

東北地方の地殻・上部マントルの P 波及び S 波 3 次元速度構造

萩原弘子・平田 直・松原 誠

東京大学地震研究所

Three-dimensional P- and S-wave velocity structure beneath northeast Japan from travel time analyses

Hiroko Hagiwara, Naoshi Hirata and Makoto Matsubara

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Abstract

We obtained a new model of three-dimensional (3-D) P- and S-wave velocity structures in the central part of Tohoku District, northeastern Japan, using data obtained from temporary seismic observations with a satellite communication telemeter system. The observations were part of the Joint Seismic Observations in the Tohoku area during the period from October 1997 to June 2000. We used the arrival time data to estimate 3-D P-wave velocity (V_p) and S-wave velocity (V_s) structures. We inverted 23,590 P- and 13,313 S-wave arrival times from 396 local and regional earthquakes recorded by 108 stations. Then we determined V_p , V_s , and V_p/V_s models in and around the backbone range of the Tohoku district by applying a seismic tomography method to the arrival time data. The velocity distribution obtained shows strong lateral heterogeneities in the crust and the uppermost mantle, which vary with a wavelength of 10 to 20 km in the east-west direction. The structure has a north-south strike in general. Low V_p and V_s anomalies are visible under the Quaternary volcanoes. High V_p/V_s zones are also revealed in the lower crust beneath the volcanoes. A high V_s and low V_p/V_s anomaly was found in the Kitakami Massif.

Key words: Structure, Tomography, Tohoku

1. はじめに

東北地方は、島弧の特徴をよく現しているところである。日本海溝に面し、太平洋プレートに沿って深発地震面が存在し、火山活動がある。この太平洋プレートは西に沈み込み、広域圧縮応力場を形成している (Sato, 1994)。このため、奥羽山脈を南北に走る活断層 (横手盆地東縁断層系 (千屋断層を含む)、北上低地帯西縁断層; 活断層研究会, 1991) に沿って、1896 年陸羽地震 (M 7.2)、1970 年秋田県南東部地震 (M 6.2) などの逆断層運動の大地震が発生している (Fig. 1)。東北地方の脊梁 (せきりょう) 山地およびその周辺で、1997 年より 1998 年にわたって全国の大学が集まり、島弧地殻の変形過程の解明と内陸地震発生のポテンシャル評価を目指して合同観測が実施された (長谷川・平田, 1999)。秋田県、岩

手県、宮城県、山形県にまたがる脊梁山地の地震観測では、50 数点の自然地震観測のための稠密観測網が構築され、既存の観測点と併せて、10~20 km 間隔の観測点配置が実現された。

これまでにこの地域では、地震波トモグラフィー法で 3 次元速度構造が求められ、沈み込んでいる高速度の太平洋プレートや火山下の低速度体がイメージされるなど多くの成果 (例えば, Zhao *et al.*, 1992, 1994) が得られているが、この当時の観測点間隔は 30 km 程度であり、地殻内部の詳細な速度構造は得られていない。著者らはこれまでにこの稠密な合同観測で得られた自然地震の走時データを用い、地震波トモグラフィー法で、地殻内部、および上部マントルの速度構造の予察を試みた (平田・他, 1999 a)。その結果、東北地方の大局的な地質構造、

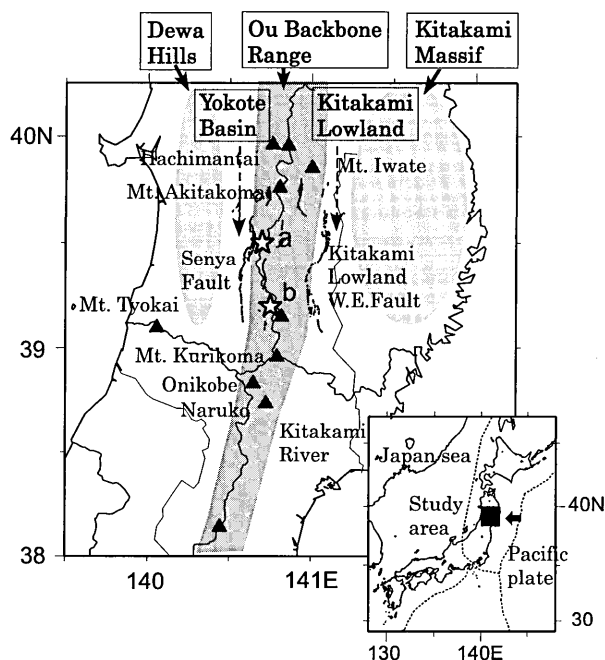


Fig. 1. Map showing the tectonic background geography of the central Tohoku region. Dashed lines and solid triangles denote active faults and active volcanoes, respectively. Thin lines show rivers. Stars indicate the epicenters of the 1896 Rikuu earthquake (M7.2) (a) and the 1970 Southeast Akita earthquake (M6.2) (b). The inset map shows the location of the study area and the major plate boundaries in and around Japan.

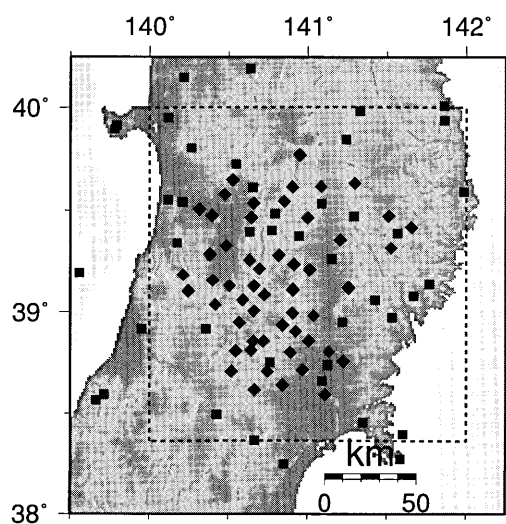


Fig. 2. Map showing the distribution of seismic stations and the surface topography in gray scale. Solid diamonds show temporary stations and solid squares show the JMA and Tohoku University stations. The box shown in dashed lines denotes the present study area.

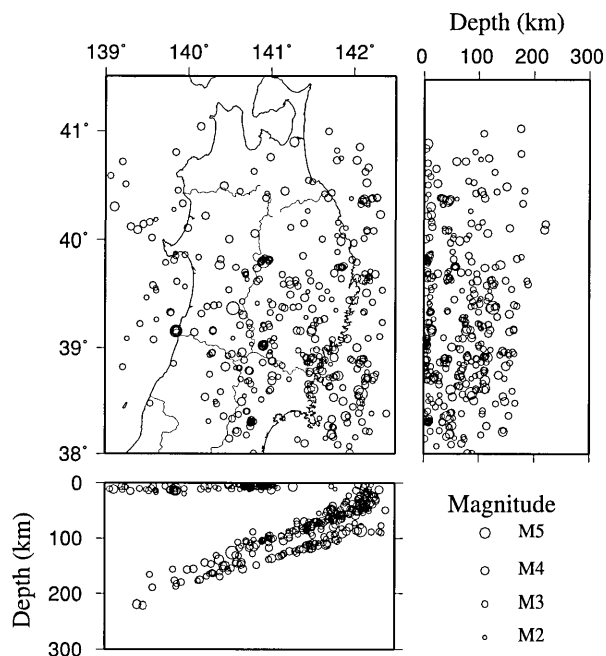


Fig. 3. Map view (top) and cross-sectional views (bottom, right) of the distribution of earthquakes (open circles) used in this study.

特に、火成活動・カルデラの分布に対応する地殻の不均質構造が得られた。しかし、解像度は 20 km 程度であり、活断層の深部構造を得るには、不十分であった。小論では、データの数を増やし、初期速度構造モデルに最新の地震探査の結果を用いて、東北地方の上部地殻から上部マントルにいたる詳細な構造を得ることを目的とし、地震波トモグラフィー法で、P 波速度分布 (V_p)、S 波速度分布 (V_s)、 V_p/V_s 分布を求めた。

2. データ

東北奥羽脊梁山地、およびその周辺の地域に展開された臨時観測点 55 点と、東北大学や気象庁による既存のテレメータ観測点 53 点の合計 108 観測点のデータを解析に使用した。観測点分布図を Fig. 2 に示す。臨時観測点のデータは衛星通信によるテレメタリングシステム (Urabe *et al.*, 1998) によって全国に配信され、定常観測点のデータと併せてリアルタイムで処理した。地震地殻変動観測センターでは、これらのデータを連続収録するとともに、トモグラフィー解析を目的とした、イベントトリガー記録のデータベースを作成し、マニュアルによる検測をおこなった (萩原・他, 1998)。隣接した観測点 4~5 点毎に一つのゾーンとし、10 個以上のゾーンでトリガーのかかった地震を検測した。解析には検測された地震の中で、以下の基準を満たす 1997 年 10 月から

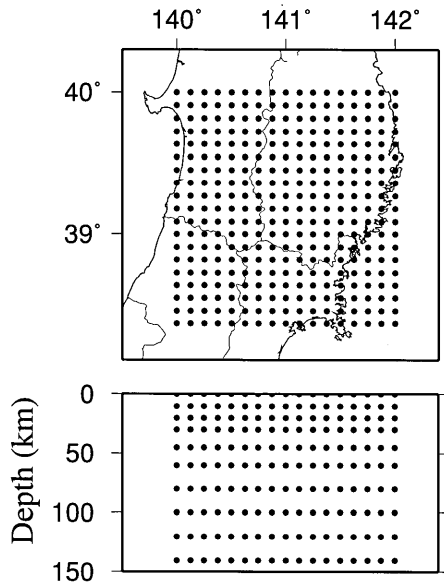


Fig. 4. Horizontal (upper) and vertical (lower) distribution of grid nodes adopted in this study.

