

### 3. 3. 2 活断層周辺における自然地震観測

(稠密アレー観測による地震活動及び地殻不均質構造の解明)

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 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
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	平田直
国立大学法人 東京大学地震研究所	助教	加藤愛太郎
国立大学法人 東京大学地震研究所	特任研究員	パナヨトプロス・ヤニス

(c) 業務の目的

糸魚川－静岡構造線断層帯における断層帯周辺の微小地震活動を高精度に把握することで、その深部構造を解明する。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

1) 平成 17 年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯（以下、「本断層帯」または「糸静線断層帯」）南端で稠密アレーによる自然地震観測を行い、本断層帯南端における断層周辺の微小地震活動を高精度に把握し、その自然地震データを用いて深部構造を解明した。

2) 平成 18 年度：

諏訪盆地周辺部での反射法探査域で稠密地震観測を実施し、断層周辺の微小地震活動を高精度に把握し、その自然地震データを用いて深部構造を解明した。

3) 平成 19 年度：

18年度に引き続き諏訪盆地周辺で稠密地震観測実施すると同時に、これまでの観測データを総合的に解析し、断層周辺の微小地震活動を高精度に把握することで、その深部構造を解明した。

4) 平成 20 年度：

本断層帯北部での反射法探査域で稠密地震観測を実施し、断層周辺の微小地震活動を高精度に把握し、その自然地震データを用いて深部構造を解明した。

5) 平成21年度：

本断層帯南部の赤石山脈を横断する測線で稠密地震観測を行うと同時に、前年度までのデータを統一的に処理し、総合的な解析を行った。断層周辺の微小地震活動と三次元速度構造、反射探査による構造、電気比抵抗構造との関係を明らかにした。

## (2) 平成 17～21 年度の成果

### (a) 業務の要約

本断層帯周辺の詳細な 3 次元地震波速度構造と微小地震の震源分布を明らかにした。使用した自然地震の波形データは、本プロジェクトで東大地震研究所が 5 カ年にわたって実施した稠密アレー観測、産総研による臨時微小地震観測、および気象庁・防災科学技術研究所・大学の定常観測点によって収録されたものである。気象庁による一元化処理震源情報に基づいて、P 波・S 波の初動走時の読み取りを行い、初動走時データに対してトモグラフィ法を適用することで、本断層帯の地殻深部にいたる 3 次元地震波速度構造・微小地震の震源分布を推定する研究を遂行した。本断層帯に沿った微小地震の震源分布と速度構造の特徴を基に、本断層帯の北部、中部及び南部を区分する構造境界が存在するというモデルを提案した。さらに防災科学技術研究所との共同研究により、2003 年 1 月から 2009 年 11 月に発生した本断層帯近傍の微小地震の震源を、3 次元地震波速度構造で再決定した。その結果、本断層帯近傍の長期間にわたる微小地震活動の特徴が明らかになった。

### (b) 業務の成果

#### 1) 稠密地震観測の実施方法

本断層帯を 5 つの領域に区分し、各年度に稠密自然地震アレー観測を実施した(図 1)。(1)平成 17 年 9 月～12 月には本断層帯南部の白州及び市之瀬断層沿いに 60 個の臨時観測点を、(2)平成 18 年 9 月～12 月には本断層帯中部の牛伏寺断層と松本盆地東縁断層沿いに 60 個の臨時観測点を、(3)平成 19 年 8 月～11 月には茅野断層沿いに 33 個の臨時観測点を、(4)2008 年 8 月～11 月には本断層帯北部の松本盆地東縁断層と神城断層沿いに 44 個の臨時観測点を設置した。さらに、2009 年 6 月～10 月には、防災科学研究所との共同研究により、本断層帯南部(市之瀬断層の南部延長)で赤石山脈を横断する 45 ヶ所で稠密自然地震観測を実施した。アレー観測点は、本断層帯の走行にほぼ直交する方向に直線状に、計 8 列配置した。平成 17～20 年に実施した臨時観測では、1 Hz 地震計(Lennartz 社製)の出力信号を DAT レコーダー(篠原・他、1997)により、サンプリング周波数 200Hz で連続収録した。平成 21 年の防災科学技術研究所との共同研究では、2 Hz 地震計(サーセル社製)の出力信号を HKS-9550 レコーダー(計測技研社製)により、サンプリング周波数 100Hz で連続収録した。上記によって取得された連続波形記録から、気象庁一元化処理震源リストに報告されている 2981 個の地震の波形データ(イベントデータ)を切り出した。さらに、同期間に産業技術総合研究所(AIST)によって設置された臨時観測点(24 点)と周辺の定常観測点(気象庁、Hi-net、大学等、225 点)による計 249 点の波形データを、臨時観測点の波形データと統合し、win フォーマット(ト部・東田、1992)の波形データベースを作成した。2981 個の地震波形データベースから、P 波、S 波の初動到着時刻を目視によって読み取った。また、本プロジェクト期間中に実施された 20 個の制御地震の波形データと、「パイロット的な重点的調査観測」時に得られた 429 個の自然地震の波形データもデータベースに統合した。

## 2) トモグラフィー解析

本断層帯に沿った詳細な地震波速度分布を推定するために、全年度の初動走時データを統合し、二重走時差トモグラフィー (Double-difference tomography) 法 (以下、「DD 法」) (Zhang and Thurber, 2003) を適用した。本断層帯の北部・中部では、断層帯の走向に対して平行方向に 11 km 間隔、直交方向に 5 km 間隔、深さ方向に 5 km 間隔でトモグラフィー解析用の格子点を配置した (図 2)。ただし、南部では本断層帯の走行と平行方向に 8 km 間隔で格子点を配置した。解析に使用した地震数は計 2,019 個であり、P 波と S 波の絶対走時データ数は 91,792 個、99,867 個である。

DD 法解析によって得られた P 波速度構造のチェッカーボード分解能テストの結果を図 3、図 4 に示す。本断層帯北部 (豊科と白馬の間: 図 3 (a)~(c)) では、糸魚川-静岡構造線 (以下、「糸静線」) の地表トレースより東側で ( $0 \text{ km} < X < 35 \text{ km}$ )、速度偏差の回復率が大きく分解能が高いことが分かる。それより西側にある飛騨山脈 ( $-35 \text{ km} < X < 0 \text{ km}$ ) では、観測点密度が低いため回復率は低下する。本断層帯中部 (穂高と諏訪市の間: 図 3 (d)~(h)) では、断面全域にわたって深さおよそ 15 km まで速度偏差のパターンの再現性が良い。さらに、図 4 に示す本断層帯南部 (図 4 (i)~(p)) では、全体的に北部と比べて速度偏差のパターンの再現性が良く、深さおよそ 20 km まで分解能が高い。

