

Fri. Oct 15, 2021

ROOM C

Room C | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

AM-1

chairperson: Masashi Ogiso (MRI), Lina Yamaya (University of Tokyo)

9:00 AM - 10:30 AM ROOM C (ROOM C)

[S09-18] Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

○ Youichi ASANO¹ (1. NIED)

9:00 AM - 9:15 AM

[S09-19] Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

○ Aitaro KATO¹, Akiko Takeo¹, Kazushige Obara¹
(1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

9:15 AM - 9:30 AM

[S09-20] Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

○ Masashi OGISO¹, Koji TAMARIBUCHI¹
(1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

9:30 AM - 9:45 AM

[S09-21] Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

○ Takuya Maeda¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹,
Takanori Matsuzawa², Yusaku Tanaka³ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

9:45 AM - 10:00 AM

[S09-22] Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

○ Kazuaki OHTA¹ (1. The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:00 AM - 10:15 AM

[S09-23] Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

○ Lina Yamaya¹, Kimihiro Mochizuki¹, TakeshiAkuhara¹, Shunsuke Takemura¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM

Room C | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

AM-2

chairperson: Ryosuke Azuma (Tohoku University), Satoru Baba (University of Tokyo)

11:00 AM - 12:00 PM ROOM C (ROOM C)

[S09-24] Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0)

detected by offshore aftershock observation

○ Susumu Kawakubo¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Hino¹,
Hidenobu Takahashi², Kazuaki Ohta³, Masanao Shinohara⁴ (1. Tohoku University, 2. Central Research Institute of Electric Power Industry, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4. Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM

[S09-25] seismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a

broad-band OBS array and S-net observatory

○ Ryosuke AZUMA¹, Susumu Kawakubo¹, Hidenobu Takahashi³, Yusaku Ohta¹, Ryota Takagi¹, Syuichi Suzuki¹, Makiko Sato¹, Ryota Hino¹, Shinichi Tanaka²,
Masanao Shinohara² (1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry)

11:15 AM - 11:30 AM

[S09-26] Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

○ Satoru BABA¹, Kazushige Obara¹, Shunsuke Takemura¹, Akiko Takeo¹, Ryo Kurihara¹

(1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM

[S09-27] Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from ocean bottom seismograph observations

○ Koichiro OBANA¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro Yamamoto¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹ (1. JAMSTEC)

11:45 AM - 12:00 PM

Room C | Regular session | S17. Tsunami

AM-2

chairperson: Ryosuke Azuma (Tohoku University), Satoru Baba (University of Tokyo)

12:00 PM - 12:15 PM ROOM C (ROOM C)

[S17-01] Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

○ Nobuo HAMADA¹ (1.non)

12:00 PM - 12:15 PM

Room C | Regular session | S17. Tsunami

PM-1

chairperson: Toshitaka Baba (Tokushima University), Satoshi Kusumoto (JAMSTEC)

1:30 PM - 3:00 PM ROOM C (ROOM C)

[S17-02] A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation

○ Masaaki MINAMI¹ (1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

1:30 PM - 1:45 PM

[S17-03] Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone

○ Toshitaka BABA¹, Ryoichi YAMANAKA², Hiroyuki FUJIWARA³ (1. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2. Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3. NIED)

1:45 PM - 2:00 PM

[S17-04] Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions

○ Kentaro IMAI¹, Satoshi Kusumoto¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Takashi Furumura³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. ERI, The Univ. of Tokyo)

2:00 PM - 2:15 PM

[S17-05] The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture

○ Satoshi KUSUMOTO¹, Kentaro Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara² (1. JAMSTEC, 2. Tohoku University)

2:15 PM - 2:30 PM

[S17-06] Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records

○ Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida² (1. Graduate

School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

2:30 PM - 2:45 PM

[S17-07] Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021

○ Yuchen WANG^{1,2}, Mohammad HEIDARZADEH³, Kenji SATAKE¹, Kentaro IMAI², Takane HORI², Gui HU⁴

(1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University)

2:45 PM - 3:00 PM

Room C | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

AM-1

chairperson: Masashi Ogiso(MRI), Lina Yamaya(University of Tokyo)

Fri. Oct 15, 2021 9:00 AM - 10:30 AM ROOM C (ROOM C)

[S09-18] Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

○Youichi ASANO¹ (1.NIED)

9:00 AM - 9:15 AM

[S09-19] Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

○Aitaro KATO¹, Akiko Takeo¹, Kazushige Obara¹ (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

9:15 AM - 9:30 AM

[S09-20] Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

○Masashi OGISO¹, Koji TAMARIBUCHI¹ (1.Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency)

9:30 AM - 9:45 AM

[S09-21] Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

○Takuya Maeda¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹, Takanori Matsuzawa², Yusaku Tanaka³
(1.Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3.Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

9:45 AM - 10:00 AM

[S09-22] Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

○Kazuaki OHTA¹ (1.The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

10:00 AM - 10:15 AM

[S09-23] Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

○Lina Yamaya¹, Kimihiro Mochizuki¹, Takeshi Akuhara¹, Shunsuke Takemura¹ (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

10:15 AM - 10:30 AM

Correlation on Seismicity of Regular and Very-low Frequency Earthquakes in the Northern Ryukyu Region

*Youichi ASANO¹

1. NIED

日向灘から南西諸島にかけてのトラフ・海溝沿いでは、活発な超低周波地震活動がしばしば観測されている。これに加えてこの地域では、プレート間で発生する通常の地震活動も比較的活発であり、M5クラス以上の地震と超低周波地震活動が同期するケースも報告されている〔例えば、Asano et al. (2019AGU)〕。このような同期のメカニズムを理解するために我々は、日向灘から南西諸島北部域の地震・超低周波地震活動の時空間的特徴をより詳細に調べた。

解析には2003年6月から2021年7月の防災科研F-net（一部、臨時観測を含む）の記録を使用し、通過帯域0.02~0.05 Hzのバンドパスフィルタを通した記録波形にAsano et al. (2015) の手法を適用した。具体的には、発生時刻と位置が既知の地震（主にセントロイド深さ20 km前後のプレート間地震）17個、超低周波地震6個をテンプレートとして、これらと類似した波形を持つ未知イベントの探索と位置推定を行った。そして、ここで検出されたイベントのリストを気象庁一元化処理震源と照合し、対応するイベントが見出された場合には通常の地震（以下、通常地震）、そうでない場合には超低周波地震と識別した。このようにして検出された通常地震と超低周波地震について、緯度・経度それぞれ0.5度の領域ごとに活動の特徴を調べた。

解析の結果、解析対象領域のほぼ全域で通常地震と超低周波地震の活動に強い相関が見られることが分かった。特に北緯30度~32度の日向灘~種子島・屋久島沖と北緯28.5度~29度の奄美大島北東沖では、エピソード的な超低周波地震活動に対応する通常地震の活発化が非常に明瞭である。このような活動の特徴は、通常地震の発生領域にまで達するようなスロースリップ・イベントが発生し、それに伴ってエピソード的な地震（場合によっては群発地震）・超低周波地震活動が生じていることを強く示唆する。より詳細に見ると、通常地震の活発化は超低周波地震活動域にごく近接した領域で特に顕著である一方で、より西側に遠く離れた領域では定常的な地震活動に埋もれて不明瞭となることも明らかとなった。すなわち、通常地震を起こしうる領域の中でも、エピソード的なイベント間にはカップリングしているとみられる領域と、イベント間にもすべりが見られる領域があることが分かった。

謝辞：本研究の一部はJSPS科研費 JP16H06473の助成を受けたものです。

Rapid tremor migration revealed by a dense seismic array in the western Shikoku, Japan

*Aitaro KATO¹, Akiko Takeo¹, Kazushige Obara¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

1. はじめに

西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの固着域の深部では、深部低周波微動（微動）が活発に発生している。微動の発生機構の物理的理解を深めるために、微動の時空間発展をより正確かつ高精度に把握することで、微動活動の定常性・非定常性を明らかにすることが重要である。深部低周波地震の高速移動現象は、基盤的地震観測網の波形データを用いたMatched Filter法により報告されており（Shelly et al., 2007; Kato and Nakagawa, 2020）、移動速度は50 km/hr程度であることが知られている。しかしながら、震源位置の推定精度の問題があるため、高速移動現象の詳細な活動様式に関しては未解明の点が残されている。本研究では、陸域超稠密短周期地震計アレイ観測を通して、微動の高速移動現象の解明に焦点を当てる。

2. データ・解析方法

四国西部の4カ所で、短周期3成分地震計（固有周波数4.5Hz）を用いた超稠密アレイ観測を2019年12月下旬から2020年7月上旬にかけて実施し、微動の連続波形記録を取得した。データロガーとして独立型単独システムGSXを使用し、250 Hz-samplingで波形を記録した。約半年間の連続観測が可能のように電池ボックスを新たに作成し、各観測点において単一乾電池55本を用いて観測を実施した。4カ所のアレイの中で、微動域の浅部側に位置するアレイ（計100観測点：口径約2km）の連続波形記録を、Nakamoto et al. (2021)の手法を参考にして解析した。Hirose et al. (2008) によるフィリピン海プレート上面モデルを平面で近似し、その平面上に0.1 km間隔でグリッドを均等に配置した。各グリッドから、アレイの基準観測点への波線のバックアジマスと入射角を計算し、センブランス値（Neidell and Taner, 1971）を計算した。解析対象の時間窓の長さは10秒に設定し、アレイ中心の観測点の波形と波形相関値がある一定以上の値（ex. 0.3）の波形のみをセンブランス値の計算に用いた。各時間でセンブランス値の最大値が閾値（ex. 0.3）を越えた場合のみ微動の震源とした。観測期間中、微動活動が最も活発であった2020年2月下旬の活動について上記のセンブランス解析を行い、微動の時空間発展を明らかにした。

3. 結果

微動が、約10分間という短い時間内に距離約5 kmを高速に移動する現象を複数見出した。移動速度は30 km/hr程度であり、プレートの傾斜方向に対する移動が多くみられる。Matched Filter法に基づく深部低周波地震カタログ（Kato and Nakagawa, 2020; 気象庁地震カタログ）で得られた振る舞いと概ね整合的であるが、既存のカタログでは検出されていない微弱な振幅を捉えることで、微動の高速移動現象の詳細が明らかになった。特に、順方向に移動した後に、逆方向に伝播する特徴に注目して議論を行なう予定である。

謝辞） 気象庁地震カタログを使用させていただきました。記して感謝申し上げます。

Spatiotemporal distribution of tectonic tremors at off the Kii Peninsula during the period from December 2020 to January 2021 inferred from spatial distribution of seismic amplitudes

*Masashi OGISO¹, Koji TAMARIBUCHI¹

1. Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

はじめに

近年の地震・測地観測網の充実に伴い、プレート境界では通常の地震以外にも様々な卓越周期を持つ地震イベントの存在が明らかとなった。それらのイベントは卓越周期(周波数)が数Hzのものは低周波微動(Tectonic tremor)、数10秒のものは超低周波地震(Very low frequency earthquake: VLFE)、数日から数か月にわたるものはスロースリップと分類され、総称してスロー地震と呼ばれている。これらのスロー地震は互いに時間・空間的に相関を持った活動様式を有しており、プレート境界の状態モニタリングに重要な現象である。海域のトラフ軸付近で発生するスロー地震については、陸域観測網を用いた超低周波地震のモニタリングは行われていたものの、低周波微動のモニタリングは陸域のそれと比べるとやや立ち遅れた状況であった。しかし、自己浮上式海底地震計を用いた稠密観測によって低周波微動が発生していることが明らかとなり、また、DONETやS-netのような稠密な海底地震観測網が整備されたことから、今後は海域における低周波微動の観測もプレート境界の状態モニタリングに重要となるであろう。

