

## 2.2 糸魚川—静岡構造線断層帯周辺域における地殻活動把握のための観測

### 2.2.1 自然地震観測（テレメータ方式による自然地震観測）

#### （1）調査観測の内容

(a) 課 題 自然地震観測（テレメータ方式による自然地震観測）

(b) 担当者

所	属	役 職	氏 名
H14～H15	気象庁地震火山部管理課	地震情報企画官	宇 平 幸 一
H16	精密地震観測室	室 長	石 川 有 三

(c) 調査観測の目的

当該断層帯周辺に地震計5点を新設し、気象庁本庁にデータを伝送して、既存観測網のデータと併合処理し、断層帯周辺の詳細な地震活動の把握を行う。その手法として本調査観測において実施される反射法・重力探査等により得られた速度構造を用いて、三次元的な構造を考慮した詳細な地震活動の把握を行う。

#### （2）平成14-16年度（3か年）の成果

(a) 調査観測の要約

平成14年度には長野県松本市、及び東筑摩郡四賀村（平成17年4月1日より松本市）に、本平成15年度には長野県南安曇郡穂高町に、平成16年度には長野県上水内郡信州新町、及び南安曇郡安曇村（平成17年4月1日より松本市）に高感度地震計を設置し、気象庁本庁にデータ伝送を行って、既存観測網と併合処理するため、システム等の調整を実施した。

1) 調査観測の実施方法

平成14年—平成16年度に整備した観測点は図2.2.2-1のとおり。

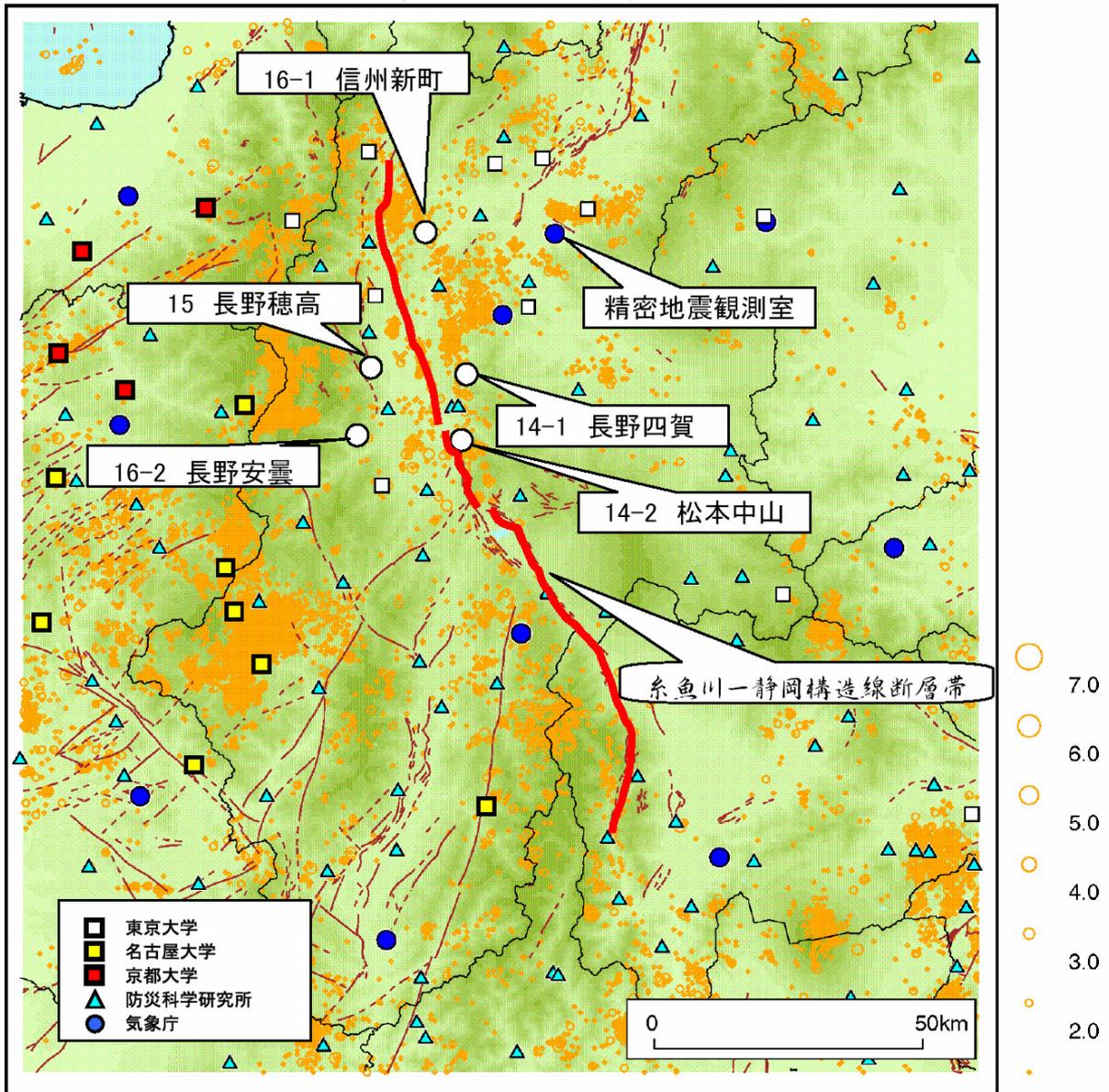


図 2. 2. 2-1 観測点の整備状況

## 2) 調査観測の成果

### 2-1) 観測点の整備状況

平成14年度に長野四賀、松本中山、平成15年度に長野穂高、平成16年度に信州新町、長野安曇を整備した。この間、Hi-net 観測点の整備も進み、図 2.2.2-1 に示すような稠密な観測網となった。

### 2-2) 検知能力の向上

図 2.2.2-2 に示すように、時期を 2-1 の Hi-net が整備される前①（1997 年 10 月 1 日～2002 年 9 月 30 日）と 5 観測点が整備された後②（2004 年 10 月 18 日～2005 年 3 月 31 日）で地震の規模別度数分布図を比較する。①の期間についてはサンプル数も 2 千個を越えており、おおよそ M0.6 程度までの検知能力があると見られる。②の期間については、期間が短くサンプル数も 2 百個程度と少ないが、一ヶ月平均では 1 割程度の震源数が増えているほか、おおよそ M0.3 程度までの検知能力があるように見え、5 観測点が整備される前より検知能力は向上している。

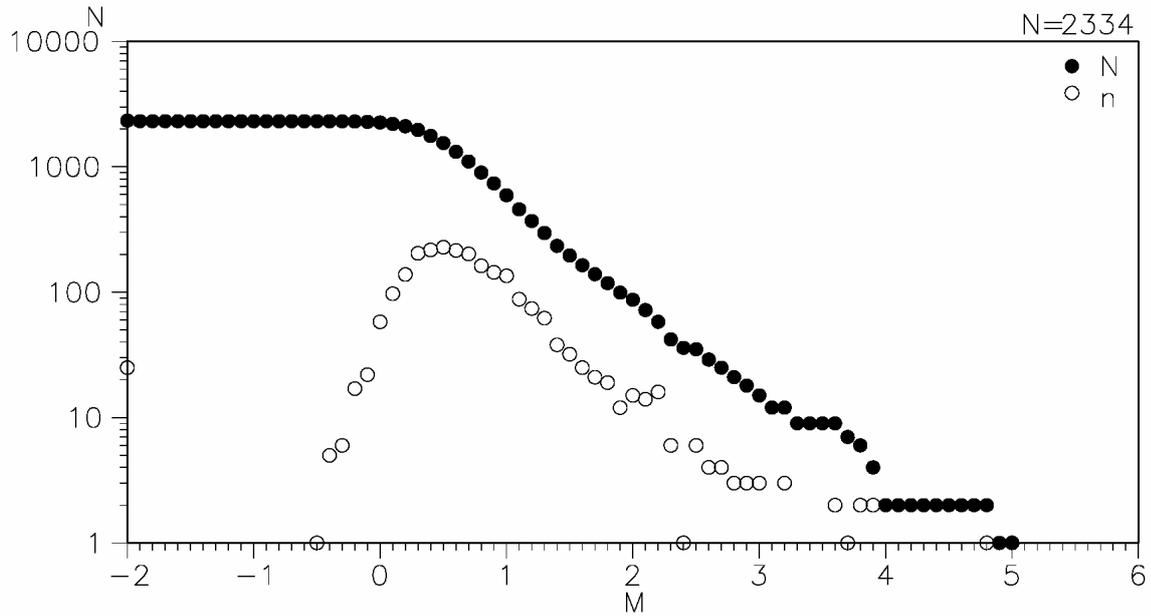
### 2-3) Double-Difference 法による震源再決定

1997 年 10 月の一元化業務開始後の気象庁震源と Double-Difference 法によって再決定した震源（以後、DD 震源と記述する）を図 2.2.2-3、図 2.2.2-4 に示す。両者を比べると平成 15 年度の成果報告書に記載したように、DD 震源は気象庁震源に対し、クラスターの分布がよりはっきりし、震源分布の下限及び上限がより明瞭になっている。また、この地域では一元化震源が西部地域で震源が浅く決まりすぎる傾向があり、地表に決まってしまう例も少なくないが、DD 震源は、そのような震源がほとんど見られない。

また、今年度は、観測点ごとに相の読みとり値に補正值を与え再計算した震源に更に Double-Difference 法を施し、より詳細な震源（以後、補正 DD 震源と記述する）を求めた。補正值は気象庁震源における理論走時と観測走時の差で与えている。補正 DD 震源の分布図を図 2.2.2-5 に示す。補正 DD 震源の分布を見ると  $36^{\circ} 20'$  以南での発生する地震はほぼ 10km が下限であり、 $36^{\circ} 20'$  以北で発生する地震の下限は気象庁震源よりも浅いことがわかる。図 2.2.2-3 と図 2.2.2-5 中のクラスター A では、気象庁震源は南-北方向に配列しているが、補正 DD 震源では断層帯に沿うような方向（北北西-南南東）に配列しているほか、傾斜も西傾斜がうかがえるようになった（図 2.2.2-6）。

