

# UNO STUDIO SUL TERREMOTO DEL GRAN SASSO D'ITALIA DEL 5 SETTEMBRE 1950

D. DI FILIPPO - L. MARCELLI

*Notizie macrosismiche.* — Il 5 settembre 1950, alle 5<sup>h</sup> 10<sup>m</sup> ca., un gran numero di persone abitanti a Roma fu destata da una forte scossa di terremoto. Alcuni, specie se dimoranti nei piani più elevati dei palazzi, ne furono addirittura spaventati; e questo per Roma fu una novità, perché la città, pur essendo circondata dai Colli Laziali sovente interessati da lievi scosse telluriche, molto difficilmente le rileva in modo sensibile. Nei primi momenti ci fu un certo allarme; la curiosità poi prese il sopravvento: il giornale radio delle prime ore non faceva menzione del fatto, in attesa ancora di notizie sicure.

Un primo esame (effettuato dal personale dell'Istituto Nazionale di Geofisica) dei sismogrammi della stazione sismica di Roma chiari trattarsi di un terremoto con epicentro distante circa 90 km. La violenza del sisma, invero notevole, aveva fatto uscire fuori scala tutte le immagini luminose degli strumenti a registrazione ottica: quanto ai sismografi a registrazione meccanica, nei più sensibili erano uscite fuori sede le pennine: si dové lavorare su quelli a scarsa sensibilità (il 200 kg orizzontale Wiechert e l'80 kg verticale Wiechert), sebbene anche una delle due pennine del 200 kg fosse stata sbalzata fuori sede dalla violenza delle onde superficiali. Si riuscì ad individuare la probabile zona epicentrale come situata a N-E di Roma, nei pressi del Monte Pozzon, alle pendici del Gran Sasso d'Italia. È nota la difficoltà di determinare, con una sola stazione, un epicentro; tanto più poi in questo caso giacché la scossa era stata preceduta da un'altra, di minore intensità, le cui onde superficiali non si erano ancora estinte al sopraggiungere della seconda, più violenta. Tuttavia tale determinazione risultò confermata dalle prime notizie macrosismiche che cominciarono a pervenire.

In breve anche la radio e la stampa furono in grado di dare ampi resoconti delle località più colpite. Pauroso bilancio invero, reso più tragico dalla recente guerra che con i bombardamenti di pochissimi anni fa ha reso malsicure le case ed assolutamente inadatte a resi-

stere ad un terremoto. Teramo, Pescara, Rieti, L'Aquila risultarono le quattro province più fortemente danneggiate. L'intensità della scossa all'epicentro e per una vasta zona circostante fu valutata di VIII della scala Mercalli. Danni gravi si lamentarono a Campoli, Tossicia, Isola del Gran Sasso, Celino Attanasio, Penne; tutti paesi in provincia di Teramo, dove crollarono complessivamente 64 case e 600 rimasero danneggiate più o meno gravemente: a Pietracamela (Teramo) tutte le case furono lesionate e gli abitanti costretti all'aperto. A Farindola (Pescara) due contadini morirono sotto il crollo della loro casetta. Oltre un centinaio di persone furono ferite più o meno gravemente. Nei pressi di Amatrice (Rieti) una persona dichiarò di aver udito un boato profondo e di aver veduto vampate rosse e viola immediatamente prima di sentirsi tremare la terra sotto i piedi.

In provincia di Ascoli Piceno 410 fabbricati furono dichiarati inabitabili dal Genio Civile. Altri rombi furono sentiti più o meno forti a Civitaquana, Isola del Gran Sasso, Fano Adriano, Accumoli, Pizzoli e in molte altre località. Ad Amatrice e Scoppito fu notato un forte vento durato alcune ore. A Farindola le acque entrarono in movimento come fossero in ebollizione, a Montereale l'acqua nelle sorgenti subì un sensibile aumento, a Castelli fu notato un precipitar di massi dalla vicina montagna.

Queste le notizie macrosismiche più importanti, interessanti l'immediata area epicentrale, parte ricavate dalla stampa e parte gentilmente forniteci dall'Ufficio Centrale di Meteorologia.

La fig. 1 mostra la fotografia di una casa gravemente lesionata.

*Isosiste.* — Nella fig. 2 abbiamo tracciato la rete delle linee isosiste così come si son potute disegnare dopo uno scrupoloso esame delle notizie macrosismiche pervenuteci. Risulta così che la scossa è stata sentita di grado VIII nelle seguenti località: Arsita, Colledara, Castelli, Isola del Gran Sasso, Cellino Attanasio, Bisenti, Fano Adriano, Pietracamela, Tossicia (Teramo), Elice, Farindola, Civitaquana (Pescara), Montereale, Arischia, Pizzoli (Aquila), Amatrice, Accumoli (Rieti); di VII-VIII a Scoppito (Aquila) e Borbona (Rieti). È stato avvertito di VII ad Antrodoco, Cittaducale, Posta, Micigliano (Rieti); Alanno, Civitella del Tronto, Loreto Aprutino, Rocciano, Montesilvano, Penne, Pianella (Pescara); Paganica, Barisciano, San Demetrio, Fossa (Aquila); Montegallo, Venarotta, Palmiano, Arquata del Tronto, Roccafluvione (Ascoli Piceno); Norcia (Perugia); di VI-VII a Bo-

lognano e Toccocassauria (Pescara); Nereeto (Teramo); di VI a Pescara, Salle, Caramanico, Cepagatti, Popoli (Pescara); Tione degli Abruzzi, Rocca di Cambio, Rocca di Mezzo, Navelli (Aquila); Piediluco, Arrone (Terni); Controguerra, Colonnella, Pineto (Teramo); Conceriano, Labro, Marcellini (Rieti); Visso (Macerata); Offida, Comunanza e di V-VI a Ripatransone (Ascoli Piceno). Nelle seguenti località invece è stato sentito di V: Anversa degli Abruzzi, Pescina, Gioia dei Marsi, Pettorano sul Gizio, Magliano dei Marsi, Carsoli, Raiano, Pacentro, Goriano Siculi, Sulmona, Pratola (Aquila); Stimigliano, Nespolo, Petescia, Toffia, Castelnuovo di Farla, Casperia, Forano (Rieti); Macerata, Tolentino, Bolognola, Matelica, Montecassiano (Macerata); Foligno, Nocera, Spoleto, Campello sul Clitunno, Spello, Montefalco (Perugia); Terni, Narni (Terni); Fermo (Ascoli Piceno) e di IV-V a Rocca Pia, Capistrelli, Scanno (Aquila), Cannara (Perugia); di IV a Jesi, Fabriano, Ancona, Staffolo, Agugliano, Genga, Ostra, Barbara, Loreto e Camerano (Ancona); Perugia, Assisi (Perugia); Monteleone d'Orvieto (Terni); Roma, Subiaco (Roma); Ronciglione e Montefiascone (Viterbo); Rivisondoli, Roccaraso (Aquila); Filettino (Frosinone); di III-IV a: Ripe, Sinigallia (Ancona); Tuscania (Viterbo); Città di Castello (Perugia); di III a: Frosinone, Fiuggi, Ferentino, Guarcino, Ceprano, Alatri, Arpino, Sarteano, Casamari, Sora (Frosinone); Velletri e di II a Priverno (Roma).



