

琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズムと応力場

藤野宏興・片尾 浩

要 旨

琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯を含む地域において、京大防災研地震予知研究センターの微小地震観測システムSATARNに収録されている1999年から2005年までの7年間の微小地震815個について、メカニズム解を新たに求めた。過去の研究と同様、この地域での東西圧縮メカニズム解の卓越を確認した。横ずれ型と逆断層型のメカニズム解が混在しているが、逆断層型の方が卓越していることも分かった。しかし、その比率には地域差があり、領域全体が一樣な応力場ではなく複雑に空間変化していることが分かった。近年この地域では地震活動の静穏化が報告されているが、メカニズム解の顕著な時間変化はなかった。

さらに、領域を10km四方の小領域に分割して応力テンソルインバージョンを行い、高い分解能で空間変化を調べた。その結果、近畿三角帯内部の逆断層型とその外側の横ずれ型の応力場の境界線は、花折断層帯の西側約10kmにあることが分かった。

キーワード：琵琶湖西岸断層、花折断層、発震機構、応力場、微小地震

1. はじめに

地下の応力状態は、地震活動の解析や将来の発生予測等の研究に最も必要とされる情報であるといえる。しかし現在、地震発生深度における応力を直接計測する手段は存在しない。自然地震はその地域の応力場を反映して発生すると考えられ、その発震機構（メカニズム）を調べることは、間接的に地域の応力場を知る手がかりとして重要である。

日本最大の面積をもつ琵琶湖の東側は堆積平野が広がっており、湖の西側には比叡山、比良山地といった急峻な山脈が形成されている。琵琶湖西岸地域には琵琶湖西岸断層帯、およびその西方に平行する花折断層帯という2つの大きな活断層帯がある。地震調査研究推進本部・地震調査委員会（2001）の活断層長期評価によると、琵琶湖西岸断層帯は走向が北北東-南南西の西側隆起・西側傾斜の逆断層で、比良断層、堅田断層など7つのセグメントからなり、長さ約60kmの断層帯をなしている。花折断層帯は、北部、中部、南部3つのセグメントからなる全長約60kmの断層帯で、北部、中部は、走向がほぼ南北の右横ずれ断層、南部は走向がほぼ南北の東側傾斜・

東側隆起の逆断層である。この2つの断層帯の地表トレースは、10km以下の間隔で平行しており、最も近い所では約2kmの間隔しかない（Fig. 1）。

琵琶湖西岸地域は、敦賀湾、淡路島、伊勢湾を頂点とする『近畿三角帯』（藤田, 1968）の北西側の一边を形成する位置にある。近畿三角帯内部では南北走向の逆断層が卓越しているのに対し、その外側では北東-南西または方区政-南東走向の横ずれ断層が多く分布している。また、定常的な微小地震活動は、近畿三角帯の内部ではその外側に比べ低い傾向がある。また琵琶湖西岸地域は、近年GPS観測網等により注目されている『新潟神戸歪み集中帯』（Sagiya et al., 2000）の一部をなす場所でもあり、近畿地方や日本列島規模のテクトニクスを考える上で重要な地域である。

地震調査研究推進本部・地震調査委員会の長期評価（地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2003b）によると、琵琶湖西岸断層帯の平均活動間隔は約1900～4500年、最新の活動は2400～2800年前とされており、大地震の発生が切迫している時期に入っていると考えられている。今後30年の大規模地震発生確率は最大9%と見積もられており、内陸地震として

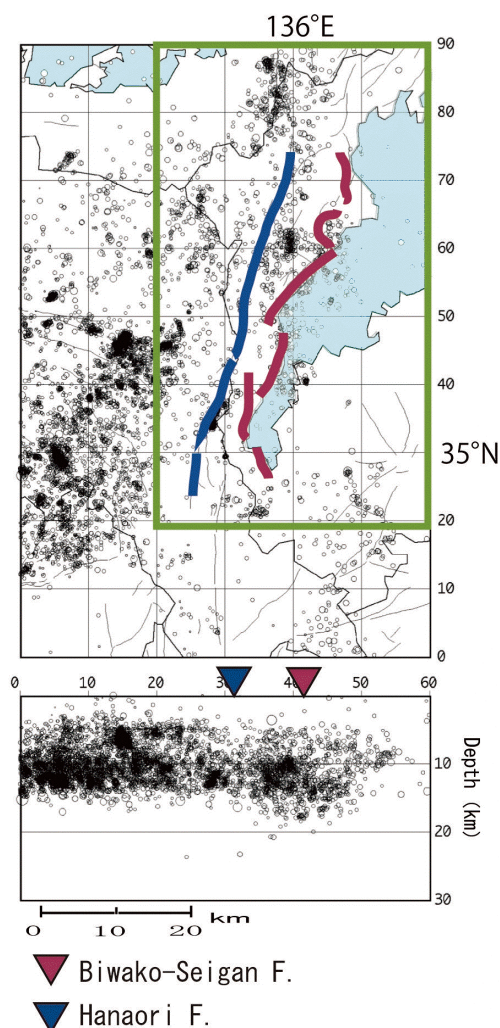


Fig. 1 The hypocenter distribution around the Biwako-Seigan area. The green rectangle shows the study area. The red and blue thick lines in the map are surface traces of the Biwako-Seigan fault system and the Hanaori fault system, respectively.

