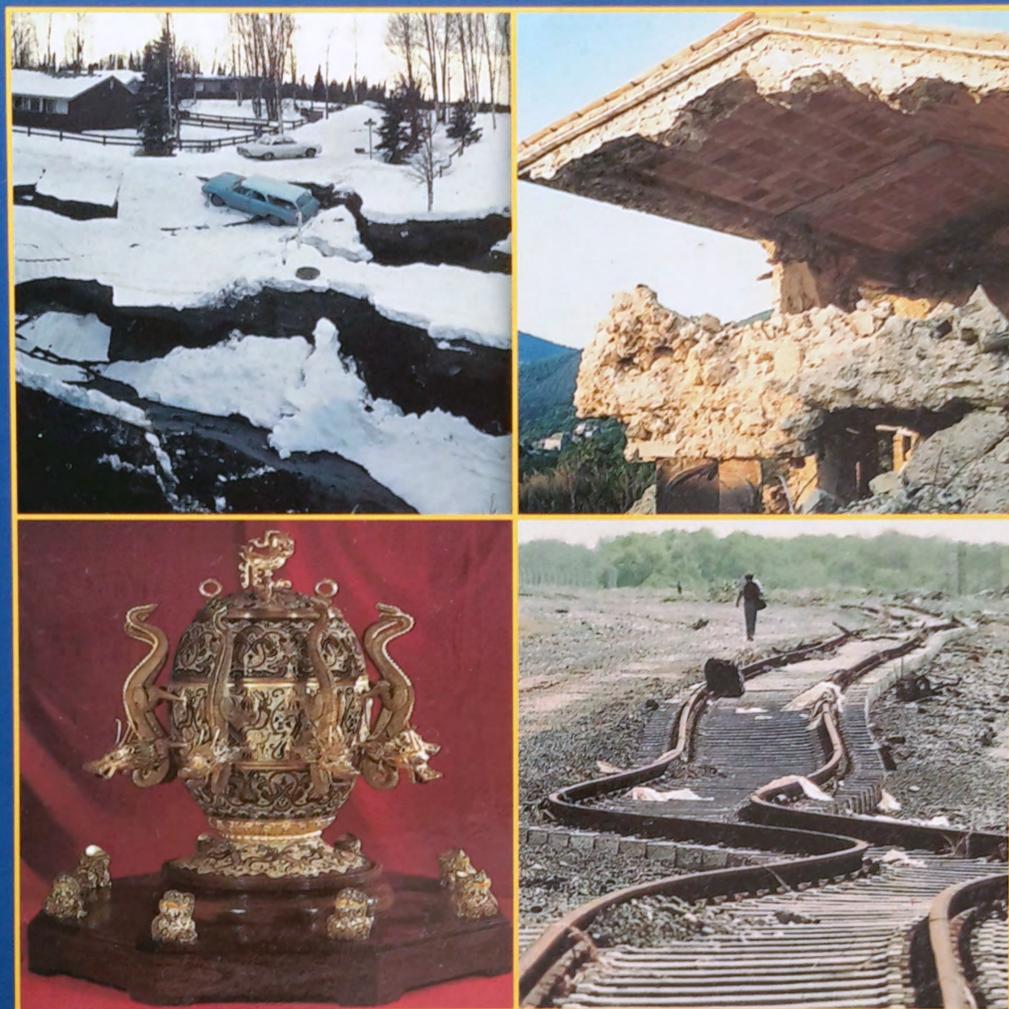




# QUANDO LA TERRA TREMA ...

Il rischio sismico e la convivenza con il terremoto

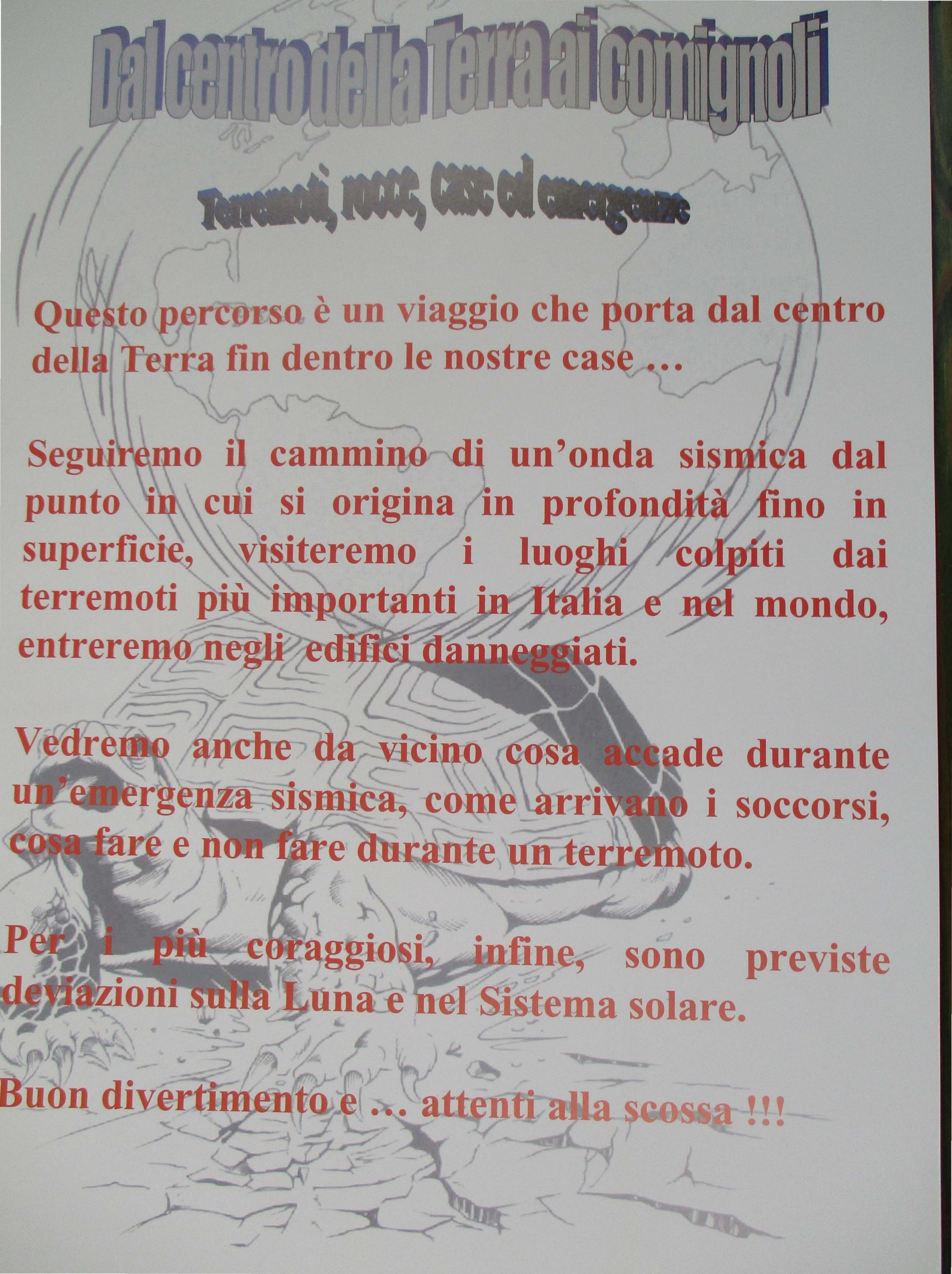


immagini di un percorso espositivo  
sul terremoto e sul rischio sismico

A cura di S. Castenetto, D. Di Bucci e G. Naso



# Dal centro della Terra ai comignoli



## Terremoti, ROCC, Case ed Emergenze

Questo percorso è un viaggio che porta dal centro della Terra fin dentro le nostre case ...

Seguiremo il cammino di un'onda sismica dal punto in cui si origina in profondità fino in superficie, visiteremo i luoghi colpiti dai terremoti più importanti in Italia e nel mondo, entreremo negli edifici danneggiati.

Vedremo anche da vicino cosa accade durante un'emergenza sismica, come arrivano i soccorsi, cosa fare e non fare durante un terremoto.

Per i più coraggiosi, infine, sono previste deviazioni sulla Luna e nel Sistema solare.

Buon divertimento e ... attenti alla scossa !!!



# RISCHIO SISMICO

Con il termine **rischio sismico** si indica una stima delle perdite complessive causate dai terremoti che potranno interessare, in un determinato periodo, una determinata area. Questa stima può essere espressa in diversi modi. Per esempio attraverso il costo dei danni subiti dagli edifici, il costo complessivo in termini economici e sociali subito dalla popolazione dell'intero paese, oppure attraverso il numero prevedibile di morti e feriti.

Per sapere qual è il rischio sismico in una certa zona è necessario conoscere:

**pericolosità**

La pericolosità sismica dell'area, ossia la probabilità che, in un certo intervallo di tempo, essa sia interessata da forti terremoti che possono produrre danni

**vulnerabilità**

La propensione delle opere costruite dall'uomo a subire danni in seguito al terremoto

**esposizione**

Quante persone vivono in quella zona e quindi quante di esse possono essere colpite dal terremoto

Nelle aree con elevata pericolosità sismica, ma disabitate, il rischio sismico è quasi nullo. Nelle aree densamente popolate, con molte costruzioni poco resistenti e alta pericolosità, il rischio sismico è elevato.

# PERICOLOSITA'

- \* **Cos'è un terremoto?**
- \* **Dove si generano i terremoti più profondi? E quelli più superficiali?**
- \* **Quando arriva un terremoto, una casa è più sicura sulla roccia compatta o su un terreno sabbioso?**
- \* **A quale grado di Intensità si osservano spaccature nel terreno?**

# PROFESSIONE PERICOLO

## LA PERICOLOSITA' SISMICA: COSA OCCORRE CONOSCERE

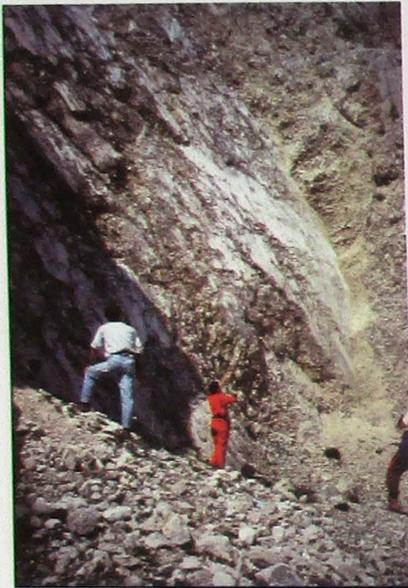
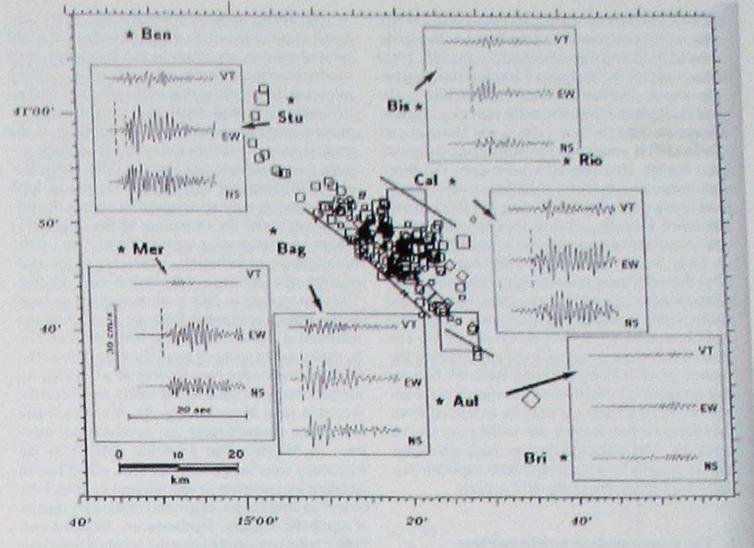
La **Pericolosità sismica** è una delle tre grandezze che compongono l'equazione del **Rischio sismico**. In particolare, la Pericolosità sismica descrive e quantifica il terremoto come fenomeno strettamente naturale. Per ottenere questa caratterizzazione, devono concorrere allo studio varie discipline come la fisica, la geologia, la storia e la statistica.

La **fisica** fornisce importanti informazioni sul tipo di frattura che ha provocato il terremoto, sulla sua localizzazione in profondità e sulla superficie terrestre e sulla "forza" dell'evento sismico. Anche le modalità di trasferimento dell'energia verso la superficie e le velocità e accelerazioni del suolo sono oggetto di studio per questa disciplina.

### CONTRIBUTO NUMERICO ALLA PERICOLOSITA'



Localizzazione ipocentro ed epicentro, Tipo di frattura, Magnitudo, Legge di attenuazione delle onde sismiche



La **geologia** si occupa, invece, delle deformazioni delle parti più superficiali della Litosfera (soprattutto superficie e Crosta superiore) della Terra in occasione di un evento sismico. Di particolare interesse sono gli studi che riguardano sia le strutture sismogenetiche (sistemi di fratture lungo le quali il terremoto si genera) che le zone sismogenetiche (aree in cui i terremoti si presentano con una frequenza e "forza" circa omogenea). Anche le caratteristiche litologiche e morfologiche dell'area colpita dall'evento sismico vengono studiate attentamente, in quanto determinate condizioni possono provocare amplificazioni anomale del movimento del suolo con conseguenze disastrose per l'uomo.

### CONTRIBUTO NUMERICO ALLA PERICOLOSITA'



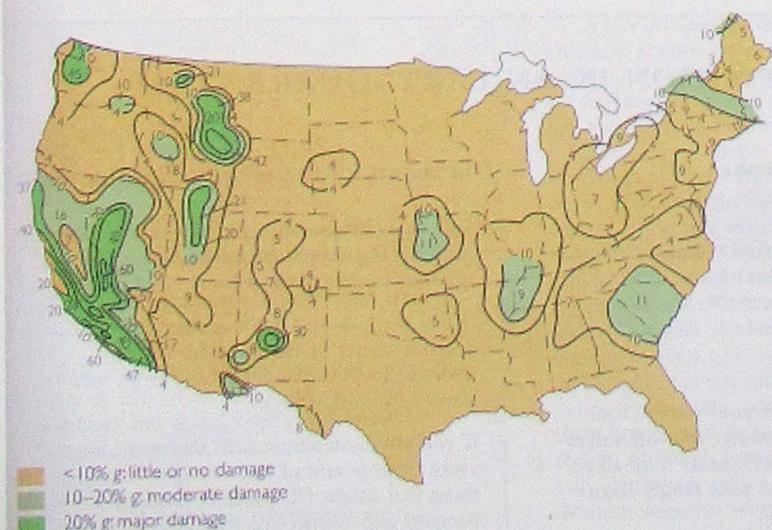
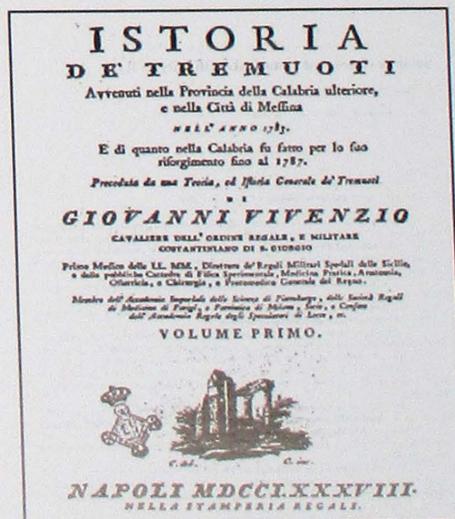
Lunghezza della struttura sismogenetica, sua Attività nel tempo, Spostamento del terreno lungo la frattura, Definizione di aree sismicamente omogenee, Caratterizzazione della geologia dei siti colpiti dall'evento sismico

Poiché il terremoto appartiene a quei fenomeni che non possono essere riprodotti in via sperimentale, la raccolta dei dati riguardanti gli effetti di terremoti accaduti in epoca storica (sismicità storica) è di grandissimo interesse. Gli **Storici**, attraverso un articolato e difficile lavoro di ricerca, forniscono informazioni su un grandissimo numero di terremoti avvenuti negli ultimi 2000 anni.

### CONTRIBUTO NUMERICO ALLA PERICOLOSITA'



Identificazione di terremoti del passato, localizzazione dell'epicentro degli eventi storici, Data dell'evento, Intensità all'epicentro e negli altri siti danneggiati



Il calcolo della Pericolosità sismica segue un approccio probabilistico. Tutte le informazioni fornite dai fisici, dai geologi e dagli storici sono tradotte in numeri che concorrono, attraverso complicate elaborazioni realizzate dagli **Statistici**, a definire la quantità "Pericolosità sismica".

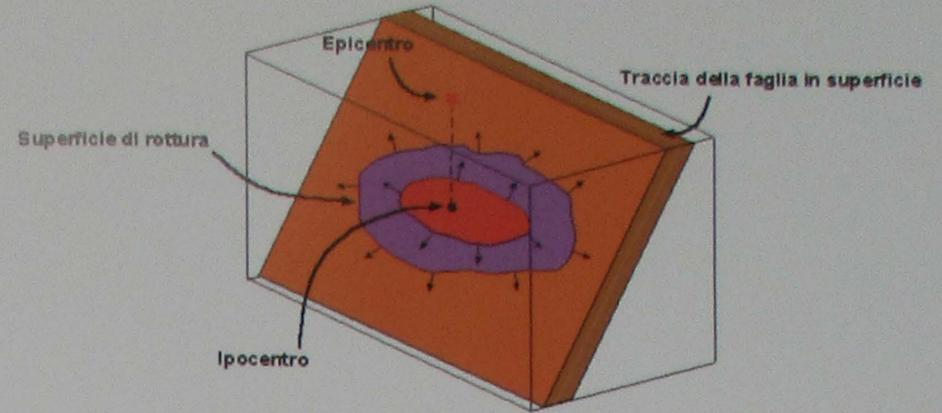
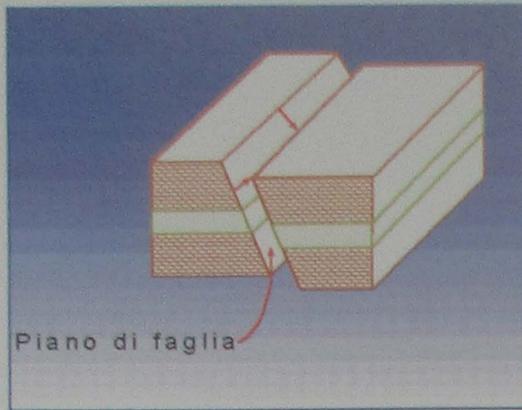
### CONTRIBUTO NUMERICO ALLA PERICOLOSITA'



Stima della probabilità che un evento sismico possa accadere in un dato intervallo di tempo in una certa area

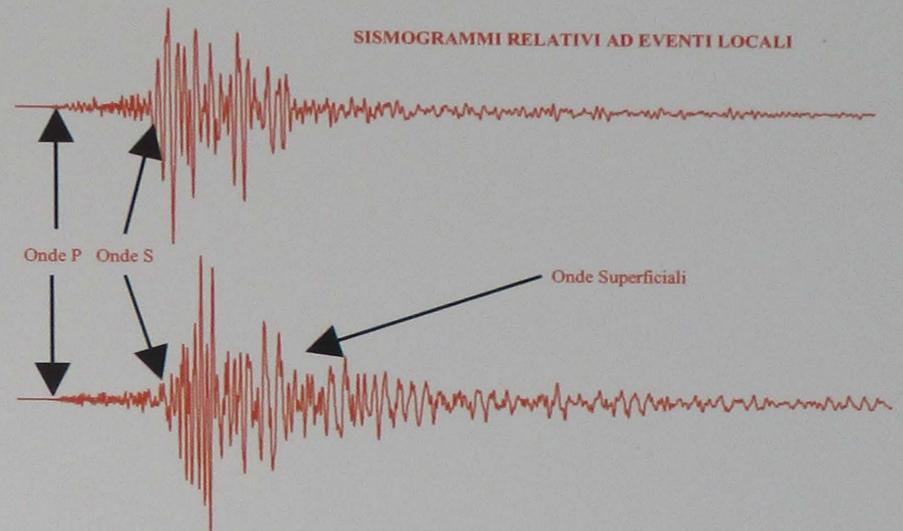
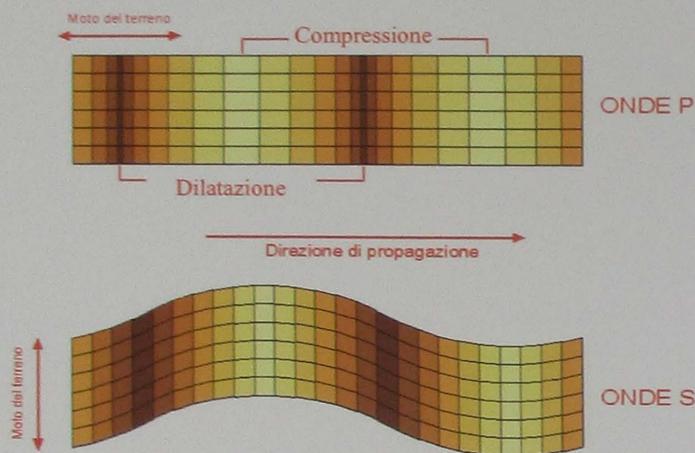
# SORGENTI E ONDE

## IL TERREMOTO COME FENOMENO FISICO



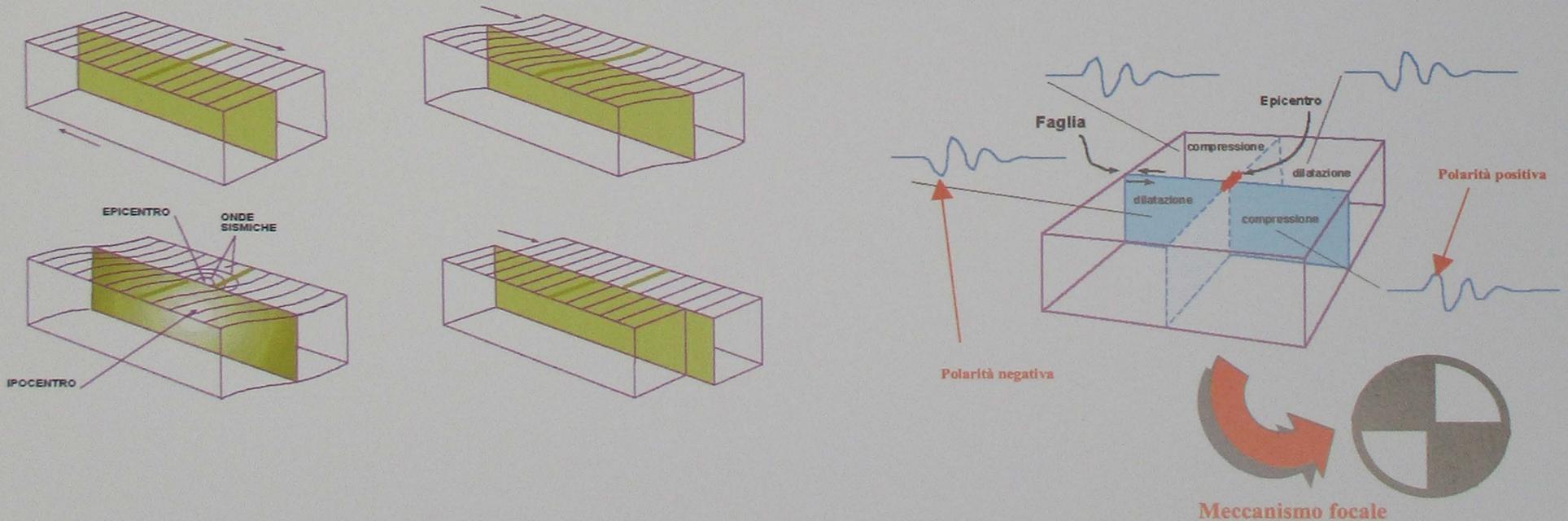
### LA SORGENTE DI UN TERREMOTO

Una semplice definizione di sorgente sismica, o fuoco del terremoto, è la seguente: un terremoto si verifica quando due blocchi di roccia si muovono l'uno rispetto all'altro lungo un piano chiamato **piano di faglia**. Durante il processo di rottura, l'energia elastica che era accumulata nelle rocce viene liberata improvvisamente sotto forma di calore, prodotto dall'attrito, e sotto forma di onde elastiche (le onde sismiche). Il punto iniziale della frattura, detto **ipocentro**, può essere molto prossimo alla superficie o anche molto profondo. In Italia i terremoti si verificano quasi esclusivamente entro i primi 20 km di profondità, eccetto qualche raro caso di eventi profondi fino a 50 km nell'Appennino e di eventi più profondi, fino a 300 km, nel Tirreno meridionale. L'**epicentro** è il punto sulla superficie terrestre esattamente al di sotto dell'ipocentro. La **rottura** si propaga sul piano di faglia con velocità massime intorno a 3 km/s; le superfici di rottura interessate dipendono dalla grandezza dell'evento sismico e possono raggiungere anche le centinaia di chilometri quadrati. Ciò si ripercuote sulla durata dell'evento, che può essere di alcuni secondi. Le dimensioni e l'orientazione del piano di faglia, la velocità dello spostamento e l'ammontare dello spostamento possono essere calcolati dalle registrazioni sismiche.



### LE ONDE GENERATE DA UN TERREMOTO

Il processo di rottura tra due blocchi di roccia genera onde sismiche (paragonabili alle onde acustiche create da un fulmine) che si irradiano dalla sorgente in tutte le direzioni. Vengono generati due tipi principali di onde: le onde di compressione (chiamate anche **onde P** o longitudinali) e le onde di taglio (chiamate anche **onde S** o trasversali). La differenza tra questi due tipi di onde è nel **moto del terreno** che esse determinano. Per le onde P, le particelle si muovono nella stessa **direzione di propagazione** dell'onda; per le onde S, le particelle si muovono perpendicolari alla direzione di propagazione dell'onda. L'onda P ('onda prima' - la prima onda) viaggia a velocità più elevata e arriva, quindi, prima dell'onda S ('onda seconda' - la seconda onda); l'onda S non si propaga nei fluidi. Le velocità delle onde sismiche dipendono dalle caratteristiche fisiche del mezzo attraversato (ad esempio dei diversi tipi di roccia) e variano da alcune centinaia ad alcune migliaia di metri al secondo. Utilizzando la differenza tra i tempi di arrivo delle onde S e delle onde P si può calcolare la distanza della sorgente dal punto in cui siamo. Oltre alle onde P ed S (chiamate anche **onde di volume**), che viaggiano attraversando l'interno della Terra, ci sono altri tipi di onde, chiamate **onde superficiali**, che viaggiano lungo la superficie terrestre. Le onde superficiali viaggiano a velocità inferiore di quella delle onde P e delle onde S e rappresentano le fasi di massima ampiezza sulle registrazioni a grande distanza dalla sorgente. Per terremoti locali, le onde superficiali sono contigue alle onde S e risultano molto evidenti in situazioni geologiche caratterizzate da strati superficiali di terreno poco rigido. Le oscillazioni del terreno sono registrate da stazioni sismiche che convertono il moto del suolo in un segnale elettrico. I **sismogrammi** sono la rappresentazione grafica di tale segnale; su essi si possono individuare gli arrivi delle diverse fasi sismiche. I sismometri possono registrare sia la componente verticale che le componenti orizzontali del moto del terreno.

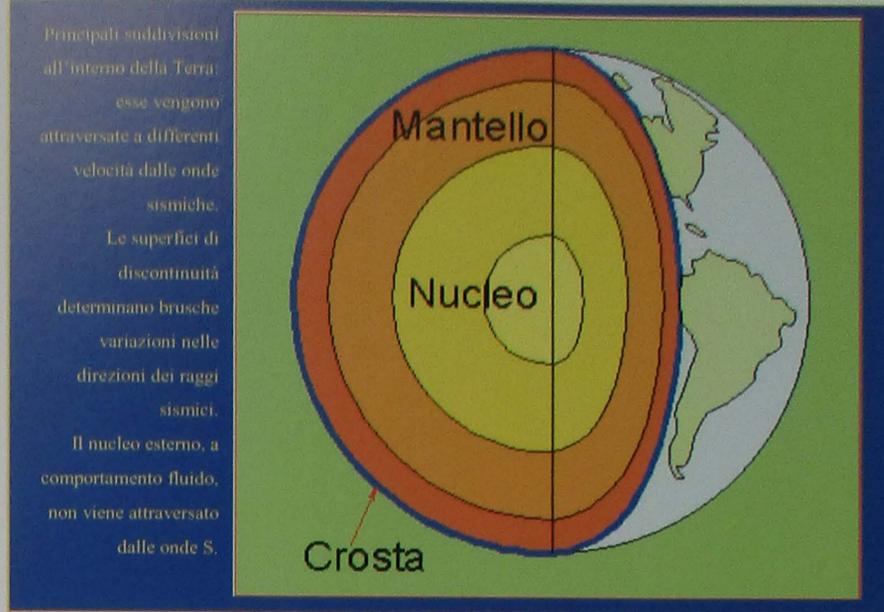


### IL MECCANISMO FOCALE

Le aree sismicamente attive sono sottoposte a un campo di sforzi che deforma le rocce circostanti una faglia. Mano a mano che le deformazioni si accumulano, le rocce cominciano a deformarsi in modo plastico; la deformazione continua fino a che non viene superata la resistenza del materiale. Quando ciò avviene, si genera una rottura improvvisa nel punto più debole; la frattura si espande rapidamente lungo un piano, detto faglia, fino a ritrovare una nuova posizione di equilibrio. Durante il processo descritto, la zona a ridosso del piano di faglia può essere divisa in quattro quadranti, di cui due in compressione nel verso dello spostamento sulla faglia e due in distensione nel verso opposto. Questo fenomeno condiziona la forma dei primi impulsi registrati su un sismogramma, che mostreranno versi opposti (**polarità positiva**, **polarità negativa**) se relativi a raggi sismici provenienti da quadranti in compressione o in dilatazione. L'orientazione spaziale della faglia che genera un terremoto può essere derivata dalla direzione degli arrivi della componente verticale delle onde P dei segnali sismici. Per terremoti di forte o moderata energia, le stazioni di tutto il mondo sono utilizzate per derivare la cosiddetta "soluzione del piano di faglia" (**meccanismo focale**), cioè una rappresentazione grafica della geometria e del movimento della faglia che genera il terremoto. Per fare ciò si immagina una piccola sfera intorno alla sorgente del terremoto. Secondo quanto appena detto, questa sfera focale sarà divisa in quattro settori, due in compressione e due in dilatazione, separati da due piani nodali, uno dei quali corrisponde al piano di faglia che ha generato il terremoto. Attraverso una proiezione stereografica, questa sfera viene rappresentata in piano; i due quadranti in compressione sono riportati in nero, gli altri due in bianco. In questo modo si esprime convenzionalmente, in tutto il mondo, l'orientazione e inclinazione del piano di faglia che, alla sorgente, ha determinato il terremoto, come anche la direzione e verso del movimento avvenuto lungo tale piano.

# IL VIAGGIO DELLE ONDE

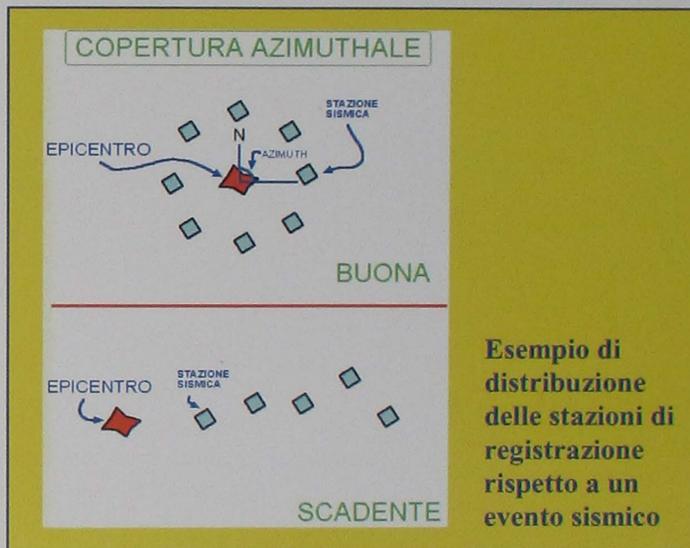
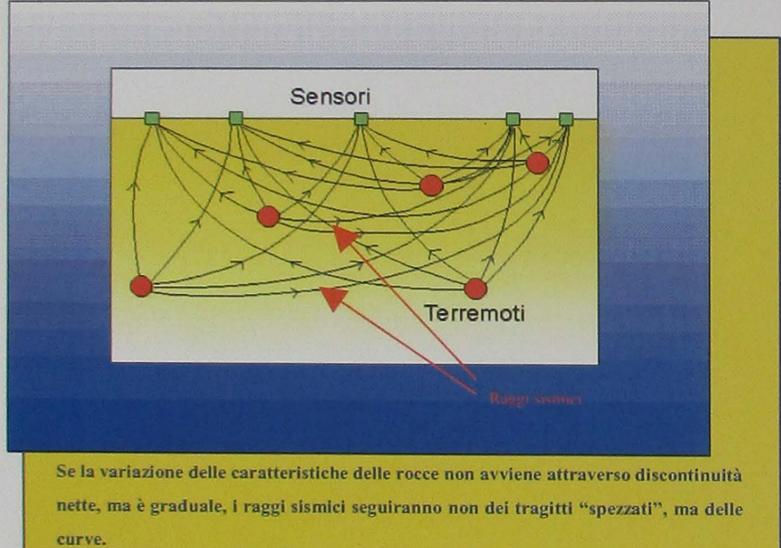
## LOCALIZZAZIONE E MISURA DI UN TERREMOTO



### LA PROPAGAZIONE DELLE ONDE SISMICHE - L'ATTENUAZIONE

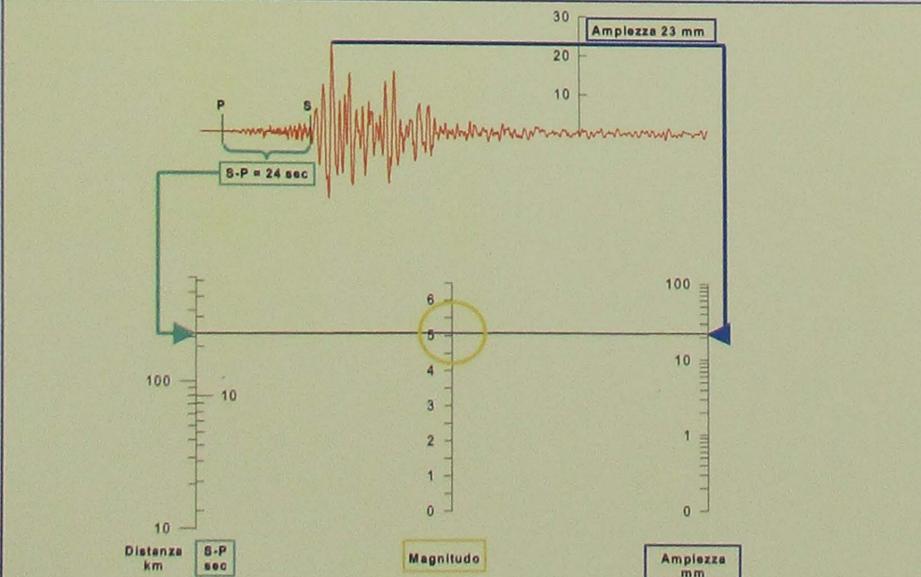
Un bagnino, dovendo salvare una persona che sta affogando, sceglierà il percorso che permetterà di raggiungerla nel minor tempo possibile. Tale percorso non coinciderà necessariamente con il tragitto più breve, tenendo conto che l'uomo corre più velocemente di quanto nuoti. In natura, sia la luce che le onde sismiche si comportano proprio come il nostro bagnino, seguendo il principio del tempo minimo, anche noto come Principio di Fermat. Il principio di Fermat è alla base del fenomeno della rifrazione, per cui quando un raggio sismico incontra una brusca variazione di velocità subisce una deviazione e percorre anche tratti più lunghi, ma nei mezzi che permettono una velocità più elevata. Se le variazioni di velocità sono regolari, il raggio sismico viene deviato costantemente e percorre traiettorie curvilinee. Questo fenomeno si verifica sia a piccola scala che a scala planetaria: infatti, all'interno della Terra sono presenti diverse discontinuità che separano strati caratterizzati da differenti velocità di propagazione. Tali discontinuità causano deviazioni del raggio sismico.

La Terra non ha un comportamento perfettamente elastico, e le onde che vi si propagano si attenuano, nel tempo, a causa di vari meccanismi di perdita di energia. In pratica, per le onde sismiche si verifica ciò che avviene per un suono, che si sente sempre più flebile e indistinto in funzione da quanto si è lontani dalla sorgente, fino a che non si arriva a udirlo. Le leggi fisiche che definiscono il modo in cui le onde sismiche si attenuano sono soprattutto di tipo sperimentale; questo significa che esse vengono ricavate dall'osservazione diretta (dati strumentali) di come l'attenuazione si sia verificata in occasione di alcuni terremoti avvenuti nell'area in esame.



### LA LOCALIZZAZIONE DI UN TERREMOTO

Localizzare un terremoto significa conoscerne il tempo origine (quando), le coordinate geografiche e a quale profondità si è verificato (dove). La localizzazione epicentrale determina le coordinate geografiche dell'epicentro. La localizzazione ipocentrale determina anche la profondità del fuoco. Per localizzare un terremoto si costruisce un modello di velocità generalmente formato da strati piani e paralleli. Successivamente si calcolano, sulla base del modello di velocità, i tempi di percorso dei raggi sismici e quindi i tempi di arrivo teorici delle onde P ed S, e si cerca di renderli il più possibile uguali a quelli misurati sui sismogrammi. Questo scopo si ottiene variando la posizione e il tempo origine del terremoto fino a rendere minimi gli scarti tra i tempi misurati e quelli calcolati a partire dal modello stesso. Le incertezze nella conoscenza dei modelli di velocità non ci permettono di risolvere il problema della localizzazione in maniera esatta, ma in modo statistico, per cui l'accuratezza della soluzione aumenterà con il numero delle registrazioni a disposizione. Un insieme di stazioni di registrazione disposte sul territorio prende il nome di rete sismica. La qualità delle localizzazioni degli epicentri ottenute tramite una rete dipende fortemente dalla geometria della rete stessa, che deve essere tale da racchiudere al suo interno l'epicentro del terremoto da localizzare. E' meglio, quindi, posizionare le stazioni in modo che coprano un ampio intervallo di azimuth, che è l'angolo compreso tra il Nord geografico e la stazione sismica, e che registrino onde provenienti da diverse direzioni. Anche la distanza tra le stazioni di una rete è importante e non deve essere più grande delle profondità dei terremoti da localizzare, per cui per eventi locali in Italia una rete deve avere stazioni distanziate al massimo di 20-30 chilometri.



**COME CALCOLARE DA UN SISMOGRAMMA LA MAGNITUDO RICHTER DI UN TERREMOTO**  
 Data una registrazione ricavata da un sismometro di tipo standard si compiono le seguenti operazioni:  
 \*si misura l'ampiezza massima della registrazione e se ne calcola il logaritmo;  
 \*si calcola la distanza dell'evento a partire dal tempo S-P o dalla localizzazione ipocentrale e se ne calcola il logaritmo;  
 \*sul diagramma in figura si congiungono con un segmento i valori di ampiezza e di distanza calcolati;

### LA MAGNITUDO COME MISURA DELLA GRANDEZZA DI UN TERREMOTO

La grandezza di un terremoto viene misurata sulla base del concetto di magnitudo di un evento. La magnitudo di un terremoto è una misura assoluta dell'energia irradiata dalla sorgente sismica, e si può calcolare in vari modi, determinando l'ampiezza del moto del suolo o la durata del segnale sismico. Il calcolo della magnitudo Richter, o magnitudo locale, che risale agli anni trenta e rappresenta il primo esempio di magnitudo mai utilizzata, è tuttora uno dei metodi più diffusi. Esso si basa sulla massima ampiezza misurata sulla registrazione del moto orizzontale del terreno, scalata in funzione della distanza ipocentrale. La scala della magnitudo è logaritmica; ciò vuol dire che un grado di magnitudo in più corrisponde ad un'ampiezza del moto del terreno dieci volte maggiore. In linea di principio, la magnitudo è illimitata; tuttavia, da un punto di vista fisico, l'energia che si può accumulare in una sorgente sismica non è infinita e nella realtà non sono stati, finora, registrati terremoti di magnitudo superiore a circa 8.7 (7.5 in Italia durante il terremoto di Messina del 1908). Non bisogna confondere la magnitudo di un terremoto con l'intensità macrosismica misurata sulla scala Mercalli. Quest'ultima, infatti, non si basa direttamente sull'energia rilasciata dal terremoto, ma sugli effetti causati dal terremoto stesso sul patrimonio edilizio e sull'ambiente fisico. Ad esempio, un terremoto con epicentro in un'area desertica non sarebbe sentito da nessuno e non provocherebbe danni; la sua valutazione in termini di intensità Mercalli non sarebbe, quindi, possibile, mentre si potrebbe comunque valutare la magnitudo a partire da registrazioni sismiche anche acquisite in stazioni lontane. A titolo di esempio e di confronto consideriamo il terremoto dell'Irpinia del novembre 1980, il più forte in Italia degli ultimi anni: per questo terremoto è stata stimata una magnitudo pari a 6.9, con un'intensità all'epicentro di 10-11 gradi della scala Mercalli.

# LA TERRA INQUIETA

## DUE TIPI DI CROSTA



Fig. 1. La superficie della Terra senza gli oceani. Si osservi il profondo contrasto tra i blocchi di crosta continentale, movimentati dalle catene montuose, e la distesa di crosta oceanica, caratterizzata dal gigantesco sistema di dorsali.