## 3) 詳細な 3 次元地震波速度構造

トモグラフィー解析によって得られた P 波速度構造と震源分布を図 5、図 6 に示す。本断層帯北部では、P 波速度 3.5~5 km/s の低速度帯が糸静線の東側地表浅部に存在し ( $5 \text{ km} < X < 30 \text{ km}$ , 図 5 (a)~(c))、フォッサマグナ (新第三紀リフト盆地) に対応すると考えられる。糸静線の地表トレースは、東へ低角度に傾斜した速度構造境界 (フォッサマグナと基盤岩との境界) に概ね対応する。微小地震活動は、フォッサマグナの底に沿って発生しており、東に低角度に傾斜した分布が確認できる。これらの構造と微小地震活動の特徴は、先行研究の結果とも整合的である (Sato et al., 2004; 蔵下・平田, 2004; 武田ほか, 2004)。

本断層帯中部では、松本盆地に対応する P 波速度 3.5~5 km/s の低速度帯が、糸静線の西側に存在する ( $-5 \text{ km} < X < 5 \text{ km}$ , 図 5 (d)~(f))。低速度帯の幅は、本断層帯北部に比べて狭くなり、微小地震の発生領域も糸静線を中心に幅約 15 km の範囲内に集中する。特に、図 5 (d)において、低速度帯と微小地震の発生領域の幅が急に減少しており、北部と中部を区分するセグメント境界が (c) と (d) の間に存在する可能性が挙げられる。また、北部で見られた糸静線に関連した東傾斜の構造・震源分布は、本断層帯中部において確認できない。さらに南側の諏訪湖周辺では (図 5 (g) と (h))、微小地震活動度は低調であり、地表トレース深部直下に微小地震が集中する傾向が見られる。

本断層帯南部 (図 6 (j)~(o)) では、糸静線の地表トレースより西側において、深さ約 15 km まで続く西傾斜の P 波速度のやや低い領域 (5.4~5.8 km/s) が確認できる。このやや低速度領域は、秩父・四万十・三波川帯からなる西南日本弧の付加体の構成岩石に対応すると解釈できる。また、図 6 (k)~(p)において、上記のやや

低速度領域よりも東側に、西傾斜を示す高速度領域（6.2～6.8 km/s）が存在する。この高速度領域は、丹沢山地に露出する伊豆－小笠原弧の中部地殻のトーナライトと推定される（Panayotopoulos et al., 2010）。上記の付加体と伊豆－小笠原弧の中部地殻との境界線の浅部延長は、図6 (m)～(o)において、地質糸静線の地表トレースに概ね一致する。また、図6 (k)と(1)では、西側に傾斜する微小地震の直線状配列が見られる。この配列の浅部延長も、糸静線の地表トレースに一致する。しかし、それより南側では西傾斜の直線状配列は確認できない。ただし、(k)と(1)の断面では、微小地震が3次元地震波速度構造によって推定された地質糸静線の深部延長に分布するが、それより南の(m)～(p)では、地質糸静線の深部延長より微小地震が東側に分布する。

以上まとめると、本断層帯南部では西傾斜の構造・震源分布（一部）が認められ、逆断層運動の場を反映するものと考えられる。また、本断層帯中部と南部を区分するセグメント境界は、糸静線周辺の地表面の低速度帯分布と、震源分布の特徴変化を基に、図6 (g)と(h)を含む領域にあると推定される(図7)。

#### 4) 3次元地震波速度構造を用いた震源再決定

稠密自然地震アレー観測データによって得られた3次元地震波速度構造を用いて、防災科学研究所によって検出された本断層帯周辺の6,051個の微小地震（2003年1月～2009年11月）の震源を再決定した。その結果、本断層帯近傍の決定精度の高い地震数が飛躍的に増加し、微小地震の詳細な空間分布を得ることができた。再決定前のHi-netによって決定された初期震源位置と比較すると、地殻浅部（深さ0～5 km）の地震は、再決定により深くなり、地殻深部（深さ5～25 km）の地震は再決定により浅くなる(図7)。全体的な特徴として、本断層帯近傍の微小地震は、北部から南部に向かって深くなる傾向が見られる。

本断層帯北部では、糸静線近傍の多くの微小地震はフォサマグナの底に沿って存在し、低角度で東傾斜の分布を示す(図8 (a)～(c))。一方、本断層帯中部では、多くの微小地震は、糸静線近傍にて、高角度の線状配列を示すクラスターとして分布する(図8 (d)～(f))。この震源分布の水平変化は、断面(d)周辺で生じており、地震波速度構造の変化とも対応する。さらに南へ向かうにつれ、クラスター地震の活動度は低下し、諏訪湖周辺の地震活動度は極めて低調になる(図8 (g)～(h))。

一方、本断層帯南部に入ると、地震活動が急に活発になり(図9 (i)～(l))、微小地震は地質糸静線の地表トレースよりも西側に分布する。図9 (k)～(1)では、西側へ30～40度の角度で傾斜する線状分布が確認できるが、他の断面では明瞭な傾斜分布は見られない。

#### (c) 結論ならびに今後の課題

本断層帯周辺にて自然地震稠密アレー観測を実施し、微小地震の波形データを取得した。この波形データから微小地震のP波・S波の初動走時を読み取り、二重走時差トモグラフィ法を適用し、地殻深部にいたる詳細な3次元地震波速度構造を推定した。さらに、この3次元地震波速度構造を用いて、長期間にわたる本断層帯周辺の微小地震活動を再決定

した。

本断層帯北部では、フォッサマグナの底に沿って低角度で東傾斜の構造境界が存在し、糸静線に関連した微小地震もこの構造境界周辺に分布する。本断層帯中部では、東傾斜の構造は見られず、微小地震の発生領域も糸静線を中心に幅約 15 km の範囲内に集中する。また、多くの微小地震は、高角度の線状配列を示すクラスターとして分布するが、南に向かって微小地震の活動度は低調になる。本断層帯南部では、微小地震の活動度は活発であり、地質糸静線の西側に分布する。さらに、伊豆孤の衝突に関連した西傾斜の構造・震源分布（一部）が認められ、逆断層運動の場を反映するものと考えられる。