Fig. 1

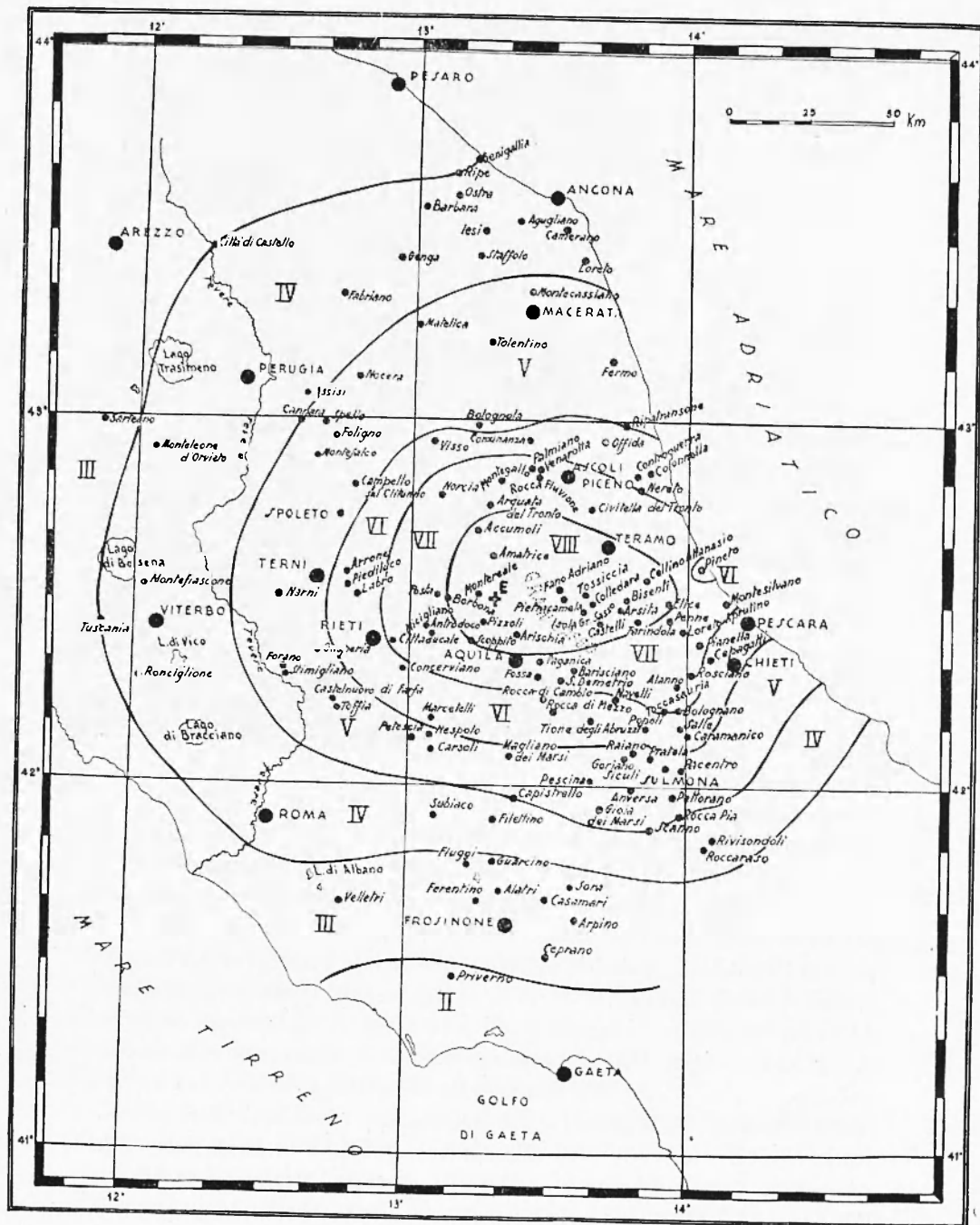


Fig. 2

La violenza del sisma si è estinta solo dopo circa 150 km dalla zona epicentrale.

La distribuzione delle isosiste non è molto regolare, specialmente se si osserva la posizione dell'epicentro: la più forte anomalia si presenta ad est e a sud-est di esso, e questo, molto probabilmente, data la vicinanza del massiccio del Gran Sasso d'Italia e dato inoltre che, come si vedrà, il terremoto è molto superficiale, può trovare la sua spiegazione nella struttura geologica della zona.

Tale anomalia è messa maggiormente in evidenza nella figura 3 dove, alla rete delle isosiste reali è sovrapposta una rete di isosiste circolari i cui raggi sono stati calcolati facendo le medie aritmetiche — su una distribuzione radiale di 10 in 10 gradi — delle distanze epicentrali  $\Delta$  relative ad una stessa isosista, secondo la formula data da Sieberg (1).

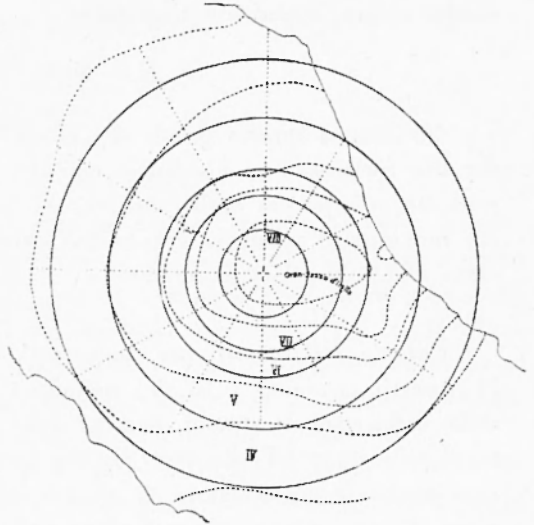


Fig. 3

relative ad una stessa isosista, secondo la formula data da Sieberg (1).

$$R_i = \frac{\Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3 + \dots + \Delta_n}{n}$$

Risulterebbe in tal modo che il raggio della zona epicentrale (VIII Mercalli) è di 24 km, mentre in realtà ci sono dei punti distanti fino a 55 km.

I raggi delle isosiste circolari successive sono i seguenti:

$$R_{VII} = 41 \text{ km}; R_{VI} = 54 \text{ km}; R_V = 80 \text{ km}; R_{IV} = 111 \text{ km}; R_{III} = 119 \text{ km}.$$

*Magnitudo ed energia del terremoto.* — Valendoci della determinazione effettuata in 5 stazioni italiane (Roma, Bologna, Firenze Arcetri, Padova, Salò) abbiamo calcolato la Magnitudo del terremoto con le formule valide in ciascuna di dette stazioni (2). Si è così trovato un valore di 5,45. La scossa infatti è stata registrata fino ad Helsinki, in Finlandia (oltre 2000 km distante dall'epicentro), ed i

sismografi di stazioni molto più lontane, come Tucson (oltre 10.000 km) ne hanno rilevato l'inizio.

L'energia associata a questo terremoto, calcolata con la formula<sup>(2)</sup>

$$\log E = 9,154 + 2,147 M,$$

risulta essere, approssimativamente,

$$E \sim 10^{21} \text{ ergs}$$

Notiamo a questo punto che questo terremoto è stato preceduto da una forte scossa, e seguito, nel giro di poche ore, da numerose repliche di intensità molto minore, talché l'energia sviluppata in questo movimento tellurico risulta ovviamente superiore a quella associata alla sola scossa in esame.

*Calcolo delle coordinate epicentrali.* — Per la determinazione dell'epicentro ci siamo valse del metodo Caloi basato sulla conoscenza delle differenze dei tempi d'arrivo delle onde *Pg* ed *Sg* <sup>(3)</sup> nelle stazioni più vicine all'epicentro. Questo metodo ci ha permesso di sfruttare anche le registrazioni di alcune stazioni vicine sfortunatamente prive, in quel giorno, di correzione del tempo.

È noto in che cosa consista tale metodo: ci limitiamo pertanto a riportarne le formule essenziali.

Si abbiano a disposizione *n* stazioni. Siano  $x_0$  e  $y_0$  le coordinate ortogonali dell'epicentro,  $x_i$   $y_i$  le coordinate ortogonali della  $i^{ma}$  stazione ( $i = 1, 2, \dots, n$ ). Valgono allora le seguenti equazioni che costituiscono un sistema il quale andrà risolto con il metodo dei minimi quadrati

$$(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 = (KT_i)^2 \quad [1]$$

essendo

$$T_i = (t_2 - t_1)_i,$$

dove  $t_1$  e  $t_2$  sono i tempi di registrazione delle onde *Pg* ed *Sg* rispettivamente, in una stessa stazione, e *K* ha il seguente valore

$$K = \frac{v_1 \cdot v_0}{v_1 \cdot v_2}, \quad [2]$$

$v_1$  e  $v_2$  essendo le velocità delle onde longitudinali e trasversali dirette.

Se si riferiscono tutte le stazioni ad una (la prima) scelta come fondamentale, le [1] si scrivono, risolte rispetto ad  $x_0, y_0$

$$x_0 + \frac{y_j - y_1}{x_j - x_1} y_0 - \frac{c_j - c_1}{x_j - x_1} = 0 \quad (j = 2, 3, \dots, n) \quad [3]$$

dove le  $c$  hanno il valore dato dalla espressione

$$2c_j = -(KT_j)^2 + x_j^2 + y_j^2 \quad [4]$$

Se poniamo

$$\alpha = \frac{y_j - y_1}{x_j - x_1} \quad ; \quad \beta = \frac{c_j - c_1}{x_j - x_1} \quad [5]$$

le [3] si possono scrivere

$$x_0 + \alpha y_0 = \beta \quad [6]$$

Nell'applicare questo metodo ci si serve, come si è detto, di *coordinate ortogonali*. A questo proposito va notato <sup>(4)</sup> che per la determinazione di dette coordinate non ci si deve riferire ad un meridiano e ad un parallelo considerati come assi ortogonali  $y$  e  $x$ . Il riferimento va fatto ad un meridiano (asse  $y$ ) e ad un cerchio massimo ad esso ortogonale (asse  $x$ ), che non va confuso con il parallelo passante per il punto d'incrocio dei due cerchi massimi considerati.

