

STUDIO MICROSISMICO DEL TERREMOTO DI JENICE DEL 18 MARZO 1953

FRANCESCO PERONACI

(PARTE I)

I. - Il 18 Marzo del 1953 alle ore 19,06^m ca. T.M.G. è stato registrato da tutti gli osservatori della rete sismica mondiale un violento terremoto che ha prodotto distruzioni in varie località situate nella regione dell'Anatolia. Particolarmente colpiti risultarono i centri di Jenice, Gonen e Can, in particolare a Jenice tutti gli edifici furono distrutti. Rimandando per le notizie macrosismiche alle pubblicazioni già esistenti sull'argomento, mi limiterò a ricordare che il raggio di percettibilità delle scosse è stato molto esteso (area di 500.000 km²), interessando oltre alla Turchia anche le isole dell'arcipelago greco e la Bulgaria Meridionale. La scossa delle ore 19 ha originato un intenso e lungo periodo sismico, tanto che l'Osservatorio di Istanbul fino al 30 Marzo ha registrato circa 600 repliche, di cui alcune sentite di 3° grado ad Istanbul. La magnitudo del terremoto, relativamente alla scossa principale, è stata valutata 8 a Berkely, 7 3/4 a Strasburgo, Pasadena, Tacubaya, 7,5 a Urbanovo e Roma, 7 a Uppsala e De Bilt; assumendo quindi come valore medio della magnitudo 7,5 una valutazione approssimativa ci consente di stabilire che l'energia sviluppata all'ipocentro è risultata dell'ordine di 10²⁵ erg.

II. - Allo scopo di determinare le coordinate ipocentrali e il tempo origine, è stato applicato un metodo già usato in precedenza con successo nello studio di altri terremoti, limitandomi ai richiami essenziali, ricordo che esso si riduce alla risoluzione di n equazione del tipo

$$t_n = f(\lambda_0, \varphi_0, h_0) + \frac{\partial f}{\partial \lambda_0} \delta \lambda_0 + \frac{\partial f}{\partial \varphi_0} \delta \varphi_0 + \frac{\partial f}{\partial h_0} \delta h_0 \quad [1]$$

ottenute dallo sviluppo in serie fino ai termini di 1° ordine della funzione $t = f(\lambda, \varphi, h)$.

Nella [1] $\varphi_0, \lambda_0, t_0, h_0$ sono i valori approssimati delle incognite, $\delta \varphi_0, \delta \lambda_0, \delta t_0, \delta h_0$, le correzioni da apportare ad esso per ottenere il valore

più probabile delle incognite stesse: $f(\lambda_0, \varphi_0, h_0)$ il tempo di propagazione delle P_n in corrispondenza della distanza epicentrale considerata, quale risulta dai valori approssimati delle coordinate epicentrali.

Eseguito i calcoli si trova che indicando con α l'azimut della stazione considerata rispetto all'epicentro, $\frac{\partial f}{\partial \lambda_0}$ e $\frac{\partial f}{\partial \varphi_0}$ possono essere espressi delle relazioni

$$\frac{\partial f}{\partial \varphi_0} = - \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \cos \alpha \quad \frac{\partial f}{\partial \lambda_0} = - \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \cos \varphi_0 \sin \alpha$$

per cui la [1] può applicarsi alle varie stazioni nella forma

$$\begin{aligned} \delta t_0 - \cos \varphi_0 \sin \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \lambda_0 - \cos \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \varphi_0 + \\ + \frac{\partial f}{\partial h_0} \delta h_0 = P_n - [t_0 + f(\lambda_0, \varphi_0, h_0)] \end{aligned} \quad [1']$$

ove con P_n si è indicato il tempo di arrivo delle longitudinali dirette nella stazione considerata e con $t_0 + f(\lambda_0, \varphi_0, h_0)$ la somma dell'ora origine approssimata e del tempo di tragitto.

Per calcolo della $\frac{\partial f}{\partial \Delta_n}$ e $\frac{\partial f}{\partial h_0}$ ho impiegato le dromocrone di Jeffreys.

