

LE CAUSE DEI TERREMOTI

Le vere cause dei terremoti furono comprese solamente agli inizi del 20° secolo. Infatti gli Antichi associavano i fenomeni sismici ad animali su cui poggia la Terra (una rana per i Mongoli) o ad animali che si muovono sottoterra (pesce gatto per i Giapponesi). I Greci per primi tentarono di dare una spiegazione non mistica: per Strabone ed Aristotele la causa era il vento sotterraneo che incendia materiale combustibile - una teoria che resistette ben oltre la fine del medioevo...

Fino alla localizzazione precisa dei terremoti non fu possibile comprendere la causa globale degli eventi sismici. Comunque verso la fine del 19° secolo ci si rese conto che i terremoti sono associati a grosse discontinuità tettoniche della crosta.

Fu dopo il grande terremoto di San Francisco del 1906 che **REID**, sulla base di misure geodetiche rilevate prima e dopo il terremoto, enunciò la sua **teoria del rimbalzo elastico**.

Le misure geodetiche provarono (vedi un esempio recente riguardante la faglia di San Andrea nella figura successiva) che le parti opposte della faglia di San Andrea si muovevano lentamente in direzioni opposte a causa delle forze tettoniche (che oggi sappiamo associate al moto delle zolle).

CAUSE MITOLOGICHE DEI TERREMOTI



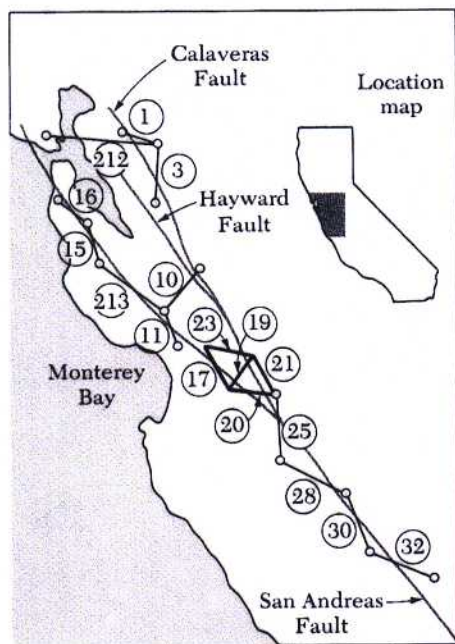
Nel antico Giappone la causa del terremoto era il pesce gatto. Nella figura il Dio-superiore del tempio di Kashima ordina al 'daimyojin' di tenere a bada il 'namazu' (pesce gatto) relativo al terremoto di Edo (Tokyo). Sotto sono illustrati i pesci gatto rappresentanti ognuno un terremoto storico: da sinistra Kwanto, Osaka, Koshu, Echigo, Odawara e Sado.



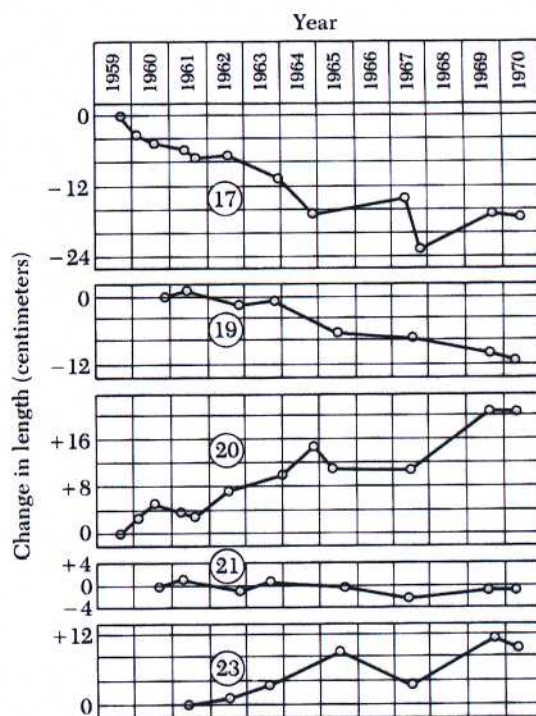
Secondo i lama mogoli una grande rana porta la Terra sulla schiena:
ad ogni movimento della rana avviene un terremoto



Faglia di San Francisco che taglia le Carrizo Plains in California.



a



b

- (a) Mappa della California centrale con le linee di misure geodetiche.
 (b) La variazione temporale in lunghezza delle linee 17, 19, 20, 21 e 23.

Questo movimento lento (qualche cm all'anno) provoca un accumulo di deformazioni e sforzi associati (e quindi di energia elastica) nei pressi della faglia.

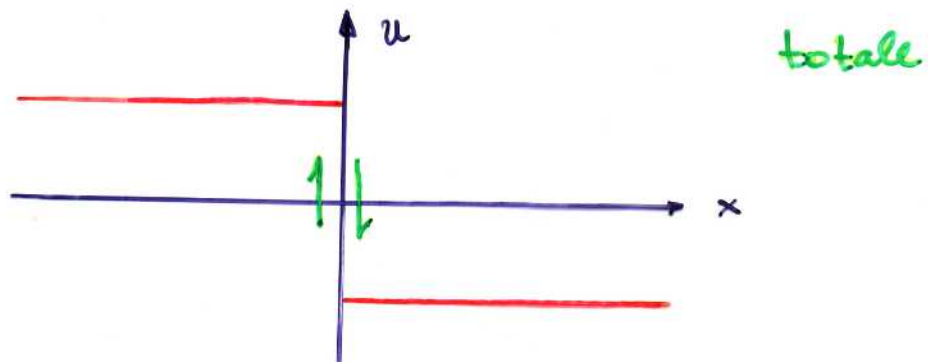
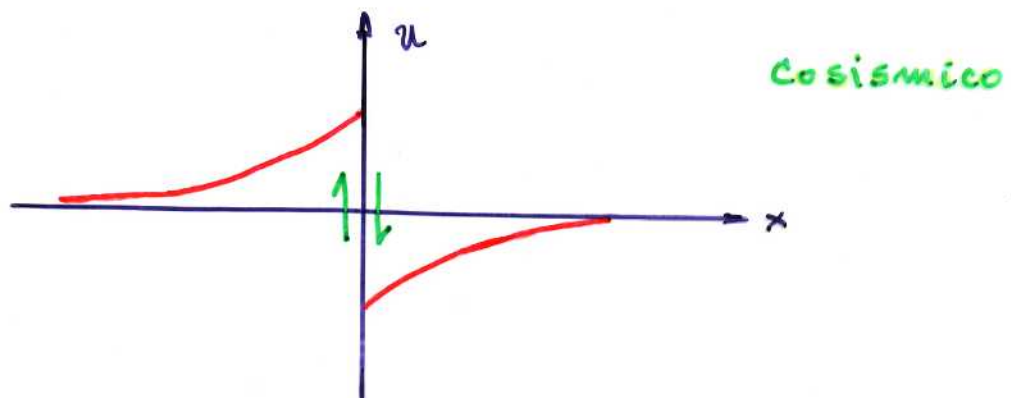
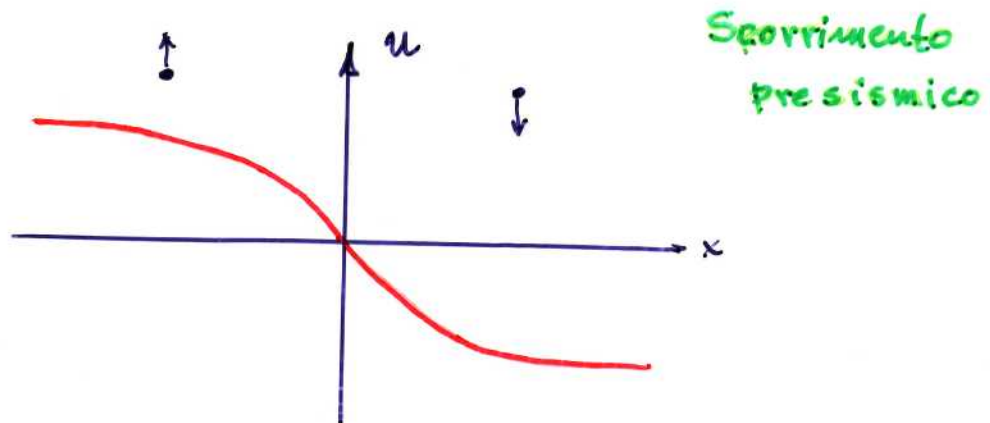
Immaginiamo una strada, vista dall'alto, intersecata da una faglia (vedi figura successiva!). La parte sinistra si muove lentamente verso l'alto, la parte destra verso il basso (freni neri) a causa degli sforzi tettonici. La strada ne risulta deformata nei pressi della faglia, bloccata dalla forza delle rocce (o dall'attrito). Non appena però gli sforzi associati a tali deformazioni eccedono la forza delle rocce (o l'attrito) sulla faglia, le due parti della strada a ridosso della faglia scorrono repentinamente una rispetto all'altra e, alla fine, risultano spostate più o meno come le zone della strada lontane dalla faglia.

Avremo pertanto uno **scorrimento pre-sismico** associato alla deformazione tettonica lenta delle parti lontane dalla faglia; uno **scorrimento co-sismico** repentino delle due parti opposte della faglia. Lo scorrimento totale rilevato dopo il sisma sarà la somma dei due scorrimenti e risulterà in una **discontinuità negli spostamenti** attraverso la faglia.

Lo **scorrimento repentino co-sismico** o **rimbalzo elastico** rappresenta un **rilascio di energia elastica** ed è la causa del **TERREMOTO TETTONICO**.

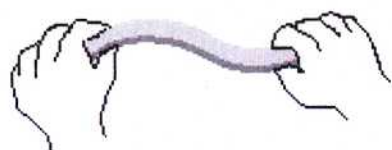
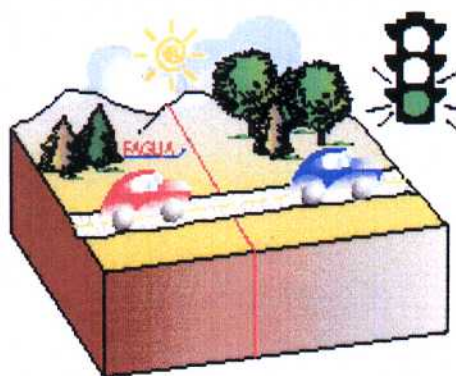
ELASTIC REBOUND THEORY

Reid

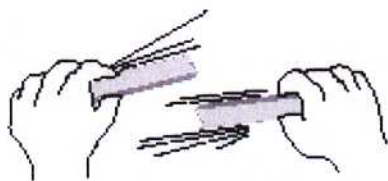
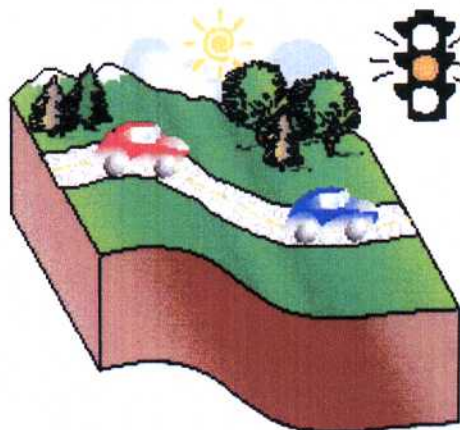




