日本海中部地震の震源域直下における最上部 マンツルの P 波速度

弘前大学理学部地球科学科 佐 藤 魂 夫
弘前大学理学部附属地震火山観測所 小 菅 正 裕

(昭和 62 年 5 月 30 日受理)

P-Wave Velocity of the Uppermost Mantle beneath the Source Area of the 1983 Japan Sea Earthquake

Tamao SATO

Department of Earth Sciences, Faculty of Science,
Hirosaki University

Masahiro KOSUGA

Earthquake and Volcano Observatory, Faculty of Science,
Hirosaki University

(Received May 30, 1987)

The P_n velocity just beneath the source area of the 1983 Japan Sea earthquake was investigated using arrival times of aftershocks of the Japan Sea earthquake observed at two stations, Matsushiro (MAT) and Okushiri (OKS). These stations and aftershocks are lined up in a direction of the strike of the aftershock distribution. This alignment has allowed us to estimate the P_n velocity for an azimuth of the strike (N190°E) without suffering from the effect of a regional variation of the P_n velocity. In order to reduce the effect of errors of hypocentral parameters, the P_n velocity was determined from a slope of differential arrival-times against the differential epicentral distances between the two stations. The P_n velocity was estimated in a range of 8.20-8.27 km/s with an error of less than 0.09 km/s. It is significantly greater than the P_n velocity for the corresponding azimuth of the anisotropic model proposed by OKADA *et al.* (1978); it agrees with the velocity for an azimuth of the maximum wavespeed (N141°E) in their model and also with the P_n velocity of 8.2 km/s estimated for the Oga-Kesennuma profile which trends almost perpendicular to the present azimuth intersecting the southern part of the source area. Therefore we conclude that the uppermost mantle beneath the eastern margin of the Japan Basin does not show such an obvious anisotropy as predicted by OKADA *et al.* This result together with the recent result obtained in the Yamato Basin [HIRATA *et al.* (1987)] suggests a re-examination of the now-prevailing idea of velocity anisotropy in the Japan Sea.

§1. は し が き

OKADA *et al.* (1978) によれば, 日本海沿岸から日本海盆東縁及び大和海盆にかけての海域

昭和 62 年 4 月 10 日発表

における P_n 波速度は、7.94 km/s の平均速度のまわりに約 5% の規模の異方性を有している。この異方性モデルが示す P_n 波速度の方位変化は、以前この地域で観測された P_n 波速度と調和的である [吉井 (1979)]。即ち、最大速度の方位 ($N141^\circ E$) にほぼ平行な男鹿気仙沼測線上の海域部分では 8.2 km/s の P_n 波速度が推定され [YOSHI and ASANO (1972)]、最大速度の方位にほぼ直交する測線上では 7.6–7.8 km/s の比較的小さな値が推定されている [MURAUCHI (1966), LUDWIG *et al.* (1975)]。しかし、最近の調査によれば、大和海盆における P_n 波速度は 8.0–8.1 km/s で異方性はほとんど認められない [HIRATA *et al.* (1987)]。この調査は人工震源を用い、かつ、海底地震計を大和海盆にじかに設置して行われているため、震源要素の誤差や P_n 波速度の地域的变化の影響が小さく結果の信頼性は高いと考えられる。

1983 年日本海中部地震 ($M 7.7$) に際しては比較規模の大きな余震が多数発生し、それらについては震央距離が数百キロメートル以上の観測点においても明瞭な P_n 波初動が観測されている。本研究では、これらの走時データを用いて、日本海中部地震の震源域直下の P_n 波速度の推定を行なう。日本海中部地震の震源域は OKADA *et al.* (1978) の対象地域と一部重なっており、かつ、震源域の南側では男鹿気仙沼測線がほぼ直交して横切っている。従って、その P_n 波速度は日本海盆の東縁部における最上部マントルの異方性を検討する上で重要である。

