和歌山地方の地殻構造について

京都大学防災研究所 三 雲 健
京都大学理学部 大 塚 道 男
地球物理学教室

(昭和 35 年 7 月 18 日受理)

Seismic Studies on the Crustal Structure in Wakayama District

Takeshi MIKUMO

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Michio ÔTSUKA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

(Received July 18, 1960)

The crustal structure in Wakayama District was derived from close observations of local and near earthquakes at network stations spread over the area. Laboratory experiment on bed rocks was also made to get reference data on seismic velocities.

The propagation velocities of the P - and S -waves and the layer thickness obtained, are: $V_p = 4.3$ km/sec, $V_s = 2.4$ km/sec, $h_1 = 4$ km for the sedimentary layer, $V_p = 5.5$ km/sec, $V_s = 3.2$ km/sec, $h_2 = 7$ km for the granitic layer, $V_p = 6.1$ km/sec, $V_s = 3.5$ km/sec, $h_3 = 15$ km for the basaltic layer, and $V_p = 8.0$ km/sec, $V_s = 4.5$ km/sec for the mantle surface, respectively. The crustal depth to the Mohorovičić discontinuity in this region is estimated to be about 26 km.

The spatial distribution of foci of micro-earthquakes in the northern part of the district, is confined above the granitic layer.

§ 1. 序 言

地震波による地殻構造の研究は、今世紀に入つて以来多くの地震学者によつて種々の立場から行なわれてきたが、近年観測精度の向上に伴つて、地殻構造の詳細な地域性や、これと地震発生の状態との関連なども研究されるようになった、この方法としては、人工爆破による他、局地地震や近地震を高い精度で観測することも一つの有力な手段と考えられる。

よく知られているように、和歌山地方では古来局地地震が頻発しているが、われわれは、これら微小地震の性状とこの地方の地殻構造を詳細に調査する目的で、東京大学地震研究所と協力し、高感度電磁地震計を備えた多数の観測点をこの地域に設置して、数年来、これら地震の精密観測を行なつてきた。観測の方法および結果の一部はすでに報告された通りである^{1), 2), 3)}。

この論文においては、1954、1956 および 1959 年の 3 回にわたる観測結果を総合して、この地域の地殻構造の推定を試みた。推定の基礎となつた data は、この観測網で観測されたもの

のうち、震源が決定された 36 個の局地地震と、高い精度で記録された 9 個の近地地震である。なお、参考のために、この地方の表層の岩石資料について室内実験を行なった。

§ 2. 局地地震観測から推定される地殻の上部構造

Fig. 1 は 1954, 1956, 1959 年の 3 回の観測における各観測点の位置およびこれらの観測で決められた 36 個の局地地震の震央を示す。前 2 回の観測結果は前報²⁾に報告したが、上図および以下の議論には 1959 年の結果⁴⁾を含んでいる。

これらの震源は、第 1 近似としてこの地域の構造を uniform medium と仮定し、各観測点における P 波の到着時間または $P \sim S$ 時間によって決定したものである。

次にこれらの震源の深さと、 P 波、 S 波の速度 V_p , V_s および距離係数 k との関係を Fig. 2 に示す。ただしこれらの量はいずれも上の仮定の下に計算された値であつて、必ずしも実際のものとは考えられない。

次に示された関係を見ると、深さ 4 km 以下の地震については速度はほぼ一定とみなされ、縦波について約 4.3 km/sec, 横波に対して約 2.4 km/sec の値を取る。この結果と、深さ 0 km にプロットされた下津附近における地震探査⁵⁾の結果を考慮すれば、このような伝播速度を有する表層が約 4 km の深さまで存在すると考えられる。

Fig. 2. Wave velocity versus focal depth.

