

Pubblicazioni
dell'Istituto Nazionale di Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche
diretto dal prof. Antonino Lo Surdo

N. 48

PIETRO CALOI

Sulla velocità di propagazione delle
onde P^* e sullo spessore dello strato
del granito nell'Europa centrale

ROMA
ANNO MCMXL-XIX

ESTRATTO DA "LA RICERCA SCIENTIFICA"
ANNO XI ' N. 11 (NOVEMBRE 1940-XIX)

Riassunto: Si prova che la velocità reale delle onde P^* è, per l'Europa centrale, di 6,45 km/sec. Si dimostra inoltre che la prima superficie di discontinuità nell'interno della Terra tende a sollevarsi quando si procede dall'interno del sistema alpino verso Sud, analogamente a quanto si verifica, in maniera più accentuata, procedendo verso Nord. Si calcolano nuovi valori per la profondità di detta superficie in corrispondenza del Tirolo e dell'Altipiano del Cansiglio.

1. - Le onde P^* , individuate da V. Conrad, sono interpretate come dovute ad una superficie di discontinuità, intermedia fra la così detta discontinuità di Mohorovicic e la superficie della Terra.

La velocità di propagazione di dette onde varia sensibilmente, anche per una stessa regione, nelle determinazioni dei diversi ricercatori che di esse si sono finora occupati; a differenza di quanto accade per le Pg , la velocità delle quali, per l'Europa centrale, è risultata concordemente di 5,7 km/sec. Limitandoci all'Europa centrale, per le P^* si passa p. es. dai 7,1 km/sec di Gutenberg ai 6,3 km/sec di Conrad: divario troppo grande per essere attribuito esclusivamente agli errori d'osservazione. E' da ritenere piuttosto che le velocità finora calcolate per questo particolare tipo d'onde non siano che velocità apparenti.

Sappiamo che la prima superficie di discontinuità, limitante inferiormente lo strato del granito, non corre parallela alla superficie della Terra, specie nelle regioni geologicamente più complesse: essa appare p. es. più o meno fortemente inclinata verso l'interno della Terra in corrispondenza dei massimi sistemi di montagne, mentre risulta molto presso alla superficie terrestre in corrispondenza degli Oceani (nella zona del Pacifico sembra addirittura mancare lo strato delle onde Pg). In tal modo, si spiega come la velocità data dalle dromocrone delle P^* sia la velocità apparente.

2. - Possiamo ottenere facilmente il valore della velocità reale delle P^* nell'ipotesi della propagazione rettilinea del raggio sismico.

Consideriamo una sezione verticale della Terra, supposta a superficie piana (caso dei terremoti vicini), normale alla retta intersezione del piano inclinato (con il quale, in prima approssimazione, si può identificare la prima superficie di discontinuità) limitante inferiormente lo strato del granito, con la superficie esterna della Terra.

Nella fig. 1 si considera il caso di propagazione di onde P^* secondo uno strato montante. Indichiamo con Δ la distanza ES , con t il tempo di tragitto dell'onda longitudinale per passare da H a S , attraverso C , B .

Avremo, indicando con i l'angolo d'incidenza sulla superficie di discontinuità, con λ l'inclinazione di quest'ultima rispetto la superficie della Terra e facendo $HC = d$, $CB = c$, $BS = b$,

$$t = d/v_1 + c/v_2 + b/v_1 = d/v_1 + c \sin i/v_1 + b/v_1,$$

essendo v_1 la velocità di propagazione delle onde longitudinali nel primo strato e v_2 la velocità delle medesime nel secondo strato.

Poniamo $EH = h$, $HE_1 = r$, $SS_1 = r_1$. Si ha

$$d = \frac{r \cos \lambda}{\cos i}; \quad b = \frac{r \cos \lambda - \Delta \sin \lambda}{\cos i} + \frac{h \cos \lambda}{\cos i}; \quad r_1 = r + h - \Delta \tan \lambda;$$

$$c = \frac{\Delta}{\cos i} \cos(i - \lambda) - 2r \frac{\sin i \cos \lambda}{\cos i} - \frac{h}{\cos i} \sin(i - \lambda).$$

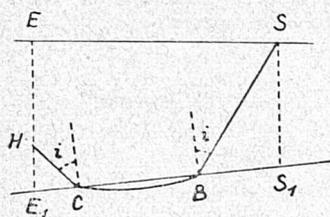


Fig. 1.

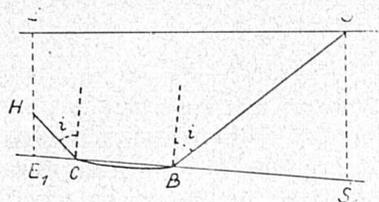


Fig. 2.