は日本で最も発生確率の高いものの一つとされている。一方、花折断層帯の平均活動間隔は約4200～6500年とされ、最新活動は1662年（寛文2年）の大地震の際に花折断層帯北部とその北の三方断層帯が同時に活動したものと考えられている。（地震調査研究推進本部・地震調査委員会，2003a）

Fig. 1に1999年1月から2005年12月までの近畿地方北部の地震活動を示す。気象庁一元化震源カタログのマグニチュード（M）0.0以上の20820個の地震をプロットした震央分布である。近畿地方北部の琵琶湖西岸地域およびその西方の丹波山地では、微小地震が定常的に発生している。一方、琵琶湖東部や湖東平野ではほとんど地震が発生していない。琵琶湖西岸地域には多くの微小地震が分布しているが、琵琶湖西岸断層帯、花折断層帯に沿った連続性は必ずし

もよくなく、断層沿いに多数のクラスターが散在しているように見える。Fig. 1（下図）は、断層系の地表トレースをほぼ垂直に切った震源分布の東西断面である。大地震発生直後の余震活動のように微小地震が面状に分布して断層面の形状を表わしているようには見えない。さらに琵琶湖西岸断層帯より東側の琵琶湖の直下10～20kmの深さにも震源が広く分布している。これらと西岸地域の断層との関係もわかっていない。さらに東方の湖東平野部では微小地震はほとんど起きていない。いずれにしても、この地域の2つの主要断層帯の断層面が、地下でどのような形状をしているのかの直接的な証拠は震源分布からは得られていない。

この地域の微小地震活動は定常的ではあるが、2003年初頭から静穏化していることが報告されている（片尾，2005）。また、1995年兵庫県南部地震の直前にも、琵琶湖西岸地域を含む近畿地方北部一帯で、微小地震活動が静穏化していたことが報告されている（片尾，2002）。

琵琶湖西岸断層帯の南部、堅田断層付近の地下構造は、大都市大震災軽減化特別プロジェクトにより、反射法人工地震探査を用いて詳細に調べられ、西下がりの低角度の断層の存在が示唆された（佐藤ほか，2006）。その断層面を西方に延長すると、地震発生層より浅い地下数kmで花折断層帯（垂直と仮定）と交差することになり、2つの活断層帯における地震の発生を説明することが難しくなる。琵琶湖西岸、花折の両断層が、地下でどのような位置関係にあるのかはよく分かっていない。また、1976年から2004年までの約28年間の定常観測データを基にJHD法を用いて震源再決定が行われ、琵琶湖西岸断層帯の周辺でb値の空間的不均質もあることもわかった（渋谷ほか，2004）。b値の不均質は、間接的に応力の不均質を反映していると考えられている。しかしながら、応力を直接調べる手段である微小地震のメカニズム解については、この地域では定常観測でルーチン的に調べられてはいない。琵琶湖西岸地域で行われた過去のメカニズム解に関する研究には、Iio(1996)、小笠原(2006)、小笠原ほか(2006)、片尾・飯尾(2004)などがある。しかし、これらを合わせても、1980年から1998年までの期間で331個のメカニズム解が求められているに過ぎず、またそれらはこの期間について時間的、空間的に網羅的に調べたものではない。そこで本研究では、琵琶湖西岸地域について新たに多数のメカニズム解を決定し、同地域の応力場について詳しく解析した。

2. データ

本研究では、Fig. 1に緑色の枠で示す琵琶湖西岸地域の東西40km南北70kmの矩形領域を解析領域とした。この領域内において、1999年から2005年までの7年間に発生した815個の微小地震のP波初動を読み取り、メカニズム解を新たに決定した。また応力テンソルインバージョン法により時間的および空間的応力変化を調べた。

本研究で用いる1999年から2005年までの7年間の地震波形データは、京都大学防災研究所地震予知センターの微小地震観測システム：SATARN（大見ほか，1999）により収録された。SATARNは京大および隣接する他の大学や気象庁など、他機関の観測網ともリアルタイムでデータ交換を行い、処理を行っている。地震予知センターでは、これらのデータを用いて自動震源決定、波形データベース構築、微小地震の解析等を行っている。SATARNに収録されている地震波形データについて、地震波形検出プログラムWIN（卜部・東田，1992）を用いてP波の初動の極性の読み取りを行い、あわせて震源再決定も行った。1999年から2002年の期間はM2.0以上の地震に

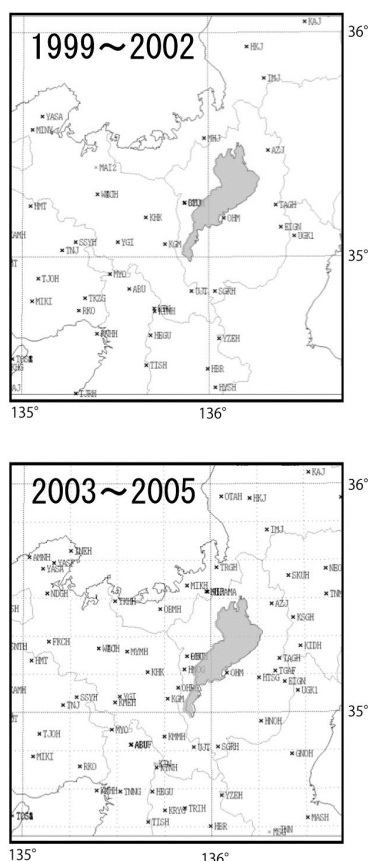


Fig. 2 Station distribution. (Upper) The period during 1999 - 2002. (Lower) During 2003 - 2005, Hi-net stations are available.

