

伊豆・小笠原諸島付近の表面波と地殻構造について*

涌井仙一郎**

550.341

Surface Waves and the Crustal Structure in the Izu-Bonin Islands Region

Sen-ichiro Wakui

(Seismological Observatory, J.M.A.)

Analyses of surface waves for local earthquakes occurring in the Izu-Bonin Islands region are made using seismograms recorded at Tokyo Station of the Japan Meteorological Agency. The main results obtained are as follows:

- 1) The group velocity for shorter distance earthquakes is lower than that for rather longer distant events in the range of shorter period.
- 2) The above mentioned evidence seems to suggest that the seismic velocity for the upper part of the crust in the area of Torishima-Niijima is higher than the velocity for the area of Niijima-Tokyo.
- 3) Based on the dispersion curves obtained from seismograms for events occurring near Torishima, the following structure is estimated:

Thickness H_{km}	V_P km/s	V_S km/s	ρ cgs
1.0	1.5	—	1.00
5.0~7.0	3.00~4.00	1.73~2.31	2.80~2.50
	7.95~7.80	4.56~4.50	3.00

§1. はしがき

近地地震では震央距離が短いため、記録の上で表面波を他の波群と分離するのは一般に困難である。しかし、東京で観測される伊豆・小笠原諸島付近の地震の表面波は顕著な卓越を示し、正常分散した良い記録が得られる。ここではマインカ式地震計 ($T=15$ 秒, $V=100$) および気象庁63型地震計 [B型 ($T_1=5.0$ 秒, $V=100$) D型 ($T_1=1.0$ 秒, $V=300$)] の記録を用い、表面波の伝搬速度およびそれらと地殻構造との関係を調べた。観測による分散曲線は佐藤 (1958) の方法で求め、地殻構造の決定には理論曲線として Yamaguchi ら (1961) の表を使用した。

§2. 資料および波の運動

使用した資料は、気象庁によって伊豆・小笠原諸島付近に震源の決定された地震で、震源の深さが浅く表面波の良く記録され、しかも東京からほぼ同じ伝搬経路上にあるとみなされるものを選んだ。これを Table 1 に、それらの震央分布を Fig. 1 におおの掲げてある。

地震計の倍率曲線は Fig. 2, 記録例を Fig. 3 (a)~(f) に掲げた。八丈島近海の地震は表面波の記録が良くないので使用しなかった。Fig. 3 (a) の小笠原付近の地震による水平成分の合成分子運動 (32分8秒~20秒) を Fig. 4 (a) に、同じく Fig. 3 (c) の鳥島付近の地震 (24分44秒~59秒) のものを Fig. 4 (b) にそれぞれ図示した。両方とも明らかに東南東-西北西方向に振動している。また、Fig. 3 (e) の新島付近の地震 (27分30秒

* Received Dec. 1, 1974.

** 地震観測所

Table 1. List of earthquakes used in the study.

No.	Y	M	D	(JST)			<i>h</i>	Mag.	<i>Δ</i>
				h m			km		km
1	1958	Nov.	4	17 28	28.3°	141°	60	—	850
2	1965	Nov.	13	02 14	30°17'	140°26'	40	5.4	600
3	1965	Nov.	13	02 52	30 34	140 36	0	6.5	570
4	1969	Sep.	4	01 20	30 43	140 30	60	6.2	555
5	1962	Aug.	28	09 29	33 54	139 32	40	5.2	180
6	1962	Aug.	30	02 39	34 05	139 26	40	5.1	198
7	1957	Jan.	9	03 39	34.8	139.1	10	4.7	115
8	1957	Jan.	9	13 09	34.8	139.1	10	4.8	115
9	1957	Nov.	10	18 40	34.3	139.4	—	—	153
10	1960	July	14	05 27	34.3	139.1	0	5.5	162
11	1963	Nov.	13	14 01	34 17	139 13	0	4.7	161

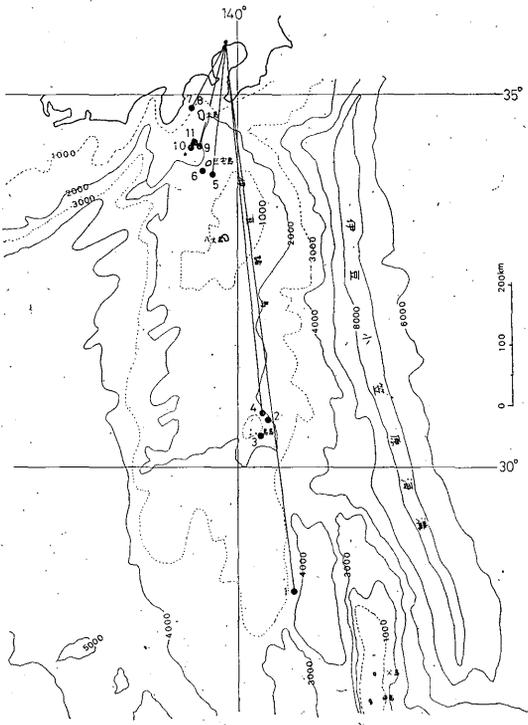


Fig. 1. Distribution of earthquakes used in the present study. Numeral corresponds to the earthquake number in Table 1.

