



Title	震波線の三次元的な追跡により推定されるP波の走時異常
Author(s)	山水, 史生; YAMAMIZU, Fumio
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 30, 33-55
Issue Date	1973-12-17
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.30.33
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14030
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p33-55.pdf



震波線の三次元的な追跡により 推定される P 波の走時異常

山水史生

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和48年5月31日受理)

P Travel Time Anomaly in Japan as Deduced from Three-Dimensional Seismic Ray Tracing

By Fumio YAMAMIZU

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 31, 1973)

Recently various seismological studies in Japan suggest a presence of the large-scale anomalous structure in the upper mantle beneath the Japan arc and its adjacent island arcs. Many seismological anomalous phenomena are observed in relation to this anomalous structure. For example, travel times of P -wave passing through such a structure can differ as much as 5 sec and those of S by up to 10 sec from standard travel times. To explain the observed anomalous travel times and, inversely, to detect the anomalous structure using observed travel time anomalies, it is necessary to trace the path of body waves through laterally heterogeneous earth models.

In this study, a recent developed method of three-dimensional seismic ray tracing is used to interpret P -wave travel time anomalies in Japan obtained from the earthquakes occurred in and near Japanese region. For this purpose, two different models of anomalous structure are considered. One has a high-velocity (+6%) zone that dips from the vicinity of the trench beneath the arc to a depth of 500 km, and the other has a dipping high- V (+3%) zone and two low- V (-3%) zones that lie in the upper mantle on the inner (continental) and outer (oceanic) sides of this dipping zone. For these two models, it is clearly seen that the traced rays, started from both deep and shallow sources, are anomalously refracted at the upper or lower boundary of the anomalous structure, and accordingly P -wave travel times are shifted from standard travel times.

Travel time anomalies computed for the deep source using the first model are seemed to be consistent with observed anomalies. For the shallow source, however, the first model makes a wide shadow zone that covers the southern half of Japanese islands because of the absence of low- V zones. Such a computed travel time pattern does not agree with the observed one. Therefore, the second model that has low- V

zones is introduced to explain the observed pattern. It is seemed to be reasonable that the relative velocity contrast between the high- V zone and the surrounding mantle is 6%. The existing of the outer (oceanic side) low- V zone is not excluded to explain the observed travel time pattern from the shallow events. But the inner (continental side) low- V zone is not confirmed in this study.

I. ま え が き

日本孤周辺は地震活動が高く、種々の地震学的手法によって上部マントルの異常構造が最もよく研究されている地域の一つにあげられる。種々の研究の集大成的な結果として宇津 (1971 *a*) 及び Utsu (1971 *b*) によって Fig. 1 に示すような上部マントルの大局的な異常構造のモデルが提出されている。このような大きな構造の異常に伴う走時異常を議論する場合や、又逆に走時異常から異常構造を議論する場合には、厳密には地震波速度の水平方向への不均質性をも考慮して三次元的に変化する波線が描かれねばならない。

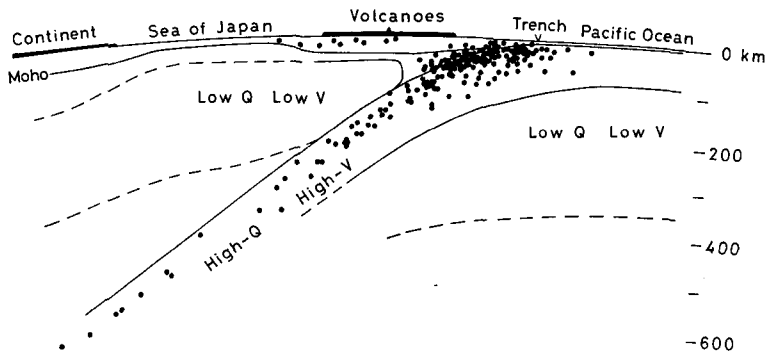


Fig. 1. A model for the anomalous structure in the upper mantle of the northern Japan arc (after UTSU 1971 *b*).

本研究では、日本の密な観測網を利用し、日本周辺に発生する地震に対する P 波の走時異常を、宇津モデル (Fig. 1) に基づいて三次元的な速度構造を設定し、JACOB (1970) の方法を使い波線を三次元的にトレースして、説明することを試みた。走時異常は、例えば JACOB (1972) のように地表面での二次元的な分布として論ずべきであり三次元的に波線をトレースする意味もより大きいのであるが、ここでは波線の縦方向への挙動に力点を置き主として一方向への走時異常について議論する。

II. 速度構造の設定

三次元的に波線をトレースする JACOB の方法は、FERMAT の原理から出発し波線を表わす微分方程式を求め、座標 (極座標) の級数展開により数値積分、すなわち波線のトレースを実

行するというものであり三次元的な速度分布を与えねばならない。そのためには深発地震面の等深線を利用し異常構造の幾何学的形状を決定する必要がある。

日本付近での等深線は SUGIMURA (1960), 勝又 (1966), UTSU (1967), UTSU and OKADA (1968), 勝又 (1970), 宇津 (1971 a), UTSU (1971 b) 等により描かれている。Fig. 2 の左半が深さ 100 km から 500 km までの 50 km 毎の等深線を示す。これは、JMA によって決定された震源を使用して UTSU and OKADA によって描かれた線を基礎にして、SUGIMURA, 勝又による線を参考にして筆者が描いたものである。JMA の震源が異常構造の影響によりずれて決定される千島及び伊豆・小笠原弧方面に対しては夫々 FEDOTOV *et al.* (1969) 及び KATSUMATA and SYKES (1969) による等深線になめらかに連なるように、かつ地域の特徴を損わないように描いている。Fig. 2 右半に震源面の (A), (B), (C) における断面が傾斜層の中心の線として示されている。多少の凸凹はあるがほぼなめらかで各地域の特徴も損われていないと思われる。

ここでは JACOB の方法をすこし変え、深発地震面から上下にほぼ等距離でかつその厚さが約 100 km になるように二葉の面を別々に設定する。Fig. 2 右半の傾斜層はこの二葉の面の

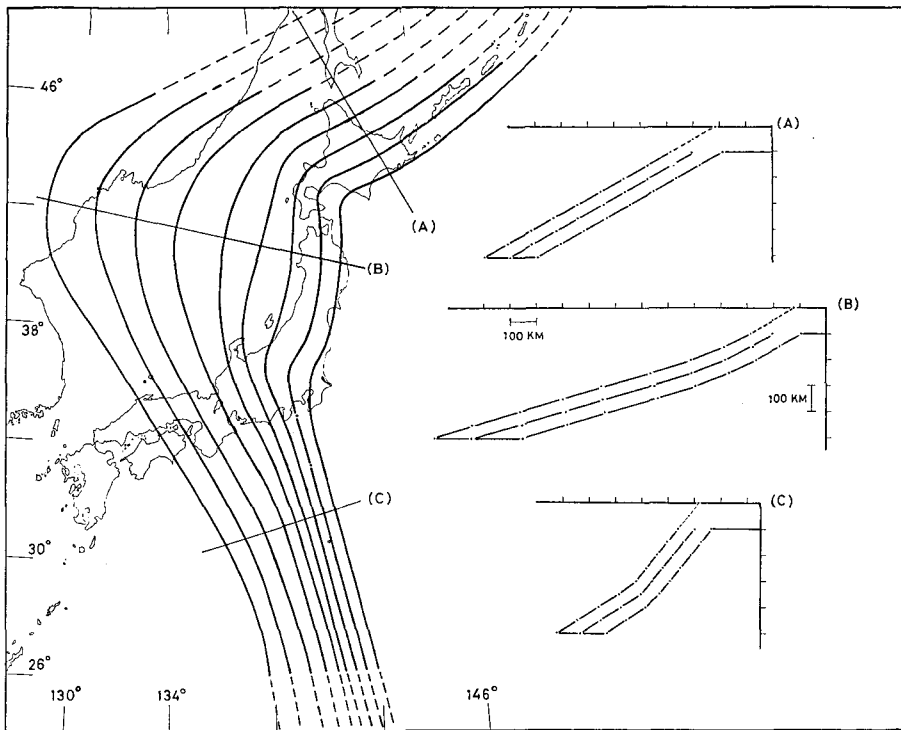


Fig. 2. Left; depth contours of the deep seismic plane in and around the Japan arc. These are based on UTSU and OKADA (1968) for the Japan arc, FEDOTOV *et al.* (1969) for the southern Kuril arc, and KATSUMATA and SYKES (1969) for the Izu-Bonin arc. Right; vertical cross sections at (A), (B) and (C). The seismic plane is represented by the center line in each inclined zone.

