

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

N. 39

MAURIZIO GIORGI

**Propagazione anomala delle onde
sismiche nell'Asia Minore**
(Terremoto del 27 dicembre 1939-XVIII).

ROMA
ANNO MCMXL - XVIII

ESTRATTO DA "LA RICERCA SCIENTIFICA"

ANNO XI - N. 6 - (GIUGNO 1940-XVIII), pag. 403

ROMA, 1940-XVIII - TIPOGRAFIA TERME - VIA PIETRO STERBINI, 6

Riassunto: Dai sismogrammi del terremoto dell'Anatolia del 27 dicembre 1939-XVIII si è rivelato un ritardo nella registrazione delle onde P ed S , indice di una propagazione più lenta di quella comunemente osservata per tali onde sismiche; non è da pensare che questo ritardo sia imputabile alla profondità ipocentrale perchè si tratta di un terremoto di origine superficiale; inoltre, avendosi per le S un ritardo molto più notevole rispetto a quello delle onde P , si è calcolato il rapporto delle velocità dedotte dai dati di diversi osservatori europei che è risultato superiore al rapporto calcolato con le tabelle usuali che danno i tempi di propagazione delle onde sismiche in funzione della distanza per terremoti normali. Tale aumento porta, secondo la teoria dell'elasticità, ad un aumento anche della costante σ di Poisson relativa al mezzo attraversato.

L'interpretazione dei sismogrammi della Stazione sismica sperimentale dell'Istituto nazionale di geofisica del C.N.R., per quello che riguarda le registrazioni del catastrofico terremoto dell'Anatolia del 27 dicembre 1939, ha rivelato alcune notevoli anomalie; oltre alla registrazione di onde di straordinaria ampiezza, il fatto più notevole che si è potuto dedurre dopo l'accertamento dell'epicentro è un ritardo considerevole nella propagazione delle onde P e delle onde S .

Per quanto risulta dai bollettini di diversi osservatori, tale ritardo si è verificato per tutte le stazioni europee in cui si sono avute registrazioni interpretabili con una certa sicurezza, e questa è la ragione per cui tutte hanno dato generalmente una distanza epicentrale superiore alla reale.

Tenendo conto dei dati provvisori di diverse stazioni europee cui è lecito dar credito, si sono calcolati i valori delle velocità apparenti per i due tipi di onde sopraddetti e il loro rapporto, che è risultato, eccezionalmente, più elevato di quello deducibile dai dati delle tavole comunemente in uso.

Nel caso in questione si sono usate le tabelle del prof. Pietro Caloi ⁽¹⁾ per distanze fino ai 2500 km e le tavole di James B. Macelwane per distanze superiori ai 2500 km; si è posto l'epicentro, secondo i dati di Strasburgo, a $39^{\circ},5$ N - $38^{\circ},2$ E con un tempo origine: $00^h 57^m 23^s$ T. M. Europa centrale; si sono calcolate le distanze epicentrali delle diverse stazioni e in base ad esse i tempi normali di tragitto per le S e le P accanto ai valori tratti dai bollettini.

Dalle tavole seguenti è facile rilevare per tutti gli osservatori elencati, un aumento nel tempo di percorso per le onde longitudinali (P) e trasversali (S) rispetto a quello comunemente osservato per terremoti normali (ipocentro fino ai $40 \div 50$ km di profondità) e la conseguente diminuzione della velocità apparente relativa ai due tipi di onde.

