

物理モデルに基づくプレート境界地震の 発生予測シミュレーション

Physics-Based Predictive Simulation for Earthquake Generation at Plate Interfaces

情報・システム研究機構 統計数理研究所
松浦 充宏

1990年代前半、実験と理論に基づく断層構成則が地震発生の支配方程式として導入された。後半には、プレート間の力学的相互作用による震源域の応力蓄積が定量的に記述されるようになった。こうした地震発生物理学の目覚ましい発展を背景に、1998年に国際研究協力組織 ACES (APEC Cooperation for Earthquake Simulation) が創設された。また2002年3月には、当時世界最速の超並列計算機「地球シミュレータ」が完成し、地震発生のシミュレーション研究が急速に進展し始めた。我々の研究グループは、科学技術振興調整費による「高精度の地球変動予測のための並列ソフトウェア開発に関する研究 (1998–2002)」、地球シミュレータ利用研究「日本列島域の地殻活動予測シミュレーション (2003–2010)」、及びJST/CRESTプロジェクト「観測・計算を融合した階層連結地震・津波災害予測システム (2005–2010)」を通じて、地震発生予測システムの開発に取り組んできた。そして今、観測データと理論計算を融合した地震発生予測シミュレーションが現実のものとなりつつある。

1. はじめに

太平洋プレートが北米プレートとフィリピン海プレートの下に沈み込み、フィリピン海プレートが北米プレートとユーラシアプレートの下に沈み込んでいる日本列島域は、常に地震・津波災害の脅威に晒されている。大地震の発生とそれに伴う強震動や津波を的確に予測し、地震・津波災害の軽減に資することは、社会的にも強く要請されているところである。日本列島に大きな被害をもたらすのは、プレート境界で発生する地震（プレート境界地震）ならマグニチュード8クラス以上、プレート内の活断層で発生する地震（内陸地震）ならマグニチュード7クラス以上である。プレート境界地震と内陸地震は、震源域に蓄えられた応力を断層運動によって一気に解放するという点では同じであるが、その応力がどのようなメカニズムで蓄積されるかという

点で大きく異なる。本稿では、応力蓄積メカニズムがプレート運動に直接支配されるプレート境界地震の発生について、定量予測に向けたシミュレーション研究の最前線を紹介する。

2. 地震発生サイクルのモデリング

地震は応力解放過程である。しかし、地震の発生を予測するには、応力の解放だけでなく、その蓄積も含めた全過程を理解する必要がある。プレート境界地震の発生サイクルは、プレート間の力学的相互作用に起因する震源域での準静的な応力の蓄積、急激な応力解放を伴う動的破壊の伝播とそれに伴う地震波の放射、そして地震後のアセノスフェアの応力緩和による地殻応力の再配分と断層の固着に伴う強度回復の諸過程から成る。こうした地震発生の全過程を支配する基礎方程式は、図1に示すように、断層すべりに伴う応

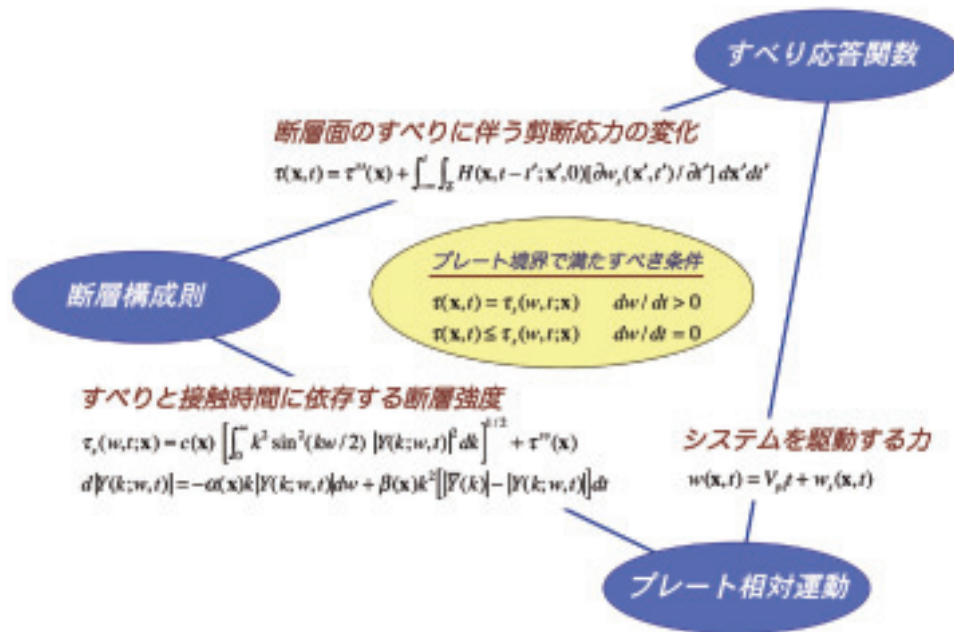


図1 プレート境界での地震発生サイクルを支配する基礎方程式 [1]。

力の変化を記述する「すべり応答関数」とすべりと固着時間に依存する断層強度の変化を記述する「断層構成則」を応力が強度に達したら断層構成則に従ってすべりが進行するという「境界条件」で結びつけた非線形システムとして表現される [1]。「すべり応答関数」は連続体の運動方程式（準静的な場合は平衡方程式）の解であり、「断層構成則」は破壊の進展に伴うシステム全体のエネルギー収支を断層すべり（或はすべり速度）と剪断応力の巨視的關係として記述した方程式である。このシステムはプレートの相対運動によって駆動される。