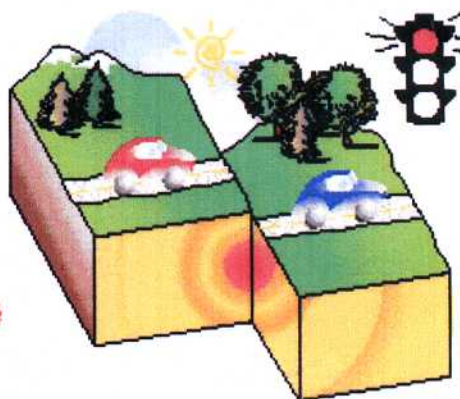
posizione originale:
SENZA DEFORMAZIONE



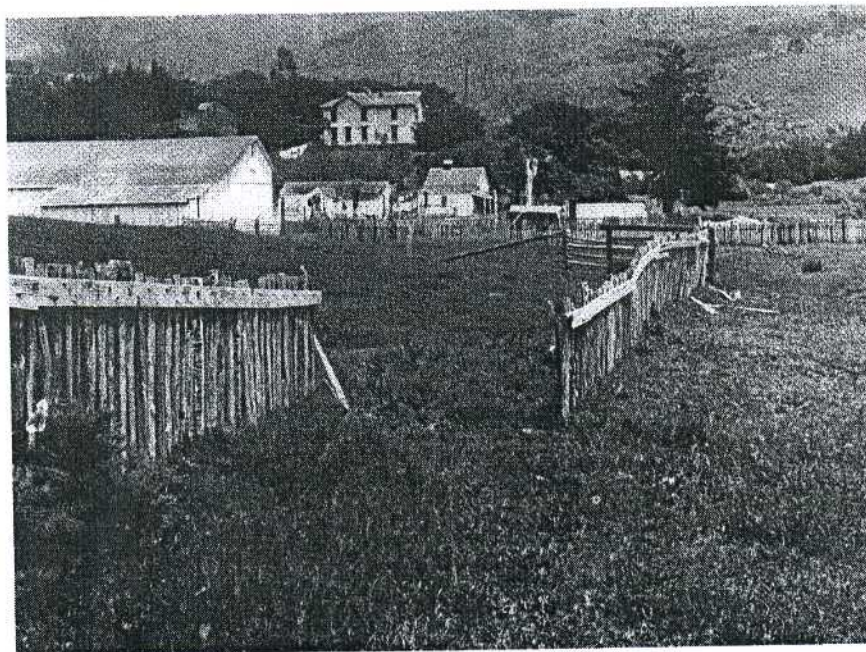
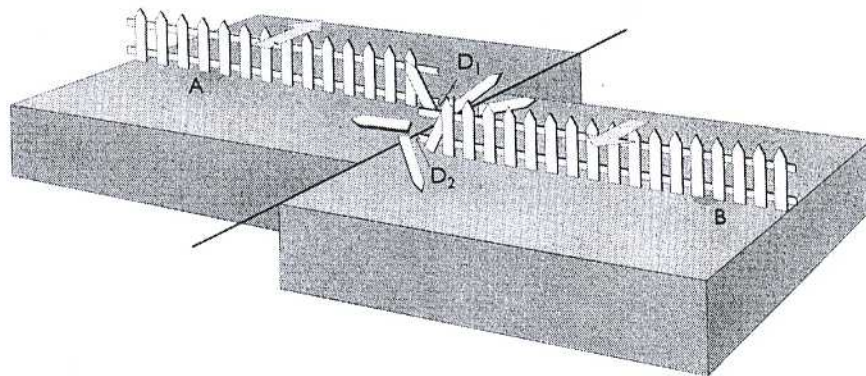
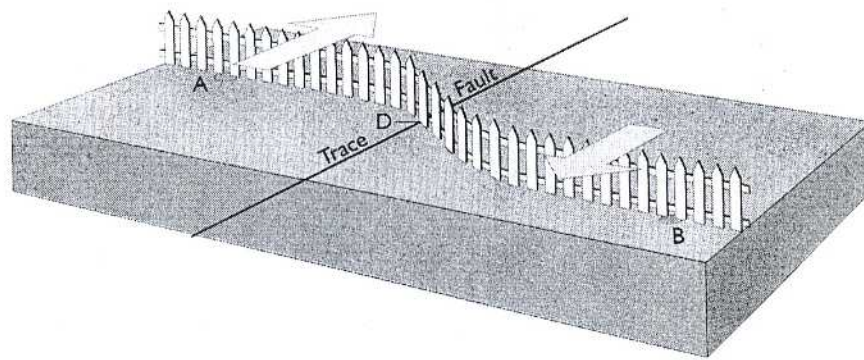
accumulo di energia:
PROGRESSIVA
DEFORMAZIONE



rottura con rilascio di
energia: **TERREMOTO**
E SPOSTAMENTO
PERMANENTE

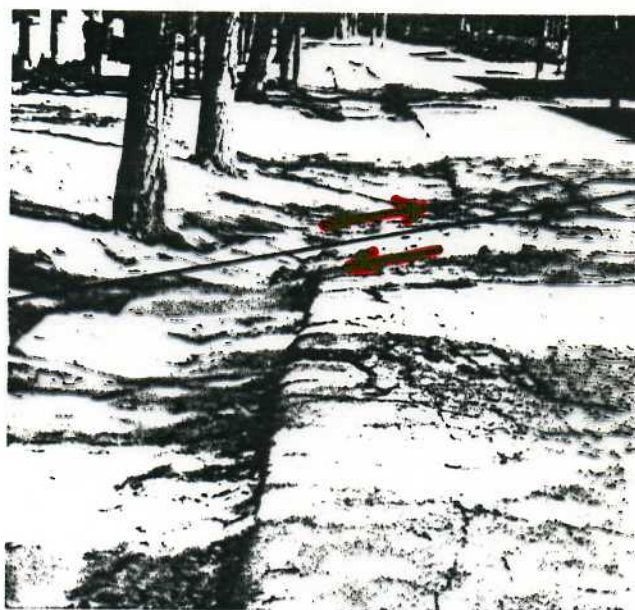


Deformazione elastica e rottura con rilascio di energia elastica





Row of trees along the Jixiang road offset 5 feet by right slip on fault. Because of the scientific significance, the site is now protected by an iron fence built by the Hebei Provincial Seismological Bureau.



Road at Tangshan No. 10 Middle School offset by displacement on fault.



Strada spostata dal terremoto in Nuova Zelanda



Lo spostamento orizzontale del terreno durante un terremoto del 1940 nella Imperial Valley, California, ha modificato la disposizione regolare degli alberi degli agrumeti (località Calexico).

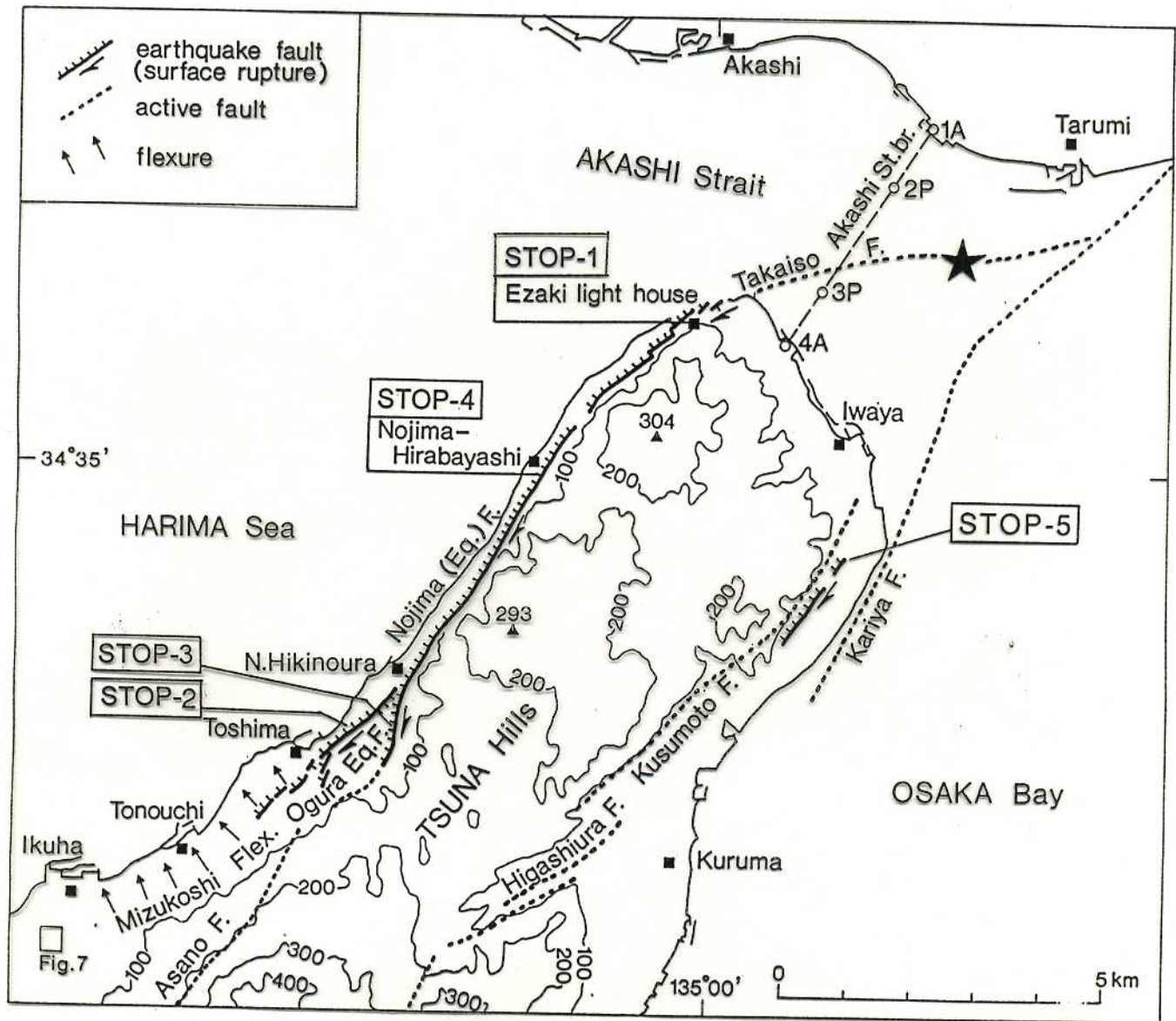


Scarpata di faglia a Ixi Canyon, Fairview Mountain, Nevada.



