

---

ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI  
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI

# RENDICONTI

---

PIETRO CALOI

**La zona di transizione stratificata, fra Mantello e Nucleo terrestri, convoglia cospicui sistemi d'onde, specialmente trasversali, fino alle massime distanze epicentrali**

*Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 62 (1977), n.6, p. 816–824.*  
Accademia Nazionale dei Lincei

[<http://www.bdim.eu/item?id=RLINA\\_1977\\_8\\_62\\_6\\_816\\_0>](http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1977_8_62_6_816_0)

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

---

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma  
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)  
SIMAI & UMI*

<http://www.bdim.eu/>

**Geofisica.** — *La zona di transizione stratificata, fra Mantello e Nucleo terrestri, convoglia cospicui sistemi d'onde, specialmente trasversali, fino alle massime distanze epicentrali.* Nota (\*) del Socio PIETRO CALOI.

**SUMMARY.** — In continuation of author's researches on the layered transition zone between Earth's Mantle and Core, by means of the present work, he arrives to the conclusion that this zone generally becomes vehicle of seismic longitudinal waves ( $P_N P_N P$ ), transversal waves ( $S_N S_N S$ ) and mixed waves, that—on the whole—can reach the greatest distances (in that case  $P_N P_N P$  precede  $PKP_1$ , towards which they are however in stage of approaching with the distance). In the part channelled,  $_N P_N$  and  $_N S_N$  have a velocity variable from 12,7 to 9,5 km/sec and from 6,5 to 4,5 km/sec ca. respectively. The lower layers conduct the shorter period waves. At the greatest distances,  $S_N S_N S$  result particularly increased.

An indirect evidence of existence of the transition zone and of its stratification is provided by the scattering of the  $PKP_2$ -waves, when they cross it and where them come entrapped, more or less temporarily.

Conveyed waves by layered transition zone between Earth's Mantle and Core, constitute a decisive contribution to the correct interpretation of earthquakes; in particular of far-earthquakes, in whose seismograms remained some wide zones of uncertain interpretation, now at last explained.

1. Abbiamo visto, in un precedente lavoro [1], che l'angolo d'incidenza più favorevole all'assorbimento d'energia da parte della zona di transizione stratificata, fra mantello e nucleo, è, per le onde sismiche provenienti dal mantello, di  $63^\circ$  circa ( $60^\circ \sim 63^\circ$ ).

Consideriamo il terremoto del 20-VII-1975 ( $H = 14.35.55$ ;  $\varphi = 6^\circ 9' S$ ;  $\lambda = 154^\circ 4' E$ ;  $h = 33$  Km;  $M = 8,0$ ).

Esaminiamo la registrazione ottenuta a Pieve di Cadore.

Tenuto conto della distanza epicentrale, pari a 14.326 km ( $128^\circ 93$  in angolo), con procedimento seguito nel lavoro precedente (al quale rimando il lettore), le onde longitudinali e trasversali percorrono tragitti variabili da 4150 km circa a 3970 km circa, a seconda che la loro propagazione interessa le stratificazioni superiori od inferiori della zona di transizione.

Per una velocità delle P di 12 km/sec nello strato superiore, si trova che le  $P_N P_N P$  precedono le  $PKP_1$  di  $2^m 20^s$  circa; nello strato con velocità di 11 km/sec l'anticipo delle  $P_N P_N P$  è di un minuto e  $47^s$ ; e l'intervallo va scemando per propagazione negli strati inferiori. Tracce di queste onde risultano sulla componente verticale di Pieve di Cadore fra le  $14.55.30 \pm$  e le  $PKP_1$ , particolarmente chiare dopo  $56.41$  (fig. 1-I). Analogamente in altre stazioni della Carnia e del Cadore. Esse onde risulteranno in ogni modo evidenti a Monte Porzio, come vedremo fra poco. Comunque, il fatto che esse appaiono disse-

(\*) Presentata nella seduta del 23 giugno 1977.

