

3. 1. 1. 3 首都圏を含む関東広域の地震発生過程の解明

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

MeSO-net データと防災科学技術研究所 高感度地震観測網 (Hi-net) 等の既存データを統合して、関東広域のプレート構造と地震活動の関係を解明する。統合データを蓄積して、データベースを構築し、MeSO-net 開始以前を含む長期・広域の地震活動を解明する。

(b) 平成 28 年度業務目的

- 1) 国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網 (MeSO-net) の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網 (Hi-net) をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続する。
- 2) 統合データベースを元に、高精度震源・メカニズム解推定結果による地震クラスターの分類および地震波形解析によるプレート構造推定にもとづき首都圏における長期・広域の地震活動を解明するため、自然地震の後続位相解析および3次元的な減衰構造解明を解析し、地震活動との関連性を明らかにする。
- 3) 3. 1. 1. 1 にこれまでの研究成果を提供し、3. 1. 1. 1 の4) の研究成果取りまとめに協力する。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	木村 尚紀	kimura@bosai.go.jp
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	総括主任研究員	関口 渉次	
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	センター長	青井 真	
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	副部門長	汐見 勝彦	
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	浅野 陽一	
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	松原 誠	
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	松澤 孝紀	

(2) 平成 28 年度の成果

(a) 業務の要約

- 1) 国立大学法人東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網 (MeSO-net) の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人防災科学技術研究所高感度地震観測網 (Hi-net) をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続した。
- 2) 統合データベースを元に、高精度震源・メカニズム解推定結果による地震クラスターの分類および地震波形解析によるプレート構造推定にもとづき首都圏における長

期・広域の地震活動を解明するため、自然地震の後続位相解析および3次元的な減衰構造解明を解析し、地震活動との関連性を明らかにした。

3) 3. 1. 1. 1にこれまでの研究成果を提供し、3. 1. 1. 1の4)の研究成果取りまとめに協力した。

(b) 業務の成果

1) 統合処理による地震波形統合データベースの構築・保管

国立大学法人 東京大学地震研究所の「データ収集・処理・公開センター」で収集された首都圏地震観測網 (MeSO-net) の自然地震観測データを受信し、首都圏内における国立研究開発法人 防災科学技術研究所(以下、防災科研とする)高感度地震観測網 (Hi-net) をはじめとした既存の地震観測データとの統合処理を引き続き行い、地震波形統合データベースの構築・保管を継続した。

昨年度に、「データ収集・処理・公開センター」と防災科研を結ぶデータ受信経路を国立情報学研究所の運営する次期学術情報ネットワーク (SINET5) の L2VPLS に変更した。変更後の受信状況を監視し、データ受信に問題のないことを確認した。

2) 統合データベースを用いた長期・広域の地震活動の解明

統合データベースを元に、自然地震の後続位相および3次元的な減衰構造を解析し、地震活動との関連性を明らかにした。後続位相の解析によりプレート境界の形状・性状を解明し、減衰構造解明により揺れの強さを推定し震度予測への貢献が期待できる。

課題「首都圏主部での地震発生過程の解明」が首都圏主部のプレート沈み込み帯を、「首都圏南西部での地震発生過程の解明」が首都圏南西部のプレート衝突域を主な研究対象としているのに対し、本課題は首都圏を含む関東広域を対象としており、また、時間的にもMeSO-net 開始以前を含む長期間を対象としている。異なる時空間スケールを解析対象とすることで、あるいは異なる手法を用いることで、相互に補完し信頼性を向上できると期待される。

a) 自然地震の後続位相解析

i) はじめに

関東地方では相模トラフからフィリピン海プレートが沈み込み、その下に日本海溝から沈み込む太平洋プレートが存在し、複雑な構造となっている。これらのプレートと日本島弧とが相互作用することで、地震活動は複雑で活発である。広域のプレート構造と地震活動の関係を解明するために、詳細な地下構造を明らかにすることは重要である。震源から放射された地震波は、地下構造の影響を受けながら観測点まで到達する。伝播経路に速度不連続が存在する場合、反射波や変換波が生成され、後続位相として観測される。このため、自然地震の後続位相は地下の速度構造について有用な情報を与えてくれる。前年度までに、房総半島の地震に見られる後続位相の解析を行った。速度構造と変換点の関係を検討するとともに、他の領域でも解析を行うことが課題としてあげられた。そこで、今年度は、茨城県南西部から千葉県北西部を対象として後続位相を解析した。

ii) データ

解析には、二重走時差トモグラフィ法 (Double-difference tomography; Zhang and Thurber, 2003)¹⁾により、MeSO-net の読取り値を含めて、再決定された地震(Nakagawa et al., 2010)²⁾のうち、フィリピン海プレート上面より深く、茨城県南西部から千葉県北西部で発生した地震を対象とした。

地震波形データは、統合データベースに格納された MeSO-net および防災科研 Hi-net のデータを用いた。後続位相の確認方法は、基本的に前年度までと同じである。すなわち、変換波を連続して追跡できるよう、MeSO-net の測線毎、あるいは近接した観測点が隣り合うように波形トレースを図示し、目視にて確認した。解析に使用する帯域を検討したところ、1-4Hz で高周波のノイズが低減され位相を明瞭に確認できたため、オフセットを除去した後、1-4Hz のバンドパスフィルターを作用させた。P 波と S 波の間に、明瞭な位相が見られ、近接したある程度の範囲の観測点で、連続して追跡できる場合に、変換波ありとした。その際に、課題「首都圏主部での地震発生過程の解明」で取得された P 波および S 波の読み取り値を活用した。このようにして、「変換波あり」と判定された地震について、観測点毎に 3 成分波形を表示して変換波の到達時刻を読み取った。S 波の直前には堆積層基盤からの変換波が到達することが分かっているため、S 波より 3 秒以上早く到達し、複数の観測点で連続して明瞭に追跡できる位相を対象とした。

入間・銚子測線の、埼玉県から千葉県北西部における観測点(図 1、P.44)について、上下動成分の地震波形を東から西に並べて示す(図 2、P.45)。12-17 秒の間に、明瞭な位相が連続して確認できる。これを位相 X とする。3 成分の地震波形および粒子軌跡を図 3(P.46)に示す。位相 X は上下動成分に卓越するため、SP 変換波の可能性が考えられる。直達 P 波、直達 S 波、および位相 X の走時を図 4(P.46)に示す。いずれの位相もばらつきが大きい、関東平野を覆う堆積層の厚さが場所によって大きく異なり、これによって到達走時の遅れが観測点毎に大きく異なるためと考えられる。ばらつきは大きい、おおよその傾向として、位相 X は直達 P 波と S 波の中間的な見かけ速度を持つことが分かる。

位相 X が SP 変換波とした場合、変換面の候補として、フィリピン海プレートの上面があげられる。対象とした地震は、フィリピン海プレート内部から、太平洋プレート上面、および太平洋プレート内部で発生した地震のため、変換面は震源より上に位置することになる。この場合、直達 P 波と SP 変換波との走時差は、震源が深くなるに連れて増加する。そこで、震央が近く、深さの異なる地震の波形を確認した(図 1、P.44 と図 5、P.47)。これより、震源深さとともに、直達 P 波と位相 X との走時差が増加する傾向が確認できる。また、震央のやや異なる地震の波形をあわせて示した(図 1、P.44 と図 5、P.47 の地震 H2)。この地震でも、位相 X が明瞭に確認できる。以上のように、様々な深さ範囲、領域で位相 X が確認された。