対して、2002年から2005年の期間はM1.5以上の地震に対して解析を行った。時期により解析対象の地震規模に違いがあるのは、2002年6月に大学および気象庁管轄の観測網に加えて防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）のデータが収録されるようになったことにより、メカニズムが決定可能な地震規模の下限が下がり、メカニズム解の決定精度が向上したためである。（Fig. 2）一般的に、読み取り観測点数がおよそ20点以上あれば、比較的精度よくメカニズム解が求まる。本研究では、観測点密度の変遷により、1999年から2002年のデータではM2.0以上の地震で平均読み取り観測点数が20点を超え、2002年から2005年のデータではM1.5以上の地震で平均読み取り観測点数が20点を超える。よって、メカニズム解決定可能な地震を選び出す基準として、1999年から2002年のデータではM2.0以上、2002年から2005年のデータではM1.5以上を設定した。

3. メカニズム解

3.1 メカニズム解の決定

微小地震のメカニズム解はP波初動の極性を用いて求めるのが一般的である。本研究では前田(1988)およびMaeda (1992)の方法を用いた。実際上のメカニズム解決定には、片尾（私信）により開発されたプログラムpick2mecを用いて、震源決定結果と初動の極性の読み取りデータを含むhypomh出力（Hirata and Matsu'ura (1987) による震源決定プログラムの出力：WINシステムにおける、いわゆるpickファイル）から直接Maeda (1992)の方法でメカニズム解を計算した。P波初動の極性は、観測プログラムWINで慎重に手動で読み取った。この際、立ち上がりのはっきりしないものを除くことが以後の解析の質に効いてくるため、曖昧な読み取りを除いた。震源決定および波線の射出角の計算に用いる速度構造モデルとしては、SATARNの阿武山系観測網でルーチン観測に用いているもの、すなわち地表から深さ0~5.5km, 5.5~18km, 18~30kmの各層におけるP波速度が各々5.5km/s, 6.0 km/s, 6.7 km/sの1次元成層構造モデルを用いた。

Maeda (1992)の方法では、必ずしもメカニズム解が一意に決定できるとは限らない。本研究では、メカニズムの決定精度について独自に4段階の評価を定義し、そのうち上位2種の評価カテゴリー、すなわち「1つの解に決まるもの」および「お互いに類似した少数の解に絞れるもの」、に属する630個の地震データを選別して解析に使用することにした。

3.2 P軸、T軸の方位、傾き、走向、断層型

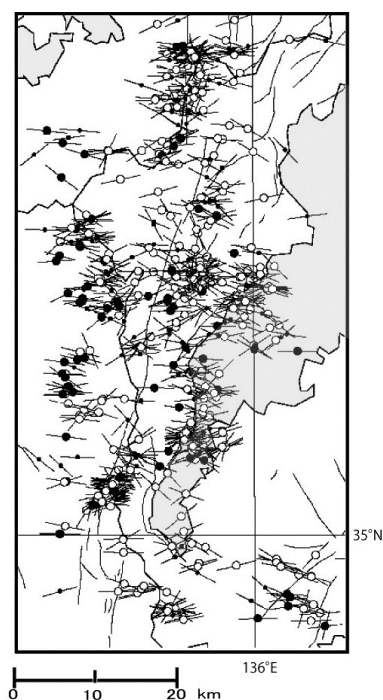


Fig. 3 Distribution of P-axis azimuth and fault type. Open circles are strike-slip type, and solid circles are reverse fault type. Short bars attached to circles represent azimuth of P-axes.

本研究解析範囲内の全地震815個のうち、メカニズム解決定精度評価の良い630個について、P軸方位（azimuth）および断層のタイプを震央位置にプロットしたのがFig. 3である。決定した断層のタイプ分類はKatao et al. (1997)に従い、P軸の傾き（plunge）が 60° 以上のものを正断層型、T軸のplungeが 60° 以上のものを逆断層型、Null軸のplungeが 45° 以上のものを横ずれ断層型、それ以外のものを中間型と定義している。Fig. 3では、逆断層型は震央を黒丸で、横ずれ型は白丸でプロットしている。震央を貫く棒がP軸方位を表している。

P, T軸のazimuth, plunge, 節面の走向（strike）を各々 10° 毎のヒストグラムにしたものがFig. 4（上）である。azimuthは北から時計回りの角度を表わし、plungeは水平面から下向きの角度を表わしている。節面のstrikeは、1つのメカニズム解から求まる2つの節面の走向を重複してカウントしたものである。

Fig. 4（下）は、断層のタイプの分布を見るために、Frohlich (1992)に従ってP軸, T軸, Null軸のplungeを三角形のプロット図（以下、デルタプロット図と呼ぶ）に示したものである。各点は、1つの地震メカニズム解のP, T, Null軸のplungeを基にプロットされている。この図は断層のタイプの分布を表しており、右下の頂点に近いほど「逆断層的」であり、上の頂点に近いものは「横ずれ断層的」である。図の

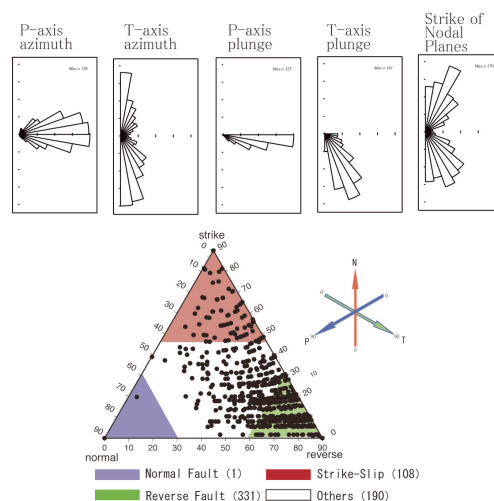


Fig. 4 (Upper) Histograms for mechanism solutions around the Biwako-Seigan area. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes, respectively, from left to right. (Lower) The triangle plot after Frohlich (1992).

