短スパンアレイ観測による奥羽脊梁山地周辺の 地殻不均質構造のイメージング

秋田大学工学資源学部 * 松 本 聡
防災科学技術研究所 ** 小 原 一 成
東北大学大学院理学研究科 *** 吉 本 和 生・斎 藤 竜 彦・長谷川 昭
宇都宮大学教育学部 **** 伊 東 明 彦

Imaging of Inhomogeneous Structure of the Crust beneath Ou Backbone Range, Northeastern Japan, Based on Small Aperture Seismic Array Observations

Satoshi MATSUMOTO

Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Tegata Gakuen-cho 1-1,
Akita 010-8502, Japan

Kazushige OBARA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1,
Tsukuba 305-0006, Japan

Kazuo YOSHIMOTO, Tatsuhiko SAITO and Akira HASEGAWA

Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba-Ku, Sendai 980-8578, Japan

Akihiko Ito

Faculty of Education, Utsunomiya University, Minemachi 350, Utsunomiya 321-8505, Japan

(Received April 12, 1999; Accepted August 9, 1999)

Ou Backbone range, northeastern Japan, is bounded both at eastern and western edges by active faults with reverse-fault type, and seismic activity is quite high in this range. The known largest event is the Rikuu Earthquake with M 7.2 that occurred along the western edge in 1896. Two small aperture seismic arrays were deployed in 1997 and 1998 in order to image spatial distribution of P wave scatterers in the crust beneath the range. Waveforms of 7 and 13 explosions observed by the respective arrays were analyzed in a frequency band of 6-20 Hz. Hypocentral distances between explosions and arrays are too large to apply conventional analyses such as CMP stacking or migration to observed data. We developed a method to estimate P-wave scatterer distribution from array observation data. Observed waveforms were slant stacked along various directions from the arrays, and energy density of waveform was further processed by diffraction curve summation. Spatial distribution of P wave scatterers was imaged by the presently developed procedure. The results show that strong scatterers are distributed around the fault plane of the 1896 Rikuu Earthquake and in the mid- to lower-crust of the range. The distribution of scatters in the upper crust correlates to hypocenter distribution of micro-earthquakes.

Key words: Seismic array, Scattering, Inhomogeneity, Tohoku.

* 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

** 〒305-0006 つくば市天王台 3-1

*** 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

**** 〒321-8505 宇都宮市峰町 350

§1. はじめに

奥羽脊梁山地は典型的なプレート沈み込み帯である東北日本弧に位置し、陸域の中央部を南北に縦断し、東西を逆断層タイプの活断層で挟まれている。東北日本弧の脊梁山地には火山が多く存在しており、いわゆる火山フロントがこれに沿って走っている。Fig. 1 に本研究で対象とする地域を示す。この地域も北側に岩手山、秋田駒ヶ岳（図中の▲印）、南側に鬼首、栗駒山などの火山があり奥羽脊梁山地はこれらの火山に挟まれた領域に位置する。ここでは1896年陸羽地震 (M 7.2) や1970年秋

田県南東部地震 (M 6.2), 1996年鬼首地震 (M 5.9, 5.7) など、比較的規模の大きな内陸地震が発生し、その余震活動は現在も継続している。中でも規模の大きな陸羽地震は東西圧縮型の逆断層タイプの地震で、地震発生時に地表に千屋、太田、白岩断層等 (Fig. 1 中の破線部分、以下では千屋断層と呼ぶ) が現れた。また、東北大学、弘前大学の微小地震観測網によって微小地震活動が詳細に調べられ、脊梁山地では微小地震活動が活発であり火山の直下では活動の下限が相対的に浅くなっていることが示された [HASEGAWA and YAMAMOTO (1994)]. 1998

Fig. 1. Map showing locations of seismic arrays and explosions. Squares and stars show shot points in 1997 and 1998, respectively. Asterisks with character S and H denote locations of Sawauchi and Hanamaki array, respectively. Solid Square and solid star are locations of shot L4 and M6, for which waveform data are displayed in Fig. 2. Large open circle shows epicenter of large earthquake in the past. Dashed line denotes surface break accompany with Rikuu earthquake (1896). Array profiles are shown in the lower left, open circles being observation sites. Solid triangles denote locations of active volcanoes.