一般に自然地震のデータを用いる場合、震源要素の誤差が問題になる。また、海の震源に対し陸上の観測点を用いる場合は、途中の経路における P_n 波速度の地域的变化の影響も考慮しなければならない。本研究では、こうした困難をできるだけさけるため、余震分布の走向の延長上に位置する 2 観測点の走時差を扱う方法を用いて P_n 波速度の推定を行った。

§2. データ

日本海中部地震の余震群から気象庁の松代観測点 (MAT) ($36^\circ 32.56' N$, $138^\circ 12.42' E$) までの震央距離は 400 km を越える。遠距離にもかかわらず MAT では高感度の観測が可能なたため、マグニチュードが 4 程度以上の地震の P 波初動は iP 相として読み取られているものが多い。一方、余震域の北端から北に 100 km ほど離れた奥尻島 (OKS) ($42^\circ 04.90' N$, $139^\circ 27.57' E$) では本震発生直後から余震観測が行われ、多数の余震が記録された [森谷・他 (1984)]。検索の結果、OKS と MAT で同時に P 波初動の読み取りがある地震は合計 103 個あった。期間は OKS で観測が実施された 1983 年 5 月 28 日から 7 月 10 日までである。これらの余震分布の走向と MAT, OKS の 2 観測点は概ね $N190^\circ E$ の方向に直線上に配列している (Fig. 1)。このため、2 観測点への地震波の伝播経路は余震によらずほぼ一定となり、後述の方法を用いると、 P_n 波速度の地域的变化の影響を受けずに日本海中部地震の震源域直下の P_n 波速度の推定が可能になる。

MAT の読み取り値は地震月報に従い、読み取り精度は月報に記載の通り iP, P, eP の三段階に分けた。全体の約 7 割が iP 相で eP は 6 個しか含まれていない。OKS については森谷・他 (1984) が読み取った値をそのまま用い、初動の極性が記載されているものを iP、いないものを P と二段階に分けた。全体の約 6 割が iP 相である。読み取り誤差の大きさは、両観測点とも、iP が 0.1 s, P が 0.3 s, そして eP が 1.0 s 程度と仮定した。なお、余震の震源要素は東北大学及び弘前大学の観測点データを併合して、ルーチンの震源決定法により決

Fig. 1. Map showing the locations of two stations, Matsushiro (MAT) and Okushiri (OKS) and the epicenter distribution of aftershocks of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan Sea) earthquake used in the present study. It is noted that the two stations and the aftershocks are lined up in a direction of the strike of the aftershock distribution.

定したものを用いた [海野・他 (1985)].

§3. 方 法

日本海中部地震の余震の震源を再決定した結果によれば、震源の深さはほとんどすべて 20 km より浅く、余震は地殻内に発生していると考えられる [SATO *et al.* (1986)]. 従って、OKS と MAT を結ぶ方向に沿った鉛直断

面で見ると、両観測点への P_n 波の伝播経路は模式的に Fig. 2 のように表すことができる。ここでは一般に、モホ面直下のP波速度は地域的に変化するものとする。即ち、余震域を含む PQ の領域では V 、MAT 観測点側の QB の領域では V_B 、さらに OKS 観測点側の PA の領域では V_A と仮定する。この時 P_n 波の観測走時は、各々、

$$\begin{aligned} T_{MAT} &= T_0 + A_S + A_{MAT} + \Delta_{SQ}/V + \Delta_{QB}/V_B \\ T_{OKS} &= T_0 + A_S + A_{OKS} + \Delta_{SP}/V + \Delta_{PA}/V_A \end{aligned} \quad (1)$$

と表すことができる。ここで、 T_{MAT} 及び T_{OKS} は、各々、MAT 及び OKS で観測される P_n 波の到達時、 T_0 は震源時、 A_S は震源におけるモホのタイムタム、 A_{MAT} 及び A_{OKS} は観測点におけるモホのタイムタム、 Δ_{SQ} 、 Δ_{QB} 等はそれぞれ SQ や QB の距離を表す。

(1) 式で表される2観測点の走時の差をとると

$$\begin{aligned} T_{MAT} - T_{OKS} &= (A_{MAT} - A_{OKS}) + (\Delta_{QB}/V_B)(1 - V_B/V) \\ &\quad - (\Delta_{PA}/V_A)(1 - V_A/V) + (\Delta_{MAT} - \Delta_{OKS})/V \end{aligned} \quad (2)$$

Fig. 2. Travel paths of P_n phases from an aftershock to MAT and OKS are schematically illustrated on a cross section running through the two stations. P_n wave velocity of the uppermost mantle is assumed to vary regionally.