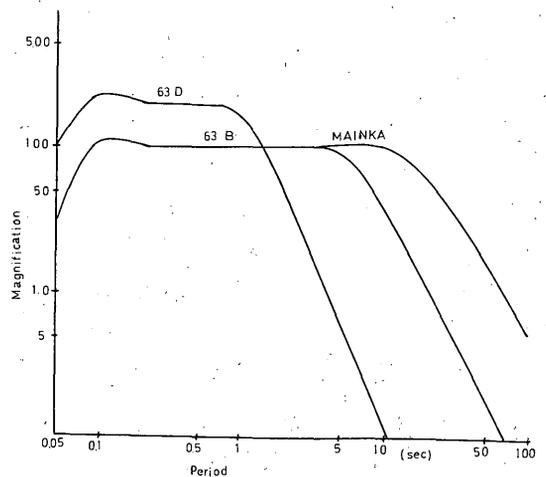
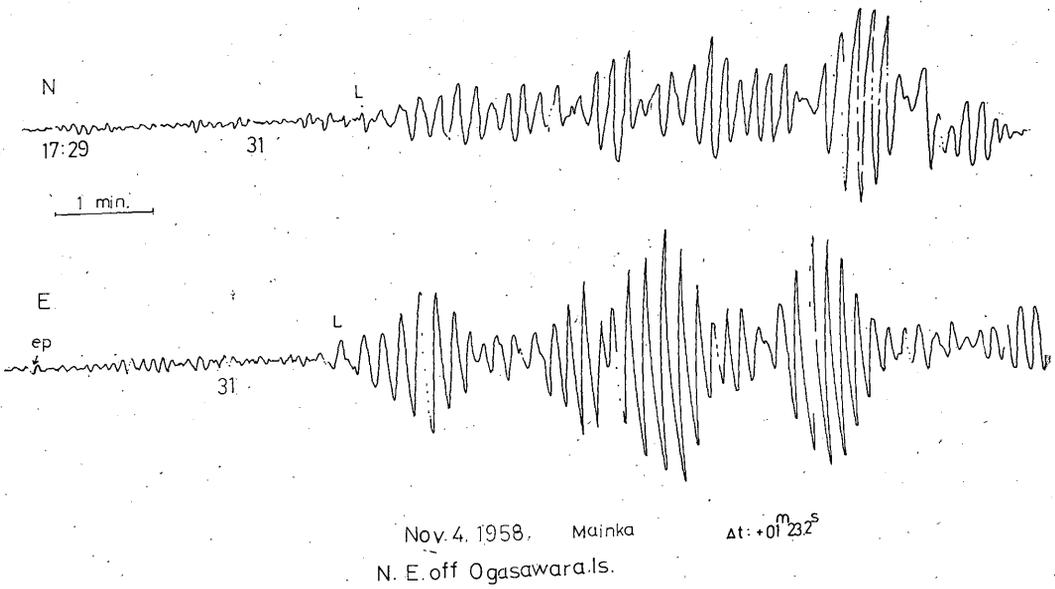
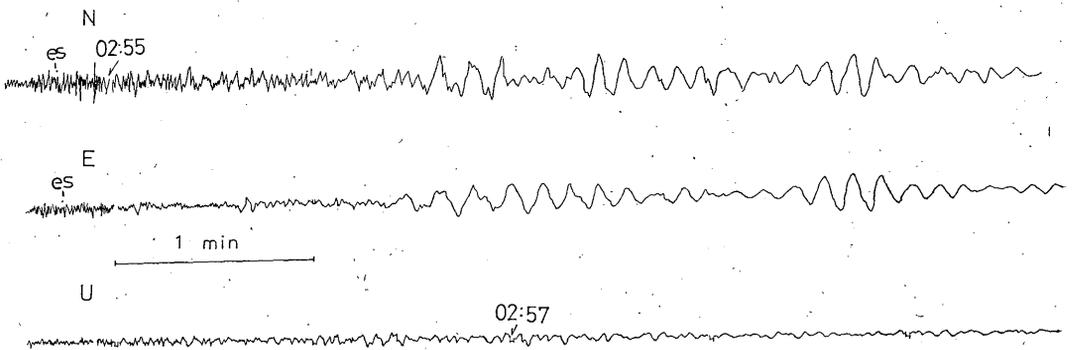


Fig. 2. Response curves of seismographs by which records shown in Fig. 3 were obtained.