Per maggiori dettagli rimandiamo all'opera citata <sup>(4)</sup>. Qui ci limitiamo a trascrivere le formule finali di cui ci siamo serviti per il nostro lavoro.

Indichiamo con  $\lambda$  e  $\varphi$  le coordinate geografiche di una qualsiasi stazione  $S$ , con  $\lambda_0$  e  $\varphi_0$  le coordinate geografiche del punto  $O$  di riferimento; si avrà che le coordinate ortogonali  $x, y$  di detta stazione  $S$  avranno le seguenti espressioni:

$$\left\{ \begin{array}{l} x = r_0 \left[ \frac{\Delta\lambda}{\alpha''} \cos \varphi - \frac{(\Delta\lambda)^3}{6\alpha''^3} \cos \varphi \sin^2 \varphi \right] \\ y = r_0 \left[ \frac{\varphi - \varphi_0}{\alpha''} + \frac{1}{4} \left( \frac{\Delta\lambda}{\alpha''} \right)^2 \sin 2\varphi \right] \end{array} \right. \quad [7]$$

dove  $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$ ,  $r_0$  è il raggio della Terra supposta sferica ed  $\alpha'' = 206265$ . Se però si vuol tener conto della eccentricità della Terra, le [7] vanno scritte come segue:

$$\left\{ \begin{array}{l} x = r_m \left[ \frac{\Delta\lambda}{\alpha''} \cos \varphi - \frac{(\Delta\lambda)^3}{6\alpha''^3} \cos \varphi \sin^2 \varphi \right] \\ y = r_m \left[ \frac{\varphi - \varphi_0}{\alpha''} + \frac{1}{4} \left( \frac{\Delta\lambda}{\alpha''} \right)^2 \sin 2\varphi \right] \end{array} \right. \quad [8]$$

TABELLA I

N.	Stazioni	$x_i^2 + y_i^2$	$T_i$	$(K T_i)^2$	$c_i$	$x_j - x_i$	$y_j - y_i$	$c_j - c_i$	$\alpha$	$\beta$
1	Roma . . . . .	1.743,04	13,4	9.051,62	- 3654,29	-	-	-	-	-
2	Poggio al Vento (Siena) . . . . .	40.645,03	27,0	36.748,89	+ 1948,07	- 96,525	+ 158,617	+ 5602,36	- 1,643	- 58,041
3	Firenze Aretri . . . . .	59.354,04	31,1	48.757,06	+ 5298,49	- 100,058	+ 209,699	+ 8952,78	- 2,096	- 89,476
4	Foggia . . . . .	48.774,18	31,8	50.976,61	- 1101,22	+ 253,538	- 47,142	+ 2553,07	- 0,186	+ 10,070
5	Prato . . . . .	68.010,35	33,4	56.235,38	+ 5887,48	- 112,933	+ 221,586	+ 9541,77	- 1,962	- 84,490
6	Bologna . . . . .	94.825,13	38,0	72.792,04	+ 11016,54	- 92,552	+ 288,388	+ 14670,83	- 3,116	- 158,514



Se chiamiamo  $\varphi_1$  la latitudine della proiezione di  $S$  sopra il meridiano fondamentale, grandezza legata alle altre dalla relazione

$$\varphi_1 = \varphi_0 + \alpha'' \frac{y}{r_0} ,$$

nella prima delle [8]  $r_n$  rappresenta il raggio della sfera osculatrice dell'ellissoide lungo il parallelo di latitudine  $\varphi_1$ ; nella seconda,  $r_m$  rappresenta il corrispondente raggio di curvatura del meridiano:  $r_n$  va riferito a  $\varphi_0$ ,  $r_m$  va riferito a  $\frac{\varphi_1 + \varphi_0}{2}$ .

Nel caso del presente lavoro, data la posizione dell'epicentro del nostro terremoto, abbiamo assunto i seguenti valori:

$$\left\{ \begin{array}{l} \varphi_0 = 42^\circ \text{ N.} \\ \lambda_0 = 13^\circ \text{ E.} \end{array} \right. \quad [9]$$

Per il calcolo degli  $r_n$  ed  $r_m$  relativi all'ellissoide di Bessel ci siamo valse della tabella che compare nell'opera citata.

Fra i molti sismogrammi messi gentilmente a nostra disposizione da quasi tutti gli osservatori europei, abbiamo scelto, per questa prima determinazione epicentrale, quelli tra i più vicini, che avevano una registrazione ben chiara: alcune stazioni erano prive della correzione del tempo ma questo, dato il metodo che applichiamo, non ha importanza. Riportiamo, a titolo di esempio, le registrazioni ottenute a Roma (sull'80 kg verticale Wiechert), e a Chur (figg. 4-5). Nella tabella che segue sono esposti i risultati dei calcoli per la determinazione delle coordinate ortogonali delle stazioni scelte. I valori delle  $x_i$ ,  $y_i$ , sono ottenuti applicando le [8].

	$\varphi$	$\lambda$	$x_i$ km	$y_i$ km
1. Roma	41°54',2 N	12°30',8 E	— 40,3764	— 10,6203
2. Poggio al Vento (Siena)	43°19',2 »	11°18',71 »	—136,9010	+147,9971
3. Firenze Arcetri	43°45',73 »	11°15',33 »	—140,4343	+199,0785
4. Foggia	41°27',1 »	15°33',1 »	+213,1614	— 57,7623
5. Prato	43°53' »	11°05',5 »	—153,3097	+210,9656
6. Bologna	44°29',3 »	11°19',7 »	—132,9284	+277,7682

Per pervenire al sistema di equazioni [6] che ci permetterà di calcolare le coordinate ortogonali  $x_0$   $y_0$  dell'epicentro, abbiamo dovuto

trovare i valori delle  $c_j$  servendoci delle [4]. Ivi abbiamo assunto per  $K$  il valore 7,1, il che equivale a considerare la velocità delle  $Pg$  pari a 5,4 km/sec, e quella delle  $Sg$  pari a 3,07 km/sec.

Abbiamo dapprima risolto il problema considerando tutte le stazioni alla stessa stregua: però i risultati a cui siamo pervenuti non

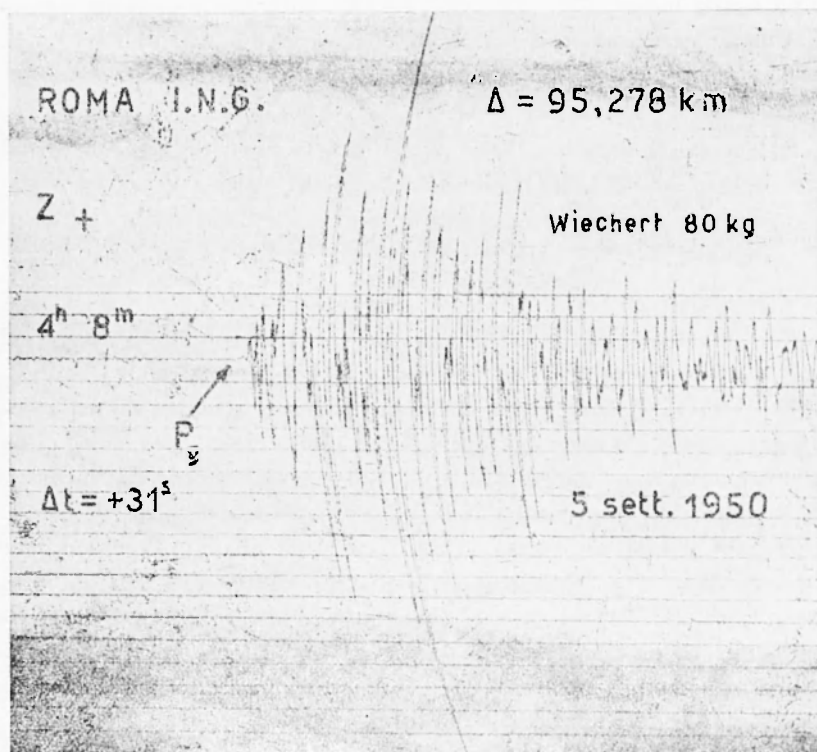


Fig. 4

erano troppo soddisfacenti, e abbiamo quindi preferito scegliere Roma come stazione fondamentale, essendo la più vicina all'epicentro.

