PUBBLICAZIONI
DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA

N. 118

PAOLO EMILIO VALLE

Sull'interpretazione della fase *F*

ROMA
ANNO 1946

Estratto da «*Ricerca Scientifica e Ricostruzione*»
Anno 16° - N. 5-6 - Maggio-Giugno 1946

Istituto Romano di Arti Grafiche di Tumminelli - Roma Viale dell'Università, 38

Le onde di distorsione di un terremoto, sono spesso precedute da una perturbazione, la quale presenta particolari caratteristiche.

F. Neumann [1] ha proposto d'interpretare tale perturbazione come una fase separata.

P. Byerly [2], nel suo studio del terremoto della costa della California del Nord, ha trovato, in un intervallo dela distanza epicentrale compreso tra 200 e 1000 Km. ca, che le onde *S* sono precedute da un'onda a carattere longitudinale, avente una velocità apparente costante pari a 4,35 Km/sec.

Quest'onda longitudinale è stata indicata da P. Byerly con la lettera *F*. F. Neumann [3] ha osservato, nel terremoto di Santiago di Cuba del 3 febbraio 1932, tra 1.500 e 2.800 Km. ca, un'onda avente una velocità apparente di 8Km/sec., pari quindi alla velocità delle onde *Pn*.

N. Adkins [4] ha studiato abbastanza dettagliatamente l'onda che precede la fase S, nel suo lavoro sul terremoto dell'Alaska del 22 luglio 1937. Egli ha rilevato, tra 3.200 e 8.700 Km ca, che la fase *F* è grossolanamente periodica, con un periodo di $8 \div 11$ sec., che manca quasi del tutto della componente verticale, che il relativo movimento del suolo è contenuto nel piano della propagazione ed ha carattere longitudinale. Sebbene la determinazone dell'inizio della fase sia resa difficoltosa dal graduale aumento dell'ampiezza della fase stessa, egli ha potuto stabilire che la sua velocità apparente è costante e pari a 8,08 Km/sec.

Un esempio di onda *F* è stato anche trovato da D. Linehan [5] nel terremoto di Chelmsford del 23 giugno 1938.

Sembra quindi potersi concludere, in base ai dati dell'osservazione, che le onde di distorsione sono precedute da un'onda a carattere longitudinale, la cui velocità apparente è costante.

Sulle modalità della propagazione e sul tragitto dell'onda *F*, sono state avanzate diverse ipotesi [6], le quali però appaiono eccessivamente complicate e poco soddisfacenti.

Ritengo perciò abbastanza ragionevole supporre che l'onda *F* sia costituita da una perturbazione pseudo-superficiale di tipo particolare.

La possibilità dell'esistenza di onde pseudo-superficiali è già stata rilevata da altri [7]; comunque si può mostrare elementaremente che un solido isotropo semi-indefininito può essere sede di libere oscillazioni, le quali si propagano con la velocità delle onde longitudinali ed in superficie si presentano come onde di pura dilatazione.

Se si indicano con u, v, w, le componenti dello spostamento lungo tre assi ortogonali x, y, z, si ha:

$$(u, v, w) = \mathrm{grad}\, \Phi + \mathrm{rot}\, (L, M, N) \qquad [1]$$

dove Φ, L, M, N, in presenza di attrito interno, soddisfano le equazioni differenziali:

$$m\,\Delta_2\,\Phi + m'\frac{\partial}{\partial t}\Delta_2\,\Phi = \frac{\partial^2\Phi}{\partial t^2}$$

$$n\,\Delta_2\,(L\,,M\,,N) + n'\frac{\partial}{\partial t}\Delta_2\,(L\,,M\,,N) = \frac{\partial^2}{\partial t^2}(L\,,M\,,N) \qquad [2]$$

$$\frac{\partial L}{\partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} + \frac{\partial N}{\partial z} = 0\,.$$

Si supponga la superficie del mezzo coincidente con il piano xy; l'asse z sia rivolto verso l'interno del mezzo stesso.

