

1978年伊豆大島近海地震の走時解析*

長宗留男**

550.344

Travel-Time Analyses of *P* from the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of 1978

T. Nagamune

(Seismological Division, J. M. A.)

Travel-times of *P* waves up to approximately 600 km of epicentral distance, from the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978, are analyzed for estimating the regional variations in the crustal structures. The data at seismological stations belonging to Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, as well as the Japan Meteorological Agency are used.

First arrivals of *P* at stations of distances shorter than approximately 160 km and those at stations in the central part of Honshu agree sufficiently well with the standard travel-time by Ichikawa and Mochizuki (1971). On the other hand, the data in the other regions are earlier by about 1~4 sec than the standard times.

From the travel-time analyses, respective the crustal structures for central Honshu, Kanto District, northeastern Honshu, western Honshu (Kinki District), and the oceanic regions off Tokai are estimated.

It is noted that the extremely high apparent velocity as 8.66 km/sec is observed at a depth of about 40 km, for the paths to the east coast of Kii Peninsula (oceanic regions off Tokai).

§ 1. ま え が き

現在気象庁で震源決定のため使用されている標準走時は、市川・望月 (1971) によって計算されたものである。この走時の基になっている構造は、浅い部分は爆破地震動観測資料による地殻構造、深い部分は Jeffreys-Bullen の速度分布を採用し、数 10km の深さで両者を接続したものである。したがって、震源と観測点との間の地下構造が上述のようなものであれば、震源は精度良く求められ、その震源に基いた各観測点における波の走時は標準走時とよく一致する筈である。反対に、若し実際の構造が標準モデルと違っている場合には、走時も標準に対してばらつきが大きくなる。

日本列島およびその周辺では、地殻およびマントル上部構造が極めて複雑で地域的な差が大きい。従って、現在以上にきめ細かく、常に最も確からしい震源を求めるためには、いろいろの地域について速度構造を求めてお

く必要がある。

「1978年伊豆大島近海地震」では、震源のまわり、しかも比較的近距离のところに多くの観測点が分布しており、震源決定のためには好条件である。また、地震の規模もかなりの大きさであったので、この地震は走時解析には適当な地震といえよう。

ここでは今回の地震の *P* について走時解析を行い、速度構造の地域差について調べる。なお、使用した資料は、気象庁の観測点および東大地震研究所所属の観測所における観測値である。

§ 2. 震源および走時

気象庁地震月報による震源は次のとおりである。

震源時：1978年1月14日

12時24分38.6秒±0.1秒

震 央：34°46'±1'N, 139°15'±1'E

深 さ：0km

Mag : 7.0

このほか、津村ほか (1978) および USGS により、次表

* Received June 2, 1980

** 気象庁地震課

Tab. 1. List of origin of the main shock determined by Tsumura et al (1978) and the USGS.

Origin time	Latitude (N)	Longitude (E)	Focal depth	
24m 38.9s ± 0.1 S	34°45.'1 ± 0.7 km	139°14.'0 ± 0.9 km	1.6km ± 1.8 km	Tsumura et al. (1978)
//	45.7 ± 0.8	15.0 ± 0.7	6.5 ± 4.2	
//	45.5 ± 1.1	14.4 ± 0.8	9.8 ± 1.5	
39.0	34°.809	139°.259	14	USGS

のような値が求められている。

津村ほか (1978) による震央、深さは、上からそれぞれ、震央距離 (Δ) 80km, 90km, および 200km までの観測点の資料が使われた場合の計算結果であり、どの程度までの資料を使用するかによって経緯度に 1' 程度の差が生ずる、特に深さにはかなりの差が生ずることを示している。

Fig. 1 は、震央距離おおよそ 600km までの観測点における P の走時図である。ただし、震源時等は気象庁による値を採用してある。図中の実曲線は、市川・望月 (1971) による標準走時曲線である。 P の時刻は、59型または 61型電磁地震計 (VI または VD) については一応すべて読直した。その結果立ち上がりがあり明りょうでないものは除いた。この図には、伊豆大島および三宅島に

おける気象庁の火山観測用地震計による値、および東大地震研究所の資料 (Preliminary Seismological Bulletin による) もプロットしてある。

