

応力情報を用いた断層評価の試み

行竹洋平*・武田哲也*²・吉田明夫*³

Evaluation of active faults in the Japanese islands by using the information of stress field

by

Yohei YUKUTAKE*, Tetsuya TAKEDA*² and Akio YOSHIDA*³

1. はじめに

内陸域の活断層で発生する大地震は、プレート境界型の大地震と比較して発生時期の推定がきわめて困難である。その原因の一つとして、活断層で発生する大地震の発生間隔が、多くの場合数千年と非常に長いことが挙げられる。現在、国の地震調査研究推進本部で実施されている活断層の長期評価では、地形・地質情報をもとに活断層を検出し、その後トレンチ調査、歴史記録等により平均的な活動間隔を推定する。そして最新の活動時期からの経過時間をもとに適当な確率密度関数をあてはめ、例えば 30 年間に大規模な地震が発生する確率を推定する（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001）。しかしながら、活断層の過去の活動履歴には不確定性が多いため、この手法によって得られる発生確率にも大きな誤差が生じる。

こうした背景から過去の活動履歴以外に、断層の長期評価やポテンシャル評価に有効な手法について模索することは、長期評価の信頼性を向上させるために非常に重要である。本研究では活断層を評価するためのパラメータとして、その周辺の応力情報に着目した。Morris *et al.*, (1996) は、断層面上に作用するせん断応力と法線応力との比から断層のポテンシャルの評価を試みた。彼らは、ある断層面にかかるせん断応力と法線応力（もしくは摩擦抵抗）との比を slip-tendency と定義し、slip-tendency が大きい断層ほど、その応力場のもとで動き易い（滑りのポテンシャルが高い）と考え断層の評価を行った。slip-tendency は、活断層周辺の応力状態と活断層の走向傾斜から求めることができる。

本研究は、slip-tendency が断層ポテンシャルを評価する上で有用なパラメータとなりうるかどうかについての

検証を行うことを目的に、日本内陸域における応力場と活断層の位置・形状の情報から、各断層の slip-tendency を求めた。そして、活断層の平均変位速度との関係について調べた。

2. 日本内陸域の応力及び活断層情報

2.1. 応力場の推定

slip-tendency を推定するにあたっては活断層周辺の応力場を高い空間分解能で精度よく決定することが重要となる。応力場を求めるため、本研究では行竹・ほか (2012) により、P 波初動極性と実体波振幅値を用いて決定された、日本内陸域における微小地震のメカニズム解約 8000 個を解析に使用した（図 1）。メカニズム解決定に使用したデータ、手法の詳細については行竹・ほか (2012) において記載されている。

次に応力インバージョン法を用いて、これらのメカニズム解データから日本内陸域における応力場を推定した。ここでは、Hardebeck and Michael (2006) によって開発された Damped Inversion 法を用いた。応力インバージョン法の詳細な手順については、行竹・ほか (2012) に記載されている手順に従った。ここでは、内陸域を緯度・経度方向 0.1 度間隔に分割し、それぞれの領域ごとに応力インバージョンを行った。分割された領域内に 4 個以上のメカニズム解データがある領域のみ解析を行った。北海道地域については、地震活動度が低調であり、利用できるメカニズム解の数が限られているため解析対象から除外した。関東から東海にかけての内陸域では、震源の深さとフィリピン海プレート境界の深さを考慮にいと多くの地震がプレート内部のものであると考えられる。本研究では、活断層周辺の応力情報が必要となるの

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

*² 防災科学技術研究所 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

*³ 静岡大学防災総合センター 〒422-8017 静岡県静岡市駿河区大谷 836

報告, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 45 巻, 49-62, 2013 (この原稿はホームページにてカラーでご覧いただけます。)

で、この領域については応力インバージョンの解析から除外した。

上記の条件のもと応力インバージョンによって推定された応力場の空間分布を水平最大圧縮軸 (σ_{hmax}) の方位角の形にして図2に示す。推定された応力場は、宮城・山形以北の東北地方で東西圧縮の逆断層型応力場が卓越し、中部から中国地方にかけて東西圧縮の横ずれ断層型応力場が主に分布し、九州地方では横ずれ断層や正断層型応力場が分布するなど、先行研究 (例えば、塚原・小林, 1991 ; Townend and Zoback, 2006 ; Terakawa and Matsu'ura, 2010) と調和的である。図2を注意深く見ると、さらに小さい空間スケールでの応力場の空間変化が観察できる。それらは内陸域のテクトニクスを考えるうえで重要な情報であるが、本研究の目的から離れるので、その議論について省略する。

2.2. 活断層情報

活断層の形状および位置の情報については、独立行政法人産業技術総合研究所 (以下、産総研と記載) の活断層データベース (https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html) から取得した。このデータベースでは、日本全国の活断層トレースから長さが 10km 以上の活断層・活断層群を起震断層として抽出し、さらに杉山(1999)の基準に基づきより小さい単元の活動セグメントとして区分している。10km 以下の活断層・活断層群および確実度Ⅲ以下の活断層はこのデータベースには含まれない。活動セグメントとは形状、位置、平均変位速度に連続性がある断層の最小範囲を示したもので、起震断層はいくつかの活動セグメントで連鎖的に地震が起こった場合の最も可能性の高い組み合わせとして定義されている (詳しくは、上記 HP を参照のこと)。本研究では、研究

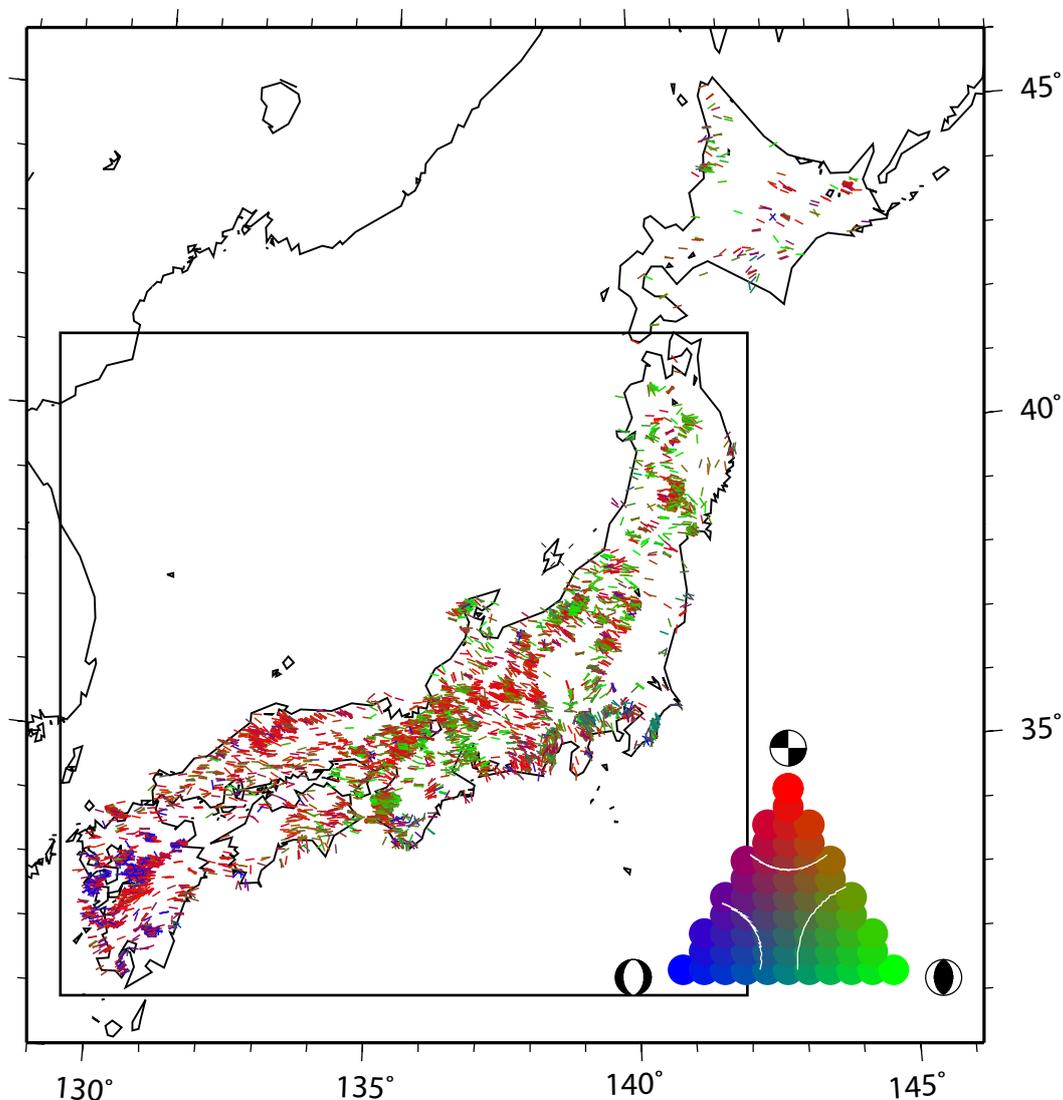


図1 本研究で使用したメカニズム解のP軸分布 (行竹・ほか, 2012)。P軸の色はFrohlich (1992) の定義により分類されたメカニズム解のタイプを表し、Frohlich(1992) により考案された三角ダイアグラム (右下) 上のカラーに対応する。例えば横ずれ断層成分を多くもつメカニズム解については赤色で表示される。四角で囲まれた領域は、応力インバージョン及び slip-tendency の推定を行った領域を示す。

