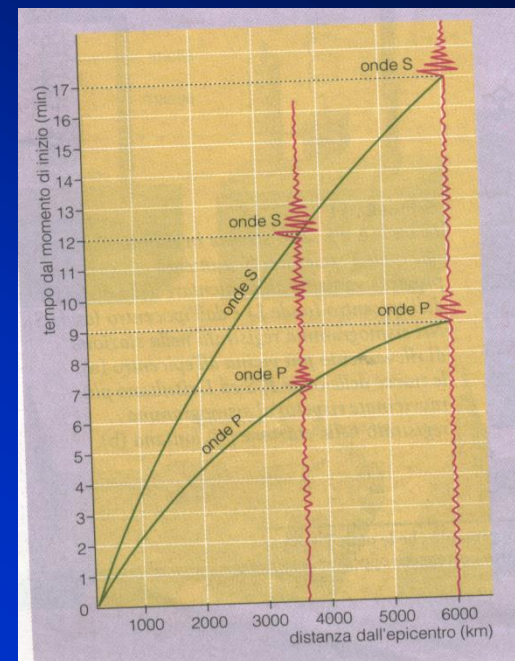
Per fare ciò si stabilisce il 'tempo di origine' del terremoto (momento di rilascio dell'energia).

Il ritardo delle onde S rispetto alle onde P permette di definire la distanza della stazione di rilevamento dall'epicentro.

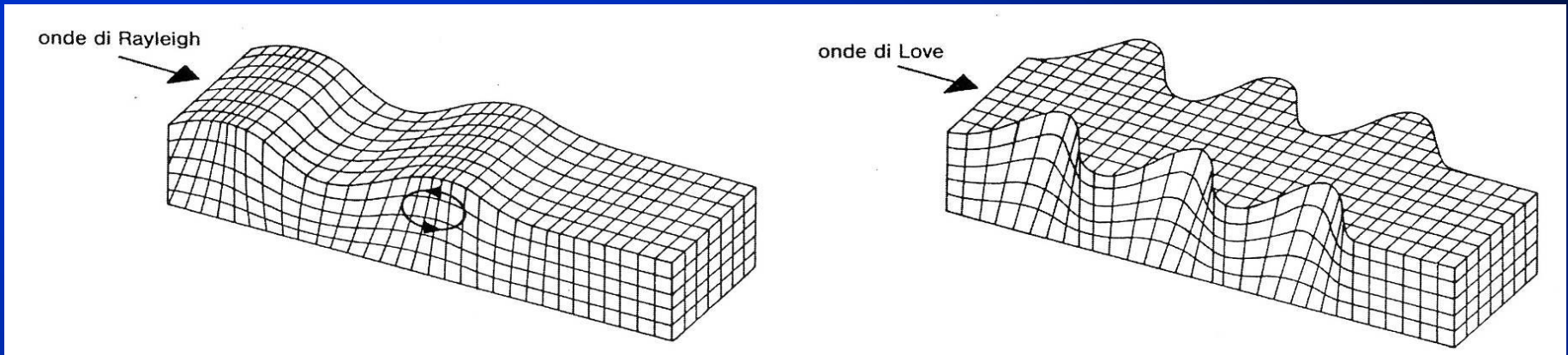
Con dei diagrammi spazio-tempo nei quali sono riportate le curve dei tempi di propagazione delle onde P ed S (dromocrone) in funzione della distanza dall'epicentro e i sismogrammi rilevati dalla stazione, è possibile risalire alla distanza epicentro-stazione.

Prendendo in considerazione tre stazioni e tracciando le circonferenze di raggi ottenuti tramite il diagramma, si risale all'epicentro del terremoto che coinciderà con il punto di coincidenza delle tre curve.

Per determinare esattamente la posizione dell'ipocentro si devono prendere in considerazione un numero maggiore di sismogrammi relativi allo stesso sisma.



La Polarizzazione delle Onde Sismiche



Le onde generate nell'Ipocentro, quando attraversano la superficie di separazione tra due strati rocciosi con caratteristiche diverse di elasticità (quindi velocità di propagazione), subiscono fenomeni di polarizzazione, cioè variazioni di direzione in cui l'onda tende a disporsi sulla verticale.

Quando emergono sulla superficie le Onde P (più veloci) presentano una componente verticale prevalente su quella orizzontale. Esse trasmettono un movimento alternato verso l'alto e verso il basso, ossia quello che viene chiamato *terremoto sussultorio*.

Trascorso un certo tempo (dipende dalla distanza dall'Epicentro) arrivano in superficie le Onde S il cui moto è trasmesso in superficie con una oscillazione orizzontale, ossia con quello che viene chiamato *terremoto ondulatorio*.

I due movimenti, sussultorio e ondulatorio, che persone e oggetti registrano, sono due fasi successive e combinate di uno stesso evento.

La Misura dei Terremoti

Esistono due approcci diversi nella misura di un terremoto:

- Un primo approccio è quello basato **sugli effetti**: Si classifica in modo empirico la severità dell'evento sismico secondo una scala espressa in gradi degli effetti/danni prodotti prevalentemente sull'uomo, sulle strutture civili (danni alle costruzioni) e sull'ambiente (aspetto geomorfologico e geotecnico/geologico).

Questo approccio ha dato vita, nei vari paesi, alle *Scale d'Intensità o Macro-Sismiche (Scala MCS – Scala Mercalli e altre nel 1923)*.