3次元地震波速度構造と微小地震の震源分布を基に、本断層帯北部、中部を区分する構造境界が存在するというモデルを提案した（図7）。本断層帯中部と南部の間の境界は、本研究の成果だけからは特定できなかったが、諏訪湖を含む領域にあると推定された。

今後は、本断層帯中部・南部を区分するセグメント境界の詳細な構造や震源分布を求めることが、地震発生時の各断層セグメントの破壊進展の連動性の評価や、地震発生時期の予測モデルの構築において重要である。

#### (d) 引用文献

- 1) Kurashimo, E. and Hirata, N., 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.
- 2) 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.
- 3) Panayotopoulos, Y., Hirata, N., Sato, H., Iwasaki, T., Kato, A., Imanishi, K., Kuwahara, Y., Cho, I., Seismicity and crustal structure along the southern Japanese Alps segment of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *EPS*, 62, 1-13, 2010
- 4) Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata, N. and Kawanaka, T., Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan. *Tectonophysics*, 388, 47-58, 2004.
- 5) Takeda, T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuta, N., Sakai, S., Iidaka, T. and Kato, A.: Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, from refraction/wide-angle reflection data, *Earth Planets Space*, 56, 1293-1299, 2004.
- 6) ト部卓・東田進也: win - 微小地震観測網波形験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.
- 7) Zhang, H., and Thurber, C. H.: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1875-1889, 2003.

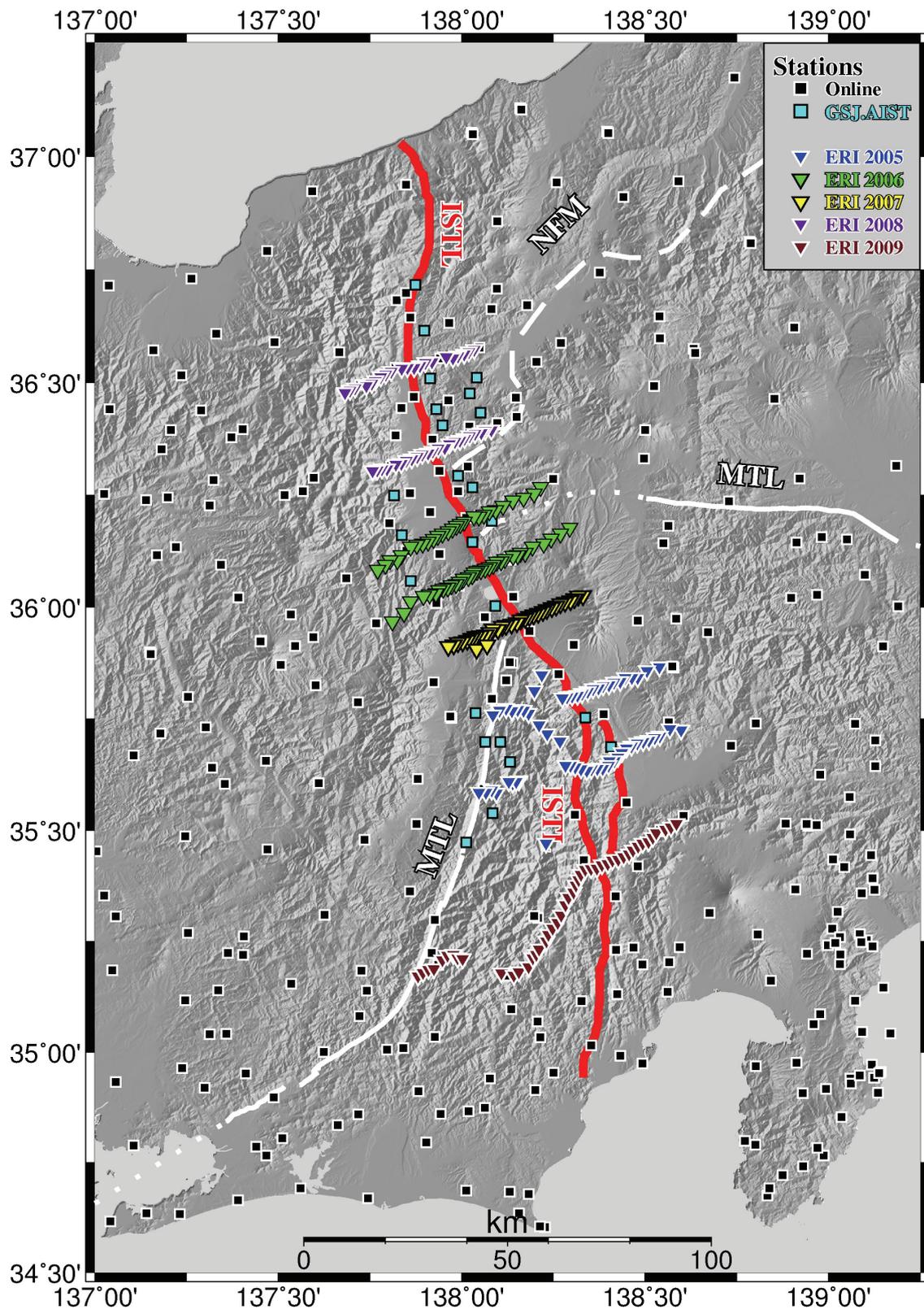


図1 稠密自然地震観測点分布と震源分布。地震研究所が設置した観測点：▼印：平成17年（60点、ERI2005）、▼印：平成18年（60点、ERI2006）、▼印：平成19年（33点、ERI2007）、▼印：平成20年（44点、ERI2008）、▼印：平成21年（45点、ERI2009）、産業技術総合研究所が設置した観測点：■印（24点、GSJ.AIST）、定常観測点：■印（225点、online）。ISTL:糸静線、MFL:中央構造線、NFM:北部フォッサマグナ。

