

3. 2. 5. 2 沿岸域の地震活動の把握

目 次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）
 - 1) 平成25年度
 - 2) 平成26年度
 - 3) 平成27年度
 - 4) 平成28年度
 - 5) 平成29年度
 - 6) 平成30年度
 - 7) 平成31年度
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成28年度業務目的

(2) 平成28年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法および成果
 - 1) 三次元地震波速度構造を用いた震源再決定
 - 2) 地震発生深度情報の更新
 - 3) 地震発生場の応力場の推定
 - 4) 東北地方南部および北陸地方の追加読み取り
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成29年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

2.5.2 沿岸域の地震活動の把握

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所 地震津波防災研究部門	主任研究員	松原 誠
	主任研究員	浅野 陽一
	副部門長	汐見 勝彦
	主任研究員	木村 尚紀
	総括主任研究員	松本 拓己
	主任研究員	松澤 孝紀
	主任研究員	上野 友岳
	主任研究員	木村 武志
	特別研究員	ヤノトモコエリ
		ザベス

(c) 業務の目的

陸域の自然地震観測網のデータを基に、詳細な震源分布を明らかにし、地震発生層の下限をもとに断層面の深さについて推定する。また、発震機構解を基に断層面上のすべり角を推定する。

(d) 8か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成25年度：

日本海沿岸域における地震活動データから、震源断層モデルにおいて重要なパラメータである地震発生層深度とすべり角の初期的情報を提供した。地震発生層深度は、ルーチン震源データに基づき、地震発生層の下限と上限の深さ（D90 と D10）の計算を実施した。その結果を基に他のサブテーマで推定された予備震源断層の位置・形状情報から、各震源断層における地震発生層深度の見積もりを行った。一方、すべり角は、既存の地殻応力研究の結果に基づいた日本島弧の広域応力場に基づき、前述の予備震源断層の位置・形状情報の走向・傾斜角のデータから、最適なすべり角を推定した。

2) 平成26年度：

日本海沿岸域における地震発生層深度の改善を図ることを目的に、使用する地震波速度構造モデルとして信頼性のある三次元速度構造を用い、震源再決定を行った。これによって震源の精度（特に深さ方向）が向上することから、得られた結果を用いて地震発生層深度を推定し直し、前年度に推定した震源断層ごとのモデルパラメータの更新を行った。

3) 平成 27 年度 :

沿岸域での地震活動を詳細に把握するために、地震波速度構造モデルの高精度化を図った。既存の観測網で観測された海域の制御震源の記録と自然地震のデータを用いて、三次元地震波速度構造モデルを高度化した。平成 27 年度は、新潟沖周辺の地域を対象とした。

4) 平成 28 年度 :

新潟県を中心に改良された三次元地震波速度構造モデルを用いて震源再決定を実施して、震源断層モデルの地震発生層深度の情報を更新した。また、発震機構解を基に応力場を推定した。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の地震波速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された東北地方南部および北陸・近畿地方における自然地震の直達地震波到達時刻の読み取りを行った。

5) 平成 29 年度 :

平成 28 年度に読み取られた東北地方と近畿・北陸地方の読み取りデータを中心に三次元地震波速度構造モデルを改良する。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された北海道・中国地方における自然地震の地震波到達時刻の読取を行う。

6) 平成 30 年度 :

平成 29 年度に読み取られた北海道・中国地方の読み取りデータを中心に、三次元地震波速度構造モデルを改良する。その構造に基づいて震源再決定を実施し、地震発生層深度を更新するとともに微小地震のメカニズム解の決定を行い、応力場を推定する。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された東北地方北部・九州沿岸地域で発生した地震の直達波の読み取りを行う。

7) 平成 31 年度 :

平成 30 年度に読み取られた東北地方北部・九州沿岸地域の読み取りデータを中心に、三次元地震波速度構造モデルを改良する。その構造に基づいて震源再決定を実施し、地震発生層深度を更新するとともに微小地震のメカニズム解の決定を行い、応力場を推定する。

8) 平成 32 年度 :

これまでの調査結果を取り入れた震源再決定の結果に基づき、日本海側全域の地震発生層深度の最終的な情報を提供する。合わせて、これまで得られた微小地震メカニズム解を全て取り込み、断層すべり角の最終的な情報を提供する。

(e) 平成 28 年度業務目的

平成 27 年度に読み取られたデータを用いて新潟県を中心に改良された三次元地震波速度構造モデルを用いて震源再決定を実施して、震源断層モデルの地震発生層深度の情報を更新する。また、発震機構解を基に応力場を推定する。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の地震波速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された東北

地方南部および北陸・近畿地方における自然地震の直達地震波到達時刻の読み取りを行う。

(2) 平成 28 年度の成果

(a) 業務の要約

新潟県を中心に改良された三次元地震波速度構造モデルを用いて震源再決定を実施し、震源断層モデルの地震発生層深度の情報を更新した。また、発震機構解を基に応力場を推定した。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の地震波速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された東北地方南部および北陸・近畿地方における自然地震の直達地震波到達時刻の読み取りを行った。

(b) 業務の実施方法および成果

1) 三次元地震波速度構造を用いた震源再決定

a) はじめに

防災科研 Hi-net では一次元地震波速度構造（鶴川・他, 1984¹⁾）を用いて震源決定を行っている。地震発生層の上限・下限・厚さなどを精度良く推定するためには、震源決定精度を高める必要がある。観測点補正值も考慮した三次元地震波速度構造を用いて震源再決定を行うことにより波線経路も真実の経路に近づき、震源決定精度も向上する。そのため、平成 28 年度に推定された三次元地震波速度構造を用いて、防災科研 Hi-net で求められている日本海側の震源の再決定を実施した。

b) 手法およびデータ

新たに推定された三次元地震波速度構造（Matsubara et al., 2017²⁾）を元に、防災科研 Hi-net でマニュアルにより検測された（Hi-net カタログ）2000 年 10 月から 2014 年 3 月までの 147,716 個の地震（図 1）について震源再決定を実施した。波線追跡法は Koketsu and Sekine（1998）³⁾ のシュードベンディング法を用いている（Matsubara et al., 2004⁴⁾; Matsubara et al., 2005⁵⁾; Matsubara et al., 2008⁶⁾; Matsubara and Obara, 2011⁷⁾）。

c) 解析結果と議論

三次元地震波速度構造（Matsubara et al., 2017²⁾）が推定されている領域に分布する 128,411 個の再決定された震源分布を図 2 に示す。2000 年鳥取地震、2004 年中越地震、2005 年の福岡県西方沖の地震など地震は、浅く再決定されている。海域の地震やごく浅い地震については、三次元地震波速度構造が精度良く推定されていないため再決定されていない（図 2）。新潟県中越地域の震源分布を比較すると一次元地震波速度構造（鶴川・他, 1984¹⁾）による震源と比較して、深さ 5 km 以浅の浅い地震は深く、深さ 20 km 以深の深い地震は浅く再決定されている（図 3）。

