

4. 堂平微小地震観測所における P 波走時の 偏差とマントル上部の構造およびその方位 性について

地震研究所 { 溝 上 恵
辻 浦 賢

(昭和48年12月28日受理)

<序論> 堂平微小地震観測所において観測された P 波の初動および顕著な Later Phase の走時偏差を解析しマントル上部の構造を求めその方位性について検討を加えた。P 波を用いた日本付近の上部マントルの構造についての研究として一つには金森¹⁾(1967)によるみかけ速度 $d\Delta/dT$ の解析がある。金森は和歌山微小地震観測所の観測網を一種の Large aperture array として $d\Delta/dT$ を $5^\circ < \Delta < 55^\circ$ の範囲について求め深さ 150 km までの速度として 7.7~7.8 km/sec をえた。またいわゆる 20° Discontinuity に対応する深さ 375 km に急激な速度増加が存在することを確めた。この $d\Delta/dT$ の解析には観測網からみた方位は考慮されていない。一方日本付近のマントル上部の構造についてはいぢるしい Lateral heterogeneity が認められ P 波の走時偏差の解析から多くの研究がなされている。たとえば宇津²⁾, (1967), および宇津・岡田³⁾(1968) は P 波の走時偏差を解析し深発地震面と地震波速度との関係を明らかとした。石田⁴⁾(1970) は伊豆一小笠原地域の深発地震の走時偏差を解析しその値が地震波の伝播経路が深発地震面と一致する部分の距離と比例関係にあることを指摘した。ここでは堂平微小地震観測所からみたマントル上部の構造の方位性を主として筑波 (TSK) 観測点での走時偏差を基礎資料として調べた。とくにいわゆる 20° Discontinuity, およびそれ以浅の構造の差異による走時の Cusp と Later Phase の走時におよぼす影響について論じた。

<解析資料および解析方法>

(I) 解析資料 USCGS の EDR (Earthquake Data Report) から JAN. 1967~ JAN. 1969 の25カ月の期間について 1) 三陸沖, 北海道, Kurile Is., Kamchatska および 2) 西南日本, 九州, 琉球の2つの方位の地震を次の規準によりえらび解析資料とした。すなわち (i) Magnitude $m_{ccs} > 5.0$, (ii) 震源の深さ $H \leq 60$ km, (iii) 堂平微小地震観測所の筑波 (TSK) 観測点における高感度短周期地震計による検測から P 波初動および顕著な Later Phase の Arrival Time が測定誤差 ± 0.05 sec 以内で観測される地震をえらんだ。TSK のみでは震央距離についてのデータの分布が疎になるのを補うために TSK で観測された地震についての堂平 (DDR) 観測点のデータを補助的に用いた。清澄 (KYS) および城山 (SRY) は TSK, DDR に比較し S/N が劣るので用いない。前述 1) の方位の地震を Table 1 にまた 2) の方位の地震を Table 2 に List として示

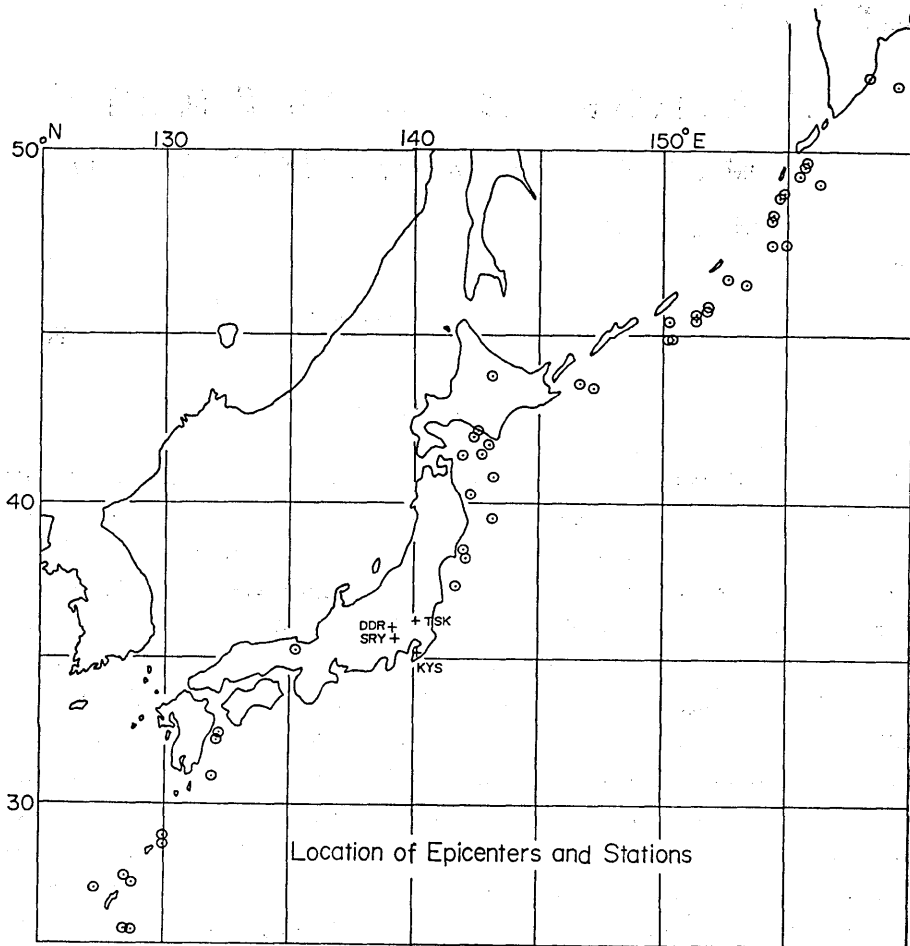


Fig. 1. Location of epicenters and seismological stations of TSK (Tsukuba), DDR (Dodaira), KYS (Kiyosumi) and SRY (Shiroyama) of the Dodaira Micro-Earthquake Observatory, ERI.

