

1960年5月のChile地震で観測された 周期約20~450秒の表面波*

長 宗 留 男**

550.341

Surface Waves in the Period Range 20 to 450 seconds from
Chilean Earthquakes of May, 1960, Recorded at
Matsushiro and Tokyo.

by

Tomeo Nagamune

Abstract

In the present paper, (a) group velocity of crustal Love and Rayleigh waves having period less than 80 sec, (b) a property of source of the main shock, (c) group velocity of mantle Love and Rayleigh waves in the period range about 110 to 450 sec, and (d) the value of Q for mantle Rayleigh waves are presented.

(a). Group velocity of crustal Rayleigh waves are in agreement with the curve which was obtained by Santô (1961, a, b) for the path from south America to Tsukuba station. Love waves having group velocity about 4.4 km/sec at 35 sec to about 4.65 km/sec at 80 sec have been observed in a few records at Matsushiro (Fig. 1).

(b). Comparison of arrival times of individual phases of crustal Rayleigh waves at Tokyo for the main shock (Fig. 3) and fore-and after-shocks originated near its epicenter (Fig. 2) suggests that the main shock was consisted of two wave origins which occurred at some time interval.

(c). From records of Matsushiro Galitzin and Benioff long-period seismographs, mantle Rayleigh wave trains in the period range about 120 to 340 sec have been measured to obtain group velocity over the great circle passing through the epicenter and Matsushiro (Fig. 9). And also, some mantle Love wave trains were available for group velocity having period range about 110 to 450 sec (Fig. 11).

(d). The mean value of Q for mantle Rayleigh waves of periods 240 to 330 sec was measured to be 175 (Table 3). This value of Q is in good agreement with mean value 180 obtained by Benioff, Press, and Smith (1961) from the spheroidal oscillation of the earth for S_{12} to S_{18} modes (about 350 to 450 sec in period).

§ 1. ま え が き

1960年5月22日19時11分(Z)ごろ、Chile沿岸付近に起こった地震は、その規模の大きかったこと、広範囲に大規模の地殻変動をともなったこと、またその結果太平洋全域にわたって大きな津波があったことなど、地

震史上特筆すべきものであったといえよう。

USCGS および BCIS の報告、気象庁技術報告第8号(昭和36年3月)などを参照すると、この地震の震源要素の概略は次のとおりである。

USCGS の速報では、震源時：22日19時11分22秒(Z)、震央：38°S, 73°1/2Wと推定している。各観測所で求めた Magnitude (M) は、8³/₄ (Matsushiro, Santa Lucia), 8¹/₂ (Athènes, Berkeley), 8.4 (Moskova),

* Received Dec. 26, 1962

** 気象庁地震課

$8\frac{1}{4}$ — $8\frac{1}{2}$ (Pasadena), 8.3. (Lwiro, Tacubaya), $m=8.1$, $M=8.9$ (Kew) である。ただし, Symons および Zelter(1960)によると, 震央は 41°S , $73^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$ としており, 震度分布からみると等震度線の中心はこの付近であり(気象庁技術報告第 8 号第 3 章参照), この付近が何らかの意味をもつものと思われる*。その後の USCGS の報告では, 震央は前二者のほぼ中間である $39^{\circ}\frac{1}{2}\text{S}$, $74^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$, 震源時は 19 時 11 分 17 秒 (Z) と訂正されている。

一方この地震は, 地球物理学上多くの貴重な資料を提供した。特に最近の地震学での新しい分野である長周期の地震波 (mantle wave) や地球の自由振動の問題に対して好都合の資料となり, 計算機械の発達したこととあいまって多数の研究が行なわれ, この方面でも急速に進歩した。

この報告は, 東京および松代で観測された Chile 地震 (前震, 余震を含む) の表面波について調査したものであり, 周期約 80 秒以下の表面波, 表面波の観測からみた本震の起こり方, 周期約 100 秒~450 秒の mantle wave および mantle wave の減衰について述べる。

§ 2. 周期約 17 秒~80 秒の表面波

周期数十秒までの表面波は, mantle wave に対して crustal wave と呼ばれるもので, その速度は殆んど地殻 (海洋性 Rayleigh 波では海水層も含む) および mantle のごく上層部の構造によって決められる。地殻の構造は地域によってかなりの相違があるため観測された表面波から分散曲線を求めると, 一般に経路によってそれぞれに特有のものが得られるのが普通である。太平洋底を伝搬して日本の中央部にやってくる表面波でも詳しく調べてみると, その経路が, 例えば震央が Chile 中央部にある場合のように太平洋の中央部を横断するものであるか, あるいはそれより北よりであるか西よりであるかによって, 求められた分散曲線にも差がありそれぞれの経路に対する平均的な地殻構造が互に異なっていることを示している。したがって, いろいろの経路について crustal wave の速度を比較検討することによって, それらから地殻構造に関する情報を得ることができる [例えば Santó (1960 a, b および 1961)]。

Fig. 1 に 2, 3 の地震の記録から求めた Love 波および Rayleigh 波の速度を示してある。使用した地震計は,

東京では Wiechert 式地震計および Mainka 式地震計, 松代では Benioff 式地震計長周期成分である。

a) Love 波

前震余震を含めていくつかの記録のなかで Love 型表面波の読取れたのは 2, 3 の地震についてだけであった。Fig. 1 には 5 月 21 日 ($O=10^{\text{h}}02^{\text{m}}50^{\text{s}}\text{Z}$) および 5 月 25 日 ($O=08^{\text{h}}34^{\text{m}}33^{\text{s}}\text{Z}$) の 2 つの地震の松代における記録から求めたものを示してある。図中の曲線のうち, Nagamune 1 および 2 はそれぞれ太平洋北部経路および太平洋中部経路 (おもに Samoa Is., Santa Cruz Is. 方面の地震が対象になっている) について求めたもの (Nagamune, 1956, 1957), 鎖線は Oliver, Ewing および Press (1955) が太平洋周辺に起こった地震を Honolulu で観測した値を平均したものである。

今回求められた値は, これらいつれの曲線にも一致しない。しいていえば, 周期 50 秒付近までの部分では Nagamune 2 の曲線に比較的近いとみられるであろう。周期の長い部分については一応点線の範囲で表わしておく。今まで太平洋底を伝搬する Love 型表面波については, Oliver, Ewing, Press の観測結果からも考えられるように, 周期約 20~30 秒以上になると殆んど分散せず群速度は 4.4~4.5 km/sec でほぼ一定であるといわれている (Ewing, Jardetzky および Press, 1957, p 216)。これに反して, Chile—松代経路では周期 70~80 秒で 4.6~4.7 km/sec と比較的大きな速度をあたえている。周期 30~40 秒以上の波でもかなり分散するらしいということは今回ばかりではなく Samoa, Santa Cruz 方面—松代経路 (Nagamune 2 の曲線) についても想像される。

b) Rayleigh 波

Rayleigh 波の資料は, 5 月 21 日の前震, 5 月 25 日の余震 (以上 Love 波の場合と同じ) および本震の初まりの部分の約 1.5 分間について求めたものである。実曲線は Love 波の場合と同様筆者 (1956, 1957) の求めたものおよび Santó (1960 a, b) が Chile 方面の地震を筑波山で観測した記録から求めたものである。なお, Dorman model 8099* (Dorman, Ewing, Oliver, 1960) に対する計算値を点線で示してある。Kuo, Brune および Major (1962) は, 太平洋経路の Rayleigh 波の観測から Melanesia-New Zealand 地域を除いて, 他の太

* 地震波の観測結果からこれら 2 つの点 (38°S , $73^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$) および (41°S , $73^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$) を比較してみると, 後者の震央のほうがよさそうだという結果がでてくる。(気象庁技術報告第 8 号 p. 9)。

* Dorman model 8099 は密度分布としては Bullen A. model (ただし深さ 410 km までは少しかえてある), 深さ 60 km~220 km に低速層をもった海洋性構造 model である。(Fig. 12 参照)