一元化～Hi-net 導入前

1997 10 01 00:00 -- 2002 09 30 24:00



5 観測点導入～

2004 10 18 00:00 -- 2005 03 31 24:00

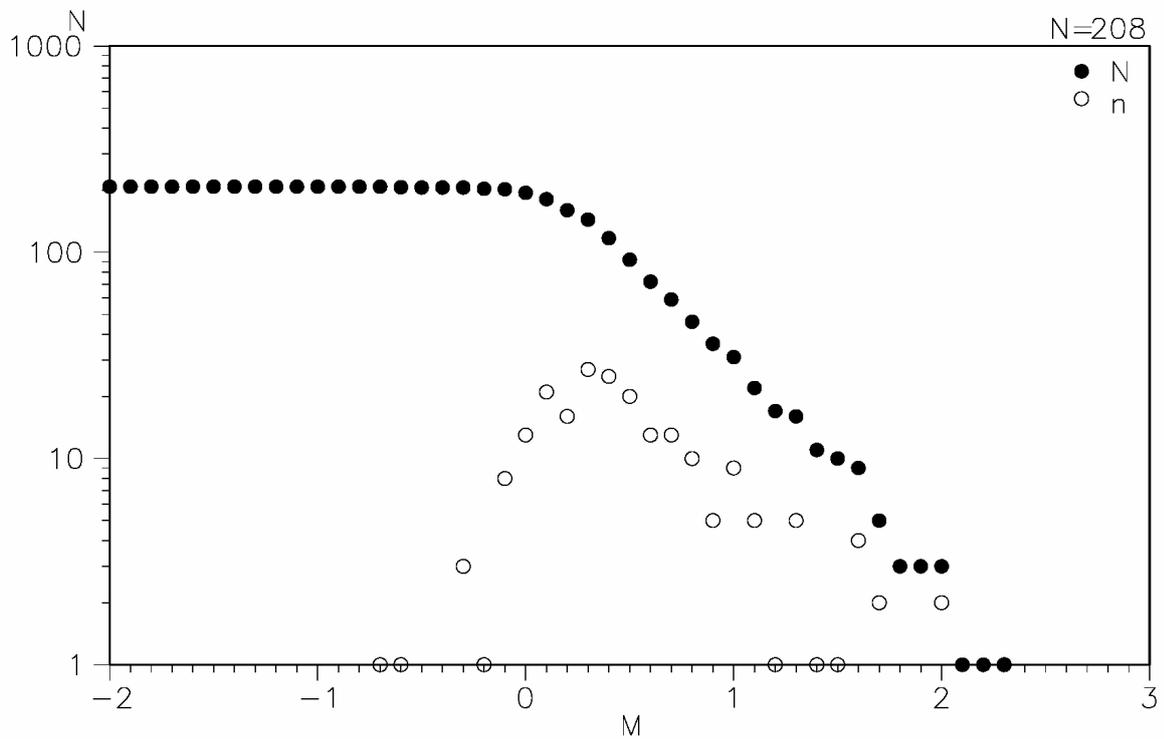


図 2.2.2-2 期間ごとの規模別度数分布図及び積算図

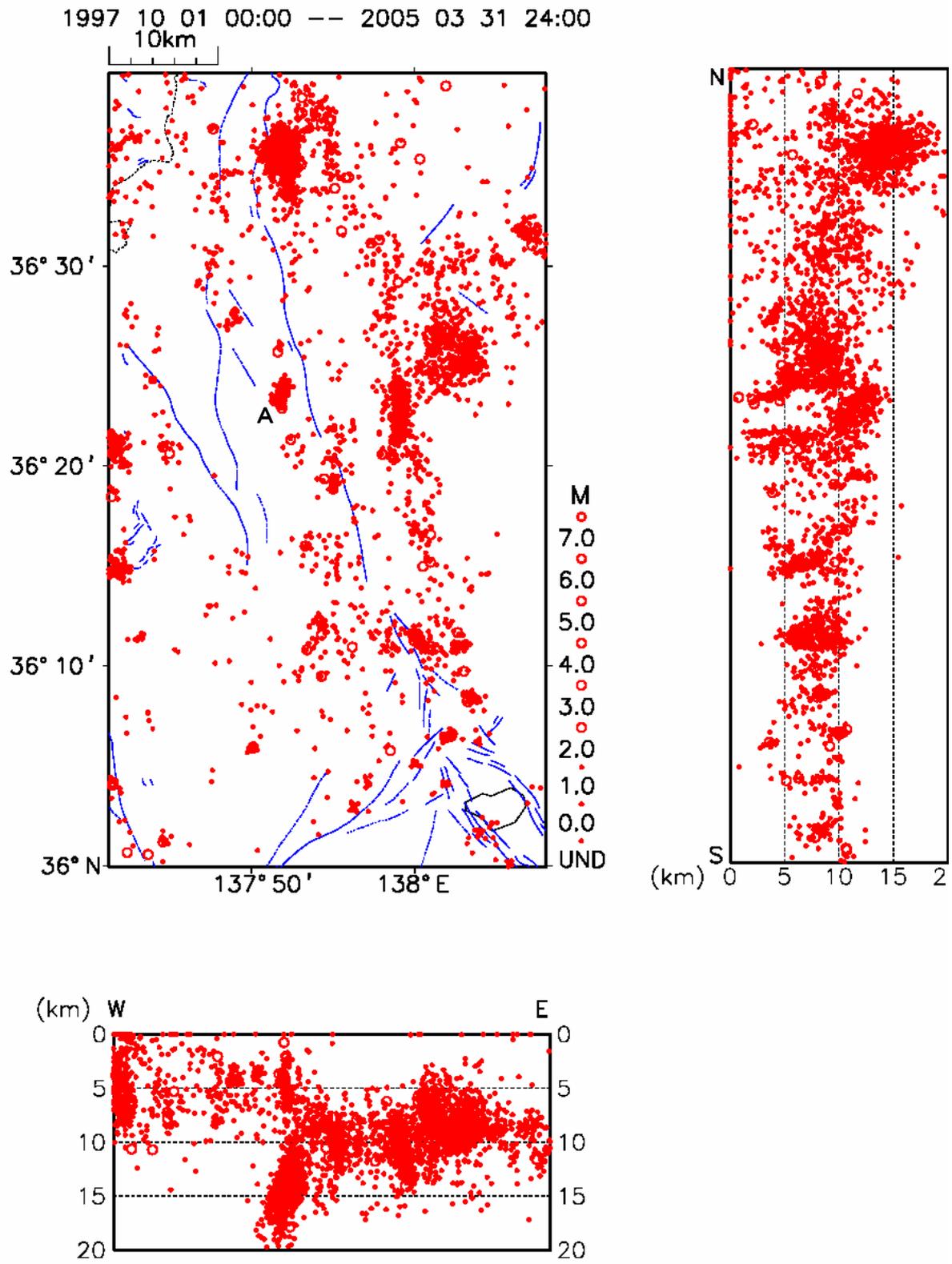


图 2.2.2-3 气象庁震源

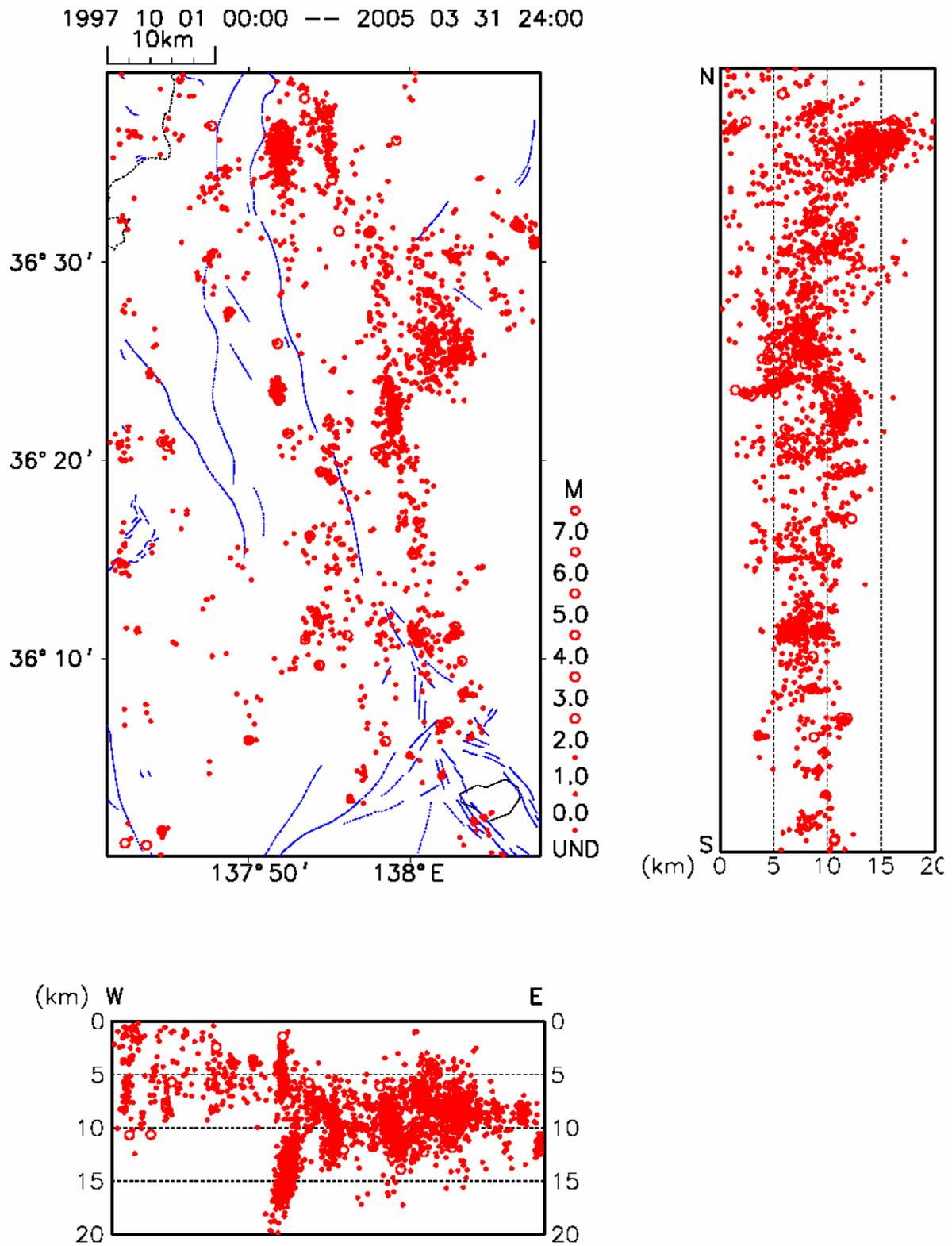


図 2.2.2-4 Double-Difference 法によって再決定した震源

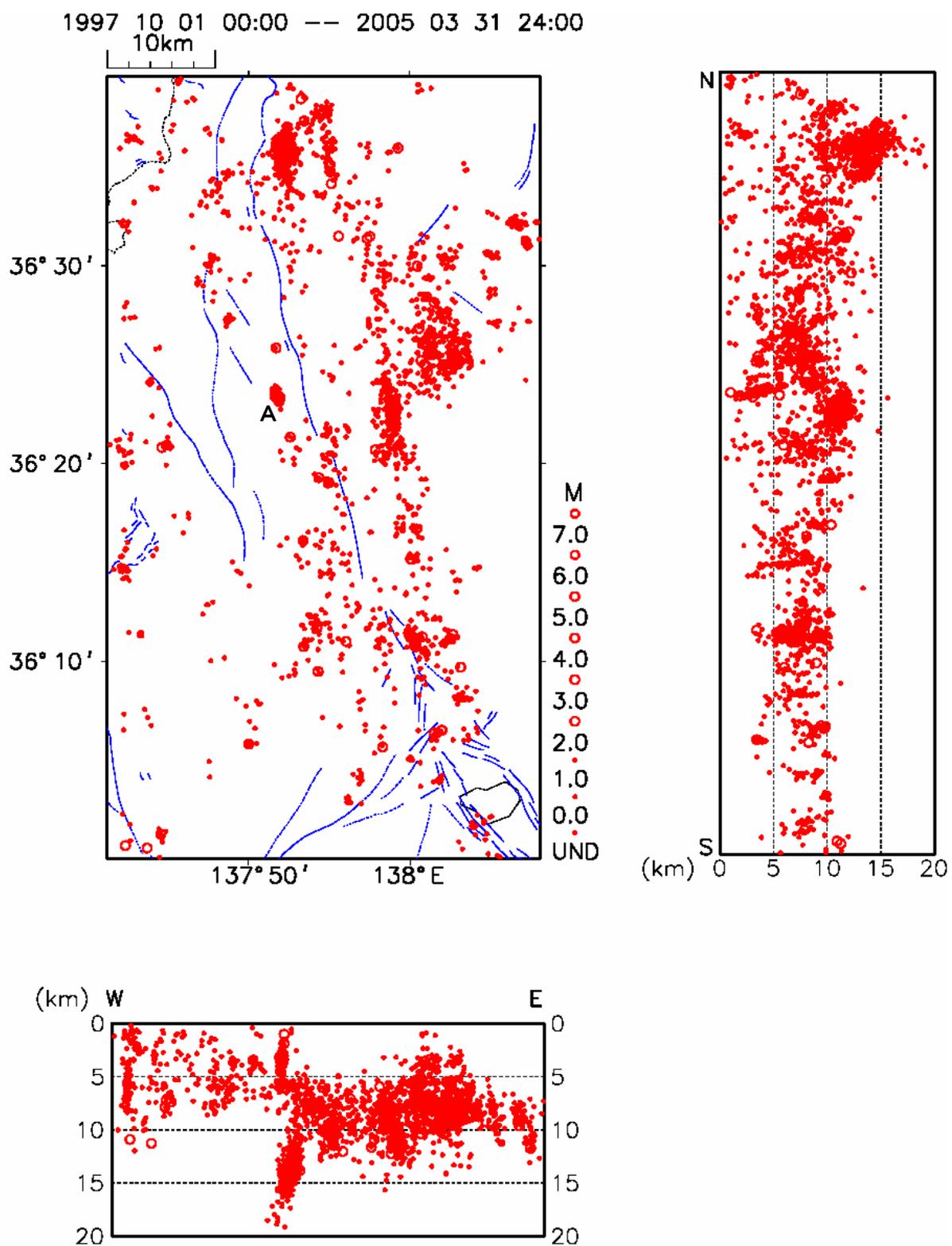


図 2.2.2-5 観測点補正を行って計算した震源に更に Double-Difference 法を施した震源

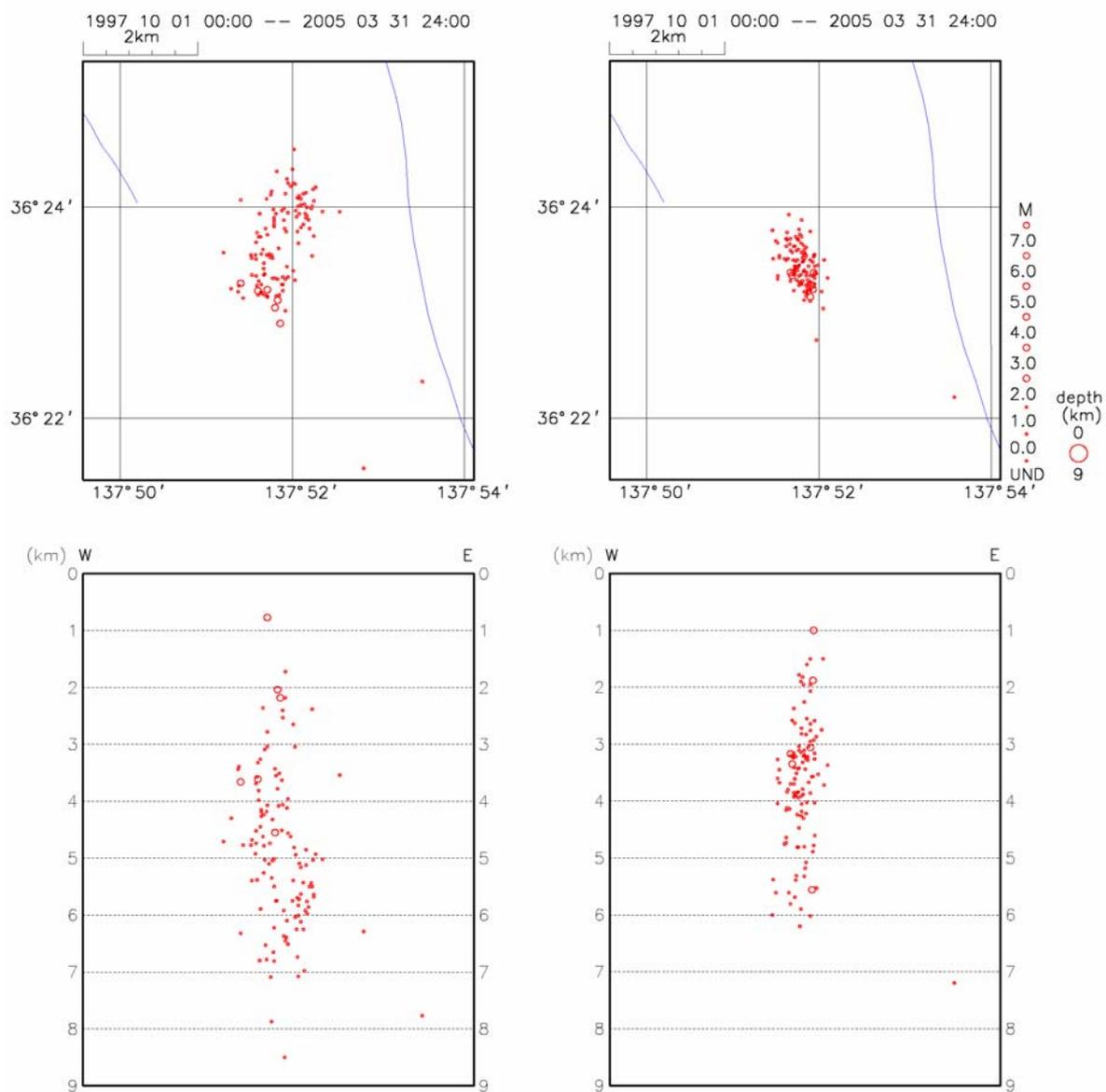


図 2.2.2-6 図 2.2.2-3 と図 2.2.2-5 のクラスター A の震源分布図  
 左：気象庁震源、右：補正 DD 震源

## 2) 調査観測の成果

### 2-4) 地震観測点ごとに異なる地震波速度構造を使用して決定した震源による解析

糸魚川－静岡構造線付近では、構造線を境に東西で地震波速度構造が異なっているため震源決定における誤差が大きく、震源の分布が鉛直方向に拡大すると Sakai (2004)により指摘されている。このため、全観測点で同じ速度構造を使用した震源決定方法では、詳細な地震活動の把握が難しい状況である。従って、観測点ごとに異なる適切な速度構造を使用して震源を決定することにより、震源の位置精度を向上させ、詳細な地震活動を調査することができると考えられる。そこで震源計算には、Hirata *et al.* (1987)による HYPOMH を基に改良された震源計算プログラムを使用した。この震源計算プログラムを使用することにより、観測点ごとに異なる速度構造を使用して震源決定を行うことができる。

震源決定に使用した地震観測点を図 2.2.2-7 に示す。これらの観測点の速度構造を Sakai (2004)、Takeda *et al.* (2004)、酒井ほか (1996)、Ikami *et al.* (1986)、Asano *et al.* (1969)、東京大学地震研究所 (2004)を参考に、Model A、Model B、Model C、Model D の4つの速度構造 Model を作成した。図 2.2.2-8-1 に各 Model の P 波速度構造を示す。また、図 2.2.2-8-2 に各 Model の S 波速度構造を示す。表 2.2.2-1 に各 Model に含まれる地震観測点の一覧を示す。Model A は、主に糸魚川－静岡構造線より西側に位置する観測点に適用した。Model B は、主に北部フォッサマグナに位置する観測点に適用した。Model C は、北部フォッサマグナより東に位置する観測点に適用した。Model D は、糸魚川－静岡構造線より東で、地質調査所 (現・産業技術総合研究所) (1992)を参考に主に新生代の火山岩類に覆われている観測点に適用した。

本報告で震源決定に使用した検測値データは、気象庁(一元化)で作成したデータである。気象庁(一元化)震源が 2003 年 5 月 13 日 0 時～2005 年 3 月 15 日 24 時の期間で、北緯 35.85° ～ 36.80°、東経 137.65° ～138.35°、深さ 0～30km の範囲にある地震の検測値データを用いて観測点ごとに異なる速度構造を使用して震源計算を行った。その結果を図 2.2.2-9 に示す。この図から、ほとんどの震源が 15km 以浅に決定されていることが分かる。深さ方向に延びる震源分布が短くなっており震源の深さ決定精度が改善されたことが分かる。次に、糸魚川－静岡構造線の北部から中部にかけて a、b、c、d の4つの領域に分割し断面図を作成した。それらを図 2.2.2-10 に示す。これら4領域でもそれぞれ深さ方向の分布のばらつきが小さくなり改善されていることが分かる。

さらに震源の位置精度を高めるために観測点補正を導入した。観測点ごとに異なる速度構造を使用して震源を計算したとき、各観測点で P 相、S 相それぞれについて観測走時と理論走時の差である 0-C の値が求まる。検測値データを使用して震源計算を行い、求められる各観測点の P 相、S 相それぞれの 0-C の平均値を各観測点の補正值として使用した(表 2.2.2-2)。観測点補正值を観測値に加えて再度震源計算を行った。その結果を図 2.2.2-11 に示す。この図を、図 2.2.2-9 と比べるとほとんどの震源が 15km 以浅に決定されており、両者とも地震群もまとまっているが、図 2.2.2-11 の方が極めて浅い震源が減り、浅い部分でのまとまりが良くなっている。また、図 2.2.2-10 と同様に糸魚川－静岡構造線の北部から中部にかけて a、b、c、d の4つの

領域を設定し、観測点補正を行った震源についても断面図を作成した(図 2.2.2-12)。なお、比較のため図 2.2.2-13 に同期間の気象庁(一元化)で決定された震源分布を示す。気象庁(一元化)により決定された震源は、深さ 20km 程度まで分布し、各地震群においても震源のばらつきが大きくなっている。

これらから、観測点ごとに異なる速度構造を使用し、更に観測点補正値を導入した震源の方が、震央図、断面図共に震源分布がコンパクトになり、地震群の分布が区別出来るようになっている。また、小領域の断面図 a) から d) では、領域 b) の断面図で震源が西から東へ傾斜しているようにも見えるが、まだ明確ではない。今回はそろったデータの数が少なく、明瞭には示せなかったが今後データが蓄積すれば、ここに導入した処理手法を用いれば糸魚川-静岡構造線付近の詳細な震源分布が明瞭に把握出来ると考えられる。

また、本調査観測により設置した 5 観測点(AZUMI, HOTAKA, MATNAK, NSHIGA, SHINMA)の効果を調べるために、5 観測点の未使用の場合と使用した場合の震源分布の比較を行った(図 2.2.2-14)。震源計算は、図 2.2.2-9 と同様に観測点ごとに異なる速度構造を使用した震源計算である。なお、期間と速度構造も図 2.2.2-9 と同様に Model A、Model B、Model C、Model D の 4 つの速度構造 Model を使用した。図 2.2.2-14 から分かるように 5 観測点を使用した方が、震源分布がより密集している。特に南北断面図の中央部分では、極めて浅く決まっていた震源が少し深くなり震源分布のまとまりも改善されている。従って、本調査観測により設置した 5 観測点は、今後の地震活動を観測するために有効な観測点であると考えられる。

## 参考文献

Asano, S., S. Kubota, H. Okada, M. Nogoshi, H. Suzuki, K. Ichikawa, and H. Watanabe, Underground structure in the Matsushiro earthquake swarm area as derived from explosion seismic data, Spec. Rep. Geol. Survey of Japan, 5, Part II, 163-201, 1969.

地質調査所 (現・産業技術総合研究所), 日本地質図, 第3版, 1:1,000,000, 1992.

Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys.EarthPlanet.Inter., 47, 50-61, 1987.

Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura, and K. Wada, A seismic-refraction profile in and around Nagano prefecture, central Japan, J. Phys. Earth, 34, 457-474, 1986.

Sakai, S., Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 56, 1279-1283, 2004.

酒井慎一, 岩崎貴哉, 飯高隆, 吉井敏尅, 山崎文人, 桑山辰夫, 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造, 月刊地球, 18, 104-109, 1996.

Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, 1293-1299, 2004.

東京大学地震研究所, 平成15年度 糸魚川-静岡構造線・富士見地区構造調査 データ CD-ROM, 地球科学総合研究所, 2004.

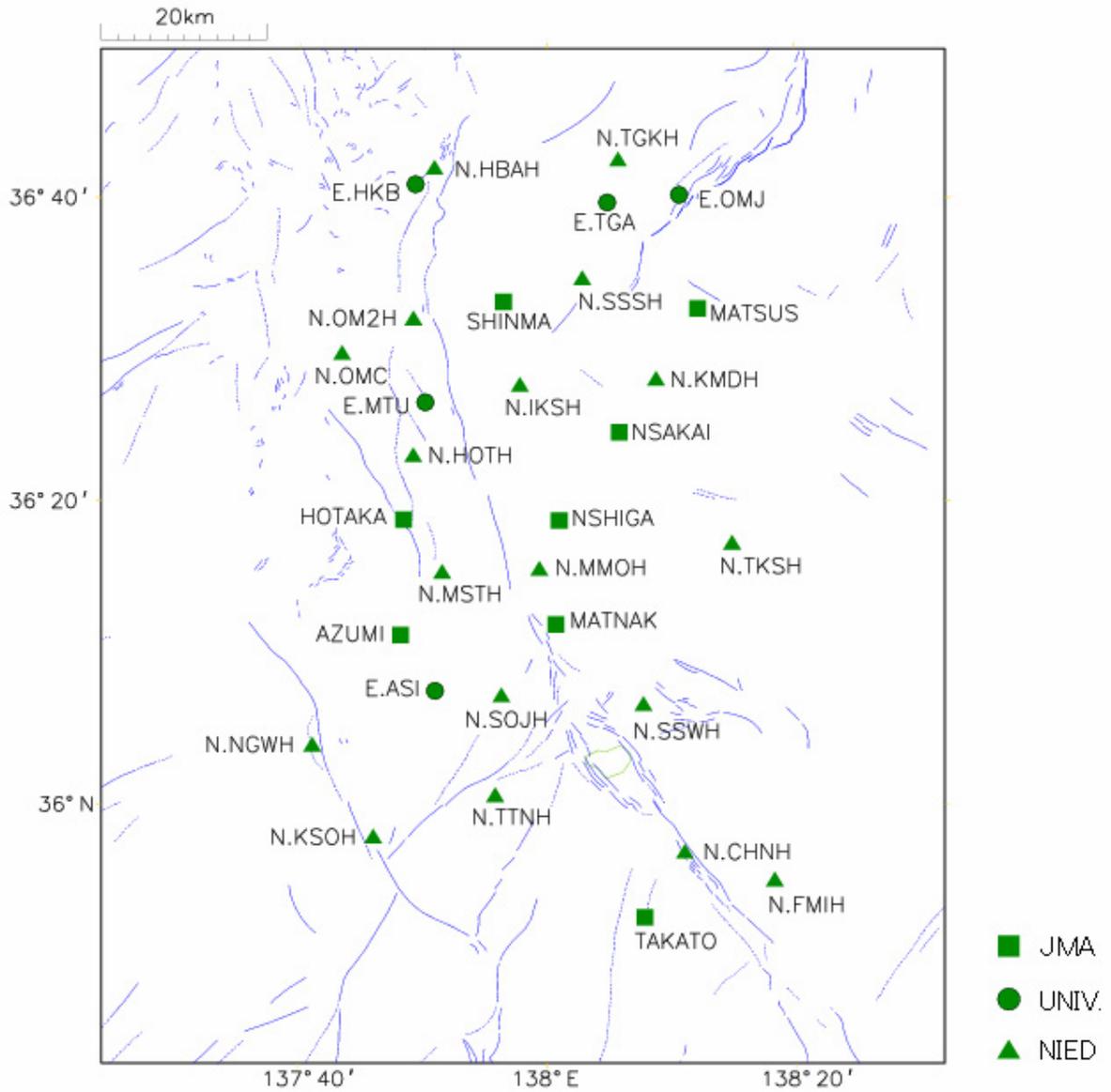


図 2.2.2-7 震源計算に使用した地震観測点

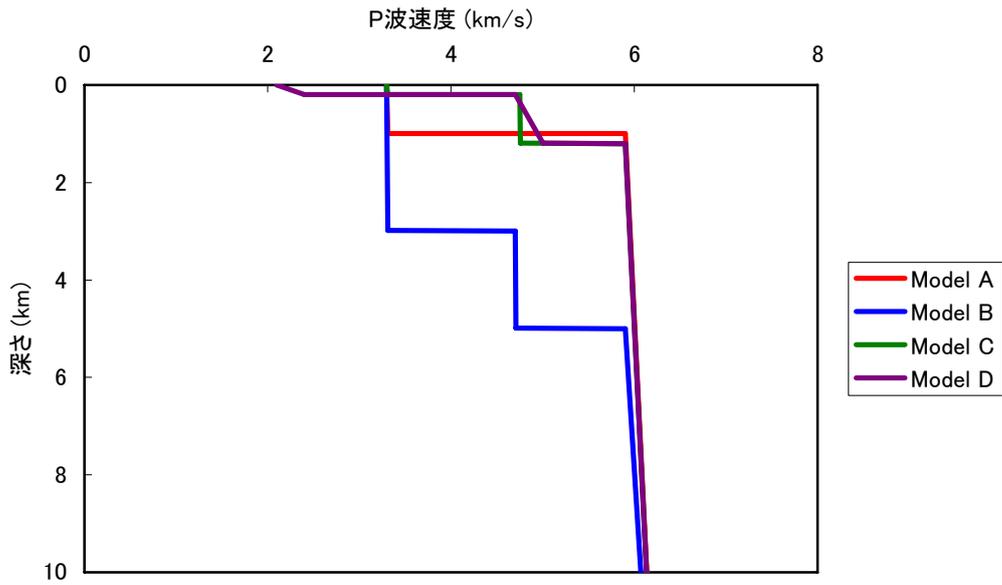


図 2.2.2-8-1 各 Model の P 波速度構造

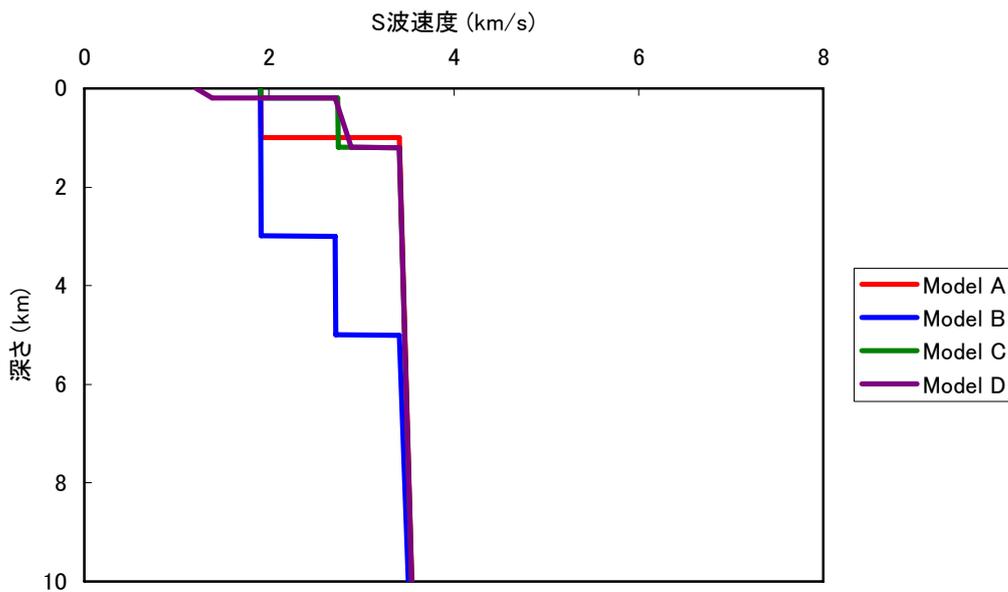


図 2.2.2-8-2 各 Model の S 波速度構造

表 2.2.2-1 各 Model に含まれる地震観測点

Model 名	地震観測点名
Model A	AZUMI, E.ASI, E.HKB, E.MTU, HOTAKA, N.CHNH, N.HBAH, N.HOTH, N.KSOH, N.MSTH, N.NGWH, N.OM2H, N.OMC, N.SOJH, N.TTNH, TAKATO
Model B	E.OMJ, E.TGA, N.IKSH, N.SSSH, N.TGKH, SHINMA
Model C	MATSUS, N.KMDH, NSAKAI
Model D	MATNAK, N.FMIH, N.MMOH, N.SSWH, N.TKSH, NSHIGA

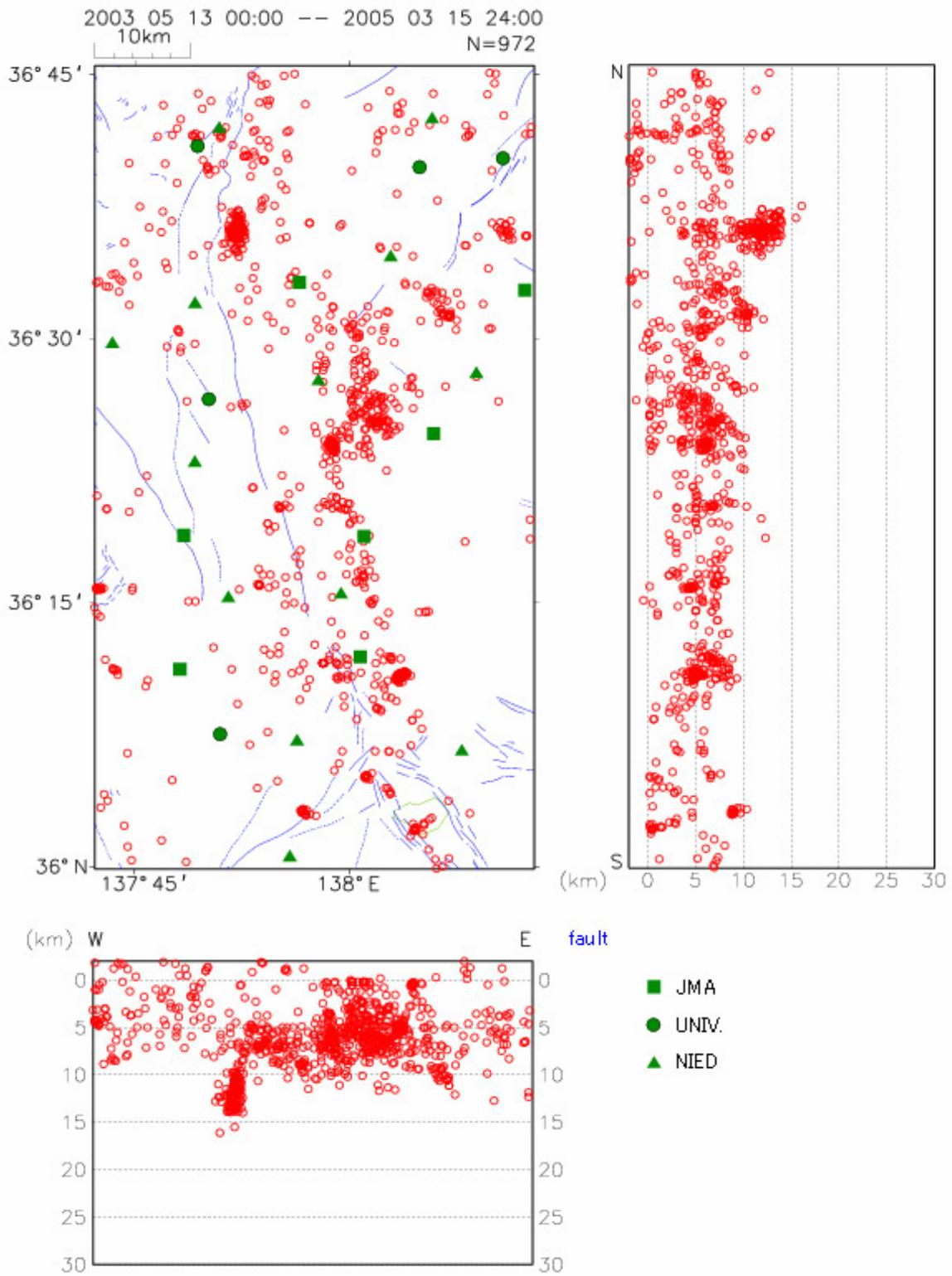
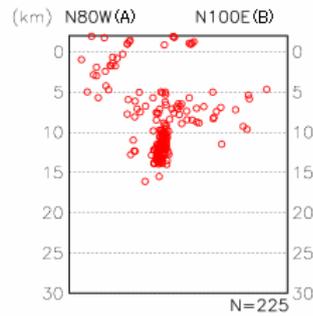
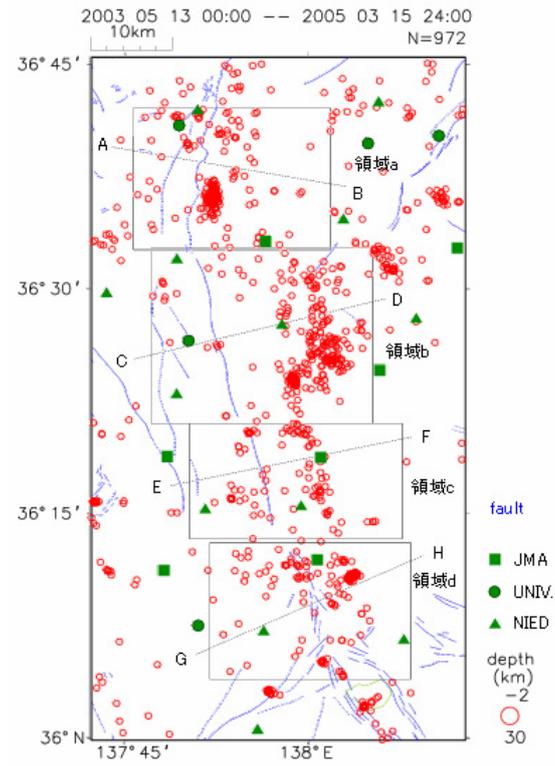
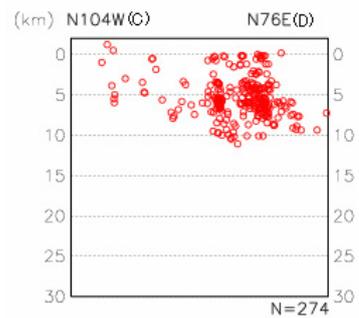