L'espressione finale di t risulta allora:

$$[1] \quad t = \frac{1}{v_1} \left\{ 2r \cos \lambda \cos i + \Delta \sin(i - \lambda) + h \cos(i - \lambda) \right\}.$$

Il tempo di tragitto può essere espresso in funzione di r_1 anzichè di r . In tal caso, si ha

$$d = \frac{(r_1 - h) \cos \lambda + \Delta \sin \lambda}{\cos i}; \quad b = \frac{r_1 \cos \lambda}{\cos i};$$

$$c = \frac{\Delta}{\cos \lambda} - \frac{(r_1 - h) \cos \lambda + \Delta \sin \lambda}{\cos i \cos \lambda} \sin(i + \lambda) - \frac{r_1}{\cos i} \sin(i - \lambda).$$

È infine:

$$[2] \quad t = \frac{1}{v_1} \left\{ 2r_1 \cos \lambda \cos i + \Delta \sin(i + \lambda) - h \cos(i + \lambda) \right\}.$$

Consideriamo il caso dello strato scendente (fig. 2).

Avremo:

$$d = \frac{r \cos \lambda}{\cos i} ; \quad b = \frac{(r+h) \cos \lambda + \Delta \sin \lambda}{\cos i} ;$$

$$c = \frac{\Delta}{\cos \lambda} - \frac{r}{\cos i} \sin (i-\lambda) - \frac{(r+h) \cos \lambda + \Delta \sin \lambda}{\cos i \cos \lambda} \sin (i+\lambda) ,$$

da cui

$$[3] \quad t = \frac{1}{v_1} \left\{ 2 r \cos \lambda \cos i + \Delta \sin (i+\lambda) + h \cos (i+\lambda) \right\} .$$

In funzione di r_1 , procedendo analogamente,

$$d = \frac{(r_1-h) \cos \lambda - \Delta \sin \lambda}{\cos i} ; \quad b = r_1 \frac{\cos \lambda}{\cos i} ;$$

$$c = \frac{\Delta}{\cos \lambda} - \frac{(r_1-h) \sin (i-\lambda)}{\cos i} + \frac{\Delta \operatorname{tang} \lambda \sin (i-\lambda)}{\cos i} -$$

$$- \frac{r_1}{\cos i} \sin (i+\lambda) ,$$

da cui

$$[4] \quad t = \frac{1}{v_1} \left\{ 2 r_1 \cos i \cos \lambda + \Delta \sin (i-\lambda) - h \cos (i-\lambda) \right\} .$$

3. - Applichiamo le relazioni che precedono all'Europa centrale.

Esempi chiari di P^* si ebbero particolarmente nel terremoto del Tirolo dell'8 ottobre 1930, studiato da Gräfe ⁽¹⁾ e in quello del Cansiglio del 18 ottobre 1936, oggetto di un mio lavoro ⁽²⁾.

Consideriamo l'allineamento dei due epicentri e scegliamo i dati di stazioni che non si scostino molto da detto allineamento. Nella direzione Tirolo-Cansiglio lo strato del basalto va considerato montante, giusta le precedenti determinazioni. Ecco i risultati delle interpretazioni fatte da Gräfe per le P^* registrate a Lubiana, Graz e Zagabria:

	P^*	
Lubiana	329 km	00 ^h 28 ^m 01 ^s , 6
Graz	359	05, 6
Zagabria	442	19, 3 .

Il tempo origine del terremoto del Tirolo fu 00^h 27^m 07^s,8; la profondità ipocentrale $h=35$ km. La velocità di propagazione delle onde Pg risultò di 5,7 km/sec.

Sostituendo nella [1] a v_1 e h i valori trovati da Gräfe, e a t e Δ i valori che queste grandezze assumono nei riguardi di Lubiana, Graz e Zagabria, si perviene a tre equazioni in r e $i-\lambda$. Sottraendo la prima

dalla seconda e dalla terza, e la seconda dalla terza, si ottengono tre relazioni in $i - \lambda$, del tipo:

$$\sin (i - \lambda) = v_1 \frac{t_2 - t_1}{\Delta_2 - \Delta_1} ; \quad \sin (i - \lambda) = v_1 \frac{t_3 - t_1}{\Delta_3 - \Delta_1} ;$$

$$\sin (i - \lambda) = v_1 \frac{t_3 - t_2}{\Delta_3 - \Delta_2} ,$$

dove gli indici $_1, _2, _3$ nei tempi e nelle distanze si riferiscono a Lubiana, Graz e Zagabria rispettivamente.

Nel nostro caso, fatte le sostituzioni, come media si ottiene:

$$\sin (i - \lambda) = 0,86458 ,$$

$$\underline{i - \lambda = 59^\circ 50' .}$$

L'uso delle formule relative allo strato scendente nel caso del terremoto del Tirolo non è consigliabile, ch  a NW del Tirolo la prima superficie di discontinuit  sembra subire un sollevamento pi  o meno sensibile. D'altronde, non si avrebbe un sufficiente numero di dati a disposizione.

