

# La crosta terrestre, dagli Appennini all'Atlantico, ricostruita sulla base dei rilievi sismici (\*)

PIETRO CALOI

Da oltre due decenni, a più riprese, la mia attenzione è stata portata sul problema delle caratteristiche fisiche della crosta terrestre, con particolare riguardo alle stratificazioni di cui risulta costituita, in corrispondenza dei sistemi di montagne (Alpi, Appennini), degli altipiani e delle grandi valli (Schwäbische Alb, Valle del Po, ecc.).

Prima di riassumere i risultati delle indagini, condotte nel senso sopra detto, da me e da miei collaboratori, ritengo opportuno accennare rapidamente ai metodi di calcolo di cui, via via, si è fatto uso.

1. — Nella fase iniziale delle mie ricerche mi sono valso — come era naturale — dei procedimenti di calcolo allora più in uso.

Per la determinazione delle coordinate ipocentrali godeva molto favore il metodo di Inglada, mentre per la determinazione del solo epicentro era molto diffuso il metodo delle iperboli di A. Mohorovicic. Tali metodi — oggi in parte superati — sono troppo noti perchè io debba riassumerli.

Per una prima approssimazione che, nel caso di terremoti decisamente superficiali poteva ritenersi senz'altro accettabile — mi sono servito, per qualche anno, di metodi grafici, basati sulla geometria dei contatti (4).

Supponiamo di avere a disposizione i tempi d'inizio delle onde  $Pg$  in tre stazioni diverse  $O_1, O_2, O_3$ . Indichiamo questi tempi con  $t_1, t_2, t_3$  e poniamo  $\delta_1 = t_2 - t_1, \delta_2 = t_3 - t_1$ .

Il metodo si riconduce alla ricerca del centro della circonferenza passante per un

punto (la stazione fondamentale  $O_1$ ) e tangente a due circonferenze date (avanti centro nelle stazioni  $O_2, O_3$  e raggi uguali a  $v_{Pg} \cdot \delta_1$  e  $v_{Pg} \cdot \delta_2$  rispettivamente). Le cautele per l'applicazione del metodo, la risoluzione del problema e le soluzioni possibili sono discusse nelle memorie originali, alle quali rimando il lettore (4,5,6).

Risolsi pure geometricamente il caso di quattro stazioni, una delle quali, la più vicina, scelta come fondamentale. Conosciamo i tempi di registrazione delle onde  $Pg$  (o  $Sg$ ) nelle stazioni date  $O_1, O_2, O_3, O_4$ . Consideriamo le differenze  $\delta_1, \delta_2, \delta_3$  fra i tempi di registrazione delle  $Pg$  nelle tre stazioni più lontane e il tempo delle  $Pg$  nella stazione fondamentale. Le tre circonferenze di raggi  $v_{Pg} \cdot \delta_1, v_{Pg} \cdot \delta_2, v_{Pg} \cdot \delta_3$  e centri il  $O_2, O_3, O_4$  dovranno risultare tangenti ad una circonferenza che ha per centro l'epicentro. Il problema si riduce quindi alla ricerca del centro della circonferenza tangente esternamente a tre circonferenze date.

Diedi successivamente forma analitica a quest'ultimo caso (14).

Indichiamo con  $(o_2), (o_3), (o_4)$  le tre circonferenze assegnate di raggi  $r, r', r''$  rispettivamente, e con  $(E)$  la circonferenza incognita di raggio  $R$ . Poichè  $(E)$  deve risultare tangente a  $(o_2), (o_3), (o_4)$  le coordinate del suo centro soddisfano alle relazioni

$$O_2 = R(R + 2r);$$

$$O_3 = R(R + 2r');$$

$$O_4 = R(R + 2r''),$$

dove con  $O_2, O_3, O_4$  si indicano le equazioni delle circonferenze date.

(\*) Per gentile concessione del Prof. B. Brockamp, questa Nota — già pubblicata sul n. 2 del 1958 dello « Zeitschrift für Geophysik » — viene ora pubblicata in lingua italiana.

Poniamo l'origine delle coordinate al centro della circonferenza ( $o_2$ ) e indichiamo con  $x, y$  le coordinate del punto di contatto di ( $o_2$ ) con ( $E$ ). Se  $X, Y$  sono le coordinate del centro di ( $E$ ), si ha manifestamente

$$X = \frac{x(R+r)}{r}, \quad Y = \frac{y(R+r)}{r}. \quad [1]$$

$X, Y$  devono inoltre verificare le equazioni

$$\begin{aligned} O_2 - O_3 &= 2R(r-r') \\ O_2 - O_4 &= 2R(r-r''). \end{aligned} \quad [2]$$

Indichiamo con  $\alpha', \beta'; \alpha'', \beta''$  le coordinate dei centri di ( $o_3$ ), ( $o_4$ ) rispetto all'origine [centro di ( $o_2$ )]. La sostituzione di  $X, Y$  a  $x, y$  nelle (2), tenendo conto delle equazioni di ( $o_2$ ), ( $o_3$ ), ( $o_4$ ) messe sotto forma generale, conduce alle relazioni

$$\begin{aligned} (R+r)(O_2 - O_3) &= R[(r-r')^2 - \alpha'^2 - \beta'^2] \\ (R+r)(O_2 - O_4) &= R[(r-r'')^2 - \alpha''^2 - \beta''^2]. \end{aligned} \quad [3]$$

Consegue che il punto di contatto cercato si trova all'intersezione della circonferenza ( $o_2$ ) con la retta

$$\frac{O_3 - O_2}{\alpha'^2 + \beta'^2 - (r-r')^2} = \frac{O_4 - O_2}{\alpha''^2 + \beta''^2 - (r-r'')^2},$$

che, in forma esplicita, può scriversi

$$\begin{aligned} \frac{\alpha'x + \beta'y + (r-r)r}{\alpha'^2 + \beta'^2 - (r-r')^2} &= \\ = \frac{\alpha''x + \beta''y + (r-r'')r}{\alpha''^2 + \beta''^2 - (r-r'')^2}. \end{aligned} \quad [4]$$

Poichè

$$O_2 \equiv x^2 + y^2 - r^2 = 0, \quad [5]$$

fatte le posizioni

$$\begin{aligned} q'^2 &= \alpha'^2 + \beta'^2 - (r-r')^2; \\ q''^2 &= \alpha''^2 + \beta''^2 - (r-r'')^2, \\ \varepsilon_1 &= q'^2 r' - r'^2 \alpha', \quad \varepsilon_2 = q''^2 \beta' - q'^2 \beta'', \\ \sigma &= q'^2 (r'' - r) - q''^2 (r' - r), \\ \varkappa &= \sqrt{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 - \sigma^2}, \end{aligned}$$

dalle [4], [5] consegue

$$x = r \frac{\sigma \varepsilon_1 \mp \varkappa \varepsilon_2}{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2}, \quad y = r \frac{\sigma \varepsilon_2 \pm \varkappa \varepsilon_1}{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2}. \quad [6]$$

D'altronde, dalle [3] si ha

$$R = \frac{r}{4} \left[ \frac{r^2 - r'^2 + \alpha'^2 + \beta'^2 - 2\alpha'x - 2\beta'y}{\alpha'x + \beta'y + r(r'-r)} + \frac{r^2 - r''^2 + \alpha''^2 + \beta''^2 - 2\alpha''x - 2\beta''y}{\alpha''x + \beta''y + r(r''-r)} \right]. \quad [7]$$

Sostituite le [6] nella [7], si ottengono due valori per  $R$ . Le [1] danno allora due coppie di valori per  $X, Y$ . Si vede immediatamente quale di queste coppie costituisce le coordinate dell'epicentro. L'altra coppia dà le coordinate dell'epicentro. L'altra coppia dà le coordinate del centro della circonferenza che tangente le tre circonferenze date nei tre punti più discosti dal dentro radicale. La [7] dà per il raggio di quest'ultima circonferenza un valore positivo solo quando essa non comprende le circonferenze assegnate.

2. - Quasi tutti i metodi, analitici o grafici, per la determinazione delle coordinate spaziali di un terremoto sfruttano esclusivamente i tempi di registrazione delle onde longitudinali dirette (terremoti vicini) o rifratte (terremoti lontani).

Il motivo principale di questa preferenza deve ricercarsi nel fatto che le onde  $P_g$  e  $P_n$  iniziano un sismogramma e pertanto i tempi che ad esse si riferiscono, nel caso di inizi chiari, possono essere determinati con molta precisione. Ugual precisione non sempre è possibile nei tempi che si riferiscono all'inizio delle onde trasversali ( $S_g$  o  $S_n$ ), in quanto queste onde vengono registrate nel corso del sismogramma e il loro inizio può apparire incerto. In effetti però è da osservare che, se questo può talvolta accadere, in compenso le onde  $S_g$  e  $S_n$  sono generalmente molto più ampie delle  $P_g$  e  $P_n$  e che gli inizi ad impeto sono facilmente individuabili. Studi accurati compiuti negli ultimi decenni su terremoti ad origine vicina, hanno provato che le onde  $S_g$  sono individuabili entro limiti d'errore spesso più piccoli di quelli relativi alle onde  $P_g$ .

I metodi che fanno uso dei tempi riferentisi alle onde longitudinali possono quindi estendersi senz'altro ai tempi di inizio delle onde trasversali.

Poichè interpretazioni accurate possono consentire uguale fiducia ai tempi di regi-

strazione delle onde longitudinali e trasversali, un metodo che sfruttasse contemporaneamente i tempi d'inizio dei due diversi tipi di onde, presenterebbe sugli altri un notevole vantaggio: quello di lasciare i risultati immuni dagli errori di correzione del tempo, errori che, in molte stazioni ancora, sono tutt'altro che trascurabili (8). Simile metodo può anzi prescindere dai tempi corretti e, quando si conosca con precisione la velocità di scorrimento dei rulli registratori, può permettere persino l'uso di sismogrammi privi dei segnali orari (8).