上で述べたように、地震発生サイクルを支配する基礎方程式は、概念的には非常に単純である。しかし、この基礎方程式に基づいて予測のためのシミュレーションモデルを構築するのは容易ではない。それは、現実の地球が大変複雑な構造をしているからである。実際、プレート境界面は3次元的に複雑に屈曲しているし、弾性的な地殻の下には百年の時間スケールでも流動的に振る舞う領域（アセノスフェア）が広がっている。従って、地震間の応力蓄積や地震後の応力再配分を扱う際

には、アセノスフェアの粘弾性を考慮した準静的すべり応答関数 [2,3] を用いる必要がある。一方、動的な破壊伝播を扱う際には、アセノスフェアの粘性緩和の効果は無視できるがプレート境界面の屈曲は無視できないので、断層面の屈曲を考慮した弾性体の動的すべり応答関数 [4,5] を用いる必要がある。また、地震発生間隔の規模依存性を説明するためには、すべりによる強度低下と固着による強度回復がスケールに依存した断層構成則 [6] を用いる必要がある。

3. 日本列島域の3次元プレート境界モデルとプレート相対運動

日本列島域を一つのシステムとしてモデル化するには、その基盤となる構造モデルが必要である。そこで、我々の研究グループは、海底地形や地震の震源分布等に基づいて、図2に示すような日本列島域の3次元プレート境界モデル（CAMP Standard Model）を構築した [7]。このモデルでは、約30,000個の双三次Bスプライン関数の重ね合わせにより、長期のシミュレーションでも計算不安定が生じない滑らかなプレート境界面が実現さ

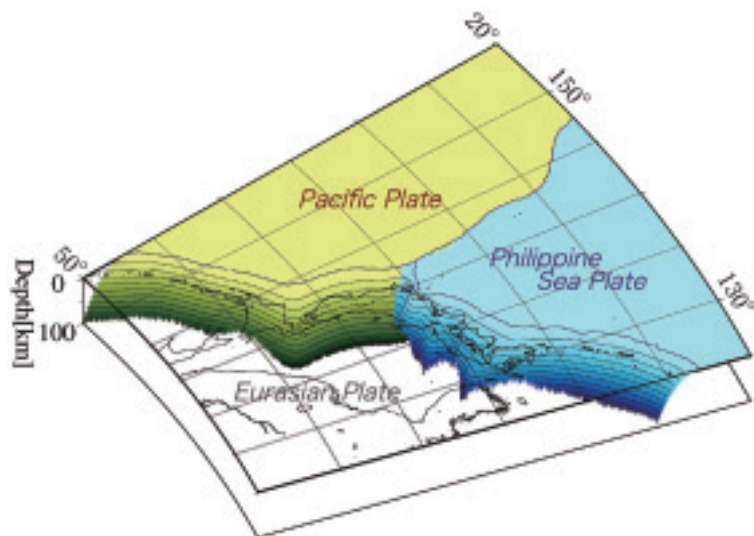


図2 日本列島域の3次元プレート境界モデル [7]。プレート境界面の形状は約30,000個の双三次Bスプライン関数の重ね合わせで表現されている。

れている。

プレート沈み込み帯では、サン・アンドレアス断層のような横ずれプレート境界とは異なり、プレート境界面がどこも固着していなくても、定常的な地殻の変形や応力蓄積が進行する。実際、図2のプレート境界面にグローバルプレート運動モデルNUVEL1-A [8]に