この走時図を一見してわかるように、 $\Delta < \text{約 } 160\text{km}$ の観測値はよく標準走時と合っているが、 $\Delta > \text{約 } 180\text{km}$ では図中黒丸で示したもののよう、標準走時より早いものが多くなっている。さきにも述べたように、観測点はほぼ震央をとりまくように分布している。しかも Fig. 1 のように比較的震央距離の小さいところの資料はよく標準走時と合っている。すなわち、震源は良い精度で求められているとみてよい。

$\Delta > \text{約 } 180\text{km}$ の黒丸は、標準走時より 1~4 秒早く、実線よりもむしろ点線で表わした曲線にのっていると見られる。一方、同じように $\Delta > \text{約 } 180\text{km}$ でも白丸で示し

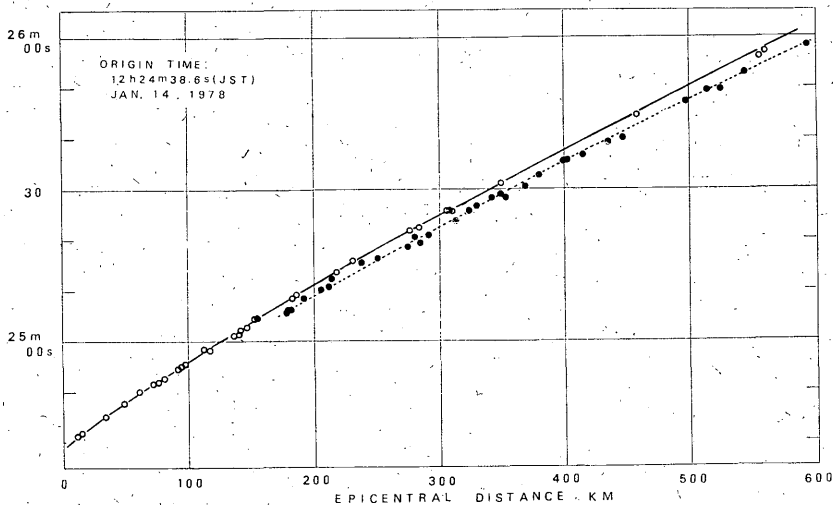


Fig. 1. Travel-times of P from the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978. The solid curve indicate the surface-focus standard travel-time curve of P by Ichikawa and Mochizuki (1971). Arrival times expressed by solid circles are earlier by about 1~4 sec than the standard times.

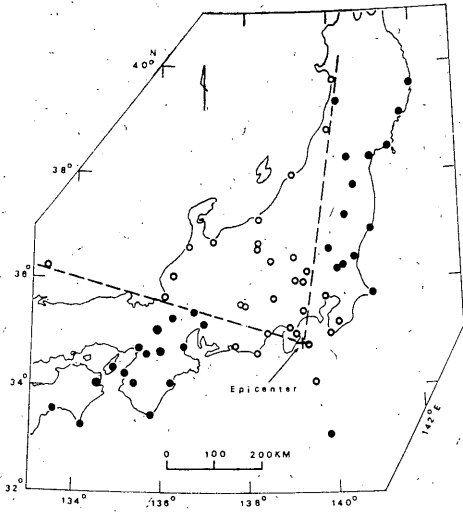


Fig. 2. Geographical distribution of stations indicated by open and solid circles in Fig. 1, respectively.

た資料は、400km 以遠ではやや標準より早いようであるが、その他はほぼ標準走時曲線にのっている。

ここで、白丸と黒丸の観測点を地図上にプロットしてみると、Fig. 2のように、両者は地域的にはっきり分れる。標準走時によく一致しているのは、 $\Delta < 約 160\text{km}$ の観測点の外、方位がおおよそ $N5^\circ E$ および $N75^\circ W$ の間の本州中央部の観測点である。関東地方北部から東北地方の東半部にかけての地域、紀伊半島から四国にかけての地域、および八丈島ではすべて黒丸になっている。

このことは、白丸の分布している地域と、黒丸の分布している地域では、それぞれ P 波の速度構造が異なり、前者では標準に近い構造になっていることを示している。次に地域ごとに走時解析を行う。

§ 3. P 波速度構造

(1) 本州中央部

Fig. 3 は、Fig. 2 の観測点のうち伊豆大島および2本の破線の間にある観測点に対する走時図である。ただし、 6 km/sec 速度が基準になるように変形してある。

