

# CAPITOLO PRIMO

## ELEMENTI FONDAMENTALI

### DI SISMOLOGIA

#### I. GUERRA

##### PREMESSA

L'impostazione di questo capitolo sui fondamenti sismologici dell'ingegneria sismica è condizionata da una serie di esigenze a volte contrastanti di fronte alle quali si sono dovute adottare delle soluzioni di compromesso che proprio in quanto tali presentano qualche aspetto non del tutto soddisfacente.

Il dato di partenza è la constatazione che nell'ambito della preparazione universitaria gli allievi ingegneri raramente seguono un corso di Sismologia: lo spazio disponibile in questa sede non è certamente tale da favorire la completezza, ma si è cercato comunque di fornire una serie quanto più ampia possibile di informazioni. Si è tentato contemporaneamente di dare un'idea dell'affidabilità dei metodi di indagine adottati nello studio dei terremoti allo scopo di consentire una valutazione dei risultati che possono essere utilizzati dagli ingegneri. Per questi motivi ci si è dovuti tenere nell'esposizione ad un livello prevalentemente discorsivo, sacrificando in qualche caso il rigore; nella prima parte tuttavia vengono esposti con qualche dettaglio i primi elementi della teoria dell'elasticità allo scopo di illustrare la natura molteplice della Sismologia, che se da un lato necessita di una continua attenzione alle osservazioni sperimentali e per certi aspetti ricorre spesso a leggi empiriche e a tecniche statistiche, dall'altro è anche saldamente fondata su rigorose basi teoriche ed analitiche.

Alla conseguente disomogeneità della trattazione contribuisce anche la necessità di esporre sia nozioni da considerare ormai acquisite perché confortate oltre che dal supporto teorico anche da abbondanti conferme sperimentali, sia risultati e teorie di recente enunciazione e sulle quali è tuttora aperto il dibattito scientifico.

Le indicazioni fornite in bibliografia consentono comunque di ampliare e di approfondire gli argomenti trattati.

#### 1.2 PROPAGAZIONE DI ONDE NEI MEZZI ELASTICI

##### 1.2.1 Il tensore degli sforzi

All'interno di un corpo continuo si fissi un sistema di assi cartesiani ortogonali  $Ox_1x_2x_3$  e si consideri (fig. 1.1) un parallelepipedo con i tre spigoli  $dx_1$ ,  $dx_2$  e  $dx_3$  sugli assi coordinati. Su ciascuna faccia di tale parallelepipedo il mezzo circostante esercita un'azione che può essere rappresentata mediante una forza uguale al prodotto dell'area della faccia per lo sforzo specifico (forza agente per unità di superficie). In generale lo sforzo specifico ha tre componenti non nulle secondo gli assi coordinati. Convenendo di indicare con  $\sigma_{ij}$  ( $i, j = 1, 2, 3$ ) la componente secondo l'asse  $x_j$  dello sforzo agente sulla faccia perpendicolare all'asse  $x_i$ , le componenti con  $i = j$  risultano normali alle facce su cui agiscono e rappresentano pressioni o trazioni a seconda del verso; le componenti con  $i \neq j$  agiscono in direzione trasversale rispetto alla faccia su cui sono applicate e costituiscono gli *sforzi trasversali o di taglio*.

Le componenti dello sforzo in generale variano all'interno del corpo e sono quindi esprimibili come funzioni delle coordinate  $x_1, x_2, x_3$ :  $\sigma_{ij} = \sigma_{ij}(x_1, x_2, x_3)$ . Supponendo che nel passare da una faccia del parallelepipedo a quella opposta la variazione di ciascuna componente dello sforzo sia sufficientemente piccola da poterne trascurare nello sviluppo in serie i termini di ordine superiore al primo, il sistema degli sforzi agenti è quello rappresentato in fig. 1.1.

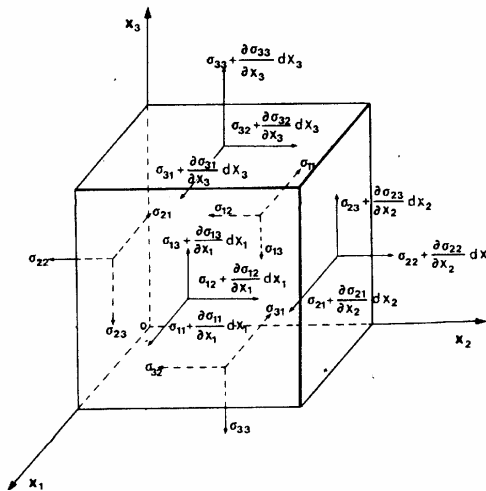


Fig. 1.1 - Componenti degli sforzi agenti sulle facce di un parallelepipedo elementare all'interno di un mezzo materiale

Le quantità  $\sigma_{ij}$  possono essere considerate come i termini di una matrice quadrata di ordine 3 la cui diagonale principale è costituita dai termini con  $i = j$ . È possibile dimostrare che in un sistema di riferimento  $Ox_1, x_2, x_3$ , se si indica con  $a_{ij}$  il coseno direttore dell'asse  $x_i'$  rispetto all'asse  $x_j$ , le componenti degli sforzi sono date dalla relazione:

$$\sigma'_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 a_{ik} a_{jl} \sigma_{kl} \quad (1.1)$$

La validità della (1.1) comporta che le  $\sigma_{ij}$  costituiscano le componenti di un tensore del secondo ordine, detto *tensore degli sforzi*. Conseguenza immediata della legge di trasformazione (1.1) è che la somma delle componenti situate sulla diagonale principale di un qualsiasi tensore resta inalterata al variare del sistema di riferimento ed è quindi una quantità scalare che viene detta *invariante lineare del tensore*.

Nel caso particolare del tensore degli sforzi, supponendo nulle le forze di massa ed imponendo la condizione che siano nulli tanto la risultante che il momento risultante delle forze esercitate sul parallelepipedo infinitesimo in esame dal resto del corpo al quale appartiene in modo che esso si trovi in equilibrio statico, si dimostra che risulta:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$$

Tensori caratterizzati da questa proprietà si dicono *simmetrici* e per definirli sono necessarie solo sei componenti indipendenti invece di nove. Una loro importante proprietà è costituita dal fatto che per ogni tensore simmetrico esiste un sistema di riferimento in cui si annullano tutte le sue componenti con  $i \neq j$ : gli assi di questo sistema si dicono *assi principali* del tensore e le relative componenti si dicono *componenti principali*.

Se si considera il moto delle particelle all'interno di un corpo, la risultante delle forze agenti su di esse non si annulla, ma risulta uguale al prodotto della massa per l'accelerazione. Nel caso del parallelepipedo in esame, supponendo di poter trascurare le forze di massa agenti su di esso, indicando con  $\rho$  la densità e con  $u_i$  la componente secondo l'asse  $i$  dello spostamento  $\underline{u}$ , dalla fig. 1.1 segue che le equazioni scalari del moto si possono scrivere nella forma:

$$\partial\sigma_{1i}/\partial x_1 + \partial\sigma_{2i}/\partial x_2 + \partial\sigma_{3i}/\partial x_3 = \rho \partial^2 u_i / \partial t^2 \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1.2)$$

### 1.2.2 Il tensore delle deformazioni

In seguito all'applicazione di un sistema di forze, ogni punto di un corpo subisce uno spostamento  $\underline{u}$  di componenti  $u_1, u_2, u_3$ : in generale questo spostamento differisce da punto a punto e quindi le componenti  $u_1, u_2, u_3$  sono funzioni delle coordinate  $x_1, x_2, x_3$ . Si può dimostrare che per una rotazione del sistema di riferimento le quantità  $\varepsilon_{ij}$  definite dalla relazione:

$$\varepsilon_{ij} = (\partial u_i / \partial x_j + \partial u_j / \partial x_i) / 2 \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (1.3)$$

obbediscono alla legge di trasformazione (1.1) e costituiscono pertanto le componenti di un tensore che viene detto *tensore delle deformazioni*. La definizione espressa dalla (1.3) implica immediatamente che anche questo è un tensore simmetrico.

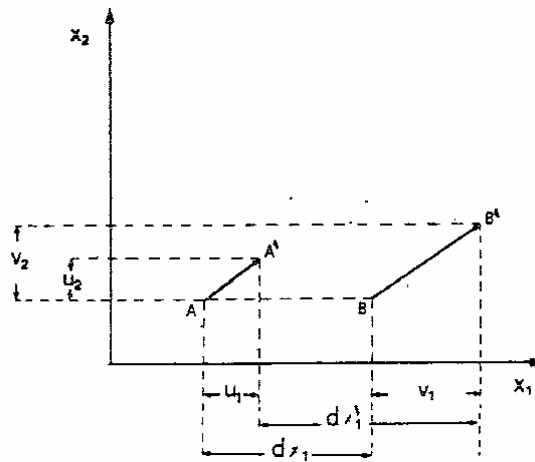


Fig. 1.2

Siano  $x_1, x_2, x_3$  ed  $x_1+dx_1, x_2, x_3$  le coordinate di due punti A e B prima dell'applicazione delle forze deformanti (fig. 1.2). Se A nella deformazione subisce uno spostamento  $\underline{u}(u_1, u_2, u_3)$  che lo porta in A', supponendo di avere a che fare con deformazioni sufficientemente piccole per poter trascurare i termini di ordine superiore al primo nello sviluppo in serie di  $\underline{u}$ , B subisce uno spostamento  $\underline{v}(v_1, v_2, v_3)$  tale che:

$$v_1 = u_1 + (\partial u_1 / \partial x_1) dx_1 = u_1 + \varepsilon_{11} dx_1$$

e quindi la distanza dei due punti lungo l'asse  $x_1$  diventa:

$$dx_1' = dx_1 + v_1 - u_1 = dx_1 + \varepsilon_{11} dx_1 = (1 + \varepsilon_{11}) dx_1 \quad (1.4)$$

Analoghe relazioni possono essere dedotte per le altre due direzioni coordinate: l'analisi della (1.4) mostra allora che i termini diagonali del tensore delle deformazioni hanno il significato fisico di dilatazione lineare specifica, cioè di allungamento di un segmento di lunghezza unitaria inizialmente parallelo all'asse  $x_1$ , in quanto  $\epsilon_{11} = (dx_1' - dx_1) / dx_1$ . Se tali termini sono sufficientemente piccoli da poterne trascurare i prodotti, l'invariante lineare del tensore delle deformazioni

$$\theta = \sum_{i=1}^3 \epsilon_{ii} = \sum_{i=1}^3 \partial u_i / \partial x_i \quad (1.5)$$

ha il significato fisico di dilatazione cubica specifica, cioè di variazione di volume di un elemento unitario di volume. Basta infatti osservare che un parallelepipedo avente inizialmente il volume  $V_0 = dx_1 dx_2 dx_3$  occupa, dopo la deformazione, il volume  $V = (1 + \epsilon_{11})(1 + \epsilon_{22})(1 + \epsilon_{33})dx_1 dx_2 dx_3 \approx V_0 (1 + \theta)$  e che quindi è  $\theta = (V - V_0)/V_0$ .

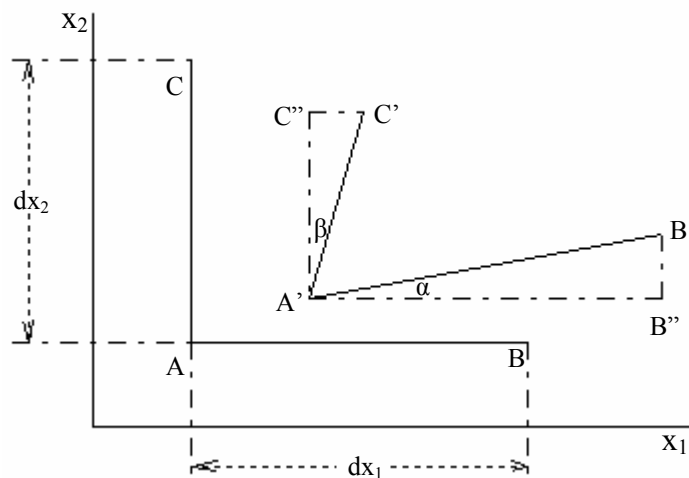


Fig. 1.3

In fig. 1.3 siano  $A'$ ,  $B'$  e  $C'$  le posizioni occupate dopo la deformazione dai punti  $A$ ,  $B$  e  $C$  tali che inizialmente i segmenti  $AB$  ed  $AC$  sono paralleli agli assi  $x_1$  ed  $x_2$  e quindi perpendicolari tra loro. Se  $u_1$  ed  $u_2$  sono le componenti dello spostamento di  $A$  e  $B''$  e  $C''$  sono le proiezioni di  $B'$  e  $C'$  sulle parallele agli assi coordinati passanti per  $A'$ , allora dalla figura risulta:

$$\begin{aligned} B'B'' &= u_2 + (\partial u_2 / \partial x_1) dx_1 - u_2 = dx_1 \operatorname{tg} \alpha \approx \alpha dx_1 \\ C'C'' &= u_1 + (\partial u_1 / \partial x_2) dx_2 - u_1 = dx_2 \operatorname{tg} \beta \approx \beta dx_2 \end{aligned}$$

e quindi:

$$\partial u_2 / \partial x_1 = \alpha \quad \partial u_1 / \partial x_2 = \beta$$

da cui

$$\epsilon_{12} = (\partial u_2 / \partial x_1 + \partial u_1 / \partial x_2) / 2 = (\alpha + \beta) / 2$$

Generalizzando questo risultato, si può affermare che i termini  $\epsilon_{ij}$  ( $i \neq j$ ) del tensore delle deformazioni rappresentano le semivariations degli angoli, inizialmente retti, tra le direzioni degli spigoli  $dx_i$  e  $dx_j$ . Si potrebbe anche dimostrare che, a meno di infinitesimi di ordine superiore, a queste componenti del tensore delle deformazioni non sono associate variazioni di volume.

### 1.2.3 Relazione tra sforzi e deformazioni

Le caratteristiche della deformazione provocata dall'applicazione ad un corpo di un sistema di forze, possono essere studiate ammettendo particolari ipotesi sulla forma analitica delle relazioni

matematiche che collegano i tensori degli sforzi e delle deformazioni. Tuttavia numerose ed importanti deduzioni si possono ottenere anche ammettendo che le funzioni che esprimono genericamente le  $\varepsilon_{ij}$  tramite le  $\sigma_{ij}$  possono essere sviluppate in serie e che in tale sviluppo ci si possa limitare ai termini lineari per valori sufficientemente piccoli sia delle  $\varepsilon_{ij}$  che delle  $\sigma_{ij}$ . Se si ammette che nello stato indisturbato del corpo in esame, caratterizzato dall'annullamento di tutte le  $\varepsilon_{ij}$ , siano nulle anche tutte le  $\sigma_{ij}$ , allora le componenti dello sforzo e quelle della deformazione sono le uniche funzioni lineari ed omogenee delle altre. Quest'ultima affermazione costituisce un enunciato in forma generalizzata della legge di Hooke.

Con l'ulteriore ipotesi che il corpo in esame sia anche isotropo, cioè che le sue proprietà fisiche siano indipendenti dalla direzione, tenendo conto della simmetria derivante da quest'ultima assunzione, la citata legge di Hooke può essere espressa analiticamente dalle relazioni:

$$\sigma_{11} = A \varepsilon_{11} + B(\varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) + C \varepsilon_{23} + D (\varepsilon_{31} + \varepsilon_{12}) \quad (1.6)$$

$$\sigma_{23} = E \varepsilon_{11} + F(\varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) + G \varepsilon_{23} + H (\varepsilon_{31} + \varepsilon_{12}) \quad (1.7)$$

e da quelle analoghe che esprimono le altre componenti dello sforzo ed in cui compaiono gli stessi coefficienti costanti A, B, C, D, E, F, G ed H.

Tali relazioni si semplificano assumendo la forma:

$$\sigma_{11} = A \varepsilon_{11} + B(\varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) \quad (1.8)$$

$$\sigma_{23} = E \varepsilon_{11} + F(\varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) \quad (1.9)$$

se si prendono come assi coordinati  $x_1, x_2, x_3$  gli assi principali del tensore delle deformazioni. Supponiamo di effettuare una rotazione di  $\pi/2$  del sistema di riferimento intorno all'asse  $x_1$ , passando ad utilizzare un nuovo sistema  $Ox_1'x_2'x_3'$  tale che  $x_1'$  coincide con  $x_1$ ,  $x_2'$  coincide con  $x_3$  ed  $x_3'$  è opposto ad  $x_2$ . In questo nuovo sistema, i cui assi pure sono assi principali dalla deformazione, la (1.9) si scrive nella forma:

$$\sigma_{2'3'} = E \varepsilon_{1'1'} + F(\varepsilon_{2'2'} + \varepsilon_{3'3'})$$

ed utilizzando per le componenti che compaiono in quest'ultima uguaglianza le notazioni che competono loro nel primo riferimento, si ottiene:

$$-\sigma_{32} = E \varepsilon_{11} + F(\varepsilon_{33} + \varepsilon_{22})$$

Confrontando quest'espressione con la (1.9), deve essere  $\sigma_{23} = -\sigma_{32}$  mentre deve anche essere  $\sigma_{23} = \sigma_{32}$  per la simmetria del tensore degli sforzi: se ne deduce che è  $\sigma_{23} = 0$ . Poiché lo stesso risultato può essere ricavato ovviamente per le altre componenti  $\sigma_{ij}$  con  $i \neq j$ , si è in questo modo dimostrato che gli assi principali del tensore delle deformazioni sono assi principali anche del tensore degli sforzi.

Definito il tensore unitario di Kronecker mediante le relazioni

$$\begin{aligned} \delta_{ij} &= 1 && \text{se } i = j \\ \delta_{ij} &= 0 && \text{se } i \neq j \end{aligned}$$

le quantità:

$$\sigma_{ij} - (A-B) \varepsilon_{ij} - B \theta \delta_{ij} \quad (i, j = 1, 2, 3)$$

costituiscono le componenti di un tensore: è facile rendersi conto, ricordando la (1.5) e la (1.8), che esse sono tutte nulle se riferite agli assi principali di  $\varepsilon_{ij}$  e di  $\sigma_{ij}$  e quindi, per la linearità della legge di trasformazione (1.1), sono nulle in qualsiasi sistema di riferimento. Questo implica che per un corpo isotropo le relazioni generali tra sforzi e deformazioni sono:

$$\sigma_{ij} = B \theta \delta_{ij} + (A-B) \varepsilon_{ij} \quad (i, j = 1, 2, 3)$$

o anche, ponendo  $\lambda = B$  e  $\mu = (A-B)/2$ ,

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2 \mu \varepsilon_{ij} \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (1.10)$$

La relazione tra sforzi e deformazioni, se sono verificate tutte le condizioni ipotizzata finora, dipende in definitiva dai due soli parametri  $\lambda$  e  $\mu$  (costanti di Lamé). Si può facilmente verificare che  $\mu$  ha il significato fisico di modulo di rigidità ed è anche possibile trovare abbastanza agevolmente l'espressione in funzione di  $k$  e  $\mu$  degli altri parametri con cui si può alternativamente caratterizzare il comportamento elastico dei materiali. Si ottiene così:

$$\begin{aligned} k &= \lambda + 2/3 \\ E &= \mu (3 + 2 \mu) / (\lambda + \mu) \\ \nu &= \lambda / 2 (\lambda + \mu) \end{aligned}$$

rispettivamente per il modulo di incompressibilità  $k^{(*)}$ , per il modulo di Young  $E$  e per il coefficiente di Poisson  $\nu$ .

