

### 3. 1. 2 プレート構造・変形過程と地震発生過程の解明

#### 3. 1. 2. 1 構造探査とモデリングに基づくプレート構造・変形過程と地震発生過程の解明

##### (1) 業務の内容

###### (a) 業務の目的

地下構造探査・変動地形調査と、現実的なレオロジーモデルに基づく粘弾性数値モデル化によって、プレート構造・長期間から短期間での変形過程と地震発生過程を解明する。

###### (b) 平成 28 年度業務目的

首都圏地震観測網（MeSO-net）で得られた自然地震の後続波を用いて、首都圏下のプレート境界面などのマッピングを行い、構造モデルを更新する。本プロジェクトで得られた資料を総括し、首都圏下の断層モデルを更新する。地殻変動解析や構成岩石モデル（b2）等より得られた現実的な粘性構造を三次元有限要素モデルに取り込み、今後数十年間の断層面上でのクーロン応力変化を求める。

###### (c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学 地震研究所	教授	佐藤比呂志	satow@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学 地震研究所	教授	岩崎貴哉	
東京大学 地震研究所	助教	石山達也	
東京大学 地震研究所	助教	蔵下英司	
東京大学 地震研究所	特任研究員	橋間昭徳	
信州大学 教育学部	教授	廣内大助	

##### (2) 平成 28 年度の成果

###### (a) 業務の要約

- 1) 首都圏地震観測網（MeSO-net）で得られた自然地震の後続波を用いて、首都圏下のプレート境界面などのマッピングを行い、構造モデルを更新した。
- 2) 首都圏の伏在活断層を制御震源探査に基づいて調査するとともに、活断層等の活構造の調査を行い、首都圏の三次元的な震源断層の総合モデルを構築した。
- 3) 地殻変動解析や構成岩石モデル（b2）等より得られた現実的な粘性構造を三次元有限要素モデルに取り込み、今後数十年間の断層面上でのクーロン応力変化を求めた。

###### (b) 業務の成果

###### 1) 自然地震の後続波による首都圏下のプレート境界面のマッピング

近地地震の地震波は周辺の地殻・マントルを通して伝搬する。これらの地震波は、地殻-プレート構造との作用で反射波・屈折波・変換波などの二次的なP波やS波を生み出す。したがって、地震波の後続波の解析により、地下の構造を解釈することが可能になる。本研究では関東地域のユーラシアプレートの下に沈み込むフィリピンプレート（PHS）や太

平洋プレート（PAC）上面の構造を捉えるために、地震波形データを検討した。MeSO-netの観測データの短期間の近地地震カタログを作成し、観測データから共通地震イベントギャザーを作り出した。二次的なフェイズを、関東地方においてフィリピン海プレート上面および太平洋プレート上面からの反射波と解釈した。後続波の解釈のために、関東の三次元モデルを用いた波動伝搬計算を参考とした。

## a) 地震の反射波の経路の形状と走時式

### i) 地震の反射経路の形状

一般的な反射法地震探査理論は、地表での震源を地表の受振器で観測することを前提としている。反射経路は、震源から中間反射点を経て受振点に達し、対称的な形状を示す（Snellの法則）。

地下に位置する地震の震源がより深い反射面で反射する場合、Snellの法則に基づいて反射波の対称性は成立するが、下方に向かう経路は上方に向かう経路よりも短い。図1(P.68)は地震による反射経路を示す。

反射点は、震央と観測点の中間点ではない。反射点は震央により近づく。これは、孔井に垂直にレシーバを配置し地表で発震して地下構造を探查する垂直地震断面法（vertical seismic profiling: VSP）に類似している。石油産業では、垂直地震断面法データとして取得された波形データから共通深度点重合を作成するためにVSP-CDP法として知られる解析方法がある<sup>り</sup>。自然地震反射は、VSP-CDPとして知られる方法とは、発震点と受振点を反転させた関係にある。このため、基本的にはVSP-CDP法が、自然地震反射に対して有効な解析方法になる。

### ii) 自然地震の反射走時方程式と曲線

反射面の深さが既知である時、地震と受振点の往復経路と往復走時は、計算することが可能である。

震央からの距離  $x_e$  での自然地震の往復反射経路  $P$  は、

$$P_{refl} = \sqrt{(2z_b - z_e)^2 + x_e^2}$$

対応する到達時間は:

$$t_{refl} = \frac{1}{v_0} \sqrt{(2z_b - z_e)^2 + x_e^2}$$

となる。ここで  $z_e$  は、震源の深さ、 $z_b$  は反射点の深さ、 $x_e$  は震央と観測点の距離、 $v_0$  は層の速度である。これらの式は下方に向かう経路が、上方に向かう経路より長いことを考慮している。

反射面の深さ  $z_b$  が未知だが、オフセット距離  $x_e$  での往復走時  $t_{refl}$  が既知である時、ゼロオフセットで反射面までの垂直往復走時は以下のように表される。

$$t_{b\_vert2way} = \sqrt{t_{refl}^2 - \frac{x_e^2}{v_0^2} + \frac{z_e}{v_0}}$$

この式は、地震波形データを共通反射点重合法のためのデータとして変換する際に使用できる。

自然地震による反射は、地表の震源-受振点での場合に似た双曲線状の走時を示す。例えば、図 2 (P.68) は、自然地震の Pg 波（地殻上部を通過する P 波）と 20 km から 100 km までの異なる深さの反射面から得られる P 波反射波の走時を示している。曲率は速度に対して敏感である。図 2 (P.68) の 8 km/s という速度は、上部マントルに相当する速度である。垂直入射での走時（震央からの水平距離がゼロ）は、真下の震源から反射面までの直達する時間と、反射面から地表までの到達時間の和となる。任意のオフセットでは、Pg 波と反射波到達時間の差( $Pg - t_{refl}$ )を利用して、反射面の深さを推定することが可能である。

#### b) MeSO-net で観測された地震のカタログ

MeSO-net は、関東平野の 300 地点に配置された観測点網である。図 3 (P.69) は観測点配置図であり、約半数の観測点が 5 つの測線上に配置されている("F-K", "I-C", "Y-N", "T-F", and "DD")。ここでは、測線上に配置されたデータで、観測された 2011 年 9 月 4 日から 15 日までの、12 日間の連続観測記録を用いた。

12 日間の地震カタログは、波形データを元に Ross and Ben-Zion (2014a,b)<sup>2,3</sup>の自動検知システムを用いて作成した。具体的には以下のようなプロセスで求めた。(a) 地震か否かに関わらず波形の垂直成分を P 波初動として記録する。(b) 水平成分の波形を用いて、独立に S 波初動として記録する。26,000 以上の P 波、S 波初動が得られた。(c) 共通の地震として認識（地震イベントの検出）するために、P と S 波の初動を組み合わせ、震源の位置と地震発生時刻を求めた。ここでは、Antelope 地震データシステムを使用した。(d) Hypoinverse-2000<sup>4</sup>を用いて震源の再決定を行った。

これらの結果、470 個の地震イベントを検出した。図 3 (P.69) は 12 日間の地震カタログによる地震の分布を示した。ほとんどの地震は浅い。多くの地震は、東北地方太平洋沖地震の余震が発生した茨城県沖のものである。MeSO-net 下で深い地震としては、フィリピン海プレート内もしくは太平洋プレートの上面付近で発生したものがある。

地震カタログにもとづいて地震波形を抽出し、解析した。対応する地震の三成分波形データを MeSO-net の全ての観測点について収集した。地震波形には、1-15 Hz のバンドパスフィルター、10 秒の時間幅で AGC を適応した。水平成分については、震央と観測点位置に基づいて震源-受振点距離ではなく、放射-横断方向によってプロットした。

MeSO-net の地震波形から構造による二次的な波形を解釈するために、波形合成のモデリングが重要なツールとなる。ここでは、MeSO-net データをもとにトモグラフィ解析によって明らかにされた関東下の速度構造による三次元有限差分モデルを使用した。図 3 (P.69) の四角形で表示した領域が、このモデルにより解析した範囲である。図 4 (P.69) は、モデルに使用した東西方向の速度構造である。

#### c) MeSO-net の地震記録における反射波の例

P 波の PHS スラブ上面からの反射波を利用した PHS 上面の深度決定の例を図 5 (P.70) に示した。地震イベント 320 の震央は、MeSO-net の北方に位置している（図 3、P.69）。図 5 (P.70) はイベント 320 の地震ギャザーを示している。Pg と Sg 波の到達は明瞭に読み取れる。二次的な P 波のイベントは、Pg の約 1~1.5 秒後に見られる。この二次的な相は、P 波が PHS 上面で反射した P 波と同定される。これは Pg 波とは異なる曲率を有し、Pg 波に

比べ非対称である。Pg 波と PphsP 波の到達時間は図 5(P.70)に示した ( $\Delta t \#1, 2$ )。これらの到着時刻の値は、図 5 (右下, P.70) に走時曲線として表示した。地震イベント 320 の震源深さは 25.94 km であり、平均的な速度は 8 km/s である。この二つの到着時刻は PHS 上面深度が、それぞれ 42 km と 37 km より浅いことを示している。この数値は、従来の推定と一致する。しかしながら、これらの新しい数値は既存のスラブ形状を改善していく上で重要である。

太平洋プレート上面からの反射の例は図 6 (P.71) に示した。PpacP 波の反射波は双曲線状で Pg 波に対して非対称である。MeSO-net 観測網との形状にもとづいて、これらの反射波は側方にずれており、この反射面が傾斜していると判断される。この解釈は、波形伝搬計算によって確認できる。数値計算の波面伝搬のスナップショット (図 7、P.71) では、自然地震による地震波が PHS、PAC スラブから反射してくる様子が分かる。図 6 (P.71) の波形パネルでは、明瞭に読み取れる三つの Pg 波と PpacP 波の到達時刻( $\Delta t \#1, 2, 3$ ) を選び、自然地震の地震波形ギャザーと走時曲線上にプロットした。三つの到達時刻は、PAC スラブの深さが ~75、~78 および ~73 km であることを示している。これら反射点の深度は Hirose (2012)<sup>5)</sup>による太平洋プレート上面深度と良く一致する (図 6 右上, P.71)。

#### d) まとめ

図 5 (P.70) と 6 (P.71) に関東地域下で PHS と PAC スラブから反射した地震波形の例を示した。これらの自然地震の反射波によって、スラブ上面の深さの解釈が可能になる。MeSO-net で観測された全ての地震波形データは、関東下での多数の反射点の情報を含んでいる。走時曲線解析は反射面の傾斜や深さ方向の地震波速度の変化を考慮する必要がある。自然地震を使ったスラブ上面のイメージングは実行可能な課題である。自然地震波形を対象としてノーマルムーブアウト(NMO) 処理、時間空間からの深度変換処理を実施することにより、スラブからの反射面のイメージングが可能になる。本研究で行ったスラブ上面形状の決定は、とくにスラブとスラブが接触している地域で重要である。今後、こうした解析を多数の観測地震波形に対して行うことにより、より詳細な MeSO-net 下の三次元のプレート構造の解明が可能になる。

