

## 8. 福岡県西方沖の地震（2005年3月20日，M7.0）

松本 聡（九州大学理学研究院地震火山観測研究センター）

### 1. はじめに

福岡県西方沖の地震は2005年3月20日10時53分に発生した。地震の規模はマグニチュード7.0であり、最大震度は6弱を記録した。これによって福岡県や佐賀県において死者1名、負傷者1000名以上の大きな被害があった。被害は道路、建物にも多く、玄界島においては多くの家屋が倒壊し、避難を余儀なくされた。この地域には震源域に隣接する活断層である警固断層や宇美断層、西山断層、福智山断層、小倉東断層などが存在する。これらはほぼ東西圧縮の応力によって活動していたことがトレンチ調査などから明らかになっているが、西方沖の地震も同様のメカニズムを示す。北部九州地域は西南日本弧内帯と琉球弧内帯の会合部に位置するが、その詳細な地殻構造はあまり明らかにされていなかった。この地震は海域とはいえ未知の断層で発生したM7クラスの地震であり、隣接する福岡市街地を通る警固断層への影響が危惧されるなど、社会的な影響が大きかった地震でもある。これらのことから、この地震の発生様式や発生場の特徴を理解することはきわめて重要である。ここでは、従来までに明らかになってきたこの地震のさまざまな特徴を述べることにする。

### 2. 地震活動

九州内陸における浅発地震は図1に示すとおりおおむね南北伸張・東西圧縮を示す<sup>1)</sup>。地震活動はいわゆる別府一島原地溝帯周辺で頻発している。歴史的には1700年老岐地震や1898年糸島半島の地震が規模の大きな地震であるが、近年では北部九州の地震活動はきわめて低調であった。このような背景の中、福岡県西方沖の地震が発生した。本震発生時において、この地域には九州大学およびHi-net、気象庁などの地震観測点が約20km間隔で設置されていたが、震源決定精度が十分でなかった。このため、九州大学、鹿児島大学、京都大学、東京大学、東北大学、北海道大学は合同余震観測班を組織し、緊急臨時地震観測を実施した。臨時観測点は、本震発生当日から余震域の周りを取り囲むように設置された。特に、余震域が海域であるため、臨時観測点は玄界島、小呂島、相ノ島、大島などの島々が震源決定精度向上に重要な役割を果たした。臨時地震観測点は衛星テレメータもしくは有線テレメータによるオンライン観測点と現地収録方式のオフライン観測点で構成された。このうち、地震発生後3日以内に21観測点で地震観測を開始した。特に衛星テレメータは、地震発生後の混乱した状況かつ余震活動を迅速に把握する必要性が迫られる中、速やかにデータを伝送することができ、極めて有効であった。オンライ