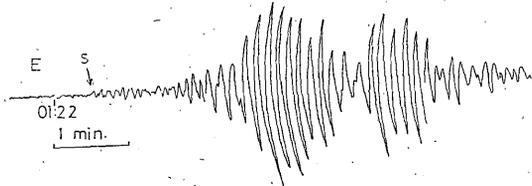
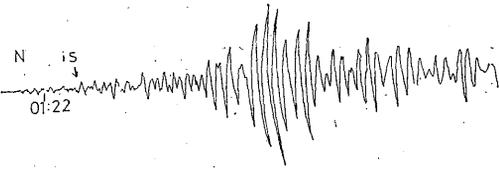


(a)



1965 NOV. 13
NEAR TORISHIMA (h=0 M=6.5)
63D

(b)



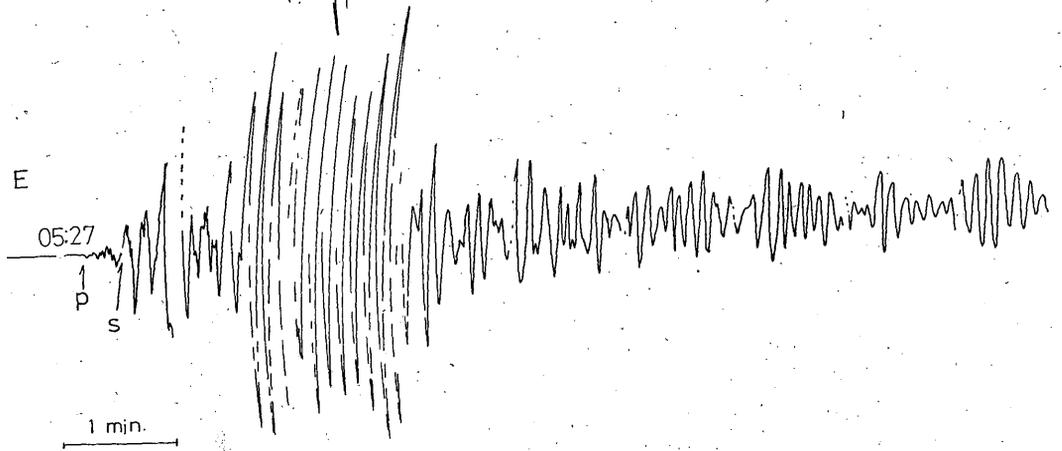
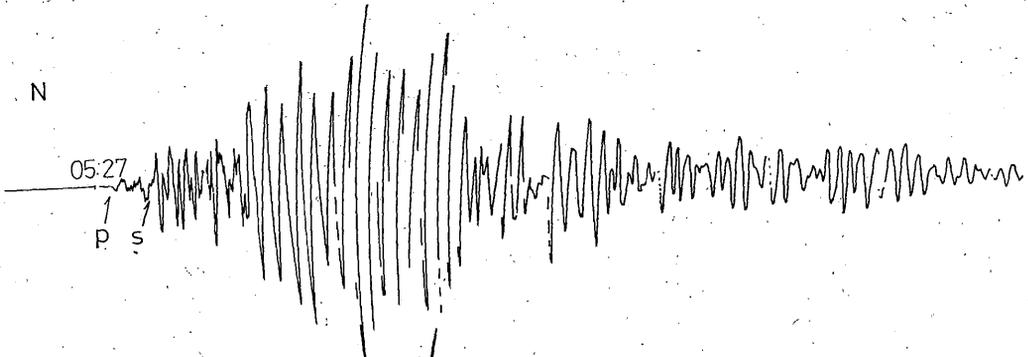
AUG. 30, 1962 (M=5.1, h=40)
Near Miyakejima
Mainka $\Delta t: +00^m45^s$

(d)



1969, Sept. 4. NEAR TORISHIMA (h=60, M=6.2)
63E

(c)