Serviamoci pertanto del terremoto del Cansiglio del 18 ottobre 1936; e precisamente delle stazioni presso l'allineamento Cansiglio-Tirolo, nella direzione NW circa.

Prossime a questo allineamento si trovano le stazioni di Zurigo, Stoccarda e Strasburgo. Ecco i dati necessari, secondo la mia interpretazione:

		P^*
Zurigo	325 km	04 ^h 10 ^m 57 ^s , 4
Stoccarda	383	11 05, 7
Strasburgo	446	16, 6 .

L'ora origine della scossa fu 04^h 10^m 01^s,6; la profondit  ipocentrale risult  di 17 km e la velocit  delle Pg di 5,7 km/sec, in perfetto accordo con il valore trovato da Gr fe.

Con i dati a disposizione, facendo uso della [3] e procedendo in modo analogo a quanto si   fatto per il terremoto del Tirolo si ottiene:

$$\sin (i + \lambda) = 0,90214 ,$$

$$\underline{i + \lambda = 64^\circ 26' .}$$

Se ne deduce:

$$\underline{i = 68^\circ 8' ; \quad \lambda = 2^\circ 18' .}$$

Ne consegue senz'altro per la velocit  vera delle onde P^* :

$$\underline{v_2 = v_{P^*} = 6,45 \text{ km/sec} .}$$

I valori trovati per le velocit  apparenti delle P^* in ricerche precedenti, relative all'Europa centrale, furono:

Germania meridionale (Gutenberg)	7,1 km/sec
Tauri (Conrad)	6,29
Schwadorf-Vienna (Conrad)	6,47
Tirolo (Gr�fe)	6,7
Prealpi Carniche (Caloi)	6,4
Altipiano del Cansiglio (Caloi)	6,61

L'elevato valore trovato da Gutenberg è probabilmente dovuto al fatto che lo strato del granito, procedendo verso la Germania settentrionale si assottiglia notevolmente, come è provato dalle ricerche di Brockamp e Wölcken. La prevalenza di registrazioni ottenute nella Germania settentrionale può portare ad elevate velocità apparenti per le P^* .

La velocità reale di propagazione delle onde P^* si aggira pertanto intorno a 6,5 km/sec.

4. - Facendo uso delle formule [1] e [3] si possono inoltre ottenere i valori dello spessore dello strato del granito in corrispondenza del Tirolo e dell'altipiano del Cansiglio.

Riguardo al Tirolo, con i valori trovati per i e per λ , ricordato che $h = 35$ km e che per Lubiana, Graz e Zagabria i tempi di tragitto per le P^* valgono $53^s, 8$, $57^s, 8$ e $71^s, 5$ rispettivamente, si ottiene, come media, il seguente valore per r ,

$$r = 5 \text{ km .}$$

Ne segue

$$\underline{d = 40 \text{ km .}}$$

Gräfe trovò 48 km; rifatti i calcoli con i dati a disposizioni di Gräfe ottenni però ripetutamente il valore di 38 km; con un altro metodo, io ottenni 45 km. Gutenberg, per la Germania meridionale, assegna a d un valore da 45 a 50 km.

Con gli analoghi dati relativi al terremoto del Cansiglio ($h = 17$ km; tempo di tragitto per le P^* registrate a Zurigo, Stoccarda e Strasburgo $55^s, 8$, $64^s, 1$, $75^s, 0$ rispettivamente) si ottiene, come media,

$$r = 17 \text{ km ,}$$

e quindi

$$\underline{d = 34 \text{ km .}}$$

In precedenza, con due metodi diversi, avevo ottenuto 35-40 km.

L'inclinazione della prima superficie di discontinuità nell'interno della Terra in corrispondenza del sistema alpino è quindi piuttosto piccola; l'ipotesi che ritiene il piano verticale per il Tirolo e il Cansiglio normale alla giacitura della superficie limitante inferiormente lo strato del granito non porta perciò ad errori apprezzabili.

Le formule [2] e [4] potrebbero servire a determinare lo spessore dello strato delle P_g sulla verticale delle stazioni; ma, attese le approssimazioni consentite dal problema, i risultati non potrebbero condurre che all'ordine di grandezza dello spessore in parola.

Roma, ottobre 1940-XVIII.

BIBLIOGRAFIA

- (1) GRÄFE H.: *Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930; I Teil*, « Zeitschrift für Geophysik », v. VIII, 1932.
(2) CALOI P.: *Ricerche su terremoti ad origine vicina*. « Ric. scient. », t. II, 1938, n. 7-8, p. 408.