

# STUDIO DI UN MOVIMENTO SISMICO DEL BASSO TIRRENO, ORIGINANTE ALLA PROFONDITÀ DI 265 KM.

ANTONINO GIRLANDA

*Premessa.* — Gli studi microsismici condotti sul terremoto delle isole Lipari del 13 aprile 1938, sebbene siano concordi nell'attribuire all'ipocentro una profondità di circa 300 km, valore eccezionale e fino allora insospettato nella zona del Mediterraneo centro-occidentale <sup>(1)</sup>, hanno condotto a risultati discordanti in relazione alla velocità di propagazione delle onde sismiche in corrispondenza del basso Tirreno. Le determinazioni delle coordinate spazio-temporali, eseguite dai vari Centri sismologici e da diversi autori, conducono a risultati assai discordanti. Le determinazioni del B.C.I.S., della J.S.A., di Pasadena, e, in modo particolare, una seconda determinazione di Demetrescu, condotta sui dati di 45 stazioni, portano a conclusioni che contrastano nettamente con i dati forniti dalle stazioni più vicine all'epicentro. Secondo gli ultimi risultati di Demetrescu, tali stazioni avrebbero registrato l'onda *P* con un anticipo eccezionale, anticipo che risulterebbe di 12<sup>s</sup> per Trenta e Pompei, di 11<sup>s</sup> per Taranto e Bari, di 9<sup>s</sup> per Napoli.

Analoghe osservazioni sono state fatte in uno studio dedicato ad un altro terremoto del basso Tirreno <sup>(2)</sup>, avvenuto il 16 marzo 1941 ( $\lambda = 12^{\circ} 07' 23'' E.$ ,  $\varphi = 38^{\circ} 26' 19'' N.$ ,  $h = 85$  km), nel quale è stato messo in evidenza un anticipo nei tempi di arrivo delle onde di dilatazione e di distorsione nelle stazioni più vicine all'epicentro, tale da non potersi attribuire ad eventuali errori d'osservazione.

Tali risultati fanno naturalmente sospettare l'esistenza nella zona, che d'altra parte si presenta notevolmente anomala sia dal punto di vista geologico che geodetico, di una grande anomalia nella velocità di propagazione delle onde sismiche che troverebbe la sua giustificazione, in parte nella natura vulcanica della zona <sup>(3)</sup>, in parte nella sottigliezza dello strato superficiale del « granito » che, in tale zona, sembra pressoché mancante <sup>(4, 5)</sup>.

La scarsità di dati sufficientemente attendibili, dovuta al difetto di stazioni efficienti vicine ad una zona che si presenta di così vivo