以上の結果より、位相 X は SP 変換波と考えられる。変換面の候補として、前述のようにフィリピン海プレート上面があげられる。そこで、位相 X をフィリピン海プレート上面において、S 波から P 波に変換された地震波として、走時の観測値と理論値を比較した。

変換波の走時を比較する際は、直達 P 波と SP 変換波との走時差を用いた。どちらの波も、変換面から観測点までは P 波として伝播するため、両者の走時差をとることで、観測

点直下の構造の影響は相殺され、表層の堆積層の影響を取り除くことができると期待される。なお、観測データには、ノイズレベルおよび変換波の振幅によって、読取り品質の異なるデータが混在する。対象とする地震波の SN 比が読取り精度を反映すると考え、SN 比を参考情報として考慮することとした。

iii) 手法

理論走時の計算は、前年度と同じく Zelt and Barton (1998)³⁾ による差分法走時計算プログラム Program package for First Arrival Seismic Tomography (FAST) を用いた。差分法走時計算では、計算領域を等間隔のグリッドで表現し、アイコナル方程式を有限差分法により解くことで初動走時を計算する (Vidale, 1990)⁴⁾。震源より順次拡大する地震波面に沿って、屈折波あるいは回折波も考慮しつつ走時計算を行うことで、すべての領域で初動走時が求められる。このため、変換面で地震波速度が大きく変化する変換波を扱う場合にも、安定して走時が計算できる。波線は、観測点より震源方向に、走時の勾配の最も急な方向を追跡していくことで得られる (Vidale, 1988)⁵⁾。

走時計算には地震波速度構造モデルが必要である。これは、以下のようにして作成した。茨城県南西部では、フィリピン海プレートの上面境界の深さは 40-60 km になる。プレート境界が深さ 20-30 km より浅く位置する房総半島沖と異なり、茨城県南西部ではプレート境界が深いため、深部構造探査でプレート境界まで十分イメージングされていない。このため、深部構造探査の解析結果を取り込むことは、現時点では不可能である。そこで、統合データベースを用いて推定された地震波速度構造モデルを取り込むこととした。MeSO-net の稠密な観測点分布をいかして、MeSO-net の読取り値を用いることで、二重走時差トモグラフィ法 (Zhang and Thurber, 2003)¹⁾ により、これまでにない詳細な速度構造が推定されている (Nakagawa et al., 2010)²⁾。MeSO-net 観測網の端に位置する房総半島沖と異なり、対象領域は観測網の中央に近いので、速度構造は精度良く推定されていると期待される。関東平野は厚い未固結堆積物層に覆われ、厚さは最大で約 4 km に達する。地表付近のノードは、深さ 0 km の次は深さ 10 km であるため、表層の堆積層をイメージングするには解像度が十分ではない。そこで、「地震ハザードステーション」(Japan Seismic Hazard Information Station, J-SHIS) Ver.2 による深部地盤構造モデル (藤原ほか、2012)⁶⁾ を取り込んだ。VSP 法あるいは PS 検層によって推定された P 波速度と岩相との対比 (林ほか、2006)⁷⁾ によれば、深成岩あるいは変成岩により構成される基盤岩はおよそ $V_p = 5.0 \text{ km/s}$ 前後の値を示す。このため、速度構造モデルの浅部を J-SHIS による $V_p = 3.8 \text{ km/s}$ 以下の層で置き換えた。

茨城県南西部および千葉県北西部を含む領域を、グリッドサイズ 0.2 km でモデル化した。モデル領域は図 6 (P.48) および表 1 の通りである。変換波の走時は、変換面より浅い領域の速度構造を変換後の地震波の速度で置き換えて計算した。変換面の形状は、首都直下プロジェクトで明らかとなったフィリピン海プレート上面の形状モデル (平田, 2012)⁸⁾ を使用した。具体的には、東経 140.1° の経線に沿って形状を読取り、東西方向には形状が同一の二次元モデルとして取り込んだ。

二重走時差トモグラフィ法では、速度構造は三次元のノードで表現され、地震波速度はトリリニア補間 (trilinear interpolation) により補間される (Zhang and Thurber, 2003)¹⁾。

Nakagawa et al. (2010)²⁾による速度構造は、ノードの間隔が 5-10 km であるため、トリニア補間により各グリッドにおける速度値を得た。

表 1 理論走時計算のためのモデル領域。原点は 140.1°/35.7°。

	東西	南北	深さ	合計
範囲 (km)	-85.0 - 60.0	-60.0 - 65.0	-5.0 - 100.0	1.903 X 10 ⁶ km ³
グリッド数	726	626	526	239,054,376

iv) 結果

観測走時差と理論走時差の残差を、図 7(P.48)に示す。フィリピン海プレート形状モデルを読み取った東経 140.1°の周辺について示した。この領域で、残差はほぼ0である。このことは、フィリピン海プレート形状モデルが示す変換面で、S波からP波に変換されたとして、観測された走時差がよく再現できることを示している。

変換点と速度構造の関係を見るため、この領域の南北断面を図8(P.49)に示す。白丸で示した変換点の下には低速度層が存在し、沈み込むフィリピン海プレートの地殻に相当すると考えられる。低速度層は、Vsで特に明瞭である。変換点の上では、Vp = 7.5 km/s、Vs = 4.1 km/s を越える地震波速度が推定され、マントルウェッジに相当すると考えられる。変換点は、フィリピン海プレートの地殻とマントルウェッジが接する領域に分布し、速度コントラストが大きいため、効率的に地震波が変換されたと考えられる。

フィリピン海プレートの形状モデルは、速度の不連続、低角逆断層型地震、および繰り返し小地震が共通して存在するところをプレート境界と見なして設定されている(平田、2012)⁸⁾。さらに、フィリピン海プレートが厚さ約 8 km の地殻を伴ったまま沈み込んでいると考え、プレート境界面下約 8 km の部分の速度不連続面をモホ面とし、その上 8 km にプレート上面が存在するとみなしている。一方、速度不連続が見られないところや地震活動のないところでも、周辺と連続的につながるような面を考え、プレート境界面の等深線が推定されている。図 7(P.48)に示した千葉県北西部は、プレート境界付近の低角逆断層型地震および繰り返し小地震は発生しない領域に相当する。また、前述したように速度構造推定の際のノード間隔は 5-10 km 以上であるため、解像度は十分ではない。今回、後続位相の解析により、これまでとは独立なデータとして、速度不連続の位置を特定することができた。

これまで、フィリピン海プレート上面は、浅部は深部構造探査により、精度良くイメージングされてきた(Sato et al., 2005; 武田ほか, 2007; Kimura et al., 2009, 2010)⁹⁻¹²⁾。深部では、低角逆断層型地震および繰り返し小地震等により、プレート上面が特定されている(Kimura et al., 2006; 平田、2012)^{13,8)}。その間の領域のプレート形状を、これまでとは独立なデータとして特定することにより、フィリピン海プレートの構造を連続して追跡することが可能となり、地震活動との関連性を明らかにすることが出来た。

b) 3次元的な減衰構造解明

i) はじめに

地震波の減衰構造は、周波数に応じて異なることが知られている。t*を用いた研究では、周波数に依らない減衰構造を推定することになるが（H25 報告書）、本研究では、周波数に応じた最大振幅を用いることで、周波数に応じた減衰構造を推定する。

ii) 手法

防災科研 Hi-net と MeSO-net で得られた地震波形データの速度波形に対する最大振幅を用いる。速度波形については、物理値に変換する。MeSO-net の加速度波形については、物理値に変換し、積分して速度波形に変換した上で解析に用いる。代表的な周波数として、2Hz, 5Hz, 10Hz の波に対する減衰構造を推定する。そのため、それぞれ 1-3, 3-7, 7-15Hz のバンドパスフィルターを波形に作用させ、その上で P 波の初動から 2 秒以内の最大振幅をデータとした。地震の規模であるマグニチュードによって、震源における破壊過程なども異なるため、地震の規模についても 0.5 毎に区切った。

