

清水の前駆波より見たる四国周辺の地下構造について*

前 田 米 造**

550. 341

Crustal Structure in and near Shikoku District as Deduced from Forerunner Analysis

Y. Maeda

(Shimizu Weather Station)

We can observe several waves of different periods and amplitudes in the forerunner of earthquakes. The study of these waves is effective in determining the crustal structures as shown in the studies of T. Matuzawa, T. Takagi and others.

In this paper, the crustal structure in and near Shikoku District was studied by using Takagi's method. As the standard crustal structure, we adopted Matuzawa's one. According to it, the first layer having 20 km thickness and P wave velocity of 5.0 km/sec and the second one having 30 km thickness and P wave velocity of 6.3 km/sec are lying over the Mohorovičić discontinuity, the velocity of P wave below that being 7.5 km/sec. From the differences of the observed values of the arrival times of various phases in the forerunner from the standard ones, we deduced the crustal structure as shown in Figs. 13 and 14.

§ 1. は し が き

浅発地震の記象の初期微動部分に周期、振幅の異なる幾つかの波が検測できる。初期微動中のこれらの波（以下前駆波という）については種々の研究¹⁾²⁾³⁾⁴⁾があり、地下構造判定の有力な手がかりとなっている。私は清水測候所の Wiechert 地震計に現れたこれらの波から日向灘、伊予灘、剣山付近、紀伊水道の Mohorovičić 層について調査したから報告する。

§ 2. 資 料

地震月報別冊 1 “日本付近の主要地震の表 (1926 年～1956 年)” に記載されている地震のうち昭和 7 年以降の浅発地震について清水測候所の地震記象資料から、日向灘 34 個、伊予灘（瀬戸内海より豊後水道を含む）27 個、紀伊水道 10 個、四国東部 27 個を選び対象として調査した。

§ 3. 調 査 方 法

爆破地震動研究グループの東北地方および北関東の爆

破作業から得られた結果⁵⁾を見ても、地殻構造は極めて複雑である。しかしながら、巨視的にこれらを考察すると、Mohorovičić 層（以下 M 層という）は松沢 I 層と松沢 II 層に別れ、それぞれの層では地震波の速度はほとんど一定であるといわれている。それゆえ、個々の地震の震源の深さ、震央距離が判明すれば、これらを使って逆算することにより、前駆波が解明せられるはずであり、この解明によってさらに M 層が究明せられる。さきにも記述したが、前駆波は震源の深さ震央距離によりかなり異なるが、一地点で観測される前駆波は大略次のとおりである (Fig. 1)。

(1) A 点では P_{α} または P_{α} と P_{β} , (2) B 点では P_{β} と P_{α} または $P_{\alpha}P_{\beta}P_{\gamma}$ あるいは $P_{\beta}P_{\gamma}P_{\alpha}$, (3) C 点では $P_{\gamma}P_{\beta}P_{\alpha}$ その他反射波、変成波があり複雑となるが、こゝでは上記の P_{α} , P_{β} , P_{γ} の 3 つについて調査した。こゝに、 P_{α} は松沢 I 層を通過して来た直達波、 P_{β} は松沢 I 層より松沢 II 層に入り、再び松沢 I 層に屈折して到達した波、 P_{γ} は松沢 I, II 層を通り中間層上部に入り再び松沢 II, I 層を通過して到達した波である。以上は震源の深さが 0—20 km の場合であるが、20—50 km の場合は P_{α} はなくなり、少し性質は異なるが P_{β} と P_{γ}

* Received Oct. 19, 1959.

** 清水測候所

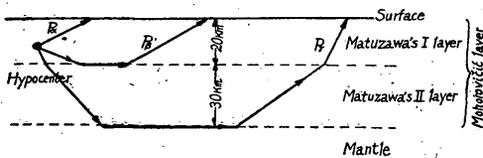
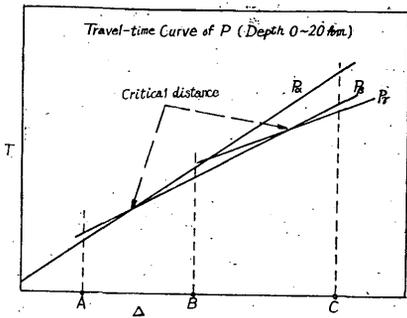


Fig. 1.

だけとなる。本調査では松沢I層のP波の速度を5.0 km/sec, 松沢II層のP波の速度を6.3 km/sec, 中間層上部のP波の速度を7.5 km/secを使用した。また, 転交点, M層の厚さの計算方法はすべて高木¹⁾の方法にしたがった。

調査 Sample として浅発地震の前駆部分が Fig. 2 のとき記象でT⁰より始まった微動が振幅, 週期の異った波をT¹で検測したとすれば, T¹-T⁰をT₁秒であらわし, 以後さらに異った波をT²で検測すれば, T²-T¹

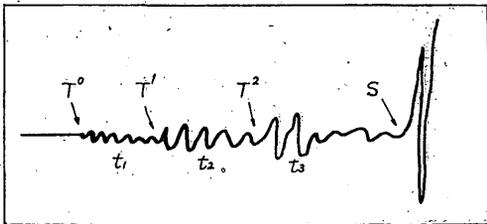


Fig. 2. Schema of forerunner of seismogram.
T: time, t: average period.