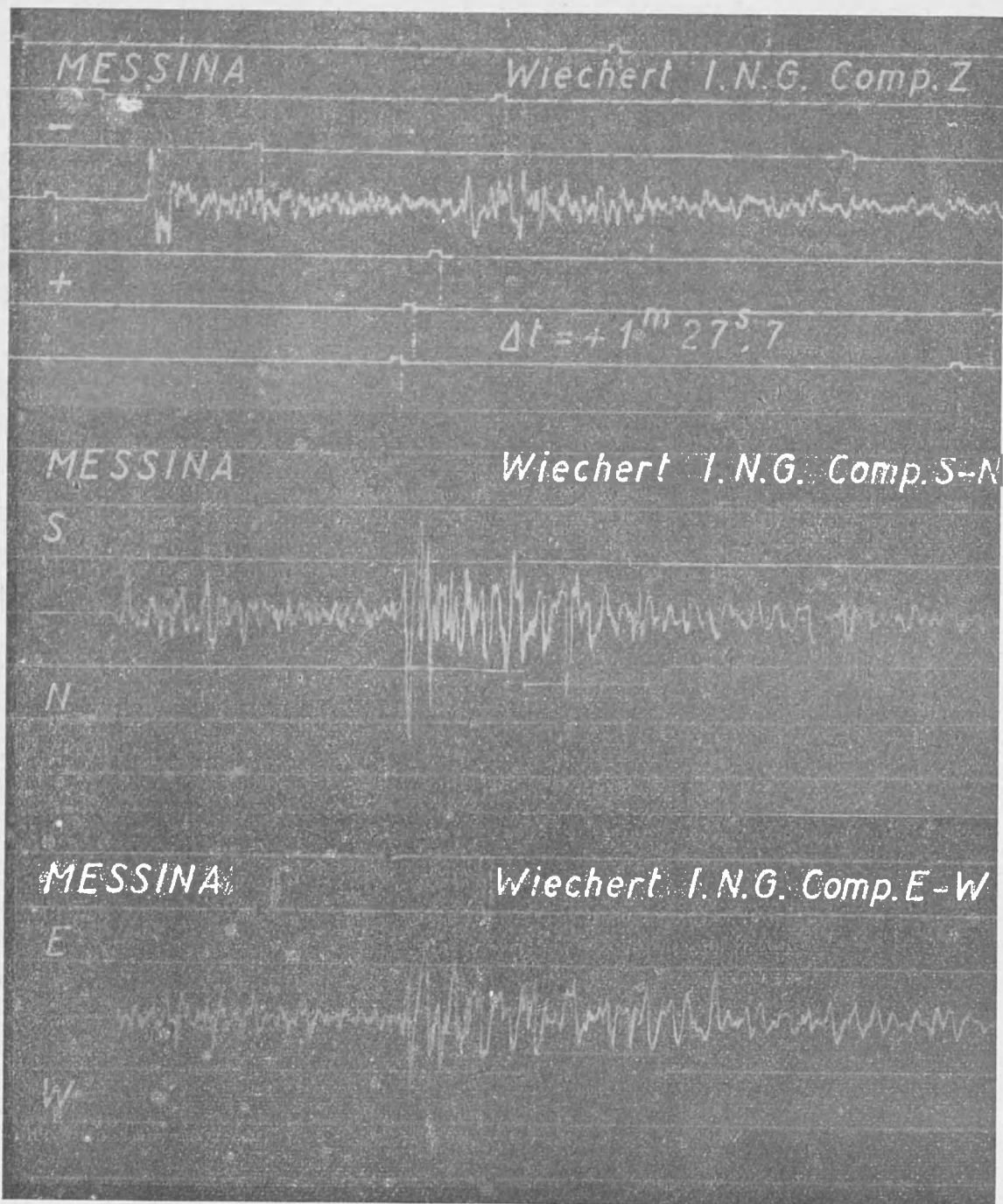


Fig. 1

interesse anche dal punto di vista sismico, ha finora indotto ad attribuire ai risultati sopra accennati un carattere non definitivo. È pertanto giustificato lo scopo della presente ricerca dedicata ad un altro terremoto profondo avvenuto al largo delle isole Lipari il 26 dicembre

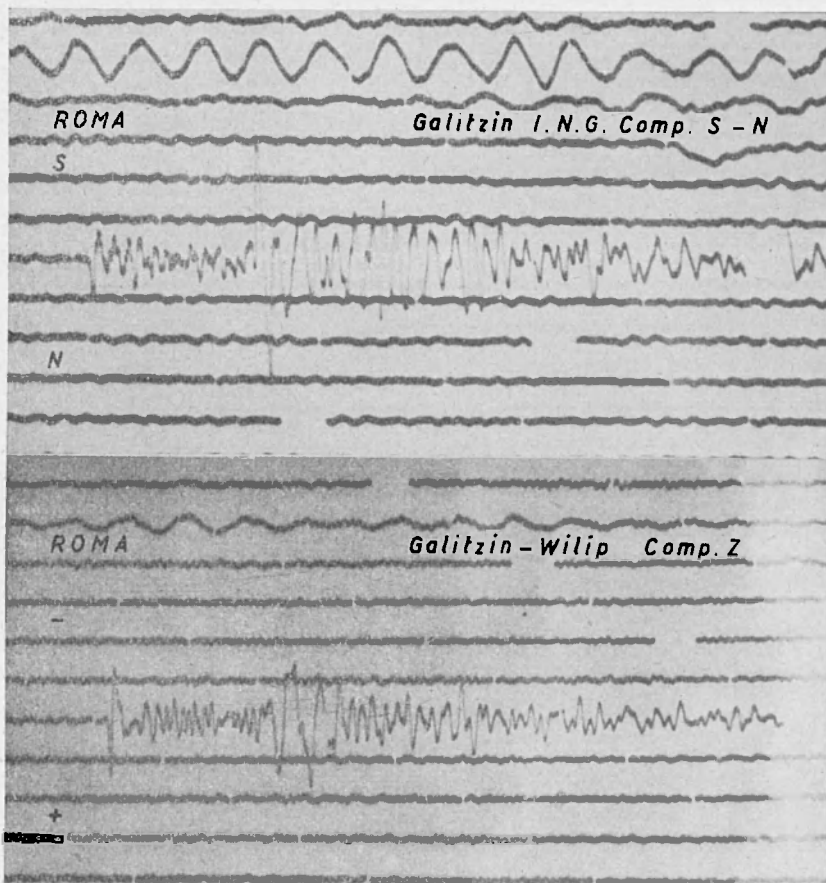


Fig. 2

1952, epoca in cui erano già in efficienza le stazioni sismiche di Reggio Calabria e di Messina.

*Coordinate ipocentrali e tempo origine.* — Per una prima determinazione della longitudine e della latitudine mi sono servito di un metodo di Galitzin, che non richiede la conoscenza preliminare della profondità ipocentrale e della relativa dromocrona. Tale metodo è stato adoperato con buon successo da vari ricercatori e, per la prima

volta in Italia, da Caloi e Giorgi (<sup>6</sup>), in un lavoro dedicato alla revisione delle coordinate ipocentrali del già citato terremoto delle isole Lipari del 13 aprile 1938, i quali hanno dato al metodo gli sviluppi analitici necessari per le applicazioni pratiche. L'utilizzazione del metodo richiede la possibilità di potere scegliere coppie di stazioni tali



Fig. 3

che i cerchi massimi passanti per esse e per l'epicentro siano divaricati il più possibile e nelle quali i tempi di registrazione delle *P* siano uguali o differiscano di una decina di secondi al più; in quest'ultima circostanza ad una stazione della coppia si sostituisce una stazione fittizia, arretrata o avanzata, sull'arco di cerchio massimo passante per la stazione reale e l'epicentro, di un tratto  $\delta\Delta$  corrispondente a  $\delta t$  (differenza dei tempi di registrazione nelle due stazioni della coppia). Evidentemente per il calcolo delle distanze di arretramento o di avan-

zamento  $\delta\Delta$ , corrispondenti alle differenze  $\delta t$  osservate, è necessario usufruire di una dromocrona prestabilita: è stato però osservato (<sup>6</sup>) che, qualora le differenze  $\delta t$  non superano i dieci secondi, l'adozione di una dromocrona anche grossolanamente approssimata conduce ad errori dello stesso ordine di quelli che inevitabilmente si commettono nella lettura dei tempi sui sismogrammi. L'epicentro si troverà sull'arco di cerchio massimo che taglia ortogonalmente l'arco di cerchio massimo che ha per estremi le due stazioni a registrazione simultanea. Disponendo di più coppie di stazioni nelle condizioni sopradette, l'epicentro sarà determinato dalla intersezione di tali archi; evidentemente si otterranno più intersezioni sparse in una piccola regione, nella quale, con gli usuali metodi statistici, dovrà ricercarsi l'epicentro più probabile.

