

POLARIZZAZIONE DELLA S DEI SISMOGRAMMI (*)

R. STONELEY

È stato osservato da F. Neumann ⁽¹⁾, P. Byerly ⁽²⁾ e I. Lehmann ⁽³⁾ che nei sismogrammi dei terremoti registrati a distanze non troppo grandi, la fase S appare prima come una SH, seguita circa 10-14 secondi più tardi, da una SV. La sig.na Lehmann attribuisce questo fenomeno al piccolo angolo formato dalle oscillazioni S con l'orizzontale, mentre il prof. Byerly ne ricerca la causa in una specie di doppia rifrazione. Ambedue concordano nel rilevare che l'intervallo non sembra dipendere dalla distanza epicentrale.

È evidente che occorre ancora un gran numero di prove sperimentali: purtroppo si può, preliminarmente, esaminare la possibilità che il fenomeno sia originato da una anisotropia elastica della parte più esterna del mantello. La ipotesi più semplice, che si può formulare per interpretare questa supposizione è, forse, di ammettere che tutte le direzioni, formanti un angolo retto con la verticale sono equivalenti: un solido di questo genere si dice «isotropo trasversalmente». La generalità di questo tipo di anisotropia è sufficiente a fornire indicazioni sull'ordine di grandezza della anomalia prevista. Inoltre è improbabile che gli strati più esterni siano marcatamente anisotropi, altrimenti la deviazione dalla isotropia sarebbe già stata notata da tempo. Allora come campione di confronto è sufficiente un materiale isotropo trasversalmente del quale si conoscono le costanti elastiche; tale è il berillio, le cui costanti elastiche sono state misurate da Voigt ⁽⁴⁾.

Lo studio sismologico di un mezzo isotropo trasversalmente è già stato eseguito. Da esso risulta un fatto di grande importanza e cioè che, se tutte le direzioni perpendicolari alla verticale sono equivalenti (trascurando la curvatura della terra) le velocità delle SH e delle SV sono differenti e dipendono dall'angolo d'incidenza dell'onda. La differenza nel tempo di propagazione attraverso uno strato superficiale di spessore h può calcolarsi facilmente. I suffissi H e V si riferiscano, rispettivamente alle SH e alle SV. Se c è la velocità dell'onda in un certo mezzo, i l'angolo di incidenza nel mezzo stesso ed r la distanza dal centro della terra, si ha per ogni raggio, con le solite notazioni:

$$p = \frac{r \sin i}{c} = \frac{dT}{d\Delta}$$

Supponiamo che una perturbazione originatasi in A, generi le onde SH e SV che arrivano in B lungo i cammini $P_{H1}B$ e $P_{V1}B$. $P_{V1}M$ e $Q_{V1}M$ siano perpendicolari a $P_{H1}M$ e a $Q_{H1}N$ rispettivamente: ammettiamo inoltre che la rifrazione si verifichi alla base di uno strato superficiale.

Dalla figura risulta $P_{H1}M = NQ_{H1} = h (\tan i_v - \tan i_h) \sin i$, dimodoché la differenza del tempo di trasmissione delle S lungo i cammini $P_{V1}Q_{V1}$ e $P_{H1}Q_{H1}$ nello

(*) Traduzione in lingua italiana della Nota di pag. 3.

strato inferiore, che si suppone isotropo, è $2(h/c) \sin i$ ($\tan i_v - \tan i_H = 2 dT_1$).

D'altro canto se O è il centro della terra ed R il raggio alla discontinuità, in quanto l'angolo Q_v o Q_H è $d\lambda$, si ha $Q_v Q_H = RdA = R (d\lambda / dT_1) dT_1 = cdT_1 / \sin i$, ossia si ottiene nuovamente il risultato precedente. Così, in definitiva, la differenza fra i tempi di trasmissione delle SH e delle SV = $T_H - T_v =$

$$\frac{2h}{c_H} \sec i_H - \frac{2h}{c_v} \sec i_v + \frac{2h}{c} \sin i (\tan i_v - \tan i_H)$$

dove c , i si riferiscono al mezzo immediatamente sottostante al congiungimento.

