

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 地震津波海域観測研究開発センター	招聘上席技術研究員	金田 義行
	研究開発センター長	小平 秀一
	グループリーダー	三浦 誠一
	技術研究員	中村 恭之
	技術研究員	仲西 理子
	研究員	山下 幹也
	技術研究副主幹	海宝 由佳
	ポストドクトラル研究員	新井 隆太
	グループリーダー	石原 靖
	主任研究員	高橋 努
	研究員	山本揚二郎
国立研究開発法人防災科学技術研究所 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	汐見 勝彦
	主任研究員	武田 哲也
	主任研究員	浅野 陽一
	主任研究員	木村 尚紀
	主任研究員	齊藤 竜彦
	主任研究員	松澤 孝紀
	主任研究員	松原 誠
	主任研究員	上野 友岳
	主任研究員	木村 武志
主任研究員	田中 佐千子	

(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のイメージング及び海陸境界域深部構造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) 8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4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：

南海トラフ西部の前縁断層構造イメージと四国中部の微動発生域のプレート物性情報を得る。

平成29年度：

南海トラフ中部の前縁断層構造イメージ、南西諸島海域中部（沖縄本島南方）のプレート構造イメージを得る。

平成30年度：

南海トラフ中部の前縁断層構造イメージ、トラフ軸近傍四国東部の微動発生域のプレート物性情報を得る。

平成31年度：

南海トラフ東部の前縁断層構造イメージ、南西諸島海域中部（沖縄本島北方）のプレート形状イメージを得る。

平成32年度：

南海トラフ東部の前縁断層構造イメージ、トラフ軸近傍と紀伊半島で微動発生域のプレート物性情報を得る。

(e) 平成27年度業務目的

南西諸島北部の領域において海底地震計やマルチチャンネル反射法システムを用いた大規模構造探査を実施し、堆積層や地殻、最上部マンツルの速度や層境界に関する情報から南西諸島北部のプレート形状イメージを得る。

四国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行うため、平成25年度及び26年度に四国西部で取得した観測データの解析を進める。また、四国東部域を対象とした陸域稠密地震観測点を展開し、観測を開始する。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し、四国東部におけるプレート形状ならびに物性の特徴の詳細把握を行うための予備的解析を実施する。

(2) 平成27年度成果

①海域におけるプレート・断層構造調査（南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築、南海トラフの拡大想定震源域上限の構造マッピング、拡大想定震源域下限および海洋プレート構造・物性の決定）

(a) 業務の要約

平成 27 年度は、知見の不足する九州から南西諸島海域にかけてのプレート沈み込み帯の構造を明らかにし、地震発生の構造的な背景を明らかにすることを目的として、南西諸島北部にて地殻構造探査を実施した。同時に、平成 26 年度までに実施した南西諸島南部海溝域および四国沖南海トラフより海側での大規模構造探査、四国沖南海トラフ軸近傍の高分解能反射法地震探査、南西諸島南部海溝域での自然地震観測のデータを用いた解析を進めた。

(b) 業務の実施方法

知見の不足する九州から南西諸島海域にかけてのプレート沈み込み帯の構造を明らかにし、地震発生の構造的な背景を明らかにすることを目的として、南西諸島北部（奄美大島北側）において、海洋研究開発機構の深海調査研究船「かいれい」KR15-11 航海 Leg1, 2, 4（2015 年 7 月 22 日～8 月 22 日）にて海底地震計を用いた屈折法探査、KR15-21 航海（2015 年 12 月 27 日～2016 年 1 月 5 日）にて反射法探査を実施した。屈折法探査では海底地震計 60 台を調査海域に設置したが、天候不良のためエアガン発振によるデータ取得を行うことができなかった。反射法探査では海溝軸にほぼ直交する 2 測線（総延長 700 km）において反射法データを取得した（図 3-6-①-1）。総容量 7,800cu.in のチューンドエアガンアレーを深度 10m で曳航し 2000psi の高圧で運用する高周波な音源を制御震源として用い、受振点間隔 12.5 m、チャンネル数 444 のストリーマケーブルを深度 12 m で曳航しデータを取得した。サンプリング間隔 2 ms、記録長は 16 秒である。

反射法探査データは、探鉱器を通して SEG-D 形式(Society of Exploration Seismology 規格の地震探査用フォーマット)で記録し、船舶に設置の GPS から得られた位置情報などを併せ SEG-Y 形式に編集された。船上にてノイズ除去などのデータ編集の後、航海終了後に反射断面を作成した。

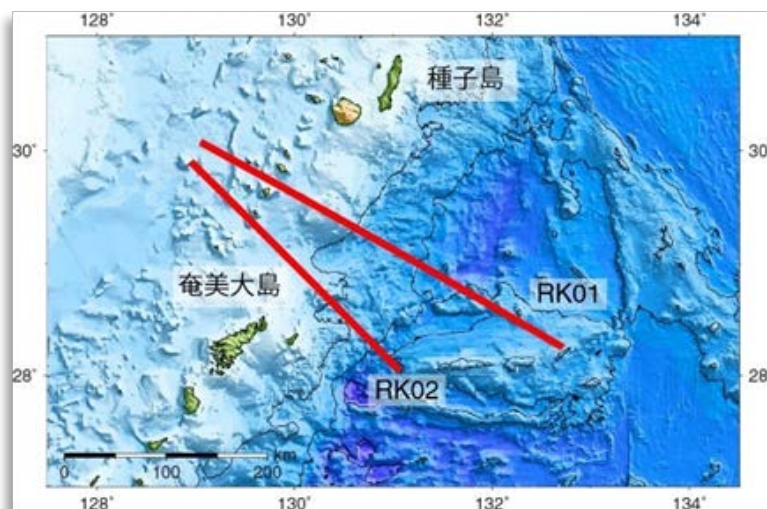


図 3-6-①-1 平成 27 年度に実施した南西諸島北部地殻構造探査の測線図

(c) 業務の成果

1) 南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築（海域深部構造探査、自然地震観測）

南西諸島海溝を横断する 2 測線で実施した反射法探査によって、南西諸島北部に沈み込むフィリピン海プレートの形状イメージを得た（図 3-6-①-2）。プレート境界面は明瞭な反射面としてイメージングされており、特に北側の RK01 測線においては海溝軸から西北西方向にへ約 60km まで連続的に追跡することができる。南側の RK02 測線では、時間断面上でプレート境界面が大きく屈曲しており、プレート形状が大きく変化することが示唆される。また上盤プレート内には陸側に傾斜する反射面が複数認められ、付加体を形成しているものと考えられる。この領域では 1911 年に喜界島地震 (M8) が発生していることから(後藤, 2013)、これらの構造的知見は巨大地震の発生過程を検討する上で重要な結果と考えられる。

同時に、平成 25 年度に実施した南西諸島南部の琉球海溝域での大規模構造調査、および自然地震観測のデータを用いた解析を進めた。南西諸島南部（石垣島周辺）での自然地震観測で検出された低周波地震の震源決定を行い、少なくともこれらの地震の一部はプレート境界で発生していることを確認した。この低周波地震の活動領域はプレート境界浅部の津波地震発生域と深部のスロースリップ発生域の間に位置しており、プレート境界全体が固着することなくゆっくりと滑ることを示唆している（図 3-6-①-3）。また南西諸島南部（石垣島東方）測線での反射法探査により、プレート境界からの分岐断層が 1771 年八重山地震津波発生域(Nakamura, 2009)に存在することを確認した（図 3-6-①-4）。また、プレート境界の複数の箇所では反射波の極性反転を観測した。この結果はプレート境界に流体が存在することを示唆する。

また、自然地震観測データを用いて、三次元地震波トモグラフィ解析を実施し、得られた震源のメカニズム解、小繰り返し地震 (Igarashi, 2010)、および速度構造を基に、三次元的なプレート境界モデルを構築した。推定されたプレート境界面形状は、大規模構造探査の結果と整合的であり、測線上では、グローバルな地震解析から推定されている slab1.0 モデル (Hayes et al., 2012) よりも 5 km 程度浅い（図 3-6-①-5）。構造探査から得られている陸側モホ面の深さと速度構造を比較すると、島弧マントルウェッジの先端部は P 波速度が 7 km/s 以下と低速度となり、蛇紋岩化していることが示唆される。さらにプレート境界形状の空間変化に着目すると、領域東側では起伏に富んだ形状をしているのに対し、西側では比較的スムーズである（図 3-6-①-6）。このような東西方向の違いは地震現象にも表れており、プレート境界や海洋性地殻内における地震活動が西側ではほとんど見られず東側で活発である。特に、プレート間地震と思われる低角逆断層型地震とスロースリップ卓越域 (Nishimura, 2014) が明瞭に棲み分けている様子が見られ、地震発生帯の広がりを検討する上で重要な情報と考えられる。

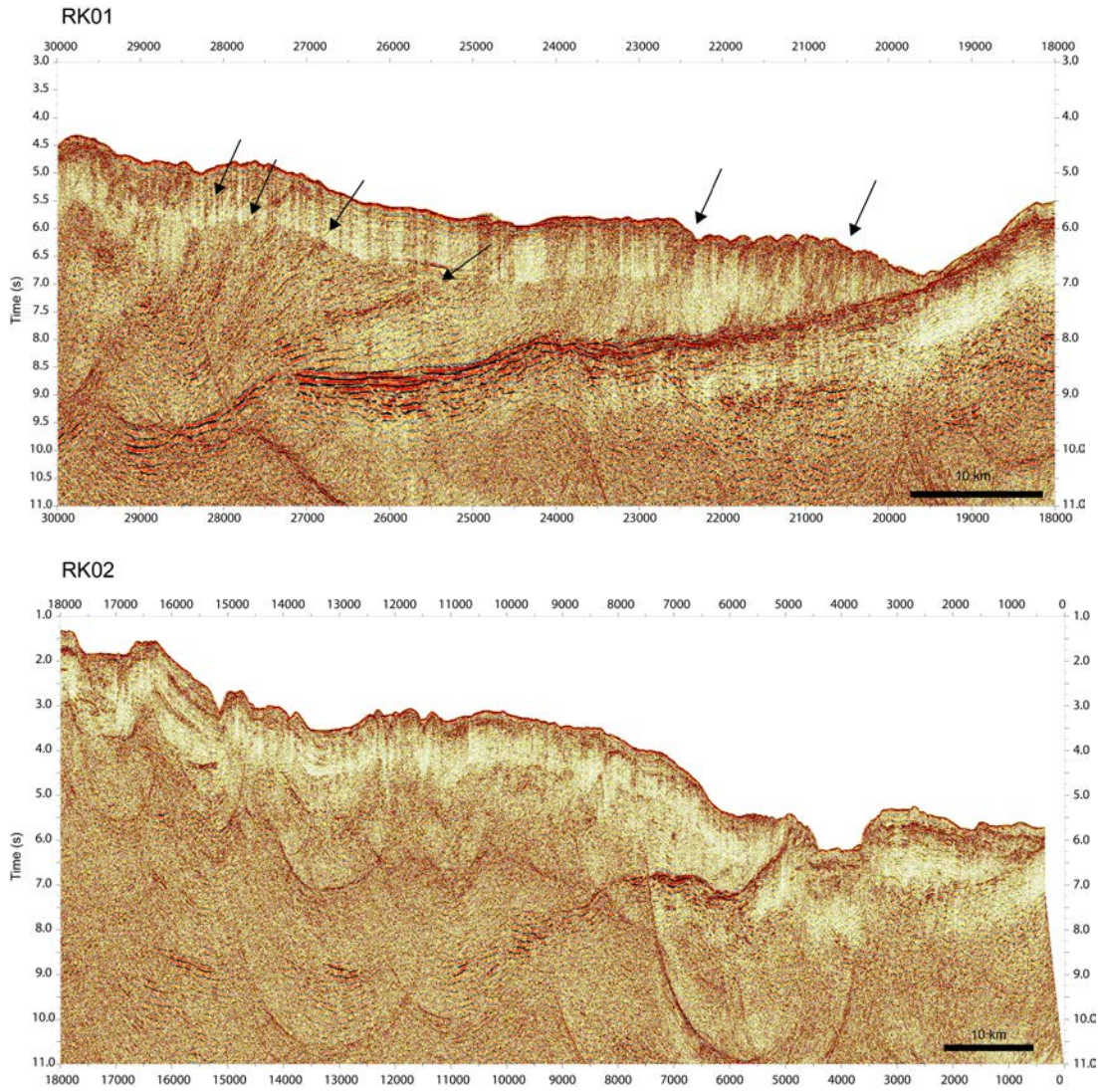


図 3-6-①-2 南西諸島北部地殻構造探査で取得された反射法探査データの例(RK01, RK02)。図中の矢印は陸側に傾斜する反射面を示す。

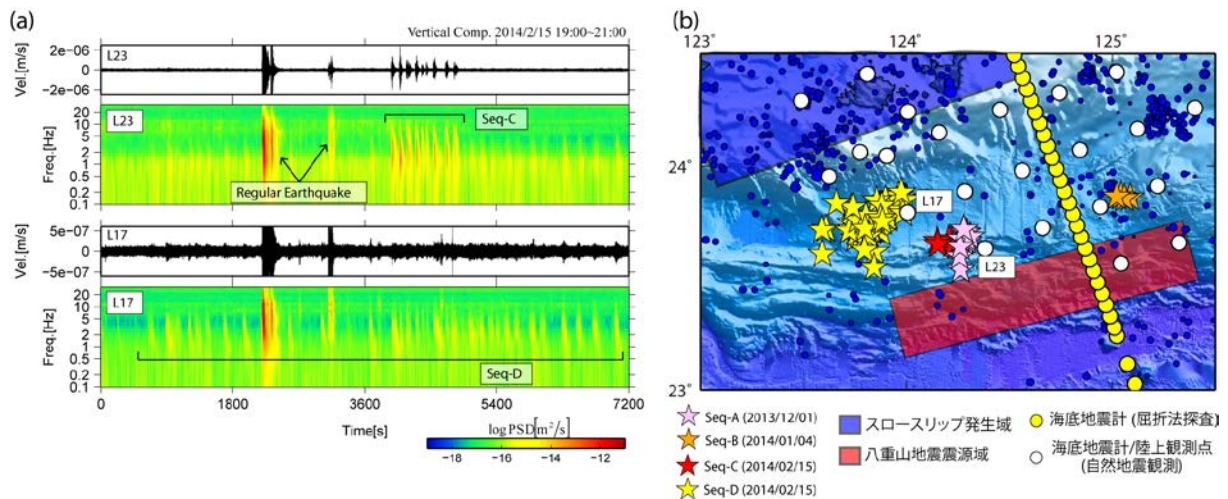


図3-6-①-3 (a)南西諸島南部(石垣島周辺)での自然地震観測で検出されたプレート境界で発生する低周波地震の地震波形記録とランニングスペクトル。(b)この低周波地震活動はプレート境界浅部の津波地震発生域(Nakamura, 2009)と深部のスロースリップ発生域(Nishimura, 2014)の間で発生しており、プレート境界全体が固着することなくゆっくりと滑ることを示唆している。

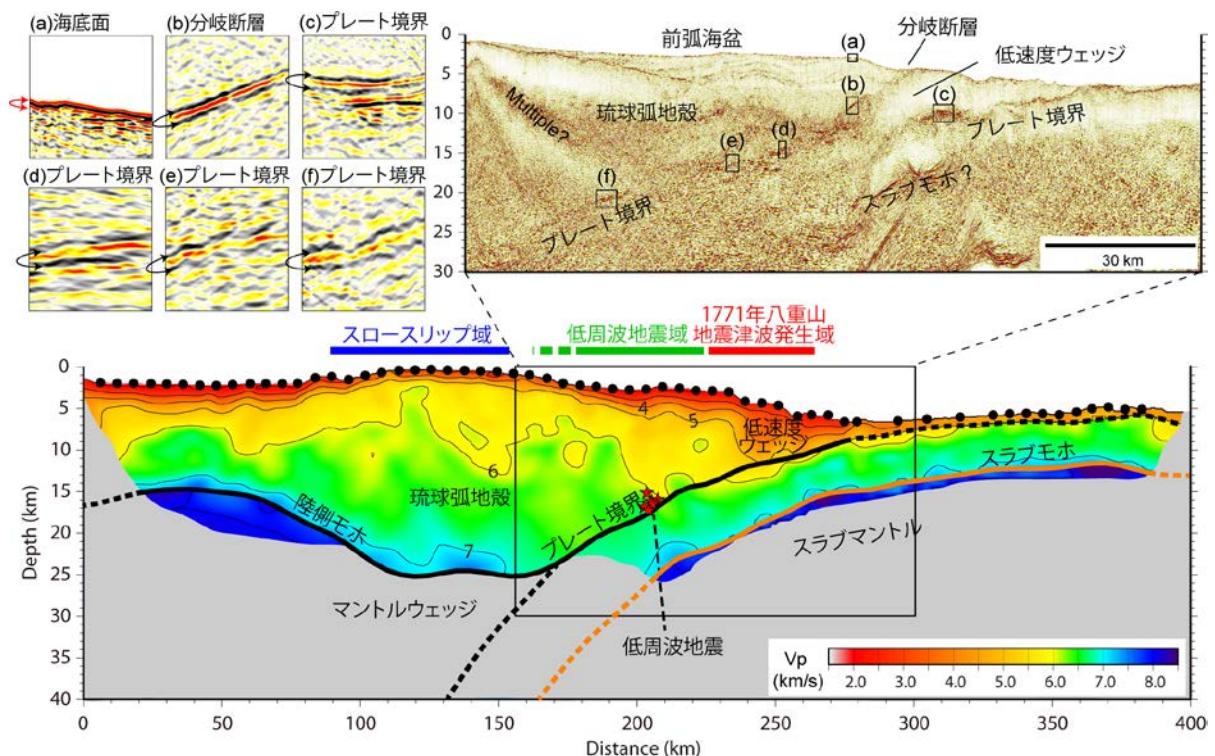


図3-6-①-4 南西諸島南部(石垣島東方)測線での地殻構造探査で明らかとなったフィリピン海プレートの沈み込み構造。(a)反射法探査により、プレート境界からの分岐断層が津波地震発生域に存在することが確認された。また、プレート境界の複数の箇所で見られる反射波の極性反転は、プレート境界に流体が存在することを示唆する。(b)低周波地震の震源はプレート境界の近傍に位置する。

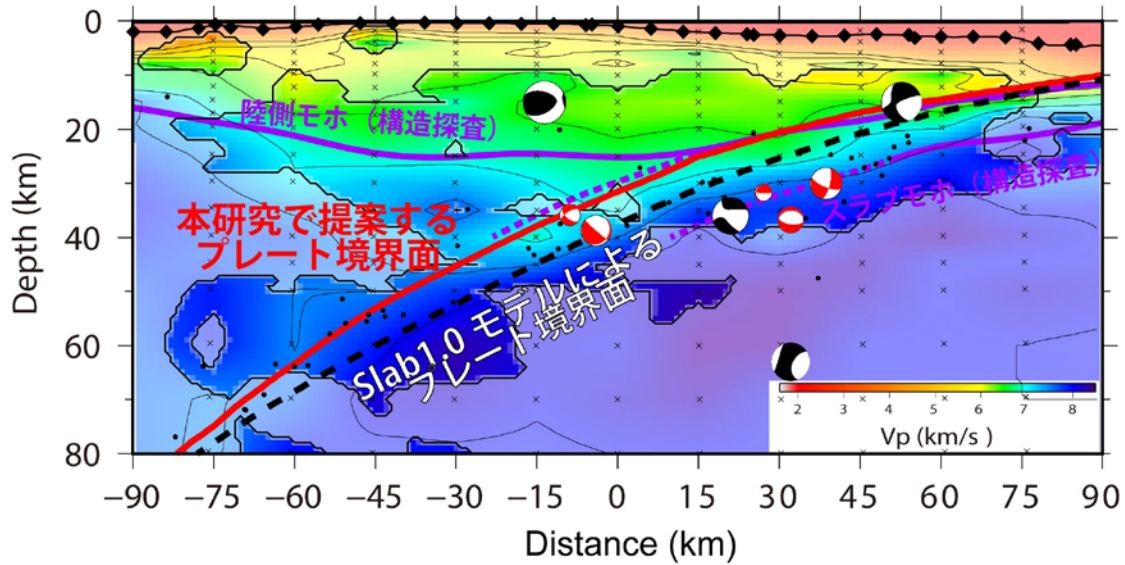


図3-6-①-5 トモグラフィから得られた、構造探査測線に沿ったP波速度構造と推定したプレート境界面形状。本研究で得られた震源メカニズム解を赤、GCMT カタログ (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) によるものを黒で示す。

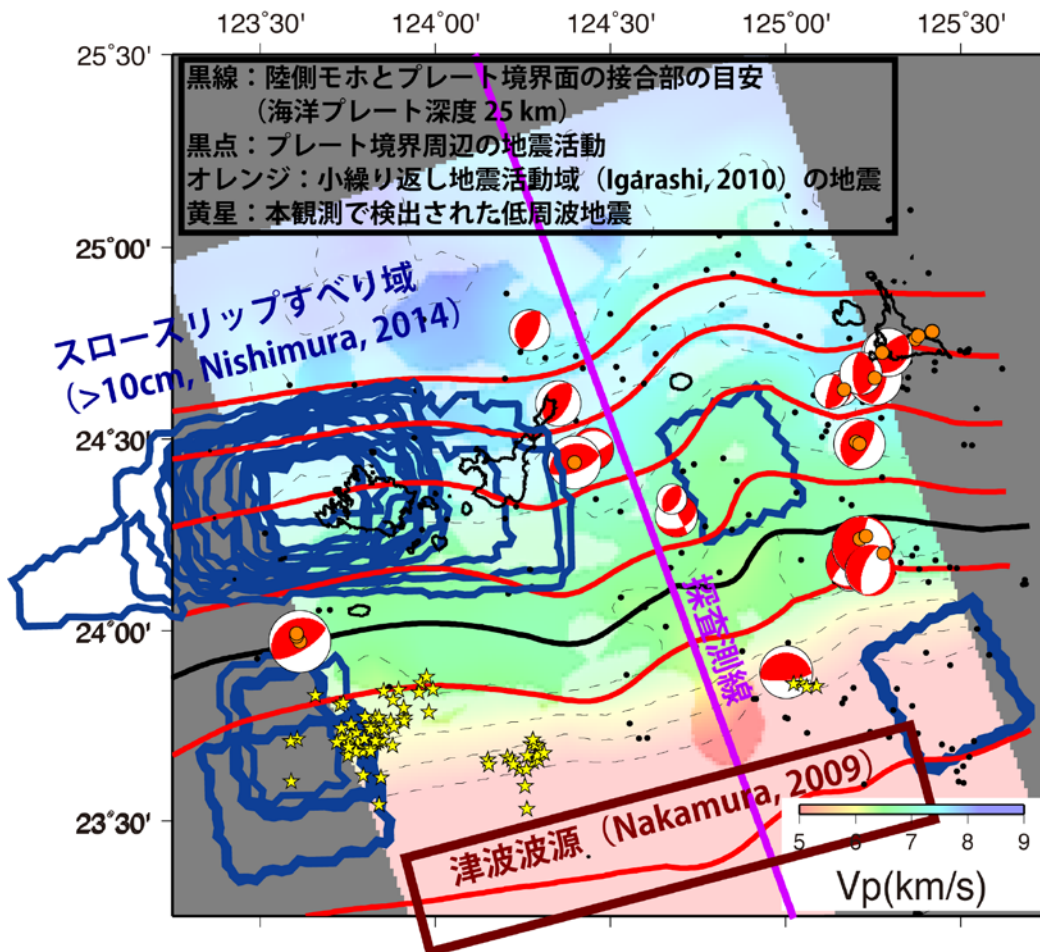


図3-6-①-6 プレート境界から5 km 浅い場所のP波速度構造とプレート境界の等深度線 (赤: 10 km 間隔で深さ10 km から60 km まで)。メカニズム解は本研究によるもの。

2) 南海トラフの拡大想定震源域上限の構造マッピング

平成 26 年度までに得られた室戸岬沖から足摺岬沖にかけての高分解能 MCS データ (図 3-6-①-7) について深度変換を行い、深部のプレート境界すべり面から海底に繋がる前縁断層について反射特性に基づいた断層の累積変位量を抽出した (図 3-6-①-8)。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 3-6-①-9)、さらに 1946 年南海地震に伴う破壊域 (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面とともに 300m を超える変位が確認された。

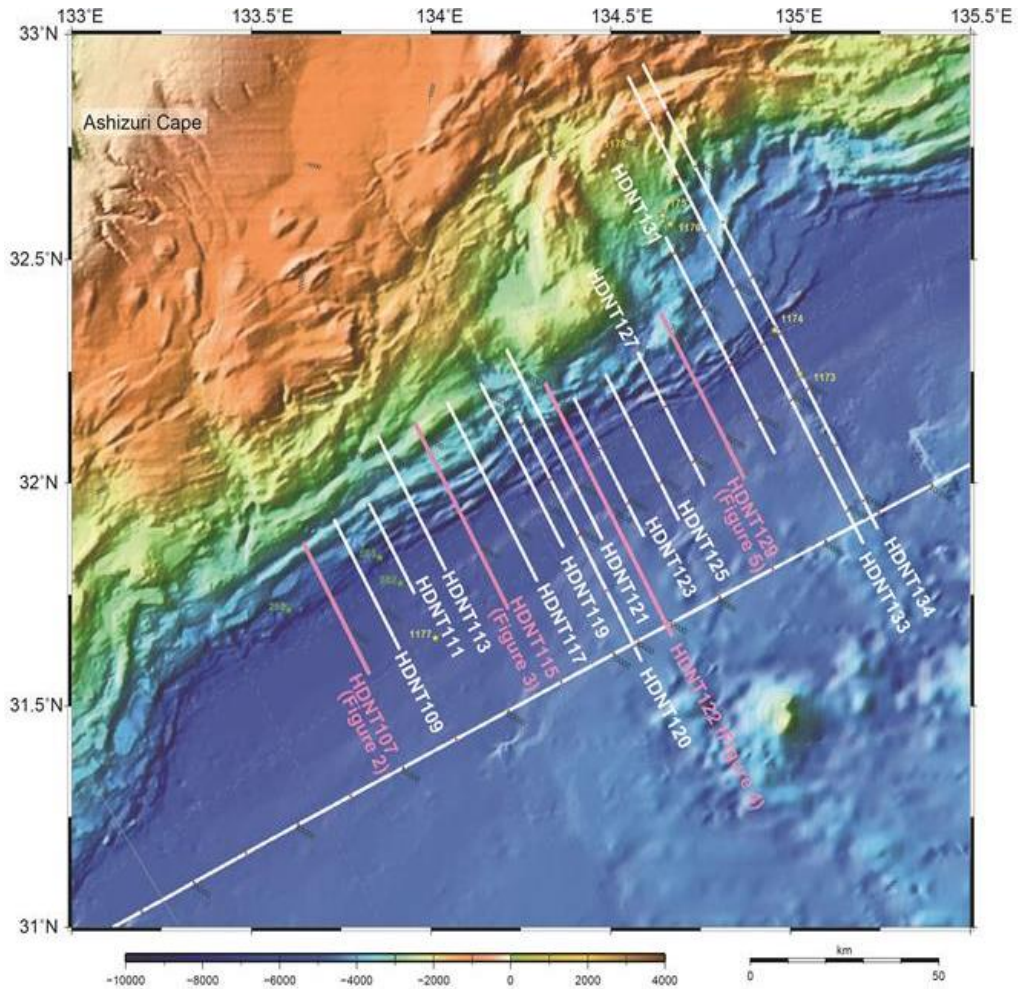


図 3-6-①-7 平成 25 年度・平成 26 年度に取得した南海トラフ・トラフ軸周辺における反射法地震探査の測線図

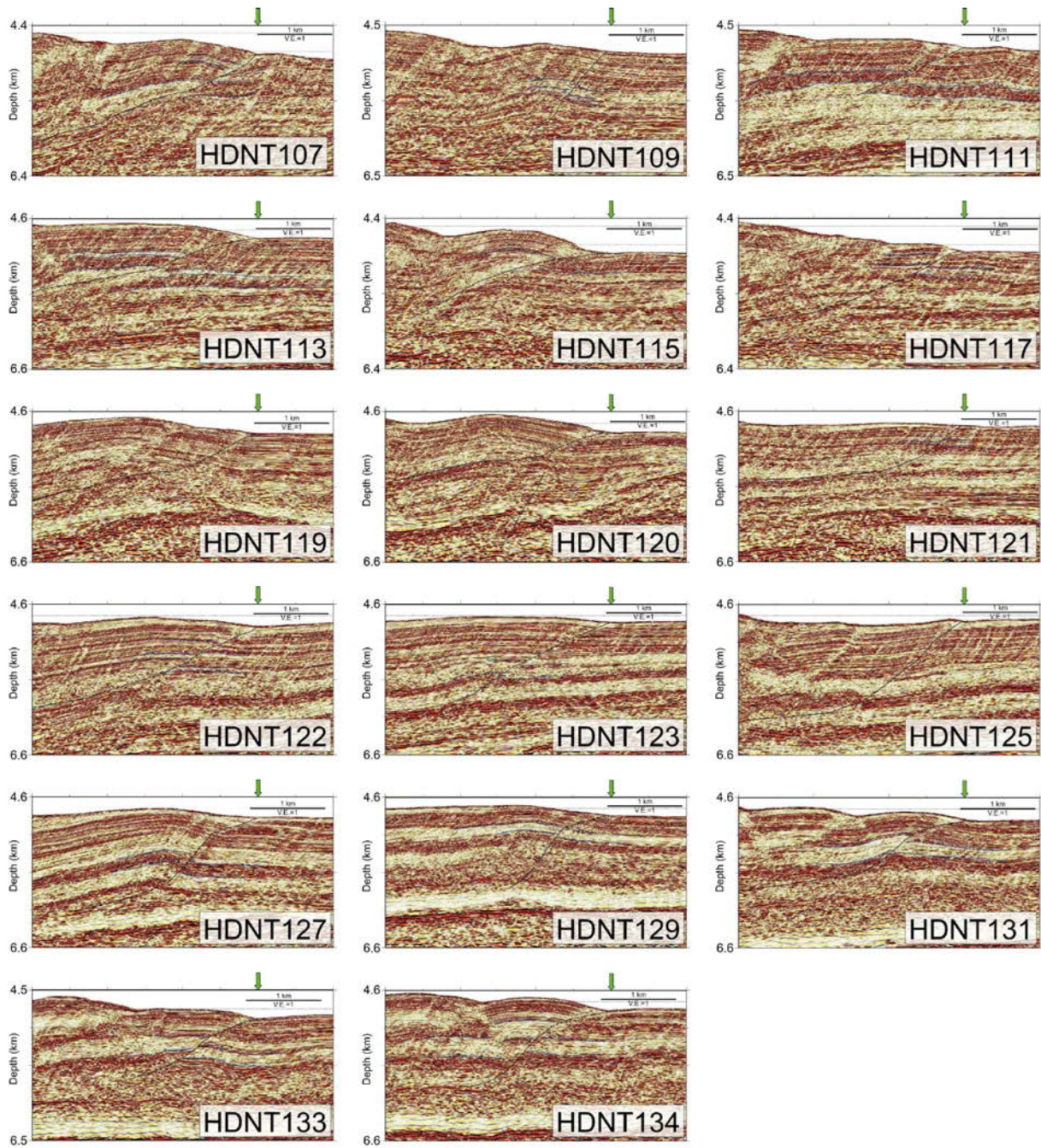


図 3-6-①-8 各測線の前縁断層（緑矢印）周辺を拡大した深度断面（縦横比 1 : 1）

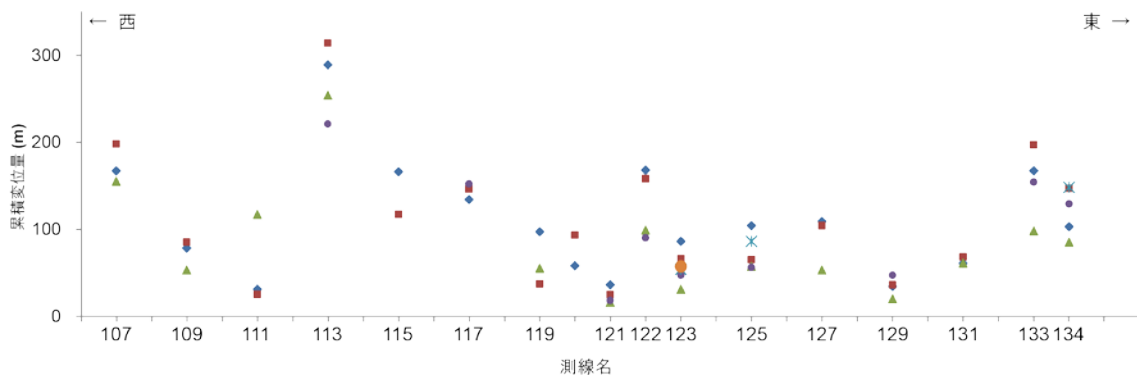


図 3-6-①-9 各測線で得られた前縁断層の累積変位量

3) 拡大想定震源域下限および海洋プレート構造・物性の決定

平成 26 年度までに得られた四国沖南海トラフ海側の四国海盆でトラフに平行な SB01 測線（図 3-6-①-1 0）について得られた屈折法地震探査データを用いた速度構造解析の結果を時間断面に変換し、高分解能 MCS データに重ね合わせた結果（図 3-6-①-1 1）、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 地点で、磁気異常データから推定される四国海盆の形成年代（沖野，2015）と比較すると、四国海盆の形成初期から終盤の境界域に対応することが明確になった。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、沈み込む前のフィリピン海プレートの持ち込む水の量と関係があると考えられる西南

