３．研究報告

３．１　構造探査に基づく震源断層システムの解明

(1)　業務の内容

(a)　業務題目　構造探査に基づく震源断層システムの解明

(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	佐藤 比呂志
同	教授	篠原 雅尚
同	助教	石山 達也
国立大学法人　東京海洋大学	准教授	鶴我　佳代子
同	教授	林　敏史
同	准教授	中東　和男
同	技術補佐員	山中　順子
学校法人　東海大学	准教授	馬塲　久紀
公益財団法人　地震予知総合研究振興会	副主席主任研究員	伊藤　谷生

(c)　業務の目的

富士川河口断層帯とプレート境界断層の関係を明らかにするために、駿河トラフ横断海陸統合地殻構造探査を含め海陸での制御震源による地殻構造探査を行う。陸域においては、既存資料を活用しつつ反射法地震探査を行い震源断層から浅部にいたる断層システムの形状を明らかにする。

(d)　３ヵ年の年次実施業務の要約

1)　平成２９年度：

駿河トラフ周辺の地質構造を明らかにするために、東京海洋大学が保有するマルチチャンネル反射法地震探査データのうち、本事業では 105.4 km について統合的な処理を行った。とくに測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理により、地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。これらの探査時に東海大学による海底地震計観測で取得されたデータをもとに、屈折法・広角反射法による統合的構造解析を実施した。また駿河湾北部で海底自然地震観測を行った。

2)　平成３０年度：

富士川河口断層帯南方延長部の震源断層の形状を明らかにするために、駿河トラフを横断する約 60 km の区間で反射法ならびに屈折法による海陸統合地殻構造探査を実施する。海域では東京海洋大学の神鷹丸に搭載した 1950 cu inch のエアガンで発震し、東海大が設置する海底地震計と東京大学が陸上に設置した受振器で記録する。また陸上では東京大学が地下発破などを用いた高エネルギー発震を行う。得られた海陸統合データ等から反射断面を作成する。東海大学は、4 台の海底地震計を用いて駿河湾北部で自然地震を継続する。

3) 平成３１年度：

富士川河口断層帯を横断する地殻構造探査を実施し、本プロジェクトで取得されたマルチチャンネル反射法地震探査の結果や既存の研究成果を含め、浅部から深部にわたる断層形状を明らかにする。サブテーマ3の自然地震データ解析にもとづく、プレート境界面の形状やトモグラフィによる速度構造などの資料と、制御震源による構造探査データ、サブテーマ2の変動地形・地質データなどを統合して、富士山西麓から焼津沖にいたるプレート境界および富士川河口断層帯、身延断層の震源断層の形状モデルを構築する。

(2) 平成２９年度の成果

(2-1) 海域地下構造探査

鶴我佳代子・林　敏史・中東和男・山中順子（東京海洋大学）

(a) 業務の要約

駿河トラフ周辺の地質構造を明らかにするために、東京海洋大が保有するマルチチャンネル反射法地震探査データのうち、105.4 km について統合処理を行った。測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理により、地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。また同一とみなせる測線上に存在する互いに異なる発震点と受振記録を有する測線群のデータセットの併合処理をおこない、地下構造の空間解像度を向上させた。その結果、特に、駿河湾北部の東西測線（H29-L02；図 1）では伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見られる明瞭な連続的な反射面が深さ 2～3 km 程度まで確認された。この測線は、平成 30 年度に実施予定の海域統合測線と斜交するものであるため、得られた知見は今後の探査の大きな基礎となった。

(b) 業務の成果

1) 調査地域の地質概要と調査測線

駿河湾は陸/海のプレート境界である南海トラフの東端に位置し、その地質構造は南北に伸びる駿河トラフを境に東側の伊豆半島と西側の静岡市側で大きく異なる（岡村・他, 1999)。伊豆半島側は主に火成岩類からなる基盤が西側の駿河トラフ底に向かって傾斜し、その上面には 100～300 万年前に形成されたとされる浸食平坦面と第四紀地層が発達し覆っている。静岡沖斜面は第四系からなる背斜構造を有する石花海の海盆とその隆起帯に区分され、駿河湾に下る急斜面は著しく変形した堆積岩からなるとされている。

駿河湾での自然地震活動は湾南部の石花海～石廊崎のエリアにほぼ限られているが（馬場・他, 本報告書)、駿河湾は南海トラフの東端域であり東海地震の震源想定域とされているエリアであることから、地震活動や地殻変動など陸上での重点観測網の整備がなされてきた。しかしその一方で、海域の地下構造調査は未だ十分ではなく、駿河トラフ全体のプレートの沈み込み構造を俯瞰できるものではないため、正確な強震動予測など防災や減災に有効な地殻構造の情報の取得が急務である。

本業務では、東京海洋大学が保有する駿河湾での地震探査データ（Tsuruga et al., 2017；鶴我・他, 2018 予定）を統合的に処理した。図１に、本業務で統合的データ処理を実施した地震探査測線（群）（以降、複数の探査測線が重なる場合は「測線群」と称す）の配置図を示す。本業務に用いた地震探査測線は、伊豆半島西岸沖 1 km 程度の水深 200 m 前後の海域を南北にはしる反射法測線群 H28-L01、本州を含む陸側のユーラシアプレート上を石花海付近～静岡市沖に南西-北東方向にはしる反射法測線 H28-L04、駿河湾ほぼ中央の水深約 1600 m～500 m の海域を南北方向にはしる反射法測線群 H29-L01、駿河湾北部由比沖の反射法測線群 H29-L02、および H28-L03 測線の南方にほぼ平行な反射法測線 H29-L04 である。上記期間中には、東海大学が H28-L03 測線および H29-L01 測線群沿いに勝島社製自己浮上式海底地震計を各々４台および６台臨時設置した（図１中黄色○印）。

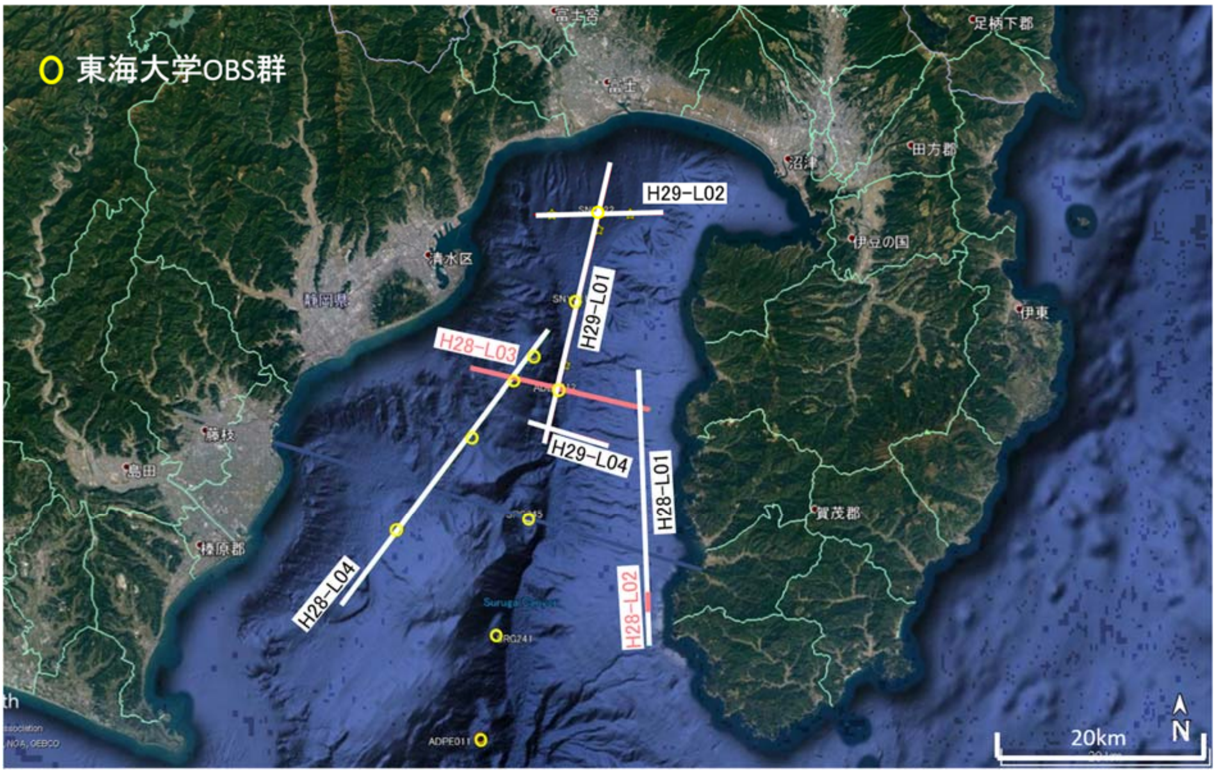


図１　統合的データ処理を実施した駿河湾内の地震探査測線（群）の配置図。
地震探査およびデータ取得は東京海洋大学により実施された。白色線は本業務で使用した調査測線を表す。参考として、図中桃色線は反射法測線H28-L03および屈折法測線H28-L02（Tsuruga et al.（2017））、黄丸印は期間中に東海大学が臨時設置した海底地震計の位置を示す。

2）データ概要

本事業では、東京海洋大学が保有する海域マルチチャンネル反射法地震探査データを活用し、駿河湾における海底地殻構造を俯瞰できるように統一的な解析手法による統合処理・解析を実施した。データは、同大学練習船「神鷹丸」（総トン数　986トン、全長65　m、幅12.10　m）の後部甲板および室内観測室に設置された可搬型海域２次元地震探

査システムにより、独自に取得したものである（Tsuruga et al., 2017；鶴我・他, 2018予定）。マルチチャンネル反射法地震探査（以下、反射法地震探査と称す）のデータ取得に関する２カ年度のパラメーターを表１に示す。地震探査システムは、10フィートコンテナ規格の格納庫に入った震源部、コンプレッサー、受振アレイ部、およびPC等の制御・収録システムにより構成される。震源は、H28年度探査ではBolt社製エアガン1900LL(260 cu.in）２ 基で構成されるTwin-Gun（総容量520 cu,in/式）を２式擁し左右両舷から１式ずつ曳航する方法で発震し、H29年度探査ではBolt社製エアガン1500LL（350 cu.in）3 基で構成されるTri-Gunを１式右舷曳航により発震した。海上受振アレイは、Hydroscience 社製デジタルストリーマーケーブル（長さ600m、センサー間隔6.25 m、96チャンネル）と最後尾の測位用テールブイで構成される。反射法地震探査では、船速約3.5ノットで航行し、発震点間隔は50 mであった。必要に応じて同じ測線（延長）上での複数の探査が実施された。

表１　東京海洋大学によるH28年度およびH29年度の反射法地震探査のデータ取得に関するパラメーター。

		H28年度	H29年度
収録	記録時間	8 sec	
	サンプルレート	1 msec	
発震系	震源タイプ	BOLT Air Gun（1900LL Twin-Gun）	BOLT Air Gun（1500LL Tri-Gun）
	ガン容量	260 in^3 x 2基 x 2式	350 in^3 x 3基 x 1式
	発震圧力	2000 psi	
	発震深度（標準）	6 m	
	発震点間隔（標準）	50 m	
受振系	ストリーマーケーブル	Hydroscience 社製	
	チャンネル数・間隔	96 ch ・ 6.25 m	
	ケーブル長	600 m	
	ニアオフセット（標準）	32.1 m	70.4 m
	ケーブル深度（標準）	6 m	

3)発震記録

図２に発震記録、および図３に周波数成分解析の１例を示す。取得された反射法データには次のような特徴が見られた： (i) 平成 28 年度取得データにおいて、直達波に後続して、バブル成分がニアオフセットで強振幅の繰り返し波として確認された。(ii) 海底面多重反射波が顕著である。(iii) 低周波数の波浪ノイズが見られる。(iv) 周波数成分解析の図面から、3Hz 以下はほぼ波浪ノイズだけであり、反射波は確認できない。(v) 周波数成分解析の図面から、有効周波数は最大 300 Hz 程度であることが分かる。これらの特徴を考慮して以下のデータ処理・解析を行った。