防災科研 Hi-net については、2000 年 10 月から 2012 年 12 月までの地震のデータから、最大振幅を取得した。MeSO-net については、2008～2009 年のデータを主として用いた。M2.5～M2.9 の地震の震源分布を図 9(P.50)に示す。関東地域の広域データに加えて、MeSO-net 周辺の地震を解析に用いたことが分かる。地震の総数は 9777 個である。グリッド間隔は水平方向に 0.2 度、深さ方向に 5 km ごとに設定した。手法は、Zhao et al. (1992)¹⁴⁾の地震波速度トモグラフィ法の手法にスムージングを導入した手法 (Matsubara et al., 2004; 2005; 2008)¹⁵⁻¹⁷⁾について、パラメーターを地震波のスローネスから非弾性常数の逆数 Q^{-1} とし、データを到達時刻（走時）から最大振幅値にすることにより (Matsubara, 2011)¹⁸⁾、周波数に応じた減衰構造を推定した。スムージングを導入しているため、分解能はグリッド間隔の 2 倍である。すなわち、水平方向に 0.4 度(約 40 km)、深さ方向に 10 km である。

iii) 結果

周波数 2Hz, 5Hz, 10Hz の深さ 20～60 km の減衰構造を図 10～12(P.51-53)に示す。

関東地域では、深さ 30 km に北緯 35.5～36 度において、東西に延びる顕著な低速度領域が存在する。2Hz では、この領域での減衰はそれほど大きくないが、周波数が高くなるにつれて、この領域の減衰が大きくなることが分かる。

深さ 40 km においては、周波数 5Hz や 10Hz では、銚子付近の下において減衰が小さくなっている。この付近は、太平洋プレートが沈み込んでおり、減衰しにくい特徴を示していると考えられる。

深さ 60 km では、房総半島西部は沈み込む太平洋プレートを反映して減衰の度合いが小さいが、東部では減衰が大きくなっている。沈み込む太平洋プレート内の構造を示していると考えられる。

3) 研究成果取りまとめへの協力

3. 1. 1. 1 にこれまでの研究成果を提供し、3. 1. 1. 1 の 4) の研究成果取りまとめに協力した。

(c) 結論ならびに今後の課題

茨城県南西部から千葉県北西部で発生する地震の後続位相を調査し、直達 P 波と S 波の間に、上下動成分に卓越する位相を、複数の MeSO-net 観測点で連続してを見出した。直達 P 波と後続位相の走時差について、理論値と比較し、フィリピン海プレート上面で S 波から P 波に変換した波として、ほぼ説明できることを示した。また、関東地方の防災科研 Hi-net および MeSO-net の最大振幅データを使用し、周波数に応じた減衰構造を推定した。沈み込む太平洋プレートの影響と思われる、減衰構造の地域性を明らかにした。

(d) 引用文献

- 1) Zhang, H. and Thurber, C.: Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 93, pp. 1875-1889, 2003.
- 2) Nakagawa, S., Kato A., Sakai S., Nanjo K., Panayotopoulos Y., Kurashimo E., Obara K., Kasahara K, Aketagawa T., Kimura H. and Hirata N.: Heterogeneous Structure and Seismicity beneath the Tokyo Metropolitan Area, Abstract S41A-2004 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec, 2010.
- 3) Zelt, C. A. and Barton, P. J.: 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 7187-7210, 1998.
- 4) Vidale, J.: Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions, *GEOPHYSICS*, Vol. 55, pp. 521-526, 1990.
- 5) Vidale, J.: FINITE-DIFFERENCE CALCULATION OF TRAVEL TIMES, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 78, pp. 2062-2076, 1988.
- 6) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 東宏樹, 大井昌弘, はお憲生, 長谷川信介, 前田宜浩, 岩城麻子, 若松加寿江, 井元政二郎, 奥村俊彦, 松山尚典, 成田章: 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料 第 379 号, 2012.
- 7) 林広樹, 笠原敬司, 木村尚紀: 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類, 地質学雑誌, Vol. 112, pp. 2-13, 2006.
- 8) 平田直: 地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査, 文部科学省委託研究首都直下地震防災・減災特別プロジェクト総括成果報告書, pp.7-14, 2012.
- 9) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., and Harder, S.: Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, Vol.309, pp.462-464, 2005.
- 10) 武田哲也・笠原敬司・木村尚紀: 相模トラフ周辺域におけるフィリピン海プレート等深度曲線マップの作成, 月刊地球, 57, 115-123, 2007.
- 11) Kimura, H., Kasahara, K. and Takeda, T.: Subduction process of the Philippine Sea Plate off the Kanto district, central Japan, as revealed by plate structure and repeating earthquakes, *Tectonophysics*, Vol. 472, pp. 18-27,

doi:10.1016/j.tecto.2008.05.012, 2009.

- 12) Kimura, H., Takeda, T., Obara, K. and Kasahara, K.: Seismic Evidence for Active Underplating Below the Megathrust Earthquake Zone in Japan, *Science*, Vol. 329, No. 5988, pp. 210-212, doi:10.1126/science.1187115, 2010.
- 13) Kimura, H., Kasahara, K., Igarashi, T., and Hirata, N.: Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interplate aseismic slips. *Tectonophysics*, Vol.417, pp.101–118, 2006.
- 14) Zhao, D., Horiuchi, S., Hasegawa, A.: Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands. *Tectonophysics* 212, 289-301, 1992.
- 15) 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, 2004.
- 16) 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, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110, B12304-doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- 17) 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.
- 18) Matsubara, M.: Low-Q structure related to partially saturated pores within the reservoir beneath The Geysers area in the northern California, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, S41A-2172, 2011.

