

Il terremoto della Sicilia del 23 Dicembre 1959 e la « discontinuità 20° »

B. FEDERICO - A. GIRLANDA

Ricevuto il 9 Aprile 1965

RIASSUNTO. — Si riportano i primi risultati di uno studio dedicato ad un movimento sismico verificatosi in Sicilia il 23 Dicembre 1959. Vengono determinate le coordinate dell'epicentro ($14^{\circ} 39' 21'',41 \pm 03' 42'',11$ long. E; $37^{\circ} 39' 23'',43 \pm 0,5' 11'',59$ lat. N geocentrica); la profondità ipocentrale ($77,13 \text{ km} \pm 4,93$); il tempo origine ($09^{\text{h}} 29^{\text{m}} 04^{\text{s}},0 < 0^{\text{s}},91$). Viene messa in evidenza l'impossibilità di adattare ad un'unica dromocrona i tempi di tragitto delle onde *P* osservati nell'intervallo $0^{\circ},5 - 30^{\circ}$. Vengono dedotte le equazioni di due rami di dromocrona: la prima valida nell'intervallo $0^{\circ},5 - 20^{\circ}$ la seconda nell'intervallo $20^{\circ} - 30^{\circ}$. Questo fatto viene messo in relazione con l'ipotesi della « discontinuità 20° ».

SUMMARY. — First results of a study concerning a seismic movement that occurred in Sicily on 23rd December 1959. The coordinates of the epicenter have been determined as $14^{\circ} 39' 21'', 41 \pm 03' 42'', 11$ long. E; $37^{\circ} 39' 23'', 43 \pm 05' 11'', 59$ lat. N geocentric; the focal depth as $77,13 \text{ km} \pm 4,93$ and the origin time $09^{\text{h}} 29^{\text{m}} 04^{\text{s}} \pm 0^{\text{s}},91$. It is put in evidence the impossibility to adapt the travel times of the *P* waves observed in the interval $0^{\circ},5 - 30^{\circ}$ to a single travel time curve. Then are deducted the equation of the two branches of the travel time curve: the first is valid in the interval $0^{\circ},5 - 20^{\circ}$; the second in the interval $20^{\circ} - 30^{\circ}$. This fact is put in relation with the hypothesis of "20° discontinuity".

Le registrazioni ottenute nella stazione sismica di Messina hanno consentito, per il loro netto *impeto* iniziale, una prima determinazione approssimata delle coordinate geografiche dell'epicentro. L'impeto iniziale, di notevole ampiezza sulla componente verticale, ha reso possibile una valutazione approssimata dell'angolo di emergenza e, pertanto, della profondità (1).

I primi risultati ottenuti

$$\varphi_0 = 37^{\circ},5 \text{ N},$$

$$\lambda_0 = 14^{\circ},5 \text{ E},$$

$$h_0 = 105 \text{ km},$$

ci sono apparsi di un certo interesse, non tanto per la posizione dell'epicentro, che risulterebbe spostato rispetto alla cosiddetta *superficie sismica calabrese*, ma per il particolare valore della profondità, assai insolito nei terremoti della zona.

Nettamente avvertito in quasi tutta la Sicilia e nella Calabria meridionale, il terremoto non ha provocato danni. In base alle notizie l'epicentro macrosismico dovrebbe cadere nelle immediate vicinanze della linea comprendente Acireale, Militello, Mineo, dove è stato giudicato di VII° grado. L'evidente contrasto con il risultato ottenuto utilizzando elementi strumentali è giustificabile attribuendo all'ipocentro una profondità superiore alla normale.

La nostra determinazione preliminare è stata sostanzialmente confermata dal B.C.I.S. (2), che calcolò l'epicentro ($\varphi_0 = 37^{\circ},8 \text{ N}$, $\lambda_0 = 14^{\circ},5 \text{ E}$) utilizzando le tabelle di Jeffreys e Bullen relative alla profondità $0,01 R$ (96 km).

Per la determinazione definitiva delle coordinate spaziali e del tempo origine ci siamo serviti dei tempi di registrazione dei primi impulsi in 19 stazioni le cui distanze sono comprese nell'intervallo $0^{\circ},5\text{-}30^{\circ}$, includendo il tempo fornito dalla stazione di Hungry Horse ($A = 89^{\circ}49'$). Si è utilizzato il metodo statistico di Caloi-Peronaci (3), assumendo come valori provvisori quelli comunicati dal B.C.I.S. e tenendo presenti gli accorgimenti suggeriti in alcune nostre determinazioni precedenti (4, 5, 6). Si è ottenuto:

$$\lambda_0 = + 14^{\circ} 39' 21'',41 \pm 03' 42'',11,$$

$$\Phi_0 = + 37^{\circ} 39' 23'',43 \pm 05' 11'',59 \text{ (latitudine geocentrica),}$$

$$h_0 = 77,13 \text{ km} \quad \pm 4,93 \text{ km.}$$

$$T_0 = 09^{\text{h}} 29^{\text{m}} 04^{\text{s}} \quad \pm 0^{\text{s}},91.$$

Nella Tabella I sono riportati: le distanze definitive calcolate adoperando coordinate geocentriche, i tempi di registrazione, i tempi di tragitto osservati; questi ultimi sono messi a confronto con i corrispondenti tempi dedotti interpolando i valori riportati nelle tabelle di J-B. Si può notare che, a parte alcune lievi differenze sistematiche, d'altra parte notate in diverse occasioni e da altri autori (?), l'aderenza alle dromocrone di J-B in genere si può considerare buona.