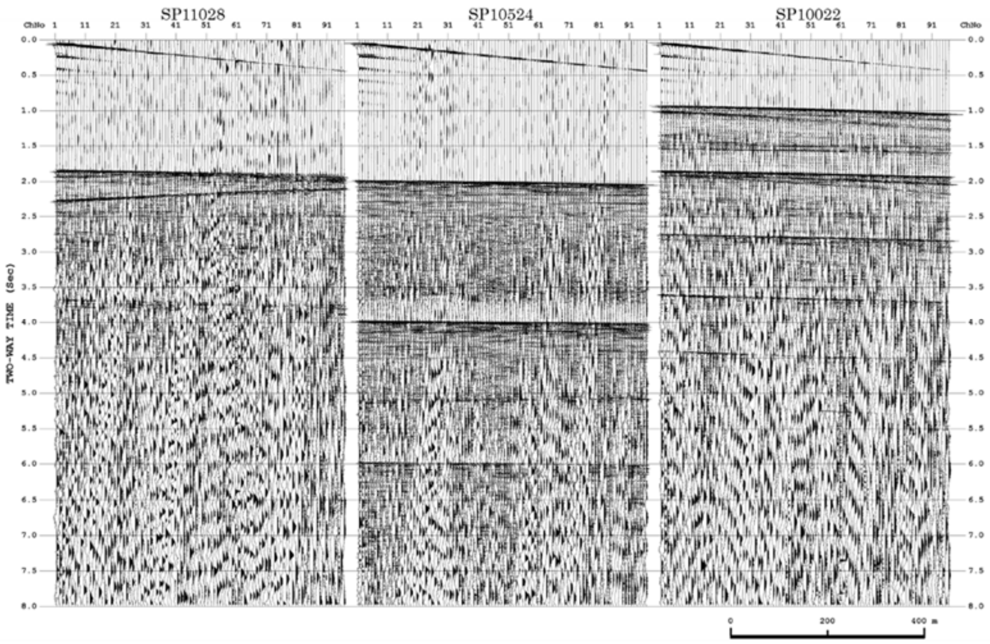


図２　発震記録の例。測線 H29-L01 における異なる３つの発震（ショット番号 11028、10524 および 10022）による８秒間の記録。

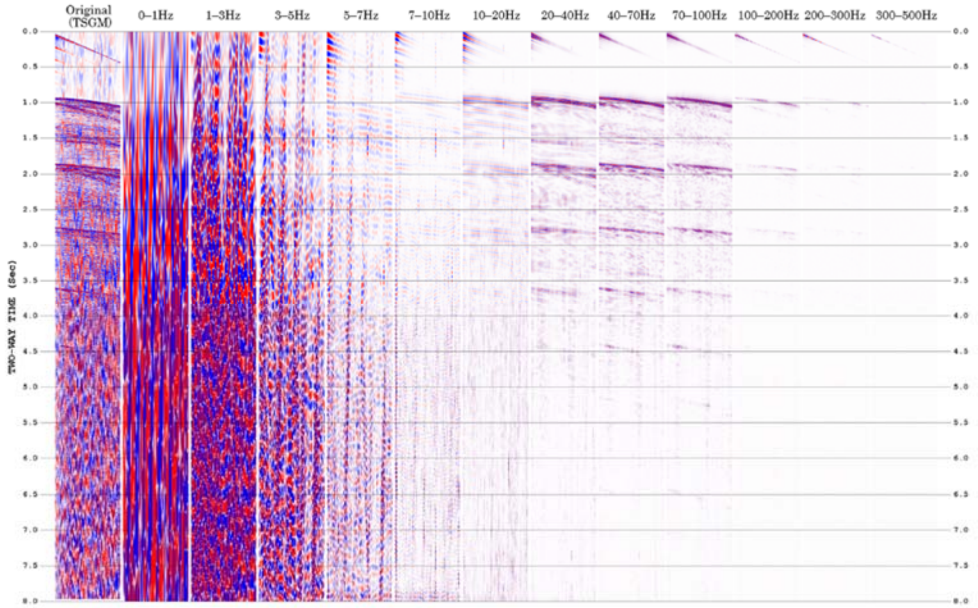


図３　周波数成分解析の例。測線 H29-L01 における発震記録（ショット番号 10022 ; 図２中の右端の記録に対応）の場合。左からオリジナルの発震記録、バンドパス帯域 0-1 Hz、1-3 Hz、3-5 Hz 5-7 Hz、7-10 Hz、10-20 Hz、20-40 Hz, 40-70 Hz、70-100 Hz、100-200 Hz、200-300 Hz、および 300-500 Hz の波形記録を表す。

4)データ処理

本事業においてデータ処理・解析を実施した測線の概要は表２のとおりである。

共通反射点（CMP）重合処理および重合前時間マイグレーション（PSTM）処理によって地震断面図を求める処理・解析フローを図４に示す。本処理・解析では処理全般に JGI

の開発したソフトウェア SuperX を用いた。Bolt 社製エアガン Twin-Gun（H28 年度使用）および Bolt 社製 Tri-Gun(H29 年度使用)のそれぞれのエアガン震源の合成ガン波形の作成のため、PGS 社製 Nucleaus+および Oakwood Computing Associates 社製 Gundulf™ を用いた。PSTM 処理には Techco 社製 SUMMIG を使用した。

本データ処理にあたっては地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得るため、測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理による明瞭な地震断面図の取得を目指した。重合処理では重合前記録の品質向上を目的としてノイズ抑制処理（図 4 中処理フロー(8) Pre-Stack Noise Attenuation）を適用し、さらに多重反射波の抑制処理（処理フロー(9)Multiple Attenuation)として JGI の開発した海水面を介在する長周期多重反射波を抑制する SRME 法を用いて海水内で発生する繰り返し反射波（多重反射波）を抑制する処理を適用した。また、測線下の地下構造の空間解像度を向上させるため、航行方向の違いにより発震点-受振点の配置条件は異なるものの同一とみなせる測線上にある互いに異なる発震点と受振記録を有する測線群のデータセット（H28-L01-01 と H28-L01-02 の測線群、H29-L01-01 と H29-L01-02 の測線群、および H29-L02-01 と H29-L02-01 の測線群）においては、個別に海底面ミュート（処理フロー(11)Seafloor Mute）処理までを実施した後、1 本の測線とみなすため CMP ギャザー上で併合処理をおこなった（処理フロー(12)Line Merge）。測線群 H29-L02 の併合処理では、測線 H29-L02-01 と測線 H29-L02-02 の水平方向への位置のズレが最大 50 m 程度生じ海底面時間にズレが生じたため、海底面を共通とみなし測線 H29-L02-01 の記録に時間補正を与えた。速度解析（処理フロー(15)Velocity Analysis）では、連続性を考慮し、定速度走査法（Constant Velocity Scan）を用いて 500 m 毎に速度解析を行った。さらに図 4 に示す処理フロー(1)から(18)の処理に続いて重合前時間マイグレーション（Pre-Stack Time Migration＝PSTM）処理を行った。この処理は、共通オフセット領域におけるキルヒホッフ積分法マイグレーションによって重合前データの見かけの反射点位置を真の位置に移動するとともに、回折波を回折点に復元する解析手法である（処理フロー(20)Pre-Stack Time Migration）。これにより、最終結果として重合前時間マイグレーション時間断面図を取得した。さらに PSTM に適した速度プロファイルを用い、深度変換断面図も取得した。

表 2　本事業で反射法データの統合解析を実施した測線の概要。

測線名	測線方向	発震点数	測線長(km)
H28-L01-01	S→N	132	6.550
H28-L01-02	N→S	518	25.850
H28-L04	SW→NE	651	32.500
H29-L01-01	SW→NE	525	26.200
H29-L01-02	NE→SW	369	18.400
H29-L02-01	E→W	245	12.200
H29-L02-02	W→E	245	12.200
H29-L04	W→E	171	8.500

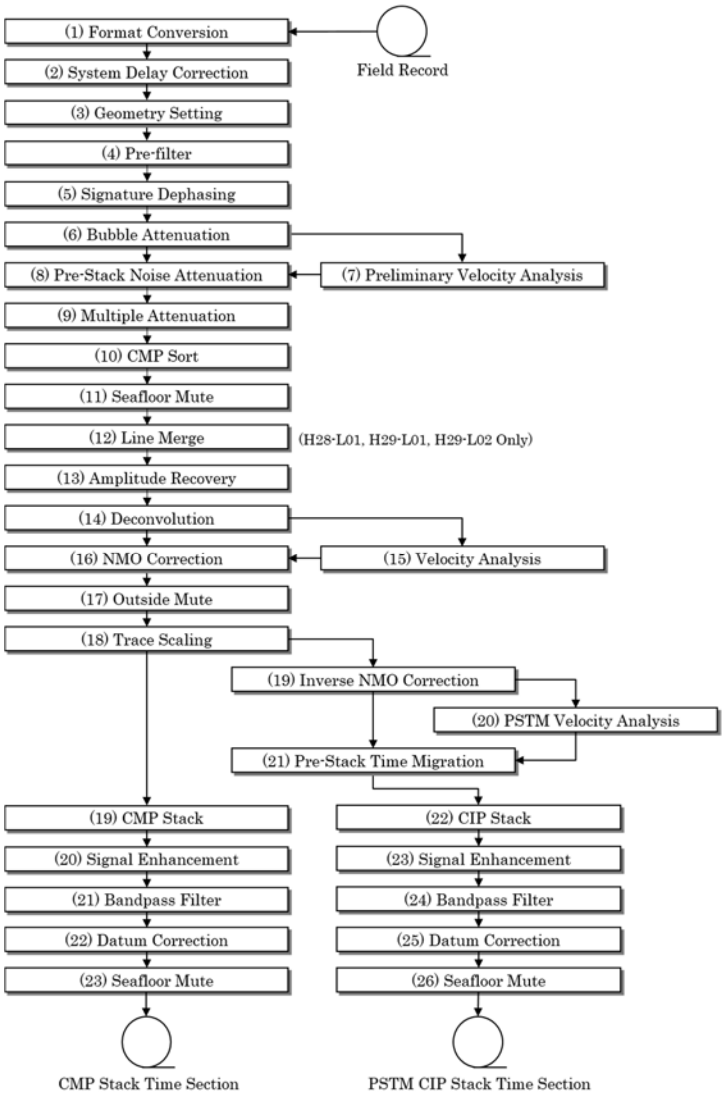


図４　海域マルチチャンネル反射法データの処理・解析フロー。
共通反射点（CMP）重合処理（フローの左分岐の処理）および重合前時間マイグレーション（PSTM）処理（フローの右分岐の処理）によって地震断面図を求める。処理・解析は株式会社地球科学総合研究所による。

5)重合前時間マイグレーション（PSTM）処理による時間および深度断面図

重合間時間マイグレーション（Pre-Stack Time Migration, PSTM）処理解析の結果を示す。図 5～図 7 は、H28 年度に実施した測線群 H28-L01、測線 H28-L03（Tsuruga et al., 2017 を改変）、および測線 H28-L04 での反射法データの PSTM 処理による時間断面図、速度プロファイル、および深度変換断面図をそれぞれに示す。参考として、東京海洋大学の経費によって H28 年度に JGI による処理・解析が実施された測線 H28-L03 の結果を一部改変し転載した。図 8～図 10 は、H29 年度に東京海洋大学独自の探査によって取得したデータについて、本事業経費で PSTM 処理解析を行った結果を表している。それぞれ、PSTM 処理による時間断面図、速度プロファイル、および深度変換断面図である。なお解釈に資する範囲は、使用したケーブル長、海域の水深や海底地形の複雑さなど様々な要因により決まるため、最終的に往復走時で 2 秒程度、深さ 2～3 km 程度までが

有効解析精度を有する範囲と考えられる。特に本探査におけるケーブル長の仕様から、急峻な海底地形下の解析精度が十分ではなく、今後取得される他のデータからの知見を活用し十分な議論を行う必要があることは留意されたい。

駿河湾東部の測線群 H28-L01（図 7 上段）では最上部を P 波速度（root-mean-square(RMS)速度で表示）が 1.5 km/s に近い厚さ 100～200 m 程度の未固結に近い堆積層が覆っており、その下部には伊豆半島側の陸上地形との相関をもつ P 波速度 1.7 km/s 前後の堆積岩層、測線北部では海底下 700 m 前後より深部の地層境界と思われる連続した反射構造が認められた。一方、対岸の駿河湾西部の石花海堆を縦断する測線 H28-L04（図 7 下段）では、表層は厚さ数 10 m の低速度（Vp＜1.7 km/s）の堆積物が下部の起伏の激しい堆積岩層（Vp<1.9 km/s）を薄く覆う。測線南部では海底下 800 m 前後に明瞭な反射相が連続し、中部・北部に向かって浅くなる。また測線上には海底に至る食い違いが認められた。駿河湾を東西に横断する 3 つの測線のうち H28-L03（図 7 中段）や H29-L04(図 10 下段)では、中央を走る駿河トラフを境に東西で反射構造が明瞭に異なる。海底谷の東側では、表層は伊豆半島側から連続する堆積層が覆うが、海底谷付近でそれらは削剥され下部の堆積岩層が露出する。一方西側は、陸上から続く段丘面と急峻な段丘崖、測線 H28-L03 では海底谷にスラスト状の食い違いが見られる。駿河湾北部を東西に横断する測線群 H29-L02（図 10 中段）では、伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見られる明瞭な連続的な反射面として深さ 2～3 km 程度まで確認された。最上部層は、非常に速度の遅い（Vp<1.6km/s）未固結な堆積物で覆われ、測線西側で厚さ 800 m 程度、測線東側ではほぼなくなる。測線西側の富士川河口の沖に位置する場所では、海底下 800 m 以深に鉛直方向の反射面の擾乱が見られ、陸上構造との関係の検討を要する。また、測線東端には海底付近から西方に 10 度前後の傾斜をもつ明瞭な反射面が連続し、沈み込む伊豆弧の堆積岩上面である可能性が考えられるが、さらに広域および深部構造とのつながりを検討する必要がある。