対象領域における 512 本の活動セグメント (図 3) を解析対象とした。このデータベースからは、活動セグメントの平均変位速度や地震後経過率等の情報も取得でき、slip-tendency との関係性を議論するとき以後で使用する。

3. slip-tendency の推定手順

slip-tendency を T_s と表した場合、 T_s は以下の式で定義される。

$$T_s = \frac{|\sigma_s|}{\mu|\sigma_n|} \quad (1)$$

σ_s は断層上のせん断応力、 σ_n は法線応力を表す。 μ は断層の摩擦係数である。(1) 式の分母は断層の摩擦抵抗力を表し、 T_s が大きくなることは、断層の摩擦抵抗力に対するせん断応力 (断層を滑らせる力) の割合が大きくなることを意味する。したがって、ある応力場のもとで T_s の値が大きいほどその断層は動き易い (滑りのポテ

ンシャルが高い) と考えられる。

ここで断層近傍の応力テンソル (絶対量を含む) を σ とし、断層面の単位法線ベクトルを \mathbf{n} とした場合、断層上の σ_s と σ_n は以下の式で表される (例えば、山路、2000)。

$$\sigma_n = \mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n})] \quad (2)$$

$$\sigma_s = \sigma \cdot \mathbf{n} - \mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n})] \quad (3)$$

応力テンソル σ は下記のように分解することができる。

$$\begin{aligned} \sigma &= \mathbf{Q} \cdot \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \cdot \mathbf{Q}^T - P\mathbf{1} \\ &= d\mathbf{Q} \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot \mathbf{Q}^T + (\sigma_3 - P)\mathbf{1}. \end{aligned} \quad (4)$$

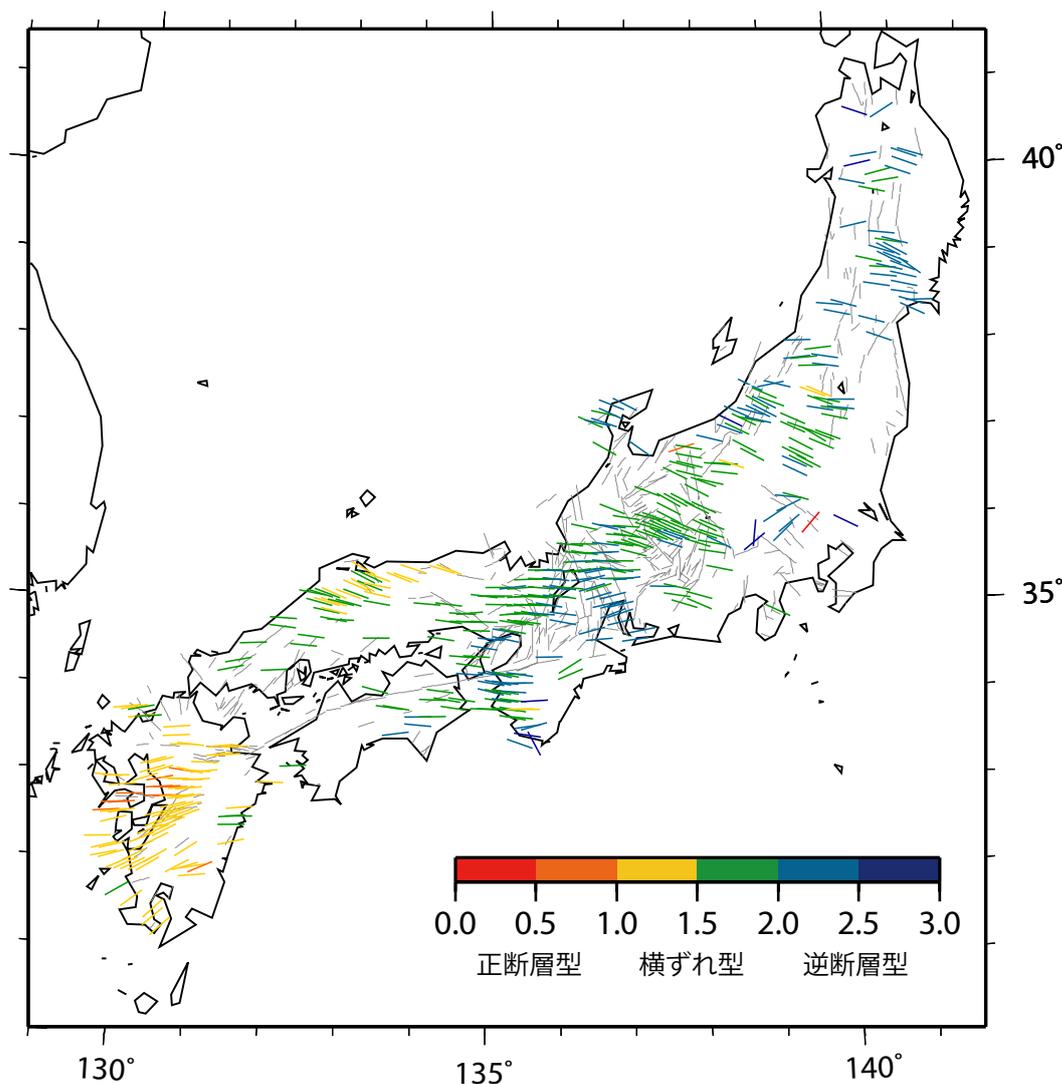


図 2 最大主応力軸 (σ_{max}) の方位角空間分布。カラーは Simpson (1992) の定義により分類された応力場のタイプを表し (右下凡例に対応)、0 ~ 1.0 は正断層型、1.0 ~ 2.0 は横ずれ断層型、2.0 ~ 3.0 は逆断層型の応力場を示す。

(4) 式のうち Q は主応力軸の方向を表す回転行列を、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 はそれぞれ最大主応力、中間主応力、最小主応力の大きさを、 d は差応力 ($\sigma_1 - \sigma_3$)、 P は pore pressure を、 R は応力比を表わし、 $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ で定義される。 1 は単位行列を表す。(4) 式 2 段目の右辺第一項は、最小主応力値が取り除かれた偏差応力テンソルを表している。この偏差応力テンソルを

$$\sigma' = dQ \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot Q^T. \quad (5)$$

と定義して、(4) 式を (2) 及び (3) 式に代入すると、 σ_s と σ_n は以下のように変形される。

$$\sigma_n = \mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma' \cdot \mathbf{n})] + (\sigma_3 - P) \cdot \mathbf{n}. \quad (6)$$

$$\sigma_s = \sigma' \cdot \mathbf{n} - \mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma' \cdot \mathbf{n})]. \quad (7)$$

(7) 式は断層上のせん断応力の大きさが、差応力 (d) と

主応力軸方向、応力比 (R)、断層方向 (\mathbf{n}) の関数で表され、最小主応力値や pore pressure には依存しないことを意味する。

(6) 及び (7) 式を (1) 式に代入することにより、slip-tendency (T_s) は以下のように表すことができる。

$$T_s = \frac{|\sigma_s|}{\mu \times |\sigma_n|} = \frac{|\sigma'' \cdot \mathbf{n} - \mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma'' \cdot \mathbf{n})]|}{\mu |\mathbf{n}[\mathbf{n} \cdot (\sigma'' \cdot \mathbf{n})] + \left(\frac{\sigma_3 - P}{d}\right) \cdot \mathbf{n}|}. \quad (8)$$

$$\sigma'' = Q \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot Q^T \quad (9)$$

σ'' は主応力軸方向 (Q) と応力比 (R) のみで表される規格化された応力テンソルである。 Q と R は応力インバージョン法から決定することができるパラメータ (以下、応力解と呼ぶ) であり、 \mathbf{n} については活断層データベースに登録された活動セグメントの方向から得ることができる。したがって、(8) 式において断層摩擦係数 (μ)、pore pressure (P)、最小主応力値 (σ_3)、差応力 (d) が

