

第 4 章 この 10 年の主な地震 (2009 年～2018 年)

1. 駿河湾の地震 (2009 年 8 月 11 日, M6.5)

伊藤 武男 (名古屋大学大学院環境学研究科附属地震火山研究センター)

1. はじめに

平成 21 年 (2009 年) 駿河湾の地震は 2009 年 8 月 11 日 5 時 7 分に静岡県御前崎の北東 35km 沖の駿河湾の深さ 23km を震源として発生した。気象庁マグニチュードは 6.5、モーメントマグニチュードは 6.3 と推定され、静岡県内で最大震度 6 弱を観測した (図 1)。静岡県内で震度 6 弱以上を観測したのは、1944 年昭和東南海地震以来の 65 年ぶりである。この地震による被害は 1 都 4 県と比較的広範囲にわたって発生し、死者 1 名、負傷者 319 名、住宅 6 棟が半壊、8672 棟が一部破損した。さらに、地すべりによって東名高速道路の路肩が崩落、静岡県所有の駿河湾深層水施設が被災し、深層水の供給が一部停止するなどの被害が報告されている¹⁾。また、初めて「東海地震観測情報」が出された地震でもある。

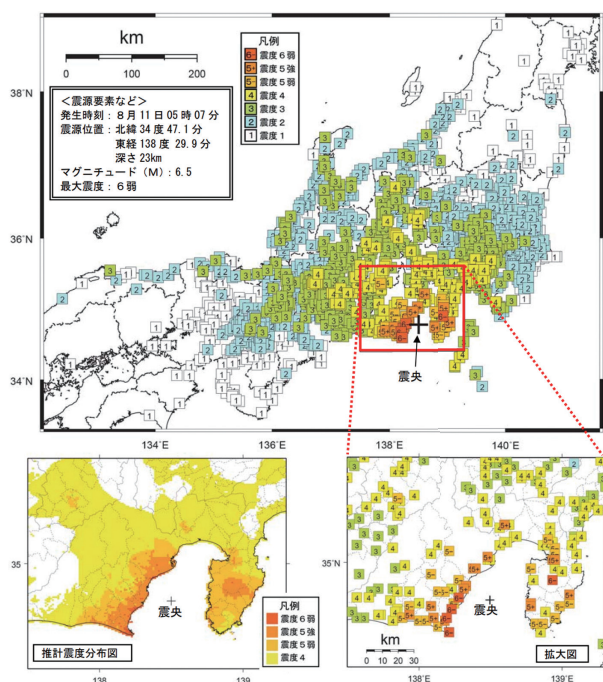


図 1 本震発生時の各震度観測点における震度分布と推計震度分布。+は震央位置 (気象庁資料²⁾)。

2. 地震発生の背景

西南日本では、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込み、100 年から 200 年の間隔で巨大地震が発生する。マグニチュード 8 クラスの地震が発生する南海トラフは、南海、東南海および、東海の 3 つのセグメントに区分されており、1944 年と 1946 年には、2

つの巨大地震が東南海と南海のセグメントを破壊した。ただし、その時点では遠州灘から駿河湾にある東海セグメントは破壊されていない。このことから、駿河湾から静岡県の内陸部を想定震源域とする東海地震の発生が危惧されている。

一方、駿河湾周辺域は伊豆・小笠原島弧の北端部にあたる伊豆半島の西側であることから伊豆・小笠原島弧と本州弧の衝突ならびに、駿河トラフでのフィリピン海プレートの沈み込みという 2 つのテクトニクスによって特徴づけられる。この影響により、駿河湾周辺では伊豆半島の南端の石廊崎付近から北西に伸びる駿豆構造線沿いおよび、その南部での地震活動が比較的活発であり、地震活動の P 軸は北東—南西方向を向いているのに対して、T 軸は安定しておらず、逆断層や横ずれ断層が混在している。これは、伊豆・小笠原島弧と本州弧との衝突作用によりフィリピン海プレートの北西進が妨げられており、その衝突領域を中心とした放射状の圧縮応力が生じることで説明される。このモデルに基づくと、フィリピン海プレートの沈み込みに対して上盤側の抵抗力が小さくなると横ずれ型、抵抗力が大きくなると、逆断層型の地震が発生すると指摘されている (Ukawa, 1991)。