2) 地震発生深度情報の更新

a) はじめに

地震発生層の上限・下限・厚さは、活断層により引き起こされる地震の断層の幅を規定する。アスペクト比が一定である場合、長さとともに深さ方向にも断層面は大きくなり、

断層面の端が下部地殻まで達することも想定される。しかし、下部地殻は延性領域であり、通常の地震を引き起こすことは困難である。そのため、地震発生層の下限を推定することにより、活断層により引き起こされる地震の断層面の最大幅を規定することが可能となる。前節における三次元地震波速度構造を用いて再決定された震源情報を用いて、地震発生層の上限・下限・厚さの情報を更新した。

b) 手法およびデータ

地震発生層深度の推定方法についてまとめる。深さ 50 km までを考慮すると、解析領域では、沈み込むフィリピン海プレートに伴う地震活動も含まれる地域も存在する。活断層に起因する地震についての地震発生深度を推定することが目的であることから、本解析では深さ 25 km までの地震活動を用いた。解析対象期間は防災科研 Hi-net において大学などの観測点も読み取りに追加された 2005 年から 2013 年 3 月までである（図 4）。

まず、解析対象領域において、経緯度 0.1° （約 10 km）間隔でグリッドを面的に配置する。それぞれのグリッドを中心として、四方（東西南北）へそれぞれ 0.2° （約 20 km）の範囲（約 40 km 四方）における深さ 25 km までの直方体内において発生した地震のデータセットを作成する。この地震のデータセットの中で、上方（浅方）に 90 % の地震が含まれる深さを地震発生層の下限（D90）とし、浅方に 10 % の地震が含まれる深さを地震発生層の上限（D10）とする。なお、直方体の中に 10 個以上の地震が存在するときにこれらの値を推定し、10 個に満たないグリッドは解析対象から外した。

c) 解析結果と議論

防災科研 Hi-net の定常処理の震源分布を三次元地震波速度構造により再決定した震源カタログを用いて解析した D10、D90 の深度および両者の差から求めた地震発生層の厚さの分布をそれぞれ図 5 に示す。D10 は北海道北部や東北脊梁部や長野・富山県境付近で浅くなっている。東北脊梁部や長野・富山県境は第四紀の活火山と一致する。一方、東北地方の日本海側や若狭湾ではやや深い。D90 は北海道北部や東北地方の日本海側で非常に深くなっている。若狭湾においてもやや深い結果が得られた。その結果、地震発生層の厚さとしては、北海道北部では非常に厚くなっている。また、東北地方の日本海側においてもやや厚い結果が得られた。一方、東北脊梁部や長野・富山県境などの火山が分布する地域や中国地方東部ではやや薄い結果が得られた。

気象庁一元化震源を三次元地震波速度構造で再決定した震源分布から求めた D90（Omuralieva et al., 2012⁷⁾）においても、北海道北部は非常に深く求められている。秋田・新潟・佐渡付近などの日本海沿岸では D90 がやや深くなっており、中国地方の東部から中部にかけては D90 が浅くなっており、本研究と調和的である。本研究では、海の下構造も推定されていることから、日本海沿岸まで解析領域が拡大している。日本海側では沿岸だけではなく沖合にまで D90 が深い領域が広がっていることが分かった。

防災科研 Hi-net の観測井を用いて推定された地殻熱流量分布（Matsumoto, 2007⁸⁾）と D90 を比較した（図 5）。北海道西部や東北地方の脊梁部から日本海側、長野富山県境や山陰地方の東部など、D90 の浅い領域は地殻熱流量の高い領域と一致する。地殻熱流量が高いことは地下の温度が浅いところでも高くなりやすいことを示しており、脆性破壊が起こ

る領域も浅いところに限られ、D90 が浅くなっていると考えられる。

3) 地震発生場の応力場の推定

a) はじめに

三次元地震波速度構造を用いて震源を再決定することにより、震源からの波線の射出角も精度よく計算され、発震機構解の精度も向上する。防災科研 **F-net** ではマグニチュード 3.5 以上の地震についてモーメントテンソル解を求めている。しかし、小さい地震については、防災科研 **F-net** では解析されないため、発震機構解は防災科研 **Hi-net** により直達 P 波の極性を用いて推定された解しかない。本解析では、前述した三次元地震波速度構造が推定されている領域に再決定された震源と三次元地震波速度構造を用いて再決定された発震機構解をもとに、P 軸・T 軸の分布から、日本海沿岸における応力場を推定した。

b) 手法およびデータ

三次元地震波速度構造を用いた震源再決定された 128,411 個の地震のうち、75,327 個の地震について三次元地震波速度構造を用いて計算された震源からの直達 P 波の射出角を用いて再決定された発震機構解を決定した。これらの M1.5 以上の地震のメカニズムを三次元地震波速度構造表示ビューワー（松原，2009⁹⁾）を用いて速度構造とともに、各深さ近傍における地震の P 軸・T 軸を表示した。

c) 解析結果と議論

75,327 個の地震の発震機構解に基づき、M1.5 以上の P 軸・T 軸を図 6 に示す。P 軸は日本列島全体に置いて東西方向を向いており、日本列島全体がおおむね東西圧縮場にあることを示している。T 軸については東北地方については短く鉛直に近いものが多いが、西南日本では南北方向を向いており、東北日本において多くみられる逆断層型の地震、西南日本で多くみられる横ずれ型の地震と調和的である。M3.0 以上の地震の P 軸・T 軸を図 7 に示す。大きな地震についても、微小地震と同様、東北日本における逆断層型、西南日本における横ずれ断層型の P 軸・T 軸が顕著である。

