

## 2. 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 ヶ年の年次実施計画（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（令和元年度）
  - 8) 令和 2 年度
- (e) 令和 2 年度業務目的

#### (2) 令和 2 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) エアガン波形読み取りシステムの開発
  - 2) 地震波速度構造の更新
  - 3) 地震発生層の下限の推定
- (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) 8 ヶ年の成果

- (a) 業務の成果
  - 1) 地震波速度構造の更新
  - 2) 近年発生した日本海沿岸での大地震に関する地震発生層の厚さ
  - 3) 地震発生層の下限・応力場の更新
- (b) 結論ならびに今後の課題
- (c) 引用文献

## (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	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カ年の年次実施計画（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み取りを行った。

6) 平成 30 年度 :

近年発生した日本海沿岸での大地震について地震発生層の厚さを抽出するとともに、地震時すべり域や温度構造と比較した。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した。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速度構造の高精度化のため、既存の観測網で観測された九州沿岸地域で発生した地震の直達波の読み取りを行った。

7) 平成 31 年度（令和元年度）:

平成 30 年度に読み取られた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した。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再決定を行い、応力場を推定した。

8) 令和 2 年度 :

陸域定常観測点で観測された日本海沿岸におけるエアガンデータを処理し読み取ることにより、沿岸浅部の構造を改良した。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した。

(e) 令和 2 年度業務目的

陸域定常観測点においても観測されている日本海沿岸におけるエアガンデータを重合処理し読み取ることにより、山形沖から能登半島にかけての沿岸浅部の構造を改良する。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。

## (2) 令和 2 年度の成果

### (a) 業務の要約

陸域定常観測点においても観測されている日本海沿岸における反射法探査のエアガンデータを重合処理し、波形到達時刻を読み取ることによって地震波速度構造解析に活用し、沿岸浅部の構造を改良した。エアガンデータの活用により、能登半島から新潟県にかけてと山形沖の海域浅部の低速度構造が明らかとなった。その構造に基づいて震源を再決定し、地震発生層深度を更新した。

### (b) 業務の実施方法および成果

#### 1) エアガン波形読み取りシステムの開発

##### a) はじめに

日本海沿岸では、海洋研究開発機構（JAMSTEC）により、反射法地震探査が数多く実施されてきた（図 1）。その際に発振されたエアガンからの振動は防災科学技術研究所（防災科研）の高感度地震観測網（Hi-net）においても記録されている。しかし、1 ショットの振動は振幅が小さく、波の到達時刻の読み取りは困難である。しかし、それらの 5~9 ショットを重合することにより S/N 比が向上し、波の到達時刻が読み取れるようになる（図 2）。その手法を用いて、エアガンの発振時刻リストを基に防災科研 Hi-net の連続波形データからエアガンの記録を切り出して重合し、読み取れるように処理するシステムを構築した。また、防災科研 Hi-net の震源決定で用いている読み取りシステムを改修し、震源決定は行わずに波の到達時刻を読み取り、地震波速度構造解析に用いるデータに書き出すシステムを構築した。

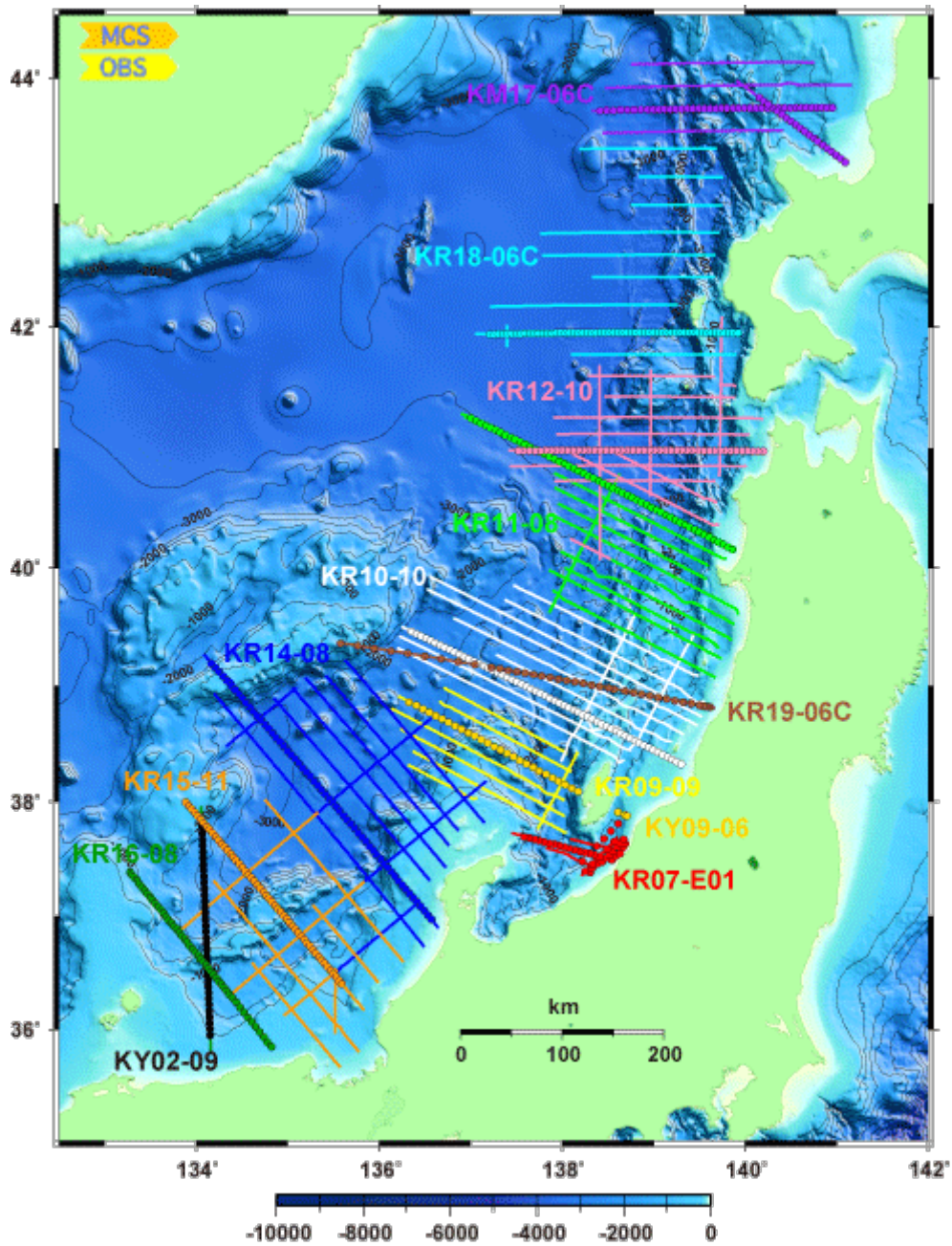


図1 JAMSTECにより実施された反射法地震探査の測線図の例（JAMSTECのホームページより）

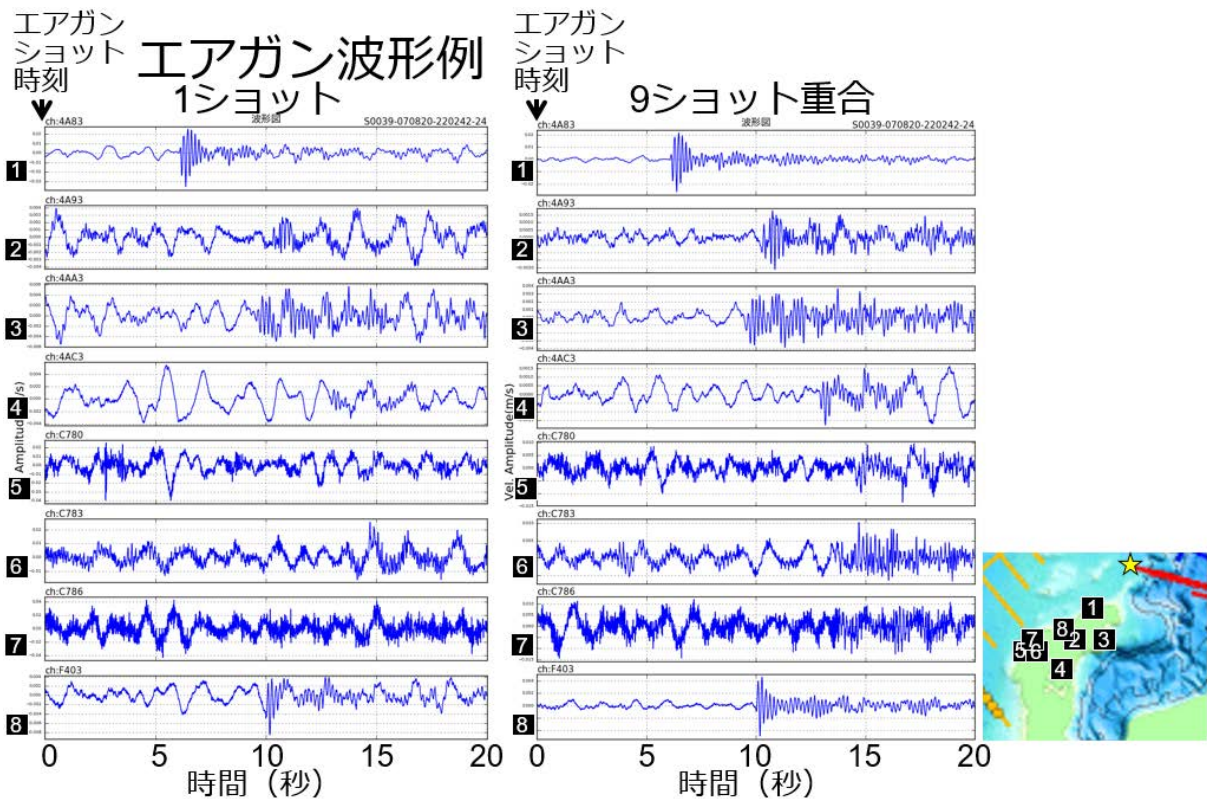


図2 エアガンの波の重合の効果の例

b) 手法およびデータ

JAMSTEC はひずみ集中帯プロジェクトや日本海地震・津波調査研究プロジェクトにおいて、日本海における反射法探査を実施してきた。これらの探査でのエアガンの発振記録は、防災科研 Hi-net や気象庁等の微小地震観測網においても受振してきた。しかし、1ショットの振動は振幅が非常に小さいため、波の到達時刻の読み取りは困難であることから、地震波速度構造解析には用いられてこなかった。しかし、発振時刻データを基にこれらの周囲数ショットの波形を重合することによって、S/N 比が向上し波の到達時刻が読み取れるようになると考えられた。防災科研では、Hi-net に加えて気象庁や大学などの各機関の微小地震観測網の連続波形データを保存している。各観測点の連続波形データから発振時刻データを基にエアガンのショットの波形を切り出して重合し、波の到達時刻を読み取るようにした。重合した中央のショットを震央、海底を震源の深さとする震源とし、各観測点の切り出し重合波形ファイルを構築してイベント波形として保存するシステムを構築した (図 3)。