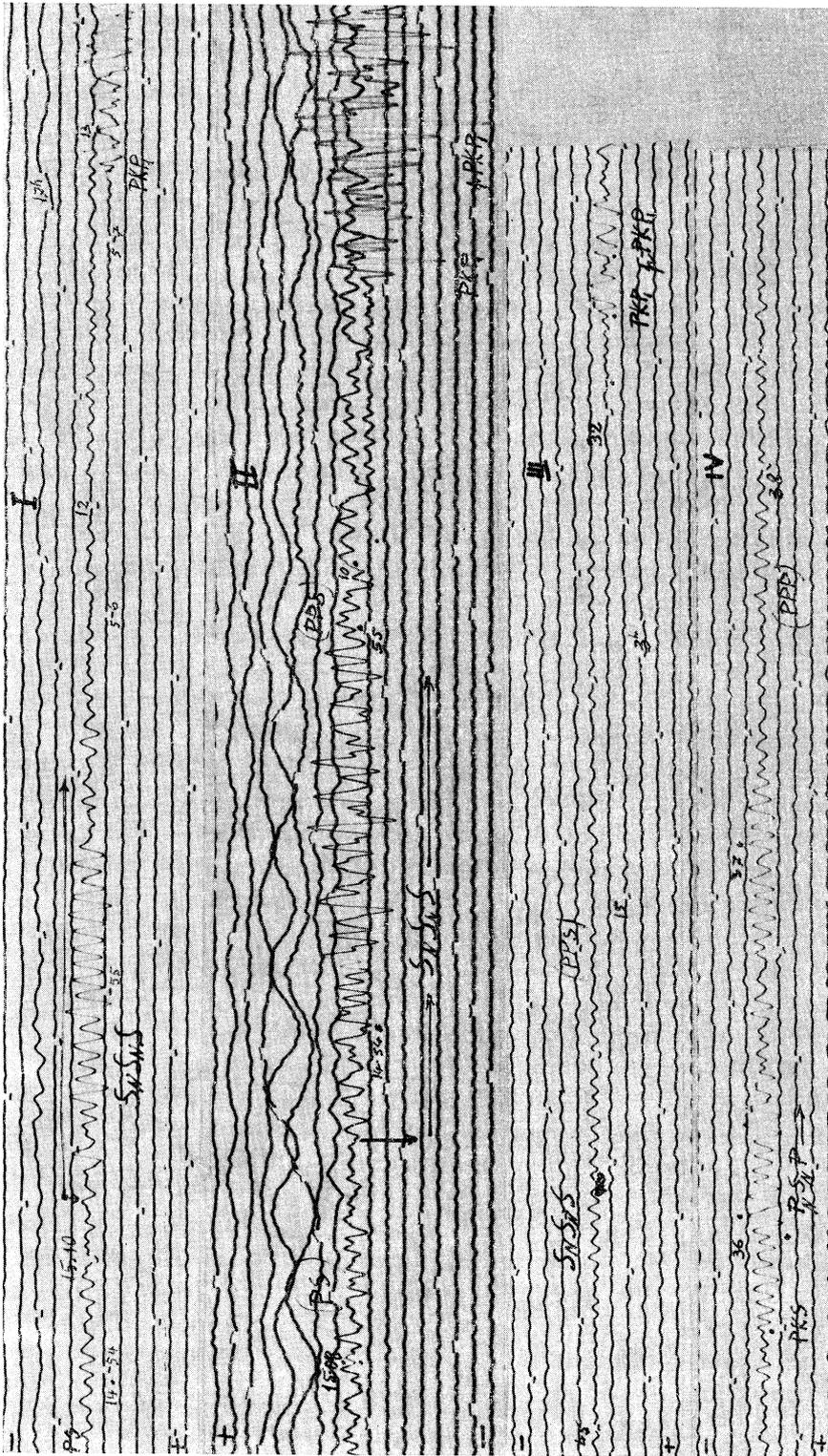


Fig. 1. - Terremoto del 20-VII-1975;  $H = 14.37.35.5$ ;  $\varphi = 69^{\circ}S$ ;  $\lambda = 145^{\circ}4 E$ ;  $h = 33$  km;  $M = 8.0$ . I) Pieve di Cadore;  $\Delta = 14.326$  km (v. testo). II) La Maina;  $\Delta = 14.304$  km (v. testo). III) Terremoto del 1-II-1974;  $H = 03.12.33.1$ ;  $h = 60$  km;  $\varphi 7^{\circ}4 S$ ;  $\lambda = 155^{\circ}6 E$ ;  $M = 6.8$  Pas. Registrazione di Pieve di Cadore. Tracce di  $P_N P_N P$  a partire da 03.32.05, prima delle successive  $PKP_1$ . Bene sviluppate le  $S_N S_N S$ . IV) Registrazione di chiare onde:  $P_N S_N P$ .

minate come tracce dell'arco di circa due minuti, sta a provare la loro provenienza da una zona stratificata. Non sono, in ogni modo, onde diffratte.