Indichiamo con  $t_1$  e  $t_2$  i tempi di registrazione delle onde  $Pg$  ed  $Sg$  in una stazione sismica di distanza epicentrale  $A$ . Se indichiamo con  $\Delta_h$  la distanza ipocentro-stazione sismica, e con  $v_1$  e  $v_2$  le velocità di propagazione delle onde  $Pg$  ed  $Sg$  rispettivamente, sarà:

$$\Delta_h = \frac{v_1 \cdot v_2}{v_1 - v_2} (t_2 - t_1) .$$

Facciamo la posizione:

$$k = \frac{v_1 \cdot v_2}{v_1 - v_2} .$$

Consideriamo le tre sfere di centri 1, 2, 3 e raggi  $kT_1$ ,  $kT_2$  e  $kT_3$  rispettivamente. Riferiamoci ad un sistema di assi ortogonali facendo coincidere la superficie terrestre, supposta piana, con il piano  $xy$ : siano  $x_0$ ,  $y_0$ ;  $x_1$ ;  $y_1$ ;  $y_2$ , e  $y_2$ ,  $x_3$ ,  $y_3$  le coordinate dell'epicentro e delle tre stazioni 1, 2, 3. Conseguono le equazioni:

$$\begin{aligned} (x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2 + z_0^2 - (kT_1)^2 &= 0 \\ (x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2 + z_0^2 - (kT_2)^2 &= 0 \quad [8] \\ (x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2 + z_0^2 - (kT_3)^2 &= 0 \\ T_i &= (t_2 - t_1) i \quad , \quad i = 1, 2, 3 . \end{aligned}$$

Poniamo:

$$\begin{aligned} 2c_1 &= - (kT_1)^2 + x_1^2 + y_1^2 \\ 2c_2 &= - (kT_2)^2 + x_2^2 + y_2^2 \\ 2c_3 &= - (kT_3)^2 + x_3^2 + y_3^2 \end{aligned}$$

ed eliminiamo  $z_0$ . Sottraendo, per esempio, la 2° e la 3° delle [8] rispettivamente, dalla 1° si hanno le equazioni:

$$\begin{aligned} x_0(x_2 - x_1) + y_0(y_2 - y_1) - (c_2 - c_1) &= 0 \\ x_0(x_3 - x_1) + y_0(y_3 - y_1) - (c_3 - c_1) &= 0 , \end{aligned}$$

che rappresentano gli assi radicali delle coppie di circonferenze determinate dall'intersezione delle sfere 1-2, 1-3 con la superficie terrestre.

Se ne deducono, per le incognite, le espressioni:

$$\begin{aligned} x_0 &= \frac{c_1(y_2 - y_3) + c_2(y_3 - y_1) + c_3(y_1 - y_2)}{x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)} \\ y_0 &= \frac{c_1(x_3 - x_2) + c_2(x_1 - x_3) + c_3(x_2 - x_1)}{x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)} . \end{aligned}$$

Potendo disporre dei dati di quattro o più stazioni, il problema può essere risolto col metodo dei minimi quadrati.

Sia  $i$  il numero delle stazioni. Se riferiamo tutte le stazioni ad una (la prima) scelta come fondamentale, le equazioni degli assi radicali conducono al sistema:

$$\begin{aligned} x_0 + \frac{y_j - y_1}{x_j - x_1} y_0 - \frac{c_j - c_1}{x_j - x_1} &= \quad [9] \\ (j = 2, 3, \dots, n) \end{aligned}$$

essendo:

$$\begin{aligned} 2c_i &= - (kT'_i)^2 + x_i^2 + y_i^2 , \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \\ T_i &= (t_2 - t_1) i , \end{aligned}$$

dove  $t_1$  e  $t_2$  sono i tempi di registrazione delle onde  $Pg$  ed  $Sg$  rispettivamente, in una stessa stazione.

Poniamo:

$$\alpha = \frac{y_j - y_1}{x_j - x_1} ; \beta = \frac{c_j - c_1}{x_j - x_1} \quad (j = 2, 3, \dots, n) . \quad [10]$$

Le [9] si riducono a:

$$x_0 + \alpha y_0 = \beta .$$

Le equazioni normali sono pertanto:

$$\begin{aligned} [1 \cdot 1] x_0 + [1 \cdot \alpha] y_0 &= [1 \cdot \beta] \\ [1 \cdot \alpha] x_0 + [\alpha \cdot \alpha] y_0 &= [\alpha \cdot \beta] , \end{aligned}$$

da cui:

$$\begin{aligned} y_0 &= \frac{[\alpha\beta \cdot 1]}{[\alpha\alpha \cdot 1]} ; \\ x_0 &= - \frac{[1 \cdot \alpha]}{[1 \cdot 1]} y_0 + \frac{[1 \cdot \beta]}{[1 \cdot 1]} , \end{aligned} \quad [11]$$

dove:

$$[\alpha\beta \cdot 1] = [\alpha\beta] - \frac{[1 \cdot \alpha]}{[1 \cdot 1]} [1 \cdot \beta] :$$

$$[\alpha\alpha \cdot 1] = [\alpha \cdot \alpha] - \frac{[1 \cdot \alpha]}{[1 \cdot 1]} [1 \cdot \alpha] .$$

Se invece consideriamo le stazioni tutte alla stessa stregua, il sistema da risolvere diventa:

$$x_0 + \frac{y_j - y_{j-1}}{x_j - x_{j-1}} u_n - \frac{x_j - x_{j-1}}{c_j - c_{j-1}} = 0$$

$$(j = 2, 3, \dots n)$$

e valgono ancora le [11], salvo che in esse va fatto:

$$a = \frac{y_j - y_{j-1}}{x_j - x_{j-1}} ; \quad \beta = \frac{c_j - c_{j-1}}{x_j - x_{j-1}}$$

$$(j = 2, 3, \dots n) .$$

Nel metodo sopra esposto il valore del rapporto  $k = \frac{v_1 \cdot v_2}{v_1 - v_2}$  è ritenuto costante, il che equivale a considerare costante il valore della velocità delle onde longitudinali e trasversali dirette, cosa generalmente sufficiente ai fini pratici.

In una nota successiva (9), ho ritenuto opportuno considerare incognite le grandezze  $v_1, v_2$ ; oltre a consentire una maggiore precisione nei calcoli, ciò avrebbe permesso, applicando il metodo a numerosi terremoti, di ottenere la legge di variazione della velocità in funzione della profondità.

Espongo per sommi capi i principi su cui è basato il nuovo metodo accennato.

Indichiamo con  $t_1, t_2$  i tempi di registrazione delle onde  $Pg, Sg$  in una stazione assegnata; siano inoltre  $x_0, y_0, z_0; x_i, y_i, z_i$  rispettivamente le coordinate spaziali di un ipocentro e di una generica stazione di osservazione  $S_i$ , riferita alla medesima origine; il piano  $xy$  coincida con la superficie della Terra, ritenuta piana. La coordinata  $z_i$ , che esprime l'altezza della stazione sul livello del mare, è trascurabile rispetto al valore delle altre grandezze in giuoco; faremo pertanto  $z_i = 0$ .

Poniamo

$$\varphi_i = \frac{1}{k} \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + z_0^2} - (t_2 - t_1)_i , \quad (i = 1, 2, \dots n) .$$

Dovrà essere

$$\varphi_i = \varphi_i(x_0, y_0, z_0, k) = 0 .$$

Sia  $i > 4$ . Indichiamo con  $(x_0), (y_0), (z_0), (k)$  un sistema di valori approssimati per le incognite e poniamo:

$$x_0 = (x_0) + x; \quad y_0 = (y_0) + y; \quad z_0 = (z_0) + z; \quad k = (k) + k_1,$$

dove  $x, y, z, k$ , rappresentano le correzioni incognite.

Avremo, limitando lo sviluppo al primo termine:

$$\varphi_i = \varphi_i(o) + \frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (x_0)} x + \frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (y_0)} y + \frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (z_0)} z + \frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (k)} k_1 ,$$

dove

$$\frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (x_0)} = - \frac{1}{(k)} \frac{(x_0) - x_i}{\sqrt{(x_i - (x_0))^2 + (y_i - (y_0))^2 + (z_0)^2}} = a_i$$

$$\frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (y_0)} = \frac{1}{(k)} \frac{(y_0) - y_i}{\sqrt{(x_i - (x_0))^2 + (y_i - (y_0))^2 + (z_0)^2}} = b_i$$

$$\frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (z_0)} = \frac{1}{(k)} \frac{(z_0)}{\sqrt{(x_i - (x_0))^2 + (y_i - (y_0))^2 + (z_0)^2}} = c_i$$

$$\frac{\partial \varphi_i(o)}{\partial (k)} = - \frac{1}{(k^2)} \sqrt{(x_i - (x_0))^2 + (y_i - (y_0))^2 + (z_0)^2} = d_i$$

$$\varphi_i(o) = \frac{1}{(k)} \sqrt{(x_i - (x_0))^2 + (y_i - (y_0))^2 + (z_0)^2} - (t_2 - t_1)_i = i .$$

$$(i = 1, 2, 3, \dots n)$$

[12]

Le equazioni da risolvere divengono quindi:

$$a_i x + b_i y + c_i z + d_i k_1 + i = v_i ,$$

$$(i = 1, 2, 3, \dots n)$$

in cui i secondi membri rappresentano i residui dovuti agli errori d'osservazione.

Il verificarsi della condizione di minimo per la somma dei quadrati dei residui — funzione di  $x, y, z, k_1$  — conduce al sistema di equazioni normali, sotto la forma loro assegnata da Gauss:

$$\begin{aligned} [aa]x + [ab]y + [ac]z + [ad]k_1 + [a l] &= 0 \\ [ab]x + [bb]y + [bc]z + [bd]k_1 + [bb] &= 0 \\ [ac]x + [bc]y + [cc]z + [cd]k_1 + [c l] &= 0 \\ [ad]x + [bd]y + [cd]z + [dd]k_1 + [d l] &= 0 \end{aligned}$$

La soluzione del sistema di equazioni normali conduce alle equazioni finali:

$$\begin{aligned} [aa]x + [ab]y + [ac]z + [ad]k_1 + [a l] &= 0 \\ [bb \cdot 1]y + [bc \cdot 1]z + [bd \cdot 1]k_1 + [b l \cdot 1] &= 0 \\ [cc \cdot 2]z + [cd \cdot 2]k_1 + [c l \cdot 2] &= 0 \\ [dd \cdot 3]k_1 + [d l \cdot 3] &= 0 \end{aligned} \tag{13}$$

con evidente significato dei simboli  $[bb \cdot 1], \dots [dl \cdot 3]$ .