Una prima determinazione è stata eseguita utilizzando i dati delle 11 stazioni riportate nella tabella seguente scelte opportunamente sia per l'elevato scorrimento che per la loro particolare posizione geografica. In particolare ho ritenuto di trascurare le stazioni che comportavano distanze inferiori ai 1500 km allo scopo di utilizzare tragitti sul cui tempo non influissero eccessivamente le prime stratificazioni della crosta terrestre. Ho ritenuto che ciò fosse necessario in quanto non solo non esistono dromocrone per terremoto con provenienza dal bacino orientale del Mediterraneo, ma anche perchè altri ricercatori hanno sospettato delle anomalie sulla propagazione delle onde sismiche per terremoti con tale provenienza.

Assunto come epicentro provvisorio quello fornito dal B.C.I.S. $\varphi_0 = 40^\circ 6' N$; $\lambda_0 = 27^\circ 18' E$, e per tempo origine provvisorio quello calcolato in base ai tempi di tragitto per le varie stazioni per $h = 0$. ($t_0 = 19^h 06' 12''$) ho ottenuto impiegando gli elementi della tabella 1 le seguenti correzioni da apportare ai dati ipocentrali provvisori: $\delta \varphi_0 = - 0^\circ, 00493599$, $\delta \lambda_0 = + 0^\circ, 0271650$, $\delta t_0 = - 1,5973 \text{ sec}$

$\delta h_0 = -10$ km. I calcoli sono stati eseguiti in coordinate geocentriche, mentre sia $\delta\varphi_0$ che $\delta\lambda_0$ sono espresse in unità gradi geografici.

Tabella 1

Stazioni	Distanza Km.	P_n	$f(\varphi_0, \lambda_0, h_0)$ per $h = 0$	t_0	$P_n - t_0 +$ $+ f(\varphi_0, \lambda_0, h_0)$
Stoccarda .	1726	09 ^m 53 ^s ,5	3 ^m 42 ^s ,0	06 ^m 11 ^s ,0	- 0 ^s ,6
Kew . . .	2468	11 21 ,1	4 59 ,6	06 12 ,5	+ 0 ,4
Jena . . .	1713	09 52 ,5	3 40 ,4	06 12 ,1	0 ,0
Algeri . . .	2141	10 41 ,0	4 28 ,7	06 12 ,3	+ 0 ,2
Strasburgo .	1814	10 04 ,2	3 52 ,0	06 12 ,2	+ 0 ,1
Uppsala . .	2298	10 55 ,8	4 44 ,1	06 11 ,7	- 0 ,4
De Bilt . .	2154	10 42 ,2	4 29 ,9	06 12 ,3	+ 0 ,2
Neuchatel .	1809	10 03 ,0	3 51 ,1	06 11 ,9	- 0 ,2
Göttingen .	1843	10 07 ,9	3 55 ,5	06 12 ,4	+ 0 ,3
Tortosa . .	2265	10 53 ,0	4 41 ,1	06 11 ,9	- 0 ,2
Kiruna . .	3117	12 07 ,1	5 54 ,9	06 12 ,2	+ 0 ,1
			\bar{t}_0	06 ^m 12 ^s ,1	

Tenendo presente che l'asse verticale è scelto positivo verso il centro della Terra, il calcolo porterebbe l'ipocentro al disopra della superficie terrestre. Valutato l'errore quadratico medio per la profondità ho ottenuto ± 15 km quindi ho supposto che la profondità ipocentrale fosse talmente piccola da non poter essere valutata se non con l'impiego di stazioni molto prossime all'ipocentro.

Mantenendo l'ipotesi di ipocentro superficiale ho posto nella [1'] $h_0 = 0$, e ho rieseguito i calcoli con le 11 stazioni già impiegate, ottenendo con due approssimazioni successive i seguenti dati più probabili della posizione dell'epicentro e del tempo origine (anche qui φ_0 e λ_0 sono espressi in coordinate geografiche).

$$\varphi_0 = 40^{\circ}07'09'' \text{ N} \pm 2'20'' \text{ N.}$$

$$\lambda_0 = 27^{\circ}17'29'' \text{ E} \pm 30'0'' \text{ E.}$$

$$t_0 = 19^{\text{h}}06'12'',3 \pm 0,6^{\text{s}} \text{ T.M.G.}$$

Ho ritenuto interessante eseguire una seconda determinazione della posizione dell'ipocentro e del tempo origine impiegando i dati di stazioni più prossime all'epicentro ed in particolare di Vienna, Roma, Bologna, Messina, Trieste, Salò, Padova, Reggio Calabria, Budapest, Urbanovo tutte incluse tra 1000 e 1500 km. Per i calcoli mi sono questa volta servito della dromocrona delle P_n calcolata da Di Filippo-Marcelli valida per l'Italia Centrale per una profondità di 5 km in quanto più prossima alla zona studiata e della dromocrona di Jeffreys per $h = 33$ km. Il tempo origine medio quale si calcola facendo la differenza tra tempo di registrazione e tempo di tragitto è risultato in base alla dromocrona di Di Filippo-Marcelli di $19^h06^m12^s,0$ con un massimo scarto di 0,8 sec per la stazione di Salò.