Table 1. Numerical representation of the upper surface of the deep seismic zone in the Japan and its adjacent island arcs.

lat. °N	longitude, °E										
	depth 0 km	50 km	100 km	150 km	200 km	250 km	300 km	350 km	400 km	450 km	500 km
46.0	152.8	151.4	149.8	148.0	146.0	143.5	141.0	138.5	136.0	133.2	130.5
45.5	152.0	150.5	148.8	146.8	144.7	141.8	139.4	137.1	134.7	131.8	129.2
45.0	151.2	149.5	147.7	145.6	143.2	140.3	138.3	136.0	133.3	130.7	128.2
44.5	150.2	148.6	146.5	144.2	141.5	139.2	137.3	135.0	132.3	129.8	127.5
44.0	149.3	147.5	145.1	142.5	139.9	138.5	136.6	134.2	131.6	129.2	127.1
43.5	148.3	146.2	143.5	140.9	139.3	138.0	135.9	133.6	131.2	128.8	126.8
43.0	147.2	144.7	142.0	140.1	139.0	137.6	135.3	133.1	130.8	128.6	126.6
42.5	145.7	143.1	141.0	139.8	138.8	137.2	134.9	132.7	130.6	128.5	126.5
42.0	144.2	141.8	140.7	139.7	138.6	136.9	134.7	132.5	130.5	128.5	126.5
41.5	142.8	141.6	140.6	139.6	138.4	136.7	134.6	132.4	130.6	128.6	126.7
41.0	142.7	141.6	140.6	139.6	138.3	136.5	134.5	132.4	130.7	128.8	126.9
40.5	142.7	141.7	140.6	139.5	138.1	136.3	134.5	132.5	130.8	129.0	127.2
40.0	142.7	141.6	140.6	139.4	138.0	136.2	134.5	132.6	131.0	129.3	127.5
39.5	142.6	141.6	140.5	139.3	137.8	136.1	134.5	132.8	131.2	129.7	127.8
39.0	142.4	141.5	140.4	139.2	137.7	136.0	134.6	133.0	131.4	130.0	128.3
38.5	142.3	141.4	140.2	139.0	137.6	135.9	134.7	133.2	131.7	130.3	128.7
38.0	142.2	141.2	139.9	138.8	137.5	135.9	134.8	133.4	132.0	130.7	129.2
37.5	142.0	140.9	139.7	138.7	137.3	136.0	135.0	133.6	132.3	131.1	129.7
37.0	141.7	140.6	139.5	138.4	137.3	136.2	135.2	133.9	132.7	131.5	130.2
36.5	141.1	140.3	139.4	138.2	137.3	136.3	135.4	134.2	133.0	131.8	130.6
36.0	140.7	140.0	139.3	138.2	137.4	136.5	135.7	134.5	133.3	132.3	131.0
35.5	140.3	139.8	139.2	138.3	137.6	136.8	136.0	134.8	133.7	132.7	131.4
35.0	140.3	139.8	139.2	138.5	137.8	137.1	136.3	135.2	134.0	133.1	131.8
34.5	140.3	139.8	139.3	138.7	138.1	137.4	136.6	135.5	134.3	133.4	132.2
34.0	140.3	139.9	139.4	138.8	138.3	137.7	136.9	135.9	134.7	133.8	132.7
33.5	140.4	140.0	139.5	139.0	138.5	137.9	137.2	136.2	135.1	134.2	133.0
33.0	140.6	140.1	139.6	139.2	138.7	138.1	137.4	136.5	135.5	134.5	133.4
32.5	140.7	140.2	139.8	139.3	138.8	138.3	137.7	136.8	135.8	134.8	133.8
32.0	140.8	140.3	139.9	139.5	139.0	138.5	137.9	137.1	136.2	135.2	134.2
31.5	141.0	140.5	140.1	139.7	139.2	138.7	138.1	137.3	136.5	135.6	134.5
31.0	141.1	140.6	140.2	139.8	139.3	138.9	138.3	137.6	136.8	135.9	134.8
30.5	141.3	140.7	140.3	139.9	139.5	139.1	138.5	137.8	137.1	136.2	135.2
30.0	141.5	140.8	140.4	140.0	139.6	139.2	138.7	138.1	137.3	136.4	135.5
29.5	141.6	141.0	140.6	140.2	139.8	139.3	138.8	138.3	137.6	136.7	135.8
29.0	141.7	141.2	140.8	140.4	140.0	139.5	139.0	138.5	137.8	137.0	136.1
28.5	141.8	141.3	140.9	140.5	140.1	139.7	139.2	138.7	138.0	137.2	136.3
28.0	142.0	141.5	141.0	140.7	140.2	139.8	139.3	138.9	138.3	137.4	136.5
27.5	142.1	141.7	141.2	140.8	140.3	139.9	139.5	139.0	138.4	137.6	136.7
27.0	142.3	141.8	141.3	140.9	140.5	140.0	139.6	139.1	138.5	137.8	136.8
26.5	142.4	141.9	141.4	141.0	140.6	140.2	139.7	139.3	138.7	137.9	137.0
26.0	142.5	142.0	141.5	141.1	140.7	140.3	139.8	139.4	138.8	138.0	137.1

Table 2. Numerical representation of the lower surface of the deep seismic zone in the Japan and its adjacent island arcs.

lat. °N	longitude, °E								
	depth 100 km	150 km	200 km	250 km	300 km	350 km	400 km	450 km	500 km
46.0	153.8	152.3	150.7	148.9	146.7	144.0	141.5	138.9	136.4
45.5	153.0	151.5	149.7	147.7	145.3	142.6	140.1	137.7	135.1
45.0	152.2	150.4	148.6	146.4	143.8	141.2	138.9	136.5	133.9
44.5	151.2	149.3	147.4	144.8	142.2	140.0	137.8	135.3	132.7
44.0	150.0	148.2	146.0	143.3	140.8	139.0	136.9	134.5	131.9
43.5	149.0	146.8	144.5	141.8	139.9	138.4	136.2	133.7	131.4
43.0	147.8	145.5	142.8	140.7	139.4	137.9	135.7	133.3	131.0
42.5	146.5	143.8	141.6	140.2	139.1	137.4	135.3	133.0	130.8
42.0	145.2	142.5	141.1	140.0	138.8	137.1	135.0	132.7	130.7
41.5	143.7	142.1	141.0	139.8	138.6	136.8	134.8	132.7	130.7
41.0	143.1	142.0	140.9	139.7	138.4	136.6	134.7	132.7	130.8
40.5	143.0	142.0	140.8	139.6	138.2	136.5	134.6	132.8	130.9
40.0	142.9	141.9	140.7	139.4	138.0	136.4	134.6	132.9	131.0
39.5	142.8	141.7	140.6	139.2	137.9	136.3	134.7	133.1	131.2
39.0	142.7	141.6	140.5	139.0	137.8	136.3	134.8	133.3	131.4
38.5	142.6	141.4	140.3	138.8	137.7	136.2	134.9	133.5	131.7
38.0	142.4	141.2	140.1	138.7	137.6	136.3	135.1	133.7	132.1
37.5	142.2	141.0	139.8	138.6	137.6	136.4	135.3	134.0	132.5
37.0	141.8	140.7	139.6	138.5	137.6	136.5	135.5	134.3	132.9
36.5	141.3	140.3	139.4	138.5	137.7	136.7	135.7	134.6	133.3
36.0	140.8	140.1	139.4	138.6	137.8	136.8	136.0	135.0	133.7
35.5	140.7	140.0	139.5	138.7	138.0	137.2	136.3	135.3	134.1
35.0	140.7	140.1	139.6	138.9	138.3	137.5	136.6	135.7	134.5
34.5	140.7	140.2	139.7	139.2	138.6	137.8	136.8	136.0	134.8
34.0	140.8	140.3	139.8	139.3	138.8	138.1	137.2	136.3	135.1
33.5	140.9	140.4	140.0	139.5	139.0	138.3	137.4	136.6	135.4
33.0	141.0	140.6	140.2	139.7	139.2	138.6	137.7	136.9	135.8
32.5	141.2	140.7	140.3	139.8	139.3	138.8	138.0	137.2	136.2
32.0	141.3	140.8	140.4	139.9	139.4	139.0	138.3	137.4	136.5
31.5	141.4	140.9	140.5	140.1	139.7	139.2	138.5	137.7	136.8
31.0	141.5	141.0	140.6	140.2	139.8	139.3	138.7	138.0	137.1
30.5	141.6	141.2	140.7	140.3	139.9	139.5	138.9	138.2	137.3
30.0	141.7	141.3	140.8	140.4	140.0	139.6	139.0	138.4	137.5
29.5	141.8	141.4	141.0	140.6	140.1	139.7	139.1	138.5	137.7
29.0	141.9	141.6	141.1	140.7	140.2	139.8	139.2	138.6	137.8
28.5	142.0	141.7	141.2	140.8	140.3	139.9	139.3	138.7	137.9
28.0	142.1	141.8	141.3	140.9	140.5	140.0	139.4	138.8	138.0
27.5	142.2	141.9	141.4	141.0	140.6	140.1	139.5	138.9	138.1
27.0	142.3	142.0	141.5	141.1	140.7	140.2	139.6	139.0	138.2
26.5	142.4	142.1	141.6	141.2	140.8	140.3	139.7	139.1	138.3
26.0	142.5	142.2	141.7	141.3	140.9	140.4	139.8	139.2	138.4

(A), (B), (C)における断面を示している。この二葉の面を0.5度毎の緯度線で切り等深線との交点の経度を読取って異常構造 (High-V層) の数値表現とする。Fig. 3に読取値から描いた異常構造の上面を示す。この図の0 km, 50 kmの等深線は100 km以深の面の延長と地表面との交線を利用して求めた。下面の図は省略するが下面は100 kmのところから海側マントル最上部のHigh-V層に連なるようにしてあるため0 km及び50 kmの等深線は不要である。上面及び下面の詳しい読取値は夫々 Table 1 及び 2 に示す。

三次元的な速度分布は、以上のようにして数値で与えられた異常構造の内側すなわち傾斜

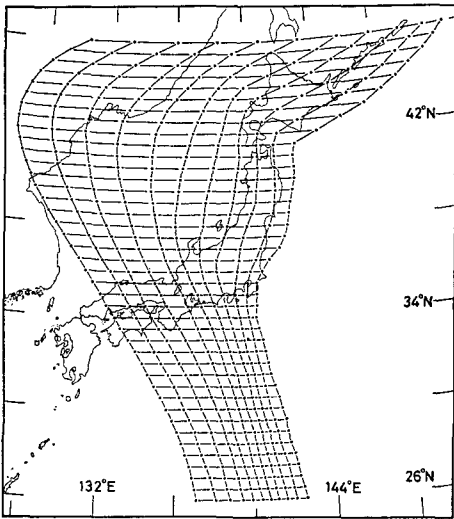


Fig. 3. Representation of the upper surface of the dipping anomalous structure. Its numerical representation is compiled in Table 1, and for the lower surface (not figured), compiled in Table 2.

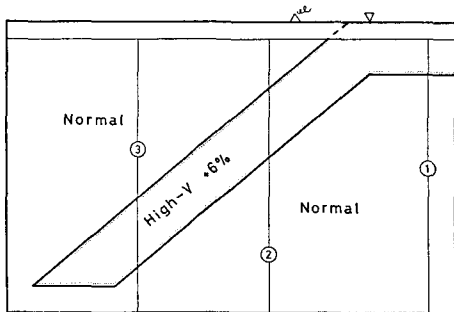


Fig. 4. Schematic representation of the three-dimensional velocity structure of the Japan arc. Vertical velocity distributions at ①, ②, ③ are shown in Fig. 5.