4) 東北地方南部および北陸地方の追加読み取り

a) はじめに

東北地方南部や北陸地方には、防災科研 **Hi-net** の観測点に加えて、気象庁や東京大学、東北大学などの観測点も存在する。2004 年以前の地震について、防災科研 **Hi-net** 以外の観測点における読み取りを用いていなかった。そのため、2004 年以前の新潟県周辺の地震について読み取り作業を行った。

b) 手法およびデータ

2000 年～2005 年までの東北地方南部については 500 個、北陸地方については 840 個の地震について追加読み取りを実施した（図 8）。それぞれの地域で追加読み取りをした観測点を図 9 に示す。

c) 解析結果と議論

読み取る観測点が増えることにより、地震直上の観測点も増えることから、陸の下における地震については震源の深さが精度良く再決定された。北陸地方・東北地方南部ともに深さ 10 km 以浅の地震は 1~5 km 深く、深さ 20-30 km の地震は 1~8 km 浅く再決定されている。海域の地震については、直上の観測点がないため、深さ方向はばらつきが依然として大きい。

(c) 結論ならびに今後の課題

三次元地震波速度構造を用いて、2000 年 10 月から 2014 年 3 月までの 147,716 個の地震のうち構造が精度良く推定されている領域の 128,411 個の震源が再決定された。2000 年鳥取地震、2004 年中越地震、2005 年の福岡県西方沖の地震など地震は、浅く再決定されている。これらの地震のうち 2005~2014 年 3 月までの地震の分布を解析し、地震発生層の上限 (D10)・下限 (D90)・厚さ (D90 と D10 の差) を求めた。D10、D90 とともに東北脊梁部や長野・富山県境付近などの活火山が分布する地域で浅くなっている。一方、東北地方の日本海側や若狭湾では深くなっている。厚さは、北海道北部や東北地方の日本海側で熱くなっている。地殻熱流量の高い領域と D10 や D90 の浅い領域が一致する。

既往の大地震の震源と地震時すべり域と D90 を比較することにより、D90 が活断層による地震の最大幅を規定するかどうかを確認することができる。本解析では、2000 年 10 月~2014 年 3 月の長期間にわたる D10 や D90 を求めたが、個々の既往の大地震については、それぞれの大地震の発生前における D10 や D90 とそれぞれの地震の地震時すべり域を比較することにより活断層に起因する大地震の地震時すべり域の最大幅が地震発生前に規定されるかどうかを確認する必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 鵜川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司：関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について、国立防災科学技術センター研究速報, Vol.53, pp.1-88, 1984.
- 2) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., and Kanazawa, T.: Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, J. Disaster Res., 投稿中, 2017.
- 3) Koketsu K. and S. Sekine: Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities, Geophys. J. Int., 132, 339-346, 1998.
- 4) Matsubara, M., Hirata, N., Sato, H., and Sakai, S.: Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3D seismic tomography, Tectonophysics, 388, 33-45, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.046, 2004.
- 5) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and Kasahara, K.: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, J. Geophys. Res., 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.

- 6) Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, 2008.
- 7) Matsubara M. and Obara K.: The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, pp.663-667, 2011.
- 8) Omuralieva, A., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Okada, T.: Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis, *Tectonophysics*, 518-521, 93-105, 2012.
- 9) Matsumoto, M.: Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, T23A-1217, 2007.
- 10) 松原 誠：日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア，防災科学技術研究所研究報告，76, 1-9, 2009.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Matsubara M. and H. Sato	Failed rift system in northern Honshu, Japan, imaged by improved seismic velocity structure using offshore earthquake events	IASPEI-IG (口頭発表)	平成 29 年 8 月 3 日
Matsubara M. and H. Sato	Shallow Moho along the failed rift on the coast of Japan Sea beneath Japanese Islands	IASPEI-IG (ポスター発表)	平成 29 年 8 月 3-4 日
Yano T. E. and M. Matsubara	Seismogenic Layer within the Crust beneath Japanese Islands on the Japan Sea Side - application of JUICE catalog	IASPEI-IG (口頭発表)	平成 29 年 8 月 3 日
Matsubara M. and H. Sato	Estimation of seismic velocity structure beneath the ocean (including Japan Sea) as well as beneath the Japanese Islands using offshore events with NIED Hi-net pick data and NIED F-net focal depth	AGU Fall Meeting (ポスター発表)	平成 28 年 12 月 15 日

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願：なし

- 2) ソフトウェア開発：なし
- 3) 仕様・標準等の策定：なし

(3) 平成29年度業務計画案

東北地方と近畿・北陸地方の読み取りデータを中心に三次元速度構造モデルを改良する。沿岸域での地震活動の詳細な把握に資する日本海沿岸の速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された北海道・中国地方における自然地震の地震波到達時刻の読取を行う。