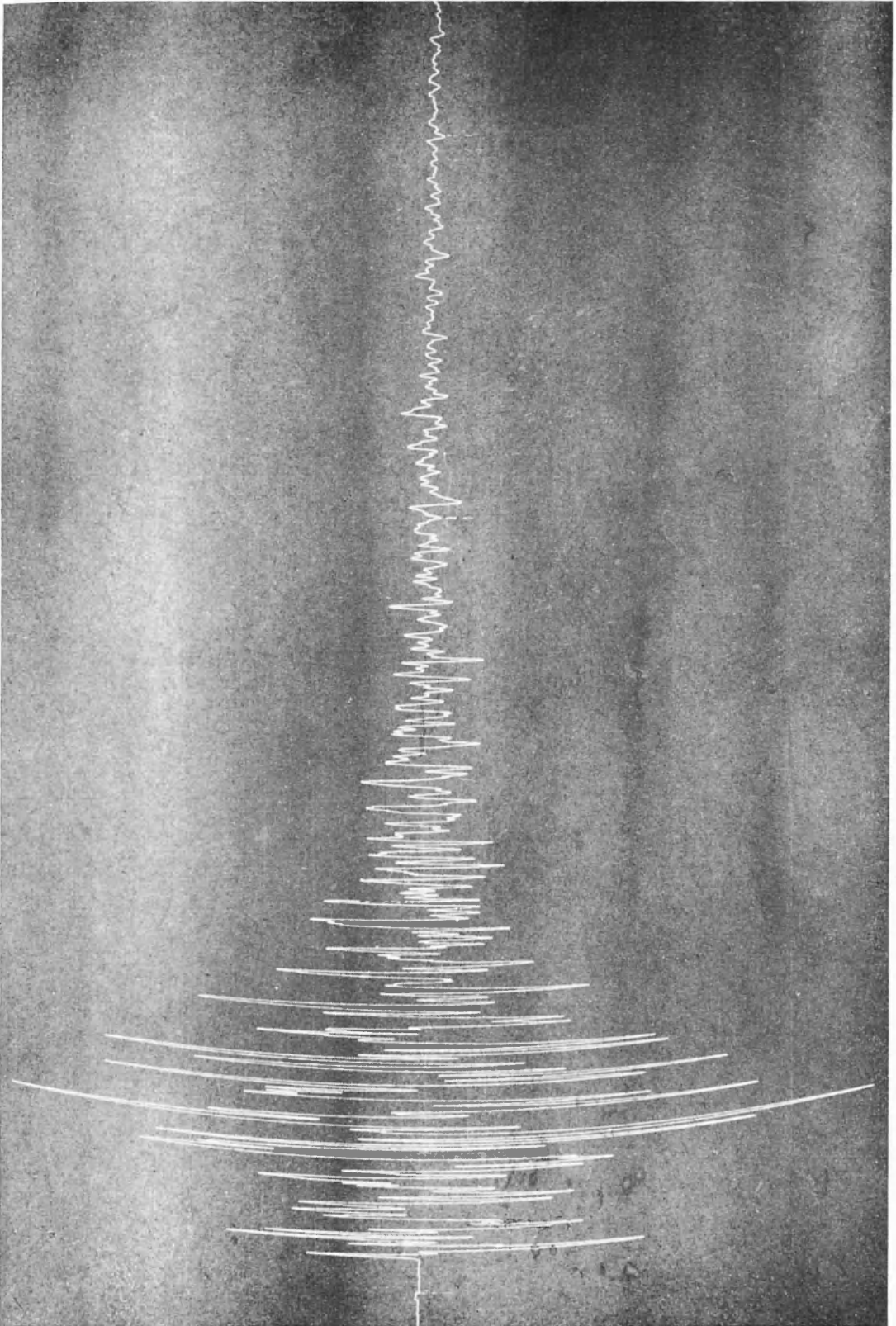


Fig. 1 - Stazione sismica di Messina. Componente verticale. Wiechert 80 kg ($\Delta = 0^{\circ}.794$).

Di notevole interesse ci è apparso il *ritardo* di circa 3^s nella stazione di Goteborg ($\Delta = 19^{\circ},945$), in quanto in un nostro recente lavoro ⁽⁵⁾ dedicato al terremoto profondo del basso Tirreno del 3 Gennaio 1960, si è invece constatato, nella stessa stazione ($\Delta = 18^{\circ},597$), un *anticipo* di 5^s circa nella registrazione delle onde P. La distanza epicentrale,

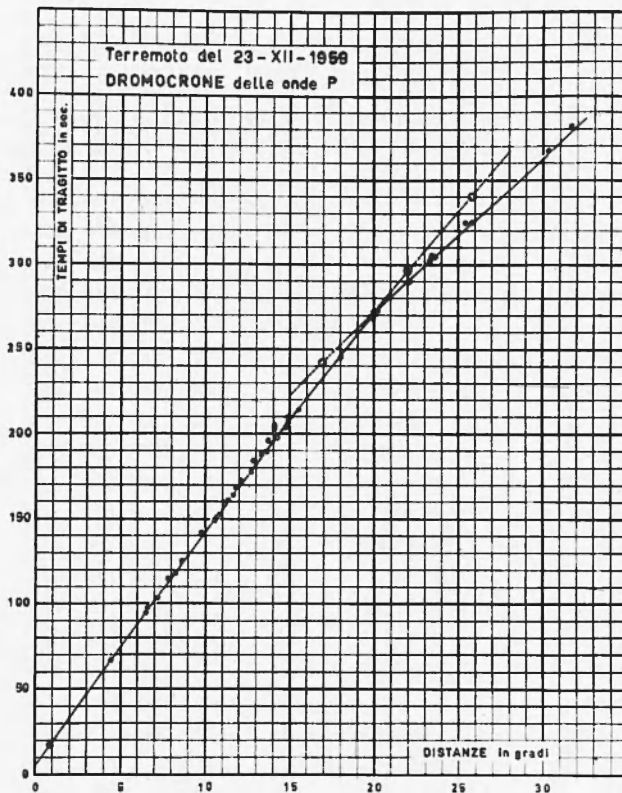


Fig. 2

in entrambi i casi, è tale da far sorgere il sospetto che la così detta « discontinuità 20° », ancora oggi tanto discussa, possa essere responsabile del *comportamento anomalo* osservato, intendo qui per comportamento anomalo l'allontanamento sensibile dei tempi di tragitto osservati dall'andamento previsto dalle dromocrone di J-B, da noi adottate come dromocrone di riferimento. D'altra parte tali dromocrone tengono conto ⁽⁶⁾ della *discontinuità 20°* che prevede, nelle curve tempi-distanze relative alle onde P ed S, la presenza di un *cappio* con nodo nell'intorno

Tabella I

(continua)

