近畿地方南西部の地殻上層部の 構造について

京都大学理学部阿武山地震観測所 渡 辺 晃

京都大学理学部地球物理学教室 中 村 正 夫

(昭和 42 年 9 月 28 日受理)

On the Upper Crustal Structure in the Southwestern Part of Kinki District, Central Japan

Hikaru WATANABE

Abuyama Seismological Observatory, Faculty of Science, Kyoto University
and

Masao NAKAMURA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

(Received September 28, 1967)

Crustal structure in the southwestern region of Kinki District, Central Japan, was studied in some detail by using travel-time data obtained from the third observation of ultra-microearthquakes and the routine observations of microearthquakes in and near this region.

During the observation period, about two thousand shocks were observed at the observation stations spread widely over Kinki District. Among them about one hundred shocks, whose hypocenters were determined with satisfactory accuracy in interpretation of travel-time data, were selected for the determination of apparent velocities in the upper crust.

The main results of the observations and their analyses are summarized as follows:

(1) A structure with three-layer crust was proposed for this region on the basis of travel-time data. The velocities of P waves and the average thicknesses of the layers were estimated to be 5.5 km/sec and 5 km for the first layer, 6.0 km/sec and 10~15 km for the second layer and 6.7 km/sec for the third layer respectively. (The thickness of the third layer could not be estimated for lack of data on the upper mantle.)

(2) The thickness of the first layer, however, should be modified from place to place in this region, according to deviations of apparent velocities from the mean velocity of 5.5 km/sec for the first layer. With suitable modification, it was ascertained that the thickness of the first layer increased continuously with distance from the central mountain region in Kii Peninsula.

(3) Comparison of the velocities on both sides of the Median Dislocation Line suggested the existence of a thick upper layer on the north side and a rather thin layer on the south side.

(4) In order to explain a remarkable deviation of apparent velocities in the vicinity of Wakayama and Hidaka, a low velocity layer might be added on the first layer in these regions, but its average thickness will be merely 1 km or less, if its velocity is assumed to be 4.3 km/sec, according to the YOSHIZAWA'S experiment (1955).

(5) On the south side of the Median Dislocation Line, anisotropy in the velocity of P

waves was observed (higher velocity; along the line). And the value of anisotropy, decreasing rapidly with distance from the line, amounted roughly to 3~10%.

§ 1. ま え が き

微小地震の観測網が整備されるにつれて, seismicity およびこれに関する諸問題が, 可成り細かい範囲について研究され始めた. これに伴なつて, 地形構造 (例えば, 断層線や構造線) と地震の起り方との関連性が重要な問題となり, これに応じてこれら地形構造と同規模のブロック単位で地殻の立体構造を考えなければならなくなつた.

地殻構造の研究には, 人工地震に依る方法, 自然地震を利用する方法などいくつかの方法があるが, それぞれ一長一短があり, 最も成果をあげている人工地震による場合でも, 観測点や爆破点について場所的制約をうけ広い地域に亘つて調査を行なうには多くの困難がある. 従つて, 広範囲を概略的にみる場合, 多少精度が悪くとも自然地震を利用するのが有効であることが多い. しかしこの場合, 震源位置と発震時が未知であるため, 震源近傍に時間精度の高い密な観測が設けられねばならない.

近年, 観測装置のうち特に刻時装置の精度の向上に伴つて, 多点同時観測の意義が高まり, 1963 年から極微小地震研究グループによる共同観測が始められた. このうち第 3 回 (1965 年) の和歌山を中心とした近畿地方南西部の観測では, 観測点の数は臨時観測点に既設の東京大学地震研究所の微小地震観測網を加えると 22 点におよんだ. 更に, 阿武山および鳥取周辺に配置されている京都大学の微小地震観測網を加えると, 合計 33 点となり近畿地方全域に亘つて非常に密な観測網による多くの良好な記録を得ることができた. これらの資料に基づき, 従来の研究を更におし進め, 広範囲に亘る概略的な構造決定だけでなく, 小規模な地体構造と関係づけながら, 和歌山地方の地殻構造を考えることにする. この場合, 資料および解析の方法に伴う誤差の評価が最も重要な問題になることは言うまでもない.

§ 2. 発震時および震源位置

第 3 回極微小地震臨時観測点 (10 点) と東京大学および京都大学の固定観測点 (12 点および 11 点) を Fig. 1 に示す. 用いた資料は合同観測 (1965 年 8 月 10 日~25 日) のうち主として抜取観測時間 (21 時~04 時) のものであるが, この時間外のものも一部使用した.

最初に約 10 km 以浅の上層部を決めるために, 図中, 点線で囲んだ地域 (以後, 小ネットと呼ぶことにする) およびその近傍に起つた地震を取扱う. まず各観測点の報告で, P および S 波両方について時間精度 0.1 sec 以内で読みとられた観測値が少なくとも 5 個以上あり, 更に P 波について 10 点以上の読み取りがある地震を選び出し, その中から発震時および

Fig. 1. Location of observation stations.

Nakahata (NAK), Shiga (SHG), Asso (ASS), Shimizu (SHM), Kanaya (KAN), Shimotsugi (SHT), Kamiubuyukawa (KUK), Furui (FUR), Sumoto (SUM) and Nagaike (NAG) are temporary observation stations of the Ultra-microearthquake Research Group.

Kinomoto (Km), Wakaura (Wk), Todoroki (Td), Arida (Ar), Hidaka (Hd), Kainokawa (Kk), Sarutani (St), Shichikawa (Sk), Haibara (Hb), In-nami (In) and Gozaisho (Gz) are routine observation stations of the Earthquake Research Institute of Tokyo University.

