

Il terremoto



I terremoti sono vibrazioni del terreno causate essenzialmente da fratture che si producono nelle rocce della crosta terrestre a seguito di un accumulo di energia di deformazione causato da movimenti tettonici a grande 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.

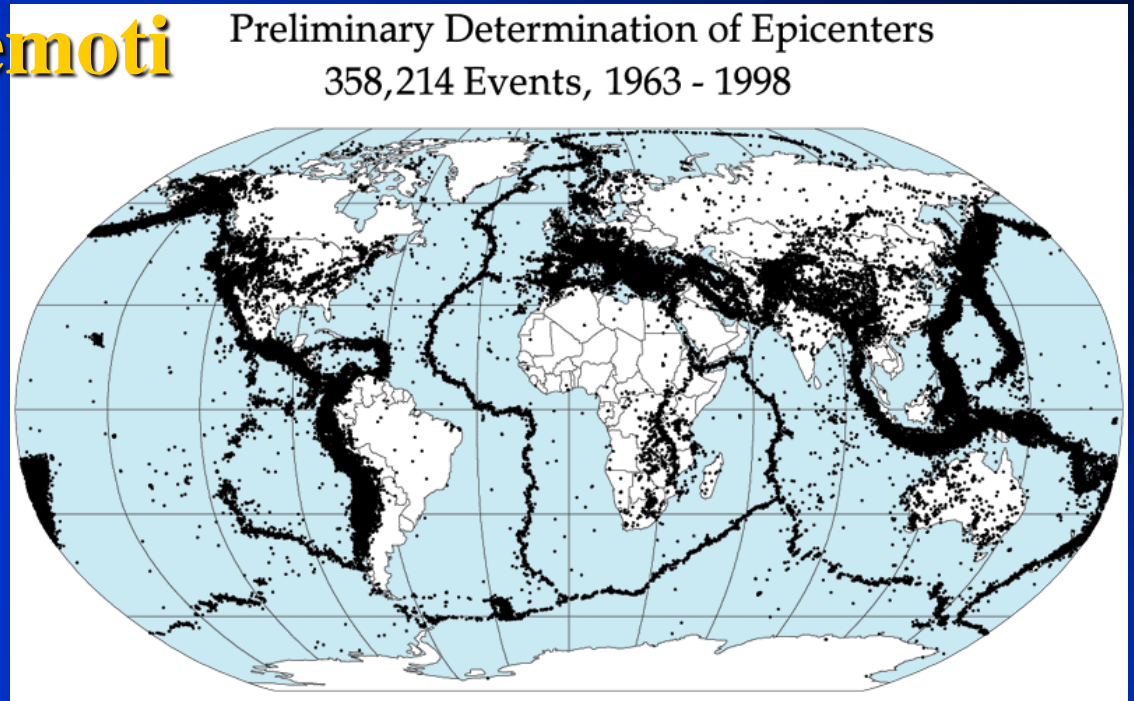
Origine dei terremoti

Osservando la distribuzione dei terremoti a scala terrestre, si nota che l'attività sismica è concentrata in zone ristrette.

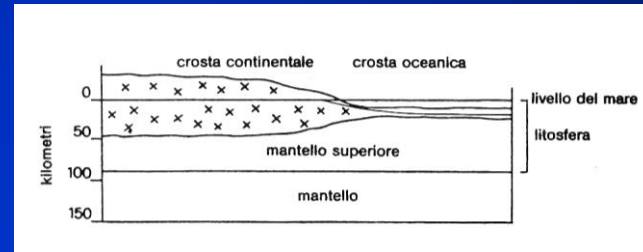
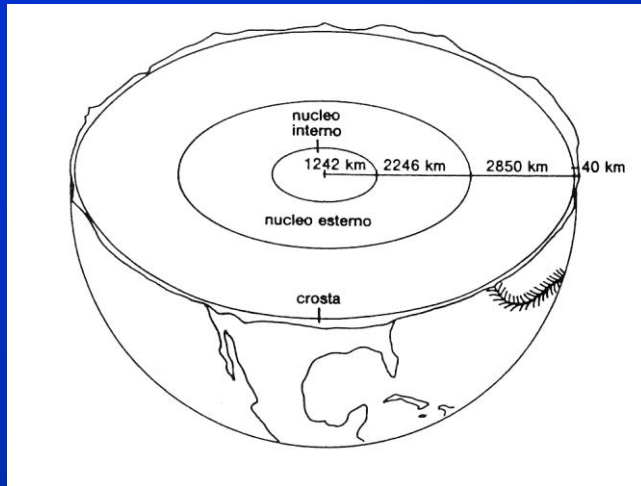
Infatti, su base annua:

- più dell'80% dell'energia sismica viene rilasciata nella zona circumpacifica
- 15% nella fascia alpino-himalaiana

Le aree di grande sismicità sono anche sede di grandi processi tettonici (grandi catene montuose, profonde fosse oceaniche, vulcanismo)



Costituzione interna della terra



*Sezione equatoriale della terra
(da Solbiati e Marcellini, 1983)*

La parte più esterna - **crosta** - relativamente rigida, ha uno spessore variabile da un minimo di 6-7 km, sotto gli oceani, a un massimo di 40-50 km sotto i continenti

La porzione sottostante - **mantello** - meno rigida

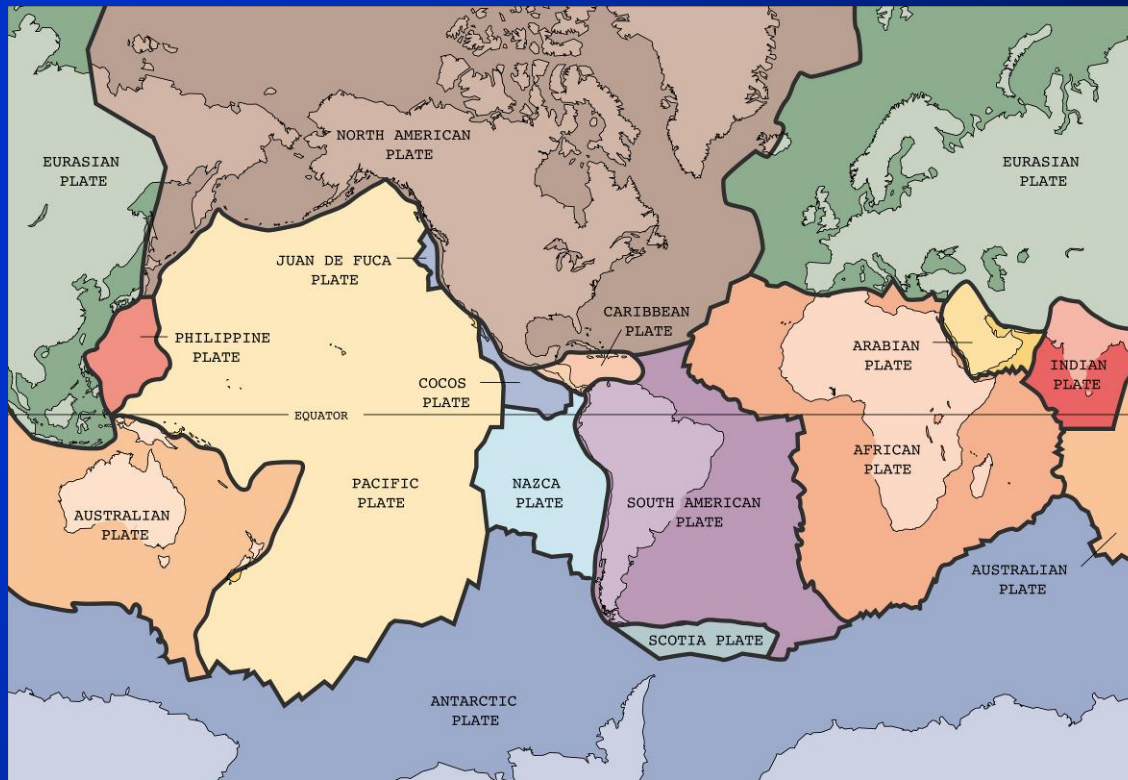
La zona più interna - **nucleo** - si divide in due parti - **esterno**, **interno** - caratterizzata dalla presenza di materiali pesanti allo stato fluido

La tettonica delle zolle

Da alcuni decenni la teoria della tettonica a placche, o tettonica a zolle, fornisce il principale riferimento per interpretare i fenomeni sismici.

La teoria è nata alla fine dell'800 da considerazioni morfologiche e geologiche, ma è stata definitivamente convalidata solo da pochi decenni con i recenti sviluppi della geofisica (magnetismo terrestre ecc..) e geodesia (osservazioni satellitari).

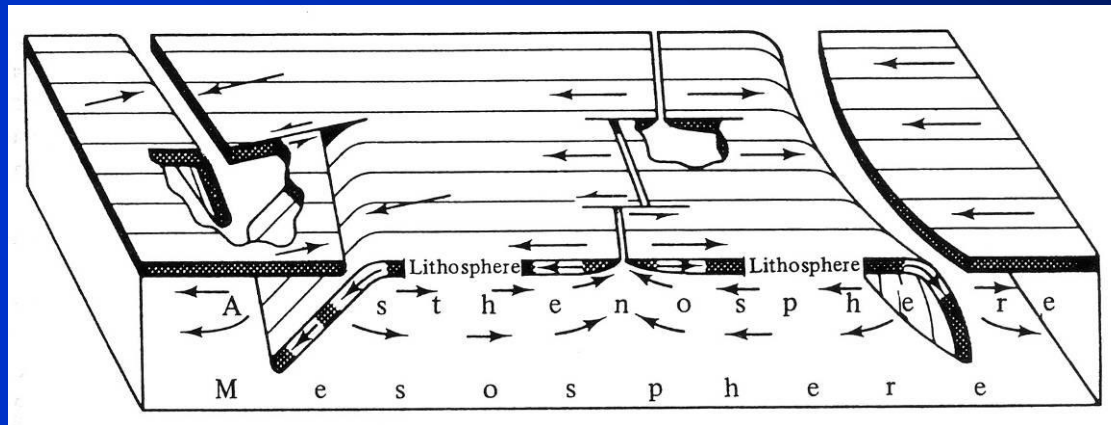
Secondo questa teoria, la rigida litosfera (crosta terrestre + parte più esterna del mantello) è suddivisa in grandi placche che 'navigano' su uno strato più viscoso, detto astenosfera.



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



In corrispondenza delle *dorsali oceaniche*, il materiale caldo del mantello risale alla superficie della terra, producendo un progressivo assottigliamento della crosta oceanica.