日本の深部低周波微動とプレート構造の関係を、両者を比較することで考察した。その結果、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 3-6-①-1 2）。

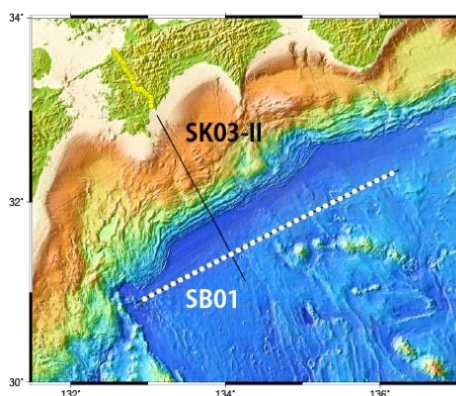


図 3-6-①-1 0

西部南海トラフでの高分解能 MCS 測線、大規模構造調査測線、および海陸統合地震探査測線。

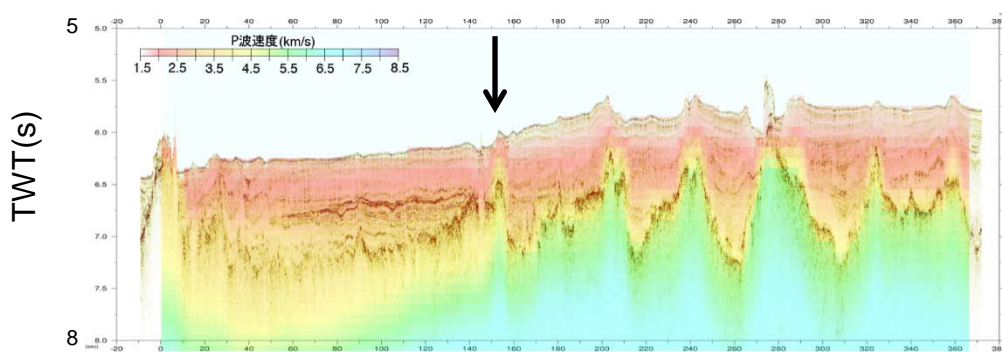


図 3-6-①-1 1 トラフ軸海側四国海盆 SB01 測線における高分解能 MCS 時間断面に、屈折法地震探査データによって得られた P 波速度構造を重ね合わせたもの。矢印の地点で、基盤直下の速度が測線の東西で急激な変化が見られる。

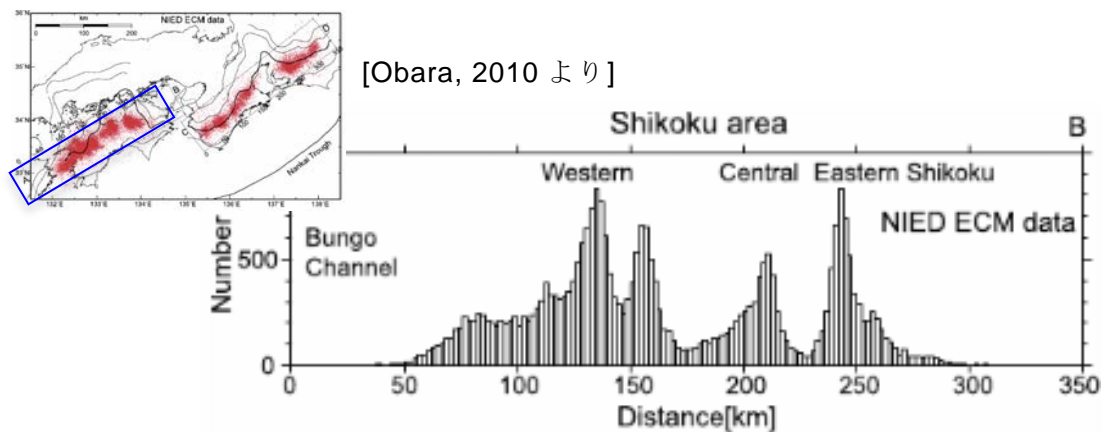


図 3-6-①-1 2 青枠内の四国の深部低周波微動（赤点）の活動度の東西変化。

また、図 3-6-1-①-1 0 中の SK03-II 測線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 3-6-①-1 3）。

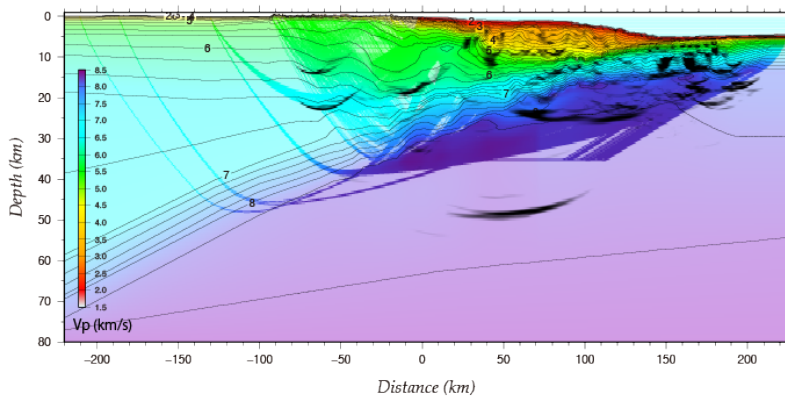


図 3-6-①-1 3

平成 26 年度までの成果に加えて SK03-2 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。

(d) 結論ならびに今後の課題

南西諸島北部（奄美大島北側）において、海底地震計を用いた屈折法探査、反射法探査を実施した。その結果、プレート境界面は明瞭な反射面としてイメージングされ、海溝軸から陸側へ約 70km まで連続的に追跡できたほか、プレート形状の大きな変化を捉えることにも成功した。また、上盤プレート内には陸側に傾斜する反射面が複数認められ、付加体を形成しているものと考えられる。さらに、震源位置が不明な 1911 年に喜界島地震（M8）とプレート周辺の構造との関連を検討する上で重要な結果と考えられる。

平成 26 年度までに実施した南西諸島南部の琉球海溝域での大規模構造調査、および自然地震観測のデータを用いた解析から、南西諸島南部（石垣島周辺）での自然地震観測で検出された低周波地震の一部は、津波地震発生域と深部スロースリップ発生域の間に位置するプレート境界で発生していることを確認した。プレート境界の流体の存在を示す極性反転も

認められた。また、自然地震観測データを用いて、三次元地震波トモグラフィ解析を実施し、得られた震源のメカニズム解、小繰り返し地震 (Igarashi, 2010)、および速度構造を基に、三次元的なプレート境界モデルを構築した。プレート境界形状およびプレート境界周辺の地震活動度に東西で異なる特徴が見られた。今後、さらに地震発生帯の広がりについて検討を進める。

平成26年度までに実施した四国沖南海トラフ軸域での高分解能反射法地震探査データを用いて、深部のプレート境界すべり面から海底に繋がる前縁断層について反射特性に基づいた断層の累積変位量を抽出した結果、四国沖では平均100mを超える変位量、特に1946年南海地震破壊域では300mを超える変位量が明らかになった。平成26年度までに実施した四国沖南海トラフ海側での構造探査データからは、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の周期が類似していることがわかった。今後、さらに前縁断層分布と断層の累積変位量を推定する領域を拡大し、巨大地震発生との関係を検討する。また、構造解析からフィリピン海プレートの流体分布イメージを得て、地震発生との関係について検討を進める。

(e) 引用文献

Baba T, Cummins PR (2005) Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high resolution tsunami waveform inversion. *Geophys Res Lett* 32: L08305. doi:10.1029/2004GL022320.

後藤和彦、1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価、*地震*、65、231-242 (2013)

Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825. (1981)

Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002. (2012)

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

Igarashi T., Spatial changes of inter-plate coupling inferred from sequence of small repeating earthquakes in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20304, doi:10.1029/2010GL04460. (2010)

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)

Nishimura T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1:22, doi:10.1186/s40645-014-02205. (2014)

Obara K., Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.*, 115,

②自然地震・構造探査を用いた構造解析

(a) 業務の要約

四国西部を対象に平成 26 年 12 月に実施した人工地震探査データ及び平成 25 年度から 26 年度に実施した 30 箇所の陸域稠密地震観測による自然地震観測データを解析し、深部低周波微動等の活動域とその周辺におけるプレート境界付近の地下構造の特徴把握や陸域下に沈み込むフィリピン海プレートと深部低周波微動源の相対的位置関係の把握を行った。また、四国東部で発生する深部低周波微動源並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行うため、四国東部域を対象とした陸域稠密地震観測点を展開し、観測を開始するとともに、予備的なデータ回収を行った。

(b) 業務の成果

1) 四国西部における人工地震探査データの解析

平成 26 年度に実施した人工地震探査によって得られたデータに反射法解析処理を行うことによりプレート境界からの反射波を捉え、プレート境界の反射強度とすべり特性との関係を調査した。本研究における人工地震探査では、南海トラフに直交する北西-南東方向に長さ約 80 km の探査測線を設定した(図 3-6-②-1)。この探査測線は、短期的 SSE 発生域の累積すべり量 (Nishimura *et al.*, 2013) の大きな領域 (>0.3 m) を通過するように設定した。測線上には薬量 300 kg の発破点を測線の北端に近い場所に 1 点設定した(文部科学省 研究開発局・国立研究開発法人 海洋研究開発機構, 2015)。

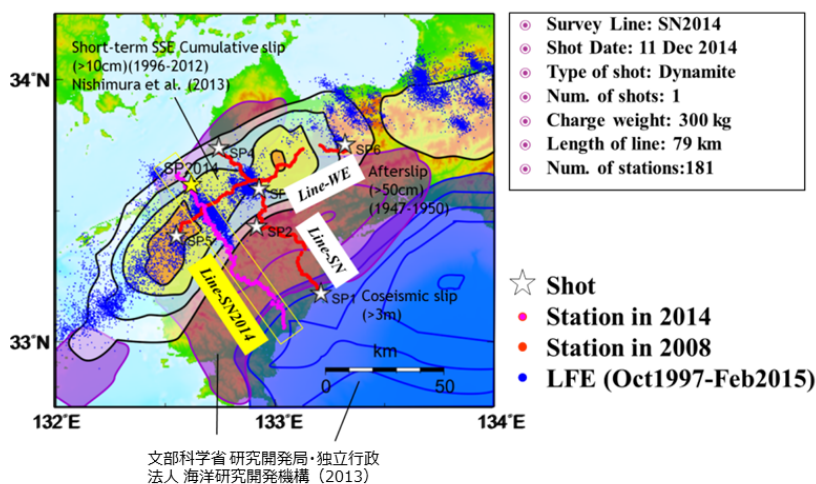


図 3-6-②-1 平成 26 年度に実施した四国西部における人工地震探査測線 (紫点) とショット点 (黄星印)。測線は 1946 年南海地震時すべり域 (青領域)、その後の余効すべり域 (紫領域)、短期的 SSE 発生域 (黒実線コンター) を通る。1997 年 10 月から 2015 年 2 月までの期間に発生した低周波地震を青点で示す。

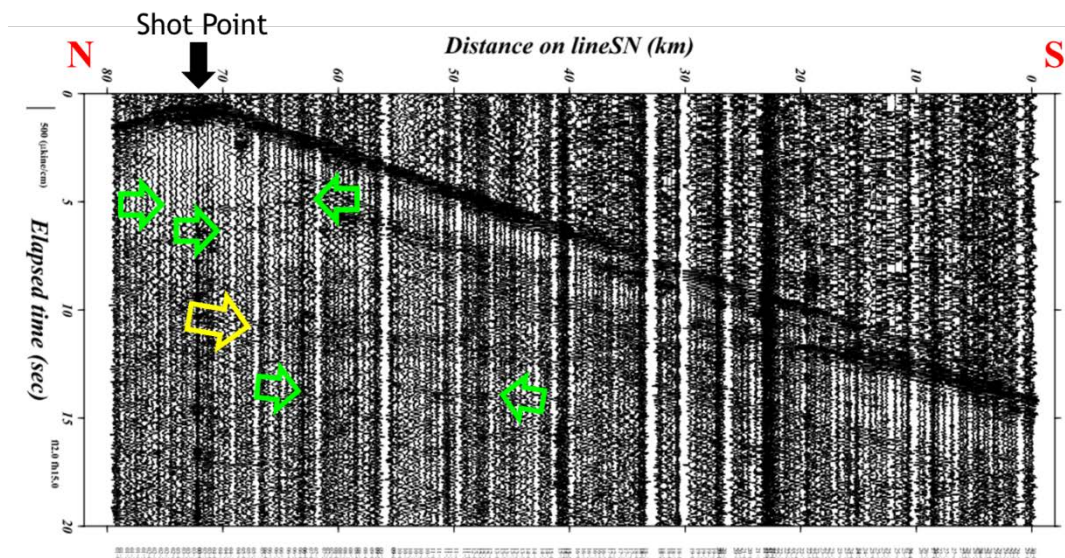


図 3-6-②-2 平成 26 年度実施の人工地震探査でのショット記録。バンドパスフィルタおよび AGC フィルタ処理を行っている。複数の後続波（中色抜き矢印）の到来を確認することが出来る。特に 10 ～ 12 秒のあたりに反射波だと思われる強い振幅をもつ波群（中色抜き黄矢印）が存在する。横軸は、観測点の南端を 0 とした南北距離を表し、黒矢印はショット位置を示す。

人工地震探査で得られたショット記録を図 3-6-②-2 に示す。全観測点で P 波初動の到着を確認することが出来る。また、図 3-6-②-2 に矢印で示すように、複数の後続波を確認することが可能である。特に、10～12 秒付近に振幅の大きな波群を確認することが出来る。この波群は、その到着時間からプレート境界付近からの反射波だと推定される。

この人工地震探査で得られた波形データに対し、反射法解析処理を適用した。処理では、CDP 編集、ミュート、フィルタ処理、静補正、NMO 補正、深度変換の一般的な解析を行った。なお、発破点が 1 点しかないため、CDP 重合処理は行わない、いわゆるシングルソートでの解析を行った。解析によって得られた深度断面図を図 3-6-②-3 に示す。発破点が 1 点であるため、測線の北側半分の深度断面図のみを得た。ショット記録で確認された 10～12 秒付近の波群は、北側に傾斜する反射波としてイメージされ、深さ 29～36km に投影された（図中の黄実線）。Baba *et al.* (2002) によりフィリピン海プレート上面深度が、Shiomi *et al.* (2004) によってフィリピン海プレート内の海洋モホ面深度が推定されている。それらの結果との比較により、この北側に傾斜する反射面をフィリピン海プレート上面のプレート境界と解釈した。新たに検出したプレート境界の深さは、Baba *et al.* (2002) よりも 2～4 km ほど深い。

プレート境界の反射強度を定量的に見積もるためにピックマイグレーション処理および振幅割り当て処理を行った。ピックマイグレーション処理は、重合効果によってイメージの明瞭化が期待できない少ないショット点数のデータの際に有効な手法である（例えば、Henry *et al.*, 2013）。図 3-6-②-4 に処理の概念図を示す。トレースで確認される後続波の位相を読み取り（ピックし）、その等走時曲線をショット点と観測点の座標に基づいて求める。読み取り位相毎に等走時曲線を描き、それらを重ね合わせてその包絡線を引くことによって位相の揃った反射波を反射面としてイメージングが可能となる。今回は反射強度の推定を行

うために、等走時曲線に対して振幅割り当て処理を行った。後続波の位相読み取り時の位相振幅値を用い、震源のマグニチュードと幾何減衰効果を補正した値を等走時曲線に割り当てた。一連の処理の前に後続波の位相読み取りを行わなければならないが、今回は AGC フィルタ処理をしたショット記録から AGC 平均振幅の 1.4 倍を超える位相を自動的に読み取った。また、表面波の影響を除去するため、表面波到着より前のデータはミュート処理をした。

ピックマイグレーション処理および振幅割り当て処理によって得られた深度断面図を図 3-6-②-5 に示す。得られた反射波の振幅強度の値は、推定したプレート境界周辺で大きい。また、フィリピン海プレートのモホ面に位置する場所も大きな値を示す。図の上部にプレート境界に沿った反射強度（青点）と微動エネルギー（赤点：Maeda and Obara, 2009）の空間分布を示す。プレート境界の反射強度は、微動エネルギーのピークよりも深い 10 km 北側で最大となる。今回データが得られた測線北側では、プレート境界の反射強度の大きい領域は短期的 SSE の累積すべり量（Nishimura *et al.*, 2013）の大きな範囲と良い対応を示す。また、より深部では両者とも小さくなっており、プレート境界のすべり特性に対応するように反射強度の変化がみられる。このようなプレート境界の反射強度とすべり特性との対応は、今回の測線の 25 km 東側で実施された 2008 年人工地震探査の結果でも報告されている（武田・他, 2015）。武田・他（2015）は、測線上の 1944 年南海地震時すべり域、アフタースリップ域、短期的 SSE 累積すべり域に対応して、それぞれ非常にシャープな反射面、中強度の反射面、ピーク強度の反射面と、プレート境界の異なる特徴を示した。今回の結果も短期的 SSE 累積すべりが大きい領域で反射強度が大きい傾向を示している。このことは、プレート境界における反射強度を調べることによってプレート境界のすべり特性に関する情報を得ることができる可能性を示している。

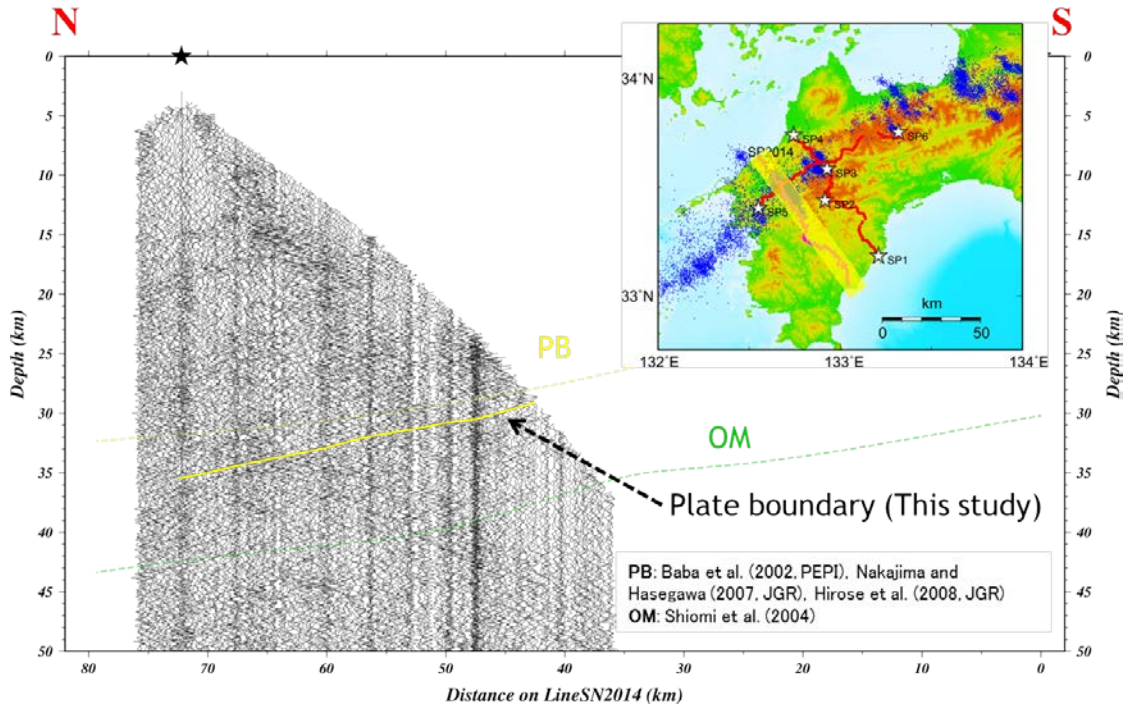


図 3-6-②-3 反射法処理された深度断面図。本研究で解釈したプレート境界を黄実線で示す。PB (黄破線) は Baba *et al.* (2002)、Nakajima and Hasegawa (2007)、Hirose *et al.* (2008) の統合モデルによるプレート境界、OM (緑破線) は Shiomi *et al.* (2004) によるフィリピン海プレート内の海洋モホ面を示す。図 3-6-②-2 で確認された振幅の大きな波群はプレート境界からの反射波だと解釈し、黄実線で示した。

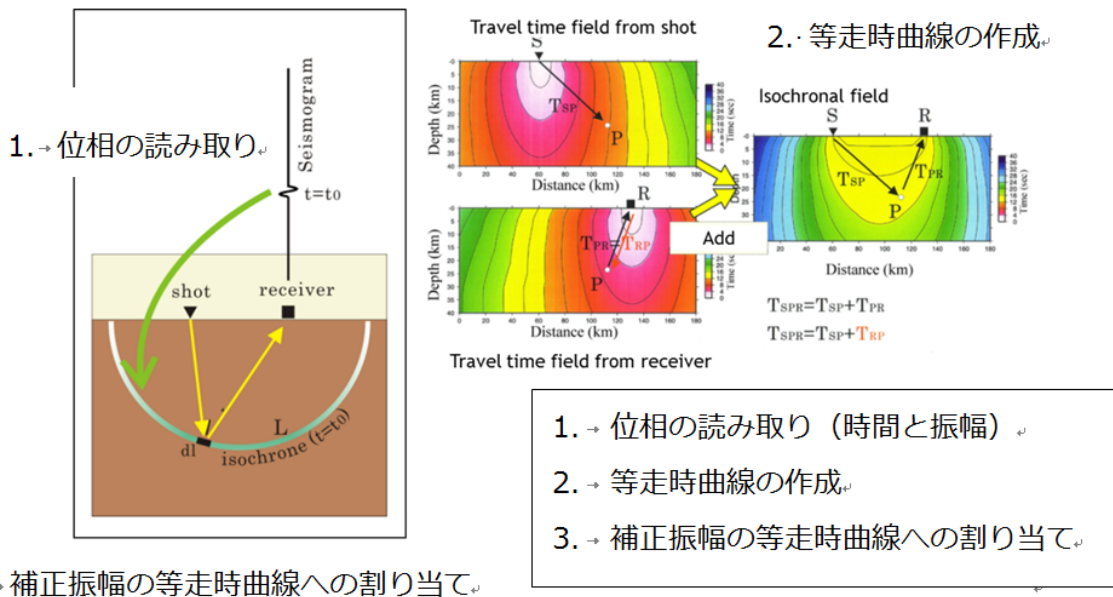


図 3-6-②-4 ピックマイグレーション処理および振幅割り当て処理の概念図。

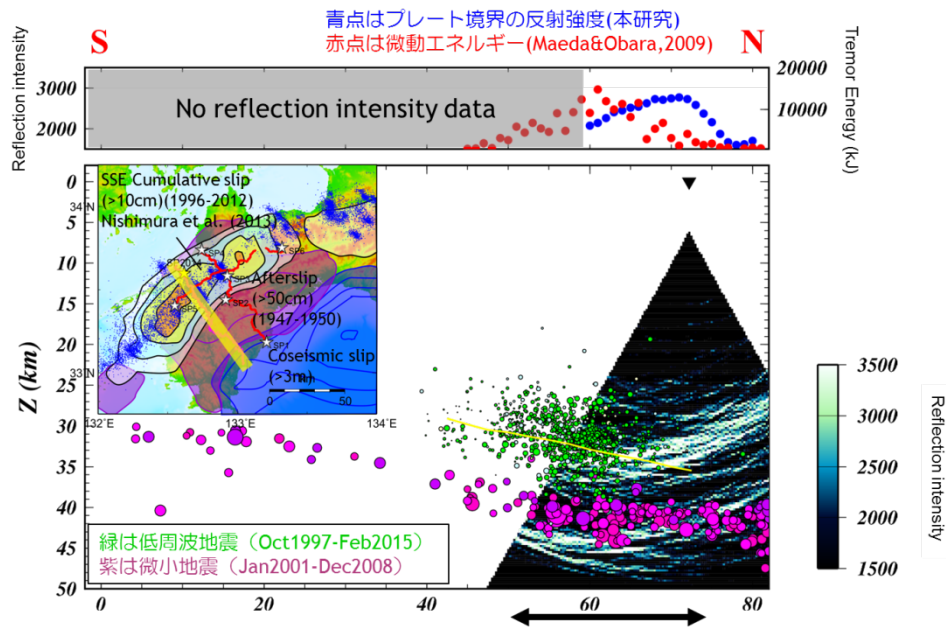


図 3-6-②-5 ピックマイグレーション処理および振幅割り当て処理による深度断面図。低周波地震（緑: 1997年10月～2015年2月）および微小地震（紫: 2001年1月～2008年12月）の分布を合わせて表示している。上部に今回推定されたプレート境界に沿った反射強度と微動エネルギー（Maeda and Obara, 2009）の空間分布を示す。下部に短期的 SSE の累積すべり量（Nishimura *et al.*, 2013）の大きい範囲を両矢印で示す。

2) 四国西部における自然地震観測データの解析

本研究では、平成 26 年 2 月、四国西部の総延長約 80 km の測線上に臨時機動観測点 30 点をほぼ等間隔になるように設置し、約 1 年間の観測を行った。各観測点には、低消費電力型のデータ収録装置（計測技研製 HKS-9550）と固有周波数 1 Hz の三成分短周期地震計（OYO Geospace 社製 GS-1）を設置し、サンプリング周波数 100 Hz で観測データを収録した。本節では、これらの臨時機動観測点に加え、測線近傍に位置する防災科研高感度地震観測網（Hi-net）観測点 7 箇所、防災科研広帯域地震観測網（F-net）観測点 1 箇所、防災科研が運用する臨時観測点 1 箇所ので得られた遠地地震データにレシーバ関数解析法を適用し、測線下の地震波速度不連続面の位置や形状の推定を行った。観測点及び測線の位置を図 3-6-②-6 に示す。前節の人工地震探査は、この測線上に上下動成分地震計 150 台を一時的に追加して行ったものである。

臨時機動観測点の観測期間は1年間である。解析対象となる観測データ数を増やすため、臨時機動観測点については、震央距離 30°から 90°で発生したマグニチュード (M) 5.5 以上の遠地地震を対象とした。ただし、1 観測点は観測期間を通じて地震計が不調であったため、本解析対象から除外した。一方、Hi-net や F-net 等、数年以上にわたる観測データを蓄積している観測点 (以下、固定点という) については、十分な S/N が得られている記録を優先して採用できるよう、M6.0 以上の地震を対象とした。対象となる地震の選定にあたっては、米国地質調査所 (USGS) が整備するカタログを参照した。観測波形を目視確認し、十分な S/N を有すると判断されるもののみを選択して、以降の解析に使用した。表 3-6-②-1 に、解析に用いた観測点および使用したデータの概要をまとめる。