## 2) 首都圏の伏在活断層の震源断層モデルの構築

関東平野周辺域には、深谷断層・綾瀬川断層といった第四紀後期に活動を繰り返してきた断層が分布する (活断層研究会, 1991<sup>6)</sup>)。また、このほかにも関東平野を含む南関東地域の活構造については、上総層群・下総層群および中期更新世以降の海成・河成段丘面の分布・編年に基づいた数多くの研究がある (例えば貝塚, 1987<sup>7)</sup>; 廣内, 1999<sup>8)</sup>; 杉山ほか, 1997<sup>9)</sup>)。Ishiyama et al. (2013)<sup>10)</sup> は、近年関東平野で行われてきた大深度地殻構造探査 (佐藤ほか, 2010<sup>11)</sup>) と周辺地域の新生代層序との対比の結果に基づき、南関東の平野域に分布する伏在活断層・活構造の深部形状の推定を行なった (図 8、P.72)。本研究では、これらの結果に加えて、本プロジェクトを含む近年の成果を加味し、関東平野周辺域の震源断層モデルを再検討した。

大大特・北関東測線の深部構造探査の結果 (佐藤ほか, 2010<sup>11)</sup>) によると、北関東測線が延びる青梅から春日部にかけての区間では、地下に半地溝構造 (ハーフ・グラaben)

がいくつか認められる(Ishiyama et al., 2013<sup>10</sup>) (図 9、P.73)。ハーフグラベンを覆う上総層群と下総層群は緩い背斜を形成していることから、第四紀中期以降に逆断層として繰り返し活動したと考えられる。Ishiyama et al. (2013)<sup>10</sup> では、反射断面の数が限られていたため、断層の分布は明らかではなかった。データの量的不足を補うために 2015 年に富士見市で実施した反射法地震探査によって、北関東測線で見出された反転する半地溝と構造的に類似した、反転する半地溝構造が見出された(図 10、P.73)。これらのデータから、川越市から富士見市にかけてほぼ南北に伸びる、西傾斜の伏在逆断層の存在が推定される(F11)。反射断面と川島コア(会田ほか、1994<sup>12</sup>；水野ほか、2005<sup>13</sup>)との対比によれば、この伏在逆断層の上盤側で上総層群および下総層群が累積的に変形している。また、この伏在断層に沿っては、武蔵野面に東側低下の撓曲崖地形が断続的に分布しており、伏在断層の第四紀後期の変位を示す可能性がある。

同様に、北関東測線中央部、CMP 番号 900 付近では上総層群相当層が参加する西向きの撓曲構造が認められ、この地下には西傾斜の伏在逆断層(F12)が伏在すると推定される(図 11、P.74)。これは再解析した東京都(2003)測線中央部、CMP 番号 1050 付近に存在する半地溝構造に連続する可能性がある(図 12、P.74)。ボーリング層序(遠藤ほか、1989<sup>14</sup>)との対比半地溝構造を形成した西傾斜の逆断層は、狭山丘陵の形成に寄与した可能性がある。北関東測線の反射断面では半地溝構造は必ずしも明瞭ではない。しかし、ブーゲー重力異常の再解析結果から、断層上盤側でこれまで先新第三系基盤岩類の上面と推定してきた深度以深に低密度層の分布が推定され(佐藤ほか、2014<sup>15</sup>)、これは半地溝充填堆積物の可能性がある。また、この断層に沿っては金子台や武蔵野面に東側低下の撓曲崖地形が断続的に分布する。加えて、北関東測線より北には、所沢台・武蔵野面・立川面を変位させる撓曲崖地形が岩殿丘陵の東縁部まで断続的に分布しており、これらは伏在断層の第四紀後期の変位を示す可能性がある。

綾瀬川断層については、東傾斜と西傾斜の正断層 2 条が大宮台地の地下に存在し、このうち西傾斜の正断層が最近の地質時代に逆断層として再活動したものとみられる(Ishiyama et al., 2013<sup>10</sup>) (図 9、P.73)。この反転構造の直上に分布する大宮台地(下末吉面相当)で行われたボーリング調査および浅層反射法地震探査から、綾瀬川断層の平均上下変位速度は 0.07 mm/yr と推定される(Ishiyama et al., 2013<sup>10</sup>)。また、綾瀬川断層と深谷断層の境界部については、石山ほか(2005)<sup>16</sup>や山口ほか(1999)<sup>17</sup>などの既存の反射法地震探査によって、吉見丘陵の東縁部で両者がオーバーラップする構造が見出されており、これに基づいて断層末端部の位置を推定した。

このほか、富士山東麓部を含む神縄・国府津-松田断層帯については、「神縄・国府津-松田断層帯の重点的な調査観測」(佐藤ほか、2012)<sup>18</sup>、立川断層帯については「立川断層帯の重点的な調査観測」(佐藤ほか、2014)<sup>19</sup>の成果に準じて断層面を推定した。

以上の結果と、伏在断層によって形成されたと考えられる変動地形の分布に基づき、関東地域の活断層・活構造についての震源断層モデルを矩形で図示した(表 1、P.67 および図 8、P.72)。F11 や F12 などは、限られた数の反射断面と、断片的な変位の可能性がある地形に基づいて推定しており、形状や分布については不確実性が残る。また、地形面の変位量からは、その多くはいわゆる C 級活断層(活断層研究会、1991<sup>6</sup>)と推定される。その不確実性と低い活動度にも関わらず、これらの構造は首都圏の近傍に位置し、地震防災

上の重要性は極めて高いと言える。さらに、活動度の低さは、過去の地震活動に関する地質学的資料を得ることの困難さを意味しており、この点で残された課題は大きい。これらの伏在断層の性格を明らかにするためには、さらに多くの地下構造断面を取得するとともに、変位地形についてもより詳細な検討を進めることが重要である。

### 3) 首都圏下の断層面上のクーロン応力変化

1)と 2)において首都圏下のプレート境界をマッピングし、伏在断層の形状モデルが得られたので、昨年度まで構築してきた有限要素モデルを用いてこれらの弱面におけるクーロン応力を評価することが可能となった。昨年度までの有限要素モデル構築について手短に振り返ると、平成 24 年度は現実的な三次元プレート境界形状を取り入れたモデル構築、平成 25 年度は 2011 年東北沖地震（東北地方太平洋沖地震）の地震時変動データのインバージョンによる本震すべり分布の決定、平成 26 年度は地殻内弾性不均質の影響の検討を行い、昨年度（平成 27 年度）は地震後変動データから粘性構造と余効すべりを決定した。最終年度である今年度は、これまでの研究で得られた東北沖地震の本震すべり分布、余効すべり分布、弾性構造、粘性構造を用いて、地震後の伏在断層におけるクーロン応力の推移を計算し、これらの断層における地震活動について議論する。

#### a) 東北沖地震による地殻変動・応力の計算手法

本研究で用いる有限要素モデルを図 13 (P.75) に示す。このモデルは Hashima et al. (2016)<sup>20)</sup> と Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> で用いられたモデルを元としている。モデル内のプレート境界形状は Nakajima and Hasegawa (2006)<sup>22)</sup>, Nakajima et al. (2009)<sup>23)</sup>, Kita et al. (2010)<sup>24)</sup>, Hayes et al. (2012)<sup>25)</sup> などを用いて定めた。日本列島下の弾性構造は地震波トモグラフィーなどにより求められているが (e.g., Matsubara et al., 2008<sup>26)</sup>)、地殻変動に対する効果はほとんど地殻-マントルの成層構造で代表され、スラブの効果は海底地殻変動に現れることが示されている (Hashima et al., 2016<sup>20)</sup>)。そこで本モデルではモデル領域を地殻、マントル、スラブの 3 つの領域に分け、剛性率をそれぞれ 44、64、84 GPa とした。ポワソン比は一律に 0.25 とした。粘性構造 (マクスウェル粘弾性の粘性率) は昨年度求めた結果を用いた (Freed et al., 2016<sup>21)</sup>)。ただし、Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> と本研究モデルの構造の違いから、計算される余効変動に多少のずれが見られるので、余効変動データを説明できるように粘性構造を求め直した。求めた粘性構造は、図 14 (a) (P.75) に示す通り Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> の粘性構造の特徴を保持している。本震すべり、余効すべり分布は Hashima et al. (2016)<sup>20)</sup>、Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> のすべりインバージョンの結果を用いた (図 14 (b)、図 14 (c)、P.75)。この余効すべり分布は三年間の積算すべりを表している。余効すべりの時間変化については、GPS データの時系列の関数フィッティング解析の既往研究 (Nishimura et al., 2014<sup>27)</sup>; Freed et al., 2016<sup>21)</sup>; Tobita et al., 2016<sup>28)</sup>) を参考に、余効すべりの効果が指数関数状に減衰し、三年間の積算すべりが Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> に一致すると仮定した。Freed et al. (2016)<sup>21)</sup> で得たプレート境界上のある地点における三年間のすべり量を  $\Delta x(3)$  とすると、すべりの時間変化  $\Delta x(t)$  は以下の式で表される。

$$\Delta x(t) = \Delta x(3) \frac{1 - e^{-t/b}}{1 - e^{-3/b}}$$

減衰定数  $b$  は Freed et al. (2016)<sup>21)</sup>を参考に  $b = 3$  年とした。単純な近似であるため、時間変化の計算結果は実際の応力変化と数年程度の時間的なずれは起こりうる。しかし、数十年スケールでの応力変化を概観することは可能である。

これらの弾性・粘性構造、本震・余効すべり分布をモデルに入力することにより、東北沖地震後の地殻変動、周囲の応力変化を計算することができる。

## b) 計算結果

まず、3年間の余効変動を計算し、得られた地殻変動を示す(図 15、P.76)。Freed et al. (2016)<sup>21)</sup>に示されている通り、粘弾性緩和の効果は東北地方南部、余効すべりの効果は関東地方と東北地方北部に相補的に現れる。両者の効果を足し合わせると観測された余効変動を全域的に説明することができる。10年後、100年後の累積地殻変動を図 16 (P.76) に示す。余効すべりの効果は20年程度でほぼ消滅し、100年後では地殻変動はほとんど粘弾性緩和のみによって引き起こされる。100年後の変動は太平洋岸では5 m 以上になり、地震時の変動と同程度かそれ以上となる。

有限要素モデルでは上記の変位計算と同時に地下の応力も計算することができる。2次の対称テンソルである応力テンソルは6つの独立な成分をもつが、これらの成分を用いて、剪断応力(ミーゼズ応力)  $\sigma_M$  と等方応力  $\bar{\sigma}$  を以下のように表すことができる。

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{1}{2}[(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2 + 6(\sigma_{12}^2 + \sigma_{23}^2 + \sigma_{31}^2)]}$$

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3}$$

これら応力成分の地震時、10年後、100年後の分布を図 17 (P.77) に示した。地震時の応力変化はすでに Yoshida et al. (2012)<sup>29)</sup>などによって示されていて、本研究の地震時の剪断応力分布もほぼ同じパターンを示す。10年後には0.1 MPaの剪断応力変化は西日本や北海道南部に及び、100年後には日本海の対岸にも及ぶ。ちなみに、ここで述べた剪断応力(ミーゼズ応力)は絶対値であり、応力の伝播パターンを把握する上での目安とはなるが、実際の断層が受ける剪断応力そのものではない。断層が受ける応力は断層の形状、すべり方向などの断層面の性質にも依存することに注意が必要である。一方、等方応力は東北地方で伸張的、その北側と南側で圧縮的になる。伸張的な領域は剪断応力成分ほどではないが時間と共に大きくなる。このような応力変化のもとで、今年度も2016年11月22日 Mw7.0 福島県沖の地震、2016年12月28日の Mw5.9 茨城県北部の地震という正断層型の地震が発生した。