Traccia di faglia (spostamento orizzontale)

Field Guidebook of the Nojima Fault, Surface Ruptures Associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Earthquake, Central Japan



(Awata et al., 1996)

March 30, 2000

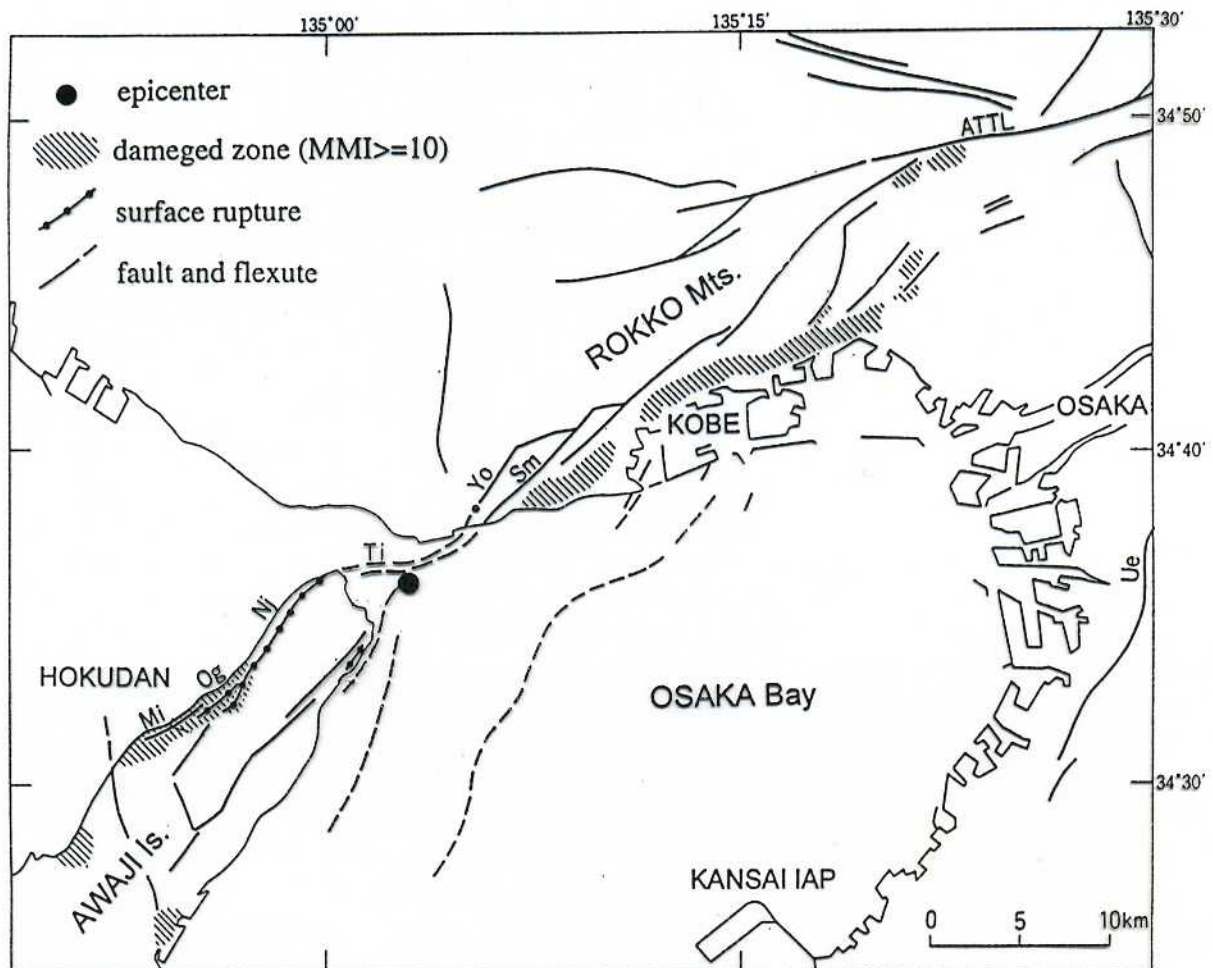


Fig. 1 Quaternary faults and damaged zones of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake
 Mi: Mizukoshi flexure, Og: Ogura fault, Ti: Takaiso fault, Yo: Yokooyama fault,
 ATTL: Arima-Takatsuki Tectonic Line, Ue: Uemachi fault.
 (Awata and Mizuno, 1998)

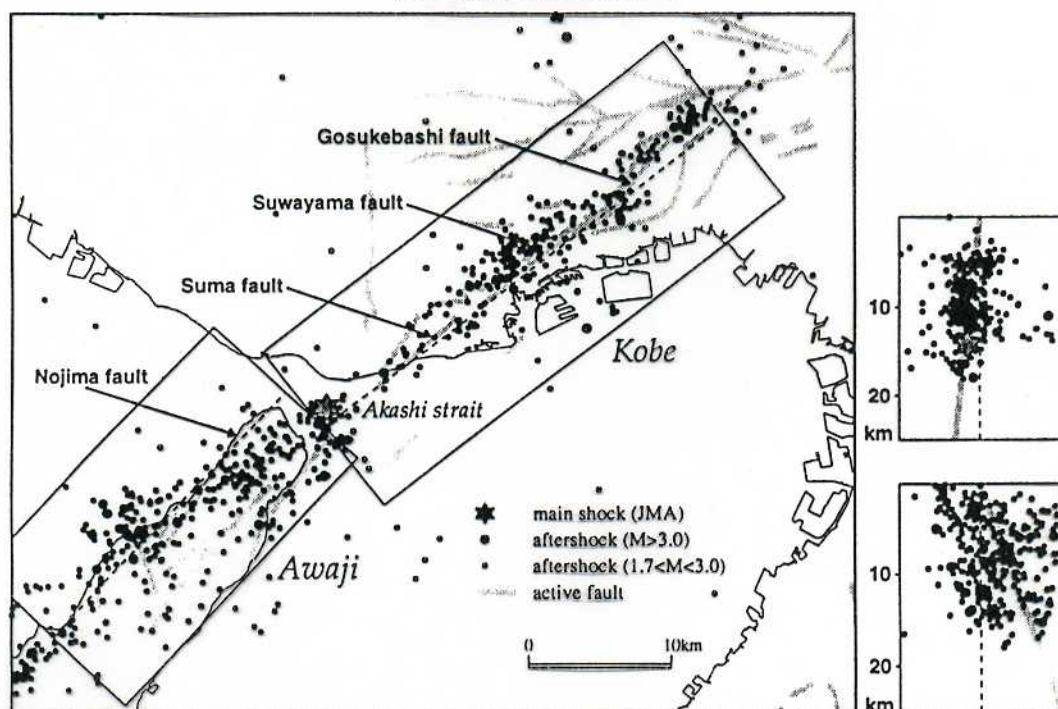


Fig. 2 Distribution of aftershocks of $M \geq 1.7$
 (Yoshida *et al.*, 1996)

野島断層

The Nojima Fault



La faglia di Nojima sull'isola di Awaji, rottura associata al terremoto di Kobe 1995 (Giappone)

SORGENTI SISMICHE

NATURALI

TERREMOTI TETTONICI
TERREMOTI VULCANICI
IMPLOSIONI, COLLASSI
MICROSISME OCEANICI

ARTIFICIALI

CONTROLLATE

ESPLOSIONI
RUMORE CULTURALE

INDOTTE

TERR. INDOTTI DA DIGHE
TREMORI DI MINIERA
TERR. INDOTTI DA
INIEZIONE DI FLUIDI

DEFINIZIONE DI TERREMOTO TETTONICO

- 1 Il terremoto tettonico è una frattura delle rocce terrestri lungo una superficie (piana).
- 2 La frattura è dovuta agli sforzi (di taglio), che si accumulano durante la deformazione tettonica, e porta ad un rilascio totale (o parziale) degli sforzi sull'area fratturata.
- 3 La frattura inizia su un'area piccola e si propaga successivamente con velocità non maggiore della velocità delle onde longitudinali (principio di causalità).
- 4 La frattura di un terremoto tettonico è una frattura di taglio - la componente normale è trascurabile.
- 5 Il materiale nei dintorni della superficie fratturata resta linearmente elastico.

INTENSITA'

Per studiare un fenomeno naturale occorre misurarlo. La misura della "grandezza" di un terremoto ha avuto vita difficile. Il primo che tentò di misurare la "grandezza" di un terremoto fu **Robert Mallet**, che studiò in dettaglio il grande terremoto del 1857 nell'Italia meridionale.

Egli descrisse accuratamente le percezioni del sisma ed i danni alle costruzioni ed al territorio causati dal sisma. In tal modo cercò di descrivere l'intensità e la distribuzione del moto del terreno. Tracciando linee sulla mappa che collegavano luoghi in cui il danno era simile - e l'**intensità** dello scuotimento era analogo, determinò il centro dello scuotimento - oggi detto **epicentro macrosismico**. Le linee di isointensità sono chiamate **isosisme o isosiste**. Il loro andamento indica il tratto con cui lo scuotimento diminuisce con la distanza, il loro massimo - **l'intensità epicentrale I_0** - dà una stima della "grandezza" relativa di un terremoto.

Varie scale di misura dell'intensità furono proposte, rielaborate in versioni diverse, adatte a varie regioni della Terra e in relazione ai tipi di costruzione dai quali si devono valutare i danni. La prima scala fu proposta da **de Rossi e FOREL** nel 1880, una versione più dettagliata con 12 gradi fu proposta nel 1902 da **MERCALLI** e che, leggermente modificata nel 1931, viene tuttora usata in Italia. Negli ultimi anni si tenta di usare in tutta Europa una scala - **EMS** - che tiene conto maggiormente della tipologia delle costruzioni.

a) Compilata da Mercalli e modificata nel 1931

- I. Non avvertito
- II. Avvertito negli interni solo da poche persone per lo più nei piani alti delle case e da persone in posizione favorevole
- III. Avvertito negli interni ove gli oggetti pendenti oscillano. Vibrazioni come se passassero camion leggeri. E' possibile stimarne la durata. Può non essere riconosciuto come un terremoto.
- IV. Gli oggetti pendenti oscillano. Vibrazioni come se passassero camion pesanti, oppure sensazione di colpo secco come quello di una palla pesante contro un muro. Le automobili ferme oscillano. Finestre, piatti, bicchieri e porte vibrano. Al limite superiore del IV grado le pareti di legno e gli infissi si incrinano.
- V. Avvertito anche esternamente. Coloro che dormono si svegliano. I liquidi oscillano e a volte traboccano. Piccoli oggetti instabili si muovono e si ribaltano. Le porte si aprono e si chiudono. Imposte e quadri si muovono. Gli orologi a pendolo si fermano o cominciano a funzionare e cambiano periodo di oscillazione.
- VI. Avvertito da tutti. Molti impauriti corrono fuori dagli edifici. Finestre, piatti, bicchieri si rompono. Cadono i libri dagli scaffali ed i quadri dalle pareti. I mobili si muovono o si rovesciano. Le costruzioni fragili si incrinano. Piccole campane (come quelle delle chiese e delle scuole) suonano. Gli alberi ed i cespugli ondeggianno.
- VII. Difficile reggersi in equilibrio. Avvertito da quelli che sono alla guida di una automobile. I mobili si rompono. Danni moderati alle costruzioni in fango. Camini fragili si rompono alla base. Cadono intonaci, mattoni sciolti, pietre, cornicioni. Qualche incrinatura nelle costruzioni in pietra. Si formano onde nelle pozzanghere l'acqua diventa torbida con fango. Piccole frane e avvalamenti nei banchi di sabbia e ghiaia. Campane grandi suonano. Canali d'irrigazione in cemento sono danneggiati.
- VIII. La guida delle automobili è difficile. Danni alle costruzioni in pietra; collasso parziale. Qualche danno di stucchi e di qualche muro in mattoni. Oscillazioni o crollo di camini, ciminiere, monumenti, torri, serbatoi sospesi. Gli edifici oscillano sulle fondamenta; i tramezzi cadono. Si spezzano i rami degli alberi. Il flusso e la temperatura di sorgenti e di pozzi cambiano. Si formano fratture nel terreno umido e in forti pendenze.
- IX. Panico generale. Costruzioni di fango completamente distrutte; costruzioni in pietra fortemente danneggiate, a volte un collasso totale; costruzioni in mattoni seriamente danneggiate. Gli edifici crollano o sono spostati dalle fondamenta. Forti danni ai serbatoi. I tubi sotterranei si rompono. Si formano fratture cospicue nel terreno. In aree alluvionali sono spruzzati sabbia e fango; si formano crateri di sabbia.
- X. La maggioranza delle costruzioni è distrutta. Le strutture in legno, anche se ben costruite, ed i ponti sono distrutti. Forti danni alle dighe, ai canali di irrigazione e agli argini. Grandi frane. Invasione di acqua proveniente da canali, fiumi, laghi, ecc. Sabbia e fango sono spostati orizzontalmente sulle spiagge e nelle regioni pianeggianti. Le rotaie sono leggermente incurvate.
- XI. Le rotaie sono fortemente incurvate. I tubi sotterranei sono completamente inutilizzabili.
- XII. Danno quasi totale. Grandi massi di roccia spostati. La morfologia è alterata. Oggetti lanciati in aria.