#### 1.2.4 Equazioni del moto in termini di spostamento

Utilizzando la (1.10), le equazioni (1.2) del moto di un punto all'interno di un corpo assumono la forma:

$$\partial(\lambda\theta)/\partial x_i + 2(\partial\mu\varepsilon_{1i}/\partial x_1 + \partial\mu\varepsilon_{2i}/\partial x_2 + \partial\mu\varepsilon_{3i}/\partial x_3) = \rho \partial^2 u_i / \partial t^2 \quad (i = 1, 2, 3)$$

Se il corpo è anche omogeneo, in modo che al suo interno  $\lambda$  e  $\mu$  sono costanti rispetto alle coordinate spaziali, si può scrivere:

$$\lambda \partial\theta/\partial x_i + 2\mu (\partial\varepsilon_{1i}/\partial x_1 + \partial\varepsilon_{2i}/\partial x_2 + \partial\varepsilon_{3i}/\partial x_3) = \rho \partial^2 u_i / \partial t^2 \quad (i = 1, 2, 3)$$

e da questa, tenendo conto della (1.3) e della (1.5) per una serie di semplici sostituzioni, indicando con  $\Delta$  l'operatore laplaciano

$$\Delta = \partial^2 / \partial x_1^2 + \partial^2 / \partial x_2^2 + \partial^2 / \partial x_3^2$$

si ottiene

$$(\lambda + \mu) \partial u_i / \partial x_i + \mu \Delta u_i = \rho \partial^2 u_i / \partial t^2 \quad (j = 1, 2, 3) \quad (1.11)$$

Esprimendo  $\lambda$  per mezzo di  $k$  e di  $\mu$ , sommando membro a membro le tre equazioni che si ottengono derivando la (1.11) rispetto a  $x_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) e tenendo conto dell'intercambiabilità dell'ordine di derivazione, si ricava ancora:

$$(k + 4\mu/3) \Delta \theta = \rho \partial^2 \theta / \partial t^2 \quad (j = 1, 2, 3) \quad (1.12)$$

Sommando vettorialmente le tre equazioni sintetizzata dalla (1.11) ed applicando l'operatore rotore ai due membri dell'equazione così ottenuta si ricava invece:

$$\mu \Delta(\text{rot } \underline{u}) = \rho \partial^2 \theta / \partial t^2 \quad (1.13)$$

---

(\*)  $k$  è definito come la costante di proporzionalità tra la variazione di pressione  $\Delta p$  subita da un corpo e la sua corrispondente variazione specifica di volume:  $\Delta p = -k \Delta V/V$ .

### 1.2.5 L'equazione delle onde

La (1.12) a la (1.13) mostrano che le quantità  $\theta$  e  $\text{rot } \underline{u}$  devono obbedire ad equazioni che si presentano sotto la stessa forma generale:

$$\Delta \psi = \partial^2 \psi / c^2 \partial t^2 \quad (1.14)$$

che interviene in numerosi altri problemi fisici e che viene detta equazione delle onde.

Come si può facilmente verificare per sostituzione, la soluzione generale della (1.14), posto  $r^2 = x_1^2 + x_2^2 + x_3^2$ , è data dalla combinazione lineare di una funzione arbitraria  $f$  dell'argomento  $r - ct$  e di una funzione arbitraria  $g$  dell'argomento  $r + ct$ :

$$\psi(r, t) = P f(r - ct) + Q g(r + ct)$$

con  $P$  e  $Q$  costanti.

La forma analitica di  $f$  e di  $g$  dipende dalle particolari situazioni che di volta in volta definiscono il problema da risolvere: tuttavia qualche importante proprietà delle soluzioni della (1.14) può essere

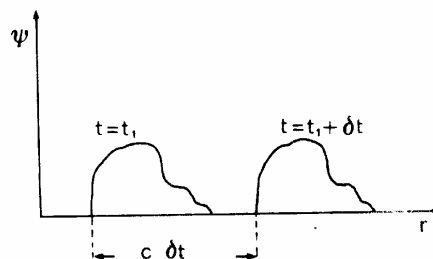


Fig. 1.4

analizzata anche senza ricorrere ad alcuna ipotesi specifica.

Ammessi che siano  $g(r + ct) = 0$  e  $P = 1$ , si tracci (fig. 1.4) il grafico di  $\psi = f(r - ct)$  in funzione di  $r$  e per  $t = t_1$ . Se si calcolano i valori della stessa funzione  $f$  al tempo  $t_1 + \delta t$  e si traccia il grafico di  $\psi = f(r - c(t_1 + \delta t))$  si ottiene la stessa curva di prima, traslata rigidamente nel verso delle  $r$  crescenti di un tratto  $\delta r = c \delta t$  tale che  $r + \delta r - c(t_1 + \delta t) = r - ct_1$ . Si riconosce in questo modo che la curva  $f(r - ct)$  si sposta rigidamente nel verso delle  $r$  crescenti con una velocità  $\delta r / \delta t = c$ . Si può equivalentemente affermare che  $f$  assume per  $r = r_1$  e per  $r = r_2$  gli stessi valori ma con un ritardo dato da  $\delta t = (r_2 - r_1) / c$  e che quindi le variazioni di  $\psi$  si propagano nel verso positivo delle distanze  $r$  con velocità pari a  $c$ . Si dice anche che la  $f$  rappresenta un'onda progressiva.

Con considerazioni del tutto analoghe si dimostra che la  $g(r + ct)$  comporta una propagazione dei valori di  $\psi$  con la stessa velocità  $c$ , ma nel verso delle  $r$  decrescenti, per cui si dice che  $g(r + ct)$  rappresenta un'onda retrograda.

È opportuno ricordare infine che nei fenomeni di propagazione per onde si definiscono come *superficie d'onda* le superficie connesse su cui  $\psi$  assume lo stesso valore e che per *raggi* si intendono le curve normali punto per punto alle superficie d'onda.

### 1.2.6 Onde longitudinali e trasversali

Per analizzare specificamente il significato della (1.12) e della (1.13), supponiamo per semplicità che lo spostamento  $u$  sia funzione solo della coordinata  $x$  e del tempo  $t$  ( $\partial u_i / \partial x_2 = \partial u_i / \partial x_3 = 0$ ,  $i = 1, 2, 3$ ); in questo caso la propagazione avviene nella direzione dell'asse  $x_1$  e le superficie d'onda coincidono con i piani paralleli al piano  $x_2x_3$ : si parla quindi di *onde piane*. Nell'ipotesi ammessa risulta  $\theta = \partial u_1 / \partial x_1$  e perciò la (1.12) si riduce alla seguente:

$$\partial^2 u_1 / \partial x_1^2 = [\rho / (k + 4\mu / 3)] \partial^2 u_1 / \partial t^2$$

mentre la (1.13) fornisce:

$$\partial^2 u_2 / \partial x_1^2 = (\rho / \mu) \partial^2 u_2 / \partial t^2$$

$$\partial^2 u_3 / \partial x_1^2 = (\rho / \mu) \partial^2 u_3 / \partial t^2$$

Ricordando allora quanto detto a proposito dell'equazione delle onde, si può in conclusione affermare che spostamenti in direzione coincidente con quella di propagazione si trasmettono all'interno di un corpo materiale con velocità  $\alpha = [(k + 4\mu / 3) / \rho]^{1/2}$  mentre spostamenti perpendicolari alla direzione di propagazione si trasmettono con velocità  $\beta = (\mu / \rho)^{1/2}$ . Nei due casi si parla rispettivamente di *onde longitudinali* ed *onde trasversali*. Alle prime sono associate compressioni e rarefazioni che comportano solo variazioni di volume; alle seconde sono associate distorsioni che comportano solo variazioni di forma.

Queste conclusioni sono valide anche in situazioni più complesse di quella delle onde piane ed in particolare nel caso in cui la perturbazione dello stato di equilibrio del corpo parta da un punto e si propaghi uniformemente e con la stessa velocità in tutte le direzioni (caso delle *onde sferiche*).

Importante conseguenza delle espressioni analitiche di  $\alpha$  e di  $\beta$  è che le velocità di propagazione delle onde elastiche dipendono dalle caratteristiche del mezzo attraversato e che risulta sempre  $\alpha > \beta$  dato che  $\mu$  e  $k$  non assumono mai valori negativi.

È opportuno infine notare che normalmente nei mezzi materiali  $\alpha$  e  $\beta$  aumentano all'aumentare della densità  $\rho$ , nonostante questo parametro compaia al denominatore nelle espressioni delle velocità di propagazione: evidentemente l'aumento corrispondente dei moduli elastici al numeratore è tale da compensare l'effetto dell'aumento della densità.

## 1.3 ONDE SISMICHE

### 1.3.1 Classificazione delle onde sismiche

Da quanto esposto finora consegue che all'interno di un mezzo materiale si possono propagare due tipi di perturbazioni elastiche consistenti in uno spostamento delle particelle che lo costituiscono dalle rispettive posizioni di equilibrio. Le perturbazioni elastiche che si propagano attraverso la Terra vengono dette *onde sismiche*.



Esistono due tipi di onde sismiche che differiscono per la natura dello spostamento che provocano e per la velocità di propagazione. Le più veloci si trasmettono con velocità  $\alpha = [(k + 4 \mu / 3) / \rho]^{1/2}$  e comportano uno spostamento parallelo alla direzione di propagazione: per questo motivo vengono dette *onde longitudinali o di compressione*. Un elemento di volume investito da tali onde subisce una serie di successive compressioni e rarefazioni conservando la propria forma. Le normali onde sonore sono onde di compressione ed hanno la stessa natura fisica delle onde sismiche longitudinali.

Le onde che si propagano con velocità  $\beta = (\mu / \rho)^{1/2}$  comportano spostamenti perpendicolari alla direzione di propagazione e vengono perciò dette *onde trasversali o di taglio*. Un elemento di volume investito da questo tipo di onda subisce una serie di distorsioni conservando inalterata la propria estensione. È da notare che per  $\mu = 0$  risulta anche  $\beta = 0$ : questo implica che le onde trasversali non possono trasmettersi all'interno dei mezzi fluidi, caratterizzati appunto da un valore nullo della rigidità  $\mu$ .

Le onde longitudinali e trasversali vengono anche dette onde P ed onde S rispettivamente, ricorrendo ad una terminologia introdotta alla fine del secolo scorso per indicare le oscillazioni che venivano registrate per prime (*undae primae*) e per seconde (*undae secundae*) dai sismografi, quando la loro natura fisica non era stata ancora chiarita e la lingua inglese non era ancora largamente utilizzata nelle comunicazioni scientifiche.

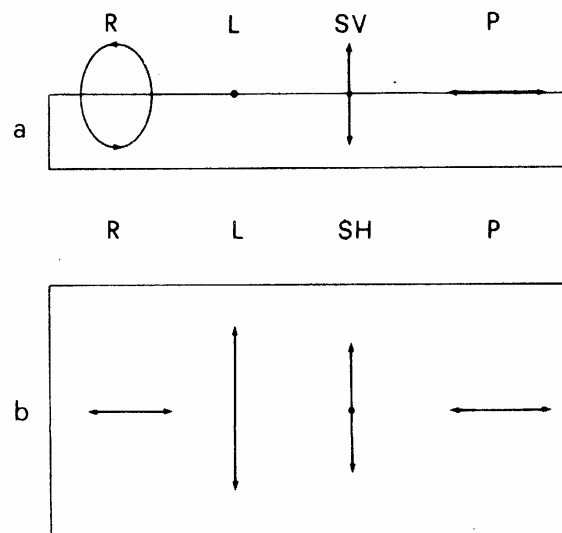


Fig. 1.5 - Moto del suolo provocato dai vari tipi di onde nell'ipotesi che esista una discontinuità orizzontale, visto di lato (a) e dall'alto (b). La direzione di propagazione è da sinistra verso destra (da /1/, modificata).

Le onde P ed S nel loro complesso vengono dette *onde di massa o onde di volume* in quanto possono trasmettersi in qualsiasi punto di un mezzo materiale, indipendentemente dalle sue caratteristiche geometriche.

Una seconda categoria di onde sismiche è costituita dalle cosiddette *onde superficiali* che comprendono le *onde di Rayleigh* e le *onde di Love*, dai nomi dei fisici-matematici che rispettivamente nel 1887 e nel 1911 ne enunciarono la teoria. Queste onde possono essere assimilate a quelle che perturbano la superficie libera di una massa d'acqua, la cui ampiezza va decrescendo con la profondità.

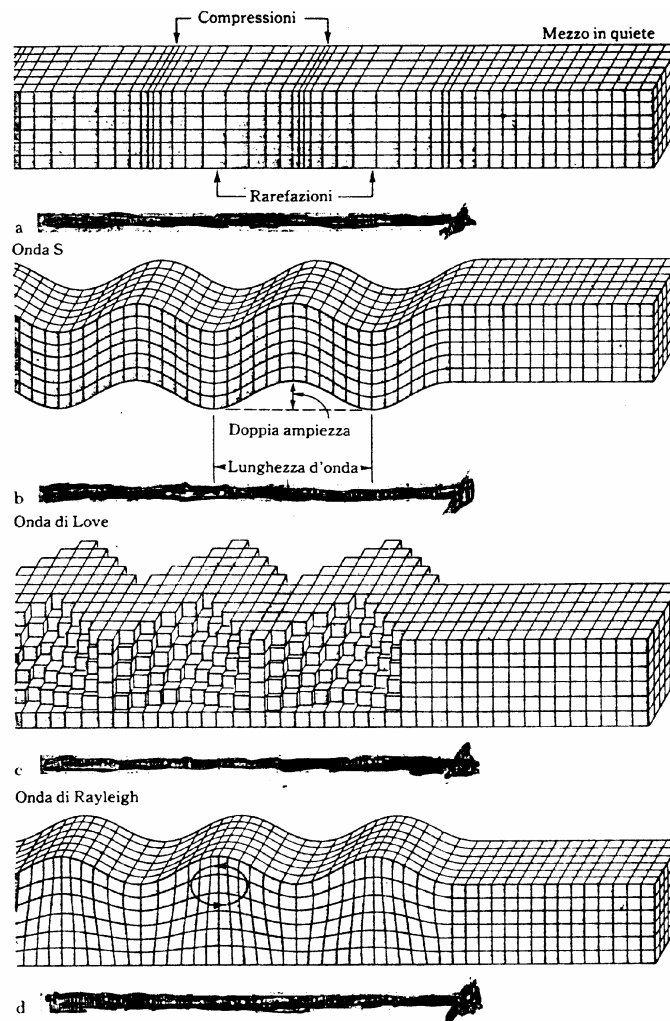


Fig. 1.6 – Effetto dei diversi tipi di onde sismiche sul mezzo attraversato.

Le onde di Rayleigh (o *onde R*) possono propagarsi solo in prossimità di una superficie attraverso la quale si verifica una discontinuità delle caratteristiche elastiche del mezzo; la loro velocità è pari al 92% di quella delle onde di taglio; le particelle investite da un'onda di Rayleigh si muovono su traiettorie aventi la forma di ellissi giacenti nel piano perpendicolare alla superficie di discontinuità e contenente la direzione di propagazione.

Le onde di Love (o *onde L*) possono propagarsi solo in mezzi limitati da due superficie di discontinuità delle caratteristiche meccaniche, con una velocità intermedia tra quelle delle onde S nei due mezzi che limitano lo strato di propagazione. Per effetto di un'onda di Love, le particelle subiscono vibrazioni in direzione parallela alla superficie di discontinuità e perpendicolare alla direzione di propagazione.

Poiché la superficie terrestre rappresenta una superficie di discontinuità meccanica e la Terra può essere considerata costituita da una serie di gusci (o strati sferici) concentrici, lungo la sua superficie esterna possono trasmettersi onde sia di Love che di Rayleigh.

Le figure 1.5 ed 1.6 illustrano gli spostamenti subiti dalle particelle investite dai diversi tipi di onde e l'effetto sul mezzo che esse attraversano.

### 1.3.2 Propagazione dalle onde sismiche in termini di raggi

Il fatto che la propagazione delle perturbazioni elastiche sia regolata dall'equazione generale delle onde rende possibile l'estensione alla sismologia di tecniche e risultati ottenuti nello studio di altri fenomeni fisici che obbediscono allo stesso formalismo matematico, ponendo ovviamente attenzione alle differenze che possono derivare dalla natura intrinseca dei fenomeni stessi. In particolare, poiché la luce è costituita da onde elettromagnetiche, per le quali anche è valida l'equazione delle onde, la propagazione delle onde sismiche di massa ed i fenomeni di riflessione e di rifrazione che esse subiscono, possono essere studiati utilizzando le note leggi di Snell-Cartesio, sulle quali è fondata l'ottica geometrica, sostituendo al concetto di raggio luminoso quello del tutto analogo di raggio sismico. È necessario solo tener conto del fatto che ogni onda sismica, incidendo su di una superficie di discontinuità, dà origine a quattro nuove onde, due riflesse e due rifratte, due longitudinali e due trasversali, sempre che non esistano vincoli di natura fisica come, per esempio, quello costituito dalla circostanza che nei liquidi non possono propagarsi onde trasversali.

Per analogia con l'ottica geometrica si può allora affermare che:

a - in un mezzo omogeneo, caratterizzato cioè da parametri elastici costanti ed in cui di conseguenza sono costanti le velocità delle onde sismiche, i raggi sismici sono costituiti da segmenti rettilinei;

b - nel caso che un raggio incida su di una superficie di discontinuità delle caratteristiche elastiche del mezzo attraversato, il raggio incidente ed i raggi riflessi e rifratti sono complanari alla retta perpendicolare alla superficie di discontinuità nel punto di incidenza;

c - i rapporti tra i seni degli angoli di riflessione e di rifrazione e velocità di propagazione delle onde associate ai raggi riflessi e rifratti sono tutti e quattro uguali al rapporto tra il seno dell'angolo di incidenza e la velocità dell'onda incidente da cui traggono origine.