以上で示した応力場の情報を用いて、関東地方周辺の弱面のクーロン応力を以下の式によって評価することができる：

$$\Delta CFS = \tau_s + \mu \sigma_n$$

ここで、 $\tau_s$  は断層面にかかる剪断応力、 $\sigma_n$  は法線応力(伸張方向を正)である。また、 $\mu$  は摩擦係数であり、ここでは Toda and Stein (2013)<sup>30)</sup> に従って  $\mu=0.4$  とした。図 18 (P.78) ではユーラシア-フィリピン海プレートのプレート境界面におけるプレート相対運動方向の

クーロン応力変化である。すべり方向はプレート沈み込み方向にとった。クーロン応力は東北沖地震の最大余震（Mw7.7）に近い銚子沖の地下で大きく、ここを中心に断層運動を促進する応力が時間とともに広がっている。

次に、関東地方の伏在断層におけるクーロン応力を図 19（P.79）に示した。先に述べたように、クーロン応力は応力テンソルの値だけでなく、断層面の向き、すべり方向、摩擦係数などの断層面の性質にも依存するので、断層ごとに振る舞いが大きく異なりうるが、基本的に、関東地方は北東または南西傾斜の逆断層が多く、このような断層については東北沖地震は断層運動を抑制する方向に働く。なぜなら東北沖地震は関東地方においては北東－南西方向の伸張的な応力場を作り出し、地震後もその応力パターンを保持しつつ増大するからである。しかし、例外的に F6、F7、F15、地震後には F9、F16 も断層運動を促進する方向にクーロン応力が働いている。これらの断層においては、北東または南西傾斜の逆断層という上記の特徴から外れている。F6、F7、F9 は傾斜がそれぞれ  $70^\circ$ 、 $70^\circ$ 、 $60^\circ$  と大きく、法線応力増大による強度低下が断層運動促進の原因である。F15、F16 は北西、南東傾斜であり、これらの断層に対しては、剪断応力が直接断層運動を促進するように働く。また、同図では横ずれ成分をともなう逆断層の横ずれ方向に対してもクーロン応力を示したが、F1以外の断層においてクーロン応力が増加している。これらの計算結果は、断層運動が東北沖地震によって駆動される可能性を見積もる際に断層の形状とすべり方向を把握する必要性を示している。また、アセノスフェアの粘弾性緩和は、基本的に地震時にかかる応力と同じ方向に働き、断層にかかる応力を増大させる。

### （c）結論ならびに今後の課題

- 1) 首都圏地震観測網（MeSO-net）で得られた自然地震の後続波を用いて、制御震源に対して用いられる VSP-CDP 法を適用することにより、首都圏下のプレート境界面などのマッピングを行い、構造モデルを更新した。本研究では短期間（12 日間）の観測波形に対して解析を行い、その有効性が示唆された。今後、大量の観測波形データに対して同様の解析を行うことにより、MeSO-net 観測網下のスラブ上面の詳細な三次元形状を明らかにすることが可能である。
- 2) 首都圏の伏在活断層を制御震源探査に基づいて調査するとともに、活断層等の活構造の調査を行い、首都圏の三次元的な震源断層モデルを構築した。これらの多くは伏在断層であり、また首都圏の近傍に位置することから、地震防災上の重要性は極めて高い。今後は、伏在断層の分布や最近の活動性を解明するために、地下構造調査や古地震・第四紀地質学的なデータを蓄積する必要がある。
- 3) 東北沖地震の地殻変動解析で得られた粘性構造と本震すべり・余効すべり分布を三次元有限要素モデルに取り込み、2)で得られた関東地方の伏在断層面上でのクーロン応力変化を評価した。関東地方の伏在断層の多くは北東または南西傾斜の逆断層であり、これらの断層では基本的に断層運動は抑制されるが、その特徴から外れる断層では例外的に断層運動を促進するように応力が働くことがわかった。この計算結果は断層の形状とすべり方向を正確に求めることの必要性を示している。本研究で行った計算では、余効すべりの時間変化の関数に仮定が含まれている。より正確な時間変動を求めるためには、累積変動量ではなく地殻変動の時系列全体にモデル計算を合わせる必要があ



る。また、今後の地震活動評価には、東北沖地震後の余効すべり、粘弾性緩和が支配的な現在の状態から、プレート間の固着が支配的となる状態への移行に際し、これら断層にかかる応力がどう変化するかを検討する必要がある。

#### (d) 引用文献

- 1) Hardage, B.A., Vertical seismic profiling: principles, Handbook of Geophysical Exploration, vol. 14, K. Helbig and S. Treitel, eds., Pergamon (Elsevier Press). ISBN: 0-08-043518-1. ISSN: 0950-1401, 2000.
- 2) Ross, Z. E. and Y. Ben-Zion, An Earthquake Detection Algorithm with Pseudo Probabilities of Multiple Indicators, *Geophys. J. Int.*, 197, 458–463, doi:10.1093/gji/ggt516, 2014a.
- 3) Ross, Z. E. and Y. Ben-Zion, Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves, *Geophys. J. Int.*, 199 (1): 368-381 doi: 10.1093/gji/ggu267, 2014b.
- 4) Klein, F.W., User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, USGS Open-File Report 02-171, 148 pp., 2014.
- 5) Hirose, F., Compilation of plate configuration data for Pacific, Philippine Sea plates beneath Japan - web tool, 2012. <http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2ken/fhirose/en/en.Tools.html>.
- 6) 活断層研究会, 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437pp, 1991.
- 7) 貝塚爽平, 関東の第四紀地殻変動, 地学雑誌, 96, 51-68, 1987.
- 8) 廣内大助, 武蔵野台地・大宮台地における第四紀後期段丘面の高度分布から見た荒川断層の活動性についての再検討, 地理学評論, 72A-5, 335-344, 1999.
- 9) 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章, 50万分の1活構造図「東京」(第2版)および説明書, 活構造図8, 地質調査所, 1997.
- 10) Ishiyama, T., H. Sato, N. Kato, T. Nakayama, and S. Abe, Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2608-2612, 2013.
- 11) 佐藤比呂志・笠原敬司・平田直・岩崎貴哉・加藤直子・伊藤谷生・木村尚紀・中山俊雄・阿部進・須田茂幸・川崎慎治・齋藤秀雄・大西正純・川中卓・井川猛・太田陽一, 首都圏における地下構造探査: 堆積平野からプレートまで、日本地質学会関東支部—日本第四紀学会ジョイントシンポジウム講演予稿集, 12-15, 2010.
- 12) 会田信行・野村哲・北爪智啓, 関東平野中央部ボーリングコアの古地磁気層序, 地団研専報, 42, 48-55, 1994.
- 13) 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤努・松島紘子・細矢卓志, ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性, 活断層・古地震研究報告, 4, 69-83, 2004.
- 14) 遠藤毅・川島眞一・川合将文・中村正明・石井求, 北多摩地区の地盤および水文地質, 平成元年度東京都土木技術研究所年報, 231-250, 1989.
- 15) 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司, 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 1.制御震源地震探査等による地殻構造の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学

地震研究所,3.1.1.,5-42, 2014.

- 16) 石山達也・水野清秀・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末廣匡基・細矢卓志, 変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形, 活断層古地震研究報告, 5, 29-37, 2005.
- 17) 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口努・横田俊之・田中明子・中島善人・大滝壽樹, 反射断面で見た深谷断層周辺の地下構造. 地質調査所速報, no.EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 29-36, 1999.
- 18) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司, 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 a.制御震源地震探査による地殻構造の解明, 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21~23 年度成果報告書, 文部科学省研究 開発局・東京大学地震研究所,3.1.a.,5-77, 2012.
- 19) 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司・坂 守・森 健彦・渡邊篤志・芹澤正人・中島剛・増田正孝, 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 1.制御震源地震探査等による地殻構造の解明, 立川断層帯における重点的な調査観測 平成 24~26 年度成果報告書, 文部科学省研究 開発局・東京大学地震研究所,3.1.1.,5-26, 2015.
- 20) Hashima, A., Becker, T.W., Freed, A.M., Sato, H., Okaya, D.A.: Coseismic deformation due to the 2011 Tohoku earthquake: influence of 3-D elastic structure around Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol.68, pp.DOI: 10.1186/s40623-016-0535-9, 2016.
- 21) Freed, A.M., Hashima, A., Becker, T.W., Okaya, D.A., Sato, H., Hatanaka, Y.: Resolving depth-dependent subduction zone viscosity and afterslip from postseismic displacements following the 2011 Tohoku-oki, Japan Earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.459, pp.279-290, 2017.
- 22) Nakajima, J., Hasegawa, A.: Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophysical Research Letters*, Vol.33, pp.L16309, doi:10.1029/2006GL026773, 2006.
- 23) Nakajima, J., Hirose, F., Hasegawa, A.: Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *Journal of Geophysical Research*, Vol.114, pp.B08309, doi:10.1029/2008JB006101, 2009.
- 24) Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., Matsuzawa, T.: Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.290, pp.415-426, 2010.
- 25) Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L.: Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, pp.B01302, doi:10.1029/2011JB008524, 2012.
- 26) Matsubara, M., Obara, K., Kasahara, K.: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, Vol.454, pp.86-103, 2008.