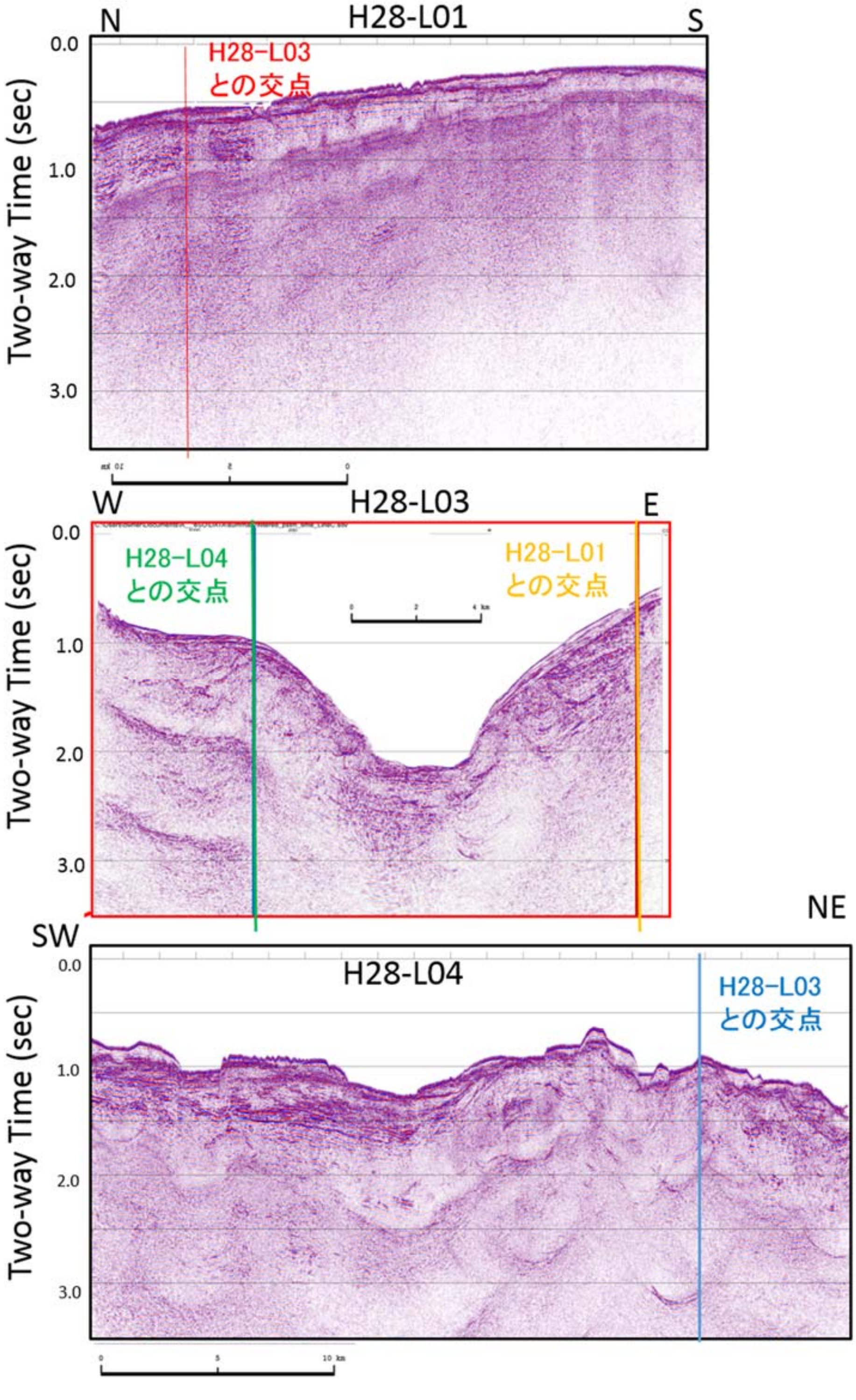


図５　PSTM 処理による時間断面図（H28 年度）。

（上段）測線群 H28-L01、（中段）測線 H28-L03、（下段）測線 H28-L04。測線 H28-L03 結果は Tsuruga et al. (2017)を改変。縦軸は往復走時（Two-way Time）を表す。海底から１秒程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

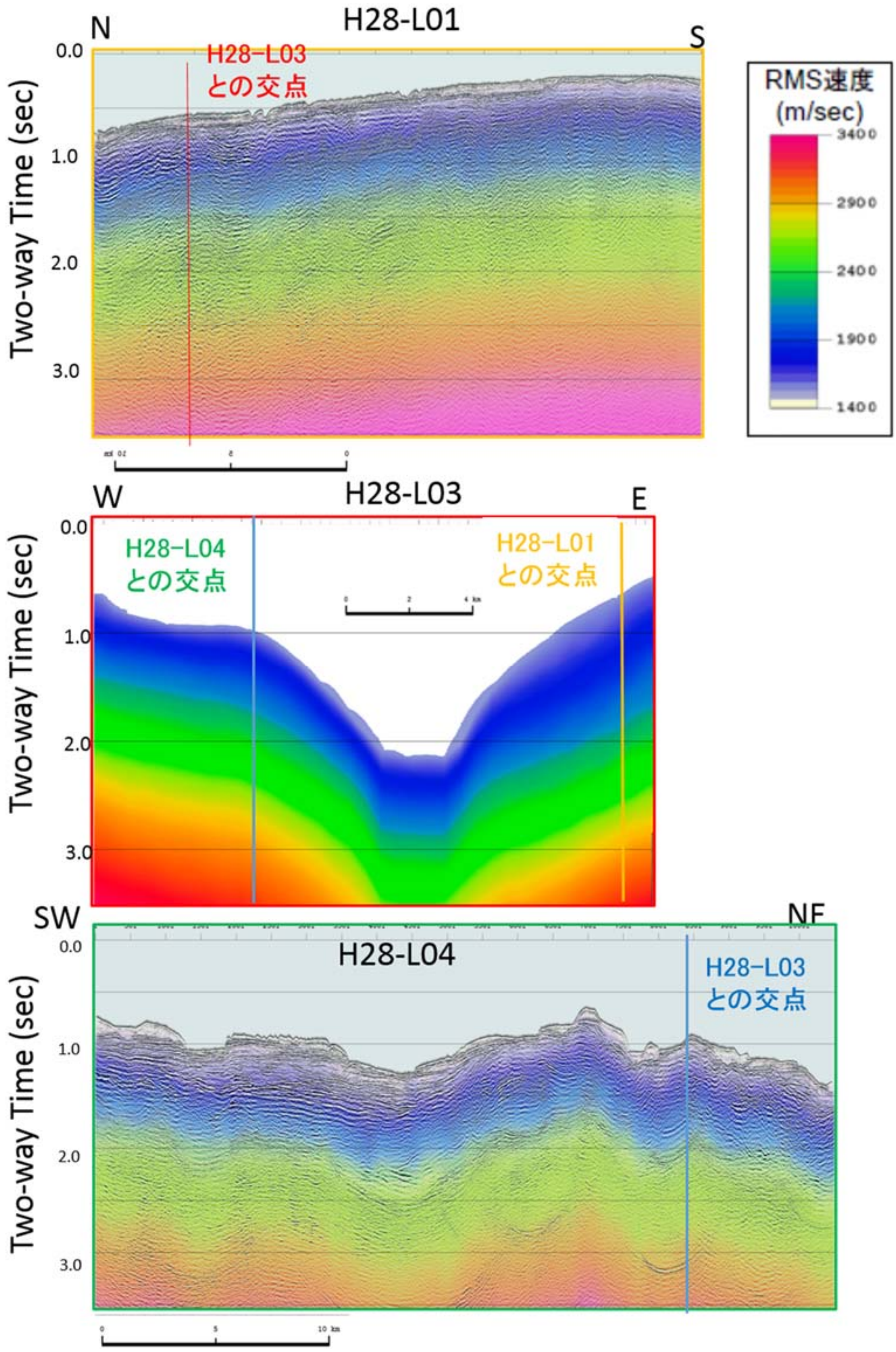


図６　PSTM 処理に適用した P 波速度プロファイル図（H28 年度）。

（上段）測線群 H28-L01、（中段）測線 H28-L03、（下段）測線 H28-L04。測線 H28-L03 結果は Tsuruga et al. (2017)を改変。縦軸は往復走時（Two-way Time）、カラーバーは P 波の Root-Squared-Mean （RMS）速度を表す。海底から 1 秒程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

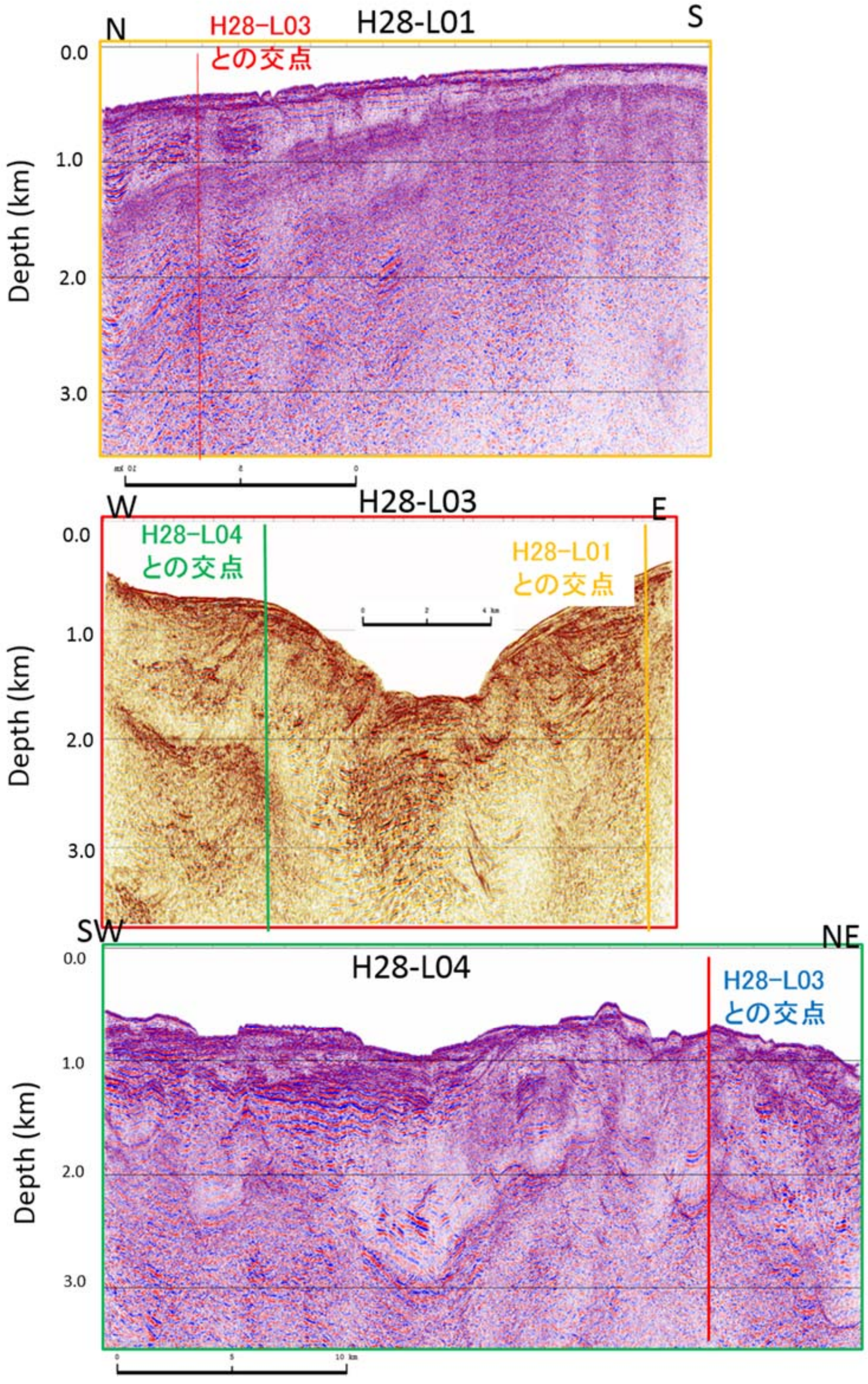


図 7　PSTM 処理による深度変換断面図（H28 年度）。

（上段）測線群 H28-L01、（中段）測線 H28-L03、（下段）測線 H28-L04。測線 H28-L03 結果は Tsuruga et al. (2017)を改変。深さ 2～3 km 程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

