



I FENOMENI SISMICI

*A cura di Ballan Giacomo, Bellio Martina,
Pegorin Matteo & Talli Pietro*

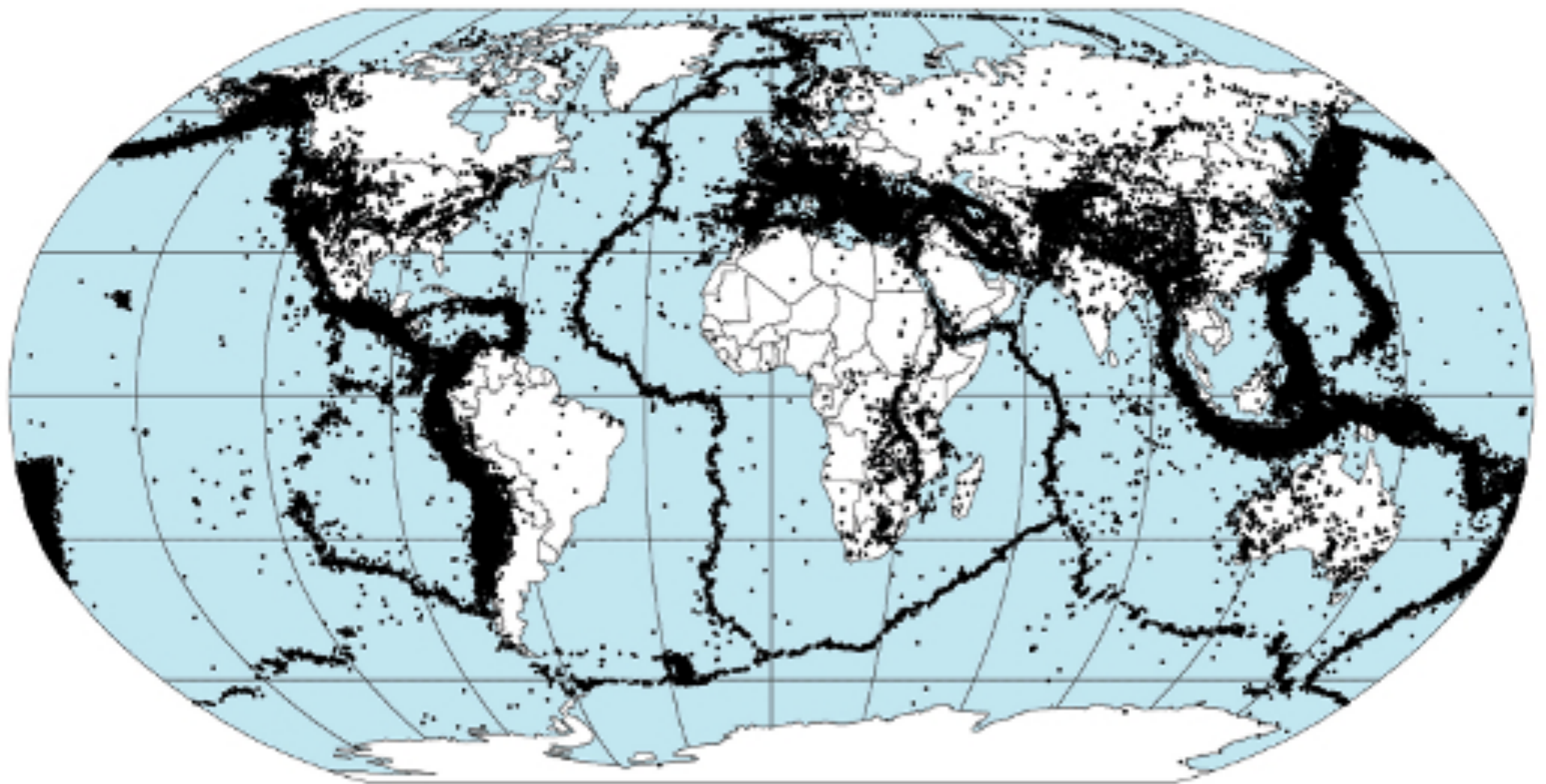
COS'È UN TERREMOTO?

I TERREMOTI, o SISMI, sono VIBRAZIONI NATURALI del suolo, provocate dalla liberazione repentina di ENERGIA MECCANICA all'interno della litosfera.

LE CAUSE DEI TERREMOTI

- I terremoti da crollo sono causati dal cedimento di una volta di una grotta o di una caverna, sono episodi occasionali e in genere di debole intensità.
- I terremoti da esplosione si verificano in seguito alle detonazioni di dispositivi chimici o nucleari nel sottosuolo.
- I terremoti vulcanici sono provocati dal movimento del magma nel sottosuolo. L'attività sismica associata ai fenomeni vulcanici è in genere debole e si intensifica solo in occasione delle eruzioni esplosive.
- I terremoti tettonici avvengono quando masse rocciose si fratturano improvvisamente in zone della litosfera sottoposte a forti tensioni, per opera di forze che agiscono all'interno della terra. Sono i più frequenti e violenti.

Preliminary Determination of Epicenters
358,214 Events, 1963 - 1998



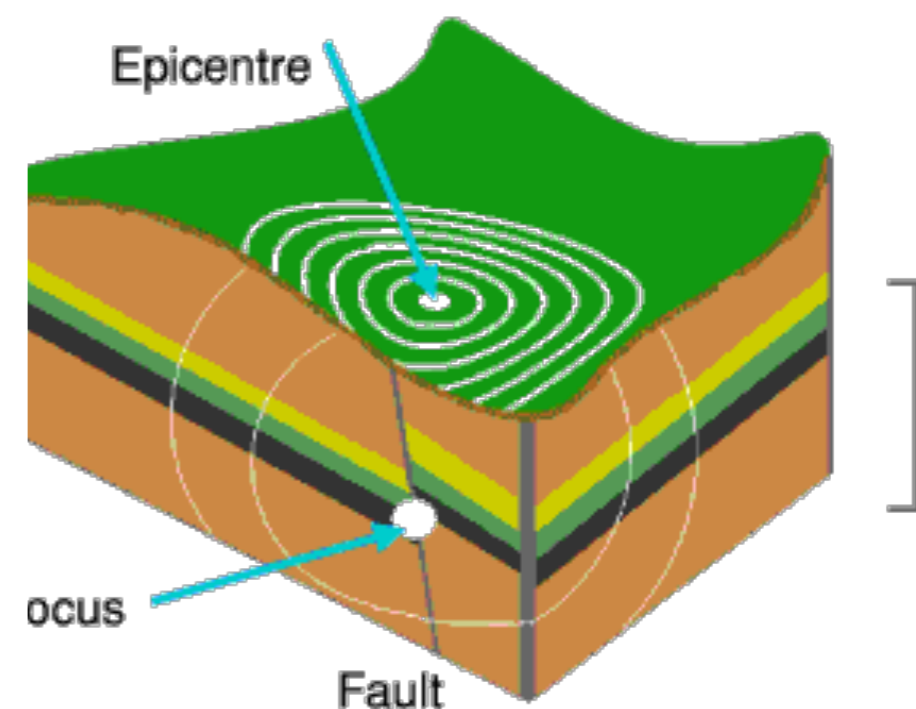
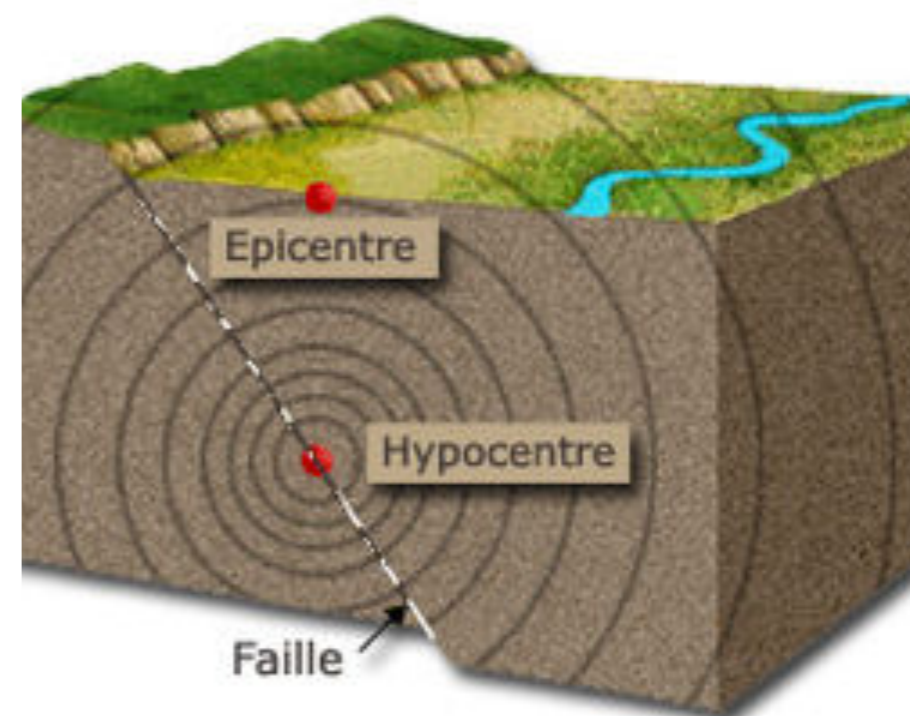
EPICENTRO E IPOCENTRO

Ipocentro

È il luogo, sottostante la crosta terrestre, dal quale viene liberata l'energia che provoca le SCOSSE SISMICHE.