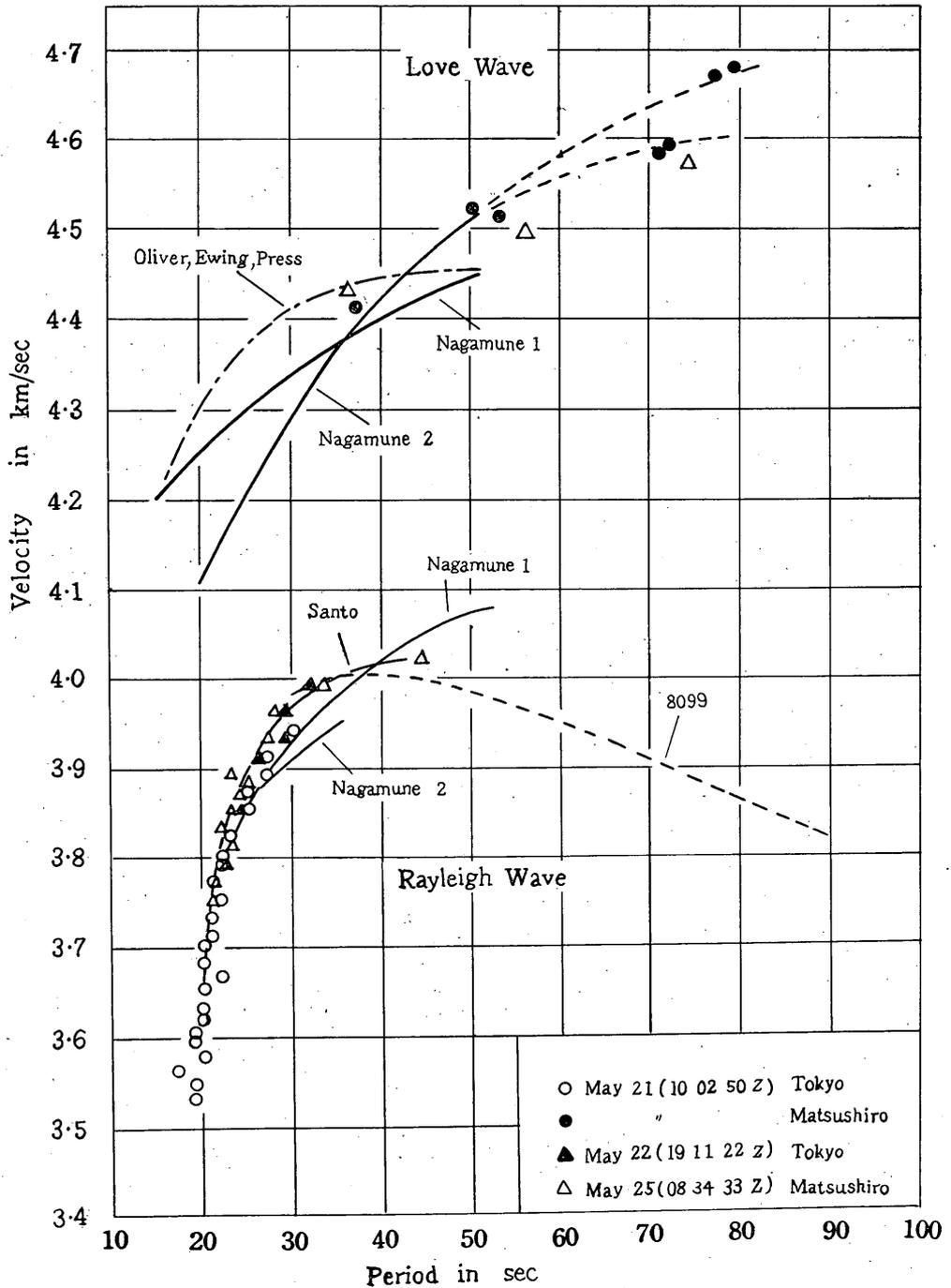


Fig. 1 Group velocity data for crustal Love and Rayleigh waves. Solid curves "Nagamune 2", "Nagamune 1" and "Santô" are observed dispersion curves for the path from south Pacific to Matsushiro (Nagamune, 1956), northern Pacific basin path (Nagamune, 1957) and the path from south America to Tsukuba (Santô, 1960, a, b) respectively. The chain curve ("Oliver, Ewing, Press") is group velocity of Love waves for Pacific basin paths obtained by Oliver, Ewing, and Press (1955). The dashed curve indicates the theoretical dispersion for Dormann's 8099 model (Dorman, Ewing, Oliver, 1960).

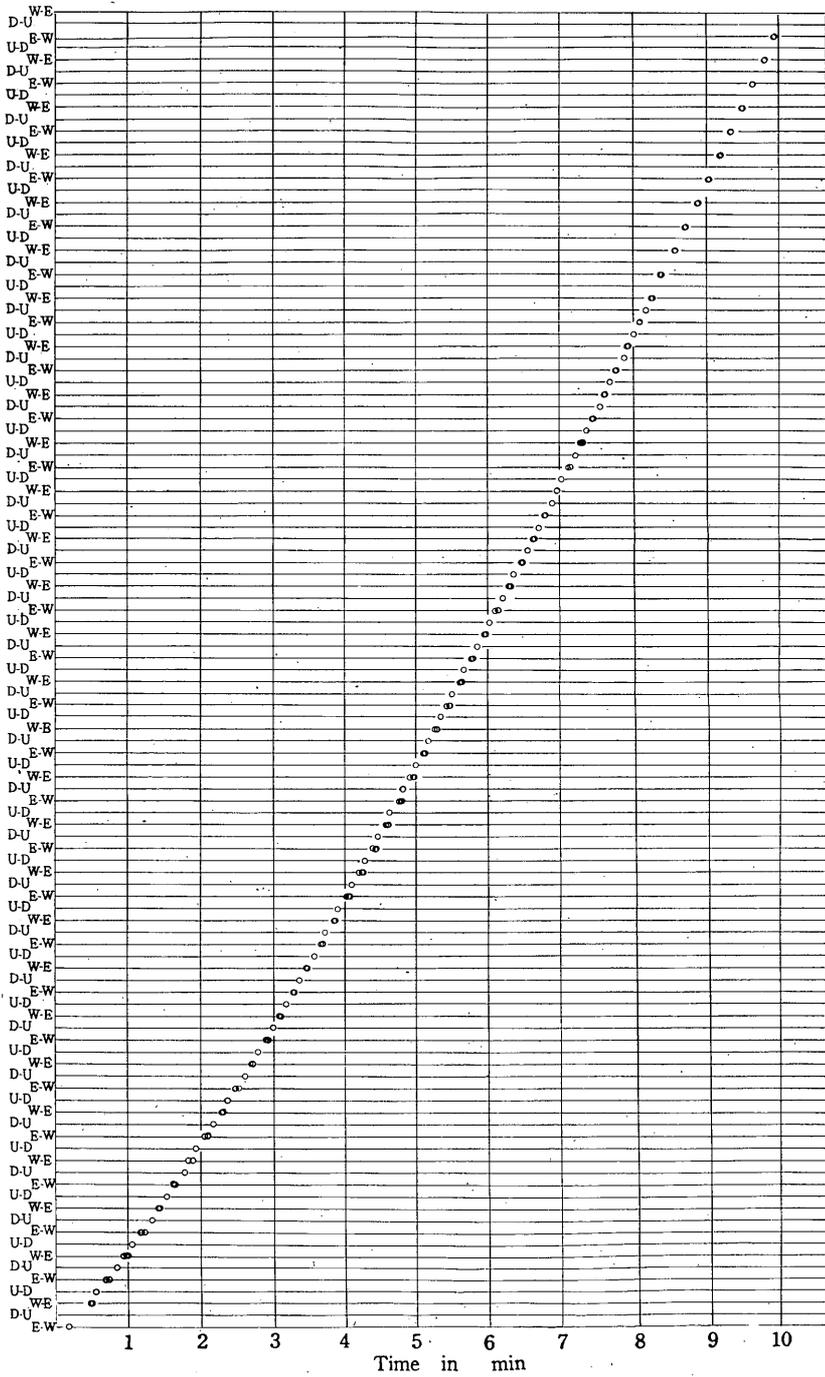


Fig. 2 Arrival times of individual phases of crustal Rayleigh waves for the path from Chile to Tokyo. The travel time of the first phase is about 72 min. The figure is made by use of the data from three shocks, 10:02:50 May 21, 10:30:09 May 22, and 02:01:08 June 20.