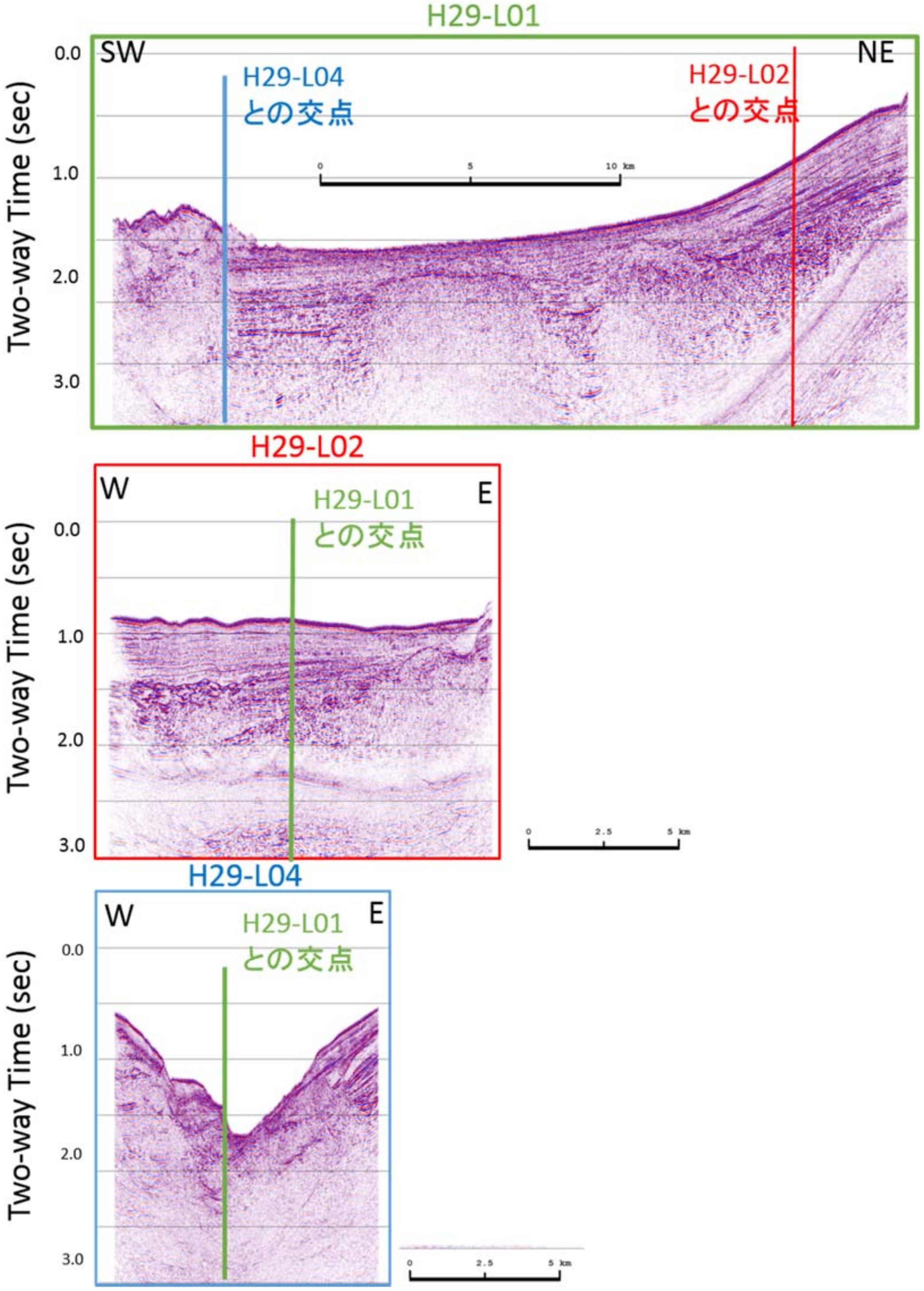


図８　PSTM 処理による時間断面図（H29 年度）。

（上段）測線群 H29-L01、（中段）測線群 H29-L02、（下段）測線 H29-L04。縦軸は往復走時（Two-way Time）を表す。海底から１秒程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

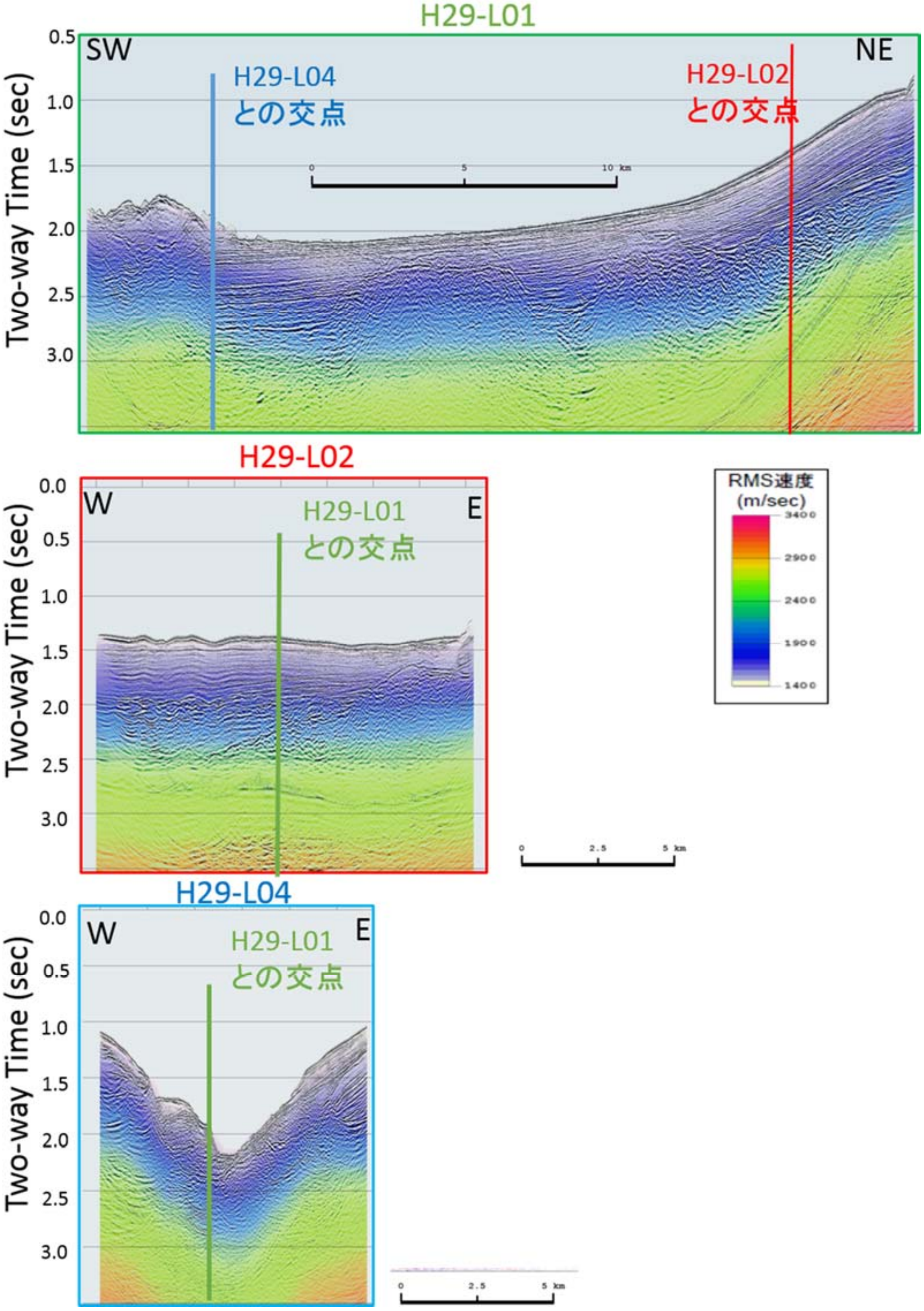


図９　PSTM 処理に適用した P 波速度プロファイル図（H29 年度）。

上段）測線群 H29-L01、中段）測線群 H29-L02、下段）測線 H29-L04。縦軸は往復走時（Two-way Time）、カラーバーは P 波の Root-Squared-Mean （RMS）速度を表す。海底から 1 秒程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

km 程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

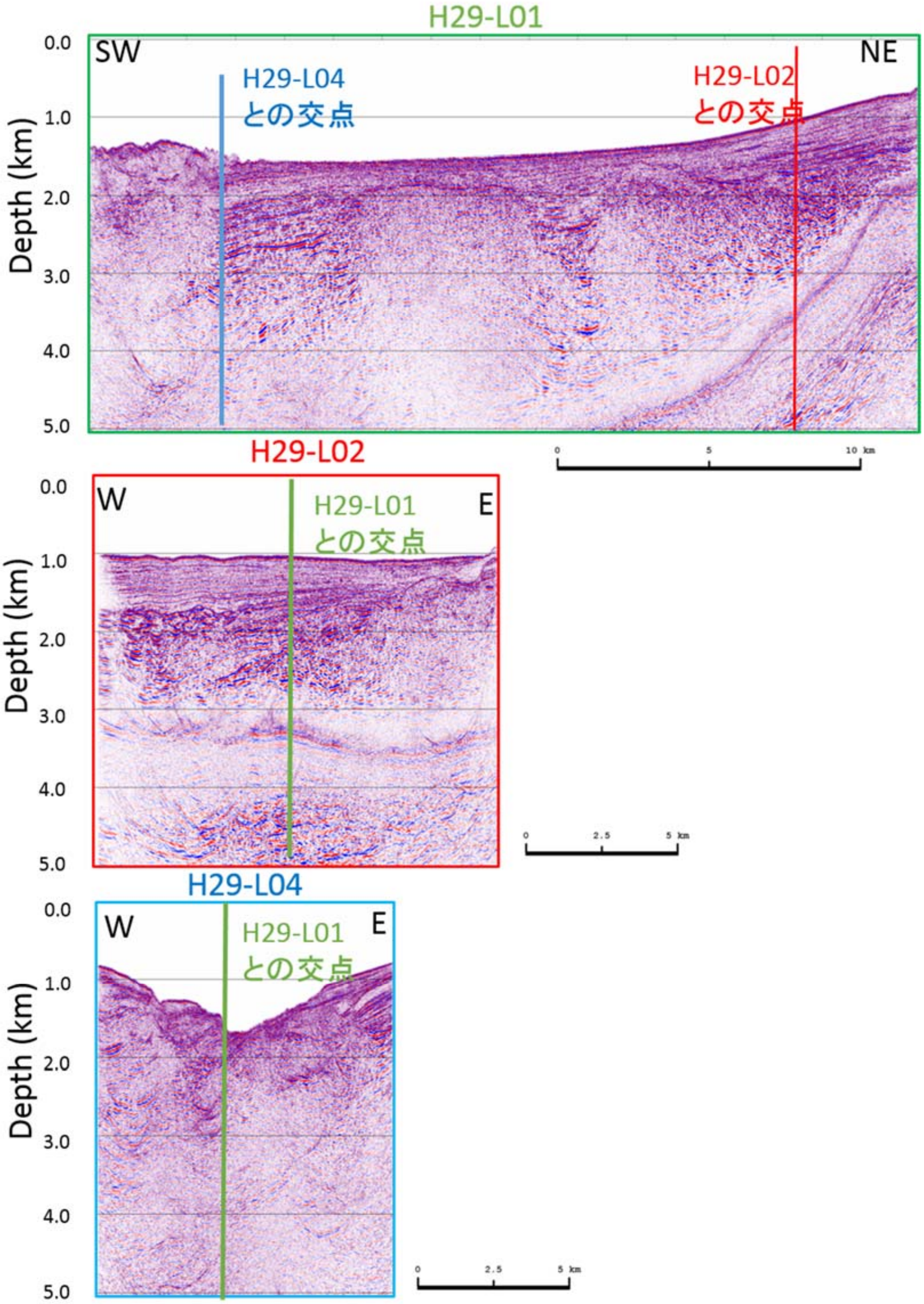


図 10　PSTM 処理による深度変換断面図（H29 年度）。

上段）測線群 H29-L01、中段）測線群 H29-L02、下段）測線 H29-L04 深さ 2～3 km 程度までの範囲は十分な解析精度を有すると考えられる。

(c) 結論ならびに今後の課題

本業務では、駿河トラフ周辺の地質構造を明らかにするために、東京海洋大が保有するマルチチャンネル反射法地震探査データのうち、105.4 km について統合処理を行った。測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理により、地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得ることができた。また同一とみなせる測線上に存在する互いに異なる発震点と受振記録を有する測線群のデータセットの併合処理をおこない、地下構造の空間解像度を向上させた。特に、駿河湾北部の東西測線では伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見られる明瞭な連続的な反射面として深さ 2～3 km 程度まで確認され、平成 30 年度実施予定の海陸統合探査における重要な知見が得られた。今後の課題として、より深部構造を明らかにすべく震源パワーの増大と S/N 向上のための観測方式の検討、海底地震計による海底受振点の稠密化、測線下の海底地形の影響を最小限に抑制すべく航行性能の向上などが挙げられる。

(d) 引用文献

岡村行信・湯浅真人・倉本真一, 20 万分の 1 「駿河湾海底資質図および説明書」, 海洋地質図シリーズ, 52, 産業技術総合研究所, 1999.

Tsuruga, K., Y. Sekino, J. Kanda, T. Hayashi, R. Hagita, T. Aikawa, T. Hosaka, H. Sugawara, H. Baba, K. Suyehiro, C. Aoyama,T. Tsuru, K. Nakahigashi, S. Ohnishi, T. Inamori, N. Inoue, M. Onshini, T. Kuroda, T. Iiduka, N. Murata, D. Sugawara, Y. Ueda, and K. Fujita, The 1st sea trial of 2-D Seismic reflection and refraction surveys in Suruga Bay, Central Japan, by TUMSAT (1st report), JpGU-AGU Joint Meeting, Abstract, E_SCG71_P14,Chiba, Japan, 2017.