A Pieve di Cadore, le più evidenti sono quelle che precedono di 25<sup>s</sup> circa le PKP<sub>1</sub> (fig. 1-I), per tragitto negli strati inferiori, percorsi quindi con velocità inferiore ai 10 km/sec.

Ancora più evidente si presenta il contrasto a La Maina (alla distanza 14.304 km). Guidate dalla zona di transizione per 4.000 km (negli strati inferiori), con la velocità per le P di 11 km/sec le P<sub>N</sub>P<sub>N</sub>P precedono le PKP<sub>1</sub> di 1<sup>m</sup>47<sup>s</sup>; che si riduce a 1<sup>m</sup>10<sup>s</sup> per  $v_p = 10$  km/sec e a 44<sup>s</sup> per  $v_p = 9,5$  km/sec. È questo, in effetti, il gruppo di P<sub>N</sub>P<sub>N</sub>P che giunge più chiaramente a La Maina (fig. 1-II). Gli strati inferiori della zona di transizione sono quindi i più atti a convogliare onde longitudinali a *breve* periodo; quelle a lungo periodo essendo associate ai più veloci strati superiori.

Non mi soffermo sulle P<sub>N</sub>S<sub>N</sub>P, che appaiono evidenti e persistenti dopo le PP.

Passiamo ora alle onde trasversali, che forniscono esempi di particolare chiarezza. Limitiamoci alle S<sub>N</sub>S<sub>N</sub>S. Come si è visto in altro lavoro, gli strati inferiori della zona di stratificazione sono i più attivi. Pertanto, scelto il percorso medio in zona di 3970 km, la velocità di propagazione di 5,5 km/sec porta in superficie una sequenza di ampie onde quasi sinusoidali (fig. 1-I), per la durata di oltre un minuto e il gruppo torna a rendersi evidente circa 3 minuti più tardi, con velocità di 4,5 km/sec circa, propria dello strato-base della zona di transizione.

Andamento identico quindi - e più sviluppato - per la stazione di La Maina. Come si è visto, con un percorso di 4140 km negli strati superiori, le onde longitudinali viaggiando a 11 km/sec, anticipano le PKP<sub>1</sub> di 1<sup>m</sup>47<sup>s</sup> come a Pieve di Cadore (attesa la minima differenza di distanza epicentrale). Mentre, per quanto concerne le onde trasversali, il loro tragitto lungo lo strato arcuato di 4.000 km circa, le conduce in superficie 13<sup>m</sup>8<sup>s</sup> dopo le PKP<sub>1</sub>, cioè vengono registrate a 15.08.35, dove sul sismogramma (fig. 1-II) si presenta un impetuoso seguito di ampi impulsi.

Risultati analoghi si ottengono per l'Ambiesta, alla distanza epicentrale di 14.295.

Le stazioni ora citate (Pieve di Cadore, La Maina, Ambiesta, ...) sono a breve periodo (1<sup>s</sup> ~ 1,5<sup>s</sup>): vengono quindi poco amplificate le oscillazioni con periodi di alcuni secondi, che sono quelli predominanti nei terremoti di lontana origine.

Un sicuro inizio per le P<sub>N</sub>P<sub>N</sub>P può quindi aversi per strumenti a lungo periodo e forte ingrandimento, come il « Press-Ewing » di Monte Porzio ( $T_s = 15^s$ ;  $T_\theta = 90^s$ ), i quali - a dire il vero - per terremoti fortissimi, come quello in esame, di magnitudo 8, servono effettivamente per il solo inizio. In questo caso, però, la registrazione di Monte Porzio riesce preziosa. In essa, infatti, le onde P<sub>N</sub>P<sub>N</sub>P hanno un inizio inconfutabile (fig. 2-I) e precedono le PKP<sub>1</sub> di 2<sup>m</sup>42<sup>s</sup>. Poiché la distanza di Monte Porzio dall'epicentro è di 14.160 km, ad esse corrisponde una propagazione di 4224 km circa negli strati superiori

della zona di transizione. Per una velocità delle onde longitudinali, in detti strati, di 12,7 k/sec, la  $P_N P_N P$  verrebbe a precedere la  $PKP_1$  di  $2^m39^s$ , che praticamente coincide con il valore osservato (fig. 2-I).