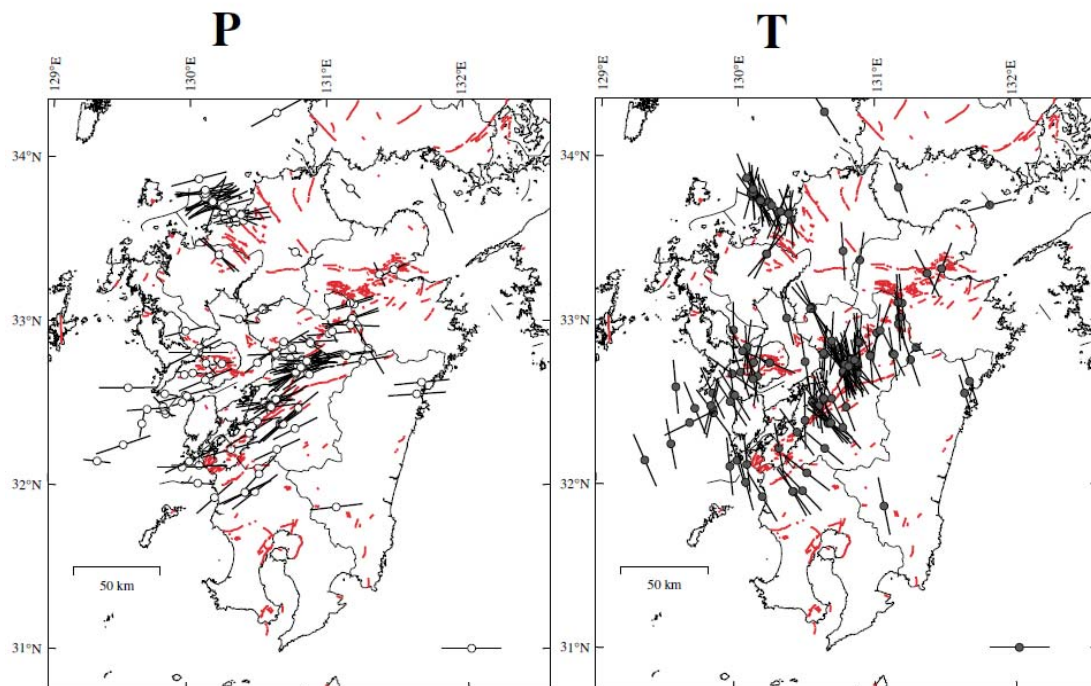


図1 九州における最大圧縮軸（P軸，左図）と最小圧縮軸（T軸，右図）の空間分布。実線は軸の方向を示す。これらはP波初動極性を用いた、地震の発震機構解から得た。図中の薄い実線は活断層を示す。（Shimizu et al.(2006)<sup>1)</sup>より）

ン点は九州大学地震火山観測研究センターにデータが伝送され、リアルタイムで活動の推移を把握できた。このうち4観測点については気象庁へ伝送され、地震活動監視のために利用された。さらに、余震分布形態を詳細に調べるために、九州大学と東京大学は11台の自己浮上式海底地震計を余震域直上およびその周辺に展開し、約18日間観測を実施した。Uehira et al. (2006)<sup>2)</sup>は陸上観測点と海底地震計のデータを処理・解析し、精度の高い余震分布を得た。図2には彼らの求めた余震分布を示す。本震は余震域のほぼ中央部に位置し、その深さは9.5kmであった(図中の大きい★)。最大余震は1ヵ月後の4月20日に発生し、マグニチュード5.8、深さは11.5kmと深い(図中の小さい★)。余震域は志賀島から約25km北西方向に向かって広がっている。これらはほぼ直線状に並んでいるが、余震域の北西端、南東端では余震分布が時計回りにやや回転した方向に屈曲していることがわかる(図中のGroup I, III)。特に、南東部では最大余震が発生し、これに続く余震が警固断層の走向と一致する。このほか、海ノ中道付近でも浅い余震活動が活発である(図中のGroup IV)。これらはそのほかの余震とは離れた位置で発生しているが、Imanishi et al. (2006)<sup>3)</sup>は本震の断層運動に伴う応力変化によって誘発されやすい位置で起こった活動であることを示した。

さて、図中には余震域に平行(下)および垂直(右)な方向で切った鉛直断面図も示されている。断面図を見ると、余震は深さ約1-16kmの範囲で発生しており、ほぼ中央部でもっとも深く、両端で浅くなる傾向を示す。最大余震は主な余震域から若干離れて位置し、深さ10km以上でその余震と思われる活動が見られる。これらは先に述べたように主な余震域とは異なった走向を持ち、その

延長上が警固断層の地表トレースに一致することから、本震とは別のセグメント(断層面)で発生したと解釈できる。余震域から推定される断層面はほぼ鉛直と読み取れるが、Uehira et al. (2006)<sup>2)</sup>による詳細な検討の結果、10km以下ではほぼ90度、それより深いものは約80度の傾斜を持っていることが明らかになった(図3)。

これらの余震活動は順調に減衰し、現在も継続しているものの、余震の減少パターンは最近の日本で発生した内陸地震のうち、鳥取県西部地震と同程度の余震の少ない部類に属する<sup>4)</sup>。

### 3. 地震のメカニズムと断層モデル

P波初動極性から求めた、本震および主な余震の発震機構解は図2に示している。これらはほぼ東西圧縮、南北張力のメカニズムを示し、九州の平均的な応力場を反映していると考えられる。また、余震の並びとメカニズム解から、この地震は左横ずれ断層であることがわかる。