した。これらの地震 List の Column (1)~(10)の内容は次のものである。すなわち(1)震央距離順の地震の Serial Number, (2)震央距離 (deg), (3) Date, (4) Origin Time, (5)震央座標, (6)震源の深さ (km), (7) Magnitude mcs, (8) P波初動の Jeffreys-Bullen Table (J-B) からの Residual (sec), (9)顕著な P波 Later Phase の (J-B) からの Residual (sec), (10)観測点名である。

II) 解析方法 ここで取扱う P波の走時偏差値の解析方法の特徴は主として次の 3 点にまとめられる。すなわち

1) 原則として 1 点観測のみからマントル上部構造 (深さ 500 km まで) を推定できる手法をとったこと。堂平微小地震観測所は Fig. 1 に示すように DDR (Dodaira), TSK

Table 1 List of earthquakes located at off the Pacific coast of NE Honshu, Hokkaido, Kurile Is. and Kamchatska and travel time residuals for the first and later arrivals

No.	Dist. (deg)	Date	Origin h m s	Time h m s	Lat.	Long.	Depth (km)	Mag.	Res. (sec)	Res. (sec)	St.
1	1.7	Nov. 04, 1967	13 26	47.7	37.35°N	141.65°E	46	5.7	-1.0		TSK
2	2.6	Jan. 17, 1967	11 59	31.5	38.29 N	142.07 E	44	5.9	-1.4		TSK
3	2.8	Jul. 05, 1968	11 28	12.6	38.50 N	142.04 E	43	5.9	-1.7		TSK
4	4.1	Jul. 12, 1968	00 44	36.5	39.50 N	143.16 E	28	6.0	-0.5		TSK
5	4.4	Nov. 24, 1968	21 20	59.9	40.25 N	142.30 E	51	5.9	-0.9		TSK
6	5.2	May. 16, 1968	00 48	55.4	40.84 N	143.22 E	07	5.9	-2.5		TSK
7	5.3	May. 16, 1968	06 36	51.0	41.08 N	142.96 E	35	5.7	-1.4		TSK
8	5.4	Jan. 24, 1967	03 05	39.0	41.45 N	141.94 E	69	5.7	-2.5		TSK
9	5.6	May. 16, 1968	10 39	01.6	41.47 N	142.67 E	33	6.3	-3.6		TSK
10	6.1	Oct. 07, 1968	20 49	01.3	42.01 N	142.41 E	32	5.7	-1.7		TSK
11	6.2	Sep. 21, 1968	13 05	58.2	42.16 N	142.57 E	33	5.9	-2.3		TSK
12	7.9	Nov. 04, 1967	14 30	37.5	43.54 N	144.09 E	30R*	5.8	-5.5		TSK
13	9.0	Jan. 29, 1968	10 19	05.6	43.62 N	146.66 E	40R*	6.3	-5.4		TSK
14	9.1	Jan. 29, 1968	16 42	50.4	43.49 N	147.20 E	36R*	5.7	-5.1		TSK
15	11.6	May. 21, 1968	08 20	00.9	44.91 N	150.15 E	33R	5.7	-6.3		TSK
16	11.6	May. 20, 1968	21 09	44.8	44.85 N	150.29 E	38	5.8	-7.2		TSK
17	12.0	Aug. 1, 1967	11 21	22.3	45.37 N	150.30 E	37	5.7	-6.0		TSK
18	12.5	Mar. 19, 1967	04 01	36.7	45.41 N	151.27 E	33	5.7	-6.3	-2.8	TSK
19	12.7	Mar. 20, 1967	13 31	34.0	45.61 N	151.38 E	51R	5.7	-6.1	-3.1	TSK
20	12.9	Apr. 01, 1967	12 23	35.3	45.70 N	151.79 E	40R	5.9	-8.2		TSK
21	13.0	Apr. 01, 1967	05 54	19.1	45.82 N	151.76 E	40R	5.7	-6.9	-3.1	TSK
22	14.0	Feb. 03, 1968	03 26	16.6	46.61 N	152.57 E	45	5.3	-3.5		TSK
23	14.2	Apr. 16, 1967	10 10	06.7	46.43 N	153.32 E	24	5.3	-3.2		TSK
24	15.5	Jun. 14, 1967	08 05	58.6	47.54 N	154.43 E	55R*	5.3	-3.4		TSK
25	15.5	Jun. 14, 1967	08 13	02.2	47.48 N	154.49 E	53R	5.4	-3.2		TSK
26	15.9	Nov. 01, 1967	16 09	16.7	48.16 N	154.44 E	47	5.3	-3.9	3.1	TSK
27	16.0	Nov. 01, 1967	16 30	57.1	48.27 N	154.36 E	40	5.5	-3.8	3.7	TSK
28	16.5	May. 20, 1968	10 34	16.8	48.82 N	154.73 E	40	5.4	-2.5	3.5	TSK
27	16.6	Nov. 01, 1967	16 30	57.1	48.27 N	154.36 E	40	5.5	-2.1	3.4	DDR
29	16.7	Jan. 18, 1967	04 20	52.9	48.88 N	154.88 E	40	5.4	-3.8		TSK
28	17.2	May. 20, 1968	10 34	16.8	48.82 N	154.73 E	40	5.4	-1.2	2.2	DDR
30	17.3	Jan. 22, 1969	17 14	42.9	49.35 N	155.49 E	50	5.4	-3.4		TSK
31	17.5	Oct. 07, 1967	08 28	01.2	49.20 N	156.27 E	33R	5.3	-3.3		TSK
32	17.5	Dec. 15, 1968	14 01	43.5	49.61 N	155.69 E	50	5.4	-1.3		TSK
33	17.6	Oct. 24, 1968	22 35	50.9	49.66 N	155.77 E	35	5.5	-1.4	2.1	TSK
30	17.9	Jan. 22, 1969	17 14	42.9	49.35 N	155.49 E	50	5.4	-1.2	1.8	DDR
34	20.4	May. 20, 1968	11 53	55.5	51.90 N	158.47 E	55	5.3	-0.9		TSK
35	20.7	Jun. 15, 1968	11 27	32.9	51.71 N	159.36 E	39	5.4	-1.3		TSK
36	28.1	Sep. 13, 1967	18 41	15.4	52.70 N	172.45 E	34	5.7	0.5		TSK
37	28.1	May. 28, 1968	22 29	56.8	52.19 N	172.81 E	15	5.6	-0.2		TSK
38	29.9	May. 27, 1967	17 22	58.7	51.89 N	176.08 E	34	5.8	-0.6		TSK

Table 2 List of earthquakes located at SW Honshu, Kyushu and Ryukyu Is. and travel time residuals for the first and later arrivals