Tra il materiale d'osservazione, gentilmente fornito da una trentina di Osservatori, ho potuto scegliere i dati di nove stazioni soddisfacenti alle condizioni volute per l'applicabilità del metodo. Al fine di evitare eventuali influenze, sulla localizzazione dell'epicentro, derivanti dalle supposte anomalie locali, ho utilizzato soltanto dati di stazioni con distanza epicentrale non inferiore ai mille chilometri. Tali dati sono

TABELLA I

STAZIONI	$\lambda$	$\Phi$ geocentrica	$i_p$ ( $23^h +$ )	$\Delta^\circ$ provvisoria	$\alpha_e$
Stuttgart	+ 9°11',6	+46°34',7	58 <sup>m</sup> 13 <sup>s</sup> ,5	9°51',50	334°51',9
Besancon	+ 5 59,3	+47 03,4	14,5	9 59,73	319 33,7
Algeri	+ 3 03	+36 34,9	18,2	10 17,57	255 40,2
Strasbourg	+ 7 45,9	+48 23,6	19,4	10 12,68	329 43,8
Köbenhavn	+12 27	+55 30,2	59 25,8	15 49,42	353 39,3
Helwan	+31 20	+29 41,0	32,5	16 26,58	123 08,0
Tamanrasset	+ 5 31,4	+22 39,2	60 00,7	19 07,90	209 11,9
Rathfarnham	- 6 16,9	+53 06,8	09,5	19 54,42	319 08,7
Uppsala	+17 37,6	+59 41,6	08,7	19 55,51	3 09,0

riportati nella tabella I. Le distanze provvisorie sono state calcolate adoperando coordinate geocentriche ed assumendo come epicentro provvisorio quello indicato dal B.C.I.S. che ha per coordinate:

$$\lambda = + 15^\circ 30',$$

$$\varphi = + 40^\circ 00' \quad (\text{latitudine geografica}),$$

$$\Phi = + 39^\circ 48',59 \quad (\text{latitudine geocentrica}).$$

L'accoppiamento è stato operato come appare nella tabella II, nella quale ogni stazione fittizia, sostituita ad una delle stazioni reali, ad uguale distanza di tempo dall'altra stazione della coppia, è contraddistinta con un asterisco.

La latitudine geocentrica  $\Phi_{i2}^*$  e la longitudine  $\lambda_{i2}^*$  della stazione fittizia della  $i$ -esima coppia, sono deducibili dalle relazioni:

$$\text{sen } \Phi_{i2}^* = \cos \Delta_i' \cdot s \cdot n \Phi_e + \text{sen } \Delta_i' \cos \Phi_e \cos \alpha_e, \quad [1]$$

$$\cos (\lambda_e - \lambda_{i2}^*) = \frac{\cos \Delta_i' - \text{sen } \Phi_e \cos \Phi_{i2}^*}{\cos \Phi_e \cos \Phi_{i2}^*} \quad [2]$$

nelle quali

$$\Delta_i' = \Delta_i + \delta \Delta_i,$$

essendo  $\Delta_i$  la distanza provvisoria della stazione sostituita. Per il calcolo delle distanze di avanzamento  $\delta \Delta_i$ , mi sono servito della dromocroma di Jeffreys e Bullen relativa alla profondità

$$h = 0,04 R + 33 \text{ km.} \quad (R = 6338 \text{ km.})$$

Nella [1]  $\alpha_e$  rappresenta l'azimut della stazione reale, e quindi anche della stazione fittizia, rispetto all'epicentro provvisorio.

La determinazione dei valori più probabili delle coordinate epicentrali  $\lambda_e$  e  $\Phi_e$  è ricondotta alla soluzione del seguente sistema di  $n$  equazioni ( $n$  è il numero delle coppie di stazioni utilizzate):

$$p_i x + q_i y + r_i = 0, \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad [3]$$

nelle quali i coefficienti  $p_i, q_i, r_i$  sono espressi dalle relazioni:

$$p_i = \cos \Phi_{i1} \cos \lambda_{i1} - \cos \Phi_{i2}^* \cos \lambda_{i2}^*,$$

$$q_i = \cos \Phi_{i1} \text{sen } \lambda_{i1} - \cos \Phi_{i2}^* \text{sen } \lambda_{i2}^*,$$

$$r_i = \text{sen } \Phi_{i1} - \text{sen } \Phi_{i2}^*,$$

e le incognite  $x$  ed  $y$  sono legate a  $\Phi_e$  e  $\lambda_e$  dalle relazioni:

$$\begin{cases} x = \cotg \Phi_e \cos \lambda_e, \\ y = \cotg \Phi_e \text{sen } \lambda_e. \end{cases}$$