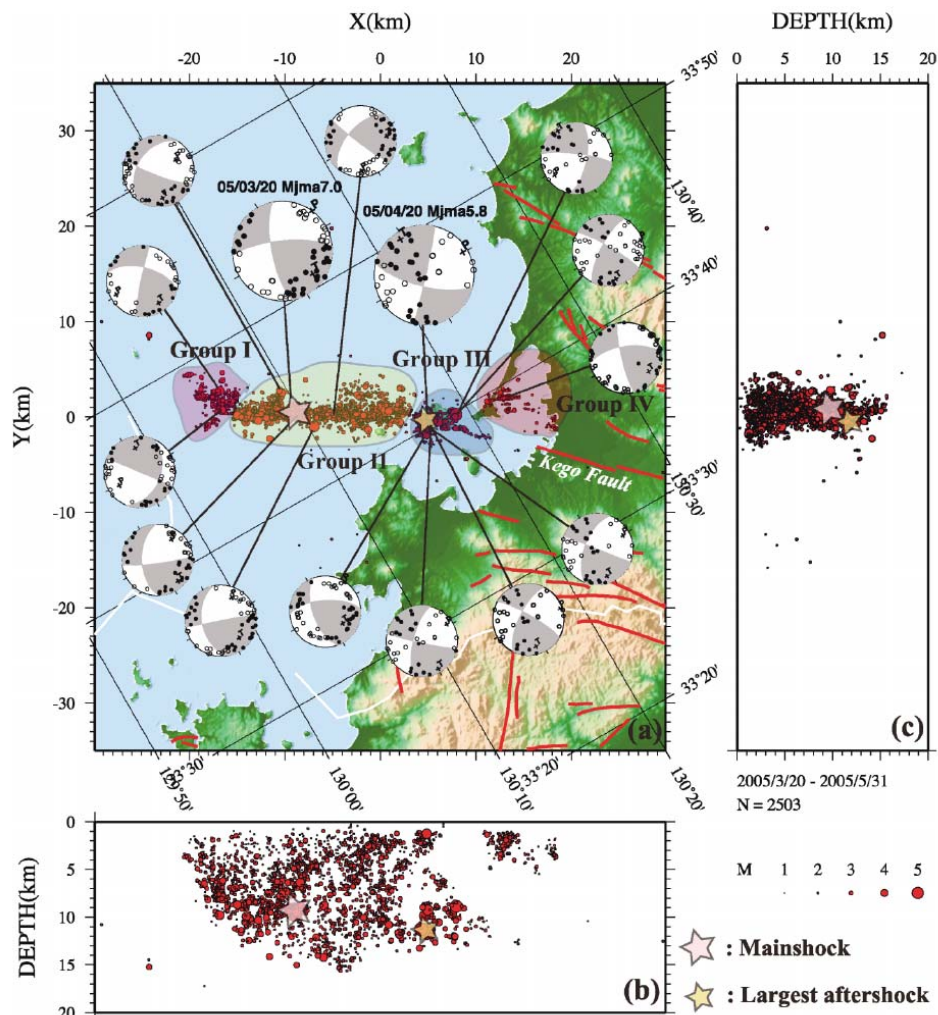


図2 陸上観測点および海底地震計から得られたデータを用いて決定した余震分布と主な地震の発震機構解(下半球投影)。☆は本震および最大余震の位置を示す。(Uehira et al.(2006)<sup>2)</sup>より)

