地震発生域の地震波速度

——山梨県東部地震——

建設省建築研究所国際地震工学部 古 川 信 雄
国立防災科学技術センター 井 元 政 二 郎

(昭和 60 年 12 月 26 日受理)

P-Wave Velocity in the Source Region of the Eastern Yamanashi Earthquakes

Nobuo HURUKAWA

International Institute of Seismology and Earthquake
Engineering, Building Research Institute

Masajiro IMOTO

National Research Center of Disaster Prevention

(Received December 26, 1985)

We present a method to obtain the in situ seismic velocity in the source region of crustal earthquakes. The procedures of the method are as follows.

1. Determination of hypocenters of earthquakes in a small area using data at only nearer stations.

2. Calculation of a horizontal apparent velocity and an emergent direction of seismic waves using travel times of earthquakes at each distant station. When we use the direct waves at a distant station, a horizontal apparent velocity is nearly equal to the true velocity.

3. Calculation of the true velocity from horizontal apparent velocity and vertical one which is determined by the focal-depth dependence of travel times at each station.

We applied this method to the eastern Yamanashi earthquakes in central Japan. The focal depths of these earthquakes are 16-20 km, and are somewhat deeper than those of usual crustal earthquakes in Japan. Direct waves were observed as first-arriving waves at 12 stations with epicentral distances of 55-156 km which we used in this analysis. The horizontal apparent velocity and the true velocity were determined 6.17 ± 0.14 and 6.09 ± 0.12 km/sec, respectively. We can conclude, therefore, that the eastern Yamanashi earthquakes have occurred in the upper crust with the P-wave velocity of 6.1 km/sec.

We can also obtain the azimuthal dependence of the seismic velocity by this method. When we assume the azimuthal anisotropy in the media, the P-wave velocity is $6.09 + 0.08 \cos 2(\theta - 54^\circ)$ and the standard deviation of the velocity is reduced from 0.115 to 0.095 km/sec. The maximum velocity is obtained in the NE-SW direction which is also the orientation of the maximum tension axis of earthquakes in this region.

§1. はじめに

微小地震観測網の整備が進み、かつ人工地震動を利用した地殻構造の研究が進むにつれて、内陸で起こる地震の震源決定精度は向上してきた。その結果、地殻内でおこる浅発地震はほとんどすべて上部地殻内で発生していると考えられている [例えば, HASHIZUME (1969); 尾池 (1975); 高木・長谷川 (1977); 渡辺・他 (1978); 岡野・他 (1978); ASONO *et al.* (1982)]. しかし、これらの結果は震源決定に用いた地殻構造と決定された震源の深さを比べたものであり、直接、地震発生域の速度を求めたものではない。

古川 (1984) は 1983 年の鳥取県中部地震 (M 6.2) の余震記録からコンラッド面での反射波を検出し、鳥取地方の地震 (大部分は 1943 年鳥取地震 (M 7.2) の余震) はコンラッド面より上の上部地殻で発生していることを明らかにした。しかし一般に反射波の検出は容易でなく、地震波初動走時を使う方法が必要である。

震源と地殻構造を同時に求める方法として CROSSON (1976) の方法がある。しかし、この方法では走時の区別 (直接波か屈折波か) を厳密にはしていないので、また水平成層構造を仮定しているので、地殻構造と震源の深さとのおおよその関係しかわからない。また震源域の地震波速度を直接求める方法としては FITCH (1975) の方法がある。しかしこの方法は、全世界のデータを用いて深発地震の震源域の地震波速度を求めるためのものであり、射出角の計算等やこしい問題がある。

ここでは浅発地震の震源域の地震波速度を求める非常に簡単な方法を提出する。この方法では震源決定と震源域の地震波速度決定をきりはなし、計算を 2 段階にわけ、それによつて、データの良し悪しが簡単に吟味でき、計算精度を上げることができる。またこの方法では、地震波速度の方位依存性をみることもできるので、実際に地震が発生している媒質の地震波速度の方位異方性を調べることもできる。

この方法を山梨県東部の地震に適用する。山梨県東部地震はフィリピン海プレート北端部のユーラシア・プレートと北米プレートとの三重合点付近で発生しており、震源の深さは 20 km 前後で、通常の地殻地震と比べると少し深い特異な地震である (石橋, 1975)。それゆえ、この地震の震源域の地震波速度を明らかにすることはプレート衝突地帯のテクトニクスを理解する上でも重要である。なお震源決定には、山梨県東部地域の周辺で実施された爆破地震動観測からえられた地殻構造 [HOTTA *et al.* (1964); IKAMI (1978); KANEDA *et al.* (1979); 浅野・他 (1979); ASANO *et al.* (1982)] を参考にして Table 1 の P 波速度構造を仮定する。

§2. 方 法

群列観測により地震波のみかけ速度と到来方向を求める方法を利用して、実際に地震が発生

Table 1. First assumed P-velocity model.