鶴我佳代子・関野善広・神田穣太・近藤逸人・林敏史・曾川鉄太郎（東京海洋大学）・馬場久紀（東海大学）・菅原博（東京海洋大学），東京海洋大学による駿河湾における第２回海域２次元反射法・屈折法地震探査（序報），日本地球惑星科学連合 2018 大会予稿，千葉，2018（投稿中）．

(2-2) 駿河湾の海底地震観測と海底地震計データを用いた構造解析

馬場久紀（東海大学)、鶴我佳代子・林　敏史・中東和男・山中順子（東京海洋大学）

(a) 業務の要約

東海大学および東京海洋大学は共同で、海底地震計による人工地震観測記録を用いた屈折法のデータと反射法データを組合せた屈折法・広角反射法統合解析を開始した。初段解析として、東海大学では波線追跡法による順問題による走時解析を開始、東京海洋大学ではマルチナロービームソナーSeaBeam3050 を用いて取得した音響データから測線直下の海底地形データを求めた。

平成 29 年 11 月、駿河湾北部・富士川河口周辺の断層を把握するため、東京海洋大学練習船神鷹丸による「駿河湾における海底下浅層 2 次元精密構造調査」が実施された。この調査では､エアガンアレイと海底地震計を用いた屈折法･広角反射法地震探査も行われた。

駿河トラフ軸上の南北測線（Line01）では、全長約 26 km の測線上に 3 台の海底地震計、駿河湾北部の東西測線（Line02）では、全長約 13 km の測線上（Line01 との交点）に 1 台の海底地震計が設置されており、良好な記録を得ることができた。

現在までの解析進捗状況は、各海底地震計の測線毎のレコードセクションまでがまとめられており、速度構造モデルを順次構築していく予定である。

(b) 業務の実施方法

本業務の詳細は、本報告（2-1）駿河湾における海域 2 次元反射法地震探査データ統合処理でも、詳しく記載されている。本業務では、平成 29 年度に東京海洋大学練習船神鷹丸で実施された「駿河湾における海底下浅層 2 次元精密構造調査」の一環として海底地震計を 3 台設置した。

3 台の海底地震計は、駿河トラフ軸に沿う南北測線の Line01（測線長約 26.2 km）に約 11 km 間隔に設置された。また、東西測線の Line02（測線長約 12.2 km）上には、3 台のうちの 1 台（Line01 の交点）が配置されている。

図 1 は、海底地震計データおよび反射法データを用いた屈折法・広角反射法統合解析フロー（笠原・他，2008）について、Tsuruga et al.(2008)によって改変されたものである。本解析法では、海底地震計データのほか、反射法地震探査等による地震断面図、マルチナロービーム等で取得した測線直下の精密な海底地形データ、その他の地質学的・地球物理学的な先見情報を統合し、フォワードモデリングによるはぎ取り法を実施する。得られた地殻構造モデルについて理論走時および波形記録を計算し、またPS波変換波解析、地殻内反射波（PmPなど）の抽出、後続波の解釈なども行い、観測記録との適合性を評価し最終構造モデルを確定する。可能な場合は、重力評価も併せて構造モデルの評価もおこなう。

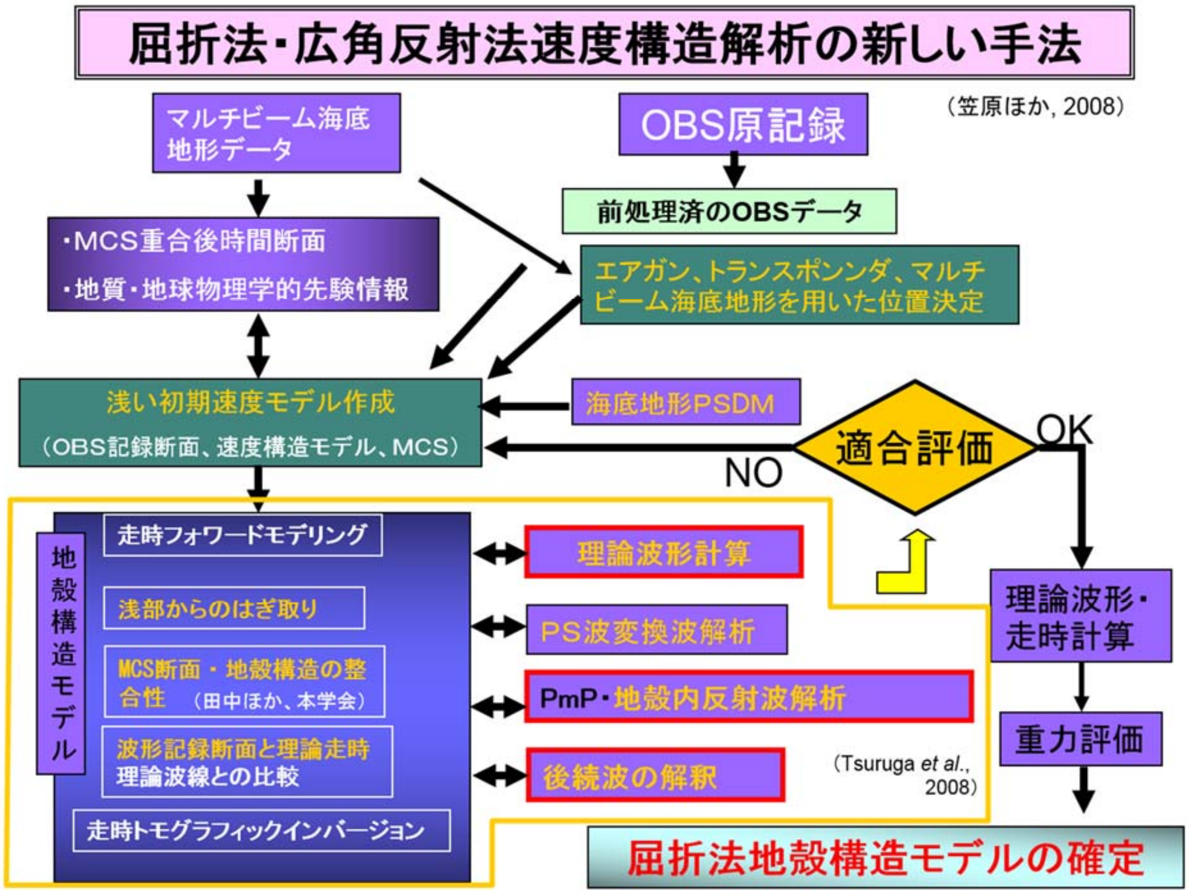
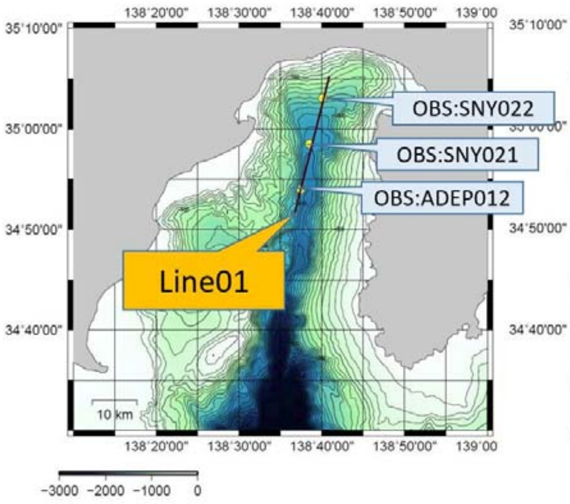


図1　海底地震計データおよび反射法データを用いた屈折法・広角反射法統合解析フロー（笠原・他, 2008）を改変）。

(c) 業務の成果

図２・図３は、平成 29 年度に実施された東京海洋大学練習船神鷹丸による「駿河湾における海底下浅層 2 次元精密構造調査」について、Line01・Line02 の各測線と海底地震計のそれぞれの配置場所が示されている。



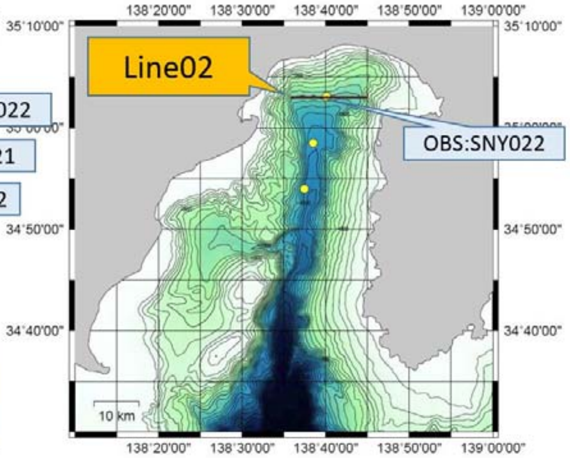


図２　Line01 測線と海底地震計配置
（実線：ショット位置、●：海底地震計）。

図３　Line02 測線と海底地震計配置
（実線：ショット位置、●：海底地震計）。

解析は、各海底地震計の測線毎のレコードセクションがまとめられており、速度構造モデルを順次構築していく予定である。以下に、各海底地震計によるレコードセクション記録例と暫定的な見かけ速度を示したものを図７～10 に示す。
図４は、Line01 における海底地震観測点：SNY022 のレコードセクションの例、
図５は、Line01 における海底地震観測点：SNY021 のレコードセクションの例、
図６は、Line01 における海底地震観測点：ADEP012 のレコードセクションの例、
そして図７は、Line02 における海底地震観測点：SNY022 のレコードセクションの例である。走時の時間軸は、花崗岩質層による標準的な速度 6.0 km/sec で差し引かれた Reduction Velocity で表示されている。

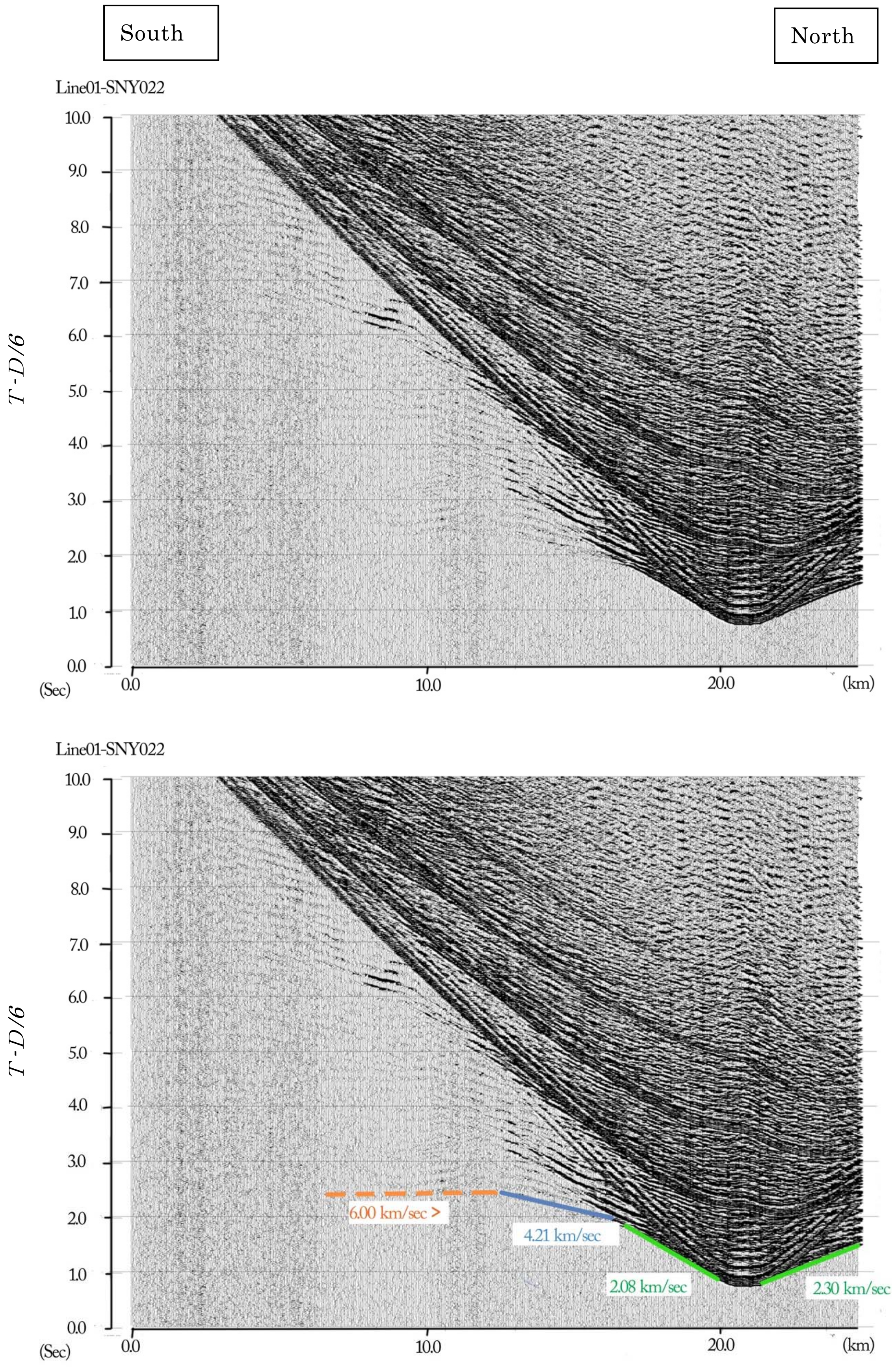


図４　レコードセクション記録例。（上）オリジナル記録、（下）初動の見かけ速度挿入。
観測点：SNY022　測線：Line01　※時間軸は、6.0 km/sec で reduction されている。

