

富士川河口断層帯における重点的な調査観測

平成30年度

成果報告書

平成31年3月

文部科学省研究開発局

国立大学法人東京大学地震研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人東京大学地震研究所が実施した平成 30 年度「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

1. 構造探査に基づく震源断層システムの解明

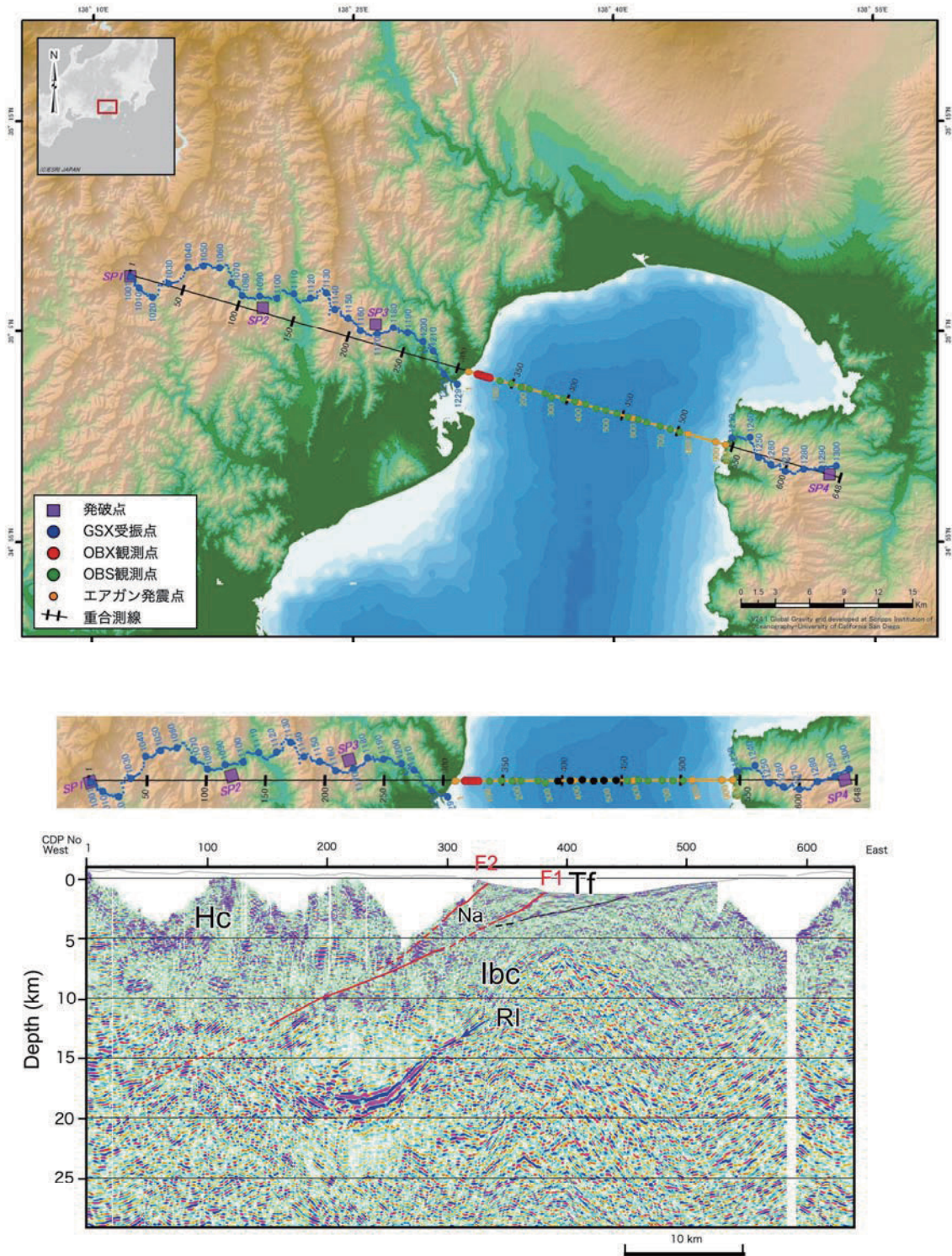


図 相模湾横断地殻構造探査 (上) 測線図 (下) 反射法地震探査深度変換断面とその地学的解釈。赤線:活断層-震源断層。Tf: トラフ充填堆積物、Ibc: 伊豆-小笠原弧の背弧地殻、RI: 伊豆-小笠原弧の顕著な地殻内反射面、Na: 新生代後期付加体、Hc: 本州側の地殻。

1. 構造探査に基づく震源断層システムの解明

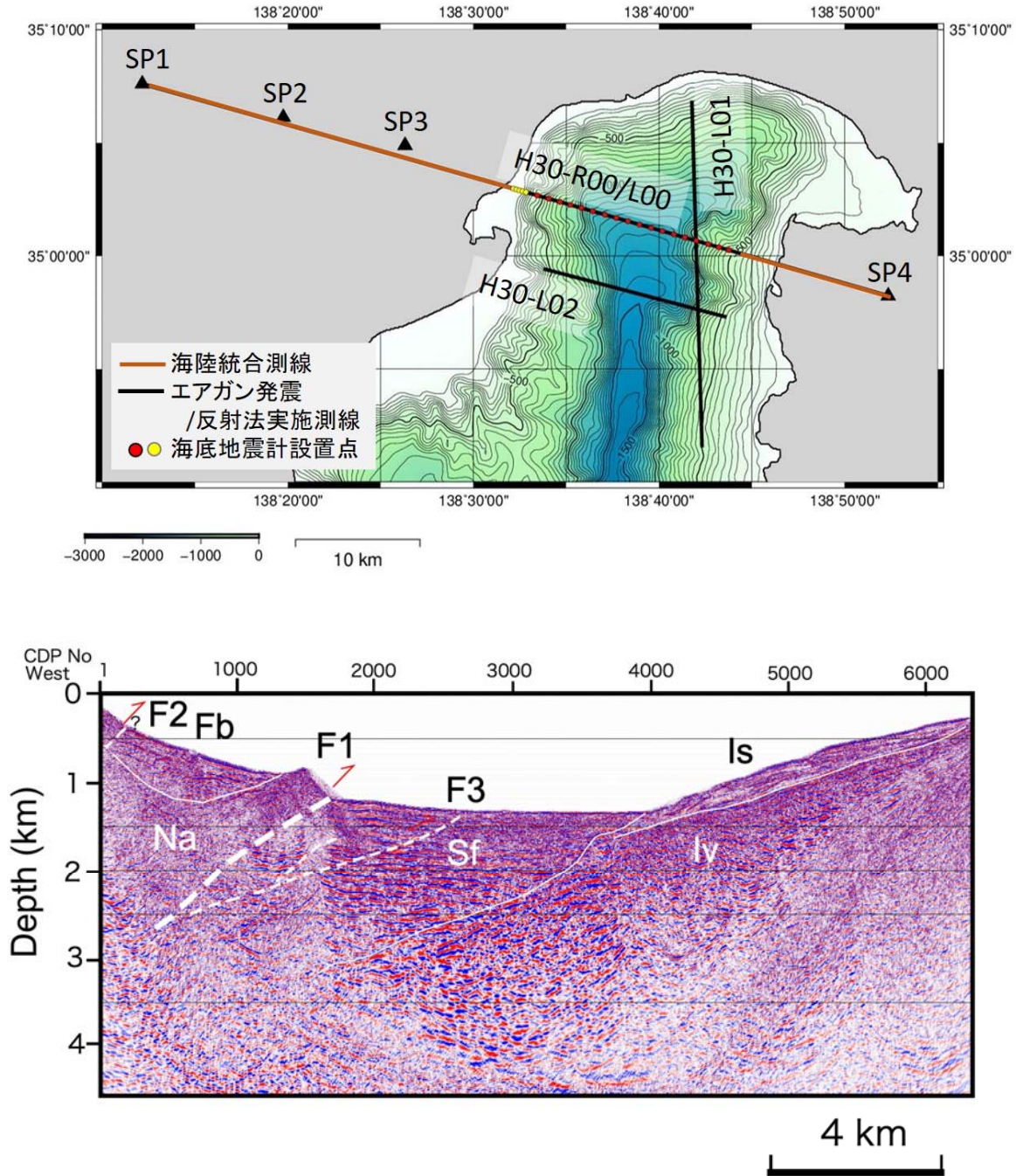


図 駿河湾北部海域におけるエアガン発震測線（上）およびマルチチャンネル反射法地震探査深度変換断面の地質学的な解釈（下）。伊豆弧の火山岩・火山碎屑岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物(Is)、駿河トラフ充填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加体堆積層(Na)、前弧海盆堆積物(Fb)である。なお測線配置図は、岸本 (2000)による地形データを用い、GMT (The Generic Mapping Tool) によって作成した。

2. 活断層システムの分布・形状と活動性

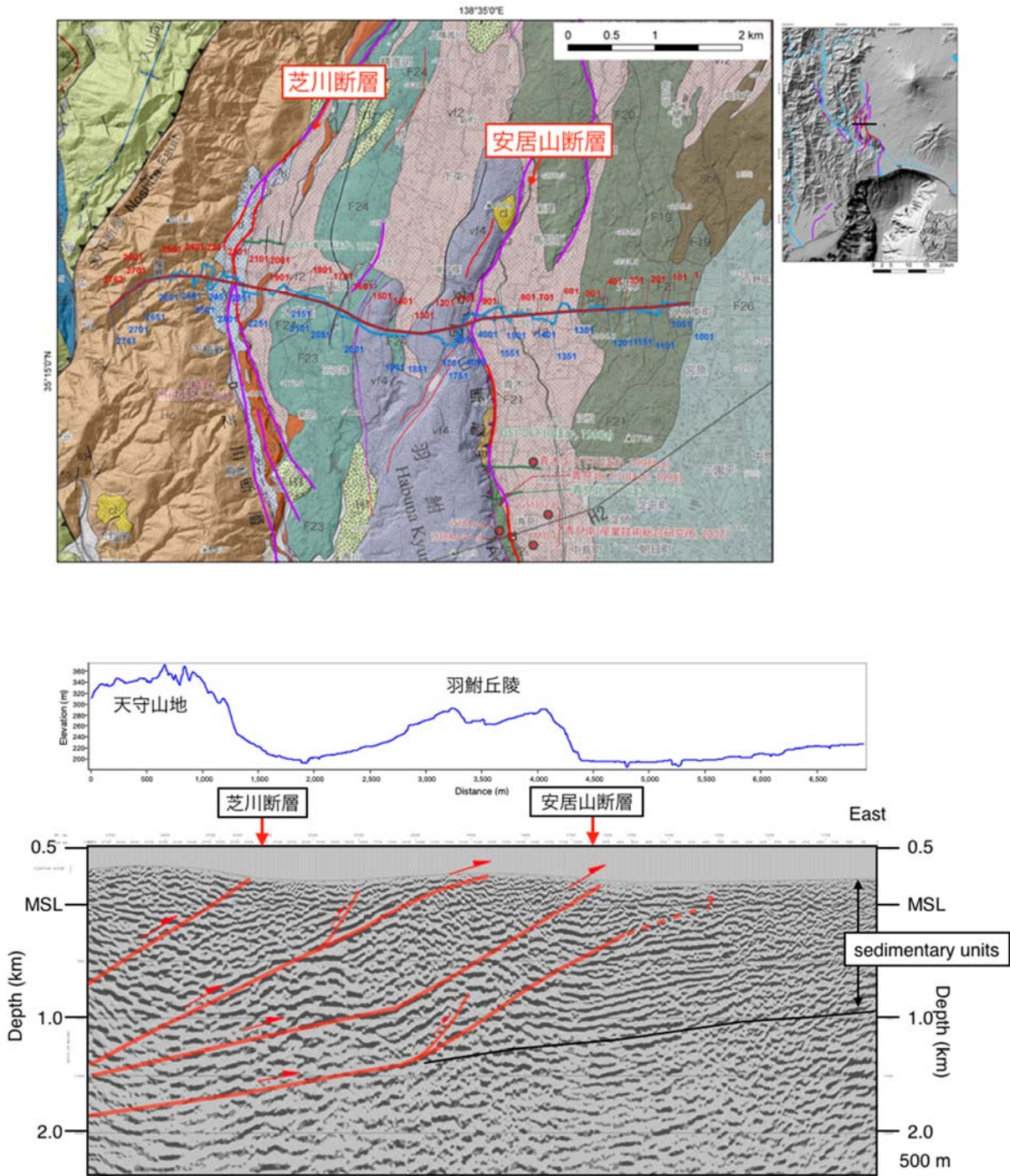


図 反射法地震探査・外神-上柚野測線の測線図（上）と深度断面の解釈図（下）。背景は尾崎ほか（2016）の地質図および1mグリッドDTMによる陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編, 2002）を示す。

3. 地震活動から見たプレート構造

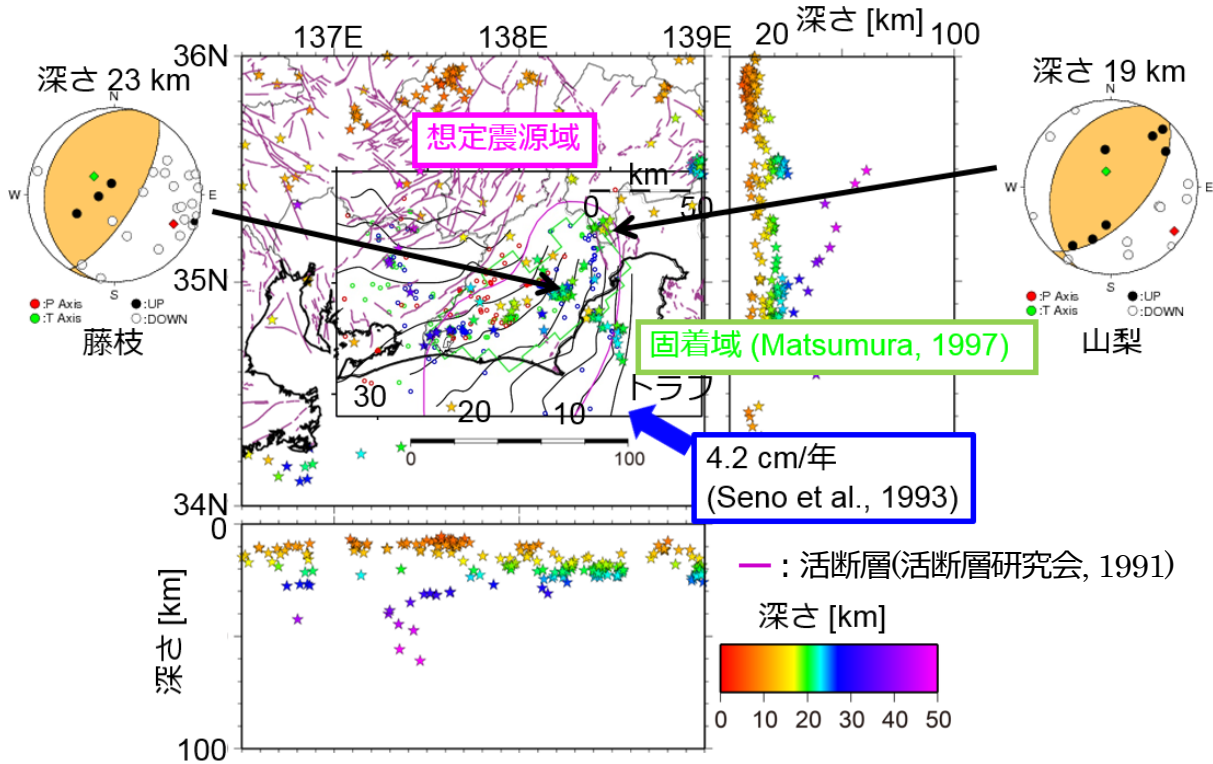


図 1 小繰り返し地震の分布と東海地震の想定震源域との比較。桃色は東海地震の想定震源域、緑色は Matsumura (1997) による東海地震の固着域を示す。黒線の等深度線は Matsubara et al. (2006) によるフィリピン海プレート上面の深さを 5km 毎に示す。

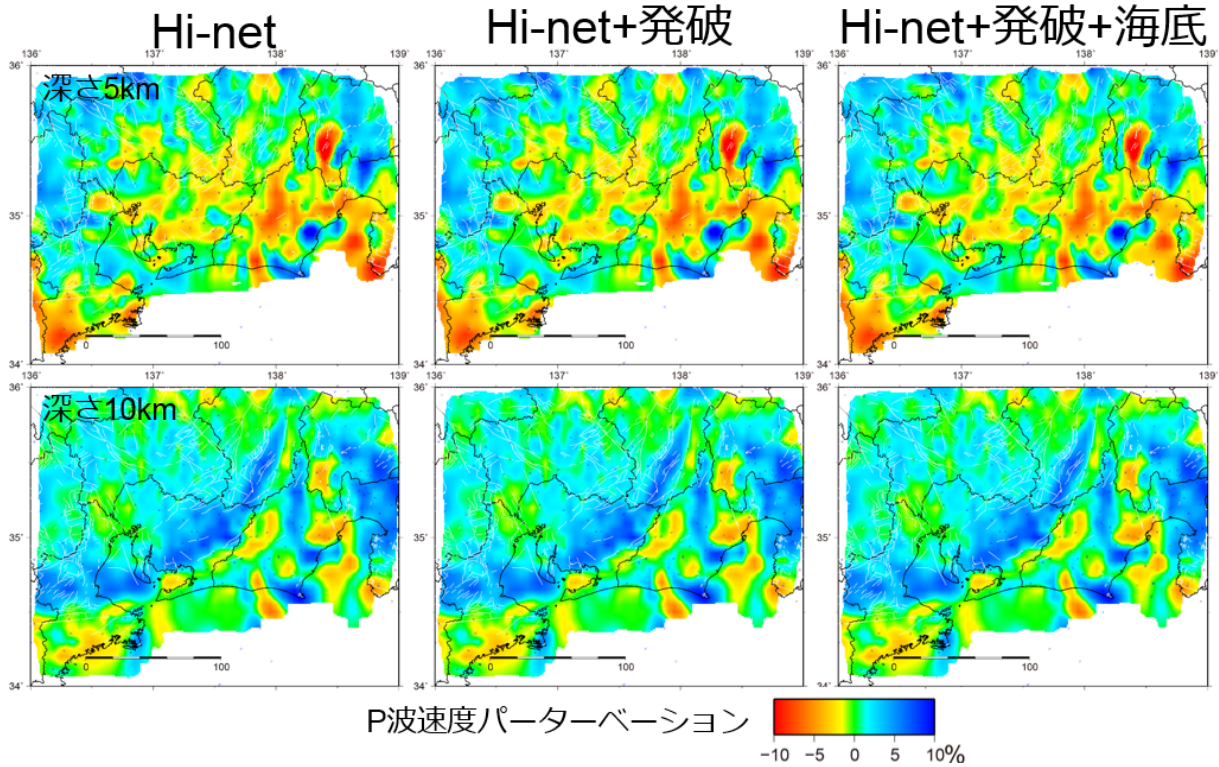


図 2 深さ 5 km、10 km における P 波速度パーターベーション。

4. 史料地震調査

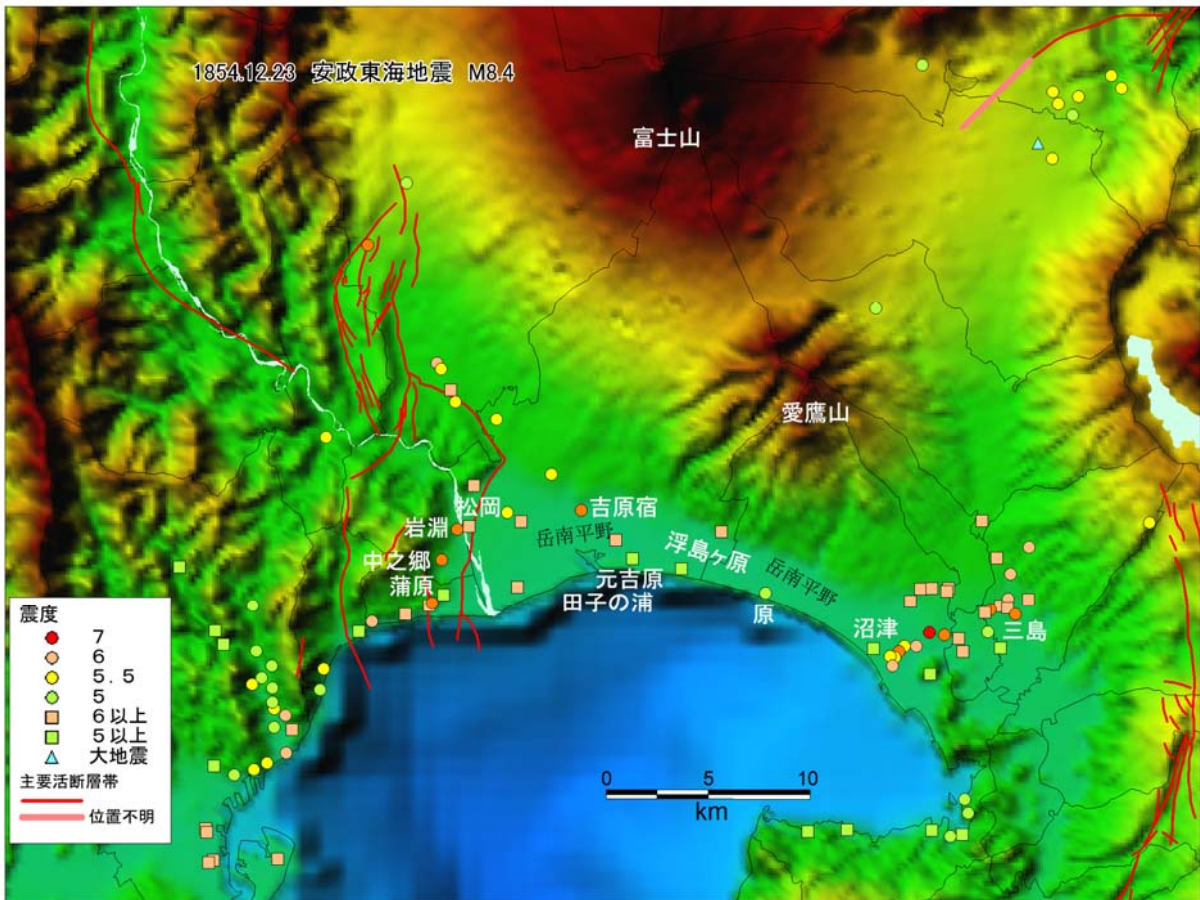


図 平成 30 年度末時点での富士川河口断層帯付近における安政東海地震の震度分布。背景図は国土地理院の数値地図から 250m メッシュで標高を 5 倍強調して作成した。活断層トレースは地震調査研究推進本部(2015)の評価活断層帯トレース。

5. 強震動予測

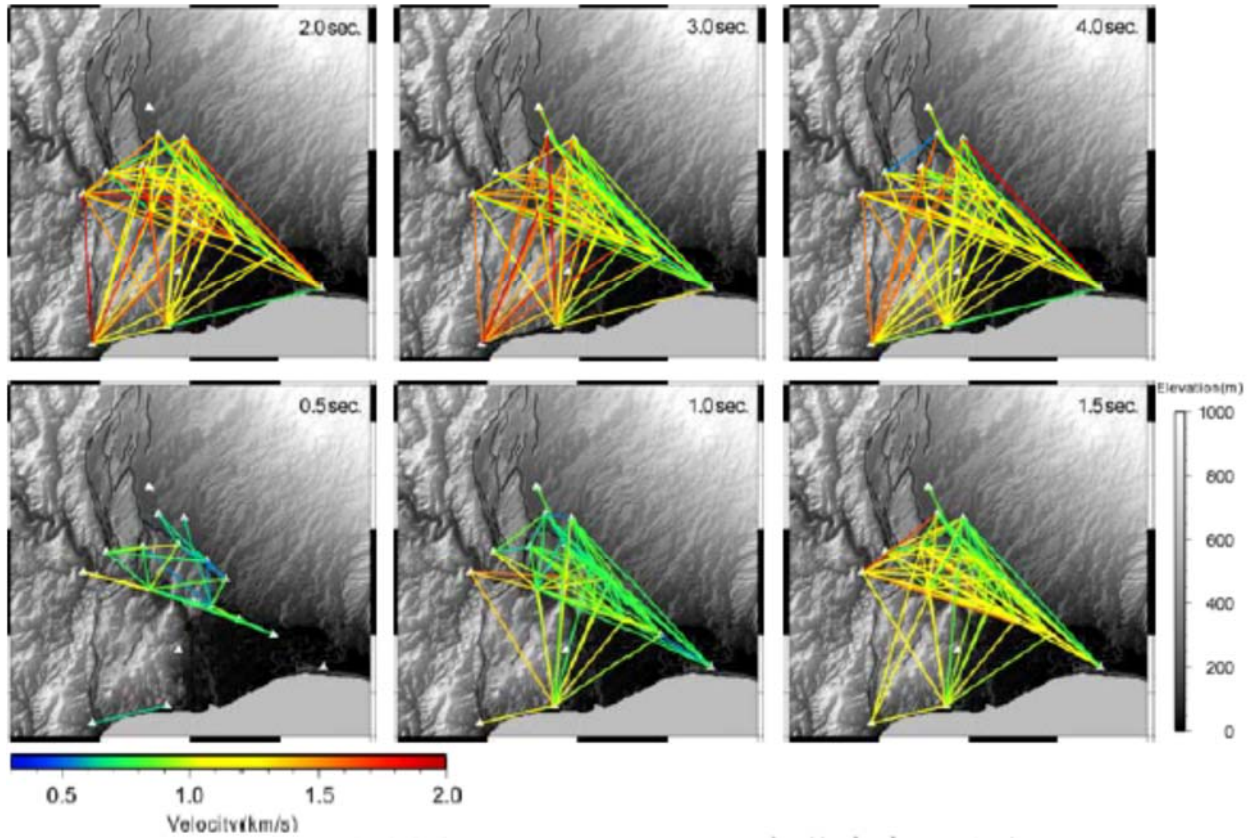


図 地震波干渉法による富士川河口断層帯周辺地域のレイリー波群速度の分布。

6. 地域研究会



図 第1回地域研究会（静岡）開催の様子。

目次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	3
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.....	5
3.2 活断層システムの分布・形状と活動性.....	75
3.3 地震活動から見たプレート構造.....	89
3.4 史料地震調査.....	105
3.5 強震動予測.....	113
3.6 地域研究会.....	135
4. 全体成果要.....	139
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	141
6. むすび.....	147
7. 全体会議・外部評価委員会	
7.1 活動報告.....	149
7.2 全体会議・外部評価委員会構成員名簿.....	152

1. プロジェクトの概要

富士川河口断層帯は、日本列島の陸域では最大クラスの平均変位速度が明らかにされている大規模な断層帯である。伊豆衝突帯の西縁に位置し、フィリピン海プレートのプレート境界断層の陸上延長に相当する。このことから、本断層帯は陸上の活断層としての重要性のみならず、南海トラフで発生する海溝型地震の長期評価にも影響を与える。さらに、本断層帯は人口稠密域かつ大規模経済圏を繋ぐ動脈上に位置していることから、本断層帯から発生する地震像を明らかにしていくことは社会的にも重要な課題である。本調査観測では、最も重要な課題である富士川河口断層帯とプレート境界断層との関係を明らかにするため、駿河トラフを横断する地殻構造探査を実施し、断層の基本的な特徴を明らかにする。陸域に分布する活断層において、高分解能反射法地震探査を実施し、既存データと合わせて活断層-震源断層システムを明らかにする。断層の先端部において、地形・地質調査を行い、第四紀後期の断層の活動性について明らかにする。海底地震観測を含めた地震観測データをもとに、フィリピン海プレート上面のプレート境界断層や富士川河口断層帯の形状や周辺の世界構造を明らかにし、断層モデルを構築する。これらの断層モデルと強震動観測による地下構造データから、強震動予測を行う。史料地震の検討を行い、強震動予測の知見も踏まえて、歴史時代に発生した地震像について検討を加える。また、富士川河口断層周辺に位置する身延断層についても、地形・地質調査を行い、断層の活動によって発生する地震像を明らかにし、長期評価に必要な資料を得る。これらの研究成果が、効果的に防災・減災に活用されることを目的として、地域研究会を開催する。以下の6つのサブテーマを設定する。

○ サブテーマ1：構造探査に基づく震源断層システムの解明

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。

○ サブテーマ2：活断層システムの分布・形状と活動性

富士川河口断層帯および身延断層など駿河トラフ周辺の活断層・活構造について、これまでの研究成果を踏まえて、その分布・形状・活動性・平均変位速度を解明するとともに、特にプレート境界断層に関連する構造的な位置づけを明確にすることを目標に、先行研究のレビューと新たに変動地形・地質調査および高分解能浅層反射法地震探査を主とした調査観測研究を実施する。

○ サブテーマ3：地震活動から見たプレート構造

Hi-netなどの定常観測点、本事業で実施する海底地震観測などの地震観測データをもとに、地震波トモグラフィによる速度構造解析、震源の高精度決定、繰り返し地震の

抽出、発震機構解の検討、レシーバー関数解析などの総合的な検討により、より高い精度でフィリピン海プレート上面境界モデルを構築する。

○ サブテーマ4：史料地震調査

富士川河口断層帯とその周辺地域の史料を検討し、史料地震学的手法により、1854年安政東海地震の震源域の北端を詳細に検討することを含め、とくに近世を中心とした歴史時代における本地域周辺の地震像を解明する。

○ サブテーマ5：強震動予測

富士川河口断層帯周辺地域での既存の地下構造構築に関するデータ（物理探査、ボーリングデータ、地震観測記録など）を収集する。さらに、新たに強震観測や微動観測などを実施し、地下構造データの蓄積を図る。これらの地下構造データを統合し、強震動評価のための浅部および深部地盤の構造モデルの精度を向上させる。他のサブテーマの成果も含め震源断層モデルを構築し、対象地域での強震動予測の高度化を目指す。

○ サブテーマ6：地域研究会

理工学的な調査の成果を地域の防災施策に根付かせるために、特に地方自治体・国の関係機関・ライフライン事業者などを対象として、研究者が参加する地域研究会を開催する。ここでは、本調査観測に対するニーズを把握した上で、研究成果を地域防災に資する取り組みを行う。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、東京大学地震研究所、東京海洋大学、東海大学、防災科学技術研究所、地震予知総合研究振興会、東京工業大学、静岡大学の7機関が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、東京大学地震研究所（研究代表者：佐藤比呂志）とする。

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志
1. 構造探査に基づく震源断層システムの解明	国立大学法人東京大学地震研究所 同 同 国立大学法人東京海洋大学 同 同 同 同 学校法人東海大学	佐藤 比呂志 篠原 雅尚 石山 達也 鶴我 佳代子 林 敏史 近藤 逸人 青山 千春 中東 和夫 馬場 久紀
2. 活断層システムの分布・形状と活動性	国立大学法人東京大学地震研究所 同	石山 達也 佐藤 比呂志
3. 地震活動から見たプレート構造	国立研究開発法人防災科学技術研究所 同 同 同	松原 誠 汐見 勝彦 木村 武志 ヤノトモコエリザベス
4. 史料地震調査	公益財団法人地震予知総合研究振興会	松浦 律子
5. 強震動予測	国立大学法人東京工業大学 同	山中 浩明 地元 孝輔
6. 地域研究会	国立大学法人静岡大学 国立大学法人東京大学地震研究所	岩田 孝仁 佐藤 比呂志

また、上記7機関により構成する「富士川河口断層帯における重点的な調査観測 全体会議」（事務局は東京大学地震研究所）を設置し、サブテーマ間の連携を図るとともに、外部有識者からなる外部評価委員会を設置し、研究計画・実施状況・成果についての報告に基づき、事業内容について助言を得る。

・全体会議

国立大学法人東京大学地震研究所 佐藤 比呂志（研究代表者、サブテーマ1・6代表）

国立大学法人東京海洋大学 鶴我 佳代子（サブテーマ1代表）

学校法人東海大学 馬場 久紀（サブテーマ1代表）

国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也（サブテーマ2代表）

国立研究開発法人防災科学技術研究所 松原 誠（サブテーマ3代表）

公益財団法人地震予知総合研究振興会 松浦 律子（サブテーマ4代表）

国立大学法人東京工業大学 山中 浩明（サブテーマ5代表）

国立大学法人静岡大学 岩田 孝仁（サブテーマ6代表）

・外部評価委員会

国立大学法人東北大学 松澤 暢（委員長）

国立大学法人千葉大学 宮内 崇裕（委員）

公立大学法人横浜市立大学 吉本 和生（委員）

国立大学法人京都大学防災研究所 岩田 知孝（委員）

国土交通省国土地理院 宇根 寛（委員）

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	教授	近藤 逸人
同	准教授	青山 千春
同	准教授	中東 和男
学校法人 東海大学	准教授	馬場 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 ヶ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した。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、東海大が設置した海底地震計と東京大学が陸上に設置した受振器で記録した。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った。得られた海陸統合データ等から反射

法地震探査断面を作成した。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実施した。

3) 平成 31 年度：

地震研究所は、平成 30 年度に取得した駿河湾横断地殻構造探査データの解析を進める。富士川河口断層帯および身延断層帯の震源断層の形状について、サブテーマ 2 とサブテーマ 3 における研究成果も合わせて、サブテーマ 5 の基になる震源断層の形状モデルを取りまとめる。

東京海洋大学は、平成 30 年度に駿河湾で取得したマルチチャンネル反射法地震探査データについて解析を行う。平成 29 年度に解析した反射法地震探査断面も含め、総合的に駿河湾内の富士川河口断層帯の延長部など主要断層の浅部構造を明らかにする。

東海大学は、取得した海底地震観測データと地殻構造探査資料を解析し、駿河湾北部での地震活動ならびに速度構造を明らかにする。

(2) 平成 30 年度の成果

(2-1) 駿河湾横断地殻構造探査

佐藤比呂志・篠原雅尚・石山達也（東京大学地震研究所）
鶴我佳代子・林 敏史・中東和男・山中順子（東京海洋大学）
馬場久紀（東海大学）

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯の深部から浅部までの震源断層-活断層システムの形状を明らかにするため、南部延長部の駿河湾北部を横断する海陸約 60 km の測線で、海陸統合地殻構造探査を実施した。測線は、西北西-東南東方向に静岡市葵区から清水区の約 30km の陸域区間、清水沖から伊豆半島の沼津市に至る 20 km の海域区間、伊豆半島の沼津市から伊豆市までの約 10 km の陸域区間から構成される。陸域区間、計 40 km には 295 点の独立型受振器を展開し、20 km の海域の水深 500 m の区間には 18 台の海底地震計を設置した。さらに、清水沖には浅海型の海底地震計 5 台を設置した。陸域には静岡側の測線で 3 点、伊豆半島側で 1 点の薬量 200 kg の含水火薬による発破を行った他、海域では 1950 cu.inch のエアガン発震を行った。得られた深部反射法地震断面に、ストリーマケーブルによって取得したマルチチャンネル反射法地震探査データ（2-2 参照）を統合し、統合反射法地震探査断面を得た。

(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、トラフ軸にはプレート境界断層が位置し、その陸上延長が富士川河口断層帯と考えられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会,1998;2010）。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。伊豆半島は、伊豆-小笠原弧に属し中新統から鮮新統の海底火山噴出岩が分布する（狩野・伊藤, 2016）。陸上ではこの海底火山噴出岩を覆って、約 100 万年以降に噴出した陸上の火山噴出物に覆われる（小山, 2010）。

駿河湾の海底には、西に傾斜する火成岩類が音響基盤を構成し、その上位には土肥沖層群・加茂沖層群などの鮮新世から第四紀の堆積層が重なる(岡村・他, 1999; 佐藤・荒井, 2016)。静岡側の赤石山脈南部から駿河湾に至る陸域には、瀬戸川層群・静岡層群に至る古第三紀から新第三紀の付加帯から前弧海盆堆積物岩が分布する(杉山・他, 1982; 杉山・下川, 1990; 杉山・松田, 2014)。これらの地層は、伊豆半島の衝突とフィリピン海プレートの西北西進にともない、大きな短縮変形を被り、北北東-南南西方向の走向を示す。富士川河口断層帯はフィリピン海プレートと陸のプレートの境界の北方延長とされているが、その詳細な構造は明らかにされていない。ここでは、プレート境界を確実に横断するために相模湾を横断する測線を設定した。調査測線は、赤石山脈南部の静岡市葵区から、相模湾を横断し、伊豆半島の沼津市に至る全長約 60 km の区間である(図 2)。

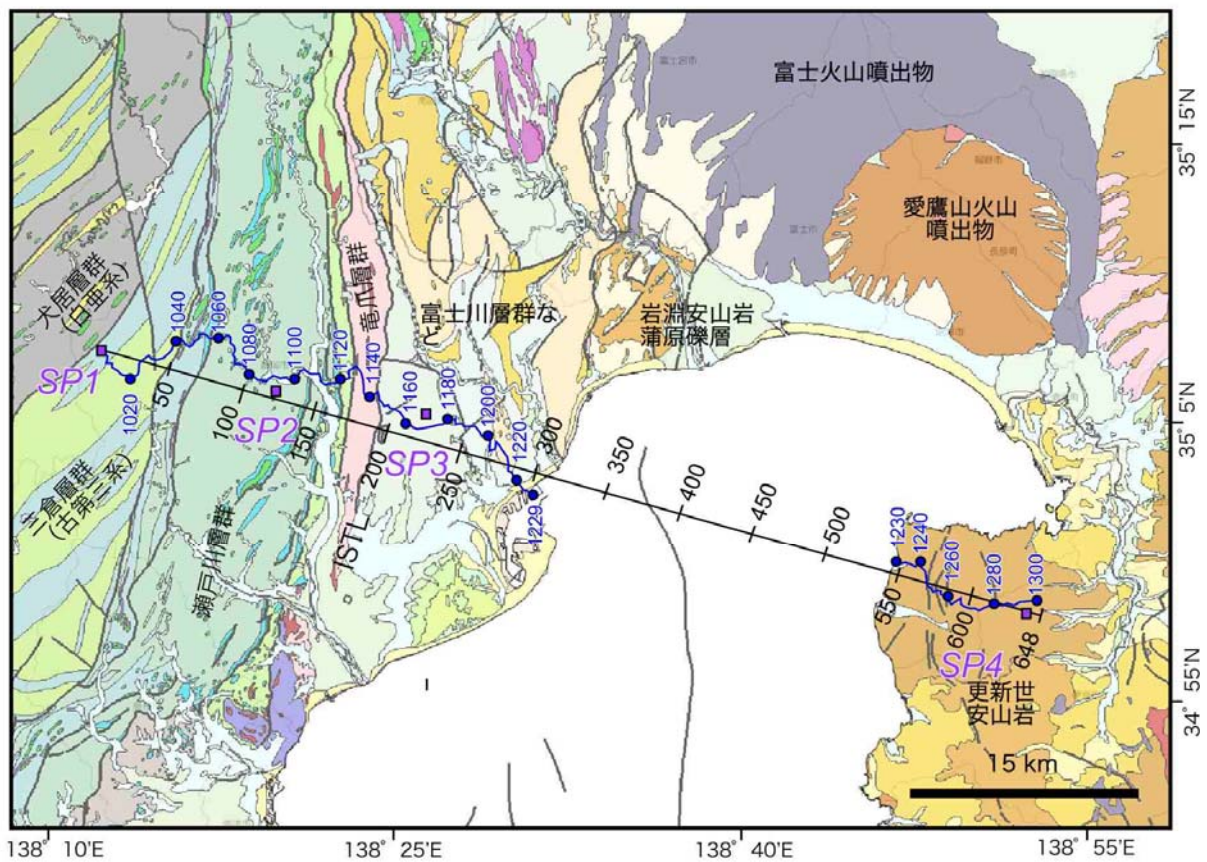


図 1 相模湾横断地殻構造探査測線周辺の地質図と測線図

紫色四角: 発破点、SP: 発破点番号、青線: 受振点設置ルート、青丸: 受振点番号、黒直線: 重合測線、黒字数字: CDP 番号、地質図は産業技術総合研究所の地質図 Navi (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#11,35.13501,138.49554>)

本地殻構造探査を実施するにあたり、静岡県、静岡市、静岡県漁業協同組合連合会および由比・小川・戸田漁業組合の方々には、探査にご協力いただいた。ここに記して謝意を表す。また、本地殻構造探査には、本重点的調査・観測経費の他、東京大学地震研究所の経費も使用して実施した。

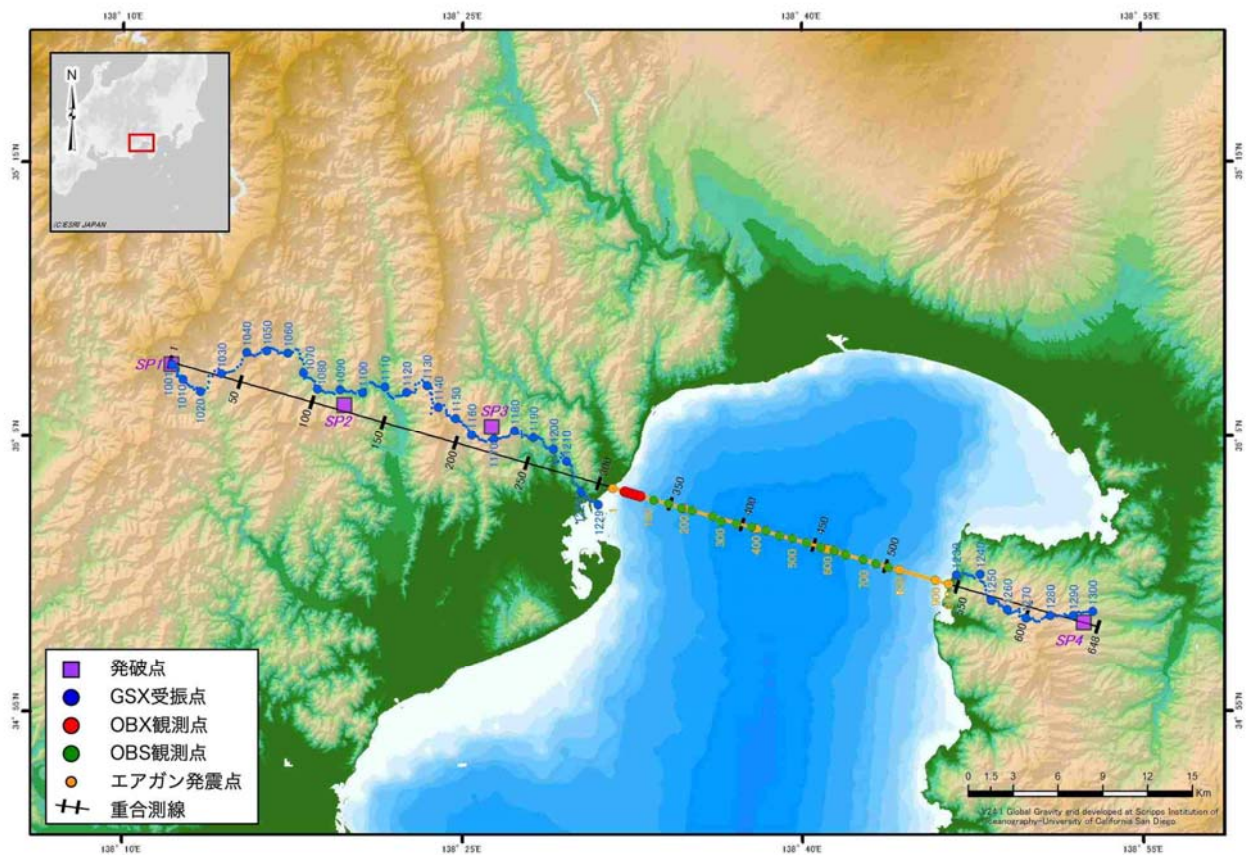


図 2 駿河湾横断地殻構造探査測線図。 SP1~4: 発破点番号、青字:受振点番号、黒字:CDP番号、黄色字:ストリーマケーブル反射法地震探査の CDP 番号。

2) データ取得 (表 1)

a) 陸域測線における受振器設置

陸域測線における受振展開は投影測線上に 100~200 m 間隔で 295 点設定し、実際の受振展開が可能な道路に再投影して受振点位置を決定した。静岡側測線上で 224 点、伊豆半島側測線上で 71 点となる。観測装置として地震研究所所有の GPS 刻時装置、バッテリー、AD 変換器及びデジタル記録機器を内蔵した 3 ch 仕様の独立型受振システム GSX-3 を使用した。受振器は、地震研究所の固有周波数 4.5 Hz の 3 成分受振器 GS-11D を使用した。受振器設置作業は発震予定日 9 月 30 日の前 2 日間に実施した。受振予定位置を基準として携帯型 GPS による座標位置をあわせて北向きを正位置として設置した。発破予定日直前の 9 月 30 日の台風第 24 号通過に伴い、一部受振器の位置が変動していたため、再設置を行った。観測作業終了後の 10 月 4~6 日に受振器を回収した。この際に、3 台の受振器が未回収となったため上記設置数にはこれを含めない。

b) 浅海域測線における受振器設置

浅海域測線における受振展開は、約 1 km の区間に約 250 m 間隔で 5 点の受振点を設置した。観測装置としては浅海用独立型観測装置 OBX を使用した。OBX には 3 成分地震計およびハイドロフォンが内蔵され、内蔵センサにより時刻、方位および傾斜を記録できる。各 OBX はロープでつながれ、陸側端にマーカースイを設置し、海側端には切り離し装置を付属したアンカーを設置した。各 OBX には位置測定のためのトランスポンダを設置し