High-V層 (上面と下面の間) 及び海側の深さ100 kmまでの High-V層では、例えば JEFFREYS-BULLEN, GUTENBERG, HERRIN *et al.*等の標準速度分布よりも $\delta v\%$ 大きいとし、その外側では標準の速度分布に従うとすることによって得られる。標準速度分布としては、ここでは5 km毎に数値で与えられている HERRIN *et al.* (1968) を使用し、 δv の値としては UTSU (1967), KANAMORI (1968) による6%を採用す

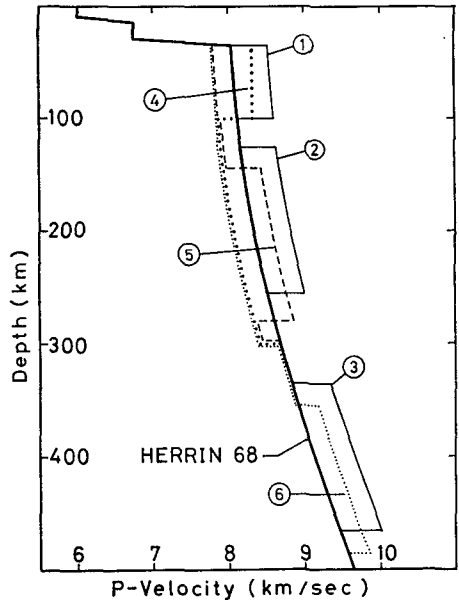


Fig. 5. Velocity-depth profiles of various part of the upper mantle. Solid line represents HERRIN *et al.* velocity for the normal part. ①, ②, ③ and ④, ⑤, ⑥ profiles correspond to ①, ②, ③ in Fig. 4 and ④, ⑤, ⑥ in Fig. 26, respectively.

る。Low-V域は後(V.)に考えることにしとりあえずは考えない。速度構造のモデルを模式的に描いたのがFig. 4に示されている。①, ②, ③の各垂直速度分布はFig. 5の①, ②, ③に対応する。④, ⑤, ⑥はLow-V層を考慮したFig. 26のモデルにおける④, ⑤, ⑥での速度分布を示している。HERRIN *et al.*の速度分布の地殻内での不連続は計算の都合上図にみられる如く5 kmの遷移層に置き換えてあり、さらに地殻の厚さを30 kmと薄くしてある。このような変形に伴う影響は垂直な波線に対する走時で約0.2秒速くなっている。しかし後述するように、計算された走時残差をそのまま議論するわけではないので、重大な影響はない。

III. 異常構造中の震源の位置と波線の挙動

地震が異常構造中のどこに起っているかは種々議論のある所であるが、まず最初に波線の挙動及び計算走時の様子を見るため、地震はプレートと外部のスラストによって起ると考え異常構造の上面の極近くに波源を置いてFig. 6に示すような波線及び走時を計算した。波源の位置は35°N, 135.3°E, $h=350$ kmであり、島弧の走向にはほぼ直交するN65°Eの方向に波線を射出した場合で、図は35°Nの垂直面に投影して示した。三次元的な波線を一枚の平面に描くことはできないが、このような投影図でも波線の挙動の大略をみることはできる。すなわち上面及び下面から外側へ出て行く波線が異常構造の境界で大きく屈折しているのが明瞭にみられる。特に水平からの射出角 $i=30^\circ$ の場合大きな曲がり角を示している。もちろん、異常な屈折を示す点では水平方向へも曲げられている。全部の波線について30~35 kmにちょっとした

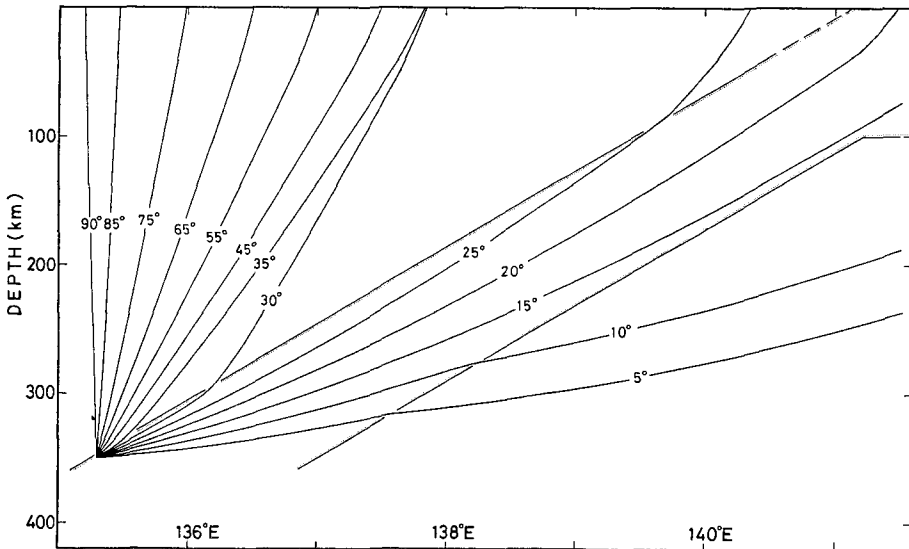


Fig. 6. Projection of the traced rays to 35°N vertical plane. The ray source is located at 35°N, 135.3°E 350 km. Numbers on the traced rays represent take-off angles measured upward from the horizon at the source. Ray azimuths at the source are all N65°E, and this direction is nearly perpendicular to the strike of the arc structure.

曲がりが見られるが、ここから地殻に入ることによる。又このような波線を多数描くことによって geometric spreading をある程度推定することができる (JULIAN and ANDERSON, 1968). すなわち波線の到達しない $138\sim 140^\circ\text{E}$ では振幅がちいさくなり、波線が集中するように見える 137.8°E 付近では大きくなるのが推定される。

Fig. 7 は Fig. 6 の波線に対する計算走時を示す。黒丸が各波線に対して計算された走時を示し実線は EERRIN *et al.* の標準曲線を示す。震央距離 $0\sim 2.5^\circ$ ではおくれ、経路の大部分が High-V 層に

ある波線及び下面から出て行く波線に対する走時は早いというように異常構造の影響による走時のずれが見られる。 $2.5\sim 4^\circ$ 付近には shadow zone ができるようである。射出角 $25\sim 30^\circ$ の間で 1° 毎に変えて波線を射出してもこの震央距離範囲には到達しない。又 Fig. 6 の $i=10^\circ$ と 15° の波線間にも同様に shadow zone ができるように見える (Fig. 7, $\Delta=6.4\sim 9.4^\circ$)。しかし観測データではすくなくとも $2.5\sim 4^\circ$ の shadow zone は認められない (6° 以遠の shadow zone は $\text{N } 65^\circ\text{E}$ 方向ではすでに海の部分に入ってしまった)。このくいちがいは波線の計算に使用したモデルと実際の上部マントルとのちがいによるとも考えられるが、波源の位置によるとも考えられる。実際、次の IV. にみられるように異常構造の中心付近に波源を置いた場合にはすくなくとも $2.5^\circ < \Delta < 4^\circ$ には shadow zone はみられなくなっている (Fig. 9, 10 参照)。以上のことより異常構造の上面の極近傍に波源を置くよりは中心付近に置いたほうが観測走時をよく説明するように思われる。以上ではすべて中心付近に波源を置いて波線を計算した。

IV. 深発地震の走時異常

1. 島弧の走向に直交する方向への波線のトレース

深発地震の走時異常は主として傾斜 High-V 層の影響による。そこで Fig. 6 の波源のすこし東方の異常構造の中心付近に波源を置き、島弧の走向にほぼ直交する $\text{N } 65^\circ\text{E}$ の方向へ波線を射出した場合の走時異常について議論する。波源の位置と射出方向は Fig. 8 に白丸と矢線で示した。Fig. 9 には計算した波線を Fig. 6 と同様に 35°N の面に投影して示した。異常構造の上面及び下面での波線の異常な屈折が同様にみられる。しかし Fig. 6 の $i=30^\circ$ の波線のような極端な曲がりは見られず全体的に大部緩和されている。これらの波線に対して計算された

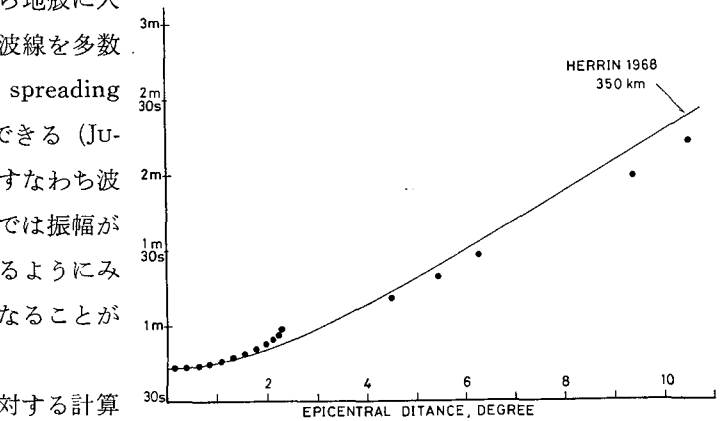


Fig. 7. P travel times versus epicentral distance computed by the rays shown in Fig. 6. HERRIN 1968 curve represents the standard travel time curve of HERRIN *et al.* (1968).

