

Indagine preliminare della natura fisica del fenomeno che ha originato il periodo sismico irpino dell'Agosto 1962

D. DI FILIPPO - F. PERONACI

Ricevuto il 23 Marzo 1963

RIASSUNTO. — Si riportano i risultati di uno studio microsismico eseguito sulle scosse più intense, che hanno caratterizzato il periodo sismico dell'Irpinia dell'Agosto 1962. Eseguita la determinazione dei dati ipocentrali si fa osservare che l'ipocentro ha una profondità superiore (40 km circa) di quella riscontrata a oggi negli studi di terremoti appenninici. La determinazione della natura fisica della scossa all'ipocentro ha portato ad uno schema di frattura il cui piano si accorda con la direzione delle faglie profonde che interessano l'Italia Meridionale con un andamento trasversale rispetto alla dorsale Appenninica.

SUMMARY. --- The paper reports the results of a microseismical study carried out on the most intense quakes which characterized the seismic period of August 1962 in Irpinia. After determining the data, the author points out how the focus is situated deeper than found in any other study on earthquakes in the Appennines (40 km). The determination of the physical nature of the quake at its focus has lead to a fracture scheme which has a plan in accordance with the direction of the deep faults interesting Southern Italy across the Appennine ridge.

1 - CONSIDERAZIONI GENERALI.

Nel 1962 la regione Irpina è stata ancora una volta colpita da una serie di fenomeni sismici, che a partire dal 21 Agosto si sono protratti per vari giorni, dando luogo ad un periodo sismico che deve considerarsi tra i più intensi di quelli verificati nella stessa zona negli ultimi decenni. L'area macrosismica comprende le provincie di Avellino, Benevento, Salerno, Napoli, Caserta, Potenza, Bari, Chieti, Campobasso e nella zona di massima intensità (IX grado) sono compresi i paesi di Ariano Irpino, S. Arcangelo Trimonte, Molinara, Buonalbergo, Apice. A Napoli la scossa più intensa è stata avvertita di V, a Roma di III.

La tabella 1 comprende l'elenco delle scosse delle quali sono state determinate la magnitudo e la relativa energia; in particolare i dati delle prime quattro scosse sono stati ottenuti con le registrazioni della stazione di Padova, gli altri sono stati calcolati impiegando i sismogrammi di Roma.

Tabella 1

Giorno	Ora di reg. a Roma	Magnitudo	Energia (erg.)
21-8	15 ^h 56 ^m 22 ^s	4,52	7,05 . 10 ¹⁸
»	18 08 24	4,38	3,65 . 10 ¹⁸
»	18 09 43 ,5	5,86	5,38 . 10 ²¹
»	18 20 05 ,5	6,18	2,61 . 10 ²²
»	18 45 29	4,49	9,33 . 10 ¹⁸
»	20 08 57	4,05	7,03 . 10 ¹⁷
»	21 28 35 ,5	3,94	4,00 . 10 ¹⁷
»	23 36 37 ,5	3,56	6,21 . 10 ¹⁶
»	23 40 57	3,46	3,88 . 10 ¹⁶
22-8	02 05 25 ,5	3,36	2,27 . 10 ¹⁶

In Fig. 1 è rappresentato l'andamento del periodo sismico a partire dalle ore 10 del 21 Agosto.

Il fatto che la zona, particolarmente interessante dal punto di vista sismo-tettonico, non sia mai stata oggetto di uno studio microsismico particolareggiato, nonché la sua posizione, tra il basso Tirreno e le Alpi Dinariche, che rappresentano regioni da noi già studiate, ci hanno indotto ad intraprendere uno studio delle scosse più intense di questo periodo sismico.

Un primo esame delle registrazioni gentilmente inviateci dagli osservatori a cui le avevamo richieste, ci ha presentato un quadro notevolmente complesso delle sollecitazioni verificatesi: nelle stazioni vicine ad esempio la scossa delle 18^h 10^m ca. ha inizio mentre è in atto la registrazione di una scossa di intensità più modesta, mentre nei sismogrammi delle stazioni a maggiore distanza quella delle 18^h 21^m ca. ha inizio mentre è registrata la coda della scossa delle 18^h 10^m.

La determinazione microsismica dei dati ipocentrali quindi presentava notevoli difficoltà per la individuazione degli inizi. Questi fatti ci hanno consigliato di affrontare il problema esaminando prima la scossa delle ore 15^h 56^m che è stata registrata dalle stazioni vicine (Napoli, Roma, Rocca di Papa, Aquila, Taranto) e quindi ottenuti per essa

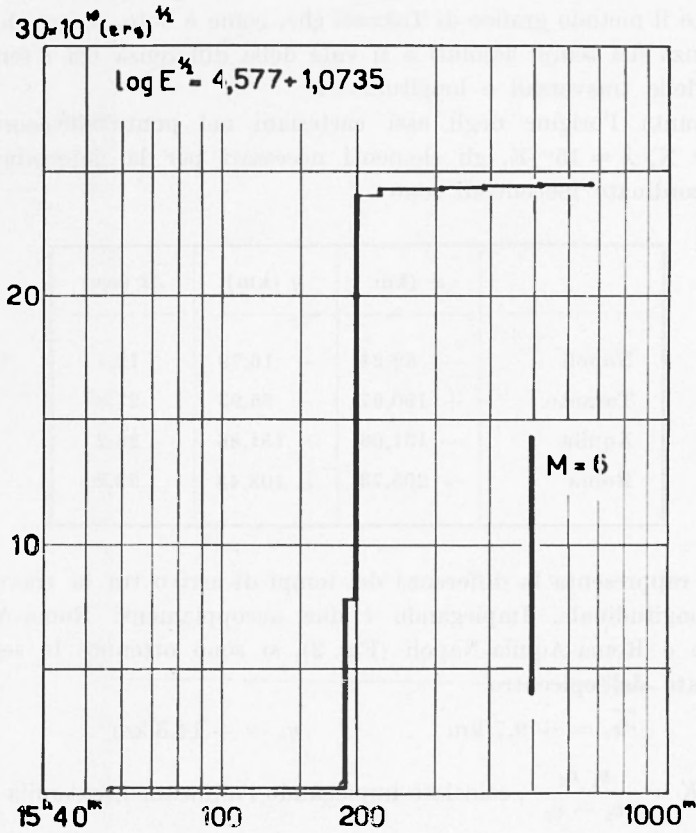


Fig. 1

i dati ipocentrali (da noi assunti come provvisori), passare a determinare con un metodo statistico le coordinate dell'ipocentro e l'ora origine delle due scosse più intense. Questa volta le stazioni impiegate sono sufficientemente lontane onde ridurre al minimo l'influenza delle stratificazioni superficiali sulla velocità di propagazione delle onde sismiche. Sono stati quindi utilizzati i dati degli osservatori con distanze epicentrali comprese tra 500 e 1.800 km.

2 - SCOSSA DELLE ORE 15^h 56^m.

Le migliori registrazioni di questa scossa sono quelle ottenute a Napoli, Aquila, Taranto, Roma; in particolare la stazione di Taranto presenta una incertezza sulla correzione del tempo, per cui abbiamo applicato il metodo grafico di Takaasi che, come è noto, prescinde dalla conoscenza dei tempi assoluti e si vale della differenza tra i tempi di arrivo delle trasversali e longitudinali.

Assunta l'origine degli assi cartesiani nel punto di coordinate $\varphi = 41^\circ \text{ N}$, $\lambda = 15^\circ \text{ E}$, gli elementi necessari per la determinazione delle coordinate ipocentrali sono

	x (km)	y (km)	Δt (sec)
Napoli	— 62,24	— 16,79	12,1
Taranto	+ 190,97	— 55,93	27,8
Aquila	— 131,06	+ 151,86	28,2
Roma	— 205,73	+ 103,43	33,2

Ove Δt rappresenta la differenza dei tempi di arrivo tra la trasversale e la longitudinale. Impiegando i due accoppiamenti Roma-Aquila-Taranto e Roma-Aquila-Napoli (Fig. 2), si sono ottenute le seguenti coordinate dell'epicentro

$$x_0 = -9,7 \text{ km} \qquad y_0 = +14,3 \text{ km} .$$

Il $K = \frac{v_1 v_2}{v_0 - v_1}$, calcolato impiegando l'allineamento Aquila-Roma ($a = 88,7 \text{ km}$, $AD = 131,2 \text{ km}$), è risultato $K = 7,08$ e quindi la profondità ipocentrale per le varie stazioni

Napoli 35,5 km

Aquila 32,5

Taranto 31,5 .

La nostra preferenza va al valore ottenuto con la stazione di Napoli che è la più vicina all'ipocentro ($A_{ip.} = 85,7 \text{ km}$). Quindi in coordinate geografiche i dati relativi alla scossa sono

$$\varphi_0 = 41^\circ 07' 43'' \text{ N} ; \qquad \lambda_0 = 15^\circ 06' 57'' \text{ E} ; \qquad h = 35,5 \text{ km} .$$