年2月以降、領域北部の岩手山周辺では地震活動の活発化、顕著な地殻変動が見られており、火山活動が活発化している〔植木・他(1999)、田中・他(1999)〕。さらに、1998年9月3日には、岩手山近傍の岩手県雫石町でマグニチュード6.1の地震が発生した〔海野・他(1998)〕。このような地震・火山活動の活発な地域の地殻不均質構造を詳細に調べることは内陸地震の発生機構、火山の活動を知る上できわめて重要である。

1997年から1999年をはじめまで全国の多くの大学が参加して東北脊梁山地合同地震観測が行われた〔東北日本弧地殻活動研究グループ(1998)〕。この合同観測期間中、1997年10月と1998年8月には爆破地震動研究グループによる発破実験が行われ〔爆破地震動研究グループ(1998)、平田・他(1998)〕、それに伴って各機関がより一層稠密な臨時地震観測を行った。われわれもこれらの発破実験に同期して脊梁地域において、地震探査用のCDPケーブル(多芯ケーブル)を用いた稠密アレイ観測を行った。

内陸地域に発生する地震の位置、規模等を規定するのは応力の不均質構造と媒質強度の不均質構造であると考えられる。詳細な不均質構造を推定するには、アレイ観測などの短波長不均質を検出可能な観測が必要である。短波長不均質構造は地震波の波長と同程度あるいはそれ以下のものを指し、走時解析からは検出が難しく、散乱体として振る舞うことが知られている。短波長不均質構造内を伝播する地震波は散乱されてさまざまな方向、強度を持つ散乱波を生み出すことになる。短波長不均質構造を推定するにはこれらの散乱波を検出する必要がある。この点から、アレイ観測は波の伝播方向、速度などの性質を特定することが可能で、もっとも適切であると考えられる。定常地震観測網のデータを用いて、不均質の空間分布を推定する試みはNISHIGAMI(1991, 1999)、REVENAUGH(1995)らによってなされている。特に、NISHIGAMI(1999)はSan-Andreas断層において散乱体分布を求め、これらが地震活動とよく対応していることを示した。短スパン(地震計間隔が数十m)の地震計アレイ観測から不均質構造を推定する試みはMATSUMOTO *et al.*(1998)らによってなされている。ここでは、複数の発破震源、複数のアレイを用い、かつイメージングの手法を改良することによって推定分解能を向上させ、分解能が高い領域を広げるとともにアレイ観測データから詳細に不均質をイメージングすることを試みる。

§2. 観測およびデータ

爆破地震動研究グループによる発破実験に同期した稠密アレイ観測は1997年、1998年それぞれ1箇所ずつ

行った。1997年10月から11月までは岩手県沢内村に2 Hz 上下動地震計を主としたアレイを設置した(沢内アレイ)。地震計は約20 m間隔で、計84地点設置した。このうち1 Hz 3成分観測点は6点であり、全体の測線長は約1.5 kmである。1998年には7月から11月まで岩手県花巻市にCDPケーブルおよび地震計を展開し、アレイ観測を行った(花巻アレイ)。地震計は1 Hz 3成分および2 Hz 上下動地震計を用い、それぞれ32, 96地点に設置した。地震計間隔はアレイの中心を基準として、20 mから40 mに順次増えてゆくようにした。測線長は約4 kmである。これらのアレイの位置、形状をFig. 1に示す。地震計からの信号はCDPケーブルを通して地震探鉱器(OYO DAS-1)で収録された。これら2つのアレイで用いた探鉱器は96 ch入力で、サンプリング周波数500 Hz、収録時間60秒に設定された。花巻アレイではこの探鉱器を2台使用した。人工地震はマニュアルトリガーで収録を行い、自然地震は数点の地震波形振幅の短時間平均(1秒程度)と長時間平均(数十秒)の比から地震判定を行い、収録した。収録した発破は10発(1997年)および13発(1998年)である。このうち、沢内アレイの解析ではS/N比のよい記録7個を用いた。それぞれアレイで解析に用いた発破点位置をFig. 1中に示す。Fig. 2に沢内アレイで収録された発破L4(Fig. 1中の■)および花巻アレイで収録された発破M6(Fig. 1中の★)の上下動地震計記録を示す。波形は6~20 Hzのバンドパスフィルターを通し、後続波を見やすくするためにウィンドウ長2秒のAGC(Auto Gain Control)処理を施している。これらの波形記録で、P波到達時刻より2から4秒後に振幅の大きな波群が到達していることがわかる。