震源の深さ 4 km を超える地震に対しては、伝播速度は深さとともに増大する傾向が見られる。このことは、この地方の地殻の上部構造が一様ではなく、下部ほど速度が増大していることを示すものである。いま、第 2 近似として水平成層構造を仮定し、Fig. 2 に示された分布に適合するように第 2 層中の速度を決めれば、 P 波速度約 5.5 km/sec, S 波速度約 3.2 km/sec が得られる。この決定法については前報²⁾ で述べたので省略する。

§ 3. 超音波による表層岩石中の弾性波速度の測定

表層中を通過する地震波の伝播速度について一つの参考資料を得る目的で、この地方の 12 箇所、特に地震観測点附近において、露頭岩盤から 32 個の岩石資料を蒐集し、これら岩石中の弾性波速度を超音波法によつて測定した。これらの岩石は緑泥片岩、石墨千枚岩、石英片岩などの変成岩である。資料を採集した場所は Fig. 1 に示した。

測定は京大阿武山地震観測所で行なつた。測定装置および方法は先に報告されている通りである⁶⁾。この測定は常温常圧下で行なわれ、超音波 (500 KC) の発生には X -cut の BaTiO_3 の crystal を使用した。

得られた速度は資料によりかなり異なり、大部分は 4~6 km/sec の値を示すが、資料の蒐集場所による差異は明瞭でない。Fig. 3 は各資

Fig. 3. Ultrasonic transmission times against the length of rock specimens.

料の長さに対する弾性波の伝播時間を示したものである。特にはずれの大きい3個を除いた29個の資料に対して最小自乗法を適用すると、 $V_p = 4.21 \pm 0.16$ km/sec なる見掛けの速度が得られる。個々の岩石中の速度と、この全資料に対する見掛けの速度の差が何に起因するかは明らかでない。ここでは、後者が前節に述べた局地地震および地震探査から得られた表層中の速度とかなり良く一致することを付け加えるに止める。

§4. 近地震観測から推定される地殻の下部構造

地殻下部の構造を推定するためには、普通、震央附近の観測網以外に比較的遠距離の観測点が必要である。われわれはここでは、この地域に設置した局地地震の観測網を利用し、高い時刻精度で、この地域外に起つた近地震を観測する方法を採つた。1956年および1959年の観測期間中に、 $P \sim S$ 時6秒以上の近地震9個が3観測点以上で記録された。

(1) 伝播速度の決定

a) 走時曲線による方法 以上のうち4個の地震については、各測候所の観測資料により震源を決定することができた。Fig. 4 (a)~(d) はこれらの地震の走時曲線を示す。われわれの

Fig. 4. Time-distance curves in four near earthquakes.

観測点における記録の時刻精度は、良好な場合で 1/50 秒、その他の場合でも 1/20 秒以内である。走時曲線はいずれも非常に良い精度で一直線で表わすことができる。これら近地地震波の周期が局地地震の場合と大差ないことも併せ考えれば、この地方の各所の地殻構造には余り著しい相違がないといえるであろう。

b) 3点観測法 いま、われわれの観測網の span は 10 km 程度であるから、これに比べてかなり遠距離に起つた地震に対してはこの方法を適用して、地震波伝播の見掛速度と方向を推定することができる。各観測点における P 波到着時刻の読取誤差を 1/20 秒とし、宮村の方法⁷⁾ に従つてこの方法における誤差を求めると、方位については $3^{\circ}\sim 8^{\circ}$ 、見掛速度に関しては $5\sim 14\%$ の誤差が考えられる。なお、a) に述べた 4 個の地震にこの方法を適用した結果は、a), b) 両方法による差異が上の誤差の範囲内にあることを示している。

両方法によつて求めた伝播速度および到来方向は Table 1 と Fig. 5 に示した。

先に走時曲線を示した 4 個の地震の震源の深さと震央距離を考慮すれば、No. 240, 254, 371

Fig. 5. Apparent velocity and direction of approach of initial P -wave.

Table 1. Observed results for near earthquakes.