駿河湾の地震が発生した領域での地震活動は、時々マグニチュード 2 から 3 の地震が発生する程度であり、周辺の地震活動と比較すると、比較的低調な領域であった。伊豆半島周辺から銭洲海嶺及び、三宅島付近を含む伊豆諸島域では、地震活動が約 8 年の間隔で周期的に繰り返し発生しており、それぞれの活動期間は 1 年以下である。活動期にはマグニチュード 6 クラスの地震が広域にわたり発生し、1930 年代から 8 回の活動期が繰り返し発生しているとしている (溝上, 2000)。今回の駿河湾の地震が 9 回目の活動期であると考えられる。

3. 想定東海地震との関係

駿河湾の地震は、東海地震の想定震源域内で発生したため、8 月 11 日 7 時 15 分に「東海地震観測情報 (東海地震に)」の第 1 号が出され、同日 11 時 20 分の第 3 号により「想定される東海地震に結びつくものではない」と発表された。これは、平成 16 年 (2004 年) に東海地震に関する初期段階の情報における名称が「(東海地震) 解説情報」から「(東海地震) 観測情報」に変更し、その位置付けなどが変更されて以降初めての発表である。

また、1979 年に気象庁に「地震防災対策強化地域判定会」が設置されて以降、初となる臨時の委員打合せ会が招集されている。臨時の委員打合せ会では、駿河湾の地震は震源の深さ、発震機構および、余震分布から沈み込むフィリピン海プレート内で発生したスラブ内地震であること、地震後にゆっくりとした地殻変動変化が継続していたが、想定される東海地震の前兆滑りによる変化ではないと判断したことから、駿河湾の地震およびそれに伴う地殻変動は想定される東海地震に結びつくものではないと発表した。なお、平成 29 年 11 月 1 日から「南海トラフ地震に関連する情報」の運用が開始されたため、現在は東海地震のみに着目した「東海地震に関連する情報」の発表は実施されていない。

4. 本震および余震活動

4.1 発震機構、余震活動域および、過去の地震活動

気象庁一元化震源による本震の震源位置は、北緯 34 度 47.1 分、東経 138 度 29.9 分、深さ 23km である。この付近での M6.0 以上の地震は、1974 年の伊豆半島沖地震 (M6.9) が最後であり、今回の地震は過去 35 年間で最大規模の地震である。本震および余震の震央分布を図 2 に示す。余震域の北西側と南東側とでそれぞれ異なる面に沿って震源が分布しており、いずれの面も発震機構解と調和的であり、北東部よりも北西部で余震活動は活発になっている。また、P 波初動分布により本震のメカニズム解と CMT 解を図 3 に示す。いずれの解も北北東—南南西方向の圧縮軸で横ずれ成分を持つ逆断層型であり、衝突領域を中心とした放射状の圧縮応力方向と整合的である。

今回の地震の余震活動は、本震発生から数時間の間は

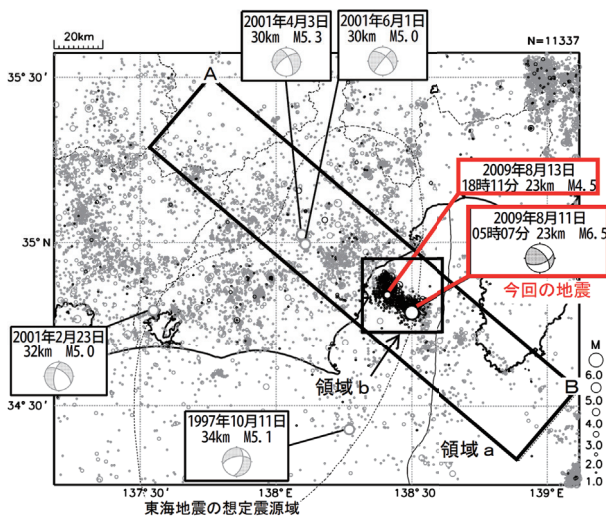


図 2 1997 年 10 月 1 日～2009 年 11 月 25 日の震央分布 (深さ 60km 以浅, $M \geq 1.0$). 2009 年 8 月 11 日以降の地震を濃く表示 (気象庁資料⁵⁾).