ここでは水平層構造を仮定し、最小自乗法によって走時を計算した。得られた結果は次のとおりである。

$$\begin{aligned}
 t_1 &= 0.52 + \Delta(\text{km})/5.75, & n &= 4, \\
 t_2 &= 1.60 - \Delta(//)/6.42, & n &= 10, \\
 t_3 &= 5.09 - \Delta(//)/7.27, & n &= 4, \\
 t_4 &= 9.10 - \Delta(//)/8.09, & n &= 7.
 \end{aligned}$$

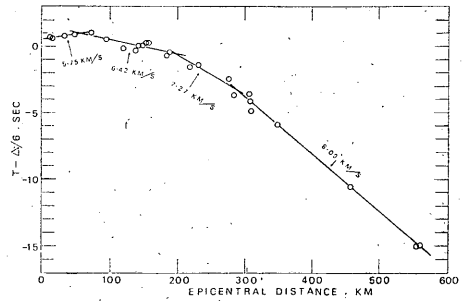


Fig. 3. Reduced travel-times of P for central Honshu. The data at stations between two dotted lines in Fig. 2 are plotted, as well as at station in Izu-Oshima. The P wave velocities in respective layers are estimated on the assumption of a horizontally layered structure.

ただし、 n は資料数である。これから各層の厚さを求めると、第1層：7.0km, 第2層：21.1km, 第3層：23.9km になる。

Fig. 4 に速度構造を示してある(図の太線) 曲線は市川・望月(1971)による標準走時の基になっている速度分布である。Fig. 1 でわかるように、この地域の観測値は比較的良好に標準走時と一致しており、ここで求めた速度構造も、深さ 50km 以深で速度がやや大きくなってい

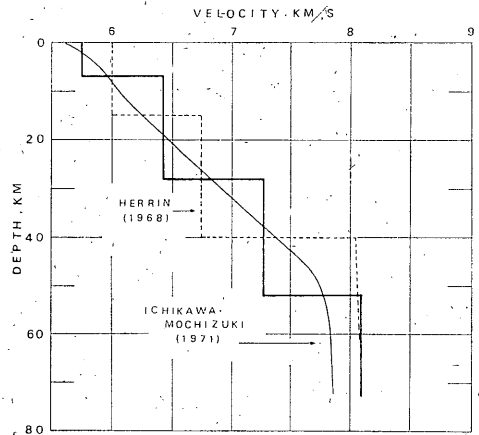


Fig. 4. P wave velocity structure for central Honshu, obtained from the analyses in Fig. 3 (solid lines). Light curve indicates the velocity structure for the standard travel-times by Ichikawa and Mochizuki (1971). The dotted lines show the model by Herrin (1968).

るが、その他は標準のそれによく似たものになっている。図には参考のため Herrin (1968) による P 波速度分布を点線で示してある。今回求められた P 波速度構造と、Herrin のそれとの一致もかなり良いと言える。

(2) 関東～東北地方

Fig. 1 の走時図で、関東地方北部から東北地方の東半部にかけての地域及び近畿地方から四国地方にかけての地域における走時は、いずれも標準よりやや早くなっている。これら両地域の間で、さらにそれらの走時に差があるかどうか Fig. 1 からはわからないが、ここでは別々に取扱うこととし、先ず関東～東北地方について調べる。

Fig. 5 は関東地方および東北地方の観測点（ただし、Fig. 2 で震央からの方位 $N5^\circ E$ の線の東側にある観測点で三宅島及び八丈島を含む。）に対する走時である。なお、第一層は本州中央部と同じとし、図には Fig. 3 と同じ資料（ Δ 約 50 km の 4 点）および直線を描いてある。

この地域の走時は、Fig. 1 でわかるように、標準より幾分早くっており、相対的に速度構造が high V になっていることを示しているが、震源が今回のそれよりも少し西の方にある場合には、標準走時にかなり近くなる。このことは、Fig. 6 と Fig. 7 を比較してみれば明らかである。

