フィリピン海領域におけるレーリー波群速度の地域差

岡山大学理学部* 仙 名 登・小 田 仁**・瀬 谷 清

Regional Variation of Rayleigh Wave Group Velocities in the Philippine Sea Area

Noboru SENNA, Hitoshi ODA and Kiyoshi SEYA

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Okayama University,
3-1-1, Tsushima-Naka, Okayama-shi, Okayama-ken 700, Japan

(Received October 19, 1989; Accepted March 14, 1990)

Regional variation of Rayleigh wave group velocities was investigated in the Philippine Sea area. The Group velocities were determined in a period range from 30 to 80 seconds by applying the Moving Window Analysis to long-period vertical-component seismograms recorded at six WWSSN stations, which are located around the Philippine Sea. We divided the Philippine Sea area into seven regions, based on tectonic feature, age, and topography of the ocean floor. The group velocity in each region was determined as a function of period by the least-squares method.

The region covering the Amami Plateau, the Daito Ridge, and the Oki-Daito Ridge, where the ocean floor is the oldest in the studied area, shows low group velocities at short periods. This is interpreted as that this region has thick oceanic crust of about 20 km. The West Philippine Basin region has the highest group velocity, and thickness of the lithosphere is estimated to be about 60 km with normal oceanic crust. The group velocity in the Shikoku-Parece-Vela Basin region is somewhat lower than that in the West Philippine Basin region, and thickness of the lithosphere is about 40 km. The difference in thickness may be due to difference in plate's ages. The lowest group velocity is found in the Mariana Trough region and the region covering the Okinawa Trough, Ryukyu Arc, and South-West Japan. This may be attributable to existence of the extremely lower velocity layer in the upper mantle.

Key words: Philippine Sea, Rayleigh wave, group velocity.

§1 はじめに

表面波を用いた上部マントル構造の研究は 1960 年代以降盛んに行われてきた。特に、太平洋における研究結果は数多く報告されている [例えば SAITO and TAKEUCHI (1966), SANTO (1961), SUETSUGU and NAKANISHI (1985), YOSHIDA and SATO (1976), YOSHII (1975)]. しかし、フィリピン海における研究報告は比較的少ない。これは、この領域を伝わる表面波の伝播距離が長くても 3000 km 程度なので、表面波が十分に分散しないためであると考えられる。それにもかかわらず、SEEKINS and

TENG (1977) は、フィリピン海周辺で起きた地震のグアム島 (GUA, Fig. 1 参照) で得られた長周期記録を用いて、フィリピン海におけるレーリー波群速度を調べ、その地域差のあることを示唆している。しかし、1 観測点のみのデータなので波線の数 が 10 本と少なく、かつ、その分布に偏りが見られる。特に四国海盆を通る波線は全くなく、マリアナトラフの領域を通る波線は少ない。また、フィリピン海の分割のしかたをみると、年代の違う西フィリピン海盆とパレスベラ海盆が同一の "PLATE" という領域に含まれている。さらに、九州-パラオ海嶺、大東海嶺などを含む "RIDGE" という領域には、西フィリピン海盆のかなり広い領域を含ませている。このような分割のしかたは、テクトニクスの見地から見てもやや不自然であるように思われる。一方、

* 〒700 岡山市津島中 3-1-1

** 現在 Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Los Angeles, CA 90024, U.S.A.

SHIONO *et al.* (1980) は松代 (MAT, Fig. 1) で得られた長周期記録を用いて同様な研究を行った。しかし、この場合も波線の数 が 6 本と少なく、その分布にかなりの偏りが見られる。また、西フィリピン海盆の構造を推定するために用いた波線も、伝播経路の約 1/3 が四国海盆や本州など他の領域を横切っているの、その影響を除く必要があるように思われる。

今回の研究では波線の偏り、領域分割の不自然さ等、上述のいくつかの問題点を改善して、フィリピン海領域におけるレーリー波群速度の地域差を詳しく調べた。

Fig. 1. Locations of the six WWSSN stations (triangle), epicenters (cross), and 54 ray paths used in the present study.