(e) 学会等発表実績

なし

(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

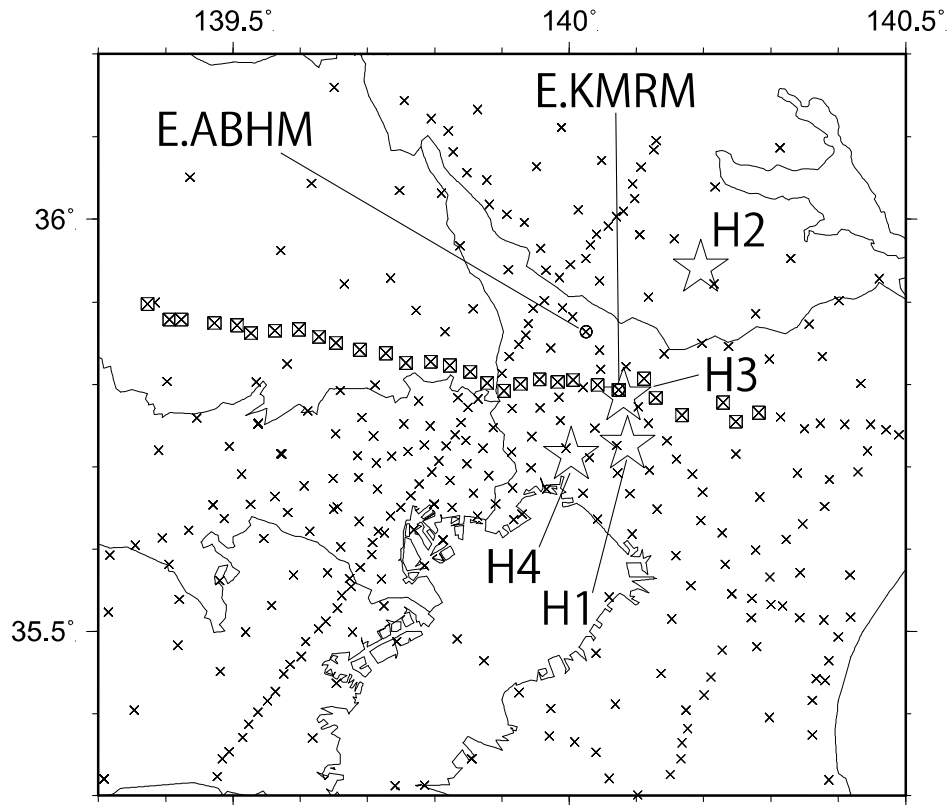


図 1 対象領域の震央および観測点の分布。×印は、MeSO-net および防災科研 Hi-net 観測点を、星印は震央位置を表す。

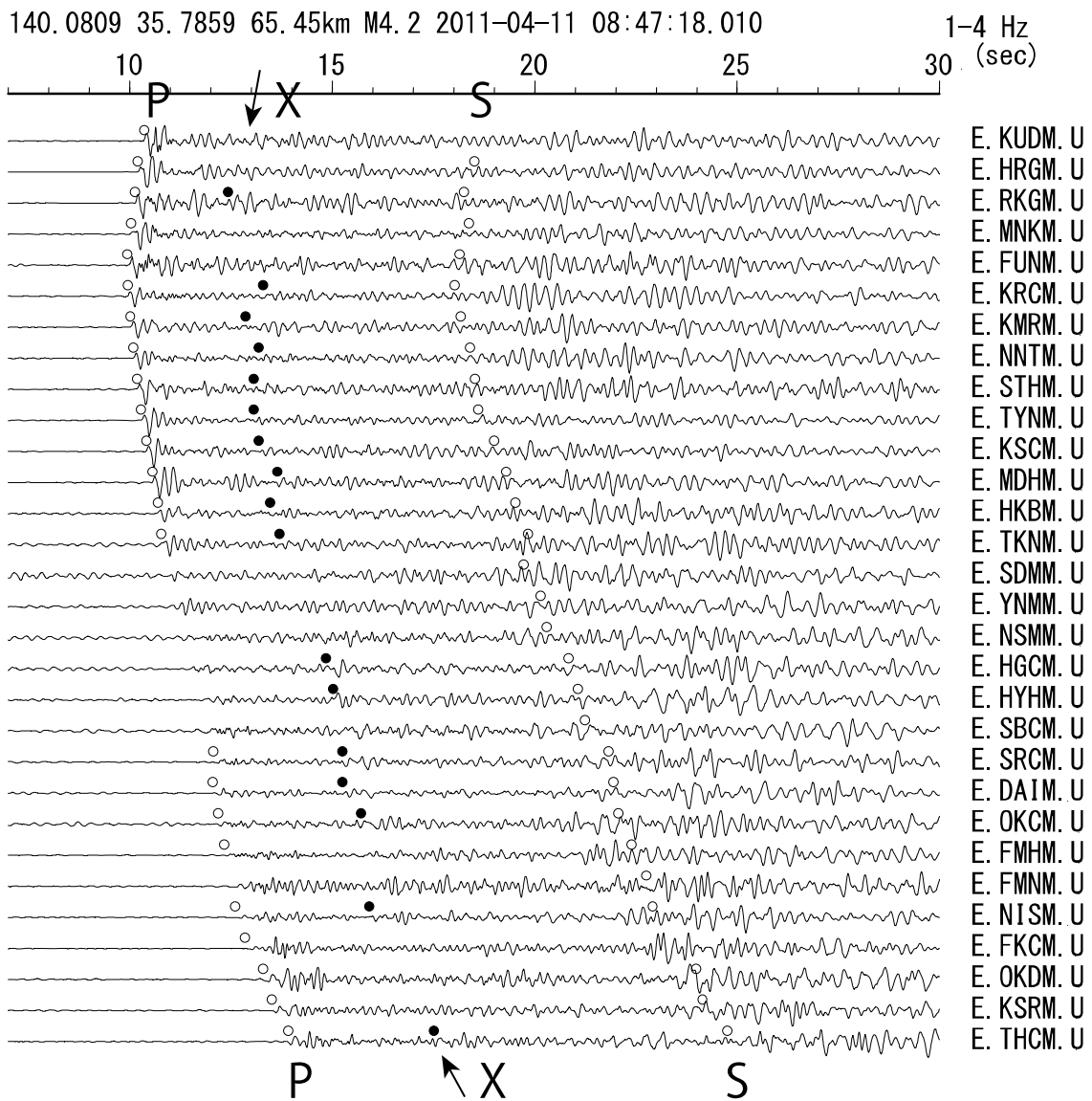


図2 MeSO-netで観測された地震波形例。上下動成分に1-4 Hzのバンドパスフィルターを作用させた波形を、観測点毎に最大振幅で正規化して示す。震央(H3)および観測点位置は図1(P.44)に示す。白丸は直達P波およびS波の、黒丸は位相Xの読み取り結果を表す。

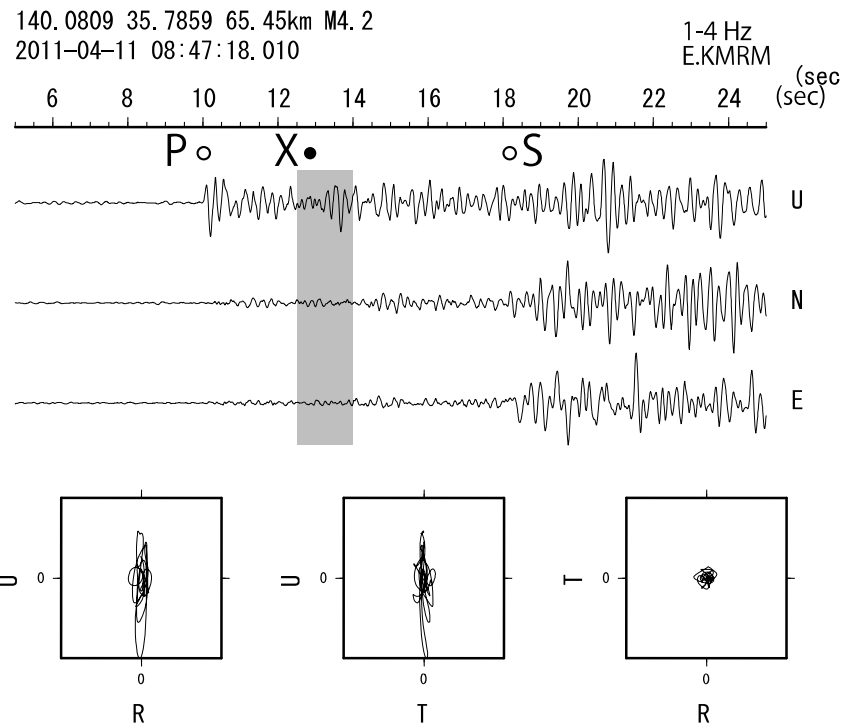


図 3 千葉県 小室小学校観測点(E.KMRM)における 3 成分地震波形および位相 X の粒子軌跡。地震波形は、1-4Hz のバンドパスフィルターを作用させた後、成分毎に最大振幅で正規化して示す。白丸は直達 P 波および S 波の、黒丸は位相 X の読み取り結果を、灰色矩形は粒子軌跡を図示した時刻範囲を表す。震央(H3)および観測点位置は図 1(P.XX)に示す。