Sulla base di queste proposizioni è possibile ricostruire facilmente la traiettoria descritta dai raggi sismici all'interno di un mezzo costituito da strati omogenei sovrapposti di dimensioni finite; altrettanto agevole è la ricostruzione del percorso dei raggi in un mezzo rappresentabile mediante una serie di gusci sferici omogenei concentrici. In entrambi i casi si otterranno ovviamente delle spezzate rettilinee: è intuitivo che se si esegue un processo di limite, facendo tendere a zero lo spessore degli strati o dei gusci sferici in modo da simulare un mezzo materiale le cui caratteristiche non variano attraverso salti bruschi ma con continuità, tenderanno a zero anche le lunghezze dei segmenti di retta che compongono tali spezzate ed i raggi sismici si ridurranno a curve continue più o meno complesse a seconda della geometria del mezzo attraversato.

Dal punto di vista cinematico, i raggi sismici possono essere considerati come il percorso seguito dalle onde sismiche nel trasmettersi da un punto all'altro all'interno di un mezzo elastico: la conoscenza della distribuzione delle velocità sismiche consente quindi il calcolo sia delle traiettorie dei raggi sia dei tempi impiegati dalle onde per propagarsi da un punto all'altro. Nel caso di due punti situati in un mezzo in cui le velocità sismiche sono costanti, il raggio che li unisce è rettilineo ed il tempo di propagazione è semplicemente uguale al rapporto tra la loro distanza e la velocità caratteristica del mezzo; nel caso di mezzi disomogenei, il tempo di percorso viene calcolato eseguendo l'integrale di linea lungo il raggio del rapporto tra l'elemento infinitesimo di traiettoria e la velocità, variabile da punto a punto.

La *teoria del raggio sismico*, come viene chiamata questa parte della sismologia che studia gli aspetti puramente geometrici e cinematici della propagazione delle onde sismiche, consente, una

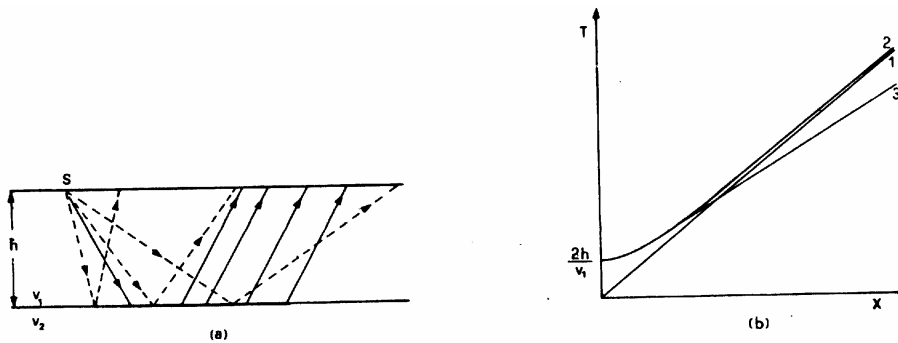


Fig. 1.7

volta che sia nota la geometria del mezzo, di calcolare i tempi di percorso  $T$  in funzione delle distanze  $X$  per i vari percorsi seguiti dalle onde. Le curve di  $T$  in funzione di  $X$  vengono dette *dromocrone*: in fig. 1.7b le curve 1, 2 e 3 rappresentano rispettivamente le dromocrone delle onde dirette, riflesse e rifratte alla base di uno strato omogeneo di spessore costante  $h$  sovrapposto ad un mezzo seminfinito (fig. 1.7a), emesse da una sorgente puntiforme  $S$  alla superficie libera. Se  $v_1$  e  $v_2$  sono le velocità rispettivamente nello strato e nel semispazio infinito, è facile dimostrare che la dromocrone delle onde dirette è la retta di equazione  $T=X/v_1$ , quella delle onde riflesse è l'iperbole di equazione  $T=2\sqrt{(X^2/4+h^2)}/v_1$ , quella delle rifratte la retta di equazione  $T= X/ v_2 + 2\sqrt{(v_2^2 - v_1^2)}/v_1v_2$ .

### 1.3.3 Determinazione della struttura interna della Terra

La maggiore semplicità dello studio in termini geometrici ha favorito in sismologia uno sviluppo iniziale dei metodi basati sui principi della teoria del raggio sismico più rapido di quelli fondati sulla soluzione dell'equazione delle onde. Questa infatti solo in un numero relativamente limitato di casi, corrispondenti a situazioni di estrema semplicità, può essere risolta per via analitica e l'applicazione di metodi propri dell'analisi numerica è stata agevolata solo in tempi recenti dalla diffusione degli elaboratori elettronici.

Il ricorso alla teoria del raggio presenta certamente degli inconvenienti, dovuti quanto meno al fatto che esso comporta la rinuncia allo studio degli aspetti dinamici della propagazione delle onde sismiche. Tuttavia la maggior parte di quanto oggi è noto sulla struttura interna della Terra deriva dall'analisi delle dromocrone dei diversi tipi di onde sismiche. Queste analisi sono fondate sul riconoscimento nelle registrazioni del moto del suolo a diverse distanze dalla sorgente dei treni d'onde (che vengono detti *fasi*) che hanno percorso traiettorie analoghe, subendo riflessioni e rifrazioni sulle stesse superficie di discontinuità: riportando i tempi di arrivo su un grafico in funzione della distanza, le linee che uniscono i punti sperimentali correlabili in quanto relativi alla stessa fase costituiscono le dromocrone. Il numero e l'andamento di queste curve permette in generale di costruire un modello della distribuzione spaziale delle velocità sismiche del mezzo attraversato, le cui dimensioni e velocità caratteristiche vengono infine calcolate inserendo nelle formule corrispondenti alle varie dromocrone i valori numerici dei parametri che le individuano e che vengono dedotti dalle osservazioni sperimentali.

Per esempio, l'identificazione di un sistema di dromocrone del tipo rappresentato in fig. 1.7b lascia dedurre la presenza di una semplice stratificazione come quella della fig. 1.7a: le pendenze delle rette 1 e 3 consentono il calcolo delle velocità  $v_1$  e  $v_2$ , mentre lo spessore  $h$  può essere dedotto dal termine noto dell'equazione della retta 3 o dall'ordinata dell'intersezione dell'iperbole 2 con l'asse dei tempi  $T$ .

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

La dipendenza dei valori delle velocità sismiche dai parametri elastici e dalla densità del mezzo attraversato consente infine di far corrispondere a variazioni di velocità variazioni della composizione o delle condizioni fisiche di tale mezzo, per cui si comprende come dalla registrazione delle onde sismiche si possa in definitiva risalire alla distribuzione spaziale dei corpi geologici.

È ancora opportuno osservare che il calcolo delle dromocrone corrispondenti ad una particolare geometria del mezzo (cioè ad un particolare andamento delle strutture geologiche) è un problema che, indipendentemente dalla difficoltà matematiche, ammette una soluzione univoca; in generale invece una data distribuzione delle dromocrone può essere generata da più di un modello geometrico. Nel primo caso si parla di *problema diretto* in quanto si tratta di calcolare gli effetti di cause note; nel secondo caso, dovendosi risalire dagli effetti alle cause, si parla di *problema inverso* e *inversione delle dromocrone* viene detta genericamente la sua soluzione. In sismologia, e più in generale in geofisica e nelle altre discipline scientifiche in cui non è possibile l'osservazione diretta delle cause dei fenomeni che si intendono studiare, i problemi da trattare sono prevalentemente di tipo inverso e la scelta tra le varie soluzioni accettabili viene effettuata sulla base del confronto dei risultati di più esperienze, possibilmente di tipo differenziato. Da queste considerazioni segue la particolare rilevanza che rivestono in sismologia le osservazioni sperimentali.

#### 1.3.4 Localizzazione dei terremoti

La conoscenza delle leggi che regolano la propagazione delle onde sismiche consente di localizzare la loro sorgente, quando siano note, in misura sufficientemente approssimata, le caratteristiche del mezzo attraversato. Nel caso dei terremoti si ipotizza che la sorgente delle onde sia concentrata in un punto detto *ipocentro* o *fuoco*; col termine di *epicentro* si indica il punto della superficie terrestre sulla verticale passante per l'ipocentro.

È evidente che una sorgente di onde elastiche non può essere un punto geometrico e che quindi l'ipocentro definito come sopra è solo una rappresentazione estremamente semplificata della realtà fisica: l'approssimazione è tanto più accettabile quanto maggiori sono, nei problemi da trattare, le distanze epicentrali. Esso tuttavia è un elemento molto comodo da utilizzare nella catalogazione e nell'identificazione degli eventi sismici, a ciascuno dei quali è sufficiente allora far corrispondere tre coordinate spaziali ed una temporale: sarebbe certamente più complesso, ammesso che ne esista la possibilità, descrivere per ogni terremoto l'estensione e la forma del volume interessato al rilascio dell'energia elastica (*volume focale*).

Prima della diffusione degli attuali mezzi di calcolo numerico, nella localizzazione degli epicentri dei terremoti distanti fino a qualche centinaio di km (in questi limiti sono trascurabili gli effetti della curvatura terrestre) venivano largamente utilizzati metodi grafici e speditivi fondati su considerazioni geometriche piuttosto semplici, come si può rilevare dai seguenti esempi.

Supponendo che le onde P ed S vengano emesse contemporaneamente dall'ipocentro I all'istante  $t_0$ , e che il mezzo attraversato sia omogeneo ed isotropo con velocità  $v_p$  e  $v_s$  rispettivamente per le onde longitudinali e trasversali, esse arriveranno nel punto P a distanza  $d$  da I ai tempi  $t_p = t_0 + d/v_p$  e  $t_s = t_0 + d/v_s$ . La misura del ritardo delle onde trasversali rispetto alle longitudinali consente la valutazione della distanza  $d = IP$  se sono noti i valori di  $v_p$  e di  $v_s$ , in quanto risulta immediatamente  $d = v_p v_s (t_s - t_p) / (v_p - v_s)$ .

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

L'identificazione della posizione di I è immediata se si dispone in P di strumenti che permettano di ricostruire il vettore spostamento del suolo corrispondente all'arrivo delle onde P, in quanto la direzione di tale vettore coincide, com'è ormai noto, con quella del segmento IP.

Se con il calcolo illustrato sopra si è in grado di valutare le distanze  $d_1$ ,  $d_2$  e  $d_3$  di I da tre punti  $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$ , la posizione di I può essere trovata come intersezione delle tre superficie sferiche con centro in  $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$  e raggio rispettivamente  $d_1$ ,  $d_2$  e  $d_3$ .

Esistono numerosi altri metodi di tipo analogo a quelli appena descritti, adatti ciascuno ad un diverso tipo e numero di dati disponibili, e sarebbe superflua la loro descrizione. È opportuno invece rilevare come, anche con queste procedure semplici, la posizione in cui viene localizzata la sorgente puntiforme I è affetta da incertezze derivanti sia dagli errori di osservazione, sia dall'approssimazione con cui sono noti i valori di  $v_p$  e  $v_s$ , sia infine dalle ipotesi semplificatrici sulle caratteristiche geometriche e meccaniche del mezzo attraversato dalle onde sismiche. Inoltre, se da un lato maggiore è la precisione con cui sono note  $v_p$  e  $v_s$ , maggiore è la precisione con cui si localizza I, dall'altro la conoscenza per altre vie della posizione di I e la coerenza dei risultati degli studi sismologici con informazioni di altro tipo consentono di migliorare la conoscenza dei valori delle velocità  $v_p$  e  $v_s$ .

Anche i metodi numerici per il calcolo degli ipocentri attualmente in uso sono generalmente fondati sulla conoscenza dei tempi di propagazione delle onde sismiche in funzione della distanza dei punti di rilevamento dalla sorgente. Poiché tali distanze dipendono dalle coordinate dell'ipocentro, queste possono essere inserite come incognite in un sistema di equazioni la cui soluzione può essere cercata con adeguate tecniche di analisi numerica. L'utilizzazione di metodi di questo tipo consente di ipotizzare strutture geologiche anche molto complesse: l'unica condizione che deve essere soddisfatta è quella di poter esprimere attraverso leggi analitiche o anche attraverso tabelle empiriche i tempi di propagazione in funzione della distanza da I. I metodi speditivi illustrati in precedenza in realtà si riferiscono a casi estremamente semplici in cui le dromocrone sono delle rette e quindi i tempi sono legati alle distanze da una legge lineare: allo stato attuale della diffusione dei mezzi di calcolo, la loro trasformazione in metodi numerici è quasi banale.

Le considerazioni sulla precisione dei risultati già svolte si estendono anche ai metodi analitici, con la differenza che in questo caso la localizzazione non dipende da singoli valori di velocità, ma da tutti i parametri che influiscono sui tempi di propagazione delle onde sismiche e quindi anche da quelli che definiscono la geometria delle strutture geologiche. Identificazione delle strutture e localizzazione degli ipocentri sono problemi strettamente interconnessi e la maggiore precisione nella soluzione di un problema si riflette positivamente anche sull'altro.

### 1.3.5 Struttura dell'interno della Terra

Sulla base dei risultati ottenuti a partire all'incirca dal 1880, periodo in cui cominciarono a diffondersi i primi sismografi in grado di fornire registrazioni realmente utilizzabili del moto del suolo, si può ritenere che la Terra è in prima approssimazione un corpo a simmetria sferica di 6370 km circa di raggio, le cui caratteristiche meccaniche (e di conseguenza la composizione) sono funzioni della distanza dal centro: l'andamento delle velocità delle onde P ed S in funzione della profondità è riprodotta in fig. 1.8b.

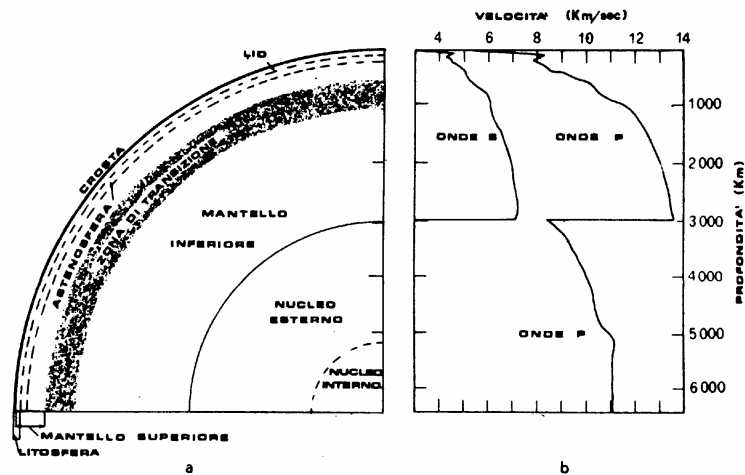


Fig. 1.8 - Schema della struttura interna della Terra (a) ed andamento delle velocità sismiche in funzione della profondità (b) (da /3/,

All'interno della Terra (fig. 1.8a) esistono due superficie sferiche attraverso le quali velocità sismiche e parametri elastici subiscono variazioni discontinue. La più esterna, al di sopra della quale si trova un guscio detto *crosta*, viene detta *discontinuità di Mohorovičić* o, più brevemente, *Moho*: la crosta ha uno spessore medio di circa 40 km sotto i continenti e di 7÷8 km sotto gli oceani. La superficie di discontinuità più interna (*discontinuità di Gutenberg*) contiene il *nucleo* ed è localizzata alla profondità di 2920 km; il guscio compreso tra le due discontinuità viene indicato come *mantello*. Una discontinuità del secondo ordine divide il nucleo in *nucleo interno* e *nucleo esterno*, mentre il mantello è composto da un *mantello inferiore* e da un *mantello superiore* separati da una zona di transizione.

Caratteristica peculiare del nucleo esterno è quella di non consentire la trasmissione delle onde trasversali e quindi di comportarsi come un fluido almeno nei confronti delle perturbazioni elastiche aventi il periodo delle onde sismiche (ordine dei secondi e delle decina di secondi).

Nella parte più esterna della Terra, le velocità delle onde sismiche mostrano un andamento crescente fino a profondità dell'ordine del centinaio di km, dopo di che si ha un andamento decrescente ancora per qualche centinaio di km per poi tornare di nuovo ad un andamento crescente. Il guscio sferico in cui le velocità assumono valori inferiori a quelli presentati nella parte superiore, viene detto *astenosfera* ed è caratterizzato da una rigidità ridotta rispetto a quella dei materiali sovrastanti. La parte di mantello al di sopra dell'*astenosfera* viene indicata col termine inglese di *lid* (coperchio); lid e crosta nel loro complesso costituiscono la cosiddetta *litosfera*.

La litosfera, ai fini dello studio dei terremoti, della loro genesi e dei fenomeni connessi riveste un'importanza particolare, in quanto solo al suo interno o in prossimità di essa possono sussistere condizioni fisiche e chimiche tali da consentire l'accumulo degli sforzi che sono all'origine dell'attività sismica.

### 1.3.6 Struttura della litosfera

Si è già rilevato che la Terra può essere considerata un corpo simmetria sferica solo in prima approssimazione. In realtà le conoscenze via via più dettagliate che si sono rese disponibili sulla sua struttura interna hanno messo in luce delle asimmetrie che si fanno sempre più marcate quando si procede dal centro verso la superficie esterna. Le disomogeneità più evidenti si riscontrano a livello

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

di crosta, ma tutta la litosfera presenta variazioni sufficientemente nette da poter essere classificata in litosfera oceanica e litosfera continentale.

La crosta oceanica è la più semplice per costituzione ed è caratterizzata da una notevole uniformità, essendo stata riscontrata una struttura molto regolare in tutte le aree oceaniche, ad eccezione delle regioni più prossime alle dorsali oceaniche (catene montuose sottomarine). Tipicamente sotto gli oceani, profondi in media 4.5 km, si trovano tre strati sovrapposti, caratterizzati da differenti valori delle velocità delle onde sismiche. Procedendo dall'alto verso il basso, il primo strato è formato da sedimenti scarsamente o affatto consolidati, con spessore generalmente inferiore al km e velocità delle onde P ( $v_p$ ) tra 1.6 e 2.5 km/sec; il secondo strato, con spessore di  $1\div 2.5$  km e velocità  $v_p$  piuttosto variabile tra 3.5 e 6.2 km/sec, è costituito da rocce di tipo basaltico, che sono tra le più dense rocce vulcaniche; il terzo strato potrebbe essere costituito da rocce intrusive molto simili ai basalti, formatesi direttamente per idratazione dei materiali del mantello superiore, ma la sua composizione è tuttora controversa: esso presenta uno spessore intorno ai 5 km e velocità di  $6.4\div 7.0$  km/sec.

