3.6 プレート・断層構造研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　「プレート・断層構造研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人海洋研究開発機構 海域地震火山部門	上席技術研究員	金田　義行
	部門長	小平　秀一
	調査役	三浦　誠一
	技術研究員	仲西　理子
	研究員	新井　隆太
	招聘主任研究員	山下　幹也
	専門部長	石原　靖
	主任研究員	高橋　努
	研究員	山本　揚二朗
国立研究開発法人防災科学技術研究所 地震津波防災研究部門	総括主任研究員	汐見　勝彦
	主任研究員	上野　友岳
	主任研究員	武田　哲也
	主任研究員	松澤　孝紀
	主任研究員	浅野　陽一
	主任研究員	木村　武志
	主任研究員	木村　尚紀
	主任研究員	田中　佐千子
	主任研究員	松原　誠

(c) 業務の目的

サブテーマ１の防災・減災対策の実効性を検証するためには、地震発生の連動の範囲や地震や津波の時空間的な広がりを見積もる必要がある。このため、稠密な地下構造調査と稠密地震観測により、大津波の発生要因となる南海トラフのトラフ軸付近の詳細プレート構造を得るとともにすべり履歴の解明を図る。

南海トラフから、特に知見の不足する九州、南西諸島海溝までの地震発生全域における地震発生帯及び海陸境界域深部構造のイメージングを行い、地震発生帯のプレート形状及び物性の詳細、陸側プレートとの相対的な位置関係等を把握する。得られた成果は他の観測研究成果との整合性を確認し、シミュレーション研究の項目に提供する。

(d) ７か年の年次実施業務の要約

基本的に前半の４年を震源モデル構築の準備と予測計算のため、基礎データを取得する。後半の３年は国レベル、地方行政レベルの現実的な防災・減災のための予測の再計算などに資するため、不足しているデータを取得する。

平成 25 年度：

南海トラフ（高知沖）の前縁断層イメージと南西諸島海域南部（八重山付近）でのプレート構造イメージを得た。

平成 26 年度：

南海トラフの前縁断層イメージと地震発生帯の浅部・深部のプレート構造イメージを得た。

平成 27 年度：

南海トラフの前縁断層構造イメージと地震発生帯の浅部・深部の構造イメージ、南西諸島海域北部（奄美大島北方）のプレート構造イメージを得た。

平成 28 年度：

南海トラフ（日向灘）の前縁断層構造イメージ、南西諸島海域北部（奄美大島北方）のプレート構造イメージと四国西部の深部低周波微動発生域周辺の構造イメージを得た。また、四国東部の深部低周波地震発生状況を把握した。南西諸島北部（奄美大島北方）で自然地震観測を実施し、手動検測による震源決定を進めた。

平成 29 年度：

南西諸島海域中部（奄美群島付近）で構造探査を実施し、プレート構造イメージを解明するためのデータを取得した。南西諸島南部と北部の構造イメージを得た。南西諸島北部の詳細な震源決定を進めた。

また、四国東部の深部低周波地震発生状況の詳細把握を継続するとともに、四国東部のプレート構造イメージを得るためのデータベース構築を行った。

平成 30 年度：

南西諸島海域中部（奄美群島周辺）での地震活動の実態を把握するため、海底地震計と臨時陸上観測点による観測を開始した。また、四国東部の深部低周波地震発生状況の詳細把握を継続するとともに、平成 29 年度に構築したデータベースを強化し、四国東部のプレート構造イメージ構築に着手した。

平成 31 年度（令和元年度）：

南西諸島海域中部における地下構造および地震活動の把握のため、海底地震計および臨時陸上観測点による地震観測を実施した。これら及びこれまでに取得した観測記録を用い、プレート形状やその周辺の詳細な地下構造、自然地震・低周波地震の活動実態を把握するための解析を行った。また近年取得した高精度な構造探査データを対象に、反射強度や面粗さなどのプレート境界面の特性を抽出した。これらの成果及び他機関による南西諸島での構造探査の成果などに基づき、南海トラフ～南西諸島までを滑らかにつなぐプレートモデルを構築し、プレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動・滑り欠損分布等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングした。

また、四国東部の深部低周波地震発生状況の詳細把握を継続するとともに、四国東部下の詳細なフィリピン海プレート構造イメージを得た。

成果の公表の一環として学会や一般向けシンポジウムで発表した。

(e) 平成 31 年度（令和元年度）業務目的

南西諸島海域中部における地下構造および地震活動の把握のため、海底地震計およ

び臨時陸上観測点による地震観測を実施する。これら及びこれまでに取得した観測記録を用い、プレート形状やその周辺の詳細な地下構造、自然地震・低周波地震の活動実態を把握するための解析を行う。また近年の特に高精度な構造探査データを対象に、反射強度や面粗さなどのプレート境界面の特性を抽出する。最終的な成果の取りまとめでは、他機関による南西諸島での構造探査の成果なども取り入れ、(1) 南海トラフ～南西諸島までを滑らかにつなぐプレートモデルを構築し、(2)プレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動・滑り欠損分布等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングし公表する、という方針で実施する。

四国東部で発生する深部低周波微動源ならびに微小地震震源の高精度決定や陸域のプレート形状推定を目的として、四国東部を対象に設置した陸域稠密地震観測点群の運用を継続する。これらの観測点及び周辺の基盤的地震観測網等でこれまでに収録された観測記録を収集・整理し、四国東部におけるフィリピン海プレート形状モデルを構築するとともに、深部低周波地震との空間的な位置関係に関する調査のとりまとめを行う。本事業で設置した陸域稠密地震観測点を撤収し、原状回復を行う。

(2) 平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 海域におけるプレート・断層構造調査

(a) 業務の要約

南西諸島におけるプレート・断層構造の解明に向け、南西諸島中部の奄美群島付近で海底地震計と臨時陸上観測点による自然地震観測を実施した。南海トラフおよび南西諸島における既存の速度構造モデルや構造探査データを集約・統合し、南海トラフから南西諸島域までの連続的なプレート形状モデルの構築を進めた。南海トラフで広角屈折法探査と反射法探査がともに実施された構造探査測線では、フィリピン海プレート表面の面粗さの評価を実施し、各測線での形状の統計的な性質やその空間変化を調べた。また南海トラフにおけるプレート境界物性の解明に向け、既存の反射法探査記録をデータベース化し、プレート境界付近の物性評価に有効と期待される物理量などの抽出に向けた基盤整備を行った。本年度は２㎞間隔の稠密な探査測線が存在する熊野灘に着目し、海底面・プレート境界面からの反射波走時を読み取り、反射振幅の抽出・マッピングを行った。

(b) 業務の成果

1) 奄美群島周辺における自然地震観測

奄美群島周辺の自然地震観測では、前年度までに展開した島嶼部の臨時観測点３点（奄美大島・徳之島・沖永良部島）と短周期海底地震計 30 台による観測を 2019 年９月まで実施した（図３－６－（２）－①－１）。観測期間中の 2019 年７月下旬に１台の海底地震計(L13)が静岡県牧之原の海岸に漂着しているのが発見され、本業務の関係者が現地で機材を引き取った。地震動記録は正常に収録されていることが確認され、その記録から６月中旬にトランスポンダの誤作動により勝手浮上したことがわかった。残りの海底地震計は 2019 年９月の学術研究船「白鳳丸」の KH-19-J02C 航海で回収を行った。この航海では 24 台を無事に回収したものの，海底地震計から応答がな

いなどの不具合のため５台(L01，L16，L19，L20，L23)が未回収となった。そのため、2020 年１月に東北海洋生態系調査研究船「新青丸」と無人探査機「ハイパードルフィン」による追加航海を実施し、１台の海底地震計(L23)を発見・回収し（図３－６－（２）－①－２)、もう１台(L20)は台座のみを発見し、勝手浮上していたことを確認した。陸上観測点は 2019 年 12 月までに撤収を完了した。

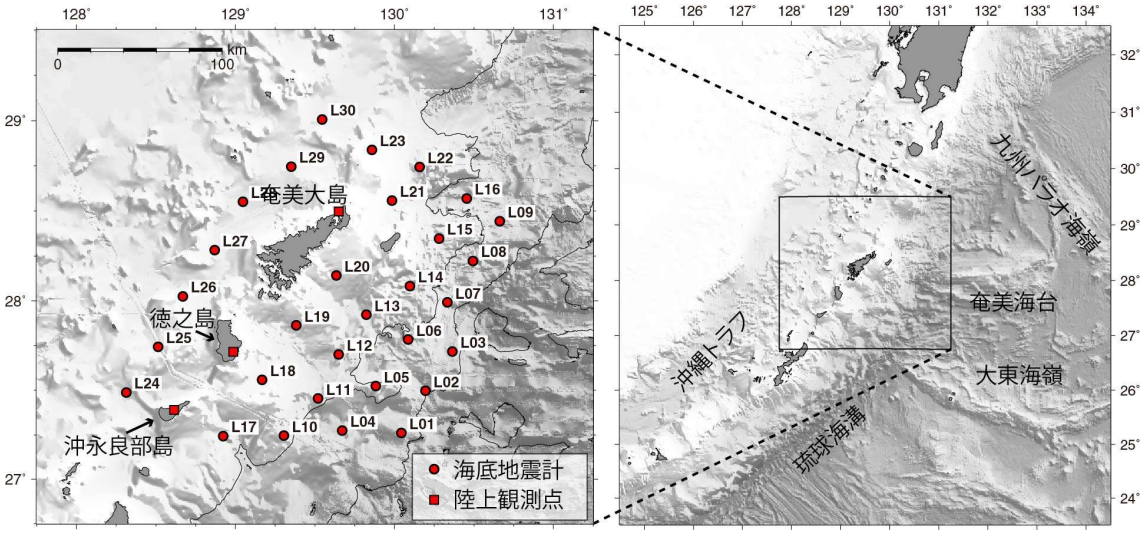


図３－６－（２）－①－１　奄美群島周辺に展開した地震観測網。赤丸が海底地震計、赤四角が臨時陸上地震観測点を表す。

図３－６－（２）－①－２　無人探査機「ハイパードルフィン」により発見・回収した海底地震計。

得られた地震波形記録では、多くの通常の自然地震とともに低周波地震活動が確認された。気象庁の一元化震源で決められた奄美群島周辺の地震のうち、これまでに

気象庁マグニチュードが約 1.7 以上の地震約 700 個の再決定を行った。また低周波地震のうち、比較的規模の大きな地震を対象にエンベロープ相関法により震央を決定した。これらの震源分布を図３－６－（２）－①－３に示す。奄美大島付近で南北に分布する活発な微小地震活動など、島嶼部付近の震源は気象庁震源と概ね一致する。一方、島嶼部から離れた海域では再決定により大きく位置が変化した地震も多く、例えば奄美海台の西方で見られる浅い地震は気象庁震源に比べ西側に再決定された。大東海嶺が沈み込む南西諸島海溝付近ではやや活発な地震活動が見られ、海底面付近から深さ 50km 前後までの広い範囲に再決定されたが、観測網の外に分布するため震源深さの精度などは今後詳細に検討する必要がある。

本観測で観測された低周波地震の震央は、南西諸島海溝と奄美群島の間に概ね帯状部に分布する。徳之島東方沖の低周波地震活動域では、本研究プロジェクトの一環で平成 29 年度に屈折法及び反射法探査を実施している。その探査で得られた反射断面では、低周波地震の発生域ではプレート境界面からの反射波はほとんど見えず、そのすぐ海溝軸側でのみ明瞭な反射波が確認された。この反射波の極性は海底面からの反射波とは極性が反転しており、流体の存在を示唆する。低周波地震活動も流体の存在を示唆する観測結果であるが、その発生域で明瞭な反射波が見られないことは、流体層が地震波の波長に比べて薄いことや、プレート境界面の形状の乱雑さにより反射波が強く乱されている可能性を示唆する。

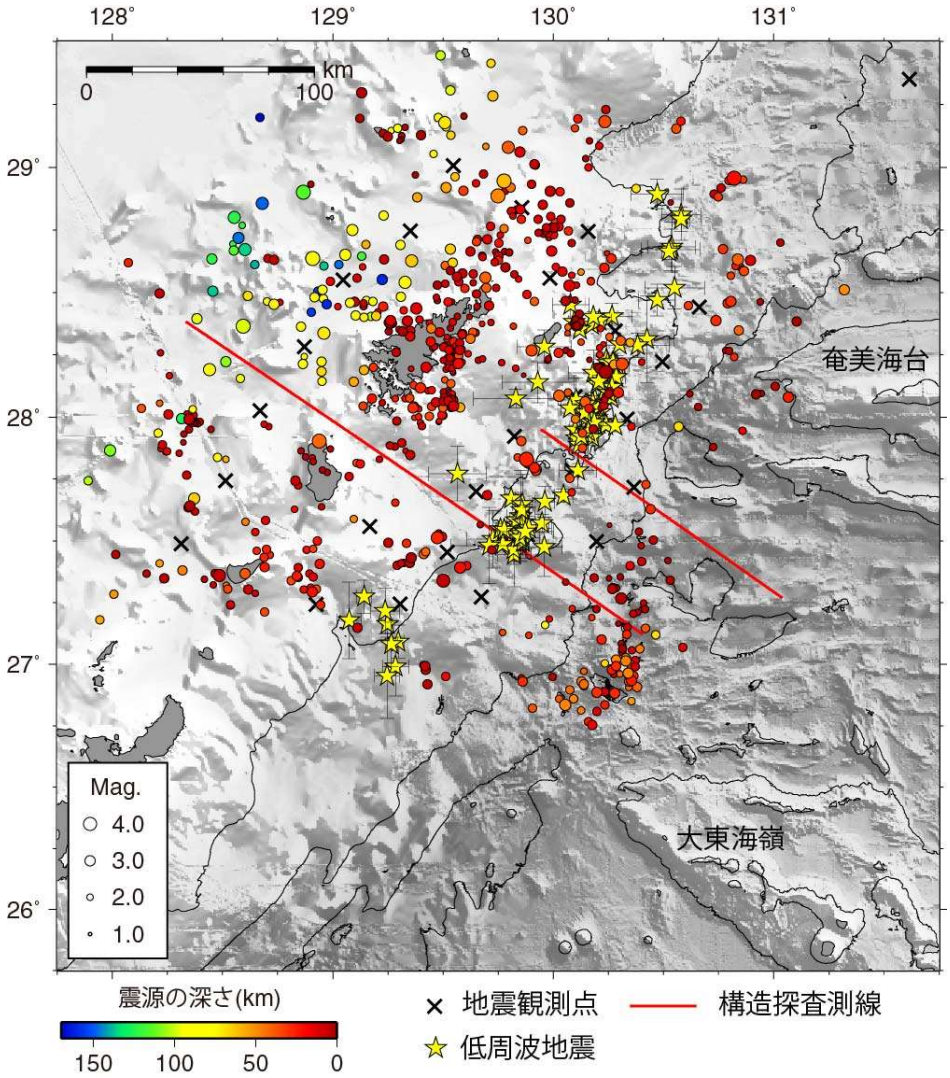


図３－６－（２）－①－３ 奄美群島周辺における通常地震の震源（丸印）と低周波地震の震央（星印）、地震観測点（×印）の分布。赤線は平成 29 年度に本プロジェクトで実施した構造探査測線を表す。

2）南海トラフ～南西諸島プレート形状モデル

昨年度までに構築した南海トラフ域から南西諸島域までの連続的なプレート形状に、本プロジェクトで実施した種子島・トカラ列島周辺の南西諸島北部の自然地震観測に基づく３次元地震波速度構造（Yamamoto et al., 2020）、震源分布に基づく最新の沈み込み帯のプレート形状モデル Slab2.0（Hayes, 2018）を取り入れて、モデルを更新した（図３－６－（２）－①－４）。これにより、南海トラフ域から南西諸島域までを滑らかにつなぐプレートモデルを構築することができた。さらに、プレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングした（図３－６－（２）－①－５）。

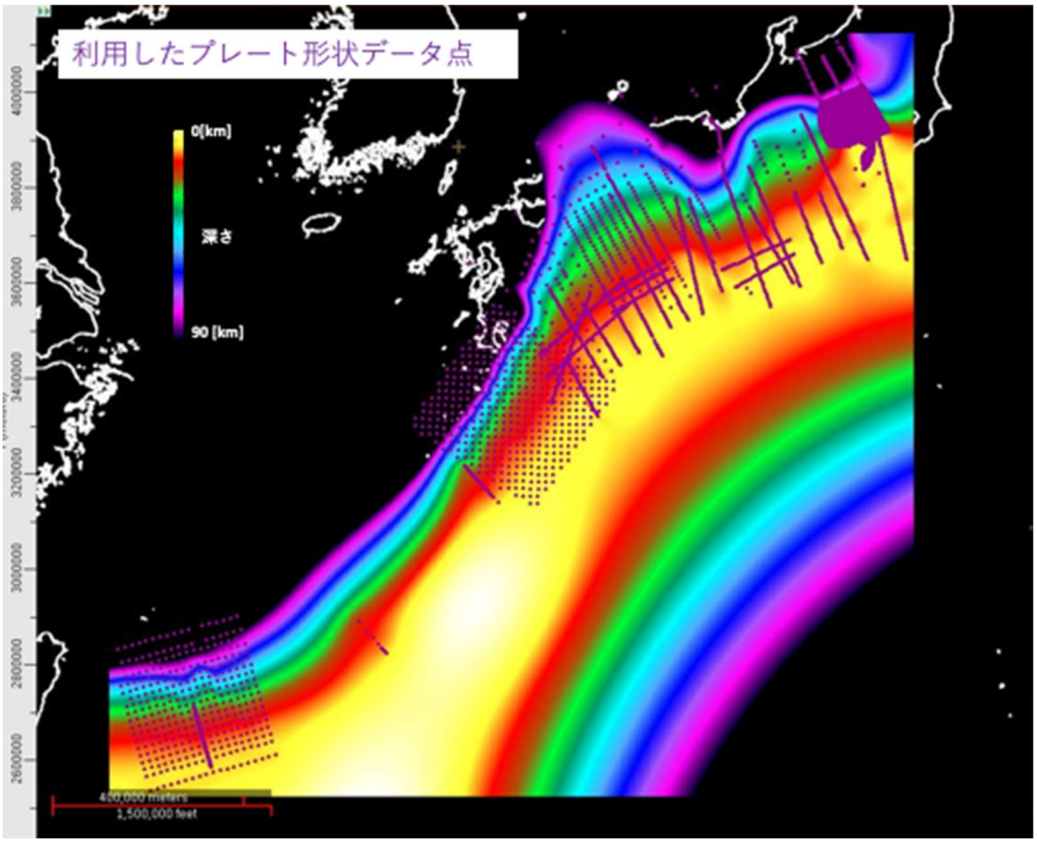


図３－６－（２）－①－４　南海トラフ域から南西諸島域までの連続的なプレート形状モデル。利用したプレート形状データの分布を点で示す。伊豆、東海地方の複雑な形状は調査観測に基づき推定された既存データ(Baba et al., 2002)を活用。

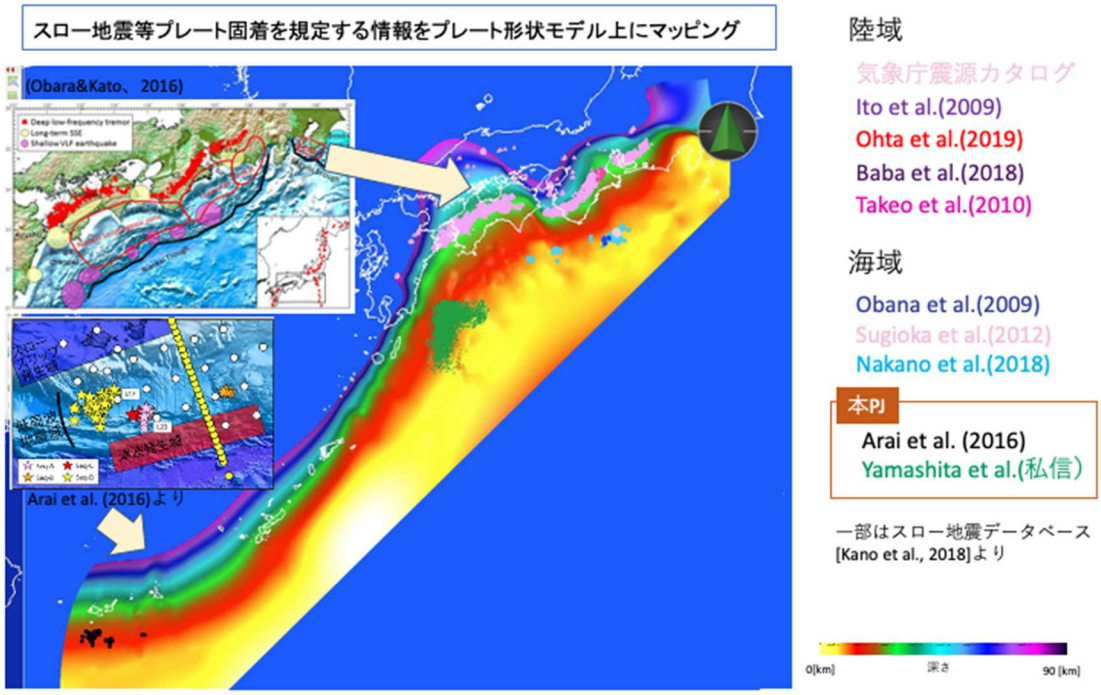


図３－６－（２）－①－５　多様なスロー地震活動等をマッピングしたプレート形状モデル

3）南海トラフ・プレート境界物性

昨年度の引き続きケーススタディとして、活発なスロー地震活動が確認されている熊野灘において稠密に取得された高分解能反射法探査データを用いて、プレート境界における形状・物性のマッピングとスロー地震活動との対比を行った。昨年度はプレート境界を沈み込むフィリピン海プレート上部地殻上面としており、境界面形状や反射振幅と浅部超低周波地震の分布（Nakano et al., 2018）との良い相関が得られた。浅部超低周波地震がプレート境界断層周辺で発生している場合には上部地殻上面ではなく力学的な境界のデコルマ面の評価が必要である。そこで本年度は各測線の反射断面上で抽出可能な明瞭なデコルマ面の読み取りを行った。読み取り例を図３－６－（２）－①－６に示す。フィリピン海プレート上部地殻上面とは異なり、振幅が相対的に小さく、また反射面として連続性が不明瞭な箇所が多いことから振幅情報の抽出には至らなかった。また多くの交点において測線毎の解釈に差異が発生したことから稠密な２次元探査では限界があり、デコルマ面のマッピングには今後三次元探査が不可欠と考えられる。

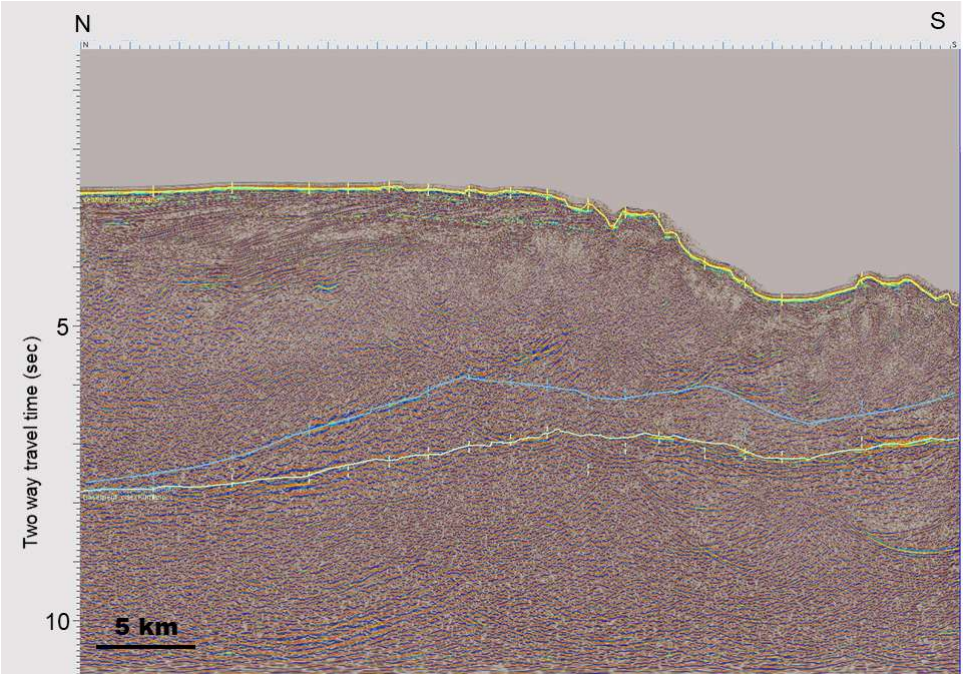


図３－６－（２）－①－６　デコルマ面（青）およびフィリピン海プレート上部地殻上面（黄色）の解釈例

4）南海トラフ・プレート形状の面粗さ

南海トラフにおけるプレート境界の実態把握の一環として、プレート境界面形状の面粗さの評価を進めた。南海トラフ周辺で実施された構造探査のうち屈折法探査と反射法探査がともに行われ、両者の記録を統合して海洋地殻上面の形状が高精度に推定されている６測線を対象とした。形状データのスペクトルや、面粗さの指標の一つである二乗平均平方根の空間分布を調べた。その結果、日向灘や室戸岬沖では平均的に面粗さが大きく、足摺岬沖などでは面粗さが特に小さい領域が南海トラフ付

近に分布することがわかった。面粗さが小さい領域を横切る測線では形状のスペクトルはハースト指数が 0.7 程度の自己アフィン性を示し、露頭の断層形状の研究結果（例えば、Candela et al. 2011）と同様の特徴が見られた。一方、他の測線ではハースト指数が 1 前後と自己相似に近い特徴が見られた。トラフ軸付近の面粗さの大きい領域では浅部超低周波地震の活動が観測され、面粗さの低い領域ではこれまでに浅部超低周波地震や他のスロー地震の活動が確認されていない(例えば、Obara and Kato, 2016)。本研究で考えている波長が浅部超低周波地震の震源サイズとほぼ同程度であることから、プレート形状が地震活動の空間変化に影響を与えている可能性が考えられる。

(c) 結論ならびに今後の課題

南西諸島中部の奄美群島周辺において、海域及び島嶼部に設置した地震計による自然地震観測を実施し、その記録から通常の自然地震の震源再決定を進めるとともに低周波地震の震央を推定した。低周波地震は奄美群島と南西諸島海溝の間に帯状に分布し、徳之島東方沖の低周波地震発生域ではプレート境界からの反射波がほとんど見られないことがわかった。この観測は 2018 年度の航海が台風の影響を受けたことにより、当初計画よりデータ取得が半年ほど遅れた。それにより本プロジェクト期間内の実施できなくなった地下構造・自然地震・低周波地震の活動実態の把握にむけ、震源再決定や気象庁震源で検知されていない微小地震の検測を進めるとともに、より規模の小さな低周波地震の震央を推定する事に加え、通常の地震の検測データに基づいて地下構造推定も進めていくことが重要である。

また南海トラフ域から南西諸島域までを滑らかにつなぐプレート形状モデル上に、多様なスロー地震活動等をマッピングしたことにより、予測研究に必要なプレート固着の不均質性を表現するモデルのプロトタイプを作成することができた。このモデルは、南海トラフ域から南西諸島域までの巨大地震の大連動の検証も含め、プレート固着・滑りの現状把握と推移予測のために活用できる調査観測に基づいた現状で最も現実的なプレート形状モデルである。

熊野灘においてプレート境界面が周辺に比べて深く反射強度の強い場所が浅部超低周波地震の分布に対応していることを明らかにした。今後、南海トラフ全域でこれらの評価を行うためには、探査仕様が混在したデータを統合して評価する必要があり、統一した解析・解釈手法の検討が必要である。またデコルマ面と浅部超低周波地震域との対比を行うためには三次元的な探査が重要と考えられる。

また南海トラフにおけるプレート形状の面粗さは明瞭な空間変化を示し、浅部超低周波地震の活動との相関が特に明瞭に見られた。この面粗さの研究は本研究プロジェクトの期間中の新たな着想に基づいて実施し、最も高精度な探査測線のみを対象にその重要性を確認することができた。他の測線での解析の実施に向けて、プレート境界面より上側の速度構造の分解能が低い場合の解析方法の開発などが重要になる。

(d) 引用文献

Arai, R., Takahashi, T., Kodaira, S., Kaiho, Y., Nakanishi, A., Fujie, G., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Ishihara, Y., Miura, S. & Kaneda, Y., Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, Nat. Commun., 7, 12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.

Baba, S., Takeo, A., Obara, K., Kato, A., Maeda, T., & Matsuzawa, T., Temporal activity modulation of deep very low frequency earthquakes in Shikoku, southwest Japan, Geophys. Res. Lett., 45, doi:10.1002/2017GL076122, 2018.

Candela T., F. Renard, J. Schmittbuhl, M. Bouchon, E. E. Brodsky, Fault slip distribution and fault roughness, Geophys. J. Int., 187, 959-968, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05189.x, 2011.

Hayes, G., Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release, doi:10.5066/F7PV6JNV, 2018.

Ito, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Maeda, T., Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition, J. Geophys. Res. -Solid Earth, 114, B00A13, doi:10.1029/2008JB006036, 2009.

Kano et al., Development of a Slow Earthquake Database, Seism. Res. Lett., 89, 1566-1575, doi:10.1785/0220180021, 2018.

Nakano, M., Hori, T., Araki, E., Kodaira, S., Ide, S., Shallow very-low-frequency earthquakes accompany slow slip events in the Nankai subduction zone, Nat. Commun., 9:984, doi:10.1038/s41467-018-03431-5, 2018.

Obana, K. & Kodaira, S., Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism, Earth Planet. Sci. Lett., 287(1-2), 168-174, doi:10.1016/j.epsl.2009.08.005, 2009.

Obara, K., Kato, A., Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353, 253, doi: 10.1126/science.aaf1512, 2016.

Ohta, K., Ito, Y., Hino, R., Ohyanagi, S., Matsuzawa, T., Shiobara, H., & Shinohara, M., Tremor and inferred slow slip associated with afterslip of the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 46, 4591- 4598, doi:10.1029/2019GL082468, 2019.

Sugioka, H., Okamoto, T., Nakamura, T., Ishihara, Y., Ito, A., Obana, K., Kinoshita, M., Nakahigashi, K., Shinohara, M., Fukao, Y., Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, 5, 414-418, doi:10.1038/NGEO1466, 2012.

Takeo, A. et al., Very broadband analysis of a swarm of very low frequency earthquakes and tremors beneath Kii Peninsula, SW Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L06311, doi:10.1029/2010GL042586, 2010.

Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Obana, K., Miura, S., Kodaira,

S., Kaneda, Y., Plate geometry model and seismicity in the northern Ryukyu subduction zone, Japan, deduced from amphibious seismic observations, Earth Planet. Sci. Lett., 536, 116143, doi: 10.1016/j.epsl.2020.116143, 2020.

② 自然地震を用いた構造解析

(a) 業務の要約

深部低周波地震の震源決定精度を向上させること、陸域下におけるフィリピン海プレートの位置や形状を推定することを目的として、四国東部地域に臨時に設置した陸域稠密地震観測点群を運用し、当該地域の観測の高度化を図った。これらの観測点及び周辺の基盤的地震観測網で収録された観測記録を用いて、深部低周波地震活動の詳細把握及びフィリピン海プレート形状の特徴把握を行った。本プロジェクトで設置した稠密地震観測点の撤収と原状回復を行った。

(b) 業務の成果

1) 四国東部における稠密地震観測の実施

西南日本で発生する深部低周波地震（微動）の震源分布は、南海トラフ巨大地震の想定震源断層域の深部境界を設定する根拠のひとつに挙げられている（内閣府, 2011）。この下限の位置と四国東部地域における深部低周波微動の分布（防災科学技術研究所, 2020）を図３－６－（２）－②－１に重ねて示す。東経 133.9 度以西では想定震源断層域の深部境界は深部低周波微動の北限とほぼ一致するように設定されているのに対し、活動が低調な東側の領域では、想定震源断層モデルの深部境界は香川県内の活動と徳島県北部の活動との境界を通過している。一方、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの形状について、これまでに地震活動やトモグラフィ解析、変換波解析などから様々なモデルが提案されているが、紀伊半島西部から紀伊水道を経て四国東部に至る地域はモデル間の差異が大きい。特に、Ide et al. (2010)は紀伊水道でプレートが断裂している可能性に言及しており、現在も結論が出ていない。四国東部で深部低周波微動活動の分布と内閣府による想定震源域の下限が一致していないのは、活動が低調なために、その震源分布や活動の特徴が必ずしも明確に捉えられていないことやプレート形状が複雑であること等に起因する可能性がある。

本研究では、四国東部におけるフィリピン海プレートの位置や形状と深部低周波地震（微動）活動との関連を調べるため、計 25 カ所に臨時観測点を設置し、定常地震観測点とあわせて稠密な地震観測を実施した。本研究で設置した臨時観測点の位置を、本研究で用いた定常観測点の位置とあわせて図３－６－（２）－②－１に示す。臨時観測点には固有周期１秒の三成分短周期地震計（OYO Geospace 社製 GS-1）を設置し、観測された波形データは現地に設置したデータ収録装置でサンプリング周波数 100 Hz で離散化したのち、装置内のコンパクトフラッシュ（CF）カードに蓄積した。全ての観測点は、2019 年９月上旬までに撤収を終え、原状回復を行った。

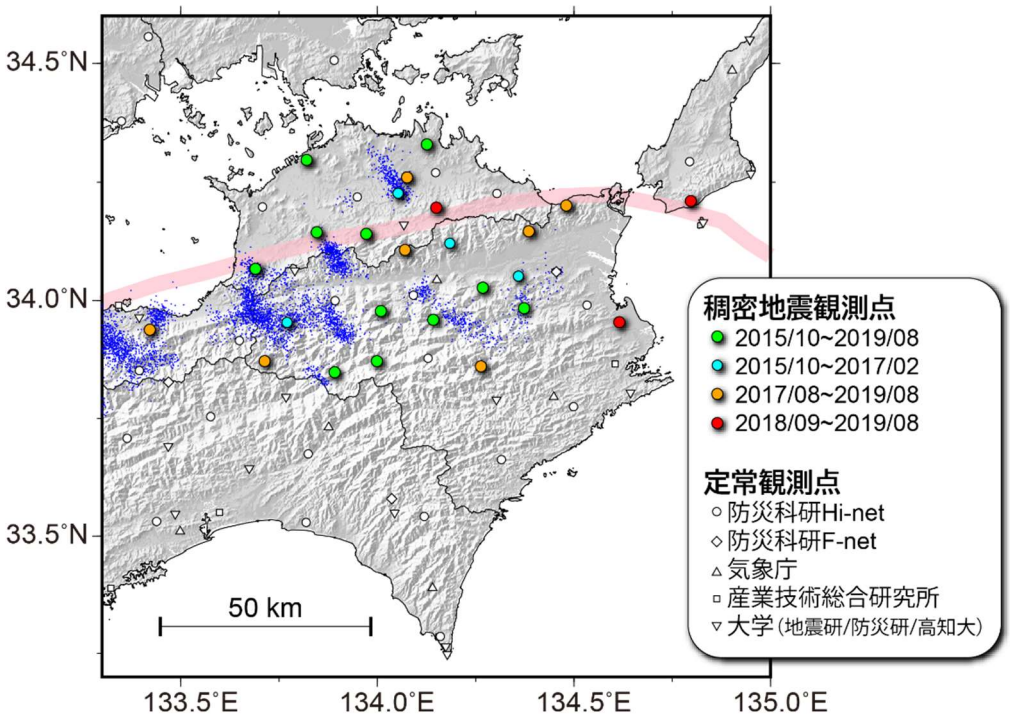


図３－６－（２）－②－１　解析に用いた地震観測点と深部低周波微動源の分布。ハイブリッド法及びクラスタ処理によって１時間毎に自動処理された微動分布の重心位置（防災科学技術研究所，2020）を水色の点で、南海トラフ巨大地震の想定震源断層域の下限（内閣府，2011）を桃色の線で表す。本研究で設置した稠密地震観測点の位置を、その観測期間に応じて赤丸、黒丸、橙丸、緑丸で示す。また、周辺に位置する定常地震観測施設のうち、レシーバ関数データベース構築対象とした観測点の位置をあわせて示す。

2) 四国東部における自然地震観測データの解析

a) 深部低周波地震の検出

四国東部で実施された臨時稠密地震観測データを利用し、スロー地震の一種である深部低周波地震（以下、低周波地震）の高精度検出を実施した。検出手法として、テンプレートイベントによる Matched Filter 法（MF 法、例えば Shelly et al., 2007）を用いた。エンベロープ波形を用いた従来の解析手法による震源位置は、位相情報が欠落するため大きなばらつきを示すが、本手法は波形そのものの相関を利用するため、より高い時空間分解能をもつことが期待される。

解析においては、四国東部における臨時地震観測点のうち、2015 年度から同一地点に継続して設置されている 11 観測点（図３－６－（２）－②－１の緑丸、図３－６－（２）－②－２の三角）に加え、同領域周辺の防災科研 Hi-net 観測点 16 点（図３－６－（２）－②－２の四角）のデータを合わせて使用した。気象庁一元化震源カタログによる低周波地震の震央位置を緯度・経度ともに 0.05 度刻みのグリッドで分け、それぞれのグリッドで一つ、計 57 個のイベントを選び、MF 法にて使用するテンプレートイベントとして用いた。震源位置の推定にあたって、S 波速度は 3.2km/s で一様と仮定し、テンプレートイベントの震央位置を中心として緯度・経度ともに 0.1 度の範囲を探索した。深さについては、テンプレートイベントの震源情報で固定した。相関を計算する

タイムウィンドウは、S 波到達予想時刻の２秒前から４秒後までの計６秒間とした。上下動および水平動２成分、計３成分のデータを用い、すべての点についての相関係数の平均値を計算して検出の指標とした。なお、地震波形データは２～６Hz の帯域通過フィルタを適用し、毎秒 20 サンプルにデシメーションを行ったうえで解析に用いた。

本年度データを回収した期間のうち，四国東部で顕著な微動活動がみられた 2019 年５月２日～11 日までの解析結果を、図３－６－（２）－②－２および図３－６－（２）－②－３にそれぞれ示す。これらの図には、相関係数の Median Absolute Deviation (MAD)の 10 倍以上を検出基準とした場合の震源位置を示す。表示に際し、基準とする MAD は 2017 年８月８日０時台のデータを用いて計算した。2018 年３月 22 日以降、気象庁は独自の MF 法により低周波地震の検出を行うように変更したが、本課題による検出数はそれぞれの日について少なくとも気象庁カタログの２倍以上の検出となった。これは、本課題による臨時観測データを用いたことに依るものであり、より詳細な時空間分布を議論することが可能となった。実際、図３－６－（２）－②－３に黒矢印で示すとおり、東方向へ拡大する微動活動のフロントから逆向きに伝播する Rapid Tremor Reversals（Houston, 2011）を確認することが出来た。さらに、本解析により、５月 10 日後半から 11 日に見られる徳島県東部における活動のクラスタ（図３－６－（２）－②－３b の緑破線）が存在したことを発見した。このことは、低周波地震活動を伴う短期的スロースリップイベントのフロントがこの付近まで到達したことを示唆している。

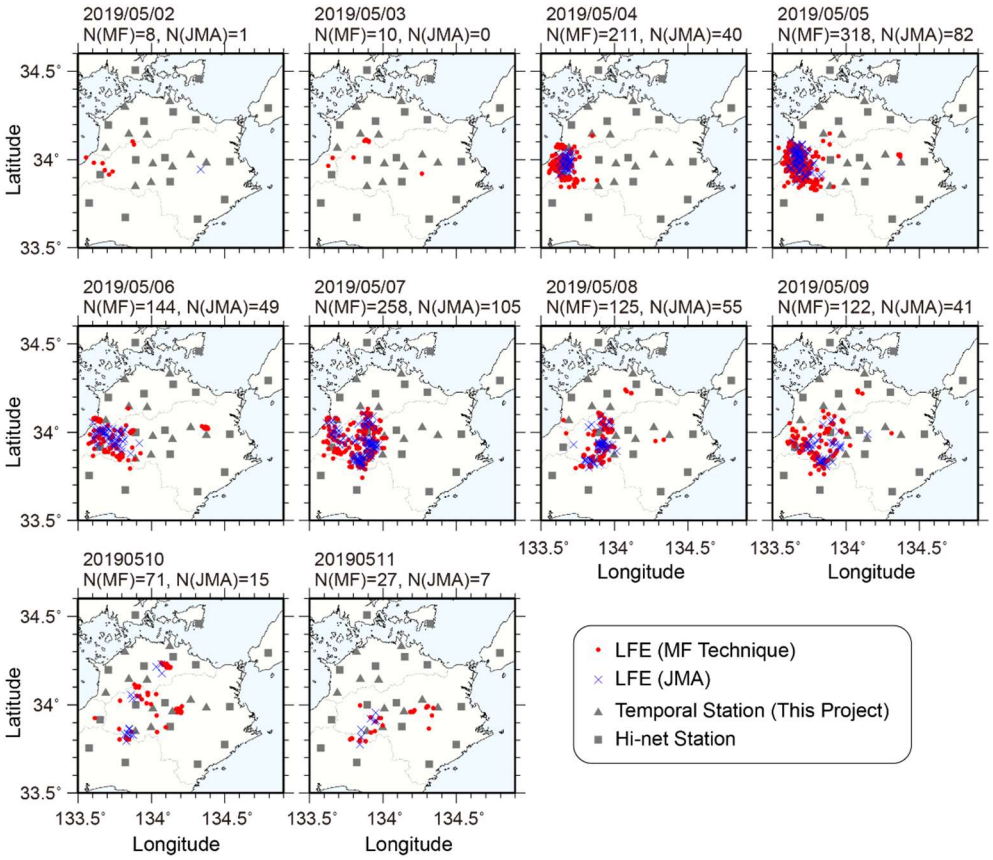


図３－６－（２）－②－２　2019 年５月２日～11 日における深部低周波地震の日別震央分布。赤丸および青×印は、本解析および気象庁によって検出された深部低周波地震の１日毎の震央分布をそれぞれ示す。三角印および四角印は、それぞれ解析に使用した臨時観測

点および防災科研 Hi-net 観測点の位置を示す。１日毎の図の上には、本解析および気象庁による検出数を、N(MF)および N(JMA)としてそれぞれ示した。

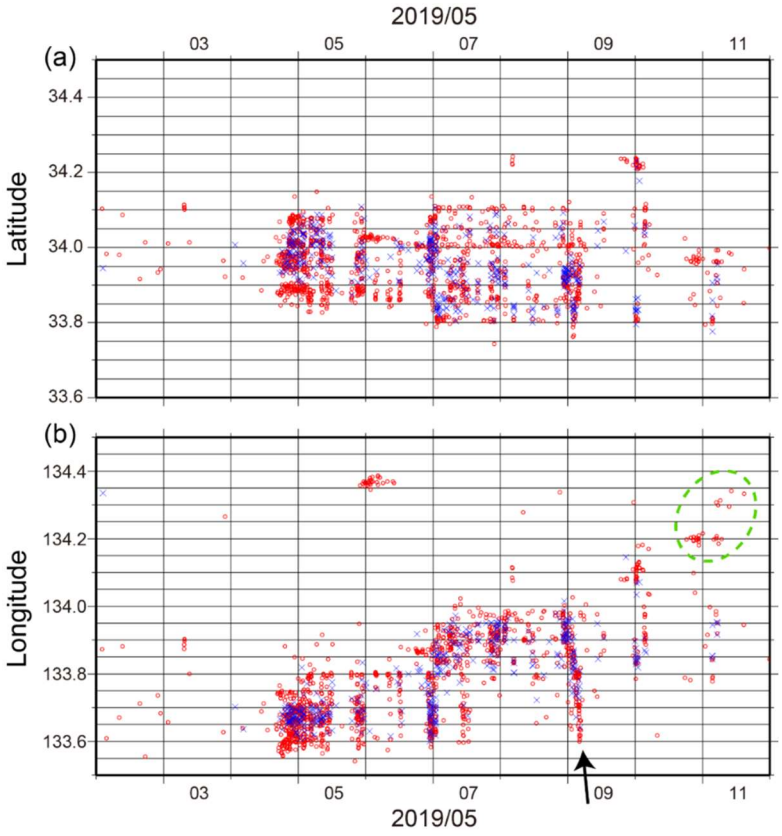


図３－６－（２）－②－３　2019 年５月２日から 11 日に検出された低周波地震の時空間変化。(a)緯度方向、(b)経度方向。青×印は気象庁による低周波地震の分布を示す。黒矢印および緑破線は本文を参照のこと。

b) 陸域フィリピン海プレート形状の再検討

本研究では、四国東部の防災科研 Hi-net 観測点をはじめとする定常的な地震観測点ならびに本研究で設置した稠密臨時地震観測点で得られた遠地地震記録からレシーバ関数を合成し、観測点下の地震波速度不連続面として、フィリピン海プレート形状やその構造的特徴を検出した。観測点下に地震波速度の不連続面が存在する場合、その面でＰ波からＳ波に変換した波（Ps 変換波）をレシーバ関数の後続波位相として検出することが可能である。一般的に、深部が浅部よりも高速度である地震波速度不連続面で変換した Ps 変換波は正の振幅を取るのに対し、深部の方が低速度の場合は負の振幅となる。また、速度不連続面が傾斜している場合、地震波の到来方向に依って、変換波の振幅が変化する。これらの特徴を精査することにより、地下の不連続面の位置や形状を推察することが可能である。

i)海洋モホ面の傾斜方向

平成 28 年度に実施したレシーバ関数の予備的調査では、四国東部、とりわけ香川県周辺の観測点で、既存のフィリピン海プレートモデルと対応する明瞭かつ空間的に連続な変換波を検出することが出来なかった。そこで、まず、観測点それぞれにおいて得られている最も顕著な変換波に着目し、その変換波を励起する面の意味を解釈するために、面の傾斜方向とその概略深さの調査を行った。

解析対象とした観測点の位置を図３－６－（２）－②－１に示す。これらの対象点において、2019 年９月までに観測されたマグニチュード 5.8 以上、震央距離 30°～90°の遠地地震の観測波形記録に対して推定したレシーバ関数に、harmonic decomposition 解析法（以下、HA 解析。Bianchi et al., 2010）を適用した。震源情報は、米国地質調査所（USGS）による暫定震源カタログ（PDE；ftp://hazards.cr.usgs.gov/NEICPDE）に依った。レシーバ関数の深度変換には、Matsubara and Obara（2011）による３次元地震波速度構造を用いた。

HA 解析は、radial 成分と transverse 成分の両方に見られる変換波振幅の到来方向依存性（例えば、Shiomi and Park, 2008）に基づいて速度不連続面の傾斜方向等を推定する解析方法であるため、本解析の適用には様々な方位から地震波を解析に用いることが理想である。図３－６－（２）－②－４に観測点ごとのレシーバ関数の数を示す。図３－６－（２）－②－５に示す通り、解析に用いた基準を満たす地震活動は、その到来方向に顕著な偏りがある。本研究で設置した臨時稠密地震観測点 25 点中、図３－６－（２）－②－４中にやや小さめの菱形で示した４観測点では、観測期間が短い、S/N が悪い等の理由により、様々な方位から到来する地震波を用いたレシーバ関数を得ることが出来なかったため、HA 解析の対象から除外した。

四国東部地域における既存のプレート形状モデルから、この地域の海洋モホ面は概ね 30～50 km 程度の深さに位置すると考えることが出来る。この深さでＰ波からＳ波に変換した波（Ps 変換波）は、直達Ｐ波からおよそ 3.5～6.0 秒遅れて観測点に到着する。各観測点におけるレシーバ関数から当該時間幅で最も顕著な Ps 変換波を目視選択し、common conversion depth（CCD）スタックを行うことにより、Ps 変換波が強調される速度不連続面の深さを求めるとともに、その深さにおける不連続面の傾斜方向を推定した。なお、HA 解析は観測点ごとに独立に解析を行うため、得られる結果も独立なものである。したがって、近接する観測点で同様の解析結果が得られた場合、その結果は、観測点周辺を代表する結果が安定して得られたことを意味する。

図３－６－（２）－②－６に各観測点で検出された速度不連続面の深さを、図３－６－（２）－②－７にその面の傾斜方向を矢印で示す。矢印は、矢柄側が浅く、矢先の方向に面が深くなるように描いた。また、HA 解析の結果、安定した解析結果が得られなかった観測点では、観測点位置を表す黒点だけを記した。図３－６－（２）－②－６から、各観測点における速度不連続面の深さは室戸岬周辺で最も浅く約 24 km であった。不連続面の深さは、北に向かって深くなり、徳島県下で 33 km 程度、高知県中部から愛媛県東部で約 35 km、香川県下で 38 km 程度となった。なお、周辺の観測点と大きく異なる深さを示している観測点も散見される。このような点では、周辺と異なる種類の速度不連続面を検知している、あるいはノイズの混入等の理由により正しい推定が出来

ていない可能性が高い。一方、各観測点下の速度不連続面の傾斜方向は、ややばらつきがあるものの、大局的には地域ごとにまとまった方向を示した。図３－６－（２）－②－７から、高知県域では、概ね北西方向に傾き下がる面が検出された。この特徴は、既存のフィリピン海プレート形状モデルと整合的であることから、海洋モホ面を表していると言える。一方、徳島県北部に位置する観測点では、臨時観測点を含め、南あるいは南西方向に傾斜する特徴を示した。また、香川県域では西傾斜、愛媛県東部では、南西傾斜の傾向を示した。いずれも、従来のプレート形状モデルでは説明出来ない特徴である。この速度不連続面の傾斜方向の分布と深部低周波微動活動を比較すると、深部低周波微動活動の南限とプレートが南～南西方向に傾斜する領域の南端がほぼ一致しているように見える。

図３－６－（２）－②－７の徳島県北部域のように、海洋プレートが沈み込む方向と逆に傾く不連続面の事例として、陸側モホ面が海洋プレートと接合する場所付近が考えられる（図３－６－（２）－②－８の黒丸印付近)。この場合、図３－６－（２）－②－８のＡに示すように、フィリピン海プレート内の海洋モホ面がより深部に存在するはずである。一例として、防災科研 Hi-net の徳島（N.TOKH）観測点のレシーバ関数を図３－６－（２）－②－９に示す。この観測点で HA 解析の対象にした後続波位相は、経過時間４秒付近に存在する位相であり、これ以降に、図３－６－（２）－②－８のＡに相当する明瞭な速度不連続面の存在を確認することは出来ない。さらに、陸側モホ面と海洋モホ面の間には海洋地殻が存在するため、図３－６－（２）－②－８のＢとして示すように、陸側モホ面を検出された地域では、より南方の海洋モホ面を検出した地域における深さよりも 10 km 程度、突然浅くなる必要がある。しかし、検出された不連続面の深さ分布（図３－６－（２）－②－７）からは、そのような特徴を見いだすことが出来ない。一方、四国西部をはじめ、深部低周波地震は沈み込むプレート上面付近で活動していることが知られている（例えば、Shelly et al., 2006)。Ohta and Ide (2017) によると、四国中部の深部低周波地震は深さ約 30 km に分布している。今回検出した南～南西傾斜の速度不連続面の深さは 33～38 km であり（図３－６－（２）－②－６)、図３－６－（２）－②－８のＣとして表すように深部低周波地震の分布よりも有意に深い。以上の特徴から、徳島県で検出された南～南西傾斜の速度不連続面が陸側モホ面である可能性は極めて低く、沈み込むフィルピン海プレート内の海洋モホ面の可能性が高いと考えられる。

通常、海洋モホ面はプレート上面と並行に存在するため、四国東部域では概ね北方向に傾斜すると考えるのが一般的である。Kodaira et al. (2002)は、四国沖の構造探査データに基づき、土佐ばえの下に沈み込む海山が存在することを明らかにした。土佐ばえの南方には膠州海山をはじめとする紀南海山列が存在し、土佐ばえを含めて北西－南東方向に直線状の列をなしている（図３－６－（２）－②－10)。この北方延長上に四国東部は位置する。海洋プレート上に海山が存在する場合、海洋地殻に厚みが生じる。これにより、プレート上面は上に凸の、地殻下面すなわち海洋モホ面は下に凸の形状となる（例えば、Kodaira et al., 2002)。観測された海洋モホ面の傾斜方向と以上の特徴から、徳島県北部付近に小規模な海山が沈み込んでおり、これによって海洋モホ面形状に局所的な凹凸が発生している可能性がある。Nishikawa et al. (2019) では、茨城

県沖に沈み込む海山の領域で低周波微動が発生していることを報告した。四国中部以西では、東西に連続的に分布する深部低周波地震（微動）が四国東部では香川県域と徳島県域の２列となっているが、当該地域のプレート形状に小規模な凹凸が存在することを仮定すると、北側（香川県域）の活動は四国西部で見られたようなプレート上面がマントルウェッジに接する場所で発生するものであり、南側（徳島県域）の活動は海山の存在に伴う海洋地殻内の応力上昇の影響を受けていると考えることが出来る（図３－６－（２）－②－11)。

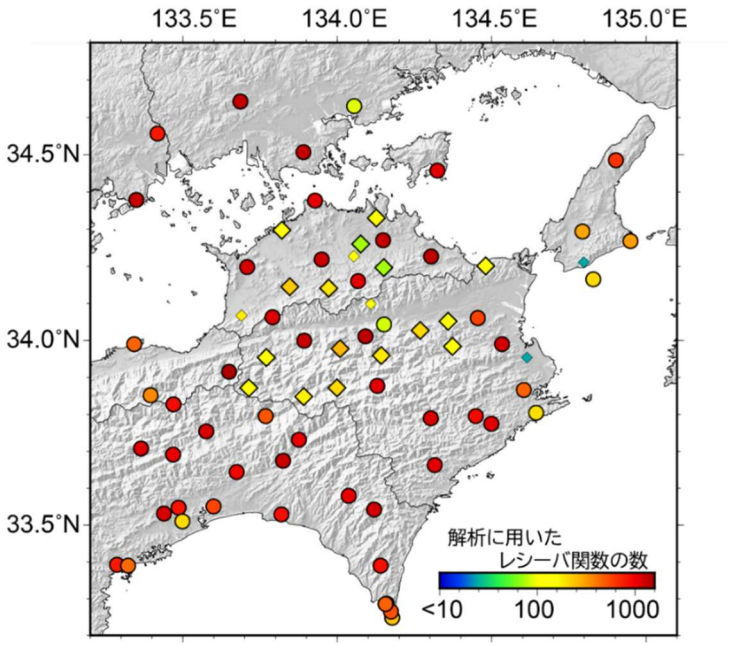


図３－６－（２）－②－４　解析に用いた観測点ごとのレシーバ関数の数。丸印は定常観測点、菱形は本研究で設置した臨時稠密地震観測点を表す。蓄積された地震数が少なく、HA 解析を適用しなかった観測点は小さめのシンボルで表した。