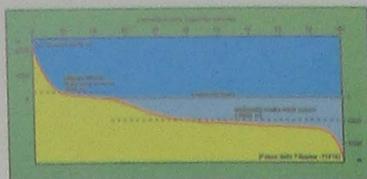


Fig. 2. Curva ipsografica della superficie terrestre: in ordinate: le altezze e le profondità, in ascissa: le percentuali (sulla superficie totale) delle aree coperte da crosta continentale e oceanica alle varie quote.



Fig. 3. La dorsale non è una catena montuosa, ma solo un inarcamento della crosta - più calda e quindi meno densa - al di sopra dell'area di risalita di magma dal mantello. A mano a mano che, dalla zona di rift, la nuova crosta si allontana in direzioni opposte, si raffredda, diviene più densa e "scende" via via fino alla quota delle pianure abissali.

Uno sguardo alla superficie terrestre mostra, sui continenti, pianure sconfiniate, tagliate da strette fasce montuose; sul fondo degli oceani, vaste pianure abissali e lunghe fasce rilevate, le dorsali oceaniche (Fig. 1).

Ma perché esistono ampie porzioni di superficie più alte (i continenti) e porzioni ancor più ampie relativamente più basse (i fondali degli oceani)? Il planisfero fisico, costruito eliminando l'acqua dei mari, mostra infatti una caratteristica fondamentale della superficie terrestre: essa risulta distribuita in grandissima parte (quasi l'80%) su due soli livelli: uno alla quota media di poche centinaia di metri rispetto al livello del mare, l'altro a circa 3 o 4 km più in basso, sotto il livello del mare; il raccordo tra i due scalini avviene con la scarpata continentale (Fig. 2).

Al livello con quote più alte corrispondono le vaste **aree pianeggianti**: il "cuore" dei continenti; al livello con quote

inferiori corrispondono invece le ancor più vaste **piane abissali**, coperte dalle acque degli oceani. Le grandi **catene montuose**, che culminano con gli 8872 metri del M. Everest, coprono in tutto solo il 10% della superficie terrestre, mentre le **dorsali oceaniche**, lungo le quali il fondo dell'oceano si inarca dolcemente fin quasi a emergere, ne coprono meno del 10%. Infine le fosse oceaniche, che scendono fino ai quasi -11.000 metri dell'abisso Challenger (Fossa delle Marianne), sono appena poco più dell'1% della superficie.

Quella che noi osserviamo è, in realtà, la superficie della **crosta terrestre**, cioè dell'involucro roccioso più esterno del nostro pianeta, di modesto spessore: tale involucro galleggia letteralmente, per la minor densità delle rocce che lo formano, sopra il **mantello**, costituito da rocce di maggior densità.

I due diversi livelli di galleggiamento sono dovuti al fatto che esistono due diversi tipi di crosta (Fig. 3): uno formato di rocce molto eterogenee, ma a densità media minore (circa 2700 kg/m<sup>3</sup>, cioè 2,7 volte la densità dell'acqua, che è di 1000 kg/m<sup>3</sup>), l'altro formato di rocce molto più omogenee, ma con densità media più elevata (circa 3000 kg/m<sup>3</sup>). La crosta di tipo "**continentale**" (in realtà si estende anche in parte sotto i mari, fino alla scarpata continentale) ha uno spessore medio maggiore (circa 40 km), per cui sprofonda di più nel mantello (la cui densità è 3300 kg/m<sup>3</sup>), ma, essendo più leggera, emerge ben più della crosta di tipo "**oceanica**", di minor spessore (circa 5 km) oltre che più densa.

## LA DANZA DELLE PLACCHE

Agli inizi degli anni '60, la nascita della **Teoria delle tettoniche delle placche** diede l'avvio a una profonda rivoluzione nelle Scienze della Terra. Da allora, geologi e geofisici hanno continuamente sottoposto a verifiche e ad aggiustamenti questa teoria e oggi riusciamo a comprendere molto meglio come il nostro pianeta sia stato modellato dai lenti movimenti delle placche.

L'immagine qui affiancata è ormai abbastanza nota, in questa o in altre versioni simili, e riassume i concetti fondamentali della tettonica delle placche.

Il mosaico di crosta oceanica e crosta continentale è solo un primo aspetto della complessità dell'involucro più esterno della Terra. Alla distribuzione dei due tipi di crosta si sovrappone infatti una specie di "rete" globale a maglie irregolari, formate dall'intersezione di lunghe e strette fasce, lungo le quali si concentra in pratica quasi tutta l'attività del pianeta: vulcanismo, sismicità, formazione di catene montuose e così via. All'interno delle maglie, invece, la crosta appare da lungo tempo stabile (Fig. 4).

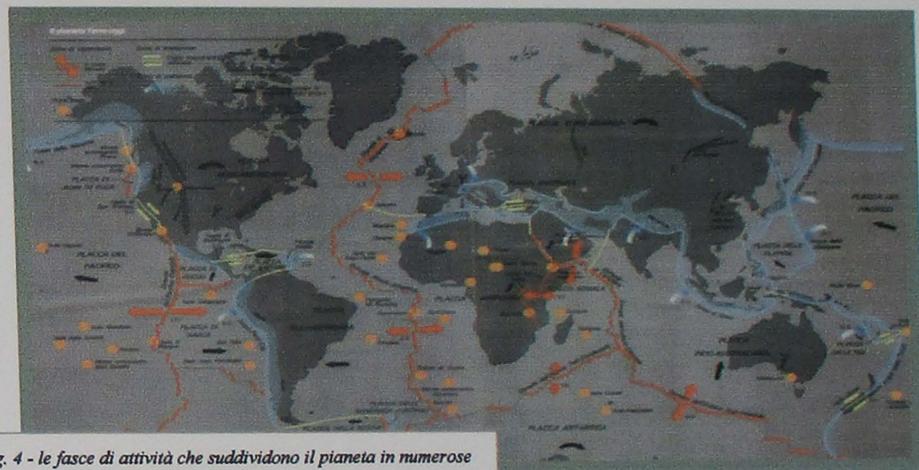


Fig. 4 - le fasce di attività che suddividono il pianeta in numerose "maglie". In rosso: dorsali oceaniche; in blu: fosse abissali e catene montuose; in verde: faglie trasformi; cerchietti arancio: punti caldi.

Una prima parte delle fasce attive corrisponde alle **dorsali oceaniche**, cioè a quei lunghi settori di fondi oceanici che si alzano a 2-3000 metri sopra le adiacenti pianure abissali.

Il sistema di dorsali, lungo complessivamente oltre 64.000 chilometri, non ha niente a che fare con catene montuose: sono la crosta oceanica e il sottostante mantello che, più caldi e quindi meno densi rispetto ai settori adiacenti, "galleggiano" meglio e tendono, per aggiustamento isostatico, a sollevarsi nei confronti delle vaste pianure abissali adiacenti.

La sommità delle dorsali è segnata da un ampio e profondo solco longitudinale (**rift valley**), delimitato da profonde lacerazioni che scendono attraverso tutta la crosta; la continuità della rift valley è interrotta da numerose fratture trasversali (dette **faglie trasformi**), che disarticolano le dorsali in tanti segmenti.

Sul fondo della rift valley, risalgono dal mantello grandi quantità di magma che, raffreddandosi, formano continuamente nuova crosta; infine, lungo tutto la rift valley e le faglie trasformi si manifestano numerosi terremoti con ipocentro poco profondo.

Con la loro distribuzione, le fasce di attività crostale formano un'immensa rete che si dirama su tutta la litosfera (ricordiamo: crosta + parte del mantello), suddividendola in una ventina di maglie irregolari, le **placche**: sei molto vaste, le altre assai minori (Fig. 4). Alcune placche sono formate di sola litosfera (e quindi crosta) oceanica, altre di sola litosfera continentale, altre ancora da porzioni dei due tipi. Ogni placca è delimitata da una combinazione di margini che corrispondono ai diversi tipi di attività: dorsali, fosse, faglie trasformi e catene montuose ancora in "costruzione"; al loro interno, invece, le placche sono essenzialmente stabili per lunghissimi periodi di tempo.



Fig. 5 - Una sezione, tagliata lungo un ampio settore della Terra, che mette in evidenza la litosfera (crosta e parte alta del mantello superiore) che galleggia sull'astenosfera (porzione del mantello più "plastica" perché parzialmente fusa). La litosfera è frammentata in lembi (placche) in movimento.

L'asse delle dorsali corrisponde in definitiva a una specie di enorme "crepa" nella **litosfera**, cioè nell'involucro rigido della Terra formato dalla crosta (oceanica o continentale) e da parte del sottostante mantello, per uno spessore che varia da alcune decine a fino a oltre un centinaio di km. Lungo tale crepa si forma, per eruzioni vulcaniche sottomarine, nuova crosta (anzi, nuova litosfera) oceanica, mentre quella già esistente continua ad allontanarsi ai due lati della rift valley, costituendo i fianchi delle dorsali e, quando è ormai fredda e lontana, le pianure abissali.

Un secondo gruppo di fasce attive corrisponde alle **fosse abissali**, quelle lunghe depressioni del fondo oceanico che scendono anche a più di 10.000 metri di profondità. Esse sono sistematicamente accompagnate da fasce parallele di intensa attività vulcanica, che si manifesta sotto forma di archi di isole vulcaniche (come le Marianne, lungo la fossa omonima) o di allineamenti di imponenti edifici vulcanici lungo il bordo di un continente (come nelle Ande, parallele alla fossa del Perù-Cile). Il sistema fosse-archi vulcanici (**archi magmatici**) è caratterizzato anche da intensa sismicità, con ipocentri dei terremoti distribuiti dalla fossa fino a circa 700 km di profondità (cioè entro il mantello), e disposti lungo una superficie ideale (superficie di Benioff-Wadati) che si immerge dal fondo della fossa sotto l'arco vulcanico.

Il terzo gruppo di fasce di attività corrisponde a lunghi settori di **catene montuose** geologicamente giovani, localizzate spesso all'interno di aree continentali, come il sistema montuoso alpino-himalayano. Lungo tali fasce di alti rilievi la crosta raggiunge uno spessore anche doppio del normale ed è soggetta a lenti movimenti (sia verticali che laterali), segnati spesso da intensa e violenta attività sismica, con origine di terremoti (ipocentri) entro lo spessore della crosta.

In definitiva, la "danza delle placche", con la migrazione dei continenti, l'aprirsi e il chiudersi di oceani, il sorgere e la scomparsa di catene montuose non è altro che il riflesso di un meccanismo innescatosi da miliardi di anni per trasferire calore dall'interno all'esterno del pianeta, senza il quale la Terra tornerebbe allo stato fuso.

# SISMICITA' NEL MONDO - 1

## DORSALI OCEANICHE E LACERAZIONI CROSTALI

La distribuzione dei vulcani e dei terremoti sulla faccia della Terra non è casuale. Entrambi i fenomeni sono principalmente localizzati in corrispondenza dei margini dei grandi frammenti in cui è suddivisa la litosfera, noti come placche. Alcuni sono localizzati dove le placche si separano (dorsali oceaniche e rift continentali) o scivolano una accanto all'altra (faglie trasformi), altri invece dove

le placche entrano in collisione (fosse di subduzione). A seconda della loro posizione nel mosaico globale delle placche, i vulcani mostrano caratteristiche diverse; così, pure i terremoti si manifestano a diversa profondità all'interno del mantello per tipo di attività, chimismo, morfologie, associazioni litologiche e coal via.

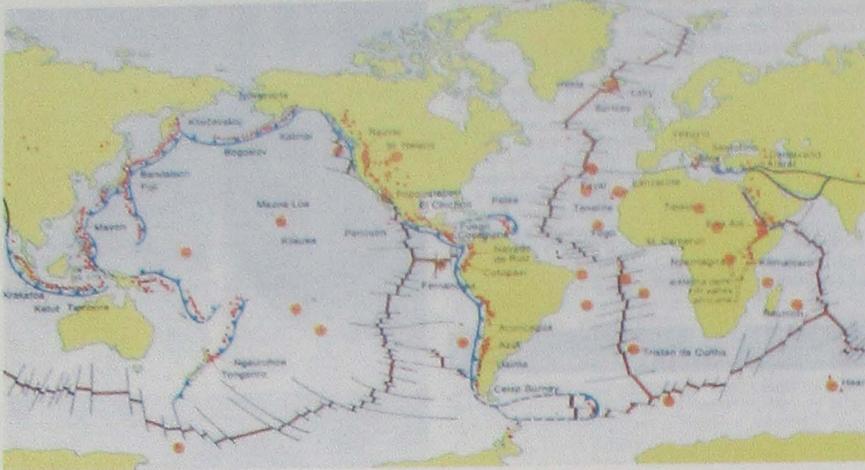


Fig. 1 - Distribuzione geografica degli oltre 500 vulcani attivi. Si osservi la stretta associazione tra vulcani e fosse di subduzione (come, ad esempio, lungo la "cintura di fuoco" nel Pacifico) e si tenga presente che l'asse dell'intero sistema di dorsali oceaniche è sede di continua emissione di lave. Sono stati indicati inoltre i principali punti caldi.

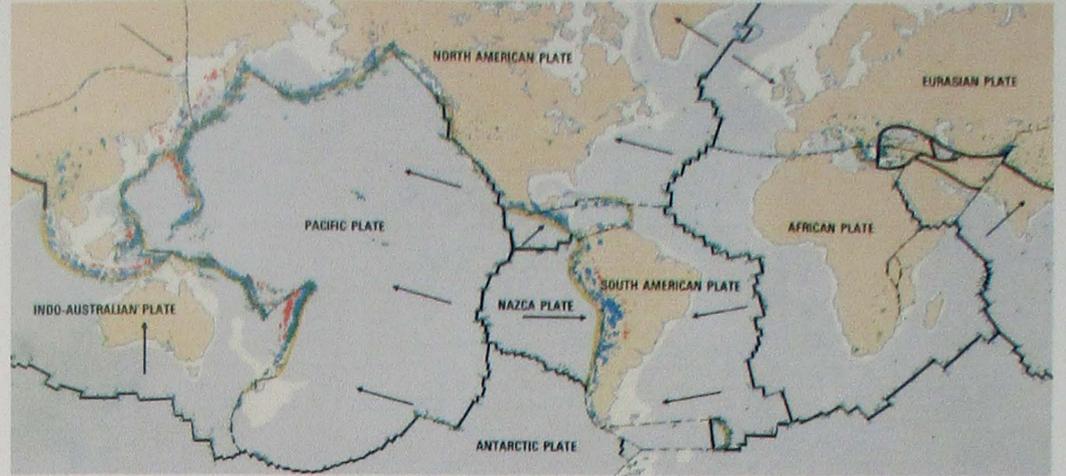


Fig. 2 - Distribuzione mondiale dei terremoti con magnitudo maggiore di 4,5 nell'arco di 10 anni. I terremoti si verificano lungo i margini delle placche. I diversi colori dei puntini che rappresentano la distribuzione dei terremoti corrispondono alla diversa profondità dei fuochi: mentre lungo le dorsali si verificano sempre a modeste profondità, nelle zone di subduzione si manifestano fin oltre 700 km di profondità.

### LE DORSALI OCEANICHE



Fig. 3 - (a sinistra) Dorsale Medio-atlantica, che separa le placche americane da quelle euro-asiatica e africana. Puntini neri: principali epicentri di terremoti; triangolini rossi: principali vulcani. (sopra) L'Islanda è un tratto emerso della Dorsale Medio-atlantica. I segni indicano la distribuzione dei principali epicentri di terremoti.

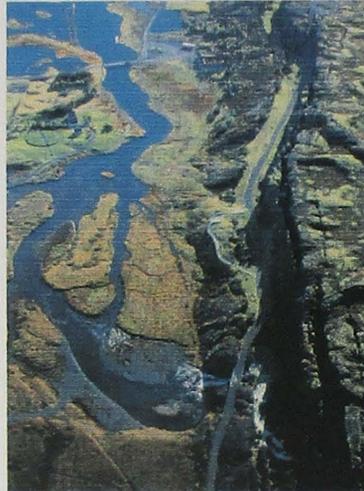


Fig. 4 - Foto aerea dell'area di Thingvellir, presso Reykjavik, in Islanda. La scarpata (in ombra nella foto) delimita un tratto della fossa sommitale che corre lungo la dorsale Medio-atlantica. A sinistra della fenditura, la placca nord-americana si sta allontanando verso Ovest rispetto alla placca euroasiatica, che si sviluppa a Est della dorsale (vedi Fig. 3).



Fig. 5 - Schema di un margine divergente di placche (dorsale oceanica). Il movimento di allontanamento (freccie bianche) è accompagnato dalla risalita di magma dall'astenosfera che viene effuso sotto forma di lava lungo la fossa alla sommità della dorsale oceanica. (nell'ingrandimento) La fratturazione in atto nella litosfera e l'attrito del magma lungo le pareti delle fessure provocano ripetuti sismi, con ipocentri a bassa profondità (\*).

### I RIFT CONTINENTALI

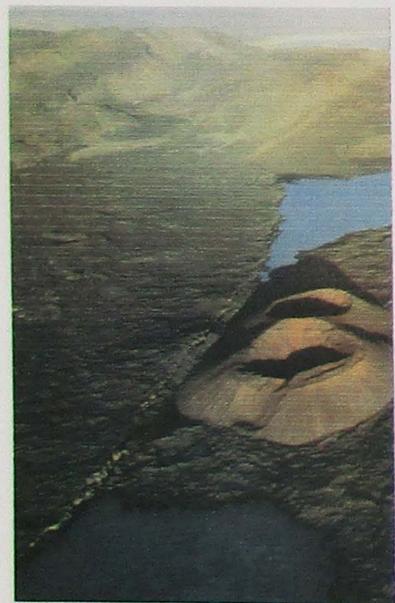


Fig. 6 - LA RIFT VALLEY: DOVE L'AFRICA SI SPEZZA. Rift vulcanico di Assal, nel Gibuti, nei pressi del Golfo di Aden. Questa struttura si collega al sistema di lunghe depressioni che viene definito, nel suo complesso, Rift Valley africana. Si tratta di un'ampia fenditura della litosfera che ha iniziato a formarsi circa 20 milioni di anni fa e che, attualmente, a partire dal Mar Rosso taglia tutta l'Africa orientale con un'estensione di circa 8700 km e una larghezza variabile fra 30 e oltre 200 km. In queste profonde depressioni l'affluenza di corsi d'acqua privi di uno sbocco al mare ha dato origine a grandi laghi, mentre la risalita di magmi lungo le principali fratture ha permesso la formazione di imponenti sistemi vulcanici. L'origine del rift ben s'inquadra nell'ambito della dinamica delle placche, in quanto rappresenta le fasi iniziali di frammentazione di un continente che condurranno all'apertura di un nuovo oceano, come prosecuzione del Mar Rosso.

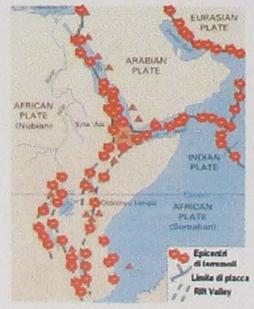


Fig. 7 - La Rift Valley africana e i suoi rapporti con i limiti delle placche circostanti. I triangolini rossi rappresentano i vulcani attivi in epoca storica, mentre l'area in colore corrisponde al "triangolo dell'Afar", una "giunzione tripla", dalla quale ben tre placche si allontanano una dall'altra: la placca araba (a Nord) e le due sub-placche africane (nubiana a Ovest e somala a Est), in corso di formazione. Le fratture che delimitano la Rift Valley generano, con il loro continuo movimento, numerosi terremoti a modesta profondità, proprio come avviene lungo le dorsali oceaniche.

Fig. 8 - L'apertura del Mar Rosso e la formazione del "triangolo dell'Afar", destinato ad essere invaso dal mare.

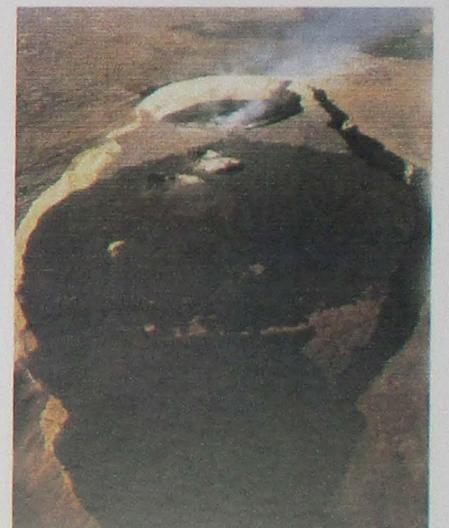


Fig. 9 - Vista aerea della caldera alla sommità del vulcano a scudo Eria 'Ale, sviluppatosi nella Fossa della Dancaalia, all'interno del "triangolo dell'Afar".

### LE FAGLIE TRASFORMI

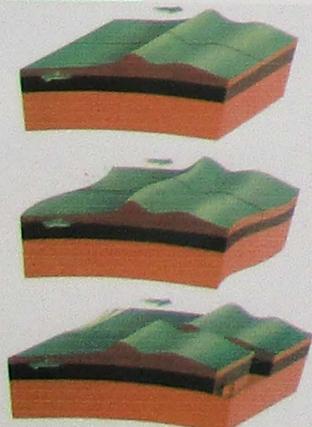


Fig. 10 - Ecco ciò che avviene quando due placche scorrono in direzioni opposte una a fianco dell'altra lungo una lacerazione verticale (faglia trasformi). L'attrito che si verifica provoca violenti terremoti.



Fig. 11 - Veduta aerea di un tratto della famosissima faglia trasformi di San-Andreas, in California.

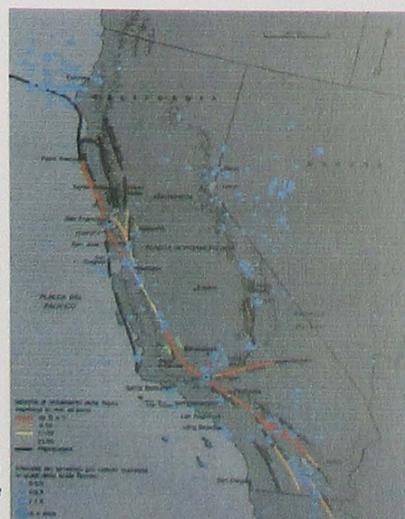


Fig. 12 - Il complesso sistema di lacerazioni che compongono la Faglia di San Andreas, lungo la quale la placca del Pacifico (a sinistra) si muove verso Nord-Ovest, mentre la placca Nordamericana si muove in direzione opposta. E' indicata la distribuzione degli epicentri dei terremoti più forti. Le linee rosse indicano le zone al momento più pericolose dell'intera faglia.

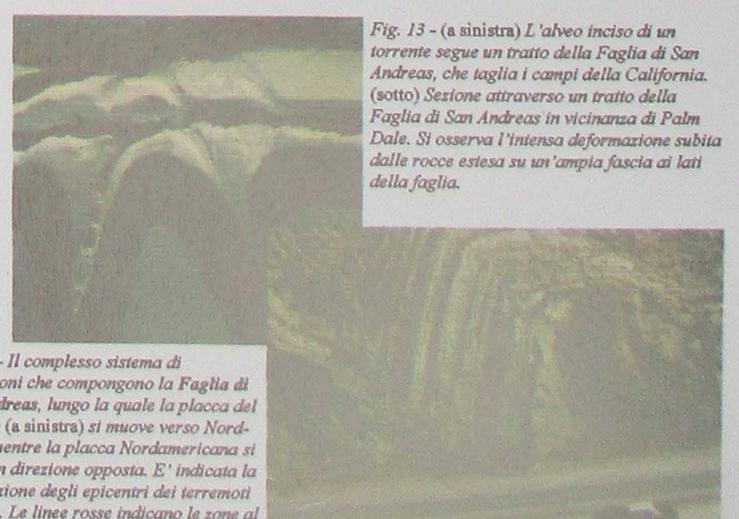


Fig. 13 - (a sinistra) L'alveo inciso di un torrente segue un tratto della Faglia di San Andreas, che taglia i campi della California. (sotto) Sezione attraverso un tratto della Faglia di San Andreas in vicinanza di Palm Dale. Si osserva l'intensa deformazione subita dalle rocce estesa su un'ampia fascia ai lati della faglia.

Secondo il modello della tettonica delle placche, le fosse oceaniche si formano come riflesso della subduzione, cioè del processo attraverso il quale una placca oceanica s'immerge sotto un'altra placca e scende nel mantello, consumandosi.

Dalla fusione della placca in subduzione e del mantello sovrastante nascono grandi quantità di magma che risalgono fino in superficie dove alimentano catene di vulcani esplosivi.



Fig. 1 - Subduzione di litosfera oceanica al di sotto di litosfera oceanica, con formazione di un arco insulare. Il simbolo indica l'ubicazione dei terremoti.



Fig. 2 - Eruzione del Pinatubo del 12 Giugno 1991. Il "pemacchio" di fumo, ceneri e lapilli è alto 18 km, arrivando al limite con la stratosfera. E' un tipico esempio della violenza esplosiva dei vulcani che si formano dove la crosta si consuma.



Fig. 5 - Il Krakatoa fa parte di una gigantesca catena di vulcani attivi lungo l'arco insulare che fiancheggia la fossa di Giava-Sumatra, lungo la quale il fondo dell'Oceano Indiano sud-orientale (Placca indo-australiana) sprofonda e si sta consumando. Nel 1883 il Krakatoa venne ampiamente demolito da un'esplosione violentissima, i cui effetti ebbero ripercussioni in tutto il mondo. Poco prima della spaventosa eruzione, che provocò la morte di 30.000 persone, dal cratere del vulcano s'innalzò un'immensa colonna di dense ceneri.

**VOUCANIC ERUPTIONS IN JAVA.**  
BATAVIA, Aug. 27.  
Terrorful detonations from the volcanic island of Krakatoa were heard last night, and were audible as far as Cionton. The flashes from the volcano are plainly visible from here. Strong is now in total darkness. Stones have fallen at that place. Batavia is also nearly in darkness. All the night lights were extinguished during the night. It is impossible to communicate with Anjar, and it is feared that some calamity has happened there. Several bridges between Anjar and Serang have been destroyed and a village near the former place has been washed away, the rivers having overflowed through the rush of the sea inland.



Fig. 6 - Eruzione del Krakatoa del 1883. L'area colorata segna la zona di ricaduta delle ceneri; la linea puntinata, quella entro cui si è risentita l'esplosione.

Fig. 7 - Ricostruzione del Krakatoa prima e dopo l'eruzione del 1883. In origine l'isola era costituita da tre coni vulcanici; dopo l'eruzione, la camera magmatica, svuotata di una grande quantità di magma, collassò provocando la formazione di una caldera. All'interno di questa si sta formando un nuovo cono vulcanico, Anak Krakatoa (Figlio di Krakatoa).

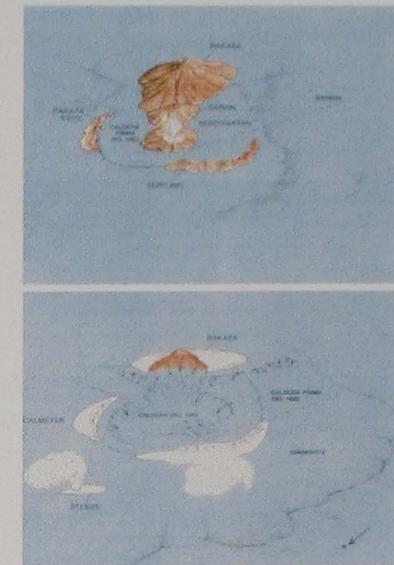


Fig. 4 - In questa serie di disegni è ricostruita l'eruzione del vulcano Santorini, nell'Egeo. Prima dell'eruzione, l'elemento morfologico dominante dell'isola era il vulcano, alto 1.600 m; esso esplose con un'eruzione parossistica lanciando nell'atmosfera 60 km<sup>3</sup> di detriti. Una volta svuotato il suo bacino magmatico (A) il Santorini sprofondò in mare, formando una vasta caldera (B). Parti del margine dell'isola, rimaste sopra il livello del mare e ingrandite da successive colate di lava (C), formano oggi l'arcipelago di Thera.

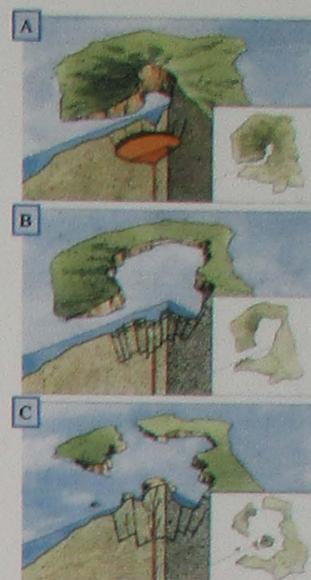


Fig. 8 - Ricerche archeologiche nell'Isola di Thera hanno riportato in luce la città di Akrotiri, coperta da una coltre di pomice e di altri depositi piroclastici di una decina di metri di spessore. La mancanza di qualunque resto degli oltre 2.000 abitanti hanno fatto concludere che l'antica città sia stata abbandonata in tempo prima dell'eruzione, che segnò la fine della civiltà minoica nell'Isola di Creta. Molti studiosi identificano nell'esplosione di Santorini l'evento che ha provocato la scomparsa dell'Atlantide descritta da Platone.

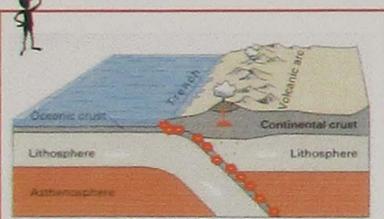


Fig. 9 - Subduzione di litosfera oceanica al di sotto di litosfera continentale. Il simbolo indica l'ubicazione dei terremoti.

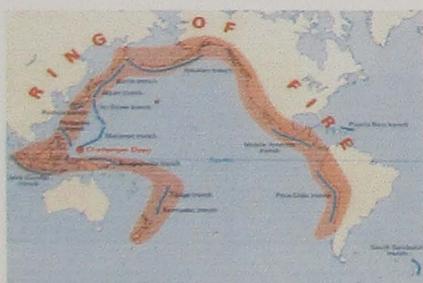


Fig. 10 - Archi vulcanici e fosse oceaniche che circondano il bacino pacifico formano la cosiddetta Cintura di Fuoco, una zona di frequenti terremoti ed eruzioni vulcaniche. Le fosse sono evidenziate in blu. Gli archi vulcanici insulari, non indicati nello schema, sono paralleli alle fosse.

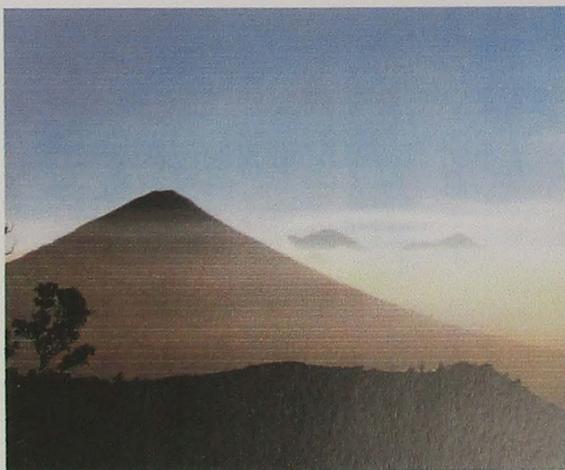


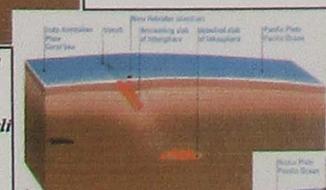
Fig. 11 - Vulcani in Guatemala. I vulcani guatemaltechi fanno parte della "Cintura di fuoco" circumpacifica che disegna il limite tra placche a litosfera oceanica e placche a litosfera continentale.



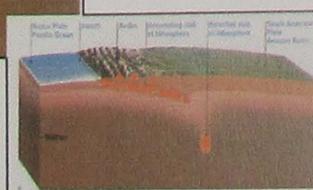
Fig. 12 - Catena delle Cascate e Monte St. Helens, prodotti dalla subduzione di una placca oceanica.



Fig. 13 - Terremoti associati a litosfera oceanica in subduzione (Giappone). Le massime profondità note per gli ipocentri superano i 700 km.



Terremoti associati a litosfera oceanica in subduzione. Un frammento di litosfera staccatosi è sede di terremoti profondi (Nuove Ebridi).



Altro esempio di litosfera oceanica in subduzione, con un frammento di litosfera staccatosi (Ande peruviane).

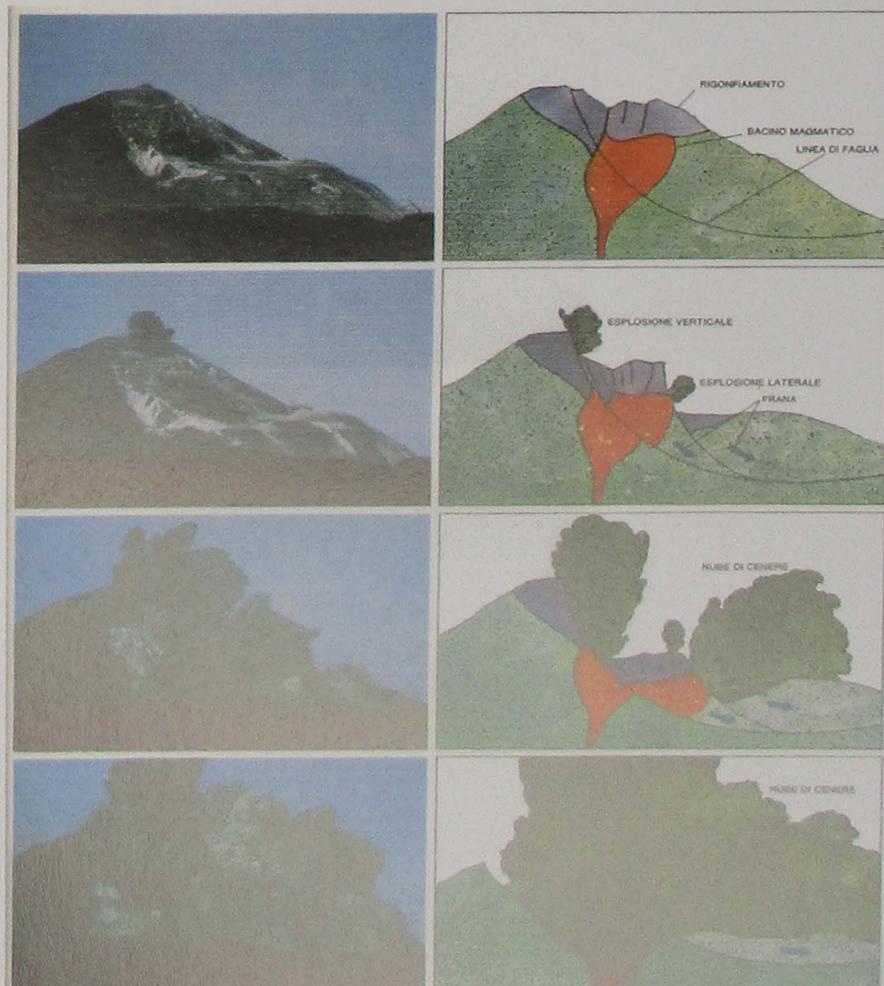


Fig. 14 - Fasi dell'eruzione esplosiva del Mount St. Helens nel Maggio 1980.

# SISMICITA' NEL MONDO - 3

## LA FUCINA DELLE CATENE MONTUOSE

Una catena montuosa corrisponde a un settore della crosta terrestre lungo il quale le quote della superficie sono nettamente più elevate rispetto alle vaste pianure continentali. Nonostante la loro imponenza, le catene montuose coprono meno del 10% della superficie della Terra: tuttavia, con le loro cime altissime sostenute da giganteschi bastioni di roccia, sono spesso ricordate come immagine di qualcosa di eterno. Ma non è così ...

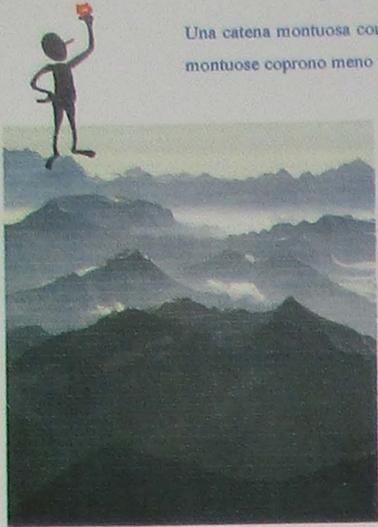


Fig. 1 - Forme articolate e alte, tipiche di catene giovanissime, come le Alpi.



Fig. 2 - Forme più dolci e cime modeste, tipiche di catene antiche: la Foresta Nera, resti di una catena di 200 milioni di anni.

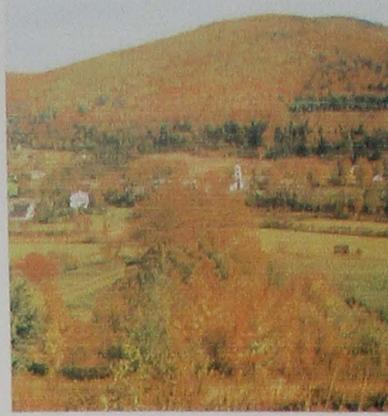


Fig. 3 - Forme più morbide sono tipiche di catene montuose ancora più antiche, come le colline del Vermont.



Fig. 4 - Un tratto di una grande area continentale pianeggiante, visto da satellite (il deserto della Nubia, attraversato dal Nilo).

L'evidenza degli alti rilievi è propria di catene geologicamente giovani, come le Alpi e l'Himalaya, che hanno iniziato a formarsi alcune decine di milioni di anni fa e che - in alcuni settori - stanno ancora sollevandosi.

I geologi, però, sanno riconoscere i resti di catene molto più antiche. I Vosgi e la Foresta Nera, oggi alti circa 1000 metri, 250 Ma fa erano imponenti quanto le Alpi, mentre le "dolci colline" della Scozia sono

i resti di una catena di oltre 400 Ma di anni fa. Ma i geologi sono andati ben oltre: nelle immense pianure continentali hanno riconosciuto le tracce di catene vecchie da 500 Ma a circa 4000 Ma.

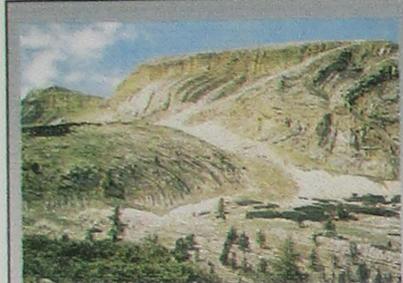


Fig. 6 - Rocce stratificate di origine marina deformate dai movimenti della crosta: le Alpi di Fanes, Dolomiti.



Fig. 9 - Granulite a granati, una roccia di forte metamorfismo che si ritiene possa rappresentare la natura petrografica della crosta profonda.

Ma come si fa a dire che un settore della crosta terrestre, che oggi mostra una superficie pianeggiante, ha fatto parte un tempo di un'importante catena montuosa? Proviamo ad analizzare l'"anatomia" di una catena di rilievi immaginando di fare un taglio verticale che, dalla superficie, attraversi tutta la crosta fino a raggiungere il sottostante mantello. La "sezione" geologica che si ottiene ha l'aspetto dello schema che segue (Fig. 5).

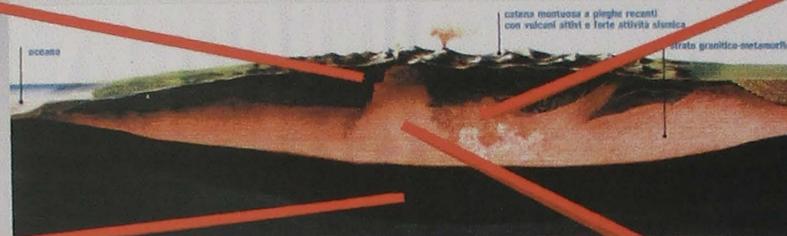


Fig. 5

Nella parte superiore della catena montuosa si osservano grossi "pacchi" di rocce stratificate (rocce sedimentarie), scompagnate da lacerazioni (= faglie), o da altre deformazioni (= pieghe). Nella parte sottostante compaiono ammassi deformati di rocce che mostrano di aver subito forti pressioni ed elevate temperature (rocce metamorfiche). All'aumentare della profondità compaiono enormi ammassi, spesso a forma di cupole o di torri, di rocce derivate da materiale fuso (= magma) che, risalendo dal basso, si è "infilato" entro le rocce circostanti, dove si è poi raffreddato (rocce magmatiche). Si forma così per esempio il granito. A maggiori profondità (anche oltre i 60 chilometri) le rocce appaiono estremamente trasformate, soprattutto per la fortissima pressione dovuta al carico delle rocce soprastanti (granuliti a granati).



Fig. 7 - Rocce metamorfiche, risultate dalla trasformazione di altri tipi di rocce sprofondate entro la crosta, per aumento di pressione e temperature.



Fig. 8 - Il Cerro Paine, in Cile, è un ammasso di granito sollevatosi con la catena delle Ande.

### Quali indicazioni si possono ricavare?

- Una catena montuosa corrisponde a un settore di crosta intensamente deformato e il cui spessore è aumentato fino a oltre il doppio dello spessore normale della crosta.
- Prima di venir deformato, il settore di crosta deve ospitare un bacino marino in cui si accumulano parecchie migliaia di metri di rocce sedimentarie per periodi anche di 100 Ma.
- Quello stesso settore di crosta deve in seguito venir schiacciato tra altri settori di crosta più resistenti, in modo da essere deformato rompendosi in blocchi e aumentando così di spessore. La sua parte inferiore sprofonda nel mantello, mentre le sue rocce vengono trasformate dal calore e dalla pressione.