No.	Dist. (deg)	Date	Origin Time h m s	Lat.	Long.	Depth (km)	Mag.	Res. (sec)	Res. (sec)	St.
1	4.0	Aug. 18, 1968	07 12 19.3	35.28N	135.32E	33R	5.0	-1.4		TSK
2	7.5	Apr. 01, 1968	00 42 04.2	32.50N	132.21E	33R	6.1	-1.7		TSK
3	7.7	Apr. 01, 1968	07 13 17.6	32.28N	132.12E	32R	5.7	-1.8		TSK
4	8.6	Sep. 06, 1968	19 22 47.9	30.98N	131.86E	39R*	5.7	-1.6		TSK
5	11.3	Sep. 30, 1967	07 57 19.9	28.91N	129.92E	32R*	5.5	-0.7		TSK
6	11.4	Nov. 26, 1967	00 08 09.8	28.62N	129.99E	ND *	5.7	-1.1		TSK
7	12.4	Apr. 13, 1967	19 53 42.4	27.33N	128.69E	38	6.0	0.5	12.5	DDR
8	12.5	Nov. 12, 1968	00 44 12.8	27.53N	128.43E	48	5.8	0.5	11.5	DDR
(7)	13.1	Apr. 13, 1967	19 53 42.4	27.33N	128.69E	38	6.0	0.2	9.5	TSK
(8)	13.2	Nov. 12, 1968	00 44 12.8	27.50N	128.43E	48	5.8	0.5	9.5	TSK
9	13.6	Jan. 21, 1967	04 27 51.2	27.05N	127.19E	60	5.0		9.0	DDR
10	13.7	Oct. 18, 1967	10 29 48.5	25.60N	128.73E	ND *	5.2		9.2	DDR
11	13.9	Aug. 06, 1968	04 35 19.41	25.56N	128.44E	ND *	5.0		8.5	DDR

(Tsukuba), KYS (Kiyosumi) および SRY (Shiroyama) の4定常観測点を保有するが、この Network から地震波の伝播方位を考慮した上で Apparent Velocity $d\Delta/dT$ を精度よく求めることは観測点分布がまばらすぎる。したがってこの4観測点のうち最も S/N のよい TSK 観測点のデータを主とし DDR 観測点のデータを補助としてそれらの観測点での P 波初動および顕著な Later Phase の J-B からの走時偏差 (O-JB) を基礎資料とした。多数の地震の (O-JB) を震央距離 Δ について重ね合わせるにより個別の走時 Branch を追跡した。

2) 走時の Cusp が出現する震央距離とその (O-JB), およびその Cusp を分岐点とする2つの走時 Branch の検出に主眼をおいたこと。すなわちマントル上部に存在すると考えられる 20° Discontinuity に対応する走時上の Cusp および走時の Branch を記象から精度高く求めその情報を Key として P 波の速度分布の推定の First Step とした。この手法をとることにより $\Delta=13^\circ\sim 16^\circ$ という比較的小さい震央距離のデータから、深さ 500 km までの速度分布の概様を求めることを試みた。 20° Discontinuity 以外の不連続的速度分布をもつ構造の推定についても同様の手法を用いた。

3) 堂平微小地震観測所からみたマントル上部構造を(1)三陸沖、北海道、Kurile Is., Kamchatska および(2)西南日本、九州、琉球の2つの方位に分けて求めたこと。すなわち上述 2) の手法を用いてこれら2つの異なる方位のデータを解析し 20° Discontinuity に対応する Cusp およびそれを分岐点とする走時 Branch をそれぞれの方位について区別して求めた。

<走時偏差とその解析>

P 波初動および Later phase についての J-B 走時からの偏差 (O-JB) を説明できるマントル上部の構造は著しい方位性をもつ。堂平微小地震観測所からみた三陸沖、北海道南部、Kurile 系統の地震の方位についてのマントル上部構造のモデルを JST-N1, 西南日

本, 九州, 琉球系統の地震の方位についてのモデルを JST-W1 と名付ける. それぞれの方位についての P 波走時の (O-JB) およびそれに対応するマントル上部構造は以下に記述するように顕著な特徴をもちかつ方位により異なる.

I) JST-N1 (三陸沖, 北海道南部, Kurile 系統) の走時偏差の特徴とマントル上部の構造

この方位の (O-JB) とマントル上部構造との関係は主として Fig.2 に示すように次の 4 点に要約される. すなわち

i) $1.7^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ の震央距離についての (O-JB) は Fig.2 に示すように負の値をもちかつ Δ の増加と共にその絶対値 (O-JB) は増加する. $11.6^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ (O-JB) は最小となりその平均値は -6.7 sec である. 北海道南部内裏湾の地震についての (O-JB) は Fig.2 に + で示すように平均的な (O-JB) の Trend からややはずれるが, ここで指

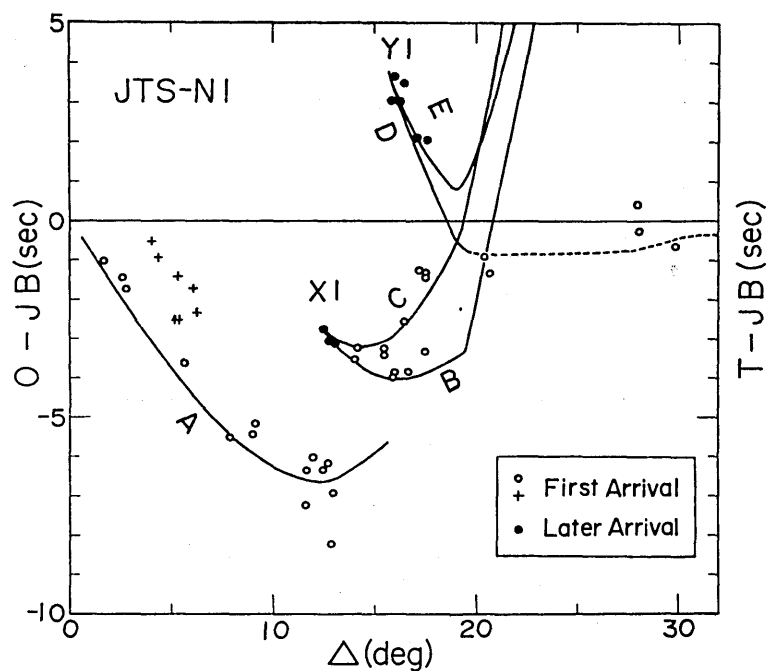


Fig. 2. Observed travel time residuals (O-JB) for the earthquakes given in Table 1 as compared with the calculated curve (T-JB) for the JST-N1 model given in Table 3 and Fig. 7

- i) The branch A is associated with the P-wave velocity of 8.20 km/sec at the depth of 33~90 km.
- ii) The branch B and C and the cusp XI are associated with the low velocity layer at the depth of 90~180 km and the abrupt velocity increase at the depth of 180~210 km.
- iii) The branch D and E and the cusp Y1 are associated with the 20° discontinuity at the depth of 390~410 km.