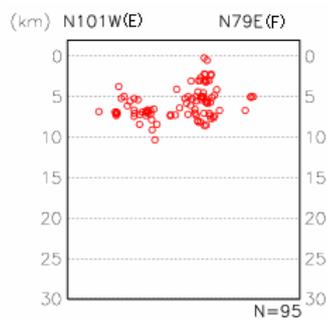
図 2.2.2-9 異なる4つの速度構造 Model を使用して決定した震源分布



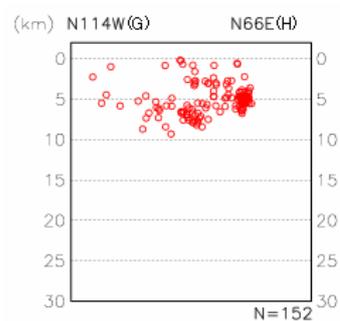
a) 領域 a



b) 領域 b



c) 領域 c



d) 領域 d

図 2.2.2-10 異なる 4 つの速度構造 Model を使用して決定した震源の各領域断面図

表 2.2.2-2 各観測点における P 相および S 相の O-C 平均値  
(観測点補正值として使用)

観測点名	P相のO-C平均値	S相のO-C平均値
AZUMI	-0.06	0.33
HOTAKA	-0.06	0.03
MATNAK	0.05	0.28
MATSUS	-0.12	0.28
NSAKAI	-0.19	0.21
NSHIGA	0.11	0.51
SHINMA	0.12	0.69
TAKATO	-0.04	0.56
E.ASI	-0.09	0.51
E.HKB	-0.05	0.37
E.MTU	-0.15	0.10
E.OMJ	0.05	0.59
E.TGA	0.16	0.72
N.CHNH	-0.24	-0.17
N.FMIH	0.18	0.91
N.HBAH	-0.29	0.24
N.HOTH	-0.12	0.15
N.IKSH	0.18	0.67
N.KMDH	-0.17	0.19
N.KSOH	-0.04	0.40
N.MMOH	-0.10	0.03
N.MSTH	-0.21	0.27
N.NGWH	-0.05	0.50
N.OM2H	-0.22	0.11
N.OMC	0.05	0.54
N.SOJH	-0.19	0.27
N.SSSH	-0.01	0.39
N.SSWH	0.46	1.64
N.TGKH	-0.01	0.63
N.TKSH	0.00	0.74
N.TTNH	-0.04	0.53

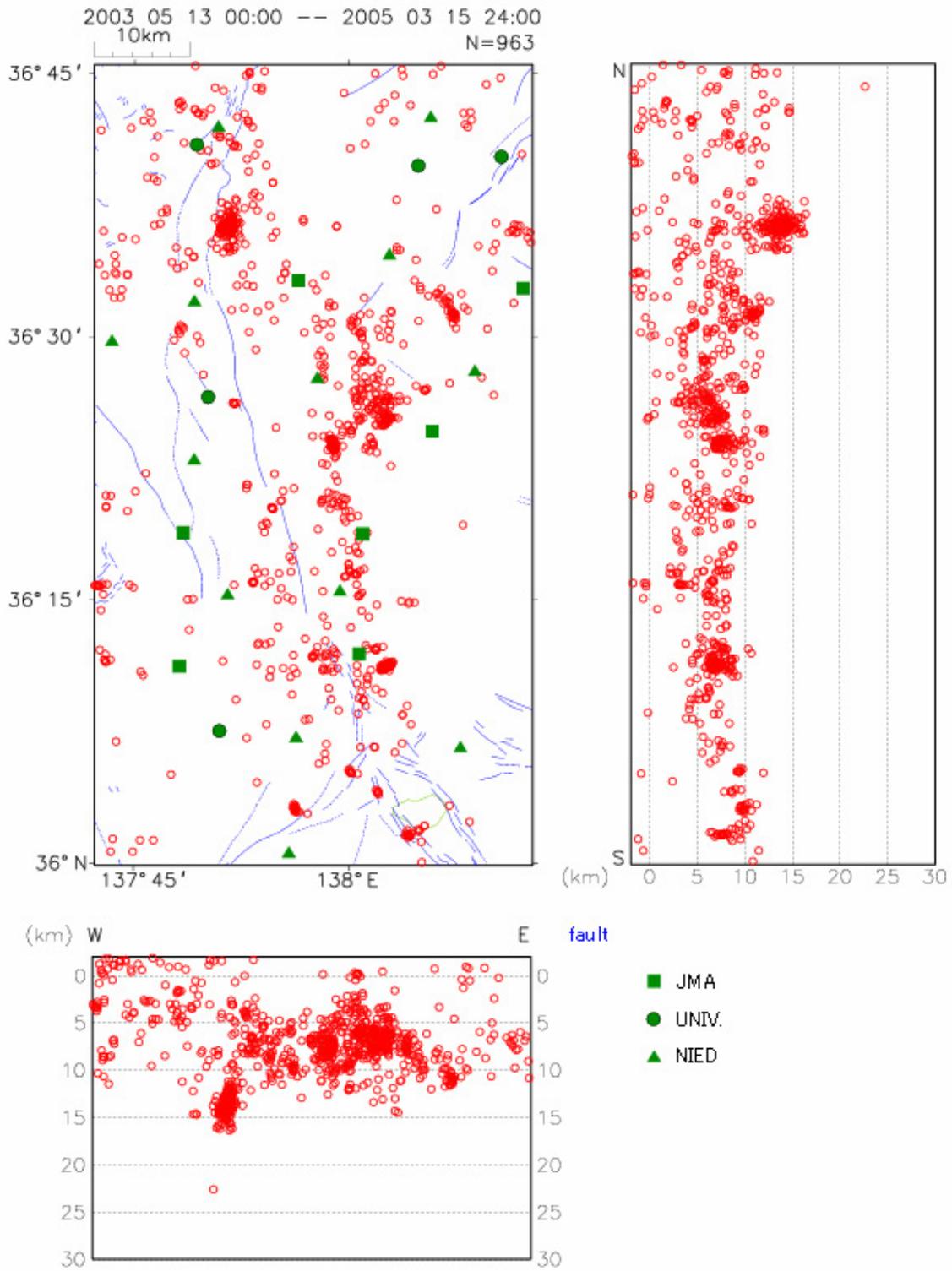
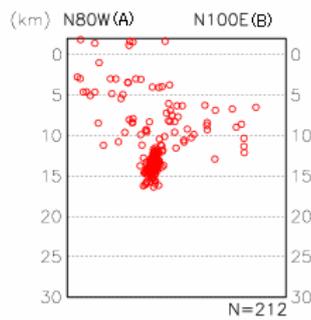
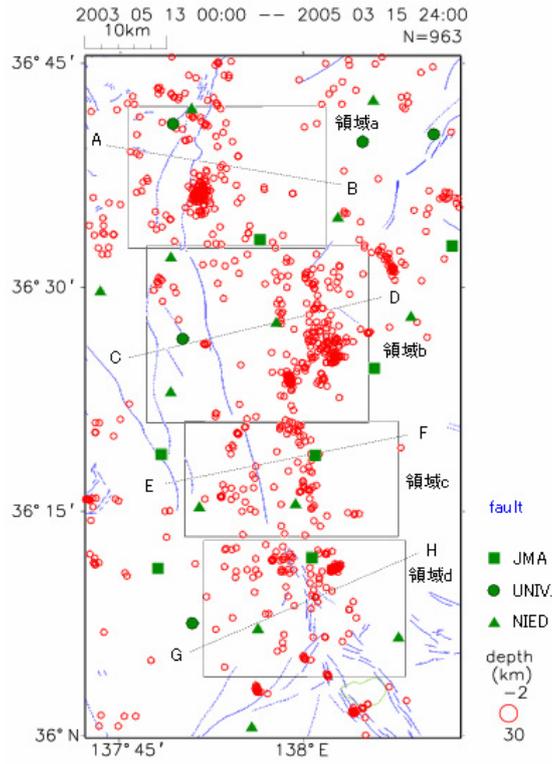
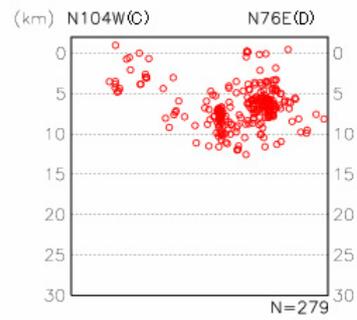


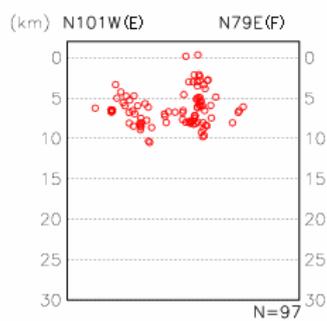
図 2.2.2-11 観測点補正を行い決定した震源分布



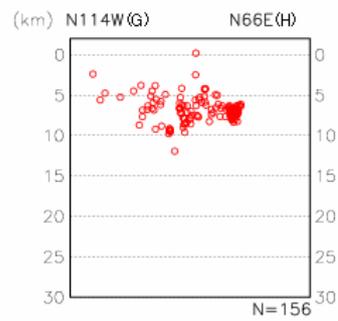
a) 領域 a



b) 領域 b



c) 領域 c



d) 領域 d

図 2.2.2-12 観測点補正を行い決定した震源の各領域断面図

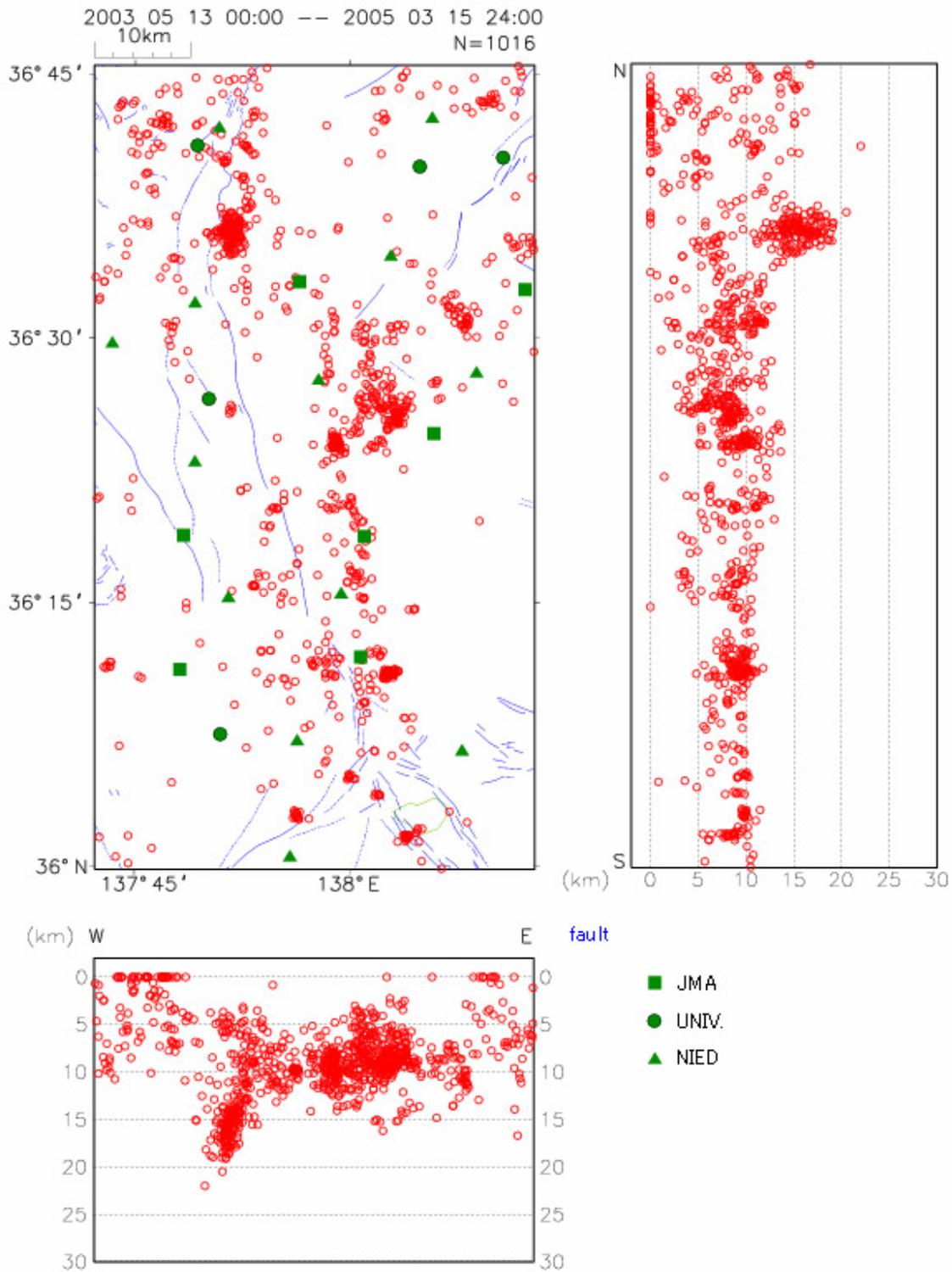


図 2.2.2-13 気象庁(一元化)で決定された震源分布

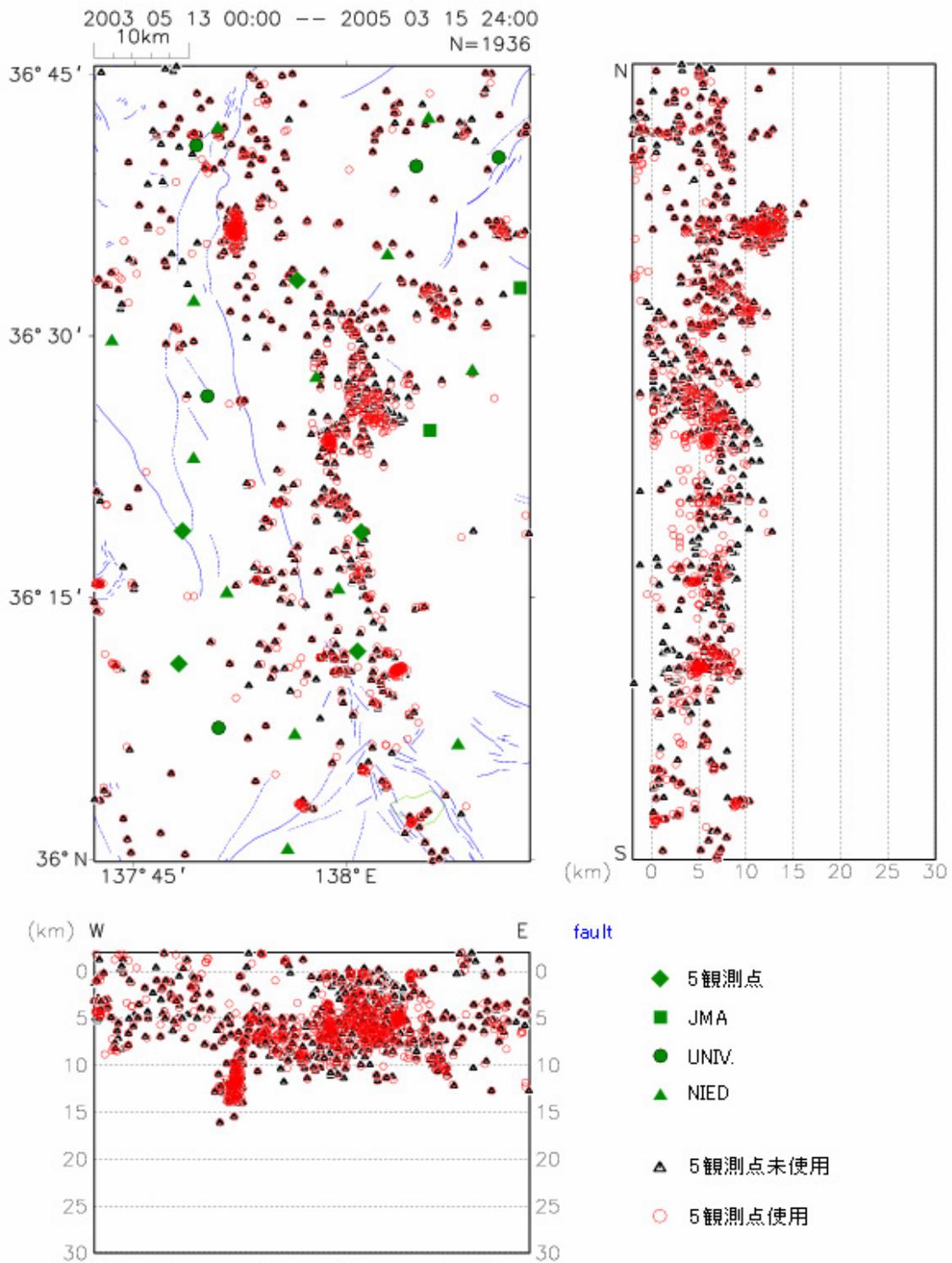


図 2.2.2-14 5観測点の未使用・使用による震源分布の比較

## 2.2.2 自然地震観測（稠密アレーによる自然地震観測）

### （1）調査観測の内容

(a) 課 題 自然地震観測（稠密アレーによる自然地震観測）

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東京大学地震研究所	教 授	平 田 直

(c) 調査観測の目的

稠密アレー観測により、糸魚川－静岡構造線近傍の詳細な地震活動を把握する。さらに、トモグラフィー解析によって、構造線近傍の3次元的地下構造を求める。3次元の速度構造モデルを用いて、構造線近傍の地震活動の高精度震源分布を求める。速度構造と断層の深部形状との関係を明らかにする。

### （2）平成14～16年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成15年8月から11月にかけて、糸魚川－静岡構造線断層帯周辺地域の3箇所（地域A, B, C）で稠密臨時自然地震観測、地域Cの南側で、線状稠密臨時自然地震観測を実施して、地震活動の把握、地殻構造調査に資するデータを取得した。平成15年度から16年度にデータの解析を実施した。青木湖南（地域A）で、群発地震活動が発生し、詳細な解析の結果、深部の断層面よりさらに深い位置で発生したことが分かった。地域B, Cでは、観測期間中に顕著な群発地震活動が発生しなかった。線状稠密臨時地震観測により、地殻内地震、稍深発地震、反射法地震探査のためのパイブレータ震源からの震源を記録し、トモグラフィー解析を行った。その結果、この地域の震源の精度を向上させるには、水平方向の速度変化を考慮する必要があることが分かった。トモグラフィー法によって、八ヶ岳西麓で低速度領域が推定され、広帯域MT法による低比抵抗領域と調和した結果が得られた。反射法地震探査によって推定された諏訪湖より南部の糸魚川－静岡構造線断層帯（青柳断層）の上盤側は低速度、下盤側は高速度であることが示された。

#### 1) 調査観測の実施方法

地域A (Area A、青木湖周辺) に4点、地域B (Area B、松本南の中山霊園周辺) に4点、地域C (Area C、諏訪湖南の高遠町と富士宮町) に9点の臨時地震観測点を設置して、約3ヶ月間現地収録の観測を行った。さらに、地域Cの南（長野県諏訪郡富士見町、上伊那郡高遠町、長谷村、駒ヶ根市）で、49観測点からなる中規模線上観測を実施した（表2.2.2-1）。これらの観測点に、固有周波数1Hz（線状観測網の5観測点では、0.2Hz）の3成分地震計を設置して、サンプリング周波数200Hz（地域A）または、100Hz（その他の地域）でGPS時計付きの大容量デジタルレコーダ（篠原・他、1997）

で連続収録した。観測点近傍の局地地震、糸魚川—静岡構造線断層帯全体を含む地域の地震、全国あるいは、全世界の地震などを対象として、地震を検出して記録を編集しデータベースを作り、このデータを解析して地震活動の詳細、地殻構造を求めた。

表 2.2.2-1 平成 15 年度稠密臨時自然地震観測の観測期間

観測網名	地域	点数	期間
Area A	青木湖周辺	4	2003/08/04-2003/10/27
Area B	松本南の中山霊園周辺	4	2003/08/27-2003/11/21
Area C	諏訪湖南	9	2003/08/25-2003/10/16
Linear Array	富士見町、上伊那郡高遠町、長谷村、駒ヶ根市	49	2003/08/26-2003/10/16