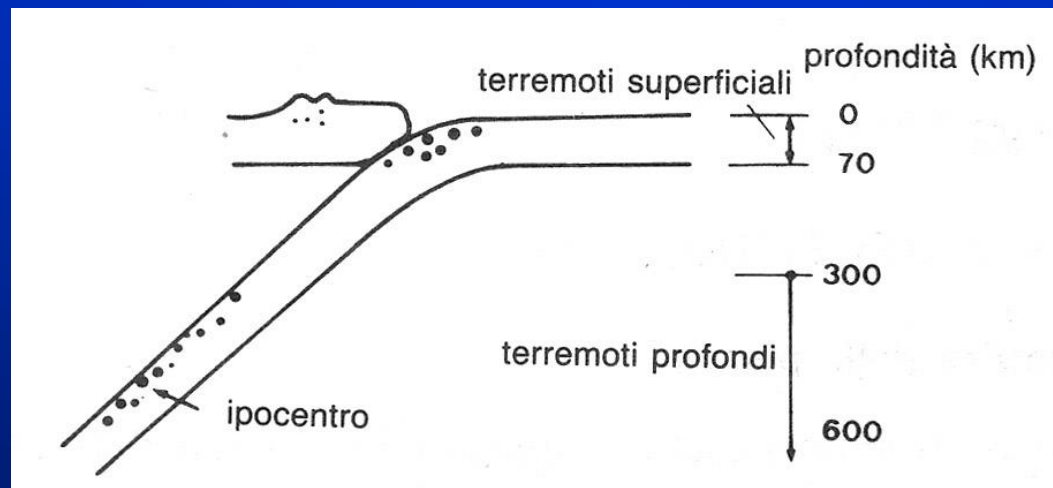
In corrispondenza delle *zone di subduzione* si ha sprofondamento della crosta terrestre al di sotto delle zolle adiacenti.

Si hanno anche altri tipi di interazione tra zolle:

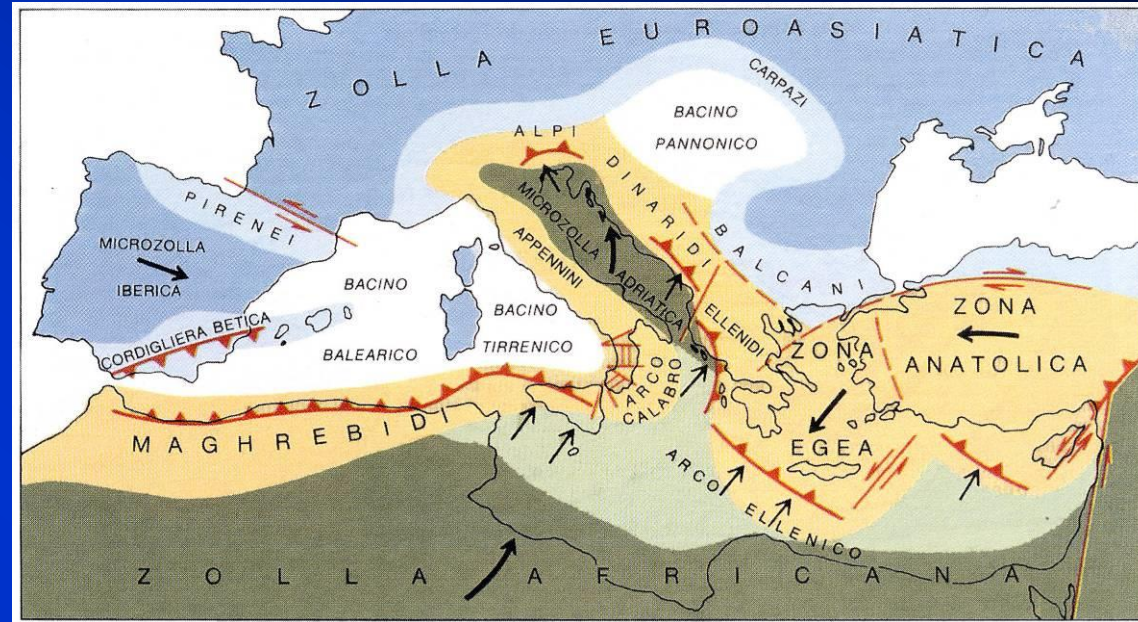
- moto relativo prevalentemente orizzontale, *trascorrente* (es. faglia Nord-Anatolica)
- moto di *collisione* tra due continenti (Eurasia e Africa)

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

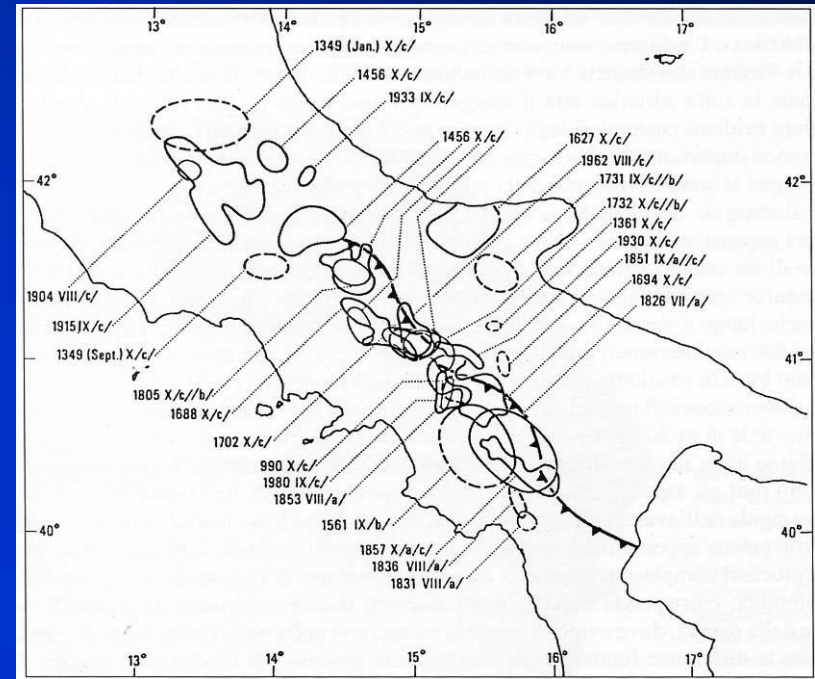
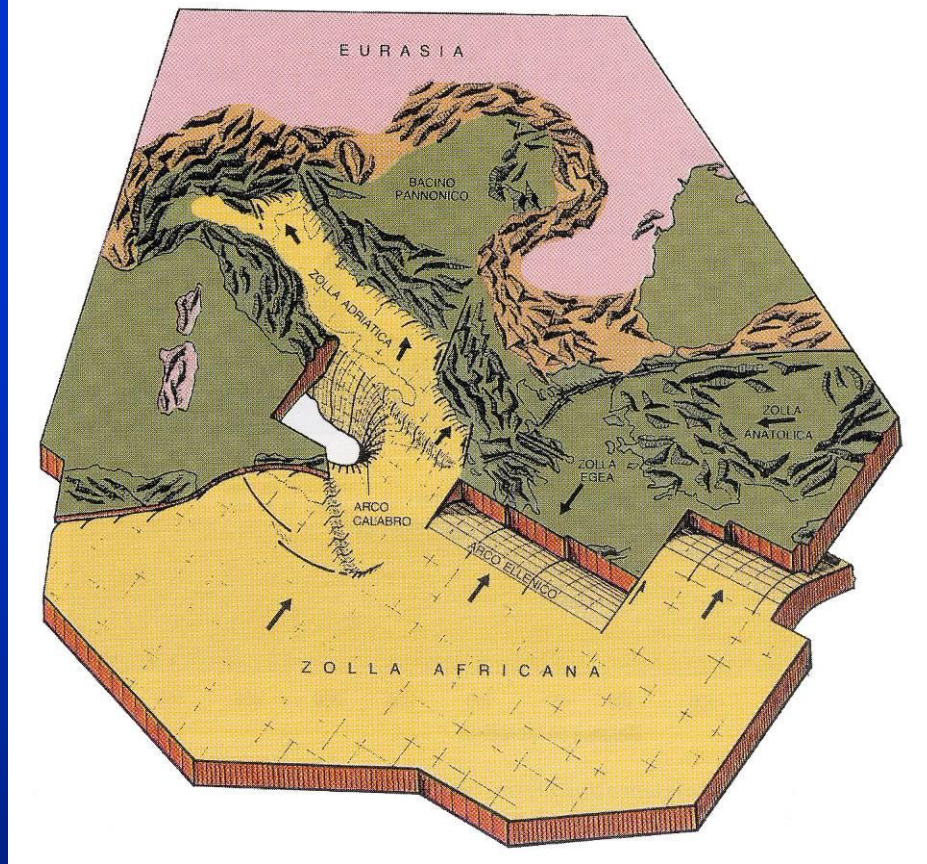


La situazione tettonica che governa la sismicità della regione mediterranea è piuttosto complessa:



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)



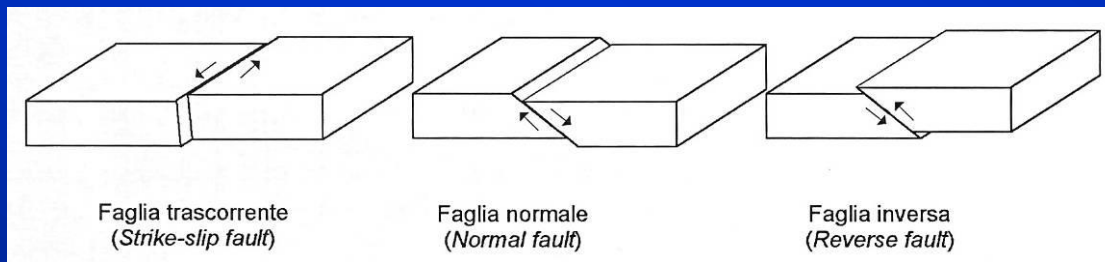
Per quanto riguarda l'Italia, due strutture hanno un ruolo chiave nella situazione tettonica: la microzolla adriatica e il bacino tirrenico

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)

Le faglie

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

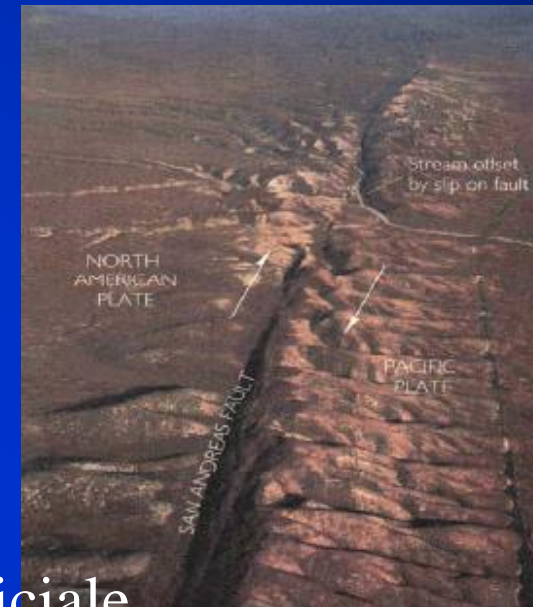
Considerando la direzione del movimento reciproco, si possono avere: faglia trascorrente, faglia diretta, faglia inversa



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

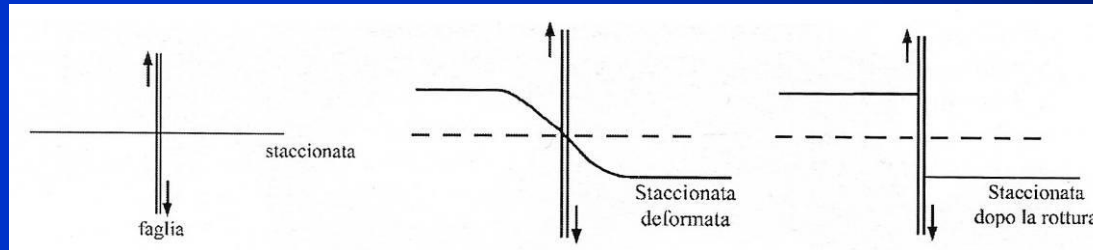
Se la zona di rottura è visibile in superficie, siamo in presenza di una rottura di faglia superficiale.