Rappresentazione artistica del terremoto di Basel 1356



Distruzione dopo il terremoto di Gujarat, India (2001)



Danni alla chiesetta di Buia dovuti al terremoto del Friuli 1976



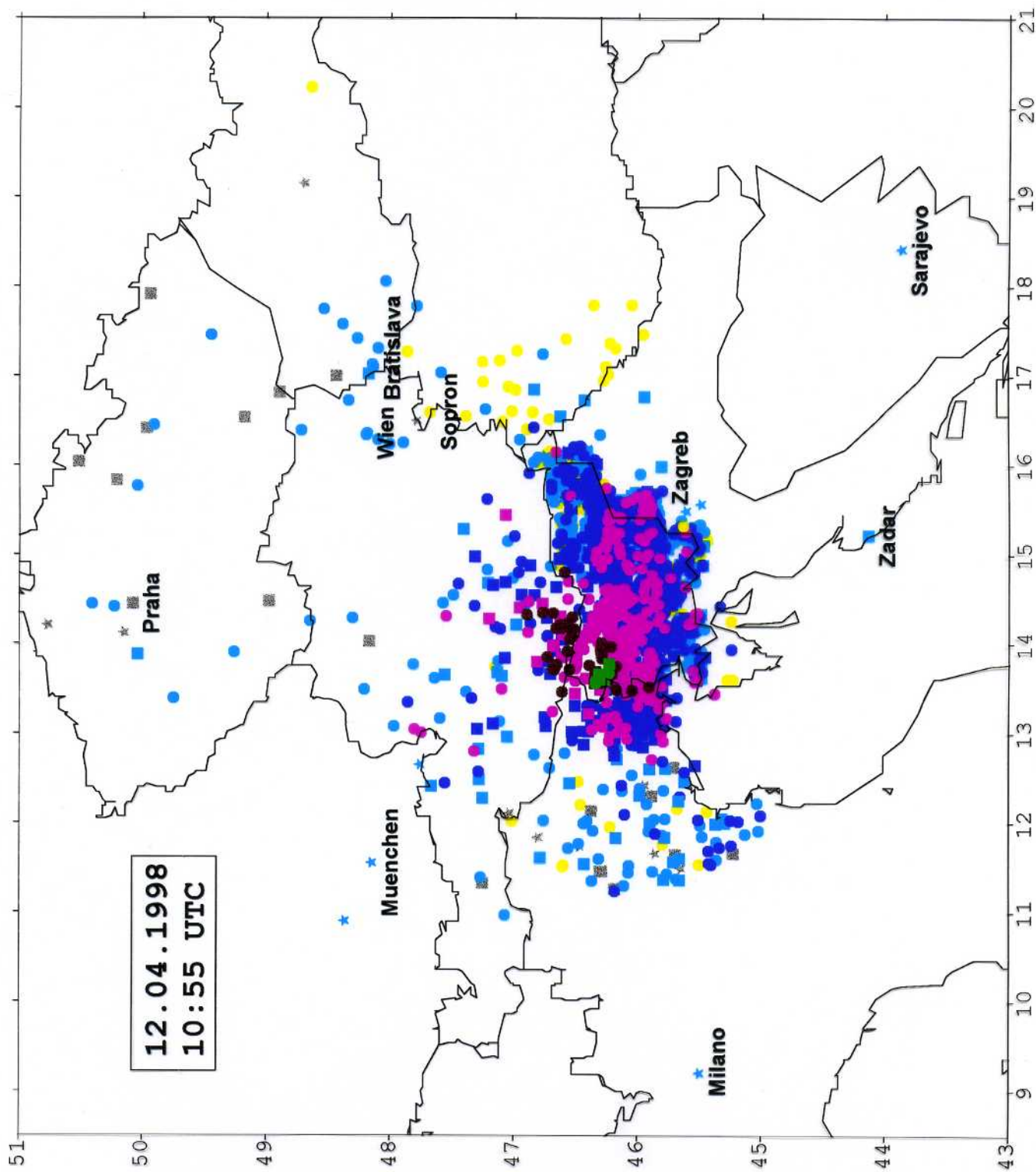
Ponte crollato durante il terremoto di Izmit, Turchia (1999)



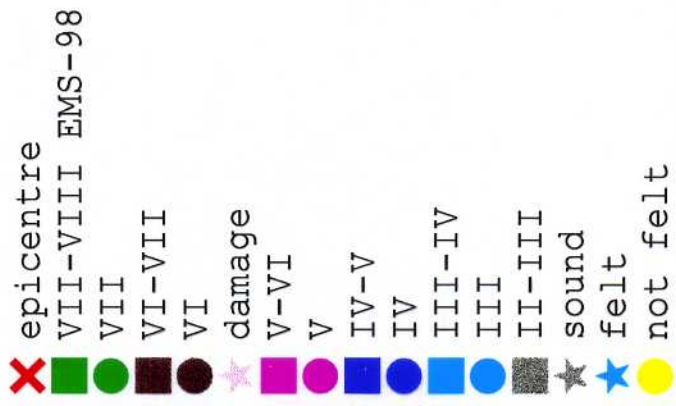
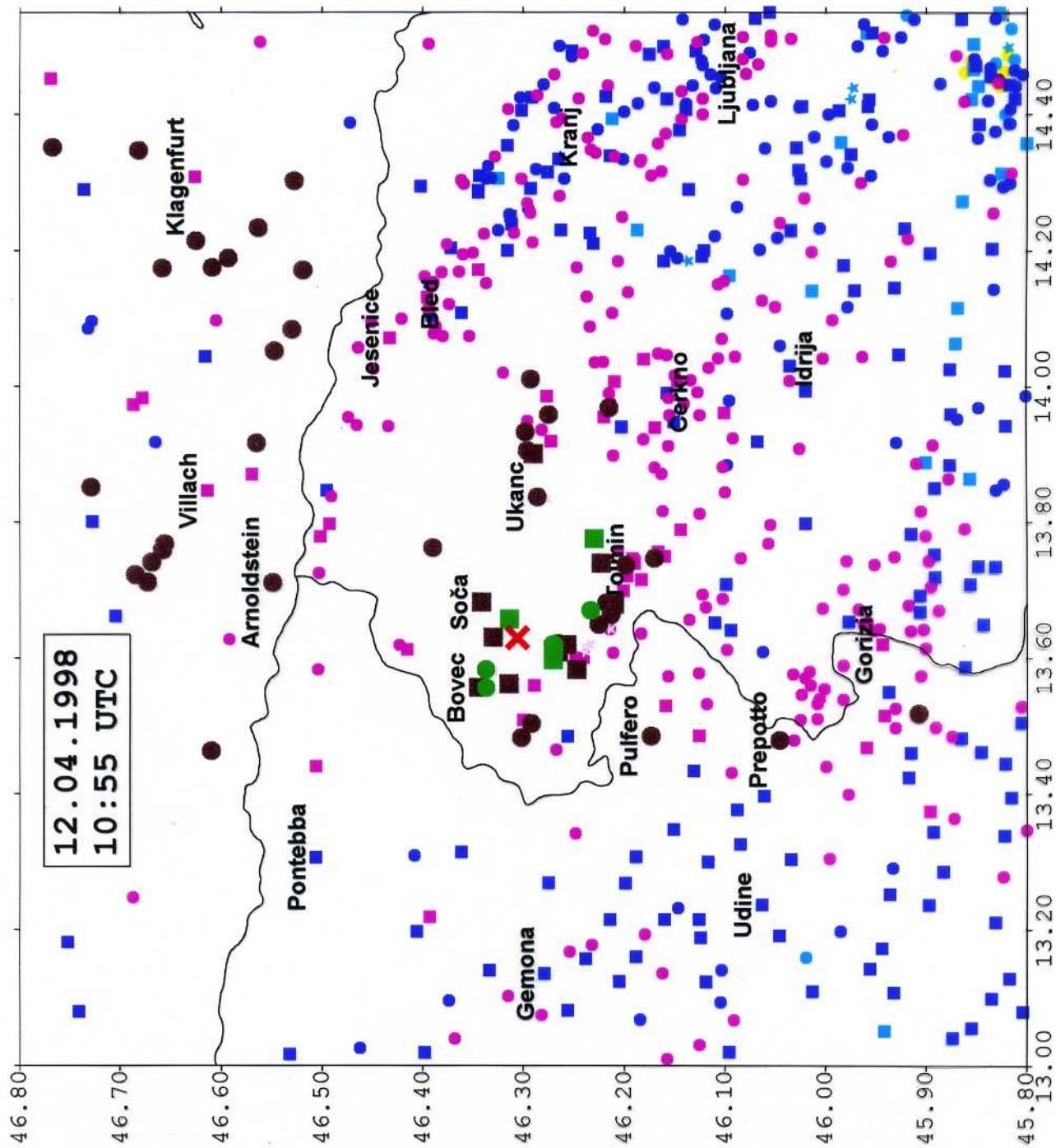
Effetti dovuti alla liquefazione del terreno