紀伊半島南東沖の海溝軸付近では、Obara and Kodaira (2009)によって浅部低周波微動の存在が確認されたのち、Annoura et al. (2017)やTamaribuchi et al. (2019)によって低周波微動の活動様式が調査されている。本研究では、DONETの観測記録を用いて2020年12月から2021年1月にかけて紀伊半島南東沖の海溝軸付近で発生した浅部低周波微動の震源決定を行い、その時空間分布の特徴や外部擾乱への応答を調査する。

手法

トラフ軸付近で発生する浅部低周波微動は、速度構造や海水層の存在によって継続時間が長くなる傾向にあり(Takemura et al., 2020)、走時が不明瞭となる。そこで、本研究では地震波振幅の空間分布を用いた震源決定法(Amplitude Source Location (ASL) method; Kumagai et al., 2019)を採用した。ASL法は地震波の到達時の読み取りが不要であるという利点があるため、走時読み取りが困難な火山性微動の震源決定に広く活用されているが、浅部低周波微動の震源決定にも有効である(Tamaribuchi et al., 2019)。本研究では、Nakanishi et al. (2002)による2次元速度構造からトラフ軸付近の構造を取り出した1次元速度構造を採用し、また、減衰パラメータ及びサイト特性はYabe et al. (2021)の値を用いて、ASL法を実行する。震源計算には2-8HzのバンドパスフィルタをかけたDONETの上下動成分の連続記録を用いる。オリジンタイム及び震源の位置を仮定して、震源から観測点への計算走時から起算して60秒のタイムウィンドウにおける地震波振幅の二乗平均平方根を計算してASL法に使用する観測振幅値とした。なお、観測振幅値にはS/N比チェックや複数の周波数帯域間の振幅比チェック(Sit et al., 2012)といった品質管理を適用している。仮定するオリジンタイムを10秒ずつ移動させて連続的に震動源の位置を推定し、スクリーニングを経て最終的な震源分布を得た。

結果及び議論

得られた震源分布を図1に示す。全部で約3600個の震源を得ることができ、そのうち深さ14km以浅に決定されたものは約3300個であった。震央は、DONET1の東端付近からDONET2のEノード付近まで、約130km×50kmの範囲でトラフ軸に沿うように分布している。微動活動は12月6日、DONET1のBノード付近から始まり、トラフ軸の走向方向に約4km/日、直交方向に約3km/日の速度で震央が拡大していった。12月31日ころからDONET1と2の中間付近で発生した低周波微動の震央域は約8km/日の速度で南西方向に拡大した。また、12月28～30日頃と1月11～13日頃にかけて、10数km/日の速度で震央域が北東方向に移動する現象が確認された。

微動活動と地球潮汐との対応を確認するため、プレート境界をレシーバ断層として地球潮汐に伴う ΔCFF を計算し、微動活動と比較した。 ΔCFF が減少傾向である期間でも微動の発生レートはあまり変化せず、この期間

の微動活動は地球潮汐にはトリガーされていないと考えられる。この期間に全世界で発生したマグニチュード6.5(Global CMTプロジェクトによる)以上の地震は3つのみであった。そのうち、日本時間の12/28 6:39にチリ付近で発生したマグニチュード6.7の地震の後、数日間にわたって一時的に微動活動が活発化した。なお、この期間は上記の震央域が北東方向に移動した時期と一致している。

本発表の解析期間では、低周波微動のほか、超低周波地震活動(南海トラフ地震に関する評価検討会・東京大学地震研究所・防災科学技術研究所資料)やスロースリップを示唆する地殻変動(南海トラフ地震に関する評価検討会・海洋研究開発機構資料)が観測されているが、これらの活動と本発表で得られた低周波微動活動は非常によく対応しており、紀伊半島南東沖の浅部プレート境界で発生した一連のスロー地震活動を異なる周波数帯域で観測した事例のひとつといえる。

謝辞

本研究ではDONETの観測記録(防災科学技術研究所, 2019; doi: 10.17598/nied.0008)を使用しました。産業技術総合研究所の矢部優氏にはYabe et al. (2021)のサイト特性の値を提供していただきました。また、海底地形データはETOPO1(doi: 10.7289/V5C8276M)を参照しました。

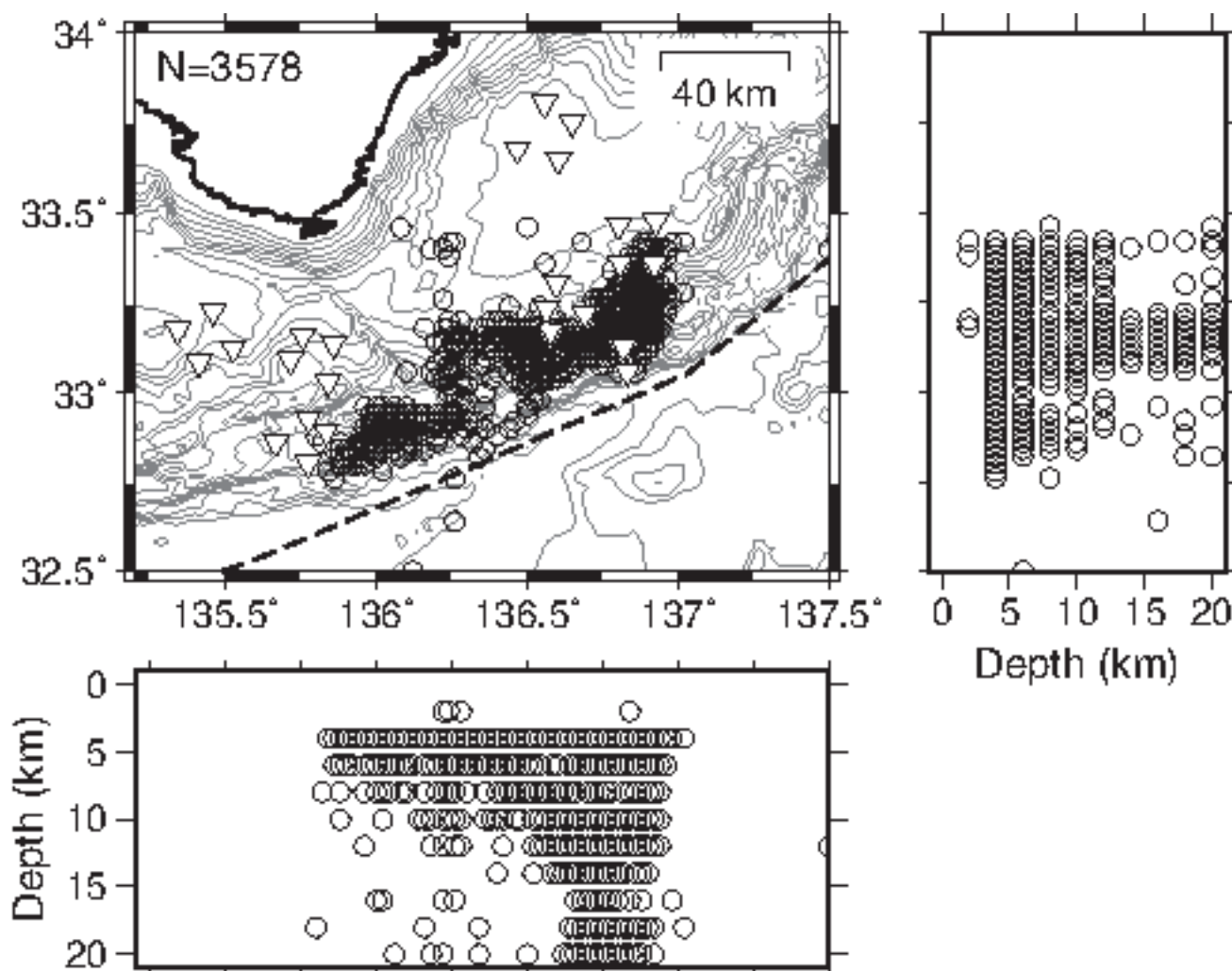


Figure 1 Hypocenter distribution of tectonic tremors derived by the ASL method.

Characteristics of secondary slip fronts detected from deep low-frequency tremor

*Takuya Maeda¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹, Takanori Matsuzawa², Yusaku Tanaka³

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 3. Earthquake and Volcano Research Center Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

深部低周波微動は沈み込むプレートの境界に沿って、巨大地震発生域よりも深部側の領域で発生する。微動は短期的スロースリップイベント(SSE)とともにEpisodic Tremor and Slip (ETS) を構成し、1日約10 kmの速度で、プレート形状の走向 (strike) 方向に移動することが知られている。ETSのメインフロントが通過した後、その約10~20倍の速度でメインフロントの進行方向とは反対向きに移動するRapid Tremor Reversal (RTR)やメインフロント移動のおよそ100倍の速度でプレートの傾斜 (dip) 方向に移動するstreakなどの比較的小規模で高速な移動がしばしば確認されている。Bletery et al. (2017) は、これらの小規模な微動の移動現象を2次的スリップフロント (secondary slip front : SSF) と解釈し、CascadiaにおけるSSFを様々な時間窓で検出した。

本研究では微動移動現象の特徴をより明らかにするために、Maeda and Obara (2009)による微動カタログを用いて、紀伊半島におけるSSFを網羅的に検出した。解析期間は2001~2020年の約20年間とし、1、2、4、8、16、32、64時間の7通りの時間窓を用いて、その半分の時間長で時間窓をずらしながら解析した。ここでは、SSFを特徴づけるパラメータとして、進行方向、速度、形状の空間スケールを求めた。なお、SSFの形状は長方形を仮定した。最初に時間窓に含まれる微動分布の重心からの距離に応じて空間的な外れ値を取り除いた。SSFの進行方向は、グリッドサーチを用いて与えられた方向に投影した距離と微動の発生時刻の相関係数を最大化することによって推定し、その時空間プロットの回帰直線から速度を推定した。SSFの形状のうち進行方向の長さは、速度に時間窓スケールを乗じたものとし、直交方向の長さは、微動の空間分布の標準偏差を求めその6倍とした。また、1つの時間窓における微動数が20個未満の場合、または時間窓を4等分したいずれかにおいて微動数が3個未満の場合、SSFとしては採用しないこととした。

約20年間の微動活動をまとめて解析した結果、SSFの進行方向は時間窓が短い場合は等方的となり、時間窓が長くなるとNE-SW方向 (strikeに沿った方向) に卓越する。SSFの速度の中央値は時間窓が長くなるほど遅くなり、例えば、1時間の時間窓では265 km/day、64時間では9 km/dayとなる。SSFの形状については、ほとんどの場合で移動方向の長さに対して直交方向の長さが長くなる。この結果は、微動の移動が二次元的な現象であることを強く示唆している。

本研究ではSSFの抽出を試みたが、長い時間窓において抽出された低速度かつstrike方向の移動については、2次的な現象(SSF)ではなくETSのメインフロントそのものだと考えられる。一方、短い時間窓では、SSFはRTRと同程度及びそれよりも遅い速度を有し、偏りなくどの方向にも移動する。先行研究によって指摘されているRTRは、ETSのメインフロントの進行方向であるstrike方向に沿った時空間プロットにおいて明瞭に観測されているが、本研究結果から、RTRと同様の速度を有する微動移動現象は、全方位に対して等方的に生じていることが明らかになった。

Comprehensive detection of shallow tremor activities in the Nankai subduction zone, Japan, based on the DONET seafloor seismic data