Posto: $\Phi = A_1\,e^{-\alpha z}\,\Gamma$, $L = A_2 \sin\alpha' z\,\Gamma$, $M = A_3\sin\alpha' z\,\Gamma$, $N = 0$, dove $\Gamma = e^{j(pt - fx - gy)}$, tenendo conto delle (2) e del fatto che per $z = 0$ debbono essere nulle le tensioni normali T_1, T_2, N_3, si ottiene il seguente sistema:

$$\begin{aligned}
&(m + j m' p)\,(\alpha^2 - f^2 - g^2) = -\,p^2\\
&(n + j n' p)\,(f^2 + g^2 + \alpha'^2) = p^2\\
&(\mu + j\mu' p)\,2 j g\,\alpha\,A_1 = 0\\
&(\mu + j m' p)\,2 j f\,\alpha\,A_1 = 0\\
&(\lambda + j\lambda' p)\,(\alpha^2 - f^2 - g^2)\,A_1 + 2\,(\mu + j\mu' p)\,(\alpha^2 A_1 - j f\alpha' A_3 + j g\,\alpha' A_2) = 0\\
&-\,f A_2 = g A_3\,.
\end{aligned} \qquad [3]$$

Si suppongano dati m, m', n, n', p (reale) ed A_1, le incognite sono $f^2 + g^2$, A_2, A_3, α ed α'.

Dato che si deve ritenere $(\mu + j m' p) \neq 0$, la terza e la quarta equazione del sistema [3], sono soddisfatte ponendo $\alpha = 0$.

Si ha inoltre:

$$A_2 = \frac{-\,i g\,(\lambda + j\lambda' p)}{2\,\alpha'\,(\mu + j\mu' p)}\,A_1 \quad , \quad A_3 = \frac{j f\,(\lambda + j\lambda' p)}{2\,\alpha'\,(\mu + j\mu' p)}\,A_1$$

$$\alpha^2 = p^2\left(\frac{1}{n + j n' p} - \frac{1}{m + j m' p}\right) \quad ; \quad f^2 + g^2 = \frac{p^2}{m + j m' p} \qquad [4]$$

Le componenti dello spostamento assumono quindi la forma:

$$u = -\,j f\,A_1\left[1 + \frac{(\lambda + j\lambda' p)}{2\,(\mu + j\mu' p)}\cos\alpha' z\right]\Gamma$$

$$v = -\,j g\,A_1\left[1 + \frac{(\lambda + j\lambda' p)}{2\,(\mu + j\mu' p)}\cos\alpha' z\right]\Gamma \qquad [5]$$

$$w = A_1\,\frac{(\lambda + j\lambda' p)}{2\,\alpha'\,(\mu + j\mu' p)}\,\frac{p^2}{m + j m' p}\sin\alpha' z\,\Gamma$$

Il movimento, il quale si proponga con la velocità delle onde longitudinali, nell'interno del mezzo involge dilatazione e distorsione, mentre in superficie ($z = 0$) avviene nella direzione della propagazione ed ha a carattere longitudinale.

Indicando con s lo spostamento in superficie, si ha:

$$s = A_1\, \sigma(p)\, e^{-K(p)\,\Delta}\, e^{j\left[pt - \frac{2\pi\Delta}{L(p)} - \varphi_0(p)\right]} \qquad [6]$$

dove Δ è la distanza dall'origine degli assi.
$K(p)$ ed $L(p)$ rappresentano rispettivamente il coefficiente di assorbimento e la lunghezza d'onda, di cui non si riportano per brevità le formule, che del resto sono note [8].
Si è posto inoltre:

$$\sigma(p)\, e^{-j\varphi_0(p)} = \frac{-jp}{\sqrt{m + jm'p}}\left[1 + \frac{(\lambda + j\lambda' p)}{2(\mu + j\mu' p)}\right].$$

Assumendo $m = 64$, $m' = 0{,}5$, $n = 19$ e quindi $n' = 0{,}375$, si può avere una idea delle grandezze in giuoco.