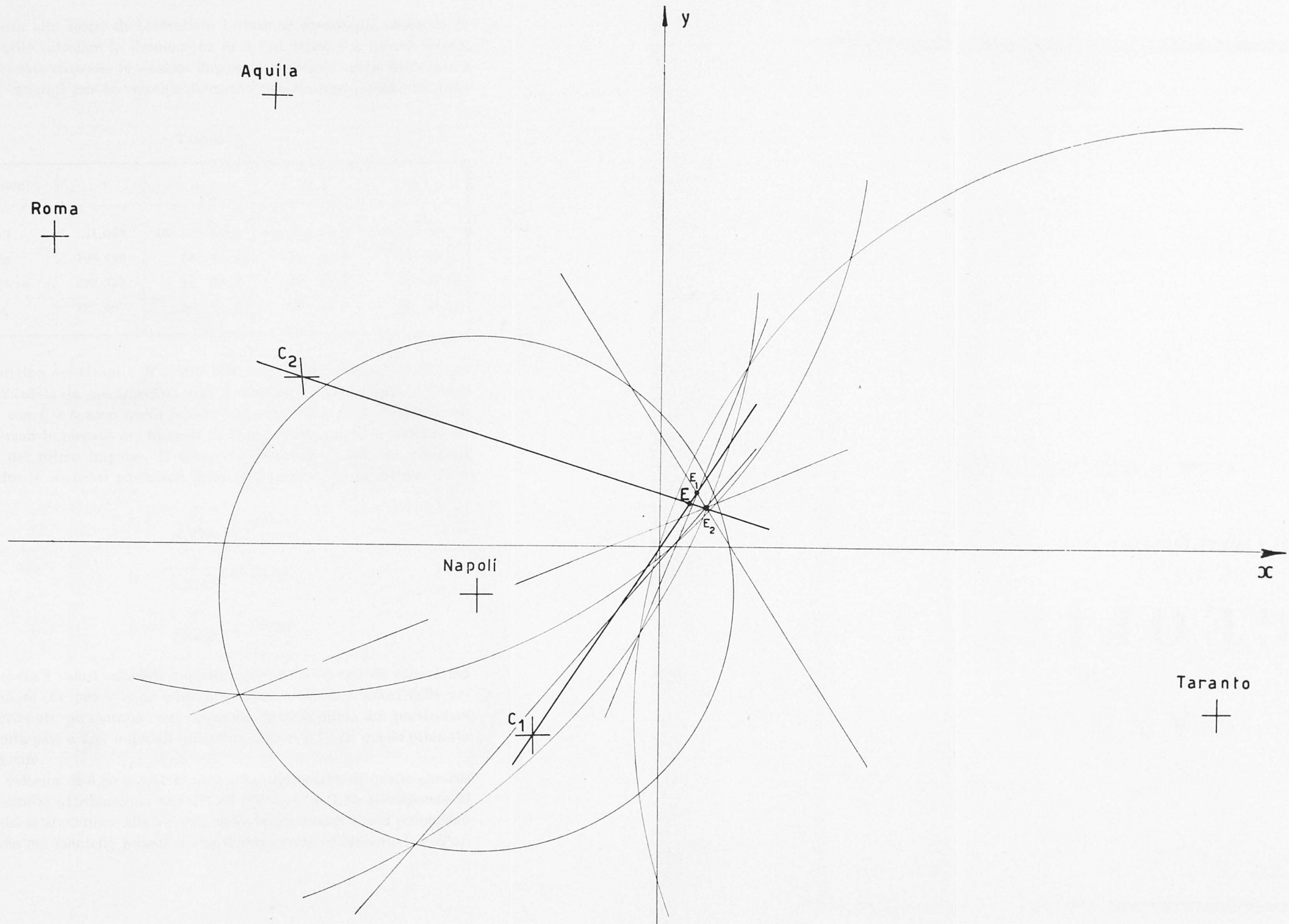


Fig. 2

Anche allo scopo di controllare i risultati precedenti abbiamo ritenuto utile calcolare le dromocrone di 3 fasi relative a questa scossa. Naturalmente dato che le stazioni impiegate sono solo quelle della tab. 2 i valori ottenuti per le velocità dovranno considerarsi puramente indicativi.

Tabella 2

Stazioni	Δ	t_1	t_2	t_3
Napoli	81,667	15 ^h 55 ^m 58 ^s ,8	15 ^h 56 ^m 10 ^s ,9	15 ^h 55 ^m 57 ^s ,7
Aquila	198,889	56 15 ,4	56 43 ,6	56 12 ,2
Peschiera	223,333	56 20 ,0	56 52 ,0	56 16 ,0
Roma	237,407	56 21 ,6	56 54 ,8	56 17 ,5

L'origine dei tempi è $H = 15^h 55^m 46^s,2$ quale proviene dalla curva di Waadati da noi tracciata con le stazioni a disposizione. I tempi indicati con t_1 e t_2 sono quelli relativi all'arrivo delle onde longitudinali e trasversali impiegate nel metodo di Takaasi, mentre t_3 si riferisce all'arrivo del primo impulso. Il calcolo eseguito con i minimi quadrati ha fornito le seguenti equazioni delle dromocrone più probabili

$$t_1 = \frac{\Delta}{6,005} + 0,4975$$

$$t_2 = \frac{\Delta}{3,5147} + 1,3730$$

$$t_3 = \frac{\Delta}{7,8430} + 1,0209$$

gli scarti tra i valori calcolati e quelli registrati sono tali da consentirci di affermare che pur avendo impiegato poche stazioni i valori delle velocità ottenuti presentano una notevole attendibilità. In particolare il K risulta pari a 7,27 e quindi differente di solo 0,19 da quello ottenuto graficamente.

Le velocità di 6,80 e 3,51 km/sec sono dell'ordine di quelle che comunemente si attribuiscono alle P* ed S*, mentre 7,84 corrisponde al valore che si attribuisce alla velocità delle longitudinali che si propagano nella zona del mantello prossima alla discontinuità di Mohorovicic (Pn).

Il primo impulso a Napoli ($\Delta = 81,667$ km) è una Pn e non una Pg (o P*) come avviene normalmente per tale distanza e terremoti superficiali. Tale fatto è spiegabile solo quando si attribuisca una conveniente profondità al terremoto e contemporaneamente si consideri lo

	Δt_1	Δt_2	Δt_3
Napoli	— 0,093	— 0,092	— 0,066
Aquila	+ 0,545	+ 0,559	+ 0,379
Peschiera	— 0,461	— 0,886	— 0,304
Roma	+ 0,009	+ 0,318	+ 0,009

strato del granito di potenza ridotta. Questo trova conferma nel nostro caso, nella natura vulcanica della zona, dalle osservazioni geologiche che danno il basalto affiorante ad esempio a Ustica, nonché da studi precedenti nei quali si è riscontrato che il primo strato della crosta si assottiglia verso l'Italia meridionale. Infine il fatto che la Pn preceda la P* nella registrazione di Napoli, fa sospettare che almeno in tale direzione lo spessore della crosta terrestre sia inferiore a quello attribuito per l'Italia centrale.

Tutti questi fatti ci hanno indotto a non impiegare le stazioni vicine per la determinazione dei dati ipocentrali relativi alle scosse più intense, utilizzando invece gli elementi che provengono da registrazioni di stazioni più lontane onde ridurre al minimo l'influenza delle anomalie regionali.

3 - SCOSSA DELLE ORE 18^h 10^m ca.

Nelle stazioni vicine l'inizio di questa scossa è registrato mentre avveniva la registrazione di un terremoto proveniente dalla stessa zona ipocentrale e di intensità notevolmente inferiore. È a questo riguardo caratteristica la registrazione di Napoli ove appare al completo la registrazione della prima scossa, e quindi l'inizio della seconda che ha dato origine al salto delle pennine. Analogo fatto si è osservato nei sismogrammi di Roma e Aquila per quanto riguarda i fotosismografi. L'inizio della scossa più intensa appare in ogni caso non disturbato e

perfettamente individuabile in tutte le stazioni a distanza epicentrale superiore ai 500 km.

Impiegando il metodo statistico di Caloi-Peronaci abbiamo determinato i dati microsismici della scossa. Al riguardo abbiamo assunto come epicentro provvisorio quello ottenuto precedentemente, assegnando alla profondità un valore provvisorio di 40 km onde poter più agevolmente interpolare le due dromocrone di Jeffreys per $h = 33$ km e $h = 96,4$ km. La tabella 3 riassume gli elementi necessari per il calcolo statistico, quale proviene dall'aver applicato alle stazioni l'equazione di condizione:

$$\delta t_o - \cos \varphi_o \operatorname{sen} \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta} \delta \lambda_o - \cos \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta} \delta \varphi_o + \frac{\partial f}{\partial h} \delta h_o = T_o +$$

$$- \left[t_o + f(\varphi_o, \lambda_o, h_o) \right]$$

ove α è l'azimut della stazione rispetto all'epicentro, $f(\varphi_o, \lambda_o, h_o)$ il tempo di propagazione della longitudinale per $h = 40$ km, T_o il tempo desunto dal sismogramma, t_o il tempo origine provvisorio, $\frac{\partial f}{\partial \Delta}$ l'incremento di tempo calcolato sulla dromocrona per $\Delta = 1^\circ$ ed infine $\frac{\partial f}{\partial h}$ la variazione del tempo di tragitto per un aumento di profondità pari a 63,4 km.

L'applicazione del metodo di Gauss ha condotto ai seguenti risultati che rappresentano nelle unità indicate, le correzioni più probabili da apportare ai valori provvisori delle incognite

$$\begin{aligned} \delta h_o &= + 0,1490946 \pm 0,2858331 \\ \delta \varphi_o &= + 0,0427733 \pm 0,0500885 \\ \delta \lambda_o &= - 0,0008224 \pm 0,0281936 \\ \delta t_o &= + 0,6759963 \pm 1,8624467 . \end{aligned}$$

L'errore medio dell'unità di peso è $\varepsilon = \pm 0,39221024$ con $[u4] = 1,3844615$ e $[vv] = 1,3844599$.

Le coordinate dell'ipocentro e il tempo origine sono quindi

$$\begin{aligned} \varphi_o &= 41^\circ 10' 16'' \text{ N} \pm 0^\circ 03' 00'',5 \\ \lambda_o &= 15^\circ 06' 57'' \text{ E} \pm 0^\circ 01' 41'',5 \\ h_o &= 49,45 \text{ km} \pm 18,11 \\ H_o &= 18^h 09^m 03^s \pm 1^s,86 . \end{aligned}$$

Tabella 3

Stazioni	Δ	$\frac{\partial f}{\partial \Delta}$	$\frac{\partial f}{\partial h}$	T_o	$f (q_o, o, h_o)$	t_o
Trieste	4° 37',7	14,2	- 0,45	18 ^h 10 ^m 12 ^s ,4	1 ^m 09 ^s ,39	18 ^h 09 ^m 03 ^s ,01
Zagabria	4 42,8	14,2	- 0,60	13,7	10,58	03,12
Vajont	5 31,3	14,0	- 0,81	24,5	22,06	02,44
Pieve di Cadore	5 38,3	14,0	- 0,86	25,8	23,71	02,09
Ravensburg	7 43,3	13,9	- 1,44	55,5	52,52	02,98
Mestetten	8 10,0	13,9	- 1,62	11 02,9	2 00,62	02,28
Tubingen	8 33,2	13,9	- 1,62	06,8	04,18	02,62
Stoccarda	8 42,7	13,8	- 1,73	08,6	06,39	02,21
Strasburgo	9 05,2	13,8	- 1,92	13,7	11,61	02,54
Heidelberg	9 21,3	13,8	- 1,98	18,4	15,32	03,08
Toledo	14 35,4	13,1	- 3,21	12 28,5	3 25,52	02,98
Malaga	15 46,6	12,9	- 3,43	44,1	41,03	03,07
Xara	17 58,2	12,3	- 3,99	13 11,1	4 08,27	02,83
						$t_o = 18^h 09^m 02^s,71$

Si noterà che gli errori probabili superano le correzioni da apportare ai valori provvisori per cui non si ritiene utile una ulteriore approssimazione. L'errore probabile sulla profondità ipocentrale trova una giustificazione non solo nel fatto che tale grandezza presenta sempre in ogni sua determinazione una notevole incertezza, ma anche nel fatto che, come vedremo, l'ipocentro trovasi in una zona di frattura. Inoltre la natura della regione, tormentata dal punto di vista geologico, e la successione senza intervallo delle scosse nelle registrazioni sono altrettanti elementi che influiscono negativamente in una determinazione dei dati ipocentrali. Accetteremo i risultati ottenuti come definitivi.