基づく相対すべり速度ベクトル（図3左パネル）を与えると、海洋プレートの定常沈み込みによる日本列島域の地殻変形運動が、図3右パネルのように計算される [7]。

現実のプレート境界面は、強く固着している部分があれば、ゆっくりとすべっている部分もある。強く固着している部分（アスペリ

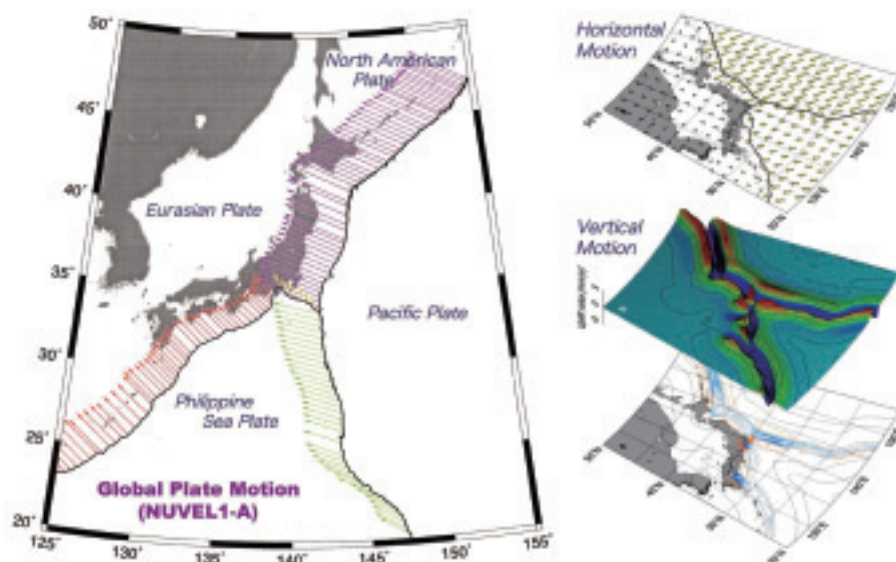


図3 日本列島域のプレート相対運動とそれが引き起こす定常的地殻変形運動 [7]。

左：グローバルプレート運動モデルNUVEL1-Aから計算した4つのプレート境界での相対運動ベクトル。

右：海洋プレートの定常沈み込みによる日本列島域の水平ブロック運動（上）と隆起・沈降運動（中及び下）。

ティール)では、すべり遅れに伴う応力蓄積が徐々に進行するが、やがて限界に達すると急激な応力解放を伴う断層運動(地震)が発生し、それまでのすべり遅れを解消する。従って、過去に発生した地震を詳細に解析すれば、プレート境界面の何処にどのようなアスペリティーが存在しているか直接知ることができる。また最近では、地震時の記録が無くても、地震間のアスペリティーのすべり遅れが引き起こす微かな地殻変動をGPS観測網で捉えてインバージョン解析することにより、プレート境界面の現在の固着-すべり状態を推定できるようになった。こうして推定したプレート境界面の特性の違いを、断層構成則を規定するパラメーターの違いとして表現し、駆動力としてのプレート相対運動を与えてやれば、地震発生サイクルのシミュレーションが可能となる。

4. 千島-日本海溝沿いプレート境界地震の発生シミュレーション

北海道・東北地域では、太平洋プレートが

千島-日本海溝に沿って北米プレートの下に沈み込んでいる。我々の研究グループは、直接的先験情報(プレート相対運動)及び間接的先験情報(すべり分布の滑らかさ)を観測データと結合した統合逆化公式に基づく測地データ解析手法[9]を開発し、それを北海道・東北地域のGPS水平速度データ(1996-2000)に適用することで、北米-太平洋プレート境界面の詳細なすべり遅れ速度分布を推定することに成功した[10]。この解析では、ブロック回転による系統誤差を除去するため、図4左パネルに示したGPS水平速度そのものではなく、GPS観測点を作る最適三角網の辺長変化をデータとしている。図4右パネルに示した解析結果は、千島-日本海溝に沿って分布する5つの顕著なすべり遅れ領域が20世紀の100年間に発生したマグニチュード7.5以上のプレート境界地震の震源域とほぼ完全に一致することを示している。