走時は Fig. 10 に NE-グループとして黒丸で示されている。図には、Fig. 8 に示された射出方向とは逆の S65°W の方向に波線を射出した場合 (Fig. 9 の $i=105^\circ$ 等) の計算走時も SW-グループとして白丸と一緒にプロットしてある。NE-グループは震央距離 2° 付近でわずかに標準走時よりもおくれ、この付近以外では早くなっている。2.5° 以遠では震央距離が大きくなるに従って High-V 層を通過する部分が多くなりしだいに早くなってくる。6° 以遠では異常構造の下面から出た波線が現われるようになり早い走時を示す。又 Fig. 6 にみられた 2.5~4° の shadow zone はなくなっているが 7° 付近には同様にあらわれている。これに対して SW-グループは単純に、すべて標準より早く、震央距離が大きくなるに従って早くなっている。NE-, SW-グループを比較してみると約 3° までは NE-グループがおそく、以遠では逆に SW-グループの方がおくられている。

次にこの計算走時と実際に観測された走時異常の比較を行なうが、その際には注意が必要であり直接に比較してはならない。JACOB (1970) によれば、波線のトレースによって得られた走

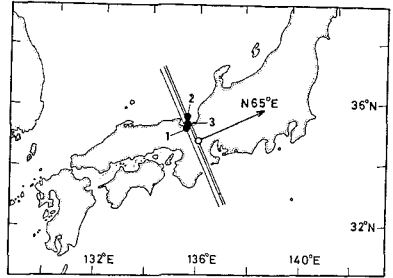


Fig. 8. Source location (open circle, 35°N, 136°E, 50 km) and initial azimuth (arrow, N 65°E) of the traced rays shown in Fig. 9. Solid circles with number 1, 2, 3 represent earthquake foci for travel time comparison, and their observed J-B residuals are shown in Fig. 11, 12, 13, respectively. Thin lines on foci are nearly parallel to the strike of the arc structure, and they classify the observed data into two groups (NE- and SW-group).

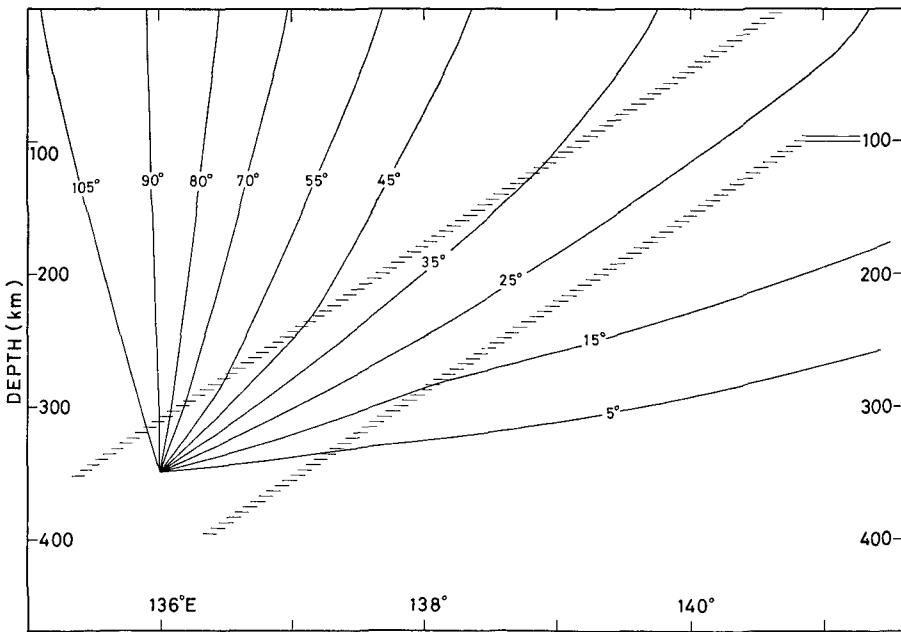


Fig. 9. Projection of the traced rays to 35°N vertical plane.

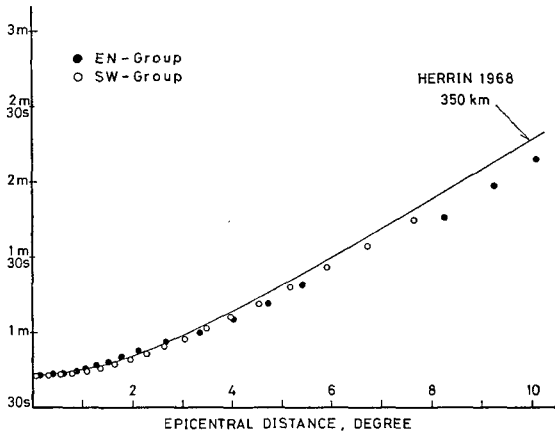


Fig. 10. P travel times versus epicentral distance computed by the rays shown in Fig. 9. Solid circles represent that the rays arrive at NE- direction from the source, and open circles SW- direction.

時残差 (computed residual) は本質的には異常構造の形状及び異常の割合 δv にのみ依存し、使用した標準の速度分布にはほとんど依存しない。すなわち、異常構造を重合した速度分布による計算走時と異常構造のない本来の速度分布による標準走時を比較し残差を計算すれば、標準走時の部分が相殺されてしまうからである。これに対して観測された走時残差 (observed residual) では、どのような速度分布を標準とするかということに依存する。なぜなら採用された速度分布と実際の地球の間には未知の違いが存在し、たとえ

残差を計算しても、異常構造の影響によるもののほかにこの未知の違いによる部分も混入してくるからである。

そこで computed residual と observed residual を比較するにはいわゆる relative residual (以下相対残差と記す) を使用しなければならない。これは簡単には、異常構造を通ってきた波

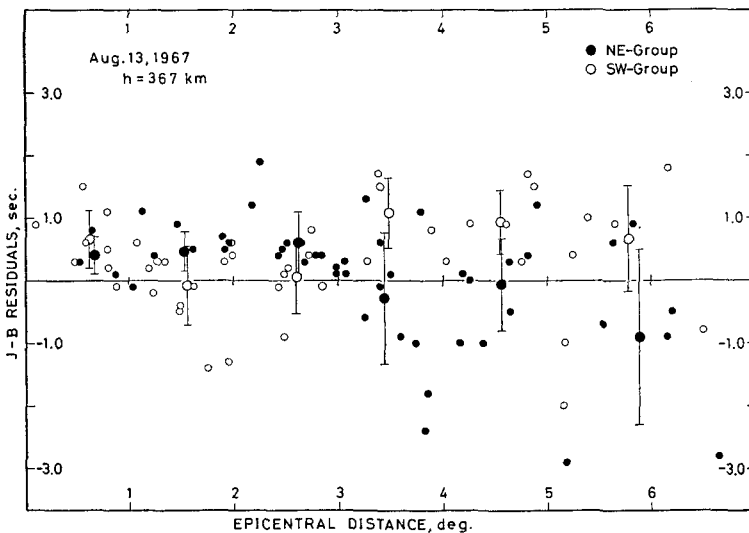


Fig. 11. Observed J-B residuals from the earthquake 1 in Fig. 8. Small solid and open circles represent observed residuals of NE- and SW-group, respectively, and large solid and open circles represent mean values in every 1° epicentral distance. The bars on the large circles are their standard deviations.

線とはほんのすこししか通らないような波線に対する走時を等震央距離の所で差をとり、それをその震央距離での残差とするものである。Fig. 8 について言えば、 $N65^{\circ}E$ の方向への波線の走時とその逆方向 $S65^{\circ}W$ への波線の走時を等震央距離で差をとるということである。この相対残差を考えることによって、近似的には標準速度分布の選び方には依存せず、又正確な発震時も不要であると考えられる。

Fig. 11, 12, 13 は夫々 Fig. 8 に黒丸で示した地震 1, 2, 3 に対する ISC による J-B からの残

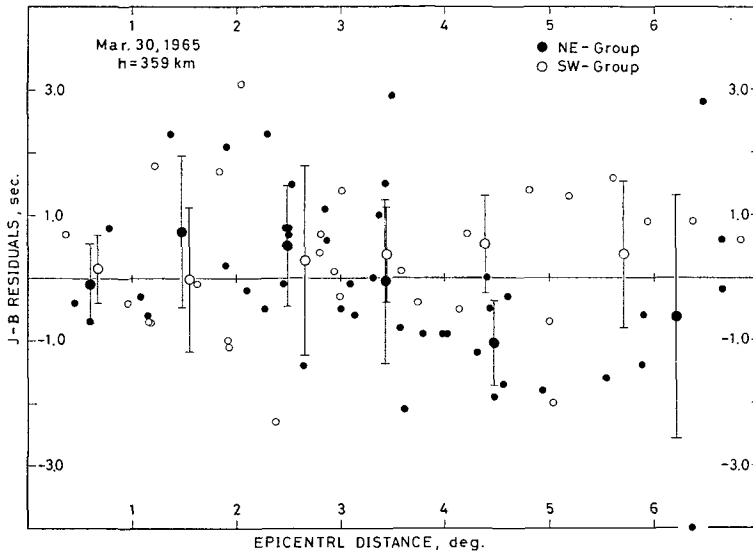


Fig. 12. Observed J-B residuals from the earthquake 2 in Fig. 8.

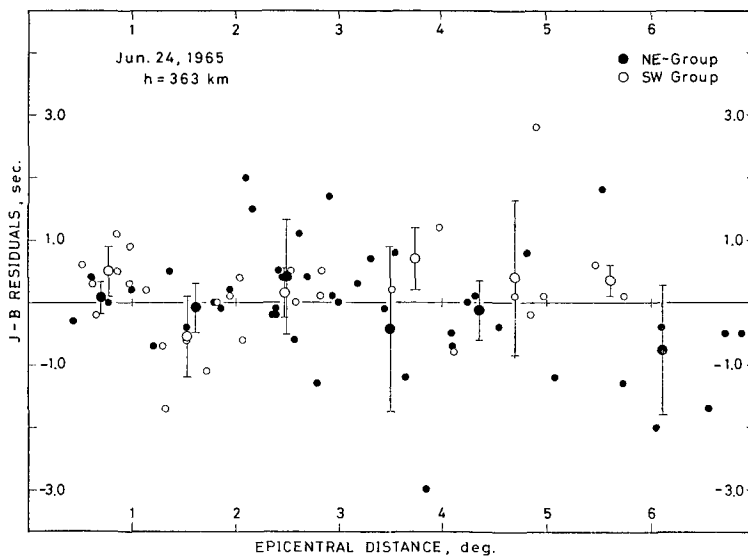


Fig. 13. Observed J-B residuals from the earthquake 3 in Fig. 8.

