SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

海底地殻変動観測データとマルコフ連鎖モンテカルロ法に基づく南海トラフ浅部での複数のスローイベントの検出

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2020-08-17 キーワード (Ja): キーワード (En): slow earthquakes, slow events, unsteady displacement, Markov Chain Monte Carlo, (MCMC) method, GNSS-acoustic data 作成者: 五十島, 亮哉, 三井, 雄太 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/00027591

静岡大学地球科学研究報告 第47号（2020年7月）59頁～65頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., no. 47 (July, 2020), 59–65

海底地殻変動観測データとマルコフ連鎖モンテカルロ法に基づく南海トラフ浅部での複数のスローイベントの検出

五十島亮哉[1,2]・三井雄太[2]

Detection of multiple slow events in shallow parts of the Nankai Trough based on seafloor displacement data and Markov Chain Monte Carlo method

Ryoya Igashima[1,2] and Yuta Mitsui[2]

Abstract Slow earthquakes, which consist of low-frequency earthquakes, tremors, and slow slip events (SSEs), have occurred at the Nankai Trough subduction zone in southwestern Japan. Among others, long-term SSEs at deeper parts of the locked zone on the subduction plate interface had been detected by onshore GNSS array. Nowadays, thanks to development of seafloor GNSS-A measurement, we have been able to estimate long-term SSEs at a shallow part of the subduction zone. Here we try to detect slow events along the Nankai Trough, using a Markov Chain Monte Carlo method which does not assume a fixed duration of unsteady displacement. We find six observation points with unsteady displacement, and interpret that four types of slow events with various periods occurred. One point experienced a very long-term (over three years) undefined, probably a landslide-like event. Another point might be influenced by previously-reported very-low-frequency earthquakes. Another point moved due to a SSE found by onshore GNSS array. For the other three points, the unsteady displacement represented a shallow SSE near the trench as proposed by a recent study.

Key words: slow earthquakes, slow events, unsteady displacement, Markov Chain Monte Carlo (MCMC) method, GNSS-acoustic data

はじめに

西南日本の太平洋側ではフィリピン海プレートが北西に向かって運動しており，南海トラフよりアムールプレートの下へと沈み込んでいることが知られている（e.g., Le Pichon *et al.*, 1998）．この地域の沈み込み帯では，マグニチュード8級の大地震が繰り返し発生してきたことが明らかになっている（e.g., Ishibashi, 2004）．

20世紀末から，通常の地震とは異なるスロー地震が沈み込み帯のプレート境界で発生していることが報告されるようになった（e.g., Hirose *et al.*, 1999; Obara, 2002）．このスロー地震には，数日から数週間，もしくは1年以上継続するスロースリップイベント（SSE），通常の地震に比べて低周波成分に富む地震波を生じる低周波地震（LFE），P波とS波の到達時刻が不明瞭な低周波微動などの種類がある（e.g., Obara & Kato, 2016）．西南日本では，これらの活動が沈み込み帯深部において頻発していることが，陸上の測地・地震観測網によって明らかにされてきた．特に1年以上の継続期間を持つ長期的SSEは，東海地域，紀伊水道，四国中西部，豊後水道，日向

2020年3月17日受付．2020年6月17日受理．
Received: 17 March 2020 Accepted: 17 June 2020
[1]現・名古屋大学大学院環境学研究科，〒464-0814 名古屋市千種区不老町
[2]静岡大学理学部地球科学教室，〒422-8529 静岡市駿河区大谷836
[1]Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furocho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-0814 Japan
[2]Institute of Geosciences, Faculty of Science, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529 Japan
E-mail: mit@shizuoka.ac.jp (Y. M.)

灘で発生しており，特に東海地域と豊後水道，日向灘では繰り返し発生してきたことが陸上の測地観測網のデータ解析によって明らかになっている（Ozawa, 2017）．一方で，南海トラフの海溝軸に近い沈み込み帯浅部では，陸上の地震観測網のデータを用いて局所的なスロー地震（超低周波地震（VLF））は早期に発見されていたが（Ito & Obara, 2006），海底観測網の不足により，研究の進展が遅れていた．