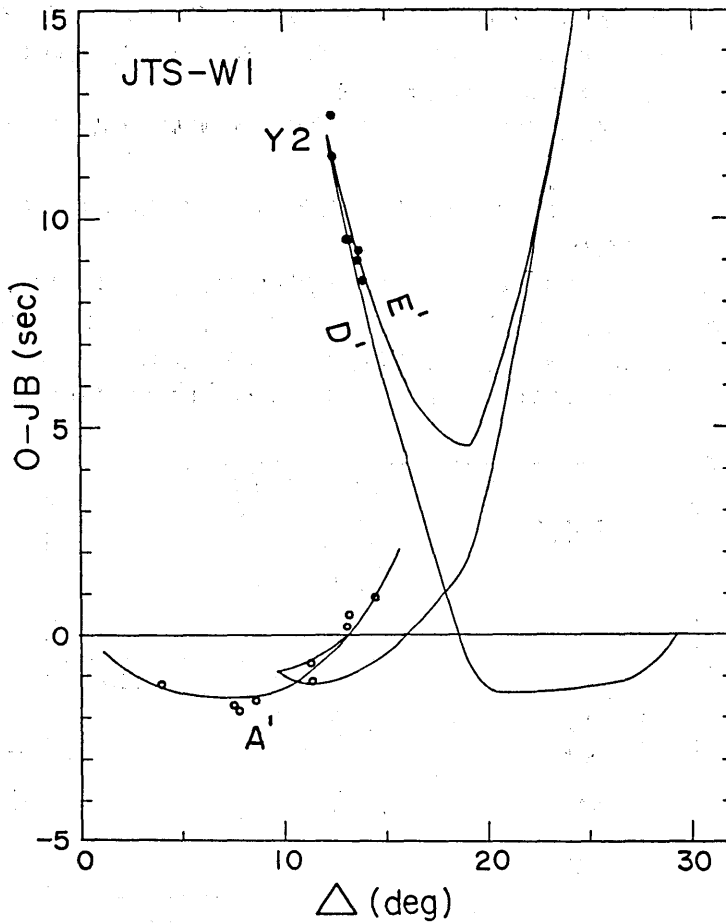


Fig. 3. Observed travel time residuals (O-JB) for the earthquakes given in Table 2 as compared with the calculated curve (T-JB) for the JST-W1 model given in Table 3 and Fig. 7.

- i) The Branch A' is associated with the P-wave velocity of 7.90 km/sec at the depth of 33~90 km.
- ii) The branch D' and E' and the cusp Y1' are associated with the 20° discontinuity at the depth of 390~400 km.

適される $1.7^\circ \leq \Delta \leq 13^\circ$ での大きな負の値の (O-JB) は走時曲線の一つの Branch とみなすことができる。この Branch の示す (O-JB) と Δ との関係の説明するためには Moho 直下の 33 km から 90 km の深さまでの P 波速度を 8.2 km/sec とすればよい。これを Branch A とする。

ii) $12.5^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ で i) において指摘した負の (O-JB) をもつ初動 P 波の Branch A の 3.0~3.8 sec あとに一つの顕著な Later phase が観測される。 $13.0^\circ \leq \Delta \leq 20.7^\circ$ ではこの Later phase に連続する (O-JB) を持つ Phase が初動として観測され i) に述

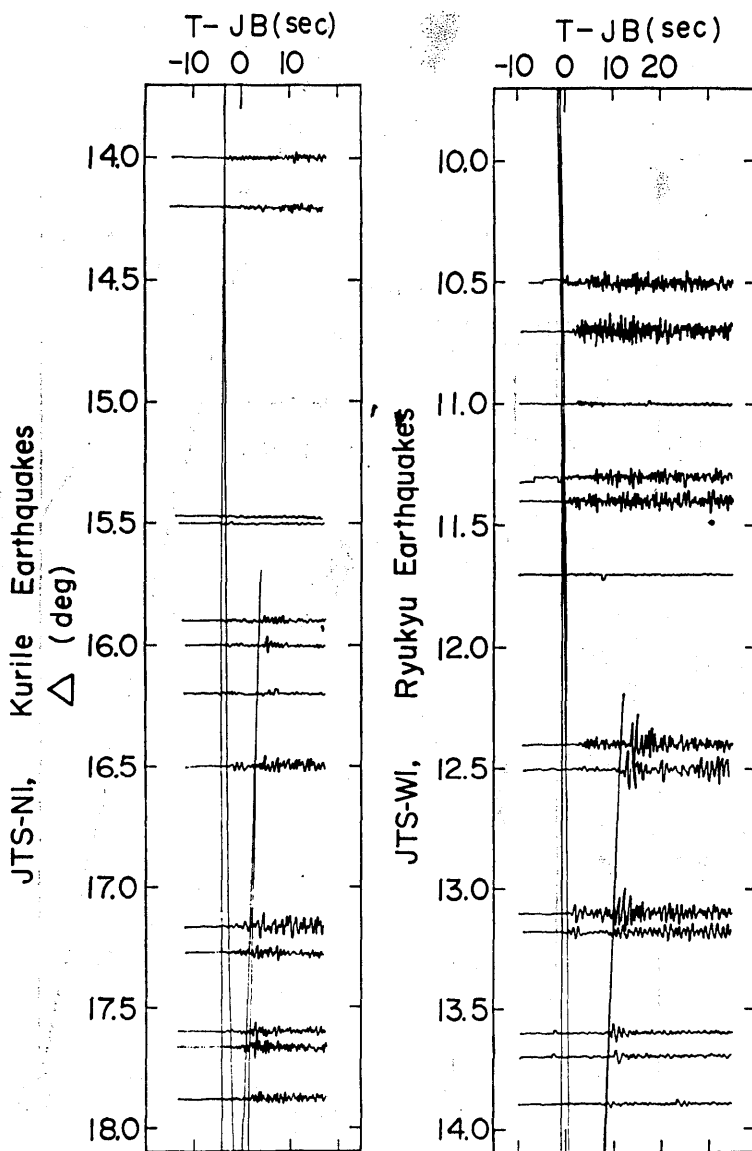


Fig. 4. Seismogram arrangements and the calculated travel time curves showing the turning point of the cusp associated with the 20° discontinuity for the models of JST-N1 (left) and JST-W1 (right).