Abuyama (Ab), Myoken (My), Yagi (Yg), Keihoku (Kh), Kamigamo (Kg), Iwao (Iw) (In the vicinity of Kyoto), Funaoka (Fo), Oya (Oy), Hikami (Hm), Mikazuki (Mz) and Izumi (Iz) (In the western part of Kinki District) are routine observation stations of the Disaster Prevention Institute of Kyoto University.

震央が精度よく求めた浅発地震 80 個を最終的に用いた。これとは別に、近畿地方全域に亘って観測された 21 個の地震（このうちに前記の地震 3 個を含んでいる）を更に深い部分の構造決定に使用した。

発震時については、点震源を仮定し、 P 波および S 波の発震時が等しく更に同じ path を通るものとして、各観測点の P 波着震時および $S-P$ 時から求めることにした。すなわち、 P 波および S 波の着震時を t_p および t_s とし、それらの速度比 (V_p/V_s) を k とすれば、発震時 t_0 は $t_0 = (k t_p - t_s)/(k-1)$ で与えられる。また発震時に対する誤差 Δt_0 は t_p , t_s および

Table 1. List of earthquakes which occurred in the area shown by dotted lines in Fig. 1, whose initial P and S waves were clearly observed concurrently at 10 stations or more. The positions of epicenters are represented by N (northward), E (eastward) and Z (depth) in km, taking a geographical point ($134^{\circ}30'E$, $33^{\circ}50'N$) as the co-ordinate (0, 0). " n " is the number of observation stations which were located within a limit of 30 km from the hypocenter of each earthquake. " V " is the average apparent velocity of P waves.

No.	Date	Origin Time h m s	N km	E km	Z km	Region	n	V km/sec
1	Aug 10	21 26 32.25	32.5	60.0	5.0	III	10	5.65
2		22 22 15.60	40.0	60.0	6.0	I	8	5.54
3		23 18 00.25	40.0	59.0	6.0	I	9	5.73
4	11	01 19 17.20	40.5	60.0	5.0	I	8	5.67
5		02 34 18.30	41.0	58.5	6.5	I	9	5.55
6		21 01 19.40	15.5	66.0	6.0	V	10	5.57
7		10 18 35	24.0	57.5	7.5	III	8	5.46
8		46 09.15	29.0	59.5	6.0	III	10	5.56
9		22 08 30.40	34.5	63.5	5.5	III	7	5.58
10		23 32 00.80	38.0	69.0	5.0	II	10	5.61
11		02 50 37.80	46.5	70.0	5.5	II	9	5.80
12	12	21 44 03.55	39.0	61.0	6.5	I	10	5.46
13	13	01 30 52.80	45.5	68.0	4.0	II	9	5.62
14		02 23 20.60	35.0	61.0	7.0	III	10	5.47
15		42 49.00	30.0	60.0	5.5	III	10	5.49
16		22 19 20.30	43.0	70.5	5.0	II	9	6.07
17		23 31 38.30	43.5	66.0	5.5	II	9	5.68
18		00 52 06.50	10.5	70.5	7.0	V	7	5.86
19	14	58 14.95	34.5	63.5	5.0	III	9	5.52
20		21 18 01.90	36.5	72.5	5.5	II	9	5.72
21		22 27 24.30	24.5	56.5	6.5	III	6	5.56
22		23 05 53.00	39.5	62.5	5.5	I	8	5.23
23		02 33 17.00	38.5	60.5	6.5	I	8	5.43
24		21 17 21.90	28.0	65.0	6.0	IV	12	5.31
25	15	22 56 56.30	6.0	69.5	6.0	V	5	5.47
26		23 03 41.00	44.0	68.5	4.0	II	10	5.81
27		02 54 00.50	39.5	61.5	5.0	I	10	5.27
28		03 08 37.90	29.5	64.5	9.0	IV	8	5.85
29	16	12 42.45	41.5	60.5	6.5	I	8	5.37
30		46 34.50	41.5	69.0	6.0	II	10	5.59
31		21 33 38.00	41.0	60.0	6.5	I	8	5.46
32		23 48 42.80	39.0	61.0	6.0	I	9	5.42
33		02 11 09.20	26.5	76.0	6.0	IV	8	5.51
34		36 38.60	24.5	75.0	7.5	IV	12	5.51
35	17	00 06 29.20	40.0	61.0	5.0	I	7	5.49
36		35 24.90	39.0	60.5	6.5	I	6	5.40
37		01 04 41.80	37.5	60.0	6.0	I	9	5.55
38		48 05.30	11.5	76.5	5.0	VI	9	5.66
39		02 06 34.90	45.5	68.5	6.5	II	8	5.82
40		01 25 11.85	44.0	70.0	5.5	II	9	5.76
41		44 18.75	26.0	69.0	6.0	IV	7	5.36
42		22 15 50.45	38.0	59.5	6.0	I	6	5.63
43		28 58.95	42.0	71.0	5.0	II	9	5.70
44		23 55 08.50	34.5	65.0	4.5	III	8	5.67
45	20	01 00 55.80	37.5	60.0	6.5	I	7	5.44
46		24 57.35	42.0	72.5	6.0	II	8	5.56
47		22 34 59.70	40.5	61.5	6.0	I	9	5.70
48		23 19 53.20	19.0	79.0	7.5	VI	10	5.66
49		00 12 39.10	22.5	58.0	6.0	III	8	5.64
50		32 32.50	34.5	61.5	5.0	III	8	5.52