中の緑、赤、青、白の領域は各々、Katao et al. (1997)による逆断層、横ずれ断層、正断層、中間型に相当する。

解析領域全域のP軸はほぼ東西で水平な方向に卓越しており、T軸は鉛直に近く南北を向くものが多い。過去の研究でも、琵琶湖西岸地域のP軸方位はほぼ東西であることが知られていたが、本解析でもP軸方位がほぼ東西方向に卓越していることが確認された。節面のstrikeは $20\sim30^\circ$ （北北東-南南西）の方向が卓越している。この方向は花折および琵琶湖西岸断層帯の走向に近いことは興味深い。またデルタプロット図からは、この地域の地震の断層タイプは、逆断層型が半数以上を占め、横ずれ型は2割に満たないことがわかる。また、本解析では、正断層型は1個のみであった。残りは中間型の分類に含まれる。

3.3 メカニズムの空間変化

解析領域をFig. 5のように小領域に区分けをした。区分けは基本的に琵琶湖西岸断層帯、花折断層帯の地表トレースの走向に対して平行および垂直な境界で5つの地域に区分けした。西から丹波山地（領域1）、花折断層帯沿いの地域および琵琶湖西岸断層帯沿いの地域に分け、さらに琵琶湖西岸断層帯は堅田断層と比良断層の間で走向が変化するので南北2つに分け（領域4, 5）、花折断層帯も中部の花折峠で南北2つ（領域2, 3）に分けた。各小領域で起こった地震のメカニズム解のP, T軸のazimuth, plunge, 節面のstrikeの 10° 毎のヒストグラムおよびデルタプロット図をFig. 5に示す。

花折断層帯を境にして、東の琵琶湖西岸断層帯と西の丹波山地を比較した場合、琵琶湖西岸断層帯付近ではP軸のazimuthのばらつきが大きい。またP軸のplungeに関しては、琵琶湖西岸断層帯はほぼ水平であるのに対して、丹波山地は水平面から $10\text{--}20^\circ$ の角度にピークがある。T軸のplungeは丹波山地の方でばらつきが大きい。つまり、琵琶湖西岸断層帯沿いのP軸ベクトル方向はばらついており、T軸ベクトルは一定方向を向いている。一方、丹波山地のP軸ベクトルは一定方向を向いており、T軸ベクトル方向がばらついている。花折断層帯を境に東側と西側とで、微小地震のメカニズム解に変化があると考えられる。

前述の通り琵琶湖西岸地域では2003年はじめごろから微小地震活動が静穏化していることが報告されている(片尾, 2005)。Fig. 6では1999年から2005年までの期間、1年間毎にメカニズム解のP、T軸のazimuth, plunge, 節面のstrikeのヒストグラムおよびデルタプロット図を示した。各年においてP軸のazimuthの卓越方位はほぼ東西であり、P軸のplungeはほとんどが水平に近く、T軸はほとんどが高角(ほぼ鉛直)であるという特徴は共通している。年によりわずかにP軸、T軸等に特徴ある差異がみられた。例えば、2000年、2003年のようにT軸のplungeがばらつく年と、他の年のように、そうでない年がある。長期間みた場合、地震活動に地域的の偏りがあるわけではないが、1年ごとに分けた場合、活動場所が集中する場合がある。そのため、その地域の特徴に引きずられ、差異が現れると考えられる。

Figure 1: Regionalization of the study area. The figure shows a map of the study area with five regions outlined in green, blue, red, and black. The regions are labeled 1, 24, 35, 4, and 5. A scale bar indicates 0, 10, and 20 km. To the right of the map, a table lists the regions and their corresponding parameters: Region 2+3 (218), Region 1+2+3 (372), Region 4+5 (197), Region 1 (144), Region 4 (92), Region 5 (81), and Region 3 (78). The table also lists the parameters: P-axis azimuth, T-axis azimuth, P-axis plunge, T-axis plunge, strike direction, and P, T, Null axis plunge.