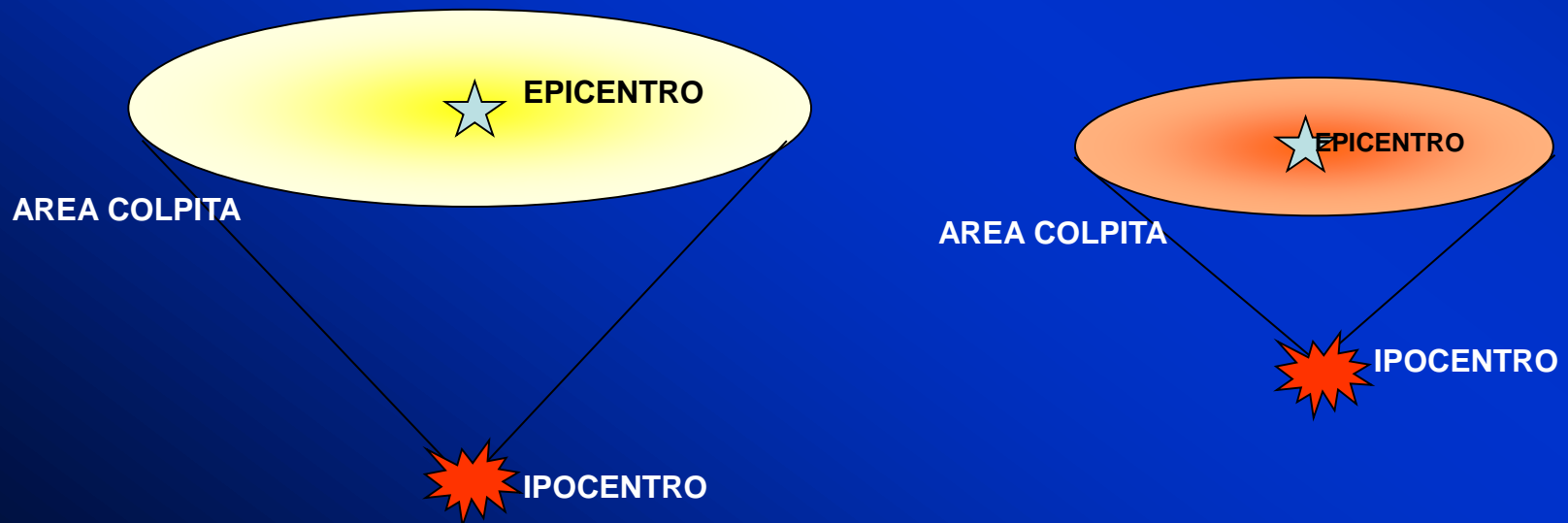
- Un secondo approccio è basato sul rilevamento, attraverso opportune strumentazioni, dell'energia sprigionata dal terremoto, l'accelerazione delle onde sismiche, et. Questo approccio ha improntato, ad esempio, la *Scala delle Magnitudo (Scala Richter, all'inizio degli anni quaranta)*.

Tale Scala si stabilisce in base all'ampiezza delle onde sismiche registrate. L'energia liberata, detta Magnitudo, si ottiene rapportando il logaritmo decimale dell'ampiezza massima di una scossa e il logaritmo di una scossa campione $M = \log_{10} A - \log_{10} A_0$. Lo zero della scala equivale ad una energia liberata pari a 10^5 Joule. Il max valore registrato, è stato di Magnitudo 8.6 equivalente all'energia di 10^{18} Joule. Per effettuare una misurazione corretta bisogna anche tenere conto della distanza dall'Epicentro. La Magnitudo è correlata con l'energia meccanica E (in erg) rilasciata alla sorgente $\log_{10} E/E_0 = 1,5M$.

Correlazione fra Intensità Macrosismica e Magnitudo

La magnitudo di un sisma è difficilmente correlabile con l'intensità Mercalli all'epicentro. Ad es., un terremoto superficiale con effetti risentiti in un raggio molto limitato può avere effetti disastrosi all'epicentro e mettere in gioco globalmente una energia minima.

All'opposto, un terremoto con origini profonde può dare danni limitati ma distribuiti su una vasta area: la sua intensità Mercalli all'epicentro sarà limitata, ma la sua magnitudo può raggiungere valori elevati.



Raffronto Scala Mercalli-Scala Richter

Magnitudo Richter	Effetti Sisma	Magnitudo Richter	Energia Joule	Grado Mercalli
meno di 3.5	Generalmente non sentita, ma registrata.	< 3.5	< 1.6 E+7	I
3.5-5.4	Spesso sentita, ma raramente causa dei danni.	3.5	1.6 E+7	II
sotto 6.0	Al massimo lievi danni a solidi edifici. Causa danni maggiori su edifici non in c.a. edificati in piccole regioni.	4.2	7.5 E+8	III
6.1-6.9	Può arrivare ad essere distruttiva in aree di quasi 100 km, attraversando anche zone abitate.	4.5	4 E+9	IV
7.0-7.9	Terremoto maggiore. Causa seri danni su grandi aree.	4.8	2.1 E+10	V
8 o maggiore	Grande terremoto. Può causare seri danni su vaste aree di svariate centinaia km.	5.4	5.7 E+11	VI
		6.1	2.8 E+13	VII
		6.5	2.5 E+14	VIII
		6.9	2.3 E+15	IX
		7.3	2.1 E+16	X
		8.1	> 1.7 E+18	XI
		> 8.1	.	XII

I MAREMOTI

I maremoti (o tsunami) sono onde improvvise, provocate da sismi con ipocentro sul fondale marino.