た。受振器設置作業は 9 月 25 日に実施した。投入前に水深を測定し、連結した OBX を投入後にはアコースティック位置測量を実施した。観測作業終了後の 10 月 5 日に、再度アコースティック位置測量を実施し、受振器の回収を行った。9 月 30 日台風第 24 号通過により一部 OBX の位置座標が変動していたため、発破時刻に合わせて回収時の位置座標を採用した。

表 1 データ取得仕様一覧

調査測線				
総測線長	約 60km			
調査測線位置	静岡市側(陸域)	駿河湾 (西側沿岸海域)	駿河湾 (水深500m以深)	伊豆半島側(陸域)
発震系パラメータ				
震源	含水爆薬	エアガン(1950cu.in.)		含水爆薬
標準発震点間隔	10km	25m(50m往復中点発振)		10km
発震点深度	60m	10m		60m
薬量/ガン圧	200kg	2000psi		200kg
総発震点数	3点	788点(2重合)		1点
受振系パラメータ				
標準受振点間隔	100~200m	250m	1km	100~200m
受振器	4.5Hz3成分速度計	ハイドロフォン+3成分	ハイドロフォン+3成分、または3成分のみ	4.5Hz3成分速度計
総受振点数	224点	5点	12点	71点
記録系パラメータ				
探鉱器	GSX	OBX	OBS	GSX
サンプルレート	4ms	4ms	5msまたは10ms	4ms
記録長	60秒(含水爆薬)、15秒(エアガン)			

c) 海底地震計の設置

東海大学により海域測線上に約 1 km の間隔で 18 台の 3 成分+エアガン (一部) 地震計が設置され、このうち OBS1~6、OBS12~18 の記録が回収された。図 2 に各 OBS 位置を含めて表示した。(図 2、3.1.(2-3) 参照)

d) 含水爆薬による陸域発震

静岡側測線区間に 3 点、伊豆側測線区間に 1 点を選点し、予定位置において 60 m の発破坑を作坑した。発破日前日に 200 kg の含水爆薬を装填し、発破予定時刻を基準にして発破を実施した。各発震点に対し、独立型レコーダおよびラインナップ用受振器 4 点を発震点より約 50 m 離れた地点から約 25 m 間隔で設置し、ラインナップ観測を実施した。各受振器は発震点より巻尺を用いて距離を計測して設置し、携帯型 GPS により座標を測定した。レコーディングパラメータはサンプリング間隔 1 ms でゲインはなし、回収時まで連続記録を取得する設定とした。発震作業は 10 月 1 日未明に計画していたが、9 月 30 日の台風第 24 号の通過のため順延し、10 月 2 日未明および 10 月 2 日夜間の 2 回に分けて実施した。

発震諸元を以下に記す。

SP1 . . . 静岡県静岡市葵区崩野字奥ヒカケ

座標 : 北緯 35°07'42.89"、東経 138°12'03.67"
発震薬量 : 204.384 kg
坑底深度 : 60.7 m
薬長 : 36.8 m
薬頭深度 : 23.9 m
発震時刻 : 2018年10月2日23時32分10.999075秒

SP2 . . . 静岡県静岡市葵区落合

座標 : 北緯 35°06'09.29"、東経 138°19'45.52"
発震薬量 : 204.384 kg
坑底深度 : 61.6 m
薬長 : 36.9 m
薬頭深度 : 24.7 m
発震時刻 : 2018年10月2日00時02分10.999076秒

SP3 . . . 静岡県静岡市清水区吉原字大根山冷水

座標 : 北緯 35°05'21.55"、東経 138°26'15.94"
発震薬量 : 204.384 kg
坑底深度 : 61.0 m
薬長 : 37.8 m
薬頭深度 : 23.2 m
発震時刻 : 2018年10月2日03時07分11.499061秒

SP4 . . . 静岡県伊豆市修善寺

座標 : 北緯 34°58'14.23"、東経 138°52'20.68"
発震薬量 : 204.384 kg
坑底深度 : 62.05 m
薬長 : 37.15 m
薬頭深度 : 24.0 m
発震時刻 : 2018年10月2日01時02分11.003081秒

e) エアガン発震

東京海洋大学により実施された海域測線におけるエアガン発震について（3.1. (2-2) 参照）、本調査で展開した陸域受振点、浅海域受振点によりデータを取得した。エアガン震源は 1950 cu.inch の容量で、海域測線上 25 m 間隔で 788 点を 2 回、合計 1576 回、発震した。陸域および浅海域の受振点を展開した期間の、10月2日および10月3日の夜間にエアガン発震を実施した。

f) 発震記録

各発破を陸域および浅海域受振点、OBS で観測した記録を図 3~5 に表示する。帯域通過フィルタを 2/3/5/8 Hz のパラメータで適用し、トレースごとに規格化して表示した。

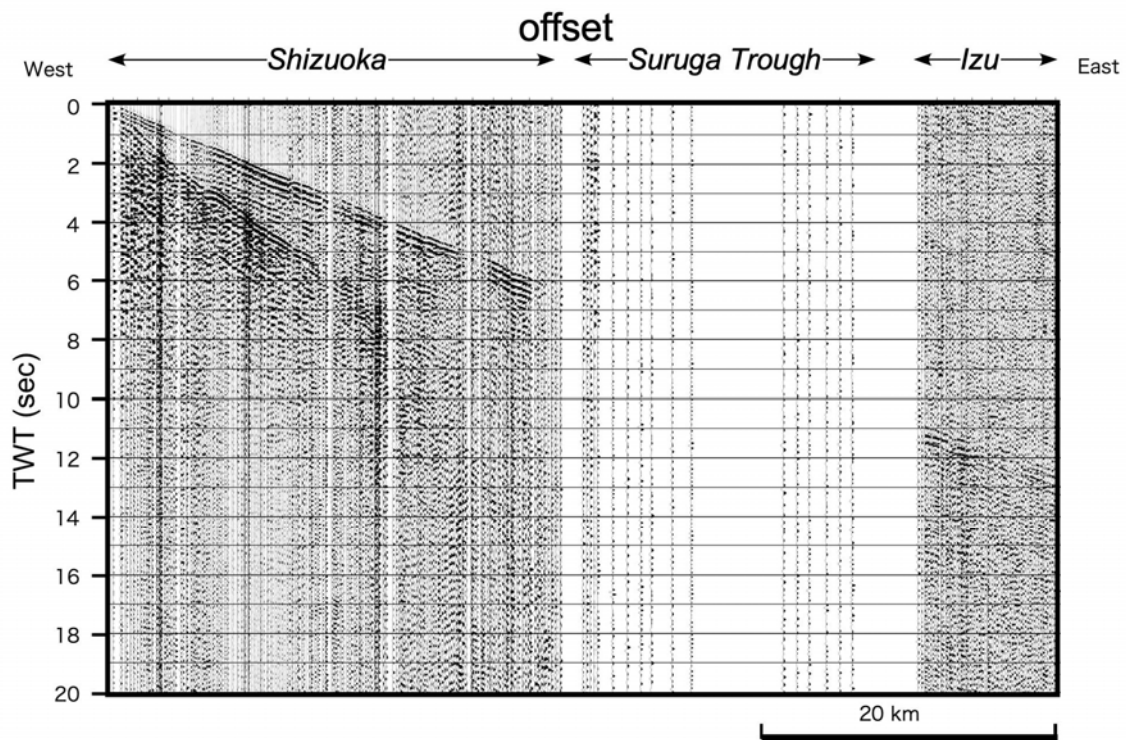


図 3 発破 SP1 の受振記録

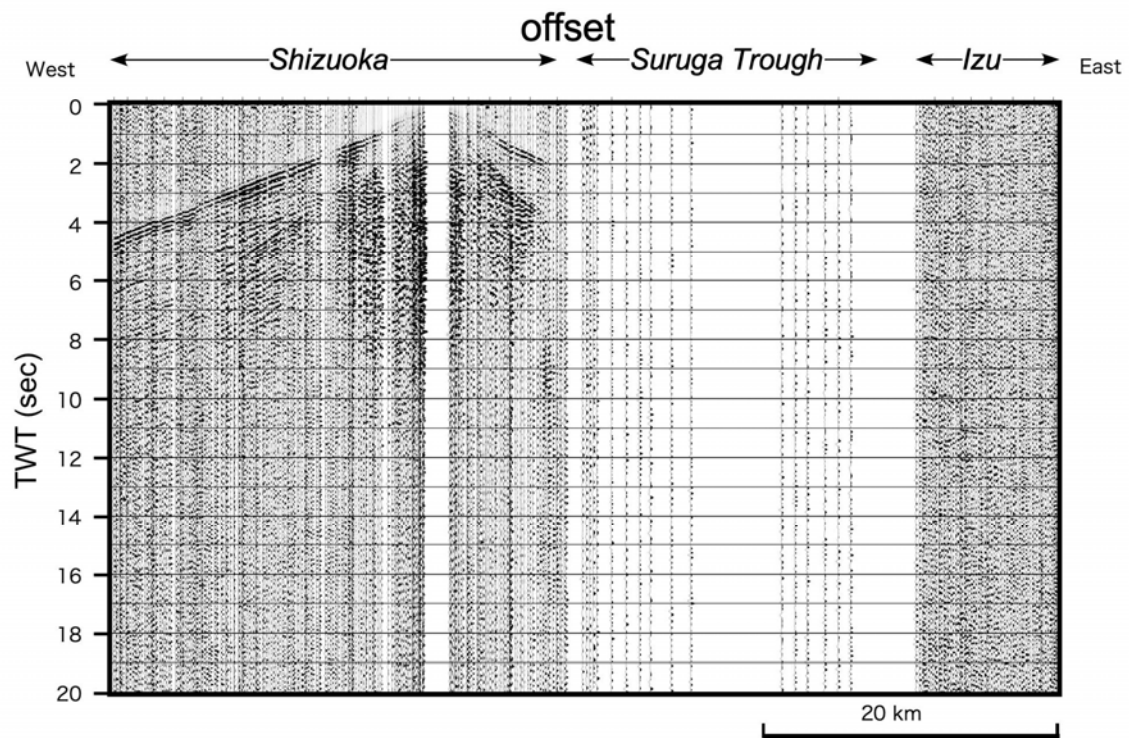


図 4 発破 SP3 の受振記録

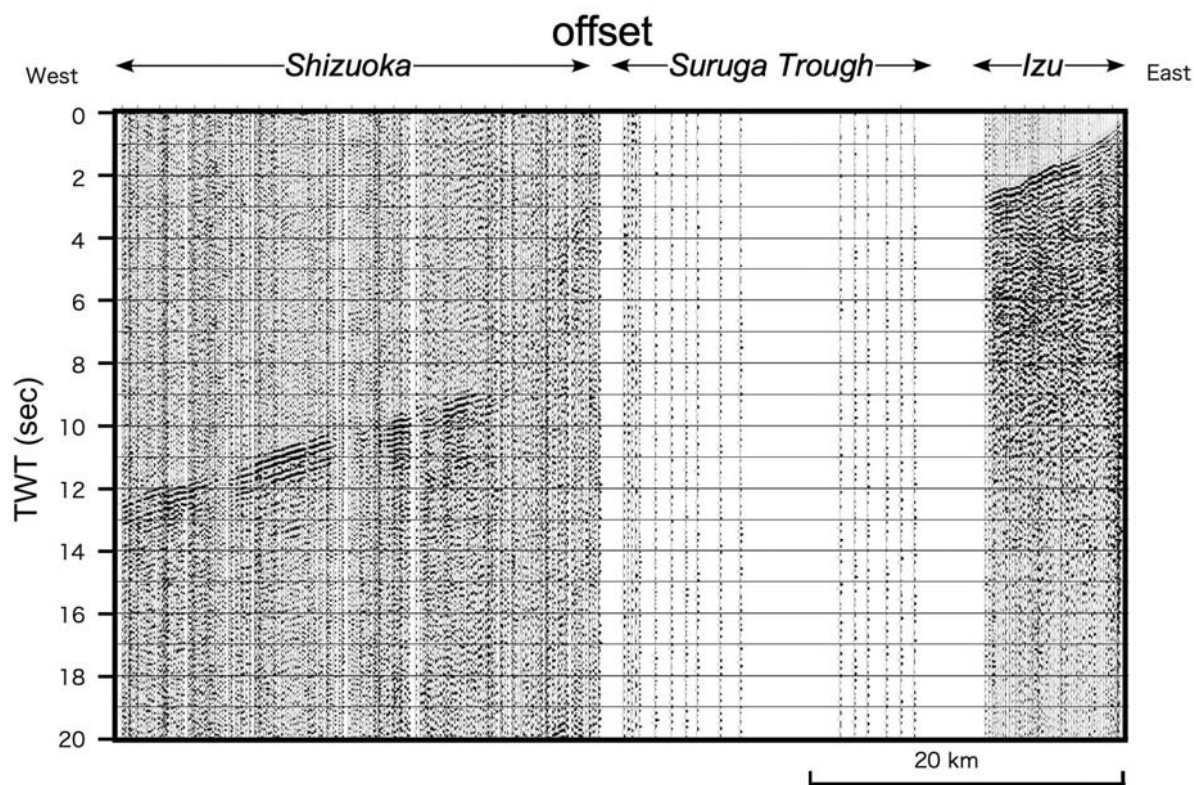


図 5 発破 SP4 の受振記録

エアガン発震のうち代表的な記録を陸域および浅海域受振点、海域受振点で観測した記録を図 6 に表示する。帯域通過フィルタを 2/3/5/8 Hz のパラメタで適用し、トレースごとに規格化して表示した。

一つの受振点に対する全てのエアガン発震記録を集めた共通受振点記録は、相反性により受振点位置で発震し、エアガン発震位置で受振した記録と同等となる。これより各発破点に対し、陸域受振点での記録とエアガン発震による発破点位置近傍の受振点の受振記録を統合して表示した発震受振統合発震記録を図 7～11 に示す。帯域通過フィルタは 2/3/10/12 Hz のパラメータで適用し、振幅補償を 5000 ms AGC で適用した。

OBS において取得された発破およびエアガン発震記録を用いて、上記と同様に、各 OBS 位置において発震受振統合記録を作成した図面を図 12・13 に示す。このとき一部については SN 比を向上させるために隣接するエアガン発震の記録を重合して表示した。

本波形表示において、陸域受振点で屈折波初動は明瞭に確認され、見掛け初動は静岡側浅部で 5 km/s 程度、伊豆側浅部で 2.5 km/s 程度、またオフセットの大きい深部屈折波で 6.5 km/s 程度が確認される。海域受振点の記録では海中を伝播する音波が卓越して見られ、繰り返し波が見られるなど SN 比が相対的に悪く確認が難しいが、屈折初動は連続して確認できる。海域から陸域へ音波が変換された波で被覆され、明瞭ではないが屈折初動の後続波として 6～8 秒前後に広角の反射波が見られる。

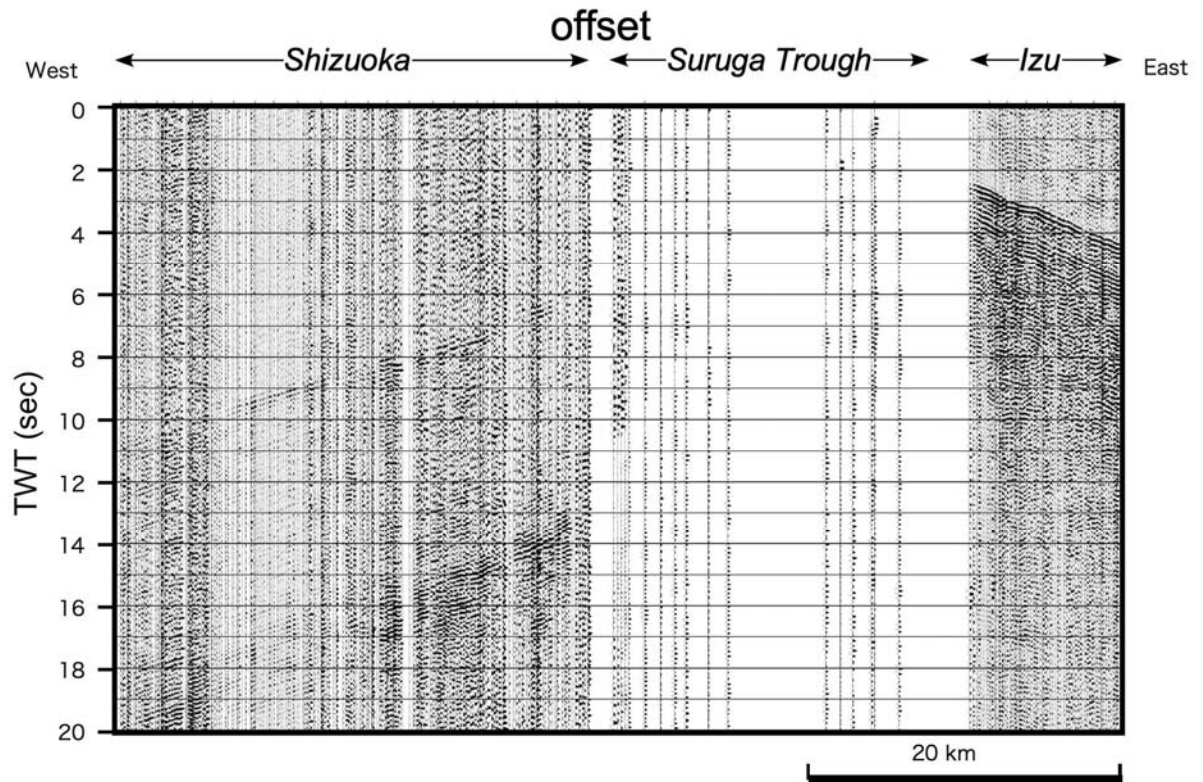


図 6 エアガン発震記録例(SP471, bp 2/3-5/8, tsgm)

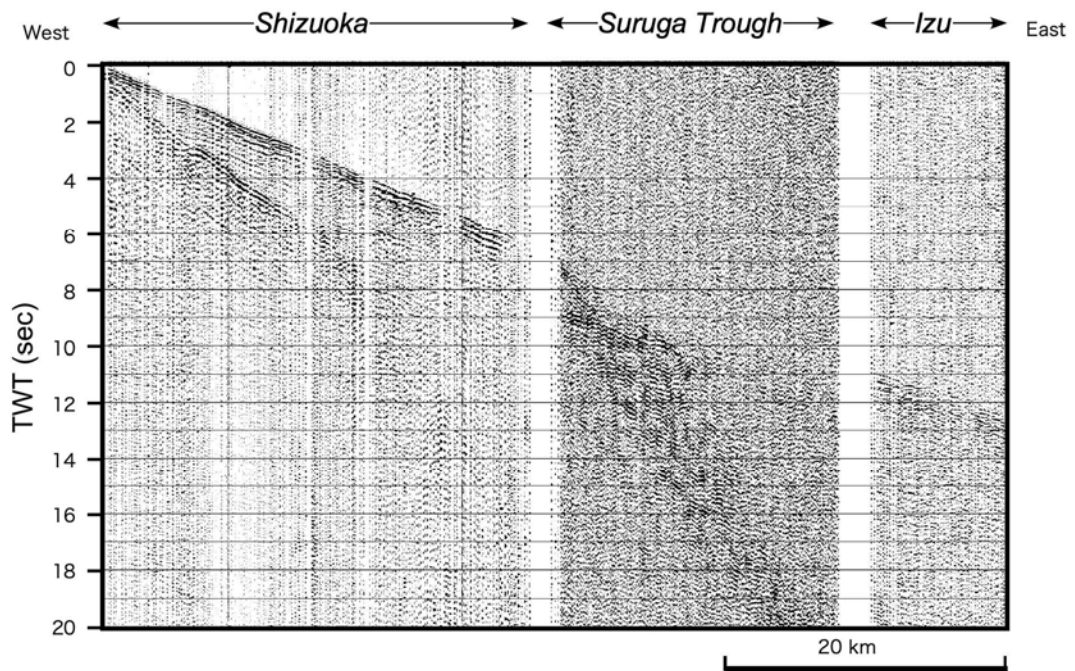


図 7 発震受振統合発震記録(SP1, bp 2/3-10/12, AGC5000ms, tsgm)

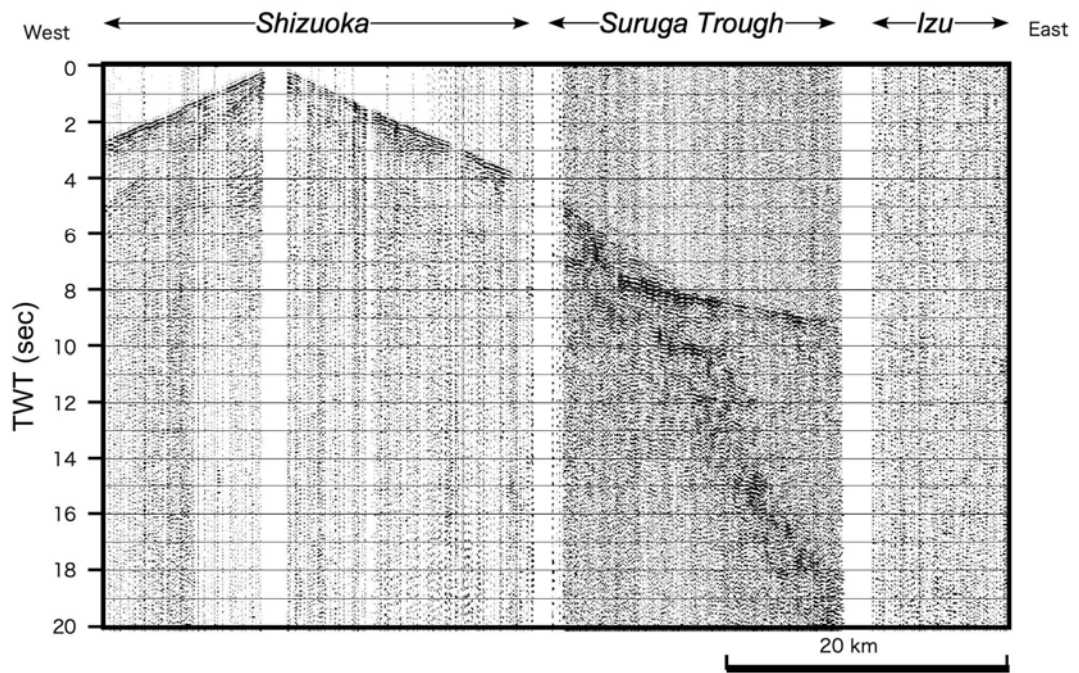


図 8 発震受振統合発震記録(SP2, bp 2/3-10/12, AGC5000ms, tsgm)

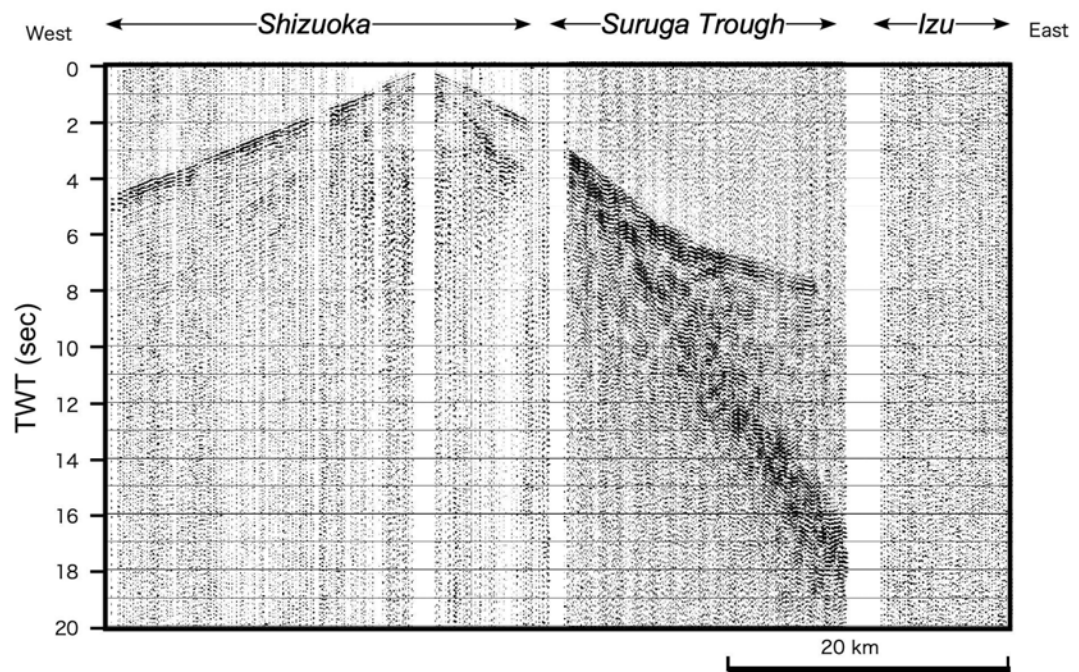


図 9 発震受振統合発震記録(SP3, bp 2/3-10/12, AGC5000ms, tsgm)

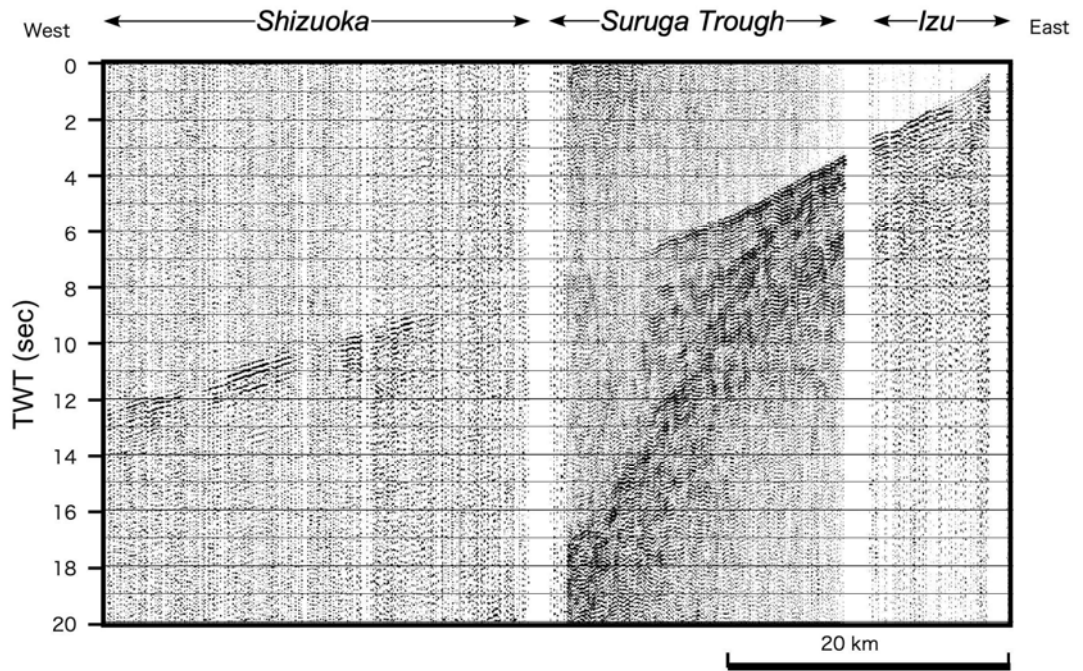


図 10 発震受振統合発震記録(SP4, bp 2/3-10/12, AGC5000ms, tsgm)

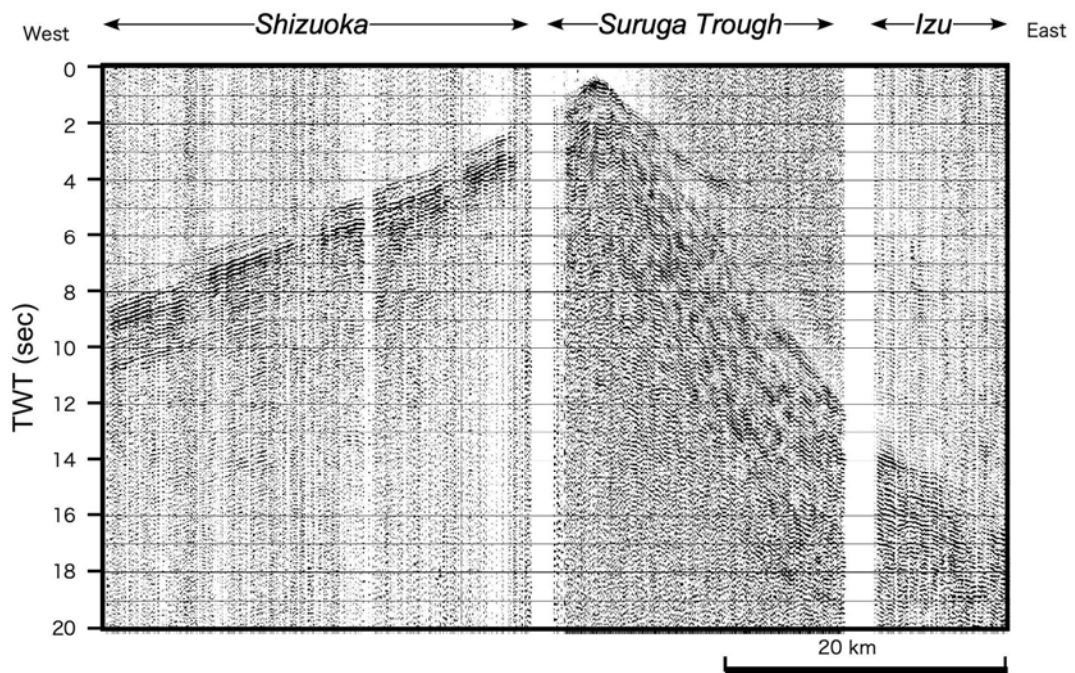


図 11 発震受振統合発震記録(OBS2, bp 2/3-5/8, tsgm)

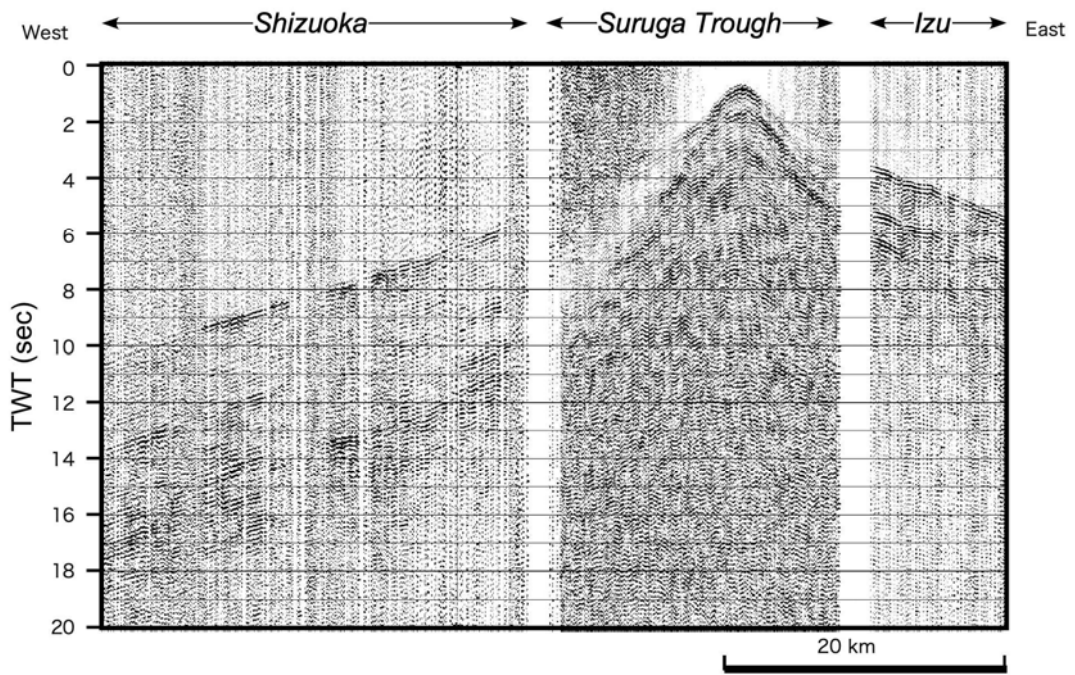


図 12 発震受振統合発震記録(OBS13, bp 2/3-5/8, tsgm)

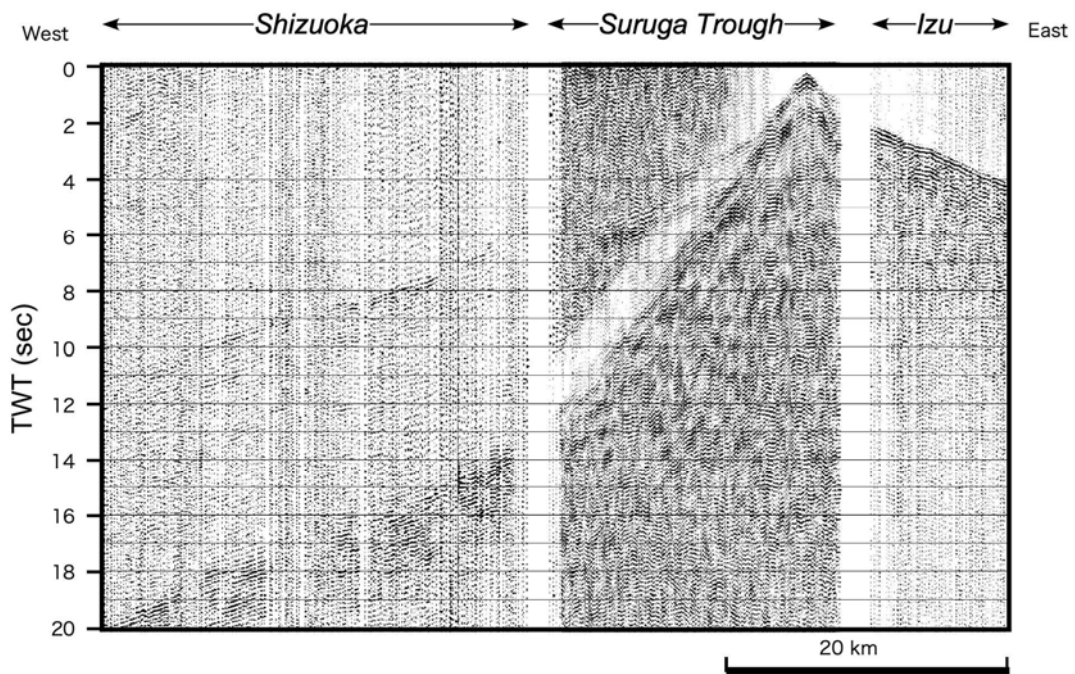


図 13 発震受振統合発震記録(OBS18, bp 2/3-5/8, tsgm)

3) データ処理・解析

a) 反射法データ解析

発破およびエアガン発震により陸域受振点、浅海域受振点、海域受振点で取得された記録を用いて、反射法解析を実施した。反射法処理のフローを図 14 に、解析に用いたパラメータを表 2 に示す。

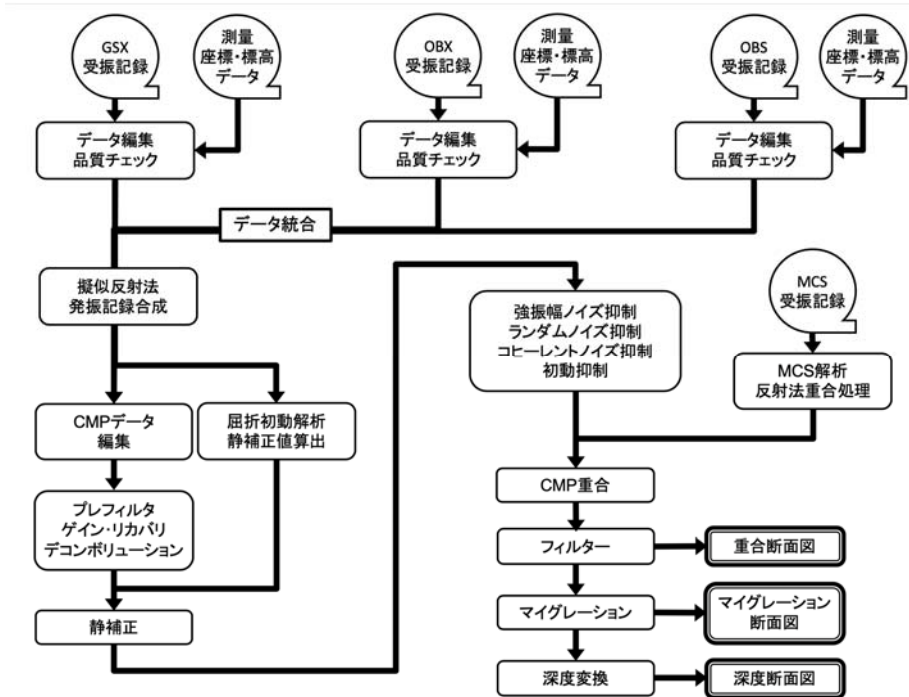


図 14 反射法データ処理ワークフロー

b) 反射法処理フロー

(i) フォーマット変換およびデータ編集 (Format Conversion and Trace Edit)

フィールドユニットに記録された原記録 (Original Format) について、SuperX (JGI Internal Format) フォーマットへ変換を行った。各発破およびエアガン発震の時刻を基準として 22 秒間のデータに切り出した。GSX 記録に関しては上下動の記録を用いた。OBX 記録に関しては記録された方位および傾斜の情報から上下、東西、南北成分に回転し、このうち上下動の記録を用いた。OBS 記録に関しては東海大学より提供された上下動成分を用いた。

(ii) トレースヘッダーへの測線情報の入力 (Geometry Application)

SuperX トレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各 CMP のインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は平均海面位置に設定した。また、CMP 重合測線は下記の基準によって決定した。

CMP 間隔.....	100.0 m
CMP 範囲.....	1 ~ 642
重合測線からの最大偏倚制限.....	なし

表 2 解析パラメーター一覧

	処理項目	パラメータ項目	パラメータ
1	フォーマット変換		OriginalフォーマットからSUPERXフォーマットへ変換
2	測線情報セット		
3	最小位相変換	ターゲット	エアガンデータ
4	屈折初動解析		
5	静補正	手法 インバージョン 発震点における表層速度 受振点における表層速度 表層基底層速度 標高補正速度	屈折法解析 タイムタム法 1800 m/sec 1800 m/sec 3000 m/sec 表層基底層速度
6	ノイズ抑制(ランダムノイズ抑制)	オペレータ長 ゲート長 時間ゲート長 オペレータタイプ 時間ゲートオーバーラップ長	7 CMPs 49 CMPs 500 msec Two-Side 375 msec
7	ノイズ抑制(線形ノイズ抑制)	処理領域 オペレータモード オペレータ長 速度範囲 ターゲット周波数 前処理 AGCゲート長	共通発震点領域 reject 11 traces -3000 ~ 3500 m/sec 0/2 ~ 80/90 Hz 静補正処理、NMO補正、AGC適用 300 msec
8	振幅補償	手法 AGCゲート長 ゲートスライディング速度	AGC 5000 msec 5000 m/sec
9	デコンボリューション	手法 モード ゲートスタートタイム ゲート長 オーバーラップ長 オペレータ長 予測距離 ゲートスライディング速度 ホワイトノイズ	予測型デコンボリューション Non Time Variant 250 msec 3000 msec - 500 msec 48 msec 5000 m/sec 0.5%
10	CMPデータ編集	ピンサイズ CMP制限	100 m none
11	NMO補正	ストレッチファクター	1.8
12	CDP重合	手法 振幅調整	CMP重合法 重合数の平方根
13	重合後デコンボリューション	手法 モード ゲートスタートタイム ゲート長 オーバーラップ長 オペレータ長 予測距離 ゲートスライディング速度 ホワイトノイズ	予測型デコンボリューション Automatic Time Variant 2000 msec 4000 msec - 640 msec 32 msec 5000 m/sec 1.0%
14	周波数-空間予測フィルタ	オペレータ長 ゲート長 時間ゲート長 オペレータタイプ 時間ゲートオーバーラップ長	7 CMPs 49 CMPs 500 msec Two-Side 375 msec
15	バンドパスフィルター	オペレータ長 通過帯域(0-1000ms) (1000-2000ms) (2000-4500ms) (4500-20000ms)	600 msec 10/10 - 80/80 Hz 8/8 - 40/40 Hz 6/6 - 20/20 Hz 2/3 - 10/12 Hz
16	マイグレーション	手法 最大傾斜角 サンプリング間隔 速度タイプ	差分法時間マイグレーション 15 degree 4 msec スムージング速度
17	深度変換	基準面	平均海水面

(iii) 屈折波初動解析(Refraction Analysis)

改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。この手法では解析対象とする屈折面が2次元ブロックに分割され、各ブロックに対して表層基底層速度が定義される。このモデルは以下の関係式で記述される。

$$T_{ij} - \sum_k s_{k,0} \Delta_{ijk} = a_i + b_j + \sum_k \delta s_k \Delta_{ijk} \tag{1}$$

ここに、 T_{ij} は屈折初動走時、 a_i, b_j は発震点及び受振点タイムターム、 $s_{k,0}, \delta s_k, \Delta_{ijk}$ は各ブロックにおけるスローネス初期値、スローネスの初期値からの偏倚量及び屈折波線長である。この受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度はインバージョン(Generalized Linear Inverse Method)によって算出される。改良型タイムターム法解析の結果を用いて、表層基底層速度は各発震点及び各受振点について以下の様に計算される。

$$D_w = \frac{T_m}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_w}{V_{sw}}\right)^2}} \cdot V_w \tag{2}$$