Layer number	Velocity (km/sec)	Thickness (km)	Depth to bottom (km)
1	5.0	2.0	2.0
2	6.1	18.0	20.0
3	6.7	10.0	30.0
4	7.8		

している領域の地震波速度を求める。通常、地震波のみかけ速度は、ある地震に対し相近接するいくつかの観測点での走時を使つて、地震波の観測点への到来方向とともに求められる (Fig. 1a)。それゆえ、これは観測点におけるみかけ速度である。ここでは逆に、

Fig. 1. Schematic illustration of the methods to obtain apparent velocities. a) Apparent velocity in the observation region. b) Apparent velocity in the source region.

一観測点に対しある小領域に発生した地震群を用いて、これらの走時から震源域の深さ一定の平面上における地震波のみかけ速度を、震源域から地震波が射出する方向とともに求める (Fig. 1b) 速度構造が水平方向に均質な場合、両者は一致するが、不均質な場合、一般に両者は異なった値をとる。観測点を固定してえられる、この水平方向のみかけ速度は、媒質の真の速度の上限を与える。ある程度震央距離が大きい観測点の直接波のデータを用いれば、地震波はほぼ水平方向に射出するので、これはほぼ真の速度に一致する。また、深さ方向のみかけ速度 (これは走時の震源深さ依存性から求まる) がわかつている場合は、これらから真の速度が求まる。この速度は震源からその観測点方向への地震波速度であるので、射出方向が異なる多くの観測点に対しこの計算を行なえば、地震波速度の方位依存性を調べることができる。

地震波のみかけ速度と射出方向の計算は MIKUMO (1965) によつた。彼は観測点アレーにおける地震波の走時を使つて、平面波の入射を仮定したときの、観測点網における地震波のみかけ速度と到来方向をそれらのプロパブル・エラーとともに求める方法を示した。ここでは、彼の「地震と観測点群」を「観測点と地震群」とみなして、震源域における地震波のみかけ速度と射出方向を求める。

水平方向、鉛直方向のみかけ速度をそれぞれ v_{xy} , v_z , 地震波の射出角を i とすると、 $v_{xy} = v/\sin(i)$, $v_z = v/\cos(i) = dz/dt$ であるから、媒質の真の速度と射出角は次のように表わせる。

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{v_{xy}^2} + \frac{1}{v_z^2}}}$$

$$i = \tan^{-1} \left[\frac{v_z}{v_{xy}} \right]$$

§ 3. データおよび震源決定

国立防災科学技術センター (NRCDP) の関東・東海地域地震観測網 (浜田・他, 1982) より得られた地震波の P 波初動読取值を用いる。期間は震源真上の TRU 観測点設置後の 1981 年 10 月 1 日から 1984 年 8 月 31 日までの間で、観測点数は 66 点である (国立防災科学

Fig. 2. Observation stations in NRCDP. Solid circles represent stations used in this analysis. An epicentral region of the eastern Yamanashi earthquakes is shown by a shaded square.

技術センター, 1985). 本論にてでくる観測点を Fig. 2 に示す. NRCDP のルーチン震源で震央が $-10 \leq x \leq 10$ km, $-10 \leq y \leq 10$ km の範囲 (Fig. 2 の斜線部) に決定された山梨県東部の地震は 100 個である. ただし, P 波読取值 10 点以上, マグニチュード 2.2 以上の地震である. また, (x, y) の座標原点は $(35.5^\circ\text{N}, 139.0^\circ\text{E})$ である. これらの地震の震源の深さは, 1 個が $z=5$ km, 96 個が $15 \leq z \leq 25$ km, 3 個が $120 < z < 170$ km である. このうち $z=5$ km の地震は震源近傍の観測点の読取值がないので, 深さの精度は非常に悪い. それゆえ, この地域の地殻地震はすべて $15 \leq z \leq 25$ km と他地域に比べ比較的深い場所で発生していることがわかる. なお, これらの大部分は 1983 年 8 月 8 日の $M 6.0$ の地震の余震である [井元・他 (1984)], $15 \leq z \leq 25$ km で発生した 96 個の地震の震源を以下の手順により再決定した. 震源決定の方法は, Table 1 に示す P 波速度構造を仮定し, P 波初動の走時残差の平方和が最小になるように, 最小自乗法により決定する方法である. ただし, 読取ランク A・B の P 波初動のみを用いる.