べた Branch A の Phase は $13^\circ < \Delta$ では観測されない。Branch A の Phase は $\Delta = 15^\circ$ までは存在する可能性があるがこの Phase の振幅が Δ と共に急激に減衰するので S/N の良好な観測でないと $13^\circ < \Delta < 15^\circ$ で検出することはきわめて困難である。Branch A とこの顕著な Later phase との走時の Gap を説明するためには P 波速度がその上の層よりも 0.09 km/sec だけ小さい速度すなわち 8.11 km/sec の速度をもつ「低速度層」

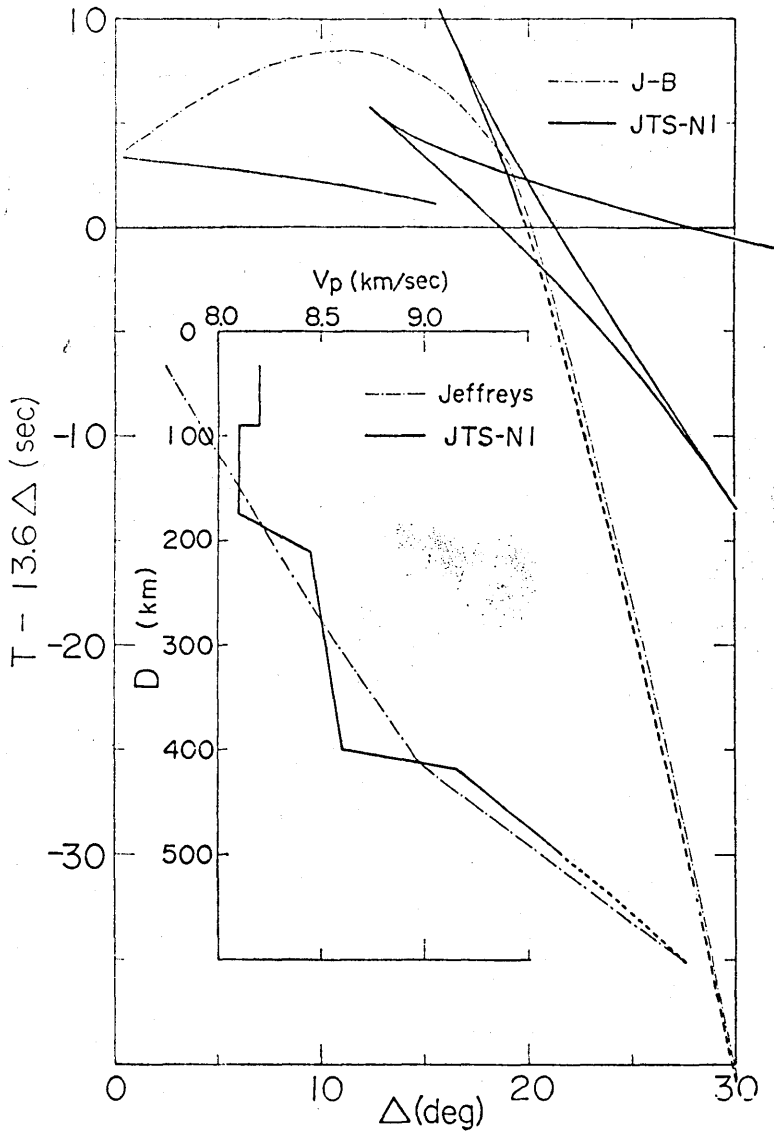


Fig. 5. Travel time curve and P-wave velocity structure of the JST-N1 model

を深さ90~180kmにおく必要がある。 $12.5^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ で観測される前述の顕著な Later phase が走時曲線上の Cusp と対応づけられるとするとその Δ -(O-JB) 上の位置は ($\Delta=12.5^\circ$, (O-JB)=-2.8 sec) となる。この Cusp を X1 とする。 $13.0^\circ < \Delta \leq 20.7^\circ$ での (O-JB) の観測値分布の幅を考慮し Cusp X1 から2つの走時の Branch B, C が分かれると解釈するところの低速度層の下部では深さ 180~210 km で速度が急激に増加し深さ 210 km で 8.45 km/sec に達する。この Cusp X1 の走時曲線上の位置が精度よく定められたことにより低速度層の構造が決定できたことは特筆すべきである。

iii) $15.9^\circ \leq \Delta \leq 17.9^\circ$ で ii) で述べた Branch B, C よりおくれで顕著な Later phase が観測される. Fig. 4 の左図にこの Later phase の地震記象例を理論走時と共に示した. この Later phase の振幅は初動 P のその 5~10 倍あり Magnitude の小さな地震についてはこの Later phase を初動として検出する場合がしばしばある. この Later phase はその走時および初動との振幅比から推察して一つの走時の Cusp に対応すると考えられる. この Cusp を Y1 とする. この Cusp Y1 の走時曲線上の位置は観測から ($\Delta=15.9^\circ$, $(O-JB)=3.1$ sec) と定められる. この Cusp Y1 およびこれから分れる 2 つの走時の Branch D, E を説明するためには深さ 210 km で 8.45 km/sec, 390 km で 8.60 km/sec という比較的ゆるやかな速度勾配を考えかつ深さ 390 km から 410 km の間で急激な不連続的速度上昇を考えねばならない. このとき深さ 410 km での速度は 9.15 km/sec となる. これはいわゆる 20° Discontinuity に対応するものである. この Cusp Y1 の位置が $\Delta=20^\circ$ 近傍ではなく $\Delta=15.9^\circ$ に現われるのは深さ 390~410 km の 20° Discontinuity 以浅の構造による. つまり 20° Discontinuity の深さ, そこでの地震波速度, 速度勾配が等しくても 20° Discontinuity 以浅の構造が異なれば 20° Discontinuity に対応する Cusp の走時上の位置は大きく変化する. これは逆にいえば 20° Discontinuity に対応する Cusp およびそれに連続する走時の Branch を観測から決めることにより深さ 400~500 km より浅い部分の構造をきわめて精度よく決めることができることを示している.

iv) $20^\circ < \Delta < 30^\circ$ では少数例ながら $(O-JB)$ の平均は -0.5 sec でありこのことは 410 km 以深の P 波の速度が Jeffreys のモデルよりやや大きいと考える必要がある. すなわち深さ 500 km での速度は 9.67 km/sec となる. 500 km 以深の構造はここでは取扱わない. Fig. 2 に $(O-JB)$ の観測値と JST-N1 モデルにもとづいて計算した走時 T による $(T-JB)$ とを示した. また Fig. 5 に JST-N1 モデルの構造とその走時曲線とを Jeffreys のモデルおよび J-B の走時曲線と比較して示した.

