

関東地域の地殻内応力マップの作成

今西和俊^{1,*}・内出崇彦¹・大谷真紀子¹・松下レイケン¹・中井未里¹

Kazutoshi Imanishi, Takahiko Uchide, Makiko Ohtani, Reiken Matsushita and Misato Nakai (2019) Construction of the Crustal Stress Map in the Kanto Region, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 70 (3), p.273–298, 15 figs, 2 tables, 3 appendices.

Abstract: We constructed a crustal stress map of the Kanto region, central Japan, from earthquake focal mechanism solutions. In order to increase the spatial resolution of the stress map, we included more data than the routine catalog by determining focal mechanisms of small earthquakes down to magnitude 1.5 in approximately the past 14 years. We obtained 1142 well-constrained solutions using P-wave polarity data as well as body wave amplitudes, which successfully filled the gap in the stress fields left by previous studies. We merged our focal mechanism catalog with the Japan Meteorological Agency earthquake catalog and that of our previous studies, which have become a source of information on the stress map. For each earthquake, we estimated the direction of the maximum horizontal compressive stress (S_{Hmax}) based on plunge angle of the P-, B-, and T-axes. The type of stress field was also determined using rake angles, which provide a single scalar value on a continuous scale varying from -1 (normal faulting) to 0 (strike-slip faulting) to $+1$ (reverse faulting). We then computed the mean S_{Hmax} and type of stress field on a mesh interval of 10 km, which we refer to as a stress map. Compared with previous stress maps in the present study area, our map succeeds in reducing the blank area of stress information and provides higher spatial resolution in stress fields. The stress map reveals a complex stress pattern, which includes sudden changes in the S_{Hmax} direction, clockwise S_{Hmax} rotation from the Izu Peninsula to its north area, the existence of multiple tectonic stress provinces in the spatial scale of a few 10 km, and normal-faulting stress fields prevailing in the coastal region of the Pacific Ocean. These features are important for understanding local tectonics and evaluating future earthquake risk in this area.

Keywords: stress map, Kanto region, small earthquake, focal mechanism

要 旨

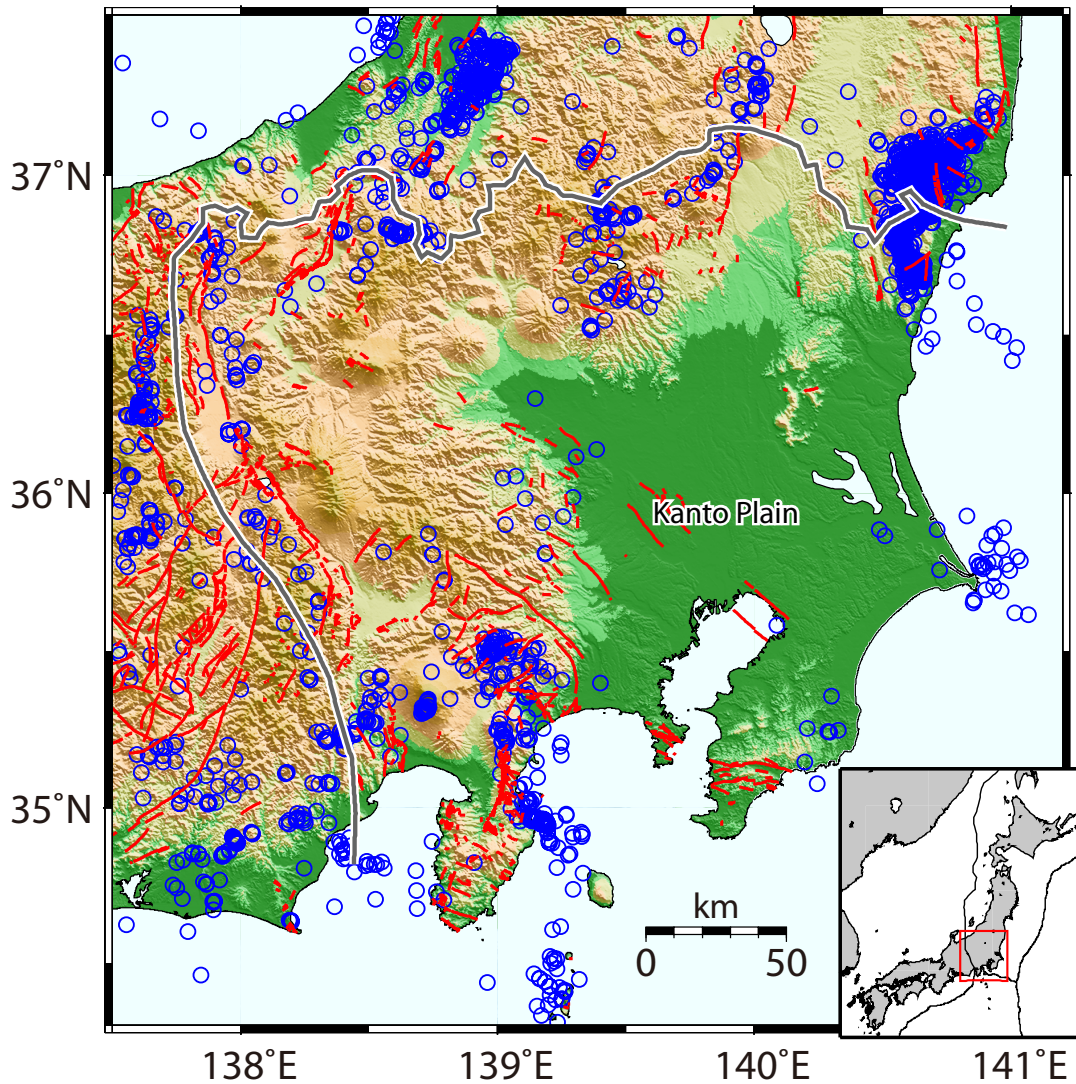
関東地域の地殻応力マップを作成するため、過去14年間にわたるマグニチュード1.5以上の地震の発震機構解を決定した。気象庁一元化カタログや我々の先行研究の結果もコンパイルし、10 kmメッシュの応力マップとして纏めた。小さな地震まで解析して発震機構解データを増やしたことで、先行研究よりも応力場の空白域が減少し、さらに応力場の空間分解能を格段に高くすることができた。得られた応力マップは非常に複雑な様相を示しており、最大水平圧縮応力方位(S_{Hmax})が急変する場所があること、伊豆半島から北部に向けて S_{Hmax} が時計回りに回転すること、数十kmスケールの複数の応力区が確認できること、太平洋沿岸域は正断層場が卓越するなどの特徴が明らかになった。これらの特徴は、この地域のテクトニクスの理解や将来の地震リスクを評価する上で重要な情報である。

1. はじめに

地下の応力状態を把握することは、地質学や地震学のみならず、土木工学、資源・エネルギー分野においても非常に重要である。地震学分野においては、応力は地震の駆動力そのものであり、将来発生する地震の最大規模や発生様式の評価、さらには一定期間内の発生確率の精度を高めていくための基礎情報である。日本列島の応力場は松田ほか(1978)が第四紀火山の構造や活断層の運動センスから応力軌跡図として提示したのを皮切りに、地震の発震機構解が蓄積されるにつれて徐々に精緻化され、応力マップとしてまとめられてきた(Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake *et al.*, 2015)。しかし、これらの応力マップでも地震活動が低調な地域では正確な応力情報が得られておらず、実際に周囲の応力場から予想されない地震の発生も報告されている(例えば、Imanishi *et al.*, 2012)。周辺の応力情報

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

* Corresponding author: K. Imanishi, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan, E-mail: imani@ni.aist.go.jp



第1図 本研究の調査地域。青丸は1997年10月から2016年10月までの気象庁一元化カタログに含まれる深さ25 km以浅の地震のうち、発震機構解が決まっている地震を示す。灰色の線は地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2015)による関東地域の地域評価の評価対象地域を示す。赤線は活断層研究会(1991)による活断層線を示す。地形データは岸本(1999)により編集された海陸統合メッシュデータを使用。

Fig. 1 Target area of the present study. Blue circles show earthquakes shallower than 25 km, the focal mechanism solutions of which are listed in the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog (October 1997–October 2016). The gray line represents the region of long-term evaluation of active faults in the Kanto region by the Headquarters for Earthquake Research Promotion Investigation Committee (2015). Red lines show active faults based on the Research Group for Active Faults of Japan (1991). Topography is based on Kishimoto (1999).

を安易に内挿して応力場の空白域を埋めてはいけない場合があることを物語っており、応力場の空白域を可能な限り無くしていくとともに空間分解能を上げていくことが必要である。そのためにはできるだけ小さな地震まで解析に加えることが有効であり(例えば、Matsushita and Imanishi, 2015)、またそれでも不十分な場所については応力を反映した地形地質等の多様なデータも活用していく必要がある。

このような背景のもと、産業技術総合研究所地質調査

総合センターは、微小地震解析による応力場推定を中心に高い空間分解能を持つ地殻応力マップの整備を行うことにした。日本列島全域をカバーすることを目指しているが、まずは関東地域の地殻内(主に25 km以浅)をケーススタディとして試作を進めることにした。実際の調査地域は関東地域の活断層の長期評価(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2015)の対象領域(第1図の灰色の線の内側)に合わせており、長野県、山梨県及び静岡県のうち糸魚川-静岡構造線周辺域も含まれている。関東

地域の地殻内応力場を詳しく調べた研究として、塚原・池田（1983, 1991）や鈴木（1989, 1992）による先駆的な研究があるが、これらの研究が発表されて以降、基盤的地震観測網が整備されたことで観測データが大幅に蓄積されており、関東地域の応力場をさらに詳細かつ定量的に検討していく環境が整ったといえる。

本研究では、まず初めに基盤的地震観測網のデータを用いてマグニチュード1.5以上の地震を解析し、独自に発震機構解のカタログを作成する。さらに気象庁一元化カタログや既存研究のデータもコンパイルし、関東地域の10 kmメッシュの応力マップを作成する。得られたマップを先行研究や他の応力情報と比較し、応力場の特徴に関しては地質学的・地球物理学的視点から考察する。

2. データ

第1図の青丸は1997年10月から2016年10月までの気象庁一元化カタログに含まれる深さ25 km以浅の地震のうち、発震機構解が決まっている地震を示す。本研究の対象領域の多くの場所で、気象庁一元化カタログによる発震機構解が決まっていないことがわかる。これは、この地域の地震活動が低調であることに加え、地震の規模がそもそも小さいため、一般的なP波初動を用いる方法では一意に解が決められないためである。そこで本研究では、気象庁一元化カタログによる推定結果が不足している地域を中心に、波形の振幅情報も加えて独自に発震機構解を推定することにした。

解析対象とした地震の分布を第2図の黒丸で示す。また、解析データの期間とマグニチュードを第1表に示す。本研究は陸側プレート（北米プレート）の地殻内の地震を対象とするため、震源の深さは主に25 km以浅であるが、震源分布が深さ方向に繋がっている場合は無理に切ることはせず、解析対象に含めることにした。その結果、東京湾周辺では深さ30 km前後の地震も含まれている。Ishida（1992）や弘瀬ほか（2008）のフィリピン海プレートモデルによると、東京湾周辺のフィリピン海プレート境界面の深度は30 kmを超えているが、中央防災会議の首都直下地震モデル検討会（首都直下地震モデル検討会, 2013）では10 kmほど浅くなるプレートモデルが提案されており、解析対象の地震の中にはフィリピン海プレートに関連した地震も一部含まれている可能性がある。解析に使用した観測点は第2図の四角で示しており、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（NIED Hi-net）、気象庁（JMA）、東京大学地震研究所（ERI）、京都大学防災研究所（DPRI）が管理する定常地震観測網が含まれる。それぞれの観測点には主に固有周波数1 Hzまたは2 Hzの高感度地震計が設置されており、100 Hzサンプリングの連続記録が収録されている。このうち、Hi-netの観測点にはボアホール型の地震計が設置

されている（Okada *et al.*, 2004）。震源決定及び発震機構解の推定精度を上げるため、気象庁が読み取り対象としていない観測点も含め、読み取りが可能な観測点全てのP波及びS波の到達時刻とP波初動極性を手動で検出した。

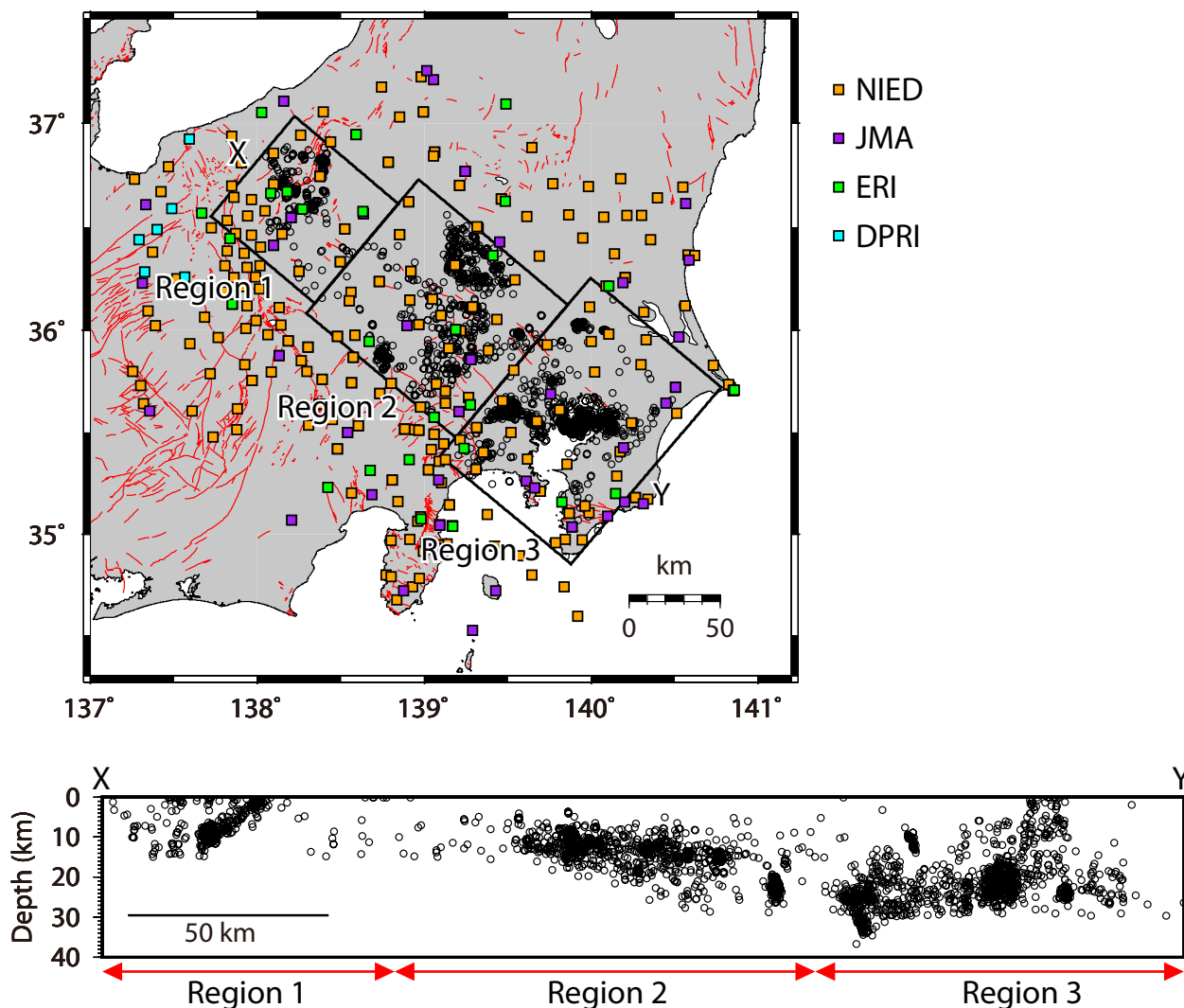
3. 震源決定

発震機構解の推定に先立ち、震源決定を行った。速度構造は色々試した結果、今西ほか（2013）が霞ヶ浦南端直下の活動の震源決定に使ったものと同じ構造を採用した（第3図）。まず初めにHirata and Matsu'ura（1987）によるhypomhを用いて震源決定するとともに、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正值を求めた。次にこの観測点補正值を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。本研究では走時残差の二乗平均平方根（RMS）値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差のRMSは、P波は0.23秒から0.15秒へ、S波は0.57秒から0.27秒へ減少した。Hirata and Matsu'ura（1987）の方法による最尤推定量の漸近的な分散共分散行列から見積もられる推定誤差は平均して水平方向に373 m、鉛直方向に676 mである。震源決定結果を第4図のオレンジの丸で示す。全般的な分布は気象庁一元化カタログの震源（黒丸）と大きく変化しないが、より密集してクラスター化する分布が得られた。