差をあらわす。ISCの震源要素を使用したのは、JMAで決定された震源は異常構造の影響でずれている(Utsu, 1967)ことを考慮したことによる。これらの図では、観測データをFig. 8に細い実線で示したような、島弧の構造にはほぼ平行なN25°Wの線でNE-, SW-グループに分け夫々黒丸・白丸でプロットしてある。さらに相対残差のために各グループで震央距離1°毎に平均値及び標準偏差も示した。5~7°ではデータがすくないのでまとめて平均値と標準偏差を計算した。いずれの図にも共通して、1~3°ではNE-グループの平均値がわずかに(1秒以下)SW-グループよりおそく、3°以遠では逆にNE-グループが1.5~2.0秒ほど早くなっている。この傾向はFig. 10の計算走時にもみられたことである。又、全体的にばらつきが大きくあまり明瞭ではないが、NE-グループだけをみれば3°以内ではプラスの方に多くばらつき、3°以遠ではよりばらつきが大きくなりマイナスの方に多く在るような傾向がみられる。

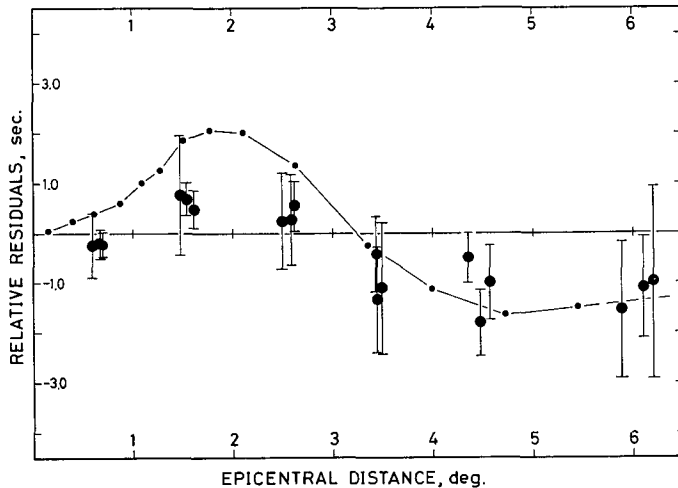


Fig. 14. Comparison of 'relative residuals' between computed (solid circles connected with lines) and observed (large solid circles with bars) 'relative residuals'. The bars on the large circles are standard deviations of NE-group identical to the one calculated in Fig. 11, 12, 13.

走時異常をさらに詳細にみるために Fig. 10 の計算走時及び Fig. 11, 12, 13 の観測走時夫々について相対残差を求めて Fig. 14 に示した。実線で結んだ黒丸が Fig. 10 の NE-グループから SW-グループを差し引いて求めた相対残差、大きな黒丸が Fig. 11, 12, 13 より 1° 毎の平均値を夫々差し引いて求めたものを示す。縦線は標準偏差で Fig. 11, 12, 13 の NE-グループの値をそのまま使用している。震央距離 3° 以遠では比較的良好に一致しているが、3° 以内では観測データから求めた相対残差のほうが計算走時からの相対残差よりも早くなっている。しかし同じような傾向を持つことは注目すべきことである。このずれの原因として、計算走時から求めた相対残差は N65°E の方向にのみ波線をトレースした場合であるのに対して観測データはいろんな方向でのものが含まれていることによる違いが考えられる。さらに震源を決定するとき

には、観測された走時の残差を最もすくなくするように決められるため、波線のトレースから求めた比較的大きな残差はその傾向が残っているとはいえ、明瞭には現われないようになっているのであろう。

第一の原因の検討として、N25°E から N110°E まで 10° 毎に方位を変えさらに垂直面内での射出角をも変えた場合について波線をトレースし走時を計算した。Fig. 15 にその結果が computed residual として示してある。白丸で示した SW-グループは射出方位にはあまり依存せず非常によくまとまり最大でも 0.7 秒以内のばらつきを示すだけである。これに対して NE-グループはばらつきが大きく、特に震央距離 3° 付近を境として遠い方でばらつきが大きくなっている。しかも 3° 以内ではプラスの方に多くばらつき、3° 以遠ではマイナスの方に多くばらついている傾向がみられる。この傾向はすでに述べたように Fig. 11, 12, 13 の観測走時にもわずかなではあるがみられたことであり、主として観測の誤差等に押しつけられてきたデータのばらつきは、異常構造の影響によるものとしてある程度説明できるように思われる。

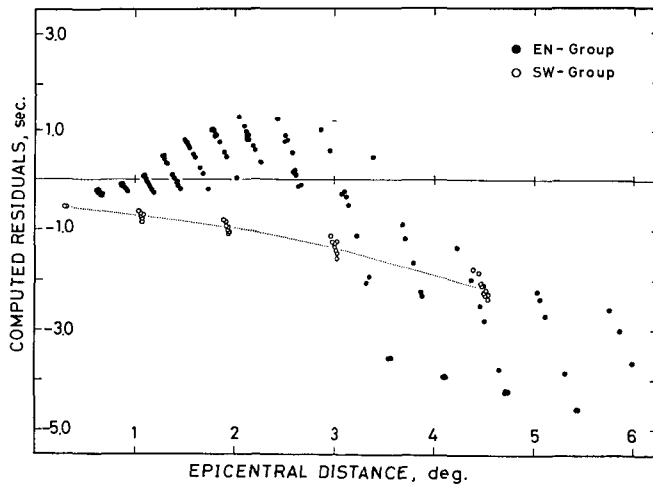


Fig. 15. 'Computed residuals' obtained from the ray scanning. Take-off angle varies from 5° to 75° in every 5° and from 90° to 155° in every 15°, and azimuth varies from N20°E to N110°E in every 10° (measured clock wise). Classification into two groups is identical to Fig. 10.

この図を Fig. 14 に合わせて相対残差としてみるには、SW-グループの各平均値を通るような線（図中の点線）を引き、それを横軸として NE-グループをみればよい。このようにしてみると Fig. 14 における 3° 以内でのずれは緩和されるようであるが、まだ観測値の方がちいさいようである。残りのずれは、震源は走時残差が最もな少くなるように決定されることや観測誤差等の他の原因によるものであろう。

2. 島弧の走向に平行な方向への波線のトレース

次に島弧の走向にはほぼ平行に進む波線をトレースし異常構造に伴う走時異常を議論する。こ

の例としては小笠原孤の深さ 400~500 km の地震に相当する波線をトレースする。

Fig. 16 は Fig. 17 の波線の波源と射出方向を示す。黒丸は比較のための地震の震央を示す。Fig. 17 の波線にも前例と同様に上面及び下面で大きく曲げられているのがみられる。下面から出た波線はさらに下面から High-V 層に入るところで曲げられている(左上の三角部)。 $i = -3^\circ, -4^\circ$ の波線では -3° の波線が -4° の波線を追い越しより遠い距離に達しているのがみられ、波線が交差しているように見えるが三次元的にみれば交差しているわけではない。図は 138.5°E の垂直面への投影として画かれているが、単に垂直面内でのみ異常に屈折しているのではなく同時に水平方向にも屈折しているのは明らかである (Fig. 18 参照)。観測データと比較するために Fig. 17 の波線の他に $\text{N}5^\circ\text{E}$ から $\text{N}45^\circ\text{W}$ まで 5° 毎に方位を変えた場合についても波線をトレースした。Fig. 18 にそれらの波線の地表面への投影図を示した。各方位について射出角を $i = 1^\circ, 4^\circ, 7^\circ$ と変えた波線をトレースしてあるが

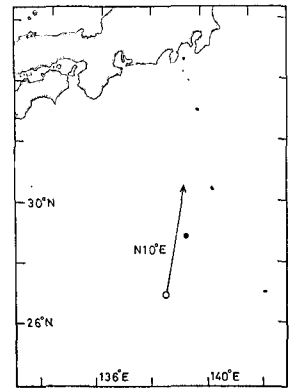


Fig. 16. Source location (open circle, 27°N , 138.5°E , 450 km) and initial azimuth (arrow, $\text{N}10^\circ\text{E}$) of the traced rays shown in Fig. 17. This azimuth is nearly parallel to the strike of the arc. Solid circle represents the earthquake epicenter for comparison.

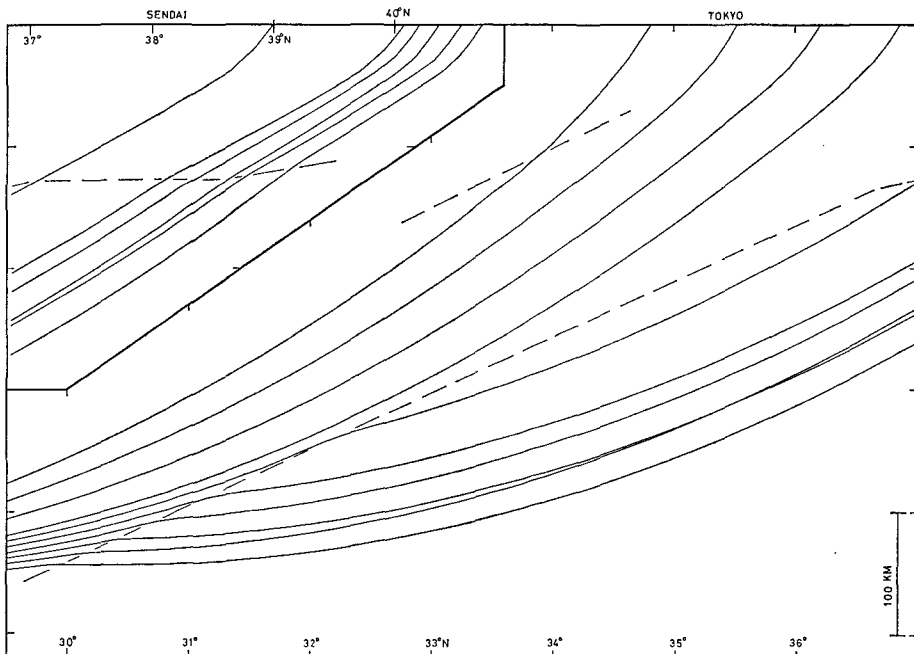


Fig. 17. Projection of traced rays to 138.5°E vertical plane. Ray paths from the source to about 30°N are not shown because the total path-length is too long. Take-off angles of rays at the source are $-5^\circ, -4^\circ, -3^\circ, -2^\circ, -1^\circ, 0^\circ, 1^\circ, 4^\circ, 7^\circ$ and 10° from bottom to top.