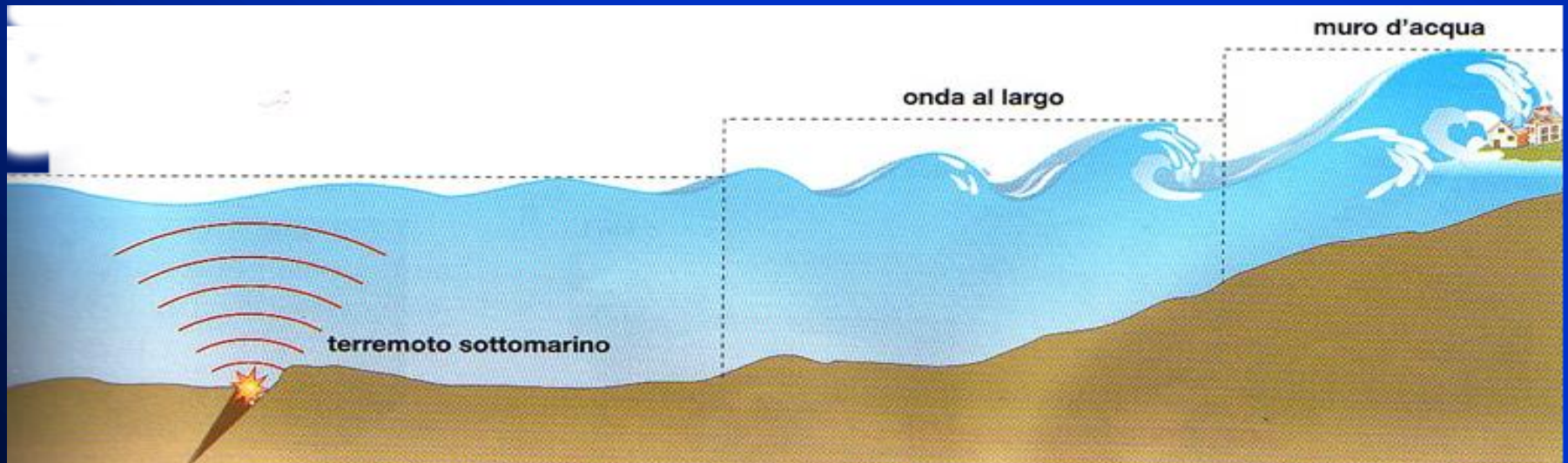
Possono essere determinati anche da un'eruzione vulcanica.

Durante un maremoto si possono verificare due situazioni:

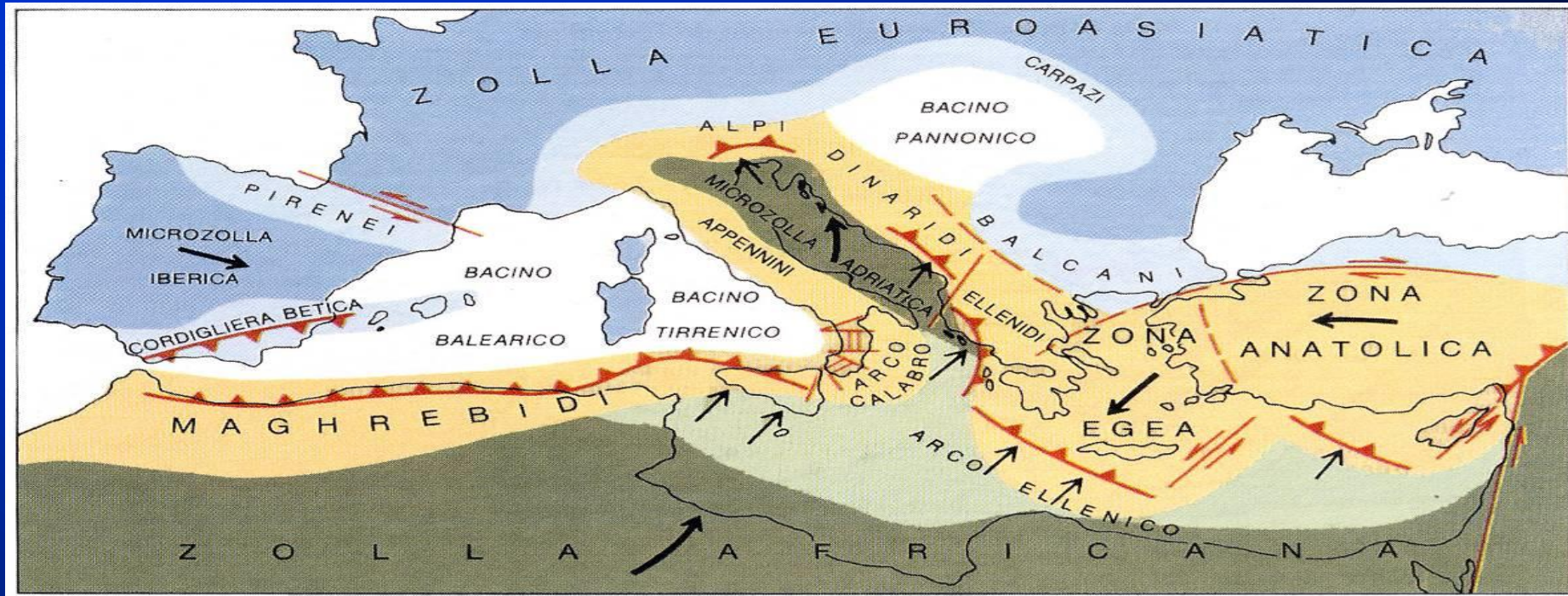
Le onde sprofondano per depressione.

Le onde si sollevano esplodendo.