2000 年 6 月までの期間の 396 個の地震を使用した (Fig. 3). すなわち, 震央が北緯 38 度から 41 度, 東経 139 度から 142.3 度, 深さが 0 ~ 300 km の範囲で, マグニチュード 2.0 以上, 震源位置の誤差が水平方向, 深さ方向とも 3 km 以内, P 波到着時初動データが 20 点以上, S 波の到着時データが 1 点以上, P 波の走時残差が 1 秒以内, S 波の走時残差が 2 秒以内のデータとした. ほとんどの震源の誤差は 2 km 以内であった. 108 の観測点でこのようにして得られた P 波 23,590 個と S 波 13,313 個の初動読み取り値を解析に用いた.

3. 解析方法

Zhao *et al.* (1992) による走時データの地震波トモグラフィ法を用いた. この方法は, (1) 地球構造を不連続面と格子点でモデル化し, (2) 3 次元波線追跡に, Pseudo-bending 法 (Um and Thurber, 1987) とスネルの法則を用い, (3) インバージョンに LSQR 法 (Paige and Saunders, 1982) を用いる. 格子点での速度のずれと, 震源補正要素を未知数として, 速度構造と震源分布を交互に求め, 走時残差が小さくなるまで繰り返す方法である. 本研究では, 不連続面として, 地殻上部と下部の境界 (コンラッド面) を 15 km で分け, モホ面を 35 km とし, プレーートの境界面を与えた. プレーートの形状は, Zhao *et al.* (1990) の求めた結果を使った.

格子点は, 北緯 38.36 度から 40 度, 東経 140 度から 142 度の解析領域内に, 水平方向には 10 km 間隔に設定した. 鉛直方向には, 地殻内では深さ 0, 10, 20, 30 km

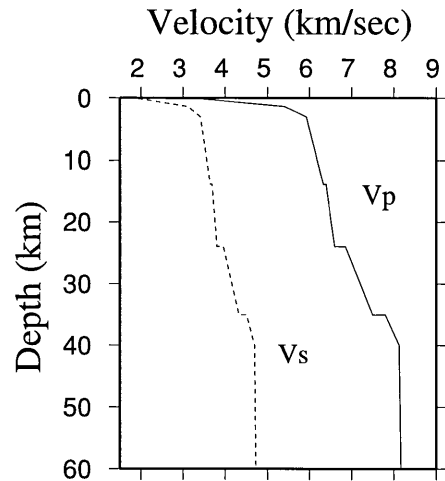


Fig. 5. Initial velocity model for our inversion analyses. The solid and dashed line show P- and S-wave velocities, respectively.

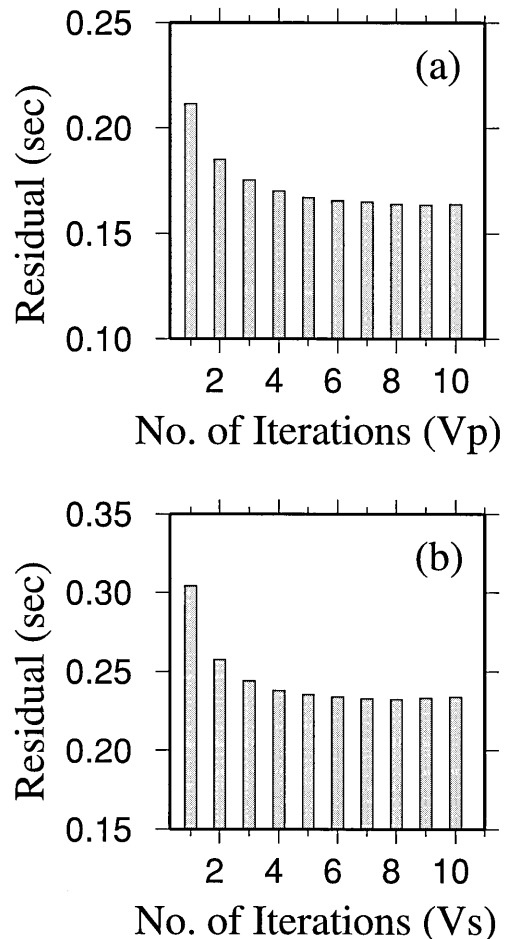


Fig. 6. Root mean square residuals of P-wave (a) and S-wave (b) travel times for each of the iterations in the inversion.

に設定し, マントル内では深さ 45, 60, 80, 100, 120, 140 km に置いた (Fig. 4).

初期速度構造は以下のようにした. 地殻の V_p 構造

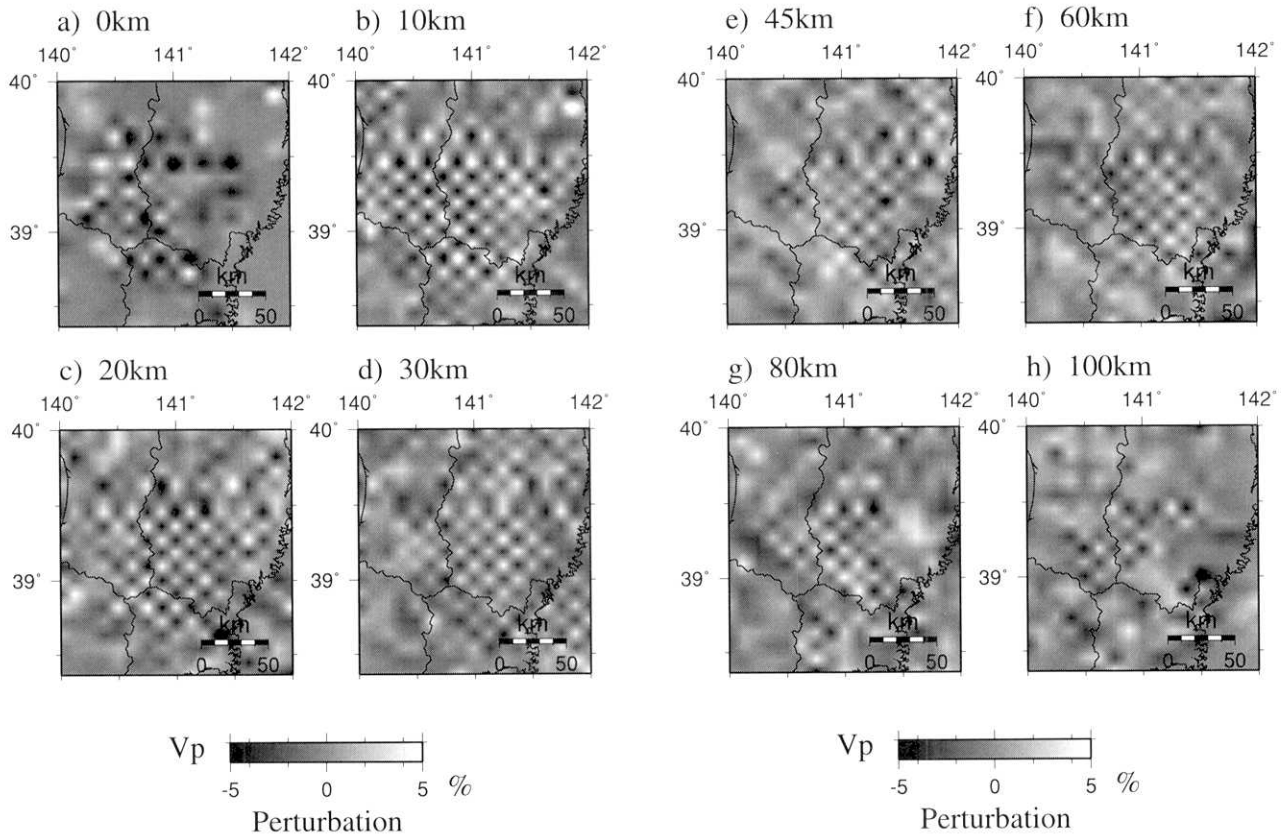


Fig. 7. Results of the checkerboard resolution test for P-wave velocity structure. (a) 0 km, (b) 10 km, (c) 20 km, (d) 30 km, (e) 45 km, (f) 60 km, (g) 80 km and (h) 100 km.

は、この合同観測の一環である制御震源を用いた屈折法地震探査(岩崎・他, 1999)によって得られた構造をもとにモデル化し、最上部マントル以深にはJ-Bモデル(Jeffreys *et al.*, 1940)を採用した(Fig. 5). さらに、プレートの影響を考慮し、沈み込むスラブの内部はまわりのマントルより4%速くした(Zhao *et al.*, 1992). Vs初期構造は V_p/V_s を1.73として V_p の速度構造より求めた. 本研究では、 V_p と V_s それぞれについて、上に述べた初期速度構造を用いてインバージョンを行った.

P波到達時の読み取り誤差は0.05秒、S波については0.1秒程度であった. インバージョンを安定化させるためのダンピング係数(Zhao *et al.*, 1992)は10を用いた.

4. 結果

4.1 走時残差

P波走時残差の二乗平均平方根は初期震源と初期速度構造に対しては、0.211秒であり、S波では0.304秒であった. 速度構造のインバージョンと震源決定を7回繰り返した結果、それぞれ0.165秒と0.234秒に減少した(Fig. 6). 今後の議論では7回目の繰り返し計算の結

果を用いる.