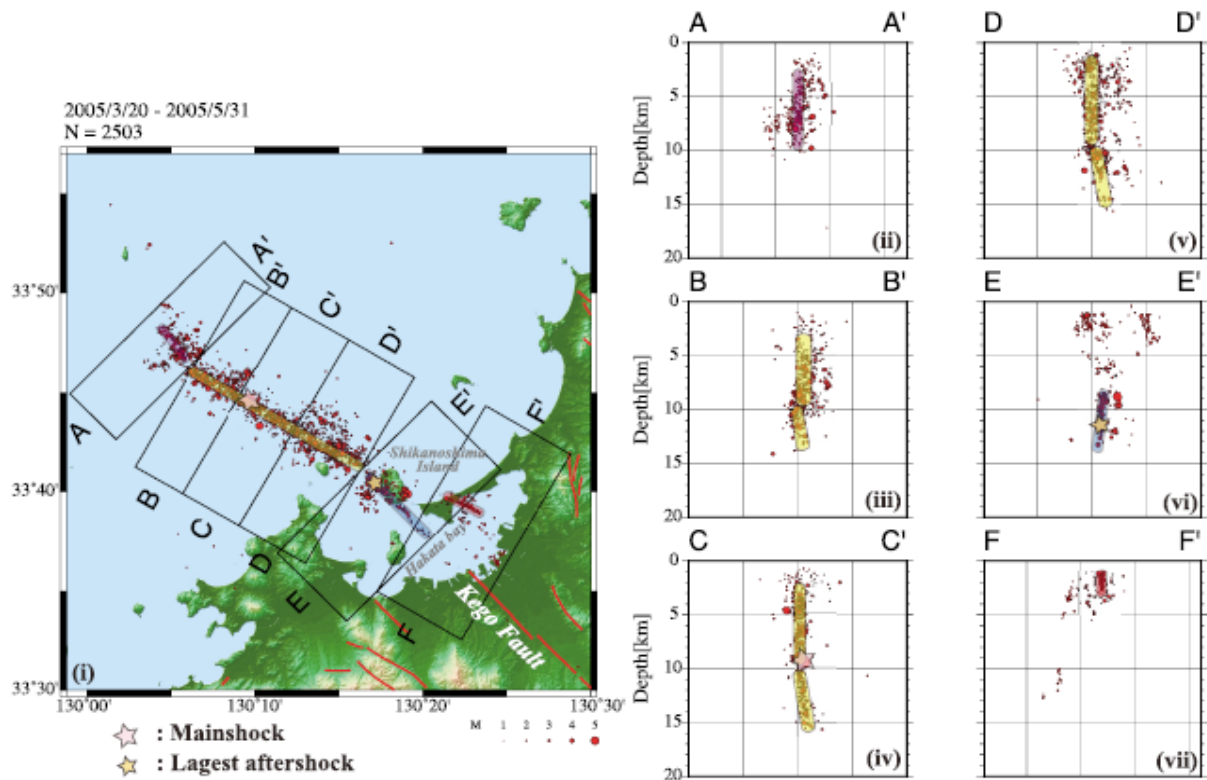


図3 余震の鉛直断面図. 左図中の矩形位置ごとの断面が右に示されている. ☆は本震および最大余震位置. C-C'断面では本震震源より深い部分の余震の配列が浅部よりも傾斜している. (Uehira et al.(2006)<sup>2)</sup>より)

主破壊をした断層面はモーメントテンソル解から求められている. Matsumoto et al. (2006)<sup>5)</sup> は防災科学技術研究所による F-net データを用いてこれを求めた. 彼らによると, 本震のモーメントマグニチュードは 6.6, 断層面は余震の配列と同様の走向を持つ. 図からわかるように, 本震の初動極性から得た発震機構解は断層面が余震の配列に対して反時計回りに斜交している. これは, 本震の破壊開始直後の断層面と主破壊をした断層面が一致しないことを示している. Uehira et al. (2006)<sup>3)</sup> は 10km より深い余震分布は初動極性によるメカニズムと調和的であることが示されている. これらから, 地震波のエネルギーは主として 10km より浅い部分から輻射されたことが読み取れる.

この地震の断層モデルは地殻変動や強震動波形を用いることによって推定されている. 国土地理院が全国に展開している GPS 連続観測網 (GEONET) によると, GPS で観測された水平変位は福岡市志賀島で南南西へ約 20cm を記録したほか, 福岡県, 佐賀県, 長崎県の広い範囲にわたって 1cm 以上の水平地殻変動を観測した. Nishimura et al. (2006)<sup>6)</sup> は GEONET のデータや三角点復旧測量, 人工衛星を用いた干渉 SAR 解析から本震の断層面を推定した. 彼らは地震断層を半無限弾性体中の矩形断層として仮定し, 非線形インバージョン法によって断層パラメ

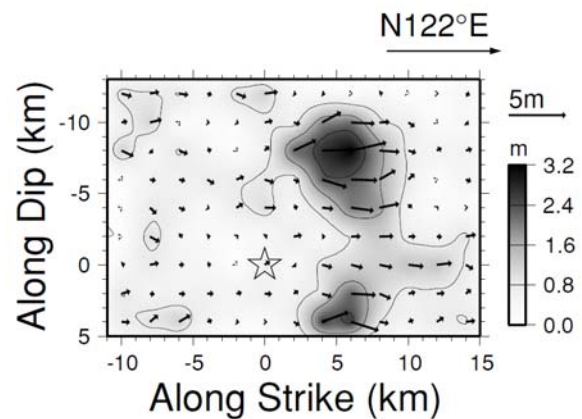


図4 強震動波形インバージョンから得られた, 時のすべり分布. 色の濃い部分が大きなすべりを起こしている. (Asano and Iwata (2006)<sup>7)</sup> より)

