

[研究成果]**海溝付近で発生する浅部ゆっくり地震の特徴**

— Characteristics of shallower slow earthquakes occurring near the trench —

有吉 慶介^{*1}・堀 高峰^{*1}・中田 令子^{*1}・金田 義行^{*1}

Jean-Paul Ampuero^{*2}

松澤 暢^{*3}・日野 亮太^{*3}・長谷川 昭^{*3}

^{*1}独立行政法人 海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト

^{*2}カリフォルニア工科大学

^{*3}東北大学大学院理学研究科附属 地震・噴火予知研究観測センター

西南日本をはじめとする世界各地の沈み込みプレート境界面上で発生する深部“ゆっくり地震”は、巨大地震発生前になると、発生時間間隔が短く、伝播速度が速く、モーメント解放時間率が増加することが期待されることを数値シミュレーションから示した [1]。本稿では、近年になって観測されている海溝に近い浅部で発生する“ゆっくり地震”について特徴を調べ、深部との違いを比較すると共に、東南海沖で敷設が進められている地震・津波観測監視システム (DONET) の地震予知に向けた活用について、大規模数値シミュレーションから考察を行う。

1. はじめに

通常の地震よりも卓越周波数の低い (時間周期の長い) “ゆっくり地震” と呼ばれるものが 10 年ほど前から世界各地で観測されるようになった [2]。 “ゆっくり地震” は規模の大きい順に、スロースリップイベント・超低周波地震・低周波微動などから構成されており [3]、図 1 に示すように、巨大地震発生域の浅部と深部の遷移域で発生していると考えられている [2]。

しかし、浅部と深部の“ゆっくり地震” では、大きく異なる特徴がみられる。 [1] の図 1 では、深部ではプレート境界面の等深線 30 km にほぼ沿って帯状に震源が分布しているが、浅部側では震源分布に締りが見られない。 このような違いの原因としては、規模の小さい超低周波地震や低周波微動の場合、シグナルが微弱のため、地震計が稠密に配置されている陸域直下で発生したものでないと精度良く観測するのが困難となる点の他、分岐断層 [4, 5] やデコルマ (水平断層) で発生しているという指摘もある。

深部側で発生する“ゆっくり地震” については、沈み込みプレート境界面の等深線に沿った移動現象が、世界各地の陸域の観測網によって捉えられている [2]。 巨大地震の発生直前や大規模なスロースリップイベントに伴って、その周辺の活動が一時的に活発化する観測

例も報告されている [6, 7]. 一方で, 浅部側で発生する“ゆっくり地震”では, そのような特徴はまだ確認されていないのが現状である.

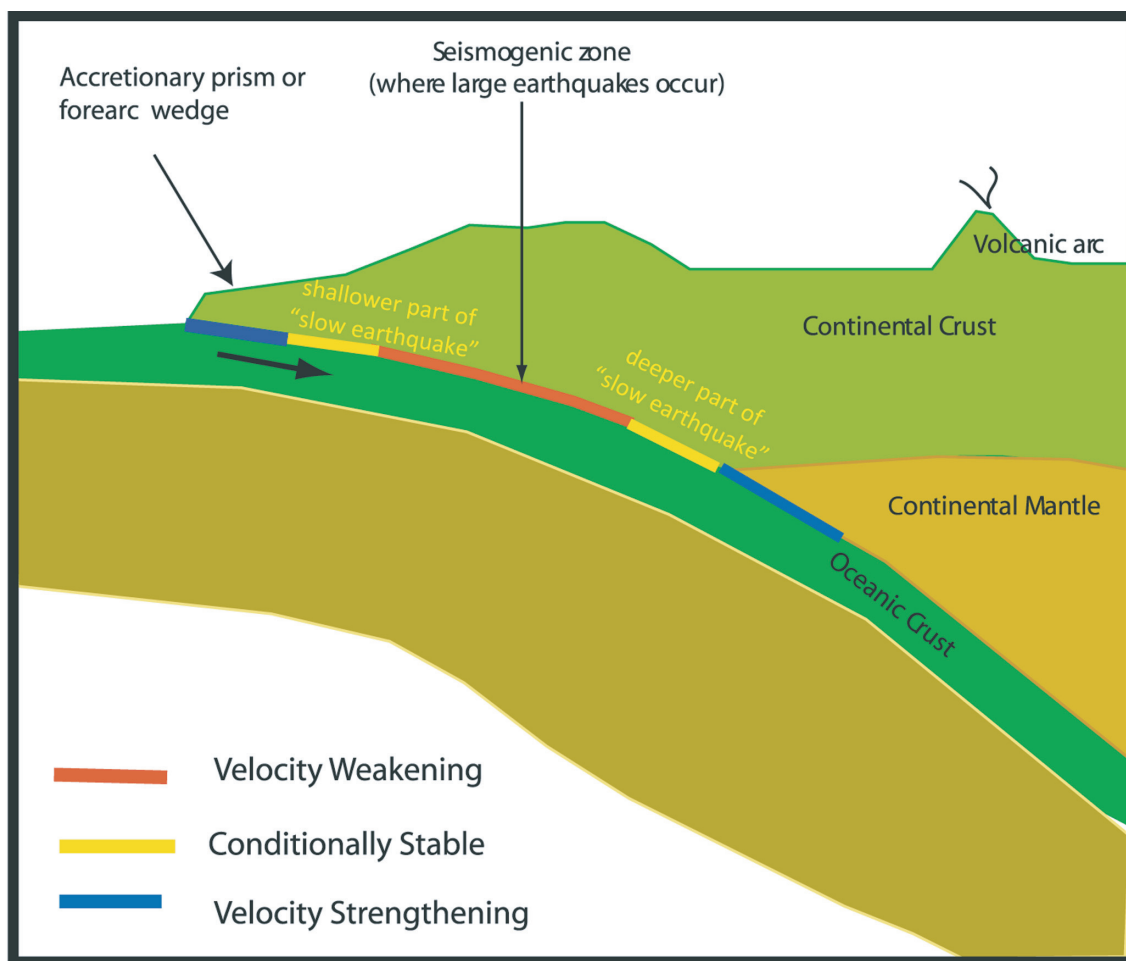


図1. 世界各地で観測されている, 沈み込み帯における“ゆっくり地震 (黄色部分)”の分布の模式図 ([1] を一部改編). 赤い領域は海溝型巨大地震の震源域を示す.