In ogni caso la profondità del fuoco sismico è superiore a quella che si è riscontrata in tutti i terremoti studiati per l'Appennino centro-settentrionale, e ciò fa pensare che la zona che è oggetto dello studio rappresenti l'inizio o giù di lì della regione ove si sono riscontrati terremoti a profondità intermedia legati al vulcanismo attivo del Basso Tirreno.

4 - SCOSSA DELLE ORE 18^h 19^m ca.

La sua magnitudo è 6,18 ed è la più intensa dell'intero periodo sismico. La tab. 4 riporta gli elementi impiegati nella determinazione dei dati ipocentrali calcolati sempre a partire dai valori provvisori:

$$\varphi_o = 41^\circ 07',7 \text{ N} ; \quad \lambda_o = 15^\circ 07',0 \text{ E} ; \quad h_o = 40 \text{ km} .$$

Il tempo origine provvisorio $H_o = 18^h 19^m 29^s,17$ è stato ottenuto come media dei tempi origine nelle singole stazioni quali provengono dalla dromocrona di Jeffreys.

I risultati ottenuti sempre con lo stesso metodo statistico sono:

$$\delta h_o = - 0,0037636 \pm 0,2347430$$

$$\delta \varphi_o = + 0,0332820 \pm 0,0335391$$

$$\delta \lambda_o = - 0,0432276 \pm 0,0594543$$

$$\delta t_o = + 0,5532033 \pm 0,6790361$$

$$\varepsilon = \pm 0,260323 ; \quad [u.A.] = 0,54214257 ; \quad [vv] = 0,54214256 .$$

I valori più probabili delle coordinate ipocentrali e del tempo origine sono quindi:

$$\varphi_o = 41^\circ 09' 41'',8 \text{ N} \pm 0^\circ 02' 00'',7$$

$$\lambda_o = 5^\circ 04' 24'',2 \text{ E} \pm 0^\circ 03' 34'',0$$

$$h_o = 39,76 \text{ km} \pm 14,88$$

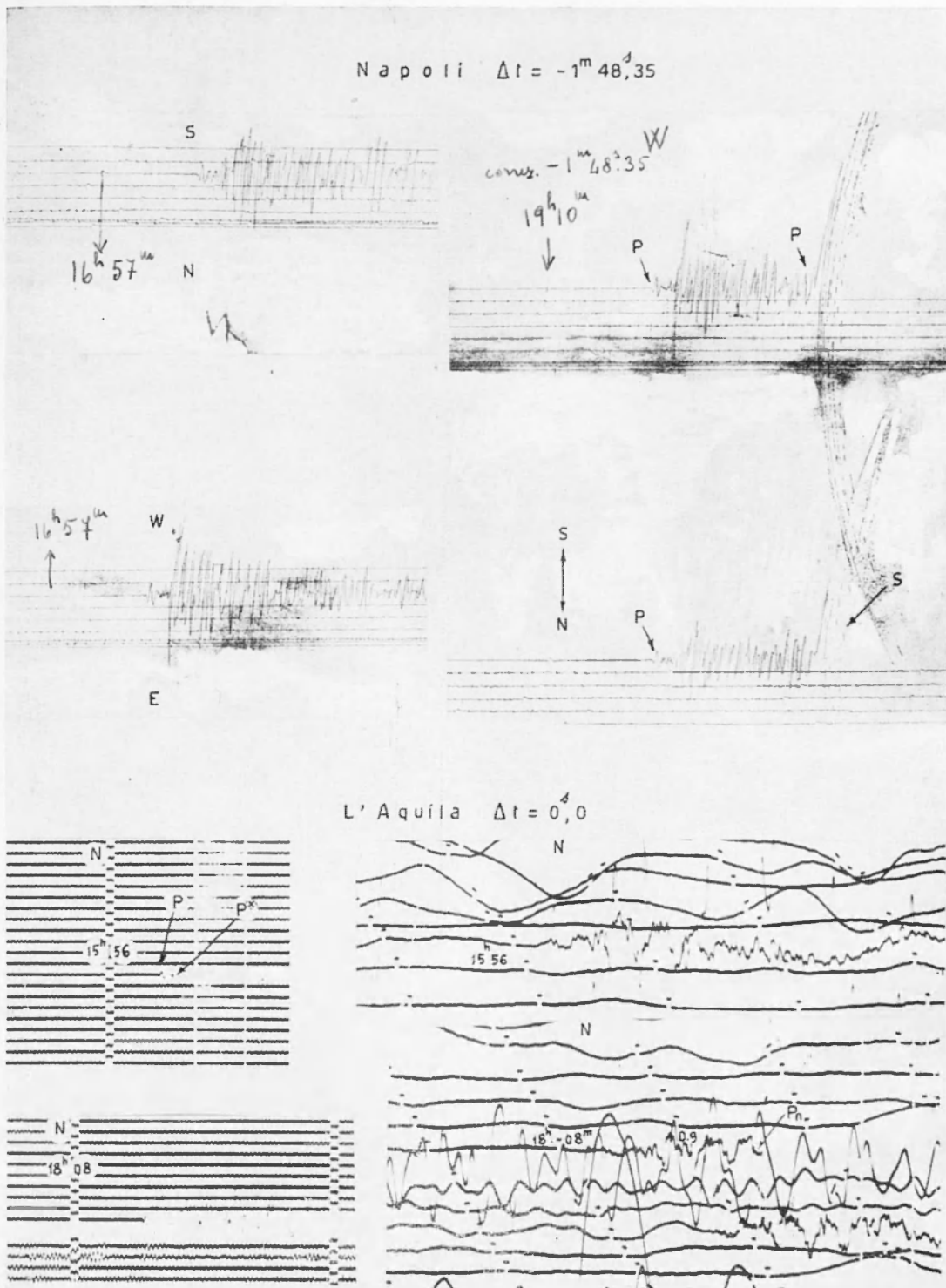
$$H_o = 18^h 19^m 29^s,62 \pm 0^s,68 .$$

Tabella 4

Stazioni	Δ	T_o	h_o
Trieste	4 ^o 37',7	18 ^h 20 ^m 38 ^s ,8	18 ^h 19 ^m 29 ^s ,41
Zagabria	4 42',8	39,9	29,32
Vajont	5 51',3	50,9	28,84
Ravensburg	7 43',3	21 22,1	29,58
Mestetten	8 18',0	29,7	29,08
Tubinghen	8 33',2	33,7	29,52
Stoccarda	8 42',7	35,4	29,01
Strasburgo	9 05',2	40,5	28,89
Heidelberg	9 21',25	44,6	29,28
Clermont F.	9 51',4	51,5	29,20
Toledo	14 35',4	22 54,9	29,38
Malaga	15 46',6	23 10,5	29,47
			$t_o = 18^h 19^m 29^s,17$

5 - NATURA FISICA DELLE SCOSSE.

Una delle ragioni che ci ha indotto ad eseguire lo studio del periodo sismico irpino è stata quella di inquadrare il terremoto nel complesso dei fenomeni sismo-tettonici che interessano l'Italia e le regioni limitrofe, portando un ulteriore contributo agli studi da noi compiuti a questo riguardo. In particolare nel nostro caso, la zona dell'Irpinia presenta un grande interesse in quanto trovasi tra il Tirreno meridionale e le Alpi Dinariche che furono oggetto di analoghe trattazioni. Ci siamo quindi proposti di determinare, impiegando gli impulsi iniziali, la natura fisica delle due scosse più intense. A questo riguardo, dato il tipo di registrazioni ottenute, abbiamo ritenuto necessario calcolare le dromocrone più probabili dei due primi impulsi registrati per ognuna delle due scosse. Impiegando i dati di tab. 5 relativi a stazioni comprese tra 500 e 1.600 km, onde poter approssimare le dromocrone a rette, per quanto si riferisce alla scossa delle 18^h 09^m 03^s,39, la dromocrona