ータを推定した. 彼らによると, この地震のモーメント解放量は  $8.7 \times 10^{18}$  Nm であり, 走向 118 度, 傾斜 79 度と求められた. 得られた矩形断層を小断層に分割し, すべり量を推定した結果, 最大すべり量は断層面中央, 破壊開始点からやや南東部の一番浅い領域 (深さ 2km 以浅) で発生し, その大きさは約 1.9m となった. 一方, Asano and Iwata (2006)<sup>7)</sup> は防災科学技術研究所による K-NET, KiK-net の観測点 16 点で収録された加速度記録を用いて,

波形インバージョン解析を行うことで、断層モデルと破壊過程を求めた。彼らは走向 122 度、傾斜角 87 度の断層を仮定した。これによって得られた最終的なすべり量を図 4 に示す。地震モーメントは全体で  $1.15 \times 10^{19}$  Nm であり、最大すべり量は約 3m に及んだ。破壊は☆から始まり、約 3.5 秒後に南東へ約 4km 離れた場所で主破壊が起こった（図中の色の濃い部分）。つまり、初期破壊と主破壊を起こすアスペリティとの位置が離れている特徴を示す。特に、最も大きいすべりを起こしたものは断層浅部に位置する。これは地殻変動データから得られた傾向と同じであると同時に、余震分布からの考察とも整合している。さらに、断層上のすべりの大きな位置では余震活動があまり活発でないように見える。浅いアスペリティは玄界島のほぼ直下に位置している。このアスペリティから輻射された強い地震波が玄界島に大きな被害を与えたと考えられる。彼らは同時に最大余震についてもインバージョン解析を行った。その結果、最大余震は地震モーメントが  $2.31 \times 10^{17}$  Nm、最大すべり量が約 0.6m であったことを明らかにした。

本震発生後、この地域では顕著な余効変動が見られた。Nakao et al. (2006)<sup>8)</sup>は鹿児島大学、北海道大学、九州大学で合同 GPS 観測を行った。彼らは地震発生直後から GPS 観測点を設置し、顕著な余効変動を検出した。GEONET 観測点と臨時点を合わせて解析した結果、地震時の断層形状を仮定した場合、断層上部約 3km、すべり量が 9.3cm とするモデルが最も観測データを説明することができた。これらは、地震発生後に断層すべりが浅部で発生したことを示唆している。

#### 4. 地殻構造

先に述べたように、地震発生後に大学合同緊急余震観測網が設置された。これらで得られたデータを基に、この地域の地殻構造に関する研究が進められている。Hori et al. (2006)<sup>9)</sup>は陸上臨時地震観測網、九州大学、防災科学技術研究所の Hi-net、気象庁の地震観測網、海底地震観測点のデータを用いて、詳細な速度構造を決定した。彼らは Zang and Thurber (2003)<sup>10)</sup>による Double Difference Tomography 法を用いることで、余震発生領域の速度を決定した。用いたのは 2005 年 3 月 20 日から 5 月 13 日までに発生した地震の P 波および S 波到達時刻で、地震数

は 953 個であった。75 地震観測点の走時データを基に、余震発生領域では水平方向 5km 間隔、深さ 2.5, 5, 7.5, 10, 12.5, 15, 17.5, 20km に配置されたグリッド点上の速度を推定した。彼らの得た P 波速度揺らぎを図 5 に示す。この図は地震断層面に沿う走向でみた鉛直断面図である。右側が南東側に位置する。この図から見て取れる特徴として、一部を除いて表層付近には顕著な低速度域が広がっている。Nakao et al. (2006)<sup>8)</sup>による余効変動発生域は断層面の深さ 3km 以浅であると求まっている。このことと比較すると、速度の遅い部分が余効変動域に対応していることを示している。つまり、低速度域は強度が低く、地震発生後にも時間をかけてすべりを起こした可能性が考えられる。この低速度域は Y=10km の部分だけ途切れて、高速度域になっている。この図には Asano and Iwata (2006)<sup>7)</sup>による地震時すべりの大きな領域も合わせてプロットされているが、この浅部の高速度領域は先に述べた、浅部のアスペリティに対応していることがわかる。同様に、すべりの大きな領域はおおむね高速度域に対応している。この特徴は他の内陸地震でも示されているものと同様である。一方、余震活動は低速度域にはあまり発生しておらず、中—高速度領域で活発であることがわかる。地震波速度構造は断層面上のすべり不均質や余震活動等と関連を示しているが、本震地震断層と、走向の変化した最大余震—警固断層の間は特に特徴的な速度変化は見られない。比較的中庸の速度を示している。一方、Matsumoto et al. (2007)<sup>11)</sup>は地震計アレイ観測によって散乱体分布を求めて、2 つの断層境界付近で強い散乱体が存在していることを明らかにした。これ