Shock No.	V_p	V_s	V_p/V_s	ϕ	A.M.	Stations	H	λ	φ
240	6.00	3.40	1.77	70	(1)	I, N, W, K, Y	11	$135^{\circ}32'$	$35^{\circ}01'$
254	6.27	3.60	1.74	221	(1)	Y, W, K, N, I	10	$134^{\circ}15'$	$33^{\circ}45'$
348	8.05	4.55	1.77	233	(1)	S, W, I, N	20~30	$132^{\circ}12'$	$30^{\circ}41'$
371	6.10	3.48	1.75	55	(1)	I, N, W, S	10~15	$136^{\circ}13'$	$35^{\circ}25'$
244	6.13	3.53	1.74	296	(2)	N, Y, F, Y, W			
304	8.14	—	—	304	(2)	N, S, W			
321	7.08	—	—	285	(2)	S, I, W			
332	12.95	—	—	300	(2)	N, I, W			
369	6.14	3.46	1.77	234	(2)	W, N, I			

V_p, V_s ; the velocities of the P - and S -waves, in km/sec.

H ; the focal depth in km.

ϕ ; the direction of approach of initial wave, measured counter-clockwise from eastward at Wakanoura.

λ, φ ; longitude and latitude indicating the location of epicentre.

A.M.; the analytical method, (1) time-distance graph method, (2) tripartite stations method.

および No. 244, 369 で観測された約 6.1 km/sec の速度を持つ初動は第 2 層と第 3 層の境界面直下を伝播してきた屈折波, No. 348 の約 8.0 km/sec の速度の初動はモホロヴィナック不連続間の直下を伝播した屈折波と考えられ, 随つてこれらの速度はそれぞれ第 3 層中および mantle 上部中のものとしてよいであろう. 結局, 局地地震および近地地震の観測から次のような水平層構造が推定される.

$$V_p = 4.3 \text{ km/sec}, \quad V_s = 2.4 \text{ km/sec}, \quad k = 5.4 \text{ km/sec} \quad (\text{第 1 層})$$

$$V_p = 5.5 \quad , \quad V_s = 3.2 \quad , \quad k = 7.6 \quad (\text{第 2 層})$$

$$V_p = 6.1 \quad , \quad V_s = 3.5 \quad , \quad k = 8.2 \quad (\text{第 3 層})$$

$$V_p = 8.0 \quad , \quad V_s = 4.5 \quad , \quad k = 10.3 \quad (\text{第 4 層})$$

(2) 顕著な位相について

上に述べた 9 個の近地地震の $P \sim S$ 間には幾つかの顕著な phase が見出される. これらの位相の P 波初動からの時間間隔を $P \sim S$ 時に対してプロットすれば Fig. 6 が得られる.

Fig. 6 の位相中, $P \sim S$ 時に関係なく一定の時間間隔を有する 2 つの phase が見出される.

これらを X_I , X_{II} と名付ければ,

$$P \sim X_I = 0.91 \pm 0.03 \text{ sec (for 9 data in 5 shocks)}$$

$$P \sim X_{II} = 2.32 \pm 0.05 \text{ sec (for 11 data in 8 shocks)}$$

なお, この他に, No. 348 の地震では $P \sim X_{III} = 4.12 \pm 0.16 \text{ sec}$ なる 1 つの明瞭な phase が存在する.

これらの phase の特徴は次のようである.

- 1) 各地震, 各観測点において観測される.
- 2) 震央の距離, 方向に無関係に観測される.

Fig. 6. Time intervals between the initial P -waves and the prominent phases mentioned.

- 3) 水平成分の記録に卓越し、上下成分には明瞭でない。
- 4) 一定の polarization を示す。Fig. 7 はこの phase の入射時における partle motion の locus の 1 例である。これから、振動面は入射面に一致し、かつこの面内の振動方向は波の入射方向に直角と看做せるから、この phase は *SV-type* と推定される。

Fig. 7. Loci of particle motions of the phase X_I .