### Dove sono attualmente le fucine che possono far nascere le montagne?

Il modello della tettonica delle placche ci fornisce una possibile e suggestiva risposta con il processo di convergenza di due placche, che può concludersi anche con la collisione tra due continenti. Gli schemi ne illustrano i due aspetti principali, quello che porta all'origine di catene montuose di tipo "andino" (crosta oceanica che va in subduzione e si "consuma" sotto il bordo di un continente) e di tipo "himalayano" (un lembo di crosta continentale trascinato o spinto a scorrere sopra un altro lembo di crosta continentale, con l'eliminazione di un bacino oceanico prima interposto).

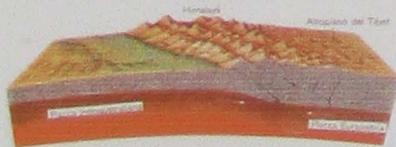


Fig. 13 - Catena di tipo himalayano. La collisione tra due placche continentali porta alla formazione di un unico continente.

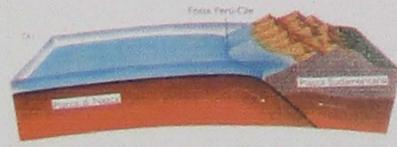


Fig. 14 - Catena di tipo andino. Una placca oceanica entra in subduzione sotto il margine di un continente: la catena montuosa continua ad accrescersi.

### Conclusioni

La crosta continentale è formata da un gigantesco mosaico di numerose catene montuose, quasi tutte totalmente spianate dall'erosione. Alcuni settori di crosta sono stati deformati più volte nel tempo e le rocce che vi affiorano portano i segni delle ripetute trasformazioni; altri, invece, non subiscono più deformazioni da miliardi di anni; ma tutti possono essere "riattivati" prima o poi, come sta avvenendo nell'Africa orientale, dove la gigantesca spaccatura crostale della Rift Valley sta dando inizio alla formazione di un nuovo oceano.

Con le sue memorie e le tracce di innumerevoli eventi di trasformazione e "riciclaggi", la crosta continentale è divenuta l'archivio della storia della Terra. La crosta oceanica, invece, con il suo continuo riformarsi lungo le dorsali oceaniche e il relativamente rapido consumarsi quasi completamente nelle fosse di subduzione, è solo una "cronaca" di alcuni fatti più recenti del nostro pianeta.

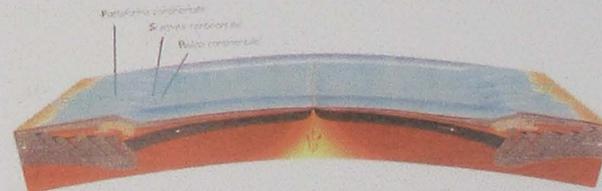


Fig. 11 - Le zone di passaggio tra continenti e oceani sono sede di accumulo di grossi spessori di rocce sedimentarie.

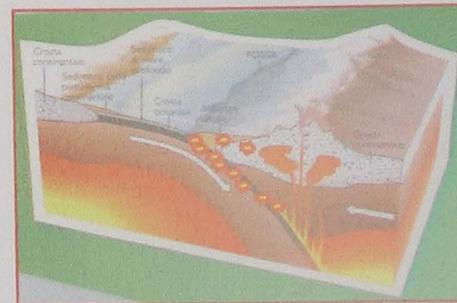


Fig. 12 - a) Una placca che comprende un continente entra in subduzione sotto un'altra placca continentale. b) Una volta "consumato" il fondo oceanico, i due continenti entrano in collisione e la fascia di contatto si deforma e si solleva. La zona di collisione è sede di forte sismicità (ipocentri).



Fig. 15 - Diversi settori della crosta continentale, distinti a seconda del periodo di tempo in cui sono stati trasformati in catene montuose.

# ... E LA TERRA SI SPACCA

## LO STUDIO GEOLOGICO DELLE FAGLIE SISMOGENETICHE

La Terra è un sistema dinamico in evoluzione in cui vengono prodotte continuamente tensioni (stress) e deformazioni (strain).

Durante un terremoto si ha l'improvviso rilascio, in corrispondenza di un piano di faglia, dell'energia elastica accumulata in una roccia sottoposta a tensione; nel momento in cui questa supera la resistenza della roccia, si determina la rottura e lo scorrimento. I materiali con un comportamento di tipo fragile, tale da poter generare questo tipo di rottura, si trovano nella litosfera (crosta e mantello superiore).

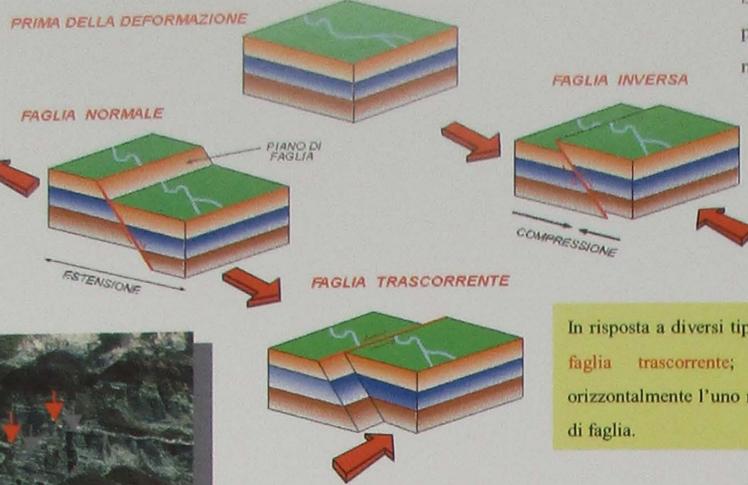
I terremoti sono associati a grandi fratture, o faglie, che tagliano la crosta terrestre e il mantello superiore.

Una faglia è una frattura nella crosta terrestre lungo la quale due blocchi crostali scorrono l'uno rispetto all'altro. Sulla base del tipo di movimento che avviene lungo il piano di faglia, si distinguono tre tipi principali di faglie: normali, inverse e trascorrenti.



Esempio di strutture da compressione: calcari e scisti della Pennsylvania (USA) interessati da vari tipi di strutture compressive: pieghe, faglie inverse, retroscorrimenti e pop-up.

Uno sforzo estensionale, o trazione, può generare una faglia normale; il blocco di tetto (sovrastante il piano di faglia) si muove secondo la pendenza della faglia, verso il basso.



In risposta ad una compressione, o accorciamento, si può generare una faglia inversa; il blocco di tetto si muove secondo la pendenza della faglia, verso l'alto.

In risposta a diversi tipi di stress si può generare una faglia trascorrente; i blocchi si muovono orizzontalmente l'uno rispetto all'altro lungo il piano di faglia.

La foto in basso mostra una parte della faglia di San Andreas (California, USA): si tratta di una faglia a rigetto prevalente orizzontale (trascorrente destra). L'espressione topografica della faglia trascorrente è evidente in una scarpata che, localmente, sposta lateralmente un corso d'acqua, come mostrato dalle frecce rosse.



Sopra: esempio di faglia normale; le frecce indicano uno strato dislocato dalla faglia.

A sinistra: particolare di una scarpata di faglia in roccia (Umbria); i geologi misurano l'orientamento del piano di faglia con la bussola.



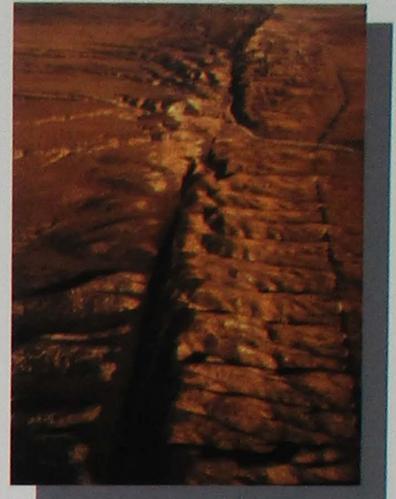
Le foto a lato e sotto mostrano due esempi di scarpate di faglia in roccia. La faglia del Monte Stabiata (a sinistra) rappresenta uno dei numerosi esempi in Appennino centrale di queste scarpate, o "nastri", nel substrato carbonatico. La sua attività interessa sedimenti del Pleistocene superiore.



Campo Imperatore



Faglia di San Andreas



Faglia di San Andreas

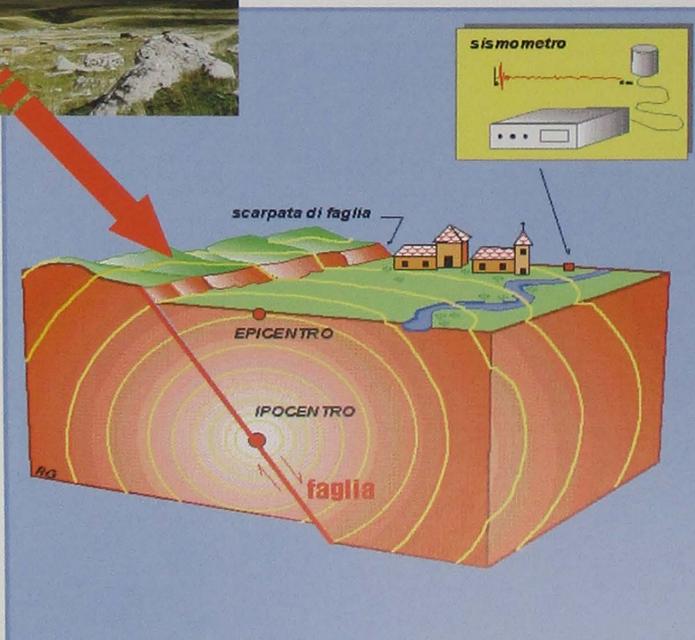
Il paesaggio può essere profondamente condizionato dai ripetuti effetti dei terremoti, specie in funzione del tipo di cinematica in atto. La foto in alto mostra un tratto della faglia di San Andreas in cui si vede la presenza di una evidente scarpata e la deviazione di una serie di linee di drenaggio. L'interpretazione delle forme del paesaggio costituisce uno strumento di indagine di tipo geologico molto significativo nello studio dei terremoti del passato.

I terremoti possono determinare vistosi effetti permanenti sull'ambiente, quali: rotture superficiali, frane, maremoti, liquefazioni e deformazioni del paesaggio.

In particolare, terremoti di elevata energia ( $M > 6$ ) possono produrre in tempi brevissimi scarpate di faglia nella superficie topografica. Si tratta dell'espressione superficiale della faglia profonda che origina il terremoto. Esse coincidono con il piano di faglia e rappresentano un tipico elemento del paesaggio in aree tettonicamente attive, quali ad esempio l'Appennino centrale (foto a lato).

I terremoti tendono a localizzarsi in corrispondenza di faglie preesistenti, che rappresentano zone di maggiore debolezza nella crosta terrestre.

L'epicentro di un terremoto è il punto sulla superficie terrestre direttamente corrispondente al fuoco o ipocentro del terremoto. Nel momento in cui l'energia accumulata dalla roccia si rilascia, generando un terremoto, si originano vari tipi di onde elastiche o sismiche (rappresentate dalle linee gialle nel disegno) che si propagano nella Terra allontanandosi dall'ipocentro del terremoto.

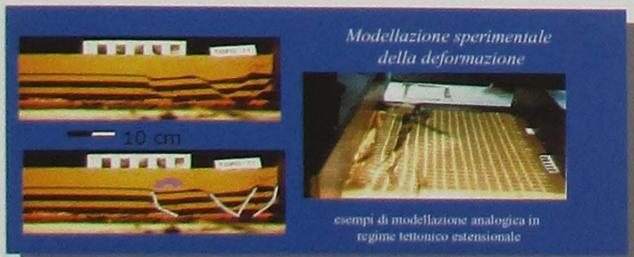
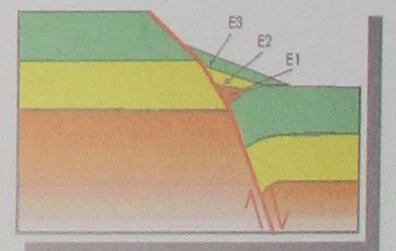


Lo studio della deformazione crostale avviene anche attraverso la realizzazione di modelli sperimentali analogici. La figura a lato mostra sinteticamente alcune foto della fase finale di uno di questi esperimenti, che prevede la realizzazione di modelli in scala, in sabbia e silicone, rappresentativi della crosta superiore. Il modello viene deformato, in questo caso, in un regime tettonico distensivo, che tende a riprodurre situazioni riconosciute in Appennino centrale, per poter studiare la distribuzione in superficie delle faglie che si generano durante l'esperimento.



I terremoti del passato vengono studiati anche attraverso lo scavo di trincee in corrispondenza dei piani di faglia. La paleosismologia studia le evidenze geologiche e stratigrafiche dei terremoti antichi e, attraverso la datazione dei terreni dislocati, ricostruisce la sequenza di terremoti associabili ad una particolare faglia e la loro distribuzione nel tempo. I dati paleosismologici consentono, quindi, di determinare la distribuzione di terremoti passati nello spazio e su intervalli di tempo dell'ordine di migliaia o decine di migliaia di anni, nonché i tempi di ricorrenza associabili alle singole faglie.

Le evidenze stratigrafiche di eventi sismici passati sono rappresentate dai depositi che si accumulano alla base della scarpata di faglia prodotta da un terremoto: E1, E2, E3 nello schema della figura a lato.



Modellazione sperimentale della deformazione

esempi di modellazione analogica in regime tettonico estensionale

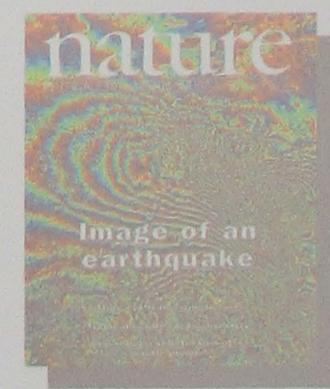
Il terremoto è preceduto da una deformazione dovuta al progressivo accumulo degli sforzi elastici nella crosta terrestre. Non tutta la deformazione si trasformerà in energia sismica al momento dell'evento sismico; una parte di essa, infatti, viene rilasciata per lenta deformazione asismica.

L'esecuzione e la ripetizione nel tempo di rilievi geodetici costituisce un importante metodo di monitoraggio delle deformazioni crostali in atto. Esistono diverse tecniche geodetiche che vengono utilizzate in funzione delle distanze in gioco, degli equipaggiamenti disponibili e del grado di accuratezza che si vuole ottenere nelle misure.

Le tecniche spaziali consentono di operare in aree dell'ordine di centinaia di chilometri, con una precisione del centimetro. Tra queste tecniche ricordiamo: laser a impulsi (SLR), radiointerferometri (VLBI) e GPS (Global Positioning System).



GPS (Global Positioning System)



La figura a sinistra mostra la copertina della rivista Nature con l'immagine del radar interferogramma, che illustra la deformazione cosismica (contemporanea al sisma) che ha accompagnato il terremoto di Landers del 1992.

# ATTENTI AL ... LUOGO

## VULNERABILITA' DELL'AMBIENTE FISICO

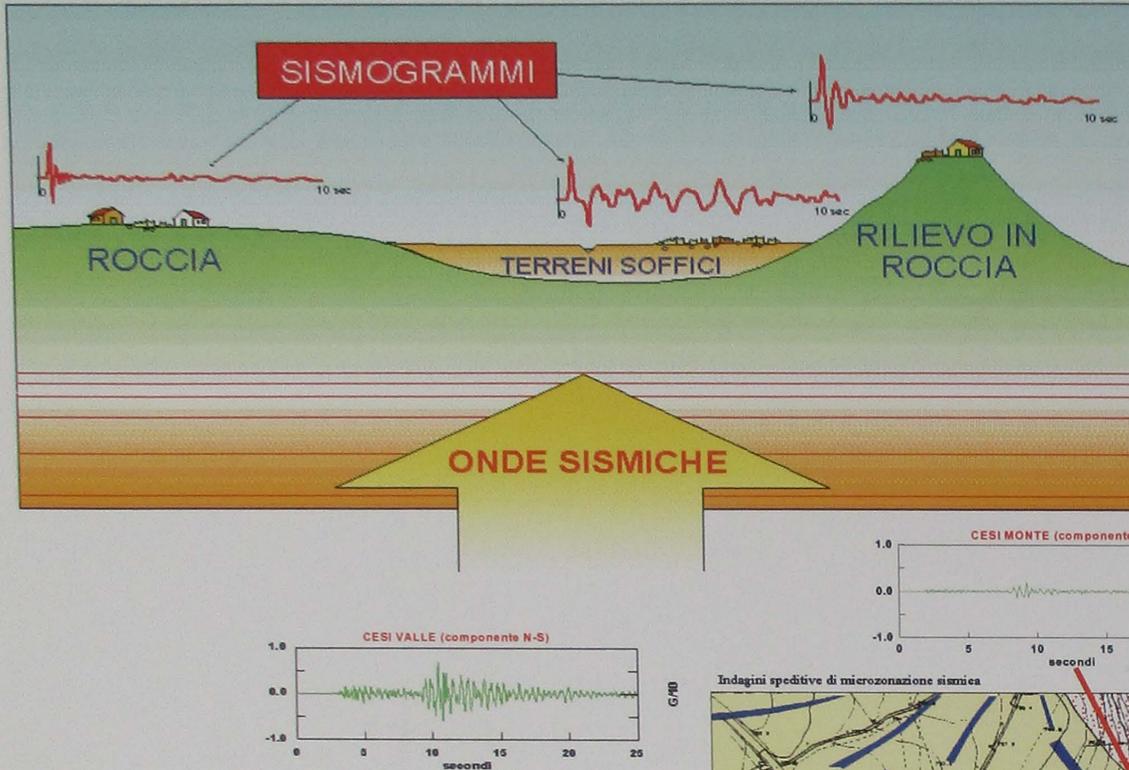
Per "effetto di sito" si intende quel fenomeno di amplificazione (o attenuazione) di alcuni parametri descrittivi del moto del suolo (velocità, accelerazione, spostamento, ecc.) dovuto alle caratteristiche geologiche del luogo investito dall'onda sismica.

Per spiegare in modo semplice e intuitivo che cosa sono gli effetti di sito, si ricorre ad un paragone che inizia con un indovinello: che differenza c'è se una goccia d'acqua cade in una bacinella vuota, piena d'acqua e grande, o piena d'acqua e piccola? Non è difficile rispondere:

- se cade in una bacinella vuota, quest'ultima rimane pressoché indisturbata;
- se cade in una bacinella piena e grande, si formano delle piccole onde che con anelli concentrici si dipartono dal punto d'impatto; l'ampiezza di queste onde diminuisce via via che esse si allontanano e dopo poco tutto ritorna in stato di quiete;
- se cade in una bacinella piccola e piena, la perturbazione è ancora maggiore: le onde provocate dall'impatto della goccia non fanno in tempo a smorzarsi, ma si riflettono in corrispondenza delle pareti del recipiente; le onde riflesse interferiscono con quelle dirette amplificando il fenomeno ed allungandone la durata.

Quello che succede in corrispondenza di un determinato "sito" quando viene raggiunto da un "treno" d'onde generato da un terremoto è analogo:

- se la roccia in affioramento è rigida, l'onda l'attraversa trasmettendo al suolo un unico impulso (vedi i sismogrammi di registrazioni effettuate su roccia nelle figure sottostanti);
  - se i terreni attraversati sono soffici, il terreno vibra come (e in realtà lo è) se fosse sconquassato da onde;
  - nel caso di terreni soffici poggiati su roccia, siamo di fronte alla situazione peggiore: le onde sismiche vengono riflesse dal contatto terreno-roccia, e l'interferenza tra i vari tipi di onde fa sì che il moto del suolo continui, violento, per un lungo lasso di tempo (vedi i sismogrammi di registrazioni effettuate su terreni soffici nelle figure sottostanti).
- Succede, in definitiva, qualcosa di analogo a quello che accade alle onde del mare in prossimità della costa: l'ampiezza delle onde aumenta (in mare si formano i frangenti).



Quando le onde sismiche arrivano in superficie e provocano il movimento del suolo, l'ampiezza, la velocità e l'accelerazione (verticale e, soprattutto, orizzontale) di questo movimento non dipendono, quindi, solo dalle caratteristiche del terremoto (magnitudo, frequenze, durata, ...), ma anche dal tipo di roccia che le onde sismiche attraversano in prossimità della superficie.

Esiste poi un effetto di sito di tipo "morfologico": l'amplificazione del moto del suolo avviene, infatti, anche in corrispondenza di particolari forme del rilievo, ad esempio alla sommità di dorsali montuose particolarmente aguzze, dove i fronti d'onda, deformandosi, si concentrano.

Nel caso schematizzato viene sottolineata la differenza tra i sismogrammi (rappresentazione del moto del suolo nel tempo) derivanti da uno stesso sisma, in funzione delle diverse condizioni geologiche in cui sono registrati.

Il modo più immediato per individuare aree in cui è possibile che si verifichino degli effetti di sito, è quello di effettuare un rilevamento geologico, cioè uno studio della distribuzione dei diversi tipi di rocce in un'area. Ecco un esempio di rilevamento geologico di dettaglio finalizzato alle indagini preliminari per la definizione degli effetti di sito in un'area colpita da un terremoto.

Nella figura accanto è rappresentata la carta geologica di dettaglio (la scala originaria del rilievo è 1:2000), corredata di profilo geologico interpretativo, dell'abitato di Cesi. In questa zona è stato localizzato l'epicentro del terremoto che il 26/9/97 ha colpito l'Umbria - Marche.

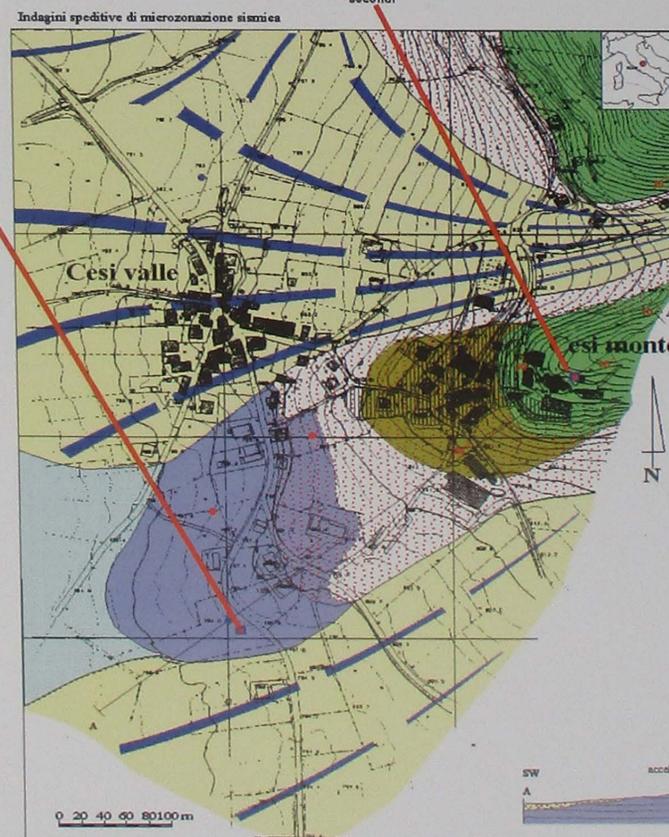
In occasione di questo terremoto, l'abitato di Cesi ha subito danni molto differenziati nei due settori "monte" e "valle". A Cesi valle, costruita su depositi lacustri argillosi poggiati su substrato roccioso carbonatico, si sono verificati numerosi crolli (nella base topografica, il cui rilievo è successivo al terremoto, gli edifici crollati sono in bianco, quelli lesionati in nero) e l'intensità del sisma è stata stimata del IX-X grado. Nella parte più vecchia del paese invece (Cesi monte), costruita su roccia, gli edifici sono stati solo lesionati; in questo settore l'intensità è stata stimata del VII grado.

In figura sono stati riportati anche due accelerogrammi relativi alle registrazioni della successiva scossa del 26/3/98 (terremoto profondo) nelle due diverse condizioni geologiche. Gli accelerometri misurano direttamente l'accelerazione del suolo durante i terremoti e sono utilizzati dai geofisici anche per studiare il fenomeno degli effetti di sito. Gli strumenti che hanno fornito le registrazioni riportate (gestiti dal SSN - Ufficio reti di monitoraggio) sono stati attivi durante tutto il periodo sismico che ha colpito l'Umbria-Marche. Non è probabilmente necessario commentare i due accelerogrammi; si noti che la scala è la stessa!

Oltre a produrre lo scuotimento del sito, i terremoti producono anche numerosi altri effetti che si possono osservare sulla superficie della Terra. Alcuni di questi effetti sono legati alla manifestazione in superficie della struttura che, in profondità, genera il terremoto (sismogenetica). Si tratta, ad esempio, di fratture o di faglie. In altri casi si determinano delle modificazioni dell'assetto topografico, con sollevamenti e abbassamenti di alcune zone rispetto ad altre.

Importanti variazioni permanenti nel paesaggio possono anche essere causate dall'innesco di fenomeni franosi.

Inoltre, lo scuotimento durante i terremoti può determinare un improvviso aumento della pressione dell'acqua contenuta nei depositi sabbioso-limosi, con conseguente perdita di resistenza al taglio: è il fenomeno della liquefazione. Un esempio di quest'ultimo aspetto è riportato nell'immagine qui accanto. Il terremoto di Kobe, che nel 1995 ha colpito il Giappone, ha determinato lo sprofondamento di alcuni moli e banchine proprio innescando fenomeni di liquefazione delle sabbie.



### Carta geologica e profilo interpretativo degli abitati di Cesi monte e Cesi valle (Macerata)

Anna Maria Blumetti, Maurizio D'Orfèe & Roberto Gracioti

#### Legenda

- Riparto antropico Olocene
- Depositi colluviali e detrito di versante Pleistocene superiore - Olocene
- Depositi alluvionali in fasce di conoidi Pleistocene superiore - Olocene
- Depositi alluvionali prevalentemente sabbiosi Pleistocene superiore - Olocene
- Depositi lacustri prevalentemente argillosi Pleistocene inferiore e medio
- Marne e calcari marnosi (Saglia variegata; Saglia cinerea) Eocene medio - Aquitaniano
- Calcari marnosi (Saglia bianca; Saglia rossa) Albiano superiore - Eocene medio
- Giacitura degli strati
- Accelerometro
- Trivellazione manuale
- Pozzo
- Traccia della sezione geologica

Il colore di sfondo dei depositi superficiali con spessore minore di due metri è quello del substrato



Un ultimo importante effetto prodotto dai terremoti è lo "tsunami", cioè il maremoto. Infatti, la causa più frequente degli tsunami (termine giapponese che significa: "onda di porto") è data dai terremoti con sorgente sottomarina; i maremoti, però, possono essere generati anche da eruzioni vulcaniche o frane sottomarine. Uno tsunami si genera sul fondo del mare a causa del movimento lungo una faglia durante un terremoto; questo improvviso movimento induce, sulla superficie del mare, un'onda che si avvicina a gran velocità (fino a 800 km/h) alla costa, aumentando la sua altezza (fino a 20 m) in corrispondenza dei fondali poco profondi.

## LA SCALA MERCALLI



Il modo più semplice per misurare la forza di un terremoto è quello di osservare gli effetti che esso produce sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente, in modo da poterlo paragonare ad eventi avvenuti nel passato o in altri luoghi. Il primo strumento conosciuto per la misura del terremoto è il **sismoscopio di Chang**, costruito in Cina nel 132 d.C., costituito da una base in bronzo a forma di drago a più teste, dalle quali, a seguito di una scossa, varie sferette di pietra o metalliche, liberate da un meccanismo a leve, cadevano nella bocca di rospi posti alla base avvertendo che un terremoto lontano era accaduto e indicandone la direzione di provenienza. Fino al XIX secolo, l'osservazione dei terremoti non assunse mai valore scientifico e la descrizione degli effetti aveva più il tono della cronaca e della narrazione. Nel 1902 il sismologo italiano **Giuseppe Mercalli** rielaborò l'idea, già avuta da altri scienziati prima di lui, di utilizzare come sistema di riferimento per la misura del terremoto gli effetti che esso produce. E' la celebre scala Mercalli, che si articola su 12 differenti gradi di intensità macrosismica.



**I grado. Impercettibile:** rilevato soltanto dagli strumenti sismici.



**II grado. Molto lieve:** avvertito quasi esclusivamente negli ultimi piani delle case, da singole persone particolarmente impressionabili, che si trovino in assoluta quiete.



**III grado. Lieve:** avvertito da poche persone nelle case, con vibrazioni simili a quelle prodotte da una vettura veloce, senza essere ritenuta scossa tellurica, se non dopo successivi scambi di impressioni.



**IV grado. Moderato:** avvertito da molte persone all'interno delle case e da alcune all'aperto, senza però destar spavento, con vibrazioni simili a quelle prodotte da un pesante autotreno. Si ha lieve tremolio di suppellettili e oggetti sospesi, scricchiolio di porte e finestre, tintinnio di vetri e qualche oscillazione di liquidi nei recipienti.



**V grado. Abbastanza forte:** avvertito da tutte le persone nelle case e da quasi tutti sulle strade, con oscillazione di oggetti sospesi e visibile movimento di rami e piante, come sotto l'azione di un vento moderato. Si hanno suoni di campanelli, irregolarità nel moto dei pendoli degli orologi, scuotimento di quadri alle pareti, possibile caduta di qualche soprammobile leggero appoggiato alle pareti, lieve sbattimento di liquidi nei recipienti, con versamento di qualche goccia, spostamento degli oggetti piccoli, scricchiolio di mobili, sbatter di porte e finestre; i dormienti si destano, qualche persona timorosa fugge all'aperto.



**VI grado. Forte:** avvertito da tutti con apprensione; parecchi fuggono all'aperto, forte sbattimento di liquidi, caduta di libri e ritratti dalle mensole, rottura di qualche stoviglia, spostamento di mobili leggeri con eventuale caduta di alcuni di essi, suono delle piccole campane delle chiese; in singole case crepe negli intonaci, in quelle mal costruite o vecchie danni più evidenti ma sempre innocui; possibile caduta eccezionalmente di qualche tegola o comignolo.



**VII grado. Molto forte:** considerevoli danni, per urto o caduta, alle suppellettili, anche pesanti, delle case; suono delle grosse campane delle chiese; l'acqua di stagni e canali si agita e intorbidisce di fango, alcuni spruzzi giungono a riva; alterazioni dei livelli nei pozzi; lievi frane nei terreni sabbiosi e ghiaiosi. Danni moderati in case solide, con lievi incrinature nelle pareti, considerevole caduta di intonaci e stucchi; rottura di comignoli con caduta di pietre e tegole, parziale slittamento della copertura dei tetti; singole distruzioni in case mal costruite o vecchie.



**VIII grado. Distruttivo:** piegamento e caduta degli alberi; i mobili più pesanti e solidi cadono e vengono scaraventati lontano; statue e sculture si spostano, talune cadono dai piedistalli. Gravi distruzioni a circa il 25% degli edifici, caduta di ciminiere, campanili e muri di cinta; costruzioni di legno vengono spostate o spazzate via. lievi fessure nei terreni bagnati o in pendio. I corsi d'acqua portano sabbia e fango.



**IX grado. Fortemente distruttivo:** distruzioni e gravi danni a circa il 50% degli edifici. Costruzioni reticolari vengono smosse dagli zoccoli e schiacciate su se stesse; in certi casi danni più gravi.



**X grado. Rovinoso:** distruzioni a circa il 75% degli edifici, gran parte dei quali diroccano; distruzione di alcuni ponti e dighe; lieve spostamento delle rotaie; condutture d'acqua spezzate; rotture e ondulazioni nel cemento e nell'asfalto; fratture di alcuni decimetri nel suolo umido, frane.



**XI grado. Catastrofico:** distruzione generale di edifici e ponti con i loro pilastri; vari cambiamenti notevoli nel terreno; numerosissime frane.



**XII grado. Totalmente catastrofico:** ogni opera dell'uomo viene distrutta. Grandi trasformazioni topografiche; deviazioni di fiumi e scomparsa di laghi.



# I TERREMOTI DI UN ROMANTICO

## OSSERVAZIONI SISMICHE IN ITALIA ALLA FINE DELL'800

L'inizio dell'osservazione scientifica dei terremoti, che costituisce la base della moderna sismologia, può essere ricondotto alla seconda metà del XVIII secolo, in concomitanza con le profonde discussioni che seguirono due eventi sismici particolarmente violenti: il terremoto di Lisbona del 1755 e quello della Calabria del 1783. Le prime osservazioni dei fenomeni sismici furono strettamente collegate a quelle sui fenomeni di natura meteorologica. Nell'800 in Italia si diffusero diversi osservatori dei fenomeni sismici e meteorologici, con la creazione di reti strumentali di osservazione di questi fenomeni, anche per merito di iniziative locali e private.

Fra tutti i nomi di spicco di studiosi della sismologia italiani e stranieri va ricordata l'attività di Michele Stefano De Rossi. Egli si occupò, oltre che dello studio dei fenomeni sismici, anche della raccolta dei dati di osservazioni e del collegamento tra i diversi studiosi dell'epoca. I risultati di tali studi furono raccolti in una rivista fondata e finanziata dallo stesso De Rossi, il *Bullettino del vulcanismo italiano*. A Roma, presso il Collegio Romano, a partire dal 1876 ebbe sede l'Ufficio Centrale di Meteorologia, dove svolsero importanti attività di studio nomi illustri della sismologia italiana di fine secolo, quali Mario Baratta, Adolfo Cancani, Giovanni Agamennone e altri. Nel 1904, a Strasburgo, si riunì la seconda Conferenza Internazionale di Sismologia, cui parteciparono sismologi da tutto il mondo.

Adolfo Cancani (1856-1904), si laureò presso l'Università di Roma in Fisica nel 1884 e, come allievo assistente alla Scuola pratica dell'Istituto Fisico, rimase presso la stessa Università per quattro anni. Nel 1888 entrò come addetto alla sezione di meteorologia e climatologia nell'Ufficio Centrale di Meteorologia. Nel 1892 assunse l'incarico di assistente presso l'Osservatorio Geodinamico di Rocca di Papa. Con la sua attività riorganizzò secondo criteri scientifici moderni l'attività di ricerca e di raccolta dati dell'Osservatorio. Una fase del suo lavoro fu anche accompagnata da attività didattica svolta come professore di Fisica presso il Liceo del Collegio Nazzareno di Roma.

Dal 1899 rientrò come assistente nell'Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica. Pochi mesi prima della morte, conseguì la libera docenza in Geofisica presso la Regia Università di Modena.

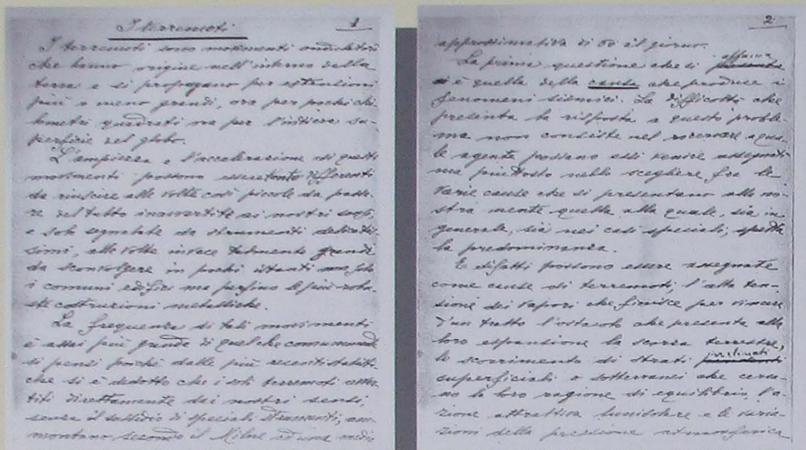
Partecipò alla Conferenza Internazionale di Sismologia di Strasburgo, dove fu nominato membro della Commissione istituita per lo studio della strumentazione sismica per i vari osservatori europei.

I suoi più significativi contributi alla sismologia in termini moderni furono nel campo della strumentazione, dello studio della forma del movimento del terreno durante un sisma, nel riconoscimento di più sistemi ondulatori diversi e nello studio della determinazione della profondità del focolare sismico per piccole distanze.



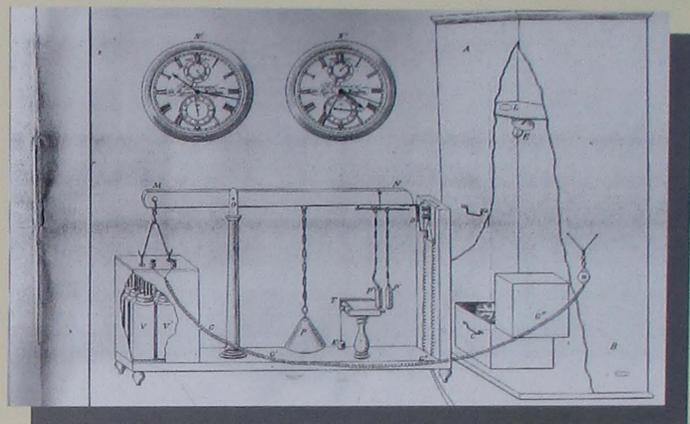
Adolfo Cancani

### ATTIVITA' DIDATTICA: APPUNTI DI A. CANCANI SUI TERREMOTI

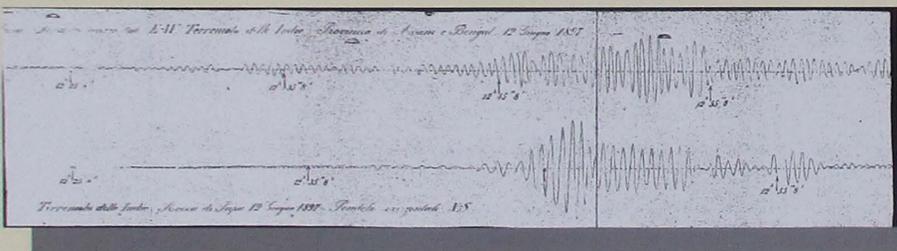


Sono riportate due pagine degli appunti sui "Terremoti" scritti da Adolfo Cancani per le lezioni di Fisica tenute presso il Liceo parificato del Collegio Nazzareno di Roma.

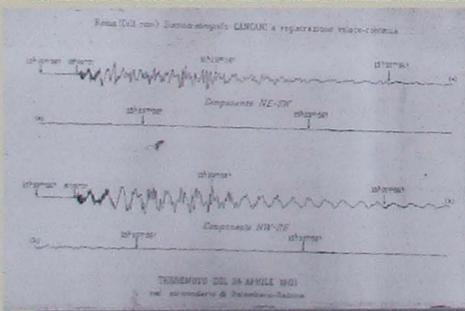
### ALCUNI STRUMENTI COSTRUITI DA A. CANCANI



Schizzo di Fotocronografo sismico di A. Cancani.



(sopra) Diagrammi registrati in occasione del terremoto del 12 giugno 1897 in India dall'osservatorio di Edimburgo (in alto) e da quello di Rocca di Papa (in basso).



Cancani sottolinea come i suoi apparecchi siano molto più economici di quelli stranieri - 30 o 40 lire contro 1000, 2000 lire - e mette le due registrazioni del medesimo terremoto a paragone (da: Relazione di Cancani del 1899 per il concorso a direttore dell'Osservatorio di Rocca di Papa). (a sinistra) Diagrammi, registrati dal sismometrografo Cancani a registrazione veloce continua presso l'Osservatorio di Rocca di Papa, di un terremoto avvenuto nel 1901 nei pressi di Palombara Sabina.

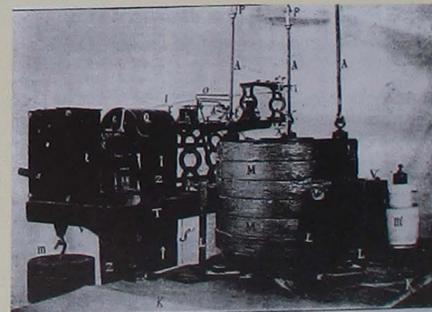
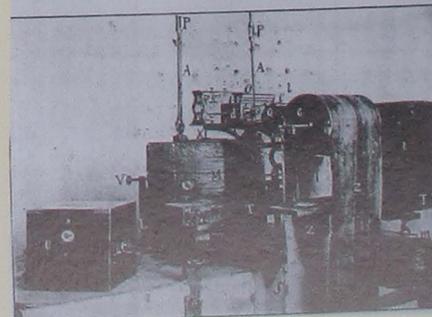
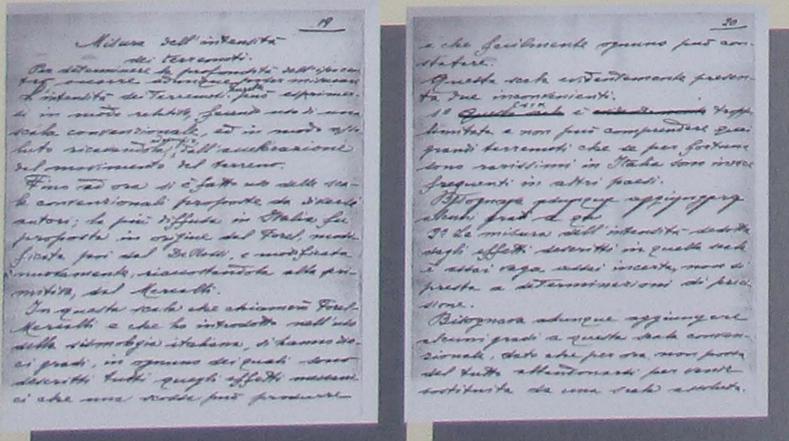


Fig. 1°



La novità introdotta da Cancani nella strumentazione consisteva principalmente nel fare apparecchi "destinati a dare la fotografia istantanea di un cronometro nell'ora in cui si scarica un sismoscopio o si registra una data fase del movimento tellurico..." (Cancani).

A lato: fotografia del Sismometrografo a registrazione veloce-continua costruito da Adolfo Cancani per l'Osservatorio geodinamico di Rocca di Papa. Lo strumento serviva a "ottenere diagrammi sismici in modo chiaro e completo, fin dal primo affacciarsi di un moto vibratorio del terreno..." Cancani in: Boll. Soc. Sism. It., Vol VI (1900).