Epicentro

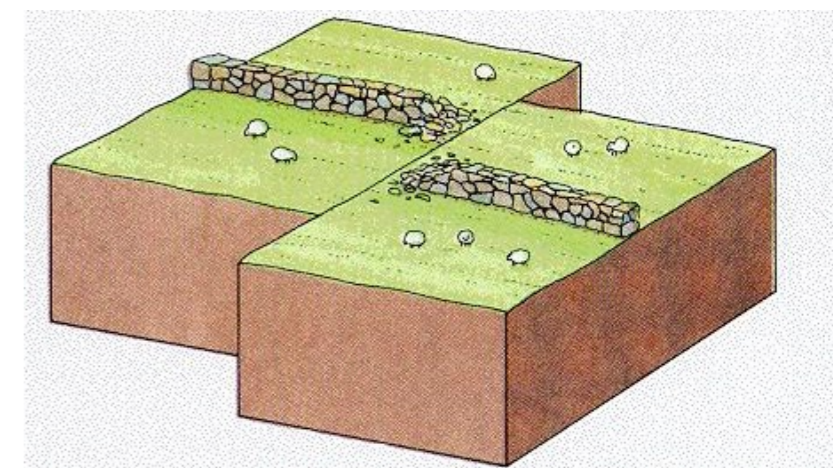
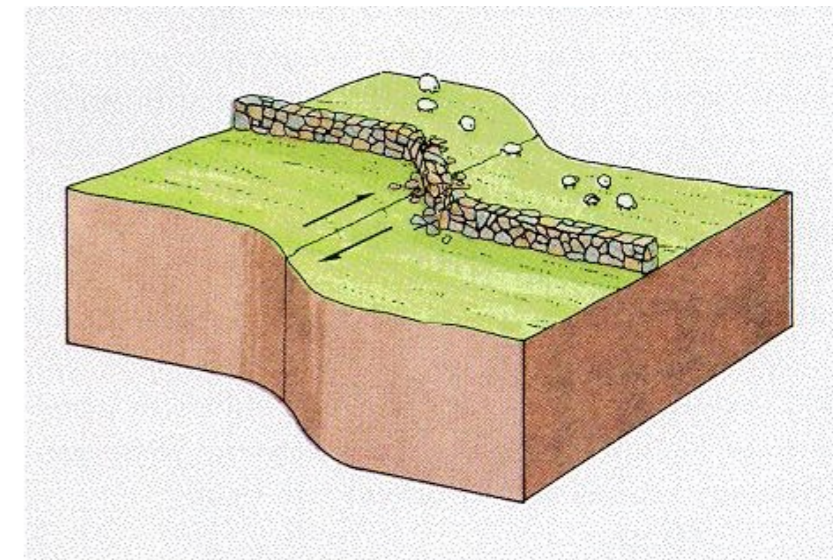
È il punto sulla superficie terrestre in cui le SCOSSE SISMICHE vengono percepite con MAGGIOR INTENSITÀ.



COME SI GENERA UN TERREMOTO?

la TEORIA DEL RIMBALZO ELASTICO, studiata a seguito del terremoto di San Francisco nel 1906, rappresenta il modello più attendibile per spiegare come si genera un TERREMOTO TETTONICO

- Quando un blocco di rocce viene sottoposto ad uno SFORZO inizialmente si comporta in modo ELASTICO: le rocce si deformano, accumulando energia.
- Il blocco roccioso ha un LIMITE DI ELASTICITÀ oltre il quale non può deformarsi: una volta raggiunto, il blocco si spacca producendo una FAGLIA.
- Nel momento in cui si genera la FAGLIA, l'energia accumulata si libera repentinamente, producendo il TERREMOTO. Il PUNTO DI ROTTURA diventa l'IPOCENTRO.



GLI EFFETTI DELLE FORZE ENDOGENE SULLE ROCCE

- Le forze endogene sottopongono le rocce della litosfera a sollecitazioni intense



Deformazione di tipo elastico:
Le rocce cambiano la loro forma, ma quando la sollecitazione termina ritornano alla conformazione originaria

LIMITE DI ELASTICITÀ

Deformazione di tipo plastico:
Il corpo roccioso si deforma in modo permanente e non ritorna più alla conformazione originaria

LIMITE DI ROTTURA

Deformazione di tipo rigido:
Il corpo roccioso si frattura in blocchi e frammenti

ELEMENTI CHE INTERAGISCONO CON IL COMPORTAMENTO DI UNA ROCCIA

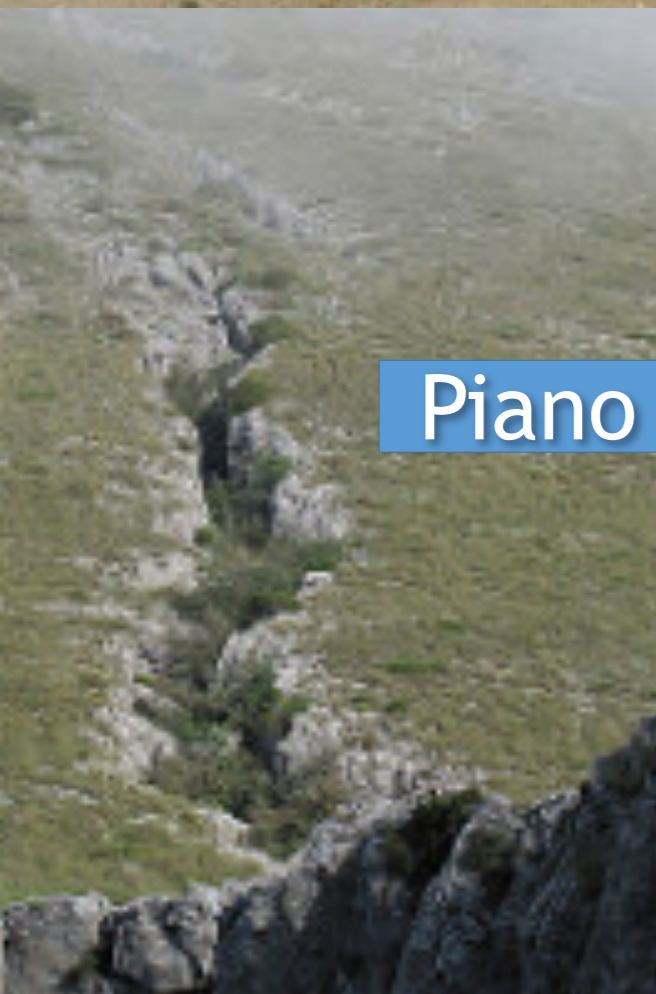


Intensità e durata dello sforzo



Pressione (in superficie o litostatica)