OSSERVATORI	$P - H$	$S - H$	$S - P$ (osservate)	$S - P$ (per Δ)	Δ in km	Δ' (osservate)	$\Delta' - \Delta$ km	V km/sec.	v km/sec.	V_p km/sec.	v_s km/sec.	K	K'	σ	σ'
Trieste	04 ^m 24 ^s ,6	08 ^m 13 ^s ,1	03 ^m 48 ^s ,5	03 ^m 34 ^s ,1	2.105	2.285	180	8,09 ₆	4,44 ₁	7,95 ₆	4,26 ₉	1,82 ₃	1,86 ₃	0,28 ₅	0,29 ₈
Roma	» 34 ^s ,1	» 32 ^s	» 58 ^s	» 36 ^s ,6	2.155	2.400	245	8,10 ₂	4,45 ₂	7,86 ₂	4,20 ₉	1,82 ₀	1,86 ₃	0,28 ₄	0,29 ₉
Treviso	» 37 ^s	» 29 ^s	» 52 ^s	» 43 ^s	2.225	2.330	105	8,15 ₀	4,47 ₇	8,03 ₂	4,37 ₁	1,82 ₀	1,83 ₈	0,28 ₄	0,29 ₀
Prato	» 46 ^s	» 51 ^s	04 ^m 05 ^s	» 49 ^s	2.290	2.470	180	8,17 ₉	4,50 ₈	8,00 ₇	4,31 ₃	1,81 ₄	1,85 ₆	0,28 ₂	0,29 ₅
Coira	» 58 ^s ,1	09 ^m 16 ^s ,1	» 18 ^s	04 ^m 01 ^s	2.445	2.645	200	8,28 ₈	4,56 ₂	8,02 ₂	4,39 ₇	1,81 ₇	1,86 ₅	0,28 ₃	0,29 ₈
Strasburgo	05 ^m 11 ^s	» 42 ^s	» 31 ^s	» 15 ^s	2.610	2.830	220	8,41 ₉	4,61 ₉	8,39 ₂	4,48 ₅	1,82 ₃	1,87 ₁	0,28 ₅	0,30 ₀
Basilea	» 12 ^s	» 44 ^s	» 32 ^s	» 15 ^s	2.610	2.840	230	8,41 ₉	4,61 ₉	8,36 ₅	4,46 ₉	1,82 ₃	1,87 ₂	0,28 ₅	0,30 ₀
Neuchâtel	» 15 ^s ,4	» 55 ^s	» 39 ^s ,6	» 17 ^s	2.640	2.940	300	8,43 ₄	4,63 ₂	8,37 ₀	4,43 ₇	1,82 ₁	1,88 ₆	0,28 ₄	0,30 ₄
Besançon	» 27 ^s	10 ^m 03 ^s	» 36 ^s	» 23 ^s	2.720	2.900	180	8,50 ₀	4,66 ₆	8,31 ₈	4,51 ₁	1,82 ₂	1,84 ₆	0,28 ₄	0,29 ₂
De Bilt	» 35 ^s	» 21 ^s	» 46 ^s	» 35 ^s	2.880	3.035	155	8,26 ₃	4,72 ₉	8,59 ₇	4,63 ₈	1,82 ₃	1,85 ₄	0,28 ₅	0,29 ₆
Uccle	» 37 ^s	» 21 ^s	» 44 ^s	» 36 ^s	2.900	3.010	110	8,63 ₁	4,73 ₉	8,60 ₅	4,67 ₀	1,82 ₁	1,84 ₃	0,28 ₄	0,29 ₁
Algeri	» 53 ^s	» 55 ^s	05 ^m 02 ^s	» 48 ^s	3.070	3.280	210	8,73 ₆	4,80 ₇	8,69 ₁	4,68 ₄	1,81 ₇	1,85 ₅	0,28 ₃	0,29 ₅
Stonyhurst	06 ^m 17 ^s	11 ^m 43 ^s	» 26 ^s	05 ^m 11 ^s	3.425	3.660	235	9,01 ₃	4,95 ₇	9,08 ₅	4,87 ₂	1,81 ₃	1,86 ₅	0,28 ₃	0,29 ₈
Toledo	» 32 ^s	12 ^m 07 ^s	» 35 ^s	» 21 ^s	3.580	3.800	220	9,13 ₃	5,02 ₁	9,13 ₃	4,92 ₄	1,81 ₉	1,85 ₅	0,28 ₃	0,29 ₅
Cartuja	» 39 ^s	» 24 ^s	» 45 ^s	» 24 ^s	3.620	3.955	335	9,14 ₁	5,03 ₅	9,07 ₃	4,86 ₆	1,81 ₅	1,86 ₅	0,28 ₂	0,29 ₅
							valori medi	8,52 ₄	4,68 ₄	8,44 ₆	4,54 ₁	1,82 ₀	1,86 ₀	0,28 ₃	0,29 ₇

Costruendo le dromocrone normali sia per le S che per le P , si vede chiaramente come i punti rappresentativi dei tempi reali di arrivo per le distanze relative alle varie stazioni sono tutti al di sopra delle curve normali e danno per risultato nuove dromocrone che indicano nettamente il ritardo nei tempi di propagazione.