§3. データ処理法

地殻不均質構造を求めるために、基本的にはMATSUMOTO *et al.*(1998)の方法によって地震波散乱体の分布を推定する。本研究ではさらに散乱体分布を広範囲で精度よく求めるために複数のアレイで得られた分布を結合する手法を開発した。

Slant stackによって散乱体の位置を推定する本研究の処理概念図および処理の流れをFig. 3に示す。従来、アレイによる散乱体の位置推定はセンブランス法が用いられてきた〔例えば、NIKOLAEV and TROITSKY, 1987〕。センブランス法では散乱波の発生源を推定することが可能であるが、散乱強度についての推定はできない。これは散乱波振幅の大きさを評価しないためである。これに対してSlant stackを用いた方法ではMATSUMOTO *et al.*(1998)に述べられているように散乱体位置と相対的な

a) Sawauchi array - L4

97/10/22/ 01:02

B.P.F: 6 -20Hz AGC

0.1 sec/div.

b) Hanamaki array - M6

98/8/10/ 00:02

B.P.F: 6 -20Hz AGC

0.1 sec/div.

Fig. 2. Examples of observed waveforms at a) Sawauchi (shot L4) and b) Hanamaki (shot M6) array. Locations of the shot points are shown in Fig. 1 by solid square and star. Waveforms are passed through 6-20 Hz band-pass filter, and then AGC processing is applied with a window length of 2 sec.

散乱強度を求めることができる。

Slant stack によって処理すると、Fig. 3 の処理概念図で示されているように、ある方位、見かけ速度で Slant stack された波形はアレイに到達するひとつの波線上で散乱された地震波の振幅を反映している。発震時、震源位置、速度構造がわかれば stack 波形の時間軸は空間に投影することができる。この方法で stack 波形を処理して散乱体の空間分布を求めてゆく。ここでは発破を震源として用いているために、散乱体は P-P 散乱をするものと仮定し処理を行った。処理は沢内アレイ、花巻アレイそれぞれにおいて、上下動地震計での観測波

形に 6~20 Hz のバンドパスフィルターをかけた後、slant stack を行う。その後、各アレイごとに散乱体の空間分布を求め、最終的にはアレイ間で重合する。これらの処理は、本質的には反射法地震探査で用いられる diffraction curve summation に相当する。以下では Fig. 3 の流れ図にしたがって各処理について述べることにする。図中のカッコ内の数字は以下の節番号に対応している。

3.1 静補正

ここで展開したアレイは、測線長が 1 km 以上におよび、各地震計直下の浅部構造が異なることが考えられる。このような場合、アレイに入射する地震波の位相が浅部構造によって揺らぐため、平面波として波形を重合しても十分な効果が得られない。そのため、浅部構造の違いを補正する時定数を観測点ごとに求めて重合の際に差し引くことにする。この補正値を求めるため、解析する発破の直達 P 波到達時を用いた。ある発破について直達 P 波が平面波であると仮定し、その伝播方向をセンプランス係数の最大方向から決定する。その後、S/N の良い観測点を基準観測点として選び、基準観測点と各観測点の波形相関がもっとも高くなるように各観測点で時間をずらすことによって補正すべき時間差を求めた。波形が一周期以上ずれて相関をとらないように、ずらす時間範囲はバンドパスフィルターの中心周期の半分を設定した。これによって各観測点のひとつの発破に対する補正値が得られる。発破ごとに求めた補正値をすべての発破について平均することで最終的な観測点ごとの補正値を得た。求められた補正値の範囲は -0.081~0.104 秒である。直達波のセンプランス値は補正前が 0.1 から 0.3 であったのに対し、この補正値を用いた場合、すべて 0.5~0.7 になった。

3.2 ミュート

直達波、特に直達 S 波は地下の散乱体のイメージングにとって障害となる。上下動地震計の記録を用いていることや後で slant stack するため、直達 S 波の影響は現れにくいものの、振幅が大きい場合は重合によっても十分にその振幅が押さえられないことが予想される。そこで、波形上で直達 S 波が寄与していると思われる部分に反射法処理でよく用いられるミュート処理、すなわち各観測点で得られた波形の直達 S 波部分の振幅を 0 にする処理を施した。その際、ミュートするウィンドウの両端でコサイン型のテーパをかけて振幅の不連続を抑制した。ミュートウィンドウの長さは震源によって異なるが 0.5 秒から 2 秒程度である。

3.3 振幅回復

散乱波の振幅は経過時間が大きくなるほど幾何減衰な

Fig. 3. (Upper) Schematic illustration showing a relationship between slant stacking and scatterer distribution. (Lower) Flow chart of the processing for estimating scatterer distribution. The number in the parenthesis beside each processing corresponds to the subsection number in the text.