Taluno potrebbe obiettare che quelle indicate con  $P_N P_N P$  potrebbero essere l'inizio di un terremoto, precedente quello principale. Ma ogni dubbio scompare osservando che il terremoto principale ha avuto numerose repliche, di cui una a 19.54.03 con magnitudo di poco inferiore a quella della prima

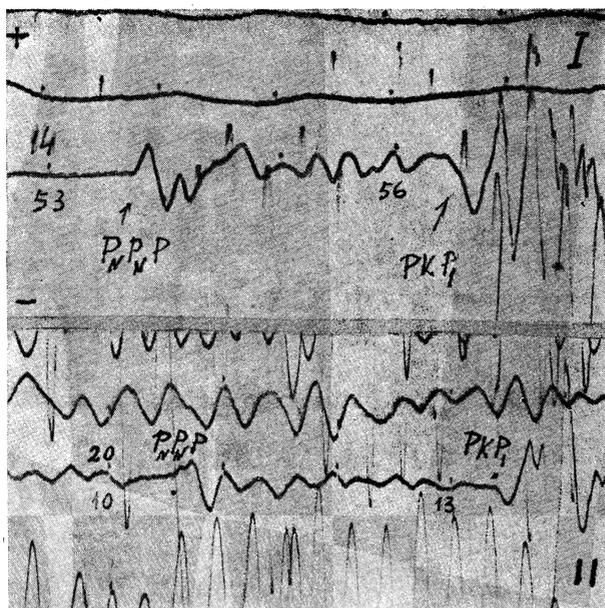


Fig. 2. - I) Terremoto del 20-VII-1975 (v. fig. 1). Inizio della registrazione ottenuta a Monte Porzio, con un apparecchio Press-Ewing (v. testo). II) Inizio, ottenuto a Monte Porzio, della replica del precedente ( $H = 19.54.03$ ;  $M = 7,7$ ).

scossa (7,7 invece 8,0). Ebbene, anche la replica ha le  $PKP_1$  precedute da  $P_N P_N P$ , esattamente con lo stesso intervallo della scossa principale (fig. 2-II). E poiché i terremoti non usano farsi precedere da staffette, ugualmente intervallate, si deve vedere in questo fatto un'ulteriore valida testimonianza dell'esistenza delle onde  $P_N P_N P$ .

Non mi soffermerò oltre a documentare l'esistenza delle onde longitudinale e trasversali, guidate dagli strati della zona di transizione. Mi limiterò a riportare un esempio ai limiti della ricezione per sismografi a breve periodo. Per distanze dell'ordine di 14.500 km, il terremoto deve avere una magnitudo non inferiore ai 6,5-7, come quello delle isole Salomone del 1° febbraio 1974 ( $H = 03.12.33,1$ ;  $h = 60$  km;  $\varphi = 7^{\circ}4$  S;  $\lambda = 155^{\circ}6$  E;  $M = 6,8$ ). L'epicentro dista da Pieve di Cadore 14.437 km. Per un tragitto in zona transizione dell'ordine di 4.350 km, le  $PKP_1$  sono precedute da onde longitudinali che hanno percorso gli strati inferiori della zona di transizione con velocità del-

l'ordine di 9 km/sec (fig. 1-III). Lo strumento, essendo a breve periodo, non ha registrato apprezzabili onde longitudinali guidate dagli strati superiori a maggior velocità (e con periodi più elevati).

Le onde PP sono registrate come tracce a 03.34.32 e così le PKS a 35.30. A partire da 03.36.00 seguono onde  $P_N S_N P$  (con  $v_s = 6$  km/sec), condotte come trasversali in zona di transizione: esse persistono chiaramente per circa 2 minuti (fig. 1-IV). Si hanno poi deboli SKS a 03.39.20, SKKS a 41.20, PS a 44.43, mentre a partire da 03.44.51 si ha un lungo seguito di onde, da interpretare come  $S_N S_N S$  (con  $v_s = 6$  km/sec nel tratto canalizzato), particolarmente sviluppate sull'E-W (fig. 1-III).