まず, 震央域の中心 ($x=0, y=2$ km) から 50 km 以内の 9 観測点 (TRU, ASG, HHR, AKW, ENZ, NMZ, FCH, SMB, FJM) 全点で P 波初動が読取られた 12 個の地震の震源を決定する. このときあらかじめ観測点の高度 (H km) に比例した観測点補正值, $H/5$ 秒を与える. 次に, 悪い読取值を含む 3 個の地震を除いた, 9 個の地震の走時残差 ($O-C$) を観測点毎に平均し, この平均値を最初に仮定した観測点補正值に加えて新しい観測点補正值とする. このようにして求めた Table 2 の観測点補正值を用いてすべての地震の震源を再決定する. この観測点補正值により, 震源決定に用いる観測点の違いにより生じる震源決定の系統的な誤差を避けることができる. 上記 9 観測点のうち震源真上の TRU を含めて 5 点以上の読取值

Table 2. Station corrections (in sec).

TRU	ASG	HHR	AKW	ENZ	NMZ	FCH	SMB	FJM
0.10	0.20	0.19	-0.23	0.14	-0.08	-0.40	-0.10	-0.15

Fig. 3. Hypocenters of relocated earthquakes. A largest circle is the main shock in Aug. 8, 1983 (M 6.0).

Fig. 4. Apparent velocity V_{xy} (a) and true velocity V (b) vs. direction to a station (solid circle) and an emergent direction (open circle). Bars indicate probable errors of an apparent velocity and an emergent direction. Azimuths are measured clockwise from north. Histograms of apparent velocities and true velocities are also shown.

がある 84 個の地震の震源を再決定した。震源精度を向上させるために、 $O-C$ の標準偏差 (σ) が 0.06 秒以上の地震については、 $O-C$ の絶対値が最大である観測点を 1 点だけ除去して再決定した。その結果、震源決定に用いた観測点が 5 点以上かつ $\sigma < 0.06$ 秒の地震は 76 個になる。本震 (M 6.0) と最大余震 (M 4.3) 以外の地震のマグニチュードは 2.2~3.5 の範囲である。以下の解析ではこれらの地震を用いる。震源分布図を Fig. 3 に示す。

§4. 震源域における地震波のみかけ速度

みかけ速度の計算には、地震数が多く震源がほぼ均質に分布している中心域、すなわち $-4 \leq x \leq 4$ km, $-2 \leq y \leq 6$ km, $16 \leq z \leq 20$ km の範囲 (Fig. 3 の四角い枠) の地震を用いる。深さの範囲が 4 km と広いが、ルーチン読取値で悪いデータも含んでいるので、範囲を狭めて地震数を減らすよりは、多少誤差が生じるのを覚悟の上で範囲を広げて地震数を増やした方が安定した解が得られる。

観測点 66 点中、震央距離 $d \geq 55$ km で読取値が 20 点以上ある観測点 20 点についてみかけ速度を計算した。この計算においては、悪いデータを取り除くために、観測走時と計算結果から期待される走時との差 ($O-C$) が全点の $O-C$ の標準偏差の 3 倍以上の読取値は逐次取り除いて計算をやり直した。求まったみかけ速度の値を震源から観測点へ方向 (黒丸) と求まった射出方向 (白丸) に対して Fig. 4a に示す。白丸についた縦横の線はみかけ速度と射出方向のプロパブル・エラーである。ただし、同一観測点の白丸と黒丸は実線でつないでいる。ここに示すのは、最終的に用いた観測点の数が 20 点以上で、みかけ速度のプロパブル・エラー (δv_{xy}) が 0.4 km/sec 以下に求まった 12 点だけである。また、みかけ速度の値の頻度分布も

Table 3. Results.