そのような状況の中で, 近い将来に巨大地震が発生すると指摘されている東南海沖周辺において地震・津波観測監視システムが 2011 年 7 月 31 日に完全稼働を開始した (図 2 の DONET 1).

そこで本研究では, 数値シミュレーションを用いて, 深部側に類似した物理条件の下で浅部“ゆっくり地震”をモデル化し, 両者の特徴の違いを比較することを試みる. さらに, その結果に基づいて, 海底観測網から期待される浅部“ゆっくり地震”の活動に注目した地震予測の可能性を探る.

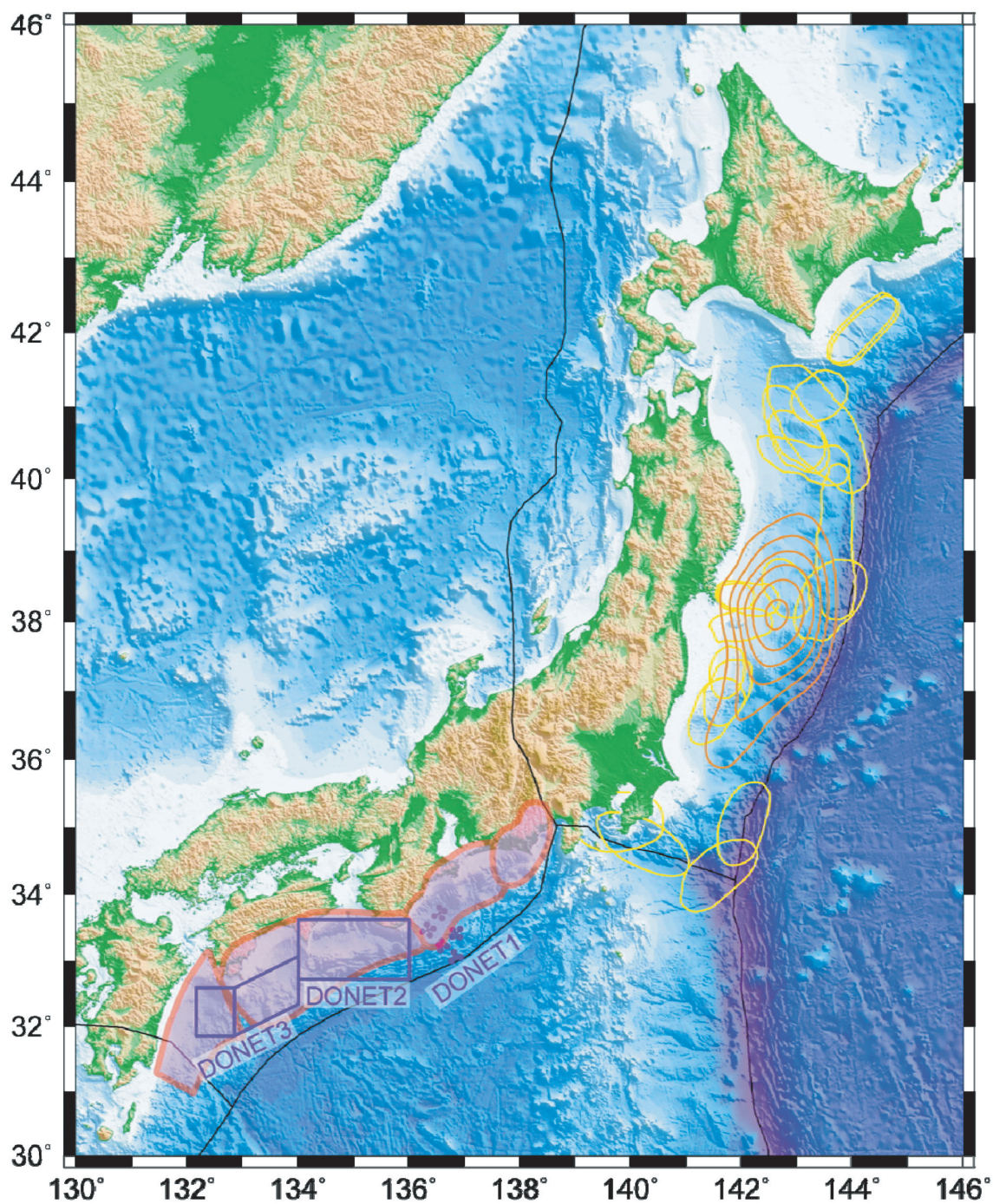


図2. 日本海溝と南海トラフ沿いにおける巨大地震震源域の地図. 主要なプレート境界 (黒線), 過去に発生した津波を伴う海溝型巨大地震の震源域 (黄色楕円), 東北地方太平洋沖地震のすべり分布 (橙色 4m 間隔), 東海・東南海・南海・日向灘の想定震源域 (桃色), DONETの観測展開エリア (紫色) を併せて示した. DONET 1 周辺領域については, 図3を参照.