- 27) Nishimura, T.: Pre-, co-, and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake and its implication to a paradox in short-term and long-term deformation, *Journal of Disaster Research*, Vol.9, pp.294-302, 2014.
- 28) Tobita, M.: Combined logarithmic and exponential function model for fitting postseismic GNSS time series after 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.68, pp.DOI: 10.1186/s40623-016-0422-4, 2016.
- 29) Toda, S., Lin, J., Stein, R.S.: Using the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure, *Earth, Planets and Space*, Vol.63, pp.725-730, 2011.
- 30) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., Asano, Y.: Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.39, pp.L03302, doi:10.1029/2011GL049729, 2012.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表場所（学会等名）	発表時期	国際・国内の別
Near-field and far-field effects of elastic structure on coseismic deformation of the 2011 Tohoku earthquake, Japan（口頭）	Hashima, A., T.W. Becker, A.M. Freed, H. Sato, D.A. Okaya, H. Suito, H. Yurai, T. Ishiyama, and T. Iwasaki	European Geosciences Union General Assembly 2016 (Austria Centre Vienna)	平成 28 年 4 月 19 日	国際
粘弾性と余効すべりを考慮した 2011 年東北沖地震による関東地方の応力変化モデル（口頭）	橋間昭徳・T.W. Becker・A.M. Freed・佐藤比呂志・D.A. Okaya・水藤尚・矢来博司・松原誠・武田哲也・石山達也・岩崎貴哉	日本地球惑星科学連合連合大会 2016 年大会（幕張メッセ）	平成 28 年 5 月 23 日	国内
2011 年東北沖地震後の地殻変動データを用いた粘性構造と余効すべ	橋間昭徳・A.M. Freed・T.W. Becker・	地震予知連絡会議	平成 28 年 8 月 22 日	国内

りの推定（口頭）	佐藤比呂志・ D.A. Okaya・ 畑中雄樹			
東北日本の巨大地震サイクルモデル：地学的—測地学的上下変動の矛盾について（ポスター）	橋間昭徳・佐藤利典	地震学会 2016 年度 秋季大会（名古屋 国際会議場）	平成 28 年 10 月 6 日	国内
Simulation for Inland Stress accumulation due to Interseismic Coupling in the Southwest Japan Arc	Hashima, A., H. Sato, and T. Ishiyama	American Geophysical Union Fall Meeting, 2016 (Moscone Center, San Francisco)	平成 28 年 12 月 12 日	国際

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文（論文題目）	発表者氏名	発表場所 （雑誌等名）	発表時期	国際・ 国内の 別
Simulation of tectonic evolution of the Kanto Basin of Japan since 1 Ma due to subduction of the Pacific and Philippine Sea plates and the collision of the Izu-Bonin arc	Hashima, A., T. Sato, H. Sato, K. Asao, H. Furuya, S. Yamamoto, K. Kameo, T. Miyauchi, T., Ito, N. Tsumura, and H. Kaneda	Tectonophysics	平成 28 年 6 月	国際
Coseismic deformation due to the 2011 Tohoku earthquake: influence of 3-D elastic structure around Japan	Hashima, A., T.W. Becker, A.M. Freed, H. Sato, and D.A. Okaya	Earth, Planets and Space	平成 28 年 9 月	国際
Resolving depth-dependent subduction zone viscosity and afterslip from postseismic displacements following the 2011 Tohoku-oki, Japan Earthquake	Freed, A.M., A. Hashima, T.W. Becker, D.A. Okaya, H. Sato, and Y. Hatanaka	Earth and Planetary Science Letters	平成 29 年 2 月	国際
2011 年東北沖地震後の	橋間昭徳・A.M.	地震予知連絡会会	平成 29 年 3	国内

地殻変動データを用いた粘性構造と余効すべりの推定	Freed ・ T.W. Becker ・ 佐藤比呂志 ・ D.A. Okaya ・ 畑中雄樹	報	月	
A megathrust earthquake-cycle model for Northeast Japan: Bridging the mismatch between geological uplift and geodetic subsidence	Hashima, A., and T. Sato	Earth, Planets and Space	平成 29 年(受理)	国際

マスコミ等における報道・掲載

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

断層番号	名称	傾斜 (°)	すべり方向
F1	深谷断層	45	逆断層、左横ずれ成分あり
F2	綾瀬川断層	45	逆断層
F3	元荒川断層	45	逆断層
F4	野田隆起帯	45	逆断層
F5	(山手台地東縁)	45	逆断層
F6	箱根ヶ崎断層	70	左横ずれ断層
F7	(立川断層南部)	70	逆断層、左横ずれ成分あり
F8	(横浜沖)	45	逆断層
F9	伊勢原断層	60	逆断層
F10	高座丘陵南縁	45	逆断層
F11	武蔵野台地北東縁	45	逆断層
F12	狭山丘陵東縁	45	逆断層
F13	松田北断層	45	逆断層、右横ずれ成分あり
F14	神縄断層	45	逆断層、右横ずれ成分あり
F15	富士山東縁	30	逆断層
F16	(鶴川向斜)	45	逆断層

表 1 首都圏に分布する震源断層 (図 8、P.72)。() は上総層群を变形させる断層 (図 8 の青い矩形) を、それ以外は下総層群の堆積期ないしは第四紀後期に活動した可能性のある断層 (図 8 の赤い矩形) を示す。

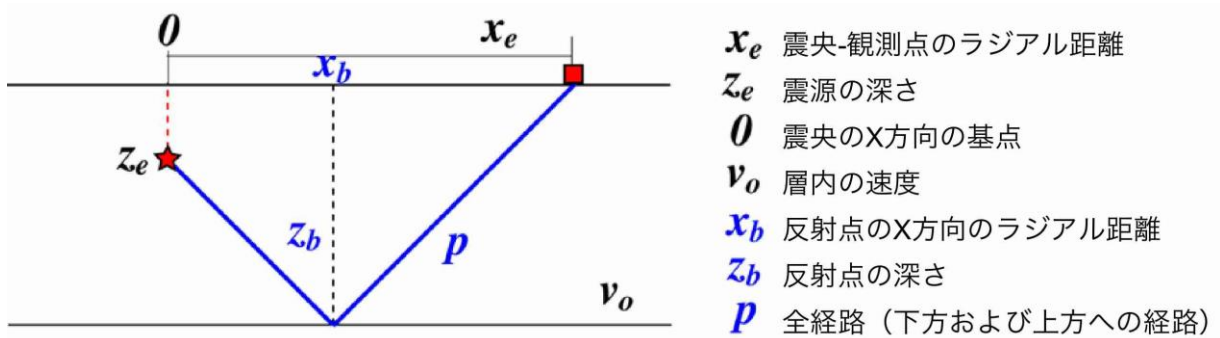


図 1. 震源と地表の観測点の反射経路の図。既知のパラメータは黒で示した。青色で示したパラメータは、既知のパラメータから求められた距離や走時である。震源から反射点に至る下方の経路は、反射点から上方に向かう経路に比べ短く非対称である（青線）。反射点( $x_b, z_b$ )は、震央と観測点の地表での距離の midpoint ( $x_e/2$ ) ではなく、より震央( $x=0$ )に近いことに留意すべきである。

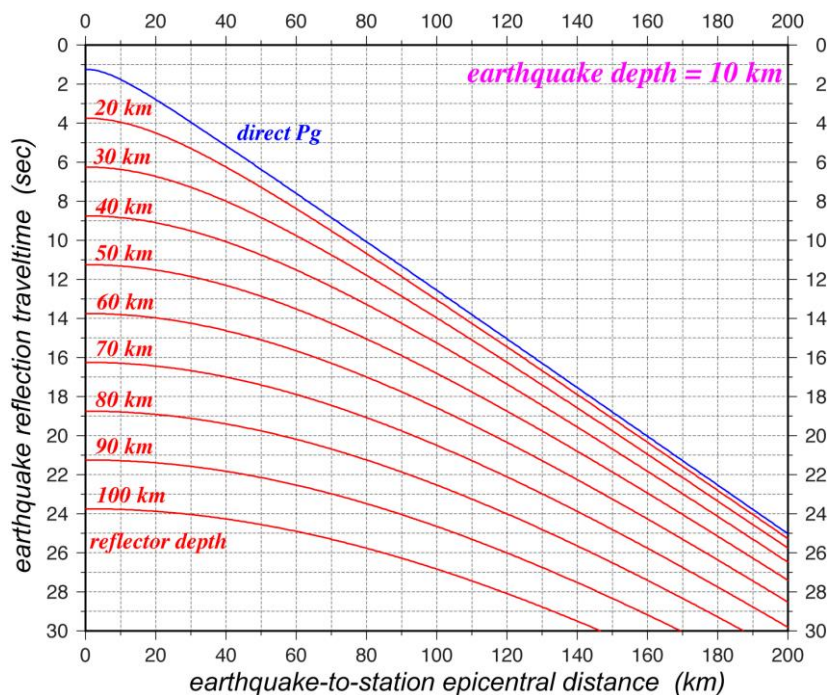


図 2 独立型収録機器（GSR-1）の設置の様子。深さ 10km の地震に対する様々な深さの P 波到達時間曲線。P 波速度は 8 km/sec。直達到達時間（Pg）は青線で示し、反射波は赤線で示す。反射面の深さは 20 から 100 km の深さである。水平距離は、震央から観測点までの距離。異なる反射面からの反射波は、水平距離の増大に伴い収斂する。これらの曲線は実際の地震のデータから反射面の深さを推定する際に有効である。

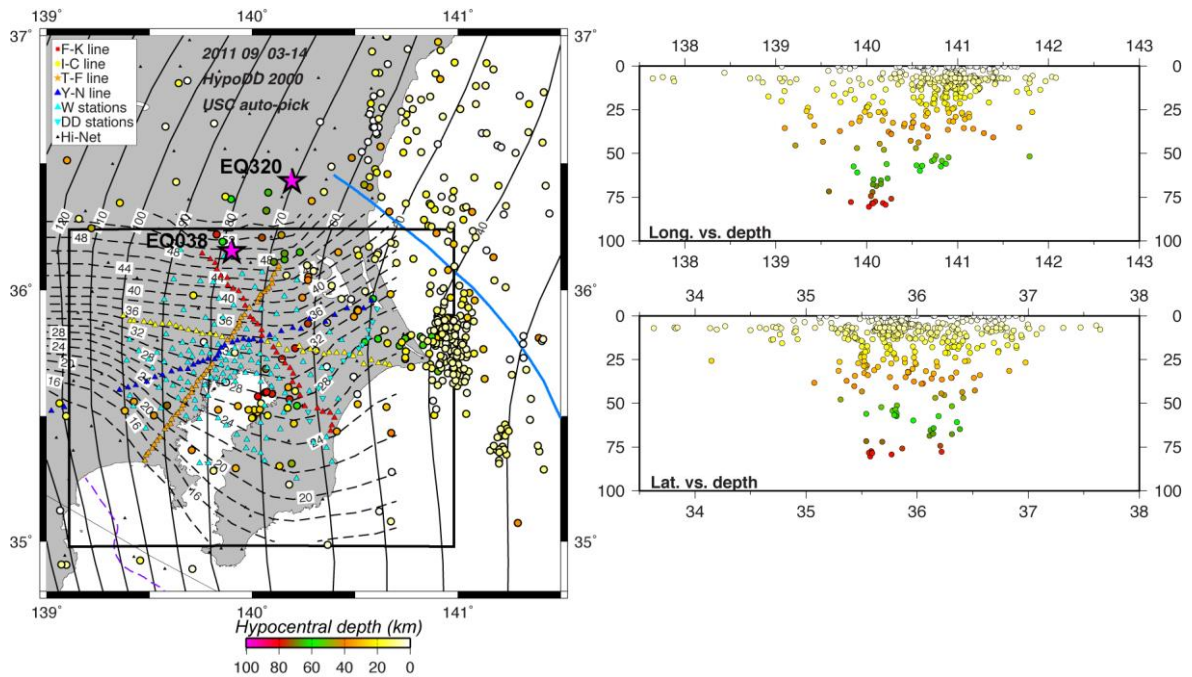


図 3. MeSO-net で観測された本研究で用いた地震。(左) MeSO-net の観測点配置と 2011 年 9 月 4-15 日に観測された近地地震。震源を示す円内の色は深さを表す。観測点は面的に配置されているが、約半数は 5 つの測線上にある。破線はフィリピン海プレート上面の深度、実線は Hirose (2012) による太平洋プレート上面の深度。四角は合成観測波形の数値計算を行った範囲。水色実線は、フィリピン海プレートの北限。星印は、図 5 と 6 に示した地震 (EQ320、EQ038) の震源。(右) 震源分布の断面表示。経線方向 (上) と緯線方向 (下)。