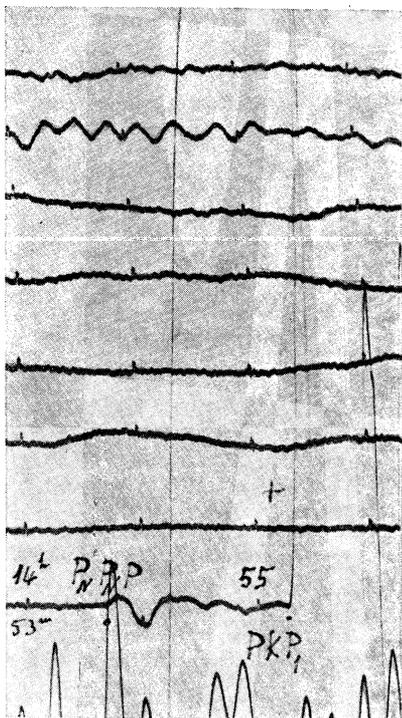


Fig. 3. - Terremoto dell'11-X-1975 ( $24^{\circ}5$  S;  $175^{\circ}1$  W;  $H = 14.33.20$ ;  $h = 33$  km;  $M = 7,8$ ). Inizio della registrazione di Monte Porzio, alla distanza epicentrale di 17.940 km. Si nota l'enorme differenza fra l'ampiezza delle  $PKP_1$  e delle  $P_N P_N P$ . Ciò sta a dimostrare che la distanza di 18.000 km circa è una distanza-limite per la registrazione delle  $P_N P_N P$  canalizzate dalla zona di transizione, anche nel caso di terremoti fortissimi, caratterizzati dalle massime magnitudo.

Al crescere della distanza epicentrale, le onde  $P_N P_N P$ , guidate dalla zona di transizione, si fanno sempre più piccole e compaiono solo per terremoti fortissimi, con magnitudo dell'ordine di 8. Come per esempio per il terremoto fra le isole Tonga e le isole Kermadec ( $\varphi = 24^{\circ}5$  S;  $\lambda = 175^{\circ}1$  W;  $H = 14.35$  20;  $h = 33$  km;  $M = 7,8$  secondo l'U.S Nat. Earth. Inform. Service). La distanza da Monte Porzio fu di 17.940 km. Per un tragitto in zona transizione di 6.000 km circa, con la velocità di 12,7 km/sec per le onde longitudinali guidate, l'anticipo delle  $P_N P_N P$  sulle  $PKP_1$  è di  $1^m 10^s$  circa contro  $1^m 30^s$ , quale valore osservato (fig. 3);  $20^s$  di scarto possono apparire eccessivi. Si spiegano facilmente se si pensa che un piccolo aumento della velocità delle P nella zona di transizione (per esempio 13 km/sec), lo ridurrebbe di una diecina di sec. Ma soprattutto va sottolineato, che si tratta di calcoli approssimativi: e tali