このような性質から、ここに問題とした phase はいわゆる“変成波” $PS^{(8) \sim (11)}$ と考えて良いであろう。またこの場合の初動は前節に述べたような屈折 P 波であるから、これらの変成波は Fig. 8 に示した“transformed refraction arrival”^{(12), (13)} と考えることができる。屈折波の速度より、 X_I , X_{II} , X_{III} はそれぞれ (1)', (1), (2) の場合に相当すると思われる。

Fig. 8. Schematic representation of wave paths for the transformed waves.

- 5) 次にこの推定を確めるために、それぞれの場合の変成波 PS と屈折 P 波の振幅の理論的關係を求め、観測値と比較した。簡単のために、途中の不連続面による影響と、振幅の距離による減衰を省略する。まず底面で屈折する際の SV 波と P 波の振幅比を求め、次に地表面への入射角を用いて、地表面で記録されるべき両波の振幅比の概略値を計算した。

一般にある境界面へ P 波が入射する際に生ずる屈折 SV 波の振幅 $A_{sv'}$ と屈折 P 波の振

幅 $A_{p'}$ の比は次式で表わされる¹⁴⁾.

$$\frac{A_{SV'}}{A_{p'}} = \frac{\mu'(b'^2 - 1 - 2a'b) - \mu(b^2 - 1 - 2a'b)}{\mu'[2b' + b(b'^2 - 1)] + \mu[2b + b'(b^2 - 1)]}$$

ここに, $a = \cot i_p$, $b = \cot i_s$, $a' = \cot i_{p'}$, $b' = \cot i_{s'}$

$$V_p/\sin i_p = V_s/\sin i_s = V_{p'}/\sin i_{p'} = V_{s'}/\sin i_{s'}$$

$i_p, i_s; i_{p'}, i_{s'}$ はそれぞれ P 波, SV 波の入射角と屈折角, $V_p, V_s; V_{p'}, V_{s'}$ は両方の媒質中における両波の速度, μ, μ' は両媒質の rigidity である. 各層の密度を第 1 層より順次 2.6, 2.8, 3.0, 3.2 gr/cm³ と仮定し, 前節に求めた速度を用いて, 各々の場合の, 地表面における両波の水平成分の振幅比を計算した結果は次のようになる. ただし (1), (2) の場合は, $i_p \rightarrow 90^\circ$ とすると一定値に近づく^{14), 15)}.

	(1)	(1')	(2)	(2')
$A_{SV'}/A_{p'}$	0.07	0.17	0.18	0.05
$\bar{A}_{SV(H)}/\bar{A}_{p(H)}$	0.08	0.20	0.29	0.08
	(0.35	0.83	1.44	0.42)*

振幅比の観測値は計算された値よりかなり大きい. この 1 つの原因としては, 地表附近に更に遅い速度の層があつて, 波が殆んど直角に地表面へ入射するためと思われる. 表面に $V_p = 1$ km/sec なる変成岩の風化した薄い層がある⁵⁾ とすれば, 理論値は () * 内の値になる. 観測値は大体この程度である.

(3) 層の厚さの推定

変成波の走時については, いままでいくつかの式が求められているが^{8)~12)}, Fig. 8 に示したような経路をとる変成波¹³⁾については, 比較的簡単な解が求められる. 一般に, P 波, S 波の速度が V_{pj}, V_{sj} なる厚さ h_j の層 ($j = 1, 2, \dots, n+1$) より成る $n+1$ 層の水平成層構造を考えると, 変成波 PS_n と屈折 P 波の走時差 δt_n は次式で表わすことができる.

$$\begin{aligned} \delta t_n &= \sum_{j=1}^n h_j \left(\frac{\tan i_{pj} - \tan i_{sj}}{V_{pn+1}} + \frac{1}{V_{sj} \cos i_{sj}} - \frac{1}{V_{pj} \cos i_{pj}} \right) \\ &= \sum_{j=1}^n h_j \left(\frac{\cos i_{sj}}{V_{sj}} - \frac{\cos i_{pj}}{V_{pj}} \right) \end{aligned}$$