どの影響によって小さくなる。SATO (1977) による一次散乱理論によると、その影響は振幅に対して $\exp(-at)/t$ に比例する効果がある。ここでは、ミュートした後の波形に対して、さらに、0.1 秒のウィンドウで波形をスムージングしてこの係数 a を各観測点ごとに決定し、減衰分を補償した。このようにして補償した後の波形で大きな振幅として現れる部分は地殻中に分布した散乱体の平均的な強度（バックグラウンドの散乱強度）よりも強い散乱体からの波の寄与であると解釈できる。MATSUMOTO *et al.* (1998) では振幅回復を AGC 処理によって行っているが、大きな振幅変化があった場合でも AGC よりも平均的な振幅を忠実に反映できることから、ここでは指数関数型のフィッティングを行った。

3.4 semblance enhanced stack

アレイに到達する散乱波を方位、スローネスごとに分解するために slant stack を用いた。方位方向へは 2 度ごと、スローネスは 0.005 ごと、この処理を行った。ここでは、さらに beam forming の分解能を向上させるため、波形を方位、slowness で分解する際に以下のような semblance enhanced stack を用いた。重合されたある時間の振幅は前後 0.1 秒間の波形から計算されたセンプランス係数と積をとる。通常の slant stack の場合は逆変換によって元の時系列に変換できるが、この処理を施した場合不可逆処理となる。その一方、センプランス係数が重みとしてかかっているため、散乱波はその到来方向、スローネス以外の方向に関して振幅の染み出しを抑制することができる。Fig. 2 で示した発破 (L4, M6) の観測波形にバンドパス・フィルターを通し semblance enhanced stack 処理を行った波形を Fig. 4 a, b に示す。重合した方向は東西方向である。図から散乱波に対応する振幅の大きな部分がいくつか見られ、そ

れぞれがよく分離していることがわかる。特に花巻アレイについてはスローネスの染み出しが少ないことがわかる。このアレイが沢内アレイに対して測線長が長く、かつ約 2 倍の観測点で構成されており、重合の効果がよりよく現れているためである。

3.5 空間座標への変換

slant stack することによってアレイに到達する波線ごとに分解された波形から不均質構造の空間分布を求めるためには速度構造を知る必要がある。ここでは簡単のために深さの一次関数で変化する速度構造を仮定した。すなわち、ある深さ z における速度 $V(z) = 5.3 + 0.058z$ km/sec で与えられる。この速度構造は東北大学の微小地震観測網の震源決定に採用されている球殻構造 ($V(z) = 5.4 \times \{(R - z)/R\}^{-59}$, $R = 6369.5$ km) に近くなり、かつ各発破からの初動走時を説明できるように設定した。これによって、各波線の震源時からの経過時間は波線の長さに変換され、さらに方位、スローネスから 3 次元的な位置を決定することができる。各波線の空間位置はサンプリング間隔（本解析では 2 ms）ごとに推定する。各サンプルの時間に対応する波線の長さは震源位置によって変化する。特に、震源距離が長い場合、時間サンプリング間隔は対応する空間位置が等間隔とならない。すなわち、波形を空間に投影すると経過時間が短い部分では引き延ばされたような形になる。これは反射法処理で見られる Normal moveout stretch と呼ばれる波形のひずみと同一である。震源距離の異なった発破記録を重合するためには空間的なサンプリングを一定とする必要がある。ここでは空間サンプリングを 0.01 km として時間サンプルが空間サンプルに対応しない場合、前後の時間サンプルから内挿して値を与えた。空間への投影の結果波形がひずむため、もはや波の位相は意味を持たない。

Fig. 4. Examples of semblance enhanced stacking. Stacked waveforms in the azimuth of 90 degree with the slowness range of -0.2 to 0.2 s/km are displayed. (a) and (b) are waveforms for shots L4 in 1997 and M6 in 1998, respectively.