II) JST-W1 (西南日本, 九州, 琉球系統) の走時偏差の特徴とマントル上部の構造
この方位の $(O-JB)$ とマントル上部構造との関係は JST-N1 に比較しより単純でありそれは Fig. 3 に示すように次の 3 点に要約される.

i) $4.0^\circ \leq \Delta \leq 13.2^\circ$ での $(O-JB)$ は $4.0^\circ \leq \Delta \leq 11.4^\circ$ で負の値を, $12.4^\circ \leq \Delta \leq 13.2^\circ$ で正の値をもつ. この $4.0^\circ \leq \Delta \leq 13.2^\circ$ の $(O-JB)$ を一つの走時曲線にあてはめると Moho 面直下の 33 km から 90 km までの深さの部分の P 波速度は 7.90 km/sec となる. この走時の Branch を A' とする.

ii) JST-N1 モデルに見られた 90~180 km の深さの低速度層 (ある方位を指定したときにその方位についてある深さの層の速度がそれより上部および下部の層の速度より小さいという意味での低速度層であり, 異なる方位あるいは異なる地域のある深さの速度の大小を比較して低速度であるという意味ではない.) およびその低速度層下部の深さ 180~210 km での速度勾配の急激な増加に対応する走時の Cusp は西南日本, 九州, 琉球系統の方位には現われない. この事実は JST-W1 モデルとして低速度層をもたない比較的単調な速度増加を 90 km 以深 390 km までの部分について考えねばならない.

iii) $12.4^\circ \leq \Delta \leq 13.9^\circ$ にきわめて顕著な Later phase が現われる. Fig. 4 の右図にこ