N. d'ord.	Stazioni	Λ ^o	Tempi di registrazione (09 ^h +)	Tempi di tragitto osservati $t(0)$	Tempi di tragitto calcolati $t_c(J-B)$	$t(0) - t_c(J-B)$
1	Messina	0,7936254	29 ^m 21 ^s ,2	17 ^s ,160	17 ^s ,297	— 0 ^s ,137
2	Reggio C.	0,8226770	20,5	16,460	17,619	— 1,159
3	Roma	4,3767791	30 11	66,960	65,624	+ 1,336
4	Firenze Xim.	6,4638534	39	94,960	94,461	+ 0,499
5	Prato	6,6098989	41,6	97,560	96,473	+ 1,087
6	Atene	7,1653734	47,2	103,160	104,233	— 1,073
7	Trieste	7,8228114	59	114,960	113,235	+ 1,725
8	Zagabria	8,0281456	59	114,960	116,040	— 1,080
9	Monaco	8,0392567	58,5	114,460	116,192	— 1,732
10	Lubiana	8,1942028	31 02	117,960	118,309	— 0,349
11	Belgrado	8,2215081	01,6	117,560	118,682	— 1,122
12	Tolmezzo	8,6380000	09	124,960	124,382	+ 0,578
13	Chur	9,7623306	25,9	141,860	139,654	+ 2,206
14	Bratislava	10,4733586	33	148,960	149,303	— 0,343
15	Ravensburg	10,5985803	35	150,960	150,943	+ 0,017
16	Neuchatel	10,7666056	36,4	152,360	153,210	— 0,850
17	Basel	10,9937500	39,9	155,860	156,275	— 0,415
18	Messstetten	11,1264775	43	158,960	158,049	+ 0,911
19	Besançon	11,3597800	45	160,960	161,160	— 0,200
20	Stoccarda	11,6199547	48	163,960	164,642	— 0,682
21	Clermont F.	11,6926303	50	165,960	165,613	+ 0,347
22	Strasbourg	11,8472222	53	168,960	167,679	+ 1,281
23	Pruhonice	12,1416667	56,3	172,260	172,599	— 0,339
24	Garey	12,7177831	32 01,6	177,560	179,239	— 1,679
25	Kracow	12,7713478	07,9	183,860	179,949	+ 3,911
26	Jena	13,2869425	12	187,960	186,700	+ 1,260
27	Iasi	13,3397817	12	187,960	187,385	+ 0,575
28	Almeria	13,6568469	13	188,960	191,494	— 2,534
29	Lwow	13,7340581	20	195,960	192,494	+ 3,466
30	Parigi	14,0678242	27	202,960	196,820	+ 6,140
31	Bensberg	14,1536881	29	204,960	197,932	+ 7,028
32	Dourbes	14,2136322	22	197,960	198,710	— 0,750
33	Toledo	14,7177506	28	203,960	205,244	— 1,284
34	Uccle	14,8799556	31	206,960	207,346	— 0,386
35	Munster	14,9594222	34	209,960	208,376	+ 1,584

(continuaz. e fine)

Tabella I

N. d'ord.	Stazioni	Δ°	Tempi di registrazione (09 ^h +)	Tempi di tragitto osservati $t(0)$	Tempi di tragitto calcolati t_c (J-B)	$t(0)-t_c$ (J-B)
36	Foliniere	15,4777778	32 ^m 37 ^s ,4	213 ^s ,360	214 ^s ,965	— 1 ^s ,605
37	Helwan	15,9722222	46	221,960	221,240	+ 0,720
38	Siniferopol	16,2163375	52	227,960	224,289	+ 3,671
39	Tamanrasset	16,9316194	57	232,960	233,202	— 0,242
40	Jerusalem	17,9227442	33 09	244,960	245,460	— 0,500
41	Sotchi	19,8074694	33	268,960	266,676	+ 2,284
42	Göteborg	19,9450842	35	270,960	268,151	+ 2,809
43	Durham	20,2207672	37	272,960	271,005	+ 1,955
44	Uppsala	22,1153029	54	279,960	280,056	— 0,096
45	Helsinki	23,2942853	34 06	301,960	301,526	+ 0,434
46	Tiblisi	23,4270833	10	305,960	302,805	+ 3,155
47	Nurmijarvi	23,5547536	09	304,960	304,034	+ 0,926
48	Mosca	23,6397008	34 10	305,960	304,852	+ 1,108
49	Makhatchkala	25,3802217	29	324,960	321,570	+ 3,390
50	Skalstugan	25,8092681	29	324,960	325,573	— 0,613
51	Kiruna	30,2212631	35 10	365,960	365,407	+ 0,553
52	Sodankyla	30,3417575	12	367,960	366,471	+ 1,489
53	Apatity	31,5562472	26	381,960	377,139	+ 4,821
54	Addis Abeba	36,5484761	36 06	421,960	419,951	+ 2,009
55	Lwiro	41,9884858	52,9	468,860	465,010	+ 3,850
56	Binza	41,9975555	53	468,960	465,084	+ 3,876
57	Quetta	43,5395625	37 04	479,960	477,674	+ 2,286
58	Warsak	45,4658881	21	496,960	493,099	+ 3,861
59	Kheis	45,8089258	22	497,960	494,227	+ 3,733
60	Thule	51,9344022	38 05	540,960	543,043	— 2,083
61	Resolute Bay	58,7662372	54	589,960	592,306	— 2,346
62	Bulawayo	59,1524181	39 01	596,960	594,978	+ 1,982
63	Chatra	60,8805555	13	608,960	606,814	+ 2,146
64	Shillong	65,1468244	39	634,960	634,965	— 0,005
65	Kimberly	66,9213067	54	649,960	646,230	+ 3,730
66	San Juan	71,8192336	40 19	674,960	676,277	— 1,317
67	Fayetteville	81,3067014	41 12	727,960	729,342	— 1,382
68	Hungry Horse	82,8168316	22	737,960	737,113	+ 0,847
69	Tucson Tel.	93,6308144	42 14	789,960	788,848	+ 1,112

dei 20°. I dati sperimentali, pur mettendo in evidenza l'esistenza, in tale intorno, di un punto in cui la curvatura subisce un notevole brusco aumento, non comprovano l'effettiva esistenza della parte superiore del *cappio*. Abbiamo potuto verificare che i tempi di tragitto delle *P*, calcolati con l'ausilio delle tabelle di J-B in corrispondenza alla profondità di 77 km, per distanze comprese nell'intervallo 8°-18° verificano l'equazione