となる。ここで、 Δ_{MAT} 及び Δ_{OKS} は、各々、MAT と OKS に対する震央距離である。走時差を扱うと T_0 及び A_s は相殺されるため、震源時及び震源の深さの誤差の影響は無視できる。余震分布は2観測点を結ぶ直線と直交する方向に約 30 km の幅を持つが、震央距離が 100 km 以上では Δ_{PA} 及び Δ_{QB} は余震に依らずほぼ一定でその変化量は数キロメートル以下となる。速度の地域変化を表す $(1-V_A/V)$ 及び $(1-V_B/V)$ を 5% 程度とすると、第2項及び第3項は 0.01 秒程度のふらつきしか示さない。従って、第2項及び第3項の寄与はほとんど一定と見なすことができ、横軸に $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ 、縦軸に $T_{MAT}-T_{OKS}$ をとると、その勾配から P_n 波速度の地域的变化の影響を受けずに余震域直下の P_n 波速度を推定することができる。

P_n 波速度の推定に影響を与えるものとしては、到達時の読み取り誤差の他に震央距離の差 ($\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$) の誤差が挙げられる。この誤差は観測点と余震の位置関係から、東西方向よりも南北方向の震央の誤差が大きく影響する。この点については次節において詳しく述べる。

§4. 解 析

最初に各観測点に対する走時の分布を示す (Figs. 3, 4). 震央距離は MAT では 400–550 km, OKS では 70–230 km の範囲に分布している。震源の深さの異なるデータをひとまとめにしていること、あるいは、震源要素の誤差を反映して走時のばらつきは大きい。MAT では見かけ速度は 400–500 km において、8.0 km/s 前後であるが 520 km を越えると走時は平均 1 秒ほど不連続的に遅くなる。このため全体に直線を当てはめると、 7.41 ± 0.09 km/s と極端に小さな値が得られる。一方、OKS では 120 km 以上で 8 km/s 程度の見かけ速度を与えるが、120 km より近いところで相対的に走時が平均 1 秒ほど遅くなる。全体に直線を当てはめると、 9.51 ± 0.19 km/s と極端に大きな値になる。両観測点に対し、相対的に遅い走時を与える余震は余震域の最も北側の領域で発生した余震群である。傾斜層モデルにより決定した余震の震源分布 [SATO *et al.* (1986)] を見ると、これら北側領域の余震の深さは 5 km 付近を中心に分布している。一方、他領域の余震は深さ 13 km 付近を中心に分布しており、北側領域の地震が相対的に平均 8 km ほど浅い。地殻の平均速度 6.3 km/s, 最上部マントルの速度 8.0 km/s, 及び地殻の厚みを 20 km に仮定すると、8 km の震源の深さの変化は震源のタイ

Fig. 3. Travel times at MAT plotted against epicentral distances. The reduction velocity is 8.0 km/s. The fitted straight line gives an apparent velocity of 7.41 ± 0.09 km/s.

Fig. 4. Travel times at OKS plotted against epicentral distances. The reduction velocity is 8.0 km/s. The fitted straight line gives an apparent velocity of 9.51 ± 0.19 km/s.