È bene calcolare, come verifica, anche lo schema  $[ll \cdot 4]$ , in quanto esso, come è noto dalla teoria degli errori, se i calcoli sono esatti, deve uguagliare la somma dei quadrati degli errori  $[vv]$ .

Indicando con  $\varepsilon, m_x, m_y, m_z, m_{k_1}$ , rispettivamente l'errore medio dell'unità di peso e gli errori medi dei valori più probabili delle incognite, si ha:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= \pm \sqrt{\frac{[ll \cdot 4]}{n - 4}}; \\ m_x &= \frac{\varepsilon}{\sqrt{[aa \cdot 3]}}; \quad m_y = \frac{\varepsilon}{\sqrt{[bb \cdot 3]}}; \\ m_z &= \frac{\varepsilon}{\sqrt{[cc \cdot 3]}}; \quad m_{k_1} = \frac{\varepsilon}{\sqrt{[dd \cdot 3]}}. \end{aligned}$$

Per determinare  $[aa \cdot 3], [bb \cdot 3], [cc \cdot 3]$ , basta ordinare i sistemi di equazioni normali partendo rispettivamente dalle equazioni:

$$\begin{aligned} d_i k_i + c_i z + b_i y + a_i x &= v_i \\ d_i k_i + c_i z + a_i x + b_i y &= v_i \\ a_i x + b_i y + d_i k_i + c_i z &= v_i \end{aligned} \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n)$$

Nell'applicazione del metodo esposto è necessario conoscere le coordinate ortogonali delle stazioni d'osservazione e dell'epicentro provvisorio, rispetto ad un punto della superficie terrestre, scelto come origine.

3. — Per un controllo della profondità ipocentrale, una volta determinata tale grandezza con metodi che danno contemporaneamente le coordinate epicentrali, o semplicemente per avere un valore approssimato di essa, ci si può valere di diversi metodi di calcolo.

Accennerò ad un paio, da me introdotti in sismologia. Uno si basa sulla conoscenza dell'angolo d'emergenza delle onde  $Pg$ .

Non starò ad esporre la teoria del metodo. Dirò solo che, oltre ad un'accurata determinazione delle costanti strumentali, la sua applicazione richiede la conoscenza della distanza epicentrale. La precisione del metodo è legata inoltre alla conoscenza, esatta fin quanto è possibile, del rapporto delle velocità delle onde  $Pg$  e  $Sg$ . Teoricamente, gli angoli d'emergenza si determinano con la formula:

$$\begin{aligned} \cos^2 e &= \\ &= \frac{1}{4 + \frac{1}{\varrho_1 \sin^2 \vartheta}} \{ 1 + \varrho_1 - c(1 - \varrho_1 + 2\varrho_1 \sin^2 \vartheta) + \\ &+ 2\sqrt{\varrho_1} \sqrt{1 - c(1 - \varrho_1) - c^2 \varrho_1 \sin^2 \vartheta} \cdot \cos \vartheta' \}. \end{aligned} \tag{14}$$

dove  $\varrho_1 = \left(1 - \frac{1}{r_0}\right)^2$ ,  $h$  è la profondità ipocentrale,  $\vartheta$  la distanza epicentrale in misura angolare,  $r_0$  il raggio della Terra e  $c$  è una costante che, nel caso dell'Europa centrale, assume per le  $Pg$  il valore  $c = 7,76582$ .

Nella mia ultima nota sull'argomento (9), sono riportati i valori di  $c$  per profondità da 1 a 50 Km e per distanze epicentrali da 10 a 550 Km.

Com'è noto, dai sismogrammi si trae l'angolo d'emergenza apparente  $e$  con la semplice formula:

$$\tan e = \frac{x_z}{\sqrt{x_N^2 + x_E^2}},$$

essendo  $x_z, x_N, x_E$  gli spostamenti reali del suolo in senso verticale e nelle direzioni orizzontali N-S, E-W rispettivamente.

Noto  $e$ , si risale poi all'angolo vero con la formula:

$$\cos \bar{e} = \frac{v_{Pg}}{v_{Sg}} \sqrt{\frac{1}{2} (1 - \sin \bar{e})}.$$

Determinato  $e$  e nota la distanza epicentrale, dalla tabella da me calcolata si deduce subito il valore di  $h$ .

I metodi basati sull'angolo d'emergenza delle onde longitudinali dirette presentano, sui precedenti, il vantaggio di essere indipendenti dagli eventuali errori dei tempi d'osservazione. In questo caso però si esigono costanti strumentali determinate con la massima accuratezza ed impeti netti ed ampi della fase che serve allo scopo. Naturalmente, anche per questi metodi si presenta l'incertezza dovuta alla deviazione, più o meno marcata, del raggio sismico sotto l'azione degli strati superiori. Questa azione è del tutto trascurabile nel caso di stazioni situate su stratificazioni antiche e profonde. Sono da evitare, in genere, i dati forniti da stazioni poggianti su strati molto spessi di terreni recenti, alluvionali.

Un altro metodo da me ideato si fonda su noti principi della teoria dei contatti.

Se  $S_1, C$  sono due stazioni (che poi possiamo pensare contenute nello stesso piano verticale per l'epicentro) di distanze epicentrali note  $A_1, A_2$  (con  $A_2 > A_1$ ), se  $t_1, t_2$  sono i tempi di registrazione delle  $Pg$  in  $S_1, C$ , per profondità non nulle è sempre  $(t_2 - t_1)v_{Pg} < A_2 - A_1$ . Conoscendo la differenza  $(A_2 - A_1) - (t_2 - t_1)v_{Pg}$ , abbiamo la possibilità di dedurre facilmente la profondità dell'ipocentro.

Con centro in  $C$ , tracciamo una circonferenza di raggio uguale a  $(t_2 - t_1)v_{Pg}$ . Il problema si riduce a trovare il centro della circonferenza passante per i punti  $S_1, S_2$ , simmetrici rispetto allo epicentro, e tangente alla circonferenza tracciata. La lunghezza del segmento che unisce questo centro (ipocentro) all'epicentro è la profondità ipocentrica perseguita (5,6).

Allo scopo di rendere il metodo più preciso (quando infatti il raggio  $(t_2 - t_1)v_{Pg}$  è piuttosto grande, nella costruzione grafica la determinazione del punto di tangente delle due circonferenze richiede una certa cautela), ho ritenuto opportuno dargli forma analitica.

Riferiamo i punti del piano verticale per l'epicentro e le stazioni d'osservazione ad un sistema di assi ortogonali, con l'asse  $x$  parallelo alla  $CE$  (fig. 1), diretto positivamente da  $C$  verso  $E$ , e l'asse  $y$  diretto positiva-

mente verso l'interno della Terra (è sottinteso che, trattandosi di terremoti ad origine vicina, la superficie terrestre, nei dintorni dell'epicentro, è ritenuta piana).

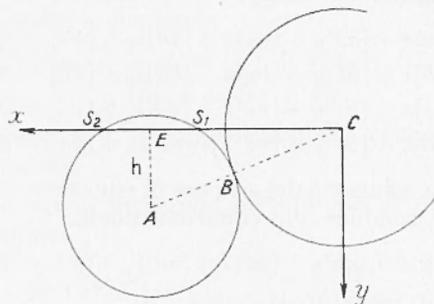


Fig. 1.

Siano  $(x_1, y_1), (x_2, y_2)$  le coordinate dei punti  $S_1, S_2$ ; poniamo  $r_2 = (t_2 - t_1)v_{Pg}$ . Le incognite del problema sono le coordinate  $\xi, \eta$  del punto  $A$ , le coordinate  $x, y$  del punto  $B$  e il raggio  $r_1$  della circonferenza di centro  $A$ , che passa per  $S_1, S_2$  e tangente in  $B$  la circonferenza di raggio  $r_2$ .

Poniamo  $\gamma = \xi^2 + \eta^2 - r_1^2$ ; potremo considerare  $\gamma$  in luogo di  $r_1$ . Se poniamoin  $C$  la origine degli assi coordinati e facciamo coincidere la  $x$  con la retta  $CE$ , conservando per le  $x, y$  il verso positivo prefisso, risolvendo il sistema a cui le incognite devono soddisfare, si perviene alla relazione

$$y = h = \sqrt{\left(\frac{r_2}{x}\right)^2 - 1} \cdot \frac{1}{2}(x_1 + x_2), \quad [15]$$

dove

$$x = \frac{r_2^2 \cdot (x_1 + x_2)}{r_2^2 + x_1 \cdot x_2}.$$

4. - Quando si hanno a disposizione registrazioni di stazioni lontane, allora può essere opportuno determinare le coordinate ipocentrali con metodi che si valgano dei tempi di tragitto delle onde  $Pn$ .

Fu da me ideato, a questo scopo, un procedimento di calcolo che consente la contemporanea valutazione delle coordinate ipocentrali e del tempo origine (46).

Se indichiamo con  $t_0, \lambda_0, \varphi_0$  e  $h_0$  i valori approssimati delle incognite, con  $\delta t_0, \delta \lambda_0, \delta \varphi_0, \delta h_0$  le piccole correzioni da calcolare con il metodo dei minimi quadrati, per ottenere

il valore più probabile delle incognite stesse e se  $t_n$  rappresenta il tempo di propagazione delle onde  $P_n$ , limitando lo sviluppo in serie ai termini di primo ordine in  $\delta\lambda_0$ ,  $\delta\varphi_0$  e  $\delta h_0$ , supposti sufficientemente piccoli, si ha:

$$t_n = f(\lambda_0, \varphi_0, h_0) + \frac{\partial f}{\partial \lambda_0} \delta\lambda_0 + \frac{\partial f}{\partial \varphi_0} \delta\varphi_0 + \frac{\partial f}{\partial h_0} \delta h_0.$$

In quest'ultima formula  $f(\lambda_0, \varphi_0, h_0)$  è il tempo di propagazione delle  $P_n$  corrispondenti alla distanza epicentrale della stazione considerata, quale risulta dai valori approssimati di  $\lambda_0, \varphi_0$ ; mentre  $\frac{\partial f}{\partial h_0}$  si ottiene dalle dromocrone, ritenendo costante  $\Delta$  nel valore  $\Delta$  e assegnando ad  $h$  (a partire da  $h_0$ ) un incremento pari all'unità della dromocrona prescelta che darà il corrispondente incremento positivo o negativo del tempo di tragitto. Si prova che:

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

$$\frac{\partial f}{\partial \varphi_0} = \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \frac{\partial \Delta_n}{\partial \varphi_0} = - \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \cos \alpha ,$$

dove  $\alpha$  indica l'azimut della stazione considerata rispetto all'epicentro.