A sinistra sono riportati alcuni appunti di Cancani sull'intensità sismica. Nell'ambito del suo intervento alla Conferenza di Strasburgo, Cancani sottolineò l'esigenza di impiegare una doppia scala sismica dell'intensità empirica e assoluta utilizzando dei parametri, quali l'accelerazione del suolo, legati al moto del terreno.

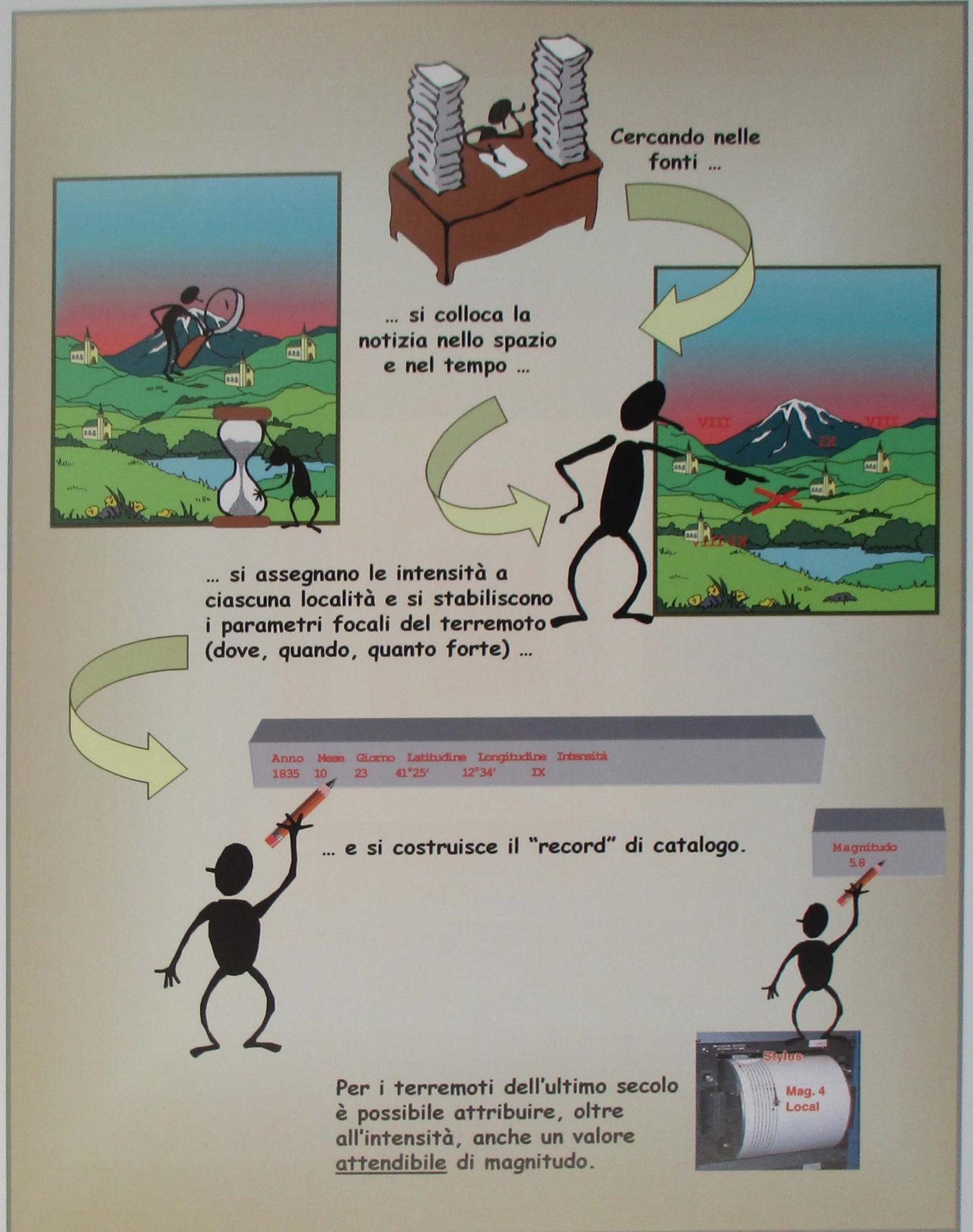
Alla Conferenza di Strasburgo Cancani presentò le sue integrazioni alla scala Mercalli, che in seguito, con il contributo di Sieberg, divenne nel 1912 la scala MCS Mercalli-Cancani-Sieberg, tuttora molto usata.

Nota: si ringrazia sentitamente la famiglia di Adolfo Cancani per aver collaborato mettendo a disposizione i testi originali dello studioso, le fotografie e materiali inediti e originali.

# DI RECORD IN RECORD

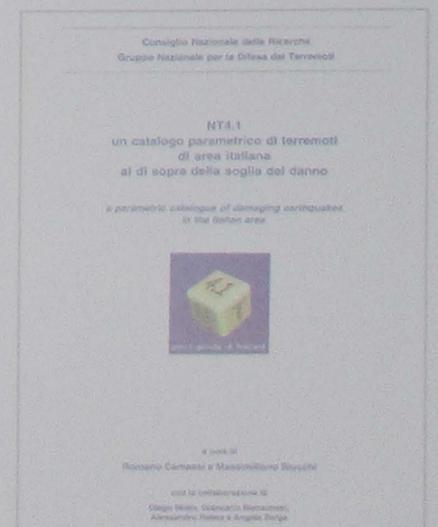
## LA COSTRUZIONE DEL CATALOGO MODERNO

La costruzione di un catalogo, a partire dalle fonti, non è una operazione semplice. Infatti, è necessario interpretare i testi e attribuire l'informazione a **località** non sempre citate con il nome attuale e spesso ubicate diversamente sul territorio. Le osservazioni devono essere valutate nella loro attendibilità e classificate secondo una scala di **intensità macrosismica** (scala Mercalli); inoltre deve essere stabilita **data e ora** dell'evento, tenendo conto dei diversi modi di misura del tempo in uso nei secoli scorsi. A partire dalla fine del '800 sono disponibili i dati delle registrazioni strumentali, che consentono di attribuire agli eventi anche un valore di **magnitudo**. La magnitudo può essere attribuita in modo indiretto anche ai terremoti storici, attraverso tabelle che confrontano intensità macrosismica e magnitudo; ma, naturalmente, il valore così determinato ha scarsa attendibilità. Il lavoro svolto negli anni '80 dal Progetto Finalizzato Geodinamica (C.N.R.) ha consentito di omogeneizzare le informazioni e costruire un catalogo attendibile degli eventi dal 1000 al 1980.



Negli ultimi anni il concetto di "catalogo" ha subito un'evoluzione, abbandonando il cliché di un elenco di dati statico, per assumere viceversa "formati" diversi in funzione dell'utilizzo. Negli anni '90 sono stati così realizzati due nuovi cataloghi, frutto del lavoro svolto dal mondo della ricerca. Il Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, per consentire la valutazione della pericolosità sismica del territorio nazionale, ha predisposto il catalogo NT4.1, che contiene solo le scosse principali di ogni periodo sismico, per un totale di circa 2500 eventi.

L'Istituto Nazionale di Geofisica e la S.G.A. (Storia Geofisica Ambiente) hanno recentemente pubblicato il "Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1990", un catalogo descrittivo di circa 600 maggiori eventi ( $I \geq VIII$  Mercalli) che hanno interessato il nostro Paese; il catalogo è corredato da un Cd Rom per la consultazione dell'archivio dei commenti e delle note bibliografiche.



# PROBABILITA' E CERTEZZE

## METODOLOGIE DI STUDIO DELLA PERICOLOSITA'

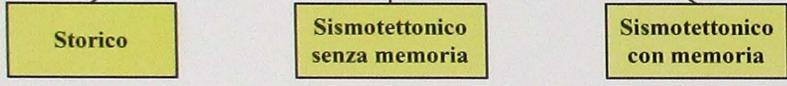
**La Pericolosità sismica** è definita come la probabilità (in un sito o in una regione) di superare, in un determinato intervallo di tempo, un valore stabilito di uno dei parametri che descrivono un terremoto (accelerazione del terreno durante il sisma, intensità macrosismica, ...). La Pericolosità viene calcolata stimando, per ogni valore del parametro prescelto (accelerazione, intensità, ecc.), la frequenza con cui esso viene superato ogni anno, oppure il suo periodo di ritorno.

### CALCOLO DELLA PERICOLOSITA': COSA OCCORRE CONOSCERE

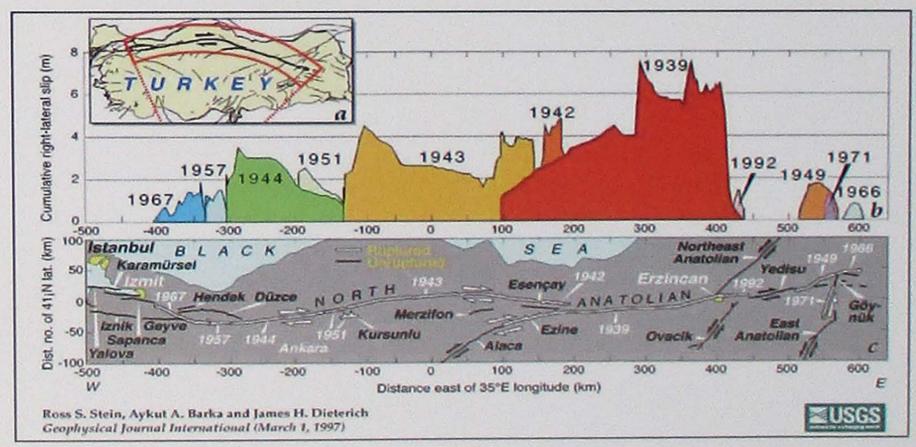
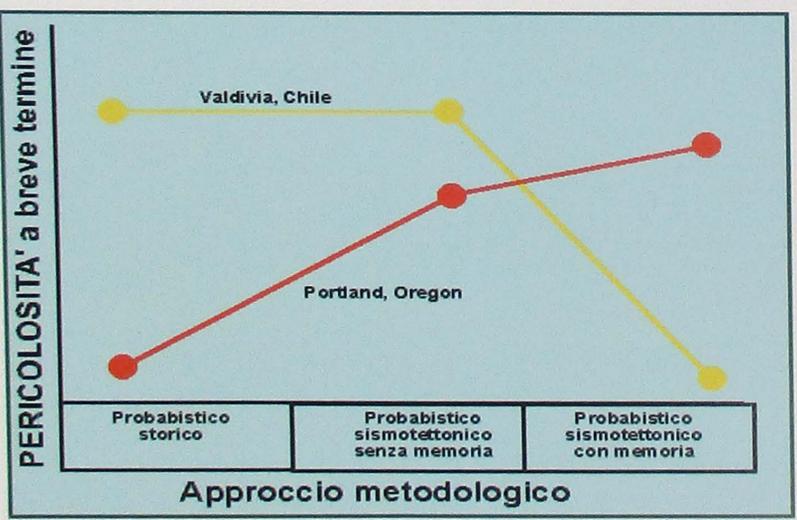
- 1 - la sismicità delle aree in esame, cioè la distribuzione spazio-temporale degli eventi (catalogo e relazioni di ricorrenza)
- 2 - l'area sorgente riconosciuta responsabile di generare terremoti (faglia o zona sismogenetica)
- 3 - la variazione degli effetti dei terremoti in funzione di:  
distanza dall'area generatrice dell'evento (relazione di attenuazione delle onde sismiche)  
caratteristiche geologiche del sito o della regione che è stata colpita dal terremoto (effetti di sito)

### METODOLOGIE DI STUDIO

#### Approccio probabilistico



#### Approccio deterministico



L'approccio probabilistico ha dato finora i risultati più consistenti e può essere distinto in tre classi, che rappresentano anche tre generazioni di metodologie sempre più complesse. Per comprendere le diverse metodologie è interessante ripercorrere la storia sismica di due città: Valdivia in Cile e Portland in Oregon (U.S.A.). Valdivia fu distrutta quattro volte da forti terremoti (1575, 1737, 1837 e 1960), sin da quando fu fondata dagli Spagnoli nel XVI secolo; Portland, invece, non ha subito forti eventi da quando è stata fondata, a metà del XIX secolo. Secondo quanto detto, l'approccio probabilistico storico assegna una pericolosità molto alta a Valdivia e molto bassa a Portland. Un'attenta analisi di alcuni dati geologici spostano il livello di pericolosità di Portland decisamente più in alto, ma ancora inferiore a quello di Valdivia. Con l'approccio probabilistico sismotettonico con memoria, le posizioni si invertono: infatti se si tiene conto che l'ultimo terremoto di Valdivia fu nel 1960, mentre quello di Portland fu nel 1690, si evince che il ciclo sismico dell'area di Portland è maturo, mentre quello di Valdivia è ancora immaturo.

Il metodo di Cornell è uno degli approcci probabilistici più efficaci nel calcolo della Pericolosità sismica.

L'approccio deterministico si sviluppa individuando il massimo terremoto credibile atteso in una regione in un prefissato intervallo di tempo. Per fare questo, bisogna conoscere i terremoti che hanno colpito l'area anche in epoche molto remote. I terremoti del passato vengono studiati anche attraverso lo scavo di trincee in corrispondenza dei piani di faglia. La paleosismologia studia le evidenze geologiche dei terremoti antichi e, attraverso la datazione dei terreni dislocati, ricostruisce la sequenza di terremoti associabili ad una particolare faglia, la loro distribuzione nel tempo e le dislocazioni occorse durante i singoli eventi. I dati paleosismologici consentono, quindi, di determinare la distribuzione di terremoti passati nello spazio e su intervalli di tempo dell'ordine di migliaia o decine di migliaia di anni, e i tempi di ricorrenza associabili alle singole faglie. L'esempio delle figura a) mostra i risultati di studi sismologici lungo la Faglia Nord-anatolica (Turchia). Sono stati riconosciuti i maggiori terremoti di questo secolo e le dislocazioni del terreno espresse in metri lungo i piani di faglia. La figura b) mostra, invece, la netta dislocazione di circa 3 m dell'evento sismico del 17 agosto 1999.

# L'ITALIA DEI TERREMOTI

## MISURA DELLA PERICOLOSITA' SISMICA DI UN' AREA

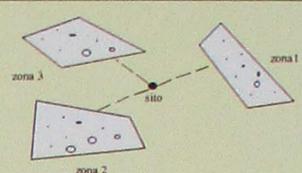
Tra i metodi probabilistici, la metodologia proposta da uno studioso americano, C. A. Cornell, è stata applicata con successo in numerosi paesi. L'Italia si è dotata di una **Carta della Pericolosità sismica** adottando questo metodo di calcolo.

### IL METODO DI CORNELL ...

Per arrivare a produrre una carta di Pericolosità di una certa area si devono conoscere o calcolare:

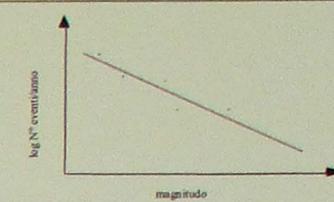
- localizzazione (epicentro), collocazione temporale e grandezza (in intensità o magnitudo) dei terremoti passati (**stringa di un catalogo sismico parametrico**) (1);
- aree del territorio a comportamento sismico / geologico omogeneo (**zone sismogenetiche**) (1);
- distribuzione dei terremoti nel tempo, per ogni grado di intensità o magnitudo, in ogni zona sismogenetica (**relazione di ricorrenza**) (2);
- modalità con cui l'intensità o le accelerazioni prodotte da un terremoto si attenuano quando ci si allontana dall'epicentro (**relazione di attenuazione**) (3).

L'insieme di questi dati viene trattato al computer e permette di calcolare, in modo probabilistico, la frequenza con cui una data intensità o accelerazione del suolo verrà superata in ogni sito dell'area in esame in un dato intervallo di tempo, che in altre parole è la **valutazione della Pericolosità** (4).



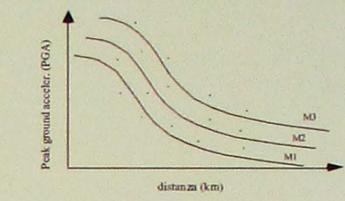
**1- CATALOGO SISMICO E ZONE SISMOGENETICHE**

La sismicità all'interno di ogni zona è uniforme: i terremoti hanno la stessa probabilità di comparsa su tutta la zona e seguono la stessa legge di ricorrenza. La sismicità dell'area, la geologia e la geofisica forniscono generalmente la base per l'identificazione delle zone.



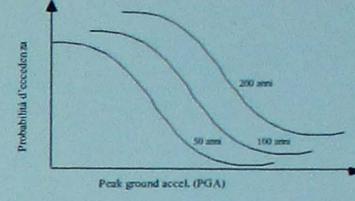
**2- RELAZIONI DI RICORRENZA**

Per ogni zona va definita una relazione di ricorrenza tra il numero di eventi osservati e Magnitudo (o intensità), che consente di attribuire a ciascuna Magnitudo la sua frequenza annua di osservazione o il suo inverso (periodo di ritorno).



**3- RELAZIONE DI ATTENUAZIONE**

Servono per determinare il contributo attenuato al sito (in termini di intensità, picco di accelerazione, ecc.) di tutte le zone sismogenetiche. Tali relazioni vengono generalmente stimate con analisi di regressione sui dati raccolti nella regione di interesse.



**4- VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITA'**

Calcolo della frequenza con cui il valore del parametro scelto viene superato nel sito in esame. Calcolo (attraverso la distribuzione di Poisson) della probabilità di eccedenza per diversi valori del parametro e dei tempi di esposizione.

### ... APPLICATO ALL'AREA ITALIANA

#### 1 e 2- Catalogo e legge di ricorrenza

| N    | Tr | Ye   | Mo | Da | Ho | Mi | Se | Ax                  | Ri    | Op | Nmo  | Nip | Io | Lat    | Lon    | Pa     | Sz | Ta | Agm | Ms | Td | Ni | Sd | Mm | H |
|------|----|------|----|----|----|----|----|---------------------|-------|----|------|-----|----|--------|--------|--------|----|----|-----|----|----|----|----|----|---|
| 8018 | DB | 1987 | 1  | 22 | 5  | 12 |    | LIVORNO             | GOTRO | EU | 158  | 52  | 60 | 55     | 43.917 | 10.350 | 21 | G  | 35  | C  | 27 | 42 | 11 |    |   |
| 8019 | DB | 1987 | 2  | 16 | 21 | 20 |    | LIVORNO             | GOTRO | EU | 355  | 232 | 30 | 35     | 44.250 | 10.217 | 28 | G  | 48  | C  | 27 | 38 | 10 |    |   |
| 8020 | DB | 1987 | 4  | 11 | 2  | 25 |    | COLLI ALBANI        | BMNG  | 3P | 66   | 66  | 60 | 41.883 | 12.700 | 43     | G  | 36 | C   | 27 | 44 | 7  |    |    |   |
| 8021 | DB | 1987 | 5  | 2  | 29 | 44 |    | REGGIANO            | GOTRO | EU | 893  | 513 | 60 | 60     | 44.753 | 10.853 | 39 | G  | 42  | C  | 27 | 44 | 2  |    |   |
| 8022 | DB | 1987 | 5  | 6  | 11 | 13 |    | BASSA MOENENSE      | GOTRO | EU | 17   | 15  | 60 | 60     | 44.917 | 11.153 | 39 | G  | 36  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8023 | DB | 1987 | 5  | 24 | 10 | 23 |    | GARDA               | BMNG  | 3P | 29   | 23  | 60 | 60     | 45.733 | 10.667 | 8  | G  | 39  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8024 | DB | 1987 | 7  | 3  | 10 | 22 |    | PORTO SAN GIORGIO   | BMNG  | 3P | 359  | 212 | 70 | 70     | 43.317 | 13.800 | 53 | G  | 39  | C  | 27 | 50 | 5  |    |   |
| 8025 | DB | 1987 | 7  | 5  | 13 | 12 |    | VALMARCONIA         | BMNG  | 3P | 89   | 81  | 60 | 60     | 43.750 | 12.250 | 44 | G  | 36  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8026 | DB | 1987 | 7  | 10 | 8  | 10 |    | VALLAGARNA          | BMNG  | 3P | 15   | 14  | 60 | 60     | 45.950 | 10.900 | 9  | G  | 39  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8027 | CP | 1987 | 8  | 13 | 7  | 24 |    | GOLFO DI PATTI      | BSNG  | 3U |      |     |    |        | 38.045 | 14.218 | 74 | G  | 40  | C  | 27 | 12 |    |    |   |
| 8028 | CP | 1987 | 8  | 4  | 14 | 42 |    | ASCIANO             | BSNG  | 3U |      |     |    |        | 43.208 | 13.845 | 53 | G  | 40  | C  | 27 | 10 |    |    |   |
| 8029 | DB | 1988 | 1  | 8  | 13 | 2  |    | LUCANIA             | BMNG  | 3P | 110  | 100 | 70 | 70     | 40.317 | 16.033 | 63 | G  | 37  | C  | 27 | 50 | 5  |    |   |
| 8030 | DB | 1988 | 2  | 1  | 14 | 21 |    | FRESCI CENTR.       | GOTRO | EU | 217  | 220 | 60 | 60     | 46.317 | 13.657 | 4  | G  | 40  | C  | 27 | 44 | 10 |    |   |
| 8031 | DB | 1988 | 2  | 8  | 11 | 24 |    | GARFAGNANA          | GOTRO | EU | 75   | 58  | 60 | 60     | 44.167 | 10.463 | 28 | G  | 40  | C  | 27 | 44 | 10 |    |   |
| 8032 | DB | 1988 | 3  | 18 | 12 | 3  |    | REGGIANO            | BMNG  | 3P | 160  | 117 | 60 | 60     | 44.833 | 10.733 | 38 | G  | 36  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8033 | DB | 1988 | 4  | 28 | 3  | 53 |    | ADRIATICO MER.      | BMNG  | 3P | 73   | 35  | 55 | 42.203 | 16.603 | 31     | G  | 45 | C   | 27 | 5  |    |    |    |   |
| 8034 | DB | 1988 | 4  | 28 | 18 | 48 |    | ETNA SETT.          | AZAS  | 4P | 44   | 35  | 60 | 50     | 37.801 | 15.091 | 73 | G  | 32  | F  | 27 | 35 | 5  |    |   |
| 8035 | DB | 1988 | 9  | 13 | 21 | 24 |    | PASTRO              | BMNG  | 3P | 779  | 723 | 65 | 65     | 45.967 | 11.153 | 7  | G  | 40  | C  | 27 | 47 | 10 |    |   |
| 8036 | DB | 1988 | 10 | 23 | 21 | 33 |    | COLLI ALBANI        | BMNG  | 3P | 65   | 45  | 60 | 60     | 41.744 | 12.724 | 43 | G  | 35  | C  | 27 | 44 | 5  |    |   |
| 8037 | DB | 1988 | 12 | 26 | 13 | 38 |    | MAR LIGURE          | BMNG  | 3P | 290  | 197 | 55 | 43.317 | 7.500  | PP     | 24 | G  | 44  | C  | 27 | 5  |    |    |   |
| 8038 | DB | 1989 | 3  | 5  | 7  | 21 |    | BASILICATA          | BMNG  | 3P | 1375 | 858 | 75 | 75     | 40.750 | 15.500 | 63 | G  | 39  | C  | 27 | 50 | 10 |    |   |
| 8039 | DB | 1990 | 12 | 13 | 8  | 24 |    | SICILIA SUD-ORIENT. | CF79  | 3P | 304  | 257 | 75 | 75     | 37.270 | 15.070 | 79 | G  | NEH | 53 | O  | 2  | 52 | 0  |   |
| 8040 | DB | 1991 | 5  | 26 | 12 | 26 |    | PUGLIA              | BMNG  | 3P | 597  | 459 | 70 | 65     | 40.633 | 15.233 | 63 | G  | 39  | C  | 27 | 47 | 9  |    |   |
| 8041 | DB | 1991 | 11 | 23 | 1  | 34 |    | ALPI CENTRALI       | BMNG  | 3P | 458  | 214 | 60 | 48.738 | 9.463  | PP     | 14 | G  | 52  | C  | 27 | 5  |    |    |   |
| 8042 | DB | 1992 | 2  | 18 | 2  | 30 |    | APRUZZO COSTIERO    | BMNG  | 3P | 73   | 64  | 55 | 55     | 42.263 | 14.178 | 53 | G  | 36  | C  | 27 | 42 | 5  |    |   |

Questo è uno stralcio di un catalogo sismico parametrico dell'area italiana (GNDT, 1998). Ogni stringa contiene informazioni sul singolo evento. Su questi dati si costruiscono statistiche sul numero di terremoti in relazione alla magnitudo o all'intensità (relazione di ricorrenza).

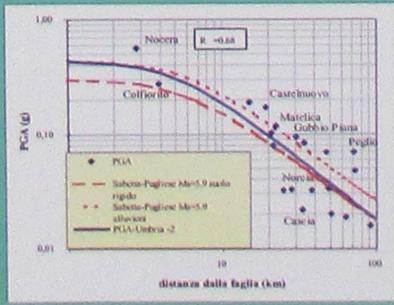
#### 1- Zonazione sismogenetica



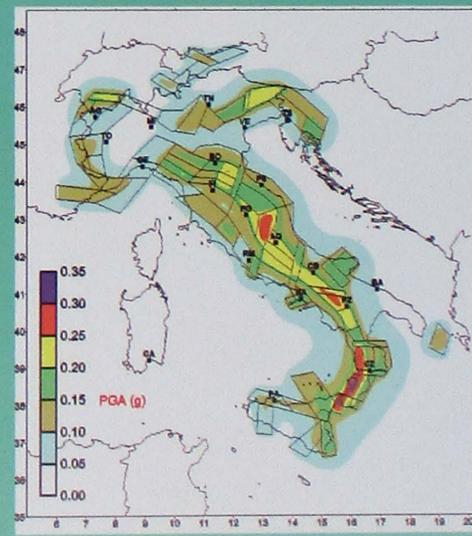
Il Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti (GNDT) ha delimitato, sul territorio italiano e nelle aree ad esso più vicine, 80 zone in ognuna delle quali si ritiene si verifichino terremoti in condizioni geologiche simili. Nel calcolo finale della pericolosità ogni zona è interpretata come sorgente unica, con ricorrenza fissa (vedi punto 2) di tutti i terremoti in essa contenuti (deducibili dal catalogo); per ogni punto del territorio nazionale si somma il contributo della sismicità prodotta da ogni singola zona, opportunamente corretto con le relazioni di attenuazione (punto 3).

#### 3- Relazione di attenuazione

Il suolo, investito dalle onde sismiche, subisce un'accelerazione che diminuisce di entità quando ci si allontana dalla sorgente sismica, ma può subire anche **amplificazioni** per particolari caratteristiche geologiche del sito. La massima accelerazione che un punto sulla superficie subisce durante il terremoto è la cosiddetta PGA (dall'inglese: Peak Ground Acceleration). L'accelerazione si misura in g, dove g è l'accelerazione di gravità terrestre (9,8 m/sec<sup>2</sup>). Nella figura sono riportati, come esempio, i valori di PGA registrati in alcune località in occasione del terremoto in Umbria-Marche del 26 settembre 1997.

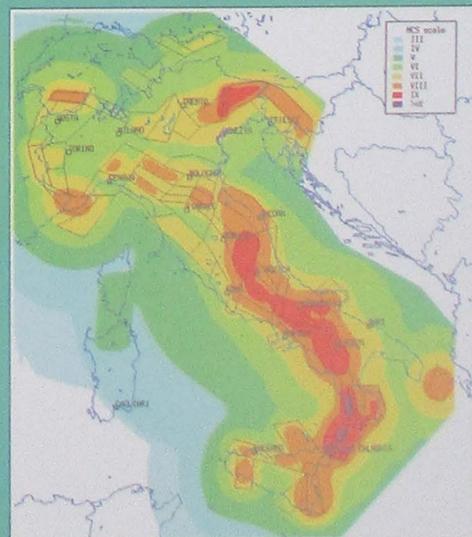


#### 4- Carte della Pericolosità



Carta delle accelerazioni di picco (PGA)

che hanno una probabilità del 10% di essere superate in 50 anni, ovvero che si verificano mediamente ogni 475 anni (periodo di ritorno)



Carta delle intensità macrosismiche

che hanno una probabilità del 10% di essere superate in 50 anni, ovvero che si verificano mediamente ogni 475 anni (periodo di ritorno)

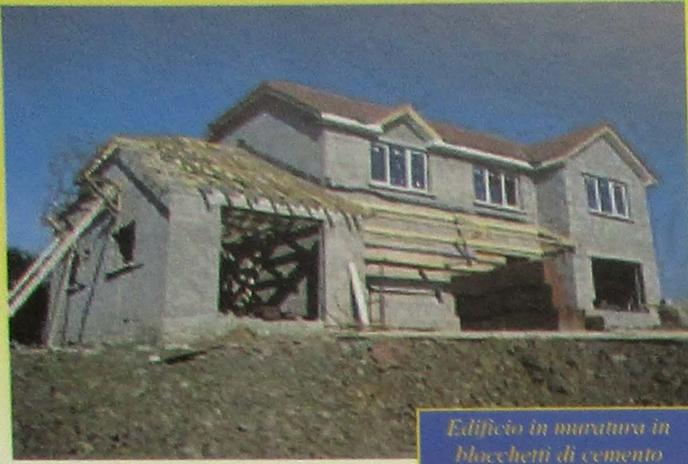
# VULNERABILITA'

- \*Come è fatta una casa?**
- \*Quando un edificio è vulnerabile?**
- \*Sono più sicure le abitazioni in muratura o in cemento armato?**
- \*Come si può rendere meno vulnerabile un edificio?**

# CASA FORTE CASA

## TIPOLOGIE COSTRUTTIVE DEGLI EDIFICI

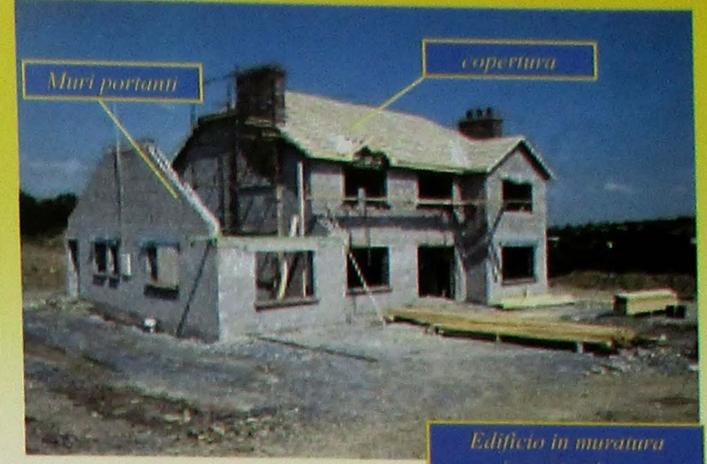
### Edifici con struttura a muri portanti



Edificio in muratura in blocchetti di cemento



Edificio in muratura in pietra naturale



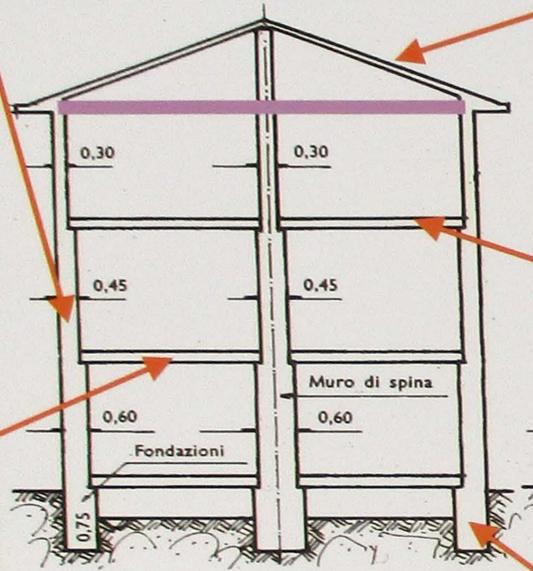
Edificio in muratura in costruzione

**MURI PORTANTI:** sono formati da elementi lapidei naturali o da mattoni collegati da un legante, chiamato malta, in modo da costituire un unico elemento strutturale. Essi hanno la funzione statica di sopportare il proprio peso e i carichi trasmessi dai solai, riportandoli alle fondazioni.

**COPERTURE:** sono elementi strutturali posti sulla sommità degli edifici per garantire un adeguato isolamento termico e per proteggere l'edificio dagli agenti atmosferici. Esse si suddividono in coperture a falde (tetti) e piane (terrazzi). I tetti sono strutture inclinate; offrono un buon isolamento termico e un rapido deflusso delle precipitazioni atmosferiche. Le coperture piane sono realizzate nello stesso modo dei solai, l'isolamento termico e la capacità di far defluire acqua e neve è minore, ma sono di più facile realizzazione e rappresentano uno spazio aperto variamente utilizzabile (terrazzi, ecc.). Poiché sono inclinati, i tetti esercitano naturalmente un'azione spingente sulle strutture verticali, e tale azione può risultare dannosa se sommata a quella di un terremoto. Per questo è opportuno che l'azione spingente dei tetti venga eliminata tramite appositi tiranti orizzontali (in colore fucsia in figura).

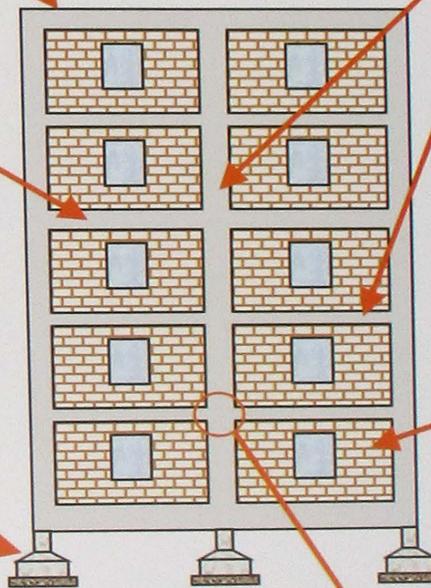
**PILASTRI:** sono gli elementi verticali dello scheletro portante. Ciascun pilastro sopporta i carichi trasmessi dalle strutture sovrastanti. Per tale ragione, in un edificio a più piani, il carico verticale sui pilastri aumenta dall'alto verso il basso. E' per questo che la loro dimensione in genere aumenta passando dai piani superiori a quelli inferiori.

**NOTA:** negli edifici in muratura, durante un terremoto i solai svolgono un'altra importante funzione. Essi, infatti, collegano tra loro i diversi muri portanti rendendoli solidali (comportamento "scatolare"). Per tale motivo, nell'edilizia antisismica è opportuno utilizzare solai poco deformabili, quali quelli in cemento armato, rispetto a quelli più deformabili, in legno.



**SOLAI:** sono strutture portanti orizzontali che sostengono i carichi direttamente gravanti su di essi (mobili, persone ecc.) trasmettendoli alle strutture portanti verticali. Inoltre, essi hanno la funzione di coprire gli ambienti interni e di suddividere i fabbricati in più piani. Il solaio si compone di una struttura portante realizzata con travi in materiali resistenti a flessione (legno, ferro, cemento armato), e di un riempimento più leggero posto negli interspazi (interasse) delle travi.

**FONDAZIONI:** hanno la funzione di trasmettere al terreno il peso del fabbricato e i carichi ad esso applicati.



**TRAVI:** sono gli elementi orizzontali dello scheletro portante; la loro funzione statica principale è quella di sostenere i solai e di trasmettere il carico ai pilastri.

**MURI DI TAMPONAMENTO:** hanno la funzione di chiudere, delimitare e proteggere gli ambienti; possono essere realizzati in muratura tradizionale o con pannelli murari prefabbricati. Non svolgono alcuna funzione statica portante.

**NODI:** in un edificio a scheletro portante, le travi e i pilastri sono connessi in modo solidale così da formare un telaio. Le connessioni tra essi sono dette nodi e la loro corretta realizzazione è di fondamentale importanza per il buon comportamento di un edificio durante un terremoto.

### Edifici con struttura a scheletro indipendente



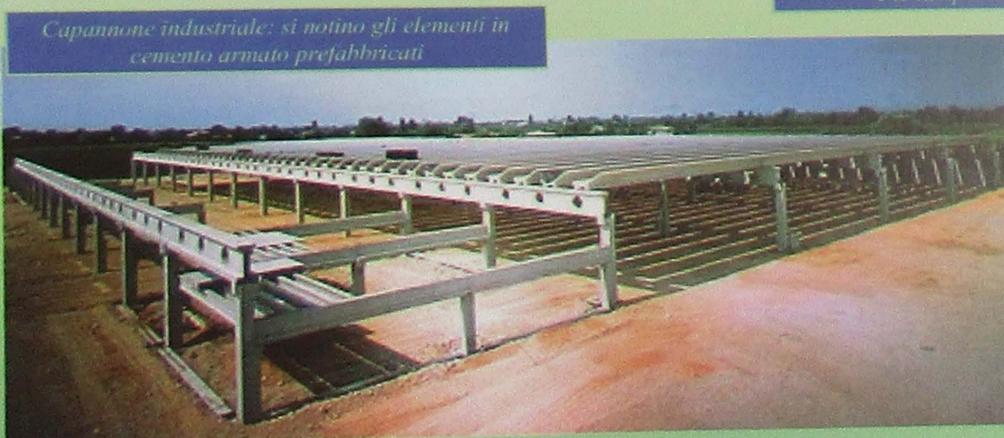
Esempio di scheletro portante in acciaio



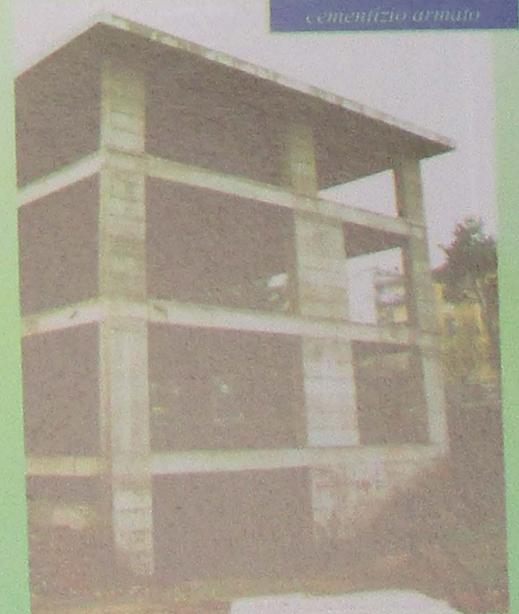
Esempio di trave e di parte di un solaio in cemento armato

Scheletro portante di un edificio in conglomerato cementizio armato

Edificio in cui sono facilmente distinguibili lo scheletro portante e le tamponature cemento armato



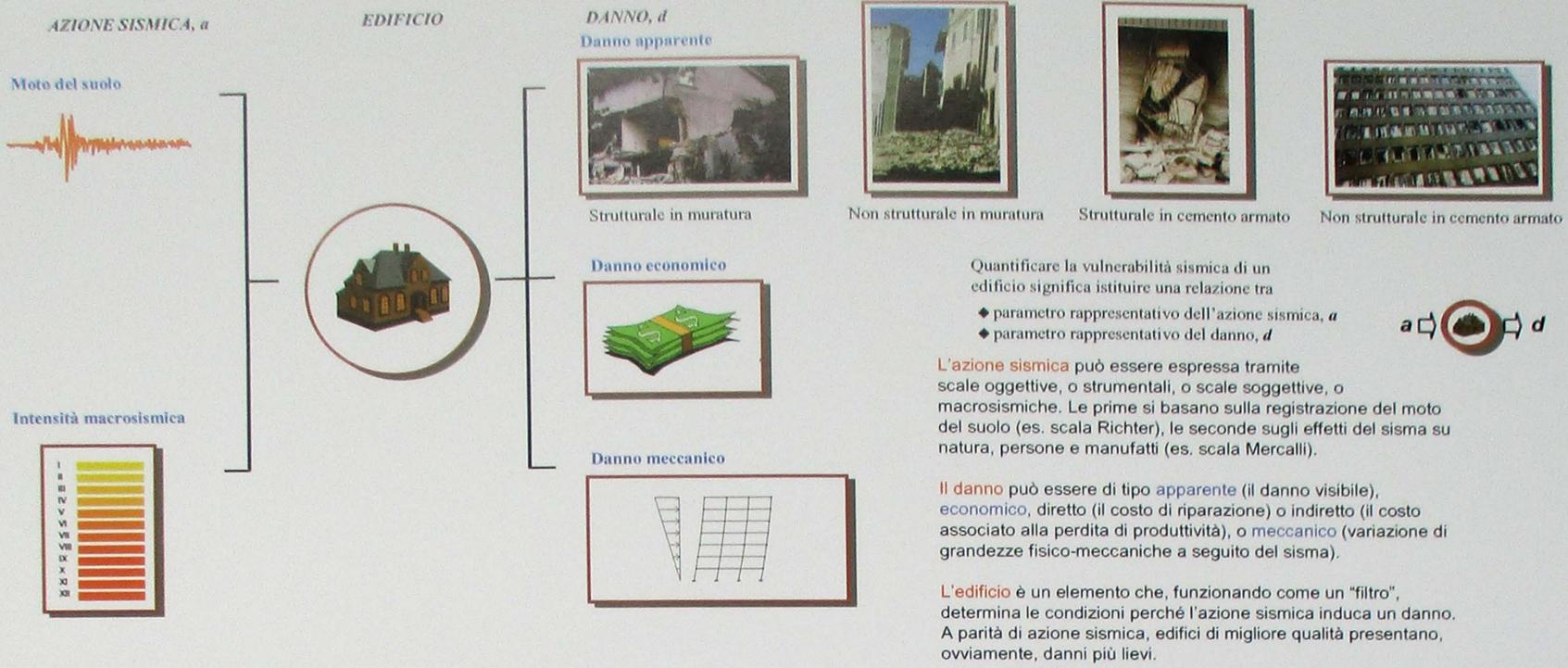
Capannone industriale: si notino gli elementi in cemento armato prefabbricati



# CAPANNA O BUNKER?

## VULNERABILITA' DELLE COSTRUZIONI

Per **VULNERABILITÀ SISMICA DI UN EDIFICIO** si intende la sua propensione a subire un danno in seguito a una sollecitazione sismica. La vulnerabilità è, quindi, misurata dal danno che la costruzione subisce a fronte di un evento sismico avente una determinata intensità.