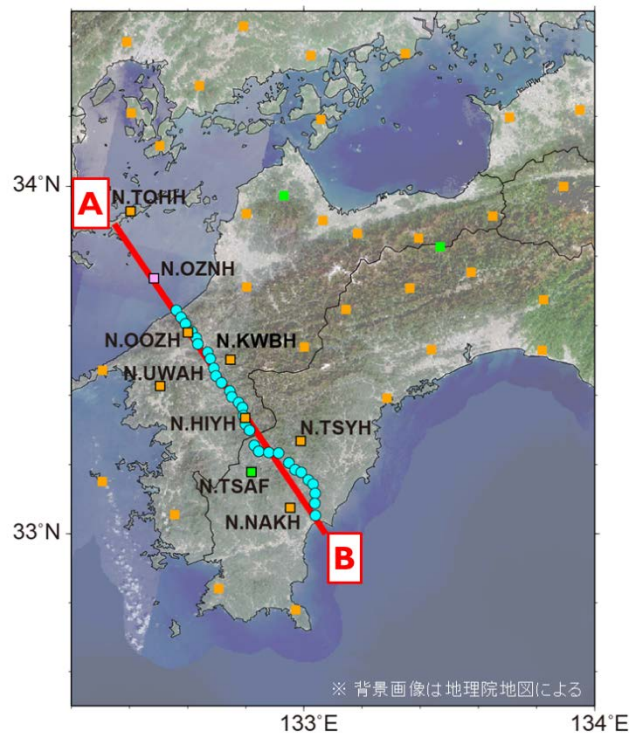


図 3-6-②-6 解析に用いた観測点の分布と測線の位置。水色、橙、緑、桃の各シンボルは、それぞれ本件で整備した臨時機動観測点、Hi-net、F-net、防災科研臨時点の位置を表す。解析に使用した観測点については黒線で輪郭を示すととも臨時機動観測点以外については観測点コードを併記した。

表 3-6-②-1 解析に用いた観測点と観測期間

解析に用いた観測点の概要			解析に用いたデータ	
観測網	地震計種類	観測点数	観測期間	地震規模
臨時機動観測点	短周期地震計 (固有周波数 1Hz)	29	2014/03~2015/03	M≥5.5
高感度地震観測網		7	2000/10~2015/05	M≥6.0
防災科研臨時		1	2007/12~2015/05	
広帯域地震観測網	広帯域地震計	1	2004/02~2015/05	

解析は、Shiomi *et al.* (2008) の方法に準拠して行った。ただし、より詳細な構造の特徴を把握するため、コーナー周波数が 1.0 Hz および 1.5 Hz の 2 種類の低域通過フィルタを適用したレーシーバ関数を計算した。レーシーバ関数の時間軸を深さに変換する際には、Matsubara and Obara (2011) による三次元地震波速度構造を用いた。図 3-6-②-7 に、観測されたレーシーバ関数の一例を示す。臨時機動観測点は、北から順に観測点番号を振っており、図 3-6-②-7 (a) に示した No. 04 観測点は、同図 (b) に示した Hi-net の大洲観測点に最も近い観測点である。大洲観測点の位置は、図 3-6-②-6 に、N.OOZH のラベルを付して示した。各レーシーバ関数について、正の振幅を赤、負の振幅を青で塗色した。動径方向 (radial) 成分のレーシーバ関数後続相に見られる正負の振幅は、それぞれ、深部が浅部よりも高速度あるいは低速度な地震波速度不連続面が存在することに対応する。大洲観測点 (図 3-6-②-7 (b)) では、黒矢印を付記した動径方向成分の約 5 秒に顕著な正の振幅、その直前に負の振幅が到来している。前者は沈み込むフィリピン海プレート内のモホ面、後者はプレート上面で変換した波に相当する。同様の位相は臨時機動観測点 (図 3-6-②-7 (a)) でも確認できるが、Hi-net 観測点ほど明瞭ではない。これは、観測期間が短く、S/N の劣る小規模な地震も解析に用いていること、スタックによる S/N の改善が十分でないことに起因すると考えられる。

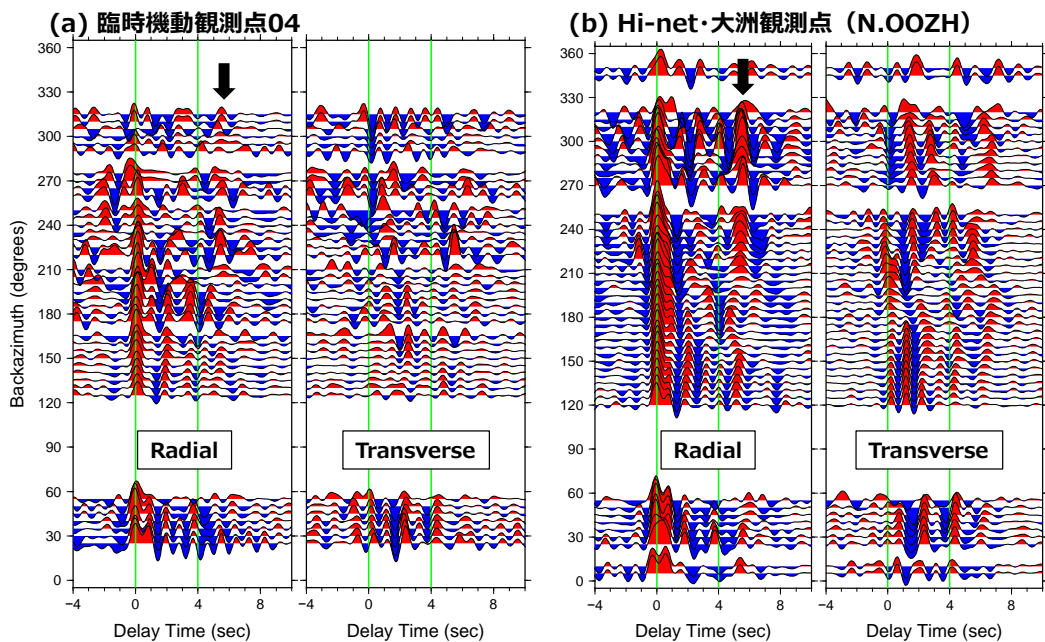


図 3-6-②-7 臨時機動観測点 No. 04 (a) および Hi-net の大洲観測点 (b) で観測されたレーシーバ関数。コーナー周波数 1.5 Hz の低域通過フィルタを適用した結果を示す。各図の左側は動径 (radial) 方向成分、右側はそれに直交する (Transverse) 成分のレーシーバ関数を表す。横軸は直達 P 波着震からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を北から時計回りに計測して示す。

得られた各レシーバ関数は、直達P波着震からの時間を表す時系列である。各レシーバ関数から地下構造を推定するため、観測点と震源を結ぶ波線に沿った地震波速度を Matsubara and Obara (2011) による三次元地震波速度構造モデルから抽出し、レシーバ関数の時刻情報を深度に変換した。測線周辺について、水平方向 1.5 km、深さ方向 0.75 km のセルに分割し、波線が通過するセルに、その深さに該当するレシーバ関数の振幅情報を割り当てた。同一のセルを複数の波線が通過する場合は、その平均値を採用した。波線パラメタは、IASP91 モデル (Kennett and Engdahl, 1991) を用いて推定した。図 3-6-②-8 に、得られたレシーバ関数振幅の鉛直断面を適用した周波数ごとに示す。1.0 Hz の低域通過フィルタを適用して求めたレシーバ関数による断面 (図 3-6-②-8 (a)) では、B 点 (太平洋側、距離 0 km) の深さ 30 km 付近から A 点 (瀬戸内海側) に向かって傾斜する赤い帯 (黒矢印を付記) があり、その直上を青い線が同じく A 点側に向かって傾斜している。この赤い帯が沈み込むフィリピン海プレート内の海洋モホ面、青い線がプレート境界を表す。1.0 Hz の帯域を用いた図では、赤い帯が深さ方向に 5 km 以上の幅を持っている。1.5 Hz の低域通過フィルタを適用した図 3-6-②-8 (b) では、(a) における赤い帯の幅は数 km 程度に抑えられるが、色の連続性など、イメージ全体の安定度が低下する。そこで、以降の議論では、両帯域で得られた結果の平均 (図 3-6-②-8 (c)) を用いることとする。この図は、図 3-6-②-8 (b) の図をわずかに平滑化したものと同等である。

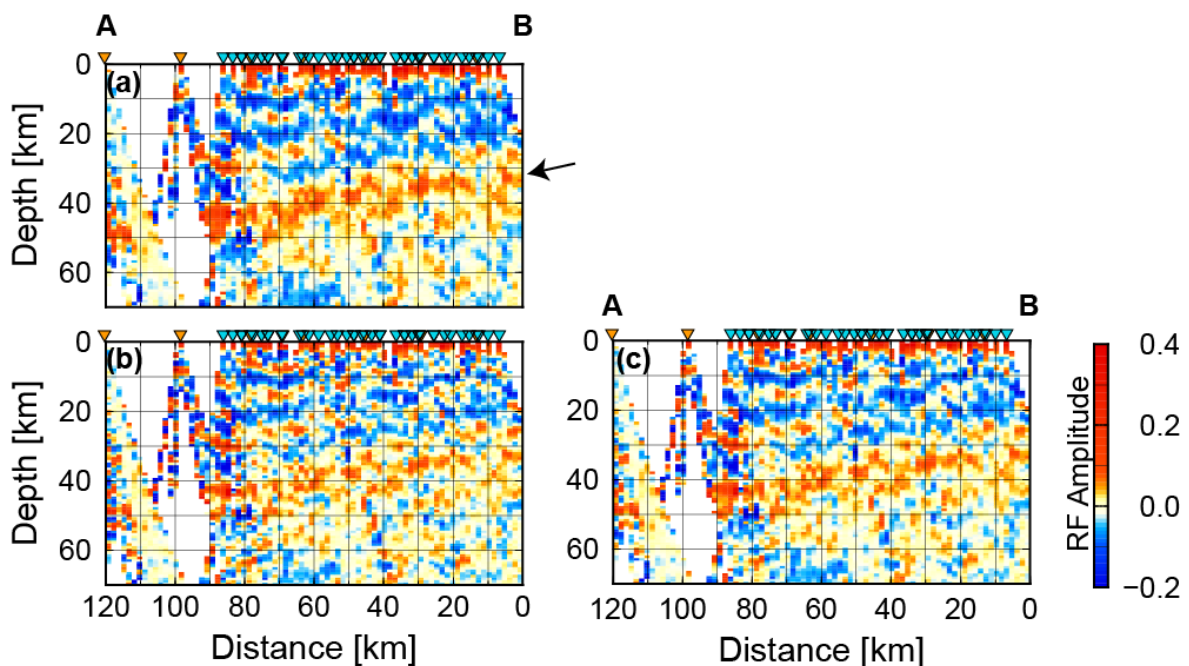


図 3-6-②-8 レシーバ関数振幅の鉛直断面図。コーナー周波数 1.0 Hz (a)、1.5 Hz (b) の低域通過フィルタを適用して推定したレシーバ関数断面、およびその平均値 (c)。各図左 (A) は瀬戸内海側、右 (B) は太平洋側を表す。上部の逆三角は、測線上に投影した観測点の位置を表す。

臨時機動観測データの効果を確認するため、固定点のみを使用して断面図を描いた結果を図3-6-②-9に示す。臨時機動観測点を追加することで波線の通過状況が著しく改善している一方、プレート起源の変換波の明瞭さという点においてはやや劣ることが分かる。これは、固定点ではMの大きな地震のみを選択して利用していること、長期のデータを使用することで地震波到来方向の多様性が確保されていることが原因として考えられる。一方、固定点であっても、図3-6-②-7 (b) に示した Hi-net 大洲観測点の地震波到来方向 150° から 210° のように、方位によっては変換波の振幅が著しく低下する様子を確認できる。一般に、傾斜する地震波速度不連続面の浅い方から地震波が入射する場合、不連続面に対する地震波の入射角度が相対的に小さくなるため、不連続面の深い方から入射する場合と比べて変換波が励起しにくくなる。図3-6-②-10に、今回の解析で用いた地震の震央分布および方位別の頻度分布を示す。今回の測線は、沈み込むフィリピン海プレートの等深度線に直交する方向に設定している。図3-6-②-10 (b) から、解析に使用した地震は今回の測線の南東延長方向に極めて集中している様子が分かるが、この方向はフィリピン海プレートが浅くなる方向に相当する。すなわち、これらの地震による波は、プレート上面あるいはプレート内の海洋モホ面での変換波が励起しにくいことを意味する。

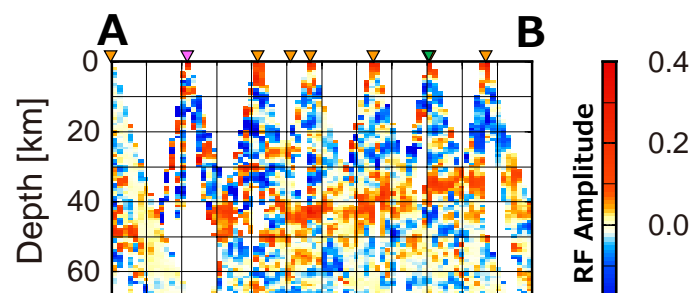


図3-6-②-9 防災科研 Hi-net 等、数年間の観測データを利用できる観測点のみの記録を用いて作成したレシーバ関数振幅の鉛直断面図。

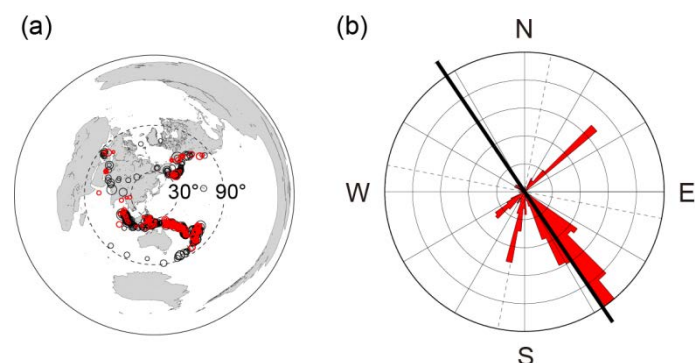


図3-6-②-10 (a) 解析に用いた地震の震央分布。黒丸は固定点、赤丸は本件による臨時機動的観測点で用いた地震の震央位置を表す。(右) 解析に用いた地震の方位別頻度分布。黒線は測線の方向、点線は方位別のグループを分割する境界を表す。

そこで、測線を基準に地震波到来方向を北東 (N11°E~N100°E)、南東 (N101°E~N190°E)、南西 (N191°E~N280°E)、北西 (N281°E~N10°E) の4つに分割し、それぞれの方位に対してレーシーバ関数断面図を作成した。各領域の境界は、図3-6-②-10 (b) に点線で示した。結果を図3-6-②-11に示す。プレート浅部側 (南東方向) から到来する地震波は全体の64%に達しており、多くの波線が対象とした断面上を広く通過している反面、プレート境界あるいは海洋モホ面に相当する不連続面の描像は明瞭ではない。一方、それ以外の3方向の断面図は、用いたレーシーバ関数が非常に限られているにもかかわらず、プレート境界ならびに海洋モホ面に対して、きわめて明瞭な速度不連続面を描像していることが分かる。図3-6-②-12に、測線の南西方向に位置する地震を除去した結果を示す。この図から、測線下のフィリピン海プレート周辺の構造について、以下の特徴をあげることが出来る。

- ・フィリピン海プレート内の海洋モホ面は、従来モデル (Shiomi *et al.*, 2008) よりも四国南部で数 km 深い。
- ・陸側モホ面は南に向かって浅くなり、四国中部で不明瞭になる。
- ・フィリピン海プレート内の地震活動は、陸側モホ面が明瞭な場所の下で活発である。
- ・深部低周波地震活動は、陸側モホ面が太平洋側へ浅くなる場所と海洋モホ面の間で活発である。また、活動域の南限付近で海洋モホ面の傾斜がわずかに急になっている。

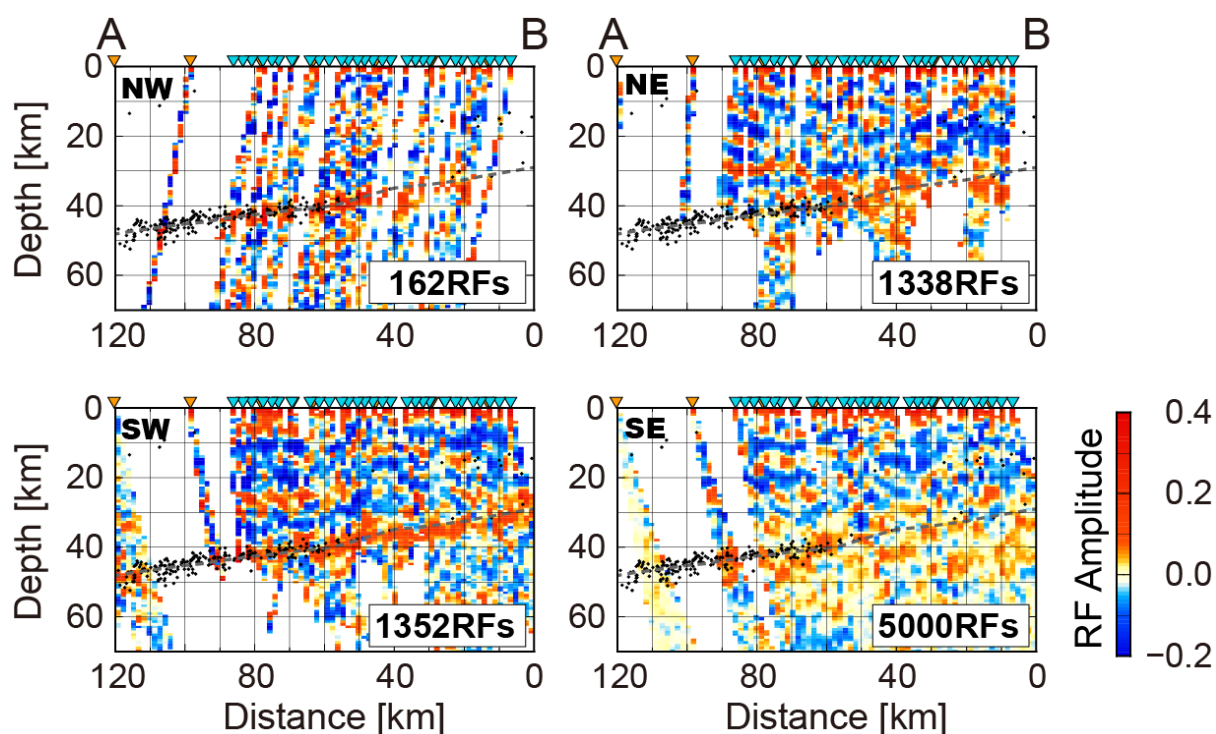


図3-6-②-11 地震波到来方向別のレーシーバ関数断面図。図中の点線及び黒点は、それぞれ、Shiomi *et al.* (2008)による海洋モホ面の位置、気象庁一元化震源情報による $M \geq 2.0$ の地震の震源位置を表す。

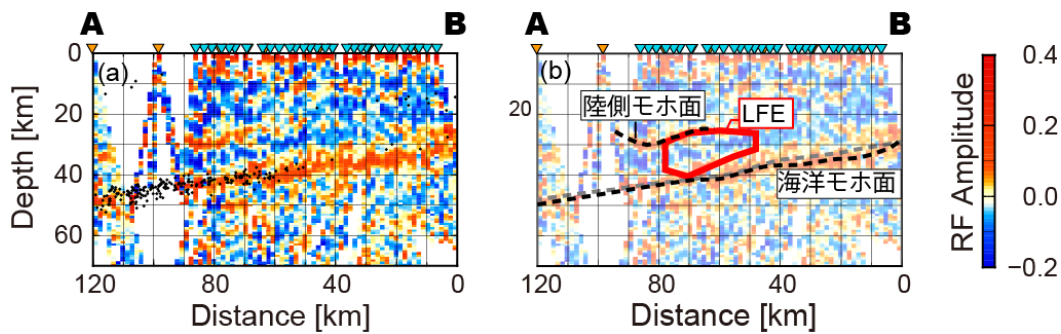


図 3-6-②-12 南東方向以外から到来する遠地地震記録から合成したレシーバ関数断面図 (a)とその解釈 (b)。ここで、黒点及び赤枠は、気象庁一元化震源情報において $M \geq 2.0$ 以上として登録されている地震の震源位置、低周波地震として登録されているイベントが多数発生している領域をそれぞれ表す。黒点線は本解析での解釈結果、灰点線は Shiomu *et al.* (2008)による海洋モホ面の深さを表す。

本測線の南東延長上では、平成 26 年 5 月上旬に、海洋研究開発機構によりエアガンの発振が行われた。本件で設置した臨時機動観測点では、このエアガン発振に伴う振動も明瞭に記録している (文部科学省 研究開発局・国立研究開発法人 海洋研究開発機構, 2015)。これらの記録を用いて作成した地震波速度構造断面 (図 3-6-①-8) に本件で求めたレシーバ関数断面図を重ねた結果を図 3-6-②-13 に示す。この図から、沈み込むフィリピン海プレート上面やプレート内海洋モホ面が、両解析結果間で矛盾なく接続していることが分かる。人工震源による構造探査では十分な探査分解能が得られない地下深部において、自然地震解析で補うことができることを示している。

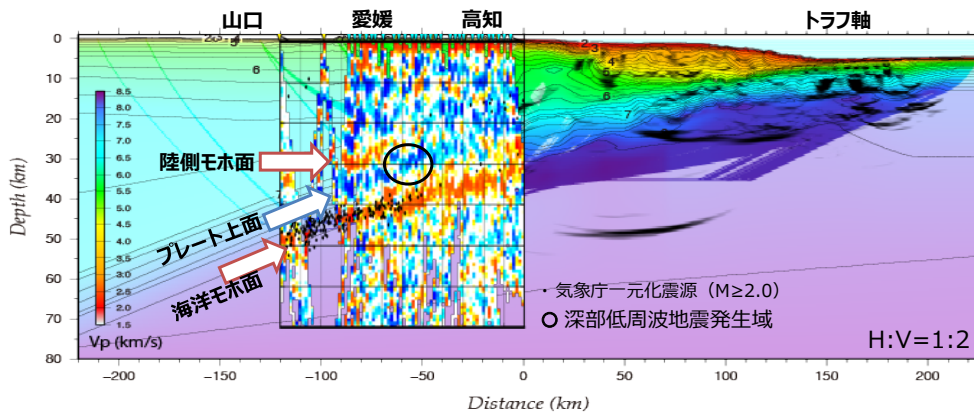


図 3-6-②-13 四国西部で実施した海陸統合地震探査により求められたP波速度構造 (図 3-6-①-8 参照) と陸域自然地震観測結果により求められたレシーバ関数イメージの重ね合わせ。黒丸は深部低周波地震発生域、黒点は $M 2.0$ 以上の地震の震源位置を表す。

3) 四国東部における稠密地震観測の実施

南海トラフより沈み込むフィリピン海プレートの構造およびそのプレート境界における物性、巨大地震発生域と深部低周波微動活動との関連を調べるため、平成 27 年度から四国東部において臨時機動観測点を用いた稠密地震観測を開始した。四国東部では、香川県高松市周辺（図 3-6-②-14 中の観測点 2 と 3 の周辺）に微動活動域があるものの、Nishimura *et al.* (2013) による短期的 SSE の累積すべり量は 0.05m 以下であり、その周囲の微動発生域（最大で 0.15 m）と比べると非常に小さい。このような微動発生域内での短期的 SSE によるすべり量の違いは、四国西部と同様にプレート境界付近の反射特性の違い、すなわち地下構造の違いを反映しているのではないかと予想される。そこで、本稠密地震観測では自然地震の観測データを用いてプレート境界付近からの反射波等を検出し、それらの情報に基づきプレート境界構造の特徴を把握することを目指す。

臨時機動観測点は、防災科研 Hi-net を含む定常地震観測点と近接しないよう、また四国東部の微動活動域を面的に覆うように全 15 地点を選定した（図 3-6-②-14、表 3-6-②-2）。各観測点には、低消費電力型のデータ収録装置（計測技研製 HKS-9550）と固有周波数 1 Hz の三成分短周期地震計（OYO Geospace 社製 GS-1）を設置した（図 3-6-②-15、左上図）。サンプリング周波数 100 Hz で離散化された観測データは、データ収録装置内のコンパクトフラッシュ（CF）カードに蓄積される。データ収録装置内の内部時計は、GPS から信号に基づき、4 時間に 1 回の頻度で時刻校正を行う。基礎のしっかりしたコンクリートがある観測点では、その上に地震計を設置し、石膏を用いて固定した。それ以外の場合は、穴を掘って底部にコンクリート板を水平に敷きその上に地震計を設置した（図 3-6-②-15、右上図）。観測ケースにはデータロガーとバッテリーを入れ（図 3-6-②-15、左下図）、時刻校正用の GPS アンテナを木杭の上に固定して観測を行った（図 3-6-②-15

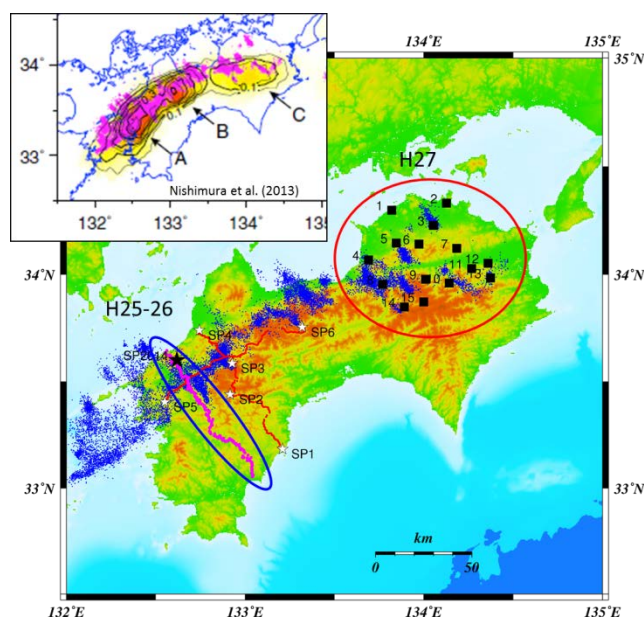


図 3-6-②-14 平成 27 年度に実施した四国東部における稠密地震観測の観測点配置図（黒四角）。青点は深部低周波地震微動活動（Maeda and Obara, 2009, Obara *et al.*, 2010）を示す。左上の図は Nishimura *et al.* (2013) による短期的 SSE の累積すべり量（m）を示す。

表 3-6-②-2 稠密地震観測点リスト

観測点 番号	観測点所在地	観測点座標		
		北緯	東経	標高 (m)
1	香川県丸亀市土器町東	34.297	133.820	90
2	香川県高松市高松町	34.330	134.126	80
3	香川県高松市香川町川内原	34.227	134.053	130
4	香川県観音寺市大野原町井関	34.067	133.690	120
5	香川県仲多度郡まんのう町後山	34.145	133.846	195
6	香川県仲多度郡まんのう町川東	34.141	133.972	390
7	徳島県美馬市脇町字東赤谷名	34.121	134.184	295
8	徳島県三好市池田町川崎	33.954	133.770	460
9	徳島県美馬郡つるぎ町紙屋	33.978	134.009	290
10	徳島県美馬市穴吹町古宮字生子屋敷	33.959	134.142	415
11	徳島県吉野川市美郷字重野尾	34.027	134.268	225
12	徳島県吉野川市鴨島町飯尾字天神	34.052	134.359	85
13	徳島県名西郡神山町神領青井夫	33.984	134.373	170
14	徳島県三好市東祖谷小川	33.848	133.891	735
15	徳島県三好市東祖谷菅生	33.872	133.999	770

右下図)。

平成 27 年 7 月より用地選定を開始し、10 月に地震計を設置した。設置約 1 ヶ月後の 11 月に 1 回目のメンテナンスを実施し、データを回収した。また平成 28 年 3 月には 2 回目のメンテナンスを実施し、データの回収およびバッテリー交換を行った。ハードディスクに回収したデータをコピーした後、データの整理・集約を行った。観測期間中に収録された自然地震の波形記録例を図 3-6-②-16 および図 3-6-②-17 に示す。図 3-6-②-16 は 2015 年 11 月 7 日に室戸半島南方沖のフィリピン海プレート内で発生した地震の記録である。S-P 時間は 10 秒を超えているが、上下成分をみると複数の観測点で P 波と S 波の間に別の位相の到来を確認できる。図 3-6-②-17 は 2015 年 10 月 26 日に徳島県三好市付近で発生した陸側プレート内の地震記録であるが、観測点 10~13 において S 波到着の後方に位相を確認できる一方、他の観測点ではそれほど顕著ではない。図 3-6-②-16 で確認できる位相と合わせて、これらは何らかの構造境界で反射もしくは変換された地震波だと考えられる。特に図 3-6-②-17 の位相は観測点毎の差異が大きいことから、これらのデータの解析から構造境界の地域性の解明を進めることが出来る可能性がある。



図 3-6-②-15 観測点④における稠密地震観測の様子。(左上) 設置に使用した観測機材。(右上) 穴を掘り、底に地震計を設置している様子。(左下) 観測ケース内の状態。(右下) 観測点④における観測風景。

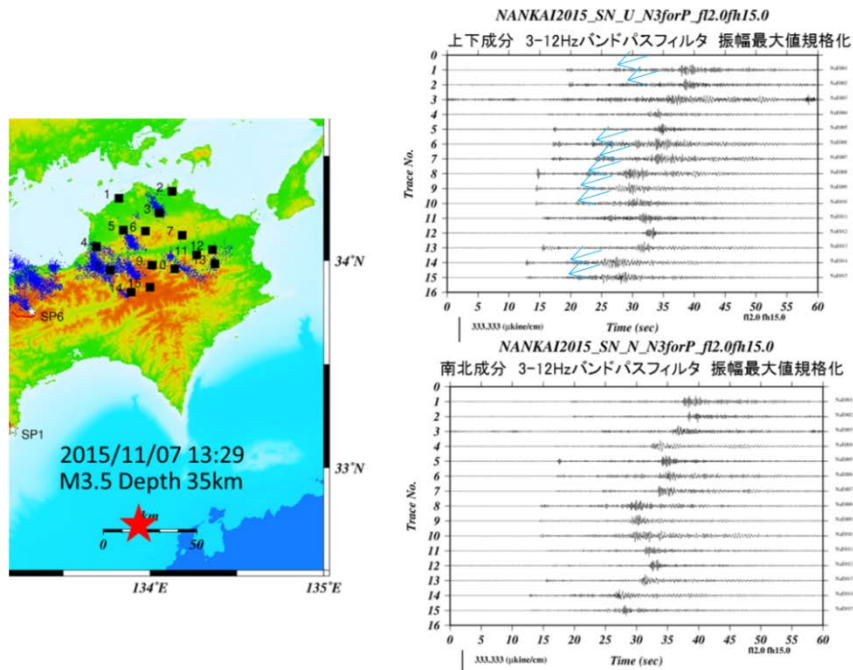


図 3-6-②-16 2015年11月7日に室戸半島南方沖で発生したフィリピン海プレート内の地震時の観測波形。左図は震源(赤星印)と観測点分布(黒四角)を示す。右図は得られた観測点毎の波形を表す。右上図では複数の観測点でP波とS波の間で位相を確認できる(図中矢印)。