2. 東南海地震震源域周辺における3次元沈み込みプレート境界モデル

図1の沈み込み帯で発生する浅部“ゆっくり地震”のうち、本研究ではDONETが敷設された東南海沖周辺をモデルの対象領域とした(図3)。この領域内では、1944年に東南海地震が発生し、 M_w 7.9の海溝型巨大地震が発生したことが知られている[8]。また、東側には東海地震、西側には南海地震の震源域がそれぞれ隣接し、2004年のスマトラ沖地震や2011年の東北地方太平洋沖地震のように、東海～南海～日向灘にかけて連動型巨大地震が発生する可能性も指摘されている[9]。

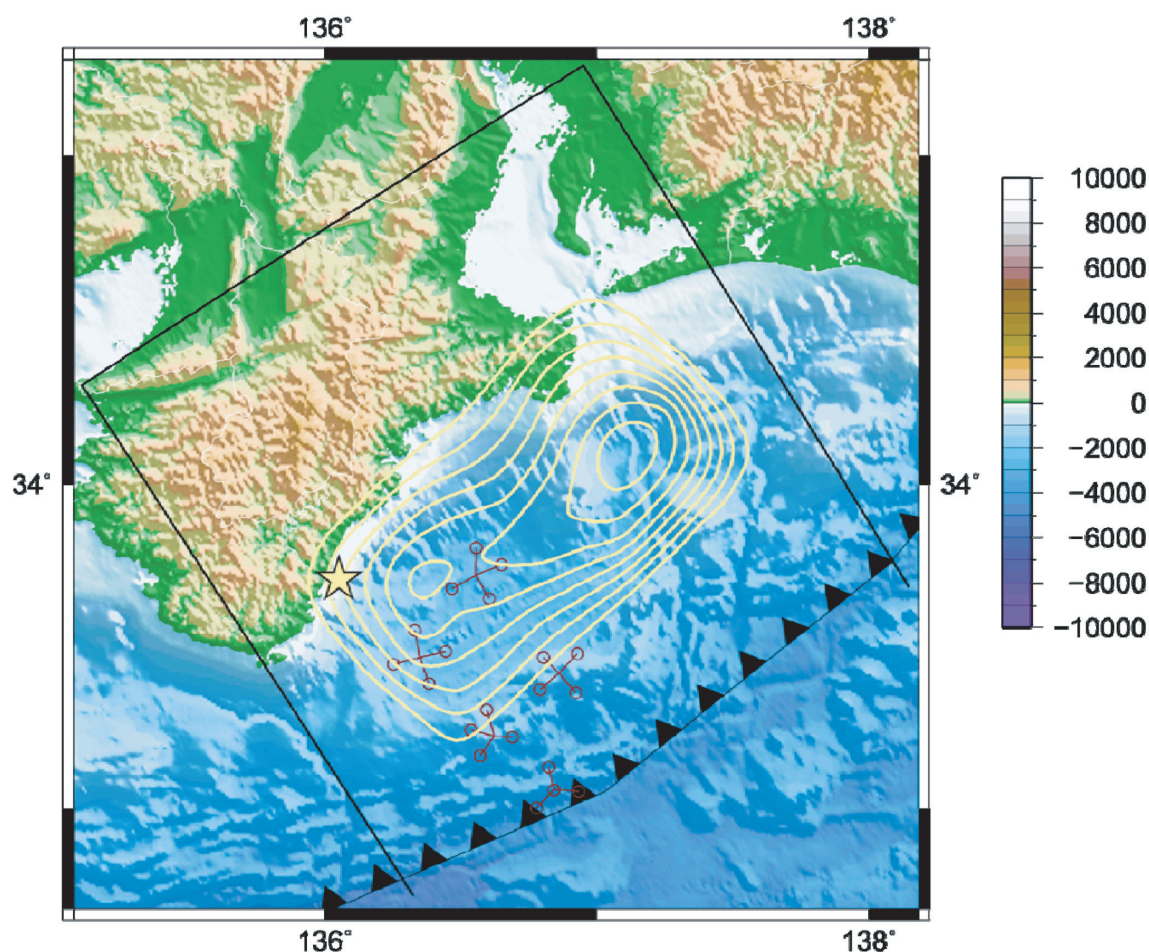


図3. 東南海地域における沈み込みプレート境界面の対象領域(海溝軸と黒実線で囲まれた領域)。黄色線は[8]によって推定された1944年の東南海地震時におけるすべり量(実線: 0.5m 間隔)と、震央(★)を表わす。赤丸20点はDONETの観測点、それらを結ぶ実線はサイエンスノードを示す。ゆっくり地震の震源分布については、[1]の図1を参照。

本研究では、図3の東南海地震を単純化したかたちでモデル化を図り、浅部低周波地震の特徴を理解するため、図4に示すプレート境界面およびアスペリティマップを想定した。

ここで計算領域の外側は、back slip モデル [10] を適用して計算していないため、定常的な沈み込み速度でプレート運動が続いていることになる。

プレートの形状は、沈み込み方向にのみ折れ曲がる構造とし、その傾斜角は $4\text{-}27^\circ$ と徐々に急峻になっており、エアガンなどの物理探査結果に基づいている [11]。また、(沈み込み方向と直交する) 断層の走行方向については、周期境界条件を課した。これは、東南海地震が東海・南海地震と隣接している条件を近似したものである。これら 2 つの条件は、断層面上のせん断すべりを計算する際に、FFT を用いて高速化することができる [1]。

本研究では、東北大学サイバーサイエンスセンターとの共同研究によって開発された、SX-9 向けに最適化された FFT の計算プログラムコードを活用することで、前回のモデルよりも小アスペリティの大きさをさらに小さくさせ、巨大アスペリティと小アスペリティのスケールが 30 倍も異なるモデルを構築し、かつ浅部と深部の小アスペリティが共存する、94 万個もの計算メッシュを有する大規模シミュレーションを実施することが可能となった。