### METODI DI VALUTAZIONE DELLA VULNERABILITÀ

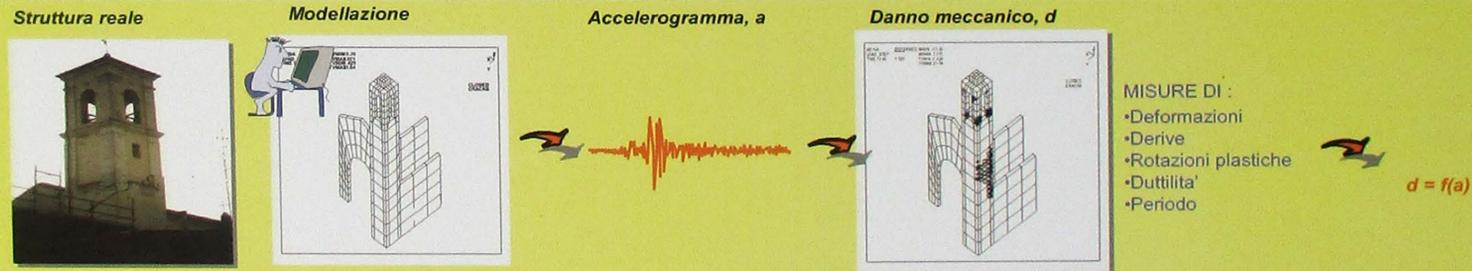
#### 1. SPERIMENTAZIONE

Vengono posizionati strumenti di misura sulla struttura reale o su un modello sperimentale realizzato con materiali e geometria il più possibile simili a quelli reali. La struttura viene sottoposta ad un moto impresso alla base; si attiva, così, la registrazione degli strumenti di misura. Il danno considerato può essere di tipo apparente (valutazione dell'ampiezza e della distribuzione delle lesioni) o di tipo meccanico (misura di spostamenti, variazione di periodo). La metodologia è utilizzabile per singoli edifici di particolare importanza tipologica o funzionale.



#### 2. SIMULAZIONE NUMERICA

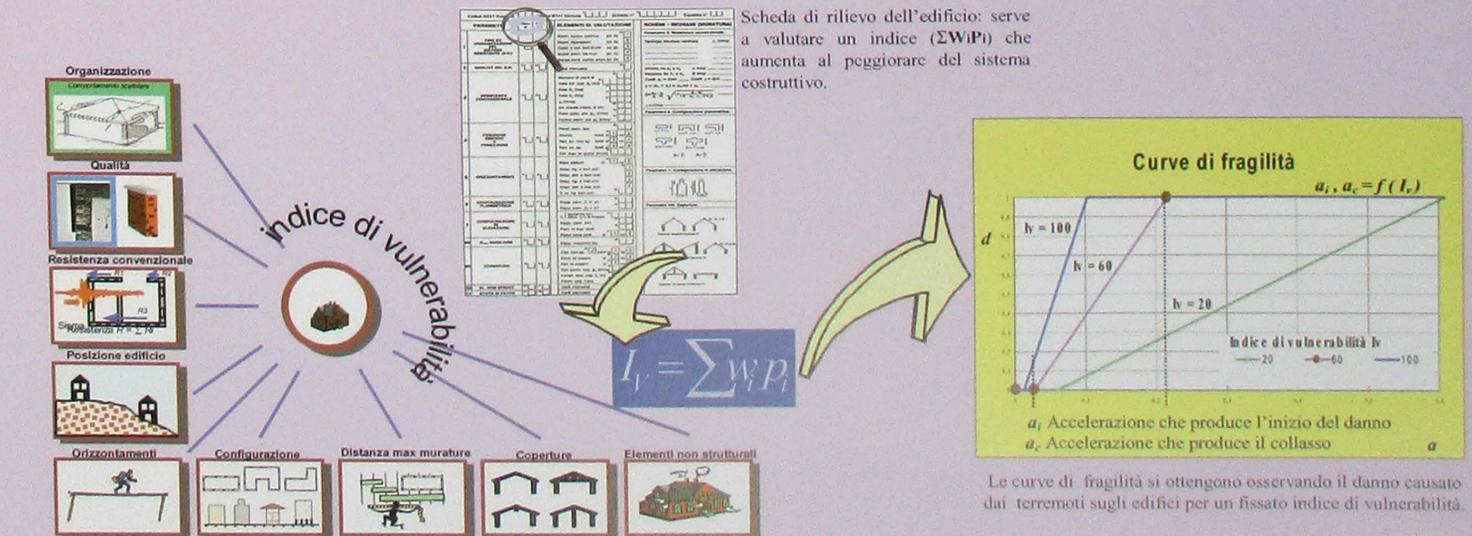
A partire dalla struttura che si vuole analizzare e di cui è necessario conoscere geometria e materiali adottati, si realizza un modello matematico al computer. Il modello, attraverso opportuni programmi di calcolo, viene sottoposto ad azione sismica (accelerogramma o forze statiche equivalenti). Il danno è di tipo meccanico ed è ottenuto dalla risposta numerica del modello (duttilità richiesta, spostamenti relativi, variazione di periodo proprio, ecc.). La metodologia è utilizzabile per singoli edifici o gruppi di edifici di particolare importanza tipologica o funzionale.



#### 3. STUDIO DI FATTORI DI VULNERABILITÀ

Si considera l'edificio come un organismo la cui vulnerabilità può essere descritta attraverso le caratteristiche costruttive, come l'organizzazione del sistema resistente, la resistenza globale, ecc.; a ognuna di queste voci viene dato un punteggio. La somma dei punteggi rappresenta l'indice di vulnerabilità dell'edificio ( $I_v$ ). Se un edificio ha una organizzazione, una qualità dei muri, una resistenza alle azioni orizzontali, un collegamento dei solai, ecc. efficace, il suo punteggio sarà basso, quindi sarà bassa la sua vulnerabilità. Osservando i danni prodotti dai terremoti su edifici con fissati valori degli indici di vulnerabilità, si ottengono le curve di fragilità. Queste curve sono utili per prevedere che danni avrà l'edificio in occasione di un futuro terremoto. Esse possono essere utilizzate, quindi:

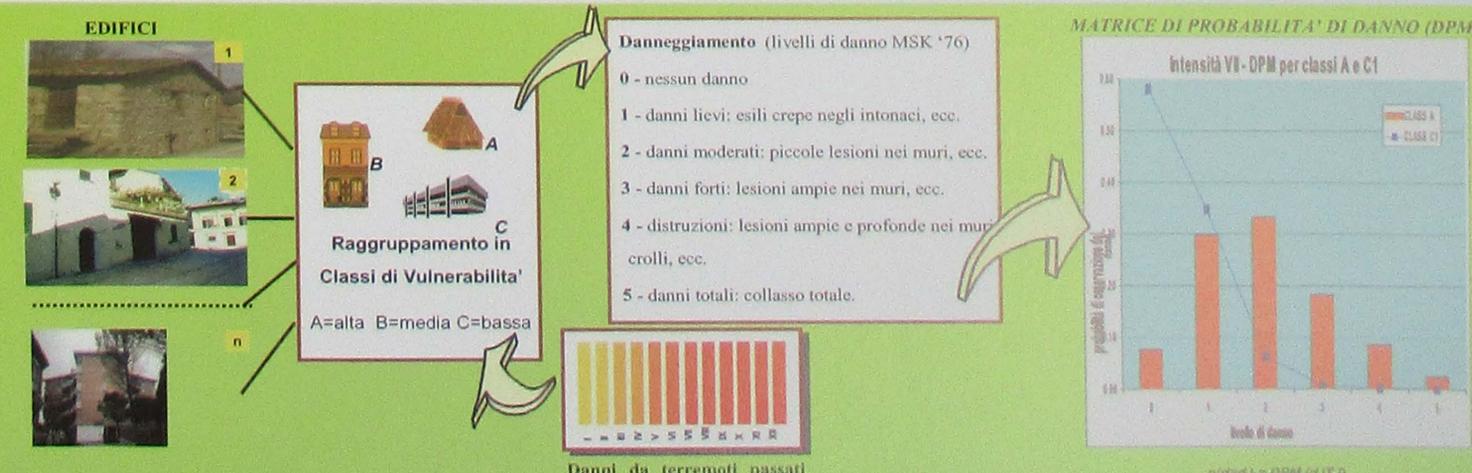
- per prevedere i danni conseguenti a un terremoto ben definito, eventualmente reale, e poter quindi pianificare l'emergenza;
- per prevedere i danni che probabilmente si verificheranno in un lasso di tempo paragonabile alla vita utile degli edifici e, quindi, per pianificare interventi di prevenzione che abbiano la massima efficacia nel ridurre il rischio.



#### 4. ELABORAZIONE STATISTICA DEI DATI RILEVATI

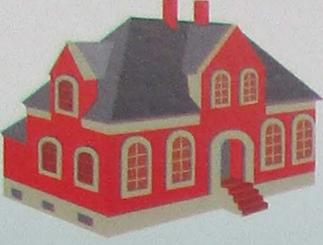
La vulnerabilità viene espressa da una relazione tra intensità macrosismica e livelli di danno. Il procedimento è quello di: 1) dividere gli edifici di un centro abitato in tre gruppi A, B, C, sulla base di requisiti costruttivi prefissati, 2) rappresentare i danni causati dai terremoti passati su edifici appartenenti a ciascuna classe. Queste curve prendono il nome di: matrici di probabilità di danno, e sono utili per prevedere che danni avrà l'edificio in occasione di un futuro terremoto. Esse possono essere utilizzate, quindi:

- per prevedere i danni conseguenti ad un terremoto ben definito, eventualmente reale, e poter pianificare l'emergenza;
- per prevedere i danni che probabilmente si verificheranno in un lasso di tempo paragonabile alla vita utile degli edifici e, quindi, per pianificare interventi di prevenzione che abbiano la massima efficacia nel ridurre il rischio.

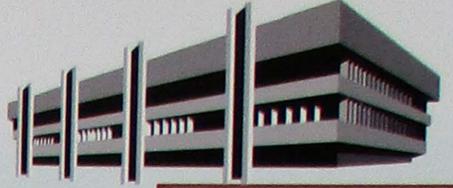


# CREPE E CROLLI

## COME SI COMPORTANO E SI DANNEGGIANO LE COSTRUZIONI

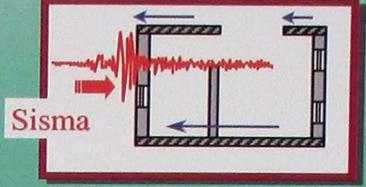
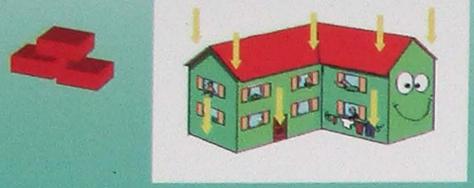


Quali carichi sopportano le strutture in condizioni normali o durante un sisma?



**Carichi verticali**  
Forze statiche : Peso proprio + carichi permanenti ed accidentali

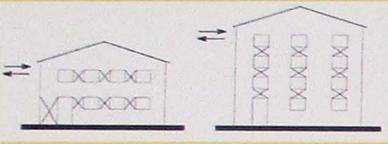
**Carichi orizzontali - forze sismiche**  
Forze dinamiche applicate alla costruzione in una qualunque direzione; oscillazioni



Ecco come l'onda sismica può investire una casa, qui rappresentata in pianta. I meccanismi di rottura sulle pareti perpendicolari alla direzione della forza orizzontale sono detti: "meccanismi fuori piano", quelli paralleli sono detti: "meccanismi nel piano".



### Meccanismo nel piano



Rottura a taglio della muratura per azioni complanari



Meccanismo di danneggiamento riscontrabile con notevole frequenza



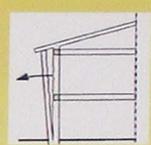
Lesioni a x nei maschi murari o nelle fasce di interpiano



### Strutture in muratura



#### Meccanismo fuori piano



Deformazione e rotazione della facciata con fessurazione passante ad andamento verticale

Meccanismo di danneggiamento molto frequente, responsabile di crolli parziali o totali

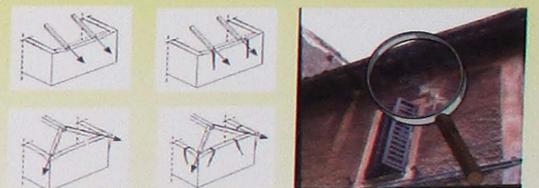


Ribaltamento della facciata in un edificio con solaio ligneo

Crollo di una zona d'angolo in un edificio con solaio ligneo e cordolo in c.a.



#### Danni alle pareti indotti da coperture spingenti



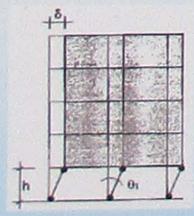
Distacco del cantonale



### Strutture in cemento armato



#### Cedimento del piano debole



#### Meccanismo a "pancake"

Il cedimento dei nodi tra travi e pilastri determina il collasso dei piani l'uno sull'altro



#### Danni alle tamponature



la mancanza di tamponature riduce la resistenza alle sollecitazioni orizzontali



## COMPORIAMENTO TEORICO E SPERIMENTAZIONE

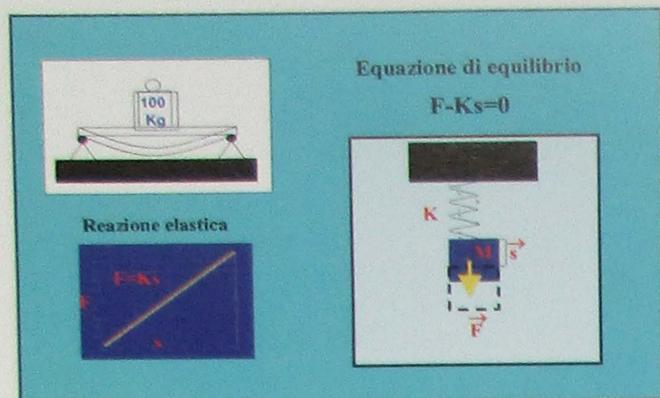


Fig. 1 - Comportamento di una struttura sotto azioni statiche

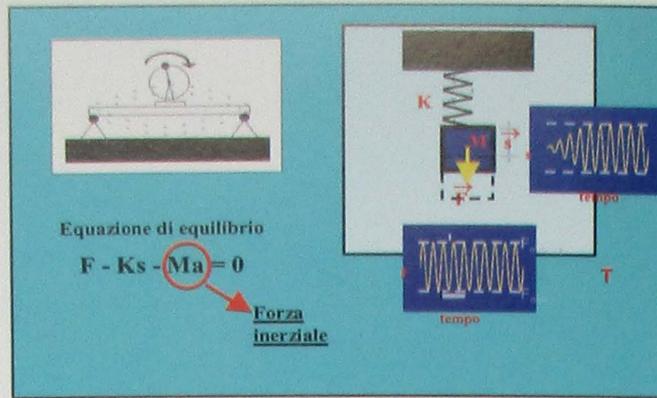


Fig. 2 - Comportamento di una struttura sotto azioni dinamiche

Quando una struttura è soggetta ad **azioni statiche**, cioè a forze che, come la forza peso, non variano nel tempo, l'equilibrio è assicurato dalla reazione elastica, che è proporzionale alla deformazione della struttura (vedi Fig. 1). In condizioni statiche, quindi, una struttura subisce spostamenti proporzionali alla forza esterna applicata secondo una costante di proporzionalità  $K$ , detta rigidità.

Quando una struttura è soggetta ad **azioni dinamiche**, come quelle legate al vento, al terremoto o applicate da speciali macchine vibranti, l'equilibrio è assicurato, oltre che dalla reazione elastica, anche dalle forze inerziali, date dal prodotto della massa  $M$  della struttura per la sua accelerazione  $a$  (vedi Fig. 2). In queste condizioni, gli spostamenti della struttura sono variabili nel tempo con un'ampiezza che dipende non solo dalla rigidità  $K$ , ma anche dal periodo  $T$  (corrispondente alla durata di un ciclo) o, in modo equivalente, dalla frequenza  $f$  dell'azione applicata (numero di cicli nell'unità di tempo,  $f = 1/T$ ).

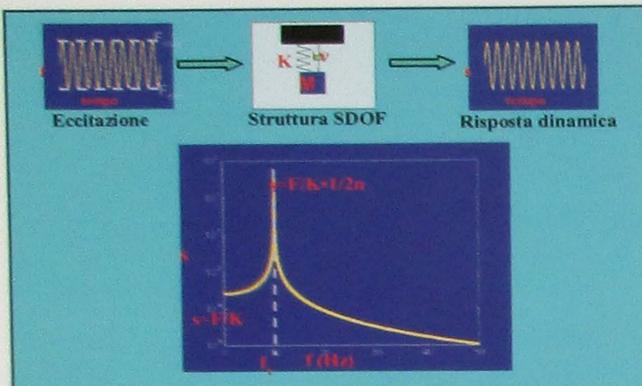


Fig. 3 - La Funzione di Risposta in Frequenza

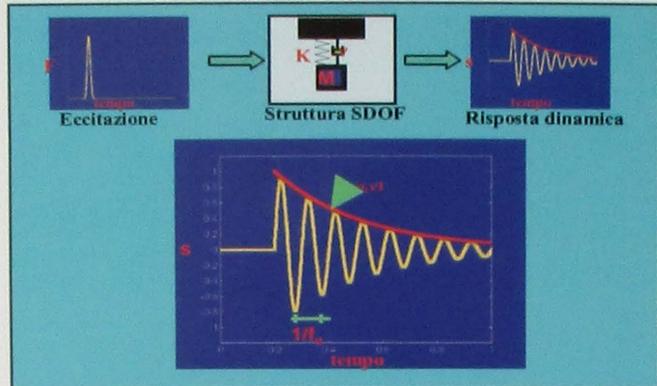


Fig. 4 - La Funzione di Risposta all'Impulso

Per una determinata struttura, l'ampiezza dello spostamento dipende dalla frequenza della forza applicata. Ciò può essere evidenziato eccitando la struttura con un serie di forzanti sinusoidali, la cui frequenza  $f$  è variata con passo costante all'interno di un certo intervallo. Se per ogni valore della frequenza  $f$  si riporta in un grafico la corrispondente ampiezza di spostamento  $s$ , si ottiene la **Funzione di Risposta in Frequenza (FRF)** che caratterizza quella struttura (vedi Fig. 3). La FRF evidenzia l'esistenza di una frequenza  $f_r$ , detta **frequenza di risonanza**, a cui corrisponde la massima amplificazione dello spostamento.

Un'altra funzione che caratterizza il comportamento dinamico di una struttura è la **Funzione di Risposta all'Impulso (IRF)**. Essa rappresenta la risposta dinamica della struttura ad un impulso, cioè a un'azione di breve durata (teoricamente infinitesima) (vedi Fig. 4).

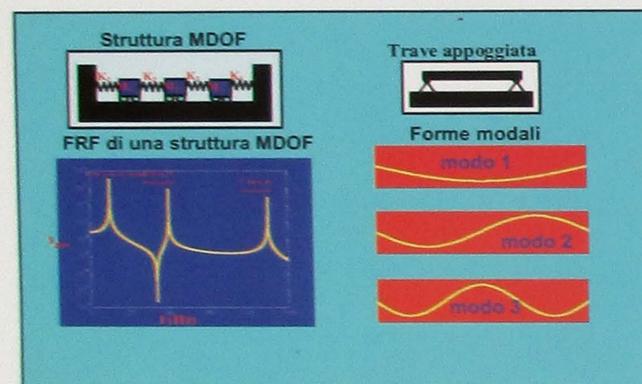


Fig. 5 - Frequenze proprie e forme modali

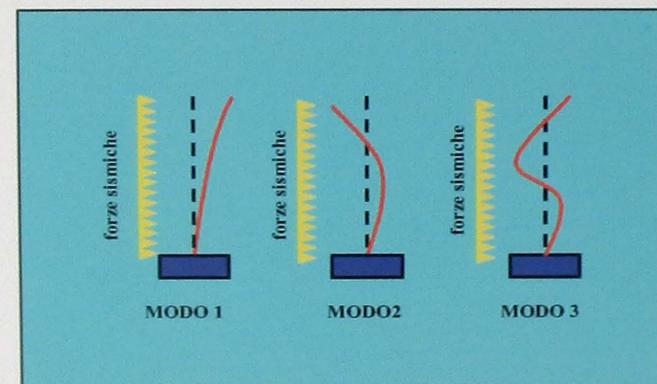


Fig. 6 - Distribuzione spaziale delle forze sismiche e forme modali

Il comportamento dinamico delle strutture reali è, però, più complesso di quello descritto sopra. In particolare, la FRF presenta più di una frequenza di risonanza (vedi Fig. 5). In corrispondenza di ciascuna frequenza di risonanza, la struttura oscilla secondo una determinata forma che, variando di ampiezza, si conserva durante il moto.

Si dice allora che una struttura presenta più **modi** di vibrare, ciascuno dei quali è caratterizzato da una certa frequenza di vibrazione (frequenza propria) e da una certa forma di vibrazione (forma modale).

La risposta dinamica di una struttura ad un'azione esterna è data dalla somma del contributo relativo ai singoli modi di vibrare. L'importanza relativa dei singoli modi nella risposta complessiva dipende dalla composizione in frequenza e dalla forma spaziale dell'azione applicata. In particolare, hanno maggiore importanza quei modi la cui forma è "simile" alla forma spaziale dell'azione esterna. Nel caso delle forze sismiche, la distribuzione spaziale è tale che solo i primi modi di vibrare forniscono un contributo significativo alla risposta (Fig. 6).

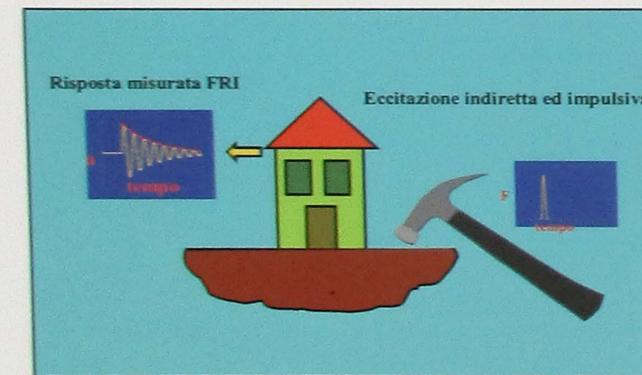


Fig. 7 - Schema logico delle prove ambientali

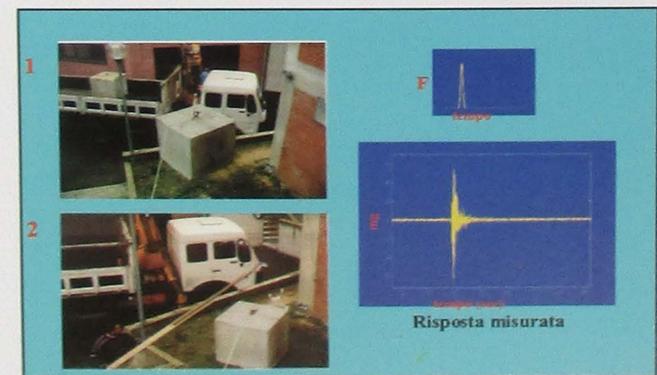


Fig. 8 - Un esempio di prova ambientale

I **parametri modali** di un edificio, cioè le frequenze proprie e le forme modali, possono essere stimati sperimentalmente sottoponendo la struttura ad opportune prove dinamiche.

Eseguire una **prova dinamica** su un edificio significa applicare su di esso una determinata eccitazione (variabile nel tempo) e misurare il moto conseguente. La misura è effettuata in termini di accelerazione, di velocità o, in alcuni casi particolari, di spostamento.

Esistono diversi tipi di prove dinamiche. Nella figura 7 è illustrato lo schema logico di una prova, convenzionalmente definita "ambientale". In essa, la struttura è eccitata in modo **indiretto**, applicando un'azione di tipo **impulsivo** sul terreno circostante. In tal modo è possibile misurare sperimentalmente la **IRF** della struttura. In pratica, l'eccitazione impulsiva è generata dall'urto di un corpo massivo lasciato cadere da una opportuna altezza (vedi Fig. 8). Nella stessa figura è mostrata la **IRF** sperimentale.

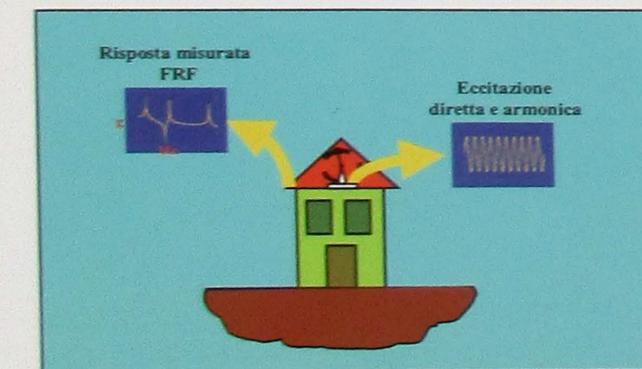


Fig. 9 - Schema logico delle prove armoniche

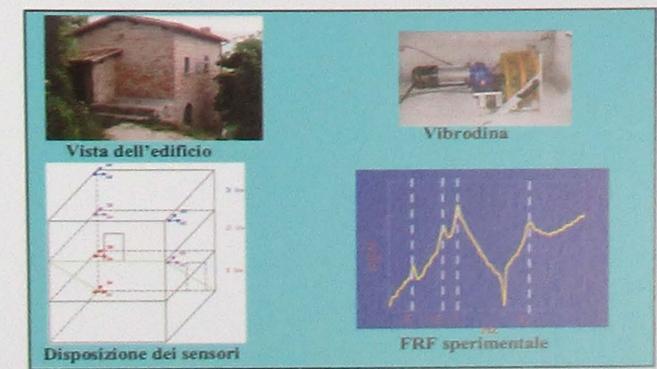


Fig. 10 - Un esempio di prove armoniche

Un'altra importante classe di prove dinamiche è costituita dalle cosiddette prove "armoniche". Lo schema logico di una prova armonica è mostrato in figura 9. La struttura è eccitata in modo **diretto** utilizzando uno speciale attore meccanico (vibrodirina) che genera una forza **sinusoidale** a frequenza controllata. E' così possibile misurare sperimentalmente la **FRF** della struttura. Nell'esempio di figura 10 è mostrata, oltre a una vista dell'edificio sottoposto a prova, la disposizione degli accelerometri installati sull'edificio, la piccola vibrodina utilizzata per generare la forzante sinusoidale e la **FRF** sperimentale con le frequenze di risonanza.

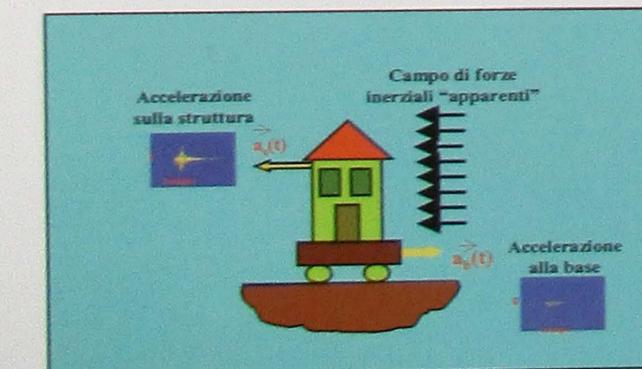


Fig. 11 - Schema logico del monitoraggio sismico

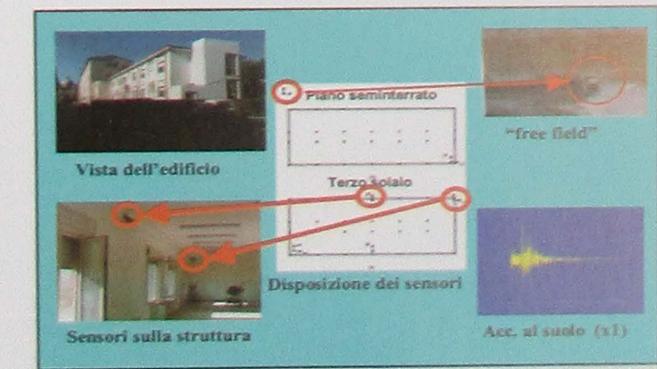


Fig. 12 - Un esempio di monitoraggio sismico a Foligno, durante il terremoto del 1997

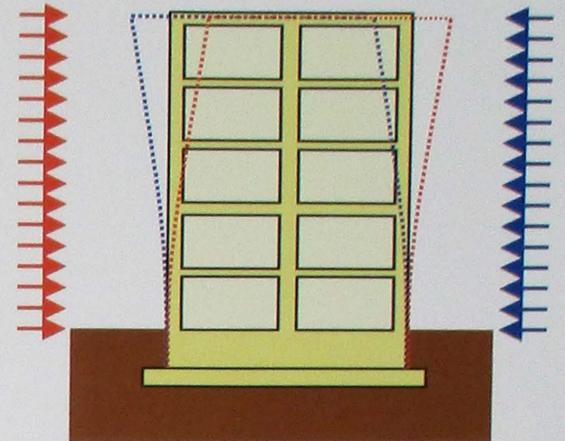
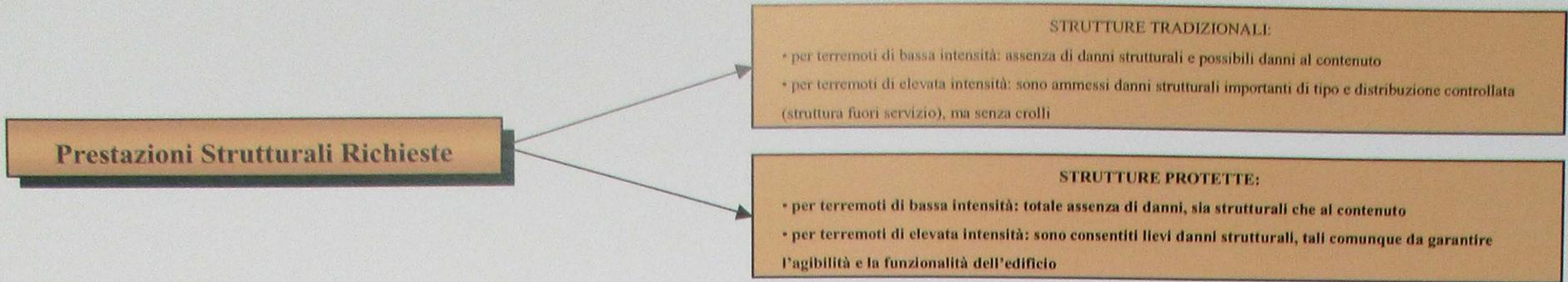
Nel campo della sperimentazione dinamica sugli edifici, il "monitoraggio sismico" riveste una particolare importanza, perché fornisce informazioni dirette sul comportamento di determinate tipologie strutturali durante un terremoto. Ovviamente i parametri modali rappresentano solo una parte delle proprietà strutturali che possono essere tratte dal monitoraggio.

Effettuare un monitoraggio sismico significa installare su un edificio un sistema di misura e registrazione della risposta dinamica. Il sistema viene lasciato in opera per un periodo più o meno prolungato di tempo, in attesa che si verifichi un terremoto. Quando il terremoto si verifica, il sistema si attiva automaticamente e registra sia il moto alla base ("free field"), sia la risposta dinamica dell'edificio. In analogia a quanto visto per i casi precedenti, uno schema logico del monitoraggio sismico è mostrato in figura 11.

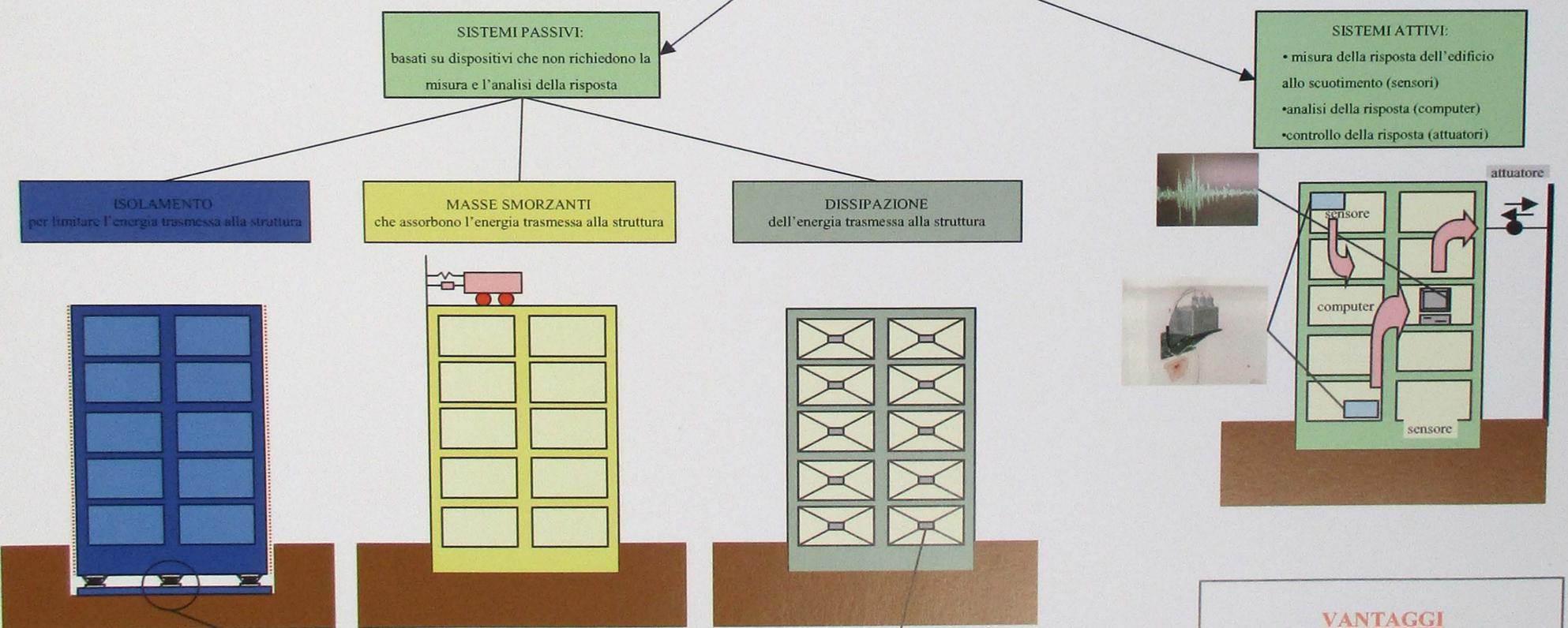
Un esempio concreto relativo al terremoto Umbro-Marchigiano del 1997 è mostrato in figura 12.

# I "BODYGUARD" DELLE CASE

## SISTEMI DI PROTEZIONE ATTIVA E PASSIVA DEGLI EDIFICI

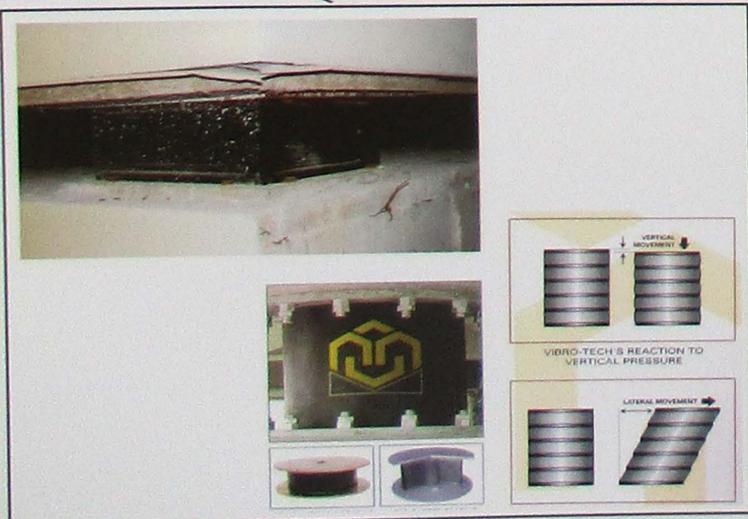


### SISTEMI DI PROTEZIONE



**VANTAGGI**

- maggiore affidabilità
- mantenimento della funzionalità
- maggiore libertà nel progetto

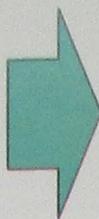


# LA CASA DEGLI ITALIANI

## ANALISI DI VULNERABILITA' A SCALA NAZIONALE

### Obiettivo:

Valutazione della vulnerabilità del patrimonio edilizio, finalizzata all'aggiornamento delle attuali mappe di rischio a scala nazionale.  
(rischio = pericolosità x vulnerabilità x esposizione)



Per definire la distribuzione delle tipologie strutturali per i centri urbani, è necessario un

### Inventario del patrimonio edilizio nazionale



La raccolta a tappeto di dati è onerosa sia sotto il profilo economico che temporale. Il problema va quindi affrontato con *metodi speditivi*, finalizzati alla valutazione del numero più probabile di tipologie strutturali presenti all'interno dell'edificato. In quest'ottica è stata messa a punto una metodologia speditiva, denominata **QAP - Quick Assignment Procedure**, applicata già con successo in Italia a numerosi Centri Storici.

## PROCEDURA QAP - Quick Assignment Procedure (procedura di assegnazione rapida)

### Fasi di lavoro

1) Caratterizzazione tipologica degli edifici di un Comune attraverso l'elaborazione di una **Scheda tipologico-strutturale**, basata su informazioni desunte da interviste a tecnici dell'Ufficio tecnico comunale.



Esempi di tipologie strutturali di edifici in muratura del patrimonio edilizio italiano

Le informazioni richieste sono:

- Cenni storici
- Zonizzazione delle espansioni urbane
- Materiali da costruzione impiegati
- Tipologie strutturali, verticali e orizzontali, prevalenti nelle zone
- Fondazioni e informazioni sul terreno di posa
- Tabella di combinazione delle tipologie verticali e orizzontali
- Rilievo fotografico dei caratteri salienti del Centro Storico

2) **Riconoscimento aerofotogrammetrico** delle tipologie strutturali (classi di vulnerabilità decrescente degli edifici, definite con le lettere A, B, C e C1). Conteggio degli edifici appartenenti alle varie classi.

Interpretazione da foto aerea e ...



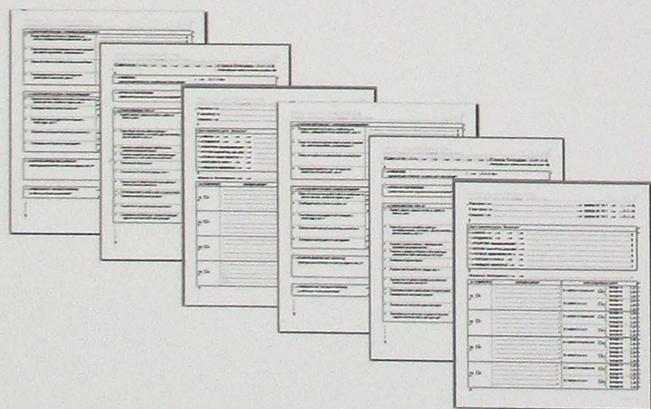
Dettaglio del tematismo del riconoscimento effettuato per gli edifici di Classe A, B, C e C1



... conteggio degli edifici

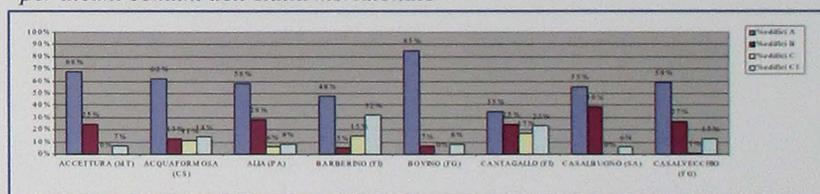
3) **Schedatura a campione** sul campo, per la correzione statistica dei dati desunti dal riconoscimento aerofotogrammetrico e dal controllo delle schede tecniche.

- Si effettuano le raccolte dati relative a un campione casuale pari al 10% degli edifici nei comuni selezionati.
- Si trasferiscono i dati su computer al fine di poter eseguire le elaborazioni necessarie.
- Si operano confronti tra le assegnazioni tipologiche A, B, C e C1 del riconoscimento aerofotogrammetrico e le assegnazioni derivanti dalla schedatura diretta sul campo, al fine di poter valutare le calibrazioni statistiche.