をT₂秒であらわした。また, T⁰よりT¹までの平均週期をt₁, T¹よりT²までの平均週期をt₂, T₂直後の週期をt₃とする。また, T¹前後の振幅比をA₂/A₁, T²前後の振幅比をA₃/A₂で示した。このようにして検測したものが Table 1-9でそれを Plot したものが Fig. 3a, 4a, …, 11a である。また, M層が50 km(松沢I層20 km, 松沢II層30 km)の場合は理論値と実測値は等しくならなければならない。そうでない場合はM

層の浅深によるものとして計算し作図を行ったものが Fig. 3b, 4b, …, 11b である。

§ 4. 調査結果について

(1) 日向灘地震について

a) 震源の深さ0-10 kmの地震を対象としたもの
前記の方法による調査結果は Table 1 でこれを Plot したものが Fig. 3a であり理論値と対比計算したものが Fig. 3b である。すなわち Fig. 3a の鎖線は松沢I, II層の厚さを20 km, 30 km, P波の速度をそれぞれ5.0 km/sec, 6.3 km/secとした時, 震源の深さ0 kmと10 kmのときの走時の理論である。Fig. 3aのA点は震源の深さ10 kmのP_α-P_βをPlotしたものであるが松沢I層が20 kmであれば理論値10 km線と一致しなければならない。P_α-P_βの時間差が長く不一致である(Fig. 3a では理論値より上方になっている)。これは, この地震付近の松沢I層が20 kmより厚いことを示している(反対ならば薄い)。また, B点を例にとると

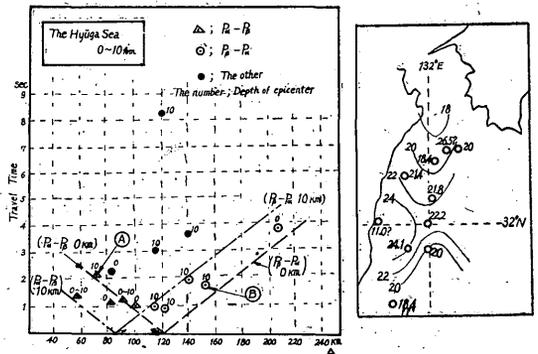


Fig. 3a. Travel-time diagram. Fig. 3b. Map showing the thickness of Matuzawa's I layer near the Hyuga Sea as deduced from earthquakes of depth 0-10 km.

P_β-P_αが短くなっている(Fig. 3aでは理論値より下方になっている)。これは松沢I層が20 kmより厚いことを示している(逆であれば薄い)。なお, 0-20 kmの地震について松沢I層の厚さを求めるのに次式¹⁾を用いた。

$$t_{P\alpha} = \frac{\sqrt{d^2 + d^2}}{V_{P1}}, \quad t_{P\beta} = \frac{d}{V_{P2}} + (2H_1 - d) \frac{\sqrt{V_{P2}^2 - V_{P1}^2}}{V_{P1} \cdot V_{P2}},$$

$$t_{P\gamma} = (2H_1 - d) \frac{\sqrt{V_{P3}^2 - V_{P1}^2}}{V_{P1} \cdot V_{P3}} + 2H_2 \frac{\sqrt{V_{P3}^2 - V_{P2}^2}}{V_{P2} \cdot V_{P3}} + \frac{d}{V_{P3}}$$

Table 1. The Hyūga Sea ($h: 0-10$ km)

y	m	d	h	m	ϕ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	A_2/A_1	dist. d
					°N	°E	km	s	s	s	s	s		km
1932	III	17	09	50	32.2	132.1	0	2.6 (α)	1.1	0.4 (β)				102
	39	III	20	12	22	32.3	10	2.0 (β)	1.0	0.4 (α)	3.2	3.0		115
	43	IV	12	18	01	32.0	0	2.9	8.3	0.4	11.8	0.4		120
	32	VI	18	10	31	32.5	0	2.7 (α)	1.2	0.3 (β)	2.4	0.3		82
	32	VI	8	15	14	32.0	10	1.8 (β)	0.9	0.3 (β)	0.3			122
	50	XII	24	14	10	31.8	10	2.1 (β)	2.1	0.3 (α)	3.9	0.3		140
	37	VIII	27	03	54	31.3	0	small (β)	4.0	small (α)	3.0		2	205
	56	VIII	10	05	34	32.6	0-10	1.0 (α)	1.4	0.3 (α)			10	58
	56	VII	1	10	48	32.5	0							58
	39	VII	9	21	56	32.6	10	1.7 (α)	2.2	0.3 (β)			4	70
	53	II	23	19	18	31.8	10	1.8 (β)	1.8	0.3 (α)			2	152
	42	VIII	22	19	29	32.3	0-10	0.5 (α)	1.3	0.3 (β)			4	90

Remarks : In Tables 1-9, The phases (α), (β), (γ) were identified by plotting them on the Figs. 3a-11 a.

ここに d ; 震央距離, d ; 震源の深さ, H_1, H_2 ; それぞれ松沢 I, II 層の厚さ, $V_{P1}=5$ km/sec, $V_{P2}=6.3$ km/sec, $V_{P3}=7.5$ km/sec.