図は $i=4^\circ$ の場合のみが描かれている。この図の波線はいずれも上面から出て行き(黒丸の位置)、そこで異常な屈折を受けている。垂直面内へ投影すれば Fig. 17 と同様な曲がりを示すはずである。

以上の波線によって計算された走時を Fig. 19 に示す。Fig. 17 の波線による走時が E-グループとして黒丸で、Fig. 18 の波線に相当するものが W-グループとして白丸でプロットされている。E-グループでは、下面から出た波線に対する走時は、震央距離 12° 以上であらわれ標準走時よりも約 10 秒度早い。 $i=1^\circ$ 以上で射出された波線は 10° 以内に到達し 5~8 秒早くなっている。震央距離 $10^\circ \sim 12^\circ$ ($i=0^\circ, 1^\circ$ の波線間)

には shadow zone ができるようである。しかしながら観測データには shadow zone は認められず、震央距離が 10° 以上では Fig. 19 の傾向とは逆に遠くなるに従っておそくなっていく傾向がみられる。このことは波線のトレースに使用した上部マントルのモデルの違いを示唆するのであるがここでは考えず、shadow zone に入る前の 10° 以内の範囲についてのみ観測データとの比較を行なう。Fig. 18 の波線に対する走時 W-グループも、標準走時より早い E-グループよりはおそい。

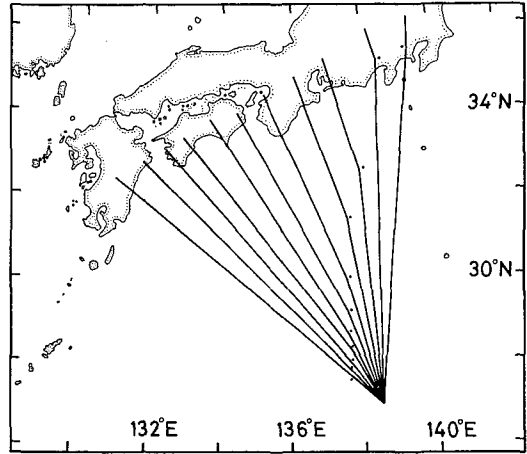


Fig. 18. Projection of the traced rays to the earth's surface. Take-off angles are 4° in all case, and azimuths vary from $N5^\circ E$ to $E45^\circ W$ in every 5° (measured counterclockwise).

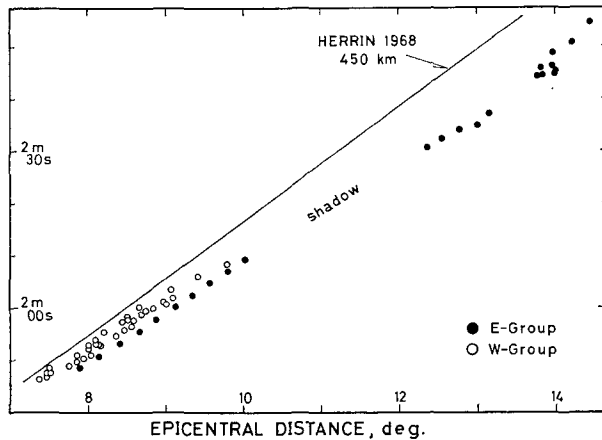


Fig. 19. Computed P travel times versus epicentral distance. E- and W-groups correspond to the traced rays shown in Fig. 17 and 18, respectively.

計算された走時異常を詳しく調べるために Fig. 20 に computed residual を示した。E-グループはほぼなめらかな曲線であらわせる。W-グループはこの曲線と標準曲線間に在り、平均的にみれば、右さがりの傾向を持ち E-グループを結んである曲線を 3 秒ほど上にずらしたような線でよく近似できるように思われる。E-グループは $N10^{\circ}E$ の方向へのみ波線を射出した場合であるので図のような曲線の上に乗っているが、すこし方向を変えて波線を多数トレスすれば W-グループと同様なばらつきを示し、E-W-グループで明瞭に分離したような走時残差図が得られるであろう。

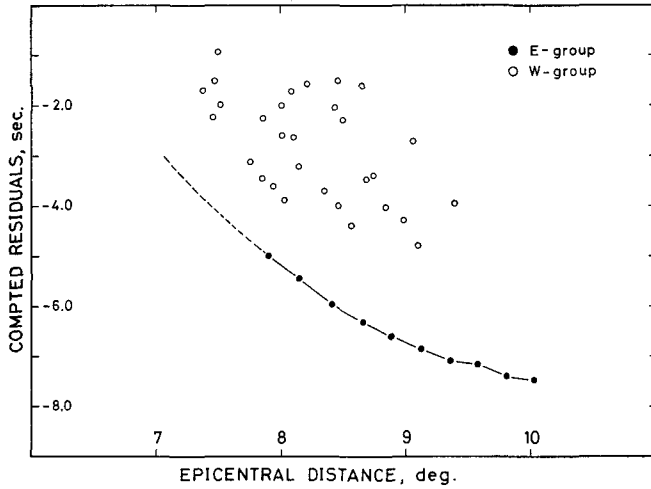


Fig. 20. 'Computed residuals' versus epicentral distance within 10° calculated from computed P travel times shown in Fig. 19.

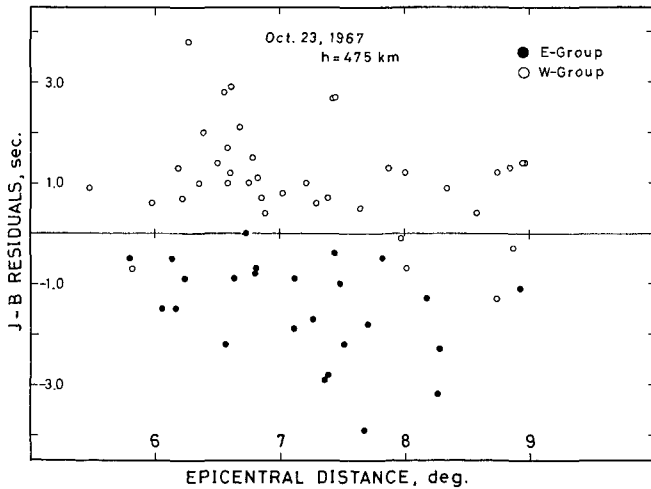


Fig. 21. Observed J-B residuals from the earthquake shown in Fig. 16. The data are divided into two (E and W) groups by $N10^{\circ}W$ line because of the difference between the earthquake hypocenter and the ray source location.

Fig. 21 が Fig. 16 に黒丸で示した地震に対する J-B residual である。トレースした波線の波源と地震の震源が離れているのでこの図では $N10^{\circ}W$ の方位で E・W 両グループに分け、Fig. 20 に合わせ夫々黒丸及び白丸でプロットしてある。異常構造の影響により E・W で明瞭に分離しているのがみられる。又ばらつきが大きくあまりはっきりはしないが Fig. 20 の computed residual にみられたと同様なわずかに右下がりの傾向が E・W 両グループに共にみられる。E・W の走時の差はおおよそ 3 秒ぐらいで波線のトレースによって求めた Fig. 20 における E・W の差によく一致している。この走時の差は又、ISHIDA (1970) による F-region ($30^{\circ}N$ $139^{\circ}E$ 付近) の地震に対する TSK と HM (ほぼ等震央距離) における差 3.04 秒にもよく一致している。

V. 浅発地震の走時異常

浅発地震の走時異常は主として海側マントル最上部の High-V 層の影響により、傾斜 High-V 層の影響はすくない、すなわち上部マントルの水平的な構造を持つ部分を議論することができる。ここでは北海道東方沖の地震を例として議論しよう。

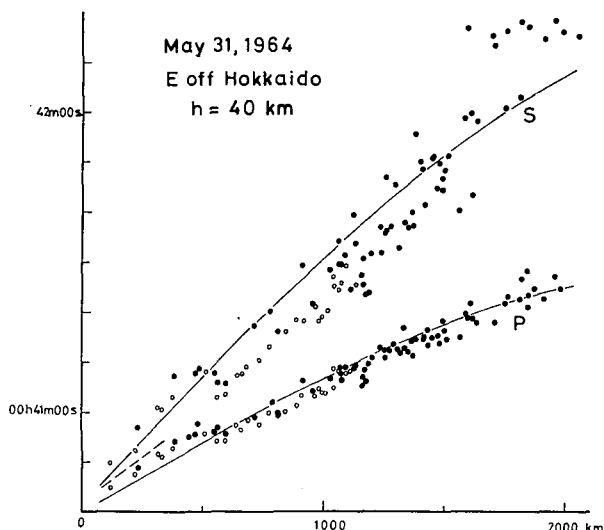


Fig. 22. Typical P and S travel time pattern for a shallow earthquake east off Hokkaido, represented as reduced travel times. Solid and open circles indicate the stations on the continental and oceanic sides of the volcanic front, respectively (after UTSU 1971 b). The epicenter is plotted in Fig. 23 as solid circle.