しかし，最近になって南海トラフ浅部の各種海底観測網は充実しつつある．例えばNakano *et al.*（2018）によって，海底地震計ネットワークを用いてスロー地震の一種である浅部VLFの精密な時空間分布が推定され，水圧計によって観測された短期的なSSE（Araki *et al.*, 2017）との関係が示唆されている．測地学的手法で検出される長期的SSEについても，衛星測位システム／音響結合方式（GNSS-A）に基づく海底測地観測技術の発達により（Yokota *et al.*, 2018），南海トラフ浅部においても検出可能であることが示された（Yokota & Ishikawa, 2020）．しかし，この海底測地観測網は陸上の測地観測網と比較するとデータ数は非常に少なく，観測誤差も大きいため，推定結果は解析手法に強く依存することが予想される．

そこで，本研究では，GNSS-Aによる海底測地観測データ（Yokota *et al.*, 2018）を先行研究と異なる新たな手法で解析し，複数観測点に共通するスローイベントとしての長期的SSEについて検出の追試を行うと共に，未報告のスローイベントを探索する．

手法

定常変位速度の推定

海上保安庁のGNSS-Aの観測点24点（Yokota *et al.*, 2018）のうち，南海トラフ沿いに設置されている15観測点の変位時系列データを用いる．本研究では，変位の鉛直成分の観測誤差の大きさを考慮して，変位の水平成分のみを使用する．観測点の位置を図1に示す．

変位時系列データ内に含まれている大きな地震の影響を除去するために，Fukahata & Matsu'ura（2006）の3次元粘弾性2層構造グリーン関数と気象庁のCMT（Centroid Moment Tensor）カタログを使用し，地震時の弾性変形とその後の粘性緩和（余効変動）について観測点変位のモデル計算を行った．対象とした地震は，2004年紀伊半島南東沖地震（Mw7.5），2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0），2016年三重県南東沖地震（Mw5.8）である．紀伊半島南東沖地震と東北地方太平洋沖地震では1年ごとに，三重県南東沖地震については半年ごとにフォワード計算で変位量の算出を行った．計算にあたって仮定したパラメータを表1に示す．その後に，算出した観測点変位の時系列変化に対して2次多項式の局所平滑化（loess）フィッティングを行い，任意の時期における観測点変位を推定した．これを用いて，余効変動の補正を行った．

本研究では，スローイベントを検出するための基準として，まず全期間を定常変動期間と仮定し，定常変位速度ベクトルの推定を行う．時系列データの個数が少なく

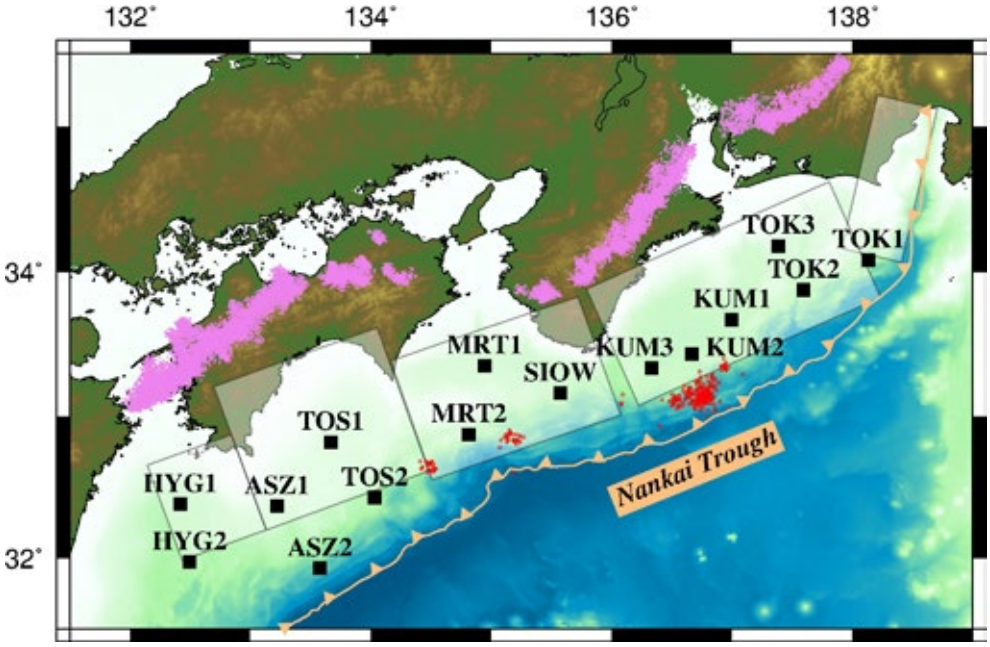

図1 本研究で使用した，南海トラフ沿いのGNSS-A観測点の位置（黒い四角）を示した図．紫色の点は，深部スロー地震の一種である低周波微動の震央（Annoura *et al.*, 2016）を表す．赤色の点は，浅部スロー地震の一種である超低周波地震（VLF）の震央（Nakano *et al.*, 2018）を表す．白い四角は，過去に南海トラフで発生した最大規模の地震（1707年宝永地震）の断層モデル（Furumura *et al.*, 2011）を表す．