Indicando con ( $P_n$ ) i tempi di  $P_n$  registrati nelle stazioni di coordinate  $\varphi_n, \lambda_n$ , quando si faccia astrazione degli inevitabili errori di osservazione e registrazione, detti tempi risulteranno della somma dell'ora iniziale del terremoto e del tempo di tragitto corrispondente, per cui varrà l'equazione

$$\delta t_0 - \cos \varphi_0 \sin \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \lambda_0 - \cos \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \varphi_0 + \frac{\partial f}{\partial h_0} \delta h_0 = (P_n) - t_0 - f(\lambda_0, \varphi_0, h_0), \quad [16]$$

che è l'equazione di condizione relativa alla stazione considerata, di distanza epicentrale  $\Delta_n$ ; il secondo membro è costituito da quantità note.

La [16] naturalmente va ripetuta per tutte le stazioni ed il sistema che così si ottiene risolto con il metodo dei minimi quadrati.

5. - Numerosi sono i metodi per la determinazione dello spessore delle stratificazioni della crosta terrestre. Alcuni vennero pure da me ideati, ma sarebbe troppo lunga la loro

esposizione; pertanto, rimando alle memorie originali (1, 20, 36).

Ritengo però utile richiamare una formula che, fino dal 1936 (2), mi aveva consentito di trovare la profondità approssimativa, a partire dalla quale la velocità delle onde  $P_n$  subisce un sensibile aumento; profondità confermata successivamente da Beno Gutenberg.

Nel caso di terremoti che consentano chiare registrazioni di onde  $P_n$  fino a distanze dell'ordine di 2000 Km, si ha modo di determinare un valore approssimato dello spessore dello strato, nel quale le onde  $P_n$  conservano velocità pressochè costante. Il punto in cui la dromocrona dell'onda  $P_n$  comincia ad inflettersi verso l'asse delle distanze, corrisponde sul terreno alla distanza relativamente alla quale l'onda sismica comincia a penetrare in strati che consentono maggiore velocità.

La profondità approssimativa a cui viene a trovarsi questo strato può essere determinata quando si faccia l'ipotesi di una densità crescente, in modo uniforme, con la profondità.

Se indichiamo con  $e, n, r_0$  rispettivamente l'angolo d'emergenza del raggio sismico in corrispondenza della superficie di Mohorovicic, la distanza angolare del punto origine (supposto in superficie) e il raggio terrestre, l'estensione di una teoria di Galitzin, consente di arrivare alla seguente formula, che serve al nostro scopo:

$$d_m = [r_0 - (d_1 + d_2)] (1 - \sqrt{q_m}), \quad [17]$$

dove:

$$q_m = 1 - \frac{\sin e \sin \frac{\theta}{2}}{\cos \left( e - \frac{\theta}{2} \right)}$$

essendo  $d_m$  lo spessore dello strato in cui le  $P_n$  hanno una velocità sensibilmente costante. Il valore di  $e$ , e quindi di  $\sin e$ , può esser dedotto con la notissima formula:

$$r_0 = V \cos e ,$$

essendo  $r_0$  la velocità reale delle onde  $P_n$  e  $V$  la velocità superficiale apparente delle onde  $P_n$  per una data distanza epicentrale.

6. — Con i metodi accennati — e con altri che ho tralasciato — furono studiati, da me e da alcuni miei collaboratori, numerosi terremoti, interessanti specialmente l'Europa centrale.

Per ciò che riguarda la distribuzione geografica delle scosse esaminate dirò che esse riguardano il Veneto (in numero di 4) <sup>(1,2)</sup> l'alto Adriatico (3) <sup>(3)</sup>, la Valle Padana (3) <sup>(11,36)</sup>, la Toscana (4) <sup>(12,13,15,17,18)</sup>, il Lazio (1), l'Abruzzo (2) <sup>(19,21)</sup>, lo Jonio — presso le coste calabre (1) <sup>(25)</sup> — e presso le coste greche (1) <sup>(47)</sup> — il basso Tirreno (4) <sup>(18,22,23,24)</sup> e — fuori d'Italia — la Svizzera (2) <sup>(10)</sup>, il Wurttemberg (13) <sup>(10)</sup>, nonchè terremoti extra-europei, studiati nei loro riflessi sulla costituzione del continente europeo, come il terremoto del Turkestan del 2 novembre

1946 <sup>(46)</sup> e della dorsale mediana atlantica del 24 aprile 1947 <sup>(38,39)</sup>. Nella fig. 5 sono riportate le posizioni epicentrali della maggior parte delle scosse esaminate.

Qui si vuole solo accennare some, dallo studio dei terremoti citati, si siano potuti trarre alcuni elementi, atti a proporre — con buona approssimazione — alcune conclusioni sui valori delle velocità delle onde longitudinali e trasversali, sulla stratificazione profonda del continente europeo, sulle radici delle Alpi e degli Appennini, sul meccanismo di produzione dei terremoti per ciò che riguarda in particolare la zona delle Alpi, l'alto Adriatico e la zona degli Appennini.

Velocità di propagazione delle onde longitudinali.

Italia	$V_{Pn}$ Km/sec	$V_{P^*}$	$V_{Pg}$	$V_{Sn}$	$V_{S^*}$	$V_{Sg}$
<i>Veneto</i> epicentro Cansiglio 6°6', 2N; 12°26', 5E	8,00±0,04	6,61±0,04	5,7±0,04	4,41±0,02	3,64	3,36±0,025
<i>Alto Adriatico</i> 44°18', 1N; 13°29', 6E	7,77±0,08	—	—	4,80±0,013	—	—
<i>Toscana</i> 44°4', 4N; 11°38', 7E 44°14', 0N; 10°12', 2E	7,86±0,04 8,16±0,06	— 6,63±0,08	5,2—5,4 5,25±0,00	4,34±0,02 4,44±0,02	— 3,57±0,04	3,01±0,04 3,06±0,1
<i>Abruzzi</i> 42°30', 8N; 13°19', 6E	8,19±0,04	6,38±0,05	5,46±0,18	4,39±0,02	—	3,01±0,02
<i>Lazio</i> 42°1', 85N; 13°4', 55E	8,09	—	5,39	4,40	—	3,05
<i>Calabria</i> 38°41', 4N; 16°47', 7E	7,94±0,18	6,96±0,41	—	4,57±0,08	4,00±0,09	—
<i>Sardegna</i> 41°3', 6N; 8°41', 4E	7,85±0,11	—	—	4,38±0,07	3,74±4,00	—
<i>Valle Padana:</i>	$V_{Ps} = 2,0-3,8$ Km/sec		$V_{Ss} = 0,7-2,0$ Km/sec		sedimenti	
	$V_{Pg} = 5,1$ Km/sec		$V_{Sg} = 3,08$ Km/sec		« granito »	
	$V_{P_2^*} = 6,1$ Km/sec		—		intermedio	
	$V_{P_1^*} = 6,9$ Km/sec		$V_{S_1^*} = 4,2$ Km/sec		basalto (gabbro)	
	$V_{Pn} = 8,16$ Km/sec		$V_{Sn} = 4,52$ Km/sec		peridotite	

In un primo tempo sono stati rivelati, in modo chiaro, tre tipi distinti di onde longitudinali e trasversali, corrispondenti a tre diversi mezzi di propagazione: il mezzo ultrabazico, iniziale il mantello terrestre, il mezzo basaltico (o peroditico, o del gabbro) e il mezzo del « granito ».

Recentemente si è potuto rilevare, in corrispondenza della Valle del Po, l'esistenza di tre strati sovrastanti, costituenti la crosta terrestre propriamente detta. RegISTRAZIONI di grosse esplosioni, eseguite nelle Alpi meridionali (zona del lago di S. Croce) hanno provato che lo strato intermedio si prolunga anche sotto le Alpi e ne costituisce — almeno nella parte meridionale — la parte preponderante (« radice »).

Indicando con  $P_n$ ,  $P$ ,  $Pg$  le onde longitudinali interessanti i tre mezzi nell'ordine detto; con  $S_n$ ,  $S^*$ ,  $Sg$  le corrispondenti onde trasversali, i valori delle corrispondenti velocità nei tre mezzi considerati figurano nella unita tabella.

Una ricerca sul terremoto del basso Tirreno del 16 marzo 1941<sup>(18)</sup> ha messo in evidenza un notevole anticipo nei tempi di registrazione delle onde di dilatazione e di distorsione nelle stazioni più vicine all'epicentro. Analoghe osservazioni sono state fatte nello studio del terremoto profondo delle isole Lipari del 13 aprile 1938, studio che è stato ripreso recentemente da Caloi e Giorgi<sup>(22)</sup>.

Altre ricerche condotte su terremoti interessanti la stessa zona, non hanno però confermato questa caratteristica, almeno lungo tragitti prossimi alla verticale degli epicentri considerati.

Un'altra considerevole anomalia che risulta dall'osservazione della tabella riportata consiste nell'elevato valore assunto dalla velocità delle onde trasversali destinate dal terremoto dell'alto Adriatico del 30 novembre 1934<sup>(9)</sup>, in una zona caratterizzata da terremoti di sprofondamento. Un'analogha anomalia è stata messa in evidenza da P. E. Valle per lo Jonio, dove, come per l'alto Adriatico, ad una leggera diminuzione della velocità delle onde  $P_n$  fa riscontro un sensibile aumento della velocità delle onde  $S_n$ . Se indichiamo con  $\lambda$  e  $\mu$  le costanti di Lamé e con  $\rho$  la densità del mezzo, nel tentativo di spiegare detta anomalia, P. E. Valle è

condotto alla relazione<sup>(25)</sup>

$$\frac{|d\mu|}{\mu} < \frac{|d\rho|}{\rho} < \frac{|d\lambda|}{\lambda},$$

che deve valere affinché nel passare dal continente al Mediterraneo si osservi una diminuzione della velocità delle onde  $P_n$  ed un aumento della velocità delle onde  $S_n$ .