さて Fig. 3 b を検討してみると松沢 I 層の分布は, 132°E 線に沿って日向灘南部から豊後水道にかけ谷(薄く)となり 32°N 線に沿って峯(厚く)となっていることが解る.

b) 震源の深さ 20 km の地震を対象としたもの

同じ方法で日向灘地震の震源の深さ 20 km のものについて調査した結果を Table 2, Fig. 4 a, Fig. 4 b に示す. Fig. 4 a を見てわかることは全部の地震が第1の転交点外で $P_{\beta}-P_{\alpha}$ の時間差で計算される. さて, Fig. 4 a 中 A 群に分布する波は, 求める松沢 I 層に対応するものであるが B, C 群は本調査対象外の反射波の存在を示すものと考えられ, 興味があると思われる. さて, A 群に属する地震より, 松沢 I 層を計算した結果が Fig. 4 b で, 先に計算した Fig. 3 b と同様の結果となっている.

このことから松沢 I 層は 32°N, 132°E を基点として, 南北に谷線, 東西に峯線となっているということが出来る.

c) 震源の深さ 30~50 km の地震を対象としたもの
Fig. 3 および Fig. 4 では極めて浅い地震を用いて,

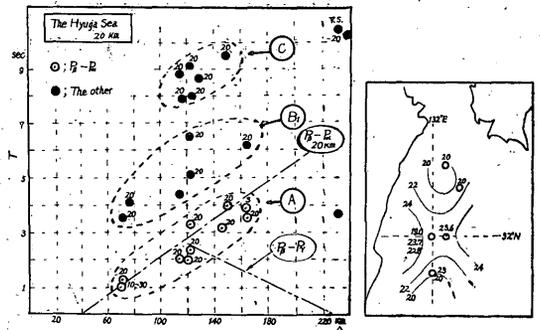


Fig. 4 a. Travel-time diagram. Fig. 4 b. Map showing the thickness of Takagi-Murais' travel-time curves.

松沢 I 層の判定を行ったが, さらに震源の深い地震を対象として M 層の解明を行った. 調査結果は Table 3, Fig. 5 a, Fig. 5 b である. Fig. 5 a の中, 40 km の地震を例にとり説明を試みると, A 点の場合は $P_{\beta}-P_{\gamma}$ を示し, B 点では $P_{\gamma}-P_{\beta}$ を示す.

計算は次式¹⁾を用いた.

Table 2. The Hyūga Sea ($h : 20$ km)

y m d	h m	ϕ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	T_3	A_2/A_1	A_3/A_1	dist. d
1941 XI 19	01 46	32.6	132.1	0-20	3.6	3.6	5.9 0.3	s	s	s			km 72
52 VIII 27	12 58	31.1	131.4	v s	small	3.7	0.3	10.5	0.4		3	5	233
42 IV 13	23 06	31.8	131.8	20		8.8	tremors grow gradually into those of periods 4.9s~5.4 s						115
41 VII 20	00 13	31.8	131.9	20	1.7 4.1	?							130
53 XI 27	04 25	32.0	132.1	20	1.4 (β)	2.0	0.3 (α)	8.6	0.9				115
53 I 18	05 47	32.0	132.0	20	1.3 (β)	3.2	0.3 (α)	4.4	0.4	7.9	4	13	123
33 V 23	05 44	32.0	131.0	20	small (β)	2.3?	0.3 (α)	6.6	0.3	8.0	3	4	123
50 XII 24	18 16	31.8	132.0	20	1.2 (β)	4.0	0.3 (α)	5.2	0.3	9.1?	2	3	148
54 V 27	15 50	31.7	131.7	20	0.3 (β)	3.5	0.3 (α)	9.5	0.3	-0.4	2-4		165
57 VI 25	09 34	31.7	132.0	20	0.3 (β)	3.2	0.3 (α)	6.2			1.5	-2	146
32 V 3	08 29	31.1	131.3	20	2.5	10.3	0.3	12.0			3		240
57 III 19	11 55	32.0	132.0	20	small (β)	2.0	0.3 (α)				3		121
42 VIII 25	23 55	32.2	132.5	20	2.8	4.1	short						78
42 VIII 22	20 13	32.4	132.3	20	0.5 (β)	1.3	0.6 1.3(α)						73
55 X 5	05 35	31.7	131.7	s	small (β)	3.9	0.4 (α)	12.4			3-4		165

Table 3. The Hyūga Sea ($h : 30-50$ km)

y m d	h m	ϕ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	T_3	A_2/A_1	dist. d
1952 II 7	15 29	32.5	132.2	40	0.5 (β)	1.1	0.3 (γ)	2.3	0.3	s	2	km 73
54 III 23	14 25	32.6	132.1	10-30	2.0 (β)	1.6	0.3 (γ)	3.0	0.3	6.7	2	75
56 I 1	01 59	32.6	132.0	40	0.3 (β)	1.8	0.3 (γ)	4.2			2-3	82
37 XII 25	22 52	32.6	132.1	30	2.5 (β)	2.1	0.4 (γ)				2-3	77
42 VIII 22	18 01	32.2	132.3	0-40	3.2 (β)	1.3	0.3 (γ)				1.5-2	88
35 V 23	15 10	32.8	131.8	50	1.1 (β)	0.7	0.4 (γ)					110
58 II 8	06 37	31.4	132.1	40	1.2 (γ)	0.7	0.3 (β)	2.0			2	168

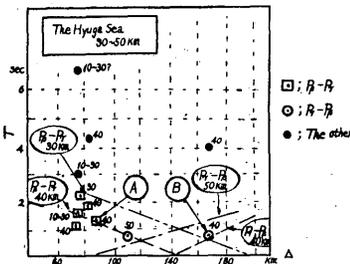


Fig. 5 a. Travel-time diagram. Chain lines show Takagi-Murai's travel-time curves.