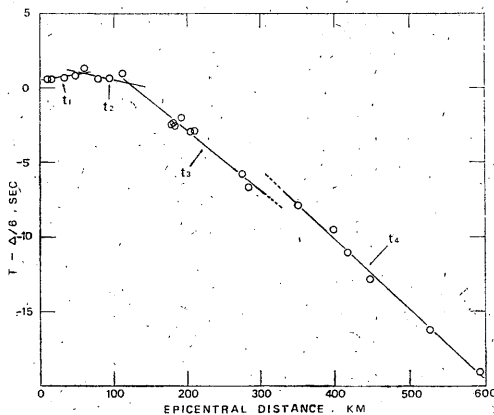


Fig. 5. Reduced travel-times of P for Kanto District and northeastern Honshu (east of the dotted line of $N5^\circ E$ in Fig. 2, including Miyakejima and Hachijojima). Travel-time curves t_1 and t_2 are the same as in Fig. 3. An offset of travel-times of about 1.2-1.5 sec is seen at a distance of about 300 km (between Onahama of 284.2 km and Fukushima of 349.5 km).

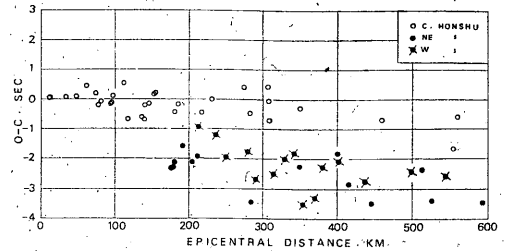


Fig. 6. Distribution of residuals of P from the standard travel-times, for the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of 1978. The values of $O-C$ (observed times minus theoretical ones) are plotted by different symbols according to regions.

The data in northeastern Honshu and western Honshu (Kinki, Shikoku Districts) are early by about 1~4 sec in comparison with the standard times.

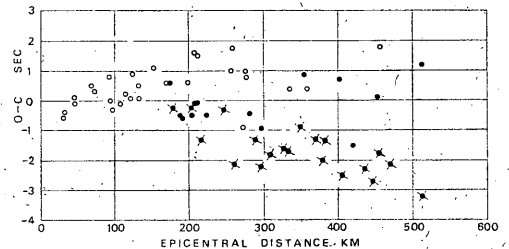


Fig. 7. Distribution of residuals of P from the standard travel-times, for the earthquake at 07h 31m (JST), January 15, 1978, the central part of the Izu-Peninsula. Symbols of regions are the same as in Fig. 6.

In this case, though the times in western Honshu are early as same as the case in Fig. 6, the data for northeastern Honshu (distances larger than about 300 km) are no longer earlier than those expressed by open circles, because probably of the shifting of wave paths to the westward.

Fig. 6 は、今回の地震の P の走時残差、観測値と計算値との差 ($O-C$)、を示したものである。関東～東北地方と近畿～四国地方における走時は、両地域ともほぼ同じ程度 (1~4 秒) 標準より早くなっている。これに対し、震源が少し西に移って伊豆半島中部になると、Fig. 7 のように、近畿～四国地方における走時は Fig. 6 の場合と同じ程度に早くなっているのに対し、関東～東北地方の観測値は、震央距離がおおよそ 200~300 km の範囲

(関東地方の北半分および福島県南部地域)で多少早くなる傾向は見られるが、東北地方になると、もはや標準より早いとは言えない。

Fig. 5において Δ 約 60km から 120km の間にプロットしてあるのは、館山、三宅島、清澄および東京であるが、走時 (t_2) は本州中央部の場合と同じとする。

図で明らかなように、小名浜 (Δ : 284km) と福島 (Δ : 350km) の間で、おおよそ 1.2~1.5 秒の走時のずれ (offset) がある。震央距離約 180km~300km の間と、300km 以遠の観測値とに分け、それぞれの走時 (t_3 および t_4) を計算すると次のようになる。

$$t_3 = 5.09 - \Delta / 7.89, \quad n=8,$$

$$t_4 = 8.74 - \Delta / 8.39, \quad n=6.$$

Fig. 5 で t_3 に関与しているのは、関東地方の北半分 (Δ : 200km 前後) および東北地方南部の白河 (Δ : 275), 小名浜 (Δ : 284km) の資料である。したがって t_3 までは大部分が関東地方の地下構造に関係する走時とみてよい。

t_1, t_2 および t_3 から関東地方の地下構造を求めると、見掛け速度 5.75km/s の第 1 層の厚さは Fig. 2 の場合と同じく 7.0km, 速度 6.42km/s の第 2 層の厚さ 16.1km になる。 t_3 の速度 7.89km/s は P_n になるものと思われる。地殻の厚さは 23.1km になる。Matuzawa et al (1959) によると、爆破地震動観測による関東地方における見掛け速度として 1.74km/s, 5.5km/s, 6.4km/s および 7.9km/s が得られている。今回の結果では 1.74km/s に対応するものは求められていないが、その他は両者ほぼ同じようになっている。