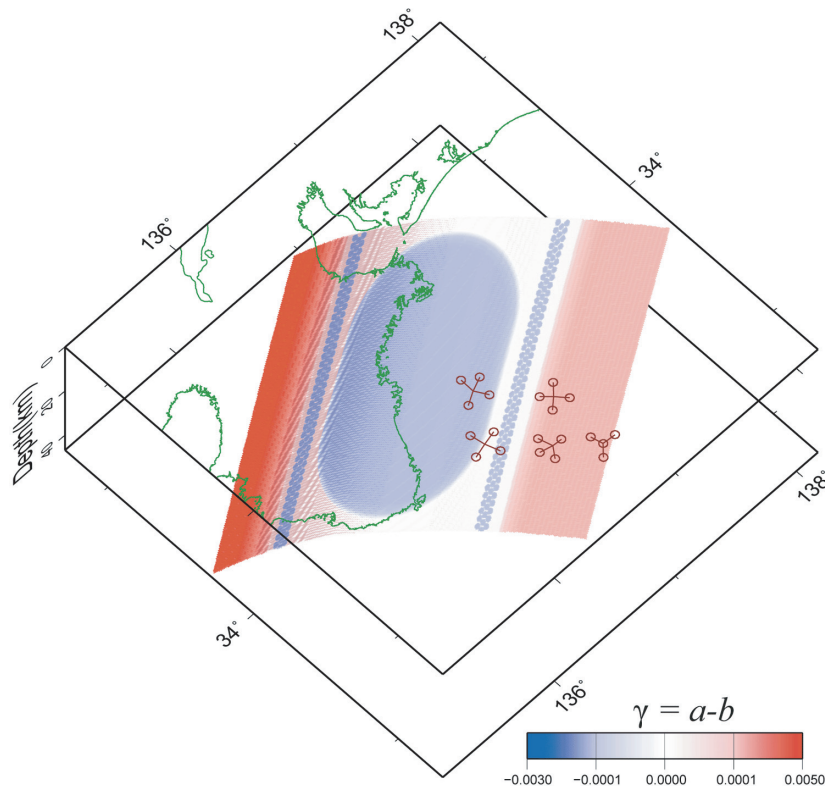


図 4. 図 3 の対象領域内に想定したプレート境界面と摩擦特性 ($a-b$) の空間分布図。青色の領域がアスペリティに対応している。折れ曲がりの効果を視覚化するために、投影効果を加えているが、浅部と深部の小アスペリティでの $a-b$ の値は同一である。赤丸 20 点は DONET の観測点、それらを結ぶ実線はサイエンスノードを示す。2 本の黒矢印については、図 7 を参照。

有効法線応力 (σ_i) については、間隙水圧 ($\rho_w g z$) が深さ (z) と共に変化するモデル [12 Ariyoshi] を想定し、 $\sigma_i(z) = \kappa(\rho_{\text{rock}} - \rho_w) g z$ で表わされるものとして、深さ 27-33km の範囲では流体(主に水)が存在するために、有効法線応力が局所的に 34-76 MPa と低くなる、 $\kappa = 7-13\%$ を与えた。他の領域では、余効すべりの伝播速度から推定した κ の値 [12] を参考にして $\kappa = 1/3$ とした。この場合、深部小アスペリティ帯の有効法線応力に対する浅部の比は 3/4 となる。特徴的すべり量については、有効法線応力の比に応じて、浅部側の小アスペリティで 0.3 mm、深部側で 0.4 mm とし、摩擦不安定性が同一となるようにした。また、巨大アスペリティでは、1 cm とした。

3. 数値シミュレーションによって再現された海溝型巨大地震

本章では計算結果の概略を述べる。数値シミュレーションで再現された“東南海地震”は、モーメントマグニチュード (M_w) が 7.9、発生時間間隔が 113 年となった。これまでの東南海地震は 100-150 年の周期で発生しており、1944 年に観測された東南海地震の M_w は 7.9 [8] のため、同程度の規模となっているが、東海～南海地震が連動した 1707 年の宝永地震 ($M8.6$) よりも 12 倍程度小さいものである。図 5 に地震性すべりのプレート境界面上における分布を示す。

図 5 では、卓越したすべりが図 3 のような二つ目玉とはなっておらず、周期境界条件によって紀伊半島南端付近からもすべりの染み出しが若干みられるが、量としては最大で 3.5 m となっており、図 3 とほぼ一致している。

図 4 で小アスペリティがなく単独の巨大アスペリティしかない場合、左右対称に分布した。このことから、地震性すべりの分布が不均一となっているのは、図 4 で示された小アスペリティの分布にわずかな非対称性があり、その応力揺らぎの影響を大アスペリティに与えていると考えられる。図 5 の震源位置は地震性すべり分布域の西縁に位置しており、図 3 の特徴と整合している。