STN	ϕ	d	V_{xy}	θ	V_z	V	N
YMI	33.94	70.95	6.47 ± 0.25	41.40 ± 2.16	21.36	6.20	33
IWT	55.67	80.67	6.11 ± 0.17	58.18 ± 1.64	32.72	6.00	31
HTS	163.60	55.42	6.04 ± 0.22	170.87 ± 1.81	26.14	5.88	34
JIZ	180.25	67.14	6.32 ± 0.29	195.88 ± 2.37	-72.16	6.29	38
SIZ	233.71	75.83	6.18 ± 0.18	246.52 ± 1.83	-54.74	6.14	34
HKW	239.23	91.47	6.28 ± 0.38	250.07 ± 3.56	34.93	6.18	37
MSK	249.83	102.93	6.25 ± 0.19	163.00 ± 2.03	-66.79	6.22	41
GER	279.09	155.29	6.05 ± 0.26	288.20 ± 2.71	392.61	6.05	40
KGN	285.86	96.67	6.09 ± 0.14	292.07 ± 1.40	46.15	6.04	44
SSW	310.01	101.95	6.11 ± 0.17	305.51 ± 1.64	59.85	6.08	39
USD	331.98	83.46	6.01 ± 0.16	328.03 ± 1.49	89.17	6.00	42
MNB	353.86	69.54	6.18 ± 0.21	352.31 ± 1.67	29.76	6.05	29
AVR			$V_{xy} = 6.17 \pm 0.14$		$V = 6.09 \pm 0.12$		

ϕ : Azimuth to a station measured clockwise from north.

d : Epicentral distance.

V_{xy} : Horizontal apparent velocity and its probable error.

θ : Direction of wave emergence and its probable error.

V_z : Vertical apparent velocity.

V : True velocity calculated from V_{xy} and V_z .

N : Number of earthquakes used in the calculation.

AVR: Means and standard deviations of V_{xy} and V .

Fig. 5. Travel-times plots against focal depths at each stations. Solid circles indicate data used in the apparent-velocity analysis. Solid lines show travel times of initial and direct waves. Travel times are reduced by 6.0 km/sec.

同時に示す。平均値と標準偏差は 6.17 ± 0.14 km/sec である。計算結果を Table 3 に示す。

観測点方向と地震波の射出方向には最大 15° のずれがある。このずれはこの地域の複雑な地殻構造を反映したものである。これについては山梨県東部およびその周辺地域の地殻構造とともに古川・井元 (1986) で議論する。

§ 5. 走時の深さ依存性と真の速度

古川 (1984) はある観測点で得られた地震波初動が直接波であるか屈折波であるかを知るには、震央距離が同じで深さの異なる地震群の走時を使えばよいことを示した。すなわち直接波の場合は震源が深くなると走時は増加し、屈折波・反射波の場合は逆に震源が深くなると走時は減少する。たとえば、Table 1 のモデルの場合、コンラッド屈折波の走時の深さ依存性は $dt/dz = -0.068$ sec/km である。

今回用いる山梨県東部地震の場合、震央域の大きさが $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ あるので、震央の違いは走時から $D/6$ 秒を差し引くことによつて補正する。Fig. 5 に走時の深さ分布の例を示す。丸の大きさは読取ランクを表わし、大・中・小丸はそれぞれ A・B・C ランクを示す。黒丸はみかけ速度の解析に用いた中心域の地震を示す。前節で $\delta v_{xy} < 0.4$ km/sec に求めた 12 観測点における、中心域のデータから求めた dt/dz は $-0.018 \sim 0.047$ sec/km の範囲である。走時は震源の深さによらずほぼ一定ないし震源の深さとともに増加するので、観測された P 波初動はすべて直接波であると思われる。Fig. 5 に示すように、震央距離 155 km の GER においても初動は直接波である。 dt/dz は深さ方向のみかけ速度 $v_s = dz/dt$ の逆数であり、このことは $|v_s| > 20$ km/sec であることを示している (Table 3)。