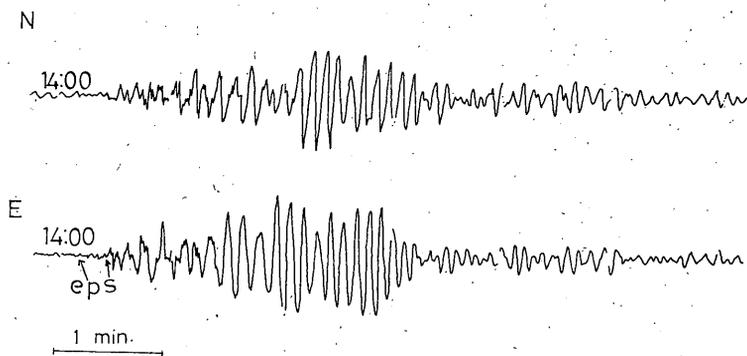


JULY, 14, 1960. (M=5.5, h=0)

Near Nijima
Mainka

(e)

$\Delta t: +01^m02^s$



NOV. 13, 1963, (M=4.7; h=0)

Near Nijima.

Mainaka

$\Delta t: +01^m 55^s$

(f)

Fig. 3. Examples of records of earthquakes used in the present analyses.

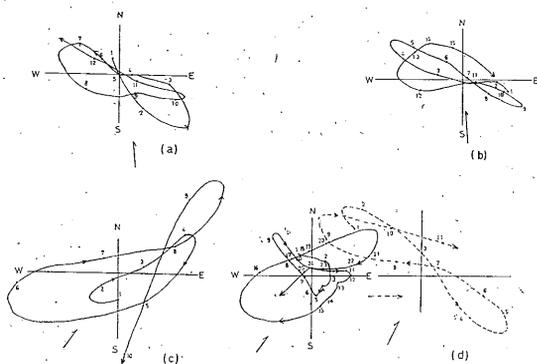


Fig. 4. Loci of Ground motion due to the surface wave produced by the earthquakes shown in Figs. 1 and 3.

～39秒)を Fig. 4 (c) に示した。この地震は矢印の震央方向と、ほぼ同方向の振動をしているが、同じ新島付近の地震である Fig. 3 (f) のものは Fig. 4 (d) で見られるように、表面波の初めの部分とそのあとの部分とは振動方向が異なっている。初めの部分 (00分34秒～58秒) 図の番号1～10は、ほぼ1振動ぐらい震央方向に直角な振動をしている。これは S 波であると思われる。その後、北東—南西方向に振動の向きを変え、震央方向と同じ方向に振動している。なお、そのあとの部分 (1分10秒～20秒、図の点線) では、それと直角な振動に変換している。

これらの結果から震央方向に対し直角方向の成分が卓越しており、振動のむきはラブ波とも考えられるが、波の進行方向が震央から観測点を結ぶ方向と必ずしも一致しない場合もありうるので、ラブ波かレリー波であるか判断することは困難である。

§3. 表面波の群速度

表面波から地殻構造を調べる方法は位相速度法、または群速度法が用いられるが、ここでは群速度法を適用した。すなわち、震央距離 Δ における分散波形のある山 (ある谷) の到着時間 t_n 、次の谷 (ある山) の到着時間 t_{n+1} とすれば、周期 T_n 、および群速度 U_n は次式で求められる (Fig. 5)。

$$T_n = 2(t_{n+1} - t_n)$$

$$U(t_n) = \Delta / t_n$$

短周期の波が混入している時は、それらを平滑して読み取った。

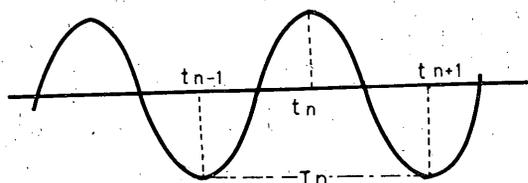
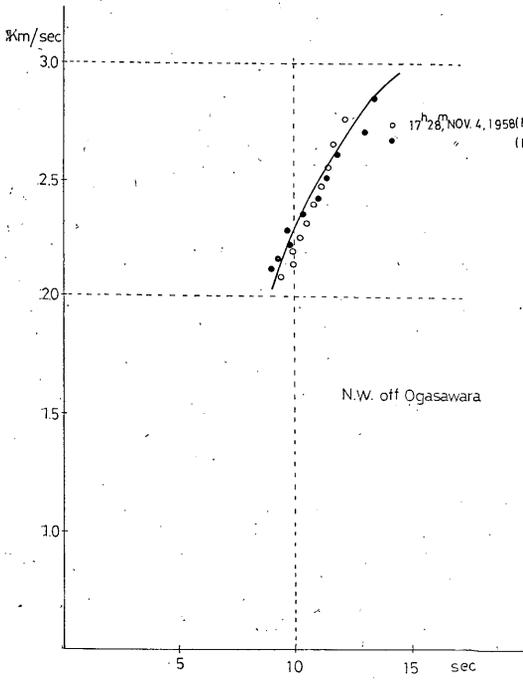
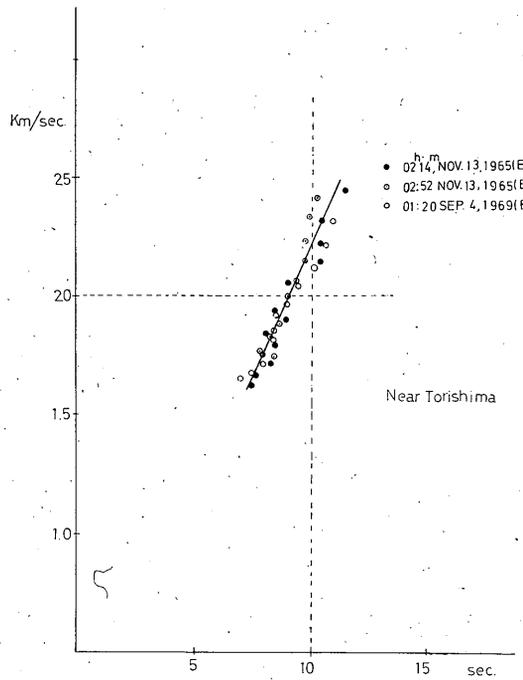