§2 データ

解析に用いた地震は、フィリピン海周辺に起きたものを以下の基準で選んだ。すなわち震源の深さは 100 km よりも浅く、実体波マグニチュードが 5.0~6.5 で、震央距離が 2000 km 以上あり、表面波を十分に励起しているものである。解析には、フィリピン海周辺に位置する WWSSN の 6 観測点、MAT, SHK, ANP, BAG, DAV, GUA (Fig. 1) で観測された長周期上下動成分記録を用いた。観測点のコード名、緯度、経度を Table 1 に、用いた地震の震源パラメータと観測点を Table 2 に示す。震源パラメータは一部を除いて ISC が決定したものである。

観測点、震央、及び伝播結路を Fig. 1 に示す。波線の総数は 54 本であり、波線密度はフィリピン海南東部でやや疎であるが、波線の数や位置的な偏りは従来の研究より大幅に改善されている。波形記録の代表例を Fig. 2 に示す。レーリー波の同定は、ARC-1 モデル [KANAMORI and ABE (1968)] をもとにした走時表との比較によって行った。

§3 群速度

記録紙上でレーリー波の卓越している 10 数分間の波形をサンプリング間隔約 1 秒で数値化し、それにムービングウィンドウ (Moving Window) 法 [LANDISMAN *et*

Table 1. Station name, its code and location.

STATION	CODE	LAT. (deg)	LON. (deg)
MATSUSHIRO	MAT	36.54 N	138.21 E
SHIRAKI	SHK	34.53 N	132.68 E
ANPU	ANP	25.18 N	121.52 E
BAGUIO	BAG	16.41 N	120.58 E
DAVAO	DAV	7.09 N	125.57 E
GUAM	GUA	13.54 N	144.91 E

Fig. 2. An example of vertical-component seismogram used for determination of Rayleigh wave group velocity.

Table 2. The earthquakes and their source parameters determined by ISC. (*: Determined by the Japan Meteorological Agency)

No.	DATE			ORIGIN TIME (GMT)	LAT. (deg)	LON. (deg)	DEPTH (km)	M_b	STATION
1	1978	SEP	26	14H24M44.9S	12.55N	143.27E	96	5.7	MAT
2	1979	AUG	12	07 13 19.6	34.57	140.37	56	5.8	BAG
3	1980	APR	13	05 41 46.4	9.00	126.27	66	5.8	MAT
4	1980	MAY	8	08 03 37.0	34.50	140.42	57	5.9	BAG, DAV
5	1980	JUN	9	18 38 03.0	15.35	147.50	32	5.7	BAG
6	1980	SEP	24	17 54 23.5	35.53	140.15	69	5.9	ANP, DAV
7	1981	SEP	7	19 06 00.5	30.66	141.78	18	5.9	ANP
8	1982	APR	18	08 57 09.4	28.92	142.21	34	5.7	BAG
9	1982	JUL	25	08 01 28.2	36.41	141.79	39	5.5	ANP, BAG
10	1982	AUG	3	06 04 39.1	13.81	146.36	43	5.8	SHK, ANP
11	1982	SEP	4	07 56 04.0	15.56	147.61	26	5.5	BAG
12	1982	DEC	17	02 43 03.8	24.56	122.53	88	5.9	GUA
13	1982	DEC	28	06 37 42.7	33.90	139.45	20	5.8	GUA
14	1982	DEC	28	13 49 26.0	19.93	121.34	13	6.0	GUA
15	1983	FEB	14	00 23 19.8	10.54	140.96	41	5.9	SHK, ANP
16	1983	FEB	20	10 49 54.4	5.60	126.30	68	6.0	ANP
17	1983	FEB	27	12 14 20.4	35.93	140.08	78	5.7	ANP
18	1983	APR	10	18 29 36.2	30.92	142.00	39	5.2	BAG, DAV
19	1983	JUN	21	14 48 07.9	24.13	122.39	43	5.8	GUA
20	1983	JUL	14	19 47 46.7	5.54	126.47	46	5.8	ANP, GUA
21	1983	AUG	11	12 03 01.1	18.84	120.94	28	5.7	MAT
22	1983	AUG	20	13 08 32.9	27.94	141.91	44	5.7	ANP, BAG, DAV
23	1983	AUG	27	18 49 47.0	8.14	126.04	2	5.7	SHK
24	1983	SEP	13	02 03 26.9	7.53	126.69	44	5.6	ANP
25	1983	SEP	16	23 10 46.8	18.02	120.69	22	5.6	MAT
26	1983	NOV	15	17 35 04.6	31.24	141.95	18	5.6	ANP, GUA
27	1984	JAN	23	07 34 57.0	29.28	130.44	38	5.8	GUA
28	1984	JUL	11	02 40 44.8	11.50	138.93	51	5.5	MAT
29	1984	JUL	23	16 03 40.0	1.35	126.40	26	5.8	MAT
30	1984	NOV	17	18 59 15.2	12.27	140.80	37	5.6	MAT
31	1984	NOV	27	23 34 05.5	7.66	124.43	46	5.7	SHK
32	1985	JUN	1	02 03 11.0	12.18	144.44	12	5.6	SHK
33	1985	AUG	4	02 36 23.8	7.46	123.47	34	5.8	GUA
34	1985	AUG	9	19 59 44.2	16.93	120.19	22	5.8	SHK, GUA
35	1985	NOV	7	23 34 32.0	7.73	137.02	17	5.8	SHK, ANP
36	1986	APR	16	01 31 44.1	30.63	141.70	29	5.7	DAV
37	1986	MAY	20	05 25 48.4	24.14	121.66	29	6.1	GUA
38	1986	JUN	2	03 56 23.4	29.76	130.68	49	5.1	DAV
39	1986	JUN	3	14 40 09.8	10.40	125.98	69	5.6	SHK
*40	1986	JUL	25	23 41 08.8	26.32	126.02	37	6.5	GUA
41	1986	AUG	17	15 27 38.0	2.31	127.02	13	5.9	SHK
42	1986	NOV	22	00 41 44.7	34.55	139.53	15	6.0	ANP