図4右パネルの襟裳岬沖の顕著なすべり遅れ領域は、1952年の十勝沖地震(M8.0)の震源域に対応している。この領域では、約50年

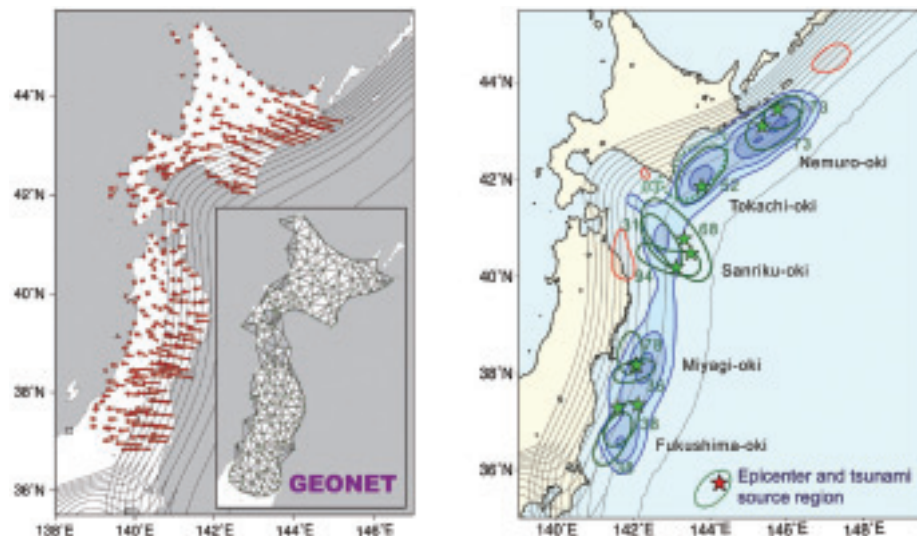


図4 GPSデータのインバージョン解析で推定した北米-太平洋プレート境界のすべり遅れ速度分布[10]。

左：GPS水平速度ベクトル(1996-2000)。差し込み図はドロネー三角形分割による最適GPS観測点網。

右：すべり遅れ速度分布(3 cm/yr間隔)と20世紀の100年間にプレート境界で発生した大地震(M>7.5)の津波波源域。

後の2003年に、同じ規模の地震が発生した。そこで、襟裳岬沖の領域の摩擦特性をGPSデータから推定したすべり遅れ速度分布に基づいて設定し、2003年十勝沖地震(M8.0)の準静的応力蓄積—動的破壊—地震波動伝播の連成シミュレーションを行った[11]。図5の左パネルに観測点の配置、中央パネルに動的破壊の伝播、右パネルに観測点での地震波形を示す。理論的に計算された最大地動速度と観測された最大地動速度の良好一致は、現実的なプレート境界面形状、摩擦特性、地殻構造を設定すれば、将来のプレート境界地震による地震動の定量的な予測が充分可能であることを示している。

図4の三陸沖の顕著なすべり遅れ領域は、1968年の十勝沖地震(M7.9)の震源域に対応している。この地震は、波形データの解析から、大小二つのアスペリティーが連動して破壊したと理解されている[12]。そこで、三陸沖の領域に大小二つのアスペリティーを設定し、1968年十勝沖地震の準静的応力蓄積—動的破壊伝播の連成シミュレーションを行った[13]。図6の左パネルには、太平洋プレート

の沈み込みによる震源域での応力蓄積過程が30年毎のスナップショットで示されている。このシミュレーションでは、1968年の地震から120年後に小さい方のアスペリティーの応力状態が臨界レベルに達する。中央パネルには、その後の動的破壊伝播が6秒毎のスナップショットで示されている。小さい方のアスペリティーで開始した動的破壊は大きい方のアスペリティーへと拡大し、120年かけて蓄積した応力を40秒程度でほぼ完全に解放してしまう。試しに、応力が未だ十分に蓄積していない60年後の時点で強制的に動的破壊を起こしてやると、右パネルに示すように、開始した動的破壊は加速されることなく直ぐに停止してしまう。つまり、震源域の応力状態が臨界レベルに充分近ければ、自然界の何らかの擾乱でトリガーされた動的破壊は急速に加速され、大地震に発展する。しかし、震源域の応力状態が臨界レベルから程遠ければ、何らかの擾乱で動的破壊がトリガーされたとしても、それは殆ど加速されることなく直ぐに停止してしまい、大地震に発展することはない。従って、大地震の発生を予測するために

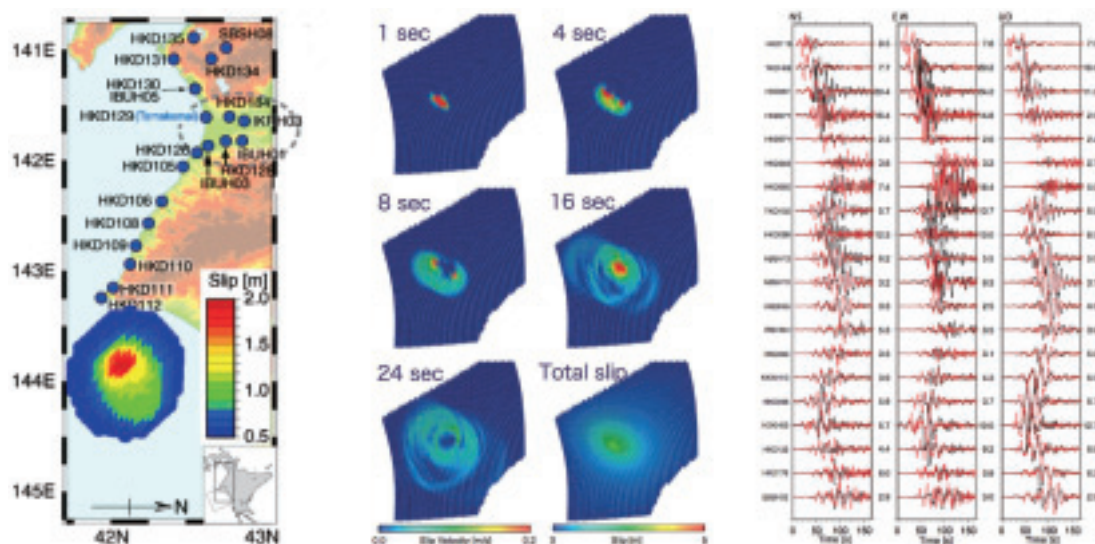


図5 2003年十勝沖地震の準静的応力蓄積—動的破壊—地震波動伝播の連成シミュレーション[11]。
左：地震時のすべり分布と観測点配置。中央：動的破壊伝播（すべり速度の時空間変化で表示）と地震波の放射。
右：観測点での計算波形（赤）と観測波形（黒）の比較。