千島・北海道と続く地域は浅い地震の活動が高く、日本の観測点だけでも震央距離 20° 程度までのデータが得られ、走時図には異常構造の影響がよくあらわれる。このため走時異常もよく研究されている (KISHIMOTO 1965, 久本 1965, TARAKANOV 1965 a, b, 角田 1963, 1968, ICHIKAWA 1969, KEBEASY 1969, UTSU 1967, 1971 b, UTSU and OKADA 1968, 宇津 1971 a)。

(1971 *a*) によれば走時異常は次のような特徴をもっている。まず震央距離数度以内の北海道の観測点では標準よりややおそく、数度から十数度までは標準より数秒早い。さらに $18\sim 20^\circ$ 付近で傾きが急変し別の曲線に移る。S波の走時も同様でその様子がより明瞭にみられる。Fig. 22 にその例が示されている。KISHIMOTO (1965) の走時図にも、数度以内での観測値はプロットされていないが同様な傾向がみられる。

このような走時異常の様相を波線のトレースにより導くため、Fig. 23 に白丸で示した 43°N , 147°E , 50 km の位置から $\text{N}130^\circ\text{W}$ の方向へ波線を射出した (図中の黒丸は Fig. 22 の地震の震央を示す)。Fig. 24 にその結果の波線を 147°E の垂直面への投影として描いた。海側 High-V 層中を進み、上面から出る波線と下面でさらに下方に大きく屈折している波線がみられる。 $i = -5^\circ$ と

-10° の波線間には Fig. 19 にみられたと同様な shadow zone ができるようである。Fig. 25 には計算した走時がプロットされている。上面から出て行く波線は $\Delta = 7^\circ$ 付近にあらわれ標準走時よりも早い。下面で下方に屈折する波線はさらに傾斜 High-V 層の影響を受け 18° 以遠にあらわれ、標準より大きくおくられているのもみられるが大程は早くなっている。この間の範囲

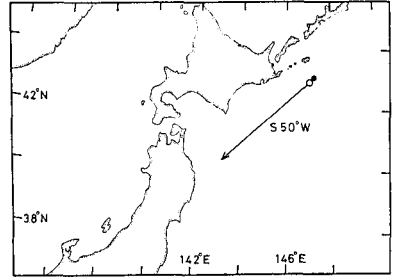


Fig. 23. Source location (open circle, 43°N , 147°E , 50 km) and initial azimuth (arrow, $\text{N}130^\circ\text{W}$) of the traced rays shown in Fig. 24 and 26. The solid circle represents the earthquake epicenter for comparison (Fig. 22).

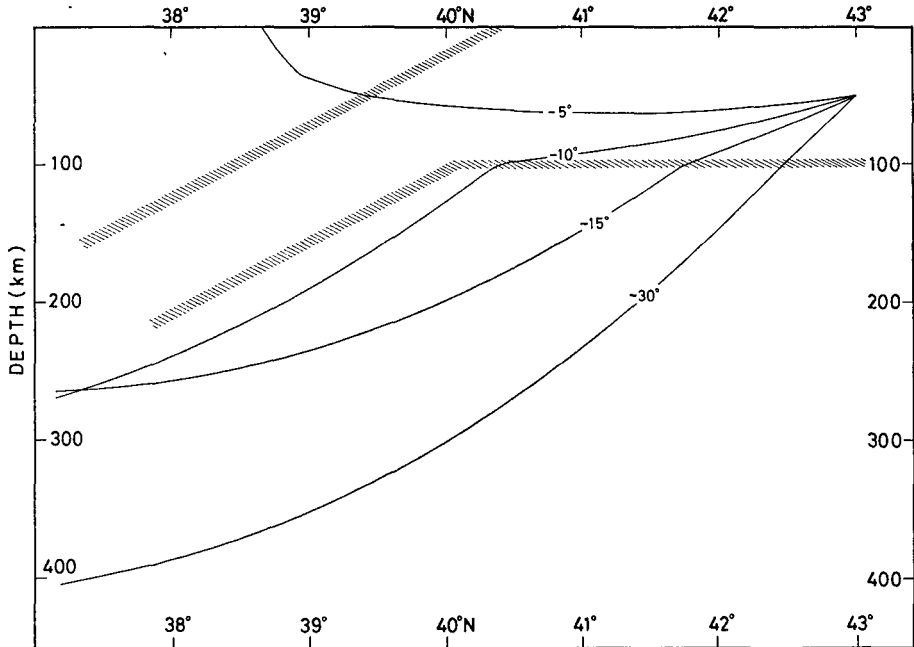


Fig. 24. Projection of the traced rays to 147°E vertical plane.

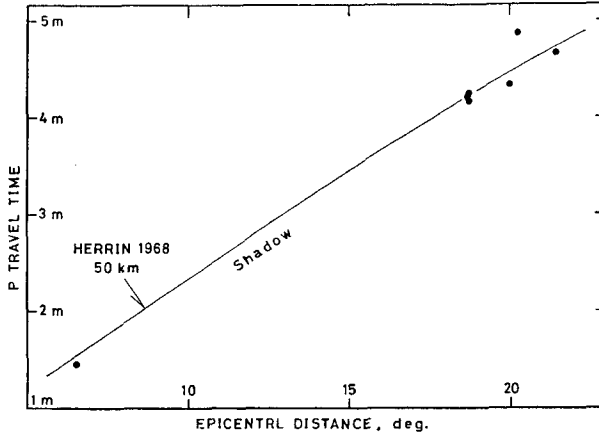


Fig. 25. P travel times versus epicentral distance computed by the rays shown in Fig. 24.

には波線は到達せず、トレースした波線数がすくなくはっきり規定できるわけではないが、せまくとも $10\sim 18^\circ$ に shadow zone ができるように思われる。この範囲には関東以南の地域がすべて含まれる。波線のトレースに使用したモデルから考えて、波線の射出方向をどのように変えてトレースしてもこの shadow zone を消すことはできない。なぜなら、海側 High-V 層中の速度勾配のため波線が大きく弯曲し、又厚さが 100 km となっているので Fig. 24 の $i = -5^\circ$ のような波線は射出方位を変えても震央距離 10° ぐらいにしか達しない。一方下面から出てさらに下方に向う波線は 18° 以遠に達してしまふためである。

shadow zone を消すためには、海側マントル最上部の High-V 層中の速度勾配をちいさくして波線がより遠くに達するようにするか又は速度勾配をそのままに層の厚さを増さねばならない。久本 (1965), UTSU (1967), ICHIKAWA (1969), KEBEASY (1969) 等は後者の考えによって観測された走時異常より海側 High-V 層の厚さを 200~400 km と求めている。ここでは宇津モデル (1971b) に従って前者の立場に立ち、海側マントル最上部の High-V 層の厚さをそのままにして Fig. 4 のモデルを以下のように変更した。

海側 high-V 層中の速度を、この深さ範囲での HERRIN *et al.* の速度分布を平均し 3% 大きくして $v_p = 8.3244$ km/sec と一定にした。傾斜 High-V 層中では単に 3% 大きくし、さらに外側との速度比を 6% とするために、300 km 以浅に 3% ちいさくしたいわゆる内側 (大陸側) 及び外側 (海側) Low-V 層を置いた。内側

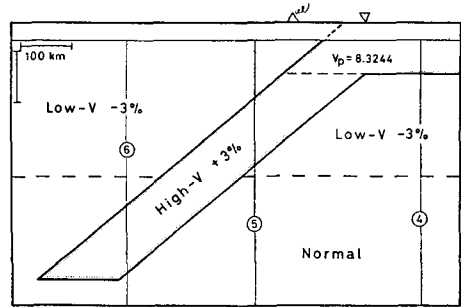


Fig. 26. Schematic representation of the modified three-dimensional velocity structure of the Japan arc. Vertical velocity distributions at ④, ⑤, ⑥ are shown in Fig. 5.

Low-V層はマントル最上部までとしてある。傾斜 High-V層の外部の300 km以深では HERRIN *et al.* の速度分布をそのまま使用する。以上のように変更したモデルの様式図を Fig. 26 に示す。

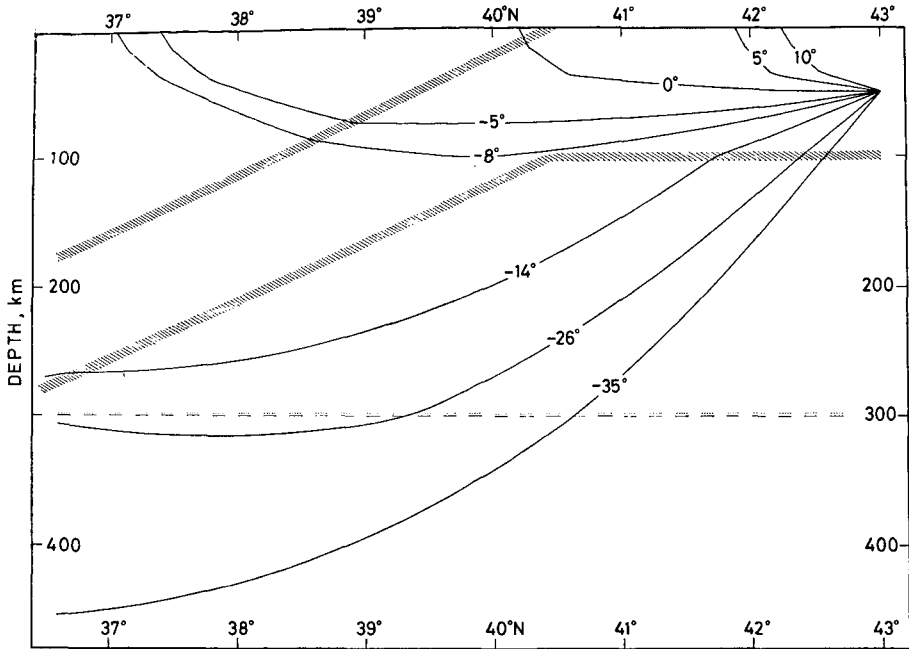


Fig. 27. Projection of the traced rays to 147°E vertical plane using the modified model.