No.	Date	Origin Time h m s	N km	E km	Z km	Region	n	V km/sec
51	Aug 21	02 01 46.70	44.0	69.5	5.0	II	10	5.94
52		47 57.85	13.0	76.0	5.0	VI	6	5.44
53		21 42 41.70	41.0	63.0	6.0	I	8	5.39
54		22 26 13.20	9.5	63.5	6.5	V	7	5.68
55		23 53 56.80	32.0	58.5	6.5	III	5	5.60
56	22	00 09 47.80	25.5	73.0	9.0	IV	10	5.44
57		16 14.60	-1.0	62.0	6.0		7	5.74
58		37 03.90	41.5	69.0	5.0	II	8	5.66
59		42 52.00	30.0	60.5	6.5	III	7	5.42
60		21 36 23.60	35.0	68.5	3.5	II	8	5.57
61	23	58 47.90	21.5	65.5	6.0	IV	12	5.38
62		22 21 54.30	21.5	65.5	7.5	IV	9	5.49
63		23 52 57.70	7.0	59.0	5.5	V	7	5.81
64		00 03 35.05	26.0	56.5	7.0	III	6	5.67
65		18 47.00	21.0	72.5	7.0	IV	8	5.73
66	24	01 35 12.75	43.0	71.0	6.0	II	10	5.85
67		03 03 42.20	43.0	58.5	7.0	I	9	5.60
68		23 13 57.80	27.0	55.5	4.5	III	5	5.60
69		59 01.20	27.5	82.0	5.0		7	5.53
70		00 15 06.90	10.0	63.5	6.5	V	9	5.75
71	24	01 56 58.90	39.5	53.5	7.0	I	8	5.78
72		03 12 43.00	35.5	61.0	6.5	III	7	5.56
73		04 02 20.90	35.0	63.0	4.0	III	6	5.70
74		21 25 08.30	40.0	61.0	5.0	I	9	5.68
75		54 00.05	22.5	64.5	5.5	IV	10	5.73
76	25	22 20 40.80	52.0	76.5	6.0		6	5.63
77		30 07.40	1.0	73.0	8.0		4	5.49
78		53 50.00	8.5	65.5	7.0	V	8	5.58
79		23 04 13.80	30.0	70.0	5.0	IV	13	5.72
80		01 56 58.40	40.0	61.0	6.0	I	9	5.55

Fig. 2. Location of epicenters listed in Table 1.

●: epicenter

+: observation station

The marks × show the positions of epicenters taken an average over respective areas (I-VI) which are distinguished by the seismic activity.

(3-a)

Fig. 3. Time-distance graphs for every one of the shocks of Nos. 1-80 as listed in Table 1.
(focal distances within the limit of 30 km.)

k に含まれる誤差 Δt_p , Δt_s および Δk を用いて次のように表わされる.

$$\Delta t_0^2 = \left\{ \frac{k \cdot \Delta t_p}{k-1} \right\}^2 + \left\{ \frac{\Delta t_s}{k-1} \right\}^2 + \left\{ \frac{(t_s - t_p) \Delta k}{(k-1)^2} \right\}^2$$

渡辺・黒磯 (1967) は小ネットの地震について, P 波着震時と $S-P$ 時の間に直線関係が成り立つとして, $k = 1.72 \pm 0.02$ を得ている. この値を上式に代入すると,

$$\Delta t_0^2 = (5.71 \pm 0.19) \Delta t_p^2 + (1.93 \pm 0.11) \Delta t_s^2 + (0.00149 \pm 0.00017) (t_s - t_p)^2$$

従つて発震時についての計算誤差の最大値は $S-P$ 時が 3 sec および 2 sec の点に対して, Δt_p および Δt_s が 0.1, 0.05, 0.02 sec であるとすれば, それぞれの場合について, 0.30, 0.18, 0.13 sec および 0.29, 0.17, 0.11 となる. 実際に使用した資料では, 各々の地震について

Fig. 4. Comparison of time-distance graphs plotted by systematically changing the position of focus and the origin time of an earthquake (taking, as an example, the shock of No. 1 as listed in Table 1). The graph O is obtained by using the position of focus and the origin time originally determined by the method of least squares. And this graph is finally adopted for the determination of the apparent velocity in the upper crust, because the mean deviation of all samples from the straight line is minimum in comparison with the other graphs A-F, where the position of focus is shifted by 1 km from that for the graph O, towards north, west, south and east and upwards and downwards, and also with the graphs G and H where the origin time, by 0.2 sec, backwards and forwards, respectively.

Fig. 5. The same graphs as shown in Fig. 3. Travel times are summed up for each of the areas and mean velocities of P waves are shown for respective areas (focal distances within the limit of 30 km).

Fig. 6. Time-distance graphs for all of the earthquakes as listed in Table 1.

S - P 時が 3 sec 以下の点が少くとも 2 点以上あり, Δt_p が 0.05 sec 以下の点に着目したので, Δt_0 は最大 0.2 sec, 殆んどの場合 0.1 sec 以下におさえられた. なお k についての誤差 ± 0.02 を無視しても差支えないので, ここでは 1.72 を正しいとして発震時を求めた.