非常に活発であった。その後、地震活動は次第に減衰したが、本震の約 7km 北西の本震直後の活動がやや低調であった箇所でも 8 月 13 日 18 時 11 分に M4.5 の最大余震が発生した (図 2)。また、震源域周辺部の藤枝市付近では、8 月 12 日に M2.5 の地震が発生し数日間地震活動が活発になった。この地震は西北西—東南東方向の圧縮軸をもつ低角逆断層型の発震機構であり、駿河湾の地震の前には地震活動がなかったことから、駿河湾の地震に誘発された地震活動であると考えられる⁵⁾。

図 4 は 8 月 11 日から 18 日までに発生した余震活動の震源について、ダブル・ディファレンス法⁶⁾により再決定した震源分布を示している。これらの結果から、余震域の北西側と南東側の領域に別れて震源が分布しており、それらの断面図から余震域は 1 面の平板のような単

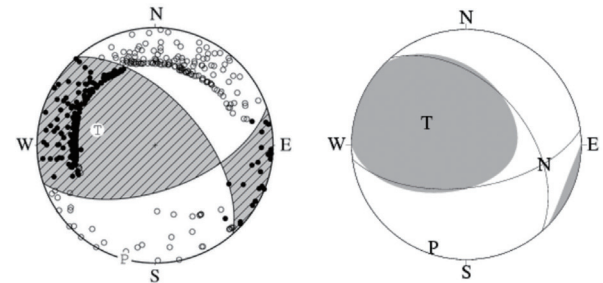


図 3 左図：P 波初動分布による本震のメカニズム解。右図：CMT 解 (気象庁資料)。

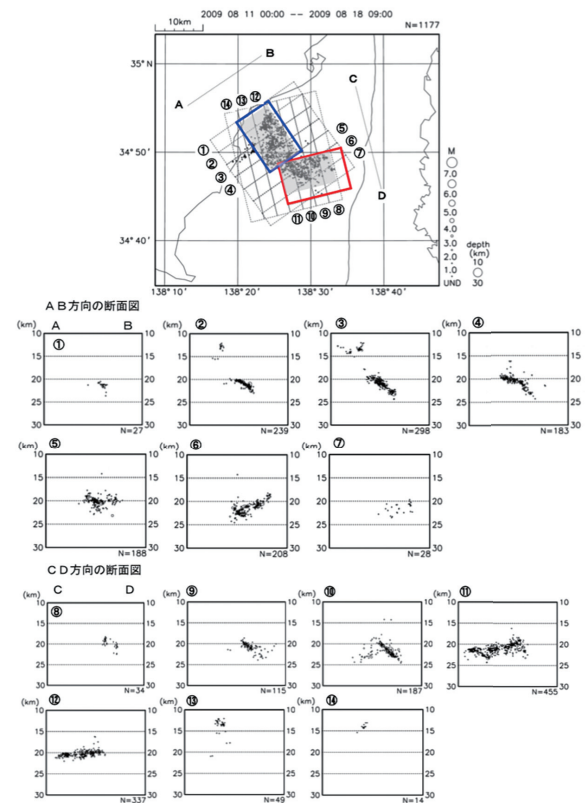


図 4 ダブル・ディファレンス法による本震および余震分布 (気象庁資料⁵⁾).