Per vedere il tipo di variazione di c_v e c_H con inclinazione O° rispetto alla verticale basterà lavorare con la densità e le costanti elastiche del berillio e aggiustare i risultati in maniera da ottenere nello strato una velocità di 3,40 km/sec per le SV a $\vartheta = 0^\circ$ e a $\vartheta = 90^\circ$. Nel mezzo sottostante prendiamo $c = 4,38$ km/sec: così il modello corrisponde ad un continente granitico, poggiante su un materiale ultrabacico.

Le formule che esprimono c_H e c_v si trovano sulla nota citata in precedenza (1). Per un corpo isotropo trasversalmente in cui la funzione della energia di deformazione W è data da

$$2W = A(e_{xx}^2 + e_{yy}^2) + Ce_{zz}^2 + 2F(e_{xx} + e_{yy})e_{zz} + \\ + 2(A - 2N)e_{xx}e_{yy} + L(e_{yz}^2 + e_{zx}^2) + Ne_{xy}^2$$

la velocità c dell'onda corrispondente ad HS è data da:

$$\rho c^2_H = Nl^2 + Ln^3$$

dove $n = \cos \vartheta$; $l = \sin \vartheta$. Per onde di tipo SV

$$2\rho c^2_v = Al^2 + Cn^2 - [(A - L)l^2 - (C - L)n^2] + 4Jl^2n^2$$

dove: $J = F + L$.

I risultati delle misure di Voigt, espressi in dine/cm² sono:

$$A = 2,694 \times 10^{12} \quad ; \quad C = 2,363 \times 10^{12} \quad ; \quad A - 2N = 0,961 \times 10^{12} \\ F = 0,661 \times 10^{12} \quad ; \quad L = 0,653 \times 10^{12} \quad ; \quad N = 0,866 \times 10^{12}$$

Nella tabella I sono riportati i valori di c_H e c_v , quali si ricavano dalle formule precedenti, aggiustati in modo da corrispondere ad un materiale per il quale c_H^2 e c_v^2 , se $\vartheta = 0^\circ$, sono $11,56 \times 10^{10}$.

TABELLA I

ϑ°	$c_H \times 10^{-5}$	$c_v \times 10^{-5}$
0	3,40	3,40
10	3,41	3,48
20	3,46	3,68
30	3,54	3,905
40	3,62	4,04
50	3,71	4,02
60	3,79	3,855
70	3,86	3,61
80	3,90	3,47
90	3,92	3,40

Da questa tabella risulta evidente il diverso comportamento di c_H e c_V al variare di ϑ .

In seguito lo strato verrà supposto sottile in modo che, nei confronti della propagazione delle onde in questo strato, la terra possa considerarsi piana.

Allora i_H e i_V sono dati da:

$$\frac{\sin i}{c} = \frac{\sin i_H}{c_H} = \frac{\sin i_V}{c_V}$$

con $c_V = 4,38$ km/sec e $(\sin i)/c = (dT/d\Delta^0)/110,7$.

Poiché $dT/d\Delta$ è dato dalle tavole sismologiche, si può calcolare l'angolo i per varie distanze epicentrali Δ .

Per completare i calcoli consideriamo prima le SH e poniamo $\vartheta = i$ nella Tab. I. Allora $(\sin i_H)/c$ può calcolarsi in funzione di i , mentre dalle equazioni precedenti si ricava i_H in funzione di Δ . I calcoli per le SV sono assai più lunghi, ma il principio generale è lo stesso. Così si ottiene la Tabella II. Si vede che le differenze fra i_H e i_V non sono grandi.