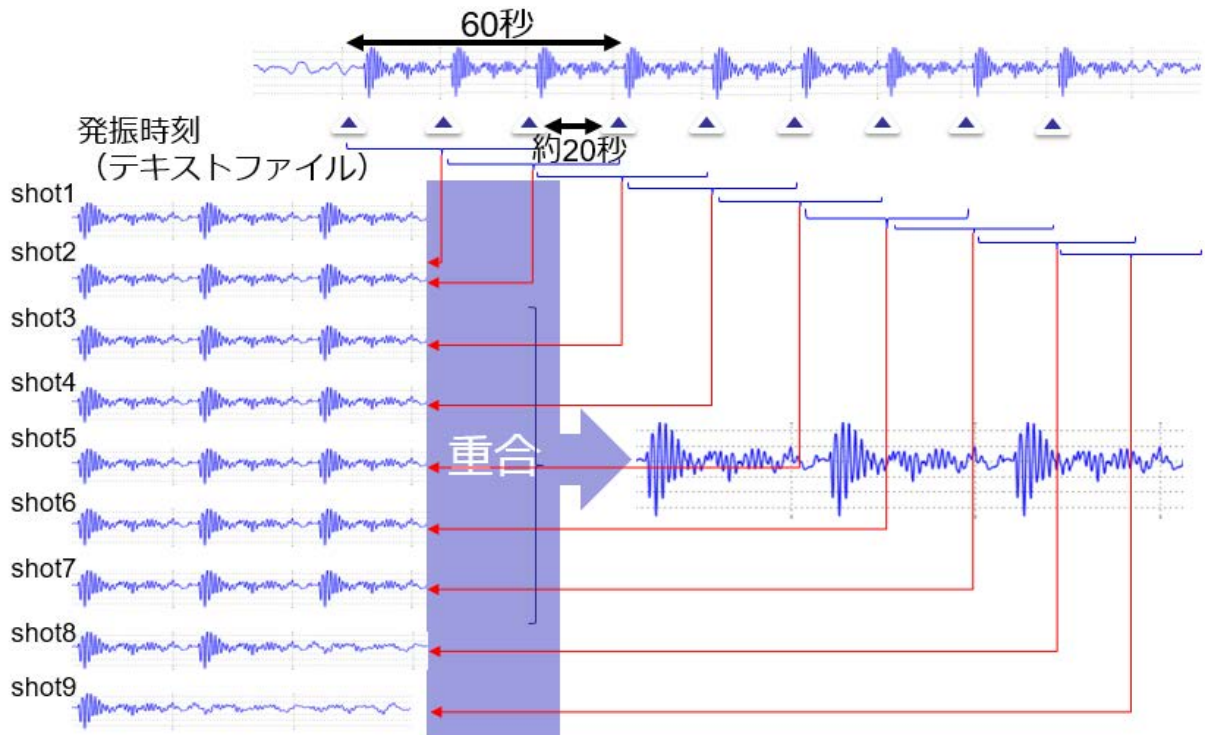


図3 エアガン波形の重合イメージ

波の到達時刻読み取りシステムは、防災科研 Hi-net の震源決定に用いているシステムを改修した。本解析では、震源はエアガンの発振位置で固定されているので、震源を決定する必要はない。一方で、地震波速度構造解析に用いるためには、波の到達時刻のデータを win システムのピックファイル形式で保存する必要がある。そのため、波の到達時刻を読み取り、それらを保存する際にはピックファイルを生成するシステムに改修した。

#### c) 構築システムと波形の表示や読み取り

読み取りシステムにおける画面の例を図4に示す。震源に近い観測点から並んだ波形(図5)やP波やS波の到達時刻付近の拡大図(図6)などが表示される。エアガンからの波は、震央距離150 km程度の観測点まで読み取れる場合があることが分かった。エアガンからの波はP波のみなので、P/Sズーム画面(図6)から波の到達時刻を読み取って読み取りデータを保存する。保存する際に、win形式のピックファイルが生成される。