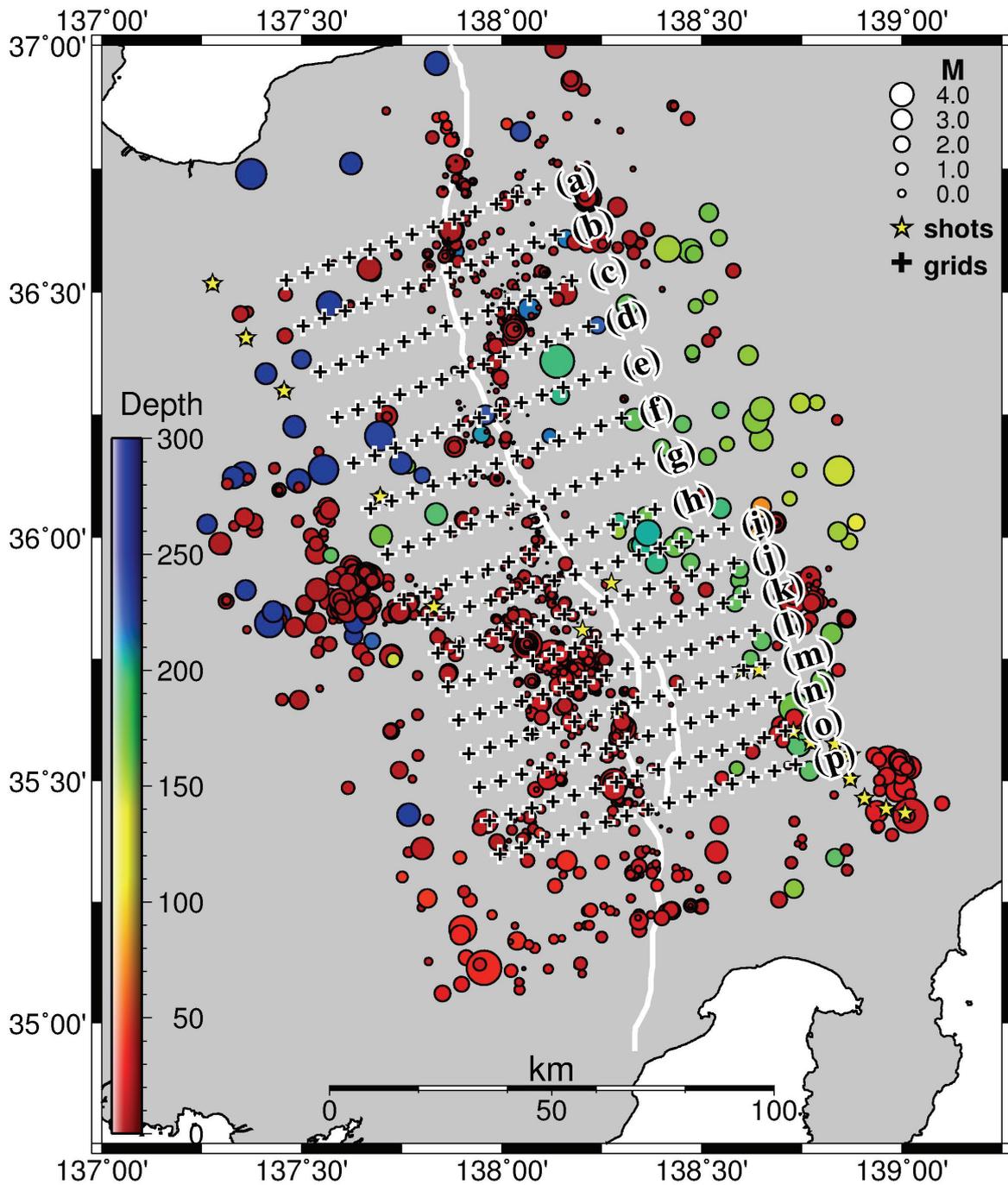


図2 トモグラフィー解析に用いた格子点分布 (+)。○印は解析に使用した 2019 個の震源と★印は 5 つの発破を示す。断面(k)と(m)は平成 17 年度、断面(f)と(g)は平成 18 年度、断面(h)は平成 19 年年度、断面(b)と(d)は平成 20 年度、断面(p)は平成 21 年度、に実施した臨時観測点の分布とそれぞれ一致する。