したがって、複数の発破の記録をそのまま重合しても散乱波を強調することはできない。このため、ここでは波形を2乗することでエネルギー密度として取り扱うことにする。ただし、エネルギー密度を重合しても振幅の大きい散乱波を強調することができないので、エネルギー密度から平均値を差し引いた値を重合することにする。実際の解析ではすでに振幅補正を施しているので波形の2乗平均振幅を求めて差し引いた。結果として負の値をとるときは値を0に固定する。この場合、物理的には、バックグラウンドの散乱強度の寄与分を差し引き、それより強い散乱強度を持つ部分のみ抽出したことになる。

以上のようにして、ひとつのアレイに関しては異なる位置の発破から得られたデータを重合することが可能となる。

3.6 3次元ブロックへの再配分

空間的に配分されたエネルギー密度分布は、方位、スローネスごとに等間隔さぎみの slant stack 波形をもとにしていることから、アレイを中心とした極座標系で表現され、方位角および入射角方向(θ, ϕ)に等間隔になっている。つまり、アレイに近いほどデータが多い。これはアレイの分解能から考えると合理的であるが、位置の異なるアレイで得られた結果を合成することができない。

そこで、直方体ブロックへ密度分布を再分配することにする。この際、アレイ近傍での分解能を下げることになるが、複数アレイのデータを重合することができる。本研究ではこのブロックサイズを1 km×1 km×1 kmとし、各ブロックに含まれる複数のエネルギー密度データについて平均値を求めた。

3.7 発破-アレイ間重合

ここまでの処理で、すべての発破-アレイの組み合わせで得られるデータを重合することが可能になった。各ブロックごとに重合する際、ここでは発破-アレイの組み合わせをすべて同じ重みにした。このような処理では不均質構造が等方散乱体として振る舞う場合にもっとも強調されることになる。この段階までで等方散乱体の空間分布を求めることが可能となる。一方、散乱体が密集して存在し反射面として存在する場合、すなわちスネルの法則を満足する場合に対しては、十分震源の数が多い限りは強調されにくい。これは反射点が震源位置によって移動するためであり、重合数をあげても反射面がイメージしにくい。そこで、散乱体分布を議論する場合は、反射面の走向を仮定して、得られた相対強度分布を走向方向にさらに重合することで反射面および広がりを持った散乱体分布を推定する。

Fig. 5. Three-dimensional view of given locations of scatterers used in the resolution test. Open squares and solid triangles are shot points and active volcanoes, respectively. S and H show locations of Sawauchi and Hanamaki arrays, respectively.

Fig. 6. Map showing estimated relative scattering strength distributions at a depth of a) 10 and b) 20 km. Dark areas correspond to those with high strengths of scattering. Solid triangles denote locations of active volcano. Estimated relative strength is shown by black and white scale at the bottom. Left map view of each figure is scatterer distribution estimated in the resolution test. Right map view is the result obtained from observed data. Asterisks with S and H show locations of Sawauchi and Hanamaki array.

Fig. 7. EW and NS vertical cross-sections of relative scattering strength. a) and c) show EW and NS cross-sections of the results of the resolution test along the area shown in the inserted map, respectively. b) and d) are EW and NS cross-sections of obtained results for actual data set along the same area as a) and c), respectively. Arrowheads with S and H denote locations of Sawauchi and Hanamaki arrays.

3.8 レゾリューションテスト

本解析の検知能力を調べるため空間的に等方散乱体を分布させ、レゾリューションのチェックを行った。ここでは実際に用いた発破-アレイの組み合わせで波形を合成し入力データとした。すなわち沢内アレイは7個の発破、花巻アレイは13個の発破である。散乱体は花巻アレイを中心として、緯度、経度方向10 km 間隔で計81個ならべたものを深さ5 km から40 km まで5 km ごとに配置した。その位置図をFig. 5に示す。チェックに用いる波形は解析に用いたモデル構造で震源から散乱体を経てアレイ各点までの走時を計算し、その時刻に20 ms の幅のパルス割り付けた。各震源、観測点ごとに、すべての散乱体からの波を足しあわせ、解析で用いる6~20 Hz 帯域のバンドパスフィルタを通して合成波形を得た。