純なものではなく、余震域北西側は $N34^{\circ}W$ の走向と傾斜 34° 、南東側は $N76^{\circ}W$ の走向と傾斜 41° を持つ 2 つの平面に沿って余震が発生している事がわかる。このように、2 つの領域において、傾斜方向が大きく異なっている⁵⁾。

駿河地震の震源域周辺で発生した最大規模の地震は 1935 年 7 月 11 日の静岡地震 ($M6.4$) と 1965 年 4 月 20 日の静岡県中部の地震 ($M6.1$) である。これらの地震と 2009 年駿河湾の地震は類似性が高く、観測波形も相似性が比較的高い。沈み込むフィリピン海プレートの内部に発生した地震であり、これらの地震は同じ応力場を反映した地震であると考えられる⁵⁾。

4.2 震源断層モデルおよび、震源破壊過程

地震時の地殻変動は、震源の西側にあたる焼津市付近で西向きに約 1cm の変動が観測され、北側の清水市付近では南西方向に数 mm、東側の伊豆半島西部では東向きに数 mm の水平変動を観測した (図 5)。また、名古屋大学ら⁸⁾が駿河湾内に設置された海底ベンチマークの再測量を実施し、少なくとも南西方向に 2cm 程度の有意な水平変位が認められた。一方、地震の前には明瞭なプレスリップや余効変動は観測されていない。GEONET で観測された地震時の地殻変動に基づき、一様すべりの矩形断層を仮定した逆解析により 2 枚の震源断層モデルの断層パラメータを推定している (図 5)。断層面 I は東西走向の南に傾き下がる断層面で左横ずれ成分を伴った逆断層的なすべり (すべり量約 39cm)、断層面 II は北西 - 南東走向の北東に傾き下がる右横ずれ成

分を伴った逆断層的にすべり (すべり量約 62cm) と推定された。なお、断層面は本震震源及び余震分布の中央付近を通過している。

震源破壊過程の解析はいくつかのグループにより実施されている。防災科研のグループの解析結果を例として示す⁹⁾。震源域近傍の K-NET、KiK-net の強震波形記録を用いて解析した結果、破壊は主として破壊開始点から西方に伝搬し、2 つの断層セグメントの接合点付近にすべりの大きい領域が広がっている。最大すべり量は 0.79m であり、破壊開始点の西へ 6km のセグメント II 上の領域に推定されている (図 6)。なお、この地震の発生の約 690 秒前にアンダマン諸島で $M7.6$ の地震が発生していたため、その表面波の影響により遠地実体波解析は難しい (山中 2009)。

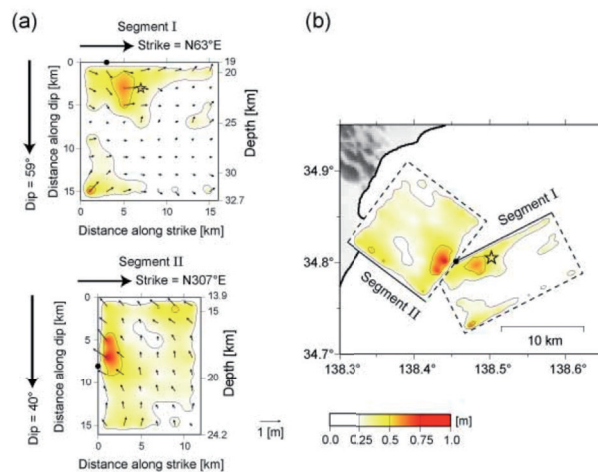


図 6 (a) 断層面上のすべり分布。矢印の方向は上盤側のすべりの接合点を示す。(b) 地図上に投影したすべり分布。☆印は破壊開始点。黒丸は 2 つのセグメントの接合点 (防災科学技術研究所資料⁹⁾)。

4.3 駿河湾の地震の前後の地震活動の変化

本震の発震機構は、P 波初動解・CMT 解共に、北北東 - 南南西方向の圧縮軸をもち、横ずれ成分を含む逆断層型のメカニズム解であった (図 3)。余震のメカニズム解は逆断層から横ずれ断層型の間に分布しており (図 7)、本震前の応力場は主に横ずれ断層型が卓越していたが、地震後には異なる応力場に変化したと指摘されている (今西他, 2009)。

バックグラウンドの地震活動は stress rate に比例すると考えられることから、微小地震活動の発生率変化から、想定東海地震の固着域周辺での stress rate の変化を捉える事ができる (Dieterich (1994))。図 7 は長期的スロースリップが進行していた期間 (1999 年 8 月から 2005 年 4 月) の相対的地殻活動変化 (stress rate の変化に対応) を示している。比較対象となる地震活動はフィリピン海