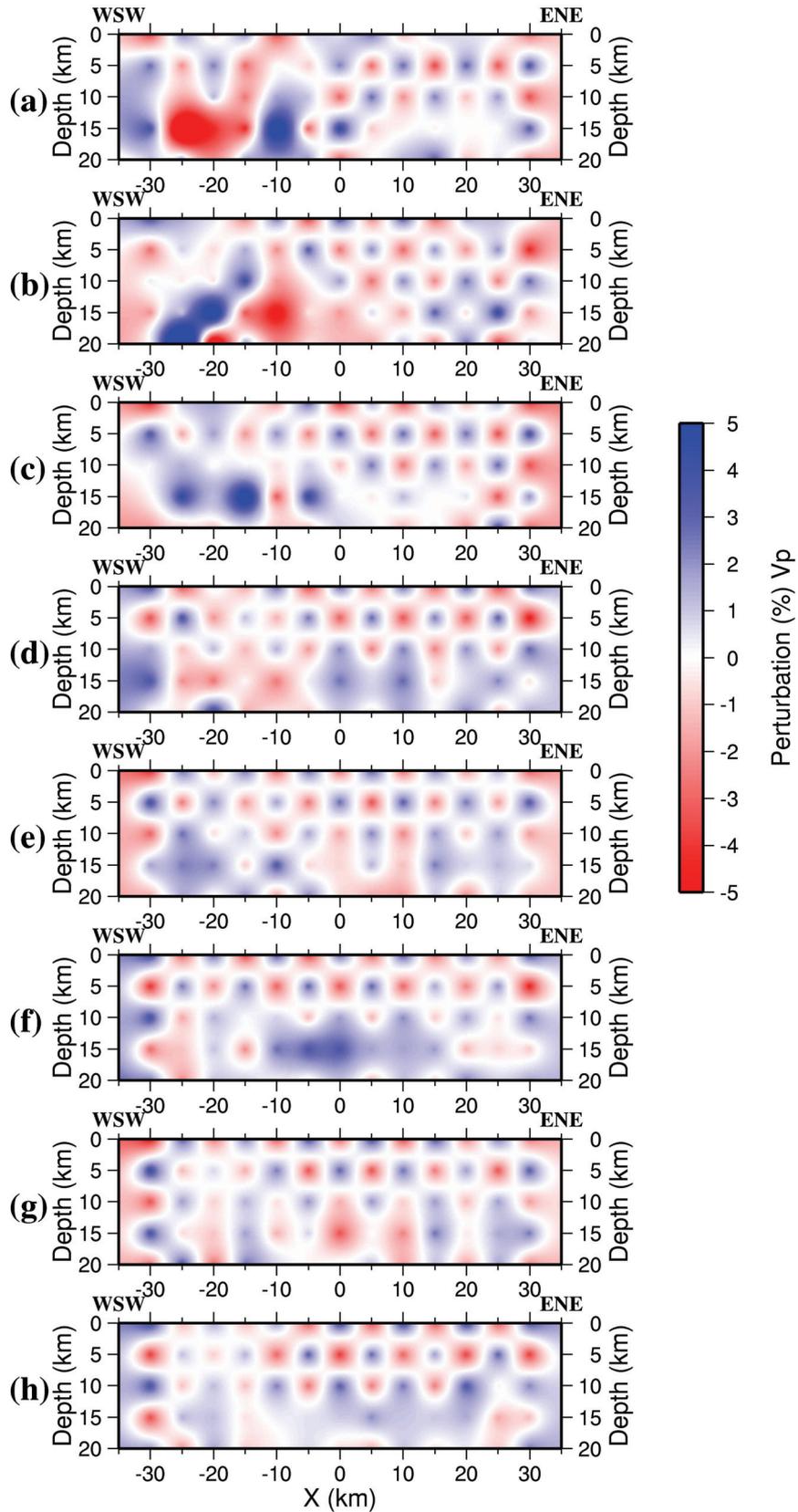


図3 本断層帯北部・中部でのチェッカーボード解像度テストの結果。理論走時データの作成の際に、初期速度構造に対して±5%の速度偏差を与えた。

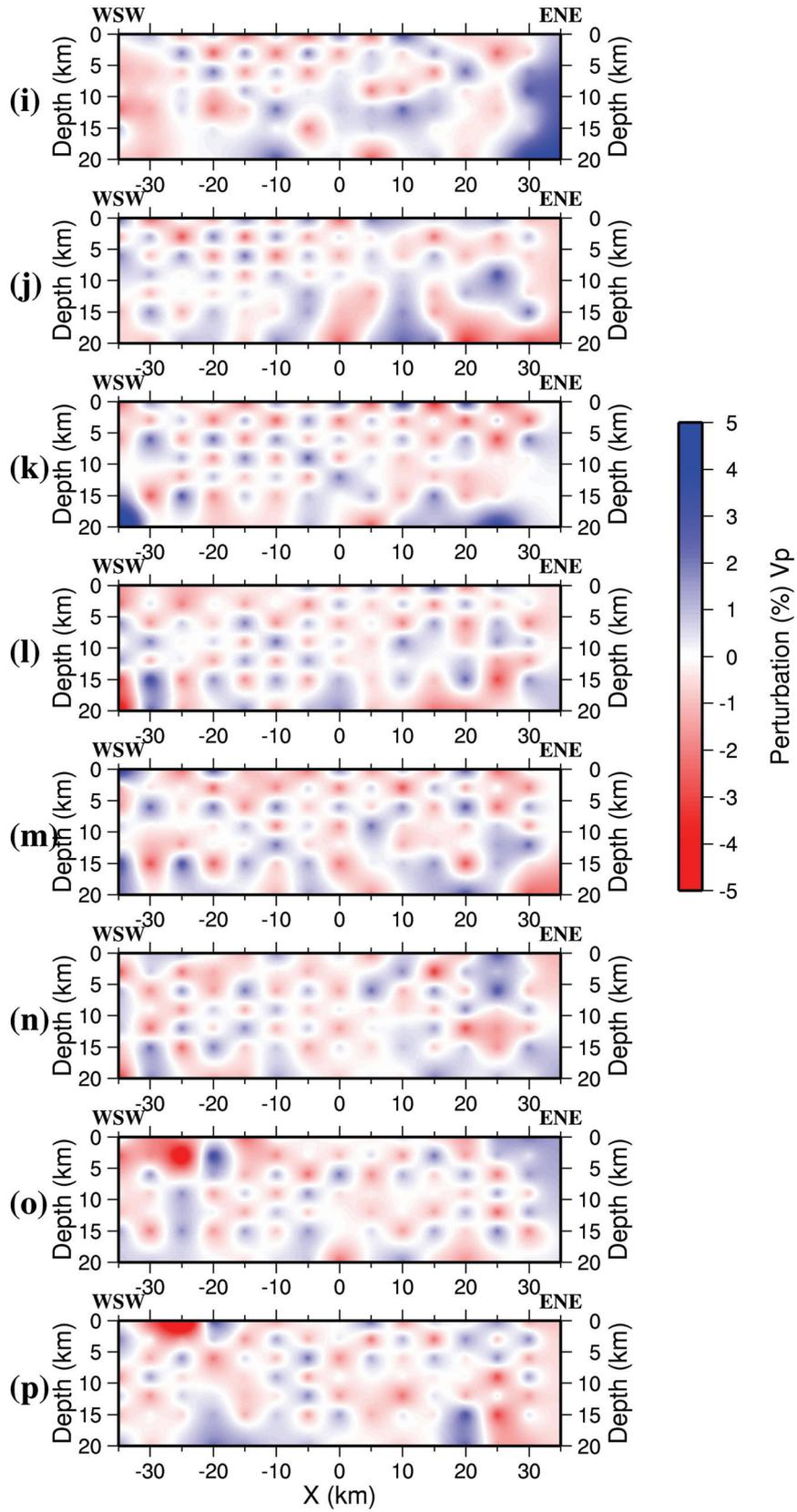


図4 本断層帯南部でのチェッカーボード解像度テストの結果。理論走時データを作成の際に、初期速度構造に対して±5%の速度偏差を与えた。

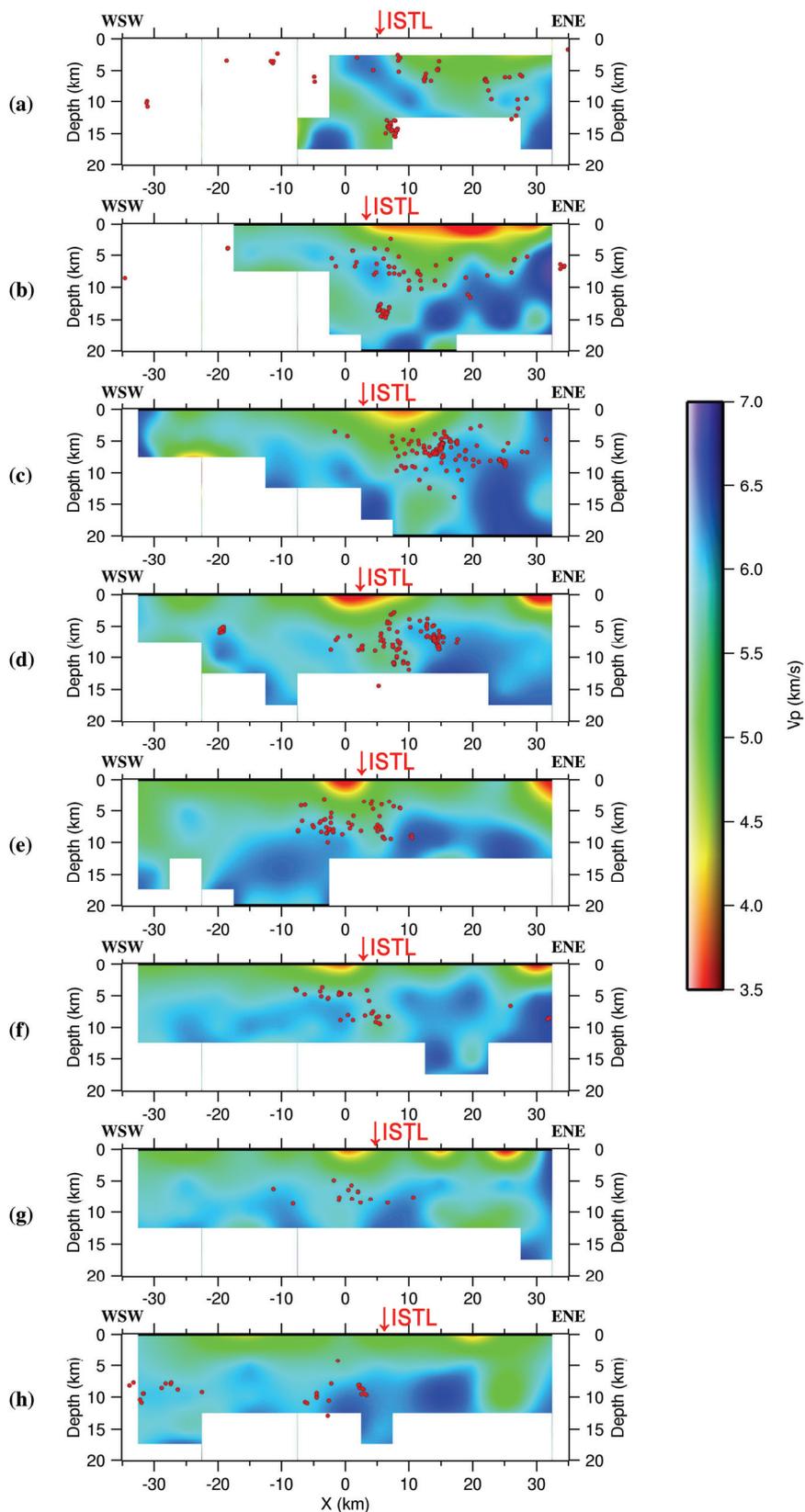