次に, 震源位置については, 渡辺・黒磯(1967)が求めた値をもとにして, 水平および上下方向に 1 km ずつ移動させそれぞれの仮想震源について走時図をつくり, 震源距離 30 km 以内の点のばらつきが最小になるものを最終的に最も確からしい震源として採用した. この場合, 走時曲線から異常に離れる点に対しては原記録を読みなおして, phase の明瞭度と絶対時間を吟味しながら明らかな誤まりの認められるものはとり除いた. このようにして決定した発震時, 震源位置および震央分布をそれぞれ Table 1 および Fig. 2 に示した. 図中, 地震の頻発地域を 6 つの部分に分け, 各々の部分の地域的平均値としての震央を×印で示してある. また個々の地震について, 各観測点の走時を Fig. 3 に示した. また Fig. 4 は No. 1 (Table 1)

Table 2. List of earthquakes which occurred widely over Kinki District, whose initial P and S waves were clearly observed concurrently at 10 stations or more.

The positions of epicenters are shown by the same co-ordinate as was used in Table 1. In the column of "Region", the stations nearest to each epicenter are shown by the respective abbreviations.

No.	Date	Origin Time h m s	N km	E km	Z km	Region
101	Aug 10	14 34 19.2	116.5	136.5	10.0	Hb
102		22 22 15.6	40.0	60.0	6.0	Wk, Td
103	11	17 46 41.4	29.5	60.5	6.5	Ar
104		18 51 14.0	42.0	69.5	8.0	Wk, Td
105		21 01 19.4	15.5	66.0	6.0	Ar
106	12	04 46 00.4	136.5	41.5	7.0	Iz
107	13	03 55 36.9	5.0	47.5	10.0	Hd
108	14	03 59 41.6	3.5	47.5	10.0	Hd
109	18	01 44 17.4	116.0	89.0	10.0	Ab
110		02 44 48.0	128.5	- 7.5	13.0	Mz
111		03 08 23.4	0.0	47.5	10.0	Hd
112		22 44 08.8	111.5	92.5	7.0	Ab
113	19	18 55 36.6	41.5	67.0	5.5	Wk, Td
114	20	01 40 12.8	121.5	194.0	10.0	Is
115		08 59 07.0	13.5	78.0	6.0	Kk
116		23 22 25.4	3.5	48.5	7.5	Hd
117	22	11 04 50.0	41.5	70.5	5.0	Wk, Td
118		21 58 47.9	21.5	65.5	6.0	Ar
119	23	10 07 02.6	150.0	-10.0	7.0	Fo
120		15 27 35.8	75.5	75.5	7.0	Os
121	25	01 46 47.8	67.0	44.0	7.0	Os

Fig. 7. Epicentral distribution of the earthquakes as listed in Table 2.

の地震を例にとつて、発震時および震源位置を前述のようにそれぞれ ± 0.2 sec, ± 1 km (東西, 南北, 上下の合計 6 点) だけ移動させた場合の走時を比較したものである. 次に Fig. 2 で示した I ~ VI の地域について, すべての地震の走時図を発震時を基準にして震源距離 30 km 以内の点を重ね合わせたのが Fig. 5 である. また, 小ネット全域の地震について震源距離 30 km 以上の点も含めて重ね合わせたものを Fig. 6 に示す. 図に示したように, 震源距離 30 km 以内のものおよび以上のものについての平均みかけ速度はそれぞれ 5.60 ± 0.10 km/sec および 6.0 ± 0.2 km/sec である. またこれらの地震の深さは Table 1 から明らかなように, 全地域について平均 6 km であり, 大部分は 5~8 km の範囲にある.

次に, 近畿地方の各地で起つた比較的大きい浅発地震を用いて, 更に深い地層構造を調べることにする. Table 2 および Fig. 7 に示したように, 近畿地方の広い範囲 (大ネットと呼ぶことにする) で観測された 21 個の地震について上記と同様な方法で発震時を求めた. 次に, 震央に近い 3 点またはそれ以上の読み取り値から $(t_p - t_0)$ を計算し, 上層の速度 V_{p1} として小ネットの結果から得られた平均値 5.6 km/sec を近似値として用い震源決定を行なつた. これらの結果は Table 2 にまとめて示してある. また, これら 21 個の地震について, 同地域に起つた地震は同じ走時図にまとめて Figs. 8 (a)~(k) にそれぞれ示した. 観測点が密に存在

する小ネットで囲まれた地域外に起つたこれらの地震に対する発震時および震源位置の決定精度は小ネット内のものに比べて多少とも悪くなる。また震源距離の大きい記象では初動が不明瞭になつてくる。このような理由で Fig. 8 の走時図は点のばらつきが大きくなっているが、各々の地域について走時の折れ曲りの様子や平均速度などあまり大きな相違は認められない。

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

(f)

Fig. 8. Time-distance graphs plotted for each of the regional distributions of epicenters. Nos. of shocks and the abbreviations of stations correspond to those in Fig. 7. The data were obtained by the respective observation stations:
 Δ ; by the temporary observations of the Ultra-microearthquake Research Group.
 $\bullet$; by the routine observations of the Earthquake Research Institute of Tokyo University.
 $\times$, $\circ$; by the routine observations of the Disaster Prevention Research Institute of Kyoto University. (In the vicinity of Kyoto and in the western part of Kinki District, respectively).

Fig. 9. (a) Time-distance graph for all shocks shown in Figs. 8 (a)-(k).
(b) Travel-time curves for each of the time-distance graphs shown in Figs. 8 (a)-(k).

Fig. 9 (a) は Figs. 8 (a)~(k) をまとめて plot したものであり, Fig. 9 (b) は Figs. 8 (a)~(k) をもとにして平均的な走時を描いたものである.

これらの資料をもとにして, この地域の地殻構造およびその特徴を考えることにする.