Fig. 27 に上述の変更したモデルを使用してトレースした波線を示す（波源の位置及び射出方位は Fig. 24 と同じ）。海側 High-V層中では速度一定であるから波線は直進するはずであるがわずかに弯曲している。これは横軸（地表面）の弯曲を考慮して描かれていないことによるのであり実際には直線になっているはずである。Fig. 24 の $i = -5^\circ$ の波線とこの図の $i = -5^\circ$ の波線を比較してみると、この図の波線がより遠い距離に到達している。下面で下方に曲げられている波線が同様にみられるが、それらのうち 300 km の Low-V層下面に達した波線は、この面で大きく屈折している様子が特に $i = -26^\circ$ の波線に明瞭にあらわれている。この種の波線によって観測走時にみられた 18° 付近の傾きの急変が創られる。以上の波線に対する走時を Fig. 28 に示す。この図は Fig. 22 に合わせて $1(km)/10$ を減じて変形してある。北海道の方向には波線をトレースしていないので以下では 5° 以遠の走時異常について述べる。 P_a (or P_n) と記した phase が海側 High-V層中を大部分通った波線に対するもので、宇津 (1971 a) の P_n と P_a , KISHIMOTO (1956) の P_a に相当する。これらはほぼ標準曲線に平行で 5° 以遠ではほぼ一直線であらわせ、標準曲線より約 3 秒約秒程度早い。この phase は 10° 付近で終わっているが波線の方を変えてトレースすればさらに 18° 程度までは延びるはずである。 13°

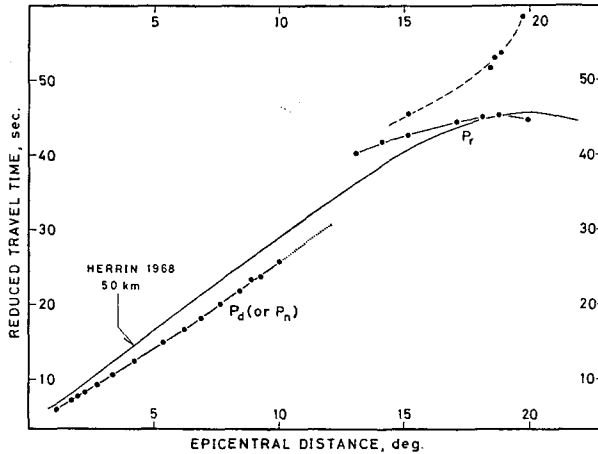


Fig. 28. Reduced P travel times versus epicentral distance computed by the rays shown in Fig. 27.

付近からは 300 km の所で曲げられてきた別の phase P_r に移り傾斜が急変する。 P_r phase は Fig. 28 の波線からみてもうすこし震央距離の小さい方に延びるかもしれないがあまり大きくは延びない。 宇津の走時図 (Fig. 22) では P_r phase は $18\sim 20^\circ$ で始まっているがこれは宇津がのべているように P_r が later phase のためである。 同図の S の走時は 1,600 km ($\approx 15^\circ$) 付近から別の曲線に移っているし、又 KISHIMOTO の走時図では P_r は 13° 付近から始まっていることから Fig. 28 の P_r phase も 13° 付近から始まっていると考えられる。 13° 付近に於ける P_r の標準曲線からの跳びは約 4 秒である。 P_d の標準曲線からのずれ約 3 秒を加えると、 P_d-P_r のとびは約 7 秒となる。 この値は KISHIMOTO の走時図での 13° 付近における P_d-P_r の跳びが約 10 秒であることから考えるとすこし小さいようである。 差をちいさくするには Low- V 域内の速度をもっとちいさくするか、又は Low- V の下面をすこし下げればよい。

Fig. 26 のモデルではこの外に破線で示された phase があらわれる。 この phase は下面から出て 300 km の Low- V 層下面までは達しない波線 (Fig. 27, $i = -14^\circ$ の波線) によって形成され、ある限られた範囲にのみ存在する。 図では $13\sim 14^\circ$ 付近から P_r phase と分れ 20° 付近までみることができる。 P_d 又は P_r の later phase となっていて、しかもこの付近では P_r phase の振幅が大きいため、実際の地震記象では読み取られないのであろう。

以上のように浅発地震の走時異常の様相を説明するためにはすくなくとも深さ 300 km 又はそれ以上までの外側 Low- V 層の存在は否定できない。 しかし内側 Low- V 層の形状については何ともいえない。

VI. 終りに

日本弧周辺の上層マントルにおける異常構造に伴う走時異常を、JACOB (1970) の方法で波線を三次元的にトレースして説明することを試みた。 深発地震の走時異常は主として海側から大

陸側へ向って傾斜した構造に基因し、High-V層のみを重合した簡単なモデル (Fig. 4) でも観測された走時異常をよく説明できるように思われる。このことより傾斜 High-V層と周囲の速度比は6%とするのが適当であろう。一方、浅発地震の走時異常は傾斜 High-V層にはあまり影響されず、主として海側マントル最上部の High-V層等の水平的な構造に基因する。このため上のモデルから考えて、走時曲線の傾きの急変を説明できないのは当然であるし、又海側 High-V層中の速度勾配のため波線の弯曲が大きく、日本の南半分を含む shadow zone を形成し、観測される走時異常はとうてい説明できない。しかし宇津モデルに従って、海側 High-V層の速度を一定にし 300 km の深さまでの Low-V層を考慮したモデル (Fig. 26) を考えればよく説明がつく。すなわち、shadow zone は P_a (or P_n) phase によって解消され、傾斜の急変は 300 km の Low-V層下面で屈折された P_r phase として説明される。

小笠原の深さ 450 km の地震に相当する計算走時にみられる震央距離 10° 以遠の shadow zone は深さ 300 km に設定した外側 Low-V層の下面を宇津モデルのように傾斜 High-V層に平行に 500 km ぐらゐまで下げれば、この部分でも波線が屈折し、それらの波線によって解消されるように思われる (Utsu 1971 b の Fig. 11 の F 参照)。近畿地方 350 km の場合で $\Delta=7^\circ$ 付近に現われる shadow zone も同様に解消されると思われる。

この研究では主として一方向への走時異常について議論したが、三次元的な異常構造に伴う走時異常は地表面での二次元的な分布として議論すべきであろう。種々の異常構造のモデルを設定し、種々の場所から多数の波線をトレースし二次元的な走時異常を議論することによって、逆に、設定した異常構造の適否も議論することができるであろう。

最後に、御指導して下さった名古屋大学の宇津徳治教授並びに深発地震の走時異常について有益な助言をして下さった岡田 弘氏に深く感謝します。この研究の波線の数値計算には北大大型計算機センターの FACOM 230-60 を使用した。

文 献

- FEDOTOV, S. A., A. M. BAGDASAROVA, I. P. KUZIN and R. Z. TARAKANOV, 1969. Seismicity and Deep Structure of the Southern Part of the Kuril Island Arc. *Nauka, Moscow*, 210 pp.
- HERRIN, E., E. P. ARNOLD, B. A. BOLT, G. E. CLAWSON, E. R. ENGDAHL, H. W. FREEDMAN, D. W. GORDON, A. L. HALES, J. L. LOBDELL, O. NUTTLI, C. ROMNEY, J. TAGGART and W. TUCKER, 1968. 1968 Seismological Tables for P Phases. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 1193-1352.
- 久本壯一, 1965. 東日本における S 波の著しい異常走時について. *地震* (ii), 18, 142-153, 195-203.
- ICHIKAWA, M., 1969. P Arrival Time Anomaly in Northern Japan. *Geophys. Mag.*, 34, 345-357.
- ISHIDA, M., 1970. Seismicity and Travel-Time Anomaly in and around Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 1023-1051.
- JACOB, K. H., 1970. Three-Dimensional Seismic Ray Tracing in Laterally Heterogeneous Spherical Earth. *J. Geophys. Res.*, 75, 6675-6689.
- JACOB, K. H., 1972. Global Tectonic Implications of Anomalous Seismic P Traveltimes from the Nuclear Explosion Longshot. *J. Geophys. Res.*, 77, 2556-2573.

- JULIAN, B. R. and D. L. ANDERSON, 1968. Travel Time, Apparent Velocity and Amplitude of Body Waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 339-366.
- 角田寿喜, 1963. 日本における低速度層(その1). 北海道大学地球物理学研究報告, 11, 67-76.
- 角田寿喜, 1968. マントル上部の構造—低速度層を中心に—. 地震(ii), 21, 202-221.
- KANAMORI, H., 1968. Travel Times to Japanese Stations from Longshot and Their Geophysical Implications. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 841-859.
- 勝又 護, 1966. 日本付近の地震の分布と活動. 地震(ii), 19, 237-245.
- 勝又 護, 1970. 日本列島およびその周辺におけるサイスミシテターとそれに関連する諸問題. 験震時報, 35, 15-142.
- KATSUMATA, M. and L. R. SYKES, 1969. Seismicity and Tectonics of the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 74, 5923-5948.
- KEBEASY, R. M., 1968. On the Anomaly of Travel time of P Waves Observed at Japanese Stations, Part (I). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 467-486.
- KISHIMOTO, Y., 1956. Seismometric Investigation of the Earth's Interior, Part III, On the Structure of the Earth's Mantle (I). *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. A*, 28, 117-142.
- SUGIMURA, A., 1960. Zonal Arrangement of Some Geophysical and Petrological Features in Japan and Its Environs. *J. Fac. Sci., Tokyo Univ.*, 12, 133-153.
- TARAKANOV, R. Z., 1965 a. The Velocity Section of the Upper Mantle in the Transition Zone from Asia to the Pacific Ocean. *Tectonophys.*, 2, 227-237.
- TARAKANOV, R. Z., 1965 b. Travel-Time Curve of P and S-P Waves and a Velocity Cross Section of the Earth's Upper Mantle According to Data Obtained from the Observations of Earthquakes in the Kuriles and Japan. *Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Ser.*, 476-490.
- UTSU, T., 1967. Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (I). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 3, 1-25.
- UTSU, T. and H. OKADA, 1968. Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (II). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 3, 65-84.
- 宇津徳治, 1971 a. 日本列島下の上部マントルの異常構造について. 北海道大学地球物理学研究報告, 25, 99-127.
- UTSU, T., 1971 b. Seismological Evidence for Anomalous Structure of Island Arcs with Special References to the Japanese Region. *Rev. Geophys.*, 9, 839-890.