All'interno del lid, che sotto gli oceani si estende mediamente per uno spessore di circa 50 km, la velocità delle onde longitudinali si mantiene all'incirca costante intorno al valore di 8.1 km/sec o è leggermente crescente con la profondità. Il passaggio dalla litosfera all'astenosfera è contrassegnato da una diminuzione della velocità sia delle onde P che delle onde S di circa 0.5 km/sec, in corrispondenza della quale tuttavia la densità sembra restare costante, indicando quindi un calo dei soli valori dei coefficienti di rigidità e di incompressibilità.

Nelle aree continentali la discontinuità di Mohorovičić rappresenta un'immagine speculare molto esagerata della superficie topografica in quanto lo spessore della crosta aumenta in corrispondenza delle catene montuose: tale spessore varia da un minimo di circa 20 km fino ad un massimo, sotto la catena himalayana, di circa 80 km. Gli studi eseguiti negli ultimi venti anni, specialmente quelli in cui si utilizzano le onde sismiche generate da apposite esplosioni artificiali, hanno mostrato che anche per quanto riguarda la struttura la crosta continentale presenta caratteristiche molto variabili da regione a regione, rendendo particolarmente difficili i tentativi di classificazione: le situazioni geologicamente più complicate si riscontrano nelle aree, come la penisola italiana, di formazione relativamente più recente ed in cui sono tuttora in atto i processi che portano alla formazione delle catene montuose.

Nei casi più frequenti si ha nella parte superiore della crosta un andamento della velocità  $v_p$  crescente con continuità verso il basso da  $4.0\div 4.5$  fino a circa 6.5 km/sec; nella parte inferiore si ha una variazione di  $v_p$  da circa 6.8 a circa 7.6 km/sec; nella parte intermedia di solito si trova intercalato almeno uno strato con velocità inferiore a valori già raggiunti nelle formazioni sovrastanti e che viene detto *strato a bassa velocità*. Per quanto riguarda la costituzione, la parte superiore della crosta continentale è composta da una sottile pellicola di materiale vulcanico o sedimentario sovrapposta a spessori di rocce intrusive a composizione granitoide; le informazioni sulla parte inferiore sono relativamente scarse, ma essa dovrebbe consistere in un miscuglio eterogeneo di materiali derivati da rocce di composizione intermedia tra il granitico ed il basaltico, sottoposte a processi di trasformazione in condizioni di elevata temperatura e pressione.

Quanto al lid nelle aree continentali, risultati di recenti ricerche mostrano che esso non ha una struttura semplice, ma è formato da una successione di gusci in cui il gradiente delle velocità sismiche rispetto alla profondità è alternativamente positivo e negativo, pur non potendosi ancora generalizzare questa conclusione basata su di un numero relativamente limitato di osservazioni.



### 1.3.7 Dinamica della litosfera

La teoria della *tettonica a zolle* o *tettonica a placche*, enunciata alla fine degli anni sessanta, sintetizza in un quadro unificante la maggior parte delle conoscenze fornite attualmente dalle diverse discipline scientifiche interessate allo studio della struttura, della composizione e dei processi evolutivi del pianeta Terra. L'organicità, la completezza e la consistenza interna che la caratterizzano sono tali che essa è accettata dalla quasi totalità degli studiosi di scienze della Terra.

L'assunto fondamentale su cui essa è basata è la suddivisione della litosfera in *zolle* (o *placche* o *blocchi*), le quali, scivolando sulla più fluida astenosfera, sono animate da complessi moti relativi, ai quali possono essere fatti risalire gli sforzi che a loro volta generano l'attività sismica (fig. 1.9): i limiti tra le zolle sono definiti da tutta una serie di lineamenti geologici e geofisici, ma soprattutto dalla distribuzione dell'attività sismica (fig. 1.10) che non si esplica in misura omogenea su tutta la superficie terrestre, ma si addensa in fasce piuttosto ristrette. L'origine degli spostamenti relativi delle zolle va ricercata in situazioni di disequilibrio termico all'interno del mantello, che generano correnti convettive alternativamente ascendenti e discendenti.

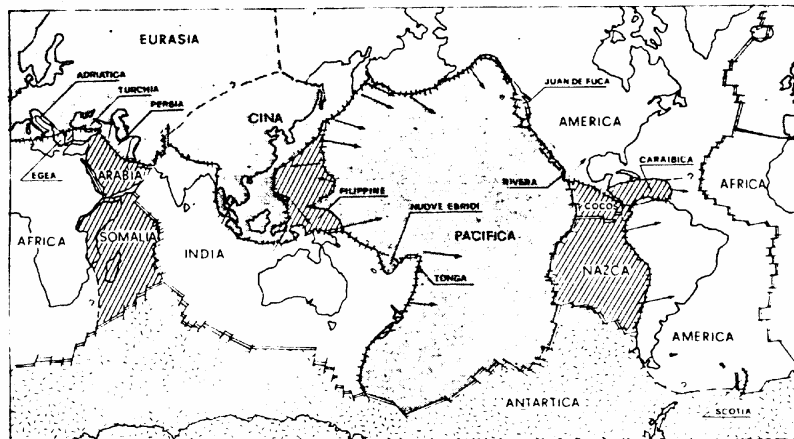


Fig. 1.9 - La suddivisione della litosfera in zolle. Le frecce rappresentano i vettori spostamento relativo /4/.

Le dimensioni delle zolle sono molto variabili, avendosi da un lato placche come quella africana e pacifica che contengono rispettivamente tutta l'Africa più gran parte dell'Oceano Atlantico e quasi tutto l'Oceano Pacifico e dall'altra microplacche come quella adriatica, praticamente coincidente con il solo Mare Adriatico. Il loro numero è non inferiore a dodici, ma allo stato attuale non può essere definito con precisione, dato che esistono dubbi sulla reale individualità di alcune delle placche minori.

I fenomeni che si verificano nelle zone di contatto tra due zolle litosferiche dipendono dalla loro natura e dalla direzione dello spostamento relativo che determina anche il tipo di sforzo prevalente. Si possono infatti avere moti *convergenti*, *divergenti* e *trascorrenti*, nel caso in cui il movimento si verifichi nella stessa direzione della linea di contatto. In quest'ultimo caso le placche confinanti scivolano l'una accanto all'altra conservando immutata la propria estensione e la zona di contatto rappresenta un cosiddetto *marginе conservativo* o *trascorrente*.

L'esistenza di sforzi distensivi all'interno di una zolla litosferica ne provoca inizialmente un assottigliamento e quindi la suddivisione in due parti che si allontanano progressivamente l'una dall'altra. La separazione avviene secondo una linea di frattura lungo la quale possono risalire con

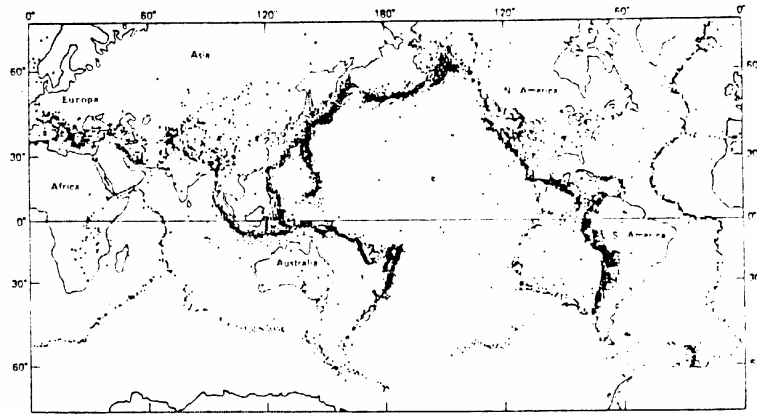


Fig. 1.10 - Epicentri dei terremoti localizzati dal Coast and Geodetic Survey degli Stati Uniti tra il 1961 ed il 1967 /5/. Si osservi la corrispondenza tra le fasce di attività sismica ed i margini delle zolle rappresentati in fig. 1.9.

sforzi non troppo intensi materiali del mantello che danno luogo ad un'attività vulcanica di tipo effusivo alimentata da magmi a composizione basaltica. L'area dalla frattura viene invasa dalle acque formando un oceano che si va allargando via via che i due lembi di continente si allontanano in direzione opposta e l'attività vulcanica fornisce materiale che va a formare con continuità nuova crosta oceanica: per questo motivo il contatto tra due zolle animate da moto relativo divergente si dice *margini costruttivo*. In corrispondenza della frattura si forma la dorsale oceanica, costituita essenzialmente da un allineamento di vulcani sommersi.

Agli sforzi distensivi che provocano i fenomeni descritti, si accompagna un'attività sismica caratterizzata da un livello energetico relativamente basso e da ipocentri localizzati quasi esclusivamente nella crosta e comunque a profondità esigua.

Allo stato attuale il processo appena illustrato può essere osservato nelle sue fasi successive in diverse aree del mondo. La Rift Valley rappresenta la zona in cui la zolla africana si sta assottigliando e lungo la quale la placca somala dovrebbe nel futuro geologico staccarsi dal resto del continente. Il Mar Rosso rappresenta un oceano nello stadio iniziale della formazione, essendo stato generato dalla separazione della placca arabica da quella africana. Infine l'Oceano Atlantico rappresenta un oceano completamente sviluppato, delimitato ai lati occidentale ed orientale dai bordi paralleli di due continenti che fino e circa duecento milioni di anni fa erano uniti: esso è attraversato al centro dalla dorsale medio-atlantica, una lunga catena montuosa che va dall'isola di Jan Mayen a nord-est dell'Islanda fino all'isola di Bouvet, alla stessa latitudine della Terra del Fuoco, seguendo un andamento parallelo ai margini dei continenti africano ed americano e raggiungendo ogni tanto altezze tali da emergere a formare isole vulcaniche come le Azzorre, le Canarie, Ascensione, ecc.

Se l'estensione della superficie terrestre resta costante, la nuova crosta che si forma ai margini costruttivi deve essere bilanciata dalla contemporanea scomparsa di una corrispondente quantità di crosta preesistente in qualche altra zona. Questo si verifica ai cosiddetti margini *distruttivi* o *in consumo*, dove si ha il contatto compressivo tra due zolle animate da un moto relativo convergente.

Se ad interagire in questo senso sono due placche oceaniche, una si immerge nel mantello al di sotto dell'altra anche per alcune centinaia di km: in corrispondenza della linea lungo la quale la zolla si piega per immergersi, si forma una fossa oceanica profonda fino ad oltre 10 km, parallela all'arco di isole vulcaniche generate dalla fuoriuscita dei magmi prodotti dalla crosta oceanica assorbita dal mantello. Questa situazione tipica dei numerosi archi di isole dell'Oceano Pacifico (Isole Tonga, Marianne, Filippine, ecc.).

Situazione analoga si ha alla convergenza tra litosfera oceanica e litosfera continentale. Anche in questo caso la zolla oceanica si immerge sotto l'altra dando luogo ad una fossa e ad una catena montuosa parallela al bordo del continente: in questo caso i magmi originati dalla crosta oceanica

discesa nel mantello risalgono a formare numerosi vulcani inglobati nella catena montuosa. Caso esemplare di questo tipo di interazione è quello delle Ande, generate dall'immersione, o *subduzione*, come si dice più spesso, della placca oceanica di Nazca sotto il continente sud-americano.

I margini distruttivi descritti sono caratterizzati dalla presenza di vulcani ad attività esplosiva alimentati da magmi di un tipo che viene detto *andesitico*. L'attività sismica si manifesta attraverso terremoti profondi fino ad oltre 700 km e di estrema violenza: oltre l'85% dell'energia totale liberata dai terremoti si riferisce alla fa scia sismica circumpacifica.

Sempre nel caso di moto relativo convergente, una volta consumatasi tutta la litosfera oceanica interposta inizialmente, finiscono con l'interagire direttamente due zolle continentali: in questo caso le densità medie sono uguali e quindi i continenti in contatto compressivo si accartocciano dando luogo a poderose catene montuose. Esempio tipico di queste specie di margine è il confine tra l'India e l'Asia, costituito dai poderosi complessi montuosi dell'Asia Centrale, ma tutta la catena alpino-himalayana deve la sua origine allo scontro tra la placca eurasiatica e le placche africana indiana, ecc. L'attività sismica in questi casi è limitata, salvo poche eccezioni, ad ipocentri nella crosta con energia relativamente moderata.

## LA REGISTRAZIONE DEL MOTO DEL SUOLO

### 1.4.1 Definizioni e principi generali

Si definisce sismografo uno strumento in grado di fornire una registrazione continua del moto del suolo la registrazione stessa viene detta sismogramma. Negli apparati moderni si indica col termine di sismometro l'elemento sensibile o trasduttore che svolge la funzione di far corrispondere al moto del suolo le variazioni di una grandezza fisica (normalmente una differenza di potenziale elettrico) più direttamente registrabile; tuttavia lo stesso termine viene ancora utilizzato talvolta nel senso originario di sismografo con caratteristiche qualitative tali da consentire una misura accurata dei parametri del moto del suolo.

La maggior parte dei sismografi sono costituiti da sistemi oscillanti ad un solo grado di libertà e sono perciò capaci di registrare una sola delle componenti del moto: per una sua completa definizione si installano normalmente nello stesso punto un sismografo per la componente verticale e due per le componenti orizzontali nelle direzioni nord-sud ed est-ovest.

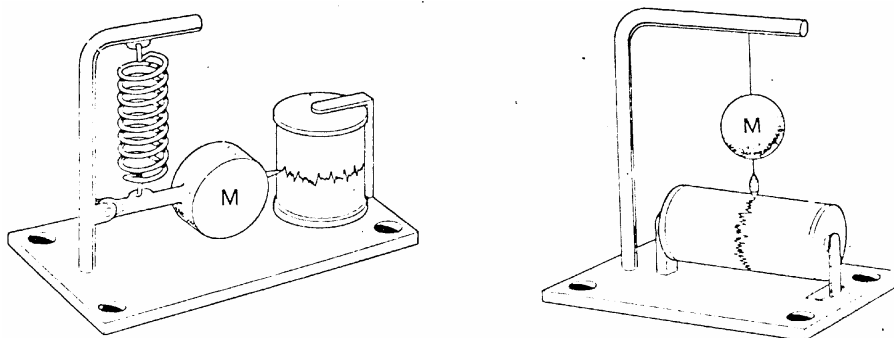


Fig. 1.11 - Principio di funzionamento dei sismografi

La fig. 1.11 illustra schematicamente il principio di funzionamento dei sismografi verticale (a) ed orizzontale (b) Si tratta in entrambi i casi di una massa pesante M, cui è fissata una penna, sospesa ad un sostegno solidale al suolo ed al foglio di carta su cui deve avvenire la registrazione: la sospensione è realizzata mediante supporti non rigidi, in modo tale che al momento in cui suolo,

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

sostegno e foglio si muovono, la massa M tende per inerzia a restare ferma e la penna traccia quindi sul foglio il grafico corrispondente allo spostamento relativo delle parti costituenti il sismografo.

#### 1.4.2 Curva di risposta dei sismografi

La forma generale dell'equazione che regola il moto della massa oscillante M è quella del moto oscillatorio forzato:

$$\ddot{x} + 2 h \omega_0 \dot{x} + \omega_0^2 x = \ddot{y} \quad (1.15)$$

in cui x è la coordinata generalizzata che misura lo spostamento di M dalla posizione di equilibrio, h è il coefficiente di smorzamento,  $\omega_0$  la pulsazione con cui oscillerebbe M in assenza di azioni forzanti e smorzanti (pulsazione propria) ed  $\ddot{y}$  l'accelerazione del suolo.

La soluzione della (1.15) è data dalla sovrapposizione di un termine la cui forma analitica dipende da quella di y e di un termine che invece ne è del tutto indipendente. Questa seconda componente del moto di M assume forme diverse a seconda che h sia maggiore, uguale o minore di 1, ma in ogni caso la sua ampiezza decresce con andamento esponenziale nel tempo e tanto più rapidamente quanto più è grande h: il fatto che essa non abbia alcuna relazione col moto del suolo implica che essa sia solo una complicazione superflua ai fini della sua registrazione. Perciò nella realizzazione dei sismografi si fa in modo che h assuma un valore tale che la componente ad andamento esponenziale decada tanto rapidamente da poter essere trascurata rispetto a quella dipendente dal moto del suolo già per piccoli valori della variabile tempo.

Se questa condizione è realizzata, supponendo che lo spostamento del suolo sia un'oscillazione sinusoidale di pulsazione  $\omega$  ( $y = Y \sin \omega t$  ed  $\dot{y} = -Y \omega^2 \sin \omega t$ ), la soluzione della (1.15) è data da:

$$x(t) = -Y \omega^2 \sin(\omega t + \varphi) / \sqrt{[(\omega^2 - \omega_0^2)^2 + 4 h^2 \omega^2 \omega_0^2]} \quad (1.16)$$

con

$$\tan \varphi = 2 h \omega \omega_0 / (\omega^2 - \omega_0^2)$$

In risposta all'azione forzante esercitata dal moto sinusoidale del suolo, la massa M comincia ad oscillare con lo stesso periodo con cui oscilla il suolo, ma con un ritardo di fase pari a  $\varphi$  e con un'ampiezza che è funzione di h,  $\omega$  ed  $\omega_0$ : per ogni valore di h, il massimo della risposta si ha per  $\omega = \omega_0$  (*risonanza*) e questo massimo è tanto più pronunciato quanto minore è il coefficiente di smorzamento, tendendo a diventare infinitamente grande per uno smorzamento trascurabile.

Gli spostamenti della massa oscillante M sono in generale troppo piccoli per poter essere direttamente registrati e quindi è necessario amplificarli ricorrendo a leve meccaniche o ottiche o a sistemi elettronici, quando è possibile. È allora ovvio che il sismografo nel suo complesso deve soddisfare equazioni ben più complicate della (1.15): i parametri caratteristici di un sismografo restano comunque il coefficiente di smorzamento h, la pulsazione propria  $\omega_0$  e l'ingrandimento o amplificazione A, cioè il rapporto tra lo spostamento della penna scrivente ed il corrispondente spostamento del suolo. Per quanto si è appena visto, l'ingrandimento non è costante ma varia al variare del periodo delle oscillazioni del suolo ( $A = A(\omega)$ ): il grafico dell'amplificazione in funzione del periodo si dice *curva di risposta in ampiezza* del sismografo, mentre si dice *curva di risposta in fase* il grafico della differenza di fase  $\varphi$  tra il moto del suolo e quello del sismografo.