Il sistema cui si perviene dopo aver applicato il metodo dei minimi quadrati alle [6] è

$$\begin{cases} 5x_0 - 9,003y_0 = -380,151 \\ -9,003x_0 + 20,686y_0 = 910,729 \end{cases}$$

da cui si hanno i seguenti valori per le *coordinate ortogonali* dell'epicentro (in km)

$$\begin{cases} x_0 = 26,784 \\ y_0 = 57,133 \end{cases} \quad [10]$$

Per passare ora alle *coordinate geografiche*, occorre far uso delle seguenti formule geodetiche di trasformazione (<sup>4</sup>):

$$\begin{cases} \varphi_E = \left( \varphi_0 + \alpha'' \frac{y_0}{r_m} \right) - \alpha'' \frac{x_0^2}{2 r_m^2} \operatorname{tg} \varphi_0 \\ \lambda_E = \lambda_0 + \alpha'' \frac{x_0}{r_m \cos \left( \varphi_0 + \alpha'' \frac{y_0}{r_m} \right)} \end{cases} \quad [11]$$

Si hanno i seguenti risultati

$$\begin{cases} \varphi_E = 42^\circ 30',8 \pm 2',0 \text{ N} \\ \lambda_E = 13^\circ 19',6 \pm 5',4 \text{ E.} \end{cases} \quad [12]$$

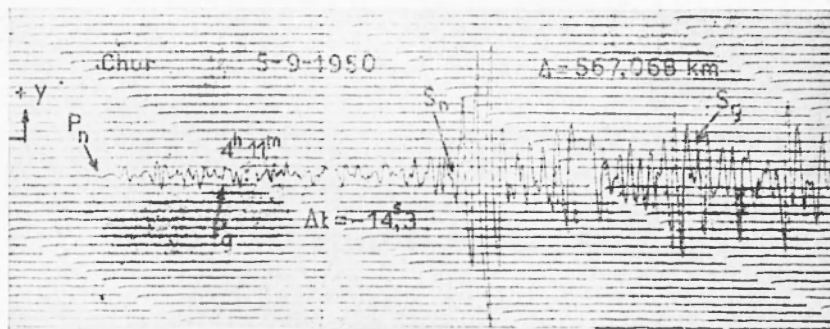


Fig. 5

*Velocità di propagazione e dromocrone.* — Conosciute così le coordinate geografiche dell'epicentro, usando la nota formula di trigonometria sferica

$$\cos \Delta = \sin \varphi_E \sin \varphi + \cos \varphi_E \cos \varphi \cos (\lambda_E - \lambda)$$

abbiamo calcolato le distanze epicentrali di tutte le stazioni adoperate.

Nella tabella II riportiamo accanto a ciascuna stazione la distanza epicentrale calcolata, i tempi d'arrivo delle onde longitudinali e trasversali (espressi in G.C.T.) e la natura dell'impulso iniziale.

TABELLA II

N.	Stazioni	Δ km	Natura impulso iniziale	Tempi di arrivo			
				Pg	Pn	Sg	Sn
1	Roma . . . . .	95,278	comp.	14 <sup>s</sup> ,6	—	28 <sup>s</sup>	—
2	Poggio al Vento (Siena) . . . . .	186,759	comp.	—	—	—	—
3	Foggia . . . . .	217,222	—	38,6	38 <sup>s</sup>	70,1	62 <sup>s</sup> ,2
4	Firenze Arcetri . . . . .	217,346	comp.	—	—	—	—
5	Prato . . . . .	236,450	comp.	—	—	—	—
6	Bologna . . . . .	272,100	comp.	47,1	45,3	85,1	73,1
7	Venezia . . . . .	333,733	comp.	58,2	—	107,6	—
8	Padova . . . . .	341,265	comp.	60,7	51,1	110,0	88,5
9	Trieste . . . . .	349,382	dilat.	62,0	52,0	112,1	89,5
10	Taranto . . . . .	397,747	dilat.	70,0	59,0	128,6	100,8
11	Piacenza . . . . .	406,311	—	—	—	—	101,2
12	Salò . . . . .	410,278	dilat.	—	—	—	—
13	Pavia . . . . .	445,741	—	80,4	65,8	144,0	111,5
14	Messina . . . . .	515,431	—	91,2	73,6	168,7	129,1
15	Chur . . . . .	567,068	dilat.	101,7	79,9	184,5	140,1
16	Beograd . . . . .	627,446	dilat.	—	87,2	—	153,4
17	Zürich . . . . .	655,556	dilat.	—	88,4	—	158,9
18	Wienn . . . . .	679,630	dilat.	—	92,8	—	163,8
19	Neuchâtel . . . . .	706,943	dilat.	—	96,0	—	169,3
20	Basel . . . . .	717,408	dilat.	—	97,8	—	171,3
21	Stuttgart . . . . .	765,463	—	—	103,7	—	182,0
22	Praha . . . . .	843,981	—	—	—	—	202,4
23	Jena . . . . .	945,031	—	—	—	—	222,8
24	Gottigen . . . . .	1035,123	dilat.	—	125,2	—	244,1
25	Tortosa . . . . .	1080,544	—	—	136,4	—	258,5
26	De Bilt . . . . .	1227,797	—	—	—	—	291,0
27	Kew Observ. . . . .	1430,422	—	—	—	—	—
28	Kopenhagen . . . . .	1464,630	—	—	186,0	—	—
29	Granada . . . . .	1556,389	dilat.	—	189,0	—	—
30	Lisbona . . . . .	1935,864	dilat.	—	—	—	—
31	Uppsala . . . . .	1949,256	dilat.	—	—	—	—

a) *Onde Pg*. — L'equazione di una generica dromocrona è, com'è noto, (per distanze relativamente piccole)

$$t = \Delta y + x \quad [13]$$

Nel nostro caso riferiamo la dromocrona ad un'ora origine provvisoria del terremoto, che per comodità supponiamo

$$04^h 09^m 00^s$$

Allora nella [13]  $t$  rappresenta il tempo d'arrivo dell'onda in questione ad una stazione di distanza epicentrale  $\Delta$ . Scelte le 10 stazioni (Roma, Foggia, Bologna, Venezia, Padova, Trieste, Taranto, Pavia, Messina, Chur) le cui registrazioni presentavano abbastanza chiare le fasi  $Pg$  ed  $Sg$  abbiamo risolto, col solito metodo dei minimi quadrati, il sistema e siamo giunti alla seguente equazione più probabile per la dromocrona delle  $Pg$  (riferita all'ora origine suddetta):

$$t = (0,1831 \pm 0,0018) \Delta - 2,27 \pm 0,69$$

che può anche scriversi

$$t = \frac{\Delta}{5,46 \pm 0,18} - 2,3 \pm 0,7 \quad [14]$$

Di qui risulta una velocità di 5,46 km/sec. Il valore poco elevato di questa velocità trova tuttavia conforto in altri esempi. Già Caloi, studiando un terremoto avvenuto nell'Appennino tosco-romagnolo (5), aveva trovato per primo una  $v_{Pg} = 5,4$  km/sec: questo risultato, confermato successivamente da ulteriori studi, fa sì che il valore da noi trovato è ormai quello accettato per l'Italia centrale.

Nella tabella III riportiamo gli scarti fra i tempi osservati e quelli calcolati con l'equazione ora scritta:

TABELLA III

N.	Stazioni	$\Delta$ km	$Pg$ $t_o - t_c$	$Sg$ $t_o - t_c$
1	Roma . . . . .	95,278	-0,57	-0,08
2	Foggia . . . . .	217,222	+1,10	+1,51
3	Bologna . . . . .	272,100	-0,45	-1,73
4	Venezia . . . . .	333,733	-0,63	+0,30
5	Padova . . . . .	311,265	+0,49	+0,19
6	Trieste . . . . .	349,382	+0,30	-0,40
7	Taranto . . . . .	397,747	-0,55	+0,03
8	Pavia . . . . .	445,741	+1,06	-0,52
9	Messina . . . . .	515,431	-0,90	+1,03
10	Chur . . . . .	567,068	+0,15	-0,33

La somma dei quadrati degli scarti è  $[vv] = 4,72878$  che coincide praticamente con  $[ll.2] = 4,72880$ , come è richiesto dalla teoria degli errori.

b) *Onde Sg* — Con i tempi di arrivo delle *Sg* rilevati dalle stesse stazioni adoperate per le *Pg*, abbiamo trovato che *la dromocrona più attendibile per le onde Sg* (riferita allo stesso tempo origine) risulta la seguente:

$$t = (0,3322 \pm 0,0022) \Delta - 3,6 \pm 0,8$$

oppure

$$t = \frac{\Delta}{3,01 \pm 0,02} - 3,6 \pm 0,8 \quad [15]$$

con una velocità, per dette onde, di 3,01 km/sec, valore che concorda perfettamente con quello trovato in precedenti ricerche (<sup>9</sup>).

Nella tabella III sono riportati anche per le *Sg* gli scarti fra i tempi osservati e quelli calcolati.