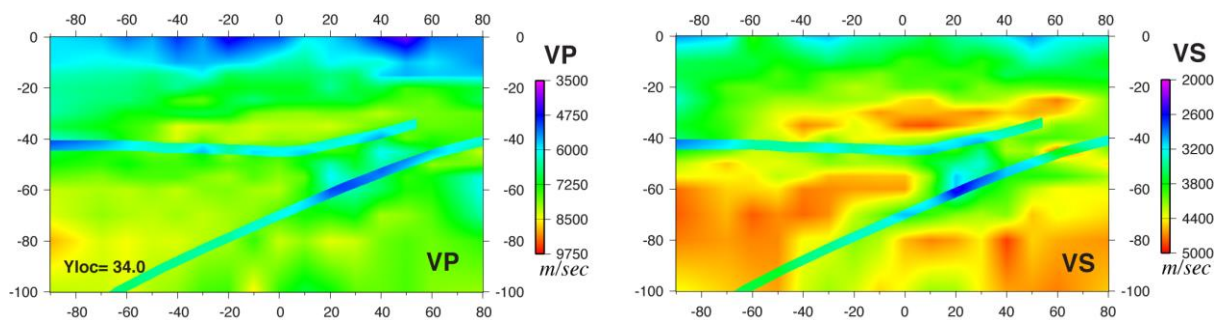


図 4. 合成波形計算に用いた速度構造モデル。東京湾を横断する P 波および S 波の速度構造断面。太平洋プレートの形状は、Hirose (2012) による。境界部は厚さ 4 km の周辺より 15% 遅い速度で表現した。30~40 km の深さに位置するフィリピン海プレート上面は地震研究所による。



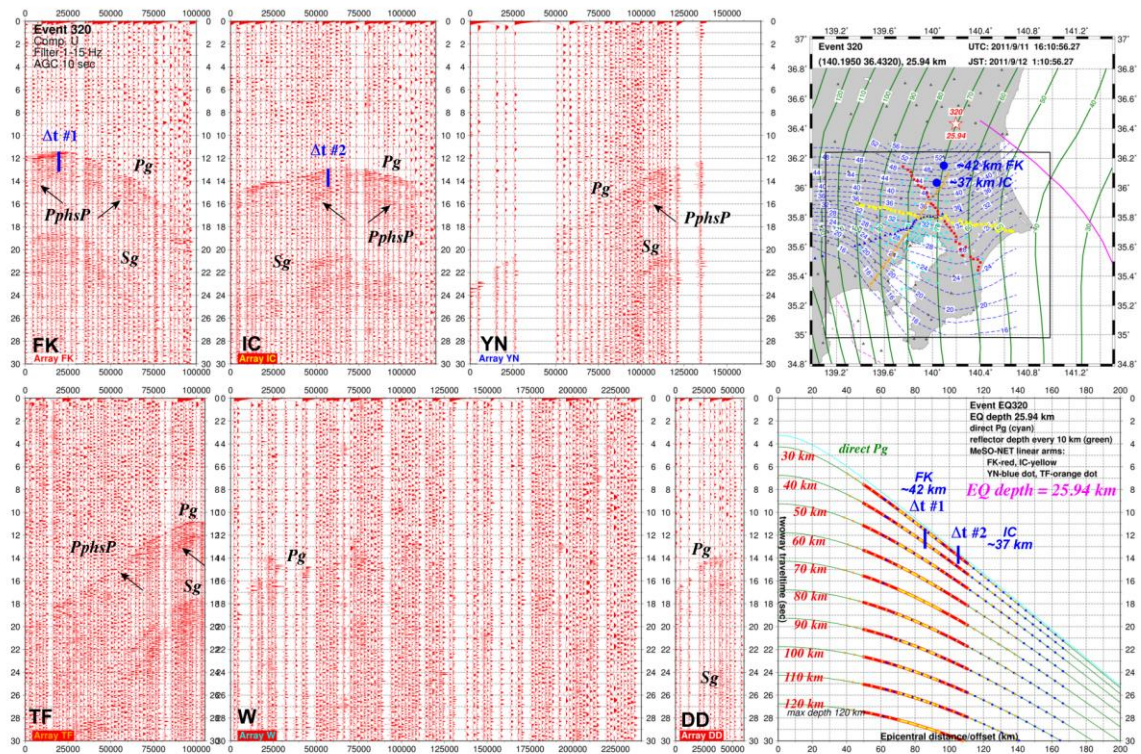


図5 フィリピン海プレート上面から自然地震波の反射の例。(左)地震イベント320(震央は図3参照)による地震波形。6つのパネルは4つの測線(FK, IC, YN, TF)と観測点群W(図3の水色上向きの三角形)と房総半島沿いの測線DD(図3水色の逆三角形)に対応する。図中にPg、Sg、Pp波の到達時刻を示す。(右上)フィリピン海プレート上面の深度を示す反射点の位置。(右下)地震イベント320の地震走時曲線。震源の深さ25.94 km、平均速度8 km/sec。表示した二つのPg-Pp到達時刻( $\Delta t$  #1, 2)は、反射面の深さを示す。

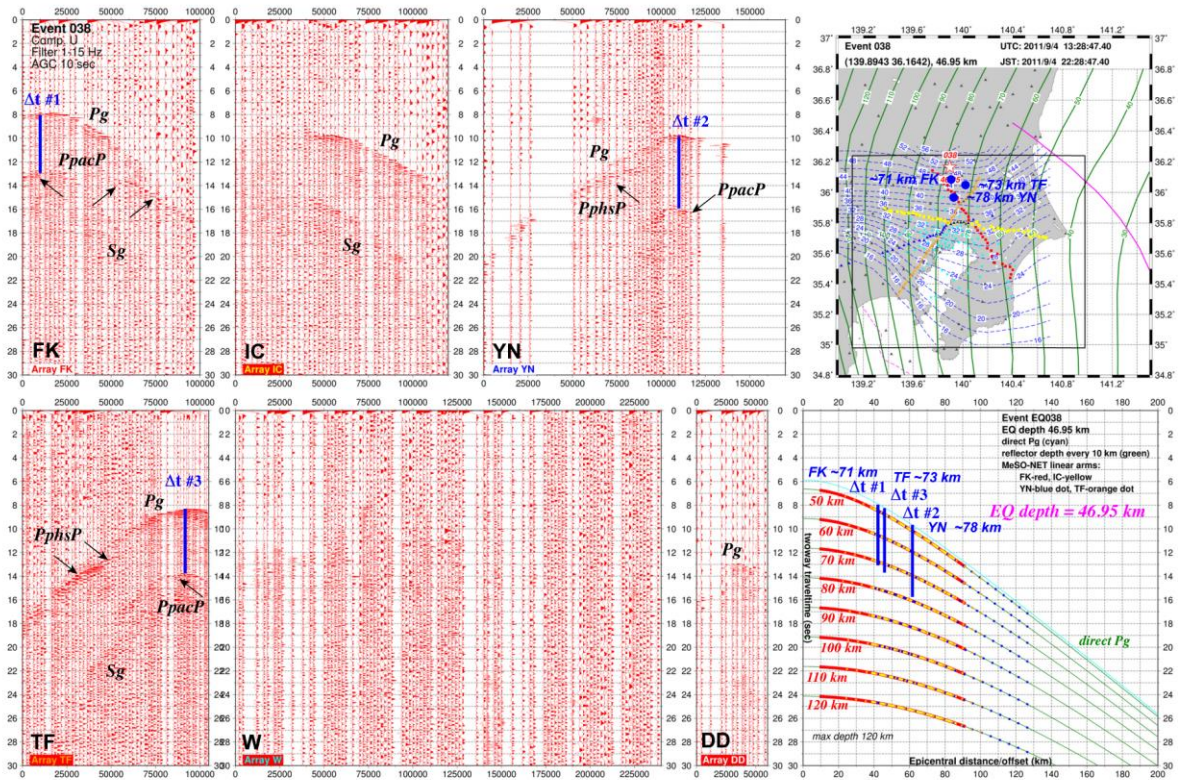


図6 太平洋プレート上面から自然地震波の反射の例。(左) 地震イベント 038 (図3 参照) による地震波形。パネル配置は図5 と同じ。Pg、Sg、PpacP の到達時刻が明瞭に現れている。加えて反射波 PphsP も顕著である。(右上) 太平洋プレート上面深度に関連した反射点の位置。(右下) 地震イベント 038 の地震走時曲線。震源の深さは 46.95 km。平均速度は 8 km/sec。表示した三つの Pg-PpacP 到達時刻( $\Delta t$  #1, 2, 3)は反射面の深さを示す。

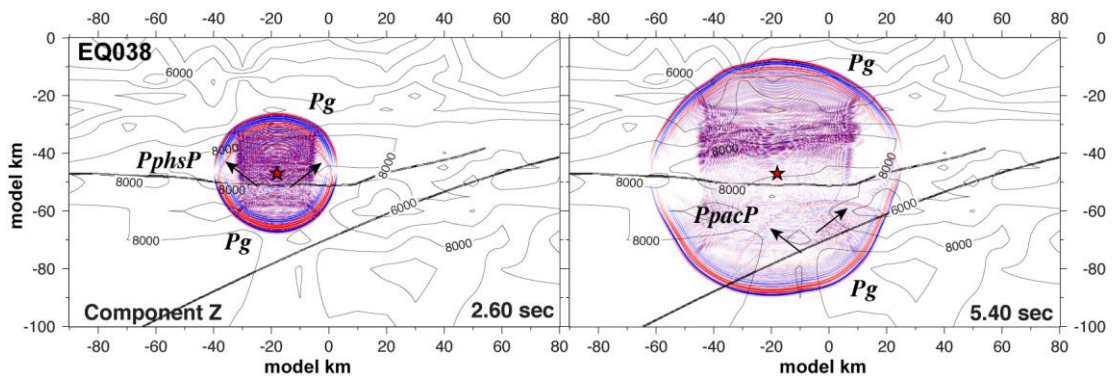


図7 地震イベント 038 の波面伝搬の計算結果。(左) 2.60 秒後 (右) 5.40 秒後の波面伝搬。震源の深さは 46.95 km (赤星印)。Pg 相は両パネルで明瞭である。PHS スラブ上面での反射は 2.60 秒のパネル、太平洋プレート上面での反射は 5.40 秒のパネルで明瞭である。