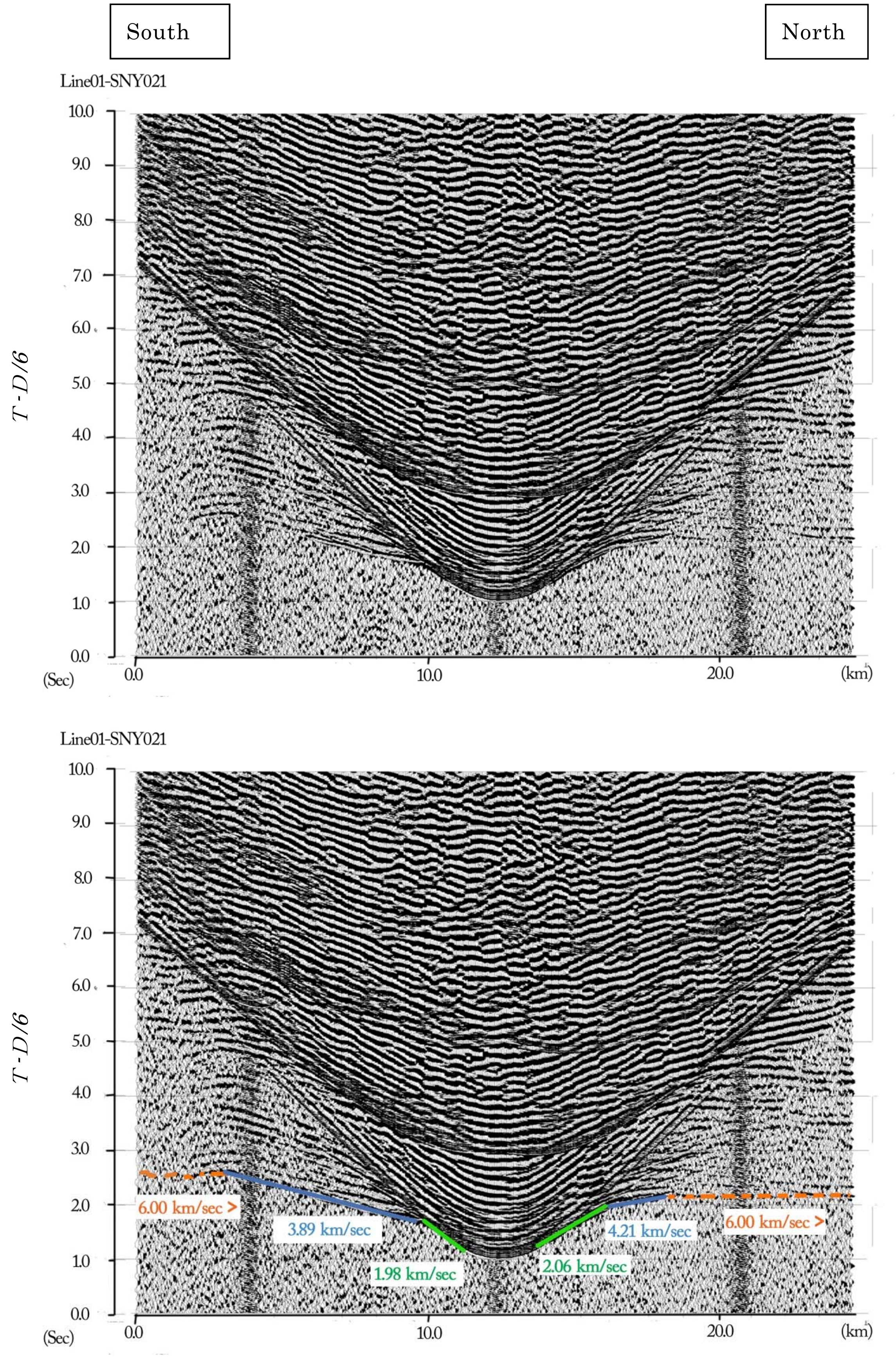


図５　レコードセクション記録例。（上）オリジナル記録、（下）初動の見かけ速度挿入。
観測点：SNY021　測線：Line01　※時間軸は、6.0 km/sec で reduction されている。

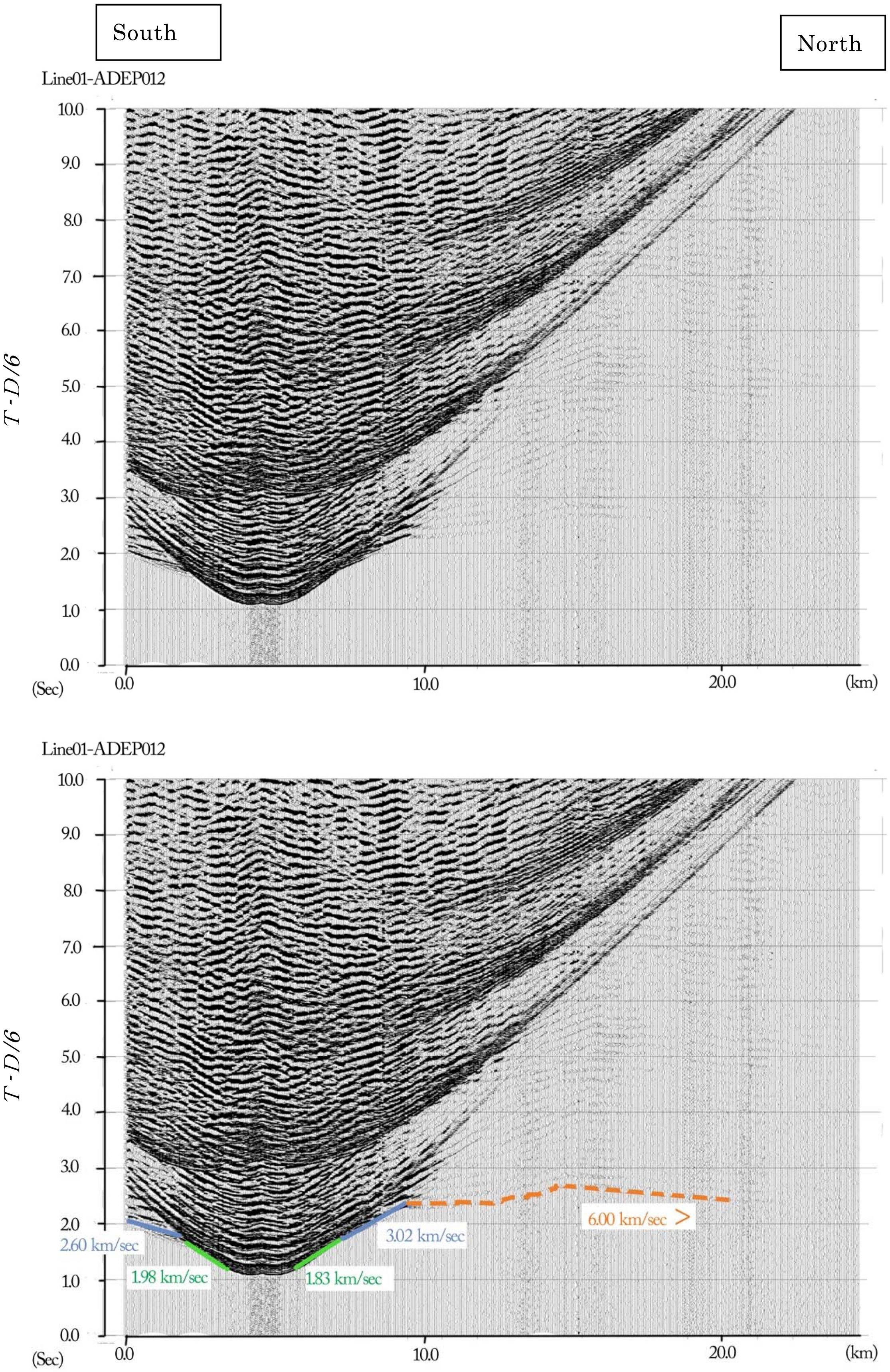


図６　レコードセクション記録例。（上）オリジナル記録、（下）初動の見かけ速度挿入。
観測点：ADEP012　測線：Line01　※時間軸は、6.0 km/sec で reduction されている。

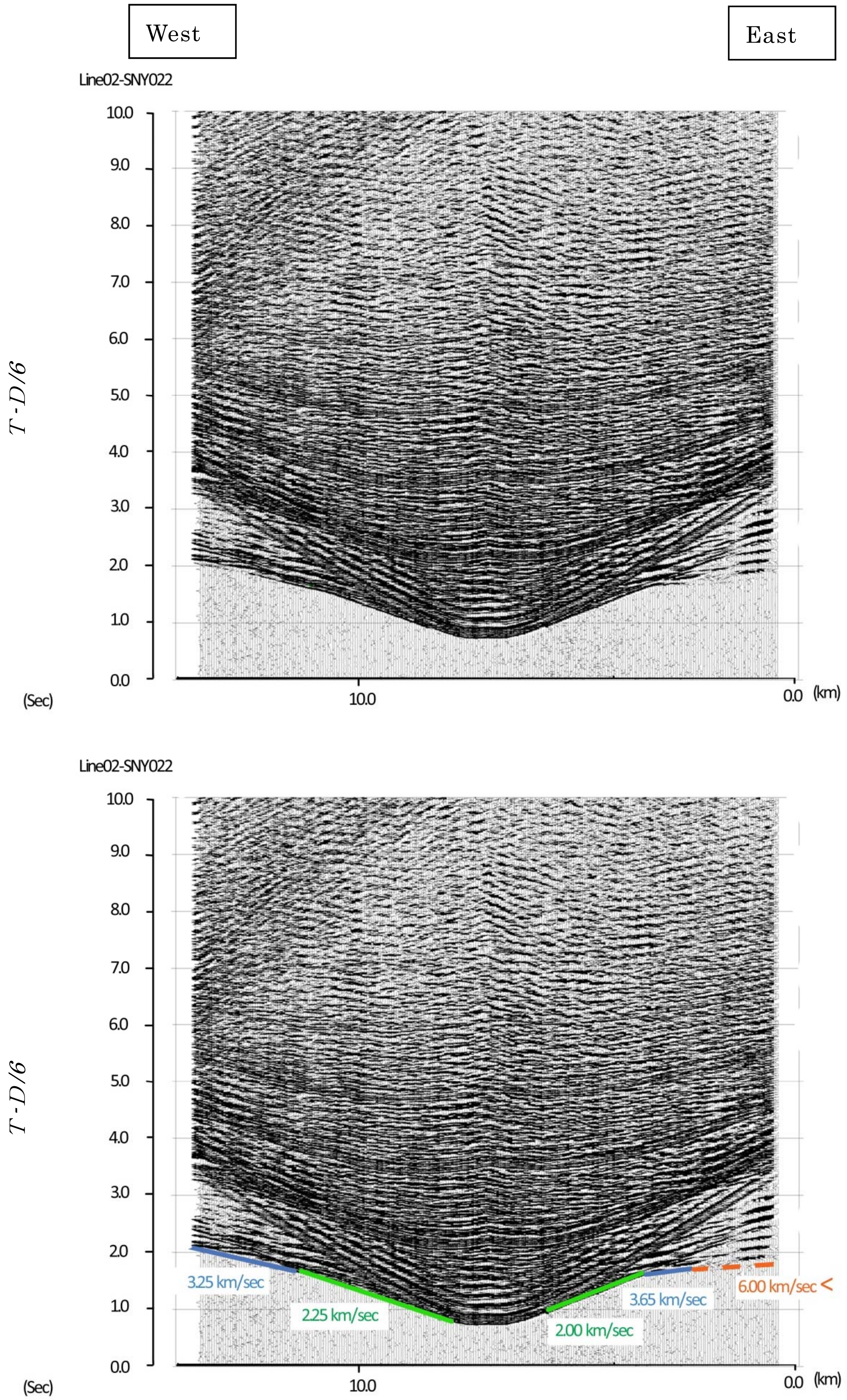
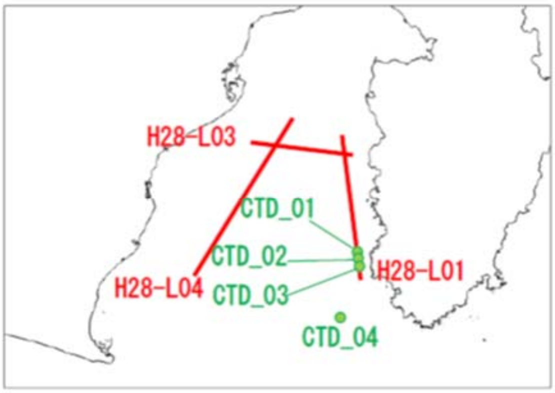


図７　レコードセクション記録例。（上）オリジナル記録、（下）初動の見かけ速度挿入。
観測点：SNY022　測線：Line02　※時間軸は、6.0 km/sec で reduction されている。