Padova $\Delta t = -1^m 45^d$

18^h 12^m

E

W

18^h 12^m

N

S

18^h 22^m

E

W

18^h 22^m

N

S

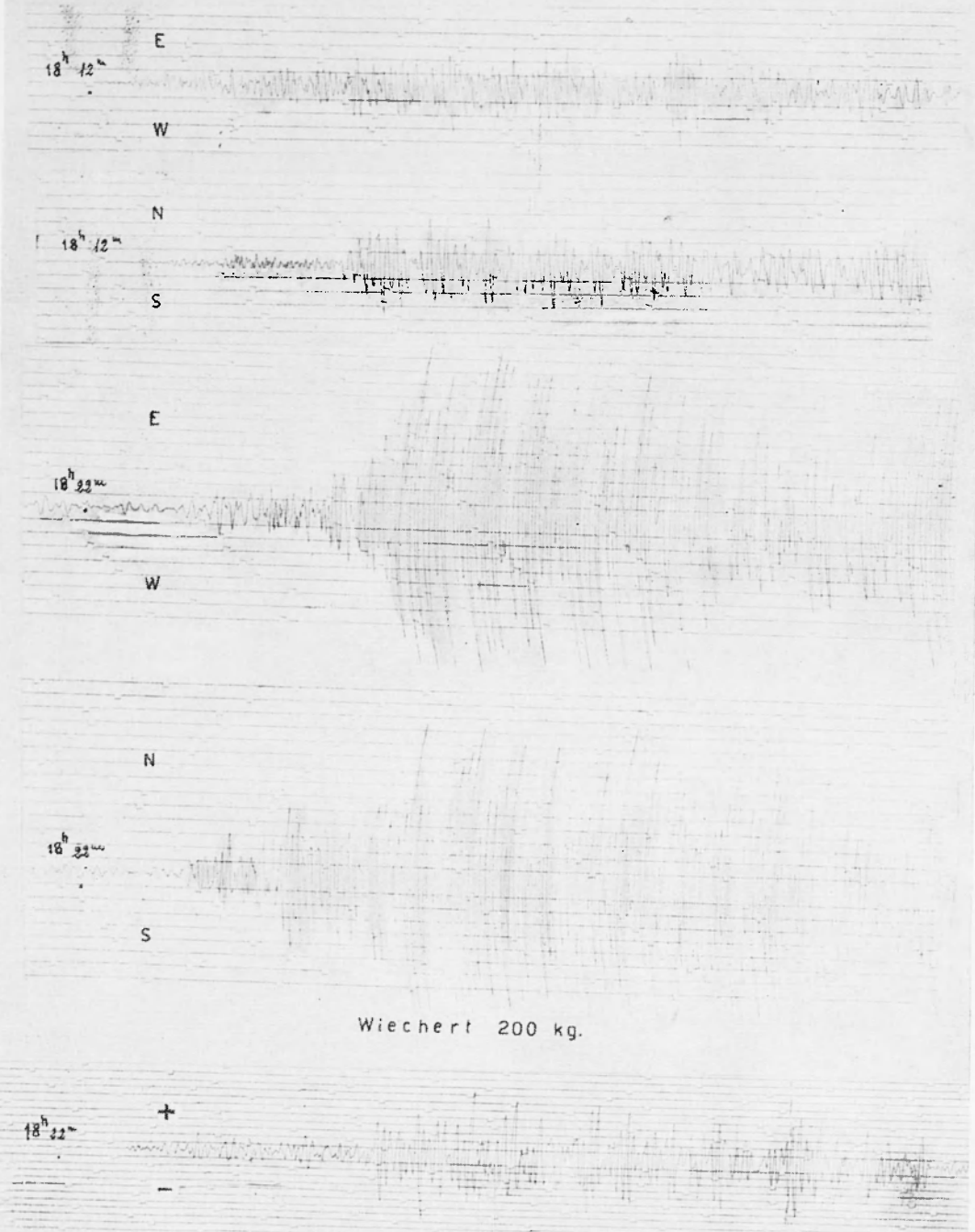
Wiechert 200 kg.

18^h 22^m

+

-

Wiechert 80 kg.



Roma $\Delta t = -0.5$

Wiechert 200kg

N

18^h20^m

S

E

18^h20^m

W

+
WIECHERT 1300 Kg
 $\Delta t = -0.5$

G.C.T.

18^h08

18^h09

P_n

Wiechert Kg. 200

N
N

18^h08^m

18^h09^m

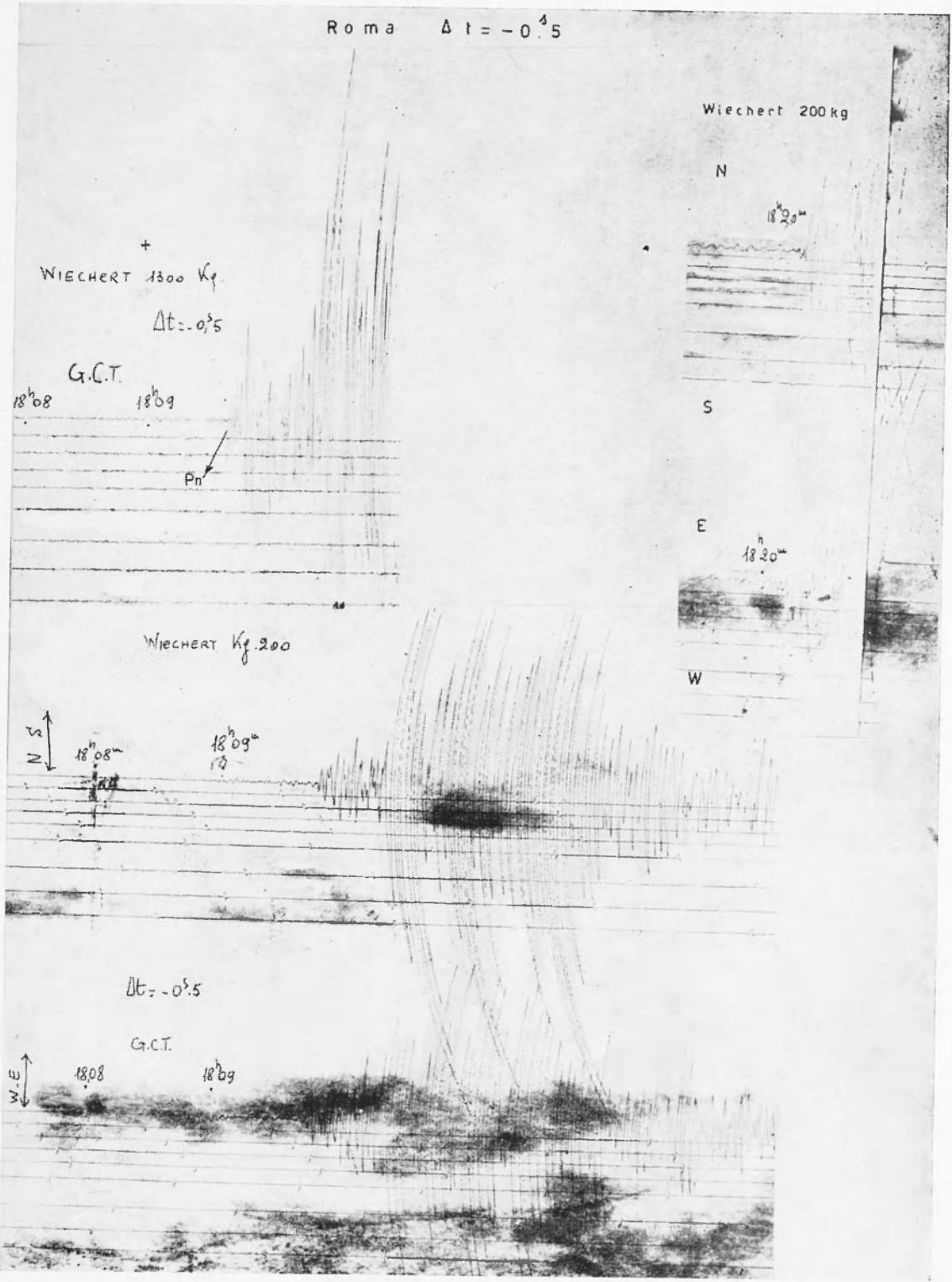
$\Delta t = -0.5$

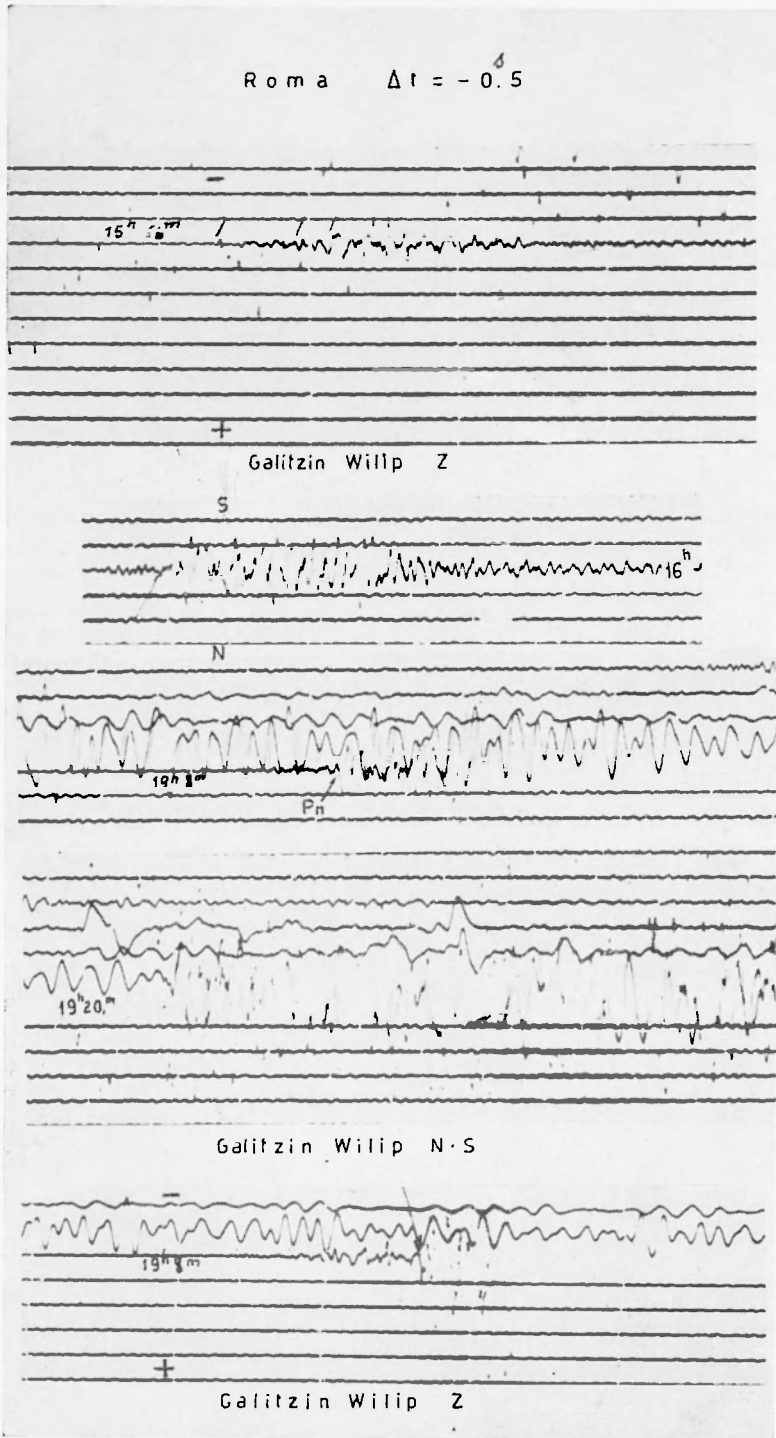
G.C.T.