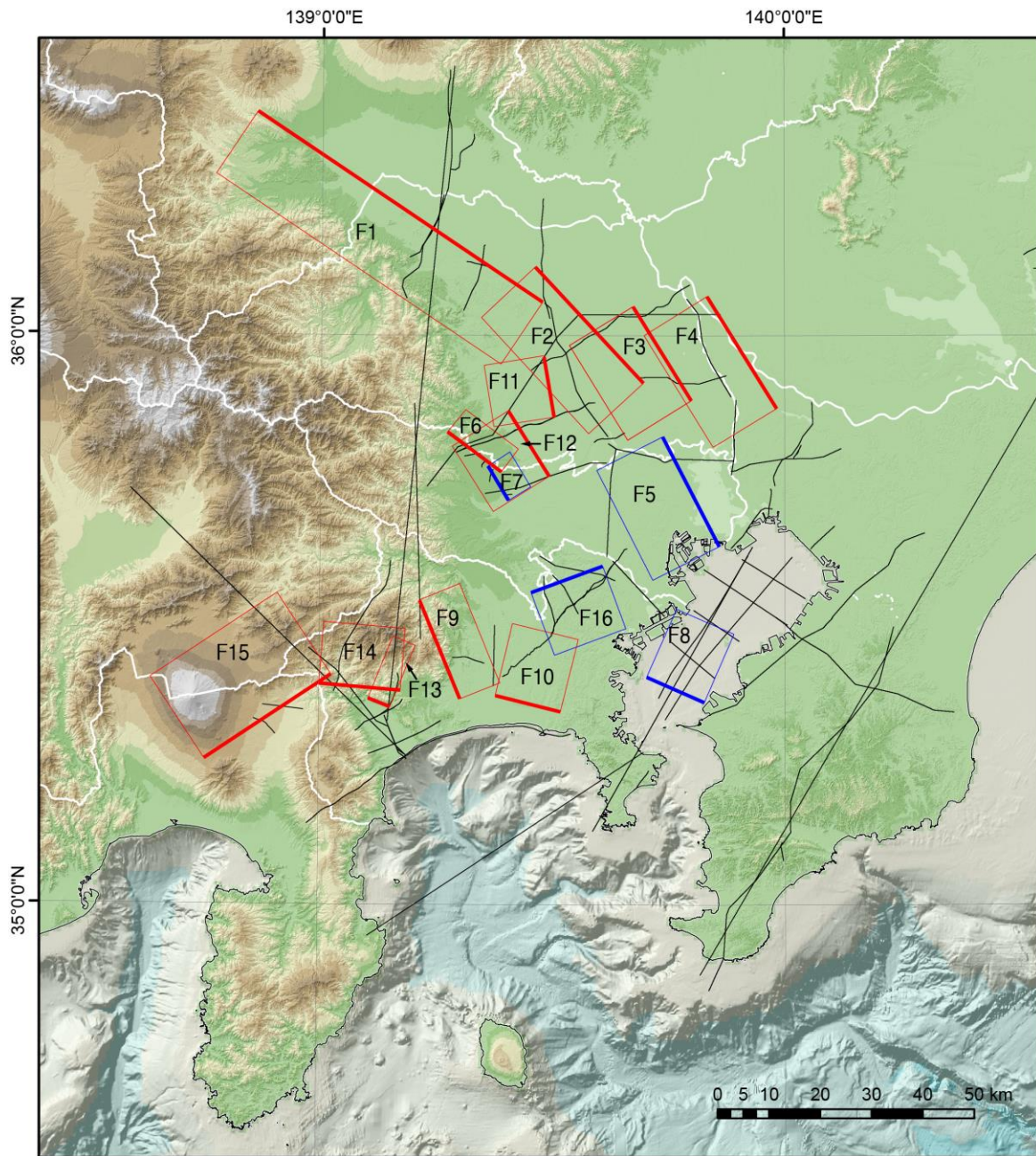


図 8 首都圏に分布する震源断層の矩形モデル。黒線は検討した反射測線の位置を示す。太線は断層面上端位置を示す。赤い矩形は下総層群の堆積期ないしは第四紀後期に活動した可能性のある断層、青色は上総層群を变形させる断層を示す。

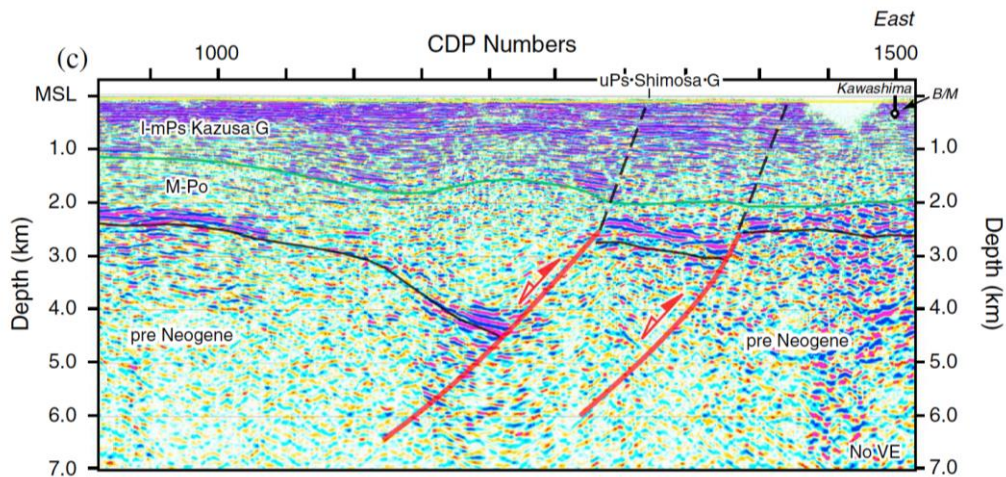


図9 大大特・北関東測線で見出された、荒川付近の伏在逆断層の構造 (Ishiyama et al., 2013)。断面の縦横比は 1:1。黒実線は先新第三系基盤岩類上面、緑実線は中新統・鮮新統上面、黄色線は中下部更新統・上総層群の上面を示す。

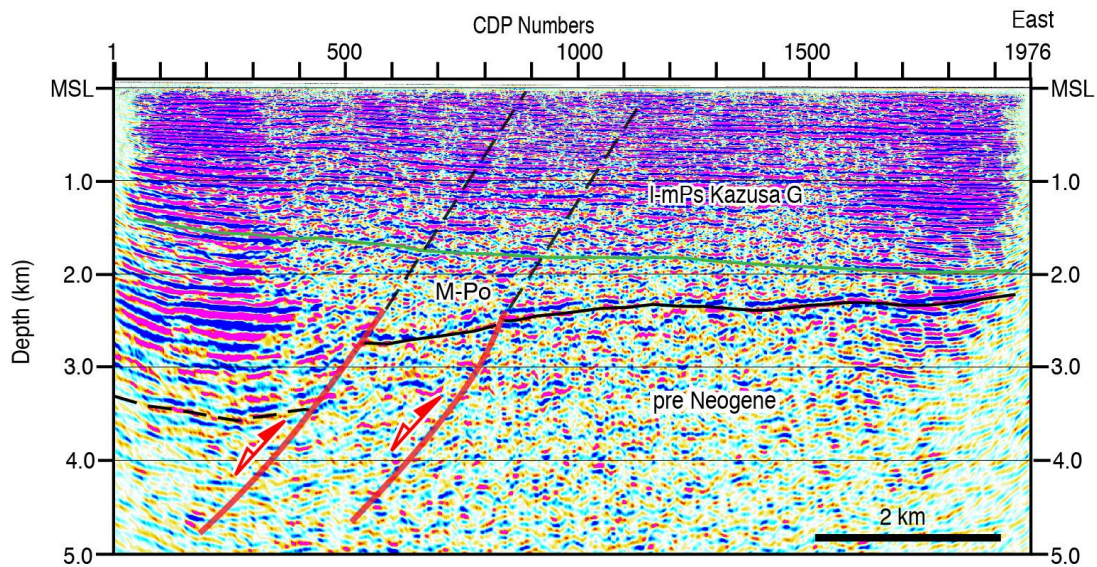


図10 2014年に実施した武蔵野台地東縁における反射法地震探査で見出された伏在逆断層の構造。断面の縦横比は 2:1。黒実線は先新第三系基盤岩類上面、緑実線は中新統・鮮新統上面、黄色線は中下部更新統・上総層群の上面を示す。

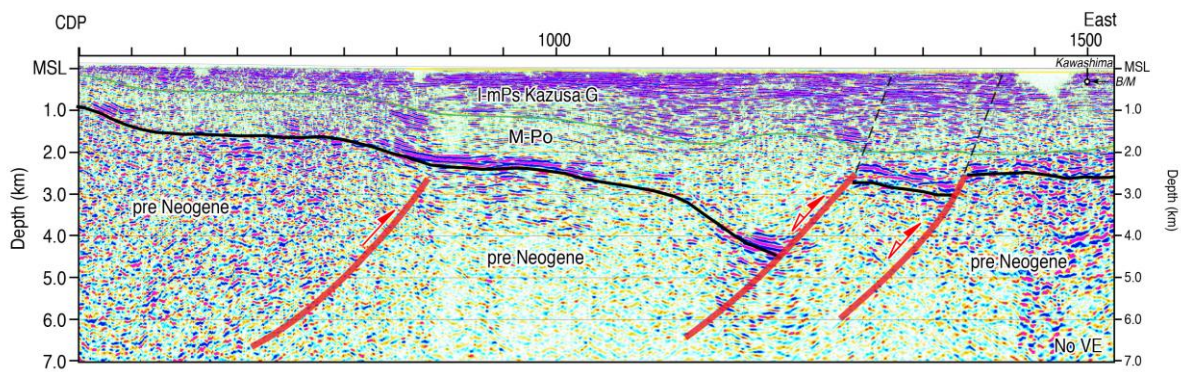


図 11 大大特・北関東測線で見出された、狭山市付近の伏在逆断層の構造（Ishiyama et al., 2013 を改変）。断面の縦横比は 1:1。黒実線は先新第三系基盤岩類上面、緑実線は中新統・鮮新統上面、黄色線は中下部更新統・上総層群の上面を示す。

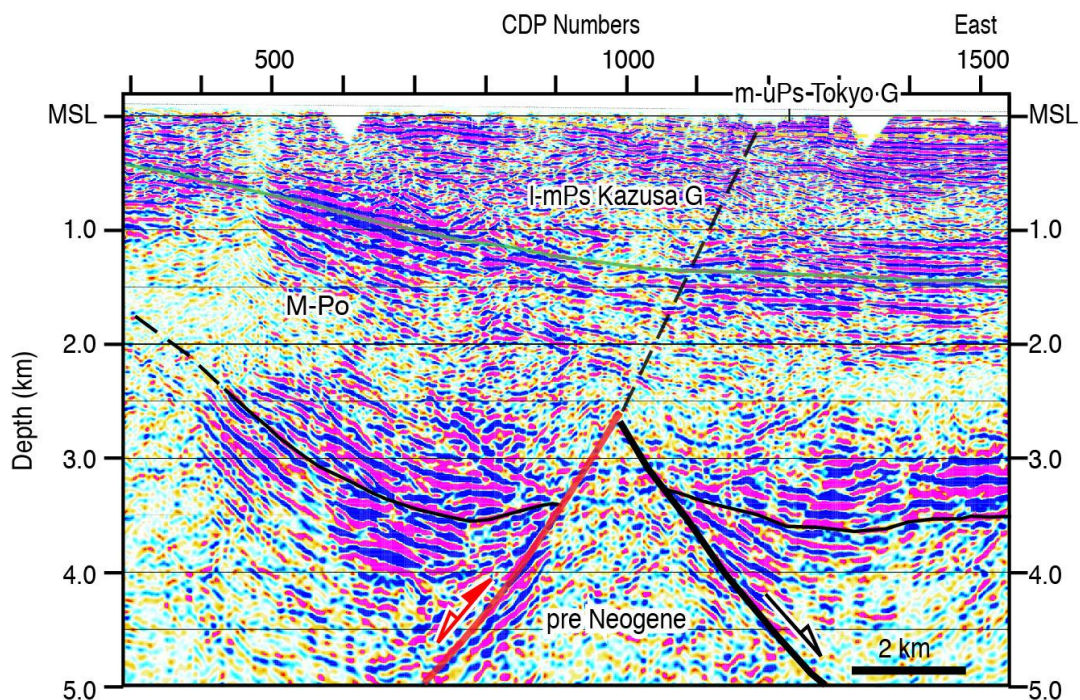


図 12 東京都 2003 測線の再解析深度断面図。断面の縦横比は 2:1。黒実線は先新第三系基盤岩類上面、緑実線は中新統・鮮新統上面、黄色線は中下部更新統・上総層群の上面を示す。