つぎに、前節で求めた水平方向のみかけ速度とここで求めた鉛直方向のみかけ速度から真の速度を求める。Fig. 4b に求めた真の速度の値を震源から観測点の方向（黒丸）と求めた射出方向（白丸）に対して示す。深さ方向のみかけ速度は水平方向のみかけ速度に比べ十分大きいので、真の速度のプロバブル・エラーは水平方向のみかけ速度のプロバブル・エラー (δv_{xy}) にほぼ一致する。そこで図には δv_{xy} を示す。図の右側には、真の速度の値の頻度分布も同時に示す。平均値と標準偏差は 6.09 ± 0.12 km/sec である。この値は水平方向のみかけ速度より 0.08 km/sec 小さいだけで、水平方向のみかけ速度はほぼ真の速度に一致することがわかる (Table 3)。

以上から、今回解析した深さ 16~20 km の山梨県東部の地震群は P 波速度 6.1 km/sec の上部地殻、いわゆる花崗岩質層で発生したことがわかる。

§ 6. 仮定した速度構造の影響

第 4・5 節において、地震発生域の P 波速度は 6.1 km/sec で、震源決定のために仮定した P 波速度（初期モデル）と完全に一致することがわかった。本節では、ここに求めた 6.1 km/sec が真の値か、それとも初期モデルに依存した値かを調べる。次の 3 つの初期モデルを考え、仮定する地殻構造の影響を調べる。

Fig. 6. True velocity vs. direction to a station (solid circle) and an emergent direction (open circle) for model 1 (a), model 2 (b) and model 3 (c). Bars indicate probable errors of velocities and emergent directions.

モデル 1. Table 1 と同じで、ただコンラッド面の深さが浅く、 $z=15$ km である構造。

モデル 2. $v=5.5$ km/sec の半無限構造。

モデル 3. $v=6.5$ km/sec の半無限構造。

以上の P 波速度構造を仮定して震源を計算すると、震源の深さはそれぞれほぼ 15~19 km, 21~25 km, 12~16 km に求まる。仮定した速度構造と決定した震源とを単純に比べると、地震はそれぞれ P 波速度 6.7, 5.5, 6.5 km/sec の層で発生したことになる。次に、以上の 3 モデルに対して今回の方法で水平方向のみかけ速度と真の速度を計算した。求めた真の速度の値を震源から観測点への方向（黒丸）と求めた射出方向（白丸）に対して Fig. 6a, b, c に示す。白丸についての縦横の線は求めたみかけ速度と射出方向のプロバブル・エラーである。ここに示すのは、最終的に用いた観測点

の数が 20 点以上で、みかけ速度のプロバブル・エラー (δv_{zv}) が 0.4 km/sec 以下に求めた点だけである。求めた震源域の速度の値の平均値と標準偏差はそれぞれ 6.12 ± 0.30 km/sec (6.24 ± 0.35 , $N=13$), 5.65 ± 0.29 km/sec (5.87 ± 0.40 , $N=10$), 6.36 ± 0.28 km/sec (6.41 ± 0.30 , $N=12$) である。ただし、括弧内は水平方向のみかけ速度の値であり、 N は観測点数である。これらの値は仮定した速度構造における値よりも、いずれも 6.1 km/sec に近い値になっている。特にモデル 1 のように全体的にはもつともらしい構造で、ただコンラッド面の深さだけが間違っている場合は、仮定した値にもかかわらずほぼ真の値が得られる。それゆえこの方法を、仮定する速度構造を変えて繰り返し適用すれば、最終的に真の速度構造に収束すると思われる。また、仮定した速度構造が間違っている場合は、速度の値の標準偏差が大きく、かつ $\cos \theta$ の大きな方位依存性がみられる。

以上からこの方法は、あらかじめ地殻構造が全くわかっていない地域にも適用できることがわかった。それは、震源決定に用いる観測点をうまく選べば、どのような速度構造を仮定しても震央位置はあまり変化しないからである。今回の山梨県東部地震の場合は、震源の真上と震央を取り囲むように観測点があるので、震央は良く決っている。

§ 7. 議 論

地殻地震発生域の地震波速度を求める方法を、山梨県東部の比較的深い $16 \leq z \leq 20$ km の地震に適した結果、震源域の P 波速度は 6.1 km/sec であることがわかった。それゆえ、これらの地震は上部地殻で発生した地震である。第一節で述べたように大部分の地殻地震は上部地殻で発生しており、これらの地震も例外ではないことがわかった。この方法を他の比較的深い地殻地震に適用して震源域の地震波速度を求めれば、下部地殻でも地震が発生しているかどうかを確かめられる。