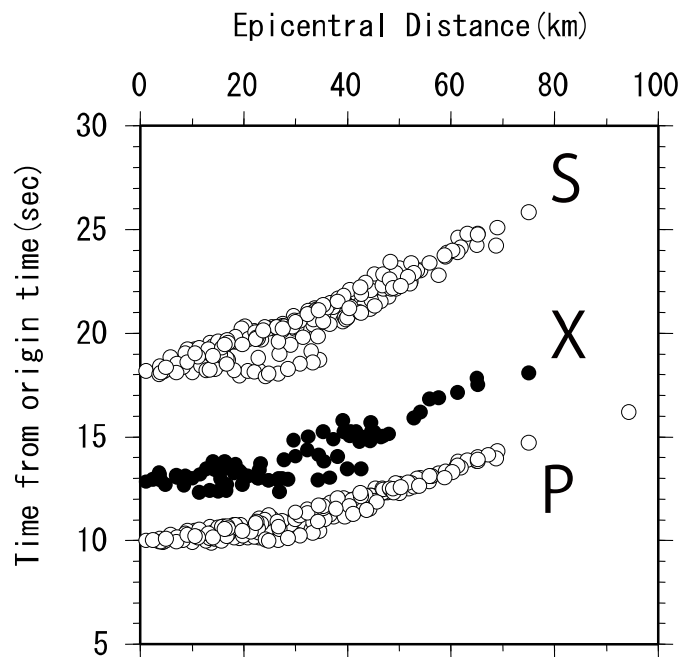


図 4 MeSO-net 観測点における震央距離と到達走時の関係を示す。震央位置は図 1(P.XX)に示す(H3)。

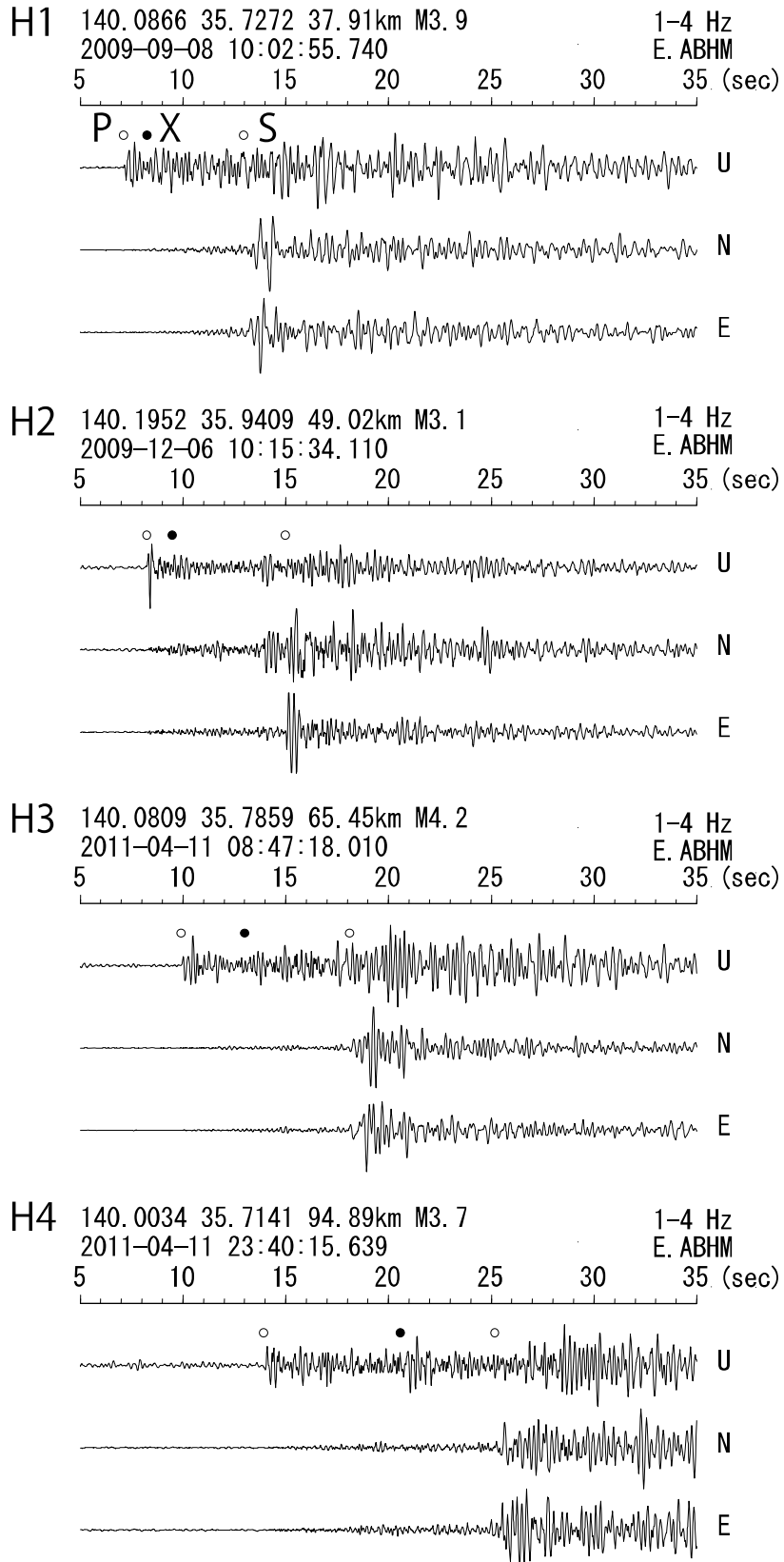


図5 千葉県 我孫子高校観測点(E.ABHM)における、震源深さ毎の地震波形。図の見方は図3(P.46)と同じ。震央および観測点位置は図1(P.44)に示す。

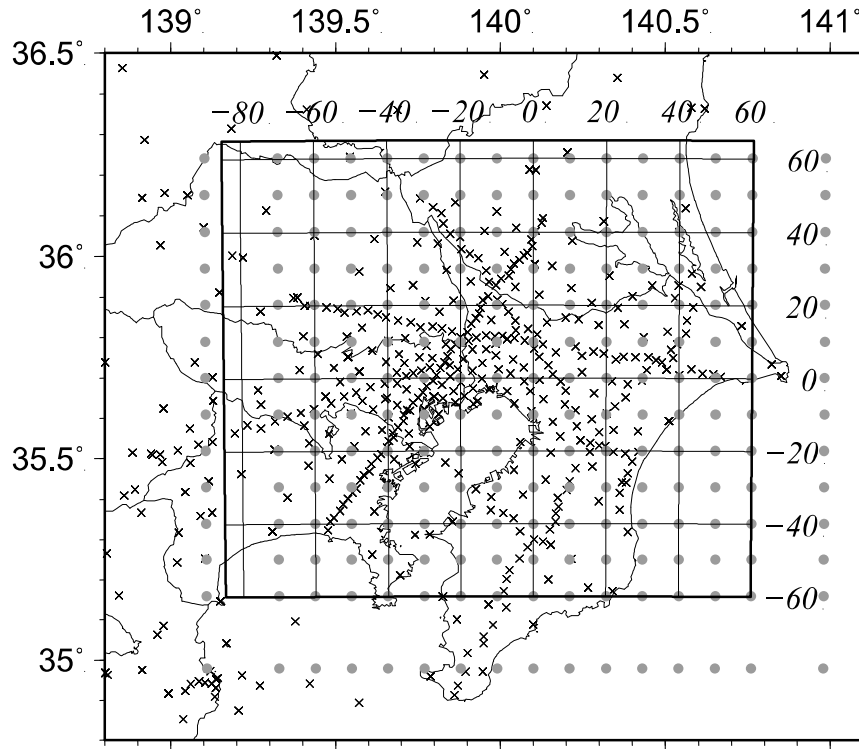


図 6 理論走時計算の解析対象領域。×は MeSO-net および防災科研 Hi-net 観測点を、灰丸 は Nakagawa et al. (2010)²⁾によるノードの位置を示す。