Per $\nu = p/2\pi < 1$ Hertz:

$$\sigma(p)\, e^{-K(p)\,\Delta} \simeq 0{,}21\, p\, e^{-0{,}00044828\, p^2 \Delta} \qquad [7]$$

$$\varphi_0(p) \simeq + 90^\circ + 1{,}39878\, p$$

Il valore di p per cui $\sigma(p)\, e^{-K(p)\,\Delta}$ è massima, vale $32\,\Delta^{-\frac{1}{2}}$. Per $\nu < 1$ Hertz la dispersione è piccolissima.

La teoria esposta deve considerarsi di primo orientamento, che potrà essere confermato o meno da ulteriori studi, per tre ragioni principali.

La prima è costituita dal fatto che la dilatazione deve essere indipendente da z. Ciò potrà verificarsi in pratica in via soltanto approssimativa ed in casi particolari.

La seconda riguarda la schematizzazione del problema: si è considerato un solido semi-indefinito, mentre la terra è formata da strati, le cui costanti elastiche variano con la profondità. È molto probabile che Byrly abbia trovato per le onde *F* una velocità diversa da quella trovata da Adkins e da Neumann appunto a causa della diversità degli strati interessati dalla propagazione.

La terza ragione è che, in generale, la perturbazione iniziale non è sinusoidale ed indefinita, ma consite in uno o più impulsi, la cui forma dipende dalla natura del terremoto.

Si può pensare che tale perturbazione sia decomponibile, mediante il teorema di Fourier, in una somma di infinite armoniche. Ciascuna di queste armoniche subirà una diminuzione di ampiezza in funzione della distanza e della propria frequenza in relazione alla (6).

Sebbene nulla di preciso si possa dire sulla forma dell'onda alle varie distanze epicentrali, se non si particolarizza l'impulso iniziale e si esegue effettivamente il calcolo o se non si fanno almeno ipotesi restrittive sulla natura del suo spettro [9], s'intuisce che ad ogni determinata distanza epicentrale prevarranno le armoniche il cui periodo è uguale o prossima a quello delle armoniche di ampiezza massima a quella distanza.

Il graduale aumento dell'ampiezza della fase *F* potrebbe attribuirsi a quanto si è detto in merito all'ampiezza delle singole onde elementari, allo sfasamento $\varphi_0(p)$ e alla piccola dispersione, a causa della quale le onde più veloci sono quelle di più alta frequenza.

PAOLO EMILIO VALLE

Istituto Nazionale di Geofisica.
Roma, 5 marzo 1946.

BIBLIOGRAFIA

1 NEUMANN F.: *An Analisis of the S wave* « Bull. Seism. Soc. Am. » 20, 15-32 (1930).
2 BYERLY P.: *Earthquakes off the Coast of Northern California.* « Bull. Seism. Soc. Am. », 27, 73-96 (1937).
3 NEUMANN F.: *The Transmission of the Seismic Waves.* « Trans. Am. Geophys. Union » 1933, p.p. 239-335.
4 ADKINS J. N.: *The Alaskan Earthquake of July 22, 1937.* « Bull. Seism. Soc. Am. », 30, 352-376 (1940).
5 LINEHAN D.: *The Chelmsford Massachusetts, Earthquake of June 23, 1938.* « Bull. Seism. Soc. Am. », 30, 98-107 (1940).
6 ADKINS J. N.: *loc. cit.*
7 JEANS J. H.: *The Propagation of Earthquake Waves.* « Roy. Soc. Proc. A. », 102, 554-574 (1923).
8 VALLE P. E.: *Sulla rifrazione di onde piane elementari in mezzi firmoviscosi.* « Pubblicazioni dell'Istituto Nazionale di Geofisica », Roma, n. 110 (1945).
9 VALLE P. E.: *Sul periodo delle onde sismiche in relazione all'assorbimento.* « Ric. Scien. e Ricostruzione », XVI, n. 3-4, 322-325 (1946).