— 279 —

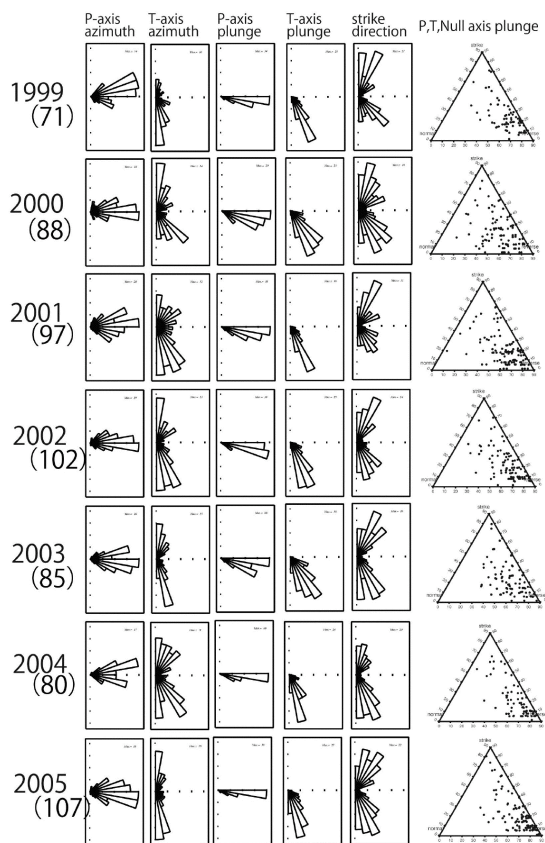


Fig. 6 Histograms for mechanism solutions and the triangle plot after Frohlich (1992) for each years. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes and the triangle plot, respectively.

は見つからなかった。

3.5 メカニズムの深さ方向の変化

本研究で求めたメカニズム解を震源の深さ0-10km, 10-12.5km, 12.5-15km, 15-18kmの4領域にわけ、メカニズム解の深さ変化をみたのがFig. 7である。Iio (1996)は丹波山地のメカニズム解は震源が深くなるほどT軸のplungeの角度が小さくなる、すなわち横ずれ型の地震が増加すると報告しているが、本研究では顕著なT軸のplungeの変化はみられなかった。しかしながら、15kmより深い地震のP軸のplungeが、水平より10-20°の角度で最も頻度が高かった。また、T軸のplungeの角度が、15kmより浅い場所のメカニズム解に比べて、浅い角度で最も頻度が高い傾向はあった。しかし、深い地震は数も少なく、解析領域の東部の琵琶湖直下の特定の場所で起こっている。花折断層帯では、16kmより深い場所で地震は起こっていない。すなわち深さによるメカニズム解の

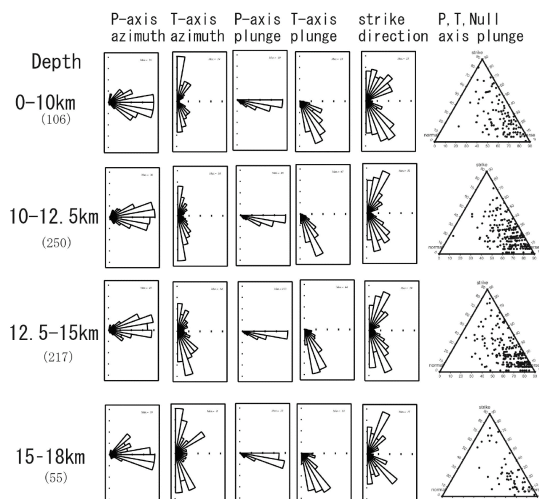


Fig. 7 Histograms for mechanism solutions and the triangle plot after Frohlich (1992) for each depth range. Azimuth of P-axes, azimuth of T-axes, plunge of P-axes, plunge of T-axes and strike of the nodal planes and the triangle plot, respectively.

差異は、場所の違いを反映している可能性がある。

3.6 strike, dip, rakeの相互関係

この地域の微小地震の震源分布からは、花折、琵琶湖西岸断層帯の断層面と思える面状の分布は確認できない。花折断層帯（2および3の領域）の節面のstrikeのように、ある特定の地域で、特定のstrikeのヒストグラムが卓越する原因を調べるためにstrike（走向）、dip（傾斜）、rake（すべり角）の相互の関係を解析した。もし、この地域に断層面らしき一定方向に発達した弱面があるとするならば、strikeとdipは特定の値の組み合わせが卓越することになるが、そのようなデータの集中は見出せなかった。一方、rakeとstrikeには依存性があり、strikeが南北であればrakeが大きく、逆断層型のメカニズム解が卓越し、南北から東もしくは西に振れるにつれて、rakeが小さくなり、横ずれ型のメカニズム解が増える傾向にある。また、東西のstrikeは少ない。つまり、この地域では東西圧縮の応力場であれば、当然起こりうるメカニズム解が万遍なく存在していることを表わしている。ゆえに、東西圧縮（P軸）の応力が、南北もしくは鉛直方向の応力（N、T軸）より圧倒的に大きいと考えられる。さらに、メカニズム解からは琵琶湖西岸地域全域で特定の方向にそろった大きな断層面らしきものはないことも表わしている。

4. 応力テンソルインバージョン

個々の地震のメカニズム解のP軸およびT軸は、地

域応力場の主応力軸と一致するとは限らない。琵琶湖西岸地域における応力場を多数のメカニズム解から定量的に推定するため、応力テンソルインバージョン法を用いて解析を行った。

本研究ではHoriuchi et al. (1995) により開発されたインバージョン法を用いた。P波の初動の押し引きから直接、その押し引きを最もよく説明する応力パラメータをグリッドサーチにより求める方法である。さらに推定された応力状態を厳密に議論するために、Gephart and Forsyth (1984) の方法により95%信頼区間を推定した。