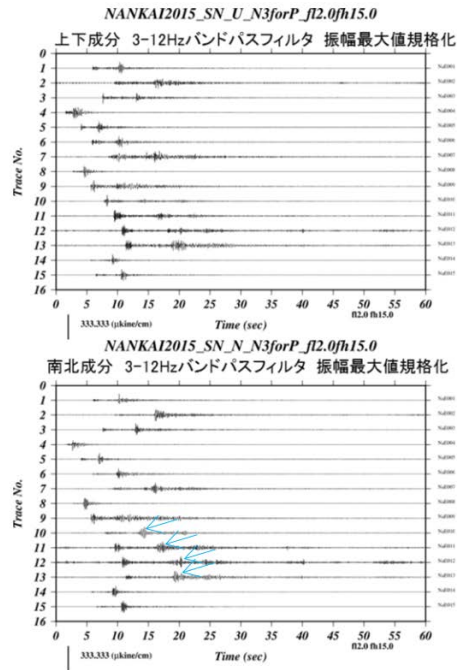
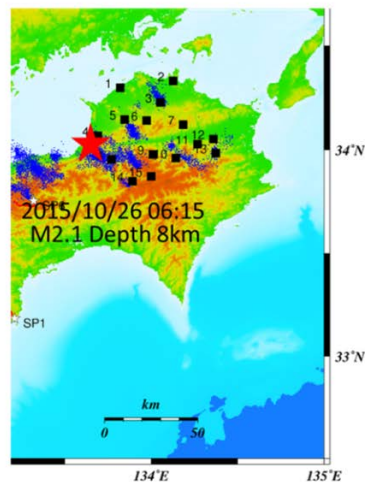


図 3-6-②-17 2015 年 10 月 26 日に徳島県三好市付近で発生した陸側プレート内の地震時の観測波形。左図は震源（赤星印）と観測点分布（黒四角）を示す。右図は得られた観測点毎の波形を表す。右下図では観測点 10～13 にて S 波到着の後方に位相を確認できる（図中矢印）。

(c) 結論ならびに今後の課題

四国西部を対象に平成 26 年度までに実施した人工地震探査データ及び臨時観測点による自然地震観測データの解析を実施した。人工地震探査データには、沈み込むフィリピン海プレートに起因する反射波が含まれており、その反射強度は、深部低周波微動活動が活発な地域で強いことが明らかになった。また、自然地震観測データからは、深部低周波地震は陸側モホ面と沈み込むスラブが接する場所で発生していること、スラブ内地震は陸側モホ面が明瞭な場所の下で活発であることを確認した。一方、平成 27 年度は、四国東部域の 15 地点に臨時機動観測点を展開し、観測を開始した。四国中部から東部は、四国西部に比べて深部低周波微動活動が低調であり、活動域もよりクラスタ化する傾向にある。今後は、四国東部に設置した臨時機動観測点及び基盤的地震観測点で観測された微動を含む自然地震データの解析を実施し、微動の活動度と地下構造の関係等について、四国西部との比較検討を行う予定である。

(d) 引用文献

- 1) Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59-73, 2002.
- 2) Henrys, S., A. Wech, R. Sutherland, T. Stern, M. Savage, H. Sato, K. Mochizuki, T. Iwasaki, D. Okaya, A. Seward, B. Tozer, J. Townend, E. Kurashimo, T. Iidaka, and T. Ishiyama, SAHKE geophysical transect reveals crustal and subduction zone structure at the southern Hikurangi

- margin, New Zealand, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 2063-2083, doi:10.1002/ggge.20136, 2013.
- 3) 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.
 - 4) Kennett, B.L.N. and E.R. Engdahl, Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465, 1991.
 - 5) Maeda, T., and K. Obara, Spatio-temporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043, 2009.
 - 6) 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, 2011.
 - 7) 文部科学省 研究開発局・独立行政法人 海洋研究開発機構, 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト 東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究 (平成 20~24 年度) 成果報告書, 平成 25 年 5 月, 2013.
 - 8) 文部科学省 研究開発局・国立研究開発法人 海洋研究開発機構, 南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト 平成 26 年度成果報告書, 平成 27 年 5 月, 2015.
 - 9) Nakajima, J., and A. Hasegawa, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
 - 10) Nishimura, T., T. Matsuzawa, and K. Obara, Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan using GNSS data, *J. Geophys. Res.*, 118, 3112-3125, doi:10.1002/jgrb.50222, 2013.
 - 11) Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa, Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13306, doi:10.1029/2010GL043679, 2010.
 - 12) Shiomi, K., H. Sato, K. Obara and M. Ohtake, Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model, *J. Geophys. Res.*, 109, B04308, doi:10.1029/2003JB002774, 2004.
 - 13) 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.
 - 14) 武田哲也・汐見勝彦・上野友岳, 四国西部でのスローイベント域における人工地震探査, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会, S-CG62-12, 2015.

(3) 平成28年度業務計画案

南海トラフ軸周辺において高分解能反射法地震探査を実施し、プレート境界断層の海底面近傍における特徴や将来破壊を起こすと思われるトラフ内の微細構造を明らかにする。南西諸島北部では、地下構造や定常的な地震活動の実態解明のため、海底地震計と陸上の

臨時観測点による自然地震観測を実施し，その観測記録の解析を行う．これらおよび平成27年度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を把握するための解析を進める。

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平成27年度に設置した陸域稠密地震観測点の運用を継続する。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し、四国東部における深部低周波微動活動状況やプレート形状ならびに物性の特徴の詳細把握を行うための解析を進める。期末までに陸域稠密地震観測点を撤収し、原状回復を行う。

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	副研究部門長 主任研究員 研究員 特別研究員	池原 研 板木拓也 西田尚央 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 主任研究員 上級主任研究員 主任研究員 研究員 研究員	宍倉正展 藤原 治 澤井祐紀 行谷佑一 松本 弾 谷川晃一朗
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	助教	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) 8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：

陸域では九州沿岸や南西諸島での掘削調査等とこれまでの掘削調査で得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では九州～琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

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から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～紀伊半島沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 30 年度：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～紀伊半島沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 31 年度：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では熊野～東海沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 32 年度：

海陸の調査結果のとりまとめと比較検討を行い、本地域全体での地震・津波の発生履歴についてまとめる。

(e) 平成 27 年度業務目的

陸域ではおもに四国沿岸や紀伊半島南部沿岸、駿河湾奥沿岸で採取された地層サンプルについて、年代測定や微化石分析、火山灰分析等を実施し、津波浸水履歴について解明することと駿河湾奥の富士川河口周辺で歴史地震の隆起履歴を解明することを目標とする。また南海トラフ沿い各沿岸および南西諸島沿岸において、津波堆積物および生物遺骸群集や離水海岸地形などの隆起痕跡について現地調査を実施し、その分布について解明することを目標とする。

海域では、2-1-a で実施する調査航海に参加し、琉球海溝周辺海域から海底堆積物コアを採取する。また、四国沖の南海トラフや日本海溝沿いの堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、その堆積構造解析を実施し、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。

(2) 平成 27 年度成果

① 海域での津波履歴調査

(a) 業務の要約

琉球海溝沿いで発生する地震・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沖縄八重山～沖縄島沖海域で平成 26 年度に採取された海底堆積物試料の分析と追加の海底堆積物の採取と解析を行った。平成 26 年度に石垣島南方前弧域の海底扇状地上から採取したピストンコア試料について年代測定を行った結果、この扇状地上への浅海性の石灰質生物源粒子からなるタービダイトの堆積間隔はおよそ 400～1000 年間隔であることが見積もられた。これは八重山諸島域の地震・津波の再来間隔を示している可能性がある。八重山～沖縄島沖海域でのより広範囲でのタービダイト記録を得るため海洋研究開発機構の調査船「かいらい」による KR15-18 航海で沖縄石垣島南方前弧域、琉球海溝域、沖縄島東方前弧域で堆積物試料の採取を行った。その結果、いずれの海域においてもタービダイトの挟在が確認された。このうち、八重山前弧海域西方や琉球海溝底では昨年度の琉球海溝底での結果と同様に台湾を給源とするタービダイトの堆積の可能性があり、今後の粒子供給源を特定する研究が重要であることが示された。

(b) 業務の実施方法

琉球海溝域における地震・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、平成 26 年度に実施された海洋研究開発機構の調査船「よこすか」の YK15-01 航海により沖縄八重山～沖縄島沖海域において採取された海底堆積物コアの年代分析を行った。また、八重山～沖縄島沖海域のより広範囲でのタービダイトの時空間分布を把握するため同機構の調査船「かいらい」の KR15-18 航海を実施し、主に石垣～西表島南方沖海域において海底地形、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、YK15-01 航海の調査海域の西側の前弧域でピストンコア 4 本、琉球海溝底でピストンコア 1 本を採取し、また沖縄島西方前弧域で 1 本のピストンコアを採取した。採取された堆積物コアは、船上で半割の後、肉眼観察・記載、写真撮影を行った。また、火山灰分析用と年代測定用試料を船上で分取した。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、南海トラフや琉球海溝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)、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、沖縄八重山沖前弧域を中心とした海域を対象に、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と、1771 年明和津波発生における海底地すべりの影響の評価を目的とする。

平成 26 年度に「よこすか」の YK15-01 航海で沖縄八重山沖前弧域の海底扇状地上から採取された 5 本のピストンコア試料 (YK15-01 PC01、PC05、PC06、PC07、PC08 : 図 3-7-①-1) には多数の砂質堆積物の挟在が確認され、下面が明瞭かつ侵食的で、上方へ細粒化する構造などから、混濁流から形成されたタービダイトと解釈された。本年度の採取試料の帯磁率測定結果は、通常の砂質堆積物で帯磁率が高くなるパターン (例えば、Abdeldayem et al., 2004) とは反対に、砂質堆積物層準で帯磁率が明瞭に低くなることを示した (図 3-7-①-2)。これはこれらの砂質堆積物が主に磁化の低い石灰質生物源粒子からなるためと解釈できる。帯磁率がこの海域の浅海からのイベント層の認定に有効であることが確認された。Ujiie et al. (1997) は、これらのタービダイトが過去のこの海域における巨大地震に対応すると考え、およそ 1000 年のタービダイトの堆積間隔は過去の地震の発生間隔を示すと考えた。しかし、昨年度の本受託研究による海底コア採取結果はこの扇状地上で時間とともにタービダイトの堆積中心が移動することが示唆されている。すなわち、一つの海底扇状地上で多数のタービダイトがたまる場所が時間とともに変化しているのである。タービダイトは重力流堆積物で、地形的な凹地に堆積しやすいので、海底扇状地上の微地形の発達度合いによって堆積中心が移動することは容易に考えられる。このため一つの海底扇状地上でより正確なタービダイトの堆積間隔を求めるには、海底扇状地上での採取場所を変えた複数のコアでの解析が必須となる。このためコア深度方向へのタービダイトの挟在状況の異なる 2 本のコア試料 (YK15-01 PC01 及び PC08 : 図 3-7-①-3) について、タービダイト間の通常時の堆積物 (半遠洋性泥) 中に含まれる浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定を実施した (PC01 について 10 層準、PC08 について 15 層準)。半遠洋性泥中には下位の堆積層やタービダイトから生物擾乱によってもたらされた浮遊性有孔虫殻が含まれる恐れがあるため、得られた年代測定結果から年代の逆転しているものを削除し、堆積年代モデルを作成し、これから年代測定層準間の半遠洋性泥の堆積速度が一定でタービダイト堆積時に下位の半遠洋性泥の侵食はないものと仮定して、各タービダイトの堆積年代を求めた (表 3-7-①-1)。タービダイトの間隔は大きくばらつくものの、1 本のタービダイトがすべての地震・津波を記録していない可能性が高いこと (池原, 2001

など)を踏まえれば、ここでのタービダイトの堆積間隔はおよそ400~1000年程度と推定される。これは Araoka et al. (2013) による八重山地方の沿岸に分布する多数の津波石の放射性炭素年代測定に基づく八重山地方における津波の再来間隔である150~400年よりも長い。しかし、石垣島の遡上型津波堆積物の堆積間隔の検討が別途進められており、これら陸上のデータと海域のデータを統合的に解釈することを今後、進められねばならない。

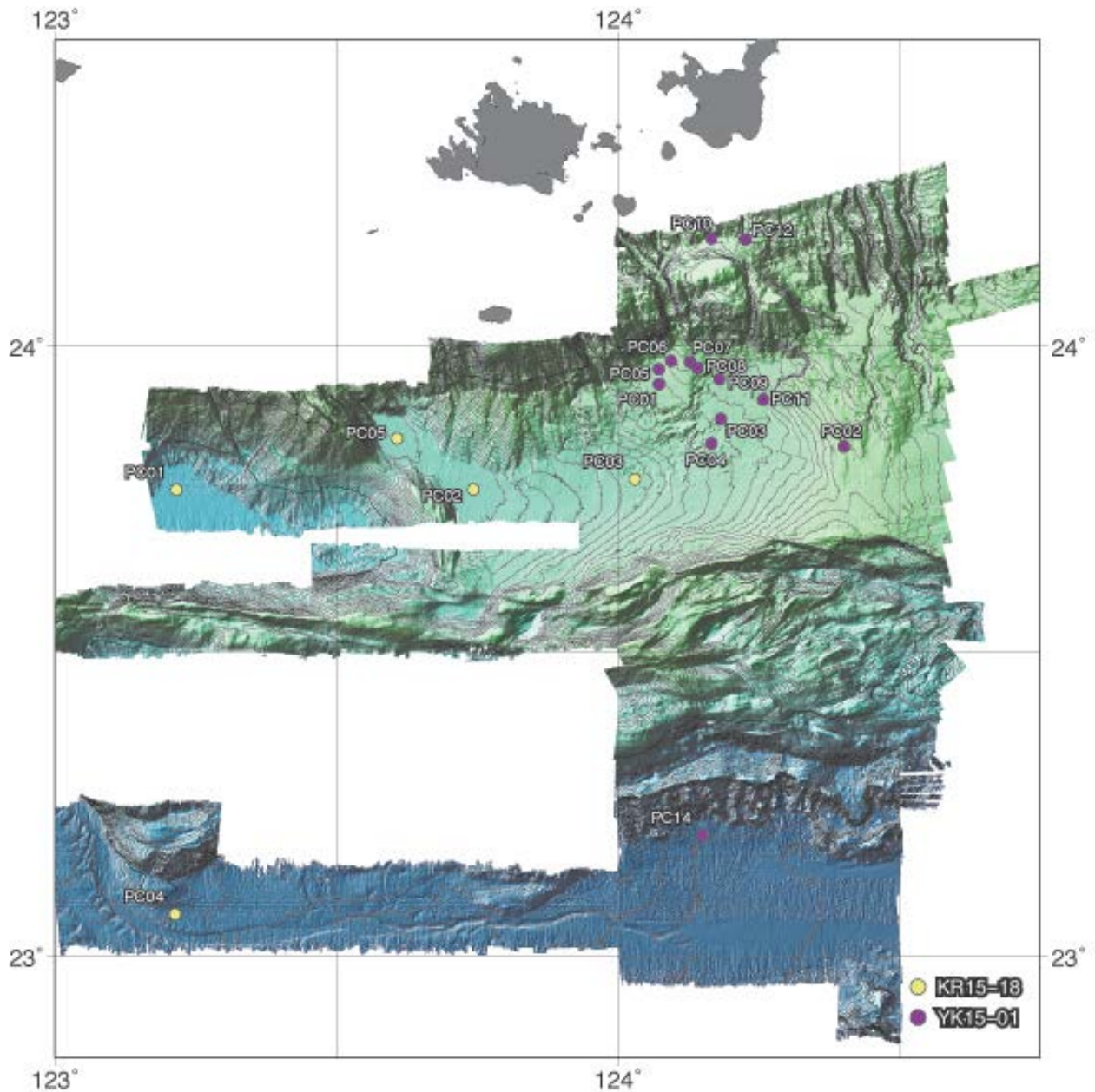


図3-7-①-1 「よこすか」YK15-01航海及び「かいいい」KR15-18航海による八重山前弧域で得られた海底地形と両航海での採泥点位置

紫の丸がYK15-01航海、黄色の丸がKR15-18航海でのピストンコアラーによる採泥点。

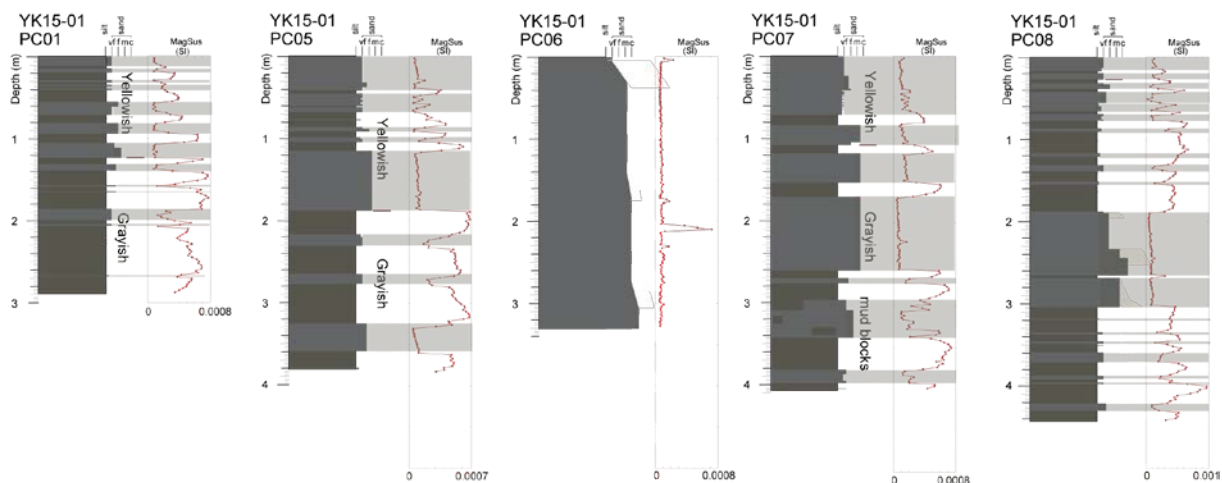


図 3-7-①-2 「よこすか」 YK15-01 航海で八重山沖前弧域の海底扇状地上から採取されたコアの岩相と帯磁率プロファイル

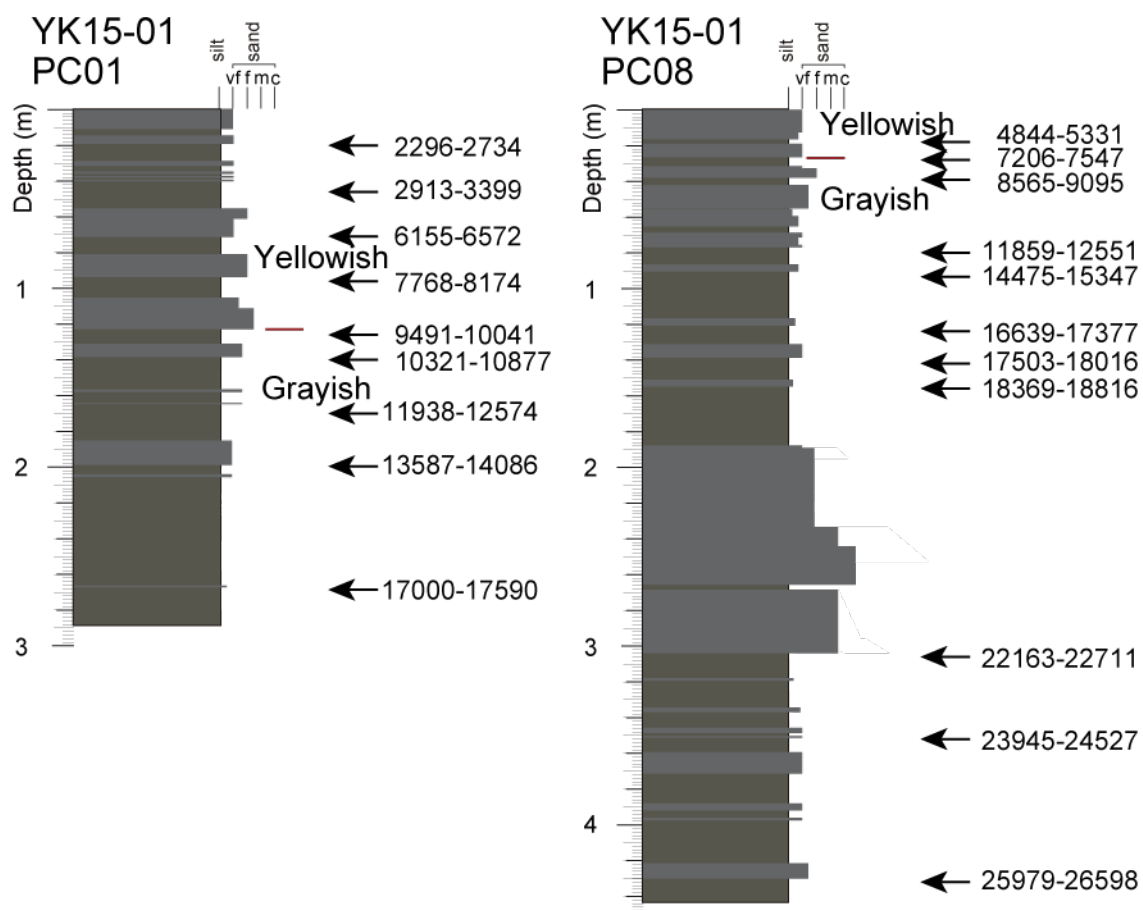


図 3-7-①-3 「よこすか」 YK15-01 航海で八重山沖前弧域の海底扇状地上から採取された 2 本のコア (YK15-01 PC01 と PC08) の岩相と年代測定結果

表 3-7-①-1 コア YK15-01 PC01 と PC08 のタービダイトの堆積年代と堆積間隔

Core	Turbidite No.	Depositional Age (median probability) cal. BP	Interval	Core	Turbidite No.	Depositional Age (median probability) cal. BP	Interval
YK15-01	PC01-T1	0		YK15-01	PC08-T1	0	
PC01	PC01-T2	1678	1678	PC08	PC08-T2	6015	6015
	PC01-T3	2745	1067		PC08-T3	8516	2501
	PC01-T4	2867	122		PC08-T4	9803	1287
	PC01-T5	2913	46		PC08-T5	11086	1283
	PC01-T6	2958	45		PC08-T6	11567	481
	PC01-T7	5732	2774		PC08-T7	14392	2825
	PC01-T8	7700	1968		PC08-T8	16866	2474
	PC01-T9	9419	1719		PC08-T9	17634	768
	PC01-T10	10383	964		PC08-T10	18470	836
	PC01-T11	11599	1216		PC08-T11	21958	3488
	PC01-T12	11963	364		PC08-T12	22224	266
	PC01-T13	13709	1746		PC08-T13	22985	761
	PC01-T14	14052	343		PC08-T14	23670	685
	PC01-T15	17199	3147		PC08-T15	24082	412
					PC08-T16	24160	78
					PC08-T17	24490	330
					PC08-T18	25119	629
					PC08-T19	25172	53
					PC08-T20	26187	1015

一方、八重山前弧域には明瞭な前弧海盆が発達しており、重力的に流れ下る混濁流の末端相が海盆を埋積している可能性がある。末端相は一般に細粒であり、下位の堆積層を侵食する程度が小さいと考えられるので、タービダイトの堆積年代を推定する上で好ましい試料が得られることが期待される（池原，2015）。このため、平成 27 年度は海洋研究開発機構の「かいいい」の KR15-18 航海において八重山沖前弧海盆域から 4 本、八重山沖琉球海溝底から 1 本、沖縄島東方の前弧海盆から 1 本のピストンコアを採取した（図 3-7-①-1 と表 3-7-①-2）。得られたコア試料の岩相は図 3-7-①-4 にまとめた。

表 3-7-①-2 KR15-18 航海におけるピストンコア採取地点の位置と水深

Cruise	Core	Latitude	Longitude	Water Depth (m)
KR15-18	PC01	23 45.97	123 12.96	4577
	PC02	23 46.00	123 44.62	3476
	PC03	23 47.01	124 1.81	3181
	PC04	23 4.19	123 12.83	6147
	PC05	23 51.01	123 36.48	3510
	PC06	26 13.00	128 36.00	2631

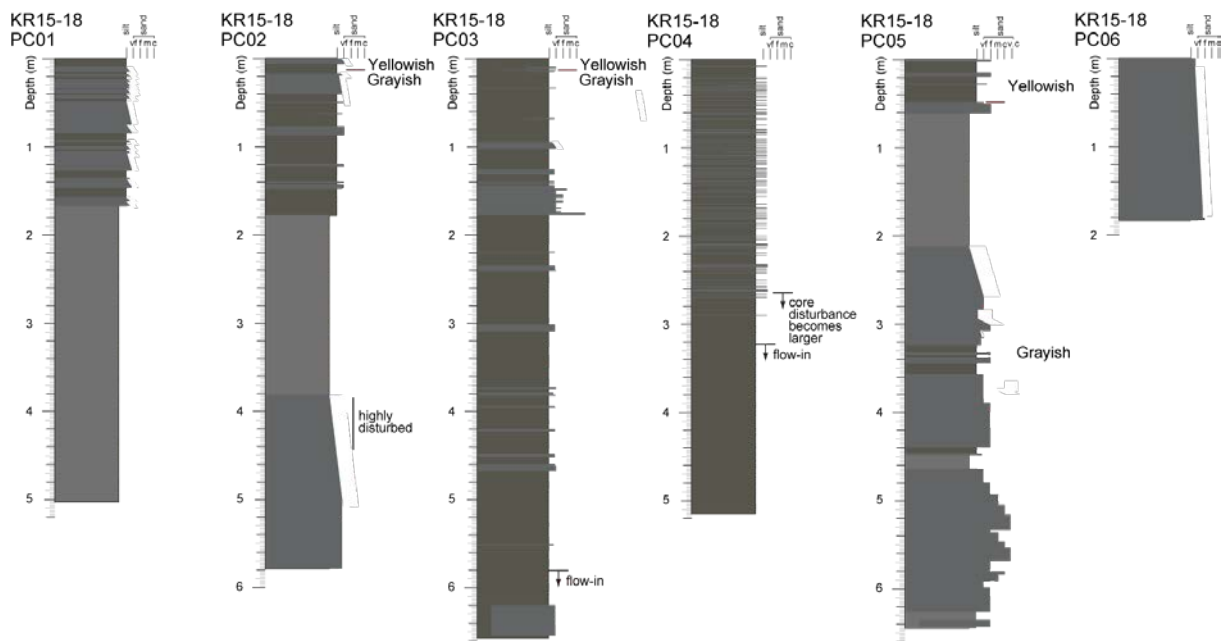


図 3-7-①-4 KR15-18 航海で採取されたピストンコア試料
コア試料の採取位置は、図 3-7-①-1、表 3-7-①-2 を参照。

西表島南西沖に北北西-南南東方向に伸びる高まりを隔てて隣接する 2 つの前弧海盆から採取されたコア試料はそれぞれ特徴的な岩相を示す。西側のより水深の深い前弧海盆から採取されたコア (KR15-18 PC01) は灰色の粗粒シルトが基底の侵食面上に存在し、上位に向かって細粒化して塊状の粘土に移行する細粒タービダイト層が生物擾乱を受けたシルト質粘土層中に多数挟在する層相を示す。コアの深度 167cm 以深はすべて灰色の塊状の粘土からなる。この厚い塊状の粘土は上位の粗粒シルトから連続する塊状の粘土と特徴が似ることから、この厚い塊状の粘土の下位には粗粒層が存在する可能性が高い。採泥点を横切る表層地層探査記録では厚い透明層の累重が確認でき、これらの透明層は厚い塊状の粘土層に対応するものと推定される。すなわち、この海盆は厚い塊状の粘土を持つ細粒タービダイトで埋積されていると考えられる。この海盆は地形的には台湾側から徐々に深くなる末端の最深部となっているので、これらの細粒タービダイトの起源は台湾側にあると推定される。これに対して、この海盆から高まりを隔てて東に位置する海盆はやや異なる岩相の堆積物が採取されている。高まりを隔ててすぐの海盆底から採取されたコア (KR15-18 PC02) では、コア上部の深度約 180cm までは石灰質生物源粒子を含む極細粒砂から粗粒シルトの粗粒層が生物擾乱を持つシルトの間に挟在する層相を示し、粗粒層の基底面が明瞭で侵食的であり、上方に細粒化する構造を持つことなどからタービダイトと判断される。それより下位は最下部の極細粒砂から始まって上部に細粒化し、塊状の粘土に移行する厚さ 4m 以上の細粒タービダイトの層相を示す。この下部の細粒タービダイトは西側の海盆の細粒タービダイトと岩相が類似するので、西側から海底の高まりを乗り越えて東側の海盆に堆積したものの可能性が高い。さらに東側の海盆の東の縁から採取されたコア (KR15-18 PC03) ではコア KR15-18 PC02 の上部を構成する石灰質生物源粒子を含む極細粒砂から粗粒シルトが生物擾乱を受けたシルト中に挟在する層相を示す。このことは、コ

ア KR15-18 PC02 上部の石灰質粒子を含むタービダイトは東側から供給された可能性を示唆する。これに対してこの海盆の北西側の最深部から採取されたコア (KR15-18 PC05) は上部の約 60cm までは石灰質生物源粒子を含む極細粒砂層が生物擾乱を受けたシルト中に挟在する層相を示し、その下位に極細粒砂から始まって上方に塊状の粘土に移行する細粒タービダイトが存在するところまではコア KR15-18 PC02 と同様の層序を示す。しかしコア深度約 285cm 以下ではサンゴ片などの石灰質生物源粒子の細粒～極粗粒砂からなる層が厚く挟在し、これらの一部は上方に粗粒化したり、固まり状の構造が不明瞭ながら認められる。これらのことはこれらの粗粒層が混濁流よりも密度の高い重力流として流下したことを示唆する。この地点の北側は八重山諸島の浅海につながる急斜面となっており、浅海域から生物源粒子が供給された可能性もある。今後、これらの粗粒粒子の構成物を検討することで、その給源水深や場所を特定することが重要である。