La scossa provoca un'onda che si muove a grande velocità



Situazione Tettonica nel Mediterraneo

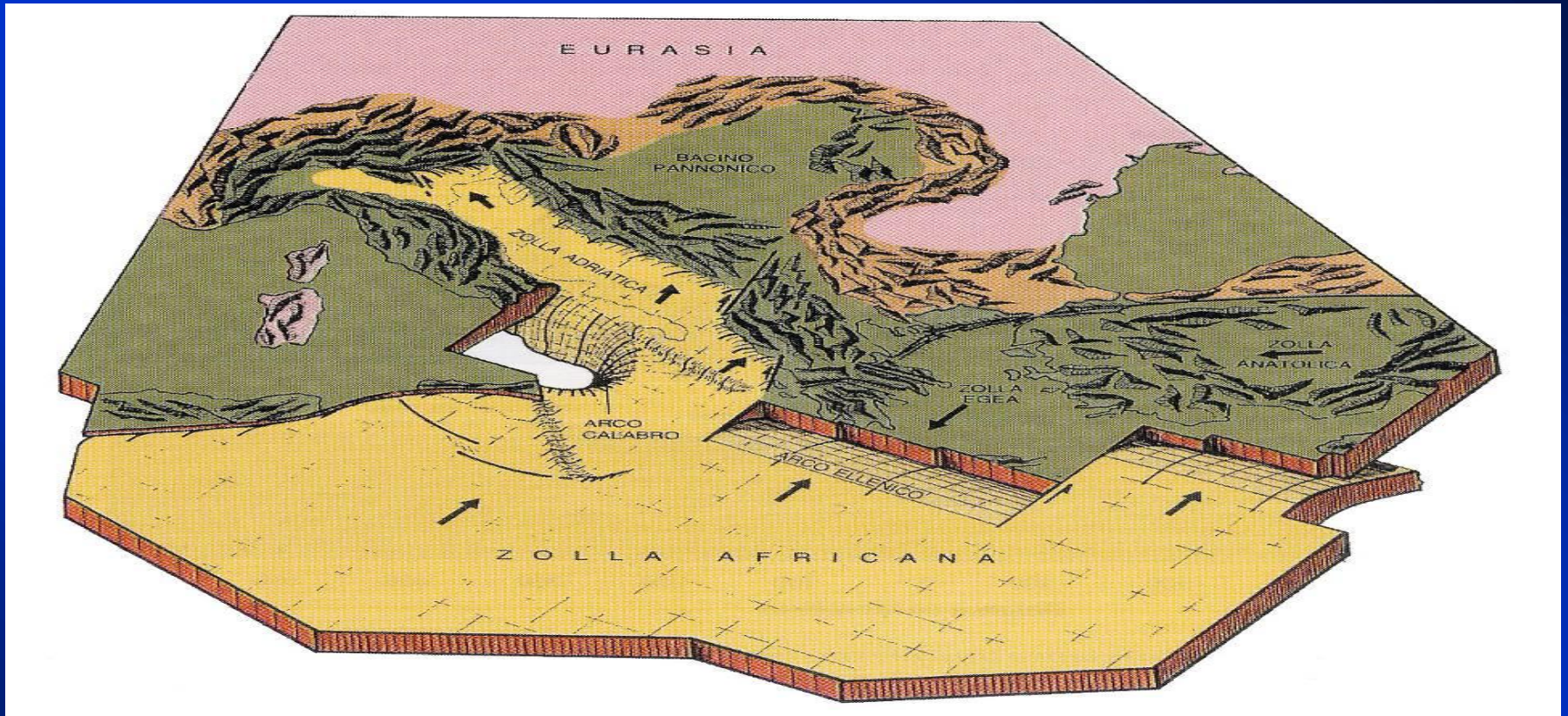


La situazione tettonica che governa la sismicità della regione mediterranea è piuttosto complessa:

la zolla africana e quella euroasiatica, che hanno un movimento di tipo convergente (collisione continente-continente), presentano un margine caratterizzato da porzioni con diverso comportamento:

- in alcune zone, si ha subduzione con terremoti profondi (arco calabro ed ellenico)
- in altre, compressione senza subduzione con meccanismi di faglia inversa (Maghrebidi, Alpi Orientali e Dinaridi)

Situazione Tettonica nel Mediterraneo



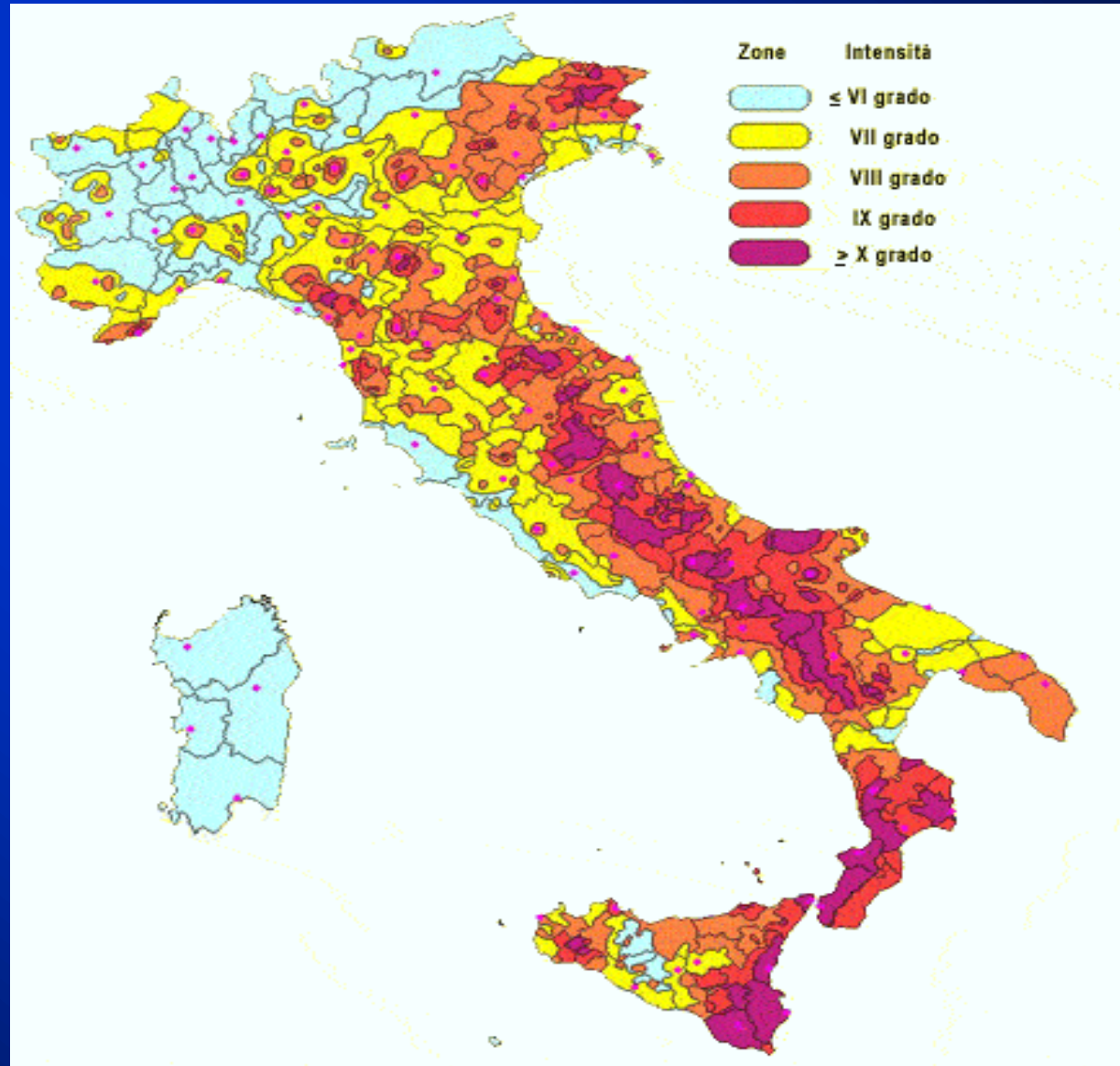
Per quanto riguarda l'Italia, due strutture hanno un ruolo chiave nella situazione tettonica: la microzolla adriatica e il bacino tirrenico