4. 発震機構解の推定

本研究ではP波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使うことで、より多くの地震の発震機構解を推定することを試みた。本研究で扱う推定法はこれまでも多くの微小地震に適用されており、その有効性が示されている（例えば、Imanishi *et al.*, 2011；今西ほか, 2013；Matsushita and Imanishi, 2015）。実際の解析においてはP波初動の押し引きデータが10個以上ある地震に対して上記手法を適用した。解の品質はVariance Reduction（観測振幅値と理論振幅値の2乗残差を観測振幅値の2乗で正規化した量を100%から減じた量）とP波初動極性の一致度により判断した。本研究では、Variance Reductionが50%以上、P波初動極性の一致度が80%以上の場合を高品質の解と定義し、合計で1142イベントが高品質と判断された。

高品質の発震機構解の空間分布を第5図に示す。発震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするためにFlohlich（1992）の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じてビーチボールに色を付けている。Flohlich（1992）に従い断層タイプを定義すると、逆断層型が411イベント、横ずれ型が213イベント、正断層型が70イベントとなった。いずれのタイプにも属さなかった地震は448イベントで、



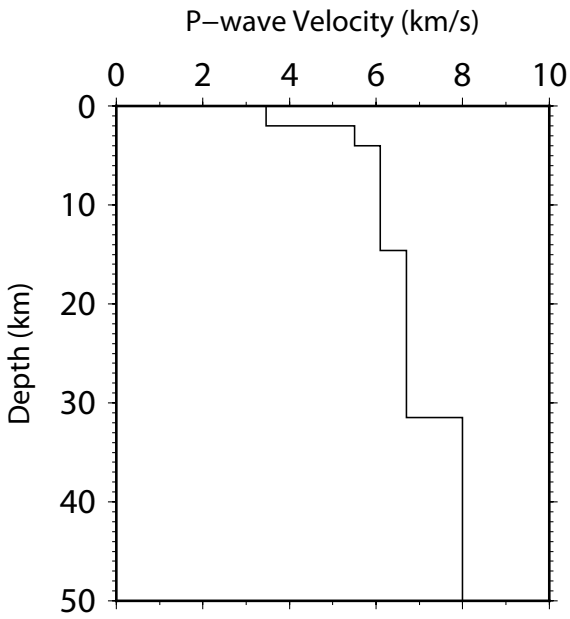
第2図 解析対象の地震(黒丸)および観測点分布(四角). オレンジ:防災科学技術研究所(NIED), 紫:気象庁(JMA), 緑:東京大学地震研究所(ERI), 水色:京都大学防災研究所(DPRI). 震源は気象庁一元化カタログによる. 断面図を下に示す. 各領域(Region)の震源情報は第1表を参照.

Fig. 2 Distributions of target earthquakes (black circles) and seismic stations (squares) used for the hypocenter and focal mechanism determination: orange squares; National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, purple squares; Japan Meteorological Agency (JMA), green squares; Earthquake Research Institute, University of Tokyo (ERI), and light blue squares; Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (DPRI). Hypocenters are based on the JMA catalog. A vertical cross section of the earthquake distribution along profile X-Y is shown below. Refer to Table 1 for source information of each region.

第1表 本研究で解析した地震の詳細

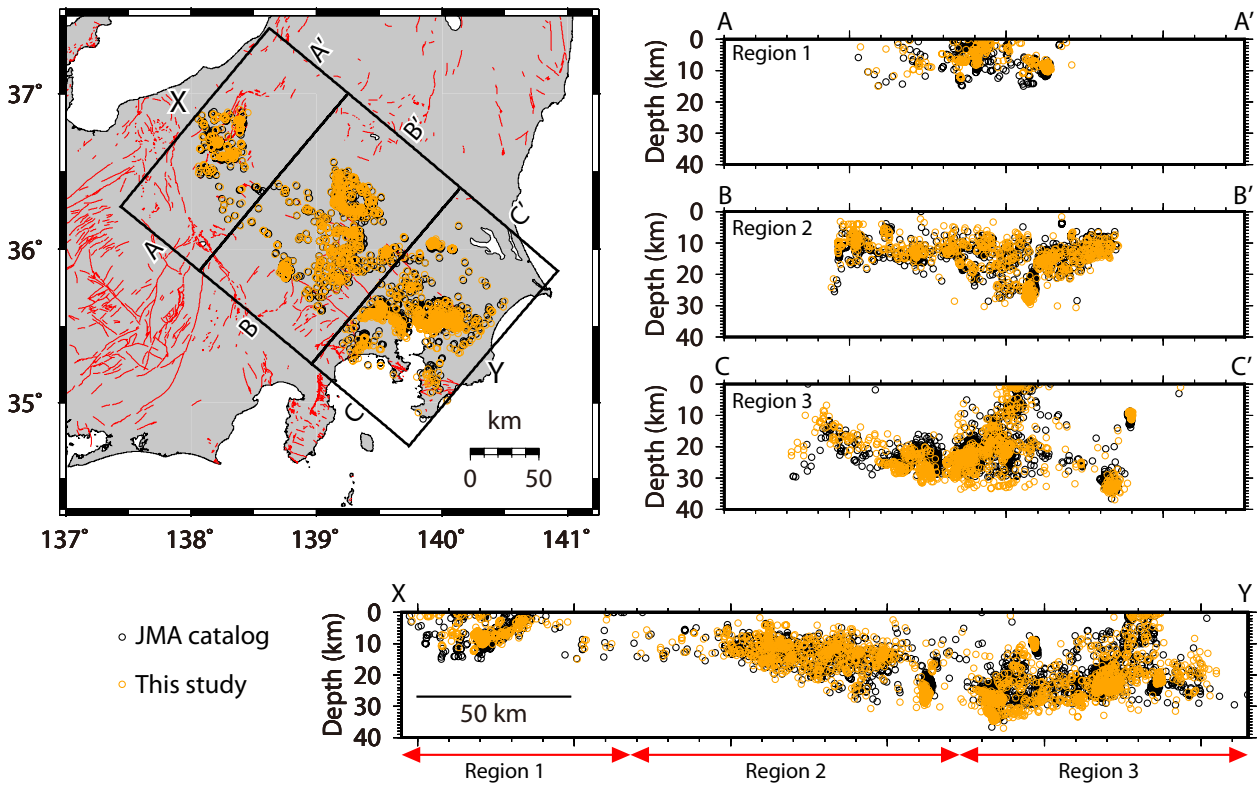
Table 1 Details of the earthquakes analyzed in the present study

Region	Period	Number	Magnitude
1	April 7, 2004–February 2, 2016	368	1.5–5.2
2	June 12, 2002–April 2, 2013	1175	1.5–4.1
3	June 11, 2002–August 23, 2014	1129	1.5–4.3



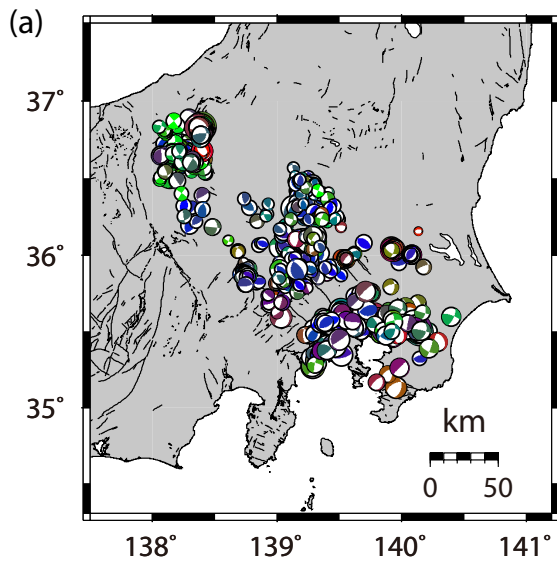
第3図 震源と発震機構解の決定に用いたP波速度構造モデル. S波速度はP波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した.

Fig.3 P-wave velocity structure model used for the determination of hypocenters and focal mechanisms. The S-wave velocity is assumed by scaling the P-wave velocity by a factor of $1/\sqrt{3}$.

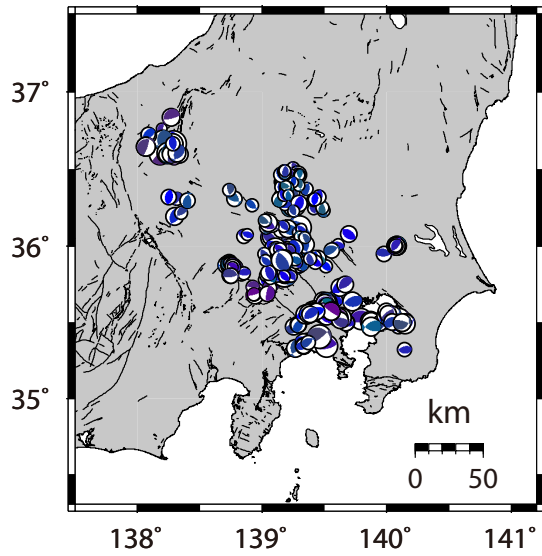


第4図 震源決定結果(オレンジの丸). 黒丸は気象庁一元化カタログによる震源.

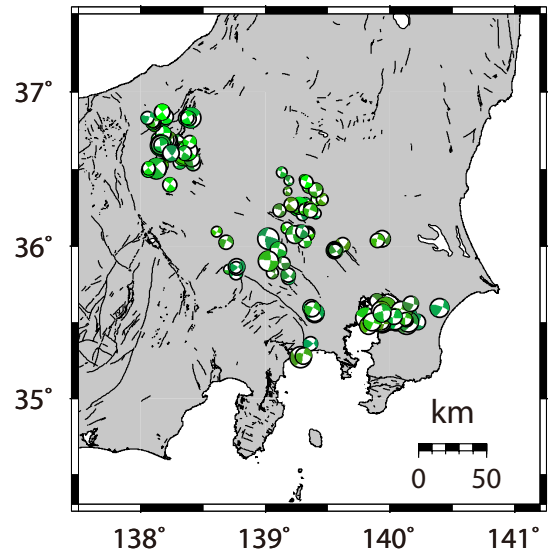
Fig. 4 Hypocenter distributions determined in the present study (orange circles). Black circles indicate hypocenters of the JMA catalog.



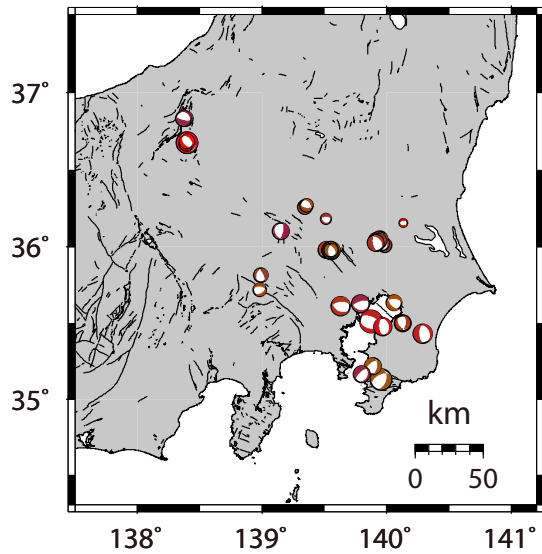
(b) Reverse faulting (411)



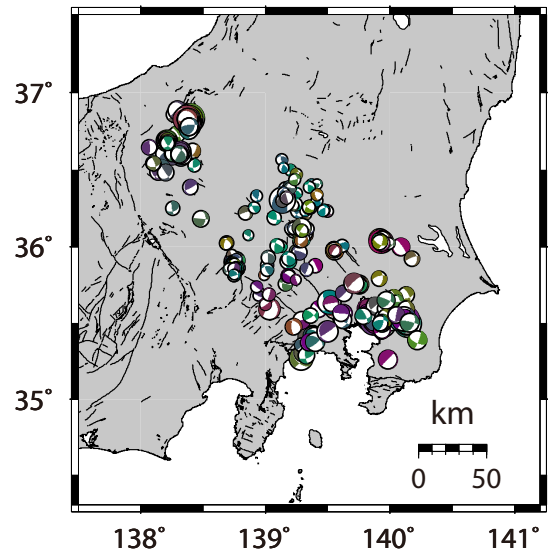
Strike-slip faulting(213)

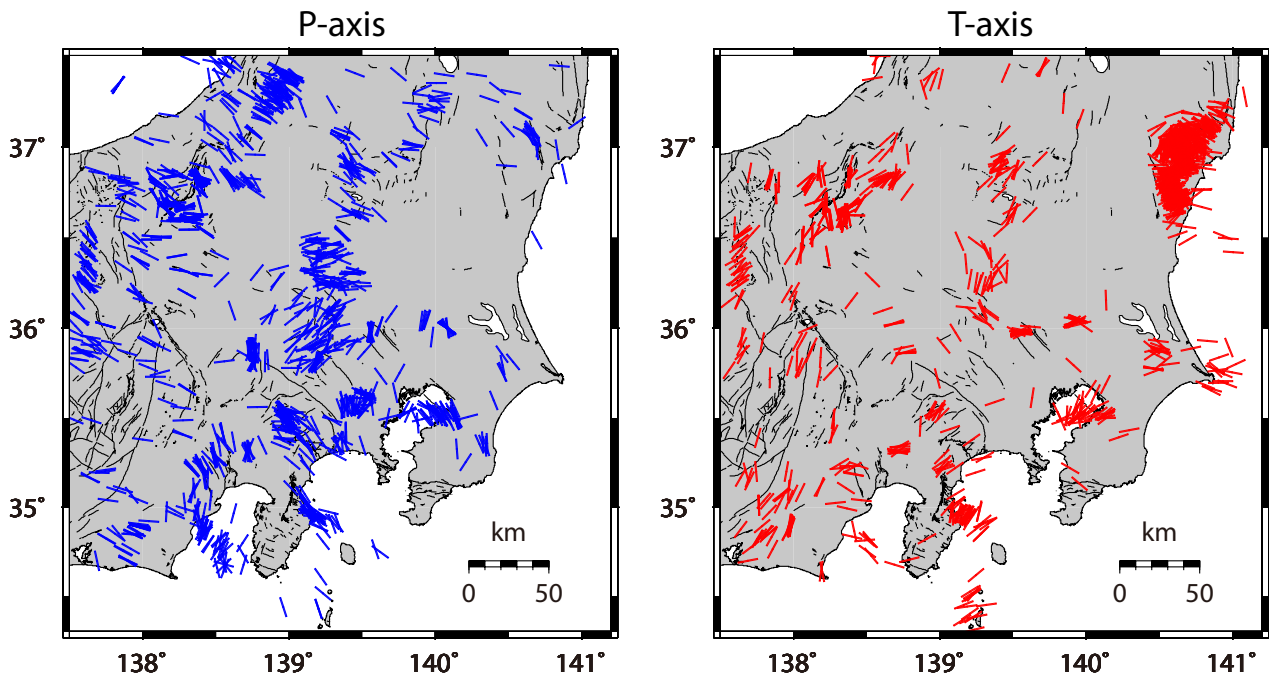


Normal faulting (70)



Other (448)





第6図 P軸およびT軸の空間分布. プランジ角が15°以下の地震のみ示す.
 Fig. 6 P- and T-axis distributions of focal mechanism solutions, the plunge angles of which are less than 15°.