Eseguiti i calcoli ho ottenuto con 2 approssimazioni successive

$$\begin{aligned}\varphi_0 &= 40^{\circ}07'15'' \pm 3',4 \text{ N} & \lambda_0 &= 27^{\circ}17'59'' \pm 3',4 \text{ E} \\ t_0 &= 19^h06'12'',1 \pm 0^s,7\end{aligned}$$

con una correzione per la profondità di -7 km ± 10 che riporterebbe l'ipocentro in superficie dato che la correzione va applicata a 5 km di supposta profondità ipocentrale. L'accordo tra le due determinazioni è veramente sorprendente e fa sospettare che non si possa parlare per le onde spaziali di anomalie di propagazione nei tragitti che interessano la parte meridionale della penisola Balcanica e il Mediterraneo Orientale, almeno quando si tratti di tempi di tragitto corrispondenti a distanze non inferiori ai 1000 km come nel caso delle stazioni impiegate. Di questo fatto si ha una conferma osservando gli scarti $P_n - t + f(\varphi_0, \lambda, h_0)$, che per le varie stazioni sono: Vienna $-0^s,1$; Roma $+0,7$; Bologna $+0,5$; Messina $+0,4$; Trieste $+0,6$; Salò $-0,8$; Padova $-0,6$; Reggio C. $+0,5$; Budapest $-0,4$; Urbanovo $-0,7$.

Essendo durante il corso della ricerca giunte le registrazioni ottenute dalle stazioni rumene, che con Atene sono le più vicine all'epicentro, ho voluto rieseguire il calcolo dell'ipocentro impiegando i dati di stazioni che comportassero tragitti esclusivamente continentali e interessanti la zona dei Balcani e le cui distanze epicentrali non superassero i 1200 km. A questo scopo furono impiegate le stazioni di Bucarest, Campolungh, Foxani, Bacau, Jasi, Budapest, Zagabria, Urbanovo, Vienna. Particolarmente laboriosa è stata la scelta della dromocrona da adoperare; infatti tentativi eseguiti sia impiegando le dromocrone di Caloi per il Cansiglio, che quelle di Mohorovicic per i Balcani, non hanno portato a risultati attentibili, essendo l'epicentro microsismico risultato troppo lontano

dall'epicentro macrosismico. La ragione di ciò è ad esempio da ricercarsi nel caso della dromocrona di Caloi, al fatto che essa oltre ad essere calcolata per una profondità di 17 km, si riferisce ad una zona ove la potenza dello strato del granito raggiunge i 35-40 km, valore che è nettamente superiore a quello che presumibilmente si deve attribuire alla zona studiata. Come ultimo tentativo ho impiegato le dromocrone ricavate per l'Italia centrale da Di Filippo-Marcelli e la dromocrona per $h = 33$ km di Jeffreys e con due approssimazioni successive ho ottenuto i seguenti valori più probabili delle correzioni da apportare ai valori provvisori delle incognite:

$$\begin{aligned} \delta\varphi_0 &= - 0^{\circ},0662 & \delta\lambda_0 &= - 0^{\circ},00826 \\ \delta h_0 &= - 4 \text{ km} & \delta t_0 &= - 0,922 \text{ sec} \end{aligned}$$

per cui tenendo presente che i valori di partenza erano

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= 40^{\circ}07'09'' \text{ N} & \lambda_0 &= 27^{\circ}17'29'' \text{ E} \\ t_0 &= 19^{\text{h}}06^{\text{m}}12^{\text{s}},3 & h_0 &= 5 \text{ km} \end{aligned}$$

i risultati dei calcoli confermano ancora la superficialità del terremoto e i dati epicentrali che erano stati ricavati impiegando le stazioni lontane. Per quanto riguarda gli scarti tra i tempi di registrazione osservati e i calcolati per le varie stazioni, avevo ottenuto impiegando le dromocrone di Di Filippo-Marcelli: Bucarest + 0^s,6; Campolunghe 0,0; Foxani + 0,7; Bacau - 0,2; Jasi - 0,9; Budapest - 0,6; Zagabria 0,0; Urbanovo - 0,8; Vienna - 0,3; cioè valori che possono tranquillamente attribuirsi agli errori di osservazione.