L'ipotesi che il moto del suolo sia sinusoidale è tutt'altro che realistica, ma la sua accettazione è giustificata sia dalla conseguente semplificazione di tutta la trattazione matematica, sia e soprattutto

dal teorema di Fourier. Secondo questo teorema, in condizioni molto ampie e che quindi sono verificate molto spesso, una funzione del tempo  $f(t)$  può essere espressa come somma di una serie finita o infinita di funzioni sinusoidali caratterizzate ciascuna dalla pulsazione  $\omega$ , dall'ampiezza  $F(\omega)$  e dalla fase  $\varphi(\omega)$ :  $F(\omega)$  e  $\varphi(\omega)$ , così come i loro grafici, vengono detti rispettivamente *spettro d'ampiezza* (o semplicemente spettro) e *spettro di fase* della funzione  $f(t)$ ; inoltre  $f(t)$  ed  $F(\omega)$  vengono dette l'una la *trasformata di Fourier* dell'altra. Il fenomeno rappresentato da  $f(t)$  può essere considerato come risultante dalla sovrapposizione di un numero finito o infinito di fenomeni dello stesso tipo, ma esprimibili mediante funzioni sinusoidali: esso perciò può essere studiato con riferimento ad una sola di queste funzioni elementari e la soluzione del problema che si sta esaminando può essere calcolata come somma delle soluzioni relative alle singole componenti. Nel caso delle registrazioni sismografiche, il problema da risolvere è quello di ricostruire il moto del suolo  $s(t)$  dalla registrazione  $r(t)$  fornita dallo strumento. La soluzione consiste nel calcolare lo spettro  $R(\omega)$  della registrazione, il quale, diviso per l'amplificazione  $A(\omega)$  fornisce lo spettro  $S(\omega)$  del moto del suolo:  $S(\omega) = R(\omega) / A(\omega)$ . La somma (o l'integrale) di  $S(\omega)$ , eseguita tenendo conto anche dello sfasamento, fornisce i valori cercati di  $s(t)$ . Un altro importante parametro dei sismografi è il cosiddetto *range dinamico*, definito come il rapporto espresso in decibel tra il massimo spostamento del suolo che esso è in grado di rilevare senza superare le capacità del sistema di registrazione e quello corrispondente alla minima registrazione leggibile.

#### 1.4.3 Principali tipi di sismografi

Esistono numerosi tipi di sismografi che differiscono sia per le caratteristiche strumentali sia per le soluzioni tecniche adottate nella realizzazione: di conseguenza essi possono essere classificati secondo diversi criteri.

1) *Sismografi a corto e a lungo periodo*. La distinzione fondamentale è quella basata sulla pulsazione propria  $\omega_0$ , o, equivalentemente sul periodo proprio  $T_0 = 2\pi/\omega$ .

In via preliminare si osservi che alla propagazione delle onde in un mezzo perfettamente elastico è associato un flusso di energia che si propaga come energia del moto oscillatorio delle particelle materiali investite dalle onde e che quindi è in ogni punto proporzionale al quadrato dell'ampiezza delle oscillazioni<sup>(\*)</sup>. Il flusso totale di energia attraverso una superficie d'onda è allora proporzionale sia alla sua area che al quadrato dell'ampiezza del moto dei punti che la costituiscono. Esso inoltre deve essere costante attraverso le successive superficie cui arriva propagandosi con la velocità delle onde: ne consegue che all'aumentare della distanza dalla sorgente, aumentando l'area delle superficie d'onda, deve diminuire l'ampiezza delle oscillazioni.

Altre cause di diminuzione dell'ampiezza sono i fenomeni di riflessione e rifrazione, in cui l'energia incidente si ripartisce tra le diverse onde generate sulla superficie di discontinuità. Infine la non perfetta elasticità del mezzo provoca la parziale conversione dell'energia elastica in altre forme, contribuendo ulteriormente al decadimento delle ampiezze con la distanza.

L'attenuazione dovuta all'espansione dei fronti d'onda è indipendente dalla pulsazione delle oscillazioni, che invece influisce in misura notevole sulla partizione dell'energia tra diverse onde e sull'assorbimento da parte del mezzo non perfettamente elastico. Normalmente le onde con pulsazione più elevata si attenuano con la distanza più rapidamente di quelle a periodo più elevato:

---

(\*) Per un oscillatore armonico la cui costante di forza di richiamo verso la posizione di equilibrio è  $k$  e la cui massa è  $m$ , il moto è dato da  $x = A \sin(\sqrt{k/m}t + \varphi)$  e l'energia da  $kA^2/2$ .

Anche se in maniera intuitiva, questo spiega pure perché, a parità di altre condizioni e quindi a parità di energia elastica incidente per unità di superficie, terreni scarsamente consolidati (valori piccoli di  $k$ ) esaltano le ampiezze delle oscillazioni del suolo rispetto a terreni più compatti e rigidi (valori di  $k$  più elevati).

se, sulla base del teorema di Fourier, si considera il moto del suolo come sovrapposizione di moti sinusoidali elementari, le considerazioni svolte giustificano l'osservazione che, a parte casi particolari, all'aumentare della distanza dalla sorgente diminuiscono le ampiezze ed aumentano i periodi dominanti delle oscillazioni del suolo.

Poiché, come si è già osservato, gli ingrandimenti maggiori di un sismografo si riferiscono alle onde di periodo prossimo a quello proprio  $T$ , si utilizzano sismografi a corto periodo ( $T_0 \approx 1$  sec) per la registrazione di terremoti con epicentro vicino e sismografi a lungo periodo ( $T_0 \approx 15$  sec) per terremoti lontani.

Con  $T_0$  molto grande rispetto al periodo del moto del suolo, si possono trascurare i termini in  $\omega_0$  ed  $\omega_0^2$  nella (1.15), che si riduce alla forma:  $\ddot{x} = \ddot{y}$ , per cui lo spostamento della massa oscillante è semplicemente proporzionale a quello del suolo. Al contrario per  $\omega_0$  grande, la stessa (1.15) si riduce alla forma:  $x = \ddot{y}$  e quindi lo spostamento della massa oscillante è proporzionale all'accelerazione del suolo: in questo caso lo strumento si dice *accelerografo* ed *accelerogramma* la sua registrazione.

2) *Sismografi meccanici ed elettromagnetici*. I primi sismografi costruiti nel secolo scorso sono i più vicini agli schemi di principio rappresentati in fig. 1.11: il moto della massa oscillante veniva amplificato solo attraverso un sistema di leve meccaniche e la penna era realizzata mediante una punta che graffiava lo strato di nerofumo depositato sulla carta da un lume a petrolio. Per minimizzare gli effetti negativi degli attriti dovuti sia al sistema di amplificazione che a quello di scrittura, si usavano masse dell'ordine dei quintali o anche delle tonnellate: a Gottinga e a Città del Messico vennero installati sismografi con masse da 20 tonnellate,

Sismografi meccanici sono ancora in funzione in numerosi osservatori: anche se la loro taratura (calcolo della curva di risposta) è un'operazione piuttosto complessa, essi rappresentano strumenti economici da gestire e, col loro ingrandimento dell'ordine del centinaio, garantiscono un corretto funzionamento in caso di eventi sismici violenti e prossimi alla stazione di registrazione.

Un notevole progresso fu realizzato con l'introduzione della registrazione mediante leva ottica su carta fotografica. Questa viene realizzata inviando un sottile pennello luminoso su uno specchietto fissato alla massa oscillante, che lo riflette su un foglio di carta fotografica che resta impressionata: l'amplificazione è tanto maggiore quanto maggiore è la distanza della carta dallo specchietto ed è limitata solo dall'espansione del pennello luminoso e dalle dimensioni della carta fotografica.

Una tappa fondamentale della sismometria fu l'introduzione nel 1906 del sismografo elettromagnetico. In questo caso alla massa oscillante viene fissata una bobina che si muove nel campo magnetico creato da un magnete permanente solidale al suolo o, viceversa, la massa oscillante è costituita da un magnete che si muove vicino ad un solenoide solidale col suolo: in entrambi i casi per induzione elettromagnetica si genera ai capi della bobina una tensione che è proporzionale alla velocità con cui la massa si sposta rispetto al suolo e che può essere amplificata e registrata anche con dispositivi elettronici.

L'introduzione dei sismografi elettromagnetici portò ad una semplificazione e miniaturizzazione degli apparati di rilevamento sismico, al punto che oggi esistono sismometri portatili in cui la massa oscillante è dell'ordine di pochi grammi.

Inizialmente la bobina del sismografo veniva collegata ad un galvanometro e per la registrazione si utilizzava il sistema fotografico facendo riflettere il pennello luminoso su uno specchio fissato all'equipaggio mobile del galvanometro stesso. Allo stato attuale le forme di registrazione si sono moltiplicate al punto che è impossibile descriverle in questa sede. Si ricordano soltanto il sistema di registrazione su nastro magnetico analogico, che consente di riprodurre quante volte si vuole i segnali registrati, sottoponendoli a manipolazioni elettroniche equivalenti a variazioni della curva di risposta, che può allora essere scelta della forma più adatta allo studio che si intende condurre caso per caso; e la registrazione su nastro magnetico digitale: in questo caso l'ampiezza del segnale elettrico generato dal sensore viene espresso in forma numerica e registrata direttamente in forma adatta al trattamento mediante elaboratori elettronici.

## 1.5 FENOMENI ALLA SORGENTE DEL TERREMOTO

### 1.5.1 Teoria del rimbalzo elastico e meccanismo al fuoco

Dal punto di vista storico, le prime osservazioni sperimentali in grado di contribuire alla soluzione del problema della genesi dei terremoti in una visione moderna, furono eseguite in occasione dell'evento sismico che il 18 aprile 1906 colpì la California provocando tra l'altro la distruzione di S. Francisco. Tale terremoto ebbe epicentro lungo la faglia di S. Andreas, una vistosa struttura geologica ad andamento circa nord-sud lunga oltre 1000 km che nel quadro fornito dalla teoria della tettonica a zolle rappresenta parte della superficie di scorrimento della placca pacifica rispetto e quella americana. Il confronto tra le misure topografiche eseguite prima del terremoto (a partire dal 1851) e subito dopo, nel 1906-1907, mostrò come i punti da banda opposta rispetto alla traccia in superficie della faglia si fossero mossi gli uni rispetto agli altri dato che quelli ad ovest della faglia risultarono spostati verso nord se si consideravano fermi quelli ad est. Inoltre l'entità della deformazione subita dalla crosta terrestre raggiunse in superficie un valore massimo di oltre sei metri di dislocazione orizzontale in punti prossimi alla faglia, attivatasi per un tratto lungo oltre 430 km, decrescendo all'aumentare della distanza sia verso est che verso ovest. Un'interpretazione qualitativa di questi dati sperimentali è offerta dalla teoria del rimbalzo elastico (*elastic rebound theory*) enunciata da H.F. Reid nel 1910 ed illustrata schematicamente in fig. 1.12, supponendo che il piano di faglia (superficie di scorrimento) sia verticale e lo spostamento puramente orizzontale.

Secondo tale teoria, quando sforzi di origine tettonica tendono a spostare le une rispetto alle altre le strutture geologiche a contatto lungo un piano di faglia, le masse rocciose inizialmente in stato di equilibrio (fig. 1.12a) si deformano progressivamente (figg 1.12b ed 1.12c) fino a quando l'attrito ed altre resistenze sono sufficienti ad opporsi allo spostamento relativo: nel momento in cui queste resistenze vengono vinte, si ha un brusco recupero della deformazione con il ritorno alla situazione di equilibrio con sforzo nullo (fig. 1.12d). L'energia potenziale immagazzinata nel corso della deformazione viene liberata sotto forme diverse ed in parte anche come energia cinetica con l'emissione di onde sismiche

L'effetto permanente di tutto il processo è quindi lo spostamento relativo delle strutture a contatto lungo la faglia: il terremoto avviene perché, mentre le forze tettoniche agiscono con relativa continuità gli spostamenti si susseguono con estrema discontinuità.

La contraddizione tra il concetto di ipocentro inteso come sorgente puntiforme di onde e l'ipotesi dell'emissione di onde da una superficie estesa, viene superata identificando l'ipocentro con il punto da cui ha inizio la frattura che sblocca il piano di faglia e da cui vengono emesse le prime onde sismiche.

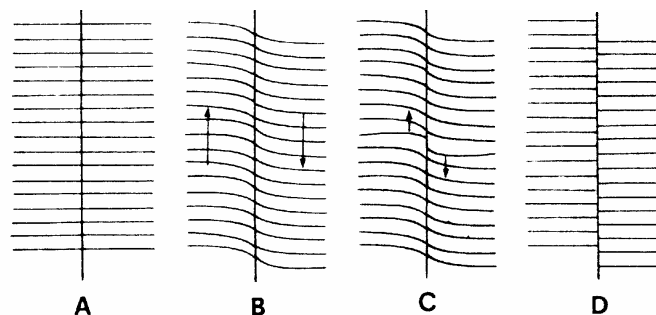


Fig. 1.12 - Schema illustrativo della teoria del rimbalzo elastico

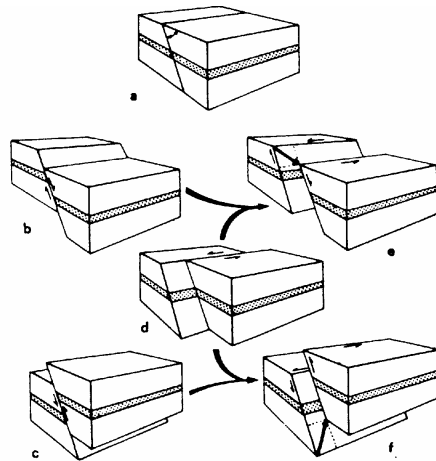


Fig. 1.13 - Alcuni tipi di faglie e loro nomenclatura, a) situazione prima dello scorrimento; b) faglia normale o diretta; c) faglia in versa; d) faglia trascorrente sinistra; e) faglia normale con componente trascorrente sinistra; f) faglia inversa con componente trascorrente sinistra (da /6/).

È da notare come il piano di faglia ed il piano passante per l'ipocentro perpendicolare al vettore spostamento dividono lo spazio in quattro quadranti in cui la deformazione permanente dopo il terremoto ed il primo spostamento al momento della fratturazione consistono alternativamente in un avvicinamento ed in un allontanamento dall'ipocentro (fig. 1.12d). Poiché le onde sismiche più veloci sono quelle longitudinali, che comportano vibrazioni del suolo in direzione coincidente con quella di propagazione, il primo spostamento registrato in una stazione sismografica sarà diretto verso l'alto o verso il basso a seconda del quadrante in cui essa è localizzata. L'analisi dei sismogrammi ed in particolare l'esame della distribuzione spaziale dei versi del primo spostamento consente l'identificazione dei due *piani nodali*, come vengono detti i piani che dividono lo spazio in quadranti, e quindi la localizzazione del piano di frattura anche quando questo non si prolunga con evidenza fino alla superficie topografica, nonché la ricostruzione dei processi geodinamici in atto.

La rappresentazione grafica della soluzione del piano di faglia si ottiene riportando il verso del primo spostamento registrato nelle singole stazioni sismografiche sulla superficie di una sfera (*sfera focale*) con centro nell'ipocentro del terremoto e proiettando poi la sfera sul suo piano equatoriale, insieme al verso degli spostamenti ed ai piani nodali identificati. Per convenzione si colorano in nero le aree in cui il primo spostamento è di allontanamento dall'ipocentro, lasciando in bianco le altre. Le aree bianche e nere ovviamente sono separate da curve che devono obbedire a precisi vincoli geometrici, essendo le proiezioni dei piani nodali: con la loro forma e disposizione, esse esprimono sinteticamente la cinematica del terremoto.

In fig. 1.13 sono raffigurati alcuni tipi di faglia, mentre in fig. 1.14 sono riportate le corrispondenti rappresentazioni del meccanismo al fuoco dei terremoti associati ai relativi spostamenti.

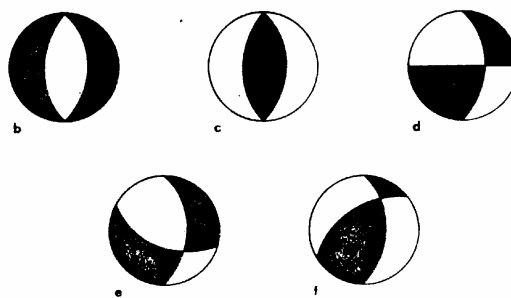


Fig. 1.14 - Meccanismo al fuoco dei terremoti che comportano gli spostamenti di faglia rappresentati in fig. 1.13.



Infine la fig. 1.5 riporta i meccanismi focali di una serie di terremoti verificati lungo il contatto tra le zolle africana ed eurasiatica: il tipo di meccanismo prevalente tra Gibilterra e la Sicilia è quello corrispondente alle faglie inverse e sta ad indicare un sovrascorrimento tra bordi dell’Africa e dell’Eurasia secondo un piano con orientazione est-ovest.

### 1.5.2 Rappresentazione matematica dei fenomeni all’ipocentro

I primi tentativi di dare una veste analitica alla teorie del rimbalzo elastico risalgono agli anni ‘20: essi consistevano essenzialmente nel calcolo dell’ampiezza delle onde emesse nelle varie direzioni da una sorgente puntiforme ipotizzando l’esistenza di una particolare forza o combinazione di forze agenti all’ipocentro. Il confronto tra teoria e dati sperimentali ha consentito di verificare che nella

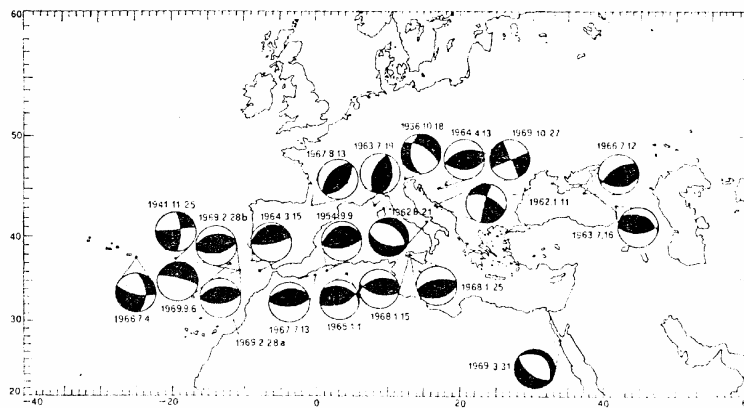


Fig. 1.15 - Meccanismi al fuoco nell’Atlantico Orientale, nel Mediterraneo Occidentale e nella regione del Mar Nero (da /7/).

grande maggioranza dei casi la distribuzione dagli sforzi nella zona ipocentrale può essere schematizzata con una doppia coppia a momento totale nullo (fig. 1.16). Tale distribuzione è costituita da due coppie con modulo uguale e momento contrario, agenti parallelamente a piani nodali, è equivalente a quattro forze a due a due convergenti e divergenti dall’ipocentro: l’accettazione di questo modello dinamico consente di stabilire l’orientazione degli assi di massima tensione e di massima compressione e quindi l’andamento del campo degli sforzi agenti sulle strutture geologiche.