4.2 チェッカーボードテスト

解像度を知るために、 V_p 、 V_s ともに各格子点毎に交互に $\pm 10\%$ のゆらぎを与え、チェッカーボードテストを行った(Humphreys *et al.*, 1988, Zhao *et al.*, 1992). 観測点の配置、震源は実データの解析と同じものを用い、ダンピング係数も同じ値を用いた. 再現された V_p の水平分布をFig. 7, V_s の水平分布をFig. 8, V_p 、 V_s の東西断面をFig. 9, 南北断面図をFig. 10に示す. チェッカーボードテストの結果、再現されたゆらぎの値は最大で $\pm 7\%$ 程度であった. 水平面(10 km, 20 km, 30 km)でのパターンは周辺部を除けば良く回復している. 観測点の密な中央の脊梁部では、深さ100 kmまで良好な結果が得られた. これにより、脊梁地域内の分解能が、地殻内では10 km程度、100 km以浅のマントル内では水平方向で10 km、鉛直方向で20 km程度であると言える.

4.3 平均速度

北緯38.36~40.0度、東経140.0~142.0度、深さ0~100 kmの中の格点2,584個について、各深さ毎の V_p 、 V_s 、 V_p/V_s の平均値を求めた(Table 1). 初期モデルと

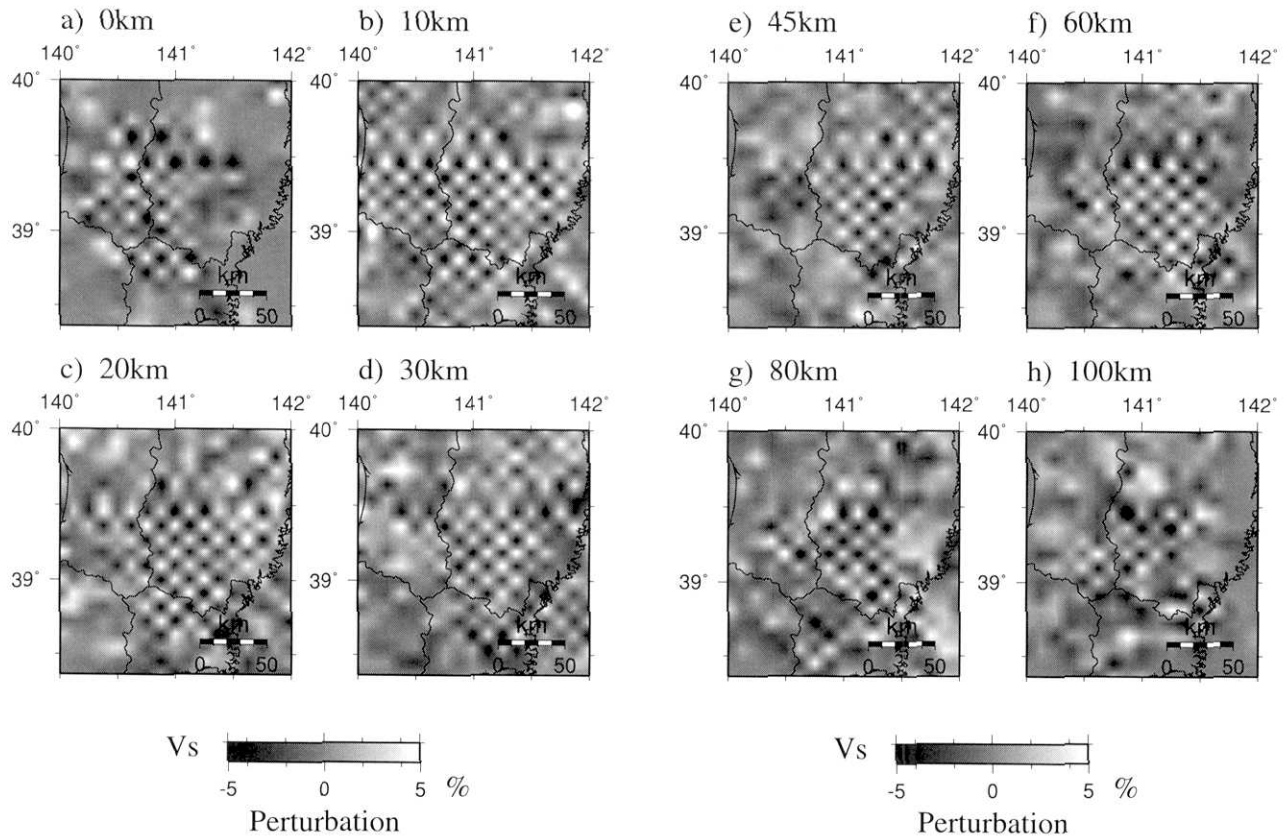


Fig. 8. Results of the checkerboard resolution test for S-wave velocity structure. (a) 0 km, (b) 10 km, (c) 20 km, (d) 30 km, (e) 45 km, (f) 60 km, (g) 80 km and (h) 100 km.

比べ V_p は深さ 30 km でやや遅く求めた以外は、ほぼ初期モデルと同じ値になった。採用したモデルが妥当なものであったと言える。Vs では標準偏差の範囲内であるが、深さ 0 km, 30 km, 45 km で遅く、10 km で速い。 V_p/V_s は、上部地殻で小さく (1.69~1.71), 下部地殻及び最上部マントル 45 km 以浅で大きい (1.76~1.79)。100 km までのマントルでは (1.72~1.75) である。下部地殻・最上部マントルは上部地殻に比べ 3~6% ほど大きい値である。この結果は伊藤・大東 (1996) のまとめた日本各地の V_p/V_s の推定値と矛盾しない。 V_p , Vs の相関図を Fig. 11 に示す。 V_p/V_s は 1.73 の直線に沿って、そのまわりに分布している。すべての格子点の平均値は 1.74 で、ほとんどの V_p/V_s は 1.5 から 2.0 の中に入った。

4.4 速度分布

4.4.1 P波速度 (V_p) の水平分布

水平面での V_p 分布を Fig. 12 に示す。チェッカーボードテストの結果 (Fig. 7) を考慮すると、次のような特徴が認められる。地殻最上部 (0 km) では、大局的には南北走向で、東西方向の波長が数十 km の帯状の構造が見て取れる (Fig. 12a)。解析した領域の東側、北上山

地から太平洋岸にかけては高速度域 (4~8%), 横手盆地、北上川の流域など低地に低速度域 (-8%) がある。これらは北上山地の基盤岩、低地にたまった堆積物を反映していると思われる。岩崎・他 (1999) は、北上山地では堆積層が薄く、“6 km” 層上面の速度が 6.0 km/sec を超える値を得た。西側では、速度が 1.9~2.3 km/sec, 厚さが 0.3~1.2 km の表層を推定している。今回の結果もそれと調和的である。横手盆地東縁、北上川流域に沿った地域は地表に現れた千屋断層、北上低地帯西縁断層の位置でもある。東西の断層にはさまれた脊梁部は高速度である。図中の白丸はこの解析で得られた震源を示す。岩手山周辺の極浅い地震は 1998 年 6 月に発生した雲石地震 (M6.1) の余震である。

深さ 10 km では、高速域と低速域が混ざり合い、複雑な分布をしている。脊梁部では、脊梁山地中軸部 (県境付近) を境にして西側は高速で、東の脊梁部は低速度域である (Fig. 12b)。特に第 4 紀の活火山である栗駒山の西側、焼石岳の東側、秋田駒ヶ岳周辺は低速度 (-8%) である。地殻内の地震は、ほとんどこの深さ (5 km~15 km) に発生している。深さ 20 km では、太平洋岸沿いに南北走向の低速度域 (-4~-8%) がある (Fig. 12c)。