*Kazuaki OHTA¹

1. The National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

西南日本の沈み込み帯に発生する深部低周波微動は、沈み込みプレート境界において巨大地震発生領域よりも深部側で発生し、短期的スロースリップイベントや超低周波地震を伴うことがある。浅部側でも類似の現象が発生することがあり、しばしば短期的スロースリップを伴う顕著な微動活動が観測される。最近でも2020年12月から2021年1月にかけて紀伊半島南東沖において大規模な微動活動があった。本研究では、防災科学技術研究所の運用する地震・津波観測監視システムDONET1およびDONET2の広帯域地震計記録（2015年10月～2021年7月）を使用し、室戸岬沖から紀伊半島沖にかけての領域における微動活動の網羅的な検出を行った。

微動の検出・震源決定はエンベロープ相関解析によって行なった。海底地震計記録にはしばしば海洋探査によるエアガン発振等の人工ノイズが混入し、微動として誤検出されることがある。本研究ではエンベロープ波形のスペクトル振幅を用いた経験的な方法を導入し、これらを除去了。

微動は大きく分けて室戸岬沖・潮岬沖・紀伊半島南島沖の3つのアスペリティ状の領域に分布し、震源移動を伴う顕著な活動が観測された。活動期間は30～60日程度で短期的スロースリップに由来すると考えられるが、活動周期は非常に長く、本観測期間内では特定できなかった。それぞれの活動は時空間に相補的であり、プレート境界面における歪みの蓄積状態を反映していると考えられる。また、先述した2020年12月から2021年1月にかけての大規模活動においては、南海・東南海地震のセグメント境界の浅部延長領域を跨ぐ震源移動も観測され、この領域で震源移動がやや加速する傾向が見られた。こうした特徴は大地震のセグメント境界付近におけるプレート境界面の摩擦特性の変化を反映しているのかもしれない。

Centroid moment tensor inversion using dense array of short-period OBSs at off Ibaraki region

*Lina Yamaya¹, Kimihiro Mochizuki¹, Takeshi Akuhara¹, Shunsuke Takemura¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

近年、巨大地震発生域の定常的なモニタリング等のために、沈み込み帯に沿って海底地震計 (OBS) の観測網が構築されている。沈み込み帯に沿って発生する中小規模地震のモーメントテンソル解は、巨大地震発生域周辺の応力場や地震発生メカニズムを理解する上で重要である。一般にモーメントテンソル解の推定は低周波成分 (0.1Hz以下) の解析により実施されるが、中小規模地震は低周波成分が弱く、海底地震計によって地震発生域の周辺で観測された高周波成分を解析する必要がある。高周波成分を用いてモーメントテンソル解を推定するためには、高解像度の3次元地震構造が必要である。Yamay et al. (2021) は茨城沖領域の音響基盤上の微細な堆積層構造を、深さ方向に約0.1~1.0km水平方向に約10 kmの解像度で推定した。本研究では、この地震波速度構造を用いて、茨城沖領域における中小規模地震のモーメントテンソル解の推定を行った。

2010年10月から2011年10月にかけて、短周期OBSの稠密観測網が茨城沖領域に展開された。この観測網は32台のOBSで構成されており、観測点間隔は6 kmである。観測期間中に東北地方太平洋沖地震 (東北沖地震、Mw9.0) が発生した。この最大余震 (Mw7.7) は観測網の南西で発生し、観測網の周囲で大量の余震を引き起こした (Nakatani et al., 2015)。本研究では、この観測期間中に観測網周辺で発生し、気象庁カタログに掲載されているMj2.5以上の地震に対してセントロイド・モーメントテンソル (CMT) インバージョン (Sipkin, 1982; Takemura et al., 2020) を適用した。セントロイド位置と時刻は、水平方向0.01°、鉛直方向0.5 km、時間方向0.1秒のグリッド幅でグリッドサーチにより推定した。理論波形の計算には、Open SWPC (Maeda et al., 2017) を用い、東京大学情報基盤センターOakforest-PACSを使用した。3次元地震波速度構造は、Yamay et al. (2021) 及び Koketsu et al. (2012) を結合して作成したモデルを採用した。観測及び理論波形には0.4-1.0 Hzのバンドパスフィルタを適用し、CMTインバージョンを実施した。

その結果、数百個のCMT解の推定に成功した。推定したCMT解の位置は、プレート境界と概ね調和的な傾きを示した。観測網の北側では、逆断層の地震が多く発生したことがわかった。一方、観測網の南西部では、太平洋プレート内に正断層地震が推定された。これは、太平洋プレートの上に沈み込んだフィリピン海プレート (Uchida et al., 2009) の影響であると考えられる。また、東北沖地震の発生前はプレート境界と調和的な逆断層の地震が発生していたが、東北地震の発生後は様々なタイプの地震が発生していたことがわかった。さらに、観測網の北側に比べて、南側のメカニズムがばらばらだった。これは、東北地震の本震及び大規模な余震に伴う応力場の変化及び、観測網南側に推定されている沈み込んだ海山 (Mochizuki et al., 2008) に伴う局所的な応力場の不均質に影響されていると考えられる。

Room C | Regular session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

AM-2

chairperson: Ryosuke Azuma (Tohoku University), Satoru Baba (University of Tokyo)

Fri. Oct 15, 2021 11:00 AM - 12:00 PM ROOM C (ROOM C)

[S09-24] Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) detected by offshore aftershock observation

○Susumu Kawakubo¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Hino¹, Hidenobu Takahashi², Kazuaki Ohta³, Masanao Shinohara⁴ (1.Tohoku University, 2.Central Research Institute of Electric Power Industry, 3.National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4.Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

11:00 AM - 11:15 AM

[S09-25] seismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a broad-band OBS array and S-net observatory

○Ryosuke AZUMA¹, Susumu Kawakubo¹, Hidenobu Takahashi³, Yusaku Ohta¹, Ryota Takagi¹, Syuichi Suzuki¹, Makiko Sato¹, Ryota Hino¹, Shinichi Tanaka², Masanao Shinohara² (1.RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2.ERI, University of Tokyo, 3.Central Research Institute of Electric Power Industry)

11:15 AM - 11:30 AM

[S09-26] Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

○Satoru BABA¹, Kazushige Obara¹, Shunsuke Takemura¹, Akiko Takeo¹, Ryo Kurihara¹ (1.Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

11:30 AM - 11:45 AM

[S09-27] Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from ocean bottom seismograph observations

○Koichiro OBANA¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro Yamamoto¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹ (1.JAMSTEC)

11:45 AM - 12:00 PM

Low-frequency tremors activity immediately after the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) detected by offshore aftershock observation

*Susumu Kawakubo¹, Ryosuke Azuma¹, Ryota Hino¹, Hidenobu Takahashi², Kazuaki Ohta³, Masanao Shinohara⁴

1. Tohoku University, 2. Central Research Institute of Electric Power Industry, 3. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 4. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

太平洋プレートが北米プレートの下に沈み込んでいる北海道南方沖のプレート境界浅部では、0.01–0.1 Hzの帯域で卓越する超低周波地震 (Very Low Frequency Earthquake, VLFE) や2–8 Hzの帯域で卓越する低周波微動 (Low Frequency Tremor) などのスロー地震が観測されている。低周波微動は、日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の運用が始まった2016年以降初めて検出 (Nishikawa et al., 2019; Tanaka et al., 2019) され、Kawakubo et al. (JpGU, 2021) は2006–2007年に同海域で設置されていた海底地震計の観測データの再解析によって、2016年以降の活動と同じ場所で微動が発生していたことが明らかにされた。一方、2006–2007年の活発化の時間間隔は2–4ヶ月と、2016年以後のS-netで観測される微動活動の活発化が1年間隔であるのに対して短い。こうした活動度の違いはVLFEにも認められ (Baba et al., 2020)、その背景には、この領域で発生していた2003年十勝沖地震 (M 8.0) の余効すべり (Itoh et al., 2019) があると考えられる (Kawakubo et al., JpGU, 2021)。そこで、本研究では2003年十勝沖地震直後の期間の低周波微動の活動を、自己浮上式海底地震計による余震観測 (Shinohara et al., 2004; Machida et al., 2009) で得られた地震波形連続記録を用いて解析した。この期間中、VLFEの活動が非常に活発であったことが知られており (Asano et al., 2008; Baba et al., 2020)、微動も多発していた可能性が高い。このような背景から、本研究では2003年十勝沖地震の直後の余震観測データにエンベロープ相関法 (e.g., Ide, 2010) を適用し、微動の検出と震源決定を試みた。

本研究でデータを解析した余震観測は、気象庁、東京大学、九州大学、北海道大学、海洋研究開発機構、東北大学の共同観測として実施され、2003年10月1日から11月20日までの期間に、本震の破壊域周辺に広帯域地震計1台と短周期地震計28台が展開された。10月20日には短周期地震計が追加投入され、11月20日までの間は計37台による観測が行われた。本研究では、3成分の波形記録に2–8 Hzのバンドパスフィルターを施し、RMS振幅を計算することで3成分を合成し、0.5 Hzのローパスフィルターを適用したのちに1 Hzにリサンプルしたエンベロープ波形を解析に用いる。エンベロープ相関解析 (e.g., Ide, 2010) ではエンベロープ波形を時間窓120秒、オーバーラップ60秒で区切っていき、観測点間の時間窓同士の最大相互相関係数が0.6を超える観測点ペアが10組を超えた場合にイベントを検出したとみなした。

解析の結果、15,475個のイベントが検出され、そのうち震央誤差と時間残差がそれぞれ5 km、3秒以内でかつ、振動継続時間が20秒以上と長く、微動と考えられるイベントは614個であった。検出した微動の多くは十勝沖地震の本震すべり域より浅部側に海溝軸に沿って分布し、S-netの観測で検知されている微動の分布とおおむね一致する。本研究が解析対象としている期間中にAsano et al. (2008) やBaba et al. (2020) により検出されたVLFEは2000個以上あり、数時間から数日の間隔で活発な活動が見られるが、微動と識別・震源決定できたイベント数はVLFEの発生数と比べて非常に少ない。2006–2007年観測やS-net観測により検知された微動活動とVLFEの活動度との間にはよい相関が見られるため、上記の微動の検知数は過小であるように思われる。その原因として、観測網が通常地震の発生域側に偏っていて微動発生域の一部しか覆っていないことのほか、微動活動が非常に活発であるために異なる震源を持つ複数の微動が同時多発的に発生していて、通常のエンベロープ相関法でこれらを区別して検知・震源決定することが困難となっていることも想定される。今後は、検知できた微動の時空間分布を、余震としてすでに震源が決定されている通常地震の分布と詳細に比較するために、走時補正を導入した震源決定を行うとともに、微動の特徴の詳細を議論するために観測点の振幅補正を行って規模を推定し、微動の波形記録の周波数領域での特徴抽出も進める予定である。

seismicity around the subducting seamount in the Japan-Kuril trenches junction detected by a broad-band OBS array and S-net observatory

*Ryosuke AZUMA¹, Susumu Kawakubo¹, Hidenobu Takahashi³, Yusaku Ohta¹, Ryota Takagi¹,
Syuichi Suzuki¹, Makiko Sato¹, Ryota Hino¹, Shinichi Tanaka², Masanao Shinohara²

1. RCPEVE, Graduate School of Science, Tohoku University, 2. ERI, University of Tokyo, 3. Central Research Institute of Electric Power Industry