Fig. 1 Locations of GNSS-A station (black squares) along the Nankai Trough. The violet points show the epicenters of deep low-frequency tremors (Annoura *et al.*, 2016), the red points show the epicenters of shallow very low-frequency earthquakes (Nakano *et al.*, 2018), and the vacant squares represent a fault model of the largest earthquake in this region, the 1707 Hoei earthquake (Furumura *et al.*, 2011).

ばらつきが大きい事から，外れ値の重みを小さくするロバスト回帰を用いる．なお，本研究で使用したデータはITRF2005の基準座標系に準拠しているため，アムールプレートのオイラー極を中心とした剛体回転成分（Altamimi *et al.*, 2007）を引き算した座標系に補正した上で，推定を行う．

表1　3次元粘弾性変形シミュレーション時に仮定したパラメータ一覧．2層構造の上部を弾性体，下部をマクスウェル粘弾性体と仮定した（Fukahata & Matsu'ura, 2006）．

Table 1　Assumed parameters for the 3D viscoelastic deformation simulation. We set a two-layer structure with an elastic upper part and a Maxwellian viscoelastic lower part (Fukahata & Matsu'ura, 2006).

パラメータ	値
弾性体層の厚さ	50 km
弾性体の密度	2.6×10^{12} kg/km^3
粘弾性体の密度	3.4×10^{12} kg/km^3
弾性体のP波速度	6 km/s
粘弾性体のP波速度	8 km/s
弾性体のS波速度	3.5 km/s
粘弾性体のS波速度	4.5 km/s

非定常変動の検出

変位時系列データ（水平2成分）の座標軸を，前述した定常変位速度ベクトルの方向に回転し，定常変動方向の成分を用いて非定常変動を検出する．具体的には，時系列データを複数期間に分割し，分割した期間内で回帰直線をフィッティングする．この回帰直線の傾き・切片およびデータ分割の時期（変化点）について，マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法の一種であるNUTS法（Hoffman & Gelman, 2014）により，事後確率分布をベイズ推定する．MCMC法は，ベイズの定理

$$p(m|d) \propto p(m)p(d|m)$$

に基づいている．pは確率分布，mはモデルパラメータ（ベクトル），はdデータ（ベクトル）を表す．目的は，左辺の事後確率分布$p(m|d)$の推定である．事前確率分布$p(m)$を一様乱数とし，尤度$p(d|m)$を正規分布の仮定の下で算出することにした上で，MCMC法では，事後確率分布に従う乱数をサンプリングして尤度を再計算し，事後確率分布を更新する，というプロセスを事後確率分布が収束するまで多数回繰り返す．事後確率分布を効率良く収束させる乱数サンプリングの方法として，NUTS法がある．NUTS法は，事後確率分布の対数をパラメータで偏微分した項を用いて，比較的少ないサンプリングでの収束を可能にする．

各観測点の時系列データについて，最初と最後の各1年間には変化点が無いことを制約とした上で，変化点の個数を1–3個と設定し，各々10万回の試行を4回ずつ繰り返す．試行ごとにパラメータの事後確率分布が大きく変わる場合，その設定では安定した推定ができないとする．

