

472

**Metodo di calcolo della magnitudo di terremoti registrati
da sismografi in uso agli inizi del nostro secolo**

*(Calculation method of magnitude of earthquakes recorded by
seismographs used at the beginning of our century)*

G. CASAL - R. CONSOLE (*) - B. DE SIMONI (*)

Received on October 28 th, 1977

RIASSUNTO. - Si espone un metodo di calcolo per poter determinare la magnitudo mediante la registrazione di sismografi in uso agli inizi del secolo. Si perviene ad una espressione generalizzata della magnitudo valida per strumenti che hanno il coefficiente di smorzamento h dell'ordine di 0.01, con periodi compresi tra 1.2 e 6.7 sec., per distanze epicentrali fino a 600 km. I risultati ottenuti hanno messo in evidenza la validità del metodo.

SUMMARY. - A method of calculation to determine the magnitude by means of the records of seismographs used at beginning of the century is exposed. One can obtain an expression generalized of magnitude good for seismographs, which have the damping coefficient h of range 0.01 about, with periods from 1.2 to 6.7 seconds inclusive, and for the epicentral distance as far as 600 km. The results have shown the validity of the method.

1. PREMESSA.

La magnitudo per terremoti locali fu definita da Richter (4) dalla relazione numerica:

$$M = \log \frac{A_{NS} + A_{EW}}{2} + f(\Delta) \quad [1]$$

(*) Istituto Nazionale di Geofisica - Oss. Geofis. Centrale - Monte Porzio Catone (Roma).

Le grandezze A_{NS} , A_{EW} rappresentanti le ampiezze massime in mm sulle due componenti NS ed EW si determinano dall'analisi delle registrazioni della coppia campione Wood-Anderson, con le caratteristiche $T_0=0.8$ sec., $V_0=2800$, $h_0=0.8$.

Il termine $f(\Delta)$ è un termine correttivo dipendente dalla distanza epicentrale.

È stato mostrato (¹) come sia possibile ottenere la magnitudo da registrazioni di altre coppie di sismografi appartenenti alla classe degli strumenti a breve periodo, ridefinendo per essi opportunamente la funzione $f(\Delta)$.

Il modo di procedere è sperimentale avendo posto in funzione nello stesso luogo sia il sismografo campione che un secondo strumento di caratteristiche arbitrarie; sarà possibile procedere ad una taratura soltanto dopo un numero assai grande di registrazioni di eventi sismici con distanze epicentrali diverse.

Lo scopo del presente lavoro è finalizzato al recupero e ad un'ulteriore analisi di una considerevole quantità di dati di terremoti registrati da sismografi antichi, i quali, come è noto, hanno costanti strumentali molto diverse.

Per ovvie ragioni la taratura diretta non è stata possibile; si è utilizzato, quindi, un metodo numerico tramite l'utilizzazione di un elaboratore elettronico.

2. CORRELAZIONE FRA REGISTRAZIONI DI STRUMENTI DIVERSI.

Scelte quattro registrazioni di terremoti a opportune distanze epicentrali, effettuate con la coppia campione, esse sono state digitalizzate, e i dati così ottenuti sono stati introdotti al posto di $x(t)$ nella seguente equazione differenziale

$$G_0 \ddot{x}(t) + W_0 \dot{x}(t) + Q_0 x(t) = -f(t) \quad [2]$$

dove si è posto

$$G_0 = \frac{1}{V_0}; \quad W_0 = \frac{4\pi h_0}{V_0 T_0}; \quad Q_0 = \frac{4\pi^2}{V_0 T_0^2}.$$

La soluzione fornisce l'accelerazione del terreno $f(t)$, conoscendo la quale si è potuta costruire la registrazione che si sarebbe ottenuta da

un qualsivoglia sismografo, governato da un'equazione di tipo [2], introducendo le opportune costanti.

La soluzione della [2] è stata eseguita con il calcolatore ipotizzando un andamento lineare tra i punti della $f(t)$.

I risultati ottenuti su alcuni casi scelti per prova, sono stati soddisfacenti. Essi sono stati controllati con una verifica la cui logica è riportata nello schema a blocchi di fig. 1.