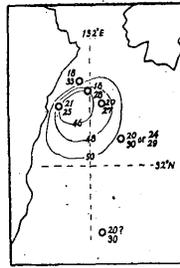


Fig. 5 b. Map showing the depth of Mohorovičić discontinuity near the Hyūga Sea as deduced from earthquakes of depth 30—50 km.

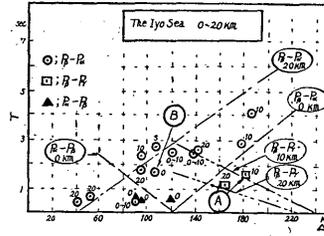


Fig. 6 a. Travel-time diagram. Chain lines show Takagi-Murai's travel-time curves.

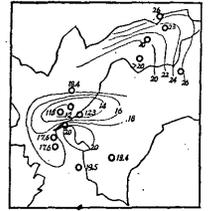


Fig. 6 b. Map showing the thickness of Matuzawa's I layer near the Iyo Sea as deduced from earthquakes of depth 0—20 km.

$$t_{P\beta} = \frac{d}{V_{P2} \cos \theta} + \frac{H_1}{V_{P2} \sqrt{\left(\frac{V_{P2}}{V_{P1}}\right)^2 - \sin^2 \theta}}$$

$$\Delta = d \tan \theta + H_1 \frac{\sin \theta}{\sqrt{\left(\frac{V_{P2}}{V_{P1}}\right)^2 - \sin^2 \theta}}$$

$$t_{P\gamma} = (2H_2 - d) \frac{\sqrt{V_{P3}^2 - V_{P2}^2}}{V_{P2} \cdot V_{P3}} + H_1 \frac{\sqrt{V_{P3}^2 - V_{P1}^2}}{V_{P1} \cdot V_{P3}} + \frac{d}{V_{P3}}$$

ここに d ; 松沢 I 層 II 層の境界面から震源までの深さ; θ ; 鉛直からはかった発射角。

Fig. 5 b は Fig. 4 b より求められた松沢 I 層の厚さを用いて計算したもので、図中数字の上段が I 層、下段が II 層、合計が M 層の厚さとなる。Fig. 5 b によると $132^\circ E$, $32^\circ 30' N$ に M 層の薄い地域がある。その他については観測資料が少ないので言及できなかった。

(2) 伊予灘地震について

a) 震源の深さ 0—20 km の地震を対象としたもの
伊予灘 (瀬戸内海, 豊後水道を含む) 0—20 km の地震について調査した結果が Table 4, Fig. 6 a である。Fig. 6 a の問題点は B 点における到達波であるが (転交点付近), これについては別項調査の震源の深さが 30—50 km の地震および周囲の資料と対照して, 到達波は P_β 次に P_α と決定した。その結果松沢 I 層は 11.5 km となった。また A で示した 2 点は $P_\beta - P_\gamma$ で理論値とはほぼ一致していることより, この付近 (瀬戸内海中中部, 周防灘) では M 層はだいたい 50 km であることを示している。各地震について計算した結果 Fig. 6 b を得た。すなわち松沢 I 層は伊予灘で非常に薄く, これを中心として東および南に広がっている。

b) 30—50 km の地震を対象としたもの。

伊予灘 30—50 km の地震について調査した結果が,

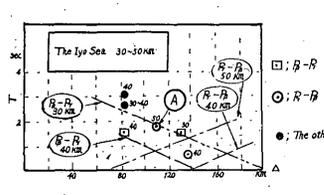


Fig. 7 a. Travel-time diagram. Chain lines show Takagi-Murai's travel-time curves.

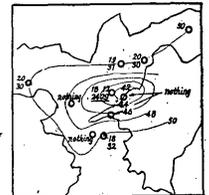


Fig. 7 b. Map showing the depth of Mohorovičić discontinuity near the Iyo Sea as deduced from earthquakes of depth 30—50 km.

Table 5, Fig. 7 a である。

本地域の地震中前駆波のとれないものが 4 個あった (Fig. 7 b に nothing として記入す)。これは M 層の深さが, 震源の深さよりも浅いことを意味する。Fig. 6 b で得た松沢 I 層の値を用いて, 松沢 II 層を計算し Fig. 7 b を得た。図の中の数字は Fig. 5 b と同様である。

Fig. 7 a の A 点 (震源の深さ 50 km) を計算すると, 松沢 I 層を 18 km としたとき II 層は 24 km, I 層を 12 km としたとき II 層は 29 km で, M 層の深さはそれぞれ 42, 41 km となり, 震源より浅いという不合理が生じた。このため, 地震記象の再点検を行ったが顕著な振幅変化が認められることより, 震源の深さの相違とも考えられるが, 他に M 層の傾きによる問題もあり, 決定できず, underline を付して Fig. 7 b に記入してある。

伊予灘の調査結果である Fig. 6 b と Fig. 7 b を比較すると, 極めて良い対応を示していることから, 伊予灘においては松沢 I 層および M 層が急激に浅くなっていると判定してさしつかえないと思う。なお, この傾向はブーゲー異常図とも極めてよく類似している。