図5 本断層帯北部・中部でのP波速度構造の深度断面図。解像度の低い領域は、白色に塗色した。各断面図には、糸静線地表トレースを赤の矢印(↓)で示した。各断面から $\pm 5.5$  km以内の地震(●)を速度構造に重ねて表示した。

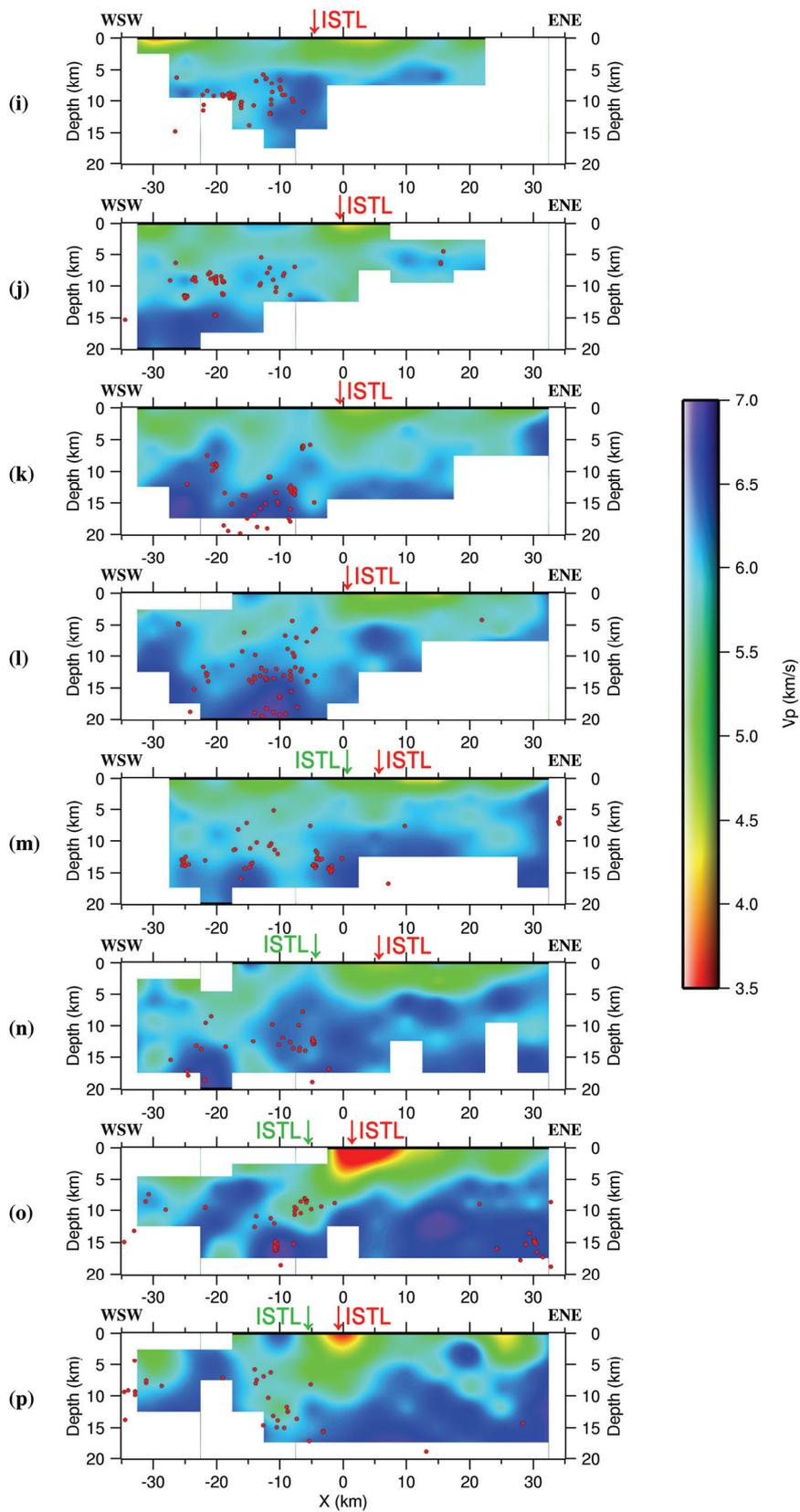


図6 本断層帯南部でのP波速度構造の深度断面図。解像度の低い領域は、白色に塗色した。各断面図には、活断層糸静線と地質糸静線の地表トレースを赤の矢印（↓）と緑の矢印（↓）で示した。各断面から±4 km以内の地震（●）を速度構造に重ねて表示した。