TABELLA II

i	COPPIE DI STAZIONI	$\partial t_i$	$\partial \Delta_i$	$\Delta'_i$	$\lambda^*_{i_0}$	$\Phi^*_{i_0}$ (geocentrica)
1	1) Algeri 2) Besançon *	3 <sup>s</sup> ,7	+0°17',91	10°17',64	+ 5°39',998	+47°15',462
2	1) Algeri 2) Stuttgart *	4,7	+0 22,72	10 14,22	+ 8 54,545	+48 54,502
3	1) Strasbourg 2) Algeri *	1,7	+0 08,23	10 25,80	+ 2 53,501	+36 31,795
4	1) Helwan 2) Kobenhvn *	6,7	+0 37,94	16 27,36	+12 26,817	+56 07,514
5	1) Rathtarnham 2) Tamanrasset *	8,8	+0 53,36	20 01,26	+ 5 08,080	+21 51,320
6	1) Uppsala 2) Tamanrasset *	8,0	+0 48,50	19 56,40	+ 5 09,835	+21 54,854
7	1) Rathtarnham 2) Uppsala *	0,8	+0 05,09	20 00,60	+17 38,367	+59 46,477

Dedotte le equazioni normali del sistema [3], ho ottenuto i seguenti valori per le incognite con i relativi errori medi:

$$x = 1,1573558 \pm 0,9807 \cdot 10^{-3},$$

$$y = 0,3172744 \pm 1,4299 \cdot 10^{-3},$$

dai quali, mediante le [4], ho dedotto i seguenti valori per le coordinate dell'epicentro:

$$\left\{ \begin{array}{l} \lambda_0 = + 15^\circ 26', 130 \pm 05', 723, \\ \Phi_0 = + 39^\circ 48', 411 \pm 02', 040. \end{array} \right. \quad [5]$$

Con l'ausilio dei grafici di Brunner (7) ho dedotto, per la profondità ipocentrale, il valore grossolanamente approssimato di 290 km., assai vicino al valore

$$h = 0,04 R + 33 \text{ km.}$$

I tempi di registrazione delle  $P$ , rilevati dai sismogrammi delle stazioni utilizzate in precedenza, concordano notevolmente con i corrispondenti tempi dedotti dalla dromocrona di Jeffreys e Bullen relativa alla suddetta profondità, qualora si assuma come tempo origine

$$t_0 = 23^h 55^m 56^s,9.$$

Assumendo i valori fin qui ottenuti come provvisori, ho calcolato le correzioni  $\delta t_0$ ,  $\delta \lambda_0$ ,  $\delta \Phi_0$ ,  $\delta h$  necessarie per ottenere dei valori più corretti, servendomi del metodo di Caloi <sup>(8)</sup>, ripetutamente adoperato in altre circostanze con ottimi risultati. Con i dati delle stesse stazioni elencate nella tabella I ho determinato gli elementi necessari per la deduzione delle 9 equazioni di condizione a cui il metodo conduce (Tabella III). Dal corrispondente sistema normale ho ottenuto i seguenti risultati:

$$\begin{aligned} \delta t_0 &= -1^s,3 & + 0^s,6, \\ \delta \lambda_0 &= + 6',669 & + 4',072, \\ \delta \Phi_0 &= - 2',132 & \pm 1',957, \\ \delta h &= - 0,34525 \cdot 10^{-2}R & + 0,15871 \cdot 10^{-2}R. \end{aligned}$$

TABELLA III

STAZIONI	$\Delta_i^\circ$	$f(\lambda_0), (\Phi_0), (t_0)$ ( $h = 0,04 \pm 33 \text{ km}$ )	$T_i -$ $f(\lambda_0), (\Phi_0), (t_0)$	$\frac{\partial f}{\partial \Delta}$	$\frac{\partial f}{\partial h}$	$(c)_i -$ $(T_i - f(\lambda_0), (\Phi_0), (t_0))$
Stuttgart	9 <sup>o</sup> ,840	2 <sup>m</sup> 17 <sup>s</sup> ,016	56 <sup>s</sup> ,484	+12,400	-0,136	+0 <sup>s</sup> ,400
Besançon	9,966	2 18,573	55,927	+12,400	-0,186	+0 ,997
Algeri	10,244	2 22,027	56,173	+12,400	-0,298	+0 ,751
Strasbourg	10,189	2 21,345	58,055	+12,400	-0,276	-1 ,131
Kobenhavn	15,821	3 29,298	56,502	+10,707	-3,593	+0 ,422
Helwan	16,483	3 36,419	56,081	+10,455	-3,797	+0 ,843
Tamanrasset	19,102	4 03,308	57,392	+ 9,989	-4,211	-0 ,468
Rathfarnham	19,877	4 10,981	58,519	+ 9,812	-4,288	-1 ,595
Uppsala	19,931	4 11,515	57,185	+ 9,807	-4,293	-0 ,261
		(55 <sup>m</sup> +)				
		(t <sub>0</sub> ) = 55 <sup>m</sup> 56 <sup>s</sup> ,924				

Come controllo ho ottenuto:

$$[vv] = 4,031934 , \quad [ll. 4] = 4,031933 .$$

L'entità delle correzioni e dei corrispondenti errori medi è tale che una ulteriore approssimazione avrebbe un significato puramente formale. Per le coordinate spazio-temporali si possono pertanto assumere i seguenti valori come definitivi:

$$\lambda_0 = + 15^\circ 32',798 \pm 04',072 ,$$

$$\Phi_0 = + 39^\circ 46',279 + 01',957 \text{ (latitudine geocentrica),}$$

$$h = 264,6 \text{ km. } \pm 10,1 \text{ km. ,}$$

$$t_0 = 23^h 55^m 55^s,6 \pm 0^s,6 .$$

*Tempi di tragitto delle onde P ed S.* — La tabella IV contiene, oltre che i valori delle distanze epicentrali definitive, calcolate adoperando coordinate geocentriche (colonna 1), i tempi di tragitto osservati delle *P* (colonna 3) e delle *S* (colonna 7). Tali tempi sono messi a confronto con gli analoghi tempi dedotti interpolando i valori riportati nelle tabelle di Jeffreys e Bullen <sup>(9)</sup>. Si può notare:

1) le stazioni di Messina e Reggio Calabria, le più vicine all'epicentro, per le onde *P* non hanno dato luogo a scarti, tra tempi osservati e calcolati, che non siano contenibili nei limiti degli errori sperimentali;

2) le stazioni situate nei quadranti S-E e S-W rispetto all'epicentro (Athene, Algeri, Helwan, Tamanrasset), hanno registrato le onde *P* nei tempi previsti dalla dromocrona di Jeffreys e Bullen; si nota un ritardo di 3<sup>s</sup> circa soltanto nella stazione di Tunisi, che, per altro, non ha fornito una registrazione chiaramente interpretabile;

3) analoga concordanza si nota per le stazioni situate nei quadranti N-E e N-W, escluse le stazioni italiane, che hanno dato luogo a scarti sistematicamente positivi compresi tra 1<sup>s</sup> e 3<sup>s</sup>,4. Quest'ultima circostanza può essere messa in relazione con la maggiore potenza delle stratificazioni superficiali in corrispondenza dell'Italia settentrionale e centrale, quale risulta dalle ricerche eseguite in questi ultimi anni da Autori italiani <sup>(10, 11, 12)</sup>;

4) considerazioni analoghe possono essere fatte per le onde *S*, sebbene entro limiti d'incertezza lievemente più vasti dipendenti dal

fatto che tale tipo d'onda, sebbene abbia dato luogo a nitide registrazioni nelle stazioni di Messina, Reggio Calabria, Roma, Firenze, Prato, Trieste, non è risultata di facile interpretazione e, in alcuni sismogrammi, non è stato possibile identificarla.

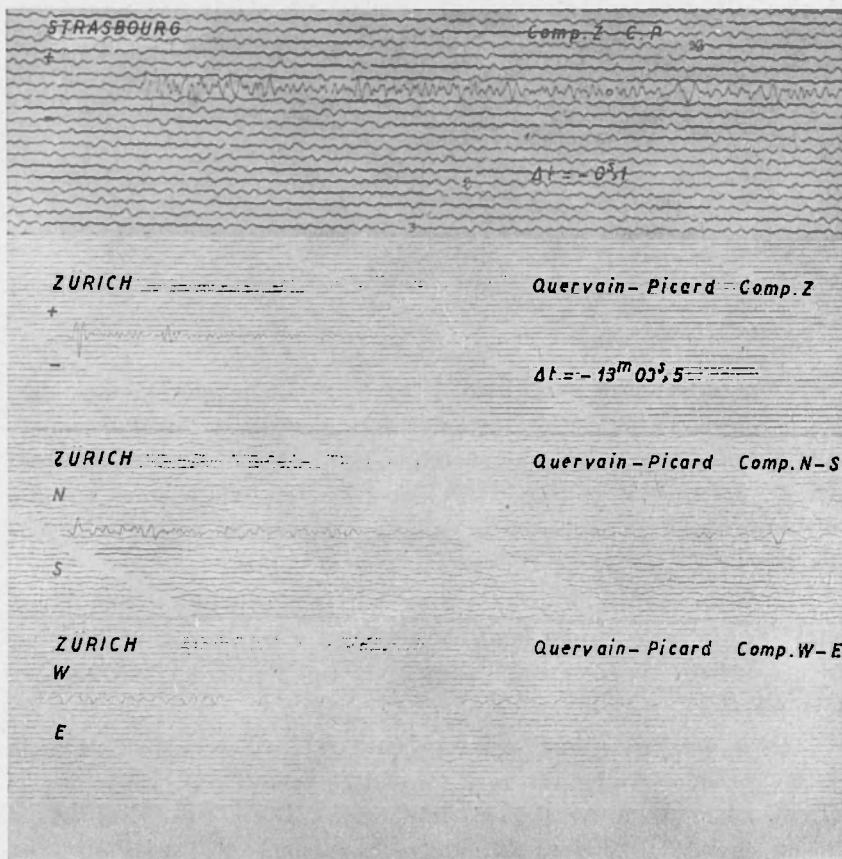


Fig. 4

*Dromocrone e velocità apparenti delle onde spaziali* — Gli inizi osservati in un sufficiente numero di sismogrammi mi hanno permesso di approssimare, in modo assai soddisfacente, la dromocrone delle onde *P* con la seguente parabola del terzo ordine:

$$t_p = 25,155519 + 9,297264 \Delta + 0,312066 \Delta^2 + 0,010250 \Delta^3 \quad [7]$$

nella quale  $\Delta$  è la distanza epicentrale espressa in gradi e  $t_p$  il tempo di tragitto espresso in secondi. I coefficienti della [7] sono stati cal-