合成された波形に3.4~3.7で述べた処理を施し、得られた散乱体の分布を、次節に示す観測データから得られた散乱体分布水平面図、鉛直断面図とあわせてFig. 6, 7に示している。深さ10 km の平面分布(Fig. 6a)を見てみると、中心から約40 km 程度離れると推定位置が広がって十分な精度が得られないことがわかる。鉛直断面(Fig. 7a, c)を見てみるとアレイから水平方向へ30 km 程度離れてもほぼ与えられた分布が再現されている。水平距離が大きく、深さが浅い部分についてはスローネスの分解能が悪いためイメージが若干悪くなる。これは与えた速度構造では波線が広がるので推定精度が悪くなるためである。また、深さが30 km を超えると与えた位置の再現は困難になることがわかる。

§4. 奥羽脊梁山地における地殻不均質構造

ここでは2つのアレイと20個の発破から得られたデータを重合した結果を示す。解析した周波数帯は6~20 Hz である。Fig. 6a, bに、深さ10, および20 km を中心として ± 2.5 km の深さ範囲で(すなわち5個の)3次元ブロックを重合した結果得られた散乱体の水平分布を示す。ここでは先に述べたレゾリューションチェックの結果も示している。ここで得られる強度分布は相対的なものである。この図のスケールはもっとも特徴が現れやすい値を基準として表示した。基準値よりも大きな部分はすべて黒で表示している。深さ10 km の結果で特徴的なのは解析領域の中央部、 $140.7^{\circ}\sim 140.85^{\circ}\text{E}$ に強度の強い部分が現れていることである。これは後に示す鉛直断面でも認められるが、1896年陸羽地震の震源断層(千屋断層の深部延長)に対応している可能性があり、南北方向の広がりは約30 km 程度にもおよぶ。また、その東側にも強度の強い部分が20 km 程度の広が

りを持って分布していることがわかる。特に 39.5°N 付近には強度の強い部分が存在している。秋田駒ヶ岳東部付近にも強度が強い部分が見られる。深さ20 km においては花巻アレイ(図中*H)から北側にかけて強度の強い部分が存在している。深さ10 km, 20 km の特徴のいずれも各図右側に示したレゾリューションチェックで分解能が高い地域にあたり、それらは信頼性が高いと判断できる。

散乱体の検知能力はアレイに近いほど高いことから、ここでは鉛直断面として花巻アレイ、沢内アレイに近い部分で東西、南北断面をとった。東西鉛直断面は、 39.43°N , 39.59°N , 南北鉛直断面は 140.8°E , 140.9°E , 141.0°E をそれぞれ中心線として、両側0.05度の幅で3次元ブロックの重合を行って得られたものである。すなわち、東西断面では11個、南北断面では9個のブロックを重合した。Fig. 7a, bに東西断面のレゾリューションチェックの結果および解析結果、Fig. 7c, dに南北断面のレゾリューションチェックおよび解析結果を示す。

東西断面図では、千屋断層の深部延長に対応すると考えられる不均質強度の顕著に高い部分が認められる。断面北側(W_1-W_2)と南側(X_1-X_2)では北側の方がより深い部分に散乱強度の強いところが現れる。これは約 $40\sim 50$ 度の傾斜をもって深さ約13~18 km まで達していることがわかる。このことは、上部地殻を貫くような断層が存在していることを示唆している。さらにこの散乱体は15 km 程度よりも深い部分で同様の傾斜のものがほぼ平行に深さ20 km 程度まで達している様にみえる。断層深部からの反射波と見られる波はこの地域で行われた反射法地震探査においても検出されている[佐藤・他(1998)]。千屋断層系は1896年陸羽地震の際に地表に現れた地震断層であることから[松田・他(1980)]、その深部延長部の震源断層では地震時に大きなすべりが発生したはずである。さらに、千屋断層系は繰り返し逆断層運動を起こした活断層である[活断層研究会(1991)]。その空間的位置関係から震源断層に対応すると推定されるこの散乱体は、断層運動によって破碎された部分を見ていると考えられる。これに対して、脊梁山地東部に位置する北上低地帯西縁断層[活断層研究会(1991)]に関しても散乱強度の強い部分が認められる。この散乱体も約17 km まで達している。これらの断層深部に分布する散乱体に加えて、深さ数十 km 以深にも散乱体が多く分布していることがわかる。ZHAO and HASEGAWA (1993)によるとこの地域のコンラッド面、モホ面深度は約17~18 km, 35~36 km である。これらから下部地殻中は散乱体が多く分布しているように見える。また、深さ30~40 km にも散乱強度の強い部分が