北海道襟裳岬沖の千島ー日本海溝会合部では、沈み込んだ海山 (Tsuru et al., 2005) のごく近傍に活発な浅部超低周波地震(sVLFE) 活動が陸上広帯域地震観測網F-netによって観測されている (例えば、Baba et al., 2020)。一方、sVLFEと同期し海溝に沿って帯状に分布する浅部低周波微動が日本海溝地震津波観測網S-net (2017年以降: Nishikawa et al., 2019; Tanaka et al., 2019) と機動海底地震観測 (2006-2007年: Kawakubo et al, JpGU, 2021) によって観測されているが、微動とsVLFEの空間な対応関係の議論は、海域地震に対する陸上と海域の観測網とでの震源精度の違いのために困難であった。こうした背景から、沈み込んだ海山周辺でのスロー地震活動の実態解明には、活動域の直上観測にそれらの時空間分布を把握することが重要である。著者らはこれまでに、sVLFEの発生が予想される沈み込んだ海山周辺に120秒速度計1台と1秒速度計4台で構成した海底地震計 (以降、OBS) アレイで2019年7月~2020年10月の間に観測された地震波形記録を、エンベロープ相関法 (以降、ECC, Ide, 2010) を用いて解析を行ってきた。その結果、先行研究では未検出であった海山のごく近傍に継続時間の長い微動を検出し、2020年2月中旬の一週間で特に活発であったことがわかった (Azuma et al., JpGU, 2021)。一方、微動の発生時刻においてsVLFEのシグナルが確認されていない、地震波形記録のランニングスペクトル上には検出したイベント以外にも低周波帯域に多数のシグナルが認められる、本アレイが既知の微動帯で起きたイベントに震源精度を持たないことが課題であった。そこで本研究は、既知の微動帯での活動との関連性も検討するためにOBSとS-netの併合処理を行い、会合部の地震活動の実態を明らかにしていく。

OBSアレイ観測期間中に、S-net (S4, S5ケーブルの全ノードとS6ケーブルの1~9番ノードの計60点) で観測された記録のみに対してECCを適用してイベントカタログを作成した (S-netカタログ)。ECC解析では、2-8 Hz帯域の地震波形記録から作成した3成分合成エンベロープを、時間窓120秒、60秒オーバーラップで切り出し、観測点間の最大相互相関係数が0.6以上となる観測点ペアが10ペア以上ある場合にイベント検出とみなした。次に、Azuma et al. (2021) によるOBSアレイのECC解析で得られたカタログ (OBSカタログ) とS-netカタログのそれぞれに含まれるイベントについて、微動・ローカル・遠地地震・誤検知の判別をOBS・S-netの地震波形 (時系列・スペクトル) に基づき目視で行った。通常地震と判別されたイベントについては、OBSとS-netの記録を統合してP・S波到達時刻を読み取りHYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987) によって震源再決定を行った。なお、再決定ではPS-P時間から求めた堆積層補正を施し、速度構造にはJMA2001 (Ueno et al., 2002) を用いた。

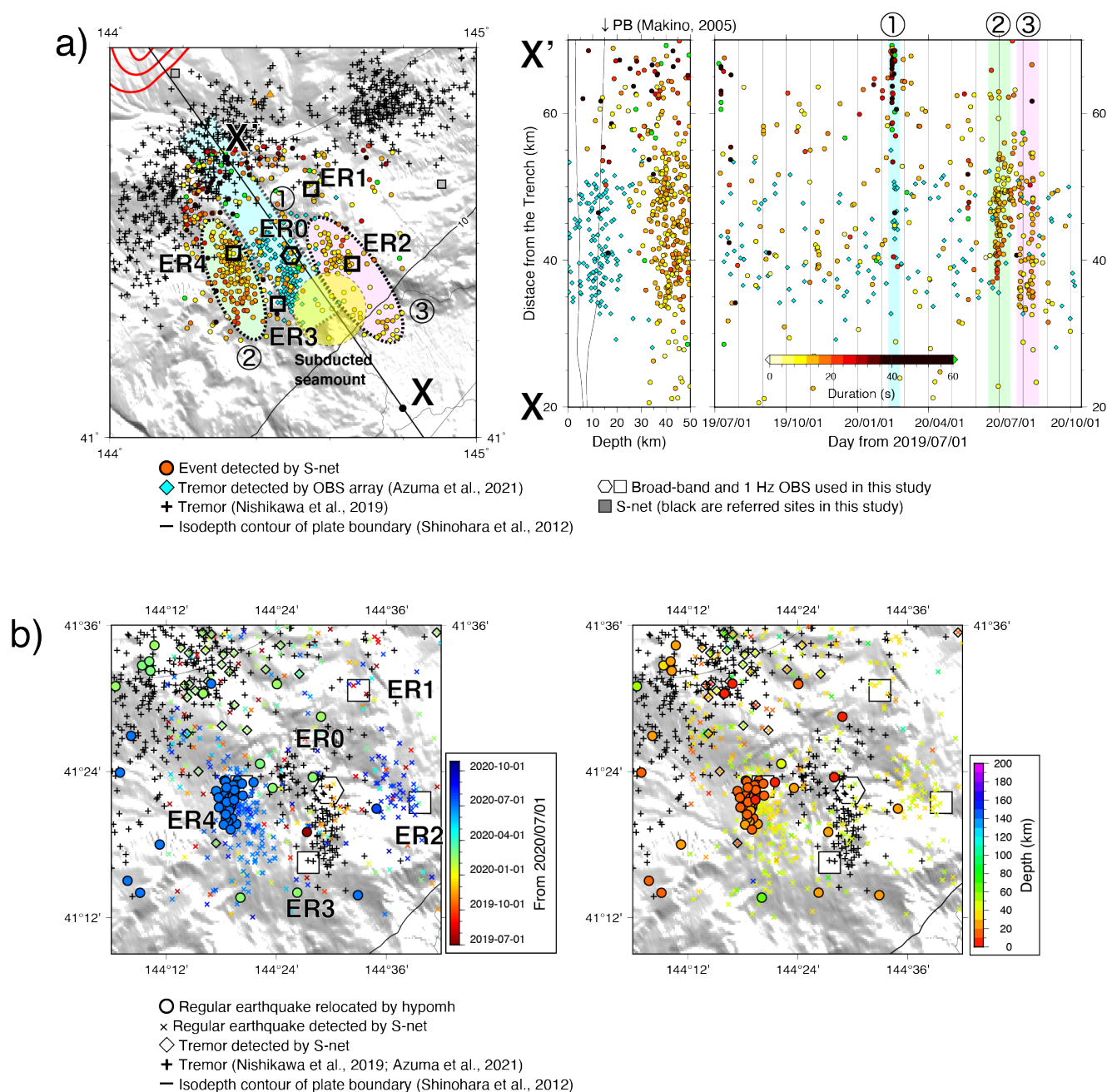
S-netデータに対するECC解析の結果、OBSアレイの周辺で450個余りのイベントが検出された。これまでに、解析対象期間中におこった3回の活発期 (図a中の①~③) に検出されたイベントを中心に、目視判別と震源再決定を行った。以下に活動の詳細および今後の課題を述べる。

①2020年2月14日からの一週間に、周波数成分と継続時間から微動と解釈できるイベントが、OBSとS-netの両カタログ合わせて40個検出された。そのうちS-netの解析で見つかったイベント (図a中○) はOBSの解析で見つかったもの (図a中◇) と異なって、微動発生帯 (図a中+) に分布し、発震時刻も一致しない。しかしながら、発生時期は一致しており、OBSとS-netの両方で目視でも低周波数帯域に未検出のイベントが多く認められることから、より活発な活動であった可能性がある。OBSとS-net観測点を併合した再解析によって未把握の微動の探索を進める。

②2020年6月末から7月上旬にかけて、明瞭なP・S相を持ちF-P時間にもとづくマグニチュードが1~2程度の微小地震がS-netカタログで多数検知された。これらはOBSによるECC解析で有意なイベントとして検出されなかったが、地震波は観測されており、再決定した震源45個 (図b中○) はどれも海山北西側にあるOBS観測点

ER4下に集中して分布した。震源深さはプレート境界周辺に相当する（図b右）が、観測点配置とS波到着走時残差を考慮すると、厳密な位置関係の議論は難しい。ただし、これらの地震波形は脈動帯域より高周波側で相似性が非常に良い傾向にあり、なんらかの特徴的な活動が起こっていた可能性がある。二重走時差や波形相関を用いた震源決定により地震間の相対位置を定量的に調べるのが課題である。

③2020年7月末からの活動は震源再決定を終えていないため詳しい考察に至らないものの、いくつかの地震は海山の北東側ER2下に分布することがわかっている。今後の解析で上記3活動の相対位置関係の検討、微動活動を手がかりとしたsVLFEの探索を進め、沈み込んだ海山の周りの地震活動を明らかにしていく。



Quantification of characteristics of temporal change in very low frequency earthquake activity

*Satoru BABA¹, Kazushige Obara¹, Shunsuke Takemura¹, Akiko Takeo¹, Ryo Kurihara¹

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

巨大地震が発生するプレート境界では、通常の地震のほかに、スロー地震と呼ばれる通常の地震よりも遅いすべり速度の断層破壊現象が発生している。スロー地震には、巨大地震発生域の深部延長で発生する深部スロー地震と、海溝軸近くで発生する浅部スロー地震が存在する。スロー地震の一種である超低周波地震（VLFE）は、0.02–0.05 Hzの周波数帯で観測されており、深部および浅部のどちらについても、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netで15年以上にわたる解析が可能である。Baba et al. (2020a, b) ではF-netの連続波形記録に対し、統一した手法によって網羅的にVLFEを検知した。具体的には理論波形を使ったテンプレートマッチングによって、千島海溝・日本海溝および南海トラフ沿いで2003–2018年の期間のVLFEの発生時刻、位置、モーメントを推定し、その空間変化の特徴を調べ、VLFE活動の時間変化の類似性から14の地域に分類した。VLFEのモーメントの総解放量は、西南日本の日向灘の浅部VLFEで最も大きく、西南日本の深部VLFEや東北沖の浅部VLFEは小さいという特徴があった。本研究では、各地域のスロー地震活動の時間変化の特徴を定量化することを目的として、Baba et al. (2020a, b) のVLFEカタログを用いて、Kurihara & Obara (2021, <https://doi.org/10.1002/essoar.10505063.3>) の手法に基づきVLFE活動の群発性と連続性などを評価する。

解析期間を各地域のVLFEの検出個数で割った値を平均発生間隔とし、前のイベントとの発生時間差が平均発生間隔より短いイベントが連続して10個以上継続する場合、群発的活動と定義する。この群発的活動の割合を地域ごとに評価するため、各地域のVLFE総数に対して、群発的活動に含まれるVLFEの割合を群発率とした。さらに、群発的活動の発生頻度を求めるため、時間的に連続する2つの群発的活動の時間間隔を評価した。

VLFE活動の群発率は全体的に浅部VLFEの方が深部VLFEよりも大きく、特に日向灘、紀伊半島沖、十勝沖の浅部VLFEの群発率は0.9を超えており、間欠的な活動様式を示していた。一方、四国東部や東海地方の深部VLFEは群発率が低く、0.4程度であった。群発的活動の間隔は、地域を問わず深部VLFEは数ヶ月程度であったが、浅部VLFEでは、2–3ヶ月程度から2年程度までと、地域による多様性が大きい。Baba et al. (2020a, b) の結果と合わせて考察すると、プレート境界浅部のVLFE活動は、深部と比べ時空間的な多様性が大きく、プレート境界浅部は応力蓄積と解放過程の不均質性が深部と比べて大きいことを示唆する。本発表では、群発率や群発的活動の時間間隔といったスロー地震活動の時間変化の特徴を支配する要因を検討する。

Fault geometry of M6-class outer-rise normal-faulting earthquakes in central Japan Trench from ocean bottom seismograph observations

*Koichiro OBANA¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro Yamamoto¹, Yasuyuki Nakamura¹, Gou Fujie¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹

1. JAMSTEC

2011年3月の東北沖地震発生以降、日本海溝の海溝軸付近や海溝海側のアウターライズ域では、太平洋プレート内部で発生するアウターライズ正断層地震の活動が活発化している (e.g. Asano et al. 2011)。複数のM7クラスの地震が発生しているのに加え、さらに大規模な地震の発生とそれに伴う津波の被害も懸念されている (e.g. Lay et al., 2011)。日本海溝のアウターライズ域を震源とする正断層地震では、複数の正断層が連動して破壊した事例が、主に余震分布から指摘されている。例えば、1933年昭和三陸地震では、余震分布の再解析や津波記録の検討から、東下がりと西下がりの傾斜方向が異なる2つの正断層が同時に破壊した可能性が指摘されている (Uchida et al., 2016)。また、海底地震計による観測からはM7クラスの地震において2枚の共役な正断層や横ずれ断層に沿って余震が発生している様子が観測されている (Hino et al. 2019, Obana et al., 2013)。ただし、これらの観測は本震発生以降に設置された海底地震計を用いたものであり、本震そのものや、本震直後の余震活動を捉えたものではない。JAMSTECでは、日本海溝中部の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型を含む計45台の海底地震計 (OBS) を用いた地震観測を2017年9月から2018年7月にかけて実施したが、観測期間中にM6クラスのアウターライズ地震が3回発生している (2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0)。OBSによる記録を用いた解析を行い、これらの地震について本震の破壊開始点や余震分布、震源メカニズムを検討した。特に各地震の本震発生後3日間程度については、連続記録から可能な限り検測を行なった上で解析を実施した。得られた震源分布からは、いずれの地震も本震発生から約1時間の余震は、本震の破壊開始点を含む10km程度の範囲に限られていることが示された。一方、本震後1時間の余震域と比べると、その後数時間で余震域が断層走向方向に10kmから15km程度拡大していく様子も捉えられている。また、2017年9月の地震では、断層の走向とは直交方向に10kmから15km程度離れたグラーベンでも、本震から数時間以内に活動が活発化している。余震分布は、概ねGlobal CMTによるメカニズム解の走向方向に広がっている。海底地形に見られる正断層によって形成されたグラーベンや、海洋プレート形成時の構造を反映していると考えられる地磁気異常の方向とも一致しており、ホルスト・グラーベンを形成する正断層や、プレート形成時の古い構造に沿ってアウターライズ地震が発生していると考えられる。余震分布は傾斜角45度から70度の傾斜面に沿っており、広角の正断層の活動を示唆している。また、2017年10月の地震では、傾斜角や傾斜方向の異なる複数の面上の余震活動が本震直後から発生しており、M6クラスの地震であっても複数の断層が連動して破壊する可能性を示している。アウターライズ地震による津波を想定する場合、このような複雑な断層面形状も考慮に入れることが必要である。

Room C | Regular session | S17. Tsunami

AM-2

chairperson: Ryosuke Azuma (Tohoku University), Satoru Baba (University of Tokyo)

Fri. Oct 15, 2021 12:00 PM - 12:15 PM ROOM C (ROOM C)

[S17-01] Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

○ Nobuo HAMADA¹ (1.non)

12:00 PM - 12:15 PM

Outer rise Normal Faulting Earthquakes and their Aftershock Activities

*Nobuo HAMADA¹

1. non

1. はじめに

1933年昭和三陸地震 (Mw 8.4)は海溝を挟んだ両側で余震活動が活発化し、海溝外側では本震と同じ正断層型の余震、海溝陸よりではプレート間の逆断層型の余震が発生したと考えられている。一方2006年の千島中部の地震では11月のプレート間地震 (Mw 8.3)の直後から海溝を挟んだ海域で昭和三陸地震の場合と似たような余震活動が発生した。この余震分布は二ヶ月後の2007年1月の海溝外側の正断層型の最大地震 (Mw8.0)発生前にはすでに形成されていたことから、昭和三陸地震の場合と似たような余震分布が海溝外側の正断層型の地震の発生にかかわらず、プレート間の逆断層地震だけでも形成されることを示している。従って余震分布の類似性を考慮すると1933年昭和三陸地震の震源過程の中にプレート間の逆断層地震の発生が含まれている可能性を、昨年秋の学会で言及した。海溝外側の正断層型地震の発生は希であるが余震分布について他にも似たような事例がないか検討した。

2. 日本海溝外側の場合

日本海溝の外側 (outer rise) で発生した正断層型の地震は、大きい方から1933年昭和三陸地震、2011年東北地方太平洋沖地震の直後に宮城県沖で発生した余震 (Mw 7.6)、2005年11月に同じく宮城県沖で発生した地震 (Mw 7.0)の三つがある。これら三つの地震はいずれも海溝軸から60km前後離れた場所に震央が求められていること、余震が本震の海溝側、西よりの海域に分布するという共通の特徴がある。海溝内側、陸寄りのプレート間逆断層と考えられる余震活動は、2005年11月の地震では発生は認められていない。2011年の地震では本震自体の余震活動との区別は不可能であるためその存在は確認できない。

3. その他の沈み込み帯の場合

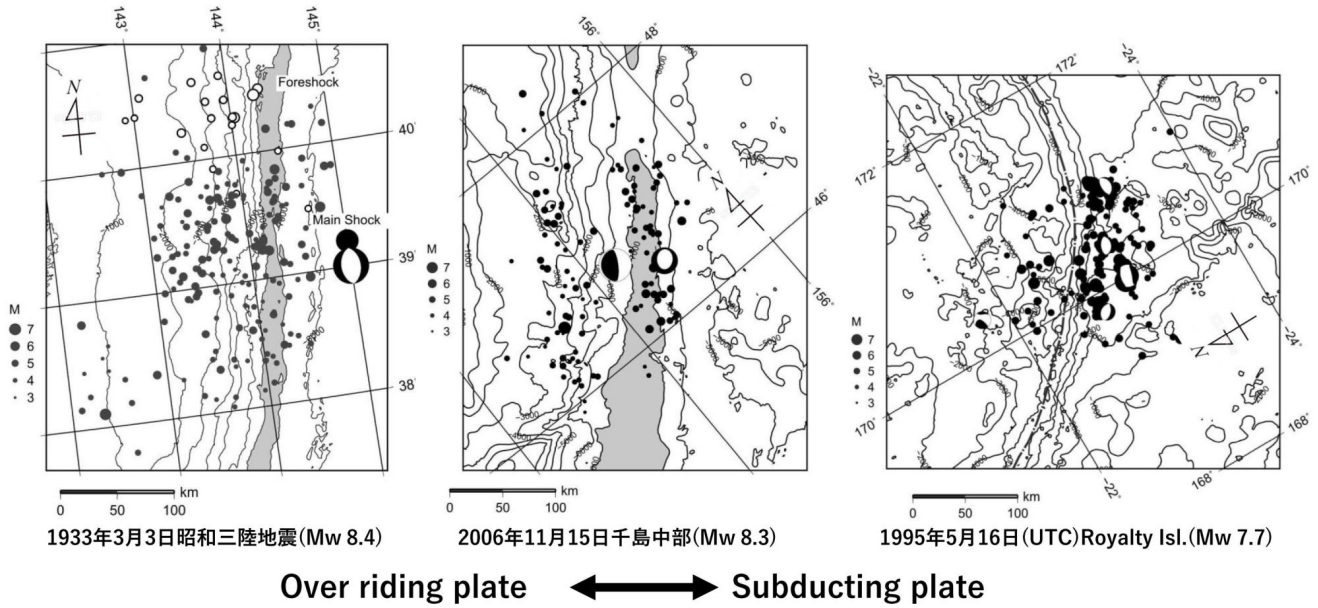
2005年の宮城県沖の地震で、海溝内側の余震活動が誘発されなかったことの原因として地震の規模 (Mw 7.0) が小さかったことが考えられることから、Mw 7.5以上の海溝外側で発生した浅い正断層型の地震の余震活動を調査した。海溝外側のプレート内で発生する地震には浅い正断層型の地震以外に、横ずれ型の地震、プレート下部のプレート内で発生する逆断層型の地震がある。

Outer riseでの横ずれ型の地震は、1988年3月のAlaska湾の地震(Mw 7.8)、1998年5月の台湾東方沖の地震(Mw7.5)、2012年4月のSumatra島沖の地震 (Mw 8.6、Mw8.2) の地震、2018年1月のAlaska Kodiak島沖の地震(Mw 7.9)などがある。これらの地震では2012年4月のSumatra島沖の地震以外には海溝内側の地震活動には何ら影響が認められない。Sumatra島沖の地震でも海溝陸側のプレート間の逆断層地震の活動は、海溝外側の余震活動に比較すれば微々たる数で、海溝外側の横ずれ断層の地震が、プレート間地震の発生に与える影響は小さいと判断される。

正断層地震については事例が少なく、資料が不十分ながら1969年11月のSumatra島沖地震 (Mw 7.6)、1995年5月のRoyalty諸島の地震(Mw 7.7)、同じく2018年12月のRoyalty諸島の地震(Mw 7.5)がある。1995年の地震では図に示すように海溝軸内側にも余震が発生していることが分かる。しかし海溝外側で発生した余震に比べその数は少数である。昭和三陸地震や、2006年千島中部の地震のような余震活動にはなかったことが分かる。地震検知能力が不十分だった1969年のSumatra島沖の地震も、報告されている余震の数は少ないが同様の傾向が伺われる。

2018年12月のRoyalty諸島の地震については約3ヶ月前の8月末に海溝内側でMw 6.9のプレート間逆断層地震が発生しその余震が海溝内側で広がっていたことから、2006年千島中部の地震のようなプレート間地震と海溝外側の正断層地震のdoubletと見ることができる。数少ない事例であるが、海溝外側の正断層地震だけでは、昭和三陸地震に伴って発生したような海溝両側での余震活動を形成することは難しいと考えられる。昭和三陸地震の発生の二ヶ月前に北部で発生した先行地震活動 (前震) が海溝内側の領域で発生したことも考え合わせると、昭和三陸地震は、海溝外側の正断層地震に、海溝内側でのプレート間逆断層地震を伴った可能性が高い。

海溝を挟んだ両側で余震活動を伴った地震の事例



Room C | Regular session | S17. Tsunami**PM-1**

chairperson: Toshitaka Baba (Tokushima University), Satoshi Kusumoto (JAMSTEC)

Fri. Oct 15, 2021 1:30 PM - 3:00 PM ROOM C (ROOM C)

[S17-02] A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation○Masaaki MINAMI¹ (1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute)

1:30 PM - 1:45 PM

[S17-03] Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone○Toshitaka BABA¹, Ryoichi YAMANAKA², Hiroyuki FUJIWARA³ (1. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2. Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3. NIED)

1:45 PM - 2:00 PM

[S17-04] Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions○Kentaro IMAI¹, Satoshi Kusumoto¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Takashi Furumura³ (1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. ERI, The Univ. of Tokyo)

2:00 PM - 2:15 PM

[S17-05] The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture○Satoshi KUSUMOTO¹, Kentaro Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara² (1. JAMSTEC, 2. Tohoku University)

2:15 PM - 2:30 PM

[S17-06] Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records○Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida² (1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University)

2:30 PM - 2:45 PM

[S17-07] Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021○Yuchen WANG^{1,2}, Mohammad HEIDARZADEH³, Kenji SATAKE¹, Kentaro IMAI², Takane HORI², Gui HU⁴ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University)

