

LA «MAGNITUDO» DEI TERREMOTI E LA SUA DETERMINAZIONE NELLA STAZIONE SISMICA DI ROMA

D. DI FILIPPO - L. MARCELLI

La «magnitudo» di un terremoto è una grandezza microsismica che permette di classificare la scossa secondo la sua intensità all'ipocentro, indipendentemente dalle osservazioni macrosismiche, troppo personali per essere obbiettive.

I primi studi sulla «magnitudo» furono iniziati da Richter nel 1935. Successivamente Gutenberg approfondì lo studio, estendendolo. In Europa Peterschmitt ha affrontato l'argomento dando una formula valevole per la stazione di Strasburgo. Nel presente lavoro è stata calcolata la formula da applicarsi nella stazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica di Roma.

Richter iniziò i suoi studi sulla «magnitudo» dei terremoti (1), stabilendo una relazione empirica tra le ampiezze massime di una data scossa sismica a varie distanze, ammettendo che, date due scosse registrate da due uguali strumenti posti ad una data distanza dall'epicentro, il rapporto tra le loro ampiezze massime fosse costante. Tale ipotesi semplificativa risente naturalmente delle inesattezze dovute alla non omogeneità nella propagazione delle onde elastiche, al variare della profondità ipocentrale, alla diversità del meccanismo di produzione, alla differente natura del sottosuolo della stazione e alle costanti strumentali. Comunque, di questa ipotesi Richter si servì per dare la seguente definizione della nuova grandezza microsismica:

«La magnitudo di un terremoto è il logaritmo della massima ampiezza, espressa in micron, con cui un sismometro a torsione (Wood-Anderson) a corto periodo, posto nelle condizioni standard di funzionamento ($T_0 = 0,8$ sec, $V_0 = 2300$, $h = 0,8$) registrerebbe quella scossa ad una distanza di 100 km».

Egli compilò una tabella — ricavata con l'elaborazione di dati empirici — nella quale compaiono i logaritmi decimali delle ampiezze (computate in mm) con cui il suddetto sismometro standard registerebbe a varie distanze un terremoto di magnitudo standard, cioè un

terremoto per il quale l'ampiezza della registrazione risulti di 0,001 mm, ammesso che la distanza epicentrale sia di 100 km.

La «magnitudo» di un sisma qualsiasi viene quindi data come il logaritmo del rapporto tra l'ampiezza A della scossa in esame e quella B della scossa standard (rappresentata dalla tabella) per la medesima distanza epicentrale, cioè

$$M = \log \frac{A}{B} \quad [1]$$

Però siccome le ampiezze variano molto rapidamente con le distanze, i valori di detta tabella fino ai primi 150 km non sono rappresentabili con una funzione semplice. Sopra i 150 km invece, e fino a 600 km, l'andamento viene rappresentato abbastanza accuratamente dalla formula

$$B = 2350 \Delta^{-3} \quad (\Delta \text{ in km})$$

oppure

$$\log B = 3,37 - 3 \log \Delta \quad [2]$$

Questa formula è con tutta probabilità un risultato fortuito, senza molto significato fisico, ma che può servire per estendere il metodo a maggiori distanze, e con altri strumenti.

Infatti le ricerche di Richter si limitavano, ovviamente, alla sola California, e pertanto i risultati ottenuti nel suo primo studio sono molto restrittivi: inoltre essi si limitavano a terremoti di profondità ipocentrale costantemente uguale a circa 18 km.