Sempre in tema di velocità di propagazione delle onde sismiche, in un ampio studio su diciassette terremoti centro europei è stato possibile trovare che, nello strato di 20 Km di « granito » — costituente la prima stratificazione della crosta nell'Europa centrale — le onde longitudinali e trasversali dirette si propagano con velocità crescenti con la profondità, secondo le leggi<sup>(12)</sup>

$$V_{Pg} = 5,530 (1 + 0,00158 \cdot h) ;$$

$$V_{Sg} = 3,275 (1 + 0,00158 \cdot h)$$

per  $\sigma = 0,23$ .

7. — *Stratificazione della crosta terrestre.* — Gli spessori degli strati, costituenti la crosta terrestre, sono stati ottenuti con metodi basati o sulla propagazione delle onde spaziali, o sulla dispersione delle onde superficiali, o sulla variazione del fattore

$$k = \frac{v_1 \cdot v_2}{v_1 - v_2}.$$

Le prime determinazioni riguardano lo spessore dello strato delle onde  $Pg$  in corrispondenza delle prealpi Carniche e del Cansiglio. Si sono ottenuti, in diverse determinazioni, valori variabili fra 40 Km e 34 Km e si è concluso che lo spessore dello strato delle  $Pg$ , in corrispondenza del sistema alpino orientale è di 35 Km.ca. Oggi però, sulla base dei risultati forniti dallo studio di grosse esplosioni, si può concludere che tale spessore è costituito da « granito » solo nella parte superiore di 13 Km ca.

Si è poi passati all'Italia centrale e precisamente all'Appennino toscano-romagnolo e alle Alpi Apuane. Lo spessore dello strato del « granito » è risultato, rispettivamente, di 25 Km e di 30 Km. In corrispondenza del Gran Sasso, determinazioni successive hanno portato ad un valore di 25 Km, che sembra essere lo spessore medio del sistema degli Appennini. Altre ricerche fecero ritenere che,

in corrispondenza della Valle Padana lo spessore dello strato del « granito » sia alquanto minore (dell'ordine di 10 Km). La conferma si è avuta nello studio dei terremoti della Val Padana (1951), che hanno portato alla seguente suddivisione approssimativa della crosta terrestre:

sedimenti	3-6	Km
« granito »	10	»
basalto	7	»
gabbro (?)	11	»

con la superficie di Mohorovicic alla profondità di 30-34 Km ca. (fig. 4).

Nel 1943 fu provato, per la prima volta che, in una vasta zona oltre il sistema alpino, comprendente almeno parte della Svizzera e il Württemberg<sup>(10)</sup>, la prima superficie di discontinuità nell'interno della crosta terrestre si trova ad una profondità di circa

18-20 Km

valore successivamente confermato da altri ricercatori, quali Rothé, Petrschmitt, Wanner, Reich e collaboratori.

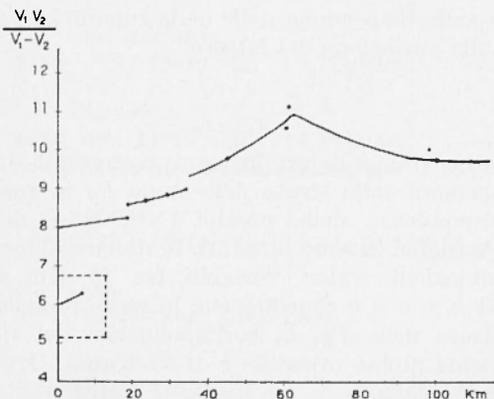


Fig. 2 - Valore del coefficiente  $k = \frac{v_1^2 + v_2^2}{v_1 - v_2}$  in funzione della profondità (Europa centrale). Il tratto nel riquadro si riferisce alla Val Padana.

Il valore ottenuto nel 1943 provava che la superficie di discontinuità fra « granito » e basalto era, per la regione considerata, alquanto più sollevata di quanto non fosse fino allora ritenuto.

Ulteriori determinazioni condotte con metodi basati sulla dispersione delle onde superficiali, hanno confermato per l'Italia un valore medio di 26 Km per lo strato del « granito ». Mentre tale strato, nella direzione Jonio-Spagna (interessante gran parte del Mediterraneo) ha un valore medio di 15 km e nella direzione Jonio-Adriatico di 17 Km<sup>(26)</sup>, lo spessore dello strato del « granito » nella direzione Turkestan-Roma è dell'ordine di 18 Km<sup>(32)</sup>. Ai margini del continente, dal lato dell'Atlantico, tale strato sarebbe pressoché mancante<sup>(38,39)</sup>.

Per quanto concerne la profondità della superficie di Mohorovicic, procedendo dalla Val Padana verso N e NW, si hanno i seguenti valori approssimativi

	Km circa	Autore
Val Padana	32	Caloi e coll.
Alpi Meridionali (Cansiglio)	45	Caloi
Schwäbische Alb Germania	34	Caloi
Settentrionale	26-30	Reich, Schulze Förtsch, Willmore
Atlantico	17	Caloi, Marcelli, Pannocchia

Per l'Europa centrale non è ancora stato individuato lo strato intermedio. La sua esistenza però è provata dalla registrazione delle onde  $C_{0,1}$ ,  $C_{1,2}$ ,  $C_{2,3}$  (originanti alla base della crosta e delle due discontinuità interne superiori, rispettivamente)<sup>(37)</sup> in tutte le principali stazioni sismiche centro-europee. Valga per tutte un esempio tratto dalle stazioni di Kew e di Uccle. Ricerche successive dovranno — non vi è dubbio — provarne l'esistenza anche per altra via. [Fig. 3].

*Natura delle scosse all'ipocentro e profondità ipocentrali.* — Per quanto si riferisce al meccanismo di produzione dei terremoti studiati, va subito detto che esso si è esplicato secondo tre diversi modelli: frattura (movimento del suolo dello stesso segno in quadranti opposti), sprofondamento (dilatazioni entro una circonferenza di raggio determinato, compressioni all'esterno), solleva-

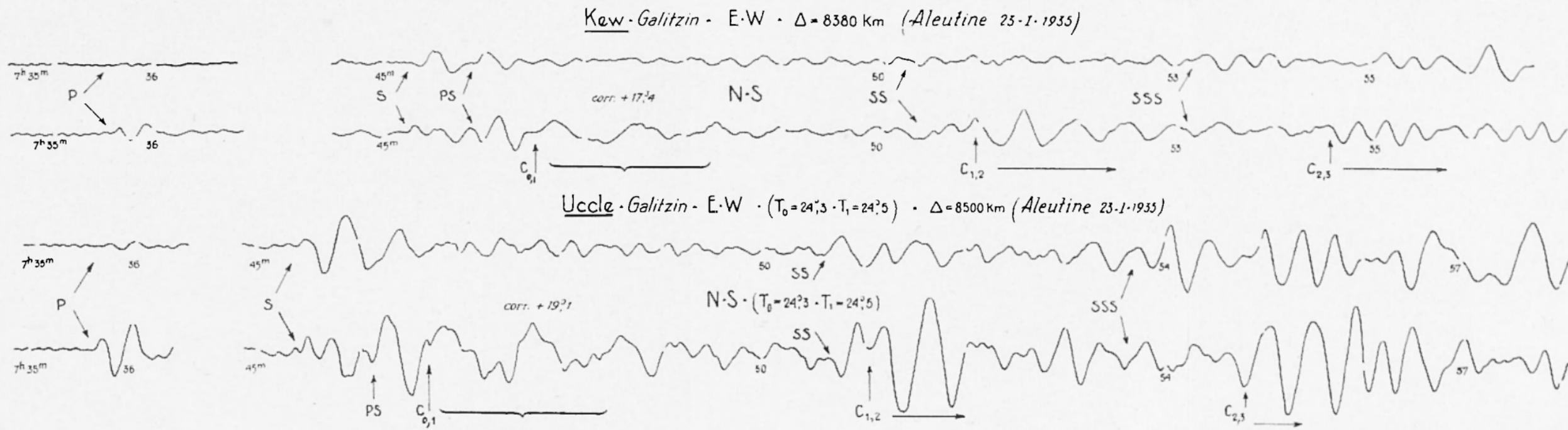


Fig. 3 - Onde  $C_{0,1}$ ,  $C_{1,2}$ ,  $C_{2,3}$  registrate a Kew e a Uccle: esse provano l'esistenza di tre strati sovrapposti nella crosta terrestre.