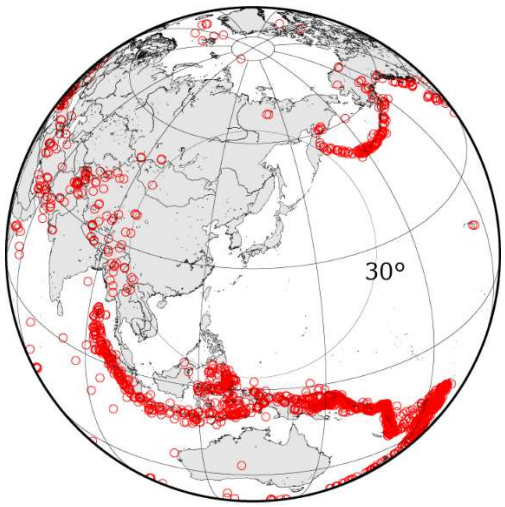


図３－６－（２）－②－５　解析に用いた遠地地震の震源分布

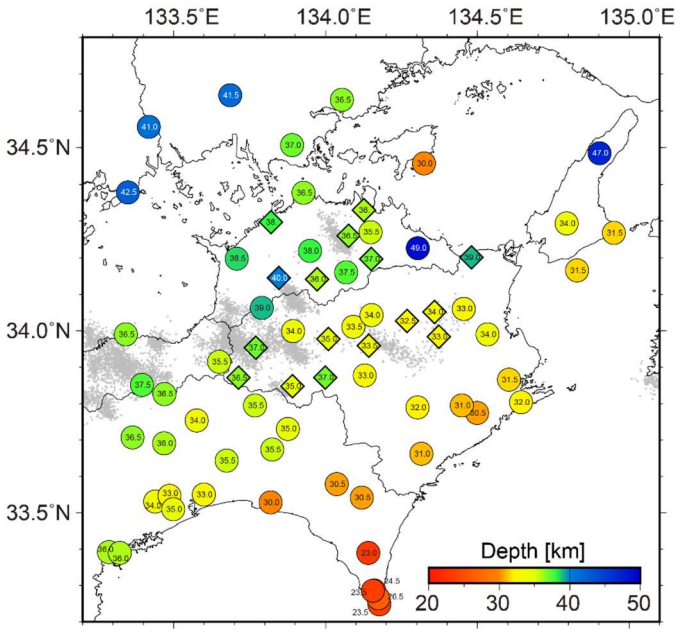


図３－６－（２）－②－６　HA 解析により求められた地震波速度不連続面の深さ。灰色の点は深部低周波微動の震央位置（防災科学技術研究所，2020）を表す。

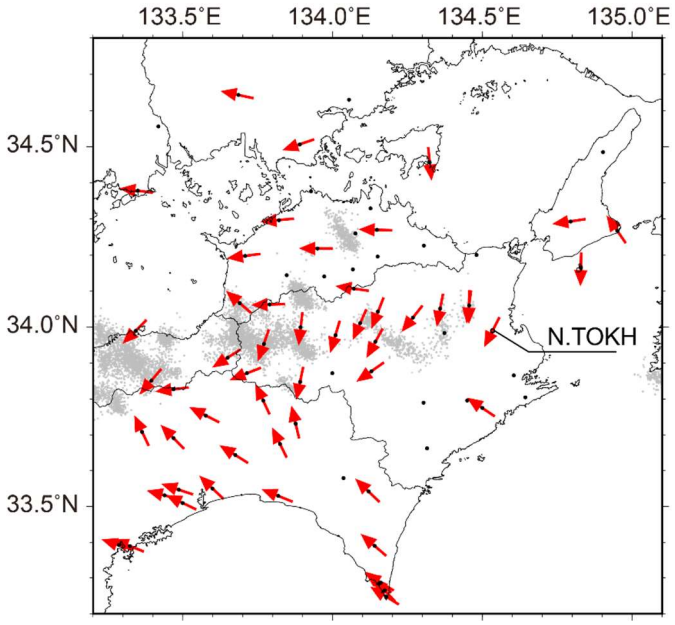


図３－６－（２）－②－７　HA 解析により求められた速度不連続面の傾斜方向。矢柄側が浅く、矢先に向かって面が深くなる。黒点は解析対象の観測点の位置を表す。安定した解析結果が得られなかった観測点は黒点のみが表示されている。灰色の点は深部低周波微動の震央位置（防災科学技術研究所，2020）を表す。

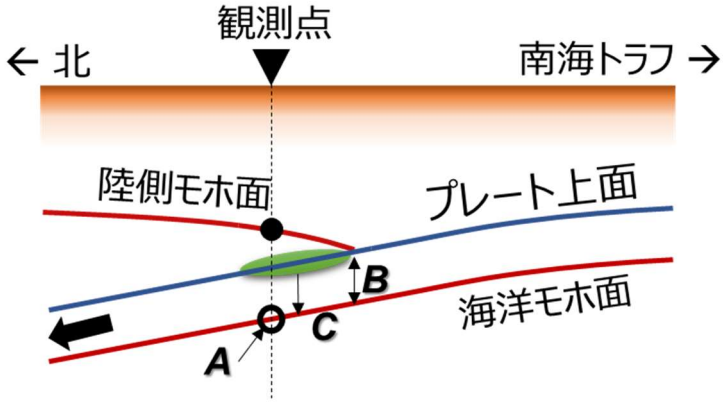


図３－６－（２）－②－８　南方に傾斜する面が陸側モホ面とした場合の模式図。赤線と青線は、それぞれ、レシーバ関数で正の振幅、負の振幅として検知される速度不連続面を表す。緑の楕円は、深部低周波地震が分布する場所を表す。Ａは観測点下の海洋モホ面の位置、Ｂ及びＣは陸側モホ面、あるいは深部低周波地震と海洋モホ面の深さの差を表す。

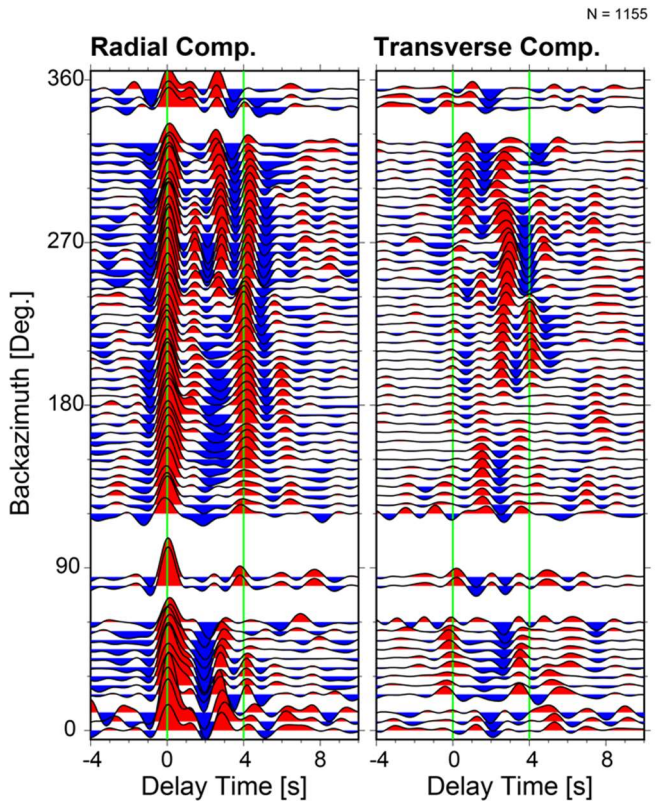


図３－６－（２）－②－９　防災科研 Hi-net の N.TOKH 観測点におけるレシーバ関数の例。横軸は直達Ｐ波の到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。各レシーバ関数は、地震波到来方向に応じて５度ごとの bin でスタックして示した。正の振幅を赤で、負の振幅を青で塗色して示した。観測点の位置を図３－６－（２）－②－７に示す。

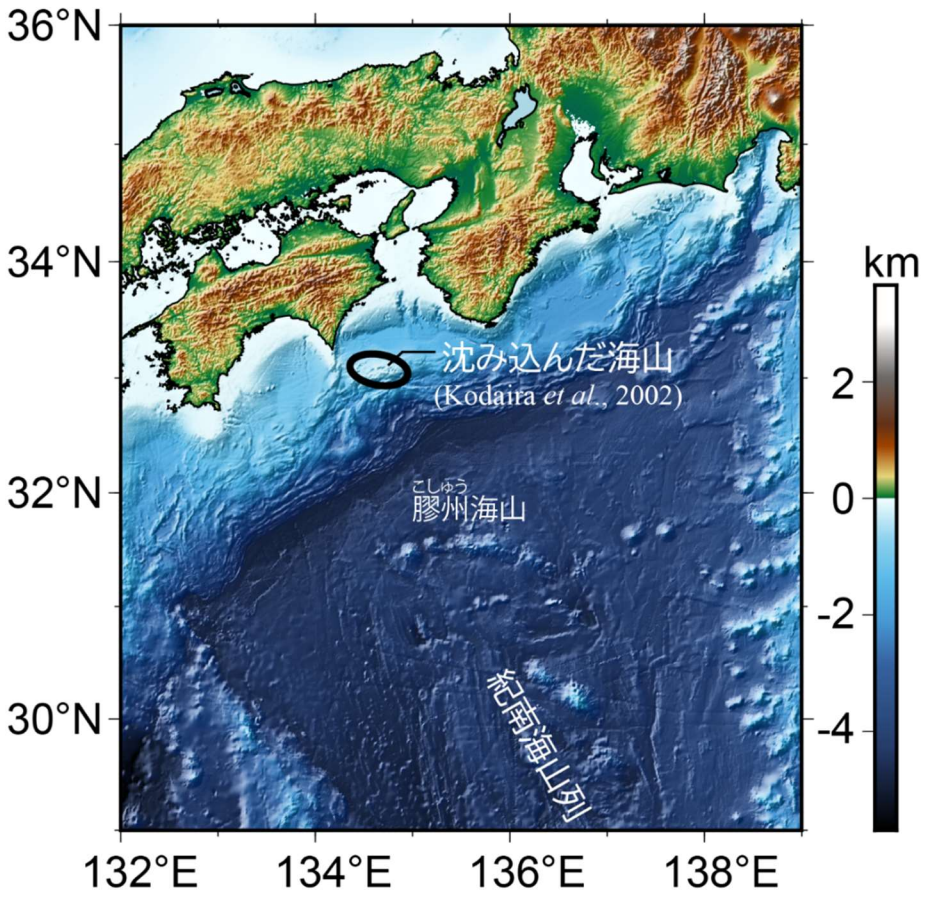


図３－６－（２）－②－10　四国南東沖の海底地形と沈み込んだ海山の位置（Kodaira et al., 2002)。標高及び海底地形データは、SRTM15+V2 グリッド（Tozer et al., 2019）による。

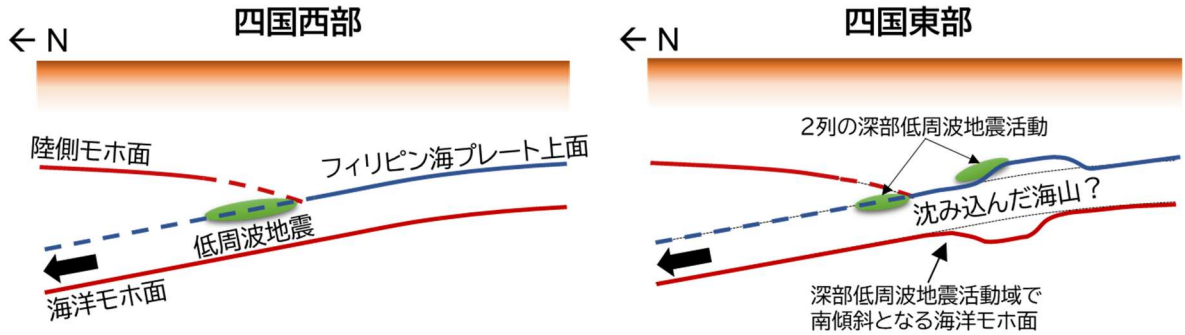


図３－６－（２）－②－11　四国西部（左）及び四国東部（右）における沈み込むフィリピン海プレートと深部低周波地震活動の相対的位置の模式図。赤線と青線は、それぞれモホ面とフィリピン海プレート上面を表し、点線は境界が不明瞭になることを意味する。

ii）フィリピン海プレート上面モデルの構築

ここまでの解析により、四国東部の観測点下で検出された顕著な速度不連続面はフィリピン海プレート内の海洋モホ面であること、フィリピン海プレート形状には小規模な凹凸がある可能性が高いことが明らかになった。以下では、これまでの知見を活用

し、radial 成分のレシーバ関数から四国東部下でのプレート形状モデルを再構築した。解析には、図３－６－（２）－②－１で示した全ての観測点で得られたレシーバ関数を用い、北西－南東方向に 60 枚、北東－南西方向に 75 枚のレシーバ関数断面図を作成した。レシーバ関数の深度変換には、前節同様、Matsubara and Obara（2011）による地震波速度構造を用いた。同一の走向を持つ断面は５km 間隔で作成し、断面図へは両側５km の範囲を投影した。レシーバ関数では、プレート上面に相当する速度不連続は負の振幅として検出される。したがって、各断面図中の明瞭な負の振幅の並びを読み取り、空間的に補完することで、プレート上面の形状モデルを構築した。ただし、変換波の連続性が明瞭ではない地域やノイズ等によりプレート上面以外で顕著な振幅を記録する場合がある。そのような異常値を出来るだけ客観的に除去するため、既存のプレート形状モデルを参考値として使用しつつ、以下の手順によって、暫定モデルを構築した。

ア）各断面図に対し、Nakanishi et al.（2018）によるフィリピン海プレート上面深さを参考値とし、この深さ±５km かつ前節で求めた海洋モホ面以浅の深さ範囲でレシーバ関数振幅が最も小さくなる深さを読み取った。

イ）断面図から読み取った深さを空間的に平滑化し、不連続面１を求めた。

ウ）各断面図と不連続面１を比較し、不連続面１±３km の深さ範囲でレシーバ関数振幅が最も小さくなる深さを再度読み取り、イ）と同様の手順で新たな不連続面２を求めた。

エ）各断面図と不連続面２を比較し、不連続面２±２km の深さ範囲でレシーバ関数振幅が最も小さくなる深さを再度読み取り、イ）と同様の手順で最終的な不連続面形状を求めた。

得られたモデルの等深度線を図３－６－（２）－②－12 に示す。また、レシーバ関数断面と既存モデルとの比較の一例を図３－６－（２）－②－13 に示す。

Nakanishi et al.（2018）のモデルと比較すると、室戸岬周辺では両モデルの深さに大きな差異はないものの、徳島県の深部低周波地震（微動）発生域では４km、瀬戸内海付近で６～８km 程度浅くなった。また、本研究で求めたモデルからは、室戸岬から燧灘方面及び香川県東部に延びる緩い尾根線が存在することが分かった。室戸岬から燧灘方面に延びる尾根線は、深部低周波地震（微動）活動が低調になる場所を通過している。一方、室戸岬から香川県東部・小豆島方面に延びる尾根線も、徳島県下の深部低周波地震（微動）活動が低調となる場所を通過するとともに、その延長に香川県下の活動が位置することが分かる。いずれの地域も深部低周波地震（微動）活動が低調になっている場所では等深度線の幅が広く、より平坦な沈み込みとなっていることが分かる。なお、四国東部の主な深部低周波地震（微動）の活動域は、香川県域、徳島県域の活動を含め、プレート上面深度が 26～30km の範囲に含まれている。

現在の暫定モデル（図３－６－（２）－②－12）では、図３－６－（２）－②－７で示した海洋モホ面の詳細な起伏との対応を明確にすることは難しい。しかし、徳島・香川県境付近で、プレート上面の等深度線が大きく北方に蛇行している地域と海洋モホ面が南に傾斜している地域がおおよそ対応することは、当地に海山が沈み込んでいるなどとして、局所的に海洋地殻が厚くなっていること（図３－６－（２）－②－11）と矛盾せず、このような構造の特徴が四国東部における複雑な深部低周波地震（微動）活

動の原因となっているということをより強く示唆させる結果である。

図３－６－（２）－②－11 のように解釈した場合、香川県下の深部低周波地震（微動）活動もフィリピン海プレートの沈み込みに伴うプレート起源のものと解釈される。本研究プロジェクトにおける四国西部の解析結果からは、プレート間地震の強震動生成域は低周波地震（微動）発生域の南端までが主となるという結果を得た。同様の解釈に基づくと、強震動生成域は香川県域で発生している深部低周波地震（微動）の南端までと考えるのが妥当となる。しかし、海山のようなプレート形状の凹凸は、プレート固着の状況や地震時のすべり域の拡大に影響を与える可能性が高く、一概に判断することは難しい。今後は、当該地域で得られた観測データのさらなる解析を通じ、より高精度・高分解能なプレート形状モデルを構築するとともに、香川県域と徳島県域に存在する深部低周波地震（微動）活動の狭間に相当する、徳島・香川県境付近下の構造の特徴の解明が必要である。

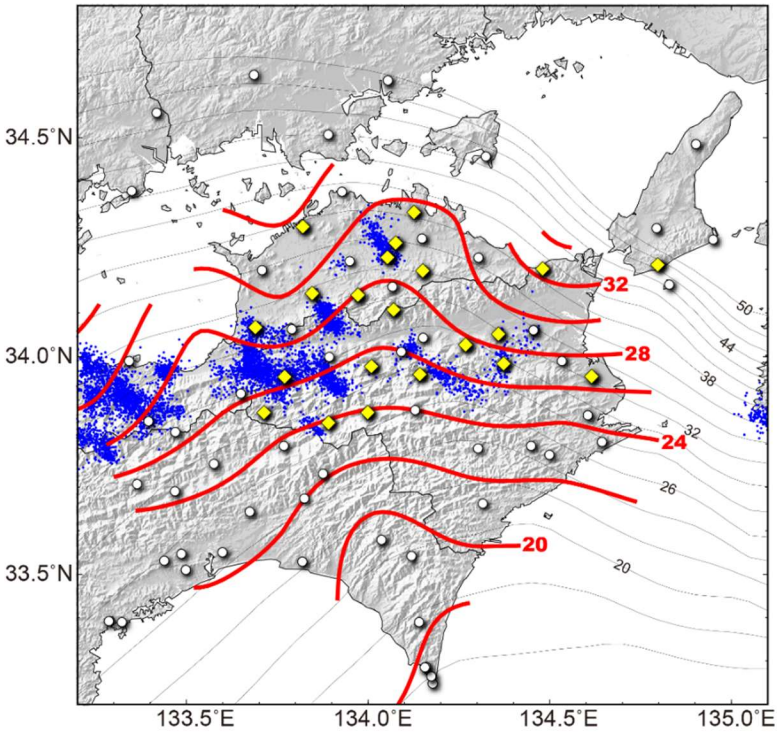


図３－６－（２）－②－12　本研究で求めたフィリピン海プレート上面の等深度線（赤線。単位：km）。解析に用いた臨時稠密地震観測点と定常観測点の位置を、それぞれ黄菱形と白丸で示す。参考として、Nakanishi et al.（2018）によるモデルを黒細線で示す。深部低周波微動の震央位置（防災科学技術研究所，2020）を青点で示す。

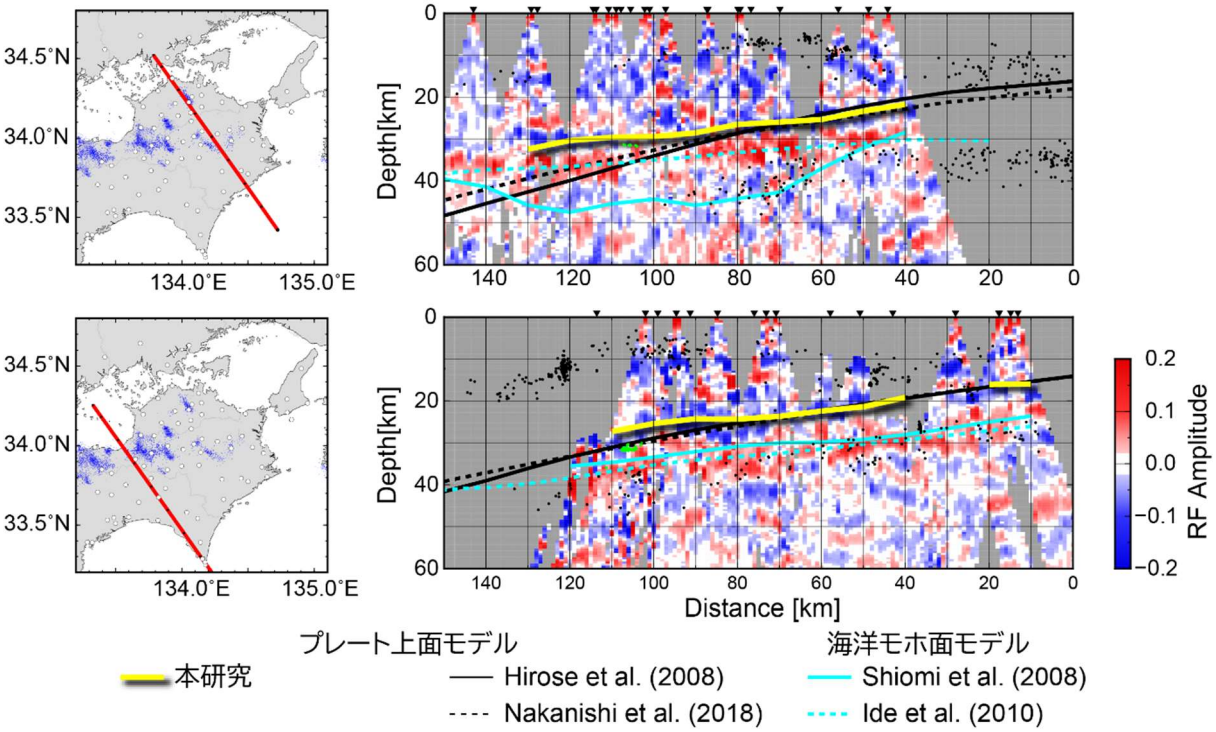


図３－６－（２）－②－13　レシーバ関数断面の例。断面図の右が太平洋側（南東側）、左が瀬戸内海側（北西側）であり、横軸は南東端からの距離で表す。左側に示す地図上の赤線が右側の断面図の測線を表す。断面図における黒点及び緑点は、それぞれマグニチュード 2.0 以上の通常の地震と深部低周波地震（Ohta and Ide, 2017）の震源位置を表す。断面図中の黄線が、本研究で求めたプレート形状モデルを表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

四国東部で発生する深部低周波地震活動に対し、本研究で設置した稠密地震観測点ならびに周辺定常観測点で得られた観測波形データに Matched Filter 法による解析を適用した結果、深部低周波地震活動の震央の明瞭な移動を確認した。活動域の拡大方向と逆方向に高速に伝播する活発な活動の存在から、四国東部域で発生する深部低周波地震活動が、四国西部に比べて低調かつ複雑な震央分布を示すものの、世界の沈み込み帯で発生している同様の活動の特徴を備えていることを確認した。

四国東部下に存在するフィリピン海プレート形状を推定するため、稠密地震観測点ならびに定常観測点で得られたレシーバ関数を用いて、フィリピン海プレート内の海洋モホ面の傾斜方向を求めた。その結果、高知県下では、従来のプレート形状モデル同様、北西方向に傾斜していたが、徳島県北部では南方、香川県では西方に傾斜すること、徳島県で南傾斜が検出されている観測点の分布は、深部低周波地震（微動）活動の南限とほぼ一致することが分かった。四国沖の海底地形や構造探査の結果を考え合わせると、徳島・香川県境下の海洋地殻には海山のようなふくらみがあると解釈することが妥当であると言える。一方、レシーバ関数からプレート上面の深さを推定したところ、既存モデルと比べて２～８km 程度浅いモデルが得られた。また、室戸岬から北及び北西に延びるゆるやかな尾根線が存在し、それらの場所は深部低周波地震（微動）活動が局所的に低下する場所と対応していた。このことから、四国東部における複雑な深部低周

波地震分布は、沈み込むプレート形状の複雑さと対応していると言える。

本研究の結果、活動が低調な四国東部の深部低周波地震（微動）活動も、世界の沈み込み帯で発生している深部低周波地震活動の一般的な特徴を備えていることが明らかになった。深部低周波地震（微動）活動を含むスロー地震活動は、その場所や発震機構からプレート間巨大地震と強く関係すると考えられている（例えば、Obara and Kato, 2016)。本研究の結果は、四国東部においても、深部低周波地震（微動）活動を適確に検出し、モニタリングすることは、プレート間巨大地震想定震源域深部領域におけるプレートの固着状況をモニタリングする指標として重要であることを意味する。また、深部低周波微動活動とプレート形状が密接に関係することも明らかになった。本研究では、深部低周波地震（微動）の検出ならびに詳細な震央位置の推定に重点を置いて解析を進めたが、得られた結果は、深部低周波地震の震源の深さを詳細に求めることが出来れば、プレートの位置や形状を把握することが可能となることを意味している。

本研究で構築した詳細な深部低周波地震源やプレート形状モデル等のデータベースは、今後の南海トラフ沿いで発生するプレート間地震像をより詳細に解明していくために、すべり欠損分布（例えば、Noda et al., 2018）など他の様々な事象との比較検討に活用されることが期待される。

(d) 引用文献

Bianchi, I., J. Park, N. Piana Agostinetti, and V. Levin, Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy, J. Geophys. Res., 115, B12317, doi:10.1029/2009JB007061, 2010.

防災科学技術研究所, 西南日本における深部低周波微動活動（2019年5月～2019年10月）, 地震予知連絡会会報, 103, 272-277, 2020.

Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res., 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.

Houston, H. B. G. Delbridge, A. G. Wech, and K. C. Creager, Rapid tremor reversals in Cascadia generated by a weakened plate interface, Nat. Geosci., 4, 404-409, doi: 10.1038/ngeo1157, 2011.

Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, Split Philippine Sea plate beneath Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585, 2010.

Kodaira, S, E. Kurashimo, J.-O. Park, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito, and Y. Kaneda, Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, Geophys. J. Int., 149, 815-835, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01691.x, 2002.

Matsubara M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake

related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, 663-667, doi:10.5047/eps.2011.05.018, 2011.

内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とりまとめ 平成23年12月27日, < http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf >, (参照 2020-03-16), 2011.

Nakanishi A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW japan: Implications for seismogenesis, in Byne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K. & Yamaguchi, A. eds., Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper 534, 69-86, https://doi.org/10.1130/2018.2534(04), 2018.

Noda, A., T. Saito, and E. Fukuyama, Slip‐deficit rate distribution along the Nankai trough, Southwest Japan, with elastic lithosphere and viscoelastic asthenosphere. J. Geophys. Res., 123, 8125-8142. doi:10.1029/2018JB015515, 2018.

Nishikawa, T., T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, and S. Ide, The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, Science, 365, 808-813, doi: 10.1126/science.aax5618, 2019.

Obara, K. and A. Kato, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353, 253-257, doi:10.1126/science.aaf1512, 2016.

Ohta, K. and S. Ide, Resolving the detailed spatiotemporal slip evolution of deep tremor in western Japan, J. Geophys. Res., 122, 10009-10036, doi: 10.1002/2017JB014494, 2017.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamula, Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan and their relationship to episodic tremor and slip, Nature, 442, 188-191, doi:10.1038/nature04931, 2006.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide, Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, Nature, 446, 305-307, doi:10.1038/nature05666, 2007.

Shiomi, K. and J. Park, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy, J. Geophys. Res., 113, B10318, doi:10.1029/2007JB005535, 2008.

Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito, and K. Obara, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, Geophys. J. Int., 173, 1018-1029, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x, 2008.

Tozer, B, D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, C. Olson, J. R. Beale, and P.

Wessel, Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+, Earth and Space Science, 6, 1847- 1864, doi:10.1029/2019EA000658, 2019.

(3) 平成 25～平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 海域におけるプレート・断層構造調査

(a) 業務の要約

内閣府が最大級の南海トラフ地震を評価した拡大想定震源域の上限（トラフ軸近傍）と下限（深部低周波地震発生域周辺）の地下構造の特徴を明らかにし、地震発生の連動の範囲や地震や津波の時空間的な広がりを見積もるため、南海トラフ周辺で屈折法および反射法探査による構造調査を実施した。トラフ軸近傍の構造調査として、既存の探査測線間隔が疎な四国沖～日向灘でのトラフ軸近傍での稠密な高分解能反射法探査を 2013 年・2014 年および 2016 年に実施し、前縁断層の構造イメージを得た。南海トラフの軸部に沿って、沈み込み形態のバリエーションが認められ、沈み込み形態が一様でないことを明らかにした。また前縁断層よりも海側のトラフ内に、海底地形には現れない新しい断層の存在を明らかにした。さらに南海トラフ全域においてプレート境界面の物性評価を行うため、既存測線をデータベース登録し境界面の解釈および振幅抽出を行った。特に熊野灘の稠密な測線からは浅部低周波微動の分布に対応した境界面・反射強度の違いが得られた。

また拡大想定震源域の下限周辺の構造を明らかにするために、四国沖から四国にかけてのトラフ直交の海陸統合構造調査測線を実施し、深部低周波微動発生域の構造を明らかにした。また、沈み込む前のプレートの構造と巨大地震発生の関係解明のため、四国沖のトラフ海側でのトラフ平行測線で高分解反射法及び屈折法探査を実施し、フィリピン海プレートの海洋地殻の東西方向の不均質構造を明らかにした。特に海洋地殻最上部の速度変化が、プレートの形成年代の違いに対応していることがわかった。また、海洋地殻の上面の形状の凹凸周期が、四国下の深部低周波微動の活動度の東西変化の周期と類似していることもわかった。

観測データに基づく地震発生帯の時空間モデルの構築に向け、先行プロジェクトの地震観測・構造調査の結果に基づき、３次元速度構造モデル、プレート形状モデルを構築し、公表した。

南西諸島周辺は定常的な地震観測点が島嶼部に限られているため、自然地震活動や地下構造が十分には解明されていない状況であった。またプロジェクト開始前には南海トラフ巨大地震の震源域が南西諸島まで広がる可能性についても議論されており、南西諸島の詳細なプレート形状モデルの構築が重要な課題となっていた。そのため本プロジェクトでは、2013 年度および 2015～2019 年度に海域を中心とした構造探査および自然地震観測を実施し、これらの実態を解明するとともに、南海トラフから南西諸島全域のプレート形状モデルの構築を進めた。構造探査測線は、南西諸島のプレート形状モデルを空間一様な空間分解能で作成するため、他機関による既存の構造探査測線との相対位置を考慮して配置した。自然地震観測は八重山地方周辺、トカラ列島・種子島周辺、奄美群島周辺を対象とし、海底地震計を 25～40km 間隔で設置し、３～４ヶ月間の観測を実施した。これらの海底地震計の設置とあわせて島嶼部

にも臨時地震観測点を設置し、観測領域全体で観測点間隔が概ね均一になるようにして観測を実施した。得られた記録に基づいて、詳細な速度構造や震源分布を求め、震源メカニズム解なども考慮して高精度なプレート形状モデルを提案した。また自然地震観測では低周波地震などのスロー地震の活動にも着目し、その震源決定や地下構造との関連を調べた。

プレート形状モデルについては、先行プロジェクトの成果に基づき構築した南海トラフのプレート形状モデルに、本プロジェクトの構造探査及び自然地震観測の成果を統合し、調査の実施できなかった南西諸島中部域については他の研究成果を参考に南西諸島まで拡張した。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ周辺や南西諸島での地下構造探査は、JAMSTEC の調査船と構造探査システム、短周期海底地震計(OBS)((株) 東京測振製 TOBS-24N 型) を用いて実施した。測線長が数 100km の大規模構造調査では、深海調査研究船「かいれい」および海底広域研究船「かいめい」の構造探査システムを使用して屈折法や反射法探査を実施した。屈折法探査では海底地震計を５～６km 間隔で設置して 200Hz で記録を収録し、200m 間隔でエアガン発振を行った。本プロジェクトの調査におけるエアガン容量は「かいれい」が最大 7800cu.in.、「かいめい」が最大 7950cu.in.である。反射法探査は各船のストリーマーケーブルを曳航し、50m 間隔でエアガン発振をした。「かいれい」と「かいめい」のストリーマーケーブルはそれぞれ 6000m と 1500m とし、ケーブル内のハイドロフォン間隔は「かいれい」が 12.5m、「かいめい」が 3.125m である。記録は 2.0ms で収録した。また南海トラフ近傍の高分解能反射法探査は、高圧で高周波数の音源を搭載した可搬式の構造探査システムにより実施した。このシステムのストーリーケーブルは全長 1200m、ハイドロフォンの間隔は 6.25m であり、1.0ms で記録を収録した。

南海トラフにおける大規模構造探査として、2014 年に四国沖南海トラフ海側の四国海盆でトラフに平行な約 360km の測線 (SB01) に OBS 35 台を設置し、屈折法探査を行った。さらに、四国沖～四国下の深部構造イメージを得るため、「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト」で実施した四国沖南海トラフ横断測線とほぼ同一測線(SK03-2)でのエアガン発振を 200m 間隔で再度行い、測線の陸上延長線上に防災科学技術研究所が設置した臨時観測点 30 点でエアガン波形記録を取得する海陸統合調査を実施した（図３－６－（３）－①－７)。

また西部南海トラフでの拡大想定震源域の上限を規定すると考えられる前縁断層構造イメージを得るため、高知沖から日向灘の南海トラフ周辺において、2013 年・2014～2016 年に可搬式探査システムを用いた稠密な高分解能反射法探査(高分解能 MCS) を実施した。測線はトラフに直行する 25 本、総延長約 1800km と、トラフ海側にトラフに平行な約 360km 長の測線 (SB01)である(図３－６－（３）－①－７)。

南西諸島周辺では大規模構造調査と自然地震観測を実施した。南西諸島周辺で展開した地震観測点及び構造探査測線を図３－６－（３）－①－８に示す。構造探査は 2013 年度に宮古・八重山地方、2015 年度にトカラ・種子島周辺、2017 年度に奄美群

島周辺で実施し、自然地震は 2013 年度に宮古・八重山地方、2016 年度にトカラ・種子島周辺、2018 年度から 19 年度に奄美群島周辺で実施した。当初は 2019 年度と 2020 年度に沖縄本島から宮古島にかけての領域で構造探査と自然地震観測を計画していた。しかし、2018 年度に航海時の荒天により海底地震観測の開始が半年ほど遅れたことなどを受け、海上保安庁により発表された新しい研究成果(Nishizawa et al. 2017)でこの領域で３測線の調査結果が公開されたことなども考慮し、沖縄から宮古島での調査は本プロジェクトでは実施しないこととした。

南西諸島の自然地震観測では屈折法探査と同じ短周期海底地震計を用い、100Hz でデータを収録した。また陸上の地震観測点では、固有周波数 2Hz の短周期地震計((株)近計システム製 KVS-300) または広帯域地震計 (Streckeisen 製 STS-2) を使用し、100Hz サンプリングとしてオフラインでデータを収録した。

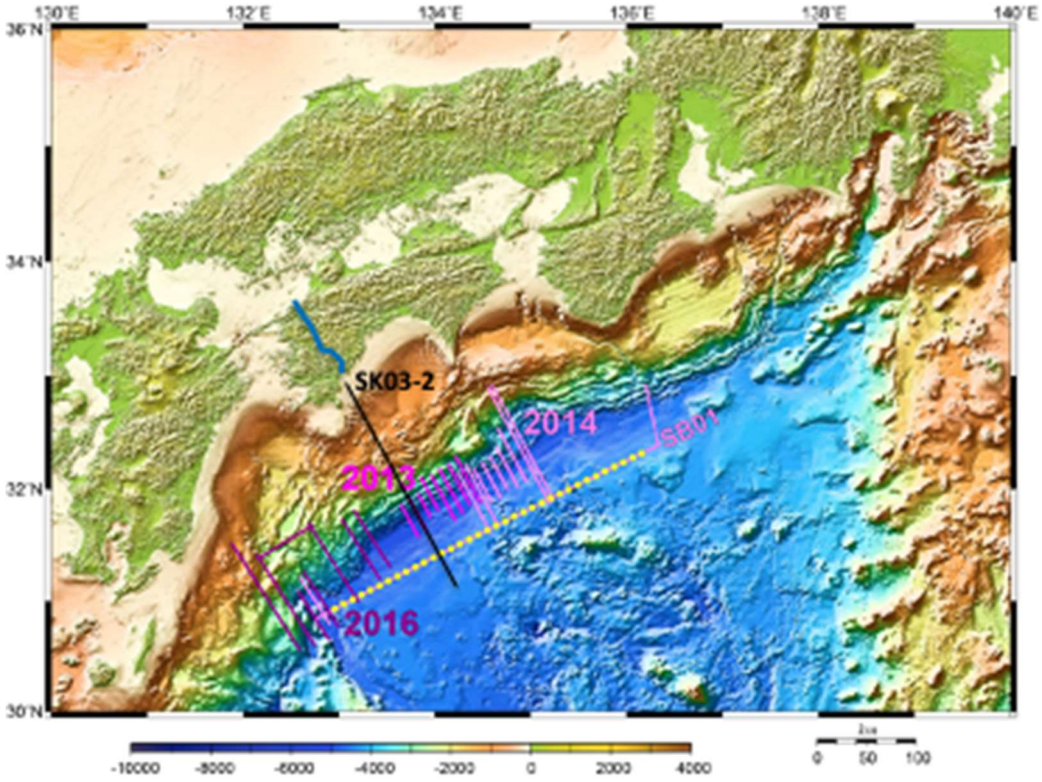


図３－６－（３）－①－７　南海トラフ域で実施した高分解能反射法探査測線および屈折法探査測線（SB0１及び SK03-2)。黄丸は OBS を表す。

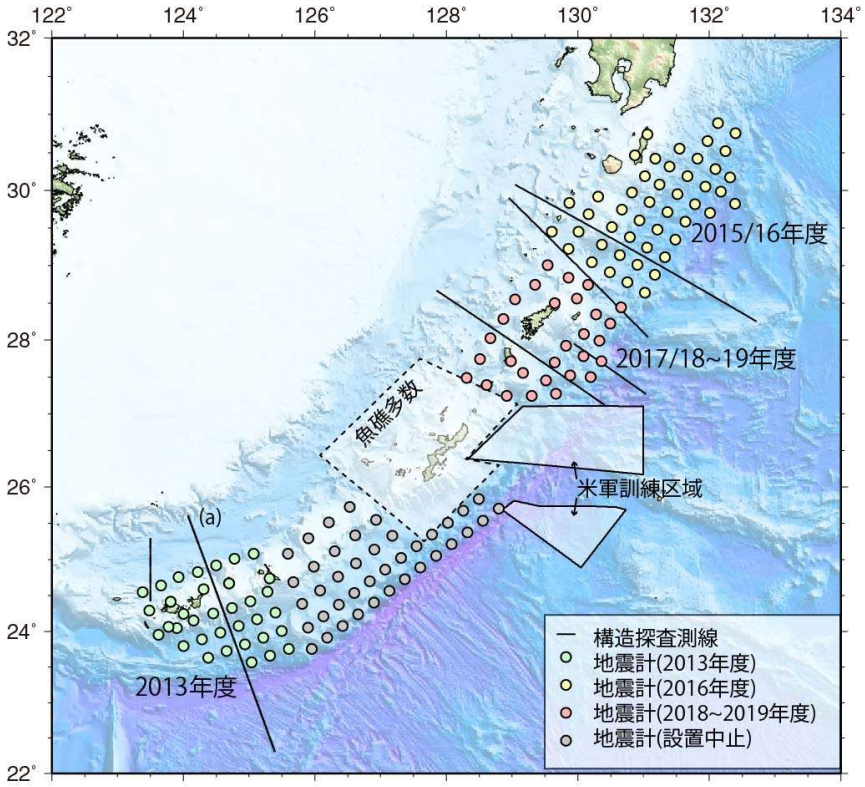


図３－６－（３）－①－８ 南西諸島周辺で調査を実施した構造探査測線と自然地震観測で設置した地震観測点の分布。

(c) 業務の成果

1) 南海トラフ

南海トラフでの拡大想定震源域の上限を規定すると考えられる前縁断層構造イメージを得るため、四国沖～日向灘の南海トラフ軸において、高分解能 MCS 調査を実施した。得られたデータ断面とその解釈結果に基づき、南海トラフ巨大地震の拡大想定震源域上限を規定する構造を調査海域についてマッピングした。先行研究(Moore et al. 2005)に従って、プレート境界面から海底面にいたる前縁断層および前縁断層から海側に発達する微小断層群（プロトスラスト帯）に着目して解釈を行った結果、内閣府によるトラフ軸を上限とする拡大想定震源域よりも海側にも変形構造が発達することが明らかになった（図３－６－（３）－①－９）。さらに海底地震計を用いた屈折法探査の結果（Nakanishi et al., 2018）を用いて深度変換を行い、深部のプレート境界面から海底に繋がる前縁断層先端部について累積変位量を抽出した（図３－６－（３）－①－10)。その結果、四国沖では平均 100m を超える変位量が明らかになり(図３－６－(３)－①－10)、さらに 1946 年南海地震の破壊域(Baba and Cummins, 2005）がトラフ軸まで達している領域に対応する測線(HDNT113)では，断層からの反射波とともに 300m を超える変位が確認された。

プレート境界物性の把握に向け、ケーススタディとして稠密な二次元探査測線がある熊野灘に着目し、プレート境界の形状および反射波振幅のマッピングを行った。その結果、周囲に比べて低くなっている場所および反射振幅値が高い場所がスロー地震の発生域に対応していることを明らかにした。

南海トラフ海側の四国海盆のトラフに平行な測線（SB01）で実施した屈折法探査および高分解能 MCS 調査によって、測線に沿った堆積層と基盤の構造不均質が認められた（図３－６－（３）－①－11)。測線南西側の基盤が平坦な部分で反射強度が比較的弱い特徴がみられる一方、測線北東側では基盤からの反射が明瞭で凹凸が激しい。基盤直下の速度変化は、堆積層構造が東西で変化する測線の西端から約 160km 地点（図３－６－（３）－①－11)で確認され、四国海盆の形成初期から終盤の境界域(沖野, 2015)に対応することが明確になった。よって基盤直下の速度変化は、四国海盆の形成過程の違いを反映していると考えられる。このような東西に不均質な構造を持つフィリピン海プレートが西南日本の下に沈み込んでいることになる。さらに、高分解能 MCS 断面で見られる基盤の凹凸周期と深部低周波微動の活動度の東西変化（Obara, 2010）の周期が非常によく似ていることがわかった（図３-６－（３）－①－11)。また、四国沖～四国下の深部構造イメージを得るために、実施した海陸統合調査より、図３-６-（３）－①－７中のトラフ直交測線（SK03-2）の延長線上の陸上測線で得られた発破記録、延長線上の Hi-net 観測点で取得されたエアガン波形記録を含めた海陸統合解析を進め、P 波速度構造および反射イメージを得た（図３－６－（３）－①－12)。この成果は、陸域の構造調査の結果から得られたプレート形状と整合的であり、統合して解釈した。

また、観測データに基づく地震発生帯の時空間モデルの構築に向け、先行プロジェクトの地震観測・構造調査の結果に基づき、３次元速度構造モデル、プレート形状モデルを構築し、公表した(Nakanishi et al., 2018)。

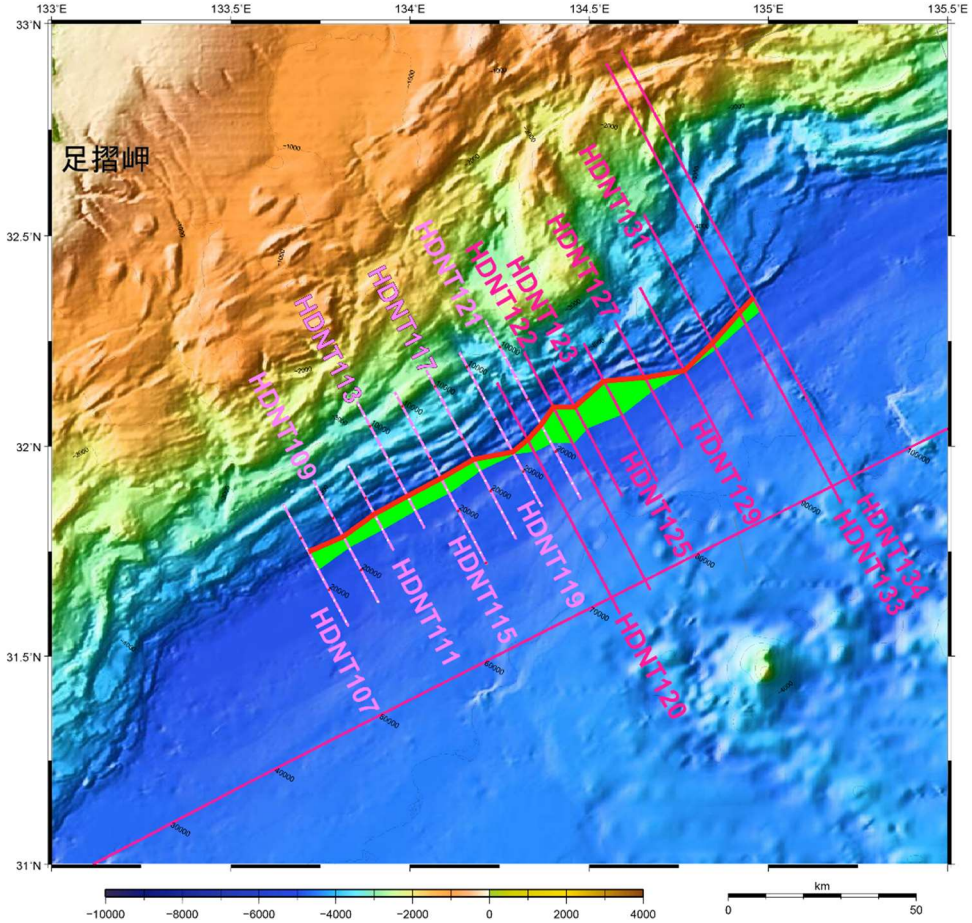


図３－６－（３）－①－９　トラフ横断測線から明らかになった南海トラフ軸における前縁断層（赤線）および海側に発達するプロトスラスト帯（緑域）。

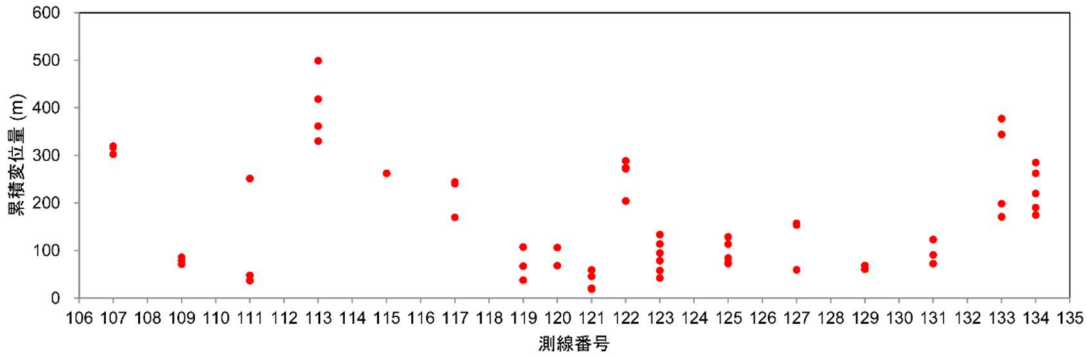


図３－６－（３）－①－10　トラフ横断測線から得られた前縁断層先端部（図３－６－（３）－①－９の赤線）における累積変位量分布。

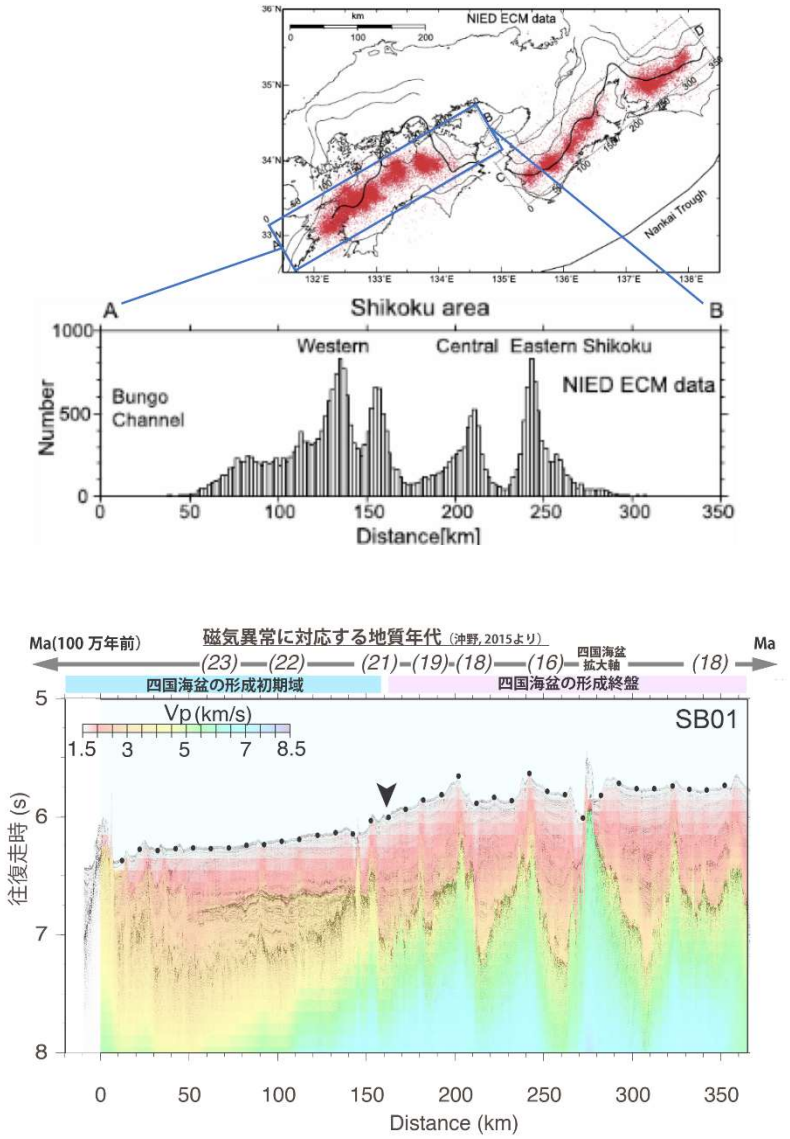


図３－６－（３）－①－11　四国の深部低周波微動分布（青枠内）とその活動度のヒストグラム(Obara, 2010)、および四国沖四国海盆のフィリピン海プレートの海洋地殻の東西方向の構造不均質（高分解能 MCS 断面と屈折法から求められた速度構造の重ね合わせ）と磁気異常に対応する地質年代（沖野, 2015 より）の関係。距離 160km 周辺でみられる基盤直下の速度変化は、四国海盆の形成初期から終盤の境界域(沖野, 2015)に対応しすることがわかる。

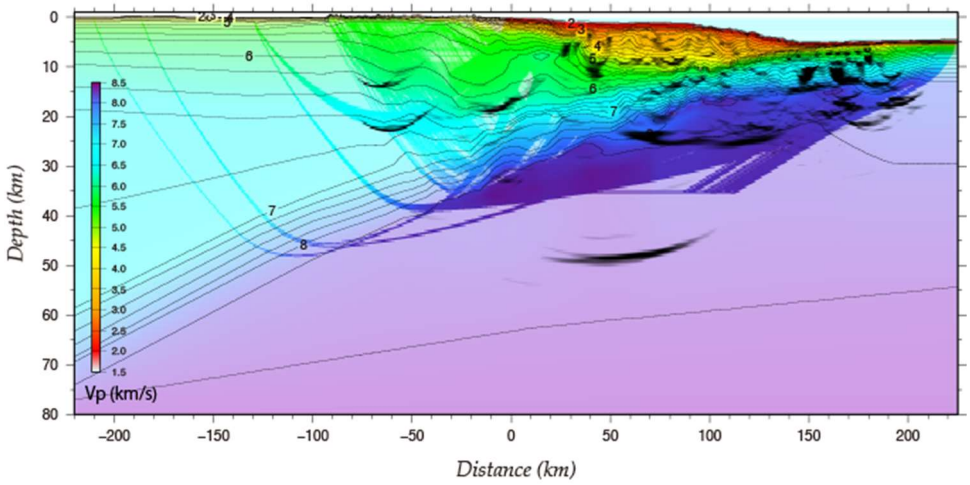


図３－６－（３）－①－12　四国沖トラフ直交測線陸側延長線上の陸上測線で得られた発破記録、Hi-net 観測点で得られたエアガン波形記録を用いた海陸統合解析より推定された P 波速度構造モデル（等速度線は 0.2km/s 間隔）と反射イメージ。黒色の濃い部分が反射面の存在を示す。

2）南西諸島

南西諸島域で調査を行った３つの領域で、屈折法探査に基づく詳細な２次元速度構造の推定、反射法探査に基づくプレート境界面や反射面・断層分布の推定、自然地震観測に基づく３次元速度構造および震源分布の推定を実施した。その結果に基づいて、南海トラフから南西諸島全域までの連続したプレート形状モデルを構築した。

a）宮古・八重山地方

宮古・八重山地方での調査では、構造探査で得られた速度構造およびプレート境界面の反射特性、自然地震観測で捉えた海底下の低周波地震活動を統合して、1771 年にこの地域で津波による甚大な被害をもたらした八重山地震震源域も含めた地震発生帯モデルを提案した（図３－６－（３）－①－13）(Arai et al. 2016)。南西諸島では低周波地震を始め様々なスロー地震活動が活発（Ando et al. 2012; Nishimura 2014）だが、海底下で発生するスロー地震の位置や深さは陸上の観測点では十分な精度では決めることができない。本観測では、観測網の中で低周波地震を観測することができ、震央を高い精度で推定するとともに、幾つかの低周波地震は深さ 15-18km のプレート境界近傍で発生していることも明らかにした。また反射法探査ではプレート境界の浅部から深部に地震波速度の逆転（上盤プレートより低速度の層の存在）を示す反射波の極性反転を観測した。この地震波速度の逆転は高圧の流体によって生じると解釈でき、低周波地震の発生に流体が強く寄与している可能性が高いことを示した。さらに、プレート境界断層と分岐断層から成る楔形の構造が存在し、これが 1771 年八重山地震の巨大津波発生源(Nakamura et al. 2009)とよく一致することを明らかにした。