地殻下で発生する、最上部マントル地震の発生場所については、沈みこんだ海洋性地殻内部とその上のマントル内部という 2 つの説がある [例えば、古川・平原 (1980); HORI *et al.* (1985)] この問題は、ここに示した方法を最上部マントル地震に適用すれば解決するだろう。

ここに示した方法では、個々の観測点について、その方向の地震波速度を求めるので、地震波速度の方位依存性をみることができる。これはこの方法の大きな特徴の一つである。Fig. 4a, b をみると、求めた地震波速度の値には $\cos 2\theta$ の方位依存性がみられる。それゆえ方位異方性を仮定すると、Fig. 7 に示すように地震波速度は $v = 6.09 + 0.08 \cos 2(\theta - 54^\circ)$ となる。ただし θ は北から時計方向にはかつた方位角である。方位異方性を仮定したと

Fig. 7. Azimuthal anisotropy of P-wave velocity. True velocities in Fig. 4b depend on azimuths. If an azimuthal anisotropy is assumed, the velocity is represented by the equation $v = 6.09 + 0.08 \cos 2(\theta - 54^\circ)$. The standard deviation of the velocity is 0.095 km/sec in the anisotropic model which is 17% lower than that in the isotropic model.

きの、地震波速度の値の標準偏差は 0.095 km/sec で、これは方位異方性を仮定しないときの 0.115 km/sec にくらべ 17% 小さくなっている。最大速度の方向は北東-南西方向であり、これは 1983 年 8 月 8 日の $M 6.0$ の地震とその余震群の主張力軸の方向に一致する (井元・他, 1984)。しかし、まだデータ数が少なく、個々のみかけ速度の値のプロバブル・エラーが大きいので、方位異方性の詳細を知るには精度を上げる必要がある。

S 波についてもみかけ速度を計算したが、ルーチン読取値を使っているため、精度良くは求まらなかった。波形の対応を考慮して初動を読み直せば、P・S 波とも精度が向上し、さらに詳しい議論ができると思われる。

今回解析した山梨県東部地震の場合、震源は深さ方向にも分布しているので、すなわち深さの異なる地震が存在するので、深さ方向のみかけ速度を用いて真の速度を求めることができた。しかし、深さが同じ地震しか存在せず、 v_z が精度良く求まらない場合でも水平方向のみかけ速度 v_{xy} のみから真の速度がほぼ求まることがわかった。それゆえ深さ精度があまり良くない地震群にも適用できると思われる。また、真の速度を直接計算することもできるが、一般に深さの精度は震央の精度に比べ著しく悪いので、ここに示したように、まず水平方向のみかけ速度を計算したほうが安定した結果を得られると思われる。

§8. 結 論

地殻地震発生域の地震波速度を求める方法を提案した。方法は次の通りである。

1. 適当地殻構造 (初期モデル) を仮定して、震央域に近い観測点のデータを用いて地震群の震源を決定する。この時、震源の相対位置が良く決まるように、観測点補正值を用いる。
2. 震央から十分離れた一観測点における地震群の走時を使い、平面波の射出を仮定して、震源域における地震波の水平方向のみかけ速度と射出方向を計算する。震源の深さに比べ十分離れた観測点の直接波を使つた場合は、水平方向のみかけ速度はほぼ真の速度に一致する。
3. 震源が深さ方向にも分布している時は、走時の深さ依存性から深さ方向のみかけ速度を計算する。これと水平方向のみかけ速度とから真の速度を計算することができる。これは震源からその観測点方向への地震波速度である。
4. 上記 2・3 を他の観測点でも計算し、それらの値を平均すれば、平均的な地震波速度が求まる。また、地震波速度の方位依存性もわかる。
5. 求まった震源域の地震波速度が初めに仮定した速度と異なる場合は、求まった速度を使つて初期モデルを修正し、上記 1 から 4 を繰り返す。

この方法を山梨県東部の地震群に適用した。震央距離 $55 \leq \Delta \leq 156 \text{ km}$ の 12 観測点における地震波初動はすべて直接波である。求まった水平方向のみかけ速度の値の平均値と標準偏差は $6.17 \pm 0.14 \text{ km/sec}$ である。また、真の速度は $6.09 \pm 0.12 \text{ km/sec}$ に求まった。それゆえ、山梨県東部の地震群 (震源の深さ 16~20 km) は P 波速度 6.1 km/sec の上部地殻、いわゆる花崗岩質層で発生していることがわかった。