以上の結果より、本研究でシミュレートされた海溝型巨大地震は、1944 年に発生した東南海地震の特徴を近似的に再現することができたといえよう。

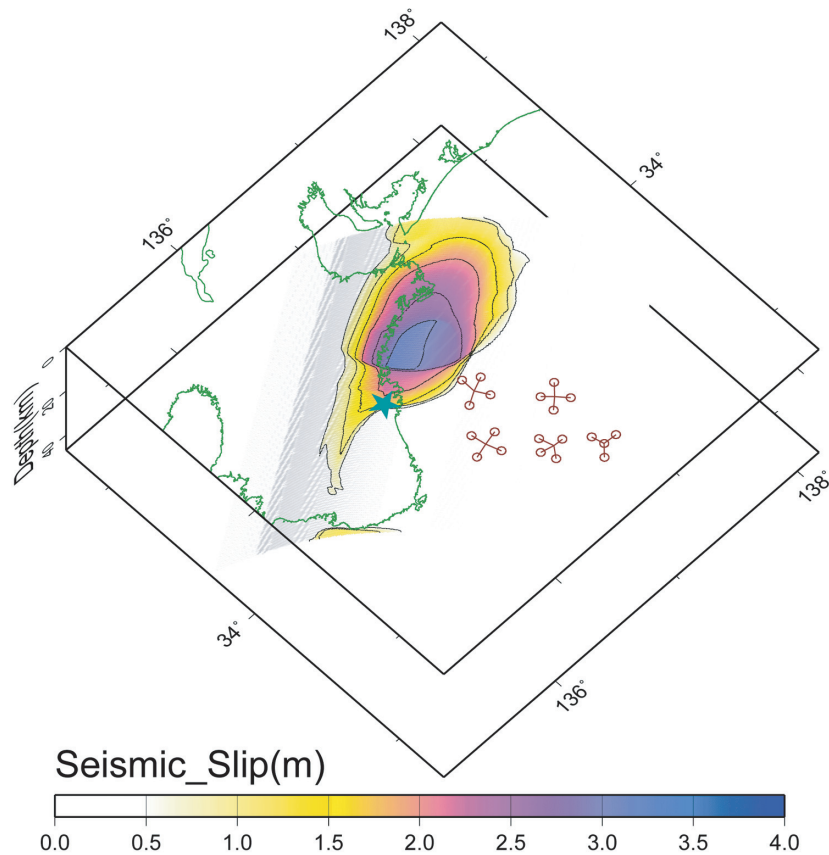


図 5. 沈み込みプレート上における地震性すべりの空間分布図. ここで地震性すべりを 4cm/sec より高速のすべり成分とした. コンターは 0.5m として暖色→寒色の順にすべり量が多くなるように色をつけて示している. ★は、震源を表わす.

4. 浅部ゆっくり地震の特徴と深部との違い

図 6a は東南海地震が発生してから約 20 年経過し, 巨大アスペリティが固着している期間, 図 6b は巨大アスペリティの固着が剥がれ始めた巨大地震発生直前 (2.5 年前) における, プレート境界面上のすべり速度のスナップショットである.

2 つの図を見比べてみると, 固着期間 (図 6a) では, 巨大アスペリティの固着の影響が浅部側の方で顕著のため, 浅部ゆっくり地震が定常的に活動する領域は巨大アスペリティの縁側部に限られ, 中央付近では不活発となっている. 一方で図 6b より, 東南海地震発生が近づいて固着の剥がれが進行すると, 固着の影響は巨大アスペリティ域内に限られるため, 浅部ゆっくり地震の活動は全体的に活発となり, 深部ゆっくり地震との類似性が高まることが分かる.

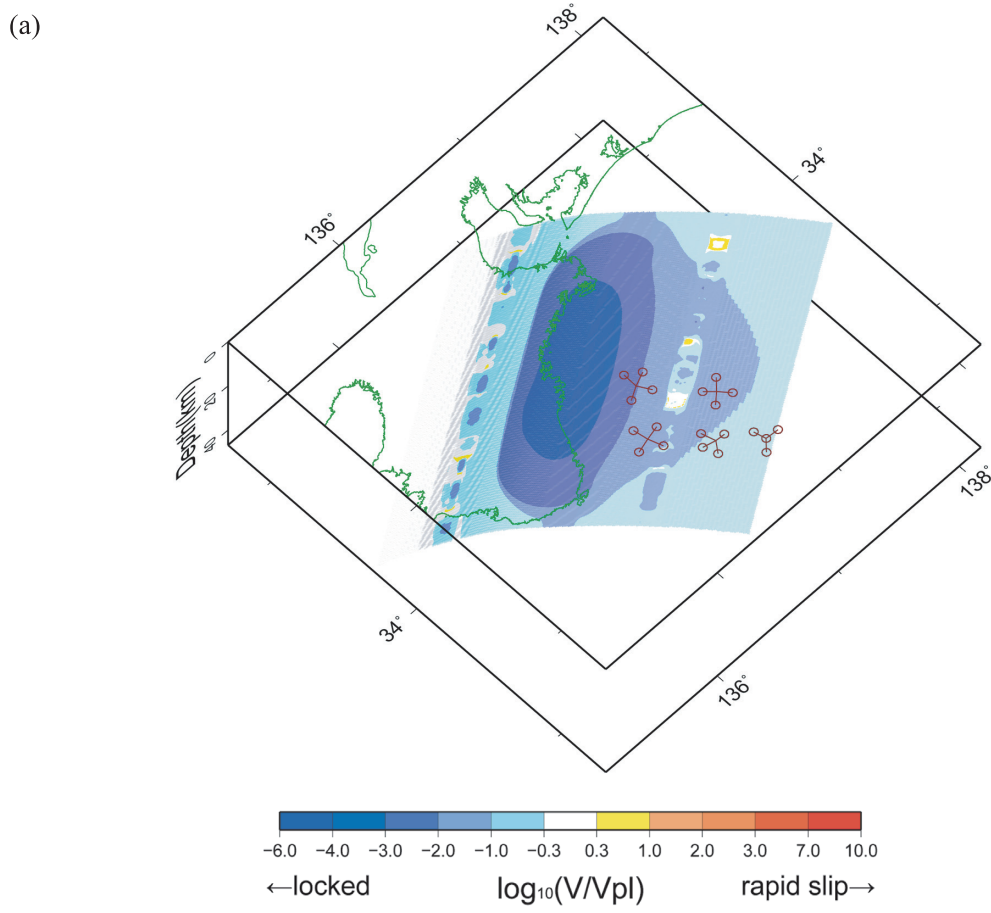


図6. (a) 固着期間 (東南海地震発生から20年経過) (b) 東南海地震発生直前 (約2.5年前) における、すべり速度のスナップショット. 寒色系は固着, 黄・橙色はゆっくりしたすべり, 赤色は地震性の高速すべりに相当. 赤丸20点はDONETの観測点, それらを結ぶ実線はサイエンスノードを示す.