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





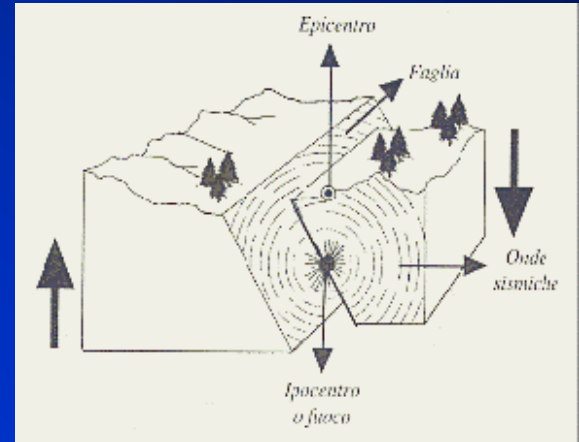
Teoria del rimbalzo elastico – Reid, 1910



Quando sforzi di origine tettonica tendono a spostare le strutture geologiche, a contatto lungo un piano di faglia, le masse rocciose si deformano progressivamente, fintanto che l'attrito ed altre resistenze sono sufficienti ad opporsi ad uno spostamento relativo; nel momento in cui queste resistenze vengono vinte, i blocchi scorrono l'uno rispetto all'altro fino a trovare, entro qualche secondo, una nuova posizione di equilibrio.

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.

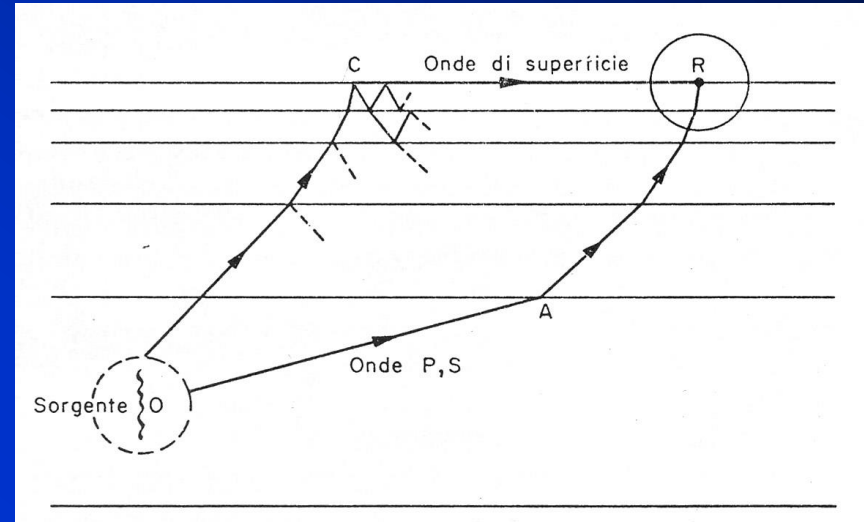
Onde sismiche



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*

Onde di volume

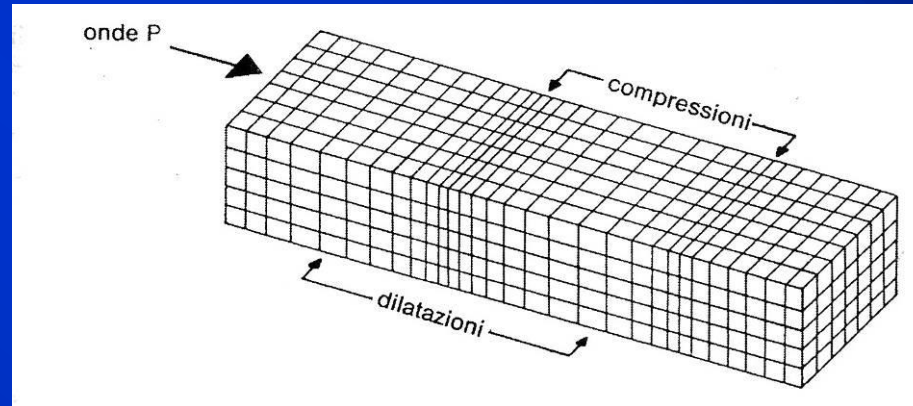


Si trasmettono nell'intero volume terrestre.

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

Onde longitudinali o primarie (P)



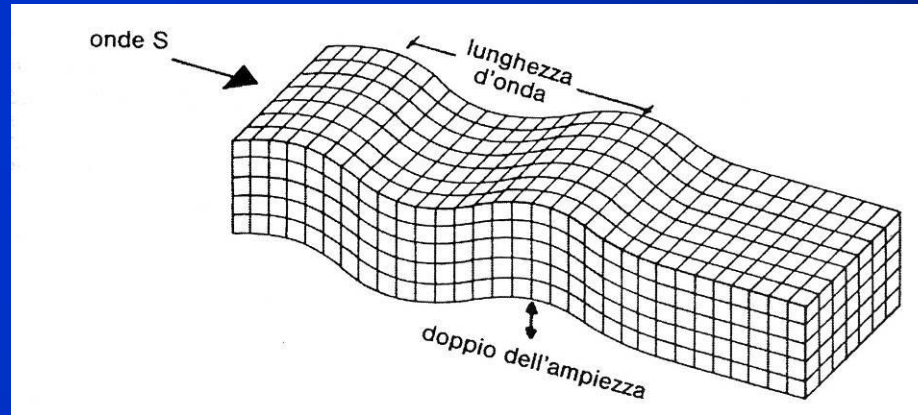
Sono le onde più veloci, quelle che raggiungono per prime un punto della superficie terrestre

La velocità V_P in roccia compatta è dell'ordine di 5-6 km/s

Le particelle del terreno si spostano nella stessa direzione di propagazione del fronte d'onda

Queste onde producono variazioni di volume e si trasmettono sia nei mezzi solidi sia nei mezzi liquidi

Onde trasversali o secondarie (S)



Hanno velocità minore delle onde P; V_S per roccia compatta è dell'ordine di 3-3,5 km/s.

Le particelle del terreno si spostano lungo una direzione perpendicolare a quella del fronte d'onda.

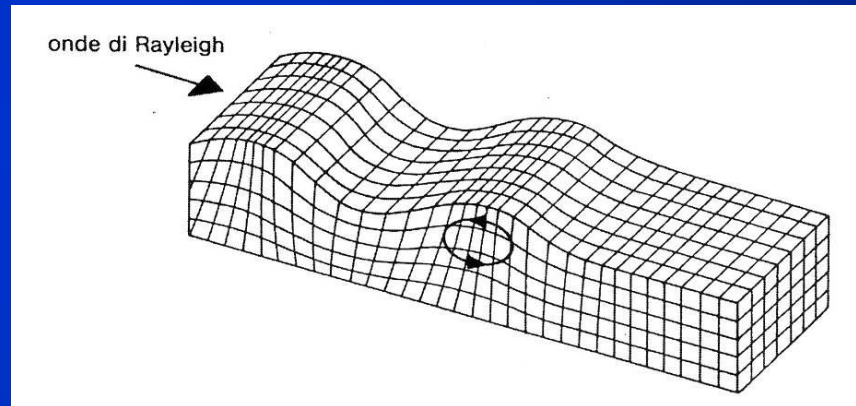
Queste onde modificano la forma del mezzo in cui si trasmettono (sono dette anche onde di taglio), hanno ampiezze maggiori delle onde primarie e si estinguono a contatto con un mezzo liquido

Onde di superficie o lunghe

Hanno una velocità minore sia delle onde P sia delle onde S, grandi periodi e si trasmettono solo nello strato superficiale della Terra, provocando grandi spostamenti

Fra i vari tipi i più importanti sono le onde R e le onde L

Onde di Rayleigh (R)

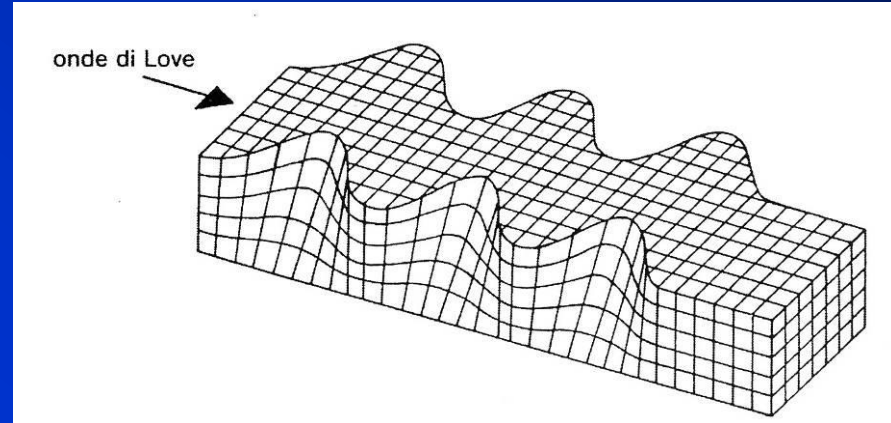


Interessano i primi metri della superficie terrestre (4-5 m).

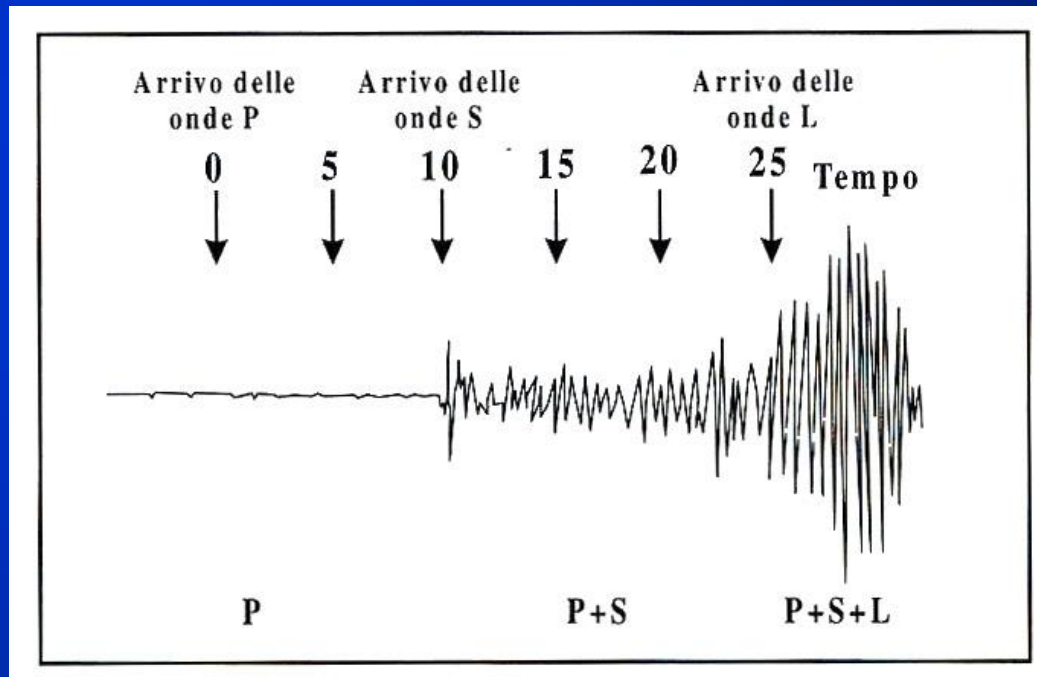
Le particelle si muovono sia nella direzione di propagazione dell'onda sia in senso verticale, descrivendo un'ellisse sul piano verticale; il moto ellittico antiorario si smorza molto rapidamente.