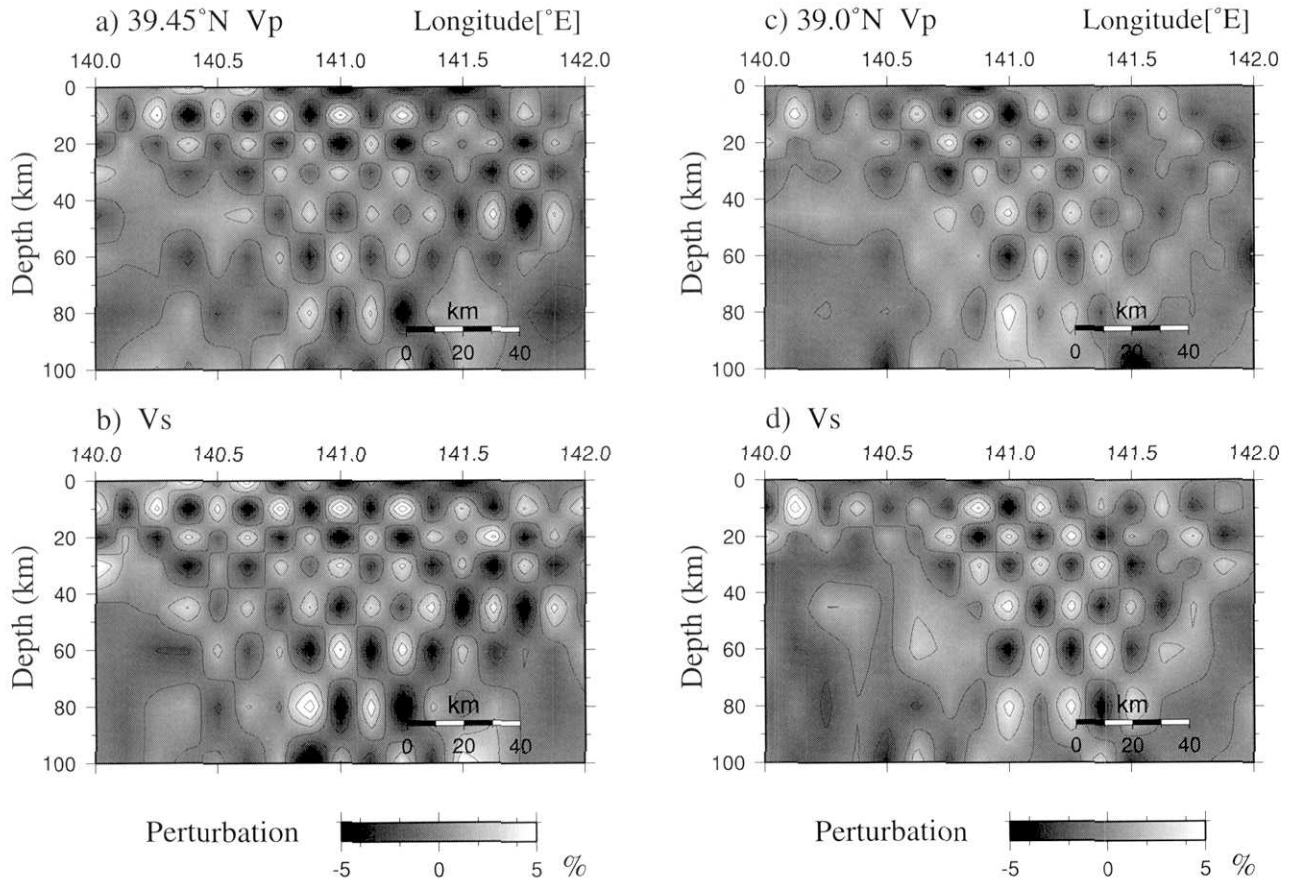


Fig. 9. Results of the checkerboard resolution tests for E-W vertical cross-sections. (a) Vp (39.45°N), (b) Vs (39.45°N), (c) Vp (39.0°N) and (d) Vs (39.0°N).

一方、脊梁部は部分的に低速度のところはあるが全体としては高速（4%程度）になっている。

深さ 30 km では、広く低速域が分布している (Fig. 12 d). 中でも脊梁部と、北上山地にある 2 つの南北走向を持つ波長数十 km の低速域（-4~-8%）が顕著である。東北地方では火山の直下、モホ面近傍に発生する低周波微小地震が知られている (Hasegawa and Yamamoto, 1994). 北部火山群（八幡平、岩手山など）、焼石岳、鳴子火山直下の深さ 27~44 km の低周波微小地震発生域には、（-4~-8%）の低速域がある。この低速域は脊梁部の中でも顕著である。

深さ 45 km では、北と南の火山群は、やや低速度域である (Fig. 12 e). 北上低地西縁断層周辺に、南北走向の低速域がある。それ以外の脊梁部は高速域である。北上山地は高速である。深さ 60 km から 100 km までの脊梁部北部は全体的に低速度域になっている。特に秋田駒ヶ岳の南に強い低速度域（-4~-8%）がある。北上山地は高速（4%）である (Figs. 12 f, 12 g, 12 h).

4.4.2 S 波速度 (Vs) 分布

Vs の分布は、Vp の分布より細かい変動が少ない。次

節に Vp/Vs 分布を示すので、ここでは Vs 分布の図は示していない。深さ 0~10 km の水平面の傾向は Vp と変わらない。深さ 10 km では、高速領域の中に、火山の近傍でスポット的に低速域がある。北部の火山群（秋田駒ヶ岳、岩手山、八幡平）や、焼石岳の東側に低速度域がある。栗駒山の西側には巾 20 km 位の低速度域（-10%）がある。活火山の近傍を除けば、脊梁部は高速域（5%）になっている。深さ 20 km では脊梁部が全域で低速度（-5~-10%）になっている。一方、東の北上山地側は高速域（5%程度）であり、東西のコントラストが強い。深さ 30 km では脊梁部の高速域は少し東に広がっているが、深さ 20 km と同じ傾向である。深さ 45 km では、北上低地帯西縁断層周辺は低速度である。北部及び南部の火山群の周辺も低速度である。深さ 60 km, 80 km でも脊梁部には低速度が広がっているが、そのゆらぎは深さ 20 km~45 km に比べ小さい（-2~-7%）。

4.4.3 Vp/Vs 分布

Vp/Vs の水平分布を Vp, Vs の水平分布と比較して述べる (Fig. 13). 深さ 0 km から 80 km の Vp/Vs と Vs は良く似たパターンをしているが、深さ 30 km の北

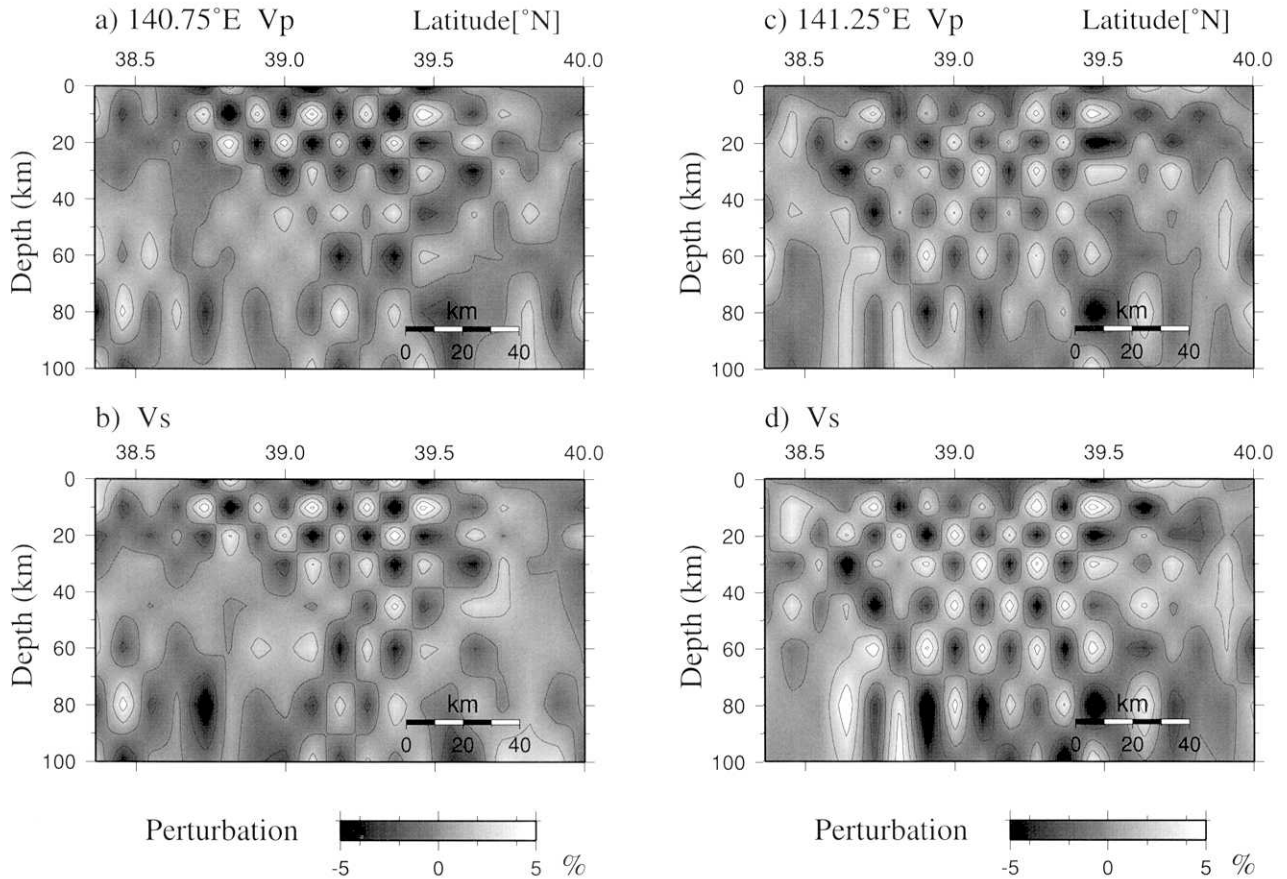


Fig. 10. Results of the checkerboard resolution tests for N-S vertical cross-sections. (a) Vp (140.75°E), (b) Vs (140.75°E), (c) Vp (141.25°E) and (d) Vs (141.25°E).

Table 1. Average values of the inverted P- and S-wave velocities and Vp/Vs ratio for each depth. Initial values are also shown.