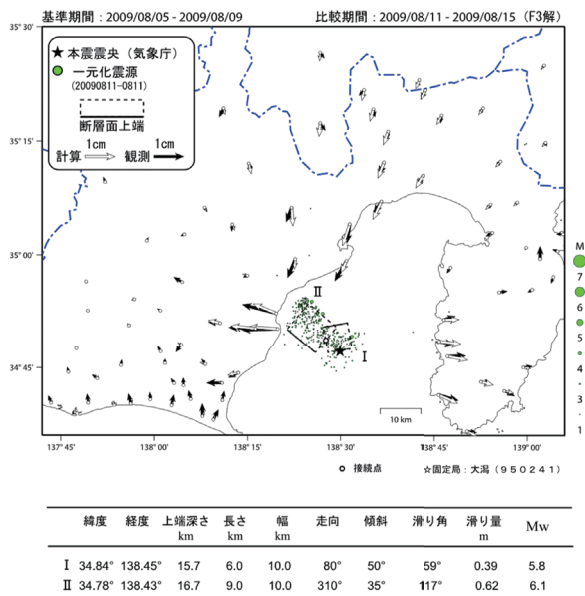


図 5 駿河湾の地震による地殻変動と震源断層モデル。水平変動ベクトル観測値を黒塗り、計算値を白抜き矢印で表現 (国土地理院資料⁷⁾)。

スラブ内の M1.5 以上のデクラスタリングした微小地震 (1986 年 6 月から 1996 年 5 月) である。赤(青)は、スロースリップ期間で活性化(静穏化)していた部分、オレンジの枠は Matsumura (1997) によって推定された固着域を示している。地震活動が活性化した場所 A,B,C は松村ら (2008) によってアスペリティとして指摘された場所である。本地震の震央(星印)は推定固着域の枠外にあるが、地震活動の活性化域のひとつとして、スロースリップ期間中に応力集中していた場所のひとつと考えられている¹⁵⁾。

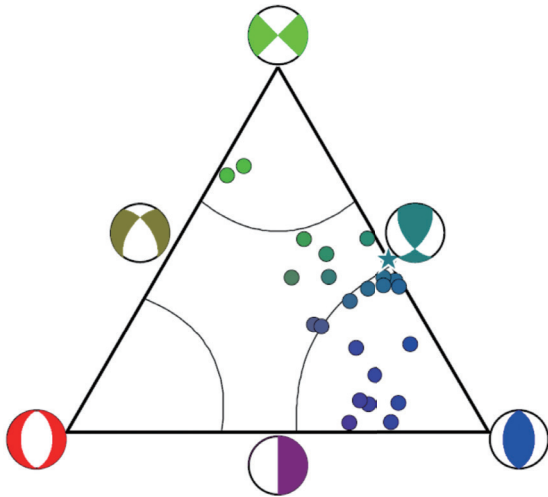


図 7 本震および余震の三角ダイアグラム(本震を星印)(気象庁資料⁵⁾).

5. 津波と海底地すべり

駿河湾の地震に伴い津波が発生し、焼津で最大 62cm (引き波)、御前崎では最大 36cm の津波を観測した。この津波に伴い、静岡県と伊豆諸島に津波注意報が発表された。これらの津波は駿河湾の地震に起因する地殻変動のみでは説明が困難であることが指摘された¹⁶⁾(図 9)。一方、駿河湾の地震の震源域における高精細な海底地形を取得し調査した結果、焼津市の沖合約 5km の海底において、幅約 450m、比高約 10～15m の馬蹄形の滑落崖と、緩やかな海底谷に沿った泥流の跡が発見された。断層運動による地殻変動と海底地すべりによる質量の移動が同時に発生したと仮定した津波の数値シミュレーションでは、断層運動のみに基づくシミュレーションよりも、津波観測記録が説明できると報告されている¹⁷⁾。

6. 想定東海震源域への影響

防災科学研究所の研究グループ^{18, 19)}は駿河湾の地震が東海地震の震源域に与える影響についてクーロン応力変化(ΔCFS)を用いて評価を実施している。 ΔCFS の対象となる断層運動は、東海地震の想定震源域におけるプレートの相対運動方向と逆向きの断層運動である。