4.1 応力場の空間変化について

琵琶湖西岸地域における応力場の空間変化を調べるため、解析領域を10km四方の小領域に分けて応力テンソルインバージョンを行った。その小領域を東り、隣接する領域と重なり合うように連続的に応力テンソルインバージョンを行っていく方法をとった。この地域では、地震発生層は約5-15kmの約10km深さ範囲である。したがって、1個の応力テンソルインバージョンは、深さ、東西、南北ともに10kmの立方体領域を対象としていることになる。小領域内に含まれる地震数が少ないと有意なインバージョン結果を得ることができない。予め簡単なシミュレーションを行うことにより、各々の小領域内に20個データがあれば有意なインバージョンの結果が得られること

を確認しているが、ここでは各領域内のイベント数が10個以上ある場合についても参考としてインバージョンを行った。10個以下の場合は計算を行っていない。結果をFig. 8に示す。図は各々の小領域について、上半球ステレオ投影により、赤い点で σ_1 、緑の点で σ_2 、青い点で σ_3 の方向を示しておりGephart and Forsyth (1984) の方法による95%信頼区間を色の濃淡で表している。赤い矩形が本研究の解析範囲を示している。

全般的には最大主応力 σ_1 はほぼ東西方向、中間主応力 σ_2 はほぼ南北方向、最小主応力 σ_3 はほぼ鉛直方向であることがわかった。これは琵琶湖西岸断層が全体として東西圧縮の逆断層型の応力場であることを示しており、メカニズム解の特徴とも一致する。しかし、小領域ごとの変化を見ていくと、花折断層から西に行くと徐々に σ_3 が鉛直方向から南北方向へとばらついていき、 σ_2 も同様に南北方向から鉛直方向にばらついていくことが分かった。

本研究の解析領域の西側に位置する丹波山地では、小笠原 (2006) が1992-1998年の期間の約800個の地震のメカニズム決定を行っている。小笠原のデータを本研究のデータに追加して、応力テンソルインバージョンの再解析を行った。この地域の応力場に時間変化がないものと仮定して、Fig. 8には本研究のものに加えて、小笠原 (2006) の再解析結果も合わせて示してある。紫の矩形が小笠原 (2006) のデータ

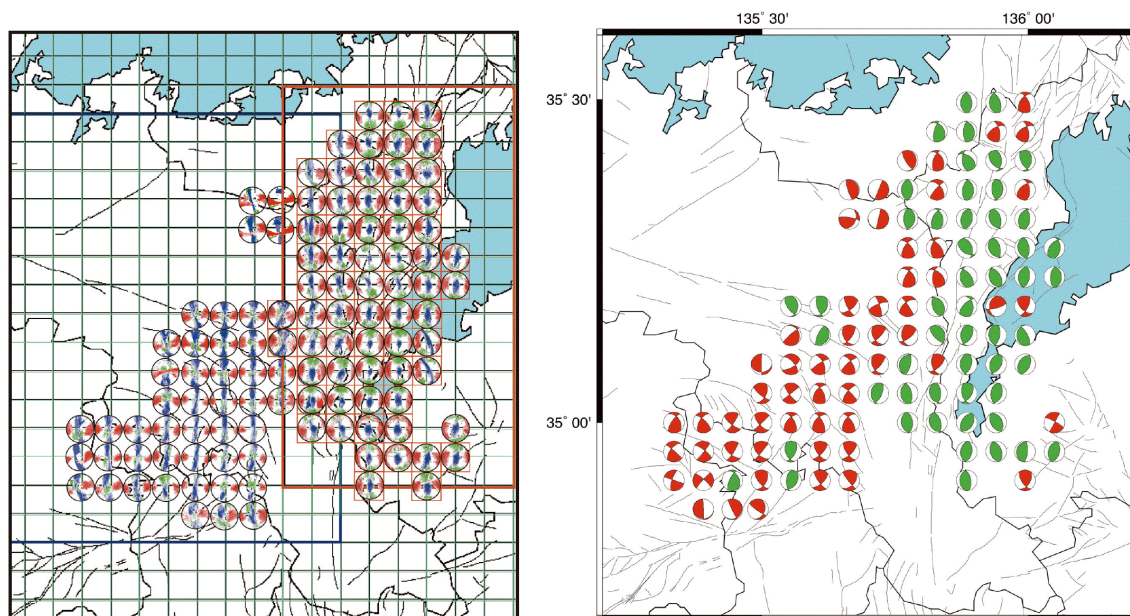


Fig. 8 (Left) Results of the stress tensor inversion for each 10km cubic blocks based on the data set of this study combined with the data by Ogasawara (2006) in the Tamba region. Red, green and blue dots are showing the 95% confidence limit of each σ_1 , σ_2 and σ_3 directions, respectively.

(Right) The best solutions of the results of the left panel are shown as mechanism solutions. Green plots represent reverse fault type stress field. Reds represent other type of stress field.