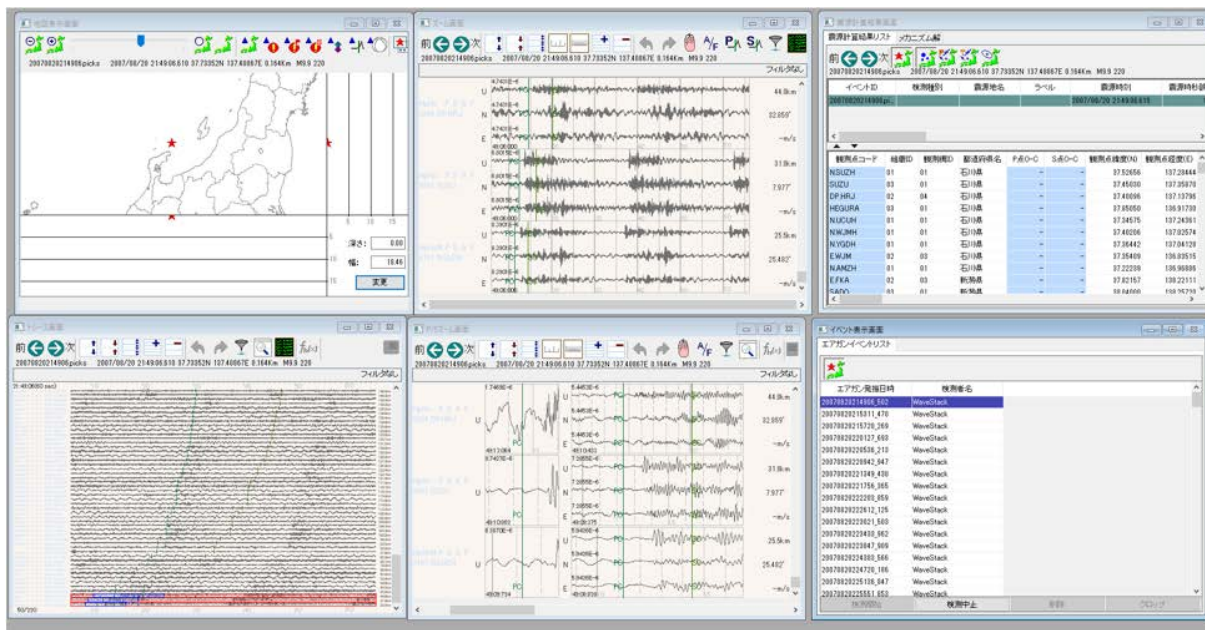


図 4 波形到達時刻読み取りシステムの画面の例



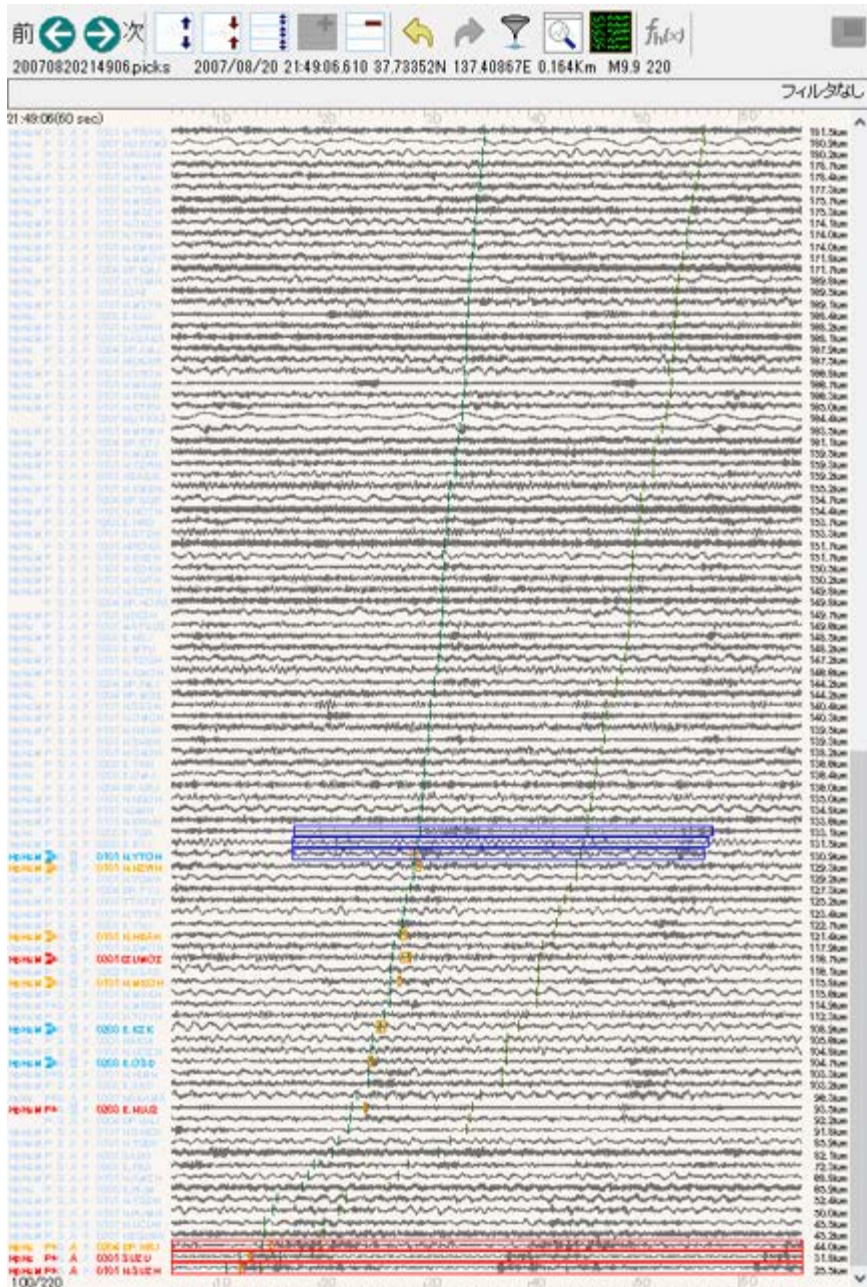


図 5 震央から並べた観測点の波形画像

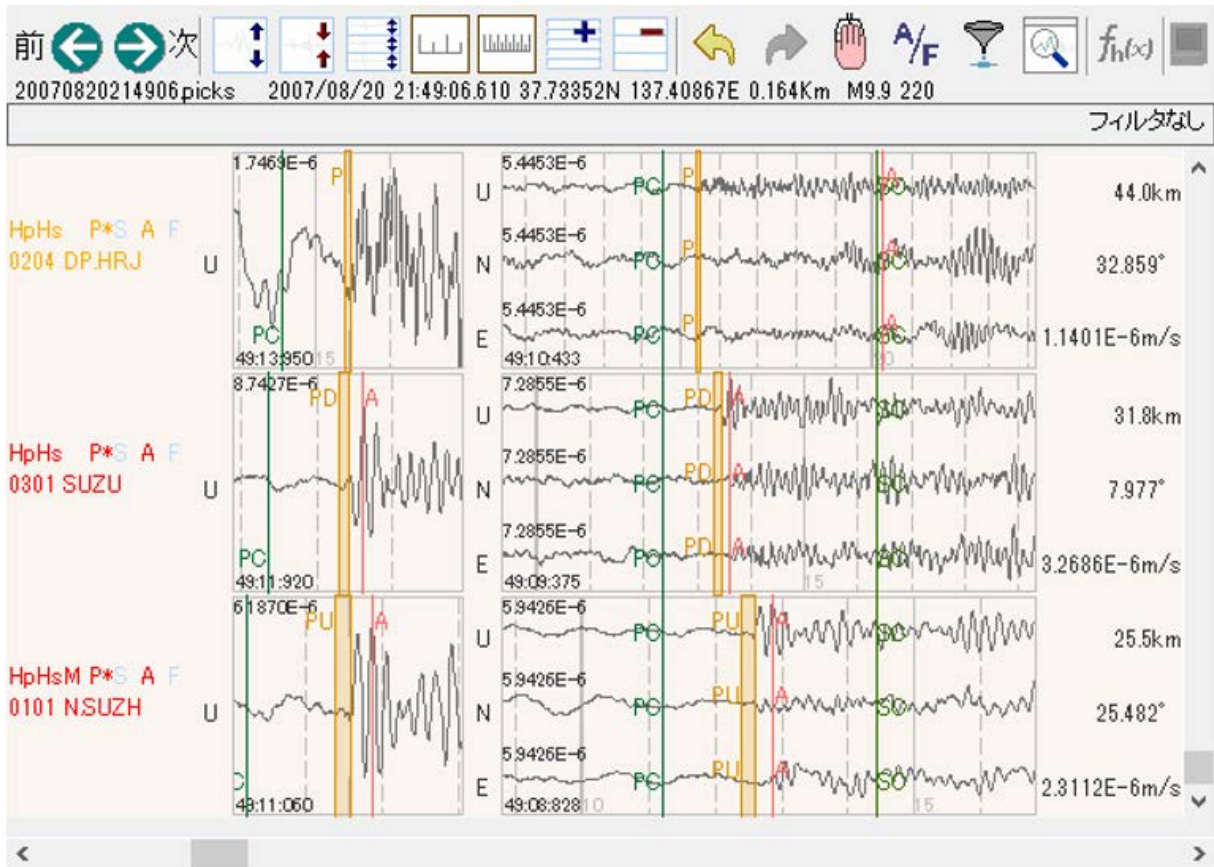


図 6 波形到達時刻を読み取る拡大画面の例

## 2) 地震波速度構造の更新

### a) はじめに

防災科学技術研究所（防災科研）の高感度地震観測網（Hi-net）のP波、S波の読取値と防災科研の広帯域観測網（F-net）のモーメントテンソル解による深さを用いて、海域の地震を活用した三次元地震波速度構造が推定された（Matsubara et al., 2017<sup>1)</sup>）。さらに防災科研の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のデータ等を合わせて陸域から海域に至る継ぎ目のない三次元地震波速度構造を推定した（Matsubara et al., 2019<sup>2)</sup>）。反射法探査によるエアガンからの波の到達時刻データを加えて速度構造を解析することにより、海域浅部の速度構造の解像度の改善が期待される。Matsubara et al. (2019)<sup>2)</sup> のデータに、エアガンからの波の到達時刻データを加えて地震波速度構造解析を行った。

### b) 手法およびデータ

陸域の地震については防災科研 Hi-net の読取値と震源カタログを、海域の地震については防災科研 Hi-net の読取値と震央位置および防災科研 F-net の震源の深さを用いることにより、海域の地震も活用した三次元地震波速度構造の推定が行われた（Matsubara and Obara, 2011<sup>3)</sup>；Matsubara et al., 2017<sup>1)</sup>）。さらに2016年度以降の防災科研 S-net のデータも活用し、日本海から太平洋までの切れ目のない速度構造を推定した（Matsubara et al., 2019<sup>2)</sup>）。解析領域は東経 120-148°、北緯 20-48° であり、32,952 個の地震からの 1,782,425 個の P 波、1,528,733 個の S 波の読取値を用いた。波線追跡法は Koketsu and



Sekine (1998)<sup>4)</sup> のシュードベンディング法を用い、Zhao et al. (1982)<sup>5)</sup> のトモグラフィ法に観測点補正值とスムージングを導入した手法 (Matsubara et al., 2004<sup>6)</sup>; Matsubara et al., 2005<sup>7)</sup>; Matsubara et al., 2008<sup>8)</sup>) を用いた (Matsubara et al., 2019<sup>2)</sup>)。さらに、能登半島から新潟県にかけての領域と山形県沖で実施された反射法探査によるエアガン 484 ショットからの 11,597 個の波の到達時刻データを加えて解析した (図 7)。初期速度構造は鵜川・他 (1984)<sup>9)</sup> を用いた。

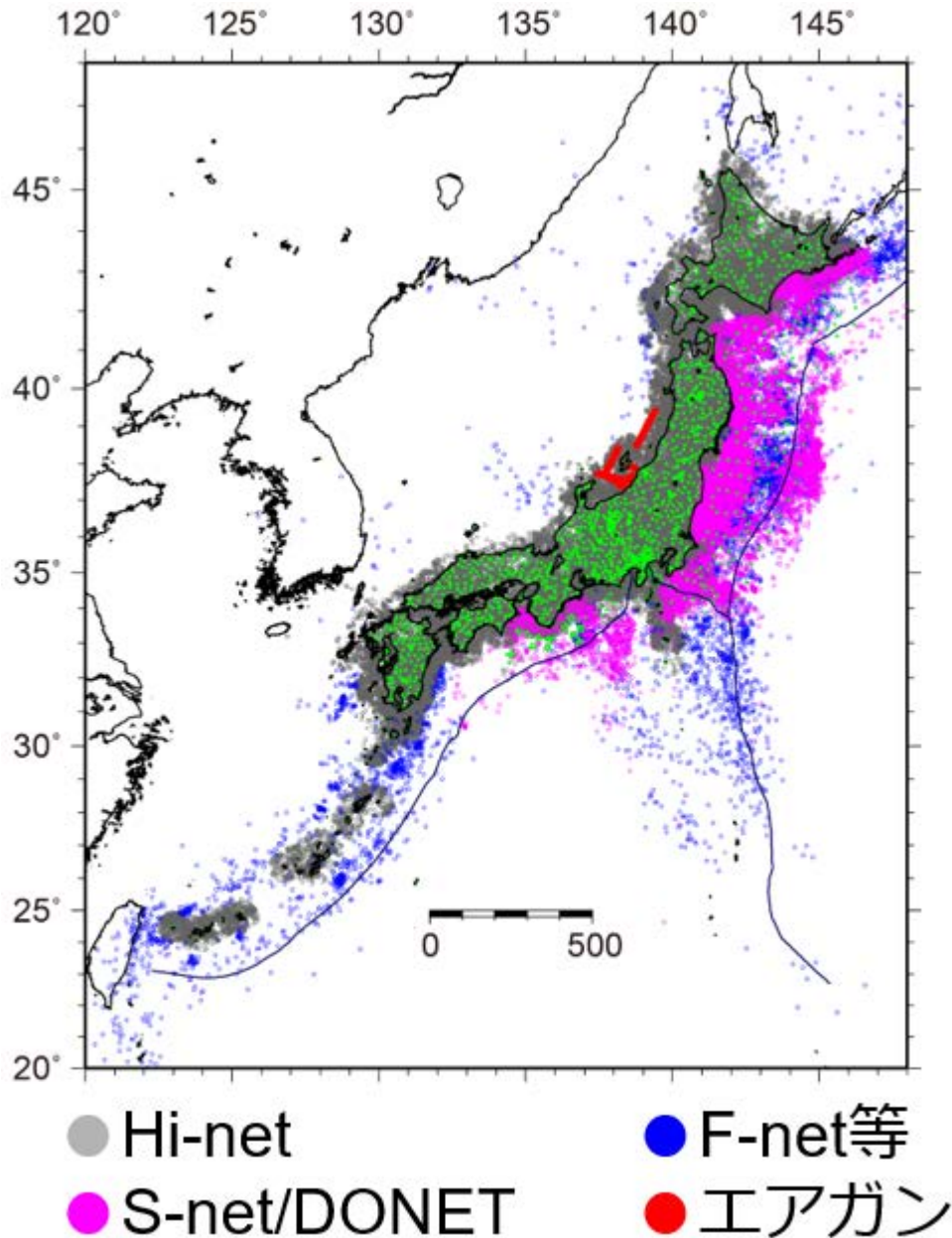


図 7 地震波速度構造解析に用いた震源の分布

### c) 解析結果と議論

深さ 5 km、10 km、20 km、30 km における P 波速度構造の結果を図 8(a)~(d)に、同じ深さの Matsubara et al. (2019)<sup>2)</sup> の結果を図 8(e)~(h)に示す。解像度が良いところのみを表示してある。深さ 5 km ではエアガンのデータを加えることにより、能登半島と新潟の間や山形沖では、解像度が向上した速度構造の領域が広がったことが分かる (図 8a、e)。