18^h08

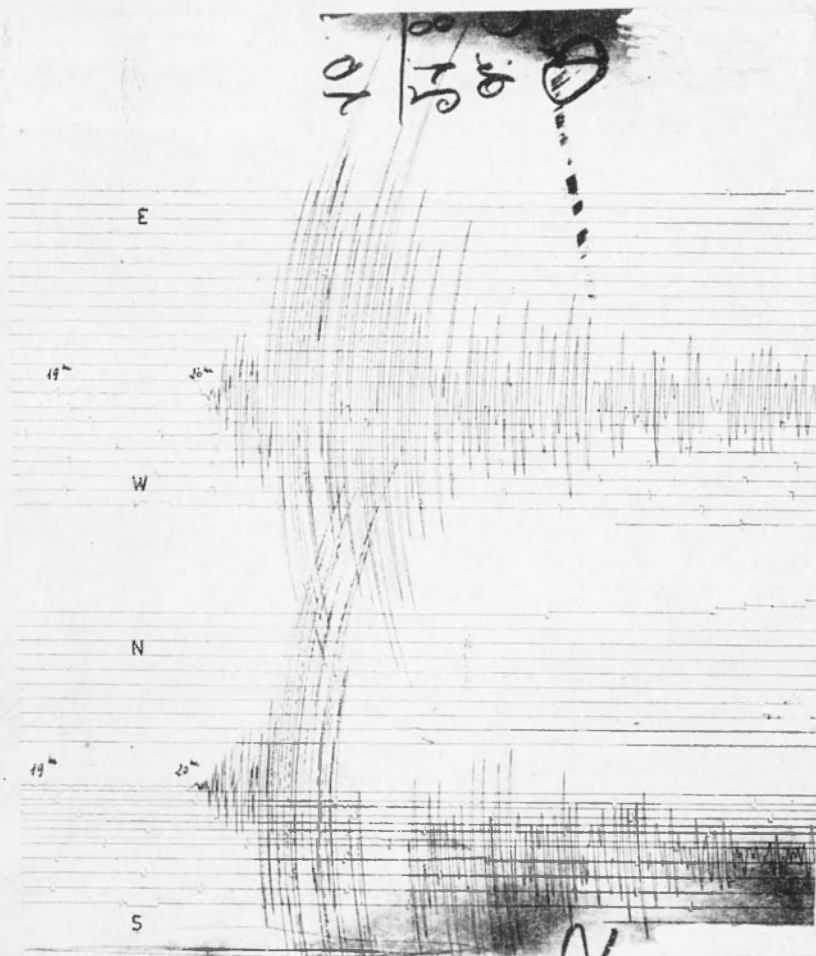
18^h09

W
E



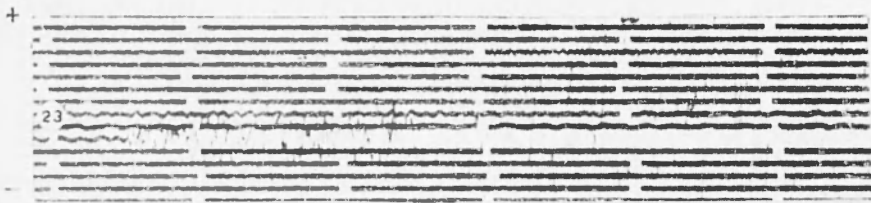
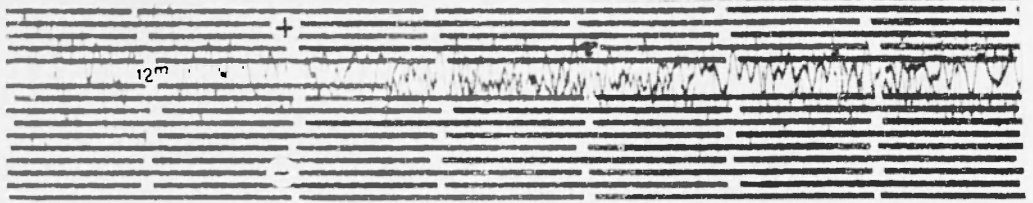


Rocca di Papa (Roma) $\Delta t = +1^{\text{d}}$



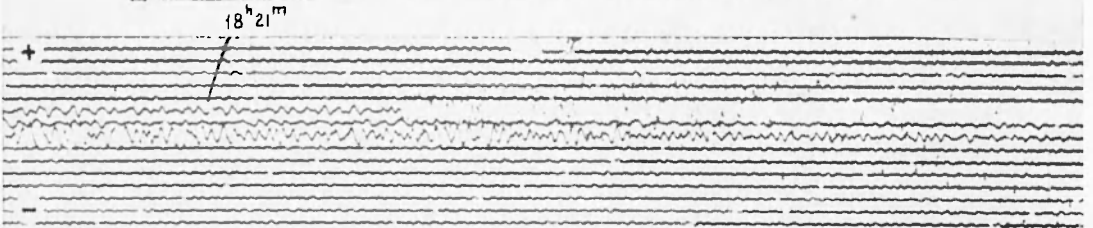
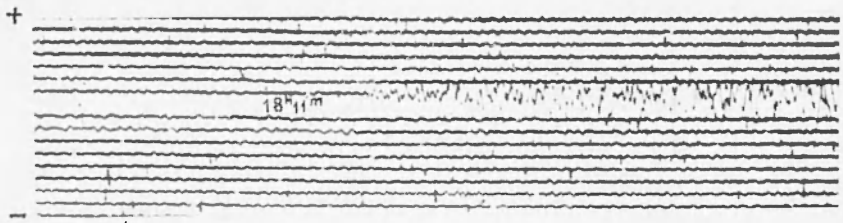
Wie chert 200 kg.

Vajont $\Delta = -2^m 25,1$

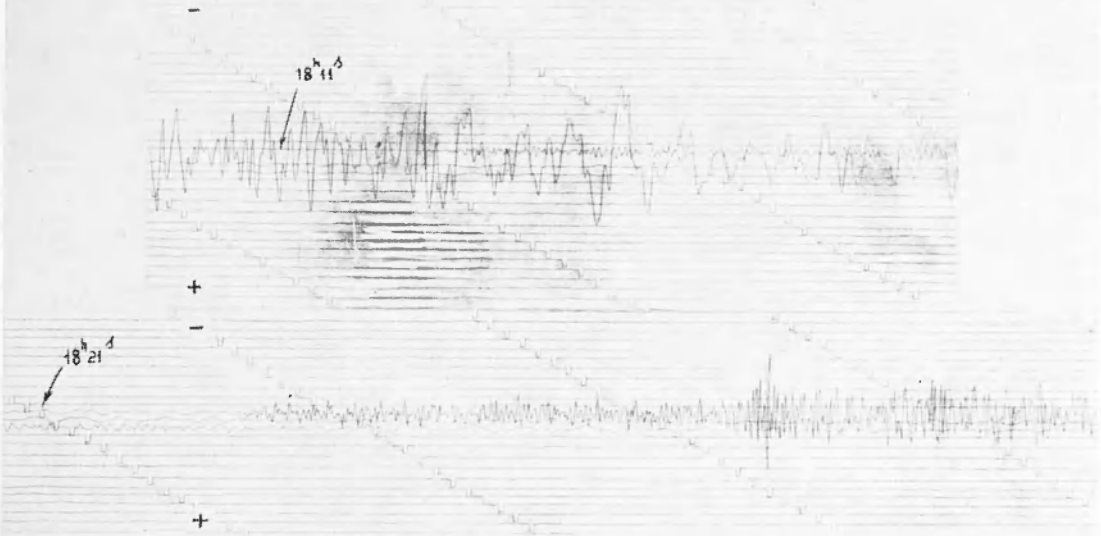


Verticale elettromagnetico "Girlanda"

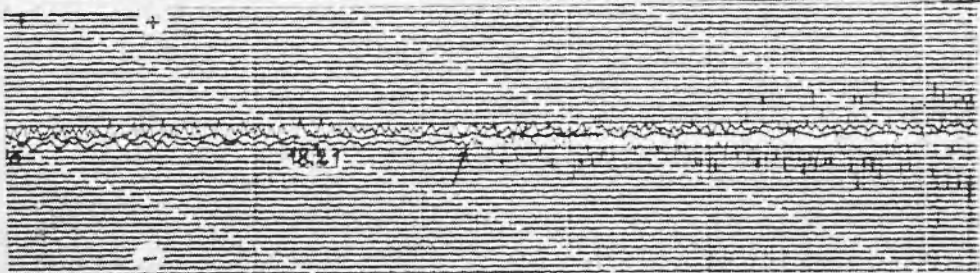
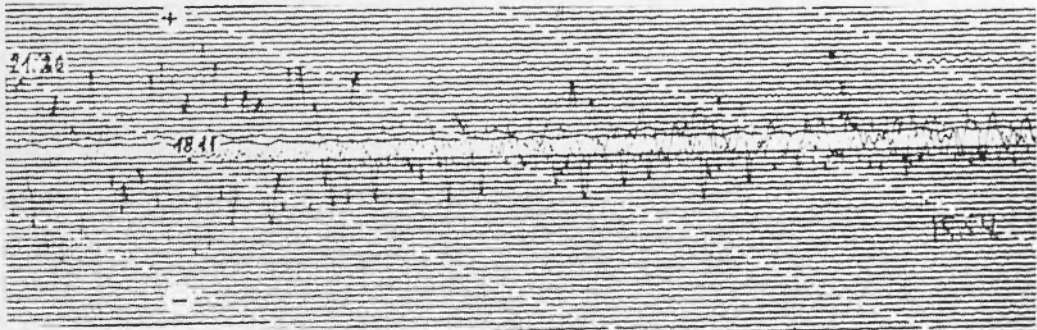
Strasburgo $\Delta l = +1^d, 8$