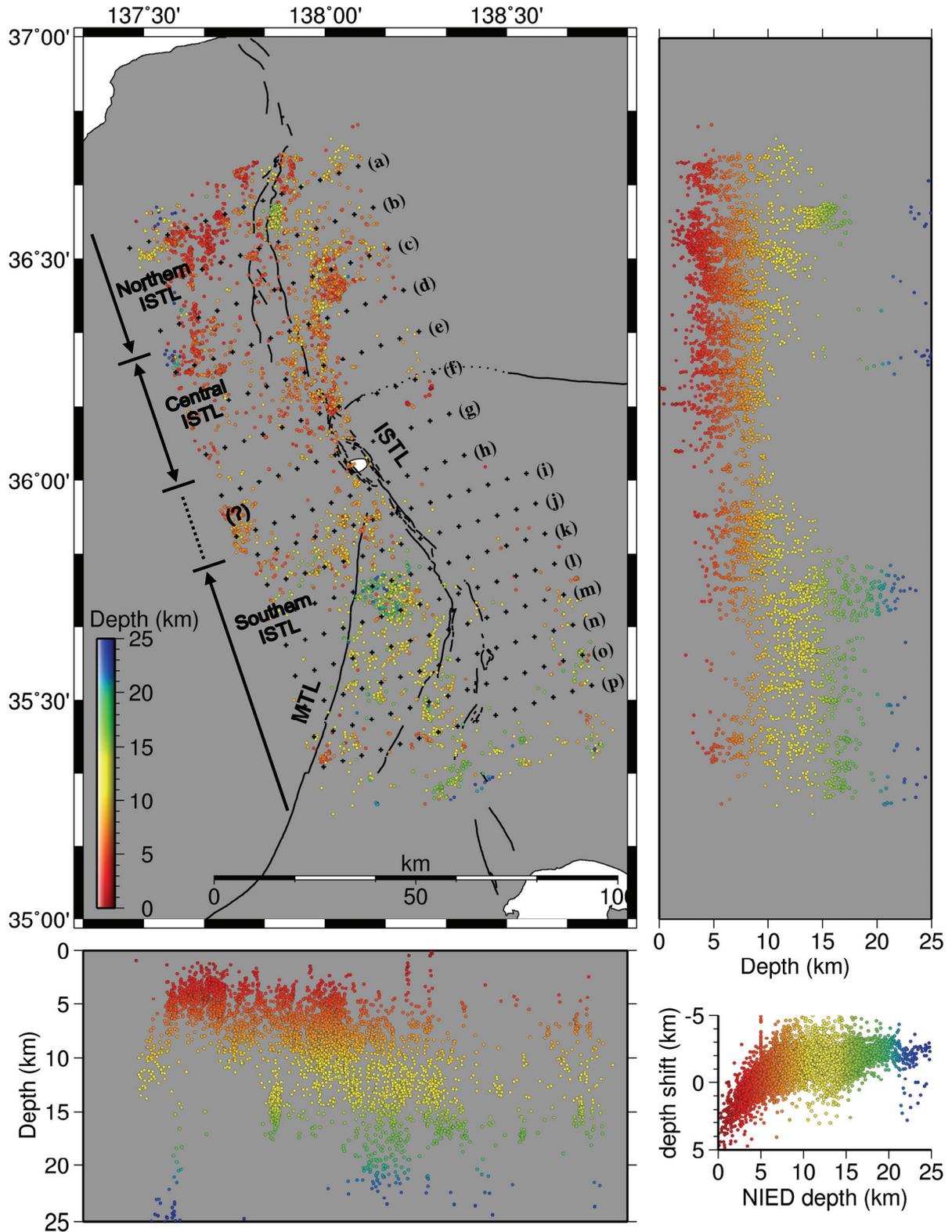


図7 3次元地震波速度構造を用いて決定した防災科学研究所によって検出された6,051個の震源（2003年1月～2009年11月）の震央分布と深度断面図。挿絵に、再決定震源と、再決定前のHi-netによって決定された震源との深さの差を示す。