安定して変化点を推定できた場合，4回の試行の平均値を用いて解析を継続する．変化点後の観測点の運動方

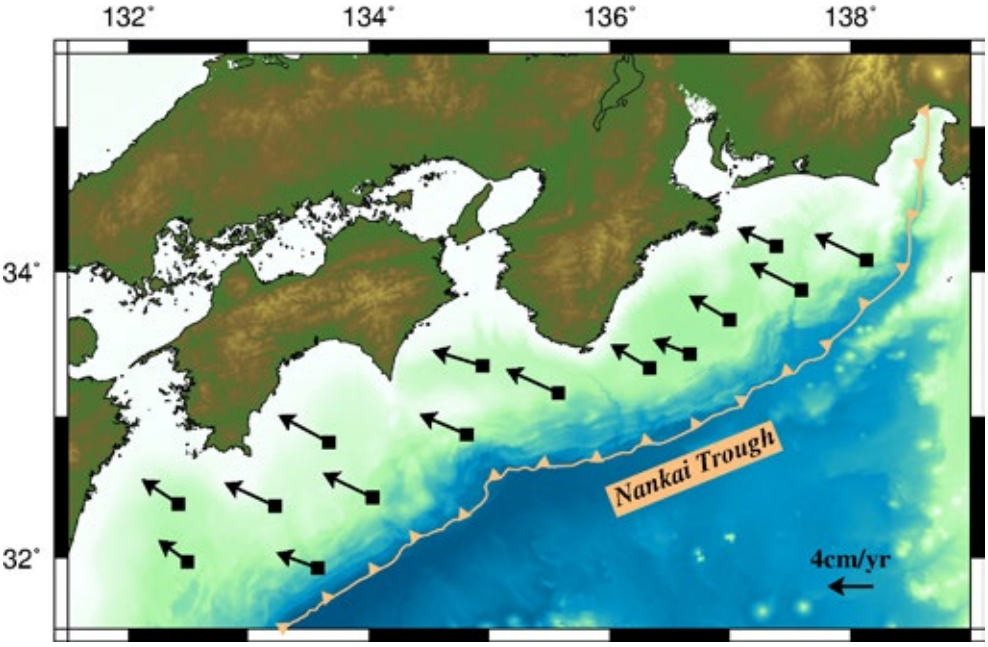

図2　各観測点の定常変位速度ベクトル．

Fig. 2　Steady displacement rate for each station.

向を調べるため，元々の水平2成分の時系列データに対して変化点の前後でロバスト回帰を行い，トレンドの再推定を行う．観測点ごとに，1つ目の変化点以前のトレンドを基準として，非定常変動ベクトルを推定する．

結果

定常変位速度の推定

推定された各観測点での定常変位速度ベクトルを図2に示す．各観測点の変位速度ベクトルは西に年3–4cm，北に年1–2cm程度であり，フィリピン海プレートの沈み込み方向とおおむね一致していた．

非定常変動の検出

本研究の手法で，変位速度の変化点を検出できた観測点はKUM1，KUM2，KUM3，MRT1，MRT2，SIOWの6点であった（場所については図1参照）．図3に，各観測点での変化点の検出時期を事後確率分布の最頻値および95%信用区間として示した．また，各観測点の変位時系列データ（定常変動方向）上での，推定された変化点（事後確率分布の最頻値）の時期を図4に示した．

水平2成分の時系列データに対するトレンド再推定の結果，MRT1観測点を除く全観測点でプレート収束方向とほぼ逆向きの非定常変動ベクトルを検出した（図5）．KUM2，MRT1観測点では，非定常変動の開始・終了の両方の変化点を検出することに成功した．KUM1，KUM3，SIOW観測点では非定常変動が開始する変化点のみ推定でき，終了の変化点については検出できなかった．また，MRT2観測点については，定常変動方向への変位速度の増加が見られた後に，（逆向きの）非定常変動が開始する変化点を検出した．

議論

先行研究との比較

先行研究（Yokota & Ishikawa, 2020）では，変動期間を1年と固定した上で，情報量規準による変化点判定を行っている．同研究が判定した非定常変動と比較すると，KUM2，KUM3，MRT1，MRT2，SIOWの5観測点において，本研究でも大局的に同様の結果となった．一方で，本研究のみ非定常変動を検出した観測点，先行研究のみ検出した観測点も存在する．本研究のみ非定常変動を検出した観測点（KUM1）の変動は，3年以上の超長期に渡っていたため（図4），変動期間を1年と固定した先行研究の手法では検出できなかったと考えられる．また，先行研究のみ非定常変動を検出した観測点（HYG1，ASZ1，ASZ2）では，データのばらつきが大きくなっており，本研究の手法ではその影響を強く受けてしまい，検出できなかったと考えられる．