ここに、 T_m は'Time-Term'、 V_w は表層速度、 V_{sw} は表層基底層速度である。

(iv) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

エアガン発震記録については、ガン構成およびガン深度より合成したエアガン震源波形を用いて、最小位相変換処理を適用した。

以降のノイズ抑制処理の適用を検討するため、発震受振統合発震データに対し以上の処理を適用し、共通反射点編集後に各発震点の midpoint までの CDP 範囲で単一の統合発震点データを表示した 100 %断面を図 15 に示す。

(v) ランダムノイズ抑制処理(Random Noise Attenuation)

発震記録上に見られるランダムノイズを抑制し、S/N を向上させるために周波数-時間領域(F-X)予測フィルタを適用した。本手法では、周波数-空間領域において複素型予測フィルタが設計・適用される。適用する際には一時的処理として、浮動基準面に対する静補正、AGC スケーリング、NMO 補正を適用している。

- オペレータ長..... 7 traces
- 空間ウィンドウ長..... 49 traces
- 時間ウィンドウ長..... 500 msec
- 適用領域..... 共通発震記録

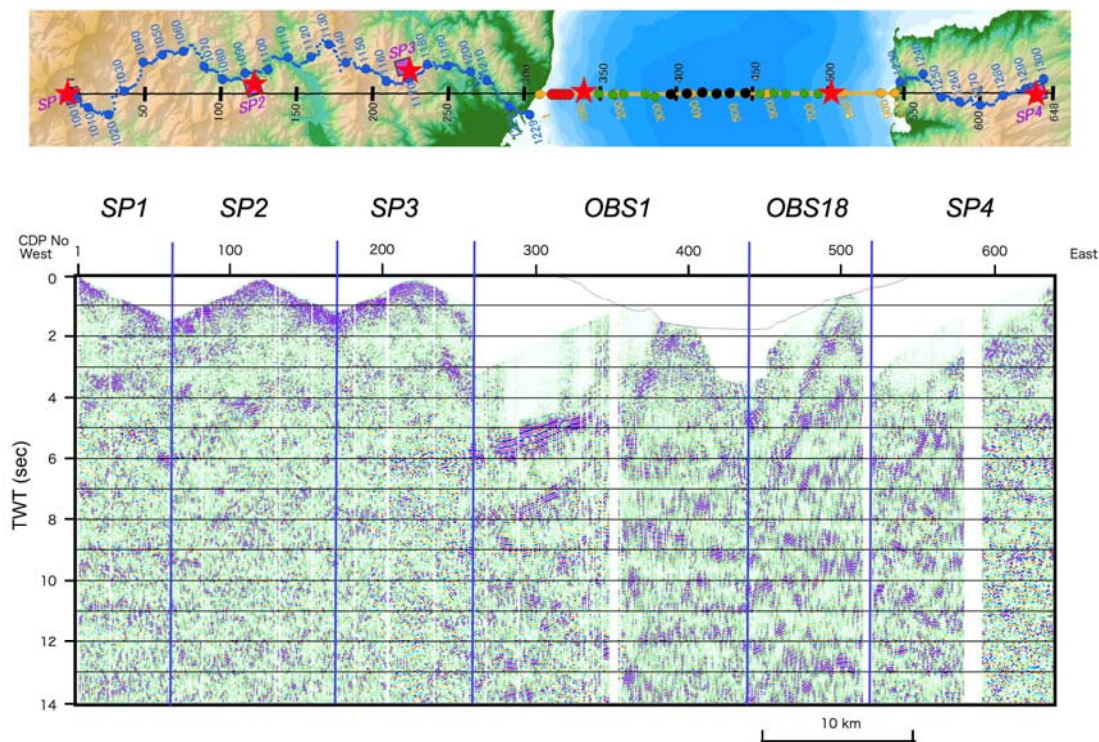


図 15 発震受振統合記録による 100 %時間断面図(青線は各発震による CDP 範囲)。測線図の凡例は、図 2 参照。●は記録が使用不能となった OBS の設置地点。

(vi) 線形ノイズ抑制処理 (F-X Velocity Filter)

表面波に代表されるコヒーレントノイズを抑制するために周波数-空間領域で速度フィルタを適用した。本処理内において NMO 補正および AGC を適用し、共通受振点領域に対して処理を行った。

- オペレータ長..... 11 traces
- 抑制処理を行う周波数..... 0/2~80/90 Hz
- 除去速度帯域..... 0/0~3000/3500 m/sec
- 適用領域..... 共通発震記録

(vii) 初動ミュート (First-break Suppression)

強振幅の屈折波初動およびその繰り返しを抑制する目的で、初動抑制処理を実施した。処理においては、後述する屈折法解析に向けて読み取った屈折初動走時を参照して、それに平行する波群を抽出し、原記録から減算した。

(viii) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

上述(2)のパラメータによって、共通反射点の編集を実施した。

(ix) 浮動基準面に対する静補正 (Static Corrections to FDP)

浮動基準面に対する静補正を実施した。静補正については、下式で定義される標高補正量及び表層補正量の和として各発震点、受振点について与えられる。

[A] 標高補正 T_e : 観測面を一定基準面へ補正する。

$$T_e = - (H_e - H_b) / V_{ec}$$

[B] 表層補正 T_w : 低速度の表層構造変化による影響を除去する。

$$T_w = S_d * (-1/V_w + 1/V_{sw})$$

ここに、 H_e : 発震点あるいは受振点標高(m)

H_b : 基準面 [海拔 * m]

S_d : 表層厚(m)

V_w : 表層速度(m/s)

V_{sw} : 表層基底層速度(m/s)

V_{ec} : 標高補正速度(1800 m/s)

である。本処理では標高補正速度(V_{ec})として下記の基準面補正速度(V_c)と同じ値を用いた。

表層補正值は、前述(3)の屈折波初動解析による結果を用いて計算された。本測線の基準面(Datum)は平均海水面位置に設定された。絶対値の大きい標高補正值の適用を回避するため、CDPに近接する受振点標高を基に長波長成分を抽出してCMPアンサンブル上において平均標高を定義し、これを浮動基準面 (FDP:Floating Datum Plane) とした。この FDP から基準面までの基準面補正量 T_d は、下記のように定義される。

$$T_d = -2.0 * (H_f - H_b) / V_c$$

ここに、

H_f : 浮動基準面 (FDP)

V_c : 基準面補正速度 (1800 m/sec)

である。この FDP の計算には CMP に近接する受振点の標高値を参照した。

(x) 振幅補償 (Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰、多層構造内を透過、多重反射することによる伝播損失及び非弾性効果による減衰、さらには受振点、発震点毎のカップリングの相異に起因する振幅特性の変化を補償することを目的として、自動振幅調整による振幅補償を行った。

(xi) デコンボリューション (Deconvolution)

震源波形、地層効果、記録系の集積としての基本波形を地震トレースから推定・除去し、記録の分解能向上を図るためにデコンボリューションを適用した。

予測距離 : 48 ms

設計ゲート長 : 3000 ms

オペレータ長 : 500 ms

プリホワイトニングファクター : 1.0 %

ゲートタイプ : Automatic-tv

アルゴリズム : Predictive Deconvolution

(xii) NMO 補正 (Normal Moveout Corrections)

後述の屈折法解析により求められた区間速度を用いて、重合速度-時間の関数に変換し時間-空間方向に内挿した速度テーブルに従って NMO 補正を適用した。

(xiii) 重合前振幅調整 (Amplitude Conditioning before Stacking)

トレース間の振幅バランスを調整するため、自動振幅調整による振幅補償を行った。

(xiv) 共通反射点重合処理 (CMP Stacking)

NMO 補正及び残差静補正適用後の共通反射点アンサンブルに関して水平重合処理を実施した。

(xv) 重合後デコンボリューション(Deconvolution)

重合後断面に見られる多重反射ノイズの抑制を目的として、予測型デコンボリューションを適用した。

予測距離 : 32 ms
設計ゲート長 : 4000 ms
オペレータ長 : 640 ms
プリホワイトニングファクター : 1.0 %
ゲートタイプ : Automatic-tv
アルゴリズム : Predictive Deconvolution

(xvi) 基準面補正 (Datum Corrections)

浮動基準面から基準面への時間補正を適用した。

(xvii) 周波数-空間領域予測フィルタ (F-X Prediction Filter)

周波数-空間領域において複素型予測フィルタを設計・適用してランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させる F-X 予測フィルタ処理を実施した。

オペレータ長..... 7 traces
空間ウィンドウ長..... 49 traces
時間ウィンドウ長..... 500 msec
適用領域..... 重合後記録

(xviii) 重合後時間マイグレーション (Post-Stack Time Migration)

時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、時間-空間座標領域における差分法時間マイグレーション(15°近似)を実施した。マイグレーション速度には時間及び空間方向に平滑化および 60 %のスケールリングを施した重合速度を用いた。また、標高変化を伴うデータに対し、基準面 (Datum) から浮動基準面 (FDP) までの区間を零速度層によって充填する手法を採用した。

(xix) 時間-空間可変帯域通過フィルタ (Space-Time Variant Band Pass Filter)

反射波の有効周波数帯域が周波数成分解析によって決定され、時間-空間可変の零位相

帯域通過フィルタを適用した。

通過帯域： 10/10 – 80/80 Hz (0-1000 ms)
8/8 – 40/40 Hz (1000-2000 ms)
6/6 – 20/20 Hz (2000-4500 ms)
2/3 – 10/12 Hz (4500-20000 ms)

以上の処理ステップを逐次経ることによって、図 16 の CMP 重合処理断面図を得た。

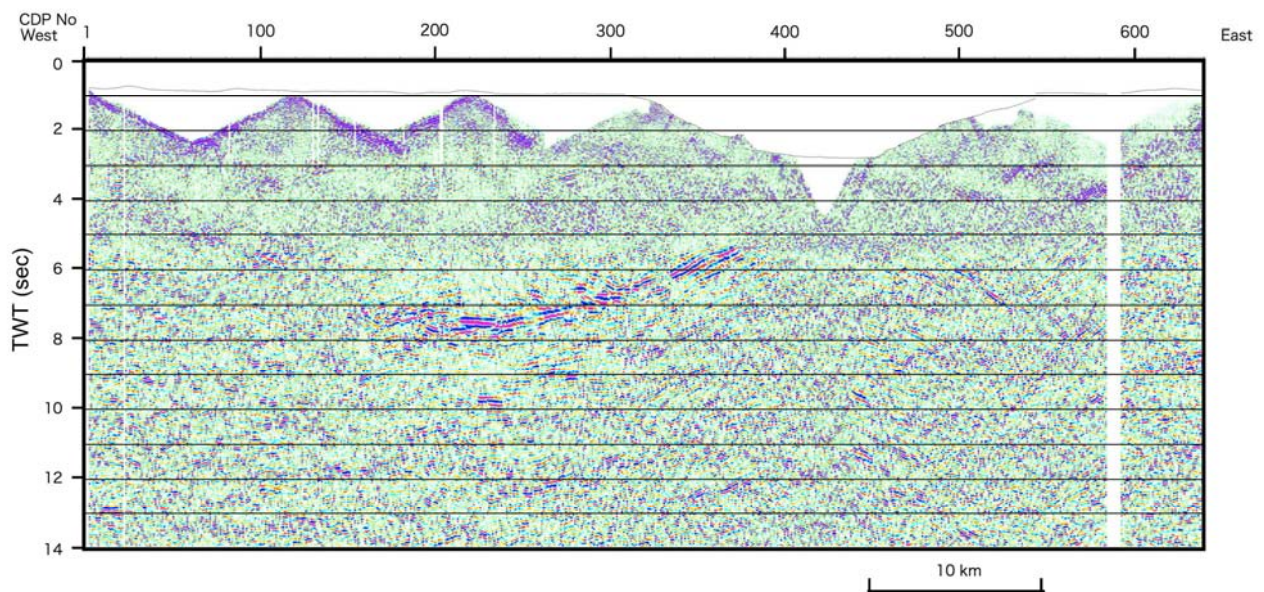


図 16 CMP 重合時間断面図

c) 地震波干渉法による擬似発震点合成

海底受振計 OBS の欠損部を補い、リデータミングを施すことを目的として、地震波干渉法を用いた疑似発震記録を合成し、反射法解析記録に統合した。

地震波干渉法は、異なる受振点で観測された地震波形の干渉処理（コリレーション型、またはデコンボリューション型）により、ある受振点位置を仮想的な振源とする地震波形を合成するデータ処理技術である。図 17 は、地中のある振源に対して地表の異なる受振点で観測を行った場合の地震波干渉法の概念図である。振源から点 B に到達した波（走時 t_a ）とその波が地表面で反射し地中を伝播して点 A に到達した反射波（走時 t_b ）について相互相関を計算することにより、走時 $t_a - t_b$ に点 B を振源として点 A で観測される反射波が合成される。この操作を複数の自然地震や常時微動に対して実施し、重合することによって、各合成波形の S/N を向上させる処理を実施する。

地震波相互干渉による仮想振源記録は、トレース間のコリレーション処理またはデコンボリューション処理により合成できる。コリレーション型は安定した計算が期待できる。一方、デコンボリューション型は震源スペクトルを必要としないため自然地震や爆破記録へ適している。本解析においてはデコンボリューション型を採用し、オペレータ長は 120 msec とした。

地震波干渉法においては、受振点を m 点設置した場合、全ての受振点の位置が仮想的

な発震点または受振点となるので $m \times m$ 組の新たな波形記録を合成することができる。これは、本手法の重要な特徴の一つであり、受振器アレイ展開による爆破振源記録に対して適用した場合、合成される記録は固定展開による反射法地震探査の記録に相当する。従って、その合成された仮想振源記録に対しては、通常の反射法地震探査処理に用いられる CMP 重合法のような標準的な処理プロセスを適用することが可能となる。

本解析のエアガン発震データに関しては、全ての発震点位置が仮想的な受振点位置となるため、各 OBS 位置の記録からその直上の発震点位置へとリデータミングされ、欠損した OBS 位置において合成することが可能となる。

この処理によって得られた合成記録を統合し、得られた重合断面を図 18 に示す。

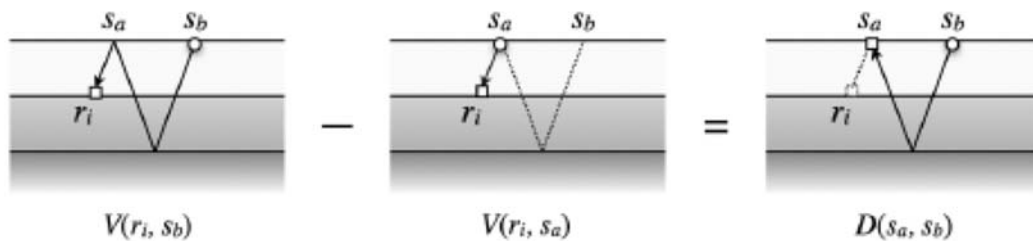


図 17 エアガン-OBS データの干渉法によるリデータミングの概念図 (Shiraishi et al., 2017)。

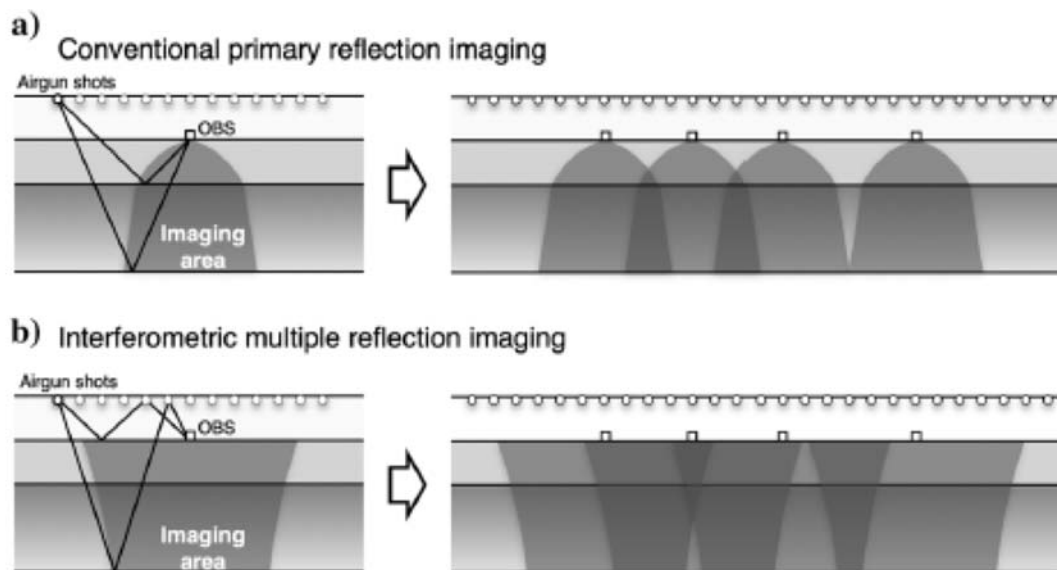


図 18 OBS データの干渉法イメージングの概念図(Shiraishi et al., 2017)。

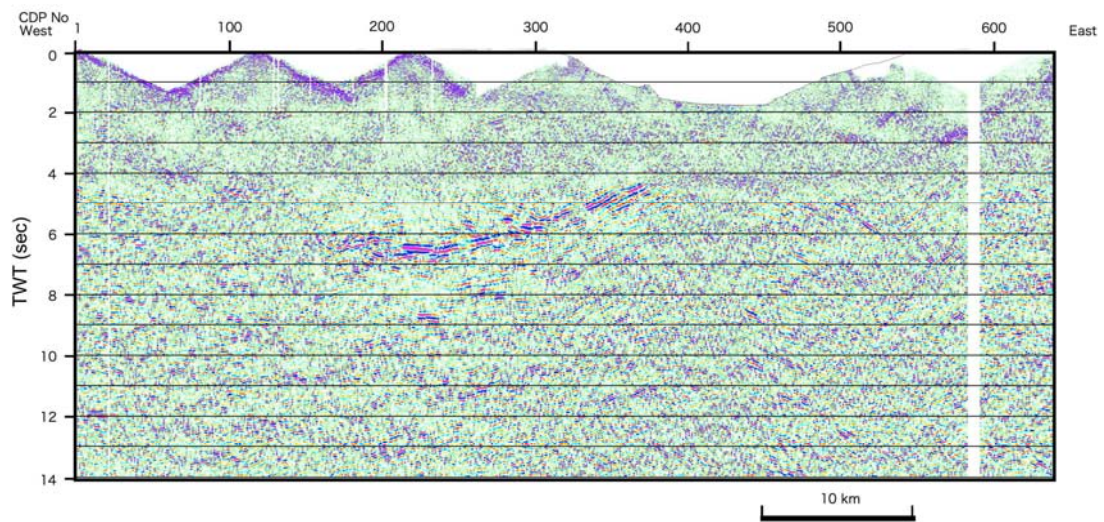


図 19 擬似発震点統合重合時間断面図

d) ストリーマ調査データとの統合解析

東京海洋大学により海域測線上のエアガン発震点と同一の発震点においてエアガン発震を実施し、600 m のストリーマを曳航して 96 ch の受振器による観測が実施された ((2-2)参照)。ノイズ抑制処理を含む基本的な反射法解析を施した。得られた重合前記録を用いて、本解析の CDP 間隔に合わせて再編集し、反射法・擬似発震点重合・ストリーマ解析の統合データを得た。

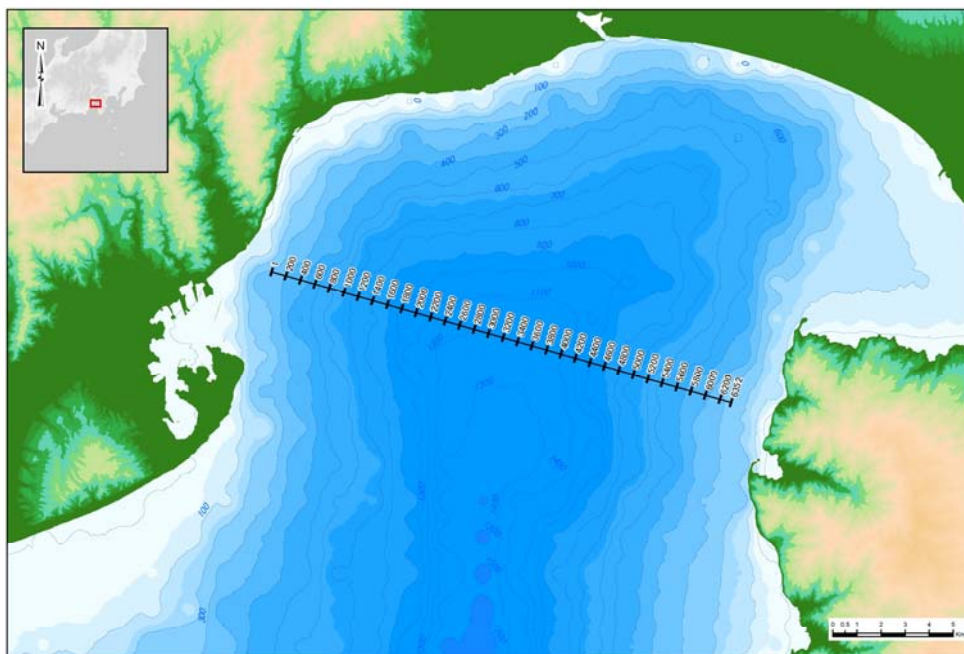


図 20 ストリーマ調査重合測線図。数字は CDP 番号。

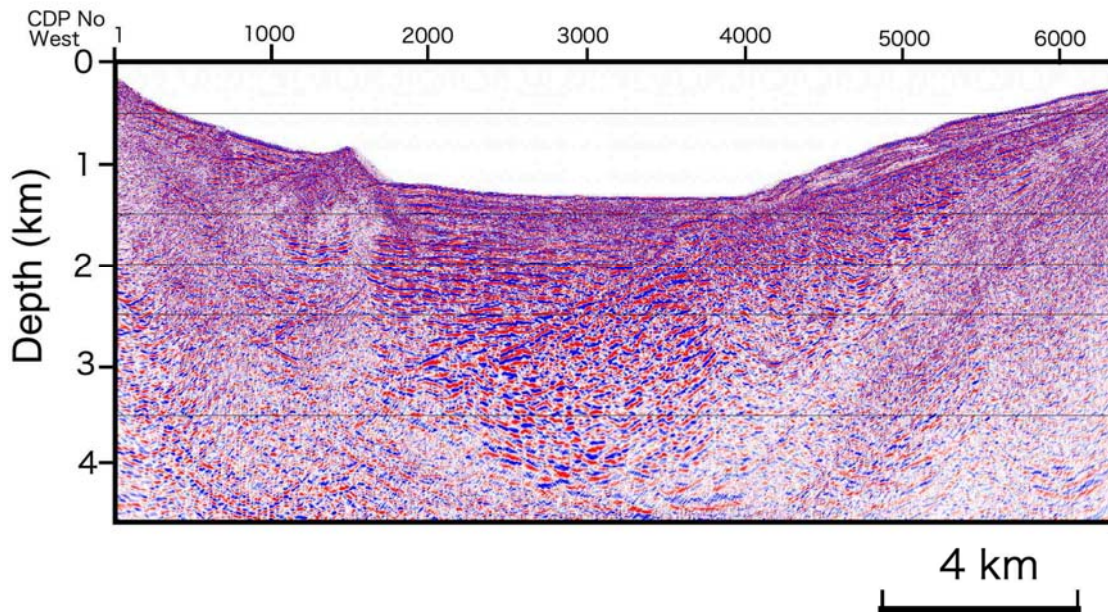


図 21 ストリーマケーブルにより取得された反射法地震探査深度変換断面。

これらのストリーマケーブルのデータを統合し、マイグレーション処理を施した CMP 重合処理断面図が得られた（図 22）。

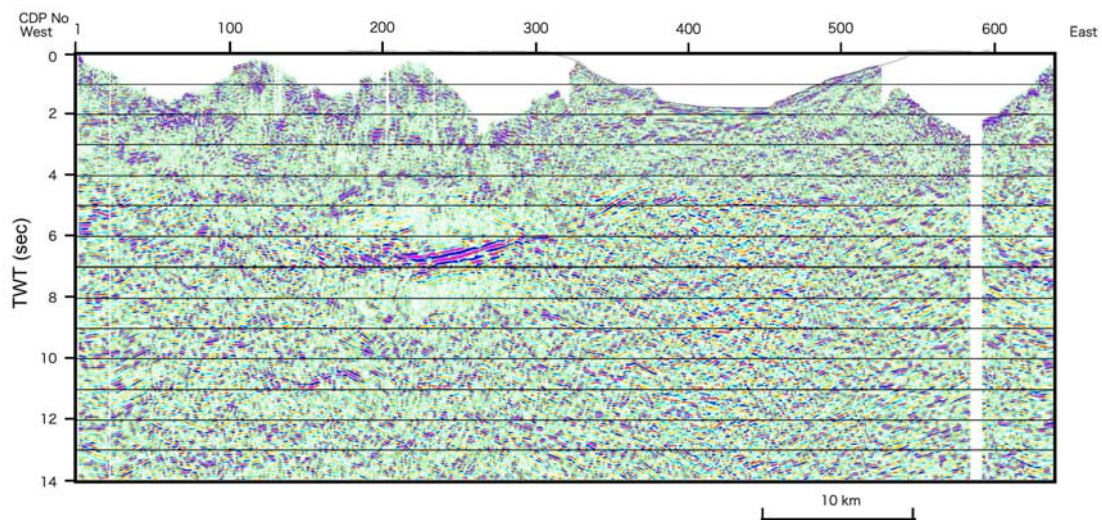


図 22 ストリーマデータ統合重合後マイグレーション時間断面図

e) 屈折法データ解析

発破による陸域受振点および浅海域・海域受振点による観測記録、またエアガン発震による記録を用いて初動読み取りを実施し、トモグラフィ解析を実施した。トモグラフィ解析のフローを図 23 に、パラメータを表 3 に示す。

(i) トモグラフィ解析の概要

トモグラフィックインバージョンにおける理論走時のフォワードモデリングには、Linear Traveltime Interpolation 法(LTI 法, Asakawa and Kawanaka, 1993)を用いた。波線の計算では対象の領域を格子に分割し、各格子を通る波線を求める。LTI 法は各格子をさらに細かく分割し、隣接する格子上の各分割点を結ぶ波線の走時を計算した後、得られた走時の組を用いて走時が最小になるよう波線を補間する。格子のサイズ・分割点にかかわらず走時が最小になる波線経路を計算することにより、他の走時計算法と比較して正確さと安定性に利点を持つ。

インバージョンのアルゴリズムには基本的に、Simultaneous Iterative Reconstruction Technique(SIRT 法)を用いた。トモグラフィックインバージョンでは一般に、格子に分割された領域に対し波線経路に沿った格子上に走時の観測値と計算値の差を速度の修正値として割り振り、波線計算と速度修正値の決定の反復計算をする Algebraic Reconstruction Technique(ART 法)によるインバージョンを行う。通常の ART 法では各格子上で波線ごとに計算した速度の修正値をそれぞれ逐次的に適用するが、SIRT 法では全波線で計算した速度の修正値の平均を取った値による修正を適用する。さらに本解析に用いる SIRT 法では、速度の修正値の計算において各格子内を波線が通過する時間により残差走時を比例配分する改良を施してある。また波線周辺の格子を波線からの距離に応じた重みをつけて更新対象にすることで、計算の安定化を図っている。

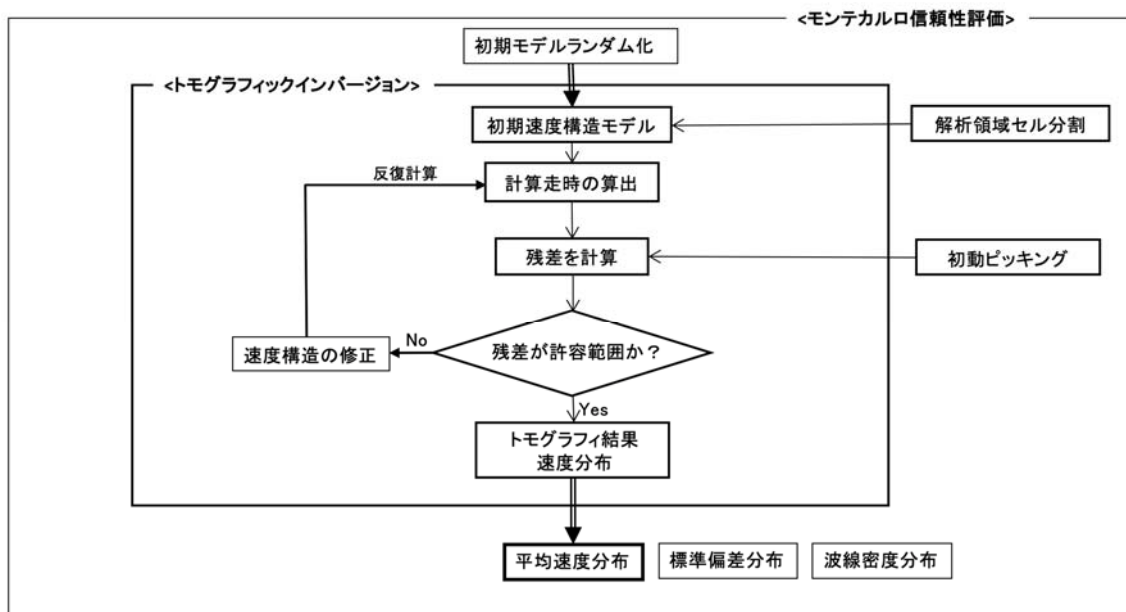


図 23 トモグラフィ解析のフロー。

表 3 屈折トモグラフィ解析のパラメータ一覧

	処理項目	パラメータ項目	パラメータ
5	投影測線	投影法 原点 終点 受振点における表層速度 表層基底層速度 標高補正速度	2次元直線投影 SP1位置 SP4位置 2000 m/sec 3000 m/sec 表層基底層速度
6	初期モデル	手法 速度構造 初期モデル数 速度範囲	モンテカルロ法ランダム初期モデル 1次元線形勾配モデル 100 1000~4000m/s(地表) 3000~6000ms/(深度3000m)
7	トモグラフィ解析	走時計算手法 インバージョン手法 グリッドサイズ グリッド数 スムージング 有効波線距離 イタレーション回数	LTI SIRT 100m(水平) x 100m(鉛直) 648(水平) x 300(鉛直) 21(水平) x 11(鉛直) 1600m 10
8	最終速度モデル	手法	100パターンモデル平均

インバージョンの信頼性評価として、初期モデルランダム化によるモンテカルロ不確実性解析(白石・他, 2010)を行った。ランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、全ての結果を平均した速度分布および平均値からのばらつきを示す標準偏差分布を得る。これら二つの情報はそれぞれ、トモグラフィ解析による速度構造モデル解とその確からしさの指標として提供できる。

(ii) トモグラフィ解析の条件

各発震に対する初動の読み取りを実施した。速度構造の計算領域は発震点・受振点を含む2次元断面において、水平方向には重合測線上 SP1 と SP4 を結ぶ直線 6480 m、鉛直方向には標高 1 km から深さ 29 km までの 30 km とした。メッシュサイズは水平方向に 100 m、鉛直方向に 100 m とした。また速度の修正における更新対象格子の範囲は、波線から 1600 m までの距離とした。

初期速度構造モデルは、ランダムな条件での 100 ケースについて構築し、各々についてトモグラフィックインバージョンを行った。初期速度構造モデルの生成条件は、一定速度勾配の速度範囲として、地表面で 1000~4000 m/s、深度 3000m で 3000~6000 m/s をランダムに選択した。

構築した異なる初期構造モデルに対して、それぞれ反復回数 10 回とした。反復回数の設定においては、観測走時と計算走時の残差に十分な収束が得られる値を選択した。

(iii) トモグラフィ解析結果

100 ケースの初期速度構造モデルから得られた結果の平均をとって、トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布とした(図 24)。得られた最終的な速度分布および各トモグラフィックインバージョン結果から計算される標準偏差分布・平均波線密度を図 25、26 に示す。速度分布・標準偏差分布においては、波線密度が 1 より大きな値を持つ格子の結果のみ有効であるとみなし、その他の格子は NAN 値でマスクすることにより表示している。

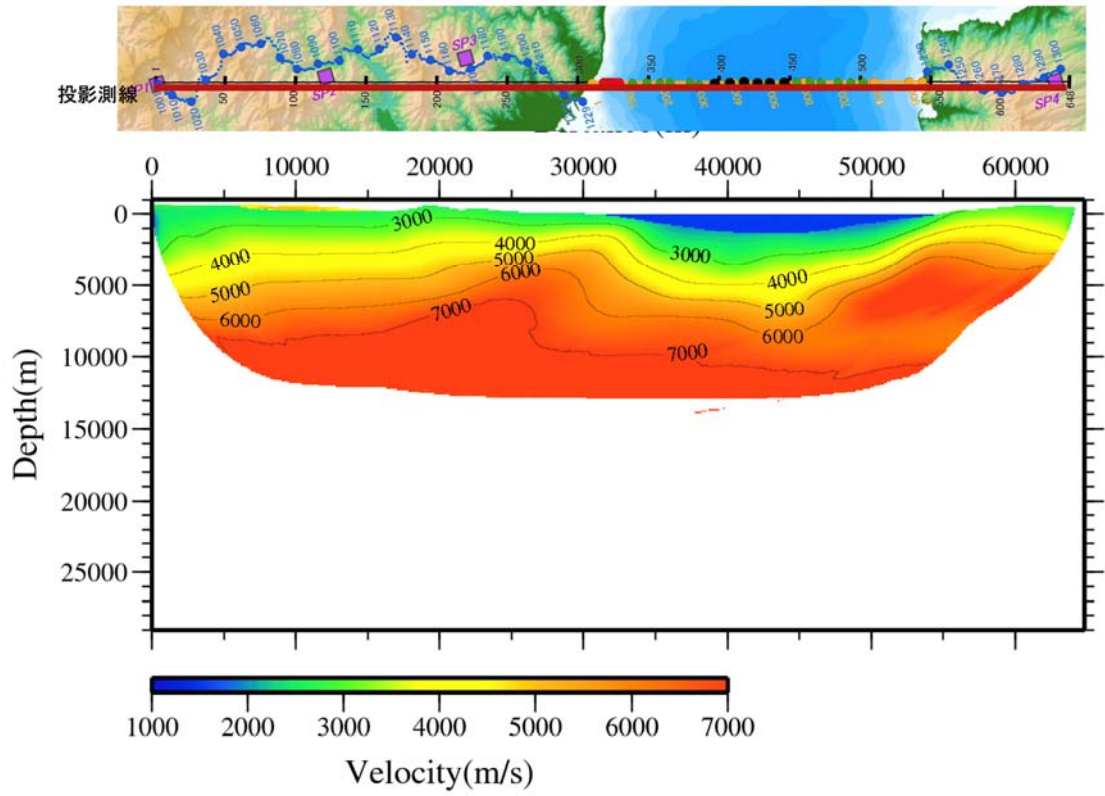


図 24 屈折トモグラフィ解析結果（速度分布）。

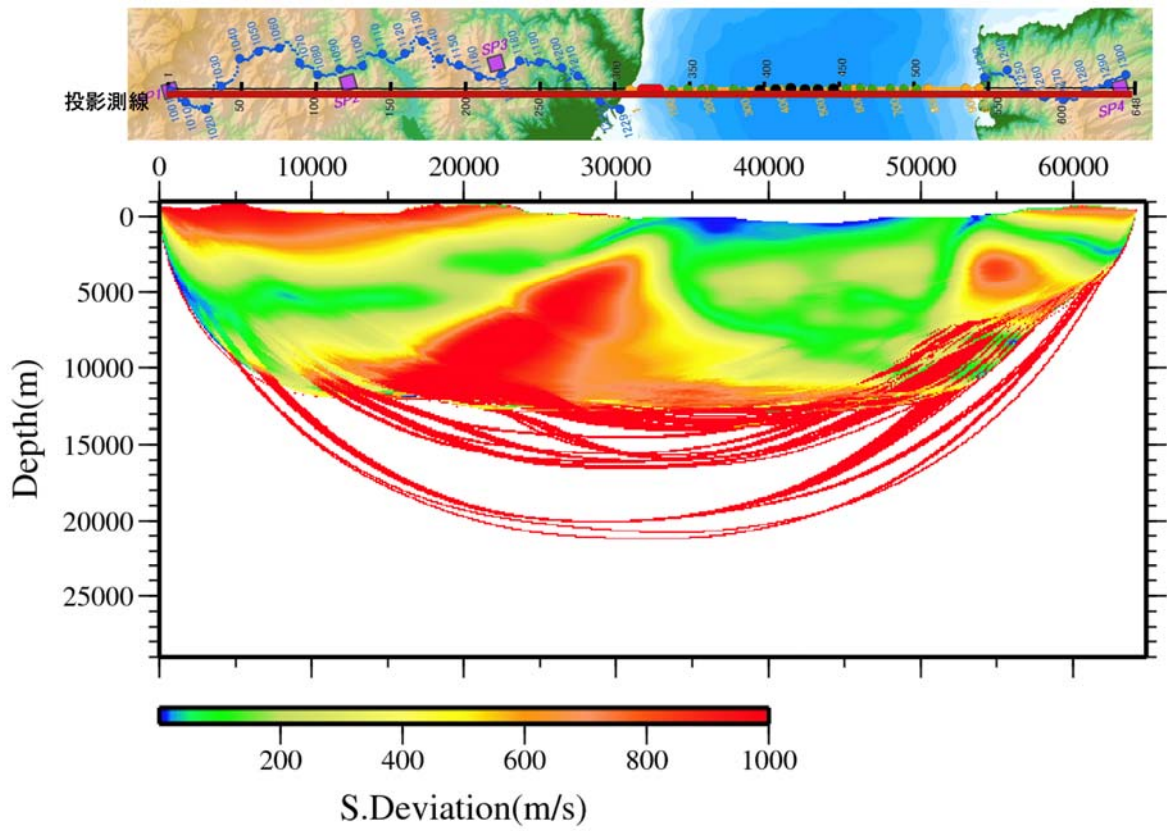


図 25 屈折トモグラフィ解析結果（標準偏差）。

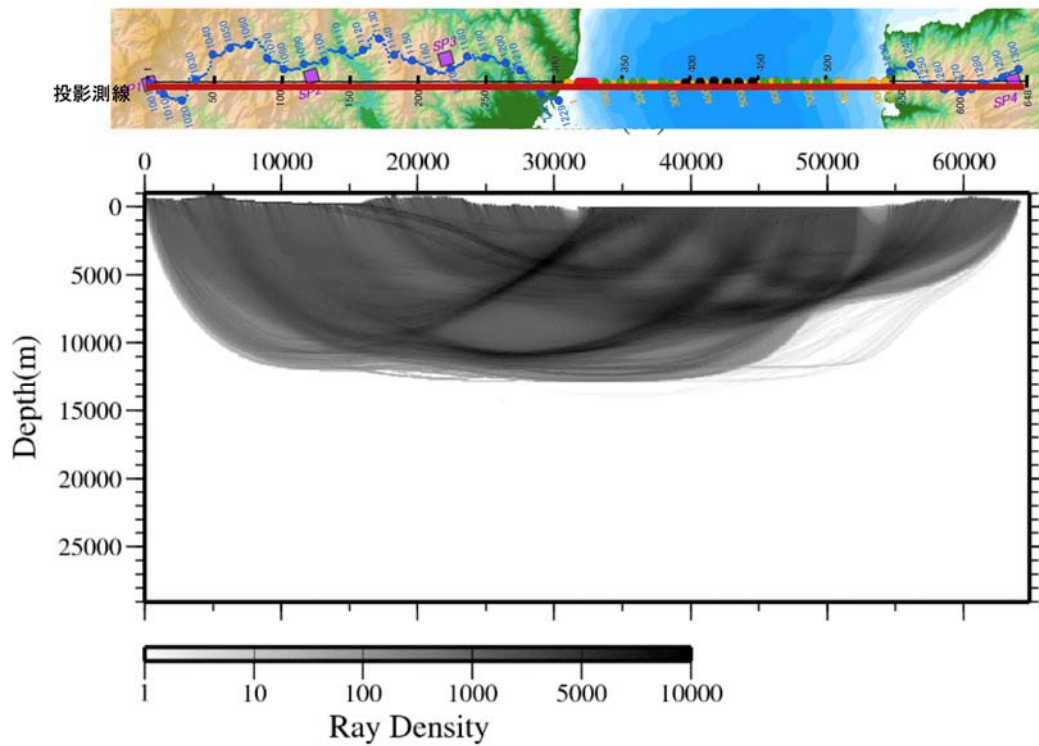


図 26 屈折トモグラフィ解析結果（波線密度）。

4) 深度変換

屈折トモグラフィ解析（後述 d）参照）により推定された区間速度分布から、浮動基準面を起点とする鉛直下向きの平均速度を計算し、時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、'Vertical Stretch'法による深度変換を実施した（図 27）。また、比較として防災科学技術研究所による自然地震トモグラフィ解析（Matsubara et al., 2017）に、本プロジェクトでの東海大学による自然地震観測データを加えて得られた速度構造を用いて、深度変換を実施した（図 27）。