La velocità con cui viaggiano è di circa 2,7-3 km/s

Onde di Love (L)



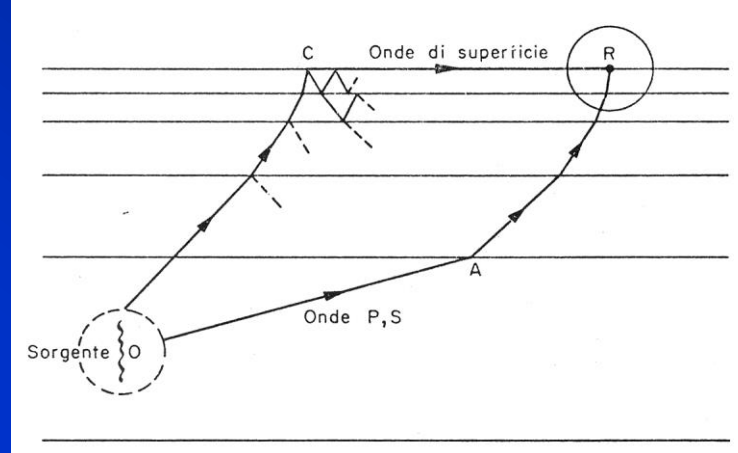
Le particelle si muovono perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda; queste onde, con movimento tipo onde di taglio, nascono sulla superficie di separazione degli strati con proprietà elastiche diverse e si propagano circa con la stessa velocità delle onde R.



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

Polarizzazione



Le onde generate nell'ipocentro, quando attraversano la superficie di separazione tra due strati con caratteristiche diverse (moduli elastici e quindi velocità di propagazione), subiscono fenomeni di polarizzazione, cioè variazioni di direzione.

Gli angoli di rifrazione diminuiscono dal basso verso l'alto e 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*.

Polarizzazione

Trascorso un certo tempo, dipendente dalla distanza dall'epicentro, arriva in superficie il treno d'onde S, polarizzato anch'esso verso la verticale. Poiché il moto trasmesso dalle onde S è ortogonale alla direzione di avanzamento del fronte stesso, in superficie le onde si manifestano 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, che può essere definito storico, è quello basato **sugli effetti**: a seguito dell'evento sismico si valutano i danni provocati sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente. Questo approccio ha dato vita, nei vari paesi, a circa una cinquantina di *scale d'intensità*.

Un secondo approccio è basato sul rilevamento, attraverso opportune strumentazioni, di **grandezze oggettive** quali l'energia sprigionata dal terremoto, l'accelerazione delle onde sismiche, ecc. Questo approccio ha improntato, ad esempio, la *scala delle magnitudo*, formulata da Gutenberg e Richter all'inizio degli anni quaranta.

Le scale di intensità macrosismica

Classificano in modo empirico la severità di un evento sismico secondo una scala ordinale – espressa in gradi – degli effetti prodotti prevalentemente sulle strutture civili (danni alle costruzioni) e, in misura minore, sull'assetto geomorfologico e geotecnico (danno geologico).

La prima di queste scale, detta scala Mercalli, risale agli inizi del '900.

Tale classificazione è stata successivamente perfezionata e sono state redatte:

- la Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) del 1923
- la Mercalli modificata del 1931, perfezionata nel 1956 (MM)

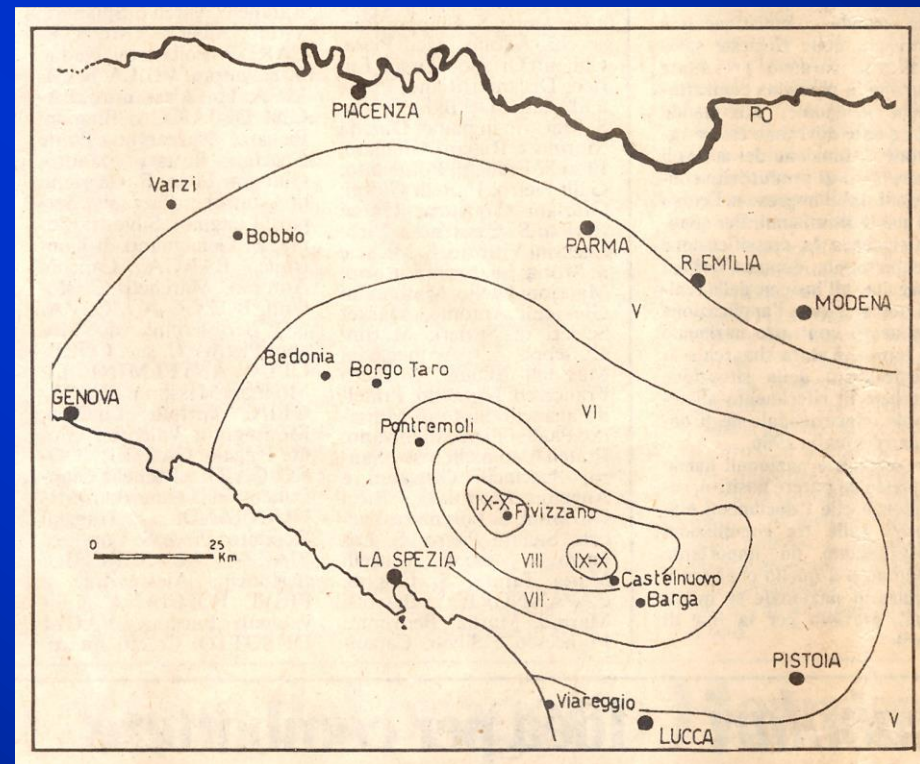
La MCS è tuttora usata in diversi paesi europei, fra cui l'Italia, per ragioni di continuità storica.

Recentemente è stata proposta la scala EMS-98 (European Macroseismic Scale, 1998).

A seguito di rilevazioni speditive dei danni subiti dagli edifici, viene costruita una mappa degli effetti del terremoto in genere tracciando delle curve dette *isosisme* attorno all'epicentro.

A seguito di rilevazioni speditive dei danni subiti dagli edifici, viene costruita una mappa degli effetti del terremoto in genere tracciando delle curve dette *isosisme* attorno all'epicentro.

Le isosisme delimitano zone entro le quali il terremoto ha provocato effetti comparabili. Il grado dell'isosisma epicentrale rappresenta l'intensità attribuita al sisma. L'isosisma di grado VI MCS identifica la soglia del danneggiamento agli edifici.



Le scale di intensità macrosismica

La classificazione in termini di intensità è legata inevitabilmente alla qualità e alla tipologia delle costruzioni locali, e dipende anche dalla concentrazione abitativa della regione colpita.

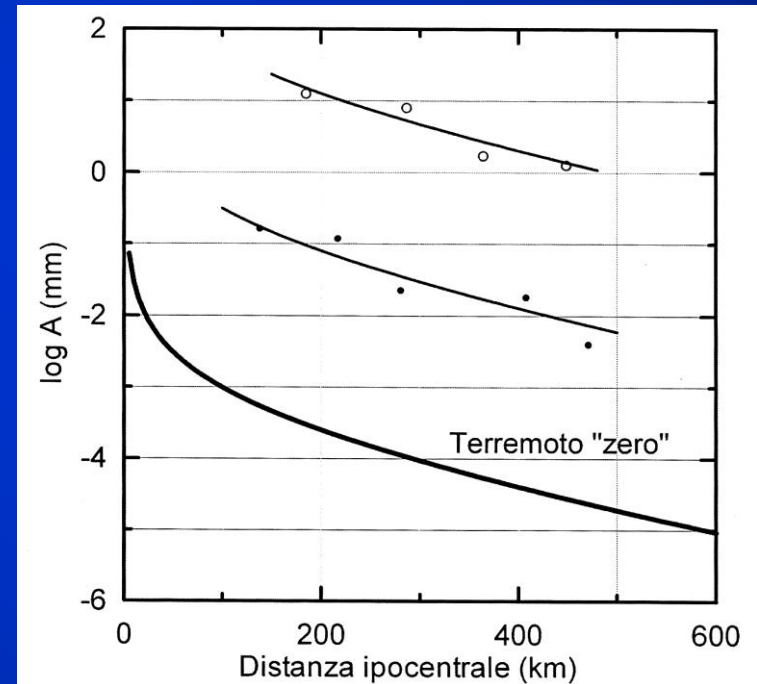
Le intensità dei terremoti storici italiani possono essere reperite nei principali cataloghi oggi disponibili (es. sito del GNDT o INGV)

Magnitudo

Per caratterizzare l'energia meccanica globale messa in gioco da un terremoto è stata proposta, nel 1935 da Richter, la grandezza magnitudo, M .

Il procedimento di misura è stato suggerito dalla seguente osservazione:

- in occasione di un terremoto, viene dapprima localizzata la posizione dell'epicentro, con una opportuna elaborazione dei valori delle ampiezze A di oscillazione registrate in diverse stazioni di rilevamento.
- viene poi costruito un diagramma riportando in ordinate il valore $\log_{10}A$ ed in ascisse la distanza D dalla stazione



Magnitudo

Dall'elaborazione di molti dati relativi a terremoti californiani, Richter aveva dedotto che le curve così costruite relative a terremoti diversi sono sensibilmente parallele.

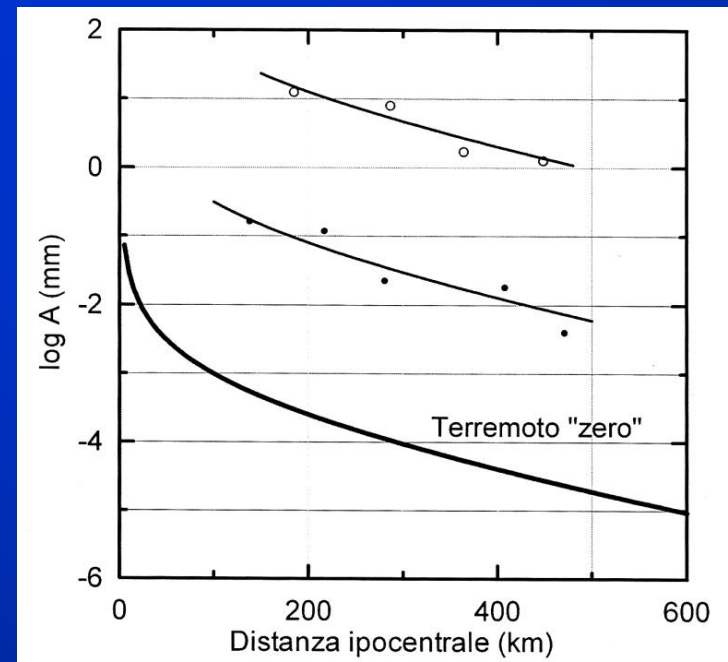
Pertanto per due diversi terremoti la differenza $\log_{10}A_1 - \log_{10}A_2$ può essere considerata indipendente dalla distanza della stazione di rilevamento dall'epicentro.

E' stato quindi proposto di fissare un terremoto la cui curva $\log_{10}A_0=f(D)$ serva da riferimento.

La grandezza

$$M = \log_{10}A - \log_{10}A_0$$

risulta indipendente dalla posizione della stazione e rappresenta la Magnitudo del terremoto.