§ 3. 地殻構造モデル

Fig. 5 にみられるように, 小ネット近傍の地殻上層部の P 波の速度は地域により 5.52~5.74 km/sec の範囲にばらついている. しかし Fig. 6 に示したように, 震源距離 30 km 以

内の観測点に対するみかけ速度の平均値を採用すると、 $V_{p1} = 5.60 \pm 0.10$ km/sec となり、他の地域で考えられている値と大差ない。また震源距離 30 km 附近で可成り明瞭な走時の折れ曲りがみられ、下層の速度は $V_{p2} = 6.0 \pm 0.2$ km/sec となつている。次に各観測点から Fig. 2 に示した6個の地域をそれぞれみて、その地域内に起つたすべての地震について走時図を求

Table 3. Mean value of apparent velocities measured at each observation station for all earthquakes occurring in the respective regions shown in Fig. 2. The numerals in brackets show the deviations from the values of apparent velocities calculated for each of the observation stations versus areas under the assumptions that the propagation velocities of the 1st and 2nd layers are 5.5 and 6.0 km/sec respectively, and the thickness of upper layer is 5 km.

Region	I	II	III	IV	V	VI
Station						
NAK	5.41 ± 0.12 (-0.22)	5.56 ± 0.18 (-0.05)	5.56 ± 0.06 (-0.15)	5.45 ± 0.13 (-0.21)	5.70 ± 0.05 (-0.07)	5.74 ± 0.04 (-0.06)
SHG	5.97 ± 0.08 (+0.25)	6.29 ± 0.13 (+0.65)	5.94 ± 0.07 (+0.21)	5.81 ± 0.13 (+0.11)	5.86 ± 0.09 (+0.10)	5.86 ± 0.03 (+0.17)
ASS	5.41 ± 0.17 (-0.10)	5.50 ± 0.21 (-0.09)	5.47 ± 0.18 (-0.13)	5.71 ± 0.26 (+0.10)	5.82 ± 0.13 (+0.13)	5.76 — (+0.09)
SHM	5.67 ± 0.11 (-0.04)	5.79 ± 0.12 (+0.15)	5.76 ± 0.08 (+0.06)	5.79 ± 0.19 (+0.15)	5.72 ± 0.06 (+0.02)	5.75 ± 0.04 (+0.12)
KAN	5.41 ± 0.14 (-0.23)	5.71 ± 0.19 (+0.09)	5.51 ± 0.14 (-0.10)	5.39 ± 0.19 (-0.19)	5.64 ± 0.07 (0.00)	5.55 ± 0.08 (-0.07)
SHT	5.45 ± 0.10 (-0.23)	5.60 ± 0.10 (-0.09)	5.41 ± 0.09 (-0.21)	5.56 ± 0.18 (-0.04)	5.63 ± 0.25 (+0.04)	5.36 ± 0.07 (-0.24)
KUK	5.53 ± 0.08 (-0.19)	5.66 ± 0.22 (-0.03)	5.58 ± 0.07 (-0.11)	5.67 ± 0.17 (+0.04)	5.76 ± 0.05 (+0.11)	5.74 ± 0.15 (+0.16)
FUR	5.65 ± 0.16 (-0.10)	5.70 ± 0.07 (-0.05)	5.65 ± 0.13 (-0.06)	5.54 ± 0.14 (-0.13)	5.56 ± 0.19 (-0.04)	5.65 ± 0.03 (+0.03)
SUM	5.90 ± 0.19 (+0.19)	5.85 ± 0.09 (+0.08)	5.77 ± 0.21 (+0.04)	5.82 ± 0.18 (+0.04)	5.76 ± 0.15 (-0.04)	— — (—)
NAG	5.80 ± 0.19 (-0.01)	5.94 ± 0.22 (+0.10)	5.93 ± 0.21 (+0.13)	5.68 ± 0.10 (-0.14)	5.71 ± 0.02 (-0.09)	5.59 — (-0.24)
Km	5.60 ± 0.21 (+0.01)	5.67 ± 0.25 (+0.04)	5.58 ± 0.15 (-0.05)	5.24 ± 0.01 (-0.44)	— — (—)	— — (—)
Wk	5.30 ± 0.13 (-0.28)	5.90 ± 0.20 (+0.29)	5.45 ± 0.20 (-0.15)	5.56 ± 0.13 (-0.07)	— — (—)	— — (—)
Td	5.68 ± 0.14 (+0.06)	5.80 ± 0.20 (+0.21)	5.71 ± 0.14 (+0.09)	5.54 ± 0.10 (-0.07)	5.83 ± 0.09 (+0.14)	5.89 ± 0.09 (+0.23)
Ar	5.60 ± 0.14 (-0.01)	5.66 ± 0.20 (+0.02)	5.59 ± 0.20 (+0.01)	5.50 ± 0.22 (-0.10)	5.85 ± 0.10 (+0.21)	5.50 — (-0.15)
Hd	5.44 ± 0.09 (-0.26)	5.44 ± 0.17 (-0.29)	5.47 ± 0.13 (-0.18)	5.39 ± 0.14 (-0.25)	5.52 ± 0.17 (-0.07)	5.18 ± 0.05 (-0.46)
Kk	5.57 ± 0.06 (-0.19)	5.66 — (-0.08)	5.52 ± 0.03 (-0.21)	5.51 ± 0.12 (-0.17)	5.56 ± 0.10 (-0.10)	5.60 ± 0.10 (-0.10)
St	5.81 ± 0.10 (+0.01)	6.05 — (+0.30)	5.95 ± 0.24 (+0.15)	5.76 ± 0.10 (-0.02)	5.86 ± 0.02 (+0.05)	6.03 — (+0.26)
Sk	5.74 ± 0.05 (-0.10)	— — (—)	5.84 ± 0.01 (0.00)	5.74 ± 0.10 (-0.10)	5.75 ± 0.10 (-0.07)	5.80 — (-0.01)