Alla dinamica, strettamente interconnessa, di queste strutture sono dovuti i terremoti più importanti che si sono verificati in Italia (Friuli, 1976-77, terremoti dell'Appennino meridionale)

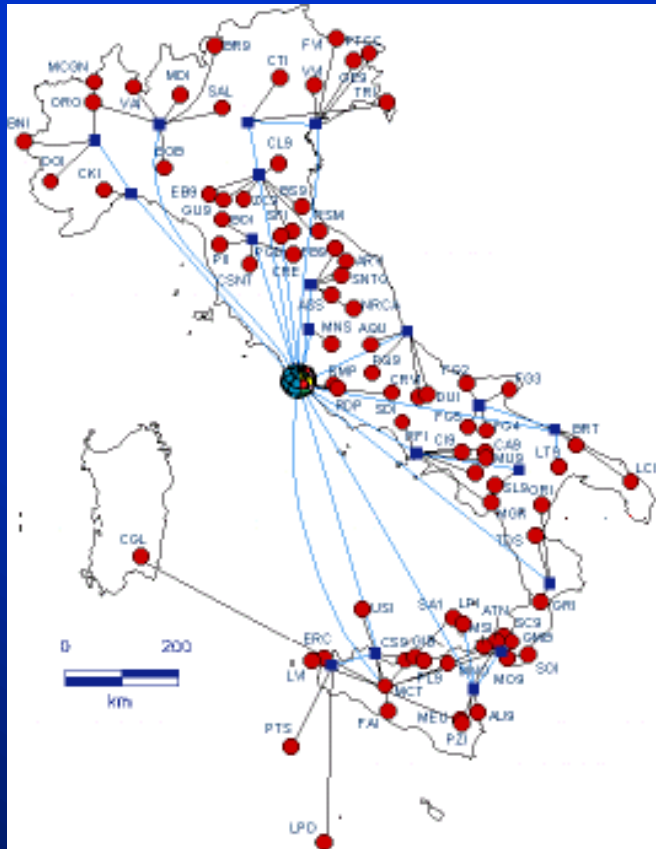
I terremoti in Italia

L'Italia è sede di frequenti terremoti perché è geologicamente giovane, quindi ancora soggetta a movimenti e assestamenti della crosta terrestre.

Sono poche le zone del nostro paese che non sono interessate ai terremoti.



RETE SISMICA NAZIONALE CENTRALIZZATA



Il controllo dell'attività sismica su tutto il territorio nazionale e nelle regioni limitrofe è svolto dall'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) attraverso una rete di sensori collegati in tempo reale al centro di acquisizione dati di Roma.

Lo scopo è duplice:

- 1) **comunicazione tempestiva** agli organi di Protezione Civile della localizzazione e all'entità di ogni evento sismico
- 2) **produzione di informazioni scientifiche** di base (localizzazione ipocentrale, meccanismo focale, magnitudo) per una migliore conoscenza dei fenomeni sismici, con particolare riguardo alla comprensione dei processi simogenetici della penisola.

La RSNC è stata potenziata nel corso degli anni fino al raggiungimento della configurazione attuale che è di circa 90 stazioni sismiche di cui 4 tridirezionali.

La RSNC consente di registrare gli eventi sismici sul territorio nazionale ed eventi telesismici che avvengono in altri continenti oltreché imponenti eventi franosi o eventi artificiali, quali esplosioni nucleari.

Il Rischio Sismico

Quindi il rischio dipende da:

- **Pericolosità**: "scuotibilità del sito (Indice di Sismicità)"
- **Vulnerabilità**: suscettibilità di ciò che esiste sul territorio a subire danni per causa di un certo terremoto (Classificazione degli Edifici e loro adeguamento Sismico)
- **Esposizione**: è il valore di ciò che esiste sul territorio: presenza di vita umana, di patrimonio edilizio, di attività produttive, di patrimonio storico-artistico, et.

La Valutazione del Rischio Sismico

Passa attraverso fasi fondamentali:

- definire quali siano le zone più o meno sismicamente pericolose di un territorio (zonazione sismica o macro-zonazione)
- stabilire il livello di protezione che si deve assicurare
- predisporre gli strumenti per assicurare la protezione stabilita (progettazione antisismica, protezione civile, ..)