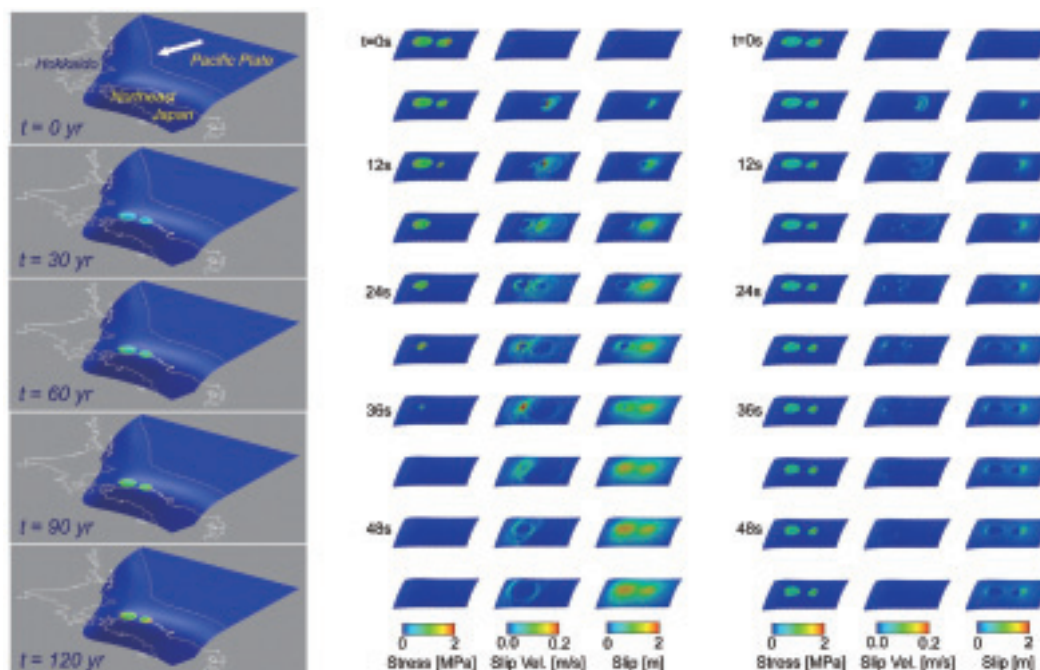


図6 1968年十勝沖地震の準静的応力蓄積—動的破壊伝播の連成シミュレーション [13]。
 左 : 太平洋プレートの沈み込みによる震源域での準静的な応力蓄積過程。南側の小アスペリティーの応力は時刻 $t=120\text{yr}$ で臨界レベルに達する。
 中央：応力が臨界レベルに達した後 ($t=120\text{yr}$) の動的破壊伝播。
 右 : 応力が臨界レベルに達する前 ($t=60\text{yr}$) の動的破壊伝播。

は、震源域の応力状態をリアルタイムでモニターする必要がある。

5. 仮想南海トラフ地震の発生予測シミュレーション

フィリピン海プレートが南海トラフに沿ってユーラシアプレートの下に斜めに沈み込む西南日本は、これまで見てきた東北日本とは異なった様相を呈する。前述の統合逆化公式に基づく測地データ解析手法を図7の西南日本のGPS水平速度データに適用して得られた、ユーラシア—フィリピン海プレート境界のすべり遅れ分布を図8に示す。この解析に於いても、ブロック回転による系統誤差を除去するため、GPS水平速度そのものではなく、GPS観測点が作る最適三角網の辺長変化をデータとしている。図8の解析結果は、顕著なすべり遅れ領域が駿河湾から豊後水道にかけて帯状に分布すること、日向灘以南には

すべり遅れ領域が存在しないことを示している。これは、千島—日本海溝に沿って分布する顕著なすべり遅れ領域が離散的であるのと同対照的である。顕著なすべり遅れ領域が離散的に分布する場合は、それぞれに対応するアスペリティーの破壊は孤立的であり、連動する可能性は低い。一方、西南日本のように顕著なすべり遅れ領域が連続的に分布する場合は、すべり遅れに伴う応力も連続的に分布するので、隣接するアスペリティーの破壊が連動する可能性は高い。実際、南海トラフ沿いのプレート境界地震の発生は、2年の間が空いた昭和の東南海—南海地震を例外として、1854年の安政地震や1707年の宝永地震など、殆どの場合、隣接するアスペリティーの破壊が連動すると考えられる。