よって、海域浅部の艇速度領域の存在が明瞭になった。

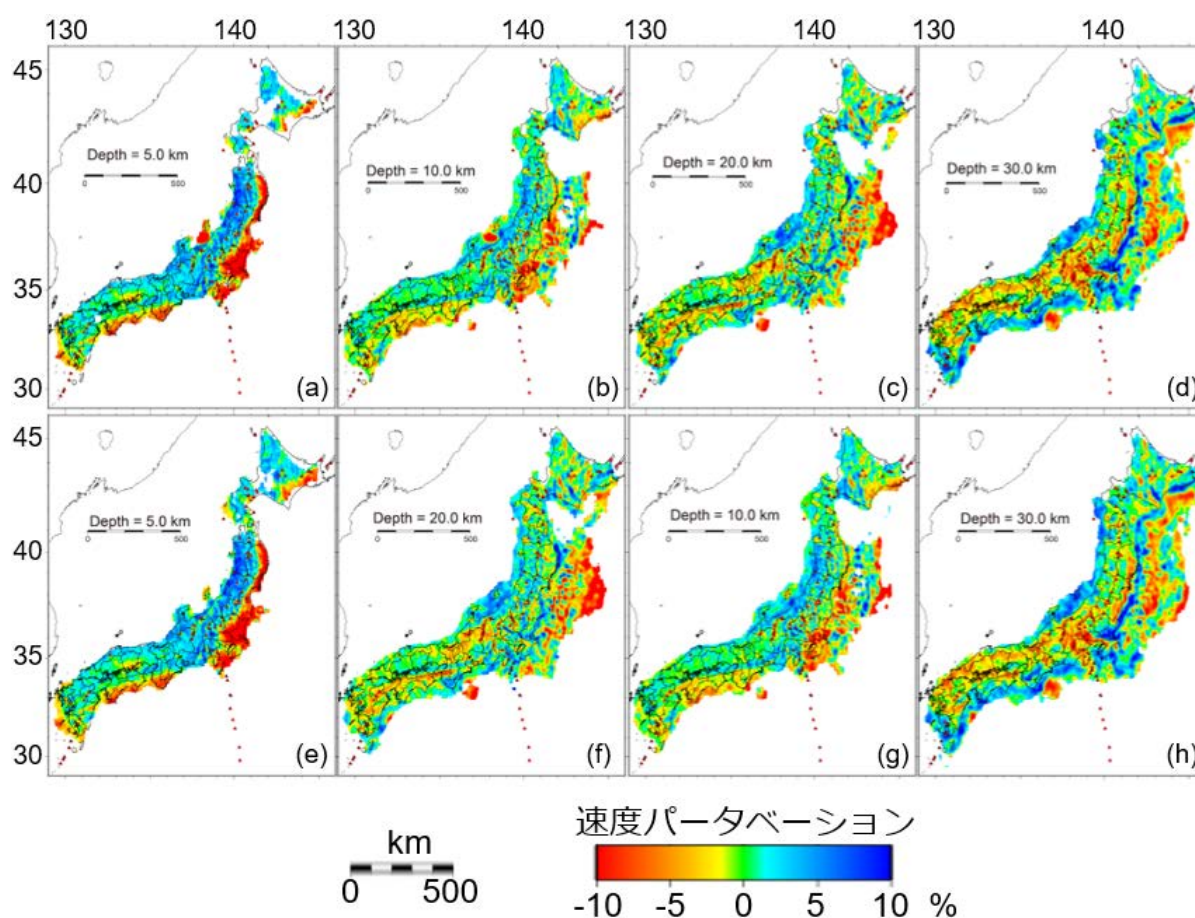


図 8 深さ 5～30 km の P 波速度パータベーション構造。(a)～(d)本解析による結果。(e)～(h) Matsubara et al. (2019) による結果。(a)・(e)深さ 5 km、(b)・(f)深さ 10 km、(c)・(g)深さ 20 km、(d)・(h)深さ 30 km の結果。

### 3) 地震発生層の下限の推定

#### a) はじめに

活断層に起因する地震の最大地震の規模を推定するため、地震発生層の下限を推定する必要がある。三次元地震波速度構造の更新に伴い、地震発生層の下限と応力場を推定した。

#### b) 手法およびデータ

2000 年 10 月 1 日～2019 年 12 月 31 日までの防災科研 Hi-net により決められた M1.5 以上の 1,058,505 個の地震について三次元地震波速度構造を用いて再決定した。774,214 個の地震が解像度のある領域に決定された。そのうち活断層に起因すると考えられる深さ 25 km 以浅の 261,522 個の震源カタログ (図 9) を用いて、日本海沿岸の地震発生層の下限を推定した。あるグリッドの周囲 $\pm 0.1^\circ$  や  $0.2^\circ$  四方の地震について、11 個以上の地震がある場合に、地表から 10%の地震が起きた深さを地震発生層の上限 (D10)、90%の地震が起きた深さを地震発生層の下限 (D90) を推定した。

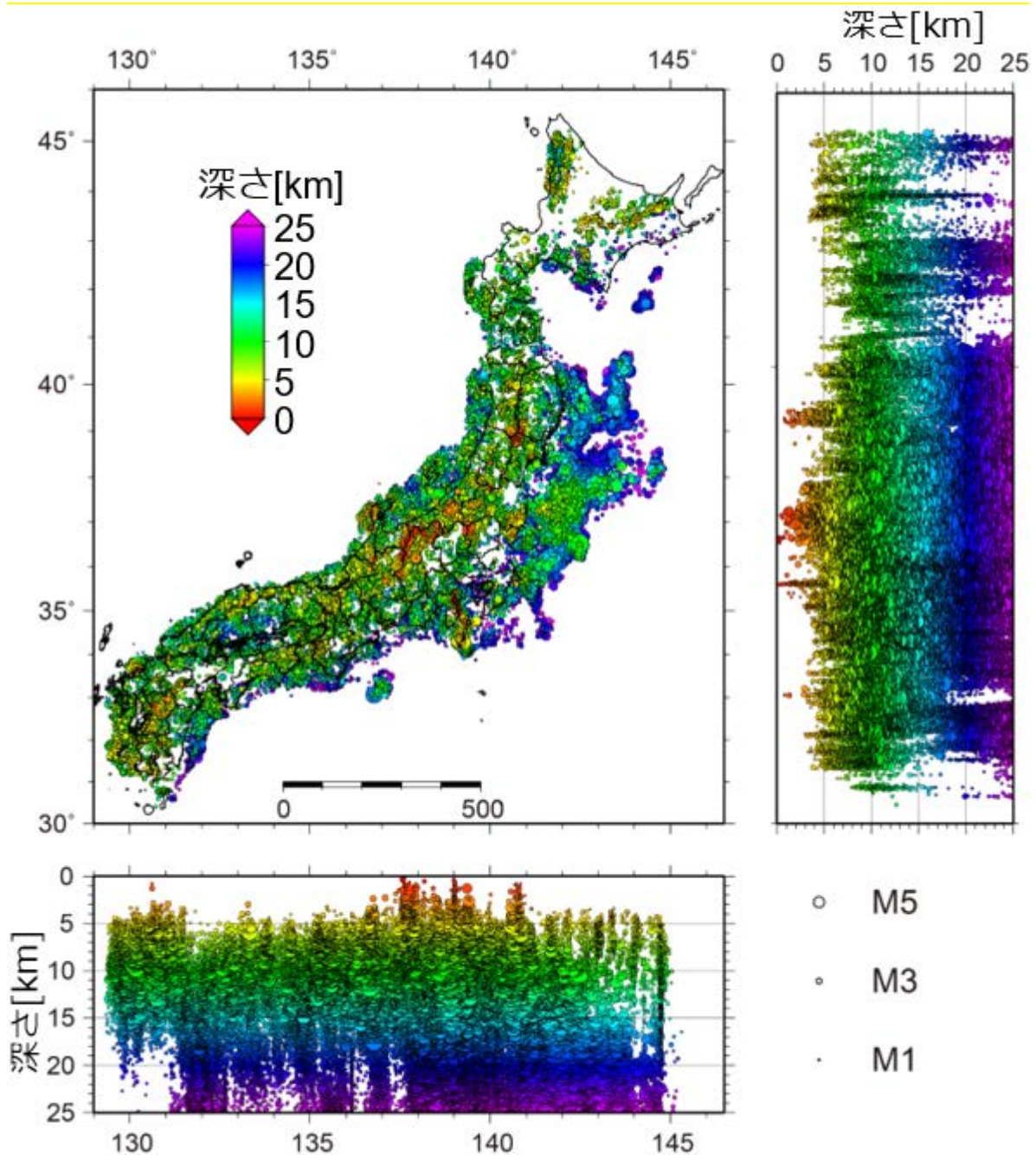


図9 地震発生層の下限の推定に用いた震源分布

### c) 解析結果と議論

日本海沿岸の D90 を図 10 に示す。断層近傍の地震活動に着目する場合は $\pm 0.1^\circ$ の結果を、地域的な地震活動の下限に着目する場合は $\pm 0.2^\circ$ の結果をみる。D90 は北海道北部では深く 20 km 以深まで達する。東北地方の脊梁部では活火山の下で深い但那以外では 10 km 前後であり、日本海側は深さ 20 km まで達する。新潟県の本州と佐渡の間では 20 km 以深まで達するが、佐渡では 17 km 程度と浅くなる。エアガンデータを活用することにより海域浅部の低速度領域が解明され、地震の震源はやや浅くなったが、さらに深い地震も存在するため、深さ 25 km 以浅の地震から推定する D90 の値としては若干浅くなった程度であった。能登半島以西では 12 km 前後とさらに浅くなる。近畿地方は全体として