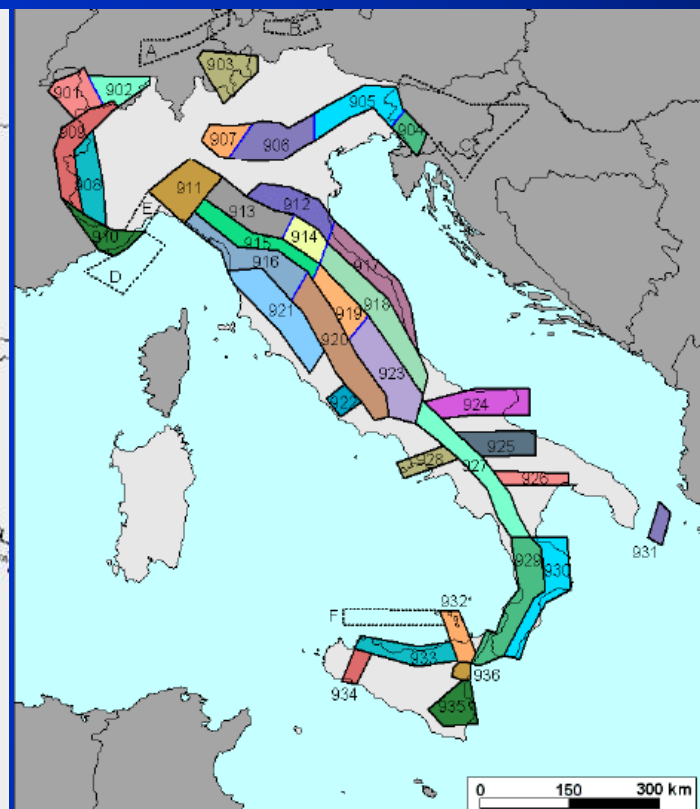
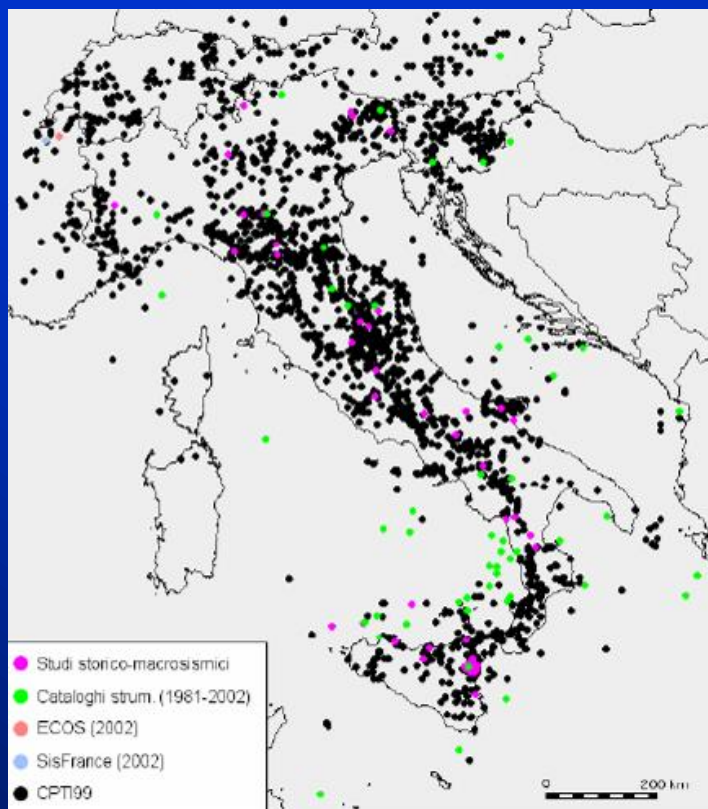
La prima è una fase tecnica, che dà luogo alla produzione di mappe di pericolosità sismica, necessarie per la **classificazione sismica** del territorio.

La seconda è una fase di scelte politiche, effettuate partendo da una base tecnica.

Analisi di Pericolosità – Zonazione Sismica

La zonazione sismica ha per scopo la determinazione della pericolosità di un sito, cioè della severità dei terremoti attesi nel sito in un determinato periodo di tempo.

Una prima operazione è la definizione delle sorgenti sismiche (sulla base di indizi geologici, sismotettonici, e di sismicità storica)



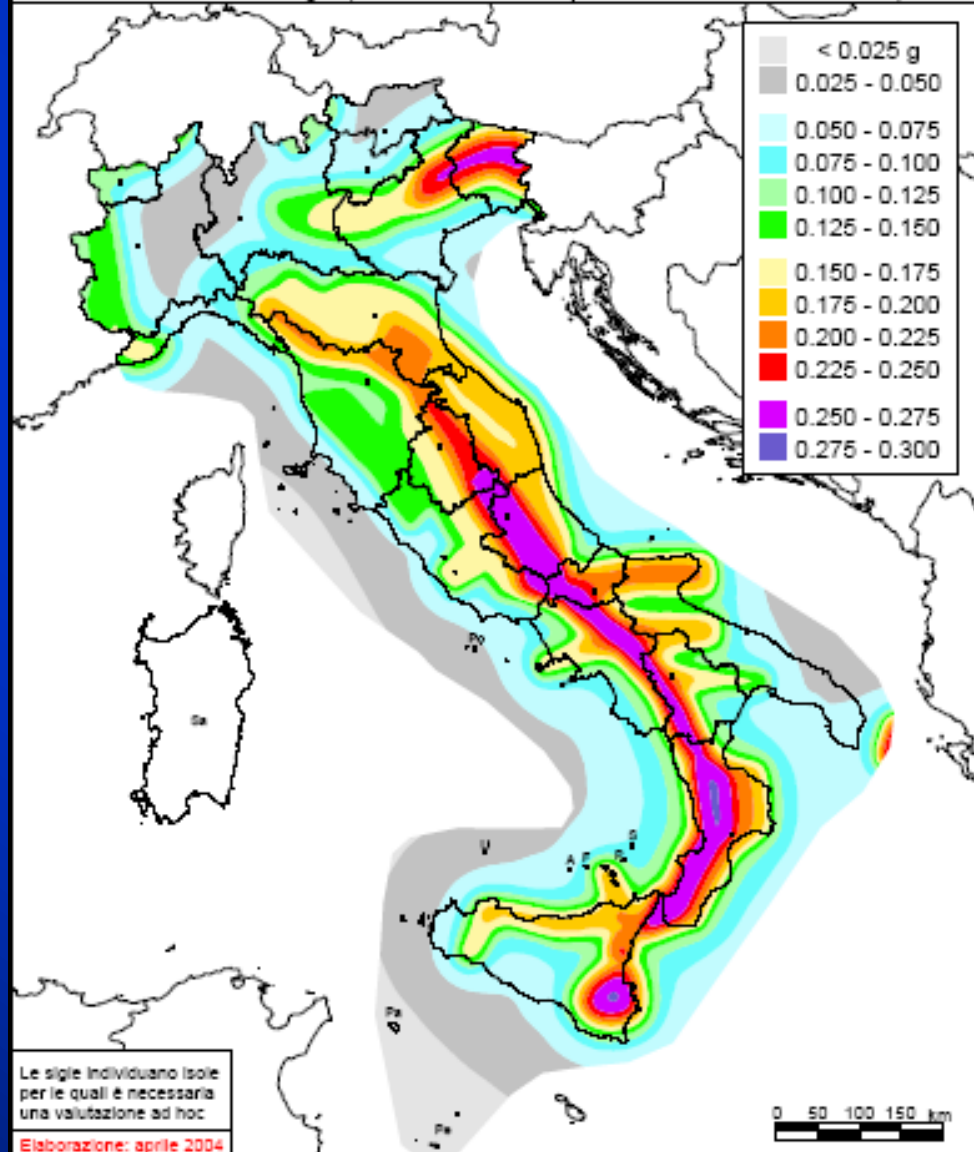


Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale

(riferimento: Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n.3519, All. 1b)