(b)

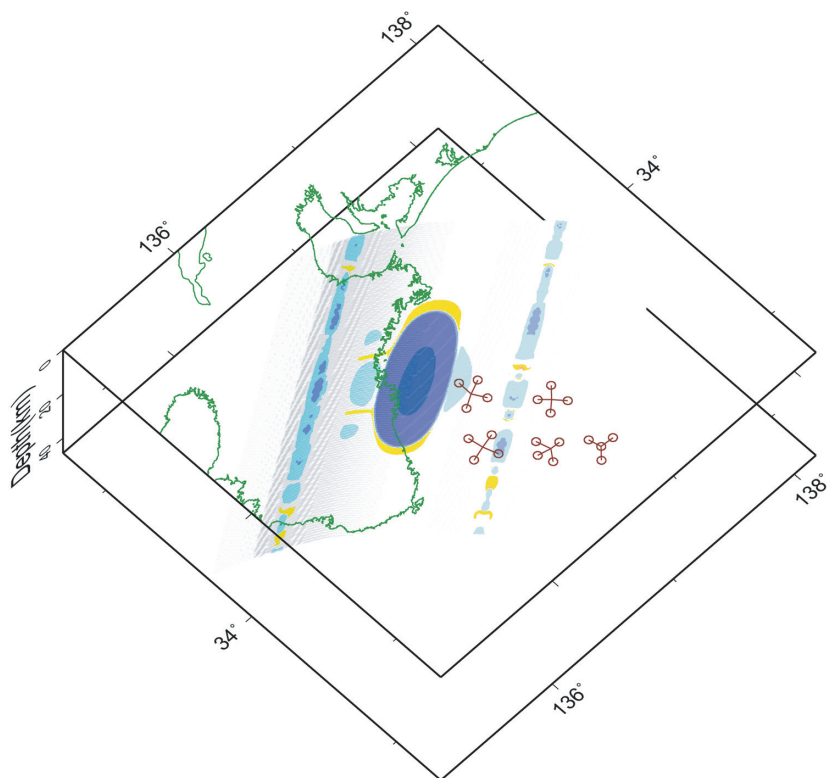


図 6b. (続き)

図 7 (巨大アスペリティの固着期間) と図 8 (巨大地震発生前) に、小アスペリティ帯 (図 3 の 2 つの矢印付近) における、すべり速度の空間履歴を示す。赤い色をした部分がゆっくり地震に相当し、発生時間間隔・伝播速度 (黄・橙色の傾きから求める) を視覚的に捉える事ができる。巨大アスペリティが固着している期間は発生間隔が長く、伝播速度が遅いが、巨大地震発生が近付くと、次第に発生間隔が短くなり、伝播速度が速まると共に移動距離が長くなる傾向がみられる性質は共通しているが、その変化の度合いは浅部の方が有意に顕著であることが、図 7 と図 8 を見比べることで分かる。

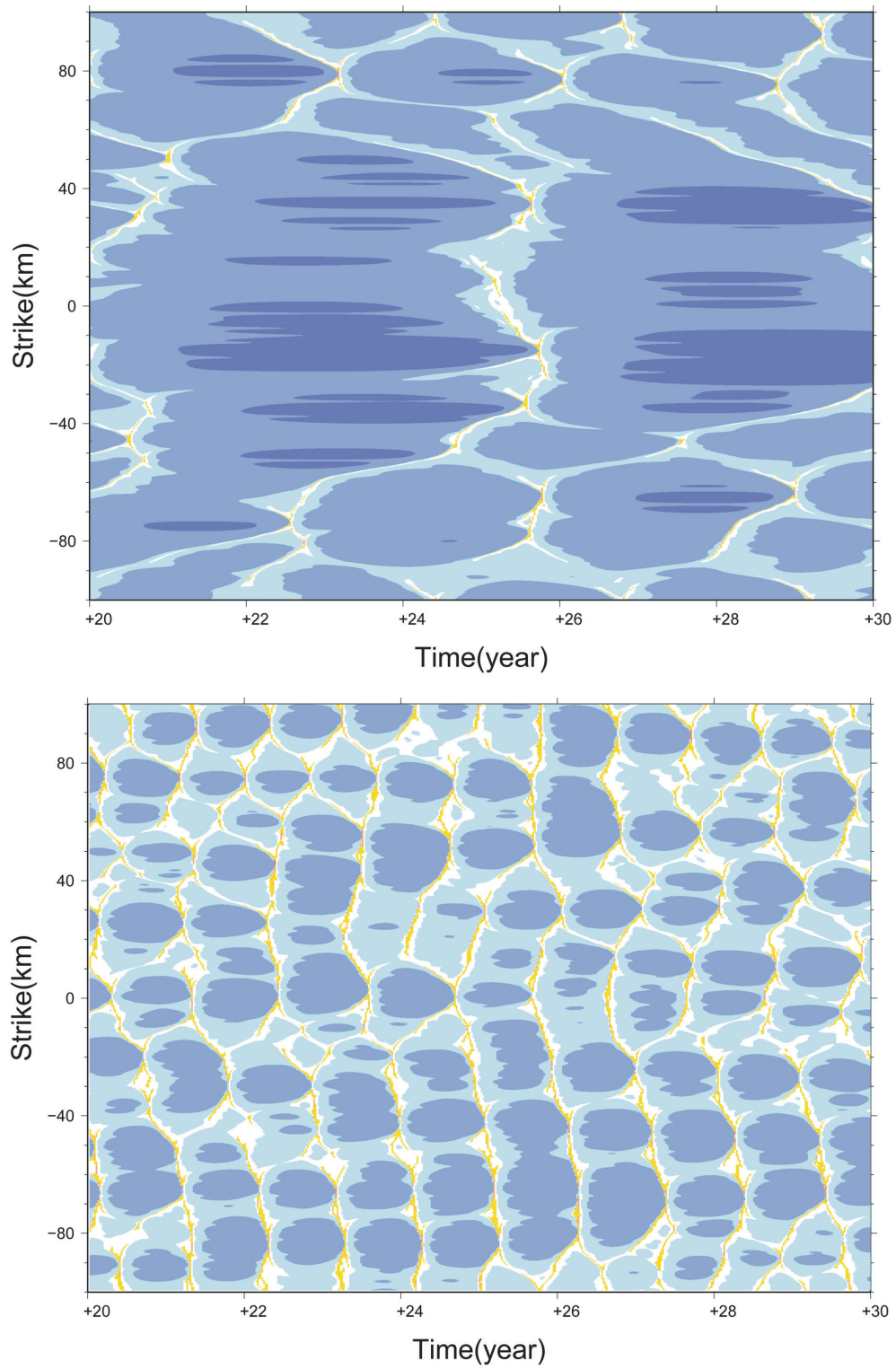


図 7. 図 4 の矢印で示した浅部 (上図) と深部 (下図) の小アスペリティ帯でのすべり速度について、巨大アスペリティが固着している期間での空間履歴. カラースケールは図 6 と同じ. 赤色がゆっくり地震, 青色が固着に相当する. 横軸の時間は、海溝型巨大地震の発生時刻を原点とし、縦軸の原点は巨大アスペリティの中央に位置する.