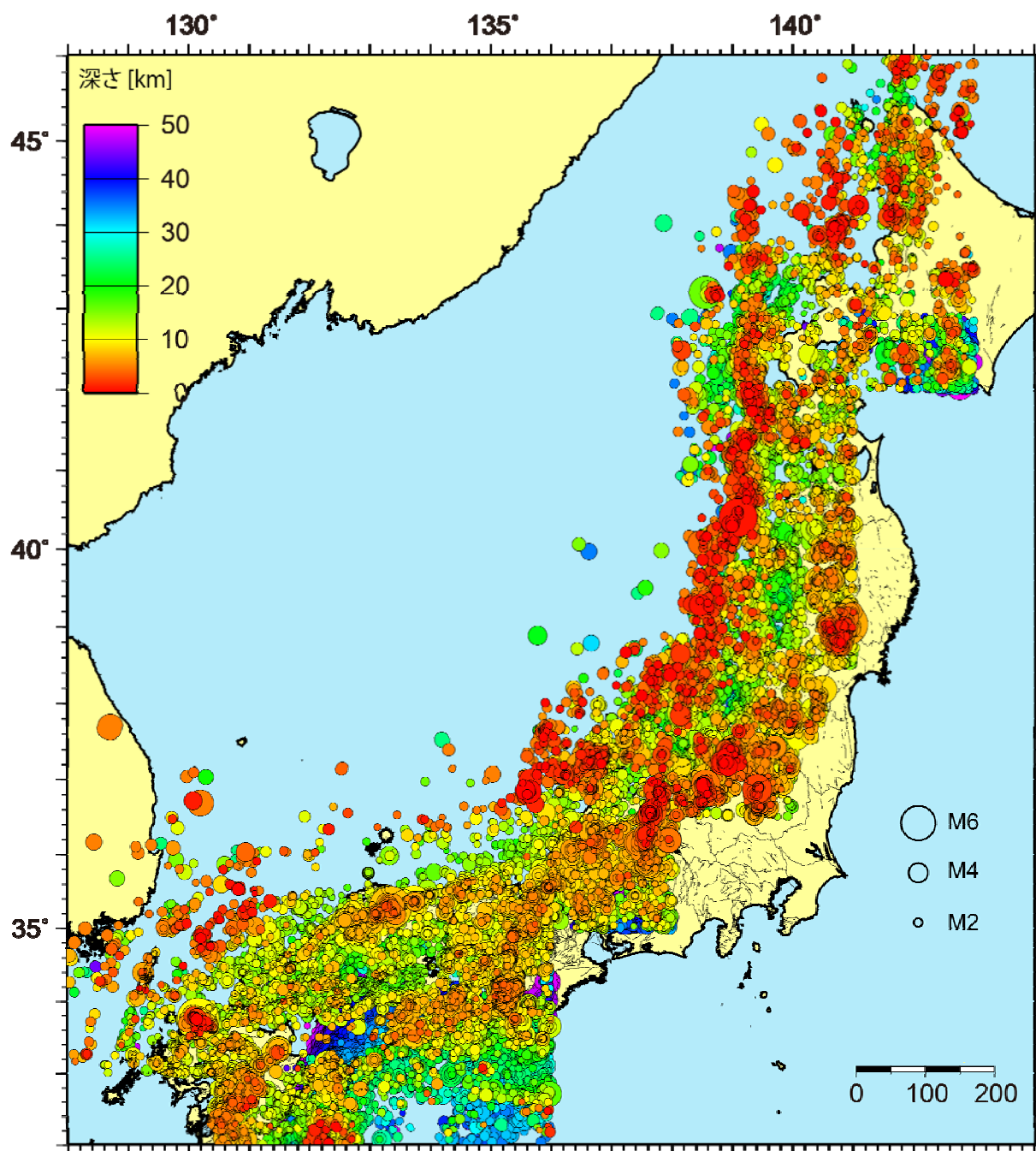


図1 防災科研 Hi-net カタログによる震源分布。

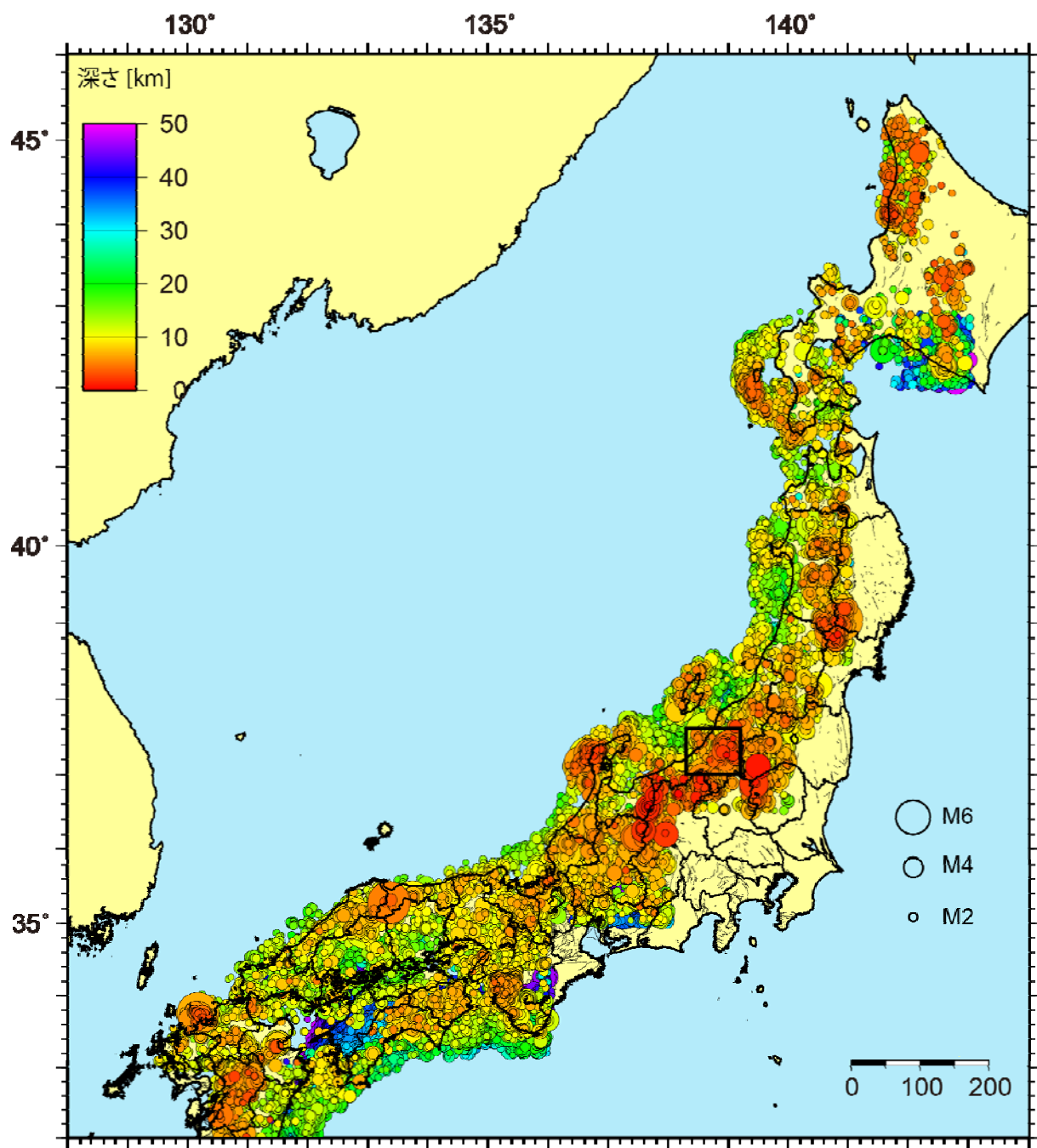


図2 三次元地震波速度構造を用いて再決定された震源分布。矩形は図3の範囲を示す。