ムタームにして 0.8 秒の変化となる。これは Fig. 3 及び Fig. 4 に見られる北側領域の余震の走時の遅れ約 1 秒と調和的である。

地殻の平均速度を 6.3 km/s, 最上部マントルの速度を 8.0 km/s, 地殻の厚みを 20 km に各々仮定すると, OKS において P_n 波が初動となる震央距離は, 震源の深さが 5 km の時 101 km, 15 km の時 64 km となる。従って, 震央距離が 100 km 未満のデータには初動が P_n 波ではないものが若干含まれている可能性はある。しかし, Fig. 4 では対応する震央距離付近に明瞭な見かけ速度の変化は確認できない。いずれにしても, データのばらつきの大きさから判断して, 走時そのものから信頼性の高い P_n 波速度を推定することは困難である。

次に, (2) 式に基づき走時差を用いて P_n 波速度の推定を試みた。データは横軸 ($\Delta_{MAT} - \Delta_{OKS}$) が 350 km の広い範囲に渡って, 極めて良く直線上に分布する (Fig. 5)。データに読み取り誤差の逆数に比例した重みをかけ最小二乗法により直線の当てはめを行うと, P_n 波速度は 8.20 ± 0.04 km/s, 縦軸 ($T_{MAT} - T_{OKS}$) の切片は 3.39 ± 0.21 s と推定される。なお, 直線の当てはめに際しては残差が 2 s 以上になるデータは読み取り精度が悪いと判断し除いた。しかし, 該当する地震は 7 個しかなく, これらを含めた場合も得られる結果はほとんど変わらない。

用いた震源要素は東北大学と弘前大学の観測点を併合して決定したものがほとんどであるが, 実は, 5 月 28 日から 5 月 30 日迄の初期の期間には弘前大学のデータは含まれていない。従って, この期間の震源の誤差は相対的に大きいと推定される。また, 北海道側に観測点がないため, 北緯 $41^\circ 15'$ より北側の領域では震源要素の誤差は他領域のものに比べ大きいと推定される。さらに, 前述のように北側領域の余震の中には OKS に対し初動が P_n 波になっていないものが含まれている可能性もある。そこで, 5 月 28 日から 5 月 30 日の期間に発生した余震, 及び, 北緯 $41^\circ 15'$ より北側の領域で発生した余震を除いて推定を行ってみた (Fig. 6)。その結果, P_n 波速度は 8.27 ± 0.06 km/s, 縦軸の切片は 3.54 ± 0.24 s と推定された。前の結果に比べ, P_n 波速度, 及び縦軸の切片は若干大きくなったが有意な差はない。なお, Fig. 5 及び Fig. 6 に示したあてはめでは相関係数が共にと極めて 1 に近い値になっている。

余震の震央の誤差は $\Delta_{MAT} - \Delta_{OKS}$ を通じて P_n 波速度の推定に影響を与える。震源決定時に計算される震央の標準誤差は, 東西方向で ~ 6 km, 南北方向で ~ 3 km となっている [海野・

Fig. 5. Differential arrival-times ($T_{MAT} - T_{OKS}$) plotted against differential epicentral distance ($\Delta_{MAT} - \Delta_{OKS}$). The reduction velocity is 8.0 km/s. The fitted straight line gives a P-wave velocity of 8.20 ± 0.04 km/s.

Fig. 6. Differential arrival-times ($T_{\text{MAT}} - T_{\text{OKS}}$) plotted against differential epicentral distances ($\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$). These data exclude the aftershocks in the northernmost part of the aftershock area and those which occurred during May 28-30, 1983. The reduction velocity is 8.0 km/s. The fitted straight line gives a P-wave velocity of 8.27 ± 0.06 km/s.