Temperatura

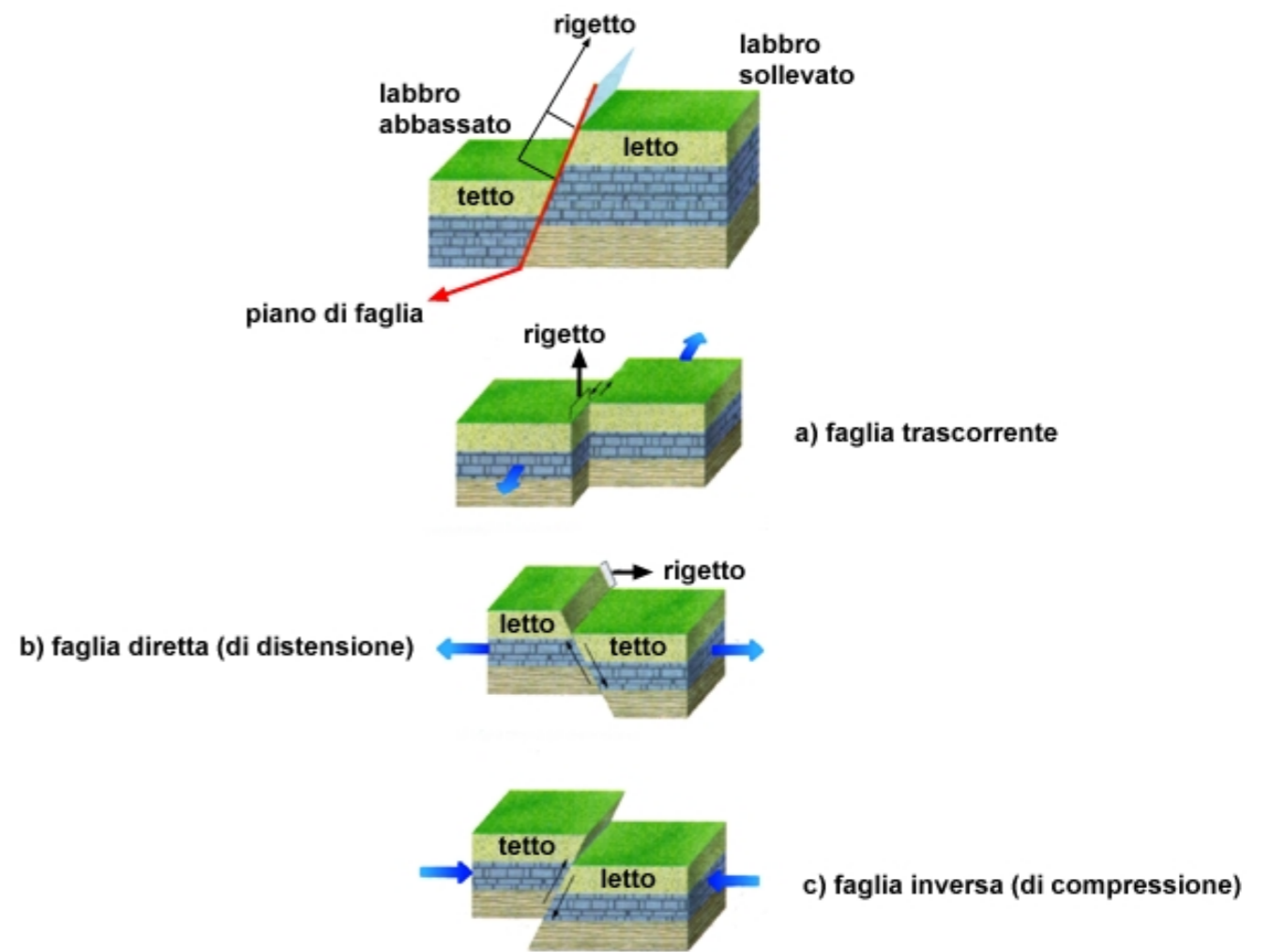


Piano di faglia

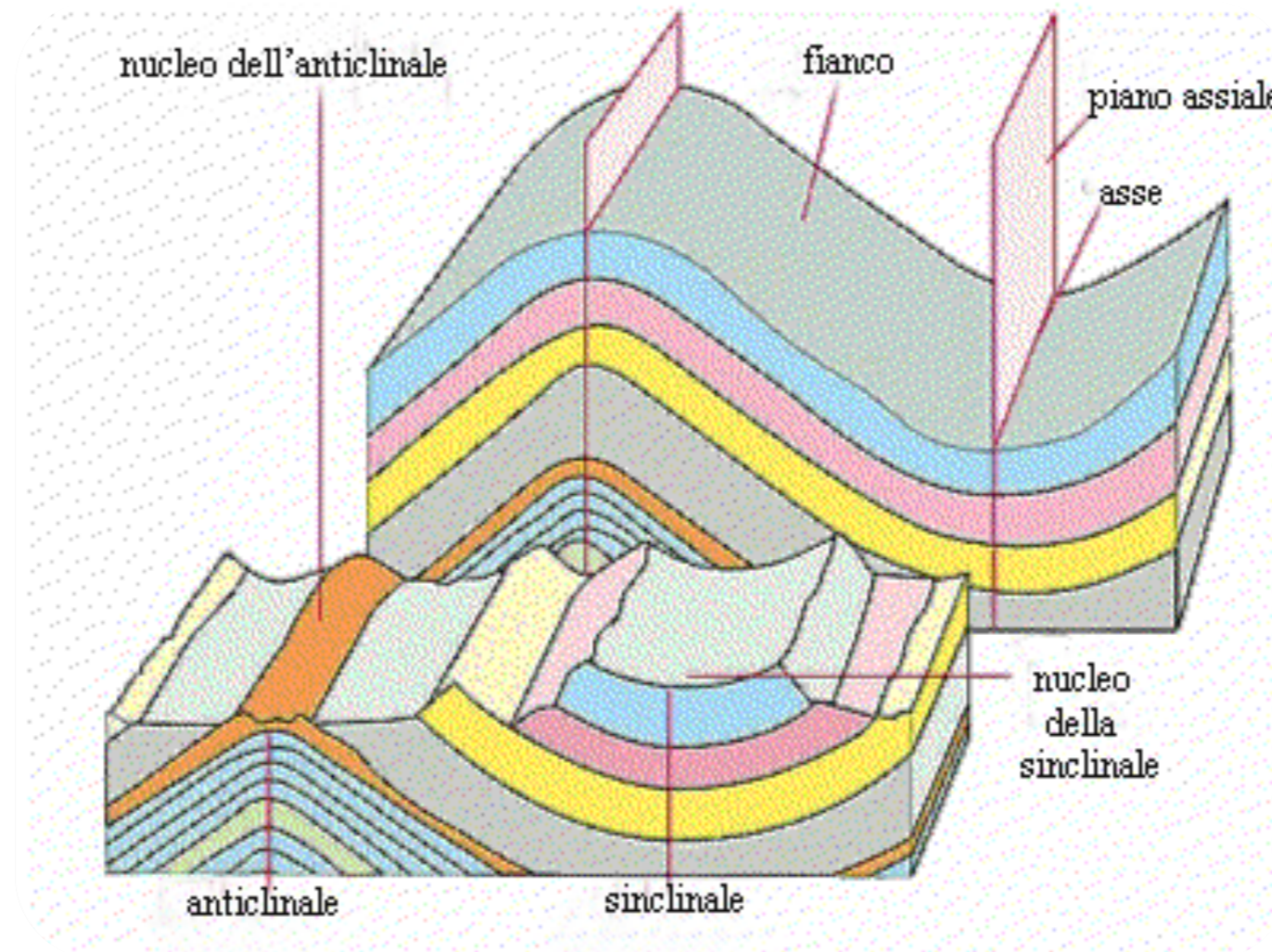
Piano di faglia o diaclasi?

LE CARATTERISTICHE DELLE FAGLIE

- Se il piano di faglia è verticale, e il rigetto avviene sul piano orizzontale, si parla di **faglie trascorrenti (a)**
- Se il piano di faglia è inclinato, la parte che giace sopra il piano prende il nome di **tetto**, mentre quella che giace sotto il piano si chiama **letto**. Si parla, in questo caso, di **faglia diretta (b)** o **inversa (c)**.



LE CARATTERISTICHE DELLE PIEGHE



LA STRUTTURA DELL'EVENTO SISMICO

- L'energia principale si libera attraverso una **scossa principale** (*mainshock*), può essere preceduta da una successione di **scosse premonitrici** (*foreshocks*) e molto spesso dalle **repliche** (*aftershocks*), scosse di intensità minore via via decrescente.
- Una serie di scosse di intensità simile è invece detta **sciame sismico**.



GLI EFFETTI DEL SISMA

L'energia liberata dal sisma provoca **due tipi di effetti**:

- Deformazioni statiche e permanenti, che accompagnano la formazione o il movimento lungo la faglia.

Esempio: lo spostamento di due blocchi lungo una faglia.

- Deformazioni dinamiche, ovvero onde elastiche che si propagano dall'ipocentro in tutte le direzioni dello spazio.