TABELLA II

Δ gradi	dT/Δ sec/grado	i_H gradi	i_V gradi	i gradi
10	24,4	56,3	45,0	74,5
20	19,4 Sd	39,3	43,0	50,0
20	18,7 Sr	38,0	58,7	47,7
30	15,8	30,0	34,8	38,8
40	15,0	28,5	32,3	36,4
50	13,9	26	29,4	33,5
60	12,8	23,5	26,4	30,5
70	11,8	21,5	23,8	27,8
80	10,5	19,0	20,7	24,5
90	9,0	16,2	17,2	20,9
100	8,4	15,0	16,0	19,2

Ora si può calcolare direttamente il valore di $(T_H - T_V)/2h$.

Si come lo scopo di questa ricerca è di accertare solamente l'ordine di grandezza della deviazione dell'isotropia, basta considerare tre valori di $(T_H - T_V)/2h$. Per $\Delta = 20^\circ$ (Sr) è 0,039, per $\Delta = 50^\circ$ è 0,035 e per $\Delta = 80^\circ$ è 0,025. Perciò la variazione con la distanza epicentrale non è grande.

Tuttavia la differenza di tempo è abbastanza piccola: per es. per $h = 33$ km, ossia, all'incirca per lo spessore massimo consentito allo stato del granito, $T_H - T_V$ vale solamente 1,6 sec.

Così sembra cadere la spiegazione fondata sulla deviazione dall'isotropia degli strati esterni, perché in un mezzo tipicamente cristallino (aggiustato in modo da soddisfare la velocità delle Sg) occorrerebbe uno spessore della roccia anisotropa dell'ordine di 300 km per spiegare la differenza di 14 sec nel tempo di arrivo delle SH e SV a una distanza epicentrale di 80° . Mentre non si può escludere completamente la possibilità di un orientamento preferenziale nella parte cristallina più esterna del mantello (all'incirca la parte sopra la discontinuità a 20°) bisogna

ricordarsi che il modello scelto è uno nel quale gli assi di simmetria di tutti i cristalli che lo costituiscono sono radiali. Conseguentemente, a meno che la prova decisiva della anisotropia della crosta terrestre non possa dedursi da altre fonti, essa non costituisce una conveniente spiegazione della differenza di tempo osservata $T_H - T_V$. Perciò, in via provvisoria, la interpretazione della sig.na Lehmann appare come la più probabile.

RIASSUNTO

Nei terremoti registrati a distanze non troppo grandi si è osservato che la fase S appare prima come una SH, seguita 10 o 14 sec più tardi da una SV. La presente nota si propone di decidere se la doppia rifrazione è in grado di spiegare questo fenomeno.

Un modello semplice sarebbe costituito da un materiale « isotropo trasversalmente », simmetrico attorno alla direzione radiale. Si possiedono le formule per le velocità delle onde SH e SV: esse dipendono dall'angolo che il raggio forma con la normale.

È improbabile che la terra possa essere anisotropa in maniera tanto rilevante quanto il berillio, che è isotropo trasversalmente; di conseguenza questo materiale, del quale si conoscono le sei costanti elastiche, è stato assunto come un esempio estremo e le velocità delle SH e delle SV per differenti angoli di incidenza sono state « aggiustate » in modo da ottenere le velocità delle onde di distorsione nel granito. È così possibile calcolare la differenza tra i tempi occorrenti alle onde per passare da un punto della superficie terrestre a un altro punto della superficie stessa, a seconda che l'onda S nello strato superficiale è del tipo SH o SV.

Si trova che, anche in questo caso estremo, uno strato di roccia anisotropo spesso circa 30 km darà origine ad una differenza di tempo di solo $1\frac{1}{2}$ secondi. Ciò se la terra fosse così fortemente anisotropa quanto il berillio (il che è improbabile) bisognerebbe che lo strato a orientazione preferenziale si estendesse fino a una profondità di circa 300 km. Ciò è piuttosto improbabile, dimodoché non conviene attribuire un gran credito alle spiegazioni fondate sulla doppia rifrazione.