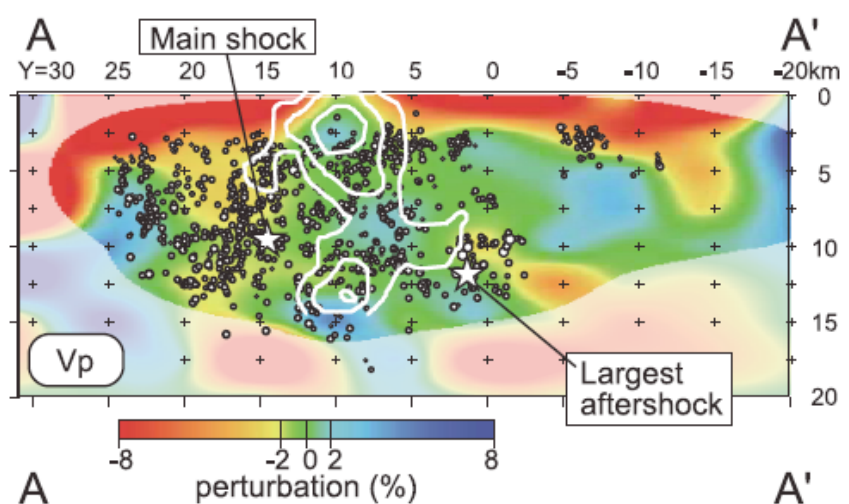


図 5 P 波速度偏差鉛直断面図。地震断層面に沿った面上の P 波速度偏差を示している。☆は本震および最大余震の位置を示す。マスクのかかっていない部分が resolution の高い領域。図中の白線は Asano and Iwata (2006) による、地震時すべりの大きい部分を示す。(Hori et al., (2006)<sup>9)</sup>より)

らの結果は、断層境界においては短波長の不均質強度が強いことを示しており、媒質が破碎されている可能性を示唆している。

### 5. 警固断層付近の地震活動

警固断層は約9500年前以降に少なくとも2回活動があり、最新イベントは約4300年前以降であることがトレンチ調査などから示唆されている。このことから、警固断層の次の活動が迫っている可能性が考えられる。福岡県西方沖の地震の断層運動は警固断層との空間的位置関係から、警固断層の地震発生を促進する応力変化を及ぼしたと考えられる。さらには、1ヵ月後に発生した最大余震は警固断層の延長上に位置し、走向も警固断層と同一である。これは、最大余震が警固断層の北西端で発生した可能性がある。これらのことは警固断層上での地震発生可能性を注意深く検討する必要があると同時に、この周辺の地震活動を監視することが重要である。福岡県西方沖の地震発生後、稠密な地震観測網が設置された結果、南東側に隣接する警固断層上で微小地震活動が検出された。図6にこれらの地震活動の震源分布を示す。この図からわかるように、警固断層周辺でそのマグニチュードは小さいものの、地震が発生している。頻度はあまり高くないが、注意すべきことはこれらの深さがすべて10km程度に集中していることである。図7には警固断層に沿った地震の時空間分布を示す。福岡県西方沖の地震発生

前は検知能力が劣るため、厳密な比較はできないが、少なくともM2以上の地震は従来の観測網でも検知できたと考えられる。そのため、少なくとも規模の大きい地震については本震発生前にほとんど起こっていないと考えられる。警固断層周辺に発生した主な地震の発震機構解を図8に示す。これらのイベントがほぼ警固断層上で発生していると考えても矛盾のないメカニズム解が得られている。観測された地震活動は警固断層深部で微小破壊が発生しているとも解釈できる。この活動が次の警固断層地震につながるかどうかはまったく現在のところ不明である。しかしながら、福岡県西方沖の地震断層です