La somma dei quadrati degli scarti è

$$[vv] = 6,9773 \quad \text{con} \quad [ll.2] = 6,9775.$$

Con i valori trovati per le velocità, ci siamo calcolati il valore del coefficiente di Poisson per lo strato del granito: esso è risultato  $\sigma = 0,28$  molto prossimo al valore medio trovato sperimentalmente.

c) *Onde Pn* — Per studiare le onde *Pn* ed *Sn* ci siamo serviti, ovviamente, di un maggior numero di stazioni (v. tabella II).

Anche qui riferiremo le dromocrone al tempo origine provvisorio  $04^h 09^m 00^s$ . Adoperati i dati delle 18 stazioni — scelte tra quelle a disposizione — il cui inizio era più netto, si è ottenuta per *la dromocrona delle Pn l'equazione più probabile*:

$$t = (0,12205 \pm 0,00063) \Delta + 10,386 \pm 0,477,$$

oppure

$$t = \frac{\Delta}{8,19 \pm 0,04} + (10,39 \pm 0,48)$$

con una velocità delle *Pn*

$$v_{pn} = 8,19 \pm 0,04 .$$

Nella tabella IV riportiamo gli scarti fra i tempi osservati e quelli calcolati. La somma dei quadrati degli scarti è:

$$[vv] = 13,7276 ,$$

coincidente con

$$[U.2] = 13,7276 .$$

Il valore trovato per la velocità delle  $P_n$  è leggermente superiore

TABELLA IV

N.	Stazioni	$\Delta$ km	Pg	Sg
			$t_o - t_c$	$t_o - t_c$
1	Foggia . . . . .	217,222	+1,10	+2,67
2	Bologna . . . . .	272,100	+1,71	+1,07
3	Padova . . . . .	311,265	-0,94	+0,72
4	Trieste . . . . .	319,382	-1,03	-0,13
5	Taranto . . . . .	397,747	+0,07	+0,15
6	Piacenza . . . . .	406,311	—	-0,40
7	Pavia . . . . .	445,741	+1,01	-0,08
8	Messina . . . . .	515,431	+0,31	+1,65
9	Chur . . . . .	567,068	+0,31	+0,89
10	Beograd . . . . .	627,416	+0,24	+0,43
11	Zürich . . . . .	655,556	-1,99	+0,47
12	Wien . . . . .	679,630	-0,53	-1,05
13	Neuchâtel . . . . .	706,943	-0,67	-1,77
14	Basel . . . . .	717,408	-0,14	-2,15
15	Stuttgart . . . . .	765,463	-0,11	-2,40
16	Praha . . . . .	843,981	—	+0,11
17	Jena . . . . .	915,031	-0,52	-2,50
18	Göttingen . . . . .	1035,123	-0,32	-1,72
19	Tortosa . . . . .	1080,544	—	+2,33
20	De Bilt . . . . .	1227,797	—	+1,29
21	Kew Observ. . . . .	1430,422	+1,04	—
22	Kobenhavn . . . . .	1464,630	+0,46	+2,35

a quello comunemente accettato. Tuttavia non mancano esempi, nell'Italia centrale, di velocità dello stesso ordine di grandezza: difatti, per un terremoto con epicentro nella Toscana Settentrionale <sup>(6)</sup>, fu trovata per le  $P_n$  una velocità di 8,16 km/sec, e per un altro terremoto con epicentro nell'Appennino abruzzese <sup>(7)</sup> fu trovato  $v_{P_n} = 8,25$  km/sec.

d) Onde  $S_n$  — L'equazione più probabile per la dromocrona delle  $S_n$  calcolata con i dati di 21 stazioni (tabella II) è risultata:

$$t = (0,22777 \pm 0,00112) \Delta + (10,0522 \pm 0,8383)$$

che si può scrivere

$$t = \frac{\Delta}{4,39 \pm 0,02} + (10,05 \pm 0,84)$$

La velocità delle  $S_n$  risulta quindi:

$$v_{sn} = 4,39 \pm 0,02$$

La somma dei quadrati degli scarti (che sono elencati nella precedente tabella IV) è  $[vv] = 51,2486$ , essendo  $[U.2] = 51,2410$ .

Nella figura 6 riportiamo i grafici delle dromocrone trovate, riferite al tempo origine del terremoto.

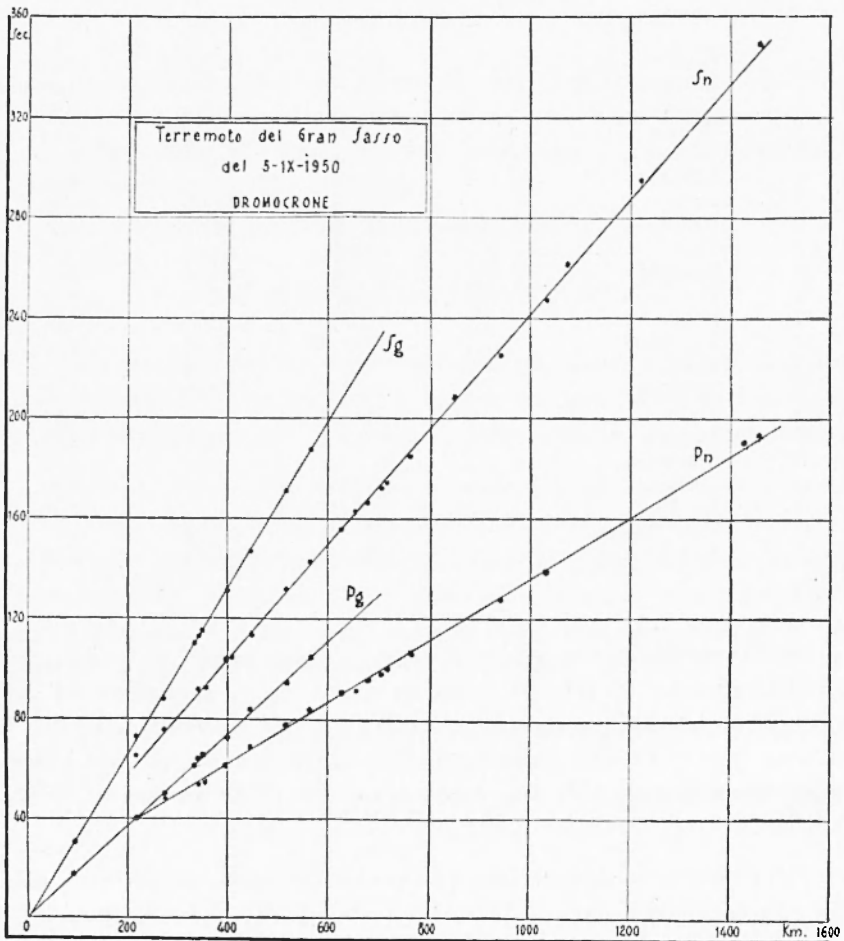


Fig. 6



Nella tabella seguente riportiamo le velocità delle onde  $P_g$ ,  $S_g$ ,  $P_n$ ,  $S_n$ , calcolate per l'Italia e per l'Europa centro-meridionale da vari ricercatori.

	$P_g$	$S_g$	$P_n$	$S_n$
1. Germania Merid. (Gutenberg)	5,55	—	8,21	—
2. Schwadorf (Conrad) . . . . .	5,6	3,39	8,12	(4,32)
3. Tirolo (Gräfe) . . . . .	5,7	3,5	8,3	4,4
4. Prealpi Carniche (Caloi) . . . . .	5,7	3,3	7,81	—
5. Cansiglio (Caloi) . . . . .	5,70	3,36	8,00	4,41
6. Alto Adriatico (Caloi) . . . . .	—	—	7,77	4,8
7. Tosco Romagnolo (Caloi) . . . . .	5,40	3,01	7,86	4,34
8. Garfagnana (Rosini) . . . . .	5,57 a Nord 5,25 a Sud	3,30 a Nord 3,06 a Sud	8,16	4,44
9. Deruta (Genevois) . . . . .	5,43	3,25	—	—
10. Monte Amiata 19 giugno 1940 (Di Filippo) . . . . .	5,6	3,26	7,8	—
11. Monte Amiata 16 ottobre 1940 (Giorgi) . . . . .	5,16	3,02	—	—
12. Teramo (Di Filippo) . . . . .	5,33	3,20	8,25	4,44
13. Gran Sasso (Di Filippo-Marcelli) . . . . .	5,46	3,01	8,19	4,39
14. Cervara di Roma (Di Filippo)	5,39	3,05	8,09	4,40
15. Ionio (Valle) . . . . .	(6,05)	(3,63)	7,93	4,57

*Calcolo del tempo origine e della profondità ipocentrale.* — Per il calcolo del tempo origine ci siamo serviti del metodo di Wadati e di quello di Inglada:

a) *Metodo di Wadati*: questo metodo, com'è noto (<sup>8</sup>), si basa sui tempi d'arrivo delle onde  $P$  ed  $S$  in parecchie stazioni prossime all'epicentro.