現れている。これはモホ面に対応している可能性がある。

南北鉛直断面 (Fig. 7c, d) について見ると、一番西側の断面 (T_1-T_2) では深さ 13~20 km 程度に約 30 km 程度広がった散乱強度の強い部分が存在しているこれは平面図でも見られた千屋断層の延長上と見られる位置に対応する。また、秋田駒ヶ岳の直下では強度の強い部分が

深さ 10 km 程度よりも浅い部分に見られる。 U_1-U_2 断面では花巻アレイ (▼H) 直下 18 km 程度以深に強い散乱体が見られる。また、同様に秋田駒ヶ岳直下でも強度が強いことがわかる。 V_1-V_2 断面では $39.55^\circ\text{N} \sim 39.60^\circ\text{N}$ 、深さ約 5~15 km 程度まで散乱強度が強い部分が見られる。また、深さ 30 km 程度にも強い散乱体が存在している。これらの南北断面全体の特徴としては本解析対象

a) Depth 10 km

Fig. 8. Hypocenter distribution with the scattering strength shown in Fig. 7. Dot denotes hypocenter. a), b), c) show map view at a depth of 10 km, EW cross-section, and NS cross-section for the same range as that in Fig. 7.

領域の北半部で下部地殻に強い不均質が多く存在し、秋田駒ヶ岳直下に散乱強度の強い部分が存在している。ちなみに、解析領域の北半部はその北端に岩手山、秋田駒ヶ岳などの活火山が分布している。これに対して南半部では活火山等の特徴的な構造は見られない。また、アレイの北側には第3紀のカルデラ跡が地表で観察されている〔吉田, 私信〕ことから、火山に関連したマグマやそれに伴う水などの存在が上記の顕著な散乱体分布の原因となっている可能性もある。ここで見られる比較的

強い散乱体は、1896年陸羽地震の推定される震源断層のさらに下側に位置している。このような空間的な位置関係は、兵庫県南部地震の震源域直下に見出された不均質構造と同様の傾向を示す〔ZHAO *et al.* (1996), MATSUMOTO *et al.* (1998)〕。すなわち、内陸大地震の発生と下部地殻の強い不均質構造が密接に関連している可能性を示唆している。

地震活動とこれらの散乱体分布との関連を見るために、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測

Fig. 8. continued.

Fig. 8. continued.

センターで決定された1984年11月1日～1998年9月3日までの震源分布と本研究で得られた結果をあわせてFig. 8に示す。Fig. 8a, b, cはそれぞれ深さ10 kmの平面図, Fig. 7b, dの東西, 南北断面を示している。震源は散乱体分布の水平、鉛直面で重合された範囲に対応した範囲についてプロットした。水平面図で先に述べた陸羽地震の余震活動と見られる微小地震活動が散乱強度の高い部分周辺に見られる。また、東部の散乱強度の高い部分は地震がクラスター状に発生している部分に対応している。さらに、秋田駒ヶ岳周辺から北側には1998年9月3日岩手県内陸北部の地震の余震も含め活発な活動が見られる。これらの微小地震活動と散乱体分布の対応は断面図においてさらにはっきりとわかる。東西断面でも散乱強度の高い部分で地震活動が活発であることがわかる。南北断面では、断面 T_1 - T_2 において深さ13～20 kmの散乱体が震源分布と重なっているがやや深い方へ広がっていることがわかる。これは、先にのべた震源域直下の強い不均質の存在をよりはっきりと示している。断面 U_1 - U_2 は西側の断面に比べて同様の深さに散乱体があり顕著に存在しない。地震活動はこれに対応してあまり活発でないことがわかる。断面 V_1 - V_2 では図中中心付近の散乱強度の高い部分と地震活動がほぼ一致していることが見て取れる。これらのことにより、微小地震活動は上部地殻中で強い不均質構造の存在しているところで活発であることが明らかになった。

§5. 結 論

奥羽脊梁山地において稠密アレイ地震観測を行い、20個の発破の波形記録を解析した。得られた波形記録を本研究で開発した手法により処理して散乱強度の空間分布を推定したその結果、