Una prima estensione della formula fu data in una nota successiva di Gutenberg e Richter (²), dove, per distanze superiori ai 600 km, il valore di $\log B$ vien dato dalla relazione empirica

$$\log B = -3,7 - 2 \log \Delta^0 \quad [3]$$

essendo questa volta Δ espresso in gradi ma $< 25^\circ$: con questa relazione, la formula che dà la magnitudo è applicabile anche a terremoti più lontani registrati con un qualsiasi tipo di sismografo, e si può scrivere

$$M = \log A + 3,7 + 2 \log \Delta^0 \quad [4]$$

Se la distanza epicentrale supera i 20° , allora si fissa l'attenzione sulle onde superficiali di periodo 20 sec. circa (periodo che in genere manca per distanze minori di 20°), si calcola la componente orizzon-

tale A del massimo spostamento del terreno, in microns, e la formula della « magnitudo » è data da Gutenberg (³) nella forma

$$M = \log A - \log B + C + D; \quad [5]$$

C è una costante dipendente dalla stazione di osservazione (terreno e strumenti); D dipende dal meccanismo di produzione del sisma, dalla distribuzione azimutale dell'energia, dall'assorbimento delle onde, dall'effetto di irregolarità lungo i tragitti dei raggi sismici. Ovviamente D è un numero variabile per ciascun terremoto.

Quanto a B , il cui significato è lo stesso di A quando però si consideri una scossa di « magnitudo » 0, Gutenberg ne dà la seguente espressione:

$$-\log B = 5,04 + \frac{1}{2} \left[48,25 K (\Delta^\circ - 90^\circ) + \log \sin \Delta^\circ + \right. \\ \left. + \frac{1}{3} (\log \Delta^\circ - 1,954) \right] \quad [6]$$

Nella [6] 5,04 è il valore di $-\log B$ quando $\Delta = 90^\circ$;

$$1,954 = \log 90^\circ;$$

$$48,25 = 0,434 \cdot 111,1.$$

K è il coefficiente di assorbimento per km, per onde superficiali aventi un periodo di 20 sec ca. I valori di K per queste onde sono stati calcolati e sono:

per tragitti continentali	$K = 0,00016$
» » intorno alla Terra	
o attraverso il Pacifico	$K = 0,00030$
» » lungo i confini del bacino del Pacifico	$K = 0,00050$

Operando poi su un certo numero di terremoti, e tenendo conto dei valori dati dalla [6] per $15^\circ < \Delta^\circ < 130^\circ$ Gutenberg elabora la formula, pervenendo alla seguente espressione della « magnitudo », valevole per Pasadena e per terremoti a profondità normale.

$$M = \log A + 1,656 \log \Delta^\circ + 1,818 + C + D \quad [7]$$

L'intervallo entro cui questa formula è applicabile, è compreso tra $\Delta = 15^\circ$ e $\Delta = 130^\circ$; il valore di C è $+0,08$.

Una prima estensione di questa formula alle stazioni europee è stata effettuata da Peterschmitt (⁴), il quale operando su 135 terre-

moti registrati a Strasburgo e dei quali era già stata calcolata la « magnitudo » a Pasadena è pervenuto alla seguente relazione:

$$M = \log A + 2,25 \log \Delta^0 + 0,70 + dM \quad [8]$$

La [8] rappresenta una media di M in funzione di A e di B : in essa Peterschmitt non tiene conto del termine C , ritenendolo conglobato nella costante 0,70 e sostituisce alla D della [7], il termine dM , in modo che sia

$$M \text{ Pasadena} = M \text{ Strasburgo} + dM \quad [9]$$

Questo termine dM , variabile per ogni terremoto, dipende dalla posizione dell'epicentro, dal meccanismo di produzione della scossa, e dalla traiettoria percorsa dall'onda. Per la maggior parte delle scosse dM è nullo.