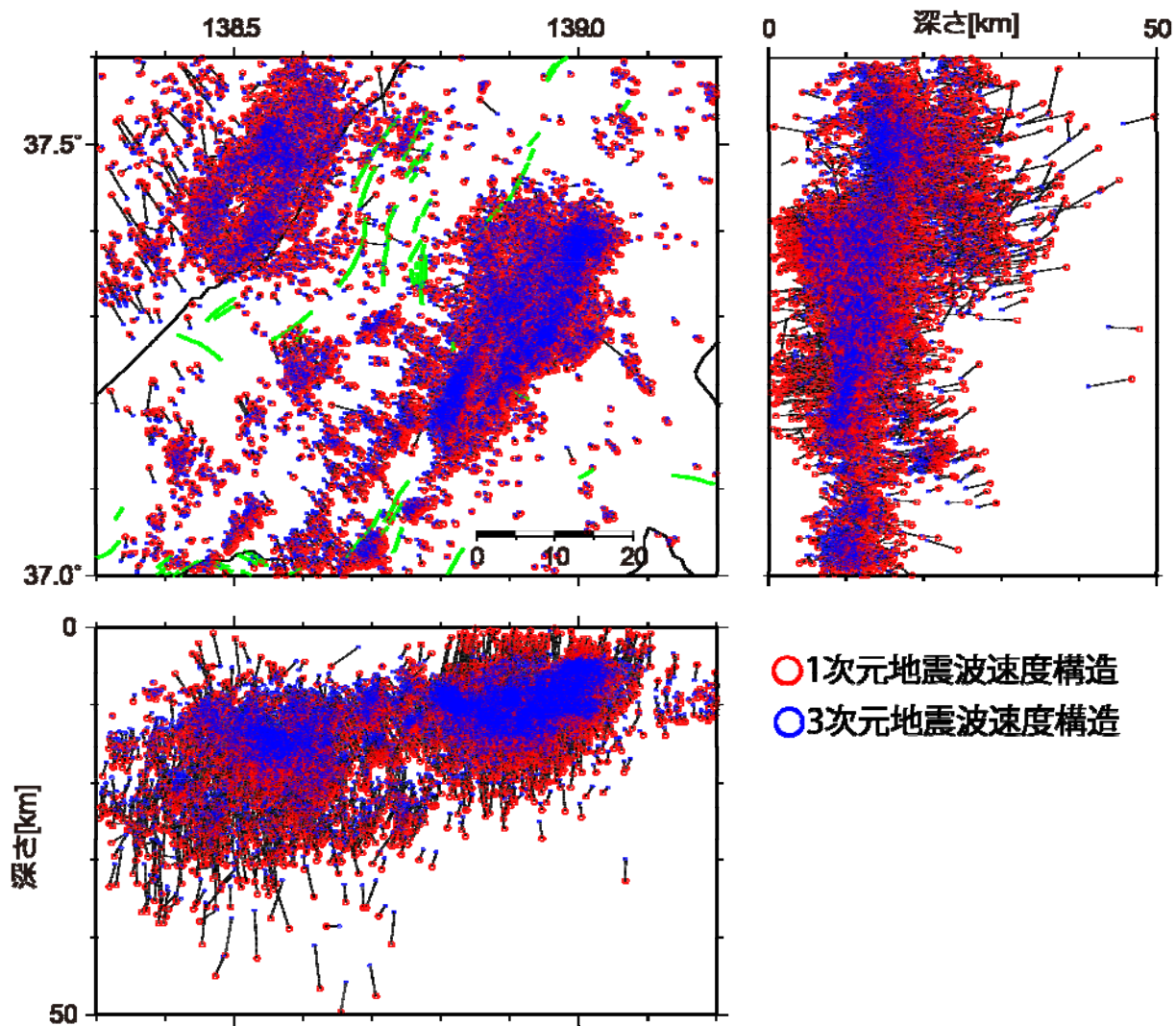


図3 新潟県（図2の矩形内）におけるHi-netと三次元地震波速度構造を用いて再決定した震源分布の比較。

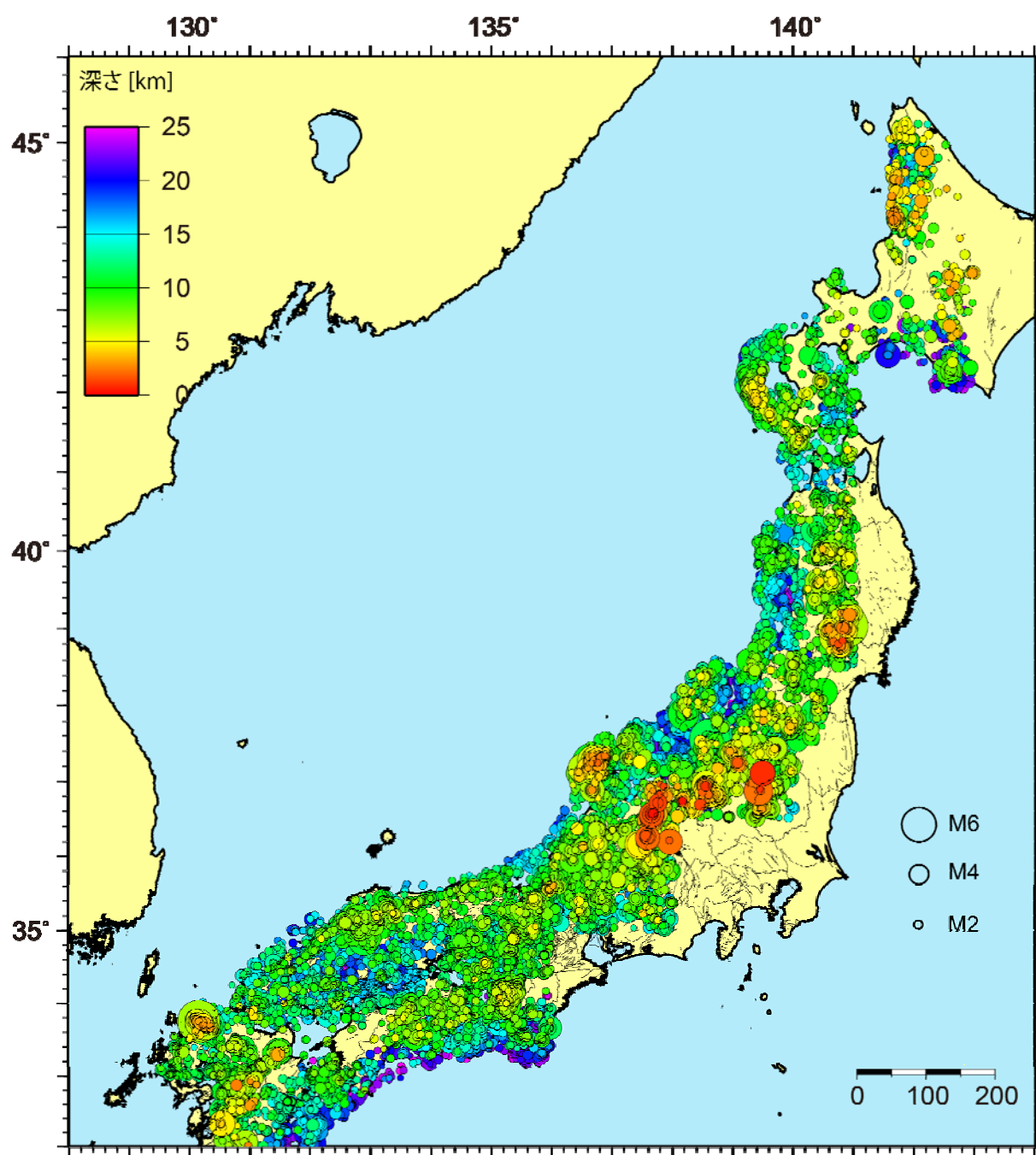


図4 D10、D90 および地震発生層の厚さを推定するために用いた震源分布。