東西鉛直断面では、1896年陸羽地震の震源断層に対応すると思われる散乱強度の高い領域が約13～18 kmの深さまで認められた。この地域では地震発生層の下限の深さが十数 km である[HASEGAWA *et al.* (1991)]ことから、上部地殻を断ち切るような断層の存在が示唆された。

南北鉛直断面では、解析領域北半部の地殻中深部に顕著な散乱体が多く存在することが明らかになった。また、秋田駒ヶ岳直下で散乱体が多く分布していることが分かった。また、下部地殻は上部地殻よりも強い不均質強度を持つことが示された。

得られた散乱体分布は微小地震活動と対応関係を示し、活動が活発な領域で散乱強度が高いことが明らかになった。

謝 辞

本研究は爆破地震動研究グループおよび内陸地震研究グループによる発破を使用させていただいた。記して感謝の意を表します。また、西上欽也博士、鈕 鳳林博士には論文を明解にする上で重要なご指摘、ご批判をいただいた。深く感謝いたします。本研究で用いたデータは秋田大学、防災科学技術研究所、東北大学、宇都宮大学によるアレイ観測によって得られた。観測参加者の各位には深く感謝いたします。なお、本研究の一部は文部省科学研究費奨励研究(A)課題番号09740347、基盤研究(C)課題番号11650958によった。

文 献

- 爆破地震動研究グループ, 1998, 東北地方横断屈折法地震探査の概要, 地球惑星科学関連学会予稿集, 360.
- 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.
- HASEGAWA, A., D. ZHAO, S. HORI, A. YAMAMOTO and S. HORIUCHI, 1991, Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689.
- 平田 直・岩崎貴哉・佐藤比呂志・蔵下英司・長谷川昭・海野徳仁・酒井慎一・井出 哲・清水信之・井川猛, 島弧地殻変形合同地震観測グループ, 1998, 1998年東北脊梁山地東部地震探査, 地震学会講演予稿集, A41.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 pp.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1980, 1896年陸羽地震の地震断層, 地震研究所報, **55**, 795-855.
- MATSUMOTO, S., K. OBARA and A. HASEGAWA, 1998, Imaging P-wave scatterer distribution in the focal area of the 1995 M 7.2 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1439-1442.
- NIKOLAIEF, A. V. and P. A. TROITSKY, 1987, Lithospheric studies based on array analysis of P-coda and microseisms, *Tectonophysics*, **140**, 103-113.
- NISHIGAMI, K., 1991, A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2225-2228.
- NISHIGAMI, K., 1999, Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the generating process of M 6-7 earthquakes, submitted to *J. Geophys. Res.*
- REVENAUGH, J., 1995, A scattered-wave image of subduction beneath the transverse range, *Science*, **268**, 1888-1892.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・大口健志・伊藤谷生・海野徳仁・長谷川 昭・大槻憲二郎・清水信之・

- 井川 猛, 1998, Deep seismic profiling across the western part of Ou Backbone Range, NE Japan, 地球惑星科学関連学会予稿集, 361.
- SATO, H., 1977, Energy propagation including scattering effect; single isotropic scattering approximation, J. Phys. Earth, **25**, 27-41.
- 田中 聡・中道治久・浜口博之・植木貞人, 1998, 1998年岩手山における地震活動, 月刊地球, **21**, 5, 273-279.
- 東北日本弧地殻活動研究グループ, 1998, 1997年東北日本合同地震観測・構造探査実験, 地球惑星科学関連学会予稿集, 360.
- 植木貞人・三浦 哲・佐藤俊也・立花憲司・浜口博之, 1999, 高密度 GPS 観測により解明された岩手火山の地殻変動, 月刊地球, **21**, 5, 297-301.
- 海野徳仁・岡田知己・中村綾子・中島淳一・佐藤俊也・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・植木貞人・松澤暢・長谷川 昭・浜口博之, 1998, 1998年9月3日岩手県雫石町に発生した地震 ($M 6.1$) の余震分布, 活断層研究, **17**, 1-8.
- ZHAO, D., H. KANAMORI, H. NEGISHI and D. WIENS, 1996, Tomography of the source area of the 1995 Kobe Earthquake: evidence for fluids at the hypocenter?, Science, **274**, 1891-1894.
- ZHAO, D. and A. HASEGAWA, 1993, P wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, J. Geophys. Res., **98**, 4333-4353.