$$t = -3,08 + 15,505117 \Delta - 0,091786 \Delta^2, \quad [1]$$

mentre nell'intervallo 21°-30° verificano l'equazione

$$t = 41,673 + 12,6319 \Delta - 0,0633636 \Delta^2. \quad [2]$$

Le dromocrone rappresentate dalle equazioni [1] e [2] si intersecano nel punto

$$\Delta_{1,2} = 19^{\circ},23588,$$

per cui le tabelle di J-B prevedono, per il tempo di tragitto relativo alla stazione di Göteborg, l'appartenenza al 2° ramo della dromocrona; si può invece constatare che il tempo di tragitto osservato in tale stazione (271^s) si adatta meglio al 1° ramo della dromocrona. Pertanto si può pensare che il punto di intersezione dei due rami si trovi, in effetti, in corrispondenza ad una distanza superiore a quella prevista dalle dromocrone di J-B. I tempi di tragitto da noi osservati confermano questa circostanza. Notata l'impossibilità di adattare i tempi osservati nell'intervallo 0°,5-30° ad un'unica dromocrona rappresentata da un'equazione cubica in Δ senza incorrere in approssimazioni grossolane, abbiamo pensato di dedurre l'equazione più probabile di un primo ramo servendoci dei tempi di tragitto delle *P* osservati in un gruppo di stazioni le cui distanze non superano quella di Göteborg. I quattro coefficienti dell'equazione sono stati calcolati col metodo dei minimi quadrati utilizzando le 15 equazioni di condizione ottenute in corrispondenza alle stazioni di Messina, Roma, Firenze, Atene, Zagabria, Belgrado, Bratislava, Besançon, Stoccarda, Clermont, Strasbourg, Pruhonice, Helwan, Tamnassett, Göteborg. Si è ottenuto:

$$t = 5,855 + 13,982367 \Delta - 0,02493099 \Delta^2 - 0,0004978825 \Delta^3 \quad [1']$$

(0°,793 ≤ Δ ≤ 19°,945) .

Con procedimento analogo abbiamo calcolato un 2° ramo di dromocrona utilizzando i dati delle stazioni di Durham, Uppsala, Helsinki, Nurmijär-

vj, Skalstugan, Kiruna, Sodankyla, situate prevalentemente a Nord rispetto all'epicentro. Si è ottenuta l'equazione:

$$t = 31,650 + 16,420464 \Delta - 0,30528644 \Delta^2 + 0,004228345 \Delta^3 \quad [2']$$

$$(21^\circ \leq \Delta \leq 30^\circ).$$

Nella Tabella II (Fig. 3) sono riportati i tempi di tragitto calcolati utilizzando le [1], [2], [1'], [2'] limitatamente all'intervallo $15^\circ,5-21^\circ$. Si può constatare che per i due rami della dromocrona di J-B si ha la intersezione in un punto $\Delta_{1,2}$ compreso fra $19^\circ,2$ e $19^\circ,3$, mentre per i due rami della dromocrona da noi calcolata si ha l'intersezione in un punto $\Delta_{1,2}$ compreso fra $20^\circ,0$ e $20^\circ,1$.

Il comportamento della dromocrona delle P nelle vicinanze dei 20° è certamente da attribuirsi ad una *irregolarità* nella variazione della velocità di propagazione delle onde elastiche nel mantello in corrispondenza ad un valore (o intervallo di valori) della profondità. La caratterizzazione e localizzazione di tale irregolarità costituisce un problema che, in base agli elementi fino ad oggi disponibili, non è univocamente determinato. Dalle prime osservazioni di Byerly⁽⁹⁾ alle successive interpretazioni di Lehmann^(10, 13), Jeffreys^(11, 12), Gutenberg^(14, 15) si sono principalmente delineati due indirizzi nettamente distinti. Il primo spiega il comportamento osservato supponendo l'esistenza, ad una profondità compresa tra i 200 e i 500 km, di una superficie di discontinuità attraverso la quale la velocità delle onde P ed S subisce un brusco aumento; il secondo attribuisce tale comportamento esclusivamente all'effetto provocato sui tempi di tragitto dal « low-velocity layer » (astenosfera). Osserviamo che la prima ipotesi non necessariamente esclude la seconda, in quanto non esistono elementi sufficientemente validi per negare la possibile coesistenza dei due effetti. I nostri risultati sono a favore di tale possibilità: l'esistenza di due rami distinti nella dromocrona dei primi impulsi nell'intervallo $0^\circ,5-30^\circ$ può essere ritenuto come elemento a favore della prima ipotesi; l'allontanamento del punto d'intersezione dei due rami verso distanze superiori a quella prevista dalle tabelle di J-B può essere giustificato dalla seconda, in quanto la presenza del *low-velocity layer* fa sì che il ripristino dell'*andamento normale* della velocità nella parte superiore del mantello, anziché verificarsi immediatamente al disotto della superficie di Mohorovicic si inizi ad una profondità sensibilmente superiore. Osserviamo, inoltre, che il 1° ramo di dromocrona da noi ottenuta (equazione 1'), nell'intervallo $0^\circ-20^\circ$ non presenta alcun flesso. Questa circostanza è nettamente a favore della se-

Tabella II

Andamento della dromocrona delle onde P di Jeffreys e Bullen nell'intorno dei 20° ($h = 77,13$ km)			Andamento della dromocrona sperimentale (equazione 1' e 2') nell'intorno dei 20° ($h = 77,13$ km)		
Δ°	1° ramo	2° ramo	Δ°	1° ramo	2° ramo
18,5	252 ^s , 348	253 ^s , 677	18,5	252 ^s , 844	257 ^s , 717
18,6	253 , 554	254 , 703	18,6	254 , 096	258 , 660
18,7	254 , 760	255 , 728	18,7	255 , 348	259 , 603
18,8	255 , 967	256 , 754	18,8	256 , 601	260 , 547
18,9	257 , 173	257 , 779	18,9	257 , 853	261 , 490
19,0	258 , 379	258 , 805	19,0	259 , 105	262 , 433
19,1	259 , 579	259 , 827	19,1	260 , 353	263 , 372
19,2	260 , 779	260 , 848	19,2	261 , 601	264 , 310
19,3	261 , 976	261 , 866	19,3	262 , 848	265 , 246
19,4	263 , 172	262 , 884	19,4	264 , 095	266 , 182
19,5	264 , 365	263 , 900	19,5	265 , 340	267 , 112
19,6	265 , 557	264 , 916	19,6	266 , 584	268 , 042
19,7	266 , 746	265 , 930	19,7	267 , 826	268 , 978
19,8	267 , 934	266 , 944	19,8	269 , 067	269 , 913
19,9	269 , 120	267 , 955	19,9	270 , 307	270 , 842
20,0	270 , 305	268 , 966	20,0	271 , 547	271 , 771
20,1	271 , 487	269 , 975	20,1	272 , 785	272 , 699
20,2	272 , 668	270 , 983	20,2	274 , 023	273 , 626
20,3	273 , 846	271 , 989	20,3	275 , 259	274 , 551
20,4	275 , 023	272 , 995	20,4	276 , 494	275 , 476
20,5	276 , 198	273 , 998	20,5	277 , 727	276 , 400
20,6	277 , 372	275 , 001	20,6	278 , 960	277 , 324
20,7	278 , 543	276 , 002	20,7	280 , 191	278 , 246
20,8	279 , 713	277 , 002	20,8	281 , 422	279 , 168
20,9	280 , 881	278 , 001	20,9	282 , 651	280 , 088
21,0	282 , 049	279 , 000	21,0	283 , 880	281 , 008