Concludendo possiamo assumere come coordinate dell'epicentro quelle ricavate con le stazioni lontane e affermare che la profondità ipocentrale è molto piccola, e probabilmente compresa nei primi 5 Km di profondità. L'assenza di materiale di osservazione relativo a stazioni molto prossime all'epicentro non consente una determinazione più rigorosa della profondità ipocentrale, per cui almeno per adesso dovremo limitarci a tale affermazione rimandando ogni ulteriore conferma al proseguo della ricerca.

III. - Sono quindi passato a calcolare le dromocrone delle onde spaziali P_n ed S_n fino a 3500 km; come è noto tali dromocrone possono essere senza errore sensibile, approssimate a rette solo fino a 1000 km, per cui oltre tale distanza è necessario approssimarle ad una curva. Un primo tentativo eseguito con curva di 2° grado, pur fornendo risultati discreti non è stato ritenuto soddisfacente, per cui ho preferito eseguire

l'approssimazione delle dromocrone sperimentali con una curva di 3° grado del tipo

$$t = a + \beta \Delta + \gamma \Delta^3 + \delta \Delta^2 \quad [2]$$

nella quale t è il tempo di tragitto, Δ la distanza epicentrale, e a , β , γ , δ coefficienti indipendenti da Δ da determinare usufruendo dei dati sperimentali relativi ad un numero sufficiente di stazioni di osservazione, con il metodo dei numeri quadrati.

La [2] è stata applicata alle 15 stazioni comprese tra 600 e 3000 km riportate nella tabella 2. Per rendere meno laboriosi i calcoli che tra l'altro comportano l'impiego di numeri con cifre comprese tra 15 e 20, ho proceduto nel seguente modo: scritte le 15 equazioni per ordine di distanza epicentrale crescente, ho dedotto per differenza 14 equazioni nelle sole β , γ , δ che ho risolto con il metodo dei minimi quadrati ottenendo i seguenti valori provvisori di β , γ , δ :

$$\begin{aligned} \beta &= + 0,117646216911 \\ \gamma &= + 0,635330334151 \cdot 10^{-5} \\ \delta &= - 0,280260316705 \cdot 10^{-8} . \end{aligned}$$

In base a tali valori, che ho sostituito nelle [2], ho ricavato il valore di a ottenendo $a = + 13,64173896$ che introdotto nelle [2] ha consentito di ottenere 15 equazioni nelle β , γ , δ che ho risolto sempre con il metodo dei minimi quadrati. In definitiva l'equazione della dromocrona più probabile delle P_n è data dalla equazione

$$t = 13,6417 + 0,119351 \Delta + 0,46451 \cdot 10^{-5} \Delta^2 - 0,238965 \cdot 10^{-8} \Delta^3$$

con errore quadratico medio $\varepsilon = \pm 0,83015$. Gli scarti tra valori calcolati e valori osservati sono riportati nell'ultima colonna nella tabella 2, e ci mostrano come la curva calcolata approssimi la dromocrona sperimentale entro i limiti degli errori di osservazione.

IV. - Impiegando stazioni con distanze non superiori ai 1250 km ho calcolato la dromocrona delle P_n approssimandola ad una retta; i dati sperimentali sono quelli della tabella 3, ove anche sono stati riportati gli scarti della dromocrona più probabile dai tempi rilevati dai sismogrammi.