Depth (km)	Initial Model			Result		
	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)	Vp/Vs	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)	Vp/Vs
0	3.38	1.95	1.73	3.33 ± 0.31	1.86 ± 0.24	1.71 ± 0.11
10	6.18	3.57	1.73	6.17 ± 0.38	3.66 ± 0.26	1.69 ± 0.13
20	6.52	3.77	1.73	6.52 ± 0.42	3.71 ± 0.29	1.76 ± 0.15
30	7.20	4.16	1.73	7.09 ± 0.40	4.02 ± 0.28	1.77 ± 0.13
45	7.83	4.52	1.73	7.83 ± 0.29	4.39 ± 0.22	1.79 ± 0.10
60	7.86	4.54	1.73	7.85 ± 0.25	4.48 ± 0.16	1.75 ± 0.08
80	7.90	4.57	1.73	7.89 ± 0.30	4.57 ± 0.18	1.73 ± 0.09
100	7.95	4.60	1.73	7.95 ± 0.30	4.64 ± 0.18	1.72 ± 0.09

上山地側では異なる。ここには低 Vp があり、低 Vp/Vs である。

深さ 0 km では Vp, Vs の低速域が Vp/Vs の高いところに対応し、高速領域が Vp/Vs の低い領域に対応した。すなわち、横手盆地、北上低地帯西縁断層の南部の地域、岩手山などの北部の火山帯では高 Vp/Vs (2.0) であり、北上山地は低 Vp/Vs (1.5~1.6) である。

深さ 10 km では、Vp, Vs とともに低速度と高速度域がま

ざりあった分布である (Fig. 12 b)。Vp/Vs は Vs の分布と似たパターンである (Fig. 13 a)。栗駒山の西にある市 20 km ほどの低 Vp/Vs (1.8~1.9) が顕著である。火山のないところでも低 Vp/Vs である場所がある。

深さ 20 km では、Vp, Vs 分布は反対の傾向を持っている。北上低地帯西縁断層群を境に東西で分布が異なる (Fig. 12 c)。西側では、高 Vp, 低 Vs (−5~−10%) で、Vp/Vs (1.8~2.0) は高い (Fig. 13 b)。一方、東の北上山地側では、低 Vp (−4~−8%)、高 Vs (5%) で、Vp/Vs は低い (1.5~1.6)。

深さ 30 km では、脊梁部は高 Vp/Vs である。火山近傍の低周波微小地震 (Hasegawa and Yamamoto, 1994) 発生域では顕著な低 Vp (−4~−8%)、低 Vs (−5~−10% 以上) で、Vp/Vs は高い (1.8~2.0) (Fig. 12 d, Fig. 13 c)。北上側では、低 Vp (−4~−8%)、やや高速の Vs で Vp/Vs は低い (1.6)。ここでは、Vp のゆらぎが Vs より大きい。これは他の場所の傾向と異なる。

深さ 45 km では、全域に高 Vp/Vs (1.8~1.9) が広がっている (Fig. 13 d)。特に、脊梁部と北上山地の南北走向の高 Vp/Vs が顕著である。このパターンは深さ 30

km の V_p の分布と似ている (Fig. 12d).

深さ 60 km, 80 km では, 低 V_p の領域が北部脊梁部から日本海にかけて広がっている. ここでは高 V_s . 低 V_p/V_s (1.6) である. 北上山地から南西に伸びる高 V_p (4% 程度) 域では, V_s は低く (2~3%), V_p/V_s は高い (1.8 程度).

4.4.4 東西断面図 (V_p , V_s , V_p/V_s)

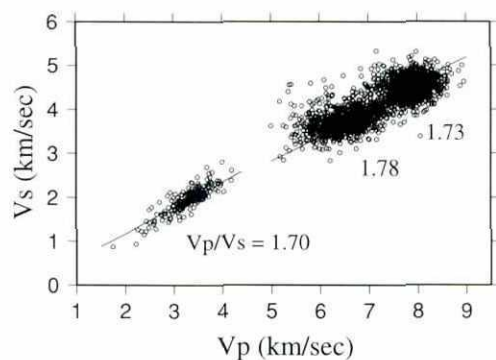


Fig. 11. Relationship between inverted P-wave velocity (V_p) and S-wave velocity (V_s). Lines for $V_p/V_s = 1.70$, 1.73 and 1.78 are also shown.

チェッカーボードテストの結果 (Fig. 9) を考慮すると, 次のような特徴が認められる. 活断層を横切る 39.45 度の東西断面図 (Fig. 14) を見ると, 千屋断層に対応して低 V_p (-8%), 低 V_s (-10%) で, V_p/V_s は高い (1.85). V_p では北上低地帯西縁断層 (東経 141 度付近) に対応する低速領域が西に傾斜して深さ 15 km 位まで達している (Fig. 14a). V_p では地殻下部 15 km から 35 km に東西に広がる低速域 (-8% 以上) がある. その形状には山谷があって, 脊梁中軸部直下では, 10 km の深さまで浅くなり, 東西の断層の深部 (平田・他, 1999b) と接している. 北上山地側では深さ 20~30 km 付近に巾 20 km 程度の低速域 (-8%) がある.

V_s と V_p/V_s 分布では, 北上低地帯西縁断層に対応する低 V_p 域より数 km 東に, 深さ数 km のところから西に傾斜する低速域があり, ほぼ同じ場所が高 V_p/V_s である (Fig. 14b, Fig. 14c). 地殻下部 15 km から 40 km 付近には低 V_s , 高 V_p/V_s が東西に広がっている. 特に脊梁部から西で顕著な低 V_s (-5~-10%), 高 V_p/V_s (1.8~2.0) 域がみられる. V_s 分布では, V_p とは異なり北上山地の下部, 深さ 0~25 km 付近まで高速域 (5~

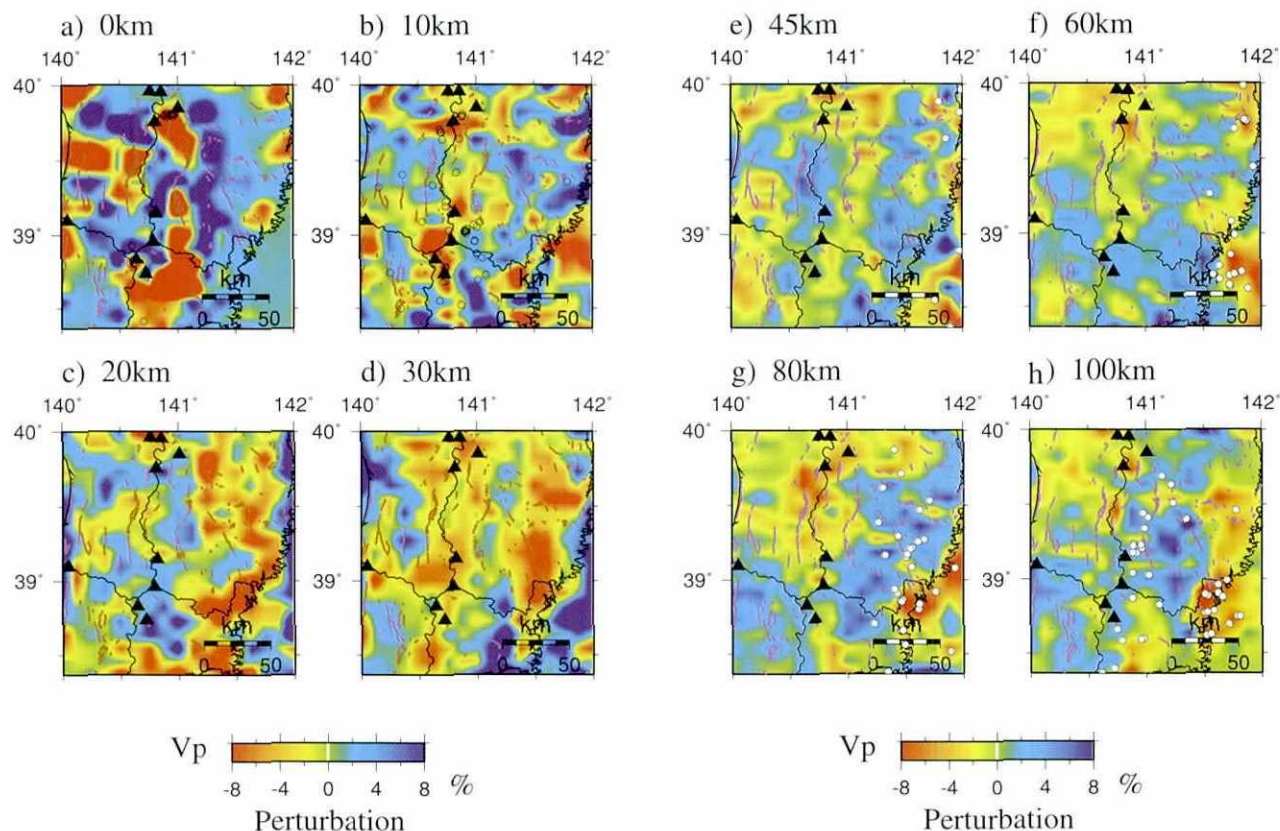


Fig. 12. P-wave velocity perturbations. The perturbation is defined as a deviation of velocity from the average value in grids at each depth as (%). Purple lines and black triangles show active faults and volcanoes, respectively. White circles denote the epicenters of earthquakes relocated in this study. (a) 0 km, (b) 10 km, (c) 20 km, (d) 30 km, (e) 45 km, (f) 60 km, (g) 80 km and (h) 100 km.