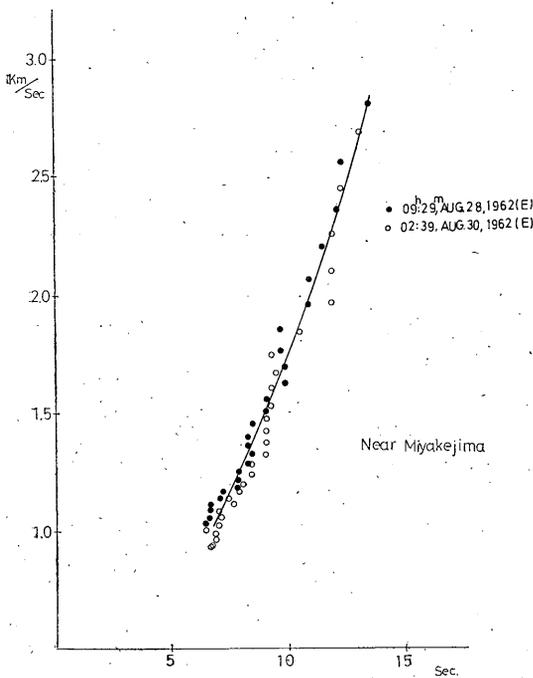
Fig. 5. Relation between T_n and t_n .



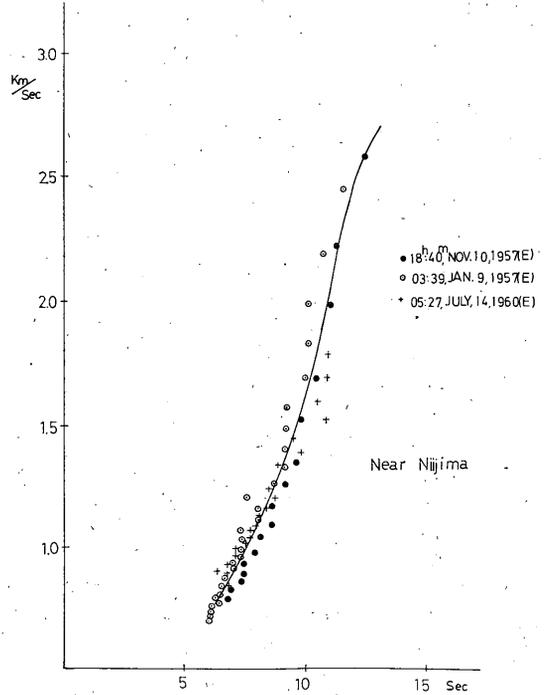
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 6. Dispersion curves of the surface waves for earthquakes occurring near Ogasawara (a), Torishima (b), Miyakejima (c), and Nijijima (d), respectively.

i) 分散曲線

得られた結果を Fig. 6(a)~(d) に示めた。いずれも正常型分散曲線である。Fig. 6(a) に示めた小笠原北西沖の地震の分散曲線は、周期9秒から14秒までのもので、極く短い範囲の観測である。Fig. 6(b) の鳥島付近の地震では周期7秒から12秒の範囲、Fig. 6(c) と Fig. 6(d) による三宅島・新島付近のものは周期6秒から14秒の範囲で、分散曲線は前二者より急である。これらの分散曲線を同一図上に画いたものが Fig. 7 である。得られた3つの分散曲線は、短周期のところでは速度の差があるが、長周期のところではその差がなく、周期14秒ではその速度は約 2.8 km/s である。