平洋地域については周期 20~140 秒の範囲では全体として観測値と 8099 model の理論値とはよく一致することを示している。Nagamune 2 の曲線を求めた場合には Chile 方面の地震も含まれているが周期約 20 秒以上のものはなく、長周期の部分はおもに Samoa Is., Santa Cruz Is. 方面の地震が対象になっているので、全体の曲線としての経路は今回のものより西になる。Santó 曲線に対する経路は今回のものとほとんど同じと考えられるもので、速度も観測されたすべての範囲でよくこの曲線と一致している。

これらの実曲線では、ある周期のところで極大値になり、それからは周期の長くなるにしたがって、mantle Rayleigh wave の極小値まで速度は減少する。8099 model では周期 35~36 秒で 4.00 km/sec の極大になっている。今回の観測によると極大値はこの値より幾分大きく周期も長くなるようである。太平洋北部経路については Nagamune 1 の曲線から、もっと長い周期のところでもっと大きい速度の極大値が考えられる。

Fig. 1 のように波の経路によって、それぞれ異なった 1 組ずつの Love 波および Rayleigh 波の分散曲線が求められることは、それぞれの経路について媒質構造に何らかの差があることを示すものである。太平洋底を伝搬する Love 型表面波の観測されることはあまり多くないため、Rayleigh 波に対応してあらゆる経路について Love 波の分散曲線を求めることはむずかしいが表面波の分散から各経路について、地下構造の相違を考える場合には Love 波、Rayleigh 波両方の分散曲線が満足されるようにする必要がある。

§ 3. 本震の起こり方

分散した表面波の周期、群速度を求める場合、ある同種類の位相を縦軸に順次等間隔にとり、横軸にこれら各位相の発現時刻をとって各点をプロットする方法が使われる。このように各点をプロットすると、一連の分散波群はそれが正常（逆）分散であれば上に凹（凸）なほぼ 1 つの曲線となる。

Fig. 2 は、東京の記録のうち 5 月 21 日 ($O=10^{\circ}02^{\prime}50^{\prime\prime}S, 37^{\circ}1^{\prime}S, 73^{\circ}1^{\prime}W$) の Mainka 式地震計東西成分および Wiechert 式地震計上下成分、5 月 22 日 ($O=10^{\circ}32^{\prime}43^{\prime\prime}S, 37^{\circ}1^{\prime}S, 73^{\circ}W$) および 6 月 20 日 ($O=02^{\circ}01^{\prime}08^{\prime\prime}S, 38^{\circ}S, 73^{\circ}1^{\prime}W$) の Mainka 式地震計東西成分について Rayleigh 波のはじまりの部分から上述の方法で各位相の到着時刻をプロットして時間軸を適当に移動し、位相は質点運動の方向が進行方向に対して逆まわりにな

るように重ね合わせたものである。ただし、この図では各零点の時刻 [例えば記象紙上 E (W) から W (E) に進む線が零線と交わる点の時刻] を E-W (W-E) などとして表わしてある。また東京からみたこれら地震の震央の方位は $E12^{\circ}\sim 13^{\circ}S$ になるので東西成分および上下成分だけについて読取ったものである。

図からわかるように波は初まりの部分から約 9~10 分間きれいに正常分散しており、3 つの地震の重ね合わせであるがそれぞれの部分は互によく一致している。Fig. 2 の各点を各位相ごとに平均して 1 つの曲線をかけば、上記 3 つの地震の震央付近から東京にいたる経路に対して、この曲線は Rayleigh 波の各位相についての標準の到着時を表わすものであり、他の地震の場合でもこの標準曲線にほぼ一致することが期待される。本震の震央も上記地震の震央とほとんど同じ場所と考えられるから同様である。

本震の東京における Wiechert 式地震計の東西成分および上下動成分の記録から Rayleigh 波について各位相の発現時刻を Fig. 2 の場合と同様にプロットして Fig. 3 に示してある。これでは Fig. 2 におけるように簡単ではない。各位相の発現時刻は 3 つの群に分けてみることが出来る。すなわち、(a) : 21 分 00 秒(刻時時計の補正はしてない。以下同様) から 23 分 20 秒ごろまでの部分 (O から A まで)、(b) : 23 分 30 秒ごろから 27 分 00 秒ごろまでの部分 (A' から C まで)。および (c) : それ以後の部分である。先づ、(a) について Fig. 2 を基準にして原点を 20 分 50 秒の点とする標準曲線をかくと OB となり OA までは標準曲線に極めてよく一致している。(b) の部分は AB 線上にのる筈のものであるが、AB 線よりも少しおくれで現われている。そして、(a)、(b) 両部分の振幅は殆んど同程度の大きさになっている。図中 (b)、(c) 部分に対する曲線は、A'C の部分が標準曲線のある部分に一致するように適当に原点を移動させたもので、この場合は 22 分 20 秒を原点にとってある。(b) の部分は、原点を 22 分 00 秒~22 分 20 秒の間にとれば見かけ上標準曲線に一致する。(c) の部分以後はこの曲線からもずれている。

このように各位相の走時が OA および A'C の 2 つの群に分けられることは、(a) の部分と (b) の部分がそれぞれ別の Rayleigh 波の波群であると考えられる。先づ (a) の部分は東京における記象紙上 20 時 20 分 50 秒ごろはじまって、見かけ上 23 分 20 秒ごろまで続き、それ以後は、(a) の部分に続くべき波と、これと異なった別の波とが重なって (b) の部分として記録されているも

のと考えられる。Fig. 1 では、震央 38°S , $73^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$, $O=19^{\text{h}}11^{\text{m}}22^{\text{s}}\text{Z}$ として (a) の部分について求めた値だけプロットしてあるが他の地震の値とよく一致しており、この部分はいわゆる本震といわれている地震の Rayleigh 波であると考えられる。その後ある時間間隔をおいて別の波群がやってきたことが想像される。

このようなことの起こる場合としては、ある間隔をおいて同一地点で殆んど同程度の2つの地震が起こった、ある間隔で離れた場所で2つの地震が起こった、または1つの波源から出た波が適当な場所で反射または屈折した、などが考えられるが、他の前震余震ではこのようなことはなく、またこのように効果的に反射または屈折するというのも考え難いので、前の2つのほうが現実的であり2つの場合には、いづれでも考えられる。USCGS または BCIS の地震報告によると $19^{\text{h}}11^{\text{m}}22^{\text{s}}\text{Z}$ の本震より約 44 秒まえ、 $19^{\text{h}}10^{\text{m}}37^{\text{s}}\text{Z}$ に前震 ($38^{\circ}\frac{1}{2}\text{S}$, $74^{\circ}\frac{1}{2}\text{W}$)* があつたと報告されているが、そのほかには地震は報告されていない。(a) の部分は、前述のように「本震」の震央から出たものと考えられるから、その後何秒かの間隔をおいて別の波源が「本震」と同じ場所あるいはこれに関連した地域で発生したものと思われる**。

今回の地震のように大規模なものになると震源における運動も複雑なものとなるであろう。広野の現地踏査の結果によると 38°S 付近から沿岸にそって南に約 700 km の範囲に地殻変動が起こっており、(技術報告第 8 号参照)、また Benioff, Press および Smith (1961) によると、本震の位置から南方に、距離 900~1,000 km にわたって 3~4 km/sec の速度で破壊が進行したとしている。他方、前にも述べたように、等震度線の中心が震央の位置より 300 km 以上南に偏していることも、この地域について特異の現象とも考えられない。いずれにしてもかなり広い地域が「震源域」となっており、このなかで験測結果として求められた「本震の位置」と異なるところから殆んど同程度のエネルギーが放出されたとも考えられる。Fig. 3 の現象から震源についてもっとも具体的な情報がえられるであろうが詳しいことは後日にゆ

* この地震の M は次のとおり報告されている。

8.3 (Pasadena), $7\frac{1}{4}$ ~ $7\frac{3}{4}$ (Berkeley), $7\frac{1}{2}$ ~ $7\frac{3}{4}$ (Jerusalem), 7.5 (Tacubaya), 7.4 (Toledo), $m=7\frac{1}{2}$, $M=7\frac{3}{4}$ (Kew)

** 本震および前震・余震のなかには SS および SSS 波群が卓越しているものが多くあつた。本震の SS について、これと同様に各位相の到達時間を調べ前震・余震のそれと比較してみるとやはり2つの波の重なり合わさつたものと考えたほうがよいことがわかる。