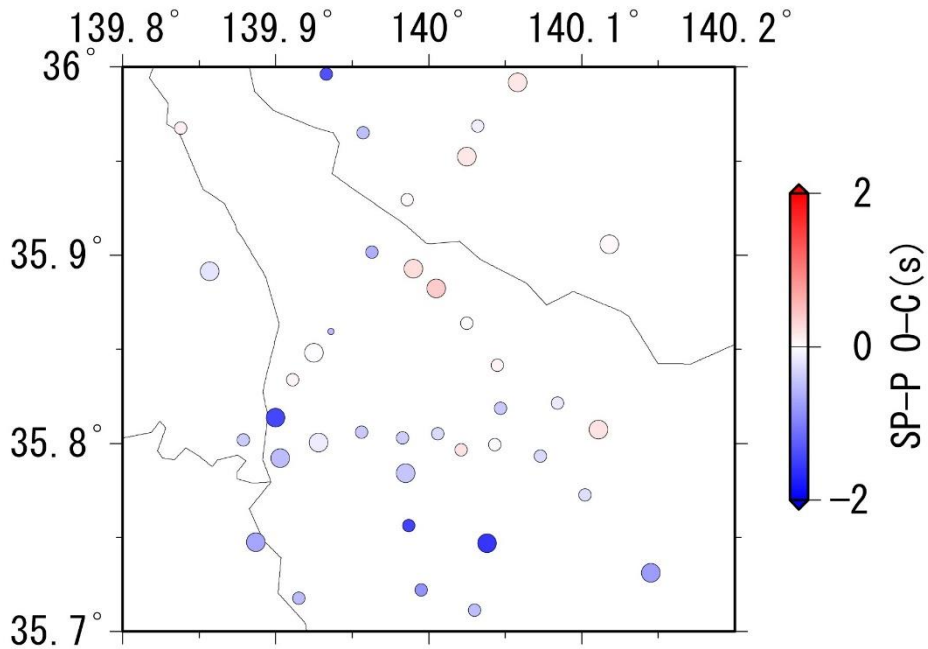


図 7 位相 X と直達 P 波の走時差について、観測値と理論値の差(O-C)を、対応する観測点位置に示す。シンボルサイズは位相 X の SN 比を表し、サイズが大きいほど SN 比が大きい。

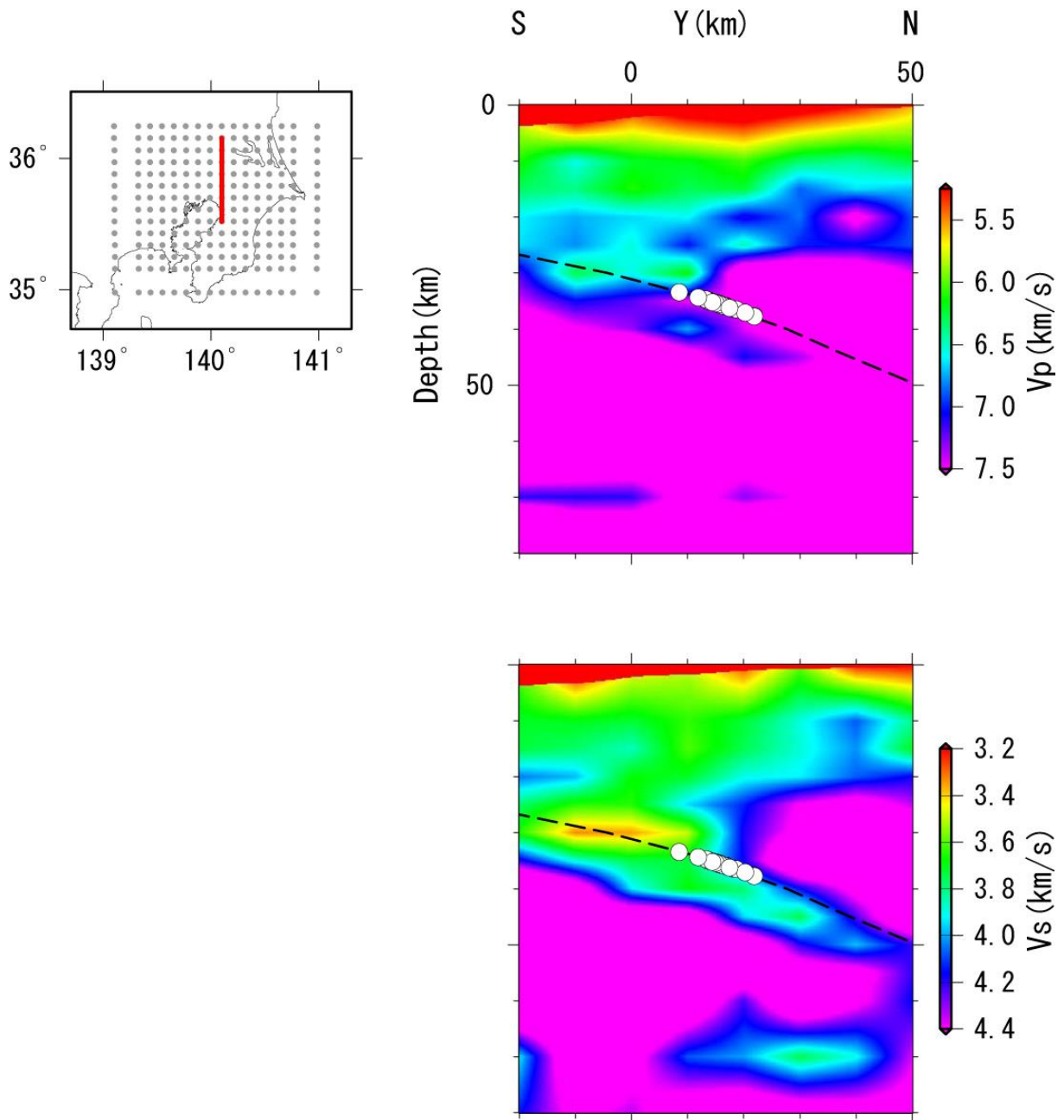


図8 速度構造(Nakagawa et al., 2010)²⁾および変換点の関係を示す。左上図の赤線にそった南北方向の鉛直断面を示す。左上図の灰丸は、Nakagawa et al. (2010)²⁾によるノードの位置を、右図の黒波線はフィリピン海プレート上面境界(平田, 2012)⁸⁾を、白丸は図7(P. 48)に示した観測点に到達した変換波の変換点を示す。