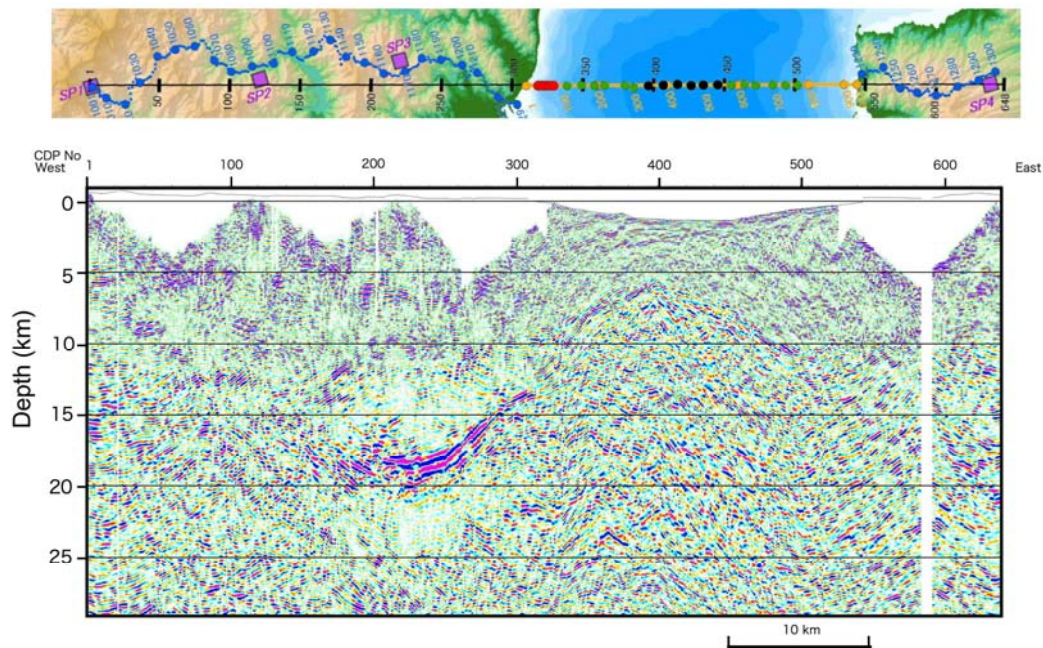


図 27 重合後時間マイグレーション深度断面図。

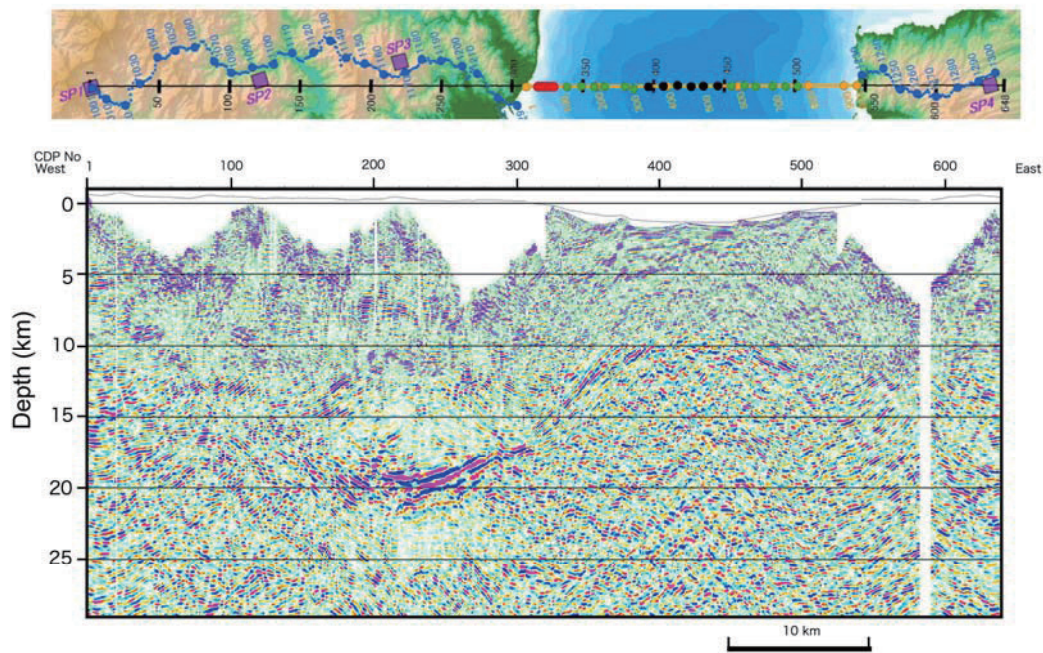


図 28 重合後時間マイグレーション深度断面図。

深度変換には東海大学の海底地震観測結果を含めて解析した自然地震トモグラフィ速度構造を用いた。

5) データの地質学的解釈

深部地殻構造探査断面の解釈に先立ち、地質構造が判断しやすい海洋大学が取得した反射法地震探査深度変換断面について検討する（図 29）。この断面は 600 m、96 チャンネルのシステムで取得されたデータを基に解析されたもので、とくに浅部の構造について高分解能でデータが取得できるという特徴がある。重合測線の位置と CDP 番号を図 29 に示した。反射面群の特徴をもとに以下のように区分した。伊豆弧の火山岩・火山砕屑岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物(Is)、駿河トラフ充填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加帯堆積層(Na)、前弧海盆堆積物(Fb)である。ユニット Iv は西傾斜の連続性の悪い不明瞭な反射面が卓越し、全体として西に傾斜する。岡村・他（1999）によって音響基盤として取り扱われたユニットに相当する。CDP4000 から 6000 にかけての領域は連続性の良好な反射面からなるユニットで西に傾斜する。下位の Iv ユニットとは明瞭な反射面で区分され、Iv 上面と平行な傾斜を示すことから、伊豆弧の背弧海盆堆積物と判断される。岡村・他（1999）の加茂沖層群に相当する。CDP3500 周辺では、ほぼ水平な連続性の良好な反射面群から構成されるユニット Sf が、西傾斜のユニット Is を中角度の不整合で覆う。ユニット Sf は、岡村・他（1999）の富士川沖層群に相当し、下位のユニット Is を不整合に覆っており、駿河トラフを充填した堆積層と推定される。トラフ充填堆積物は全体としては西方に厚い楔型の形状を示している。このユニットの西端は低角度で西に傾斜する境界で、反射面に乏しいユニット（Na）と接している。このユニットは、岡村・他（1999）の石花海（せのうみ）層群に相当する。海底地形にも隆起帯を形成し、隆起帯東端基部（CDP1800 付近）ではトラフ充填堆積物と西傾斜の低角度の境界をなしていることからスラスト（F1）、とくに emergent thrust と判断した。このスラストは、より東側のトラフ充填堆積物中にも軽

微な変形を与えている可能性があり、伏在スラストを推定した (F3、図 29)。尚、データ取得の際に使用したストリーマーケーブルが短く、明瞭なサブスラストのイメージングが得られなかったため、これらの断層は推定断層とした。この隆起帯の成長に伴いその西側では小規模な piggy-back basin 状の堆積盆が形成され、連続性の良好な反射面が卓越する堆積ユニット (Fb) が分布する。岡村・他 (1999) の焼津沖層群・富士川沖層群に相当する。この地層が東傾斜を示すことは、通常の piggy-back basin での傾動とは逆向きであり、駿河トラフと西岸の海陸境界部の断層活動を示唆する可能性がある (F2、図 29)。

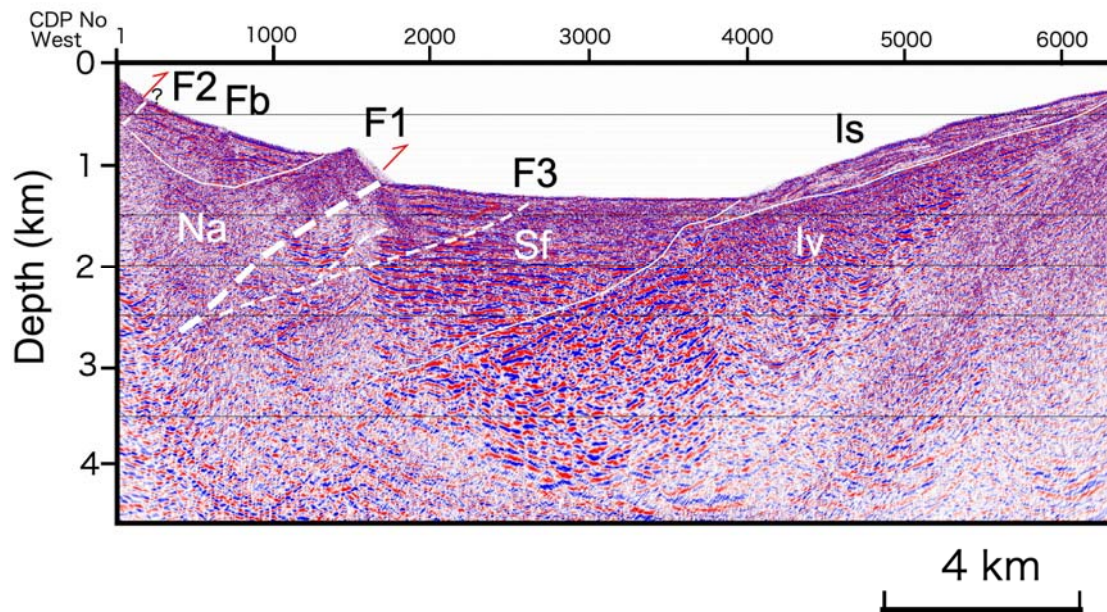


図 29 ストリーマーケーブルによる反射法地震探査深度変換断面と地質学的な解釈。伊豆弧の火山岩・火山砕屑岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物(Is)、駿河トラフ充填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加体堆積層(Na)、前弧海盆堆積物(Fb)である。

図 29 の断層 F1 は、水平に層理を示すトラフ充填堆積物と西側の東傾斜の構造境界をなすもので、最も明瞭な境界断層であり、フィリピン海プレートと上盤側プレートのプレート境界断層と判断される。屈折トモグラフィによる速度構造と、この速度構造に基づく深度変換断面 (図 27) を重ね合わせたものを図 30 に示す。反射面の形状からは F1 の断層が顕著であるが、累積した構造を示す速度構造の観点からは、むしろ F1 の西側に位置する F2 断層の地下延長に沿った領域で、速度構造の逆転を示している。このことは、F2 がより古い断層で物質境界として顕著であるが、F1 はより新期の活動を示しているものと判断される。

伊豆小笠原弧の背弧海盆を構成するユニットでは西に傾斜した反射面が卓越し、図 31 では Ibc として区分した。CDP200-300 に欠けて深さ 13 km から 20 km にかけて西な傾斜する明瞭な反射面群 (RI) が分布する。Ri は伊豆小笠原弧の背弧地殻中の反射面と考えられる。この傾斜も F1 の延長と同様に西に傾斜する。速度構造からも顕著な F2 断層は、F2 の反射面群よりは傾斜が大きく、深さ 8 km 程度で、プレート境界に収斂するものと判

断される。Ibc と本州側の地殻 (Hc) との境界は、西傾斜の反射面群の上面を繋ぐことによって推定した。

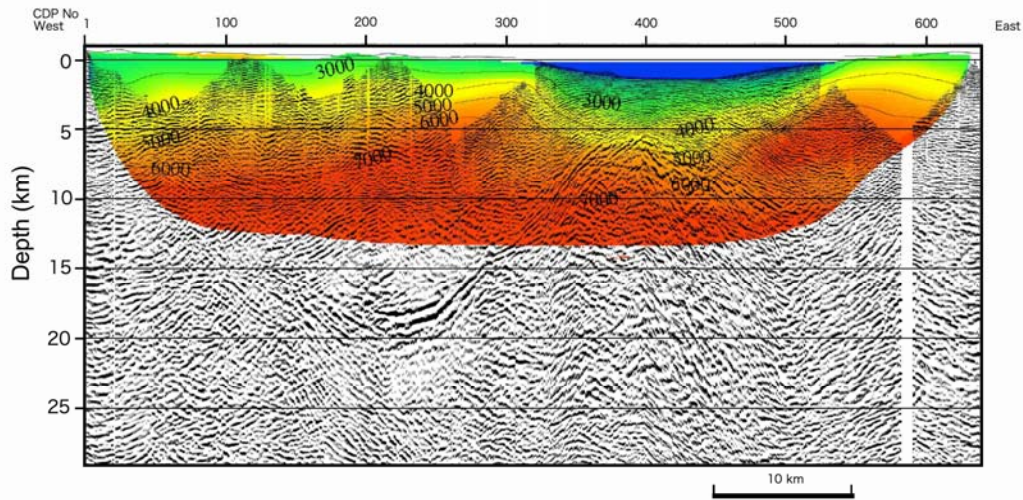


図 30 屈折トモグラフィによる速度構造を屈折トモグラフィの速度構造を主とした速度構造で深度変換断面に重ねて表示した断面図。数値は、P 波速度 (m/sec) の値。細かい実線は等速度線。

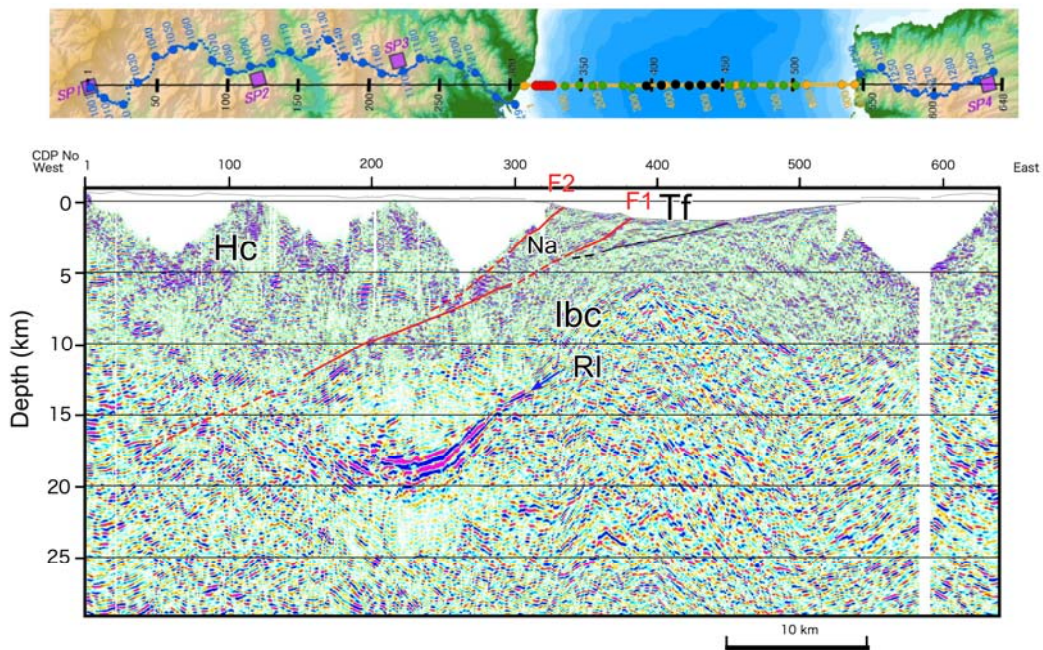


図 31 深度変換断面の地質学的解釈。赤線:活断層-震源断層。Tf:トラフ充填堆積物、Ibc:伊豆-小笠原弧の背弧地殻、RI:伊豆-小笠原弧の顕著なスラブ内反射面、Na: 新生代後期付加体、Hc: 本州側の地殻。

(c) 結論ならびに今後の課題

駿河湾を横断する海陸統合地殻構造探査を行い、反射法地震探査断面の他、P波速度構造断面を得た。この断面により、駿河湾に想定されるプレート境界断層である活断層・震源断層の形状が明らかになった。この地殻構造断面の特徴と地震波トモグラフィや、地震活動の諸特徴を考慮して、震源断層モデルを構築するための重要な資料が得られた。また、長期評価にとって重要な変動地形・地質学的に明らかになる変形速度から、全体のカップリングの議論に必要な平均変位速度を求めることが可能になる。今後、波線追跡法などの解析を行い、より精度の高い深度変換を行っていく。

(d) 引用文献

- Asakawa, E. and T. Kawanaka, Seismic raytracing using linear travelttime interpolation, *Geophys. Prosp.* 41, 99-111, 1993.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：富士川河口断層帯の調査結果と評価について， 32p., 1998.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：富士川河口断層帯の評価（一部改訂）， 54p., 2010.
- 狩野謙一・伊藤谷生：伊豆半島南部の新第三系白浜層群に見られる浅海底火山活動と堆積・造構過程との相互作用. *地質学雑誌*, 122, 8, 413-432, 2016.
- 小山真人：伊豆の大地の物語. 静岡新聞社， 303p., 2010.
- Matsubara, M., H. Sato, T. Ishiyama, A. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, 710-711, 97-107, 2017.
- 松田時彦：富士山の基盤の地質と地史. 富士火山，山梨県環境科学研究所， 45-57, 2007.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一・石原丈実・上嶋正人・駒沢正夫：駿河湾海底地質図1:200,000, 海洋地質図 52, 地質調査所, 1999.
- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之：5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図及び説明書，海陸シームレス地質情報集，駿河湾北部沿岸域，海陸シームレス地質図 S-5, 57p., 2016.
- 佐藤智之・荒井晃作：20 万分の 1 駿河湾北部沿岸域海底地質図説明書 海陸シームレス地質情報集，駿河湾北部沿岸域，海陸シームレス地質図 S-5，1-25, 2016.
- 白石和也，阿部進，岩崎貴哉，斉藤秀雄，佐藤比呂志，越谷信，加藤直子，新井隆太，川中卓，屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価，*物理探査*, 63, 4, 345-356, 2010.
- Shiraishi, K., G. Fujie, T. Sato, S. Abe, E. Asakawa and S. Kodaira, Interferometric OBS Imaging for wide-angle seismic data, *Geophysics*, 82, Q39-Q51, 2017.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本亨・泰光男：静岡地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所， 82p., 1982.
- 杉山雄一・下川浩一：清水地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所， 103p., 1990.

杉山雄一・松田時彦:南部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 134 p., 2014.

(2-2) 海域地下構造探査

鶴我佳代子・林 敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男（東京海洋大学）

(a) 業務の要約

駿河トラフを横断する区間での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ため、海域において東京海洋大学の神鷹丸に搭載した 1950 cu inch のエアガンを用いた繰り返し発震を実施した。また同海域において、東京海洋大学の保有するストリーマーケーブルシステムを用いたマルチチャンネル反射法地震探査もあわせて実施した。

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）ではフィリピン海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

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。

駿河湾での地震活動は湾南部の石花海～石廊崎のエリアにはほぼ限られているが（本報告書(2-3)項）、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。

2) 海域における人工地震探査の概要

本業務では、東京海洋大学練習船「神鷹丸」を利用した海域における人工地震探査を 2018 年 10 月 1 日～10 月 9 日の期間中に実施した。調査測線は、海陸統合地殻構造探査測線が通過する駿河湾北部海域にエアガン発震のための測線 H30-R00（約 20 km）を設定した。またマルチチャンネル反射法地震探査の測線として、測線 H30-R00 と重なる測線 H30-L00（長さ約 19 km）、測線 H30-R00 の南約 7 km に位置する東西測線 H30-L02（長さ約 16 km）および伊豆半島北部側の南北測線 H30-L01（長さ約 221 km）を設定した。図 1 および表 1 に本業務における人工地震探査測線の配置および概要を示す。

エアガンによる発震は、測線 H30-R00 上において、2018 年 10 月 2 日午後 11 時 50 分

～10月3日午前2時25分、および、10月3日午後9時45分～10月4日午前3時16分の2夜間、東京海洋大学練習船「神鷹丸」で船尾両舷より曳航した2式のエアガン震源（エア総容量1950 in³）を用いて実施した。エアガン震源は、異なるエア排出容量を有するBolt社製Tri-Gun（エア総容量1050 in³および900 in³）で構成された。エアガン発震は測線上を往復し（東から西への航路もしくは西から東への航路）各々50 m 間隔で行ったが、往路および復路の発震点群を組み合わせた最終的な発震点分布における平均発震間隔は25 mとなった。これらの人工地震波は、海底設置した海底地震計アレイおよび陸上の地震計アレイでデータ取得された。

マルチチャンネル反射法地震探査は、測線 H30-L00、測線 H30-L02、および測線 H30-L01 において実施した。本業務期間中の2018年10月7日は台風のため荒天待機となったが、その他の日は海況に恵まれ反射法地震探査の実施が可能となった。神鷹丸による地震探査の様子を図2に示す。マルチチャンネル反射法地震探査では、東京海洋大学が保有する可搬型海域2次元地震探査システム（Tsuruga et al., 2017；鶴我・他, 2018）を用いた。測線 H30-L00 および H30-L02 では、本業務のエアガン発震で用いたエア総容量1950 in³の Bolt 社製 Tri-Gun 2 式を用い、発震点間隔 50 m で実施した。また測線 H30-L01 では、エア総容量 1050 in³ の Bolt 社製 Tri-Gun を 1 式を曳航し、発震点間隔 25 m で実施した。

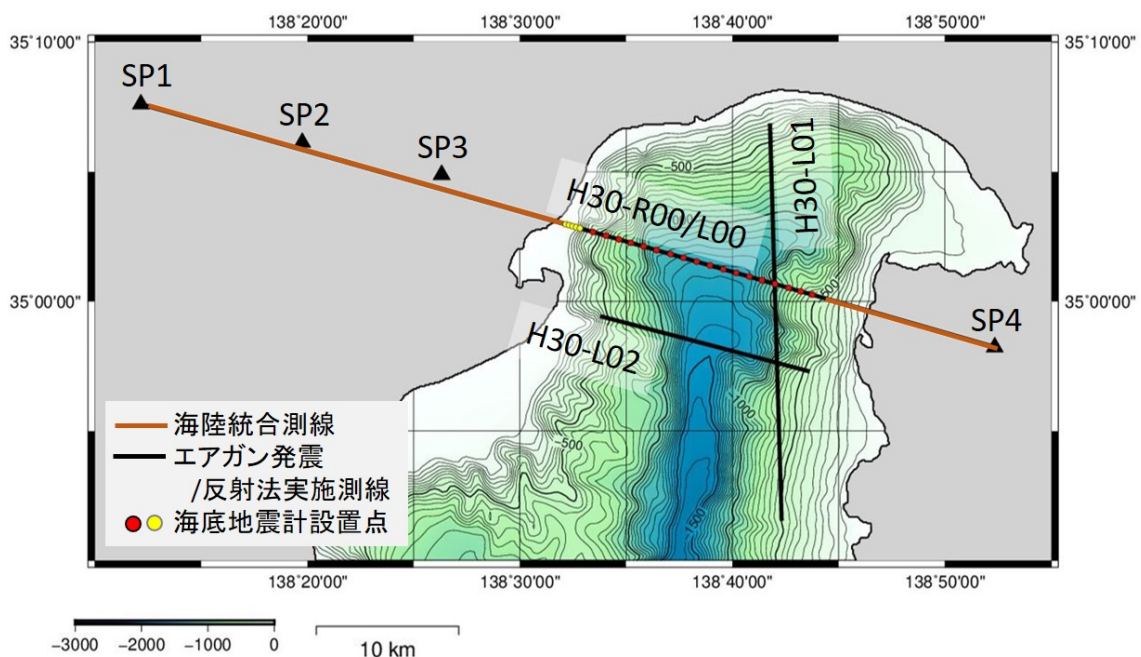


図1 駿河湾北部海域におけるエアガン発震測線およびマルチチャンネル反射法地震探査測線の配置図。

橙色線は海陸統合地殻構造探査測線、海域部の測線 H30-R00（黒線）はエアガン発震測線を表す。測線 H30-L00（黒線）は、統合測線 H30-R00 の海域部でのマルチチャンネル反射法地震探査の実施測線を表す。赤丸印および黄丸印は期間中に臨時設置した海底地震計 23 点の位置を示す。なお測線配置図は、岸本（2000）による地形データを用い、GMT（The Generic Mapping Tool）によって作成した。

表1 エアガン発震測線およびマルチチャンネル反射法地震探査測線の概略。

測線名	測線長(km)	探査方法	発震数	発震 / 受振
H30-R00-1, -2, -3, -4	19.45-19.75	屈折法	1479	1950 cu-in/間隔 25 m(往復2回)
H30-L00	19.55	反射法	392	1950 cu-in/間隔 50 m(1回)
H30-L01-1	4.97	反射法	200	1050 cu-in/間隔 25 m(各1回) 一部重複あり
H30-L01-2	16.10		323	
H30-L02	16.10	反射法	323	1950 cu-in/間隔 50 m(1回)

2) 調査方法および取得データの概要

エアガン発震作業およびマルチチャンネル反射法地震探査の手法および取得データの概要を以下に述べる。

海域での人工地震探査は、東京海洋大学練習船「神鷹丸」（総トン数986 トン、全長65 m、幅12.10 m）を利用して行った。図2 に神鷹丸での海域調査の様子を示す。神鷹丸の後部甲板および室内観測室に東京海洋大学が保有する可搬型海域2次元地震探査システムを設置し、エアガン発震作業での指令・制御を行い、マルチチャンネル反射法地震探査での機器制御およびデータ取得を行った。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。エアガン発震作業およびマルチチャンネル反射法地震探査のデータ取得に関するパラメータを表2に示す。なおエアガン発震作業については、表2中では「屈折法」と記述している。

エアガン発震作業では、異なるエア排出容量を有するBolt社製エアガンTri-Gun（エア総容量1050 in³および900 in³）を、神鷹丸船尾両舷より曳航し実施した。測線H30-R00-01～H30-R00-04における発震点間隔は50 mであった。

マルチチャンネル反射法地震探査は、測線H30-L00、測線H30-L01および測線H30-L02において実施した。測線によって用いたエアガン震源が異なる。測線H30-L00およびH30-L02では、上述のエアガン発震作業で用いたエアガン（エア総容量1950 in³）を用い、発震点間隔50mとした。また測線H30-L01では、Bolt社製エアガン1500 LL（350 in³）3基で構成されるエアガンTri-Gunを1式右舷曳航により、25 m 間隔で発震した。海上受振アレイは、Hydroscience 社製デジタルストリーマーカーケーブル（長さ600 m、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た。探査中、船速は約3.5ノットで航行した。

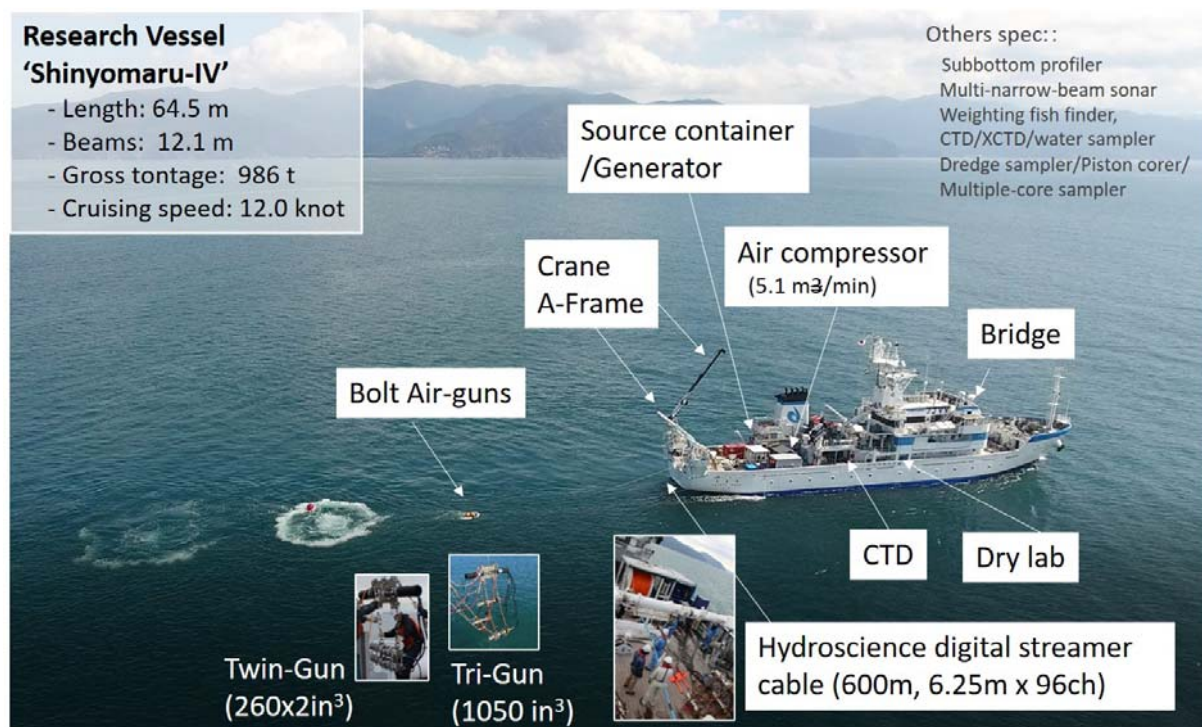


図 2 エアガン発震およびマルチチャンネル反射法地震探査を実施した東京海洋大学練習船「神鷹丸」の概要および反射法地震探査の様子 (Tsuruga et al., 2018)。

表2 エアガン発震およびマルチチャンネル反射法地震探査のデータ取得に関するパラメータ。

		H30年度
発 震 系	震源タイプ	BOLT社製 Air Gun (1500LL Tri-Gun)
	ガン容量	350 in ³ x 3基 x 1式 および 300 in ³ x 3基 x 1式
	発震圧力	2000 psi
	発震深度(標準)	屈折法 10 m 反射法 6 m
	発震点間隔(標準)	屈折法・反射法 25 m 反射法 (H30-L00) 50 m
受 振 系	ストリーマーカーケーブル	Hydroscience 社製 デジタルストリーマーカー 海洋大 6セクション, 東大AORI 2セクション
	チャンネル数・間隔	96 チャンネル、受振点間隔6.25 m
	ケーブル長	600 m
	ニアオフセット(標準)	62 m
	ケーブル深度(標準)	6 m
収 録	記録時間	8 sec
	サンプルレート	1 msec

3) マルチチャンネル反射法地震探査データの簡易処理結果

マルチチャンネル反射法地震探査を実施した測線 H30-L00、H30-L01 および測線 H30-L02 で取得したデータについて、共通反射点 (CMP) 重合処理および簡易な速度構造を用いた時間マイグレーション処理の結果を示す。測線 H30-L00 で取得したデータ処理の詳細な結果については、前節で述べた通りである。ここでは、機器調整のために設定した測線 H30-L01 および測線 H30-L02 の 1 次的な処理結果を示す。図 3 および図 4 は、測線 H30-L01 および H30-L02 で取得したデータについて簡易な時間マイグレーション処理をおこなった地震断面図の結果である。いずれも一定速度 1500 m/sec を適用したものである。測線 H30-L01-1 および H30-L01-2 を南北に一直線になるようにデータを統合した。図 3 は、伊豆弧側の上面の堆積層などの地層境界と考えられる反射面が連続的に観察された。また図 4 では、海陸統合地下構造測線 H30-L00 や、平成 29 年度に東京海洋大学が実施した北部のマルチチャンネル反射法地震探査の際の測線 H29-L02 (Tsuruga et al, 2017; 2018) とよく似た西傾斜の反射面の連続が観察された。

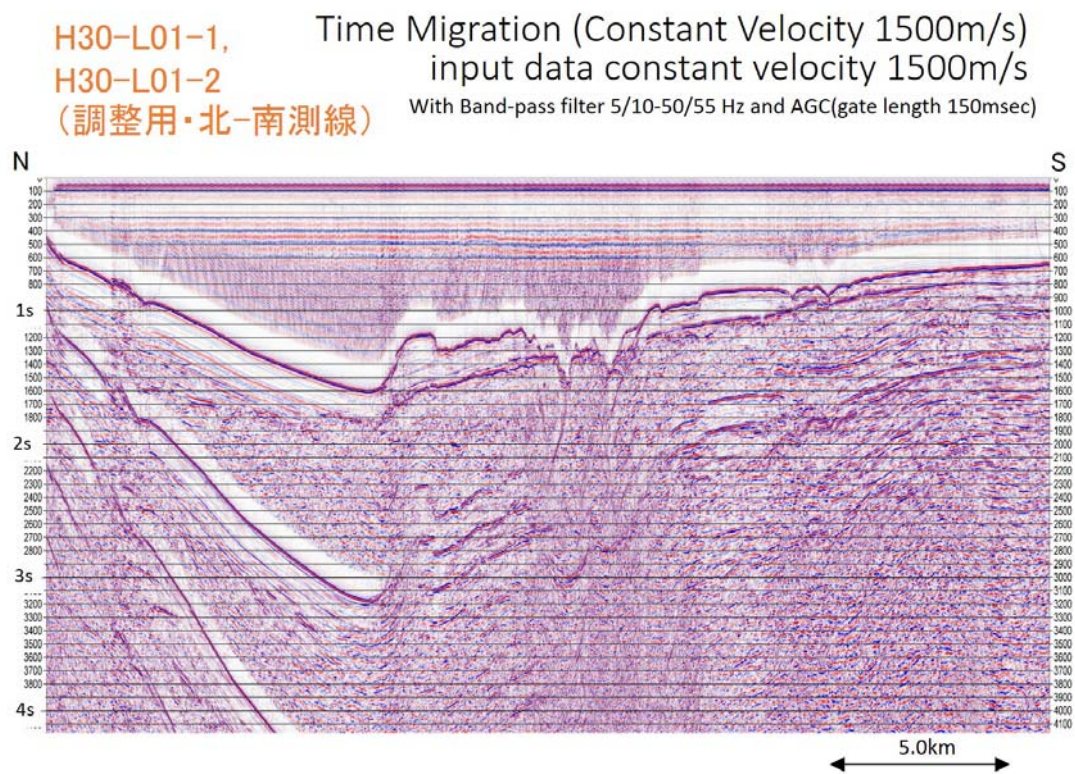


図 3 簡易な時間マイグレーション処理をおこなった地震断面図 (測線 H30-L01)。一定速度 1500 m/sec を適用したものである。測線 H30-L01-1 および H30-L01-2 を南北に一直線になるようにデータを統合した。

H30-L02
(調整用・東-西測線)

Time Migration (Constant Velocity 1500m/s)
input data constant velocity 1500m/s
With Band-pass filter 5/10-50/55 Hz and AGC(gate length 150msec)

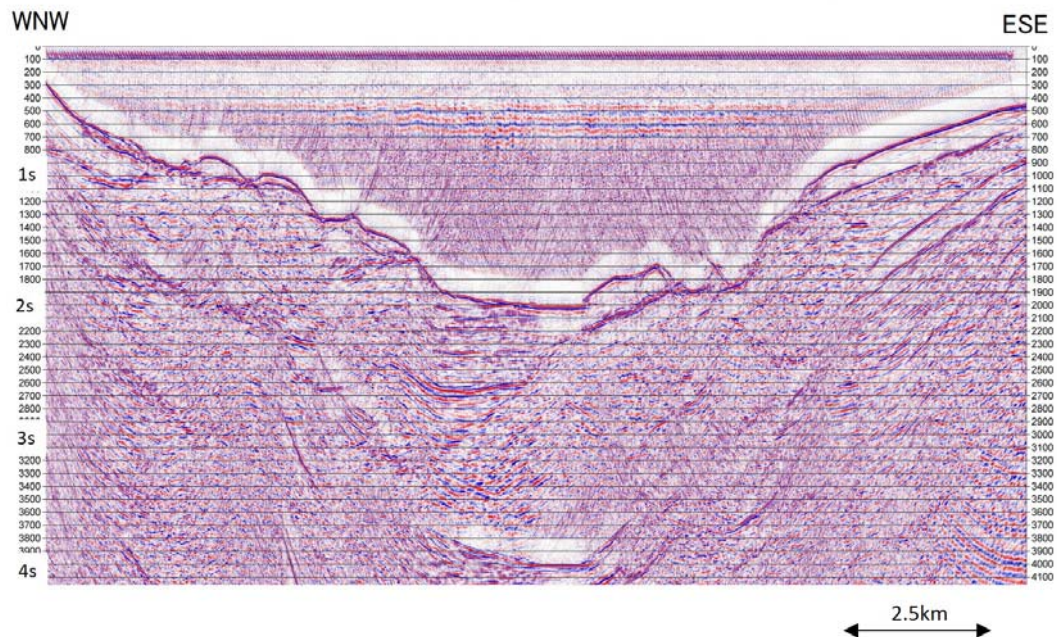


図 4 簡易な時間マイグレーション処理をおこなった地震断面図(測線 H30-L02)。一定速度 1500 m/sec を適用したもの。測線 H30-L00 にほぼ平行な測線。

(c) 結論ならびに今後の課題

本業務では、駿河トラフを横断する区間での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ため、海域において東京海洋大学の神鷹丸に搭載した 1950 cu inch のエアガンを用いた繰り返し発震を実施した。また同海域において、東京海洋大学の保有するストリーマケーブルシステムを用いたマルチチャンネル反射法地震探査もあわせて実施した。測線 H30-L00 におけるマルチチャンネル反射法地震探査の結果については前節で述べたように、明瞭な反射面をいくつか確認し、伊豆弧の上面および沈み込むスラブの上面を示している可能性を示唆した。一方、他のマルチチャンネル反射法地震探査を実施した 2 測線のデータについては簡易処理の結果を取得しており、今後の課題として、より詳細の解析を進めることが挙げられる。

(d) 引用文献

岸本清行, 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成 : Japan250.grd, 地質調査所研究資料集, 353, CD-ROM, 地質調査所, 2000.

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_SC71_P14, Chiba, Japan, 2017.

鶴我佳代子・関野善広・神田穰太・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.

Tsuruga, K., Y. Sekino, F. Hayashi, H. Baba, H. Sato, R. Hagita, T. Aikawa, H. Kondo, J. Kanda and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech., Shallow subduction zone structures of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology, American Geophysical Union 2018 Fall Meeting, Abstract T41G-0372, Washington DC, US, 2018.

鶴我佳代子・佐藤比呂志・馬場久紀・関野善広・林敏史・近藤逸人・青山千春・曾川鉄太郎・石山達也・篠原雅尚・川崎慎次・田中康久、東京海洋大学「神鷹丸」による駿河湾北部における反射法・屈折法地震探査（序報），日本地球惑星科学連合2019大会，千葉，2019（予定）.

(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

駿河湾富士川河口断層帯や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、本業務では駿河湾北部の富士川河口沿岸域に 2018 年 4 月～2018 年 8 月までの期間において 4 台の海底地震計（OBS）を設置した。同期間では、東海大学と気象庁気象研究所が共同で展開している OBS が駿河湾中央部に 4 台（馬場・他, 2015）、さらに地震予知総合研究振興会の OBS も 2 台設置されていて、これらすべての OBS データを用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 200 イベントであった。これらの地震は陸上の定常観測網では決められていない小さい規模の地震（M1～2）も多く含まれている。震源は、主に 2009 年（気象庁、2009・2010）と 2011 年（気象庁、2012）に発生した地震（M6 クラス）の余震と考えられる。また、2018 年 8 月 10 日に焼津沖で M4.5 の地震も発生した。

(b) 業務の実施方法

本業務で準備された 4 台の OBS は、東海大学海洋学部所有の小型船舶作業船「南十字（20 トン）」にて、図 1 に示されている位置（●FUJ031・FUJ032・FUJ033・FUJ034）に 2018 年 4 月 18 日に設置された。OBS の回収作業は、2018 年 8 月 21 日に小型船舶作業船「北斗（18 トン）」で行った。

4 台の OBS には原子時計が内蔵されており、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 100 Hz、地震計は上下動 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 OBS 内に組み込まれている。

震源決定ための検測作業は、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）。

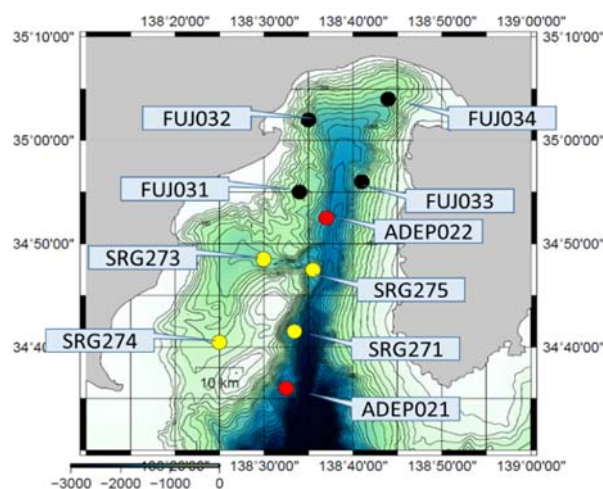


図 1 OBS 配置図●:FUJ（本事業で設置した観測点）、●:FUJ（気象庁観測点）、●:ADEP（地震予知総合研究振興会観測点）。

(c) 業務の成果

本業務で設置した4台のOBS(図1:●)が観測を行った期間(2018年4月18日~2018年8月21日)では、このOBS以外にも東海大学・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)として4台のOBS(図1:●, 観測期間:2018年5月31日~2018年9月3日)と、地震予知総合研究振興会の2台のOBS(図1:●, 観測期間:2018年5月2日~2018年9月2日)が展開されていた。これら10台のOBSで得られたデータを用いて、2018年6月1日~2018年8月21日までの期間について震源決定を行った。図2に決められた震源分布図を示す。今回震源決定に用いた地下速度構造は、気象庁の一元化震源で用いられるモデルJMA2001を用いて計算を行った。

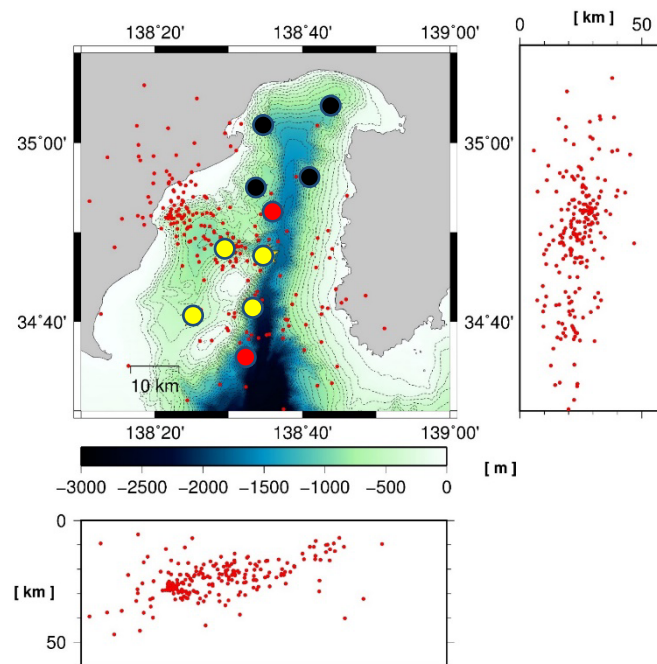


図2 OBS観測点によって決められた震源分布図。
期間:2018年6月1日~2018年8月21日

決められた震源分布の特徴について、

- ・期間内に駿河湾で決められた震源数は216個であった。
- ・震源のほとんどは焼津沖で2018年8月10日に発生したM4.5の地震とその余震であった。
- ・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なかった。
- ・震源分布東西断面を見ると駿河湾下では、西下がり(西に深くなる)に震源が並ぶ様子が見られた。

ということが解った。

(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を調査するために、駿河湾でOBS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）地震も含め、全 216 個の震源を決めることができた。しかしこれらの震源は、ほとんどが焼津沖に集中したことから、2009 年と 2011 年に発生した駿河湾の M6 クラスの 2 つの地震の余震域にあたりと考えられる。残念ながら、駿河湾北部・富士川河口周辺に求まった震源はほとんどない。

今後の予定として、平成 29 年度の業務で実施された 2018 年 1 月 16 日～4 月中旬までの地震観測データと今回の地震観測データを合わせて、本事業による構造探査結果に基づいた地下速度構造モデルを用いて再度震源決定を行う必要がある。また、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。

(e) 参考文献

- 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（M 6.5）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（M 6.5）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（M 6.2）について，地震予知連絡会会報，87，6-2，264-269.
- 卜部卓・束田進也（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.