め (Fig. 3), これから得られたみかけ速度の平均値を Table 3 に示してある. このような観測点と地域との組み合わせは 108 通りがあるが, 実測値は 103 通りである. これらの値を用いて, 地域による地殻構造の相違を調べるために各々の地域 (I ~ VI) の平均的な震源に対して速度を plot したのが Fig. 10 である. この図からみられるように, 全体としてみかけ速度の平均値は 5.2~6.3 km/sec と可成りのばらつきがあるが, 震源距離と共に増加する傾向があり, 震源距離が極く短い範囲では平均 5.5 km/sec, 30 km 以上では 5.7~5.8 km/sec となっている. 次に大ネットから得られた走時図 (Fig. 9) をみると, 震源距離と共にばらつきも大きくなっているが, 走時図の勾配について平均値をとつてみると, 20~30 km 以上では 6.0 km/sec, 80~120 km 以上では 6.7 km/sec とそれぞれ平均速度が得られている.

ところで構造を考える場合, まず最上層の速度を決めなければならない. このためにはできる限り浅い震源をもち, 近い観測点でとり囲まれた地震を用いなければならない. 前述のよう

Fig. 10. A plot of apparent velocities against hypocentral distances with theoretical values of apparent velocities for the assumed crustal models.

The average for apparent velocity is obtained for all of the shocks occurring in each area, as listed in Table 3. The theoretical velocities are calculated in cases where the thickness of the uppermost layer (H_1) is taken as 0, 3, 5, 7 and 10 km and the focal depth is 6 km, under an assumption of constant velocities of 5.5 and 6.0 km/sec in the uppermost and lower layers, and, therefore, the apparent velocity should fall in the hatched zone around the curve of H_1 : 5 km, if the focal depth is in the range of 5~8 km and H_1 is 5 km.

に上層の速度は平均的に 5.60 ± 0.10 km/sec であるが, Fig. 6 の走時について更に短い震源距離で平均値をとると, 10 km までは 5.54 km/sec, 10~15 km で 5.56 km/sec, 15~20 km で 5.59 km/sec となり, 前述の場合と同様に距離と共に僅かではあるが増加している. また Fig. 5 の地域別の平均値も 5.52~5.74 km/sec の範囲にばらつき, それぞれの地域について求めた公算誤差以上になる. 従つて, これらの平均値には, 地域による相違も含めて下層の影響が入つていると考えられるので, 最上層の速度としては少なくともこれらの値より小さいと考えて差支えないであろう. 次に Fig. 5 をみると, 震源距離が短い範囲で, 個々の地震からみかけ速度のばらつきは, 一部の異常な地域 (和歌浦および日高近傍では小さく, 志賀および清水近傍では大き過ぎる) を除き, 5.4~5.7 km/sec であり, このうちでも path が極く上層部を通る浅い地震についての平均値は 5.5 km/sec である. 従つて, この値を上層部の速度として採用しても, 大きな誤りはないであろう.

以上の結果を総合すれば, 次のような3層構造モデルを考えることができる. すなわち第1層 5.5 km/sec, 第2層 6.0 km/sec および第3層 6.7 km/sec の三つの水平成層である. 次にこれら各層の厚さを決めなくてはならない.

Fig. 11. Schematic representations of the layered structures and corresponding travel time curves, which are assumed so as to be compatible with the observed travel time curves shown in Fig. 9 (b).

Table 1 の結果から求めた震源の深さの平均値は 6 km である. この値を用い, 第 1 層の厚さ H_1 を 0, 3, 5, 7, 10 km にとつて, それぞれの震源距離に対するみかけの速度を示したのが Fig. 10 の実線である. この図から, 実測値の平均的な傾向を最も良く表わすものは, $H_1 = 5$ km の曲線である. 従つて, 第 1 近似としてこの値を採用することにして, 第 2 層の厚さ H_2 を求めてみよう. Fig. 9 (b) をみると, 6.7 km/sec の走時が始まるのは, 震源距離 80~120 km である. 一方, ここに使用した個々の地震の深さは Table 2 に示したように, 殆んどが 5~10 km の範囲にある. 従つて, Fig. 11 の計算上の走時曲線にあてはめてみると, 第 2 層の厚さは $H_2 = 10 \sim 15$ km の範囲に限定される. 次に, 第 3 層については, Moho 不連続面についての十分な資料が得られなかつたので, ここで議論することは差控たい. このようにして得られた結果をまとめると, この地域の地殻上層部を成層構造で説明するためには, 第 1 層, $V_{p1} = 5.5$ km/sec, 厚さ 5 km, 第 2 層, $V_{p2} = 6.0$ km/sec, 厚さ 10~15 km, および第 3 層, $V_{p3} = 6.7$ km/sec の 3 層モデルを考えることができる. しかしながらこのモデルは近似的なものであり, 近畿地方南西部の広い範囲に亘る平均値にすぎない. 従つて, 比較的小規模な地体構造と結び付けて地層構造を議論する場合, 前述のように個々の地域別のみかけ速度の相違が重要な鍵となる. ゆえに密な観測網で囲まれた和歌山地方に注目して, 上層部の構造を更に詳しく考えてみることにする.