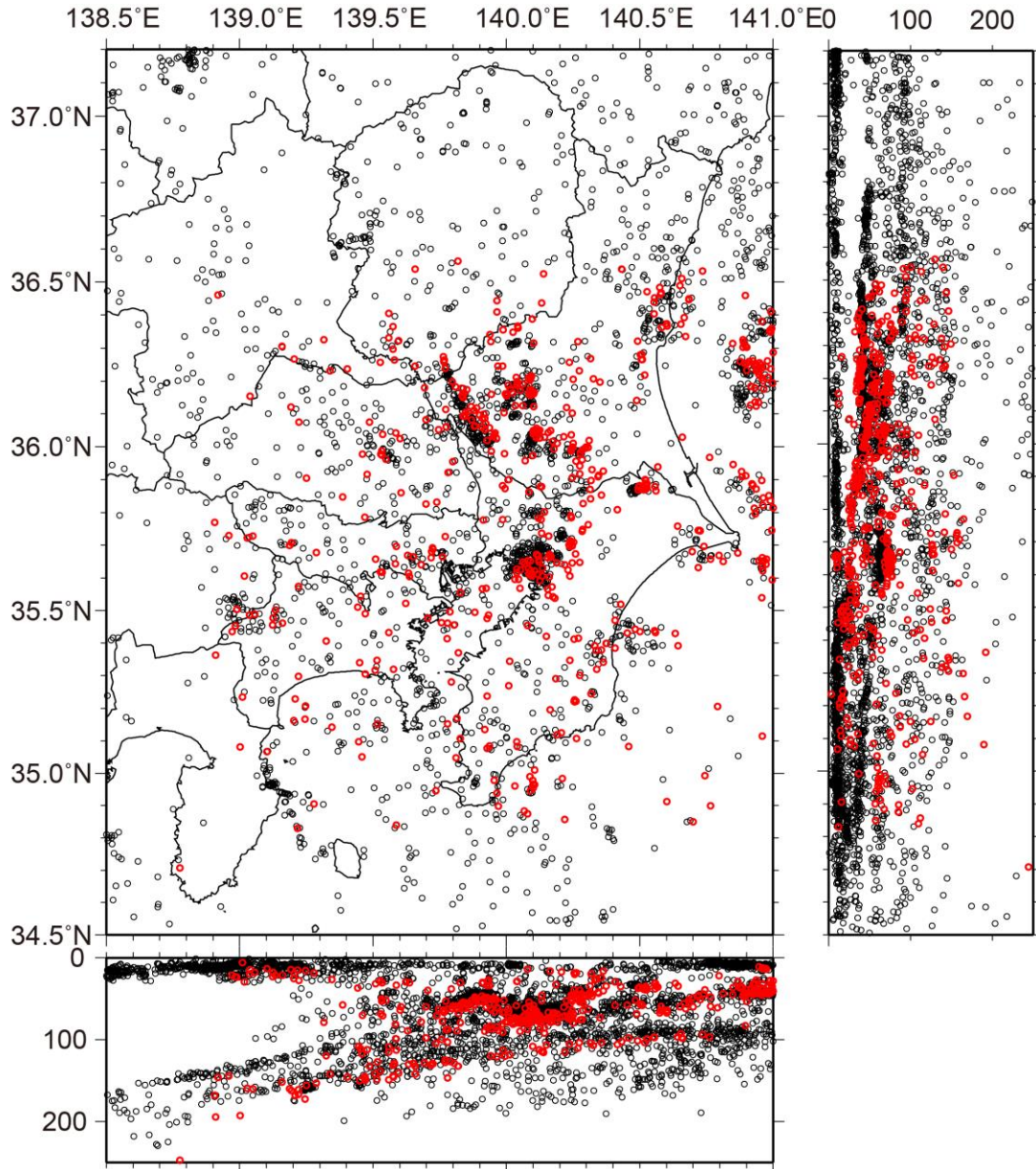


図9 減衰構造の推定に用いた M2.5~2.9 の震源分布。黒丸は防災科研 Hi-net 等の定常観測網による震源、赤丸は MeSO-net のデータも用いた震源を示す。