È da osservare che nella descrizione di un modello di sorgente sismica puntiforme interviene un numero di parametri relativamente esiguo per determinare i quali è sufficiente, come si è visto, solo una piccola parte delle informazioni contenute in un sismogramma (il verso del primo movimento): ovviamente anche i risultati che si ottengono sono limitati e vanno poco oltre le caratteristiche cinematiche del fenomeno.

L’utilizzazione di modelli del fenomeno terremoto più complessi, caratterizzati da un contenuto informativo più corposo, ma che richiedono per la loro verifica un uso intensivo dei sismogrammi, è stata resa possibile a partire dagli anni ‘60 dalla diffusione degli elaboratori elettronici e dallo sviluppo di veloci metodi numerici di analisi spettrale. Il metodo utilizzato è come al solito quello di descrivere il fenomeno da studiare mediante una serie di parametri il cui valore viene poi determinato attraverso il confronto con i dati sperimentali: negli anni tra il 1960 ed il 1970 sono stati proposti una serie di modelli del processo di frattura che si verifica nella regione ipocentrale, che consentono di determinare la forma dello spettro di Fourier delle onde irradiate: tale spettro, corretto degli effetti dell’attenuazione durante la propagazione e della curva di risposta strumentale, viene poi confrontato con quello delle registrazioni sismografiche.

I modelli proposti possono essere raggruppati in due categorie, caratterizzate rispettivamente da un approccio al problema puramente cinematico o anche dinamico. Alla prima categoria si possono attribuire modelli che schematizzano i fenomeni all'ipocentro con lo spostamento a velocità finita di una sorgente puntiforme di onde su di un'area rettangolare, con l'espansione di un fronte circolare di frattura, ecc. Nella seconda si possono classificare una serie di modelli che tengono conto anche delle caratteristiche meccaniche del mezzo e della distribuzione delle forze agenti.

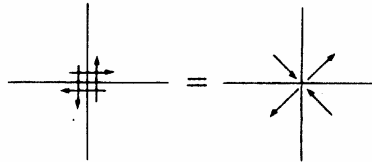


Fig 1.16 - Distribuzione di forze a doppia coppia con momento totale nullo.

### 1.5.3 Parametri dinamici delle sorgenti sismiche

Un handicap comune a tutti i modelli cui si è accennato, è l'arbitrarietà della scelta della funzione che descrive la perturbazione elastica all'origine e la non univocità che, come già rilevato, caratterizza generalmente la soluzione dei problemi inversi in geofisica.

Nonostante queste difficoltà, l'utilizzazione di modelli con dimensioni finite della sorgente ha consentito l'introduzione di quantità fisiche alle quali è possibile attribuire un significato oggettivo in quanto dipendono in scarsa misura o non dipendono affatto dai dettagli del modello stesso. Tra queste quantità sono da ricordare le seguenti:

- *Momento sismico*. Si indica generalmente con  $M_0$ , ed è definito come il prodotto della rigidità del mezzo  $\mu$  per lo spostamento medio finale  $\underline{u}$  lungo il piano di faglia e per l'area  $S$  della porzione di faglia attivata durante il terremoto:  $M_0 = \mu \underline{u} S$ .
- *Efficienza sismica*. Si indica di solito con  $\eta$  e rappresenta il rapporto tra l'energia  $E_S$  convertita in onde sismiche e l'energia elastica totale  $E$  rilasciata:  $\eta = E_S/E$ .
- *Stress apparente* ( $\underline{\sigma}$ ). È il valore medio degli sforzi agenti attraverso la taglia prima ( $\sigma_0$ ) e dopo ( $\sigma_1$ ) la frattura:  $\underline{\sigma} = (\sigma_0 + \sigma_1)/2$ .
- *Stress drop* è la differenza tra  $\sigma_0$  e  $\sigma_1$ :  $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$ .

Alcune relazioni tra queste quantità derivano immediatamente dalle definizioni: per esempio l'energia ed il momento sismico sono legati dalla relazione  $E = (\sigma_0 + \sigma_1) S \underline{u} / 2 = \underline{\sigma} S \underline{u}$ .

Altre invece dipendono dal particolare modello che si accetta nella descrizione dell'andamento spaziale e temporale del processo di fratturazione. Mentre per la geometria della superficie di dislocazione è stata usata una forma circolare o rettangolare o addirittura irregolare, per l'andamento temporale dello sforzo agente attraverso la discontinuità rappresentata dal piano di faglia sono state proposte leggi del tipo

$$\sigma = \begin{cases} 0 & t \leq t_0 \\ (t - t_0) / \theta & t_0 < t < t_0 + \theta \\ 1 & t \geq t_0 + \theta \end{cases}$$

o del tipo

$$\sigma = \begin{cases} 0 & t \leq t_0 \\ 1 - \exp(-(t - t_0) / \theta) & t > t_0 \end{cases}$$

La teoria che per diversi motivi viene più spesso utilizzata quella proposta da Brune /8/, il quale schematizza i fenomeni alla sorgente con uno sforzo tangenziale impulsivo applicato ad una superficie di dislocazione che non consente la trasmissione di onde di taglio. Supponendo che l'impulso sia applicato istantaneamente sulla superficie e trascurando inizialmente gli effetti di propagazione della frattura, si trova che viene emessa un'onda elastica trasversale in direzione perpendicolare alla faglia. Se  $x$  è la distanza dal piano di faglia, la dipendenza spaziale e temporale dell'impulso è data da

$$\sigma(x,t) = \Delta\sigma H(t-x/v_s)$$

essendo  $H$  la funzione di Heaviside e  $v_s$  la velocità delle onde trasversali.

Tutti gli sviluppi della teoria vengono calcolati facendo riferimento allo spettro di Fourier dell'ampiezza dello spostamento del suolo, la cui descrizione è più semplice della storia temporale delle accelerazioni registrate in un punto particolare. I risultati ai quali si perviene possono essere riassunti dicendo che al tendere a zero della frequenza, la trasformata di Fourier dello spostamento tende ad una costante pari all'integrale dello scorrimento esteso alla superficie della faglia; alle alte frequenze l'ampiezza delle componenti di Fourier del moto del suolo è proporzionale ad una potenza negativa delle frequenze. Su scala bilogarithmica lo spettro dello spostamento si presenta piatto verso le basse frequenze e linearmente decrescente verso le alte: i due asintoti si intersecano in corrispondenza di un valore  $\omega_c$  che viene detto frequenza angolare (*corner frequency*) (fig. 1.17), Questa dipende, e quindi ne consente la valutazione numerica, dalle dimensioni lineari della sorgente, dalla velocità di propagazione della frattura e dal momento sismico.

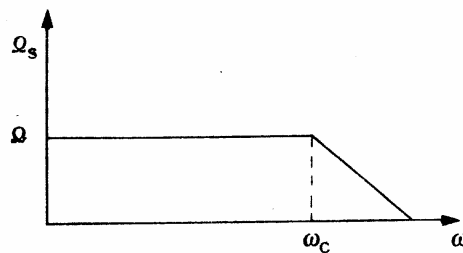


Fig. 1.17

Nel caso di una faglia circolare di raggio  $r$  e di una registrazione eseguita a distanza  $R$ , la trasformata di Fourier dello spostamento associato alle onde trasversali è data da

$$\Omega_s(\omega) = r \Delta\sigma v_s \alpha(\theta, \varphi) / [R \mu (\omega^2 + \omega_c^2)]$$

in cui  $\alpha(\theta, \varphi)$  è una funzione che tiene conto della distribuzione spaziale dell'energia sismica irradiata. Si ha inoltre:

$$\begin{aligned} \Omega_0 &= \lim_{\omega \rightarrow 0} \Omega_s(\omega) = \alpha(\theta, \varphi) M_0 / 4 \pi \rho v_s^3 R & (1.17) \\ r &= 2.34 v_s / \omega_c & \Delta\sigma &= 7 M_0 / 16 r^3 \end{aligned}$$

L'importanza delle quantità introdotte consiste nel fatto che alcune di esse possono essere valutate separatamente ed in qualche caso con metodi diversi. Questo consente da un lato la verifica della consistenza interna delle teorie, dall'altro il loro aggancio alle osservazioni sperimentali, dovendosi comunque avere un ragionevole accordo tra i risultati cui si perviene per vie diverse. Per esempio il valore di  $M_0$  viene calcolato mediante la (1.17) utilizzando lo spettro delle registrazioni sismografiche, ma una sua valutazione può essere eseguita anche utilizzando il valore di  $\mu$  adeguato al tipo di materiale ed alla profondità ipocentrale del terremoto in esame, stimando  $S$  in base alla distribuzione spaziale degli ipocentri delle repliche del terremoto e misurando lo spostamento permanente delle strutture geologiche superficiali.

È preferibile utilizzare per questi calcoli lo spettro delle onde superficiali a lungo periodo, sia perché queste hanno una lunghezza d'onda da risentire solo delle principali discontinuità strutturali che caratterizzano la Terra, sia perché le conoscenze sulle proprietà della loro trasmissione su scala

globale sono attualmente più avanzate rispetto a quelle relative alle onde a corto periodo su scala locale. È chiaro quindi che il tipo di informazioni dedotte con questo metodo è di grande utilità se si è interessati allo studio della fisica della sorgente sismica o se si vogliono analizzare processi geodinamici che influiscono sulla tettonica di una regione.

Per lo studio del moto del suolo a piccola distanza dall'ipocentro è da tener presente che qui le onde sismiche subiscono l'effetto difficilmente valutabile di strutture geologiche locali la cui geometria generalmente non è nota con il necessario dettaglio e che subiscono sforzi tali che risulta discutibile l'ipotesi di perfetta elasticità.

Comunque ai fini degli effetti nel "near field", cioè in prossimità della sorgente, una quantità determinante sembra essere lo stress drop. Supponendo infatti che lo scorrimento relativo tra le due parti a contatto lungo la superficie di faglia si arresti quando lo sforzo si riduce ad un valore pari alla resistenza di attrito l'energia totale liberata si può porre nella forma

$$E = \underline{\sigma} M_0 / \mu = (\sigma_0 + \sigma_1) M_0 / 2 \mu = (\sigma_0 - \sigma_1) M_0 / 2 \mu + \sigma_1 M_0 / \mu = \Delta\sigma M_0 / 2 \mu + \sigma_f \underline{u} S$$

Poiché il termine  $\sigma_f \underline{u} S$  rappresenta il lavoro fatto dalle forze d'attrito e trasformato in calore, il termine  $\Delta\sigma M_0 / (2\mu) = \Delta\sigma \underline{u} S / 2$  rappresenta la quantità di energia disponibile per la generazione di onde sismiche.

Inoltre dalla teoria di Brune segue che il valore dell'accelerazione massima in prossimità della sorgente è dato da:

$$a_{\max} = k \Delta\sigma v_s \omega_s / \mu$$

in cui  $k$  è una costante,  $v_s$  la velocità delle onde trasversali ed  $\omega_s$  la massima pulsazione che contribuisce in misura significativa al rilascio di energia. Ponendo, sulla base di osservazioni sperimentali,  $\omega_s = 10$  hertz e  $\Delta\sigma = 100$  bar, si ricava  $a_{\max} = 2g$ ,  $g$  essendo l'accelerazione di gravità. Il valore massimo di  $a_{\max}$  finora registrato è quello di 1.5  $g$  riscontrato su di un affioramento roccioso prossimo alla diga di Pacoima in occasione del terremoto di S. Fernando (California) del 9 febbraio 1971.

## 1.6 LA MISURA DEI TERREMOTI

### 1.6.1 La magnitudo dei terremoti

Solo nel 1935, cioè diversi decenni dopo la nascita della sismologia strumentale, C.F. Richter introdusse col concetto di magnitudo un sistema di valutazione delle "dimensioni" dei terremoti fondato su elementi oggettivi e direttamente collegati ai fenomeni alla sorgente sismica invece che sulla stima dei loro effetti, i quali notoriamente dipendono anche da una serie di fattori completamente e strani.

Il dato sperimentale di partenza fu costituito dall'osservazione che le ampiezze massime delle registrazioni di terremoti locali ottenute mediante un particolare tipo di sismografo all'epoca particolarmente diffuso in California, riportate su un diagramma logaritmico in funzione della distanza dall'epicentro, si allineavano lungo una retta e che le rette relative a terremoti diversi avevano lo stesso coefficiente angolare negativo. Analiticamente questo significa che l'ampiezza massima  $A$  del moto del suolo è una funzione esponenziale decrescente della distanza epicentrale :  $A_m = A_{m0} \exp(-k \Delta)$  e che il coefficiente di attenuazione  $k$  è una costante che non dipende dal particolare terremoto. Nacque da qui l'idea di confrontare i terremoti servendosi dell'ampiezza massima  $A$  del moto del suolo ad una particolare distanza epicentrale e Richter definì la magnitudo come il logaritmo in base 10 della massima ampiezza espressa in micron della registrazione ottenuta mediante un sismografo standard a 100 km di distanza epicentrale. Questo equivale a definire come

terremoto di riferimento, attribuendogli magnitudo 0, quello che a 100 km di distanza sarebbe registrato dal sismografo standard con una ampiezza massima di un micron.

Dalla definizione è chiaro il carattere del tutto convenzionale della magnitudo, che inizialmente doveva appunto servire solo per il confronto tra terremoti: è anche chiaro però che essa può essere calcolata mediante operazioni di estrema semplicità, con risultati oggettivi ed anche nei casi in cui, mancando qualsiasi effetto sensibile all'uomo o, come si dice, macrosismico, non esistono altri sistemi di valutazione.

Uno svantaggio della magnitudo nella definizione originaria di Richter è la sua applicabilità solo alle registrazioni ottenute fino ad alcune centinaia di km di distanza e, almeno teoricamente, l'impossibilità di eseguire confronti tra regioni diverse: infatti il coefficiente di attenuazione  $k$  dell'ampiezza, il quale ovviamente dipende dalla costituzione dei materiali attraversati dalle onde nel corso della propagazione e dalla loro frequenza, varia con la regione.

Per questi motivi nel 1945 Gutenberg introdusse una nuova scala di magnitudo basata sulla misura dell'ampiezza delle onde superficiali con periodo di  $20 \pm 2$  secondi che spesso sono quelle predominanti nei sismogrammi ottenuti a grandi distanze (ordine delle migliaia di km). Anche questa scala tuttavia presenta alcuni inconvenienti: uno, per esempio, è costituito dal fatto che a parità di altri fattori l'ampiezza delle onde superficiali generate da un terremoto aumenta al diminuire della profondità ipocentrale  $h$ . Si è tentato perciò di superare queste difficoltà introducendo un'ulteriore scala di magnitudo basata sulla misura dell'ampiezza delle onde di massa, sia longitudinali che trasversali.

Le tre diverse magnitudo definite si indicano rispettivamente con  $m_l$ ,  $M$  ed  $m_b$  e vengono dette magnitudo locale, magnitudo da onde superficiali e magnitudo da onde di massa. Nonostante la confusione venutasi a creare, è stato possibile stabilire che le tre scale sono collegate da relazioni empiriche come le seguenti:

$$m_b = 1.7 + 0.8 m_l - 0.01 m_l^2$$
$$m_b = 0.56 M_S + 2.9$$

L'importanza del concetto di magnitudo, che come si è visto era in partenza una quantità convenzionale priva di significato intrinseco, deriva dal fatto che essa è comunque collegata all'ampiezza e di conseguenza all'energia associata alle oscillazioni del suolo. Calcolando un integrale esteso a tutta la superficie terrestre è possibile quindi trovare una relazione tra magnitudo ed energia rilasciata all'istante del terremoto sotto forma di onde sismiche. Secondo Gutenberg e Richter risulta:

$$\log E_S = 1.5 M_S + 11.8 \quad (E \text{ in erg})$$

mentre secondo M. Bath è:

$$\log E_S = 12.24 + 1.44 M_S = 4.78 + 2.57 m_b$$

È interessante notare che fino ad alcune centinaia di km di distanza epicentrale, le onde sismiche predominanti hanno periodi compresi tra 0.1 e 10 secondi, con lunghezza d'onda da qualche centinaio di metri fino a 5÷6 km; che le onde superficiali con periodo intorno a 20 secondi hanno lunghezza di circa 60 km e che le onde di massa a distanza dell'ordine della migliaia di km presentano periodi di oscillazione tra 1 e 10 secondi circa: le tre scale di magnitudo utilizzano quindi ciascuna un diverso intervallo dello spettro delle onde sismiche e perciò forniscono probabilmente informazioni su differenti particolari dei fenomeni all'ipocentro. Alla luce delle recenti teorie delle sorgenti sismiche con dimensioni finite, si deve concludere che nemmeno la magnitudo costituisce una misura oggettiva.

Un altro problema nasce se si studia una serie di terremoti come quelli della Kamtchatka del 1952, delle Isole Fox del 1957, del Cile del 1960, dell'Alaska del 1964, tutti con  $M > 8$  e caratterizzati dall'attivazione di segmenti di faglia lunghi anche fino a 1000 km. In tali occasioni sono state generate onde spettacolari, con periodi anche di varie centinaia di secondi e la cui registrazione su strumenti a lungo periodo è durata diversi giorni; l'ampiezza delle onde superficiali con periodo

intorno a 20 secondi non è stata tuttavia particolarmente elevata se confrontata con quella ottenuta in occasione di altri eventi sismici accompagnati da fenomeni geologici meno vistosi: il valore dell'energia calcolato sulla base di  $M_S$  è stato manifestamente inferiore a quello che ci si sarebbe aspettato stando alla valutazione di altri effetti del terremoto.