また自然地震観測に基づく３次元構造解析と発震機構解の推定をもとに、面的な

プレート境界面形状の推定を行った（Yamamoto et al., 2018)。この結果は構造探査測線ではArai et al. (2016)と整合的であり、測線東側の多良間島付近には沈み込む海山を想定させる大きな起伏が存在することも明らかにした。推定したプレート形状モデルに基づいてプレート間地震活動を抽出し、スロー地震活動と空間的に棲み分けて分布することを明らかにした。さらに、海洋性地殻内の高流体圧域とスロースリップ活動域とが対応することがわかるなど、プレート間滑り現象とその要因を議論する上で重要な知見が得られた。

南西諸島海域では海溝側だけでなく背弧側の沖縄トラフでも活発な地震活動が見られる。沖縄トラフ南部での構造探査のデータから、背弧リフティングに伴う多数の正断層を検出し、それらの多くが海底面まで到達していることから地震発生時の津波波源となりうることを指摘した（Arai et al. 2017a）。また、リフト中軸部におけるマグマ貫入構造と、1924 年に噴火したとされる西表北北東海底火山の直下にマグマだまりの証拠を発見し、沖縄トラフにおける火山活動と熱水循環を理解する上で重要な構造的知見を得た。

また宮古・八重山地方での自然地震観測を用いて、高周波数地震波の散乱に着目して媒質のランダムな速度不均質の空間分布を推定した。観測点数や震源の数が限られていたためReversible Jump MCMC(Green 1995)を用いて未知数の数を可変とするなどの改良を行い、データに対して最適な空間分解能での構造推定を行った。その結果、沖縄トラフの深さ50〜60km付近に最も短波長不均質に富む媒質が存在し、その速度不均質のパワースペクトル密度の波数依存性が東北日本などの火山フロント付近で見られる特徴と類似していることなどが分かった。

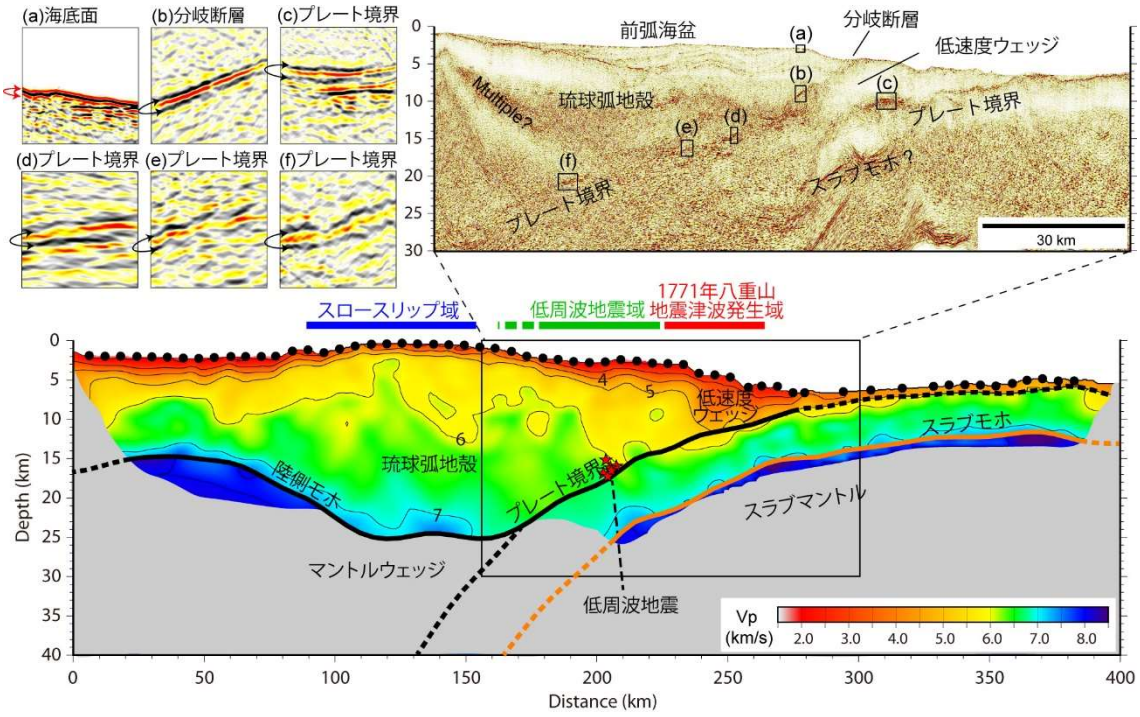


図３－６－（３）－①－13　南西諸島南部（石垣島東方）測線（図３－６－（３）－①－８　測線(a)）での地殻構造探査で明らかとなったフィリピン海プレートの沈み込み構造。反射法探査により、プレート境界からの分岐断層(b)が津波地震発生域に存在することが確認された。また、プレート境界の複数の箇所で見られる反射波の極性反転(c～f)は、プレート境界に流体が存在することを示唆する。低周波地震の震源（星印）はプレート境界の近傍に位置する。

b) トカラ・種子島周辺

トカラ・種子島周辺においても、宮古・八重山地方と同様にプレート境界形状の推定を行った（Yamamoto et al., 2020)。これまでさまざまなプレート境界形状モデルが本海域において提案されていたものの(例えば､Hayes et al, 2012, 2018; Iwasaki et al., 2015)、本プロジェクトにおいて構築された南海トラフにおけるプレート形状モデル（Nakanishi et al., 2018）と整合的なものが存在しなかった。本研究により、初めて観測データを矛盾なく説明しつつ、南海トラフと南西諸島海溝をスムーズに接合することが可能となった。

この領域のプレート境界形状は滑らかで起伏に乏しく、宮古・八重山地方とは特徴が異なり、海山が沈み込んでいないと解釈できる。その一方で、宮古・八重山地方と同様に、プレート間通常地震とスロー地震はその活動域を明瞭に棲み分けていることも明らかとなった。プレート間地震活動域の下端は、上盤における蛇紋岩マントルウェッジの存在により規定されている。また、プレート間通常地震・スロー地震がともに観測されていない領域の存在を見出した(図３－６－（３）－①－14; B)。この領域の大きさは 1771 年八重山地震津波の波源域(Nakamura, 2009)と同等であり、M8 級の津波地震震源域に匹敵する。本プロジェクトにおいてこの領域で海底広帯域地震観測が実施されており、スロー地震活動の活動の有無に関する解析結果が待たれる。

南西諸島海溝北部では奄美大島の北側において通常の海洋プレートより地殻が厚い奄美海台が沈み込んでいる。同海域で取得した反射法探査のデータから、沈み込む奄美海台の前縁部に高角にプレートを断ち切る断裂構造が存在することを発見した(Arai et al., 2017b)。さらにこの構造が 1995 年の奄美大島近海地震(M7)の余震分布と一致することを示し、浮力の大きい海台の沈み込みが巨大地震の発生に関連することを実証した。また、沖縄トラフ北部においても背弧リフティングによる断層構造のイメージングに成功した。同海域では海底面まで至る正断層群に加えて横ずれ断層も発達しており、複雑な応力場を反映していると考えられる(Arai et al., 2018)。

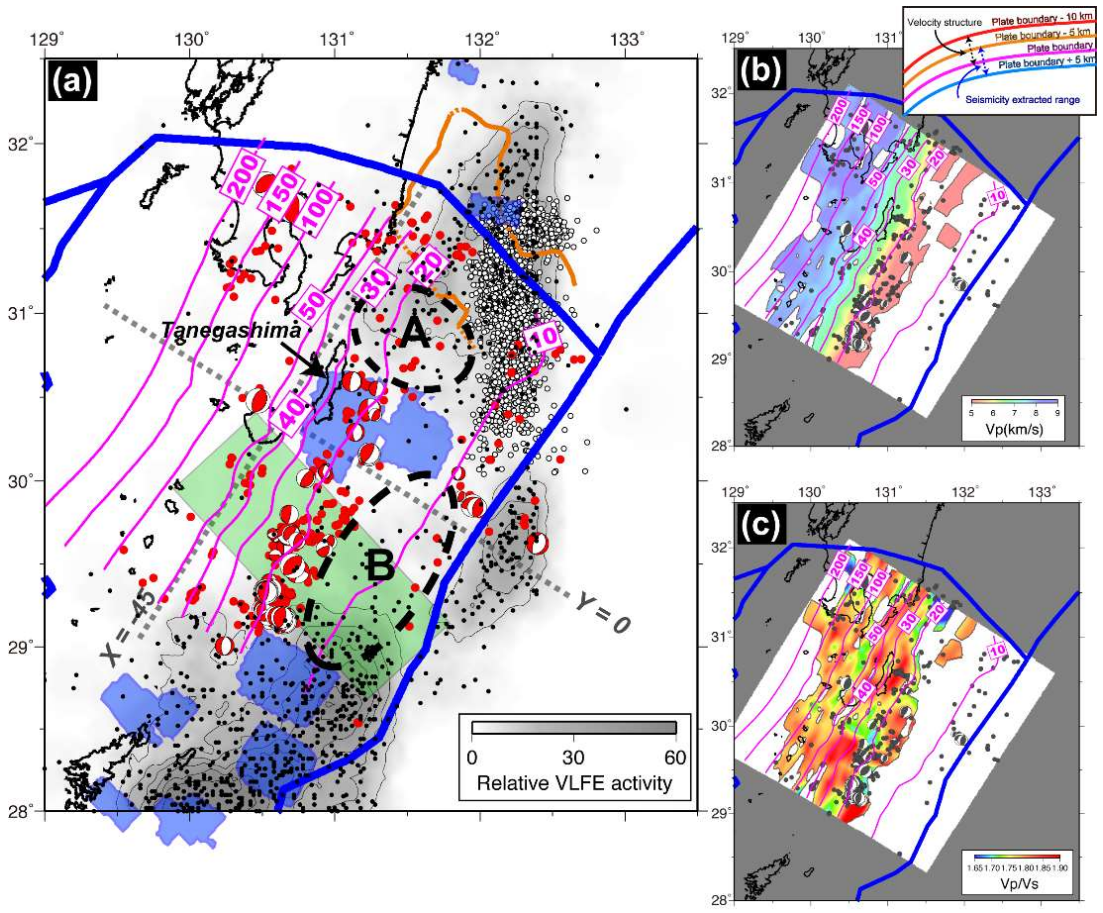


図３－６－（３）－①－14 (a)推定したプレート形状モデルとプレート間地震活動。ピンクのコンターがプレート境界の深さを示す。赤点、白点、黒点および青の領域はそれぞれプレート間通常地震、浅部低周波微動(Yamashita et al., 2015)、浅部超低周波地震(VLFE) (Nakamura and Sunagawa, 2015. グレースケールも合わせて表示), スロースリップイベント(SSE) (Nishimura, 2014)を示す。緑の矩形は SSE の検出不能範囲 (Nishimura, 2014)。A と B は通常地震、スロー地震ともに活動度の乏しい領域を表す。(b) 上盤側プレート内の P 波速度構造とプレート間地震分布。(c) 上盤側プレート内の Vp/Vs 比構造とプレート間地震分布。

d) プレート形状モデル

Nakanishi et al. (2018)で示された南海トラフ域のプレート形状モデルを基に、本プロジェクトで実施した宮古・八重山地方で実施した構造調査の成果(Arai et al., 2016)(図３－６－(３)－①－13)と自然地震観測に基づく３次元速度構造(Yamamoto et al., 2018)、種子島・トカラ列島周辺の構造探査の成果 (Arai et al., 2017)と自然地震観測に基づく３次元地震波速度構造 (Yamamoto et al., 2020)、震源分布に基づく最新の沈み込み帯のプレート形状モデル Slab2.0 (Hayes, 2018)、東京大学地震研究所のプレートモデル (Iwasaki et al., 2015; Lindquist et al., 2004) を取り入れて、モデルを更新した (図３－６－ (３) －①－15)。これにより、南海トラフ域から南西諸島域までを滑らかにつなぐプレートモデルを構築することができた。さらに、プレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングした (図３－６－(３)－①－15)。

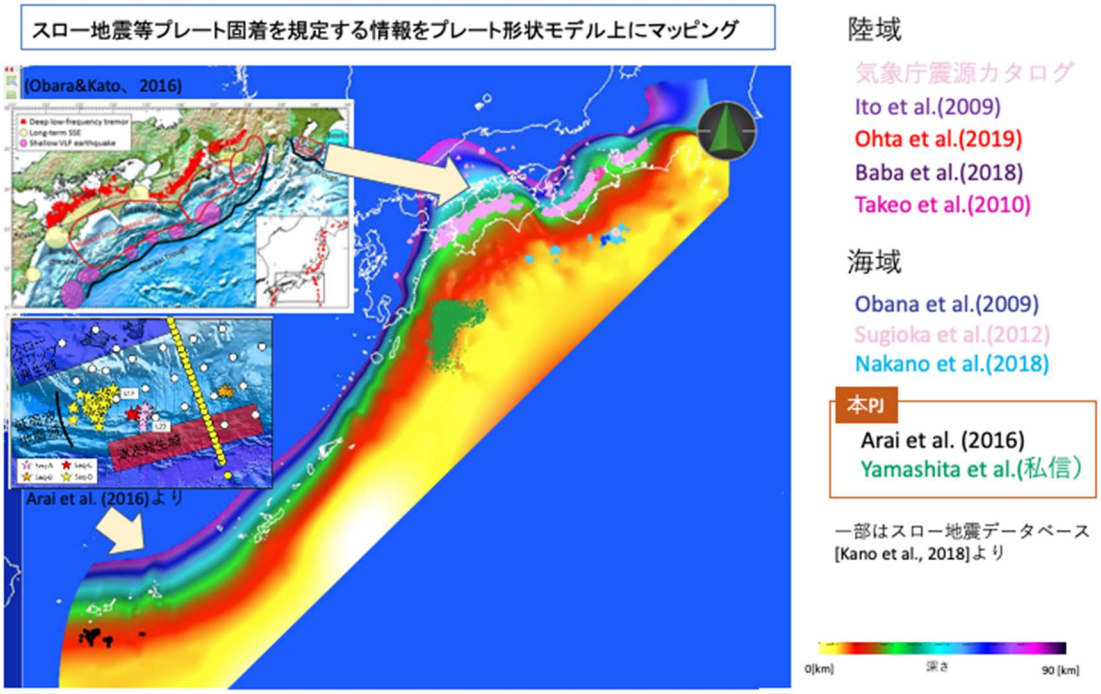


図３－６－(３)－①－15　多様なスロー地震活動等をマッピングした南海トラフから南西諸島海溝域までのプレート形状モデル南海トラフから南西諸島海溝域までのプレート形状モデル

(d) 結論ならびに今後の課題

四国沖から日向灘にかけて構造探査を実施し、内閣府が最大級の南海トラフ地震を評価した拡大想定震源域の上限下限周辺の地下構造を明らかにした。上限については、内閣府が設定したトラフ軸近傍の地形の変曲点に着目することにより大きな断層変形を伴う前縁断層の分布が明らかになった。さらに高分解能構造探査からは前縁断層よりも海側に今後プレート境界断層に発達すると考えられる微小な断層

群・プロトスラスト帯の拡がりが明らかになり、新たな上限を規定する構造と考えられる。

下限付近の構造については、海陸統合調査の実現により、深部低周波微動発生域の構造が明らかになった。また、沈み込む前の四国沖フィリピン海プレートには東西方向にプレート形成年代や深部低周波微動の活動度との対応がみられる構造不均質があることが明らかになった。

さらに、先行プロジェクトの構造調査の成果に基づく南海トラフ域の３次元構造を構築し、地震本部の長周期地震動予測地図の作成に用いられている地下構造モデルに対して海域の情報を提供できるようになった。

南西諸島周辺では宮古・八重山地方、トカラ・種子島周辺、奄美群島周辺で自然地震観測と構造探査を実施し、これまでに宮古・八重山地方とトカラ・種子島周辺での詳細な地震活動と地下構造を解明した。それぞれの領域で構造探査記録を用いてプレート形状や詳細な２次元速度構造、断層分布などを推定し、地震活動や応力場との関連などを明らかにした。また自然地震記録を用いて、構造探査で得られた速度構造やプレート形状と整合する３次元的な速度構造とプレート形状を推定した。特に南西諸島北部では本プロジェクト以外で取得した自然地震観測データの一部も統合して解析を実施し、南海トラフのプレート形状と整合したモデルを構築した。宮古・八重山地方と奄美群島周辺では海底下で発生する低周波地震を観測し、詳細な震央分布を推定した。低周波地震の一部は震源の深さを決定することができ、プレート境界上で発生していることを明らかにした。また通常の地震の震源分布を詳細に調べ、スロー地震との棲み分けを明確に示すことができた。

本プロジェクトで構築したプレート形状モデルは、構造探査と自然地震観測で得られた構造情報を統合したものである。用いた探査測線や地震観測点の配置が空間的に均質ではないため、構造情報の空間分解能にはばらつきがある。他のサブ課題などでの活用も考慮し、構造探査で得られた情報の一部を平滑化するなどの処理により取り除き、概ね空間一様な分解能でモデルを構築した。しかし、プレート形状モデル構築と並行して、これらの処理で失われる微細な構造情報を面粗さとして取り扱った解析や、稠密反射法によるプレート境界面の詳細な形状や物性把握の試みを進め、これらの情報が地震発生域の実態を理解する上で重要であることも見いだした。また南西諸島ではスロー地震活動とプレート境界面から反射波の極性情報を統合することで、地震発生域の実態解明につながる知見を得た。これらの構造情報をプレート形状モデルにマッピングすることが重要と考えられるが、現在の解析手法は特に高精度な探査が行われた測線でしか適用できない。そのため、これらの情報をより低いスペックで得られた探査データから抽出する解析手法の開発などが重要になると考えられる。

(e) 引用文献

Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the nankai trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140, doi:10.1016/0040-1951(75)90102-X, 1975.

Arai R., S. Kodaira, Y. Kaiho, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, Crustal structure of the southern Okinawa Trough: Symmetrical rifting, submarine volcano and potential mantle accretion in the continental back-arc basin, J. Geophys. Res. - Solid Earth, 122, doi:10.1002/2016JB013448, 2017a.

Arai R., S. Kodaira, T. Takahashi, S. Miura and Y. Kaneda, Seismic evidence for arc segmentation, active magmatic intrusions and syn-rift fault system in the northern Ryukyu volcanic arc, Earth, Planets and Space, 70:61, doi:10.1186/s40623-018-0830-8, 2018.

Arai, R., S. Kodaira, T. Yamada, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, A. Nishizawa, and M. Oikawa, Subduction of thick oceanic plateau and high-angle normal-fault earthquakes intersecting the slab, Geophys. Res. Lett., 44, doi:10.1002/2017GL073789, 2017b.

Arai, R., Takahashi, T., Kodaira, S., Kaiho, Y., Nakanishi, A., Fujie, G., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Ishihara, Y., Miura, S. & Kaneda, Y., Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, Nat. Commun., 7, 12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.

Baba, T. & Cummins, P.R., Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophysical Research Letters, 32, doi: 10.1029/2004gl022320, 2005.

Baba, S., Takeo, A., Obara, K., Kato, A., Maeda, T., & Matsuzawa, T., Temporal activity modulation of deep very low frequency earthquakes in Shikoku, southwest Japan, Geophys. Res. Lett., 45, doi:10.1002/2017GL076122, 2018.

Green, P.J., Reversible jump Markov chain Monte Carlo computation and Bayesian model determination, Biometrika, 82, 711-732, doi: 10.1093/biomet/82.4.711, 1995.

Hayes, G.P., Moore, G.L., Portner, D.E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., Smoczyk, G.M.,. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. Science, 362, 58-61. doi:10.1126/science.aat4723, 2018.

Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries. J. Geophys. Res., 117, B01302. doi:10.1029/2011JB008524, 2012.

Ito, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Maeda, T., Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition, J. Geophys. Res. -Solid Earth, 114, B00A13, doi:10.1029/2008JB006036, 2009.

Iwasaki, T., Sato, H., Shinohara, M., Ishiyama, T., Hashima, A., 2015. Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan., in 2015 Fall Meeting. American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.

Kano et al., Development of a Slow Earthquake Database, Seism. Res. Lett., 89, 1566-1575, doi:10.1785/0220180021, 2018.

Lindquist, K. G., K. Engle, D. Stahlke, and E. Price, Global Topography and Bathymetry Grid Improves Research Efforts, Eos Trans. AGU, 85(19), 186. doi:10.1029/2004EO190003, 2004.

Moore G. F., H. Mikada, J. C. Moore, K. Becker, A. Taira, Legs 190 and 196 synthesis: deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism. In Mikada H, Moore GF, Taira A, Becker K, Moore JC, Klaus A (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results 190/196:1-26, 2005.

Nakamura, M., Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami. Geophys. Res. Lett., 36, L19307, doi:10.1029/2009GL039730, 2009.

Nakamura, M., Sunagawa, N., Activation of very low frequency earthquakes by slow slip events in the Ryukyu Trench., Geophys. Res. Lett., 42, 1076-1082, doi:10.1002/2014GL062929, 2015.

Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S.O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y., Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: implications for seismogenesis. In: Byrne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K., Yamaguchi, A. (Eds.), Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura. In: Geological Society of America Special Papers, vol.534, pp.69-86, 2018.

Nakano, M., Hori, T., Araki, E., Kodaira, S., Ide, S., Shallow very-low-frequency earthquakes accompany slow slip events in the Nankai subduction zone, Nat. Commun., 9:984, doi:10.1038/s41467-018-03431-5, 2018.

Nishimura, T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, Prog. in Earth and Planet. Sci., 1, 22, doi:10.1186/s40645-014-0022-5, 2014.

Nishizawa, A., Kaneda, K., Oikawa, M., Horiuchi, D., Fujioka, Y., Okada, C., Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of the Philippine Sea plate, Earth, Planets and Space, 69, 86, doi:10.1186/s40623-017-0674-7, 2017.

Obana, K. & Kodaira, S., Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism, Earth Planet. Sci. Lett., 287(1-2), 168-174, doi:10.1016/j.epsl.2009.08.005, 2009.

Obara, K., Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, Journal of Geophysical Research, 115, doi:10.1029/2008JB006048, 2010.

Ohta, K., Ito, Y., Hino, R., Ohyanagi, S., Matsuzawa, T., Shiobara, H., & Shinohara, M., Tremor and inferred slow slip associated with afterslip of

the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 46, 4591- 4598, doi:10.1029/2019GL082468, 2019.
沖野郷子, フィリピン海の磁気異常とテクトニクス（論説）, 地学雑誌, 124巻, 5号, 729-747, d0i:10.5026/jgeography.124.729, 2015
Sugioka, H., Okamoto, T., Nakamura, T., Ishihara, Y., Ito, A., Obana, K., Kinoshita, M., Nakahigashi, K., Shinohara, M., Fukao, Y., Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, 5, 414-418, doi:10.1038/NGE01466, 2012.
Takeo, A. et al., Very broadband analysis of a swarm of very low frequency earthquakes and tremors beneath Kii Peninsula, SW Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L06311, doi:10.1029/2010GL042586, 2010.
Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Kaiho, Y., Arai, R., Obana, K., Nakanishi A., Miura S. Kodaira S., Kaneda Y., Modeling the geometry of plate boundary and seismic structure in the southern Ryukyu Trench subduction zone, Japan, using amphibious seismic observations. J. Geophys. Res. -Solid Earth, 123. doi:10.1002/2017JB015330, 2018.
Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Obana, K., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Plate geometry model and seismicity in the northern Ryukyu subduction zone, Japan, deduced from amphibious seismic observations, Earth Planet. Sc. Lett., 536, 116143, doi: 10.1016/j.epsl.2020.116143, 2020.
Yamashita, Y., Yakiwara, H., Asano, Y., Shimizu, H., Uchida, K., Hirano, S., Umakoshi, K., Miyamachi, H., Nakamoto, M., Fukui, M., Kamizono, M., Kanehara, H., Yamada, T., Shinohara, M., Obara, K., Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface. Science, 348, 676-679, doi:10.1126/science.aaa4242, 2015.

② 自然地震を用いた構造解析

(a) 業務の要約

陸域下におけるフィリピン海プレート形状や陸側プレートとの相対的な位置関係の把握及びこれらと深部低周波地震（微動）活動の関連を議論することを目的として、四国を対象に稠密地震観測を実施した。これらの稠密地震観測点ならびに定常地震観測点で得られたデータの解析から、四国西部の深部低周波地震（微動）発生域周辺の海洋地殻で脱水を伴う相転移が発生し、プレート境界直上のマントルウェッジでは蛇紋岩化が進展していると考えられる構造的な特徴を得た。また、四国東部下のフィリピン海プレートは、従来考えられてきた形状よりも起伏に富んでいることを明らかにした。四国東部で発生する深部低周波地震（微動）は、四国西部よりも低調かつ複雑な分布をしているが、稠密地震観測点データを用いた詳細な震源分布解析から、他の沈み込み帯同様の低周波地震源の移動が発生していること、その分布は本研究で求めたプレート形状と良い対応があることを示した。

(b) 業務の成果

1) 稠密地震観測と構造探査

四国で発生している深部低周波地震（微動）の震源位置の高精度決定並びに沈み込むフィリピン海プレートの形状や物性に関する知見を得ることを目標として、四国を対象とした稠密な臨時地震観測を実施した。図３－６－（３）－②－１に観測点の分布を示す。

四国西部では、2014 年２月下旬から 2015 年３月上旬まで、愛媛県伊予市を北端、高知県幡多郡黒潮町を南端とする総延長約 80 km の測線上に、固有周波数１Hz の三成分短周期地震計 30 台を設置した。この測線は、北北西－南南東方向に広がる活発な深部低周波地震クラスタ上を通過する。観測期間中の 2014 年５月上旬には、測線の海域延長部（図３－６－（３）－②－１　緑破線）において海洋研究開発機構によるエアガンの発振が行われた。陸域においては、2014 年 12 月 11 日早朝、愛媛県内子町域を発破点とする薬量 300 kg の人工地震観測を実施した。発破点の位置を図３－６－（３）－②－１に星印で示す。この観測実施に際して、固有周波数２Hz の上下動成分地震計 150 台を 2014 年 11 月下旬から約１か月間、既設 30 観測点の隙間を埋めるように測線上に設置した。2015 年 10 月以降は、四国東部地域周辺の 25 地点に固有周波数１Hz の三成分短周期地震計を設置し、自然地震観測を行った。図３－６－（３）－②－１に示す各観測点の配色は、観測期間に対応する。各観測点は、３～６か月ごとにメンテナンスを行い、その際に各地点のデータ収録装置に保存されたデータを回収するとともに、バッテリーの交換を行った。

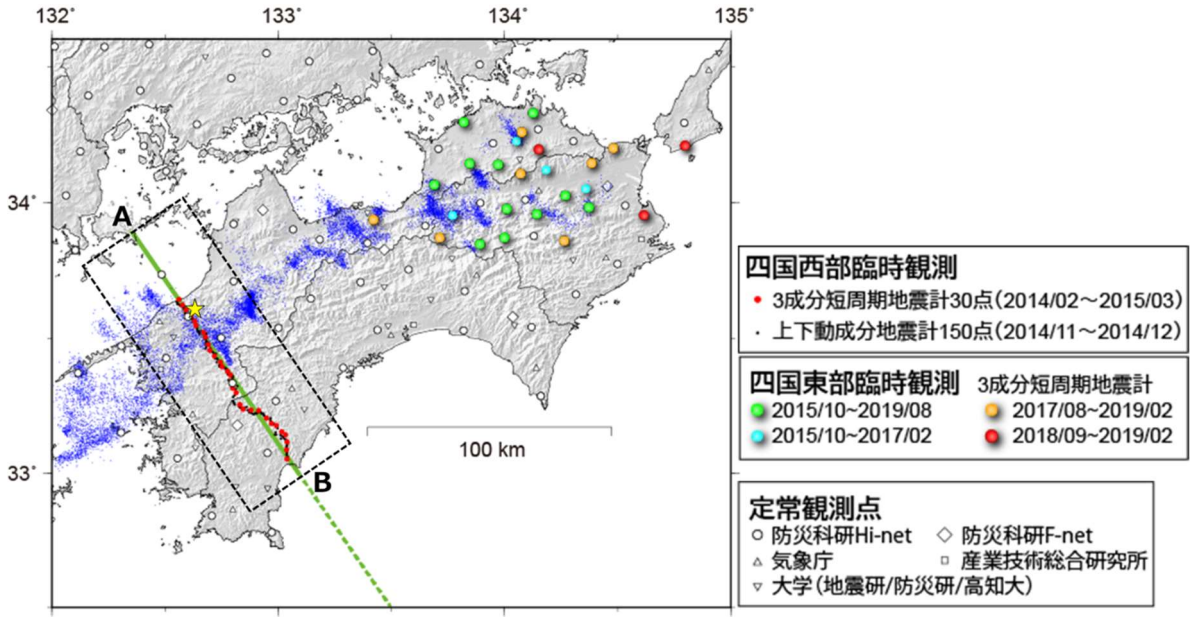


図３－６－(３)－②－１　本研究で設置した臨時稠密地震観測点ならびに発破点の分布。観測点の色は観測期間に対応する。星印及び青点は、それぞれ発破点の位置と深部低周波微動の震央の分布（防災科学技術研究所，2020）を表す。四国西部臨時稠密観測の測線を緑実線で、その海域延長を緑破線で表す。黒破線による矩形は、四国西部のレシーバ関数解析に用いた観測点の範囲を表す。

2) 四国西部で発生する深部低周波地震周辺の地下構造の特徴

四国西部は、活発な深部低周波地震（微動）活動が観測されている地域である。深部低周波地震（微動）が発生している場所周辺のフィリピン海プレートと陸側プレートの位置や形状、プレート沈み込みに伴うプレート境界付近の物性の変化に関する情報を得ることを目的として、図３－６－（３）－②－１に示す測線Ａ－Ｂを中心とした黒破線内に位置する観測点で観測された遠地地震データにレシーバ関数解析法を適用した。解析対象として、米国地質調査所による暫定震源カタログ（PDE）から、震央距離 30°～90°で発生したマグニチュード（M）5.8 以上の地震を抽出した。レシーバ関数は直達Ｐ波着震からの経過時間を表す時系列であり、観測点下に存在する地震波速度不連続面でＰ波からＳ波に変換した波（Ps 変換波）が後続波として記録されている。各レシーバ関数から地下構造を推定するため、Matsubara and Obara（2011）による三次元地震波速度構造モデルを用いて深度変換を行った。

地震波速度不連続面が傾斜している場合、一般に、傾斜面が深くなる方から到来する地震波によって励起された変換波の振幅は大きく、震央が傾斜面の浅い方向に位置する地震の波による変換波は小さくなる（例えば、Shiomi and Park, 2008）。既存のプレート形状モデルから、南海トラフから沈み込んだフィリピン海プレートは、四国の下では北～北西に向かって深くなっていると考えられるため、ここではプレートが浅くなる方向である南東側に位置する地震のデータを除外し、レシーバ関数断面図を作成した。求められたレシーバ関数断面図を図３－６－（３）－②－２に示す。図３－６－（３）－②－２b の背景には、Nakanishi et al.（2018）によって求められた海陸構造探査による地震波速度構造を示す。この図において、Ｂ点（太平洋岸）の深さ 30 km からＡ点（山口県瀬戸内海岸）の深さ 50 km に向かって傾き下がる赤い線が見える。この線は、おおよそ海域におけるＰ波速度構造で 8.0 km/s 付近の境界に接合することから、沈み込むフィリピン海プレート内のモホ面（海洋モホ面）を表すと解釈出来る。この面の約 10 km 浅部に、赤い線と平行な青い線を距離 60～120 km の範囲で確認することができる。この速度不連続面は、海域における地震波速度構造との対比から、フィリピン海プレートの上面を表していると判断できる。これらの結果は、特に四国南部において既存のモデルと整合的である（図３－６－（３）－②－２a）。図３－６－（３）－②－２a に示す緑点は、Ohta and Ide（2017）によって求められた深部低周波地震の震源分布を表す。この地域の深部低周波地震は薄い面状で、青線、すなわちプレート上面の深部延長に分布する。また、直下の海洋モホ面とほぼ並行である。これらから、当該地域の深部低周波地震はプレート上面付近で発生していると言える。一方、深部低周波地震が発生している領域の背景は、周辺部に比べて白く表示されている。これは、当該場所では明瞭な変換波が励起されていない、すなわち地震波速度に大きな不連続が存在しないことを表す。

深部低周波地震が発生する四国西部の深さ 30 km 以深では、海洋地殻内の温度勾配が大きくなる（Yoshioka et al., 2008）。深部低周波地震がフィリピン海プレート上面で発生していると仮定した場合、深部低周波地震が活動している領域の海洋地殻内の温度はおおよそ 400～500℃となる。この圧力－温度条件下では、海洋地殻を構成する

物質は脱水を伴う相転移が生じる（Hacker et al., 2003）。海洋地殻から放出された水は直上のマントルウェッジの蛇紋岩化に寄与し、その場所の地震波速度を低下させる。水はプレート境界に沿って浅部に移動し、陸側モホ面のある場所で止まる（Katayama et al., 2012）。これにより、陸側モホ面近傍のマントルの蛇紋岩化も進むため、この地域における地殻とマントルの地震波速度の比が低下する。結果として、深部低周波地震が発生している場所の周辺では地震波速度に大きな不連続がなくなり、レシーバ関数の変換波振幅が低下すると考えられる。深部低周波地震が発生している陸側プレートと海洋プレートの間において、ウェッジマントルの蛇紋岩化が進んでいるとすると、そこに蓄えうる応力は小さく、強震動生成域は深部低周波地震（微動）発生域まで拡がらない可能性が高いと考えられる。

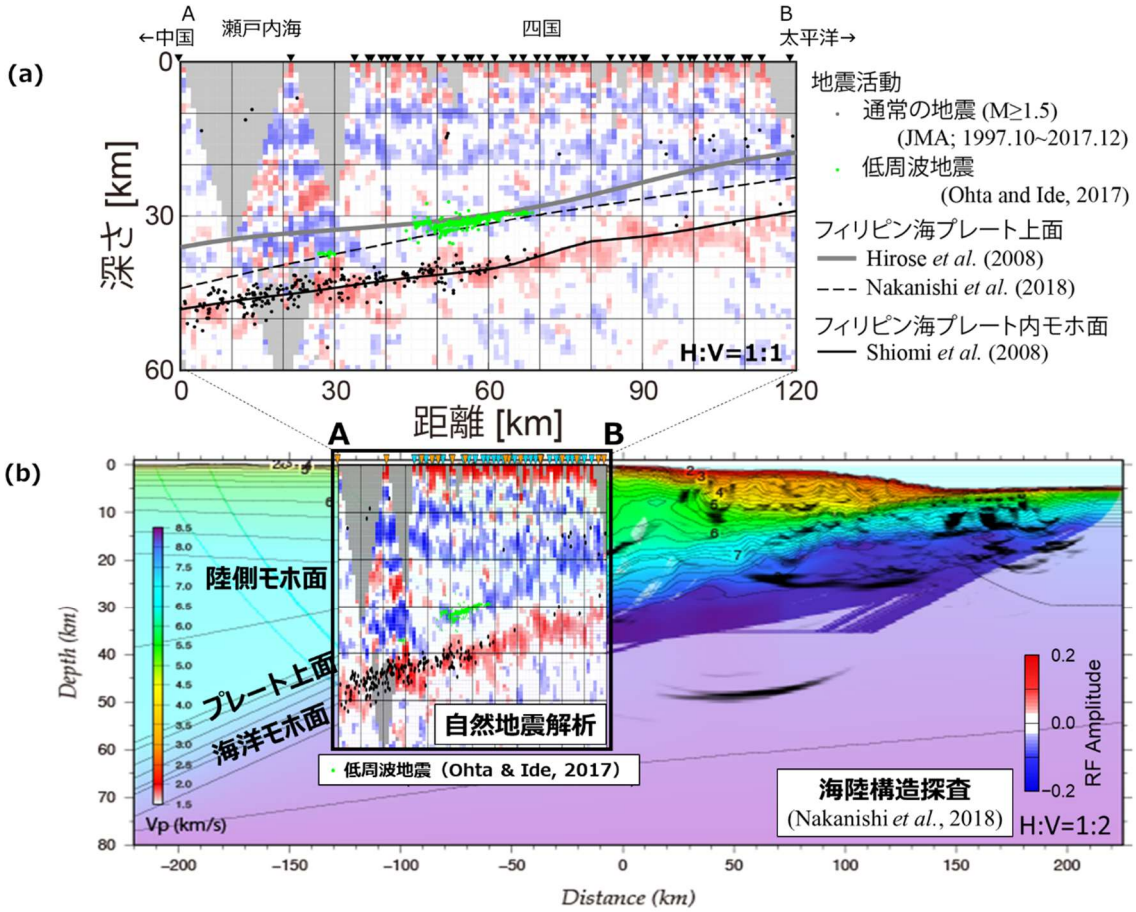


図３－６－（３）－②－２　四国西部におけるレシーバ関数断面。測線Ａ－Ｂの位置は図３－６－（３）－②－１に示す。(a) 求めたレシーバ関数断面と従来のモデルの比較。黒点、緑点は通常の地震の震源と深部低周波地震の震源位置（Ohta and Ide, 2017）を表す。(b)求めたレシーバ関数断面と構造探査データから求められた地震波速度構造（Nakanishi et al., 2018）との比較。

3）四国東部における深部低周波地震活動の特徴把握

西南日本で発生する深部低周波地震（微動）の震源分布は、南海トラフ巨大地震の想定震源断層域の深部境界を設定する根拠のひとつに挙げられている（内閣府, 2011）。

しかし、四国東部における深部低周波地震（微動）活動は四国西部のように東西方向に連続した分布となっておらず、北西－南東方向に列をなすいくつかの孤立的なクラスタから形成されている。また、四国東部の低周波地震（微動）活動は香川県中部と徳島県中部に分散し、活動度も四国西部と比べて低調である（図３－６－（３）－②－１）。ここでは、四国東部で発生する深部低周波地震（以下、低周波地震）活動の特徴を詳細に捉えることを目的として、四国東部で実施した臨時稠密地震観測の観測データ並びに周辺の防災科研 Hi-net の観測データを利用し、低周波地震の高精度検出を実施した。検出手法として、テンプレートイベントによる Matched Filter 法（MF 法、例えば Shelly et al., 2007）を用いた。この手法は波形そのものの相関を利用するため、より高い時空間分解能をもつことが期待される。

以下で示す解析においては、四国東部における臨時稠密地震観測による観測点のうち、2015 年 10 月から観測終了までの約４年間、同一地点で観測を実施した 11 観測点に加え、同領域周辺の防災科研 Hi-net 観測点 16 点のデータを使用した。解析に使用した観測点を図３－６－（３）－②－３に灰三角あるいは灰四角で示す。気象庁一元化震源カタログによる低周波地震の震央位置を緯度・経度ともに 0.05 度刻みのグリッドで分け、それぞれのグリッドで一つ、計 57 個のイベントを選び、MF 法にて使用するテンプレートイベントとして用いた。震源位置の推定にあたって、S 波速度は 3.2km/s で一様と仮定し、テンプレートイベントの震央位置を中心として緯度・経度ともに 0.1 度の範囲を探索した。深さについては、テンプレートイベントの震源情報で固定した。上下動および水平動２成分、計３成分のデータを用い、すべての点についての相関係数の平均値を計算して検出の指標とした。なお、地震波形データは２～６Hz の帯域通過フィルタを適用し、毎秒 20 サンプルにデシメーションを行ったうえで解析に用いた。

四国東部で顕著な低周波地震活動がみられた 2018 年３月 17 日～25 日の解析結果を、図３－６－（３）－②－３に示す。2018 年３月 22 日以降、気象庁は低周波地震の検出方法を気象庁独自の MF 法へと変更したが、MF 法採用前（図３－６－（３）－②－３中の３月 21 日まで）、採用後（図３－６－（３）－②－３中の３月 22 日以降）の結果ともに同様の場所に震央が決定されている。さらに、本検出による検出数はそれぞれの日について少なくとも気象庁カタログの 1.8 倍以上であり、本解析を実施することによって、より詳細な時空間分布を議論することが可能となった。

図３－６－（３）－②－４に、この期間に決定された低周波地震の時空間分布を示す。低周波地震の活動域は 17 日から 20 日頃にかけて東方向へ拡大した。さらに 20 日頃からは東経 133.8 度よりも西側の領域（図３－６－（３）－②－４b の右の緑線の範囲）において、半日周期の活発化が顕著となっている。この半日周期の活発化は、地球潮汐による効果であると考えられる（Nakata et al., 2008; Ide, 2012）。この潮汐応答性が顕著になるのは、活動が活発化するフロントが通過した後であることが報告されており（Yabe et al. 2015）、過去の研究とも調和的である。さらに、これらの活動の一部はフロントから逆方向に明瞭に伝播している（例えば、図３－６－（３）－②－４b の青矢印）。同様の現象は北米太平洋岸で発見され、Rapid Tremor Reversal（RTR）と呼ばれている（Houston et al., 2011）。

四国東部における深部低周波地震活動は、四国西部に比べて低調であったため、これ

まではその活動の特徴の詳細を確認することが出来なかった。しかし、稠密地震観測点を用いた MF 法解析により発見された微動源の移動に関する特徴は、これまで四国西部や北米太平洋岸等で観測されている一般的な深部低周波地震の特徴を踏襲するものであった。このことから、四国東部で発生している深部低周波地震の活動度や分布は四国西部と大きく異なるものの、背後にゆっくりとしたプレート間すべりが関係していることが強く示唆される結果となった。

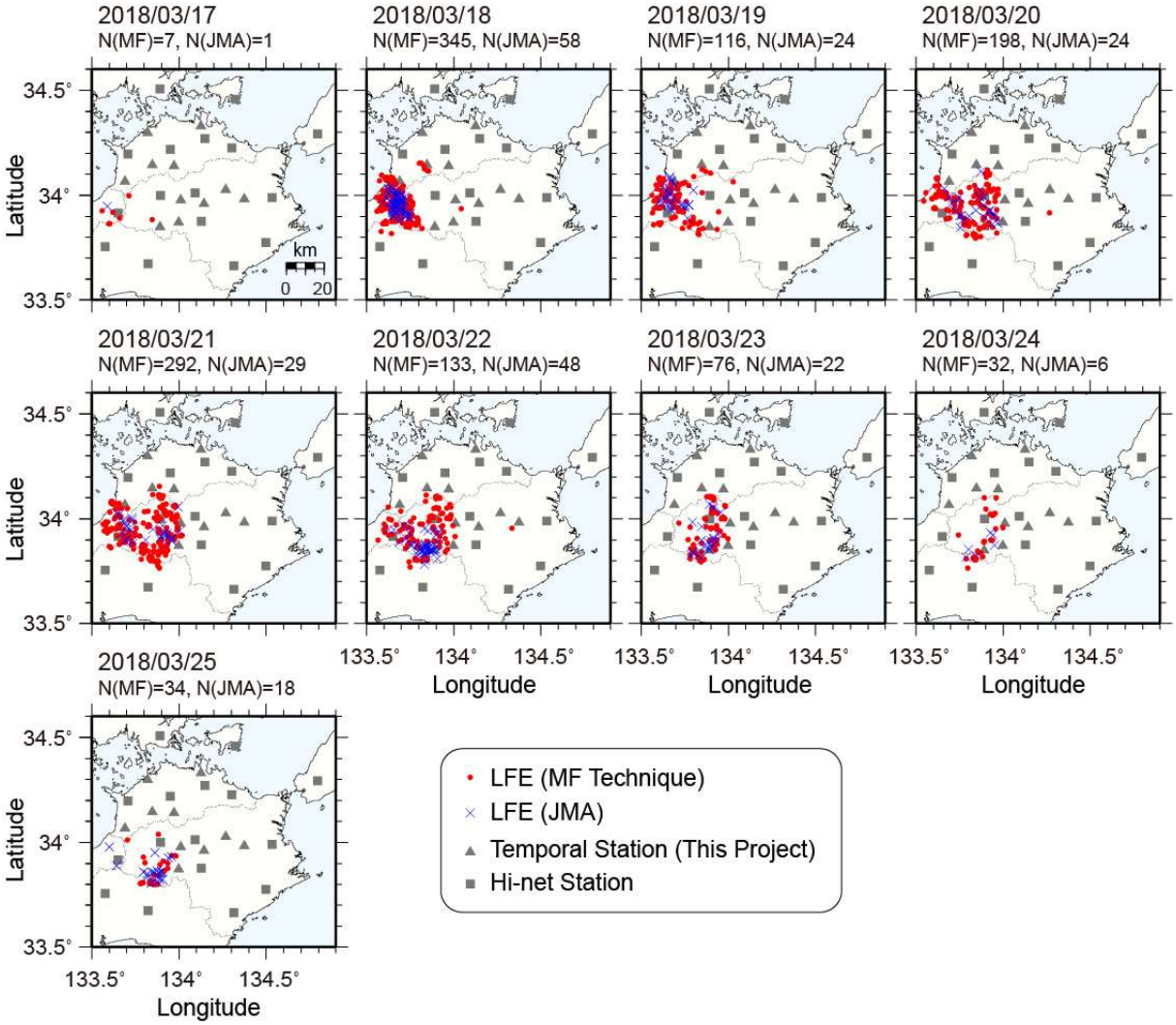


図３－６－（３）－②－３　2018 年 3 月 17 日～25 日における深部低周波地震の日別震央分布。

赤丸および青×印は、本解析および気象庁によって検出された深部低周波地震の１日毎の震央分布をそれぞれ示す。三角印および四角印は、それぞれ解析に使用した臨時観測点および防災科研 Hi-net 観測点の位置を示す。１日毎の図の上には、本解析および気象庁による検出数を、N(MF)および N(JMA)としてそれぞれ示した。

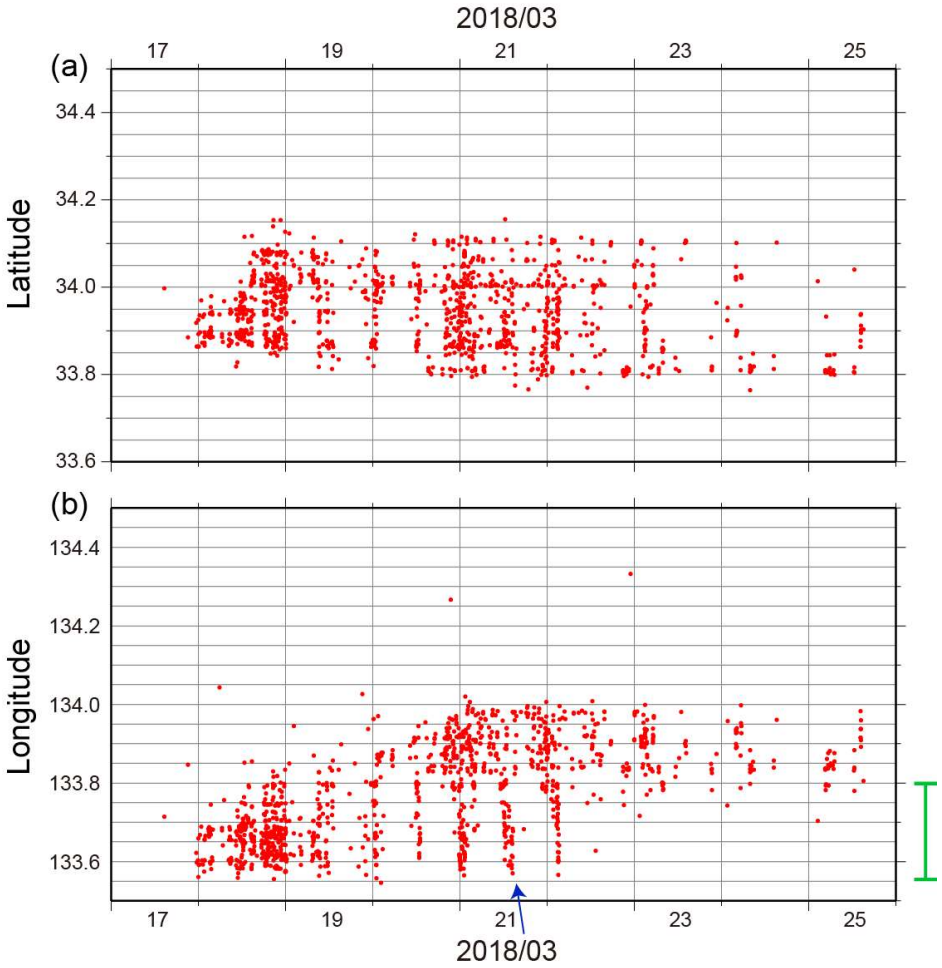


図３－６－（３）－②－４　本研究によって 2018 年３月 17 日～25 日に検出された低周波地震の時空間変化。(a)緯度方向、(b)経度方向。緑線で示した範囲で半日周期の活発化が顕著であった。低周波地震の活動域全体は東方向へ拡大したのに対し、半日周期で西方向へ高速に伝播する活動が見える（青矢印）。

4）四国東部下におけるフィリピン海プレート形状モデルの構築

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの形状について、これまでに地震活動やトモグラフィ解析、変換波解析などから様々なモデルが提案されているが、紀伊半島西部から紀伊水道を経て四国東部に至る地域はモデル間の差異が大きい。特に、Ide et al. (2010)は紀伊水道でプレートが断裂している可能性に言及しているが、現在も結論は出ていない。本研究では、四国東部におけるフィリピン海プレートの位置や形状と深部低周波地震（微動）活動との関連を調べるため、臨時稠密地震観測点と定常観測点で得られた遠地地震波形からレシーバ関数を合成し、レシーバ関数に含まれる変換波位相の特徴から、微視的あるいは巨視的なプレート形状の特徴を捉えた。

a）海洋モホ面の傾斜方向

本研究では、各観測点において最も顕著に観測された Ps 変換波を選択し、harmonic decomposition 解析法（Bianchi et al., 2010。以下、HA 解析。）に基づいて、この Ps 変換波を励起した速度不連続面の深さ、及びその傾斜方向を推定した。図３－６－（３）

－②－５に各観測点で検出された変換面の深さとその面の傾斜方向を矢印で示す。各観測点における速度不連続面は北に向かうにつれ深くなり、室戸岬沖で約 24 km、瀬戸内海で 37 km 程度となった。一方、各観測点下の速度不連続面の傾斜方向は、ややばらつきがあるものの、大局的にはまとまった方向を示した。HA 解析は観測点ごとに独立に解析を行うため、得られる結果も独立である。したがって、近接する観測点で同様の解析結果が得られた場合、その結果は、観測点周辺を代表する結果が安定して得られたことを意味する。図３－６－（３）－②－５ｂから、高知県域では、概ね北西方向に傾き下がる面が検出された。この特徴は、既存のフィリピン海プレート形状モデルと整合的であり、海洋モホ面を検出したものと考えられる。一方、徳島県北部に位置する観測点は、総じて、南あるいは南西方向に傾斜する特徴を示した。また、香川県域では西傾斜、愛媛県東部では、南西傾斜の傾向を示した。この速度不連続面の傾斜方向の分布と深部低周波微動活動を比較すると、深部低周波微動活動の南限とプレートが南～南西方向に傾斜する領域の南端がほぼ一致しているように見える。

徳島県北部や愛媛県東部等に見られる速度不連続面の傾斜方向は、従来のプレート形状モデルから想定される海洋モホ面では説明出来ない。しかし、図３－６－（３）－②－５ａに示した深さ分布では、高知県域で検出した海洋モホ面と深さに有意な違いは見られず、これらの速度不連続面も海洋モホ面を検出していると考えるのが妥当である。

四国沖の構造探査から、Kodaira et al.（2002）は、土佐ばえの下に沈み込む海山が存在することを明らかにした。土佐ばえのさらに南方延長には、紀南海山列が並ぶ。不連続面が南に傾斜する観測点群は、これらの北方延長に位置する。本研究での解析結果とこれらの地形的配置を考慮すると、徳島県北部付近に小規模な海山が沈み込んでおり、これによって海洋モホ面形状に局所的な凹凸が発生している可能性がある。その結果、北側（香川県域）の活動は四国西部で見られたようなプレート上面がマントルウェッジに接する場所で発生するものであり、南側（徳島県域）の活動は海山の存在に伴う海洋地殻内の応力上昇の影響を受けていると考えることが出来る（図３－６－（３）－②－６）。

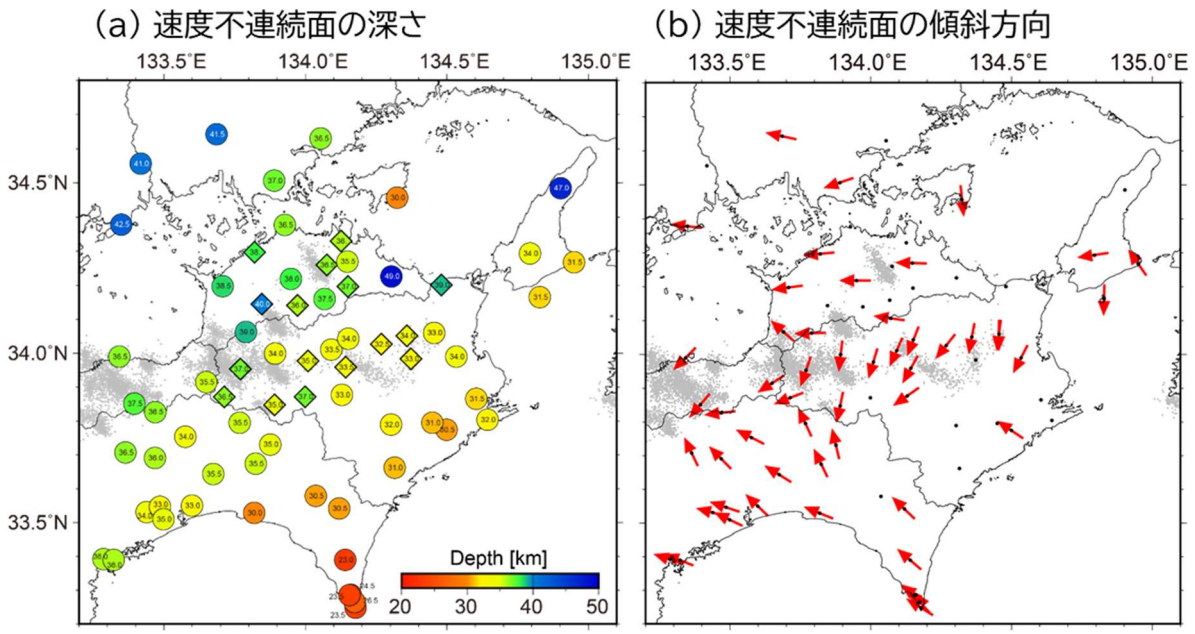


図３－６－（３）－②－５　Harmonic Decomposition 解析により求めた速度不連続面の深さ（a）とその傾斜方向（b）。速度不連続面は、矢先側が深くなるように示した。灰色の点は、深部低周波微動源の位置（防災科学技術研究所，2020）を表す。