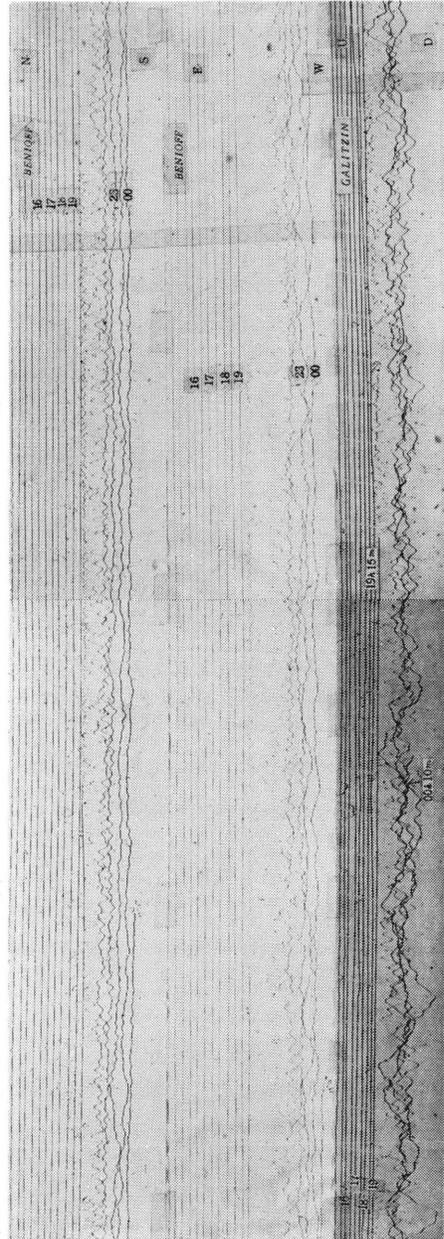


Fig. 4 Seismograms of the Chilean earthquake of 19:11:22 May 22, recorded at Matsushiro with Benioff long-period (horizontal) and Galitzin (vertical) stiesmographs. Instrumental constants are presented in Table 1.

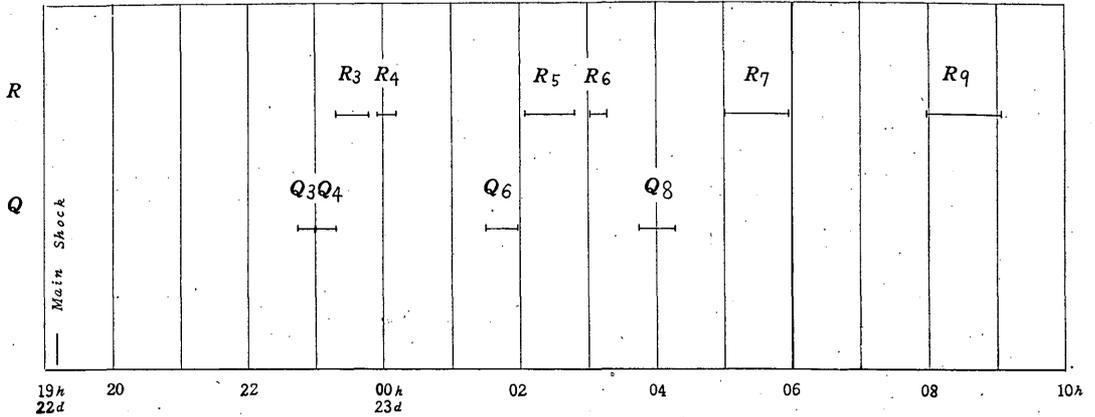


Fig. 5 Mantle Love and Rayleigh wave trains determined in the present paper.

ずりたい。

§ 4. Mantle wave.

地震観測に、長周期で倍率の高い地震計が使用されるようになってから、長周期の地震波の観測およびそれらの解析が盛んに行なわれるようになった。大きな地震の場合にはしばしば周期10分ぐらまでの表面波が記録されることがある。これら長周期の表面波もその波長によって特有の速度で伝搬する。その速度は mantle の構造に影響される部分が多くなることから mantle wave (mantle Rayleigh wave および mantle Love wave) と呼ばれる。

mantle 内の地震波の速度は、地域的な違いはなく、どこでもほとんど同じく深さだけの関数と考えられているから mantle wave のような長周期の波では観測点がどこであっても同じような値が観測されるはずである。

ここでは、Chile地震について松代で観測された mantle wave を Galitzin 式地震計および Benioff 式地震計長周期成分について調べた結果について述べる。

Fig. 4 に記録の例として23日00時10分(Z)ごまでの部分を示してある。これらの記録から、みやすいように分離「トレイス」して読取った。

a) Mantle Rayleigh wave.

読取りを行なった各波群は Fig. 5 の上部に示してある。それぞれの波は“ R_n ”の記号で表わす。それぞれの波の震央距離は、 n が奇数の場合は $\Delta_n = (n-1) \cdot 180^\circ + \Delta$ 、 n が偶数のものでは $\Delta_n = n \cdot 180^\circ - \Delta$ (ただし Δ は最小の震央距離) となる。

今まで観測された結果によると、周期約20秒~1,000秒の範囲では Rayleigh 波は次のような性質をもってい

る。

1) 周期が次第に長くなるとある周期以上では大陸性と海洋性の区別がなくなり分散曲線は一本になる。Press, Ewing によるとその周期は約75秒であり、これより長周期のものを mantle wave と呼ぶ (Ewing, Jardetzky, Press, 1957, p 355)。

2) crustal Rayleigh wave は正常分散するが、ある周期で群速度は極大になりそれより周期が長くなると約220秒付近までは逆分散になる。約220秒付近で速度約3.55 km/sec の極小値になり、これより周期が長くなると約900~1,000秒まで再び正常分散となる。

3) 地表面における質点運動は、fundamental mode では crustal Rayleigh wave でも mantle Rayleigh wave でも、進行方向に対して逆まわりの長円運動で

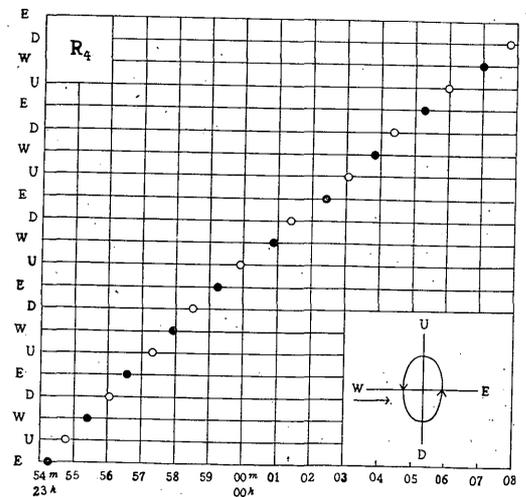


Fig. 6 Arrival times and an orbital motion for R_4 .

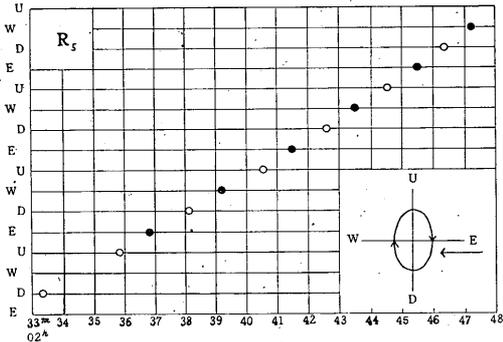


Fig. 7 Arrival times and an orbital motion for R_5 .

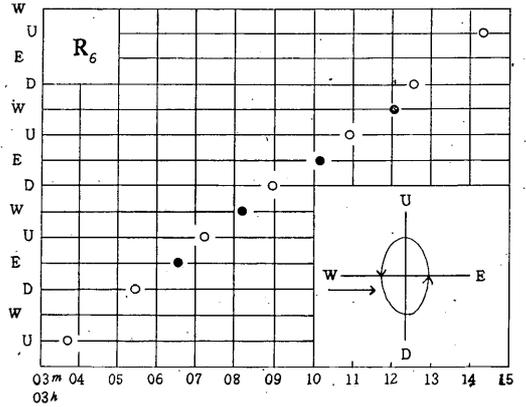


Fig. 8 Arrival times and an orbital motion for R_6 .