TABELLA IV

n	STAZIONI	Δ°	P				S			
			T	t (osser- vati)	t (calco- lati) (Jeffreys)	O-C	T	t (osser- vati)	t (calco- lati) (Jeffreys)	O-C
1	Messina	1° 7,622	56m37s,6	00m42s,0	00m42s,2	-0s,2	57m09s,5	01m13s,9	01m14s,8	-0s,9
2	Reggio Calabria	1,8550	39,3	43,7	42,9	+0,8	13,3	16,1	17,7	+1,6
3	Roma	3,40071	51,3	55,7	53,9	+1,8	33,7	38,1	35,8	+2,3
4	Firenze	4,9793	57 14,2	01 18,6	01 16,6	+2,0	58 14,1	02 18,5	02 16,4	+2,1
5	Prato	5,1348	15,8	20,2	18,5	+1,7	15,4	19,8	19,8	0,0
6	Tunisi	5,2932	18,8	23,2	20,4	+2,8	21,8	26,2	23,3	+2,9
7	Bologna	5,5011	22,0	26,4	23,0	+3,4	?	—	27,9	—
8	Trieste	5,8299	24,3	28,7	27,0	+1,7	58 31,4	35,8	35,1	+0,7
9	Beograd	6,0648	28,1	32,5	29,9	+2,6	?	—	40,3	—
10	Athene	6,6690	33,4	37,8	37,4	+0,4	50,7	55,1	53,8	+1,3
11	Salò	6,7440	35,0	39,4	38,3	+1,1	52,0	56,4	55,4	+1,0
12	Pavia	7,0237	38,5	42,9	41,9	+1,0	?	—	03 01,7	—
13	Budapest	7,9457	?	—	53,4	—	?	—	22,4	—
14	Chur	8,1551	52,6	57,0	56,1	+0,9	59 22,6	03 27,0	27,1	-0,1
15	Zürich	8,9576	58 01,4	02 05,8	02 06,2	-0,4	41,5	45,9	45,2	+0,7
16	Neuchâtel	9,3993	05,9	10,3	11,7	-1,4	51,0	55,4	55,2	+0,2
17	Stuttgart	9,9083	13,5	17,9	18,1	-0,2	60 02,5	04 06,9	04 06,7	+0,2
18	Besançon	10,4079	14,5	18,9	19,8	-0,9	?	—	09,9	—
19	Strasbourg	10,2627	19,4	23,8	22,5	+1,3	09,9	14,3	14,9	-0,6
20	Algeri Univ.	10,3181	18,2	22,6	23,2	-0,6	?	—	16,0	—
21	Köbenhavn	15,8660	59 25,8	03 30,2	03 30,8	-0,6	?	—	06 19,1	—
22	Helwan	16,3919	32,5	36,9	36,7	+0,2	62 25,4	06 29,8	30,0	-0,2
23	Tamanrasset	19,1124	60 00,7	04 05,1	04 04,9	+0,2	63 20,0	07 24,4	07 22,7	+1,7
24	Uppsala	19,9616	08,7	13,1	13,4	-0,3	36,0	40,4	38,2	+2,2
25	Ratharnham	19,9595	09,5	13,9	13,4	+0,5	?	—	38,2	—
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)

colati in adattamento ai tempi di tragitto osservati nelle stazioni di Messina, Reggio Calabria, Roma, Prato, Athene, Chur, Zürich, Neuchâtel, Stuttgart, Besançon, Strasbourg, Algeri, København, Tamarrasset, Uppsala, Rathfarnham: pertanto la [7] può ritenersi valida per valori di  $\Delta$  compresi nell'intervallo ( $1^{\circ},5 - 20^{\circ}$ ). La tabella V contiene le differenze tra i tempi di tragitto osservati in tutte le stazioni che hanno dato luogo ad inizi rilevabili senza ambiguità ed i corrispondenti tempi calcolati mediante la [7].

Dalla [7] si può dedurre l'espressione della velocità apparente delle onde  $P$  in funzione della variabile  $\Delta$ :

$$\bar{V}_P = \frac{\pi R}{180} (9,297264 + 0,624133 \Delta - 0,030749 \Delta^2)^{-1}, \quad [8]$$

essendo  $\Delta$  espressa in gradi e  $V_p$  in  $\text{km} \cdot \text{sec}^{-1}$ . La [8] presenta un minimo in corrispondenza al valore

$$\Delta_c = 10^{\circ},149.$$

Tale valore, per cui la [7] presenta un flesso, corrisponde, nell'ipotesi di un modello sferico a strati omogenei, alla distanza epicentrale alla quale emergono tutti i raggi sismici appartenenti alla famiglia di traiettorie simmetriche rispetto alla retta che passa per il centro della sfera e l'ipocentro. Dalla relazione

$$\frac{r_m}{V_p(r_m)} = \left( \frac{dt_p}{d\Delta} \right)_{\Delta=\Delta_c}, \quad [9]$$

nella quale  $r_m$  è la distanza dal centro della terra del punto di massima profondità raggiunto dalle suddette traiettorie e  $V_p(r_m)$  la velocità vera delle  $P$  in tale punto, essendo nel caso in esame

$$r_m = R - h = 6103 \text{ km},$$

segue, sempre nell'ipotesi del modello ideale,

$$V_p(r_m) = 8,55 \text{ km/sec}^{-1},$$

valore sufficientemente vicino ai valori attribuiti da Jeffreys ( $8,47 \text{ km sec}^{-1}$ ) e da Gutenberg ( $8,43 \text{ km sec}^{-1}$ ) alla velocità delle onde  $P$  alla profondità considerata.