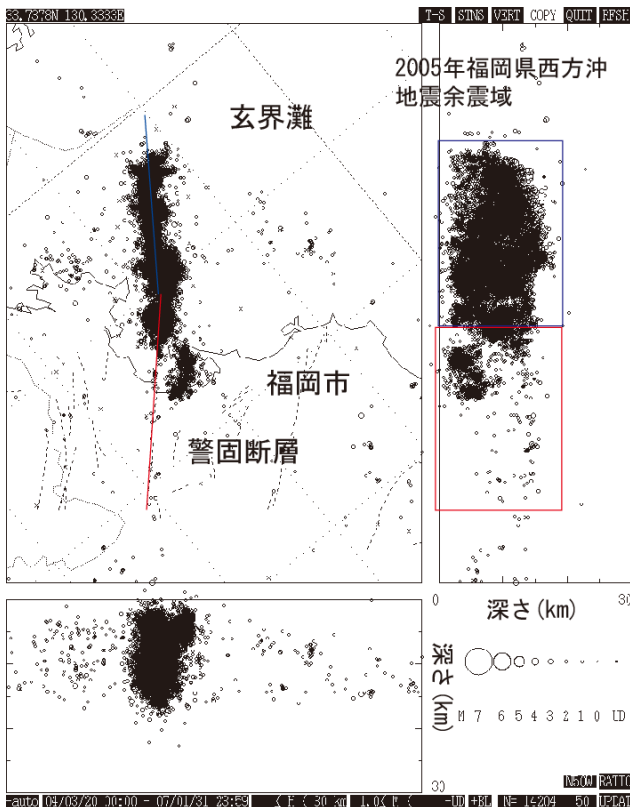


図6 警固断層周辺の地震活動。2004年3月20日～2007年1月31日 (M>1.0)

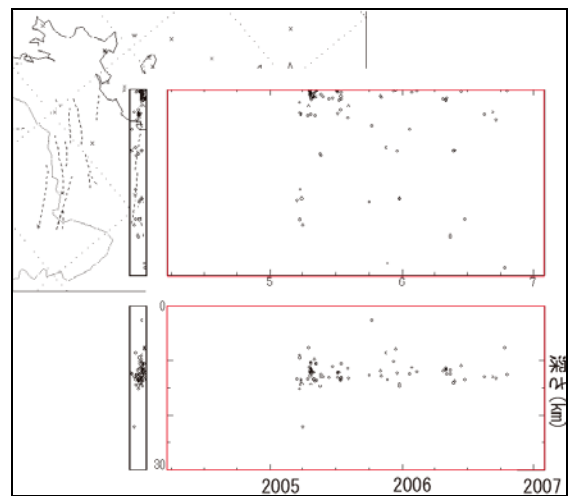


図7 警固断層付近の地震活動時空間分布。福岡県西方沖の地震発生後から多く見られ、深さが10kmよりも深いところでほとんどの地震が発生している。

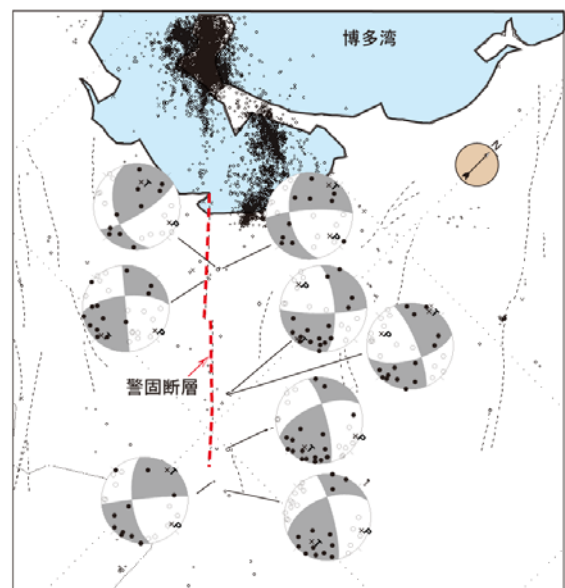


図8 警固断層付近の主な地震の発震機構解（下半球投影）。

べりが媒質の不均質と関係が深いことから、警固断層周辺の構造を詳しく調べることで、将来のアスペリティや破壊開始点についての可能性を考えることができる。また、地震観測網の検知能力を上げて、微小地震の発生を検知し、活動様式を把握することがきわめて重要である。特に、警固断層は福岡市街地に位置するため、人口ノイズが大きく、地震観測や地殻変動観測が困難であることが多い。このため、ボアホール内での観測など、S/N比向上のための配慮をした観測点の整備が急務であると考える。