Magnitudo

La massima magnitudo attribuita ad un sisma nel secolo scorso è 8.6 (terremoto di Alaska, 1964)

La magnitudo è correlata con l'energia meccanica E rilasciata alla sorgente; la correlazione più accreditata è (E in erg)

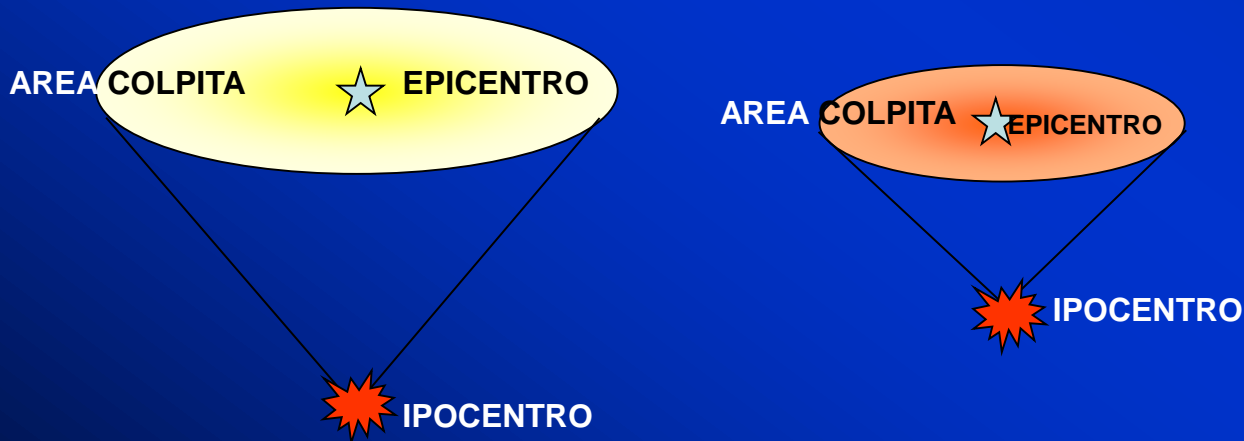
$$\log_{10} \frac{E}{E_0} = 1,5M$$

Si nota che un aumento di una unità nella scala Richter è equivalente ad un aumento secondo un fattore 32 nelle energie.

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.



Correlazione fra intensità macrosismica e magnitudo

La correlazione più accreditata è quella di Esteva e Rosenblueth (1964):

$$I=8.16+1.45M-2.46 \ln r$$

I intensità riferita alla scala MM

r distanza epicentrale in km

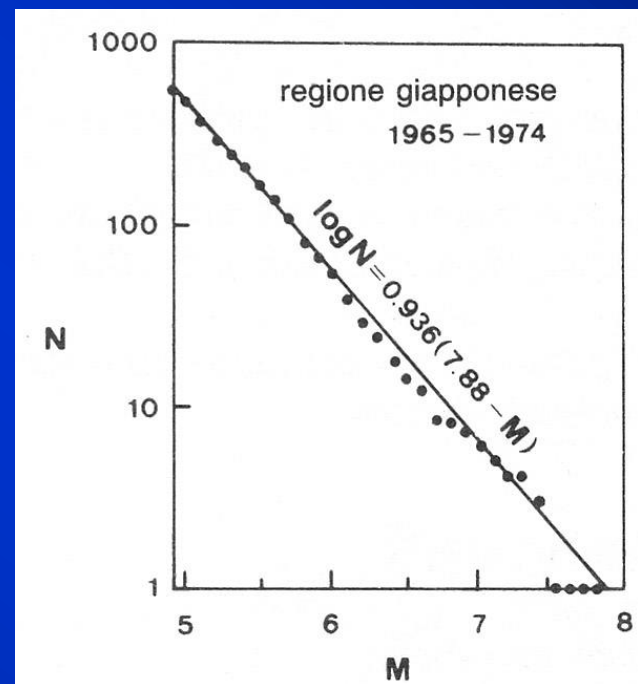
I terremoti di maggior magnitudo avvengono con minor frequenza di quelli con magnitudo più piccola.

La correlazione fra magnitudo M e numero N di terremoti di magnitudo maggiore di M che avvengono in una data regione in un periodo di tempo prefissato è (Gutenberg e Richter, 1956)

$$\log N = A - (b * M)$$

dove A e b dipendono dalla zona in esame

Questa correlazione è utile per stimare la frequenza dei terremoti di elevata magnitudo conoscendo la storia sismica di un'area



Misura strumentale del moto sismico

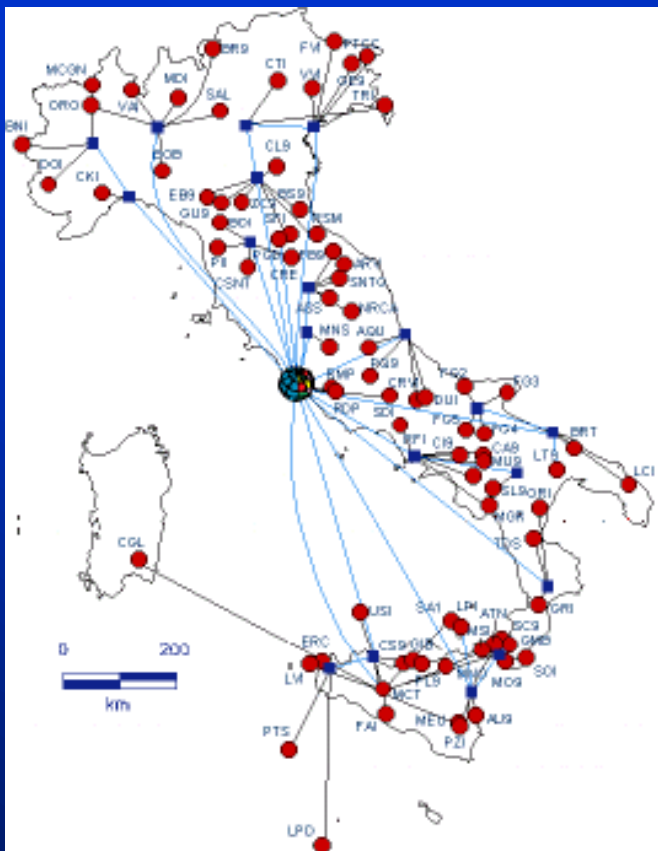
La misura dell'attività sismica è effettuata tramite strumenti che misurano e registrano l'accelerazione del terreno: *accelerometri* (analogici o digitali).

L'accelerogramma è il risultato della registrazione durante un evento sismico.

Elaborando i dati accelerometrici, si possono ottenere le serie temporali di velocità e di spostamento (integrazione e doppia integrazione).

Mediante l'analisi di Fourier si può ottenere lo spettro in frequenza.

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.

Parametri di severità del moto sismico

E' possibile sintetizzare la severità di un terremoto, in termini di effetti sul territorio e sulle costruzioni, in un unico (o pochi) parametro ricavabile dagli accelerogrammi?

Valori di picco del moto (a_{\max} , v_{\max} , s_{\max})

Storicamente l'accelerazione di picco (a_{\max} o PGA, peak ground acceleration) è stato, ed è tuttora, il parametro più usato per indicare la severità di un terremoto.

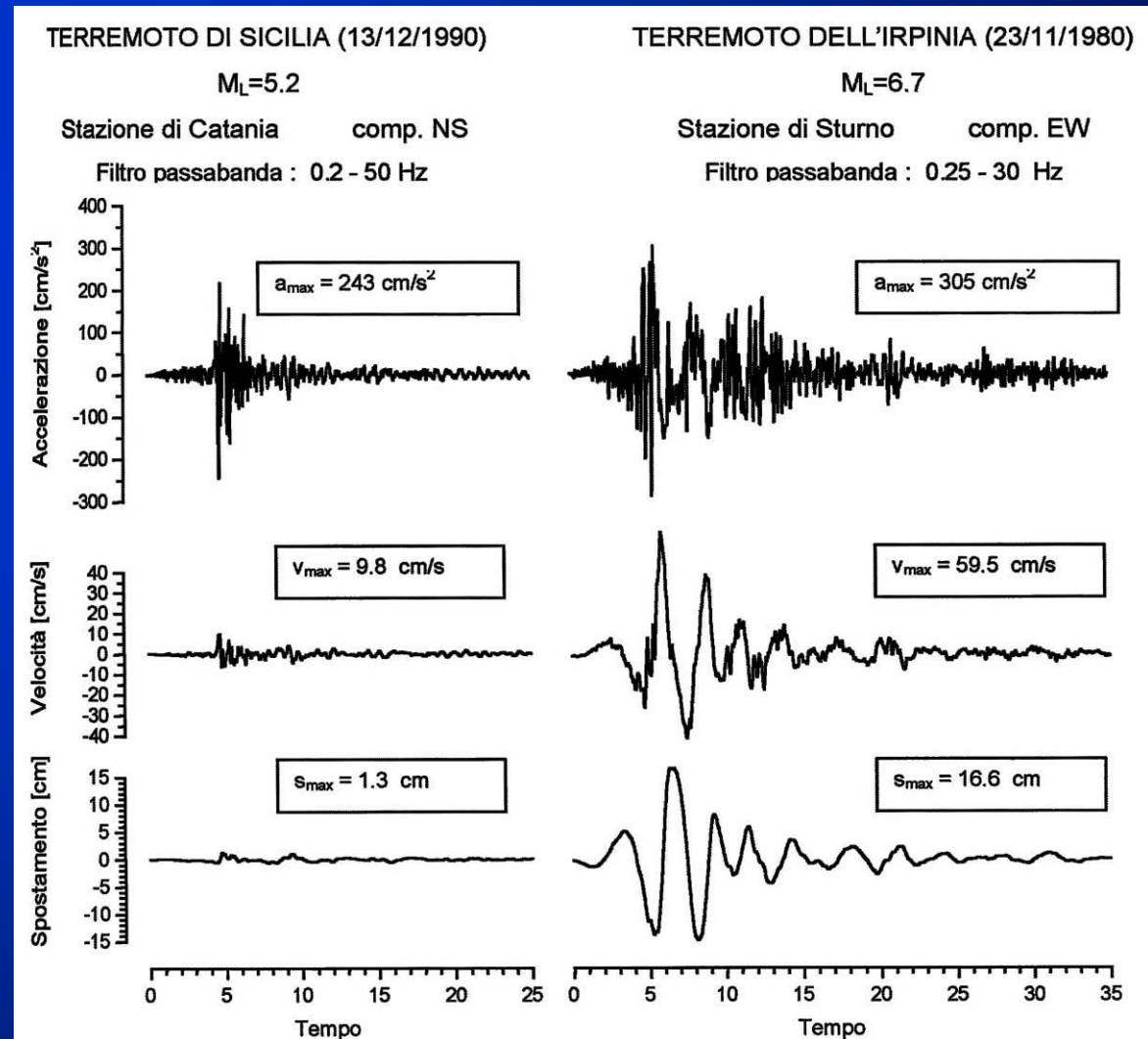
Peraltro è stato osservato che la correlazione di a_{\max} con il livello di danno e con l'effettiva violenza del terremoto è piuttosto modesta

Esempio: terremoti di Catania (1990) e di Sturno (Irpinia, 1980)

a_{\max} di Catania circa l'80% di quello di Sturno

accelerogrammi molto diversi per durata e periodo delle oscillazioni nella fase più intensa

v_{\max} e s_{\max} di Sturno circa 6 e 13 volte i corrispondenti di Catania



Parametri di severità del moto sismico

L'uso ingegneristico dei parametri di severità legati alla velocità e allo spostamento è stato storicamente limitato in parte dalle difficoltà ad ottenerne stime affidabili (problemi legati all'integrazione degli accelerogrammi) ed in parte perché i metodi tradizionali della progettazione antisismica sono basati sul calcolo delle forze sismiche agenti sulle strutture, forze d'inerzia legate quindi alle accelerazioni.