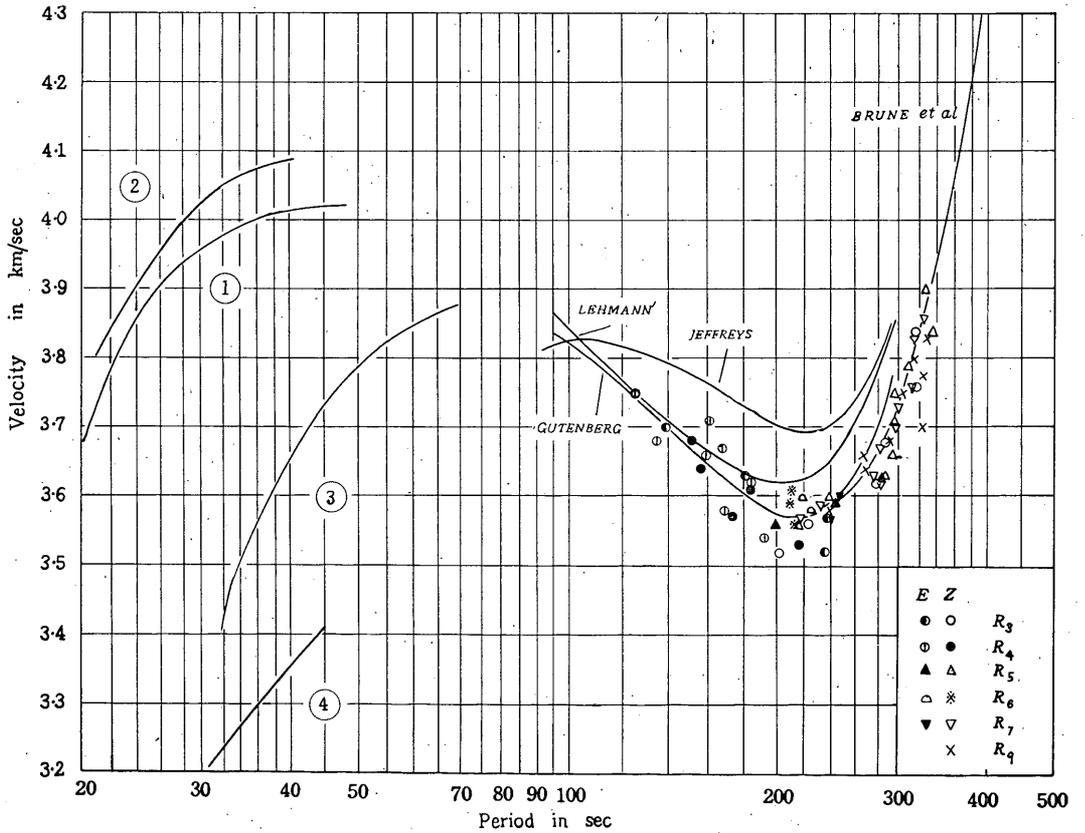


Fig. 9 Group velocity data for mantle Rayleigh waves. Curves 1, 2, 3, and 4 indicate group velocity observations for the path from Chile to central Japan (Fig. 1), Atlantic ocean basin paths (Oliver, Ewing, Press, 1955), African path (Algeria to Natal, Press, Ewing, Oliver, 1955), and the path from southeast Asia to Matsushiro (Nagamune, 1956) respectively. "Lehmann", "Jeffreys" and "Gutenberg" curves are theoretical ones computed by Takeuchi, Saito, and Kobayashi (1962). "Brune et al" curve indicates the mean observed velocities given by Brune, Benioff, and Ewing (1961).

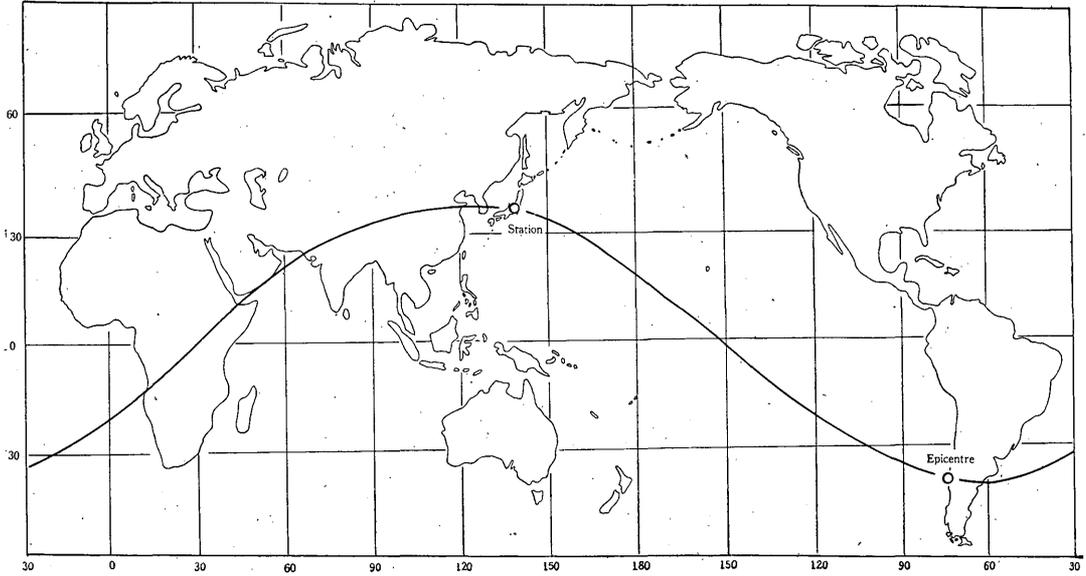


Fig. 10 The wave path from the epicenter of the main shock to Matsushiro.

ある。

Fig. 6, Fig. 7 および Fig. 8 はそれぞれ 22 日 23 時 54 分~23 日 00 時 08 分* ごろまで, 02 時 33 分~02 時 48 分ごろまで, および 03 時 03 分~03 時 15 分ごろまでの部分について § 3 で述べた方法によって各位相の走時をプロットしたものである (これらの図では記録の山および谷を読んである)。波の進む方向は東微南から西微北またはその反対方向になるので Benioff 式地震計の東西成分と Galitzin 式地震計の上下成分について読取っている。両種の地震計では常数がかなり違っているが (第 1 表), Fig. 6~Fig. 8 では, 地震計の相違による位相のずれの差は, 各成分波と同じ周期の正弦波に対して行すべき位相差をもって補正してある。

Table 1. Constants of Seismographs.

Seismograph	T_1 sec	T_2 sec	h_1	h_2	σ
Galitzin type Z	7.5	58	0.69	1.32	0.03
Benioff type E	1.0	60	0.6	4.5	0.28

Fig. 6 をみると, 波はほぼ $1/2\pi$ の位相差で E→U→W→D……と進んでおり, W から E 方向へ伝わっているものであることがわかる。そして周期は次第に長くなっている。これらのことから約 220 秒周期の極小群速度より

* 時刻はすべてグリニッチ時間である。

短周期の部分の波であり, 今までに求められている同周期の速度と比較してこの部分は R_4 に相当することがわかる。

Fig. 7 の部分は, E 方向から W 方向に伝搬している正常分散波であり R_5 の長周期の部分であることを示している。同様に Fig. 8 は W 方向から E 方向に伝わる R_6 となる。 $(R_5$ は Galitzin 上下成分では, もっと前から読取ってあるが Fig. 7 には両成分共読取れた部分についてだけプロットしてある。)

このように 1, 2 の分散した波群の震央距離がわかるとその他のものは自然に決まり群速度を求めることができる。Fig. 9 にいろいろの分散曲線とともに観測結果を示してある。図中周期約 70 秒以下の部分の曲線は, それぞれ, ①: Fig. 1 の観測によるもの, ②: 大西洋経路に対するもの (Oliver, Ewing, Press, 1955), ③: Africa 大陸で Algeria の地震を Africa 東部の Natal で観測したもの (Press, Ewing, Oliver, 1956), および ④: Asia 大陸南東部に起こった地震を松代で観測した資料から求めたもの (Naganune, 1956) である。Chile—松代間の波の経路は Fig. 10 のように, 劣弧にそっては海洋性であり, 優弧を通ったものは, (i) 大西洋南部, (ii) Africa 大陸および, (iii) Asia 大陸南部ではほぼ 3 等分されている。(iii) については Fig. 9 の曲線④と経路もほとんど同じで, ④に近い速度になるものと思われる。(i), (ii) については②, ③の曲線とかなり経路が異なるが, 若しこれらに近い値になるものとすれば, 優弧にそっては②,

③, ④の平均に近い速度があたえられる。 crustal wave を L_R , W_2 で表わすと, L_R は①で, W_2 は②, ③, ④の平均に近い速度になり, いづれも周期約120秒以上の mantle wave につながるはずである。

今まで地球内部の密度分布, 地震波の速度分布などについて, 例えば密度分布では Bullen の A model あるいは B model, 速度分布については, Jeffreys, Gutenberg, Lehmann などによってあたえられたいろいろの model があるが, ここ2, 3年来, これらの model に対して理論的に求められる分散曲線と実際に観測された mantle wave の値とを比較して各 model の是非について論議れさることが盛んに行なわれている [例えば, Takeuchi Press, Kobayashi (1959), Dorman, Ewing, Oliver

(1960), Brune, Benioff, Ewing (1961), Bolt, Dorman (1961), Kuo, Brune, Major (1962), Takeuchi, Saito, Kobayashi (1962)].