12~16 km である。中国地方は日本海側では 10~16 km であり、東北日本と比べて非常に浅い。九州地方では活火山の下では 12 km 以浅だが、熊本地震の領域では 12~14 km 程度である。

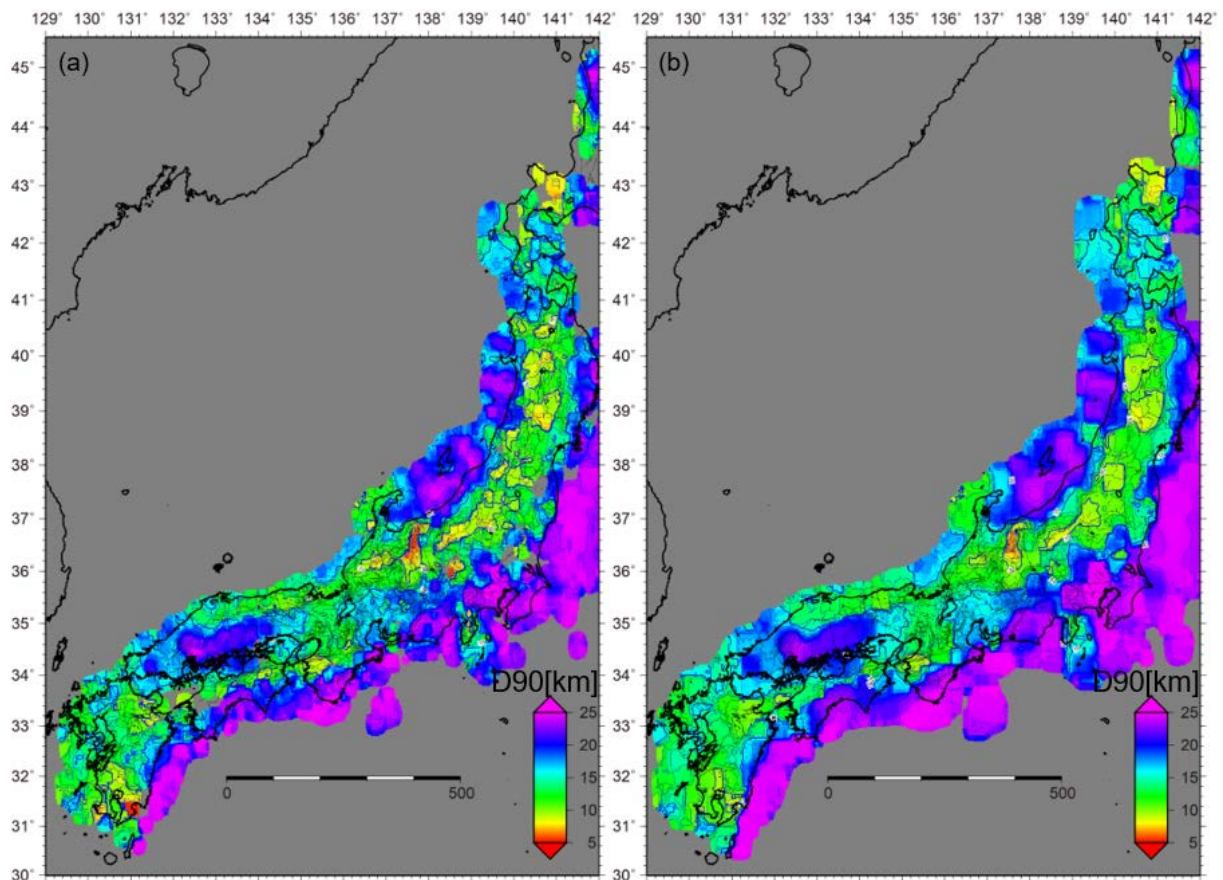


図 10 D90 の分布。(a)  $\pm 0.1^\circ$  および (b)  $\pm 0.2^\circ$  の領域の結果。

### (c) 結論ならびに今後の課題

防災科研 Hi-net のデータベースにある 2015 年 12 月までのデータに加えて 2016 年 4 月以降の防災科研 S-net や DONET のデータ、さらに日本海沿岸で実施された反射法地震探査によるエアガンから波の到達時刻データを用いて三次元地震波速度構造を解析した。能登半島から新潟県にかけてと山形沖における海域浅部の低速度領域が明瞭となった。

三次元地震波速度構造が更新されたので、日本海側の地震について震源再決定を再度実施し、深さ 25 km 以浅の地震を用いて地震発生層の下限 (D90) を更新した。日本海沿岸では東北日本では深さ 20 km 以深まで達するが、西南日本では 10~12 km 程度と浅い。新潟県の本州と佐渡の間においては、海域浅部構造の改善により震源は浅く決めなおされたが、さらに深い地震もあるため深さ 25 km 以浅の地震から推定した D90 は若干浅くなる程度であった。

日本海沿岸ではひずみ集中帯プロジェクトや日本海地震津波調査プロジェクトによるエアガン探査が実施されてきた。エアガンのデータは震央距離 150 km 程度まで読み取りが可能な場合もあることが分かった。本解析では一部のデータを活用するにとどまったが、残りのデータについても活用することにより、海域浅部の構造の高度化と D90 の更新が期待される。



(d) 引用文献

- 1) 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, *Journal of Disaster Research*, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017. p0844, 2017.
- 2) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N., Suzuki, K. and Kamiya, S.: Seismic velocity structure in and around the Japanese Island src derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Seismic Waves - Probing Earth System*, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
- 3) 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.
- 4) Koketsu K. and Sekine S.: Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities, *Geophys. J. Int.*, 132, 339-346, 1998.
- 5) Zhao, D., Hasegawa, A., and Horiuchi, S.: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* Vol.97, pp. 19,909-19,928, 1992.
- 6) 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.
- 7) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and K., Kasahara,: 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.
- 8) Matsubara, M., Obara K., and Kasahara, K.: 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.
- 9) 鶴川元雄, 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.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
Lower limit of seismogenic zone beneath Japan based on hypocenter catalog	Matsubara M., T. E. Yano, and H. Sato	日本地球惑星科学連合 2020 年大会（オンライン）	令和 2 年 7 月 12 日	国内

determined with 3D seismic velocity structure (ポスター発表)				
Cutoff depth of seismogenic zone beneath Japan based on hypocenter catalog determined with 3D seismic velocity structure (ポスター発表)	Matsubara M., T. E. Yano, and H. Sato	南カリフォルニア地震センター年次総会 (オンライン)	令和2年9月10日	国外
日本列島における低地殻熱流量域での深い上盤プレート内の地震発生層下限(D90)の特徴 (口頭発表)	松原誠, ヤノトモコエリザベス, 佐藤比呂志	日本地震学会 2020 年秋季大会 (オンライン)	令和2年10月30日	国内
Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands from Sea of Japan to Pacific Ocean including NIED S-net, Hi-net (MOWLAS) data (ポスター発表)	Matsubara M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, and S. Kamiya	AGU Fall Meeting (オンライン)	令和2年12月16日	国外

(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) 8 ヶ年の成果

#### (a) 業務の成果

##### 1) 地震波速度構造の更新

防災科研 Hi-net の P 波、S 波の読取値と防災科研 F-net のモーメントテンソル解による深さを用いて、海域の地震を活用した三次元地震波速度構造が推定された (Matsubara et al., 2011<sup>1)</sup>; Matsubara et al., 2017<sup>2)</sup>)。さらに防災科研 S-net や DONET のデータ等を合わせて陸域から海域に至る継ぎ目のない三次元地震波速度構造を推定した (Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)。日本海においては反射法地震探査が実施され、エアガンの発振が多数なされている。これらの波は定常観測網においても記録されている。しかし、1 ショットの振動は振幅が小さく、波の到達時刻の読み取りは困難であるが、それらを 5 ~9 ショットを重合することにより S/N 比が向上し、波の到達時刻が読み取れるようになる。そこでエアガンの発振時刻リストを基に防災科研 Hi-net の連続波形データからエアガンの記録を切り出して重合し、読み取れるように処理するシステムを構築し、防災科研 Hi-net の震源決定で用いている読み取りシステムを改修して読み取れるシステムを構築し、速度構造解析に資するデータ生成を実施した。Matsubara et al. (2019)<sup>3)</sup> のデータに、エアガンからの波の到達時刻データを加えて地震波速度構造解析を行った。

解析領域は東経 120-148°、北緯 20-48° であり、32,952 個の地震からの 1,782,425 個の P 波、1,528,733 個の S 波の読取値を用いた。波線追跡法は Koketsu and Sekine (1998)<sup>4)</sup> のシュードベンディング法を用い、Zhao et al. (1982)<sup>5)</sup> のトモグラフィ法に観測点補正值とスムージングを導入した手法 (Matsubara et al., 2004<sup>6)</sup>; Matsubara et al., 2005<sup>7)</sup>; Matsubara et al., 2008<sup>8)</sup>) を用いた (Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)。さらに、能登半島から新潟県にかけての領域と山形県沖で実施された反射法探査によるエアガン 484 ショットからの 11,597 個の波の到達時刻データを加えて解析した (図 11)。初期速度構造は鶴川・他 (1984)<sup>9)</sup> を用いた。