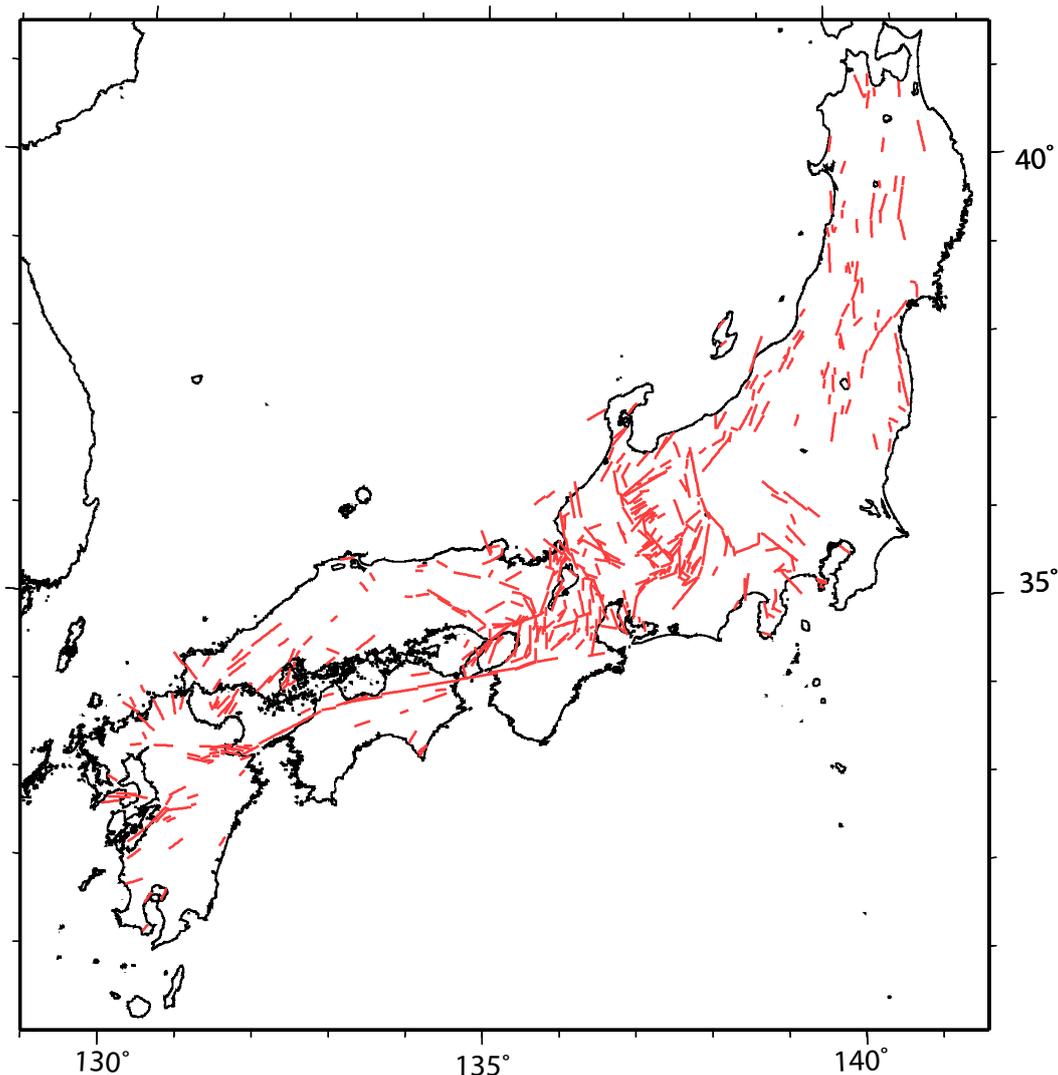


図3 (独) 産業技術総合研究所活断層データベースより取得した活動セグメントの分布。

未知のパラメータとなる。これらは slip-tendency を推定するために非常に重要なパラメータであるが、メカニズム解データから直接推定することができない。

本研究では、以下の仮定に基づき、4つの未知パラメータの値を得た。最初に、最小主応力値 (σ_3) の推定過程について述べる。2章で述べた応力インバージョン法により、内陸域の主応力軸方向 (θ) および応力比 (R) が 0.1 度間隔で得られる。ここで、応力インバージョン法によって決定された主応力軸方向の一つが鉛直に向いている場合、その主応力の大きさは上載圧 ($\sigma_v = \rho gz$) で近似できるとした。 ρ は岩石の密度、 g は重力加速度、 z は深さを表す。ただし、応力インバージョン法により決定された主応力軸が鉛直から大きく傾いている場合 (鉛直方向から 20 度以上傾いている場合)、上記の近似が成り立たなくなるので、そうした応力解については後述する活動セグメントの slip-tendency 推定過程には使用しなかった。最小主応力値 (σ_3) を求める過程は、応力インバージョン法により決定された応力解のうち、どの主応力軸が鉛直方向に決定されたかで異なる (図4)。応力インバージョン法により σ_3 軸が鉛直方向に決定された場合 (逆断層型応力場と呼ぶ) $\sigma_3 = \sigma_v$ 、 σ_2 軸が鉛直方向に決定された場合 (横ずれ断層型応力場と呼ぶ) $\sigma_3 = \sigma_v - d \times R$ 、 σ_1 軸が鉛直方向に決定された場合 (正断層型応力場と呼ぶ) $\sigma_3 = \sigma_v + d$ という近似が成り立つ。

次に、摩擦係数 μ 、pore pressure (P)、差応力 (d) の推定過程について述べる。断層の摩擦係数 μ は、Byerlee (1978) の岩石実験結果を参照に 0.6 と仮定した。pore pressure (P) の値は、hydrostatic ($P_h =$ 静水圧) であると仮定した。そして、ある応力状態のもとで最も動き易い断層は、以下のクーロン・ナビエの破壊基準を満たすと

$$|\sigma_s| = \mu(|\sigma_n| - P). \quad (10)$$

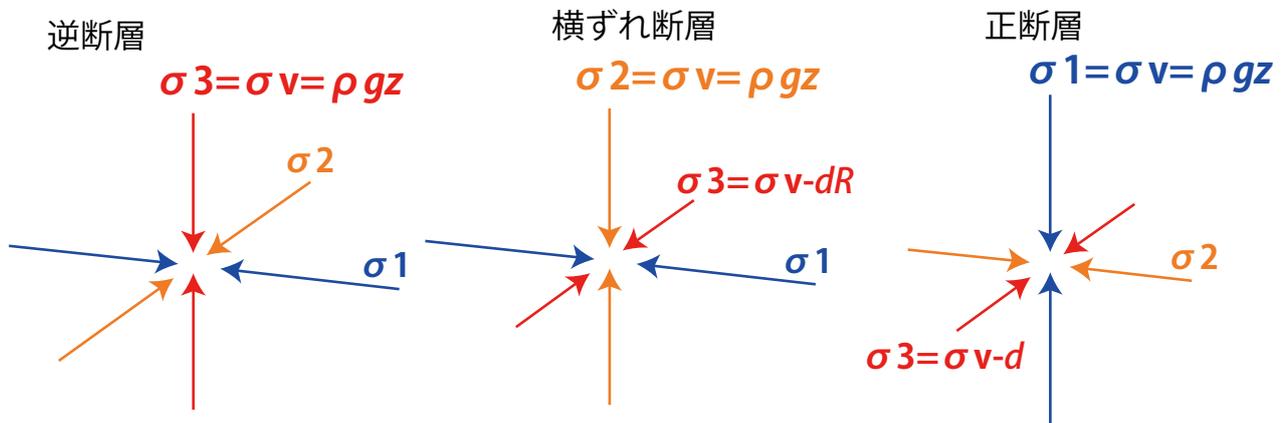


図4 それぞれの応力場のタイプにおける主応力軸の方向ならびに上載圧との関係を示した図。

ここで、差応力 d については、 $P =$ hydrostatic のもと (10) 式を満たす断層 (つまりもっとも動き易い断層) が破壊するのに必要な差応力以上は作用していないと仮定した。断層上のせん断応力、法線応力および (10) 式のクーロン・ナビエの破壊基準との関係を、モール円にして表すと図5のようになる。(10) 式の直線と横軸との交点 P は、上記の仮定に従い静水圧 P_h である。モール円の水平方向の位置は、鉛直方向の主応力の大きさが上載圧と等しいという近似に基づき決定される。クーロン・ナビエの破壊基準 (10) 式を満たす最も動き易い断層に必要な差応力が上限であると仮定した場合、差応力 d はモール円の半径と (10) 式との関係で決定される。接線と円の関係式から、それぞれの応力場における d の値は以下に示すように、応力インバージョン法により決定された応力軸方向が正断層型及び逆断層型応力場では、 μ と σ_v と P_h の関数として、横ずれ断層型応力場では μ と σ_v と P_h と R の関数として表すことができる。