Di recente sono stati introdotti metodi di progettazione basati sulla valutazione degli spostamenti strutturali.

Parametri di severità del moto sismico

Parametri integrali: intensità di Arias è un parametro correlato con il livello di danno in terreni o opere geotecniche

Durata del moto sismico:

ai fini della resistenza delle costruzioni meno recenti e della stabilità dei terreni, la durata del moto, in termini di numero di cicli di ampiezza significativa, è un parametro di importanza critica, potendo innescare fenomeni di fatica a basso numero di cicli e, nei terreni, di accumulo di pressione interstiziale. La durata è un parametro sicuramente significativo perché direttamente collegato con la magnitudo, ma rimane ancora aperto il problema di stabilire quale sia l'intervallo temporale nel quale il moto sismico sia significativo dal punto di vista ingegneristico.

Spettro di Fourier: fornisce le frequenze dominanti del terremoto; non si presta ad essere utilizzato nella pratica.

La mitigazione del rischio sismico

Pericolosità sismica

probabilità che un evento di determinate caratteristiche (es: acc max del suolo) si verifichi in una certa zona ed in un certo intervallo di tempo. E' indipendente dagli effetti che questo evento può provocare.

Nelle normative moderne, si assume quale pericolosità di riferimento il valore dell'accelerazione orizzontale su suolo rigido che ha probabilità di superamento 0,10 in 50 anni (ovvero un intervallo di ricorrenza di 475 anni)

(*) periodo di ritorno $T = \text{periodo di rif.} / Pr = 475 / 0.10 \cong 50 / 0.10$

Rischio sismico

probabilità che, in un certo sito, un livello prefissato di perdite (vittime e danni, diretti e indiretti) causate da terremoti sia superato entro un dato periodo di tempo.

Osservazioni:

- Per effetto di questa definizione, il rischio è cumulativo, cioè mette in conto le perdite complessive generate da terremoti diversi, eventualmente riportate su base annua.
- Il rischio sismico è legato al fenomeno fisico naturale e alla presenza dell'uomo.

Rischio sismico

Quindi il rischio dipende da:

- pericolosità: "scuotibilità del sito"
- vulnerabilità: suscettibilità di ciò che esiste sul territorio a subire danni per causa di un certo terremoto
- esposizione: è il valore di ciò che esiste sul territorio: presenza di vita umana, di patrimonio edilizio, di attività produttive, di patrimonio storico-artistico, ecc.

Classificazione sismica

Evoluzione storica

La prima classificazione risale al 1909 e riguarda i comuni di Catanzaro, Cosenza, Reggio Calabria, Messina, colpiti dal terremoto del 1908

Fino al 1974, è valso il criterio di classificare una zona come sismica solo in seguito ad un evento sismico, in base ai danni subiti

La classificazione procedeva lentamente e a sbalzi, senza un piano organico

C'era una suddivisione netta in due categorie, con coefficiente sismico 0,10 e 0,07

Non erano considerate a rischio zone in cui le condizioni fisiche potevano far temere futuri eventi distruttivi

Inoltre, pressioni politiche, anche contrastanti, portavano ad una classificazione ingiustificabile: l'elargizione di finanziamenti per la ricostruzione faceva sì che comuni poco colpiti facessero di tutto per essere classificati; a distanza dall'evento era una corsa alla declassificazione per non sopportare i maggiori oneri.

Di conseguenza la mappa delle zone classificate presentava anomalie evidenti: zone altamente sismiche completamente isolate, o viceversa "buchi".

La mitigazione del rischio sismico

passa attraverso le 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 vuole assicurare
- predisporre gli strumenti per assicurare la protezione stabilita (progettazione antisismica, protezione civile, ..)

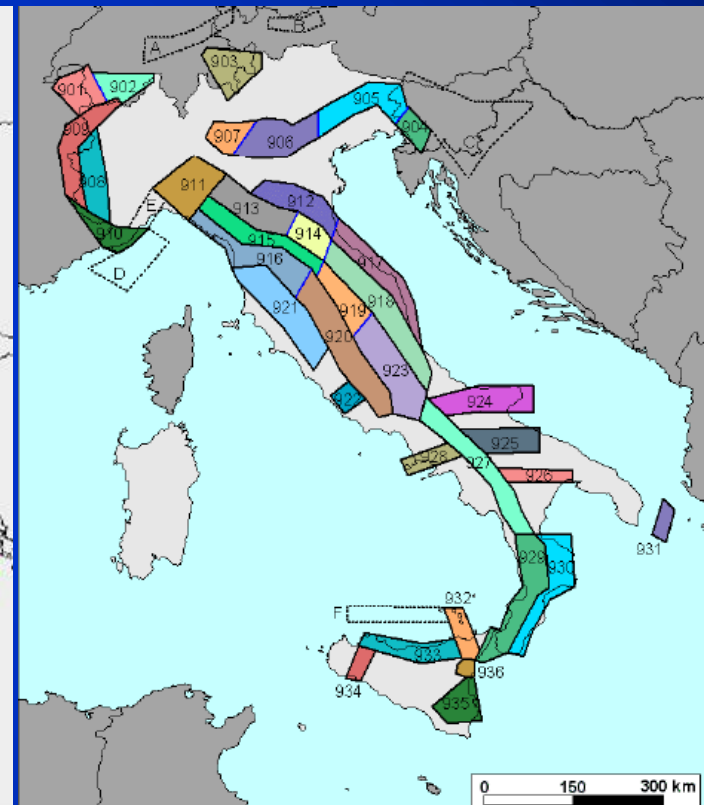
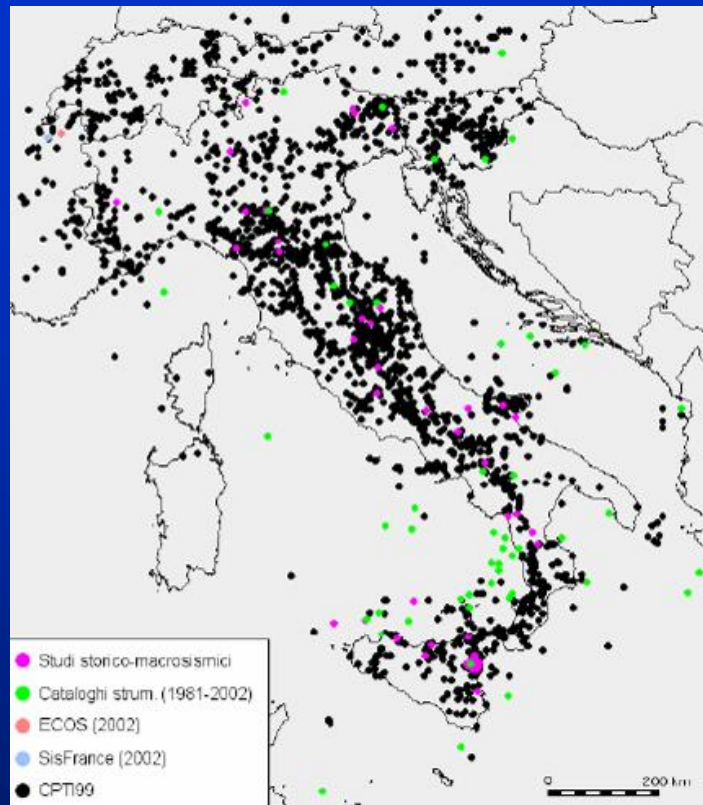
La prima è una fase tecnica, che dà luogo alla produzione di mappe di pericolosità sismica, necessarie per la **classificazione sismica** del territorio.

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)

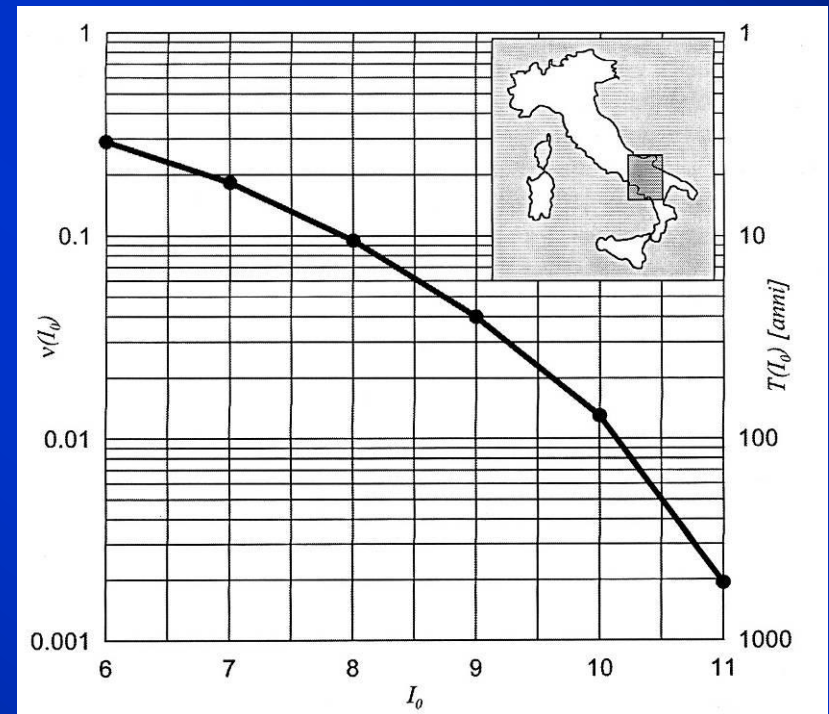


Analisi di pericolosità – zonazione sismica

Per ciascuna sorgente si ricava la frequenza di accadimento di terremoti di data intensità.

Per ciascun sito, si stabiliscono quali sono le sorgenti di influenza e per ciascuna, si determina l'attenuazione dovuta alla distanza del sito dalla sorgente.

Infine, attraverso un'analisi di tipo probabilistico, si determina l'intensità dell'evento sismico caratterizzato da una data probabilità di accadimento.