Fig. 9 の mantle wave の部分には Takeuchi, Saitô および Kobayashi (1962) の計算したもののうち Jeffreys model, Gutenberg model, Lehmann' model に対する値, Brune, Benioff, Ewing (1961) が Chile 地震の場合の地球の自由振動周期から求めたもの (Brune, Benioff, Ewing 1961, Fig. 3 から読取ったもの) を示してある。 Mantle Rayleigh wave では, いろいろの model のうち, Bullen A-Gutenberg model がもつともよく観測値に一致するといわれている。 Fig. 9 の観測値のうち周期約120秒から200数十秒の間では, Tekeuchi その他の

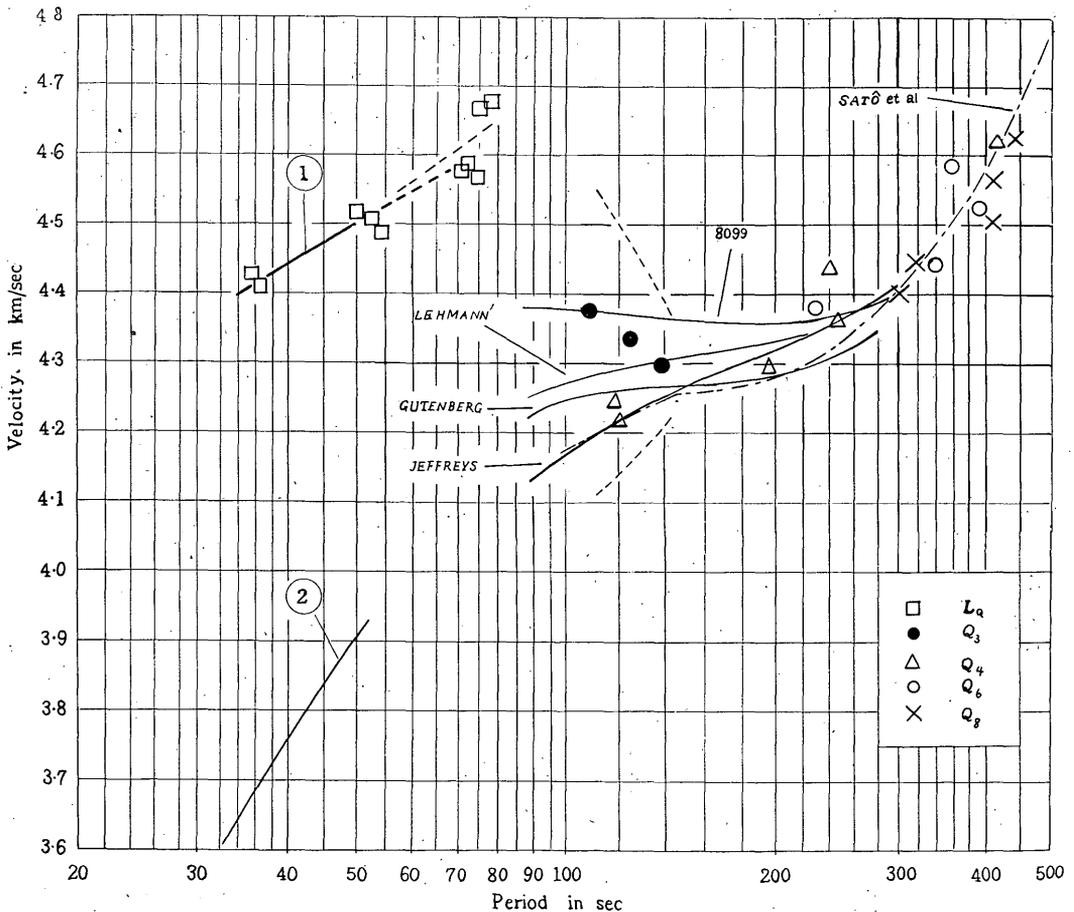


Fig. 11 Group velocity data for mantle Love waves. Curves 1 and 2 indicate group velocities for the path from Chile to central Japan (Fig. 1) and from southeast Asia to Mathushiro (Nagamune, 1956). "Jeffreys", "Gutenberg", "Lehmann", "8099" and "Satô et al" curves indicate theoretical curves obtained by Tekeuchi, Saitô, and Kobayashi (1962) and Satô, Landisman, and Ewing (1960).

理論曲線のうち Gutenberg model にもっともよく一致している。200 数十秒以上では Brune, Benioff, Ewing の線によく一致している。3 つの model のうち Gutenberg および Lehmann' model では mantle 上部に低速層を仮定してあり, Jeffreys model では低速層は存在しない。Gutenberg あるいは Lehman' model のほうが Jeffreys model よりも mantle Rayleigh wave の部分で理論値と観測値とがよく一致することから, mantle 上部に S 波の低速層を考えるべきだといわれている (Takeuchi, Press, Kobayashi 1959, Dorman, Ewing, Oliver 1960, Takeuchi, Saitô, Kobayashi 1962)。

b) Mantle Love wave.

Mantle Love wave は mantle Rayleigh wave にくらべて読取りがむずかしい。crustal wave では普通 Love 波が現われ, 続いて Rayleigh 波が記録されるが, mantle wave では, 周期が 400 数十秒以上になると Rayleigh 波の群速度のほうが Love 波のそれより大きくなり, また地球のまわりを何回かまわると, このような時間的關係は成立しなくなる。Rayleigh 波では上下成分によく記録され, また前項のように上下・水平両成分の位相から波の進む方向も区別できるが, Love 波では一般に波の

進む方向と振動方向の特性から識別しなければならない。

Chile 地震の震央の方位は松代からみて東微南であり, 波は東微南または西微北に進む。したがって Rayleigh 波は東西成分に, Love 波は南北成分に効果的に記録される。

このような考えから, 東西成分よりも南北成分の卓越した波群をみつけ前節までと同じ方法で周期と速度を計算し, 今までに理論的に, あるいは観測から知られている値 (Satô, Landisman, Ewing 1960, Brune, Benioff, Ewing 1961 など) に近いものを探した。このようにして mantle Love wave と思われるものとして Fig. 5 の下部に示した 4 つの wave train が得られた。R_n にならなくて Q_n として表わしてある。

求められた値は, Fig. 1 の直達 L_Q 波とともに Fig. 11 に示してある。図中の曲線のうち, 周期 80 秒以下の crustal Love wave に対応するものは, ①: Fig. 1 の Love 波の観測によるもの, ②: Fig. 9 の④と同様に大陸経路に対する観測値を平均したもの (Nagamune 1956) である。80 秒~300 秒の曲線は, Jeffreys model, Gutenberg model, Lehmann' model および Dorman 8099 model について Takeuchi, Saitô および Kobayashi