図8に示したプレート境界のすべり遅れ速度分布に基づいて震源域の応力分布を計算し、境界積分方程式法による仮想南海トラフ

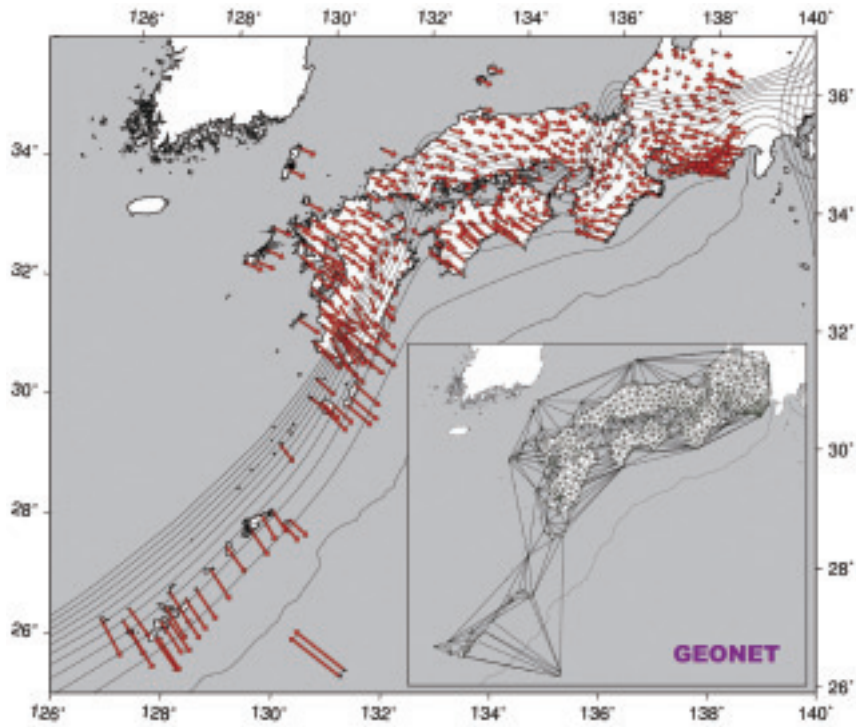


図7 西南日本における地震間（1996－2000）のGPS水平速度データ（橋本・鷺谷・松浦，日本地震学会2009年秋季大会）。差し込み図はドロネー三角形分割によるGPS観測点網。

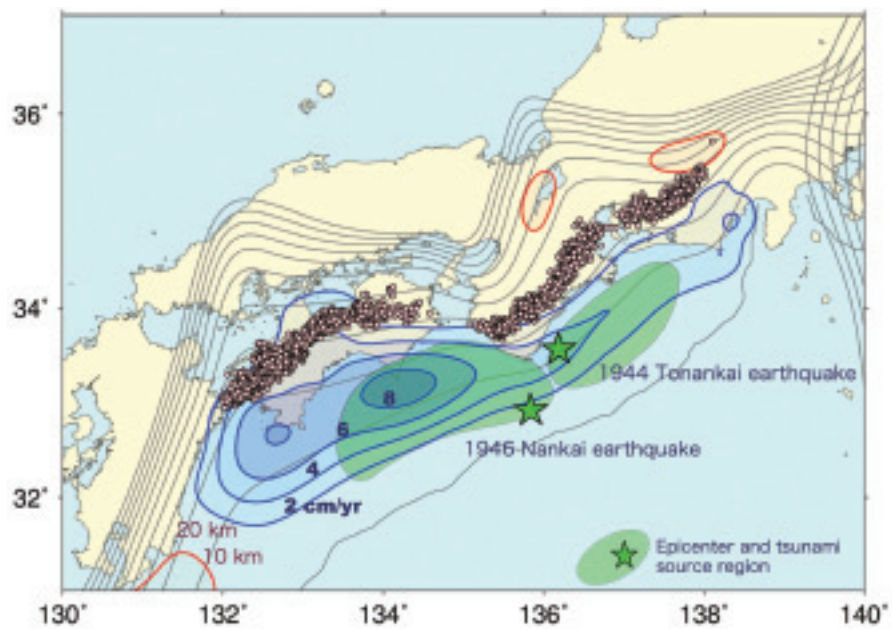


図8 GPSデータのインバージョン解析で推定したユーラシアーフィリピン海プレート境界のすべり遅れ速度分布と1944年東南海及び1946年南海地震の津波波源域（橋本・鷺谷・松浦，日本地震学会2009年秋季大会）。グレーのコンターはプレート境界面の等深度線を，オレンジの小さな丸は深部低周波微動の震源（Obara & Hirose, Tectonophysics, 2006）を示す。