求まった地震波速度の値には方位依存性がみられる。方位異方性を仮定すると、地震波速度は $v = 6.09 + 0.08 \cos 2(\theta - 54^\circ)$ となる。最大速度の方向は北東-南西方向である。

文 献

- 浅野周三・一ノ瀬洋一郎・長谷川功・飯塚 進・鈴木宏芳, 1979, 爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造, 地震 2, **32**, 41-55.
- ASANO, S., T. YOSHII, S. KUBOTA, Y. SASAKI, H. OKADA, S. SUZUKI, T. MASUDA, H. MURAKAMI, N. NISHIDE, and H. INATANI, 1982, Crustal Structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from Explosion Seismic Observations 1. Mishima-Shimoda Profile, J. Phys. Earth, **30**, 367-387.
- CROSSON, R. S., 1976, Crustal Structure Modeling of Earthquake Data 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters, J. Geophys. Res., **81**, 3036-3046.
- FITCH, T. J., 1975, Compressional Velocity in Source Regions of Deep Earthquakes: An Application of the Master Earthquake Technique, Earth Planet. Sci. Lett., **26**, 156-166.
- 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元 政二郎・立川 真理子・大久保 正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博, 1982, 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター—, 地震 2, **35**, 401-426.
- HASHIZUME, M., 1969, Investigation of Microearthquakes—On Seismicity—, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **19**, 67-85.
- HORI, S., H. INOUE, Y. FUKAO, and M. UKAWA, 1985, Seismic Detection of the Untransformed 'Basaltic' Oceanic Crust Subducting into the Mantle, Geophys. J. R. astr. Soc., **83**, 169-197.
- HOTTA, H., S. MURAUCHI, T. USAMI, E. SHIMA, Y. MOTOYA, and T. ASANUMA, 1964, Crustal Structure in Central Japan along longitudinal line 139°E as derived from Explosion-Seismic Observations. Part 2. Crustal Structure, Bull. Earthq. Res. Inst., **42**, 533-541.
- 古川信雄, 1984, 余震群の走時を使つて上部地殻の速度勾配とコンラッド面を求める方法, 地震 2, **37**, 491-501.
- 古川信雄・平原和朗, 1980, 紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートの構造, 地震 2, **33**, 303-316.
- 古川信雄・井元政二郎, 1986, フィリピン海プレート北端部, 山梨県東部およびその周辺地域の地殻構造, 準備中.
- IKAMI, A., 1978, Crustal Structure in the Shizuoka District, Central Japan as derived from Explosion Seismic Observations, J. Phys. Earth, **26**, 299-311.
- 井元政二郎・島田誠一・岡田義光・笠原敬司・大竹政和, 1984, 1983 年 8 月 8 日山梨県東部の地震 ($M 6.0$) とその前後の地震活動について, 国立防災科学技術センター研究速報, **57**, 1-13.
- 石橋克彦, 1975, 山梨県東部の地震計測学的研究—フィリピン海プレート先端部としての意義と地震予知への応用—, 東京大学学位論文.
- KANEDA, Y., N. NISHIDE, Y. SASAKI, S. ASANO, T. YOSHII, Y. ICHINOSE, and M. SAKA, 1979, Explosion Seismic Observation of Reflected Waves from the Mohorovicic Discontinuity and Crustal Structure in Western Kanto District, J. Phys. Earth, **27**, 511-526.
- 国立防災科学技術センター, 1985, 関東・東海地域における最近の地震活動 (1984 年 5 月~1984 年 10 月), 地震予知連絡会会報, **33**, 84-95.
- MIKUMO, T., 1965, Determination of Phase Velocity and Direction of Wave Approach from Station Array, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **15**, 31-43.
- 尾池和夫, 1975, 鳥取微小地震観測所の震源表について, 地震 2, **28**, 331-346.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直, 1978, 四国中・東部における地震活動, 地震 2, **31**, 63-72.
- 高木章雄・長谷川昭, 1977, 東北日本弧系における地震活動の特性と予知研究, 地震予知研究シンポジウム (1976), 15-20.
- 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆芳, 1978, 北陸地方のサイスミシティ, 地震 2, **31**, 35-47.