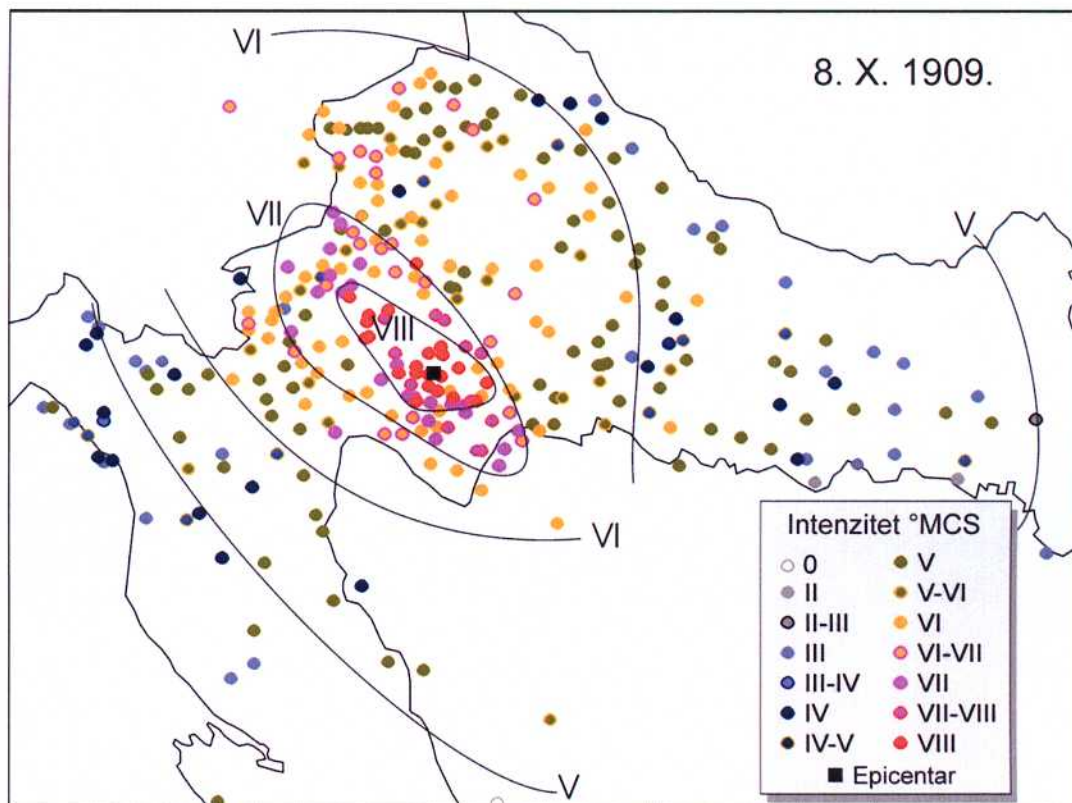
INTENSITIES OF THE MAIN SHOCK

BOVEC-KRN
1998

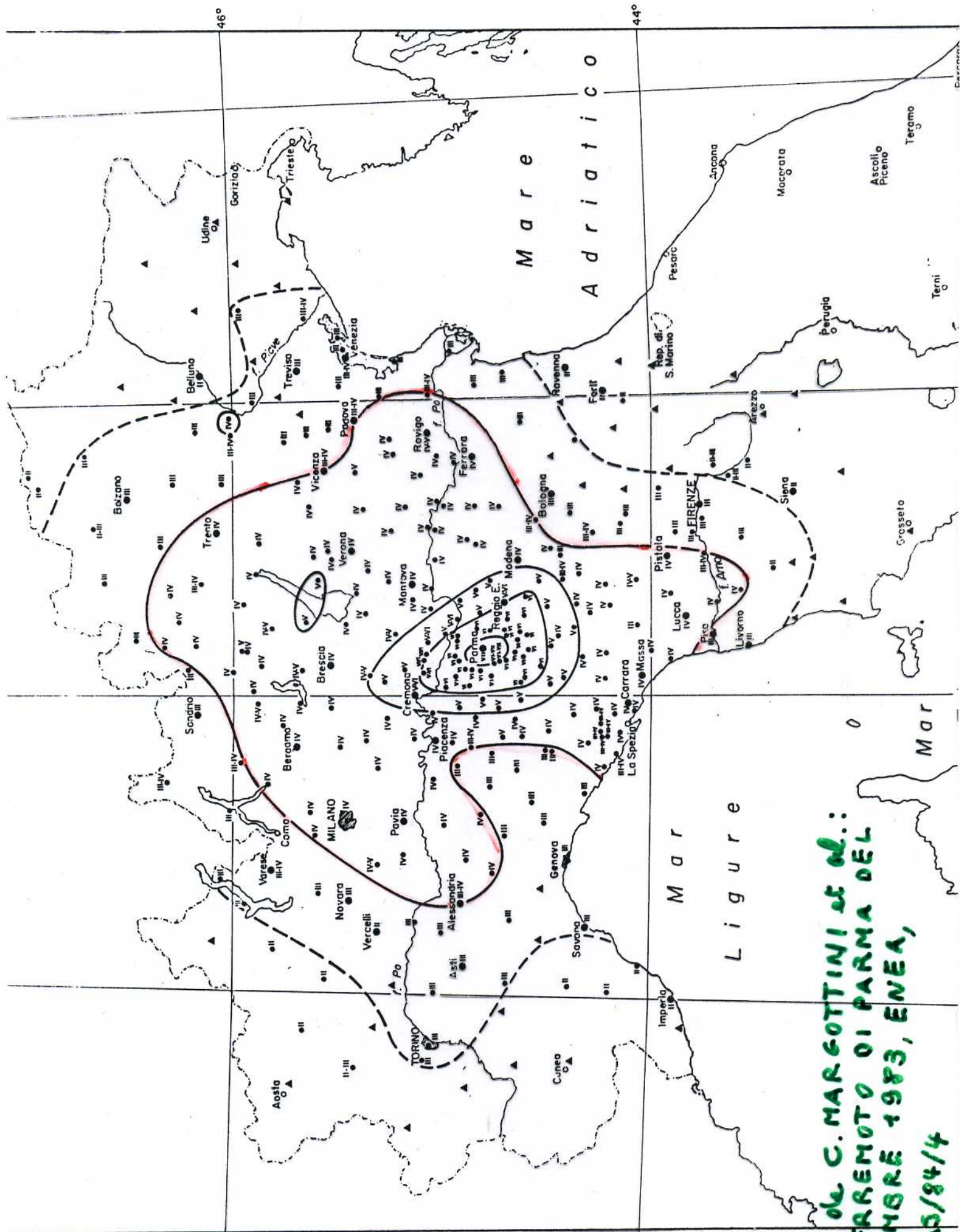


TERREMOTO DI
BOVEC-KRN
(SLOVENIA)
1998





Tracciamento delle isosisme



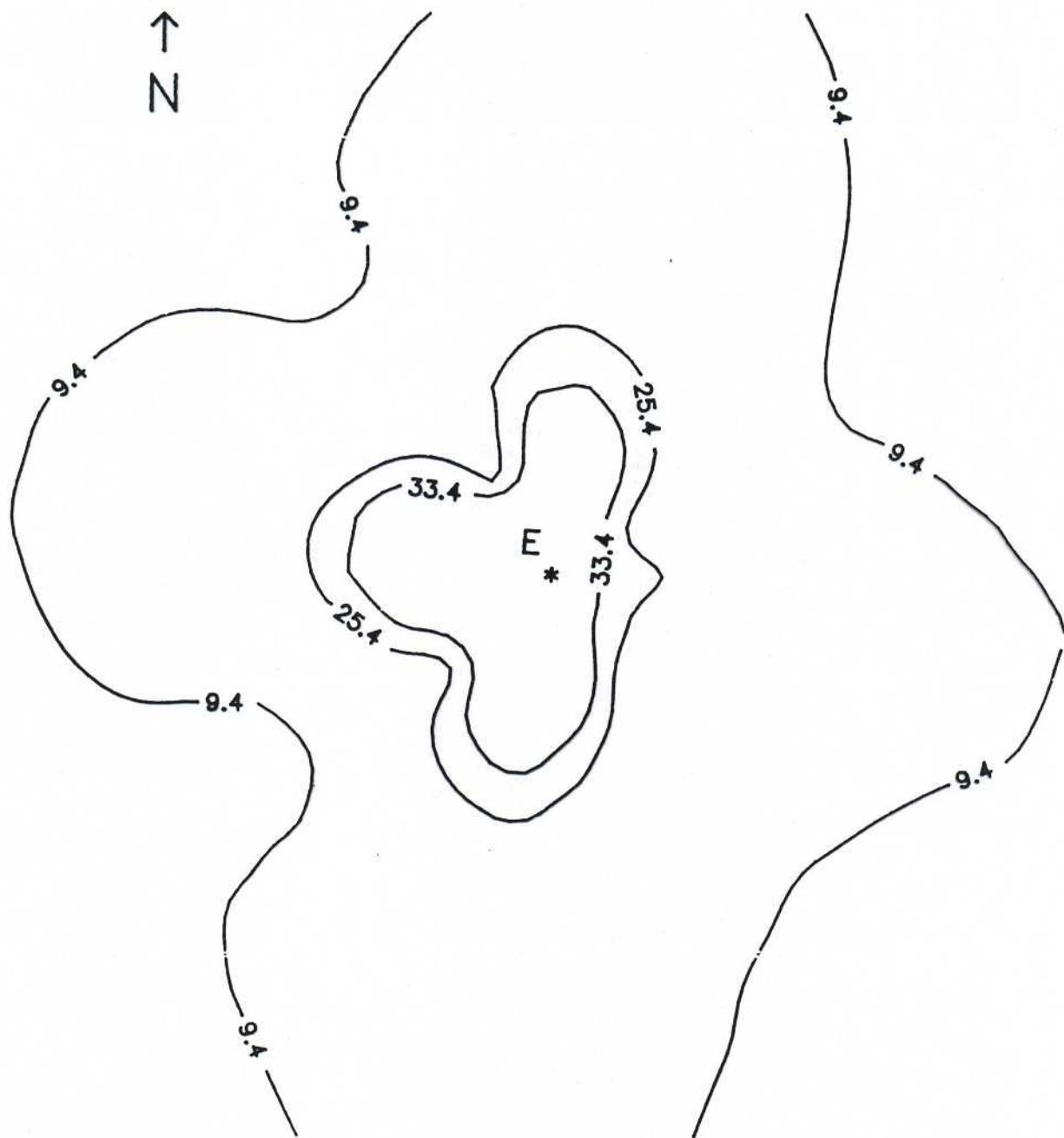
di C. MARGOTTINI & AL.:
 IL TERREMOTO DI PARMA DEL
 NOVEMBRE 1983, ENEA,
 RT/PAS/84/4

CONTURAGGIO DEL PIANO QUOTATO
MEDIANTE CALCOLATURE



Parma earthquake 9/11/83

ISOLINEE DI SPOSTAMENTO TEORICHE



Parma earthquake 9/11/83

Dip=80° rake=140° h=30 km SH + P-SV
strike=70°

AUTHORS		STRIKE	DIP	RAKE
CONSOLE	(1976)	260°	14°	92°
EBBLIN	(1976)	205°	18°	39°
MUELLER	(1977)	225°	10°	60°
CIPAR	(1980)	260°	15°	100°
LYON-CAEN	(1980)	222°	16°	52°
SLEJKO & RENNER	(1984)	230°	22°	63°
THIS PAPER	(1987)	280°	30°	115°

Fault-plane solutions of the May 6, 1976 Friuli event.
The values of rake and dip, if not indicated by the Authors, were deduced from the focal spheres.

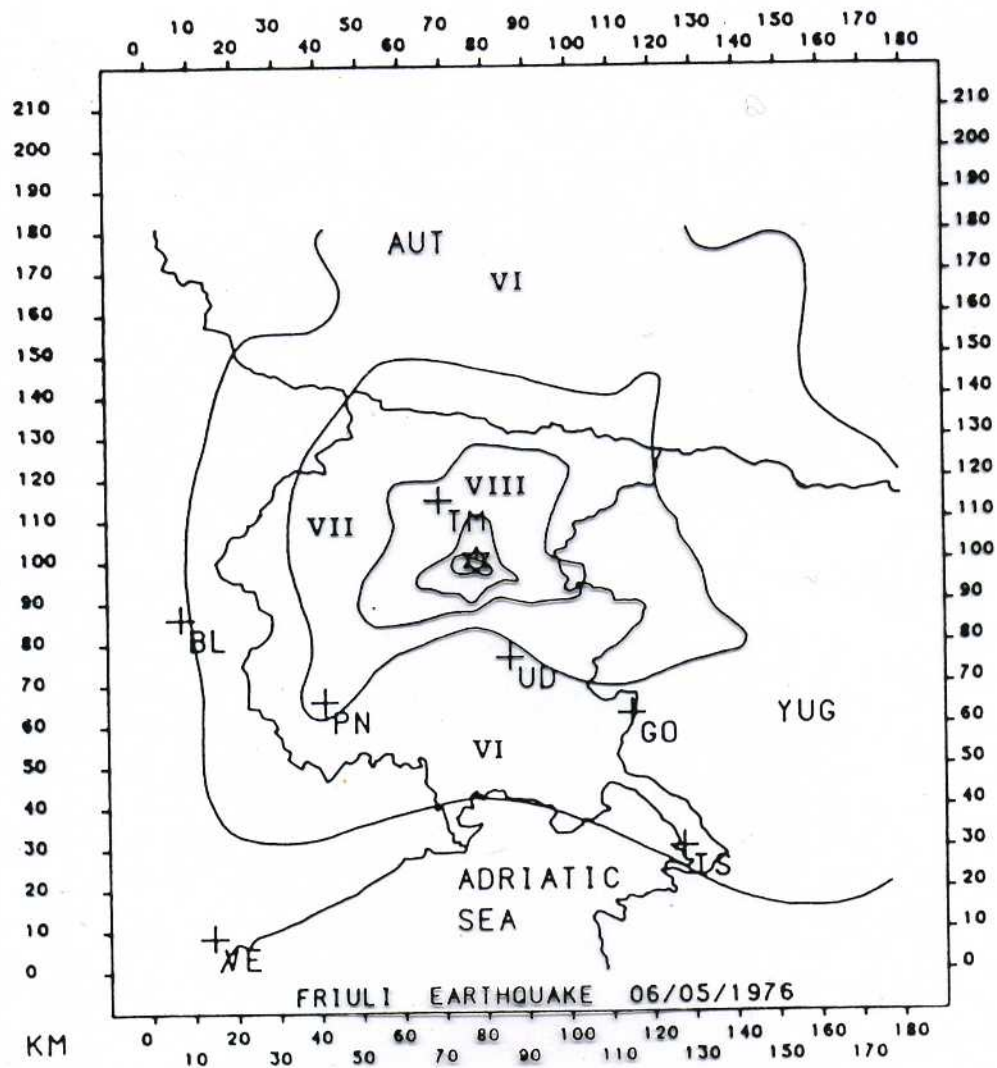


Figure 10. Observed isoseismals of the May 6, 1976 Friuli earthquake, MSK scale (after Giorgetti, 1976).