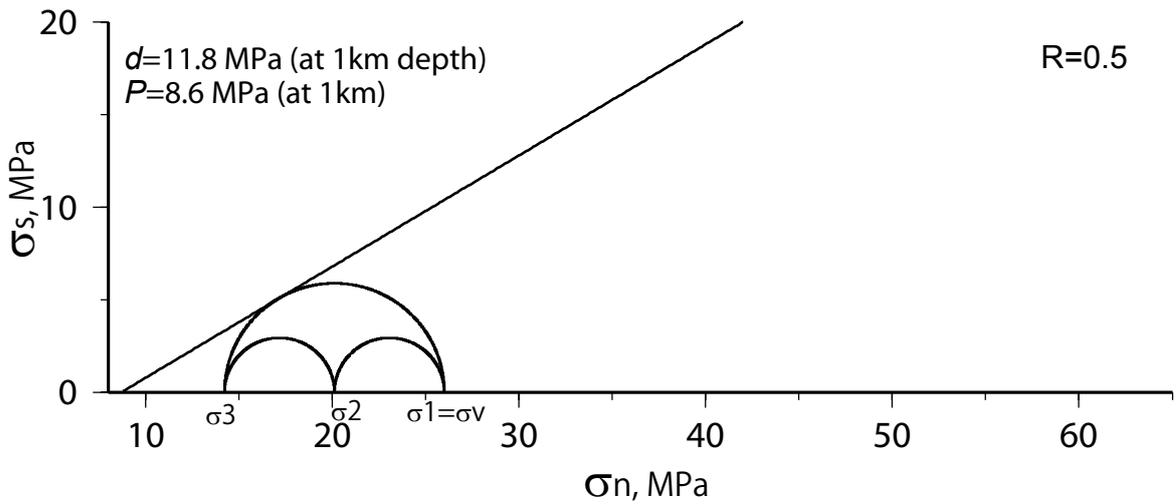
$$d = \frac{2\mu(\sigma_v - P_h)}{\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu} \text{ at normal fault stress regime. (11)}$$

$$d = \frac{2\mu(\sigma_v - P_h)}{\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu(2R + 1)} \text{ at strike-slip fault stress regime. (12)}$$

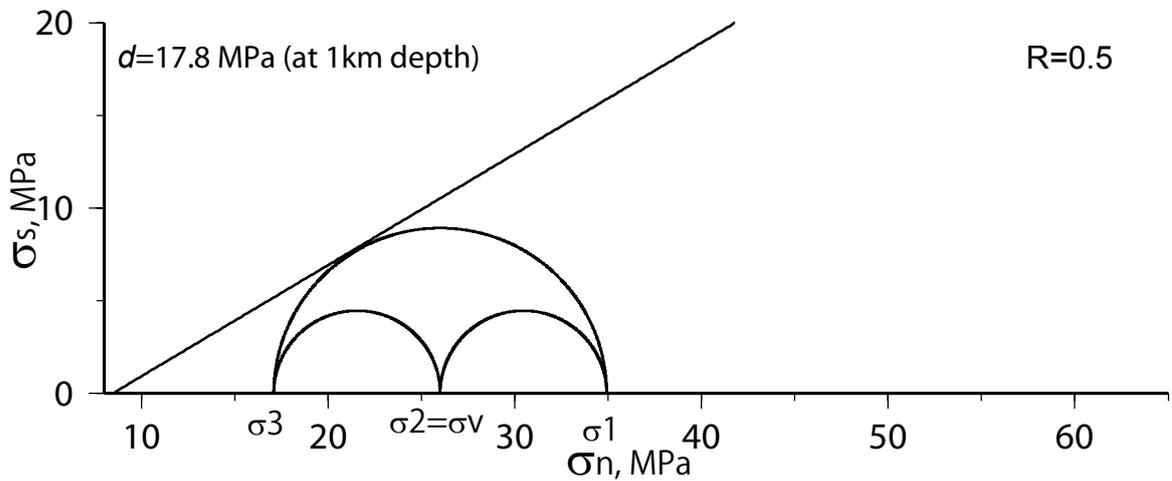
$$d = \frac{2\mu(\sigma_v - P_h)}{\sqrt{\mu^2 + 1} - \mu} \text{ at reverse fault stress regime. (13)}$$

図5からは正断層型応力場、横ずれ断層型応力場、逆断層型応力場の順で断層を動かすために必要な差応力が大きくなることが容易に理解できる。 d は深さ z に依存するパラメータであるが、 σ_3 及び P_h はいずれの応力場のタイプであっても深さ z に線形と考えてよいので、(8) 式において T_s を求める過程で深さ z の影響はキャンセル

(1) Normal fault stress regime



(2) Strike-slip fault stress regime



(3) Reverse fault stress regime

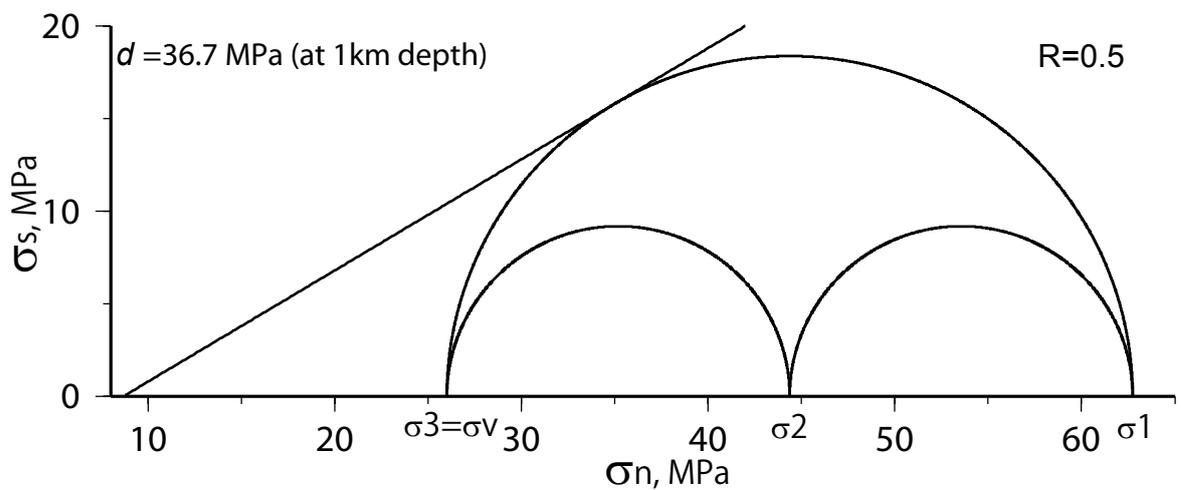


図5 それぞれの応力場のタイプにおいて、深さ1kmにおける断層面上のせん断応力と法線応力との関係をモール円にして示す。各応力場において鉛直方向の応力軸の大きさは上載圧で決まる。

ルされる。

次に、実際の応力場 (図 2) から活動セグメント (図 3) に T_s の値をマッピングする手順について、糸魚川—静岡構造線の 2 つの活動セグメントを例に説明する (図 6)。活断層データベースでは、糸魚川—静岡構造線は、北部が神城セグメント、中部が牛伏寺セグメントとして記載されている (図 6(a))。それぞれの活動セグメントの地表トレースから応力インバージョン法により $\pm 10\text{km}$ 以内に求まった応力解を用いる。図 6 (b) では、それぞれの活動セグメント近傍に求まった応力解をもとに、任意の断層法線 (断層極) 方向の slip-tendency (T_s) をステレオネット上に下半球投影した。また図 6(c) においてはモール円上に各セグメントのせん断応力、有効法線応力、(10) 式の関係を示した。slip-tendency が 1 になる断層極は、その応力場のもとでもっとも動き易い断層であり、図 6(b) においてはもっとも色が濃い領域に極を持つ断層となり、図 6(c) においてはクーロン・ナビエの破壊基準を満たす (モール円と (10) 式とが接する場所) 断層として表現される。図 6(b) のステレオネット上にそれぞれの活動セグメントの極の方向が白丸で表されており、その場所での slip-tendency の値は神城セグメントでは 0.76、牛伏寺セグメントで 0.89 であった。それぞれの活動セグメントでの T_s の違いは、図 6(c) においてクーロン・ナビエの破壊基準の接線からの距離として見ることができ、牛伏寺セグメントの方が接線からより近い場所に活動セグメントの断層方向がプロットされている。以上の手順により、応力解、活動セグメントの方向 (断層面の方向) から、活動セグメントに slip-tendency の値を付与していく。ただし、活断層データベースでは活動セグメントの平均的な値が記載されているので、断層面形状の不均質性の影響を評価するため断層極の方向に ± 10 度の幅 (図 6(b) の点線で示された範囲) を与えてその最小値と最大値も求めた。一つの活動セグメント近傍に、複数の応力解が存在する場合は、Slip tendency の値が最大となる応力解の値を用いた。

図 6(b) において 2 つのセグメント間で slip-tendency の分布傾向が異なるのは、応力場が空間的に変化しているためである。神城セグメントと牛伏寺セグメントでの slip-tendency の値を比較すると牛伏寺セグメントの方が高い値が推定され、現在の応力場のもとでより動き易い断層であるとみなすことができる。