al. (1969)] を適用して群速度の分散曲線を求めた。ウィンドウとしてはハニングウィンドウ (Hanning Window) を用い、ウィンドウの幅は解析する周期の 3 倍とした。解析した周期帯は 30 秒から 80 秒までである。これは、80 秒を越える長周期の表面波は波長が 300 km 以上になるので、群速度の地域性を議論するには適当でないと考えたからである。また、30 秒以下の短周期で

は、実体波の混入のために群速度の決定が困難なためである。Fig. 3 にムービングウィンドウ法で得た分散曲線の例を示す。(実線)。得られた群速度の信頼度を確かめるために、マルチプルフィルター (Multiple Filter) 法 [DZIEWONSKI *et al.* (1969)] でも群速度を求めてみた (Fig. 3. 破線)。両者で求めた分散曲線を比較すると、群速度の差は最大で 0.10 km/s 程度であるが、ほとんどは

EVENT OF FEB 14, 1983 00H23M19.8S (GMT) U-C COMPONENT
LAT: 10.54N LON: 140.96E DEPTH: 41KM MAGNITUDE: 5.9
STATION: ANP DELTA: 2617.1KM

Fig. 3. Dispersion curves of the event No. 15 obtained by applying the Moving Window Analysis. The solid line is drawn along the ridge of the amplitude contours means the dispersion curve. The broken line indicates a dispersion curve by the Multiple Filter Technique.

Fig. 4. All of the dispersion curves for 54 ray paths shown in Fig. 1. The group velocities were determined in the period range from 30 to 80 seconds by the Moving Window Analysis.

PHILIPPINE SEA AREA

Fig. 5. The average (circle in left figure) of group velocities in Fig. 4 and their standard deviation (vertical bar). Solid line denotes the theoretical dispersion curve calculated from the ARC-1 model (right figure) proposed by KANAMORI and ABE (1968).

0.05 km/s 以下であり有意な差はみられない。従ってムービングウィンドウ法で求めた群速度データは信頼できるものと思われる。

54本の波線について、ムービングウィンドウ法で求めた全分散曲線を Fig. 4 に示す。群速度は、周期30秒で3.2 km/s から3.8 km/s、周期80秒で3.5 km/s から3.9 km/s の範囲でばらついている。このようなばらつきの原因は主に、レーリー波が伝わる領域の速度構造の違いにあると考えられる。Fig. 4 に示した分散曲線の平均値を Fig. 5 に示す。同図に、KANAMORI and ABE (1968) がバングラ海で起きた地震の堂平での記録から求めた速度構造 (ARC-1 モデル) とその理論分散曲線も示す。ARC-1 モデルから期待される群速度はこの平均群速度よりもやや速い。これは、今回のデータが明らかに低速度の期待されるマリアナトラフなどの領域を経由する波線を含んでいるからである。これらの領域を除くフィリピン海領域の平均的な分散曲線は ARC-1 モデルと似たものであろう。