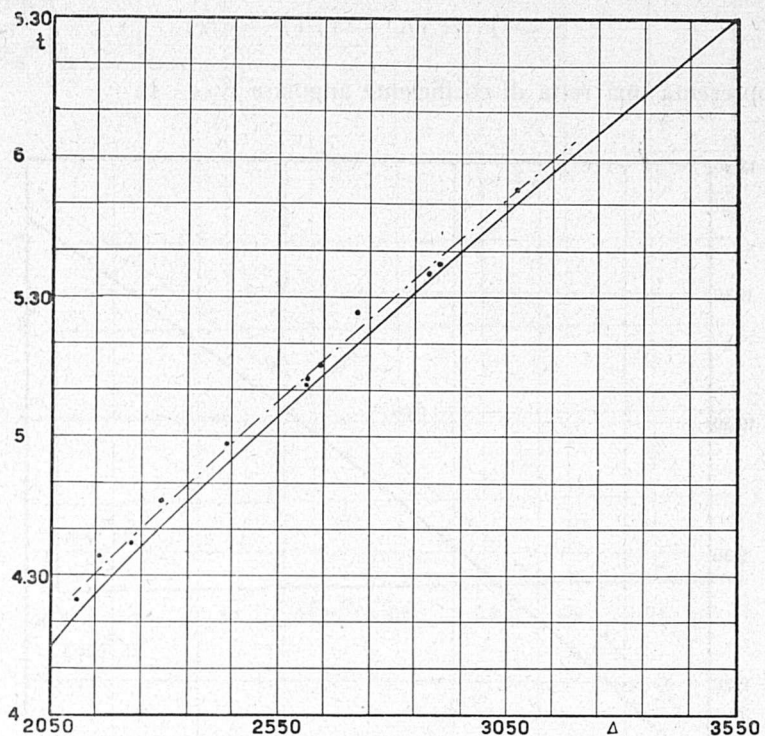


Fig. 1

Non si può invocare per la spiegazione di tale ritardo la profondità ipocentrale, perchè già da una sommaria interpretazione dei sismogrammi appare evidente la relativa superficialità dell'ipocentro; si ha infatti una amplissima registrazione di onde superficiali caratteristica di terremoti di origine poco profonda. Si è peraltro calcolata la profondità ipocentrale col metodo di K. Wadati (²), il quale si serve per tale determinazione proprio dei tempi di arrivo delle P e delle S e delle differenze ($S - P$); cioè: in un sistema di coordinate cartesiane in cui si riportano sulle ascisse i tempi assoluti di arrivo delle P e in ordinate i valori delle differenze ($S - P$) si ha una retta che incontra l'asse delle ascisse in un punto che dà il tempo origine ipocentrale (H); conoscendo quindi il tempo epicentrale (E), dalla differenza $E - H$ si ricava il valore della profondità cercata mediante le tavole che danno le profondità ipocentrali in corrispondenza del tempo di cammino verticale delle P .

Che si abbia veramente una retta, si ricava immediatamente considerando che, se il rapporto delle velocità delle P e delle S è costante ed uguale a K , si avrà anche:

$$S - H/P - H = K$$

da cui:

$$S - P = (K - 1) (P - H)$$

che rappresenta una retta di coefficiente angolare $K - 1$.

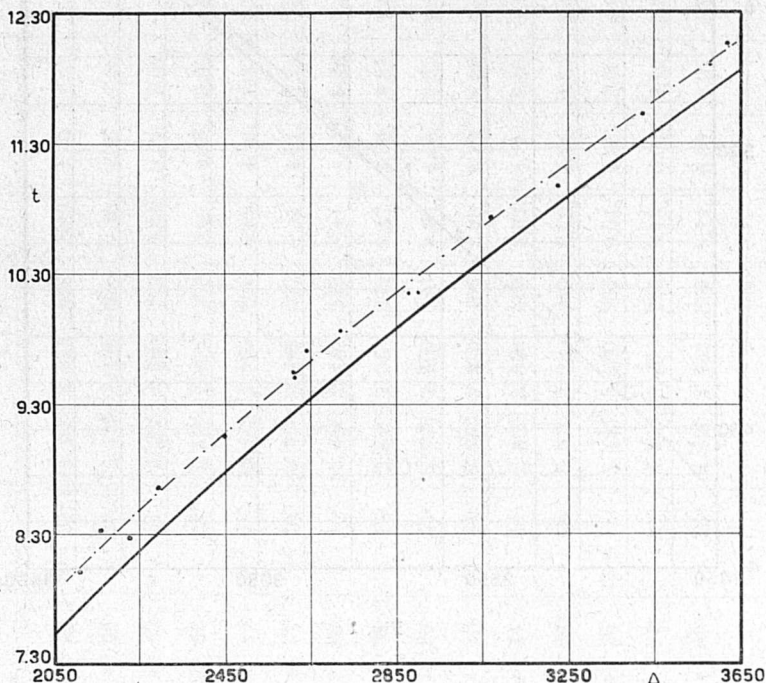


Fig. 2

Nel nostro caso la retta individuata dai punti rappresentativi nel diagramma ($P, S - P$) è stata trovata col metodo dei minimi quadrati ed è data dalla seguente forma analitica:

$$y = 0,855 x - 18,17 ;$$

ha cioè un coefficiente angolare uguale a 0,855 coincidente col valore $K - 1$ dove K , come si dice in seguito, si è trovato avere il valor medio: 1,855.