§ 4. 水平成層モデルの修正

小ネットの地震については, その深さ分布は主として, 5~8 km であり, 第 1 層の厚さを 5 km とすると, この深さの範囲にある地震の震源距離に対するみかけ速度は, Fig. 10 の斜線を施した部分に当り, かなりの点が範囲外に出てしまう. 従つて, それぞれの地域について, 前述の水平成層モデルを修正する必要がある. 第 1 層の厚さ 5 km の水平成層モデルを仮定し, 震源の深さとして, 平均値 6 km を用いて得られる走時と, Table 3 の各値との差 (Fig. 10 の $H_1 = 5$ km の曲線と各点との差) を同表の括弧内に示す. ここで+, (および-) の符号は, 実際の値が水平成層モデルから期待される値より大きい (小さい) ことを示す.

Table 3 から明らかな事柄を並べると,

- (1) 中畑 (NAK), 日高 (Hd) では各地域に対し, 常に負の値をとり, その値は殆んどが公算誤差以上である.
- (2) 下津木 (SHT), 古井 (FUR), 甲斐川 (Kk) では一般に負の値をとる.
- (3) 志賀 (SHG) では各地域に対し, 常に正の値をとり, その値は殆んどが公算誤差以上である.

- (4) 清水 (SHM), 洲本 (SUM), 動木 (Td), 猿谷 (St) では一般に正の値をとる.
- (5) 和歌浦 (Wk) では, 極く近傍の地域 (I) に対し, みかけ速度の平均値が 5.30 km/sec で 5.5 km/sec に比べて小さい値をとる.
- (6) 日高 (Hd), 下津木 (SHT) では, 極く近傍の地域 (VI) に対しみかけ速度の平均値が, それぞれ $5.18, 5.36 \text{ km/sec}$ で 5.5 km/sec に比べて小さい値をとる.
- (7) 志賀 (SHG) では, 観測点の西方に当る地域 (I), (II), (III) に対し, みかけ速度の平均値が, それぞれ $5.97, 6.29, 5.94 \text{ km/sec}$ と非常に大きく, 特に (II) に対する値は, 6.0 km/sec に比べてもかなり大きく, 誤差評価だけでは解決できない. この傾向は志賀の東側の観測点猿谷 (St) でもみられるが, 北側の中畑 (NAK) では認められず, また, 南側の清水 (SHM) でも顕著ではない.
- (8) 洲本 (SUM) では観測点の東に当る地域 (I) に対し, みかけ速度が 5.90 km/sec とかなり大きい, (II), (III) の地域についてはそれ程顕著ではない.
- (9) その他の観測点では, 地域により多少の差はあるが, 一般に誤差範囲内におさまっている.

以上の結果を考慮し, 次のような方法で水平成層構造モデルに修正を加える. まず小ネットを中心にした地域を 1 km 単位でメッシュに切り, それぞれの地震の path について, 平均速度からの偏差が極小になるように各メッシュ毎に第1層の厚さを 5 km から増減する. その後で同じメッシュを通るすべての path について得られた値の平均値を求め, 各メッシュについて得られたこの値を基にして全体を均らして行く. こうして得られたモデルが Fig. 12 (b) に示すものであり, それぞれは, Fig. 12 (a) に示す東西および南北の切断面に対して描いたものである. ところで, 上記の (5), (6), (7), (8) の各項目について, 更に詳しく検討してみようと思う.

まず, 項目 (5) および (6) について考えてみると, 和歌山 (和歌浦) および日高の近傍で, 上層の平均速度は, $5.2 \sim 5.3 \text{ km/sec}$ と小さい. この地域では, 他と比較して速度の遅い表層があると考えられている. 和歌山近傍では表層についていくつかの地震波速度の測定値があるが [宮村, 他 (1955), 吉沢 (1955), 三雲・大塚 (1960)], いずれも 5.5 km/sec より小さい値が得られており, 前記の項目 (5) および (6) の事柄とよく一致する. ところでこの表層の速度と深さについては, ここで用いた資料から詳しく議論できないが, 仮に $V_p = 4.3 \text{ km/sec}$ とすれば厚さは 1 km 程度である. 従つて, 局地的に遅い表層があるとしても極く薄いものであろう. Fig. 12 (b) には参考のために 4.3 km/sec の表層があるとした場合, その厚さを点線で示した.

次に項目 (7) および (8) について考えてみよう。よく知られているように、紀伊半島の地質構造は東西に走る中央構造線 (Median Dislocation Line) を境にしてその北側および南側で大きな相違をみせている。今回の観測網の中心である小ネットで囲まれた地域はこの南側にあたり特徴あるいくつかの変成岩帯からなっているので [Fig. 12 (a)], 表層の速度分布に与え

- (1) Izumi Sandstone Zone (Upper Cretaceous Period).
- (2) Nagadoro Metamorphic Rocks Zone.
- (3) Ryoke Metamorphic Rocks Zone.
- (4) Hidaka Zone (Mesozoic Era).
- (5) Muro Zone (Tertiary Period).

Fig. 12. A model of the upper crustal structure in the southwestern part of Kinki District assumed to explain the regional deviation of apparent velocities from the hatched zone in the velocity-distance diagram shown in Fig. 10. The vertical sections A-A', B-B' etc. correspond to the respective lines on the map.