2:45 PM - 3:00 PM

A New Calculation Method of Wet/Dry Boundary for Tsunami Inundation

*Masaaki MINAMI¹

1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute

1 背景と目的 津波浸水計算では、浸水現象を水が存在するメッシュ(以下wetと表記する)と水が存在しないメッシュ(以下dryと表記する)との境界条件として取り扱うことが一般的である。その境界条件の違いは、浸水計算結果の正確性、計算安定性に大きく影響する。これまでに相田(1977)、岩崎・真野(1979)、Hibberd and Peregrine(1979)などのアルゴリズムが利用され、最近では、岩崎・真野(1979)の方法を改善した小谷ほか(1998)の方法(以下、小谷の方法という)が、研究や防災のための津波数値計算で広く利用されている(例えば、Imamura et al. 2008; 国土交通省 津波浸水想定の設定の手引きVer 2.10 2019)。小谷の方法は、計算精度に優れていることから多くの計算で用いられている。一方、小谷の方法を用いた場合に、遡上先端の計算が不安定になる場合があることも指摘されている(原子力土木委員会 津波評価部会 2007)。この計算不安定は、従来の相田(1977)の方法を用いることで回避可能である(原子力土木委員会 津波評価部会 2007)が、相田(1977)の方法は越流公式を基にした計算条件であり、その計算精度についての検証が充分でない。そこで本研究では、津波数値解析に基づいて、小谷の方法の計算不安定の原因を明らかにするとともに、それを改善して数値解析の安定性を向上させるための手法を提案する。

2 小谷の方法 小谷の方法については以下の通りである。1) wet側の波高がdry側の地盤高がよりも高い場合にのみ遡上計算を行う。(2) wet/dry境界の計算を行う際の全水深Dについて、wet側の波高とdry側の地盤高の差とする。(3) wet/dry境界の計算の移流項の計算の際に、全水深Dがゼロまたはある下限値より小さくなった場合には、その全水深を分母として持つ項のみを省略し移流項の計算を行う。

3 数値解析条件 数値解析においては、津波数値モデルJAGURS (Baba et al. 2015)を用いた。JAGURSでは、上述の小谷の方法が浸水境界条件として実装されている。

4 結果と考察：小谷の方法の数値不安定の原因 数値解析の結果、小谷の方法の数値不安定は、上記2の(2)wet側格子の波高とdry側格子の地盤高の差を全水深Dとしていることが原因であった。これは、通常wet/wet境界では、境界に接する二つのメッシュの全水深の相加平均を境界上での全水深Dとしており(例えばImamura et al. 2006)、これには両方の静水深が情報として入っている。しかしながら、小谷の方法の(2)では全水深Dでは海側(wet側)のメッシュの静水深の情報が抜け落ちており、海側のメッシュの静水深が大きければ大きいほど、wet/dryの境界条件からwet/wetでの計算に変わった際の全水深Dの不連続が大きくなり、その全水深Dの差がfluxを計算する際に大きな差となっていた。つまり、小谷の方法では、wet/dry境界のfluxが過少に評価され、次タイムステップでwet/wet境界に変わったときに、fluxの不連続が大きくなる場合があり、これが計算不安定に繋がっていると考えられる。これは、水深/地盤高の変化が小さい場合、つまりは隣接メッシュ間の水深/地盤高の差が十分小さい場合では問題にならず、水深/地盤高の変化が大きい場合に顕在しやすい。

5 新手法の提案とその性能評価 以上の考察に基づいて、以下の通り、wet/dryの境界条件についての改善を提案する。それは、wet/dry境界で用いる全水深Dについて、小谷の方法の(2)のwet側の波高とdry側の地盤高の差ではなく、wet側の全水深Dとdry側の全水深(dryなので全水深はゼロ)の相加平均、すなわちwet側の全水深Dの1/2を用いる方法である。この方法を用いることによって、wet/wetでの計算との不連続をなくすることができる。この提案手法を、小谷の方法では計算不安定(数値振動)が生じていた状況に適用した結果、数値振動は発生しなくなることを確認できた。

Comparison between tsunami hazard curves and exceedance rate estimated from historical tsunamis in the Nankai subduction zone

*Toshitaka BABA¹, Ryoichi YAMANAKA², Hiroyuki FUJIWARA³

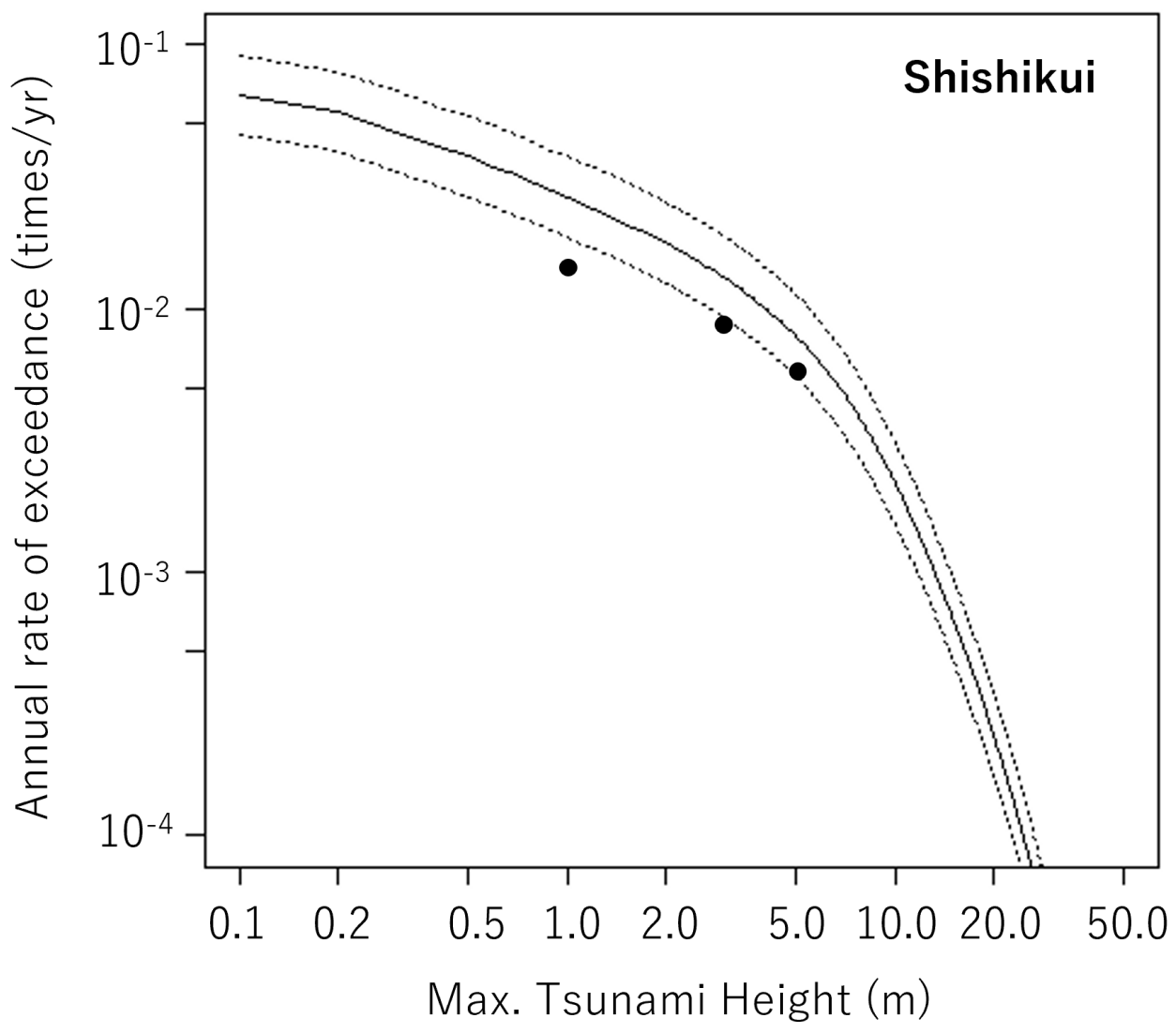
1. Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, 2. Research Center for Management of Disaster and Environment, Tokushima University, 3. NIED

最悪ケースの地震シナリオに基づく津波浸水想定が津波ハザードマップとして公表される。一方、地震や津波は不確実性を含んだ自然現象であるため、例えば都市計画などの分野においては津波ハザードの確率的な評価も必要である。藤原ほか（2020）は、M7.6～M9.1の3480ケースの南海トラフ地震のすべりモデルを提案し、すべての津波を計算して、海岸線での津波ハザードカーブを構築した。一般に津波ハザードカーブの妥当性評価は容易ではないが、南海トラフの海岸では過去の複数回の海溝型地震による津波記録が利用できる。そこで本研究では、津波ハザードカーブと歴史津波の超過頻度を比較する。藤原ほか（2020）では、長期評価による地震発生確率を利用して今後30年間の津波ハザードカーブを提示しているが、これでは歴史津波の超過頻度との比較が難しいので、本研究ではGR則を利用して、長期間の平均的なハザードカーブを求めた。GR式の推定には、気象庁一元化地震カタログ（確定版）の期間は1923年1月14日～2015年5月31日、範囲は東経131-139度、北緯30-36度のうち海域に震央がある地震で、かつ、マグニチュードは5.0以上、震源深さは50km以浅のデータを利用した。得られたGR式は $\log(N)=3.097-0.668M\pm0.156$ となった（誤差は標準偏差）。ここで、Mはマグニチュード、NはM毎の年頻度である。本研究では最終的に津波浸水の確率評価を目的としており、3480ケースのすべての断層モデルに対して高分解能な津波浸水計算を行った。ネスティングアルゴリズムを利用し、計算領域のうちの一部分（徳島県）で10mの空間分解能の計算格子とした。徳島県の津波浸水想定で用いられた地形データを利用した。津波ハザードカーブの作成では、偶発的不確実性を入れた最大津波高の確率密度分布とGR則に基づく発生頻度を独立事象として重ね合わせて、さらに潮位の確率密度分布を畳み込んで津波襲来時の潮位の違いによる影響も考慮した。東北大学津波痕跡データベースのデータと、欠けている部分は安中ほか（2003）の震源モデルを利用して計算し、歴史津波の超過頻度を推定した。比較地点は高分解能な津波計算を実施した徳島県海岸線とした。津波ハザードカーブと歴史津波から推定した超過頻度はほぼ矛盾ないものの、ハザードカーブの方がやや大きい（図）。これは、GR式の推定においてプレート境界型地震以外の地震も含んでいることが一因と考えられる。一方、湾口に津波防波堤が存在する地域では、歴史津波から求めた超過頻度より明らかに津波ハザードカーブの値が小さくなっており、津波防波堤による軽減効果が確認できる。

図 本研究で求めた徳島県穴喰での津波ハザードカーブ（実線）。点線はGR式の標準偏差に対応するハザードカーブのばらつき。黒点は歴史津波記録から求めた超過頻度。

謝辞：本研究の津波計算には東京大学情報基盤センターのFujitsu PRIMERGY

CX600M1/CX1640M1(Oakforest-PACS)を利用させていただきました。科研費基盤研究B（19H02409）の支援を受けています。記して感謝いたします。



Tsunami source model of the 1854 Ansei-Tokai earthquake based on crustal deformation and tsunami trace height distributions

*Kentaro IMAI¹, Satoshi Kusumoto¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1}, Takashi Furumura³

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. ERI, The Univ. of Tokyo

南海トラフ沿いではM8クラスの巨大地震が100～200年程度の間隔で繰り返し発生し、大きな被害をもたらしてきた。一連の南海トラフ巨大地震の発生様式は、以前は一定のプレート運動速度に基づき、固有の地震断層面における再来と発生間隔が受け入れられてきた（例えば、石橋・佐竹, 1998）。一方、瀬野

（2012）は、安政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成域が異なる（相補的である）可能性を指摘し、昭和東南海地震が安政東海地震の震源域の一部で起きたという従来の考えに疑問を呈している。今井・他