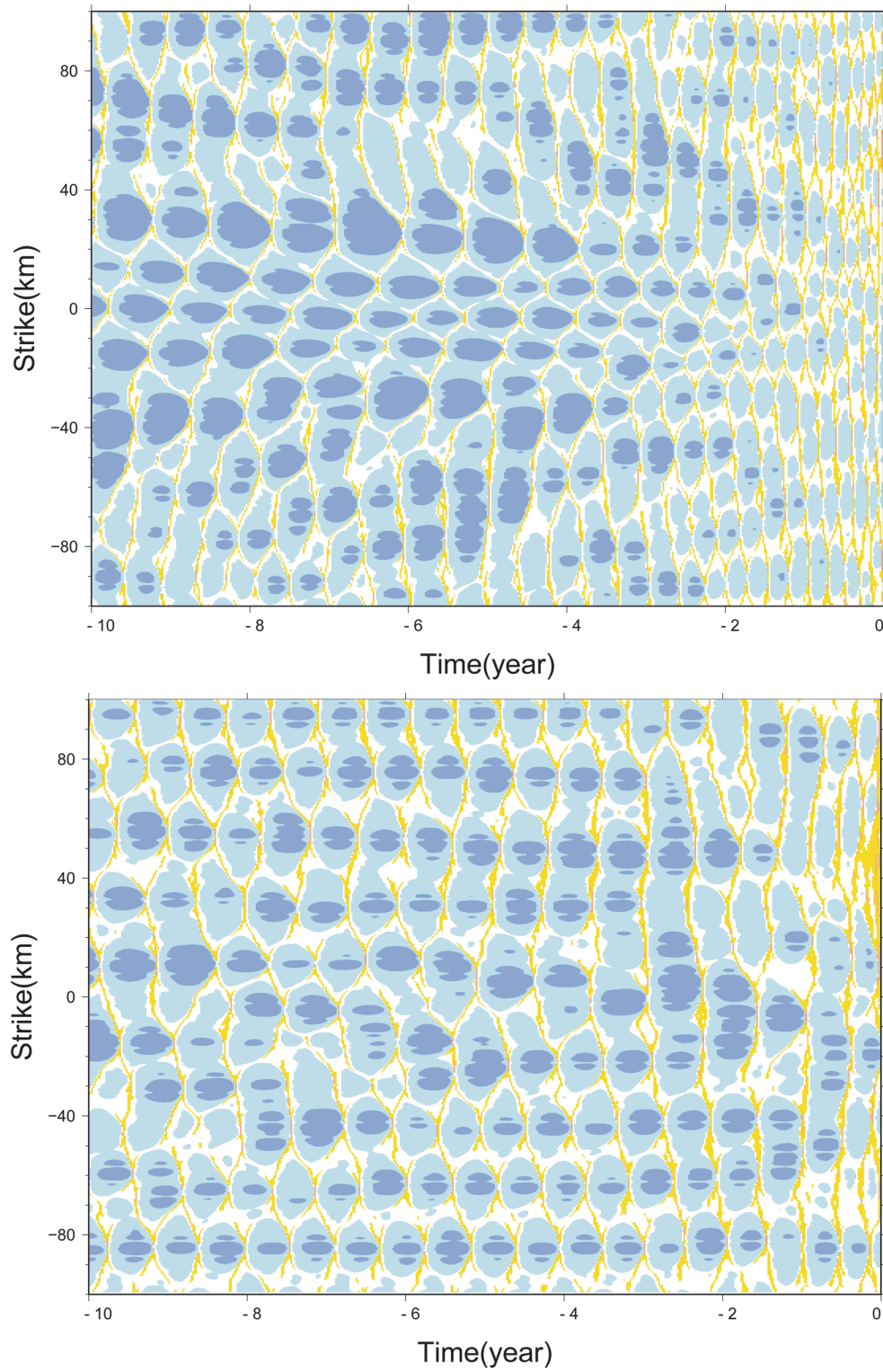


図 8. 海溝型巨大地震発生直前における，浅部側（上図）と深部側（下図）での小アスペリティ帯でのすべり速度の空間履歴．説明については，図 7 を参照．

5. まとめ

図 7 によると、浅部ゆっくり地震の活動は巨大アスペリティの中央付近で 5 年ほどの発生間隔となっており、移動距離は極めて短い。このことは、現状では浅部ゆっくり地震が不活発で移動現象が捉えられていないことと整合する。従って、東海～南海沖の巨大地震は、まだ固着状態にあるのかも知れない。一方で図 8 によると、海溝型巨大地震の発生時期が近付くと、浅部では深部よりも活動が活発になることから、その変化を観測から事前に捉えられる可能性がある。

図 9 の履歴では、869 年の貞観地震の後に 887 年の仁和地震が発生したとされている。同じような地震活動が繰り返されるとすると、2011 年の東北地方太平洋沖地震の後に、図 2 で示された東海～南海～日向灘まで連動した地震が起きる可能性がある。従って、今後は、前駆的な変化の検出や巨大地震発生後の正確な津波予測をするためにも、DONET のような海底観測網を着実に展開する必要がある。