非定常変動の特徴

本研究では6観測点で非定常変動を検出したが，時間的・空間的な特性の違いから，4種類の現象に起因すると考えられる．

1つめは，KUM1観測点の変動（図4, 5）である．この変動は，2014年9月頃から開始して変動期間が3年以上

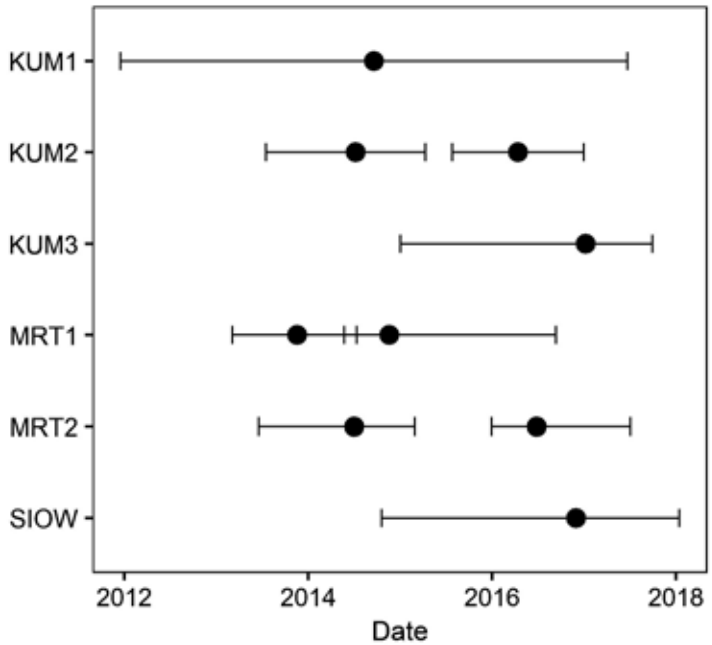

図3 観測点ごとの変化点の検出結果．縦軸は観測点名，横軸は時期を表す．横軸方向に伸びたエラーバーは事後確率分布に基づく95%信用区間を表し，黒点はそれぞれの最頻値を示す．

Fig. 3 Estimation results of the change points for each station. The vertical axis shows the station name, and the horizontal axis represents the date. The error bars exhibit the 95% credible intervals based on the posterior probability distribution, and the black points present their maximum.