ただし、Matuzawa その他によって与えられた地殻構造モデルでは、速度 1.74km/s の第 1 層の厚さは 0.92 km, 第 2 層は速度 5.5km/s, 厚さ 4.3km, 第 3 層内の速度 6.2km/s, その下の P_n 波速度は 7.7km/s である。モホ面の深さは、銚田付近で約 28km, 東北地方南部で 20km 前後 (約 2° の傾斜で北上), 平均的な値として約 24 km になっている。水平構造を仮定した今回の解析で得られた地殻の厚さは、これと調和している。

震央距離 300km 付近の走時の offset を説明するため、関東地方と東北地方との間でモホ面に offset を考える。また、東北地方内陸部における P_n 速度は比較的小さいと言われている (Yoshii and Asano: 1972, 鈴木: 1976) が、ここではこれを決める資料はないので、一応関東地方と同じく 7.89km/s (t_3) とし、 t_3 の offset を 1.2 秒とする。そうすると、東北地方の地下構造としては、第 1 層 (5.75km/s) の厚さ 7.0km, 第 2 層 (6.42km/s) 30km,

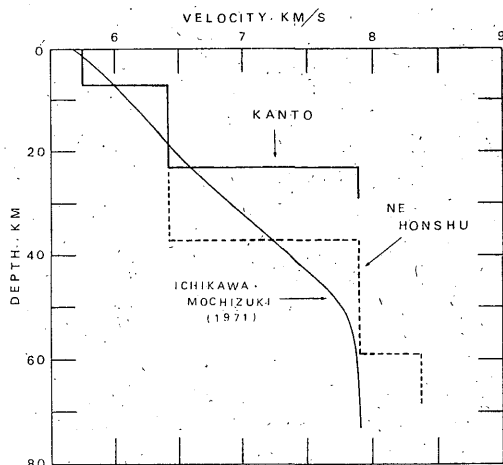


Fig. 8. P wave velocity structures for Kanto District and northeastern Honshu; obtained from the analyses in Fig. 5. For estimating the structure of northeastern Honshu, the time t_3 later by 1.2 sec than that in Fig. 5 was used as well as t_1, t_2 , and t_4 , respectively.

第 3 層 (7.89km/s) 22km, 深さ 59km における P 波速度は 8.39km/s となる。地殻の厚さは関東地方に比べて約 14km 厚く (37km) になる。

Fig. 8 に関東地方および東北地方に対する速度分布を示してある。関東地方の地殻構造としては、モホ面の深さが約 23km で、他の地域に比べて極めて浅いことが特徴であろう。一方東北地方では、深さ 50~60km までは標準と比べてあまり大きな差はないが、深さ 59km 以下で、標準に比べ約 6% high V になる。

なお、Fig. 5 で Δ 300km 前後における走時の offset を考えないで、 t_3 は福島 (Δ : 350km) まで同じ直線で表わされるとし、 $\Delta >$ 約 400km の観測値を t_4 で表わすと、

$$t_3 = 4.23 - \Delta / 7.63, \quad n=9,$$

$$t_4 = 8.92 - \Delta / 8.40, \quad n=5.$$

となる。この場合、関東地方から東北地方にかけての構造として、第 1 層内の見掛け速度 5.75km/s, 厚さ 7.0km, 第 2 層は速度 6.42km/s, 厚さ 12.6km, 第 3 層の速度 7.63km/s, 厚さ 37.9km, その下での速度 8.40km/s になる。ただし、 t_1 および t_2 は本州中央部の場合と同じとする。

(3) 近畿地方~四国地方

Fig. 9 は、(1) および (2) 以外の観測点 (Fig. 2 で方位 $N75^\circ W$ の線の南) に対する走時である。ただし、ここでは Fig. 10 に従って地域ごとに異った記号で表わして