espressa in termini di accelerazione massima del suolo
con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni

riferita a suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; cat.A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005)



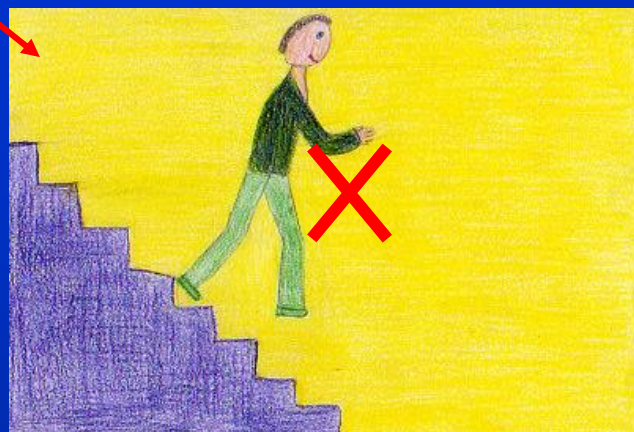
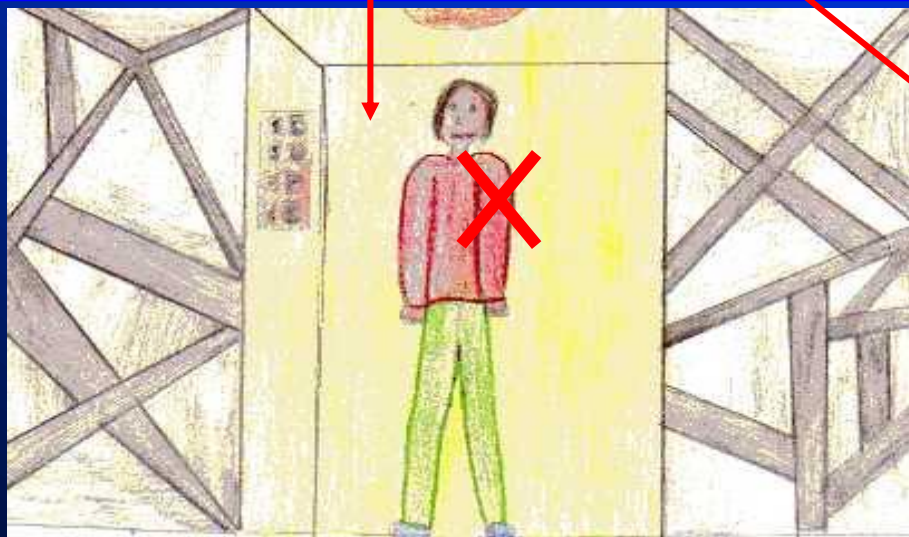
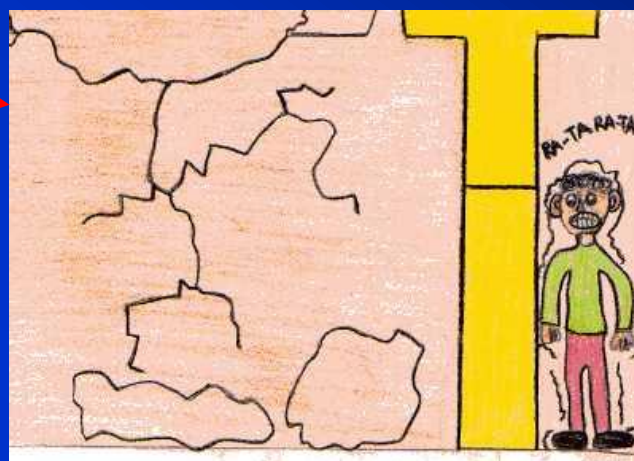
Mappa di
pericolosità
sismica del
territorio italiano,
con i valori di a_{max}
con probabilità di
eccedenza del
10% in 50 anni
(INGV 2004)