(← p.278)

第5図 (a) 本研究で推定された発震機構解の空間分布(等積投影の下半球投影). 逆断層成分, 横ずれ成分, 正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールを色分けしている. Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右上に示す. (b) それぞれの断層タイプの空間分布. 括弧内の数字はそれぞれの断層タイプに属する地震の個数を示す.

Fig. 5 (a) Spatial distribution of focal mechanism solutions determined in the present study (lower hemisphere of an equal-area projection), where different colors are used to differentiate reverse- (blue), strike-slip- (green), and normal- (red) faulting mechanisms. A triangle diagram (Flohlich, 1992) with a color scale is presented in the upper right. (b) Distributions of focal mechanisms for each faulting mechanism. The number within each set of parentheses indicates the number of events for that faulting mechanism.

その多くは逆断層と横ずれの中間的な性質を示す地震であるが, 正断層成分を多く含む地震も見られる. このような多様な地震が発生しているのは, この地域の特徴と言える. 第5図に表示されている地震のうち, 気象庁一元化カタログに含まれている地震が31イベント存在する. 両者の比較を付図1に示す. 防災科学技術研究所の Full Range Seismograph Network of Japan (F-net) 解 (<http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>, 2018年8月10日確認) も決定されている場合は, 比較のため示している. いずれも同様の解が推定されていることがわかる. 本研究では, 気象庁一元化カタログにも含まれている地震については, 独自に推定した結果を採用することにする.

第6図にP軸とT軸の方位分布を示す. ここでは水平面内に近い軸を持つ解のみを比較するため, プランジ角が15度以下のもののみを表示している. また, 本研究で推定した解の他に, 深さ25 km以浅の気象庁一元化カタログの2251イベント(第1図の黒丸)及びImanishi *et al.* (2012)による福島県浜通り周辺の26イベント, 今西ほか(2013)による霞ヶ浦南端直下の36イベントの解も併せて表示している. P軸, T軸ともに様々な方位を持ち, この地域の応力場が単にプレートの沈み込みによる影響のみでは説明できないことを示唆している.

第2表 Zoback (1992)による発震機構解のP軸, B軸, T軸のプランジ角(pl)に基づくS_{Hmax}方位の定義
Table 2 Definition of S_{Hmax} based on the plunge angle (pl) of the P-, B-, and T-axes (Zoback, 1992).

Plunge of Axes			Regime*	S _{Hmax} Azimuth
P	B	T		
pl ≥ 52°		pl ≤ 35°	NF	azimuth of B- axis
40° ≤ pl < 52°		pl ≤ 20°	NS	azimuth of T-axis + 90°
pl ≤ 40°	pl ≥ 45°	pl ≤ 20°	SS	azimuth of T-axis + 90°
pl ≤ 20°	pl ≥ 45°	pl < 40°	SS	azimuth of P-axis
pl ≤ 20°		40° ≤ pl < 52°	TS	azimuth of P-axis
pl ≤ 35°		pl ≥ 52°	TF	azimuth of P-axis

*NF: normal faulting, NS: predominately normal with strike-slip component, SS: strike-slip faulting, TS: predominantly thrust with strike-slip component, TF: thrust faulting.

5. 地殻応力マップの作成

地殻応力マップを作成する上で、水平面方向に作用する最大圧縮応力方位に着目する。これはS_{Hmax}と呼ばれており、World Stress Map (<http://www.world-stress-map.org/>, 2018年8月10日確認)を始めとして、応力マップの描画において基本となるパラメータである。S_{Hmax}はZoback (1992)に従い、発震機構解のP軸, B軸, T軸のプランジ角をもとに決定する(第2表)。また、方位情報に加えて応力場のタイプについてもマップに表示する。前述のFlohlich (1992)の三角ダイアグラムを使うことも可能であるが、ここではより単純な方法として発震機構解のすべり角に基づく方法(Shearer *et al.*, 2006)を使用する。発震機構解の2つの節面のすべり角をλ₁, λ₂とする時、Fortranのアルゴリズムは以下の通りである。

```

if(abs(λ1)>90) λ1=(180-abs(λ1))*(λ1/abs(λ1))
if(abs(λ2)>90) λ2=(180-abs(λ2))*(λ2/abs(λ2))
if(abs(λ1)<abs(λ2)) then
λ=λ1
else
λ=λ2
end if
fptype =λ/90
    
```

fptype (応力場のタイプ)は-1から1の間の値を取り、正断層場の時に-1、横ずれ場の時に0、逆断層場の時に1になる。これをカラースケールで表示させることで応力場のタイプを視覚的に判断しやすくなる。このようにして個々の地震のS_{Hmax}とfptypeを求め、地図上にプロットしたものが第7図である。S_{Hmax}方位、応力場のタイプともに非常に多様であるが、地域性を持っている様子も

うかがえる。

次に第7図の応力情報をもとに、等間隔メッシュの応力マップを作成する。本研究ではデータ数を考慮し、10 kmメッシュ毎に応力場を推定することにする。深さ方向の応力場の変化はそれほど顕著でないことから、空間方向にのみメッシュを設定する。作成手順は以下の通りである。

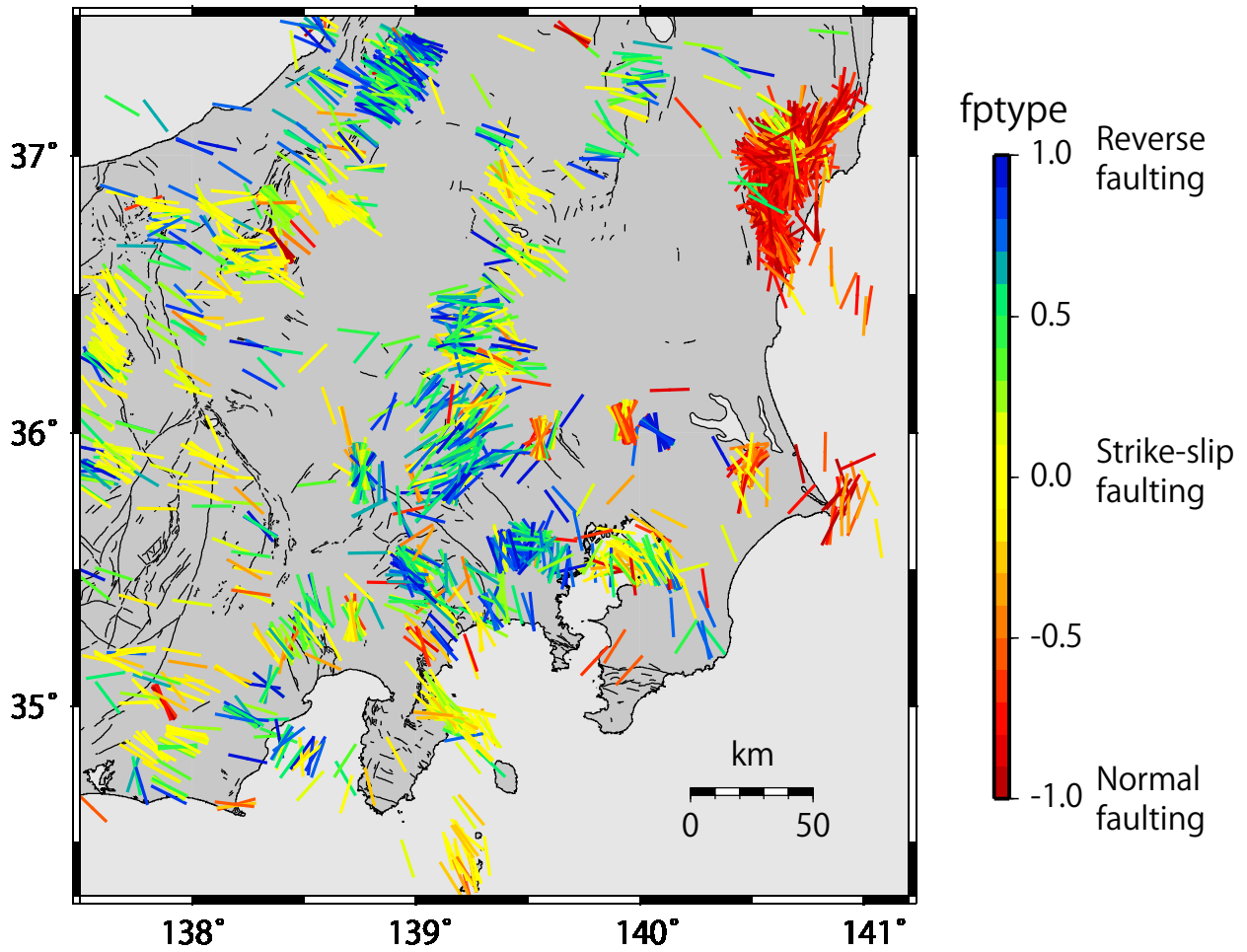
(1)メッシュを中心とした半径15 km以内の位置にある地震を抽出する。

(2) (1)で抽出された地震の個数が5イベント以上の場合、S_{Hmax}及びfptypeの平均値を算出する。この際、メッシュの中心位置からの距離に応じたウェイト(w)を与え、重み付き平均を計算する。ウェイトの与え方は色々あるが、本研究では歪み場の推定の際に良く使われる以下の式(例えば、Allmendinger *et al.*, 2007)に従うこととする。

$$w = \exp\left(\frac{-x^2}{2a^2}\right) \quad (1)$$

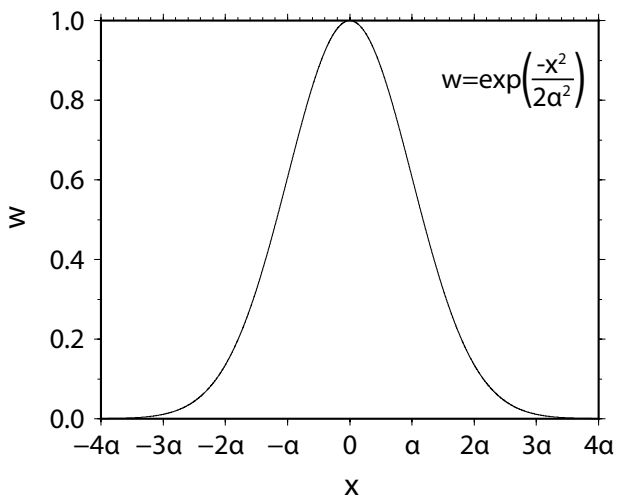
ここで、xはメッシュとデータの水平距離である。aは定数で、x=1aの時、w=0.61となり、x=2aの時、w=0.14となる。wの関数形を第8図に示す。本研究ではa=5 kmと設定した。

以上のようにして推定した10 kmメッシュの応力マップを第9a図に示す。ただし、S_{Hmax}方位についてはその標準偏差が45°以下、応力場のタイプについてはfptypeの標準偏差が0.3以下のメッシュのみ表示している。第9b図にはS_{Hmax}とfptypeの標準偏差を示す。また、各メッシュの応力場推定に使用した地震の深さの平均値((1)式を用いた重み付き平均)を第10図に示す。関東平野の一部で平均値30 km前後に達するメッシュがあるが、概ね20 km以浅である。第9a図に示すように10 kmメッシュの