図 10 は近地強震記録を用いて推定した 2009 年駿河湾の地震すべり分布を用いて、想定東海地震の震源断層となるプレート境界面での ΔCFS を示している。本震の震源域から西側に ΔCFS が正となる領域が広がるパターンを示している。なお、断層面直上のプレート境界では ΔCFS は負である。 ΔCFS の推定値は、駿河湾の地震の震源の北西の内陸地域で主に正であり、断層の先端から最大 8 km までで 0.1 MPa を超え、約 15 km で徐々に 0.03 MPa に減少した¹⁹⁾。

これらの解析から得られた ΔCFS が増加した領域では、地震後数ヶ月間の地震活動が地震前の数倍から 10 倍程度地震活動が活発になることが予測される。実際に駿河湾の地震後に発生した地震のほとんどは ΔCFS が正の領域で発生しており、さらにそれらの地震(M ~ 2.0)の発震機構は、逆断層型を示していることからプレート境界面での地震の誘発を示唆する結果となっている。想定

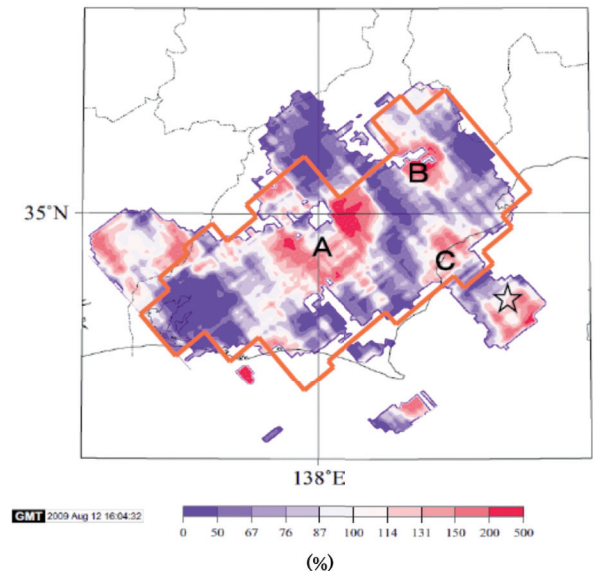


図 8 長期スロースリップが進行していた期間(1999 年 8 月～2005 年 4 月)での相対的地震活動変化(青: 静穏化, 赤: 活性化)。(防災科学技術研究所資料¹⁵⁾).

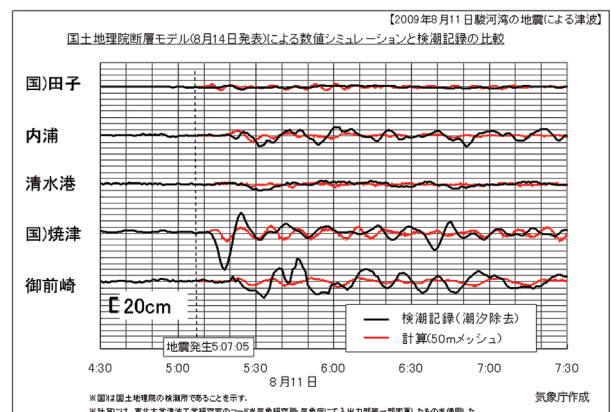


図 9 津波観測波形とシミュレーション波形の比較(気象庁資料¹⁶⁾).

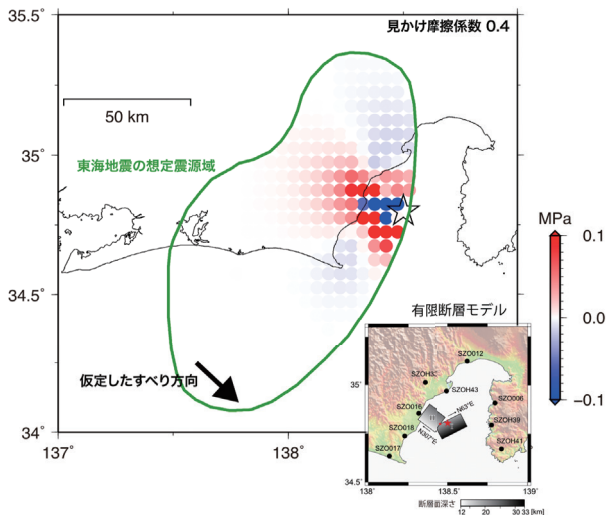


図 10 断層モデルを用いて、2009 年駿河湾の地震による東海地震の想定震源域に対する Δ CFS の分布 (防災科学技術研究所資料¹⁸⁾).