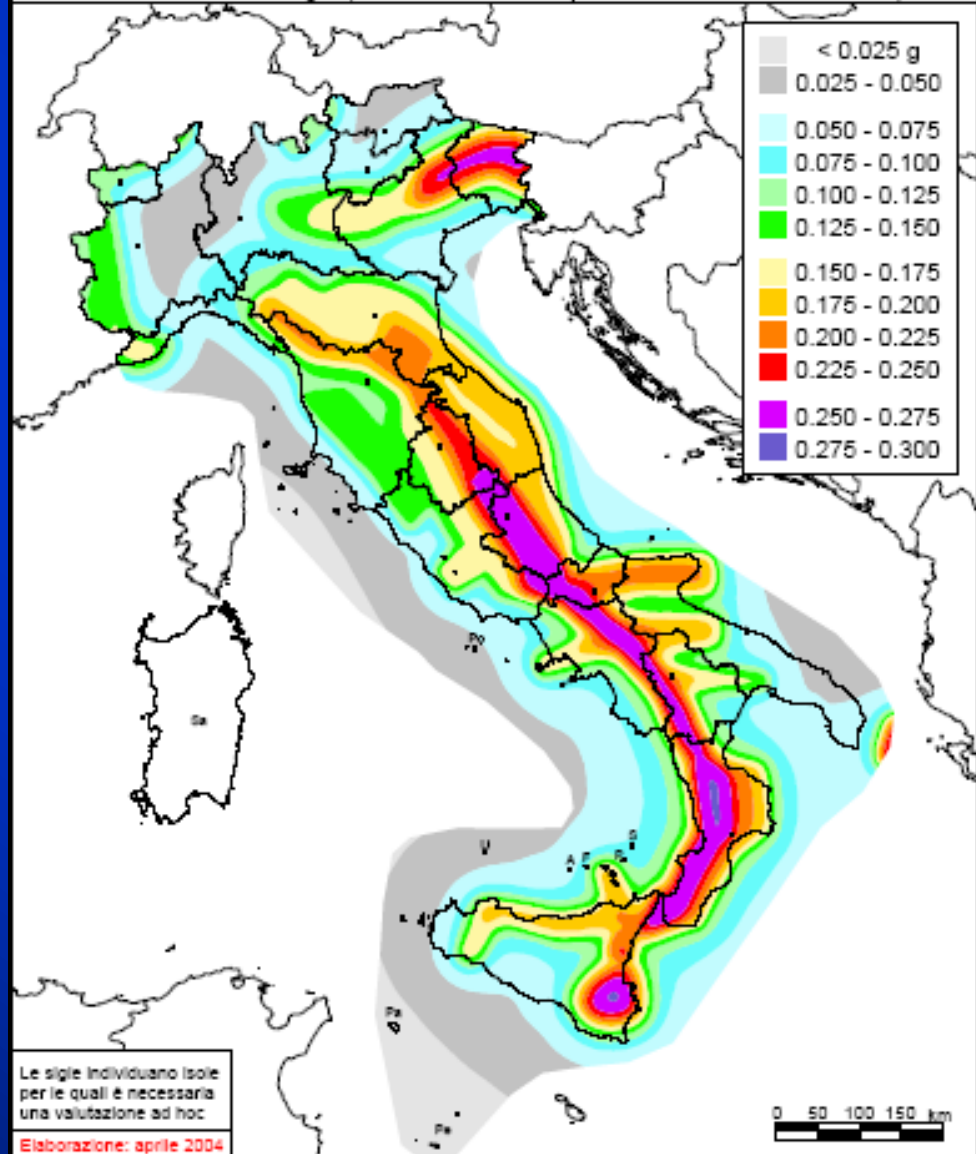


Mapa di pericolosità sismica del territorio nazionale

(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)



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

Criteria per la definizione dei requisiti prestazionali

I requisiti prestazionali (livello di protezione sismica) si definiscono attraverso una analisi costi-benefici.

In generale una corretta progettazione deve tener conto dell'impatto economico globale, cioè dei costi collegati all'intero ciclo vitale della costruzione.

Ciò è particolarmente importante nel caso di strutture in zona sismica, per le quali, oltre al costo di costruzione e di manutenzione, ci si attende anche l'occorrenza di danni conseguenti ad eventi sismici che possono verificarsi nel corso della vita dell'edificio.

$$C_T = C_C + C_M + C_S$$

C_T costo totale del fabbricato

C_C costo di costruzione

C_M costo di manutenzione ordinaria e straordinaria

C_S costo di riparazione del danno sismico

Più semplicemente: $C_T = C_O + C_S$

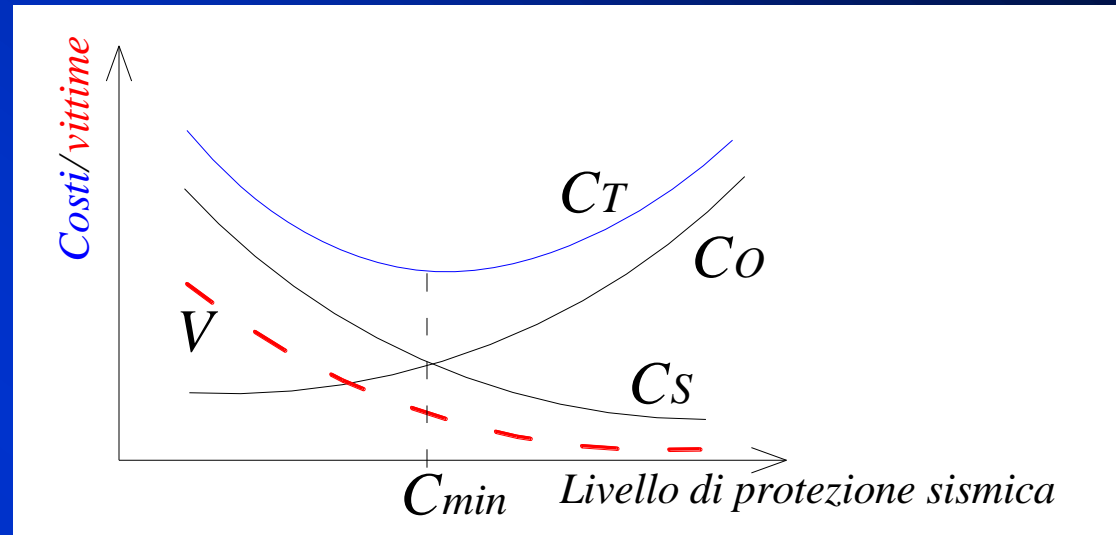
C_O costi ordinari = $C_C + C_M$

Al crescere del livello di protezione antisismica, C_O cresce e C_S diminuisce.

E' infatti chiaro che al crescere del livello di protezione sismica, e quindi dei costi ordinari, i danni attesi da un eventuale sisma sono via via minori.

C'è poi un "costo" in termini di perdite di vite umane in conseguenza di un evento sismico (non direttamente sommabile agli altri costi), che decresce al crescere del livello di protezione sismica.

Osservazioni:



- al di sotto di C_{min} , aumentando il livello di protezione sismica si ha un risparmio in termini economici e una diminuzione del numero di vittime: assumere valori del costo ordinario inferiori a C_{min} è un errore anche in termini puramente economici
- man mano che si cresce con il livello di protezione sismica, a parità di incrementi di spesa si ottengono sempre minori vantaggi in termini di riduzione del danno atteso e del numero di vittime, perciò da un certo livello in poi conviene destinare le risorse ad altri investimenti (es. nuovi ospedali, ...)

Su queste basi tecniche, si possono operare le scelte, tenendo conto delle risorse globali a disposizione e dei vantaggi che ciascun investimento può offrire.

In generale, sono scelte di tipo "politico", che riguardano tutta la comunità e che quindi sono effettuate a livello nazionale; tali scelte portano alla **definizione dei livelli di verifica e delle azioni sismiche corrispondenti a ciascun livello di verifica.**

La scelta del livello di protezione sismica non è univoca per tutte le costruzioni; dipende anche dal "valore" della costruzione.

Un esempio: uno stabilimento in cui lavorano molte persone ed in cui sono installati macchinari molto produttivi: il danno economico provocato da una temporanea sospensione delle attività è molto più elevato del costo relativo ad un surplus di protezione sismica. Si può scegliere un livello di protezione sismica superiore a quello generalmente accettato per gli edifici.

Altro esempio: quando si interviene sugli edifici esistenti, i provvedimenti per conferire un adeguato livello di protezione antisismica sono molto più costosi che se applicati sul nuovo. Pertanto si può accettare un livello di protezione inferiore, per evitare interventi che risulterebbero ingiustificabili dal punto di vista economico o che snaturerebbero la costruzione dal punto di vista estetico e funzionale.

Negli interventi sulle opere di pregio artistico non è richiesto di raggiungere un determinato livello di protezione, seppure ridotto: si richiede solo di adottare provvedimenti che migliorino la situazione attuale.

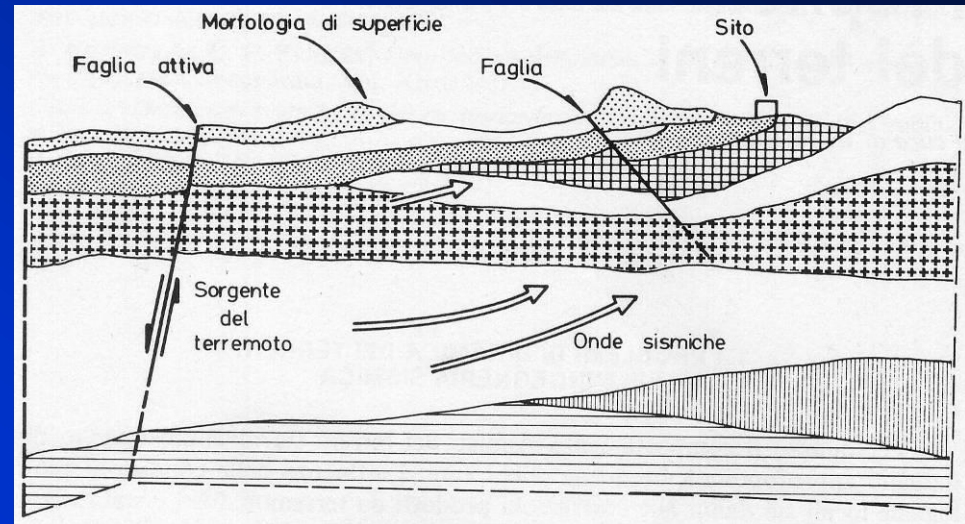
Micro-zonazione sismica

La microzonazione riguarda territori di limitata estensione ed ha lo scopo primario di

valutare le modifiche apportate allo scuotimento sismico dalle condizioni geologico-geotecniche e morfologiche locali.

Rientrano nelle tematiche della microzonazione:

- il trattamento degli effetti di sorgenti sismiche prossime al sito
- i cosiddetti effetti "indotti" dello scuotimento del suolo, quali l'instabilità dei versanti innescata o riattivata da terremoti ed altri casi di comportamento instabile dei terreni, come la liquefazione in suoli granulari sciolti saturi d'acqua.