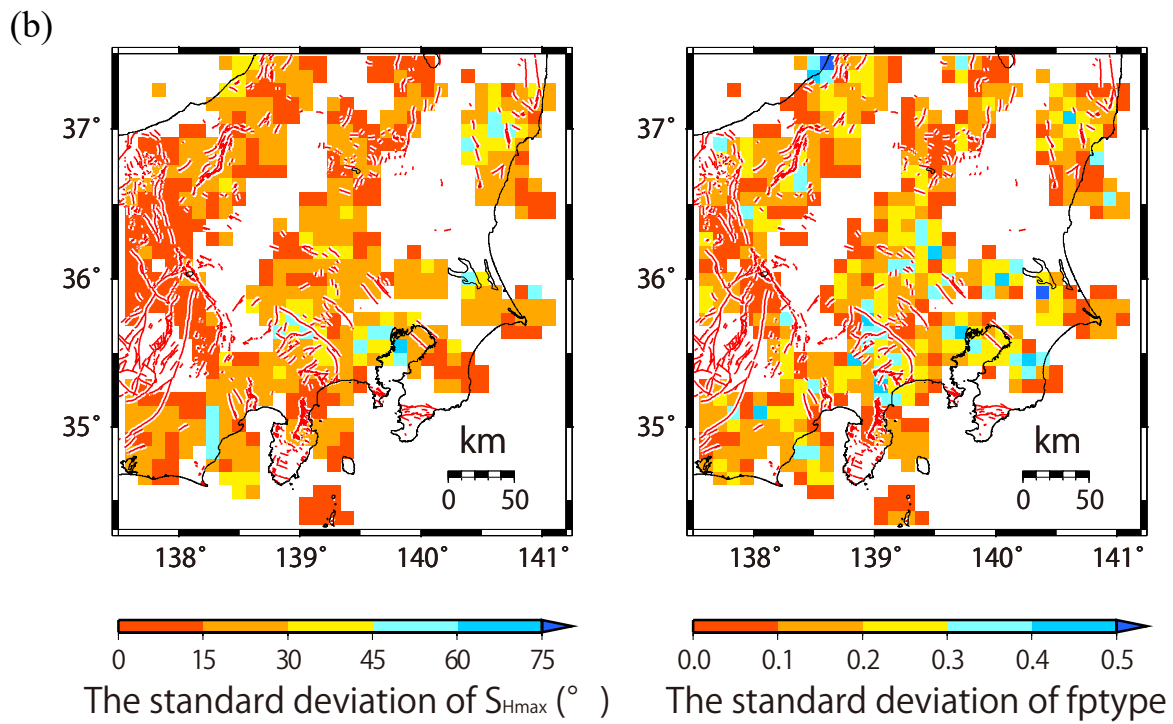
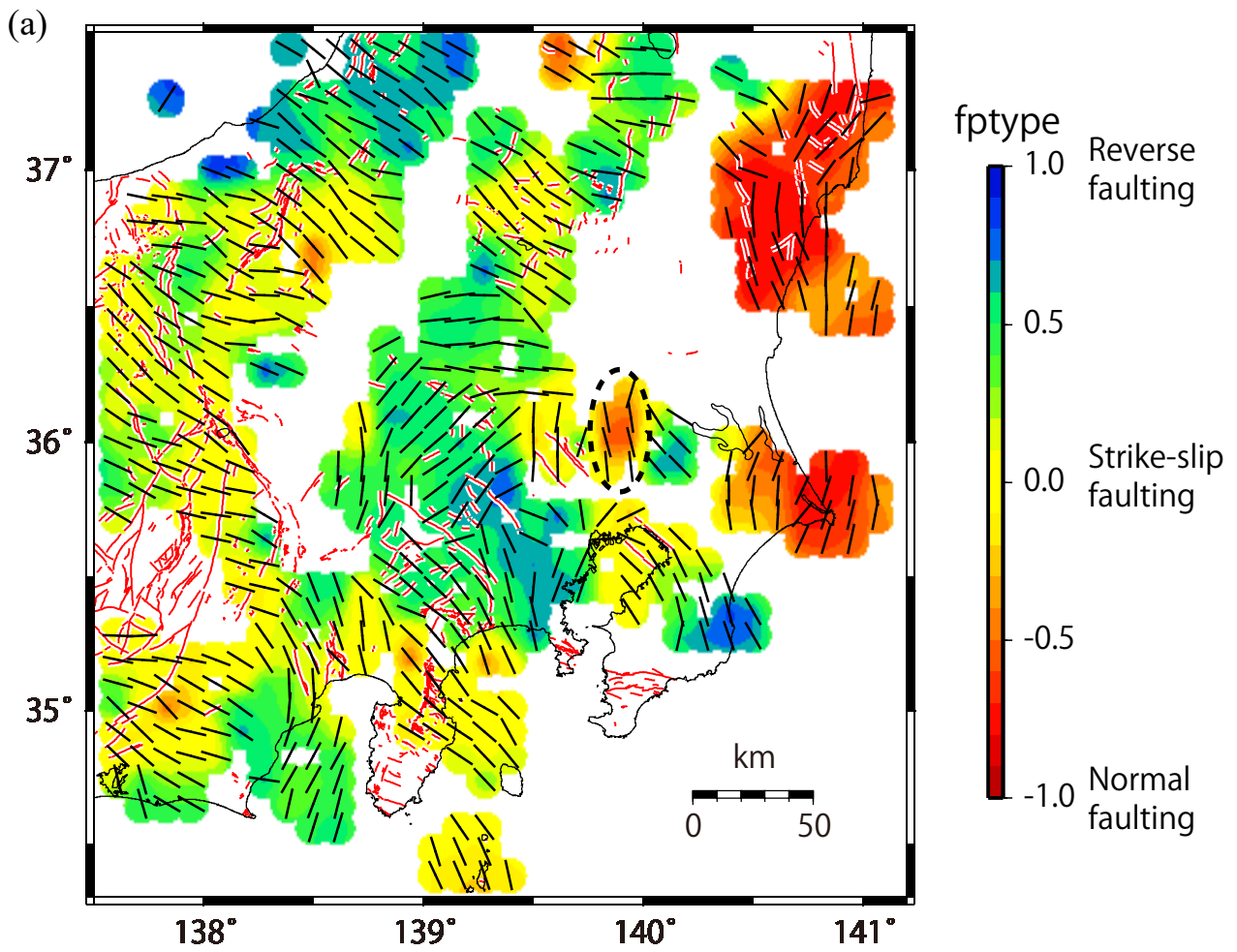
第7図 発震機構解から推定された S_{Hmax} 方位と応力場のタイプ. S_{Hmax} 方位はZoback (1992), 応力場のタイプはShearer *et al.* (2006)の定義に従う. 応力場のタイプはカラー表示している. 本研究で推定した発震機構解に加えて, 気象庁一元化カタログ, Imanishi *et al.* (2012), 今西ほか(2013)のデータもコンパイルしている.

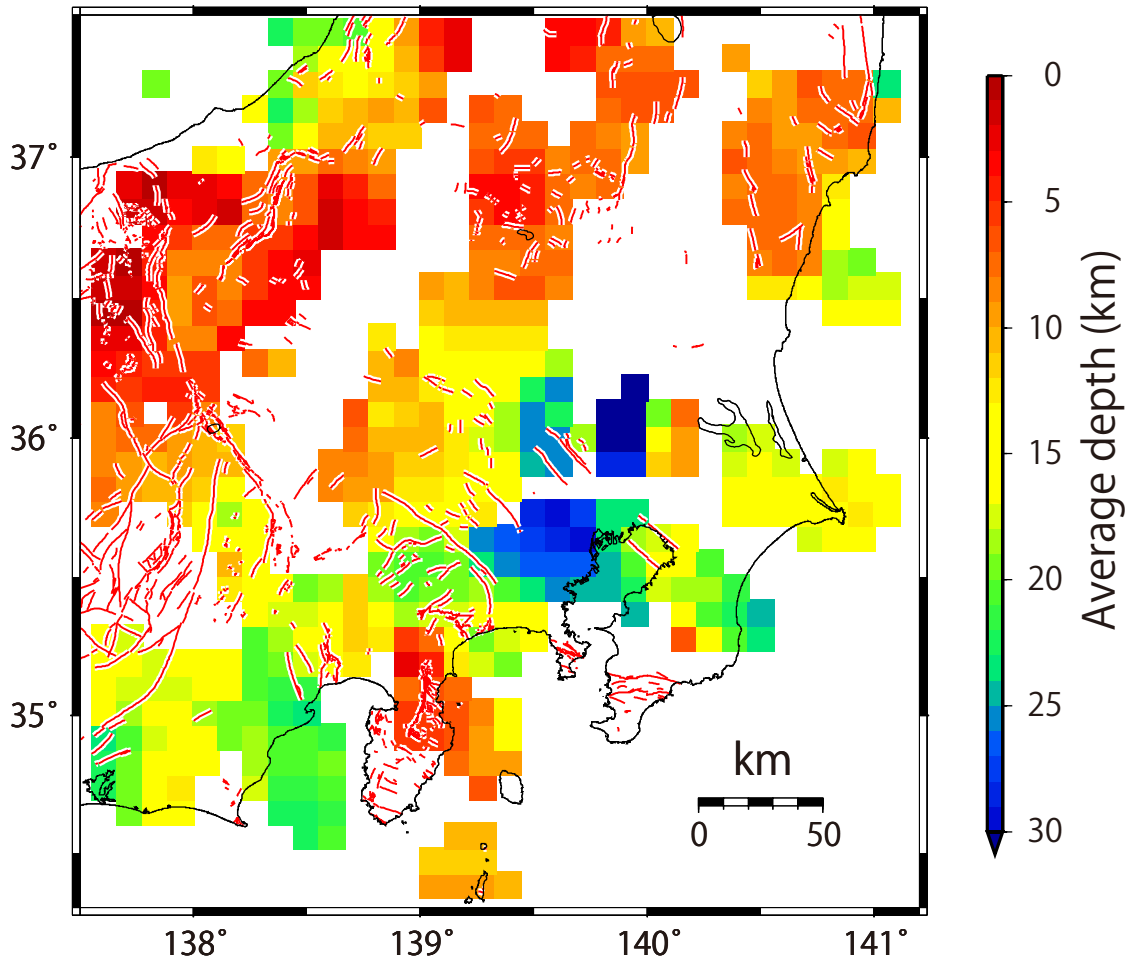
Fig. 7 S_{Hmax} direction and type of stress field. The S_{Hmax} direction is based on the definition of Zoback (1992). The type of stress field is determined by Shearer *et al.* (2006) and is represented by color. Focal mechanisms listed in the JMA catalog and Imanishi *et al.* (2012, 2013) are also compiled.



第8図 各メッシュの応力場を推定する際に使用するウェイト関数. 式を右上に示す. メッシュから離れるに従い, ウェイトが小さくなる.

Fig. 8 Weight function used to compute the stress field at each mesh. The equation is shown in the upper right. The weight of the data depends on the distance from the mesh point.





第10図 各メッシュの応力場を計算する際に使用した地震の平均深さ。

Fig. 10 Average depth of earthquakes used to compute the stress field of each mesh.

(← p.282)

第9図 (a) 本研究で推定した関東地域の応力マップ。 S_{Hmax} 方位を直線で、応力場のタイプを背景のカラーで示す。点線の楕円内のメッシュはフィリピン海プレート境界からの排水により誘発された地震(Nakajima and Uchida, 2018)を含む。(b) S_{Hmax} および f_{type} の標準偏差。

Fig. 9 (a) Stress map in and around the Kanto region determined in the present study. The S_{Hmax} orientation is indicated by a straight line, and the type of stress field is shown by the background color. The meshes within a dotted ellipse contain earthquakes induced by fluid injection due to drainage from the Philippine Sea plate (Nakajima and Uchida, 2018). (b) Standard deviation of S_{Hmax} and f_{type} .

マップにすることにより、この地域の応力場の特徴がより明瞭に見えるようになる。代表的な特徴として、全体としては複雑であるが数十kmスケールでは類似した応力場の特徴を示すこと、 S_{Hmax} 方位が90度近く急変する場所があること、伊豆半島から関東山地、栃木県に向けて S_{Hmax} 方位が時計回りに回転すること、太平洋沿岸域は正断層場が卓越すること、などが挙げられる。太平洋沿岸域が正断層場を示す特徴以外は塚原・池田(1983, 1991)や鈴木(1989, 1992)でも指摘されていたが、データ数が増えたことで、その特徴がより確実に言ったと言える。第9a図の点線の楕円で囲ったメッシュ内の地震は第4図のC-C'断面の右下のクラスター(深さ30 km以深)に対応しており、フィリピン海プレート境界から排出された水の上昇に伴う誘発地震活動と推定されている(Nakajima and Uchida, 2018)。特殊な活動であるが、流体圧の上昇に起因する誘発地震であれば応力場の推定にあまり影響しないと考えられるため、本稿ではマップに残すことにする。

今回設定した10 kmよりも細かいメッシュサイズを取れば、さらに細かな空間スケールの応力場を推定することができる。しかし、メッシュサイズを細かくするにつれてメッシュ毎の発震機構解データが少なくなるため、推定精度が悪くなる、あるいは推定自体できなくなるという問題が生じる。より詳細な空間スケールの応力マップを得るためには、さらにデータを蓄積する必要がある。我々は本研究の調査地域内の山梨県北東部で臨時観測を行い、多数の発震機構解データを推定しているが(今西ほか, 2016)、これをデータとして用い、同じ方法で応力場を推定した結果を付図2に示す。この際、データ数を考慮してメッシュ間隔を5 kmとし、(1)式のaを2.5 km、平均化するときの空間範囲はメッシュの中心から半径7.5 km以内とした。第9a図と比較すると大局的なパターンは似ているが、逆断層成分を多く含む領域が増えたり、東西方向の S_{Hmax} を持つ領域が見えてきたりと、応力場の詳細を把握できるようになったことがわかる。

参考までに、1997年10月から2016年10月までの気象庁一元化カタログをデータとし、同じ手法を用いて推定した日本列島の応力マップを付図3に示す。データ数を考慮してメッシュ間隔を20 kmとし、(1)式のaを10 km、平均化するときの範囲をメッシュの中心から半径30 km以内とした。メッシュ間隔が広いため空間分解能は落ちるが、日本列島の応力場を概観する上では意味のあるマップである。

6. 議論

6.1 応力テンソルインバージョン法との比較

発震機構解から応力場を推定する際には、応力テンソルインバージョン法(例えば、Gephart and Forsyth, 1984; Michael, 1984)がしばしば使用される。応力テンソルインバージョン法により推定されるパラメータは、最大主応力 σ_1 、中間主応力 σ_2 、最小主応力 σ_3 の方位、そして、応力比 $\theta = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ の4つである。一方、本研究では推定対象を S_{Hmax} と応力場のタイプの2つに限定し、発震機構解から簡便に応力場を求めるアプローチを採用した(以下、簡便法と呼ぶ)。ここでは応力テンソルインバージョン法と簡便法の結果が調和的であるかどうかについて検討する。