Esempio: le onde sismiche

IL TERREMOTO

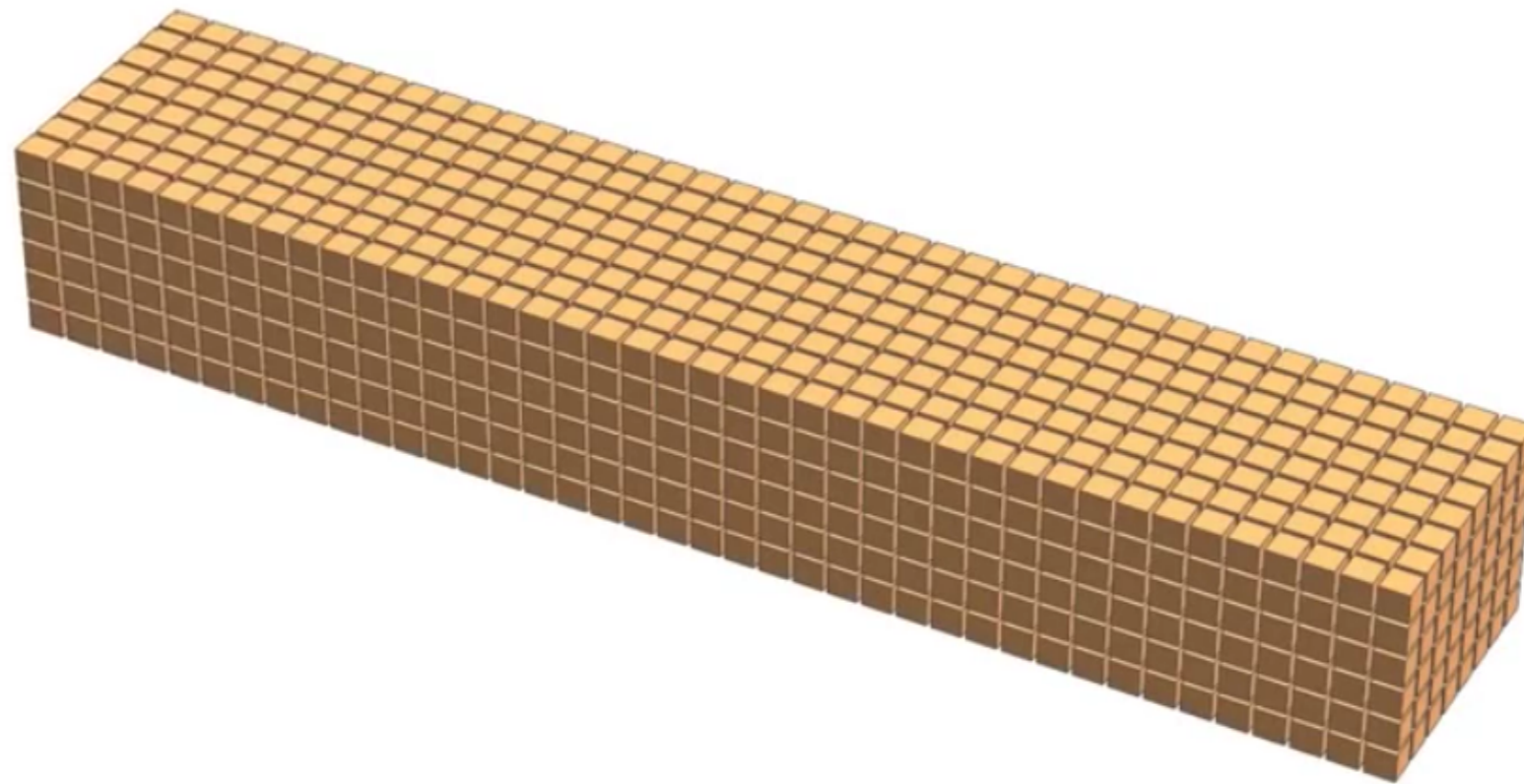
La vibrazione si propaga perché le particelle che compongono le rocce oscillando trasmettono alle particelle vicine l'impulso ricevuto.

Il comportamento elastico tuttavia non è perfetto: parte dell'energia viene dissipata per vincere l'attrito, e si trasforma in calore. Per questo, allontanandosi dall'ipocentro, l'attrito smorza progressivamente l'impulso e il movimento delle particelle si attenua fino ad annullarsi.

Esistono tre diversi tipi di onde sismiche: P, S ed L.

LE ONDE P

- Sono onde ad **alta velocità**.
- Deformano il suolo **longitudinalmente**, determinando una serie di compressioni e dilatazioni del materiale attraversato.



LA VELOCITÀ DELLE ONDE P

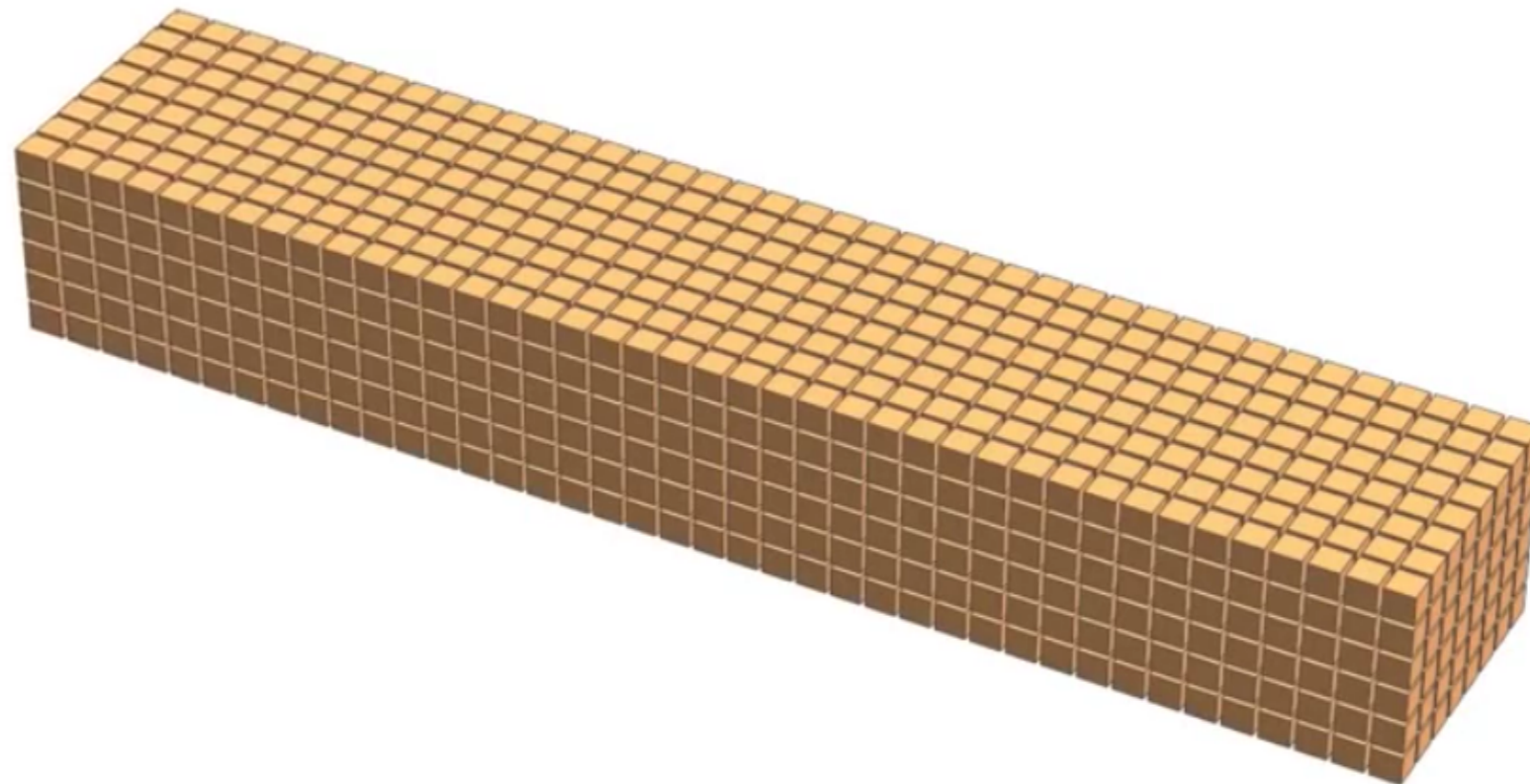
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

con:

- λ e μ costanti di Lamé;
- In particolare μ è il modulo di rigidità o modulo di taglio G del materiale, rapporto fra la tensione tangenziale e lo scorrimento da essa prodotto;
- K modulo di compressibilità del materiale attraversato dall'onda;
- In particolare nello spazio tridimensionale $K = \lambda + (2/3)\mu$;
- ρ densità del materiale attraversato dall'onda.

LE ONDE S

- Sono onde più lente delle onde P.
- Producono un movimento **trasversale** perpendicolare rispetto al verso di propagazione dell'onda.
- Si propagano solo nei solidi.