## 2) 調査観測の成果

### 2-1) 青木湖周辺の群発地震活動

地域 A で本調査観測期間中に発生した群発地震活動の震源を図 1 に示す。本調査観測記録に、win システムの自動地震検出アルゴリズム (ト部・東田、1992) を適応することによって、2003 年 9 月 30 日から 10 月 1 日の 2 日間に、 $-1.0 \leq M_j \leq 2.7$  の微小地震が 109 個震源決定された。この間に気象庁によって決められた一元震源は、24 個であり、約 5 倍の地震の震源が決められた。この結果では、観測点 IA03 近傍に集中した深さ 15km の地震活動 (クラスター A) と、観測点 IA02 近傍に集中した深さ 8km の活動 (クラスター C) が分離している。一元化震源では、これらの区別は不明瞭である。その他、深さ 8km に、クラスター B が観測された (図 2.2.2-1)。

この地域では、東西方向の速度不均質が大きく、北部フォッサマグナの厚い堆積層の上の観測点では遅い速度構造、基盤岩上の観測点では早い速度構造を用いる必要がある。そこで、この地域で行われた速度構造調査 (Takeda et al., 2004) の結果を考慮して、観測点毎に速度構造の違いを考慮した震源決定を行った。用いた速度構造を図 2.2.2-2 に示す。地震研究所のルーチン処理で用いているプログラム *hypomh* (Hirata and Matsuura, 1987) を改良した、観測点毎に異なる 1 次元構造を用いることのできるコード *hypomh4* を用いた。さらに、観測点補正値を、連携震源決定法で求めた。最終的な震源決定誤差は、用いた速度構造に依存するが、絶対精度で約 100m 程度、相対精度は数 10m と考えられる。

地域 A を含む地域で、気象庁によって報告されている震源 (一元化震源) を図 2.2.2-3 に示す。2003 年 8 月 24 日から 10 月 10 日の期間に、109 個の地震がこの領域で報告されている。一方、本研究によって決められた震源は 334 個 ( $-0.7 \leq M \leq 2.7$ ) で、一元化震源の約 3 倍の震源が決められた (図 2.2.2-4)。両者の震源を比較すると、全体的に約 2.5 km 本研究の結果は浅くなった。ただし、糸魚川—静岡構造線より西側の浅い一元化震源は、本研究の結果稍深くなり、深さ 4km 程度となった。

クラスター A は、全観測期間 (3 ヶ月) を通じて繰り返し発生していたことが分かった。ほぼ同じ場所の深さ 12km から 15km の領域で、3 から 5 日間隔で集中的地震活動 (ク

クラスター活動)が発生していた(図 2.2.2-5a)。一回の活動は数時間程度に集中し、長くとも1日程度で終わり、活動は時間的にも空間的にも集中している。

本研究の期間で最も活発であった活動は9月30日に発生した。この活動の詳細を調べるために、震央分布を図 2.2.2-5b、その時間的推移を図 2.2.2-5c、深さ分布を図 2.2.2-5d、深さの時間変化を図 2.2.2-5e に示す。震源は、空間的に極めて狭い領域(水平方向に1×1kmの領域内、深さの範囲14から16km)に集中していることが分かる。クラスターAに属する地震の波形は、マグニチュードが異なっても極めて類似していることも、この地震の震源域の広がり極めて小さいことを示している。今後、繰り返して同じ領域で発生する群発的な地震の発生メカニズムを解明することが、広域応力が特定の断層周辺に集中していくメカニズムを解明するために重要な課題となる。

クラスターAの9月30日の活動は、12:30から始まり10月1までの2日間継続した。主要な活動は、最初の2時間に集中した。特に、活動の開始10分程度の間には、顕著な震源の移動が認められる。即ち、活動は深さ15.5km、水平的な位置では集中域の南端から始まり、次第に浅く(14km)なり、北に移動した様子が分かる。移動速度はおよそ2m/sと見積もられる。群発地震活動で、このような明瞭な活動域の移動が観測された例としては、火山活動に伴って発生する群発活動が知られている。例えば、三宅島の噴火に伴って発生した群発地震活動の西方への移動は、マグマの西方への移動によって解釈された。(酒井・他 2001)。本調査観測データは、流体の移動に伴って群発地震が発生した可能性を示唆する。

本調査領域及びその周辺で実施されたトモグラフィー法による深さ10km程度に、水に満たされた極めて扁平な(アスペクト比~0.02-0.1)亀裂が、数%存在している可能性が指摘されている(Kurashimo and Hirata, 2004)。また、本調査観測地域の西側には活火山を含む火山帯が存在し、トモグラフィー解析の結果でも、本調査観測地域の西方20kmの地下15km程度にマグマ溜りのあることが推定されている(Matsubara *et al.*, 2000)。以上の地震学的データの他、電磁気学的な構造探査(Ogawa *et al.*, 2002)からも、流体の存在が指摘されている。クラスターAの発生が地殻深部の水やマグマなどの流体の移動でトリガーされた可能性は高いと考えられるが、今後、周辺の応力場の変化と流体の分布や移動の実態を解明する必要がある。

## 2-2) 領域Cと富士見町地区線状稠密アレー観測によるトモグラフィー解析

本パイロット的な重点的調査観測によって平成15年度に実施された富士見地区反射法探査測線含む約50kmで線状稠密地震観測を実施して、そのデータを用いてトモグラフィー解析を行い、諏訪湖より南部の糸魚川-静岡構造線断層帯の東西速度断面を得た。2003年9月2日から10月13日までに発生した地殻内地震42個、やや深発地震10個、反射法地震探査のために発振されたバイブレータの集中発振2カ所からの信号を用いた(図 2.2.2-6)。トモグラフィー解析のための格子点の配置を図 2.2.2-7 に示す。線状稠密観測点の配列の方向に3km間隔(測線の端の部分では5km間隔)、線状配列に直交方向には10km間隔、深さ方向には、0, 2, 4, 8, 12, 18, 30 kmに、格子点を配列した。トモグラフィー解析は、*tomoDD* (Zhang and Thurber 2003)を用いて、この格子点に対する3次元速度分布を得た。このトモグラフィーのコードでは、二重相対走時(Double-difference travel time)を用いているが、震源の

分布が稠密でないので、実際上は、絶対走時を用いた通常のとモグラフィーと同等の結果が得られている。

観測期間中に気象庁が報告した一元化震源（52 個）から波形データを編集し、P 波の到着時刻 3929 個、S 波の到着時刻 3486 個を目視で検測した。地域 A 付近の震源解析と同様に *hypomh* (Hirata and Matsu'ura 1987) を用いて震源を決め、これを初期震源とした。*tomoDD* によって走時の逆解析を行い、12 回の繰り返し計算によって、走時残差は RMS で 0.3868 秒から 0.1263 秒に減った。

求められた 3 次元速度構造に対応する震源分布を図 2.2.2-8 に示す。初期値として用いた一元化震源と比較した。図 2.2.2-8 の緑の棒の先端が、一元化震源で、赤丸が 3 次元構造で再決定された震源である。再決定された震源が 3-5km 浅くなっていることが分かる。この領域にこれまで報告されている一元化震源を図 2.2.2-9 に示す。糸魚川-静岡構造線の 5km 程度西側に発生している深さ 15km 程度の活動は実際には 10km 程度、やや浅い 7-8km の活動は実際には 5km の深さの活動と考えられる。これらの浅い活動は、この領域で推定されている低角の西傾斜の断層の下部延長近傍で発生している断層活動に関係した微小地震活動である可能性がある。

解の分解能を調べるために、チェッカーボード分解能テストを行った。格子点に初期構造の +10% または、-10% の速度偏差を空間的に交互に格子点に与え、実データと同じ震源分布と観測点配置で理論走時を計算した。これを模擬データとして、初期震源を求めた初期速度構造を出発モデルとして、とモグラフィー解析を行い、チェッカーボード構造が再現できるか調べた。P 波速度 ( $V_p$ ) についてのテスト結果を図 2.2.2-10 に示す。この解析では、3 次元的に速度を求めたが、観測点が密に分布している S44°W-N44°E 走向の断面 (2 次元速度分布) についてだけ議論する。テストの結果、水平距離 -35km から 3km、深さ 0 から 12km までは、仮定した構造が再現できた。再現の悪い領域には陰を付けた (図 2.2.2-10)。この断面の  $V_p$  分布の結果を図 2.2.2-11 に示す。水平距離 -5km より東、深さ 0 から 5km の領域と、-35km から -25km、深さ 0 から 3km の領域に、低速度域が推定された。測線の中央部 (-25 から -8km) では、低速度の領域が、0km から 5km まで広がり、その深度は、西に向かって深くなる傾向がある。 $V_s$  のチェッカーボード分解能テストの結果を図 2.2.2-12、とモグラフィー解析の結果を図 2.2.2-13 に示す。 $V_p$  の低速度域では、 $V_s$  も低速度になっている。

速度分布と、広帯域 MT 法によって得られた地殻比抵抗分布とを比較すると水平距離 -5km より東、深さ 0 から 5km にある低速度領域は、低比抵抗域に対応している (図 2.2.2-14)。この領域は、八ヶ岳西麓に位置し、火山性碎屑物が堆積していることと調和的である (図 2.2.2-14)。諏訪湖より南部の糸魚川-静岡構造線 (青柳断層) との関係を考察すると、大局的には、反射法地震探査 (池田・他、2004) で推定された断層の地下の位置の上盤側が低速度、下盤側が高速度になっている (図 2.2.2-15)。本解析では、水平方向の空間分解能が 3km、深さも 2km 程度であるため、断層の破碎帯に対応する低速度層があったとしても、それを検出することができない。しかし、断層を挟んで速度の変化があるとすると、本速度解析の結果は、反射法探査の解釈と調和的であると言える。

### 3) 結論ならびに今後の課題

平成 15 年度には、3 カ所の稠密臨時自然地震観測と、1 カ所の線状稠密臨時自然地震観測を実施して、地震活動の把握と地殻構造調査に資するデータを取得した。稠密臨時自然地震観測の結果、地点 A の周辺で、繰り返し発生する群発地震活動が把握された。定常観測（一元化震源）の約 4 倍の数の微小地震の震源が決められ、一元化震源と比べると、本調査観測によって得られた震源はより狭い領域に集中していた。最も活発な活動の深さは 14km から 16km であり、本調査観測地域にある糸魚川-静岡構造線断層帯の断層面より有意に深いことが分かった。地点 A では、少なくとも 3 カ所に集中的活動（クラスター）が存在していることが分かった。この内、最も浅いクラスターの深さは約 8 km であり、断層活動との関係が考えられる。断層規模の空間スケールで、高精度に地震活動を把握するためには、本調査観測のような断層の大きさ・深さ程度の観測点間隔（数 km 間隔）の稠密アレー観測を実施することが必要であることが分かった。

平成 16 年度には、平成 15 年度に得られた自然地震記録の解析を進め、富士見地域の地震波速度構造をトモグラフィー法で求めた。その結果、八ヶ岳西麓の火山性砕屑物のある領域と、この地域の糸魚川-静岡構造線断層（青柳断層）の上盤側が低速度領域になっていることが分かった。3 次元的速度構造を考慮すると震源の深さは従来の報告より 3-5km 浅くなることが分かった。この領域の浅い地震活動の一部は、断層活動と関連していることが示唆された。

今後は、稠密自然地震観測データと、定常観測データとを統合して、糸魚川-静岡構造線断層帯全域の 3 次元速度構造（糸魚川-静岡構造線断層帯域 3 次元速度構造）を構築し、水平方向の不均質を考慮した精密震源分布を得る必要がある。特に、Hi-net 等の全国的に均一に展開された高感度地震観測網（基盤的調査観測網）によって得られた広域地震活動と、断層規模の詳細な局地的地震活動の関係を議論できる基本的調査観測データをよりいっそう整備することが重要である。

### d) 引用文献

- 1) Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using non-linear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, 1987.
- 2) 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・川中卓・小澤岳史、構造線の形状・物性解明のための調査研究（1）反射法・重力探査、文部科学省研究開発局（編）糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測、（平成 15 年度）成果報告書、5-25、2004.
- 3) Kurashimo, E. and N. Hirata, Low  $V_p$  and  $V_p/V_s$  zone beneath the northern Fossa Magna basin derived from a dense array observation, *Earth Planets Space*, 56, 1301-1308, 2004.
- 4) Matsubara, M., N. Hirata, S. Sakai, and I. Kawasaki, A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method, *Earth Planets Space*, 52, 143-154, 2000.
- 5) Ogawa Y, S. Takakura, and Y. Honkura, Resistivity structure across

Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation, *Earth Planets Space*, **54**, 1115-1120, 2002.

- 6) 小川康雄・本蔵義守、構造線の形状・物性解明のための調査研究 (2) 電磁探査、文部科学省研究開発局(編)糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測、(平成15年度)成果報告書、26-33、2004.
- 6) 酒井慎一・山田知朗・井出哲・望月将志・塩原肇・ト部卓・平田直・篠原雅尚・金沢敏彦・西澤あずさ・藤江剛・三ヶ田均、地震活動から見た三宅島2000年噴火時のマグマの移動、地学雑誌、110(2)、145-155、2001
- 7) 篠原雅尚・平田直・松本滋夫、GPS付き地震観測用大容量デジタルレコーダ、地震2、50、119-124、1997.
- 8) Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato. Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, from refraction/wide-angle reflection data, *Earth Planets Space*, **56**, 1293-1299, 2004.
- 9) ト部卓・東田進也、win - 微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版)、日本地震学会予稿集, no. 2331, 1992.
- 10) Zhang, H., and C. H. Thurber (2003), Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889, 2003.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
Panayotopoulos, Y	Microearthquake distribution and crustal structure using the tomography method, around the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL), by the 2003 Temporary Array Observation	東京大学大学院理学系研究科修士論文	2005年3月

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
Panayotopoulos, Y., T. Takeda, N. Hirata,	Micro-earthquake distribution along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line by the 2003 temporary array observation	地球惑星科学関連合同学会大会、地球惑星科学関連合同学会、幕張	2004年5月
Panayotopoulos, Y., N. Hirata, T. Takeda	Microearthquake Distribution along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line by the 2003 Temporary Array Observation	米国地球物理学連合秋季大会、American Geophysical Union、サンフランシスコ	2004年12月15日

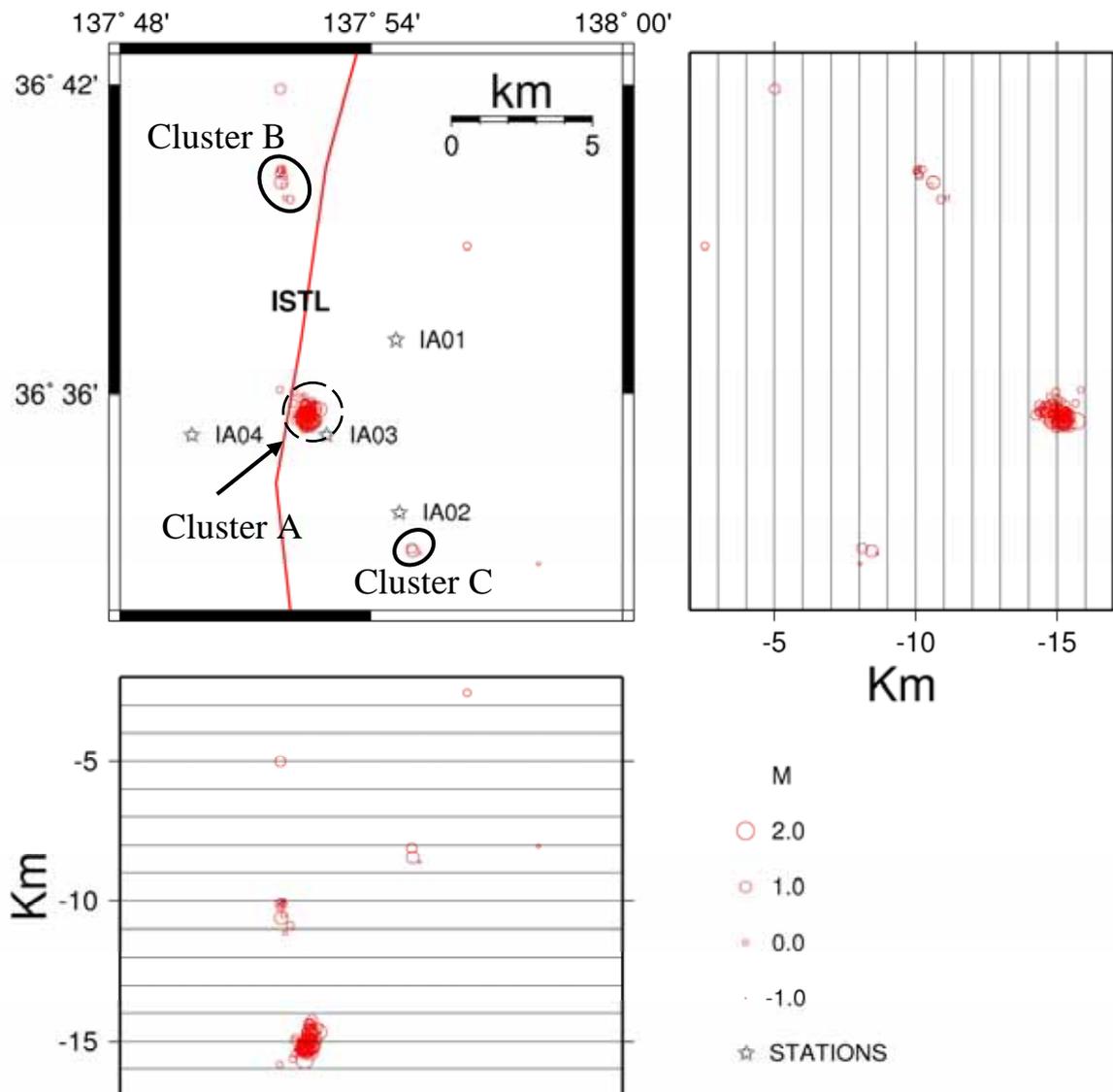


図2.2.2-1 地域Aで発生した群発地震活動。顕著な3つのクラスター(集中的活動)が認められる。クラスターAが最も活発な活動で、平均深度15kmで、水平方向に1km、深さ方向に1.5kmの狭い領域で発生していた。本調査観測期間の内、2003年9月30日から10月1日の2日間に、 $-1.0 \leq M_j \leq 2.7$ の微小地震が109個震源決定された。同期間中の気象庁一元化震源は、24個であった。

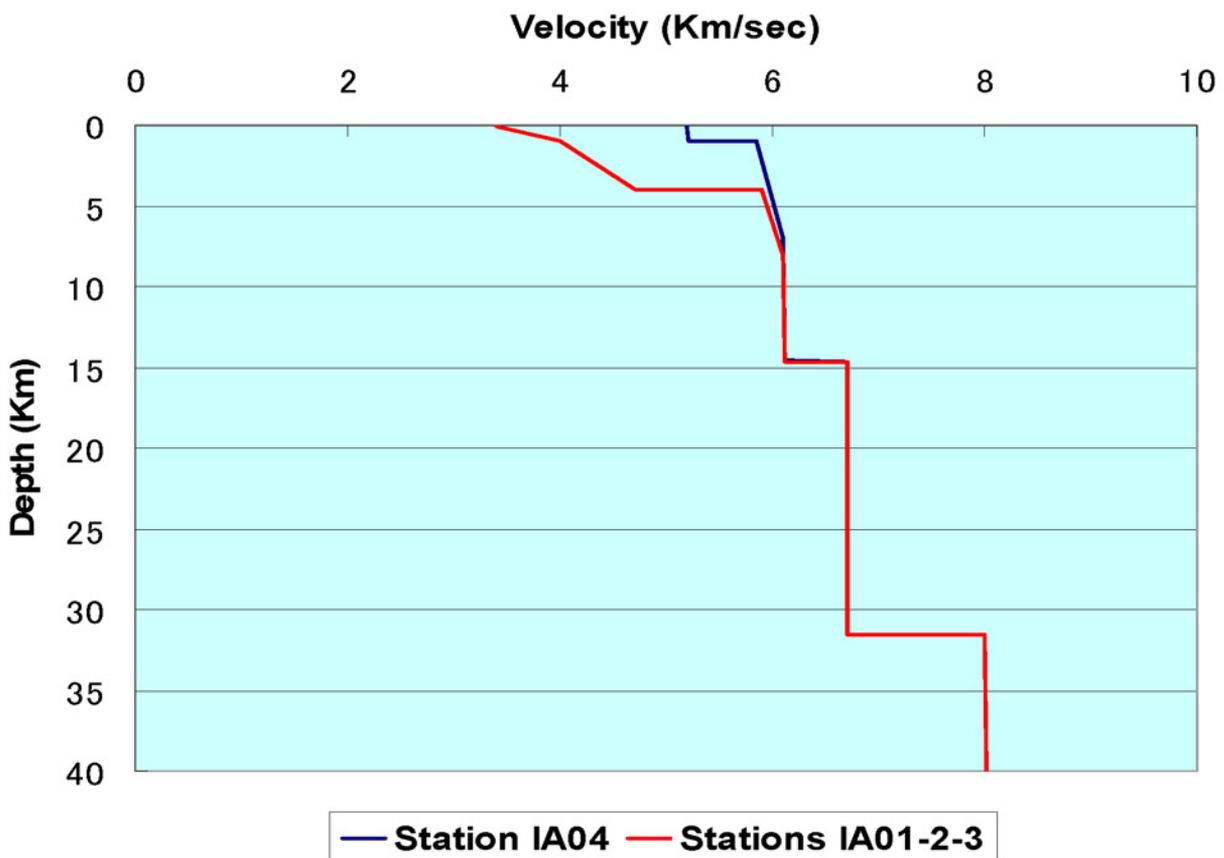
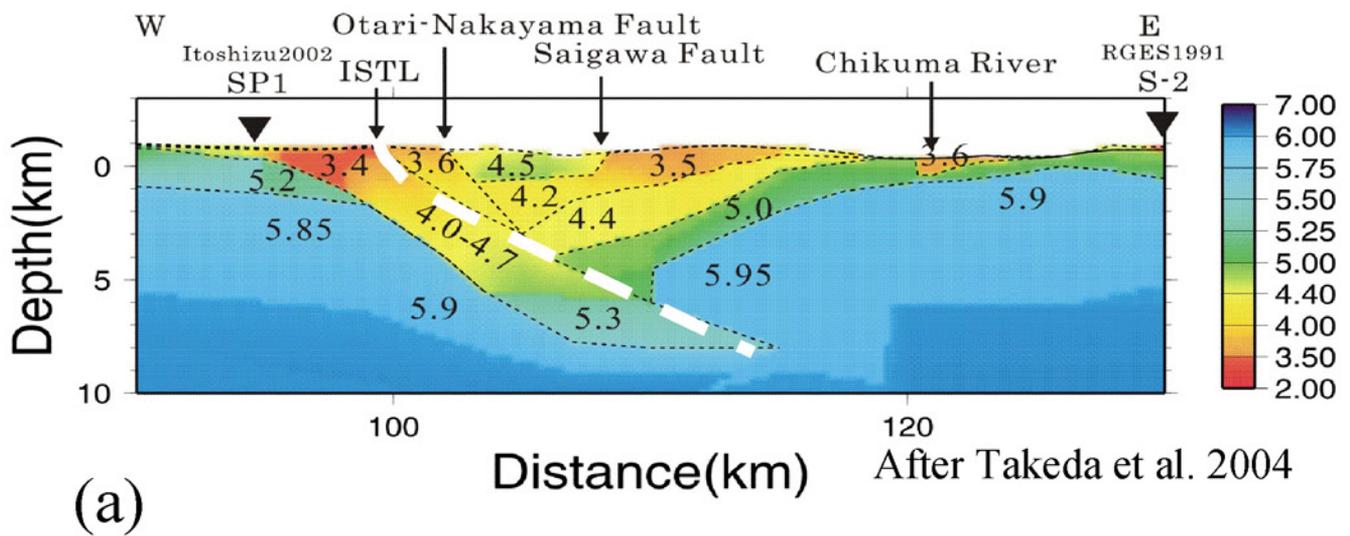