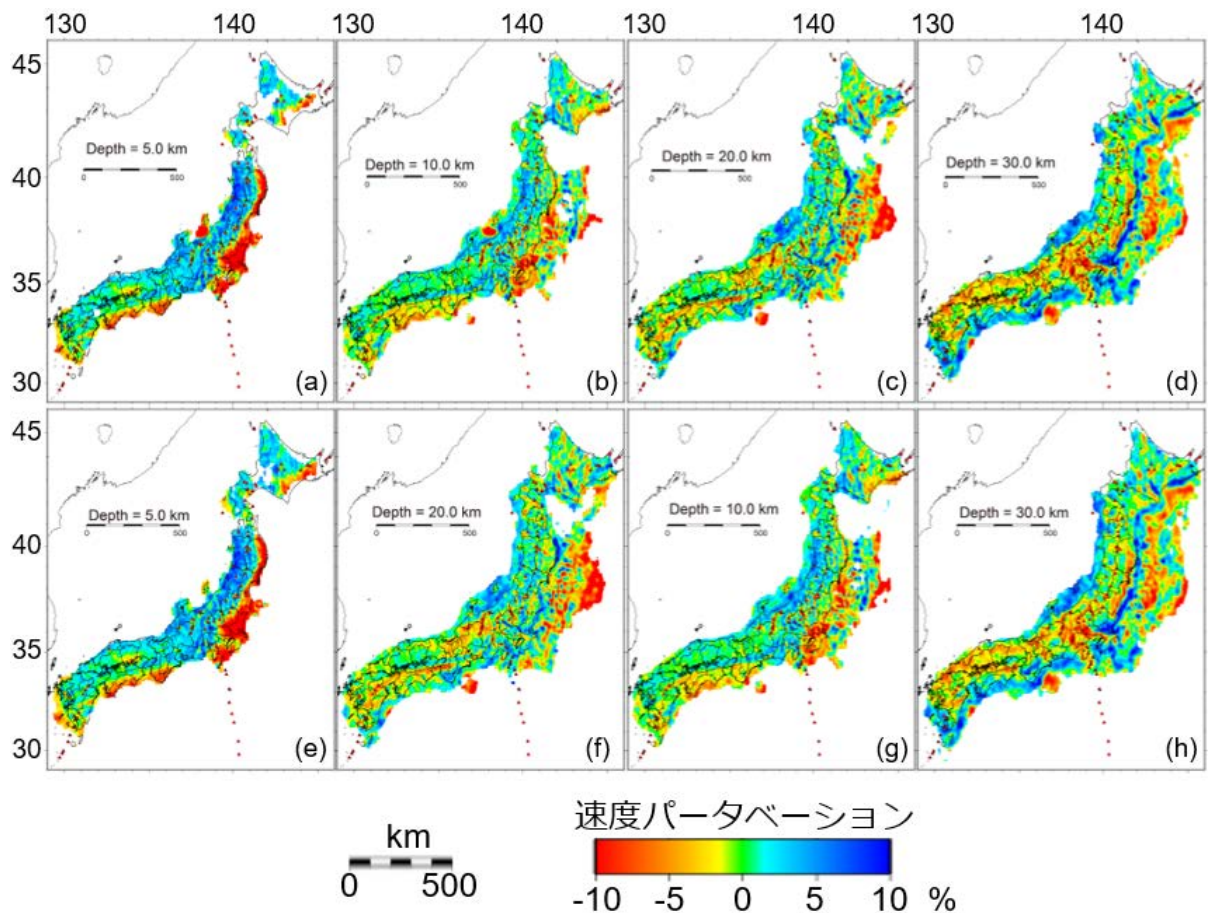


図 12 深さ 5～30 km の P 波速度パータベーション構造。(a)～(d)本解析による結果。(e)～(h) Matsubara et al. (2019)<sup>2)</sup> による結果。(a)・(e)深さ 5km、(b)・(f)深さ 10 km、(c)・(g)深さ 20 km、(d)・(h)深さ 30 km の結果。

## 2) 近年発生した日本海沿岸での大地震に関する地震発生層の厚さ

地震の最大規模を推定するために地震発生層の下限を求めているが、実際に近年に起きた大地震が地震発生層の下限よりも浅いところで起きているかどうかを検証する必要がある。そこで、日本海沿岸で起きた大地震について、本震前の地震活動から推定した地震発生層の下限と本震の震源、余震分布、地下の温度構造を推定した。

2005 年中越地震、2016 年鳥取県中部の地震、2016 年熊本地震について、本震前の地震活動から地震発生層の下限を算出した。また、地震地すべり域や余震分布、地下の温度構造等と比較した結果をそれぞれ図 13～15 に示す。2005 年中越地震および 2016 年鳥取県中部の地震では、本震は本震前の地震活動から推定した地震発生層の下限かそれより浅いところで発生している。熊本地震については本震前の地震活動から推定される D90 は南西で 14 km および北東で 10 km、北東端で 8 km であった。地震時すべり域から大きなすべり域は深さ 13 km 程度までであり、余震分布をみると深い方へ伸びているが、大地震の強振動を起こす断層破壊域の下限としては、D90 から推定される深さが妥当と考えられる。



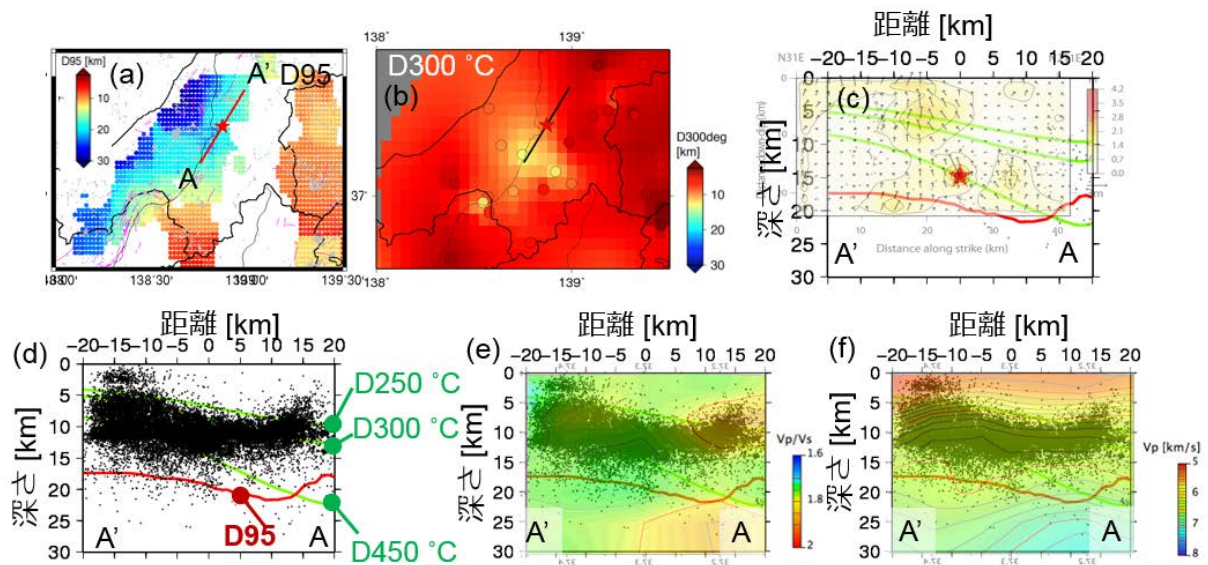


図 13 2005 年中越地震の地震発生層の下限、300°Cの深さ分布、および地震時滑り域や余震分布、三次元地震波速度構造との比較。(a)D90 の分布。A-A'は(c)~(f)の断面図の位置を示す。(b)D300°Cの分布。(c)地震地すべり域(Honda et al., 2005<sup>10</sup>)との比較。(d)余震分布との比較。(e)Vp/Vs との比較(Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)。(f)Vp(Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)との比較。

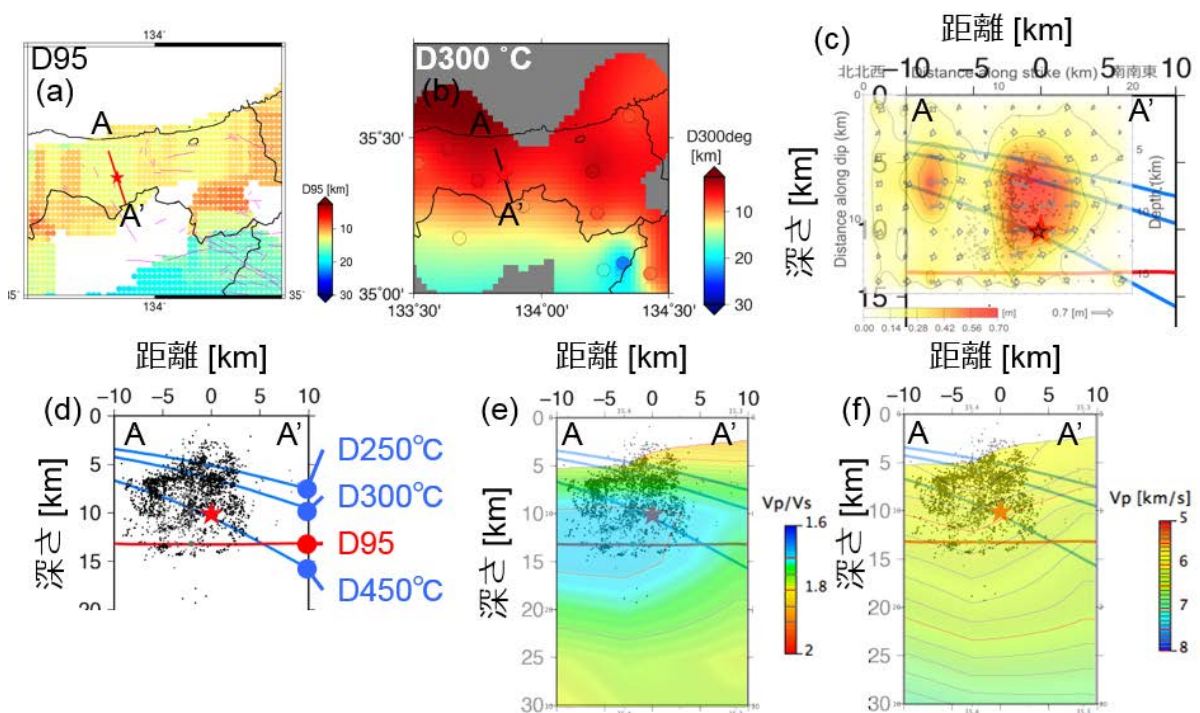


図 14 2016 年鳥取県中部の地震の地震発生層の下限、300°Cの深さ分布、および地震時滑り域や余震分布、三次元地震波速度構造との比較。(a)D90 の分布。A-A'は(c)~(f)の断面図の位置を示す。(b)D300°Cの分布。(c)地震地すべり域(Kubo et al., 2016<sup>11</sup>)との比較。(d)余震分布との比較。(e)Vp/Vs との比較(Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)。(f)Vp(Matsubara et al., 2019<sup>3)</sup>)との比較。