(2-4) 駿河湾北部での OBS-エアガンによる屈折法地震探査

馬場久紀（東海大学）

(a) 業務の要約

駿河湾富士川河口断層帯における震源断層システムを解明するために、2018年10月2日から駿河湾北部を東西に縦断する約19kmの測線（H30-R00主測線）で、東京海洋大学練習船「神鷹丸（986トン）」による反射法・屈折法地震探査が実施された。本業務では、OBS-エアガン構造探査（屈折法地震探査）において、海底地震計（OBS）を18台設置した。18台のOBSは、東京大学地震研究所の6台、気象庁気象研究所の6台、そして地震予知総合研究振興会の6台をそれぞれ使用した。なお、これらのOBSは東海大学で整備・組立てられ（図1参照）、設置・回収においては、東海大学海洋学部所有の小型船舶作業船「南十字（20トン）」と「北斗（18トン）」で行われた。

(b) 業務の実施方法

18台のOBSは、株式会社勝島製作所製の自己浮上式タイプのもの（図1参照）であるが、内部記録器等は各所有機関においてそれぞれ仕様が異なるものであった。これらの仕様についての詳細を表2に示す。H30-R00主測線とOBSの配置図を図3に示す。OBSの整備は2018年6月から順次行われ、8月下旬から投入・設置を「南十字（20トン）」と「北斗（18トン）」にて開始、9月13日までに設置を完了した。また、本事業の一環として浅海域用のセンサー（OBX）5台の設置・回収も行った。



図1 本事業で整備され、組み立てられた OBS の様子。

表 2 OBS 観測点座標および仕様等の詳細。

観測点名	OBS所属	レコーダー	センサー	サンプル周波数	内部時計	状態	投入日時	着底位置 緯度	着底位置 経度	水深 (m)
1 FUJ04A	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	回収	2018/8/22 9:31	35° 02.672' N	138° 33.425' E	474
2 FUJ04B	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	回収	2018/9/10 11:21	35° 02.545' N	138° 34.070' E	695
3 FUJ04C	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/10 15:59	35° 02.380' N	138° 34.645' E	784
4 FUJ04D	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	回収	2018/8/22 10:28	35° 02.296' N	138° 35.111' E	879
5 FUJ04E	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	回収	2018/9/10 12:21	35° 02.083' N	138° 36.004' E	1154
6 FUJ04F	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/10 15:27	35° 01.894' N	138° 36.386' E	1184
7 FUJ04G	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	漂流回収	2018/8/21 15:28	35° 01.822' N	138° 37.039' E	1238
8 FUJ04H	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	漂流回収	2018/9/10 13:20	35° 01.696' N	138° 37.718' E	1294
9 FUJ04I	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	漂流回収	2018/9/10 14:16	35° 01.571' N	138° 38.348' E	1314
10 FUJ04J	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	観測中	2018/8/22 11:34	35° 01.380' N	138° 38.952' E	1316
11 FUJ04K	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	所在不明	2018/9/3 14:58	35° 01.275' N	138° 39.515' E	1329
12 FUJ04L	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	観測中	2018/9/13 12:33	35° 01.130' N	138° 40.154' E	1330
13 FUJ04M	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	回収	2018/8/22 12:33	35° 00.966' N	138° 40.791' E	1249
14 FUJ04N	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	回収	2018/9/3 14:01	35° 00.849' N	138° 41.376' E	1079
15 FUJ04O	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/13 10:02	35° 00.691' N	138° 41.873' E	944
16 FUJ04P	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	回収	2018/8/22 13:23	35° 00.532' N	138° 42.634' E	737
17 FUJ04Q	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	回収	2018/9/3 13:17	35° 00.379' N	138° 43.208' E	584
18 FUJ04R	ER(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/13 9:03	35° 00.259' N	138° 43.744' E	504

OBS 所属 (ERI:東京大学地震研究所, MRI:気象研究所, ERI(ADEP) : 地震予知総合研究振興会)。

レコーダー (LS9100:白山工業株式会社製, DAT : クローバテック株式会社製)

■ : 未回収 OBS ないしは漂流のち海岸漂着 OBS (観測データ無し)

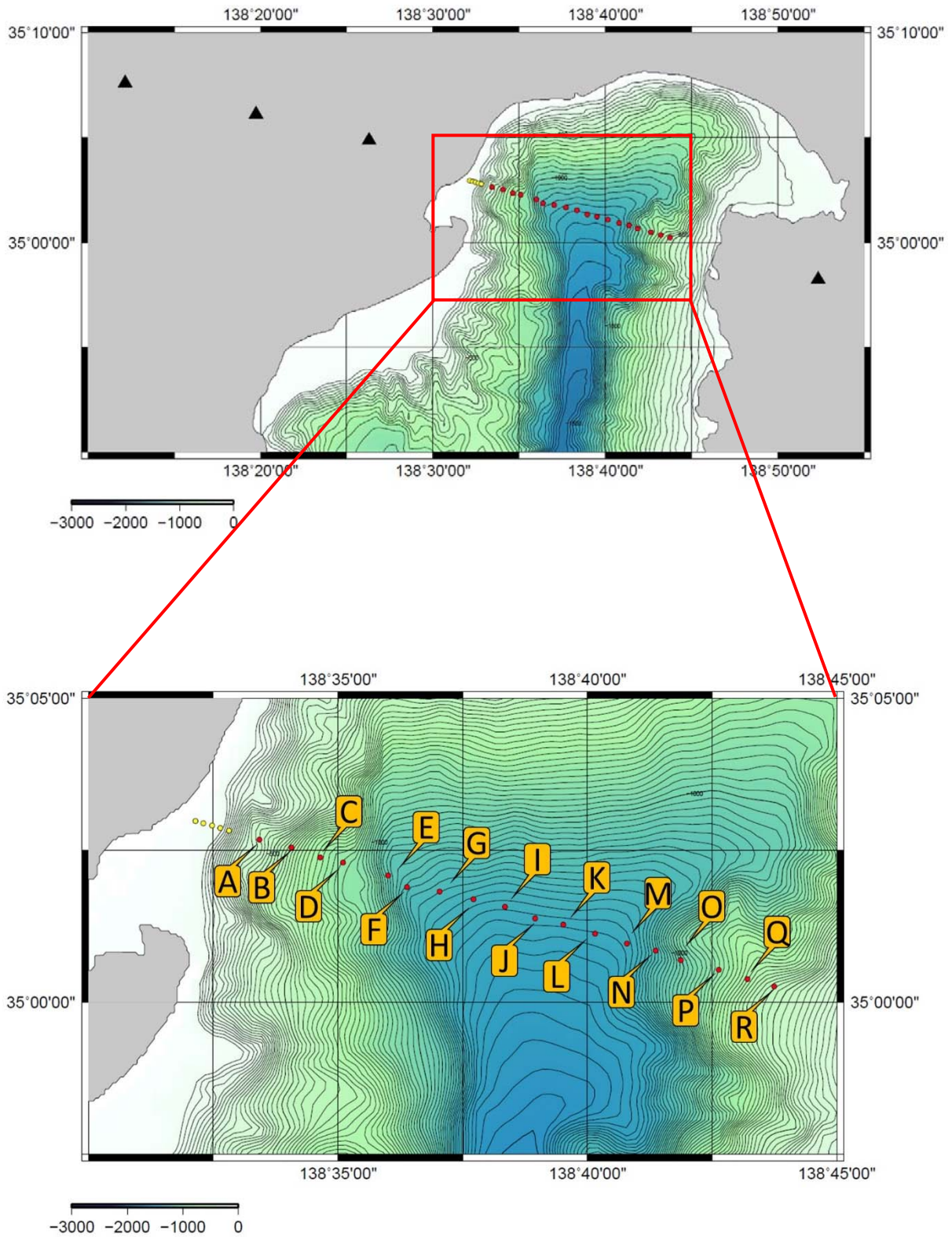


図3 OBS観測点配置図。

● : OBS観測点 (18台設置), ● : OBX観測点 (5台設置)

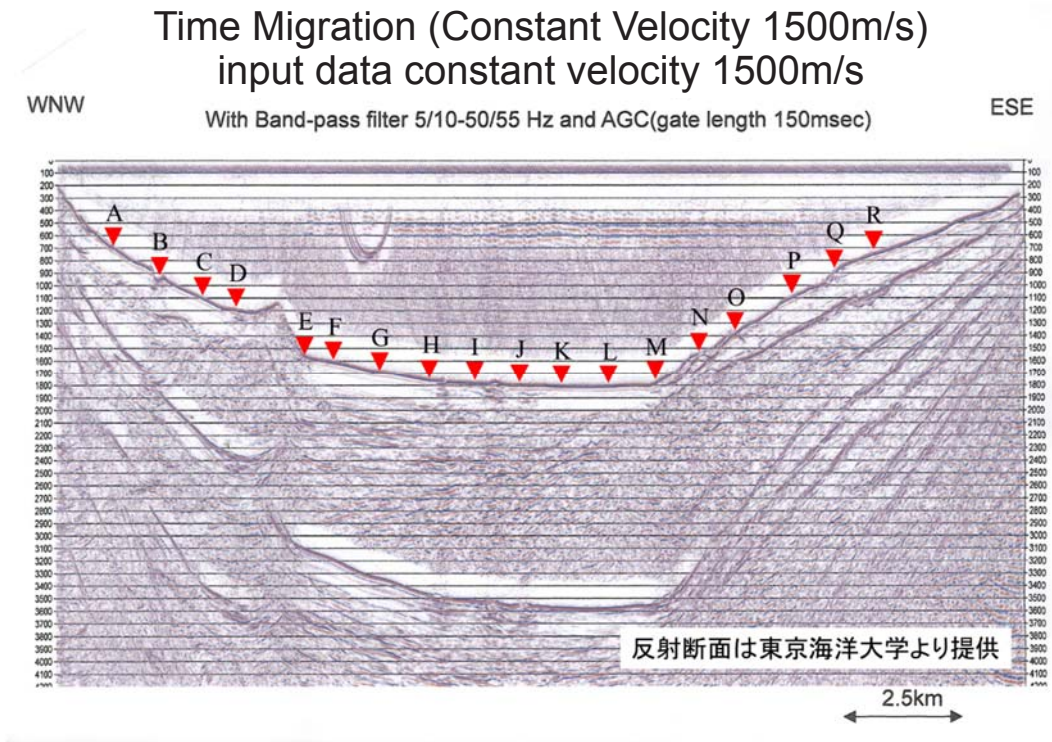


図4 OBS観測点位置を加えた測線下反射断面図。
 (反射断面は、東京海洋大学より提供されたもの)

(c) 業務の成果

本業務の成果で特筆する点として、台風24号が2018年10月1日未明に駿河湾付近を通過したことから、探査日程の変更が生じた。また、駿河湾の海況が大荒れとなったことから、18台のOBSのうち7台に影響が出た。

1) 台風24号の影響について

本事業で展開・設置したOBSについて、台風24号の影響(図5)により表6に示すOBS6台がデータを得ることができなかった。台風で被った影響について、その詳細は以下の通りである。

a) OBSの回収はできたが、データが得られない(探査前に浮上した。)

→台風通過時(探査前)にOBSのアンカー切り離し部が物理的な作用によって引きちぎられることによって浮上し、漂流の上、海岸に漂着した。(図7・図8参照)

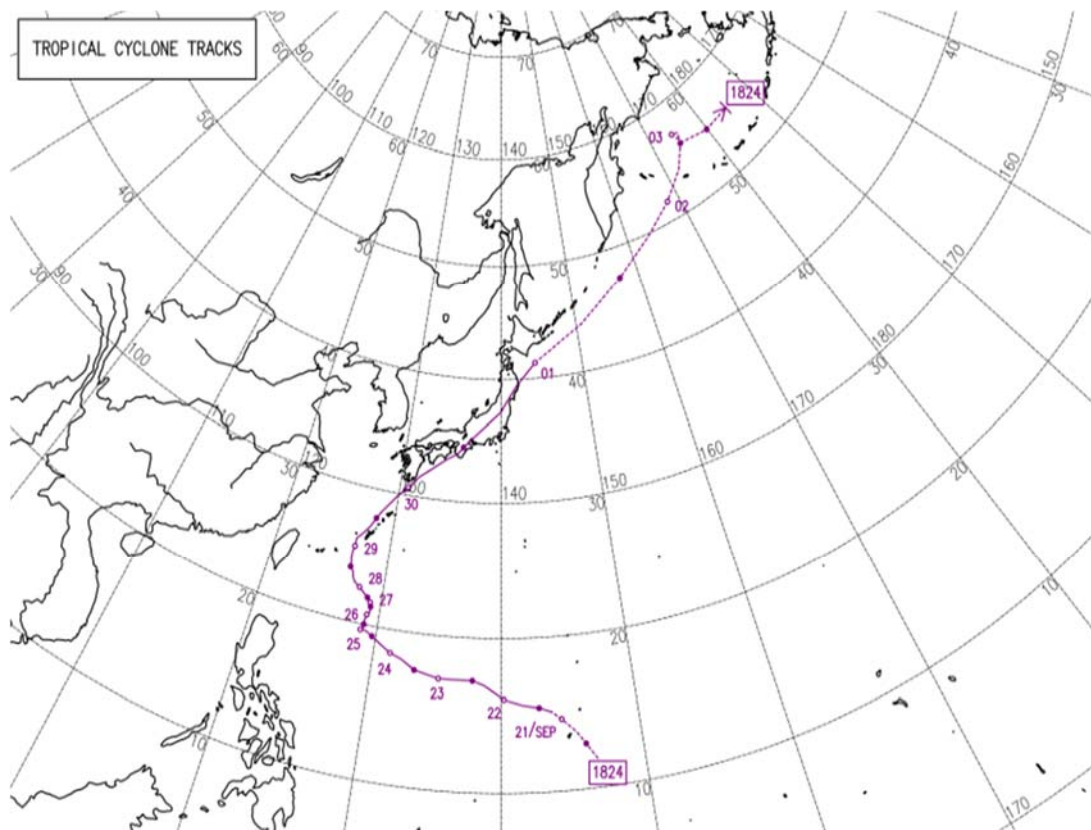
b) OBSの回収ができない(データの回収ができない。)

→応答はあるが海底からOBSが浮上しない、またはOBSが行方不明のため回収ができない。

c) OBSが海底で移動したため、データの信頼性が低い、ノイズが大きい。

→OBS設置時の測量位置と回収時の測量位置が異なり、OBSが移動した可能性がある。(図9参照)

異常となったOBSの詳細を表6に、またその位置をまとめたものを図10に示す。



※台風 24 号が静岡上空を通過した時間がおおよそ 2018 年 9 月 30 日の 18 時から 2018 年 10 月 1 日の 6 時にあたる。この時間帯の台風の状況は以下の通りである。

- ・ 中心気圧：955～970 hPa
- ・ 最大風速：35～40 m/s
- ・ 暴風域半径：SE, 280 km NW, 150 km
- ・ 強風域半径：SE, 650 km NW, 440 km
- ・ 連続雨量（30 日 1 時～1 日 9 時）

伊豆 : 177 mm
 静岡東部 : 282 mm
 静岡中部 : 300 mm
 静岡西部 : 239 mm

図 5 台風 24 号の進路と状況（国土交通省気象庁より）。

表 6 台風 24 号によってデータが回収できない等の異常が発生した OBS の詳細。

観測点	異常内容	OBSの状態	異常
FUJ04F	設置地点のずれ	泥の付着	③
FUJ04G	勝手浮上	切り離し部分に引きちぎられた痕跡	①
FUJ04H	勝手浮上	切り離し部分に引きちぎられた痕跡	①
FUJ04I	勝手浮上	切り離し部分に引きちぎられた痕跡	①
FUJ04J	トランスポンダの返信あり 浮上せず		②
FUJ04K	トランスポンダの返信なし 行方不明		②
FUK04L	トランスポンダの返信あり 浮上せず 設置地点のずれ		②・③



図 7 海岸に漂着した FUJ04I (10月2日)。



図 8 岩場に漂着した FUJ04G (10月3日)。

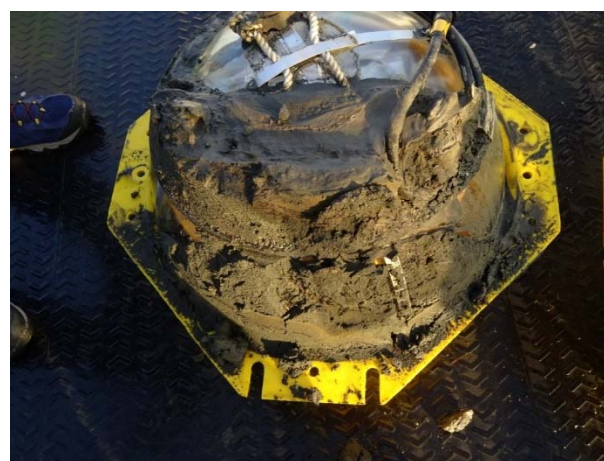
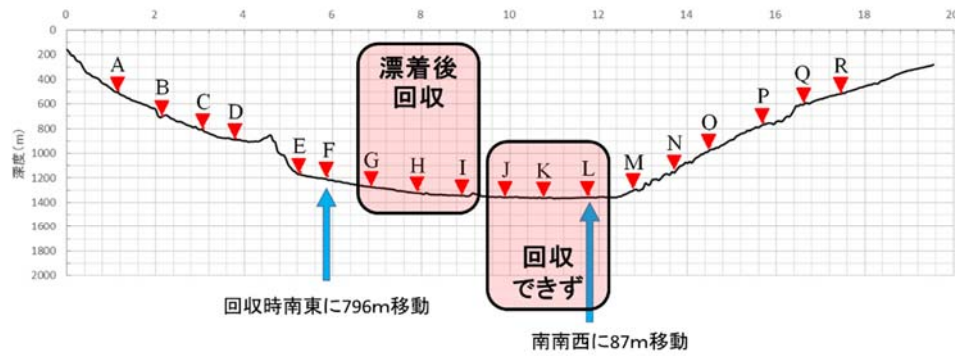


図 9 投入位置より南東方向に移動が確認され、回収された FUJ04F の状況。泥が大量に付着している状況から海底で押し流されたことが推測される。



OBSの回収状況

図 10 異常が発生した OBS の配置状況図。

図 10 に示すとおり、駿河湾の駿河トラフ底に設置された観測点 FUJ04G・FUJ04H・FUJ04I・FUJ04J・FUJ04K・FUJ04L の OBS でデータが得られなかった。また、観測点 FUJ04F では、データは得られたものの、測線上から南東方向に移動・押し流されたことから、解析に用いるには難があると判断された。以上、本事業では駿河湾西側斜面の観測点 FUJ04A・FUJ04B・FUJ04C・FUJ04D・FUJ04E、駿河湾東側斜面の観測点 FUJ04M・FUJ04N・FUJ04O・FUJ04P・FUJ04Q・FUJ04R の 11 点でデータ整理を行った。

2) 屈折法地震探査で得られた記録について

OBS18 台のうち、11 観測点で得られた OBS 記録について以下にまとめた。東京海洋大学練習船「神鷹丸 (986 トン)」による屈折法地震探査は、2018 年 10 月 2 日 23 時～10 月 3 日 05 時、ならびに 2018 年 10 月 3 日 21 時～10 月 4 日 03 時のそれぞれの間にエアガンの発震が同じ測線で 2 往復にわたって実施された。以下、図 11 から図 22 で示す Record Section の例は、2018 年 10 月 2 日 23 時～10 月 3 日 05 時に実施されたエアガン発震の 1 往復分の記録についてまとめたものである。

図 11 は、観測点 FUJ04A の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。横軸の距離は、測線の西端を 0 km、東端が 19.82 km である。観測点 FUJ04A の測線上の位置は西端から 1.16 km である。エアガンのショット数は、788 ショットである。測線全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、明瞭な初動は横軸距離約 12 km 付近までしか追うことができない。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	2.4 km/sec	東側	1.8 km/sec
第 2 層	西側	3.8 km/sec	東側	2.5 km/sec
第 3 層	西側	記録無し	東側	3.6 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	5.2 km/sec

であった。横軸距離 12 km 以降は、初動が急激に不明瞭となるが、後続波は明瞭である。今後、他の観測点と併せて解析を行っていく。

図 12 は、観測点 FUJ04B の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04B の測線上の位置は西端から 2.17 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、明瞭な初動は、横軸距離約 12 km 付近までしか確認することができない。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	3.2 km/sec	東側	2.1 km/sec
第 2 層	西側	5.2 km/sec	東側	2.7 km/sec
第 3 層	西側	記録無し	東側	4.0 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	6.1 km/sec

であった。横軸距離 12 km 以降は、初動が急激に不明瞭となるが後続波が届いている。

図 13 は、観測点 FUJ04C の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04C の測線上の位置は西端から 3.09 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。明瞭な初動は、横軸距離約 19 km 付近まで確認することができたが、約 12~13 km と約 17~18 km 付近では初動を読み取ることができなかつた。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	2.5 km/sec	東側	1.9 km/sec
第 2 層	西側	3.4 km/sec	東側	2.7 km/sec
第 3 層	西側	6.0 km/sec	東側	5.0 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	6.0 km/sec
第 5 層	西側	記録無し	東側	6.8 km/sec <

であった。

図 14 は、観測点 FUJ04D の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04D の測線上の位置は西端から 3.82 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 19 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 17~18 km 付近では初動を読み取ることができなかつた。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	2.5 km/sec	東側	2.1 km/sec
第 2 層	西側	3.4 km/sec	東側	2.6 km/sec
第 3 層	西側	6.0 km/sec	東側	3.1 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	5.8 km/sec
第 5 層	西側	記録無し	東側	6.8 km/sec <

であった。

図 15 は、観測点 FUJ04E の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04E の測線上の位置は西端から 5.29 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 19 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 16~18 km 付近は初動が読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	2.5 km/sec	東側	1.9 km/sec
第 2 層	西側	3.4 km/sec	東側	2.5 km/sec
第 3 層	西側	6.0 km/sec	東側	4.5 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	5.9 km/sec
第 5 層	西側	記録無し	東側	6.8 km/sec <

であった。

図 16 は、観測点 FUJ04F の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。この観測点は、上述したように、台風 24 号の影響で探査実施前に海底で移動した（押し流された）可能性があり、回収時は投入位置よりも南東へ約 800 m 離れた位置で発見された。また、OBS 内部にも大量の泥が混入していた（図 9 参照）。図 16 に示すように記録は他の観測点と比較するとノイズが大きい。このことから、OBS は正常な姿勢を維持できていない可能性がある。他の観測点のデータの状況に合わせて評価し、解析可能であれば今後整理をする予定である。

図 17 は、観測点 FUJ04M の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04M の測線上の位置は西端から 12.80 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 2~19 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 3 km、約 4~8 km、約 16~17 km 付近は初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	1.9 km/sec	東側	2.2 km/sec
第 2 層	西側	2.4 km/sec	東側	3.5 km/sec
第 3 層	西側	4.1 km/sec	東側	4.8 km/sec
第 4 層	西側	記録無し	東側	6.8 km/sec <

であった。

図 18 は、観測点 FUJ04N の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04N の測線上の位置は西端から 13.72 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6~17 km 付近で明瞭に確認することができたが、約 7~8 km 付近は初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	1.9 km/sec	東側	2.1 km/sec
第 2 層	西側	2.4 km/sec	東側	3.5 km/sec
第 3 層	西側	4.0 km/sec	東側	記録無し

であった。

図 19 は、観測点 FUJ04O の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04O の測線上の位置は西端から 14.52 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6~18 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 7~8 km 付近は初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	1.8 km/sec	東側	2.0 km/sec
第 2 層	西側	2.2 km/sec	東側	3.8 km/sec
第 3 層	西側	4.0 km/sec	東側	記録無し
第 4 層	西側	5.0 km/sec	東側	記録無し

であった。

図 20 は、観測点 FUJ04P の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04P の測線上の位置は西端から 15.72 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6~19 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 7~8 km と約 10~12 km 付近では初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	1.8 km/sec	東側	1.8 km/sec
第 2 層	西側	2.2 km/sec	東側	3.8 km/sec
第 3 層	西側	4.2 km/sec	東側	記録無し
第 4 層	西側	5.0 km/sec	東側	記録無し

であった。

図 21 は、観測点 FUJ04Q の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04Q の測線上の位置は西端から 16.63 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6~19 km 付近で明瞭に確認することができたが、約 6~7 km、約 10 km、約 12~13 km 付近では初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側	1.8 km/sec	東側	1.8 km/sec
第 2 層	西側	2.4 km/sec	東側	3.6 km/sec
第 3 層	西側	4.2 km/sec	東側	記録無し
第 4 層	西側	5.5 km/sec	東側	記録無し

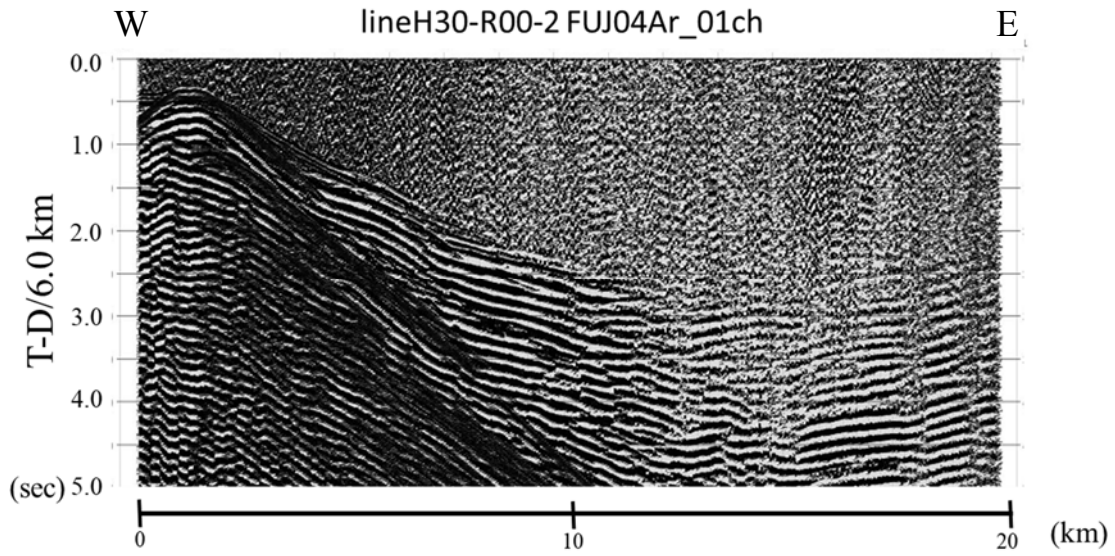
であった。

図 22 は、観測点 FUJ04R の上下動成分 Record Section 記録例を示したものである。図中の(b)は、(a)から読み取られた初動について、その時刻と見かけ速度を加えたものである。観測点 FUJ04R の測線上の位置は西端から 17.48 km である。測線全体に渡ってエアガンの震動は達し

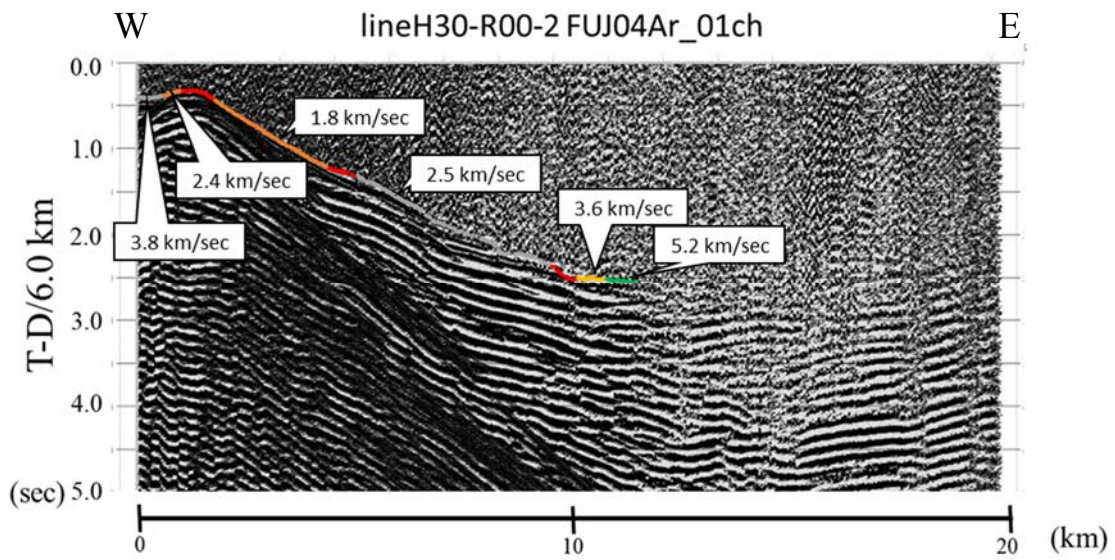
ている。初動は、横軸距離約 6~19 km 付近まで明瞭に確認することができたが、約 7~8 km、約 13~14 km 付近では初動を読み取ることができなかった。見かけ速度は、

第 1 層 (表層)	西側 1.8 km/sec	東側 1.8 km/sec
第 2 層	西側 2.4 km/sec	東側 3.6 km/sec
第 3 層	西側 4.2 km/sec	東側 記録無し
第 4 層	西側 5.6 km/sec	東側 記録無し

であった。



(a)

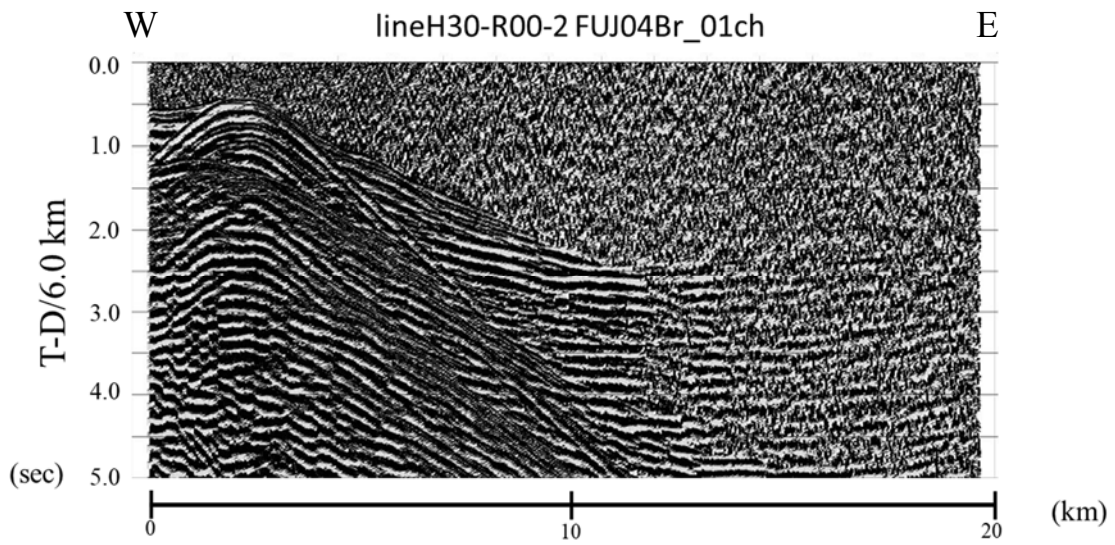


(b)

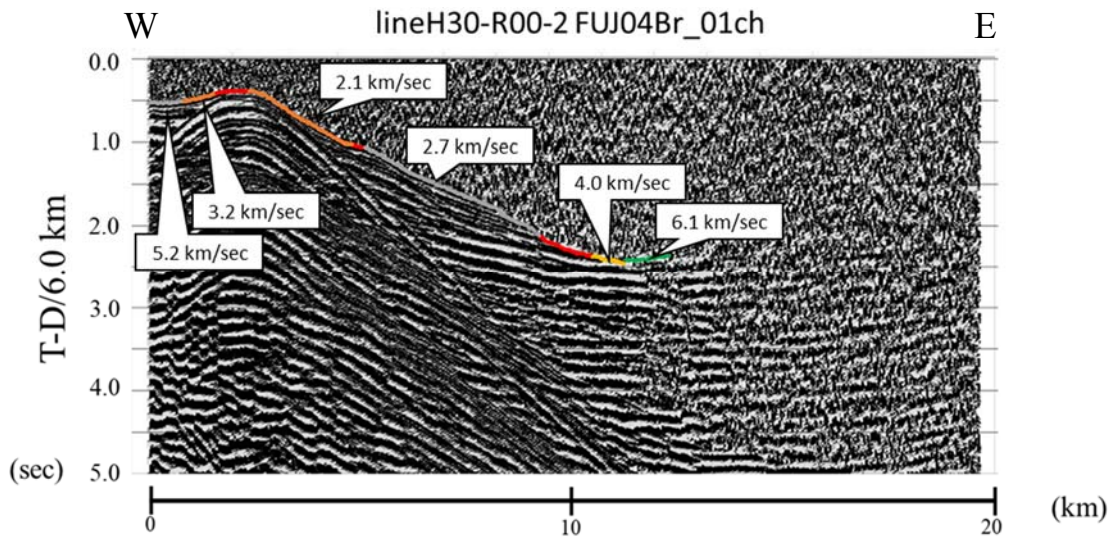
図 11 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04A の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04A の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

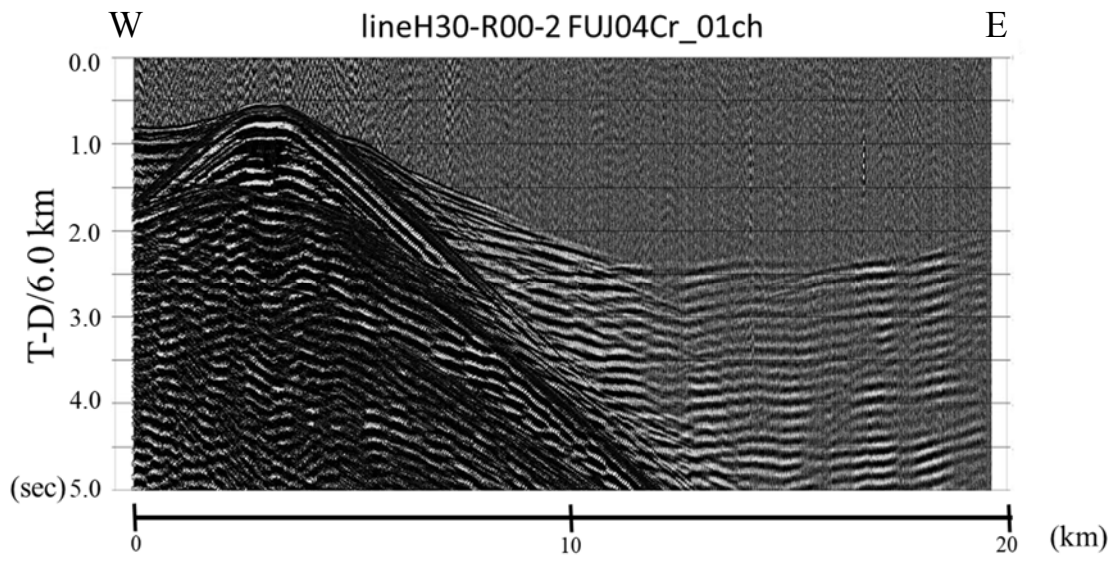


(b)

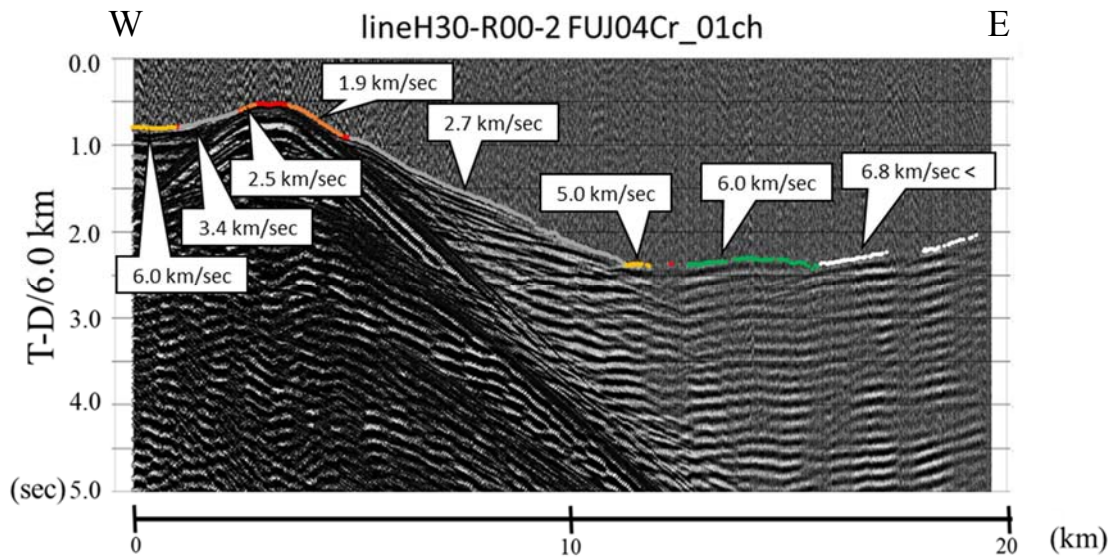
図 12 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04B の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04B の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

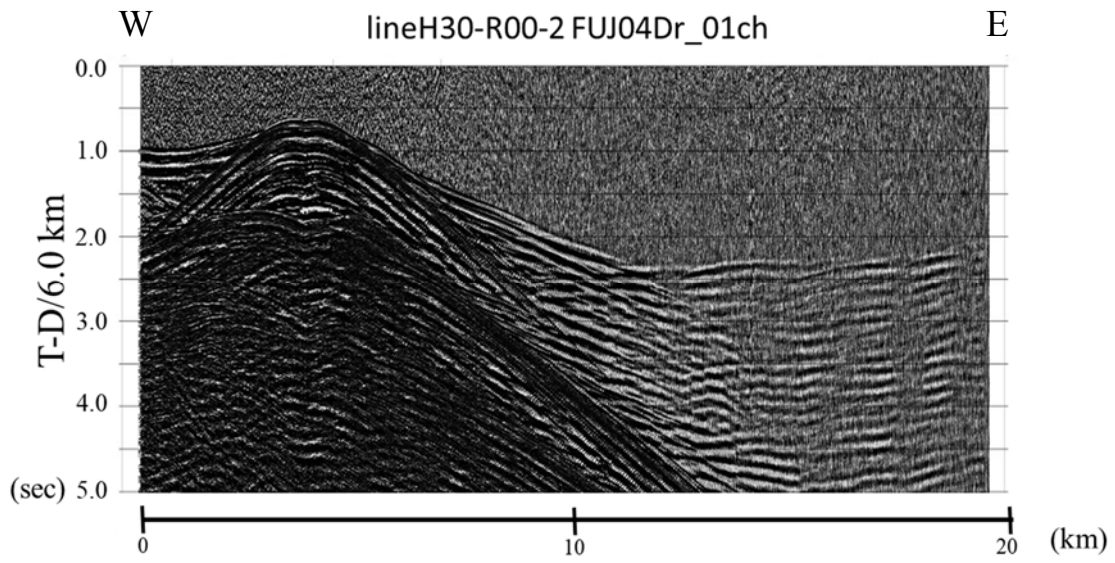


(b)

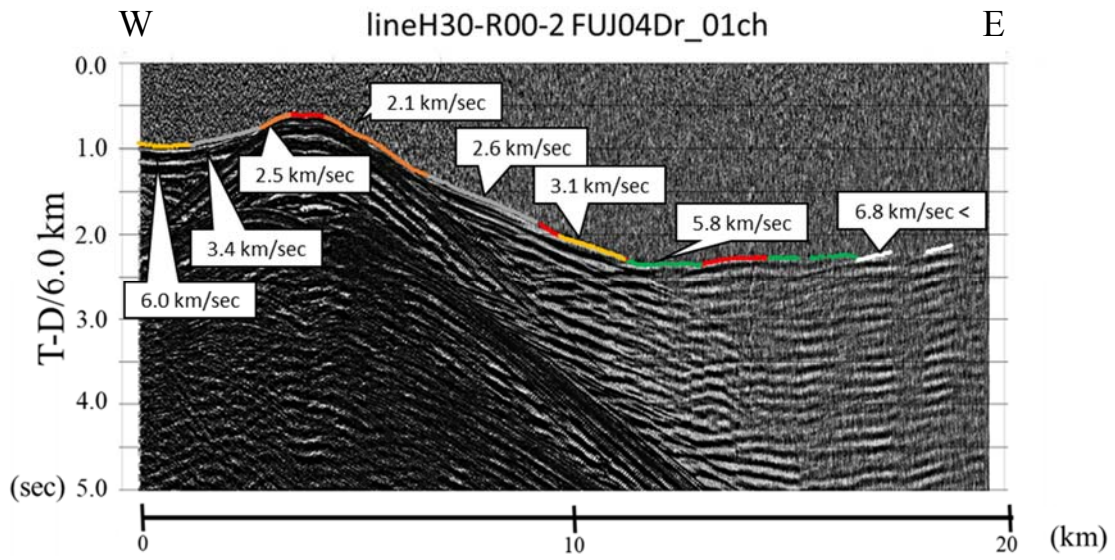
図 13 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04C の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04C の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

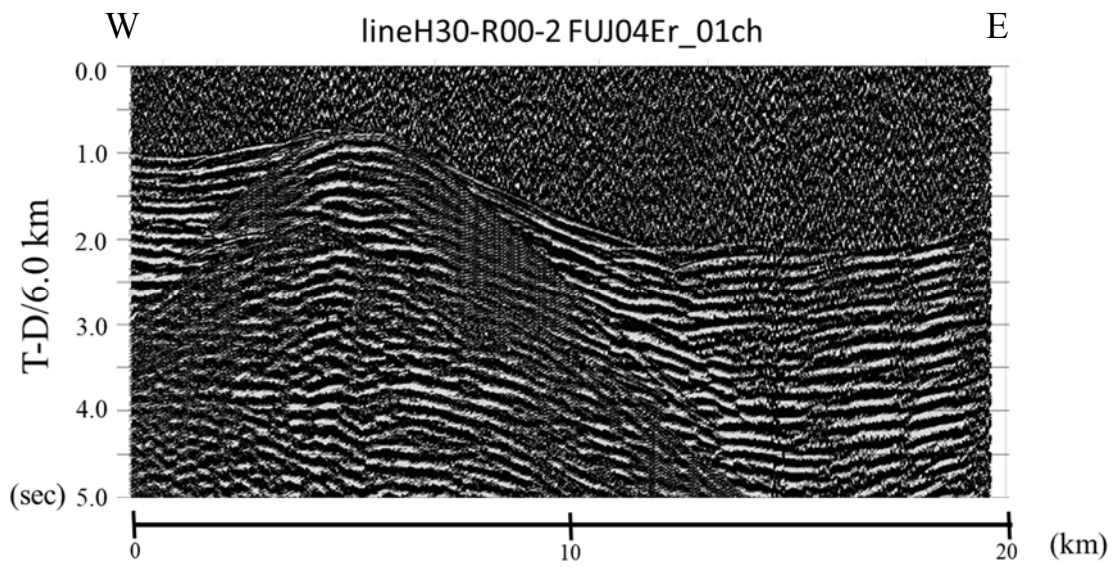


(b)

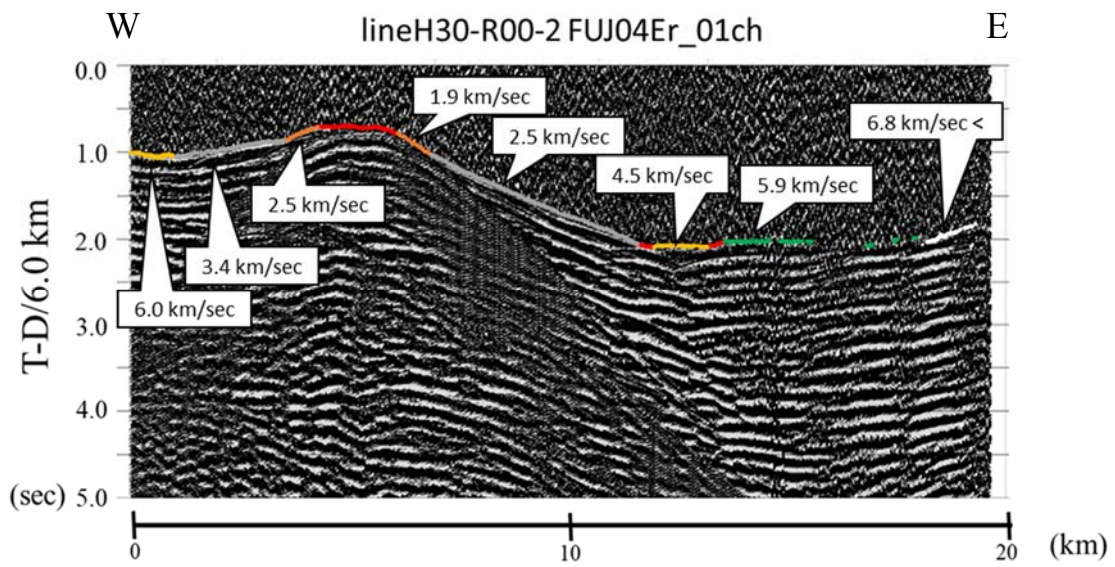
図 14 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04D の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04D の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)



(b)