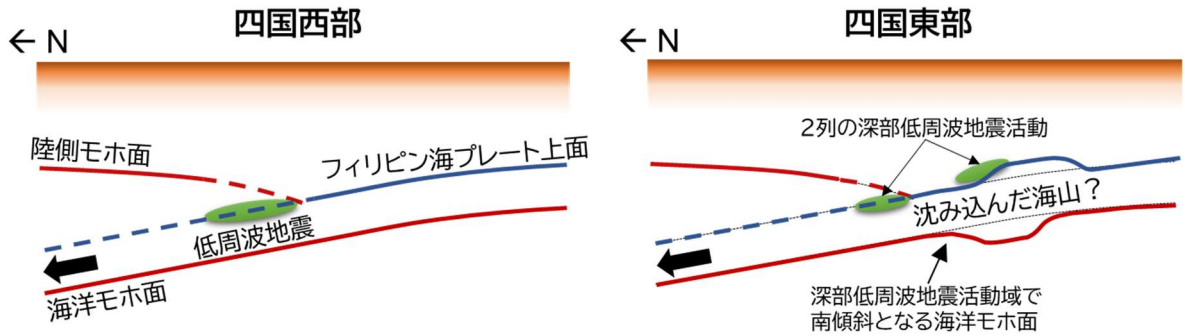


図３－６－（３）－②－６　四国西部（左）及び四国東部（右）における沈み込むフィリピン海プレートと深部低周波地震活動の相対的位置の模式図。赤線と青線は、それぞれモホ面とフィリピン海プレート上面を表し、点線は境界が不明瞭になることを意味する。

b）フィリピン海プレート上面モデルの構築

新たにフィリピン海プレート上面の形状モデルを構築するため、求めたレシーバ関数を用いて、北西－南東方向に 60 枚、北東－南西方向に 75 枚の断面図を作成した。各断面図の間隔は５km とし、断面図へは両側５km の範囲を投影した。一般に、プレート上面はレシーバ関数の負の振幅として検出される。各断面図に対し、まず、Nakanishi et al.（2018）によるフィリピン海プレート上面深さ±５km の深さかつ前節で求めた海洋モホ面深さよりも浅い範囲でレシーバ関数振幅が最も小さくなる深さを求め、各地点で求まった深さを空間的に平滑化することにより不連続面形状を求めた。次にこの面の深さ±３km でレシーバ関数振幅が最も小さくなる深さを再度読み取り、同様の手順で不連続面形状を求めた。さらにこの面に対して±２km の深さ範囲で再読み取り

を行い、平滑化した結果を最終モデルとして採用した。この手順により、ノイズ等による極小値を排除した。得られたモデルを図３－６－（３）－②－７に示す。Nakanishi et al.（2018）のモデルと比較すると、室戸岬周辺では両モデルの深さに大きな差異はないものの、徳島県の深部低周波地震（微動）発生域では２～４km、香川県下では４～８km 程度、新たなモデルの方が浅くなった。また、本研究で求めたモデルでは、室戸岬から北と北西に延びる尾根線の存在が確認された。室戸岬から燧灘方面に北西に延びる尾根線は、深部低周波地震（微動）活動が低調になる場所を通過している。一方、室戸岬から小豆島方面に北方に延びる尾根線も、徳島県下の深部低周波地震（微動）活動が低調となる場所を通過するとともに、その延長に香川県下の活動が位置する。いずれの地域でも等深度線の幅が広く、より平坦な沈み込みとなっていることが示唆される。

現在のデータでは、図３－６－（３）－②－５ｂで示した海洋モホ面の詳細な起伏と図３－６－（３）－②－７のプレート上面形状モデルを明確に対応させることは難しい。しかし、徳島・香川県境付近で大きく等深度線が蛇行している地域と、海洋モホ面が南に傾斜している地域がおおよそ対応することは、海山のように海洋地殻が厚くなっていると考えることと矛盾しない。このような構造の特徴が、四国東部における複雑な深部低周波地震（微動）活動の原因となっていると考えられる。また、このように考えた場合、図３－６－（３）－②－６で示したように、香川県下の深部低周波地震（微動）活動もフィリピン海プレートの沈み込みに伴うプレート起源のものと解釈される。本研究プロジェクトにおける四国西部の結果から、プレート間地震の強震動生成域としては香川県域で発生している深部低周波地震（微動）の南端までと考えるのが妥当となる。しかし、海山のようなプレート形状の凹凸は、プレート固着の状況や地震時のすべり域の拡大に影響を与える可能性が高く、一概に判断することは難しい。今後は、当該地域で得られた観測データのさらなる解析を通じ、より高精度・高分解能なプレート形状モデルを構築するとともに、香川県域と徳島県域に存在する深部低周波地震（微動）活動の狭間に相当する、徳島・香川県境付近下の構造の特徴の解明が必要である。

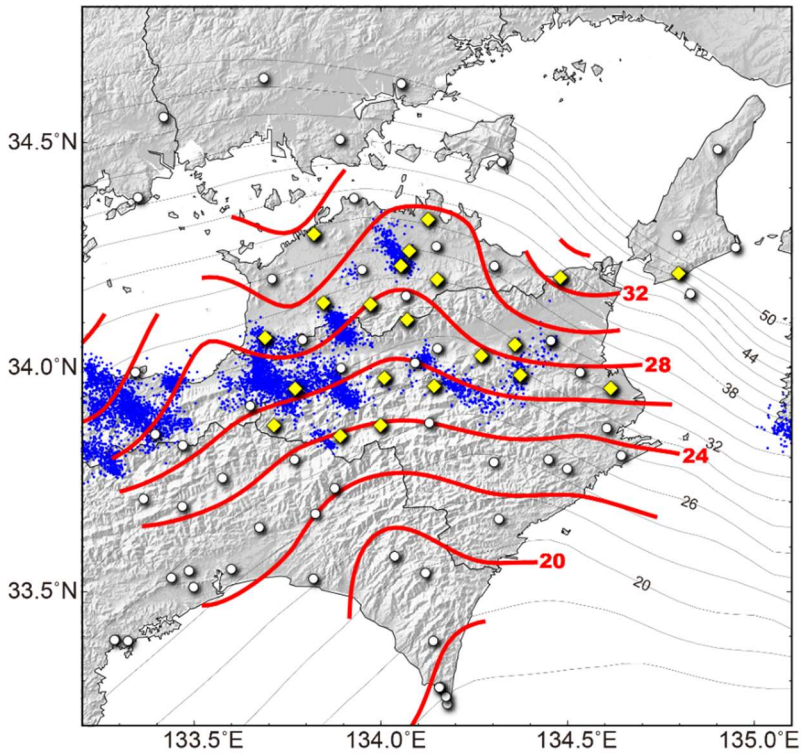


図３－６－（３）－②－７　本研究で求めたフィリピン海プレート上面の等深度線（赤線。単位：km）。解析に用いた臨時稠密地震観測点と定常観測点の位置を、それぞれ黄菱形と白丸で示す。参考として、Nakanishi et al.（2018）によるモデルを黒細線で示す。深部低周波微動（防災科学技術研究所，2020）の震央位置を青点で示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

内閣府は、平成 23 年 12 月に公表した「南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とりまとめ」において、南海トラフにおいて考えられる最大クラスの巨大地震の想定震源域を提示した。これによると、その北限（深部境界）は「深部低周波地震が発生している領域」までとされ、結果として四国のほぼ全域が拡大した想定震源域に含まれることとなった。一方、深部低周波地震（微動）が発生している場所及びその周辺におけるプレート形状や物性等は未解明な点が多い。また、四国で発生する深部低周波地震（微動）の発生様式にも地域による違いが見られる。例えば、四国西部では東西方向に比較的連続して分布するが、中部～東部では活動は孤立的になるとともに、香川県側と徳島県側の２列に分岐するように見える。

本研究では、まず、深部低周波地震（微動）活動が活発な四国西部を対象に、線状に臨時稠密地震観測点を設置して自然地震観測を行うとともに、海域のエアガン発振や陸域発破を用いた構造探査結果を加味し、地下構造の詳細な特徴の把握を行った。その結果、深部低周波地震は沈み込むフィリピン海プレート上面に沿って発生しており、その周辺では、地震波速度の変化に乏しいことが明らかになった。この特徴は、沈み込む海洋地殻からの脱水に伴ってプレート上面付近に存在するマントルウェッジが蛇紋岩化したため、マントル物質の地震波速度が低下すること、その結果として、相対的に海洋地殻や下部地殻との速度不連続が小さくなったとするモデルを提案した。

一方、四国東部においては、定常観測点を補うように面的に臨時地震観測点を設置し、深部低周波地震活動の特徴を捉えるとともに、沈み込むフィリピン海プレートの詳細形状の把握を試みた。その結果、活動度が低い四国東部の深部低周波地震（微動）活動も、その活動様式は、深部低周波地震活動が活発な四国西部や北米太平洋岸と同じであり、背後にゆっくりとしたプレート間すべりが関係していることが強く示唆されること、四国東部のフィリピン海プレートは小さな凹凸を有し、その形状と深部低周波地震活動が相関することを確認した。このような情報は、想定震源域深部の特性を把握する上で重要な基礎データとなり得る。

本研究の結果、深部低周波地震（微動）活動により、ゆっくりとしたプレート間すべりのモニタリングが可能であることが明らかになった。深部低周波地震（微動）活動を含むスロー地震活動は、その場所や発震機構からプレート間巨大地震と強く関係すると考えられている（例えば、Obara and Kato, 2016）。深部低周波地震（微動）活動を適確に検出し、モニタリングすることは、プレート間巨大地震想定震源域深部領域におけるプレートの固着状況をモニタリングする指標として重要である。本研究では、深部低周波地震（微動）活動の検出ならびに詳細な震央位置の推定に重点を置いて解析を進めた結果、深部低周波地震（微動）活動とプレート形状が密接に関係することが明らかになった。このことは、今後、深部低周波地震（微動）源の深さを詳細に決めることにより、南海トラフ沿いの他地域を含めたプレートの位置や形状を把握することが可能となることを意味する。

本研究で構築した詳細な深部低周波地震源やプレート形状モデル等のデータベースは、今後の南海トラフ沿いで発生するプレート間地震像をより詳細に解明していくために、すべり欠損分布（例えば、Noda et al., 2018）など他の様々な事象との比較検討に活用されることが期待される。

(d) 引用文献

Bianchi, I., J. Park, N. Piana Agostinetti, and V. Levin, Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy, J. Geophys. Res., 115, B12317, doi:10.1029/2009JB007061, 2010.

防災科学技術研究所, 西南日本における深部低周波微動活動（2019年５月～2019年10月）, 地震予知連絡会会報, 103, 272-277, 2020.

Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and S. D. Holloway, Subduction factory. 2: Are intermediate-depth earthquakes in subducting slab linked to metamorphic dehydration reactions?, J. Geophys. Res., 108, 2030, doi:10.1029/2001JB001129, 2003.

Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res., 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.

Houston, H. B. G. Delbridge, A. G. Wech, and K. C. Creager, Rapid tremor

reversals in Cascadia generated by a weakened plate interface, Nat. Geosci., 4, 404-409, doi: 10.1038/ngeo1157, 2011.

Ide, S., Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide, J. Geophys. Res., 117, B03302, doi:10.1029/2011JB008840, 2012.

Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, Split Philippine Sea plate beneath Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585, 2010.

Katayama, I., T. Terada, K. Okazaki, and W. Tanikawa, Episodic tremor and slow slip potentially linked to permeability contrasts at the Moho, Nature Geoscience, 5, 731-734, doi:10.1038/ngeo1559, 2012.

Kodaira, S, E. Kurashimo, J.-O. Park, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito, and Y. Kaneda, Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, Geophys. J. Int., 149, 815-835, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01691.x, 2002.

Matsubara M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, 663-667, doi:10.5047/eps.2011.05.018, 2011.

内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とりまとめ 平成23年12月27日, < http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf >, (参照 2020-03-16), 2011.

Nakanishi A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW japan: Implications for seismogenesis, in Byne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K. & Yamaguchi, A. eds., Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper 534, 69-86, https://doi.org/10.1130/2018.2534(04), 2018.

Nakata, R., N. Suda, and H. Tsuruoka, Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events, Nat. Geosci., 1, 676-678, doi:10.1038/ngeo288, 2008.

Noda, A., T. Saito, and E. Fukuyama, Slip‐deficit rate distribution along the Nankai trough, Southwest Japan, with elastic lithosphere and viscoelastic asthenosphere. J. Geophys. Res., 123, 8125-8142. doi:10.1029/2018JB015515, 2018.

Obara, K. and A. Kato, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353, 253-257, doi:10.1126/science.aaf1512, 2016.

Ohta, K. and S. Ide, Resolving the detailed spatiotemporal slip evolution of deep tremor in western Japan, J. Geophys. Res., 122, 10009-10036, doi:

10.1002/2017JB014494, 2017.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide, Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, Nature, 446, 305-307, doi:10.1038/nature05666, 2007.

Shiomi, K. and J. Park, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy, J. Geophys. Res., 113, B10318, doi:10.1029/2007JB005535, 2008.

Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito, and K. Obara, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, Geophys. J. Int., 173, 1018-1029, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x, 2008.

Yabe, S., Y. Tanaka, H. Houston, and S. Ide, Tidal sensitivity of tectonic tremor in Nankai and Cascadia subduction zones, J. Geophys. Res., 120, 7587-7605, doi:10.1002/2015JB012250, 2015.

Yoshioka, S., M. Toda, and J. Nakajima, Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai Trough, southwest Japan, Earth Planet. Sci. Lett., 272, 189-198, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.039, 2008.

3.7　海陸津波履歴研究

(1)業務の内容

(a) 業務題目　「海陸津波履歴研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門	首席研究員 研究グループ長 主任研究員 研究員 客員研究員	池原　研 片山　肇 板木拓也 杉崎彩子 宇佐見和子
国立研究開発法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	研究グループ長 上級主任研究員 主任研究員 主任研究員 主任研究員 研究員 副研究部門長	宍倉正展 澤井祐紀 行谷佑一 松本　弾 谷川晃一朗 伊尾木圭衣 藤原　治
国立研究開発法人海洋研究開発機構 地震津波海域観測研究開発センター	グループリーダー	金松敏也
国立大学法人高知大学　教育研究部	教授	岩井雅夫
法政大学　文学部	教授	前杢英明
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤亮輔
一般財団法人地域地盤環境研究所	主任研究員	越後智雄
国立大学法人筑波大学　生命環境系	准教授	藤野滋弘

(c) 業務の目的

海域及び陸域の地層の中から過去の地震・津波の痕跡を検出する。陸域では掘削調査などから津波浸水や地殻変動の履歴を、海域では海底調査から地震・津波の発生履歴を解明し、その年代や拡がりから南海トラフ沿いにおける津波の履歴を解明する。判明した津波履歴は適宜、シミュレーション研究(2-2-d、2-2-e)の項目に提供する。また、防災分野における地域との連携の中で、津波履歴に関する資料があれば提供を受ける。

(d) 7か年の年次実施業務の要約

平成25年度：

陸域では四国沿岸において津波浸水や地殻変動の履歴について調査を行った。海域では四国沖海域での調査航海を実施し、地震・津波履歴の調査を行った。

平成 26 年度：

陸域では平成 25 年度に得られた試料の分析と四国～九州沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴を得た。海域では平成 25 年度に得られた試料や既存試料の分析と九州～琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 27 年度：

陸域では前年度までの四国沿岸における掘削調査試料および紀伊半島沿岸と駿河湾奥における既存の掘削試料の解析、さらに駿河湾奥での歴史記録調査と地中レーダー探査から津波浸水や地殻変動の履歴を、海域では九州～琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 28 年度：

陸域では駿河湾奥での歴史記録調査とボーリング掘削調査から地殻変動の履歴を得た。また九州沿岸で予備調査を実施した。海域では琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。また、日本海溝域で比較研究を実施した。

平成 29 年度：

陸域では九州沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけて得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 30 年度：

陸域では四国沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけての補完調査およびこれまで得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 31 年度：

陸域では紀伊半島沿岸、九州沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけて得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～南九州沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

(e) 平成 31 年度（令和元年度）業務目的

陸域では本事業による調査で平成 30 年度までに得られた地層サンプルについて、年代測定や微化石分析などを進める。また南海トラフに面する紀伊半島沿岸から九州・南西諸島までの各沿岸地域で津波堆積物や隆起痕跡に関する補完調査を実施する。これらの結果に基づいて南海トラフ巨大地震による津波履歴および隆起履歴の復元と破壊領域の検討を行う。

海域では、日向灘～南九州海域の調査航海を行って海底堆積物コアを採取する。これと本事業により平成 30 年度の調査航海で採取されたコアの分析を進め、この海域の地震・津波発生履歴を復元する。また、本事業による平成 26～29 年度の調査航海で採取されたコア試料の分析から、南西諸島海溝南部域の地震・津波発生履歴を復元する。さらに、南海トラフや日本海溝域の堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、堆積構造解析により地震・津波により形成された堆積層を識別し、その時空間分布を解明することを目標とする。海域の調査と採取試料の解析は、2-1-a との密接な連携のもとに共同して実施する。

以上より陸域ならびに海域からの地震・津波履歴情報を痕跡の時空間分布図としてとりまとめることを最終目標とする。

(2) 平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 海域での津波履歴調査

(a) 業務の要約

南海トラフ西縁で発生する地震・津波に伴って形成されるイベント堆積物を海底堆積物中から認定し、その堆積間隔から過去の地震発生履歴を推定するために海洋研究開発機構の調査船「かいれい」による KR19-10C 航海で日向灘～南九州海域において海底堆積物の採取と解析を行った。調査では、海底地形調査並びに表層地層探査から堆積速度が速く、連続して堆積物が堆積していそうな場所を選定し、海底堆積物の採取を行った。その結果、南九州の種子島東方沖海域においてもタービダイトの挟在が確認された。比較的薄い砂層に着目すると 300～1000 年程度の堆積間隔が得られた。一方この海域では比較的厚い塊状の砂層の挟在が特徴的であり、厚い砂層の堆積機構の検討が必要である。一方、平成 30 年度に日向灘前弧斜面の小海盆から採取された多数のタービダイトを挟在するコアの年代測定を進めた結果、コアの中部～下部では 300～400 年程度のタービダイトの堆積間隔が卓越することがわかった。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ西縁における地震・津波イベント堆積物の認定とこれに基づく過去の地震・津波発生履歴の解明のため、これまで履歴情報に乏しい日向灘～南九州海域を対象として海洋研究開発機構の調査船「かいれい」の KR19-10C 航海を実施し、海底地形、表層地層構造探査とピストンコア試料の採取を行った。調査航海では、既存の海底地形、表層地層探査記録、海底堆積物コアなどの情報を参考に調査地点を絞り込んで海底地形調査と表層地層探査を実施し、堆積物がより連続的に堆積していると予想される場所からピストンコア（PC）の採取を行った。ピストンコアの採取にあたっては、グラビティコアラーをパイロットコアラーとして使用し、ピストンコアでは欠如や乱れが生じる場合がある最表層の堆積物をパイロットコア（PL）として採取した。１回の採泥作業におけるピストンコアとパイロットコアの番号は同じである。採取された堆積物コアは、船上で半割され、コア表面の写真撮影、肉眼観察・記載と各種分析用試料の分取を行った。分取された試料について、火山灰分析、堆積物中のバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定を実施した。また、昨年度日向灘海域から採取された４本のコアについて浮遊性有孔虫遺骸を用いた放射性炭素年代測定を行った。さらに、タービダイトを用いた地震・津波履歴の解明手法の高度化を目指して、日向灘と堆積学的な設定が異なる日本海溝並びにその陸側斜面において採取されたコア試料の堆積構造やタービダイトの堆積間隔、堆積過程の比較検討を実施した。

(c) 業務の成果

海溝型地震の震源の多くは海底下にある。このため、もっとも大きな地震動とそれに伴う変動は海底で起こると考えられる。海底での大きな震動は海底堆積物粒子の再配列

を引き起こし、粒子間の間隙を埋める水（間隙水）の圧力を上昇させ、粒子を間隙水中に浮かすことで堆積物を不安定にし、海底地すべりを発生しやすくする。また、浅海に侵入した津波は海底の傾斜変換点でエネルギーを集中させ、海底表層堆積物を巻き上げる可能性がある（Arai et al., 2013；Ikehara et al., 2014)。さらに震源近傍の海底では震動によって表層堆積物をまき上げたり（Sakaguchi et al., 2011；Moernaut et al., 2017)、変形させたり（Ikehara et al., 2014）するプロセスの存在も示されている。このような地震や津波に伴う海底での土砂の輸送／再配置は、海底地すべりや堆積物の巻き上げ起源の堆積物粒子を含んだ周囲の海水よりも密度の大きい水塊として、重力の効果により海底斜面を流れ下る密度流である混濁流によると考えられる。混濁流からの粒子の堆積は平常時に堆積する泥と異なる粒度組成や堆積構造をもつことが知られている（Bouma, 1962；Stow and Shanmugam, 1980 など）ので、海底堆積物中から混濁流起源の堆積層であるタービダイトを認定し、その堆積年代を決めることで過去の地震の発生時期を特定できる可能性がある（Adams、1990；池原、2001；Goldfinger et al., 2003 など)。本課題では、これまで地震・津波履歴情報に乏しい南海トラフ西縁部の日向灘海域を対象に、海底堆積物中の地震・津波起源のタービダイトからこの海域における地震・津波の発生間隔の解明を目的とする。

「かいれい」KR19-10C 航海では、これまでの日向灘～南九州周辺の調査航海の結果を踏まえて、二つの調査海域にまず絞り込んだ。１）前弧斜面基底部の小海盆と前弧海盆の日向海盆、２）種子島東方の前弧海盆と斜面域の平坦面。調査では、海底地形調査と表層地層探査から堆積物が連続的に堆積していそうで、海盆の平坦面が海底堆積物コア採取に十分な広さを持つと判断される場所を選んで堆積物コア採取を行う方針で進めた。漁業活動との関係で予定した地点からの試料採取ができなかった場所もあったが、結果として、日向灘海域から２本、種子島東方海域から７本の海底堆積物コアを採取した（図７－３－（２）－①－１及び表７－３－（２）－①－１）。採取されたピストンコアとパイロットコアの柱状図は図３－７－（２）－①－２にまとめられる。

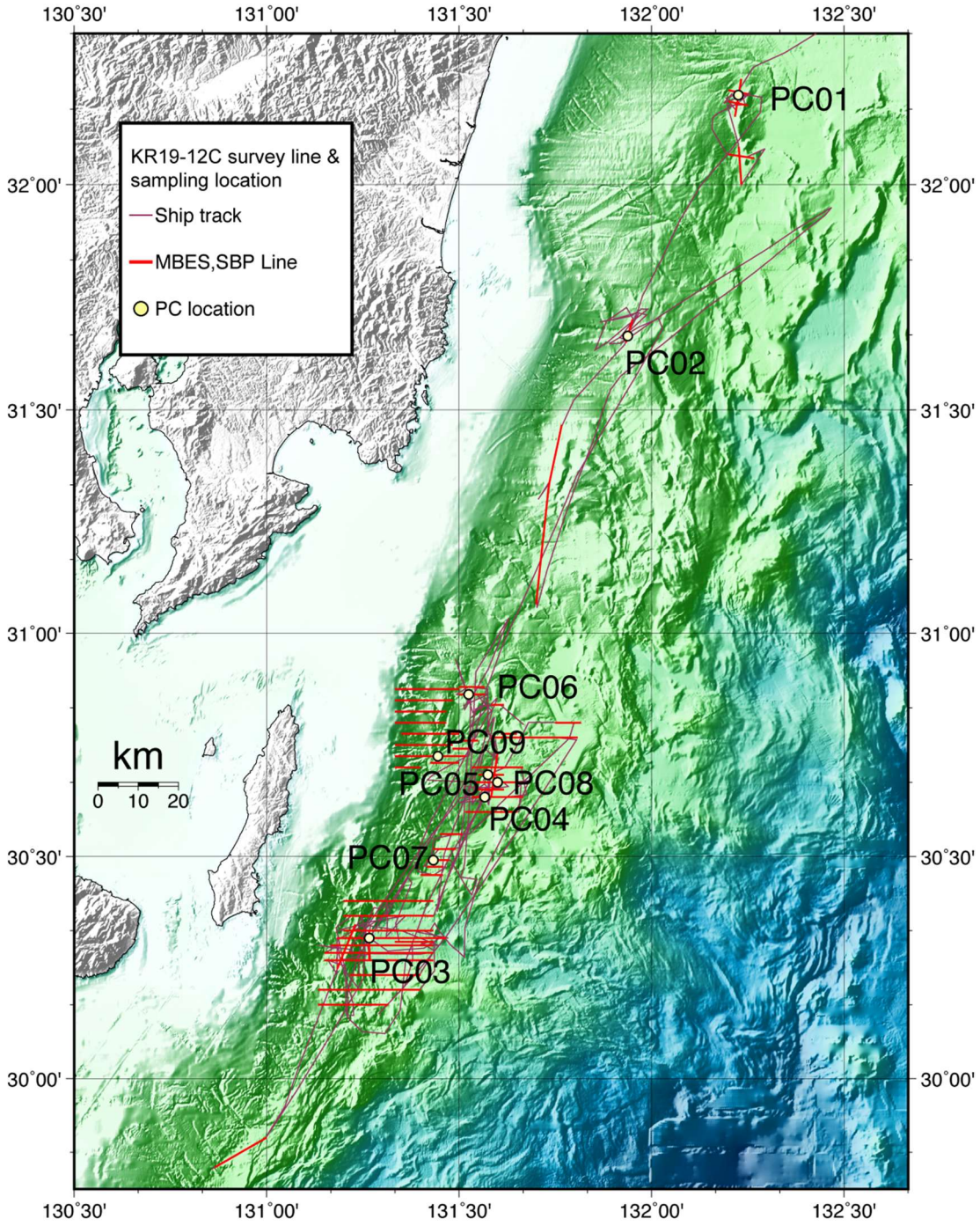


図３－７－（２）－①－１　「かいれい」KR19-10C 航海の海底地形調査及び表層地層探査測線（赤線）と海底堆積物コア採取地点（黄色丸）

表３－７－(２)－①－１「かいれい」KR18-12C 航海での堆積物試料採取地点の位置と水深

Core	Latitude	Longitude	Water Depth (m)	Location
KR19-10C PC01	32°11.8311' N	132°13.4800' E	1617	A small basin, west of Hyuga Basin
KR19-10C PC02	31°39.8544' N	131°56.3204' E	1067	A small terrace at slope
KR19-10C PC03	30°18.9923' N	131°15.9742' E	2213	Forearc basin, southeast of Tanegashima
KR19-10C PC04	30°38.0283' N	131°33.9966' E	1769	Forearc basin, east of Tanegashima
KR19-10C PC05	30°41.0152' N	131°34.5223' E	1732	Forearc basin, east of Tanegashima
KR19-10C PC06	30°51.8147' N	131°31.5260' E	1215	A small terrace at slope
KR19-10C PC07	30°29.5202' N	131°26.0243' E	1822	Forearc basin, east of Tanegashima
KR19-10C PC08	30°40.0527' N	131°36.0805' E	1752	Forearc basin, east of Tanegashima
KR19-10C PC09	30°43.4530' N	131°26.5907' E	1293	A small terrace at slope

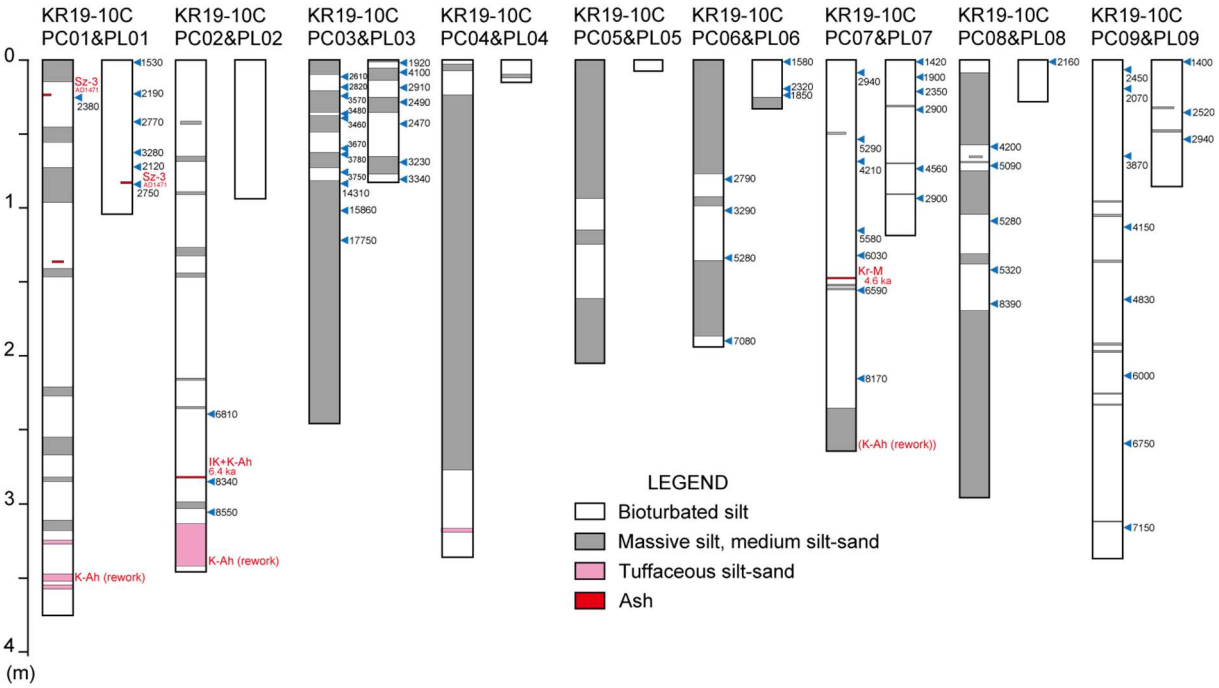


図３－７－(２)－①－２　「かいれい」KR19-10C 航海で日向灘海域から採取されたピストンコア試料の岩相。赤色は火山灰層、ピンク色は火山灰質堆積物、灰色はタービダイト層、白色は半遠洋性泥を示す。数字は堆積物中のバルク有機物を用いた放射性炭素年代値。K-Ah：鬼界－アカホヤテフラ、IK：池田湖テフラ、Kr-M：霧島御池テフラ、Sz-3：桜島文明テフラ。

日向灘海域から採取された２本のコア（KR19-10C　PC01 コアと PC02 コア）には８枚のタービダイトが挟在する（図３－７－(２)－①－２）。また、コア最下部にやや厚い火山灰質堆積物が確認される。この火山灰質堆積物は層相から再堆積した火山灰層と考えられ、これらに含まれる火山ガラスは約 7300 年前の南九州鬼界カルデラ起源の鬼界－アカホヤテフラ（K-Ah；町田・新井、2003：表７－３－(２)－①－２）からなる。このような層序は昨年度「かいれい」KR18-12C 航海で日向灘海域から採取されたコアのそれと基本的に一致する。また、PC01 コアとそのパイロットコアである PL01 コアでは鹿

児島県桜島の文明の歴史噴火（1471 年）のテフラ（桜島文明テフラ；Sz-3；町田・新井、2003）が、PC02 コアの下部には約 6400 年前に鹿児島県薩摩半島南端の池田カルデラから噴出した池田湖テフラ（IK：町田・新井、2003）が認められる。また、PC01 コアの深度 137cm にもスポット状のテフラが確認されたが、火山ガラスは K-Ah のそれからなるので再堆積あるいは生物擾乱によるものと考えられる。PC01 コアの Sz-3 の上位、コアトップにはやや火山灰質の粗粒シルト層が存在するが、PL01 コアには砂層は見られない。ピストンコアではコアトップは擾乱される場合があるので、PC01 コアのコアトップの砂層はコアリング時の擾乱による可能性がある。この粗粒シルト層を除くと Sz-3 の上位にイベント性の堆積物は認められず、これは昨年度の KR18-12C PL05、PL06、PC08 の３本の結果と同じである。したがって、現時点では日向灘海域で 1471 年以降の肉眼で識別可能な確実なイベント層は認められていない。また、PC02 コアの平均堆積速度は IK の挟在深度から約 40cm/千年、PC01 コアの平均堆積速度は、K-Ah の再堆積層の年代は確定できないものの、その上位に IK が挟在することや後述する昨年度採取されたコアの放射性炭素年代測定結果からその上面の年代を 6500 年前と推定することができ、これから約 50cm/千年となる。両コアに挟在する粗粒層は PC01 コアでは 13.5～66.5cm、PC02 コアでは 14～67cm の間隔で認められるので、その堆積間隔は 270～1340 年と計算される。

表３－７－（２）－①－２　「かいれい」KR19-10C 航海で日向灘～南九州海域から採取された海底堆積物中に挟在する火山灰分析結果

Core	Depth (cm)	glass	Ref Index	Correlation	Age
KR19-10C PC01	23.5–24.5	pm>bw>it	1.5000–1.5037	Sz-3	AD 1471
	137	bw=pm>It	1.5096–1.5140	(K-Ah)	7.3 ka
	349–351	bw>pm	1.5100–1.5162	K-Ah	7.3 ka
KR19-10C PL01	82.5–83.5	pm (bw, It)	1.5005–1.5032	Sz-3	AD 1471
KR19-10C PC02	247.1–251.1	bw>pm	1.511–1.5165	(K-Ah)	7.3 ka
	282.6–283.1	pm=bw	1.4951–1.5005, 1.5099–1.5165	Ik+K-Ah	6.4 ka
	340.1–341.1	bw>pm	1.5095–1.5168	(K-Ah)	7.3 ka
KR19-10C PC07	148.4–148.9	pm (bw)	1.5100–1.5149	Kr-M	4.6 ka
	259.7–261.7	bw>pm	1.5095–1.5156	(K-Ah)	7.3 ka

次に、種子島東方沖海域の７本のコアを地域ごとに検討する。種子島沖海域では、３つの海盆と２つの斜面域の平坦面からコアが採取されている（図３－７－（２）－①－２）。ここでは便宜的に３つの海盆を北から北海盆、中海盆、南海盆と呼ぶ。南海盆では中種子海底谷の出口付近から KR19-10C PC03 コアが採取された。この PC03 コアの上部並びにパイロットコアの PL03 コアは、塊状のシルト層を上部に乗せる中粒シルト～極細粒砂層からなり、その厚さは 10 数 cm である。これらの粗粒層の堆積間隔は得られたバルク有機物での放射性炭素年代測定結果（図３－７－（２）－①－２）から 300 年程度と見積もられる。PC03 コアの中部以深には塊状の軽石質の極細粒砂の上位に塊状のやや粘土質のシルトが重なるイベント堆積物が存在する。池原（2014）は、中種子海底谷

底から採取されたコア（GH84-3-405）中に厚さ 150cm を超える極細粒砂層を報告しており、PC03 コア中部以深の堆積物はこれに対比される可能性がある。また、極細粒砂層には貝殻片や底生有孔虫を含み、浅海域から供給されたものと考えられる。やや粘土質のシルト中のバルク有機物の放射性炭素年代値はその上位の堆積物のそれよりも有意に古く、起源が異なることを示している。

中海盆から得られた KR19-10C PC07 コアは生物擾乱されたシルト層が卓越する層相を示し、粗粒層の挟在はコアの下部にほぼ限られる（図３－７－（２）－①－２）。深度 148.4～148.9cm には霧島火山から約 4600 年前に噴出した霧島御池テフラ（Kr-M;町田・新井、2003）が挟在するので、平均堆積速度は約 32cm/千年と計算される。このコアの最下部は K-Ah の火山ガラスに富む中粒～粗粒シルト層からなる。ピストンコアラー本体の PC07 コアには粗粒層の挟在はほぼ認められないが、パイロットコアである PL07 コアには 5mm 程度の薄層ではあるが、中粒～粗粒シルト層の挟在が認められる。PL07 コアのバルク有機物の放射性炭素年代値は中部以深でややばらつくので信頼性に乏しいが、PC07 コアで得られる平均堆積速度を用いると、中粒～粗粒シルト層の堆積間隔は 620～1200 年程度となる。

北海盆からは３本のコア（KR-19-10C PC04 コア、PC05 コア、PC08 コア）を採取した。これらのコアはいずれも厚い塊状で軽石質の極細粒砂層の挟在で特徴付けられる（図３－７－（２）－①－２）。一部にはマッドクラストを含むものもある。PC08 コアでのバルク有機物の放射性炭素年代値から、これらの粗粒層の堆積間隔は数百年～千年程度と推定されるが、測定した年代値が少ないので，さらに検討が必要である。

種子島北東沖の斜面域の小さな２つの平坦面から１本ずつのコア（KR19-10C PC06 コアと PC09 コア）を採取した。北側の KR19-10C PC06 コアは北海盆のコアと同様に、厚い塊状で軽石質の極細粒砂層の挟在で特徴付けられ（図３－７－（２）－①－２）、極細粒砂層の基底部には弱い葉理構造が見られる場合がある。砂層の堆積間隔は、バルク有機物の放射性炭素年代値から 500～数千年と考えられる。これに対して南側の KR19-10C PC09 コアは著しく生物擾乱を受けた砂質シルト中に薄い粗粒シルト～極細粒砂層が挟在している（図３－７－（２）－①－２）。また、肉眼観察から著しい生物擾乱の影響で層の形状を維持していない中粒シルト～極細粒砂層も多く存在すると想像される。得られたバルク有機物の放射性炭素年代値から平均堆積速度は 60cm/千年程度と推定されるが、砂層の挟在間隔については生物擾乱の影響で見積もることは困難である。

以上の本年度採取された海底堆積物試料中の粗粒堆積物の挟在状態と火山灰分析・バルク有機物の放射性炭素年代値から、日向灘海域では 300～1000 年程度の、種子島東方沖では 300～数千年程度の砂質堆積物の堆積間隔が推定された。

次に、昨年度日向灘海域から採取された海底堆積物コアのうち、タービダイトの挟在が認められた４本のコアの浮遊性有孔虫による放射性炭素年代測定結果（図３－７－（２）－①－３）について検討する。昨年度タービダイトの堆積間隔推定のために実施したバルク有機物を用いた年代値は古い陸源有機物の混入などのため、一般に真の年代よりも古く出ることが知られている（池原、2000）。このため、後期第四紀の海底堆積物試料では浮遊性有孔虫による放射性炭素年代測定が年代モデルの構築において標準となっている。なお図には、KR18-12C PC08 コアのバルク有機物の放射性炭素年代値も示し

た。

まず、得られた浮遊性有孔虫の年代値をテフラの分析結果と比較する。KR18-12C PC05 コアと PC07 コアにおける IK テフラ挟在層準付近から得られた年代値は、PC05 コアの IK テフラの下位から 6320 年前、PC07 コアの IK テフラの上位から 6060 年前、下位から 6160 年前となっている。今回得られた年代値を地域海洋レザバー補正値を０として計算すると IK テフラの年代は約 6500 年前となる。IK テフラの年代は暦年で約 6300 年前とされている（町田・新井、2003）ので、IK テフラ噴出時の九州東方沖の地域海洋レザバー値が数百年程度とすれば、大きな矛盾はない。次に、コア下部の火山灰質堆積物の上面の年代について比較する。３つのコア（KR18-12C PC07 コア、PC08 コア、PC09 コア）では火山灰質堆積物の直上に砂質堆積物層が挟在し、その直上の年代はそれぞれ、6270 年前、6200 年前、6220 年前となっている。これらから、この砂質堆積物層はこれらの堆積物コア間で対比でき、その堆積年代はおよそ 6300 年前と推定できる。したがって、その下位にある火山灰質堆積物の上面の年代はこれより古く、およそ 6500 年前と推定される。今回得られた年代値から複数のコア間で対比できそうな粗粒堆積物層に約 3200 年前のタービダイトがある。KR18-12C PC05 コアの深度 200cm、PC07 コアの深度 50cm、PC08 コアの深度 230cm、PC09 コアの深度 80cm 付近のものである。このタービダイト層の堆積年代はおよそ 3200 年前である。さらに、浮遊性有孔虫の年代値はないがバルク有機物の年代値を参考にすると、PC05 コアの深度 70cm 付近と 110cm 付近のタービダイトは PC08 コアの深度 90cm 付近と深度 150cm 付近のものにそれぞれ対比できる可能性があり、タービダイトの堆積年代はそれぞれおよそ 2000 年とおよそ 2600 年前と推定できる。このように複数のコア間で広域に追跡可能なタービダイトは洪水や浅海域での気象的擾乱のような地域的な現象では形成しにくいので、地震性の可能性が高い。一方、KR18-12C PC05 コアには多数の細粒タービダイトが挟在するが、特に深度３ｍ以下で頻度が大きい（図３－７－（２）－①－３）。タービダイト直下の年代値の差を見ると、深度３ｍ付近のタービダイトより下で、470 年、400 年、350 年、360 年となる。したがって約 4160～5740 年前（暦年で 4200～6200 年前程度）の時期にはおよそ 400 年程度の間隔でタービダイトが堆積していたと推定される。

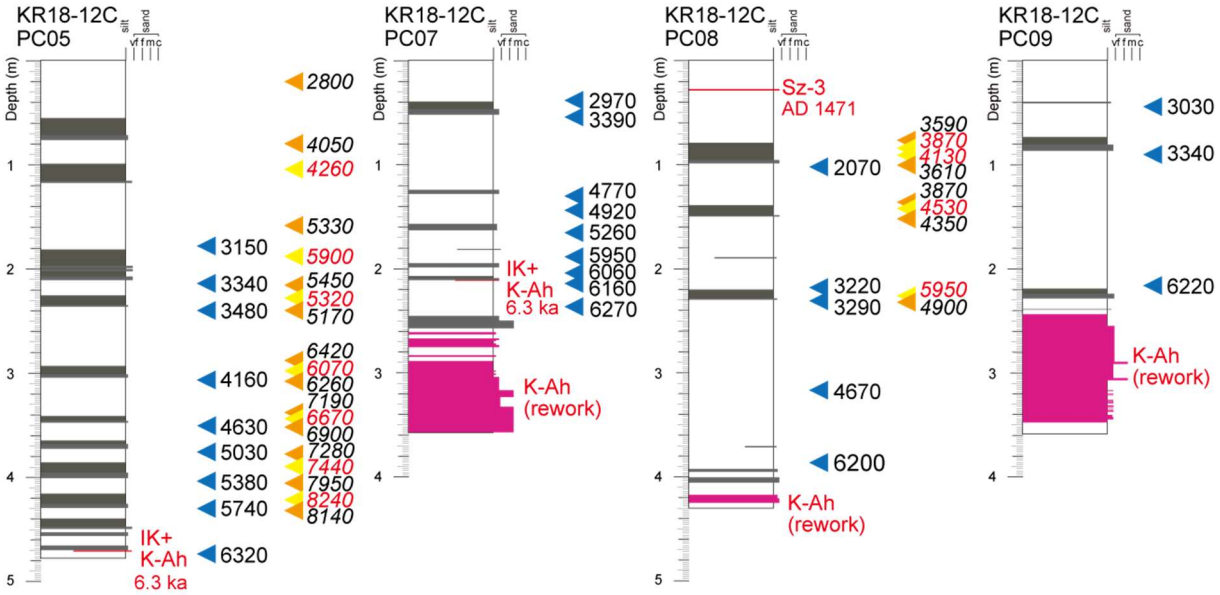


図３－７－（２）－①－３　「かいれい」KR18-12C 航海で日向灘海域から得られた４本の海底堆積物コア試料の柱状図と放射性炭素年代測定結果。柱状図の白抜きが半遠洋性泥、灰色がタービダイト、ピンクが火山灰質堆積物、赤が火山灰。柱状図の右の記号が火山灰分析結果と火山灰の年代。K-Ah は鬼界－アカホヤテフラ、IK は池田湖テフラ、Sz-3 は桜島文明テフラ。三角の横の数字が放射性炭素年代値。青三角は浮遊性有孔虫、オレンジと黄色三角はバルク有機物による年代値で、オレンジは半遠洋性泥、黄色はタービダイト泥についての年代。

日向灘海域において昨年度の採取された海底堆積物コアの年代測定結果と今年度採取した堆積物コアのバルク有機物を用いた年代測定結果に基づくと、この海域のタービダイトの堆積間隔は 300～400 年程度であることが推定される。より長い間隔の存在は、タービダイトの認定や保存の問題も含めてさらに検討が必要である。特に、KR18-12C PL05 コア、PL06 コア、PC08 コア、KR19-10C PC01 および PL01 コアに挟在する鹿児島県桜島の文明の歴史噴火（1471 年）のテフラ（桜島文明テフラ；Sz-3；町田・新井、2003）の上位に肉眼で識別可能なタービダイトは確認できない。もしタービダイトがないのであるとすれば、1471 年以降の南海トラフ沿いの地震では日向灘海域ではタービダイトを形成するほどの海底での大きな土砂輸送がなかった可能性を示唆する。これを確認するためには、肉眼では捉えられない微小な堆積構造や化学組成の変化の有無を調べることが有効であるが、この確認に至っていない。今後これらのコアの分析を行い、分析結果のより詳細な解析を行うとともに、堆積構造の詳細な観察も含めて 1471 年以降のタービダイトの有無を確認する必要がある。

タービダイト泥はすでに海底に堆積した堆積物が再移動・再堆積したものであるので一般に真の堆積年代よりも古い粒子を含んでおり、そこから得られる年代値は上下の半遠洋性泥よりも古くなる（例えば、Ikehara et al., 2016）。しかし、KR18-10C PC05 コアについて昨年度実施したバルク有機物の年代測定結果はタービダイト泥と直下の半遠洋性泥の年代値がほぼ同じであり、表層堆積物の再懸濁によって形成されたものであることを示唆した。今回示した KR18-10C PC08 コアの両者の比較でも年代差は数百年

程度であり、表層堆積物の再懸濁によって形成されたことで説明可能である。同様な小さい年代差は今年度の種子島東方沖の KR19-12C PC03 コアの上部と PL03 コアでも確認できる。これは従来受け入れられてきた地震による海底地すべり・斜面崩壊起源でタービダイトが形成される、という地震性タービダイトの堆積モデルが、これらのコアのタービダイトに関しては必ずしも必要ないことを示している。なぜなら、海底地すべり・斜面崩壊では海底下数十 cm～数 m あるいはそれ以上の堆積物が崩壊して再移動・再堆積するので、より古い粒子が再堆積堆積物であるタービダイト中に混入すると考えられるからである。最近、地震性タービダイトの形成プロセスとして表層堆積物の再懸濁の考えが提出され、チリの湖や日本海溝、南海トラフ沿いでその証拠が提出されてきている（Ashi et al., 2014；Ikehara et al., 2016；McHugh et al., 2016；Moernaut et al., 2017 など）。これらのことは、頻繁なタービダイトの堆積には表層堆積物の再懸濁がその混濁流発生プロセスとして重要である可能性を示唆している。

このような表層堆積物の再懸濁起源のタービダイトの特徴を確認するため、このプロセスにより地震性タービダイトの形成が報告されている日本海溝沿いで同様なバルク有機物の年代測定を比較研究として実施した。小さな海盆の連なる日本海溝陸側斜面下部の平坦面（mid-slope terrace; MST）上では細粒タービダイトの累重が確認されており、細粒の深海底タービダイトを用いた地震発生履歴の研究が進められている（Usami et al., 2018）。今回、MST のコアから得られたタービダイト泥と半遠洋性泥の年代差はほとんどなく（図３－７－（２）－①－４）、表層堆積物の再懸濁がタービダイト形成に重要な役割を果たしていることを示唆している。

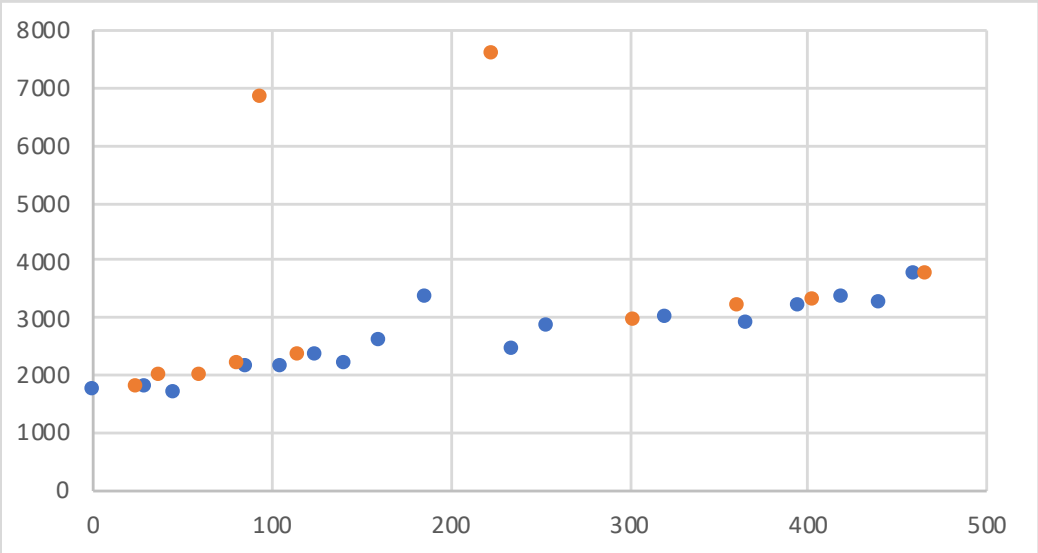


図３－７－（２）－①－４　日本海溝陸側斜面下部の mid-slope terrace から採取された海底堆積物コアのバルク有機物の年代測定結果。縦軸が放射性炭素年代、横軸が深度（cm）。青丸が半遠洋性泥の年代値、オレンジの丸がタービダイト泥の年代値。

（d）結論ならびに今後の課題

以上のように、これまで地震・津波履歴情報に乏しかった日向灘海域において、「かいれい」KR18-12C および KR19-10C 航海で海底地形調査と表層地層探査記録に基づき海

底堆積物の採取を行った。その結果、日向灘海域について 300～400 年程度のタービダイトの堆積間隔を得た。これは南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔と言われる 100～200 年（Ando, 1975）よりも長い。また、桜島の文明の噴火（1471 年）のテフラ（Sz-3）以降には肉眼で識別可能なタービダイトの挟在はなかった。このような間隔の違いや最近のイベントの欠如については堆積物コアの堆積構造や化学組成のより詳しい分析から今後検討されねばならない。一方で、日向灘海域から採取された複数の堆積物コアに挟在するタービダイト層の存在をおよそ 2000 年前、2600 年前、3200 年前、6300 年前に確認できた。このような広域で対比可能なタービダイトは地震性である可能性が高い。また、種子島東方沖の海域においても 300 年程度の堆積間隔が得られた。また、日向灘においてタービダイトを頻繁に挟在するコアでは、タービダイトが表層の未固結堆積物の再移動・再堆積起源であることが示された。同様なタービダイトの堆積プロセスは、種子島東方沖でも存在する可能性がある。熊野沖南海トラフ海溝陸側斜面や前縁隆起帯における海底地形調査や反射法地震探査で検出できる規模の海底地すべりの発生頻度は南海トラフで発生する巨大地震の発生間隔に比べて有意に長いことが知られている（Moore et al., 2015；Kremer et al., 2017)。地震性タービダイトによる履歴の検討においては、海底地形で検出可能な規模の海底地すべりが発生する場よりも、巨大地震の度に表層堆積物が再移動・再堆積してタービダイトを形成する場の方が好ましいと考えられる。

(e) 引用文献

Adams, J., Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, Tectonics, 9, 569-583, 1990.

Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonopysics, 27, 119-140, 1975.

Arai, K., H. Naruse, R. Miura, K. Kawamura, R. Hino, Y. Ito, D. Inazu, M. Yokokawa, N. Izumi, M. Murayama and T. Kasaya, Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Geology, 41, 1195-1198, 2013.

Ashi, J., R. Sawada, A. Omura and K. Ikehara, Accumulation of an earthquake-induced extremely turbid layer in a terminal basin of the Nankai accretional prism. Earth Planets Space, 66, 1-9, 2014.

Bouma, A.H., Sedimentology of some flysch deposits, Elsevier, Amsterdam, 168p, 1962.

Goldfinger, C., C.H. Nelson, J.E. Johnson and the Shipboard Scientific Party, Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites, Annual Rev. Earth Planet. Sci., 555-577, 2003.

池原　研，海底堆積物中の浮遊性有孔虫と有機炭素を用いた放射性炭素年代値の比較，地調月報，51，299-307，2000.

池原　研，深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定，地学雑，110，471-478，2001.

池原　研，種子島付近表層堆積図，海洋地質図，no.84 (CD)，産業技術総合研究所　地質調査総合センター，2014.

Ikehara, K., T. Irino, K. Usami, R. Jenkins, A. Omura and J. Ashi, Possible submarine tsunami deposits on the outer shelf of Sendai Bay, Japan resulting from the 2011 earthquake and tsunami off the Pacific coast of Tohoku, Marine Geol., 358, 120-127, 2014.

Ikehara, K., T. Kanamatsu, Y. Nagahashi, M. Strasser, F. Hiske, K. Usami, T. Irino and G. Wefer, Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years, Earth Planet. Sci. Lett., 445, 48-56, 2016.

Kremer, K., M.O. Usman, Y. Satoguchi, Y. Nagahashi, S. Vadakkepuliyambatta, G. Panieri and M. Strasser, Possible climate preconditioning on submarine landslides along a convergent margin, Nankai Trough (NE Pacific), Prog. Earth Planet. Sci., 4, 20, 2017.

町田　洋・新井房夫，新編　火山灰アトラス，東大出版，336p.，2003.

McHugh, C.M., T. Kanamatsu, L. Seeber, R. Bopp, M.-H. Cormier and K. Usami, Remobilization of surficial slope sediment triggered by the A.D. 2011 Mw9 Tohoku-Oki earthquake and tsunami along the Japan Trench, Geology, 44, 391-394, 2016.

Moernaut, J., M. Van Deale, M. Strasser, M.A. Clare, K. Heirman, M. Viel, J. Cardenas, R. Kilian, B. Ladron de Guevara, M. Pino, R. Urrutia and M. De Batist, Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: A mechanism for continuous and senstive turbidite paleoseismic records, Mar. Geol., 384, 159-176, 2017.