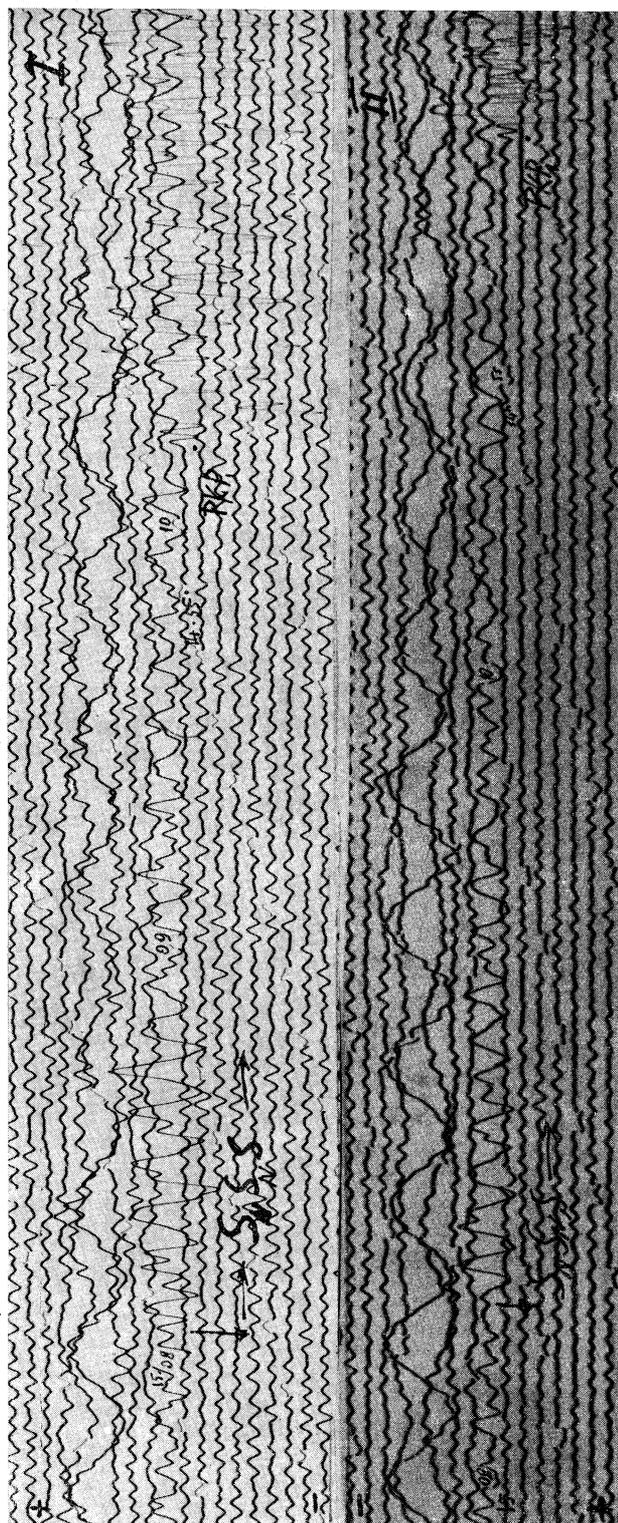


Fig. 4. - Terremoto dell'11-X-1975 (v. fig. 3). I) Registrazione de La Maina ( $\Delta = 17.500$  km circa); II) Registrazione del Vajont ( $\Delta = 17.530$  km circa). A differenza delle  $P_N P_N P$  (v. fig. 3), le  $S_N S_N S$  sono notevolmente sviluppate anche per distanze di quest'ordine e con apparecchi a breve periodo.

non possono non essere, se si pensa che la zona di transizione è ben lungi dall'essere una corona sferica [2], presentando prominente ed avvallamenti. Nel caso specifico, poi, non si deve dimenticare che presso le isole Kermadec esiste una vasta zona di Benioff, che si protende fino a 700 e più km di profondità, alterando il carattere dinamico del mezzo.

Di più, va ancora osservato che  $\Delta = 161^{\circ}5$  si trova nella zona dove, secondo Gutenberg (Gutenberg, 1959, p. 104) le  $PKP_1$  (da lui indicate con  $PKIKP$ , in quanto attraversano il nucleo interno) giungono in un tempo pari a circa  $20^m05^s$ , il che porterebbe il divario a circa  $12^s$ , in quest'ordine d'indagini più che accettabile.

Sebbene sia da ritenere che, quasi certamente, il ritardo delle  $PKP_1$  è da attribuire al rallentamento che tali onde subiscono nella zona di transizione, quando si tenga presente che i calcoli delle tabelle Jeffreys-Bullen e Gutenberg-Richter, sono fatti nell'ipotesi che il mantello sia separato da nucleo da una superficie matematica. Infatti, per quella distanza, le  $PKP_1$  entrano molto inclinate nella zona di transizione, il che giustifica la loro più prolungata permanenza ivi e il loro presunto ritardo.

Sta di fatto, che per queste grandi distanze solo terremoti violenti possono far registrare, ad apparecchi adatti, onde longitudinali che hanno interessato parte della zona di transizione. Per l'esempio riportato, si veda l'enorme differenza fra l'ampiezza delle  $P_N P_N P$  e le  $PKP_1$  ( $PKIKP$ ) - fig. 3 -. In ogni modo i terremoti di massima magnitudo possono condurre onde  $P_N P_N P$  fino agli antipodi.