Una spiegazione di questa incongruenza è fornita dal fatto che l'energia rilasciata per unità di volume durante un terremoto è all'incirca costante e che l'elemento determinante ai fini delle dimensioni di un terremoto è quindi rappresentato dal volume interessato al rilascio di energia: poiché la lunghezza delle onde utilizzate nel calcolo di  $M$  è di circa 60 km, l'ampiezza delle onde a 20 secondi non aumenta quando la lunghezza della faglia attivata aumenta oltre 60 km. In altre parole, la scala  $M$  va in saturazione, perde cioè in definizione per i valori elevati di magnitudo. Per superare questo ulteriore inconveniente è stato proposto di usare per i terremoti più violenti una scala  $M_{100}$  basata sull'utilizzazione di onde con periodo di 100 secondi.

L'orientamento attuale sembra tuttavia quello di utilizzare per la misura dei terremoti il momento sismico  $M_0$ , che, come si è visto, è legato più direttamente della magnitudo ai fenomeni alla sorgente, costituisce una misura uniforme su un ampio spettro di energia e fornisce informazioni su un maggior numero di parametri fisici coinvolti nel fenomeno terremoto.

### 1.6.2 L'intensità dei terremoti

Nonostante la tendenza all'uso di quantità definibili matematicamente e valutabili sulla base di misure oggettive, viene tuttora ampiamente utilizzato, e non solo nei rapporti con i mezzi di comunicazione dimessa, il concetto di 'intensità', che rappresenta la valutazione degli effetti del terremoto secondo una qualche scala convenzionale in cui ad ogni grado si fa corrispondere un diverso livello di severità degli effetti stessi. Ovviamente una valutazione di questo tipo era l'unica possibile per attribuire una misura al terremoto in tempi anteriori alla diffusione dei sismografi: la necessità di adattare i criteri di valutazione alle differenti tecniche costruttive in uso nelle diverse aree geografiche e di aggiornarli tenendoli al passo sia del progresso tecnologico sia dell'evoluzione delle abitudini di vita nonché l'esigenza di una sempre maggiore obiettività, hanno portato ad una vera e propria proliferazione delle scale di intensità. Tralasciando le scale usate in Giappone ed in Unione Sovietica nonché quelle che presentano interesse eventualmente solo ai fini della storia della sismologia, è da ricordare la scala De Rossi-Forel (1883), la prima ad essere ufficializzata in un accordo internazionale ad essere usata in misura sufficientemente ampia da poter essere considerata un utile mezzo per lo scambio di informazioni.

Nel 1897 G. Mercalli in una monografia dedicata ai terremoti della Liguria e del Piemonte propose una scala in 10 gradi, destinata a guadagnare ampio favore tra i sismologi e a diventare la capostipite di tutta una serie di scale derivate: una prima correlazione tra i gradi di tale scala e le accelerazioni del suolo, fu tentata da A. Cancani nel 1904, che portò a 12 i gradi essendo state registrate in terremoti cileni e giapponesi delle accelerazioni superiori a quelle corrispondenti al decimo grado. Nel 1917 Sieberg corresse e modificò la parte descrittiva della Scala Mercalli, fornendo un quadro più dettagliato delle conseguenze tipiche dei terremoti: fu così enunciata la *Scala Mercalli - Cancani - Sieberg* o, più brevemente, MCS che ancora oggi è largamente usata in Europa (Appendice A).

Negli Stati Uniti viene invece più frequentemente usata la *Scala Mercalli Modificata* (o, in breve, Scala MM) così denominata perché derivata sempre dalla Mercalli, o nella forma originale, adattata alla situazione americana da Wood e Neuman nel 1931, o nella "versione 1956" proposta da Richter.

Un ulteriore affinamento della Mercalli è la Scala MSK 64 (Appendice B), approntata da Medvedev, Sponheuer e Karnik nel 1964 su incarico delle associazioni sismologiche internazionali e di cui lo stesso Medvedev ha già proposto un aggiornamento.

La Scala MSK 64 è fondata sulla valutazione degli effetti: a) sulle persone e sull'ambiente biologico. b) sulle strutture e c) sull'ambiente naturale. Le strutture vengono classificate in tre tipi

corrispondenti a diverse tecniche costruttive e le conseguenze da esse subite in cinque livelli che vanno dal danno lieve come la fessura nell'intonaco fino al collasso totale; inoltre si dà una definizione quantitativa dei termini 'pochi', "molti" e "la maggior parte".

Potrebbe sembrare che con queste convenzioni si sia raggiunto un livello insuperabile di oggettività nella valutazione dell'intensità di un terremoto, dato il quasi automatismo con cui tale valutazione globale deriva da analisi parziali. Secondo alcuni sismologi tuttavia il dettaglio introdotto dalla Scala MSK 64 (ed applicabile in generale solo ai terremoti piuttosto recenti o futuri) è in realtà fittizio in quanto non è sufficiente, per esempio, dire che un edificio collassato inseguito ad un terremoto era costruito in cemento armato, ma sarebbe anche necessario valutare altri elementi determinanti ai fini della resistenza alle vibrazioni del suolo, come la bontà del progetto e l'accuratezza dell'esecuzione.

Il motivo per cui viene ancora ampiamente utilizzato un concetto come l'intensità, che non è definito mediante operazioni ripetibili ed al quale non si possono associare misure oggettive, risiede nel fatto che la sua determinazione consente il recupero e lo sfruttamento delle numerose informazioni relative a terremoti per i quali non si dispone di dati strumentali, ma solo di descrizioni più o meno accurate degli effetti, come capita ovviamente per tutti gli eventi anteriori al 1900. Questo significa ampliare il periodo di osservazione dagli 80÷100 anni che sono trascorsi dall'inizio della sismologia strumentale ai duemila o quattromila anni di storia scritta disponibili rispettivamente per l'area mediterranea e per la Cina. È chiaro quindi l'interesse a studiare in occasione di terremoti attuali le relazioni tra distribuzione spaziale dell'intensità e parametri alla sorgente per estrapolare le leggi così ricavate ai terremoti del passato.

Relazioni del tipo:

$$M = f_1(I_0, h) \quad \text{oppure} \quad I_i = f_2(I_0, \Delta_i, h)$$

che esprimono generiche relazioni tra la magnitudo  $M$ , l'intensità all'epicentro  $I$ , la profondità ipocentrale  $h$  e la distanza media  $\Delta_i$  dall'epicentro dei punti in cui si osserva un'intensità  $I_i$ , vengono dette equazioni del campo macrosismico. Esse descrivono la distribuzione spaziale degli effetti visibili (macrosismici) dei terremoti ed assumono forme particolari dipendenti dalle varie ipotesi che si possono ammettere sulla dipendenza funzionale di un parametro dagli altri. È possibile per esempio ricavare che la magnitudo dipende linearmente sia dall'intensità all'epicentro che dal logaritmo della profondità ipocentrale. Se si limita lo studio a terremoti superficiali, per i quali si ha una piccola variazione di  $h$ , tale logaritmo può essere considerato costante, per cui si può scrivere:

$$M = A I_0 + B$$

I valori delle costanti  $A$  e  $B$  possono essere apprezzati mediante il confronto con i dati di osservazione. Secondo Marcelli e Montecchi /9/, per l'Italia risulta:

$$\begin{aligned} M &= 0.024 I_0^2 + 0.206 I_0 + 2.157 && \text{per } I_0 \leq \text{VII} \\ M &= 0.481 I_0 + 1.407 && \text{per } I_0 > \text{VII} \end{aligned}$$

mentre secondo Karnik /10/ si ha

$$\begin{aligned} M &= 0.51 I_0 + 1.0 && \text{per l'Italia Centrale} \\ M &= 0.35 I_0 + 2.1 && \text{per l'Italia Meridionale e Sicilia} \end{aligned}$$

Altre informazioni possono essere dedotte dalla forma e dalle dimensioni delle *isosiste*, che sono le curve che separano le aree geografiche in cui il terremoto ha presentato intensità differenti. È intuitivo che un aumento della profondità ipocentrale comporta un diradamento delle isosiste, equivalente ad una diminuzione del gradiente di intensità. Esprimendo quantitativamente questo concetto ed ipotizzando un'attenuazione esponenziale dell'ampiezza del moto del suolo con la distanza epicentrale, si ottiene una relazione del tipo:

$$I_0 - I_i = k \log(\sqrt{\Delta_i^2 + h^2} / h)$$

in cui  $k$  è una delle solite costanti da valutare sperimentalmente. Quest'ultima relazione consente di calcolare la profondità ipocentrale di *terremoti* verificatisi nel passato, purché si disponga di informazioni storiche sufficienti a tracciare una serie di isosiste.

In vista di applicazioni ingegneristiche, sono stati numerosi i tentativi di trovare delle correlazioni prima tra l'intensità sismica e l'accelerazione del suolo, poi tra la magnitudo e la stessa accelerazione. Si è accennato alla correlazione proposta già nel 1904 da Cancani tra le intensità e le accelerazioni. I valori di queste ultime non sono molto differenti da quelli riportati nella tabella allegata alla scala MSK 64 che pure è fondata su una base sperimentale assolutamente non confrontabile per qualità e quantità con i dati disponibili all'inizio del secolo. L'evoluzione delle conoscenze ed il miglioramento delle tecniche di osservazione sono comunque testimoniati dal riferimento, nella MSK 64, a particolari intervalli dello spettro delle oscillazioni, presumibilmente di maggior interesse ai fini applicativi.

I risultati delle osservazioni accelerometriche indicano che l'accelerazione di picco durante un terremoto e distanze comprese tra i 20 ed i 200 km diminuisce approssimativamente con l'inverso del quadrato della distanza e questo sembra un risultato coerente con quanto ci si può aspettare in base all'anelasticità dei materiali costituenti la crosta terrestre e all'espansione geometrica dei fronti d'onda.

Sono tuttora scarse le osservazioni a piccola distanza dalle faglie sismogenetiche, ma il problema della correlazione tra accelerazioni di picco nel "near field" e magnitudo del terremoto inteso come ricerca di una relazione funzionale univoca o, meglio ancora, biunivoca tra la due quantità non si presenta di facile soluzione. Esistono infatti osservazioni come quella di un'accelerazione di 0.6g in corrispondenza di una scossa di magnitudo 3.4 nei pressi della faglia di Oroville e di un picco di 0.4g in occasione di un terremoto di magnitudo 7.1 nella Imperial Valley (entrambe le località sono in California) che sembrano escludere qualsiasi correlazione semplice tra accelerazione massima e magnitudo.

Anche queste difficoltà possono essere spiegate con l'impossibilità di sintetizzare 'in un solo parametro, quale possono essere la magnitudo o l'accelerazione massima in un punto, le caratteristiche di un evento complesso come deve essere considerato il terremoto. In realtà gli strumenti utilizzati per la registrazione delle accelerazioni hanno una frequenza propria, e quindi la loro massima sensibilità, dell'ordine delle decine di hertz, mentre per il calcolo delle magnitudo vengono adoperate frequenze alquanto più basse. Anche per la correlazione tra magnitudo ed accelerazione del suolo il problema risolvere è quello di arrivare ad una trattazione unitaria di tutti gli intervalli in cui si può dividere lo spettro delle oscillazioni.

## 1.7 ASPETTI STATISTICI DELL'ATTIVITÀ SISMICA

I terremoti non sono degli eventi isolati, ma mostrano una spiccata tendenza a raggrupparsi nello spazio e nel tempo. Si è visto che la teoria della tettonica a zolle fornisce una spiegazione sufficientemente plausibile dell'addensamento spaziale degli ipocentri, interpretando le aree a maggiore sismicità come le zone di contatto tra diversi blocchi in moto relativo. Questa interpretazione tuttavia è valida finché l'analisi della sismicità viene condotta in termini globali o comunque su piccola scala, mentre nascono problemi piuttosto complessi se si indagano i dettagli della distribuzione spaziale degli ipocentri. Ancora più serie sono le difficoltà relative alla comprensione dell'evoluzione temporale dell'attività sismica.

È chiaro che queste difficoltà possono essere superate arrivando ad una piena comprensione dei fenomeni che regolano l'accumulo dell'energia sismica e ad una soddisfacente descrizione delle caratteristiche meccaniche dei materiali che costituiscono la Terra ed infine ad una realistica interpretazione delle modalità del rilascio dell'energia sismica. Intanto sono molto intensi gli studi sulla sismicità dal punto di vista statistico, che, com'è noto, tendono ad individuare ed utilizzare eventuali regolarità nello svolgimento di un fenomeno, indipendentemente dalla possibilità di descriverlo con leggi deterministiche.

Per quanto riguarda l'andamento temporale delle sismicità, sono stati osservati diversi tipi di raggruppamenti di terremoti, con differenti strutture e proprietà, schematizzate in fig. 1.18: in questi



diagrammi sulle ascisse é riportato il tempo  $t$  e sulle ordinate l'energia sismica rilasciata nell'intervallo da  $t$  a  $t + dt$ .

L'attribuzione di una sequenza sismica ad una delle classi illustrate, non segue dei criteri

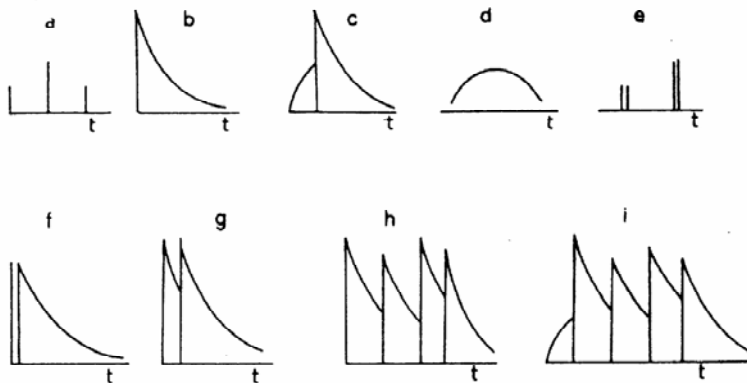


Fig. 1.18 - Tipi di sequenze di terremoti. a: scossa singola; b: scossa principale con repliche; c: scosse premonitrici, scossa principale e repliche; d: sciame; e: scosse doppie; f-i: sequenze multiple (da /11/).

quantitativi, ma viene eseguita su basi del tutto qualitative. Poiché è ragionevole ammettere che anche il verificarsi di un tipo di sequenza piuttosto che di un altro dipenda dalle caratteristiche meccaniche del mezzo interessato alla liberazione dell'energia elastica e dalle condizioni fisiche e chimiche esistenti al suo interno, fino a quando non si riuscirà ad esprimere in forma analitica tale dipendenza, anche la classificazione non potrà avvenire che su basi essenzialmente descrittive. Prescindendo dalle sequenze multiple che possono essere considerate come combinazioni di sequenza semplici, i raggruppamenti più tipici sono le scosse doppie o triple, gli sciame, la sequenza scossa principale-repliche, le sequenze scosse premonitrici-scosse principali-repliche. Le scosse doppie o triple sono della sequenza composta da più scosse con un livello di energia grosso modo costante con assenza di eventi ad energia nettamente inferiore. Gli sciame sono sequenza composte da terremoti la cui energia si distribuisce con continuità su di un intervallo piuttosto ampio a caratterizzato dalla mancanza di picchi energetici pronunciati. Nella sequenza scosse premonitrici-scosse principali-repliche, l'energia sismica rilasciata nel corso del tempo da scosse ad energia relativamente bassa (scosse premonitrici) mantiene un andamento crescente fino a quando nell'arco di un periodo generalmente di alcuni giorni si verifica un terremoto, detto *scossa principale*, caratterizzato da un livello energetico nettamente superiore, cui fa seguito un rilascio di energia decrescente nel tempo. La sequenza più frequente é quella costituita da una scossa principale seguita da repliche, che è stata studiata sperimentalmente in molti casi e per la quale è stata stabilita una serie di regole empiriche.

- a) Le repliche sono essenzialmente un fenomeno crostale, essendo rare nel caso di terremoti sub-crostiali.
- b) Vale la cosiddetta relazione di Gutenberg-Richter:

$$\log N(M) = a - b M$$

con  $a$  e  $b$  costanti, che esprime il numero  $N(M)$  di eventi con magnitudo compresa tra  $M$  ed  $M+dM$  in funzione di  $M$  stessa. É da notare che

$$b = a - b M - [a - b (M-1)] = \log N(M) - \log N(M+1) = \log [N(M) / N(M+1)]$$

e quindi all'aumentare del valore assoluto di  $b$  aumenta il numero di scosse a magnitudo più bassa rispetto a quelle a magnitudo più elevata, cioè all'aumentare di  $b$  aumenta l'uniformità del livello energetico delle scosse che compongono la sequenza.

Si ritiene, anche sulla base di esperienze di laboratorio su campioni di roccia, che il valore di  $b$  caratterizzi il grado di uniformità dei materiali crostali: mezzi già precedentemente frantumati riescono ad immagazzinare energia in quantità limitata e la liberano quindi per mezzo di numerose

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

scosse a bassa magnitudo. I valori di  $b$  dovrebbero dunque essere correlati alle diverse possibili situazioni tettoniche: tuttavia i valori finora trovati sperimentalmente, in genere poco inferiori all'unità, sono concentrati in un intervallo troppo ristretto per consentire conclusioni definitive.

Si può anche osservare che il valore minimo di  $N$  è 1 e corrisponda al valore massimo possibile di magnitudo  $M_{\max}$  per cui si ha

$$a - b \log N(M_{\max}) = \log 1 = 0$$

e da questo segue che è  $M_{\max} = a/b$ .

c) L'andamento temporale dell'attività sismica nell'ambito di una sequenza di repliche segue la cosiddetta *legge di Omori*:

$$n(t) = N_0 t^{-p}$$

secondo la quale il numero di scosse per unità di tempo  $n(t)$  diminuisce come una potenza negativa del tempo  $t$ . I valori finora riscontrati per la costante  $p$  sono generalmente compresi tra 0.6 ed 1.30, anche se si sono osservati valori estremi di 0.34 ed 1.83.

d) La magnitudo media calcolata su successivi gruppi di repliche composti da un numero uguale di eventi, è costante. Quest'osservazione, insieme alla legge di Omori, implica che il decremento dell'attività sismica dopo una scossa importante è dovuto solo al diradamento della frequenza delle repliche.

Studi statistici eseguiti sull'attività sismica anche indipendentemente dal raggruppamento in sequenze di repliche, hanno dimostrato la validità generale della legge di Gutenberg-Richter.

Questo comporta la possibilità di calcolare la massima magnitudo del sisma che si può verificare in una regione sulla base dei cataloghi dell'attività sismica: più attendibili sono tuttavia gli studi eseguiti assumendo la validità di particolari forme analitiche della funzione di distribuzione della magnitudo.

Di notevole interesse risultano le distribuzioni di Gumbel che consentono il calcolo di alcuni parametri caratteristici della sismicità di una regione, come il periodo di ritorno medio delle scosse di una particolare intensità, superando difficoltà come quelle derivanti dall'incompletezza dei cataloghi storici, in quanto vengono utilizzati solo i dati relativi ai valori massimi d'intensità (o di magnitudo) registrati in intervalli temporali costanti.