Il Comportamento 1

Ecco come devi comportarti in caso di terremoto

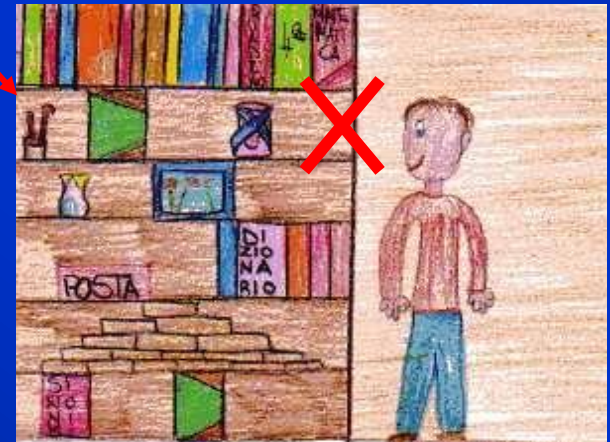
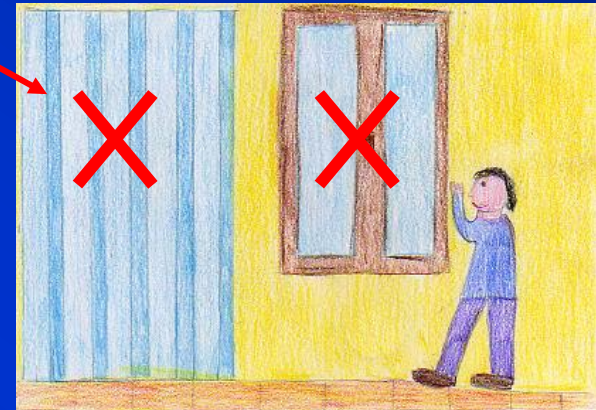
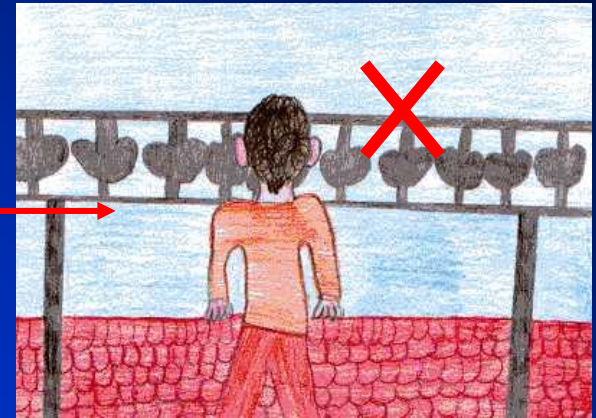
Se sei a casa

1. Riparati sotto un bel tavolo robusto, sotto il letto oppure sotto l'architrave di una porta o nell'angolo vicino a un muro portante!
2. Non precipitarti sulle scale, perché sono la parte più debole dell'edificio
3. Non usare l'ascensore: si può bloccare

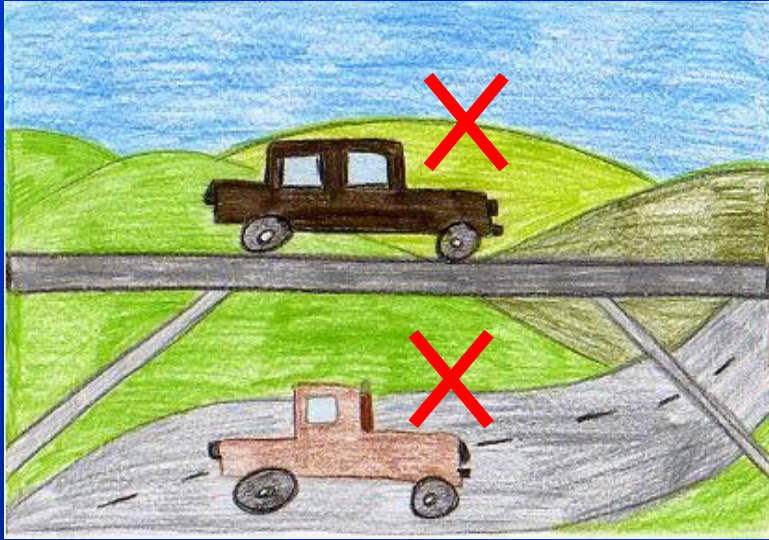


Il Comportamento 2

4. Non uscire in terrazza
5. Non stare vicini alle finestre o alle porte vetrate
6. Stai lontano da mobili pesanti, mensole, finestre e porte vetrate: il pericolo più comune è quello di essere colpiti da calcinacci, vetri e oggetti che cadono.
7. Aspetta la fine della scossa, poi esci ma ricordati di chiudere i rubinetti dell'acqua e gli interruttori della luce, per evitare possibili incendi.



Il Comportamento 3



Se sei in macchina

Ricorda a mamma e papà o a chi sta guidando di non sostare sotto o sopra i ponti o i cavalcavia, vicino agli edifici o dove possono verificarsi smottamenti o frane.

Se sei fuori casa

1. Allontanati dagli edifici e cerca uno spazio aperto
2. Non fermarti vicino agli alberi, ai cornicioni, alle grondaie, ai lampioni, alle linee della luce e del telefono.



Ma soprattutto, se sei in casa, non cercare di uscire finché la scossa non è finita, e se sei all'aperto non entrare in casa!

Effetti del Terremoto del 1976

Il Messaggero Veneto del 6 maggio 1976

Area 5200 - Numero 107 - Lire 100
Messaggero Veneto - Periodico di informazione e cultura
Via S. Maria della Pace, 10 - 33041 Udine - Tel. 0432/411111
Messaggero Veneto - Periodico di informazione e cultura
Via S. Maria della Pace, 10 - 33041 Udine - Tel. 0432/411111

Messaggero Veneto

Mercoledì 6 maggio 1976

Catastrofico terremoto in Friuli

ALLE 21 UNA SCOSSA SISMICA DELL'OTTAVO GRADO DELLA SCALA MERCALLI HA DEVASTATO MAIANO, BUJA, GEMONA, OSOPPO, MAGNANO, ARTEGONA, COLLOREDO, TARCENTO, FORDAGIA, VITO D'ASIO E MOLTI ALTRI PAESI DELLA PEDEMONTANA - GENEROSA OPERA DI SOCCORSO PER ESTRARRE LE VITTIME DALLE MACERIE - A UDINE E IN TUTTI I CENTRI DELLA REGIONE UNA NOTTE DI PAURA E DI VEGLIA ALL'APERTO - L'ALBA CI MOSTRA I SEGNI DELL'IMMANE DISASTRO



Il terremoto sismico in Friuli del 1976, alle 21, una scossa sismica dell'ottavo grado della scala Mercalli ha devastato Maiano, Buja, Gemona, Osoppo, Magnano, Artegona, Colloredo, Tarcento, Fordagia, Vito d'Asio e molti altri paesi della Pedemontana - Generosa opera di soccorso per estrarre le vittime dalle macerie - A Udine e in tutti i centri della regione una notte di paura e di veglia all'aperto - L'alba ci mostra i segni dell'immane disastro



Effetti del Terremoto del 1976



Effetti del Terremoto del 1976



Effetti del Terremoto del 1976



Effetti del Terremoto del 1976



Effetti del Terremoto del 1976



Effetti del Terremoto del 1976