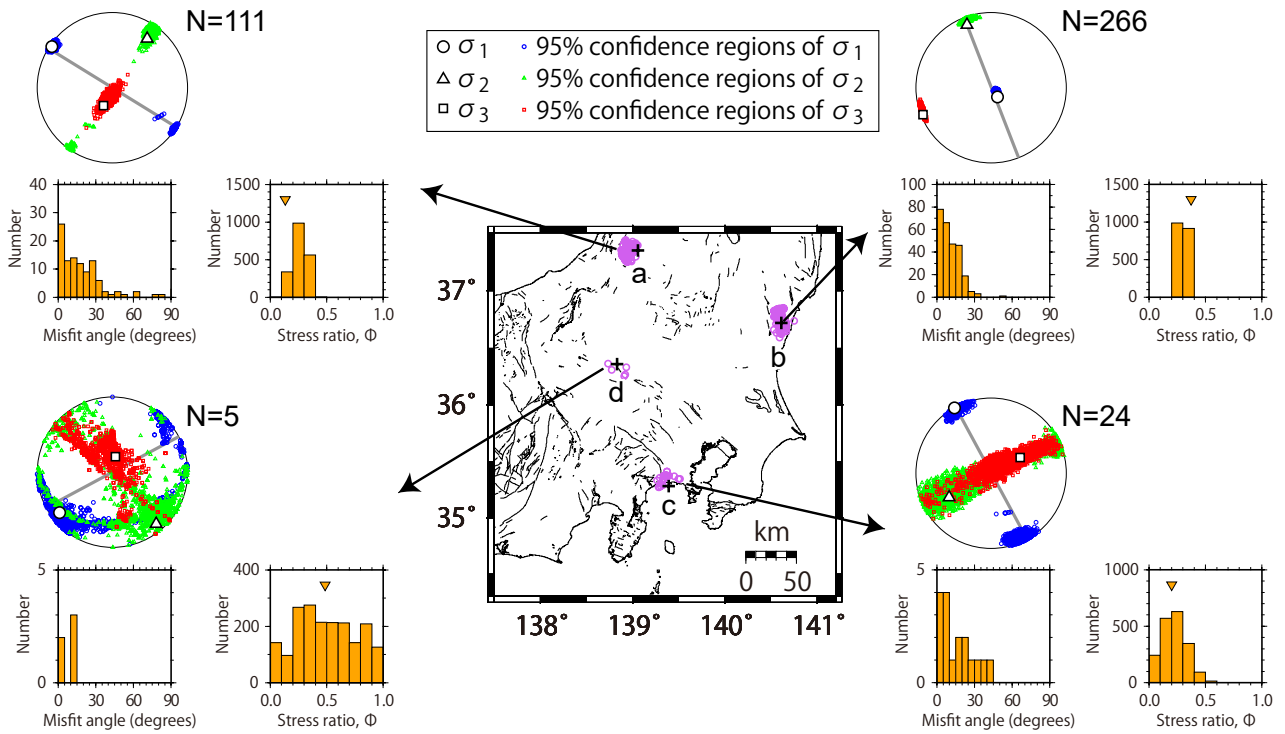
第9図を作成した時のメッシュの中から代表的なメッシュを4つ選び、それぞれのメッシュに含まれる発震機構解を使って応力テンソルインバージョンを適用した。推定方法はImanishi *et al.* (2011)の手順に従い、Michael (1984, 1987)の手法を適用した。推定結果を第11図に示す。メッシュaは σ_3 がほぼ鉛直、 σ_1 がほぼ水平で北西-南東方向を示す逆断層場である。簡便法の結果をみると、 S_{Hmax} 方位(第11図のステレオネット内の灰色の直線)は σ_1 方位の最適解とほぼ一致している。さらにfptypeは0.64であり、逆断層場であることとも調和的である。

メッシュbは σ_1 がほぼ鉛直、 σ_2 がほぼ水平で北北西-南南東方向を示す正断層場である。正断層場の場合、 σ_2 方位が S_{Hmax} に対応することになるが、簡便法による S_{Hmax} 方位は σ_2 方位の最適解とほぼ一致していることが確認できる。正断層場であることに関してもfptypeが-0.76と求められており、調和的な結果が得られている。メッシュcは σ_1 がほぼ水平で北北西-南南東方向に推定されており、やはり簡便法による S_{Hmax} 方位は σ_1 方位の最適解とほぼ一致している。応力場に関しては σ_2 と σ_3 の95%信頼区間が重なり合っており、逆断層場と横ずれ場が共存する場と解釈できる。簡便法によるfptypeは0.33と求められており、調和的な結果である。以上の3つのメッシュは発震機構解の個数が20を超えており、十分な精度で推定結果が得られている。一方、メッシュdは発震機構解の個数が5つの場合であり、95%信頼区間を見てわかるように、応力テンソルインバージョン結果は非常に不安定となる。応力比に至っては95%信頼区間の頻度分布にピークが見られず、0.5より大きいのか小さいかの判断もできない。通常、このような場合の応力テンソルインバージョン結果は使われることはないが、 σ_1 方位は概ね水平で北東-南西方向を示しているということは言えそうである。また、メッシュcと同様に σ_2 と σ_3 の95%信頼区間は重なり合っており、逆断層場と横ずれ場が共存する場と解釈できる。簡便法の結果をみると、 S_{Hmax} 方位は σ_1 方位の95%信頼区間の間に収まっており、応力場についてもfptypeが0.45であるため、基本的には整合的な結果と言える。

以上のように、簡便法による推定結果は応力テンソルインバージョン結果と矛盾しないことがわかる。ただし、応力テンソルインバージョン法は推定パラメータ数が簡便法より多くなるため、より多くの発震機構解がデータとして必要になる。通常は安定した推定結果を得るために、20個以上の発震機構解が使われることが多い(例えば、Townend and Zoback, 2006)。本研究では多くの発震機構解を推定することができたが、それでも発震機構解の個数が20を上回るメッシュは全体の約半数に過ぎず、応力テンソルインバージョン法で第9図のような高分解能の応力マップを作成することは困難である。 S_{Hmax} 方位と応力場のタイプに着目する場合は、本研究のようなアプローチ(簡便法)を使うことが有効であろう。

6.2 応力場の時間変化

本研究で扱った発震機構解は1997年10月から2016年10月まで含まれており、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0)の前後のデータを一緒にして解析している。しかし、東北地方太平洋沖地震を境に日本列島の応力場が変化したという報告もあり(例えば、Yoshida *et al.*, 2012)、全期間のデータをまとめて使用することの妥当性について検討する必要がある。そこで、東北地方太平洋沖地震



第11図 代表的な4つのメッシュ (a～d) における応力テンソルインバージョン結果. 十字はメッシュの位置を示し, その周辺の紫の丸は発震機構解の位置を示す. 各メッシュの結果を矢印の先に示す. (上) 最大主応力軸の最適解と95%信頼区間 (等積投影の下半球投影). 横の数字は発震機構解の個数を示す. 灰色の直線は本研究 (簡便法) による S_{Hmax} 方位. (左下) 最適解に対するミスフィット角のヒストグラム. ここでミスフィット角は最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度である. (右下) 95%信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラム. 逆三角は最適解の応力比.

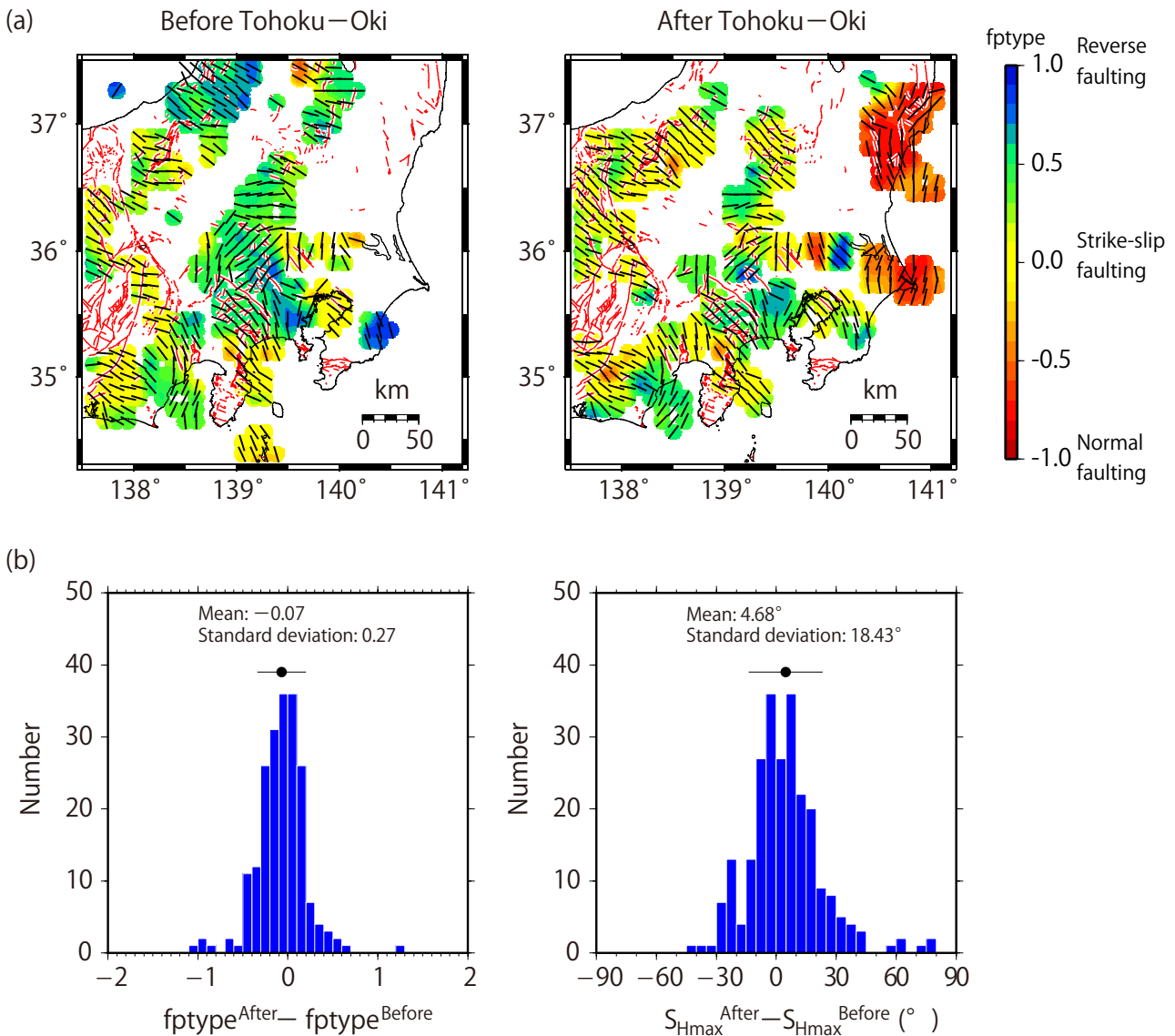
Fig. 11 Result of stress tensor inversion at four representative meshes (a through d). Crosses and purple circles represent the position of the mesh and the epicenters of focal mechanism solutions, respectively. The result of each mesh is shown at the tip of the arrow. (Upper panel) Principal stress axes with their 95% confidence regions are plotted on lower hemisphere stereonets. The number next to the stereonets indicates the number of events used for the inversion. The gray line corresponds to the S_{Hmax} direction determined in the present study. (Bottom-left panel) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (Bottom-right panel) Frequency of the stress ratio ϕ , which belongs to the 95% confidence region. The inverted triangle represents the stress ratio of the best solution.

の発生前と発生後それぞれのデータセットを作り, 同じ手順で応力マップを作成した (第12a図). 両方で応力場が推定されているメッシュを比較すると, 概ね調和的な応力場であることが伺える. 実際に f_{type} と S_{Hmax} 方位の差を取ってみると, 系統的な差は見られない (第12b図). その差が大きいメッシュも詳しく見てみると, データ数が少なく推定精度が悪い場合を除き, 地震の発生場所がメッシュ内で異なっていることがわかった. つまり第12図で見られる差は応力場の時間変化が要因ではない, 地殻内に作用している標準的な差応力は摩擦係数が Byerlee 則 ($\mu=0.6-1.0$) (Byerlee, 1978), 間隙水圧が静水圧であり, 最もすべりやすい方向にある断層面 (optimally oriented faults) 上でのクーロン摩擦滑りを引き起こす応力で良く近似できるとされている (例えば, Townend, 2006). こ

の場合, 深さ 10 km の差応力は正断層場で 100 MPa を超え, 横ずれ場で 150 MPa を超え, 逆断層場では 300 MPa を超える. 東北地方太平洋沖地震による本研究地域の応力変化は概ね 1 MPa 以下であることを考えると (今西ほか, 2013), そもそも応力場の劇的な時間変化を引き起こすことは無理であろう. 各メッシュの応力場の精度を高めるためにはできるだけデータが多いことが望ましいため, 本研究では東北地方太平洋沖地震の前後のデータを全て含めた結果 (第9a図) を最終的なマップとする.

6.3 他の応力情報を示すデータとの比較

本研究で得られた応力マップを他の応力情報を示唆するデータと比較する (第13図). 第13a図は原位置応力測定による S_{Hmax} と応力場のタイプを示す. データ (東日本

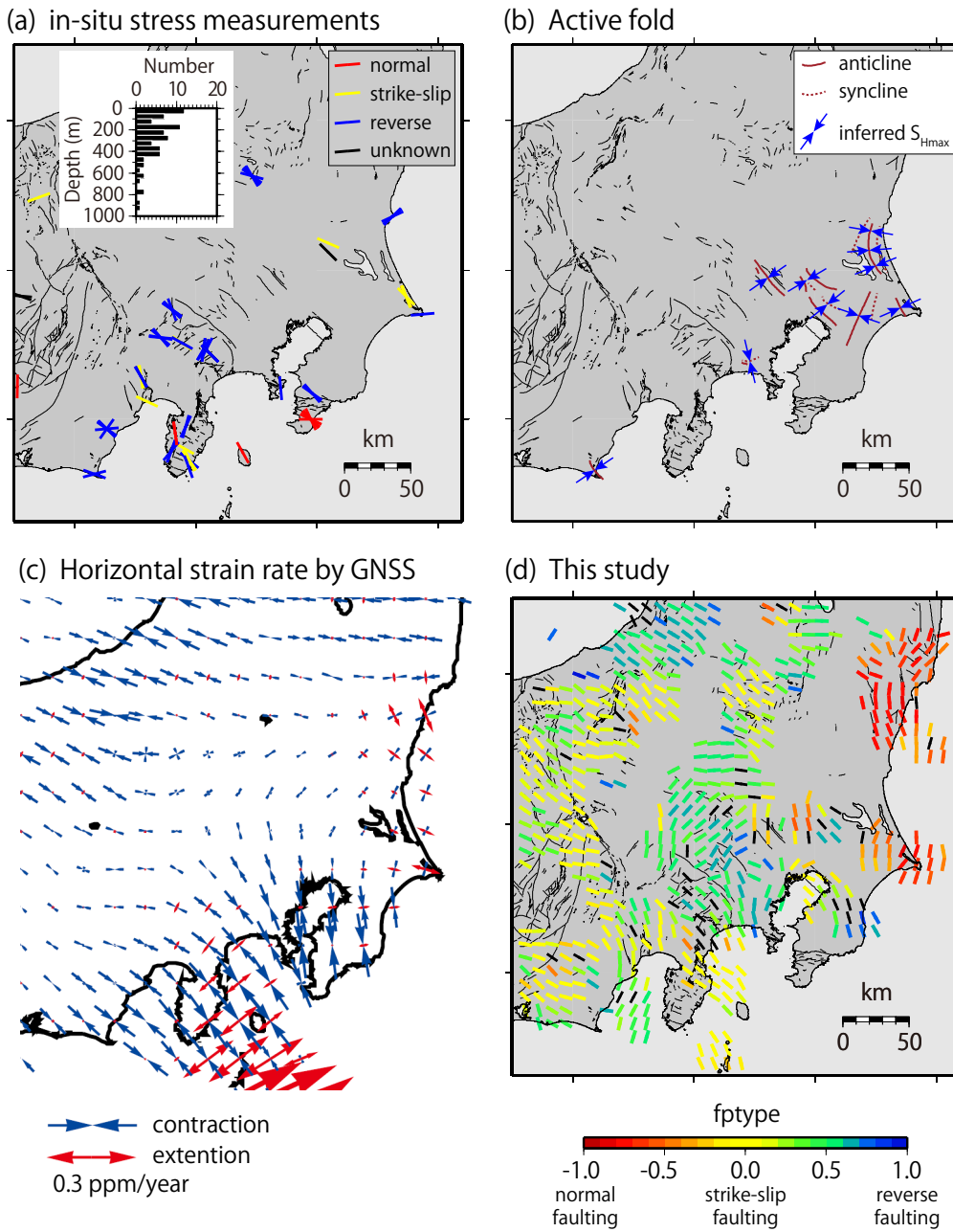


第12図 (a) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生前(左)および発生後(右)のデータを使って推定した応力マップ。(b) 同じメッシュのfptypeの差(左)および S_{Hmax} 方位の差(右)の頻度分布。

Fig. 12 Stress map determined using data before (left) and after (right) the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. (b) Histogram of differences in fptype (left) and S_{Hmax} orientation (right) of the same mesh.