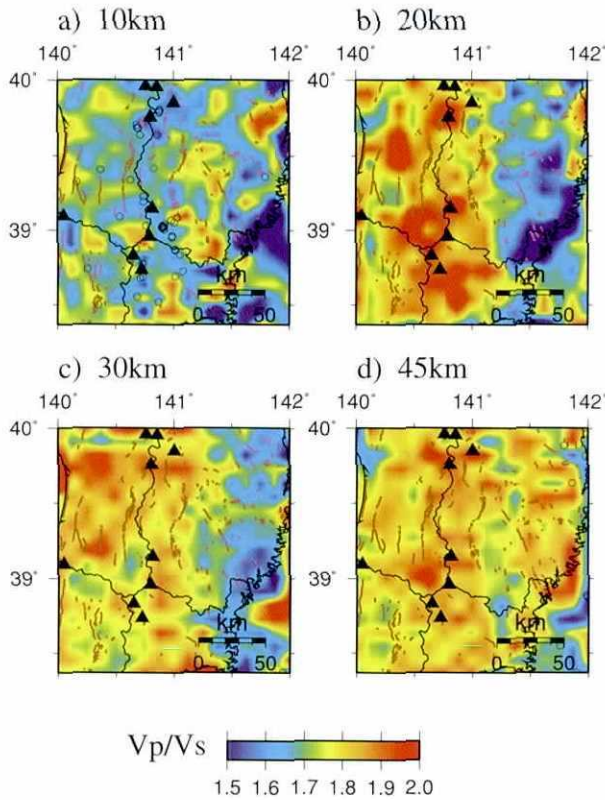


Fig. 13. V_p/V_s ratio structures. (a) 10 km, (b) 20 km, (c) 30 km and (d) 45 km. Symbols are the same as in Fig. 12.

10%) がある。

火山体を通る北緯 39.0 度の断面図 (Fig. 15 a) を見ると、栗駒山の下部深さ 0 km~20 km に巾 20 km 位の低速度域 (−8%) がある。この低速度域は、さらに深部の深さ 20~40 km 付近の低速度域とつながっている。深さ 20~40 km 付近の低速度域は東西に広がり、西側では鳥海山直下の低速度域とつながっている。北上山地側では東から西へ傾斜している幅 20 km ほどの低 V_p (−5~−8%) 域があり、深さ 40 km にまで達している。

V_s 分布では、脊梁山地東縁 (141.2 度位) を境に東西で異なる (Fig. 15 b)。西側では、栗駒山の直下数 km から深さ 60 km にまで達する厚い低 V_s (−5~−10%) 領域が東西 100 km 程度に広がっている。一方北上山地側では、東へゆるく傾斜する高 V_s (5~10%) が地表より深さ 40 km 付近まであり、この付近では V_p と V_s では反対の分布である。

V_p/V_s 分布は、 V_s 分布と同じ傾向持つ。栗駒山の直下では、深さ 10 km から 60 km に高 V_p/V_s (1.8~2.0) の領域がある (Fig. 15 c)。北上山地側では、 V_p/V_s は高い V_s 分布に対応して低い。地殻内の地震は低速度から高速領域に変わる速度勾配の急なところで発生してい

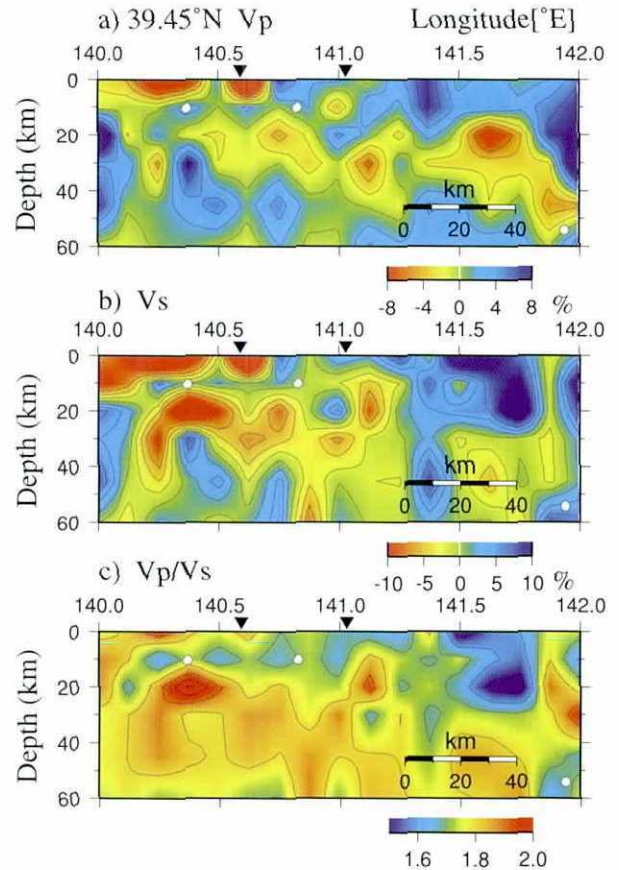


Fig. 14. East-west vertical cross-sections of velocity perturbation and V_p/V_s distribution at 39.45°N beneath the central part of Tohoku. Black triangles show active faults. White circles denote the locations of earthquakes within a width of 20 km relocated in this study. (a) V_p . (b) V_s . (c) V_p/V_s . Contours in (a) and (b) are drawn for the perturbation with an interval of 2%. Contours in (c) are drawn for V_p/V_s ratio with an interval of 0.1.

る。低速度域では発生していない。 V_p/V_s では、 V_p/V_s (青色) の低い領域に発生している。

4.4.5 南北断面図 (V_p , V_s , V_p/V_s)

脊梁中軸部の東経 140.7 度の断面図 (Fig. 16) を見ると、地殻上部の構造は波打って非常に不均質である。この部分の地殻が激しく変形していることを示している。 V_p , V_s の分布には正の相関がある。特に北緯 39.0 度より南の波長 20 km 程度のうねりは、 V_p と V_p/V_s でよく合っている。深さ 20 km 付近にある高 V_p 域 (青色) は、高 V_p/V_s 域 (赤色) に対応している。

V_p では、火山体直下 (八幡平, 秋田駒ヶ岳, 栗駒山) の深さ 0~15 km 付近と、25~40 km に分かれて低速度域があり、火山体直下で 2 つの低速度域が繋がっている。下部の低速度域では低周波地震が発生している

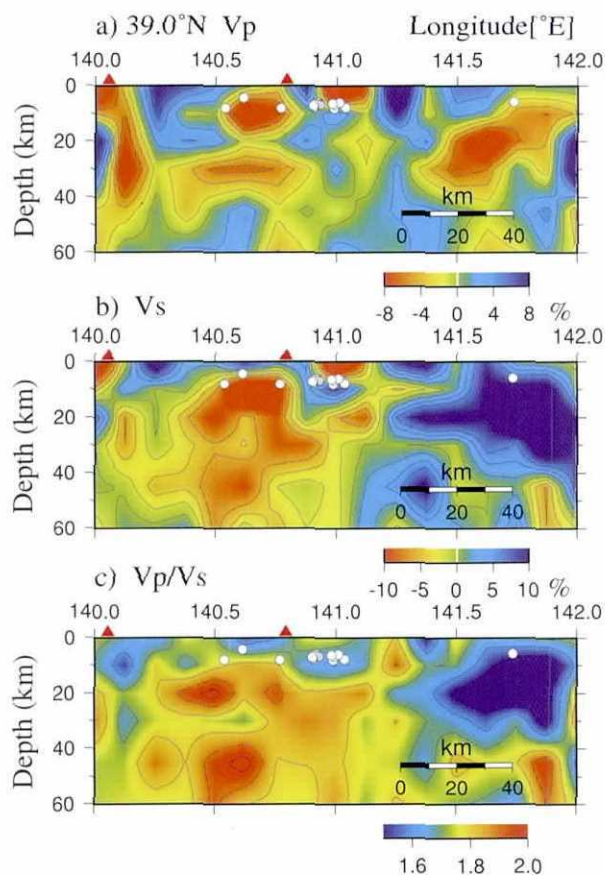


Fig. 15. East-west vertical cross-sections of velocity perturbation and Vp/Vs distribution at 39.0°N beneath the central part of Tohoku. Red triangles show active volcanoes. Other symbols are the same as in Fig. 14. (a) Vp. (b) Vs. (c) Vp/Vs.

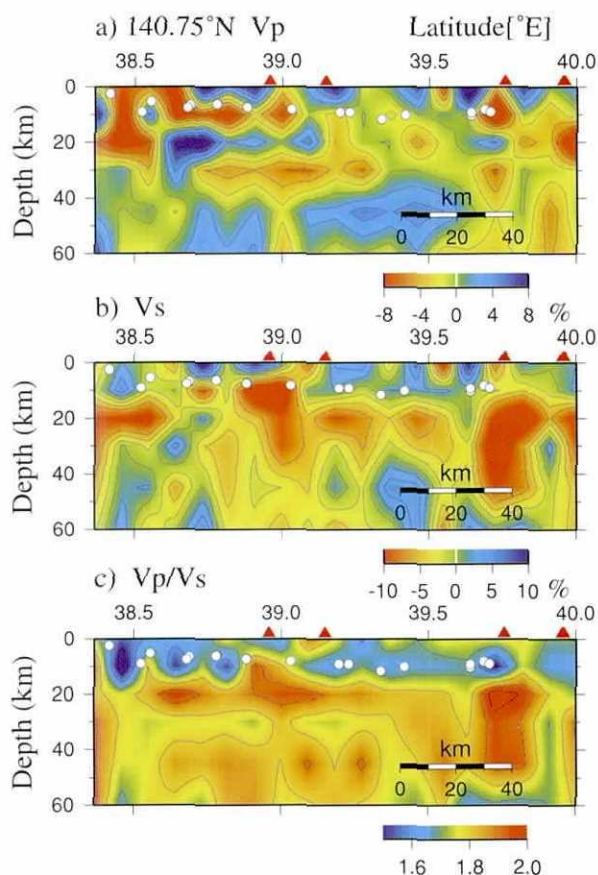


Fig. 16. North-south vertical cross-sections of velocity perturbation and Vp/Vs distribution at 140.75°E beneath the central part of Tohoku. Red triangles show active volcanoes. Others are the same as in Fig. 14. (a) Vp. (b) Vs. (c) Vp/Vs.