LA VELOCITÀ DELLE ONDE S

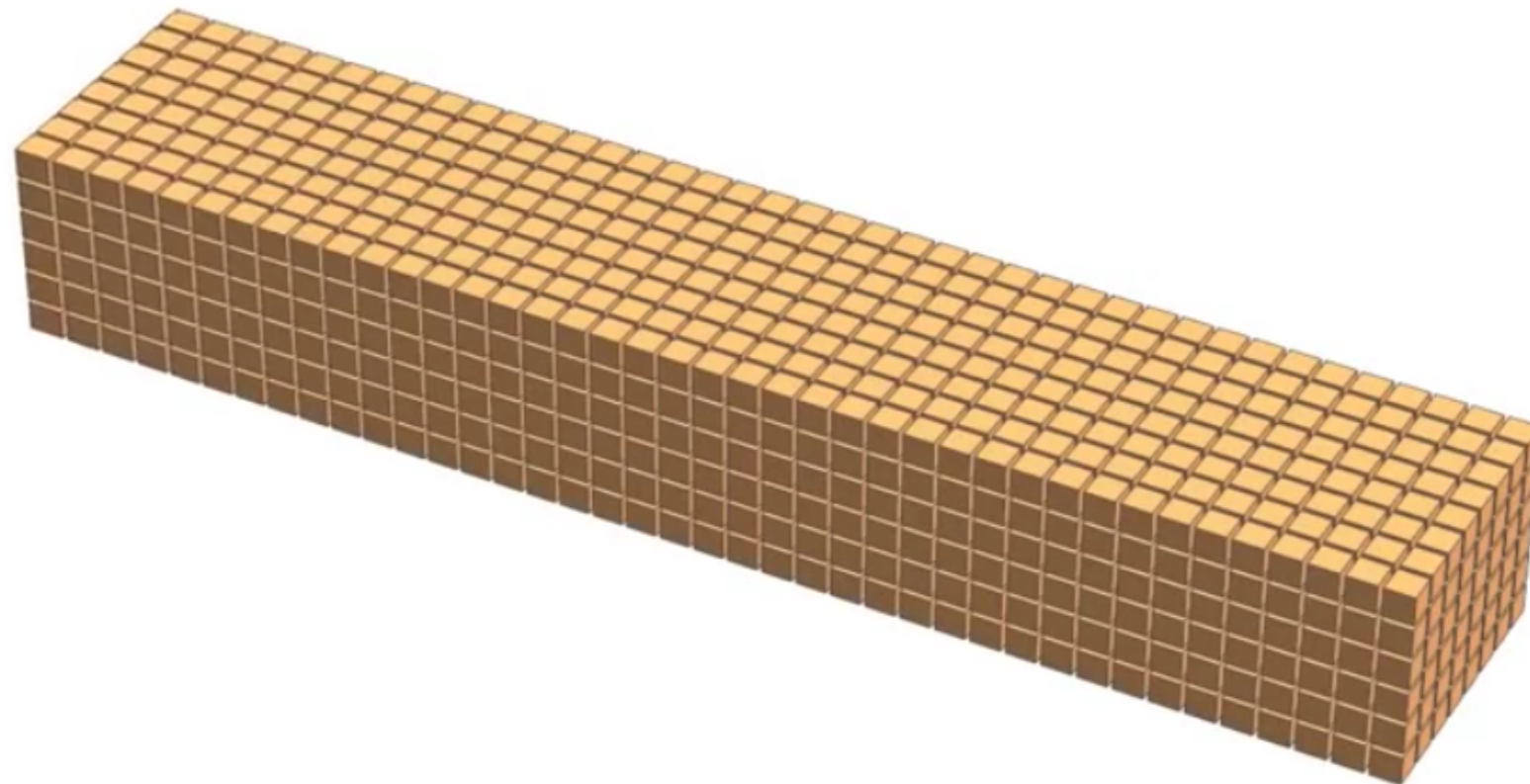
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

con:

- μ modulo di rigidità o di taglio del materiale;
- ρ densità.

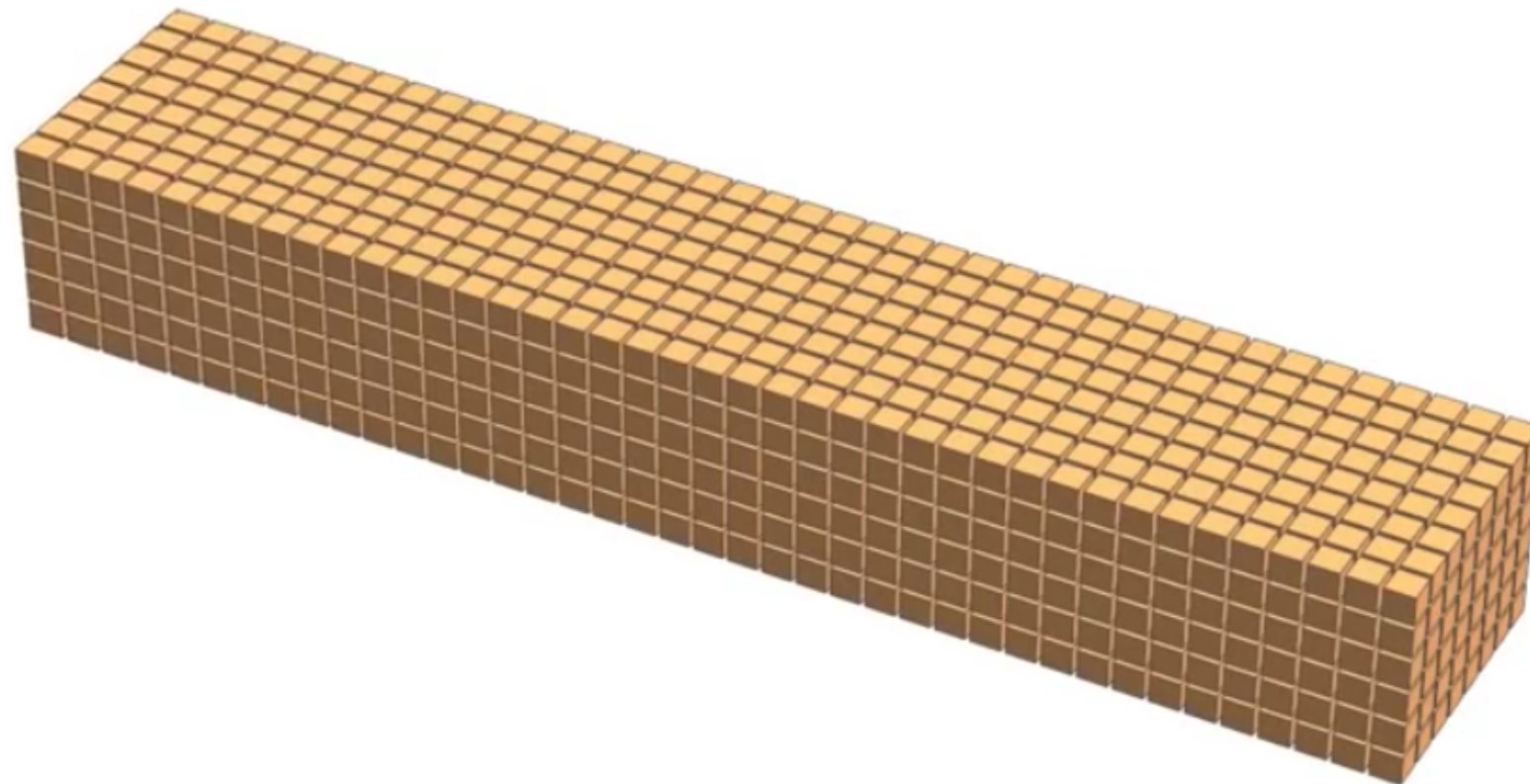
LE ONDE DI RAYLEIGH

- Sono **onde superficiali** che si formano quando onde S e p incontrano una **superficie di discontinuità**.
- Producono un'oscillazione di **forma ellittica**.



LE ONDE DI LOVE

- Sono **onde superficiali** che si formano quando onde S e p incontrano una **superficie di discontinuità**.
- Producono un movimento **trasversale**.



ONDE P, S e L a CONFRONTO: VELOCITÀ e MEZZO DI PROPAGAZIONE

ONDE P: da 4 a 8 km/s sia nei solidi che nei liquidi.

ONDE S: da 2,3 a 4,6 km/s solo nei solidi.