Tabella 2

Stazioni	Δ /Km	t_{Pn} (osservato)	Δt
Campolungh	601	1m26s,2	+ 0,31 sec.
Bacau	715	1 39 ,9	+ 0,36
Messina	1036	2 19 ,5	+ 0,30
Zagabria	1115	2 28 ,9	+ 0,76
Roma	1257	2 47 ,0	- 0,58
Padova	1389	3 01 ,6	+ 0,39
Praga	1492	3 13 ,4	+ 0,68
Kebb	1609	3 26 ,5	+ 1,26
Jena	1711	3 40 ,2	- 0,73
Strasburgo	1811	3 51 ,9	- 1,08
Algeri	2140	4 28 ,7	- 1,69
Uppsala	2296	4 43 ,1	- 0,15
Kew	2468	4 59 ,8	+ 0,77
Almeria	2607	5 13 ,7	+ 0,40
Malaga	2778	5 29 ,7	+ 0,19

La dromocrona più probabile delle Pn fino a 1250 km è espressa dall'equazione

$$t = \frac{\Delta}{8,168 \pm 0,036} + 12^s,81 \pm 0^s,79 .$$

Per cui la velocità media alla base della crosta terrestre risulta di 8,17 km/sec. Questo valore è molto prossimo a $8,19 \pm 0,04$ di Di Filippo-Marcelli per l'Italia centrale (Gran Sasso) e all' $8,14$ Karnik per i Balcani.

Nell'ultima colonna della tabella sono riportati gli scarti rispetto alla curva di 3° ordine, dal loro esame si nota che per distanze fino a 1200 km si deve accordare una leggera preferenza alla retta in quanto essa approssima meglio i valori sperimentali.

Ho ritenuto utile eseguire un confronto della dromocrona calcolata con le dromocrone per la superficie calcolate da Gutenberg, Jeffreys (1948) e da Di Filippo-Marcelli (per una profondità di 5 km) (tabella 4);

Tabella 3

Stazioni	Δ/Km	t_{pn}	Δt (dalla retta)	Δt (dalla curva di 3° grado)
Bucarest	489	1 13 ^s , 1	— 0,5	— 0,2
Campolungh	601	1 26 , 2	0,0	— 0,3
Foxani	621	1 29 , 3	— 0,6	— 0,3
Bacau	715	1 39 , 9	+ 0,3	+ 0,4
Jasi	788	1 48 , 2	+ 0,9	+ 1,0
Reggio Cal.	1030	2 18 , 8	— 0,2	+ 0,1
Messina	1036	2 19 , 5	— 0,1	+ 0,3
Budapest	1051	2 20 , 5	+ 0,7	
Zagabria	1115	2 28 , 9	+ 0,1	+ 0,8
Urbanovo	1128	2 29 , 6	+ 1,0	+ 1,2
Vienna	1254	2 45 , 6	+ 0,6	+ 0,7
Roma	1257	2 47 , 0	— 0,6	— 0,6
Trieste	1264	2 48 , 8	— 1,6	— 1,5

si nota una notevole coincidenza almeno fino a 1000 km, coincidenza che comporta l'ipotesi che la profondità ipocentrale del terremoto in esame sia molto piccola.

V. - Utilizzando i dati delle seguenti stazioni di osservazione ho tentato di approssimare la domocrona delle S_n con una curva di terzo ordine del tipo

$$t = a + \beta \Delta + \gamma \Delta^2 + \delta \Delta^3.$$

Il risultato dei calcoli ha indicato come curva più probabile la:

$$t = 11,6560 + 0,23121 \Delta + 0,736171 \cdot 10^{-8} \Delta^2 - 0,314557 \cdot 10^{-8} \Delta^3$$

con un errore quadratico medio $\varepsilon = \pm 0,872214$.

Gli scarti tra valori osservati e valori calcolari relativi ai tempi di propagazione delle S_n sono riportati nell'ultima colonna dei dati di osservazione impiegati per costruire la dromocrona.

Tabella 4

Δ°	Gutenberg	Jeffreys	Di Filippo- Marcelli	Terr. Turchia
4	— —	1 ^m 03 ^s ,9	1 ^m 07 ^s ,0	1 ^m 07 ^s ,1
6	— —	1 32 ,2	1 34 ,3	1 34 ,2
8	— —	2 00 ,3	2 01 ,3	2 01 ,4
10	2 ^m 27 ^s	2 28 ,0	2 28 ,6	2 28 ,7
12	2 55	2 55 ,3	2 55 ,2	2 55 ,3
14	3 23	3 21 ,9	— — — —	3 21 ,5
16	3 49	3 48 ,0	— — — —	3 47 ,0
18	4 13	4 13 ,2	— — — —	4 11 ,8
20	4 35	4 37 ,0	— — — —	4 35 ,6
22	4 57	4 57 ,5	— — — —	4 58 ,2
24	5 17	5 17 ,1	— — — —	5 19 ,6

I valori di tali scarti, pur essendo in generale maggiori di quelli relativi alle P_n , sono contenuti in limiti ragionevoli e quasi certamente imputabili alla difficoltà di rilevare l'inizio delle S_n dai sismogrammi; difficoltà principalmente dovuta al fatto che gli inizi delle S_n sono per queste distanze epicentrali particolarmente deboli in quanto le distanze stesse risultano comprese nella zona d'ombra originata dalla presenza della astenosfera.