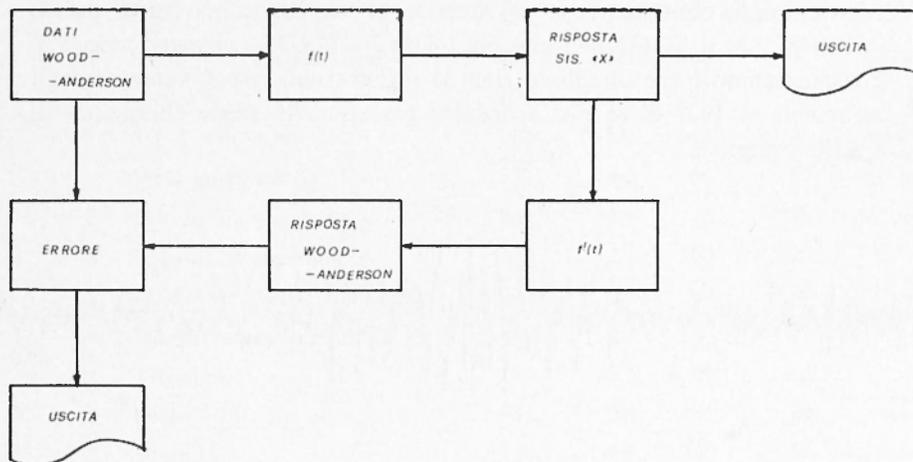


Fig. 1 — Schema a blocchi del programma adoperato nel controllo del metodo per correlare registrazioni di differenti sismografi.

3. ALCUNE CONSIDERAZIONI RIGUARDANTI GLI ANTICHI SISMOGRAFI.

Le caratteristiche strumentali di alcuni sismografi in uso all'inizio del secolo sono riportate in Tab. 1; esse sono state tratte dai Bollettini della Società Sismologica Italiana.

La difficoltà maggiore riscontrata sta nella valutazione del coefficiente di smorzamento h_x , il quale, secondo la logica costruttiva dell'epoca, si riteneva dovesse essere il più piccolo possibile. Esso era provocato esclusivamente dai diversi inevitabili attriti delle parti costituenti lo strumento.

Dall'analisi di alcuni sismografi è stata possibile la valutazione di h_x in fase di oscillazioni pendolari libere; il valore ottenuto è compreso

tra 10^{-2} e 10^{-3} . Sono state effettuate diverse prove numeriche onde valutare l'influenza della imperfetta conoscenza del valore di h_x sui risultati.

Tali prove ci hanno condotto a ritenere non rilevante l'esatta valutazione di questo parametro e quindi si è deciso di fissare per h_x il valore di 0.01, onde semplificare procedimenti numerici ed analitici.

A titolo dimostrativo riportiamo in fig. 2a una registrazione effettuata mediante la coppia campione, sita nell'Osservatorio Centrale di Monte Porzio Catone. Essa si riferisce al terremoto avvenuto presso Ascoli Piceno il 24.11.1972 alle ore 08.06.26 (TGM), di magnitudo 3.8. I sismogrammi *b* e *c* sarebbero state le registrazioni rispettivamente degli strumenti n. 19 e 6, se essi si fossero trovati nelle stesse condizioni di quello campione.