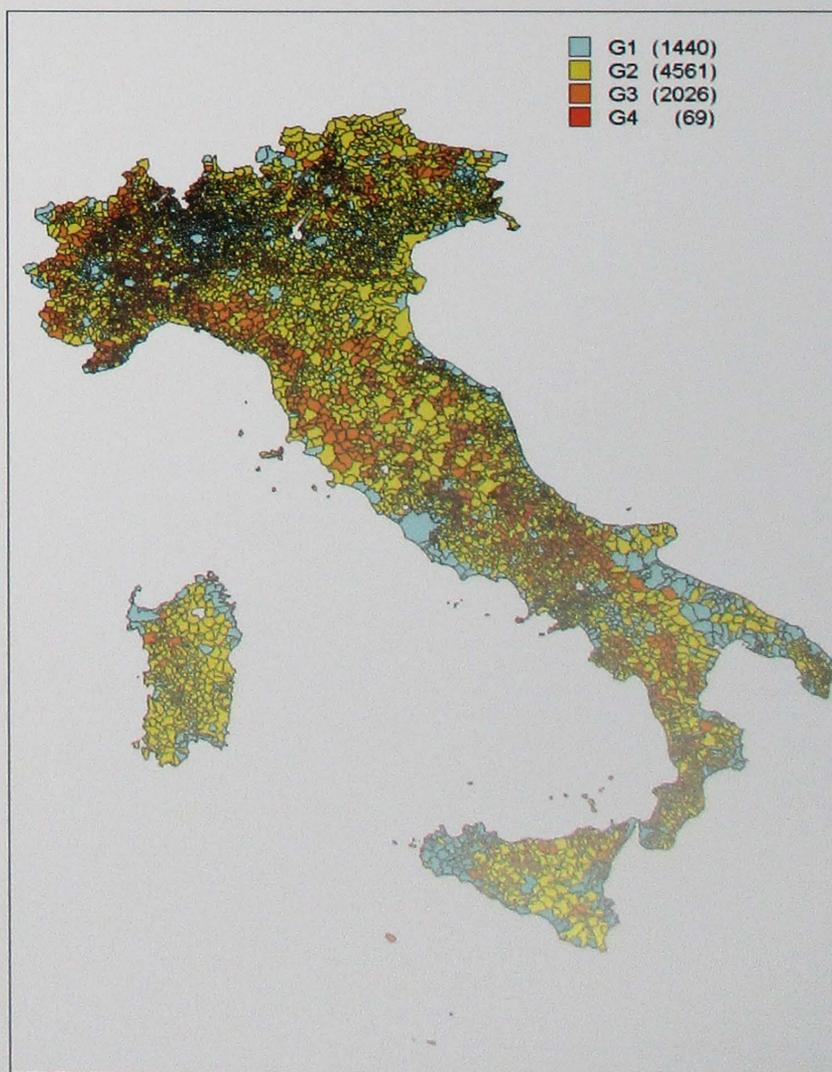
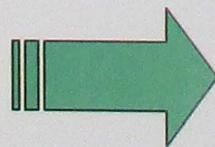


4) Calcolo delle **Distribuzioni tipologiche degli edifici** nelle classi A, B, C e C1. Studio esteso a tutti i comuni italiani.

Esempio di distribuzioni percentuali degli edifici per classi tipologiche per alcuni comuni dell'Italia meridionale



5) Elaborazione in corso d'opera di una **Carta di vulnerabilità dell'intero territorio nazionale**, ripartita su base comunale, costruita con un indice di vulnerabilità comunale crescente da G1 (poco vulnerabile) a G4 (molto vulnerabile), definita attraverso la QAP e dati ISTAT (risultato provvisorio al maggio 1999).



# ESPOSIZIONE

- \*Un teatro è più esposto di giorno o di sera?**
- \*Uno stadio è più esposto di domenica o durante il resto della settimana?**
- \*E' più esposta un'area industriale o una zona agricola?**
- \*E' più esposta una città densamente popolata oppure un piccolo centro?**
- \*Si può proteggere un centro storico?**

# OGGETTI DI VALORE

## ESPOSIZIONE: LA CITTA' E LA SUA STRUTTURA

### ESPOSIZIONE: DUE DEFINIZIONI

- Indica sia la quantità e la qualità dei beni esposti al pericolo sismico, sia il numero di persone coinvolte e la loro capacità di reazione (M. Ferrini, V. Petrini).
- Con il termine esposizione si intende l'estensione, la quantità e la qualità dei diversi elementi antropici che compongono la realtà territoriale (popolazione, edifici, sistemi infrastrutturali, ecc.), le cui condizioni e il cui funzionamento possono essere danneggiati, alterati o distrutti dall'evento sismico (G. Fera).

### INDIVIDUAZIONE DI BENI E ATTIVITA' ESPOSTI ALL'EVENTO SISMICO

L'analisi dell'esposizione a livello urbano e territoriale è finalizzata all'individuazione, in termini qualitativi e quantitativi, degli elementi componenti la realtà territoriale e/o urbana il cui stato, comportamento o sviluppo può essere alterato dall'evento sismico.



Fig. 1 - Patrimonio storico

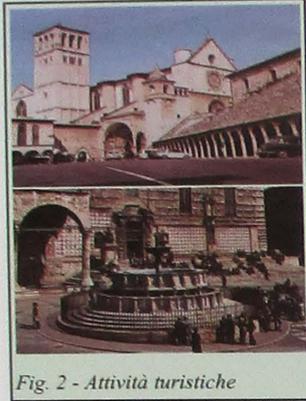


Fig. 2 - Attività turistiche



Fig. 3 - Beni artistici



Fig. 4 - Produzione agricola



Fig. 5 - Rete stradale



Fig. 6 - Attività produttive

### LE CITTA':

#### COME INTERVENIRE ATTRAVERSO LA PIANIFICAZIONE URBANISTICA

Si tratta di capire quali edifici, strutture fisiche, funzioni e attività presenti nella città possono essere compromesse a causa di un terremoto. Questo tipo di danno può essere immediato oppure può risultare da effetti di lungo periodo. Fare prevenzione significa individuare le funzioni e le relazioni vitali per la città e proteggerle adeguatamente. In altre parole, è necessario analizzare la "struttura socio-economica" del sistema città e utilizzare gli strumenti a disposizione, essenzialmente piani e programmi urbanistici, per intervenire su quegli elementi che ne assicurano la continuità di funzionamento.



### LA RIDUZIONE DELL'ESPOSIZIONE E' STRETTAMENTE CONNESSA ALLA RIDUZIONE DELLA VULNERABILITA' URBANA

Si può ridurre la vulnerabilità urbana assicurando, ad esempio, protezione dei percorsi stradali con interventi sull'edificato, in modo da consentire l'uso di spazi urbani e da garantire le attività essenziali al funzionamento della città immediatamente dopo il terremoto.

#### UNA LISTA DI INDICATORI DI VULNERABILITA' URBANA (da T. BENERJEE)

- Ridondanza dei sistemi tecnologici e funzionali
- Capacità di ripristino della funzionalità
- Facilità di evacuazione e accesso
- Pericolosità indotta da elementi naturali e artificiali
- Capacità socio-economica di ripresa
- Impatto psicologico
- Garanzia di incolumità per crolli indotti
- Presenza di utenza critica
- Preparazione sociale all'emergenza

#### REFERENZE FOTOGRAFICHE

Le immagini delle figg. 1, 2, 3, 4, 5 sono tratte da vari supplementi settimanali al quotidiano "la Repubblica", lo schema di fig. 5 è tratto da: *La città e l'emergenza*, a cura di F. Battisti & F. Angeli (1991), la fig. 6 è tratta da un *depliant* della MAPEI, la fig. 8 è tratta da una foto aerea della CGR di Parma.

# PERSONE DI VALORE

## ESPOSIZIONE: COME SONO COINVOLTE LE VITE UMANE

### LE VITE UMANE ESPOSTE: IL PUNTO DI PARTENZA

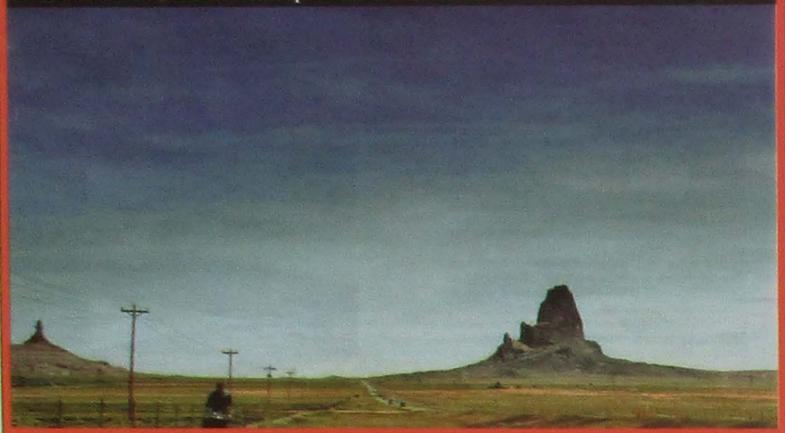
•L'epoca moderna è caratterizzata dalla forte mobilità delle merci e delle persone. L'epoca contemporanea è caratterizzata dal sempre maggiore flusso di informazioni, che muove in modo ancora più vorticoso merci e persone.

NE CONSEGUE CHE, PER CAPIRE QUANTO E' ESPOSTA LA POPOLAZIONE IN UN LUOGO, SI DEVE CAPIRE COME LO AFFOLLA, LO ABITA, LO VIVE E, SOPRATTUTTO, QUANDO LO USA.

### DOVE E' ESPOSTA LA POPOLAZIONE

La popolazione mondiale si va sempre più concentrando nelle metropoli. In particolare, il progressivo inurbamento in Italia consiste nell'abbandono delle aree interne, più montuose, a favore delle aree vallive e di concentrazione urbana.

L'uso rarefatto e occasionale di un certo territorio comporta, evidentemente, una bassa esposizione di vite umane.



In una grande città densamente edificata, dove si concentrano attività e funzioni, valutare quanto è esposta la popolazione è un calcolo di notevole complessità.

### COME INTERVENIRE ATTRAVERSO LA PIANIFICAZIONE URBANISTICA

Nel valutare l'esposizione delle vite umane, fare coincidere la popolazione esposta in un certo territorio con il numero di abitanti risulta semplicistico. Una valutazione più aderente alla realtà parte dal circoscrivere un'area (contesto territoriale o urbano), in modo da descrivere al suo interno come è strutturata la popolazione insediata e come si muove negli spazi, edificati e aperti, che costituiscono quell'area.

#### LE CARATTERISTICHE DELLA POPOLAZIONE CHE INFLUISCONO SUL LIVELLO DI ESPOSIZIONE

##### STRUTTURALI

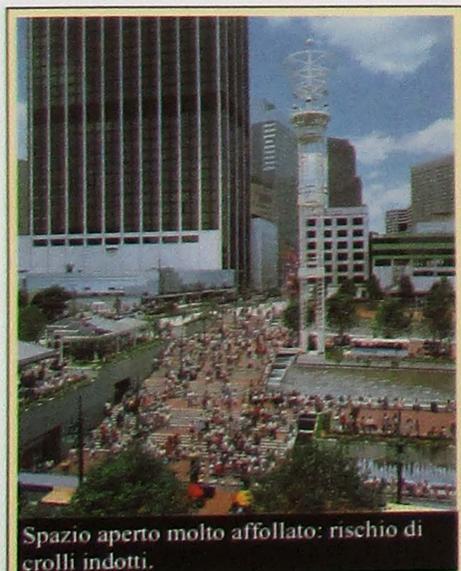
- prevalenza di alcune fasce di età (bambini e anziani sono più deboli)
- concentrazione di utenza critica (malati e disabili)
- distribuzione sul territorio

##### COMPORIMENTALI

- reazione psicologica istintiva
- educazione al rischio sismico
- preparazione sociale all'emergenza



Palazzi dello sport, auditorium, cinema, teatri, scuole, ospedali, ecc.: ecco alcuni degli edifici per i quali la valutazione dell'esposizione merita particolare attenzione.



Spazio aperto molto affollato: rischio di crolli indotti.



Spazio aperto molto affollato: rischio di crolli indotti.

LE CARATTERISTICHE FISICHE E D'USO DEGLI EDIFICI E DEGLI SPAZI APERTI DEFINISCONO I LUOGHI IN CUI LA VITA UMANA E' MAGGIORMENTE ESPOSTA PER UN DETERMINATO PERIODO DI TEMPO.

##### FISICHE

- vulnerabilità del manufatto
- pericoli indotti (per crolli di manufatti adiacenti o malfunzionamenti di impianti)

##### USO

- intensità d'uso
- affollamento
- scansione temporale dell'uso
- bacino d'utenza,
- ruolo temporaneo o continuo

# RISCHIO

**\*Cosa è un rischio?**

**\*Sono di più le vittime dovute agli incidenti stradali o ai terremoti?**

**\*Si può ridurre il rischio sismico?**

# RISCHIO !!!

## CONCETTI GENERALI



### Cosa si intende di solito con il termine rischio

Il termine rischio è nel linguaggio comune e sta a indicare, genericamente, una condizione che può portare a conseguenze spiacevoli: frasi come 'comportamenti a rischio' in ambito sanitario, o 'situazioni di rischio per la popolazione' in tema di protezione da catastrofi, appaiono continuamente nei mezzi di comunicazione.

Il termine è frequentissimo in campo assicurativo, dove le polizze che vengono stipulate sono 'a copertura dei rischi' derivanti da attività o situazioni. Da questo esempio si capisce che a un rischio elevato corrisponde un premio altrettanto elevato; ciò significa che un rischio elevato corrisponde a una probabilità di esborso di indennizzi molto elevata, dalla quale la compagnia assicuratrice si protegge aumentando le entrate. In sostanza, rischio e possibilità di conseguenze spiacevoli (infortuni, perdite economiche, ecc.) sono sinonimi.

### Una definizione un po' più 'tecnica'

Rischio = probabilità di subire una perdita in un certo periodo di tempo a causa di una certa tipologia di eventi.

$$R = p (I > L | t, B, E)$$

Il **rischio R** è una probabilità e può essere espresso da una variabile aleatoria che assume valori compresi fra 0 (la perdita non è possibile) e 1 (è certo il verificarsi della perdita).

La **perdita I** è espressa in generale o in termini economici: corrisponde al costo da sostenere per ripristinare lo stato preesistente al verificarsi della perdita. Essa è stabilita rispetto a un **livello di riferimento L**, che rappresenta la soglia che deve essere superata perché si abbia una perdita. In alcuni casi non si può monetizzare la perdita o non si può pensare di ripristinare lo stato preesistente: allora ci si esprime in termini di conseguenze per le persone (ferimento o morte), o di conseguenze per l'ambiente (danneggiamento irreversibile), o per oggetti non ricostruibili (per esempio danni a capolavori artistici), ecc.

Il rischio e la perdita sono riferiti ad un preciso periodo di **tempo t**: in generale, più tempo si aspetta e più aumenta il rischio.

Il rischio e la perdita sono generalmente riferiti a specifiche tipologie di **beni B**, esposti al rischio, sui quali si misura la perdita: ad esempio le vite umane, gli edifici, le opere d'arte, le sorgenti, ecc.

Il rischio e la perdita sono riferiti a specifiche tipologie di **eventi E**, ossia di cause che provocano la perdita: ad esempio il rischio da incidente stradale, o il rischio vulcanico o il rischio sismico.



### Come si può ridurre il rischio

In generale, si può intervenire su uno qualsiasi degli elementi della catena: dall'evento generatore, alla vulnerabilità, all'esposizione.

Quando si interviene sulla causa si parla di **prevenzione** (si evita l'evento), quando si interviene sulla vulnerabilità si parla di **mitigazione** (si riducono le conseguenze dell'evento). Per alcuni rischi, come il sismico, non si riesce a controllare gli eventi (si subiscono) e, quindi, si interviene principalmente sulla riduzione della vulnerabilità. E' possibile intervenire sull'esposizione scegliendo opportunamente le zone da edificare, le densità massime, le destinazioni d'uso, la preparazione delle persone.

### Qualche paragone fra rischi diversi

| Tipo di evento che determina il rischio                | Incidente stradale   | Incendio prodotto da attività umane  | Terremoto  |
|--|--|--|--|
| Pericolosità   | Numero e gravità degli incidenti che si verificano ogni anno in un certo tratto stradale.  | Numero e gravità degli incendi che interessano una certa tipologia di attività.  | Numero ed intensità dei terremoti che interessano una località.  |
| Fattori principali di pericolosità                     | Condizioni meteorologiche, fondo stradale, conformazione strada, velocità, efficienza dei veicoli, efficienza dei piloti, segnaletica ...  | Quantità di materiali infiammabili, potenziale, possibilità di sviluppo di scintille o fiamme libere, preparazione degli addetti, sistemi di spegnimento ... | Vicinanza alle zone in cui si generano i terremoti, grado di attività di queste zone (severità e numero di eventi generati), condizioni locali del terreno in grado di amplificare gli effetti del sisma ... |
| Vulnerabilità  | Possibilità di ferimento grave degli occupanti a seguito di impatto del veicolo contro ostacoli o altri veicoli.                           | Possibilità che l'incendio si propaghi e produca condizioni pericolose per la sicurezza.   | Facilità con cui le costruzioni si danneggiano a causa del sisma, facilità con cui si innescano frane o cedimenti per effetto del sisma.   |
| Principali fattori di vulnerabilità                    | Conformazione dei veicoli (prestazioni in caso di urto), infiammabilità, presenza dei dispositivi di protezione (barre, air bag, ecc.) ... | Compartimentazione, isolamento, resistenza strutturale ...   | Concezione e progettazione delle strutture, controlli e materiali, condizioni di manutenzione, trasformazioni subite, ecc.<br>Per il terreno: caratteristiche, acclività, regime della falda, ecc.           |
| Esposizione  | Numero dei transiti nel tratto, ore di particolare affollamento ...  | Numero di addetti, eventuali visitatori, ...   | Numero dei frequentatori, loro età e grado di autosufficienza, percentuale giornaliera di occupazione, ...   |
| Valore annuo atteso di morti riferiti alla popolazione | 1 su 10.000.   |  | 1 su 100.000 (fino a 100 volte più elevata nei comuni a massimo rischio).  |

### Come si arriva a determinare il rischio

Occorre prendere in esame tutta la catena che porta dall'evento E alla perdita I

EVENTO → Conseguenze dell'evento sul bene (danni) → conseguenze del danno sulla perdita.

Lo studio delle caratteristiche dell'evento E viene in genere denominato studio della **pericolosità**: esso ha lo scopo di accertare la **severità** degli eventi e la **loro successione nel tempo**.

La relazione che lega il verificarsi dell'evento e le sue conseguenze sul bene in termini di **danno** è denominata in genere **vulnerabilità**: è un concetto generale che si può applicare agli oggetti o alle persone (si parla anche di vulnerabilità dell'uomo rispetto alle malattie).

Il danno esprime la modifica dello stato del bene a seguito dell'evento, cosa che si traduce, in generale, in una variazione delle prestazioni che il bene è in grado di fornire. Anche per il danno sono possibili varie definizioni: se il bene è un essere umano, una ferita o una malattia possono essere viste come un danno che ne riduce le capacità; se il bene è un oggetto, un danno può essere una rottura che ne impedisce la corretta fruizione. E' abbastanza comune associare al danno una perdita economica; in realtà il passaggio dall'uno all'altra non è immediato, ma deve tenere conto del valore del bene (**esposizione**) e di quanto tale valore sia stato ridotto dal danno.



## RISCHIO SISMICO DEL PATRIMONIO ABITATIVO

### Rischio sismico del patrimonio abitativo: gli ingredienti

#### Pericolosità

■ La **PERICOLOSITA'** viene caratterizzata in termini di localizzazione, severità e frequenza di accadimento degli eventi sismici.

■ Nella figura a sinistra sono riportate le posizioni degli epicentri dei terremoti in grado di produrre danni alle costruzioni, nella figura in basso la frequenza con cui terremoti di diversa intensità sono risentiti in alcuni comuni.

Pericolosità dei comuni in termini di intensità macro-sismica (MCS)

#### Vulnerabilità

■ Per **VULNERABILITÀ SISMICA DI UN EDIFICIO** si intende la sua propensione a subire un danno dovuto ad una sollecitazione sismica.

Essa è misurata dal danno (effetto) che la costruzione subisce a fronte di un evento sismico avente una data intensità (causa).

■ I danni prodotti a vari tipi di edifici dai terremoti sono un'importante sorgente di informazioni per gli studi di vulnerabilità.

■ Esistono molti modi per stimare la vulnerabilità: da quelli sperimentali (si osserva cosa accade durante i terremoti o si producono terremoti artificiali in laboratorio) alle simulazioni numeriche, o a metodi misti.

■ Per effettuare stime a scala generale, riferite all'intero territorio nazionale, ci si è basati su dati 'poveri' desunti dai censimenti ISTAT, dai quali sono state stimate in ogni comune le quantità di abitazioni ad alta, media e bassa vulnerabilità.

| Comune           | Alta | Media | Bassa | Altra |
|------------------|------|-------|-------|-------|
| Pescocostanzo    | 84%  | 4%    | 10%   | 22%   |
| Garamanico Terme | 25%  | 7%    | 21%   | 47%   |
| Lama del Palano  | 18%  | 21%   | 32%   | 30%   |
| Altri            | 20%  | 4%    | 11%   | 25%   |
| Media nazionale  | 15%  | 12%   | 24%   | 15%   |

#### Esposizione

■ L'**ESPOSIZIONE**, nel caso degli edifici, è rappresentata dal loro 'valore', sia in termini economici, sia in termini di persone che li occupano.

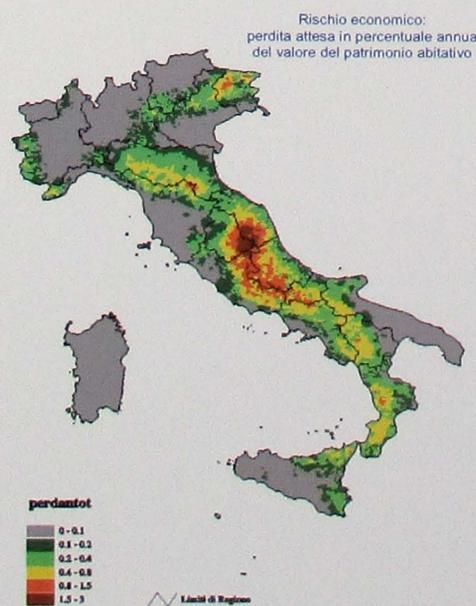
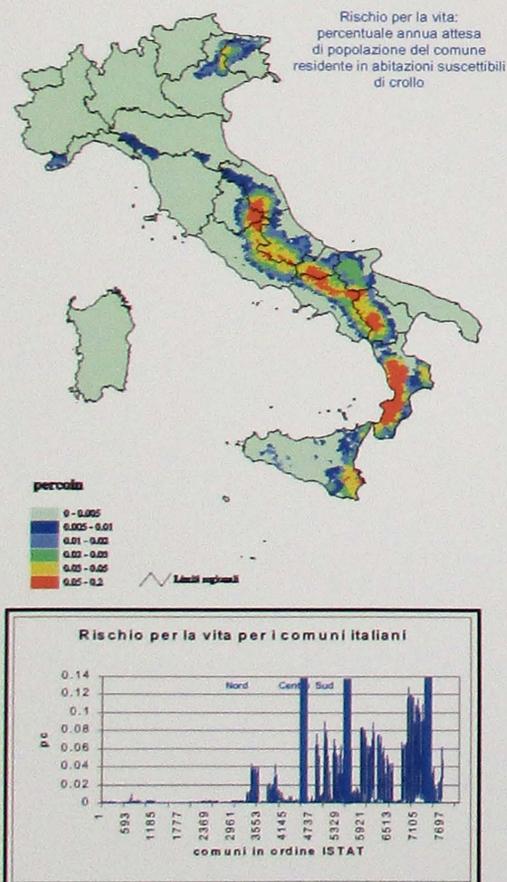
■ Un tipo particolare di esposizione è legata al valore storico - artistico.

■ Lo studio dell'esposizione deve comprendere l'identificazione dei beni e le relazioni che esistono fra i danni, stimati in base alla vulnerabilità, e le perdite.

■ L'esposizione è elevata dove sono concentrati molti beni, siano essi edifici, monumenti o persone. Il territorio ha, quindi, un'esposizione molto variabile fra una zona e l'altra: centri urbani densamente edificati e popolati racchiudono in piccoli spazi molti beni e molte vite; al contrario, territori aperti, non infrastrutturati né urbanizzati, hanno una bassa esposizione e, quindi, contribuiscono poco al rischio sismico.

### Rischio sismico del patrimonio abitativo: i risultati

Carta del rischio sismico promossa dal Dipartimento della Protezione Civile e prodotta dal G.d.L. GNDD- ING - SSN (1996).



Si è ottenuta la stima delle perdite attese (medie) annue, per evento sismico, in tutti i comuni italiani (Sardegna esclusa) riferita:

- al patrimonio abitativo,
- alla popolazione residente.

La perdita al patrimonio abitativo è espressa in termini di metri quadrati equivalenti di superficie abitativa: associando a questa misura il costo di ricostruzione medio, valido per ciascun comune, si perviene a una stima del danno economico totale atteso. Una stima media nazionale di questo costo può essere dell'ordine di 750.000 - 1.000.000 €/mq ma, ovviamente, varia molto fra comune e comune e raggiunge i valori più elevati nelle grandi città. Questo costo è definito totale perché include anche l'incidenza dei danni minimi e, in parte, dei miglioramenti; non è, però, il danno totale dovuto al sisma perché non comprende l'incidenza dei beni diversi dalle abitazioni, cioè, ad esempio, le infrastrutture, le opere strategiche, le fabbriche, e non tiene conto delle perdite indotte (blocco temporaneo di attività produttive, ricoveri di emergenza, etc.).

Le perdite riferite alla popolazione sono espresse in termini di popolazione residente nelle abitazioni che crollano. Questo dato non si traduce immediatamente in decessi, perché molti fattori influenzano la possibilità che un residente in un'abitazione crollata non muoia: fra essi si possono elencare l'ora dell'evento, l'attività prevalente degli abitanti, il tipo di strutture, la rapidità dei soccorsi, le caratteristiche dell'evento e altre ancora. Come approssimazione di larga massima, si può ritenere che circa il 30% delle persone coinvolte possa decedere. È importante anche notare che la maggior parte dei decessi verificatisi nei terremoti passati è dovuta ai crolli delle abitazioni (circa 3/4), per cui la stima delle perdite per la popolazione è molto più vicina al totale dovuto al sisma di quanto non lo sia la stima della perdita economica.

Nelle carte, le perdite prima richiamate sono espresse sia in termini assoluti, sia in termini percentuali. Il primo dato risente in maniera determinante dell'esposizione, ossia di quante persone, o beni, subiscono l'evento. Nelle carte che riportano i dati globali emergono pertanto le città grandi, e l'aspetto generale è a macchie di leopardo. Nelle carte in cui le perdite sono espresse in termini percentuali, invece, emerge con maggiore evidenza l'effetto della scuotibilità del territorio e della vulnerabilità; le carte hanno un andamento più regolare, con i massimi nelle zone appenniniche e nell'Italia meridionale.

Le carte di perdita assoluta riflettono la dimensione del problema posto dall'evento sismico, allorché esso viene riferito al limite amministrativo del comune; in tal senso riflette il rischio per la società.

Le carte di perdita percentuale riflettono l'acutezza del problema. Il riferimento al limite amministrativo comunale, pur importante per la media che esso opera, non condiziona pesantemente il risultato e, quindi, si può intendere l'indicazione fornita come rischio per l'individuo, ossia come probabilità per il singolo cittadino di subire perdite a causa dell'evento. In questo senso le indicazioni fornite sono direttamente confrontabili con le stime medie relative ad altri tipi di rischio, per esempio mortalità media per incidenti stradali, etc.

Dal punto di vista di una politica generale di prevenzione, che miri a uniformare il rischio a cui il cittadino è esposto, proveniente da tutte le sorgenti possibili, quest'informazione va confrontata con quelle relative agli altri rischi. Ad esempio, il valore annuo atteso di frequenza di morte per un generico cittadino per incidente stradale è dell'ordine di 1 su 10.000; la stessa frequenza, riferita al rischio sismico, è di 1 su 100.000 su base nazionale, ma può essere anche 100 volte più alta nei comuni a massimo rischio (fino a 1 su 1000). La frequenza totale annua di morte è dell'ordine di 1 su 70 (inverso della vita media) e si può ritenere una misura del rischio globale per la vita, incluse le malattie che determinano la 'morte naturale'.

# EMERGENZA

- \*Chi segnala che un sisma è avvenuto?**
- \*Chi “comanda” subito dopo il terremoto?**
- \*Chi predispone lo sgombero degli edifici?**
- \*Cosa è un COM?**



# ARRIVANO I NOSTRI - 1

## COME SCATTA LA MACCHINA DELL'EMERGENZA

Per **EMERGENZA SISMICA** si intende la situazione eccezionale che si stabilisce dopo un evento sismico che, per intensità ed estensione, abbia provocato effetti dannosi a persone e cose da doversi fronteggiare con mezzi e poteri straordinari. Si possono identificare due fasi:  
**PRIMA EMERGENZA**, ovvero soccorso alle popolazioni colpite con ogni forma di prima assistenza;  
**SUPERAMENTO dell'EMERGENZA**, ovvero attuazione coordinata di tutte le iniziative necessarie e indilazionabili, volte a rimuovere gli ostacoli alla ripresa delle normali condizioni di vita.

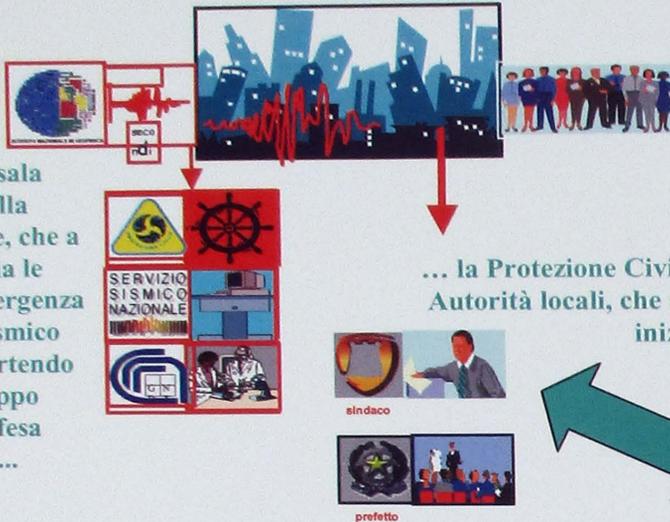
Lo **STATO di EMERGENZA** viene deliberato (o revocato) dal Consiglio dei Ministri su proposta del Presidente del Consiglio o di un suo Ministro delegato, determinandone:  
*durata;*  
*estensione territoriale.*

Per l'attuazione degli interventi in emergenza conseguenti a tale deliberazione, si provvede anche a mezzo di **ORDINANZE** in deroga a ogni disposizione vigente e nel rispetto dei principi generali dell'ordinamento giuridico.

La sala operativa dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia riceve una segnalazione di un forte evento sismico ...

### L'ALLARME

... avverte la sala operativa della Protezione Civile, che a sua volta avvia le procedure di emergenza del Servizio Sismico Nazionale, avvertendo anche il Gruppo Nazionale Difesa Terremoti ...



... la Protezione Civile contatta i Prefetti e le Autorità locali, che si attivano anche di loro iniziativa.

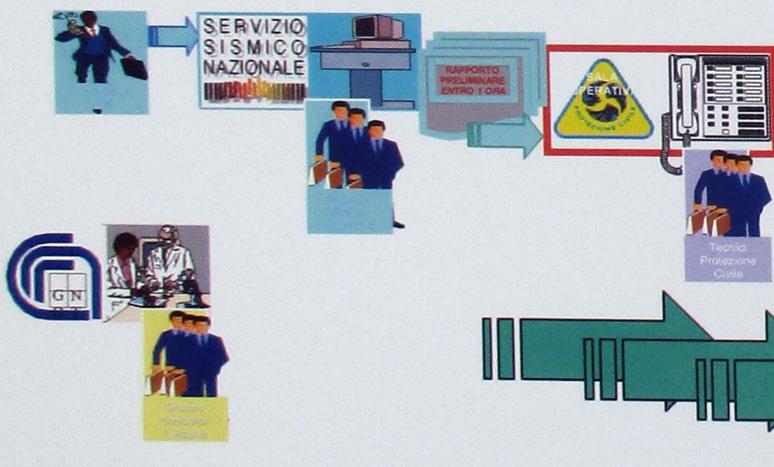
### IL PRONTO INTERVENTO DEL CORPO NAZIONALE DEI VVFF (Ministero degli Interni)

PRIMO INTERVENTO DEI COMANDI PROVINCIALI  
 DISPIEGAMENTO IN CAMPI BASE SUL TERRITORIO

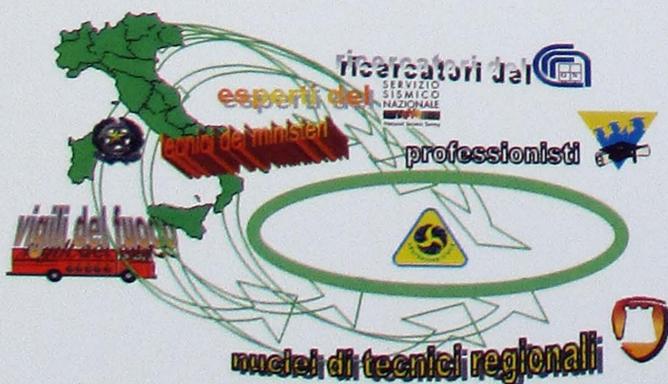


### IL PRONTO INTERVENTO DEGLI ORGANI CENTRALI DI PROTEZIONE CIVILE

La Protezione Civile, con il supporto delle strutture tecniche nazionali, assume le iniziative operative sul campo, accanto alle strutture di emergenza locali.



### LA MOBILITAZIONE GENERALE



I tecnici delle strutture centrali lavorano coordinandosi con i tecnici delle strutture periferiche.

### LA FINE DELL'EMERGENZA E L'AVVIO DELLA FASE DELLA RICOSTRUZIONE



Sulla base delle valutazioni effettuate nella fase di primo pronto intervento, viene deciso quante e quali risorse devono essere mobilitate.

# ARRIVANO I NOSTRI - 2

## I SOCCORSI ALLE POPOLAZIONI DISASTRATE

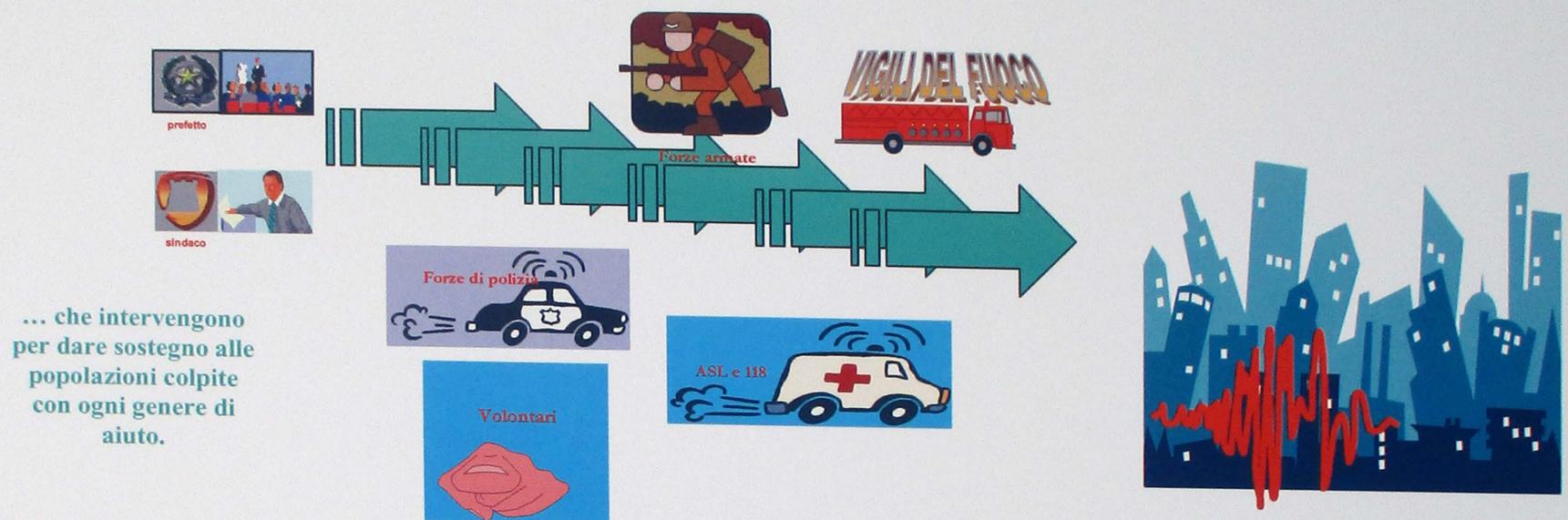
La struttura dell'emergenza segue un metodo che organizza la gestione delle **AZIONI** all'interno di 14 **FUNZIONI** seguendo **PROCEDURE** definite.

Le 14 funzioni sono:

- |   |  |  |
|---|--|--|
| 1 - TECNICO SCIENTIFICA PIANIFICAZIONE        | 6 - TRASPORTO, CIRCOLAZIONE E VIABILITA' | 11 - ENTI LOCALI                       |
| 2 - SANITA', ASSISTENZA SOCIALE E VETERINARIA | 7 - TELECOMUNICAZIONI                    | 12 - MATERIALI PERICOLOSI              |
| 3 - MASS-MEDIA, INFORMAZIONE                  | 8 - SERVIZI ESSENZIALI                   | 13 - LOGISTICA EVACUATI ZONE OSPITANTI |
| 4 - VOLONTARIATO                              | 9 - CENSIMENTO DANNI A PERSONE E COSE    | 14 - COORDINAMENTO CENTRI OPERATIVI    |
| 5 - MATERIALI E MEZZI                         | 10 - STRUTTURE OPERATIVE SAR             |  |

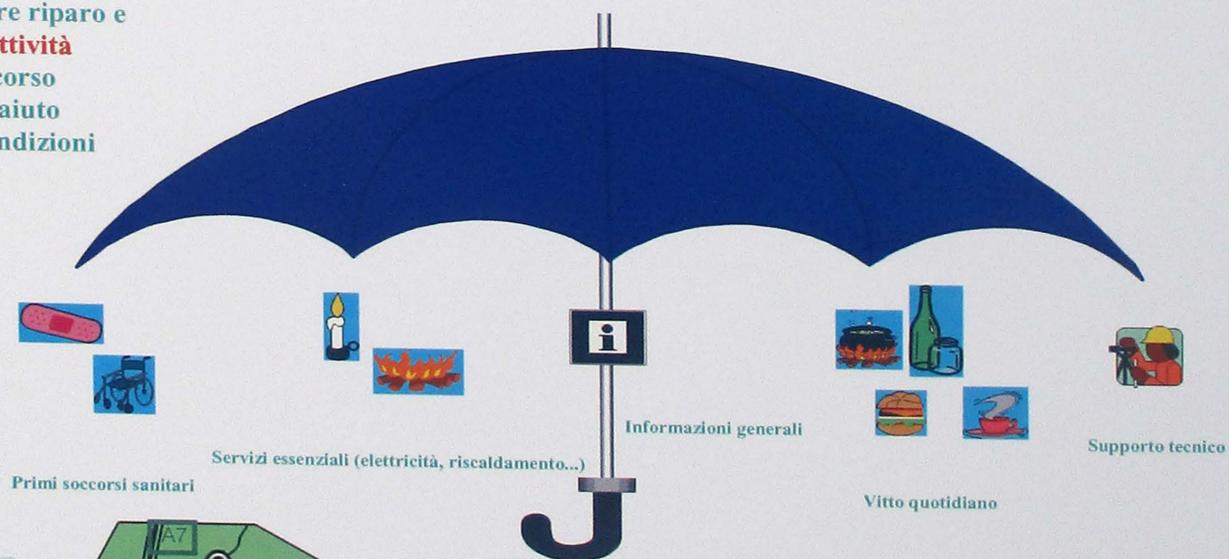
### I SOCCORRITORI

Dopo l'allarme, accanto alle strutture nazionali si attivano le strutture locali (Sindaci e Prefetti) ...



### I GENERI DI SOCCORSO

L'ombrello della Protezione Civile offre riparo e conforto attraverso una serie di **attività** intese a dare ricovero, cibo, soccorso sanitario e ogni altro conforto e aiuto in attesa del ristabilimento delle condizioni di normalità.



Gli interventi di soccorso interessano tutta la popolazione residente nei luoghi colpiti dal sisma e le varie infrastrutture sparse sul territorio.