の範囲を示している。丹波山地の解析領域では全体的に σ_1 がほぼ東西方向であり、 σ_2 がほぼ鉛直方向、 σ_3 がほぼ南北方向を向いている。丹波山地は同じ東西圧縮であるが横ずれ断層の応力場にあると言える。 σ_1 がほぼ東西方向であることには変化がないが、花折断層帯から西方の丹波山地にいくと、 σ_2 がほぼ南北方向から鉛直方向へ、 σ_3 がほぼ鉛直方向から南北方向へ変化している。花折断層帯付近で東西に応力場が変化していると考えられる。Fig. 9はFig. 8で示している各小領域の結果の最適解(σ_1 , σ_2 , σ_3)のみを、ダブルカップルのメカニズム解として震源球上の押し引きで示したものである。逆断層型に分類されるものは緑色で押しの領域を塗り、それ以外のものを赤色で塗ってある。これによると、花折断層帯西方約10kmのあたりを境に、東側が逆断層型に卓越し、西側が横ずれ型にわかれることがはっきり分かる。

4.2 応力の時間変化について

前述のとおり琵琶湖西岸地域では2003年から微小地震の静穏化が起こっていることが報告されている(片尾, 2005)。本研究の1999年から2005年までの7年間の解析期間で、各1年間毎の応力テンソルインバージョンを行った。各年とも σ_1 はほぼ東西、 σ_2 はほぼ南北、 σ_3 はほぼ鉛直上下方向に決まり、信頼区間を超えた有意な応力の時間変化は見出せなかった。

5. 考察

5.1 日本列島の広域応力場との関係

地震の発震機構や活断層の研究から推定される日本列島内陸部の広域応力場は、一部の地域を除けば概ね東西圧縮の場である。東北日本は太平洋プレートが東から沈み込む影響を受け、逆断層型の東西圧縮場である。一方、西南日本、とくに内帯においては横ずれ型の東西圧縮が卓越している。しかしながら、近畿三角帯内部においては逆断層型の活断層が集中し、地震の発震機構も逆断層を示すものが多い。

従来、応力場の推定は中規模以上の地震のメカニズム解やCMT解を用いており、M3.0程度以上の地震でないと解析できない。それに対し、本研究では、M2.0以下の地震も含めて詳細に解析を行ったので、より高い空間分解能で応力場が推定できた。

本研究における応力場の推定では、解析領域の東から西に向け逆断層型から横ずれ型へ変化する特徴が得られた。空間分解能を上げたことにより、花折断層帯の西方約10kmで逆断層型から横ずれ型に変化していることが明瞭に捉えられた。応力場の変化

は、花折断層帯より西方に離れ、かつ断層に沿う比較的狭い地帯で起きているように見える。たしかに、琵琶湖西岸域は近畿三角帯の北西側の一辺を担っており、地質や地震活動の対照的な分布に加えて、応力場の変化があっても不思議ではない場所であるが、このようなシャープな変化が既知の主要断層や顕著な地形的特徴が存在しない花折断層西方の丹波山地内で起きていることは意外な感がある。ただし、花折断層帯もその深部の形状は詳しく知られていないため、例えば断層面が深部で西にむけて傾いているとすれば、応力場の変化するラインと地表断層を関係づけることも可能であろう。いずれにせよ、メカニズム・応力ならびに地殻構造解析における今後のデータの蓄積と高精度化が望まれる。

5.2 琵琶湖西岸断層と花折断層帯の断層面

琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯の断層面に相当する微小地震の面状の分布は、震源分布からもメカニズム解の分布からも見つけることはできなかった。しかし、将来起こりうる大地震の予測のためにも、これらの活断層の断層面を特定することは重要な課題である。

そこで、2つの断層面に挟まれた領域とその東側でメカニズム解に違いがあるのかを立体的に調べてみた。琵琶湖西岸断層帯は西下りの逆断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003b)であるので西に傾き下がる面を、花折断層帯は右横ずれ断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003a)であるので走向に沿って垂直な面を仮定した。この地域では地震発生層の下限は深さ約16kmである。そのため、2つの断層帯が地震発生層内部で交差してしまうことを避けるために、琵琶湖西岸断層の断層面の傾斜を 63.4° に設定した。Fig. 9に琵琶湖西岸地域の震源分布とAA'直線での鉛直断面図を示す。緑色の領域は花折断層帯と琵琶湖西岸断層帯に挟まれた上盤側の領域を示す。黄色の領域は琵琶湖西岸断層帯断層面より東側の下盤側領域を示す。紫色の領域は、花折断層帯より西方の丹波山地領域を示す。これらの領域小地震のメカニズム解および応力場を比較した。メカニズム解、応力場からは琵琶湖西岸断層の上盤側(緑領域)と下盤側(黄色領域)の間に特徴的な差異は見出せなかった。また紫の丹波山地の領域では、応力インバージョン結果の σ_3 の信頼範囲が南北に伸びるという他の2つの領域にはない特徴が見られる。これは、この領域では σ_2 と σ_3 が拮抗する中間的な応力場であることを示していると考えられ、丹波山地(紫色領域)と花折および琵琶湖西岸断層周辺(緑および黄色)の領域では、異なる応力場であることが確認できた。上述は想定される断層モデ

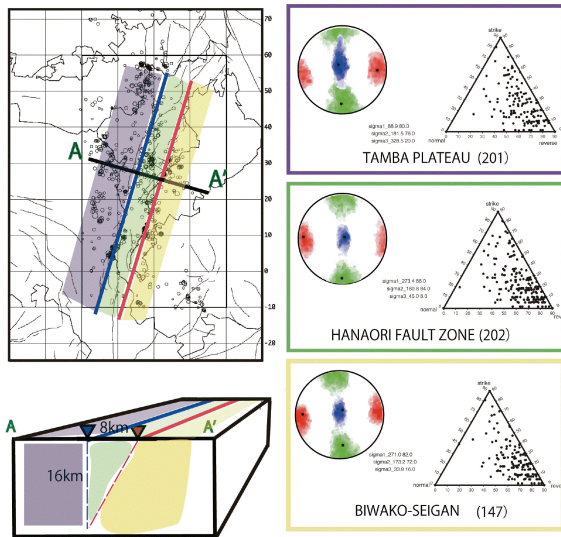


Fig. 9 Results of the stress tensor inversion and the triangle plots of mechanisms for colored crustal blocks. Purple block is the Tamba plateau. Green block is the hanging wall, and yellow block is foot wall for the Biwako-Seigan fault.