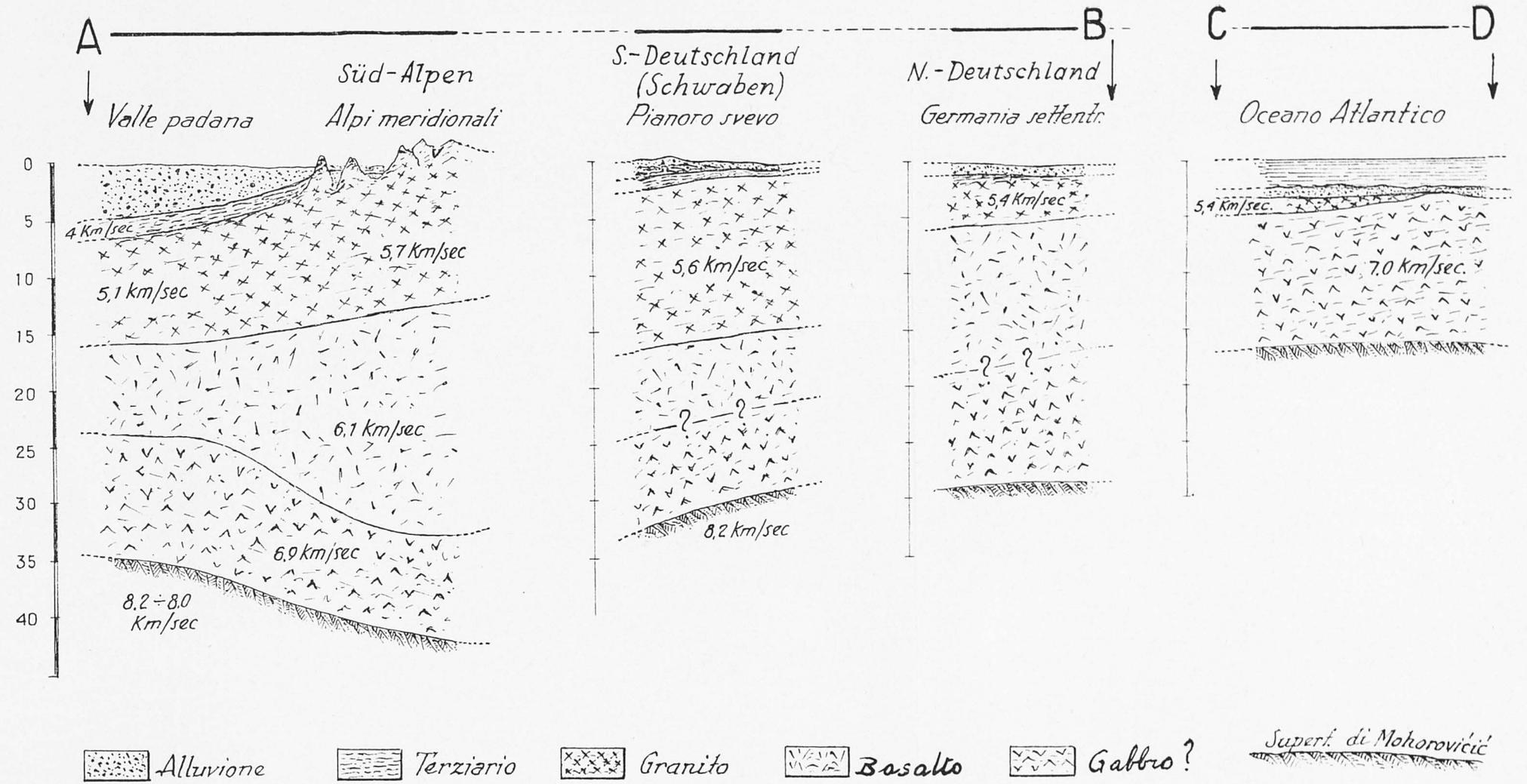
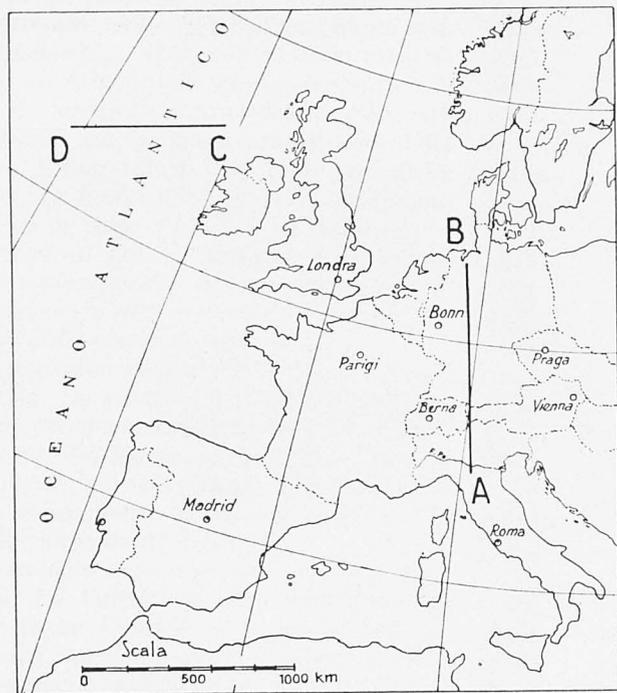


Fig. 4 - Ricostruzione approssimativa della crosta terrestre lungo le sezioni AB, CD.

mento (compressioni nell'interno di una circonferenza di dato raggio, dilatazioni all'esterno).

Il primo modello (frattura con mutuo scorrimento di strati) è stato osservato in tutto il sistema alpino, dove esso sembra predominare: l'esempio più caratteristico è stato fornito dal terremoto del Cansiglio del 18 ottobre 1936 (1), dovuto a frattura provocata da una coppia di forze inclinate, giacente in un piano pure inclinato [Fig. 5].

I terremoti dell'alto Adriatico finora studiati presentano invece il modello caratteristico dei terremoti di sprofondamento (2,3). A questo riguardo, è interessante osservare il parallelo nei fenomeni bradisismici della regione. È noto infatti che, in ere geologiche passate, fu molto accentuato il bradisismo negativo in tutta l'Istria e la Dalmazia; e dell'entità di questo bradisismo si hanno chiare testimonianze (forma frastagliatissima della costa adriatica orientale, gran numero di isole presso le coste, ecc.).

L'Appennino presenta invece il fenomeno contrario. Lo studio dei terremoti dell'Appennino tosco-romagnolo (12,13), della Garfagnana (15), del Monte Amiata (16) e, più recentemente, del Gran Sasso d'Italia (19), ha messo chiaramente in luce il carattere di un sollevamento di strati.

La geologia concorda con queste constatazioni; fra l'altro, l'esame delle fronti di alcune faglie testimonia a favore dei sollevamenti, quali ad esempio quello del Sirente e quello della catena del Gran Sasso, verso Campo Imperatore.

Nel Tirreno meridionale i terremoti studiati rientrano invece nel modello caratteristico delle fratture. Qui però il fenomeno presenta un interesse a sè, trattandosi di terremoti di origine profonda.

A proposito della profondità ipocentrale, va osservato che i terremoti interessanti il sistema alpino, in senso lato, riguardano esclusivamente la crosta terrestre; molti fra essi originano a piccole profondità ipocentrali. Di 17 terremoti interessanti detta zona, 7 hanno avuto profondità inferiori ai 10 Km, 6 inferiori ai 20 Km ed 1 solo ebbe origine alla base della crosta terrestre (10).

I terremoti dell'alto Adriatico sembrano originare da maggiori profondità: probabilmente ai limiti della crosta terrestre.

Le scosse che avvengono nell'ambito degli Appennini originano invece, quasi esclusivamente, a piccola profondità, inferiore ai 10 Km.

Mi sembra di estremo interesse a questo riguardo, dare il dovuto risalto anche all'altro particolare che distingue la sismicità dell'Adriatico da quello della catena, ad esso parallela, degli Appennini: l'opposto meccanismo da cui originano i terremoti nelle due zone contigue: agli sprofondamenti in profondità dell'altro Adriatico, fanno riscontro i sollevamenti superficiali della catena appenninica. Sembra quasi che alle compressioni laterali determinate dai primi conseguano i sollevamenti causati dai secondi. A meno che le qualifiche di causa ed effetto non debbano essere invertite. Ad ogni modo, siamo in presenza di un aspetto grandioso dell'orogenesi ancora in atto nella regione in questione, come è confermato da molti altri indizi di carattere geologico.

Considerazioni a parte merita la sismicità del basso Tirreno. Qui molti terremoti originano a grandi profondità: quello del 16 marzo 1941 ad una profondità di circa 85 Km (18), quello delle isole Lipari del 13 aprile 1938 alla profondità di 300 Km. circa (22), del basso Tirreno del 26 Dic. 1952 alla profondità di 265 Km e delle isole Eolie del 23 Novembre 1954 profondo 240 Km. (21).

La zona si presenta notevolmente anomala da tutti i punti di vista: geologico, geodetico, sismico. A Nord e a Sud della Sicilia, oltre che sull'isola stessa, sono numerose le tracce di vulcanismo attivo o spento: l'isola di Ustica, d'origine vulcanica, il gruppo insulare delle Lipari di recente origine vulcanica, con i due vulcani attivi dello Stromboli e dell'isola di Vulcano, un vulcano spento trovasi a Sciacca, Pantelleria è d'origine vulcanica: tutta la zona insomma, senza citare i vulcani maggiori, è stata spesso teatro di eruzioni vulcaniche sottomarine, rivelate da terremoti e da maremoti.

Abbiamo accennato alla grande anomalia sulla propagazione delle onde sismiche provocate dai terremoti profondi citati e rivelata dal notevole anticipo nella registrazione delle onde *Pn* ed *Sn* negli osservatori vicini alla zona epicentrale.

Poichè le onde trasversali danno deboli registrazioni nella zona, si è portati a rite-