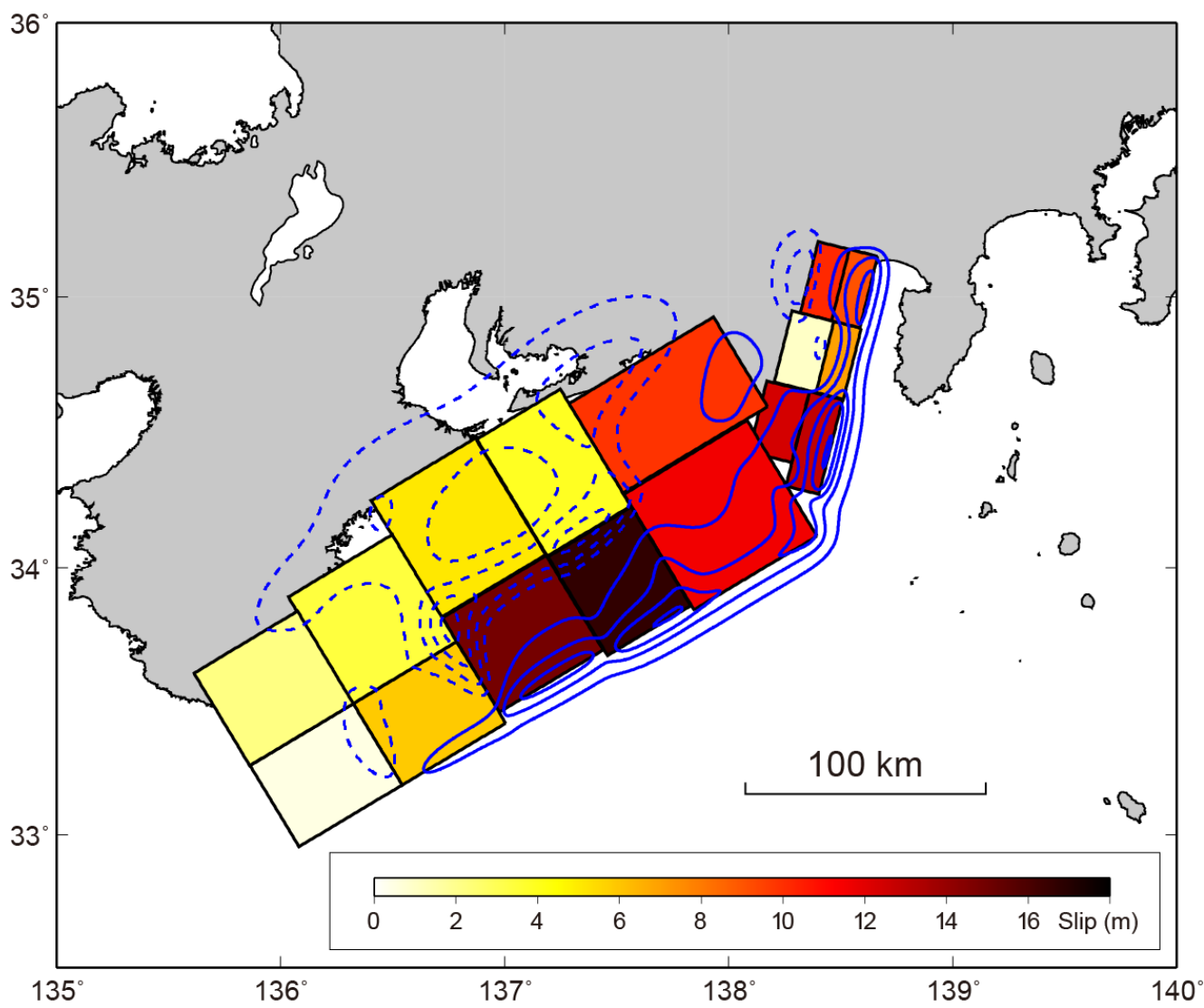
（2019）は安政東海地震の津波波源域について、津波高分布に基づいた再検討を行ったが、そこでは、地殻変動量分布や3次元のプレート構造が十分に考慮されていなかった。本研究では、これらの考慮に加えて、現在入手できる地震津波に関する履歴情報を最大限に活用して、安政東海地震の波源断層モデルの再評価を試みる。

本研究では、既往研究（羽鳥, 1977；都司・他, 1991, 行谷・都司, 2005；都司・他, 2013；都司・齋藤, 2014；今井・他, 2017）と、史料集の再精査によって得られた津波痕跡高（今井・他, 2019）を用いた。地殻変動量については既往研究（石橋, 1984；Kitamura & Kobayashi, 2014）に加え、既刊の地震史料集における本地震による地殻変動量に関する記述から評価した。

波源断層モデルは南海トラフ沈み込み帯の3次元構造モデル(Nakanishi et al., 2018)を参照し、地殻変動や津波高の痕跡点数を考慮して東海震源域については6分割、東南海震源域は10分割の合計16枚の小断層で構成されるものを仮定した。各小断層上の滑りによる地殻変動はOkada (1985)の方法、津波のグリーン関数は線形長波理論（空間格子間隔150 m, 時間間隔0.2 s）に基づき計算した。地殻変動の痕跡点は34点を利用した。津波痕跡点については既往研究のデータも含め283点あるが、空間格子間隔の問題や精緻な地形復元作業を必要とする痕跡点、内海の痕跡点（例えば、浜名湖沿岸や伊勢湾内の痕跡）を除いた45点を利用した。比較的遠浅地形となる地点では、津波伝播における非線形性の影響が無視出来ないため、各地点における線形長波と非線形長波モデルから計算された津波高の応答関係を8次の多項式を用いて近似した。地殻変動量と津波痕跡高の分布を説明する各小断層のすべり量は、再現性指標VRS (Imai et al., 2020) が最適値（≒1）に近づくようにSA (Kirkpatrick et al., 1983) を用いて推定した。地殻変動や津波痕跡高には観測誤差や本地震以外の地殻変動成分が含まれると考えられる。本解析では、この誤差を1 m程度と仮定して一様乱数により与え、1,000回試行のアンサンブル平均処理を行い、各小断層のすべり量を評価した。

求められた波源断層のすべり量分布を図1に示す。本モデルの地震規模はMw 8.5±0.1程度となった。また、VRSは0.85±0.02となり、地殻変動や津波高の分布をおおむね再現できた。津波痕跡高分布を説明するためには、御前崎沖、遠州灘沿岸および志摩半島のトラフ軸付近で大きな断層すべりが必要であり、これにより伊豆半島入間における15 mの津波高を再現できる。しかし、国崎の22 mの津波高は再現できていない。昭和東南海地震の波源断層モデル（例えば、Baba et al., 2005）には志摩半島沿岸直下で大きな断層すべりが生じていたことと照らし合わせると、瀬野（2012）が指摘した安政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成域の相補関係は、津波励起領域においても存在が示唆される。

謝辞：本研究はR2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構 小平秀一）の一環として行われました。



The 1854 CE Ansei Tokai Earthquake and Tsunami Deposits at Iruma, Minami-Izu City, Shizuoka Prefecture

*Satoshi KUSUMOTO¹, Kentaro Imai¹, Takane Hori¹, Daisuke Sugawara²

1. JAMSTEC, 2. Tohoku University

1854年12月23日に発生した安政東海地震に伴う津波は伊豆半島から紀伊半島の沿岸にかけて高く、伊豆半島沿岸での津波遡上高はおよそ5~6 mと推定されている(e.g., 羽鳥, 1977; 都司ほか, 2019)。一方、伊豆半島南端に位置する静岡県南伊豆町入間では15.7 mと周辺地域に比べて三倍近い大きな値が得られている。また入間の旧家である外岡家の『加美家沿革誌』の伝承には安政東海地震津波で集落に津波堆積物が打ち上げられたという記述があり、それに基づいて現地調査した結果、津波堆積物の層厚は4 m以上、場所によっては8 mに達すると推定されている(浅井ほか, 1998)。一般に陸上に堆積する津波堆積物の層厚は数十cm~1 m未満であり、この津波堆積物は異常に厚いことになる。本研究では、最新の津波波源モデルと津波土砂移動数値計算モデルを基に、津波遡上高と津波堆積物の堆積層厚について検証した。

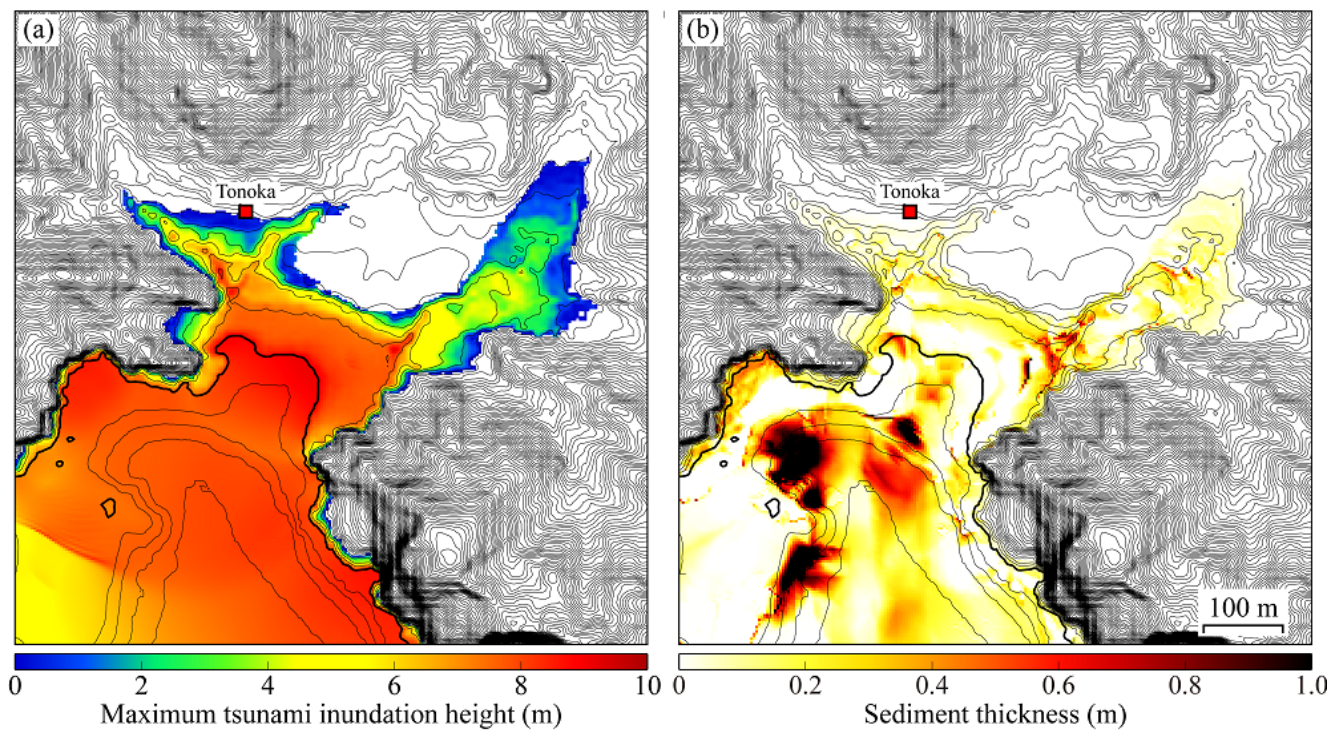
本研究の解析対象地域は静岡県南伊豆町入間である。入間集落は北・東・西の三方を山に囲まれた谷の出口にあり、南は海に面している(図1)。谷の出口をふさぐように砂堆が存在しており、この砂堆の標高は高い場所で16 m以上ある。『加美家沿革誌』によると、この砂堆上部は人工改変を受けていて、現在の集落は1924年1月11日に30数軒を焼く大火の焼け跡を均して再建されている。入間での津波高(15.7 m)は集落西側の外岡家の近傍にある木の枝に浮遊物が漂着した高さである。