Table 4. The Iyo Sea ($h: 0-20$ km)

y m d	h m	φ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	A_2/A_1	dist. d
1934 IX 1	08 05	°N 33.8	°E 131.3	km 10	s small (β)	s 1.5	s 0.3 (γ)	s 6.0?	2	km 182
37 II 8	21 18	33.4	132.1	0	1.3 (α)	0.4	0.3 (β)			95
53 V 30	14 37	34.2	133.2	20	2.6 (β)	1.1	0.4 (γ)			164
54 X 18	20 53	33.1	132.4	20	0.6 (β)	0.6	0.3 (α)			53
50 VI 22	22 06	33.2	133.2	v s				2.5		50
54 X 19	21 09	33.2	132.8	20	0.8 (β)	0.4	0.3 (α)			42
51 XI 28	14 46	34.0	133.6	20	0.3 (β)	2.5	0.3 (α)		2	143
53 VII 30	17 24	34.1	132.8	10-20	unknown					140
37 II 27	23 42	33.8	132.3	0	1.1 (β)	0.5?	0.3 (α)			120
54 XII 18	06 46	34.1	133.1	0-10	0.3 (β)	2.4	0.3 (α)	1.7	3	140
55 IV 23	12 50	34.4	133.4	10	0.7 (β)	2.8	1.4 (α)		2	179
55 V 2	02 57	34.5	133.3	20	0.3 (β)	4.1	0.4 (α)		2-3	187
42 II 22	09 47	33.6	132.3	0	1.8 (β)	1.6	0.3 (α)			107
40 VIII 14	01 35	33.5	132 $\frac{1}{4}$	20	small (β)	1.7	0.3 (α)		2-3	95
38 IX 10	14 20	33.6	132.4	10	short (β)	2.3?	short (α)		2-3	95
38 VI 16	21 54	33.6	132.6	0-10	0.7 (α)	0.7	0.4 (β)			90
37 II 14	01 05	33.3	132.1	0	1.2 (α)	0.6	0.3 (β)			91
54 VII 21	17 07	33.7	132.3	s	0.3	2.7	0.3			108

Table 5. The Iyo Sea ($h: 30-50$ km)

y m d	h m	φ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	A_2/A_1	dist. d
1952 IX 5	19 54	°N 33.6	°E 132.7	km 30-40	s 0.7 (β)	s 1.5	s small (γ)	s 2.6		km 84
37 V 5	00 50	33.3	132.1	45						89
49 VII 12	01 10	34.0	132.5	40	1.2 (γ)	0.6	3.4 (β)			135
33 III 12	16 38	34.0	136.6	30	small (β)	1.5	0.3 (γ)			130
53 I 23	11 47	33.3	132.0	40	short (β)	1.5	1.5 (γ)		7	83
33 III 8	19 27	33.5	132.5	40						103
44 VI 7	19 15	33.5	131.9	50						121
57 XI 14	13 10	33.5	132.3	50						91
56 I 30	14 45	33.7	132.3	50	0.5 (γ)	1.7	0.3 (β)		5-6	110

(3) 剣山地震について

a) 震源の深さ 0-10 km の地震について

剣山付近の 0-10 km の地震について調査した結果が Table 6, Fig. 8a, Fig. 8b である。Fig. 8b を見てわかることは剣山付近の松沢 I 層が薄くなっていることである。ただ、Fig. 8a の A 点については、前駆波は次項調査の紀淡海峡方面との関連から、 $P_\beta - P_\alpha$ と考え計

算すると松沢 I 層は 25.5 km となった。いま、仮に $P_\beta - P_\gamma - P_\alpha$ の順で到達したとすると、松沢 I 層は 14.8 km、松沢 II 層は 36.6 km となり、I 層が非常に薄く不合理と思われたので採用しなかった。

b) 震源の深さ 20 km の地震について

剣山 20 km の地震について調査した結果が Table 7 および Fig. 9a である。Fig. 9a を見ると大別して

Table 6. Mt. Tsurugi ($h : 0-10$ km)

y m d	h m	ϕ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	T_3	A_2/A_1	dist. d
		$^{\circ}$ N	$^{\circ}$ E	km	s	s	s	s	s		km
1935 XI 19	08 39	33.7	134.1	0-10	small (β)	3.2	(α)	6.0	8.6		145
51 IX 30	07 09	34.3	134.1	0-10	small (β)	2.6	0.3 (α)	5.9			193
51 III 11	21 16	33.8	134.3	10	1.4 (β)	3.6	0.5 (α)				173
56 VII 18	00 42	$33\frac{3}{4}$	$134\frac{1}{4}$	0	0.3 (β)	2.0	0.3 (α)			2	160
55 VIII 14	02 47	33.6	134.4	0-10	small (β)	2.4	small (α)			2	159
55 VIII 1	14 44	33.7	134.4	0-10	small (β)	2.8	0.3-0.4 (α)				166
56 XII 14	21 40	33.7	134.2	10	0.3 (β)	3.2	0.3 (α)			2	152
40 V 28	23 23	33.8	134.5	10	1.2 (β)	2.3	0.3 3.0 (α)	5.0	6.6	2-5	178
55 VII 27	10 20	33.8	134.3	0-10	1.4 (β)	1.8	0.3 (α)	6.8			162