海溝底の堆積物中のタービダイトも地震発生履歴の推定に使われる (Patton et al., 2015 など)。Nakamura (2009) は 1771 年明和津波の波源として琉球海溝下部斜面域を考慮しており、これが正しければその痕跡が海溝下部斜面から海溝底に海底地すべりやその堆積物として残っている可能性がある。Hsu et al. (2013) の反射法地震探査記録によれば、琉球海溝底にはよく成層した厚い堆積物の存在が確認できる。しかし、琉球海溝底から採取されたコア試料の報告はなく、琉球海溝底の堆積物がどのような特徴を持ち、地震発生履歴の解析に使えるかどうかは判断できない状況であった。平成 26 年度の YK15-01 航海では琉球海溝底で 2 回のピストンコアリングを試み、1 地点からコア試料 (YK15-01 PC14) を得ているが、これが琉球海溝底の堆積物を代表するものかは不明のままである。「かいいい」の KR15-18 航海では、コア YK15-01 PC14 の採取地点より西側の海溝底でコア採取を行った (KR15-18 PC04)。採取地点は海溝底に認められる海底谷の作る自然堤防の外側にあたる。得られたコアは粘土質シルト中に薄層のタービダイトが多数挟在する岩相を示す (図 3-7-①-4)。タービダイトは極細粒砂～粗粒シルトの粒径をもち、鉱物と岩片に富み、コア YK15-01 PC14 のタービダイトに似た特徴を持つ。海底谷から溢れ出た混濁流が形成した堆積層と考えられる。海底谷の上流は台湾沖に続くので、粒子の供給源は台湾である可能性があり、今後タービダイトの粒子組成の分析が必要である。

沖縄島東方前弧域から採取されたコア (KR15-18 PC06 : 図 3-7-①-4) の最下部 (コアキャッチャー) は貝殻片混じりの細粒砂から始まり、上方に細粒化する構造を持ち、1 枚のタービダイトと考えられるが、通常時の堆積物が確認されていないため、このコアからイベントの発生時期を特定することは困難である。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、平成 26 年度に「よこすか」YK15-01 航海で沖縄八重山～沖縄島沖海域から採取された海底堆積物コアに挟在する多数の地震性と考えられるタービダイトの堆積間隔は 400～1000 年程度であることがわかった。また、海底扇状地上でタービダイトの堆積中心が時間とともに変化したことも確認できた。このことは一つの海底扇状地から 1 本のコアの解析のみではその場所のタービダイトの堆積間隔を正確に見積もれないことを意味している。一方、得られた間隔は石垣島などの沿岸に存在する津波石の形成年代から見

積もられている津波の再来間隔（150～400年：Araoka et al., 2013）よりも有意に長い。タービダイトを堆積させる地震・津波イベントと津波石を形成する津波イベントが同じ規模や特徴でない可能性もあるので、両者の比較検討が必要である。しかし、今回タービダイトの堆積間隔を得たピストンコア試料では試料採取時に堆積物の最表層部を吹き飛ばして、Araoka et al.（2013）により検討された若い時代の記録を正確に残していない恐れがある。津波石記録とタービダイト記録の正確な比較には、同じ海底扇状地から採取された非擾乱の表層堆積物コアの分析が重要である。特に、1771年明和津波に対応するタービダイトの有無の確認が必要である。今後、YK15-01 航海で採取されたマルチプルコアラー試料の年代決定を行うことで比較が可能になると期待される。また、「かいいい」のKR15-18 航海では西表島南西方から宮古島南方までの海域での調査を予定していたが、海況の悪化により石垣島～宮古島南方前弧域の調査ができなかった。現在、タービダイトの堆積間隔のデータが得られているのは石垣島と西表島間の前弧域の一つの海底谷-海底扇状地のみであり、八重山地方で過去に発生したすべての地震・津波イベントを記録していない可能性もある。一つのイベント堆積物の空間的広がりには地震や津波の規模に関する可能性もあるので、今後、今年度の海域に連続する宮古島南方までの海域についても海底堆積物データの取得と解析が必要である。そして、海域での高品質のデータの取得とともに、陸域と統合した解析を進める必要がある。

(e) 引用文献

- Abdeldayem, A.L., K. Ikehara and T. Yamazaki, Flow path of the 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake seismobidite, southern margin of the Japan sea north basin, inferred from anisotropy of magnetic susceptibility, *Geophysical Journal International*, **157**, 15-24, 2004.
- Adams, J., Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, **9**, 569-583, 1990.
- 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.
- Araoka, D., Y. Yokoyama, A. Suzuki, K. Goto, K. Miyagi, K. Miyazawa, H. Matsuzaki and H. Kawahata, Tsunami recurrence revealed by *Porites* coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan, *Geology*, **41**, 919-922, 2013.
- 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.
- Hsu, S.-K., Y.-C. Yeh, J.-C. Sibuet, W.-B. Doo and C.-H. Tsai, A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **362**, 99-107, 2013.

- 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, ターミナル小海盆: タービダイト古地震学の一つのターゲット, *第四紀研究*, **54**, 345-358, 2015.
- 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.
- Nakamura, M., Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Eyukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19307, 2009.
- Patton, J.R., C. Goldfinger, A.E. Morey, K. Ikehara, C. Romos, J. Stoner, Y. Djadjadihardja, Udrek, S. Ardhyastuti, E.Z. Gaffar and A. Viscaino, A 6500 year earthquake history in the region of the 2004 Sumatra-Andaman subduction zone earthquake, *Geosphere*, **11**, 2067-2129, 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.
- Ujiie, H., T. Nakamura, Y. Miyamoto, J.-O. Park, S. Hyun and T. Oyakawa, Holocene turbidite cores from the southern Ryukyu Trench slope: suggestions of periodic earthquakes, *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 590-603, 1997.

②陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析 (四国沿岸)

(a) 業務の要約

陸域津波履歴調査では高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町において、ボーリングおよびジオスライサーにより採取した堆積物の年代測定や微化石分析を実施した。また徳島県阿南市伊島において採取された既存の柱状堆積物試料について検討した

南国市では約 4900~2300 年前に堆積した明瞭な 4 層のイベント砂層が確認され、約 2300~900 年前にはイベント砂層は見られない。これらのイベント砂層には海棲の微化石がほとんど含まれていないが、調査地点の環境を考慮すると洪水によりイベント砂層が堆積した可能性は低く、その成因は津波や高潮などの海からの遡上流の可能性が高いと考えられる。東洋町・南国市・四万十町・黒潮町での年代測定により、それぞれの地点でのイベント砂層の堆積年代が明らかになりつつあるが、地域間で明確に対比できるイベントは現時点では見つかっていない。

阿南市伊島では 3200 年前から 1800 年前の間に約 75 cm/1000 年の速さで堆積していることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

平成 25 年度および 26 年度に高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町の海岸低地でボーリングおよびジオスライサーを用いた掘削調査を実施した（図 3-7-②-1）。これらの海岸低地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主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。本年度はこれらの掘削調査により採取した堆積物試料の層相の観察、放射性炭素年代測定、珪藻化石および有孔虫化石の分析を実施し、堆積年代や過去の堆積環境、イベント堆積物の給源の推定を行った。

徳島県阿南市では、宍倉・他（2011）によって伊島地域の湿原堆積物が検討されており（図 3-7-②-1）、それによれば厚さ 3 m の泥炭層の中に 6~7 層の薄い砂層（あるいは礫層）が認められている。これらのイベント砂礫層の年代を決定するため、放射性炭素年代測定を行った。



図 3-7-②-1 陸域津波履歴調査地域（四国沿岸）。国土地理院地図を使用。

(c) 業務の成果

東洋町生見では、平成 26 年度に海岸から約 300m 内陸の標高 4~6 m の海岸低地においてボーリングを 4 地点、ジオスライサーを 3 地点で行い深さ最大 8 m まで掘削を行った（図 3-7-②-2）。低地地下は深さ約 5 m までシルト~粘土層および泥炭層からなり、それより下位は基盤の砂礫層となる。

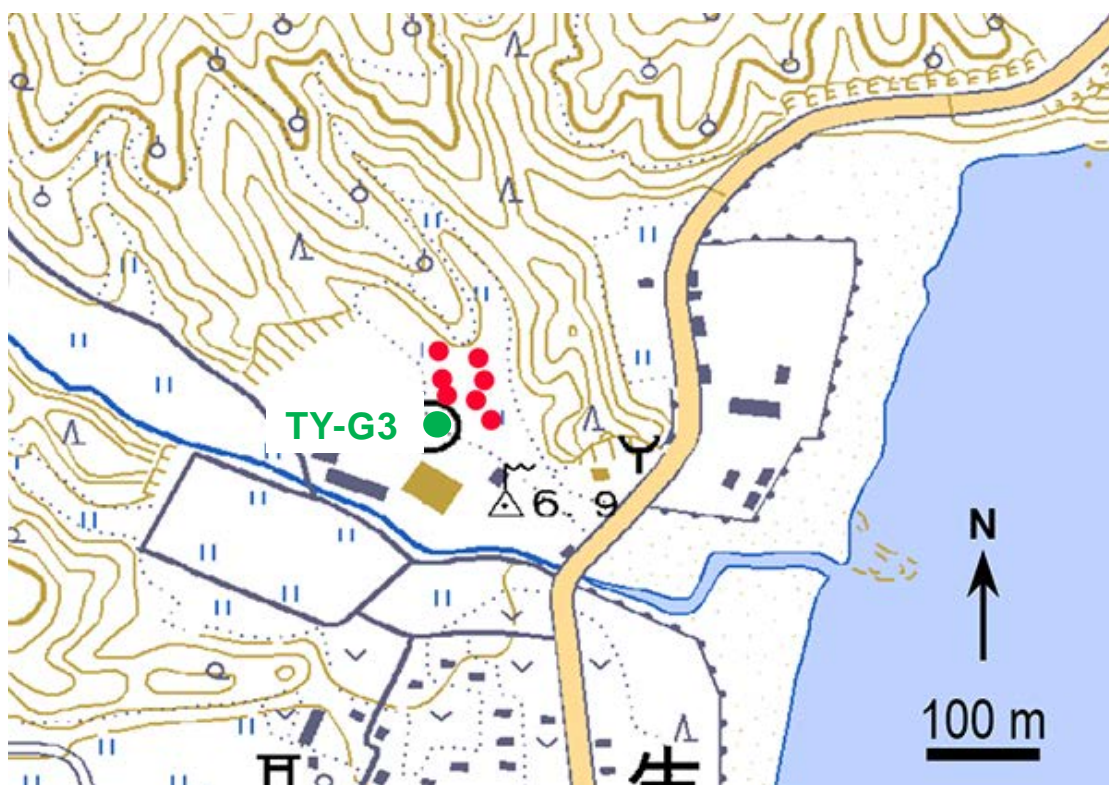


図 3-7-②-2 東洋町生見の掘削地点。国土地理院 1:25,000 地形図「甲浦」を使用。

本年度はジオスライサーTY-G3（図 2）の堆積物の層相観察と年代測定を実施した。TY-G3 の地質は深さ約 4.2 m まで主にシルトおよび粘土層からなる（図 3-7-②-3）。深さ 1.5 m 以深は暗褐色の有機質粘土層と灰色の粘土層の互層となり、両者の地層境界は明瞭である。採取された堆積物の上端および下端の種と葉の放射性炭素年代測定より、これらの地層は約 340～7160 年前までの 6820 年間に堆積したと推定される。このシルト～粘土層中には 6 つのイベント砂が層状およびパッチ状に挟在する。最も上位のイベント砂層は石英を含む中粒砂を主体とし、層厚は約 50 cm で非常に厚い。また、下位の有機質粘土層との境界は明瞭な浸食面でマッドクラストを含む（図 3）。それ以外の下位の 5 つのイベント砂は石英をほとんど含まず灰色がかった黄土色を呈しており、最上位の砂層と層相が異なる。最上位のイベント砂層は、砂層の直上および直下から採取した種の放射性炭素年代測定より約 680～2730 年前に堆積したとみられる。この 2 つの年代値は隔たりが大きいので、イベント砂層が下位の有機質粘土層を侵食して堆積したことが示唆されるが、他地点の同層準の試料の年代測定などを行いさらに検討を進める必要がある。

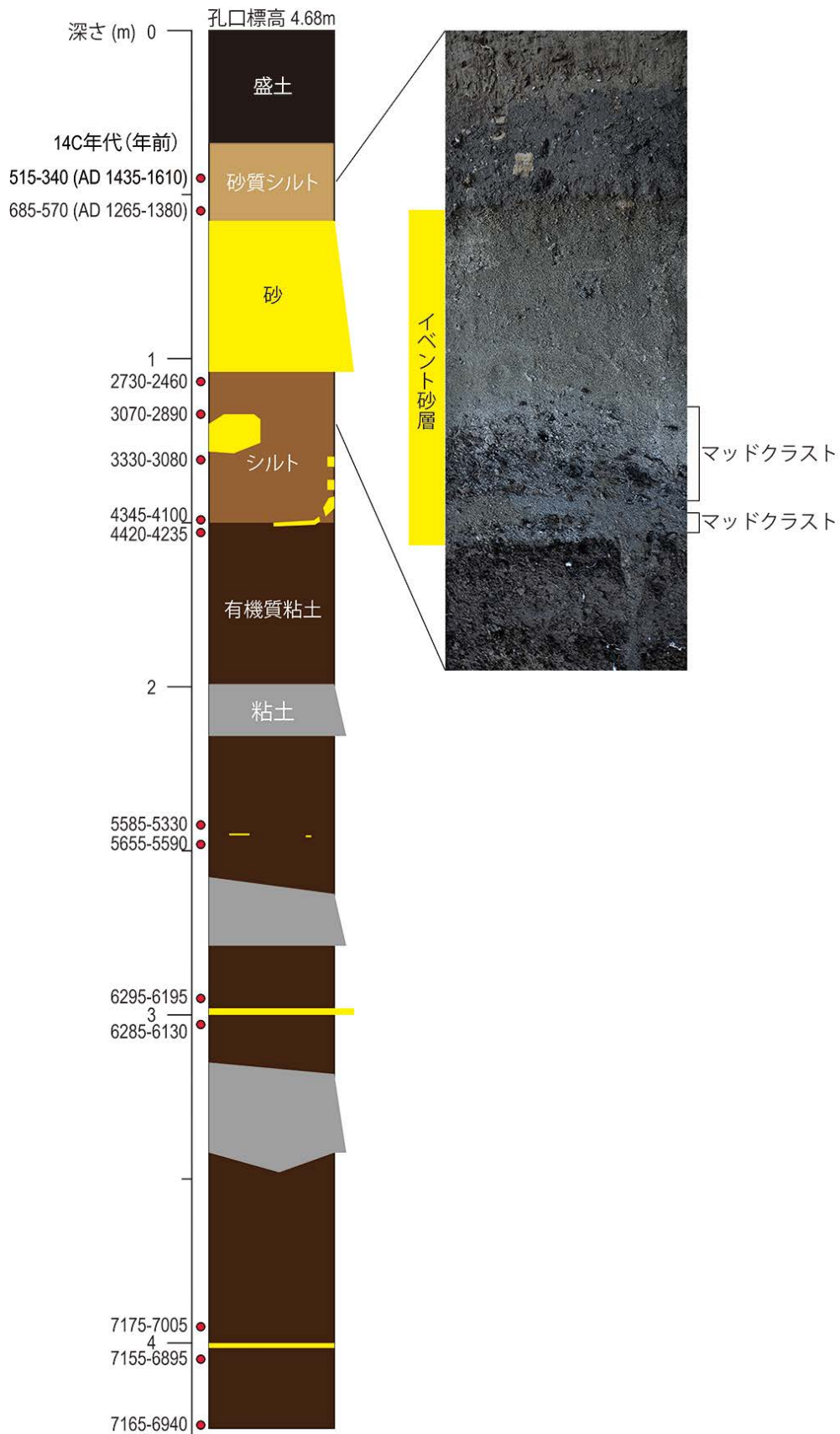


図 3 - 7 - ② - 3 TY-G3 の柱状図と放射性炭素年代、最上位のイベント砂層の写真

南国市十市では平成 25 年度に、ボーリングおよびジオスライサーを用い 12 地点で深さ最大 8 m まで掘削が行われた (図 3-7-②-4)。本年度は昨年度に引き続き、ボーリングコアの層相観察や放射性炭素年代測定、珪藻化石および有孔虫化石の分析を行った。

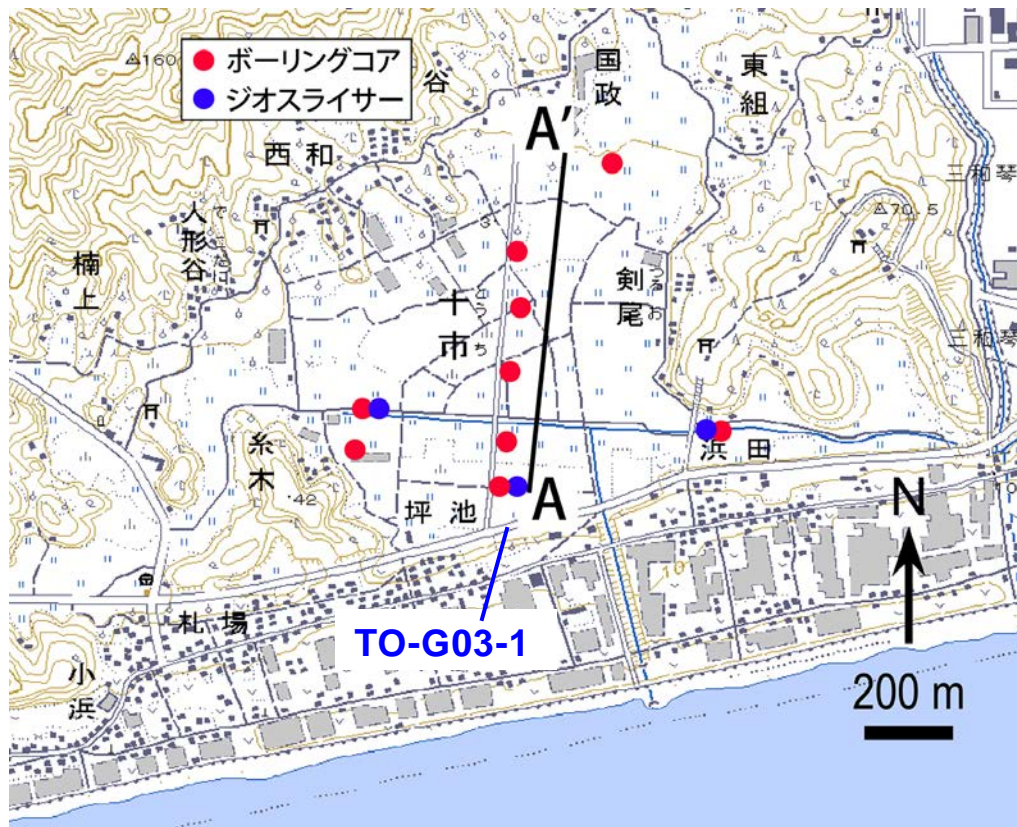


図 3-7-②-4 南国市十市の掘削地点。国土地理院 1:25,000 地形図「後免」を使用。

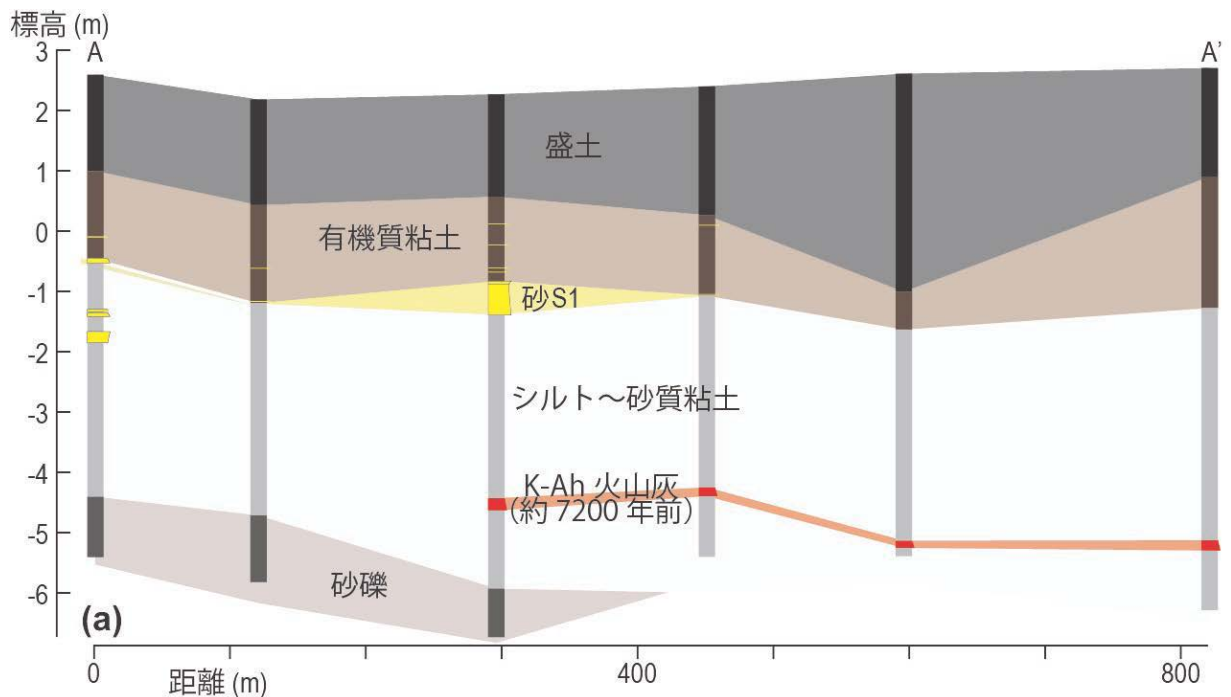


図 3-7-②-5 ボーリングコアに基づく A-A' 測線の地質断面図。

低地地下の地質は主に標高約 1 ~ -1 m に分布する有機質粘土層、標高約 -1 ~ -6 m に分布するシルト～砂質粘土層、標高約 -4.5m 以深に分布する砂礫層からなる（図 3-7-②-5）。標高約 -4~-5m には約 7200 年前に降下した鬼界アカホヤ火山灰がみられる。有機質粘土層中には最大 4 層のイベント砂層が挟在する。有機質粘土層と砂質粘土層の境界は比較的明瞭で海側の地点では境界部にイベント砂層 S1 をともなう。S1 は最も海側の地点から約 400m 内陸まで連続して堆積しているとみられる。最も海側のジオスライサー TO-G03-1 では、有機質粘土層とシルト質粘土層の境界に厚さ約 10 cm のイベント砂層 S1 が見られる（図 3-7-②-6）。S1 は細礫を含む中粒～粗粒砂を主体とし、下位の砂質粘土層とは明瞭な地層境界で接する。放射性炭素年代測定から S1 の堆積年代は約 4800~5600 年前と推定される。また、約 900~2300 年前の地層中には明瞭なイベント砂層が見られない。

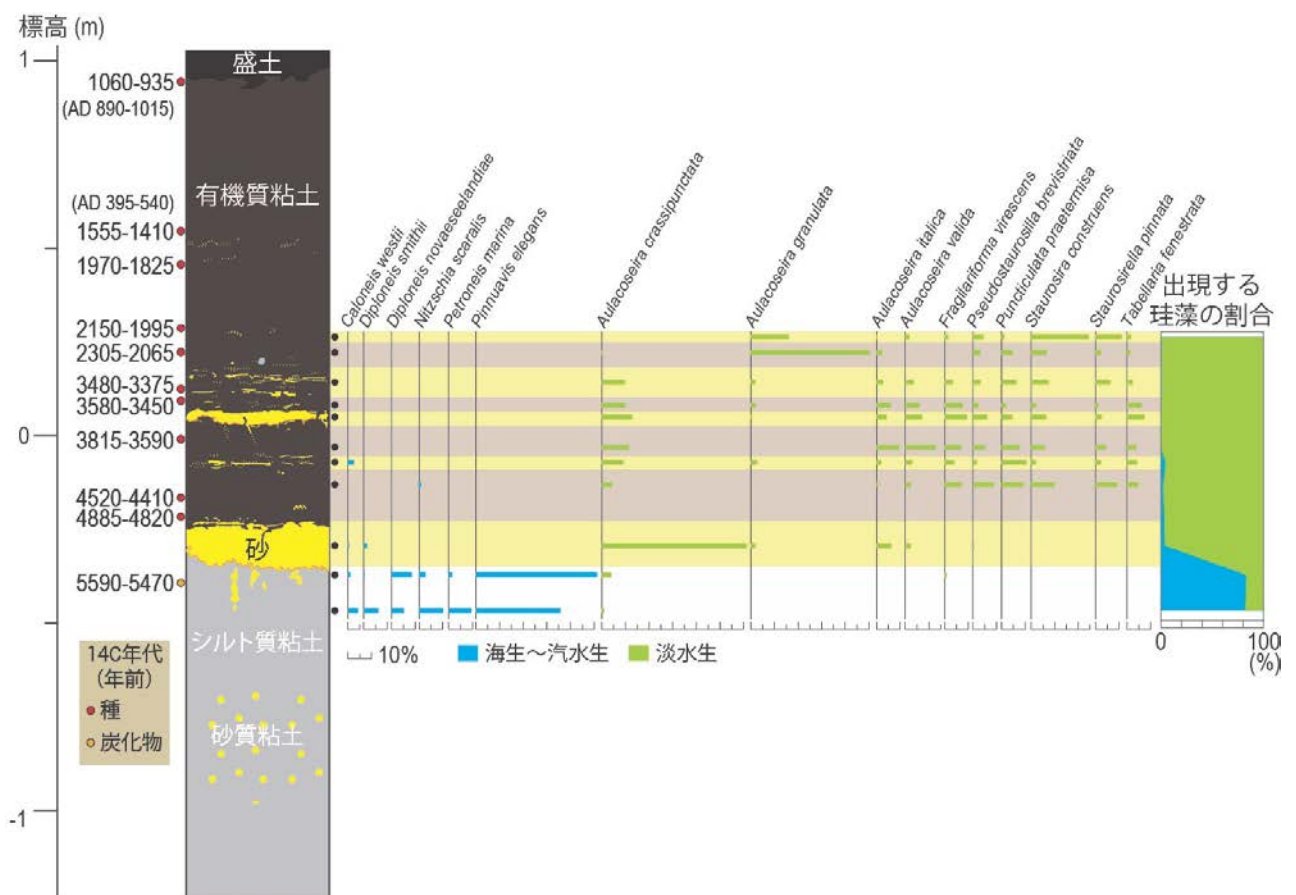


図 3-7-②-6 TO-G03-1 の柱状図および放射性炭素年代、珪藻化石群集

TO-G03-1 の標高約 +0.5~-0.5 m にかけての 11 層準で珪藻化石分析を行った（図 3-7-②-6）。産出した珪藻化石群集から、上位の有機質粘土層は淡水環境で、下位の砂質粘土層は海水～汽水環境で堆積したと考えられる。有機質粘土層中では湖沼で一般的にみられる淡水生珪藻が優先することから、湿地や沼地などの環境が約 2900 年間継続していたと考えられる。このことは、ヒシの実が多く含まれていることから支持される。イベント砂層の有孔虫分析も実施したが、全ての試料で有孔虫は検出されな

った。有機質粘土層中にはイベント砂が数枚挟在するが（明瞭な層として認識できるものは4層）、イベント砂層中にも有機質粘土層と同様に淡水性珪藻がほぼ100%を占め、構成種もS1を除きほとんど変化しない。

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た閉鎖環境であることから、イベント砂層は海からの遡上流により堆積した可能性がより高いと考えられる。しかし、S1も含めイベント砂層中には海～汽水生珪藻がほとんど含まれないことから、これらのイベント砂層が洪水によりもたらされた可能性も否定できない。なお、東北地方太平洋沖地震の津波堆積物中に海生珪藻がほとんど含まれないという報告もあり（Szczuciński et al., 2012; Takashimizu et al., 2012）、イベント砂層に海～汽水生珪藻が含まれないことはイベント砂層が海から運ばれた可能性を否定するものではない。仮にこれらのイベント砂層が海から運ばれたものと仮定した場合、その成因には津波と高潮の2つの可能性がある。高潮堆積物の遡上範囲は一般的に津波堆積物より狭く、その多くが海岸から数百メートルの範囲であることが知られている。本低地のある程度広い範囲で確認されるS1は、低地内に約400m連続して、現海岸線から内陸約1kmの地点まで分布する。しかし、S1は海～汽水成粘土層を覆って堆積しており、S1堆積時にTO-G03-1の採取地点より内陸に海岸線が位置していた可能性もある。よって、S1が津波堆積物であると特定することはできない。他のイベント砂層は分布範囲がS1よりも狭く、S1と同様に分布範囲から成因を特定することは困難である。

四万十町興津では平成26年度に標高1～1.5mの海岸低地でボーリングを2地点、ジオスライサーを1地点で行い深さ最大20mまで掘削を行った（図3-7-②-7）。本低地は南北を海に囲まれ、掘削地点から約1.3km南の海岸には浜堤が発達し、北側は丘陵に挟まれた細い水路が海に通じている。低地地下は深さ約13～17mまで主にシルトおよび粘土層からなり、それより下位は基盤の砂礫層となる。



図 3-7-②-7 四万十町興津の掘削地点。国土地理院 1:25,000 地形図「窪川・興津浦」を使用。

本年度はジオスライサーSM-G1 (図 3-7-②-7) の堆積物の層相観察と年代測定を実施した。SM-G1 の堆積物は深さ 4 m まで主にシルトおよび粘土層からなる (図 3-7-②-8)。深さ約 2 m 以深の粘土層中には多くの貝化石がみられ、この粘土層が海水の影響下で堆積したと考えられる。採取された堆積物の上端および下端の種の放射性炭素年代測定より、これらの地層は約 300~1900 年前までの 1600 年間に堆積したと推測される。この粘土層中には 2 層のイベント砂層が挟在する。上位のイベント砂層は石英を含む中粒~粗粒砂を主体とし、層厚は約 40cm で非常に厚い。下位のイベント砂層は石英を含む細粒~中粒砂からなり、層厚は約 1 cm と薄い。両イベント砂層の間はシルト質細粒砂層、有機質シルト層、粘土層により構成される。有機質シルト層中には細粒砂の薄層が多く見られ、全体的に斜交層理が発達する。上位の砂層の直上および下位の砂層の直下の葉の放射性炭素年代測定からこれら 2 つのイベント砂層は約 1400~1550 年前に堆積したと考えられる。得られた 2 つの年代値が同じ値を示すことや両砂層間の層相から、これらのイベント砂層は一連のイベントにより堆積した可能性もある。