地震の動的破壊伝播シミュレーションを試行したところ、図9のような結果を得た。このシミュレーションでは、震源域で一様な断層摩擦特性を仮定しているため、室戸岬沖で開始した動的破壊は豊後水道付近まで高速で伝播する。図8に緑色で印した津波の波源域は、1946年の南海地震 (M8.0) の高速破壊が足摺岬よりかなり手前で停止したことを示している。1854年の安政地震の高速破壊も、豊後水道までは達しなかったようである。動的破壊の伝播は、一般に、震源域の応力分布(すべり遅れによる応力とバックグラウンドの応力の和)と強度分布(最大剪断強度と臨界変位量の分布)に依存する。従って、仮想南海トラフ地震の動的破壊がどこで開始してどこまで高速で伝播するか予測するには、プレートの定常沈み込みに起因するバックグラウンドの応力分布とプレート境界面の強度分布を特定する必要がある。

我々の研究グループは、最近、地震のCMT

データから地殻応力場を推定するインバージョン解析手法を開発した [14]。このCMTデータインバージョン解析手法を防災科学技術研究所の15,000の地震モーメントテンソルデータ (NIED, Seismic Moment Tensor Catalogue) に適用し、太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込む日本列島全域の地殻応力の詳細な3次元パターンを得た [15]。その西南日本についての結果を図10に示す。興味深いのは、四国の西端部(足摺岬から豊後水道にかけての地域)のバックグラウンド応力場のパターンが東西伸張となっている点である。これは、四国西端部のプレート境界面の強度が低いことを示唆している。もしそうだとすると、すべり遅れが作る応力は、非地震性すべりによって間欠的に解放され、長期間に亘って蓄積されることはないため、南海トラフ地震の高速破壊が足摺岬を超えて更に西へ伝播することはない。いずれにしても、CMTデータインバ

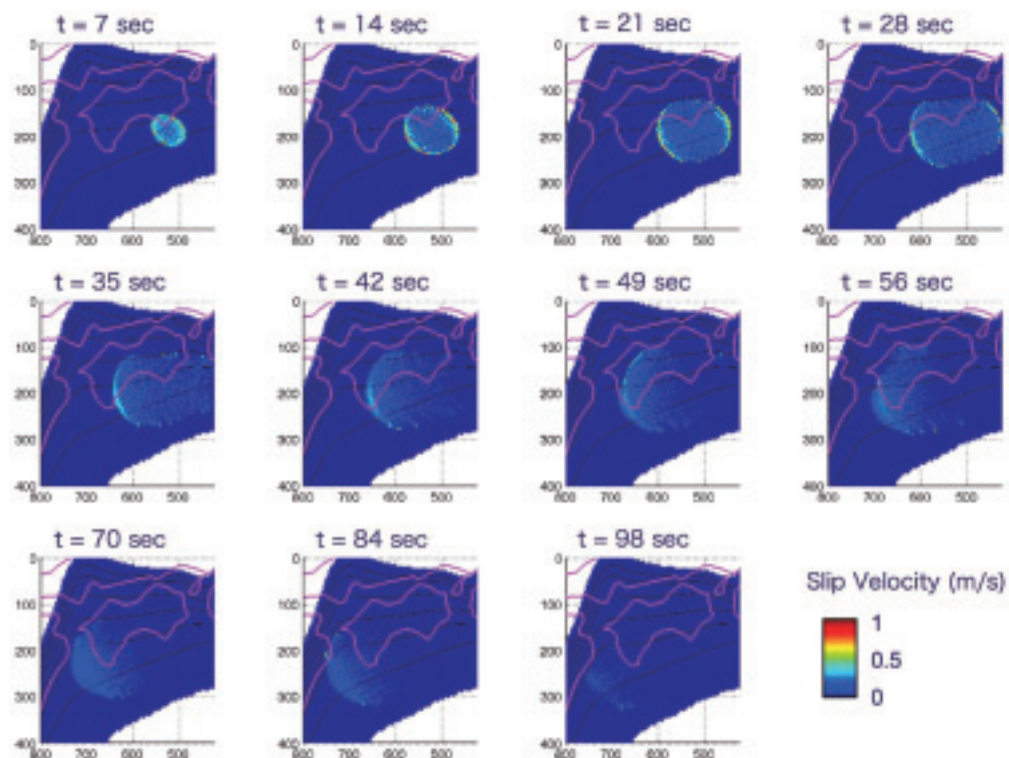


図9 仮想南海トラフ地震の動的破壊伝播シミュレーション (Hok・福山・橋本, 日本地震学会2009年秋季大会)。断層すべり速度の時空間変化をスナップショットで表示してある。