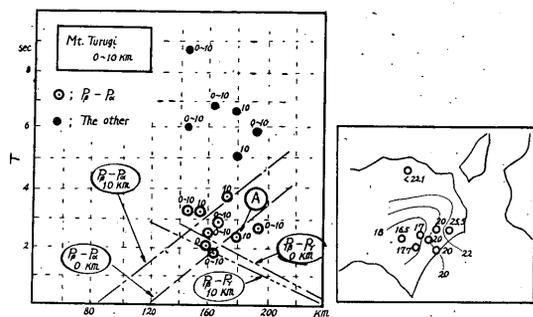


Fig. 8a. Travel-time diagram. Fig. 8b. Map showing Chain lines show Takagi-Murai's the thickness of Matuzawa's I layer near Mt. Tsurugi as deduced from earthquakes of depth 0-10km.

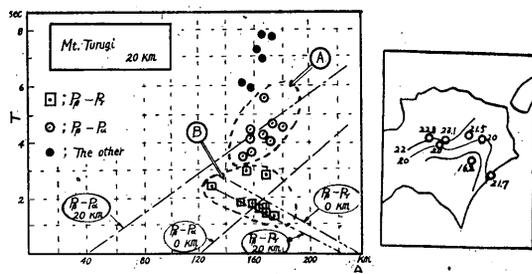


Fig. 9a. Travel-time diagram. Fig. 9b. Map showing Chain lines show Takagi-Murai's the thickness of Matuzawa's I layer near Mt. Tsurugi as deduced from earthquakes of depth 20 km.

$P_{\beta}-P_{\gamma}$ のB群と、 $P_{\beta}-P_{\alpha}$ のA群に分れる。A群を用いて松沢I層を計算した結果が Fig. 9b である。前項0-10 kmの地震より得られた Fig. 8a と比較しても、不合理はなくよく一致しているといえる。すなわち、剣山付近の松沢I層は剣山付近でやや薄く、北と南東側が厚くなっていると考察される。なお、剣山付近の特徴は $P_{\beta}-P_{\gamma}$ が明らかに現れることである。

c) 震源の深さ 30-50 km の地震について

剣山付近 30-50 km の地震について調べたものが、Table 8, Fig. 10 a で Fig. 9b によって判定した松沢I層を用いてM層を計算した結果が Fig. 10 b₁ であり、Fig. 9aの $P_{\beta}-P_{\gamma}$ をも併用して算出したものがFig. 10b₂ である。図の数字は Fig. 5b および Fig. 7b と同様で

ある。Fig. 10b₂ によると剣山付近を東西に走る谷線(薄い)があり、132°E線は顕著な峯線(厚い)となっている。

(4) 紀伊水道の地震について

Table 9; Fig. 11a および Fig. 11bは紀伊水道0-20 kmの地震の調査結果である。この地域の地震については、震央距離が遠くなるので記象から相の読みとりが困難となり、したがってかなりの誤差も含まれていると考える。Fig. 11aを見てわかることはAよりDまでの4つの群に分たれることであろう。C群は $P_{\beta}-P_{\gamma}$ とし、D群を $P_{\beta}-P_{\alpha}$ とすればほぼ理論値と一致している。しかるに、A群は見かけ上理論値とかなりかけはなれている。これは次のごとく考察される。到達第1波を P_{β} とすれば、A群は $P_{\beta}-P_{\gamma}$ となり、B群は $P_{\beta}-P_{\alpha}$ を現わすことに

Table 7. Mt. Tsurugi ($h : 20$ km)

y	m	d	h	m	φ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	T_3	A_2/A_1	dist. d
1949	V	18	07	48	34.0° ^N	133.8° ^E	20	0.7 (s)	1.8 (s)	0.3 (s)	3.4 (s)	unkno-wn (s)	6.1 (s)		153
49	VII	13	21	12	34.0	134.2	20	small (β)	4.6	0.5 (α)				3	175
49	XI	24	21	57	34.0	134.3	v s	small (β)	4.5	0.4 (α)					181
48	VI	5	05	33	33.2	133.5	20								68
48	V	3	00	54	34.0	133.9	20	small (β)	4.2	0.4 (α)					158
49	II	9	11	39	33.7	134.4	20	small (β)	1.3	0.3 (γ)	4.2	0.3 (α)	7.8		168
38	IV	1	22	40	34.1	134.0	20	small (β)	1.7	0.3 (γ)	7.3			2	164
52	VIII	8	22	28	33.9	134.1	v s	0.9	2.9	0.3				3	160
55	V	18	13	39	33.8	134.3	0-20	1.4 (β)	1.5?	short (γ)	7.2	0.3		3	168
55	VII	29	03	17	33.8	134.3	0-20	0.6 (β)	2.8	0.3 (γ)	5.6	0.3 (α)		2	168
55	VII	30	07	48	33.8	134.4	0-20	1.3 (β)	1.4?	0.3 (γ)	4.0	(α)?	7.8		174
56	II	16	13	08	33.7	134.3	10-20	small (β)	4.4	1.3 (α)	5.9	0.3 (α)		3	158
34	I	9	08	07	34.1	133.9	20	1.1 (β)	1.8	0.3 (γ)	3.6			2-3	160
55	X	2	14	17	33.7	133.9	20	small (β)	2.4	0.3 (γ)					129