ONDE L: 3,5 km/s superficiali

IL RILEVAMENTO DELLE ONDE SISMICHE



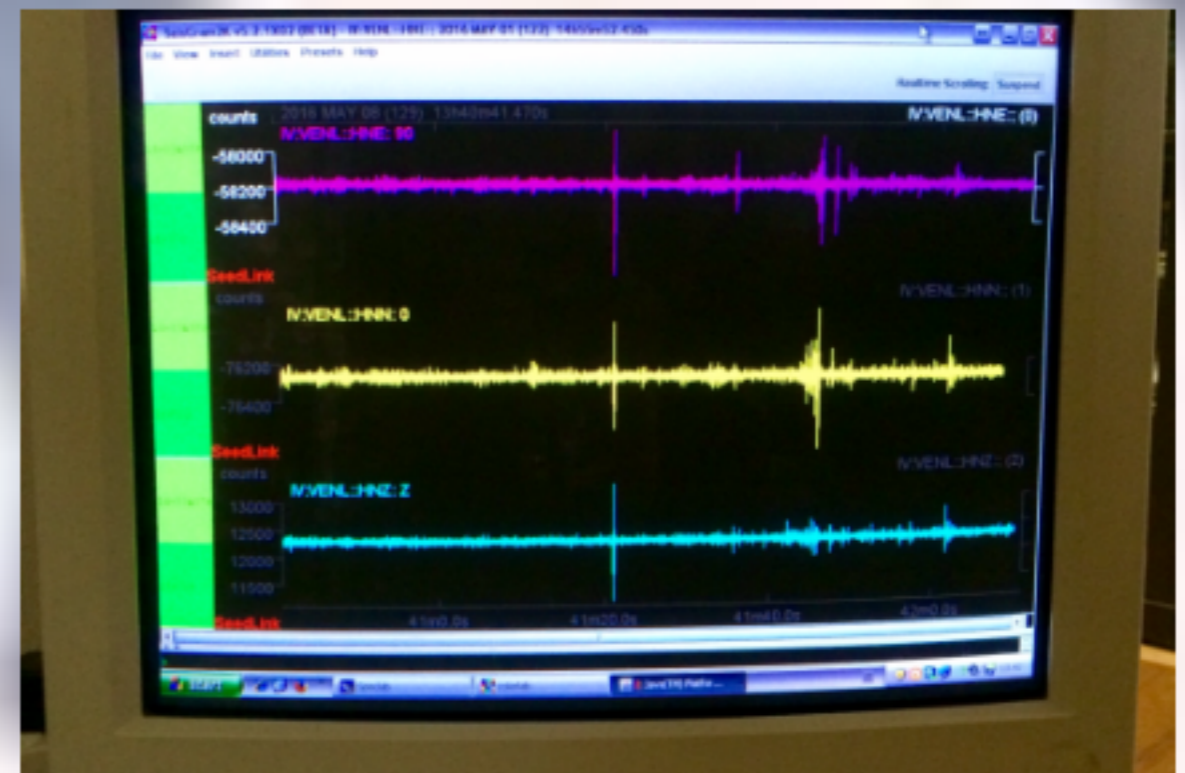
COME AVVIENE LA RILEVAZIONE DI UN FENOMENO SISMICO?

- La registrazione di onde sismiche viene effettuata attraverso i sismografi.
- Al momento della registrazione, nella stazione di rilevamento sono in funzione almeno tre sismografi: uno per la componente verticale dell'onda sismica e due per la componente orizzontale, posti perpendicolarmente tra loro.
- Il tracciato ottenuto è detto sismogramma.

la stazione di rilevamento del Lido

Il planetario di Venezia ospita attualmente una piccola STAZIONE DI RILEVAMENTO.

Il monitor mostra le registrazioni dei tre sismografi in funzione.



A cosa serve un sismogramma?

Interpretare correttamente un SISMOGRAMMA permette di stabilire:

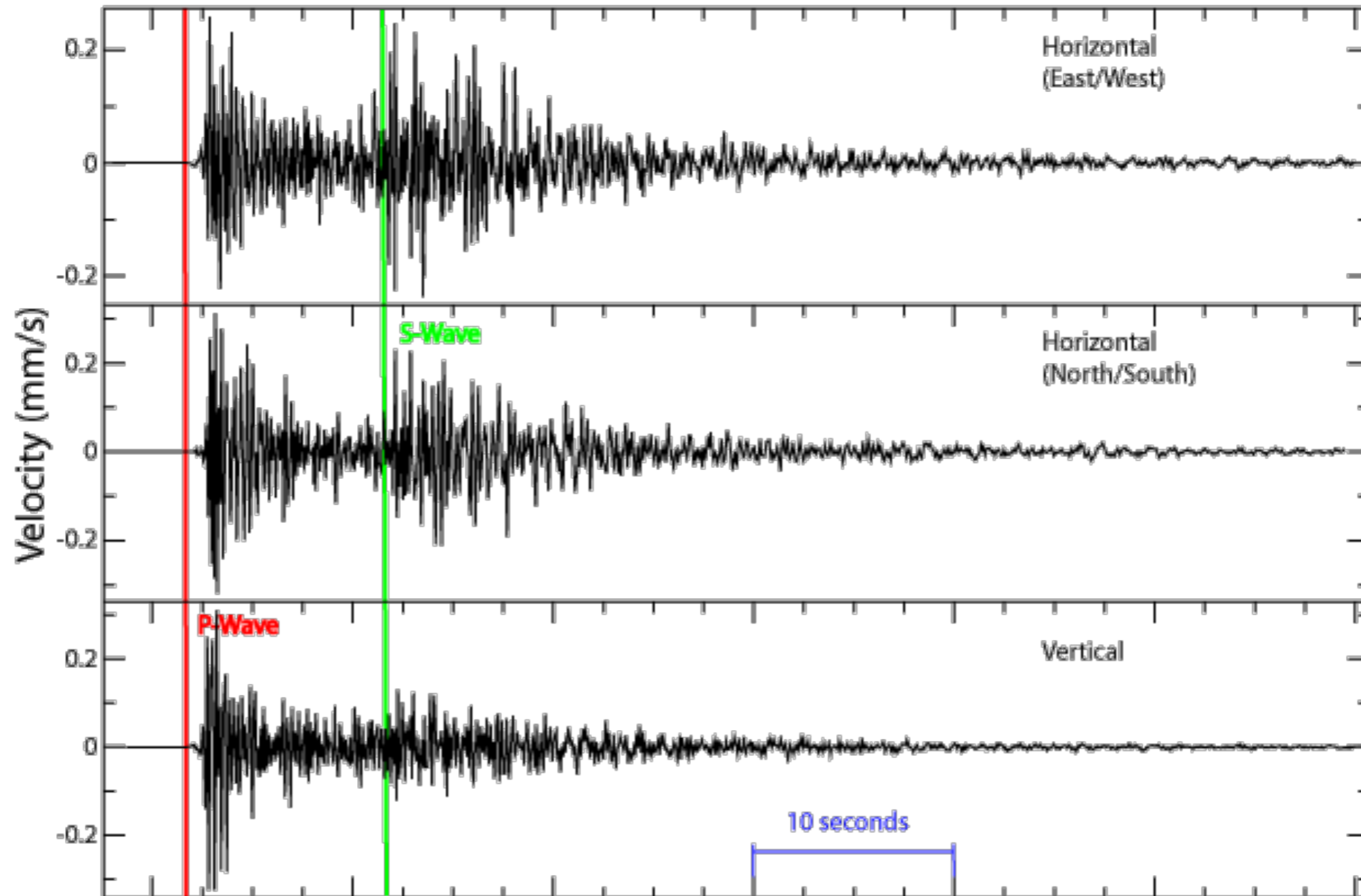
- la posizione dell'EPICENTRO
- la profondità dell'IPOCENTRO
- la potenza del TERREMOTO

Il sismogramma di un terremoto registra le onde P, S e L.

Esse sono riconoscibili dalle diverse AMPIEZZA e FREQUENZA rilevate nel sismogramma.

	ONDE P	ONDE S	ONDE L
<i>Ordine di comparsa</i>	Sono le prime a essere registrate	Sono le seconde a essere registrate	Sono le ultime a essere registrate
<i>Tipo di oscillazione</i>	Regolare	Irregolare	Molto irregolare
<i>Periodo</i>	Breve	Lungo	Molto lungo
<i>Ampiezza</i>	Ridotta	Elevata	Molto elevata