Heidelberg $\Delta t = +5^d$



Stoccarda $\Delta t = +4,9^d$



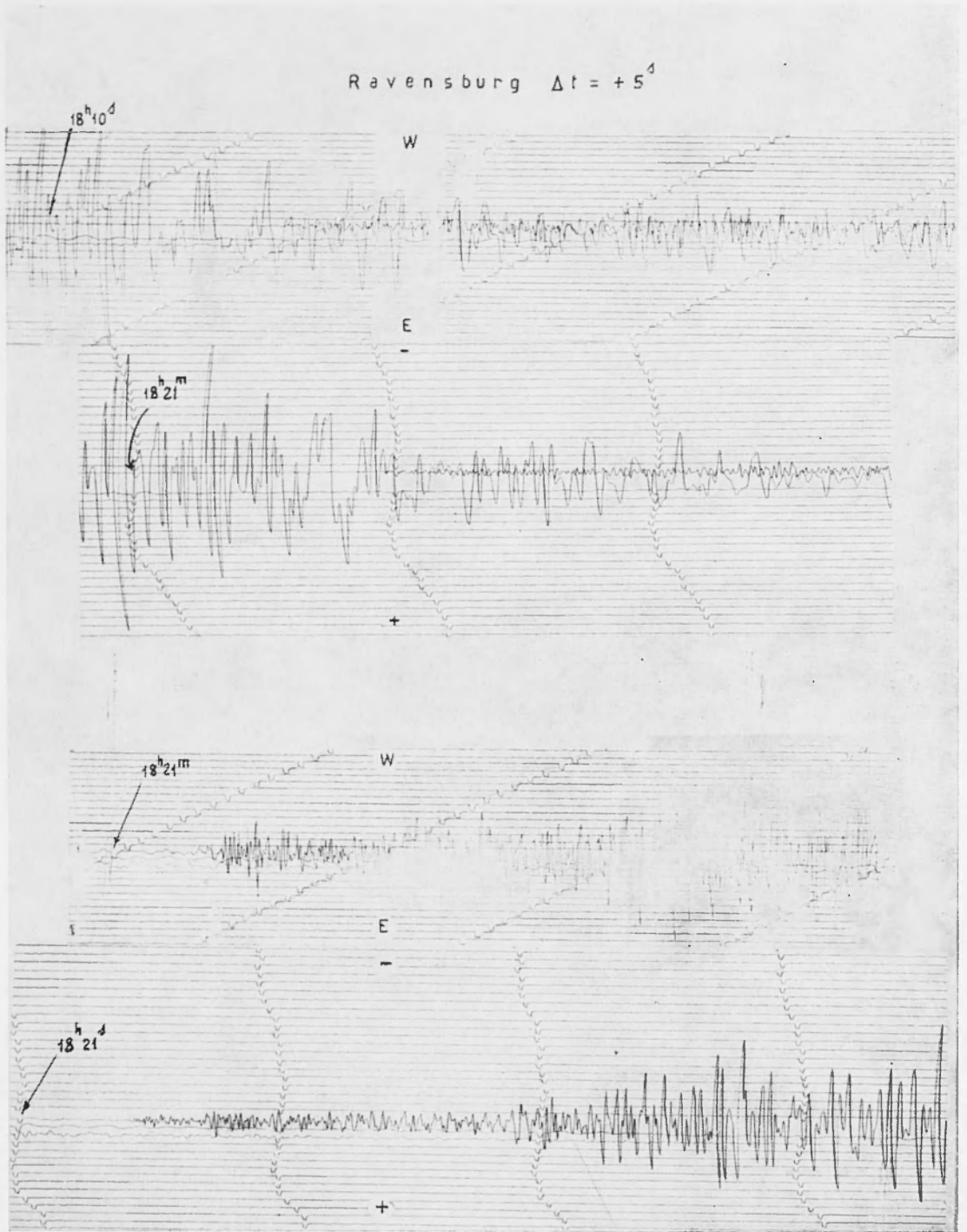


Tabella 5

Stazioni	1 ^a scossa			2 ^a scossa		
	Δ (km)	tempo di tragitto		Δ (km)	tempo di tragitto	
		1° impulso	2° impulso		1° impulso	2° impulso
Trieste	508,692	69 ^s ,01	71 ^s ,81	509,000	69 ^s ,18	73 ^s ,78
Zagabria	519,129	70 ,31		520,462	70 ,28	
Vajont	609,018	81 ,11	85 ,71	608,203	81 ,28	
Pieve di Cad.	622,036	82 ,41		621,962	82 ,28	86 ,18
Ravensburg	853,703	112 ,11	117 ,31	852,925	112 ,48	116 ,78
Mestetten	917,692	119 ,51		916,703	120 ,08	124 ,38
Tubinghen	945,915	123 ,41	127 ,41	945,110	124 ,08	127 ,78
Stoccarda	963,425	125 ,21	129 ,51	962,814	125 ,78	
Strasburgo	1005,555	130 ,31	135 ,71	1004,592	130 ,88	136 ,58
Heidelberg	1041,480	135 ,01	139 ,01	1040,888	134 ,98	139 ,88
Clermont F.	1092,406		147 ,61	1089,962	141 ,88	147 ,98
Uccle	1351,426		178 ,61	1350,036	172 ,08	
Toledo	1621,424	205 ,11		1618,072	205 ,28	
Malaga	1753,795		230 ,11	1750,202	220 ,88	

più probabile della longitudinale che segna l'inizio del sismogramma è data dall'equazione

$$t_1 = (0,122788 \pm 0,000471) \Delta + 6,704017 \pm 0,149600$$

che porta ad una velocità $v_1 = 8,144 \pm 0,031$ km/sec. Per il secondo impulso si è invece ottenuto

$$t_2 = (0,126485 \pm 0,000767) \Delta + 8,211113 \pm 0,87848$$

con $v_2 = 7,906 \pm 0,048$ km/sec.

Le analoghe dromocrone per la scossa delle ore 18^h 19^m 29^s,62 sono invece

$$t_1 = (0,122597 \pm 0,000571) \Delta + 7,191937 \pm 0,589013$$

$$t_2 = (0,127600 \pm 0,001626) \Delta + 7,818527 \pm 1,452895$$

cui corrispondono le velocità

$$v_1 = 8,175 \pm 0,037 \text{ km/sec. e } v_2 = 7,837 \pm 0,099 \text{ km/sec.}$$

Si noterà che i valori delle velocità per le due scosse sono praticamente coincidenti e gli errori probabili molto piccoli, ciò evidentemente conferma l'attendibilità delle dromocrone. La velocità di 8,15 km/sec è ormai acquisita per le Pn e conferma il valore di $8,19 \pm 0,04$ di Di Filippo-Marcelli per il Gran Sasso, mentre la velocità ottenuta per i secondi impulsi (che nei sismogrammi sono particolarmente vistosi) trova conferma in molti ricercatori (Mohorovičić, Jeffreys, Gutenberg, Caloi) e può attribuirsi alla zona di transizione tra la superficie di Mohorovičić e la parte superiore del mantello. A questo proposito ricordiamo che con sole quattro stazioni (Napoli, Aquila, Sorgenti del Peschiera, Roma) si era ottenuto una velocità di 7,843 km/sec per l'impulso che in tali stazioni più vicine all'ipocentro rappresenta l'inizio del sismogramma della scossa delle ore 15^h 56^m.

La determinazione della natura fisica che all'ipocentro ha originato il terremoto delle ore 18^h 19^m è stata eseguita impiegando gli

Tabella 6

N.	Stazioni	Natura 1° im- pulso	Δ	α	\hat{i}	$\cotg \hat{i} =$ $= \operatorname{tg} \frac{1}{2} \Delta'$
1'	Napoli Ves.	+	0° 38',60	237° 41',60	64°	0,48773
2'	Napoli S. M.	+	0 44 ,17	241 34 ,18	65	0,46631
3'	L'Aquila	+	1 43 ,50	312 44 ,60	76	0,24933
4'	Taranto	+	1 45 ,10	111 29 ,75	76	0,24933
5'	Peschiera	+	1 58 ,10	307 41 ,39	79	0,19438
6'	Roma	+	2 05 ,50	293 16 ,84	80	0,17633
7'	Messina	—	2 59 ,20	173 21 ,68	88	0,03492
8'	Firenze	—	3 51 ,25	313 41 ,60	89,5	0,00873
9	Trieste	+	4 34 ,66	347 58 ,00	85,5	0,07870
10	Vajont	+	5 28 ,87	339 24 ,41	81,0	0,15838
11	Salò	—	5 32 ,83	324 36 ,92	80,6	0,16555
12	Pieve di C.	(+)	5 35 ,90	340 13 ,78	80,4	0,16914
13	Ravensburg	+	7 41 ,00	331 11 ,54	76,5	0,24008
14	Mestetten	+	8 15 ,70	330 15 ,65	75,7	0,25490
15	Tubinghen	+	8 30 ,76	331 50 ,35	75,5	0,25862
16	Stoccarda	—	8 40 ,25	333 12 ,19	75	0,26795
17	Strasburgo	—	9 03 ,00	327 27 ,12	74,8	0,27169
18	Heidelberg	+	9 22 ,11	333 33 ,41	74,1	0,28486
19	Uccle	+	12 09 ,77	325 56 ,96	70,1	0,36199
20	Toledo	—	14 35 ,57	269 00 ,00	66,5	0,43481
21	Malaga	—	15 47 ,05	260 02 ,20	64	0,48773

impulsi iniziali rilevati in 21 stazioni (tab. 6) e seguendo il noto metodo di Byerly esteso da Di Filippo per tener conto della profondità ipocentrale. La posizione delle stazioni distese sulla sfera ipocentrale e la sua proiezione stereografica polare sono state ottenute impiegando le tabelle da noi già pubblicate in occasione di uno studio eseguito sui terremoti di frattura delle Alpi Orientali.