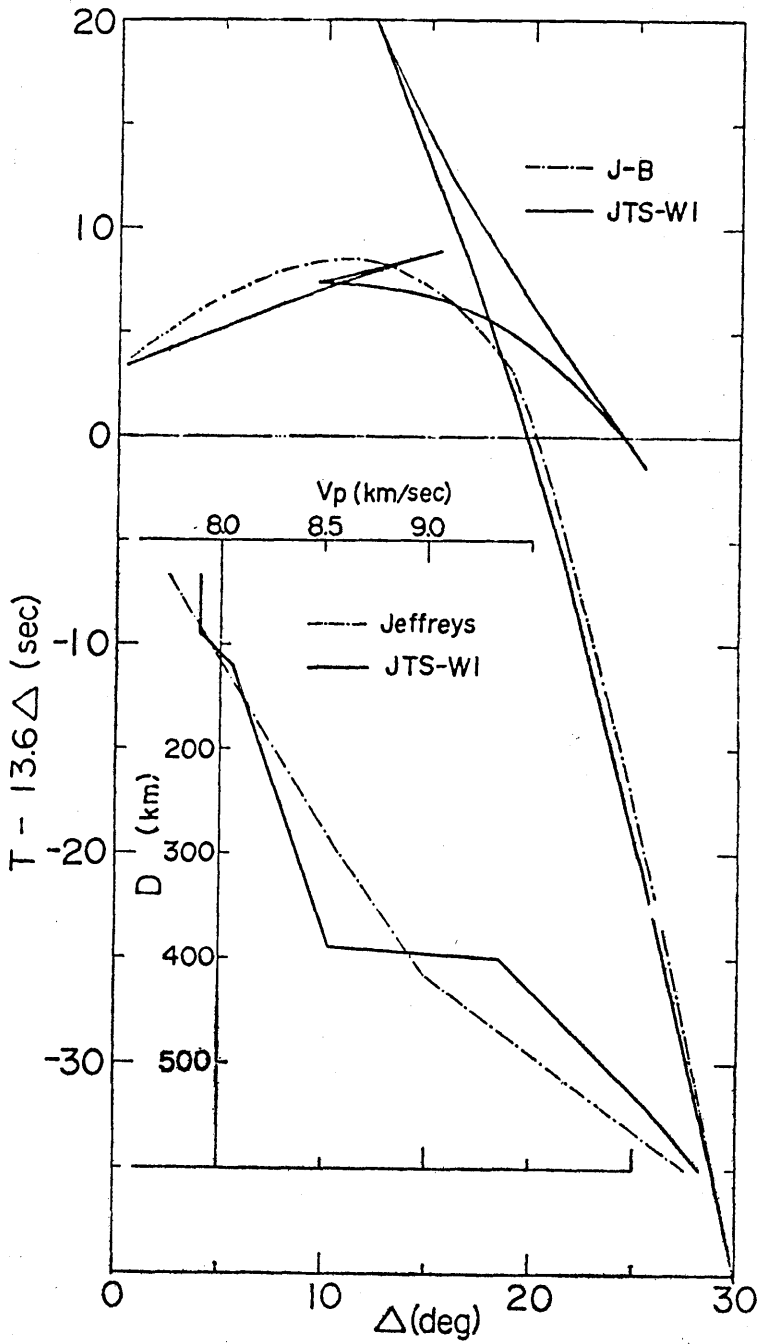


Fig. 6. Travel time curve and P-wave velocity structure of the JST-WI model

の Later phase の地震記象例を理論走時と共に示した。この Later phase は初動P波より 8~12 sec おくれて走時の Branch D', E' をつくる。この Later phase の振幅の初動のそれに対する比は約 5~10 倍である。したがって Magnitude の小さな地震についてはこの Later phase を初動として検測することがしばしばある。この Later phase はその走時および初動との振幅比から推察して一つの走時の Cusp に対応すると考えられる。この Cusp を Y2 とする。この Cusp Y2 の走時曲線上の位置は観測から ($\Delta = 12.4^\circ$, (O-JB)=12.5 sec) と定められる。i) および ii) で述べた事実とこの Cusp Y2 をもつ Branch D', E' の走時とを同時に説明するためには JST-W1 について次のような速度構造を考える必要がある。すなわち深さ 90 km での速度 7.90 km/sec から深さ 120 km での速度 8.05 km/sec まで増加しそれ以深 390km での速度 8.53km/sec にいたるまで速度は単調に増加する。390~400km の間で速度は急激に増加して深さ 400 km で 9.35km/sec となる。深さ 400 km 以深では Jeffreys のモデルより平均 0.3km/sec 大きく深さ 500 km での速度は 9.85 km/sec となる。500 km 以深の構造はここでは取扱わない。ここで特筆すべきことは JST-W1 について ($\Delta = 12.4^\circ$, (O-JB) = 12.5 sec) の Cusp Y2 をもつ Later phase の Branch D', E' は深さ 390~400 km での速度の急激な増加によるものであり、これは JST-N1 における ($\Delta = 15.9^\circ$, (O-JB) = 3.1 sec) の Cusp Y1 をもつ Later phase の Branch D, E が深さ 390~410 km での速度の急激な増加によるものと対応するということである。この Cusp Y1 と Y2 とはそれらの (走時- Δ) 上の関係が全く異なるにもかかわらずこれらを構造におきかえると両者共に 390~410 km での急激な速度増加、すなわち 20° Discontinuity におきかえることができる。これは 20° Discontinuity による Cusp および走時曲線の Branch が 20° Discontinuity 以浅の構造に大きく依存していることを示す良い実例である。JST-W1 について 20° Discontinuity に対応する Cusp Y2 をもつ Branch D', E' が $\Delta = 12.4^\circ$ というきわめて小さな震央距離から現われかつ Cusp Y2 についての (O-JB) が 12.5 sec, 初動と Later phase の Cusp Y2 との走時差が 12.0 sec という大きな値をもつことは 20° Discontinuity 以浅の速度が JST-N1 のそれに比べてきわめて小さいことに対応する。逆にいうと 20° Discontinuity 以浅の速度が小さければ小さいほど小さい Δ で 20° Discontinuity に対応する Cusp が現われる。したがってこの Cusp とそれに連続する走時の Branch を使えば比較的小さな Δ での走時曲線のみから 400~500 km 以浅のマントル上部の構造を決定することができる。Fig. 3 に (O-JB) の値と JST-W1 モデルに基いて計算した走時Tによる (T-JB) とを示した。Fig. 6 に JST-W1 モデルの構造とその走時曲線とを Jeffreys のモデルおよび J-B の走時曲線と比較して示した。

<結論> 堂平微小地震観測所からみた三陸沖、北海道南部、Kurile 系統の地震の方位に対するマントル上部構造のモデル (JST-N1) と西南日本、九州、琉球系統のそれ (JST-W1) との比較を行うと次の5点に要約できる。すなわち

i) Moho 面直下の 33 km から 90km までのP波速度については JST-N1 がきわめて大きな速度 8.20 km/sec をもつのに対し、JST-W1 は標準値に近い速度 7.90 km/sec をもつ。

ii) 深さ 90~210 km については JST-N1 と JST-W1 とは全くその構造を異にする。すなわち JST-N1 については深さ 90~180 km に深さ 33~90 km の層より小さい速度 8.11 km/sec の層をもちかつこの低速度層の下部 180~210 km で速度 8.11 km/sec が 8.45 km/sec の速度に急激に増加する層が存在する。これに対し JST-W1 については深さ 90~210 km の間で低速度は存在せずほぼ連続的な速度増加があるのみである。深さ 150 km 近傍での速度は両者共ほぼ等しい。ただしここでいう低速度層とはその層の速度がそれより上部および下部の層の速度より相対的に小さいという意味での低速度層であって JST-N1 の速度が JST-W1 のそれより小さいという意味での低速度層ではない。また JST-N1 について深さ 180~210 km で不連続的な速度の急増があるということは注目に値する。

iii) 深さ 210~390 km については JST-N1 の速度は JST-W1 のそれに比較して平均 0.16 km/sec だけ大きい。しかしその差は深さ 210 km で最大で 0.21 km/sec であり深さと共にその差は減少し深さ 390 km で両者の速度差は 0.07 km/sec となる。

iv) 深さ 390~410 km については JST-N1 と JST-W1 とはきわめて類似した構造をもつ。すなわち JST-N1 については深さ 390 km から 410 km の間で 8.60 km/sec から 9.15 km/sec へと急激な速度増加がみられる。JST-N1 と同様に JST-W1 についても深さ 390 km から 400 km の間で 8.53 km/sec から 9.35 km/sec へと急激な速度増加がみられる。この急激な速度増加はいわゆる 20° Discontinuity に対応する。

v) 深さ 410 km 以深 500 km までは JST-W1 が JST-N1 に比べその速度が約 0.25 km/sec だけ大きいとその速度勾配はほぼ等しい。500 km 以深の構造についてはここでは論じない。

なお JST-N1 と JST-W1 のモデルを Jeffreys のモデルと比較して Fig. 7 に示した。また Table. 3 に両モデルの深さについての速度分布を 0~500 km について示した。

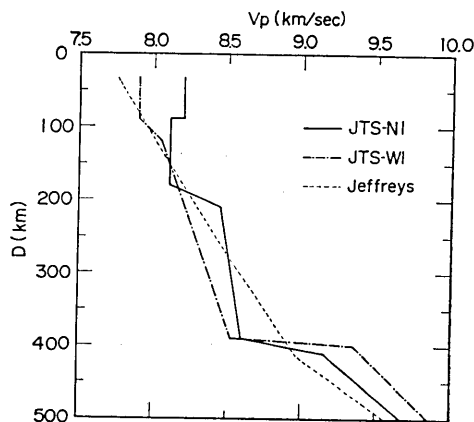


Fig. 7. P-wave velocity vs depth relation for the three models of i) JST-N1; —, ii) JST-W1; ----, iii) Jeffreys'; ·····

Table 3 Velocity-depth structures for JST-N1 and JST-W1 models.

JST-N1 Model		JST-W1 Model	
Depth (km)	V_P (km/sec)	Depth (km)	V_P (km/sec)
0.0	5.50	0.0	5.50
3.0	5.50	3.0	5.50
3.0	6.10	3.0	6.10
15.0	6.10	15.0	6.10
15.0	6.50	15.0	6.50
33.0	6.50	33.0	6.50
33.0	8.20	33.0	7.90
90.0	8.20	90.0	7.90
90.0	8.11	120.0	8.05
180.0	8.11	390.0	8.53
210.0	8.45	400.0	9.35
390.0	8.60	480.0	9.75
410.0	9.15	500.0	9.85
500.0	9.67		

References

- 1) KANAMORI, H., Upper mantle structure from apparent velocities of P waves recorded at Wakayama Microearthquake Observatory, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 657-678, (1967)
- 2) UTSU, T., Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone 1, *J. Fac. Sci.*, **3**, 1-25, (1967)
- 3) UTSU, T. and H. Okada, Anomalies in seismic wave velocities and attenuation associated with a deep earthquake zone, 2, *J. Fac. Sci., Hokkaido University, Ser. 7: Geophysics*, **3**, 65-84, (1968)
- 4) ISHIDA, M., Seismicity and travel time anomaly in and around Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 1032-1051, (1970)

4. *Azimuthal Variation of Upper Mantle Structure from P-Wave Travel Time Residuals at Dodaira Micro-Earthquake Observatory.*

By Megumi MIZOUE and Masaru TSUJIIURA,
Earthquake Research Institute.