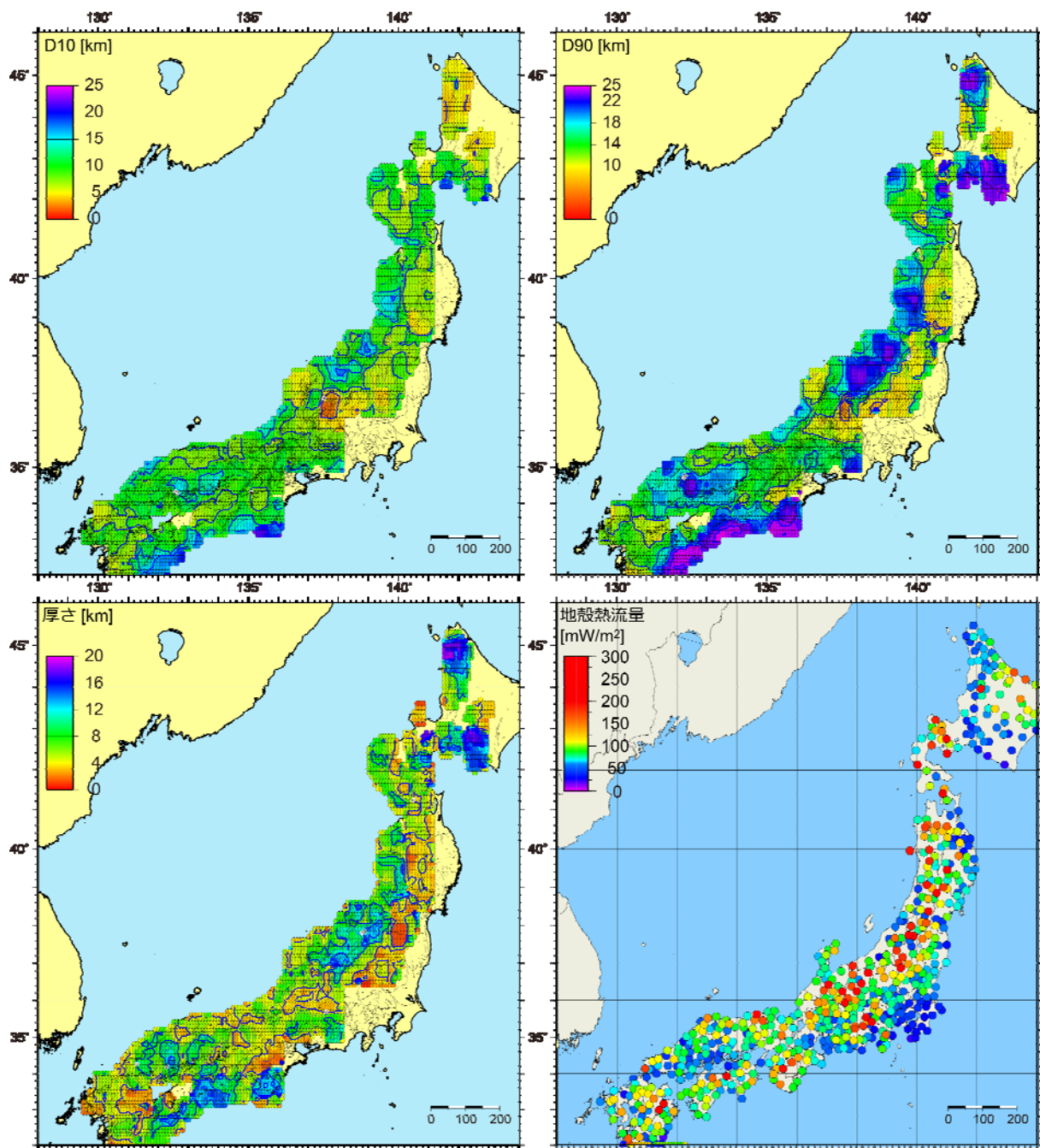


図 5 D10、D90、地震発生層の厚さおよび Matsumoto (2007)⁸⁾ による地殻熱流量分布。

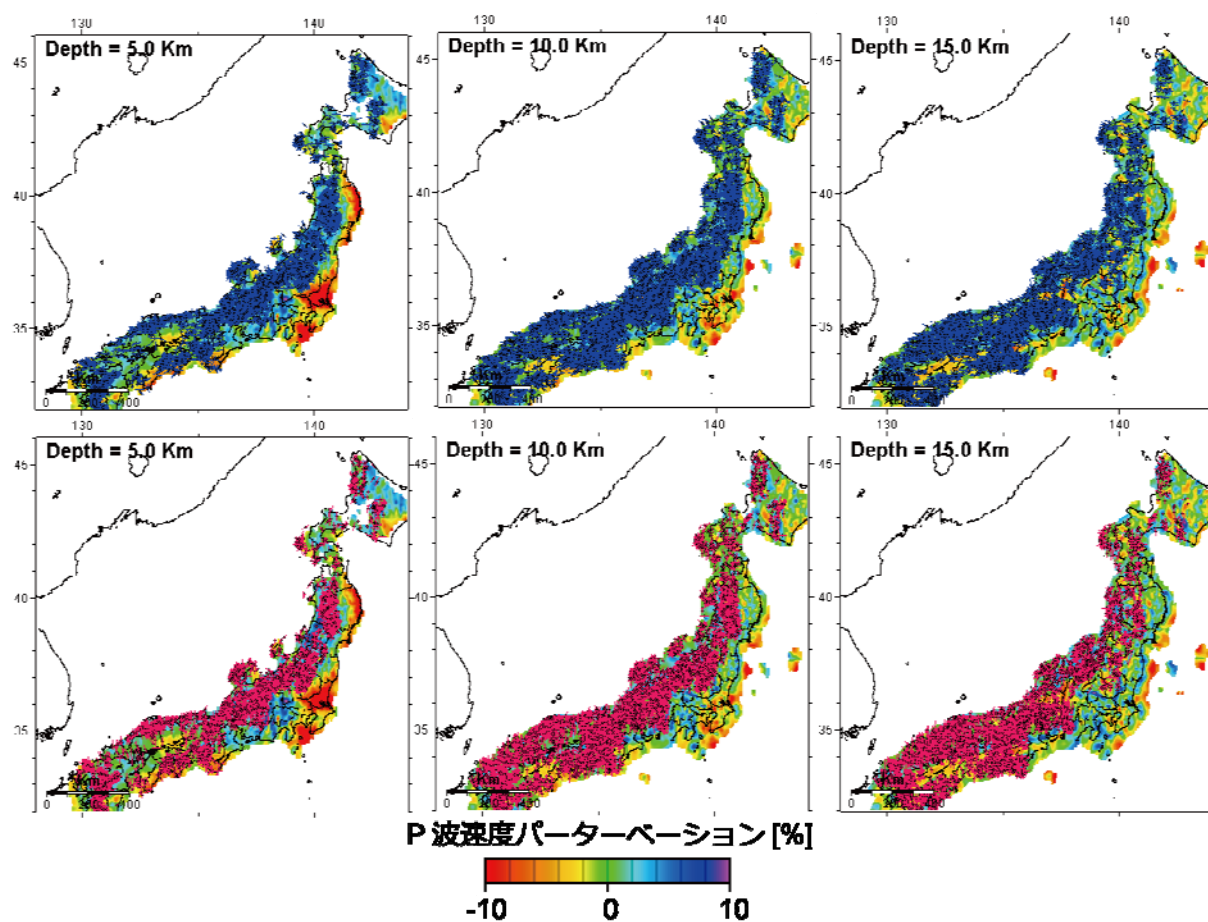