#### STRUTTURA OPERATIVA DELLA PROTEZIONE CIVILE NELLE AREE COLPITE

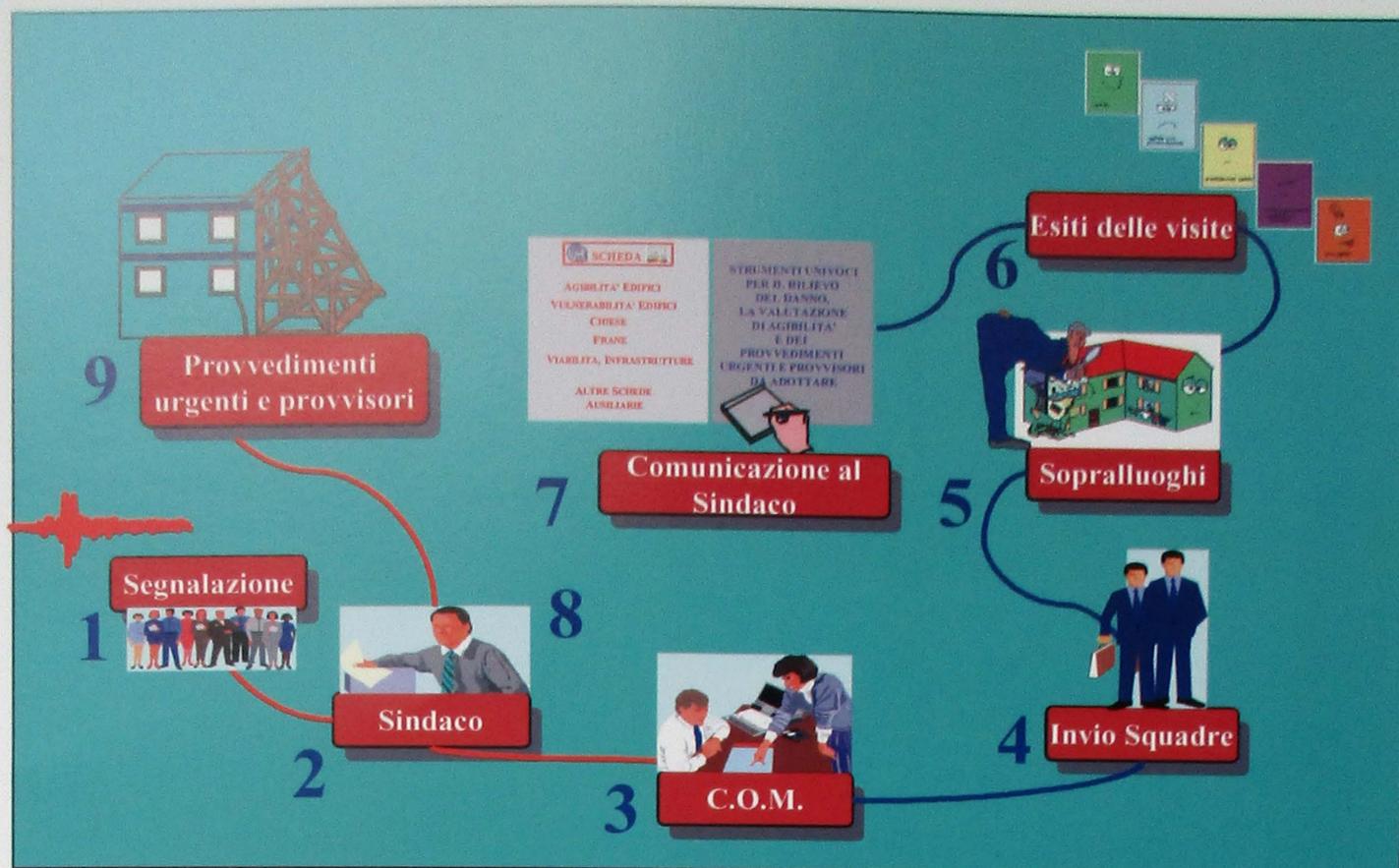
Per comprendere la complessa organizzazione attivata in caso di eventi di notevole severità, si ricorda che la **struttura di Protezione Civile nelle aree colpite** si basa su due "autorità di protezione civile": **Sindaci e Prefetti**, ed è coordinata nei Centri Coordinamento Soccorsi (o CCS) presso i Prefetti, nei Centri Operativi Comunali (o COC) presso i Sindaci e nei Centri Operativi Misti (o COM), dipendenti dai Prefetti e nei quali sono rappresentati i Sindaci.

I COM sono i più importanti Centri di attività operativa, e in essi vengono pianificate anche le campagne di sopralluogo post - terremoto agli edifici.

# POSSO RIENTRARE IN CASA? AGIBILITA' DEGLI EDIFICI

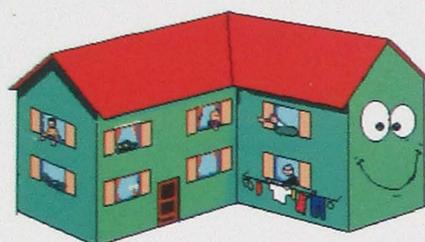
Il percorso delle operazioni tecniche sul campo dopo il terremoto parte dalla segnalazione del danno al Sindaco da parte dei cittadini.

Il Sindaco, direttamente o tramite il Centro Operativo Misto (COM), provvede ad inviare squadre di tecnici.

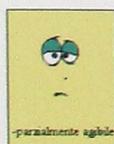
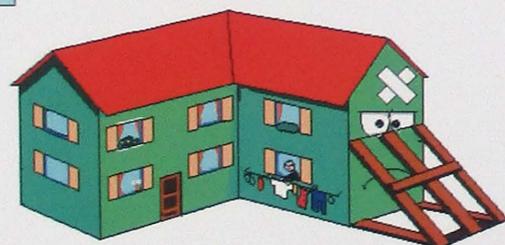


I tecnici esaminano la situazione del danno sulla base di schede di valutazione e comunicano gli **esiti** di agibilità sia al COM sia al Sindaco, che provvede a eventuali **sgomberi** o **interventi provvisori** per limitare il danno e salvaguardare la pubblica incolumità.

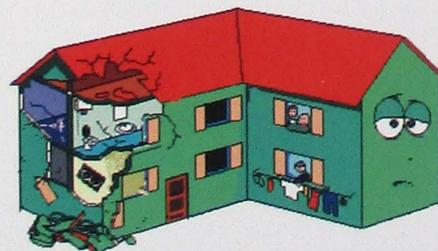
**AGIBILE**  
la costruzione non ha subito danni e le persone che vi risiedono possono continuare ad utilizzarla



**AGIBILE CON PROVVEDIMENTI**  
la costruzione può essere utilizzata se si provvede a interventi di sicurezza, per esempio puntellamenti



**PARZIALMENTE AGIBILE**  
l'edificio è danneggiato solo in parte, mentre l'altra può essere utilizzata



**TEMPORANEAMENTE INAGIBILE DA RIVEDERE**  
servono ulteriori indagini per poter prendere una decisione - nel frattempo l'edificio **non** può considerarsi agibile



**EDIFICIO INAGIBILE**  
l'edificio non può essere utilizzato e deve essere sgomberato



L'agibilità è legata alla necessità di utilizzare temporaneamente un edificio, anche nel corso della crisi sismica, restando ragionevolmente protetti dal rischio di gravi danni alle persone.

Il giudizio di agibilità viene usualmente emesso a seguito di ispezioni speditive che prendono in considerazione il **danno visibile** subito dalla struttura a causa dell'evento, eventualmente alcuni **indicatori di vulnerabilità** e la **possibilità** che si verifichino ulteriori **scosse di intensità non maggiore** di quella che ha determinato il danno.

A seguito del giudizio di agibilità può essere necessario prendere provvedimenti urgenti.

Uno di questi è lo sgombero degli abitanti dall'edificio, che viene disposto con **Ordinanza del Sindaco** del Comune sul cui territorio è situato l'edificio.

Se la situazione del danno è tale da creare pericolo per caduta di tegole, cornicioni, camini, si provvede a **rimuoverli** o a **transennare** gli spazi circostanti. Se vi sono muri o tetti così danneggiati da far temere un aggravarsi del danno o crolli, si provvede, provvisoriamente, con **puntellamenti**.

# PREVENZIONE

**\*E' possibile ridurre gli effetti di un terremoto?**

**\*Cosa si fa in Italia per prevenire il rischio sismico?**

**\*Quando arriva un terremoto, c'è qualcosa che ciascuno di noi deve sapere?**

# QUESTIONE DI EDUCAZIONE

## PREVENZIONE E RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO

Prevenire gli effetti di un terremoto significa agire sulle componenti che concorrono a determinare il livello di rischio sismico del territorio, cioè: pericolosità, vulnerabilità ed esposizione.

Sulla frequenza e sull'intensità dei terremoti non si può intervenire, mentre è possibile intervenire sulla resistenza delle costruzioni alle azioni di una scossa sismica e, ancor prima, a livello di pianificazione, sulla destinazione d'uso del territorio, tenendo conto cioè delle caratteristiche di sismicità dell'area e della natura dei terreni.

E' molto importante, inoltre, sapere cosa fare quando si verifica un terremoto, per modificare eventuali comportamenti sbagliati e salvaguardare, così, la propria vita.

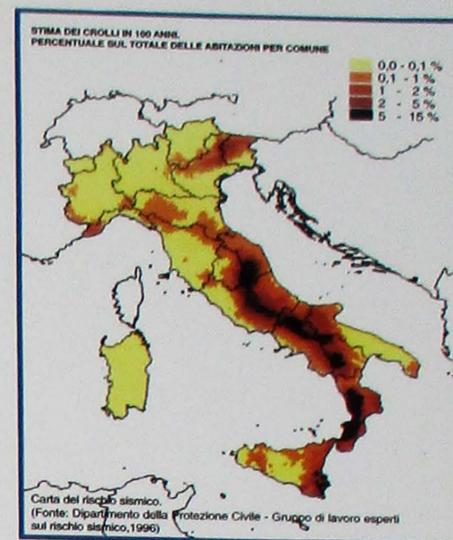
### Per ridurre il rischio è innanzitutto necessario...

**sapere quali sono le aree a rischio sismico** e tra queste dove è prioritario intervenire.



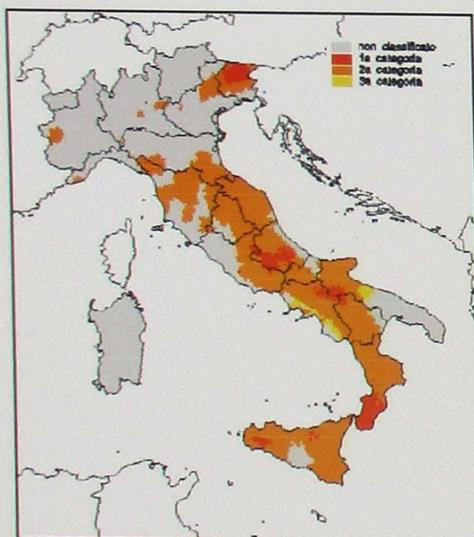
### Quindi è necessario...

predisporre **programmi di prevenzione**, per diminuire i possibili effetti del terremoto, e **piani di emergenza**, per intervenire in soccorso alla popolazione.



Carta del rischio sismico del territorio nazionale (Dipartimento della Protezione Civile - Gruppo di lavoro di esperti sul rischio sismico, 1996). Stima dei crolli in 100 anni; percentuale sul totale delle abitazioni per comune.

In Italia, lo Stato e le Regioni provvedono a **classificare il territorio** sulla base del livello di pericolosità sismica ed emanano **norme tecniche** per ridurre la vulnerabilità degli edifici.



Carta della classificazione sismica del territorio nazionale.

### classificazione sismica del territorio

Sulla base della frequenza ed intensità dei terremoti del passato, una parte del territorio nazionale è stata classificata in tre categorie sismiche, alle quali corrispondono livelli crescenti di protezione richiesti per le costruzioni (livello massimo per la 1a categoria).

I comuni attualmente classificati come sismici sono:

368 in 1a categoria,

2498 in 2a categoria,

99 in 3a categoria,

pari a 2965 comuni su un totale di 8102. Complessivamente è classificato come sismico il 45% della superficie del territorio nazionale, nel quale risiede il 40% della popolazione.

Un'ulteriore riduzione del rischio si ottiene quando le persone sanno cosa fare durante il terremoto. Per questo vengono realizzate **campagne di informazione** e di educazione della popolazione sui comportamenti da tenere in caso di terremoto.

**Prima** che arrivi un terremoto è importante:

- sapere se si è in una zona a rischio
- sapere quali sono i punti più sicuri della propria abitazione (dove sono i muri portanti, le travi in cemento armato) e del luogo di lavoro
- sapere dove sono gli interruttori generali della luce, del gas e dell'acqua
- sapere se vi sono uscite di emergenza
- sapere dove sono gli spazi aperti sicuri vicino alla propria casa e al luogo di lavoro
- assicurarsi che tutte le persone che vivono con noi sappiano cosa fare.

**Durante** un terremoto non c'è molto tempo per riflettere, bisogna sapere subito cosa fare.

E' molto importante rimanere calmi e reagire con prontezza, non solo se si è nella propria casa, ma anche nei luoghi di lavoro, nei negozi, nei luoghi affollati o per strada.

Il pericolo maggiore è quello di essere colpiti da oggetti che cadono.

**Quando la scossa è finita**, ci possono essere danni agli edifici o addirittura morti e feriti. E' molto importante verificare subito lo stato di salute di chi ci è vicino ed è necessario accertarsi che non vi siano principi di incendio. Quindi, bisogna raggiungere gli eventuali centri di raccolta stabiliti dai piani di emergenza e collaborare con la Protezione Civile. Le linee telefoniche sono di vitale importanza per lo svolgimento delle operazioni di soccorso: usate il telefono solo in caso di assoluta necessità.



# 100 ANNI DI TERREMOTI

## LA STORIA DELLA CLASSIFICAZIONE SISMICA

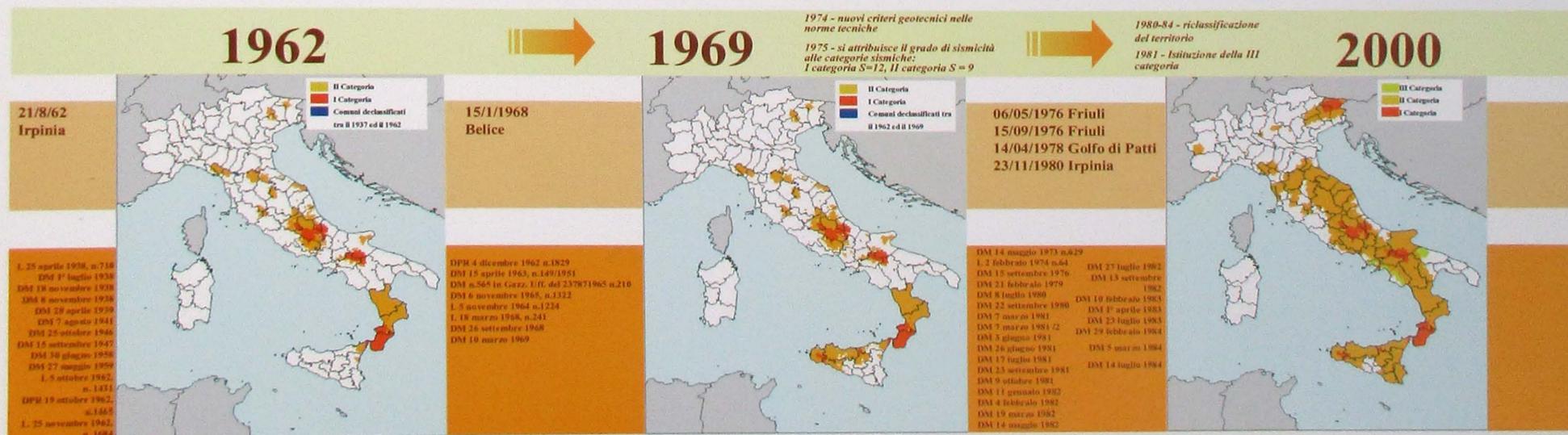
Con il terremoto di Reggio Calabria e Messina del 1908, lo Stato italiano avvertì la necessità sia di definire una normativa tecnica antisismica per le riparazioni, le ricostruzioni e le nuove costruzioni degli edifici pubblici e privati, sia di fornire gli elenchi delle località dove rendere obbligatorie tali norme.

A pochi mesi dal terremoto, il Governo emanò, con il Regio Decreto del 18 aprile 1909 n. 193, le prime norme e definì il primo elenco di Comuni che le dovevano osservare. Con il Regio Decreto del 15 luglio 1909 n. 542, si introdusse, inoltre, un innovativo discorso di prevenzione sismica, obbligando tutti i Comuni della Calabria all'osservanza delle norme tecniche e arrivando a distinguere, per ciascuna località, le aree idonee alla costruzione di nuovi centri abitati o all'ampliamento degli esistenti, da quelle in cui erano vietate del tutto le ricostruzioni.

Da allora, fino al 1974, c'è stato un continuo aggiornamento della normativa tecnica e un progressivo ampliamento degli elenchi di classificazione. Tuttavia, l'inserimento dei Comuni negli elenchi non è stato dettato da criteri scientifici di valutazione della pericolosità sismica; infatti, venivano progressivamente inseriti solo quei Comuni più severamente colpiti dai terremoti che via via interessavano il territorio italiano.

Si deve arrivare fino agli anni ottanta, perché si comincino ad usare dei criteri scientifici per la classificazione sismica del territorio. Tra il 1980 ed il 1984, infatti, il Ministero dei Lavori Pubblici, partendo dalle carte di scuotibilità del territorio nazionale (realizzate con il Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR nel 1979), ha definito dei criteri generali, validi per tutto il territorio. Questi criteri si basavano su alcuni parametri, quali la massima intensità macrosismica osservata o l'intensità osservata all'interno di un periodo di tempo prefissato (per valori assegnati di 50, 100, 200, 500 e 1000 anni), con i quali si è provveduto a una riclassificazione organica dell'intero territorio.

La classificazione sismica ha rappresentato e rappresenta, oggi con maggiore chiarezza, lo strumento su cui si basa l'azione preventiva dello Stato nei confronti del fenomeno terremoto.



➡ **La nuova proposta di classificazione sismica ...**  
**... è un'altra storia!**

# SAPERSI COMPORTARE

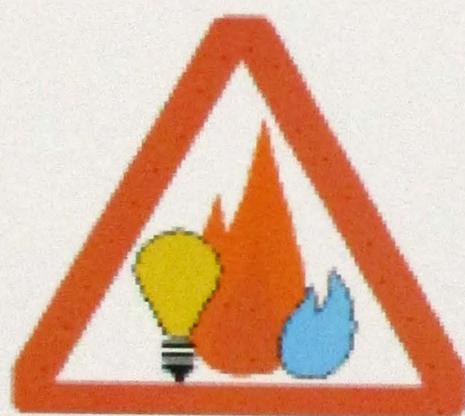
## COSA FARE E NON FARE IN CASO DI TERREMOTO



**Cerca riparo** all'interno di una porta in un muro portante o sotto una trave. Se rimani al centro della stanza potresti essere ferito dalla caduta di vetri, intonaco o altri oggetti.



**Non precipitarti fuori** per le scale: sono la parte più debole dell'edificio. Non usare l'ascensore: si può bloccare. In strada potresti essere colpito da vasi, tegole ed altri materiali che cadono.



**Chiudi gli interruttori** generali del gas e della corrente elettrica, alla fine della scossa, per evitare possibili incendi.



**Esci alla fine della scossa.** Indossa le scarpe: in strada potresti ferirti con vetri rotti. Raggiungi uno spazio aperto, lontano dagli edifici e dalle linee elettriche.



**Non bloccare le strade.** Servono per i mezzi di soccorso. Usa l'automobile solo in caso di assoluta necessità.

# TERREMOTI IN ITALIA, NEL MONDO, IN ALTRI PIANETI

**\*Dove sono avvenuti alcuni dei maggiori terremoti italiani del XX secolo?**

**\*Quali sono stati nel mondo gli eventi più forti mai osservati?**

**\*Gli “abitanti” degli altri pianeti del Sistema solare sanno cos’è un terremoto?**

# DA CASAMICCIOLA A MESSINA

## I MAGGIORI TERREMOTI DELL'ULTIMO SECOLO (1)



### 28 luglio 1883 (Casamicciola, Isola d'Ischia)

Il terremoto del 28 luglio 1883 rappresenta il primo evento sismico catastrofico dell'Italia post-unitaria. Ischia era meta di un turismo facoltoso ed internazionale, richiamato dalla presenza dei tanti stabilimenti per le cure termali, oltre che dalle bellezze paesaggistiche e naturali. Questa fu la ragione del grande impatto emotivo che quel terremoto causò nella comunità internazionale e dell'eccezionale risalto che la notizia del disastro ebbe sulla stampa nazionale ed estera.

**IX grado MCS**  
**magnitudo 6.2**  
**2.333 morti**  
**762 feriti**



Il disastro di Casamicciola alla Piccola Sentinella (L'Illustrazione Italiana, 1883)



L'opera di salvataggio del 6° reggimento bersaglieri (Siesto, 1883)

Eroismo di un invalido (Dantone, 1883)



Casamicciola, Monte della Misericordia (Foto Sommer, 1883)

PARIS-ISCHIA



Copertine di pubblicazioni per la raccolta di fondi per i superstiti



La nuova Casamicciola: rione Genala (L'Illustrazione italiana, 1883)



Casamicciola, strada Speziaria (Johnston-Lavis, 1885)



### 28 dicembre 1908 (Reggio Calabria e Messina)

L'evento sismico più grave di questo secolo e tra i più gravi della storia sismica non solo italiana. A partire da questo terremoto, prende avvio l'azione dello Stato per la riduzione degli effetti delle scosse sismiche attraverso la classificazione sismica del territorio e l'applicazione di specifiche norme per le costruzioni.

**XI grado MCS**  
**magnitudo 7.1**  
**85.926 morti**  
**14.138 feriti**



Messina, Corso Vittorio Emanuele prima del terremoto



Messina, il trasporto dei superstiti



Messina, i soccorritori tra le macerie



Messina, i superstiti



Album di 40 cartoline ricordo per la raccolta di fondi per i superstiti



Figurina Liebig della serie "Fenomeni naturali e loro danni" (1924)

# 1915: L'ITALIA SU DUE FRONTI

## I MAGGIORI TERREMOTI DELL'ULTIMO SECOLO (2)



13 gennaio 1915 (Marsica)

XI grado MCS  
magnitudo 7.0  
32.610 morti  
molti feriti

Le vicende legate a questo terremoto non occuparono a lungo le pagine dei giornali a causa dell'impegno bellico della nazione nel conflitto mondiale, che spostò l'attenzione verso gli avvenimenti sul fronte di guerra. Tuttavia, l'impatto socio-economico fu notevolissimo su gran parte dell'Italia centrale.



Avezzano, il Duomo



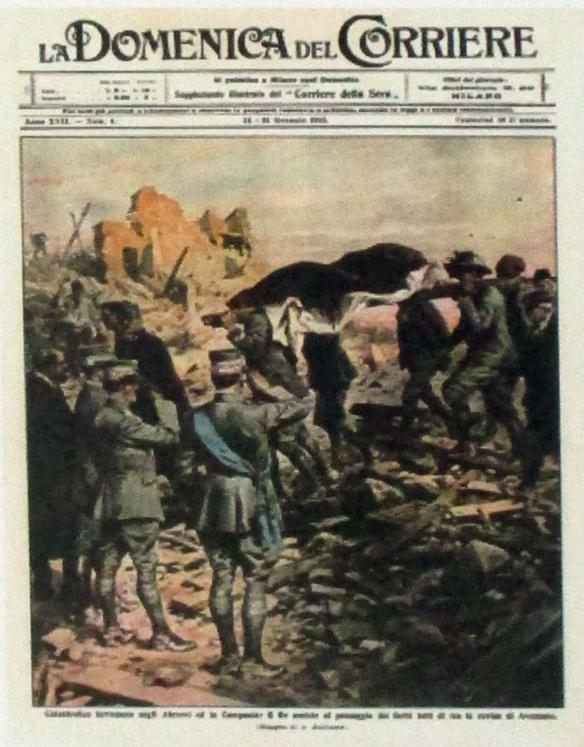
La Santa Messa tra le macerie della chiesa



La ricerca dei superstiti



Avezzano, il Re tra le macerie



Ortucchio, il trasporto dei feriti

Foto di gruppo davanti allo spaccio alimentare



*"Nel 1915 un violento terremoto aveva distrutto buona parte del nostro circondario e in trenta secondi ucciso circa trentamila persone. Quel che più mi sorprese fu di osservare con quanta naturalezza i paesani accettassero la tremenda catastrofe. In una contrada come la nostra, in cui tante ingiustizie rimanevano impunte, la frequenza dei terremoti appariva un fatto talmente plausibile da non richiedere ulteriori spiegazioni. C'era anzi da stupirsi che i terremoti non capitassero più spesso. Nel terremoto morivano infatti ricchi e poveri, istruiti e analfabeti, autorità e sudditi. Nel terremoto la natura realizzava quello che la legge a parole prometteva e nei fatti non manteneva: l'uguaglianza. Uguaglianza effimera. Passata la paura, la disgrazia collettiva si trasformava in occasione di più larghe ingiustizie.*

Ignazio Silone



Avezzano, si scava tra le macerie

# 1930-1980, LA STORIA SI RIPETE

## I MAGGIORI TERREMOTI DELL'ULTIMO SECOLO (3)



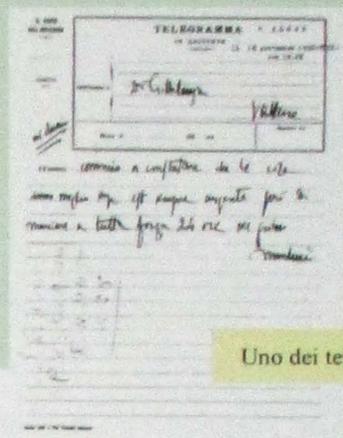
### 23 luglio 1930 (Alta Irpinia)

Il terremoto più importante che il regime fascista dovette affrontare, con forti ripercussioni su di un'area, l'Alta Irpinia, già economicamente depressa.

**X grado MCS**  
**magnitudo 6.7**  
**1.778 morti**  
**4.264 feriti**



I superstiti



Uno dei telegrammi di Mussolini



La satira politica



La stampa clandestina



La ricerca dei superstiti

### 23 novembre 1980 (Irpinia)

L'ultimo e più recente terremoto di forte intensità, che costituisce per la gestione della ricostruzione una delle pagine peggiori della storia italiana: un disastro sotto il profilo politico, istituzionale e soprattutto morale.

**IX-X grado MCS**  
**magnitudo 6.9**  
**2.914 morti**  
**10.000 feriti**



Tra le macerie



Laviano, una casa in bilico



Ospedale di S. Angelo dei Lombardi



Lioni, si scava tra le macerie



S. Giorgio la Molara

# DA SUD A NORD ...

## I MAGGIORI TERREMOTI DELL'ULTIMO SECOLO (4)



**15 gennaio 1968 (Belice)**

Il terremoto del Belice (Sicilia occidentale) rappresenta un esempio di ricostruzione che ha favorito le grandi infrastrutture a scapito di un modello più vicino alla realtà del territorio coinvolto: un'area ad economia agricola e marginale rispetto al quadro sociale ed economico siciliano.

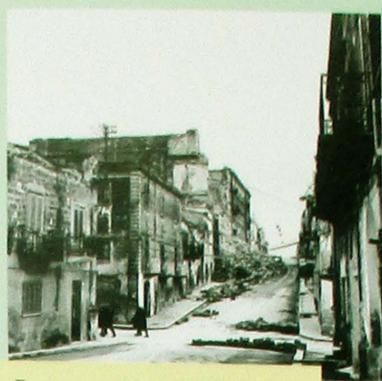
**X grado MCS  
magnitudo 5.9  
231 morti  
623 feriti**



Nenni visita i luoghi colpiti



Gibellina, si scava tra le macerie



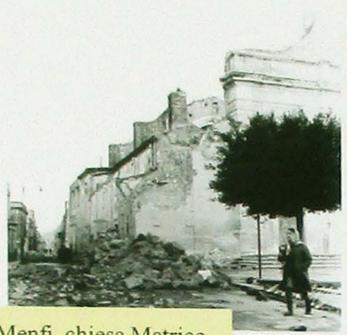
Partanna, chiesa del Carmine



Montevago, lo sgombero delle macerie



Partanna, chiesa del Purgatorio



Menfi, chiesa Matrice



Montevago, militari e volontari al lavoro



S. Margherita di Belice



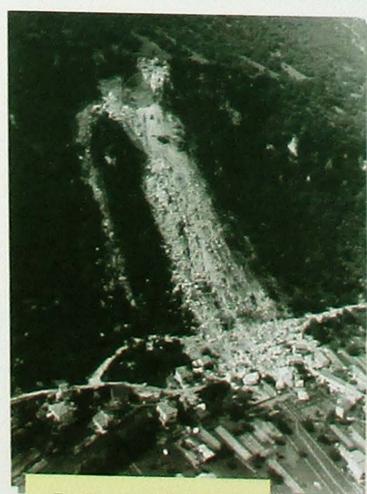
**6 maggio 1976 (Friuli)**

Un esempio di gestione del dopo-terremoto che ha funzionato. Le scelte di ricostruzione non hanno lacerato il tessuto sociale, conservando cultura e tradizioni: recupero e adeguamento dell'esistente piuttosto che nuovi insediamenti e perdita delle radici.

**IX-X grado MCS  
magnitudo 6.5  
965 morti  
circa 3.000 feriti**



L'opera di soccorso alla popolazione



La frana di Braulins



Gemona, il campanile del Duomo



Gemona, via Bini



Gemona, tra le macerie



Lo sgombero delle macerie

# VOLTAIRE, HOLLYWOOD, ECC ...

## I maggiori terremoti nel mondo (1)



**1 novembre 1755 (Lisbona)**

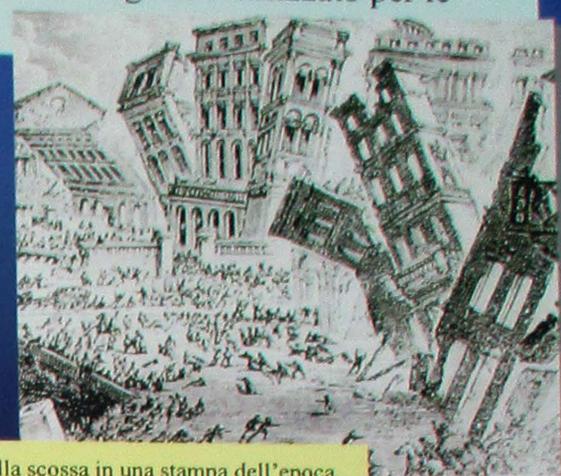
**XI grado MCS  
70.000 morti**

Uno degli eventi più forti mai registrati; la scossa fu avvertita in molte parti del mondo. In alcune zone degli Stati Uniti fece vibrare i candelieri e in Europa fu avvertita ovunque. Nel Lussemburgo, una caserma andò distrutta uccidendo 500 soldati e a Tangeri (Marocco) provocò la morte di circa 10.000 persone. Lisbona fu rasa al suolo; prima devastata dalla scossa, poi spazzata via dall'onda di maremoto che seguì e, infine, ridotta in cenere dall'incendio che trovò facile esca nel legname utilizzato per le costruzioni.



Ex-voto commissionato per testimoniare un salvataggio miracoloso tra le rovine di Lisbona.

*Nel porto il mare cominciò a ribollire distruggendo le imbarcazioni; la città si incendiò e la cenere ricoprì strade e piazze; le case vennero sbattute giù, i tetti volarono via e perfino le fondamenta furono ridotte in pezzi. Trentamila abitanti di entrambi i sessi e di tutte le età trovarono la morte sotto le rovine. (tratto dal Candido di Voltaire, testimone oculare del terremoto)*



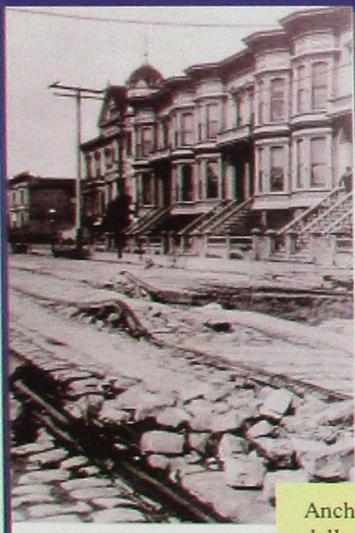
L'istante della scossa in una stampa dell'epoca.



**18 aprile 1906 (San Francisco)**

**VIII-IX grado MM  
magnitudo 7.8  
750 morti**

Il terremoto di S. Francisco è stato uno dei più distruttivi registrati nella storia del Nord America. La violenta scossa e l'incendio che seguì, durato una settimana, ridussero la città californiana in un cumulo di macerie. Gli incendi sono spesso uno degli effetti indotti che provoca più danni dello scuotimento vero e proprio. Questo terremoto ha ispirato il celebre film *San Francisco* (1935) con Clark Gable ed Ava Gardner.



Anche le rotaie furono divelte dalla scossa.



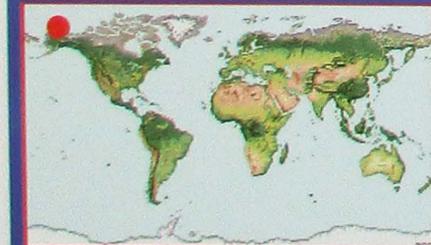
Gli spazzini rovistano fra le macerie.



Soldati pattugliano Market Street in fiamme.



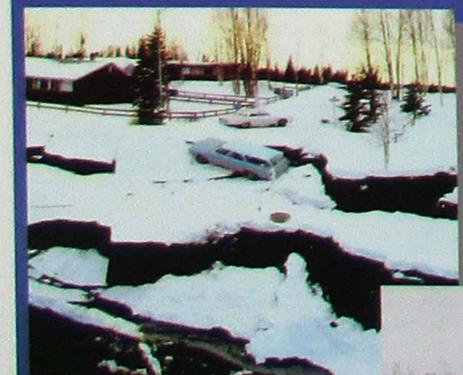
Gli effetti sulle rotaie della cremagliera lungo Union Street



**27 marzo 1964 (Alaska)**

**magnitudo 8.4  
114 morti**

Il terremoto dell'Alaska è tra gli eventi di magnitudo più elevata. L'energia rilasciata è stata il doppio di quella del terremoto di S. Francisco del 1906, pari a circa 12.000 bombe di potenza simile a quella sganciata su Hiroshima. La scossa fu avvertita in un raggio di 1300 km. Il numero delle vittime fu limitato, ma resta l'eccezionalità degli effetti geologici osservati. Le onde sismiche, a causa della natura dei terreni, provocarono estesi fenomeni di "liquefazione", trasformando terreni apparentemente stabili in una distesa di fango. Turnagain Heights, la zona residenziale di Anchorage (la città più colpita), scivolò verso il mare.



Anchorage, il quartiere di Turnagain Heights.



Anchorage, la scuola elementare.



Anchorage, il lato nord della Quarta strada è sprofondato rispetto al lato sud.



Fenditura larga 2 m lungo l'autostrada di Seward.

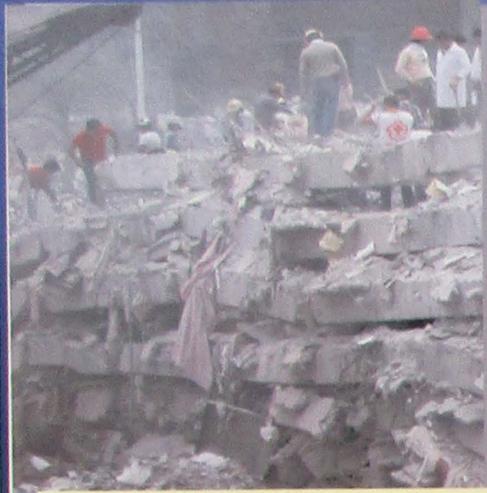
# MAGNITUDO SIMILI ... I MAGGIORI TERREMOTI NEL MONDO (2)



**19 settembre 1985 (Messico)**

**magnitudo 7.0  
9500 morti**

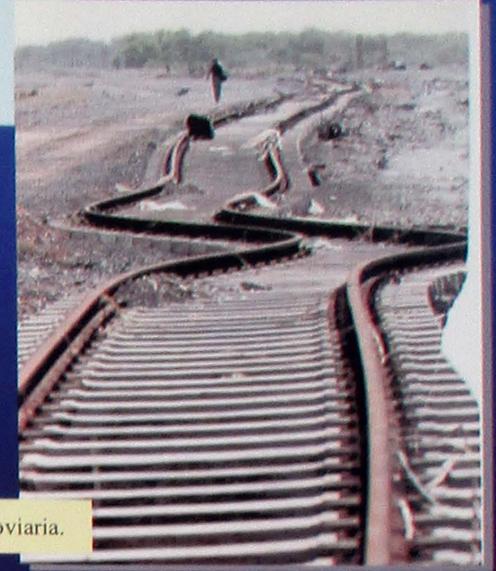
Sebbene l'epicentro fosse ubicato a circa 200 km da Città del Messico, il terremoto causò danni gravissimi nella capitale. Il motivo è legato alle caratteristiche dei terreni su cui è stata costruita la città; terreni di origine lacustre e di riporto, pertanto soffici e non consolidati, che hanno amplificato la vibrazione prodotta dalla scossa. E' quello che viene definito "effetto di sito".



I solai di un edificio schiacciato su se stesso.



Città del Messico, l'incendio.



Danni alla linea ferroviaria.

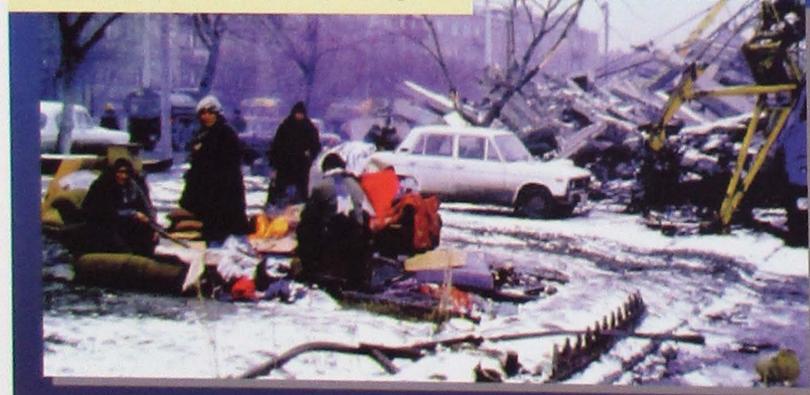


**7 dicembre 1988 (Armenia)**

**magnitudo 7.0  
25.000 morti**

Il terremoto colpì una regione al confine con la Turchia, provocando danni maggiori di quanto la forza della scossa avrebbe fatto ipotizzare. La città di Spitak, la più importante, venne quasi rasa al suolo e danni gravissimi subì anche il centro di Leninakan. La gravità delle conseguenze è da imputare alle pessime caratteristiche costruttive degli edifici, realizzati con materiali scadenti e non in grado di resistere alle sollecitazioni di una scossa sismica.

I superstiti si radunano in attesa di un riparo.



Rovine di Spitak.



Opuscolo informativo sul terremoto.

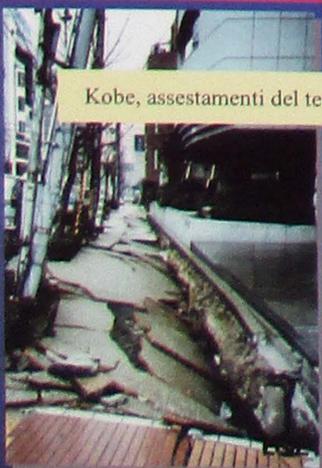


**17 gennaio 1995 (Kobe)**

**magnitudo 7.2  
5446 morti**

L'ultimo e più recente terremoto di forte intensità che ha interessato il Giappone. Il numero delle vittime e la gravità dei danni non devono far dimenticare che l'epicentro era situato in prossimità di una città, Kobe, di 1.500.000 di abitanti. Le conseguenze, quindi, non hanno messo in discussione la politica di prevenzione giapponese, ma hanno certamente evidenziato i punti deboli, come ad esempio la sicurezza dei sistemi di comunicazione e infrastrutturali (life-lines).

Kobe, assestamenti del terreno.



Un edificio in cemento crollato.

EQE



Una porzione crollata della superstrada di Hanshin.

Danni ad un edificio tradizionale.

# TERREMOTI SPAZIALI (1)

## L'ATTIVITA' SISMICA DEI PIANETI VICINI



Terremoti sono stati registrati da sonde automatiche anche su altri corpi del sistema solare; essi sono generati sia da *attività endogena*, cioè interna (come sulla Terra), sia da altri meccanismi specifici: *impatti cosmici e maree solide*.



Fig. 1 - Schema che rappresenta le principali fasi della formazione e differenziazione di un pianeta di tipo terrestre, dal bombardamento cosmico (a sinistra), alla fusione totale e alla successiva differenziazione dei materiali a seconda della loro densità.



Fig. 2 - Fenditure lungo la sommità della Dorsale Medio-atlantica che affiora in Islanda; vulcanismo, sismicità e tettonica si verificano lungo tutta l'estensione delle dorsali oceaniche.

### Attività endogena e sismicità

La struttura dell'interno dei pianeti di tipo terrestre e di molti satelliti e pianetini, che comprende un nucleo metallico, un mantello e una crosta costituita da silicati più leggeri, è dovuta alla "differenziazione" del materiale originario, avvenuta agli albori della storia del nostro Sistema solare, per progressivo riscaldamento e successiva fusione parziale o completa (Fig. 1). Schematicamente, e salvo casi particolari, si può affermare che le dimensioni dei pianeti e dei satelliti sono la chiave di volta per la comprensione della loro successiva evoluzione geologica. Il vero motore dell'attività di un pianeta è la differenza di temperatura fra l'interno caldo e la superficie più fredda, chiamata gradiente termico. Tettonica, vulcanismo e sismicità sono fenomeni geologici strettamente correlati, tanto più complessi, dinamici ed estesi nel tempo quanto maggiori sono le dimensioni del pianeta (Fig. 2). La presenza di una crosta relativamente sottile e fredda, come nel caso della Terra, consente che si verifichino tensioni e sforzi, particolarmente nelle rocce che costituiscono la superficie. Le tensioni che si accumulano nelle rocce superficiali possono improvvisamente essere rilasciate come energia sotto forma di onde sismiche (Fig. 3).



Fig. 3 - Liberazione di energia sismica nella crosta superficiale.

### Impatti cosmici e terremoti

Gli impatti cosmici con oggetti celesti quali asteroidi o comete, particolarmente frequenti nella prima fase della storia del Sistema solare, hanno avuto come conseguenza la formazione di ampi crateri (Fig. 4) e, in taluni casi, di enormi bacini circolari (Fig. 5). Le simulazioni in laboratorio mettono in evidenza che la maggior parte dell'energia cinetica di tali impatti viene utilizzata nel processo di escavazione della superficie, e che solo una piccola quantità è trasformata in energia sismica. Questa risulta tuttavia sufficiente a generare terremoti di intensità catastrofica che si verificano contestualmente all'evento distruttivo. Una traccia di tali fenomeni è chiaramente osservabile nei cosiddetti "terreni strani", zone dove la crosta superficiale appare rotta e frammentata in modo assolutamente caotico e che si trovano agli antipodi dei principali bacini dei pianeti (Fig. 6). Questi "terreni strani" sono dovuti al sovrapporsi di treni di onde sismiche provenienti dal luogo dell'impatto, ma che hanno viaggiato secondo direzioni opposte (Fig. 7). Queste regioni sono state fotografate dalle sonde su Mercurio, Marte, sul nostro satellite naturale (Fig. 8) e persino su Callisto, la più remota delle lune di Giove.