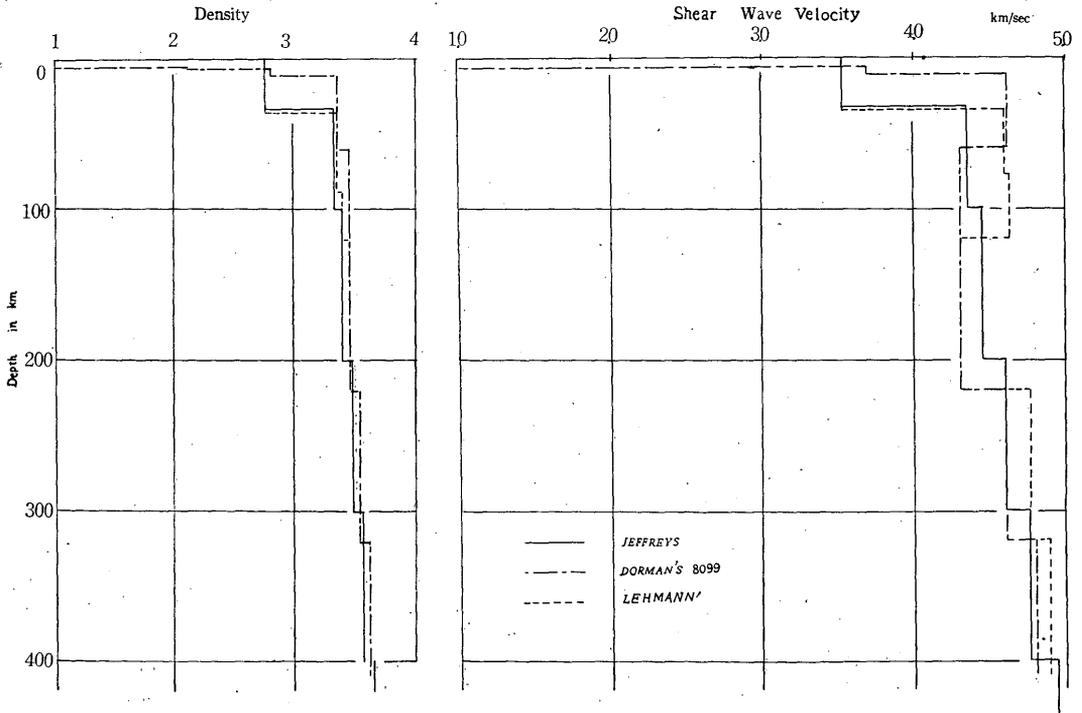


Fig. 12 Density and shear wave velocity distributions for Lehmann', Jeffreys, and 8099 models.

1962) が求めたもの、また 100 秒~500 秒の曲線は Satô, Landisman, Ewing (1960) が Jeffreys・Bullen model について計算した理論曲線である。これらの理論曲線のうち、Dorman 8099 は純海洋性であり他はすべて大陸性構造 model である。

Jeffreys model, Lehmann' model および Dorman 8099 model について深さ約 400 km までの密度および速度分布は Fig. 12 のようになっている(410 km より深いところでは 3者共通である)。mantle Rayleigh wave では Lehmann' model と 8099 model では周期約 100 秒以上で、その速度は殆んど差がない*。一方 Love 波ではこの 2つの model では 200 秒くらいまでかなりの差が現われている。これは極く浅い部分(恐らく地殻の部分)の影響が現われるものと思われる。すなわち、mantle Love wave ではかなり長周期まで大陸構造と海洋構造の差が影響するものと思われる。

Fig. 11 で周期 100~150 秒の 5つの値は、速度の大きい 3点は Q_3 、小さい 2点は Q_4 であり、その経路には太平洋と、Asia, Africa 両大陸、大西洋を含む地域とがそれぞれ異った割合で含まれている。震央距離のうち太平洋の部分およびその他の部分はそれぞれ Q_3 では $2\Delta^\circ$ および $(360-\Delta)^\circ$ 、 Q_4 では Δ° および $2(360-\Delta)^\circ$ である。ただし Δ° は最小の震央距離である。ここで Q_3 と Q_4 の差は、速度の大きい太平洋の部分と比較おそいその他の部分を通った割合の差によって生じたものと考え、それぞれの地域に対する平均の速度を推算すると周期 100~150 秒については図の点線のようになる。(ここで、速度の小さいものでは $T=100$ 秒で 4.20 km/sec, $T=140$ 秒で 4.26 km/sec, 速度の大きいものはほぼ 3点を結んで $T=100$ 秒で 4.40 km/sec, $T=140$ 秒で 4.30 km/sec としてある。)しかし、十分な資料もないので詳しく議論することはさしひかえたい。

Brune, Benioff, Ewing (1961) は、Chile 地震の際 Peru, Ñaña の Strain 地震計で、約 70 秒周期で約 4.3 km/sec のものから約 5.0 km/sec の速度の約 700 秒周期のものまでの間の mantle Love wave を観測している。また G 波は海洋構造の mantle Love wave と考えられており、Satô (1958) が Kamchatka および New Guinea 地震の Pasadena における観測から求めた G 波の速度は周期約 100 秒~300 秒の間で殆んど一定で約 4.4 km/sec となっている。これと比較すると Fig. 11 の crustal wave を参照して、周期 100 秒付近でもかなり

* Fig. 9 にはかいていないが Lehmann' 曲線と殆んど同じである。

大きな速度になることが想像される。Chile—日本中部の経路では 50 秒以上の crustal Love wave で他の太平洋経路に比べて大きな速度をあたえるような構造になっていることが考えられる。

§ 5. Mantle Rayleigh wave の減衰

表面波の振幅は $\exp(-\alpha\Delta)$ に比例して減衰する。ただし α は波長の函数で $\alpha=\pi/QCT$ で表わされる。ここで C および T はそれぞれ位相速度および周期で、 Q^{-1} は内部摩擦の係数である。

震央距離 Δ における振幅 A を

$$A=A_0 \frac{e^{-\alpha\Delta}}{r_0 \sin \Delta \left| \frac{1}{2} \Delta \right|^{1/2}}$$

で表わせば、 Δ の異なった振幅から α を求めることができるが、異なった地点で観測された振幅を互に比較する場合には方位によって震源から放出されたエネルギーに差がある場合も考えられる。mantle wave のように同一地点で約 40,030 km づつ Δ のちがった波を対象する場合には、上の場合に比べて確からしい値が求められる。前節で述べた mantle wave のうち Rayleigh wave について“ α ”および“ Q ”の値を求めた。

Fig. 13 に、 R_3, R_5, R_7 および R_9 の各波について短周期の波はならして記象紙上の全振幅を測った値をプロットしてあるが、周期約 220 秒から 330 秒の間では、 R_3, R_5, \dots など各波の振幅は図中の 4つの曲線でほぼ表わされている。Fig. 14 は各周期について Δ と $\ln A \cdot \Delta^{-1/2}$ (A は Fig. 13 の曲線から読んだもの) の関係を示したものである。 Δ と $\ln A \cdot \Delta^{-1/2}$ とは直線関係にあると見なして各点を表わす直線を引けばこれらの傾斜は R_3 から

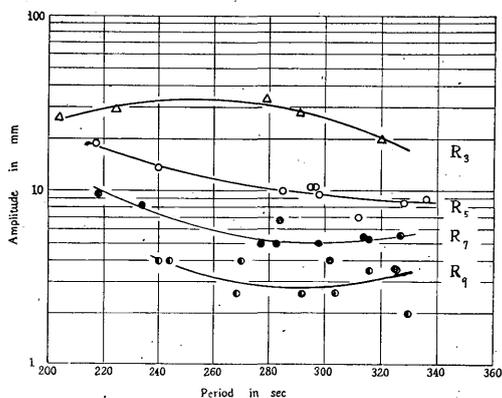


Fig. 13. Amplitudes of mantle Rayleigh wave trains. Trace amplitudes on the Galitzin type vertical seismograph are plotted.

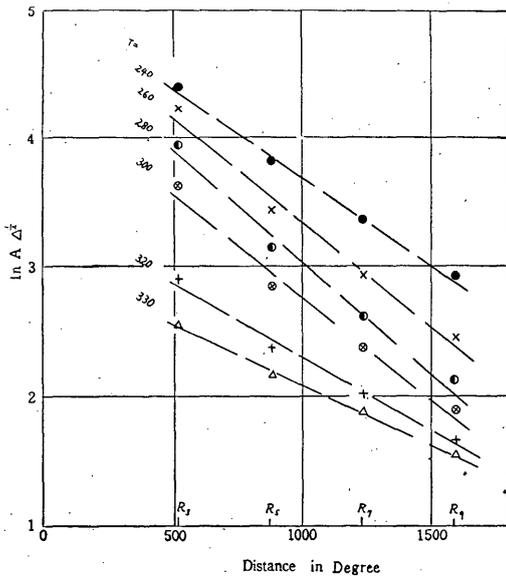


Fig. 14 Relation between $\ln A \cdot \Delta^{1/2}$ and distance.