他 (1985)]. 震源決定に用いた観測点が余震域の東側にしかなく、余震分布の走向と平行に南北方向に分布しているため、東西方向の誤差が相対的に大きい。 $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ は余震分布と MAT 及び OKS 観測点との位置関係から、東西方向の誤差の影響はほとんど受けず、南北方向の誤差の影響を強く受ける。南北方向の誤差により仮に Δ_{MAT} が大きくなればほぼ同じ分だけ Δ_{OKS} は小さくなるので、 $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ の誤差は南北方向の誤差の約 2 倍に増幅される。震央の誤差による P_n 波速度への誤差伝播を調べるため、Fig. 5 と同じデータに対して、横軸に $T_{\text{MAT}} - T_{\text{OKS}}$ 、縦軸に $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ をとって最小二乗法を適用した。この際、 $T_{\text{MAT}} - T_{\text{OKS}}$ に誤差はなく、逆に $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ の標準誤差を一律に 10 km と仮定した。10 km は南北方向の震央の誤差 (~ 3 km) から計算される 6 km よりは若干大きい。この結果、 P_n 波速度として 8.16 ± 0.09 km/s の値が得られ、震央の標準誤差による P_n 波速度の推定誤差は 0.09 km/s 程度、あるいはそれ以下と推定される。前述のように Fig. 5 に示したあてはめでは相関係数はほぼ 1 となる。従って、各データの重みを変えずに縦軸と横軸を交換した場合、8.20 km/s にほぼ等しい P_n 波速度が得られる。Fig. 5 においてはデータの重みが読み取り誤差に応じて変化した、ここでは $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ の標準誤差を一律 10 km と仮定したため、データの重みが一定になっている。この重みのかけかたの違いが 8.16 km/s と 8.20 km/s の違いとなって現れている。しかし、この違いは誤差を考慮すると有意とはいえず、重みを多少変えても安定した P_n 波速度が推定されることを示している。

残る問題は震央の誤差が系統誤差を含んでいる場合の P_n 波速度への影響である。系統誤差を含んでいてもそれが地域に依らず一定であれば、縦軸の切片は変わるが勾配、即ち、 P_n 波速度は変わらない。しかし、系統誤差が地域的に変化する場合、例えば、北側領域の余震は系統的に南側へずれる南側領域の余震は系統的に北側へずれるような場合、勾配は緩くなり P_n 波速度は小さく推定される。真の震源がわからないので、今回用いた余震の震源要素にそのような系統誤差がどの程度含まれているか直接確認することは難しい。

SATO *et al.* (1986) は傾斜層構造モデルを含むいくつかの速度構造モデルを用いて、日本海中部地震の余震の再決定を行った。そこで得られた震央を比較すると、モデル間の系統誤差は

余震域全体で平均すると顕著ではないが、各領域毎にみると存在し、かつ、その特徴が領域に依って変化していることがわかる。比較するモデルによって多少異なるが、北側領域 ($>41^{\circ}15'N$) や南側領域 ($<40^{\circ}10'N$) において東西方向の系統誤差は 10 km にも達する場合がある。しかし、今回の方法ではこの程度の東西方向の誤差は P_n 波速度の推定にほとんど影響を及ぼさない。問題となる南北方向の系統誤差は、大きく異なるモデルの間を除けば、全領域にわたって 5 km を越えない。極端に異なるモデルの間、例えば、最上部マントルのP波速度が 7.53 km/s に対し 7.80 km/s と約 3% 異なるモデル間では、北側領域において後者のモデルを用いて決定した震央の方が相対的に 5-10 km 北側へ移動する。これは余震域の北端より北側には観測点がないため、北側領域では他の領域に比べモデルの違いに依って震央が南北方向に変わり易い。