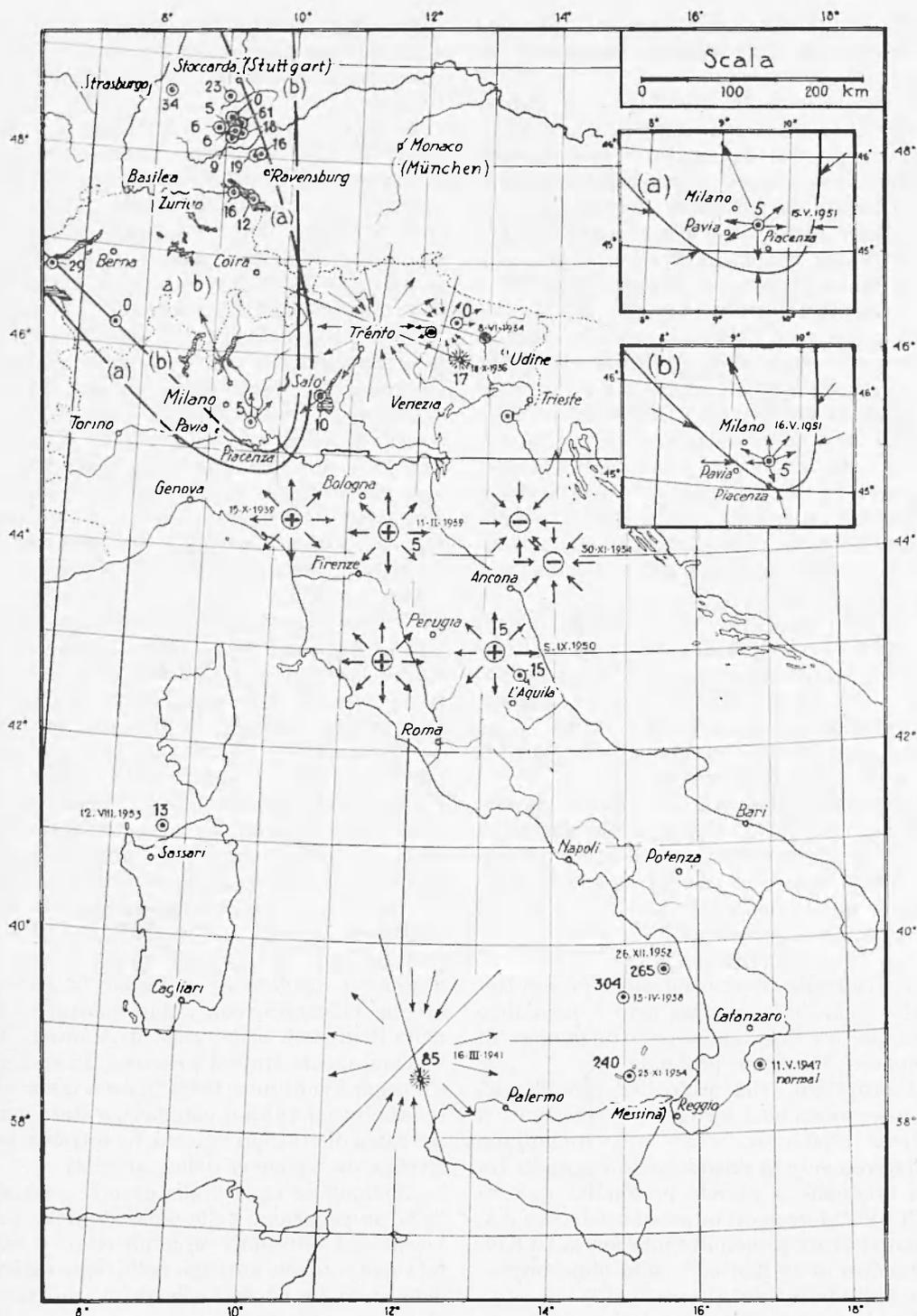


Fig. 5 - Posizione geografica di alcuni terremoti studiati in Italia dopo il 1933. La cifra in grassetto indica la profondità ipocentrale.

nere che le maggiori velocità non siano da attribuire ad una maggiore rigidità del mezzo, bensì ad un difetto di densità da collegarsi alle enormi riserve di materiale vulcanico. Un contributo in questo senso può dare pure la sottigliezza dello strato superficiale del « granito » che, nella zona, sembra pressochè mancante.

Strettamente collegata alla notevole anomalia sismica considerata, sta il fatto che la regione in parola è sede di una cospicua anomalia gravimetrica positiva.

8. — Al n. 5 ho riportato una formula che consente la determinazione della profondità, a partire dalla quale la velocità di propagazione delle onde  $P_n$  comincia a crescere decisamente.

Ne ho fatto l'applicazione a due terremoti (2).

Per il terremoto dell'alto Adriatico (30 Novembre 1934), ho ottenuto — riducendo al suo reale valore il tragitto percorso dalle  $P_n$  al disotto della crosta terrestre —  $\vartheta = 9^\circ$ . Risulta inoltre  $V = 8.33$  Km/sec. Conseguono agevolmente i valori per  $e$  e  $q_m$ , e quindi

$$d_m = 90 \text{ Km ca.}$$

Nello studio del terremoto del Cansiglio del 18.X.1936 si è ottenuto  $\vartheta = 10^\circ$ ,  $V = 8,33$  Km/sec. Poichè  $v = 8,00$  Km/sec, si ottengono i corrispondenti valori di  $e$  e quindi di  $q_m$ . In definitiva

$$d_m = 85 \text{ Km ca.}$$

Fin dal 1935 avevo quindi ottenuto che la velocità delle onde longitudinali tende a crescere decisamente 85-90 Km circa al di sotto della superficie di Mohorovičić, cioè ad una profondità di circa

$$120 \text{ Km.}$$

Come è noto, Gutenberg — circa la stessa epoca — aveva trovato che, per spiegare la zona d'ombra (« shadow zone »), era necessario ammettere l'esistenza di uno strato a bassa velocità (« low velocity layer ») alla profondità di 80 Km ca. Più recentemente, trovò che, in effetti, la velocità delle onde longitudinali decresce lievemente al disotto della crosta terrestre da 8.0 a 7.85 Km/sec

e che tale minimo si trova fra 100 e 150 Km di profondità.

Di qui la scoperta degli strati e flessione di velocità e delle onde canalizzate  $Pa$ ,  $Sa$  (41).

È comunque interessante osservare che il valore sopra indicato di 120 Km, come profondità a partire dalla quale le velocità delle onde longitudinali tende a crescere decisamente, da me ottenuto nel 1935, ha avuto conferma nei recenti lavori compiuti da Gutenberg (50).

### RIASSUNTO

*Da circa un cinquantennio si dibatte il complesso problema concernente le caratteristiche fisiche della crosta terrestre. Senza dubbio, sono stati compiuti notevoli progressi da quando Mohorovičić provò l'esistenza di due tipi di onde longitudinali (e trasversali); siamo però ancora ben lungi dal ritenere risolto il problema.*

*Volta a volta, ricercatori isolati, o gruppi di studiosi, hanno portato il loro contributo all'auspicata risoluzione, recando nuovi elementi di conoscenza. Qui si vuole accennare ai progressi conseguiti da italiani, negli ultimi venticinque anni.*

*Si riassumono, nella prima parte del lavoro, i metodi di calcolo di cui si è fatto maggiormente uso. Alcuni di questi metodi sono stati ideati allo scopo di ridurre al minimo gli errori derivanti da imperfetta conoscenza dei tempi di arrivo delle varie fasi o, addirittura, di prescindere da eventuali incertezze nella correzione dei tempi. Si è inoltre ritenuto opportuno sviluppare metodi di calcolo, nei quali le velocità di propagazione entrassero come incognite.*

*Si riportano quindi alcuni dei risultati ottenuti, con particolare riguardo alle Alpi centro-meridionali, agli Appennini, alla Valle padana e ad una vasta zona del Württemberg.*

*Lo strato del « granito » consente le velocità più elevate per le onde  $P_g$ , in corrispondenza delle Alpi (5,7-5,8 Km/sec), mentre si osserva un minimo in corrispondenza della Valle del Po e della Germania settentrionale (5,1 Km/sec).*

*Lo spessore di detto strato passa dai 6 Km della Germania Settentrionale, ai 10 della Valle Padana, ai 13 delle Alpi Meridionali,*

ai 18 del Württemberg, per giungere ai 25 ca. dell'Appennino centro-settentrionale.

Le stratificazioni successive, costituenti la crosta terrestre, conducono onde longitudinali con velocità non ancora ben precisate; in media, esse risultano dell'ordine di 6,45 Km/sec (onde  $P^*$ ), variando da 6,1 a 7,0 Km/sec. Tali variazioni sono, con ogni probabilità, da attribuire all'esistenza di almeno due strati al di sotto di quello del « granito »: lo strato intermedio (basalto) — con velocità dell'ordine di 6,1 Km/sec per le onde longitudinali — e lo strato del gabbro? con velocità per le onde longitudinali dell'ordine di 7,0 Km/sec. L'esistenza di tre strati sovrapposti è del resto provata dalla registrazione, in tutte le stazioni sismiche europee, di onde del tipo  $C_{0,1}$ ,  $C_{1,1}$ ,  $C_{2,1}$ , preendenti origine alla base della crosta terrestre, e alle due discontinuità più prossime alla superficie esterna, rispettivamente.

Lo spessore complessivo della crosta terrestre, si mostra massimo sotto i sistemi montuosi (50-55 Km per gli Appennini centrali; 40-45 Km per le Alpi meridionali).

La « radice » delle Alpi meridionali (Cansiglio), sembra formata dallo strato intermedio. In corrispondenza della Valle padana e del Württemberg non sembra superare di molto i 30 Km, mentre nel bacino atlantico si mostra dell'ordine di 17 Km ca.

Lo strato del « granito » si riduce notevolmente di spessore in corrispondenza dei grandi mari; manca forse in gran parte del Tirreno meridionale, così come al largo dello scoglio di Rockall, nell'Atlantico settentrionale.

I sedimenti — sciolti e consolidati — hanno spessori notevoli nella Valle padana, variando dai 3 ai 7 Km in media.

Per quanto riguarda la parte superiore del « mantello », va ancora osservato che, già dal 1936, era stato possibile all'Autore di provare che la velocità di propagazione delle onde  $P_n$ , tende decisamente ad aumentare a partire da 120 Km di profondità circa. Com'è noto, questa profondità costituisce, per così dire, l'asse dell'astenosfera, dove massima è la flessione della velocità delle onde longitudinali.

#### ABSTRACT

The complex problem of the physical features of the earth's crust has been debated for about fifty years. There is no doubt that

since the day when Mohorovicic demonstrated the existence of two types of longitudinal (and transversal) waves, considerable progress has been achieved. We are, nevertheless, still remote from considering that this problem has been solved.

From time to time, individual researchers or groups of scientists have given their contributions towards the desired solution, bringing fresh data to our knowledge. Here, we should like to indicate the progress achieved by Italian savants during the past twenty-five years.

The first part of our work summarizes the methods of calculation which have been used mostly. Some of these methods have been worked out in order to reduce to a minimum the errors deriving from our imperfect knowledge of the times of the arrival of various stages or even in order to make us independent from the eventual uncertainties in the correction of times. It has been even considered advisable to work out methods of calculation in which the speed of propagation is included as an unknown quantity.

Next, some of the results obtained are quoted, with particular regard to Central-Southern Alps, Apennines, Valley of the Po, and a large part of Württemberg.

The layer of « granite » allows greater speeds for  $P_g$  waves, in correspondence with the Alps (5.7 or 5.8 Kilometres per second) while the minimum velocity is observed in correspondence with the Valley of the Po and in Northern Germany (5.1 kilometres per second).

The thickness of this layer reaches 6 kilometres in Northern Germany, 10 in the Valley of the Po, 13 in the Southern Alps, 18 in Württemberg, and 25 in Central-Northern Apennines.