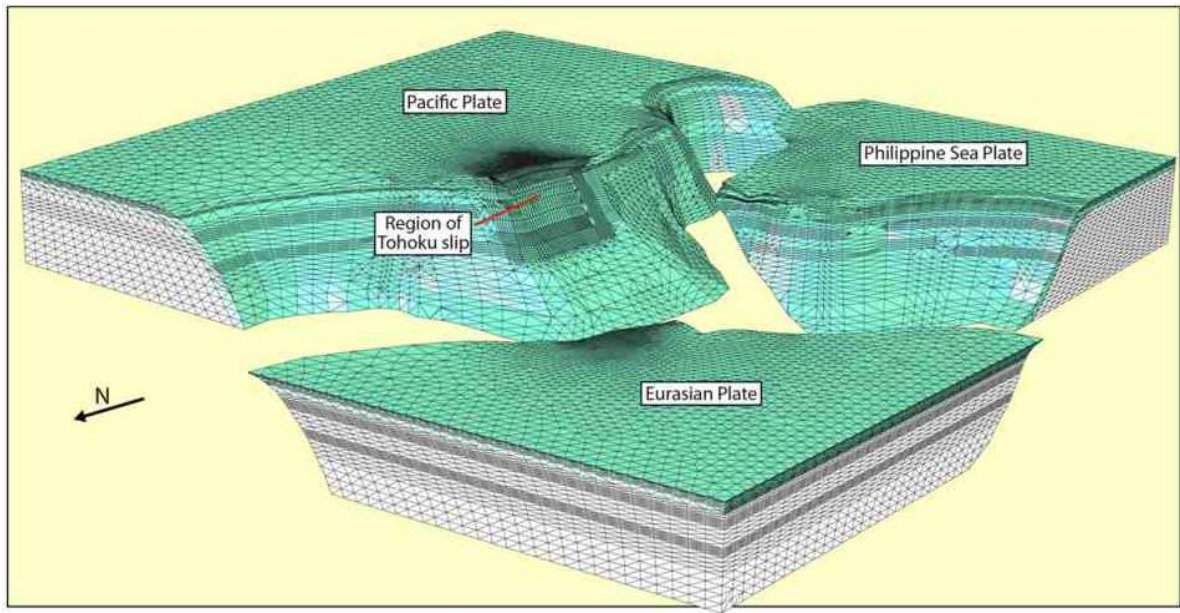


図 13 本研究で用いた有限要素モデル。北西上方から眺めた図。見やすくするために太平洋（左上）／フィリピン海（右上）／ユーラシア（下）プレート間のプレート境界で分離して表示。緑色の要素はリソスフェア、白の要素はアセノスフェア、マンツルを示す。

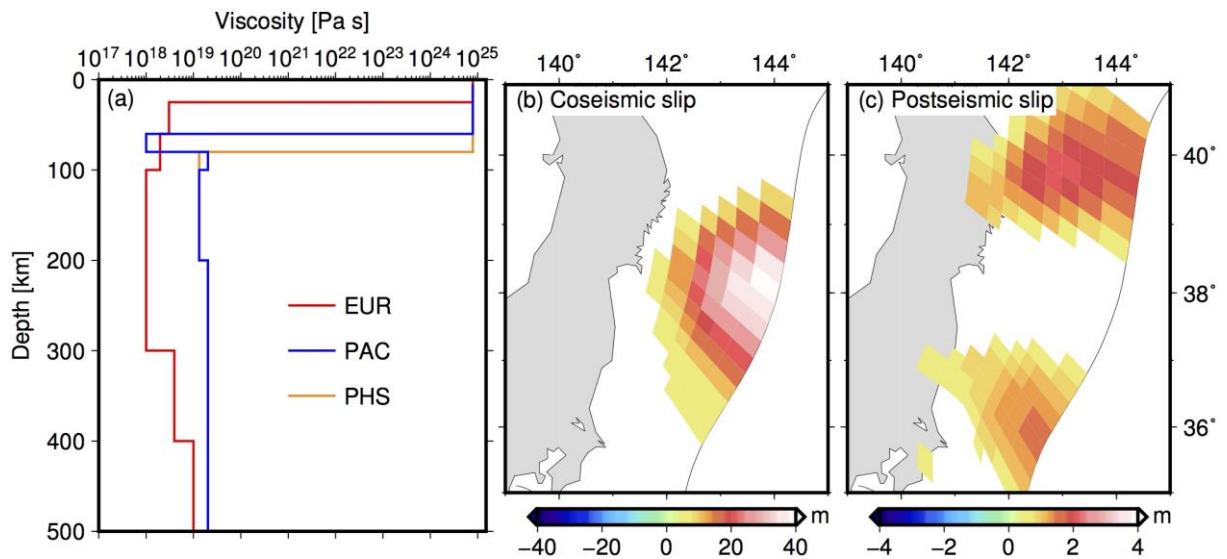


図 14 モデルで用いた構造パラメーター。(a) 粘性構造。(b) 本震時のすべり分布。(c) 余効すべりの分布。

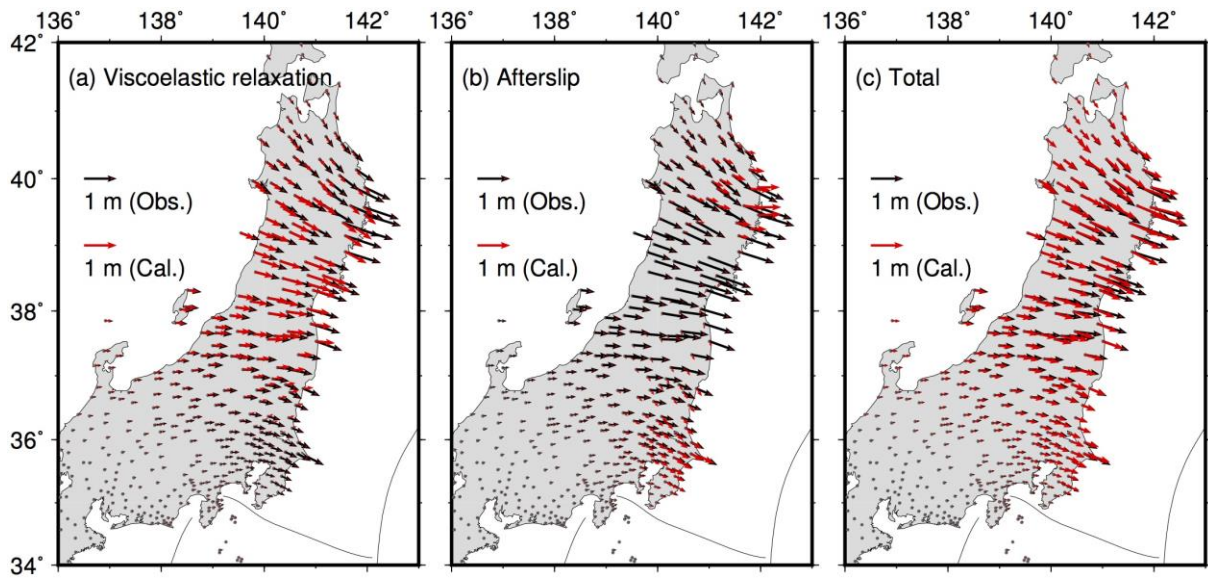


図 15 三年間の地殻変動。(a) 粘弾性緩和による地殻変動。(b) 余効すべりによる地殻変動。(c) 粘弾性緩和と余効すべりの和。それぞれ赤矢印は計算変位、黒い矢印は観測変位を表す。