今回用いた震源要素は最上部マントルのP波速度が 7.75 km/s の速度構造を用いて決定されている [海野・他 (1985)]。真の最上部マントルのP波速度が仮に 8.20 km/s 程度であれば、これは震源決定に用いた最上部マントルのP波速度と約 5% 異なる。上述の最上部マントルのP波速度が約 3% 異なるモデル間での系統誤差から単純に類推すると、北側領域において真の震源は相対的に北へ 10 km 程ずれる可能性がある。中央領域 ($40^{\circ}10'N-41^{\circ}15'N$) においても真の震源は相対的に北へずれる可能性はあるが、その大きさは総じて 5 km 未満と推定される。また、南側領域は観測網の中心の真西に当たるため南北方向の系統誤差はほとんどないものと推定される。今、系統誤差の大きい北側領域の余震を除いて P_n 波速度を推定する場合を考える。Fig. 6 に示すように、データは $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ にして約 250 km の範囲に広がっている。仮に、中央領域の北側 (Fig. 6 では $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ が 400 km 付近に相当) では真の震央が北へ 5 km ほどずれ、南側領域では系統誤差はないとすれば、 $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ の広がりには 10 km 増して 260 km となる。この場合の P_n 波速度を系統誤差の地域変化の詳細を考慮せずに、単純に、 $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ の広がりの変化から見積ると $8.60(8.27 \times 260 \div 250)$ km/s となる。これは最上部マントルの P_n 波速度としては不自然に大きな値である。もし、中央領域では北側だけでなくほぼ全域に渡って真の震央が北へ同程度ずれているとすれば、 $\Delta_{MAT}-\Delta_{OKS}$ の広がりが増しても全体として直線を当てはめた場合、上述の見積りほどに P_n 波速度は大きくはならないと予想される。いずれにしても、震央の系統誤差を考慮した場合、 P_n 波速度は 8.20-8.27 km/s より多少大きくなることはあっても小さくはないようである。

上部マントル内に深さ方向の速度勾配があり、 P_n 波の見かけ速度が

$$V = V_0 + V_1 \Delta \quad (3)$$

のように震央距離 Δ に比例して増加する場合、(1) 式は

$$\begin{aligned} T_{MAT} &= T_0 + A_S + A_{MAT} + \{(2F - \Delta_{MAT})/V_0^3\} V_1 \Delta_{MAT} \\ T_{OKS} &= T_0 + A_S + A_{OKS} + \{(2F - \Delta_{OKS})/V_0^3\} V_1 \Delta_{OKS} \end{aligned} \quad (4)$$

のように表すことができる [例えば、ZERVAS and CROSSON (1986)]。ただし、ここでは簡便のため P_n 波速度の地域変化はないものとし、また観測点と震源におけるオフセット距離の和 $2F$ は MAT と OKS に対して同じ値を仮定する。走時差をとると

$$T_{MAT} - T_{OKS} = (A_{MAT} - A_{OKS}) + \{1 + (V_1/V_0)(2F - \Delta_N)\} (\Delta_{MAT} - \Delta_{OKS})/V_0 \quad (5)$$

となる。ここで、 Δ_N は MAT と OKS に対する震央距離の和で余震に依らずほぼ一定の値

になる。従って、 $\Delta_{\text{MAT}} - \Delta_{\text{OKS}}$ に対する $T_{\text{MAT}} - T_{\text{OKS}}$ の勾配から決定される P_n 波速度 V は、

$$V \sim V_0 - V_1(2F - \Delta_N) \quad (6)$$

のように近似的に表される。観測点の震央距離の和 Δ_N を 620 km とし、試みに V_1 を 0.0004 (1/s) [吉井 (1971)], $2F$ を 60 km に仮定すれば、(6) 式の右辺の第 2 項は 0.22 km/s となる。この値は $2F$ を適当な範囲で変えてもあまり変わらない。従って、既に求めた 8.20–8.27 km/s の範囲の V に対し V_0 は 7.98–8.05 km/s となる。また、 Δ が 300 km に対応する P_n 波速度は (3) 式から 8.10–8.17 km/s と推定される。 V_0 は V_1 の仮定に依存するが、 Δ が 600 km 付近に対応する P_n 波速度 V は V_1 の仮定に依らず 8.20–8.27 km/s になる。