Scelto un sistema di assi ortogonali, su uno di questi si riportano i tempi di arrivo delle  $P$  ( $T_p$ ) (riferiti ad un valore base) e sull'altro le differenze tra i tempi d'arrivo delle  $S$  e delle  $P$  ( $T_{s-p}$ ). Si otterrà una retta che incontra l'asse delle  $T_p$  (quando è nulla la differenza  $T_{s-p}$ ) in un punto  $H$  che è precisamente il tempo origine (riferito allo stesso valore).

Abbiamo esteso il metodo allo strato del granito servendoci delle  $P_g$  ed  $S_g$ : scelte le 10 stazioni della tabella V e applicato, al solito, il metodo dei minimi quadrati, siamo pervenuti alla seguente equazione:

$$0,62692 + 0,81234 T_{rg} = T_{sg-rg}$$

la quale, quando  $T_{sg-rg} = 0$  dà

$$T_H = T_{rg} = -0^s,7708$$

Avendo riferito i calcoli al solito tempo  $04^h 09^m 00^s$  si avrebbe per  $H$  il valore

$$H = 04^h 08^m 59^s,2$$

b) *Metodo di Inglada*. Per avere una conferma del risultato conseguito, abbiamo applicato anche il metodo di Vicente Inglada <sup>(9)</sup> valevole nel caso che si suppongano i raggi sismici rettilinei (abbastanza vero per piccole distanze epicentrali) propagantisi con velocità costante.

Vale allora la seguente espressione:

$$\tau = \frac{1}{n-1} \sum_{i=2}^n \frac{(\Delta_i^2 - \Delta_{i-1}^2) - v^2(\tau_i^2 - \tau_{i-1}^2)}{2v^2(\tau_i - \tau_{i-1})} \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

dove  $n$  è il numero delle stazioni,  $\Delta_i$  la loro distanza epicentrale;  $v$  è la velocità di propagazione del tipo d'onda prescelto,  $\tau = t_1 - t_0$ ,  $\tau_i = t_i - t_0$ , ( $t_i =$  tempo d'arrivo delle onde).

Eseguiti i calcoli con le 10 stazioni precedenti, assunto per  $v_{Pg}$  il valore trovato di 5.46 km/sec abbiamo ottenuto

$$\tau = t_1 - t_0 = 15^s,763$$

ossia

$$t_0 = -1^s,163$$

Sicché sarà

$$H = 04^h 08^m 58^s,8$$

L'accordo tra i due risultati è abbastanza buono.

Se ora osserviamo le dromocrone delle onde  $Pg$  ed  $Sg$ , deduciamo da esse che il tempo epicentrale è rispettivamente

$$t_E = 04^h 08^m 57^s,7$$

$$t_E = 04^h 08^m 56^s,4$$

I vari metodi noti per il calcolo della profondità ipocentrale per terremoti vicini, non erano utilizzabili data la mancanza di stazioni molto vicine all'epicentro. Tuttavia adoperando la stazione di Roma

TABELLA V

Stazioni	$T_{Pg}$	$T_{Sg-Pg}$
Roma . . . . .	14 <sup>s</sup> ,6	13 <sup>s</sup> ,4
Foggia . . . . .	38,6	31,5
Bologna . . . . .	47,1	38,0
Venezia . . . . .	58,2	49,4
Padova . . . . .	60,7	49,3
Trieste . . . . .	62,0	50,1
Taranto . . . . .	70,0	58,6
Pavia . . . . .	80,4	63,6
Messina . . . . .	91,2	77,5
Chur . . . . .	101,7	82,8

Tuttavia adoperando la stazione di Roma

(la più prossima) e applicando la formula di Inglada

$$h = \frac{\Delta^2 - v_{vg}^2 (t_{vg} - t_E)^2}{2 v_{vg} (t_{vg} - t_E)}$$

abbiamo trovato

$$h = 3,2 \text{ km}$$

La stessa formula, nel caso delle Sg, ci ha dato

$$h = 0,2 \text{ km}$$

La  $h$  dunque, risulta molto piccola. Si può affermare che essa è dell'ordine di qualche km (al di sotto dei 10), ma non se ne può precisare il valore poiché si sa che quando  $h$  è tanto piccola, tutti i metodi risentono, in modo decisivo, degli errori di osservazione, o strumentali, o delle piccole differenze nei tempi di propagazione delle onde sismiche.

L'epicentro coincide dunque praticamente con l'ipocentro. Il tempo origine, considerando i quattro valori trovati e facendone la media ponderale risulta così

$$H = 04^h 08^m 57^s,5 \pm 0^s,5$$

*Notizie geologiche della regione epicentrale.* — Il terremoto in esame, come abbiamo visto, ha il suo epicentro addirittura in superficie. Il movimento, quindi, potrebbe avere una qualche relazione con la struttura geologica della zona. Può dunque presentare un certo interesse la conoscenza, sia pure superficiale, della tettonica della regione epicentrale.

Osserviamo anzitutto che, esaminando la posizione dell'epicentro sulla carta sismica d'Italia compilata dal Baratta (vedi fig. 7), esso è proprio al confine tra un'area di sismicità catastrofica (a N-NW) e un'area di sismicità intensissima estendentesi, quest'ultima, ad Ovest e a Sud.

Geograficamente, l'epicentro è situato tra le sorgenti del fiume Aterno e del Vomano, sulle pendici nord-occidentali del Gran Sasso d'Italia. Esso si trova quasi allineato sull'arco Abruzzese esterno, intendendo con tale denominazione l'allineamento anticlinale costituito dai Monti della Laga, il Gran Sasso d'Italia, la montagna del Morrone e la Majella (v. fig. 8).

I rilievi geologici di questa zona, dovuti a F. Sacco (<sup>10</sup>) sono incompleti nei dettagli: soltanto ora, per opera di J. Demangeot, ne è

stato eseguito uno studio completo e minuzioso. Nella nostra esposizione ci riferiamo quindi, per lo più, all'opera di questo geologo <sup>(11)</sup>.

Dal punto di vista stratigrafico, alla base delle formazioni costituenti il gruppo montuoso in esame, è uno zoccolo semi-rigido di calcari compatti o brecciosi che vanno dal trias all'oligocene incluso. La serie del giurassico è ben rappresentata, specialmente dal lias, molto potente, costituito prevalentemente di calcari dolomitici: la potenza del lias sembra raggiungere e forse oltrepassare anche i 500 metri

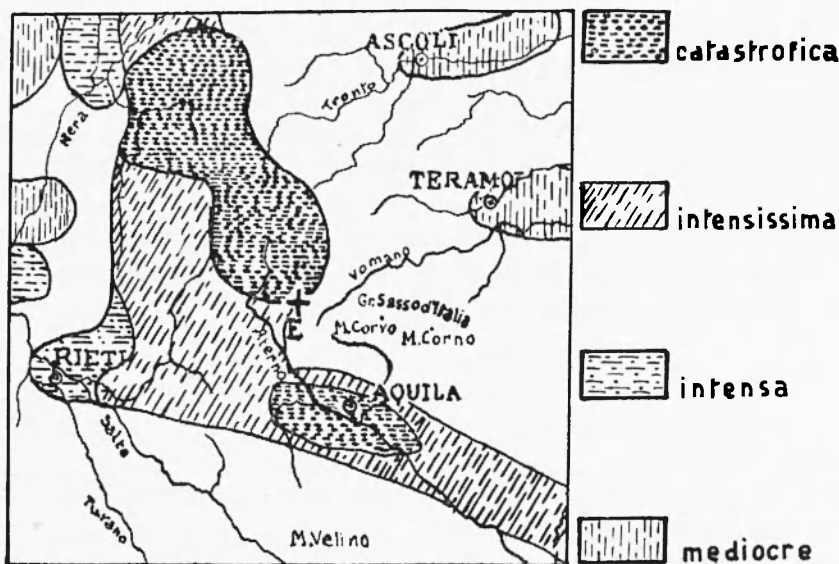


Fig. 7

proprio nel Gran Sasso (in corrispondenza del Corno Grande). Largamente rappresentato nella zona è anche il cretaceo, sia nella formazione calcarea compatta che in quella a facies-scaglia (Corno Piccolo, Corno Grande, Monte Portella, Pizzo Cefalone, Monte Camicia...). Pure uno straordinario sviluppo hanno l'eocene e l'oligocene che costituiscono quasi il mantello superiore generale del gruppo montuoso del Gran Sasso (Monte Corvo, Punta Malecoste, Pizzo Intermesoli, Monte S. Franco...).