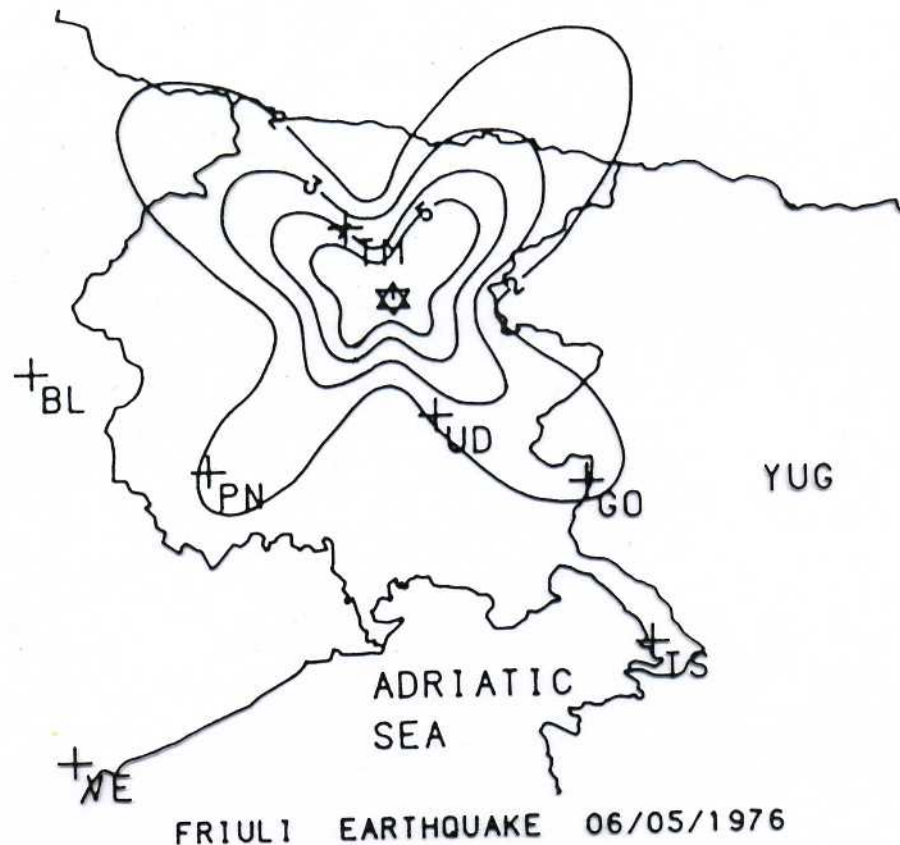


Figure 13a. Displacement field (cm) for SH-waves corresponding to a point source with strike 280° , dip 30° , rake 115° , and depth 7 km.

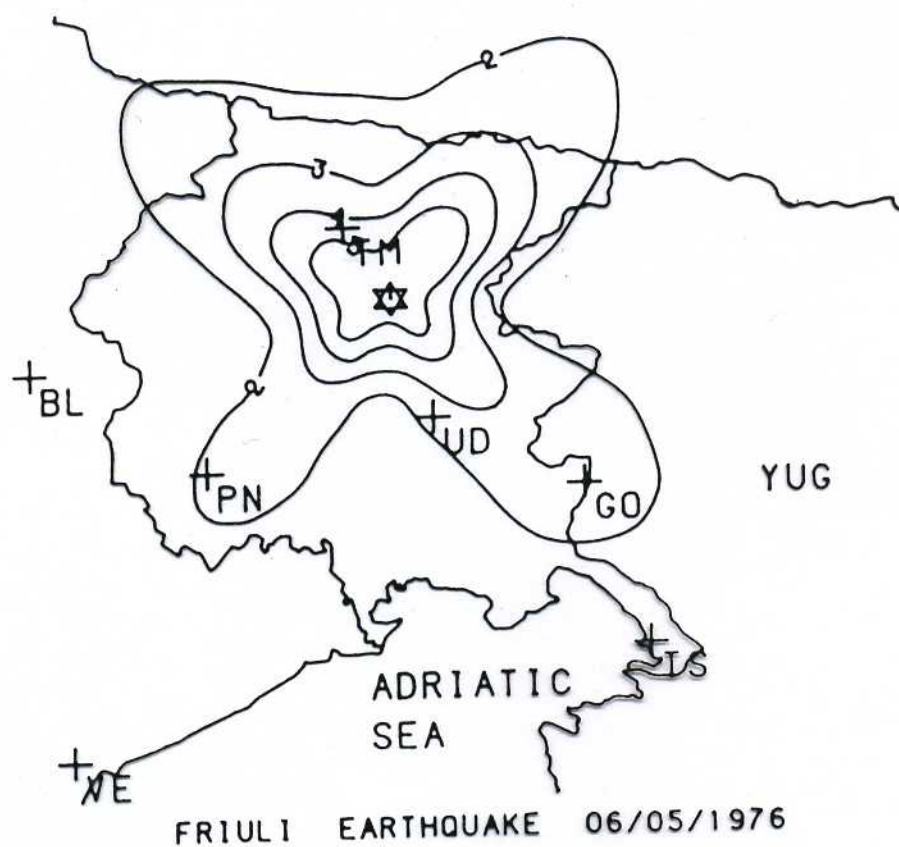


Figure 13b. Same as in Fig 13a but for the total horizontal displacement field (cm).

MAGNITUDO

Per confrontare terremoti indipendentemente dalle densità di popolazione e tipologia di costruzioni e per dare una misura più quantitativa e rapida della "grandezza" di un sisma, **Richter** nel 1935 in California usò l'ampiezza massima delle onde sismiche registrate su un sismometro tipo Wood-Anderson.

Correggendo per lo smorzamento dell'ampiezza con la distanza dall'epicentro, stabilì una scala di **magnitudo locale** M_L usando il logaritmo dell'ampiezza osservata, e precisamente:

$$M_L = \log A - \log A_0$$

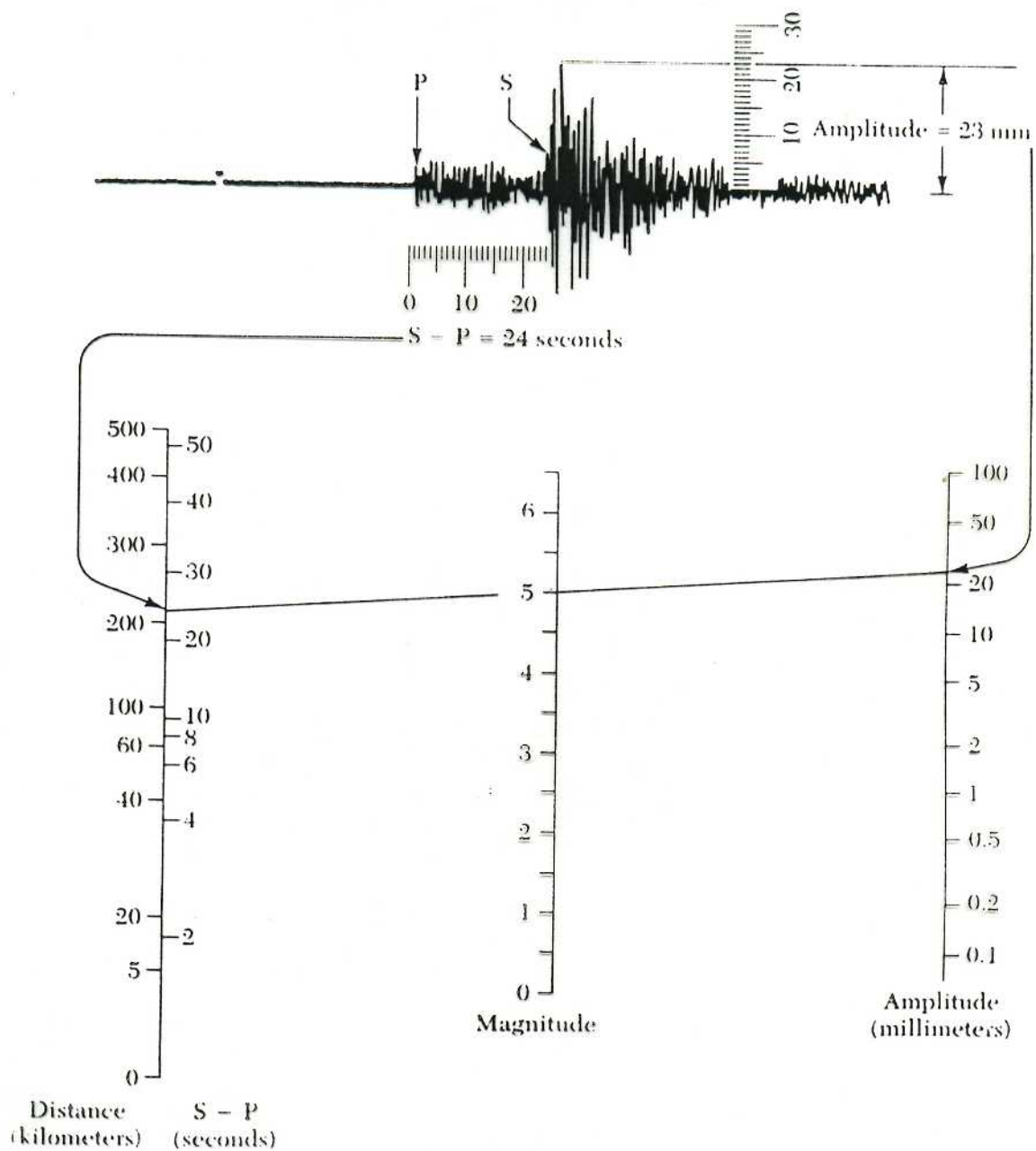
ove $-\log A_0$ è la correzione per la distanza. Poiché la scala Richter venne introdotta empiricamente, non fu legato a un parametro fisico del terremoto era associata. Il metodo però era estremamente semplice e il calcolo molto rapido. L'ampiezza è misurata in micron ($10^{-6}m$) e la correzione per la distanza riduce la minima ad una distanza standard di 100 km. A causa del logaritmo, se la magnitudo aumenta di una unità, l'ampiezza delle onde sismiche aumenta di dieci volte. Un procedimento rapido per calcolare M_L è illustrato nella figura successiva.