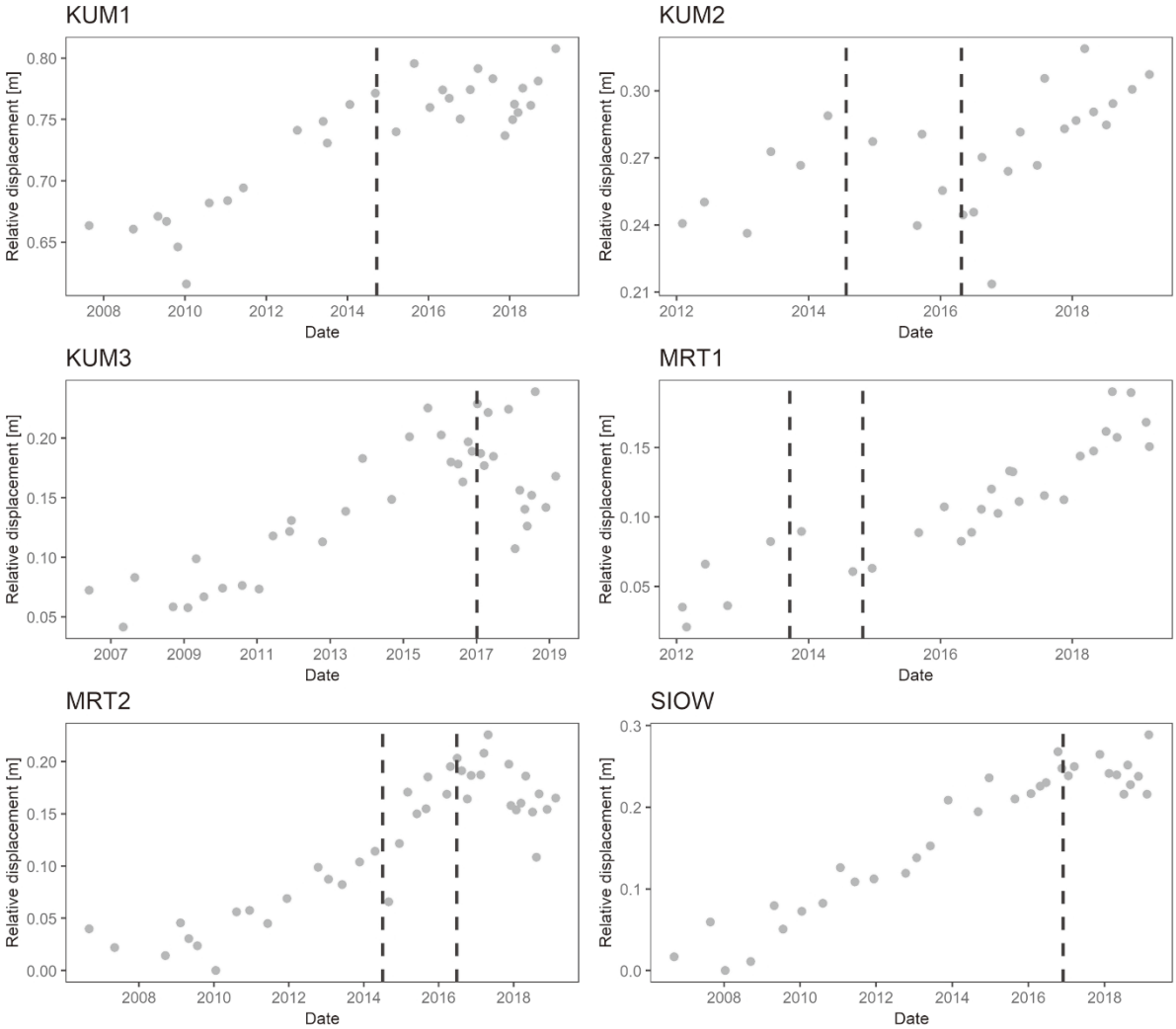

図4 非定常変動を検出した6観測点での時系列データ．縦軸は定常変動方向（図2）への変位量，横軸は時間を示す．破線は，MCMC法により推定した変化点（最頻値）を示す．

Fig. 4 Time-series data of the 6 stations with unsteady displacement. The vertical axis shows relative displacement in the direction of steady motion (Fig. 2), and the horizon axis shows date. The dotted lines represent the change points (maximum posteriori values) estimated by the MCMC method.

と超長期的なものになっており，変位速度は年1.7cm程度と小さい．他の観測点・他種の観測では同時期の非定常変動が捉えられていないことから，海底地すべりのような局所的な未知のスローイベントを捉えているのかもしれない．

2つめは，KUM2観測点の変動（図4, 5）で，2014年7月頃から2016年4月頃まで続いた．同時期に，KUM2観測点の南側では短期的SSE（Araki *et al.*, 2017）や浅部VLF（Nakano *et al.*, 2018）が発生しており（図1），これらと同期した非定常変動を検出した可能性がある．

3つめは，MRT1観測点の変動（図4, 5）である．2013年9月頃から2014年10月頃まで約1年間の非定常変動があった．MRT1観測点の北側（紀伊水道）では，陸上の測地観測網のデータ解析より，2014年頃からの長期的SSE発生が示されている（Kobayashi, 2017）．同研究では，長期的SSEのすべりベクトルがプレート収束方向の逆向きよりも東向きになっている．このことは，MRT1観測点の非定常変動ベクトルの方向がおよそ東向き（図5）な点と調和的であり，MRT1観測点の非定常変動が紀伊水道の長期的SSEを捉えたものであることを示唆する．

4つめの現象は，KUM3，SIOW，MRT2の3観測点にまたがる．2016年後半頃のほぼ同時期に，プレート収束方向とおよそ逆向きの非定常変動が始まっている（図4, 5）ことから，同一のイベントを検出している可能性が高く，Yokota & Ishikawa（2020）の「2017–2018年紀伊半島SSE」に相当すると考えられる．3観測点の北側に位置する観測点MRT1（図1）や陸上のGNSS観測点のデータには，この変動に対応するシグナルが見られないことから，Yokota & Ishikawa（2020）の主張どおり，SSEの震源断層は観測点南側の南海トラフ近傍（浅部領域）に存在すると考えるのが妥当であろう（KUM3については，2016年三重県南東沖地震の影響を受けている可能性も