ここに

$$\sin i_{pj} = V_{pj}/V_{pn+1}, \quad \sin i_{sj} = V_{sj}/V_{pn+1}$$

Fig. 8 のそれぞれの場合における走時差は, 先に求めた速度を用いれば,

$$\begin{aligned}
 (1) \quad \delta t_2 &= \sum_{j=1}^2 a_{2j} h_j \\
 (1') \quad \delta t_2' &= \sum_{j=1}^1 a_{2j} h_j \\
 (2) \quad \delta t_3 &= \sum_{j=1}^3 a_{3j} h_j \\
 (2') \quad \delta t_3' &= \sum_{j=1}^2 a_{3j} h_j
 \end{aligned}
 \left. \vphantom{\begin{aligned} (1) \quad \delta t_2 &= \sum_{j=1}^2 a_{2j} h_j \\ (1') \quad \delta t_2' &= \sum_{j=1}^1 a_{2j} h_j \\ (2) \quad \delta t_3 &= \sum_{j=1}^3 a_{3j} h_j \\ (2') \quad \delta t_3' &= \sum_{j=1}^2 a_{3j} h_j \end{aligned}} \right\}
 \begin{aligned}
 a_{21} &= 0.217, \quad a_{22} = 0.200 \\
 a_{31} &= 0.202, \quad a_{32} = 0.155, \quad a_{33} = 0.151
 \end{aligned}$$

前に述べた通り, $\delta t_2 = P \sim X_{II}$, $\delta t_2' = P \sim X_I$, $\delta t_3 = P \sim X_{III}$ と考えられるから, 各層の厚さは次のように算出される. すなわち,

$$\begin{aligned}
 h_1 &= 4.2 \pm 0.2 \text{ km}, \quad h_2 = 7.1 \pm 0.4 \text{ km}, \quad h_3 = 14.6 \pm 1.2 \text{ km} \\
 H &= \sum_{j=1}^3 h_j = 25.9 \pm 1.8 \text{ km}
 \end{aligned}$$

これらの誤差は phase の時間の誤差のみによるものであり, 速度の精度を考慮すれば更に大きくなるはずである.

h_1 は表層の厚さであつて, 局地地震観測から推定した値と良く一致する. また H はモホ不連続面までの深さであり, 近畿地方について従来考えられていた値^{(16), (17), (18)} と大体一致する.

§ 5, 和歌山地方の地殻構造と微小地震の震源分布

以上述べてきた局地および近地地震の観測結果を総合すれば, この地域の地殻構造は Fig. 9 に示したようなものと考えられる. ただしこれは水平成層構造を仮定して求めたものである. この構造は, 最近の爆破地震動観測から決定された近畿地方北部の構造⁽¹⁹⁾ と大きい矛盾はない.

		V_p	V_s	
	↑ 4 km	4.3 km/sec	2.4 km/sec	sedimentary layer
	↓			
26 km	↑ 7 km	5.5 km/sec	3.2 km/sec	granitic layer
	↓			
	↑ 15 km	6.1 km/sec	3.5 km/sec	basaltic layer
	↓			
		8.0 km/sec	4.5 km/sec	Mohorovičić discontinuity
				ultrabasic layer

Fig. 9. Crustal structure in Wakayama region.

次に地殻構造と, この地方に発生する微小地震の空間分布との関係を調べるために, Fig. 10 に震源位置をプロットした. この図は南北の断面を示し, 深さと水平方向の縮率は同じである. 図中 ○ 印はわれわれの観測によつて定められた 10^{13} エルグ以下のエネルギーを持つ微小地震の震源であり, ⊙ 印は 1952~1954 年の東大地震研究所の観測⁽³⁾ のうち, 4 観測点以上の

Fig. 10. Spatial distribution of foci of local shocks and the change in ground levels.