Moore, G., B.B. Boston, M. Strasser, M.B. Underwood and R.A. Ratliff, Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc, Mar. Petrol. Geol., 67, 604-616, 2015.

Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E.J. Screaton, D. Curewitz and M. Murayama, Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes, Geology, 39, 919-922, 2011.

Stow, D.A.V. and G. Shanmugam, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, Sed. Geol., 25, 23-42, 1980.

Usami, K., K. Ikehara, T. Kanamatsu and C.M. McHugh, Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years, Geosci. Lett., 5, 11, 2018.

② 陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（駿河湾奥部）

(a) 業務の要約

静岡県富士市の低地では、昨年度までに明らかにした沈水イベントとの対応を明らかにするため、既存のボーリングコア試料の放射性炭素年代測定を行った。その結果、これまでに採取された試料は過去 3500 年間に堆積したものであることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

静岡県富士川市の浮島ヶ原の湿原堆積物を記載した Fujiwara et al. (2016)によれば、南海トラフ東端（駿河トラフ）に面した同地域の堆積物には、過去の東海地震に関連した地殻変動の繰り返しが沈水イベントというかたちで記録されている。このイベントは主に層相の変化から読み取られているが、歴史地震との対比は必ずしもうまくいっていない。この問題を解決するため、浮島が原で採取された既存のボーリングコア試料（図３－７－(２)－②－１）の解析を行ってきた。昨年度までに、最も新しい沈水イベントは 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、2 番目に新しいイベントは 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、3 番目に新しい沈水イベントは 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する値を示すことが明らかになった。本年度は、こうした沈水イベントが他の地点でどのように対応するかを知るため、放射性炭素年代測定を行った。具体的には、① 2012 年度に産業技術総合研究所によって採取されたボーリングコアを 2 cm 間隔で分割し、② 分割した試料を 0.5 mm および 0.25 mm メッシュの篩いで水洗し、③ 水洗した残渣を実態顕微鏡下で拾い出した。拾い出した大型植物化石は、同定した後に放射性炭素年代測定用試料とした。

図３－７－(２)－②－１　2010 年度～2012 年度にボーリング調査が行われた場所（藤原・澤井 2014 を改変）（静岡県富士市。国土地理院発行 1:25000 地形図「吉原」「沼津」を使用）。

(c) 業務の成果

放射性炭素年代測定を行い、得られた年代値は放射性炭素年代の補正プログラム OxCal 4.2 を用いて再計算した。この結果、これまでに採取された試料は過去 3500 年間

に堆積したものであることが明らかになった（図３－７－（２）－②－２）。堆積相の観察を行ったところ、昨年度までに報告した沈水イベントは、堆積構造のみでは明確に読み取ることができなかった。

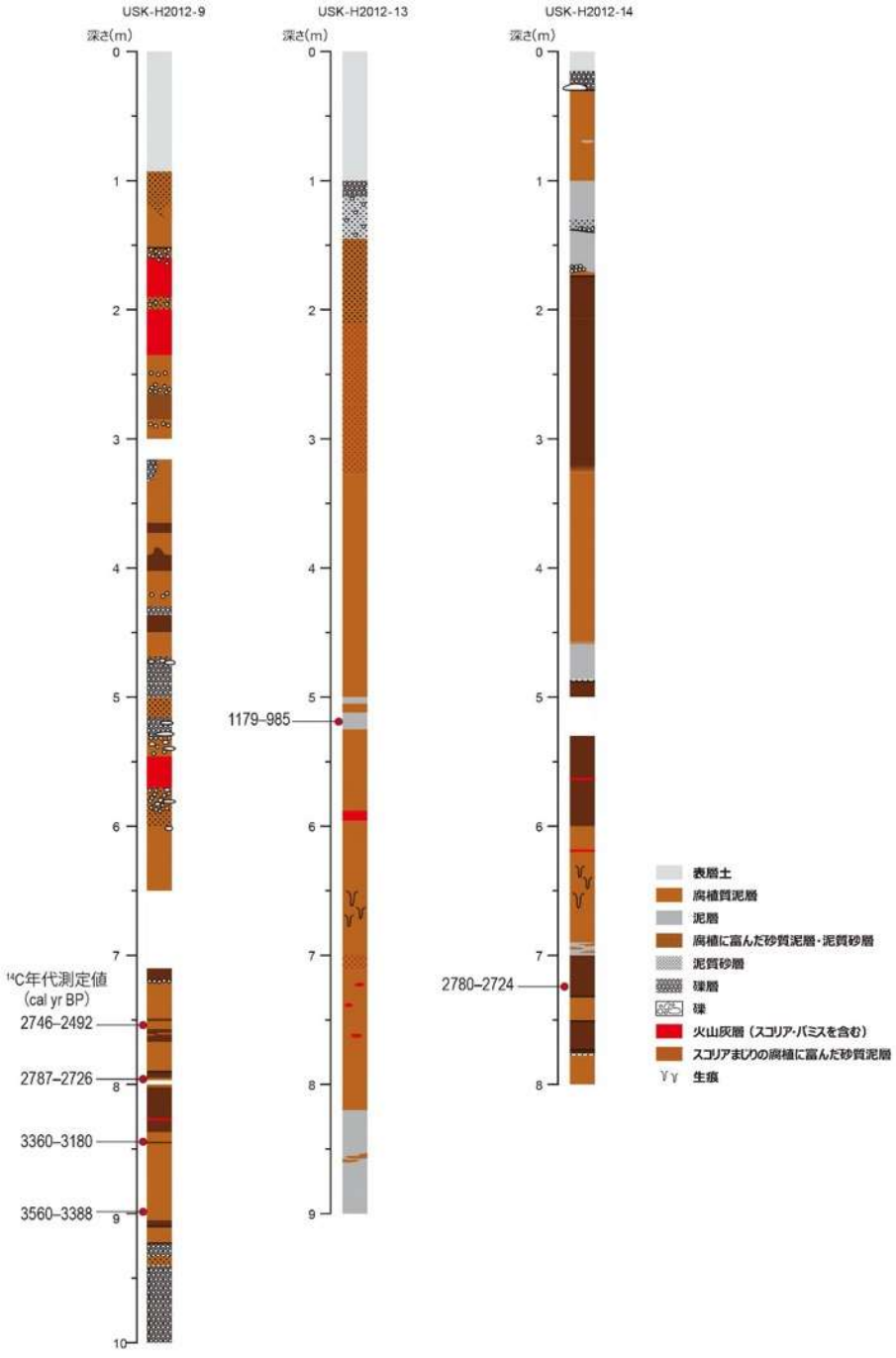


図３－７－（２）－②－２　浮島が原で採取されたボーリング試料の地質柱状図と放射性炭素同位体年代測定の結果

(d) 結論ならびに今後の課題

静岡県富士市において採取された既存のボーリングコア試料について、放射性炭素年代測定を行った。その結果、これまでに採取された試料は過去 3500 年間に堆積したものであることが明らかになった。さらに年代測定を進めることにより、これまでに明らか

になった個々の沈水イベントの時空間的な広がりを議論することで、駿河トラフとその陸域延長の断層活動との関係解明が期待される。

(e) 引用文献

1) 藤原　治・澤井祐紀，静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査．巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告（地質分野研究企画室　編）独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター，39-48，2014
2) Fujiwara, O., Fujino, S., Komatsubara, J., Morita, Y., Namegaya, Y., Paleoecological evidence for coastal subsidence during five great earthquakes in the past 1500 years along the northern onshore continuation of the Nankai subduction zone, Quaternary International, 397, 532-540, 2016

③ 陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（紀伊半島東部）

(a) 業務の要約

三重県南伊勢町において、過去に発生した巨大津波による浸水の履歴を明らかにするため、沿岸湖沼において湖底の堆積物試料を採取した（図３－７－（２）－③－１）。採取した試料の CT 画像画像を取得し、昨年度に採取された既存の試料と合わせて考察した結果、有機質泥層中に 20 層のイベント堆積物が認められた。放射性炭素同位体年代測定を行った結果、この上位２層のイベントは 1854 年安政東海地震と 1707 年宝永地震に伴った津波の痕跡である可能性が示された。また、これらのイベント層のうち上位の２層の堆積直後には汽水生珪藻の産出頻度が上昇することが確認され、当時の地殻変動を反映した群集変化である可能性が示された。

(b) 業務の実施方法

三重県南伊勢町では、閉鎖性湖沼（こがれ池）にプラスチック製のフローターを浮かべ、湖上からロシアンサンプラーを用いて湖底からの深さ最大 4.75m までの連続柱状堆積物試料を採取した。採取の際は、コアの継ぎ目における試料の欠損を防ぐため、別孔において 10 cm～25 cm 程度オーバーラップさせて試料を採取した。昨年度の掘削地点（５地点）に加え、本年度は３地点で採取作業を行った。採取した試料は、肉眼に加えて医療用 CT スキャナーを用いて詳細な観察を行った。

図３－７－(２)－③－１　2017 年度に掘削調査を行った場所（三重県南伊勢町。国土地理院発行 1:25000 地形図「贄浦」を使用)。

(c) 業務の成果

三重県南伊勢町において湖底からの深さ 4.75m までの掘削調査を行い、得られた試料の観察を医療用 CT スキャナーで行った結果、合計 20 層のイベント堆積物を確認することができた。柱状堆積物試料中には、深さ 3.0～4.0m において火山灰層を確認することができた。この火山灰層の起源を推定するために主成分分析を行ったところ、明らかに放射性炭素同位体年代値と矛盾する結果を示したほか、姶良 Tn テフラ（約 3 万-2 万 9 千年前)，鬼界アカホヤテフラ（約 7300 年前）などの異なる時代に降下したものの混合層であることが確認された。このことから、本地域で見られる火山灰層は再堆積作用によって形成された火山灰を含むイベント層と結論づけた。

CT 画像で確認されたイベント層の堆積年代を推定するため、放射性炭素同位体年代による堆積曲線の推定を行った。放射性炭素年代は、採取した有機質層から大型植物化石を洗い出し、測定用試料とした。得られた年代から、Parnell et al. (2008)等で採用されている方法に従って当地域における湖底堆積物の堆積曲線を描いた。堆積曲線を描く際、上下の地層から得られた値と逆転しているものは除外して計算した。この結果、過去約 3000 年間における堆積曲線を描くことができた（図３－７－(２)－③－２)。

各イベント層の堆積年代と歴史地震の発生年代との比較を行った結果、E1 および E2 の堆積年代の推定範囲には西暦 1854 年安政東海地震および西暦 1707 年宝永地震が含まれていた。E3、E4 の堆積年代の推定範囲には、西暦 1707 年宝永地震および西暦 1606 年慶長地震が含まれていた。E5 の堆積年代の推定範囲には、西暦 1498 年明応地震および西暦 1361 年正平地震が含まれていた．E6 の堆積年代の推定範囲には、西暦 1361 年正平地震が含まれていた。E7 の堆積年代の推定範囲には、西暦 1096 年康和地震および西暦

887 年仁和地震が含まれていた。E8、E9 の堆積年代の推定範囲には、仁和地震が含まれていた。また、E10-E20 の堆積年代の推定範囲は西暦 684 年白鳳地震よりも古く、推定される堆積年代の範囲に歴史地震の年代は含まれていなかった。

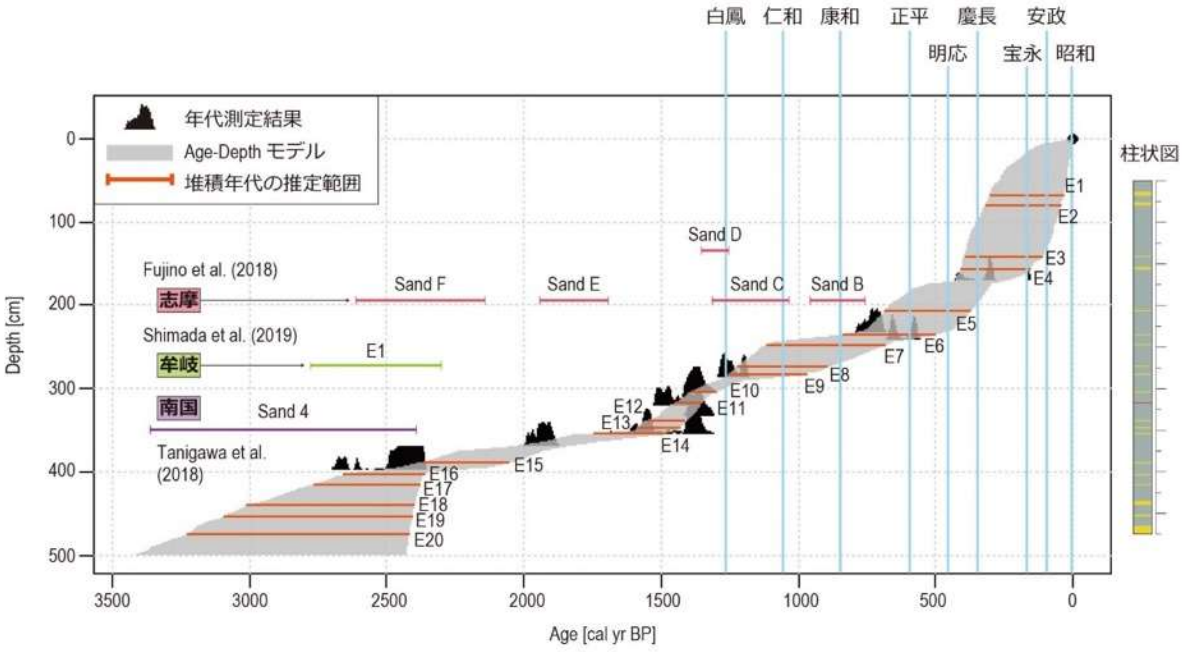


図３－７－(２)－③－２　ベイズ統計を用いて描いた Age-Depth モデルの結果。

堆積物試料に含まれる珪藻化石の観察を行った結果、全層準を通して淡水生の分類群である *Encyonema* 属、*Eunotia* 属、*Gomphonema* 属、*Pinnularia* 属、*Staurosira* 属、*Tabellaria fenestrata* が優占するが、イベント層 E1 および E2 の上下の地層で群集に大きな変化が見られた（図３－７－(２)－③－３）。E1 の上位では下位の地層に比べての底生汽水種である *Amphora coffeaeformis*、*A. tumida*、*Bacillaria paxillifer*、*Navicula gregaria*、*N. peregrina*、*N. vaneei* が増加することが確認された。E2 の上位の地層でも下位の地層に比べて底生汽水種が増加しており、上述した珪藻種に加えて *Pinnunavis elegans* が産出した。また、E1 および E2 の上位では、底生で淡水に生育する分類群である *Gomphonema* 属（*Gomphonema gracile* や *G. truncatum* など）、*Placoneis undulata*、*Sellaphora* 属（*Sellaphora rectangularis* など）、*Staurosira* 属（*Staurosira construens*、*S. venter* など）などの減少が見られた。また、淡水-汽水に生育する底生種である *Ctenophora pulchel*a についても、両イベントの上位で減少していた。浮遊生種については、E1 と E2 の上位で淡水-汽水に生育する *Cyclotella atomus var. gracilis* が増加しているものの、同様な環境で生育する *Cyclotella meneghiniana* は減少していた。

イベント層 E1 と E2 の間の泥層においても珪藻化石群集にも変化が見られた。E2 の上位で増加した底生汽水種の *Amphora coffeaeformis*、*A. tumida*、*Bacillaria paxillifer*、*Pinnunavis elegans* は、上位にむけて減少傾向がみられる。同じく底生汽水種の

Navicula gregaria、*N. peregrina*、*N. vaneei* は、E2 の上位で増加した後、E1 の下位に至るまでに一度減少していることが確認された。浮遊生種に関しては、淡水-汽水生の *Cyclotella atomus var. gracilis* が、イベント層 E1 と E2 の間において下位から上位にむけて急激に減少していた。これに対し、*Cyclotella meneghiniana* は上位にむけて増加傾向にあった。

珪藻化石群集の変化は、様々な要因によって引き起こされる。仮にイベント層 E1 および E2 が西暦 1854 年安政東海地震および西暦 1707 年宝永地震による津波堆積物であるならば、イベント層の堆積前後に見られる群集の変化は、津波による沿岸砂州の侵食や、地殻変動によって海水準が相対的に上昇したことを表している可能性がある。

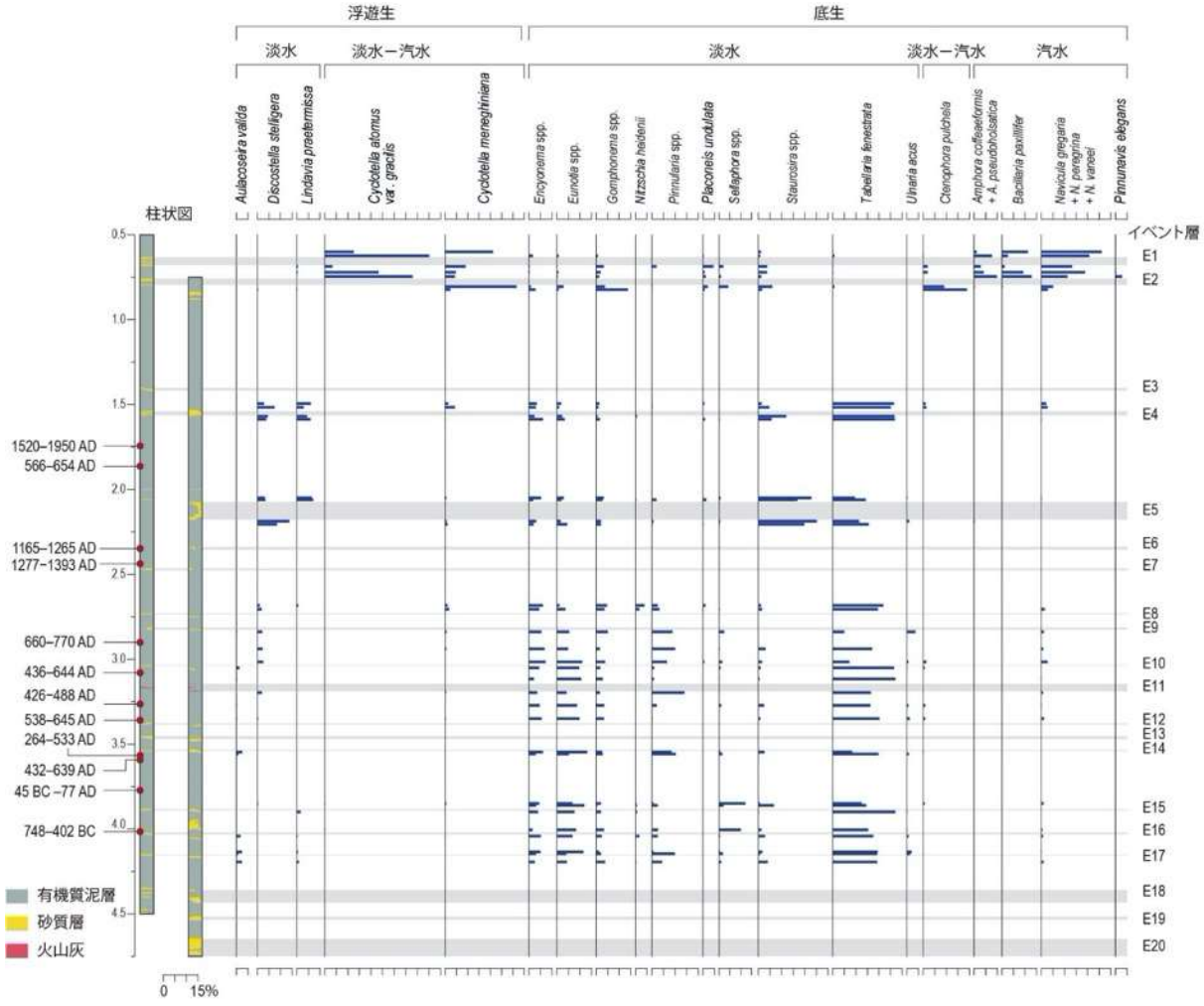


図３－７－(２)－③－３　三重県南伊勢町こがれ池の湖底堆積物中における珪藻化石群集の変化。

(d) 結論ならびに今後の課題

三重県南伊勢町では、過去に発生した巨大津波による浸水の履歴を明らかにするため、柱状堆積物試料の掘削を行った。医療用 CT スキャナーによる堆積物の観察、放射性炭素同位体年代、珪藻化石群集の変化などから、上位２つのイベント層は 1854 年安政東海地震と 1707 年宝永地震に伴った津波の痕跡である可能性が示された。さらに年代測定や

微化石分析などを進め、当地域における津波浸水履歴を明らかにすることが重要である。

(e) 引用文献

1) Parnell, A.C., Haslett, J., Allen, J.R.M., Buck, C.E., Huntley, B., A flexible approach to assessing synchroneity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. Quaternary Science Reviews, 27, 1872-1885, 2008.

④ 陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（紀伊半島南部）

(a) 業務の要約

紀伊半島南部の２地域（図３－７－(２)－④－１；串本町笠嶋遺跡および那智勝浦町八尺鏡野湿地）で津波堆積物の掘削調査を実施した。笠嶋遺跡では、深度 10.5 ｍまでの掘削を実施し、12 層のイベント砂層を検出、八尺鏡野湿地では、現在の海岸線から約 1.2 km 内陸の４地点で深度２～６ｍの掘削を行い、少なくとも７層のイベント砂層を検出した。

図３－７－(２)－④－１　紀伊半島南部における掘削調査地点の位置。地理院タイル使用。

(b) 業務の実施方法

紀伊半島南部、和歌山県串本町の和歌山県立串本古座高等学校串本校舎周辺は、弥生～庄内期の笠嶋遺跡に指定され、津波が襲来した痕跡があることが指摘されている（安井・編，1969）。この地点で宍倉ほか（2014）はボーリング掘削調査を実施し、そのコア試料について本プロジェクトの中で年代測定等の分析を行ってきたが、コア径が小さかったことや深度によってコアの欠損があり、連続的な履歴解明の上で問題があった。そこで本業務では、大口径で連続的かつより深い深度までの掘削を実施した（図３－７－

（２）－④－２）。掘削はコア径約 10cm で、隣接した２孔（KK19-01，KK19-02）において 0.5m ずつ深度をずらし、それぞれ深度 10 m および 10.5m まで掘削することで、コアの継ぎ目での欠損がないようにした。実際の掘削では一部の深度で試料の欠損が生じたため、さらに３孔目（KK19-03）を掘削して欠損した深度の試料を補った。

笠嶋遺跡で検出される津波痕跡の広域での対比を行うため、同地点より約 20km 北東にある那智勝浦町の八尺鏡野湿地において、新たに掘削調査を実施した（図３－７－（２）－④－３）。八尺鏡野湿地は太田川河口から約 1.2km 上流にあり、幅 100m 以下、奥行き約 400m の溺れ谷状の湿地である。この湿地の入口（海側）から約 90m 付近の地点から約 50m 奥（陸側）の地点までの間の４地点（YT-01，YT-01-2，YT-02，YT-03）で打ち込み式簡易掘削機を用いて深度２～６ｍまでの試料を採取した。

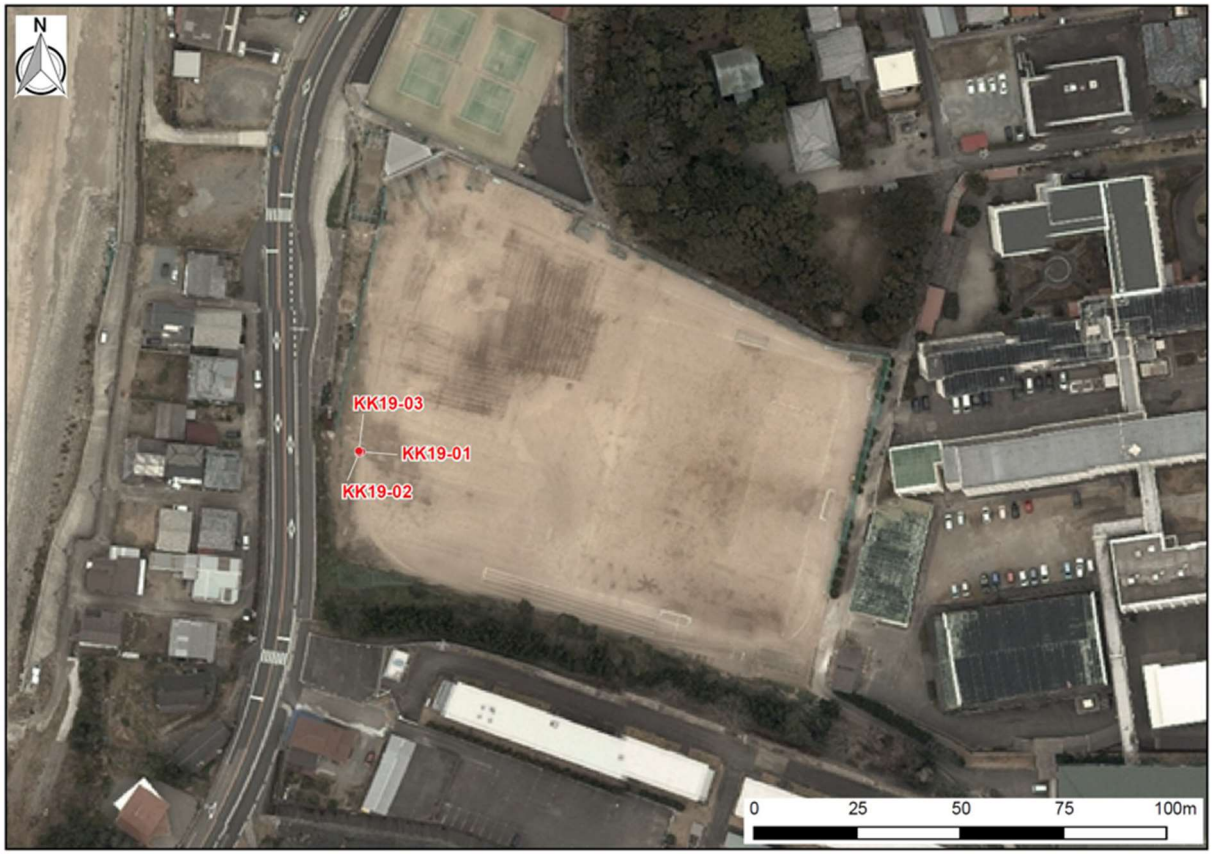


図３－７－（２）－④－２　笠嶋遺跡における掘削調査地点の位置。地理院タイル使用。

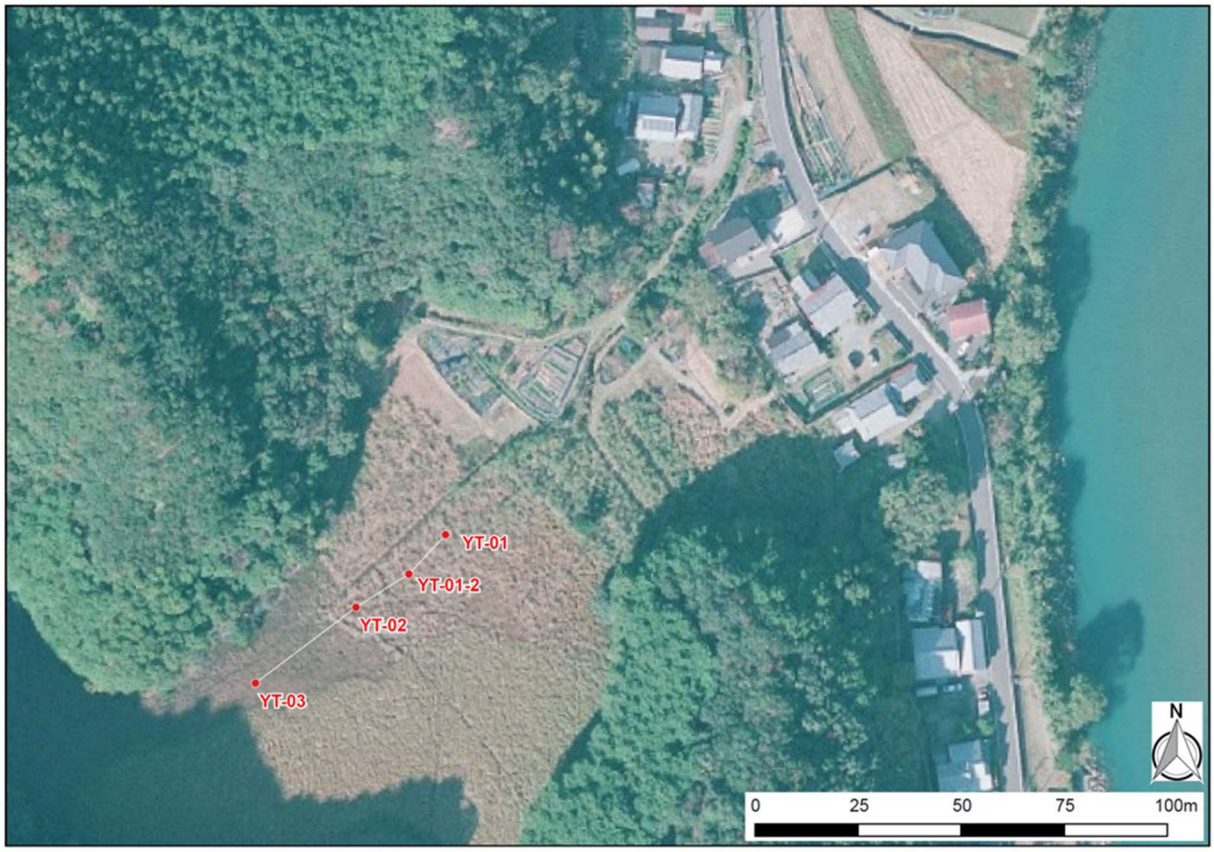


図３－７－(２)－④－３　八尺鏡野湿地における掘削調査地点の位置。地理院タイル使用。

(c)　業務の成果

笠嶋遺跡で得られたボーリングコア試料は、深度 10.5 m までほぼ連続的に観察ができた。試料は層相からみて、下位から基盤岩（Unit１）、灰色系の色調を呈する粘土～シルト（Unit２）、暗褐色系の有機質粘土～シルト（Unit３）、褐色～灰色系の粘土～シルト（Unit４）の４つのユニットにおおまかに区分でき、これらの間にイベント層と思われる淘汰の良い細礫混じりの粗粒～中粒砂からなる薄層が挟まる（図３－７－(２)－④－４）。既存の試料では深度９m までしか得られておらず、基盤岩には達していなかったが、今回の掘削により、深度 9.5 m 以下に熊野層群の泥岩が基盤として分布していることを確認した。また深度 5.7 m 付近には火山灰層が確認され、これは宍倉ほか（2014）で報告されている鬼界アカホヤテフラと考えられる。イベント層はテフラより下位で３層、上位で９層確認できた。

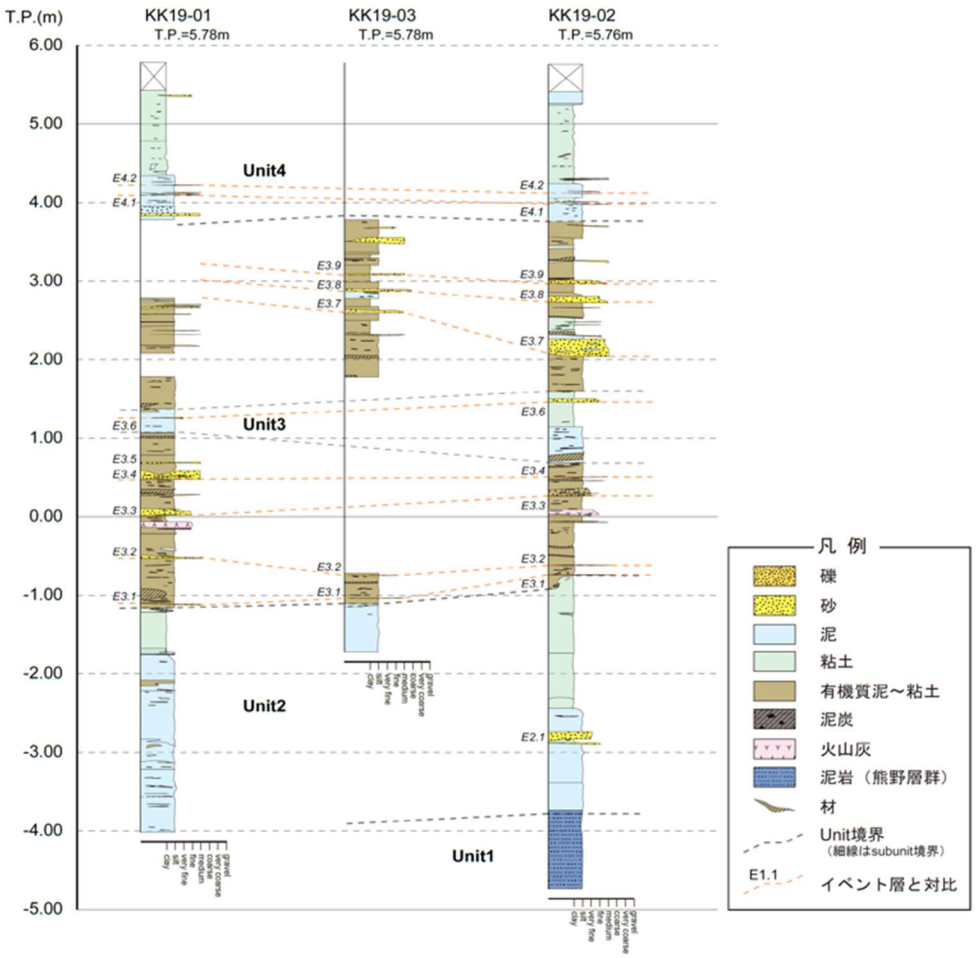


図３－７－(２)－④－４　笠嶋遺跡での掘削で得られたコアの地質柱状図。

八尺鏡野湿地で得られた４本のコア試料は、最も海側に近い YT-01 で深度 2.5 m、そこから内陸に向かって YT-01-2 で深度 2.2 m、YT-02 で深度５m、YT-03 で深度６m までそれぞれ得られた（図３－７－(２)－④－５）。試料は層相からみておおまかに４つのユニットに区分できる。これらのうち YT-03 の最下位にのみ、暗灰色の締まりの良いシルト（Unit 0）がみられ、基盤の熊野層群の可能性がある。その上位には暗褐色有機質シルト（Unit 1)、黒～暗褐色泥炭（Unit 2)、黒～暗褐色有機質シルトおよび黄灰色シルト～粘土（Unit 3）が分布し、これらの間にイベント層と思われる淘汰の細粒～中粒砂からなる薄層が挟まる。また YT-01、YT-01-2、YT-02 の最下位には砂礫が分布するが、これらはイベントではなく、浜堤などを構成する砂礫層の可能性がある。イベント層は少なくとも７層が確認できた。

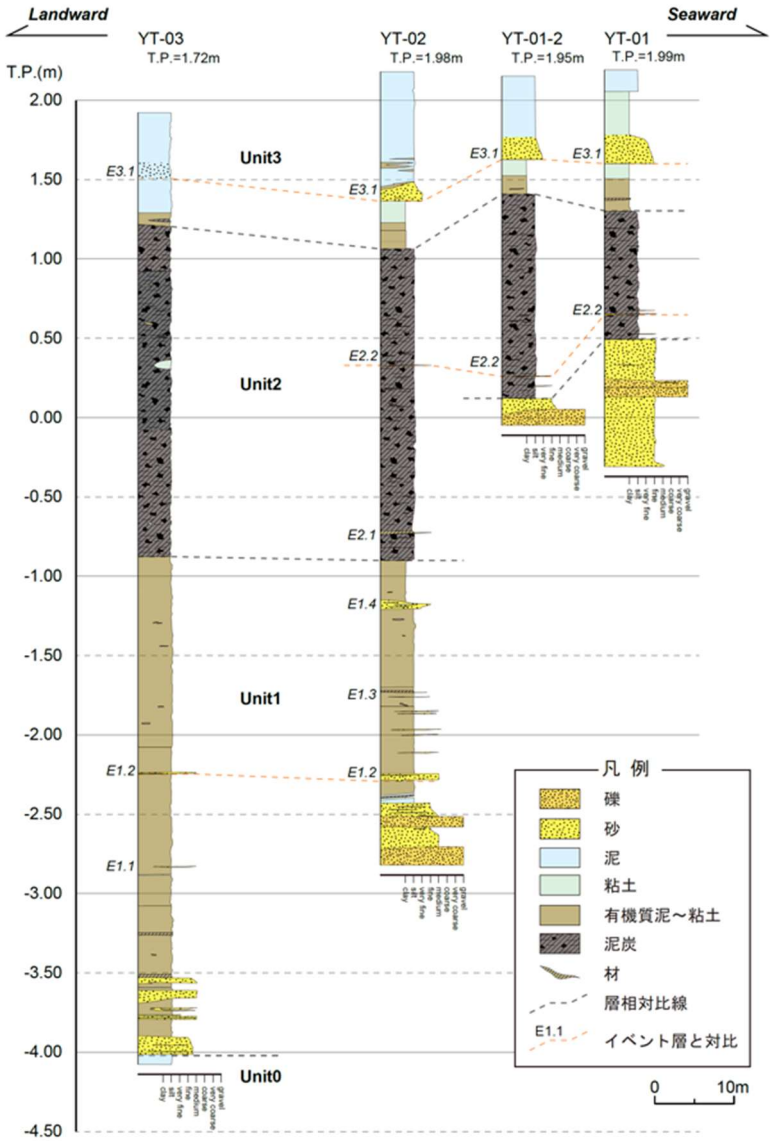


図３－７－(２)－④－５　八尺鏡野湿地での掘削で得られたコアの地質柱状図。

(d) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島南部沿岸における２地域（串本町笠嶋遺跡および那智勝浦町八尺鏡野湿地）で津波堆積物の掘削調査を実施し、いずれの地点ともに過去の突発的な水流を示すイベント層を複数確認できた。笠嶋遺跡のイベント層は、周囲に河川がないことから、津波または高潮で海浜から運ばれた可能性が高く、テフラの層位との関係から、7300 年前より前に少なくとも３回、後に少なくとも９回のイベントがあったことが明らかになった。一方、八尺鏡野湿地では、過去に少なくとも７回のイベントが確認されたが、本地域は河川の流入もありうる場所であり、イベント層の起源の特定には微化石等の各種分析が必要であることが分かった。本地域における津波履歴の復元を確実にするためには、いずれの地点ともに年代測定によって各イベント層の年代を特定し、歴史地震との関係や周辺地域における隆起痕跡の年代との対比が重要となる。

(e) 引用文献

1) 宍倉正展・行谷佑一・前杢英明・越後智雄，紀伊半島南部における古津波調査，巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書，地質調査総合センター速報，66，55-60，2014.

2) 安井良三・編，南紀串本笠嶋遺跡： 発掘調査報告，笠嶋遺跡発掘調査報告書刊行会， 1969.

⑤ 陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（九州東部）

(a) 業務の要約

日向灘周辺で過去に発生した巨大津波による浸水の履歴を明らかにするため、宮崎県串間市の海岸付近の放棄水田においてハンディコアラーを用いた柱状堆積物試料を採取する調査を実施した。採取した柱状堆積物試料を肉眼観察した結果、数枚の明瞭なイベント層が認められた。さらに採取した試料に放射性炭素年代測定を行った結果、そのうちの１つは約 4800 年～4200 年前に発生した津波によって形成されたものであることが明らかとなった。

(b) 業務の実施方法

日向灘に続く志布志湾に面した宮崎県南部の串間市一里崎付近において掘削調査を実施した（図３－７－(２)－⑤－１）。一里崎付近の狭い谷底平野にある放棄水田において、人力による掘削機器（ハンディコアラー）を用いて深さ３ｍ程度までの堆積物の柱状試料を５地点で採取した。採取した試料は肉眼による詳細な観察を行い、堆積物試料を適宜分割した。分割した試料はふるいで洗浄し、実体顕微鏡下で観察しながら種子や葉などの植物遺骸を拾い出した。そのうち、13 点を放射性炭素年代測定用の試料とした。

図３－７－（２）－⑤－１　調査範囲の位置。国土地理院図（電子国土 Web）を加工。

(c) 業務の成果

宮崎県串間市において地表から深さ３m程度までの予察的な掘削調査を行い、得られた柱状堆積物試料を肉眼観察した結果、深さ 0.2m程度までの表層付近は耕作土、深さ 0.2mから２m程度までは有機質粘土層、深さ２mよりも深いところでは泥炭からなることが明らかとなった（図３－７－（２）－⑤－２）。

有機質粘土層や泥炭層の中には、側方に連続性の認められる複数のイベント層がみられる。このうち、深さ２～2.5m程度に位置するイベント層は、層厚１cm～数 cm 程度の層が２～３枚断続的に累重する。各層には粒径数 mm 程度の白色多孔質軽石（パミス）が濃集しており、石英や長石といった鉱物や有孔虫などの微化石はほとんど含まれない。また深さ１～1.5 m 程度に位置するイベント層は、層厚１cm～数 cm 程度の層が１～４枚断続的に累重する。各層は石英や長石を主体とした細粒～中粒砂からなり、パミスや微化石はほとんど含まれない。ここでは、深さ２～2.5 m 程度に位置する複数のイベント層を下部イベント層、深さ１～1.5 m 程度に位置する複数のイベント層を上部イベント層と呼ぶが、現時点では、どちらも一連のイベントで形成されたものかどうかを判断することはできない。

下部イベント層の上位では粘土層、下位では泥炭層と堆積相が異なることから、下部イベント層の前後で堆積環境が変化したことが示唆される。また、下部イベント層は放射性炭素年代測定から約 4800 年～4200 年前に形成されたと考えられる。本調査地から南東に約３km 離れた場所では、Yamada et al. (2019) が約 4600 年前に津波で形成された軽石質津波堆積物を報告しており、堆積相や形成年代から本調査地の下部イベント層は Yamada et al. (2019) が報告した津波堆積物に相当すると考えられる。また、津

波を引き起こした地震の影響により、堆積環境が変化したと解釈しても矛盾がない。上部イベント層はその上下で堆積環境の変化があまり明瞭ではない。下部イベント層に比べると側方への連続性もあまり明瞭ではないことから、現時点では上部イベント層が津波で形成されたものかどうかを論じることはできない。また、上部イベント層は放射性炭素年代測定から約 2300 年前以降に形成されたと考えられる。

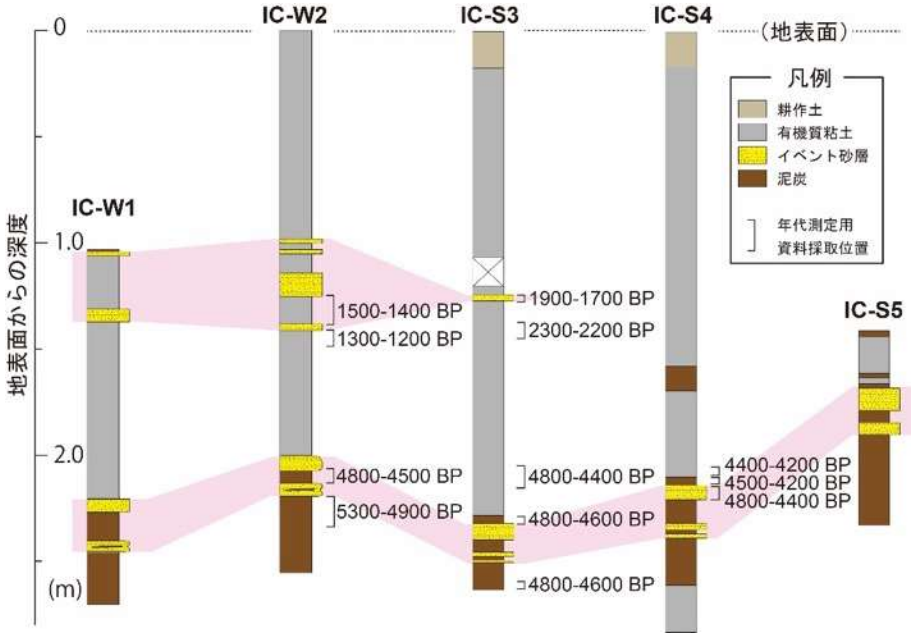


図３－７－(２)－⑤－２　宮崎県串間市で採取した試料の柱状図と ^{14}C 年代測定試料採取層準。

(d) 結論ならびに今後の課題

宮崎県串間市において、過去に発生した巨大津波による浸水の履歴を明らかにするため、柱状堆積物試料の予察的な掘削調査を行った。試料の観察の結果、側方に連続する複数のイベント層が認められた。顕微鏡観察や放射性炭素年代測定の結果、そのうちの１つは約 4800 年～4200 年前に発生した津波によって形成されたものであることが明らかとなった。また、約 2300 年前以降に形成されたイベント層が津波起源であるかを調べるためには、計画以上の掘削調査と堆積物の詳細な観察や各種分析が必要となる。さらに、追加の放射性炭素年代測定を行い、イベント堆積物の堆積年代をより詳しく推定すれば、歴史時代の津波との対応が検討できる可能性がある。

(e) 引用文献

1) Yamada, M., Fujino, S., Chiba, T., Goto, K., Goff, J., Redeposition of volcaniclastic sediments by a tsunami 4600 years ago at Kushima City, south-eastern Kyushu, Japan. Sedimentology, 2019, doi: 10.1111/sed.12547.

(3) 平成 25～平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 海域での津波履歴調査

(a) 業務の要約

南海トラフ西縁で発生する地震・津波に伴って形成されるイベント堆積物を海底堆積物中から認定し、その堆積間隔から過去の地震発生履歴を推定するために海洋研究開発機構の調査船「かいよう」、「よこすか」、「かいれい」,「みらい」による調査航海を四国～紀伊半島沖（平成 25 年度）、南琉球海域（平成 26～29 年度）、日向灘～南九州海域（平成 30～31 年度）に実施し、海底堆積物の採取と解析を行った。調査では、海底地形調査並びに表層地層探査から堆積速度が速く、連続して堆積物が堆積していそうな場所を選定し、海底堆積物の採取を行った。その結果、室戸沖では南海トラフの巨大地震の間隔とほぼ等しい 100～150 年の間隔を、日向灘では 300～400 年の間隔を、種子島東方沖では 300 年の間隔を、南琉球海域では石垣島などの津波堆積物の間隔とほぼ同じ 400～1000 年の間隔を、海底堆積物中の地震性堆積物（タービダイト）記録から明らかにした。また、日向灘と日本海溝の比較研究から地震性タービダイトの堆積プロセスとして表層堆積物再懸濁が地震・津波履歴研究に好ましい堆積プロセスであること、斜面基部の小海盆がその累重に重要な堆積場であることを明らかにした。

(b) 業務の実施方法

南西諸島海溝を含む南海トラフ以西における地震・津波イベント堆積物の認定とこれに基づく過去の地震・津波発生履歴の解明のため、四国～紀伊半島沖、南琉球海域、日向灘～南九州海域において調査航海を実施し、海底地形、表層地層構造探査とピストンコア試料の採取を行った。このうち、南琉球海域と日向灘～南九州海域はこれまで履歴情報に乏しい地域であった。調査航海では、既存の海底地形、表層地層探査記録、海底堆積物コアなどの情報を参考に調査地点を絞り込んで海底地形調査と表層地層探査を実施し、堆積物がより連続的に堆積していると予想される場所からピストンコア(PC)の採取を行った。ピストンコアの採取にあたっては、グラビティコアラーをパイロットコアラーとして使用し、ピストンコアでは欠如や乱れが生じる場合がある最表層の堆積物をパイロットコア（PL）として採取した。1 回の採泥作業におけるピストンコアとパイロットコアの番号は同じである。採取された堆積物コアは、船上で半割され、コア表面の写真撮影、肉眼観察・記載と各種分析用試料の分取を行った。分取された試料について、火山灰分析、堆積物中の浮遊性有孔虫やバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定を実施した。また、タービダイトを用いた地震・津波履歴の解明手法の高度化を目指して、日向灘と堆積学的な設定が異なる日本海溝並びにその陸側斜面において採取されたコア試料の堆積構造やタービダイトの堆積間隔、堆積プロセスの比較検討を実施した。

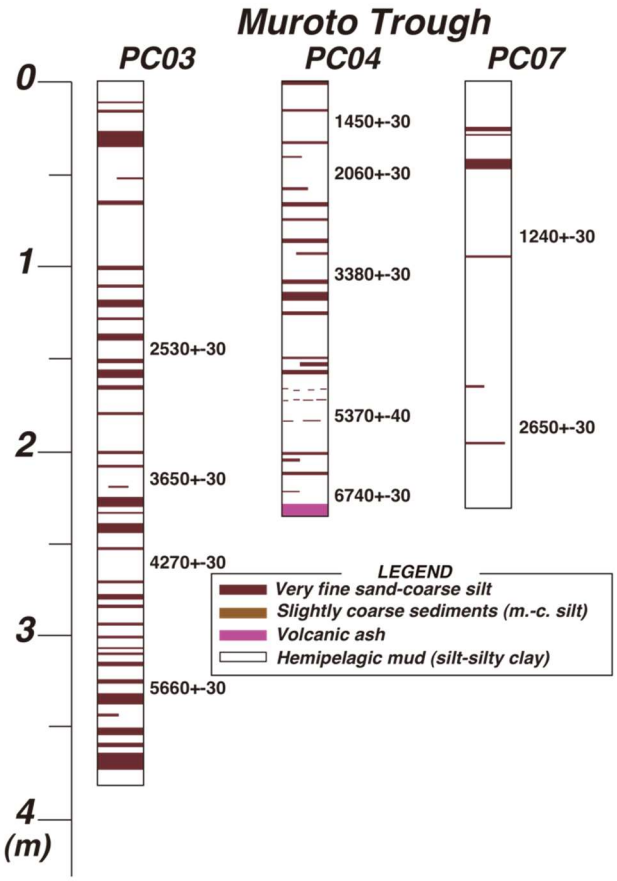
(c) 業務の成果

海底調査から海底堆積物を採取し、その中から地震・津波に伴って形成されるイベント堆積物を認定して南海トラフ沿いにおける過去の地震・津波発生履歴を解明するため、平成 25 年度に四国～紀伊半島沖、平成 26～29 年度に南琉球海域、平成 30～31 年度に日向灘～南九州沖の調査を行なった。また、海底の地震性堆積物の一つであるタービダ

イトを用いた古地震研究において好ましいタービダイトの堆積プロセスやタービダイトの堆積場の検討のため、日本海溝域との比較研究を行なった。

【室戸トラフ（四国～紀伊半島沖)】

平成 25 年度に実施した四国～紀伊半島沖の調査では、高知県室戸岬東方沖の室戸トラフにおいて海底堆積物の採取を行い、タービダイトの堆積間隔として、100～150 年程度の値を得た（図３－７－（３）－①－１)。一方で、トラフ西端の野根海底谷からトラフ底に続くチャネルとの位置関係でタービダイトの挟在頻度は変化し、チャネルがトラフ底に開いてシート状のタービダイトが堆積する場で挟在頻度が高いことが明らかとなった。海底谷－チャネル－海底扇状地のシステムではシート状タービダイトの堆積場が解析にふさわしいコアの採取候補となる。



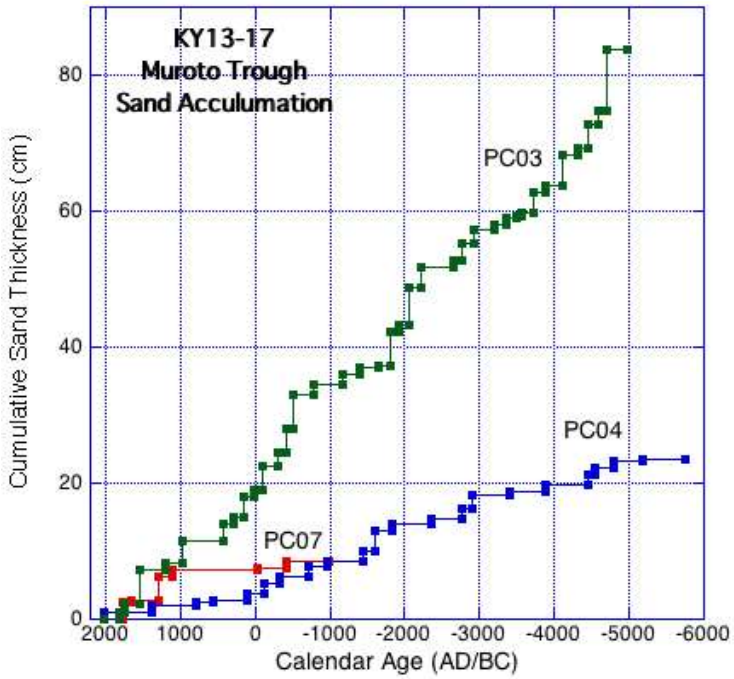


図３－７－（３）－①－１　「かいよう」KY13-17 航海で室戸トラフから得られた３本の海底堆積物コア試料の柱状図（上）とタービダイトの堆積年代（下）。下の図で砂の厚さが増える年代がタービダイトの堆積年代となる。

【南琉球海域】

南琉球海域では、前弧域の斜面基部の海底谷－海底扇状地、前弧海盆と南西諸島海溝底を調査目標とした。宮古島南西沖から西表島南西沖にかけては前弧斜面を刻む海底谷が複数認められる。調査を行ったほぼ全ての海底谷－海底扇状地でタービダイトの挟在は確認できたが、その多くでは挟在頻度は低く、巨大地震や巨大津波の度にタービダイトが形成される環境にないものと推定された。唯一、石垣島南西方の海底谷の出口に形成された海底扇状地上でのみ多数のタービダイトが挟在するコア試料が得られた（図３－７－（３）－①－２）。ここでのタービダイトは貝殻片やサンゴの破片、底生有孔虫などからなる石灰質生物遺骸に富んだもので、帯磁率が低いことで特徴付けられる。このような特徴からタービダイトの層準を特定するとともに、通常時の半遠洋性堆積物中の浮遊性有孔虫により堆積年代を求めると、タービダイトの堆積間隔として 400～1000 年程度の値が得られた（図３－７－（３）－①－２）。これは石垣島などの陸上の津波堆積物の堆積間隔と整合的であり、この海域での巨大津波の発生間隔を示していると考えられる。一方で、タービダイトのもう一つの堆積場であるターミナル海盆である前弧海盆と南西諸島海溝から採取されたコアにも多数のタービダイトの挟在が確認された。前弧海盆のコアには、石垣島南西方の海底扇状地のタービダイトと同様な石灰質生物遺骸に富んだ粗粒層と泥質の厚いタービダイト層の２種類のタービダイトが確認され、前者は琉球弧の浅海域、後者は台湾側からの供給が示唆された。両者の堆積間隔は石垣島南西方の海底扇状地よりも大きいと推測されるが、その詳細についてはさらに検討が必要である。南西諸島海溝底では多数の薄層の泥質タービダイトの挟在が確認された。堆積物中の磁性鉱物の分析などから台湾側からの供給物と考えられ（Hsiung et al., 2017）、南琉球弧の地震・津波の履歴の解読には現時点では利用できていない。