Anche per le onde trasversali dirette ho eseguito il tentativo di approssimazione della dromocrona fino a 1200 km ad una retta e impiegando le stazioni di Atene, Campolungh, Foxani, Bacau, Jasi, Reggio C., Messina, Budapest, Zagabria, Hurbanovo, Vienna, Roma ho ottenuto

$$t = \frac{\Delta}{4,40 \pm 0,01} + 12,82 \pm 0,67$$

quindi la velocità media delle trasversali alla base della superficie di Mohorovicic è $4,40 \pm 0,01$ km/sec. Gli scarti tra tempi osservati e tempi calcolati sono, nell'ordine di come sono state scritte le stazioni: — 0^s,22; — 0,17; — 0,02; — 0,34; + 1,36; — 0,29; — 0,03; — 0,01; + 0,74; — 1,20; + 0,46; — 0,26. L'errore quadratico medio è risultato $\varepsilon = \pm 0,66406$.

Tabella 5

Stazioni	Distanze (Km.)	t_{Sn} (osservato)	Δt
Campolungh.	601	2m29s,7	+ 0,547
Bacau	715	2 55 ,8	+ 0,26
Messina	1036	4 08 ,5	+ 0,07
Zagabria	1115	4 25 ,7	+ 0,20
Roma	1257	4 59 ,0	- 1,75
Bologna	1400	5 29 ,6	- 1,45
Praga	1492	5 47 ,8	- 0,22
Pavia	1584	6 06 ,2	+ 0,98
Jena	1711	6 31 ,7	+ 1,93
Stoccarda	1724	6 35 ,2	+ 1,09
Strasburgo	1811	6 54 ,4	- 0,31
Gottinga	1841	6 59 ,7	+ 0,46
Copenaghen.	2046	7 41 ,7	- 0,88
Algeri	2141	8 00 ,7	- 1,53
Uppsala	2296	8 26 ,9	+ 1,54
Kew	2468	9 01 ,0	- 1,59
Almeria	2607	9 22 ,7	+ 0,87

Anche in questo caso ho osservato che fino a 1200 km si deve preferire la dromocrona rettilinea alla curva di terzo ordine.

Roma - Istituto Nazionale di Geofisica - Dicembre 1955.

RIASSUNTO

Il presente lavoro è la prima parte di uno studio eseguito sul terremoto di Jenice del 18 Marzo 1953. In esso vengono calcolate le coordinate epicentrali, e le dromocrone più probabili delle Pn e delle Sn valide fino a 3000 km.

SUMMARY

The present paper is the first part of a study on the earthquake of Jenice (1953, March 18). The epicentral coordinates and time-curves of Pn and Sn phases (till about 3000 kms) has been calculated.

BIBLIOGRAFIA

- KETIN, I., e ROESLI, F., *Makroseimische Untersuchungen über das nordwest-anatolische Beben von 18 März 1953*. Eclogae Geologicae Helveticae, Vol. 46, n. 2, 1953.
- CALOI, P., e PERONACI, F., *Il terremoto del Turkestan del 2 Nov. 1946*. Annali di Geofisica, Vol. I, n. 2, 1948.
- DI FILIPPO, D., e MARCELLI, L., *Uno studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia del 5 Settembre 1950*. Annali di Geofisica, Vol. IV, n. 2, 1951.
- CALOI, P., *Tempi di tragitto per terremoti ad origine vicina*. La Ricerca Scientifica, Vol. X, n. 5, 1939.
- GIRLANDA, A., *Il terremoto di Hokkaido del 4 Marzo 1952*. Annali di Geofisica, Vol. VI, n. 2, 1953.
- GUTENBERG, B., e RICHTER, C. F., *On seismic waves (First Paper)*. Gerl. Beitr. z. Geoph., Band 43, 1935.
- JEFFREYS, H., e BULLEN, K. E., *Seismological Tables*. British Assoc. for Advancement of Science, London, 1948.