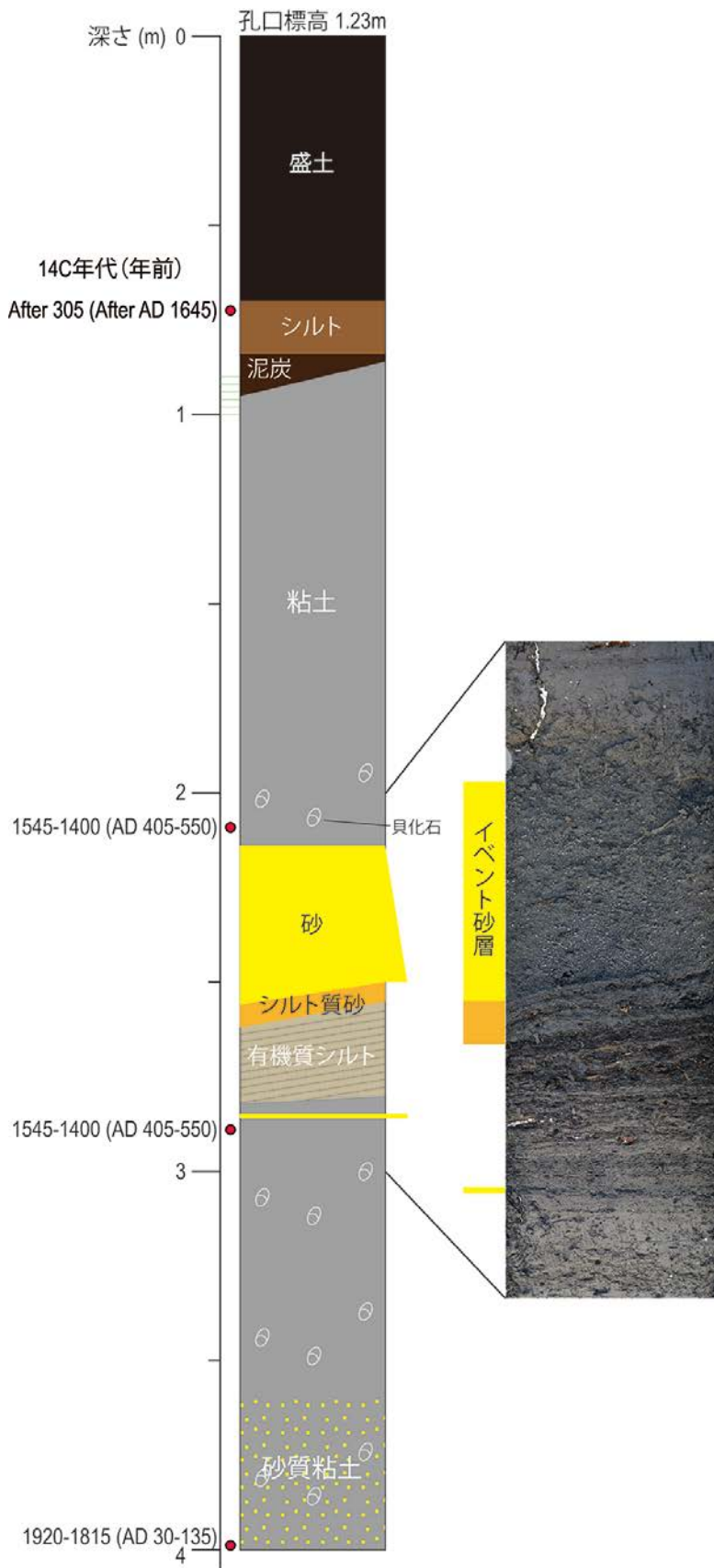


図 3 - 7 - ② - 8 SM-G1 の柱状図および放射性炭素年代、イベント砂層の写真

黒潮町では平成 26 年度に海岸から約 500m 内陸（入野）と約 1.8km 内陸（下田の口）の標高 2～4 m の海岸低地においてボーリングを 7 地点、ジオスライサーを 1 地点で行い深さ最大 4 m まで掘削を行った（図 3-7-②-9）。入野の低地は浜堤に両側を挟まれ海岸線と平行に分布する堤間湿地である。入野の低地地下は深さ約 1～2 m までシルトおよび粘土層からなり、深さ 3 m までは砂層となる。シルト～粘土層中には細砂を主体とするイベント砂層が最大 2 層挟在する。

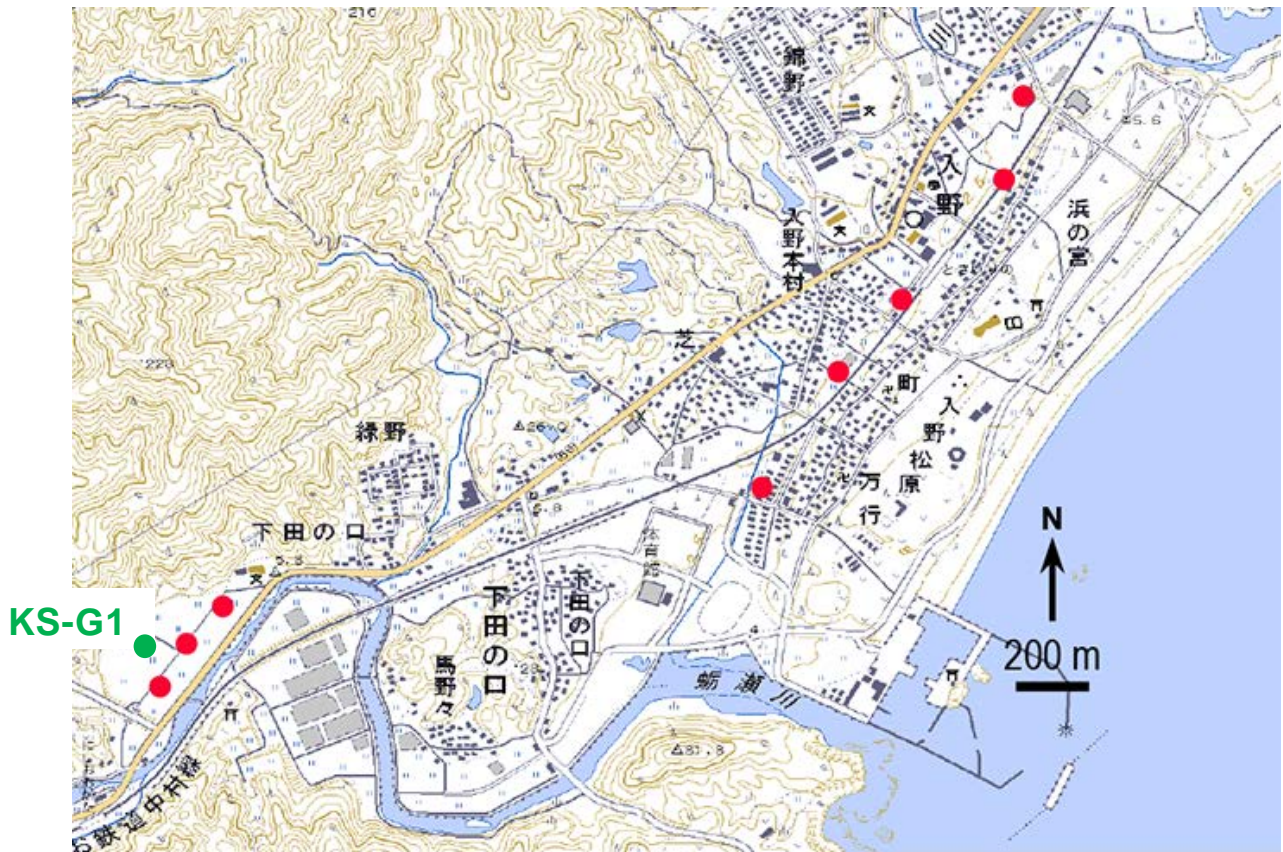


図 3-7-②-9 黒潮町入野と下田の口の掘削地点。国土地理院 1:25,000「土佐佐賀、蕨岡」を使用。

本年度は下田の口の低地で掘削したジオスライサーKS-G1（図 3-7-②-9）の堆積物の層相観察と年代測定を実施した。KS-G1 の堆積物は深さ約 3 m まで主にシルトおよび固くしまった粘土層からなる（図 3-7-②-10）。これらのシルト～粘土層中には 3 層のイベント砂層が挟在する。最上位のイベント砂層は細粒砂を主体とし、厚さは約 10cm である。上下のシルトおよび粘土層と色合いが変わらないため見分けがつきにくい、下限は明瞭な地層境界である。砂層の直上および直下の種の放射性炭素年代測定から、この砂層の堆積年代は約 300 年前以降とみられる。最上位のイベント砂層は盛土に非常に近く、砂層から砂層の下位の粘土層にかけて根痕が見られる。また、得られた年代値も若い。そのため、盛土される以前の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であるかどうかは現時点では不明である。下位の 2 層のイベント砂層も細粒砂を主体とし、約 1350 年前以前に堆積したとみられ

る。

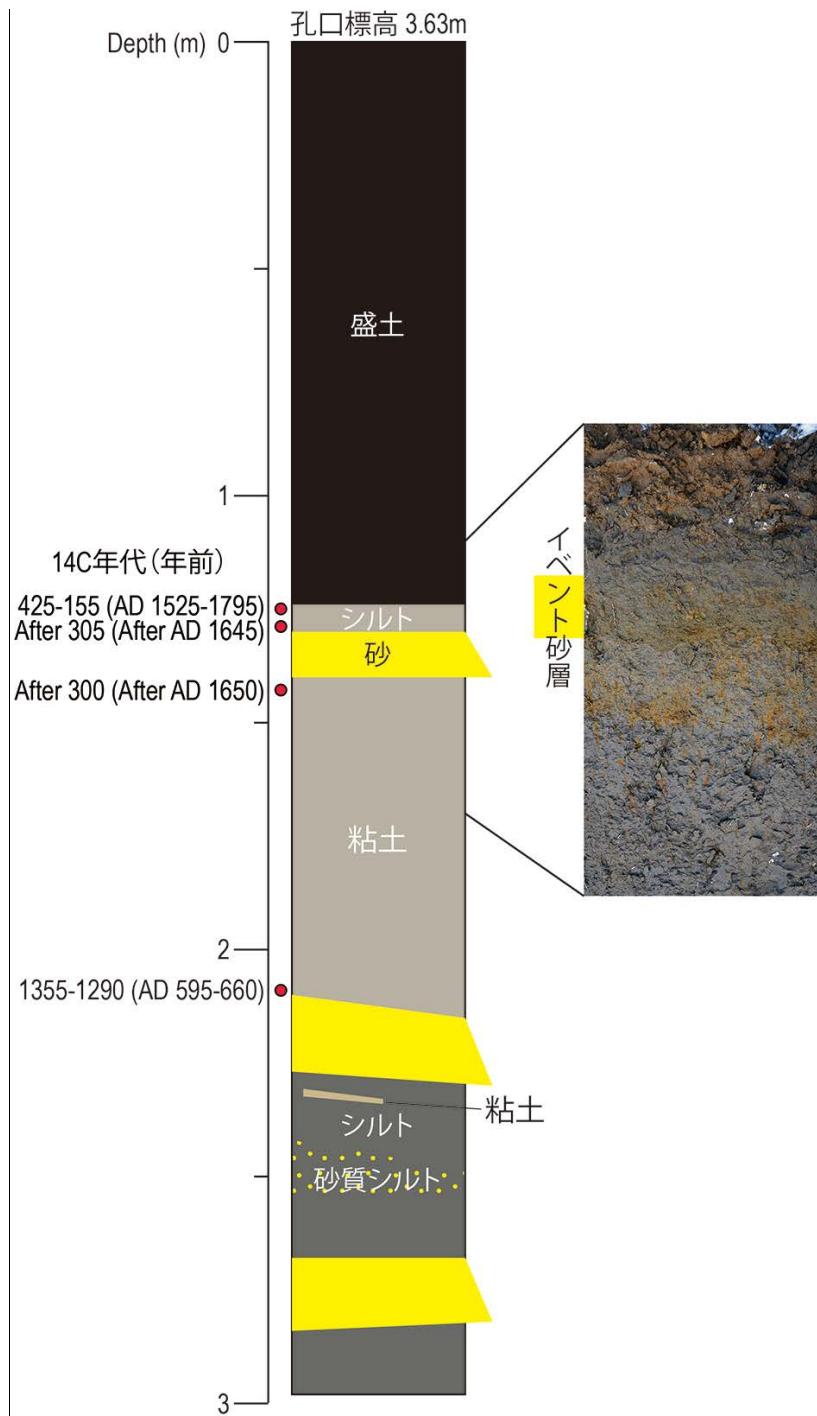


図 3 - 7 - ② - 10 KS-G1 の柱状図および放射性炭素年代値、イベント砂層の写真

徳島県阿南市伊島において採取された既存の柱状堆積物試料について放射性炭素年代測定を行った結果、3200 年前から 1800 年前の間に約 75 cm/1000 年の速さで堆積していることが明らかになった (図 3 - 7 - ② - 11、12、13)。



図 3 - 7 - ② - 11. 徳島県阿南市伊島における調査地点（宍倉・他 2011 より）。国土地理院 1:25,000 地形図「伊島」使用。

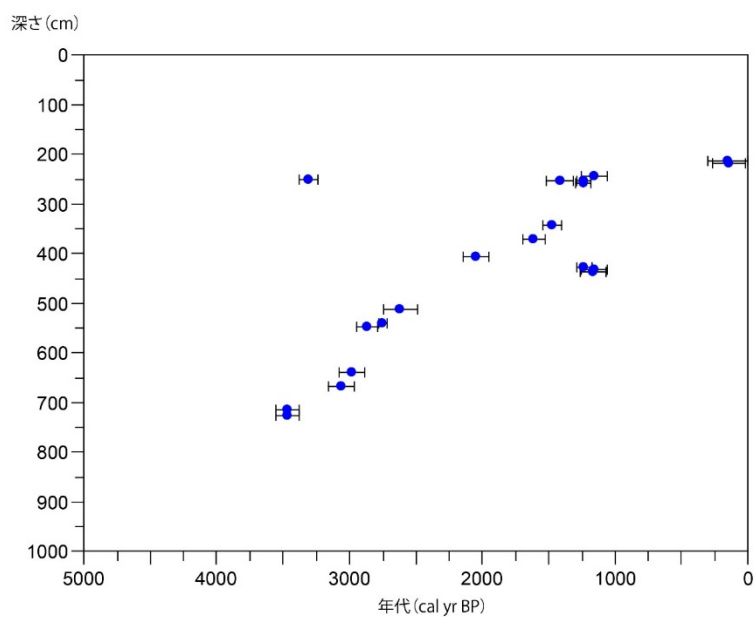


図 3 - 7 - ② - 12. 伊島で得られた放射性炭素年代測定結果その 1。横軸が放射性炭素年代測定値 (cal yr BP) で縦軸は年代が得られた深さ (cm)。

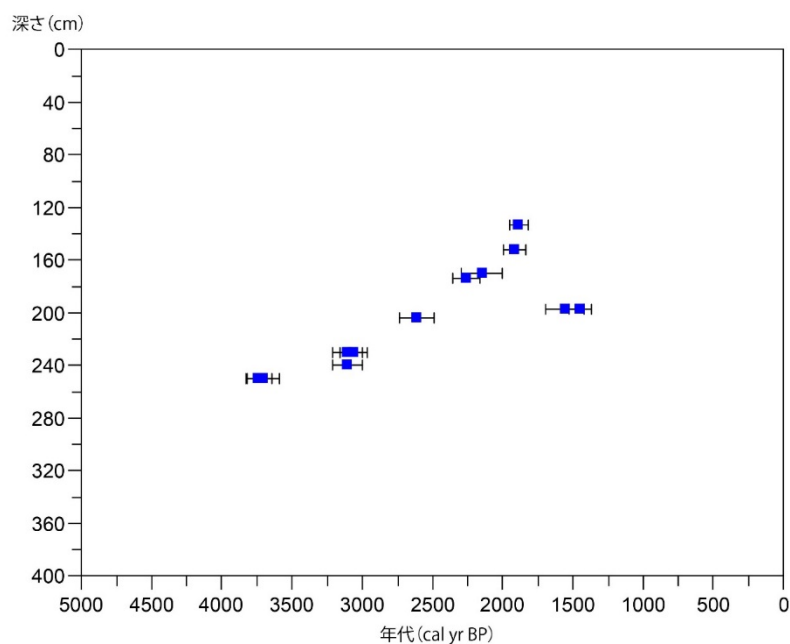


図 3 - 7 - ② - 13. 伊島で得られた放射性炭素年代測定結果その 2。横軸は放射性炭素年代測定値 (cal yr BP)。縦軸は年代が得られた深さ (cm)。

(d) 結論ならびに今後の課題

高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町の海岸低地において津波堆積物調査を実施し、低地地下に分布するシルトおよび粘土層中からイベント堆積物を検出した。本年度は、東洋町・四万十町・黒潮町で採取した試料の放射性炭素年代測定、南国市で採取した試料の放射性炭素年代測定および珪藻化石と有孔虫化石の分析を行った。

各地域で得られた放射性炭素年代からイベント砂層の堆積年代を推定したが、地域間で明確に対応すると考えられるイベントは現時点では見つかっていない。今後はさらに年代測定を進め、すべてのイベント堆積物の堆積年代を明らかにするとともに、微化石分析を実施しイベント砂層の成因を明らかにする必要がある。

高知県南国市で採取したジオスライサー試料の放射性炭素年代測定および珪藻化石分析から、上位の有機質粘土層は約 4900~900 年前に淡水環境で堆積し、下位のシルト~砂質粘土層は約 5600 年前以前に海~汽水環境で堆積したことが明らかになった。有機質粘土層中に挟在するイベント砂層に含まれる珪藻は、有機質粘土層と同様にほぼ全てを淡水生珪藻が占める。また、有孔虫化石も含まれていないことから、イベント砂層から海棲の微化石はほとんど産出しない。しかし、本低地には大きな河川がないため、洪水によりイベント砂層が堆積する可能性は低く、津波や高潮などの海からの遡上流によりイベント砂層が堆積した可能性が高いとみられる。イベント砂層 S1 の分布する最も内陸の地点は現海岸線から約 1 km 内陸に位置するが、S1 の堆積時に当時の海岸線が現在よりも内陸に位置していた可能性があるため、堆積物の分布範囲から S1 の成因を特定することはできない。今後はさらに放射性炭素年代測定および珪藻化石分析を密に行い、S1 以外のイベント砂層の分布を確認するとともに、より詳細な古環境を明らかにする。それらの情報を基にイベント砂層の成因の解明を目指す。

(e) 引用文献

- 1) 宍倉正展・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一，海溝型地震履歴解明の研究．平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告（脇田浩二・牧野雅彦 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，189-204，2011
- 2) Szczuciński, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Chagué-Goff, C., Cachão, M., Goto, K., and Sugawara, D, Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan – Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution, *Sedimentary Geology*, 282, 40-56. [http://doi.org/10.1016/j.sedgeo, 2012.](http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012)
- 3) Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K., & Sato, Y, Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan, *Sedimentary Geology*, 282, 124-141. [http://doi.org/10.1016/j.sedgeo, 2012.](http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012)

③陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（紀伊半島南部）

(a) 業務の要約

紀伊半島南部の笠嶋遺跡では、宍倉・他（2014）によって 6 本のボーリングコア試料が得られており、そこから複数のイベント堆積物が検出されているが、まだイベントの年代は詳しく分析されていない。そこで本業務ではこれらのうち特に上位の 2 層について年代を決定するため、年代測定用のサンプルを抽出し、放射性炭素同位体年代測定を行った。

(b) 業務の実施方法

紀伊半島南端・潮岬に近い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いる（図 3-7-③-1）。1960 年に実施された発掘調査から、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）ことから、宍倉・他（2014）はボーリング掘削調査を実施している。本業務ではそこで得られたボーリングコア試料について、イベント堆積物を認定し、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について、垂直方向に 1～2 cm 間隔でコアを切り出し、250 μm 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。

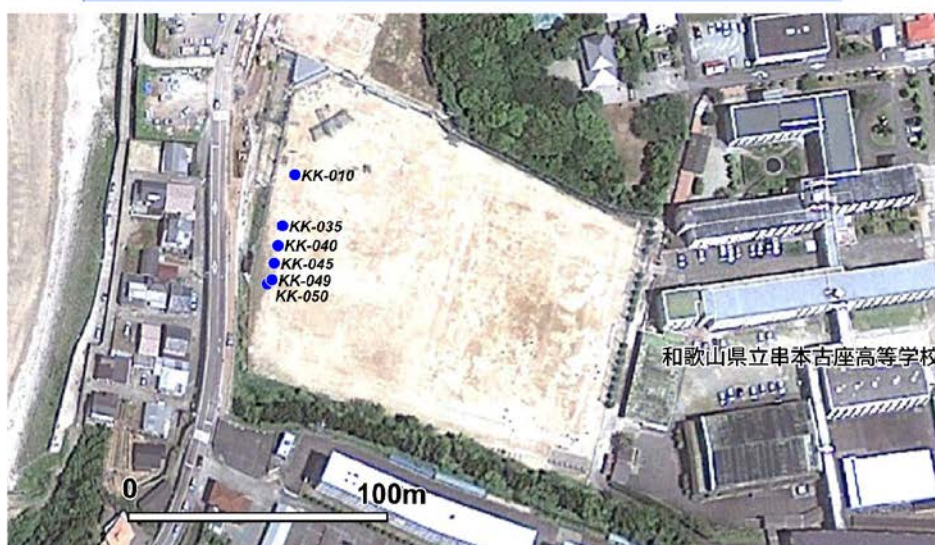


図 3-7-③-1 紀伊半島南部・笠嶋遺跡の位置(上)とボーリングコア採取地点(下)。

(c) 業務の成果

ボーリングコア試料は、和歌山県立串本古座高等学校串本校舎の西端に当たる野球グラウンドで南北 40 m の間で 6 本が採取されている (図 3-7-③-1)。そのうち最も北側の 1 本を除く 5 本のコアは、湿地性の泥炭質シルトを基本とする堆積物からなり、その中には少なくとも 9~10 ユニットのイベント堆積物が確認されている (図 3-7-③-2) (宍倉・他, 2014)。特に最も南側のコアでは深度 7.3 m 付近に鬼界アカホヤテ

フラが検出され、過去約 7500 年分の地層が観察できる。イベント堆積物は基本的に淘汰の良い細礫混じりの粗粒～中粒砂からなり、上方細粒化している。周囲に流れ込む河川がないことから、これらの砂礫は津波または高潮で海浜から運ばれたものと考えられる。本業務では、宍倉・他（2014）で確認されたイベント堆積物のうち、上位の 2 層に注目して年代測定を行った。年代測定用のサンプルはイベント堆積物の直上および直下の層準から重点的に抽出したが、2 層のイベント堆積物の間にある泥炭質シルトについてもほぼ連続的に年代測定を実施し、侵食等による年代のギャップが生じていないかどうか確認した。

年代測定の結果、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（(図 3-7-③-3)）。これは笠嶋遺跡の集落跡が砂礫層で埋積されてとされる庄内期（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 つのイベントともに宍倉・他（2008）が紀伊半島南部で報告している隆起痕跡の年代とも一致することから、紀伊半島南部はこれらの時期に起きた地震によって津波と隆起を伴ったと推定される。また 2 つのイベントの間の泥炭質シルトは、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（図 3-7-③-3）。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高い。

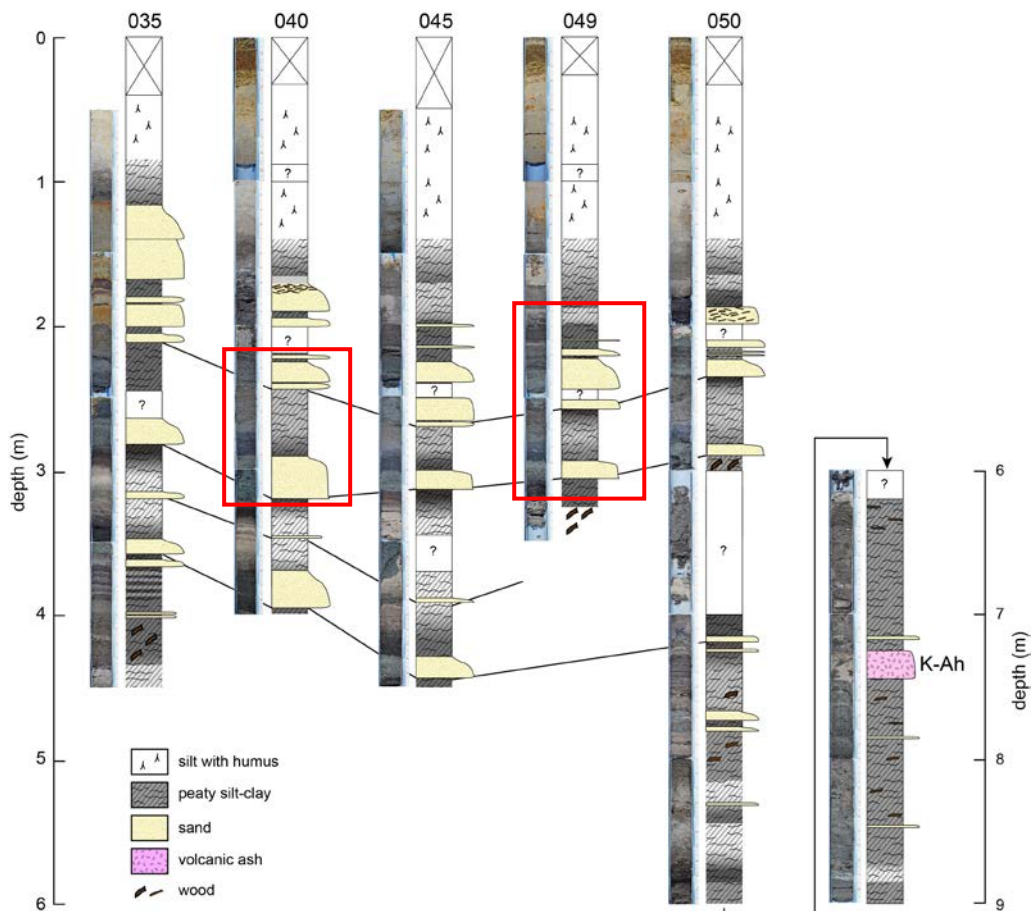


図 3-7-③-2 笠嶋遺跡での掘削で得られたコアの地質柱状図。宍倉・他（2014）。

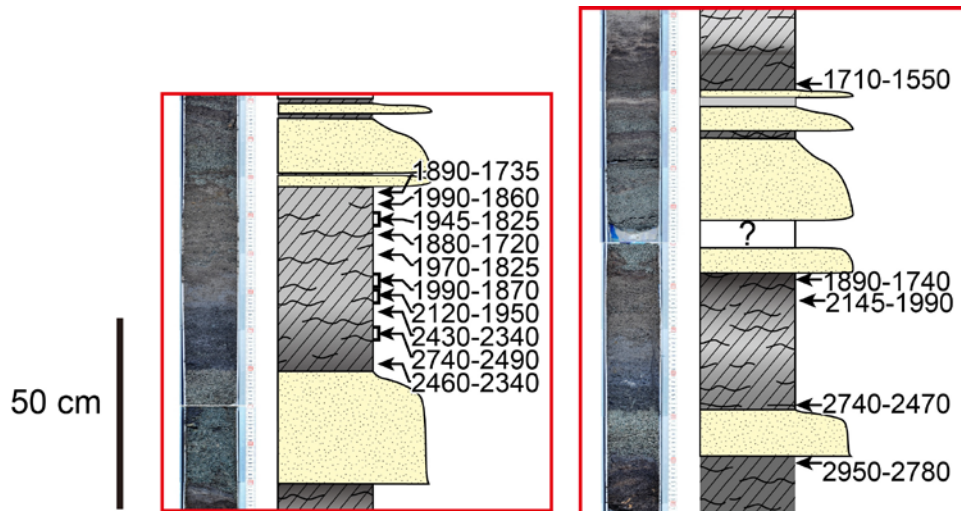


図3-7-③-3 笠嶋遺跡における放射性炭素年代測定結果。図3-7-③-2の赤枠の部分を拡大している。数字は cal yBP を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島南部・笠嶋遺跡のボーリングコア試料の解析からは、2～4世紀頃（おそらく3世紀）と2800～2500 cal yBP 頃にイベントがあったことがわかった。特に2～4世紀頃のイベントは、笠嶋遺跡の集落跡が埋積された時期と一致する。さらにこれら2層の間の時期は約1000年にわたり、ほぼ連続的に泥炭質シルトが堆積していたことが明らかになった。今後はさらに古い下位のイベント堆積物についても年代測定を実施し、過去7500年間にわたるイベントの履歴を復元して再来間隔を明らかにする必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 宍倉正展・前杵英明・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・前杵英明・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によるサンプルデータ解析（駿河湾奥浮島ヶ原）

(a) 業務の要約

静岡県富士市の浮島ヶ原低地において採取された既存の柱状堆積物試料について、その堆積速度を決定するために放射性炭素年代測定を行った。その結果、同地域における堆積物は、3500年前から1000年前の間に約200 cm/1000年の速さで堆積しているこ

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。このイベントについては、その認定について詳しく考察されているにもかかわらず、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、浮島ヶ原で採取された既存のボーリングコア試料（図3-7-④-1, 2）の堆積年代の推定を再検討した。具体的には、① 2010年度～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 そのサブサンプルを250 μ mのメッシュで水洗した後、③ 実体顕微鏡下で大型植物遺体を拾い出して、④ 状態の良い大型植物遺体のみを選び出して放射性炭素年代測定を行った。