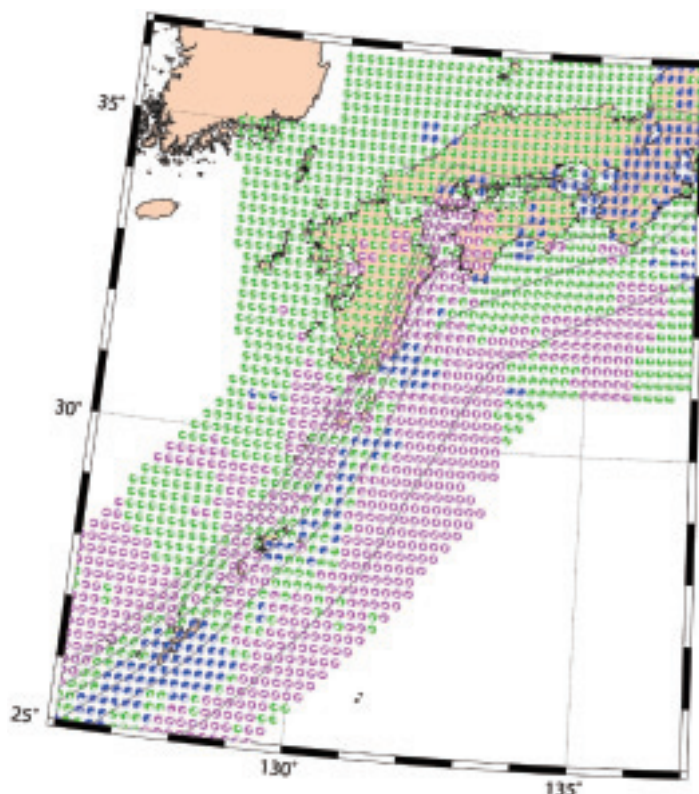


図10 地震のCMTデータから推定した西南日本の深さ10kmの地殻応力パターン [15]。震源球の青、緑、桃色は、それぞれ、逆断層、横ずれ断層、正断層型の地震を引き起こす応力パターンに対応している。

ージョンの結果は、現実の地殻応力場のパターンを表しているので、プレート境界の絶対強度分布を推定する際の重要な情報を与えてくれる。

6. 終わりに

これまで述べてきたように、地震観測網やGPS観測網からの膨大なデータと高度な理論モデル計算を融合した大規模シミュレーションにより、日本列島域のプレート境界地震の定量的な発生予測が現実のものとなりつつある。北米、太平洋、フィリピン海、ユーラシアの4つのプレートが複雑に相互作用している関東・東海地域の地震発生は、残された問題である。本稿で紹介した研究成果の多くは、CAMP (Crustal Activity Modelling Program) と称する我々の研究グループによるものである。とりわけ、当初からの中心メンバーである橋本千尋博士 (名古屋大学) と

福山英一博士 (防災科学技術研究所) の貢献は大きい。また、2節で予測を目的としたプレート境界地震発生サイクルモデリングの諸要件について述べたが、それらを全て考慮した理論的定式化の詳細は、現在Geophysical Journal International誌に投稿中の論文 [16] にまとめられている。

参考文献

- [1] 大中康譽・松浦充宏, 地震発生の物理学, 東京大学出版会, 東京, 2002.
- [2] Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, Geophys. J. Int. **161**, 507-521, 2005.
- [3] Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, Quasi - static internal deformation

- due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.* **166**, 418-434, 2006.
- [4] Tada, T., E. Fukuyama, and R. Madariaga, Non-hypersingular boundary integral equations for 3D non-planar crack dynamics, *Comput. Mechan.* **25**, 613-626, 2000.
- [5] Tada, T., Stress Green's functions for a constant slip rate on a triangular fault, *Geophys. J. Int.* **164**, 653-669, 2006.
- [6] Aochi, H. and M. Matsu'ura, Slip and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 2029-2047, 2002.
- [7] Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura, 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.* **161**, 2053-2068, 2004.
- [8] DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 2191-2194, 1994.
- [9] Matsu'ura, M., A. Noda, and Y. Fukahata, Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information, *Geophys. J. Int.* **171**, 1342-1351, 2007.
- [10] Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience* **2**, 141-144, 2009.
- [11] Fukuyama, E., R. Ando, C. Hashimoto, S. Aoi, and M. Matsu'ura, A physics-based simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, *Bull. seism. Soc. Am.* **99**, 3150-3171, 2009.
- [12] Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- [13] Matsu'ura, M., Quest for predictability of geodynamic processes through computer simulation, *Computing in Science & Engineering* **7**, 43-50, 2005.
- [14] Terakawa, T. and M. Matsu'ura, CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields, *Geophys. J. Int.*, **172**, 674-685, 2008.
- [15] Terakawa, T. and M. Matsu'ura, 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from CMT data of seismic events, *Tectonics*, 2010 (accepted).
- [16] Hashimoto, C., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Physics - based 3 - D simulation of earthquake generation cycles at plate interfaces in subduction zones, *Geophys. J. Int.*, 2010 (under review).