Table 8. Mt. Tsurugi ($h : 30-50$ km)

y	m	d	h	m	φ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	A_2/A_1	dist. d
1947	V	28	22	29	33.5° ^N	134.0° ^E	30	s (β)	3.0?	s (γ)	4.4?	s		123
	37	VII	31	11	33.9	134.7	20-30	0.3 (γ)	2.0	0.5 (β)	5.6	0.5	3	200
	41	XII	25	18	33.8	134.6 ₅	35	2.2 (γ)	1.1?	small (β)	7.5	0.3		185
	57	XI	14	22	34.0	134.2	40	small (γ)	1.4?	0.5 (β)			3	174

なる。到達第1波を P_β とすれば、A群は $P_\beta-P_\gamma$ を、B群は $P_\gamma-P_\alpha$ を示すことになる。ここで前者を採用し Fig. 11 a 中の k, k' 点について計算すると、松沢I層は 23 km, 松沢II層は 45 km, M層は 68 km となる。これは従来いわれたもの³⁾⁶⁾ とかなり相違するので、後

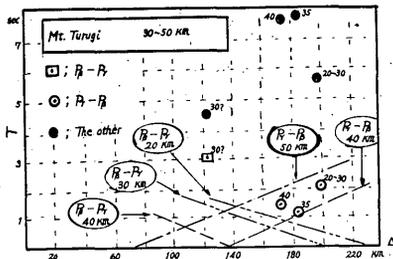


Fig. 10a. Travel-time diagram. Chain lines show Takagi-Murai's travel-time curves.

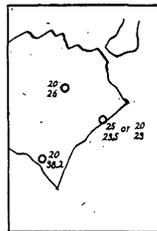


Fig. 10 b₁. Map showing the thickness of Matuzawa's I and II layers near Mt. Tsurugi as deduced from the results shown in Fig. 9 b.

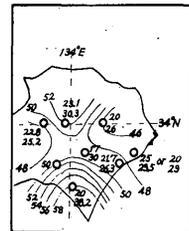


Fig. 10 b₂. Map showing the depth of Mohorovičić discontinuity near Mt. Tsurugi as deduced from earthquakes of depths 30-50 km by the additional use of $P_\beta-P_\gamma$ in Fig. 9 a.

者を採用して計算した結果が Fig. 11 b と Fig. 12 である。これによると、松沢I層は 20 km よりもかなり厚く、松沢II層はかなり薄く、全体としてM層は紀伊水

Table 9. The Kii Channel ($h: 0-20$ km)

y m d	h m	φ	λ	depth h	t_1	T_1	t_2	T_2	t_3	A_2/A_1	A_3/A_2	dist. d
1955 XII 3	14 27	$^{\circ}$ N 33.8	$^{\circ}$ E 135.1	20 km	small (γ)	2.1	0.4 (β)	6.9	0.3 (α)	?	3	223
48 VI 15	20 44	33.8	135.5	v s	7.7 (γ)	3.8	7.4 (β)	7.8	short (α)			256
54 IV 14	00 25	32.9	134.4	20	3.8 (β)	1.9	5.5 (γ)	3.4?	3.8 (α)			136
54 X 1	01 42	33.3	134.7	20	small (β)	1.4?	0.3 (γ)	4.9	0.3 (α)	2	2	172
33 VII 29	01 43	34.0	135.1	20	small (γ)	2.2?	small (β)	6.8	0.4 (α)		3-4	240
53 VII 31	04 24	33.2	134.8	20	small (β)	4.9	0.3 (α)			2		177
48 V 25	05 31	33.9	135.0	20	small (γ)	3.2	short (β)					222
37 XI 18	21 54	33.7	135.1	20-30	small (γ)	2.6	small (β)			2-3		220
38 I 12	00 12	33.7	135.2	20	2.1 (γ)	1.5	4.7 (β)	7.0	short (α)			227
33 III 7	07 45	34.2	135.1	0	small (γ)	4.0	0.3 (β)					233

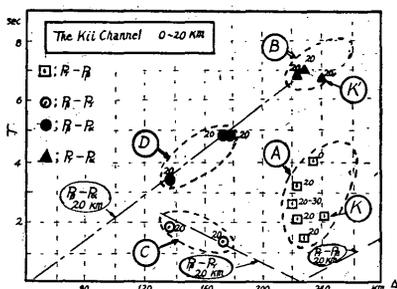


Fig. 11 a. Travel-time diagram. Chain lines show Takagi-Murai's travel-time curves.

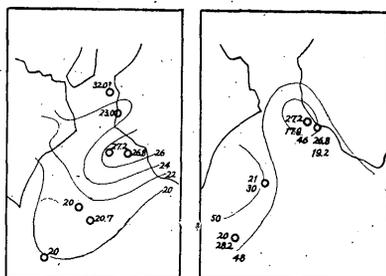


Fig. 11b. Map showing the thickness of Matuzawa's I layer near the Kii Channel as deduced from earthquakes of depth 0-20 km.

Fig. 12. Map showing the depth of Mohorovičić discontinuity near the Kii Channel.