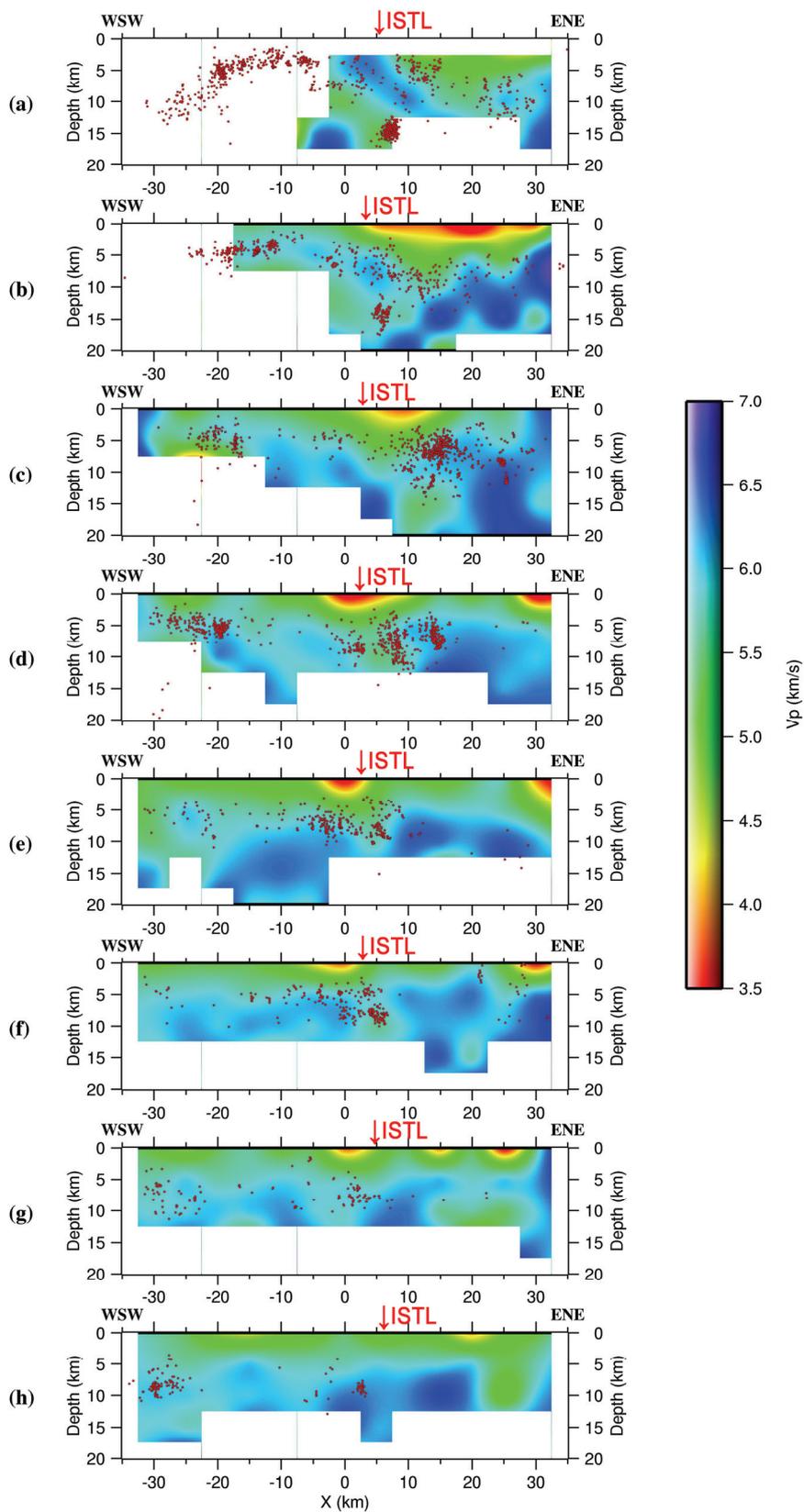


図8 本断層帯北部・中部における3次元地震波速度構造で再決定されHi-net震源分布を示す。各断面から±5.5 km以内の地震を波速度P構造の深度断面図に重ねた。

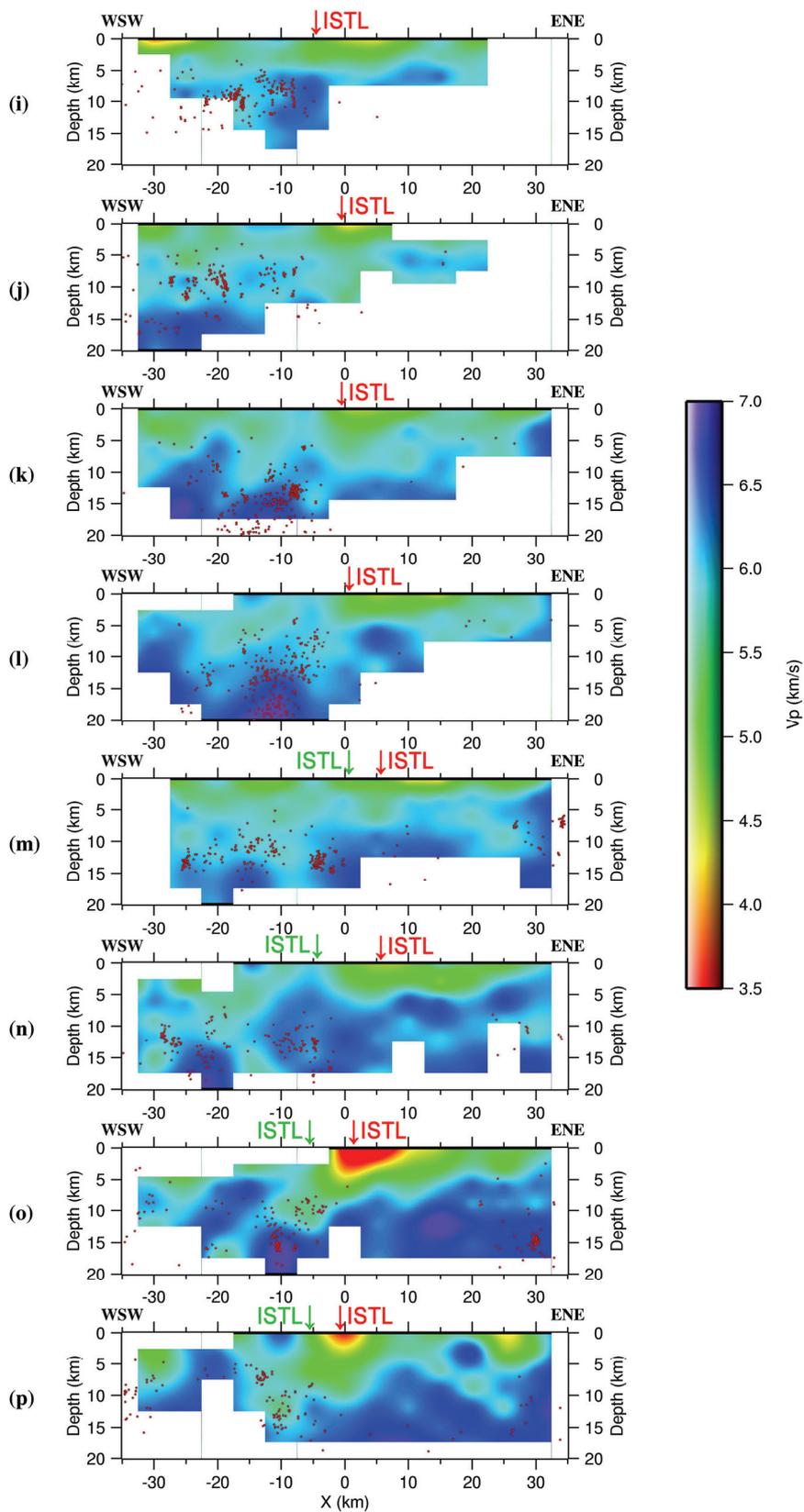


図9 本断層帯南部における3次元地震波速度構造で再決定されたHi-net震源分布を示す。各断面から±4 km以内の地震をP波速度構造の深度断面図に重ねた。