4. 結果

上記の手順により得られた各活動セグメントの slip-tendency の値を図 7 に示す。512 本の活動セグメントの

うち 188 本のセグメントについて slip-tendency を推定することができた。残り 324 本の活動セグメントについては断層近傍に応力解が求まらなかったため、slip-tendency を推定することができなかった。断層近傍応力解の主応力軸が鉛直から傾斜しているため、slip-tendency が推定できなかった活動セグメントはなかった。日本内陸域における slip-tendency の分布をみるとある特定の地域に slip-tendency の高い断層が集中する傾向は見られない。3 章で示した糸魚川—静岡構造線の例のように、同じ断層帯でも、活動セグメントによって断層の動き易さが異なる断層帯も見られる。なお、中越から中部、近畿地方にかけての領域では、slip-tendency の得られた活動セグメントが多く分布しているように見える。この地域の地震活動度が高く詳細な応力場が推定できた (図 2)、さらに活断層も集中している (図 3) ことが原因である。

活断層の活動度を表す一つの指標である平均変位速度と slip-tendency との関係を図 8 に示す。ただし、産総研活断層データベースでは、活動セグメントの平均変位速度について過去の研究で具体的な数値得られていない場合、地形表現から経験的に活動度を判定している。その際 C 級の活断層と判断された活動セグメントについては、平均変位速度の仮置き値として 0.0m/yr が与えられている。松田 (1975) において、C 級の活断層は $0.01\text{m}/1000\text{yr}$ 以上 0.1m/yr 未満と定義されている。本研究では仮置き値として平均変位速度 0.0m/yr が与えられている活動セグメントについては、図 8 の対数グラフにプロットするにあたり松田 (1975) の定義を参考に、便宜上 0.05m/yr を与えた。slip-tendency を求めることができた活動セグメントのうち、slip-tendency の値が 0.8 以上の活動セグメントの割合は 61%、0.7 以上の活動セグメントの割合は 76%、0.6 以上の活動セグメントの割合は 85% であった。この結果は、内陸域にある活断層の多くは現在の応力場に対して動き易い方向に形成されていることを示唆している。この傾向は、断層の平均変位速度が大きな活動セグメントになるほどより顕著に表れ、平均変位速度が $1\text{m}/1000\text{year}$ 以上の活動度の高い断層になると、slip-tendency が 0.8 以上の活動セグメントは 70%、0.7 以上の活動セグメントは 84% 以上であった。平均変位速度が $1\text{m}/1000\text{year}$ 以下の活動セグメントについては、slip-tendency が大きいものから小さなものまで存在している。図 8 において平均変位速度が $4.0\text{m}/1000\text{year}$ ありながら slip-tendency が 0.6 より低い活動セグメントが見られるが、これは中央構造線の一部を構成する父尾活動セグメント (徳島県に位置) である。

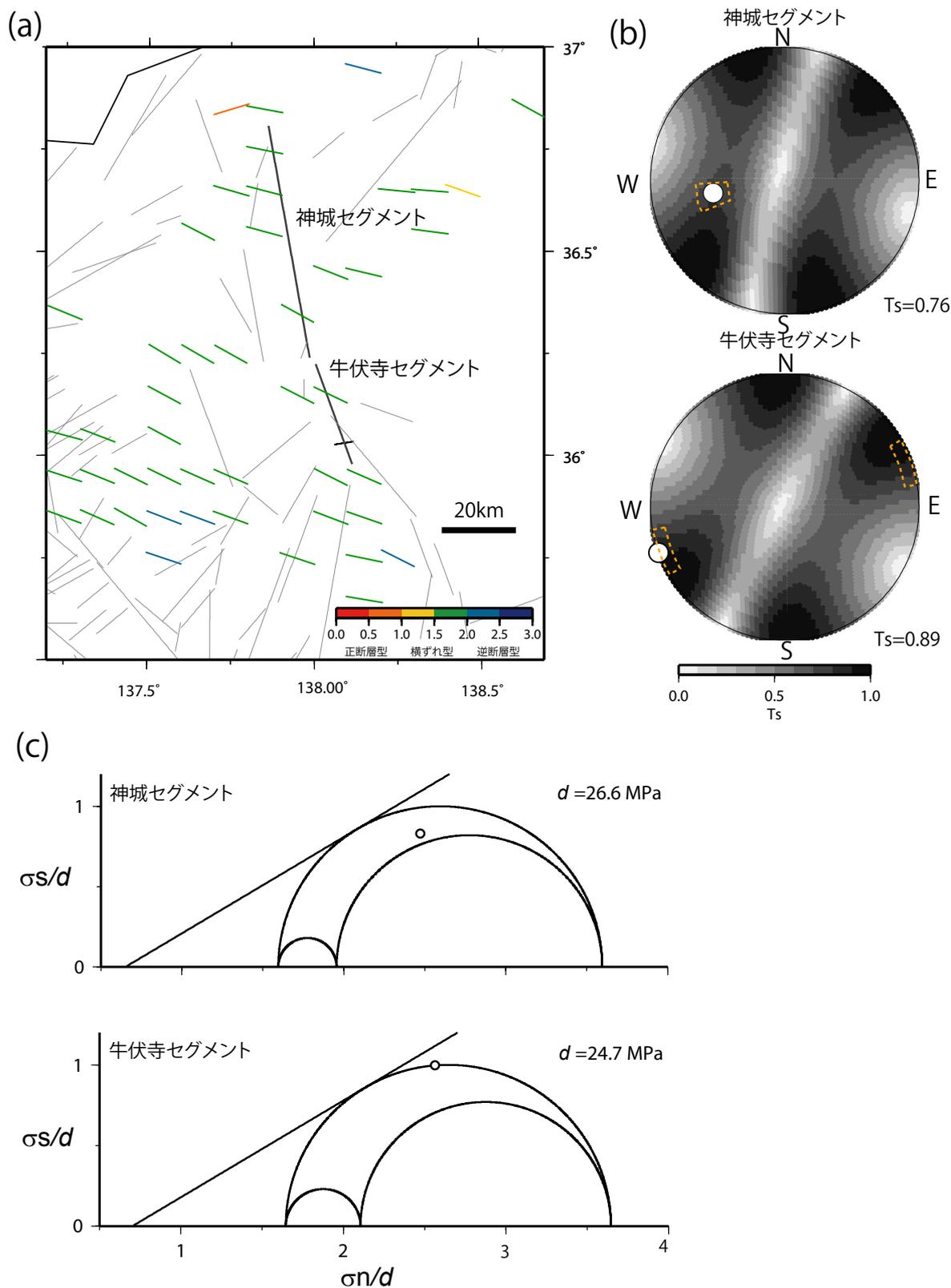


図6 (a) 応力インバージョンにより得られた糸魚川—静岡構造線周辺の応力場 (σ_{hmax}) の分布。神城セグメント及び牛伏寺セグメントの位置を太い黒線で示す。(b) それぞれの活動セグメント周辺の応力場から得られた任意の断層面での T_s の値。断層面の法線(断層極)方向をステレオネット上に下半球投影しその位置に T_s の値をプロットした。白丸は神城セグメント(上段)及び牛伏寺セグメント(下段)の断層極を表す。色の濃淡は slip-tendency の大きさを表す。(c) それぞれの活動セグメント上のせん断応力、法線応力及びクーロン・ナビエの破壊基準との関係をモール円を用いて示す。横軸は法線応力、縦軸はせん断応力を表し、それぞれ差応力で正規化している。白丸は神城セグメント(上段)及び牛伏寺セグメント(下段)の断層極を表す。

図7から中央構造線はそのほかの活動セグメントについても、比較的 slip-tendency が低い値を持つことがわかる。

次に1995年から2013年現在までに、内陸域で発生したM6.5以上の被害地震を対象にして、上記と同様の手順を用いてそれぞれの地震で破壊された断層面（以下、震源断層と呼ぶ）における slip-tendency の値を求めた。対象とした地震及び、震源断層の詳細、参照した参考文献を表1にまとめた。各震源断層の slip-tendency の値を図9に示す。2000年鳥取県西部地震、2005年福岡県西方沖地震、2007年能登半島地震については slip-tendency は1に近い値を示していることがわかる。2000年鳥取県西部地震の震源断層のうちの1つの slip-tendency はやや低い値を示すが、これは一番北側の震源断層に相当し、本震時の破壊があまり大きくなかった場所である (Fukuyama *et al.*, 2003)。本震の震源を含む震源断層や、

大きく滑った領域を含む震源断層の slip-tendency の値は1に近い。一方、1995年兵庫県南部地震や2004年中越地震については、slip-tendency は相対的に低い値を示す。特に1995年兵庫県南部地震についてはこの傾向が顕著にみられ、slip-tendency は0.6程度となった。なお、1995年兵庫県南部地震の2つの断層セグメント (Index number 3と5)、及び2007年中越沖地震 (Index number 13) については、断層近傍で応力解が求められなかったため、slip-tendency は得られなかった。

5. 議論

活断層（活動セグメント）の多くは slip-tendency の値が大きいことがわかった。地質断層群や地震のメカニズム解節面の多くは slip-tendency が大きくなる方向に分布しており (Collettini and Trippetta, 2007; Lisle and