オールコア掘削, 86 mm以上, 外径116mm程度で掘削 ○ 2012年採取 ● 2010年-2011年採取

図3-7-④-1 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）

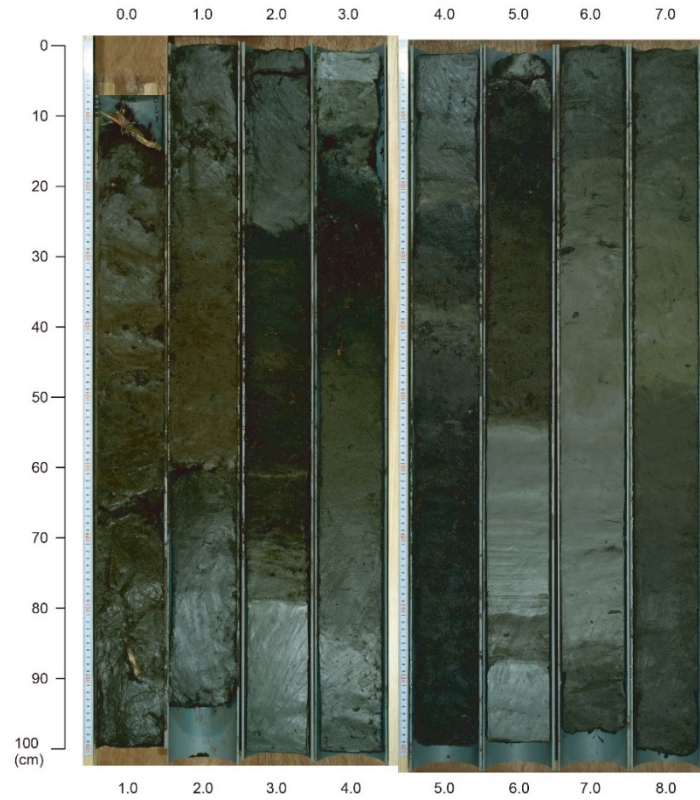


図 3 - 7 - ④ - 2 . 検討を行った堆積物試料の写真

(c) 業務の成果

静岡県富士市の浮島ヶ原低地において採取された既存の柱状堆積物試料について放射性炭素年代測定を行った結果、同地域における堆積物は、3500 年前から 1000 年前の間に約 200 cm/1000 年の速さで堆積していることが明らかになった (図 3 - 7 - ④ - 3)。また、徳島県阿南市伊島において採取された既存の柱状堆積物試料について放射性炭素年代測定を行った結果、3200 年前から 1800 年前の間に約 75 cm/1000 年の速さで堆積していることが明らかになった (図 3 - 7 - ④ - 4)。

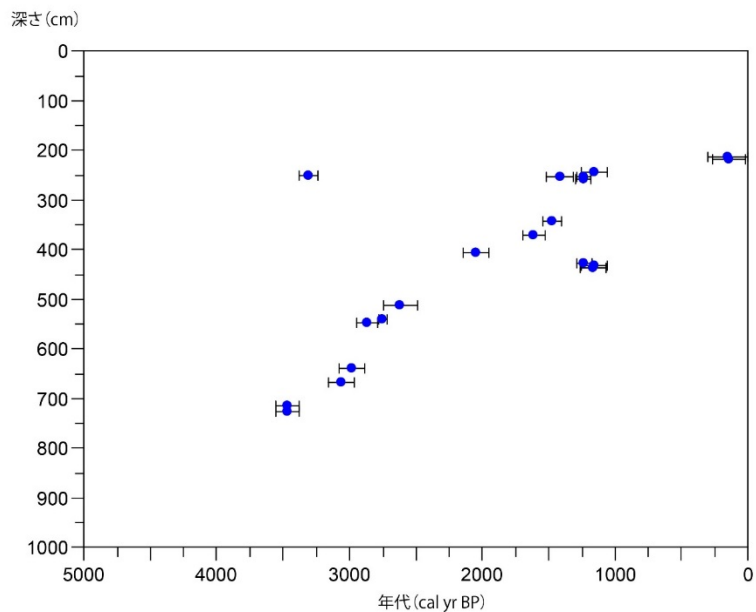


図 3-7-④-3. 浮島ヶ原における放射性炭素年代測定結果その 1。横軸が放射性炭素年代測定値 (cal yr BP) で縦軸が年代が得られた深さ (cm)。

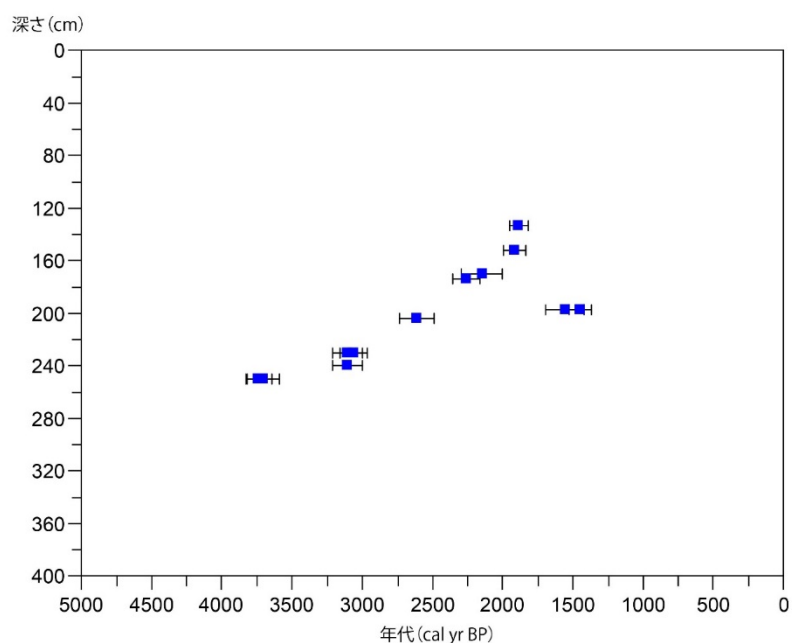


図 3-7-④-4. 浮島ヶ原における放射性炭素年代測定結果その 2。横軸が放射性炭素年代測定値 (cal yr BP) で縦軸は年代が得られた深さ (cm)。

(d) 結論ならびに今後の課題

静岡県富士市の浮島ヶ原低地において採取された既存の柱状堆積物試料について放射性炭素年代測定を行った結果、堆積速度を求めることができた。今後は、イベントそのものの認定について、珪藻化石や大型植物化石を組み合わせ高精度に行っていく必要がある。また、年代測定の件数を増やすことにより、イベント年代の高精度な復元を

行っていく必要がある。イベントそのものの認定と年代の決定を高精度化することにより、歴史記録との対応が詳しく分かり、歴史および先史時代における東海地震の履歴が解明されていくと考えられる。

(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., Paleocological 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*, in press, 2016

⑤富士川河口域における 1854 年安政東海地震の隆起量と断層位置の推定

(a) 業務の要約

歴史記録を利用して富士川の流路の変遷をまとめ、1854 年安政東海地震(以下、安政地震)による富士川河口域の地変について検討を行った。この結果、安政地震よりも前の富士川の主流は現在の流路よりも西側を流れており安政地震後に現在の流路となったことから同地震により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。そこで地中レーダー(Ground Penetrating Radar, GPR) 探査を行い、富士川河口断層帯の一部である入山瀬断層周辺の地表付近で地層のずれや撓みが存在しないか調査を行った。この結果、海岸から 2 km 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。これらのうち一部の不連続の位置は地震調査研究推進本部が設定した入山瀬断層の位置とさほど離れていない。さらに、本地域における隆起が断層運動で生成されるかを破壊伝播シミュレーションにより検討するために、暫定的な 3D 断層形状モデルを構築した。

(b) 業務の実施方法

西暦 1854 年安政東海地震は駿河湾西岸部に隆起をもたらした(例えば、羽鳥, 1976 や石橋, 1984)。このことは安政地震による破壊が駿河トラフにまで及んだことを意味する。駿河トラフの北端には富士川河口断層帯が存在し、安政地震時にこの断層帯が変動したか否かを知ることは、今後の地震時の変位や規模を予測する上で重要な知見となる。さらには、プレート間地震と活断層との関係を知る上でも重要な知見となる。そこで次の三点について検討を行った。

一点目は安政地震による富士川河口域(図 3-7-⑤-1)の地変についてである。同河口域は、「蒲原地震山」や「松岡地震山」といった安政地震に関連すると伝えられる地形の高まりが知られている(例えば、羽田野, 1997)。例えば、蒲原地震山は河口から 2 km 程度の西岸部に位置しその大きさは南北 660 m 程度、東西 50 m 程度で安政地震時に地盤が 1~3 m 程度隆起して生じたと考えられている(羽田野, 1997)。

しかし、この変形の範囲は断層運動によるものにしては局所的であり、この情報をもって地震による隆起量を推定することは慎重になるべきである。仮に富士川河口域が安政地震時に局所的ではなく広範囲に隆起したとすれば、安政地震の前後で富士川の流路が変遷した可能性がある（例えば、大森，1920；恒石・塩坂，1981）。そこで、本研究ではおもに『蒲原町史』（蒲原町史編纂委員会，1968）や、静岡市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。



図 3-7-⑤-1 安政地震前の富士川の推定流路（青破線）。推定流路の位置はおおよそのものであり、暫定的なものである。国土地理院による地理院地図に加筆。

二点目は電磁波を利用した GPR 探査（図 3-7-⑤-2）である。電磁波は真空中や空气中を伝播するのには長じているが、固体を媒質とした場合には波動減衰が著しい。堅固な岩盤などではあまり減衰しないが、水を多く含んだ粘土などでは減衰が顕著である。GPR によるプロファイルは、個々のデータのトレースを順に並べたもので、強い反射は濃色（赤あるいは青）で表され、弱い反射は白で表現される。プロファイル上ではリアルラインと呼ばれる線状の反射で表現されることが多いが、リアルラインの形状は地層境界そのものや、密度（締固めの度合）の違いから生じる境界面を表す。仮に地表面に断層面が存在する場合、このリアルラインの連続性が途切れて表示されることになる。この不連続は自然の断層である可能性がある一方で、人口改変（掘削や舗装跡）による可能性もある。本研究ではこの不連続が観測面の下側に見られない場合を人工改変によるものとし、観測面の下側に続いている場合を自然の断層として扱った。



図 3 - 7 - ⑤ - 2 GPR 探査の様子 (2016 年 1 月 4 日撮影)

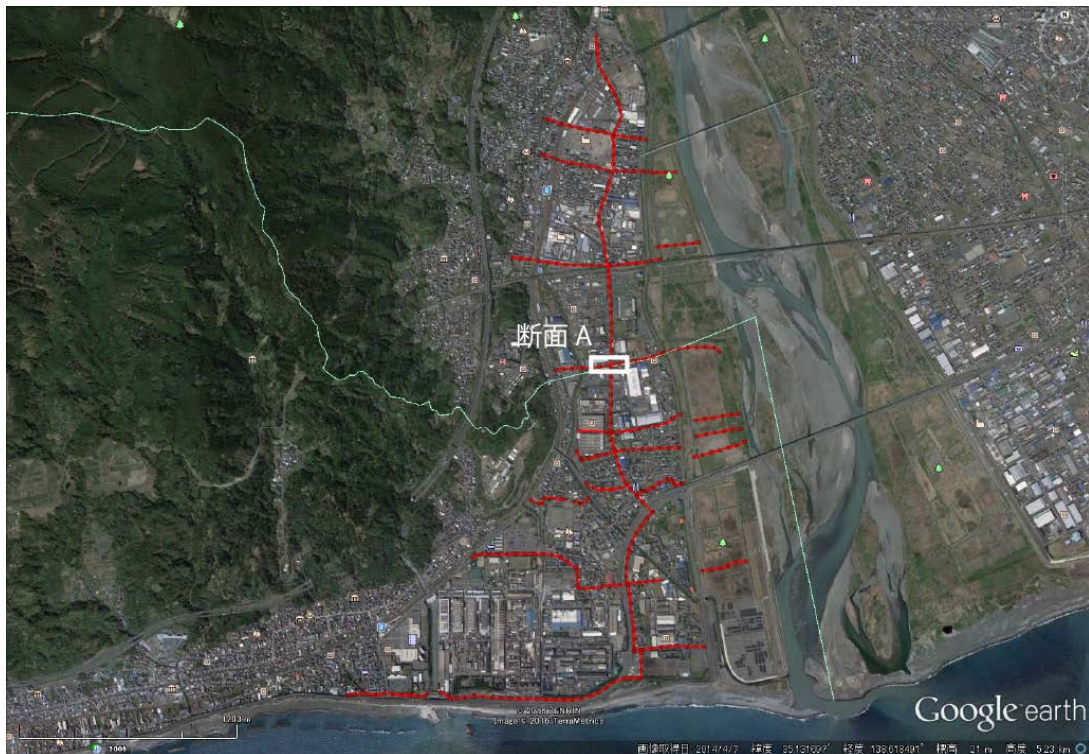


図 3 - 7 - ⑤ - 3 測線の位置 (赤線)。Google Earth の画像を利用し加筆。

GPR 探査は 2016 年 1 月 4 日から 8 日にかけて富士川河口域西岸部において行った。入山瀬断層は南北方向の走向を持つと考えられるので (例えば、地震調査研究推進本

部、2010)、ほとんどの測線についてそれに横切るように東西方向に設定した（図3-7-⑤-3）。総測線長は13 km程度に及び、その中には地震山周辺を含んでいる。使用機器はSensors & Software社製pulseEKKO Proであり、中心周波数100 MHzのアンテナを使用した。同時に測線上の地形の変化を解析結果に反映させるために、VRS機器による標高測量も行った。

三点目は富士川河口断層帯の3D断層形状モデル構築である。まずは富士川河口断層帯をプレート境界から上盤に分岐する断層として解釈した。プレート形状は、地震調査研究推進本部による全国1次地下構造モデル（暫定版）を利用し、富士川河口断層帯の形状は都市圏活断層図（大宮）に示された地表トレースと、浅部と深部との地震波探査（伊藤・他、2013；伊藤・他、2014）の東西断面から推定した。ただし、今年度行ったGPR探査による調査結果はまだ反映させていない。

(c) 業務の成果

一点目の安政地震による富士川河口の流路の変遷について、まず安政地震前の流路を検討した。『蒲原町史』によれば、少なくとも天明六年（1786）からの40年間に10度の洪水が発生し、富士川河口域西側の蒲原に被害が発生したことが記録されている。また、静岡市清水区蒲原の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）などには、安政地震（1854）直前の富士川の流路が、現在の蒲原中学校の東側に存在した堤の東側を流れていたことが記録されている。この堤の位置は、現在の富士川の位置よりも1 m程度西に位置している。洪水があった事実と絵図等の情報とから、安政地震よりも前の富士川河口部は現在の流路よりも西に位置していた可能性が高い（図3-7-⑤-1）。さらに安政地震よりも後には蒲原地域に洪水が発生しなくなり（『蒲原町史（1968）』）、現在の流路になったと推定される。この流路の変遷は、安政地震によって蒲原地域が広域に隆起したために生じたと考えられる。

二点目のGPR探査については、測線からおおむね8 m程度下部までの連続的な反射面を得ることができた。測線の一部である図3-7-⑤-3の断面AにおけるGPRの反射面を図3-7-⑤-4に示す。この図のように区画Aでは地層のずれと解釈される層序の不連続が見られた。不連続は盛土と思われる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設定した入山瀬断層の位置とさほど離れていない。すなわち、ここで発見した不連続が入山瀬断層の一部である可能性がある。ただし、現段階ではこの不連続が安政地震時に活動したか否かについては明らかではない。

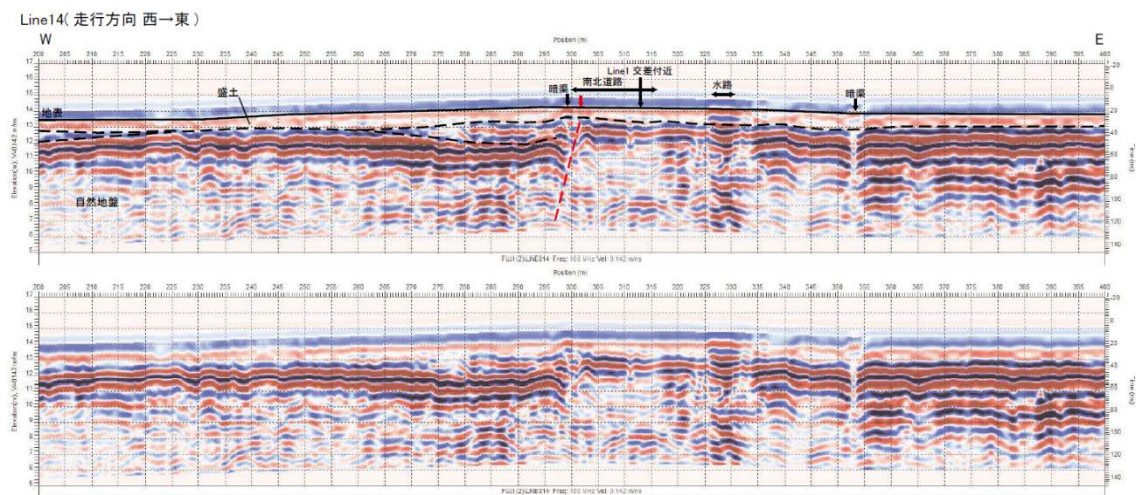


図 3-7-⑤-4 断面 A (図 3-7-⑤-3) における GPR 探査による反射断面。上図は解釈図。下図は観測図。赤破線が地層のずれと思われる不連続を示す。

三点目の富士川河口断層帯の 3D 断層形状モデルについては、モデル中に入山瀬断層、大宮断層、および芝川断層を第 0 近似的に組み込んだ。このさい、伊藤・他 (2013) により報告されている地下 1 km 以下の各断層の傾斜角や、伊藤・他 (2014) により報告されている地下数百 m 程度までの入山瀬断層の傾斜角も反映させて構築した。また、今後 3D 境界要素法を用いた数値解析ができるように、断層形状モデルを非構造的な三角形要素により離散化した。

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究では富士川河口域における安政地震による地変について歴史記録に基づいて富士川の流路の変遷を明らかにし、安政地震時に現富士川河口域西側において比較的広域的に隆起があった可能性を指摘した。これは安政地震時に富士川河口断層帯のとくに入山瀬断層が活動した可能性があることを意味する。そこで、入山瀬断層の位置を把握する目的で GPR 探査により地層の不連続を調査した。この結果、断層のずれと解釈される地層の不連続を複数箇所存在することがわかった。これらのずれの一部は地震調査研究推進本部による入山瀬断層に近く、このずれが入山瀬断層である可能性がある。ただし、この断層が安政地震時に変異したか否かについては本研究結果からはわからない。

今後、GPR 探査で判明した不連続の位置周辺においてボーリング調査等を行うことで、この入山瀬断層が安政地震時に活動したか否かについて検討する予定である。さらに本研究で構築している 3D 断層形状モデルについて、地表付近の形状を GPR 探査結果を反映させて高精度化し、安政地震時の地変の再現、あるいは駿河トラフでのプレート境界型地震に伴う入山瀬断層の活動性について検討を行う予定である。

(e) 引用文献

- 1) 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.

- 2) 羽鳥徳太郎, 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26カ町村役場の地震報告から—, 東京大学地震研究所彙報, 51, 13-28, 1976.
- 3) 石橋克彦, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, 23, 105-110, 1984.
- 4) 伊藤忍・山口和雄・入谷良平, 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.
- 5) 伊藤谷生・他, 富士川河口断層帯—糸魚川静岡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.
- 6) 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛(2000), 1:25,000, 都市圏活断層図「富士宮」 国土地理院技術資料 D1-No.375.
- 7) 大森房吉, 本邦大地震概表, 震災予防調査会報告, 88, 乙, 1-61, 1920.
- 8) 恒石幸正, 塩坂邦雄, 富士川断層と東海地震, 応用地質, 22, 52-66, 1981.

(3) 平成28年度業務計画案

陸域津波履歴調査においては、引き続き四国沿岸と紀伊半島南部、駿河湾奥・浮島ヶ原のボーリングコア試料の解析を進めるとともに、九州東部沿岸等において津波堆積物調査を実施する。また駿河湾奥・富士川河口域では、既存のボーリングデータを整理し、今年度のGPR探査で明らかになった地層の不連続位置周辺における地質データを確認する。その上で可能な範囲で新たにボーリング調査等を行い、断層の活動時期を検討する。さらに3D断層形状モデルについてもより高精度化することを目指す。

海域津波履歴調査では、2-1-aで実施する調査航海に参加し、琉球海溝周辺海域から海底堆積物コアを採取し、その分析を実施する。また、既存試料の分析を進める。さらに、四国沖の南海トラフや日本海溝沿いの堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、地震・津波により形成された堆積層の検出を行い、その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との密接な連携のともに共同して実施する。

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	山田 知朗
	助教	一瀬 建日
	助教	前田 拓人
	技術専門職員	八木 健夫
	技術職員	藤田 親亮
	技術職員	阿部 英二
	技術職員	田中 伸一
	技術職員	西本 太郎
国立大学法人神戸大学	助教	中東 和夫
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

(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。

南海トラフ陸側斜面域で発生する、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、地震動だけでなく海底における水圧を広帯域・高ダイナミックレンジで連続して取得するためのシステムを開発し、トラフ付近の低周波イベントや、津波発生を伴うようなものを含めた地震の活動実態の把握を行い、巨大地震発生域の事前推定の高度化に寄与する。さらに、観測成果を地殻活動モニタリング情報として、シミュレーション研究に提供する。

(d) 8カ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計計 10 台を設置し、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、海底地震圧力計を回収し、10 台を設置した。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、海底地震圧力計の回収および 13 台の設置を実施した。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において、海底地震圧力計 10 台程度の回収・再設置を実施する。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する。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る。

平成 29 年度：

南海トラフ西部の領域に設置されている海底地震圧力計 10 台程度を回収する。また、海底地震圧力計 10 台程度を南西諸島海溝域に設置し、長期海底地震観測を行う。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する。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を試みる。

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・再設置を実施する。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する。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を行う。

平成 31 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・再設置を実施する。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する。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を行うとともに、処理解析の準リアルタイム化を実現する。

平成 32 年度：

南西諸島海溝域に設置されている海底地震圧力計 10 台程度を回収する。また、観測データに基づき、成果をとりまとめる。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完了する。本年度中の試験観測で得られる海底の水圧変動に対して、前年度までに開発した準リアルタイム処理解析の手法を適用し、本業務で開発した広帯域・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の性能の実証を行う。

(e) 平成 27 年度業務目的

南海トラフから南西諸島海溝の領域において、長期観測型海底地震計を用いた長期海底地震観測を継続して実施する。また、海底地震計のデータ解析を行うとともに、国内外の学会において成果公表・情報収集を行う。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する。

(2) 平成 27 年度の成果

① 南海トラフにおける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

(a) 業務の要約

昨年度、チリで発生したイキケ地震による遠地津波を観測し、システムの基本的なデータ取得設計に問題ないことを示した。このシステムは、水圧計からの出力値をダブルパルスの時間差で表現し、そのダブルパルスを音響通信により、ブイから 1000m 下の吊下局に伝送、吊下局からワイヤーラインでブイに伝送し、イリジウム通信により陸上局に伝送する仕組みを採用している。今年度は、水圧データのサンプリングを音響通信の時間間隔に合わせてチューニングした。本システムでは、ブイに設置してあるブイ局がシステムの中核として、陸上局との通信や吊下局とのコミュニケーション、時刻や位置の管理を担当する。観測の長期化と安定化のために、ブイ局の動きを見直して太陽光発電による運用が可能になるように省電力化した。また、これまで、ブイの回転によるライン断線の可能性があったため、電磁モデムによる通信の冗長化を実装した。平成 27 年 12 月から紀伊半島南東沖の熊野灘において海域試験を開始し、海底水圧データが準リアルタイムで取得されている。

(b) 業務の成果

本受託事業でリアルタイム広帯域水圧観測に用いる観測システムは、海底で水圧

を観測する海底局装置と、観測データを陸上に中継するための海面ブイ装置から構成される。海底局装置は、センサーで得られた水圧の観測値を音響ダブルパルス信号の送信時間差に変換し、そのダブルパルス信号は、海面ブイ装置から 1000m 下に吊下された吊下局装置に伝送される。吊下局装置では、受信したダブルパルス信号の時間差を水圧データに逆変換し、それがワイヤーラインおよび電磁モデム通信によりブイ局に伝送される。海上のブイは、吊下局から受け取ったデータをイリジウム衛星を用いて陸上局に伝送する（図 3-8-①-1）。今年度は、こうしたデータ伝送システムに最適な水圧計データの処理方法に関する検討と、観測システムの長期的な安定性を担保することを目的として、海面ブイ装置内でのデータ処理手順のチューニングによる低消費電力化を図ることによって、太陽光パネルによる発電のみで運用可能にした。以下、その詳細を記載する。

これまで、海底局装置で得られる水圧データの信頼性確認のために 1Hz サンプルングでデータ取得して海底局内のロガーに蓄積していたが、今年度は音響通信による水圧データ伝送の速度に適合するようにデータのサンプルング周波数のチューニングを実施した。海底局から吊下局への音響通信は、津波モード時は 15 秒間隔、通常モードでは 1 分間隔である。これまでは、1 秒間隔で観測したデータを海底局内のロガーに蓄積し、その中から 15 秒に 1 回のデータを抜き出して伝送していたが、近地地震時など大振幅の高周波の水圧変動が生じるような場合には、単純なデータ間引きを行うと、エイリアシングが生じてしまう可能性がある。そこで、地震発生時を想定した動作である津波モード時の 15 秒間隔で送信させる水圧データ上でエイリアシングを避けるために、水圧計のデータに 0.023Hz のローパスフィルターをかけた後で、15 秒間隔でデータをサンプルングするように修正するとともに、音響通信用に変換したデータを海底局内のロガーに保存するようにした。エイリアシング防止のためのフィルターの性能を確認するため、昨年試験観測において海底局のデータロガーで、1Hz サンプルングで取得されたチリ・イキケ地震の津波データに対して、0.001-0.023Hz のバンドパスフィルターをかけて津波信号データへの影響がないことを確認した（図 3-8-①-2）。

吊下局において海底局から受信した水圧データを海面にあるブイ局へ中継する際には、水圧データに刻時情報（タイムスタンプ）が付与される。このタイムスタンプは、ブイ局から提供される高精度時刻信号に準拠したものである。ブイ局へデータ中継は、津波モード時には海底局から受信次第行われ、海底局からの音響通信と同じ 15 秒間隔でブイ局にデータが送信される。一方、通常モード時におけるデータ中継は 1 時間おきで、海底局から受信した 1 分間隔のデータは吊下局において 1 時間分が一時的に保持され、一度の中継で 1 時間分をまとめてブイ局へ送信している。吊下局とブイ局間の通信は、ワイヤーラインと電磁モデム通信の 2 系統を実装した。そのほか、これまでの海域試験で経験した係留したブイへの漁具による損傷や、ブイの回転によるワイヤーラインへのダメージへの対策を施した。

ブイ局は、海底で観測された水圧を陸上局へ中継するだけでなく、ブイにおいて得られる海底水圧以外の諸観測データを付加して送信する機能も有する。ブイ局は、ブイの精密な 3 次元的位置と姿勢角を捉えるために、2 系統の衛星測位システムを備えてお

り、これにより得られる測位データはブイ局内のデータロガーに保存されるとともに、陸上局へ、海底圧力データとともに送信される。また、測位システムから提供される高精度時刻情報によって、吊下局を含めた装置群の時刻管理が行われる。

ブイ局は、沖合に設置された観測システム全体の動作を統括する中枢で、陸上局からの指令への対応を司るほか、ブイの係留状況をモニタリングする機能を有する。係留環境の把握のために、温度、湿度、気圧、潮流、ブイの方位などのデータを取得するとともに、ブイに設置しているバッテリーの電源をモニターして、太陽光パネルによる発電量と消費電力の関係の監視も行っている。特に、電源の管理は長期安定した運用を行うためにはもっとも重要な機能であるが、そのためにブイ局で行われる情報収集や構成機器の動作制御を省電力化することも同時に必要である。そこで、今年度はブイ局における機器制御の手順を見直すことにより、消費電力を低減し、ブイ局を太陽光発電のみで連続運用できるような改造を実施した。

このような機能向上を行った観測システムを、今年度の12月に設置して試験観測を開始した。設置場所は紀伊半島南東沖の熊野灘で、平成28年10月までの間、連続観測を実施する予定である(図3-8-①-3)。現在、音響および衛星通信を介したデータ伝送により陸上局において取得されている水圧データを図3-8-①-4に示す。図中、青色シンボルでプロットされているのは、海底局から所定のタイミング(通常モードでは1分ごと、津波モードでは15秒ごと)で取得された海底圧力の観測値である。音響通信時のエラーに伴う符号の1ビットずれが発生しており、それによって観測時系列に「とび」がみられるが、その頻度は低く、全体としては海洋潮汐による海底水圧の変動が正しく観測されていることがわかる。また、ビットずれによる異常値も、頻度が低いので後処理により正常値に置き換えることは可能であると期待される。これまで、海底や海面からの反射波の混入があったが、吊下局での相関のパラメーターを変更することで混入を抑えたことを確認できた。このように、全体としてデータ伝送のエラー率を低く抑えることに成功した。

図3-8-①-4に橙色のシンボルで示したデータは、所定のタイミング以外の時刻情報をもつデータである。所定のタイミング以外には海底局からの音響通信は行われることがないため、こうしたデータは吊下局がノイズを海底局からの通信信号と誤検知したために生じたものと考えられる。誤検知が発生する要因としては、吊下局で音響通信信号をノイズから弁別するときの閾値が適切でないことが考えられる。誤検知の発生状況と、観測データとともに取得されるブイの環境環境の情報とを比較すると、強潮流によりブイが引っ張られているときには、誤検知が発生しない傾向にあることがわかってきた。このことから、誤検知は、ブイ係留の緊張が低い状態のときに吊下局装置が海水中で振動することで発生する、受信部側での音響ノイズが原因で発生していると考えられる。現在の試験観測で用いている吊下局では、定期的に音響環境を把握するためにデータを保存しており、回収後にこれらのデータを再生して、こうした誤検知の発生原因の特定と、それを回避するための適切な閾値設定に関する検討を進める予定である。