Con i dati delle stesse stazioni utilizzate in precedenza, escluse le stazioni di Besançon, Algeri e København, nelle quali non ho potuto

TABELLA V

	STAZIONI	$\Delta$	$\delta t_p$	$\delta t_s$
1	Messina	1 <sup>o</sup> ,762	-0,5	-0,1
2	Reggio Calabria	1 ,855	+0,3	+0,4
3	Roma	3 ,007	0,0	+0,1
4	Firenze Xim.	4 ,979	+0,7	+0,4
5	Prato	5 ,135	+0,5	-1,5
6	Tunisi	5 ,293	+1,6	+1,5
7	Bologna	5 ,501	+2,4	—
8	Trieste	5 ,830	+0,8	-0,4
9	Beograd	6 ,065	+1,8	—
10	Athene	6 ,669	-0,2	+0,7
11	Salò	6 ,744	+0,5	+0,4
12	Pavia	7 ,024	+0,6	—
13	Chur	8 ,155	+0,8	+0,7
14	Zürich	8 ,958	-0,3	-0,3
15	Neuchâtel	9 ,399	-1,3	+0,6
16	Stuttgart	9 ,908	0,0	+0,4
17	Besançon	10 ,048	-0,8	—
18	Strasbourg	10 ,263	+1,4	+0,2
19	Algeri	10 ,318	-0,4	—
20	Kobenhavn	15 ,866	-0,1	—
21	Helwan	16 ,392	+0,6	-0,4
22	Tamanrasset	19 ,112	-0,2	-0,1
23	Uppsala	19 ,962	-0,5	-0,2
24	Rathfarnham	19 ,960	+0,3	—

identificare le  $S$ , ho dedotto la seguente equazione per la dromocrona più probabile delle onde  $S$ :

$$t_s = 42,795252 + 16,823675 \Delta + 0,5507298 \Delta^2 - 0,01733123 \Delta^3, \quad [10]$$

sufficientemente valida per valori di  $\Delta$  compresi nell'intervallo ( $1^{\circ},5 - 20^{\circ}$ ). La stessa tabella V contiene le differenze tra i tempi di tragitto osservati e i corrispondenti tempi calcolati mediante la [10]. Nel campo di validità precisato, la velocità apparente delle onde  $S$  è data da:

$$\bar{V}_s = \frac{\pi R}{180} (16,823675 + 1,1014596 \Delta - 0,05199369 \Delta^2)^{-1}, \quad [11]$$

Il minimo per la [11] ed il flesso per la [10] si hanno in corrispondenza al valore:

$$\Delta'_c = 10^{\circ},592 ,$$

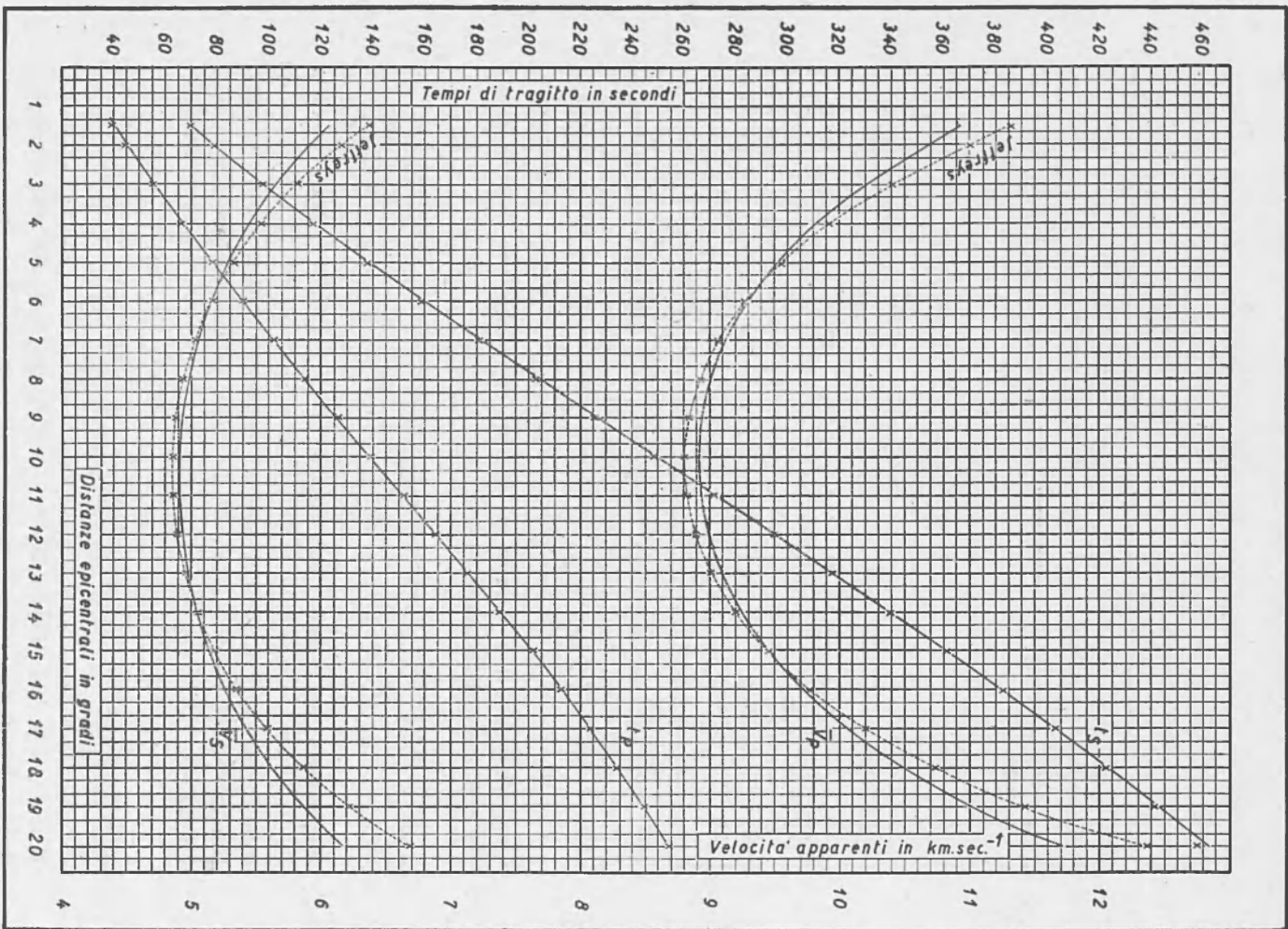


FIG. 5

sensibilmente superiore all'analogo valore dedotto per le onde *P*. Questo risultato è da collegarsi col fatto che il gradiente della velocità delle onde *S*, considerata come funzione della profondità, è sensibilmente inferiore al corrispondente gradiente della velocità delle onde *P*.