§4 方 法

今回用いた表面波の波線は、海盆、海嶺背弧海盆、海溝などのいろいろな領域を伝播しているので、Fig. 4 で見た様に、レーリー波群速度の分散曲線はばらついている。したがって、フィリピン海におけるレーリー波の群速度の地域差を調べる為には、それぞれの領域の群速度への寄与を分離しなければならない。そこで、波線の通

る領域を小林・佐藤 (1979) を参考にし、テクトニックな特徴、海底地質年代、及び、海底地形を考慮して7つの領域 (REGION) に分けた (Fig. 6)。

REGION-1 は奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺を含む領域で、フィリピン海プレートの中でも最も年代の古い (57~85 m.y.) ところである。REGION-2 は西フィリピン海盆 (42~50 m.y.)、REGION-3 は四国海盆とパレスペラ海盆 (13~32 m.y.) である。REGION-1, 2 と REGION-3 の境が九州・パラオ海嶺である。REGION-4 はマリアナ海溝と西マリアナ海嶺に囲まれた領域で、現在拡大中であるマリアナトラフを含む領域である。また、REGION-5 は南海トラフ、琉球海溝より北側の領域で、現在拡大しつつある沖縄トラフや東シナ海、琉球弧、西南日本を含む、REGION-6 はフィリピン海溝より西側、REGION-7 は伊豆-小笠原海溝より東側の領域である。

以上のような分割領域内の群速度を求めるために、ある周期に対する観測方程式を次のように立てた。

$$L_k/U_k = \sum_{i=1}^7 (l_{ki}/u_i) \quad (k = 1, 2, \dots, 54) \quad (1)$$

ここで、 L_k , U_k は k 番目の波線の長さ及び群速度、 l_{ki} は k 番目の波線が i 番目の領域を横切る長さ、 u_i は i 番目の領域の群速度である。上式の左辺は震央から観測点までのグループトラベルタイム (Group travel time)、右辺の各項はそれぞれの領域におけるグループトラベルタイムを表す。 L_k , U_k , l_{ki} は既知量であり、 u_i が未知数である。波線の総数が54であるので、各周期について54個

Fig. 6. Division of the Philippine Sea area into seven regions based on tectonic feature, age, and topography of the sea floor.

REGION-1: Amami Plateau, Daito Ridge, and Oki-Daito Ridge region.

REGION-2: West Philippine Basin region.

REGION-3: Shikoku and Parece-Vela Basin region.

REGION-4: Mariana Trough region

REGION-5: Okinawa Trough region and north of Nankai Trough.

REGION-6: West of Philippine Trench.

REGION-7: East of Japan Trench.

の観測方程式が得られる。これを最小二乗法で解き、各領域の群速度 u_g を求めた。以上の手順により周期 30 秒から 80 秒までの間を 5 秒毎、計 11 の周期について計算を行った。

§5 結 果

得られた各領域の分散曲線を Fig. 7 に示す。エラーバーは群速度の確率誤差の代表値であり、同一の分散曲線ではどの周期についてもほぼ同じ大きさである。REGION-6, 7 に関しては今回は特に考察を行わず以降の研究に残したので、分散曲線を図から除いた。(1) 式の解の信頼性を調べるために、同じ群速度データを用いて ART [HERMAN (1980)] で各領域の群速度を求めた。その結果は Fig. 7 とほぼ同じであった。このことは各領域の群速度が、逆問題の解き方に依存しないことを意味する。以下の議論は、Fig. 7 に示した各領域のデータにもとづいて行う。

REGION-1 と REGION-2 の分散曲線を比較すると、短周期では REGION-1 の方が遅い群速度を示し、長周期 (80 秒) では両者がほぼ一致している。これは、両者の浅い部分 (地殻, リソスフェア) の速度構造は異なるが、深い部分 (アセノスフェア) の速度構造は類似しているためと考えられる。一方、REGION-2 と REGION-3 を比較すると、短周期では両者の群速度が近い値を示し、長周期では REGION-3 の方が遅い群速度を示している。このことは、両者の深い部分の速度構造が異なっている事を意味する。また REGION-4, 5 は共に両海盆に比べてかなり遅い群速度を示している。特に RE-

Fig. 7. Dispersion curves of the Rayleigh waves in each region shown in Fig. 6 determined by the least-squares method. The probable error is shown by the vertical bar and is almost same along each dispersion curve. Curves for REGION-6 and REGION-7 are not shown in this figure, being remained for future studies.