東京海洋大学が実施したH28年度およびH29年度の地震探査の際には航行中、同大学練習船「神鷹丸」の船底に装備されたマルチナロービームソナー SeaBeam3050を用いて海中および海底の音響データを取得した。本業務では、表1に示す６つの測線における音響データを用いて測線直下の海底地形データを求めた。水中音速の補正には、H28年度航海で11月19日に４回、H29年度航海で期間中の1回採取した水中音速度データを使用した。図11にCDTセンサーで水中音速度データを計測した地点を示す。

表１　海底地形データを取得した測線とその長さ。

測線名	長さ
H28-L01	26.0 km
H28-L03	17.5 km
H28-L04	32.5 km
H29-L01	26.2 km
H29-L02	12.2 km
H29-L04	8.5 km



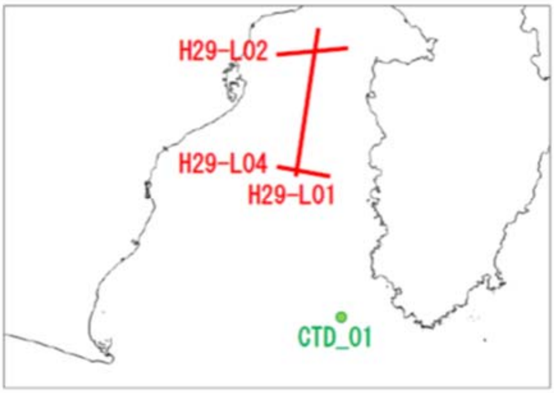


図８　CTD センサーで水中音速度データを計測した地点。(左) H28 年度航海期間中、(右) H29 年度航海期間中の計測地点。

図9は、H28年度およびH29年度に計測した駿河湾内での海底地形データ分布およびその水深を表したものである。表示された水深は100 m～2000 mの範囲である。図中の○印は、東海大学が同時期に設置した海底地震計の配置を示している。測線下に片側数100 mの幅を有する。図10は地震探査測線H28-L01, H28-L03, およびH28-L04直下の海底地形の2次元断面図、図11は測線H29-L01, H29-L02, およびH29-L04直下の海底地形の2次元断面図を表す。

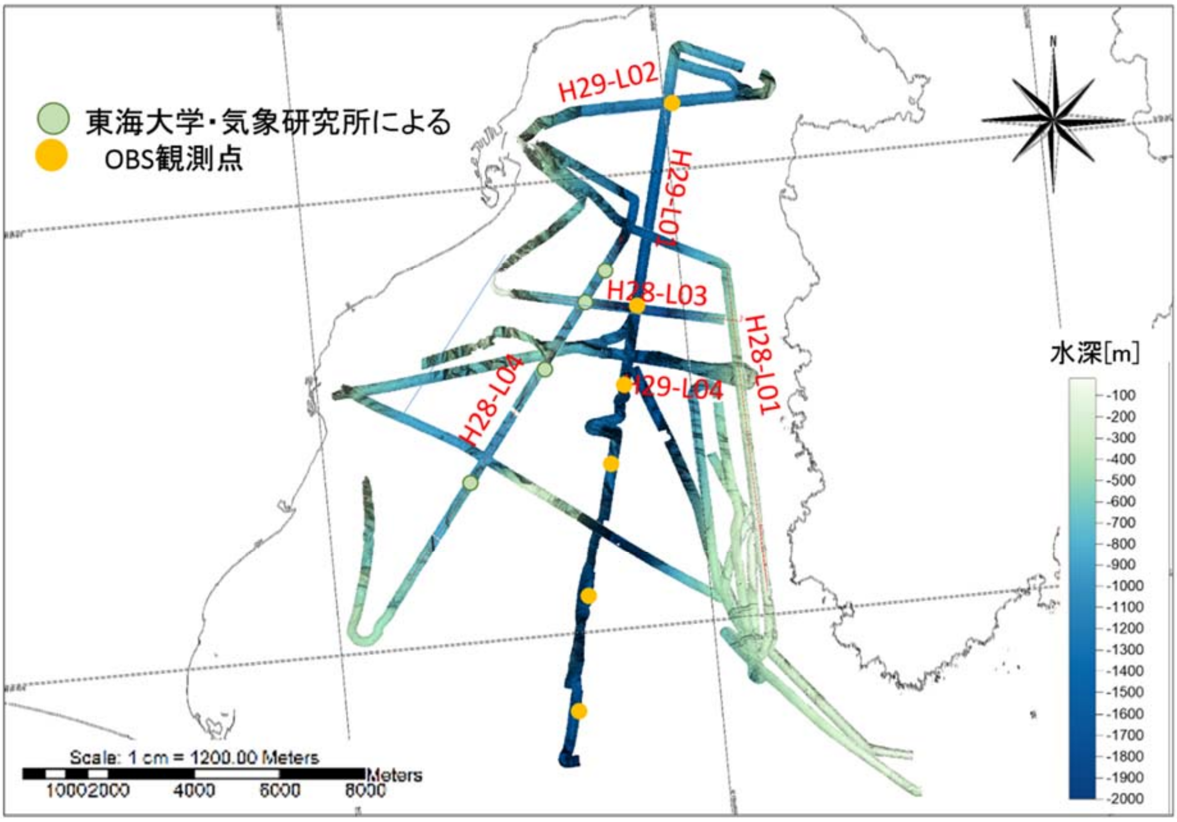


図9　平成28年度および平成29年度に計測したマルチナロービームソナーの音響データから求められた海底地形データの分布。○印は、東海大学が各時期に設置した海底地震計の位置を示す。

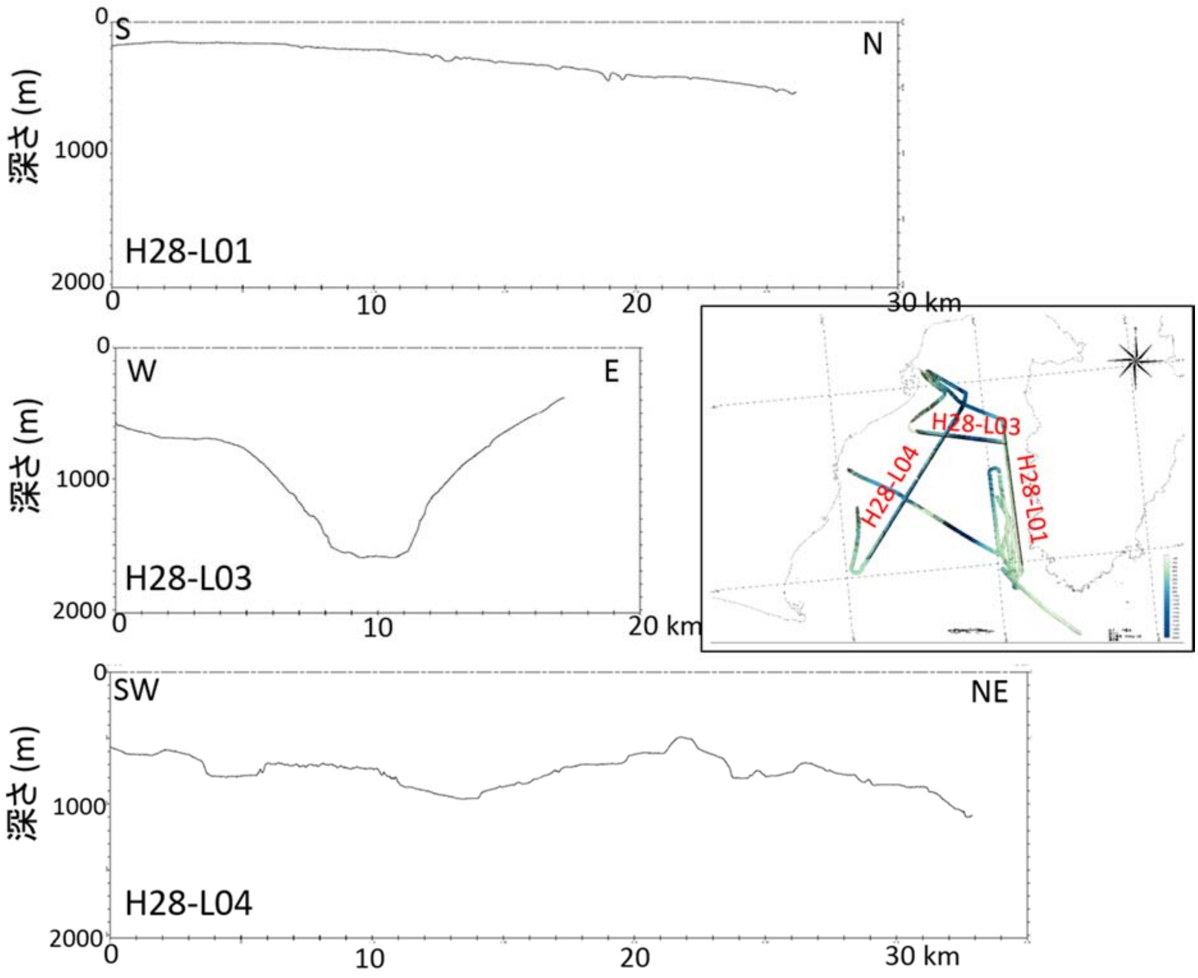


図10　地震探査測線H28-L01、H28-L03、およびH28-L04直下の海底地形の2次元断面図。

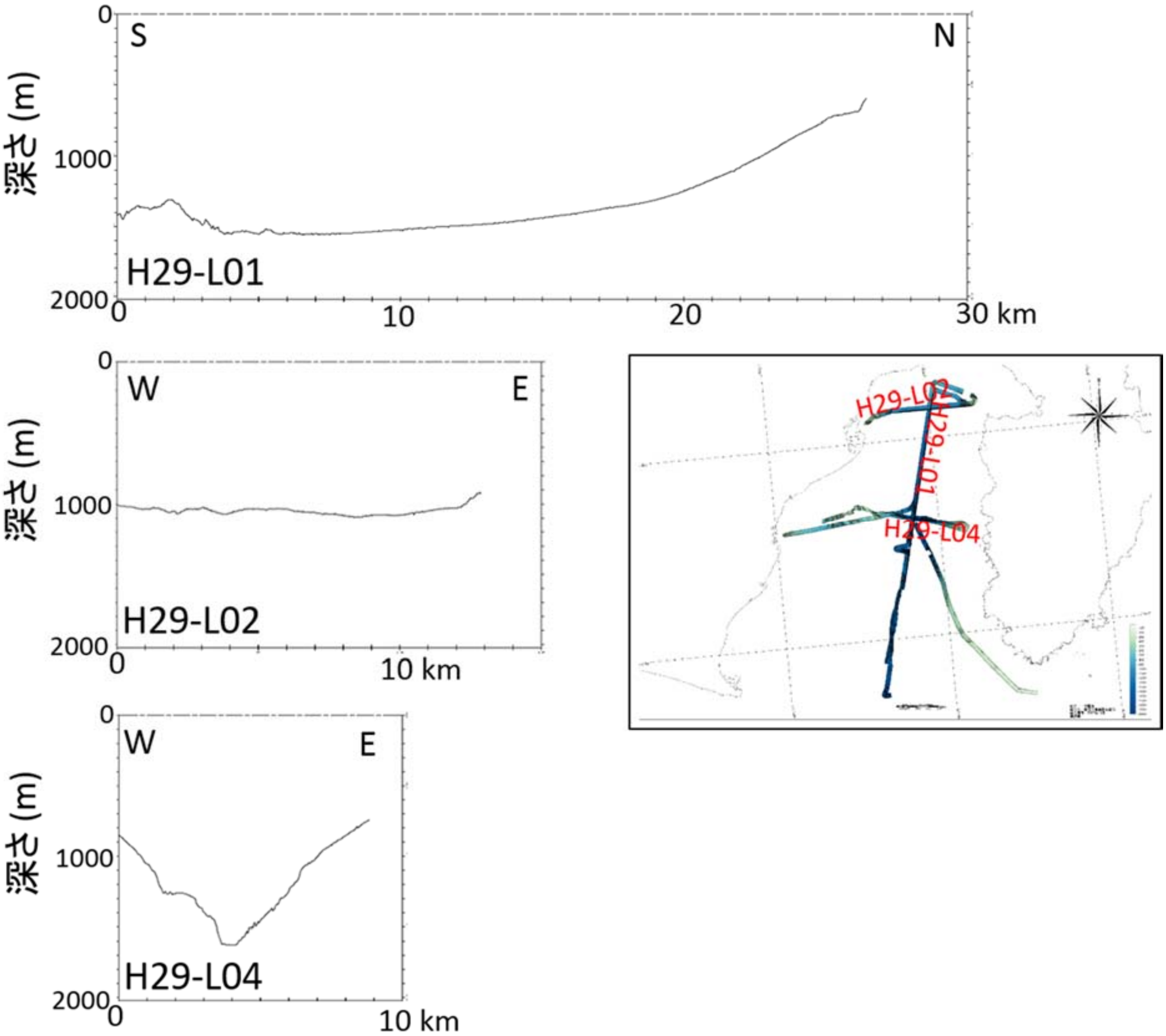


図11　地震探査測線H29-L01、H29-L02、およびH29-L04直下の海底地形の2次元断面図。

南北方向の H28-L01、 H28-L04、および H29-L01 の各測線は、ほぼ平坦で単純な海底地形を示している。一方、駿河トラフを東西に横切る測線では、H28-L03、および H29-L04 の各測線は、V 字型の地形が明瞭に示されているが、駿河湾北部の H29-L02 測線についてははぼ平坦な海底地形をしめしていることが判る。