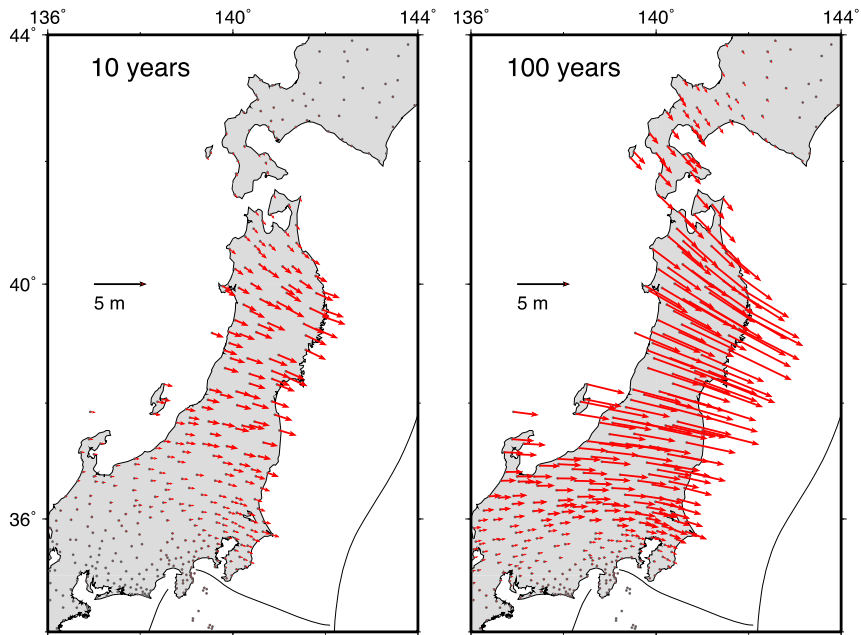


図 16 10年後、100年後の地殻変動。

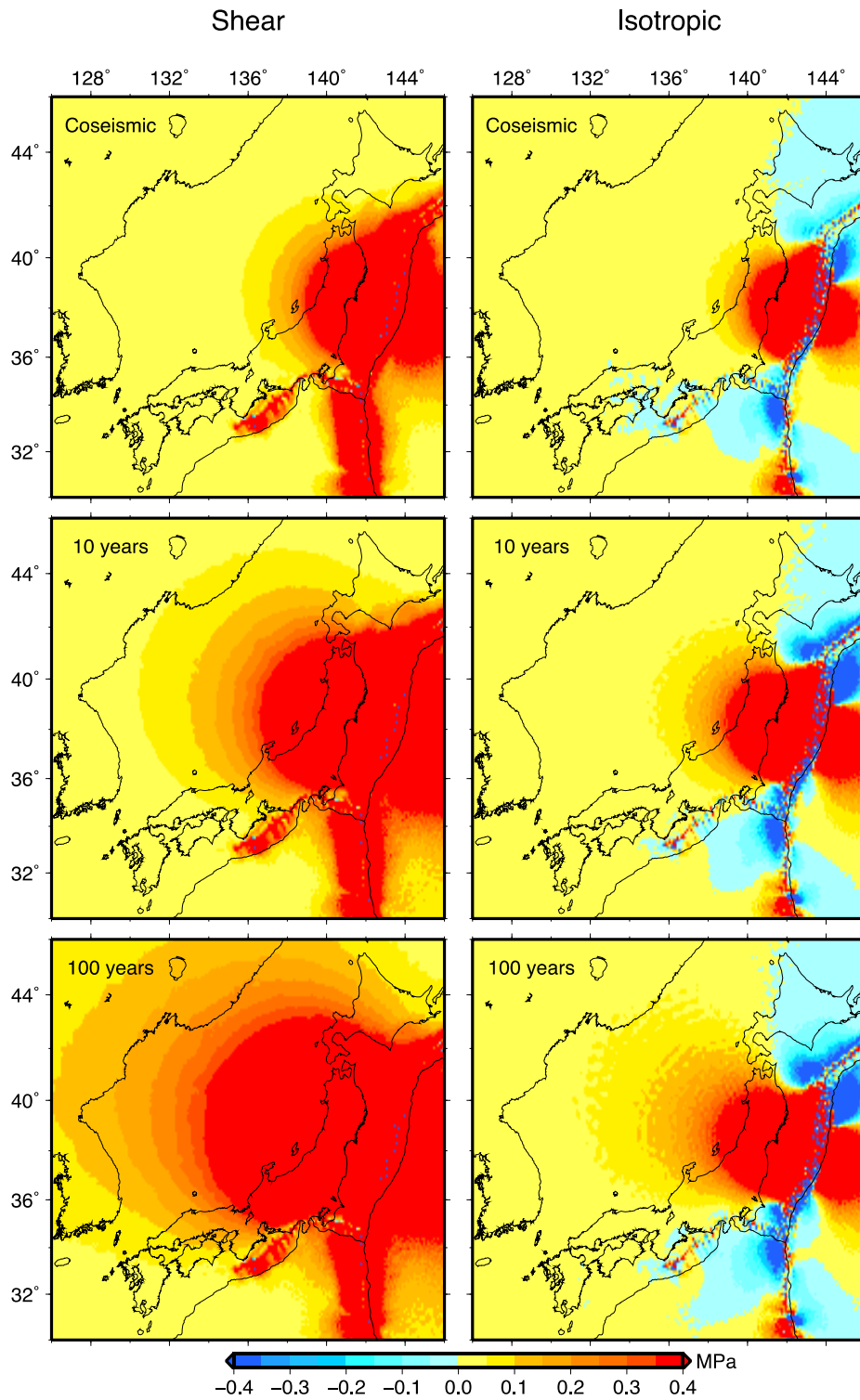


図 17 地震時、10 年後、100 年後の応力場。(左) 剪断応力。(右) 等方応力。



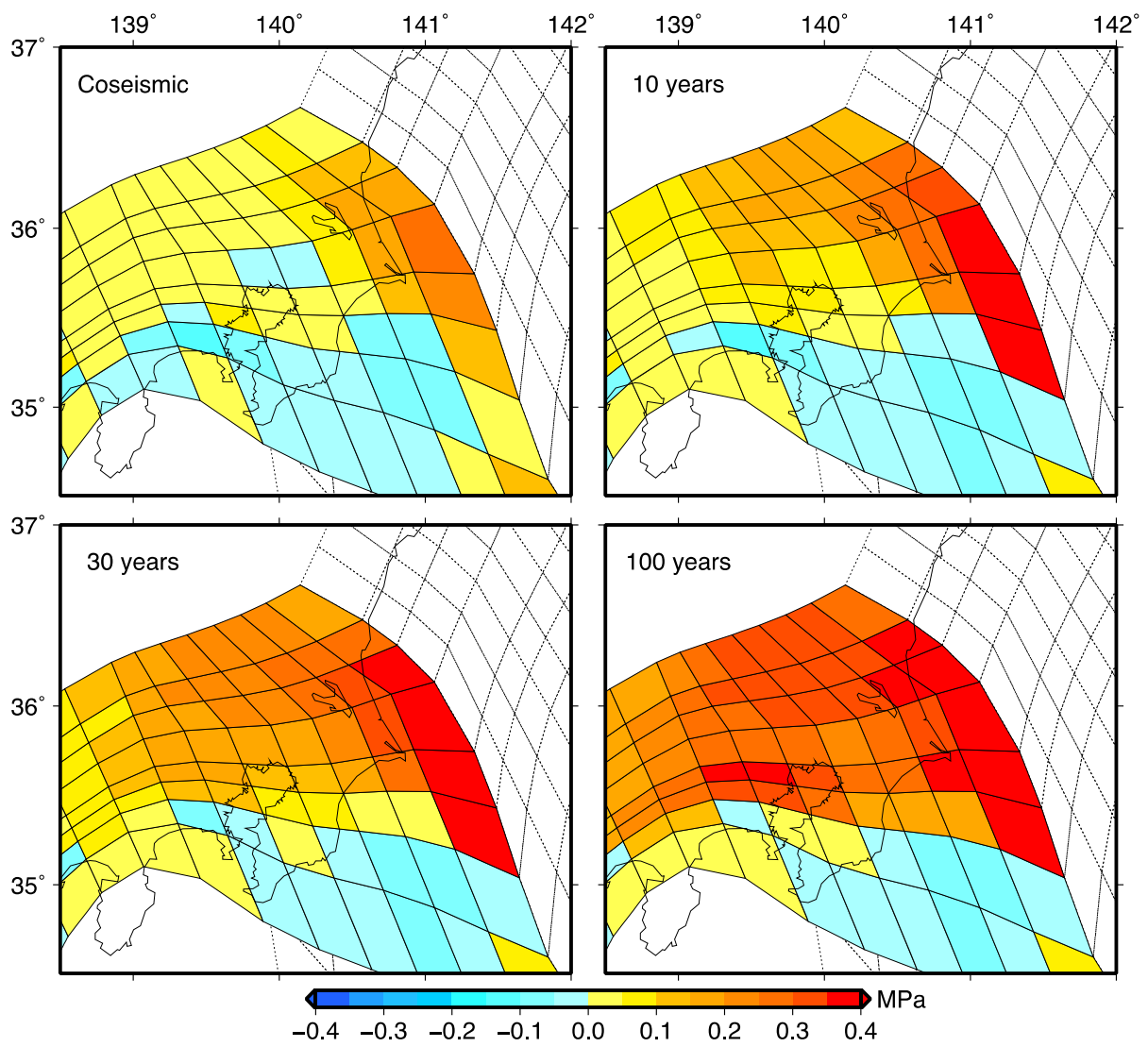


図 18 地震時、10 年後、30 年後、100 年後のプレート境界上におけるクーロン応力変化。剪断応力はフィリピン海プレートの沈み込み方向に沿って計算した。摩擦係数  $\mu$  は 0.4 とした。

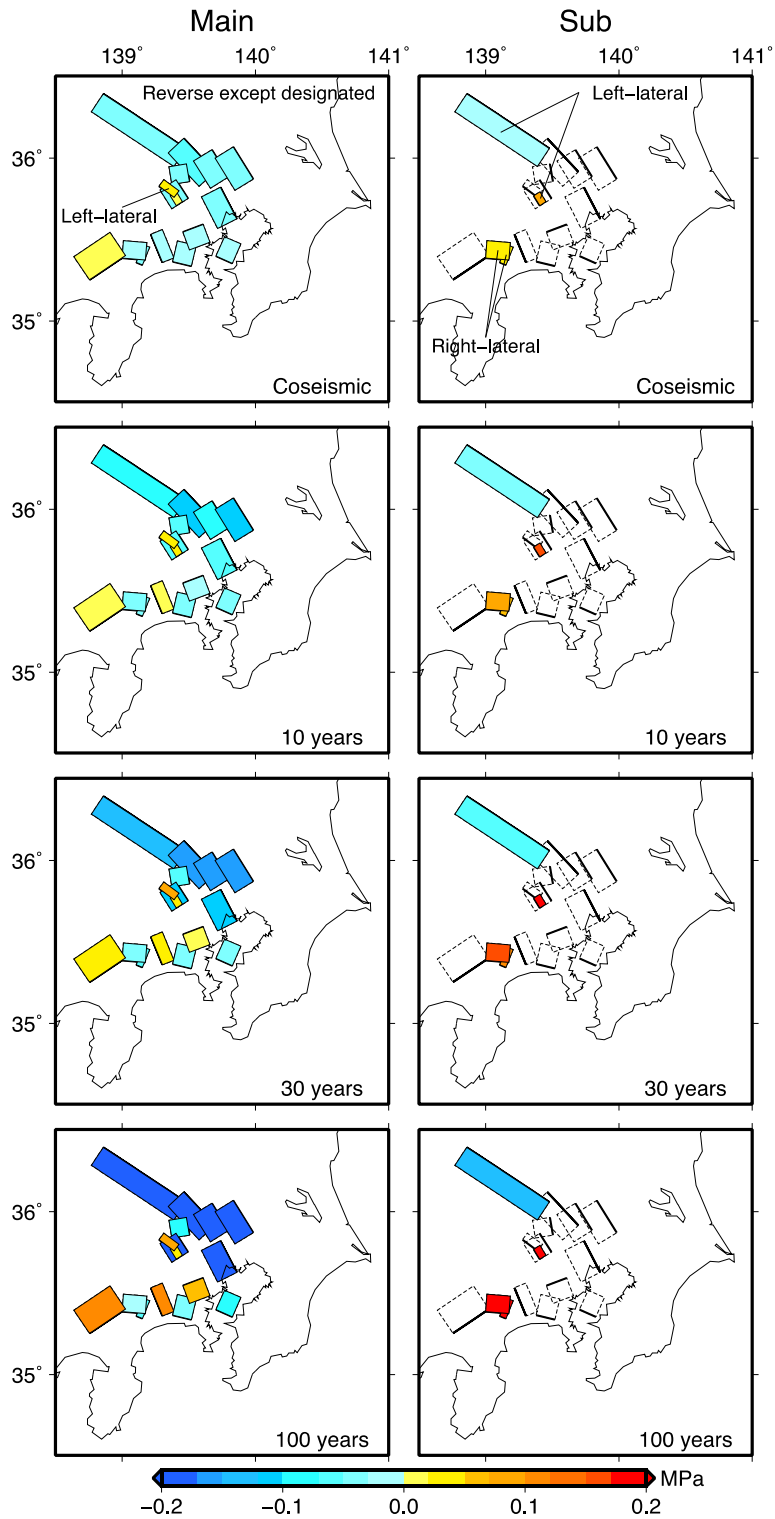


図 19 首都圏下の伏在断層上における地震時、10年後、30年後、100年後のクーロン応力変化。(右) 全ての断層に対するクーロン応力。剪断応力項は表 1 に記載された方向（逆断層または左横ずれ）に対して計算した。(左) 横ずれ成分をともなう逆断層（F1、F7、F13、F14）における横ずれ運動に対するクーロン応力変化。