REGION 1

REGION 2

Fig. 8. Group velocity (left figure) and inferred shear-velocity structure (right figure) in REGION-1 (a), REGION-2 (b), REGION-3 (c), REGION-4 (d), REGION-5 (e). The thin lines in Fig. 8d indicate the shear-velocity structure and its theoretical dispersion curve of AMB model proposed by SEEKINS and TENG (1977).

REGION-5 の群速度は短周期ほど遅く、周期 30 秒では約 3.2 km/s まで下がり、大陸的な分散の傾向を示す。

§6 考 察

最小二乗法によって得た各領域の分散曲線に合う速度構造モデルを、試行錯誤的に作成してみた。REGION-1 から REGION-5 の各領域の分散曲線、S 波速度構造モデル、及びこのモデルより計算した理論分散曲線を Fig.

8 に示す。群速度の理論値と観測値は、誤差の範囲内で一致している。

REGION-1 は、奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺などを含み、フィリピン海プレートのうち最も海底地質年代の古いところである。この領域の群速度は、短周期では REGION-2, 3 より 0.25 km/s 程度遅くなっていることが特徴である。これを説明するために、やや厚めの地殻を持つモデルを作成した (Fig. 8a)。地殻の厚さは

REGION 3

REGION 4

約 20 km であり, MURAUCHI *et al.* (1968) や西澤・他 (1983) が人工地震の走時解析より求めた地殻の厚さより数 km 厚くなっている。

西フィリピン海盆である REGION-2 は, 周期 45 秒付近で群速度が最大となる。これは, 厚さ約 60 km のリソスフェアを持つモデルで観測値を説明することができる (Fig. 8b)。一方, REGION-3 (四国-パレスベラ海盆) での群速度は REGION-2 よりも全体的に遅く, 群速度が最大になる周期も REGION-2 より短周期であるので, Fig. 8c に示すようにアセノスフェアでの地震波速度を西フィリピン海盆より少し遅くし, 厚さ約 40 km のリソスフェアを持つモデルを作成した。したがって, 九州

ーパラオ海嶺を境にして, 西フィリピン海盆ではリソスフェアが厚く, 四国-パレスベラ海盆では薄いと考えられる。この結果は SHIONO *et al.* (1980) が一観測点で得た結果と調和し, また最近の重力異常の調査結果でも示唆されている [梁・他 (1989)]。YOSHII (1975) は太平洋プレートについて海底地質年代と群速度の関係を調べた。それによると, 海底地質年代が古い程プレートが厚くなる。このことはフィリピン海の REGION-2 と REGION-3 のリソスフェアの厚さの違いについても成り立っている。

REGION-4 (マリアナトラフを含む領域) では上部マントルに著しい低速度層をもつ AMB モデル [SEEKINS

REGION 5

and TENG (1977)] をわずかに修正したモデルを作成した。そのモデル (太線) と AMB モデル (細線) の S 波速度構造、および理論分散曲線を Fig. 8d に示す。誤差の大きさを考慮すると、この領域の分散曲線はいずれのモデルでも説明できる。AMB モデルは、マリアナトラフを通る 1 本の波線データから、その領域の速度構造モデルとして求められたものである。今回の解析では REGION-4 には 16 本の波線が通っており、その領域における波線の総延長は 8000 km にも及ぶ。このように、数多くの波線を用いて得た REGION-4 の分散曲線と、AMB モデルのそれが誤差の範囲内で一致することは、AMB モデルが REGION-4 の特徴をよく反映していたことの裏付けを得たことになる。

一方 REGION-5 では、周期 50 秒より長周期側で REGION-4 と群速度がほぼ同じであり、短周期側で大陸的な分散の傾向を示している。そこで、深さ 40 km より深い構造が REGION-4 と同じで、やや厚めの地殻 (約 10 km)、低速度 (4.0 km/s) のリッド (lid) を持つモデルを作成した (Fig. 8e)。この REGION-5 では、波線が主に沖縄トラフ、および西南日本の南側を通っているの、両者の平均的な特徴をあらわすモデルであると考えられる。

§7 結 論

フィリピン海プレート周辺に位置する 6 つの WWSSN 観測点で得られたデータを用いて、フィリピン海領域におけるレーリー波群速度の地域差を調べた。

フィリピン海プレート内で一番海底地質年代の古い奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺を含む領域では、短周期