今回調べた小笠原・鳥島付近の表面波をレーリー波と仮定すれば、山東の鳥島付近の地震によるレーリー波の分散曲線 (Fig. 7 の小さい点線) と良く一致する。Fig. 8 は Santo (1960) による標準分散曲線で、1および7は、それぞれ海洋および大陸を代表するものである。今回の小笠原・鳥島付近の分散曲線は同図の点線で示され、5と6の中間にあてはまり陸の性質を表わしている。

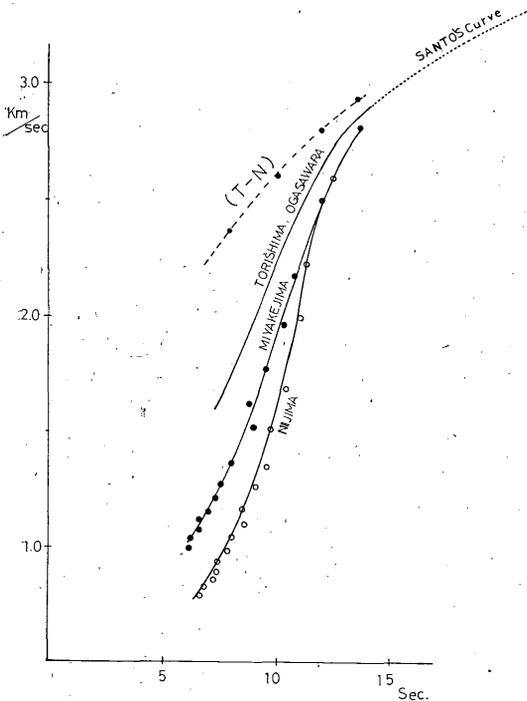


Fig. 7. Dispersion curves shown in Fig. 6 and the curve given by Santō (1966) for the earthquakes occurring near Torishima.

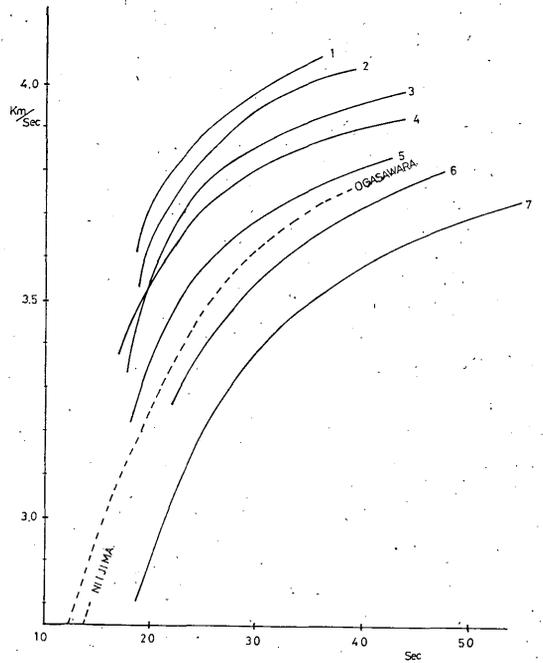


Fig. 8. Comparison of Santō's standard dispersion curves and the curve (broken lines) obtained by the present study.

ii) 分割

東京からはほぼ同一伝搬経路上とみなされる小笠原・鳥島・三宅島および新島付近の地震から得られた、それぞれの経路上に対する分散曲線を利用して、鳥島付近と新島付近との区域に対する分散曲線を求めることを試みる。

表面波のほぼ同一伝搬経路上に a と b の違った地殻構造が予想される地域があり、その中で a 地域の表面波の分散曲線と (a + b) のそれとがわかっている時、地域 b に関する分散曲線は次式によって計算することが出来る (Santō, 1955)。

$$\frac{\Delta_a}{V_a} + \frac{\Delta_b}{V_b} = \frac{\Delta_t}{V_t} \dots \dots \dots (1)$$

ただし Δ は距離、 V は速度を表わす。

(1) から V_b を求めると、

$$V_b = \frac{(K-1)V_a(V_a + \Delta_v)}{(K-1)V_a - \Delta_v} \dots \dots \dots (2)$$

ここで $K = \Delta_t / \Delta_a$, $\Delta_v = V_t - V_a$ を表わす。

先に得られた鳥島および新島付近の分散曲線から、これらの両地域間の分散曲線を求めたものが、Fig. 7 の (T-N) 曲線である。同図によって新島付近と (T-N)