道口で薄い結果となった。すなわち、松沢 I 層は田辺付近で厚く、南と北に薄くなっており、M 層は紀伊水道口で薄くなっている。

§ 5. 四国周辺の M 層の分布について

日向灘、伊予灘、剣山付近、紀伊水道について松沢 I, II 層の調査を行い、結果については記述したとおりであるが、さらにこれらを総合したものが Fig. 13, 14 である。これから次のことが考察される。

a) 松沢 I 層の分布について (Fig. 13 参照)。

1) 松沢 I 層は日向灘より豊後水道が浅く、 132° E 線に沿って南北に細長く分布し、伊予灘で最浅となり、さらに東方に伸びている。

2) 紀伊水道は田辺付近を中心として、東西に深い層の広がりがある。

3) 土佐湾・四国内陸の調査が不十分で確実ではないが、徳島・佐田岬を結ぶ線 (吉野川地構線) に対応する浅い層が分布している傾向が認められるようだ。

4) 吉野川北岸より撻灘にかけて、松沢 I 層の深い層が分布している。これは吉野川流域の浅い層をへだてて、田辺付近の深い層に対応すると考えられる。

b) M 層の分布

Fig. 14 は M 層 (松沢 I 層 + 松沢 II 層) の分布図であるが、さきに記した松沢 I 層の分布と大差はないが、3 異なる点が認められる。

1) 紀伊水道が特に顕著である。それは紀伊水道の松

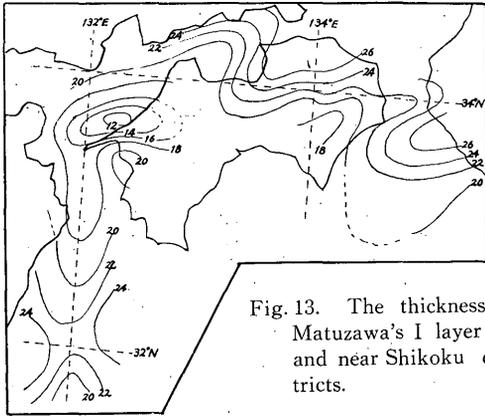


Fig. 13. The thickness of Matuzawa's I layer in and near Shikoku districts.

沢II層が非常に薄く、それがためM層は全域にわたって薄くなっていることである。この層は潮岬付近より北西に伸び、吉野川流域より佐田岬に達する浅層分布に連結している。

2) 日向灘、豊後水道および伊予灘については松沢I層の分布状態と同様となっている。

3) 松沢I層分布図では不明りょうであったが、M層

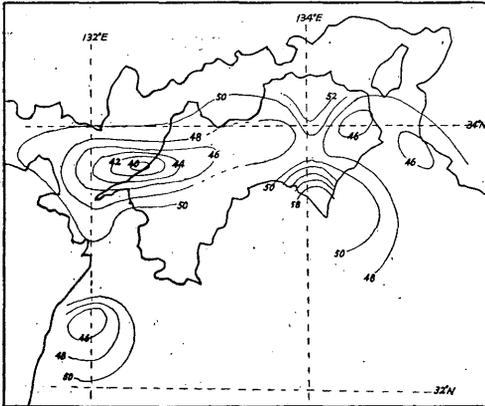


Fig. 14. The depth of Mohorovičić discontinuity in and near Shikoku districts.

分布図では室戸岬より134°E線に沿って、剣山を通り、香川県北部に達する極めて深い層の存在が認められる。

§ 6. む す び

以上で清水で観測した前駆波より、四国周辺の地殻の

厚さ、特に従来あまり解明されていない松沢I層について調査した。ただ1観測点の資料であるから、不十分な点もあるが、今後は数か所の資料を総合して、さらに十分なる検討を加えたいと考えている。また、ウ式地震計は低倍率であるため、一部には読取誤差に伴う波の判定間違いも介在すると思われるので、大方の御批判をお願いする次第である。

最後に本調査を行うにあたり、始終御指導を賜った清水測候所中村所長ならびに有益な御教示御批判を与へて下さった研修所高木教官に厚く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 高木 聖：震源(9報), 験震時報, **17**(1953), 37~42.
 〃 (10報), 験震時報, **18**(1953), 49~65.
 〃 (12報), 験震時報, **18**(1953), 105~119.
- 2) 松沢武雄・長谷川恵副・波江野清蔵：或る地震の振動の前駆の部分の就いて, B. E. R. I, **4** (1928), 85~106.
 松沢武雄・山田国親・鈴木武夫：地震動の前駆部分に就て, B. E. R. I, **7** (1929), 241~260.
- 3) 岸本兆方・神月 彰：先駆波による地殻構造の研究, 地震, II, **9** (1957), 200~208.
- 4) 宇津徳治：松代の近地地震記象中の顕著な相について(その1), 験震時報, **20** (1956), 13~16.
 松代の近地地震記象中の顕著な相について(その2), 験震時報, **21** (1956), 15~20.
- 5) 爆破地震動研究グループ：大爆破による北関東の地下構造, 地震, II, **11** (1958), 102~113.
 第2回石淵爆破地震動観測結果, 地震, II, **6** (1953), No. 1, 5~27.
 東北日本における第3回爆破地震動観測, 地震, II, **6**(1953), No. 2, 16~22.
 釜山鉾山における大爆破作業による地震動の観測, 地震, II, **6**(1953), No. 3, 6~13.
- 6) 玉城逸夫：浅発地震の走時より出された日本の表層構造, 地震, II, **7** (1954), No. 1~4.