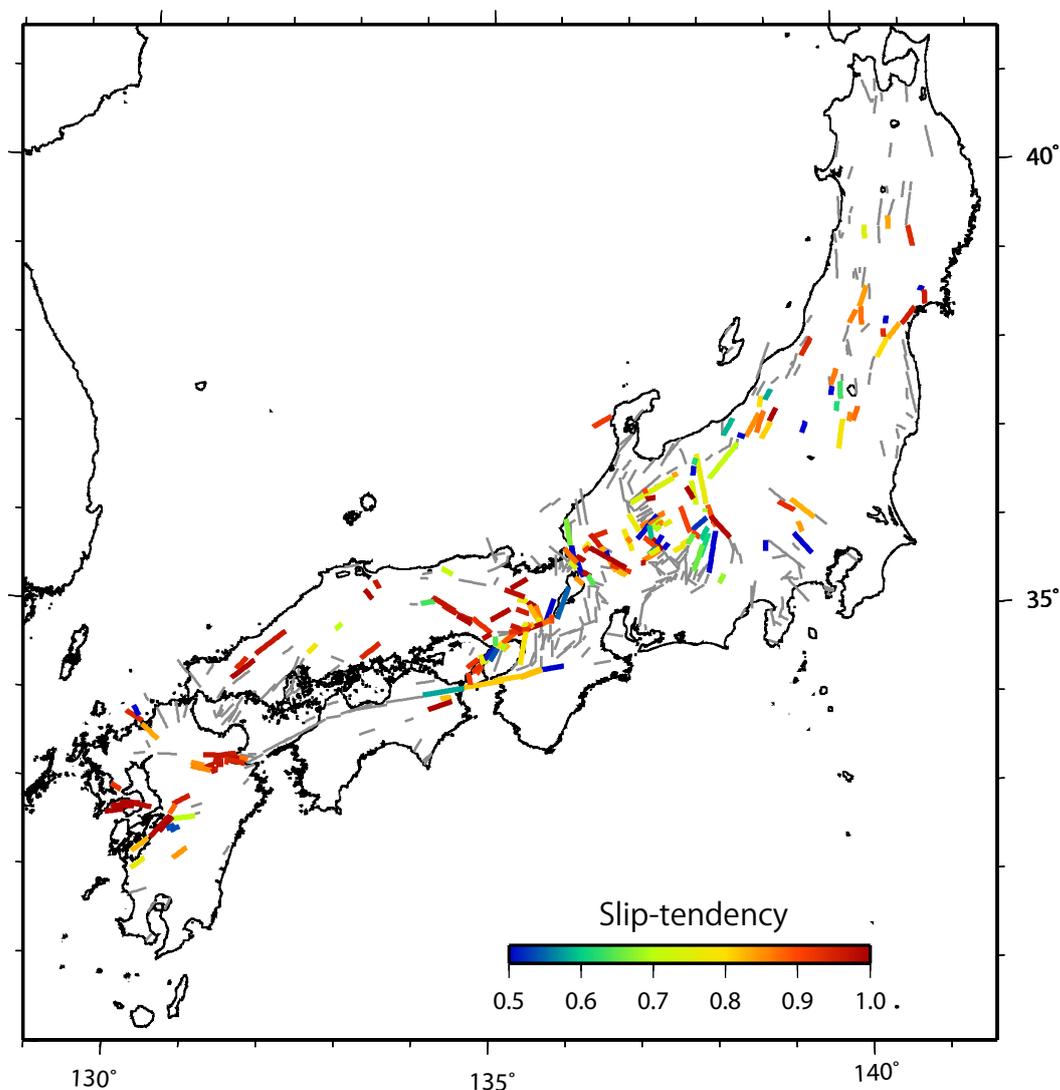


図7 マッピングされた活動セグメントの slip-tendency。活動セグメントトレースのカラーは slip-tendency の値を表す（右下凡例に対応）。断層近傍に応力情報がなく slip-tendency が推定できなかったものについては灰色で示す。

Srivastava, 2013)、本研究において活断層も同様な傾向を持つことが明らかになった。特に平均変位速度が大きい活断層ほど slip-tendency が大きくなる傾向があることは (図 8)、これらの活断層がテクトニック応力に対して動き易い方向に形成され、内陸域に蓄積される応力の解放を担っていることを示唆している。ただし、中央構造線については断層の平均変位速度大きいにもかかわらず

slip-tendency の値がそれほど高くない結果が得られた。このことは中央構造線が内陸のテクトニック応力により形成されたのではなく、北西方向に沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレート側との間に蓄積される横ずれ成分の歪をブロック運動的に解消する過程で形成された (例えば、Kanamori, 1972) ことを反映しているのかもしれない。

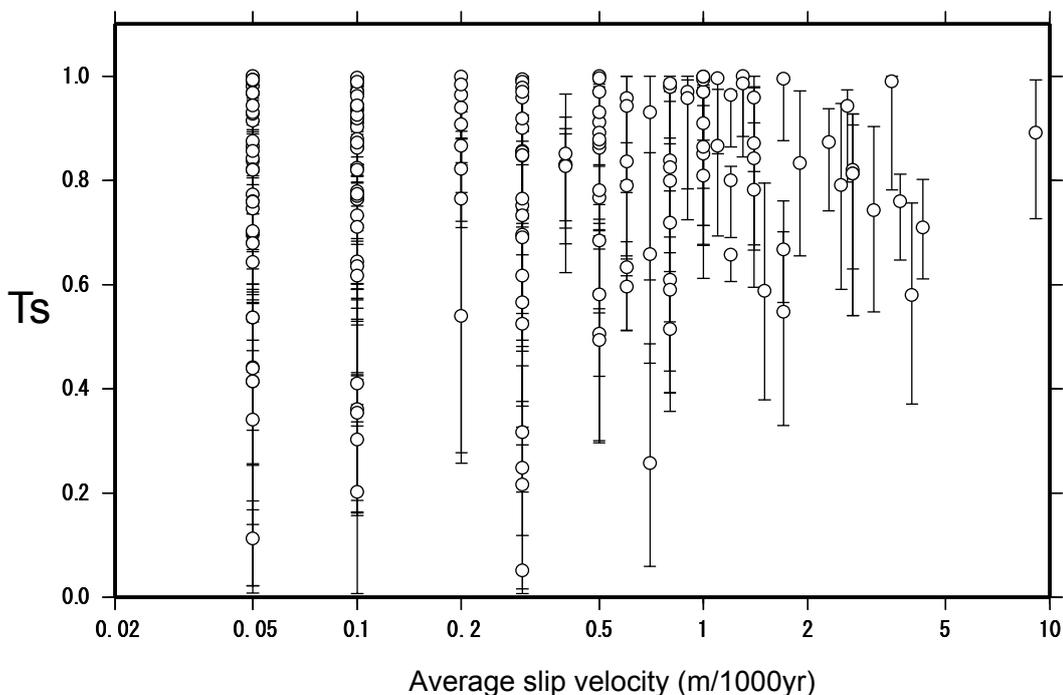


図 8 活動セグメントの平均変位速度と slip-tendency との関係。縦軸のエラーバーは断層極に ± 10 度の幅を与えたときの slip-tendency の最大値と最小値を示す。

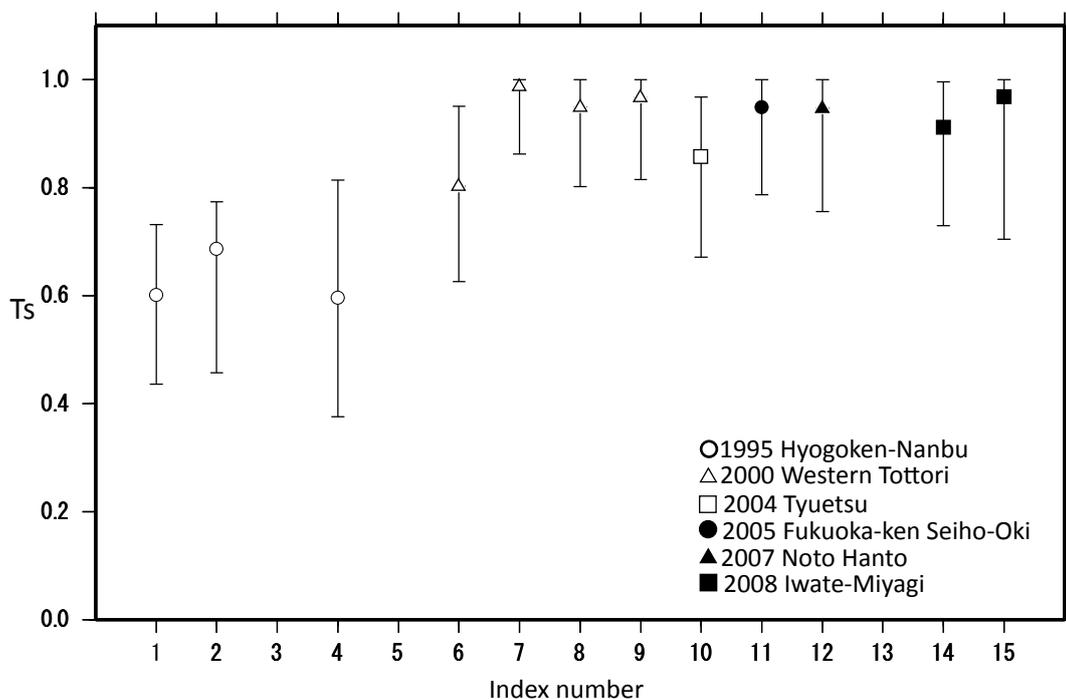


図 9 1995 年以降に発生した M6.5 以上の内陸大地震の震源断層と slip-tendency との関係。図の横軸は表 1 の Index number に対応。