人工爆破地震動による地殻構造の調査からモホのタイムターム (Tt) と重力のブーゲー異常 (Δ_g) との間には

$$Tt = 3.23 - 0.0063\Delta_g$$

の関係が比較的良く成立していることが知られている [OKADA *et al.* (1979)]. MAT と OKS におけるブーゲー異常値 [TOMODA (1974)] から上記の関係式を用いて両観測点におけるタイムタームを推定すると、MAT に対して 3.4 s [YOSHII *et al.* (1981)], OKS に対して 2.2 s の値が得られる。従って、MAT と OKS のタイムタームの差は 1.2 s となり、今回推定された縦軸の切片値 3.4–3.5 s と比較すると 2.2–2.3 s 程小さい。このくい違いの原因としては P_n 波速度の地域的変化が挙げられる。即ち、(2) 式の第 2 項と第 3 項の和が 2.2–2.3 s に対応するものと考えられる。OKS 側の P_n 波速度は余震域直下の速度と大差がないと予想されるため、ここでは V_A は V と等しく 8.2 km/s と仮定する。一方、MAT 側の P_n 波速度は余震域直下の速度と比べ遅いと予想される。ここでは V_B として 7.5 km/s を仮定する、このような仮定のもとでは、 Δ_{QB} を 190–200 km 程度にすると上述の 2.2–2.3 s のくい違いを説明することができる。これは速度の変化する位置が佐渡の付近であることを意味する。 V_B の値が正確に知られていない現状では速度変化の境界について詳しく議論することは難しい。いずれにしても、佐渡から松代にかけての地域で P_n 波速度が相対的に遅くなることだけは確かである。

§ 5. 議論及び結論

前節における解析結果を総合すると、日本海中部地震の震源域直下において、震央距離 600 km 付近に対応する P_n 波速度は 8.20–8.27 km/s と推定される。推定誤差は震源決定時に得られる震央の標準誤差から見積ると 0.09 km/s 以下となる。最上部マントルにおける速度勾配を適当に仮定すると、震央距離が 300 km に対応する P_n 波速度は 8.10–8.17 km/s となる。これらの P_n 波速度値は、震央の系統誤差を考慮すると多少大きくなる可能性はあるが小さくはないであろう。

OKADA *et al.* (1978) の異方性モデルによれば今回の測線の方角 N190°E に対し 7.91 km/s の P_n 波速度が期待される。しかし、今回得た P_n 波速度はそれに比べると推定誤差を考慮しても有意に大きい。むしろ、その異方性モデルにおいて速度が最大となる N120°E–N150°E の方位の速度値に近い。OKADA *et al.* が用いたデータにおいて、最大速度を与える方位の地震波の伝播経路は日本海中部地震の震源域やその近傍の領域を通過している。また、震源域の

南側領域をほぼ直交して横切っている男鹿気仙沼測線の海域部分では 8.2 km/s の P_n 波速度が推定されている [YOSHII and ASANO (1972)]. これらを考慮すると、日本海盆東縁部のマントル物質に限定すれば、OKADA *et al.* が指摘しているような規模の異方性は認められないことになる。

以前、日本海で行われた二船式屈折法による地殻構造の調査によれば [MURAUCHI (1966), LUDWIG *et al.* (1975)], 大和海盆では $7.6\text{--}7.7 \text{ km/s}$ 程度の遅い P_n 波速度が推定されている。これらの測線の方角は OKADA *et al.* (1978) の異方性モデルでは最小速度の方角になっており、遅い P_n 波速度は異方性モデルと調和的であった。しかし、最近の調査結果によれば、大和海盆の P_n 波速度は $8.0\text{--}8.1 \text{ km/s}$ で異方性はほとんど認められない [HIRATA *et al.* (1987)]. この調査は測線長が従来のものに比べ長く、また、大和海盆の直交する2測線上に海底地震計をじかに設置して行われたものであり、結果の信頼性は高いと考えられる。日本海盆の東縁部における今回の結果と併せて考えると、日本海における P_n 波速度の異方性についてはさらに検討を加える必要があろう。異なる地域を異なった方位に伝播するデータを包括的に用いた場合、 P_n 波速度の地域的変化の特徴が異方性として表現される可能性がある。今後は同一地域で異なった方位の測線を展開するか、あるいは伝播経路における P_n 波速度の地域的変化の影響をより定量的に補正して対象地域の異方性を調査することが重要であろう。