地域との分散曲線を見れば、短周期ほど差が大きくなり、(T-N) 地域では鳥島付近や新島付近より速度がかなり速い。

しかし、この方法では、未知地域の全経路に対する割合によって求められる速度の精度がかなり異なるから、(T-N) の速度に含まれる誤差を調べる必要がある。(2) 式を Δv について微分すると、次式が得られる。

$$dV_b = \frac{K(K-1)V_a^2}{\{(K-1)V_a - \Delta v\}^2} d\Delta v \dots\dots\dots (3)$$

今回の場合、(T-N) 曲線から、 $K=3$ となり、 V_a (新島付近の群速度) は周期 10 秒の時、1.6 km/s であるから Δv (鳥島付近の群速度から新島付近の群速度を引いた速度) は 0.6 km/s となる。もし、 $d\Delta v$ に ± 0.1 km/s の誤差があれば、 $dV_b \leq 0.19$ で与えられるから、この時の誤差は ± 0.19 km/s となる。また、この時の $V_b = 2.60$ km/s であるから、相対誤差は $\left| \frac{dV_b}{V_b} \right| = 0.073$ 。したがって、7.3%となる。(T-N) 曲線は K の値がやや大きいので、場所的にみてこの計算方法を用いるのは多少、無理のように思える。しかし、得られた観測分散曲線の精度を考慮すれば、大きな誤差は含まれていないと思われる。鳥島付近の地震を、三宅島、または、新島で観測し、その分散曲線と比較してみれば、その精度をチェックされよう。

§4. 群速度と地殻構造との関係

定性的ではあるが地殻構造を決めるため、観測された小笠原・鳥島付近の分散曲線と理論曲線のモデルとの比較を行なう。周期が短い場合の理論曲線は計算されたものが少なく、Yamaguchi et al (1961) が計算したレーリー波に最も近いモデルをさがすと、Fig. 9 (a) の①および Fig. 9 (b) の①が、おのおの考えられる。

鳥島付近から東京までの地殻構造を三層に分けると、上層(海水層で、平均水深が約 1.5 km)、中間層(地殻)、下層(上部マントル)となる。そこで Fig. 9 (a) で示すように中間層の $V_p = 3.00$ km/s を 4.00 km/s (V_s では 1.73 から 2.31 km) に変え、他の定数を一定に保つと周期 10 秒での群速度は 0.75 km/s 増加する(②の曲線)。また、Fig. 9(b)のように上層および中間層の厚さをそれぞれ 1.0 km および 7.0 km にとり、中間層の V_p だけを同様に 4.00 km/s から 5.00 km/s (V_s では 2.31 から 2.89 km/s) に変えたと③の曲線となる。さらに中間層の ρ を 2.50 g/cm³ から

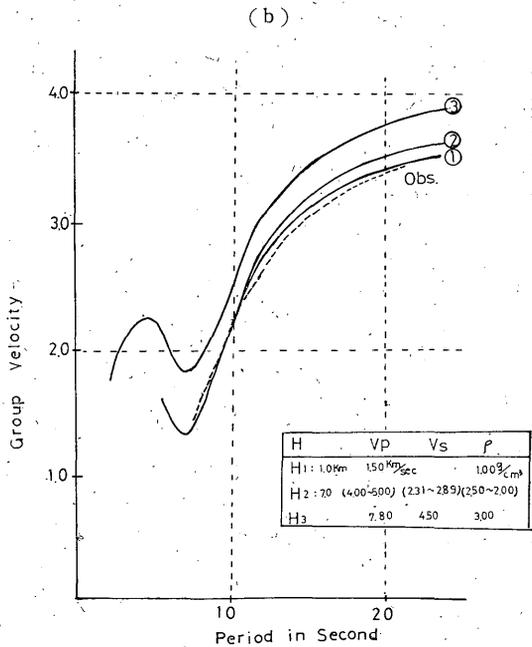
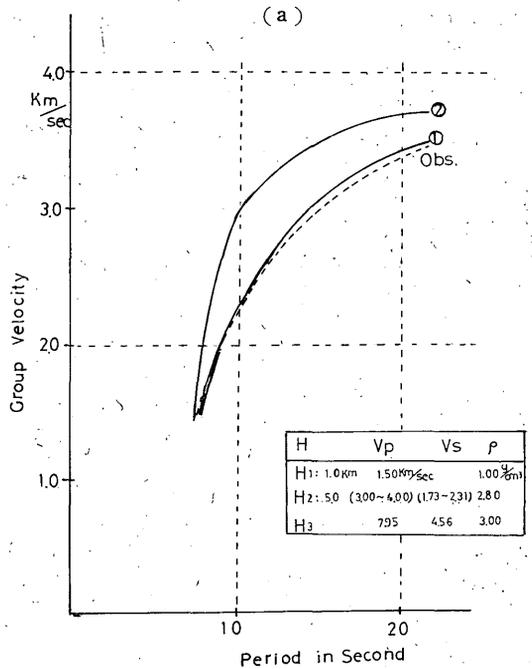