Le onde sismiche usate per il calcolo di M_L hanno periodi tra 0.1 s a 2 s e quindi lunghezze d'onda da 300 m a 6 km.

In questo intervallo l'effetto delle onde sismiche sulle costruzioni è particolarmente pronunciato. Putando M_L dà una buona misura dello scuotimento del terreno e risulta utile anche ai fini ingegneristici.

M_L è calcolata per eventi locali, cioè per distanze dallo epicentro minori di 10° .

EXAMPLE OF THE CALCULATION OF THE RICHTER MAGNITUDE (M_L) OF A LOCAL EARTHQUAKE



Procedure for calculating the local magnitude, M_L

1. Measure the distance to the focus using the time interval between the S and the P waves ($S - P = 24$ seconds).
2. Measure the height of the maximum wave motion on the seismogram (23 millimeters).
3. Place a straight edge between appropriate points on the distance (left) and amplitude (right) scales to obtain magnitude $M_L = 5.0$.

Scale M_s ed M_b

A seguito del successo della scala M_L , Gutenberg estese il concetto ad eventi teleseismici. Per distanze $20^\circ < \Delta < 160^\circ$ ed ipocentri nei primi 50 km, le onde che dominano il sismogramma sono quelle superficiali con un periodo attorno ai 20 s (lunghezza d'onda ~ 60 km). Per tali eventi si definisce la **magnitudo da onde di superficie** M_s :

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

L'ampiezza ed il periodo vengono misurati sulle componenti orizzontali; la correzione per la distanza tiene conto della espansione geometrica del fronte d'onda; il terzo termine è la correzione della di stazione.

I terremoti profondi non generano bene le onde di superficie, per cui venne introdotta la **magnitudo da onde di corpo** M_b . Essa viene applicata alle onde P ed S con periodo da 1 s a 10 s:

$$M_b = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + q(\Delta, h)$$

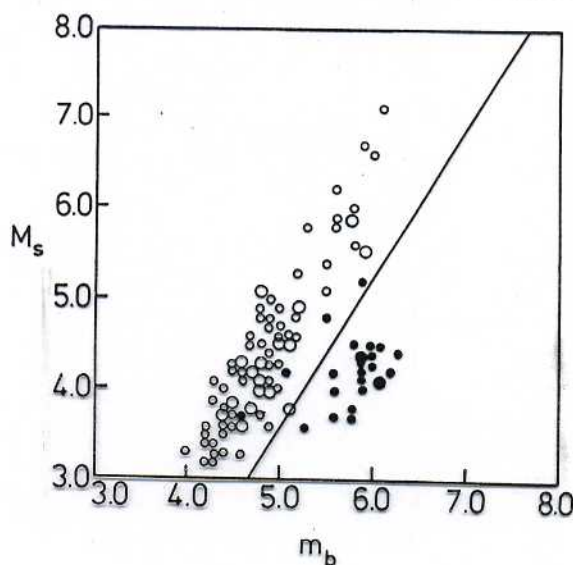
In cui la correzione q per la distanza e profondità nel caso delle onde P non varia molto con h e aumenta da circa 6.0 a $\Delta = 10^\circ$, fino a ~ 6.5 a $\Delta = 80^\circ$ e a ~ 8.0 a $\Delta = 110^\circ$.

La magnitudo, sebbene facile da misurare, non dà una descrizione esatta del terremoto. Molte variabili collegate alla generazione e propagazione delle onde fanno sì che differenze di 0.2-0.3 unità anche per una stessa magnitudo siano comuni anche nelle condizioni più favorevoli.

RELAZIONE $m_b - M_s$

Le due scale di magnitudo per eventi sismici in genere non danno lo stesso valore, comunque appaiono legate linearmente e coincidono per $M = 6.5$. Per $M < 6.5$ si ha $m_b > M_s$, per $M > 6.5$ $m_b < M_s$. Da dati mondiali si ritrova la relazione

$$m_b = 2.94 + 0.55 M_s$$



(da Nowroozi, 1986)

Confronto tra 26
esplosioni nucleari
con 99 terremoti in
Eurasia riguardo
la loro magnitudo

Si nota come le esplosioni hanno un valore di m_b più elevato dei terremoti (a parità di M_s). La linea che li discrimina è

$$m_b = 2.87 + 0.60 M_s$$

RELAZIONE ENERGIA-MAGNITUDO

Le magnitudo M_s ed m_b rappresentano parti diverse dello spettro di frequenza delle onde sismiche, e quindi un parametro fisico diverso dal terremoto. Gli studi di Gutenberg e Richter suggeriscono che - essendo le due magnitudo legate tra loro - esse potrebbero essere usate per rappresentare il parametro fisico fondamentale - energia delle onde sismiche. Derivarono pertanto la relazione

$$\log E = 1.5 M_s + 11.8$$

Sebbene grossolana come stima, essa fornisce una misura rapida dell'energia delle onde sismiche rilasciate da un terremoto.

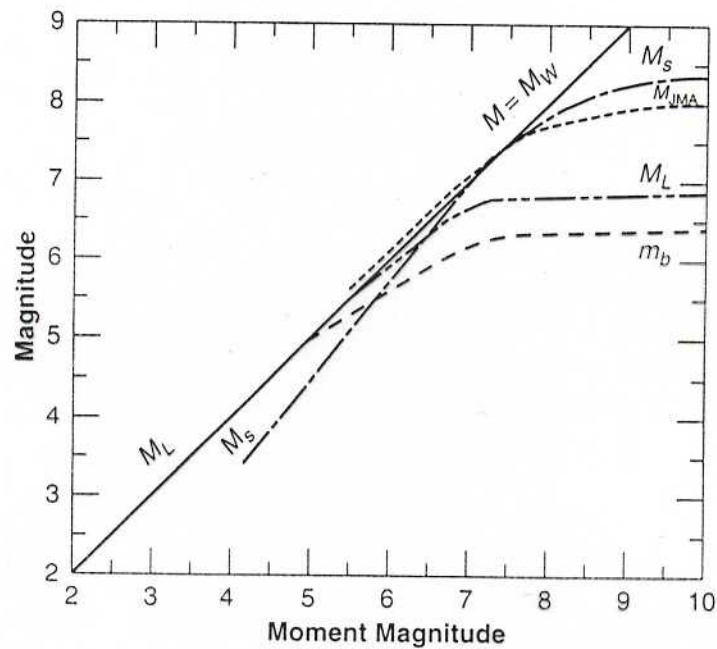


Figure 2.29 Saturation of various magnitude scales: M_w (moment magnitude), M_L (Richter local magnitude), M_s (surface wave magnitude), m_b (short-period body wave magnitude), M_B (long-period body wave magnitude), and M_{JMA} (Japanese Meteorological Agency magnitude). (After Idriss, 1985.)

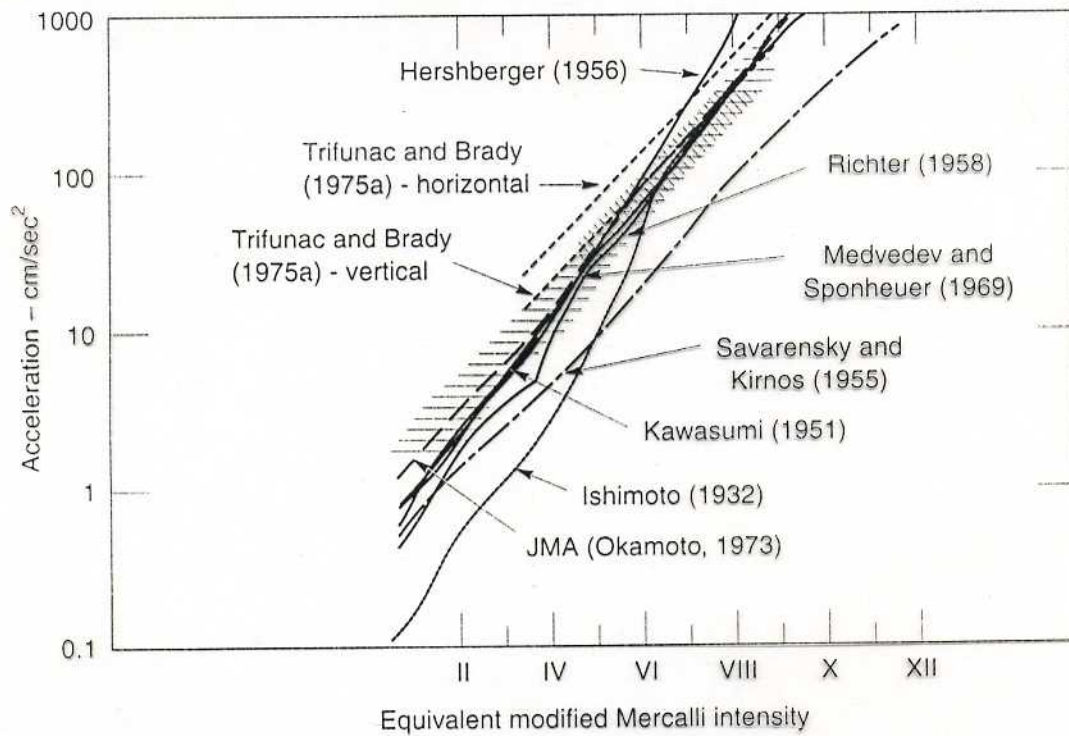
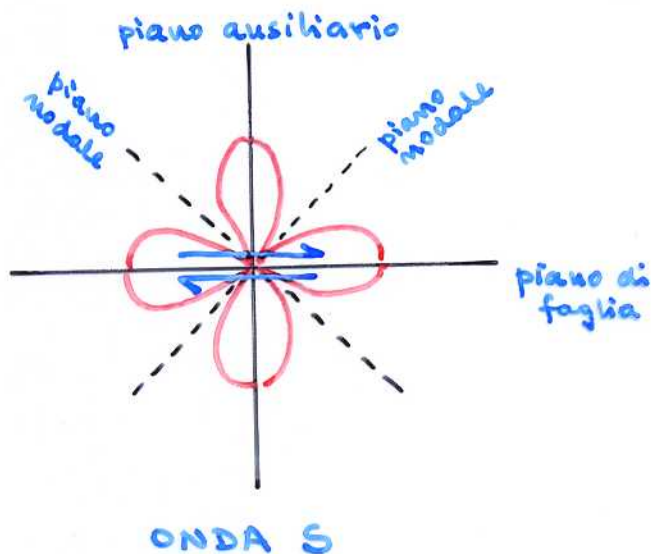
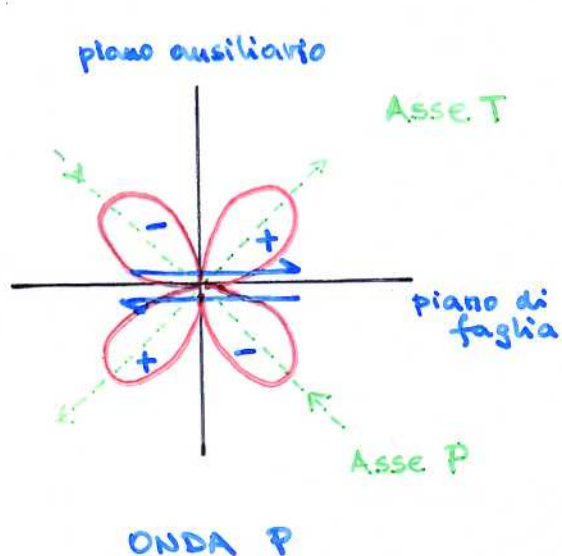


Figure 3.11 Proposed relationships between PHA and MMI. (After Trifunac and Brady, 1975a. Used by permission of the Seismological Society of America.)