The successive strata of which the crust of the earth consists conduct longitudinal waves with velocities that have not been ascertained accurately. Generally speaking, they average something like 6.45 kilometres per second ( $P^*$  waves) varying from 6.1 to 7 kilometres per second. These variations are to be attributed, in all probability, to the existence of at least two layers beneath the « granite » i. e. the intermediate stratum (basalto) carrying longitudinal waves at about 6.1 kilometres per sec. and a stratum of gabbro, in which longitudinal waves travel at the velocity of about 7 kilometres per second. In fact, the existence of

three superimposed strata has been demonstrated at all European seismic stations by recording of waves of  $C_{0.1}$ ,  $C_{1.1}$ ,  $C_{2.1}$  type, originating respectively at the base of the earth's crust and at the two discontinuities that are the nearest to the external surface.

The aggregate thickness of the earth's crust appears to be greater beneath mountain ranges (50 to 55 kilometres in the Central Apennines and 40 to 45 kilometres in the Southern Alps).

The « root » of the Southern Alps (Cansiglio) seems to consist of the intermediary stratum. In the Valley of the Po and in Württemberg it does not seem to exceed 30 kilometres much, while in the Atlantic basin it appears to be about 17 kilometres thick.

The thickness of « granite » diminishes considerably beneath the great seas. It is probably absent beneath most of the Southern Tyrrhenian in a manner similar to that met with off the Rockall reef in Northern Atlantic.

Sediments, loose and consolidated, are endowed with considerable thickness in the Valley of the Po, ranging as they do, from 3 to 7 kilometres on the average.

As regard the upper part of the « mantle », it should be also observed that already since 1956, the Author has been able to prove that the velocity of the propagation of  $P_n$  waves tends decidedly to increase, beginning with the depth of about 120 kilometres. As noted, this depth constitutes, so to speak, the axis of the asthenosphere, where the flexion of the velocity of the longitudinal waves is at its maximum.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI, P., *Ricerche su terremoti ad origine vicina. Scosse del Cansiglio dell'Ottobre 1936*, « La Ricerca Scientifica », IX, (1938).
- (2) — *Attività Sismica in Italia nel decennio 1930-1939*, Le Monnier, Firenze, 1942.
- (3) — *Il terremoto adriatico del 30 Novembre 1934* « Boll. Soc. Sism. It. », XXXV, (1937).
- (4) — *Nuovi metodi per la determinazione delle coordinate epicentrali e della profondità ipocentrale di un terremoto ad origine vicina*, « La Ricerca Scientifica », X, (1939).
- (5) — *Sopra un nuovo metodo per calcolare le profondità ipocentrali*, « La Ricerca scientifica », XI, (1940).
- (6) — *Sulla determinazione delle coordinate spaziali di un terremoto ad origine vicina*, « Boll. Soc. Sis. It. », XXXVIII, (1940).
- (7) — *Calcolo delle profondità ipocentrali in funzione della distanza epicentrale e dell'angolo d'emergenza delle onde Pg*, « La Ricerca Scient. », V, (1934).
- (8) — *Determinazione delle coordinate ipocentrali di un terremoto ad origine vicina con i tempi delle onde longitudinali e trasversali dirette*, « La Ricerca Scient. », XII, (1941).
- (9) — *Nuovo metodo per determinare le coordinate ipocentrali e le velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali dirette*, « Rend. R. Acc. d'Italia », serie VII, IV, (1943).
- (10) — *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa Centrale, quali risultano dallo studio di 17 terremoti centro-europei*, « Boll. Soc. Sis. Ital. », XI, (1942).
- (11) — *Epicentro e profondità ipocentrale del terremoto di Salò del 24 Gennaio 1943*, « Istituto Veneto di Scien., Lett. ed Arti », CIV, (1944-45).
- (12) — *Il terremoto dell'Appennino tosco-romagnolo dell'11 Febbraio 1939*, « La Ricerca Scient. », X, (1939).
- (13) — *Caratteristiche sismiche dell'Appennino tosco-romagnolo*, « La Ricerca Scient. », XI, (1940).
- (14) — *Sulla determinazione delle coordinate epicentrali di un terremoto ad origine vicina*, « Atti Acc. delle Scienze di Torino », 81 e 82, (1945-46, 1946-47).
- (15) ROSINI, E., *Il terremoto della Garfagnana del 15 Ottobre 1939*, « La Ricerca Scient. », XI, (1940).
- (16) DI FILIPPO, D., *Il terremoto del Monte Amiata del 19 Giugno 1940*, « La Ricerca Scient. », XII, (1941).
- (17) GIORGI, M., *Il terremoto del Monte Amiata del 16 Ottobre 1940*, « La Ricerca Scient. », XII, (1941).
- (18) DI FILIPPO, D., *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 Marzo 1941*, « Boll. Soc. Sis. It. », XXXIX, (1941).
- (19) — e MARCELLI, L., *Uno studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia del 5 Settembre 1950*, « Annali di Geofisica », IV, (1951).
- (20) CALOI, P., *Sulla velocità di propagazione delle onde  $P^*$  e sullo spessore dello strato del granito nell'Europa centrale*, « La Ricerca Scient. », XI, (1940).
- (21) DI FILIPPO, D., MARCELLI, L., *Tempi di tragitto delle onde  $P^*$  e spessore dello strato del granito nell'Italia Centrale*, « Annali di Geofisica », IV, (1951).

- (22) CALOI, P., GIORGI, M., *Studio del terremoto delle isole Lipari del 13 Aprile 1938*, « Annali di Geofisica », IV, (1951).
- (23) GIRLANDA, A., *Studio di un movimento sismico del basso Tirreno, originante alla profondità di 265 Km.*, « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », XVIII, (1955).
- (24) — *Sul terremoto profondo delle isole Eolie del 23 Novembre 1954*, « Annali di Geofisica », VIII, (1955).
- (25) VALLE, P. E., *Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale*, « Annali di Geofisica », I, (1948).
- (26) FESTA, C., VALLE, P. E., *Una valutazione dello spessore dello strato del « granito » nel Mediterraneo centro-orientale*, « Annali di Geofisica », I, (1948).
- (27) ROTHÉ, J. P., PETERSCHMITT, E., *Etude séismique des explosions d'Haslach*, « Ann. Inst. Phys. Globe », V, 13, (1950).
- (28) REICH, H., SCHULZE, G. A., FORTSCH, O., *Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im südlichen Schwarzwald*, « Geol. Rundschau », XXXVI, (1948).
- (29) — *Über seismische Beobachtungen der PRAKLA von Reflexionen aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952*, « Geol. Jahrb », B. 68, Hannover, 1953.
- (30) GALFI, J., STEGENA, L., *Nagymélységű reflexiók Hajdusozsóló vidékén*, « Geofiz. Közlem », 4, Budapest, 1955.
- (31) GAMBURCEV, G. A., VEIZMAN, P. S., TULINA, I. V., *La struttura della crosta terrestre nella regione del Tian-Seian settentrionale, secondo i dati del sondaggio sismico di profondità*, « Acc. delle Scienze URSS », 105, n. 1, (1955).
- (32) PERONACI, F., *Determinazione del valore medio dello spessore dello strato di granito per i tragitti Turkestan-Europa*, « Annali di Geofisica », III, 4, (1950).
- (33) WILLMORE, P. L., *Seismic experiments on the North German explosion, 1946 to 1947*, « Phil. Trans. R. Soc. », A, CCXLII, (1949).
- (34) SCHULZE, G. A., FORTSCH, O., *Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. April 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes*, « Geol. Jahrb. », B. 64, Hannover, 1950.
- (35) REICH, H., FORTSCH, O., SCHULZE, G. A., *Results of seismic observations in Germany on the Heligoland explosion of April 18, 1947*.
- (36) CALOI, P., DE PANFILIS, M., DI FILIPPO, D., MARCELLI, L., SPADEA, M. C., *Terremoti della Val Padana del 15-16 Maggio 1951*, « Annali di Geofisica », IX, (1956).
- (37) —  $C_{i,j}$ , « Annali di Geofisica », VIII, (1955).
- (38) — MARCELLI, L., PANNOCHIA, G., *Ancora sulla velocità di propagazione delle onde superficiali per tragitti suballantici*, « Annali di Geofisica », III, 2, (1950).
- (39) — MARCELLI, L., *Onde superficiali attraverso il bacino dell'Atlantico*, « Annali di Geofisica », V, 3, (1952).
- (40) — *Comportamento delle onde di Rayleigh in un mezzo firno-viscoso indefinito*, « Annali di Geofisica », I, (1948).
- (41) — *Teoria delle onde di Rayleigh in mezzi elastici e firno-elastici, esposta con le omografie vettoriali*, « Archiv für Met., Geoph. und Biokl. », IV, (1951).
- (42) KUBOTERA, AKIRA, *Rheological Properties of the Earth's Crust...*, « Journal of Physics of the Earth », I, 1, (1952).
- (43) CALOI, P., *Sulla dispersione delle onde sismiche nell'ambito delle altissime frequenze*, « Atti Acc. Naz. dei Lincei », serie VIII, Marzo 1958.
- (44) — *Onde longitudinali e trasversali guidate dall'astenosfera*, « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », serie VIII, XV, (1953).
- (45) — *L'astenosfera come canale-guida della energia sismica*, « Annali di Geofisica », VII, (1954).
- (46) — PERONACI, F., *Il terremoto del Turkestan del 2 Novembre 1946*, « Annali di Geofisica », I, (1948).
- (47) DI FILIPPO, D., MARCELLI, L., *Uno studio sul terremoto di Cefalonia del 12 Agosto 1953...*, « Annali di Geofisica », VII, (1954).
- (48) REICH, H., *In Süddeutschland seismisch ermittelte Tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung*, « Geol. Rundschau », B. 46, (1957).
- (49) BROCKAMP, B., *Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen*, « Zeitschrift für Geophysik (1931).
- (50) — *Zum Werdegang der Vortiefen*, « Geologie », IV, (1955).
- (51) GUTENBERG, B., *Wave Velocities at Depths Between 50 and 600 Kilometers*, « Bull. Seism. Soc. Am. », 43, (1958).