ルの一例に過ぎないとはいえ、応力場の空間変化によって琵琶湖西岸断層の断層面を特定することはできなかった。それは琵琶湖西岸断層が現在強く固着しており、断層面を挟んだ両側で応力の不連続が無いことを示唆しているのかもしれない。

6. まとめ

本研究では、琵琶湖西岸地域において、1999年から2005年の7年間、約800個の微小地震のメカニズム解の決定を網羅的に行い、時間的、空間的に詳しくメカニズム解の分布を調べた。さらに、解析領域を10km四方の小領域に分けて応力テンソルインバージョンを行い、連続的かつ高分解能で応力場の空間変化を推定した。さらに、小笠原（2006）による丹波山地のデータを加えて応力テンソルインバージョンの再解析を行い、琵琶湖西岸地域から丹波山地にかけての応力場の変化について詳細に調べた。主な結果は以下の通り、

1. 琵琶湖西岸地域では東西圧縮の逆断層型のメカニズム解が卓越することを確認した。応力インバージョンも東西圧縮の逆断層型の応力場が支配的であることを示す。
2. 花折断層帯付近を境に東側と西側とで、微小地震のメカニズム解に変化があることが分かった。
3. 花折断層帯の西側約10kmで、琵琶湖西岸地域の逆断層型応力場から丹波山地の横ずれ型応力場へと明瞭に変化していることが分かった。

4. 時間および深さによるメカニズム解および応力場の有意な変化は見出せなかった。

謝 辞

本研究では、SATARNに収録された地震波形データを用いています。各大学、気象庁、防災研究所科学技術研究所ほかデータソースの各観測網に関わるすべての方に感謝します。

参考文献

- ト部卓・東田信也（1992）：win-微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム（強化版），地震学会講演予稿集，No 1，C22-P18.
- 大見士朗・渡辺邦彦・平野憲雄・中川渥・竹内文朗・片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉誠・伊藤潔・和田博夫・渋谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐直・近藤和男・渡辺晃（1999）：微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要，京都大学防災研究所年報，42，B-1，45-60.
- 小笠原知彦（2006）：丹波山地における微小地震のメカニズム解決定と応力場の推定，京都大学修士論文，62p.
- 小笠原知彦・片尾浩・飯尾能久（2006）：丹波山地における微小地震のメカニズム解決定と応力場の推定，京都大学防災研究所年報，49，B，331-338.
- 片尾浩（2002）：丹波山地の地震活動，月刊地球，号外38，42-49.
- 片尾浩・飯尾能久（2004）：丹波山地の微小地震の発震機構，京都大学防災研究所年報47，B，674-678.
- 片尾浩（2005）：丹波山地における最近の微小地震活動の静穏化，京都大学防災研究所年報48，B，167-174.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤潔・梅田康弘・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子（2006）：近畿地殻構造探索（近江測線），大都市大災害軽減化特別プロジェクト成果報告書，538-553.
- 地震調査研究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」，46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003a）：「三方・花折断層帯の長期評価について」，36p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003b）：「琵琶湖西岸断層帯の長期評価について」，21p.
- 渋谷拓郎・竹内文朗・片尾浩（2004）：活断層における地震活動特性・発震機構等の不均質性に関する研究，大都市大災害軽減化特別プロジェクト成果報告書，538-553.
- 藤田和夫（1968）：六甲変動，その発生前後，第四

- 紀研究, 7, 248-260.
- 前田直樹 (1988) : 地震群の発震機構の決定法—1987年5月28日京都大阪府境に発生した地震 (M4.9) の余震について—, 地震, 2, 41, 323-333.
- Frohlich, C. (1992): Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198.
- Gephart, W. J. and D. W. Forsyth (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, No. B11, 9305-9320.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time estimated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 47, 50-61.
- Horiuchi, S., G. Rocco and A. Hasegawa (1995): Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of a fault plane solutions, *J. Geophys. Res.*, 100(5), 8327-8338.
- Iio, Y. (1996): Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, *J. Geophys. Res.*, 101, B5, 11, 209-11, 216.
- Maeda, N. (1992): A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2410-2429.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.

Focal Mechanisms and Regional Stress Field around the Biwako-Seigan Fault System

Hiro'oki FUJINO and Hiroshi KATAO

Synopsis

We determined the focal mechanisms of 815 micro-earthquakes around the Biwako-Seigan fault system using the method of Maeda (1992). The average direction of P axes is around E-W, and a half of earthquakes are reverse fault type. Stress tensor inversion analyses are carried out for a lot of small blocks of 10 km square. It is apparent that a line 10 km west of the Hanaori fault system is the boundary between the regional stress field of reverse fault type around the Biwako-Seigan faults and that of strike slip type around the Tamba plateau.

Keywords: Biwako-Seigan fault, Hanaori fault, focal mechanism, stress field, micro-earthquake