図 6 各深さについて±5 km 以内の地震についての（上）P 軸・（下）T 軸の分布（ $M \geq 1.5$ ）。

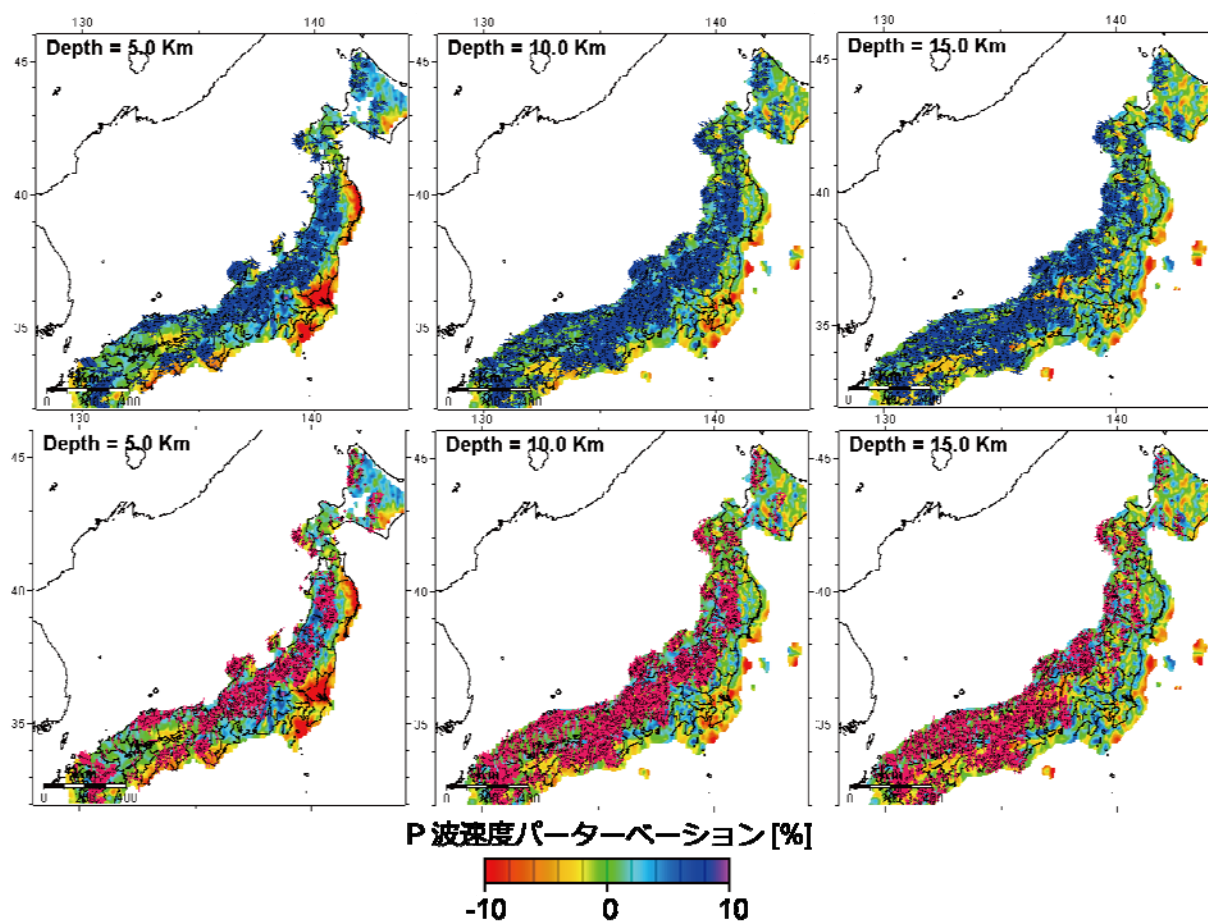


図 7 各深さについて±5 km 以内の地震についての（上）P 軸・（下）T 軸の分布（ $M \geq 3.0$ ）。