る影響は決して小さくはないであろう．ところで，この中央構造線近傍の観測点のうち中畑 (NAK) は和泉砂岩層，志賀 (SHG) は長瀬変成岩南部，清水 (SHM) は秩谷古生層と日高地層の境界附近にそれぞれ位置しているが，Table 3 からこの3点のみに注目してみかけ速度の平均値を地域別にとり出してみる．

Block Station	I (km/sec)	II (km/sec)	III (km/sec)	IV (km/sec)	V (km/sec)	VI (km/sec)
NAK	5.41	5.56	5.56	5.45	5.70	5.74
SHG	5.97	6.29	5.94	5.81	5.86	5.86
SHM	5.67	5.79	5.76	5.79	5.72	5.75

これから分かることは，構造線で境された中畑と志賀を比較すると，I～VIの地域に対して速度は相違しているが，特にI～IVの地域の地域について差が著しい．また志賀の値は path の方向が SW-NE あるいは S-N にあたる IV～VI の地域についてはほぼ一定した値をとり (5.81～5.86 km/sec)，Fig. 12 に示した修正モデルでよく説明されるが，path の方向が構造線にほぼ平行な W-E となる I～III の地域に対する値はこれに比べて大きすぎ (5.94～6.29 km/sec)，修正モデルでは説明できない．これに反して，志賀のすぐ南部にある清水では全地域に対してほぼ一定した値を示し (5.7 km/sec)，修正モデルとよく一致する．従つて，志賀と清水との差は，I～IIIの地域についてのみ顕著である．ゆえに志賀のみに注目して path の方向による速度の相違をみると，最大 0.48 km/sec である．ここで取扱っている値は個々の波線についてではなく，10～20 個程度の平均値であり，Table 3 に示したようにそれぞれの組み合わせについて誤差を含んでいる．しかしこの速度の差 0.48 km/sec はそれぞれの平均値の誤差に対して十分大きく，有意なものであると考えて差支えない．

ところで岩石実験による弾性波速度の測定結果をみると，一般に変成岩では明瞭な速度の異方性が認められている [例えば，CHRISTENSEN (1965)，平沢 (1962)]．また上記の長瀬変成岩層の一部に当る三波川変成岩層にある四国の佐々連鉱山での爆破地震動の観測によれば，これらの変成岩に対して10～20%の異方性が認められている [KITSUNEZAKI (1964)]．このような事実との関連から前記の志賀での速度差が構造線近傍の地層の異方性を示すものであるとすれば，その異方性の程度は約 10% であり，構造線に平行な方向に速い．しかしながら今回の観測では構造線近傍の観測点が少なく，更に立入った議論はできなかつた．将来，このことを目的にした精度の高い観測が望まれる．最後に今回の解析で得られた主な結果についてまとめると次の5項目となる．

(1) 近畿地方南西部の平均的な地殻構造は，

第1層 速度 $V_{p1} = 5.5$ km/sec，厚さ $H_1 = 5$ km

第2層 速度 $V_{p2} = 6.0 \text{ km/sec}$, 厚さ $H_2 = 10 \sim 15 \text{ km}$

第3層 速度 $V_{p3} = 6.7 \text{ km/sec}$ の3層構造モデルで説明できる.

(2) 第1層の厚さは地域的にかなり異なり, 紀伊半島の西部海岸附近では約 10 km におよぶが, 内陸部 (特に高野山附近) では極く薄く, 一般的に内陸から海岸線に傾斜している.

(3) 中央構造線を境として, 上層の構造に顕著な差が認められる.

(4) 和歌山近傍, 日高近傍では, 更に速度の遅い表層をおくべきであるが, その厚さは, 仮に $V_p = 4.3 \text{ km/sec}$ とすれば, せいぜい 1 km 程度である.

(5) 中央構造線の南側では, 地震波速度の異方性が認められ, 構造線附近では約 10% 程度であり, 構造線に平行な方向 (E-W) に速い. この異方性は構造線から離れるに従って急速に小さくなる.

§ 5. お わ り に

今回用いた資料は, 第3回極微小地震合同観測期間中に, 極微小地震観測グループに属する東京大学, 京都大学, 東北大学, 名古屋大学, 岐阜大学, 大阪工業大学の臨時観測点によって得られた記録と, 東京大学地震研究所和歌山微小地震観測室および京都大学防災研究所鳥取微小地震観測室ならびに阿武山地震観測所で得られた記録であり, これら資料を提供された各機関と所属メンバーの方々に心から感謝の意を表したい. また記録の複写を送って戴いた各大学の方々に対し御礼申し上げる. 併せて, この研究に対して, いろいろ御助言を戴いた三木晴男教授ならびに阿武山地震観測所の諸氏に心から御礼申し上げる.

文 献

- CHRISTENSEN, N. I., 1965, Compressional Wave Velocities in Metamorphic Rocks at Pressures to 10 Kilobars, *J. Geophys. Res.*, **70**, 6147~6164.
- 平沢 清, 1962, 佐々連鉱山鉱石および結晶片岩の物性測定結果について. 一特に弾性波速度について, *物理探鉱*, **15**, 8~20.
- KITSUNEZAKI, C., 1964, Determination of Seismic Anisotropy of Metamorphics in Natural Conditions, Special Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, No. 4, 83~90.
- 三雲 健, 大塚道男, 1960, 和歌山地方の地殻構造について, *地震* **II**, **13**, 199~206.
- 宮村撰三, 堀 実, 辻浦 賢, 松本英照, 岡田 惇, 1955, 和歌山頻発地震群の研究概要.
- 渡辺 晃, 黒磯章夫, 1967, 紀伊半島南西部の局地地震の2, 3の性質について, *地震* **II**, **20**, 180~191.
- 吉沢 徹, 1955, 物理探鉱技術協会講演.