conda ipotesi, in quanto il particolare valore della profondità da noi calcolato pone l'ipocentro nelle immediate vicinanze della superficie mediana del canale astenosferico, dove sono verificate le condizioni più favorevoli per l'insorgenza del fenomeno di canalizzazione dell'energia sismica, scoperto da Caloi (¹⁶, ¹⁷) nel 1953.

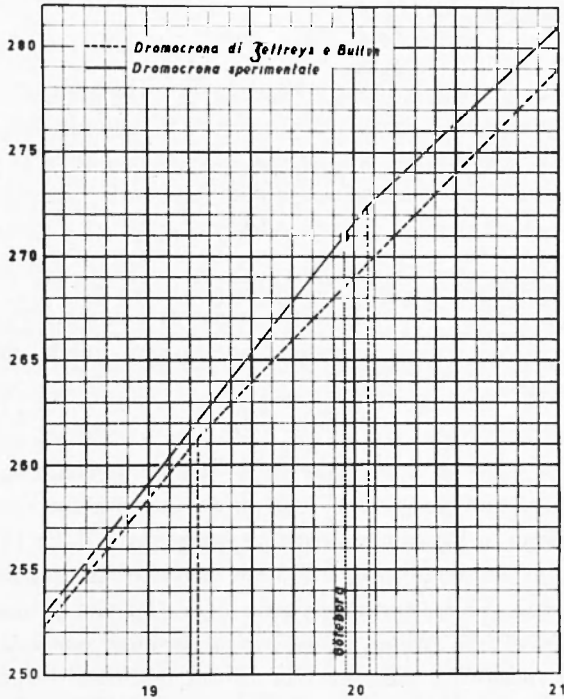


Fig. 3

Se si assume l'ipotesi che l'esistenza dei due rami distinti della dromocrona delle P , intersecantisi nel punto $\Delta_{1,2} = 20^{\circ},07$, sia collegata con la presenza nel mantello di una superficie attraverso la quale viene a determinarsi un aumento brusco della velocità, tutti i raggi sismici associati al primo impulso registrato nelle stazioni le cui distanze non superano $\Delta_{1,2}$ devono avere il loro vertice al disopra di tale superficie. Per calcolare la profondità del vertice del raggio sismico emergente alla distanza $\Delta_{1,2}$, non sussistendo, nel nostro caso, le condizioni valide per l'applicazione immediata del metodo di Herglotz-Wiechert, abbiamo pensato di utilizzare un criterio che presuppone la conoscenza della legge di variazione della velocità in funzione della profondità, che sia valida nella parte sovrastante la supposta superficie di discontinuità.

Poiché il raggio sismico considerato sarà caratterizzato dal parametro

$$p_1 = \left(\frac{dt}{d\Delta} \right)_{\Delta = \Delta_{1,2}}$$

(Δ espressa in radianti) deducibile dall'equazione del 1° ramo, tenendo presente la relazione

$$p_1 = \frac{r_1 \cos e_1}{V_1} = \frac{r_1}{V_1},$$

segue

$$V_1 = \frac{1}{p_1} r_1 = \frac{1}{\left(\frac{dt}{d\Delta} \right)_{\Delta = \Delta_{1,2}}} r_1, \quad [3]$$

essendo r_1 la distanza del vertice dal centro della terra e V_1 la velocità delle P in tale punto. Tra le infinite coppie di valori r_1 , V_1 che a priori soddisfano la [3], la coppia di valori cercata sarà quella che soddisferà anche l'equazione

$$V = V(r) \quad [4]$$

che esprime la legge di variazione di V con la profondità e , pertanto, sarà individuata, nel piano r , V , dal punto intersezione della retta che ha per equazione la [3] con la curva rappresentata dalla [4]. Per avere la possibilità di un confronto, abbiamo pensato di eseguire il calcolo riferendoci a due diverse forme esplicite della [4]: una prima forma proposta da Jeffreys che ritiene per V un *andamento normale* nella parte superiore del mantello; una seconda forma deducibile dai valori proposti da Gutenberg che tiene conto del "low-velocity layer".

La prima forma è del tipo

$$V = 7,75 \left(\frac{r}{R_*} \right)^b, \quad [5]$$

che sarebbe valida nella regione B del mantello (da 33 a 413 km di profondità); R_* è il raggio della terra supposta privata dalla crosta. Tenendo presente la [3] si deduce:

$$\log_{10} r_1 = \frac{1}{1-b} (0,8893017 - 3,8018837 b + \log_{10} \cdot p_1). \quad [6]$$