Testi di riferimento

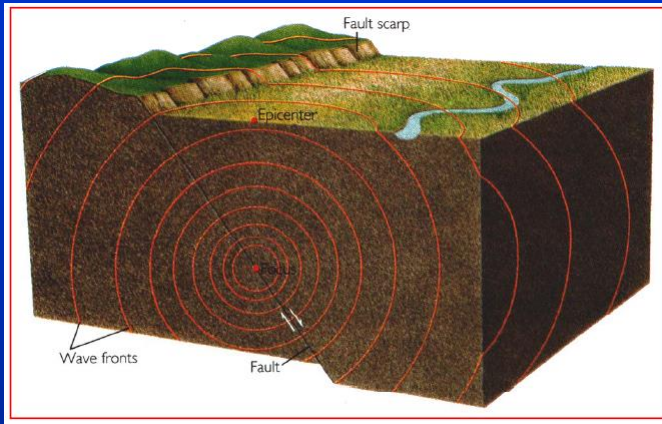
Faccioli E., Paolucci R.: Elementi di sismologia applicata all'ingegneria, Pitagora Ed. Bologna, 2005

<http://zonesismiche.mi.ingv.it>

INGV – Redazione della mappa di pericolosità sismica. Rapporto conclusivo, aprile 2004

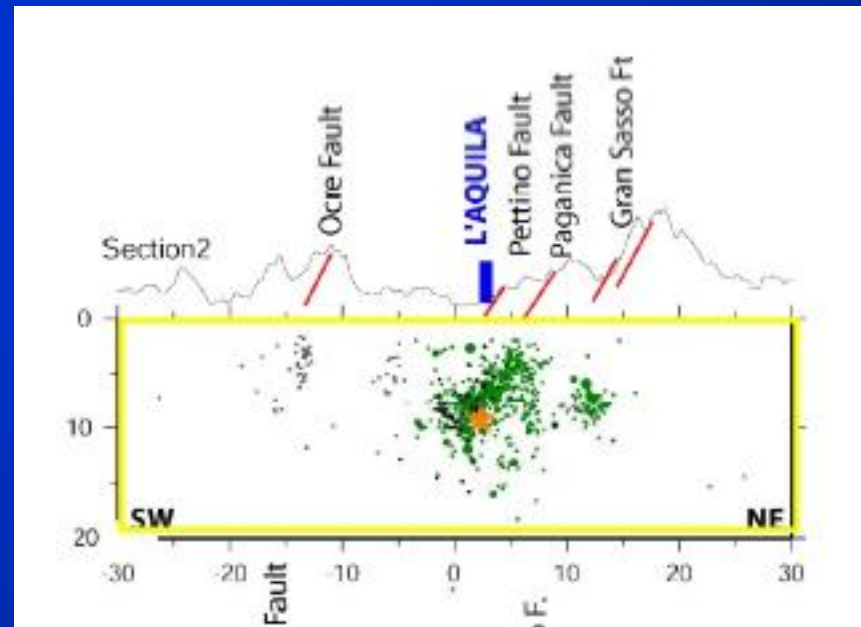
Ang A.H-S., Tang W.H.: Probability concepts in engineering planning and design, Vol. I – Basic Principles, J. Wiley & S., 1975

Quali sono state le caratteristiche del terremoto in Abruzzo?



scorrimento lungo la
faglia di Paganica

ipocentro poco profondo:
10 - 12 km di profondità
[INGV]

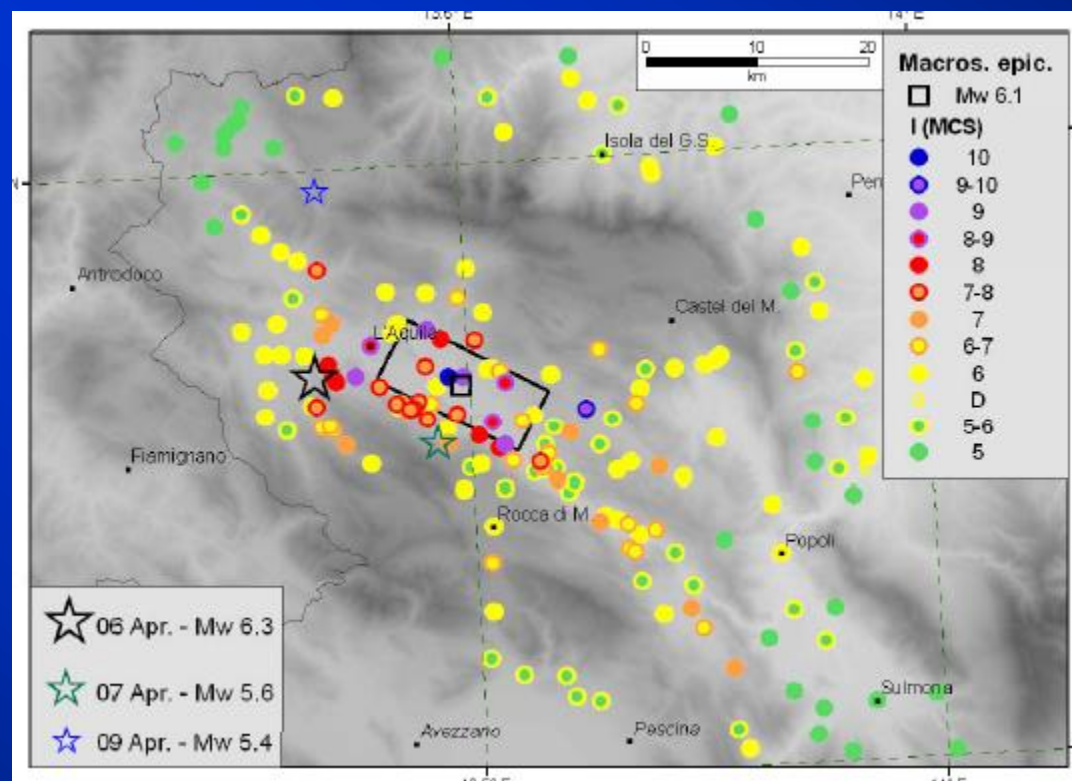


Qual è stata l'intensità del terremoto?

Magnitudo Richter: 5.8

Intensità macrosismica: grado 10 Mercalli

vittime: circa 300



Confronti

Kobe, 1995

Magnitudo: 6.8

Profondità: 16 km

vittime: 6400

Friuli, 1976

Magnitudo: 6.4

Profondità: 8 km

vittime: 989

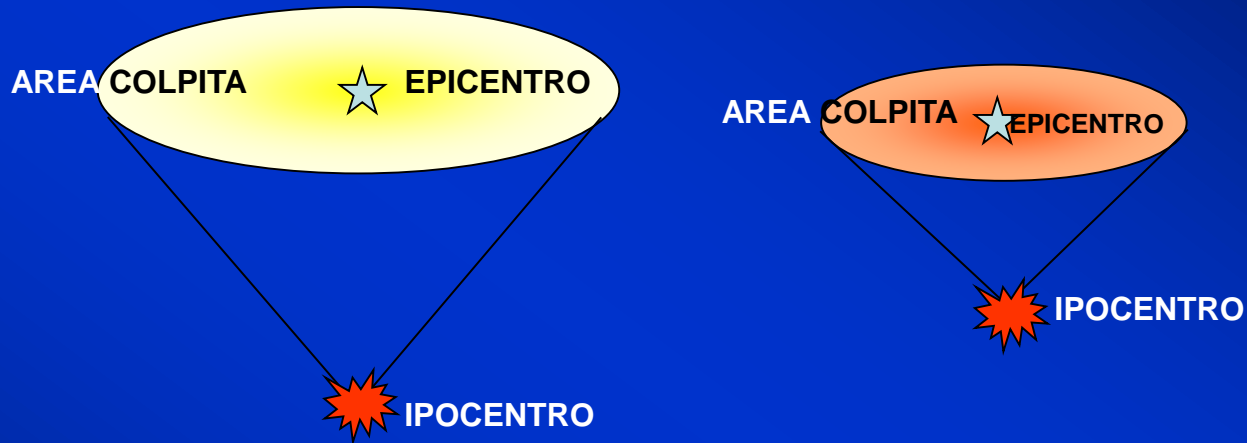
Irpinia, 1980

Magnitudo: 6.8

Profondità: 30 km

vittime: 3000

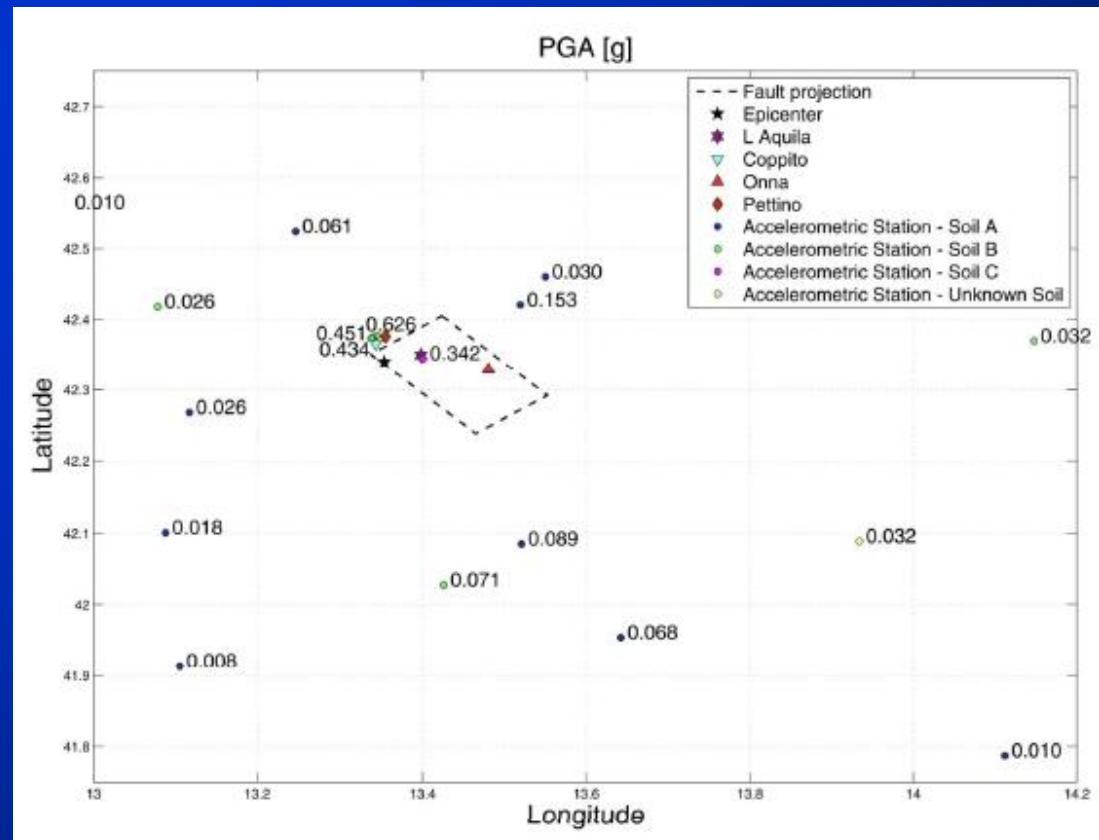
Perché questo terremoto ha causato danni così gravi?



- terremoto superficiale
- l'energia liberata si è distribuita su un territorio poco esteso
- ad una quantità di energia limitata sono corrisposte vibrazioni di intensità elevata

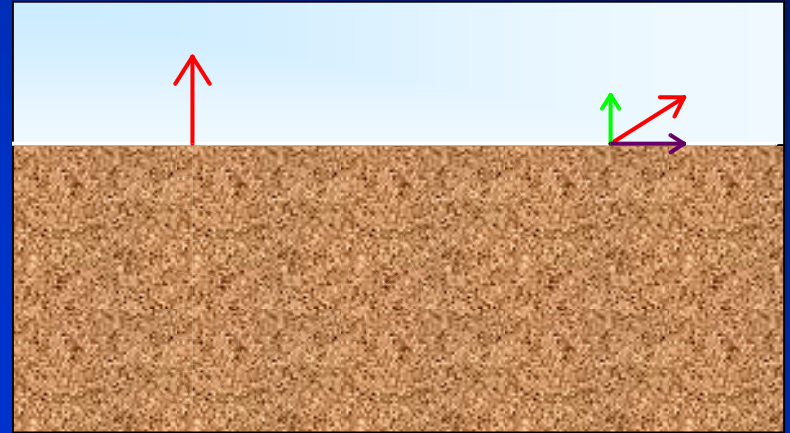
Perché questo terremoto ha causato danni così gravi?

le accelerazioni orizzontali rilevate hanno valori molto alti:
fino a oltre 0,6g



Perché questo terremoto ha causato danni così gravi?

- all'epicentro, le componenti verticali delle onde sismiche sono più intense e provocano il movimento sussultorio
- nei terremoti superficiali (l'epicentro è molto vicino all'ipocentro) le componenti sussultorie sono particolarmente sentite



massime accelerazioni verticali registrate: 0,8 - 0,9g