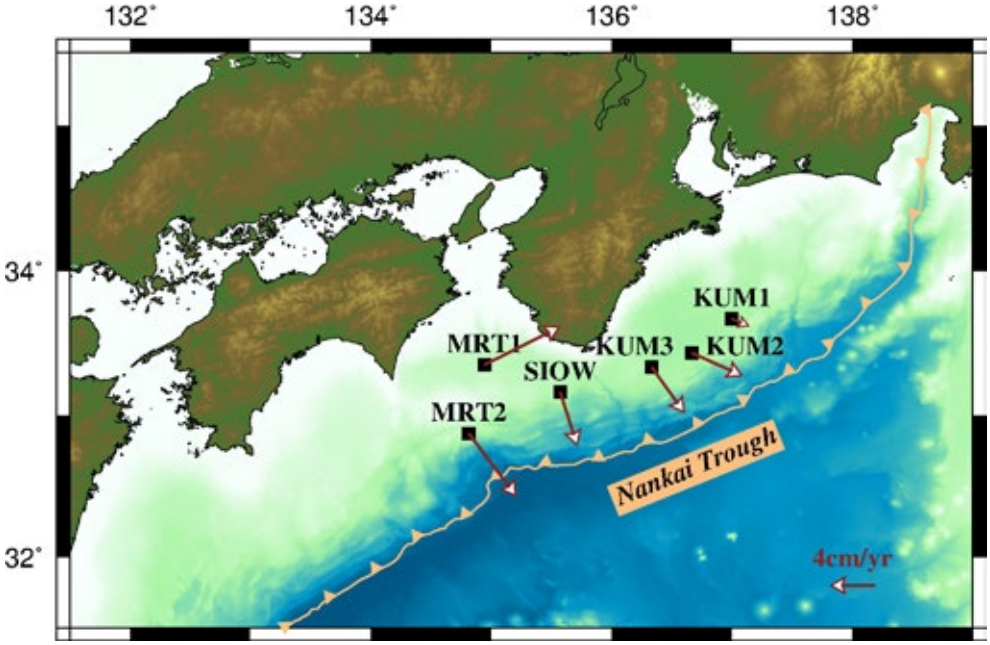

図5 非定常変動を検出した6観測点について，1年あたりの変動量ベクトルを示す．非定常変動の発生時期は，観測点により異なる（図4）．

Fig. 5 The unsteady displacement per year for each station (brown vectors). The periods of the unsteady displacement vary from station to station (Fig. 4).

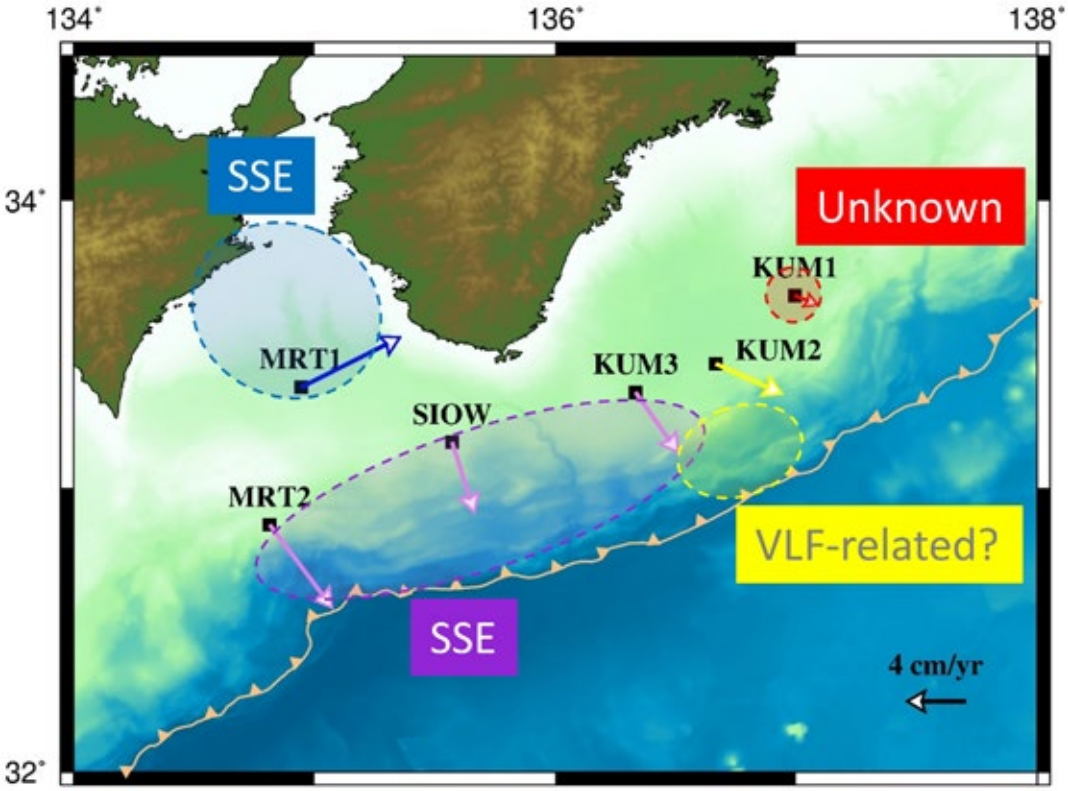

図6 本研究で解釈した4種類のスローイベント：(1) KUM1観測点周辺の未知の局所的現象（赤色の領域）．(2) KUM2観測点南側のVLF（Nakano *et al.*, 2018）と関係した現象（黄色の領域）．(3) MRT1観測点北側のSSE（Kobayashi, 2017）そのもの（青色の領域）．(4) KUM3，SIOW，MRT2観測点南側のSSE（Yokota & Ishikawa, 2020）そのもの（紫色の領域）．