観測値から決定された、前者に比べてかなり大きい地震の震源を示す。これらは、地震の大きさにあまり関係なく殆んど同じような分布状態を示している。また、これらの地震が和歌山地方北部では、全部 **granitic layer** より上部に発生し、しかも一部が **sedimentary layer** に起っていることは、関東地方などにおける局地震の分布状態^{7), 20)}と著しい対照をなしている。

これらの震源位置は、地殻上部の構造を一樣なものと仮定して求めたものである。先に推定したような水平成層構造を **uniform medium** として震源を決定した時に生ずる誤差は、計算によれば、 P 波の到着時または $P \sim S$ 時のいずれを用いても、震源の深さにして 1 km に達せず、震央位置には殆んど影響がない。また震央が観測網の中央にある場合より、端にある時の方が、震源はやや浅く算出されることが分つた。いずれにしても、震源の分布状態の大きい傾向は変らない。

この震源分布が海南附近で最も浅く、南北へ行くに従つて漸次深くなることは注目すべき傾向である。Fig. 10 には震源分布とともに、東大地震研究所が行なつた精密水準測量の結果¹⁾を示した。この結果から見た地殻変動の状況と、この地方の微小地震の震源分布状態との間には何らかの関係があるように思われる。

§6. 結 語

局地震および近地震の観測結果から、和歌山地方の地殻構造を推定した。水平成層構造を仮定して得られた結果は Fig. 9 に示された通りである。この地方の地殻の厚さは約 26 km と考えられる。またこの地域の北部では、微小地震は殆んどすべて **granitic layer** により上部に発生していることが明らかになった。

終りに、いろいろ適切な助言を戴いた西村英一博士、佐々憲三博士、および室内実験の御指導を戴いた松島昭吾氏に御礼申し上げる。また本観測に御協力下さった住友則彦、橋爪道郎、奥西一夫、西勝也、石東昌治および森勝也の諸氏に感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- 1) 東京大学地震研究所：和歌山頻発地震研究概要 (1955).
- 2) T. Mikumo: Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., **A 28** (1956), 161.
- 3) 宮村撰三: Bull. Earthq. Res. Inst., **37** (1959), 609; **38** (1960), 71.
- 4) T. Mikumo: (印刷中).
- 5) 吉沢 徹: 物理探鉱技術協会講演 (1955 年 4 月).
- 6) A. Kubotera: Journ. Phys. Earth, **1** (1954), 33.
- 7) 宮村撰三, 辻浦 賢: Bull. Earthq. Res. Inst., **37** (1959), 370.
- 8) T. Matuzawa, K. Hasegawa and S. Haeno: Bull. Earthq. Res. Inst., **4** (1928), 85.
- 9) T. Matuzawa, R. Yamada and T. Suzuki: Bull. Earthq. Res. Inst., **7** (1929), 241.
- 10) Z. Kinoshita: Bull. Earthq. Res. Inst., **15** (1937), 965.
- 11) 飯田汲事, 青木治三: 地震 **12** (1959), 75.
- 12) D.N. Rustanovich: Izv. Akad. Nauk, SSSR, ser. geofiz. (1957), 10.
- 13) S. S. Andreev: Izv. Akad. Nauk, SSSR, ser. geofiz. (1957), 21.
- 14) M. Ewing, W. S. Jardetzky and F. Press: Elastic waves in layered media, 83~89.
- 15) B. Gutenberg: Bull. Seism. Soc. Amer., **34** (1944), 85.
- 16) Y. Kishimoto: Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., **A 27** (1954), 243.
- 17) 玉城逸夫: 地震 **7** (1954), 1.
- 18) A. Kamitsuki: Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., **A 28** (1956), 143.
- 19) 爆破地震動研究グループ: 地震学会講演 (1960 年 5 月).
- 20) T. Asada: Journ. Phys. Earth., **5** (1957), 83.