È stato osservato⁽¹⁸⁾ che sussiste l'accordo con l'andamento delle dromocrone di J-B assumendo per la costante b il valore $-7/3$. Negli studi su alcuni terremoti profondi del basso Tirreno^(4, 5, 19) abbiamo notato

alcuni lievi scarti sistematici rispetto alle dromocrone di J-B. Abbiamo potuto constatare che una relazione del tipo [5] può essere adattata alle dromocrone corrispondenti da noi calcolate assumendo per b il valore

$$b = -2,25 = -13/4$$

per cui la [6] diviene:

$$\log_{10} r_1 = 2,9057046 + 4/13 \log p_1. \quad [6']$$

Poiché la [5] si presuppone valida nella regione B, per determinare p_1 è necessario ridurre il 1° ramo della dromocrona rappresentata dall'equazione [1'], alla superficie superiore del mantello, eliminando l'effetto della crosta. Per effettuare tale riduzione è necessario calcolare le correzioni $\delta\Delta$ e δt , in corrispondenza ad ogni coppia di valori Δ , t soddisfacenti la [1'], in modo da ottenere la coppia di valori corretti $\Delta_* = \Delta - \delta\Delta$, $t_* = t - \delta t$ che si avrebbero pensando di sostituire alla stazione S la stazione fittizia S_* ottenuta spostando la prima, lungo il corrispondente raggio sismico fino alla superficie sferica di raggio $R_* = R - 33$ km. Ricordiamo, a tal fine, che l'angolo $\delta\Delta$ sotto cui è visto dal centro della terra l'arco $S_* S$, di raggio sismico caratterizzato dal parametro p , è espresso da

$$\delta\Delta = \int_{R_*}^R \frac{p \, dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}}, \quad [7]$$

essendo

$$\eta = r V.$$

Per il nostro scopo si può ritenere, con sufficiente approssimazione, che la velocità V , per $R_* \leq r \leq R$, sia indipendente da r . In tale condizione la [7] diviene

$$\delta\Delta = \int_{R_*}^R \frac{d\eta}{\eta \sqrt{\eta^2 - p^2}},$$

e pertanto

$$\delta\Delta = \operatorname{sen}^{-1} \frac{p}{\eta_*} - \operatorname{sen}^{-1} \frac{p}{\eta_0}. \quad [8]$$

Tenendo presente che il tempo di tragitto lungo l'arco $S_* S$ è espresso da

$$\delta t = \int_{R_*}^R \frac{\eta^2 \, dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}}, \quad [9]$$

con la stessa condizione si ottiene:

$$\delta t = \int_{R_*}^R \frac{\eta d\eta}{\sqrt{\eta^2 - p^2}},$$

e pertanto

$$\delta t = \sqrt{\eta_o^2 - p^2} - \sqrt{\eta_*^2 - p^2}. \quad [10]$$

Tabella III

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Δ	t	p	$\delta \Delta$	δt	Δ_*	t_*
1	190,811	798,1882	00,392023	88,6085	00,607977	118,2025
2	33,716	795,0746	0,387880	8,5509	1,612120	25,1651
3	47,565	791,7899	0,383599	8,4917	2,616400	39,0733
4	61,353	788,3340	0,379192	8,4309	3,620808	52,9221
5	75,082	784,7070	0,374663	8,3687	4,625337	66,7132
6	88,743	780,9088	0,370027	8,3054	5,629973	80,4376
7	102,339	776,9396	0,365304	8,2411	6,634696	94,0979
8	115,863	772,7992	0,360482	8,1758	7,639518	107,6872
9	129,314	768,4876	0,355581	8,1099	8,644419	121,2041
10	142,688	769,0049	0,350613	8,0434	9,649387	134,6446
11	155,981	759,3510	0,345569	7,9764	10,654431	148,0046
12	169,193	754,5261	0,340486	7,9092	11,659514	161,2838
13	182,318	749,5299	0,335345	7,8417	12,664655	174,4763
14	195,356	744,3627	0,330166	7,7742	13,669834	187,5818
15	208,302	739,0243	0,324942	7,7067	14,675058	200,5953
16	221,152	733,5147	0,319704	7,6394	15,680295	213,5126
17	233,904	727,8340	0,314448	7,5722	16,685552	226,3318
18	246,557	721,9822	0,309163	7,5054	17,690837	239,0516
19	259,105	715,9592	0,303871	7,4390	18,696129	251,6660
20	271,547	709,7651	0,298575	7,3731	19,701425	264,1739
20,7	276,037	709,3251	0,298196	7,3685	19,771804	268,6685
21	283,879	703,3999	0,293269	7,3077	20,706731	276,5713