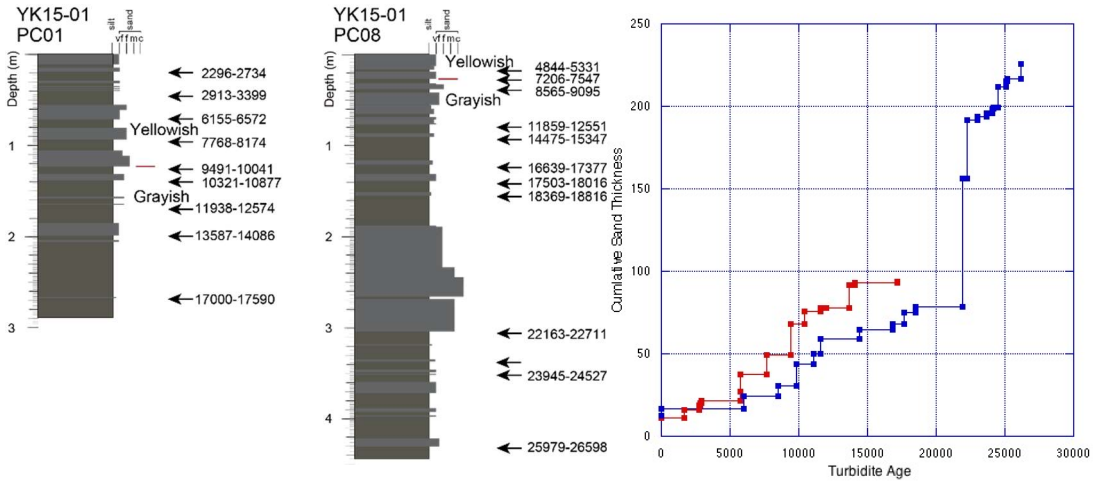


図３－７－（３）－①－２　「よこすか」YK15-01 航海で南琉球前弧海域から得られた２本の海底堆積物コア試料の柱状図（左）とタービダイトの堆積年代（右）。右の図で砂の厚さが増える年代がタービダイトの堆積年代となる。

【日向灘～南九州海域】

日向灘では今年度の成果に記述したように、300～400 年のタービダイトの堆積間隔を得た（図３－７－（３）－①－３）。また、日向灘海域から採取された複数のコアに挟在するタービダイトの存在を明らかにした。このような広域に堆積するタービダイトは地震性の可能性が高いと考えられる。その堆積年代は、およそ 2000 年前、2600 年前、3200 年前、6300 年前であることがわかった。一方で、複数のコアに挟在する桜島の文明の噴火（1471 年）のテフラ以降には肉眼で識別可能なタービダイトの存在はなかった。これらのコアの堆積構造や元素プロファイルの詳細な検討が今後必要である。南九州の種子島東方沖でもデータは少ないながら 300 年程度のタービダイトの堆積間隔が得られた。

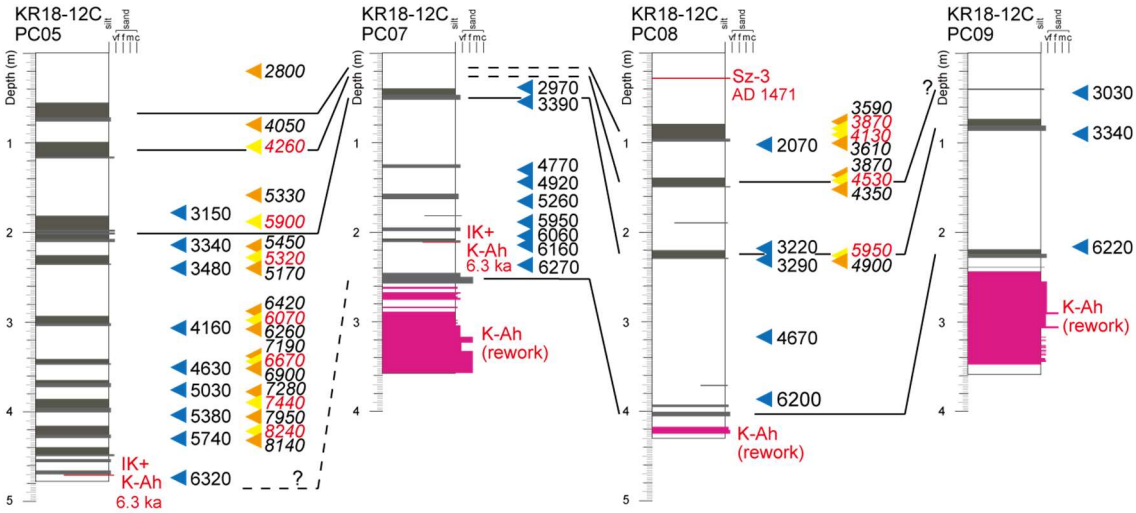


図３－７－（３）－①－３　「かいれい」KR18-12C 航海で日向灘海域から得られた４本の海底堆積物コア試料のタービダイトの対比。広域に対比できるタービダイトは地震性の可能性が高い。

【日本海溝との比較研究】

日向灘海域で最もタービダイトを頻繁に挟在しているコアについて半遠洋性泥とタービダイト泥中のバルク有機物の放射性炭素年代測定を行ったところ、両者の差が小さいことがわかった。これはこれまで受け入れられてきた地震による海底地すべり・斜面崩壊でタービダイトが形成される、という地震性タービダイトの堆積モデルと合致しない。なぜなら、海底地すべりや斜面崩壊では海底下数十 cm～数 m あるいはそれ以上の堆積物が崩落して、タービダイトを形成するので、より古い年代の有機物がタービダイトに混入すると考えられるためである。日向灘のコアで見られた小さい年代差は、最近地震性タービダイトの堆積プロセスとして出された表層堆積物再懸濁モデル（Moernaut et al., 2017）を支持する。この表層堆積物再懸濁モデルは最近の地震によって形成された地震性タービダイトの研究から提出されたモデルであるが、今回の日向灘のコアでの結果は、このプロセスが過去の地震においても発生していたことを示した。同様なプロセスが他の海域でも発生しているかの検証を 2011 年東北沖地震で表層堆積物再懸濁

起源のタービダイトの形成があったとされる（Ikehara et al., 2016；McHugh et al., 2016）日本海溝域で行った。その結果、日本海溝陸側斜面の平坦面上で多数確認される泥質タービダイトの多くは表層堆積物再懸濁起源であることが確認された。さらに、日向灘と日本海溝のコア採取地点の地形・構造の検討から、地震性タービダイトによる地震発生履歴の検討に好ましい場として、地震の度に表層堆積物再懸濁が発生し、それ起源の混濁流がトラップされる斜面基部の小海盆があげられることがわかった。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、７年間の調査研究の結果、室戸沖では南海トラフの巨大地震の間隔とほぼ等しい 100～150 年の間隔を、日向灘では 300～400 年の間隔を、種子島東方沖では 300 年の間隔を、南琉球海域では石垣島などの津波堆積物の間隔とほぼ同じ 400～1000 年の間隔を、海底堆積物中の地震性堆積物（タービダイト）記録から明らかにした（図３－７－（３）－①－４）。また、日向灘と日本海溝のタービダイトの堆積プロセスの検討から、地震・津波履歴研究に好ましい地震性タービダイトの堆積プロセスとして表層堆積物再懸濁の存在、表層堆積物再懸濁起源のタービダイトの良好な堆積場として斜面基部の小海盆があることを明らかにすることができた。

一方で、肉眼で識別しにくいタービダイトの認定にはまだ課題が残っている。堆積構造や物性や元素プロファイル、岩石磁気的性質などを高解像度かつ高分解能で迅速に取得し、統合的に解析する手法の開発と適用が重要である。また、高精度の年代の推定には堆積速度が速いことが重要であるが、このような場では放射性炭素年代測定の対象物となる浮遊性有孔虫が希釈され、年代測定に十分な量の試料が確保できない場合が多い。少量の試料でも年代測定可能なシステムの開発が必要である。さらに、最も重要であるのは適切なコア採取地点の選定と乱れがなく長く，大容量のコアの取得である。フランスの Marion Dufresne 号に代表されるような長尺大口径ピストンコアラーや「ちきゅう」での水圧式ピストンコアリングなど長く良質なコアの採取に努める必要がある。これら長尺コアの解析は過去の多数の地震記録の提供につながると期待されるので、これまで困難であった地震履歴記録の統計的な解析を可能にする可能性がある。

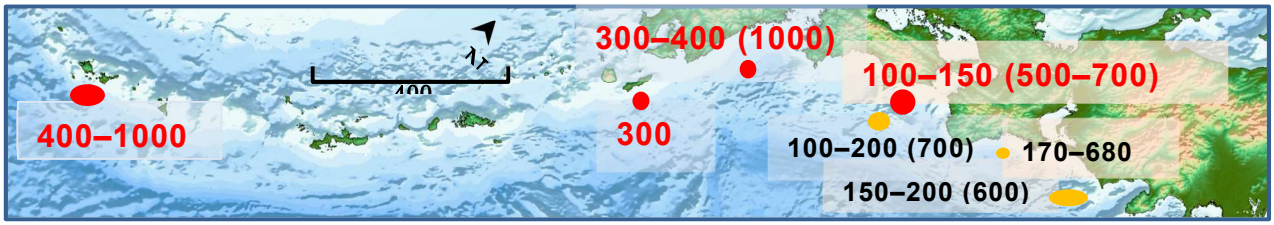


図３－７－（３）－①－４　本研究の７年間で得られた地震性と考えられるタービダイトの堆積間隔（赤丸・赤字）。オレンジの丸・黒字は本研究着手以前の報告値（池原、1999、2001；岩井ほか、2004）。

(e) 引用文献

Hsiung, K.-H., Kanamatsu, T., Ikehara, K., Shiraishi, K., Horng, C.-S. and Usami, K., Morpho-sedimentary features and sediment dispersal systems of

the southwest end of the Ryukyu Trench: a source-to-sink approach, Geo-Mar. Lett., 37, 561-577, 2017.
池原　研, 深海底タービダイトの発生周期とその古地震学的意義：熊野トラフのピストンコアの解析例, 堆積学研究, 49, 13-21, 1999.
池原　研, 深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定, 地学雑, 110, 471-478, 2001.
Ikehara, K., T. Kanamatsu, Y. Nagahashi, M. Strasser, F. Hiske, K. Usami, T. Irino and G. Wefer, Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years, Earth Planet. Sci. Lett., 445, 48-56, 2016.
岩井雅夫・藤原治・門馬大和・岩崎望・鹿納晴尚・尾田太良・松岡裕美・岡村眞, 室戸沖南海トラフ陸側斜面の土佐碆海盆より得られた完新世地震性タービダイト：KR9705P1 の例, 地質論, 58, 137-152, 2004.
McHugh, C.M., T. Kanamatsu, L. Seeber, R. Bopp, M.-H. Cormier and K. Usami, Remobilization of surficial slope sediment triggered by the A.D. 2011 Mw9 Tohoku-Oki earthquake and tsunami along the Japan Trench, Geology, 44, 391-394, 2016.
Moernaut, J., M. Van Deale, M. Strasser, M.A. Clare, K. Heirman, M. Viel, J. Cardenas, R. Kilian, B. Ladron de Guevara, M. Pino, R. Urrutia and M. De Batist, Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: A mechanism for continuous and senstive turbidite paleoseismic records, Mar. Geol., 384, 159-176, 2017.

② 陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（南海トラフ東部沿岸）

(a) 業務の要約

南海トラフ東部の、いわゆる東海地震のセグメントにおいて、おもにプレート境界の陸域延長部にあたる駿河湾奥の富士川河口断層帯周辺を対象に、断層帯の沈降側と隆起側で調査と分析を実施した（図３－７－（３）－②－１）。

沈降側にあたる静岡県富士市の低地（浮島ヶ原）において過去に発生した地殻変動を検出するため、既存の柱状堆積物試料の珪藻化石および大型植物化石を観察した結果、長さ８ｍのボーリングコア中に７～８回の沈水イベントを検出することができた。またそれらの放射性炭素年代測定を行った結果、最も新しい沈水イベントは 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、２番目に新しいイベントは 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、３番目に新しい沈水イベントは 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する値を示した。

隆起側にあたる静岡県富士市および静岡市清水区にかかる富士川河口域の西側では、歴史資料の調査から、1854 年安政東海地震で富士川河口域西岸部が広域的に隆起した可能性が高いことがわかった。また、地中レーダー（Ground Penetrating radar, GPR）による調査を行ったところ、海岸から２km 程度内陸までの範囲で反射面に地層のずれと解釈される層序の不連続が存在することがわかった。このほか、長期における地殻変

動の傾向を解明するため、ボーリング掘削調査を行い既存のコアと比較したところ、長期的に見ると隆起域でもネットでは沈降している可能性があることがわかった。

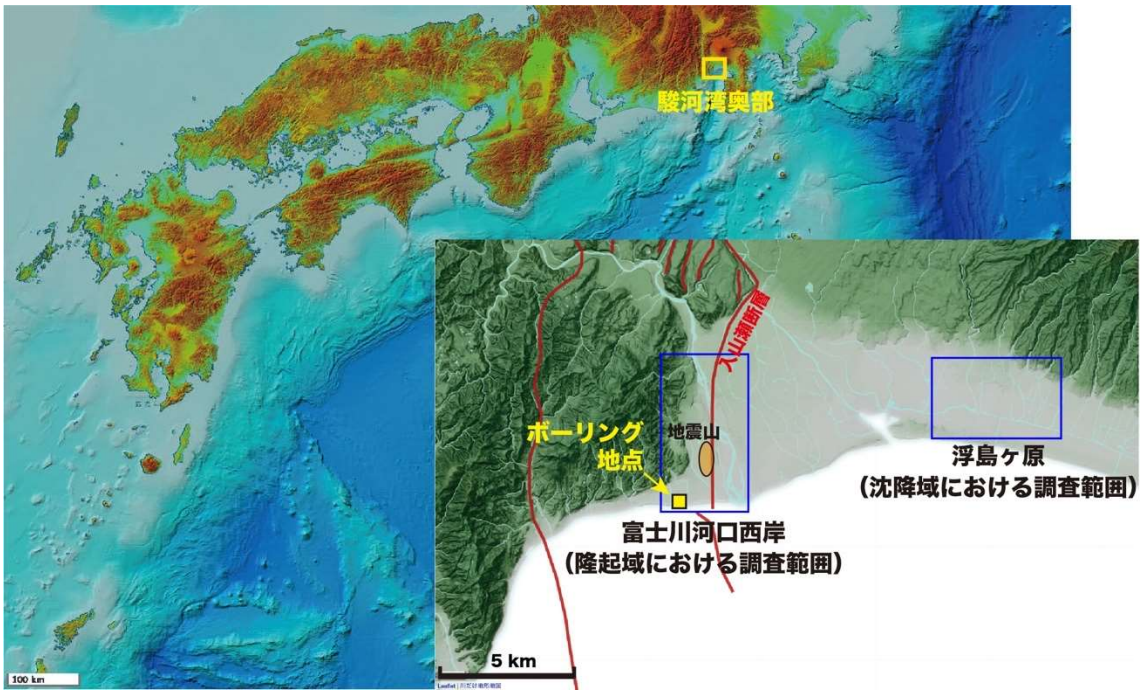


図３－７－(３) －②－１　南海トラフ東部・駿河湾奥における調査範囲。地理院タイルを使用。

(b) 業務の実施方法

沈降域の浮島ヶ原では、Fujiwara et al., (2016)により、同地域の堆積物に過去の東海地震に関連した地殻変動の繰り返しが沈水イベントというかたちで記録されていると報告されている。そこでこれらのイベントについて、歴史地震との対比を明確にするため、浮島ヶ原で採取された既存のボーリングコア試料の化石群集の解析を行い、イベント層準を特定することを目指した。珪藻化石の分析は、Sawai (2001)などに記された方法に従った。大型植物化石の分析は、ボーリングコア試料を２cm 間隔で分割した後、0.5 mm および 0.25 mm メッシュの篩いで水洗し、水洗した残渣を実体顕微鏡下で観察して行った。大型植物化石は、同定した後に放射性炭素年代測定用試料とした。分析で得られた年代値については、地層の上下関係から判断して明らかに不自然な年代を取り除き、残りの適切な年代値を用いて沈水イベントの発生時期の推定を試みた。イベント発生時期の再計算は，Lienkaemper and Bronk Ramsey (2009)に従い、放射性炭素年代の補正プログラム OxCal 4.2 を用いた。

隆起域では歴史記録、GPR、ボーリング掘削の現地調査をそれぞれ実施した。1854 年安政東海地震による富士川河口域の地変として「蒲原地震山」（南北 660 m 程度、東西 50 m 程度の大きさ）が知られている（羽田野，1997)。この成因を断層運動に求めるには局所的であるため、広域に隆起したとすれば富士川の流路も変わった可能性があることに着目し、『蒲原町史』(蒲原町史編纂委員会，1968）や清水区蒲原の木屋江戸資料館が所蔵する資料をもとに、富士川の流路の変遷を調査した。またこの隆起域の地下構

造を探るため、GPR（Sensors & Software 社製 pulseEKKO Pro を使用）を用いた調査を富士川河口域西側の蒲原低地を対象に、総測線長 13 km 程度で実施した。

ボーリング調査については、地下に伏在すると推定されている断層の活動性を明らかにするため、入山瀬断層の推定通過位置の隆起側の１地点で深度 100m までオールコア掘削を実施し、得られた試料について放射性炭素年代測定と珪藻分析を行った。それらの結果と、沈降側で実施された既存のボーリング調査結果（産業技術総合研究所, 2016）とを対比して断層変位の状況を確認し、平均変位速度を見積もった。

(c) 業務の成果

沈降域では浮島ヶ原における化石群集の変化から、過去に発生した沈水イベントを検出することができた。具体的には、珪藻化石群集の変化から５回の沈水イベント、大型植物化石の群集変化から２あるいは３回の沈水イベントを記録していると推定された。放射性炭素年代測定の結果、各イベント年代は西暦 1500-1785 年、西暦 1230-1510 年、西暦 820-1250 年、西暦 445-640 年、紀元前 585-55 年、紀元前 765-205 年、紀元前 1190-975 年、紀元前 2515-2130 年という値を示した。この結果は、最も新しい沈水イベントが 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、２番目に新しいイベントが 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、３番目に新しい沈水イベントが 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に年代が重なっている。また最も古いイベントはおよそ 4150～4500 年前まで遡る。

隆起域での歴史記録調査では、木屋江戸資料館に所蔵されている『海面浅深御取調絵図』（嘉永二年、1849）などの記録から、1854 年安政東海地震直前の富士川が現在よりも西側に流れていたことを確認した。また、『駿河記』の絵図には現在の蒲原地震山付近が中州のような形で描かれており、当時の河床が現在よりも西へ拡がっていたことがわかる。一方、安政の地震より後には蒲原地域に洪水が生じなくなった（『蒲原町史』, 1968)。これらのことから、1854 年安政東海地震により富士川河口域西側の蒲原地域が広域に隆起したことで、河川の流路が東側へ移った可能性が高い。

GPR 探査については、おおむね地表から深度８m 程度までの連続的な反射面を得ることができ、一部で地層のずれと解釈される層序の不連続が観察された。不連続は盛土と思われる表層の直下まで存在し、比較的新しい地層まで切っている可能性がある。このような不連続は他にも複数箇所見つかっており、そのうちの一部は地震調査研究推進本部が推定した入山瀬断層の位置とさほど離れていないが、現段階ではこの不連続が活構造を示すものかどうかも含め、1854 年安政東海地震時に活動したか否かについては不明である。

ボーリング調査については深度 100 m まで掘進したところ、おもに砂礫層と泥層との互層からなることが確認され、深度 97 m で基盤である岩淵層に達した。おもに泥層を中心に放射性炭素年代測定と珪藻分析を行った結果、標高-30～-32 m 付近のシルト層は 9000 年前頃に海面付近で堆積したと考えられること、また縄文海進頂期頃（6000 年前前後）の年代を示すシルト層（陸成の可能性）は標高-14～-18 m にあることから、ユースタティックな海水準（遠藤, 2015 など）と比べるとかなり低い位置にあり、この地点が活発な隆起をしておらずむしろ沈降傾向にある可能性あることを示唆する。

また既存ボーリング資料（産業技術総合研究所, 2016）との対比を試みたところ、5000～6000 年前のシルト～粘土層は入山瀬断層を挟んで 12～14 m 西側が高く、11,000～12,000 年前頃のシルト～粘土層は 14～20 m 程度西側が高かった。仮に両者が堆積時に同レベルにあったとすると平均１～２m/千年程度の速度で上下変位しかつ累積している可能性を指摘できる。このことから活断層の存在と変位のセンスは従来の解釈で間違いないが、平均変位速度は従来よりもかなり小さいことが明らかになった。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ東部のプレート境界陸域延長部にあたる富士川河口断層帯の沈降側と隆起側の沿岸部で調査と分析を実施した結果、沈降側の静岡県富士市の低地（浮島ヶ原）では、堆積物の分析から過去約 4500 年間に７～８回の沈水イベントを検出することができた。放射性炭素年代測定結果からみて、最も新しい沈水イベントは 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、２番目に新しいイベントは 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、３番目に新しい沈水イベントは 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する値を示した。これらの沈水イベントは、過去に発生した南海トラフ沿いの巨大地震に伴う沈降運動を示している可能性がある。ただしイベント数は歴史地震の履歴とは一致せず、過去 4500 年間で平均数百年程度以上の再来間隔であることから、毎回の南海トラフ地震のたびに沈降しているわけではないと考えられる。

一方、隆起域の静岡県富士市および静岡市清水区にかかる富士川河口域西側では、歴史記録に基づく富士川の流路の変遷を検討した結果、1854 年安政東海地震よりも前は蒲原地区まで拡がっていた河床が、地震後に東側へ縮小し、それまでの中州が離水して蒲原地震山が生じたことが明らかになった。これは同地震時に富士川河口断層帯が活動して富士川河口西岸域が隆起した可能性を示唆する。しかし GPR による地下構造調査からは断層の特定はできていない。またボーリング調査からは、断層帯の一部である入山瀬断層が富士川河口西岸域の地下に伏在し、１～２m/千年程度で活動していることが明らかになった。しかし完新世を通じてネットでは沈降していることから、1854 年安政東海地震時のような隆起が累積しているわけではない。

以上の結果から、歴史上 100～150 年間隔でくり返されてきた南海トラフ地震は、毎回駿河湾奥の東海地震のセグメントまで破壊されるわけではなく、数百年程度もしくはそれ以上の長い再来間隔で富士川河口断層帯が連動していた可能性を示している。しかし歴史上でそのような地震と考えられるのは今のところ 1854 年安政東海地震のみであり、それ以前の地震と地質痕跡との関係はまだ対応関係が明確ではなく、年代データのさらなる追求が必要である。また従来、富士川河口断層帯の隆起域とされた地点が、長期的には沈降していることが明らかになったが、そのさらに西側には逆に長期的な隆起を示す地形があることから、両者の間に活発な断層の存在を考える必要がでてきた。このため今後この断層想定地域の調査が重要となる。

(e) 引用文献

1) 遠藤邦彦, 日本の沖積層, 冨山房インターナショナル, 415., 2015.
2) 藤原　治・澤井祐紀, 静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査. 巨大地震による複合

的地質災害に関する調査・研究報告（地質分野研究企画室　編）独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター，39-48，2014.
3) Fujiwara, O., Fujino, S., Komatsubara, J., Morita, Y., Namegaya, Y., Paleoecological evidence for coastal subsidence during five great earthquakes in the past 1500 years along the northern onshore continuation of the Nankai subduction zone, Quaternary International, 397, 532-540, 2016.
4) 羽田野誠一，大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読，地図，15，40-41，1977.
5) 伊藤忍・山口和夫・入山良平，富士川河口域における反射法地震探査，平成２５年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，59-64，2014.
6) 伊藤谷生・他，富士川河口断層帯－糸魚川静夫か構造線横断地下構造探査（FIST）報告（２），日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿，SCG68-12，2013.
7) 地震調査研究推進本部，富士川河口断層帯の長期評価，54p，2010.
8) 産業技術総合研究所，平成２７年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書，374p，2016.
9) Sawai, Y., Episodic emergence in the past 3000 years at the Akkeshi estuary, Hokkaido, northern Japan, Quaternary Research, 56, 231-241, 2001.

③ 陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（南海トラフ中部沿岸）

(a) 業務の要約

南海トラフ中部では、東海・東南海地震のセグメントと南海地震のセグメントの境界付近に位置する紀伊半島南部の和歌山県串本町・那智勝浦町において津波堆積物を対象とした掘削調査および既存試料の分析を実施した（図３－７－（３）－③－２）。串本町の笠嶋遺跡では、まず宍倉ほか（2014）によって得られた６本のボーリングコア試料から報告されている複数のイベント堆積物について、特に上位の２層について年代を決定するため、放射性炭素同位体年代測定を行った。その結果、最上位のイベント堆積物はおおよそ２～４世紀頃、その１回前のイベントは 2800～2500 cal yBP 頃と推定された。またさらに下位のイベント層を検出するため新たに掘削調査を行い、鬼界アカホヤテフラ（約 7300 年前）の下位に３層、上位に９層のイベント堆積物を確認した。那智勝浦町では八尺鏡野湿地において、現在の海岸線から約 1.2 km 内陸の４地点で深度２～６m の掘削を行い、少なくとも７層のイベント砂層を検出した。

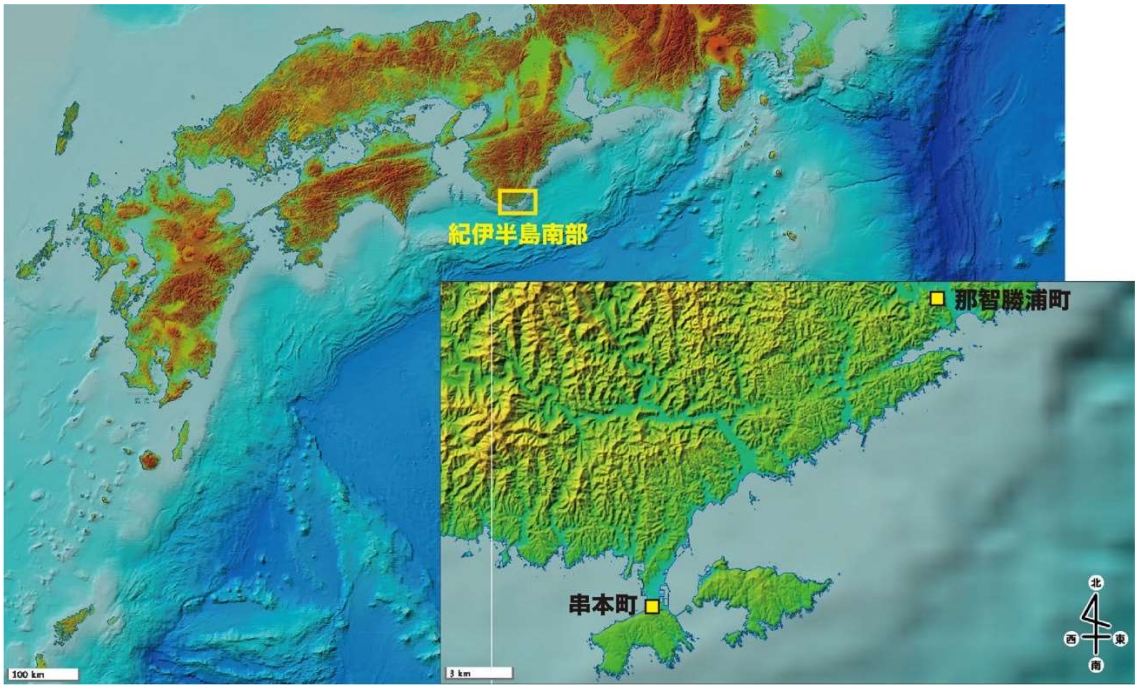


図３－７－（３）－③－２　南海トラフ中部・紀伊半島南部における調査範囲。地理院タイルを使用。

(b) 業務の実施方法

和歌山県串本町の和歌山県立串本古座高等学校串本校舎周辺は、弥生～庄内期の笠嶋遺跡に指定されており、津波が襲来した痕跡があることが指摘されている(安井・編, 1969)。そこで得られた既存のボーリングコア試料（宍倉ほか, 2014）について、その年代を明らかにするため、放射性炭素同位体年代測定を実施した。作業手順は、イベント堆積物の直上および直下と、２層のイベント堆積物の間の層準にある泥炭質シルトついて、垂直方向に１～２　cm 間隔でコアを切り出し、250μｍのメッシュで水洗した後、実体顕微鏡下で大型植物遺体を拾い出して、状態の良いものを年代測定用の試料とした。さらに笠嶋遺跡で大口径で連続的かつより深い深度までの掘削を実施した。掘削はコア径約 10cm で、隣接した２孔において 0.5m ずつ深度をずらし、それぞれ深度 10 m および 10.5m まで掘削することで、コアの継ぎ目での欠損がないようにした。

笠嶋遺跡で検出される津波痕跡の広域での対比を行うため、同地点より約 20km 北東にある那智勝浦町の八尺鏡野湿地において掘削調査を実施した。八尺鏡野湿地は太田川河口から約 1.2km 上流にあり、幅 100m 以下、奥行き約 400m の溺れ谷状の湿地である。この湿地の入口（海側）から約 90m 付近の地点から約 50m 奥（陸側）の地点までの間の４地点で打ち込み式簡易掘削機を用いて深度２～６ｍまでの試料を採取した

(c) 業務の成果

串本町笠嶋遺跡における既存のボーリングコア試料について、上位２層のイベント堆積物を集中的に放射性炭素同位体年代測定を行った結果、最上位のイベント堆積物はおおよそ２～４世紀頃の年代を示すことが明らかになった。これは笠嶋遺跡の集落跡が砂礫層で埋積されたとされる庄内期（３世紀頃）と一致する。またその１回前のイ

ベントは 2800～2500 cal yBP 頃と推定された。２つのイベントは、ともに宍倉ほか（2008）が紀伊半島南部で報告している隆起痕跡の年代と一致することから、紀伊半島南部を隆起させる地震に伴う津波によって形成された津波堆積物と考えられる。また２つのイベントの間の泥炭質シルトを連続的に放射性炭素同位体年代測定を行った結果、大幅な年代のギャップはなく、ほぼ連続的に堆積していることがわかった。したがってここでのイベントの発生間隔は 1000 年程度であり、この期間に地層に記録されるような津波は生じていなかった可能性がある。

また笠嶋遺跡において、さらに下位の津波履歴を明らかにするため、新たに大口径で深度 10.5m までのボーリング掘削調査を行った。その結果、深度 9.5 m 以下に熊野層群の泥岩が基盤として分布していること、また深度 5.7 m 付近には鬼界アカホヤテフラと考えられるテフラを確認した。イベント堆積物はテフラより下位で３層、上位で９層確認でき、このうち最上位２層が前述の２～４世紀と 2800～2500 cal yBP 頃の津波堆積物である。

笠嶋遺跡で検出される津波痕跡の広域での対比を行うため、同地点より約 20km 北東にある那智勝浦町の八尺鏡野湿地において掘削調査を実施した。その結果、現在の海岸線から約 1.2 km 内陸の４地点で深度２～６m までの湿地性堆積物の中に、少なくとも７層のイベント砂層を検出した。この地点は河川の近くにあり、洪水氾濫による影響もありうることから、イベント砂層が現時点で津波起源かどうかは不明である。

(d) 結論ならびに今後の課題

東海・東南海地震のセグメントと南海地震のセグメントの境界付近に位置する南海トラフ中部の紀伊半島南部沿岸において、津波堆積物を対象とした掘削調査とコア試料の分析を行った結果、鬼界アカホヤテフラ（約 7300 年前）の下位に３層、上位に９層のイベント堆積物を確認し、上位２層は２～４世紀と 2800～2500 cal yBP 頃の津波によって形成された可能性が高い。仮にそれ以外のイベント堆積物も津波起源とすると、再来間隔は 400～1000 年程度である。これは歴史記録で知られる南海トラフ地震の再来間隔（100～150 年）よりも長い。那智勝浦町での掘削調査では７層のイベント堆積物を発見したが、津波起源であるかどうか現時点では不明であり、年代も明確ではない。笠嶋遺跡のイベント堆積物との対比によって本地域の津波履歴を解明するには、詳細な年代測定や火山灰分析，微化石分析などが必要であろう。

(e) 引用文献

1) 宍倉正展・前杢英明・越後智雄・石山達也，紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代―南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元―，活断層・古地震研究報告，No.8（2008 年），267-280，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2008.
2) 宍倉正展・行谷佑一・前杢英明・越後智雄，紀伊半島南部における古津波調査，巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書，地質調査総合センター速報，66，55-60，2014.
3) 安井良三・編，南紀串本笠嶋遺跡: 発掘調査報告，笠嶋遺跡発掘調査報告書刊行

会，　1969.

④ 陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（南海トラフ西部沿岸）

(a) 業務の要約

南海トラフ西部の、いわゆる南海地震のセグメントに面する四国沿岸を対象に、高知県東洋町、南国市、四万十町、黒潮町、土佐清水市の５つの海岸低地において掘削調査を実施した（図３－７－(３）－④－３）。その結果、過去約 7000 年間に堆積した地層から津波により形成された可能性のあるイベント堆積物を複数検出した。また、イベント砂層の堆積年代を推定するため、植物化石を用いた放射性炭素年代測定を高密度で実施し、南国市においては、津波堆積物の可能性がある４つのイベント砂層が約 2400～6000 年前に堆積したことが明らかになった。一方、その後の約 900～2400 年前にはイベント砂層が検出されなかった（Tanigawa et al., 2018)。南海トラフ西部に面する地域では地震や津波の地形学的・地質学的痕跡の調査・研究が多く行われてきた（例えば、前杢（2001)、寒川（2004)、岡村・松岡（2012))。しかし、本研究で実施したように、植物化石から得られる信頼性の高い年代値を用いてイベント年代を拘束した例はほとんどなく、本研究で推定されたイベント年代は、今後、南海トラフの地震・津波の履歴を復元する上で重要なデータである。

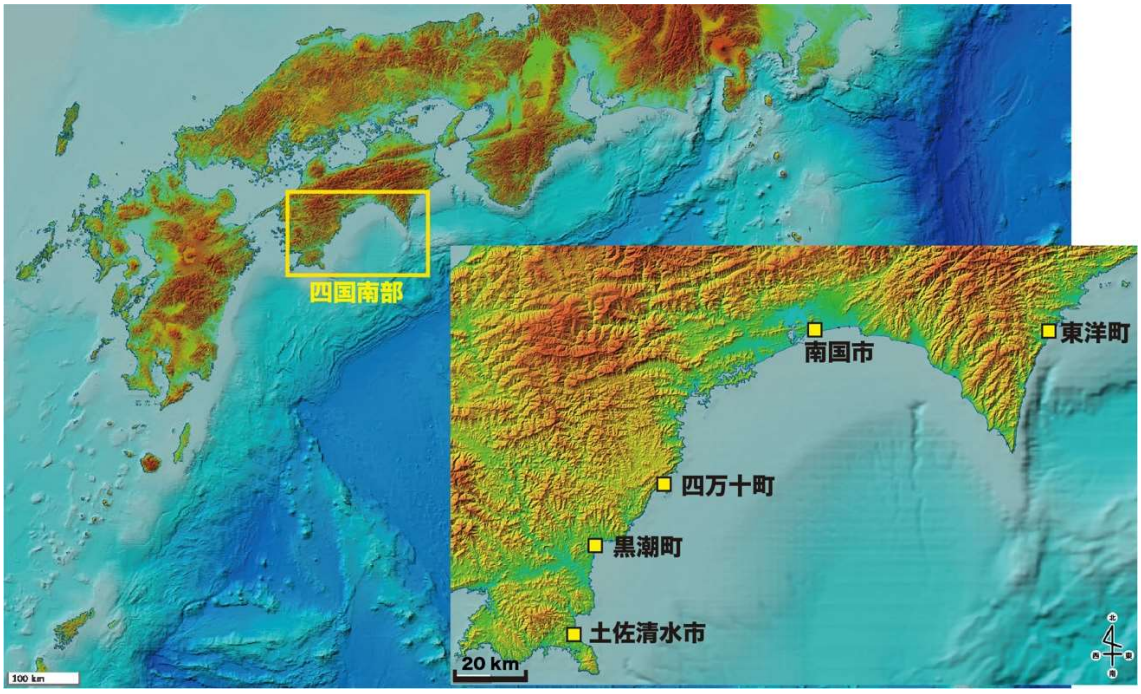


図３－７－(３）－④－３　南海トラフ西部・四国南部における調査範囲。
地理院タイルを使用。

(b) 業務の実施方法

５つの海岸低地でそれぞれ海岸線から２km 以内の海岸低地で機械ボーリング、ジオスライサー、ハンドコアラーを用いて、掘削調査を実施した（図３－７－(３）－④－３)。これらの多くは海岸沿いの浜堤の背後に分布する小規模な低地で、河川などの流

水の影響が比較的小さく、おもにシルトや粘土などの細粒な堆積物で構成されているため、イベント堆積物の検出に適している。採取した堆積物試料は、剥ぎ取り標本を作成して層相を観察するとともに、放射性炭素年代測定、珪藻化石や有孔虫化石の分析、火山灰の同定を実施し、堆積年代や過去の堆積環境、イベント堆積物の成因の推定を行った。イベント堆積物の年代は、堆積物の直上及び直下から得られた年代値を用いて拘束した。試料には実体顕微鏡下で堆積物から抽出した種子や葉などの大型植物遺体を用いた。放射性炭素年代測定は過去数万年間の試料に対して最も一般的に用いられるが，年代値の信頼性は測定試料により大きく異なる。堆積物中の種や葉は過去に地表に落ちたものが地層に取り込まれたとみられ、その当時の地表面すなわちその採取層準の年代をより正確に示すと考えられる。

(c) 業務の成果

【東洋町】

標高４～６ｍの海岸低地の７地点において最大深さ８ｍまで掘削を行った結果、7200年前頃以降に堆積したシルトおよび粘土層を採取し、少なくとも３つのイベント砂層を検出した。そのうち最上位の砂層は約 680～2730 cal yBP に堆積したとみられる。また深さ 1.5m 以深は暗褐色の有機質粘土と灰色の粘土の互層となり、両者の地層境界は比較的明瞭である。このような急激な層相変化の繰り返しの成因の一つとして、地震性地殻変動が考えられる。３層の灰色粘土層の堆積年代は、上位からそれぞれ約 4650～5605 cal yBP、約 5750～6280 cal yBP、約 6210～6880 cal yBP と推定された。

【南国市】(Tanigawa et al., 2018)

標高２～３ｍの海岸低地の９地点において最大深さ８ｍまで掘削を行った。低地地下の表層は主に標高約１～-１ｍ に分布する有機質粘土層、標高約-１～-６ｍ に分布するシルト～砂質粘土層からなる。有機質粘土層中にはイベント砂層が挟在し、層相・層序及び放射性年代測定に基づいて、コア間で対比可能な４層（下位から順に Sand 1、2、3、4）を認定した。Sand 1は最も海側の地点から約 400m 内陸（現海岸線から約１km）まで連続して堆積しているとみられ、下位の砂質粘土層とは明瞭な地層境界で接する。Sand 1、2、3、4 の堆積年代はそれぞれ、約 4440～5980 cal yBP、約 4560～3730 cal yBP、約 3700～3490 cal yBP、約 3410～2440 cal yBP と推定された。一方、約 930～2440 cal yBP に堆積したこれらより上位の地層中には明瞭なイベント砂層が見られない。

これらのイベント砂層の珪藻化石分析結果は、淡水性珪藻がほぼ 100%を占め、海～汽水生珪藻がほとんど含まれない。したがってイベント砂層が洪水によりもたらされた可能性も否定はできないが、本低地には小規模な河川しか存在せず周囲を丘陵に囲まれ洪水が発生しにくいという地形条件があり、イベント砂層が海側にのみ分布することを考慮すると、これらは海からの遡上流、津波もしくは高潮により堆積した可能性がより高いと考えられる。

【四万十町】(谷川ほか, 2017)

標高１～1.5m の海岸低地の３地点において深さ最大 20m まで掘削を行った結果、低地地下は深さ約 13～17m までおもにシルト及び粘土層からなり、深さ約 1.5m より下位

は多くの貝化石を含んでいることが明らかになった。深さ約 1.5～２ｍには層厚約 40cm の厚いイベント砂層が見られ、堆積学的特徴および調査地の地形条件から津波もしくは高潮による突発的な強い流れにより堆積した可能性が高い。その堆積年代は西暦約 410～550 年と推定される。このイベント砂層より上位には西暦 1650 年頃までの地層が分布するが、その中にイベントを示す堆積物は確認されなかった。

【黒潮町】

海岸から約 1.8km 内陸（下田の口）と約 500m 内陸（入野）の標高２～４ｍの海岸低地の８地点において深さ最大４ｍまで掘削を行った。下田の口地区でジオスライサーにより採取した堆積物は深さ約３ｍ まで主にシルトおよび固くしまった粘土層からなり、３層のイベント砂層が挟在する。最上位の層厚約 10cm のイベント砂層は下限に明瞭な地層境界をもち、約 300 cal BP 以降に堆積したとみられる。ただし表層の盛土に非常に近く、耕作など人為的擾乱の影響も考慮する必要があり、このイベント砂層が自然に堆積したものかどうかは現時点では判断できない。また、上位から２つめのイベント砂層は約 2920～1290 cal yBP に堆積したとみられる。

入野地区は深さ１～２ｍまでおもに砂層、シルト層、砂質シルト層で構成され、それらより下位では海側の浜堤に連続するとみられる砂層が主体となる。調査測線の中央部では植物片や木片などの有機物に富むシルト及び砂質シルト層が周囲より厚く堆積し、２層のイベント砂層が挟在する。これらのイベント砂層は下限に明瞭な地層境界を有し、測線上の複数の地点で確認され、津波堆積物の可能性がある。堆積年代は西暦約 700～1550 年、西暦約 1500 年以降と推定される。下田の口地区と入野地区の最上位のイベント砂層は、その堆積年代から同じイベントにより形成された可能性があり、歴史記録を参照すると 1707 年宝永地震または 1854 年安政南海地震の津波が候補となる。

【土佐清水市】

砂丘によって閉塞された低地である大岐海岸において、深さ１ｍ程度の連続柱状堆積物試料を合計 12 地点で採取した。得られた試料の肉眼観察と CT 画像観察を行った結果、泥質堆積物中に少なくとも１層のイベント堆積物が認められた。このイベント堆積物の直上および直下から得られた放射性炭素年代は、西暦 1399-1287 年、西暦 1450-1404 年、西暦 1457-1410 年という値を示した。また、深さ 80cm 程度から得られたタケノコカワニナの放射性炭素年代測定値は 440±30 yBP を示し、Marine Reservoir 効果の影響がないと仮定した場合、補正年代は西暦 1420-1610 年となる。これらの年代から、大岐海岸で見つかったイベント堆積物は、15 世紀頃に堆積したことが示された。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ西部の高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町・土佐清水市の海岸低地において掘削調査を実施し、低地地下に分布するシルトおよび粘土層中から津波により形成された可能性のあるイベント堆積物を検出した。その結果、南国市においては、約 2400～6000 年前の約 3600 年間に低地内に連続して分布する４つのイベント砂層が検出された。平均すると 800～900 年程度の間隔となる。一方、その後の約 900～2400 年前にはイベント砂層が検出されなかった。周辺の湖沼からは 2000 年前頃に通常よりも巨大な津波とされる堆積物の報告がある（岡村・松岡, 2012）が、本地域ではそのよ

うな津波の明瞭な痕跡は検出されていない。

現在のところ、高知県内の各地域で得られたイベント年代は、それぞれ推定年代幅が大きいため、地域間で明確な対比はできていない。また、歴史地震と重なる年代のイベント堆積物も確認されたが、特定の歴史地震には対比できなかった。しかしながらどの調査地域においても、地質記録から考えられる津波の頻度が歴史記録よりも低いことは明らかである。これはそれぞれの地域の地形条件にも依存するが、地質痕跡に残る規模の津波がまれにしか起こらないことを示している可能性がある。

(e) 引用文献

1) 前杢英明, 隆起付着生物の AMS14C 年代からみた室戸岬の地震性隆起に関する再検討, 地学雑誌, 110, 479-490, 2001.
2) 岡村　眞・松岡裕美, 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, 科学, 82, 182-191, 2012.
3) 寒川　旭, 遺跡で検出される地震の痕跡, 地質学論集, 58, 11-18, 2004.
4) 谷川晃一朗・宍倉正展・藤原　治・行谷佑一・松本　弾, 高知県四万十町興津における津波堆積物調査（予報), 活断層・古地震研究報告, 17, 31-38, 2017.
5) Tanigawa K, Shishikura M, Fujiwara O, Namegaya Y, Matsumoto D., Mid-to late-Holocene marine inundations inferred from coastal deposits facing the Nankai Trough in Nankoku, Kochi Prefecture, southern Japan, The Holocene, 28, 867-878, 2018.

⑤ 陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（九州・南西諸島沿岸）

(a) 業務の要約

南海トラフよりも西側の日向灘からさらに南西諸島海溝における地震・津波履歴を解明することは、南海トラフ地震との大連動の有無を検証する上で重要である。このため、九州東部沿岸と南西諸島北部の喜界島で津波堆積物と隆起痕跡の調査を行った（図３－７－（３）－⑤－４)。

九州東部では、日向灘に面した大分県南部から宮崎県、鹿児島県北部にかけて、津波堆積物の調査に適した候補地を選定するため、海岸付近の低地を踏査し、周辺の地形などの観点から宮崎県北部の日向市と宮崎県南部の串間市において掘削調査を実施した。日向市における掘削調査では、海岸付近の低地に設定した調査範囲の全域にわたり、表層１ｍ程度がほぼ砂層からなることが明らかとなり、津波堆積物と考えられるイベント層は認められなかった。串間市における掘削調査では、表層３ｍ程度の泥質堆積物の中に津波堆積物と考えられるイベント層が少なくとも１枚認められ、その発生年代は約 4800～4200 年前であることが明らかとなった。

南西諸島北部の奄美群島に属する喜界島では、従来から隆起速度の早い地域として知られているが、その隆起様式については諸説あるため、サンゴ・マイクロアトールを用いて連続的な相対的海水準変動の復元から地殻変動を解明するための調査を行った。島の北部, 東部, 南部でそれぞれ現成のマイクロアトールの調査を行った結果、最近 132 年間は地殻がほぼ安定しており、定常的な隆起は生じていないことが明らかになった。

さらに島の北部で離水マイクロアトールを発見し、その分析から 14 世紀から 17 世紀にかけての間の少なくとも 237 年間は地殻がほぼ安定し、その後 16〜17 世紀に少なくとも 20〜25cm の相対的海水準低下を伴う離水イベント（おそらく地震性隆起）が起こっていることが明らかになった。

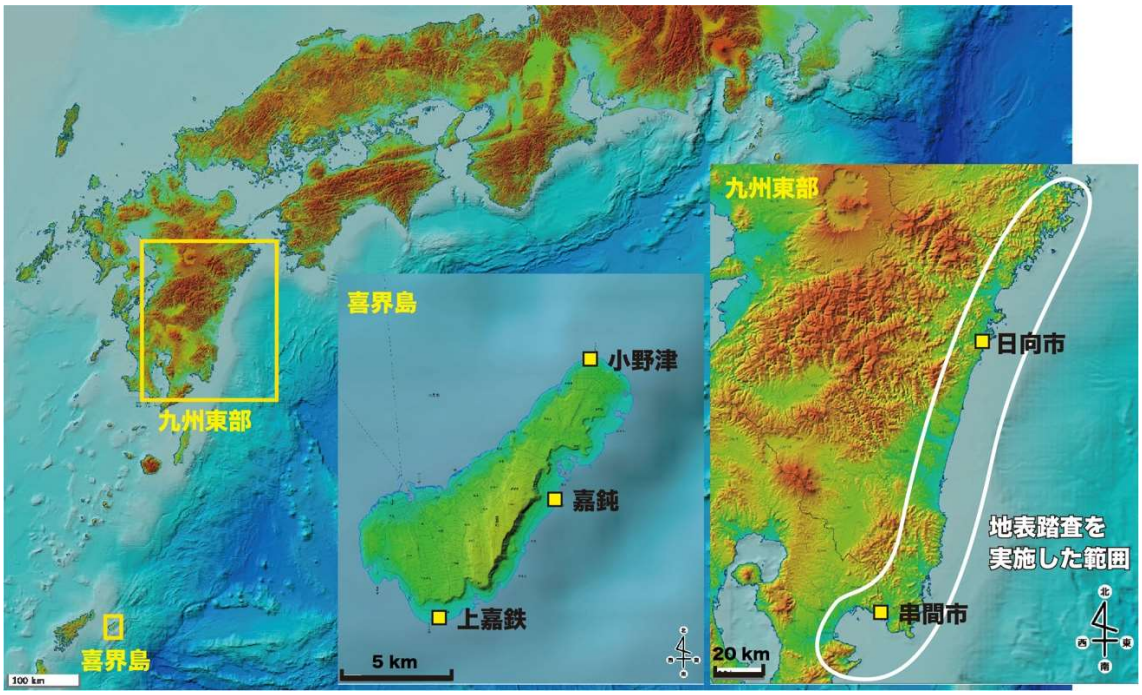


図３－７－（３）－⑤－４　日向灘・九州東部および南西諸島北部・喜界島における調査範囲。地理院タイルを使用。

(b) 業務の実施方法

【九州東部】

日向市では、地層中から津波堆積物を検出する調査に最も適した場所として海岸砂丘（お倉ヶ浜）の背後に分布する海岸低地を調査地として選定した。堆積物の層相確認とイベント堆積物の検出を目的として、ハンドコアラー（48 地点）およびハンディジオスライサー（２地点）を用いて表層１ｍ程度の掘削調査を実施した。さらに採取した堆積物試料の層相の観察および放射性炭素年代測定を６件実施した。なお、堆積物の堆積年代の推定には、泥質堆積層から抽出した種や葉などの植物化石の年代を用いた。

串間市では、志布志湾に突き出た一里崎にある狭い谷底平野において、人力による掘削機器（ハンディコアラー）を用いて深さ３ｍ程度までの堆積物の柱状試料を５地点で採取した。採取した試料は、肉眼による詳細な観察を行い、堆積物試料を適宜分割した。分割した試料はふるいで洗浄し、実体顕微鏡下で観察しながら種子や葉などの植物遺骸を拾い出した。拾い出した植物遺骸試料を用い、放射性炭素年代測定を 13 件実施した。

【南西諸島北部】

喜界島は間欠的な地震性隆起によって形成されたと考えられる完新世海岸段丘が発達しており、古くから地震履歴に関する研究が行われてきた（中田ほか、1978 など）。

しかし完新世海岸段丘の成因について、地震性の隆起よりむしろ定常的な隆起が主な要因とするシミュレーション結果もある（Shikakura, 2014）。そこで亜熱帯～熱帯地域において過去の地殻変動の復元に有効なサンゴ・マイクロアトールを用いて、喜界島の長期的な地殻変動と地震履歴の解明を試みた。サンゴ・マイクロアトールは、ハマサンゴ属がつくる円筒形状のサンゴ群体で、その頂面が低潮位を示す。毎年成長して径を拡大していくが、その過程において海面の変動に敏感に反応してレベルを変化させるため、年単位の地殻変動を復元することができる（Meltzner and Woodroffe, 2015）。そこで喜界島北部の小野津地区、東部の嘉鈍地区、南部の上嘉鉄地区の３地域において、それぞれ現成および離水サンゴ・マイクロアトールの形状を観察し、トータルステーションによる断面測量と VRS-RTK を用いた GNSS 測量を行った。また離水サンゴ・マイクロアトールについては断面のブロック試料を採取し、CT スキャンによる画像を取得した。CT スキャン画像からサンゴの年縞を読み取り、水平方向の成長速度を見積もった上で、断面試料のない現成マイクロアトールについて、直径からおおよその成長年数を推定した。さらに一部の試料について放射性炭素年代測定を行った。

(c) 業務の成果

【九州東部】

日向市の海岸低地においてハンドコアラーによる掘削を 48 地点、ハンディジオスライサーによる掘削を２地点で実施した結果、この海岸低地の堆積物の層相はほとんどの地点で表層付近の耕作土を除き深さ約１ｍまでおもに淘汰の良い細粒砂で構成されているが、広範囲にわたって確認できるような津波堆積物は認められなかった。ただし、ハンディジオスライサーによる調査地点付近では表層付近にやや有機質な泥が分布し、その中に層厚 10～20 cm の細粒砂層がみられた。現時点でこの砂層が津波で形成されたものかどうかは不明だが、放射性炭素年代測定の結果、この泥層中の細粒砂層は AD1485 年から現在までの間に形成されたことが明らかになった。

宮崎県串間市においてハンドコアラーによる掘削を５地点で実施した結果、表層の耕作土を除いて、深さ２ｍ程度までは有機質粘土層、深さ２ｍよりも深いところでは泥炭が分布し、これらの中に側方に連続する複数のイベント層が確認された。このうち、深さ２～2.5 ｍ程度に位置するイベント層（下部イベント層）はパミスからなる層厚１cm～数 cm 程度の層が２～３枚断続的に累重していた。また深さ１～1.5m程度に位置するイベント層（上部イベント層）は、石英や長石を主体とした細粒～中粒砂からなる層厚１cm～数 cm 程度の層が１～４枚断続的に累重していた。下部イベント層を挟んで下位の泥炭層から上位の粘土層に堆積相が変わることから、イベントの前後で堆積環境が変化したことが示唆される。また放射性炭素年代測定から下部イベント層は約 4800 年～4200 年前に形成されたと考えられる。本調査地から南東に約３km 離れた場所では、Yamada et al. (2019) が約 4600 年前に形成された軽石質津波堆積物を報告しており、本調査地の下部イベント層と対比できると考えられる。一方、上部イベント層は現時点では津波で形成されたものかどうか不明だが、放射性炭素年代測定から約 2300 年前以降に形成されたと考えられる。

【南西諸島北部】

喜界島沿岸の踏査の結果、北部の小野津地区、東部の嘉鈍地区、南部の上嘉鉄地区の３地点でそれぞれ複数個体の現成サンゴ・マイクロアトールを発見した。さらに北部・小野津地区では離水サンゴ・マイクロアトールを１個体発見した。

離水サンゴ・マイクロアトールは頂面がほぼ水平で、現成サンゴ・マイクロアトールに対して 20～25cm 高く、長径は 540cm（半径 270cm）であった。中心付近から採取した試料の放射性炭素年代は AD1305-1425、縁辺部付近から採取した試料は AD1490-1650 の ^{14}C 年代をそれぞれ得た。さらにブロック状にサンプルを採取して CT スキャン画像を取得し、水平方向への成長が明確な 260 cm の範囲で年縞を計数したところ、237 年分が確認でき（平均約 1.1 cm/年の成長速度）、放射性炭素年代と調和的である。これは 14 世紀から 17 世紀にかけての間の少なくとも 237 年間は地殻がほぼ安定し、その後 16～17 世紀に少なくとも 20～25cm の相対的海水準低下を伴う離水イベント（おそらく地震性隆起）が起こっていたと解釈される。

北部の小野津地区と東部の嘉鈍地区でそれぞれ現成サンゴ・マイクロアトールについて、トータルステーションによる断面測量と VRS-RTK を用いた GNSS 測量を実施した。その結果、北部の現成マイクロアトールはいずれも頂面の高度が-1.01～-1.07 m（TP）でほぼフラットであり、最大のものは半径が 78.8 cm であった。離水サンゴ・マイクロアトールから算出した成長速度からみて、過去約 72 年間はほぼ海面は安定していたと言える。東部で確認した現成サンゴ・マイクロアトールのうち最大のものは半径 145.6 cm で、高度は-1.06 m（TP）～-1.20 m（TP）の間で若干の凹凸もあり、外縁部がやや盛り上がっている。これについても過去約 132 年間、海面はほぼ安定していたが、10 cm 程度以内の若干の変動があった可能性も示している。いずれにしろこれらの結果から見て、喜界島は長期的かつ定常的な隆起や沈降は生じていないことを示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフよりも西側の日向灘からさらに南西諸島海溝に面する九州東部沿岸の宮崎県日向市および串間市、南西諸島北部の喜界島において、津波堆積物と隆起痕跡の調査を行った。その結果、日向市では広範囲にわたって確認できるような津波堆積物は認められなかった。ただし一部の地点では泥層中に AD1485 年から現在までの間に形成された細粒砂層が確認された。この砂層については、さらに広域で確認し、堆積物の詳細な観察や微化石分析等の各種分析を実施することによって、津波起源かどうかを検討する必要がある。一方、串間市では側方に追跡可能な複数のイベント層が確認され、約 4800 年～4200 年前と約 2300 年前以降の年代を示す。これらのうち前者は既存の研究で報告されている津波によって形成されたものである。また後者のイベント層は、堆積物の詳細な観察や各種分析を実施することによって、津波起源かどうかを検討する必要がある。

喜界島では海水準変動の指標となるサンゴ・マイクロアトールを用いて地殻変動の復元を行った。北部の小野津地区において、現成サンゴ・マイクロアトールから 20～25cm の高さに AD1305-1425 から AD1490-1650 にかけて 237 年かけてほぼ水平方向に成長した離水マイクロアトールを発見した。また東部の嘉鈍地区で発見した現成サンゴ・マイクロアトールは半径 145.6 cm あり、最近 132 年かけてほぼ水平に成長しているこ

とが明らかになった。このことから 14 世紀頃以降は地殻がほぼ安定し、16〜17 世紀に少なくとも 20〜25cm の相対的海水準低下を伴う離水イベント（おそらく地震性隆起)が生じたものの、その後も現在まで地殻はほぼ安定していることが明らかになった。したがって一般的な海溝沿いのプレート間地震のサイクルで見られる地震間の定常的な隆起や沈降は、少なくとも過去 600 年程度の期間においては生じていない可能性が高い。

以上のように、これまでの調査結果から見ると、日向灘や南西諸島海溝北部に面する海岸では今のところ南海トラフ沿いの津波と対比されうる地質痕跡は見つかっておらず、いわゆる大連動の証拠は見つかっていない。そもそもイベント堆積物自体があまり見つかっていない状況であり、過去に巨大津波がなかったのか、あっても保存されていないのかを検証していく必要がある。

(e) 引用文献

1) Meltzner A. J. and Woodroffe C. D., Coral microatolls, (Shennan, I., Long A. J., & Horton B. P., Ed.), Handbook of Sea‐Level Research, 125-145, 2015.
2) 中田高, 高橋達郎, 木庭元晴, 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動, 地理学評論, 51-2, 87-108, 1978.
3) Shikakura, Y., Marine terraces caused by fast steady uplift and small coseismic uplift and the time-predictable model: Case of Kikai Island, Ryukyu Islands, Japan, Earth and Planetary Science Letters, 404, 232-237, 2014.
4) Yamada, M., Fujino, S., Chiba, T., Goto, K., Goff, J., Redeposition of volcaniclastic sediments by a tsunami 4600 years ago at Kushima City, south-eastern Kyushu, Japan. Sedimentology, 2019, doi: 10.1111/sed.12547.