で遅い群速度を示す。これは、この領域が他の領域に比べ、比較的地殻の厚い地殻を持つと考えられる。西フィリピン海盆と四国-パレスベラ海盆では海底地質年代の古い西フィリピン海盆の方が速い群速度を示す。これは、西フィリピン海盆の方がより厚いリソスフェア、及び地震波速度が相対的に速いアセノスフェアを有しているためと解釈できる。両海盆より海底地質年代が新しく、現在開きつつあると考えられているマリアナトラフ、沖縄トラフを含む領域と、南海トラフの北側では群速度は非常に遅くなる。これは、上部マントルに著しい低速度層が存在するためと考えられている。以上の結果、フィリピン海領域の大部分の平均的な速度構造は、ARC-1 モデルで代表されるとしても、その中では速度構造に顕著な地域差がある。

謝 辞

本研究を行うにあたり、有益な御意見を頂きました岡山大学理学部の鈴木功助教授、資料作成等に多大なる御尽力を頂いた齊藤俊明技官、数多くの良き提案を頂いた田中猛士氏に感謝致します。また、東京大学地震研究所の工藤一嘉先生、東京学芸大学の山崎謙介先生には理論分散曲線の計算プログラムを、東京大学地震研究所白木微小地震観測所の三浦勝美先生には観測点の位置、地震計の特性に関する情報を頂いた。東北大学理学部の浜口博之先生、小山順二先生、京都大学防災研究所の平原和朗先生、大阪市立大学理学部の塩野清治先生には原稿を読んで頂いた。さらに、記録の複写にあたっては東京大学地震研究所の野口和子さんにお世話になった。これらの方々から感謝の意を表します。計算は岡山大学総

合情報処理センターで行った。

文 献

- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH and M. LANDISMAN, 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- HERMAN, G. T., 1980, Image reconstruction from projections, *The fundamentals of computerized tomography*, Academic press, New York.
- KANAMORI, H. and K. ABE, 1968, Deep structure of island arc as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 1001-1025.
- 小林和男・佐藤任弘, 1979, 海洋大陸境界部の構造と発達 (I) —活動縁辺域 (島弧—海溝系と縁海) —, 上田誠也・他編, 岩波講座地球科学 11, 変動する地球 II, —海洋底—, 第 4 章 175-252, 岩波書店.
- LANDISMAN, M., A. DZIEWONSKI and Y. SATO, 1969, Recent improvement in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **17**, 369-403.
- MURAUCHI, S., N. DEN, S. ASANO, H. HOTTA, T. YOSHII, T. ASANUMA, K. HAGIWARA, K. ICHIKAWA, T. SATO, W. J. LUDWING, J. I. EWING, N. T. EDGER and R. E. HOUTZ, 1968, Crustal structure of the Philippine Sea, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3143-3171.
- 西澤あずさ・末広 潔・清水 洋, 1983, 奄美海台における上部地殻構造, 地震学会講演予稿集, No. 1, 57.
- SATO, M. and H. TAKEUCHI, 1966, Surface waves across the Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 1067-1091.
- SANTO, T. A., 1961, Division of the south-western Pacific area into several regions in each of which Rayleigh waves have the same dispersion characters, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 603-630.
- SEEKINS, L. C. and T. L. TENG, 1977, Lateral variations in the structure of the Philippine Sea plate, *J. Geophys. Res.*, **82**, 317-324.
- SHIONO, K., I. S. SACKS and A. T. LINDE, 1980, Preliminary structure of Japanese Islands and Philippine Sea from surface wave dispersion, *Year Book, Carnegie Inst., Washington D. C.*, **79**, 498-505.
- SUETSUGU, D. and I. NAKANISHI, 1985, Tomographic inversion and Resolution for Rayleigh wave phase velocities in the Pacific ocean, *J. Phys. Earth*, **33**, 345-368.
- 梁 哲寿・瀬川爾朗・福田洋一, 1989, 重力異常から求めた Philippine 海の上部 mantle 密度構造, 地震学会講演予稿集, No. 1, 221.
- YOSHIDA, M. and Y. SATO, 1976, Dispersion of surface waves across the Pacific Ocean, *J. Phys. Earth*, **24**, 157-175.
- YOSHII, T., 1975, Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 305-312.