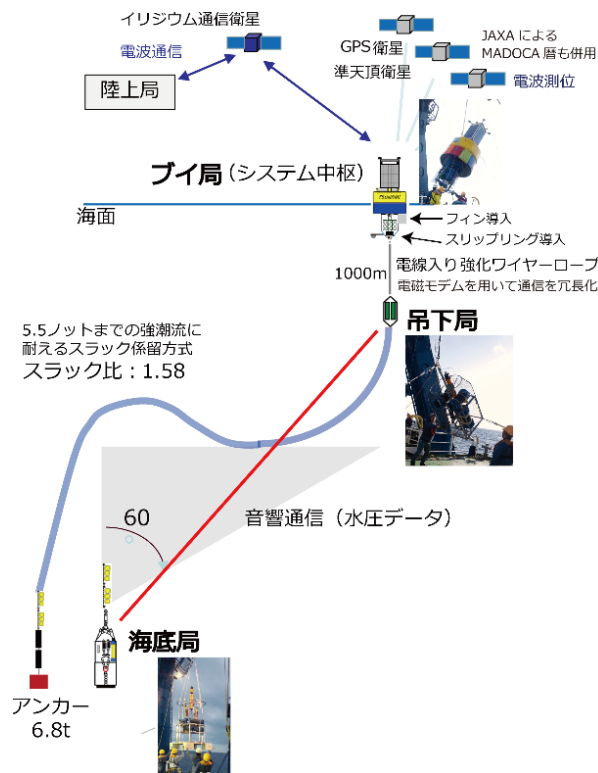


図 3-8-①-1 システム概略図。

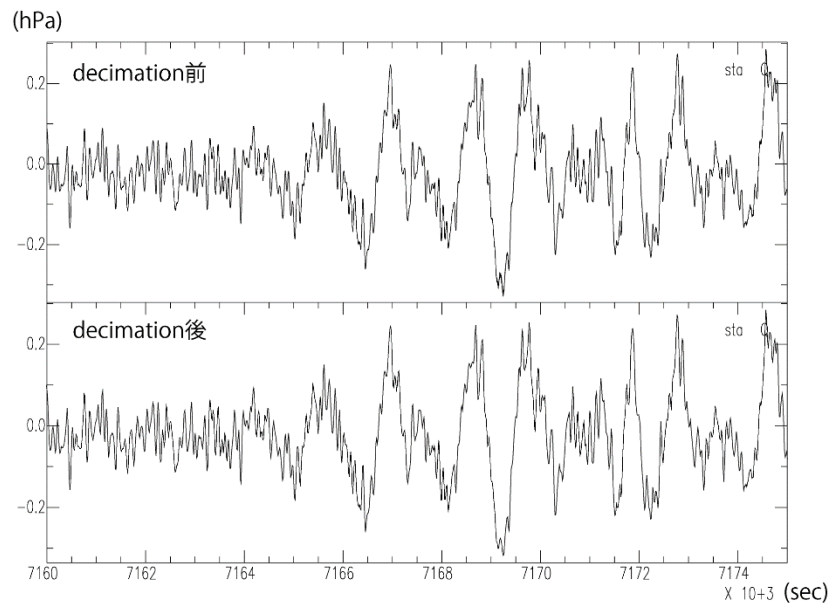


図 3-8-①-2 デシメーション前後の波形の比較。チリ・イキケ地震による津波データから 0.001-0.023Hz のバンドパスフィルターをかけて (上)、そのデータを 15 秒間隔にデシメーションした (下)。

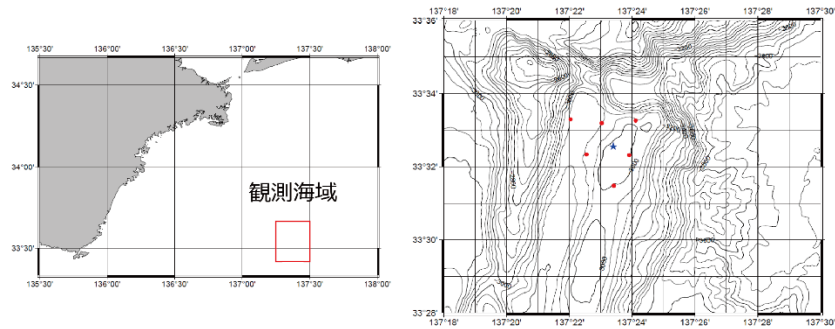


図 3-8-①-3 海域試験海域図。左図は観測概略図、右図は設置点を示す。青星印が海底局設置点、赤丸は地殻変動観測点を示す。

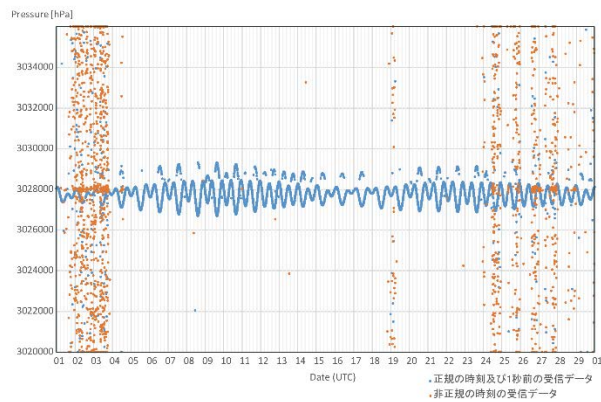


図 3-8-①-4 2月に得られた水圧データ。青丸は吊下局で所定のタイミングで取得されたデータ、橙丸はそれ以外のタイミングで通信時の誤検知のより生じた異常データ。

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度、観測データのサンプリング間隔の最適化とブイ局での低消費電力化の検討を行い、その結果を実装した観測システムを紀伊半島南東沖の熊野灘に設置し、試験観測の開始に成功した。海底での水圧を安定して観測し、そのデータをブイ局経由で陸上局までリアルタイムで伝送されていることが確認された。一方で、ブイ局下の吊下局からのワイヤーラインによるデータ伝送系に障害が発生したほか、頻度は高くないが音響通信の際にデータ伝送エラーが発生していることが認知されている。音響通信のエラー発生率は、前述したように吊下局に保存している音響データを再生し、適切な閾値を設定することで、改善されることが期待される。現在、吊下局とブイ局間の通信は電磁モデム通信により確保されているが、ワイヤーラインによる通信は通信路の冗長性を確保する上で必要であり、それが断線した原因は、海域試験終了後に装置を回収して検討を行わなくてはならない。

(d) 引用文献

- 1) Takahashi, N., Y. Ishihara, T. Fukuda, H. Ochi, J. Tahara, T. Mori, M. Deguchi, M. Kido,

Y. Ohta, R. Hino, K. Mutoh, G. Hashimoto, O. Motohashi, Y. Kaneda, Buoy platform development for observation of tsunami and crustal deformation. In: IAG Symposia Series, Springer, doi: 10.1007/1345_2015_114, 2015.

- 2) 高橋成実・石原靖久・福田達也・越智寛・田原淳一郎・森尚仁・出口充康・木戸元之・太田雄策・日野亮太・武藤勝彦・橋本剛正・本橋修・小平秀一, オンデマンド地殻変動観測, ブイシステムの開発と現状の課題, 日本地球惑星科学連合, 幕張, 2015年5月.

②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

スロースリップイベントが繰り返し発生している豊後水道域において海底地震・圧力観測を繰り返し行うことで、スロースリップイベント前後を含めたモニタリングを行い、スロースリップイベントの発生様式を明らかにする。また、この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浅部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。そこで浅部イベント発生域直上で長期海底地震観測を実施し、浅部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。本年度は、上記目的達成のため、前年度豊後水道沖に設置した圧力計搭載の広帯域型海底地震計と、日向灘から足摺沖にかけて設置した長期観測型海底地震計を回収し、新たに海底圧力計3台を含む9台を再設置した。回収された海底地震計から、良好な波形データを取得できた。観測期間中の2015年5月～7月にかけて、日向灘から足摺沖の領域において浅部低周波微動と超低周波地震活動が活発化したが、この一連の活動についてもデータを取得することができた。

(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)。本研究期間中に次のスロースリップイベントが発生する可能性が高いことから、スロースリップイベントが繰り返し発生している豊後水道域に、圧力計を搭載した広帯域型海底地震計1台を設置して観測を継続し、陸上地震・測地観測網と併せてスロースリップイベント発生域をカバーするネットワークを構築する。これにより、スロースリップイベント発生前後を含めた状態変化をモニターする。

豊後水道域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、この領域において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、南海トラフ西方に位置する浅部低周波微動活動域に計 12 点の長期観測型海底地震計を前年度に設置し、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ことを目的としている。特に、足摺沖への観測網拡大により、豊後水道域のスロースリップイベントと同期発生する浅部スロー地震活動を捉えることが可能となった。また、これらの 12 点のうち、海溝軸よりの 2 点には圧力計を搭載した広帯域型海底地震計を配置することで、豊後水道の 1 点ならびに陸上の観測網と併せた広帯域地震・測地観測ネットワークを形成する。

今年度は、前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する。また、浅部低周波微動活動域の直上に海底地震計・海底圧力計・圧力計搭載型の広帯域海底地震計による観測網を再構築し、観測を継続する。

(c) 業務の成果

南海トラフから南西諸島海溝にかけて、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、豊後水道ならびに足摺沖から日向灘にかけての領域に前年度に設置した長期観測型海底地震計を回収した（図 3-8-②-1、図 3-8-②-4、表 3-8-②-1）。また、海底測地観測をより強化するため、前年度の継続となる長期観測型海底地震計と圧力計搭載の広帯域型海底地震計の観測網に加え、本年度から海底圧力計を新たに設置し、計 9 台の観測網を浅部低周波微動活動域に構築し、観測を継続した（図 3-8-②-2、図 3-8-②-5、表 3-8-②-2）。本回収・設置作業には海洋エンジニアリング株式会社所属の第三開洋丸（2016 年 1 月 6 日宮崎港出港、同年同月 10 日高知港帰港）を利用した（図 3-8-②-3）。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、このうち 2015 年 5 月～7 月に観測網直下で発生した浅部低周波微動と超低周波地震活動を捉えることに成功した（図 3-8-②-6）。特に、これまで海底での直上観測でデータが取得されていなかった足摺沖の活動のデータが得られたことで、日向灘から足摺沖の浅部低周波微動・超低周波地震活動域を高精度で推定できる。現在、これらのデータについては解析を進めている。

昨年度回収した第 1 期観測のデータの解析を進め、通常地震について海底地震観測網でのみ捉えられる小さな地震まで含めてイベント検出と震源決定を行った結果、気象庁によって求められている地震の他には、浅部低周波微動・超低周波地震震源域においては、ほとんど通常地震が発生していない事が明らかとなった（図 3-8-②-7）。このことは、プレート境界面上において、浅部低周波微動・超低周波地震が起こる領域と、通常地震が起こる領域とが相補的に分布していることを示唆しており、両者の境界である深さ 15 km 付近において摩擦特性が変化していると考えられる。

豊後水道域においては 2014 年夏頃から小規模なスロースリップイベントの発生が確認されていたが、その後ほぼ停滞状態となっていたが、2016 年初めより再び小規模なスロースリップイベントが確認されている。一方で、約 6 年周期で発生してきた大規模なスロースリップイベントはまだ発生していない。今年度観測期間中には前回

2010年の活動から6年が経過し、豊後水道域のスロースリップイベントがいつ発生してもおかしくないと考えられ、この活動と同期して日向灘プレート境界浅部でも浅部スロー地震活動が発生することが期待されている。これまでの観測で、浅部低周波微動と超低周波地震は捉えられているが、スロースリップイベントは海底観測によって直接捉えられておらず、浅部スロー地震活動に伴うモーメント解放量などプレート境界におけるひずみ蓄積過程の理解につながる重要な情報はまだ得られていない。今年度は5台の圧力計アレイを想定されるスロースリップイベント発生域に構築し、海底地殻変動観測を強化しスロースリップイベントの直接観測を目標に観測を継続中である（図3-8-②-2、図3-8-②-5、表3-8-②-2）。

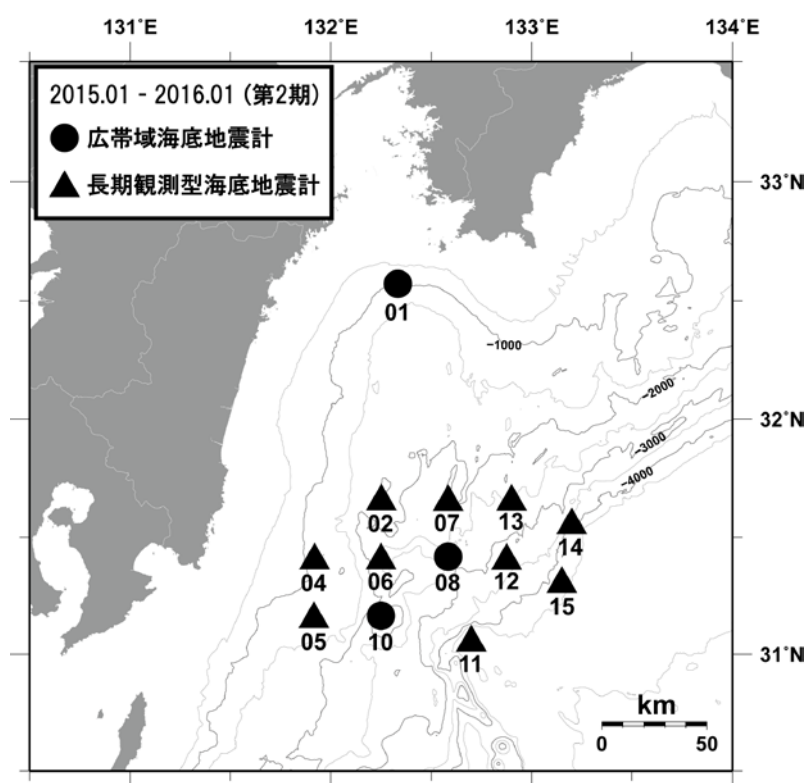


図3-8-②-1 海底地震観測点（2015年設置）

2014年度に設置を行った長期観測型海底地震計と広帯域海底地震計の位置。

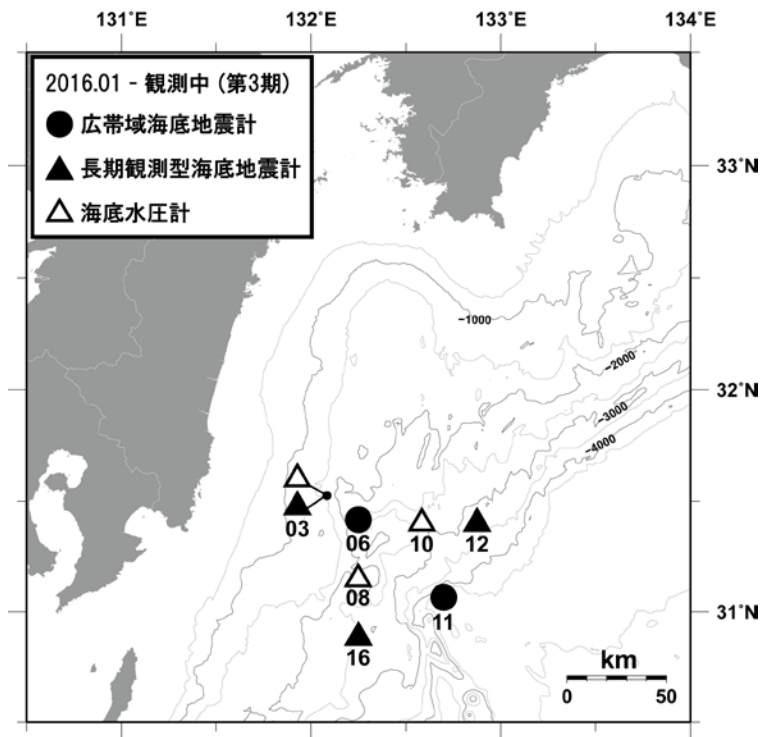


図 3 - 8 - ② - 2 海底地震観測点 (2016 年設置)

本年度設置を行った長期観測型海底地震計、広帯域型海底地震計、海底圧力計の位置。
03 には長期観測型海底地震計と海底圧力計を設置している。



図 3 - 8 - ② - 3 海洋エンジニアリング株式会社所属 第三開洋丸 (497.7t)



図 3-8-②-4 本年度回収した海底地震計

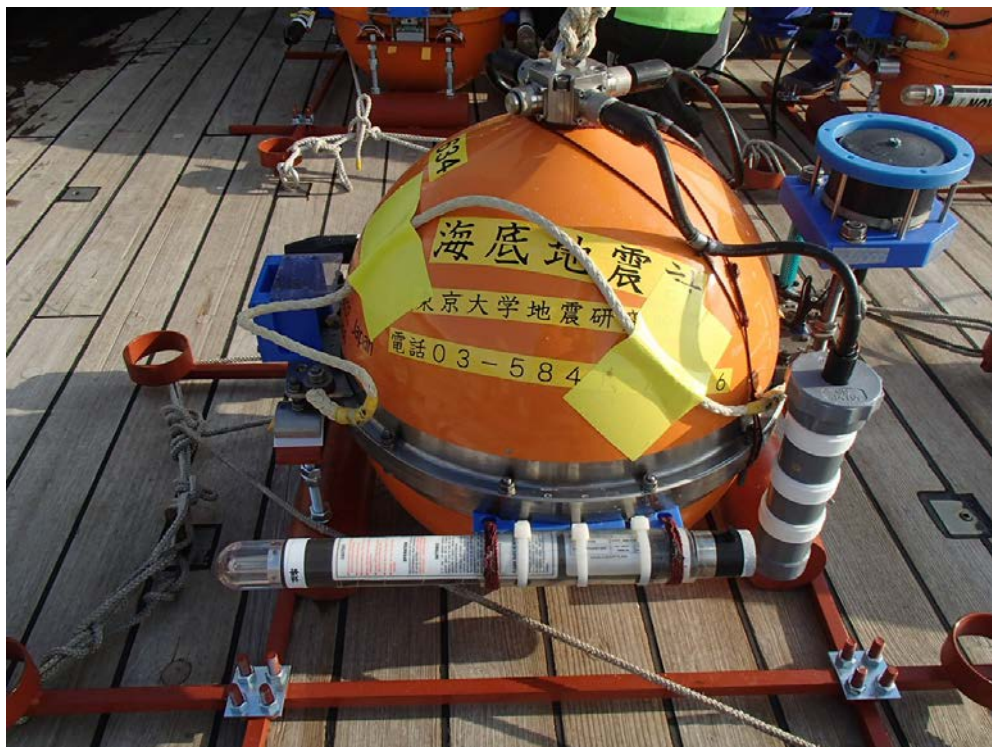


図 3-8-②-5 本年度投入した海底圧力計

長期観測型海底地震計と同じ 50cm の耐圧チタン球を使用しており、外見は長期観測型海底地震計とほとんど変わらない。トランスポンダー（写真右）を取り付ける金具に圧力計を抱かせている（灰色の塩ビケース内に圧力計が入っている）。

[Nankai2015] 2015/05/07 00:00 – 2015/05/07 06:00

(BPF:2-4Hz, clip level: 7.5e-07 m/s)

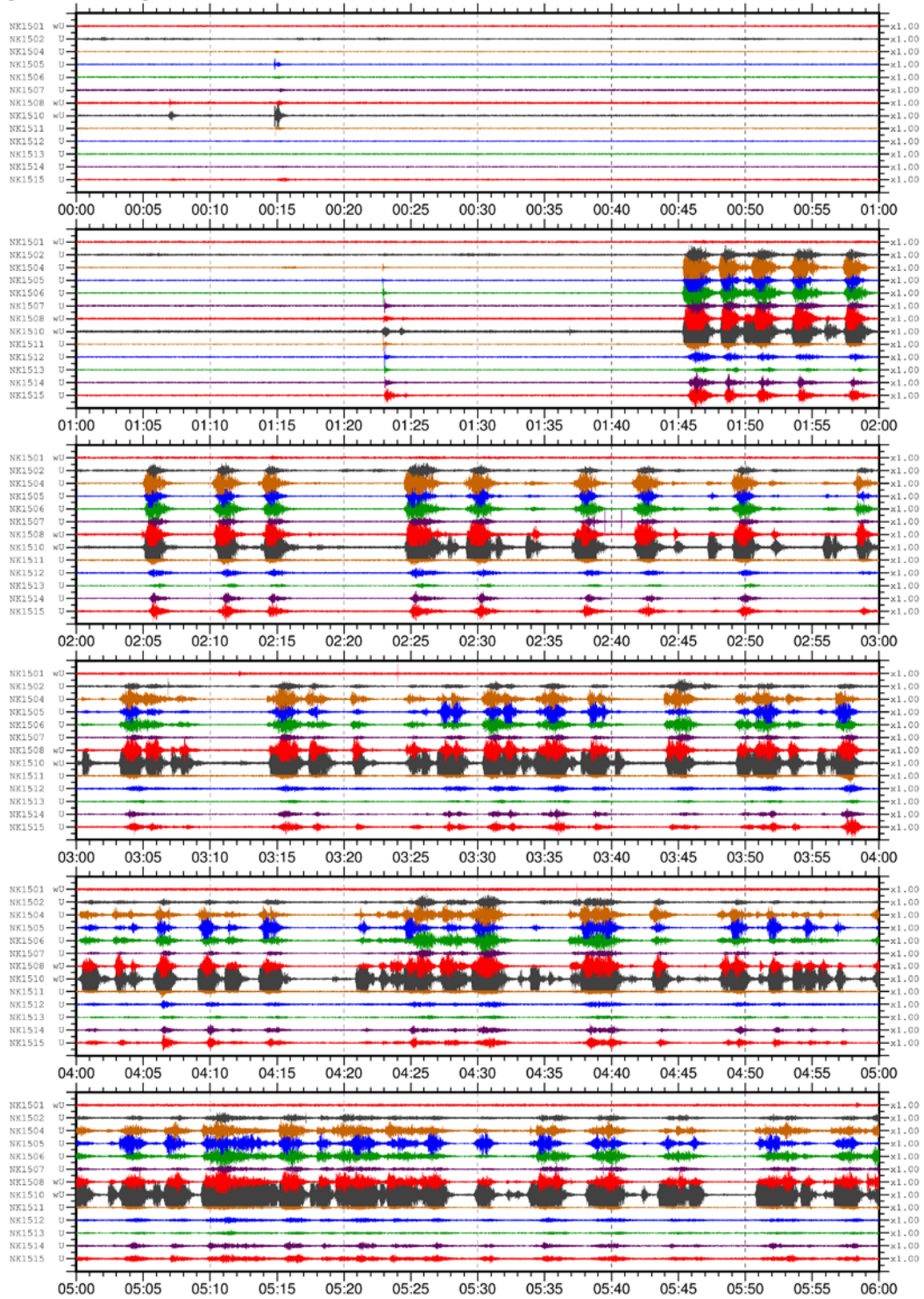


図3-8-②-6 2015年5月7日00時~06時の波形モニター記録
 2-4Hz のバンドパスフィルターを通した上下動記録の波形で、上から順に NK1501~
 NK1515 まで番号順に並んでおり、横1トレースは1時間分の記録である。記録されてい
 るシグナルのほとんどは浅部低周波微動である。2015年5月6日に前駆的な活動が確認さ
 れており、5月7日01時45分ごろから活動を本格的に開始した。

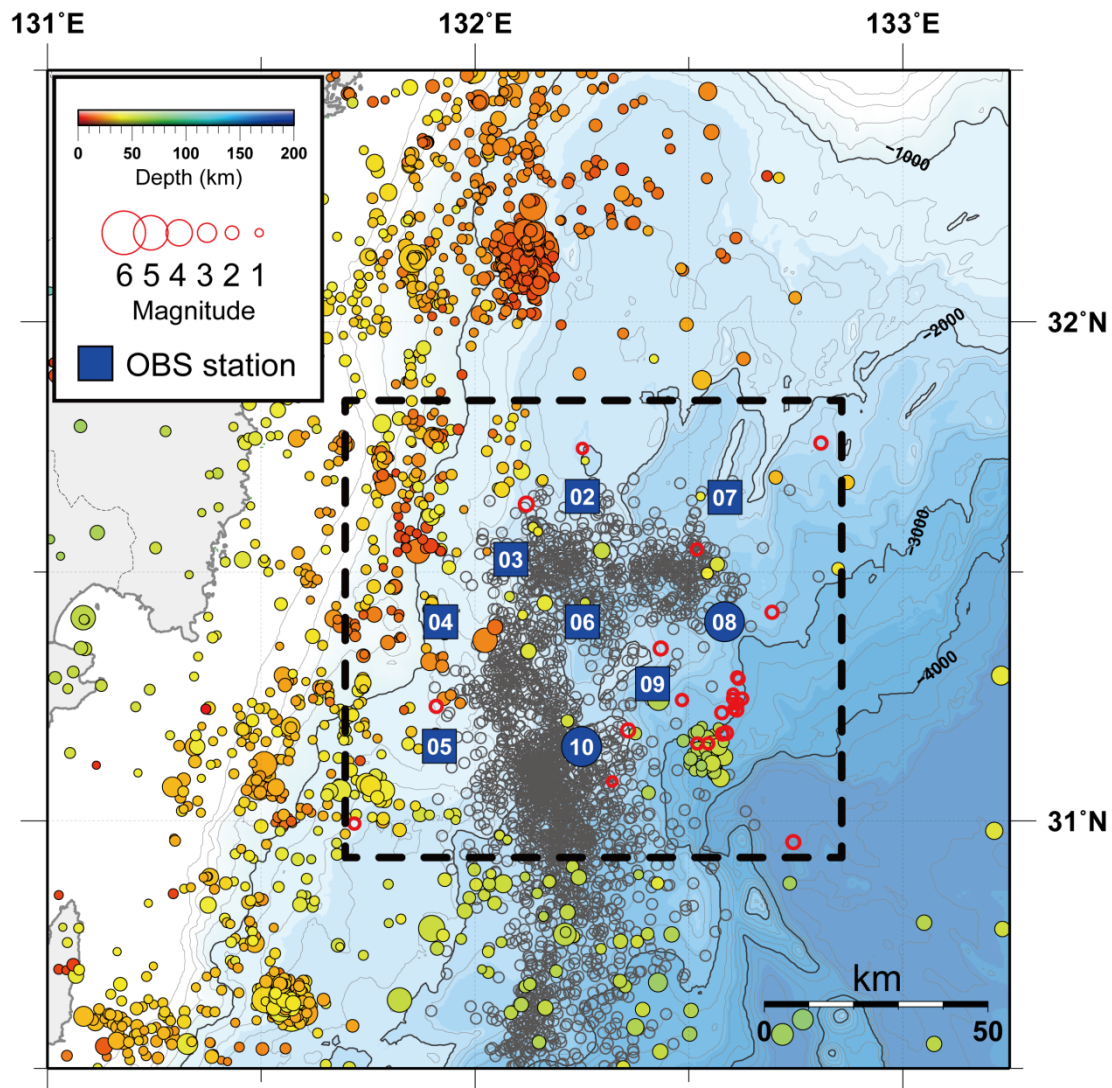


図 3-8-②-7 第 1 期観測期間中の地震活動

赤丸は観測網周辺（黒の点線内）において海底地震計のみで決定された地震、色つきの丸は気象庁により一元化震源として求められている震源（色は深さを示す）。グレーの丸は 2013 年の浅部低周波微動活動（Yamashita et al., 2015）。浅部低周波微動活動域では通常の地震活動が非常に低調であることが分かる。

表 3-8-②-1 2015年に設置した海底地震計の設置位置

観測点名	Trコード	緯度		経度		水深 m
		度	分	度	分	
NK1501	674	32	33.4032	132	20.0023	1,064
NK1502	620	31	39.0998	132	15.0989	1,891
NK1504	729	31	24.0123	131	55.1958	1,154
NK1505	561	31	09.0010	131	54.9984	1,250
NK1506	720	31	24.0031	132	14.9989	2,489
NK1507	787	31	38.9984	132	35.0912	2,294
NK1508	710	31	24.0020	132	34.9956	2,811
NK1510	708	31	08.9913	132	14.8876	1,696
NK1511	562	31	02.9912	132	41.9894	4,800
NK1512	718	31	24.0010	132	52.4932	3,185
NK1513	670	31	39.0074	132	54.0017	2,389
NK1514	559	31	32.9991	133	11.9889	3,845
NK1515	763	31	17.9987	133	08.9941	4,269

* 斜字は広帯域海底地震・圧力計

表 3-8-②-2 本年度に設置した海底地震計投入点位置と設置日時

観測点名	Trコード	緯度		経度		水深 m	設置日時	
		度	分	度	分		年月日	時分秒
NK1603	794	31	31.4718	132	05.0401	1,577	2016/01/06	17:27:05
NK1603P	638	31	31.5000	132	05.0583	1,587	2016/01/06	17:19:22
NK1606	558	31	23.9730	132	14.9723	2,491	2016/01/06	19:15:25
NK1608P	634	31	23.9457	132	34.9994	2,813	2016/01/08	02:32:40
NK1610	632	31	09.0430	132	14.9768	1,690	2016/01/07	18:22:54
NK1611	556	31	03.0127	132	42.0071	4,817	2016/01/08	06:22:32
NK1612	798	31	24.0235	132	52.5464	3,192	2016/01/08	17:30:40
NK1616	795	30	53.9989	132	14.9887	2,866	2016/01/07	15:30:17

* 斜字は広帯域海底地震・圧力計

** Pの添え字は海底圧力計

(d) 結論ならびに今後の課題

豊後水道ならびに足摺沖から日向灘にかけての海域において、圧力計を搭載した広帯域型地震計を含め、長期観測型海底地震計の回収を行った。また、今年度は海底測地観測を強化するため、海底圧力計、圧力計搭載型の広帯域海底地震計、長期観測型海底地震計を設置し、観測を継続した。

今年度回収した海底地震計では、良好な波形データを取得することができており、2015年5月～7月に観測網直下で発生した浅部低周波微動と超低周波地震を捉えるこ

とに成功した。特に、足摺沖の活動について、海底観測によるデータ取得が初めて行われたことにより、日向灘から足摺沖におけるスロー地震発生域を高精度で推定できると期待される。これらの取得したデータについては現在解析を進めているところである。

本観測はオフラインシステムのため、データ取得は次年度の回収作業が必須である。そこで得られたデータをもとに、プレート境界のすべり現象についての解析を実施する。また、スロースリップイベントの検知や微動活動の推移把握のためには、継続的な観測ならびにスロースリップイベント帯域に適した観測が重要であり、次年度以降も観測を継続する。

(e) 引用文献

- 1) Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Maeda, Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, *Science*, 330, 1502, 2010.
- 2) 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/NNGEO1466, 2012.
- 3) Asano, Y., K. Obara, T. Matsuzawa, H. Hirose, and Y. Ito, Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Letts.* 42, doi:10.1002/2014GL062165, 2015.
- 4) 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) 平成 28 年度業務計画案

南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測については、平成 28 年度は、これまでに回収済みの海底地震計のデータについて解析を進めるとともに、平成 27 年度に設置した海底地震計と海底圧力計を回収し、データ解析を実施する。また、長期型海底地震計、広帯域型海底地震計、もしくは圧力計 10 台程度を南海トラフ西部の領域に再設置し、長期海底地震観測を継続して実施する。

ブイと水圧計を用いた広帯域観測については、平成 28 年 10 月までは海域試験を通じて、システムの脆弱性や安定性を評価する。10 月には、ブイシステムとともに海底局を回収し、イリジウム通信を通じて得た記録と海底局のロガーに記録されたデータを比較、データの安定性を評価する。