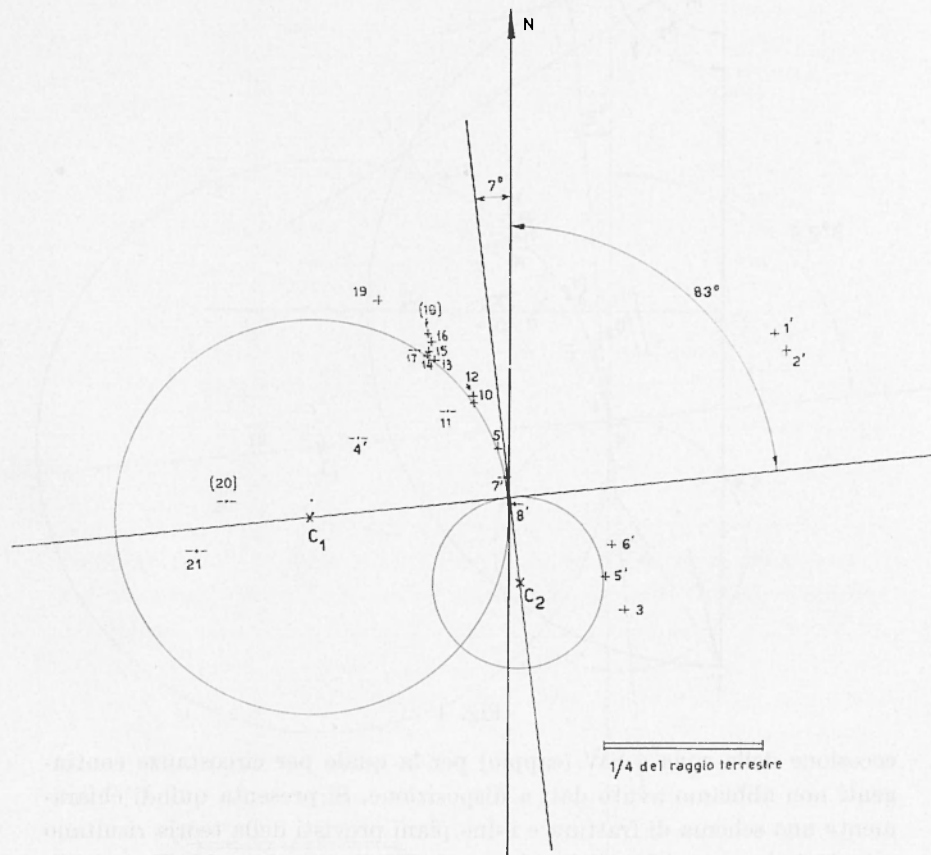


Fig. 3

Le stazioni i cui numeri sono segnati da un indice sono state riportate impiegando il raggio opposto, dato che il diretto formava con il raggio terrestre un angolo minore di 90° e quindi non intersecava la sfera ipocentrale. La Fig. 3 rappresenta la posizione delle stazioni distese proiettate sul piano equatoriale dall'antipocentro. Il cerchio C_1 è delimitato chiaramente in quanto deve separare le dilatazioni $7'$ e $17'$ dalle

compressioni 9, 10, 13, 14, mentre il cerchio C_2 normale al precedente risulta determinato con buona approssimazione dalla compressione 5' e dalla dilatazione 8'. I due cerchi dividono il piano proiezione in quattro zone le cui opposte sono caratterizzate da segni dello stesso tipo, ad

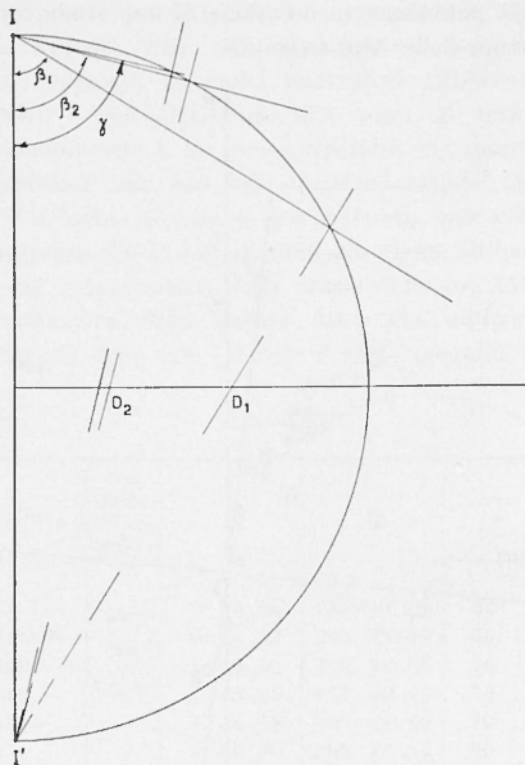


Fig. 4

eccezione della zona a SW (cappio) per la quale per circostanze contingenti non abbiamo avuto dati a disposizione. Si presenta quindi chiaramente uno schema di frattura e i due piani previsti della teoria risultano orientati rispetto al Nord, il primo a 7° W, il secondo a 83° E; le inclinazioni rispetto al raggio terrestre sono nell'ordine $\hat{\rho}_1 = 58^\circ,5$; $\hat{\rho}_2 = 75^\circ$ (Fig. 4). Il prolungamento dell'asse radicale dei due cerchi forma con il Nord l'angolo di 18° E ed è inclinato rispetto al raggio terrestre per l'ipocentro dell'angolo $\gamma = 77^\circ,5$; ne segue che le coordinate polari rispetto all'epicentro della intersezione della retta comune ai due piani con la superficie terrestre (polo) sono $\alpha = 18^\circ$ E, $\rho = 1^\circ 53'$.

Anche la scossa delle $18^h 19^m$ ha presentato uno schema di frattura come compare in Fig. 5 ottenuta con gli elementi riassunti in tab. 7. Si

noterà che anche in questo caso il cerchio C_1 è individuato con grandissima precisione dalle compressioni 6, 8, 11, e dalle dilatazioni 4', 11, 13, mentre il cerchio C_2 è delimitato dalle compressioni 1', 3', e dalla dilatazione 5'.

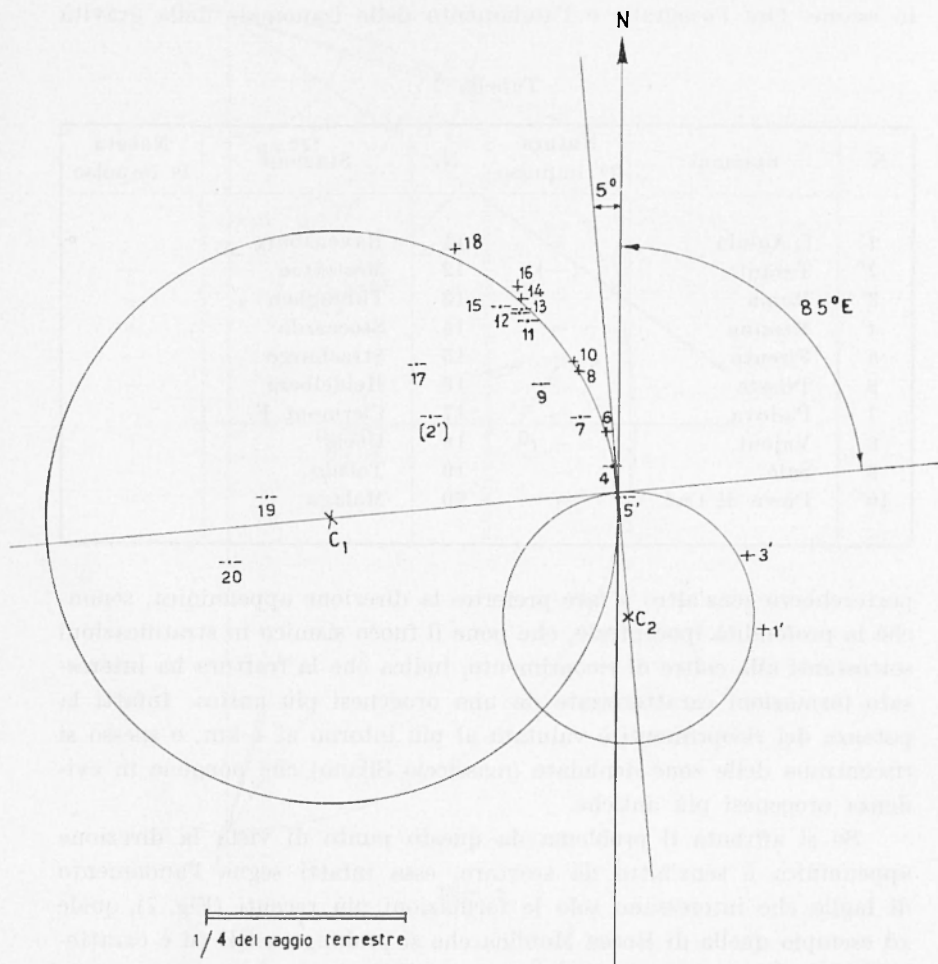


Fig. 5

I due piani formano con il Nord gli angoli di 5° W e 85° E e le loro inclinazioni rispetto al raggio terrestre sono $\beta_1 = 55^\circ$, $\beta_2 = 73^\circ$. La retta intersezione dei due piani forma con lo stesso raggio l'angolo di 75° ed infine il polo ha rispetto all'epicentro coordinate $\alpha = 19^\circ, 5'$, $\rho = 1^\circ 17', 5'$. (Fig. 6). I risultati ottenuti per le due scosse sono quindi praticamente coincidenti se si tiene conto dell'approssimazione grafica e della diffe-

renza che intercorre tra le posizioni dei due ipocentri. Come è noto la teoria lascia indeterminata la direzione dell'effettivo piano di frattura, che va scelto tra i due ottenuti dal metodo, in base a considerazioni di natura tettonica, orografica o ad elementi riguardanti la sismicità della zona in esame. Ora l'orografia e l'andamento delle isanomale della gravità

Tabella 7

N.	Stazioni	Natura 1° impulso	N.	Stazioni	Natura 1° impulso
1'	L'Aquila	+	11	Ravensburg	—
2'	Taranto	(—)	12	Mestetten	—
3'	Roma	+	13	Tubinghen	—
4'	Messina	—	14	Stoccarda	+
5'	Firenze	—	15	Strasburgo	—
6	Trieste	+	16	Heidelberg	+
7	Padova	—	17	Clermont F.	—
8	Vajont	+	18	Uecle	+
9	Salò	—	19	Toledo	—
10	Pieve di Cad.	+	20	Malaga	—

porterebbero senz'altro a fare preferire la direzione appenninica, senonché la profondità ipocentrale, che pone il fuoco sismico in stratificazioni sottostanti alla coltre di ricoprimento, indica che la frattura ha interessato formazioni caratterizzate da una orogenesi più antica. Infatti la potenza dei ricoprimenti è valutata al più intorno ai 4 km, e spesso si riscontrano delle zone denudate (massiccio Silano) che pongono in evidenza orogenesi più antiche.