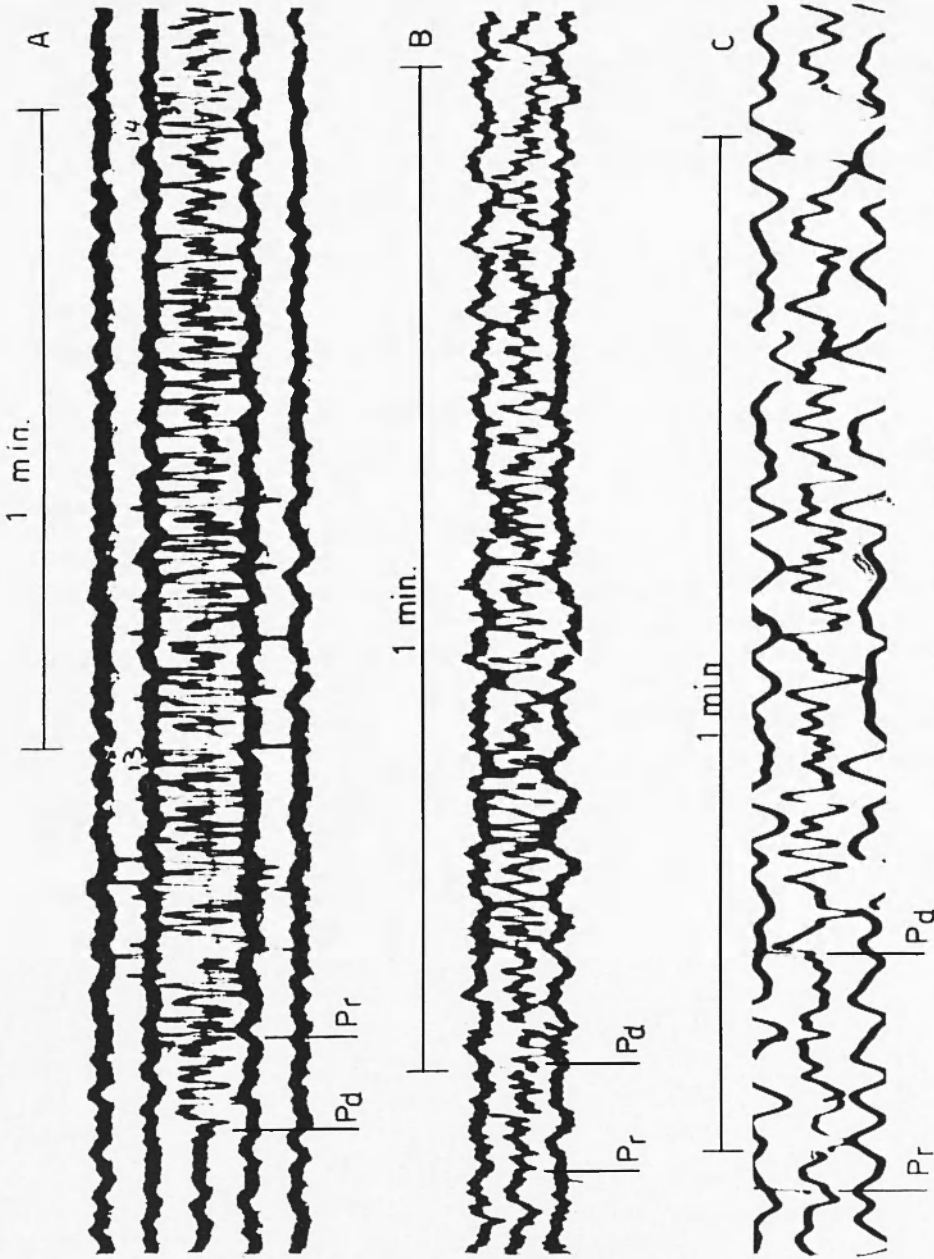


Fig. 4 - A) Tamarrasset ($\Delta = 16^\circ, 932$); B) Uppsala ($\Delta = 22^\circ, 115$); C) Skalstugan ($\Delta = 25^\circ, 809$).

Nella Tabella III sono riportati: nella 1^a, 2^a, 3^a colonna le distanze epicentrali in gradi, i corrispondenti tempi di tragitto calcolati mediante la [1'] e i corrispondenti valori di p ; nella 4^a e 5^a colonna le correzioni $\delta\Delta$ e δt calcolate mediante le [8] e [10], assumendo per la velocità media nella crosta il valore 6,34 km/sec; nelle due ultime colonne le coppie di valori ridotti Δ_* e t_* . Utilizzando tali valori sono stati calcolati, con il metodo dei minimi quadrati, i quattro coefficienti dell'equazione della dromocrona ridotta. Si è ottenuto:

$$t_* = 2,71674 + 13,962326 \Delta_* - 0,0254208 \Delta_*^2 - 0,00049237 \Delta_*^3 \quad [11]$$

Alla distanza $\Delta_{1,2}$ in superficie corrisponde la distanza ridotta $\Delta_* = 19^{\circ},7718$, per cui il parametro corrispondente, in base alla [11], risulta

$$p = 709,3020 ,$$

che è sostanzialmente uguale, come del resto era prevedibile, al corrispondente valore

$$p = 709,3251 ,$$

calcolato utilizzando l'equazione [1'] non ridotta. Pertanto il valore di r corrispondente al punto di massima profondità attinta dal raggio sismico emergente in superficie alla distanza $\Delta_{1,2}$, in base alla [6'] risulta:

$$r_1 = 6065,7 \text{ km} \quad \cdot \quad (h = 304,3 \text{ km}) .$$

Volendo riferirsi ai valori della velocità proposti da Gutenberg ⁽²⁰⁾ che qui riportiamo nella Tabella IV, si può facilmente constatare che,

Tabella IV

h	V	h	V	h	V
40	8,08	160	8,00	400	9,00
60	7,87	180	8,06	450	9,25
80	7,80	200	8,12	500	9,49
100	7,83	250	8,30	550	9,74
120	7,89	300	8,51	600	9,99
140	7,94	350	8,75		

nell'intervallo di profondità 250-600 km, tali valori si adattano ottimamente alla legge lineare

$$V = (7,059 \pm 0,0018) + (0,00486905 \pm 0,00000396) h, \quad [12]$$

e pertanto, in tale intervallo, la legge [4] assume la forma

$$V(r) = 38,0752 - 0,00486905 r. \quad [13]$$

In corrispondenza al valore $p = 709,302$ del parametro si avrà:

$$r_1 = 6064,0 \text{ km, } (h = 306 \text{ km})$$

valore lievemente superiore a quello ottenuto in precedenza.

Nei sismogrammi di Tamanrasset, Uppsala, Skalstugan abbiamo constatato la presenza di un secondo impulso seguente il primo di 9^s a Tamanrasset, di 7^s a Uppsala, di 14^s,8 a Skalstugan. Questo fatto non è sfuggito agli osservatori delle due stazioni svedesi che sono stati indotti a prospettare (²¹) la possibilità di due scosse distinte, distanziate di 13^s-14^s. Abbiamo potuto constatare che il tempo di tragitto relativo a questo secondo impulso per la stazione di Tamanrasset ($\Delta = 16^\circ,9$) si accorda perfettamente con il secondo ramo di dromocrona (equaz. 2') estrapolata fino a 16°, mentre i tempi di tragitto relativi al secondo impulso registrato nelle altre due stazioni ($\Delta = 22^\circ,1$; $\Delta = 25^\circ,8$) si accordano col 1° ramo di dromocrona estrapolata fino a 26° (equaz. 1').

Questi fatti si accorderebbero con la possibile esistenza della superficie di discontinuità, in quanto tale esistenza si tradurrebbe, in un certo intervallo di distanze, nella presenza di due impulsi associati rispettivamente all'onda P diretta (Pd) e all'onda P rifratta dalla superficie stessa (Pr).

Tamanrasset ($\Delta = 16^\circ,931619$)	Pd 09 ^h 22 ^m 57 ^s	232 ^s ,96	233 ^s ,04	(1')
	Pr 33 06	241 ,96	242 ,68	(2')
Uppsala ($\Delta = 22^\circ,115303$)	Pr 09 33 54	289 ,96	291 ,22	(2')
	Pd 34 01	296 ,96	297 ,50	(1')
Skalstugan ($\Delta = 25^\circ,809268$)	Pr 09 34 29	324 ,96	324 ,79	(2')
	Pd 34 43 ,8	339 ,76	341 ,56	(1')

Il materiale sismografico a nostra disposizione non ci ha consentito di stabilire direttamente né la massima distanza alla quale emergono

ancora le Pd né la minima distanza alla quale si inizia la registrazione delle Pr . In mancanza di questi elementi, che avrebbero consentito di determinare agevolmente la profondità della supposta discontinuità, qui ci siamo limitati a determinare la massima profondità attinta dal raggio sismico associato all'onda Pd emergente alla distanza di 26° , che è la massima distanza alla quale possiamo ritenere di avere direttamente constatata la presenza del secondo impulso.