E questo è tanto più vero per le onde trasversali, animate di maggior energia. Così, mentre la registrazione delle  $P_N P_N P$ , per il terremoto in esame nelle stazioni a breve periodo è pressochè mancante, vi risultano invece chiaramente registrate lunghe serie di  $S_N S_N S$ , come a La Maina, al Vajont (fig. 4) e altrove.

È poi da segnalare che, per le grandi distanze, le onde  $S_N S_N S$  subiscono una sorta di dispersione, dovuta forse al passaggio verso gli strati superiori con aumento di periodo e di velocità.

2. Va fatta un'ulteriore precisazione. Dal confronto degli inizi dei terremoti registrati a Monte Porzio, rispettivamente a 14.611 km (20-VII-1975), e a 17.940 km (11-X-1975), si nota che, mentre nel primo l'anticipo delle  $P_N P_N P$  è di  $2^m42^s$ , per il secondo l'anticipo si riduce a  $1^m30^s$ . E ciò si spiega. Infatti, mentre nel primo caso le  $PKP_1$ , attesa la distanza epicentrale, sono obbligate dal nucleo interno ad una forte deviazione in zona del nucleo esterno, nel secondo caso le  $PKP_1$  ( $PKIKP$ , secondo Gutenberg) hanno un tragitto pressochè rettilineo ed interessano il nucleo interno nella sua parte centrale, dove massima è la velocità delle onde longitudinali, laddove le  $P_N P_N P$  sono costrette a percorrere le stratificazioni della corona sferica, costituita dalla zona di transizione.