Intense forze orogeniche debbono avere indubbiamente agito in queste zone: lo attestano i numerosi casi di sollevamenti, arricciamenti e addirittura rovesciamenti che presentano in alcuni punti gli strati eocenici. A Pizzo Intermesoli l'eocene raggiunge una altezza di più

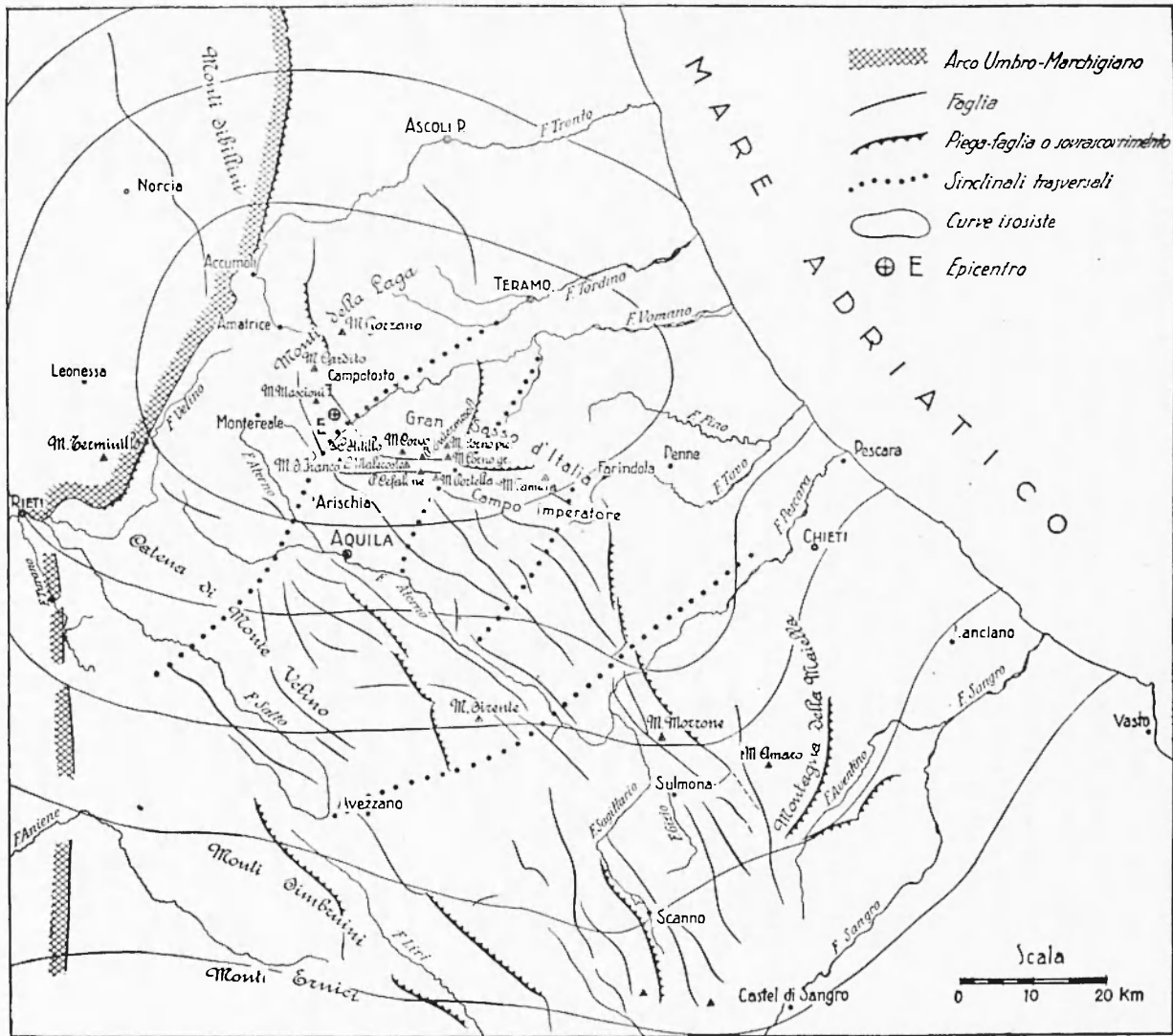


Fig. 8

di 2600 metri. Notevole anche la potenza dell'ocene a Monte S. Franco (appena a Sud-Est dell'epicentro) dove però gli strati non sembrano presentare deformazioni erogenetiche, mentre a soli 8 km di distanza (Cima Malecoste) gli strati sono fortemente raddrizzati e contorti. Una spessa coltre calcareo-marnosa del miocene (langhiano, elveziano, tortoniano) forma degli strati laterali specie sui versanti orientali di Monte S. Franco, Monte Corvo, Pizzo Intermesoli, Corno Piccolo, e copre più o meno vaste zone dell'Appennino Abruzzese. Grande sviluppo superficiale hanno i terreni plastici post-elveziani: la molassa pontica, infatti, copre grandissime distese — quasi a semicerchio — intorno ai massicci più elevati della catena Appenninica, elevandosi in qualche punto addirittura a zona montuosa (Giaccio Porcelli, Monte Cardito): anche la gronda sinclinale del Vomano è costituita prevalentemente di molassa pontica.

La struttura stratigrafica della zona viene completata da vasti depositi quaternari (detriti, alluvioni...) che di solito colmano zone di depressione (Campo Imperatore una delle più vaste; più piccole nei dintorni di Montereale, Campotosto, Assergi, Conche Aquilane). E al limite meridionale della depressione quaternaria di Campotosto che si trova l'epicentro, sui terreni plastici della molassa pontica, a pochi chilometri dai terreni semi-rigidi e rigidi dell'elveziano. La sua posizione, nei riguardi degli assi tettonici dell'Appennino Abruzzese è quasi al punto in cui si incontrano la direttrice settentrionale del sistema abruzzese (Monte S. Franco, Monte Corvo, Corno Piccolo) con quella trasversale costituita dalla sinclinale del Vomano, e con la direttrice appenninica orientata presso a poco lungo la retta Montereale-Arischia.

Di importanza eccezionale è lo stile tettonico dei Monti della Laga che costituiscono il prolungamento naturale della Catena del Gran Sasso.

Tre elementi di direzione appenninica si distinguono nell'insieme di questa tettonica (v. fig. 9).

1) Un gradino inferiore occidentale, la cui parte settentrionale (Accumoli) — pur non essendo stata studiata particolareggiatamente — si può supporre relativamente complessa per l'immediata vicinanza dell'arco Umbro-Marchigiano. Su questo gradino si trova il bacino di Amatrice che sembra rispondere ad una struttura sinclinale — m. 900 —, ma a Sud si solleva fino a 1600 metri (Monte Mascioni) e sembra proseguire con una anticlinale di qualche chilometro, la quale però presenta delle ondulazioni di cui il lago artificiale di Campo-

tosto occupa qualche cavità. Nella parte occidentale, questo gradino scende con una faglia nettissima sul bacino di Montereale: questa faglia si prolunga a sud-est dove taglia il Monte S. Franco. Sul gradino in esame si rilevano due sistemi tettonici poiché è stato appurato che sul Colle Spitillo, dalla molassa pontica emergono obliquamente dei calcari cocenici, che prolungano quelli del Gran Sasso.

2) Un secondo gradino orientale, sopraelevato rispetto al primo fino a 2450 metri (Monte Gorzano), è costituito da un ammasso di calcari arenari e di molassa miocenica.

3) Tra l'uno e l'altro gradino corre una lunga frattura che li dislivella bruscamente, con un rigetto di circa 1000 metri verso Cam-

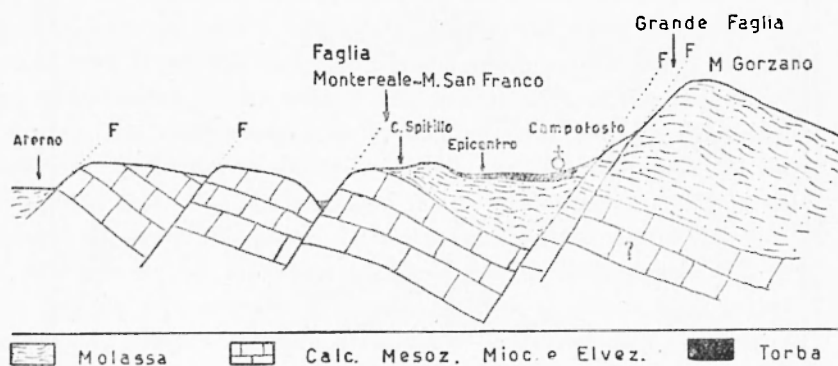


Fig. 9

potosto. Questa faglia gigantesca è normale a sud; ma a nord, a destra di Amatrice, si rovescia e si trasforma in una piega. A sud questa grande faglia continua al di là del Vomano, raccordandosi con la tettonica di asse abruzzese.

