

UNA VALUTAZIONE DELLO SPESSORE DELLO «STRATO DEL GRANITO» NEL MEDITERRANEO CENTRO-OCCIDENTALE

C. FESTA - P. E. VALLE

I. — I metodi per la misura dello spessore delle stratificazioni superiori della crosta terrestre sono fondati, come è noto, sulla determinazione dei tempi di tragitto delle onde spaziali dirette e rifratte, registrate entro una zona abbastanza ristretta intorno all'epicentro, oppure sulla dispersione delle onde superficiali trasversali (L) o miste (M), registrate ad una distanza dall'epicentro sufficientemente grande perché l'effetto della dispersione divenga sensibile.

Il primo metodo può essere applicato unicamente nella esplorazione di zone nelle quali la rete sismica è sufficientemente fitta; nel caso contrario conviene ricorrere al secondo, con il quale però si può ottenere solo una valutazione approssimativa

in quanto esso fornisce un risultato medio relativo al tragitto delle onde superficiali. Inoltre quest'ultimo metodo presuppone la conoscenza del numero delle stratificazioni e di convenienti rapporti fra le costanti elastiche e le densità, rapporti che intervengono nel calcolo delle curve di dispersione.

Per l'applicazione di questo metodo si dimostrano particolarmente adatte le curve calcolate da Jeffreys (1) nell'ipotesi di una



stratificazione semplice, le quali consentono una valutazione dello strato superiore della crosta terrestre, purché si consideri trascurabile l'azione di altre eventuali stratificazioni. Esse sono state calcolate con l'assunzione:

$$\begin{aligned} \mu'/\mu &= 20/9 \\ \rho'/\rho &= 5/4 \end{aligned}$$

dove μ è la rigidità e ρ la densità dello strato superiore μ' e ρ' le corrispondenti grandezze del mezzo sottostante.

L'attendibilità di questo metodo è assicurata dal confronto fra i risultati ottenuti da Jeffreys, che lo ha applicato all'Eurasia, partendo da valori osservati da Gutenberg e assumendo per la velocità delle onde trasversali dello strato superiore $3,3 \text{ km sec}^{-1}$, con i corrispondenti risultati dedotti dall'applicazione dei metodi basati sull'osservazione delle onde spaziali (2).

Dall'esame della tabella I, nella quale abbiamo indicato con T il periodo dell'onda, con C la velocità di gruppo e con d_1 lo spessore dello « strato del granito », risulta che l'accordo fra i due metodi è soddisfacente, tenuto conto che valori elevati di d_1 si hanno prevalentemente sotto le catene di montagne.

TABELLA I

a) Metodo della dispersione delle onde M
Eurasia

T sec	35	30	24	20
C km sec ⁻¹	3,8	3,3	3,2 ÷ 3,9	3
d_1 km	17	28	24 ÷ 29	23

b) Metodo delle onde spaziali

Spessore	Asia	Europa					
		Nord Europa	Alpi Sveve	Alpi	Prealpi Carniche	Appennino toscano emil.	Europa Centrale
d_1 km	20-25	30	25-30	35	40	30	20

2. -- Nei sismogrammi del terremoto dell'11 maggio 1947 (Calabria) (3), abbiamo notato un considerevole anticipo dei tempi di arrivo delle onde M nelle stazioni spagnole rispetto alle stazioni

Nord-Europee, al quale non corrisponde una sensibile differenza fra i periodi medi delle onde suddette. Le onde *M* registrate nelle stazioni spagnole hanno compiuto il loro tragitto quasi esclusivamente nel Mediterraneo centro-occidentale, mentre il tragitto delle onde *M* registrate nelle stazioni del Nord-Europa è quasi interamente continentale. Pertanto si è ritenuta possibile una valutazione comparativa dello spessore dello « strato del granito » nel Mediterraneo centro-occidentale relativamente all'analogo spessore nel continente europeo, valutazione che sinora non ci risulta sia mai stata effettuata.

A tale scopo abbiamo scelto le stazioni di Toledo e Tortosa per quanto riguarda il cammino mediterraneo e quelle di Uccle, Copenhagen e Stoccarda per il cammino continentale.

Dall'azimut delle stazioni spagnole rispetto all'epicentro, in relazione all'orientazione degli strumenti, abbiamo dedotto che il primo gruppo delle onde *M* è nettamente polarizzato in un piano normale al piano principale.

La polarizzazione nella stazione di Copenhagen è parziale, mentre nelle stazioni di Uccle e Stoccarda non risulta senz'altro evidente.