表 1 1995 年以降の M6.5 以上の内陸地震と震源断層の詳細。それぞれの地震の断層モデルについて参照文献を表下に示す。

地震名	Mjma	断層モデル数	走向	傾斜	Index number
1995年兵庫県南部地震 ⁽¹⁾	7.3	5	45.0	78.0	1
			50.0	90.0	2
			233.0	82.0	3
			218.0	82.0	4
			268.0	82.0	5
2000年鳥取県西部地震 ⁽²⁾	7.3	4	146.0	76.0	6
			142.0	90.0	7
			74.0	87.0	8
			150.0	90.0	9
2004年中越地震 ⁽³⁾	6.8	1	212.0	47.0	10
2005年福岡西方沖地震 ⁽⁴⁾	7.0	1	298.0	79.0	11
2007年能登半島沖地震 ⁽⁵⁾	6.9	1	58.0	53.0	12
2007年中越沖地震 ⁽⁶⁾	6.8	1	49.0	42.0	13
2008年岩手宮城内陸地震 ⁽⁷⁾	7.2	2	195.2	44.9	14
			225.3	25.0	15

(1) Sekiguchi *et al* (2000) (3) Shibutani *et al* (2005) (5) Hiramatsu *et al* (2008) (7) Ohta *et al* (2008)
 (2) Fukuyama *et al* (2003) (4) Nishimura *et al* (2006) (6) Aoi *et al* (2008)

近年発生した内陸大地震の震源断層における slip-tendency は大きな値を示し (図 9)、このことは slip-tendency の値が活断層のポテンシャルを評価するうえで重要な情報となりうることを示唆している。ただし本研究では使用したメカニズム解データの多くは余震であるため、本震発生後の応力場に基づいて slip-tendency を決定していることに注意する必要がある。震源断層周辺の差応力のレベルが低い場合、本震のすべりがもたらす断層周辺の静的応力変化によって応力場が空間的に不均質になるため、本震前の応力場を必ずしも反映しないことになる。ただし、Yukutake *et al.*, (2007) では 2000 年鳥取県西部地震の本震震源より北側では応力場は本震時の静的応力変化に影響されなかったことを明らかにしており、ほかの内陸大地震域においてもそのことが普遍的であるならば、本研究で得られた応力場は本震前の状態とほぼ同じであるとみなすことができる。今後、震源断層周辺域の応力場をより高い空間分解能で推定し、本震後の応力場の分布を詳細に検討していくことが必要である。

1995 年兵庫県南部地震や 2004 年中越地震の震源断層の slip-tendency は低い (図 9)。この結果については上記のように断層周辺の応力場が本震の発生によって変化すること、あるいは本研究では推定できなかったより小さな空間スケールでの応力場の不均質が存在していて、slip-tendency が過小評価になった可能性もある。一方、

実際に slip-tendency が低かったにもかかわらず、本震が発生した可能性も考えられる。図 5 や図 6(c) から分かるように、ある応力場のもとで slip-tendency が低く動きにくい方向にある断層であっても、Pore pressure の値が静水圧よりも大きくなり静岩圧 (lithostatic pressure) に近づくと、クーロン・ナビエの破壊基準を示す (10) 式が左側に平行に移動することになるので破壊できることになる。また、断層の摩擦係数 μ の値が実際には 0.6 よりも小さかった場合、(10) 式の傾きが小さくなり slip-tendency が大きく推定される断層が現れてくる。Sibson (2007) では 2004 年中越地震の震源断層が通常のクーロン・ナビエの破壊基準では動きにくい方向にあったことを指摘し、高圧の地殻流体が断層帯内に貫入して地震が発生したとするモデルを提案している。また、1995 年兵庫県南部地震の震源域周辺では流体の存在を示唆する低速度域が検出されている (Zhao, 1996)。本震発生前に地殻流体が断層面上の有効法線応力を下げる役割を果たし、こうした動きにくい断層上での地震を誘発したことを示しているのかもしれない。

次に、slip-tendency が活断層のポテンシャル評価にどのように適用できるかについて検討する。ここでは活動セグメントの地震後経過率と slip-tendency との関係に着目してみる。地震後経過率とは活動セグメントの最新活動時期から現在までの年数を、活動セグメントの平均活

動間隔で割った値である。地震後経過率が1に近くなると、活動セグメントでの次の地震が近いことを表し、切迫度を示す一つの指標となりうる。地震後経過率が1に近くかつ slip-tendency の高い活動セグメントは、その断層上ですべりが起きるポテンシャルが高い断層としてみなすことができる。一方、地震後経過率が1に近いが slip-tendency が小さい場合、前者と比較して相対的にすべりが起きるポテンシャルは低いとみなせる。地震後経過率と slip-tendency の値に応じて活動セグメントを以下のように5つのグループに分類した。

- ①地震後経過率が高く (0.95 以上)、動き易い (slip-tendency 0.85 以上) 活動セグメント
- ②地震後経過率が高く、相対的に動きにくい (slip-tendency 0.85 未満) 活動セグメント
- ③地震後経過率が相対的に低く (0.95 未満)、動き易い

活動セグメント

- ④地震後経過率が相対的に低く、動きにくい活動セグメント
- ⑤地震後経過率の記載がない活動セグメント

活動セグメントの分類結果を図 10 に示す。①のグループに属する活動セグメントは最もポテンシャルが高いと見なすことができる。従来から長期評価に用いられている地震後経過率などの情報に slip-tendency の値を付加すると、これまでとは別の視点から活断層上での地震発生のポテンシャルについて評価することが可能となる。ちなみに兵庫県南部地震を起こした活断層（北淡セグメント）については、1995年の地震以前に発生した地震は約2000年前以後から4世紀以前の間であり（栗田・鈴木、1996）、活断層データベースにおける平均活動間隔は2300年である。従って、1995年兵庫県南部地震直前