図 2.2.2-2 糸魚川-静岡構造線（北部）の地震波速度構造。(a)屈折法に基づく速度構造 (Takeda et al., 2004) の東西断面 (b) Area A で震源決定に用いた、2つの1次元速度構造モデル。北部フォッサマグナの堆積層の上の観測点では遅い速度構造（赤）、基盤岩上の観測点では早い速度構造（青）を用いた。

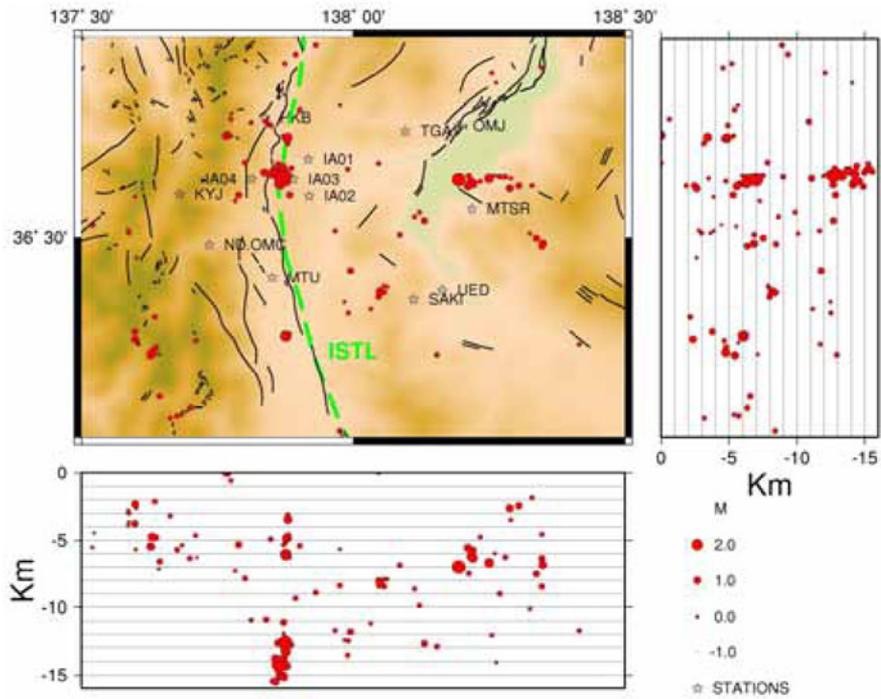


図 2.2.2-3 地域Aで気象庁によって報告されている震源（一元化震源）。2003年8月24日から10月10日の期間に、109個の地震がこの領域で報告されている。

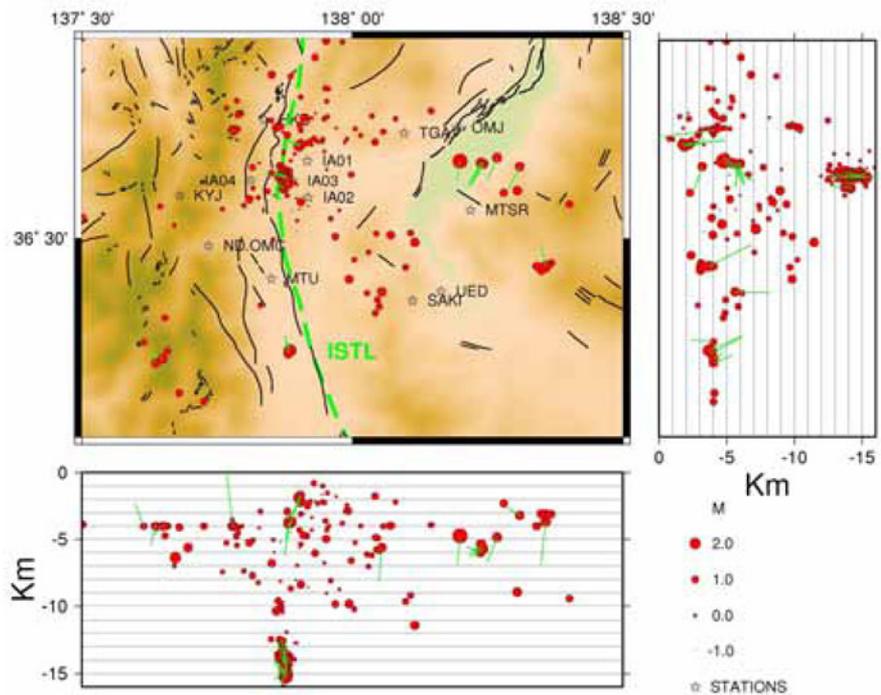


図 2.2.2-4 地域Aで稠密観測データを用いて再決定された震源赤丸（●）。2003年8月24日から10月10日の観測期間に、334個の地震の震源が決められた。同一の地震について、一元化震源と比較した。緑の棒の先が、一元化震源。

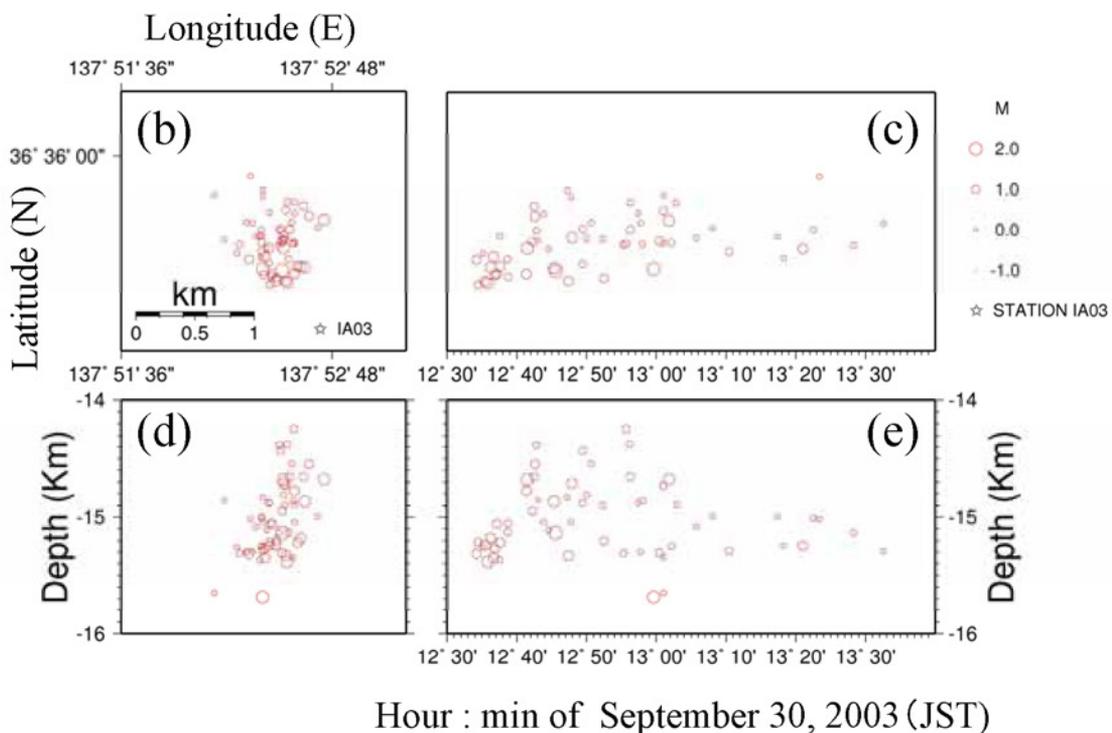
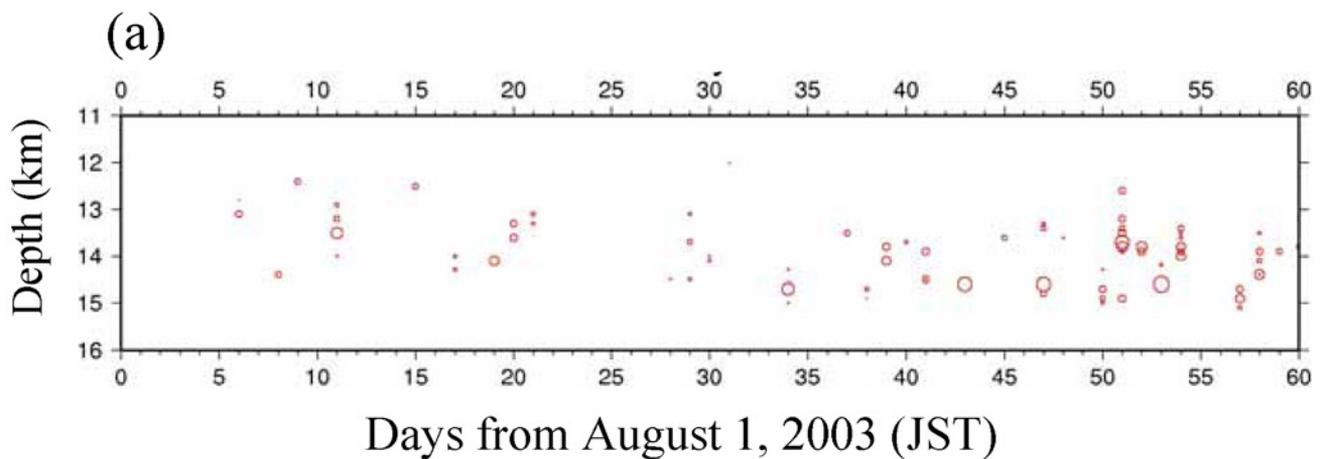


図 2.2.2-5 地域Aで発生したクラスター群発地震活動。2003年8月1日から2ヶ月間の深さ-時間分布(a)と、最も顕著なクラスター活動の最初の1時間(2003年9月30日12:30から13:40)の時空間分布(b)-(e)を示す。(a)の60日目は9月29日で、(b)-(e)に示した活動は含まれていない。(b)震央分布。(c)緯度-時間分布。(d)経度-深さ分布。(e)深さ-時間分布。

# JMA located events 2003/09/02 - 10/13

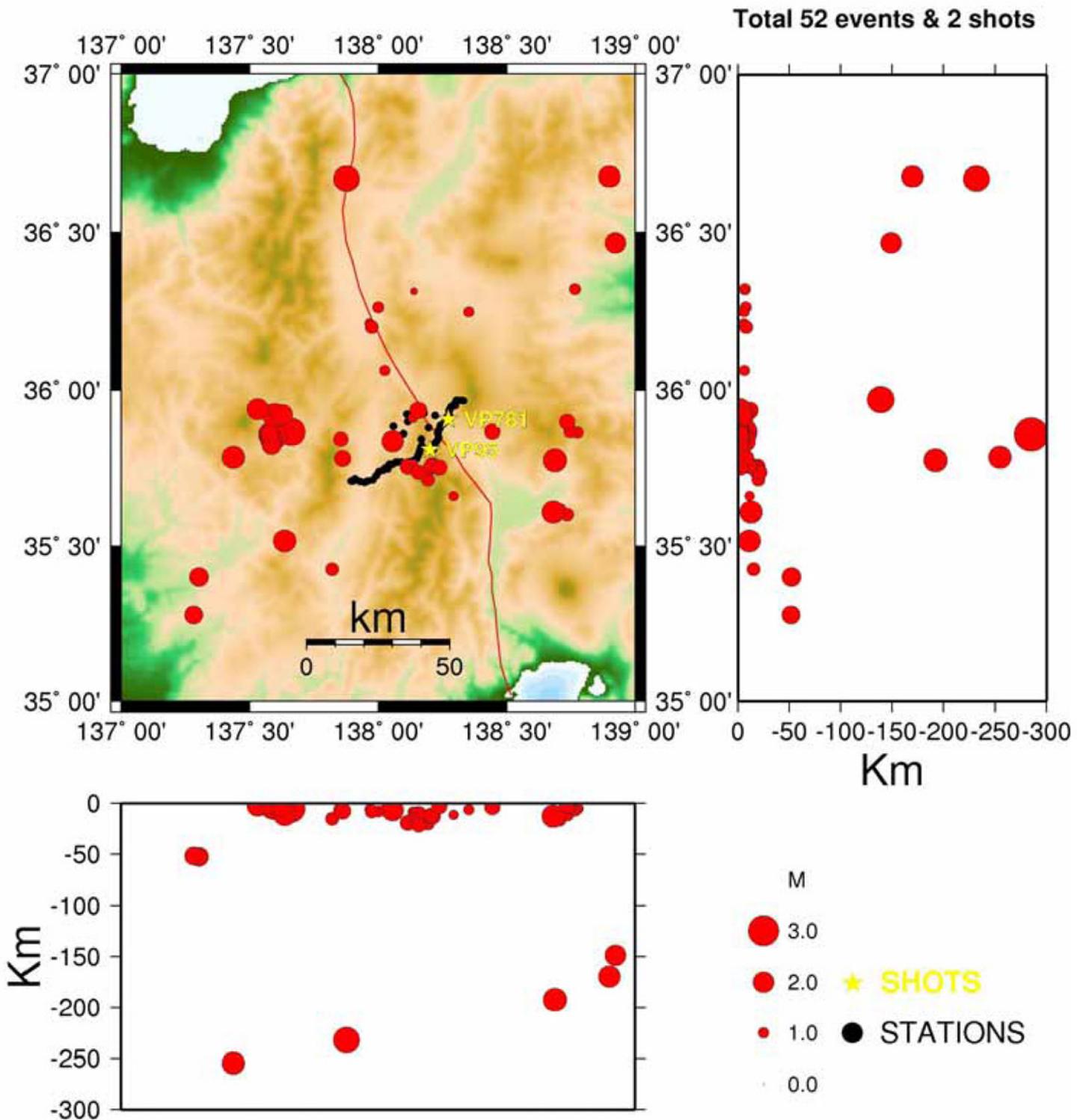


図 2.2.2-6 トモグラフィー解析も用いた観測点と震源分布。地殻内地震 42 個、やや深発地震 10 個、バイブレータの集中発振を 2 カ所から信号を用いた。震源は、気象庁の一元化震源。線状観測は、2003 年 8 月 26 日から 10 月 16 日まで、49 地点に 3 成分の 1 Hz 地震計を設置して実施された。

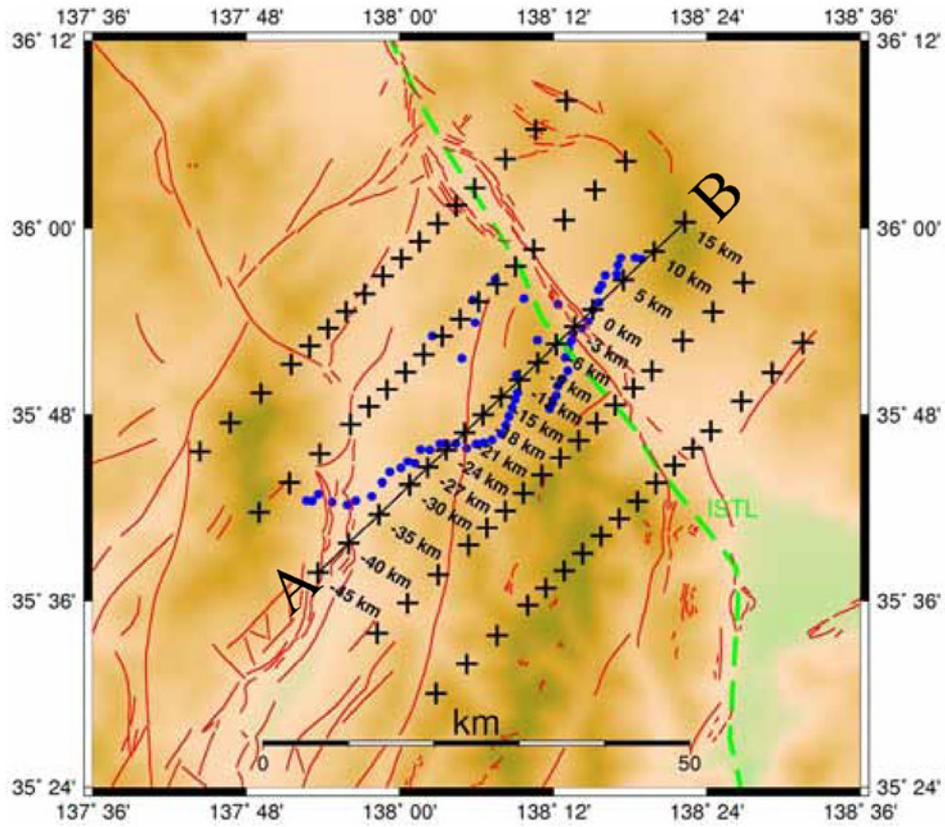


図 2.2.2-7 トモグラフィー解析に用いた格子点 (+印)。座標軸の原点は、北緯  $35.9127^{\circ}$  東経  $138.25188^{\circ}$  にとった。深さの格子点は  $0, -2, -4, -8, -12, -18, -30\text{km}$  に設定した。線状に稠密に設置した観測点のデータによって A-B を結ぶ側線下の 2 次元断面の速度分布を得た。

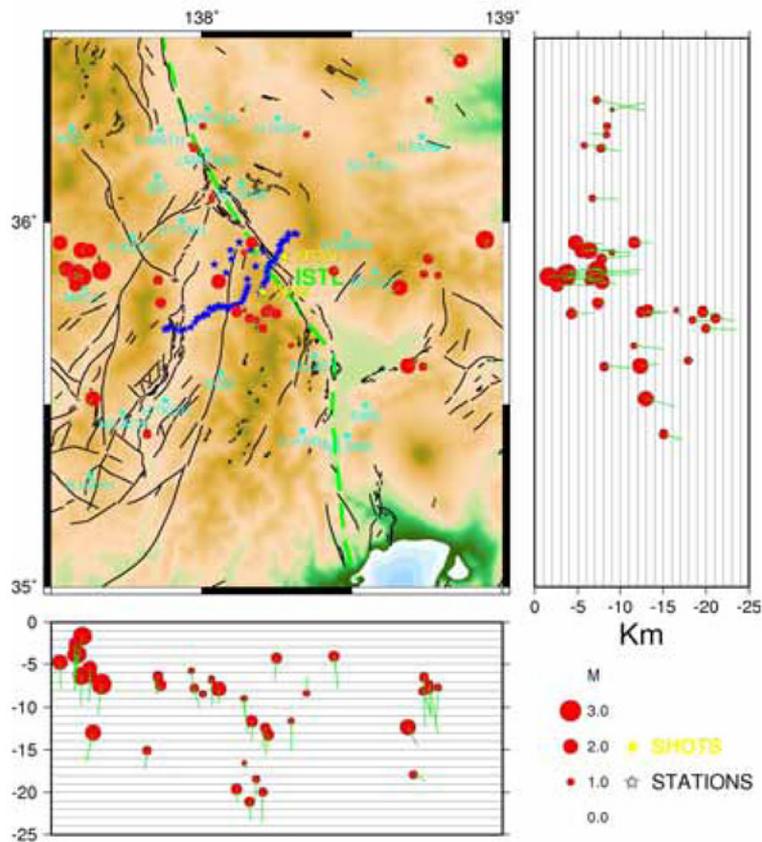


図 2.2.2-8 稠密観測データをトモグラフィ解析した構造で再決定した震源（2003年8月26日から10月16日）。解析では、一元化震源を初期値とした。緑の棒の先端が一元化震源。一元化震源より2-3km浅くなっている。

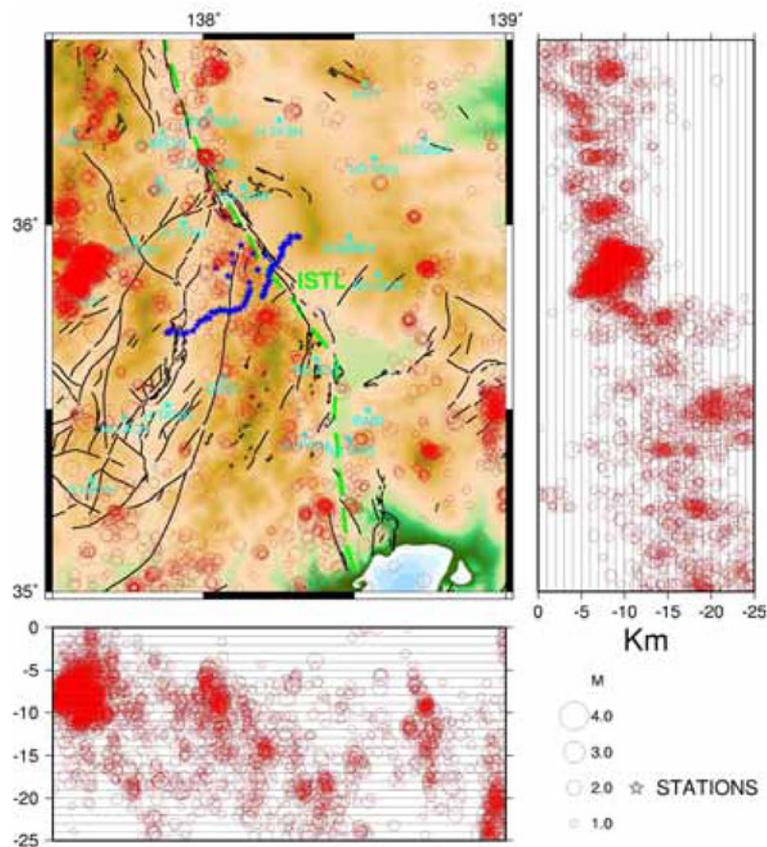


図 2.2.2-9 地域C付近の震源分布。2000年から2004年までの4年間の一元化震源を示す。

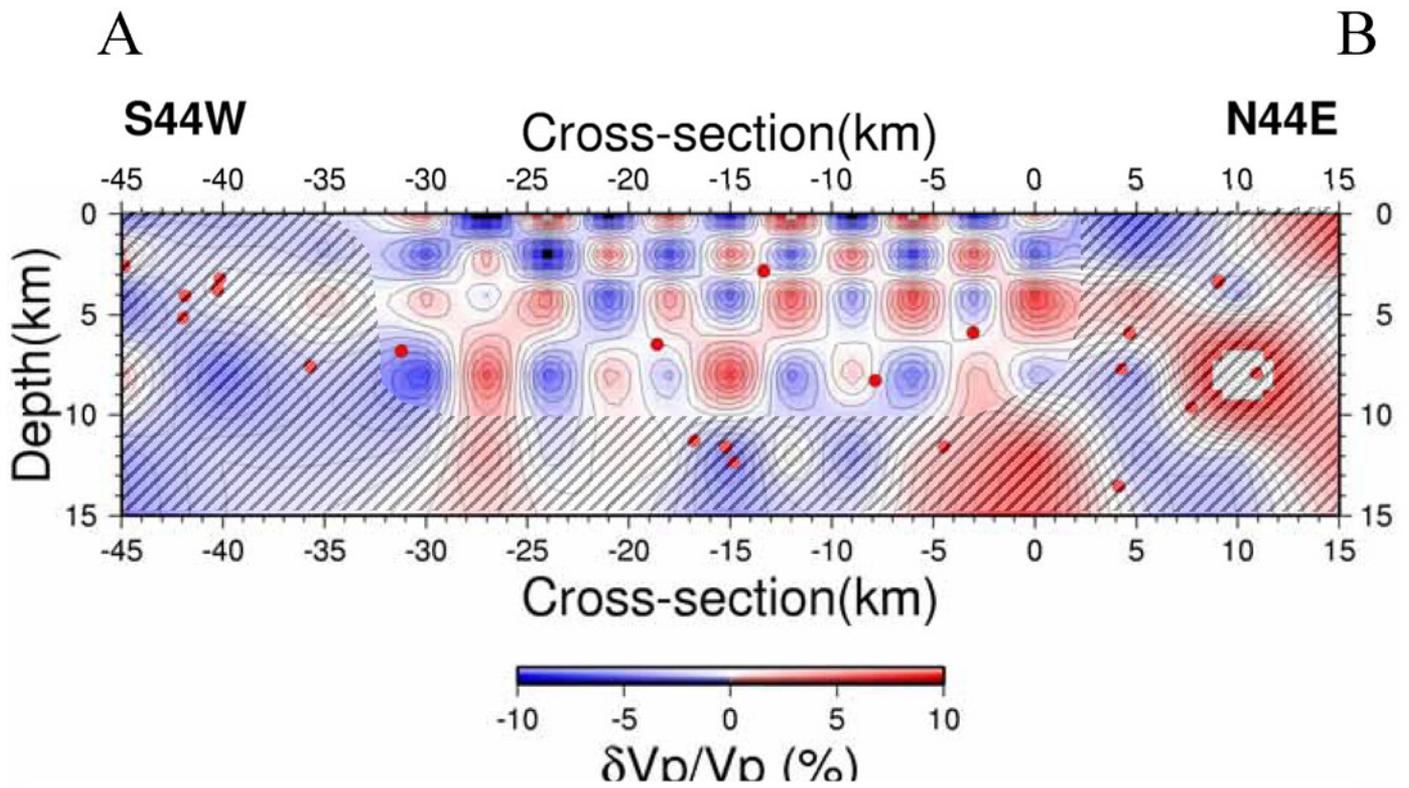


図 2.2.2-10 P波速度に対するチェッカーボード分解能テストの結果。各格子点に、 $\pm 10\%$ の速度偏差を、高速度と低速度、交互に与えたモデルから計算された理論走時データを用いて、偏差0%の速度分布を初期値としたインバージョンを行い、復元の様子を調べた。図 2.2.2-4 のA-B断面を示す。分解能の低い領域は、陰を付けた。