Se si affronta il problema da questo punto di vista la direzione appenninica è senz'altro da scartare, essa infatti segna l'andamento di faglie che interessano solo le formazioni più recenti (Fig. 7), quale ad esempio quella di Rocca Monfina che si prolunga a SE ed è caratterizzata da una notevole sismicità superficiale.

Riferendoci alle formazioni più antiche la tettonica e l'osservazione hanno posto in evidenza tutta una serie di faglie profonde con andamento trasversale rispetto alle precedenti. Due delimitano il promontorio del Gargano, una è molto prossima alla zona epicentrale. In particolare quest'ultima è visibile anche in superficie, marcatamente ai suoi estremi (coste meridionali della Penisola sorrentina e Valle dell'Ofanto) e presenta tracce visibili anche se non rettilinee nella parte intermedia di

ricoprimento. Tale sistema trasversale ben si accorda con quanto abbiamo già posto in evidenza a proposito della sismicità del Mediterraneo meridionale e in particolare del basso Tirreno, ove i piani di frattura

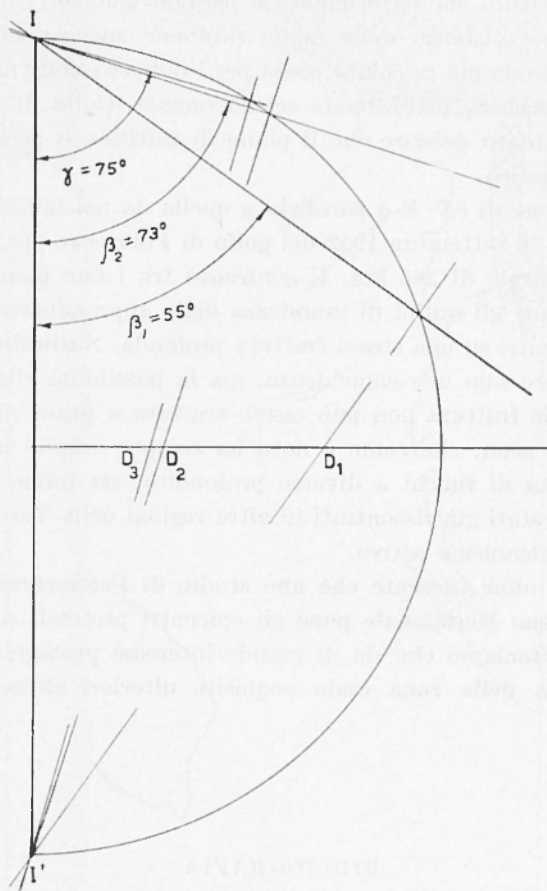


Fig. 6

dei terremoti profondi presentano un andamento trasversale rispetto alla Penisola italiana, andamento segnato dai rilievi vulcanici che sono il supporto delle isole Lipari, a loro volta parallele alla supposta faglia africana.

Lo stesso Appennino centromeridionale viene dai più considerato una antica dorsale sottomarina coronata da un vulcano: il Vulture, e separata dalla Calabria che non presenta alcun rapporto tettonico con l'Appennino.

Ritornando ora alle due scosse da noi studiate, si nota che le direzioni dei piani orientati a 83° , 85° E seguono tale allineamento trasversale per cui riteniamo che essi (praticamente concidenti) siano l'effettivo piano della frattura che ha originato il periodo sismico. Tale scelta non solo conferma l'esistenza delle faglie profonde suaccennate, ma dato che la direzione da noi calcolata passa per l'imbocco della finestra tettonica che si riscontra nell'Albania settentrionale (Golfo di Drin) non è del tutto azzardato pensare che il piano di frattura si prolunghi al di sotto dell'Adriatico.

La direzione di 83° E è parallela a quella da noi individuata per il terremoto del 26 Settembre 1952 del golfo di Policastro che ha una profondità ipocentrale di 261 km. Il confronto tra i due piani, quando si tengano presenti gli ordini di grandezza delle approssimazioni grafiche, porta gli ipocentri su una stessa frattura profonda. Naturalmente questo fatto può essere solo una coincidenza, ma la possibilità che esista realmente una tale frattura non può essere scartata a priori sia per il vulcanismo della zona, che come è noto ha sempre origine profonda, sia per la presenza di fuochi a diverse profondità, sia infine perché fatti analoghi sono stati già riscontrati in altre regioni della Terra caratterizzate da un vulcanismo attivo.

Tenendo infine presente che uno studio di Peterschmitt sui terremoti del Tirreno Meridionale pone gli epicentri profondi su una superficie conica, riteniamo che sia di grande interesse proseguire l'indagine della sismicità della zona onde acquisire ulteriori elementi alla sua tettonica.

BIBLIOGRAFIA

- E. BENEÒ, *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare*. « Boll. Soc. Geologica Italiana », **LXVIII**, (1949).
- BOUCART J., *Geographie du fond des Mers*. Paris (1949).
- CALOI P., PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan del 2 Novembre 1946*. « Annali di Geofisica », **I**, (1948).
- DE PANFILI M., *Attività sismica in Italia dal 1952 al 1957* « Annali di Geofisica », **XII**, (1959).
- DI FILIPPO D., *Sulla rappresentazione in superficie della natura dinamica di una scossa con ipocentro profondo*. « Annali di Geofisica », **III**, (1950).

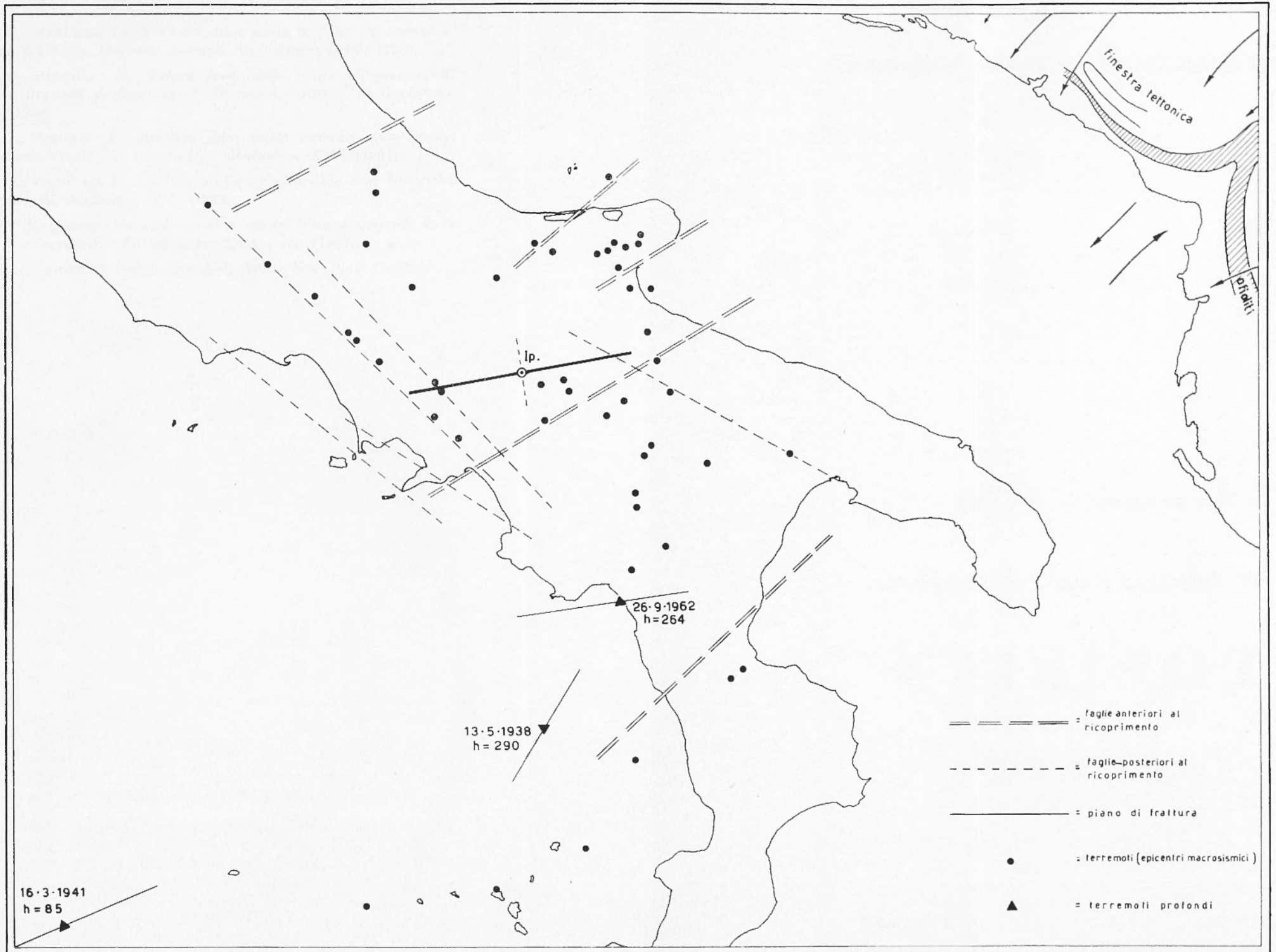


Fig. 7

- DI FILIPPO D., MARCELLI L., *Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia Centrale*. « Annali di Geofisica », IV, (1951).
- DI FILIPPO D., PERONACI F., *Natura fisica della scossa all'ipocentro di alcuni terremoti profondi nel Mediterraneo*. « Annali di Geofisica », XII, (1959).
- DI FILIPPO D., PERONACI F., *Struttura della crosta terrestre nelle Prealpi Lombardo-Venete ...* « Annali di Geofisica », XIV, (1961).
- DI FILIPPO D., PERONACI F., *Contributo alla tettonica delle Alpi Dinariche*. « Annali di Geofisica », XV, (1962).
- PETERSCHMITT S., *Quelques données nouvelles sur les seismes profonds de la mer Tyrrhenienne*. « Annali di Geofisica », IX, (1956).
- THERMIER H., TERMIER C., *L'évolution de la Lithosphère*. Paris (1957).