地殻応力測定グループ, 1984; 小出ほか, 1986; Tanaka, 1986; 池田・塚原, 1987; Tsukahara and Ikeda, 1987; 塚原・池田, 1988; 池田・塚原, 1990; Tsukahara *et al.*, 1996; 鈴木ほか, 1997; 地質調査所, 1998; 小村ほか, 2003)は産業技術総合研究所地質調査総合センターの地殻応力場データベース (<https://gbank.gsj.jp/crstress/>, 2018年8月10日確認)に含まれているものである。測定深度は一番深いもので栃木県日光市足尾町における900 mのデータがあるが(Tsukahara *et al.*, 1996), 第13a図のヒストグラムに示されるように, ほとんどは数百m以浅の測定値である。本研究の応力マップ(第13d図)と重なっている領域のデータを比較すると, 両者の対応関係は必ずしも良くない。

い。この結果は地表近くの応力情報は地震が発生する深度の応力を必ずしも反映していないことを示唆しており, 原位置応力測定結果を地殻応力マップに加える際には注意が必要である。第13b図の青矢印は, 活褶曲(杉山ほか, 1997)から推定される S_{Hmax} 方位を示す。本研究の応力マップと重なっている領域が少なく, 対応関係ははっきりしない。しかし, 地震が発生する深度までそれ相当の力が作用していないと, 第13b図に記載されているスケールの褶曲構造を作り出すことは困難であろう。活褶曲から推定される応力方位は地震データが不十分な領域の応力情報を埋める上で重要であることから, 今後, 他地域での事例を積み重ねて再検討していく必要がある。第13c



第13図 本研究の応力マップと他の応力情報を示唆するデータとの比較。(a) 原位置応力測定結果(地殻応力場データベース, <https://gbank.gsj.jp/crstress/>)。鉛直応力が記載されていないデータの場合、密度を $2,600 \text{ kg/m}^3$ と仮定して測定深度の被り圧を計算し、水平方向の応力値との大小関係から応力場のタイプを推定した。左上に測定深度のヒストグラムを示す。(b) 活褶曲(杉山ほか, 1997)から推定した S_{Hmax} 方位。(c) GNSSにより推定された水平歪み速度(国土地理院, 2011)。基準期間は1999年1月1日～1999年1月15日、比較期間は2000年1月1日～2000年1月15日。(d) 本研究。第9図と異なり、応力場のタイプに依存して S_{Hmax} 方位を示す直線に色を付けている。fptypeの標準偏差が0.3を超えており、応力場のタイプが決められないメッシュの S_{Hmax} 方位は黒の直線で示す。

Fig. 13 Stress map determined in the present study and other stress indicators. (a) In-situ stress measurements. The data is from the Crustal Stress Database (<https://gbank.gsj.jp/crstress/>). For data for which vertical stress is not described, the overburden pressure at the measurement depth was calculated assuming a density of $2,600 \text{ kg/m}^3$, and the type of stress field was inferred from the magnitude relationship with two horizontal stress values. A histogram of the measurement depth is shown in the top left. (b) S_{Hmax} orientation inferred from active folds (Sugiyama *et al.*, 1997). (c) Horizontal strain rate derived from continuous GNSS measurements (Geospatial Information Authority of Japan, 2011). The reference period is from January 1 to January 15, 1999. The analyzed period is from January 1 to January 15, 2000. (d) Stress map determined in the present study. Unlike Fig. 9, the line of S_{Hmax} orientation is colored depending on the type of faulting. Black lines show the S_{Hmax} orientation of the mesh at which the standard deviation of fptype exceeds 0.3.

図はGNSSにより推定された水平歪み速度を示す(国土地理院, 2011)。地震や余効変動の影響の少ない時期を選んで作成した図であることから、この図は定常時の水平歪み速度と見なせる。歪み速度の短縮方位と S_{Hmax} 方位を比較すると、細かい違いはあるものの、伊豆半島から関東山地、栃木県に向けて時計回りに回転する特徴も含め、全体的な傾向はよく似ている。また、太平洋沿岸域において伸張歪みが卓越する特徴も応力マップと調和的である。応力マップで示される応力と地殻変動データから推定される歪み速度は異なる時間スケールの現象を反映しているため必ずしも一致する必要は無いが(Wang, 2000; Townend and Zoback, 2006)、本調査地域に限っては広い範囲で類似性を示しており、応力マップの空白域の応力場を推定する上で重要な情報になり得ると考えられる。

6.4 先行研究の応力マップとの比較

第14図は本研究で得られた応力マップと先行研究による応力マップ(Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake *et al.*, 2015)を比較したものである。研究毎に応力場の色使いが異なるのでわかりにくいだが、一部地域を除き、大局的な特徴は調和的である。また、一見して明らかなように、応力場の空間分解能は本研究が一番高い。これは、小さな地震の解析を行ったことで発震機構解のデータが増えたことに起因する。しかし、空間分解能は上がっても依然としてデータの少ない領域は応力情報の空白域になっている。一方、Terakawa and Matsu'ura (2010)の応力マップ(第14b 図)ではそのような空白域が見られないが、これは応力場が空間的に滑らかに変化するという拘束条件を与えて応力場を推定しているためであり、データが存在しない場所の応力場も計算上は推定されているからである。しかし、本研究の結果からも示されるように、応力場が急激に空間変化する場合もあり、この条件が常に成り立つわけではない。一例を挙げると、Terakawa and Matsu'ura (2010)ではデータが全くない茨城県北部から福島県浜通り地域にかけての応力場を東西圧縮の逆断層場と推定しているが、その地域は局所的に正断層場であることが明らかになっており(Imanishi *et al.*, 2012)、現実と矛盾する結果となっている。このように、単純に周辺の応力情報を内挿して空白域を埋めてはいけない場合があることに注意する必要がある。

6.5 応力マップの地質学的・地球物理学的解釈

最後に本研究で得られた応力マップの主要な特徴を3つ取り上げ、その地質学的・地球物理学的解釈を試みる。

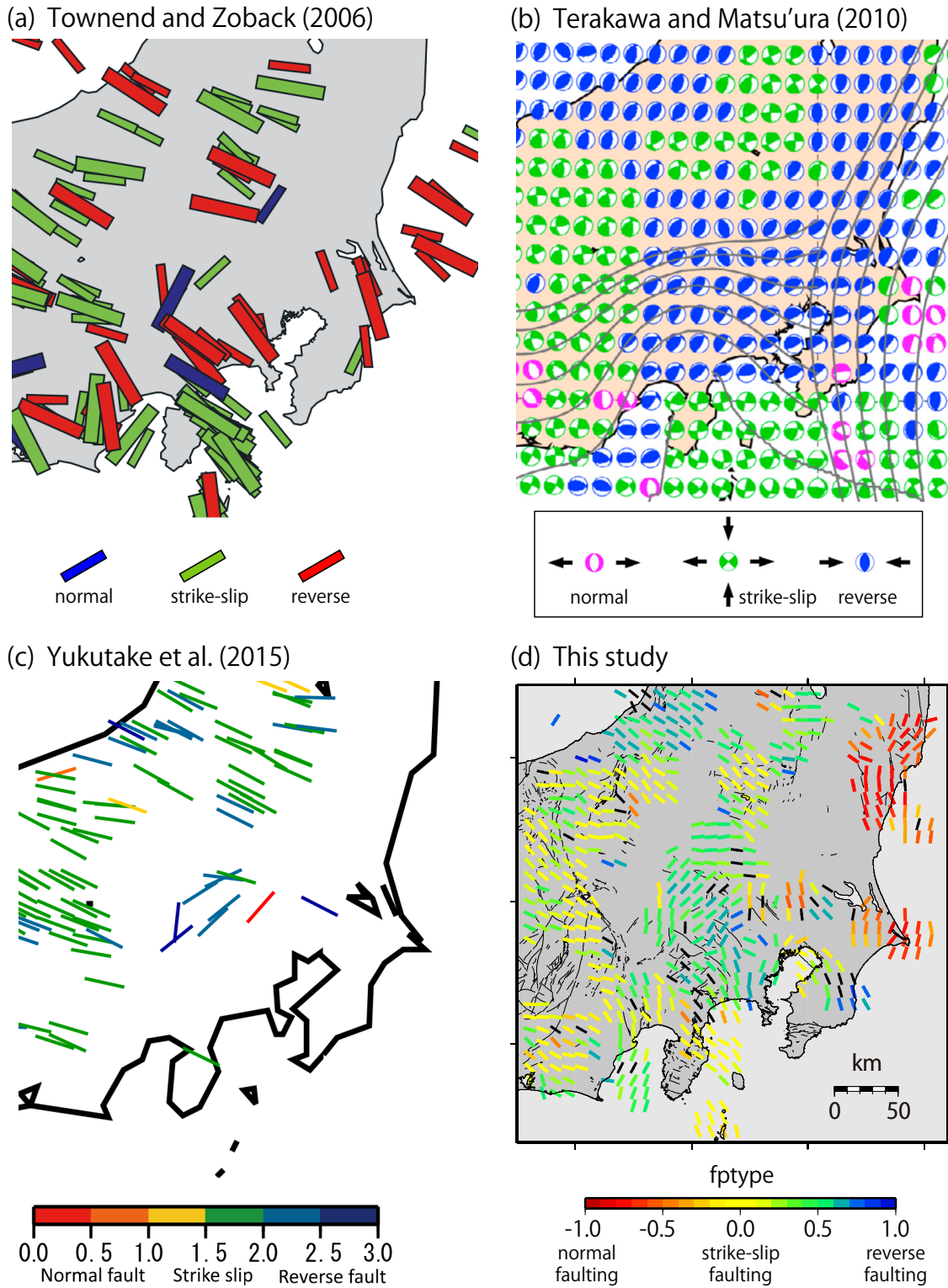
6.5.1 大小さまざまな複数の応力区

ほぼ同じ応力状態に支配されている地域は応力区

(Zoback and Zoback, 1980)と呼ばれる。鈴木(1989)は当時の限られたデータから関東地域が13個の応力区に区分されることを示唆していたが、本研究では応力マップの空間分解能が上がったことで、さらに多くの応力区に区分可能である。実際に応力区を定義するには地質構造や地下構造、地震活動の特徴なども含めて慎重に検討していく必要があり、本論文の目的を超えるので、ここでは数十kmスケールの大小様々な形状の応力区(ブロック)から構成されているという言葉に留めておく。このようなブロック状の構造の多くは、日本海拡大時の伸張場のもとで基盤岩類が分断されて形成されたことに起因すると考えられる。また鈴木(1989)は応力区(ブロック)の境界には地質構造線や活断層が分布する場合があることを指摘している。第15図の点線は代表的な地質構造線を示しており(貝塚ほか, 2000; 日本地質学会, 2008)、特に下仁田構造線(中央構造線の一部)や藤野木-愛川構造線、糸魚川-静岡構造線の南部など、応力方位の急変場所と良く対応している。このような地質境界には断層破砕帯が存在しており、その岩石物性は周囲と異なっているため、外部から加わった応力がそこを境に連続的に作用せず、応力方位が回転したと予想される(例えば、Zang and Stephansson, 2010)。地質構造線や活断層が必ずしも応力区境界になっていない事例もあるが、これは断層破砕帯と周囲の岩石物性の差が小さいためかもしれない。一方、地質構造線や活断層と認定されていない場所にも応力区境界の候補が多数認識できるが、これらの場所には伏在断層や地殻構造の顕著な不均一が存在しているのかもしれない。いずれにせよ、地殻が大小様々な形状のブロックから構成されており、それらがせめぎあっている様子がイメージされる。応力区境界での地震リスクは重要な研究課題であり、そのためにはブロック間の相対運動の検出が不可欠である。一般的なGNSSの観測点密度では容易ではないが、InSARを用いた解析を併用することにより微小な相対運動が検出できる可能性も残されており(例えば、Takada, 2018)、今後の研究の進展が期待される。

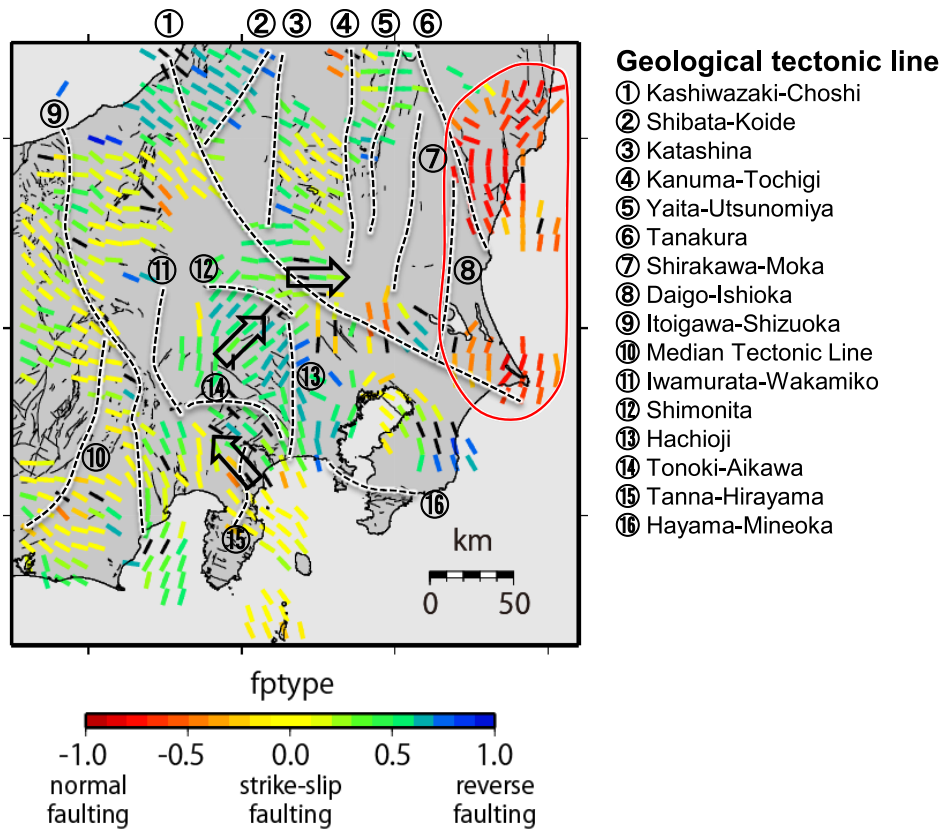
6.5.2 伊豆半島から関東山地、栃木県に向けての S_{Hmax} 方位の回転

第15図の矢印で示すように伊豆半島から関東山地、栃木県に向けて S_{Hmax} 方位が時計回りに回転する特徴が見られる。6.3節で述べたように水平歪み速度の短縮方位も同じ傾向を示す。この特徴については伊豆半島の本州弧への衝突を考慮した数値計算により概ね説明できることがわかっており、計算された応力蓄積レートは伊豆半島の付け根付近でフィリピン解プレートの収束方向を向いており、そこから離れるに従って放射状に広がっていく(松浦, 1998; Hashimoto and Matsu'ura, 2006; 長・桑原, 2011)。プレートの固着により蓄積される陸域のテクト



第14図 本研究の応力マップと先行研究の応力マップの比較。(a) Townsend and Zoback (2006). (b) Terakawa and Matsu'ura (2010). (c) Yukutake *et al.* (2015). (d) 本研究.