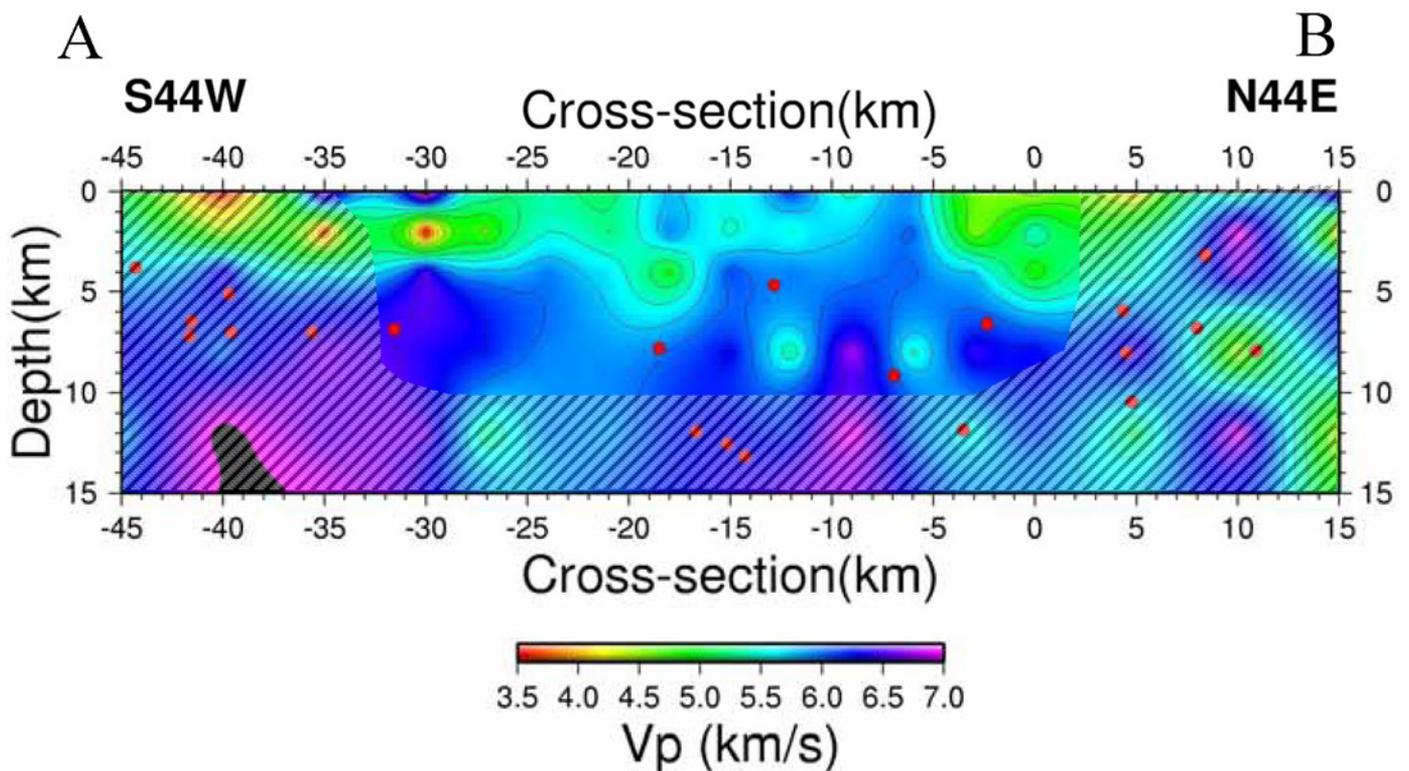


図 2.2.2-11 P波速度分布図。図 2.2.2-4 のA-B断面を示す。分解能の低い領域は、陰を付けた。赤い丸(●)は、この解析に用いて、この境域内に再決定された震源。

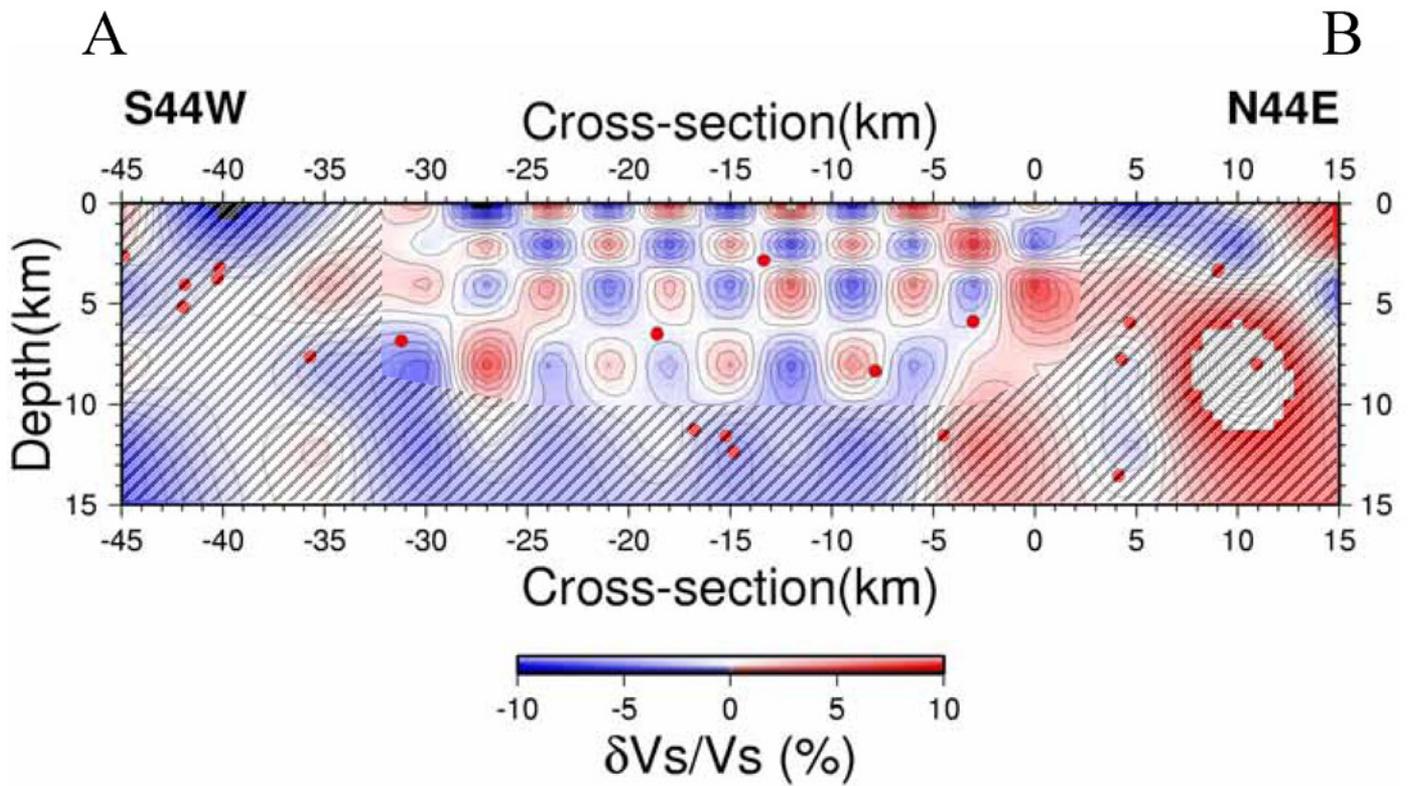


図 2.2.2-12 S波速度に対するチェッカーボード分解能テストの結果。各格子点に、 $\pm 10\%$ の速度偏差を、高速度と低速度、交互に与えたモデルから計算された理論走時データを用いて、偏差0%の速度分布を初期値としたインバージョンを行い、復元の様子を調べた。図 2.2.2-4 のA-B断面を示す。分解能の低い領域は、陰を付けた。

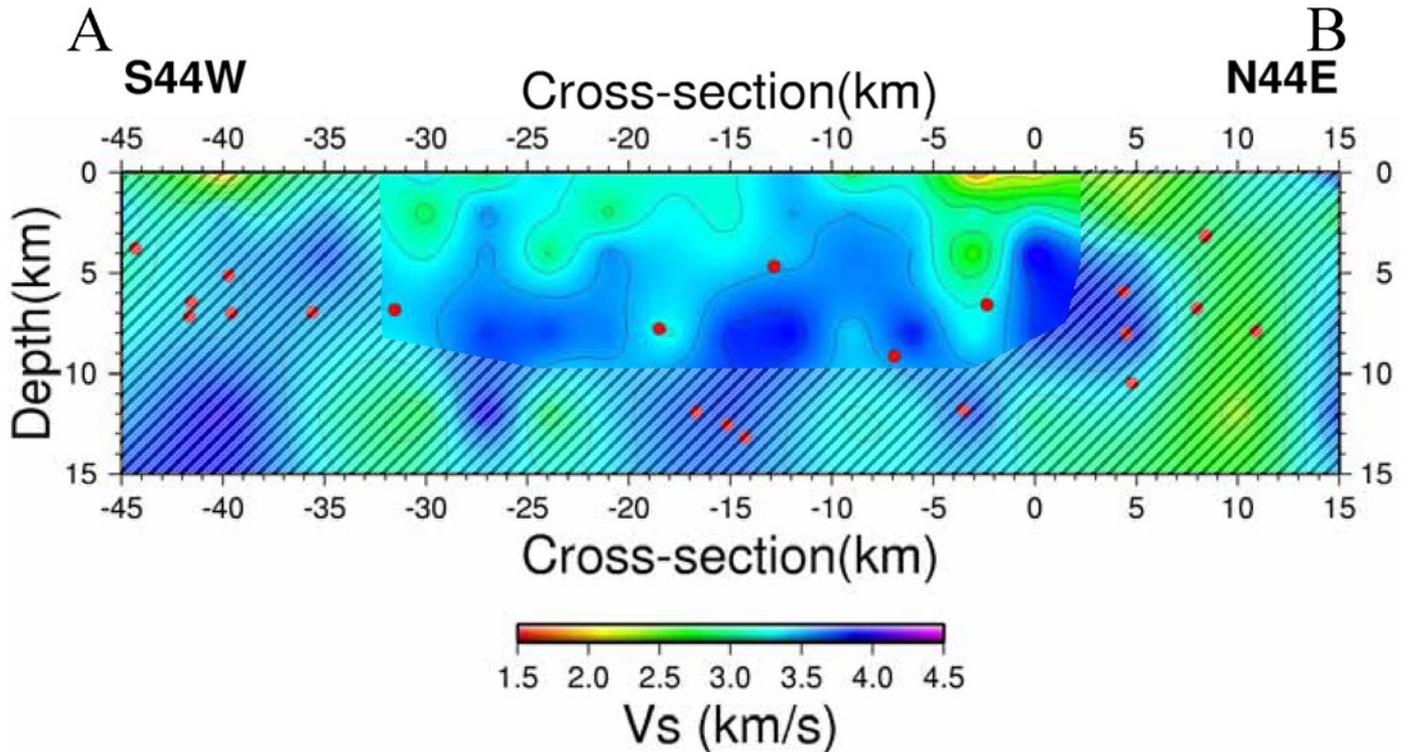


図 2.2.2-13 S波速度分布。図 2.2.2-4 のA-B断面を示す。分解能の低い領域は、陰を付けた。赤い丸(●)は、この解析に用いて、この境域内に再決定された震源。

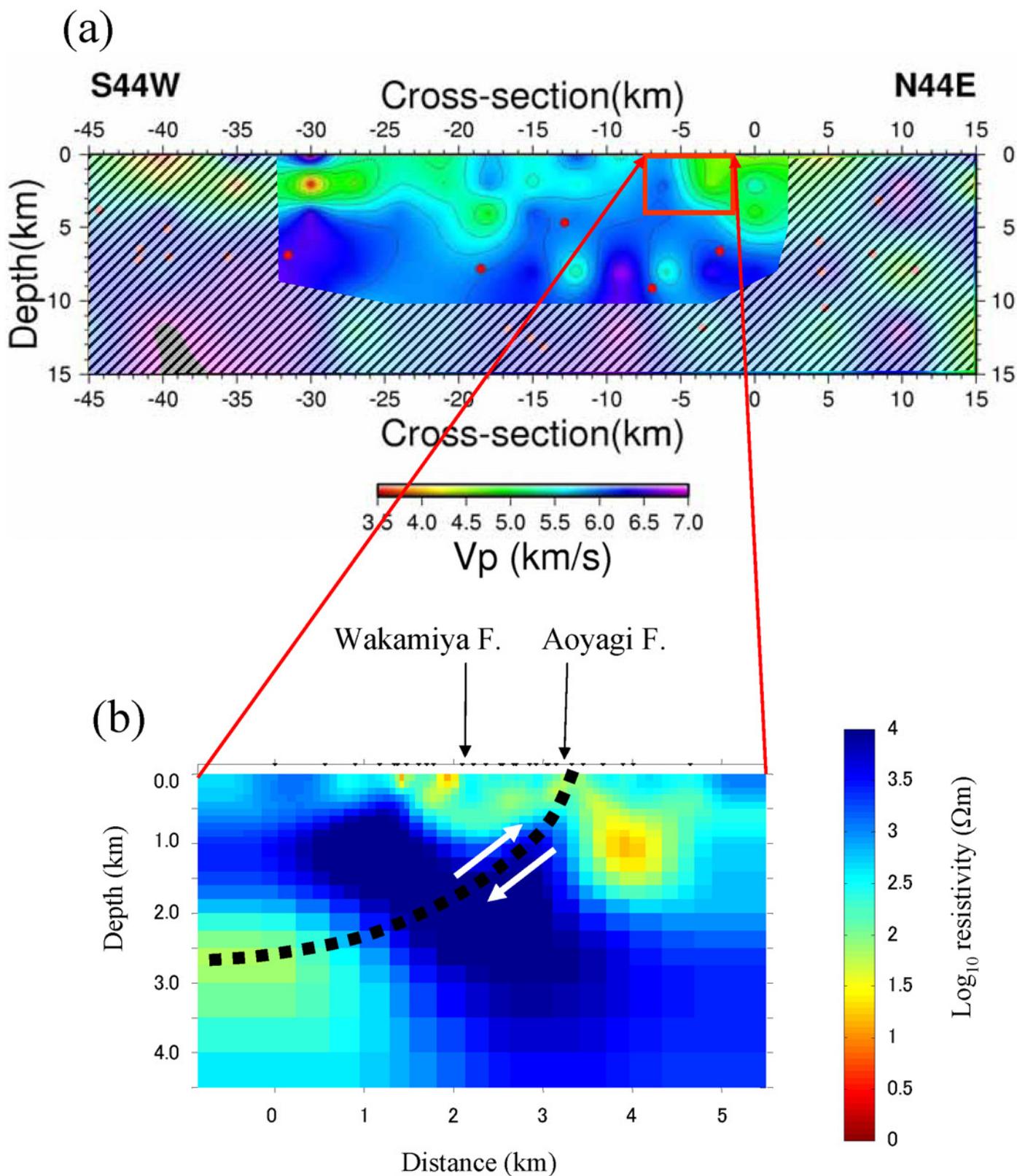


図 2.2.2-14 P波速度分布(a)と広帯域 Magnetotelluric (MT) 法によって得られた地殻比抵抗分布(b) (小川・本蔵、平成 15 年度成果報告書 p.31 ; Ogawa and Honkura、2004) との比較。破線は、反射法地震探査 (池田他、2004 : 平成 15 年度報告書 p.24) によって推定された青柳断層の深部形状のたまかな位置。

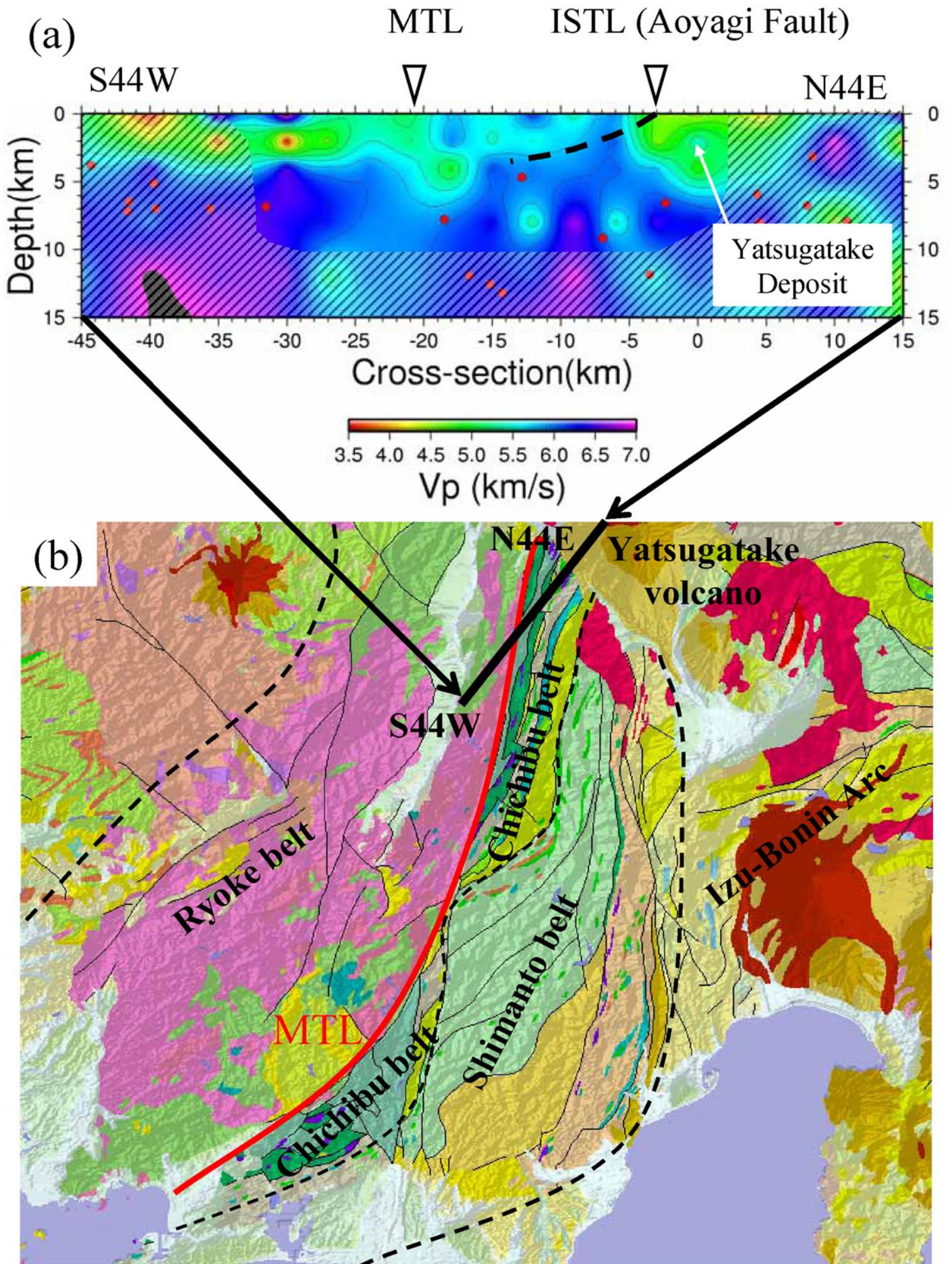


図 2.2.2-15 P波速度分布(a)と、地質構造(b)との比較。(a)図に糸魚川-静岡構造線（青柳断層、ISTL）と、中央構造線（MTL）の位置を▽示した。破線は、糸魚川-静岡構造線（青柳断層）の推定深部形状（池田・他、2004）。赤い丸（●）は、この解析に用いて、この境域内に再決定された震源。

## 2.2.3 地殻変動観測（GPS 観測による詳細地殻変動分布の解明）

### （1）調査観測の内容

(a) 課 題 地殻変動観測（GPS 観測による詳細地殻変動分布の解明）

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室	主任研究官	矢 来 博 司 西 村 卓 也
(*平成 14 年度に担当、現在、名古屋大学大学 院環境学研究科)	主任研究員	鷺 谷 威*

(c) 調査観測の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯の周辺において GPS の稠密なキャンペーン観測を繰り返し実施し、周囲の GPS 連続観測点のデータと合わせて解析することにより当該地域における地殻変動の詳細な分布を明らかにし、断層帯周辺における応力蓄積過程を検討するための基礎データを提供する。