COME APPARE IL SISMOGRAMMA

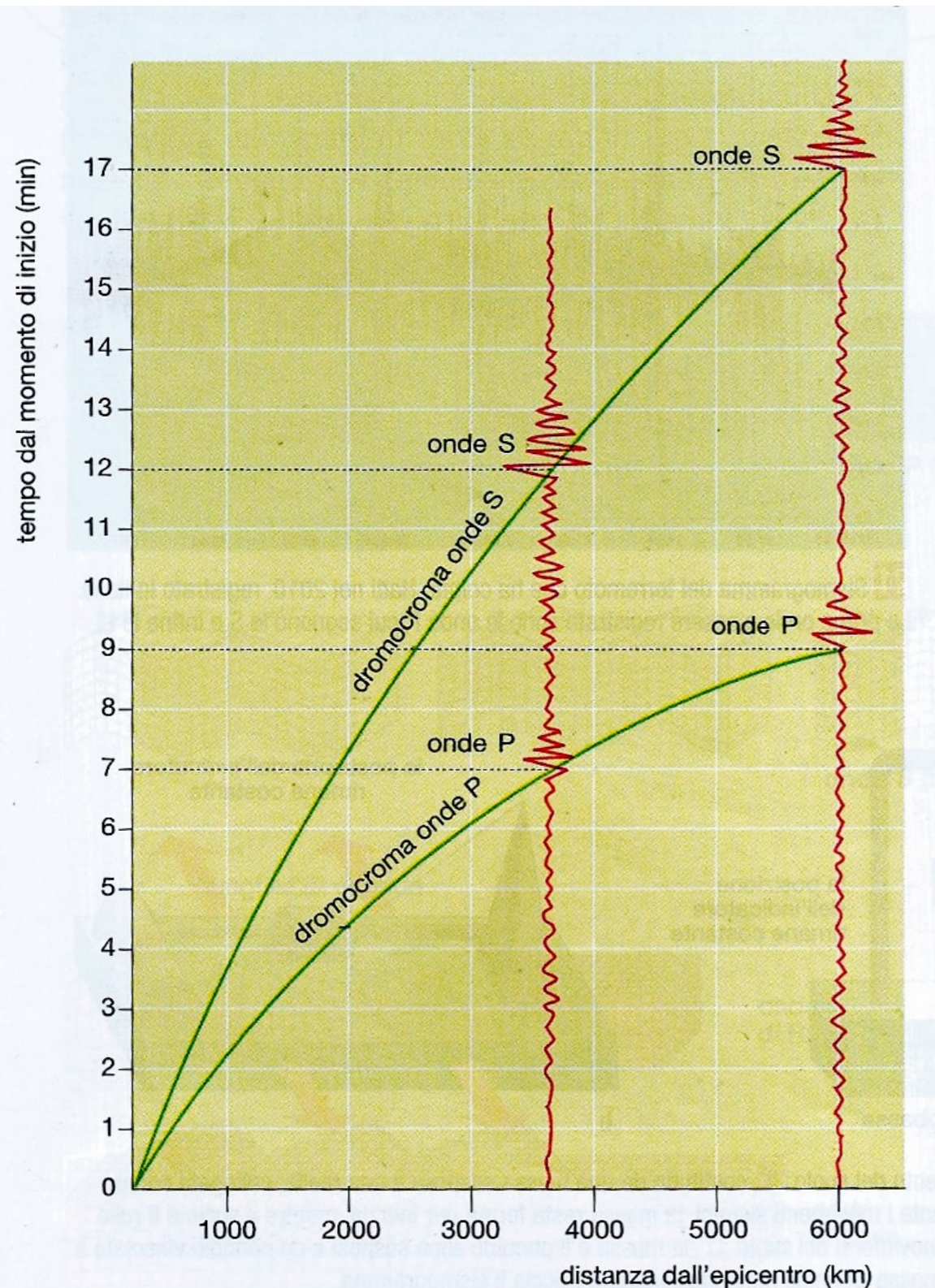


L'INDIVIDUAZIONE DELL'EPICENTRO

Premesse

- I tre tipi di onde (P, S e L) si muovono nello stesso mezzo, ma con velocità differenti. Sono inoltre originate nel medesimo istante T_0 nell'ipocentro.
- Le onde S vengono registrate con un certo ritardo dagli strumenti rispetto alle onde P. Questo ritardo è proporzionale alla distanza della stazione di rilevamento dall'epicentro, infatti in prossimità di quest'ultimo le onde giungono quasi contemporaneamente.
- Secondo i dati sperimentali il rapporto tra la velocità delle onde P e quella delle onde S è costante.

LE DROMOCRONE E LA DISTANZA DELL'EPICENTRO



- Grazie a quest'ultima proprietà, è possibile disporre dei **diagrammi spazio-tempo** con le curve dei tempi di propagazione, le **dromocrone**, in funzione dell'**intervallo di tempo trascorso dal T_0** e della **distanza dall'epicentro**.
- Sovrapponendo il sismogramma dell'evento considerato al diagramma, è sufficiente far coincidere l'intervallo tra le onde P e S registrato con quello delle due dromocrone: sull'asse delle ascisse si può leggere direttamente la distanza dall'epicentro.

L'EPICENTRO "SULLA MAPPA"

- Una volta individuata la **distanza tra la stazione di rilevamento ed epicentro**, è necessario **confrontare i dati di almeno tre stazioni** per ottenere il punto esatto dell'epicentro.
- Ciò è possibile **tracciando le circonferenze** che hanno per raggio la distanza trovata e per centro la **posizione della stazione di rilevamento** sulla carta geografica.
- L'intersezione delle tre circonferenze **corrisponde all'epicentro**.



24 Per determinare la posizione dell'epicentro di un terremoto è necessario confrontare i dati di almeno tre stazioni sismografiche. Su una carta geografica equidistante si tracciano circonferenze con raggio pari alla distanza determinata da ciascuna stazione. L'epicentro del terremoto corrisponde al punto di intersezione delle tre circonferenze.

LA SCALA RICHTER

- Introdotta da C. Richter nel 1935 si basa confrontando l'ampiezza massima dell'oscillazioni registrate con quelle di un sismogramma di riferimento.

Premessa

- Le oscillazioni registrate dal sismografo hanno **ampiezza maggiore quanto più è maggiore l'energia liberata dal sisma.**
- La scala delle magnitudo è logaritmica in base 10: ciò significa che ad ogni grado corrisponde un'oscillazione dieci volte il grado precedente. L'energia liberata è invece 30 volte rispetto a un terremoto di 1 grado Richter inferiore.

$$M_L = \log_{10} A - \log_{10} A_0(\delta) = \log_{10}[A/A_0(\delta)],$$

LA SCALA DELLE MAGNITUDO: PER DARE UN'IDEA...

Magnitudo	TNT equivalente	Frequenza
0	1,0 chilogrammo	circa 8.000 al giorno
1	31,6 chilogrammi	
1,5	178,0 chilogrammi	
2	1,0 tonnellata	circa 1.000 al giorno
2,5	5,6 tonnellate	
3	31,6 tonnellate	circa 130 al giorno
3,5	178,0 tonnellate	
4	1.000,0 tonnellate	circa 15 al giorno
4,5	5.600,0 tonnellate	
5	31.600,0 tonnellate	2-3 al giorno
5,5	178.000,0 tonnellate	
6	1,0 milione di tonnellate	120 all'anno
6,5	5,6 milioni di tonnellate	
7	31,6 milioni di tonnellate	18 all'anno
7,5	178,0 milioni di tonnellate	
8	1,0 miliardo di tonnellate	1 all'anno
8,5	5,6 miliardi di tonnellate	
9	31,6 miliardi di tonnellate	1 ogni 20 anni
10	1.000,0 miliardi di tonnellate	Mai registrata

L'INTENSITÀ DI UN SISMA

- La scala delle intensità più utilizzata è la scala **MCS** (*Mercalli - Cancani- Sieberg*).
- È basata sul grado di intensità del terremoto in base agli effetti che quest'ultimo ha sul territorio.
- L'intensità diminuisce proporzionalmente alla distanza dall'epicentro.
- Le isosisme sono linee curve chiuse entro cui il sisma ha provocato gli stessi danni e ha perciò la stessa intensità. L'isosisma più interna comprende l'epicentro.



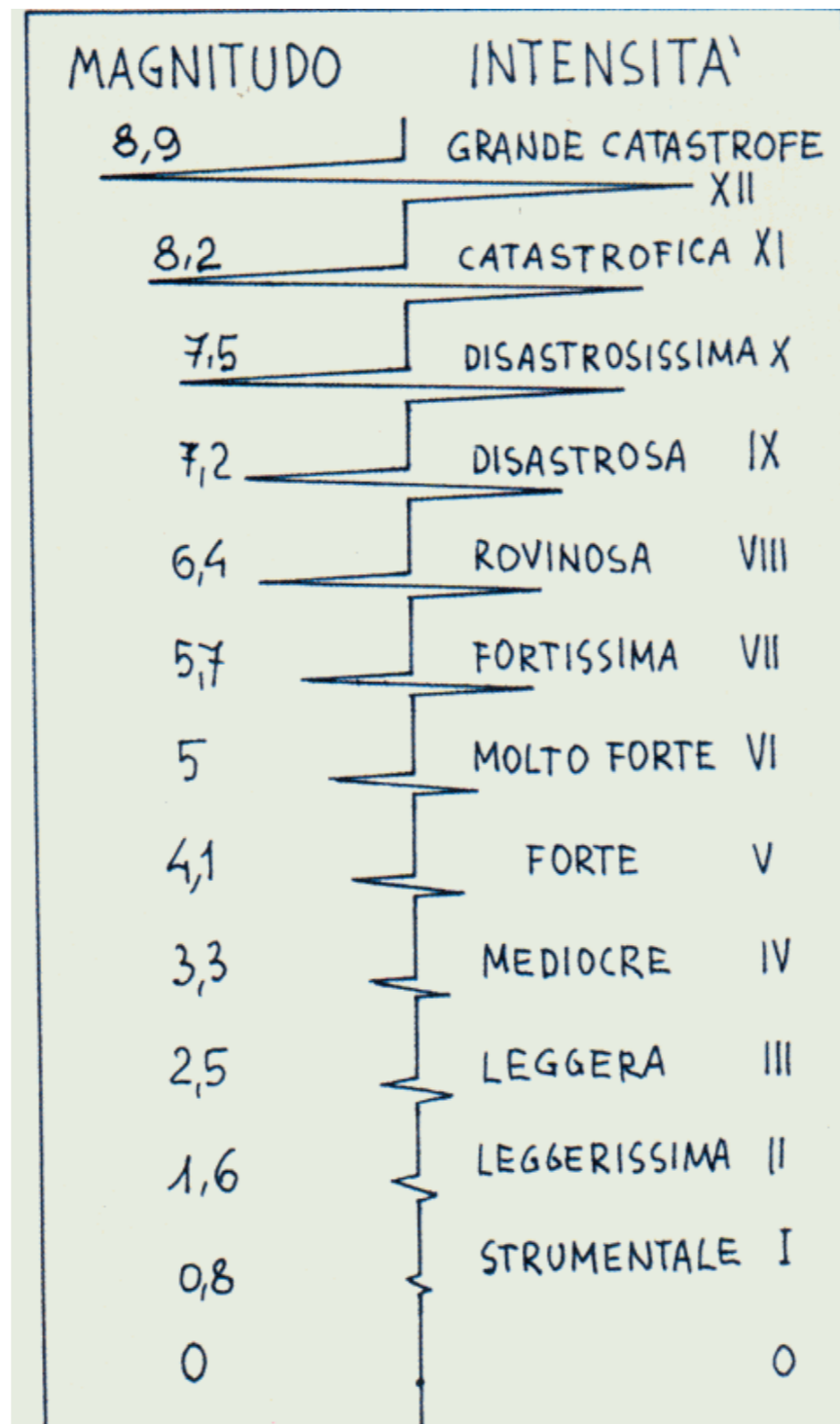
Isosisme del terremoto avvenuto con epicentro vicino a Messina nel 1908.