## BIBLIOGRAFIA

- /1/ BATH M. - "Introduction to seismology" - Birkhäuser - Basel, 1979
- /2/ BOLT B.A. - "I terremoti" - Zanichelli - Bologna, 1962
- /3/ WYLLIE P.J. - "The way the Earth works" - J. Wiley & Sons - New York, 1976
- /4/ BOSELLINI A. - "Tettonica delle placche e geologia" - Bovolenta Editore - Ferrara, 1978
- /5/ BARAZANGI N., DORMAN J. - "World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961-1967" - Bull. Seismol. Soc. Am., 59, p. 369-380, 1969
- /6/ BOLT B.A., HORN W. L., MACDONALD G. A., SCOTT R.F. - "Geological hazards" - Springer Verlag - Berlin, 1975
- /7/ MC KENZIE D. - "Active tectonics of the Mediterranean region" - Geophys. J. R. Astron Soc., 30, p. 109-185, 1972
- /8/ BRUNE J. N. - "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes" - J. Geophys. Res., 75, p. 4997-5010, 1970
- /9/ MARCELLI L, MONTECCHI P. - Contributi per uno studio sulla sismicità dell'Italia - Ann. Geofis., 15, p. 159 - 194, 1962
- /10/ KARNIK V - "Seismicity of the European area" - Part 1 & 2 - Academia - Praha, 1968 & 1971

da G. Sarà: Ingegneria antisismica – Liguori, Napoli, 1983

/11/ PROCHAZKOVA D. - “Properties of earthquake sequences in Europe” - Geofysik. Sb., 21, p. 219-226, 1973

Gli argomenti trattati possono essere approfonditi oltre che su /1/, /2/ e /3/ anche su  
/12/ BULLEN K. E. - “An introduction to the theory of seismology” - Cambridge Univ. Press - Cambridge, 1963

/13/ GASPARINI P., MANTOVANI M. S. M. - “Fisica della Terra solida” - Liguori Editore - Napoli, 1981

/14/ LOMNITZ C, ROSENBLUETH E. (coordinatori) - “Seismic risk and engineering decisions” - Elsevier - Amsterdam, 1976

/15/ RICHTER - “Elementary seismology” - W. H. Freeman & C. - San Francisco, 1958

APPENDICE A  
Scala macrosismica Mercalli-Cancani-Sieberg

Grado	Effetti
I	<i>Impercettibile</i> : scossa rilevata solo dai sismografi.
II	<i>Molto lieve</i> : avvertita quasi esclusivamente agli ultimi piani delle case, da persone particolarmente sensibili che si trovino in assoluta quiete.
III	<i>Lieve</i> : avvertita da poche persone all'interno delle case con vibrazioni simili a quelle prodotte da una vettura veloce ed identificata come scossa sismica solo dopo scambi di impressioni.
IV	<i>Moderata</i> : avvertita da molte persone all'interno delle case e da alcune all'aperto, senza spavento e con vibrazioni simili a quelle prodotte da un automezzo pesante. Lieve tremolio di suppellettili ed oggetti sospesi, scuotimento di porte e finestre, tintinnio di vetri ed oscillazioni di liquidi nei recipienti.
V	<i>Abbastanza forte</i> : avvertita da tutte le persone nelle case e da quasi tutti all'aperto con oscillazioni di oggetti sospesi e movimento di rami e piante come sotto l'azione dal vento. Suono di campanelli, irregolarità nel moto dei pendoli degli orologi, scuotimento di quadri alle pareti, possibile caduta di qualche soprammobile leggero appoggiato alle pareti, lieve agitazione di liquidi nei recipienti con trabocco di qualche goccia, spostamento di piccoli oggetti, scricchiolio di mobili, sbattere di porte e finestre, risveglio di qualche persona addormentata, fuga all'aperto di qualcuno spaventato.
VI	<i>Forte</i> : avvertita da tutti con apprensione, parecchi fuggono all'a parto, forte sbattimento di liquidi, caduta di libri e ritratti dalle mensole, rotture di qualche stoviglia, spostamento di mobili leggeri con eventuale caduta di alcuni di essi, suono dalle più piccole campane delle chiese; in qualche casa, crepe negli intonaci e in quella più vecchie e mal costruite danni più evidenti, ma sempre lievi; eccezionalmente caduta di qualche tegola o comignolo.
VII	<i>Molto forte</i> : considerevoli danni alle suppellettili delle case, anche pesanti, per urto o caduta; suono di grosse campane nelle chiese; l'acqua di stagni e canali si intorbida per il fango ed alcuno spruzzi arrivano a riva; alterazione del livello dai pozzi; lievi frane in 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; casi isolati di distruzione in case mal costruite o vecchie.
VIII	<i>Distruttiva</i> : piegamento e caduta degli alberi; i mobili più solidi e pesanti cadono e vengono scaraventati lontano; spostamento di statue e sculture, talvolta anche con caduta dai piedistalli. Danni gravi a circa un quarto degli edifici; caduta di campanili, ciminiere e muri di cinta; spostamento o crollo di costruzioni in legno. Lievi fessure nei terreni bagnati o in pendio. Trasporto di sabbia e fango da parte dei corsi d'acqua.
IX	<i>Fortemente distruttiva</i> : distruzioni e danni gravi a circa la metà delle costruzioni. Costruzioni reticolari vengono smossa dagli zoccoli, schiacciata su se stessa; in qualche caso danni anche più gravi.
X	<i>Rovinoso</i> : gravi danni a circa i tre quarti degli edifici, gran parte dei quali restano diroccati; distruzione di alcuni ponti e dighe; spostamento di rotaie ferroviarie; interruzione di condotte di acqua; fratture ed ondulazioni nel cemento e nell'asfalto; fessure fino ad alcuni decimetri nel suolo umido; frane.
XI	<i>Catastrofica</i> : distruzione generale di edifici e ponti con i loro pilastri; numerosi e notevoli cambiamenti nel terreno; numerosissime frane.

APPENDICE B  
Scala macrosismica MSK 64

1. Classificazioni adottate: nella scala.

*Tipi di costruzione (edifici costruiti senza specifiche misure antisismiche).*

Tipo A: costruzioni in pietre non squadrate, costruzioni rurali, case di mattoni seccati al sole, case in argilla.

Tipo B: costruzioni in mattoni ordinari, edifici costruiti con grossi blocchi e pannelli, strutture intelaiate, edifici in pietra naturale squadrate.

Tipo C: edifici in cemento armato, case in legno ben progettate.

*Definizioni quantitative.*

Alcuni, qualche, isolati: circa il %

Molti: circa il 50%

La maggior parte: circa il 75%.

*Livelli di danneggiamento delle costruzioni.*

1° livello. Danni lievi: sottili fessure negli intonaci; distacco di piccoli frammenti di intonaco.

2° livello. Danni sensibili: piccole lesioni nelle pareti; distacco di discreti pezzi di intonaco; scivolamento di tegole; lesioni di comignoli e loro parziale caduta.

3° livello. Danni gravi: lesioni ampie e profonde nelle pareti; caduta di comignoli.

4° livello. Distruzione parziale: fessure aperte nelle pareti; crollo di parti degli edifici; rottura delle connessioni tra le diverse parti degli edifici; crollo di pareti interne e rompagnature.

5° livello. Collasso totale: distruzione completa degli edifici.

*Criteri per la valutazione dell'intensità.* Nella seguente parte descrittiva di ciascun grado, le lettere a, b e c indicano gli effetti rispettivamente:

a: sulle persone e sul loro ambiente

b: sulle strutture

c: sull'ambiente naturale.

2. Gradi di intensità.

I. *Non percettibile.* a) vibrazioni di intensità inferiore alla soglia di percettibilità umana; le oscillazioni suolo sono rilevate e registrate solo dai sismografi.

b) -----

c) -----

II. *Difficilmente percettibile.*

a) Scuotimento avvertito solo da poche persone in condizioni di riposo all'interno di edifici, specie ai piani più elevati.

b) -----

c) -----

III. *Terremoto leggero.*

a) Avvertito da poche persone all'interno di edifici, all'aperto solo in condizioni favorevoli.

Oscillazioni simili a quelle provocate dal passaggio di autocarri leggeri. Osservatori attenti possono notare modeste oscillazioni di oggetti sospesi, leggermente accentuati ai piani superiori degli edifici.

b) -----

c) -----

IV. *Sensibile.*

- a) Avvertito da molte persone all'interno di edifici e solo da poche all'aperto. Qualche persona addormentata si sveglia, ma nessuno si spaventa. Oscillazioni simili a quelle provocate da un autocarro pesante. Tintinnio di finestre, porte e piatti. Scricchiolio di pavimenti e pareti. I mobili cominciano a spostarsi. Oggetti sospesi oscillano leggermente. Agitazione di liquidi in recipienti aperti. La scossa è avvertita anche all'interno di automobili parcheggiate,
- b) -----
- c) -----

V. *Risveglio.*

- a) Avvertito da tutti all'interno degli edifici e da molti all'aperto. Molte persone addormentate si svegliano. Alcuni fuggono all'aperto. Segni di agitazione negli animali. Scuotimento che interessa per intero gli edifici. Ampie oscillazioni di oggetti sospesi. Spostamento di quadri. Qualche orologio a pendolo si ferma. Oggetti non fissati saldamente vengono rovesciati o spostati. Porte e finestre non bloccate si aprono e richiudono. Piccole quantità di liquido fuoriescono da recipienti aperti. All'interno degli edifici, le vibrazioni avvertite sono simili a quelle provocate dalla caduta di oggetti pesanti.
- b) Possibilità di danni del primo livello a qualche edificio di tipo A.
- c) Variazione della portata di qualche sorgente.

VI. *Panico.*

- a) Avvertito dalla maggior parte delle persone sia all'interno che all'esterno degli edifici. Molta gente è presa dal panico e fugge all'aperto. Qualcuno perde l'equilibrio. Gli animali domestici scappano via dai loro posti abituali. Qualche caso di rottura di piatti ed altri oggetti fragili; caduta di libri dalle mensole. Possibile spostamento di mobili pesanti; può essere avvertito il suono di piccole campane nei campanili.
- b) Danni di primo livello a qualche edificio di tipo B ed a molti di tipo A. Danni di secondo livello a qualche costruzione di tipo A.
- c) Qualche caso di fessure ampie fino ad un cm nel terreno umido; qualche frana nelle aree montuose. Variazioni della portata delle sorgenti e del livello dell'acqua nei pozzi.

VII. *Danni agli edifici.*

- a) La maggior parte della gente è presa dal panico e fugge all'aperto. Molte persone trovano difficoltà nel restare in equilibrio. Lo scuotimento è avvertito anche alla guida di automobili. Suono di grosse campane nei campanili.
- b) Danni di primo livello a molti edifici di tipo C; danni di secondo livello a molti edifici di tipo B; danni di terzo livello a molti edifici di tipo A; qualche costruzione di quest'ultimo tipo può riportare danni di quarto livello. Qualche caso di frana su strade in accentuata pendenza; fratture sulle strade; danneggiamento di giunti di condotte; lesioni a parapetti in muratura.
- c) Formazione di onde alla superficie delle acque ed intorbidamento dell'acqua per la risalita di fango. Variazioni del livello dell'acqua nei pozzi e della portata delle sorgenti. Comparsa di nuove sorgenti e sparizione di preesistenti. Casi isolati di smottamento su rive di fiumi sabbiose o sabbiose.

VIII. *Danni gravi agli edifici.*

- a) Paura e panico; risentono violentemente lo scuotimento anche le persone alla guida di autovetture. In qualche posto si spezzano rami d'albero. Spostamento, e talvolta rovesciamento, di mobili pesanti. Danni a qualche lampadario.
- b) Danni di secondo livello a molti edifici di tipo C, qualcuno dei quali riporta anche danni di terzo livello. Danni di terzo livello, da occasionalmente di quarto a molti edifici di tipo B. Danni di quarto livello, ed occasionalmente di quinto, a molti edifici di tipo A. Casi di rottura di giunti di condotte.

Spostamento di monumenti e statue. Rovesciamento di lapidi nei cimiteri. Distruzione di parapetti in pietra.

c) Piccole frane su tratti di strada in trincea o in rilevato su forti pendenze; fratture nel suolo ampie fino a parecchi cm. intorbidamento dell'acqua degli stagni. Comparsa di nuovi corpi d'acqua. Riapparizione dell'acque in pozzi asciutti o prosciugamento di pozzi attivi. In molti casi, variazione del flusso e del livello dell'acqua.

#### IX. *Distruzione parziale degli edifici.*

a) Panico generalizzato; danni gravi agli arredamenti, gli animali corrono qua e là strepitando.

b) Danni di terzo livello, ed occasionalmente di quarto, a costruzioni di tipo C. Danni di quarto livello, ed occasionalmente di quinto, ad edifici di tipo 5. Danni di quinto livello a molti edifici di tipo A. Rovesciamento di monumenti e colonne. Considerevoli danni ed invasi artificiali; interruzione di qualche condotta interrata. In qualche caso, piegamento di rotaie e danni alle strade.

c) Su terreno piano si osserva spesso l'emissione di acqua, sabbia e fango. Fratture nel terreno ampie fino a dieci cm ed anche più su pendenze ripide ed argini di fiumi; nel suolo compaiono anche numerose fratture più sottili. Fratturazione di grossi massi; frequenti frane e sgretolamento del terreno. Ampie onde alla superficie delle acque.

#### X. *Distruzione totale degli edifici.*

b) Danni di quarto livello, ed occasionalmente di quinto, a molti edifici di tipo C. Danni di quinto livello a molti edifici di tipo C ed alla maggior parte di quelli di tipo A. Seri danni a dighe ed argini e severe lesioni a ponti. Leggero piegamento di binari ferroviari. Rottura o piegamento di condotte sotterranee. Formazione di ondulazioni nella copertura e nell'asfalto delle strade.

c) Le fratture nel suolo raggiungono vari decimetri di ampiezza e talvolta anche il metro.

Apparizione di ampie fessure parallele ai corsi d'acqua. Caduta di rocce sciolte da pendii ripidi.

Possibili frane di notevoli dimensioni su argini di fiumi o su spiagge marine ripide. Spostamento di masse sabbiose e fangose in aree costiere; l'acqua schizza fuori da canali, laghi, fiumi, ecc.

Apparizione di nuovi laghi.

#### XI. *Catastrofe.*

b) Danni severi anche ad edifici ben costruiti, ponti, dighe a ferrovie; autostrade impraticabili.

Distruzione di condotte sotterranee.

c) Considerevole deformazione del suolo che si manifesta mediante ampie fessure, spaccature e spostamenti, sia orizzontali che verticali. Numerose frane nelle aree montane. La determinazione dell'intensità in questo caso richiede indagini particolari.

#### XII. *Variazioni topografiche.*

b) Grave danneggiamento o distruzione di tutti i manufatti superficiali e sotterranei.

c) Radicali variazioni dell'aspetto della superficie terrestre. Spaccature di notevoli dimensioni con ampi spostamenti verticali ed orizzontali. Frane in montagna e collasso di argini di fiumi su ampie estensioni. Apparizione di nuovi laghi e cascate; variazioni del corso dei fiumi. La determinazione dell'intensità in questo caso richiede indagini particolari.

3. Tabelle supplementari.

Tab. 1.A.1 - Parametri numerici delle oscillazioni del suolo corrispondenti alle diverse intensità sismiche

I	$\alpha$ (cm/sec <sup>2</sup> )	v (cm/sec)	$x_0$ (mm)
V	12 - 25	1.0 2.0	- 0.58 – 1.0
VI	25 - 50	2.1 - 4.0	1.1 - 2.0
VII	50 - 100	4.1 - 8.0	2.1 - 4.0
VIII	100 -200	8.1 - 16.0	4.1 - 8.0
IX	200 - 400	16.1 - 32.0	8.1 - 16.0
X	400 - 800	32.1 - 64.0	16.1 - 32.0

$\alpha$  è l'accelerazione del suolo in cm/sec<sup>2</sup> per periodi da 0.1 e 0.5 sec; v è la velocità del suolo in cm/sec per periodi da 0.5 a 2.0 sec;  $x_0$  è l'ampiezza in mm dello spostamento del baricentro di un pendolo di periodo proprio di 0.25 sec e con decremento logaritmico pari a 0.5.

Tab. 1.A.3 - Descrizione sintetica dei gradi di intensità.

I	Oscillazioni del suolo strumentali.
II	Avvertito da poche persone in condizioni di riposo.
III	Oscillazioni avvertite da poche persone.
IV	Terremoto avvertito da molte persone. Possibile tintinnio di piatti.
V	Oscillazione di oggetti sospesi; risveglio di persone addormentate.
VI	. Leggeri danni agli edifici; sottili fessure negli intonaci.
VII	Fessure negli intonaci con distacco di piccoli frammenti; piccole lesioni nelle pareti.
VIII	Ampie lesioni nelle pareti, caduta di cornicioni e comignoli.
IX	Collasso di qualche edificio, crollo di pareti, solai e tetti.
X	Crollo di molti edifici. Fenditure ampie fino ad un metro nel terreno.
XI	Numerose fratture nel suolo, frane di grandi dimensioni in montagna.
XII	Notevoli variazioni della topografia.

Tab. 1.A.3 - Tipi di costruzioni e loro livello di danneggiamento per le diverse intensità.

	Tipi di costruzioni		
	A	B	C
V	Alcuni 1°		
VI	Alcuni 2° Molti 1°	Alcuni 1°	
VII	Alcuni 4° Molti 3°	Molti 2°	Molti 1°
VIII	Alcuni 5° Molti 4°	Alcuni 4° Molti 3°	Alcuni 3° Molti 2°
IX	Molti 5°	Alcuni 5° Molti 4°	Alcuni 4° Molti 3°
X	Maggior parte 5°	Molti 5°	Alcuni 5° Molti 4°



*Tab. .1.A.4 - Confronto tra diverse scale macrosismiche.*

MSK 64	URSS 52	WG 1931	Giappone	Rossi-Forel	MCS
I	1	I	0	I	I
II	2	II	1	II	II
III	3	III	2	III	III
IV	4	IV	2-3	IV	IV
V	5	V	3	V-VI	V
VI	6	VI	4	VII	VI
VII	7	VII	4-5	VIII	VII
VIII	8	VIII	5	IX	VIII
IX	9	IX	6	X	IX
X	10	X	6	X	X
XI	11	XI	7	X	XI
XII	12	XII	7	X	XII