(Hasegawa and Yamamoto, 1994). 鳴子, 焼石岳, 秋田駒ヶ岳などの直下深さ 27~44 km に分布する低周波微小地震はこの低速域の上部の縁に分布している。深さ 20 km 付近は高速である (Fig. 16a)。

Vs では, Vp のように低速域が分かれず, 深さ 15~40 km に広く分布している。火山体の直下では, この低速域が深さ 10 km 付近まで浅く盛り上がり, 火山の下部とつながっている (Fig. 16b)。Vp/Vs は Vs の分布と同じ傾向である (Fig. 16c)。

地殻内の震源は, Vp, Vs が低速から高速に変わる速度勾配の大きいところで発生している。低速域では少ない。Vp/Vs では, 深さ 5~15 km の Vp/Vs の低い所 (青色) で地震が発生している。

北上山地の西の縁にあたる東経 141.25 度の断面をみると (Figs. 17a, 17b, 17c), Vp と Vs の分布は大局的には類似している。上部地殻の分布は波打っているが, 上述した東経 140.75 度の分布ほどではない。深さ 10 km まで, 高 Vp (8%), 高 Vs (10%) である。Vp/Vs では

低い値 (1.8~1.9) が散在している。深さ 10 km から 30 km では, ほぼ南北に低 Vp, 低 Vs である。北緯 39 度より北側では, この低 Vp, 低 Vs が深さ 60 km まで広がっている。北側では Vp/Vs はやや高い (1.8~1.9)。

5. 議 論

5. 1 これまでの速度構造との比較

Zhao *et al.* (2000) は大学連合 (JUNEC) (坪井・他, 1989) のデータを用いて, トモグラフィー法により日本の沈みこみ帯の速度構造を求めている。東北地方の深さ 40 km における P 波速度分布には, 北上低地帯西縁断層の西側に南北走向の低速域があり, 北緯 39 度付近に東西に横切る広い低速域が広がっている。北上山地付近では高速になっている。本研究で求めた深さ 45 km の水平面では (Fig. 12e), 北上低地帯西縁断層付近に南北走向の低速域があり, 北上山地は高速である。北緯 39.0 度の断面図では (Fig. 15a), 深さ 20~40 km に東西に広がる低速域があり, Zhao *et al.* (2000) の分布の特徴と調

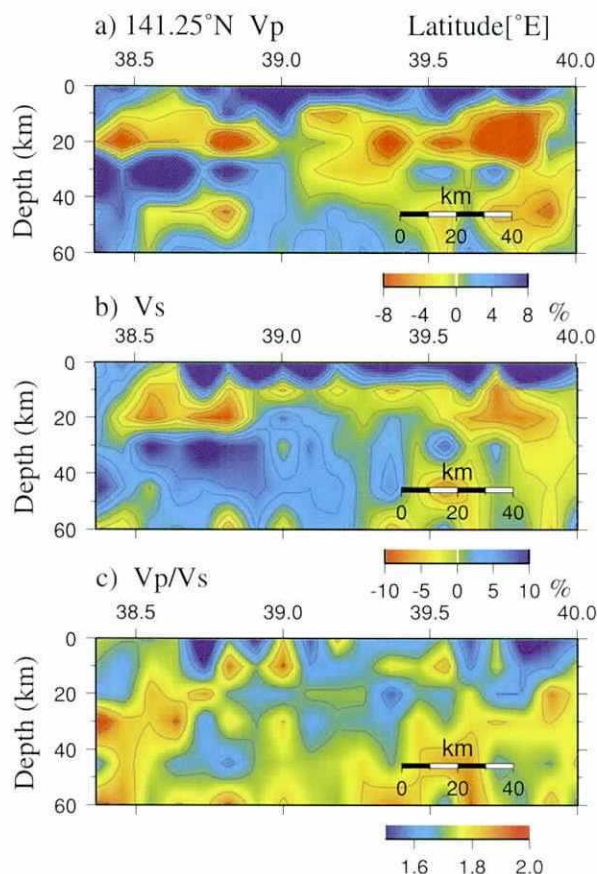


Fig. 17. North-south vertical cross-sections of velocity perturbation and Vp/Vs distribution at 141.25° E beneath the central part of Tohoku. Symbols are the same as in Fig. 14. (a) Vp. (b) Vs. (c) Vp/Vs.

和的である。小論の結果ではより短い波長の不均質構造を示している。

上部地殻は、著者らがこれまでに得ていた分布（平田・他，1999a）と同様の速度分布であった。深さ10 km 水平面の低速域は（Fig. 12b），吉田・他（1999）の後期新生代のカルデラ分布と良い対応をしている。この深さの速度分布は大局的には第三紀後半以降，ほぼ定常的に地殻内で火成活動の影響を被ってきた現在の火山フロント以西の地域と，その影響のない北上山地に対応している。

岩崎・他，（1999）は，北緯39.0度付近を東西に横切る屈折法地震探査を行った。この結果を本研究では初期構造モデルとした。得られた深さ毎の平均速度は，岩崎・他，（1999）からのモデルと比較して，深さ30 km でやや遅い速度（7.2 が 7.09 km/sec）を得た他は，ほぼ同じ値であった（Table 1）。岩崎・他，（1999）の速度構造では，モホ面の形状は暫定的なものであり，30 km 付近の速度は確定的なものではない。北緯39.45度の断面（Fig. 14a）と比較すると，岩崎・他，（1999）では，上部地殻で

北上山地側が，北上低地帯より西側に比べ速い。深さ15 km 以浅の東西に変化している速度分布と調和している。千屋断層，北上低地帯西縁断層に対応する不連続面には，低速度域が対応している。地殻下部上面の形状は，岩崎・他，（1999）では，脊梁部の西側で深さ15 km より浅くなり，東側で最も深く20 km になり，太平洋岸に向かって緩やかに浅くなる。モホ面は脊梁部の東側で最も深く（32～35 km）なり，日本海側，太平洋側に向かって緩やかに浅くなる。この速度6.5～7.0 km/sec 層の形状は深さ20～40 km の低速域の分布と対応している。すなわち，低速域は北上山地下部では深さ数十 km から30 km にあり，脊梁部の東側では，深さ20～40 km と深くなり，脊梁中軸部から西側で，10～30 km に浅くなっている。得られたここでの速度は6～7 km/sec である。細部は分解能がないので，比較することは出来ないがほぼ似たパターンが得られた。

5.2 Vp/Vs と比抵抗構造の比較

Ogawa *et al.*（2000）は，北緯39.5度付近で，脊梁山地を東西に横断する広帯域MT法の観測から，比抵抗の構造を求めた。この結果を39.45度のVp/Vsの断面図（Fig. 14c）と比較すると，出羽丘陵の下部，深さ20～30 km にある低比抵抗の領域と，深さ15～25 km にある高Vp/Vs（1.9～2.0）が対応している。また，北上低地帯西縁断層に沿って，断層面の下部にある低比抵抗の領域は，高Vp/Vs（1.8～1.9）の領域と対応している。これらが物理的に何を意味するかは分かっていない。横手盆地から出羽丘陵の下部，深さ10 km にある高比抵抗の領域は，低Vp/Vs（1.6～1.7）である。脊梁中軸部下部深さ10 km 付近にある低比抵抗の領域はVp/Vsでは明瞭でない。分解能が10 km 程度であるので詳細な議論は出来ないが，これらの結果は，断層の形成，断層運動に伴って，地震波やMT法で分解できる程度の広がりや強度を持つ構造が地殻深部に形成されていることを示唆している。

5.3 Vp/Vs とS波反射面

堀・他，（1999）は，1996年宮城県鬼首地震の余震観測及び，東北脊梁合同観測の波形データからS波反射面の分布を求め，東北地方（北緯38～40度）の全域にわたって，顕著なS波反射面が分布していることを明らかにした。北緯39.45度及び，北緯39.0度の断面図（Fig. 14c，Fig. 15c）とS波反射面の分布を比べると，明らかな傾向がある。北緯39.45度では，千屋断層，北上低地帯西縁断層の形状に沿って，その下部，深さ10～20 km に反射面がある。そこでは，Vp/Vsは1.7から1.8程度である。反射面はVp/Vsが1.8のコンターに沿って多く分布し

ている。1.8 以上では少ない。北緯 39.0 度では、栗駒山の西側には、深さ数 km から 10 km に、S 波反射面があり、東側では、深さ 10~20 km にある。これらの反射面も V_p/V_s が 1.6 から 1.8 に分布し、 V_p/V_s が 1.8 のコンターに沿って多く分布している。1.8 以上では少ない。S 波分布で見ると、高速域から低速にかわる速度勾配の急な場所に多くある (Fig. 14 b, Fig. 15 b)。地殻内の地震の多くは、反射面の上部で発生している。低周波微小地震は、脊梁下部で、低速度域が浅く盛り上がりはじめる、その場所に発生している (Fig. 15 b)。P 波では傾向が明瞭でない。低周波微小地震はマグマ活動に関連すると考えられ (Hasegawa *et al.*, 2000)、背弧側では、地殻熱流量、地温勾配も高い (田中, 1999) ことを考慮すると、S 波反射体が部分溶融している可能性もあり、反射面での V_p/V_s の値は、S 波反射体を知る上で、一つの手がかりになると思われる。