Table 2. Values of α

Period	α	Period	α
sec	$\times 10^{-5} \text{km}^{-1}$	sec	$\times 10^{-5} \text{km}^{-1}$
240	1.21	300	1.42
260	1.45	320	1.04
280	1.50	330	0.84

R_9 までの平均の α をあたえる. 結果は Table 2 に示してある.

Q を求めるためには位相速度がわからなければならない. 今回は位相速度は求めていないので, Nafe, Brune および Brune, Nafe, Alsop の観測した値 (いずれも Brune, Nafe, Alsop, 1961 による) を使用する. これらの値は Fig. 15 に示してあるが, これらの観測値を結んだ曲線上の値を読んだ.

第3表には, 周期 240 秒から 330 秒の間についてそれぞれ R_3 と R_5 , R_5 と R_7 , R_7 と R_9 を使って求めたもの, および R_3 から R_9 までの平均の値をのせてある. 周期によって求められた値も幾分差があり, また, いずれも $R_3 \sim R_5$ ではその他の値よりかなり小さくなっているが, 周期 240 秒~330 秒の範囲では平均して 175 になる.

Ewing, Press (1954) が mantle Rayleigh wave から求めた Q は, 周期 250 秒~350 秒に対して 244, 140 秒~215 秒で 149 を得ている. Benioff, Press, Smith (1961)

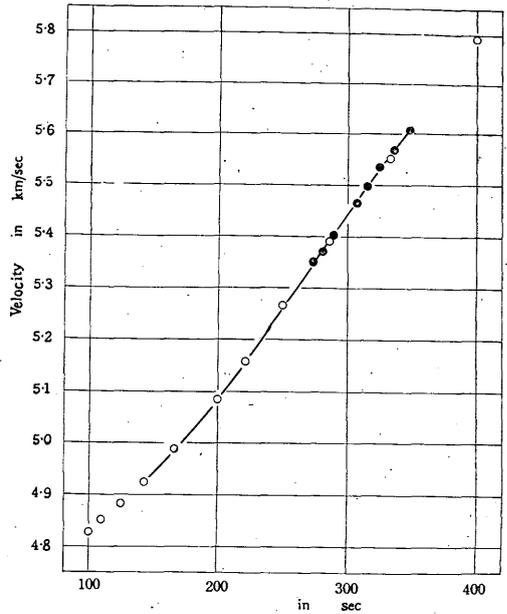


Fig. 15 Rayleigh wave phase velocities used in the determination of the value of Q . Solid and open circles indicate the data observed by Nafe, and Brune and Brune, Nafe, and Alsop (Brune, Nafe, Alsop, 1961)

Table 3. " Q " for mantle Rayleigh waves in the period range 240 to 330 seconds.

T	$R_3 \sim R_5$	$R_5 \sim R_7$	$R_7 \sim R_9$	Mean ($R_3 \sim R_9$)
240	188	233	255	223
260	123	196	200	167
280	108	168	178	146
300	90	169	162	139
320	133	209	192	175
220	177	233	213	207
		Mean		175

が Chile 地震の際地球の自由振動から求めた Q は, S_{12} から S_{18} に対して (周期 350 秒~450 秒) 平均 180 となっている. 今回得られた値は, ほぼ同じ範囲の周期に対して今までに求められている値とよく一致している.

§ 6. む す び

1960 年 5 月 22 日の地震を本震とする一連の Chile 地

震について、松代および東京で観測された約20秒から450秒周期の表面波を調べた。その結果を要約すると次のとおりである。

1) crustal Rayleigh wave については Santô の調査した地震の経路とほとんど同じであるので Santô 曲線とほとんど同じ分散曲線が得られた。Love 波は2, 3の地震についてだけ観測されたが、周期70~80秒で速度は4.6~4.7 km/sec となり、周期約30~40秒以上でもかなり分散する。

2) 東京における crustal Rayleigh wave の記録から、この地震は、ある時間間隔をおいて同一地域に起こった2つの波源から成り立っているものと思われる。

3) 約120~340秒周期の mantle Rayleigh wave, および約110~450秒の mantle Love wave が観測された。Rayleigh wave では周期200数十秒までは、Takeuchi その他 (1962) の求めた理論曲線のうちでは、Gutenberg model によく一致している。Love wave では100~300秒の間速度はあまり変わらず約4.4 km/sec といわれているが、太平洋底では100秒付近で比較的大きい速度になるものと考えられる。

4) mantle Rayleigh wave について“Q”の値を求めた。周期または震央距離によってばらつきがあるが、周期240~330秒の間では平均して175となった。

参 考 文 献

- Benioff, H., F. Press, and S. Smith : Excitation of the free oscillation of the earth by earthquakes, *J. Geophys. Research*, **66**, (1961), 605—619.
- Brune, J. N., H. Benioff, and M. Ewing : Long period surface waves from the Chilean earthquake of May 22, 1960, recorded on linear strain seismographs, *J. Geophys. Research*, **66**, (1961), 2895—2910.
- Brune, J. N., J. E. Nafe, and L. E. Alsop : The polar phase shift of surface waves on a sphere, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **51**, (1961), 247—257.
- Bolt, B. A., and J. Dorman : Phase and group velocities of Rayleigh waves in a spherical, gravitating earth, *J. Geophys. Research*, **66**, (1961), 2965—2981.
- Dorman, J., M. Ewing and J. Oliver : Study of shear velocity distribution in the upper mantle Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **50**, (1960), 87—115.
- Ewing, M., W. S. Jardetzky, and F. Press : Elastic waves in layered media, (1957).
- Ewing, M., and F. Press : An investigation of mantle Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **44**, (1954), 127—147.
- Ewing, M., and F. Press : Mantle Rayleigh waves from the Kamchatka earthquake of November 4, 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **44**, (1954), 471—479.
- Kuo, J., J. Brune, and M. Major : Rayleigh wave dispersion in the Pacific ocean for the period range 20 to 140 seconds, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **52**, (1962), 333—357.
- Nagamune, T. : On the travel time and the dispersion of surface waves (II), *Geophys. Mag.*, **27**, (1956), 93—104.
- Nagamune, T. : On the travel time and the dispersion of surface waves (III); Dispersion of surface waves and structure of north and central Pacific basin, *Geophys. Mag.*, **28**, (1957), 1—8.
- Oliver, J., M. Ewing, and F. Press : Crustal structure and surface wave dispersion IV : Atlantic and Pacific ocean basin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **66**, (1955), 913—946.
- Press, F., M. Ewing, and J. Oliver : Crustal structure and surface wave dispersion in Africa, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, (1956), 97—103.
- Santô, T. A. : (a) Observation of surface waves by Columbia type seismograph installed at Tsukuba station, Japan (Part I)—Rayleigh wave dispersions across the oceanic basin—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, (1960), 219—240.
- (b) Rayleigh wave dispersions across the oceanic basin around Japan (Part II), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, (1960), 385—401.
- Santô, T. A. : Rayleigh wave dispersions across the oceanic basin around Japan (Part III), —On the crust of the south-western Pacific ocean—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, (1961), 1—22.
- Satô, Y. : Attenuation, dispersion and the wave guide of the G wave, *Bull. Seism. Soc. Am.*,

- 48, (1958), 231—251.
- Satô, Y., Landisman, and M. Ewing : Love waves in a heterogenous spherical earth, 1, Theoretical periods for the fundamental and higher torsional modes ; 2, Theoretical phase and group velocities, *J. Geophys. Research*, **65**, (1960), 2395—2404.
- Symons, J. M., and B. D. Zelter : The tsunami of May 22, 1960 as recorded at tide stations. *Preliminary Report, U. S. Coast and Godetic Survy*, (1960)
- Takeuchi, H., F. Press, and N. Kobayashi : Rayleigh wave evidence for the low velocity zone in the mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **49**, (1959), 355—364.
- Takeuchi, H., T. Saitô, and N. Kobayashi : Study of shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh and Love waves, *J. Geophys. Research*, (1962).
- 気象庁技術報告第8号, 昭和35年5月24日チリ地震津波調査報告, 昭和36年3月, 気象庁