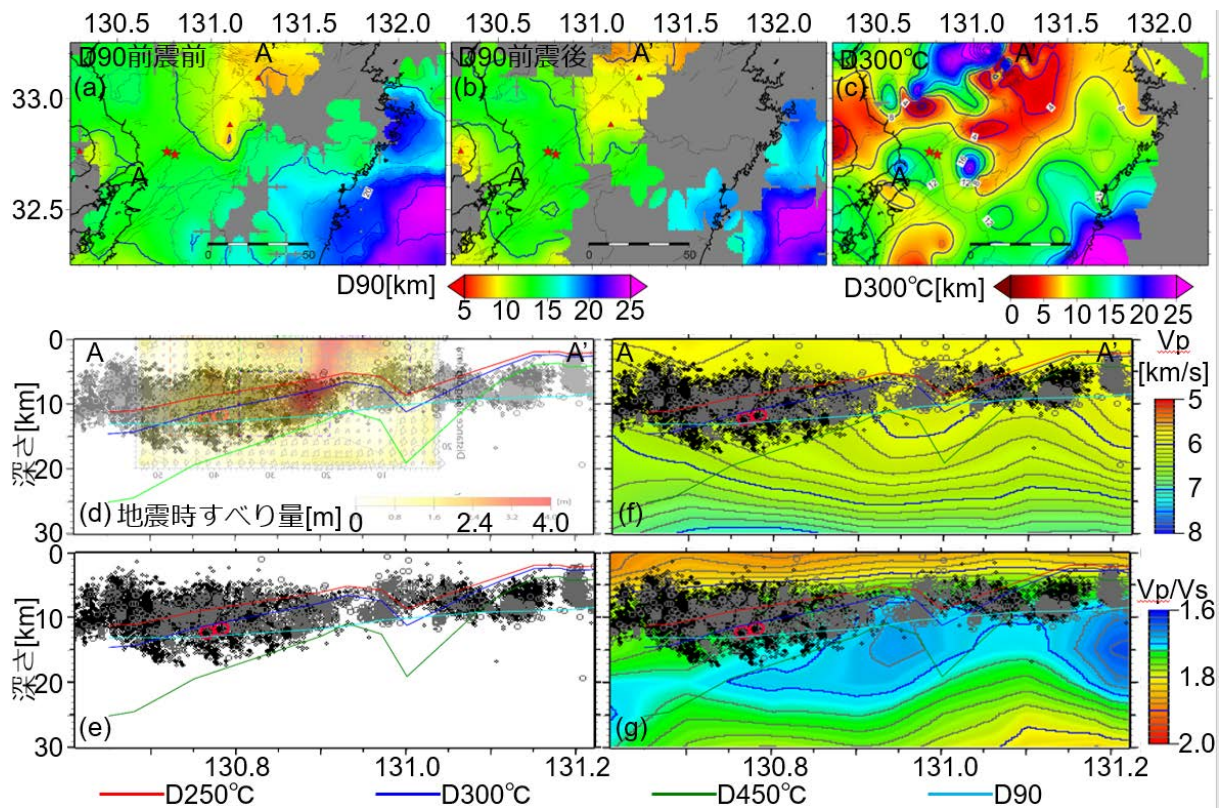


図 15 熊本地震の (a) 本震前の D90 (b) 本震後の D90 (c) D300 (d) 地震地すべり域 (Kubo et al., 2016<sup>12)</sup>) との比較 (e) P 波速度構造 (f)  $V_p/V_s$  (Matsubara et al., 2019)。

### 3) 地震発生層の下限・応力場の更新

活断層に起因する地震の最大地震の規模を推定するため、地震発生層の下限を推定する必要がある。三次元地震波速度構造の更新に伴い、地震発生層の下限と応力場を推定した。

2000年10月1日～2019年12月31日までの防災科研 Hi-net により決められた M1.5 以上の 1,058,505 個の地震について三次元地震波速度構造を用いて再決定した。774,214 個の地震が解像度のある領域に決定された。そのうち活断層に起因すると考えられる深さ 25 km 以浅の 261,522 個の震源カタログ (図 16) を用いて、日本海沿岸の地震発生層の下限を推定した。あるグリッドの周囲  $\pm 0.1^\circ$  や  $0.2^\circ$  四方の地震について、11 個以上の地震がある場合に、地表から 10% の地震が起きた深さを地震発生層の上限 (D10)、90% の地震が起きた深さを地震発生層の下限 (D90) を推定した。

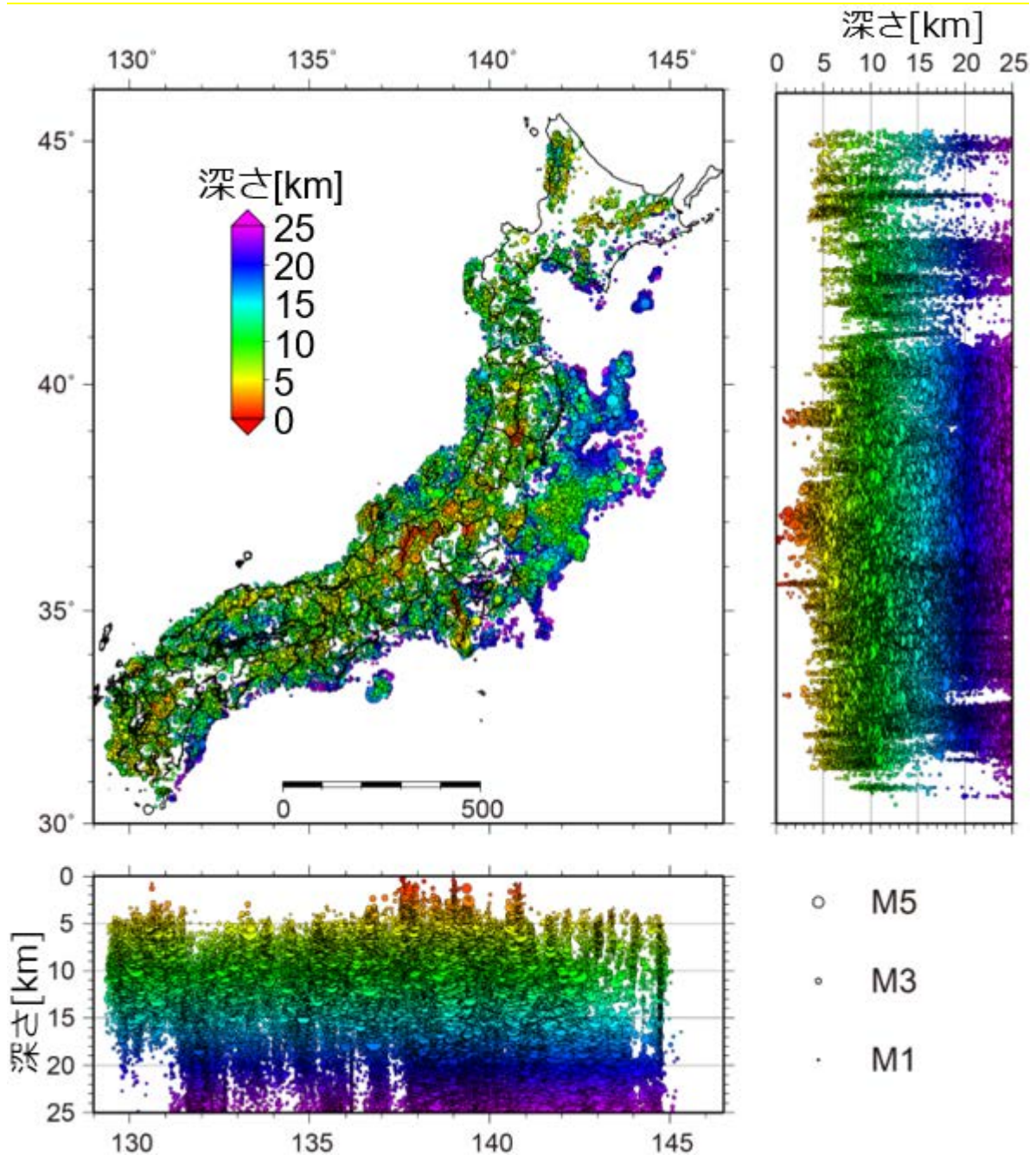


図 16 地震発生層の下限の推定に用いた震源分布

日本海沿岸の D90 を図 17 に示す。断層近傍の地震活動に着目する場合は $\pm 0.1^\circ$ の結果を、地域的な地震活動の下限に着目する場合は $\pm 0.2^\circ$ の結果をみる。D90 は北海道北部では深く 20 km 以深まで達する。東北地方の脊梁部では活火山の下で深いがそれ以外では 10 km 前後であり、日本海側は深さ 20 km まで達する。新潟県の本州と佐渡の間では 20 km 以深まで達するが、佐渡では 17 km 程度と浅くなる。能登半島以西では 12 km 前後とさらに浅くなる。近畿地方は全体として 12~16 km である。中国地方は日本海側では 10~16 km であり、東北日本と比べて非常に浅い。九州地方では活火山の下では 12 km 以浅だが、熊本地震の領域では 12~14 km 程度である。