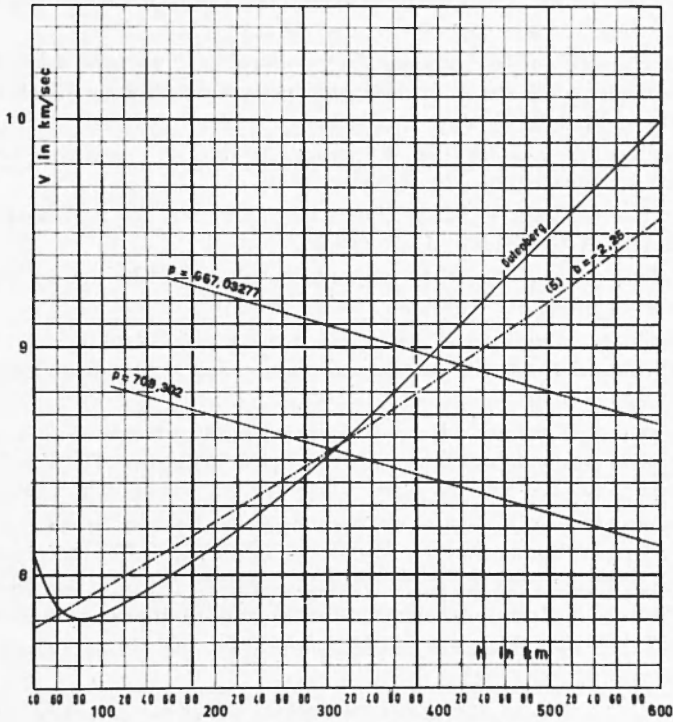


Fig. 5

Col procedimento già impiegato in precedenza si sono ottenuti i seguenti risultati:

$$p = 667,03277,$$

$$r = 5951,2 \text{ km}; h = 418,8 \text{ km (con riferimento alla 6')};$$

$$r = 5978,9 \text{ km}; h = 391,1 \text{ km (con riferimento alla 13)}.$$

In questo caso il valore di h ottenuto servendosi della legge di velocità espressa dalla [13] è sensibilmente inferiore a quello ottenuto servendosi della [6']. Questa circostanza è chiarita nella Fig. 5.

In una prossima nota ci proponiamo di meglio delimitare la profondità della sospettata discontinuità seguendo un procedimento più dettagliato attraverso la riduzione successiva delle dromocrone, in modo da consentire l'applicazione del metodo di Herglotz-Wiechert che non richiede la conoscenza della legge $V = V(r)$.

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P., *Calcolo delle profondità ipocentrali in funzione della distanza epicentrale e dell'angolo di emergenza delle onde* Pg. « La Ricerca Scientifica », V, (1934).
- (2) PETERSCHMITT E., *Bulletin d'échange, séisme du 23 December 1959*. B.C.I.S. Strasbourg, 26 Janvier 1960.
- (3) CALOI P.-PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan del 2 Novembre 1956*. « Annali di Geofisica », I, 2, (1948).
- (4) GIRLANDA A., *Sul terremoto profondo delle isole Eolie del 23 Novembre 1954*. « Annali di Geofisica », VIII, (1955).
- (5) FEDERICO B., *Dromocrone delle onde P dedotte dallo studio del terremoto profondo del basso Tirreno del 3 Gennaio 1960*. « Annali di Geofisica », XVI, 3, (1963).
- (6) GIRLANDA A.-FEDERICO B., *Su alcuni risultati ottenuti nello studio del terremoto profondo del basso Tirreno del 3 Gennaio 1960*. Rend. Accademia Naz. dei Lincei, serie VIII, XXXV, fasc. 3-4, (1963).
- (7) PETERSCHMITT E., *Quelques donnees nouvelles sur les séismes profonds de la mer Tyrrhenienne*. « Annali di Geofisica », IX, 3, (1956).
- (8) JEFFREYS H.-BULLEN K. E., *Seismological tables*. Introduction by Harold Jeffreys p. 5. British Association for the advancement of Science, 1948.
- (9) BYERLY P., *The Montana Earthquake of June 28, 1925*. « Bull. Seism. Soc. Am. », 16, (1926).
- (10) LEHMANN I., *Transmission times for seismic waves for epicentral distances around 20°*. « Geod. Inst. Kobenhavn », 5, (1934).
- (11) JEFFREYS H., *The structure of the Earth down to the 70° discontinuity*. « Montly Notices Roy. Astr. Soc., Geophys. » suppl., 3, (1936).
- (12) JEFFREYS H., *The structure of the Earth down to the 20° discontinuity (second paper)*. « Montly Notices Roy. Astr. Soc. Geophys. », suppl. 4, (1937).
- (13) LEHMANN I., *P and S distances smaller than 25°*. « Trans. Amer. Geophys. Un. », 34, 3, (1953).
- (14) GUTENBERG B.-RICHTER C. F., *Seismic waves*. I-IV, « Gerl. Beitr. Geophys. », 43, (1935); 54 (1939).
- (15) GUTENBERG B., *On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 km*. « Bull. Seism. Soc. Am. », 38, (1948).

- (16) CALOI P., *Onde longitudinali e trasversali guidate dalla astenosfera*. Rend. Accademia Naz. dei Lincei, serie VIII, XV, fasc. 6, (1953).
- (17) CALOI P., *L'astenosfera come canale guida dell'energia sismica*. « Annali di Geofisica », 8, (1955).
- (18) BULLEN K. E., *An introduction to the theory of Seismology*, second edition. University Press, Cambridge, 1953.
- (19) GIRLANDA A., *Studio di un movimento sismico del basso Tirreno originante alla profondità di 265 km*. Rend. Accademia Naz. dei Lincei, serie VIII, XVIII, 3, (1955).
- (20) GUTENBERG B., *The asthenosphere low-velocity layer*. « Annali di Geofisica », XII, 4, (1959).
- (21) Seismological Laboratory Uppsala, Preliminary Seismological Bulletin Uppsala, Kiruna, Skalstugan and Goteborg. December 1-31, 1959.
-