A sud dei Monti della Laga passa la gronda radiale del Vomano. A Nord di questa gronda, tra le due faglie, che per un tratto corrono parallelamente ad una distanza inferiore ai 10 km, cade l'epicentro del nostro terremoto, quasi addossato alla faglia maggiore, la quale, d'altronde sembra essere tuttora attiva. Non è da escludere che il terremoto del 5 settembre abbia potuto contribuire all'approfondimento di questa grande faglia. E del resto le numerosissime faglie che tagliuzzano tutta la zona, tanto da giustificarne la denominazione di « Campo fagliato dell'Aterno », datogli da Beneo, quasi con certezza sono collegate intimamente con la sismicità del luogo, effetto di questa; al contrario di quanto sembra avvenire nelle Alpi dove invece sono le faglie a provocare i terremoti.

*Impulso iniziale e natura della scossa.* — Se ci soffermiamo ad analizzare per un momento la rete delle isosiste, possiamo vedere che quella anomalia già segnalata precedentemente nella forma delle curve, ha un carattere di deformazione preferenziale: tutte le isosiste, infatti, presentano un aumento di curvatura a sud-est dell'epicentro. Se si tracciasse una linea raccordante i punti di massima curvatura,



Fig. 10

questa linea risulterebbe orientata all'incirca come le direttrici del sistema appenninico, perpendicolare quasi a tutte le sinclinali trasversali della zona. L'orientamento di questa linea si accorderebbe inoltre con quello delle tante faglie, piccole e grandi, vecchie e giovani, che fanno dell'Appennino abruzzese un mosaico di compartimenti fagliati (vedi fig. 8).

Non possiamo azzardarci a trarre delle conclusioni. Tuttavia si può ritenere certo che l'orogenesi si è prolungata fino ad oggi. Il geo-



logo tedesco Suter ritiene che <sup>(12)</sup> non sia improbabile un ulteriore sollevamento post-glaciale. (Nella zona è credenza popolare che il massiccio del Gran Sasso si sollevi di un metro l'anno). Noi da parte nostra possiamo asserire che il terremoto del 5 settembre 1950 è dovuto proprio ad un sollevamento di strati.

Infatti, dallo spoglio delle registrazioni abbiamo potuto rilevare, per molte stazioni, la natura dell'impulso iniziale (vedi tabella 2). Le onde longitudinali sono emerse, nelle stazioni più vicine all'epicentro e in tutti gli azimut, come compressioni: Padova, a 341 km dall'epicentro, presenta ancora una compressione, mentre a Trieste, di soli 8 km più lontana, l'onda compare come dilatazione, e dilatazioni compaiono pure in tutte le stazioni a maggior distanza, qualunque sia il loro azimut. Il cerchio che separa la zona delle compressioni da quella delle dilatazioni risulta quindi ben individuato: il suo raggio è di 345 km ca. La distribuzione delle compressioni e delle dilatazioni (messa bene in evidenza dalla carta della fig. 10) ubbidisce ad uno degli schemi tipici fondamentali: si tratta, evidentemente, di un sollevamento di strati. Né questo è l'unico esempio. Lo studio dei terremoti dell'Appennino tosco-romagnolo <sup>(5)</sup>, della Garfagnana <sup>(6)</sup>, del Monte Amiata <sup>(13)</sup>, avevano già messo in luce il carattere di un sollevamento di strati. L'esempio attuale può costituire una conferma e forse non è troppo azzardato supporre che il fenomeno interessi l'intera catena montuosa dell'Appennino, dato che il terremoto in esame ha il suo fuoco presso la costa orientale, mentre i precedenti interessavano quella occidentale. La geologia conforta tali ipotesi con altri esempi: l'esame delle fronti di alcune faglie attestano infatti dei sollevamenti <sup>(14)</sup>, quali ad esempio quello del Sirente e quello della catena del Gran Sasso verso Campo Imperatore.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Aprile 1951.

### RIASSUNTO

*Nel presente lavoro si espongono i risultati della prima parte di uno studio sul terremoto del Gran Sasso d'Italia avvenuto il 5 settembre 1950. Si riportano le notizie macrosismiche, e viene tracciata la rete delle isosiste. Calcolata la magnitudo, l'energia, l'epicentro in coordinate ortogonali e geografiche, le velocità delle Pg, Pn, Sg, Sn con le relative dromocrone, il tempo origine, si trova infine che la*

*profondità ipocentrale è trascurabile (dell'ordine di qualche km). Trattandosi di un terremoto superficiale si ritiene opportuno dare alcune notizie geologiche della zona epicentrale. L'epicentro è molto prossimo ad una grande faglia (attiva) che va dal Nord di Amatrice fino a sud del Gran Sasso. Lo spoglio delle registrazioni indica che la scossa è dovuta ad un sollevamento di strati. Questo concorda con le ipotesi dei geologi i quali suppongono che l'orogenesi dell'Appennino sia ancora in atto.*

## BIBLIOGRAFIA

- (1) SIEBERG A., *Die Erdbeben*. Handbook der Geophysik. Band IV, 2.
- (2) DI FILIPPO D. - MARCELLI L., *Magnitudo ed energia dei terremoti in Italia*. Annali di Geofisica. Vol. III, n. 3.
- (3) CALOI P., *Determinazione delle coordinate epicentrali di un terremoto ad origine vicina con i tempi delle onde longitudinali e trasversali dirette*. La Ricerca Scientifica. Anno 12, n. 4.
- (4) CALOI P., *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa Centrale*. Boll. Soc. Sismol. Italiana. Vol. XL, n. 3-4.
- (5) CALOI P., *Caratteristiche sismiche dell'Appennino tosco-romagnolo*. La Ricerca Scientifica. Anno XI, n. 4.
- (6) ROSINI E., *Il terremoto della Garfagnana del 15 ottobre 1939*. La Ricerca Scientifica. Anno XI, n. 7-8.
- (7) DI FILIPPO D., *Il terremoto di Teramo del 29-1-1943*. Annali di Geofisica, 1949, vol. II, n. 2.
- (8) WADATI K., *On the travel time of Earthquake Waves, Part II*. Geophysical Magazine, vol. 7, 1933, pag. 101-111.
- (9) VICENTE INGLADA ORS, *Calcul des coordonnés du foyer seismique*. Travaux Scientifiques, 1927, fasc. 5, serie A, pag. 23.
- (10) SACCO F., *Il gruppo del Gran Sasso d'Italia*. Reale Accademia delle Scienze di Torino (Anno 1907-1908).
- (11) DEMANGEOT J., *L'arc abruzzais externe - étude tectonique*. La Ricerca Scientifica, 1951 (in corso di stampa).
- (12) SUTER K., *Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralappennins*. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. Zürich, 1939.
- (13) DI FILIPPO D., *Il terremoto del Monte Amiata del 19-VI-1940*. La Ricerca Scientifica, 7-8-9. Luglio-settembre 1941.
- (14) DEMANGEOT J., *Tettonica degli Appennini del G. Sasso d'Italia*. Contributi di Scienze Geologiche. Supplemento a La Ricerca Scientifica, 1950.
- GUTENBERG B., *Theorie der Erdbebenwellen; Beobachtungen*. Handbook der Geophysik. Vol. IV.
- CONRAD V., *Das Schwadorfer Beben vom 8 Oktober 1927*. Gerlands Beiträge zur Geophysik, XX, 1928.
- GRÄFE H., *Das Nordtiroler Beben vom 8 Oktober 1930. I Teil*. Zeitschrift für Geophysik, VIII, 1932.

GENEVOIS G., *Il terremoto di Deruta del 3 novembre 1941*. Boll. Soc. Sism. Italiana, XL, 1912, 1, 2.

GIORGI M., *Il terremoto del Monte Amiata del 16 ottobre 1940*. Ric. Scient. 1941, n. 11.

VALLE P. E., *Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale*. Annali di Geofisica. Vol. I, n. 2 (1948).

CALOI P., *Il terremoto adriatico del 30 novembre 1934*. Boll. Soc. Sism. Ital. Vol. XXXV, fasc. 3-4.

CALOI P., *Ricerche su terremoti ad origine vicina. (Scosse del Consiglio)*. Ottobre 1936. La Ric. Scient. (1938). Vol. II. 7-8.

CALOI P., *Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche. 8 giugno 1934*. Boll. Comit. Geod. Geofis. del C. N. R. anno V (1935).

DI FILIPPO D., *Il terremoto di Cerrara di Roma dell'8 settembre 1941*. Boll. Soc. Sism. Ital. Vol. XL, n. 1-2 (1942).