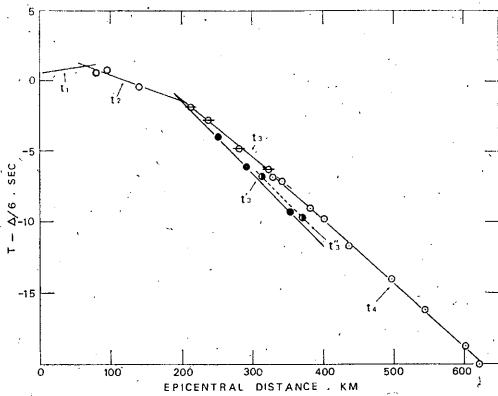


Fig. 9. Reduced travel-times of P for western Honshu. Symbols of stations are the same as in Fig. 10. The curve t_1 is the same as in Fig. 3.

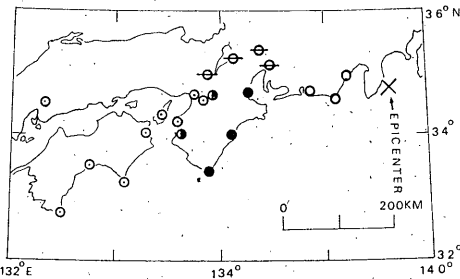


Fig. 10. Distribution of stations in western Honshu, used for travel-time analyses.

ある。

Fig. 9 でわかるように、 $200\text{km} < \Delta < 400\text{km}$ における観測値は、ばらつきがやや大きくなっているが、径路(地域)をもう少し細かく分けてみると、それぞれの径路ではまとまりが良くなってくる。ここでは、径路によって2, 3の地域に分ける。

Fig. 9 のうち、名古屋 (Δ : 212km)、岐阜 (236km)、彦根 (279km) および京都 (323km) は、方位が $N75^\circ W$ と $N90^\circ W$ の間にあり、中部地方南部から近畿地方北部にかけての径路になる。これらの走時を t_3 とし、 t_1 は Fig. 3 の場合と同じ、 t_2 は Fig. 9 で $80\text{km} < \Delta < 140\text{km}$ にある中部地方南部の3点(静岡、御前崎、浜松)による走時とすれば、

$$t_2 = 2.36 - \Delta/6.78,$$

$$t_3 = 6.68 - \Delta/7.92.$$

第1層および第2層の厚さは、それぞれ、10.0km およ

び24.9kmになる。なお、第2層内の速度を Fig. 3 の場合と同じく6.42km/sとすれば、各層の厚さは7.0km および24.7kmになる。

本州西部地域の地殻構造は、橋爪ほか(1966)、Sasaki et al. (1970)、Yoshii et al. (1974) などによって求められている。これらによると、この地域では地殻の厚さ40km弱、 P_n 速度は7.8~8.0km/sになっている。上で求めた今回の構造(地殻の厚さ32~35km、 P_n 7.92km/s)は、今までのモデルと調和していると言えよう。

次に、紀伊半島から四国地方にかけての径路について考える。Fig. 9 で黒丸で表わしたのは、津(251km)、尾鷲(291km) および潮岬(353km) の3点である。これらの観測点までの波の径路は、大半が陸地と南海トラフとの間の海域、または陸地と海域との境界付近である。一方、奈良(313km)、大阪(329km) などおよびこれ以遠の資料は、方位は前の3点の場合と変わらないが、走時にはかなりの差がみられる。

黒丸で表わした観測点における走時は、かなり早くなっており、これら3つの観測値を直線に当てはめると(走時を t_3' とする)

$$t_3' = 8.78 - \Delta/8.66$$

が得られる。

t_1, t_2 は中部地方南部から近畿地方北部にかけての径

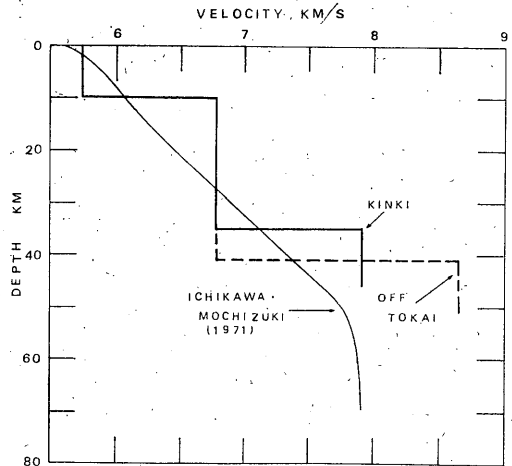


Fig. 11. P wave velocity structures for western Honshu, obtained from the analyses in Fig. 9. Structures for Kinki District and the oceanic region off Tokai are estimated from t_1, t_2 and t_3 , and t_1, t_2 and t_3' in Fig. 9, respectively. The apparent velocity as high as 8.66 km/s is seen in the region off Tokai.