Fig. 9. Crustal structure estimated from comparison of the observed and theoretical dispersion curves.

cm³, 他の定数を不変とすれば②の曲線となる。曲線①と②は周期の短い部分で一致していることから, ρ を 0.50 g/cm³ 変えるより, V_P を 1.00 km/s 変える場合の方が, 速度は大きく変化することがわかる。

これらの結果から, 3層をおのおの

H	V_P km/s	V_S km/s	ρ g/cm ³
H_1 1.0 km	1.5		1.00
H_2 5.0	3.00	1.73	2.80
~7.0	~4.00	~2.31	~2.50
H_3	7.95	4.56	3.00
	~7.80	~4.50	

と推定すれば, 観測分散曲線がほぼ満足される。なお, 参考までに, この地域で行なわれた上部マントル計画日本委員会の爆破実験観測の結果 (Japan National Committee for Upper Mantle, 1970), を示せば, Fig. 10 のようになっている。

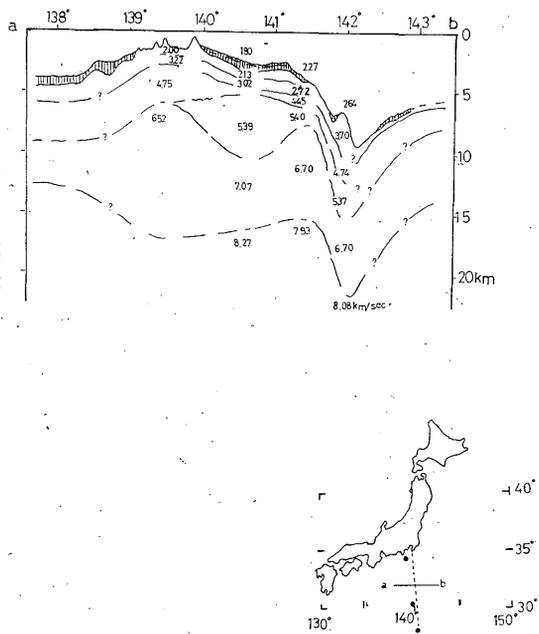


Fig. 10. Seismic-refraction section of the Izu-Bonin area (Japan National Committee for Upper Mantle Project, 1970).

§5. むすび

震央距離の短い, 浅い地震による表面波の分散曲線を求め, 地殻構造との関係を調べた。得られた結果を要約すれば次のとおりである。

a) 伊豆・小笠原諸島付近の地震による表面波の分散曲線は, その地理的位置が北上するに従って, すなわち震央距離が短くなるにつれて, 短周期の波の群速度は遅くなり, 分散曲線の傾斜は大きくなっている。また, 東京から距離的に近い三宅島および新島付近の分散曲線を比較すると, 短周期の部分ではかなり速度差が認められる。しかし, 周期12秒以上では, 同じ分散曲線で現わされる。

b) 分割によって求めた, 鳥島付近と新島付近との間の地域における地殻上層部の地震波速度は, 新島—東京間のそれよりかなり速くなっていると定性的に考えられる。

c) 鳥島付近の地震の表面波による分散曲線を基準として, 鳥島付近から東京までの経路に対し3層構造を仮定した, 1つのモデルを推定してみた。

おわりに終始, 適切な御指導をいただいた気象研究所地震研究部の長宗留男博士と地震課市川政治博士に, 御助言と励ましをいただいた地震観測所の山岸登氏に厚く御礼申し上げます。

参考文献

Japan National Committee for Upper Mantle Project, Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ. (1970): The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area Part 1.

Santō, A. T. (1955): Comparative Studies of Surface Wave travelling across Tibet Plateau. Bull. Earthq. Res. Inst., **33**, 49-64.

Santō, A. T. (1960): Observation of Surface Waves by Columbia-Type Seismograph Installed at Tsukuba Station, Japan (Part 1). Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 219-240.

佐藤良輔 (1958): 分散曲線による地殻構造の決定 (1). 地震, **11**, 76-86.

佐藤良輔 (1958): 分散曲線による地殻構造の決定 (2). **11**; 121-134.

Yamaguchi, R., and T. Kizawa (1961): Surface Wave and Layered Structures (Part 2)—Theoretical Dispersion Curves for Suboceanic Surface Wave—. Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 669-809.