3.8 広帯域地震活動研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　「広帯域地震活動研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	篠原　雅尚
	教授	小原　一成
	教授	塩原　肇
	准教授	酒井　慎一
	准教授	望月　公廣
	助教	一瀬　建日
	外来研究員	山田　知朗
	技術専門職員	八木　健夫
	技術職員	阿部　英二
	技術職員	西本　太郎
	技術職員	池澤　賢志
	技術職員	大塚　宏徳
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	伊藤　喜宏
国立大学法人東京海洋大学	准教授	中東　和夫
国立大学法人九州大学	准教授	松島　健
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	山下　裕亮
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	木戸　元之
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	日野　亮太
	准教授	太田　雄策
	技術職員	鈴木　秀市
国立研究開発法人海洋研究開発機構	分野長	末次　大輔
	グループリーダー	高橋　成実
	主任研究員	高橋　努
	技術研究員	伊藤　亜妃
	技術研究員	今井　健太郎
	研究員	利根川　貴志
	技術スタッフ	中島　倫也

(c) 業務の目的

南海トラフから南西諸島海溝にかけて、広帯域海底地震観測により、トラフ付近の低周波イベントの解明と地震活動の詳細な把握を行う。プレート境界のすべり特性の解明、さらには巨大地震発生域の高精度推定に寄与する。得られた成果はシミュレーション研究の項目に提供する。

(d) 7か年の年次実施業務の要約

平成 25 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を計 10 台設置し、長期海底地震観測を開始した。また、南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測に着手した。海底の水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、広帯域・高ダイナミックレンジで連続して海底水圧データを取得するためのシステム開発に必要な基礎データを実海域で取得した。

平成 26 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、同じ海域に設置した。また、南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続して実施した。海底の水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、広帯域・高ダイナミックレンジで連続して海底水圧データを取得するためのシステム開発に必要な基礎データの取得を継続して実施した。

平成 27 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、日向灘に設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続した。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析を進め、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるためのデータ処理・解析手法の検討を進めた。

平成 28 年度：

南海トラフ西部の領域（日向灘）において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、同じ海域に半径 3.5km の円状アレイを２セット作成し、計８台を設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続した。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析を進め、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるためのデータ処理・解析手法の検討を進めた。

平成 29 年度：

南海トラフ西部の領域に設置されていた海底地震圧力計を回収した。また、長期観測型海底地震（圧力）計 10 台を南西諸島海溝域に設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続した。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象による変動を抽出し、これら現象のモデル化の検討を進めた。

平成 30 年度：

南西諸島海溝域において、海底地震(圧力)計 10 台程度の回収・再設置を実施した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続した。試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、

津波の励起と伝播に関連する現象による変動を抽出する一方で、海底水圧データに含まれる誤差要因の検討を行い、観測された現象のモデル化の検討を進めた。

平成 31 年度（令和元年度）:

南海トラフ・南西諸島海溝の領域において実施してきた長期観測型海底地震計・水圧計を用いた地震観測を終了した。これまでの海底観測により得られたデータを解析し、南海トラフ・南西諸島海溝領域の観測期間内における超低周波地震・低周波微動を含む地震活動についてまとめた。ブイシステムを用いた海底水圧試験観測についてもシステムの概要と得られたデータの評価をまとめた。

(e) 平成 31 年度（令和元年度）業務目的

南海トラフ・南西諸島海溝の領域において実施してきた長期観測型海底地震計・水圧計を用いた地震観測を終了する。これまでの海底観測により得られたデータを解析し、南海トラフ・南西諸島海溝領域の観測期間内における超低周波地震・低周波微動を含む地震活動についてまとめる。ブイシステムを用いた海底水圧試験観測についてもシステムの概要と得られたデータの評価をまとめる。

(2) 平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測

(a) 業務の要約

豊後水道において約６年に１回の頻度で発生するスロースリップイベントに同期して発生することが知られている日向灘の浅部超低周波地震活動域では、低周波微動が頻繁に発生することが明らかになってきた。そこで、浅部超低周波地震や低周波微動発生域直上で長期海底地震観測を実施し、浅部超低周波地震・低周波微動活動とスロースリップイベントの関係を明らかにする。昨年度、日向灘より南の南西諸島海溝域における活動の連続性等を検証するため、南西諸島海溝・トカラ列島北東沖に新たに設置した長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域型海底地震計を回収した。回収された海底地震計からは、良好な波形データが取得された。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ沿いでは、ほぼ 100 年周期でマグニチュード８クラスの地震が繰り返して発生していることが歴史記録から推定されている（Ando, 1975;Mochizuki and Obana, 2003)。1944 年と 1946 年の地震では、地震学的データにより、震源域の推定が行われている（例えば、Kanamori, 1972; Ishibashi, 1981)。南海トラフ近傍では、超低周波地震・低周波微動（スロー地震）が発生することが知られており（Ito and Obara, 2006)、その発生メカニズムの解明と、地震発生との関係が注目されている。紀伊半島沖南海トラフ付近の超低周波地震が、陸側のプレートとフィリピン海プレートの境界付近で発生していることが明らかにされている（Sugioka et al., 2012)。発生が想定されている南海トラフ沿いの大地震の震源域西部である豊後水道から日向灘、さらには隣接する南西諸島海溝域北部では、これまでにスロー地震を目的とした海底地震観測はあまり行われておらず、活動の詳細は明らかになっていなかった。そこで、

南海トラフ西方に位置する浅部低周波微動活動域に長期観測型海底地震計（金沢ほか、2009）や圧力計付き広帯域型海底地震計（塩原ほか、2014）を設置し、低周波微動・超低周波地震活動の時空間分布を明らかにするとともに、これらの活動の背景にあると考えられるスロースリップに伴う地殻変動を観測することを目的とした広帯域地震・測地観測ネットワークを形成した。

(c) 業務の成果

南海トラフから南西諸島海溝域北部にかけて、トラフ付近の低周波イベントの解明と地震活動の詳細な把握を行い、プレート境界のすべり特性の解明、さらには巨大地震発生域の高精度推定に寄与することを目的として、南西諸島海溝北部・トカラ列島北東沖の領域に前年度に設置した長期観測型海底地震計（図３－８－（２）－①－１、表３－８－（２）－①－１）を回収した（写真３－８－（２）－①－１）。今年度回収した長期観測型海底地震計には、小型広帯域地震計を搭載した長期観測型海底地震計（Shinohara et al., 2018）が含まれる。本回収作業には海洋研究開発機構「白鳳丸」の KH19-J02C 航海（2019 年９月４日東京有明出港、同年９月 21 日清水港入港）を利用した。回収された海底地震計からは良好な記録が取得された。

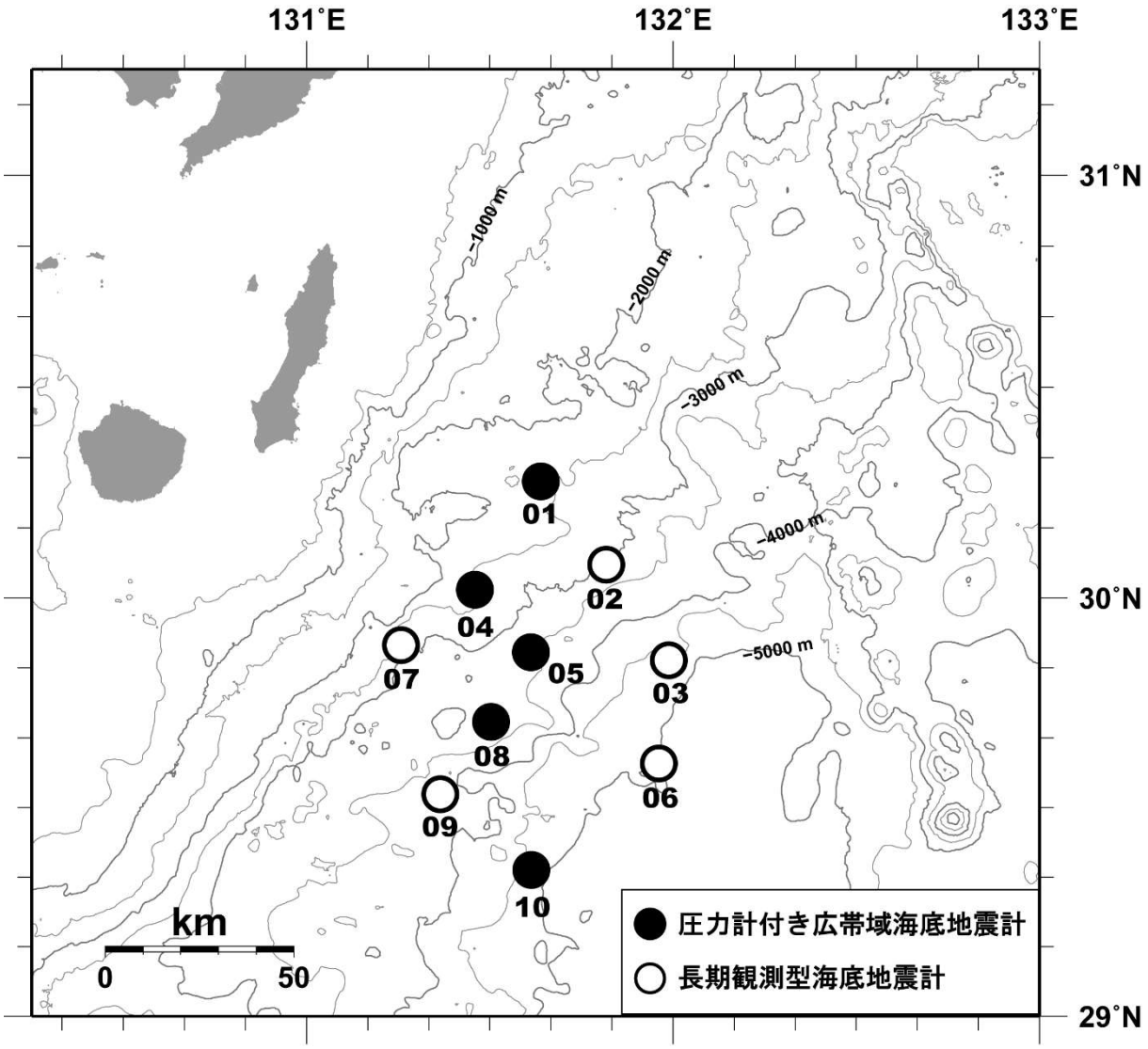


図３－８－(２)－①－１　海底地震観測点（2018 年９月設置）

2018 年度に設置を行った長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域型海底地震計の位置。

写真３－８－(２)－①－１　回収された海底地震計

表３－８－(２)－①－１　2018 年から 2019 年に観測した海底地震計位置

観測点名	Tr コード	緯度		経度		水深
		度	分	度	分	m
C01	*800*	*30*	*16.610*	*131*	*38.366*	*2717*
C02	658	30	04.762	131	49.056	3148
C03	713	29	51.111	131	59.329	4876
C04	*801*	*30*	*01.136*	*131*	*27.581*	*2525*
C05	*811*	*29*	*52.221*	*131*	*36.729*	*3442*
C06	663	29	36.293	131	57.655	5168
C07	684	29	53.248	131	15.484	3001
C08	*810*	*29*	*42.267*	*131*	*30.266*	*3349*
C09	668	29	31.928	131	21.890	3835
C10	*803*	*29*	*21.039*	*131*	*36.833*	*4759*

＊ 斜字は広帯域海底地震計

＊＊ C02 は小型広帯域地震計を搭載した長期観測型海底地震計

(d)　結論ならびに今後の課題

トカラ列島北東沖において、2018 年度に設置した長期観測型海底地震計と圧力計付き広帯域海底地震計の回収作業を行った。

(e) 引用文献

Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historicalearthquakes along Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, 27(2), 119-140, doi:10.1016/0040-1951(75)90102-X, 1975.

Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 5, 129-139, 1972.

金沢敏彦・篠原雅尚・塩原肇, 海底地震観測の最近の進展 ― 海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について－, 地震２, 61, S55-S68, 2009.

Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, In Simpson, D.W. and P.G. Richards eds.: Earthquake prediction: An international review, Maurice Ewing Series 4. AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.

Ito, Y. and K. Obara, Dyanmic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 33, L02311, 2006.

Mochizuki, K., and K. Obana, Seismic Activities along the Nankai Trough, Bull. Earthq. Res. Inst., 78, 185-195, 2003.

塩原肇・篠原雅尚・中東和夫、観測帯域拡大への高精度圧力計付き広帯域海底地震計の開発、海洋調査技術、26 (2), 1-17, 2014.

Shinohara, M., T. Yamada, H. Shiobara, Y. Yamashita, Development and Evaluation of Compact Long-term Broadband Ocean Bottom Seismometer, 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Ocean, doi:10.1109/OCEANSKOBE.2018.8559338, 2018

Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao, Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, doi:10.1038/NGE01466, 2012.

② 南西諸島海溝域北部における低周波微動活動

(a) 業務の要約

2017 年度より、南海トラフ西部の日向灘よりさらに南の南西諸島海溝域北部における活動の連続性等を検証するため、日向灘に隣接する南西諸島海溝・種子島東方沖に長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域型海底地震計が設置され，観測が開始された。本年度は 2018 年度に南西諸島海溝域北部・トカラ列島北東沖に設置された海底地震計を回収し、収録されたデータから低周波微動に関する解析を実施した。観測期間中の 2018 年 12 月～2019 年２月、2019 年６月、2019 年８月～９月には、浅部低周波微動と超低周波地震活動が観測網周辺で発生した。広帯域型海底地震計５台には圧力計が取り付けられていたが、観測期間中のスロー地震活動において、圧力計の記録からはスロースリップに伴うと考えられる明瞭な地殻変動は現時点で検出できていない。

(b) 業務の実施方法

豊後水道周辺域では、スロースリップイベントが約６年に１回の頻度で発生していることが知られている（Hirose et al., 2010)。このスロースリップイベントに関連して、海溝軸よりの領域で、浅部超低周波地震活動が発生していることが明らかになっている（Hirose et al., 2010; Asano et al., 2015)。一方、近年、浅部超低周波地震活動域直上での広帯域海底地震計を用いた海底観測が行われ、活動の詳細が推定されている（Sugioka et al., 2012)。足摺沖から日向灘にかけての海溝近傍における短周期海底地震計アレイによる地震観測により、このような浅部超低周波地震活動と同期する形で浅部低周波微動が発生することが明らかになった（Yamashita et al., 2015)。この微動活動は時間変化とともに発生領域の移動がみられ、スロースリップイベントの発生との関係が示唆される結果が得られている。そこで、南海トラフ西方において、海底観測データから、低周波微動の時空間分布を明らかにするとともに、これらの活動の背景にあると考えられるスロースリップとの関係を把握する。

日向灘より南の南西諸島海溝域においても、日向灘と同様のスロー地震活動の発生が指摘されており、これらの活動の連続性や、日向灘との違いなどを明らかにするため、2017 年度に観測を実施した南西諸島海溝域北部の種子島東方沖に海底地震計を設置した。2018 年度は 2017 年度のさらに南側のトカラ列島北東沖に海底地震計を設置した。今年度は、2018 年度に設置した海底地震計を回収し、取得したデータの解析を開始した。なお，トカラ列島北東沖における長期海底地震観測は、これまでに実施されておらず、活動の詳細は明らかになっていない。

(c) 業務の成果

回収された海底地震計は良好なデータを取得できており、2018 年 12 月～2019 年２月、2019 年６月、2019 年８月～９月に浅部低周波微動と超低周波地震活動が確認できた。このうち 2018 年 12 月～2019 年２月の活動は非常に活発であった（図３－８－（２）－②－１)。また, 2019 年８月～９月の活動は, 観測終了時においても継続中であった。

観測期間中のスロー地震活動のうち浅部低周波微動活動について、エンベロープ相関法（Obara, 2002; Yamashita et al., 2015）による震源決定を行った。昨年度までの成果から日向灘から種子島東方沖まで連続していた浅部低周波微動活動域は，トカラ列島北東沖においてもおおよそ連続する形で活動域が広がっていることが明らかとなった（図３－８－（２）－②－２)。ただし、観測網の北部においての活動頻度は低く、震源決定の精度を考慮すると種子島東方沖とトカラ列島北東沖の間には浅部低周波微動活動域のギャップが存在している可能性もある。

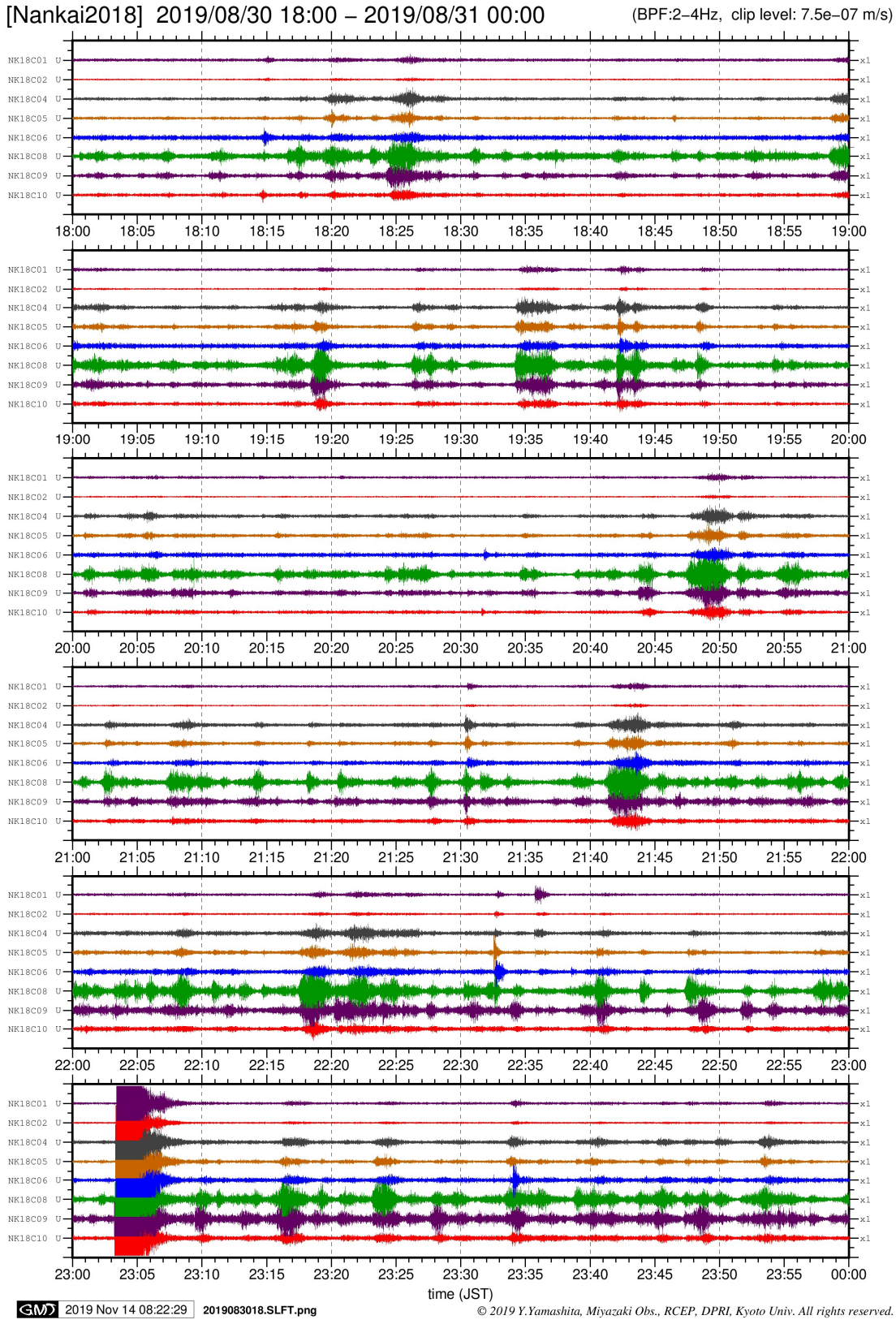


図３－８－(２)－②－１　2019 年８月 30 日 18 時～23 時台の波形記録例

各海底地震計の上下動成分に２－４Hz のバンドパスフィルターをかけている。記録されているイベントはいくつかの通常の地震を含むものの、ほぼ浅部低周波微動のシグナルである。

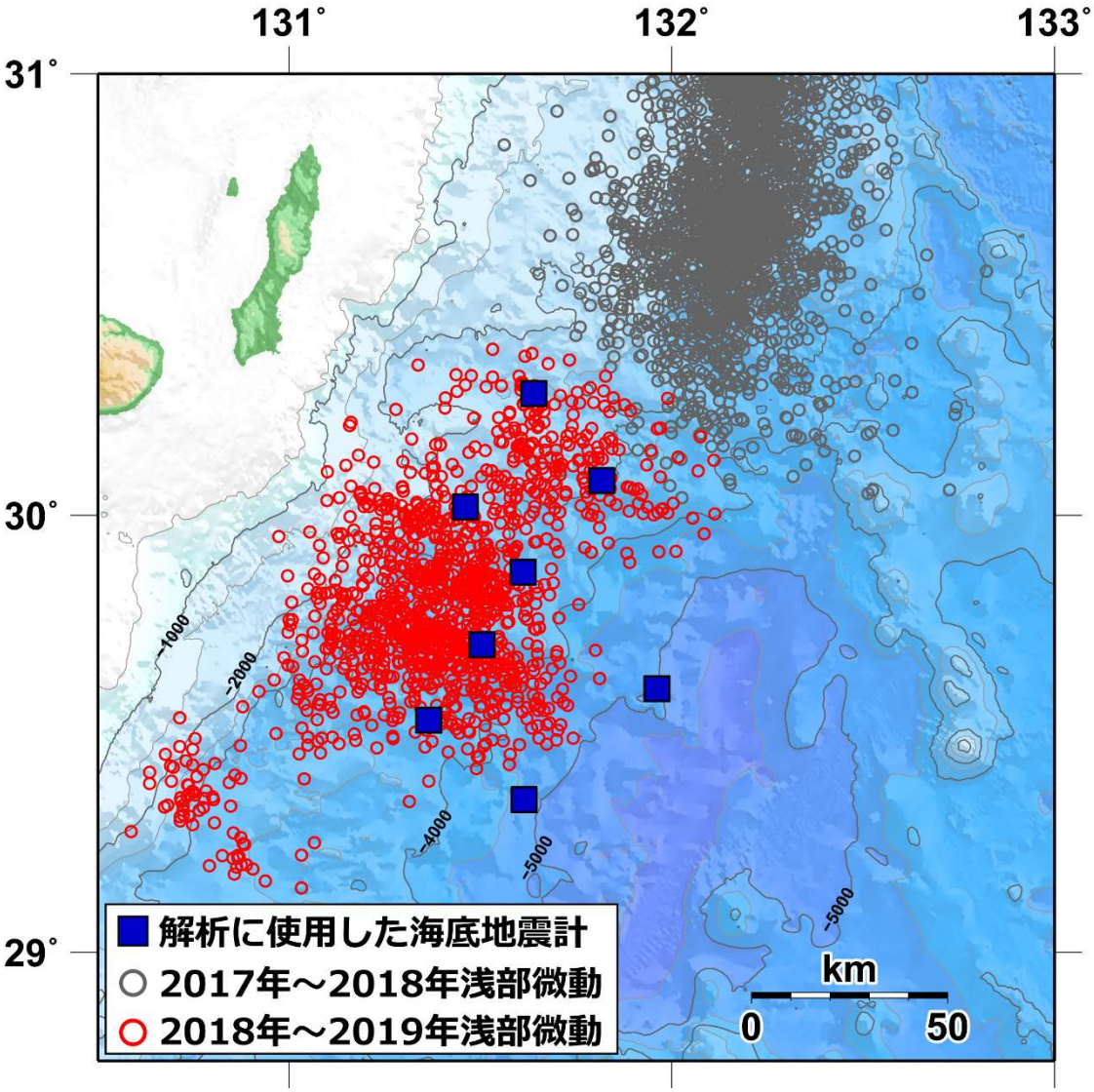


図３－８－(２)－②－２　エンベロープ相関法によって求められた浅部低周波微動の震央分布（赤丸）。灰色は 2017 年～2018 年（前年度）の観測網で観測された浅部微動、青四角は解析に使用した海底地震観測点の位置を表している。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度回収した海底地震計では、トカラ列島北東沖における初めての長期連続観測による良好な波形データを取得することができた．観測期間中の３回の浅部低周波微動活動について震源決定を行い、この領域における浅部低周波微動活動の分布を初めて明らかにする事ができた。前年度解析を行った種子島東方沖の浅部低周波微動活動との明瞭な連続性は，現時点において確認できておらず、両海域の間には浅部低周波微動活動域のギャップが存在している可能性がある。

(e) 引用文献

Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. & Ito, Y., Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 42, 331-

338, doi:10.1002/2014GL062165, 2015.
Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S. & Maeda, T., Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, Science, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102, 2010.
Obara, K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao, Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, doi:10.1038/NGE01466, 2012.
Yamashita, Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirao, K. Umakoshi, H. Miyamachi, M. Nakamoto, M. Fukui, M. Kamizono, H. Kanehara, T. Yamada, M. Shinohara, and K. Obara, Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, Science, 348 (6235), 676-679, doi:10.1126/science.aaa4242, 2015.

③ 南西諸島沖における浅部超低周波地震の震源位置の推定

(a) 業務の要約

陸域に展開された稠密地震観測網によって、日向灘から南西諸島沖の浅部プレート境界において浅部超低周波地震が発生することが知られている（Hirose et al. 2010; Asano et al. 2015)。本プロジェクトで実施した長期観測型海底地震観測では、2017年12月から2018年1月にかけて種子島東方沖で顕著な超低周波地震の活動を見出した。これまでにTonegawa et al.(2019)ではこれらの地震の震央位置を推定し、沈み込んだ九州パラオ海嶺との関係を議論している。本年度は、この活動の実態をより詳しく知ることを目的として広帯域海底地震計で得た波形記録にモーメントテンソルインバージョンを適用し、震源位置と震源メカニズム（断層の向きと運動方向）の推定を試みた。予備的な結果ではあるが、種子島東方沖で発生する超低周波地震は陸側プレートと沈み込むフィリピン海プレートとの境界付近またはフィリピン海プレート内で発生していると推定される。

(b) 業務の実施方法

種子島東方沖では2017年12月初旬から約二ヶ月の間に約60個の超低周波地震が検出され、それらの震央は本プロジェクトによる長期観測型海底観測網の近傍に推定されている（Tonegawa et al. 2019)。これらの地震のうち、特に良好な波形が得られている10個の地震について解析を実施した。4台の広帯域海底地震計の波形記録に0.03-0.05Hz（20-30s）のバンドパスフィルターを適用し、Nakano et al. (2008)による波形インバージョン法を用いて震源位置と震源メカニズムを推定した。グリーン関数の計算に使用する一次元速度構造モデルは、種子島東方沖における複数の速度構造を参考にして作成した。10km以浅についてはTonegawa et al. (2017)の手法により求

めた広帯域海底地震計直下の一次元 S 波速度構造を基に Brocher (2005)による経験式を用いて P 波速度を得た。10km 以深については地震波トモグラフィーにより推定された三次元 P、S 波速度構造（Yamamoto et al., 2020）を参考にした。

(c) 業務の成果

解析した 10 個の地震について得られた震源の位置を示す（図３－８－(２)－③－１)。予備的な結果ではあるが、震源は陸側プレートと沈み込むフィリピン海プレートとの境界付近またはフィリピン海プレート内に決定される。このことから、種子島東方沖で発生する超低周波地震は沈み込むフィリピン海プレートに関連する活動であると言える。震源メカニズムについては仮定する構造に依存しやすい（構造を変えると解が変わりやすい）ため、速度構造の再検討が必要であると考える。

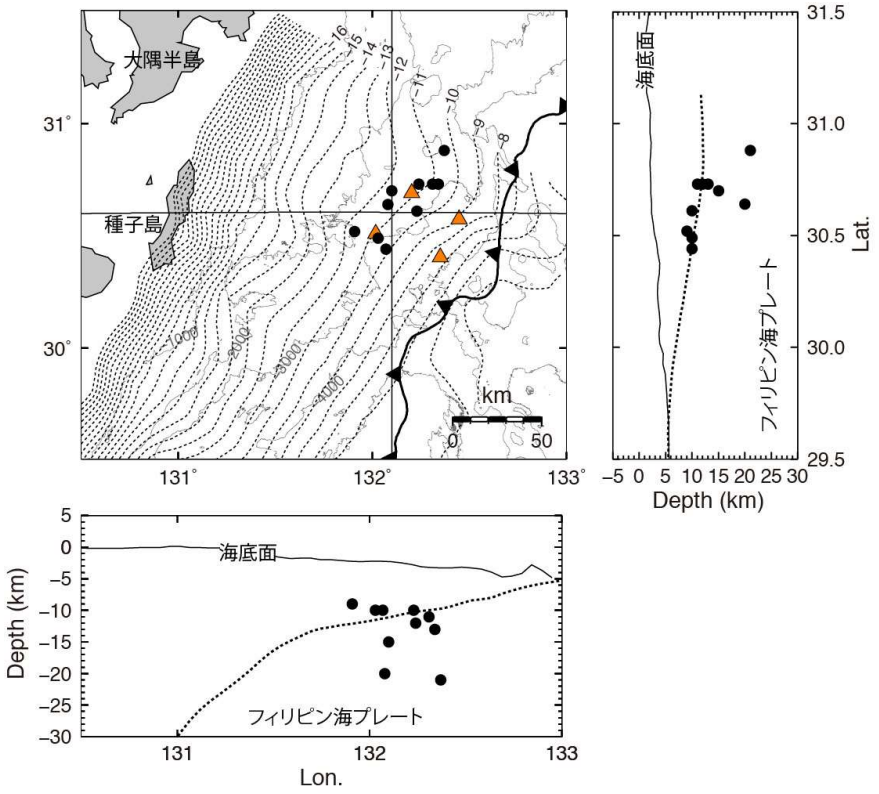


図３－８－(２)－③－１　波形インバージョンにより求められた超低周波地震の震源（黒丸)。黒点線は Yamamoto et al. (2020)によるプレート境界面の深さ分布、オレンジ三角は解析に使用した広帯域海底地震計の位置を表す。下図は緯度 30.6 度に沿った鉛直断面図、右図は経度 132.1 度に沿った鉛直断面図。

(d) 結論ならびに今後の課題

種子島沖で発生する超低周波地震は、その震源深さから沈み込むフィリピン海プレートに関連する活動であることが示唆された。解析に使用する速度構造の精査を行い信頼度の高い震源メカニズムを得ることが重要となる。また、通常の地震についても震源の再決定やメカニズム解の推定を行い、超低周波地震と通常の地震について深さ方向を含めた時空間的な関係を知ることで、沈み込み帯における超低周波地震の役割に

ついて理解が深まると考える。

(e) 引用文献

Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. & Ito, Y., Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 42, 331-338, doi:10.1002/2014GL062165, 2015

Brocher, T. M., Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust. Bull Seismol Soc Am 95 no.6 2081-2092, doi:10.1785/0120050077, 2005.

Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S. & Maeda, T., Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, Science, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102, 2010.

Nakano, M., Kumagai, H., Inoue, H., Waveform inversion in the frequency domain for the simultaneous determination of earthquake source mechanism and moment function, Geophys. J. Int., 173, 1000-1011, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03783.x, 2008.

Tonegawa, T., Araki, E., Kimura, T., Nakamura, T., Nakano, M. & Suzuki, K., Sporadic low-velocity volumes spatially correlate with shallow very low frequency earthquake clusters, Nature Communications, 8:2048, doi:10.1038/s41467-017-02276-8., 2017.

Tonegawa, T., Yamashita, Y., Ito, A., Shinohara, M., Suetsugu, D. Takahashi, T., Ishihara, Y., Kodaira, S., & Kaneda, Y., Determination of sVLFE epicenters around the subducted Kyushu-Palau Ridge from coda interferimetry, JpGU, 2019.

Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Obana, K., Miura, S., Kodaira, S., & Kaneda, Y., Plate geometry model and seismicity in the northern Ryukyu subduction zone, Japan, deduced from amphibious seismic observations, Earth and Planetary Science Letters, vol.536, doi:10.1016/j.epsl.2020.116143, 2020.

④ ブイシステムによる水圧観測

(a) 業務の要約

これまでデータ解析に使用してきた1年間の海域試験連続データ（平成26年12月9日～平成27年12月20日）の解析を行った。ブイシステムで観測される海底水圧データには、大気の情報、海面高、海水の密度等の変化が含まれる。これらの影響を正しく観測することが、海底水圧計による広帯域観測には必要である。ブイには、GPS精密単独測位データ、気圧計や風向・風速などの気象データ、表面流速や流向の海洋データを同時に連続観測できるように各種センサーを設置している。これらのデータの解析

から、捉えられた自然現象について検討した。

(b) 業務の実施方法および成果

１年間の海域試験連続データ（平成 26 年 12 月 9 日～平成 27 年 12 月 20 日）の解析を更に進めた。１年間の連続記録には数時間継続するシグナルと数日継続するシグナルがいくつか記録されていた。また、数日継続する波形にも、数日かけて最大振幅となるものと、最大振幅を示してから数日かけて振幅が減衰するものがあった。そこで、海底水圧計データや GPS 精密単独測位データに対して、2～4 分、4～8 分、8～16 分、16～32 分、32～64 分、64～128 分、128～256 分の７つのバンドパスフィルターをかけて、様々な信号の卓越周波数を確認しながら比較した（図３－８－(２)－④－１）。また、海底水圧計データを気象系センサー（風向計、風速計、気圧計、降水計、温度計、湿度計）と海洋系センサー（流速計、流向系、ブイ直下水圧計）の記録と比較し、どのような自然現象を観測できたのか確認した。

低気圧や台風などの通過による気圧の変化は、128-256 分の比較的帯域の長いシグナルと良い相関を示している（図３－８－(２)－④－２）。一方、2-4 分のシグナルとは相関を持たない。この 2-4 分のシグナルは、風力や風向とも必ずしも常に相関を持つわけではなかった。今回の１年間の海域試験での流速分布は最大でも２ノットをやや超える程度でそれほど強くなかった。そのため、海底水圧計にその影響が強く表れている様子はなかった。

このシグナルは、バンドパスフィルターの比較から、相対的に短い帯域にパワーを持ち、より長周期の帯域ではパワーを持たなくなる(図３－８－(２)－④－３)。また、このシグナルは数日間の継続時間を持ち、徐々に振幅を増していくときもあれば、逆に振幅値のピークを示した後に徐々に振幅を減衰させていくこともある。気象の変化で同じ期間に数日継続する現象はなく、流速や衛星データが示す海面温度分布をみても、数日継続するような黒潮の変動は見られなかった。このことから、このシグナルは海底もしくは海底下の現象と考えられる。同じ時間に近隣の地震・津波観測監視システム（DONET）の KMB06 観測点の海底水圧計データに対して同じデータ処理をして比較したところ、DONET データには同様のシグナルは確認できなかった。ブイの設置点からこの KMB06 観測点は 50km 程度離れているため、ブイから見て反対側の方角から伝播してきたシグナルであることを示唆している。

ブイを設置した場所の東側には、天竜海底谷と、熊野海盆の東端からの小さい海底谷が分布している。数日間継続するシグナルの候補として、海底谷を流れるタービダイトのシグナルを記録している可能性がある。Bowen et al. (1984)はカリフォルニア沖で 2-9 日間継続して混濁流が発生したこと、Stow and Bowen (1980)はカナダ沖で混濁流が 2-6 日間継続したことを報告している。今回観測したシグナルの継続時間は 3-4 日であり、これも混濁流を捉えた可能性がある。

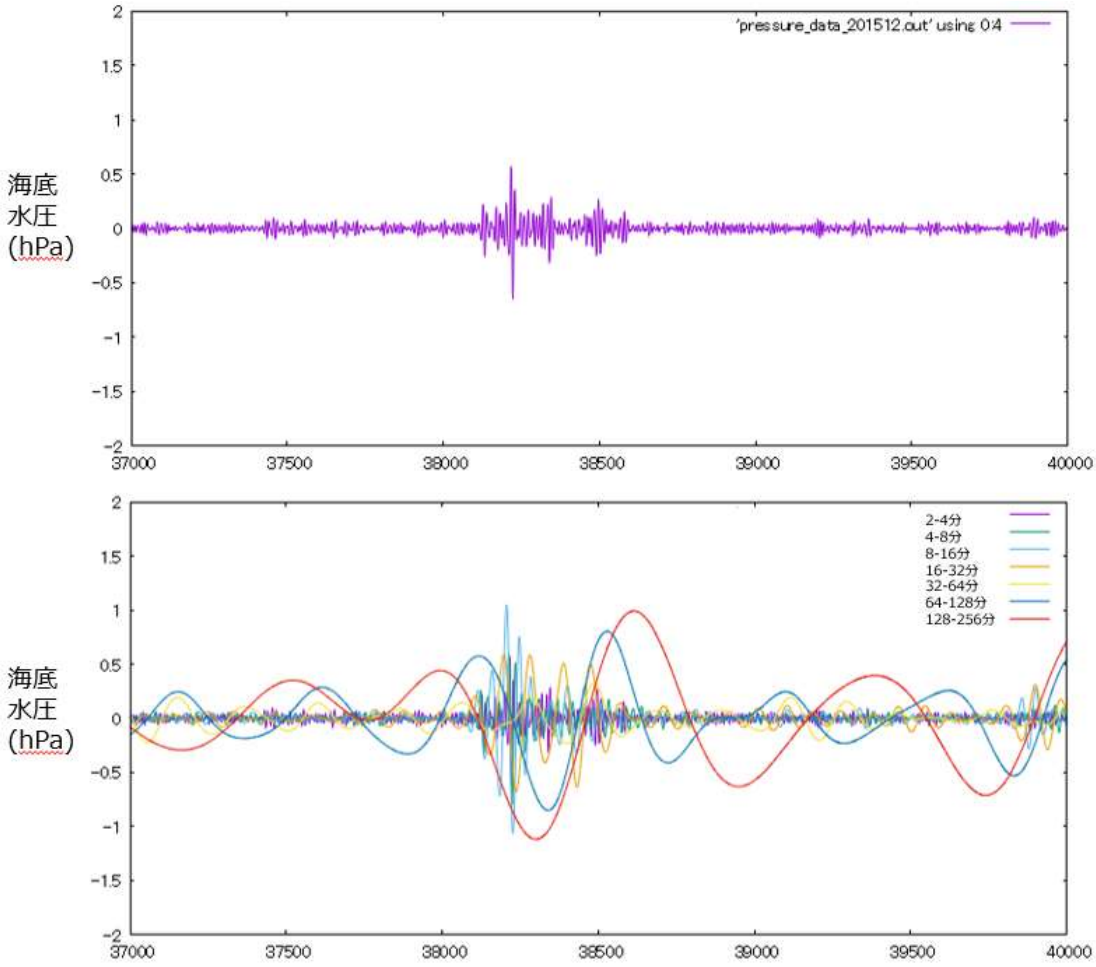


図３－８－(２)－④－１　200 分間の海底水圧計データの周波数の比較。横軸はサンプル数（15 秒間隔)、縦軸は hPa を示す。（上）2-4 分のバンドパスフィルターを適用。（下）2-4 分（紫)、4-8 分（緑)、8-16 分（水色)、16-32 分（橙)、32-64 分（黄)、64-128 分（青)、128-256 分（赤）のバンドパスフィルターを適用。

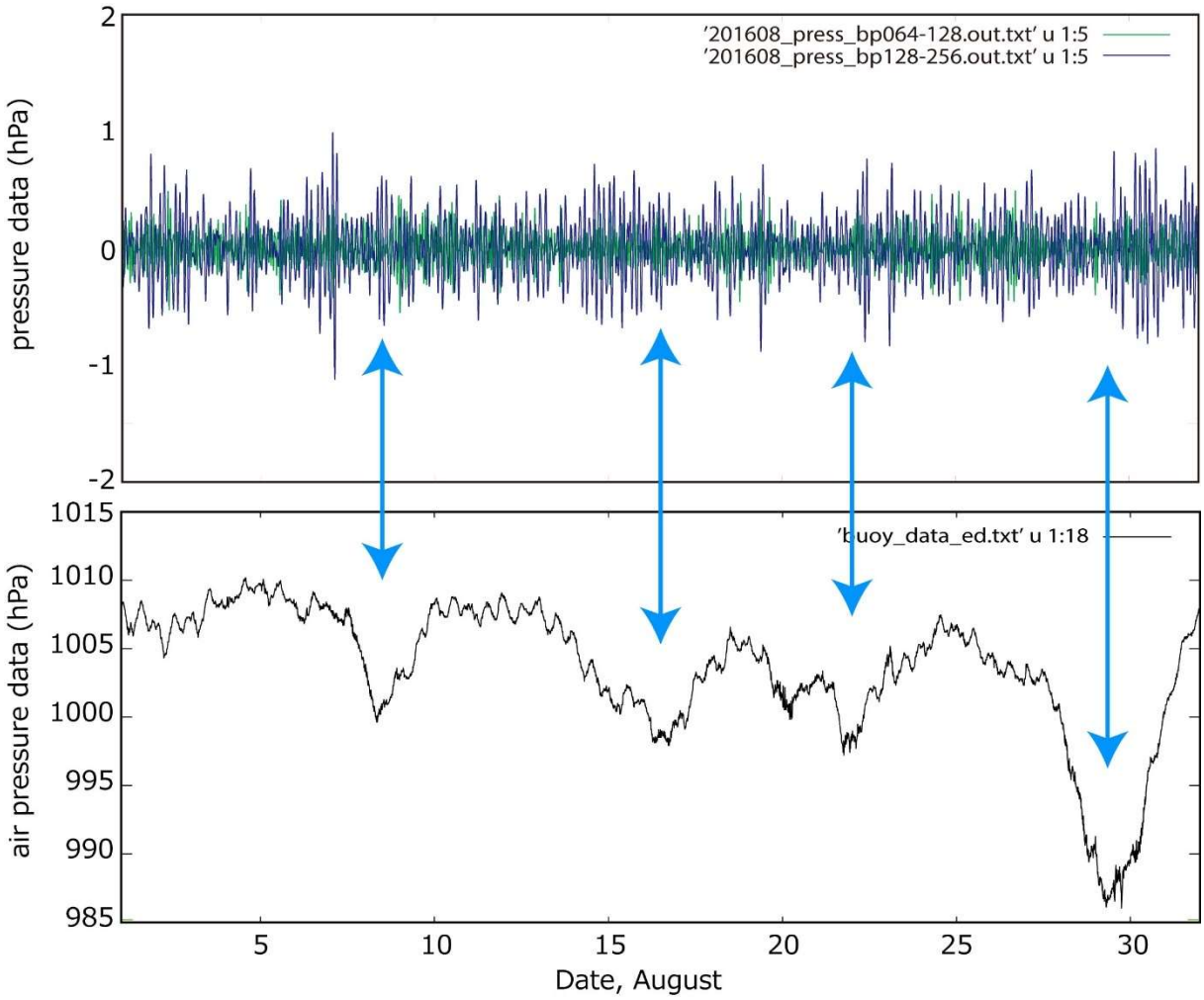


図３－８－（２）－④－２　１ヶ月間の海底水圧計と気圧計のデータ比較。横軸は８月の日にち、縦軸は hPa を示す。

（上）海底水圧計データ。64-128 分（緑）と 128-256 分（青）のバンドパスフィルターを適用した。（下）ブイ上の気圧計データ。気圧が下がっているところは、低気圧あるいは台風が通ったことを示す。

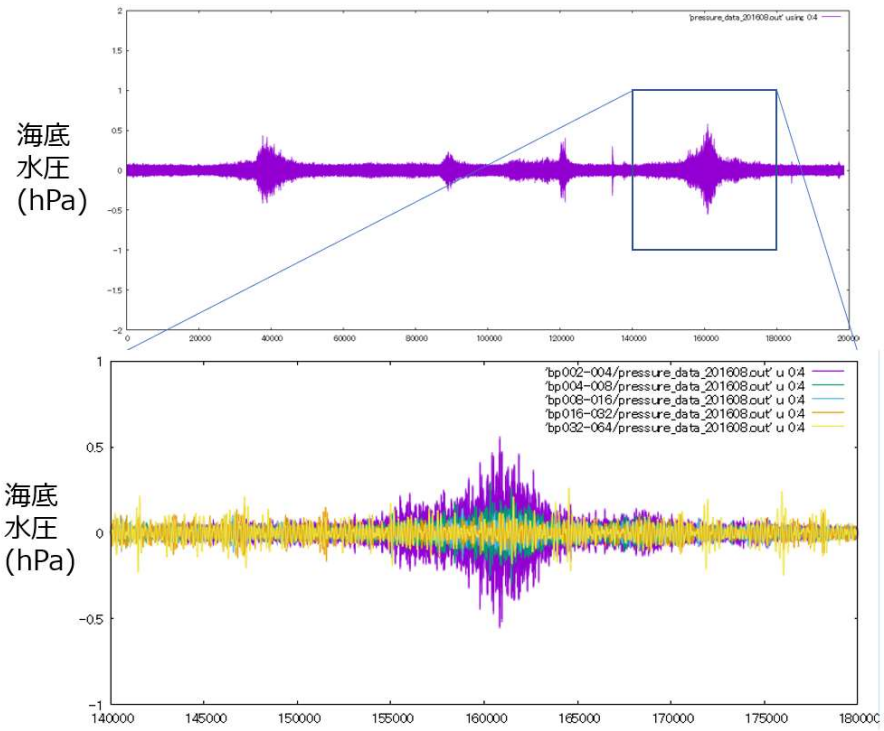


図３－８－(２)－④－３ 気象・海象データと相関をもたないシグナル。横軸はサンプル数、縦軸は hPa を示す。2-4 分のバンドパスフィルターを適用。(上) 1 か月分。(下) 拡大図。2-4 分 (紫)、4-8 分 (緑)、8-16 分 (水色)、16-32 分 (橙)、32-64 分 (黄) のバンドパスフィルターを適用。

(c) 結論ならびに今後の課題

ブイシステムで観測される海底水圧データには、大気の情報、海面高、海水の密度等の変化が含まれる。これらの影響を正しく観測することが、海底水圧計による広帯域観測には必要である。ブイには、GPS 精密単独測位データ、気圧計や風向・風速などの気象データ、表面流速や流向の海洋データを同時に連続観測できるように各種センサーを設置されている。1 年間の海域試験連続データ (平成 26 年 12 月 9 日～平成 27 年 12 月 20 日) から、得られている自然現象について検討した。その結果、2-32 分周期を持つシグナルが検出され、気象・海象データ、測位データと相関がないことから、近隣を流れる海底谷沿いに表層堆積物が流れる現象 (混濁流) が発生した可能性がある。混濁流であれば、海底の温度場に擾乱をもたらした可能性があり、温度場との同時観測が今後期待される。

(d) 引用文献

Bowen, A. J., W. R. Normark, and D. J. W. Pier, Modelling of turbidity currents on Navy Submarine Fan, California Continental Borderland, Sedimentology, 31, 169-185, 1984.

Stow, D.A.V. and A.J.Bowen, A physical model for the transport and sorting of fine grained sediment by tubidity currents, Sedimentology, 27, 31-46, 1980.