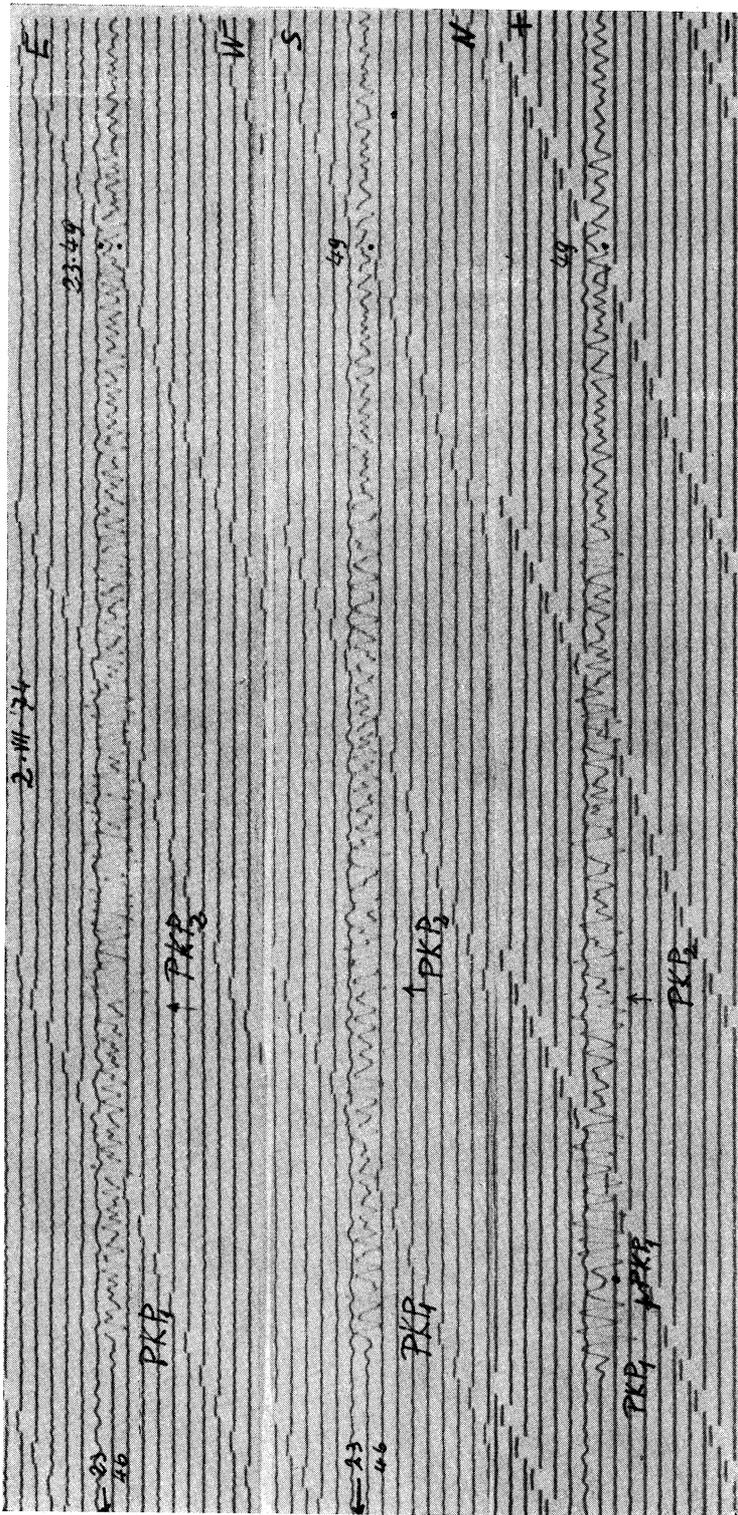


Fig. 5. - Terremoto delle isole Kermadec del 2-VII-1974 ( $H = 23.26.26,6$ ;  $29$ ;  $1S$ ;  $176$ ;  $0W$ ;  $h = N$  - profondità normale -;  $M = 7,3$ ) registrato, nelle sue prime fasi, all'Ambiesta (Tolmezzo), alla distanza di  $17930$  km. Attesa la particolare inclinazione delle  $PKP_2$  nei confronti della base della zona di transizione (v. testo), esse subiscono, prima di entrare nel mantello una serie di riflessioni multiple, per la durata di oltre un minuto. Restano particolarmente intrappolate le onde di  $1^a$  circa (comp. EW). Anche sulle altre componenti è comunque evidente questa azione di sparpagliamento.

3. Da ultimo, va messo in evidenza un altro fenomeno, legato alla stratificazione della zona di transizione. Quando essa viene investita dal basso sotto angoli d'incidenza atti alla rifrazione e - successivamente - alle riflessioni multiple, diviene sorgente di una compatta serie di oscillazioni, che può durare più di un minuto. Deve trattarsi, comunque, di terremoti molto lontani, capaci di eccitare le PKP<sub>2</sub>, che vengono in parte intrappolate nelle stratificazioni della zona di transizione.

Consideriamo, per esempio, il terremoto delle isole Kermadec del 2 luglio 1974 ( $\varphi = 29^{\circ} \text{ S}$ ;  $\lambda = 176^{\circ} \text{ W}$ ;  $h = \text{N}$ ;  $M = 7,3$ ) e la registrazione che di esso si è ottenuta all'Ambiesta (Tolmezzo).

Tale stazione dista dall'epicentro  $161^{\circ} 36'$  (pari a 17.930 km). L'inclinazione delle PKP<sub>2</sub> incidenti alla base della zona di transizione (Gutenberg, *l.c.*) è favorevole alla rifrazione e, una volta iniziata la zona a strati con velocità crescente, si presentano le condizioni per riflessioni multiple da uno strato al successivo. Ciò spiega la netta differenza fra le PKP<sub>1</sub> e le PKP<sub>2</sub>, specialmente sulla componente EW, dove prevalgono i periodi di 1<sup>s</sup> circa (fig. 5), che Gutenberg fa nascere nella zona limite fra nucleo esterno e nucleo interno. Anche questa lunga serie di onde intrappolate costituisce un'ulteriore testimonianza sull'esistenza della zona di transizione tra mantello e nucleo e sulla sua stratificazione.

#### RICHIAMI BIBLIOGRAFICI

- [1] P. CALOI (1975) - *Sulle notevoli conseguenze dell'esistenza di una zona di transizione fra Mantello e Nucleo terrestri*, « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », Cl. Sc. fis. mat. e nat., ser. VIII, 49 (3-4).
- [2] P. CALOI e P. F. BIAGI (1974) - *Sulla stratificazione della zona di transizione fra mantello e nucleo*, « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », Cl. Sc. fis., mat. e nat., ser. VIII, 56 (5).
- [3] B. GUTENBERG (1959) - *Physics of the Earth's Interior*, « Academic Press », p. 104.