### （2）平成 14～16 年度の成果

(a) 調査観測の要約

平成 14～16 年度は次の項目を実施した。

- 1)平成 14 年度に、糸魚川-静岡構造線断層帯の中部から北部にかけての地域でキャンペーン観測用の観測点を設置し、第 1 回の GPS 観測を実施した。
- 2)平成 15 年 10 月 29 日から 11 月 14 に第 2 回 GPS 観測を実施した。
- 3)平成 16 年 11 月 10 日から 11 月 26 日に第 3 回 GPS 観測を実施した。

(b) GPS キャンペーン観測の実施

1) 調査観測の実施方法

平成 14 年から 16 年まで、年 1 回計 3 回の GPS のキャンペーン観測を実施した。各キャンペーン観測では、平成 14 年度に設置された 28 点のキャンペーン観測点を 2 つのグループに分け（うち 2 点は両グループに共通）、それぞれについて 5～7 日間の観測を実施した。

観測には平成 14-16 年までは、TOPCON GP-R1DY 受信機およびアンテナを主に使用していたが、平成 16 年の一部の観測点では TOPCON LEGACY 受信機を使用した。GPS アンテナは鉄筋コンクリートの建築物の屋上に昨年度設置したボルトを用いて固定した。全観測点において 30 秒間隔で連続的に取得している。なお、観測機器の不調のために 2 ヶ所で十分なデータが取得できなかった。

取得されたデータを、周辺の GPS 連続観測点（62 点）におけるデータとともに解析した。解析は IGS（International GPS Service）による精密暦、IERS（International Earth Rotation Service）による地球回転パラメータを用いて Bernese GPS software version 4.2 により実施した。IGS の臼田観測点の座標値を ITRF2000 座標系に準拠して固定し、他の観測点の座標値を算出した。さらに過去 2 年間の観測で得られた 2002 年および 2003 年の座標値と合わせ、平均的な変位速度を求めた。

## 2) 調査観測の成果

図 2.2.3-1 はいくつかの観測点について、日座標値の変化を時系列として表示したものである。2002 年から 2004 年まで、観測がそれぞれ 1 週間程度の短い期間のみ行われていることが分かる。キャンペーン観測点の座標値の再現性はほぼ 1cm 以内で、連続観測点と比べてもそれほど変わらないことが分かる。一部の GPS 連続観測点では、2002 年と 2003 年の観測の間に座標の上下成分に大きな変化が生じているが、これは観測点のアンテナ交換に伴い生じたものである。このため、この期間に上下地殻変動があっても連続観測点による検出は不可能である。また、3 年分の観測を通してみると、アンテナ交換が行われた連続観測点において、水平成分についても 2003 年を境にして傾向の変化が見られる場合もある。アンテナ交換に伴い水平成分も影響を受けている可能性が否定できない。

そこで、3 回の観測結果から地殻変動速度ベクトルを計算した結果が図 2.2.3-2 である。この図には連続観測点についてのみ 2001 年から 2002 年のデータから算出された地殻変動速度を紫のベクトルで示してある。また、同じデータを糸静線の北部地域と中部地域を拡大する形で図 2.2.3-3 に示した。これらの図を見ると、1 年間あたり僅か 1 週間程度の観測であるにもかかわらず、この地域の地殻変動速度がかなり正確に推定できている様子がうかがえる。大町市から上田市に至る線上では Sagiya et al. (2002, 2004) 等の連続観測により松本盆地東縁断層周辺に集中した短縮変形の存在が明らかにされているが、今回の観測結果も同様な傾向を示す。一方、白馬村から長野市に至る線上では東向きの速度成分が次第に減少しながらも長野市付近まで見られており、東西圧縮変形が神城断層と長野盆地西縁断層、さらにはその間に挟まれた地域で分配されている様子がうかがえる。一方、大町市よりも南側になると糸静線より東側のブロックには顕著な地殻変動が見られなくなる。糸静線よりも西側の東南東向きの速度成分も南に行くにつれて次第に小さくなる。牛伏寺断層付近では断層に平行な方向の変位成分が断層と直交する方向に変化している様子が見られ、左横ずれ的な剪断歪みが蓄積しているものと考えられる。

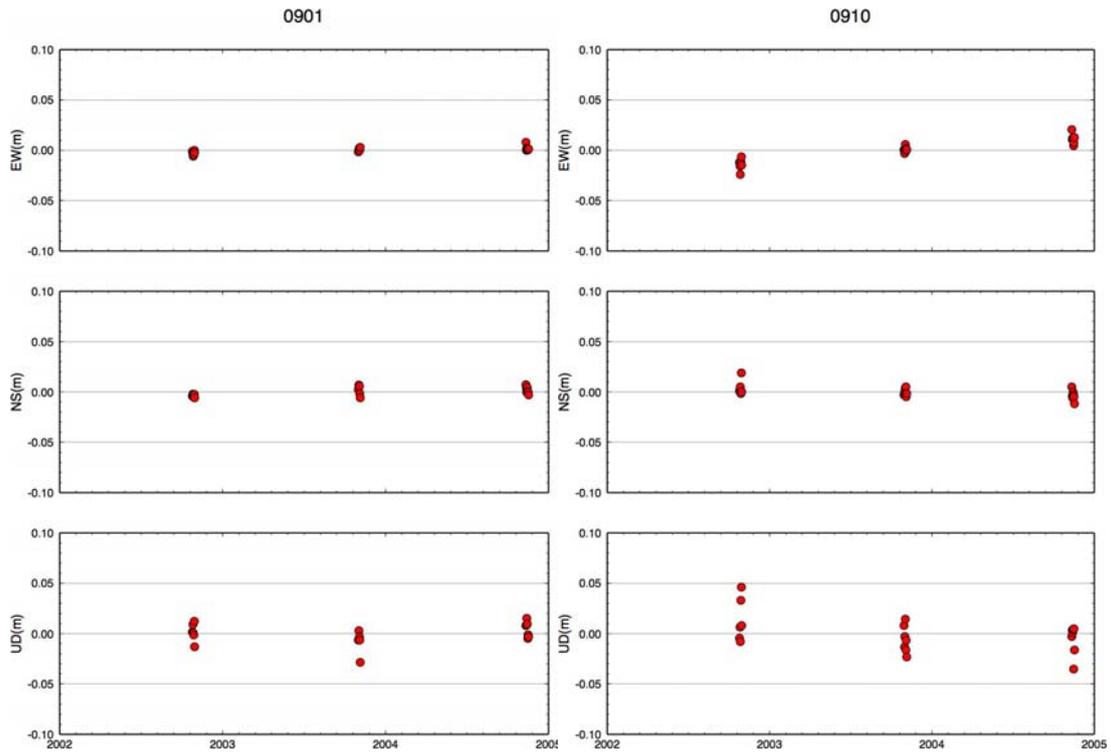


図 2.2.3-1(a) キャンペーン観測点の座標変化。(左) 白马村：スノーハープ  
 (右) 長野市：長野市立博物館

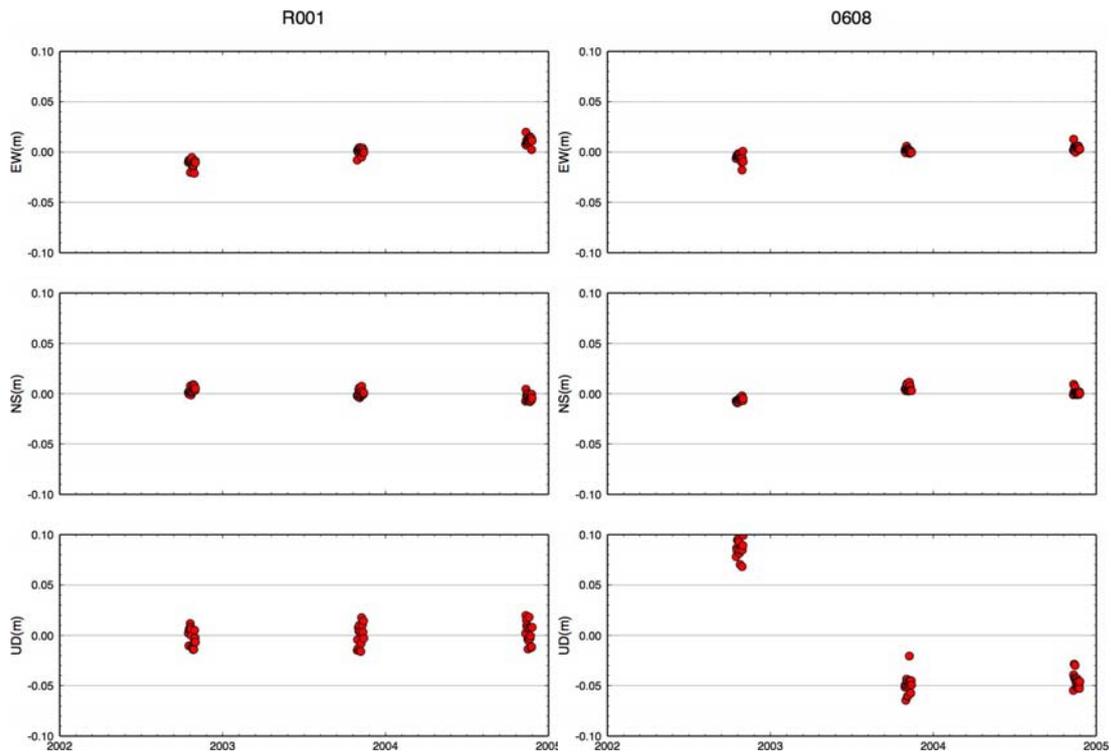


図 2.2.3-1(b) 連続観測点の座標変化。(左) 大町市：高瀬溪谷緑地公園（アンテナ交換なし）  
 (右) 松本市：清水中学校（アンテナ交換）

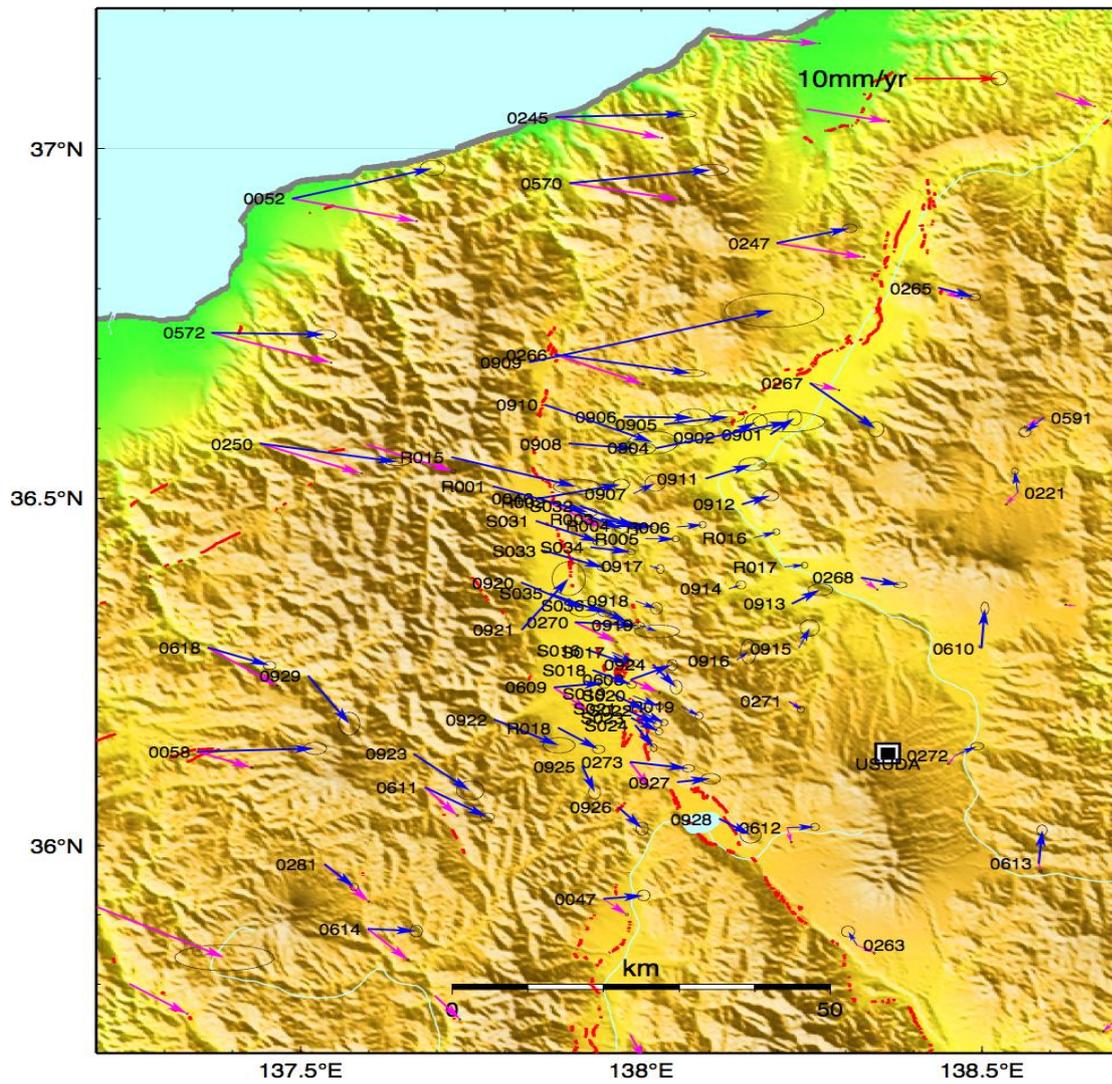


図 2.2.3-2 キャンペーン観測から得られた地殻変動速度分布（青い矢印）。紫の矢印は連続観測点の2001-2002年の日座標値から得られた地殻変動速度。いずれも臼田のIGS観測点固定

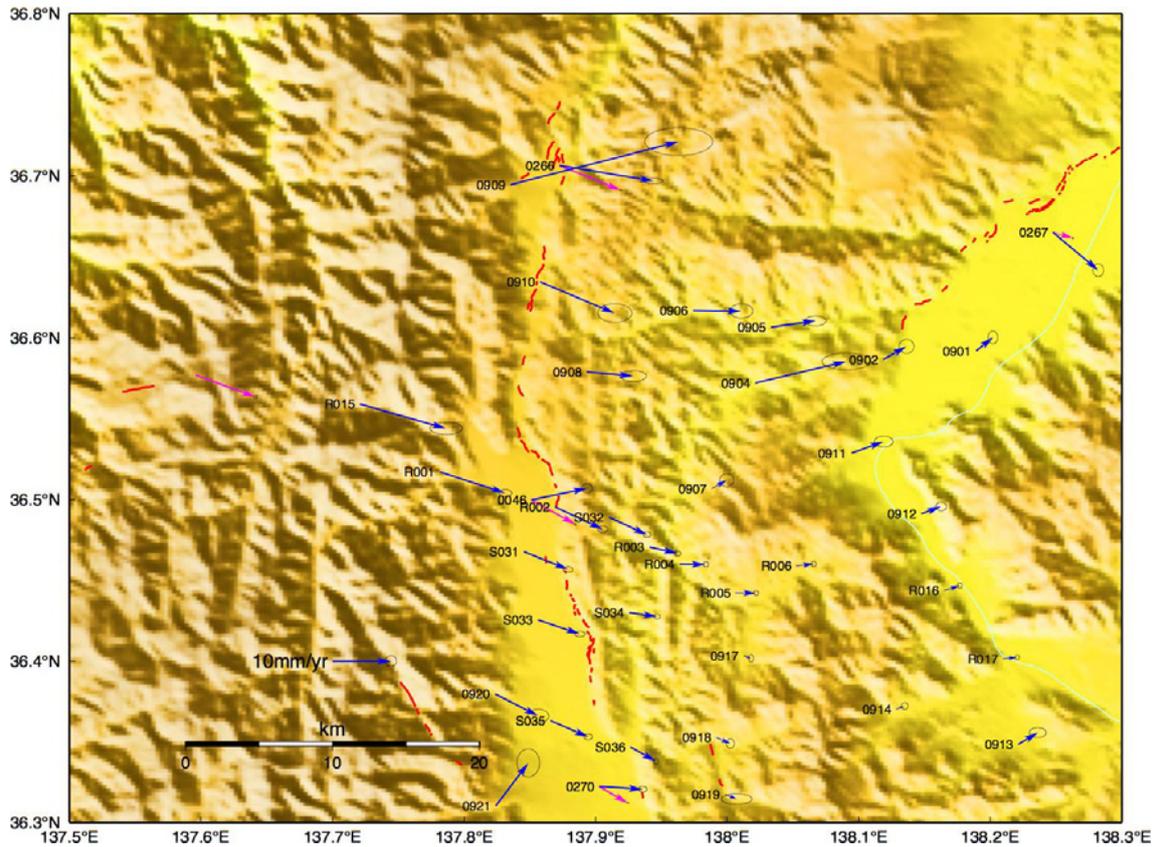


図 2. 2. 3-3(a) 糸静線北部地域における地殻変動速度分布

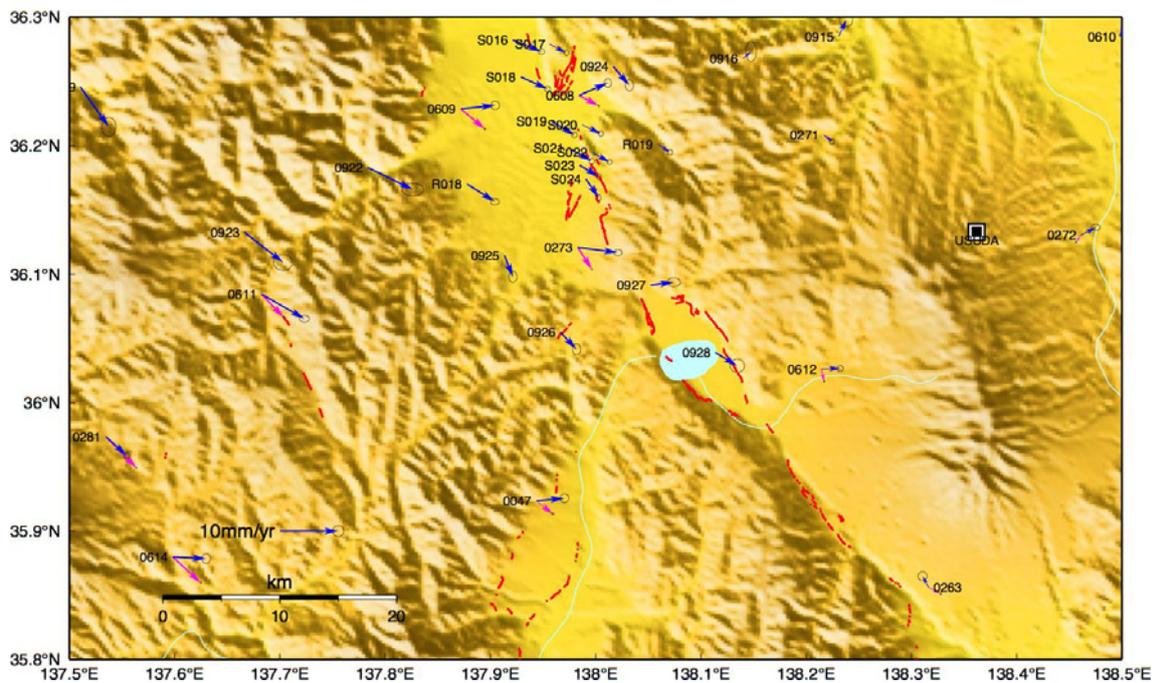


図 2. 2. 3-3(b) 糸静線中部地域における地殻変動速度

#### 5) 結論ならびに今後の課題

3年間のパイロット重点観測を通して、これまで一部の測線沿いを除くと非常に低い空間分解能でしか見えていなかった北部糸静線周辺の地殻変動の様子が明らかになり

つつある。さらなる精度向上のためには同様な観測をあと2、3回程度繰り返す必要がある。このように、観測期間中に地殻変動傾向が変化しなければ、という条件付きではあるが、稠密なGPSのキャンペーン観測は断層帯周辺の地殻変動の詳細分布を明らかにするために有効な手段であると言える。

(d) 引用文献

- 1) Sagiya, T., T. Nishimura, Y. Iio, and T. Tada, Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth, Planets, and Space, 54, 1059-1063, 2002.
- 2) Sagiya, T., T. Nishimura, and Y. Iio, Heterogeneous crustal deformation along the Central-Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Fault System, central Japan, Earth Planets Space, 56, 1247-1252, 2004.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
T. Sagiya, T. Nishimura. And Y. Iio	Heterogeneous crustal deformation along the Central-Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Fault System, central Japan	Earth, Planets and Space	平成16年12月
鷺谷威・飯尾能久・西村卓也	糸魚川-静岡構造線断層帯北部における変形課程の有限要素モデル	月刊地球	平成17年4月1日

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
鷺谷威・西村卓也・飯尾能久	糸魚川-静岡構造線断層系中北部の応力蓄積過程	地球惑星科学関連学会 2003年合同大会、千葉市。	平成15年5月28日
T. Sagiya, T. Nishimura, And Y. Iio	Comprehensive deformation model around the central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan	IUGG 2003 Assembly, Sapporo	平成15年7月2日
鷺谷威・西村卓也・井上政明・矢来博司	糸魚川-静岡構造線断層帯北部周辺における稠密GPS観測	地球惑星科学関連学会 2004年合同大会、千葉市。	平成16年5月11日
鷺谷威・西村卓也・矢来博司	糸魚川-静岡構造線断層帯北部周辺における稠密GPS観測(2)	地球惑星科学関連学会 2005年合同大会、千葉市。	平成17年5月22日

## 2.2.4 地殻変動観測（干渉 SAR による構造線断層帯周辺の地殻変動検出）

### （1）調査観測の内容

(a) 課 題 地殻変動観測（干渉 SAR による構造線断層帯周辺の地殻変動検出）

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室	主任研究官	矢 来 博 司

(c) 調査観測の目的

GPS による地殻変動観測を空間的に補完し、糸魚川—静岡構造線断層帯周辺の地殻変動の面的分布を明らかにするため、干渉 SAR 解析を行う。得られた地殻変動から断層帯周辺の詳細な状況を把握する。

変動量が小さいと予想されるため、干渉 SAR による微小な地殻変動の検出技術の向上を目指し、活断層周辺域の地殻変動観測手法の確立に資する。

### （2）平成 14～16 年度の成果

(a) 調査観測の要約

牛伏寺断層、松本盆地東縁断層周辺を観測した SAR データを用いて干渉 SAR 解析を行う。平成 14～16 年度は次の各項目を実施した。

- 1) L-band のマイクロ波を利用する JERS-1/SAR データを用いて干渉 SAR 解析を行った。
- 2) C-band のマイクロ波を利用する ERS-1、ERS-2 データを用いて干渉 SAR 解析を行った。
- 3) RADARSAT-1 データを用いた干渉 SAR 解析による地殻変動検出を検討した。

(b) JERS-1/SAR データを用いた干渉 SAR 解析

1) 調査観測の実施方法

牛伏寺断層、松本盆地東縁断層周辺をカバーする JERS-1/SAR データ (Path:68、Row: 239～241) を利用した。本解析においては松本盆地を中心として糸魚川—静岡構造線沿いのできるだけ広い範囲の変動を明らかにするため、南北に連続する 3 シーンのデータを接続して解析を行った。なお、解析にあたっては、1 年あたりの変動量が小さいため、できるだけ長期間のペアを選んで解析を行った。