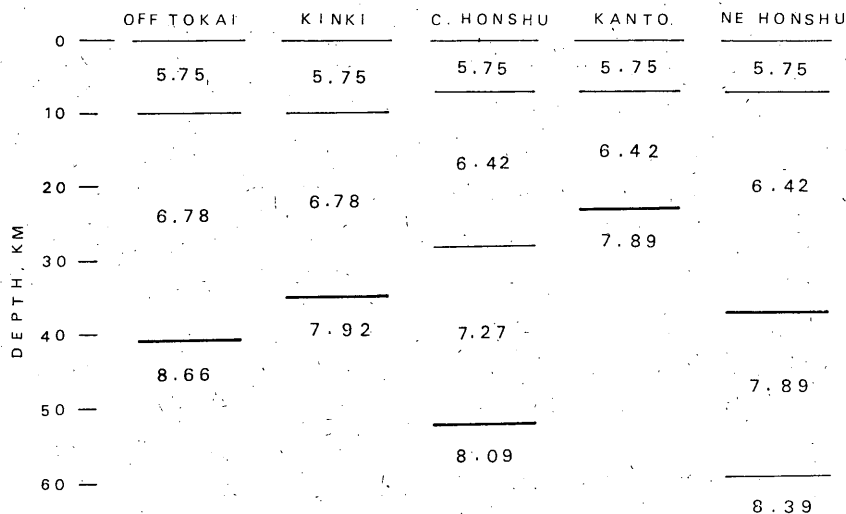


Fig. 12. Crustal structures for various regions, obtained from the present analyses. The heavy line indicates the moho-discontinuity.

路の場合と同じとすると各層の厚さは、 $v_2=6.78\text{km/s}$ の場合、第1層:10.0km、第2層:31.0kmになり、 $v_2=6.42\text{km/s}$ の場合は、それぞれ7.0km および30.9kmになる。速度構造を Fig. 11 に示してある(ただし、 $v_2=6.78\text{km/s}$ とする)。

上で得られた t_3' の速度 8.66km/s は、この程度の深さ(40km 前後)における P 波速度としては、かなり大きい値である。この地域における P 波速度について、石橋(1974)は、伊豆半島南西沖に起った地震の調査から、紀伊半島南東部に至る径路に対する見掛け速度として 8.63km/s という大きな値を得ている。

日本海溝外側では、モホ面下50~70kmのところでおおよそ 8.6km/s の high V 層になっていることが報告されている(Asada and Shimamura: 1976, 1979, Shimamura and Asada: 1976, 岡田: 1978)。 t_3' で表わされる速度については、これが P_n に相当するかどうか、この high V 層の水平および垂直方向の拡がりなどを推定するだけの材料はないが、上記の海溝外の high V 層に比べ深さはやや浅いようである。

Fig. 9 の t_3'' および t_4 で表わされている観測点までの波の径路は、震源から紀伊半島東部までの径路と同じ方位とみてよい。しかし、これらの走時は t_3' に比べてかなりおそくなっており、海域から内陸に行くに従って内陸下で低速になっていることを示している。紀伊半島西部以遠の観測値は、見掛け速度約 6.2km/s の線にのって

いる。

Fig 12 に、この節で得られた各地域の地殻構造をまとめて示しておいた。

§ 4. あとがき

「1978年伊豆大島近海の地震」について P の走時解析を行った。この地震では、震源の周囲に、多数の地震観測点が分布しており、震源も比較的精度よく求められている。したがって走時解析には好都合であると言える。