Fig. 5 - Mare Orientale; bacino da impatto sul margine occidentale dell'emisfero visibile della Luna.

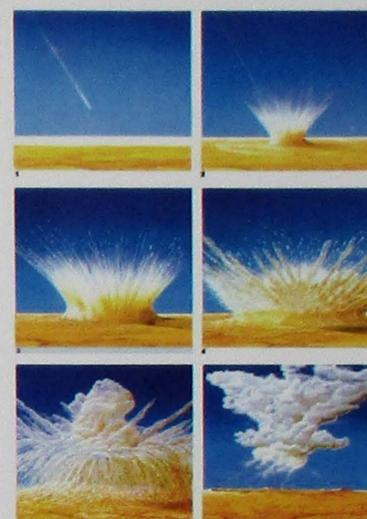


Fig. 4 - Schema raffigurante le principali fasi dell'impatto di un bolide.

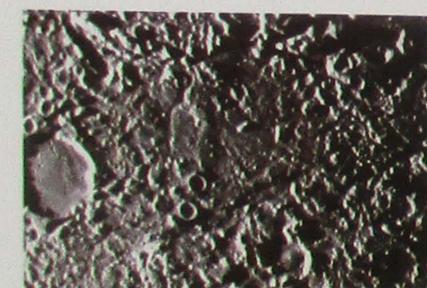


Fig. 6 - Mercurio: "terreni strani", superfici con morfologia caotica generata da onde sismiche. (Mariner 10, 1974, USA).

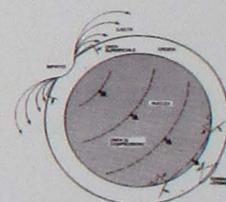


Fig. 7 - Meccanismo di formazione dei cosiddetti "terreni strani".

All'atto della loro formazione, i grandi bacini concentrici erano costituiti da depressioni il cui fondo era collocato a decine di chilometri di profondità rispetto al resto della superficie. Queste profonde cicatrici planetarie hanno generato sforzi e tensioni nelle rocce crostali in grado di produrre un'attività sismica insieme a un'estesa attività vulcanica (Fig. 9). Entrambe si sono sviluppate lungo imponenti sistemi di faglie dirette a prevalente andamento circolare e sono durate almeno per tutto il periodo necessario a riportare le superfici dei bacini da impatto alla quota a cui si trovano attualmente. Infatti, un'importante causa di sforzi e sollecitazioni, in grado di produrre fratture e conseguente attività sismica all'interno delle rocce crostali, è legata ai dislivelli topografici, rappresentati da rilievi o depressioni delle superfici planetarie che non sono compensati isostaticamente. Per *isostasia*, in fisica terrestre, s'intende la caratteristica per cui, sotto porzioni eguali della superficie terrestre, masse rocciose di diversa altezza hanno eguale peso (Fig. 10). In altre parole, sulla Terra una bilancia che misurasse il peso di due colonne di roccia, una sotto le più alte montagne e la seconda sotto gli abissi più profondi, darebbe uguale risultato a causa del differente peso specifico dei materiali costituenti le colonne. Il livello di base delle colonne si chiama "profondità di compensazione isostatica"; questa superficie di riferimento per il nostro pianeta si trova a circa 100 chilometri di profondità, nel mantello superiore. Per un pianeta, se tale livello è prossimo alla superficie saranno più agevoli eventuali moti verticali per compensare variazioni dalla condizione di isostasia. Oggi per Mercurio e per la Luna tale livello è collocato a profondità talmente elevate da rendere impossibile qualsiasi movimento verticale di compensazione; per Marte si trova probabilmente in posizione intermedia. Non è stato sempre così: particolarmente nei primi due miliardi di anni di storia geologica del Sistema solare, tutti gli interni dei pianeti erano ancora caldi e duttili.



Fig. 8 - "Terreni strani" lunari vicino al cratere Van der Graaf (Lunar Orbiter, 1967, USA).

### Forze di marea, vulcanismo e sismicità

Sono noti a tutti gli effetti che la forza gravitazionale della Luna e quella del Sole esercitano sugli oceani della Terra (Fig. 11). Due volte al giorno su tutta la superficie terrestre il livello delle acque si alza e si abbassa con regolarità ormai da quattro miliardi di anni: è il fenomeno delle maree. Meno noto risulta il fatto che anche l'atmosfera e la crosta terrestre risentono degli effetti delle maree: la prima si espande e si contrae come gli oceani, e anche la stessa crosta subisce stiramenti e rilassamenti. Recentemente sono state verificate singolari fluttuazioni a periodo bisettimanale dell'attività vulcanica del *Kilauea* (Hawaii), probabilmente correlate a cicliche variazioni del livello della falda acquifera a contatto con il magma in profondità.

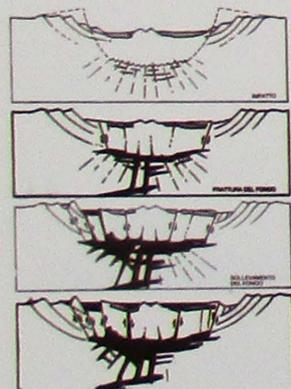


Fig. 9 - Principali fasi della risalita di magmi attraverso le fratture dovute a un impatto cosmico.

Dall'epoca delle missioni Apollo, che stabilirono una rete sismometrica lunare, è noto che i "lunamoti" di tipo profondo si verificano in coincidenza del perigeo e dell'apogeo, i punti dell'orbita lunare rispettivamente di minima e massima distanza dal nostro pianeta.

Nel sistema di *Giove*, i periodi orbitali dei satelliti galileiani sono tra loro in risonanza. Per esempio, *Io* orbita in circa 42,5 ore ed *Europa* in un tempo esattamente doppio, 85 ore. Queste armonie planetarie determinano per il satellite *Io* una variazione di distanza di alcuni chilometri fra il punto di minima e massima distanza da Giove ("periastro" e "apoaastro"). Questo piccolo scarto genera forze mareali che si dissipano in attrito meccanico, con conseguente rilascio di calore all'interno della crosta e del mantello. E' questa la fonte energetica che rende possibile l'intensa attività vulcanica e tettonica (e, quindi, anche sismica) di *Io* e di *Europa*, mondi le cui dimensioni sono assai vicine a quelle della Luna, la cui vita geologica è cessata invece da almeno due miliardi di anni.

Sulla Luna sono stati registrati sia terremoti di origine endogena, che generati da impatti e indotti da forze di marea.

Per Venere e Marte non si dispone di dati sufficienti (registrazioni dirette di sismogrammi); tuttavia è possibile ricavare stime qualitative sulla passata attività sismica e previsioni su quella attuale in base al riconoscimento di ampi sistemi di faglie e della loro evoluzione dinamica.

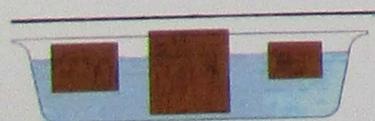


Fig. 10 - Disegno che illustra il principio dell'isostasia, basato sulla Legge di Archimede.



Fig. 11 - Schema rappresentante il fenomeno delle maree. Sopra: la Luna, il Sole e la Terra in allineamento. Sotto: l'isoletta di Mont Saint Michel nella Manica, congiunta alla terraferma durante la bassa marea.

# TERREMOTI SPAZIALI (2)

## LA LUNA: ONDE SISMICHE E MONTAGNE



I violenti impatti di grandi meteoriti sulla Luna hanno dato origine a giganteschi bacini colmati di lava, ma la parte di energia liberata dagli urti come onde sismiche ha fatto anche "increspare" la superficie del nostro satellite ...

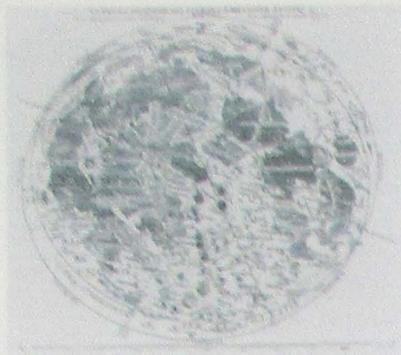
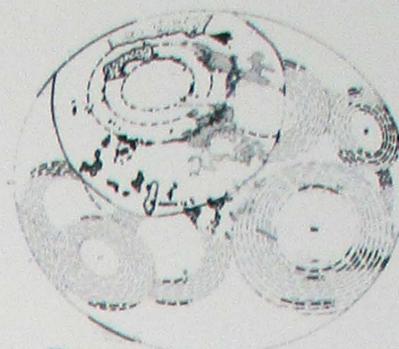


Fig. 1 - Mappa lunare del 1651 che utilizza la suddivisione in "terre" e "mari" della superficie del satellite.



Fig. 2 - Ricostruzione di due fasi della formazione di un bacino da impatto.



Terra del Braccio Italiano  
 Formazione più recente  
 Formazione antica  
 Formazione dei mari Apennini  
 Regione di rifrattività  
 Centro dei maggiori crateri secondari del mare  
 Mare Imbrium - Montagne di Apennini  
 Una probabile linea di frattura del mare Imbrium e la zona di Trinitatis

Fig. 3 - Rappresentazione della faccia visibile del nostro satellite, con ricostruzione dei principali bacini da impatto.

### Colpi di maglio sulla Luna

La superficie del nostro satellite appare divisa, anche all'osservazione visuale, in aree chiare e scure. Nel secolo XVII, Giovan Battista Riccioli, un astronomo italiano, chiamò le aree più chiare "Terre" e quelle scure "Mari". Infatti, all'osservazione telescopica, le vaste distese dal colore bruno gli sembrarono il fondale prosciugato di antichi mari (Fig. 1). Durante il secolo XIX fu chiaramente riconosciuta l'origine vulcanica di queste strutture, formate da grandi distese di lava. L'interpretazione dell'origine dei crateri lunari, invece, rimase una questione aperta fino alla fine degli anni '60. La comunità scientifica era divisa fra i sostenitori dell'ipotesi di un'origine da impatto di meteoriti o di un'origine vulcanica. L'impulso agli studi di geologia planetaria, conseguenza dell'insieme dei programmi spaziali, e in particolare del Progetto Apollo di discesa sulla Luna, ha definitivamente chiarito il fondamentale ruolo svolto nella storia del Sistema solare dagli impatti planetari, con la conseguente "craterizzazione".

Sulla Luna sono state identificate le testimonianze di una serie di immani impatti con corpi di dimensioni simili a pianetini (50-200 chilometri di diametro), avvenuti durante i primi 600 milioni di anni della storia lunare (Fig. 2). Gli impatti hanno dato origine a enormi crateri, che sono chiamati bacini quando le loro dimensioni superano i 300 km di diametro. Le testimonianze di questi catastrofici eventi ricoprono oltre il 30% della superficie del lato vicino della Luna e complessivamente interessano oltre 1/5 del nostro satellite.

Nei due emisferi sono stati riconosciuti almeno trenta principali bacini da impatto. Le dimensioni delle scure distese di Imbrium, Serenitatis, Tranquillitatis (Figg. 3 e 4), nell'emisfero visibile, suggeriscono l'enorme energia scaturita dagli impatti cosmici. Una caratteristica tipica delle più grandi strutture circolari è quella di essere formate da anelli concentrici di rilievi bordati da estesi sistemi di depressioni (Figg. 5, 6 e 7), che costituiscono "le montagne della Luna"; i rilievi concentrici si formano come risultato della trasmissione dell'energia liberata durante l'impatto. Si può affermare, utilizzando l'analogia del sasso tirato nello stagno, che rappresentano le creste "congelate" delle onde sismiche che attraversano la crosta silicatica.

Sulla Terra le catene montuose si formano in tempi geologici misurabili in decine o centinaia di milioni di anni, e sono il risultato delle stesse forze interne che muovono i continenti e formano i bacini oceanici; le montagne della Luna, invece (Fig. 8), furono generate da impatti con corpi cosmici durante tempi misurabili in ore. Il bacino ad anelli concentrici con la morfologia meglio conservata è il Mare Orientalis, parzialmente visibile sul bordo occidentale del nostro satellite. Il Mare Imbrium (Fig. 9) fu formato da un impatto verificatosi circa 3900 milioni di anni fa. Conserva quasi completamente i rilievi dell'anello esterno, che danno origine ai Montes Apennines, Caucasus, Jura, Carpathi. I rilievi dell'anello interno sono stati in gran parte cancellati dalle effusioni laviche che costituiscono il fondale del "mare", ma rimangono isolati testimoni quali i Montes Teneriffe, gli Spitzbergen e il Mons Pico (Fig. 9).

### Masse nascoste

Una serie di misteriose anomalie gravitazionali fu riscontrata esaminando i dati di sonde orbitali della serie Lunar Orbiter. Tali anomalie gravitazionali positive, denominate MASCON (dalla contrazione dei termini inglesi "mass" e "concentration"), erano centrate sui principali bacini ad anelli concentrici dell'emisfero vicino, quali quelli di Crisium, Imbrium, Serenitatis (Fig. 10). Esse indicano la presenza di un eccesso di massa concentrata nei mari lunari, mentre un impatto dovrebbe causare esattamente il fenomeno opposto, ovvero una carenza locale di massa (per il gran volume di materiale espulso).

Contrariamente a quanto inizialmente sostenuto, la loro origine non è dovuta alla presenza di ampi resti dei bolidi sepolti al centro dei mari. Probabilmente, durante la fase immediatamente successiva all'impatto la topografia lunare doveva presentare anomalie di tipo negativo mentre, successivamente, la risalita fino alla crosta di enormi "palloni" di magma dal mantello ancora caldo e fluido invertì la situazione. Si formarono, così, gigantesche camere magmatiche crostali (Fig. 11), i cui prodotti inondarono con successive effusioni laviche le ampie depressioni e furono causa di almeno una parte della lunga storia del vulcanismo lunare e della connessa sismicità.



Fig. 4 - Emisfero visibile della Luna (Osservatorio Lick USA).

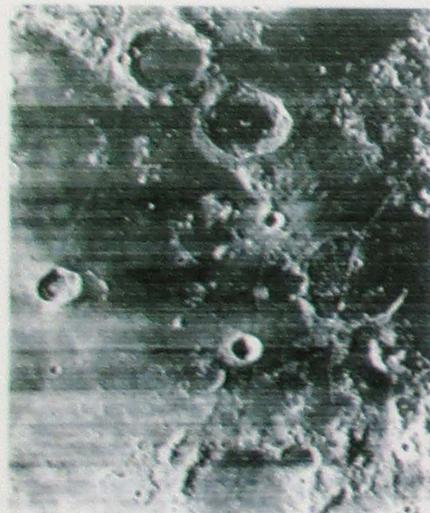


Fig. 7 - Porzione nordorientale del Mare della Serenitatis; fosse tettoniche nella regione di Littrow.



Fig. 9 - Mare Imbrium, un bacino circolare con diametro di 1200 chilometri. In alto a destra si osservano distintamente piccoli montuosi isolati, resti dell'anello montuoso più interno.



Fig. 10 - Mappa dell'emisfero visibile della Luna; i cerchi neri indicano la posizione dei MASCON.

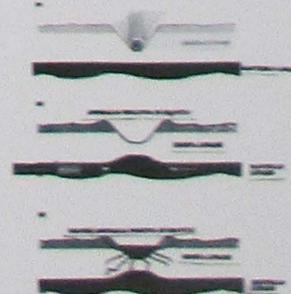


Fig. 11 - Schema delle fasi principali dell'origine di un MASCON.

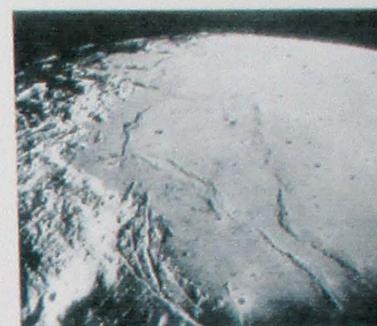


Fig. 5 - Bordo occidentale del Mare della Serenitatis; si osserva un sistema di depressioni (Graben) ad andamento circolare.



Fig. 6 - Bordo orientale del Mare Humorum; sistemi di graben.



Fig. 8 - Alpi lunari, lungo il margine del Mare Imbrium. La lunga valle che si osserva nella foto è di origine tettonica.

# TERREMOTI SPAZIALI (3)

## SISMOMETRI SULLA LUNA



Fig. 1 - Emisfero visibile della Luna. Sono indicati i luoghi di atterraggio delle missioni Apollo e delle missioni sovietiche Luna. (Osservatorio Lick)



Il programma di esperimenti di sismica lunare svolto dalle numerose spedizioni Apollo

prevedeva due tipi di esperimenti sismometrici:

- A) installazione di una rete di sismometri per registrare terremoti "naturali";
- B) esplosione di cariche e collisione deliberata sulla superficie lunare di un modulo di atterraggio per registrare terremoti "artificiali".

### I "lunamoti" profondi

Gli astronauti delle missioni Apollo, nei rispettivi siti di allunaggio (Figg. 1 e 2), lasciarono dei sismometri che costituirono una rete di stazioni sismiche operante fino alla fine degli anni settanta. La rete lunare identificò chiaramente quattro tipi di attività sismica: 1) sismi profondi; 2) superficiali; 3) da impatti cosmici; 4) da gradiente termico.

Dei circa 5000 eventi sismici (denominati dai ricercatori americani "moonquake", lunamoti) registrati dalla rete di monitoraggio, almeno 3000 appartengono al tipo cosiddetto "profondo" e sono caratterizzati da una debole magnitudine, vicina al valore 2 della scala Richter. Gli ipocentri di questi sismi sono tutti collocabili fra i 700 e 1000 chilometri di profondità, quindi fino al mantello inferiore del nostro satellite (Fig. 3; si ricorda che sulla Terra la profondità massima supera di poco i 700 chilometri). Tuttavia, l'attenuazione della velocità delle onde sismiche nel mantello inferiore attesta l'esistenza di una zona parzialmente fusa a partire da circa 1000 chilometri di profondità. Rilevante appare la correlazione fra i sismi e il periodo della lunazione. In effetti i sismi si ripetono ogni 29,5 giorni, dimostrando l'influenza esercitata dalla gravità terrestre per il tramite delle forze mareali applicate alle superfici di discontinuità fra il mantello inferiore e medio della Luna.

### I "lunamoti" superficiali

Le stazioni sismiche registrarono, nel corso di 8 anni di rilevamento, un numero estremamente limitato di sismi superficiali, a profondità fra 50 e 200 chilometri, originatisi prevalentemente al confine fra la spessa crosta e il mantello superiore (Fig. 5). L'energia liberata da ciascun sisma è relativamente elevata e corrispondente a decine di volte quella rilasciata dagli eventi profondi. Non è stata verificata alcuna correlazione fra tali eventi e altre caratteristiche orbitali lunari, ma si riscontra che i loro epicentri sembrano distribuirsi preferenzialmente al confine fra le regioni chiamate mari e gli altopiani, che rappresentano la crosta più antica del satellite. La loro origine sarebbe dovuta a tensioni di tipo termoelastico connesse al lento e inesorabile raffreddamento della Luna.

### I "lunamoti" da impatto

La rete di rilevamento ha registrato 1700 sismi prodotti dalla caduta di bolidi sulla superficie lunare (Fig. 6). L'assenza di un'atmosfera che svolga la funzione di scudo protettivo rispetto ai detriti cosmici più piccoli ha permesso di ottenere un complesso di dati assolutamente unico. Nonostante il fatto che solamente una piccola porzione dell'energia cinetica liberata durante un impatto sia convertita in energia sismica, furono rilevati anche oggetti del peso di poche centinaia di grammi che urtavano il suolo a centinaia di chilometri di distanza dalle stazioni. Un dato estremamente rilevante è costituito dalla chiara evidenza che l'orbita del sistema Terra-Luna è attraversata da materiale cosmico sia di origine cometaria che asteroidale. Il materiale cometario si identifica per la minore massa e per la spiccata caratteristica di dare origine a cadute a gruppi, del tutto analoghe alle nostre "piogge di stelle cadenti" (Fig. 7). Il materiale asteroidale, invece, si presenta con bolidi di peso rilevante, fino alle centinaia di chilogrammi. Le rare cadute a pioggia sono probabilmente connesse alla disintegrazione di asteroidi che più si avvicinano al nostro pianeta, i cosiddetti ECA (Earth Crossing Asteroids).

### Misteri lunari ...

L'energia complessiva liberata annualmente dai sismi lunari (Fig. 8) è inferiore di oltre 10 milioni di volte rispetto a quella generata da eventi sismici sul nostro pianeta. Anche la Terra presenta terremoti connessi alle forze di marea, oppure prodotti da impatti, ma la loro energia è così debole che rimane generalmente al di sotto del cosiddetto "rumore di fondo" sismico, dovuto all'incessante attività geodinamica del pianeta. Inoltre, la maggior parte dell'attività sismica terrestre si svolge in ristrette fasce che corrispondono ai confini delle principali placche in cui è suddivisa la litosfera del pianeta.

Nulla di tutto questo è osservabile per la Luna, che si comporta come un pianeta costituito da una sola placca. E' possibile ipotizzare che i sismi lunari superficiali non indotti dalle forze di marea presentino somiglianze con quelli che sul nostro pianeta si verificano all'interno delle placche: eventi rari ed estremamente energetici, l'ultimo dei quali si è verificato in India nel 1993.

La distribuzione spaziale degli ipocentri lunari non è casuale: la quasi totalità è concentrata all'interno dell'emisfero visibile della Luna. Anche la distribuzione nel tempo, principalmente per i sismi di origine profonda, è controllata dal periodo di 29,5 giorni corrispondente al mese sinodico lunare (Figg. 9 e 10).

E' interessante constatare come si comporta nel tempo l'energia sismica dell'intero sistema Terra-Luna. Confrontando per sette anni gli eventi sismici accaduti sulla Terra e la Luna e comparandoli con la longitudine del nodo ascendente dell'eclittica lunare (in altre parole, con la posizione dell'orbita della Luna, che è inclinata di 5° rispetto al piano dell'orbita terrestre), si osserva l'esistenza di massimi, nella distribuzione degli eventi sismici, che si verificano prevalentemente quando la Luna si trova a 90° dalle posizioni dei nodi (Figg. 11 e 12). Resta da chiarire il significato di questa periodicità.

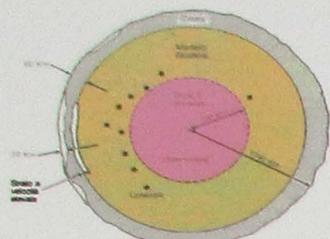


Fig. 3 - Ricostruzione dell'interno lunare in base all'analisi delle onde sismiche. I cerchi scuri indicano gli ipocentri dei terremoti profondi. Si nota che i sismi sono concentrati al confine fra il nucleo e il mantello inferiore, nella parte rivolta verso la Terra.

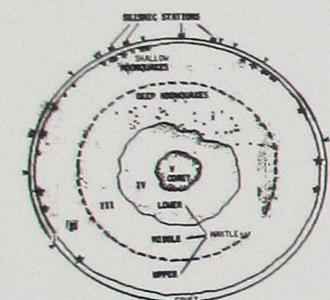


Fig. 5 - Ricostruzione dell'interno lunare. Gli ipocentri dei sismi superficiali sono rappresentati con stelline scure.



Fig. 7 - Sciami di stelle cadenti attraversano periodicamente l'alta atmosfera della Terra. Anche sulla Luna nei medesimi periodi si verificano tali eventi, che sono stati puntualmente registrati dai sismometri lunari.

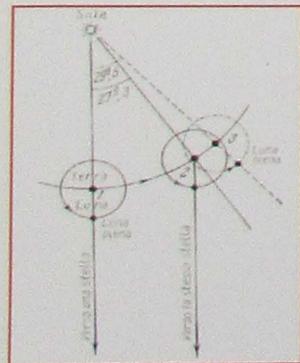


Fig. 9 - Schema che illustra la differenza fra mese siderale e mese sinodico. Il mese sinodico si calcola sul ritorno di una stessa fase lunare e si compone di 29,5 giorni.



Fig. 10 - Fotomontaggio dell'allineamento Sole, Terra, Luna. Corrisponde alla fase cosiddetta di "Luna piena".

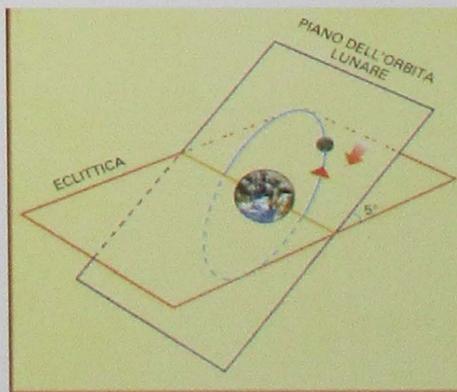


Fig. 11 - Schema che illustra la posizione del piano dell'orbita lunare, che è inclinato di circa 5° rispetto a quello dell'orbita terrestre. I "nodi" sono rappresentati dalle intersezioni dei due piani.

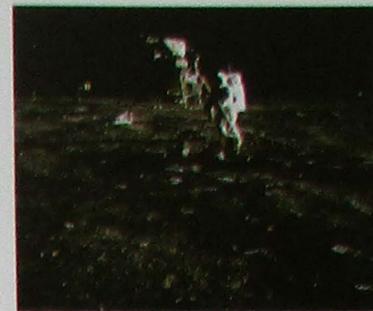


Fig. 2 - Spediziona sulla Luna Apollo 11. L'astronauta Aldrin controlla il funzionamento del sismometro dell'ALSE, il pacchetto di esperimenti sismici lunari.



Fig. 4 - Immagine dell'emisfero visibile della superficie lunare con gli epicentri dei principali sismi. Sono evidenti asimmetrie nella distribuzione: in particolare, sembra che non si verificano sismi nelle regioni degli Altopiani.



Fig. 6 - Rappresentazione della caduta di un bolide sullo sfondo del cielo stellato. Sulla Luna le cadute di bolidi non presentano la caratteristica stria luminosa per l'assenza di atmosfera.

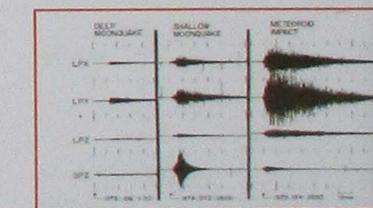


Fig. 8 - Sismogrammi dei differenti tipi di sismi che si verificano sul nostro satellite naturale. Si nota che i sismi profondi ("deep moonquakes") sono particolarmente deboli.

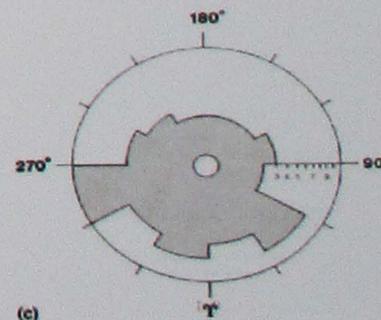


Fig. 12 - Diagramma della frequenza dei sismi che si verificano sulla Terra e sulla Luna in correlazione con la posizione del nostro satellite rispetto al piano dell'orbita terrestre. Il massimo della frequenza si registra quando il nostro satellite si trova più in "alto" rispetto al piano dell'orbita della Terra.

# FORSE TUTTI SANNO CHE ...

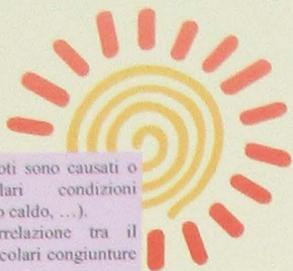
## RISPOSTE DELLA SCIENZA ALLE CONVINZIONI POPOLARI

### Terremoto sussultorio, terremoto ondulatorio

Il terremoto è determinato da un complesso insieme di onde sismiche e, di per se', non è né sussultorio, né ondulatorio. Con questi due termini, invece, si può descrivere la sensazione che ciascuno di noi, in funzione del luogo in cui si trova, percepisce singolarmente a proposito del movimento più forte indotto dal sisma.

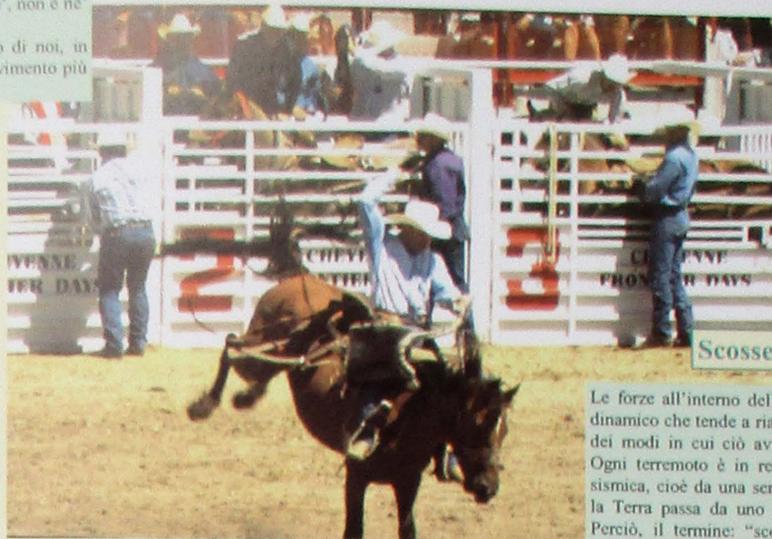
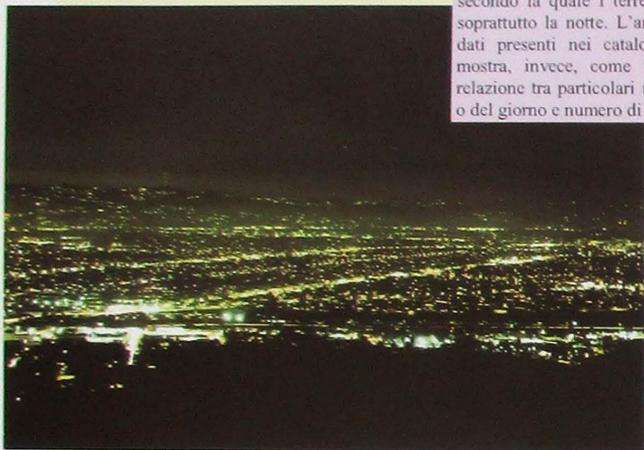
### C'è aria da terremoto

Non è vero che i terremoti sono causati o connessi a particolari condizioni meteorologiche (afa, vento caldo, ...). Non esiste alcuna correlazione tra il verificarsi di sismi e particolari congiunture astrali.



### Terremoti di notte

Esistono varie credenze su periodi dell'anno e orari in cui avverrebbero in prevalenza i sismi. Tra di esse, quella secondo la quale i terremoti si verificano soprattutto la notte. L'analisi statistica dei dati presenti nei cataloghi dei terremoti mostra, invece, come non esista alcuna relazione tra particolari momenti dell'anno o del giorno e numero di eventi sismici.



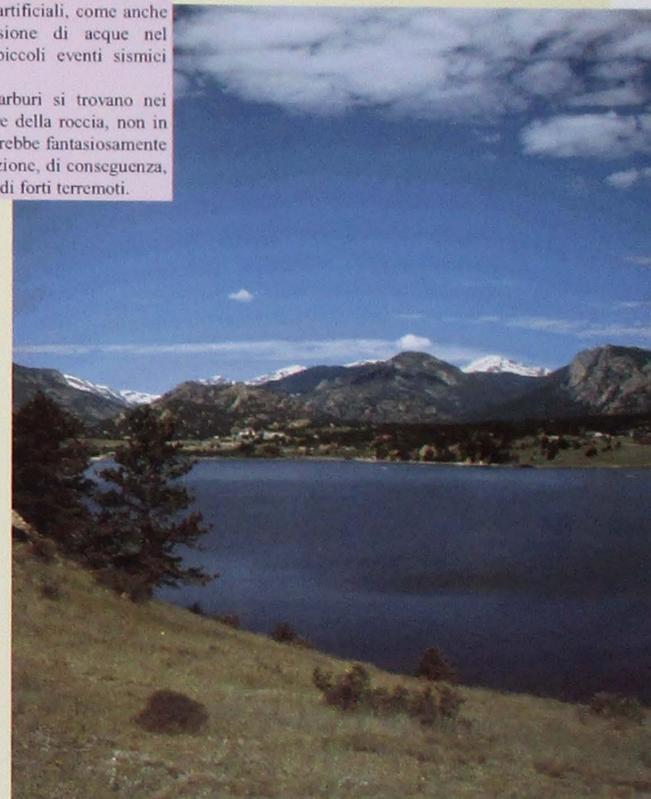
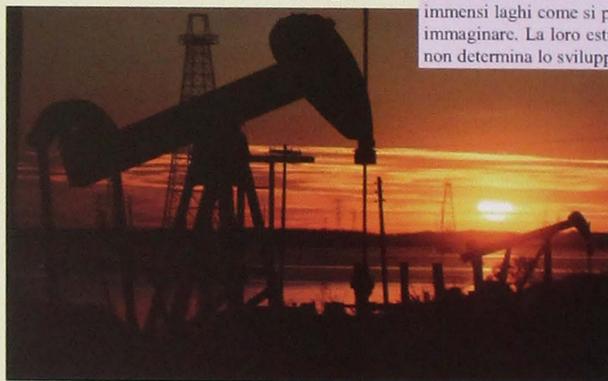
### Scosse di assestamento

Le forze all'interno della Terra sono in un equilibrio dinamico che tende a riaggiustarsi continuamente. Uno dei modi in cui ciò avviene è attraverso i terremoti. Ogni terremoto è in realtà formato da una sequenza sismica, cioè da una serie di scosse attraverso le quali la Terra passa da uno stato di equilibrio a un altro. Perciò, il termine: "scosse di assestamento", spesso attribuito alle "repliche", è improprio, in quanto esse non rappresentano un assestamento rispetto alla scossa principale, ma insieme ad essa determinano un nuovo stato di equilibrio nella porzione di litosfera che le ospita.

### Laghi d'acqua, laghi di petrolio

Non è vero che il prosciugamento di laghi come il Fucino possa causare terremoti forti come quello che colpì l'area fucense nel 1915. Invece, la realizzazione di invasi artificiali, come anche l'immissione sotto pressione di acque nel sottosuolo, può indurre piccoli eventi sismici locali.

Nel sottosuolo, gli idrocarburi si trovano nei piccoli pori e nelle fratture della roccia, non in immensi laghi come si potrebbe fantasiosamente immaginare. La loro estrazione, di conseguenza, non determina lo sviluppo di forti terremoti.



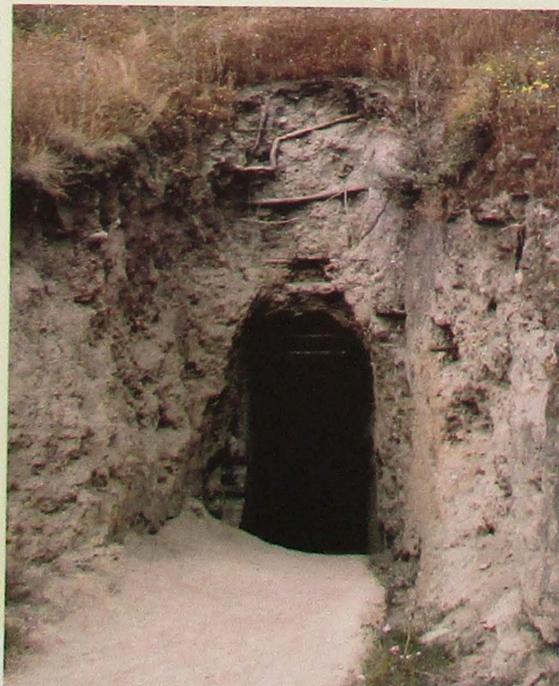
### Enormi caverne "cattive"

L'interno della Terra non è caratterizzato da immani caverne, come immaginava Jules Verne. Rarissime, deboli e non significative sono, perciò, le scosse causate occasionalmente dal crollo di grotte. Anche la sismicità connessa all'attività vulcanica è poco rilevante e circoscritta. Spesso, invece, terremoti e vulcani sono presenti insieme in aree ben determinate. In ogni caso, crolli e vulcani sono cause assolutamente secondarie e trascurabili per i terremoti che si verificano sulla Terra.

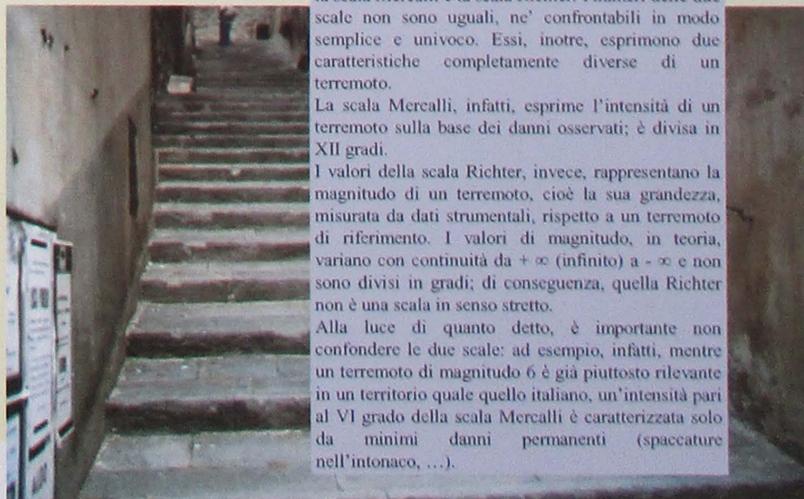


### Grandi caverne "buone"

E' opinione diffusa che Roma non sia sismica a causa di "vuoti" presenti nel suo sottosuolo (grotte, catacombe, cunicoli, ...). Ciò non corrisponde alla realtà. Roma risulta poco sismica perché nel suo sottosuolo non ci sono strutture sismogenetiche particolarmente rilevanti, perché le sorgenti di forti terremoti che la circondano sono piuttosto distanti, perché la maggior parte delle rocce che ne costituiscono il sottosuolo (in prevalenza tufi vulcanici) non causano forti amplificazioni del moto del suolo.



### Confusione sulle scale



L'entità di un terremoto viene espressa con dei numeri, principalmente secondo due scale di valori: la scala Mercalli e la scala Richter. I numeri delle due scale non sono uguali, né confrontabili in modo semplice e univoco. Essi, inoltre, esprimono due caratteristiche completamente diverse di un terremoto.

La scala Mercalli, infatti, esprime l'intensità di un terremoto sulla base dei danni osservati; è divisa in XII gradi.

I valori della scala Richter, invece, rappresentano la magnitudo di un terremoto, cioè la sua grandezza, misurata da dati strumentali, rispetto a un terremoto di riferimento. I valori di magnitudo, in teoria, variano con continuità da  $+\infty$  (infinito) a  $-\infty$  e non sono divisi in gradi; di conseguenza, quella Richter non è una scala in senso stretto.

Alla luce di quanto detto, è importante non confondere le due scale: ad esempio, infatti, mentre un terremoto di magnitudo 6 è già piuttosto rilevante in un territorio quale quello italiano, un'intensità pari al VI grado della scala Mercalli è caratterizzata solo da minimi danni permanenti (spaccature nell'intonaco, ...).

I terremoti sono un tema attuale con un forte impatto sulla nostra società.

Al procedere degli studi scientifici è andata affiancandosi la consapevolezza che una diffusa e corretta informazione su alcuni aspetti del terremoto, nonché sul significato delle norme tecniche e degli stili di comportamento da adottare in relazione ad esso, permettano la convivenza con un fenomeno naturale che, di fatto, l'uomo non è in grado di controllare.

È da questi presupposti che si sviluppa l'itinerario che vi proponiamo in questo volume. Esso nasce dall'esperienza acquisita nell'allestimento della mostra sul rischio sismico «Quando la terra trema...», nell'ambito della IX Settimana della cultura Scientifica e Tecnologica, organizzata dal MURST (22-28 marzo 1999), realizzata grazie al contributo di diverse professionalità che, in vari campi, si occupano di tematiche correlate al problema sismico.

L'itinerario si sviluppa in sezioni. A partire dal contesto geologico generale in cui i terremoti si collocano, vengono affrontati i temi della pericolosità, vulnerabilità ed esposizione fino a giungere al concetto di rischio sismico. È illustrato il modo in cui il terremoto viene trattato dal punto di vista normativo; vengono affrontati i temi dell'emergenza sismica e della prevenzione. Troverete, inoltre, delle schede su alcuni temi particolari, quali, ad esempio, la storia di alcuni forti terremoti che hanno colpito in passato la nostra penisola e altre parti della Terra, o la presenza di sismi in altri pianeti del Sistema solare.

Per non allontanarsi dall'esperienza della mostra, il volume è strutturato come una raccolta di schede/poster, integrate da un commento al percorso: esso rappresenta il filo logico che collega tra loro i poster, guidandovi in quest'itinerario tecnico-scientifico, per sottolineare alcuni aspetti salienti di ciascuna scheda o per richiamare concetti sviluppati in precedenza.

L'obiettivo del volume è la divulgazione delle conoscenze di base sui terremoti, sul rischio sismico e sulla prevenzione. Esso, pertanto, è rivolto ai giovani e agli insegnanti come sussidio didattico; al personale che, a vario titolo (Vigili del Fuoco, Volontari della Protezione Civile, ...), opera nell'ambito del rischio sismico quale strumento di formazione e informazione; in definitiva, a quel vasto pubblico che, in caso di evento sismico, vuole o ha necessità di capire ciò che sta accadendo e il significato delle notizie che arrivano dai mezzi di informazione di massa. La speranza è che questo volume stimoli in noi la sensibilità e la curiosità necessaria per migliorare le conoscenze sul fenomeno sismico, così da poter affrontare la convivenza con il terremoto in modo informato e consapevole, come individui e come comunità.

SERVIZIO SISMICO NAZIONALE

Ufficio Formazione e Informazione

via Curtatone, 3 - 00185 Roma

e-mail: [ssn.forma\\_informa@dstn.it](mailto:ssn.forma_informa@dstn.it)