Fig. 6 Four types of slow events in our interpretation: (1) Unknown local event around KUM1 (red area). (2) VLF-related (Nakano *et al.*, 2018) event around KUM2 (yellow area). (3) SSE (Kobayashi, 2017) around MRT1 (blue area). (4) SSE (Yokota & Ishikawa, 2020) around KUM3, SIOW, and MRT2 (violet area).

残っている）．ただし，3観測点のデータのみからは，断層の空間的広がりを拘束するのが困難であるため，詳細な断層モデル構築は困難である．また，最も西側に位置するMRT2観測点では，SSE発生に先行して定常変動方向への変位速度の増加が見られており（図4），発生メカニズムの観点から興味深い．

以上の，6観測点に関係する4種類の現象の概略を図6にまとめた．

まとめ

海底測地観測データをMCMC法で解析し，先行研究で報告された長期的SSEを含む複数のスローイベントを検出した．

謝辞

本論文は，静岡大学理学部地球科学科に提出した第1著者の卒業論文（五十島, 2020MS）の内容を再構成したものである．生田領野氏，田阪美樹氏（静岡大学理学部）からは，原稿を改善するために有益なコメントをいただいた．東京大学生産技術研究所の横田裕輔氏からも助言をいただいた．使用させていただいた，海底測地観測データを提供している海上保安庁，並びに，CMTカタログを提供している気象庁に深く感謝申し上げる．

引用文献

Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., & Boucher, C. (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *J. Geophys. Res.*, **112**, B09401.

Annoura, S., Obara, K., & Maeda, T. (2016), Total energy of deep low frequency tremor in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2562–2567.

Araki, E., Saffer, D. M., Kopf, A. J., Wallace, L. M., Kimura, T., Machida, Y., Ide, S. & Davis, E. (2017), Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust. *Science*, **356**, 6343, 1157–1160.

Fukuhata, Y. & Matsu'ura, M. (2006), 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.

Furumura, T., Imai, K. & Maeda, T. (2011), A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan. *J. Geophys. Res.*, **116**, B02308.

五十島亮哉（2020MS），海底地殻変動観測データとMCMC法に基づく南海トラフ浅部でのスローイベントの検出．静岡大学理学部地球科学科卒業研究，**1170**，39p.

Ishibashi, K. (2004), Status of historical seismology in Japan. *Ann. Geophysics*, **47**, 339–368.

Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. & Miyazaki S. (1999), A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237–3240.

Hoffman, M. D. & Gelman, A. (2014), The No-U-Turn Sampler: Adaptively setting path lengths in Hamiltonian Monte Carlo. *J. Mach. Learn. Res.*, **15**, 1593–1623.

Ito, Y. & Obara, K. (2006), Dynamic deformation of the accretionary prism excites very-low-frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L093902.

Kobayashi, A. (2017), Objective detection of long-term slow slip events along the Nakankai Trough using GNSS data (1996–2016). *Earth Planets Space*, **69**, 171.

Le Pichon, X., Mazzotti, S., Henry, P. & Hashimoto, M. (1998), Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling: an interpretation based on GSI permanent GPS observations. *Geophys. J. Int.*, **134**, 2, 501–514.

Nakano, M., Hori, T., Araki, E., Kodaira, S. & Ide, S. (2018), Shallow very-low-frequency earthquakes accompany slow slip events in the Nankai subduction zone. *Nature Comm.*, **9**, 984.

Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681.

Obara, K. & Kato, A. (2016), Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, **353**, 6296, 253–257.

Ozawa, S. (2017), Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Earth Planets Space*, **69**, 56.

Yokota, Y. & Ishikawa, T. (2020), Shallow slow slip events along the Nankai Trough detected by GNSS-A. *Sci. Adv.*, **6**, eaay5786.

Yokota, Y., Ishikawa, T. & Watanabe, S. (2018), Seafloor crustal deformation data along the subduction zones around Japan obtained by GNSS-A observations. *Scientific Data*, **5**, 180182.