Fig. 14 Stress map determined in the present study and those of previous studies. (a) Townsend and Zoback (2006), (b) Terakawa and Matsu'ura (2010), (c) Yukutake *et al.* (2015), and (d) the present study.



第15図 関東地域の応力場の特徴。点線は主な地質構造線(例えば, 日本地質学会, 2008; 貝塚ほか, 2000), 矢印は S_{Hmax} の時計回りの回転, 赤線で囲みは正断層場が卓越する領域を示す。

Fig. 15 Features of the stress field of the Kanto region. Dotted lines show principal geological tectonic lines (e.g. Geological Society of Japan, 2008; Kaizuka *et al.*, 2000), and arrows show the clockwise rotation of S_{Hmax} . The area bounded by the red line is the area in which the normal faulting stress field dominates.

ニック応力は基本的にはプレート境界地震が発生すると解放されるため, 長期的には応力場への寄与は小さいと考えられる。それに対して伊豆半島の衝突はおよそ100万年前からずっと継続しており, この地域の現在の応力場を支配する主要因になっていると考えられる。

6. 5. 3 太平洋沿岸域における正断層場

3つ目の特徴は第15図の赤線で囲まれた太平洋沿岸域における正断層場の存在である。圧縮テクトニクス場においてこれだけ広い範囲で正断層場が見られるのは興味深い。太平洋沿岸域で正断層場が卓越する要因についてはいくつか考えられる。Umeda *et al.* (2015)は茨城県北部でMT探査を実施し, 活発な地震活動の直下(20 km以深)に低比抵抗体が存在することを明らかにした。そこには流体が多く存在していると推定されるが, その結果, 周囲より密度が低くなる。そのような低密度域が地殻深部に存在すると, 浮力によりその地塊が上昇しようとし, 地表付近に局在化した正断層場が形成されることになる(Levandowski *et al.* (2017)のFig. 3cを参照)。また,

Imanishi *et al.* (2011)は陸側から太平洋プレートに向かって東傾斜した分岐断層が正断層場の形成に寄与するモデルを提案している。この分岐断層が正断層すべりを起こすことで, 分岐断層上端付近に応力集中が生じ, 局在化した正断層場が形成されることになる。しかし, 第15図の赤線で囲った広い範囲にわたって地殻深部に流体が多く分布しているとは考えにくく, また分岐断層が大規模に分布しているとも考えにくい。以上2つは, どちらかという局所的に正断層場を作り出すメカニズムと考えられる。より広域的に正断層場を作り出すメカニズムとしてプレートの沈み込みに伴う地殻上部の曲げ応力が考えられる。Fukahata and Matsu'ura (2016)によると, この曲げ応力はプレート境界の形状に強く依存し, プレートの曲率半径が小さくなるほど(沈み込み角度が急になるほど)大きくなる。現状ではプレートの曲率半径の違いを議論できるほどの精度で形状が求まっていないため観測結果との比較はできないが, 広い範囲に正断層場を作り出せるモデルとして今後検討していく価値がある。

7. 結論

本研究では独自に求めた発震機構解カタログに加えて、気象庁一元化カタログや既存研究のデータをコンパイルし、合計3455イベントの発震機構解から関東地域の10 kmメッシュの応力マップを作成した。小さな地震まで解析して発震機構解データを増やしたことで、先行研究よりも応力場の空白域が少なくなり、応力場の空間分解能も格段に高くなった。その結果、関東地域の応力場は非常に複雑であるが数十kmスケールの複数の応力場に区分できること、伊豆半島から関東山地、栃木県に向けて S_{Hmax} 方位が時計回りに回転する特徴が見られること、 S_{Hmax} 方位が90度近く急変する場所があること、太平洋沿岸域は正断層場が卓越することが明らかになった。最後の特徴以外は先行研究でも示唆されていたが、高い分解能を持ったマップができたことにより、その特徴がより明確になった。これらの応力場の特徴は定性的ではあるものの、地質学的、地球物理学的な解釈がある程度可能である。この地域のテクトニクスを理解及び将来の地震リスクを評価するために、今後は地形や3次元密度不均質構造に起因する応力計算を行い、絶対応力も含めた応力場の定量的な解釈に繋げていくことが重要である(例えば、Bird, 2017; Levandowski *et al.*, 2017; Luttrell and Smith-Konter, 2017)。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用し、波形解析においては防災科学技術研究所 Hi-net, 気象庁, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所のデータを利用しました。発震機構解の推定では東京大学の井出 哲教授のプログラムを参考にさせていただきました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998)で作成しました。査読においては産業技術総合研究所地質調査総合センターの雷 興林博士, 編集担当の大谷 竜博士及び編集委員会から有益な意見を頂き、本稿の改善に大きく役立ちました。なお、本研究は産業技術総合研究所地質分野重点推進予算「関東地域における地震テクトニックマップの試作」(平成25年度～27年度)及び戦略的課題推進費「日本列島の応力マップ整備の加速化と不均一造構造場の成因の解明」(平成30年度)の補助を受けて実施しました。ここに記して感謝いたします。

文献

Allmendinger, R.W, Reilinger, R. and Loveless, J. (2007) Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, **26**, 1–18.

Bird, P. (2017) Stress field models from Maxwell stress functions: southern California. *Geophys. J. Int.*, **210**, 951–963.

Byerlee, J. (1978) Friction of rocks, *PAGEOPH*, **116**, 615–626.

地質調査所 (1998) 長野県王滝地域における地殻応力測定結果. 地震予知連絡会会報, **60**, 485–489.

長 郁夫・桑原保人 (2011) 日本列島の応力蓄積過程をモデル化するための予備的解析. 活断層・古地震研究報告, no.11, 331–350.

Flohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **75**, 193–198.

Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2016) Deformation of island-arc lithosphere due to steady plate subduction, *Geophys. J. Int.*, **204**, 825–840.

Gephart J.W. and Forsyth D.W. (1984) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305–9320.

Hashimoto, C. and Matsu'ura, M. (2006) 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in northeast Japan. *PAGEOPH*, **163**, 1803–1817.

東日本地殻応力測定グループ (1984) 東日本における地殻応力測定の試み(1). 地震予知連絡会会報, **32**, 396–402.

Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50–61.

弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭(2008) Double-Difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定. 地震 **2**, **60**, 123–138.

池田隆司・塚原弘昭 (1987) 山梨県芦川村・都留市における水圧破壊法による地殻応力測定 —鉛直方向の応力状態及び広域応力場—. 地震 **2**, **40**, 519–531.

池田隆司・塚原弘昭 (1990) 花崗岩体中での水圧破壊地殻応力測定. 岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 309–314.

Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T., Mizuno, T., Ito, H., Ito, K., Wada, H. and Haryu, Y. (2011) Depth-dependent stress field in and around the Atotsugawa fault, central Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms: Evidence for localized aseismic deformation in the downward extension of the fault. *J. Geophys. Res.*, **116**, B01305, 1–12.

Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys.*

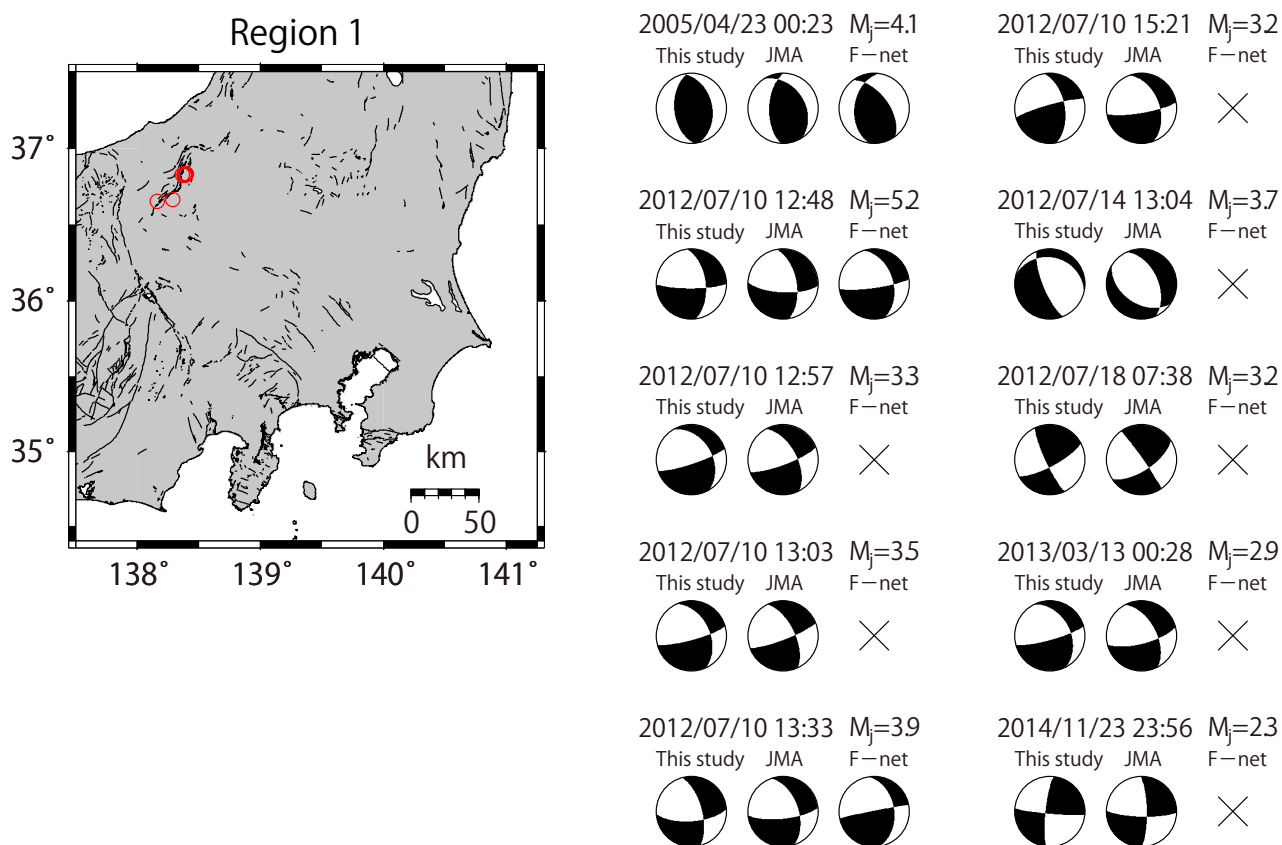
- Res. Lett.*, **39**, L09306, 1–7.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人 (2013) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動. *地震*, **66**, 47–66.
- 今西和俊・内出崇彦・松下レイケン (2016) 臨時地震観測による山梨県北東部の微小地震の発震機構解と応力場. 活断層・古地震研究報告, no.16, 53–77.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 489–513.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) 関東地域の活断層の長期評価(第一版), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf (2018年8月10日確認)
- 活断層研究会(1991) 新編「日本の活断層—分布と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 貝塚爽平・遠藤邦彦・鈴木毅彦・小池一之・山崎晴雄 (2000) 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会, 東京, 349p.
- 岸本清行 (1999) 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd. 地質調査所研究資料集(GSJ Open-File Report), no.353.
- 小出 仁・西松裕一・小泉昇三・星野一男・金川 忠・中山芳樹・井上 朗・山本清彦・菊池慎二 (1986) 関東・東海地域における地殻応力測定と測定法の比較. 第18回岩盤力学シンポジウム講演論文集, 261–264.
- 国土地理院 (2011) 日本全国の地殻変動, 地震予知連絡会会報. **86**, 8–21.
- Levandowski, W., Zellman, M. and Briggs, R. (2017) Gravitational body forces focus North American intraplate earthquakes. *Nat. Com.*, **8**, 14314, 1–9. doi:10.1038/ncomms14314.
- Luttrell, K. and Smith-Konter, B. (2017) Limits on crustal differential stress in southern California from topography and earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **211**, 472–482.
- 松田時彦・中村一明・杉村 新(1978) 第3章 活断層とネオテクトニクス—地殻変動の累積—. 笠原慶一・杉村 新編, 岩波講座 地球科学10 変動する地球 I—現在および第四紀—, 岩波書店, 東京, 89–157.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **642**, 46–57.
- 松浦充宏 (1998) 地震発生過程のモデリングと予測. *地震*, **50**, 213–227.
- Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11517–11526.
- Michael, A. J. (1987) Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J. Geophys. Res.*, **92**, 357–368.
- Nakajima, J. and Uchida, N. (2018) Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip. *Nat. Geosci.*, **11**, 351–356.
- 日本地質学会(2008) 日本地方地質誌3 関東地方, 朝倉書店, 東京, 570p.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A. (2004) Recent progress of seismic observation networks in Japan—K-NET and KiK-net-. *Earth Planets Space*, **56**, xv–xxviii.
- 小村健太郎・池田隆司・松田達生・水落幸広 (2003) 活断層ドリリングによる断層構造の研究—牛伏寺断層近傍の地殻応力, 岩盤, 比抵抗構造—. 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集, S076-003.
- Shearer, P. M., Prieto, G. A. and Hauksson, E. (2006) Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California. *J. Geophys. Res.*, **111**, B06303.
- 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 (1997) 50万分の1活構造図「東京」(第2版). 活構造図8, 地質調査所.
- 鈴木宏芳 (1989) 関東・中部地域の地殻内地震の発震機構と地殻応力場. 国立防災科学技術センター研究報告, no.43, 1–86.
- 鈴木宏芳 (1992) 地殻内地震の発震機構解から推定される関東平野の地殻応力の特徴. *地震*, **45**, 33–43.
- 鈴木宏芳・池田隆司・小村健太郎 (1997) ブレークアウトから推定される関東地域の応力方位分布. 日本地震学会講演予稿集, no.2, 105.
- 首都直下地震モデル検討会 (2013) 首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/pdf/dansoumodel_01.pdf (2018年8月10日確認)
- Takada, Y. (2018) Interseismic crustal deformation in and around the Atotsugawa fault system, central Japan, detected by InSAR and GNSS. *Earth Planets Space*, **70:32**, 1–12.
- Tanaka, Y. (1986) State of crustal stress inferred from in situ stress measurements. *J. Phys. Earth*, **34**, S57–S70.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008, 1–14.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *J. Geophys. Res.*, **111**, B03411, 1–11.
- Townend, J. (2006) What do faults feel? Observational

- constraints on the stresses acting on seismogenic faults. in *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Earthquake Faulting*, *Geophys. Monogr. Ser.*, **170**, edited by R. Abercrombie *et al.*, AGU, Washington, D. C., 313–327.
- 塚原弘昭・池田隆司(1983) 関東・東海地域の地殻応力. *地震*, **36**, 571–586.
- Tsukahara, H. and Ikeda, R. (1987) Hydraulic fracturing stress measurements and in-situ stress field in the Kanto-Tokai area, Japan. *Tectonophysics*, **135**, 329–345.
- 塚原弘昭・池田隆司(1988) 水圧破壊法による地殻応力測定—栃木県栗野町での測定—. 日本地震学会講演予稿集, no.2, 96.
- 塚原弘昭・池田隆司(1991) 本州中央部の地殻応力方位分布—応力区とその成因—. *地質雑*, **97**, 461–474.
- Tsukahara, H., Ikeda, R. and Omura, K. (1996) In-situ stress measurement in an earthquake focal area. *Tectonophysics*, **262**, 281–290.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori K. and Hama, Y. (2015) Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake. *J. Geophys. Res.*, **120**, 2279–2291.
- Wang, K. (2000) Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. *Tectonophysics*, **319**, 321–338.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L03302, 1–6.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **411**, 188–198.
- Zang, A. and Stephansson, O. (2010) Stress field of the Earth's crust, Springer, 322p.
- Zoback, M. L. (1992) First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11,703–11,728.
- Zoback, M. L. and Zoback, M. (1980) State of stress in the conterminous United States. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6113–6156.