これらの海底地形データは、地殻構造モデルを構築する際に重要なデータであり、海底地形とマルチチャンネル(MCS)反射法地震断面図から浅部構造（堆積層）の速度モデルの構築から始め、浅部からの構造をはぎ取りながら深部構造を推定していく予定である。

(d)結論ならびに今後の課題

解析は、海底地震計データの屈折法によるレコードセクション記録がまとめられた段階であり、図１のフローチャートに基づいて今後地下速度構造を構築していく予定である。

図４～７に示された記録例には、初動振幅の大きい箇所において暫定的な見かけ速度が示されている。これらの結果からは、

・Line01 では、初動の立ち上がりがほとんど確認できなくなるフェーズ（6.0 km/sec 層）がある。このフェーズは、3 箇所の海底地震観測点で共通していることから、構造による影響であることも考えられるため、解析で考慮する必要がある。

・Line02 では、観測点の西側と東側で層構造が大きく傾いていることが推定でき、東側で初動の出現と見かけ速度が速い。これは、構造が東側から西側に向かって深くなっていることが示されている。

これらの結果は、地下速度構造を考えるにおいて有益な情報ではあるが、観測点が１点だけでは、詳細について議論ができない。駿河湾北側では、東西の湾幅が狭いこともあり、測線を長く取れないことからも陸域にわたって構造探査を行うことが必要である。

より深部の構造を正確に理解するため、東海大学と共同で海底地震計による人工地震観測記録を用いた屈折法のデータと反射法データを組合せた屈折法・広角反射法統合解析を開始した。初段解析として、東京海洋大学がマルチナロービームソナーSeaBeam3050 を用いて取得した音響データから測線直下の海底地形データを求めた。これは今後の屈折法地震探査のための基礎データとなる。

速度構造モデルは、図１でのフローチャート（笠原・他, 2008）でも示されているようにマルチナロービームソナーSeaBeam3050、海底地形の２次断面、MCS 重合による反射記録断面、そして OBS 記録断面（レコードセクション）より、フォワードモデリングによって浅部から順次深部へと構築していく予定である。

(e) 引用文献

笠原順三・鶴我佳代子・久保田隆二・田中智之・村瀬圭・西山英一郎・田村八洲夫・西澤あずさ・金田謙太郎: 屈折法・広角反射法による地殻構造解析の総合的手法. 最近の物理探査手適用事例集，物理探査学会，387-392，2008.

Tsuruga, K., J. Kasahara, R. Kubota, E. Nishiyama, A. Kamimura, Y. Naito, F. Honda, N. Oikawa, Y. Tamura, A. Nishizawa and K. Kaneda, Evaluation and interpretation of the effects of heterogeneous layers in an OBS/air-gun crustal structure study, Exploration Geophysics, **39**, 1-14, 2008.

(2-3)　駿河湾の海底地震観測

馬場久紀（東海大学）

(a) 業務の要約

駿河湾北部の地殻構造を自然地震を使って明らかにするための基礎資料を得るため、また富士川河口断層帯とその周辺の断層運動によって発生する地震活動を調査するために、富士川河口沿岸域（駿河湾北部）に 4 台の海底地震計を平成 29 年 12 月と平成 30 年 1 月の 2 回に分けて 2 台ずつ設置した。この 4 台の海底地震計は、平成 30 年 3 月 27 日に 2 台の回収が完了、4 月中旬に 2 台を回収する予定で、順次震源決定のための検測を行う。本年度の業務では、東京海洋大学練習船神鷹丸による「駿河湾における海底下浅層 2 次元精密構造調査」で設置した海底地震計 2 台と、東海大学と気象庁気象研究所が共同で展開している海底地震計 4 台の海底地震計データ（馬場・他, 2015）を用いて、平成 29 年 11 月〜平成 30 年 1 月までの期間について震源決定を行った。

この期間に駿河湾の海底下で決められた震源は約 30 個で、地震のほとんどは陸上の定常観測網では決められていない規模のものである。これらの震源は、主に平成 21 年（気象庁、2009・2010）と平成 23 年（気象庁、2012）に発生した駿河湾の M6 クラスの地震の余震と考えられ、富士川河口断層帯とその周辺の断層による震源はほとんど観測されなかった。

(b) 業務の実施方法

1) 海底地震計を用いた駿河湾の地震活動調査

本業務では、駿河湾奥の富士川河口付近に自己浮上式海底地震計を 4 台設置した。使用した自己浮上式海底地震計は、東海大学海洋学部所有の「北斗（16 トン）」・「南十字（20 トン）」の小型船舶作業船で設置し平成 30 年 3 月 27 日に 2 台を回収した。ほか 2 台はまだ観測中である。南十字の船上で投入準備中の自己浮上式海底地震計の様子を図 1 に示す。海底地震計の回収作業も、これら小型船舶作業船で実施した。

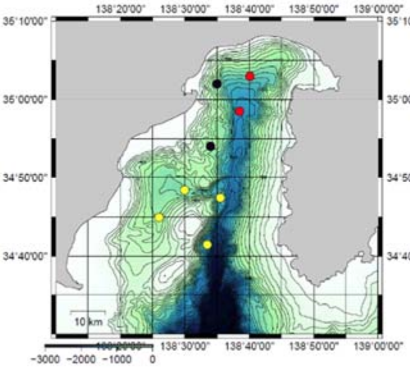
4 台の海底地震計は原子時計を内蔵しており、約 3 ヶ月間の観測で 0.01〜0.02 秒の誤差が生じる程度である。記録のサンプリングレートは 100Hz で、上下動 1 成分・水平動 2 成分の 3 成分地震計がジンバル機構によって海底地震計内に組み込まれている。

震源決定ための検測では、卜部・東田（1992）による WIN システムを利用した。また、震源決定計算には、Hirata and Matsu’ura（1987）の Hypomh を使用した。なお、海底下の堆積層による影響を取るための堆積層補正には、PS 変換波を読んで補正を行った（Iwasaki et al.,1991）。

図１　作業船「南十字（20 トン)」の船上で投入準備中の自己浮上式海底地震計の様子。

(c) 業務の成果

本業務のために設置した海底地震計の配置図を図２と図３に示す。



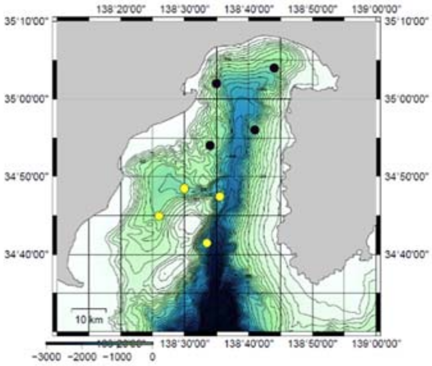


図２　海底地震計配置図
（平成 29 年 12 月 20 日～平成 30 年 1 月 16 日)。
●東海大･気象研　定常観測点
●平成 29 年神鷹丸観測点
●本業務観測点（平成 29 年 12 月 20 日設置）

図３　海底地震計配置図
（平成 30 年 1 月 16 日～4 月まで)。
●東海大･気象研　定常観測点
●本業務観測点（平成 29 年 1 月 16 日設置）

本業務で設置した 4 台の海底地震計（図２、３：●）は、2 台は回収済みで 2 台は平成 30 年３月現在で観測中である。駿河湾では、本業務以外で東海大学・気象庁気象研究所（石花海周辺海域）の定常観測点（馬場・他 , 2015）の海底地震計 4 台（図２、３：●）が展開されていた。また、平成 29 年度に東京海洋大学練習船神鷹丸による「駿河湾における海底下浅層 2 次元精密構造調査」で設置された海底地震計（図 2 : ●）は、平成 30 年 1 月 16 日まで観測が行われた。これらの海底地震計で得られたデータを用いて、平成 29 年 11 月～平成 30 年 01 月までの期間について、震源決定を行った。図 4 に決められた震源分布図を示す。

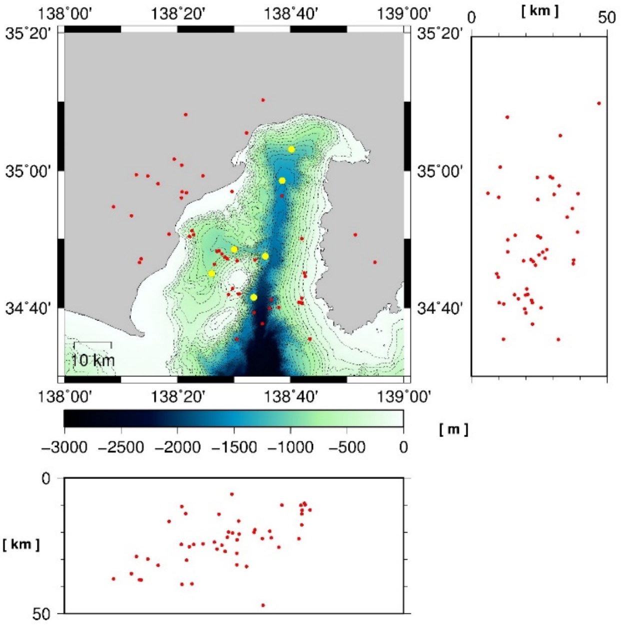


図４　海底地震計観測点によって決められた震源分布図。

期間：平成 29 年 11 月～平成 30 年 01 月、●：海底地震計、●：震源位置。

決められた震源分布について、

・期間内に駿河湾で決められた震源数は約 30 個であった。

・駿河湾内で決められた震源のほとんどは石花海周辺集中している。

石花海周辺で集中する震源は、平成 21 年（気象庁, 2009・2010）と平成 23 年（気象庁, 2012）に発生した駿河湾の M6 クラスの 2 つの地震の余震と考えられる。

・駿河湾北部・富士川河口周辺では、震源がほとんど決められていない。

・プレート境界に沿って発生すると考えられる地震は少ない。

ということが示された。

これらの結果は、Baba et al. (2017)の結果と整合性が良い。

(d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯とその周辺の断層活動によって発生する地震活動について、駿河湾で海底地震計による地震観測を実施した。その結果、陸域の定常観測網では観測することができない（検知することができない）震源を 2 ヶ月間で約 30 個決めることができた。しかしこれらの震源は、

・震源のほとんどは石花海周辺集中している。

これは、平成 21 年と平成 23 年に発生した駿河湾の M6 クラスの 2 つの地震の余震と考えられる。

・駿河湾北部・富士川河口周辺で決められた震源はほとんどない。

・プレート境界に沿って発生すると考えられる震源は少ない。

という結果であった。

本調査は、自然地震を対象とした観測であるため、比較的長い期間にわたった調査となることはやむを得ないと考えられる。本業務では、約 2 ヶ月間で約 30 個の震源が決められたという実績から、約半年間の観測では 90 個程度の震源が決められることが期待できる。なお、自然地震を用いて地殻構造を解明する観点からは、より多くの地震観測データが必要であり、H30 年度も海底地震計による自然地震観測を継続する。

今後の予定として、本業務における H30 年 1 月 16 日～4 月中旬までのデータについては、海底地震計回収後に順次震源決定を実施する。震源決定は、陸上の定常観測点のデータも併せて解析を行う。これはサブテーマ 3（地震活動から見たプレート構造）と関連して解析を行う予定である。

なお、H30 年 4 月中旬の 2 台の海底地震計回収時には、入れ替えの海底地震計を再び 4 台設置し、H30 年 9 月までの約 5 ヶ月間の観測を継続する。

(e) 引用文献

馬場久紀・平田賢治・山崎明・対馬弘晃・勝間田明男・前田憲二・上野寛・青木重樹・小林昭夫・木村一洋・弘瀬冬樹・長尾年恭（2015）: 自己浮上式海底地震計（OBS）を用いた駿河湾石花海周辺海域における連続地震観測，東海大学海洋研究所報告, 36，23-29.

Baba H., S. Ichinose, K. Hirata, A. Yamazaki, H. Tsushima, K. Nakata, T. Nishimiya, K. Imamura and T. Nagao (2017) , Continuous Earthquake Observation using pop-up Ocean Bottom Seismographs (OBSs) In Suruga Bay at the Pacific Coast of Shizuoka, Japan, 2017 American Geophysical Union, Fall Meeting T41C-0645.

防災科学技術研究所（2010）, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震：過去の地震活動状況・発震機構解変化，地震予知連絡会会報，83，6-8，247-257.

Hirata N. and M. Matsu'ura（1987）, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique，Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61.

Iwasaki T., N. Hirata, T. kanazawa, T. Urabe, Y. Motomiya and H. Hirayama（1991）, Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observations, Geophysical Journal Inter., 105, 693-711.

気象庁（2009）, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震（M6.5）について，第 183 回地震予知連絡会活動報告.

気象庁（2010）, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震（M6.5）について，地震予知連絡会会報，83，6-3，211-230.

気象庁（2012）, 2011 年 8 月 1 日の駿河湾の地震（M6.2）について，地震予知連絡会会報，87，6-2，264-269.

卜部卓・東田進也（1992）, WIN-微小地震観測網波形検束支援のためのワークステーション・プログラム(強化版)，地震学会講演予稿集秋季大会，331.