5.4 北上山地の速度分布と反射面

Iwasaki *et al.* (1994) は北上山地を南北に縦断する屈折法地震探査を行い、早池峰構造線を境とする地殻構造の変化や、深さ 12~30 km に多く存在する反射体を明らかにした。本研究で得られた北上山地の V_p 分布は、深さ 0~10 km まで高速度 (5%) であり、 V_s では 0~25 km まで高速 (5~10%) になっている (Fig. 14 (a))。この結果は Iwasaki *et al.* (1994) の結果と調和している。これらは、この地域を構成しているジュラ紀の堆積岩及び前白亜紀の深成岩 (日本列島の地質編集委員会, 1996) の速度を反映していると思われる。深さ十数 km から 30 km 位に存在する V_p の低速域 (-5~-8%) (Fig. 12 c, Fig. 12 d) は Iwasaki *et al.* (1994) の観測した多くの薄い反射体を持つ下部地殻に対応している。 V_s 分布では深さ 20 km 付近は高速域 (5%) であり、深さ 30~50 km が低速域 (-5%) になっている (Fig. 14 b)。この結果は P 波の反射面が S 波より多く検出されていることに対応している。 V_p/V_s は深さ 20 km 付近で低い (1.5~1.6) (Fig. 13 b, Fig. 14 c)。北上山地では、熱流量、地温勾配ともに低く (田中, 1999)、これらの反射面は地殻内流体である可能性がある。一方、Zhao *et al.*, (2000) は、低温で、含水破碎岩体と推定される前弧側の淡路島下や、兵庫県南部地震域の低速度異常域で、 V_p/V_s が大きいことを報告している。北上山地の低速度域とは異なる。これが何に起因するかは今後の研究の課題である。

6. ま と め

東北地方の 3 次元速度構造を自然地震の走時データによるトモグラフィー法で求めた。1997 年 10 月から 2000

年 6 月までに東北地方で発生した地震のうち、396 個の地震を用いた。108 点の観測点の P 波到達時刻 23,590 個、S 波の到達時刻 13,313 個のデータを解析に使用した。脊梁山地周辺では 10 km 程度の分解能で解析し、 V_p , V_s , V_p/V_s の分布から下記のような結果を得た。

- 1) 解析領域では、大局的にみると南北走向で、東西に十数 km の波長で速度分布の変化がある。
- 2) 上部地殻では、 V_p , V_s 分布は同じ傾向である。 V_p/V_s は V_p , V_s の低速域に対して高く、 V_p , V_s が高速のところは低い。
 - (a) 地表付近では、速度分布は地形を反映している。横手盆地、北上低地帯など低地で堆積層のあるところでは低速度であり、古い地質をもつ北上山地では高速度である。
 - (b) 脊梁山地の第 4 紀の活火山 (岩手山、秋田駒ヶ岳、栗駒山など) の直下、深さ 0~15 km 付近には、低速域が存在する。この低速域はさらに深部の低速域へ伸びている。この低速域では V_p/V_s は高い。
 - (c) 西側の千屋断層、東側の北上低地帯西縁断層群に対応する低速域があり、それらは深さ 15~35 km にある低速域と接している。
- 3) 下部地殻及び上部マントルでは V_p と V_s の分布は異なる。北上山地下部 20~30 km 付近では、 V_p は低速であり、 V_s は高速である。
 - (a) V_p では深さ 20 km 付近の北上山地の低速域、深さ 30~40 km の脊梁部と北上山地の二つの低速域が顕著である。北上山地の深さ 20 km 付近にある V_p の低速域は、下部地殻の反射面を多く持つ領域に対応する。ここでは V_s は大きく、 V_p/V_s は小さい。
 - (b) V_s , V_p/V_s では深さ 20~30 km で、脊梁部が低速、高 V_p/V_s であり、北上山地側は高速、低 V_p/V_s である。
 - (c) 脊梁部では、南北走向の低速域が V_p では深さ 25~40 km 付近に、 V_s では深さ 15~40 km に広く分布している。これらの低速域は、地殻上部に存在する火山体下部の低速域や、活断層下部の低速域とつながっている。ここでは V_p/V_s も大きい。
- 4) 地殻内の地震は、15 km 以浅で発生しており、それらは低速度から高速度になる速度勾配の大きいところに起きている。低速域の内部では少ない。 V_p/V_s 分布では、低い V_p/V_s の領域に発生している。
- 5) 解析領域の平均的な V_p/V_s として、上部地殻で

(1.69~1.71), 下部地殻及び最上部マントルで(1.76~1.79), 100 km以浅のマントルで, (1.72~1.75)の値を得た。

謝 辞

本解析には, 脊梁合同観測のデータ, 及び東北大学, 気象庁の定常観測点のデータを使用しました。速度解析には, 愛媛大学の趙大鵬氏のプログラムを使用させて頂きました。記して感謝いたします。地震地殻変動観測センターの酒井慎一氏には本稿を読んでいただき貴重な意見をいただきました。又, 初動の読み取りには, 地震地殻変動観測センターの以下の方によりなされました。酒井 要氏, 小林 勝氏, 羽田敏夫氏, 橋本信一氏, 荻野 泉氏, 北浦康子氏, 田上貴代子氏, 井上義弘氏, 三浦禮子氏, 三浦勝美氏。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 萩原弘子・平田 直・酒井慎一・東北日本弧地殻活動研究グループ, 1998, 東北合同地震観測データの走時解析による島弧地殻の不均質構造, 地震学会1998年講演予稿集, P 164.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994, Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- 長谷川昭・平田 直, 1999, 総論: 東北日本トランセクトー島弧変形と殻活動一, 月刊地球, 号外 **27**, 5-11.
- Hasegawa, A., A. Yamamoto, N. Umino, S. Miura, S. Horiuchi, D. Zhao and H. Sato, 2000, Seismic activity and deformation process of the overriding plate in the northeastern Japan subduction zone, *Tectonophysics*, **319**, 225-239.
- 平田 直・萩原弘子・松原 誠・佐藤比呂志, 1999 a, 東北合同観測データによる東北日本弧の3次元速度構造と地殻活動, 月刊地球, 号外 **27**, 22-27.
- 平田 直・佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司, 1999 b, 反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造, 月刊地球, 号外 **27**, 39-43.
- 堀修一郎・海野徳仁・長谷川昭, 1999, 東北地方南部における自然地震のS波反射面の分布, 月刊地球, 号外 **27**, 155-160.
- Humphreys, E. and R. Clayton, 1988, Adaptation of Back projection tomography to seismic travel time problem, *J. Geophys. Res.*, **93**, 1073-1085.
- 伊藤 潔・大東明子, 1996, 地殻及び上部マントルにおけるVp/Vs比, 日本地震学会講演予稿集, **2**, B83.
- Iwasaki, T., T. Yoshii, T. Moriya, A. Kobayashi, M. Nishiwaki, T. Tsutsui, T. Iidaka, A. Ikami and T. Masuda, 1994, Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami Massif, Northern Honshu, Japan, from a seismic refraction experiment, *J. Geophys. Res.*, **99**, NA 22107-22204.
- 岩崎貴哉・加藤 亘・海野徳仁・岡田知巳・関根秀太郎・武田哲也・田代勝也・長谷見晶子・松島 健・溝上智子・宮下芳・宮町宏樹・森谷武男, 1999, 1997年東北日本横断地殻構造探査, 月刊地球, 号外 **27**, 48-55.
- Jeffreys, H. and K.E. Bullen, 1940, Seismological Table, Assoc. Gray-Milne Trust.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 120-126, 130-133.
- 日本列島の地質編集委員会, 1996, 日本列島の地質, 丸善株式会社, 43-45.
- Ogawa, Y., M. Mishina, T. Goto, M. Satoh, N. Oshiman, Y. Takahashi, T. Nishitani, M. Uyeshima, Y. Honkura and M. Matsushima, 2000, Imaging deep resistivity structure of active faults in NE Japan, *EOS*, **81**, No. 22, WP 133.
- Paige, C. and M. Saunders, 1982, LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Transactions and Mathematical Software* **8**, 43-71.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic events and stress field and basin development in northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22261-22274.
- 田中明子, 1999, 東北地方の坑井データから得られた地温勾配値, 月刊地球, 号外 **27**, 118-122.
- 坪井誠司・額縁一起・鷹野 澄・宮武 隆・阿部勝征・萩原幸男, 1989, 国立大学地震観測網カタログの震源決定処理, 地震 **2**, **42**, 277-284.
- Um, J. and C. Thurber, 1987, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **77**, 972-986.
- Urabe, T., N. Hirata and K. Takano, 1998, *EOS*, **79**, F563.
- 吉田武義・相澤幸治・長橋良隆・佐藤比呂志・大口健志・木村純一・大平寛人, 1999, 東北日本弧, 島弧火山活動期の地史と後期新生代カルデラ群の形成, 月刊地球, 号外 **27**, 123-129.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa, 1990, 3-D seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **181**, 135-149.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, 1992, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.
- Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kanamori, 1994, Deep structure of Japan Subduction zones as derived from local, regional, and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313-22329.
- Zhao, D., F. Ochi, A. Hasegawa and A. Yamamoto, 2000, Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13579-13594.

(Received October 17, 2000)

(Accepted January 29, 2001)