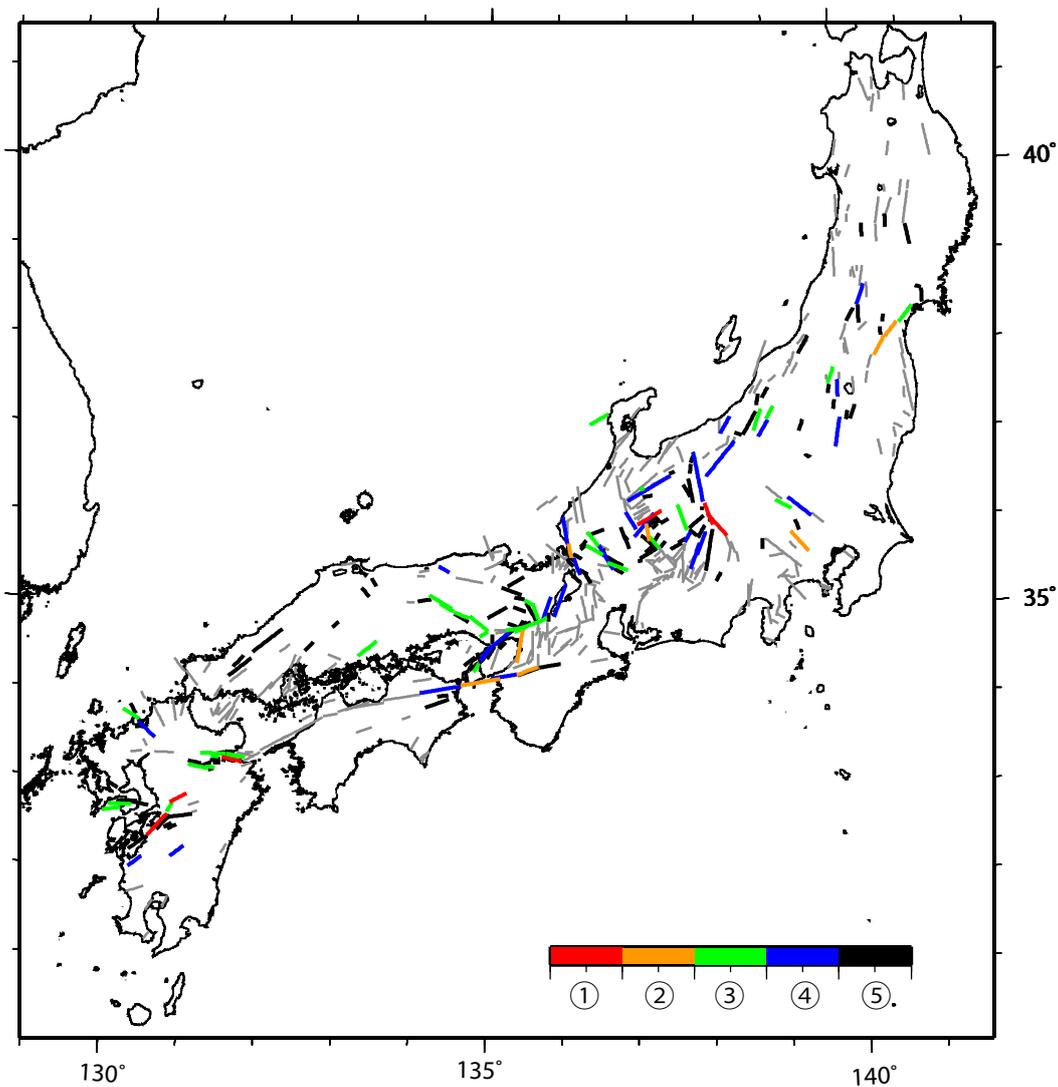


図 10 分類された活動セグメントの分布。分類の基準については本文を参照のこと。灰色線は slip-tendency の値が得られなかった活動セグメントを示す。

における経過率は1.0～0.65と算出できる、②もしくは④のグループに分類される。1995年兵庫県南部地震のように①に属していなくても実際に大きな地震が起きた例もあるため、地殻流体などの影響で断層の強度が低下し地震が起こる可能性などについて考慮する必要があることを示唆している。詳細な地殻構造の情報など取り入れこうした可能性についても考慮すれば、更に合理的な評価が可能になるであろう。

6. まとめと今後の課題

本研究では活断層周辺の応力情報をもとに、断層の動き易さを表す指標となる slip-tendency を推定し、断層の活動度などとの関係性、ポテンシャル評価に有用かどうかについて検討を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

- 多くの活断層は slip-tendency が大きな値を持つ方向に分布している。
- 平均変位速度の大きい活断層は大きな slip-tendency を持ち、内陸域に蓄積されるテクトニック応力の解放に大きな寄与をしていることが示唆される。
- 中央構造線は平均変位速度が大きいにも関わらず slip-tendency の値がそれほど大きくなかった。このことは、中央構造線が内陸域の応力場の解放を担っているのではなく、プレート運動により形成される横ずれ成分の歪を広域的なブロック的な運動として解放していることを示唆しているのかもしれない。
- 近年発生した内陸大地震の震源断層における slip-tendency はほとんどの場合1に近い値を持つことがわかった。ただし、1995年兵庫県南部地震や2004年中越地震については slip-tendency の値がそれほど高くないことが分かった。
- slip-tendency の小さかった原因として、本震時の応力変化やより小さいスケールでの応力不均質の影響が考えられるが、地殻流体の存在により本来滑りにくかった断層でも地震が発生した可能性も考えられる。
- slip-tendency と地震後経過率を用いて、地震発生のパテンシャルの高い断層を抽出した。

最後に slip-tendency を今後実際の活断層評価に活用していくための課題点について述べる。ここでは、本研究のように全国レベルでの評価ではなく、ある特定の活断層にフォーカスを当て評価する場合を考える。断層近傍では局所的に応力場が不均質になっている可能性もあるため、活断層周辺域に稠密地震観測網を展開し、より詳細

なメカニズム解分布を及び応力場の推定を行うことが重要となる。また、断層近傍に必ずしも地震が発生するとは限らないので、地殻応力測定により直接応力場を測ることも有用な手段である。断層の形状も slip-tendency に影響を及ぼすパラメータになるので、物理探査やトモグラフィ法により詳細な断層形状を推定することも重要である。こうして得られた精度の高い slip-tendency と、従来の調査手法で得られる断層の過去の活動履歴などとあわせて多角的にみることにより、更に信頼性の高い評価が可能になると思われる。また、slip-tendency が小さい断層であっても、高圧の地殻流体が存在する場合はすべりが起こり得るため、高分解能の速度構造や電気比抵抗構造を明らかにして地殻流体の存在を確認することは、より合理的な評価を行う上で重要である。

謝辞

本報告では、防災科研 Hi-net、気象庁、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学の波形データを使用させて頂いた。東京大学井出哲博士にはメカニズム解決定プログラムを提供して頂いた。産総研活断層データベースから活断層情報を取得させて頂いた。2名の査読者から本論の改善に有用な意見を頂いた。本報告の図は、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1995) で作成された。本研究は科研費 MEXT/JSPS (23740347) の助成を受けたものである。

参考文献

- Aoi S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, T. Kunugi (2008) Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planets Space*, 60, 1131-1135.
- Collettini, C., and F. Trippetta (2007) A slip tendency analysis to test mechanical and structural control on aftershock rupture planes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255, 402-413.
- Byerlee, J. (1978) Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Frohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 193-198.
- Fukuyama, E., W. L. Ellsworth, F. Waldhauser, A. Kubo (2003) Detailed fault structure of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake sequence, *Bull. Seismo. Soc. Amer.*, 93, 1468-1478.
- Hardebeck, J. L., and A. J. Michael (2006), Damped

- regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 111, B11310, doi:10.1029/2005JB004144.
- Hiramatsu, Y., K. Moriya, T. Kamiya, M. Kato, T. Nishimura (2008) Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of littoral organisms and GPS; Implication for neotectonics in the northern Noto Peninsula, *Earth Planets Space*, 60, 903-913.
- Kanamori, H. (1972) Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 129-139.
- 栗田泰夫・鈴木康弘 (1996) 1995年兵庫県南部地震を生起とした野島断層系の活動履歴及び活動性調査、地質調査所研究資料集、259、1-5
- Lisle, R. J. and D. C. Srivastava (2004) Test of the friction reactivation theory for faults and validity of fault-slip analysis, *Geology*, 32, 569-572.
- 地震調査推進本部地震調査委員会 (2001) 長期的な地震発生確率の評価手法について、<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/01b/>, 46p.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について、*地震*, 28, 269 - 283.
- Morris, A., Ferrill, D., Henderson, D. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation, *Geology*, 24, 275-278.
- Nihimura, T., S. Fujiwara, M. Murakami, H. Suito, M. Tobita, H. Yarai (2006) Fault model of the 2005 Fukuoka-ken Seiho-oki earthquake estimated from coseismic deformation observed by GPS and InSAR, *Earth Planets Space*, 58, 51-56.
- Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato, N. Umino (2008) Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, 60, 1197-1201.
- Sekiguchi H., K. Irikura, T. Iwata (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken nanbu earthquake, *Bull. Seismo. Soc. Amer.*, 90, 117-133.
- Shibutani, T., Y. Iio, S. Matsumoto, H. Katao, T. Matsushima, S. Ohmi, F. Takeuchi, K. Uehira, K. Nishigami, B. Enescu, I. Hirose, Y. Kano, Y. Kohno, M. Korenaga, Y. Mamada, M. Miyazawa, T. Ueno, H. Wada, and Y. Yukutake (2005) Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake derived from a combined analysis of temporary online observations and permanent observations, *Earth Planets Space*, 57, 545-549.
- Sibson, R. H. (2007) An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? — The 2004 MJ6.8 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257, 188-199.
- Simpson, R. W. (1997) Quantifying Anderson's fault types, *J. Geophys. Res.*, 102, 17,909-17,919.
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原 琢・七山 太・荻谷愛彦・吾妻 崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦 (1999) 近畿三角地帯における主要活断層の調査結果と地震危険度. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 285-309.
- Terakawa, T., and M. Matsu'ura (2010) The 3 - D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, 1-14, doi:10.1029/2009TC002626,
- Townend, J., and M. Zoback (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan, *J. Geophys. Res.*, 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759
- 塚原弘昭・小林洋二 (1991) 中・西部日本の地殻応力、地震, 44, 221-231.
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2012) P波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決、温泉地学研究所報告、44、39-46.
- 山路敦 (2000) 理論テクトニクス入門 — 構造地質学からのアプローチ —、朝倉書店、282p
- Yukutake, Y., Y. Iio, H. Katao, and T. Shibutani (2007) Estimation of the stress field in the region of the 2000 Western Tottori Earthquake: Using numerous aftershock focal mechanisms, *J. Geophys. Res.*, 112, B09306, doi:10.1029/2005JB004250.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995) New version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 76, 329.
- Zhao, D., H. Kanamori, H. Negishi, D. Wiens (1996) Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter, *Science*, 274, 1891-1894.