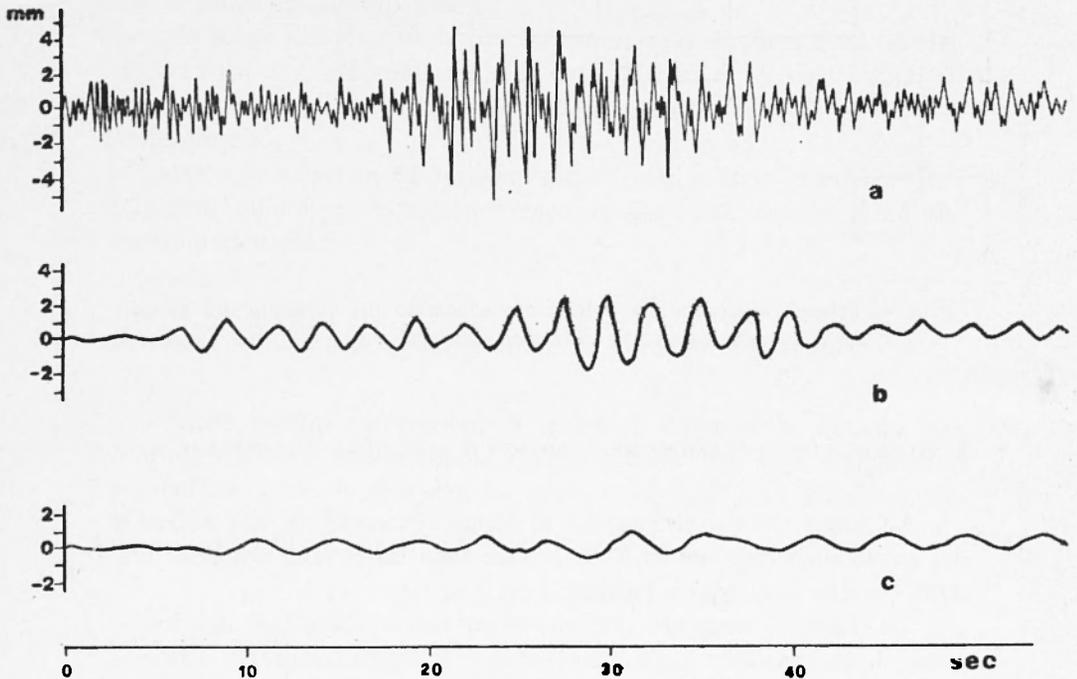


Fig. 2 — Confronto fra la registrazione ottenuta con il sismografo Wood-Anderson e quelle ricavate analiticamente per gli strumenti riferiti nel testo con il numero 19 e 6. Il terremoto è quello di Ascoli Piceno del 24.11.72, 08^h 06^m 26^s, con $M_l = 3.8$ e $A = 126$ km.

TABELLA 1
Caratteristiche strumentali.

n.	Denominazione dello strumento	Massa (kg)	Periodo sec.	Ingran. statico	Vel. scorr. (cm/h)
1	Grande <i>SG</i> Cancani	300	10.0	12.5	60
2	<i>MSG</i> Vicentini	100	2.4	70	60
3	Nuovo <i>SG</i> Agamennone	80	2.6	100	60
4	Vicentini	106	2.4	100	30
5	<i>SG</i> Agamennone	112	5.0	12	30
6	<i>MSG</i> Agamennone	500	4.2	60	70
7	<i>SG</i> Agamennone	200	4.4	14	35
8	Vicentini a pantografo	450	2.4	100	100
9	<i>MSG</i> Vicentini a pantografo	500	4.6	80	180
10	Microsismometrografo « <i>B</i> »	100	2.3	128	51
11	Vicentini	50	2.3	85	10
12	Vicentini	66.5	2.4	80	20
13	Vicentini	100	2.4	120	30
14	Agamennone	220	3.9	10	34
15	Vicentini	150	2.4	65	30
16	<i>MS</i> Vicentini	100	2.4	80	60
17	Agamennone	200	6.0	20	29
18	Nuovo <i>MSG</i> Agamennone	250	2.6	100	60
19	Nuovo <i>MSG</i> Agamennone	1500	2.6	160	60
20	Grande <i>SM</i>	200	3.0	20	60
21	Sis. a lastra affumicata	26.4	3.5	10	2670
22	<i>MSG</i> Vicentini	100	2.3	50	60
23	<i>SG</i> Agamennone	200	6.0	12.5	36
24	Pendolo <i>N</i> Stiattesi	260	8.6	25	100
25	Pendolo <i>E</i> Stiattesi	260	8.0	25	100

4. ESPRESSIONE GENERALIZZATA DELLA MAGNITUDO.

La magnitudo calcolata mediante un qualsiasi strumento x deve essere funzione, oltre che delle caratteristiche strumentali (V_x, T_x, h_x), della distanza epicentrale; ne diamo quindi la seguente espressione:

$$M = \log A_{XM} + f(\Delta) + g(V_x, T_x, h_x, \Delta) \quad [3]$$

dove A_{XM} è la massima ampiezza registrata dal sismografo che si vuole tarare. Secondo numerose verifiche eseguite su registrazioni del Wood-Anderson, le ampiezze massime sulle due componenti sono comparabili tra loro; ciò permette di semplificare la [1] la quale assume la seguente forma:

$$M = \log A_{WAM} + f(\Delta) \quad [1']$$

dove A_{WAM} è la massima ampiezza per una delle due componenti. Ugualgiando la [3] alla [1']

$$\log \frac{A_{WAM}}{A_{XM}} = g(V_x, T_x, h_x, \Delta)$$

Indicando con A_{XU} l'ampiezza del moto della massa oscillante, si ha: $A_{XM} = V_x A_{XU}$, quindi

$$\log \frac{A_{WAM}}{A_{XU}} = g(T_x, \Delta).$$

Si è giunti ad una funzione dipendente soltanto da T_x e Δ ; h_x , infatti, è stato precedentemente fissato e la dipendenza dell'amplificazione statica eliminata, e normalizzata ad uno.