PROFILI DI RADIAZIONE

Sia M_b che m_b tendono a saturare (non danno valori abbastanza alti) per terremoti molto grandi e dipendono dalla frequenza. Inoltre i terremoti non irradiano onde sismiche uniformemente in tutte le direzioni, ma hanno profili di radiazione caratteristici:



Un terremoto non irradia onde P lungo la faglia e lungo la direzione perpendicolare ad essa (piani nodali), mentre per le onde S tali direzioni hanno il massimo di radiazione. Per le onde P il massimo di radiazione avviene nella direzione di max compressione (con primo impulso - polarità - negativo) e di max tensione (con primo impulso positivo).

L'ampiezza dell'onda che arriva alla stazione dipende fortemente dall'azimut della stazione rispetto alla faglia.

Una certa distribuzione di stazioni potrà quindi sovrastimare oppure sottostimare la magnitudo.

Per le ragioni sopra esposte si preferisce caratterizzare la entità del terremoto mediante un parametro più fisso, il momento sismico e con una magnitudo legata ad esso.

Relazioni

INTENSITA' - MAGNITUDO

Varie relazioni empiriche sono state proposte per convertire valori di intensita' (per i terremoti storici) in valori di magnitudo.

L' intensita' massima I_m vicino all'epicentro e la magnitudo dell'evento per eventi crostali sono legati dalla seguente relazione empirica proposta da Richter (1958):

$$M = (2/3) I_m + 1$$

Un insieme di valori appropriati per la regione del Mediterraneo e' stato prosposto da D'Amico et al (1998):

Intensita'	Magnitudo
VI	4.3 ± 0.6
VII	4.7 ± 0.7
VIII	5.4 ± 0.7
IX	6.2 ± 0.6
X	6.6 ± 0.8
XI	7.2 ± 0.7

RELAZIONE MAGNITUDO-FREQUENZA

(LEGGE DI GUTENBERG-RICHTER)

Se calcoliamo la frequenza media annuale dei terremoti, si nota subito che i terremoti piccoli sono in numero molto maggiore di quelli grandi. Tipicamente si trova che la magnitudo M_s ed il logaritmo di N , con N numero di eventi con magnitudo $M_s \pm \delta M_s/2$, sono legati da una relazione lineare

$$\log N = a - bM_s$$

Il valore della costante b misura la quantità relativa di terremoti grandi e piccoli. Un valore di b elevato ($b > 1$) indica che i terremoti piccoli sono la stragrande maggioranza, mentre un valore di b piccolo ($b < 1$) indica che i terremoti grandi sono molto più frequenti del solito.

Una media mondiale di b risulta uguale a uno, il che indica che la distribuzione dei terremoti è in media frattale. Piccoli valori di b indicano zone poco fratturate e sono caratteristici di zone di rift continentale e eventi profondi. Valori di b elevati indicano invece zone piuttosto fratturate e sono tipici delle dorsali oceaniche. Da analisi di laboratorio si trova pure che stress elevati danno luogo a valori di b piccoli, mentre stress bassi portano a valori di b elevati.

Il valore di b viene determinato correttamente con il metodo della massima verosimiglianza:

$$b = \frac{0.4343}{\bar{M} - M^*}$$

$$\begin{cases} \bar{M} = \text{media delle magnitudo} \\ M^* = \text{magnitudo minima} - 0.05 \end{cases}$$

La legge di Gutenberg Richter caratterizza pienamente un'area sismica e risulta importante per la stima della pericolosità sismica dell'area.

Table 12. Number and energy of earthquakes for the earth as a whole.

Magnitude M	Number of earthquakes per 10 years	Energy release 10^{23} ergs/10 years
8.5—8.9	3	156
8.0—8.4	11	113
7.5—7.9	31	80
7.0—7.4	149	58
6.5—6.9	560	41
6.0—6.4	2100	30

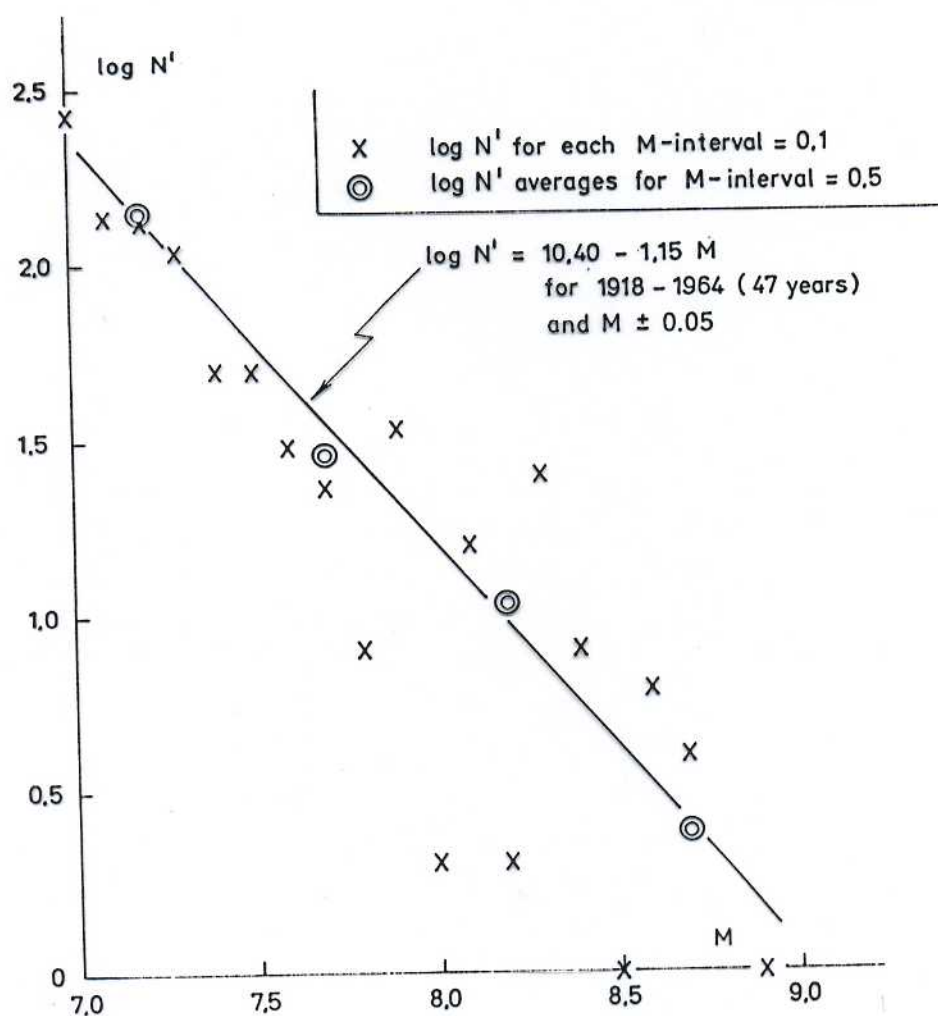
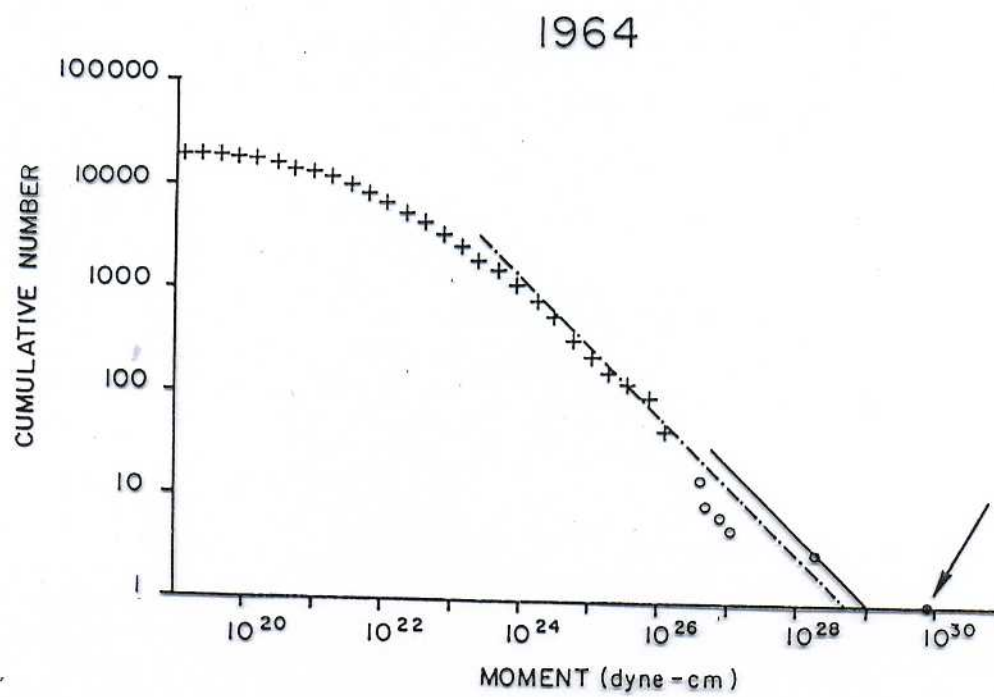
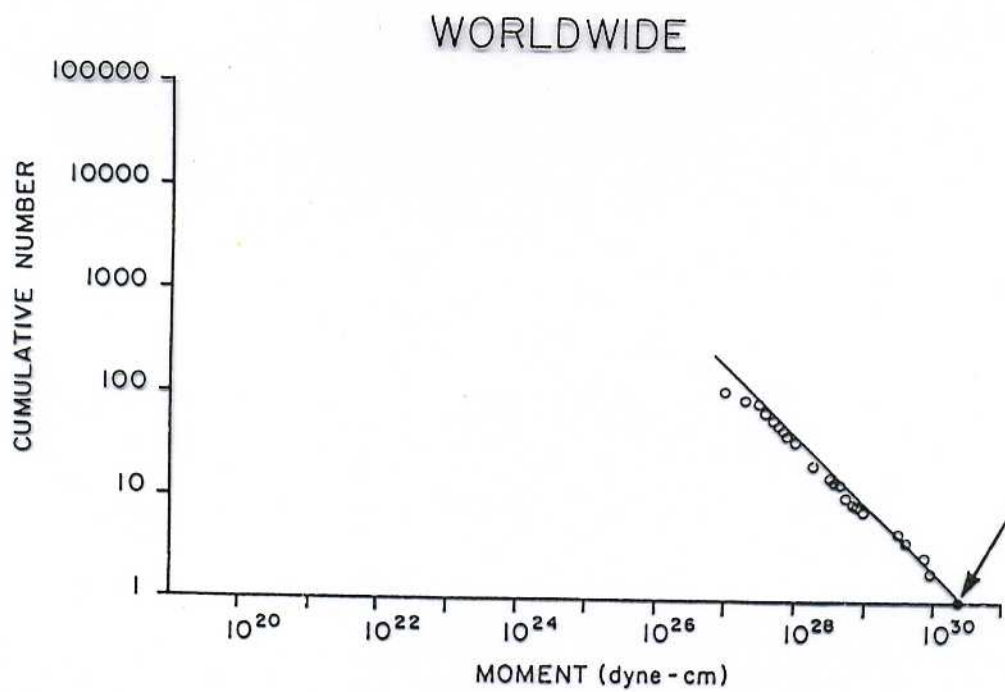


Fig. 49. Earthquake frequency for the earth as a whole for the interval 1918—64.



(A)



(B)