MURAUCHI (1966) によれば、秋田県沿岸の数十キロメートル沖合いにある P-3 測線の P_n 波速度は測線の方角が今回とほぼ同じであるにもかかわらず 7.7 km/s と遅い。これは大和海盆と同様実際より遅めに推定されているか、あるいは、日本海盆から沿岸域にかけて P_n 波速度が変化している可能性を示している。男鹿気仙沼測線では、 P_n 波速度が 8.2 km/s から 7.5 km/s へ変化する境界は沿岸付近に推定されている [YOSHII and ASANO (1972)]. 今回の測線と平行した沿岸付近の P_n 波速度の決定は日本海東縁部における P_n 波速度の地域変化及び異方性の特徴を明らかにする上で重要であり、今後の課題である。

謝 辞

奥尻島 (OKS) のデータの使用を快諾して下さった北海道大学理学部地球物理学教室、森谷武男氏に心から感謝の意を表します。レフェリーの方からは震央の系統誤差の P_n 波速度への影響に関して有益なコメントを頂いた。記して感謝します。

文 献

- HIRATA, N., H. KINOSHITA, K. SUEHIRO, M. SUEMASU, N. MATSUDA, T. OUCHI, K. KARATO, S. KORESAWA and S. NAGUMO, 1987, Report on DELP 1985 Cruise in the Japan Sea, Part II: Seismic Refraction Experiment Conducted in the Yamato Basin, Southeast Japan Sea, submitted to Bull. Earthq. Res. Inst.
- LUDWIG, W. J., S. MURAUCHI and R. E. HOUTZ, 1975, Sediments and Structure of the Japan Sea, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 651-664.
- 森谷武男・本谷義信・岡田 廣, 1984, 1983 年日本海中部地震の震源域北部の余震分布, 地震学会講演予稿集, No. 1, 38.
- MURAUCHI, S., 1966, Explosion Seismology, in Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan (1965-1966), Natl. Committee for UMP, Science Council of Japan, 11-13.
- OKADA, H., T. MORIYA, T. MASUDA, T. HASEGAWA, S. ASANO, K. KASAHARA, A. IKAMI, H. AOKI, Y. SASAKI, N. HURUKAWA and K. MATSUMURA, 1978, Velocity Anisotropy in the

- Sea of Japan as Revealed by Big Explosions, J. Phys. Earth, **26**, Suppl., S491-S502.
- OKADA, H., S. ASANO, T. YOSHII, A. IKAMI, S. SUZUKI, T. HASEGAWA, K. YAMAMOTO, K. ITO and K. HAMADA, 1979, Regionality of the Upper Mantle around Northeastern Japan as Revealed by Big Explosions at Sea, I. SEIHA-1 Explosion Experiment, J. Phys. Earth, **27**, Suppl., S15-S32.
- SATO, T., M. KOSUGA, K. TANAKA and H. SATO, 1986, Aftershock Distribution of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan Sea) Earthquake Determined from Relocated Hypocenters, J. Phys. Earth, **34**, 203-223.
- TOMODA, Y., 1974, Maps of Free Air and Bouguer Gravity Anomalies in and around Japan, University of Tokyo Press, Tokyo.
- 海野徳仁・長谷川昭・小原一成・松沢 暢・清水 洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕, 1985, 1983 年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震 2, **38**, 399-410.
- 吉井敏尅, 1971, 日本における P_n 速度と上部マントルの地震学的性質, 地震 2, **24**, 107-116.
- 吉井敏尅, 1979, 日本の地殻構造, 東京大学出版会, 121 pp.
- YOSHII, T. and S. ASANO, 1972, Time-term Analyses of Explosion Seismic Data, J. Phys. Earth, **20**, 47-57.
- YOSHII, T., H. OKADA, S. ASANO, K. ITO, T. HASEGAWA, A. IKAMI, T. MORIYA, S. SUZUKI and K. HAMADA, 1981, Regionality of the Upper Mantle around Northeastern Japan as Revealed by Big Explosions at Sea, II. SEIHA-2 and SEIHA-3 Experiment, J. Phys. Earth, **29**, 201-220.
- ZERVAS, C. E. and R. S. CROSSON, 1986, P_n Observation and Interpretation in Washington, Bull. Seism. Soc. Am., **76**, 521-546.