津波伝播・浸水・土砂移動の数値解析には、エネルギー平衡に基づく浮遊砂濃度評価式(Sugawara et al., 2019)を採用した津波土砂移動数値解析モデル(高橋ほか, 1999)を使用した。中央粒径は0.267 mmとし、モデルパラメータは高橋ほか(2011)とGusman et al(2018)に準拠した。本解析では、既往研究と再精査した津波痕跡高を基に再評価した最新の安政東海地震を津波波源モデルとして採用した(今井ほか, 2021)。砂堆の標高は藤原ほか(2008; 2009)を参考に現在の地表面から6 m取り除いた場合(ケース①, 標高10 m)と砂堆が存在しない場合(ケース②, 標高6 m)の二種類で計算を実行した。

津波浸水の数値計算結果を図1aに示す。ケース②で砂堆が存在しない場合、外岡家まで津波は到達しない。すなわち、外岡家に津波が到達した原因は砂堆によって地形が狭まっていたことで津波が増幅したためと推察される。また砂堆は安政東海地震以前から存在していたことも示唆される。数値計算により求めた津波堆積物の堆積層厚は厚いところでも1 m程度で、浅井(1998)の報告と大きく異なる結果が得られた(図1b)。一方、入間で地質試料を採取・分析した藤原ほか(2008; 2009)はおよそ1 m程度の粗粒砂礫層を安政東海地震の津波堆積物と認定しており、これは我々の研究成果と概ね調和的である。浅井ほか(1998)の主張は『加美家沿革誌』と「津波以前には現在の集落地の西方に位置する外岡家から集落の東側に位置する畑が見渡せたが、現在は集落に阻まれてその畑は見えない」という現地の聞き取り調査に基づくもので、人工改変などの盛土を津波堆積物と誤認した可能性がある。

謝辞：本研究は R2-6年度文部科学省「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」(研究代表者：海洋研究開発機構 小平秀一)の一環として行われました。

図1 安政東海地震津波の(a)推定最大浸水深分布と(b)計算堆積層厚分布。赤四角は外岡家の位置を示す。



Back-projection imaging of a tsunami source location using S-net ocean-bottom pressure records

*Ayumu MIZUTANI¹, Kiyoshi Yomogida²

1. Graduate School of Science, Hokkaido University, 2. Faculty of Science, Hokkaido University

地震学においてバックプロジェクション(BP: back-projection)法は、アレイ観測による波形記録を足し合わせるといった簡便な操作によって地震の破壊伝播過程を推定することが可能であるため、これまでに多くの巨大地震に適用されてきた(e.g., Ishii et al., 2005; Honda et al., 2011)。またFukahata et al. (2014)はBP法についての理論的な考察をおこない、各観測点におけるグリーン関数の足し合わせをデルタ関数で近似できる場合には、BP法で精度の良い推定が可能であることを示した。

近年、日本列島太平洋沖にはS-netやDONETといった海底観測網が整備され、津波の伝播を面的に捉えることが可能になってきた。本研究では、S-netで得られた水圧記録に対してBP法を適用することで、津波波源の位置推定をおこなった。地震波記録を対象としたBP法では、想定する断層面上の点と各観測点の間での理論走時だけ観測記録の時間軸をずらしてスタックし、得られた波形がその点における地震波の放射強度を表しているとして断層すべりの時空間変化を推定する。これに対して、津波を対象とした場合、線形長波仮定の下では、津波の伝播速度は水深と重力加速度のみで決まり、伝播補正が正確に行えるため、地震波の場合と比較して正確な理論走時が得られる。またBP法で得られる結果は、津波を励起する海面変動に関係していると考えられる。

本研究では、まず初めに、津波記録にBP法を適用した場合の理論走時の影響を確認した。津波数値シミュレーションコードのJAGRUS (Baba et al., 2015)を用いて、幅2 kmの2次元ガウス関数を波源とした津波を計算し、各観測点におけるグリーン関数とした。水深データにはETOPO1 (Amante and Eakins, 2009)を、観測波形をスタックする際に必要な理論走時の計算にはFast Marching Method (Sethian, 1999)を用いた。S-netのS1-S5の観測点におけるグリーン関数を足し合わせた結果を図1に示す。実際の水圧データを用いて足し合わせた波形は $t=0$ にピークを持っており、デルタ関数によって近似できる。つまり、理論走時を精度良く計算することができる場合は、単純な足し合わせで直達波を抽出することができると考えられる。次に実際のデータの例として、2016年11月22日の福島県沖地震(Mw6.9)に伴って発生した津波のS-net海底水圧記録に対してBP法を適用した。S-netのS1-S5のサブシステムの中で、生の水圧記録とNAOTIDE (Matsumoto et al., 2000)で計算した理論潮汐との相関が0.8以上となった94観測点を解析に用いた(図2(a))。観測記録の前処理として、(1)理論潮汐を除き、(2)全体の平均値を引くことでDC成分を取り除き、(3)100-3000秒のバンドパスフィルタを適用し、(4)それぞれの最大振幅によって各波形を正規化した。図2(b)に、BP法でスタックして得られた波形を2乗し、最初の300秒を積分した結果を正規化してプロットした。図2(b)における破線は津波インバージョン(Gusman et al., 2017; Adriano et al., 2018)と気象庁による遠地実体波を用いた震源過程解析によって推定された断層すべりによる海底変位を示しており、本研究で得られた振幅分布はそれらと良く一致している。

BP法は対象とする領域と観測点との間の理論走時のみを用いて推定をおこなうため、グリーン関数や逆行列の計算が不要であり、津波波源推定で一般的におこなわれている波形インバージョン(e.g., Satake, 1987)と比べて計算コストが非常に低い。また、津波到達時刻を元にした逆伝播による波源推定(e.g., Hatori, 1969)は走時情報のみを用いるため波源域内での振幅分布を十分に復元できない。したがって、本研究が提案する津波を対象としたBP法は、簡便かつ精度の良い津波波源の推定手法として有用であると考えられる。

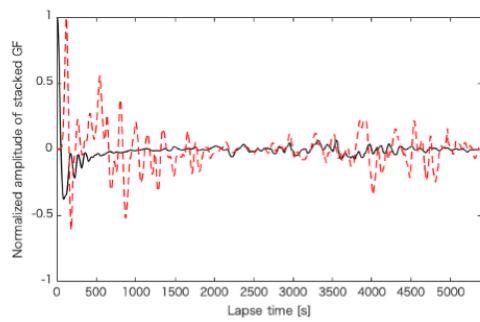
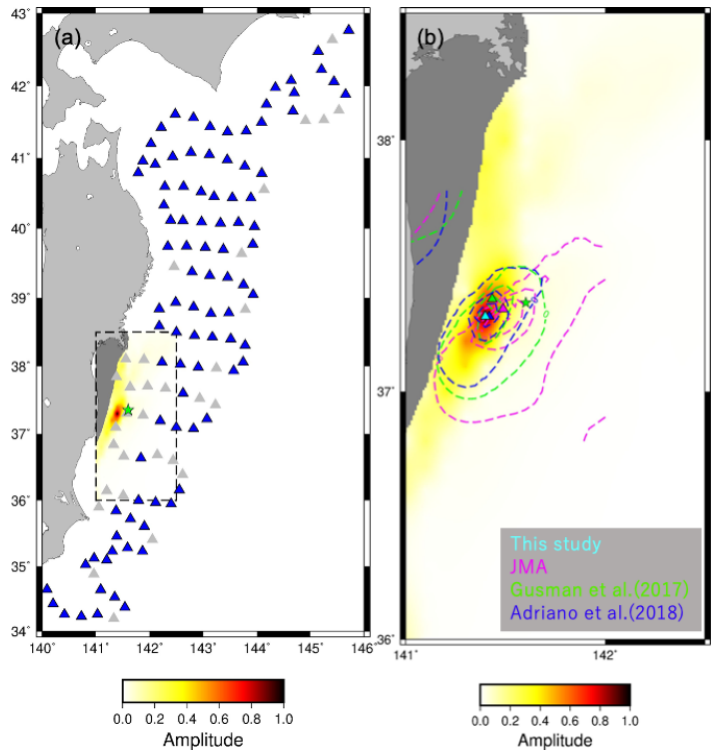


図1

S1-S5の各観測点におけるグリーン関数のスタック波形。理論走時を計算する際に実際の水深を用いたものを黒線で、一定値(2500m)を用いた場合を赤破線で示している。津波の波源は図2(a)における震源の位置とした。

図2

2016年11月22日の福島県沖地震(Mw6.9)による津波記録にバックプロジェクション(BP)法を適用した結果。
(a)解析に使用した観測点(青)と震源(緑)。黒破線はBP法の対象とした領域を示している。
(b)(a)の破線で囲まれた領域を拡大した図。水色の三角形は本研究によって推定された振幅のピークを、紫、緑、青のコンターと三角形は気象庁、Gusman et al. (2017), Adriano et al. (2018)によって推定された断層すべりによる海底変位の絶対値とそのピークを示している。コンターの間隔は0.5 mとした。



Interaction of tsunamis generated by successive Mw 7.4 and Mw 8.1 earthquakes on Kermadec Islands on March 4, 2021

*Yuchen WANG^{1,2}, Mohammad HEIDARZADEH³, Kenji SATAKE¹, Kentaro IMAI², Takane HORI², Gui HU⁴

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 3. Department of Civil & Environmental Engineering, Brunel University London, 4. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-Sen University

On March 4, 2021, two earthquakes occurred successively on Kermadec Islands, New Zealand. The foreshock (Mw 7.4) happened at 17:41:23 (UTC) whose epicenter was at 29.58°S, 177.03°W with a depth of 41 km. It had a thrust mechanism and generated a small tsunami. The mainshock (Mw 8.1) happened at 19:28:33 (UTC), approximately two hour later after the foreshock. The epicenter was located at 29.11°S, 176.77°W with a depth of 37 km. It generated a moderate tsunami affecting New Zealand and other Polynesian countries. The epicenters of two earthquakes are very close (~55 km) and their focal mechanisms are similar. The occurrence of two successive tsunamigenic earthquakes provides us with a rare opportunity to study the tsunami interaction.

We collected sea surface elevation records at 15 tide gauges: North Cape, Great Barrier Island, Port of Tauranga, East Cape, Owenga, Nukualofa, Suva Viti Levu, Lautoka, Lenakel, Port Villa, Ouinne, Thio, Hienghene, Kingston Jetty Norfolk, and Raoul Island Fishing Roack. We conducted spectra analysis to these records. The spectra of Fourier analysis show that the dominant period ranges of the first and second tsunamis are 5–17 and 8–28 min, respectively. In addition, wavelet analysis show that two distinct oscillation patterns with different period ranges are visible on the wavelet plots of most stations. We observed that after the arrival of the second tsunami, the oscillation in the period range of the first tsunami still persists and becomes sometimes stronger at some tide gauges, indicating the interaction of the two tsunamis. We calculated the source spectrum of second tsunami by two different approaches: empirical Green's function (EGF) method (Heidarzadeh et al., 2016) and tsunami/background ratio method (Rabinovich, 1997). Using the first tsunami as the EGF, spectral deconvolution indicates that energy of the second tsunami is mainly distributed in the period range of 8–30 min, with spectral peaks at 25.6, 15.7, and 9.8 min. The method of tsunami/background ratio presents similar results: The period range of main energy of the second tsunami is 7–28 min, with spectral peaks at 25.7 min, 14.2 min and 9.1 min. These results are also consistent with the dimensions of USGS source models. It indicates that the short axis has stronger effects on tsunami source spectrum.