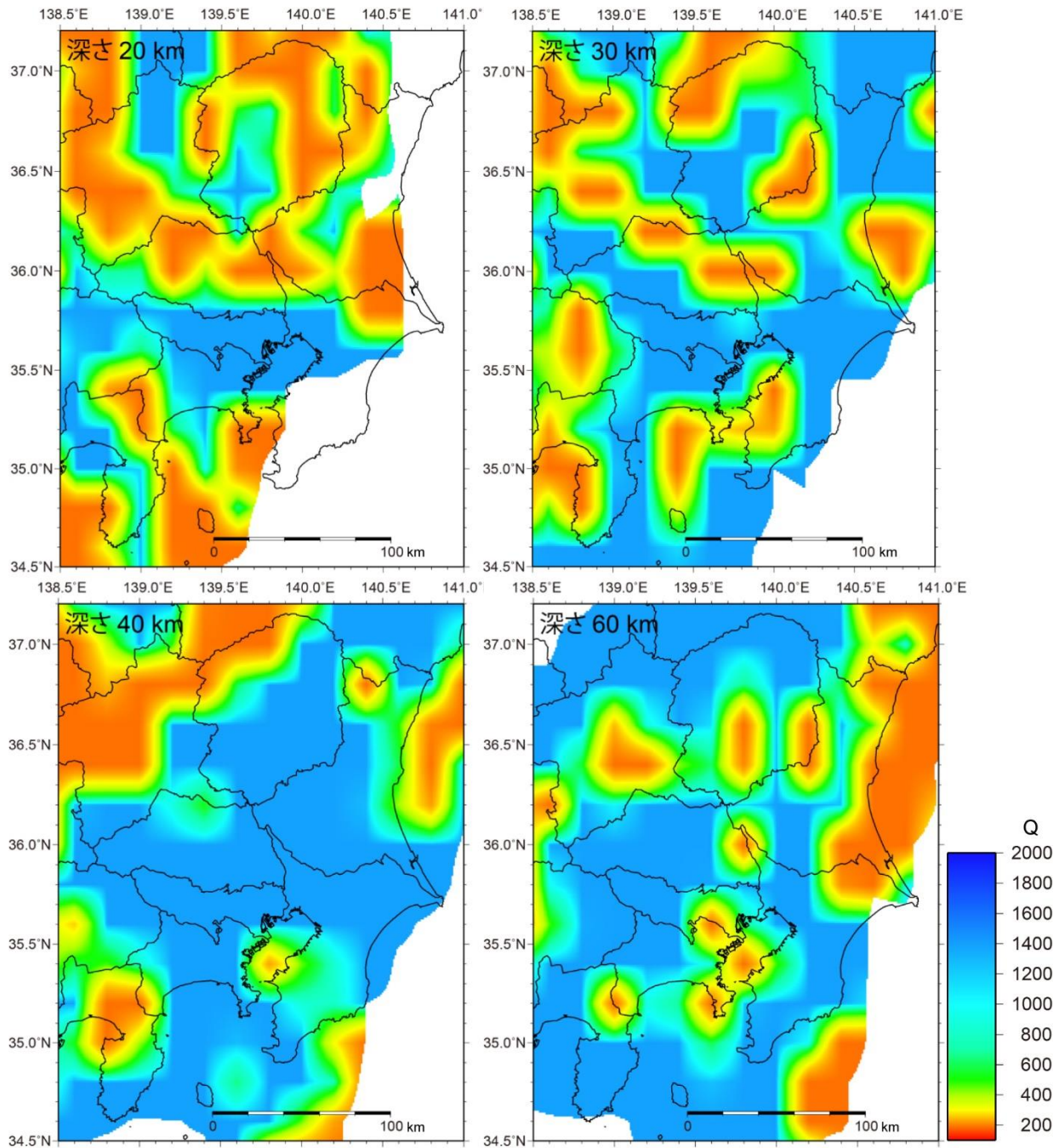


図 10 周波数 2 Hz での各深さにおける減衰構造の水平分布図。

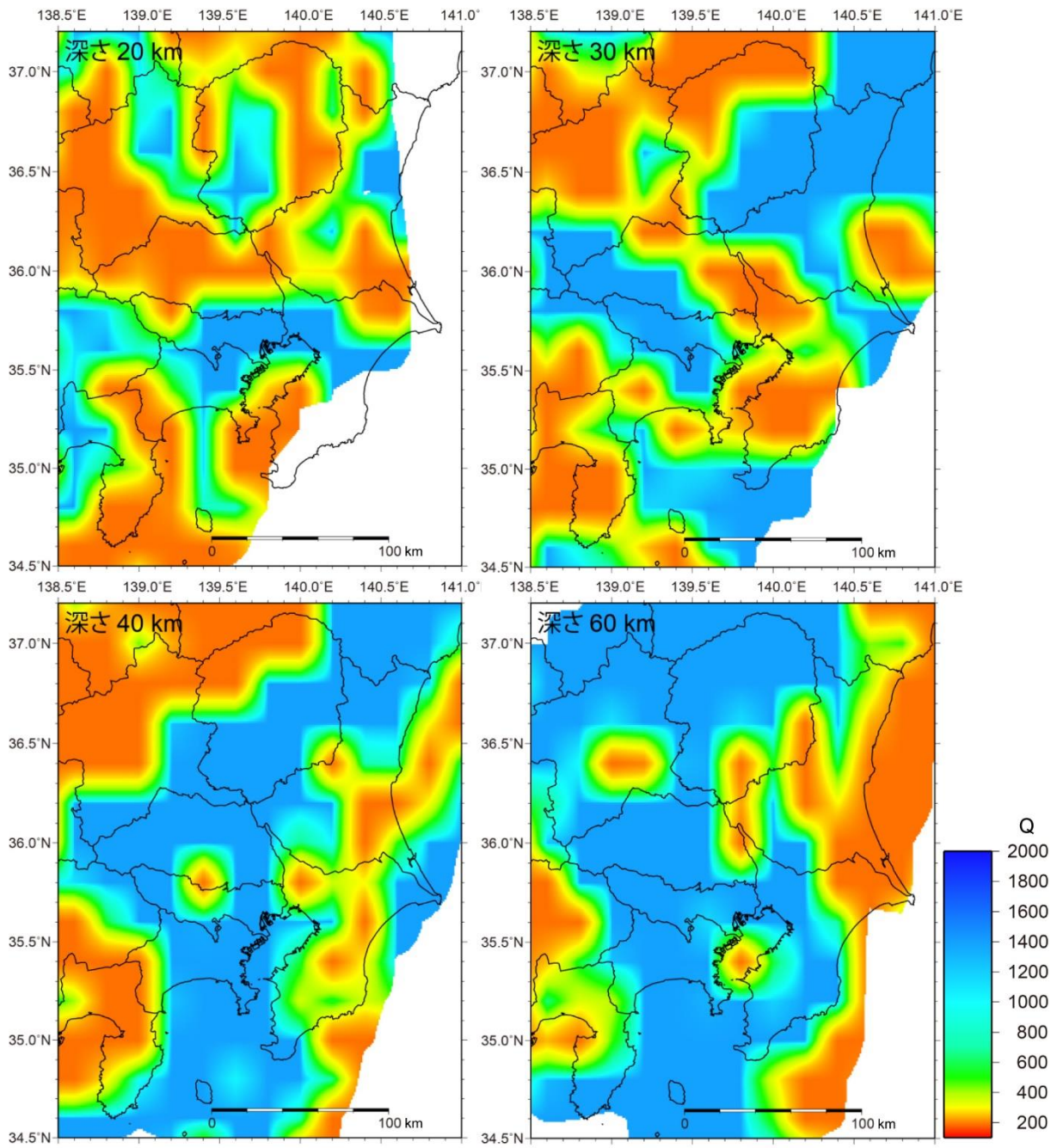


図 11 周波数 5 Hz での各深さにおける減衰構造の水平分布図。

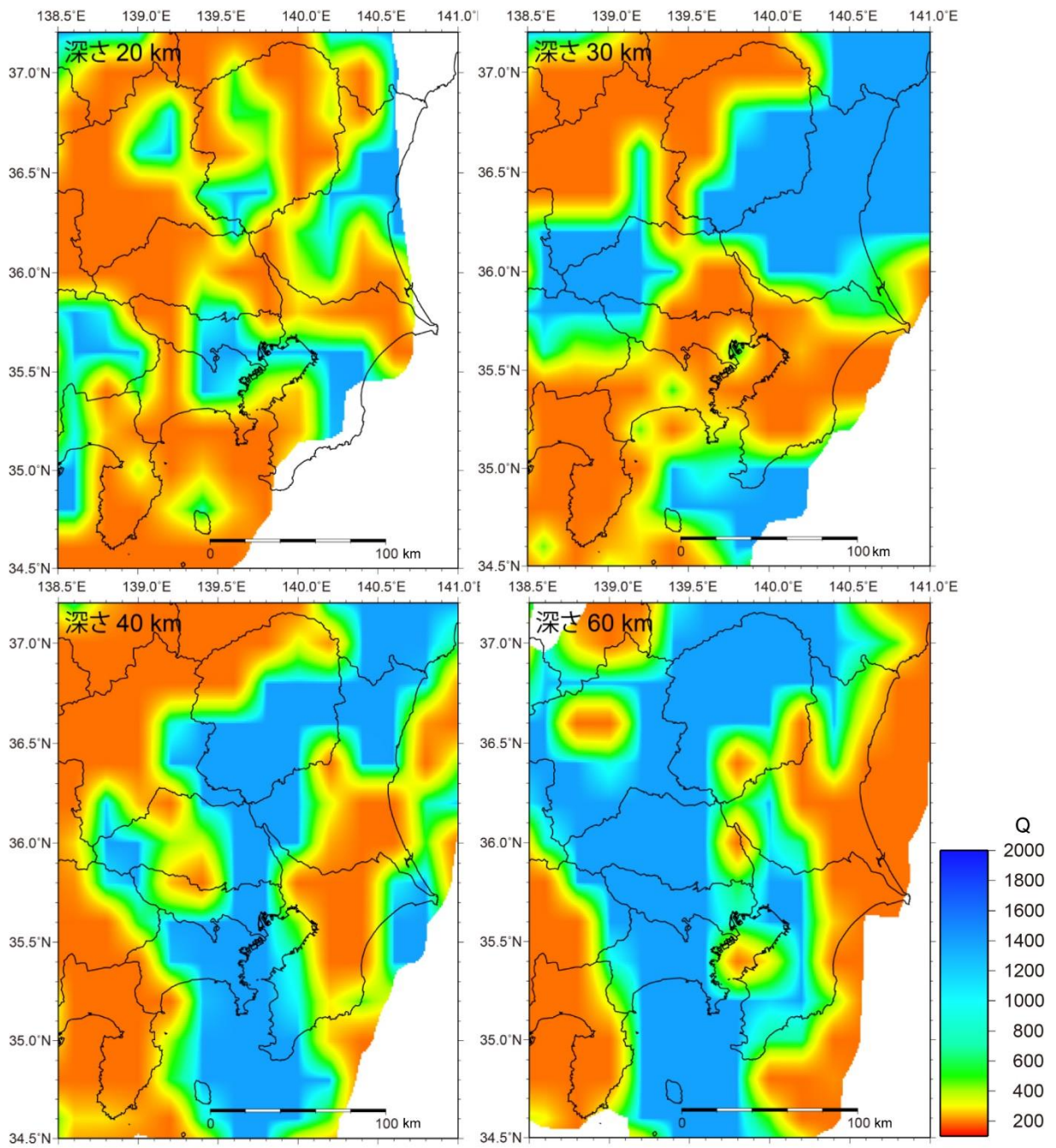


図 12 周波数 10 Hz での各深さにおける減衰構造の水平分布図。