図 15 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04E の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04E の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。

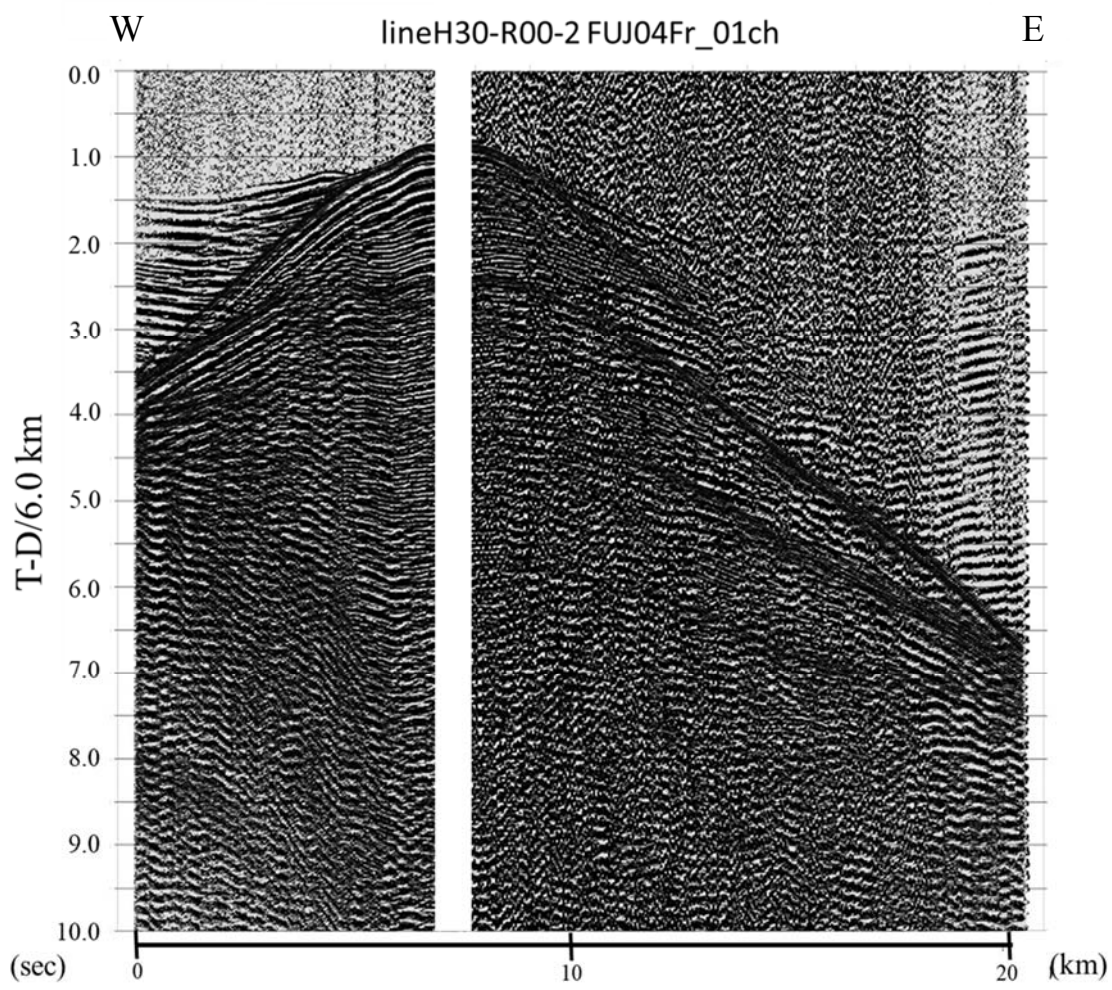
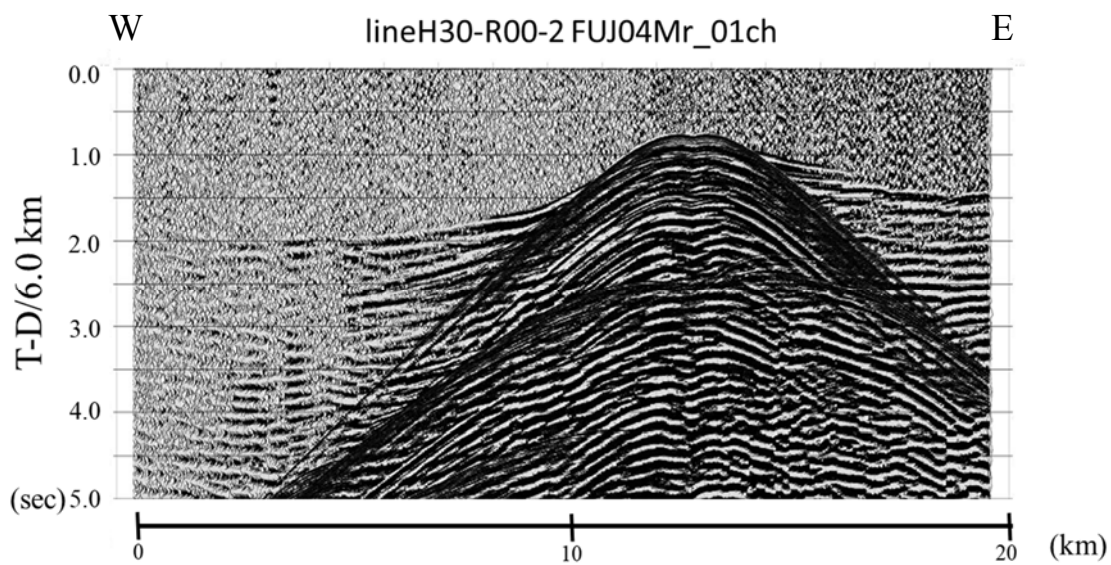
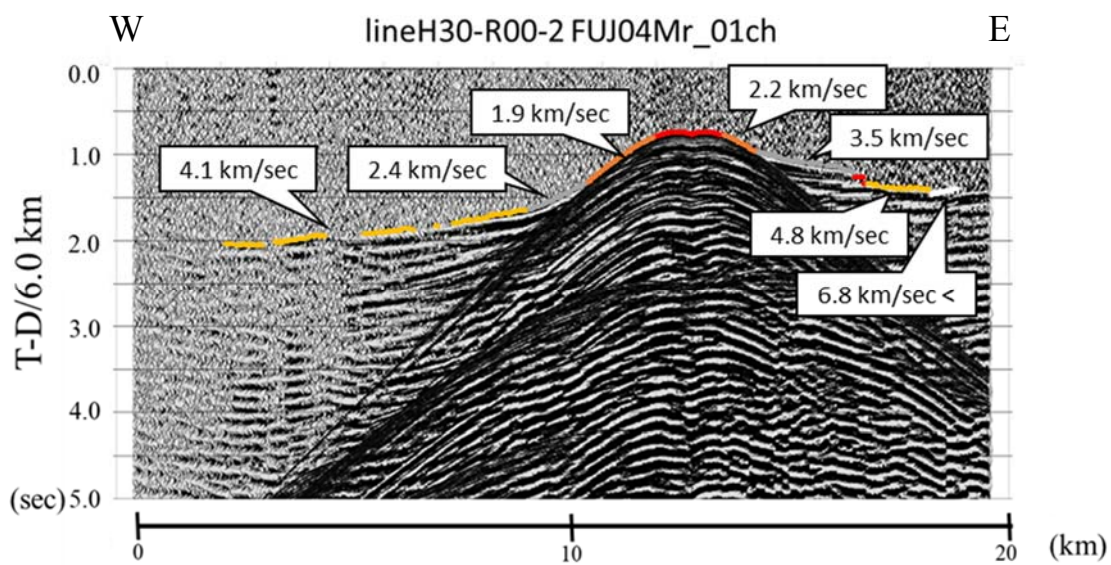


図 16 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04F の Record Section の例(上下動成分)。



(a)

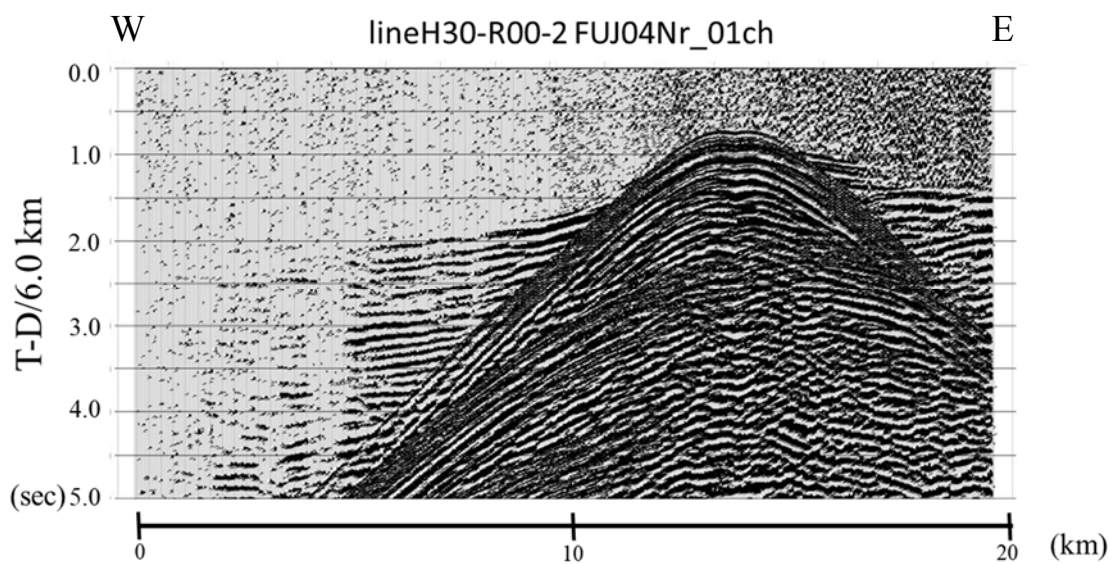


(b)

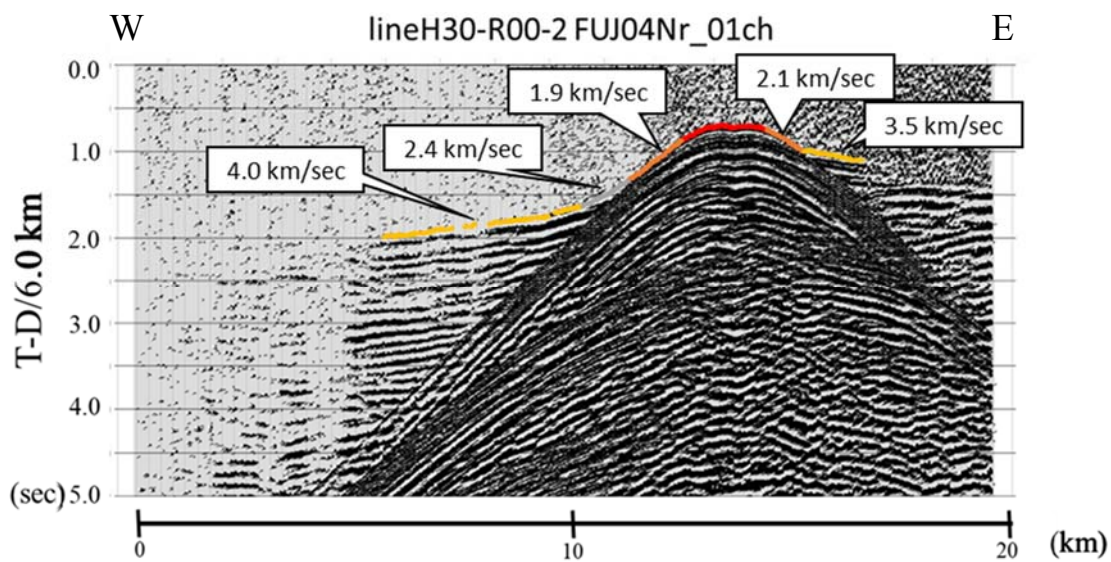
図 17 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04M の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04M の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

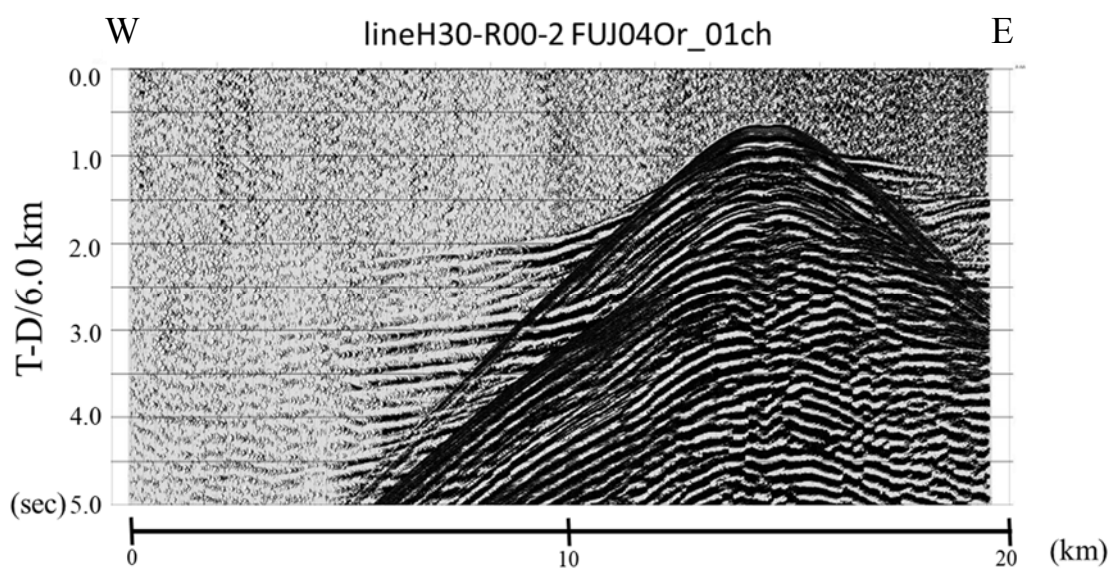


(b)

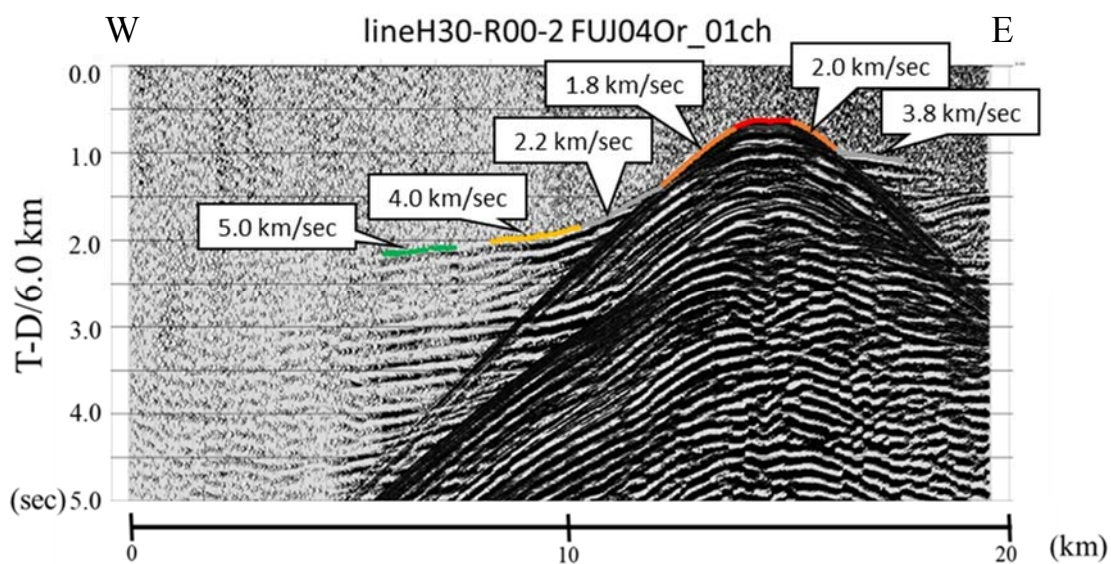
図 18 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04N の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04N の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

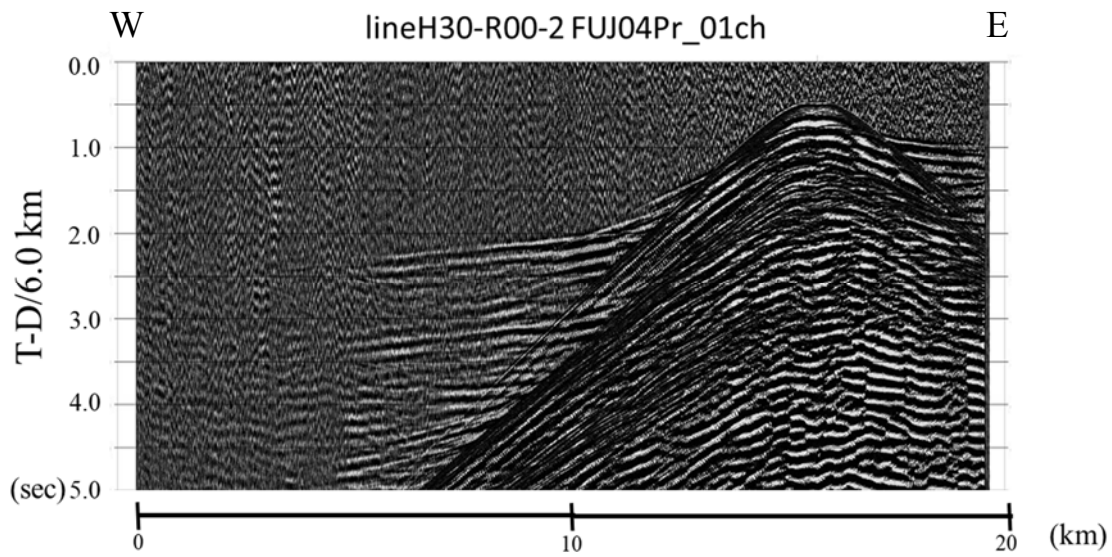


(b)

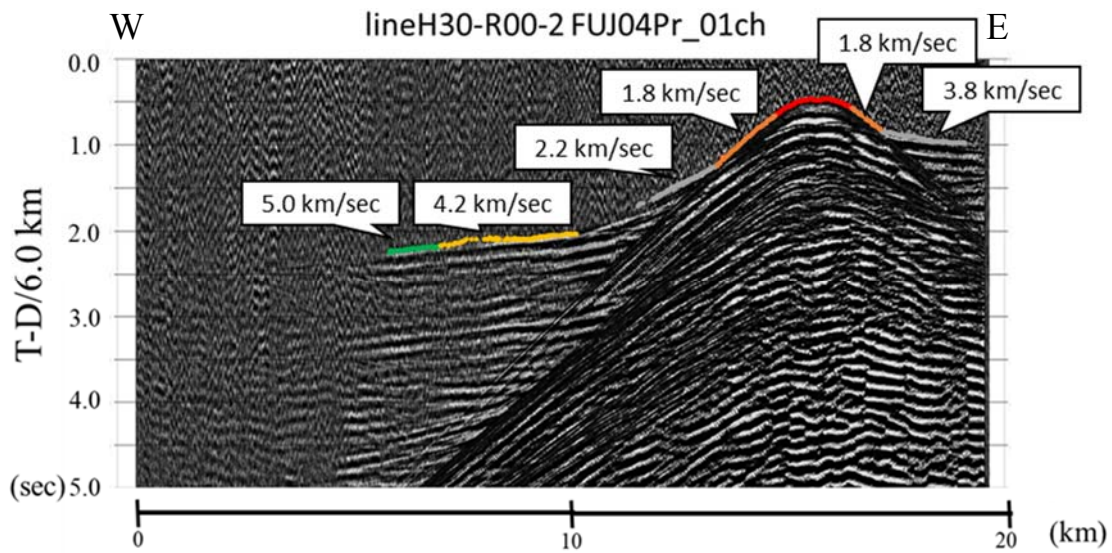
図 19 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ040 の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ040 の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)

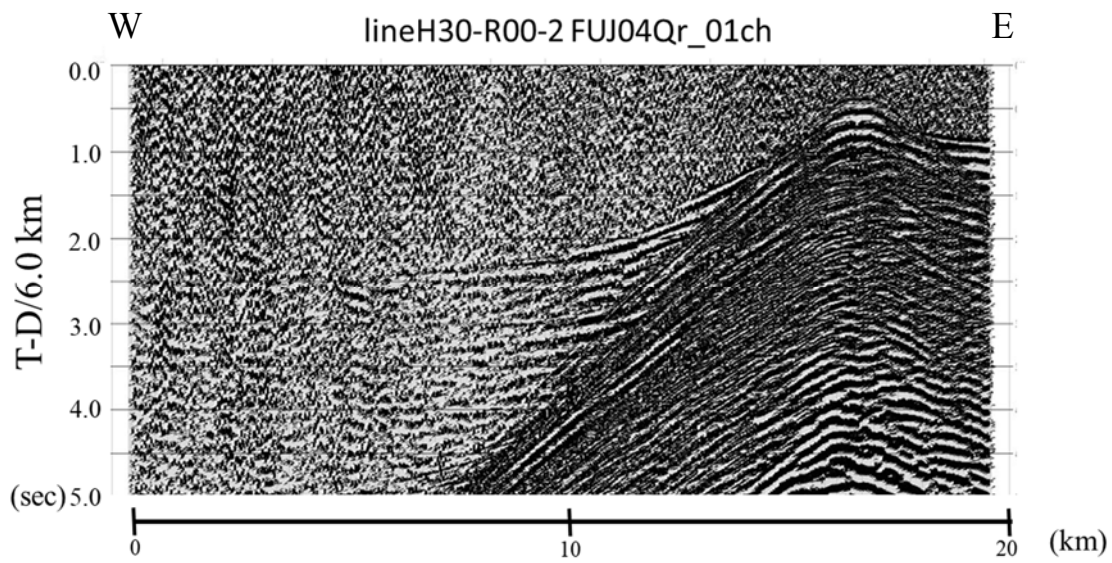


(b)

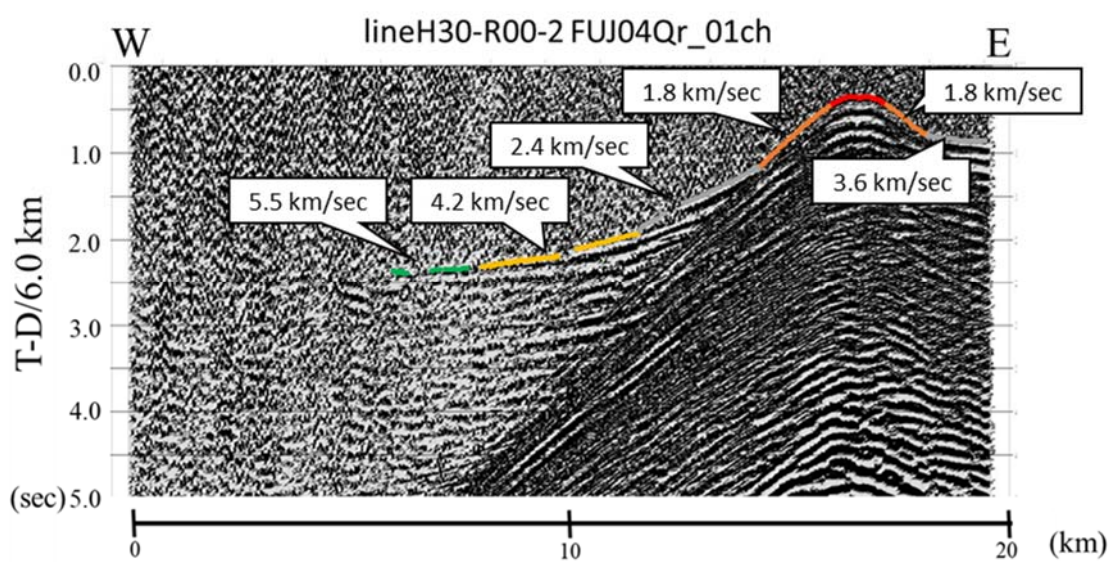
図 20 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04P の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04P の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。

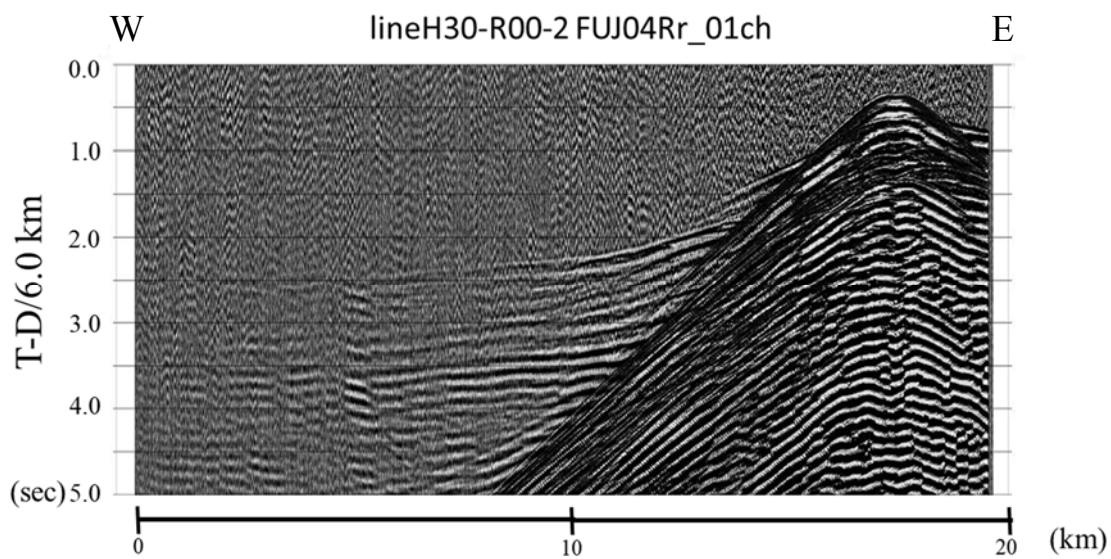


(a)

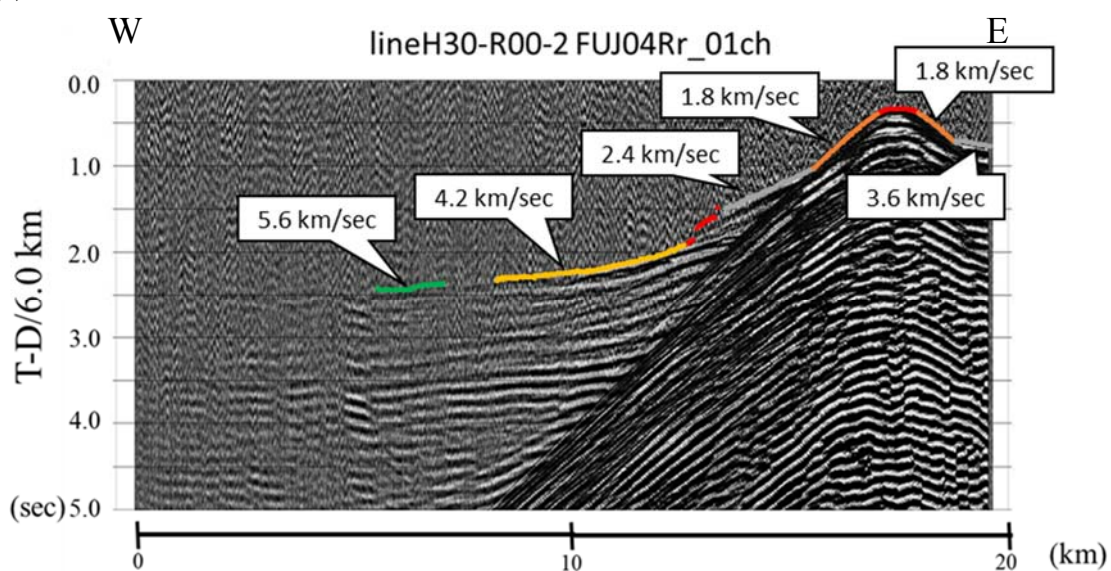


(b)

図 21 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04Q の Record Section の例(上下動成分)。
 (a) : 観測点 FUJ04Q の Record Section。
 (b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。



(a)



(b)

図 22 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04R の Record Section の例(上下動成分)。

(a) : 観測点 FUJ04R の Record Section。

(b) : (a)の Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。

以上の Record Section の初動をまとめた走時曲線を図 23 に示す。初動時間を見直さなければならぬ箇所も存在するが、全体的な傾向として

- a) 見かけ速度の傾きが揃っている。
- b) 走時延長線上の終端走時が揃う傾向にある。

等のことから、良好な記録であることが言える。

この走時曲線（図 23）から推定できる地下速度構造モデルの特徴を以下に示す。

- i) 東側の観測点 FUJ04M・N・O・P・Q・R では折れ曲りの様子から 5 層構造、西側の観測点 FUJ04A・B・C・D・E では 3 層構造が確認できる。
- ii) 観測点 FUJ04M・N・O・P・Q・R の初動は、測線距離約 6 km 付近で確認できなくなる。これは、この位置が測線西側斜面の立ち上がる場所にあたることから、地形によるものである。
- iii) 西側の観測点 FUJ04A・B・C・D・E の見かけ速度は、東側の観測点 FUJ04M・N・O・P・Q・R の見かけ速度よりも早いことから、測線の地下速度モデルは東側から西側に向かって下り傾斜していることが推定される。
- iv) 観測点 FUJ04C・D・E の最も深い層の見かけ速度が急激に早くなる。この原因は、構造の変化によるものか、または速度の速い層によるものかは、陸域の人工地震探査の結果と併せて、解析をする必要がある。

図 24 は、各観測点直下の 1 次速度構造モデルをまとめたものである。現状では大まかなものではあるが、第 1 層（表層）の厚さについては、図 4 の反射断面に当てはめるとおおよそ合致する。海底面の傾斜が大きいため、各層の見かけ速度から求める真の速度は、まだ決定的ではないが、平均から算出すると

第 1 層（表層）	1.9 km/sec
第 2 層	2.6 km/sec
第 3 層	4.1 km/sec
第 4 層	西側 5.7 km/sec
第 5 層	西側 6.8 km/sec<

となった。

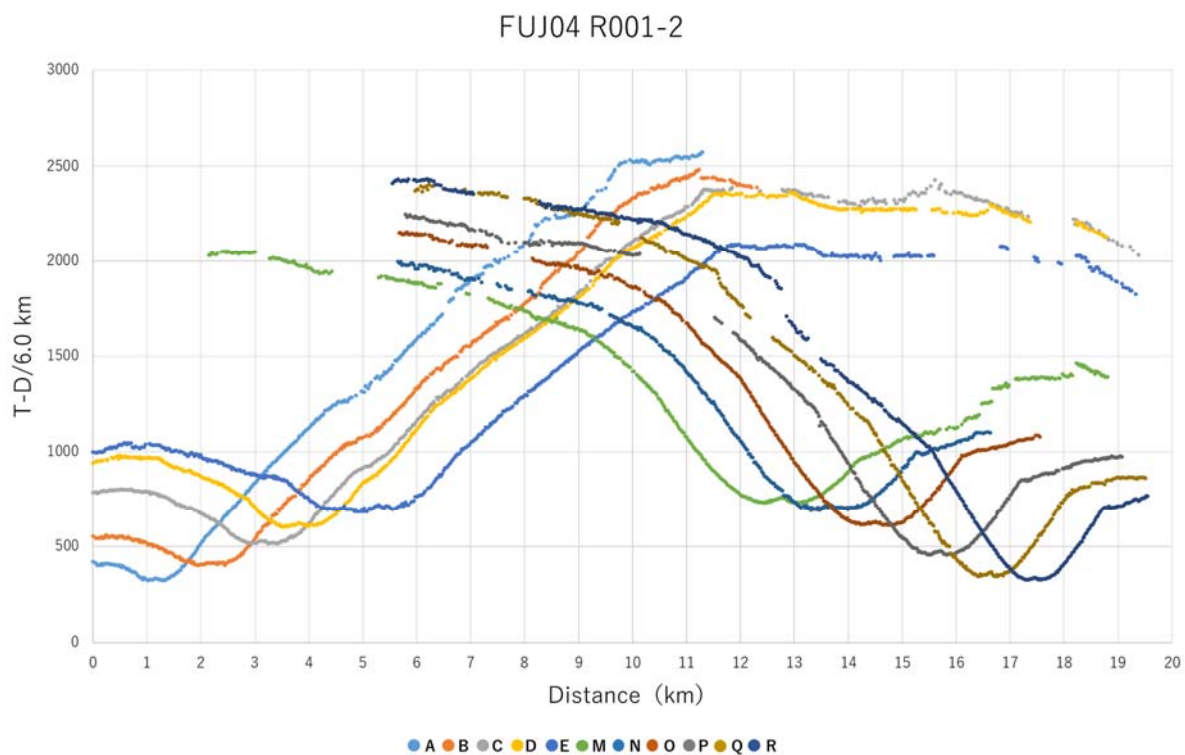


図 23 観測点 FUJ04A・B・C・D・E・M・N・O・P・Q・R の走時曲線。
時間軸は、Reduce Travel Time (6.0 km/sec)で示されている。

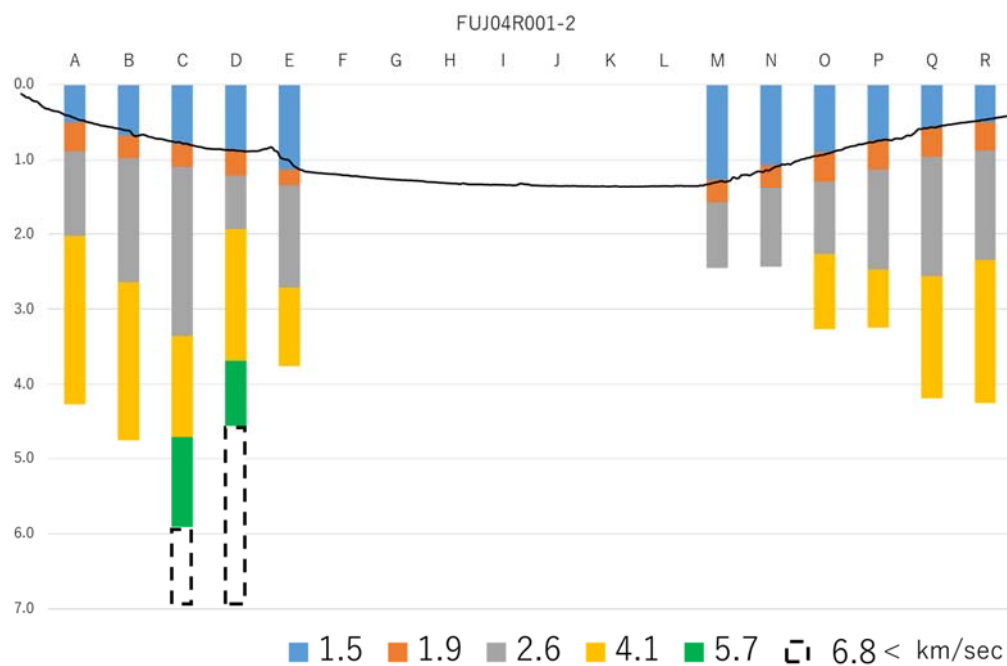


図 24 観測点 FUJ04A・B・C・D・E・M・N・O・P・Q・R それぞれ直下の
1次速度構造モデル。

(d) 結論ならびに今後の課題

台風 24 号の影響によって、6 観測点分の記録が得られず、特に測線中央部の記録が連続して抜けてしまう状況となった。しかし、測線の西側と東側について、良好な記録が得られた。解析は、現在のところ進行中である。平成 31 年度の予定としては、

- 1) 真の速度を的確に決める必要がある。これについては、東京海洋大学ならびに東海大学によって、本事業の本測線と平行する H29-L02, H30-02 の測線が展開されており、これらの速度構造解析結果を利用する。
- 2) 初動の読み取り精度の向上、後続波の利用、波形振幅の検討を行う。
- 3) 本測線では、2 往復分のデータが得られているため、これらのデータも利用する。
- 4) 速度構造モデルの構築では、波線追跡法を用いて行う。

等を実施する。

また、求められた速度構造モデル結果は、「(2-3) 駿河湾の海底地震観測」における震源決定にも活用する。

(e) 参考文献

- 青池 寛, 除 垣, 徳山英一, 平 朝彦 (2001) : 伊豆衝突帯テクトニクスと物質循環, 月刊地球号外, 33, 181-190.
- 長谷川功, 伊藤公介, 高橋学, 飯塚 進 (1989) : 上矢作~伊豆大島測線の地下構造上矢作~伊豆大島測線の地下構造, 地震学会講演予稿集 2, C06.
- 弘瀬冬樹, 中島淳一, 長谷川昭 (2008) : Double-Difference Tomography 法による関東地方の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレート形状の推定, 地震, 2, 60, 123-138.
- 伊神 輝 (1990) : 自然地震および人工地震による地殻, 上部マントル構造, 地学雑誌, 99, 1, 61-71.
- 岩崎貴哉 (1988) : 海底地震観測に基づく地下速度構造研究のための破線追跡プログラム, 地震 2, 41, 263-266.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2010) : 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について, 報告書
- 海上保安庁 (1980) : 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) , 駿河湾北部, 1 海底地形図, 海図 第 6362 号.
- 海上保安庁水路部 (1997) : 駿河湾の海底地形, 地磁気, 重力調査, 地震予知連絡会会報, 87, 5-14.
- Kodaira S., A. Nakanishi, J. Park, A. Ito, T. Tsuru and Y. Kaneda (2003): Cyclic ridge subduction at an inter-plate licked zone off central Japan, Frontier Research on Earth Evolution, 1, 139-144.
- 三澤良文, 門田真人, 松井繁貴 (2007) : 駿河湾東部大陸斜面の海底地形地質と伊豆半島の基盤地質, 東海大学海洋研究所研究報告, 28, 1-12.
- 中村一明, 島崎邦彦 (1981) : 相模・駿河トラフと沈み込み, 科学, 51, 490-498
- 仲西理子, 塩原 肇, 日野亮太, 小平秀一, 金澤敏彦, 島村英紀 (1994) : 東海沖でのフィリピ

- ン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明—エアガン-海底地震計探査による銭州海嶺南海トラフ東部の地殻構造—, 地震, 2, 47, 311-331.
- Nakao N., Baba, K. Imamura, K. Tsuruga, Y. Sekino, T. Hayashi, T. Aikawa, K. Nakata, T. Nishimiya, Y. Sawada, K. Kasahara, P. Yannis and H. Sato (2018): Seismic refraction velocity structure in the vicinity of Suruga Trough axial region reveal by OBS observations., AGU Fall Meeting, T41G-1640.
- 佐藤智久 (2004) : 駿河湾における反射法音波探査結果概要, 地質調査センター速報 No.65, 平成 25 年度沿岸の地質, 活断層調査研究報告, 1-11.
- 瀬野徹三 (2003) : 日本付近のプレートとその運動, SEISMO, 2, 9-11.
- 嶋村 清 (1986) : 駿河トラフ底の地形及び地質構造—衝突境界近傍の沈み込み帯についての地質的考察—, 地学雑誌, 95, 5, 1-22.
- 杉村 新 (1972) : 日本近海におけるプレート境界, 科学, 42, 192-202
- Suzuki F. (1987): Crustal Structure in the Tokai District, Central Japan as Derived from Explosion Seismic Observation and Their Tectonic Significances, Dr. Thesis, of Tokai University, Shimizu.
- 田治米鏡二 (1977) : 土木技術者のための弾性波による地盤調査法, 槇書店, pp234.
- 高橋成実, 野徹雄, 海宝由佳, 小平秀一, 金田義行 (2010) : 想定東海地震震源周辺域における沈み込み帯地殻構造, Blue Earth'10, 口頭発表, BE10-03.
- 高橋成実, 小平秀一, 佐藤 壮, 山下幹也, 海宝由佳, 三浦誠一, 野 徹雄, 瀧澤 薫, 野口直人, 下村典夫, 金田義行 (2015) : 伊豆・小笠原島弧の速度構造, 地学雑誌, 124 (5) , 813-825.
- 恒石幸正, 杉山雄一 (1978) : 駿河トラフを横断する駿豆断層, 地震予知連絡会会報, 20, 138-141.
- 鶴我佳代子, 関野善広, 神田穰太, 林 敏史, 萩田隆一, 會川鉄太郎, 保坂拓志, 菅原 博, 馬場久紀, 末広 潔, 青山千春, 鶴 哲郎, 中東和夫, 大西 聡, 稲盛隆穂, 井上則之, 大西正純, 黒田 徹, 飯塚敏夫, 村田徳生, 菅原大樹, 上田至高, 藤田和彦 (2017) : 東京海洋大学神鷹丸による駿河湾における海域 2 次元地震探査 (序報) , 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, SCG71-P14.
- Tsuruga, K., Y. Sekino, F. Hayashi, H. Baba, H. Sato, R. Hagita, T. Aikawa, H. Kondo, J. Kanda and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech. (2018): Shallow subduction zone structures of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology., AGU Fall Meeting, T41G-0372.
- ト部 卓, 東田進也 (1992) : WIN-微小地震観測網波形検測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期大会, 331
- 米倉伸之 (1984) : 駿河トラフ, 相模トラフ周辺の変動地形, 第 4 紀研究, 23 (2) , 83-90.
- 吉田明夫 (2001) : 東海地方におけるフィリピン海プレートの形状と東海地震, 月刊地球号外, 33, 104-113.