Most of the current seismological studies of the fine structure of the Earth's deep interior has been made from direct measurements of apparent velocity with the mounting use

of seismological arrays of considerable linear dimensions with identical seismographs. In spite of a considerable dimension of the network and identical seismographs of Dodaira Micro-Earthquake Observatory, the stations of the network are distributed too sparse to make the direct measurement of apparent velocity.

As an alternative way, an analysis of travel time residuals from Jeffreys-Bullen Table is carried out to study the upper mantle structure down to the depth of 500 km well below the level of the pronounced 20° discontinuity. Travel time residuals of first and predominant later phases of P wave are analyzed for the two major azimuthal directions of 1) off the Pacific coast of NE Honshu, Hokkaido, Kurile Is. and Kamchatska and 2) SW Honshu, Kyushu and Ryukyu Is..

The main features of the variation of the travel time residuals and the related upper mantle structure are found to be dependent on azimuthal directions. Two different velocity structures JST-N1 and JST-W1 are derived from travel time residuals corresponding to the above mentioned azimuthal directions 1) and 2) respectively.

A) Characteristics of travel time residuals for the azimuthal direction 1) and the related velocity model JST-N1 are summarized as follows.

- i) Travel time residuals (O-JB) of the initial P wave decrease with Δ at $1.7^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ having a minimum value of about -6.7 sec at 11.6° and then increase at $11.6^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$. The variation of (O-JB) with Δ at $1.7^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ implies a relatively large velocity of 8.2 km/sec at the depth of 33~90 km. As amplitudes of initial P wave become very small towards $\Delta=13.0^\circ$, it is practically impossible to trace the extension of the branch for $\Delta > 13.0^\circ$.
- ii) A predominant later phase are observed at $12.5^\circ \leq \Delta \leq 13.0^\circ$ arriving 3.0~3.8 sec after an initial P arrival. The branch of the later phase is found to be extending to $\Delta=20.7^\circ$ emerging as a first arrival at $13.0^\circ \leq \Delta \leq 20.7^\circ$. A turning point of a cusp for the later phase is precisely determined at $\Delta=12.5^\circ$ with (O-JB) = -2.8 sec. The branch of the later phase is attributed to the existence of a pronounced low velocity layer at the depth of 90~180 km with a smaller velocity of 8.11 km/sec as compared with the velocity of the upper-most part of the mantle of 8.20 km/sec. The turning point of the cusp can be related with an abrupt increase of velocity from 8.11 km/sec to 8.45 km/sec at the depth from 180 km to 210 km.
- iii) Another large later phase is observed at $15.9^\circ \leq \Delta \leq 17.9^\circ$ with a turning point of a cusp emerging at $\Delta=15.9^\circ$ with (O-JB) = 3.1 sec. The first arrival is generally very weak in this distance range and it tends to be overlooked. The two branches of travel time having the turning point of the cusp at $\Delta=15.9^\circ$ can be satisfactorily explained by assuming the velocity structure at the depth from 210 km to 410 km as follows;
 - a) a relatively gradual velocity increase from 8.45 km/sec to 8.60 km/sec at the depth from 210 km to 390 km followed by
 - b) a rapid increase of the velocity from 8.60 km/sec to 9.15 km/sec at the depth from 390 km to 410 km.

The abrupt velocity increase at the depth from 390 km to 410 km indicates the

existence of a pronounced 20° discontinuity.

- iv) Travel time residuals $(O-JB) = -0.5$ sec at $25.0^\circ \leq \Delta \leq 30.0^\circ$ implies a relatively large velocity value of 9.67 km/sec at the depth of 500 km as compared with the velocity value of 9.56 km/sec for the Jeffreys' model.

B) Characteristics of travel time residuals for the azimuthal direction 2) and the related velocity model JST-W1 are summarized as follows.

- i) Travel time residuals $(O-JB)$ of the initial P wave have slightly negative values ranging from -0.7 to -1.8 sec at $4.0^\circ \leq \Delta \leq 11.4^\circ$ followed by positive residuals of $0.2-0.5$ sec at $11.4^\circ \leq \Delta \leq 13.2^\circ$. The variation of $(O-JB)$ with Δ at $4.0^\circ \leq \Delta \leq 13.2^\circ$ implies a relatively small velocity of 7.90 km/sec at the depth of 33~90 km as compared with the velocity value for the JST-N1 model.
- ii) No evidence from travel time residuals confirms the existence of a low velocity layer as indicated by large later arrivals observed for azimuthal direction 1).
- iii) A large later phase is observed at $12.4^\circ \leq \Delta \leq 13.9^\circ$ with a turning point of a cusp emerging at $\Delta = 12.4^\circ$ with $(O-JB) = 12.5$ sec. The first arrival is extremely weak in this distance range and tends to be overlooked. The two branches of travel time having the turning point of the cusp at $\Delta = 12.5^\circ$ can be interpreted in terms of velocity depth structure as follows;
- a) a relatively gradual velocity increase from 7.90 km/sec to 8.53 km/sec at the depth from 90 km to 390 km without any remarkable velocity discontinuity in the depth range.
- b) a rapid increase of the velocity from 8.53 km/sec to 9.35 km/sec at the depth from 390 km to 400 km.

The abrupt velocity increase at the depth from 390 km to 400 km indicates the existence of a pronounced 20° discontinuity which is definitely confirmed for the azimuthal direction 1) as well.

- iv) No reliable data is available to evaluate the velocity at the depth from 400 km to 500 km. From the travel time residuals of the large later phase at $12.4^\circ \leq \Delta \leq 13.9^\circ$, the velocity at the depth of 500 km is tentatively estimated as 9.85 km/sec.

It should be pointed out from the analysis that the upper mantle structure down to the depth of 390 km varies significantly with azimuth as represented by the JST-N1 model with a higher velocity by 4% as compared with the velocity of JST-W1 in average except for the depth range from 90 km to 120 km corresponding to the low velocity layer for the JST-N1 model. On the other hand, the velocity-depth structures for the two models at the depth of more than 390 km show an almost similar pattern with a remarkable velocity increase at the depth from 390 km to 400 km or 410 km which can possibly be interpreted as the olivine-spinel phase transition zone. It is worth emphasizing that precise measurements of the turning point of a cusp provide a promising method to elucidate a discontinuous velocity structure in the upper mantle even an observation network satisfies no essential conditions or the direct measurements of apparent velocity.