干渉 SAR 解析では、2 時期のデータを干渉させて作成する初期干渉画像から、軌道縞、地形縞を除去して最終的な差分干渉画像を得る。そのため、衛星の軌道情報が正確である必要があるが、JERS-1 の軌道情報の精度が低いため、データに含まれる軌道情報をそのまま用いては軌道縞を除去することができない。通常の解析では、シーンの大部分は変動し

ていないと考え、変動の大きい領域を除き、全体として軌道縞、地形縞が除去できるような基線値を再推定する。しかし、今回の解析範囲では、画像の北部と南部で変動量が異なるため、通常の手法を用いることはできない。

今回の解析範囲の南部においては、GPS 観測により、5 年で 1cm 程度の変動であることがわかっている。そこで、この南部の領域については、解析期間中に変動がないと仮定し、この領域の軌道縞を除去できるような軌道を推定した。推定された軌道に基づき、初期干渉画像から軌道縞、地形縞を除去し、差分干渉画像を得た。

## 2) 調査観測の成果

解析の結果、得られた干渉 SAR 画像を図 2.2.4-1 に示す。ここに示したものの他にも解析を行ったが、ほとんど干渉が得られなかった。

図 2.2.4-1 において、山地で干渉が得られていないペアがいくつか見られるが、いずれも 4 月に観測が行われたデータを用いたものである。これは、積雪により干渉が得られなくなっていると考えられる。また、他の季節においても、基線長が長くなるにつれ、山地での干渉が得られなくなっている。これは、この地域の地形が険しいためであると考えられる。春および秋は、積雪がなく、大気中の水蒸気が比較的少ないため、干渉 SAR にとっては条件が良い時期といえる。しかし、今回の解析領域については、この条件の良い時期において基線長の短いペアが非常に少なく、解析には困難が伴った。

図 2.2.4-1 の全てのペアについて、程度に差はあるものの、軌道縞は完全には除去されていない。図 2.2.4.1 (c) や (d) は比較的良好に軌道縞が除去されており、解析領域の北部が南部に比べ衛星に近づく向きに変位していることがわかる。軌道縞を完全に除去することができれば、変動の面的分布を明らかにできる可能性があると考えられる。

## 3) 結論ならびに今後の課題

JERS-1 のように軌道情報の精度が低い衛星データを用いる場合、軌道縞、地形縞の除去には衛星軌道の再推定が必要である。しかし、空間スケールが大きく変動量が微小な地殻変動を検出するためには、SAR データのみを用いた軌道の再推定では精度が不十分なことが多い。この地域の地殻変動が GEONET での観測により明らかになってきていることから、GEONET の観測結果に合うように軌道を再推定する等の手法を開発する必要がある。

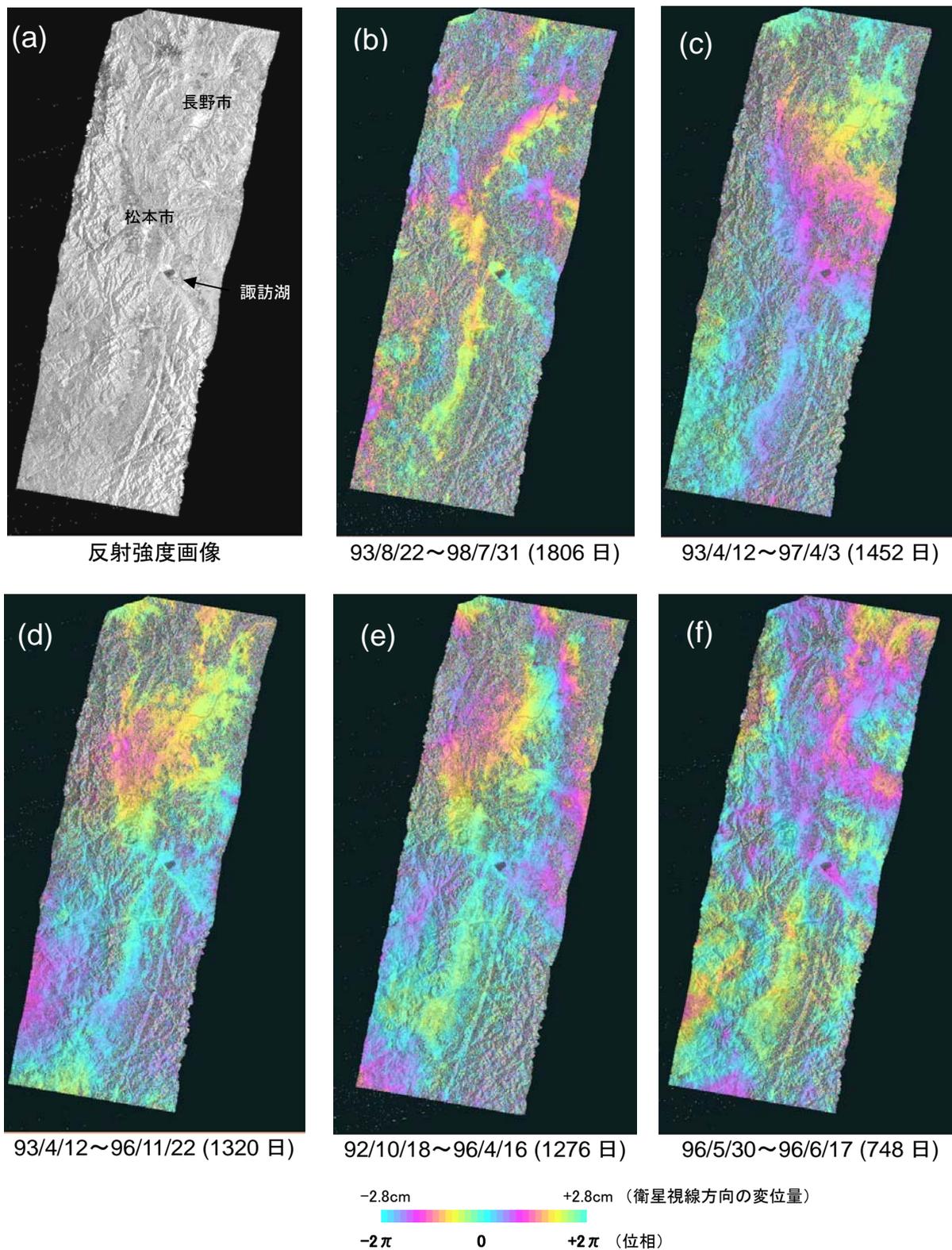


図 2. 2. 4-1 松本盆地を中心とした糸魚川-静岡構造線周辺の差分干渉画像。画像の左下の緯経度:  $35.0^{\circ}$  N,  $137.35^{\circ}$  E; 画像の右上の緯経度:  $37.1^{\circ}$  N,  $138.7^{\circ}$  E。(a) 反射強度画像; (b) 93/8/22~98/7/31 (1806 日); (c) 93/4/12~97/4/3 (1452 日); (d) 93/4/12~96/11/22 (1320 日); (e) 92/10/18~96/4/16 (1276 日); (f) 96/5/30~96/6/17 (748 日)。( ) 内の数字は観測間隔の日数。

### (c) ERS-1, ERS-2 データを用いた干渉 SAR 解析

#### 1) 調査観測の実施方法

牛伏寺断層、松本盆地東縁断層周辺をカバーする ERS-1、ERS-2 の SAR データ (Path:68、Row: 240) を用いて解析を行った。ERS-1、ERS-2 は波長 5.6cm の C-band のマイクロ波を用いており、波長 23.5cm の L-band のマイクロ波を用いる JERS-1 よりも地殻変動の検出感度が高い。

干渉 SAR 解析では、2 時期のデータを干渉させて作成する初期干渉画像から、軌道縞、地形縞を除去して最終的な差分干渉画像を得る。このとき、衛星の軌道情報が不正確だと軌道縞、地形縞が残存することになる。ERS-1、ERS-2 については、DELFT 大学によって精密軌道値 (precise orbit) が公開されており、今回はその軌道情報を用いて解析を行った。

#### 2) 調査観測の成果

対象地域における 1 年あたりの変動量が小さいため、解析にはできるだけ長期間のペアを選定した。観測間隔が 1 年以上のペア 11 シーンを解析した (図 2.2.4-2)。

JERS-1 は波長の長い L-band のマイクロ波を用いるために植生の透過性が高いが、ERS-1、ERS-2 は波長の短い C-band のマイクロ波を用いており、植生の透過性が低い。そのため、植生に覆われる山地などでは干渉が得られていない。干渉が得られたのは松本盆地、長野盆地、諏訪湖周辺など平坦な領域に限られている。干渉が得られた領域では軌道縞、地形縞がほぼ除去されており、用いた精密軌道値は十分な精度を持っていたと考えられる。

ERS-1、ERS-2 は波長の短いマイクロ波を用いるため、地表変動量の分解能が高い。しかし同時に、大気中の水蒸気の影響も大きく受ける。一部のシーンでは活断層の分布と関連するような位相変化パターンが見られる。しかし、大気中の水蒸気分布の不均質性に起因すると考えられる位相変化や、一部のペアでは軌道縞が残存していると思われるようなパターンも見られることから、これらの影響を低減させる方法について検討する必要がある。

#### 3) 結論並びに今後の課題

DELFT 大学が公開している ERS-1、ERS-2 の精密軌道値は、干渉 SAR 解析に十分な精度を有していることが確認された。解析の結果、一部のシーンでは活断層と関連するような位相変化パターンが見られた。しかし、ERS-1、ERS-2 は C-band のマイクロ波を用いているため、可干渉性に限界があり、山地では干渉が得られなかった。

ERS-1、ERS-2 データを用いた干渉 SAR では、平野部における活断層であれば、周辺の地殻変動を調査する目的は十分達成されると考えられる。しかし、本調査観測での対象地域は山地が多く、中央隆起帯などの山間部の地殻変動を明らかにするためには、ERS-1 や ERS-2 よりも干渉性の高い衛星のデータを用いる必要がある。

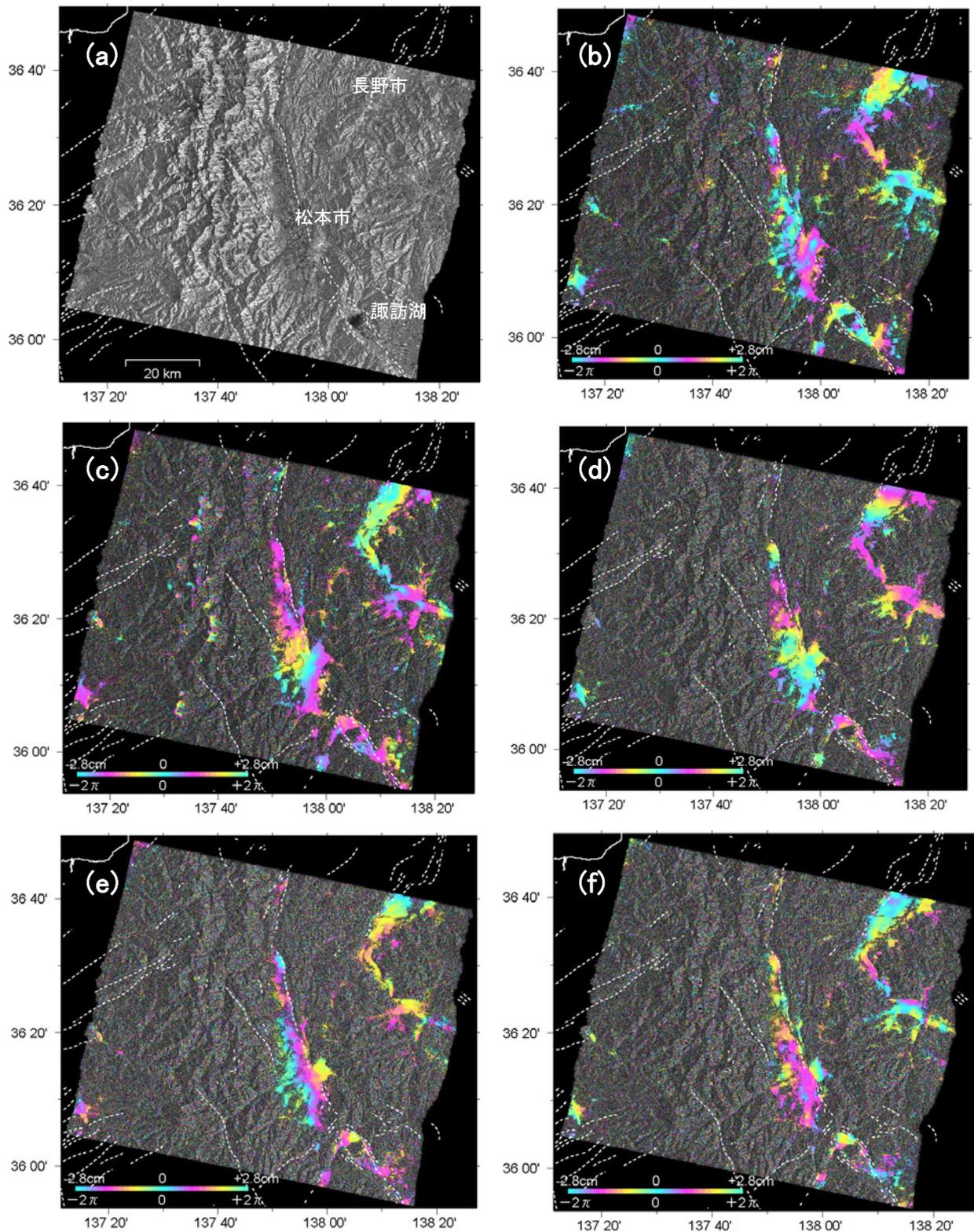


図 2.2.4-2 松本盆地周辺の差分干渉画像。画像は全てジオコード済み。(a) 反射強度画像 ; (b) 92/10/10~93/10/30 (385 日) ; (c) 93/8/21~95/9/18 (758 日) ; (d) 93/4/3~96/3/11 (1073 日) ; (e) 93/6/12~98/5/26 (1809 日) ; (f) 93/5/8~98/6/30 (1879 日)。( ) 内の数字は観測間隔の日数。干渉画像の色は位相を示し、色の 1 周期の変化が衛星の視線方向の変位量 2.8cm に相当する。

#### (d) RADARSAT-1 データを用いた干渉 SAR 解析

##### 1) 調査観測の実施方法

RADARSAT-1 は ERS-1、ERS-2 と同様に C-band のマイクロ波を用いる SAR 衛星である。この RADARSAT-1 は ERS-1、ERS-2 よりも地上解像度が高い。一般に、同じ波長であれば地上分解能が高い方が干渉性が高くなることから、RADARSAT-1 は ERS-1 や ERS-2 に比べ干渉性がやや高いと考えられる。そこで、この RADARSAT-1 のデータを用いた干渉 SAR 解析による地殻変動検出について検討した。

##### 2) 調査観測の成果

2004 年 10 月 23 日に発生した新潟県中越地震 (M6.8) では、GEONET により地震に伴う地殻変動が捉えられている。この新潟県中越地震を対象として RADARSAT-1 データの干渉 SAR 解析による地殻変動検出を試みた。

震源域について地震発生前 (10/1) のデータが存在することが確認できたため、地震直後に緊急観測のリクエストを行い、地震後 (10/25) の観測データを取得した。地震発生前と発生後のデータの干渉 SAR 解析の結果、比較的良好な干渉が得られ、地震に伴う地殻変動を捉えることができた (図 2.2.4-3)。平野部などの平坦な地域だけではなく、傾斜地の一部でも干渉が得られている。震源域の西側では衛星-地表間の距離が減少 (隆起、西への変位) し、東側では距離が増加 (沈降、東への変位) したことが捉えられている。

この地震の断層モデルが GEONET で捉えられた地殻変動から推定されている (国土地理院、2004)。干渉 SAR 解析で捉えられた位相変化は、この断層モデルから予想される地殻変動と調和的である (図 2.2.4-4)。ただし、GEONET から推定された断層モデルは断層面上での一様なすべりを仮定しているため単純なパターンを示すのに対し、実際に得られた干渉画像はやや複雑な形状をしており、断層面上での複雑なすべり分布を反映していると考えられる。

GPS は地殻変動を三次元で捉えることができるが、観測点間の距離が約 20km であるため、断層面上でのすべり分布を詳細に推定するには限界がある。干渉 SAR で検出できるのは衛星視線方向の一次元の変動量のみであるが、干渉 SAR は空間分解能が高く、局所的な変動など地殻変動を面的に詳細に捉えることができる。GPS と干渉 SAR で相互に補完することにより、地殻活動の詳細を推定することが可能になると考えられる。

##### 3) 結論ならびに今後の課題

今回解析した RADARSAT-1 データの干渉性については、軌道間距離や観測期間の違いがあるため直接比較はできないが、RADARSAT-1 では傾斜地でも干渉が得られており、ERS-1、ERS-2 と比較するとやや干渉性が高いといえる。ただし、RADARSAT-1 は軌道情報の精度が低いため、JERS-1 と同様に軌道の再推定が必要である。このため、空間スケールが大きく変動量が微小な地殻変動を対照とする場合には、JERS-1 の解析と同様に、GPS の観測結果と整合するように軌道の推定を行うなどの手法を用いる必要がある。

2003 年 3 月から運用が開始された ENVISAT は高精度の軌道情報を入手することが可能であり、干渉 SAR 解析に適している。現在では複数の SAR 解析ソフトウェアで ENVISAT デ

ータの解析が可能であり、今後 ENVISAT の利用を検討する必要がある。

また、2005 年度には干渉性に優れた L-band の SAR を搭載する陸域観測技術衛星 (ALOS) の打ち上げが予定されている。ALOS は GPS を搭載していることから軌道情報の精度が高くと予想されており、地殻変動研究にとって有力なツールとなりうると期待されている。

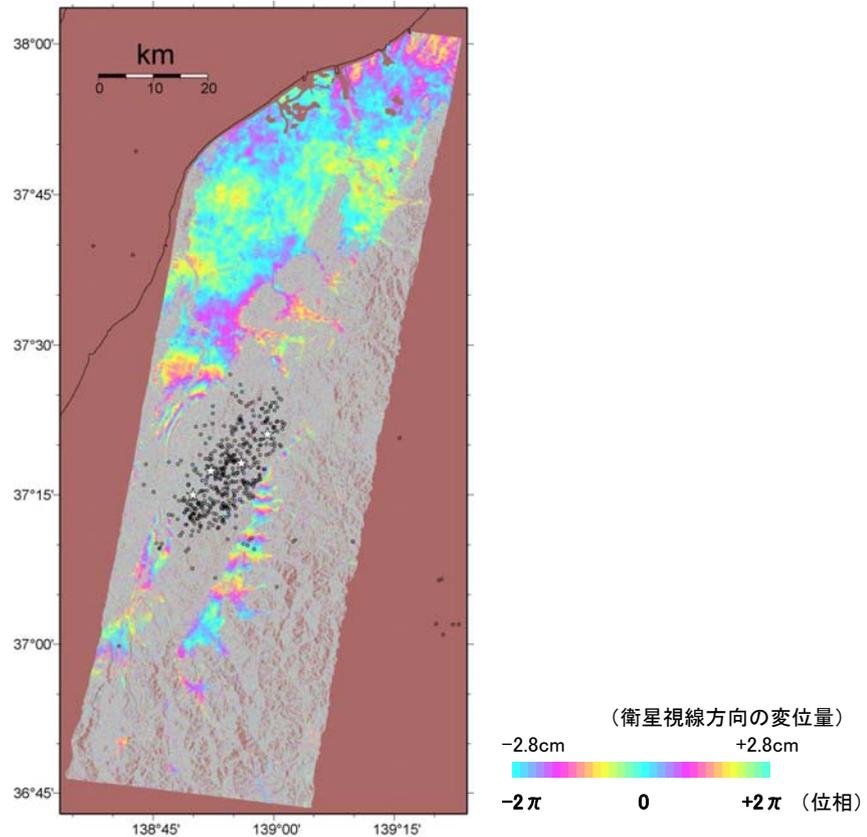


図 2.2.4-3 RADARSAT-1 の干渉 SAR 画像。干渉画像の色は位相を示し、色の 1 周期の変化が衛星の視線方向の変位量 2.8cm に相当する。黒丸はペアの期間 (10/1~10/25) に発生した地震の震央。星印は M6 以上の地震の震央を示す。震源データは一元化震源を使用した。

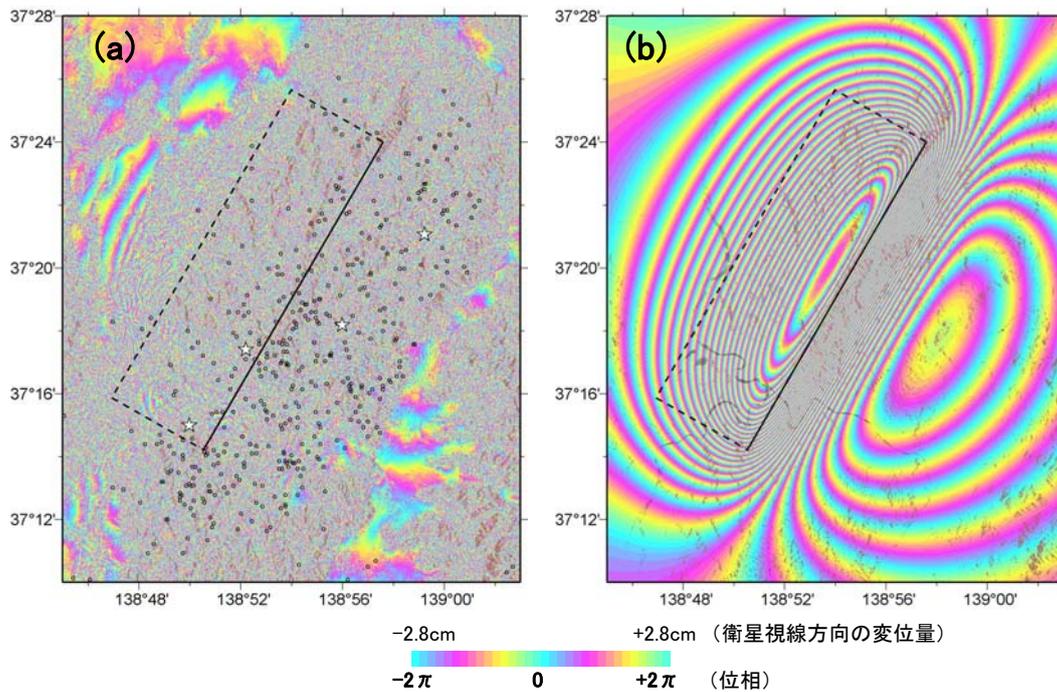


図 2.2.4-4 震源域付近の拡大図。(a)干渉 SAR 画像、(b)断層モデル（国土地理院，2004）から計算した位相変化シミュレーション

(e) 引用文献

国土地理院（2004）：平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震に伴う地殻変動（第 2 報）、  
<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2004/1024-2.htm>.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

著者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
なし			