3.2 活断層システムの分布・形状と活動性

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層システムの分布・形状と活動性

(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	准教授	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人信州大学	教授	廣内 大助
国立大学法人岡山大学	教授	松多 信尚
公益財団法人地震予知総合研究振興会	主任研究員	田力 正好
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
静岡大学防災総合センター	客員教授	狩野 謙一
静岡県立富士宮東高校	教諭	山本 玄珠

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯および身延断層帯など駿河トラフ周辺の活断層・活構造について、これまでの研究成果を踏まえて、その分布・形状・活動性・平均変位速度を解明するとともに、特にプレート境界断層に関連する構造的な位置づけを明確にすることを目標に、先行研究のレビューと新たに変動地形・地質調査および高分解能浅層反射法地震探査を主とした調査観測研究を実施する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：富士川河口断層帯を主とする駿河トラフ周辺の活断層・活構造を対象に既存資料を収集し、地形・地質調査を実施するとともに、空中写真判読・高精度数値標高データ解析等による活断層・変動地形の位置・分布・性状を検討した。また、富士川河口断層帯・安居山断層帯およびその北方延長部において高分解能反射法地震探査を実施し、地下浅部の構造のデータを取得した。加えて、次年度以降に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容を検討した。

2) 平成 30 年度：平成 29 年度に取得した高分解能反射法地震探査データの解析を行い、富士川河口断層帯浅部の構造を明らかにする。また、地形・地質調査を行い、同じく 29 年度に取得した地形・地質学的データに基づき富士川河口断層帯を主とする駿河トラフ周辺の活断層・活構造の分布・性状について検討するとともに、次年度に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容をさらに検討した。

3) 平成 31 年度：富士川河口断層帯・身延断層帯についてボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査および反射法地震探査を行い、その分布・形状・活動性・平均変位速度を解明する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯において取得した高分解能反射法地震探査のデータ解析と断面の解釈を行い、断層帯前縁部を構成する安居山断層・芝川断層が分岐スラスト構造をなすことが明らかになった。また、富士川河口断層帯および北方延長部・身延断層帯を対象に航空レーザー測量による高密度数値地形データ・航測図化・空中写真等を用いた変動地形解析に基づき、安居山断層・芝川断層により形成された可能性のある新期の低崖地形を複数見出したほか、入山瀬断層に沿った富士川右岸の完新世河成段丘面群の変形など地形的な異常を見いだした。

(b) 業務の実施方法と成果

1) 富士川河口断層帯における浅層反射法地震探査

富士川河口断層帯では過去にいくつかの浅層反射法地震探査が実施されている（伊藤・山口，2016；下川・他，1998）。これらはいずれも測線長が短く、可探深度も数 100 m 内外であり、断層や断層運動に関連する地質構造に関する良好な反射断面図は得られていない。そこで平成 29 年度は富士川河口断層帯を横断する測線で、中型パイプロサイズ震源および独立型地震波形収録器の多点固定展開を採用した高分解能反射法地震探査（根原・麓・北山・内野・外神・上柚野測線）を実施した（図 1, 2 および 4）。探査の仕様は表 1 の通りである。本年度は、この観測記録を用いて、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析を行い、反射断面を作成した（図 3 および図 5）。主な解析パラメーターは以下の通りである；（外神・上柚野測線）AGC：400 msec；Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 240 msec, 予測距離 8 msec；Bandpass filter: 14/18-90/100 Hz；Fan Filter 2400m/se；残差静補正：シフト量 10 msec；FX-Prediction Filter 5 trace；FD Migration, 100-80%（根原・麓・北山・内野測線）AGC：600 msec；Deconvolution gate length 2400 msec, operator length 240 msec, 予測距離 2 msec；Bandpass filter: 12/16-90/100 Hz；残差静補正：シフト量 10 msec；F-X FD Migration, 100-80%。解析の結果、外神・上柚野測線では深さ 2 km 程度の中深度断面を、根原・麓・北山・内野測線では深さ 1.5 km 程度の高分解能深度断面を得ることができた。

外神・上柚野測線では、羽鮒丘陵の東側でほぼ水平な反射波群が深さ約 1 km まで分布するのに対し、羽鮒丘陵の下では西に傾斜する反射波群が卓越している（図 3）。特に、変動地形から羽鮒丘陵東縁の東向き斜面基部に推定される安居山断層の地表位置（中田・他，2000；中田・今泉編，2002）から西に傾き下がり、深さ約 1km でやや低角になる顕著な反射面が深さ約 1.5 km まで認められ、安居山断層のスラストの構造を示すと推定される。興味深いことに、安居山断層の上位および下位にも深さ約 1 km および 2 km から地表に延伸する西傾斜の顕著な反射面が認められ、安居山断層から分岐するスラスト群と考えられる。また、芝川断層の地表位置は天守山地を構成する富士川層群・浜石岳層が参加する非対称背斜前面の向斜軸にほぼ相当しており、西傾斜のスラストの存在が推定される。また、北山・内野測線では、安居山断層の地表位置より西側で東に傾斜する反射面の構造が認められ、これらは西傾斜のスラストによって形成されたと推定される（図 4, 5）。このよう

に、富士川河口断層帯の前縁部を構成する主要な活構造である安居山断層は、西傾斜の分岐するエマージェント・スラストであることが、本探査の結果から明確になった。

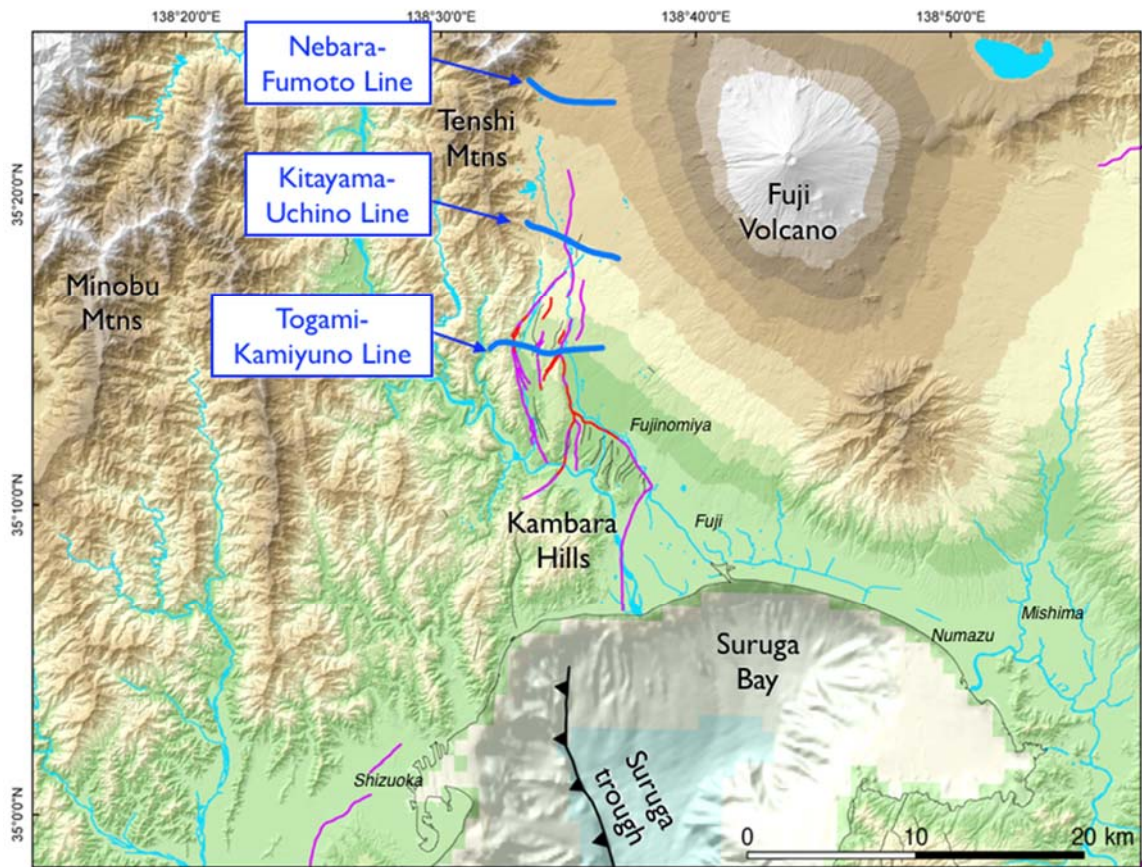


図 1 反射法地震探査の測線図。赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）を示す。

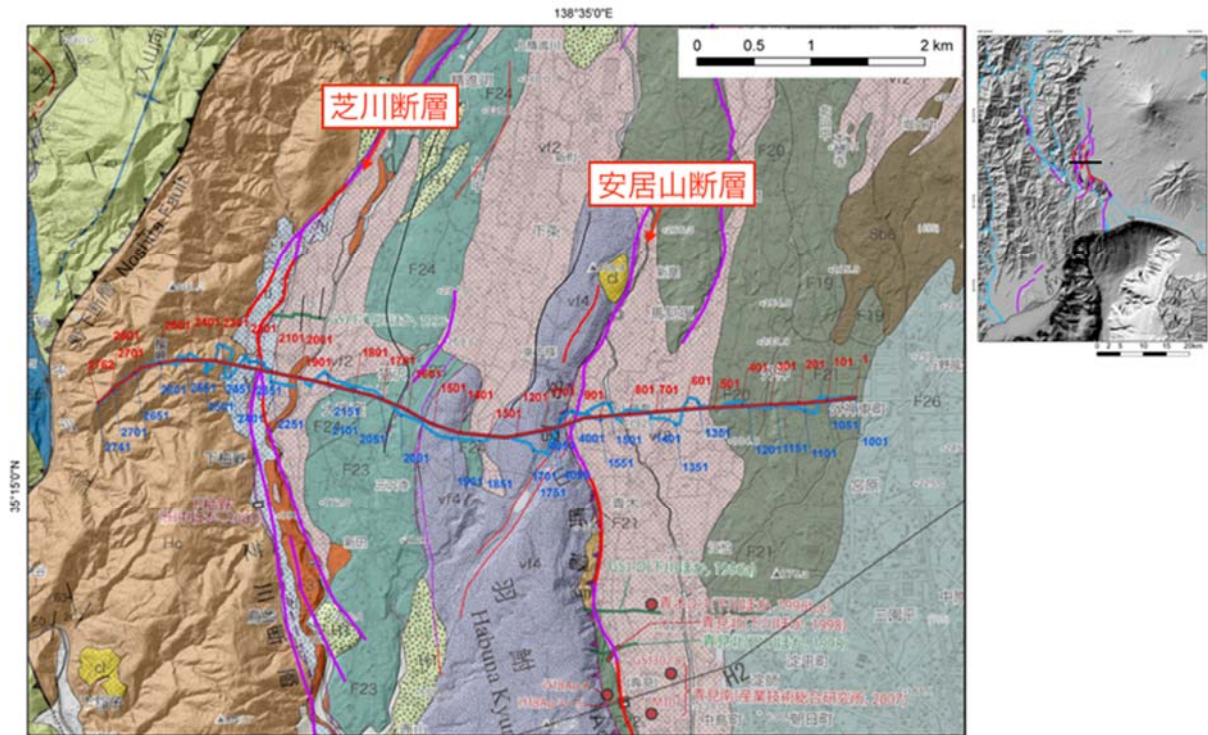


図2 反射法地震探査・外神-上柚野測線の測線図。背景は尾崎・他(2016)の地質図および1 mグリッドDTMによる陰影起伏図、赤線は活断層の位置(中田・今泉編, 2002)を示す。

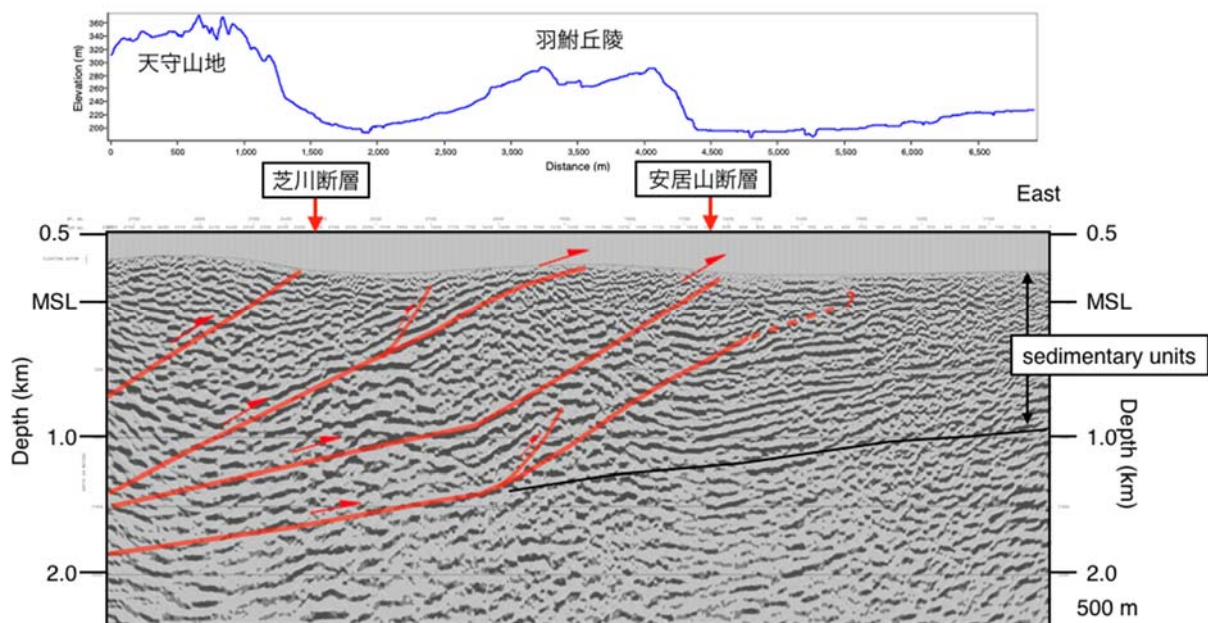


図3 反射法地震探査・外神-上柚野測線の深度断面の解釈図。

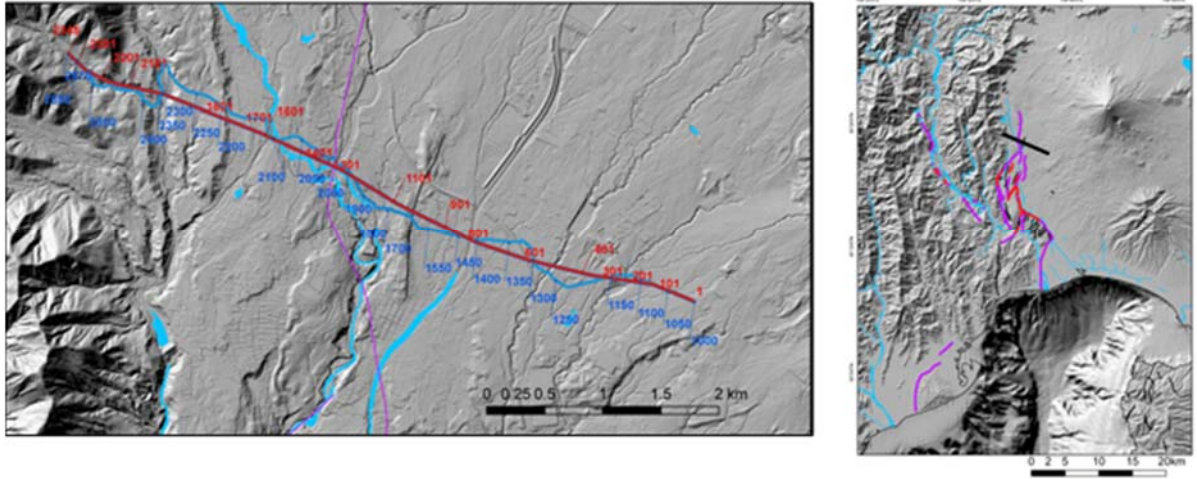


図 4 反射法地震探査・北山-内野測線の測線図。背景は 1 m グリッド DTM による陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）を示す。

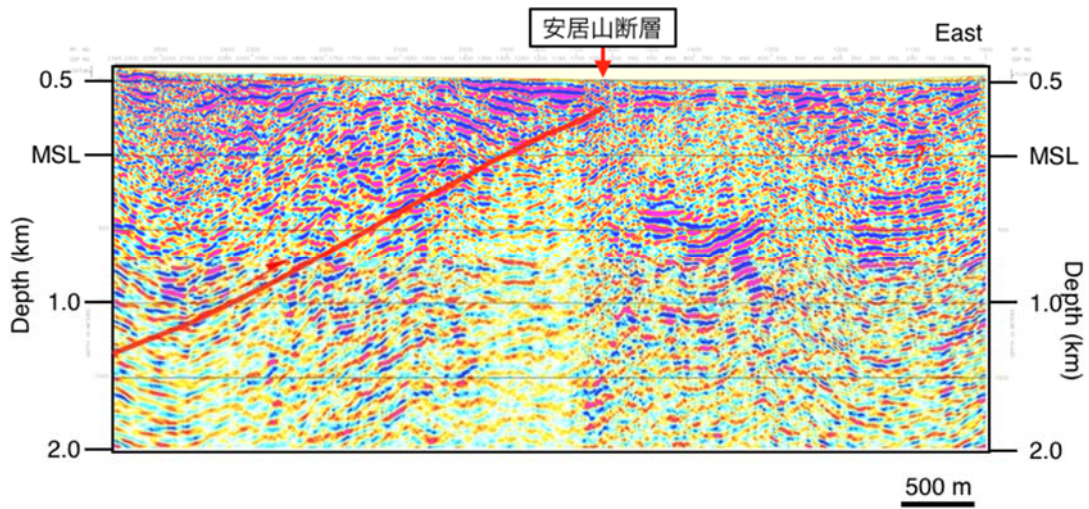


図 5 反射法地震探査・北山-内野測線の深度断面の解釈図。

表 1 富士川河口断層帯における反射法地震探査の主なデータ取得パラメーター。

	根原-麓	北山-内野	外神-上柚野
測線長	5.6 km	6.8 km	8.0 km
震源	EnviroVIB (IVI), 2 trucks		EnviroVIB (IVI), 2 trucks/Impactor
発振点間隔	5 m		
スイープ長	16 sec		
スイープ数	2 times		
スイープ周波数	6~100 Hz		
総発振点数	1324	1384	1620 (EnviroVIB)/ 22 (Impactor)
受振点間隔	10 m		
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz		
総受振点数	687	786	901
収録器	GSR-ONE (Geospace)		
サンプリング間隔	2 msec		
レコード長	4 sec		

2) 富士川河口断層帯の変動地形

富士川河口断層帯の分布や活動性に関する新規データを取得するにあたり、米軍および1960~70年代国土地理院撮影の小~大縮尺空中写真の判読と、当該地域で広汎に取得されている航空レーザー測量による高密度数値地形データの解析に基づき、断層帯を構成する主要な活構造に沿って分布する変動地形の検討をおこなった。その結果、断層帯を構成する代表的な活構造である安居山断層・芝川断層沿いには完新世後期に形成されたと考え

られる新期の低断層崖地形が断続的に分布する可能性があることがわかった。富士宮市上柚野地区では、天守山地東麓部に分布し東向きに撓曲変形する低位段丘面を開析する支流性の小扇状地面を、支流と直交する方向に切断する低崖地形が分布している（図 6）。この低断層崖の南北延長部では、異なる形成年代の段丘面が一樣に東側低下の変位を受けているほか、変位の累積性が認められる。昨年度実施したトレンチ調査では、一部圃場整備の影響や支流河川の堆積物の影響で断層構造の判別が困難であったが、ここでは圃場整備も行われておらず、支流からも離れていることから、トレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待される。

同様の非常に新しい変位地形は安居山断層に沿っても断続的に分布することが、新旧の空中写真判読や航測図化データなどで確認される。しかしその大半は圃場整備や宅地開発などによってその原型が失われており、活動性の調査対象とすることが困難である。ほぼ唯一調査対象となりうると考えられるのが、安居山断層の南方延長部、富士川右岸の水沼断層に沿って分布する断層変位地形である（中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002）。水沼断層に沿っては、富士川左岸に分布する芝川溶岩流（約 17 ka; 高田・他, 2016）台地が上下に約 50 m 変位する撓曲崖地形が存在し、撓曲部直下では更新統の鷲ノ田層が東に急傾斜する（尾崎・他, 2016 など）。その対岸では、上記の撓曲崖基部の延長部に、外神溶岩流（約 10.5 ka; 高田・他, 2016）からなる地形的高まりを取り巻くように分布する沖積低地面上に、比高 2 m 内外の低断層崖・撓曲崖地形が南西方向に分布する（図 7, 8）。この崖地形に沿っては低位段丘面相当の地形面が大きく撓曲変形するなど変位の累積性が認められる。この撓曲崖地形は規模が比較的小規模であり、圃場整備や宅地開発も免れている箇所があることから、芝川断層と同様にトレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待される。

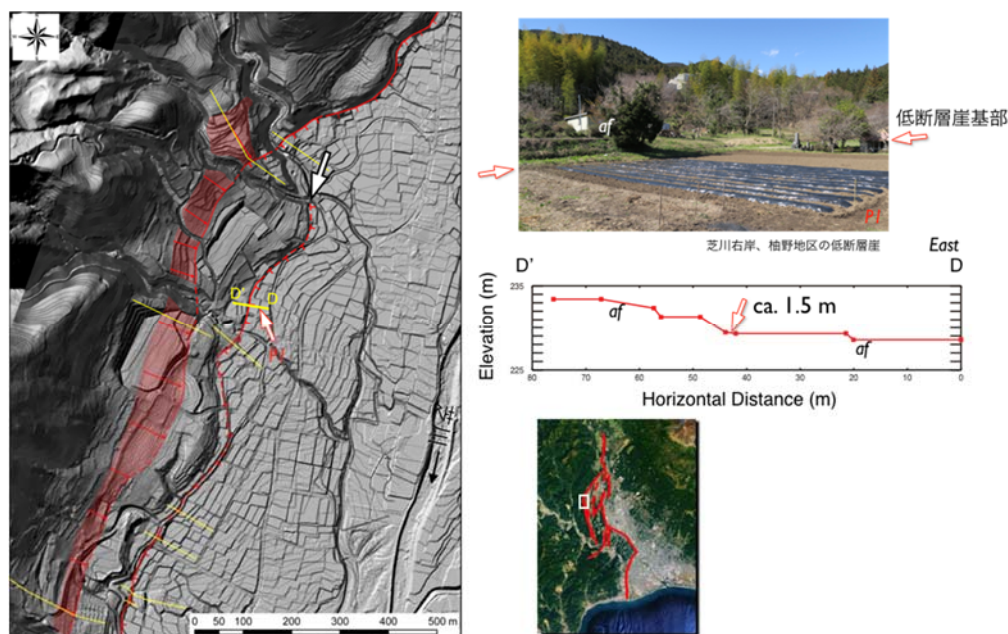


図 6 1 m グリッドの DTM および航測図化により復元した地形図に表現された芝川右岸沿いに分布する東向き低崖地形（左図）と現地写真（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。赤線は崖線（実線は位置明瞭、破線は位置不明瞭）、赤矢印は地形面の撓み下がる方向を、ケバは地形面の低下側を示す。断面の位置は左図に示す。

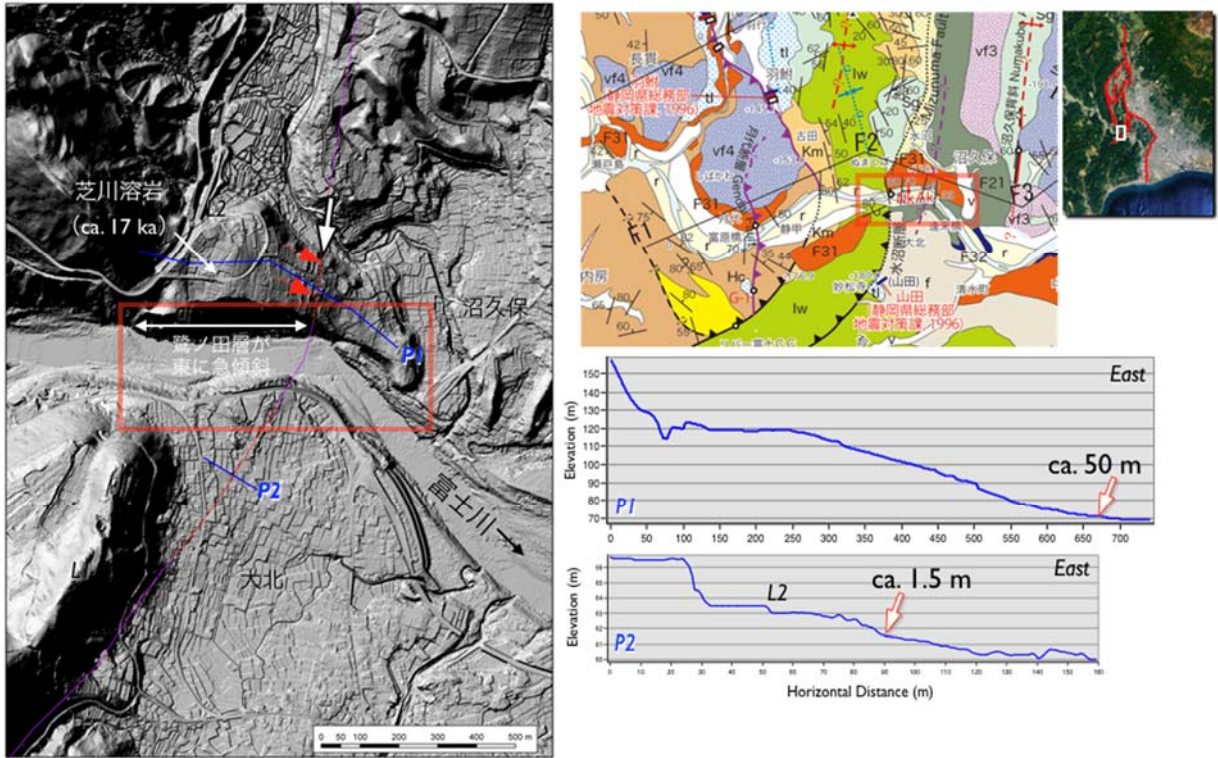


図7 1 m グリッドの DTM による陰影起伏図に表現された富士川両側に分布する水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形（位置は中田・今泉編, 2002 による）（左図）、地質図（尾崎・他, 2016 に加筆）（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。断面の位置は左図に示す。

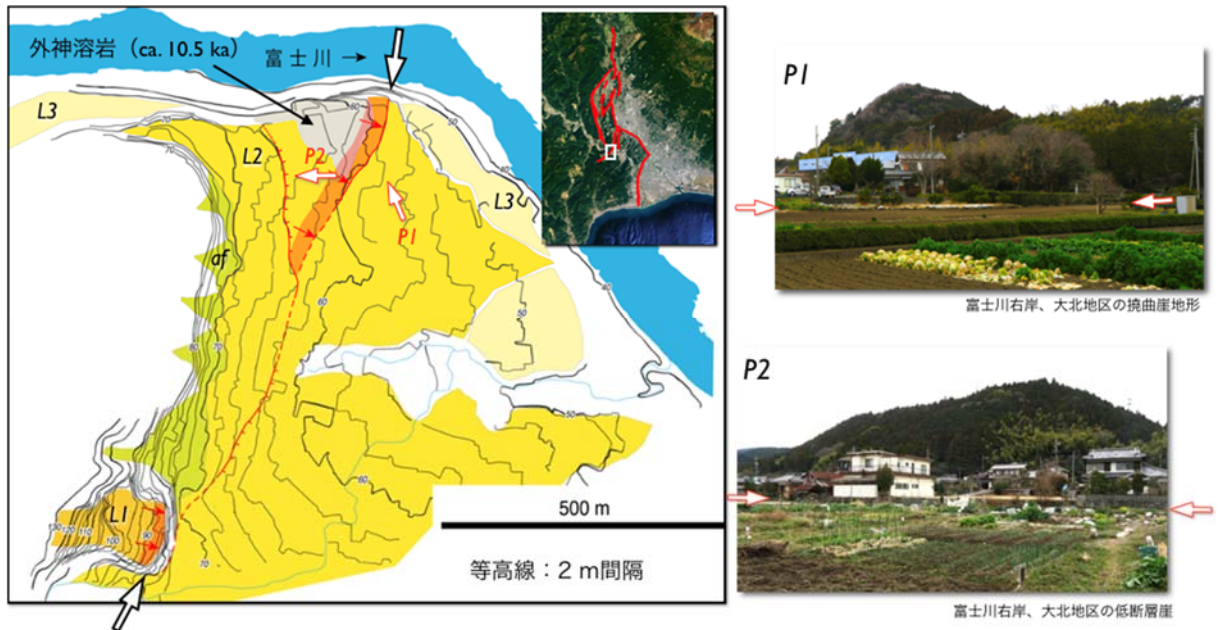


図8 富士川右岸の水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形を含む変動地形学図（左図）および現地写真（右図）。左図の等高線は 1/2500 地形図に基づく。写真の位置は左図に示す。

また、入山瀬断層に沿っては、富士川右岸に分布する完新世の段丘面群がその高度分布から少なくとも4段に細分されること、またこの段丘面群は分布東端で西に向かって傾動する地形異常を有することが分かった(図9)。傾動量には明らかな累積性が認められる(図8の地形断面図を参照)。また、1 m グリッドの数値地形データにより富士川扇状地および富士川下流部の等高線および地形断面図をプロットすると、富士川右岸の扇状地面が左岸側に比べて系統的に2 m 程度高いことがわかる(図10)。これらの地形的な異常は、従来入山瀬断層が存在する証拠とされる富士川河口部を挟んで両側における完新統の分布高度の大きな食い違い(羽田野・他,1979; 松島, 1984; Yamazaki, 1992)などと矛盾しない。また、伊藤・山口(2016)による富士川下流部右岸側での反射法地震探査による深度断面は、西傾斜のスラストの存在を示唆する。以上に鑑みて、富士川右岸に分布する4段の完新世段丘面群の形成年代の特定、富士川右岸側の扇状地面の年代推定等に加えて、富士川を横断する反射法地震探査を実施し、入山瀬断層の実態を把握することが重要であると考えられる。このほか、断層上盤側にあたる由比海岸の完新世段丘(Yamazaki et al., 2002)の離水年代も断層の活動時期を推定する上で重要であることと考えられる。

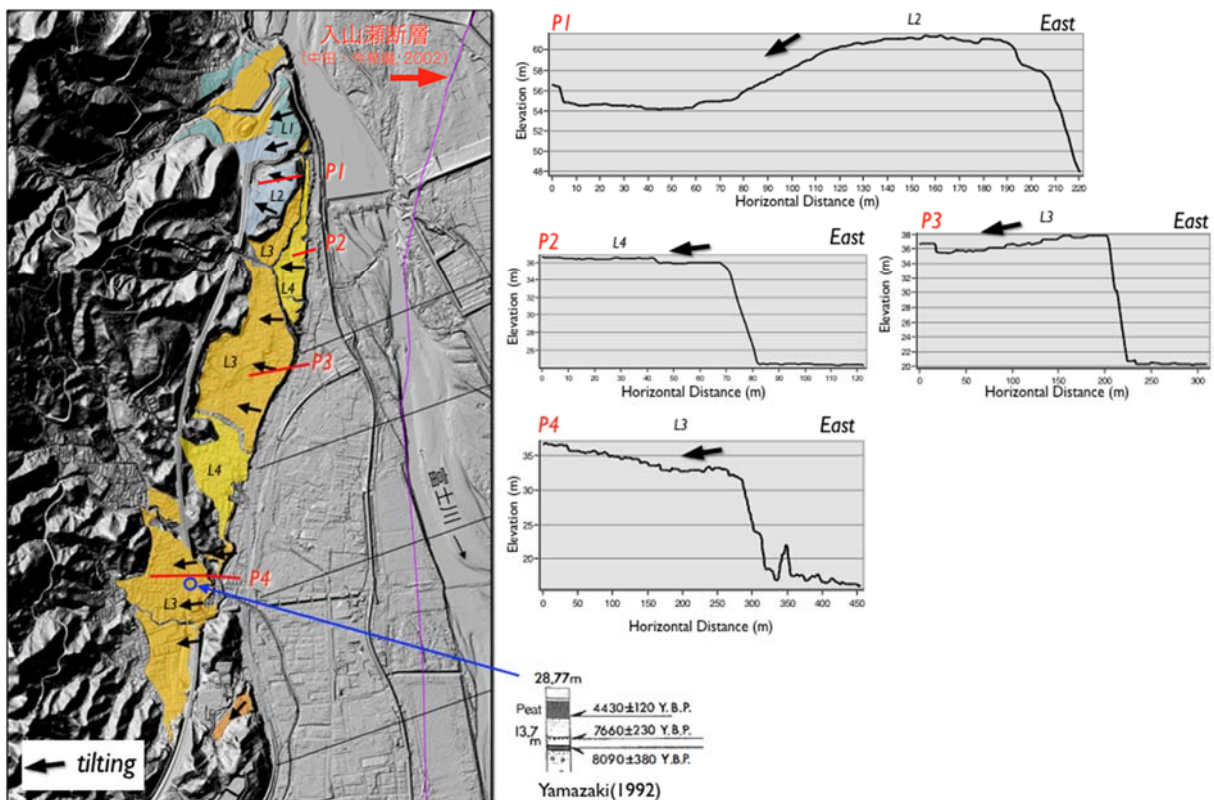


図9 富士川河口部、富士川右岸に分布する完新世の段丘面の分布図(左図)および1 m グリッドDTMによる段丘面の地形断面図(右図)。左図の背景は1 m グリッドのDTMによる陰影起伏図。断面の位置は左図に示す。入山瀬断層の地表位置は中田・今泉編(2002)による。

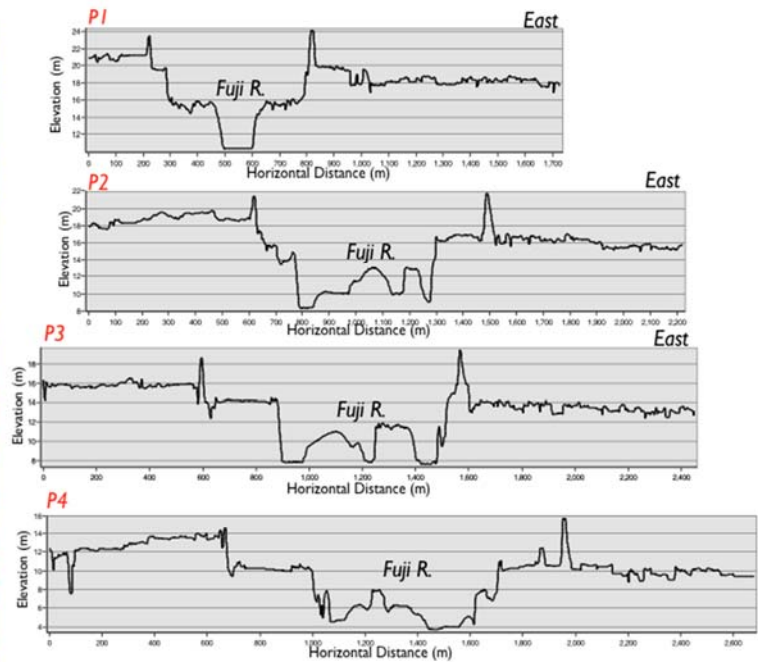
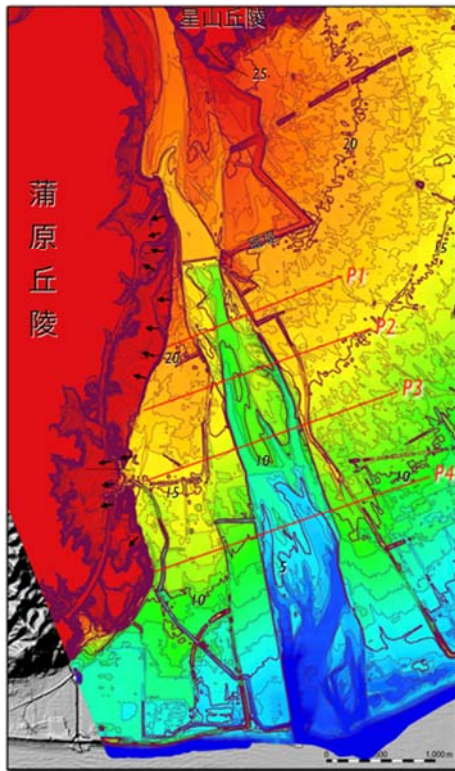


図9 1 m グリッドの DTM により作成した富士川河口部、富士川扇状地の等高線図（左図）および 1 m グリッド DTM による地形断面図（右図）。による陰影起伏図。断面の位置は左図に示す。

3) 富士川河口断層帯北方延長部の変動地形

富士川河口断層帯北方延長部の変動地形については、Lin et al. (2013)が東側低下の断層変位地形が大室山まで断続的に分布し、その一部は西暦 864-868 年に噴出した青木ヶ原溶岩（図 10 の Sd-Aog; 貞観噴出物; 高田・他, 2016）を切っており、1854 年安政東海地震において活動したと推定した。この富士火山北西麓部に分布する崖地形について、1 m グリッド DTM と最新の火山地質図（高田・他, 2016）をあわせてその分布・構造を検討した（図 10, 11）。その結果、以下のことが分かった。①二ツ山噴出物（F-Fty; 高田・他, 2016）の上面高度を食い違わせる東向き崖地形（図 11 の P1）は、東から西に向けたその流下方向とは相対する向きであり、Lin et al. (2013)が指摘する通り地形的には異常である。②しかし、図 11 の P2 が示すように、より幅広い東西断面で見ると、古い溶岩の上に単純に新しい溶岩が累重しており、構造的な起伏の成長が全く認められない。③また、図 10 の P3 および P4 を比較すると、東から流下した菖蒲山噴出物（Sb-Sbn; 高田・他, 2016）は、二ツ山噴出物上面の東向き崖地形（P3）を埋めるようにしてその分布東端を断たれるが、これ以降に東向きの崖地形が成長した形跡が、F-Fty および Sb-Sbn の双方に認められない。また、④1 m グリッド DTM による地形断面図を見る限り、Sd-Aog および大室山片蓋山噴出物（Sc-Omr; 高田・他, 2016）にも

東落ちの明瞭な崖地形は認めがたい。以上の考察から、Lin et al. (2013)が指摘した富士火山北西麓部に分布する崖地形は、その成因論については未解明ではあるものの、完新世に繰り返し著しい変動を繰り返してきた富士川河口断層帯とはテクトニックな背景を含めて性格を異にすることから、本断層帯には含めることは適当ではないと考えられる。

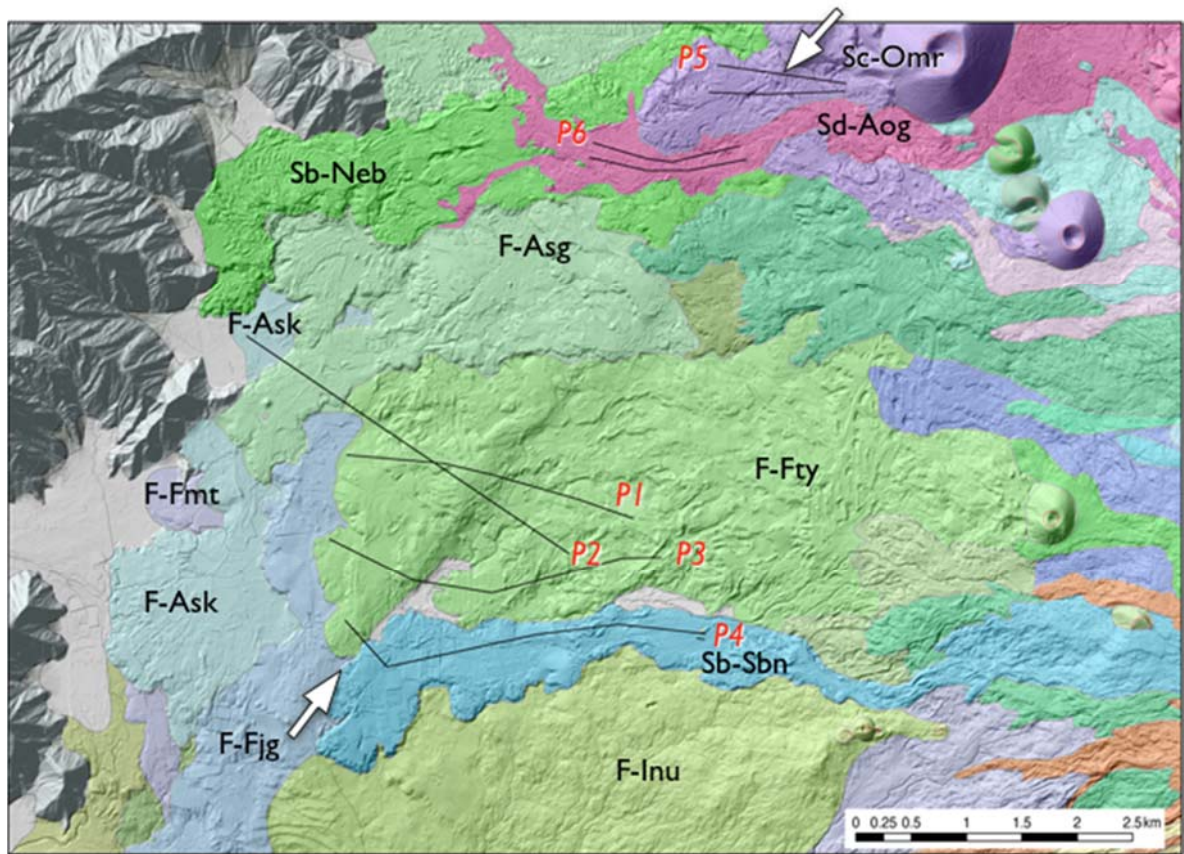


図 10 1 m グリッドを使って作成した陰影起伏図の DTM および高田・他 (2016) により作成した富士火山北西麓部の地形と火山噴出物の分布。P1～P6 は図 11 の 1 m グリッド DTM による地形断面図の位置を示す。

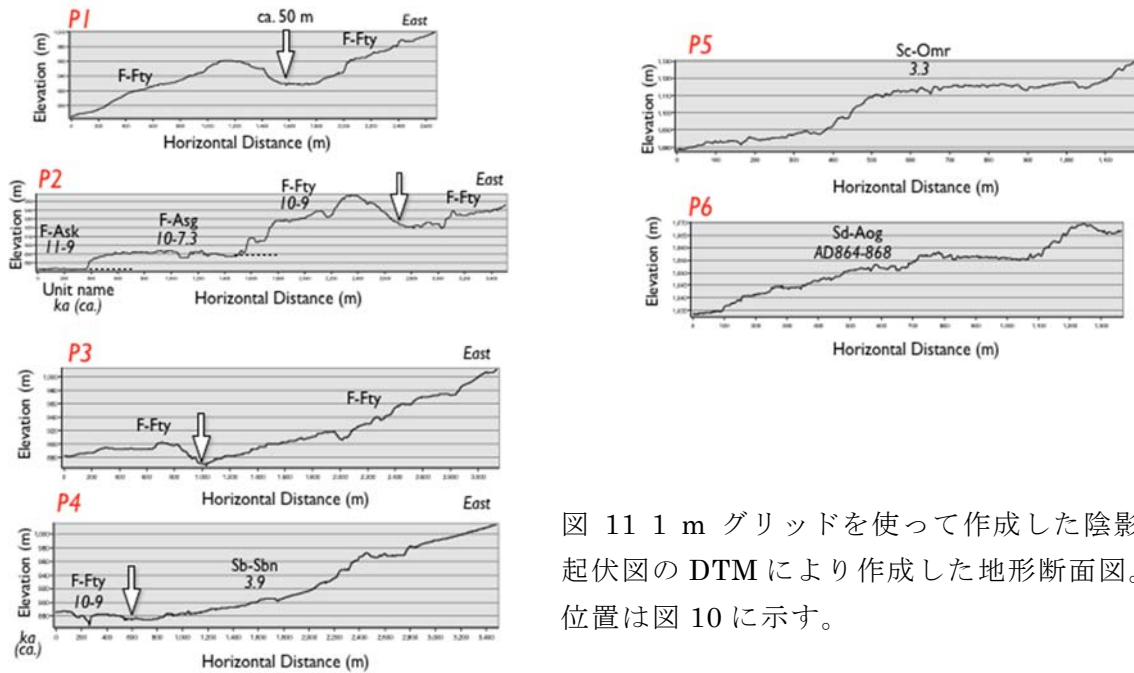


図 11 1 m グリッドを使って作成した陰影起伏図の DTM により作成した地形断面図。位置は図 10 に示す。

4) 身延断層帯の変動地形

身延断層帯については、水本・他（2016）が富士川河谷に左横ずれ主体で長さ約 20 km の活断層を認め、これが地質断層である身延断層に沿って分布するとした。また、断層の平均変位速度を 0.7 mm/yr 以上と推定した。本断層帯についても、米軍および 1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真の判読と若干の地質調査に基づき、断層帯を構成する主要な活構造に沿って分布する変動地形の検討をおこなった。その結果、水本・他（2016）で指摘された地点の多くで同様に断層変位地形が存在することを確認した。ただし、若干の現地調査では、断層が通過されると考えられる場所に位置する富士川層群の露頭に変位・変形の痕跡が認められない地点があるなど、断層変位地形の明瞭さ・位置の確実性や連続性、西傾斜の逆断層である地質学的な身延断層との関係、平均変位速度などはさらに検討の余地がある。また、平均変位速度については、断層変位基準となる富士川河谷の河成段丘面の編年に関するデータをさらに充実させる必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯において取得した高分解能反射法地震探査のデータ解析と断面の解釈を行い、断層帯前縁部を構成する安居山断層・芝川断層が分岐スラスト構造をなすことが明らかになった。また、航空レーザー測量による高密度数値地形データ・航測図化・空中写真等を用いた変動地形解析に基づき、安居山断層・芝川断層により形成された可能性のある新期の低崖地形を複数見出したほか、入山瀬断層に沿った富士川右岸の完新世河成段丘面群の変形など地形的な異常を見いだした。また、富士川河口断層帯の北部延長部および身延断層帯についても変動地形学的な検討を実施した。これらを念頭に、平成31年度は富士川河口断層帯および身延断層帯について、その分布・形状・活動性・平均変位速度

を解明するための基礎資料を収集すべく、ボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査および反射法地震探査を行う。

(d) 引用文献

- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章, 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動. 地震予知連絡会会報, 21, 101-106, 1979.
- 伊藤 忍・山口和雄, 富士川河口地域における反射法地震探査. 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
- Lin, A., Iida, K. and Tanaka, H., On-land active thrust faults of the Nankai–Suruga subduction zone: The Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan, Tectonophysics, 601, 1–19, 2013.
- 松島義章, 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, 23, 165-174, 1984.
- 水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子, 富士川谷の身延断層に沿った新时期断層変位地形の発見とその意義. 活断層研究, 44, 9-21, 2016.
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛, 1:25,000 都市圏活断層図「富士宮」. 国土地理院技術資料D・1-No.375, 2000.
- 中田 高・今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM2 枚・付図1 葉・60p, 2002.
- 尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之, 5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介, 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査. 平成7年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 地質調査所研究資料集, no.259, 73-80, 1996.
- 下川浩一・荻谷愛彦・山崎晴雄, 富士川河口断層帯. 安居山断層の補備調査. 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書(平成9年度), EQ/98/1, 27-35, 1998.
- 高田 亮・山元孝広・石塚吉浩・中野 俊, 富士火山地質図(第2版)及び解説書. 特殊地質図, no.12, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
- Yamazaki, H., Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, Central Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 43, 603-657, 1992.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and Tanaka, T., Off-fault paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 37, 1-14, 2002.