## 6. おわりに

福岡県西方沖の地震発生後、地震や地殻変動観測が精力的に行われた結果、この地震の断層モデルやすべり特性、背景となる構造などが数キロ～10km程度の分解能で明らかになってきた。これによって断層運動と不均質構造との定性的な関連が見出されてきた。しかしながら、アスペリティの実態やどこが破壊開始点になりうるか？などについてはまだ明らかになっていない。さらには時間的推移についてはなおさら予測が難しい。これらの現状を改善するためには、精度の高い（良質の）観測データを取得し、観測事実を確実に蓄積することが極めて重要である。確かな観測事実を、理論的、実験的アプローチからモデル化されるシミュレーションに同化させ、モデルを高度化することが将来の予知への重要な足がかりであると考えられる。

## 参考文献

- 1) Shimizu, H., H. Takahashi, T. Okada, T. Kanazawa, Y. Iio, H. Miyamachi, T. Matsushima, M. Ichiyangi, N. Uchida, T. Iwasaki, H. Katao, K. Goto, S. Matsumoto, N. Hirata, S. Nakao, K. Uehira, M. Shinohara, H. Yakiwara, N. Kame, T. Urabe, N. Matsuwo, T. Yamada, A. Watanabe, K. Nakahigashi, B. Enescu, K. Uchida, S. Hashimoto, S. Hirano, T. Yagi, Y. Kohno, T. Ueno, M. Saito, and M. Hori, 2006. Aftershock seismicity and fault structure of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ( $M_{JMA}7.0$ ) derived from urgent joint observations. *Earth Planets Space*, **58**, 1599–1604.
- 2) Uehira, K., T. Yamada, T. Shinohara, K. Nakahigashi, H. Miyamachi, Y. Iio, T. Okada, H. Takahashi, N. Matsuwo, K. Uchida, T. Kanazawa, and H. Shimizu, 2006. Precise aftershock distribution of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ( $M_j=7.0$ ) using a dense onshore and offshore seismic network. *Earth Planets Space*, **58**, 1605–1610.
- 3) Imanishi, K., Y. Kuwahara, and Y. Haryu, 2006. Off-fault aftershocks of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake: Reactivation of a structural boundary?. *Earth Planets Space*, **58**, 81–86.
- 4) 気象庁, 2007. 平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震について. 地震予知連絡会会報, **78**, 346–370.
- 5) Matsumoto, T., Y. Ito, H. Matsubayashi, and S. Sekiguchi, 2006. Spatial distribution of F-net moment tensors of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake determined by the extended method of the NIED F-Net routine. *Earth Planets Space*, **58**, 63–67.
- 6) Nishimura, T., S. Fujiwara, M. Murakami, H. Suito, M. Tobita, and 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.
- 7) Asano, K. and T. Iwata, 2006. Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake. *Earth Planets Space*, **58(1)**, 93–98.
- 8) Nakao, S., H. Takahashi, T. Matsushima, Y. Kohno, and M. Ichiyangi, 2006. Postseismic deformation following the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ( $M7.0$ ) derived by GPS observation. *Earth Planets Space*, **58**, 1617–1620.
- 9) Hori, M., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Okada, T. Yamada, Y. Iio, M. Shinohara, H. Miyamachi, H. Takahashi, K. Nakahigashi, A. Watanabe, T. Matsushima, N. Matsuwo, T. Kanazawa, and H. Shimizu, 2006. 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2005 west Off Fukuoka prefecture earthquake by double-difference tomography. *Earth Planets Space*, **58**, 1621–1626.
- 10) Zhang, H. and C. Thurber, 2003. Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875–1889.
- 11) Matsumoto, S., A. Watanabe, T. Matsushima, H. Miyamachi, and S. Hirano, 2006. Imaging S-wave scatterer distribution in southeast part of the focal area of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ( $M_{JMA}7.0$ ) by dense seismic array. *Earth Planets Space*, **58**, 1627–1632.