Tale retta incontra l'asse dei tempi assoluti in un punto che dà il tempo ipocentrale $H = 00^h 57^m 21^s,2$ mentre il tempo epicentrale è: $E = 00^h 57^m 23^s$; si ha quindi: $E - H = 1^s,8$ che corrisponde ad una profondità ipocentrale di circa 10 km (vedi fig. 3).

Il ritardo, come appare chiaro dai grafici sopra riportati, è più notevole per le S , ma ciò, come risulta da un esame più attento, non per la diversità dei valori delle velocità, relativi ai due tipi di onde, secondo il rapporto dedotto dalle tavole, ma secondo un nuovo valore di tale rapporto

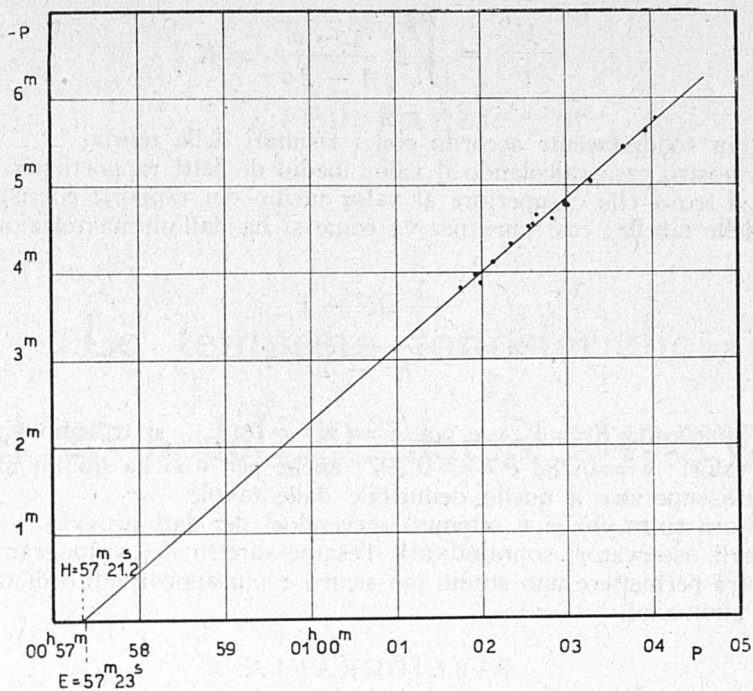


Fig. 3

cui ci porta l'osservazione dei tempi di arrivo dei due tipi di onde in questione.

Come è noto la teoria della elasticità esprime in funzione delle costanti elastiche del mezzo la velocità V delle onde longitudinali, che costituiscono le P , e v delle onde trasversali, costituenti le onde S :

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

dove E rappresenta il modulo di Young, ρ la densità, σ il coefficiente di Poisson.

I valori effettivamente calcolati nella propagazione delle perturbazioni sismiche sono circa il doppio di quelli che si ricavano ponendo in quelle espressioni i valori delle costanti elastiche dedotti da esperienze e ciò si spiega considerando che le condizioni fisiche in cui si trovano gli strati ter-

restri sono ben diverse da quelle in cui si opera in laboratorio e che i valori determinati con metodi statici risultano differenti da quelli calcolati con metodi dinamici; in ogni modo ponendo i valori delle velocità comunemente osservate nella espressione del rapporto:

$$\frac{V}{v} = \sqrt{2 \frac{1 - \sigma}{1 - 2\sigma}} = K$$

si trova un soddisfacente accordo con i risultati della teoria.

Nel nostro caso calcolando il valor medio di detti rapporti per le varie stazioni si trova che è superiore al valor medio dei rapporti corrispondenti ai dati delle tabelle; così pure per σ , come si ha dall'ultima relazione:

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} K^2 - 1}{K^2 - 1},$$

ponendo una volta $K = V/v$ e poi $K = K' = v_p/v_s$, si trovano rispettivamente i valori: $\sigma = 0,283$ e $\sigma' = 0,297$; anche per σ si ha quindi un valore nettamente superiore a quello deducibile dalle tavole.

Per ora tutto ciò si è ottenuto servendoci dei dati provvisori dei bollettini degli osservatori sopraindicati; l'esame diretto dei sismogrammi originali potrà permettere uno studio più sicuro e più approfondito di tale interessante anomalia.

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P.: *Tempi di tragitto per terremoti ad origine vicina*. « Ric. scient », 1939, n. 5, p. 388.
- (2) WADATI K.: *On the travel time of earthquake waves, Part II*. « Geoph. Magaz. », 1933, n. 7, p. 101-111.