La funzione di correzione $g(T_x, \Delta)$ è stata calcolata con il metodo descritto nel secondo paragrafo, per ciascuno dei quattro terremoti effettivi in funzione di Δ e del periodo T_x .

I risultati ottenuti sono riportati in Tab. 2. Mediante una regressione lineare dei dati si è potuto scrivere per ogni fissato periodo:

$$g(T_x, \Delta) = a(T_x) \Delta + b(T_x).$$

In base ai gruppi di dati sperimentali, $a(T_x)$ e $b(T_x)$ hanno dipen-

denza lineare dal periodo, scriviamo perciò:

$$a(T_x) = k T_x + l$$

$$b(T_x) = p T_x + q.$$

Sostituendo nella $g(T_x, \Delta)$ diviene:

$$g(T_x, \Delta) = k \Delta T_x + l \Delta + p T_x + q$$

e con calcolo esplicito

$$g(T_x, \Delta) = (0.65 \Delta T_x - 21 \Delta - 1729 T_x) 10^{-4} + 3.4273.$$

In fig. 3 è riportata una famiglia di curve $g(T_x, \Delta)$.

Arriviamo, quindi, alla formula desiderata:

$$M = \log A_{XM} - \log V_x + g(T_x, \Delta) + f(\Delta) \quad [4]$$

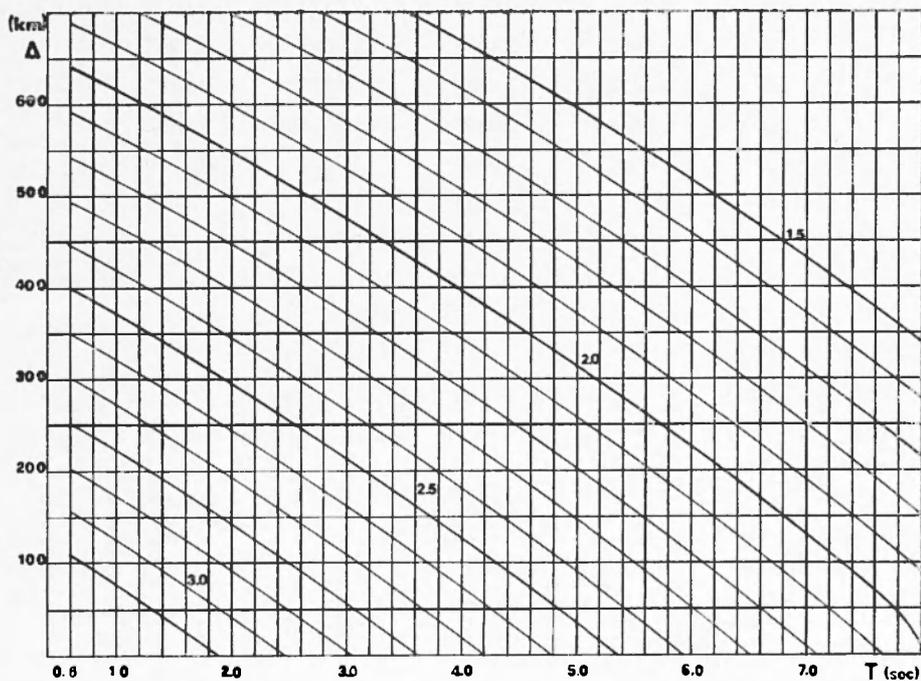


Fig. 3 — Grafici che forniscono la funzione di correzione $g(T, \Delta)$ in funzione del periodo proprio dello strumento e della distanza epicentrale.

TABELLA 2

Funzione di correzione $g(T_x, d)$.