東海地震の震源域内のアスペリティ領域のほとんどは Δ CFS が正の領域内にあることから、その破壊をトリガーにして東海地震につながる可能性は否定できないと指摘されている¹⁹⁾。

参考文献

- 1) 気象庁, 2009, 災害時地震・津波速報 平成 21 年 8 月 11 日の駿河湾の地震, 東京管区気象台 災害時自然現象報告書, 2009 年第 1 号.
- 2) 気象庁, 2009, 特集, 平成 21 年 8 月 11 日の駿河湾の地震, 平成 21 年 8 月 地震・火山月報 (防災編), ISSN 1343-4977.
- 3) Ukawa, M., 1991, Collision and fan-shaped compressional stress pattern in the Izu Block at the northern edge of the Philippine Sea Plate, *J. Geophys. Res.*, 96, 713-728.
- 4) 溝上恵, 2000, 伊豆諸島地域における M6 クラスの地震活動とその特性について, 月刊 地球, 22, 11, 737 - 746.
- 5) 気象庁, 2010, 2009 年 8 月 11 日 駿河湾の地震(M6.5) について, 地震予知連絡会報, 83, 211-230.
- 6) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1352-1368.
- 7) 国土地理院, 2010, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会報, 83, 273-349.
- 8) 名古屋大学, 2010, 2009 年 8 月 11 日に発生した駿河湾の地震による海底地殻変動観測, 地震予知連絡会報, 83, 383-385.
- 9) 防災科学研究所, 2010, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震: 近地強震記録による震源過程, 地震予知連絡会報, 83, 259-262.
- 10) 山中佳子, 2009, 8 月 11 日駿河湾の地震 (M6.5), NGY 地震学ノート, 20, http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2009/NGY20.html. (2019 年 12 月 9 日確認)
- 11) 今西和俊・武田真人・松下ケイレン, 2009, 2009 年駿河湾の地震の余震分布と震源域の応力場, 活断層・地質研究センターニュース, 6, 3-7.
- 12) Dietrich, J., 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *Journal of geophysical research*, 99, B2, 2601-2618.
- 13) Matsumura, S., 1997, Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, 273, 271-291.
- 14) 松村正三・里村幹夫・内海さや香, 2008, 東海地震のアスペリティの推定 (東海地域の地震活動変化と地殻変動: その 5), 地震 2, 60, 267-277.
- 15) 防災科学研究所, 2010, 東海地域推定固着域における長期地震活動変化, 地震予知連絡会報, 83, 208-210.
- 16) 気象庁, 2009, 平成 21 年 8 月 11 日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihyoka/20090811suruga-wan/index.html> (2019 年 12 月 9 日確認).
- 17) Baba, T., H. Matsumoto, K. Kashiwase, T. Hyakudome, Y. Kaneda, and M. Sano, 2012, "Microbathymetric Evidence for the Effect of Submarine Mass Movement on Tsunami Generation During the 2009 Suruga Bay Earthquake, Japan", *Submarine mass movements and their consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 31, 485-495.
- 18) 防災科学研究所, 2010, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震: Δ CFF による東海地震に与える影響評価, 地震予知連絡会報, 83, 265-267.
- 19) Aoi, S., Enescu, B., Suzuki, W., Asano, Y., Obara, K., Kunugi, T. and K. Shiomi, 2010, Stress transfer in the Tokai subduction zone from the 2009 Suruga Bay earthquake in Japan, *Nature Geoscience*, 3, 496-500, doi:10.1038/ngeo885.