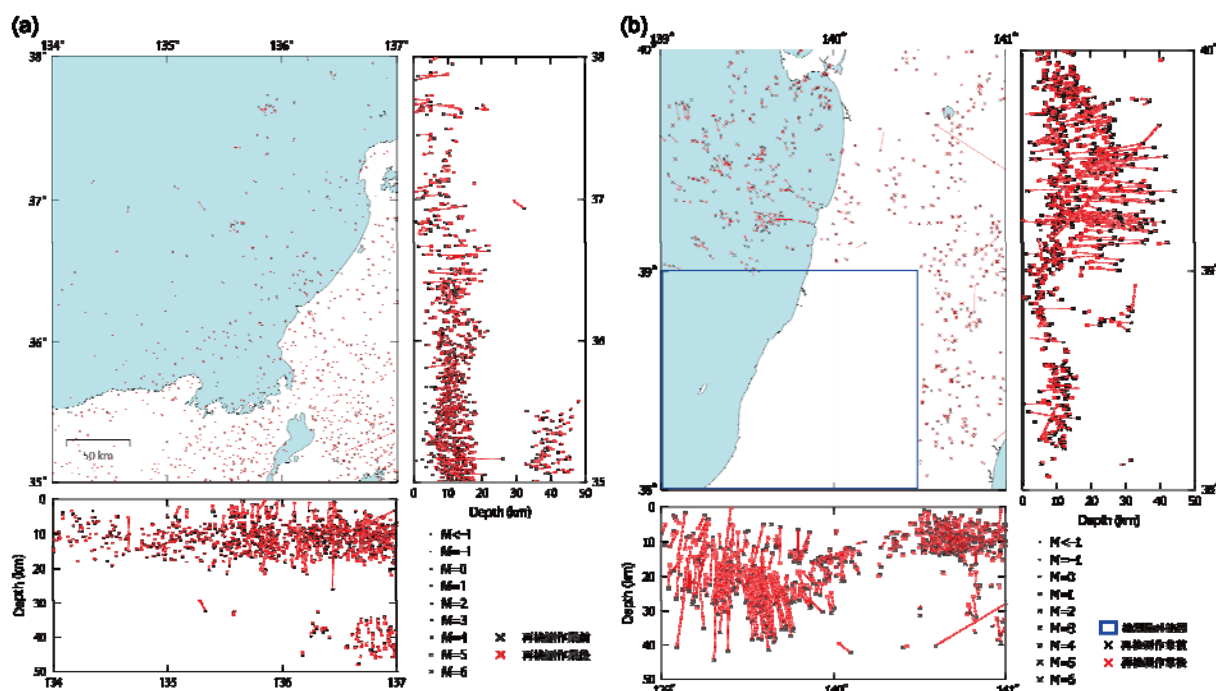


図 8 追加読み取りして再決定された震源分布。(a)北陸地方(b)東北地方南部。

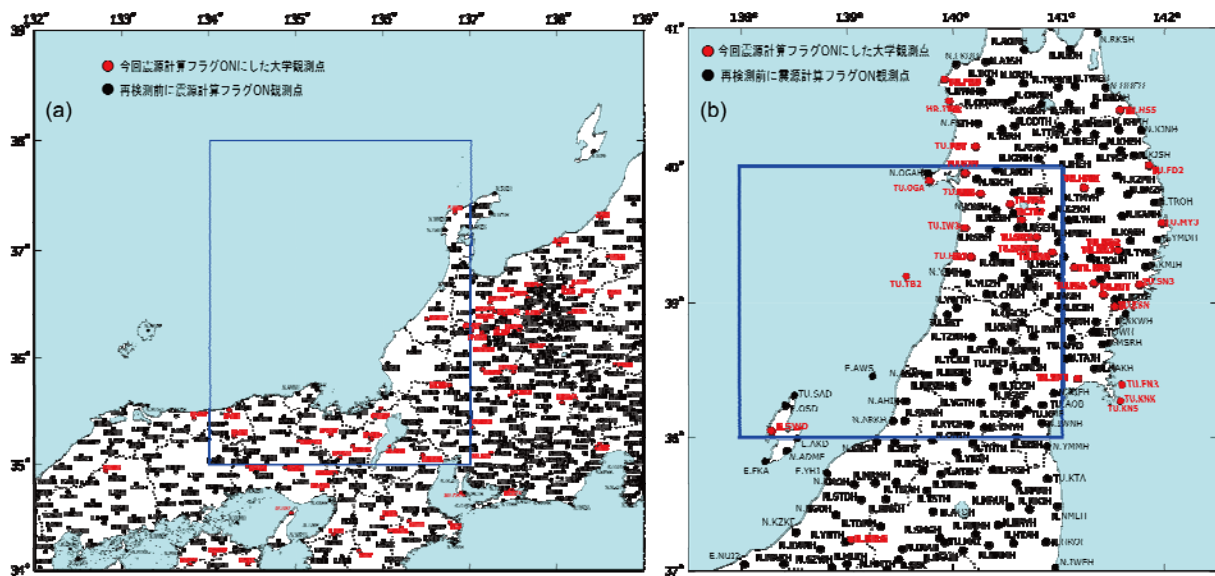


図 9 追加読み取りした観測点分布。(a)北陸地方(b)東北地方南部。