使用した資料は、大部分が気象庁の観測点における観測値である。なお、VI, VD, 等の記録は、一応、すべて読直した。

解析の結果は、おおよそ次のとおりである。

- (1): 震央距離約180km 以遠の走時は、気象庁で使用されている標準走時に比較的よく合っているものと、1~4秒標準より早いものがあり、これらは地域的にきれいに分れている。
- (2): 本州中央部の観測点における資料は、標準走時と合っている。これらの走時から水平構造を仮定して求めた地下構造は、当然のことながら、市川・望月(1971)による構造、あるいは Herrin-(1968)による速度構造によく似たものである。モホ面の深さ約52km、 P_n 速度 8.09km/s である。
- (3): 関東地方北部から東北地方の東半部にかけての地域、および近畿地方から四国地方にかけての地域にお

ける走時は、いずれも標準より早くなっている。

このうち、前者の地域に対して得られた地下構造は、次のとおりである。

関東地方ではモホ面までの深さは比較的浅く23.1km, P_n は7.89km/sである。これに対し東北地方の東半分に対する平均的構造は、深さ50~60kmまでは標準に比べてあまり大きな差異はないが、深さ59km以下でhigh V (8.39km/s) が現われている、東北地方の走時が早くなっているのは、このhigh Vの影響である。

(4) : 中部地方南部から近畿地方にかけての地域では、地殻の厚さ約35km, P_n 速度7.92km/sと求められた。

(5) : 中部地方南方海域、すなわち、伊豆半島と紀伊半島との間の海域(東海沖)では、深さ約40km下に見掛け速度8.66km/sという高速度層が存在しているようである。紀伊半島西部から四国地方にかけての地域の見掛け速度は、かなり小さくなっているので、上記の高速度層は上記海域部分に限られており、紀伊半島下にまでは及んでいないように思われる。

この高速度層を含め、南海トラフから沖縄海溝に沿う海域の地殻構造については別の機会に検討したい。

参 考 資 料

Asada, T. and H. Shimamura (1976) : Observation of Earthquakes and Explosions at the bottom of the western Pacific : Structure of Ocean Lithosphere Revealed by Longshot Experiment, The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin. Am. Geophys. Union, Washington D.C.,

Geophysical Monograph 19, 135-154.

Asada, T. and H. Shimamura (1979) : Long-range Refraction Experiments in Deep Ocean, Tectonophysics, 56, 67-82.

橋爪道郎・川本 整・浅野周三・村松郁栄・浅田 敏・王城逸夫・村内必典 (1966) : 第1回, 第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造, 第2部 西部日本の地殻構造, 地震, 2, 19, 125-134.

市川政治・望月英志 (1971) : 近地地震用走時表について, 気象研究所研究報告, 22, 229-290.

石橋克彦 (1974) : 近地地震のP波走時に現われた西南日本外帯下の高速度層—1972年10月6日伊豆半島南西沖地震—, 地震, 2, 27, 275-278.

Matuzawa, T., T. Matumoto and S. Asano (1959) : On the Crustal Structure Derived from Observations of the Second Hokoda Explosion, Bull. Earthq. Res. Inst., 37, 509-524.

岡田 広 (1978) : 東北日本とその周辺におけるマントル最上部の異常構造—人工地震のデータにもとづく考察—, 地函研專報, 21, 181-191.

Sasaki, Y., S. Asano, I. Muramatu, M. Hashizume and T. Asada (1970) : Crustal Structure in the Western Part of Japan Derived from the Observation of the First and Second Kurayoshi and Hanabusa Explosions (Continued) Part 2. Crustal Structure in the Western Part of Japan (Continued), Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 1129-1136.

Shimamura, H. and T. Asada (1976) : Apparent Velocity Measurements on an Oceanic Lithosphere, Phys. Earth Planet. Inter., 13, 15-22.

鈴木貞臣 (1976) : 自然地震の走時から決定される北日本の上部マントル速度の地域性 (P波), 地震, 2, 29, 99-116.

津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義 (1978) : 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 震研彙報, 53, 675-706.

Yoshii, T. and S. Asano (1972) : Time-term Analyses of Explosion Seismic Data, J. Phys. Earth, 20, 47-57.

Yoshii, T., Y. Sasaki, I. Tada, H. Okada, S. Asano, I. Muramatu, M. Hashizume and T. Morita (1974) : The Third Kurayoshi Explosion and the Crustal Structure in the Western Part of Japan, J. Phys Earth, 22, 109-121.