Nella Tabella II sono contenute le distanze epicentrali Δ , il tempo di tragitto *t*, il periodo medio *T* e la velocità *C* del primo gruppo di onde *M* registrate nelle singole stazioni.

TABELLA II

Stazione		Δ km	<i>t</i> sec.	<i>T</i> sec.	<i>C</i> km sec. ⁻¹
Tragitto mediterraneo	Tortosa	1411	423	16	3,34
	Toledo	1798	555	15	3,24
Tragitto continentale	Stoccarda	1275	480	16	2,66
	Uccle	1662	610	18	2,72
	Copenhagen	1917	721	15,5	2,66

Dalle curve di dispersione di Jeffreys si deducono i valori di β/ked , in funzione di C/β , dove β è la velocità delle onde trasversali nel primo strato, *L* la lunghezza d'onda, *c* la velocità di fase e $k=2\pi/L$. Se si pone:

$$\beta = 3,3 \text{ Km sec}^{-1}$$

i valori assunti da C/β nelle stazioni del Nord Europa conducono in prossimità del minimo di β/ked_1 , e quindi per ciascuna stazione si ottengono due valori di quest'ultima grandezza, uno *a*), a sinistra, l'altro *b*), a destra del punto di stazionarietà. Invece a ciascun valore assunto da C/β nelle stazioni spagnole corrisponde un solo valore di β/ked_1 .

Nella Tabella III sono contenuti i risultati numerici dedotti dalla predetta curva di dispersione.

TABELLA III

Stazione		C/β	β/ked_1		d_1 Km	
Tragitto mediterraneo	Fortosa	1.012	0,579		14,5	
	Foiedo	0.982	0,540		14,6	
Tragitto continentale	Stoccarda	0,806	(a) 0,363	(b) 0,314	(a) 23,2	(b) 26,8
	Uccle	0,824	0,391	0,287	24,2	33,0
	Copenhagen	0,806	0,363	0,314	22,4	26,0

3. — Nei riguardi dei risultati ottenuti dobbiamo rilevare che dei due gruppi *a*) e *b*) di valori dello spessore dello strato superiore nel continente, l'accordo con i valori della Tabella I è migliore per il gruppo *b*), che per il gruppo *a*). Comunque poiché ambedue i gruppi di valori sono notevolmente inferiori ai corrispondenti valori nel Mediterraneo, è evidente la riduzione subita dal suddetto spessore nel Mediterraneo rispetto al continente europeo.

Circa l'attendibilità del valore medio di 14,5 km da noi ottenuto per lo spessore dello strato del granito nel Mediterraneo, osserviamo che la inclinazione della curva di dispersione per i valori di C/β relativi alle stazioni esaminate è sufficiente ad assicurare che gli eventuali errori commessi nella valutazione di C/β non si ripercuotono sensibilmente sui corrispondenti valori di β/ked_1 .

Notiamo infine che l'accordo fra i valori dedotti dalle due stazioni spagnole è molto buono.

Il valore medio di 14,5 km può quindi essere attribuito provvisoriamente allo spessore dello « strato del granito » nel Mediterraneo centro-occidentale. Ci riserviamo di condurre ulteriori ricerche a questo proposito.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Luglio 1948.

RIASSUNTO

Mediante l'effetto di dispersione delle onde superficiali M, gli autori hanno eseguito una valutazione comparativa dello spessore dello "strato del granito" nel Mediterraneo centro-occidentale, relativamente all'analogo spessore nel continente europeo.

BIBLIOGRAFIA

- (¹) JEFFREYS H.: *The Surface waves of Earthquakes* - Geophys. Suppl. 3, 253-261, 1935.
- (²) GUTENBERG B.: *Seismological Evidence for Roots of Mountains* - Bull. Geol. Soc. Am. 54, 473-493, 1913.
- CALOI P.: *Sullo spessore dello strato delle onde Pg nell'Europa Centrale* - Ric. Scient. I, 334-338, 1938.
- -- *Ricerche su terremoti ad origine vicina* - Ric. Scient. II, 403-446, 1938.
- -- *Caratteristiche sismiche dell'Appennino Tosco-Romagnolo* - Ric. Scient. 4, 218-230, 1940.
- -- *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa Centrale quali risultano da 17 terremoti Centro-Europei* - Boll. Soc. Si-m. Ital. XL, 41-72, 1942.
- (³) VALLE P. E.: *Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo Centro-Orientale* - Annali di Geofisica 1, 266-278, 1948.