(3) 平成 25～平成 31 年度（令和元年度）の成果

① 南海トラフ西部および南西諸島海溝域北部における自然地震観測

(a) 業務の要約

豊後水道において約６年に１回の頻度で発生するスロースリップイベントに同期して発生することが知られている南海トラフ西部の日向灘の浅部超低周波地震活動域では、低周波微動が頻繁に発生することが明らかになってきた。そこで、浅部超低周波地震や低周波微動発生域直上で長期海底地震観測を実施し、浅部超低周波地震・低周波微動活動とスロースリップイベントの関係を明らかにする。2013 年度より 2017 年度までは南海トラフ西部の日向灘において，2017 年度後半から 2019 年度においては日向灘と接する南西諸島海溝域北部において長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域型海底地震計を設置し、広帯域地震・測地観測ネットワークを形成した。これまで観測が十分でなかった南海トラフ西部および南西諸島海溝域北部領域における初めての長期連続観測となり，スロー地震を含むトラフ軸近傍の地震活動の理解につながる貴重なデータを収集することができた。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ沿いでは、ほぼ 100 年周期でマグニチュード８クラスの地震が繰り返して発生していることが歴史記録から推定されている（Ando, 1975;Mochizuki and Obana, 2003)。1944 年と 1946 年の地震では、地震学的データにより、震源域の推定が行われている（例えば、Kanamori, 1972; Ishibashi, 1981)。南海トラフ近傍では、超低周波地震・低周波微動(スロー地震)が発生することが知られており(Ito and Obara, 2006)、その発生メカニズムの解明と、地震発生との関係が注目されている。紀伊半島沖南海トラフ付近の超低周波地震が、陸側のプレートとフィリピン海プレートの境界付近で発生していることが明らかにされている（Sugioka et al., 2012)。発生が想定されている南海トラフ沿いの大地震の震源域西部である豊後水道から日向灘、さらには隣接する南西諸島海溝域北部では、これまでにスロー地震を目的とした海底地震観測はあまり行われておらず、活動の詳細は明らかになっていなかった。そこで、南海トラフ西方に位置する浅部低周波微動活動域に長期観測型海底地震計（金沢ほか、2009）や圧力計付き広帯域型海底地震計（塩原ほか、2014）を設置し、低周波微動・超低周波地震活動の時空間分布を明らかにするとともに、これらの活動の背景にあると考えられるスロースリップに伴う地殻変動を観測することを目的とした広帯域地震・測地観測ネットワークを形成した。

(c) 業務の成果

図３－８－(３)－①－１は 2013 年度から 2019 年度にかけて実施した海底観測点を年度毎に色分けして示したものである。また，図３－８－(３)－①－２は実際に観測された浅部低周波微動と超低周波地震の波形例を示している。2013 年度から 2017 年度にかけては、南海トラフ西部の日向灘において、Yamashita et al.(2015)で明らかにされた浅部低周波微動活動域を中心としたプレート境界浅部領域において長期連続海底広帯域地震・測地観測を実施した。この領域における短期の海底観測はこれまでに何度か行

われていたが、長期連続観測は初めてであった。年度毎に観測網の違いはあったものの、2014 年３月から 2017 年７月までの約３年半にわたる長期の観測データが初めて取得され、日向灘における浅部スロー地震活動のモニタリングおよび活動特性の理解を深める上で重要なデータとなった。

2017 年度後半からは、日向灘からさらに南側の南西諸島海溝域北部においての観測を開始し、2017 年度は種子島東方沖、2018 年度はトカラ列島北東沖における観測を実施した。両海域における長期連続観測も初めてであった。浅部スロー地震活動のみならず通常の地震活動も日向灘に比べると活発な両領域において、約１年間ずつのデータが取得された。特に陸上の観測網が島嶼に限定される南西諸島海溝域北部において、長期の海底地震観測データは地震活動そのものをより正しく理解する上でも重要なデータとなった。

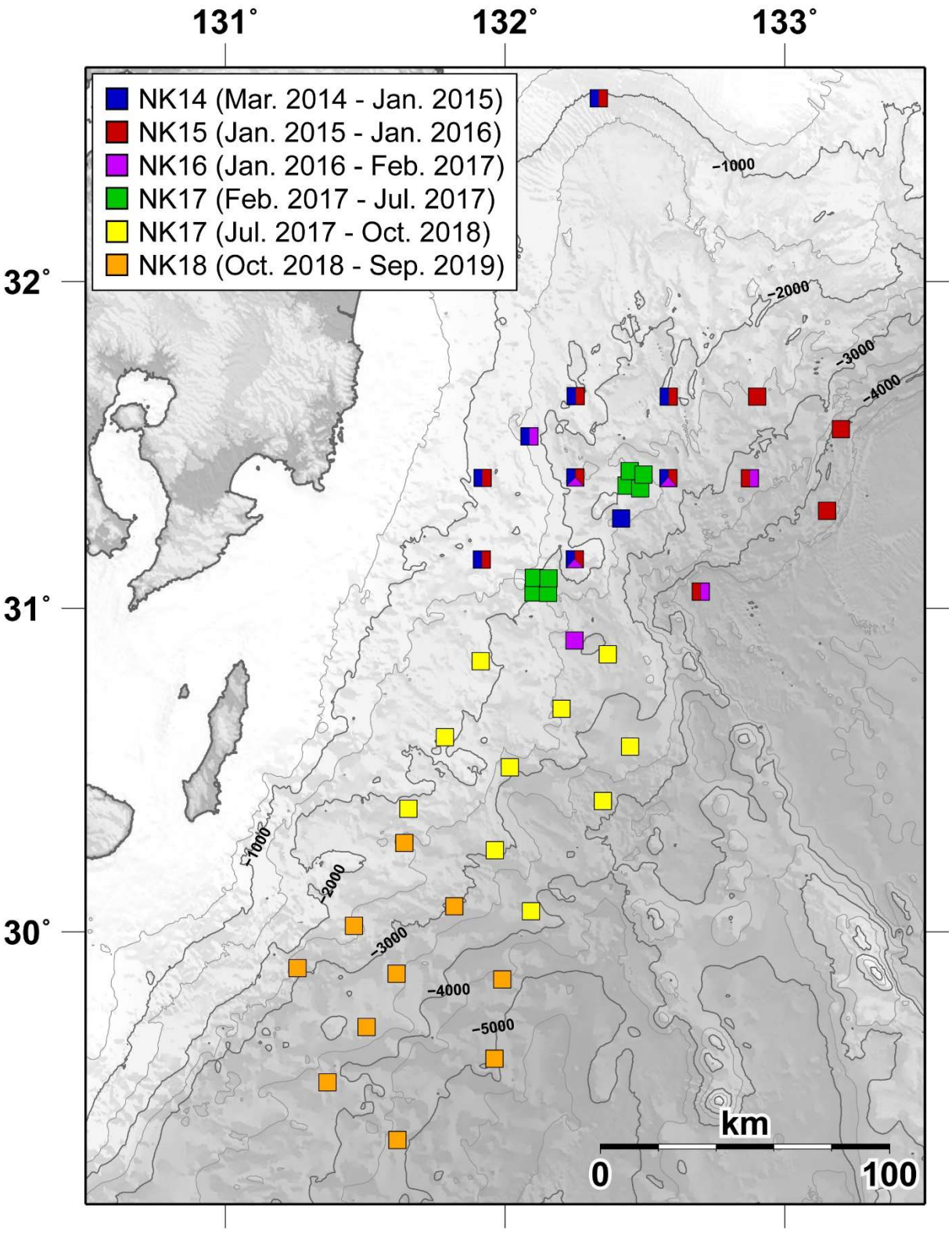


図３－８－(３)－①－１　2013 年度から 2019 年度に実施された海底観測の実施点。
色は左上に示したそれぞれの期間における観測点を示している。

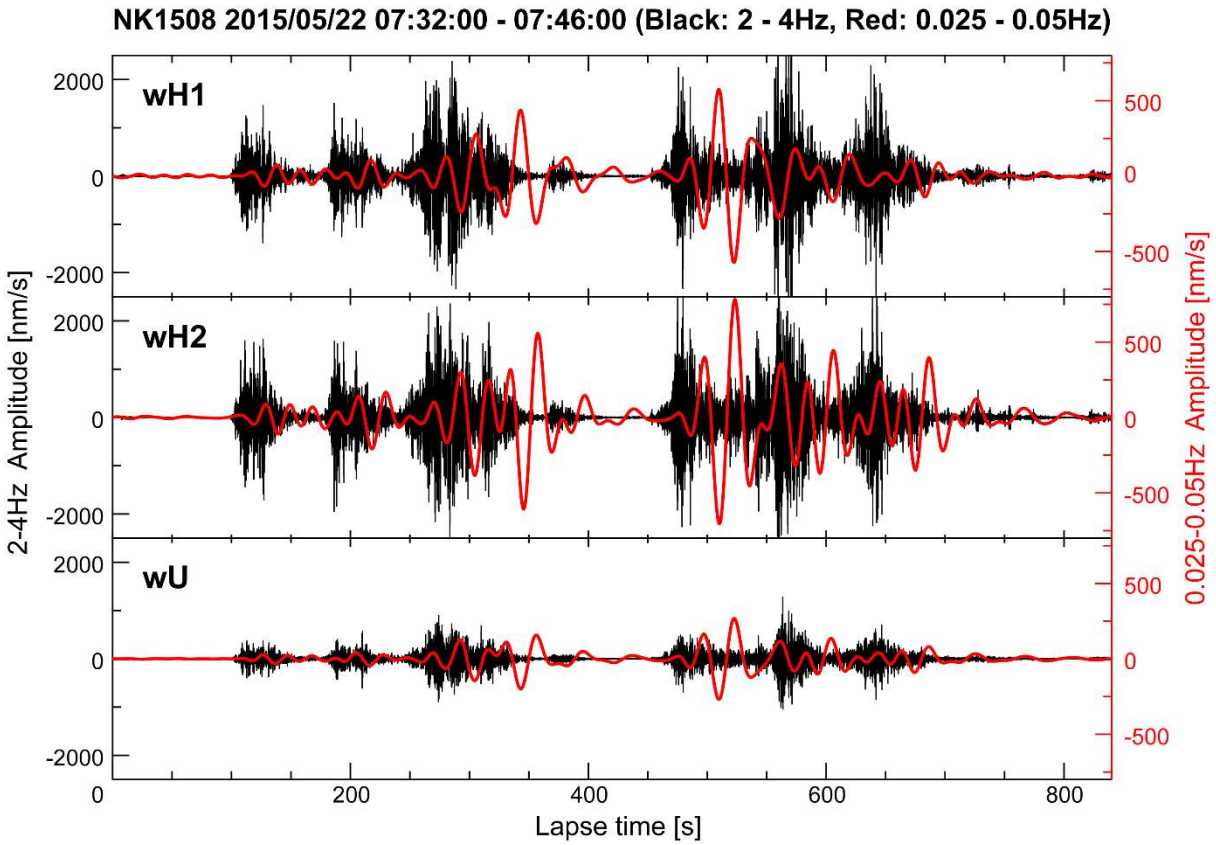


図３－８－(３)－①－２　海底広帯域地震計で観測された浅部低周波微動と浅部超低周波地震の波形例（第 2 期観測　NK1508 観測点における３成分波形)。黒色の波形は浅部低周波微動に対応する帯域（2－4Hz）の波形、赤色は浅部超低周波地震に対応する帯域（0.025-0.05Hz)。

(d) 結論ならびに今後の課題

2013 年度より実施してきた南海トラフ西部および南西諸島海溝域北部における自然地震観測は、これまで観測が十分でなかった両領域における初めての長期連続観測となり、スロー地震を含むトラフ軸近傍の地震活動の理解につながる貴重なデータを収集することができた。本業務においては，主にスロー地震活動の全体像を把握する事に主眼を置き、約 30km スパンの観測網を構築して長期間のモニタリングを実施したが、今後はスロー地震活動のより詳細な震源分布および特性の把握のために、より多点かつ高密度の観測を実施することが必須となる。また、時定数の幅が広いスロー地震の包括的な理解のためには、観測機器の広帯域化を加速することも重要である。

(e) 引用文献

Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historicalearthquakes along Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, 27(2), 119-140, doi:10.1016/0040-1951(75)90102-X, 1975.

Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 5, 129-139, 1972.

金沢敏彦・篠原雅尚・塩原肇，海底地震観測の最近の進展 － 海底地震観測システム

と海底における自然地震観測の進展についてー，地震２，61，S55-S68，2009.
Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, In Simpson, D.W. and P.G. Richards eds.: Earthquake prediction: An international review, Maurice Ewing Series 4. AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.
Ito, Y. and K. Obara, Dyanmic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 33, L02311, 2006.
Mochizuki, K., and K. Obana, Seismic Activities along the Nankai Trough, Bull. Earthq. Res. Inst., 78, 185-195, 2003.
塩原肇・篠原雅尚・中東和夫、観測帯域拡大への高精度圧力計付き広帯域海底地震計の開発、海洋調査技術、26 (2), 1-17, 2014.
Shinohara, M., T. Yamada, H. Shiobara, Y. Yamashita, Development and Evaluation of Compact Long-term Broadband Ocean Bottom Seismometer, 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Ocean, doi:10.1109/OCEANSKOBE.2018.8559338, 2018
Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao, Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, doi:10.1038/NGEO1466, 2012.

② 南海トラフ西部および南西諸島海溝域北部におけるスロー地震活動

(a) 業務の要約

南海トラフ西部の日向灘では、トラフ軸近傍での浅部超低周波地震活動が活発なことが知られており、2013 年に同じ領域で浅部低周波微動の活動が海底における直上観測において初めて確認された。浅部超低周波地震・浅部低周波微動の分布は南海トラフ沿いに点在しているが、西部の日向灘の活動は最も活発である。これらの活動の分布は、プレート間の固着分布の強さが比較的弱いところに位置していることが指摘されており、活動特性の理解はプレート境界における摩擦特性の理解に重要な地球物理学的知見となる。そこで、日向灘と南西諸島海溝域北部における海底長期連続観測のデータを用いて、浅部低周波微動および超低周波地震の分布の面的な把握および活動のモニタリングを行うとともに、活動特性や活動の連続性を明らかにした。

(b) 業務の実施方法

浅部低周波微動については、海底地震計の連続データにエンベロープ相関法(Obara, 2002; Yamashita et al., 2015)を適用し、震源決定を行った。エンベロープ相関法では、S 波のみを用いること、スムージング処理を施したエンベロープ波形を用いることから、データそのものの深さ方向の感度がほとんどないため、低周波微動がプレート境界で発生していると仮定し、深さを Nakanishi et al. (2018)のプレート境界モデルに固定して計算を行った。なお, Nakanishi et al. (2018)でカバーできていない南西諸島海溝域においては、Iwasaki et al. (2015)のモデルを Nakanishi et al. (2018)の

モデルに接続した。S 波速度構造は Yamashita et al. (2015)と同じ 3.5km/s の半無限均質構造を仮定してグリッドサーチにより最適値を求めた。震源決定精度は観測網のサイズおよび観測点間隔にも依存するが、概ね数 km～十数 km と見積もられる。

(c) 業務の成果

図３－８－(３)－②－３～図３－８－(３)－②－７は，2014 年３月～2015 年１月、2015 年１月～2016 年１月、2016 年１月～2017 年２月、2017 年９月～2018 年 10 月、2018 年 10 月～2019 年９月のそれぞれの観測期間における浅部低周波微動の震源分布を示している。また、図３－８－(３)－②－８は全期間における浅部低周波微動の震源分布、図３－８－(３)－②－９は同期間における通常の地震活動（気象庁一元化カタログ）を示している。青色の四角はそれぞれの観測期間中に設置された海底地震計の設置位置である。

日向灘においては浅部スロー地震の活動が１年に１回程度、特に規模の大きな活動は２年に１回程度の頻度で発生していることが明らかとなった。これらの震源分布のうち、小規模な活動は大規模な活動の領域内で発生しており、遠地地震や近地の大地震により活動が誘発されることがあった。大規模な活動の際には移動現象を複数回伴う活動であることが確認された。通常の地震が発生している領域とは棲み分けて分布しており、その境界はプレート境界の深さ約１５km あたりに位置している。

南西諸島海溝域北部においては、日向灘の活動がそのまま南に連続しているように見える。１年に数回の頻度で活動が見られ、日向灘に比べると発生頻度が高く、種子島東方沖の活動は日向灘まで移動することが確認された。一方で、種子島東方沖とトカラ列島北東沖の活動は連続しているようには見えず、ギャップの存在が示唆され、日向灘から続く活動は種子島東方沖の活動領域の南側までである可能性がある。沈み込むフィリピン海プレートに注目すると、九州パラオ海嶺の沈み込みは日向灘から種子島東方沖の領域で、浅部低周波微動の活動領域と対応が良く、沈み込むフィリピン海プレートの特徴の違いが浅部低周波微動活動域をコントロールしていることが示唆される。ただし、トカラ列島東方沖では南西諸島海溝域北部における観測期間はわずか２年間であり、１年ずつ領域を移動して観測を行ったため、２つの海域をまたがる活動があったとしても捉えられていない可能性もある。

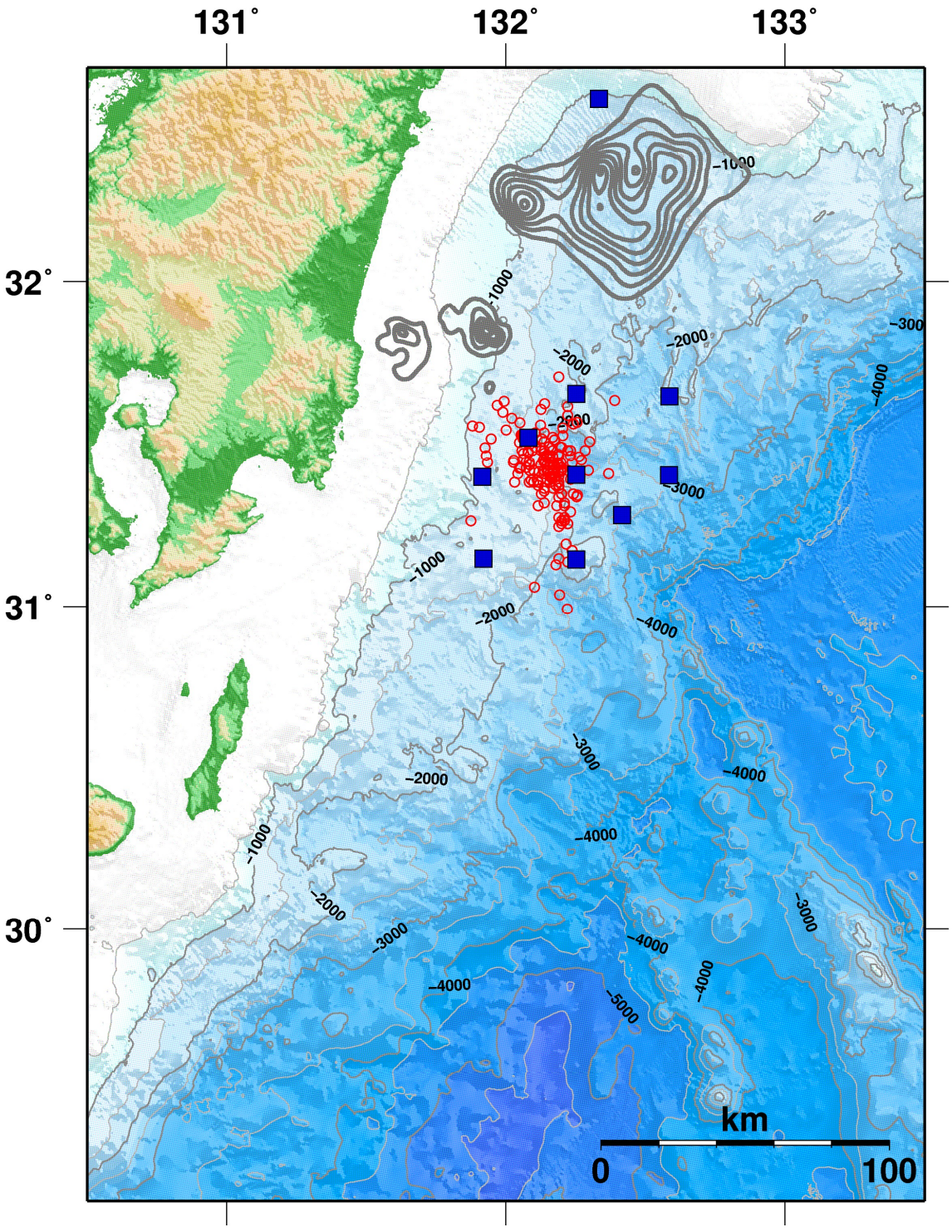


図３－８－(３)－②－３　2014 年３月～2015 年１月の観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

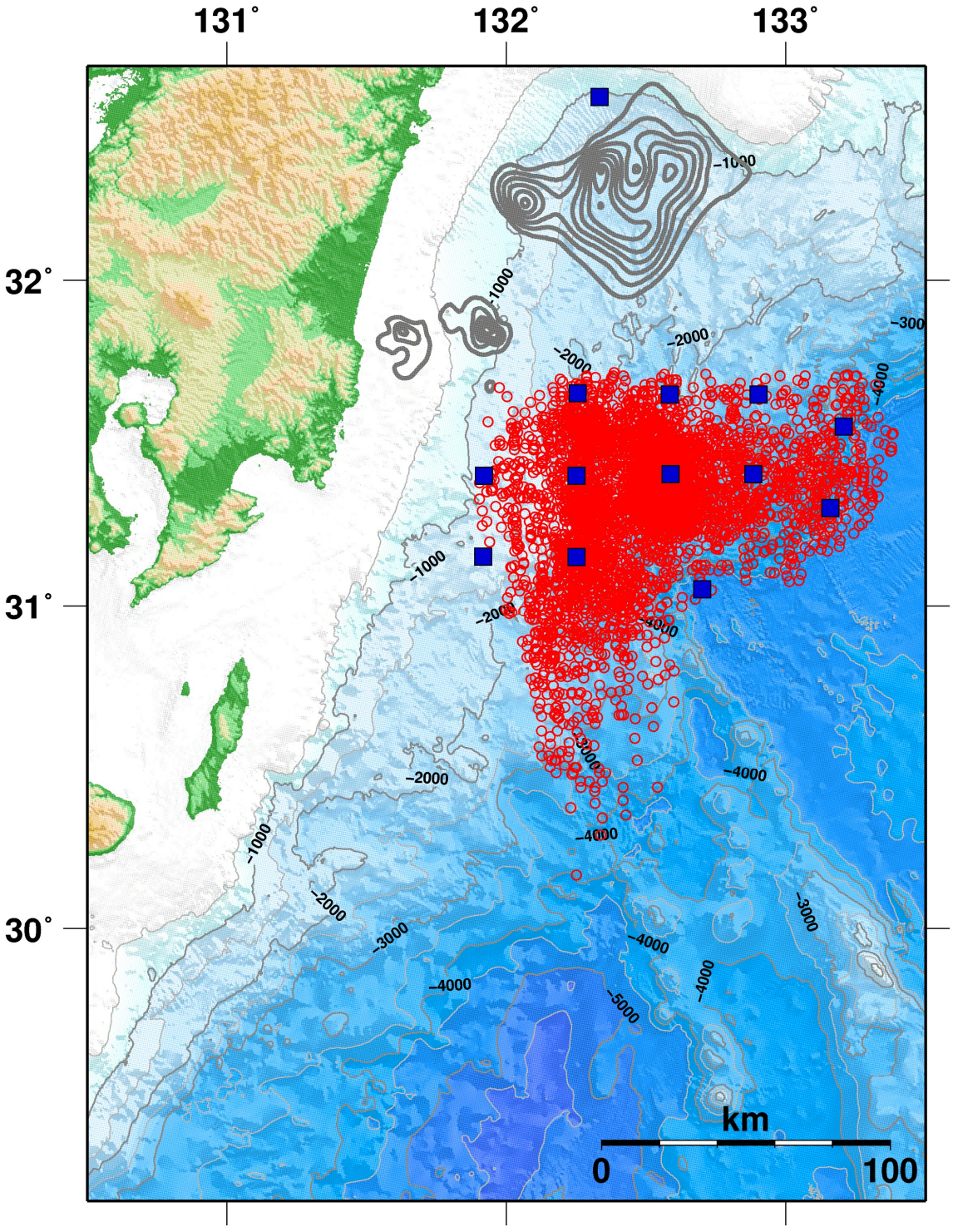


図３－８－(３)－②－４　2015 年１月～2016 年１月の観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

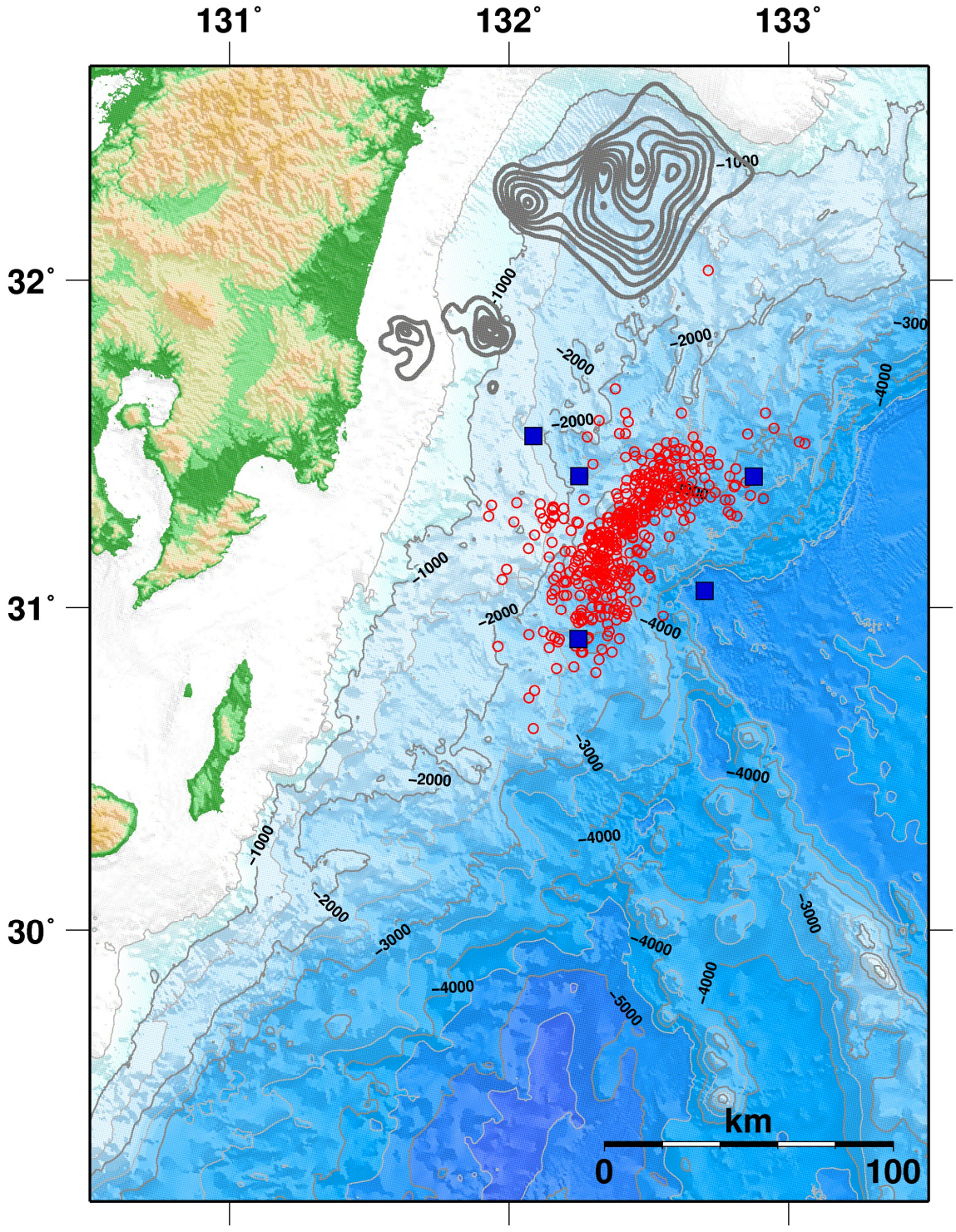


図３－８－(３)－②－５　2016 年１月～2017 年２月の観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

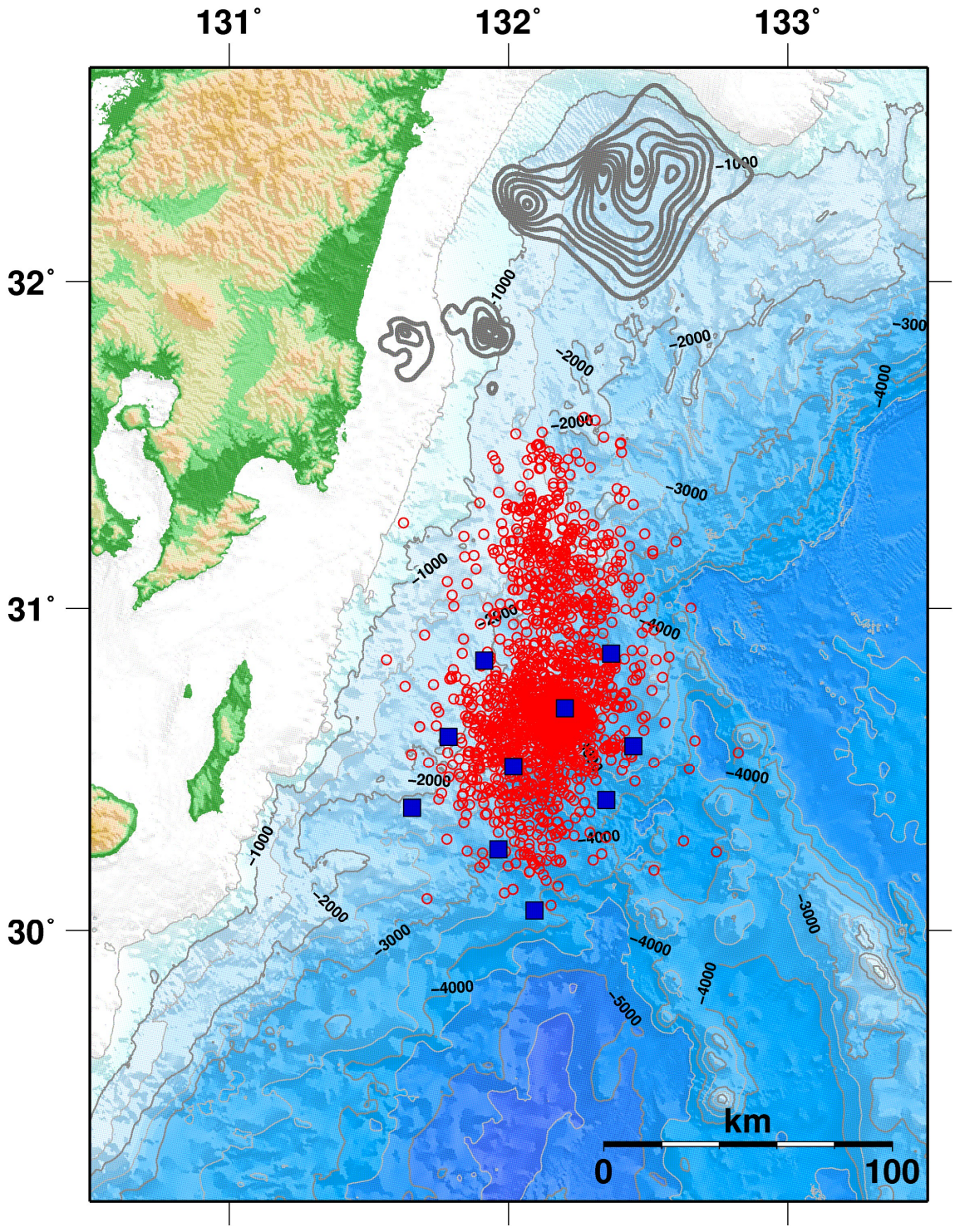


図３－８－(３)－②－６　2017 年７月～2018 年 10 月の観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

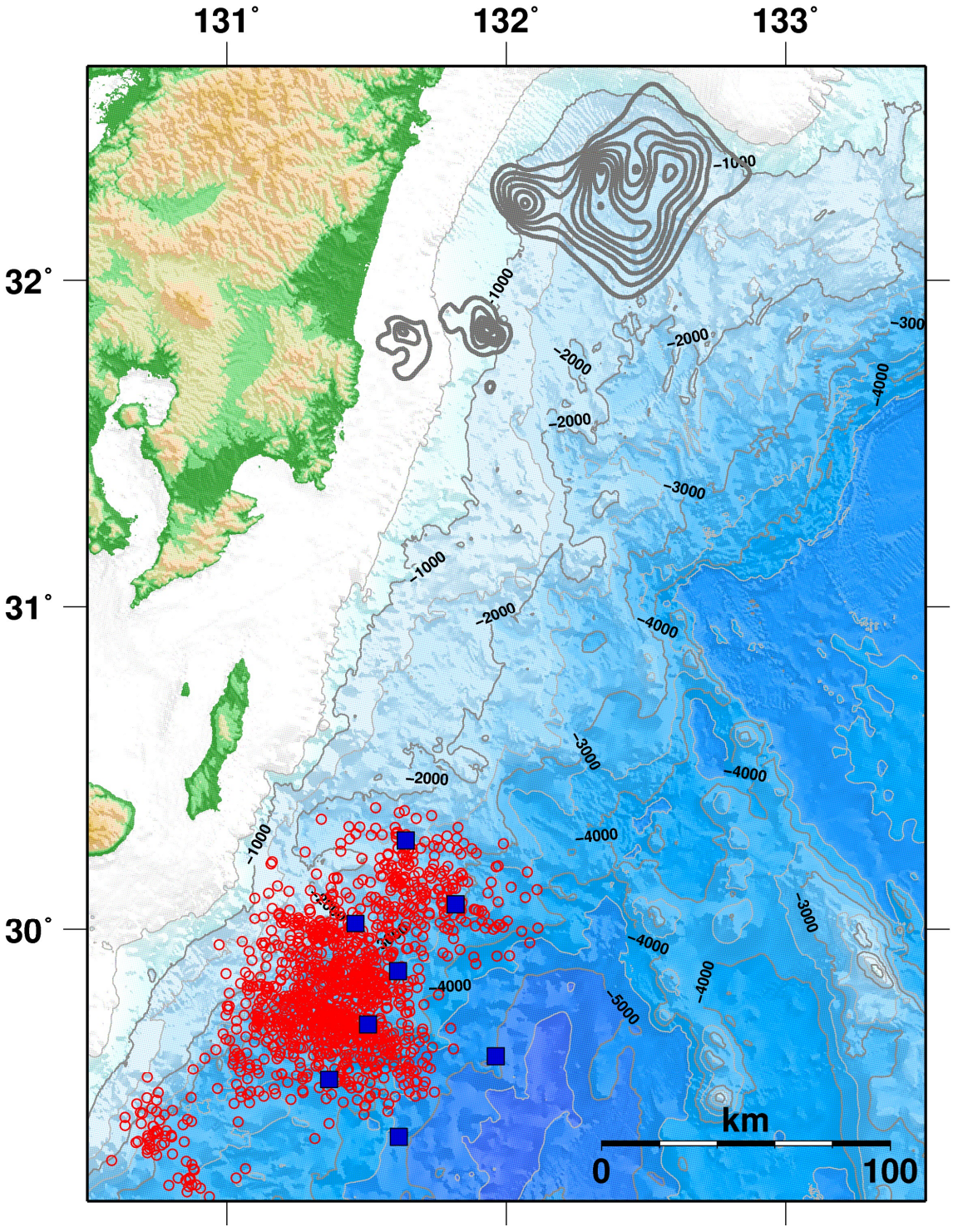


図３－８－(３)－②－７　2018 年 10 月～2019 年９月の観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

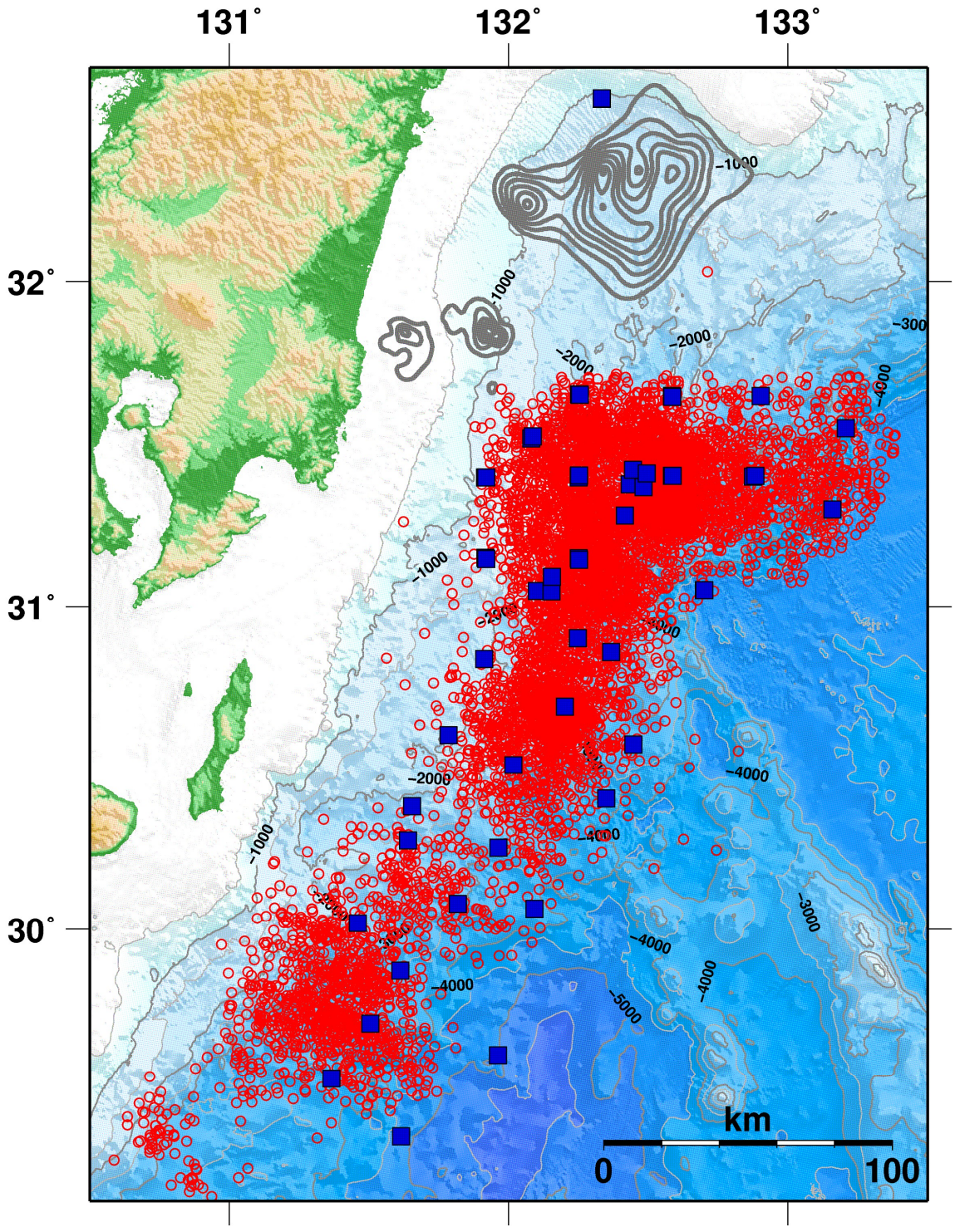


図３－８－(３)－②－８　2014 年３月～2019 年９月の全観測期間中に決定された浅部低周波微動の震央位置（赤丸）。青四角は解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

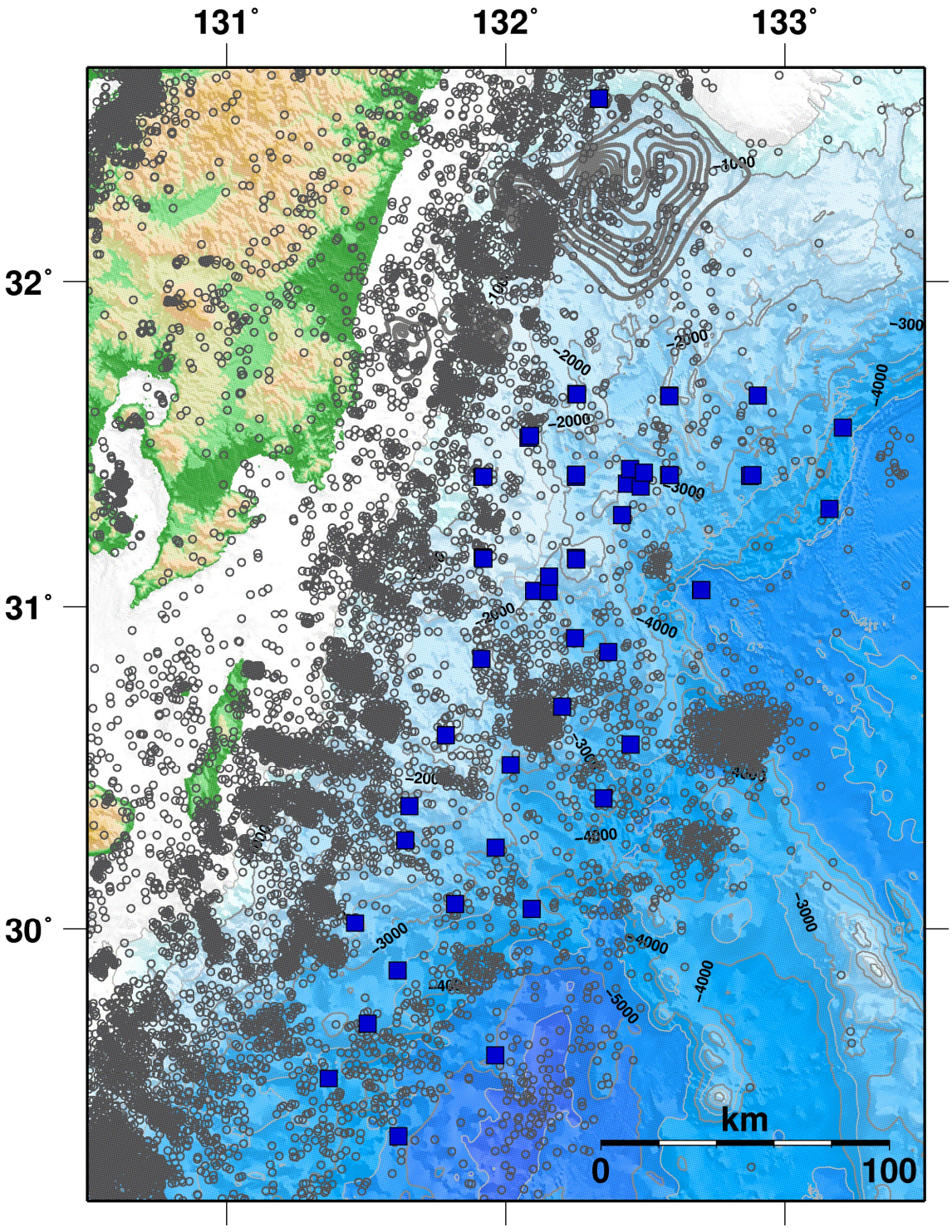


図３－８－(３)－②－９　2014 年３月～2019 年９月の全観測期間中における通常の地震（深さ 100km 以浅）の震央分布（気象庁一元化カタログを使用）。青四角は浅部低周波微動の解析に用いた海底地震計の位置を示す。灰色のコンターは 1968 年日向灘地震（Mw7.5）の地震時すべり分布（八木・他，1998）、1996 年 10 月と 12 月の地震（M_J6.9，M_J6.7）の地震時すべり分布（Yagi et al.，1999）。

(d) 結論ならびに今後の課題

この７年間において、南海トラフ西部および南西諸島海溝域北部のトラフ近傍・浅部プレート境界におけるスロー地震を含む地震活動は、海底における直上観測により、陸域観測網からでは分からなかった詳細な活動の特徴が明らかになり、新たな知見を得ることができた。特に、日向灘から南西諸島域北部の広範囲にわたる浅部低周波微動を主とする浅部スロー地震活動の面的な把握が進んだことで、南海トラフ沿いのプレート境界浅部における断層すべり特性の理解が進んだ点は、今後の地震シナリオの想定にも生かされる重要な地球物理学的知見である。浅部低周波微動活動の背後に存在すると考えられる浅部スロースリップによる地殻変動の検出には至っていないが、同時に発生する浅部超低周波地震活動の存在が確認され、低周波微動と超低周波地震の同時発生はこの領域における浅部スロー地震活動の普遍的な性質であることも確認できた。

スロー地震は巨大地震との相互作用についていくつかの指摘がなされているが（例えばObara and Kato, 2016)、浅部スロー地震については、その振る舞いについて地震の高速すべりを促進する役割（Ito et al., 2013）や、反対に高速すべりを抑制する役割（Nishikawa et al., 2019）など、相互作用に関して様々な見解がなされている。南海トラフ西部におけるスロー地震の振る舞いは、南海トラフ沿いの巨大地震の震源域の広がりを決める重要な要素の１つであると考えられるが、その議論を行うには浅部スロー地震の活動特性をより詳しく知り、プレート境界における摩擦特性の理解につなげる事が重要である。特に、浅部スロー地震の震源の深さを知るための観測・解析と、背後にある物理法則を明らかにするために異なる時定数のスロー地震を同時観測できる機器や解析処理の高精度化および観測の積み重ねが今後も必要不可欠である。

(e) 引用文献

Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Tectonophysics, 600, 14-26, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.022.

Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S. O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y., Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis, in Byrne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K., and Yamaguchi, A., eds., Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper, 534, 69-86, https://doi.org/10.1130/2018.2534(04), 2018

Nishikawa, T., T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, and S. Ide, The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, Science, 365(6455), 808-813, doi:10.1126/science.aax5618, 2019.

Obara, K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002
Obara, K., and A. Kato, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, Science, 353 (6296), 253-257, doi:10.1126/science.aaf1512, 2016
八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子, 1968 年 4 月 1 日, 日向灘地震(MJMA 7.5)の震源過程とその後の地震活動との比較, 地震 2, 51(1), 139-148, 1998.
Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yosida, and T. Sagiya, Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga‐nada Earthquakes of 1996, Geophys. Res. Lett., 26(20), 3161-3164, doi:10.1029/1999GL005340, 1999.
Yamashita, Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirao, K. Umakoshi, H. Miyamachi, M. Nakamoto, M. Fukui, M. Kamizono, H. Kanehara, T. Yamada, M. Shinohara, and K. Obara, Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, Science, 348 (6235), 676-679, doi:10.1126/science.aaa4242, 2015.

③ 日向灘・南西諸島沖における浅部超低周波地震活動

(a) 業務の要約

陸域に展開された稠密地震観測網によって、日向灘から南西諸島沖において浅部超低周波地震が発生することが知られている(Hirose et al. 2010; Asano et al. 2015)。本プロジェクトでは 2014-2016 年に日向灘、2017-2019 年に南西諸島・種子島東方沖で長期海底地震観測を実施し、日向灘では３回、南西諸島・種子島東方沖では２回の浅部超低周波地震の活動を観測することができた。そこで、これらの活動分布を詳細に把握するため、取得した海底地震計記録を用いて超低周波地震の震央位置の推定を行った。その結果、この地域における浅部超低周波地震の活動は、沈み込んだ九州-パラオ海嶺の北端・南端、そして、陸側プレートの付加体先端部に推定された (Tonegawa et al. 2019)。また、これらの超低周波地震のうち特に顕著な活動であった 2017 年 12 月から 2018 年 1 月にかけての種子島東方沖での地震に着目し、深さを含めた震源位置の推定を試みた。その結果、超低周波地震の多くは陸側プレートと沈み込むフィリピン海プレートとの境界付近で発生しており、一部はフィリピン海プレート内で発生していると推定された。これらの結果を統合すると、日向灘・種子島東方沖における浅部超低周波地震の活動は次の３つに大きく分けられる。１：沈み込むフィリピン海プレートの境界で発生しており沈み込んだ九州-パラオ海嶺の構造に起因する地震。２：付加体先端付近のプレート境界で発生する地震。３：沈み込むフィリピン海プレート内部で発生する地震。

(b) 業務の実施方法

震央位置の推定は、次の１）２）の二つの解析により実施した。１）まず近地地震（震央距離＜15°、マグニチュード＞5.0）によるレーリー波のコーダ部分に地震波干渉法を適用し、それらが伝播する群速度の推定を行った。各観測アレイにおいて 0.1-0.15

Hz の帯域で群速度は 0.7-0.9 km/s の範囲内でほぼ一定であった。２）次に海底地震計の連続記録にエンベロープ相関法（Obara, 2002）を適用し、推定した群速度を用いることで超低周波地震の震央位置を決めた。解析では連続記録に 0.1-0.15 Hz のバンドパスフィルターを適用するとともに必要のないシグナルの除去を行った。

深さを含めた震源位置の推定は、次の３）の波形インバージョン法により実施した。３）震央位置が推定された約 60 個の超低周波地震のうち、特に良好な波形が得られている 10 個の地震について解析を実施した。広帯域海底地震計の波形記録に 0.03-0.05Hz のバンドバスフィルターを適用し、Nakano et al. (2008)による波形インバージョン法を用いた。解析に使用する一次元速度構造モデルは、種子島東方沖における速度構造（Tonegawa et al. 2017; Yamamoto et al. 2020)を参考にした。

(c) 業務の成果

日向灘での結果に関してまとめると以下のようになる。2014・2016 年の活動の震央は南海トラフ軸の西方約 50～100 km 付近に推定された。2015 年の活動も、活動開始直後については 2014・2016 年のものとほぼ同じであった。この活動域は、Yamamoto et al. (2013)で推定された沈み込んだ九州-パラオ海嶺の北端に位置している。また、2015 年の活動を詳しく調べると時間の経過とともに沈み込んだ九州-パラオ海嶺の北端に沿って東に（海溝軸方向に）移動し、陸側プレートの付加体先端部付近での活動に移行していた。2017・2018 年の南西諸島・種子島東方沖での結果に関しては、その活動域は九州-パラオ海嶺の南端にほぼ相当していた。これらの活動のうち 2017 年 12 月から 2018 年１月にかけての浅部超低周波地震の多くは、その震源深さから陸側プレートと沈み込むフィリピン海プレートとの境界付近（Nakanishi et al. 2018; Yamamoto et al. 2020）で発生していると推定された。このほか、沈み込むフィリピン海プレート内での地震もいくつか確認された。

(d) 結論ならびに今後の課題

日向灘および南西諸島・種子島東方沖の海底地震計で観測された浅部超低周波地震の震央位置推定を行い、一部の活動については深さを含めた震源位置の推定を行った。得られた結果を総合して考えると、浅部超低周波地震の多くはプレート境界での活動であり沈み込む九州-パラオ海嶺の構造に起因するスロー地震であると考えられる。このほか、付加体先端付近のプレート境界や沈み込むプレート内でのスロー地震も発生している。いくつかの発生場所に分かれていると考えられる浅部超低周波地震の震源メカニズム（断層の向きと運動方向）の推定を試みることが重要である。発生場所と震源メカニズムを詳しく知ることで、これまで知られていなかった超低周波地震の種類や役割について提案できる可能性がある。

(e) 引用文献

Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. & Ito, Y., Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 42, 331-

338, doi:10.1002/2014GL062165, 2015
Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S. & Maeda, T., Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, Science, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102, 2010.
Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S. O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y., Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis, in Byrne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K., and Yamaguchi, A., eds., Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper, 534, 69-86, https://doi.org/10.1130/2018.2534(04), 2018
Obara, K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002
Nakano, M., Kumagai, H., Inoue, H., Waveform inversion in the frequency domain for the simultaneous determination of earthquake source mechanism and moment function, Geophys. J. Int., 173, 1000-1011, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03783.x, 2008.
Tonegawa, T., Araki, E., Kimura, T., Nakamura, T., Nakano, M. & Suzuki, K., Sporadic low-velocity volumes spatially correlate with shallow very low frequency earthquake clusters, Nature Communications, 8:2048, doi:10.1038/s41467-017-02276-8., 2017.
Tonegawa, T., Yamashita, Y., Ito, A., Shinohara, M., Suetsugu, D. Takahashi, T., Ishihara, Y., Kodaira, S., & Kaneda, Y., Determination of sVLFE epicenters around the subducted Kyushu-Palau Ridge from coda interferimetry, JpGU, 2019.
Yamamoto, Y., Obana, K., Takahashi, T., Nakanishi, A., Kodaira, S. & Kaneda, Y., Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, Tectonophysics, 589, 90-102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028, 2013.
Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Obana, K., Miura, S., Kodaira, S., & Kaneda, Y., Plate geometry model and seismicity in the northern Ryukyu subduction zone, Japan, deduced from amphibious seismic observations, Earth and Planetary Science Letters, vol.536, doi:10.1016/j.epsl.2020.116143, 2020.

④ ブイシステムによる水圧観測

(a) 業務の要約

準リアルタイム海底上下変動観測によるスロースリップのモニタリングを目的と

して、熊野灘沖のトラフ軸陸側斜面において、ブイシステムを試験観測プラットフォームとして、海底水圧の試験観測を行った。海底に水圧計を設置し、音響通信により、海面のブイにデータを伝送、ブイから人工衛星通信を用いて、データを陸上に伝送した。試験観測を実施し、様々な収録パラメータの調整やシステムの改良を実施して、安定した観測を目指した。このシステムで、2014 年にチリで発生したイキケ地震の遠地津波、2016 年の三重県南東沖の地震、福島県沖の地震の津波をそれぞれ記録することができた。得られた水圧データに各種処理を施すことにより、スローイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象が抽出可能であることがわかった。

(b) 業務の実施方法および成果

これまで、海底水圧計を用いた広帯域観測に取り組んできた。海底水圧計には、気圧変化、海面高度変化、潮流変化の影響が加わるが、海底地殻変動やこれらのシグナルと似た帯域の海底下からの現象を捉えるためには、これらの影響を正しく評価する必要がある。本プロジェクト立ち上げ以降、上記を見据えて、様々な気象センサーや海象センサーをブイに取り付け、海底水圧計と同時観測することによって、新しい観測システムと新しい海底水圧観測を目指してきた。海面高度を求めるためには、GPS 精密単独測位データに対して、ブイの動揺の補正が必要であり、GPS による位置データのみならず、ブイの姿勢のデータを長期間観測する必要がある。GPS レシーバーにジャイロセンサーを組み合わせてブイの姿勢データを求めたが、本システムでは、ブイ上にアンテナを 4 本取り付けて、ブイの姿勢データ取得の冗長化を図っていた。ブイ上には、海底からの水圧データ、測位データ、気象データや海象データが収集され、これらのデータを記録するとともに、時刻の管理とデータ伝送も行う司令塔としての機能を設置していた。本プロジェクトを通じて、この中枢機能の伝送部分のアプリケーションの開発を行ってきた。

海底水圧計の定点観測のためには、そもそもブイが走錨しないことが必要である。5-6 ノットの速い潮流を持つ黒潮に対し、スラック係留方式による 1 年間の連続観測を実施し、一度も走錨や水没することなく、連続データを取得することに成功した。

取得したデータからは、2-32 分といったこれまで地震計で観測されてきたスロー地震群より長いシグナルを観測した。このシグナルは数時間の継続時間を持ち、１ヶ月に数回の頻度で観測された。気象の変化は２時間以上の帯域の記録とよく整合する。相対的に波長が短い 2-4 分の帯域にパワーを持つ数日間継続するシグナルも１ヶ月に 1 回程度観測していた。これは気象・海象データ、測位データと相関がないことから、近隣を流れる海底谷沿いのタービダイトの可能性がある。タービダイトは、本プロジェクトでも強震時に発生する可能性があり、過去の地震の履歴調査にも使用されている。様々な時間スケールのタービダイトを観測することにより、今後、その津波への影響も評価することができるようになると考えられる。但し、今回の観測では海底温度計のデータを取得していなかった。タービダイトであれば、海底の温度場に擾乱をもたらした可能性があり、温度場との同時観測が今後期待される。

(c) 結論ならびに今後の課題

熊野灘沖のトラフ軸陸側斜面において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を行った。海底に水圧計を設置し、音響通信により、海面のブイにデータを伝送、ブイから人工衛星通信を用いて、データを陸上に伝送する方式であり、リアルタイム観測に成功した。試験観測により、2014 年にチリで発生したイキケ地震の遠地津波、2016 年の三重県南東沖の地震、福島県沖の地震の津波をそれぞれ記録することができ、海底で得られる水圧データの分解能は cm 以下の分解能であることが実証された。また、ブイを含めたシステム改良や観測されたデータ処理の開発を行った。これらより、ブイシステムを用いた準リアルタイムの海底水圧観測で、スローイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象が検出できることがわかった。

(d) 文献

なし