(受付 : 2018年8月30日 ; 受理 : 2019年3月1日)
(早期公開 : 2019年4月26日)

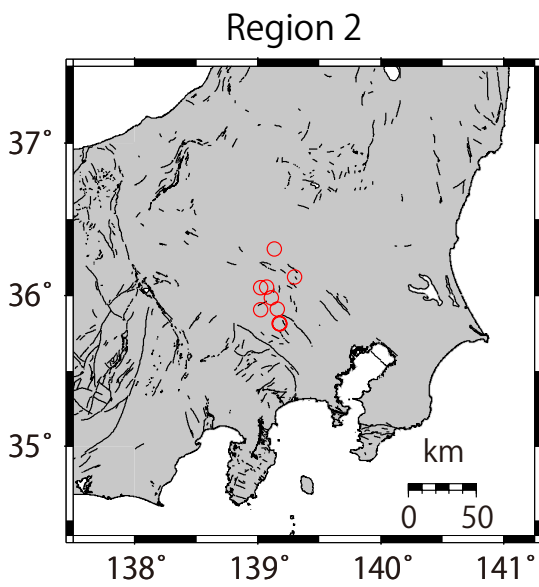
付録

Appendices



付図1 本研究により推定された発震機構解(左)と気象庁一元化カタログ(中), 防災科学技術研究所F-net解(右)の比較. 第2図の3つの領域ごとに分けて示す.

Fig. A1 Focal mechanism solutions determined in the present study (left), earthquake catalog of Japan Meteorological Agency (middle), and F-net moment tensor solution catalog by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (right) shown separately for each of the three regions in Fig. 2.



2003/03/17 22:14 $M_j=3.7$

This study JMA F-net



2007/06/28 18:26 $M_j=4.1$

This study JMA F-net



2004/03/07 03:41 $M_j=3.4$

This study JMA F-net



2007/10/29 18:13 $M_j=3.2$

This study JMA F-net



2006/04/07 20:48 $M_j=3.2$

This study JMA F-net



2010/04/30 19:33 $M_j=4.1$

This study JMA F-net



2007/05/06 05:33 $M_j=2.9$

This study JMA F-net



2011/05/04 16:13 $M_j=3.2$

This study JMA F-net



2007/05/09 08:52 $M_j=3.8$

This study JMA F-net



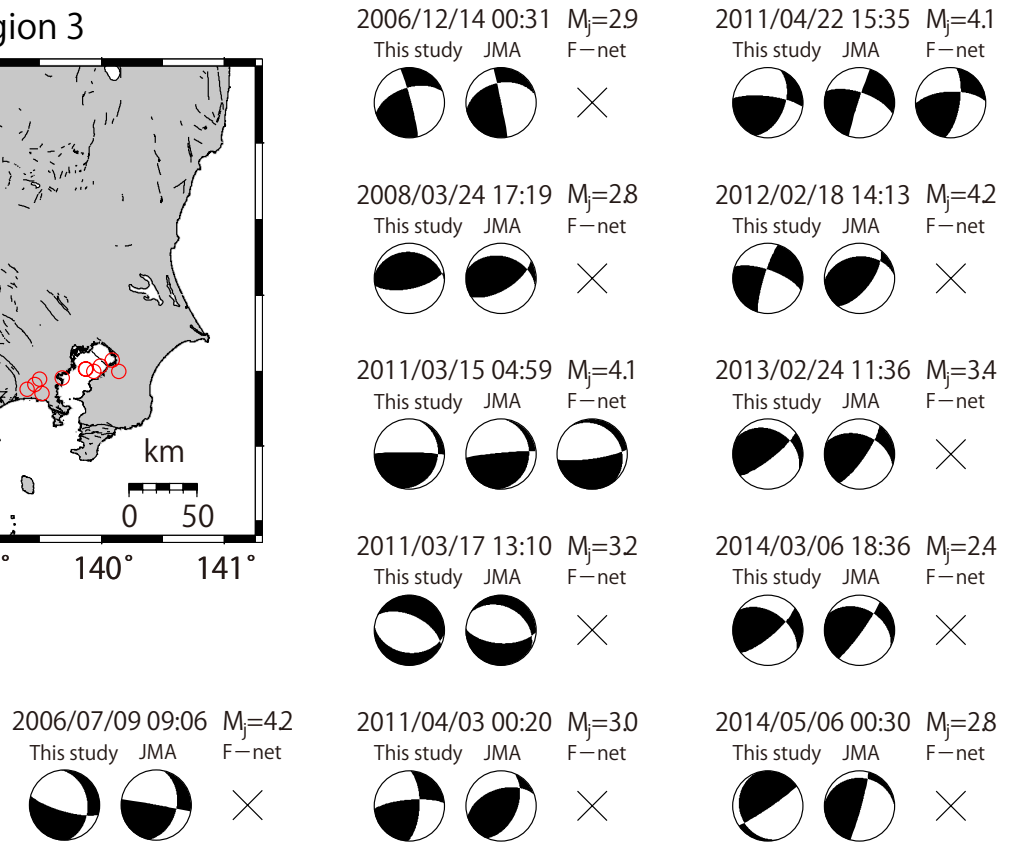
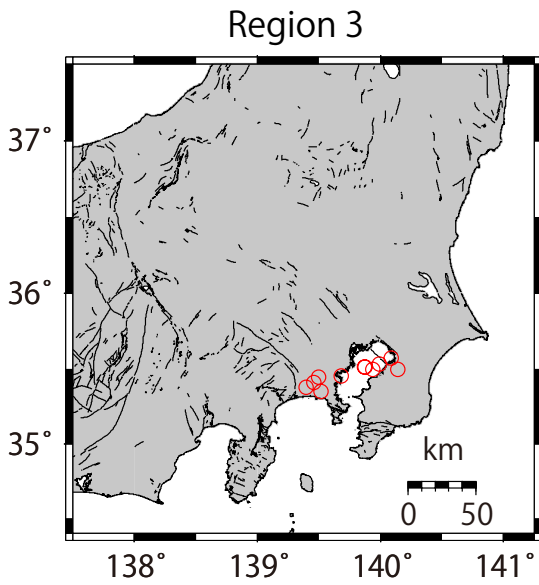
2013/01/16 05:49 $M_j=3.3$

This study JMA F-net



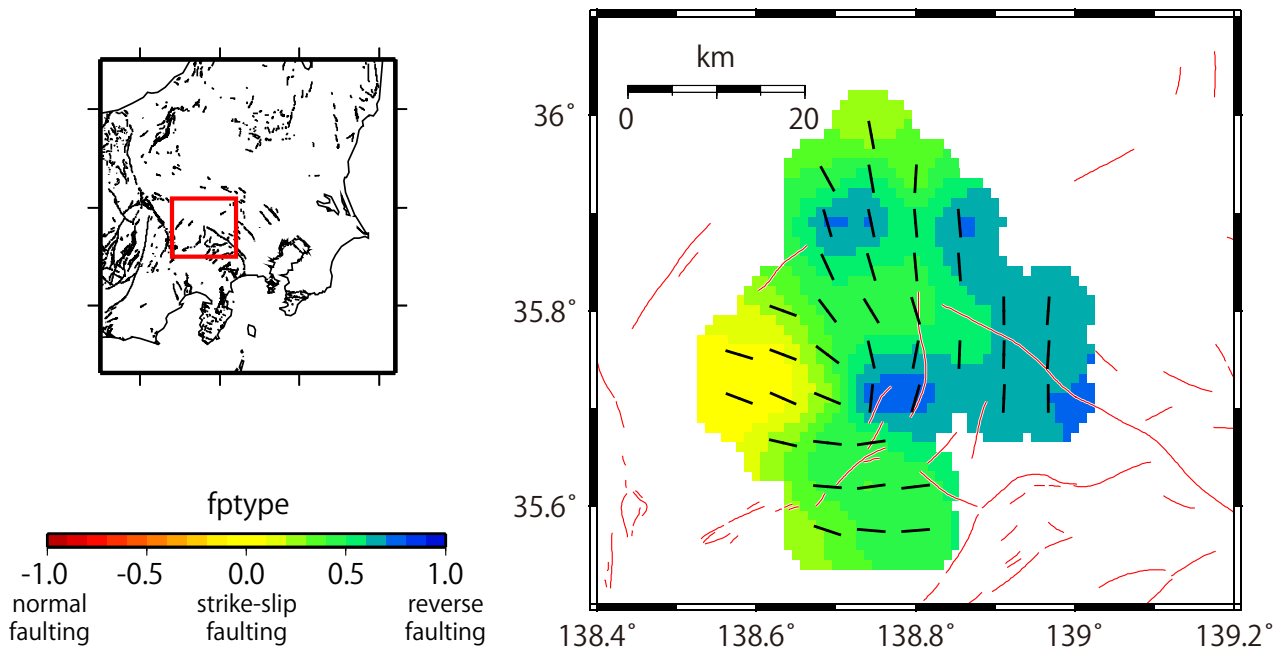
付図1 続き.

Fig. A1 Continued.



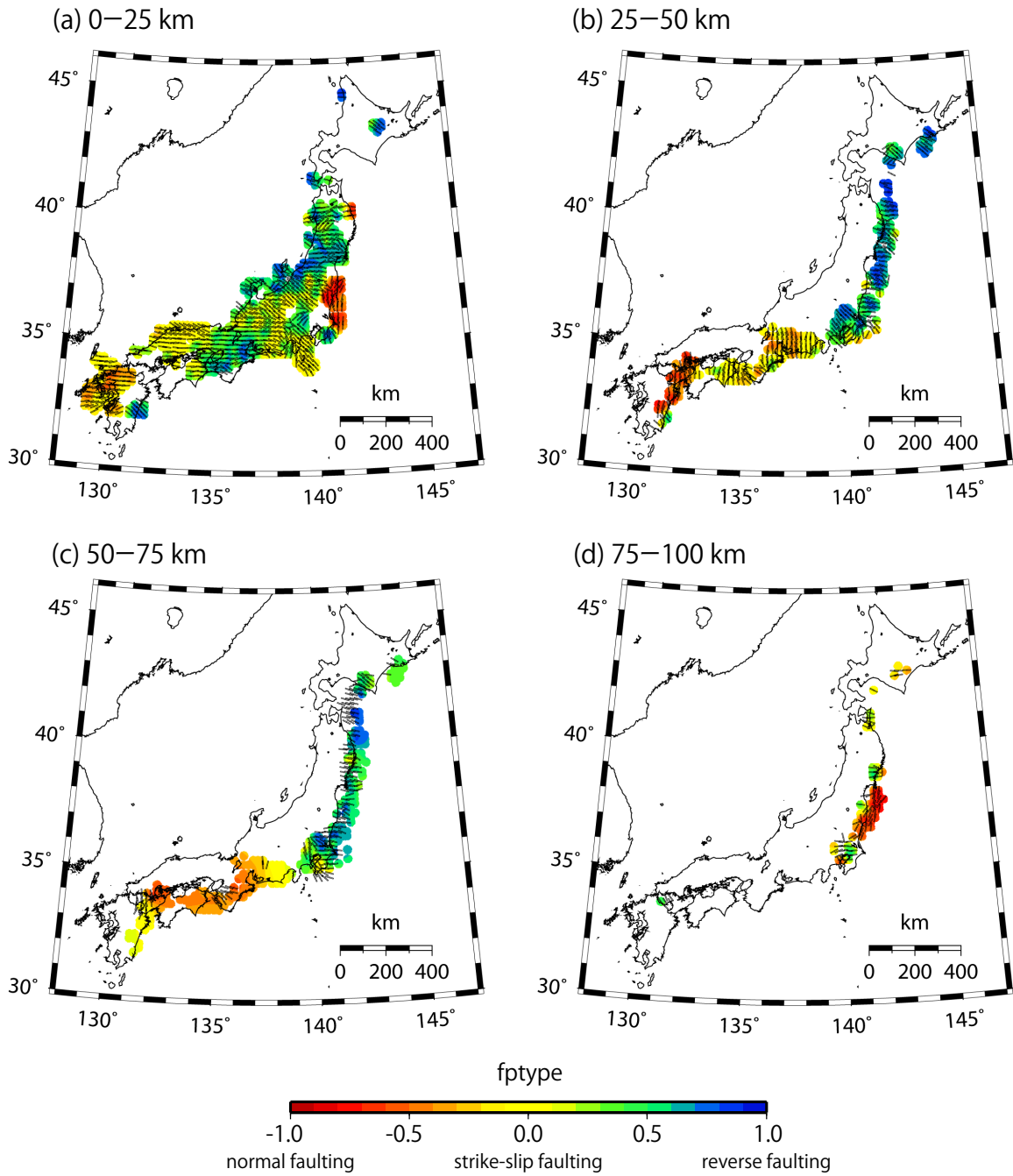
付図1 続き.

Fig. A1 Continued.



付図2 今西ほか (2016) による発震機構解をデータとして推定した山梨県北東部における応力マップ.

Fig. A2 Stress map of northeastern Yamanashi Prefecture using focal mechanism solutions by Imanishi *et al.* (2016).



付図3 気象庁一元化カタログをもとに推定した日本列島の応力マップ。それぞれ(a) 0–25 km, (b) 25–50 km, (c) 50–75 km, (d) 75–100 kmの深さのものを示す。

Fig. A3 Stress maps of the Japanese islands based on the earthquake catalog of Japan Meteorological Agency at depths of (a) 0–25 km, (b) 25–50 km, (c) 50–75 km, and (d) 75–100 km.