T_x	20 km	130 km	270 km	530 km
0.8	3.0509	2.4738	2.5667	2.8307
1.2	3.1940	2.5074	2.2829	2.2024
1.3	3.0785	2.3157	2.3493	2.2138
1.6	3.1335	2.6035	2.1620	2.0390
1.8	3.1303	2.3345	2.2283	1.9804
2.3	2.9075	2.4712	2.3168	1.7585
2.4	2.9304	2.4933	2.3010	1.7721
2.6	2.8997	2.5475	2.3615	1.6636
3.9	2.9133	2.3841	2.1379	1.7987
4.2	2.8694	2.5698	2.0510	2.0531
4.4	2.7982	2.4136	2.0692	1.7944
4.6	2.7332	2.4369	1.9725	1.9467
5.0	2.6348	2.2980	2.1081	1.7492
6.7	2.4551	2.2027	2.0627	1.7070
10.0	2.3831	2.0865	1.9257	1.4326

TABELLA 3

Magnitudo del terremoto del 23.10.1970.

Stazione	Δ (km)	$f(\Delta)$	n.	Comp.	A_{max}	M	Scarto
Mineo (CT)	147.3	3.284	20	ORIZ	27.0	6.041	0.372
Catania	106.0	3.036	1	NE	25.0	4.880	-0.789
			1	NW	43.5	5.120	-0.549
			2	S	39.5	5.593	-0.076
			2	N	48.0	5.678	0.009
			21	E	23.5	6.030	0.361
			21	N	38.0	6.239	0.570
Carloforte (CA)	685.4	5.071	22	NE	0.9	5.016	-0.653
(Is. S. Pietro)			22	NW	0.7	4.907	-0.762
Caggiano (SA)	286.1	4.516	23	ORIZ	14.5	6.478	0.809
Rocca di Papa (Roma)	503.7	4.707	19	NS	31.5	6.004	0.335
			19	EW	22.5	5.858	0.189
			6	NW	14.0	5.852	0.183
			6	NE	7.0	5.551	-0.118
			7	EW	2.6	5.725	0.056
			7	NE	1.0	5.310	-0.359
Ximeniano (FI)	755.8	5.212	8	ORIZ	3.5	5.295	-0.374
Moncalieri (TO)	1040.3	5.781	24	NS	8.5	5.631	-0.038
			25	EW	17.5	6.009	0.340
Padova	889.6	5.479	10	ORIZ	27.5	6.102	0.433
Venezia	879.2	5.458	13	NS	11.0	5.720	0.051

5. APPLICAZIONE DEL METODO E CONCLUSIONI.

Nella tabella 3 riportiamo i risultati di un'applicazione del metodo illustrato nei precedenti paragrafi. Essi sono stati ottenuti mediante un programma per elaboratore elettronico in cui, come dati fissi, si trovano inserite le coordinate e le caratteristiche strumentali delle varie stazioni sismiche e, come dati da variare di volta in volta, si devono fornire le coordinate dell'evento e le ampiezze rilevate sui sismogrammi delle singole stazioni.

L'esempio si riferisce al terremoto di Ferruzzano (Reggio Calabria) del 23.10.1907 alle ore 20 27 ca. (*GMT*), avente come coordinate epicentrali: $\varphi = 30^{\circ} 02' N$, $\lambda = 16^{\circ} 05 E$.

I dati sono stati tratti dall'opera citata in bibliografia ⁽²⁾.

La magnitudo calcolata dalla media di 21 osservazioni a diversa distanza e con diversi strumenti, vale $M = 5.67$, con una deviazione standard percentuale del 7.66%.

Citiamo, a titolo di esempio, che per lo stesso terremoto, Karnik ⁽³⁾ aveva ottenuto una magnitudo pari a $M = 5.9$.

In conclusione possiamo affermare che, data la semplicità di applicazione, il metodo descritto nel presente lavoro, potrà contribuire al recupero di dati ancora validi per la conoscenza dei terremoti storici.

BIBLIOGRAFIA

- (1) AURELIO, V., CONSOLE, R., GASPARINI, C., 1975. - *La magnitudo calcolata mediante sismografi a breve periodo*. « Annali di Geofisica », 26, 4, pp. 695-705.
- (2) Bollettino della Società Sismologica Italiana. 1910. 14, pp. 455-461.
- (3) KARNÍK, V., 1969. - *Seismicity of the European area*. Reidel Publish. Co., Holland, parte 1.
- (4) RICHTER, C. F., 1955. - *An instrumental earthquakes magnitude scale*. « Bull. of the Seism. Soc. Amer. », 1.