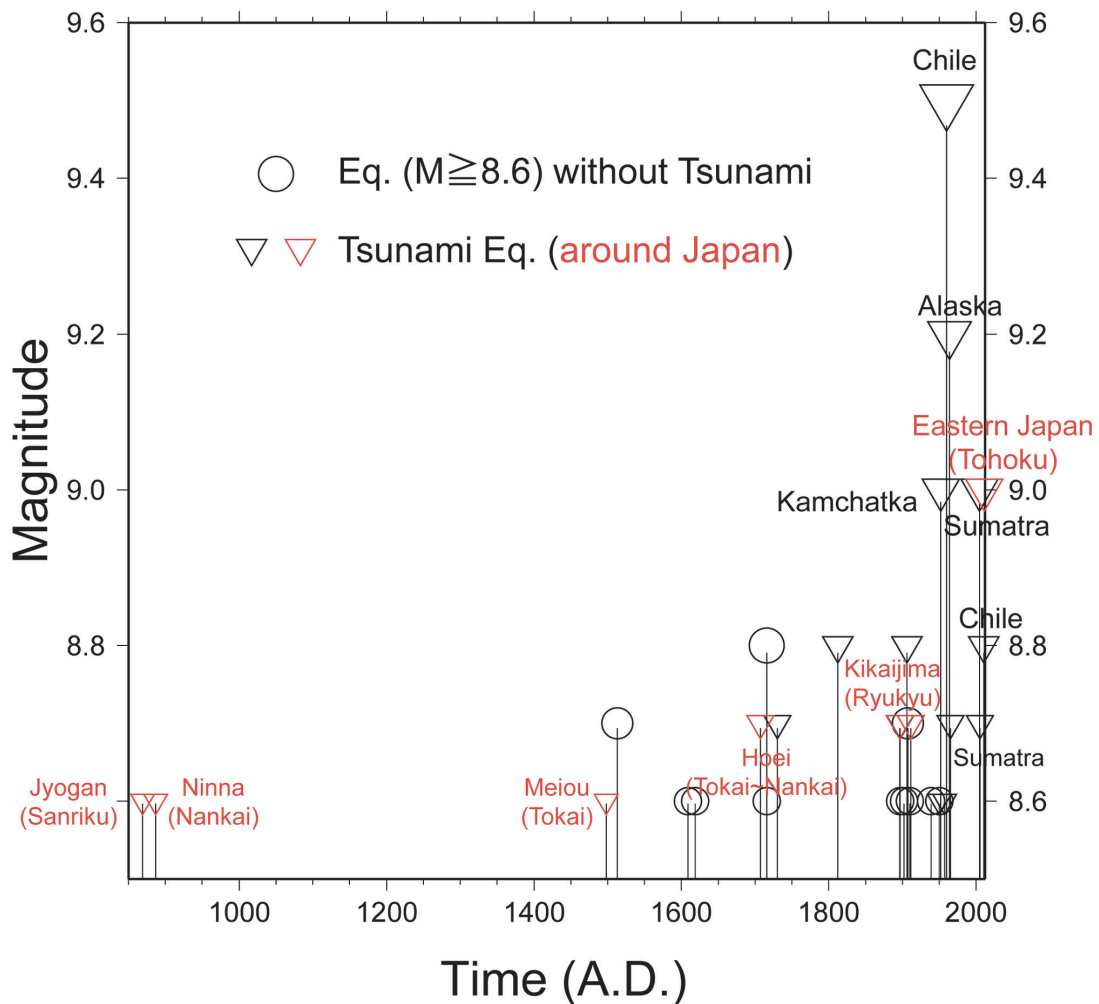


図 9. M8.6 以上の超巨大地震の履歴 [13]. ○は津波を伴わない地震，▽は津波を伴う地震，赤は日本周辺の地震を表わす。

謝辞

本研究は、「海溝型巨大地震の事前検知能力を高める観測点配置と対策：十勝沖・宮城沖の事後検証」(若手研究 B) の成果の一部であり、南海トラフ沿いの海溝型巨大地震については、DONET の研究成果に基づいている。

参考文献

- [1] 有吉 慶介・堀 高峰・金田 義行・Jean-Paul Ampuero・松澤 暢・日野 亮太・長谷川 昭, 2009. 連鎖反応モデルから想定される深部低周波微動の特徴, *SENAC* **42**, 19-25.
- [2] Schwartz, S. Y., and J. M. Rokosky, 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Rev. Geophys.* **45**, RC3004, doi:10.1029/2006RG000208.
- [3] Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide, 2007. A scaling law for slow earthquakes, *Nature* **447**, 76-79, doi:10.1038/nature05780.
- [4] Ito, Y. and K. Obara, 2006. Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* **33**, L02311, doi:10.1029/2005GL025270.
- [5] Obana, K. and S. Kodaira, Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism, 2009. *Earth Planet. Sci. Lett.* **287**, 168-174.
- [6] Shelly, D. R., 2009. Possible deep fault slip preceding the 2004 Parkfield earthquake, inferred from detailed observations of tectonic tremor, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17318, doi:10.1029/2009GL039589.
- [7] Obara, K., 2010. Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.* **115**, B00A25, doi:10.1029/2008JB006048.
- [8] Kikuchi, M., M. Nakamura, K. Yoshikawa, 2003. Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space* **55**, 159-172.
- [9] Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda, 2011. A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **116**, B02308, doi:10.1029/2010JB007918.
- [10] Savage, J. C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.* **88**, 4984-4996.
- [11] Nakanishi, A., S. Kodaira, S. Miura, A. Ito, T. Sato, J.-O. Park, Y. Kido, and Y. Kaneda, 2008. Detailed structural image around splay-fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: Results from a high-density ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, **113**, B03105.
- [12] Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2007. The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic slip propagation on a subduction plate boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.* **256**, 136-146, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.019.

- [13] 有吉 慶介・松澤 暢・矢部 康男・加藤 尚之・日野 亮太・長谷川 昭・金田 義行, 2011. 東北地方太平洋沖地震・スマトラ島沖地震における連動型地震の考察, JAMSTEC Rep. Res. Dev., **13**, 17-33.