LA SCALA MERCALLI

I	- Strumentale	Avvertita solo dagli strumenti
II	- Debole	Avvertita solo da poche persone sensibili in condizioni particolari
III	- Leggera	Avvertita da poche persone
IV	- Moderata	Avvertita da molte persone; tremiti di infissi e cristalli; oscillazione di oggetti sospesi
V	- Piuttosto forte	Avvertita da molte persone, anche addormentate; caduta di oggetti
VI	- Forte	Qualche lesione agli edifici
VII	- Molto forte	Caduta di comignoli; lesione agli edifici
VIII	- Distruttiva	Rovina parziale di alcuni edifici; vittime isolate
IX	- Rovinosa	Rovina totale di alcuni edifici; molte vittime; crepacci nel suolo
X	- Disastrosa	Crollo di parecchi edifici; numerose vittime; crepacci evidenti nel terreno
XI	- Molto disastrosa	Distruzione di agglomerati urbani; moltissime vittime; crepacci; frane; maremoto
XII	- Catastrofica	Danneggiamento totale; distruzione di ogni manufatto; pochi superstiti; sconvolgimento del suolo; maremoto

MAGNITUDO E INTENSITÀ

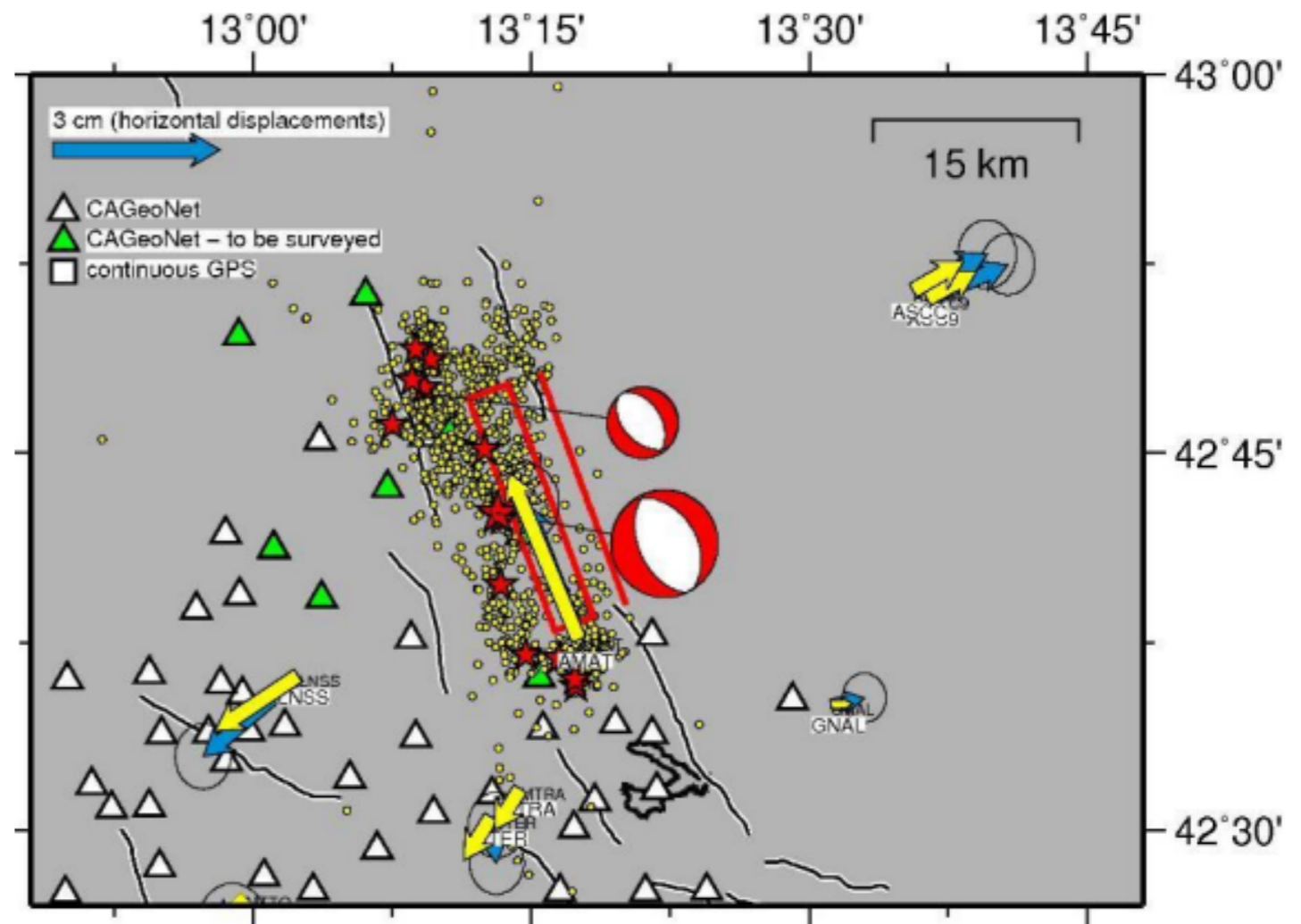
Scala Richter e Mercalli a confronto



IL TERREMOTO DI AMATRICE: UN QUADRO GEOLOGICO

Il 24 agosto alle ore 03:36 (italiane) un terremoto di ML 6.0 (Mw 6.0) ha colpito una vasta porzione dell'Appennino centrale tra i comuni di Norcia e Amatrice. L'epicentro è stato localizzato in prossimità del comune di Accumoli e l'area epicentrale si estende al confine tra le regioni Marche, Lazio, Umbria e Abruzzo.

Le oltre 2000 repliche localizzate si distribuiscono in una fascia tra Norcia e Amatrice lunga circa 25 km e larga circa 12. Le repliche di magnitudo maggiore sono concentrate ai due estremi della zona attivata con la scossa principale, in particolare nella zona di Norcia a NW, dove è stata localizzata la replica di magnitudo maggiore ML 5.3, e nella zona di Amatrice a SE. L'insieme delle repliche indica l'attivazione di un sistema di faglie orientato in direzione appenninica e interessato da forte complessità interna. Questo andamento è in accordo con il pattern di deformazione rilevato dal satellite.



La mappa di sismicità illustrata mostra una **maggiore dispersione delle repliche nel settore nord-occidentale dell'area epicentrale**, tra Accumoli e Norcia. Questa osservazione suggerisce una certa **complessità del sistema di faglie attivato a seguito della scossa principale del 24 Agosto 2016**.

- Al contrario, **il settore sud-orientale del volume focale, tra Accumoli e Amatrice, mostra una minore dispersione e un allineamento coerente con la direzione del piano di faglia che ha dislocato durante la scossa principale**.
- Nel settore nord-occidentale la sismicità ha interessato la faglia del **Vettore** con repliche di magnitudo tra 4.0 e 4.4 tra il 26 e il 28 Agosto 2016.
- I meccanismi delle repliche sono coerenti con l'assetto tettonico dell'Appennino e con il movimento della faglia che ha generato la **scossa principale del 24 Agosto (ML 6.0)**.