Per spiegare l'importanza del fattore D , e l'influenza che ha sulla determinazione della « magnitudo » la traiettoria percorsa dal raggio sismico, Gutenberg (*) ha tracciato una carta stereografica (con centro in Pasadena) dei valori di D , ed ha potuto dedurre che i massimi dei terremoti provenienti dal Giappone, dalla Costa del Perù e dall'Equador sono registrati in California con un'ampiezza notevolmente inferiori a quella di altre stazioni. Secondo lui ciò dipende dal particolare tragitto seguito dalle onde superficiali la cui energia viene assorbita notevolmente in una serie di riflessioni e di diffrazioni che subiscono passando più volte dal blocco oceanico a quello continentale. Secondo Peterschmitt invece, l'esame dell'equazione [8] di M per Strasburgo porta a dare al dM , che ivi compare, un'altra interpretazione: questo dM , come risulta dalla [9], è indubbiamente un fattore correttivo e poiché i valori di questo fattore si raggruppano in grandezze e in segno secondo regioni determinate, egli tenderebbe piuttosto a mettere in relazione le variazioni di dM con la distribuzione delle compressioni o dilatazioni iniziali dei terremoti.

È interessante vedere la classificazione dei terremoti in funzione della « magnitudo ». La seguente classifica è stata fatta per la regione di Pasadena, ma si può supporre estendibile ad ogni altra regione: si attribuisce una « magnitudo 0 » alle scosse esclusivamente strumentali: se si tiene conto del fatto che la scala delle magnitudini è logaritmica, si vede subito che $M = 0$ si riferisce alla scossa standard, in quanto 0 è il logaritmo di 1. Una scossa di « magnitudo » 1 ha dieci volte l'ampiezza registrata da un terremoto standard. Le più piccole

scosse *sentite* sono di magnitudo 1,5. Ordinariamente la percettibilità non si ha sotto i 2,5. Intorno a 4,5 si riscontrano danni alla regione epicentrale, mentre i terremoti di $M = 6$ sono distruttivi entro un'area limitata. Se M supera il valore 7 la scossa è tra le più forti, registrata ovunque con effetti geologici alla superficie.

Un più largo criterio è stato usato da Gutenberg (2) nello studio sulla sismicità della Terra con il quale si vengono a distribuire le varie M in cinque classi e cioè:

Classe	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
Magnitudo	7,8-8,5	7-7,7	6-7	5,3-6	<5,3

I terremoti di classe *a* e *b* sono quelli che si registrano in tutte le stazioni; quelli di classe *c* sono ben registrati fino ad una distanza di 90" dall'epicentro, quelli di classe *d* fino a 45" e quelli di classe *e*, molto deboli, non superano i 10".

La « magnitudo » dei terremoti normali registrati a Roma. — Nel presente lavoro ci siamo proposti di calcolare la formula che dà la « magnitudo » dei terremoti per la stazione sismica di Roma. Abbiamo limitato la nostra ricerca ai terremoti di profondità normale, basandoci su uno spostamento del suolo in corrispondenza delle onde superficiali.

La distanza di questi terremoti da Roma è stata in ogni caso scelta superiore ai 15" pari a 1450 km, in quanto difficilmente per distanze inferiori si sarebbero potute trovare onde superficiali di 20 sec. di periodo.

Abbiamo scelto una serie di circa 65 terremoti di epicentro noto registrati a Roma fino al giugno 1949 e dei quali si conosceva la « magnitudo » calcolata a Pasadena o a Strasburgo. Di ciascun terremoto si è calcolata la componente orizzontale dell'ampiezza A del massimo spostamento del suolo (in micron) durante un'onda superficiale di periodo oscillante intorno ai 20 secondi. Determinata così l'ampiezza A , note la magnitudo e la distanza epicentrale di ogni terremoto, ci siamo serviti della equazione

$$M = \log A + y \log \Delta^0 + x \quad [10]$$

analoga alle [7] e [8]: in essa abbiamo incluso nell'unico termine x

le due costanti di Gutenberg C e D . Applicando il metodo dei minimi quadrati al sistema [10] abbiamo trovato i seguenti valori:

$$\begin{aligned}x &= 2,43860 \\y &= 1,52629 .\end{aligned}$$

Sicché l'equazione di M per Roma è risultata

$$M = \log A + 1,526 \log \Delta^0 + 2,439 \quad [11]$$

Ci siamo serviti della formola trovata per calcolare la « magnitudo » dei terremoti registrati a Roma nei mesi di luglio, agosto, settembre, ottobre 1949. Nel seguente specchio mettiamo a confronto i dati calcolati nelle stazioni di Strasburgo, Pasadena e Roma:

Data	Epicentro		Δ^0 da Roma	Magnitudo		
	μ	λ		Strasburgo	Pasadena	Roma
2 luglio 1949	16" N	118" E	110,70	—	7	7
10 "	39 N	71 E	41,10	—	7 $\frac{3}{4}$ -8	7
27 "	29 S	177 W	166,50	—	7	6 $\frac{3}{4}$ -7
5 agosto	1,3 S	78,7 W	91,35	6 $\frac{1}{4}$	7	6 $\frac{1}{2}$ -6 $\frac{3}{4}$
6 "	19 S	171,5 W	160,20	7 $\frac{1}{4}$	7 $\frac{1}{2}$	7 +
13 "	0	116 E	102,06	6 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{1}{2}$
17 "	39 N	40 E	21,15	6 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{3}{4}$	6 $\frac{1}{2}$
18 "	8,5 N	82,5 W	88,65	6	6 $\frac{1}{2}$	6 +
22 "	Oceano Sud Atlantico		81,90	5 $\frac{3}{4}$	—	6
23 "	53 N	132 W	80,10	6 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{1}{2}$
14 settembre	1 N	126 E	107,10	7 $\frac{1}{4}$	7 $\frac{1}{4}$	7-7 $\frac{1}{4}$
20 "	30 S	178 W	165,60	6 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{3}{4}$ -7	6 $\frac{1}{2}$
25 "	6 S	151 E	129,60	—	6 $\frac{1}{4}$	6
27 "	60 N	149 W	78,50	7	7-7 $\frac{1}{4}$	7
4 ottobre	1 S	21 W	52,20	6 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{1}{2}$ -6 $\frac{3}{4}$
19 "	5,5 S	154 E	130,50	7 $\frac{1}{4}$	6 $\frac{3}{4}$	7 $\frac{1}{2}$
20 "	5,5 S	154 E	130,50	—	6 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{3}{4}$

Come si vede i valori, tenendo conto di tutte le incertezze che concorrono alla determinazione di questa grandezza, sono in prima approssimazione soddisfacenti.

Onde facilitare la ricerca di M , diamo il grafico annesso, dove in coordinate logaritmiche sono state riportate le distanze in gradi, e le ampiezze orizzontali in μ .

L'uso di questa carta offre una grande praticità, specie se si considera che, per ora almeno, l'approssimazione con cui viene compu-

tata la M nelle singole stazioni è di 25/100 di unità e le rette sono state calcolate appunto con tale frequenza.

Ci ripromettiamo, in seguito, di estendere lo studio ai terremoti profondi.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Ottobre 1949.

RIASSUNTO

Si riportano esposte, per sommi capi, le ricerche effettuate finora sulla magnitudo dei terremoti normali. Si passa poi alla determinazione di una formula valevole per la stazione sismica di Roma e, in alcune applicazioni, si pongono a confronto i risultati conseguiti, con quelli di Pasadena e Strasburgo.

BIBLIOGRAFIA

(¹) C. F. RICHTER: *An instrumental earthquake magnitude scale*. (Bull. of the seismol. Society of America, gennaio 1935).

(²) B. GUTENBERG - C. F. RICHTER: *On seismic Waves § 5 On the magnitude and energy of the earthquakes*. (Gerlands Beiträge zur Geophysic 1936).

(³) B. GUTENBERG: *Amplitudes of Surface Waves and Magnitudes of Shallow Earthquakes*. (Bull. of the seismol. Society of America, gennaio 1945).

(⁴) E. PETERSCHMITT: *Etude de la magnitude des seismes*. (Presentato al « Congrès des Sociétés Savantes » 1948).

(⁵) B. GUTENBERG - C. F. RICHTER: *Seismicity of the Earth*. (Geological Society of America — Special Papers — n. 34, agosto 1941).