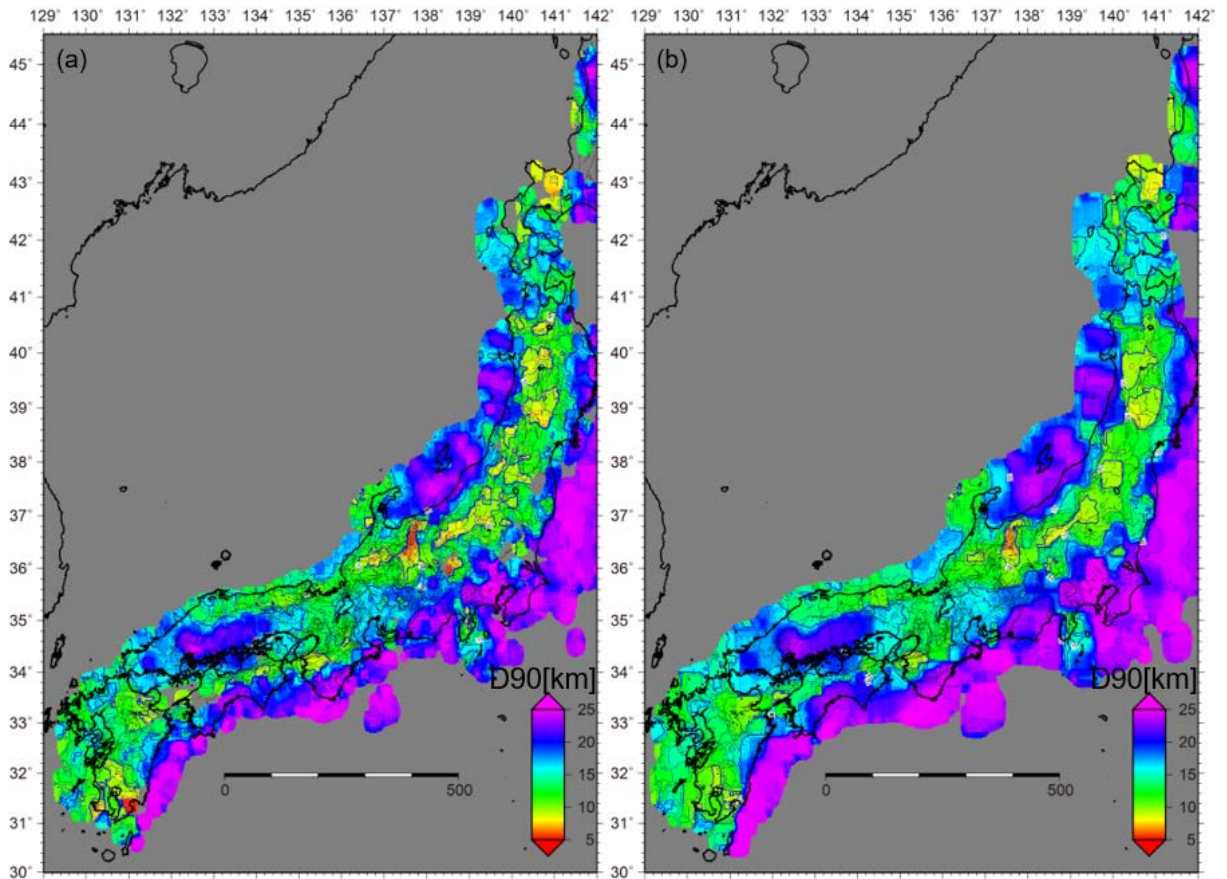


図 17 D90 の分布。(a)  $\pm 0.1^\circ$  および (b)  $\pm 0.2^\circ$  の領域の結果。

三次元地震波速度構造による波線を用いて決定した発震機構解に基づく P 軸と T 軸の分布を図 18 に示す。P 軸は東西が主であるが、T 軸は東北日本では鉛直に、西南日本では主に南北の傾向がある。

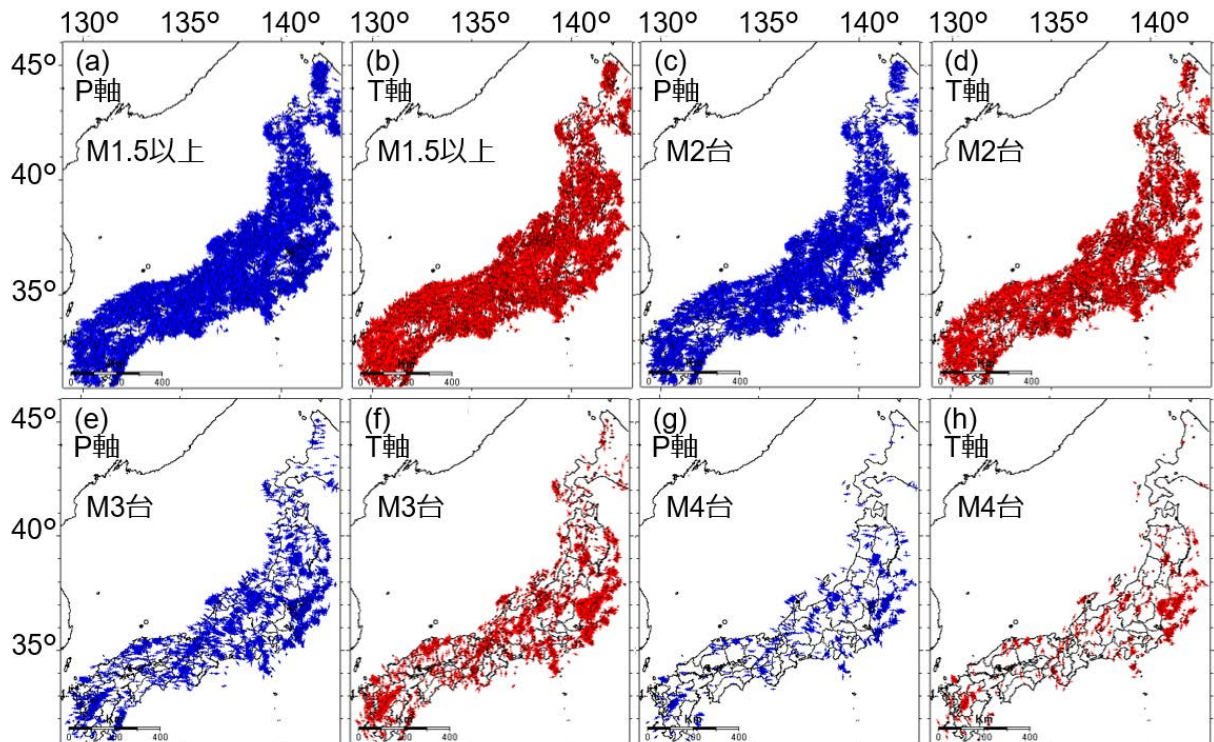


図 18 三次元地震波速度構造で再決定した発震機構解による P 軸や T 軸の分布

(b) 結論ならびに今後の課題

防災科研 Hi-net のデータベースにある 2015 年 12 月までのデータに加えて 2016 年 4 月以降の防災科研 S-net や DONET のデータ、さらに日本海沿岸で実施された反射法地震探査によるエアガンから波の到達時刻データを用いて三次元地震波速度構造を解析した。能登半島から新潟県にかけてと山形沖における海域浅部の低速度領域が明瞭となった。

三次元地震波速度構造が更新されたので、日本海側の地震について震源再決定を再度実施し、深さ 25 km 以浅の地震を用いて地震発生層の下限 (D90) を更新した。日本海沿岸では東北日本では深さ 20 km 以深まで達するが、西南日本では 10~12 km 程度と浅い。新潟県の本州と佐渡の間においては、海域浅部構造の改善により震源は浅く決めなおされたが、さらに深い地震もあるため深さ 25 km 以浅の地震から推定した D90 は若干浅くなる程度であった。応力場の圧縮軸は東西方向であるが、伸長場は東北日本では南北、西南日本では東西の傾向が強い。

日本海沿岸ではひずみ集中帯プロジェクトや日本海地震津波調査プロジェクトによるエアガン探査が実施されてきた。エアガンのデータは震央距離 150 km 程度まで読み取りが可能な場合もあることが分かった。本解析では一部のデータを活用するにとどまったが、残りのデータについても活用することにより、海域浅部の構造の高度化と D90 の更新が期待される。

(c) 引用文献

- 1) 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.
- 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, *Journal of Disaster Research*, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844, 2017.
  - 3) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N., Suzuki, K. and Kamiya, S.: Seismic velocity structure in and around the Japanese Island src derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Seismic Waves - Probing Earth System*, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
  - 4) Koketsu K. and Sekine S.: Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities, *Geophys. J. Int.*, 132, 339-346, 1998.
  - 5) Zhao, D., Hasegawa, A., and Horiuchi, S.: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res. Vol.97*, pp. 19,909-19,928, 1992.
  - 6) 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.
  - 7) Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K., and K., Kasahara,: 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.
  - 8) Matsubara, M., Obara K., and Kasahara, K.: 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.
  - 9) 鶴川元雄, 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.
  - 10) Honda, R., Aoi, S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T., and Fujiwara, H.: Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 57, 527-532, 2005.
  - 11) Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S., and Sekiguchi, H.: Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake (M<sub>JMA</sub> 6.6) inferred from strong motion waveforms, *Earth Planets Space*, 69:127, doi:10.1186/s40623-017-0714-3, 2017.
  - 12) Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi,: Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth, Planets and Space*, 68:161, DOI 10.1186/s40623-016-0536-8, 2016.