Per la velocità delle onde *S* alla profondità ipocentrale, utilizzando la [11] e la relazione analoga alla [9], si ottiene il valore:

$$V(r_m) = 4,71 \text{ km sec.}^{-1} ,$$

sensibilmente vicino a quello deducibile dai valori calcolati da Jeffreys per le diverse profondità.

La figura 5 contiene le curve rappresentate rispettivamente dalla [7], [8], [10], [11] e le analoghe curve rappresentate dalle corrispondenti relazioni ottenute operando, con lo stesso criterio di approssimazione, sui tempi di tragitto dedotti dalle tabelle di Jeffreys e Bullen.

*Istituto Naz. di Geofisica — Osserv. di Messina — Aprile 1955.*

#### RIASSUNTO

*Si riportano i risultati di uno studio dedicato ad un movimento sismico di origine profonda, verificatosi nel golfo di Policastro il 26 dicembre 1952.*

*Vengono determinati le coordinate epicentrali, la profondità e il tempo origine con la successiva applicazione di un metodo di Galitzin e di un metodo di Caloi, utilizzando i tempi di registrazione delle P in nove stazioni con distanza superiore ai mille chilometri.*

*In contrasto con i risultati ottenuti da Demetrescu, nello studio di un terremoto della stessa zona e con profondità dello stesso ordine, secondo i quali le stazioni più vicine all'epicentro avrebbero registrato le onde P con un anticipo eccezionale, qui si nota che le stazioni di Messina e di Reggio Calabria non hanno dato scarti, tra tempi osservati e tempi calcolati in base alle dromocrone di Jeffreys e Bullen, che non siano contenibili nei limiti degli errori sperimentali.*

*Vengono dedotte le equazioni delle dromocrone più probabili delle P ed S seguendo un criterio di approssimazione mediante parabole del terzo ordine, che permette di dedurre l'andamento medio delle velocità apparenti in funzione della distanza epicentrale, limitatamente all'intervallo (1°,5-20°).*

## SUMMARY

*The results of a study concerning a seismic movement of deep origin, occurred in the gulf of Policastro the 26th December 1952, are here given.*

*The epicentral coordinates, the depth and the origin-time have been calculated by means of the successive application of a Galitzin method and of a Caloi method, making use of the registration times of the P waves in nine stations over thousand kilometers far off.*

*Demetrescu, studying an earthquake in the same zone and with a depth of the some order of magnitude, has shown that the stations nearer to the epicenter have recorded the P waves with an exceptional time-advance; on the contrary, we have noted that the differences between the observed times and the times calculated by means the travel times of Jeffreys and Bullen in the stations of Messina and of Reggio Calabria have been always contained in the limits of the experimental errors.*

*The equations of the most probable travel times of the P and S waves have been deduced following an approximation criterion by parabolas of third order: this method, if one consider the  $1^{\circ}$ ,  $5 \div 20^{\circ}$  interval, is able to deduce the mean behaviour of the apparent velocities in respect to the epicentral distance.*

## BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P., *Attività sismica in Italia nel decennio 1930-1939*. Le Monnier, Firenze 1942.
- (2) DI FILIPPO D., *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 marzo 1941*. Boll. Soc. Sismol. It. Vol. XXXIX, n. 34 (1941).
- (3) CALOI P., *Struttura Geologico-sismica dell'Europa centro-meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo centro-occidentale, quale risulta da recenti ricerche compiute in Italia*. Annali di Geofisica, Vol. V, n. 4 (1952).
- (4) FESTA C., VALLE P.E., *Una valutazione dello spessore dello « strato del granito » nel Mediterraneo centro-occidentale*. Annali di Geofisica, Vol. I, n. 4 (1948).
- (5) VALLE P.E., *Sulla struttura della crosta terrestre nel Mediterraneo centro-occidentale e nell'Adriatico*. Annali di Geofisica, Vol. IV, n. 3 (1951).
- (6) CALOI P., GIORGI M., *Studio del terremoto delle isole Lipari del 13 aprile 1938*. Annali di Geofisica, Vol. IV, n. 1 (1951).
- (7) BRUNNER. S. J., MACELWANE J. B., *The Brunner focal dept-time-distance chart*. New York, 1945.

- (8) CALOI P., PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan del 2 novembre 1946*. Annali di Geofisica, Vol. I, n. 2 (1948).
- (9) JEFFREYS H., BULLEN K.E., *Seismological tables*. British Ass. for the advancement of Science, London, 1940.
- (10) CALOI P., *Sulla velocità di propagazione delle onde P e sullo spessore dello strato del granito nell'Europa centrale*. La Ricerca Scientifica, XI, 11 (1940).
- (11) CALOI P., *Caratteristiche sismiche dell'Appennino tosco-romagnolo*. La ricerca Scientifica, XI, 4 (1940).
- (12) DI FILIPPO D., MARCELLI L., *Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia centrale*. Annali di Geofisica, Vol. V, n. 4 (1952).