3. 3 地震活動から見たプレート構造

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地震活動から見たプレート構造

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 防災科学技術研究所 地震津波火山ネットワークセンター	主任研究員	松原 誠
	副部門長	汐見 勝彦
	主任研究員	木村 武志
	特別研究員	ヤノ トモコ エリザベス

(c) 業務の目的

Hi-net などの定常観測点、本事業で実施する海底地震観測などの地震観測データをもとに、地震波トモグラフィによる速度構造解析、震源の高精度決定、繰り返し地震の抽出、発震機構解の検討、レシーバー関数解析などの総合的な検討により、より高い精度でフィリピン海プレート上面境界モデルを構築する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：より精度が高いプレート境界を明らかにするために、防災科学技術研究所（防災科研）高感度地震観測網（Hi-net）で検出した東海地域における地震を精密震源再決定法により決め直した。同時に、プレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震の抽出システムを構築した。

2) 平成 30 年度：平成 29 年度に構築したシステムを用いて、波形相関に基づくプレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震を抽出した。海底観測データの地震波到達時刻を活用した三次元地震波速度構造解析に向けた準備として、防災科研 Hi-net による到達時刻データとの統合手法などを開発し、地震波速度構造解析の試行をし、浅部構造の解像度の向上可能性を検討した。

3) 平成 31 年度：Hi-net などの定常観測点、本事業で実施する海底地震観測などの地震観測データをもとに、地震波トモグラフィによる速度構造解析、震源の高精度決定、繰り返し地震の抽出、発震機構解の検討、レシーバー関数解析などの総合的な検討により、より高い精度でフィリピン海プレート上面境界モデルを構築する。さらに、地震活動や地震波速度構造から富士川河口断層帯における地震発生層の下限を求める。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

平成29年度に構築したプレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震の抽出システムを用いて、波形相関に基づくプレート境界で特有に発生する低角逆断層型の小繰り返し地震を抽出した。海底観測データの地震波到達時刻を活用した三次元地震波速度構造解析に向けた準備として、防災科研Hi-netによる到達時刻データとの統合手法などを開発し、地震波速度構造解析の試行をし、浅部構造の解像度の向上可能性を検討した。

(b) 業務の実施方法

1) 低角逆断層型繰り返し地震の抽出

平成 29 年度に構築したプレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震の抽出システムを用いて、波形相関に基づくプレート境界で特有に発生する低角逆断層型の小繰り返し地震を抽出した。関東東海観測網および防災科研 Hi-net により決められたマグニチュード 1.5 以上の地震の震源分布をそれぞれ図 1,2 に、両者を合わせた分布を図 3 に活断層のトレース（活断層研究会，1991）と共に示す。

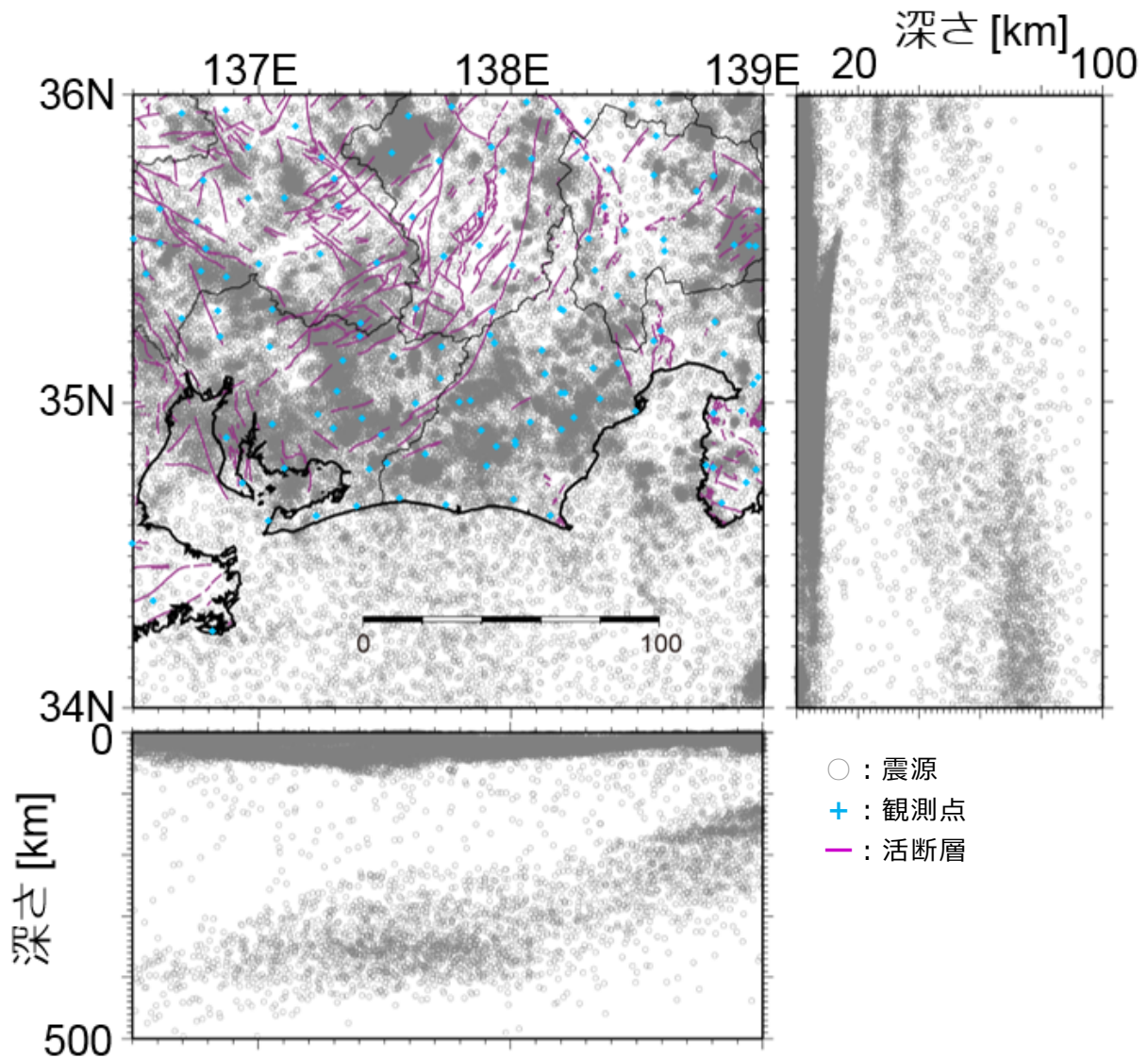


図 1 関東東海観測網による 1979 年～2002 年の震源分布。

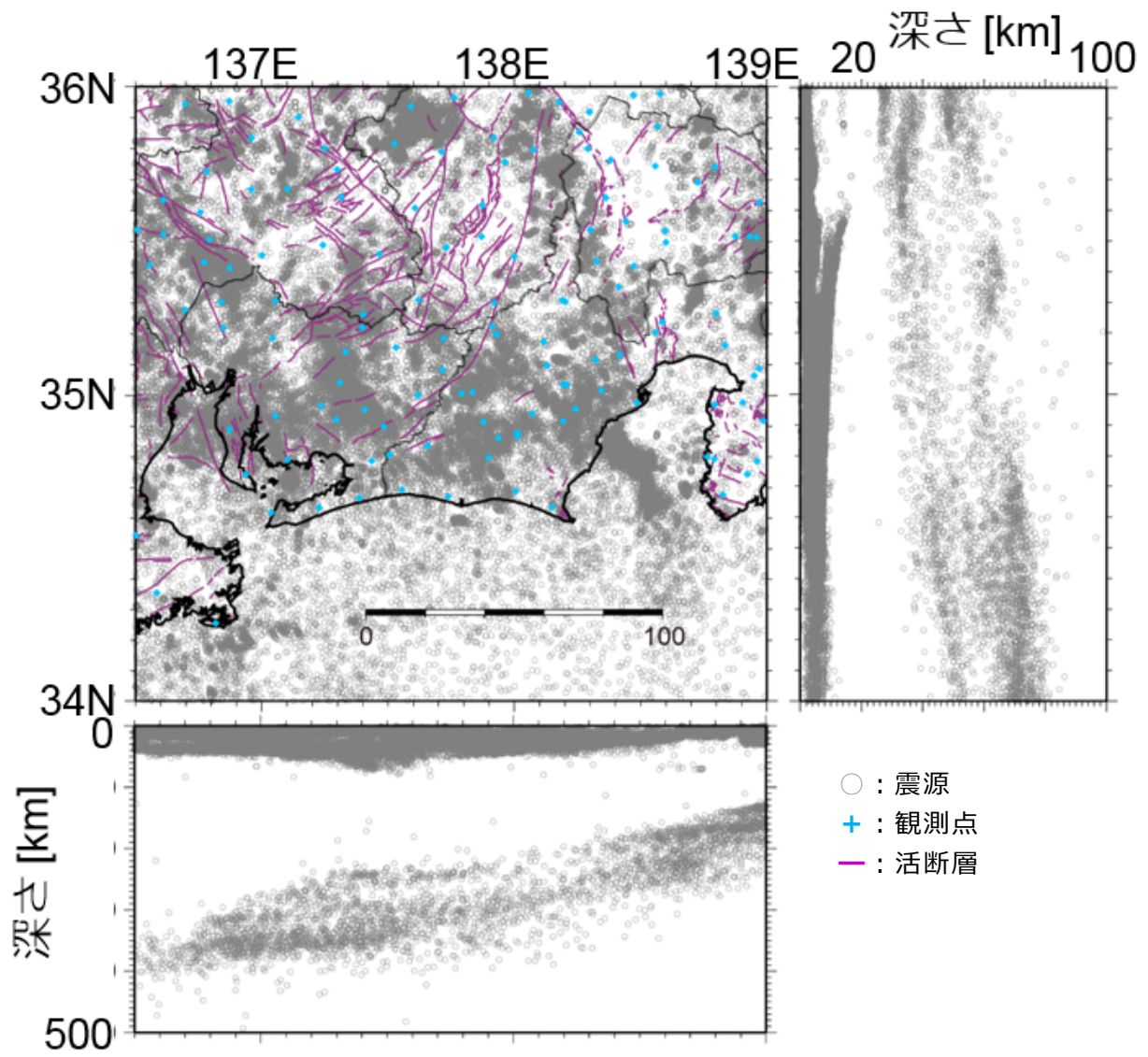


図2 防災科研 Hi-net による 2000 年～2018 年の震源分布。

防災科研 Hi-net の観測点における上下動成分の 1~8 Hz のバンドパスフィルターを適用した波形について、P 波の到達の 1 秒前から S 波の到達の 5 秒後までもしくは、S 波の読み取りが無い場合は P 波の到達の 1 秒前から 40 秒間の波形について相関係数を計算した。陸域に囲まれた領域も含めて、震央距離 100 km 以内の 3 観測点以上で 0.95 以上の相関係数を持つ波形が観測された地震の組み合わせを相似地震として抽出した (Matsubara et al. 2005)。

2) 海域観測データを活用した三次元地震波速度構造解析の準備

平成 29 年度の平成 30 年 1 月~3 月に東海大学により駿河湾で実施された海底地震計を用いた観測結果と同時期の防災科研 Hi-net により捉えられた震源分布を比較した。また、海底地震計のデータと Hi-net のデータの統合方法について検討した。

防災科研 Hi-net に蓄積された地震波の走時データを用いて、三次元地震波速度構造解析を実施すると共に、海底地震計により捉えられた地震の走時データや平成 30 年度に東大地震研等により実施された発破の走時データなどを合わせた三次元地震波速度構造解析を実施した。東経 136°~139°、北緯 34~36°を解析領域として、防災科研 Hi-net・海底地震

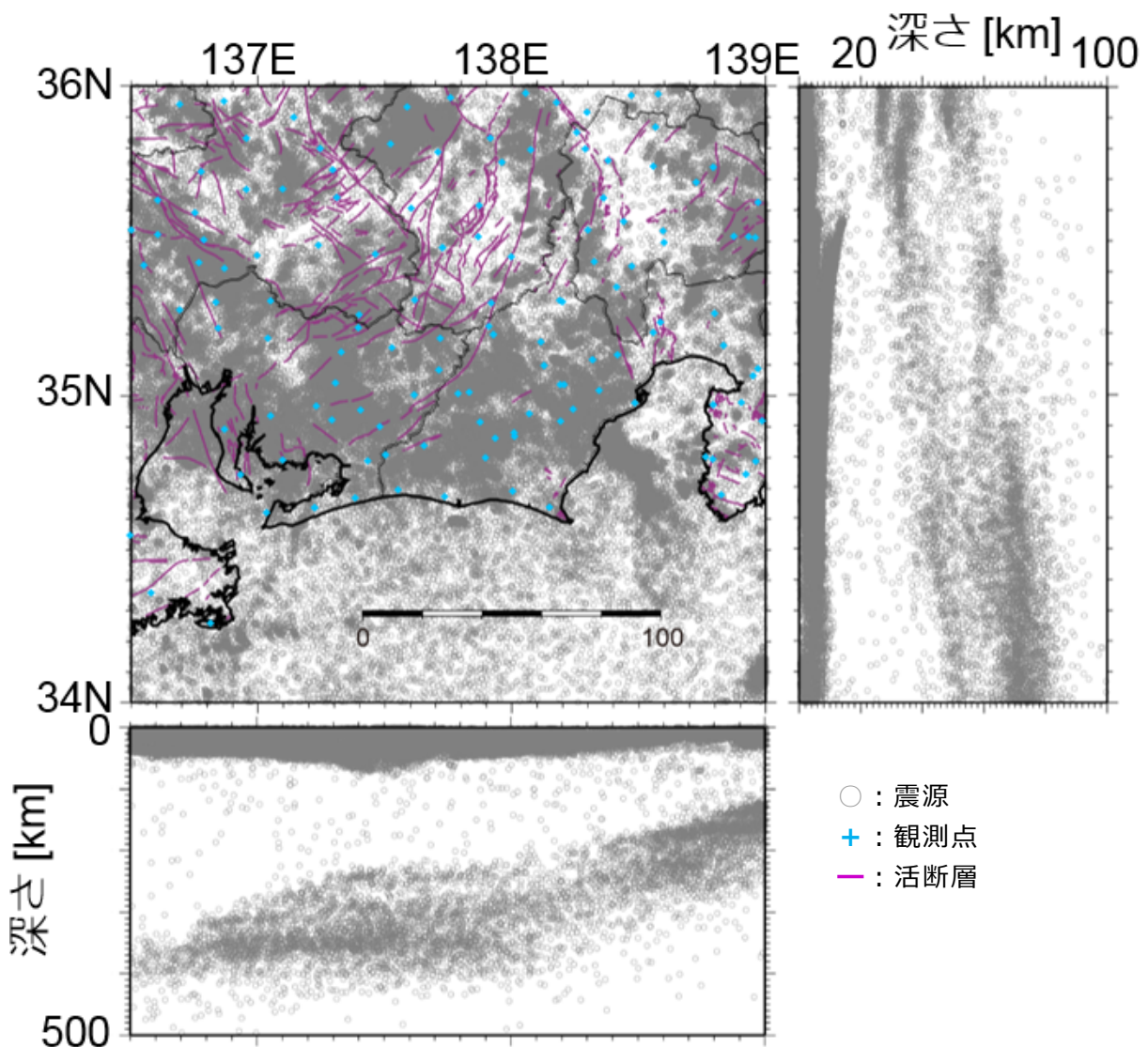


図 3 関東東海観測網と防災科研 Hi-net による震源分布を合わせた分布。

計のデータを合わせた地震波速度構造解析を実施した。防災科研 Hi-net の震源カタログから読み取り数の多い地震を 0.01° 四方、深さ 1 km 毎のブロックから 1 つずつ選ぶことにより、36,632 個の地震を用いた (図 4)。走時数は P 波・S 波を合わせて 3,025,189 個であった。さらに、平成 30 年 10 月 1 日に実施された 4 発の発破による振動の P 波の走時データ 92 個 (図 5)、および東海大学の海底地震計で捉えられた 181 個の地震からの P 波・S 波を合わせた 1,526 個の走時データを用いた (図 6)。Zhao et al. (1992) のトモグラフィー法に観測点補正值 やスムージングを導入した手法 (Matsubara et al., 2004; 2005) を用いた。

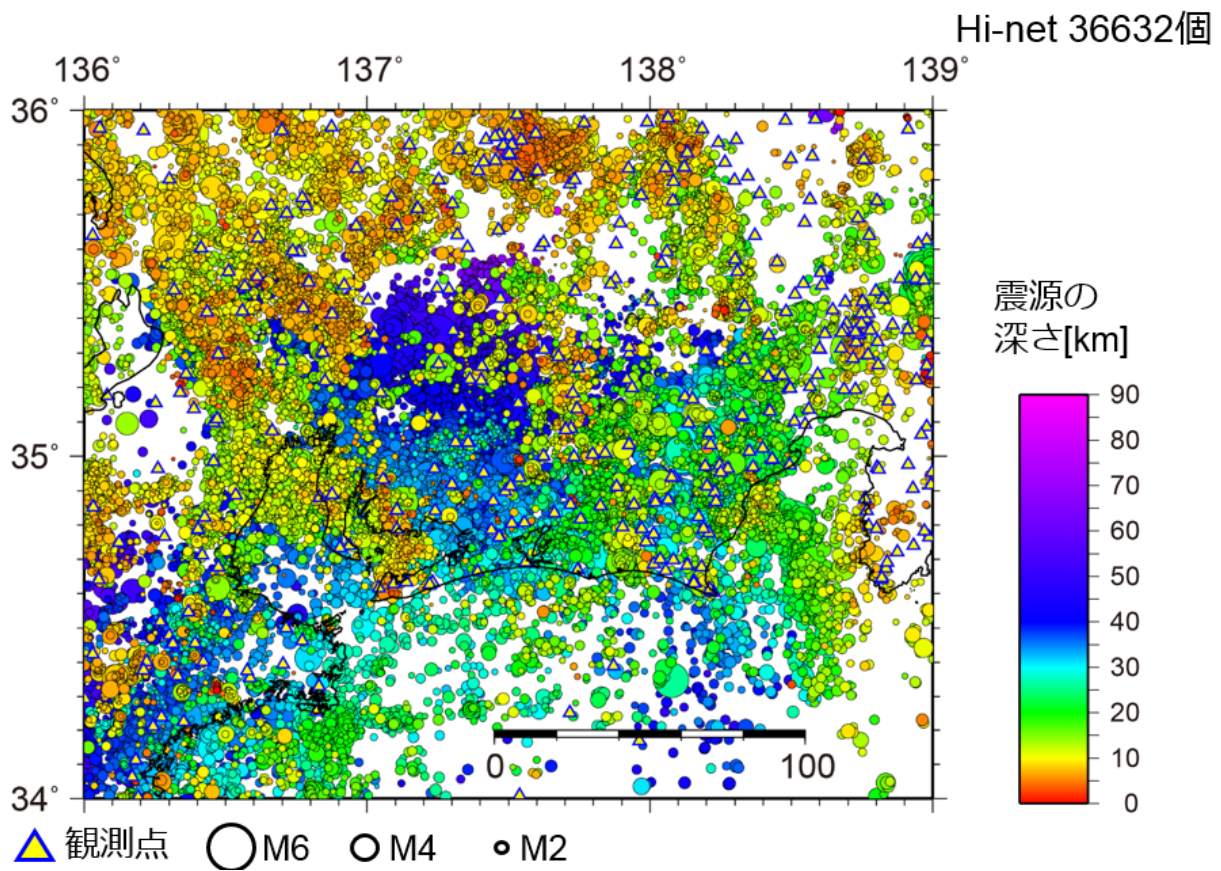


図 4 地震波速度構造解析に用いた防災科研 Hi-net の震源分布。

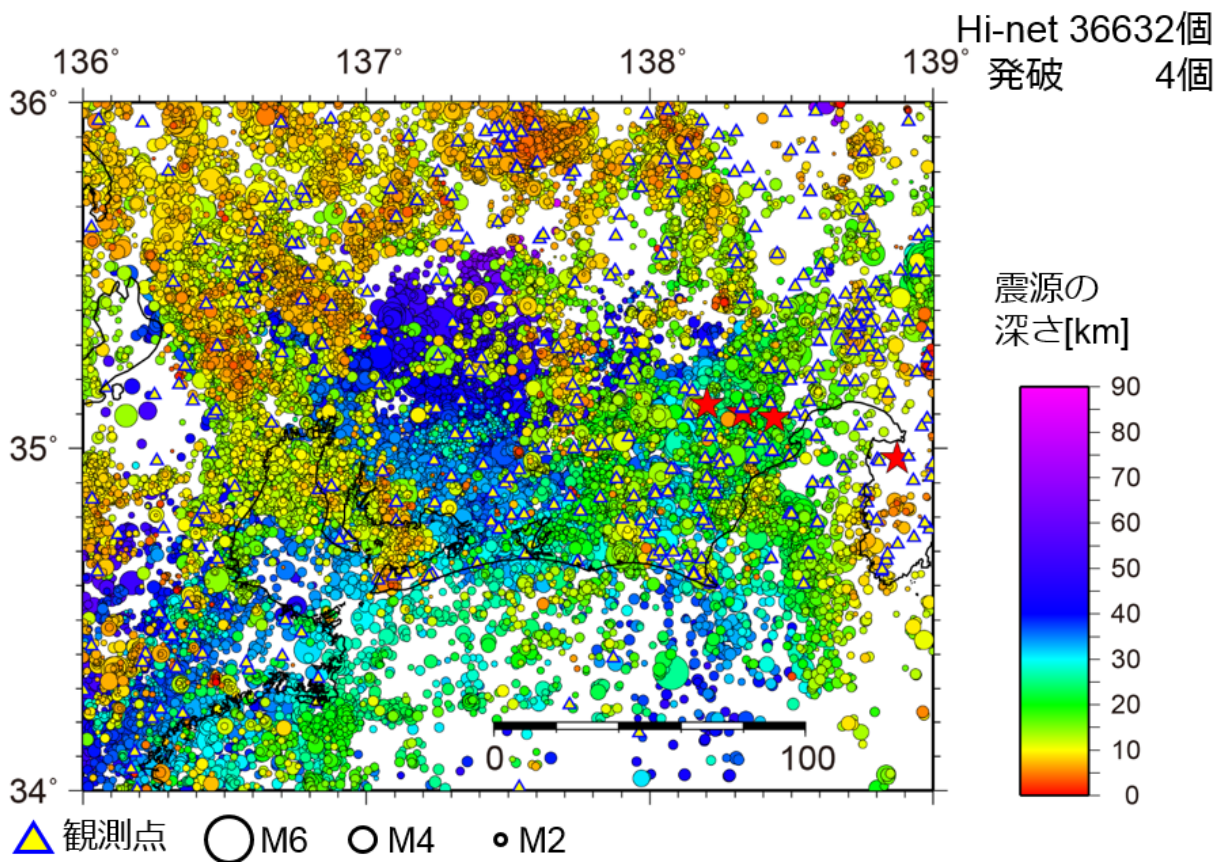


図 5 地震波速度構造解析に用いた防災科研 Hi-net と発破の震源分布。

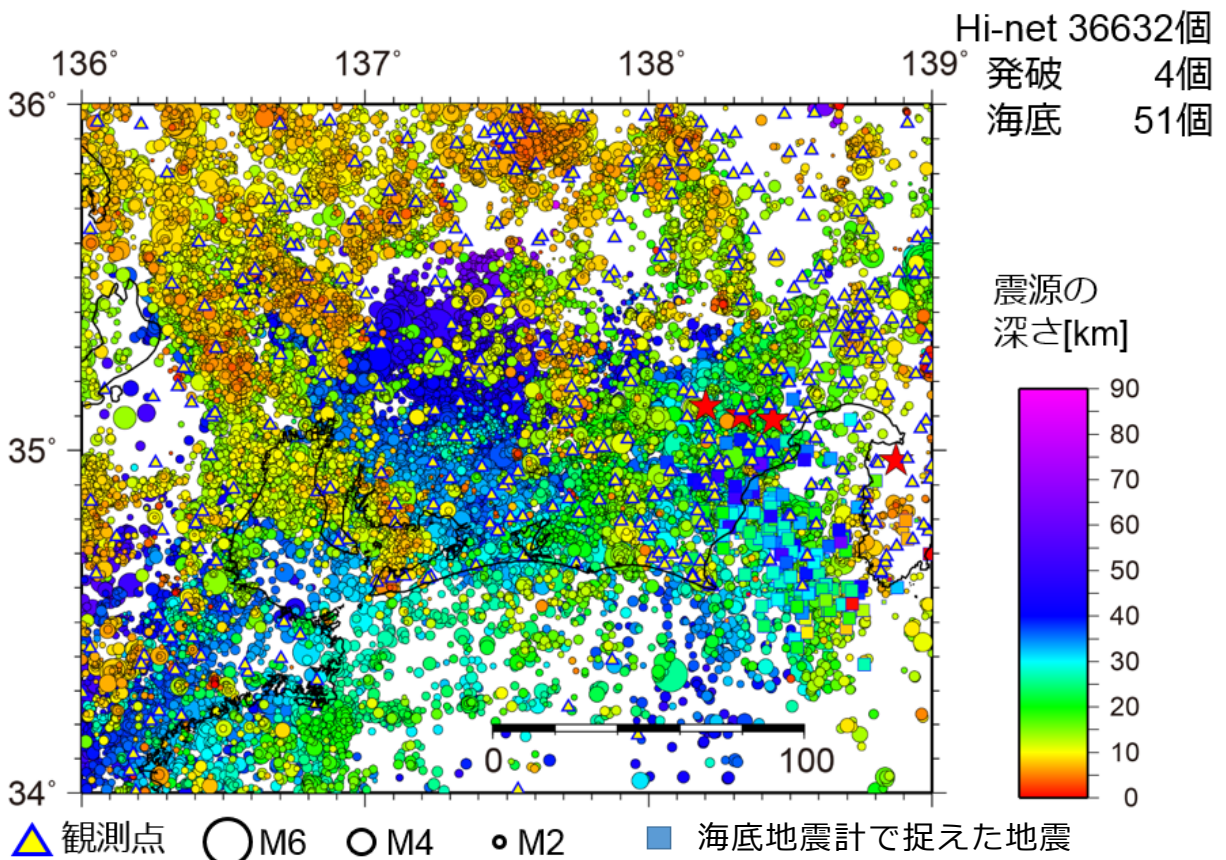


図 6 地震波速度構造解析に用いた防災科研 Hi-net、発破および海底地震観測で決められた地震の震源分布。

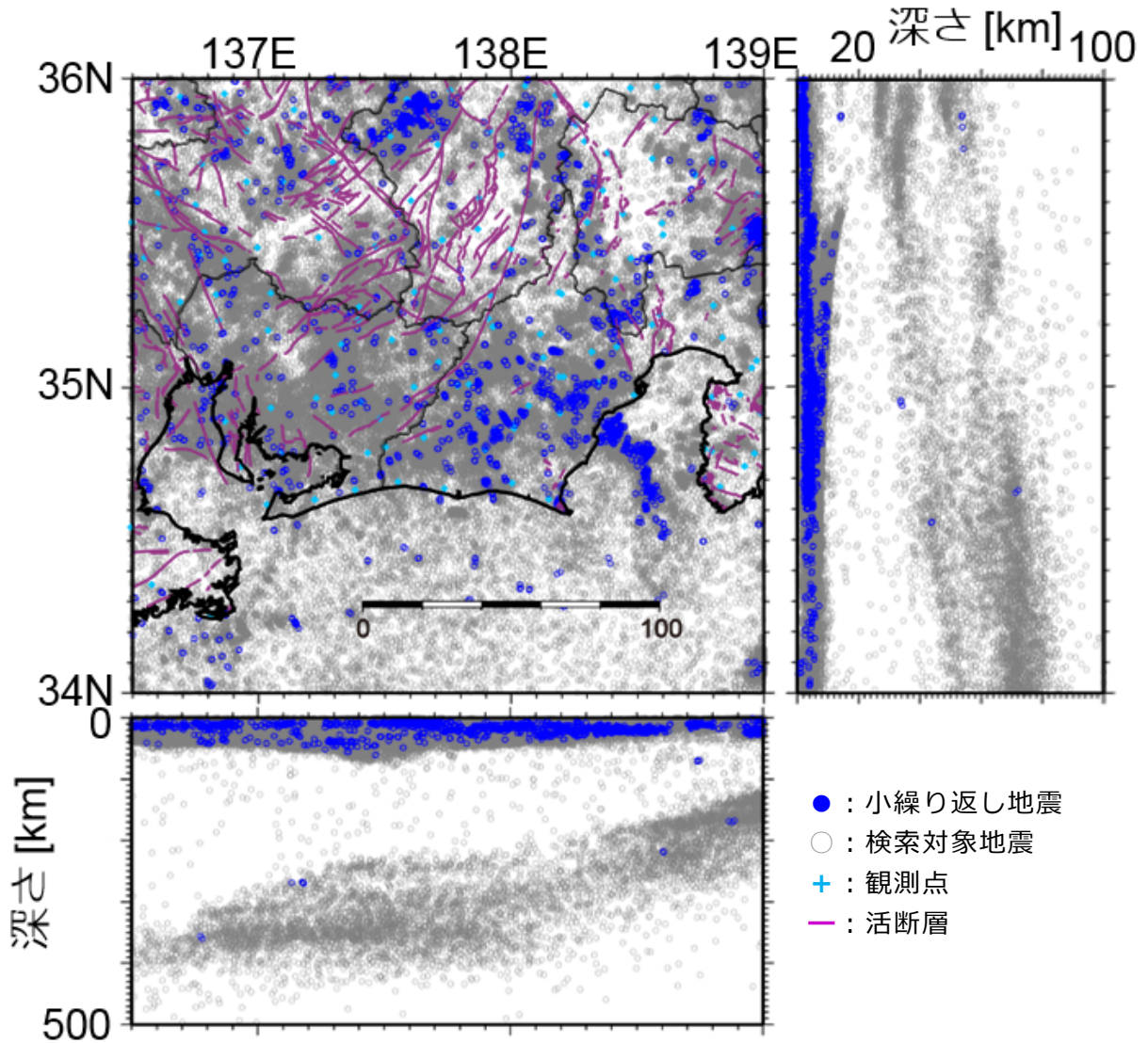


図 7 小繰り返し地震の分布。

(c) 業務の成果

1) 低角逆断層型繰り返し地震の抽出

1979年8月1日～2018年3月31日までの期間の東海地域(東経137°～139°、北緯34°～36°)における小繰り返し地震を抽出した。その結果、3,525個の地震からなる1,072グループの小繰り返し地震の組み合わせが得られた(図7)。その中から2年以上継続している小繰り返し地震は3,489個の地震からなる1,059グループでありその重心の位置を図8に示す。深さ15～25kmのフィリピン海プレート上面境界で発生していると考えられる低角逆断層型の小繰り返し地震は藤枝市付近や森町付近および山梨県南部で発生していた(図9)。このうち、森町付近の発震機構解はトラフから離れているが深さ17km付近でありプレート境界とした場合の沈み込む方向が西南西の低角逆断層であることから、この小繰り返し地震はプレート境界ではなく内陸の微小地震と考えられる。プレート境界で発生している小繰り返し地震についてNadeau and Johnson(1998)による式を仮定してすべり履歴を推定すると、藤枝付近では0.2cm/年であり、山梨県南部では1.4cm/年であった(図10)。これらは、フィリピン海プレートの沈み込み速度である4.2cm/年(Seno et al.,

1993) よりもかなり遅い速度である (図 11)。

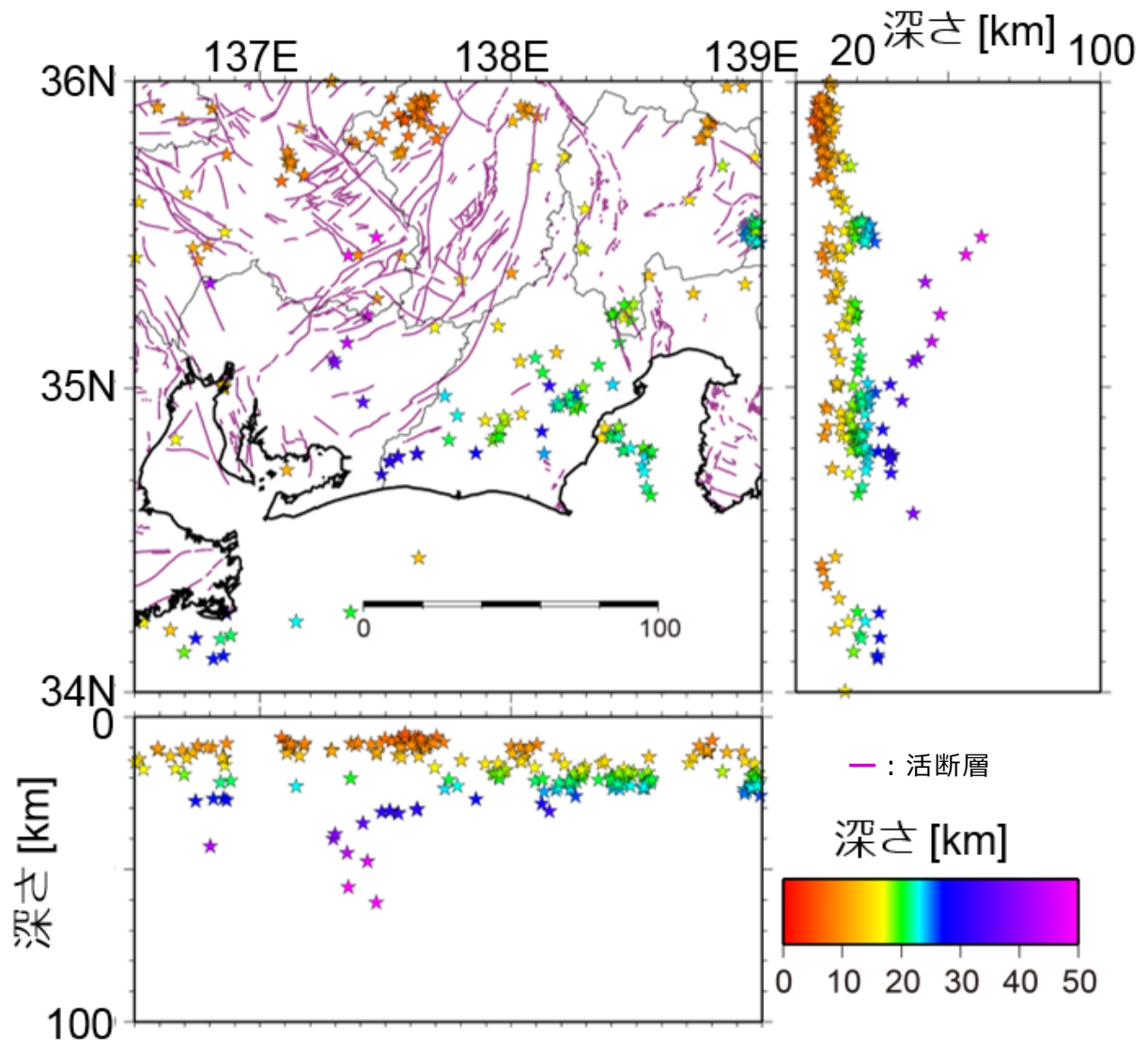


図 8 継続期間が 2 年以上の小繰り返し地震のグループの重心位置。

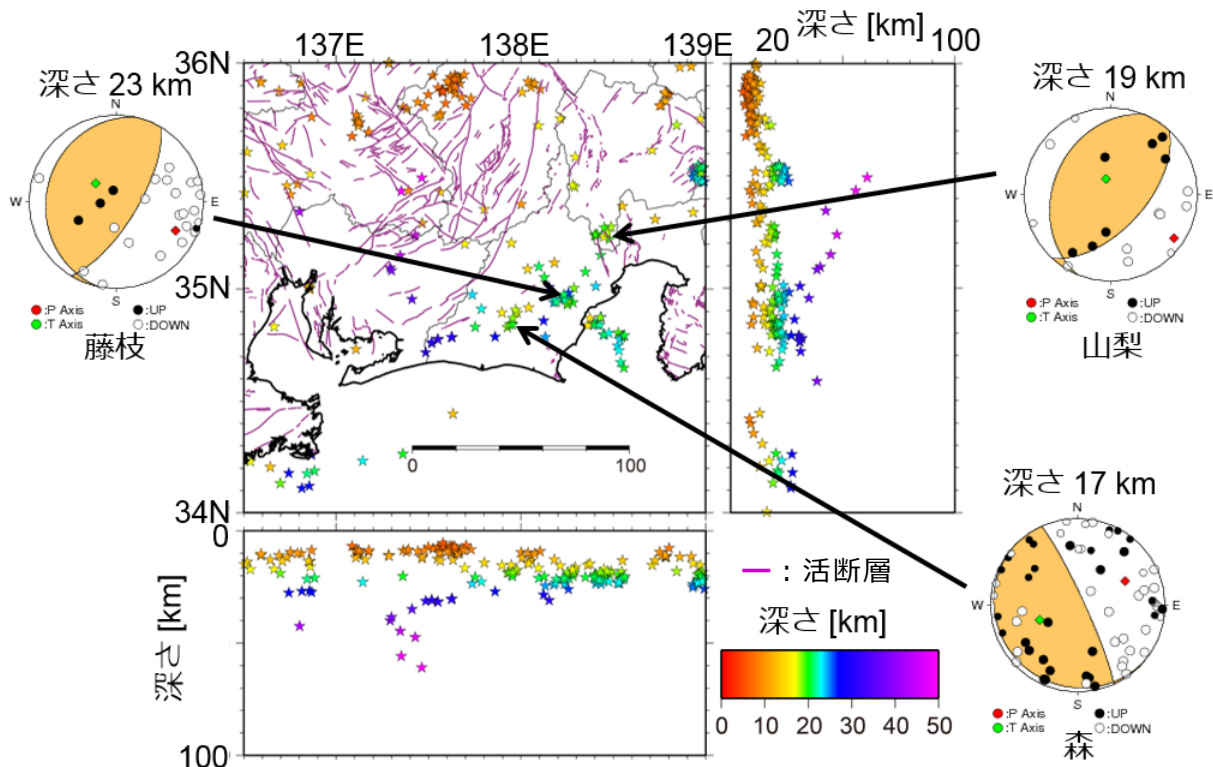


図 9 低角逆断層型のメカニズム解を持つ小繰り返し地震。

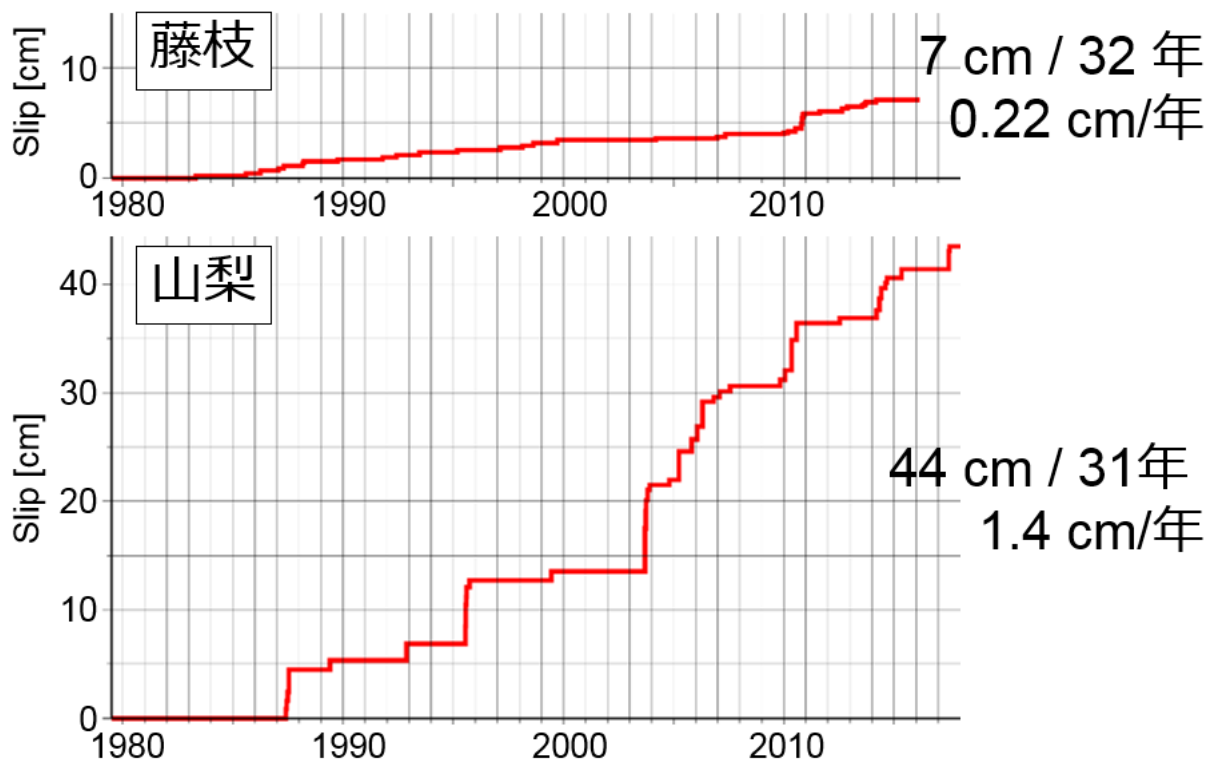


図 10 藤枝付近と山梨県南部の低角逆断層型の相似地震の分布

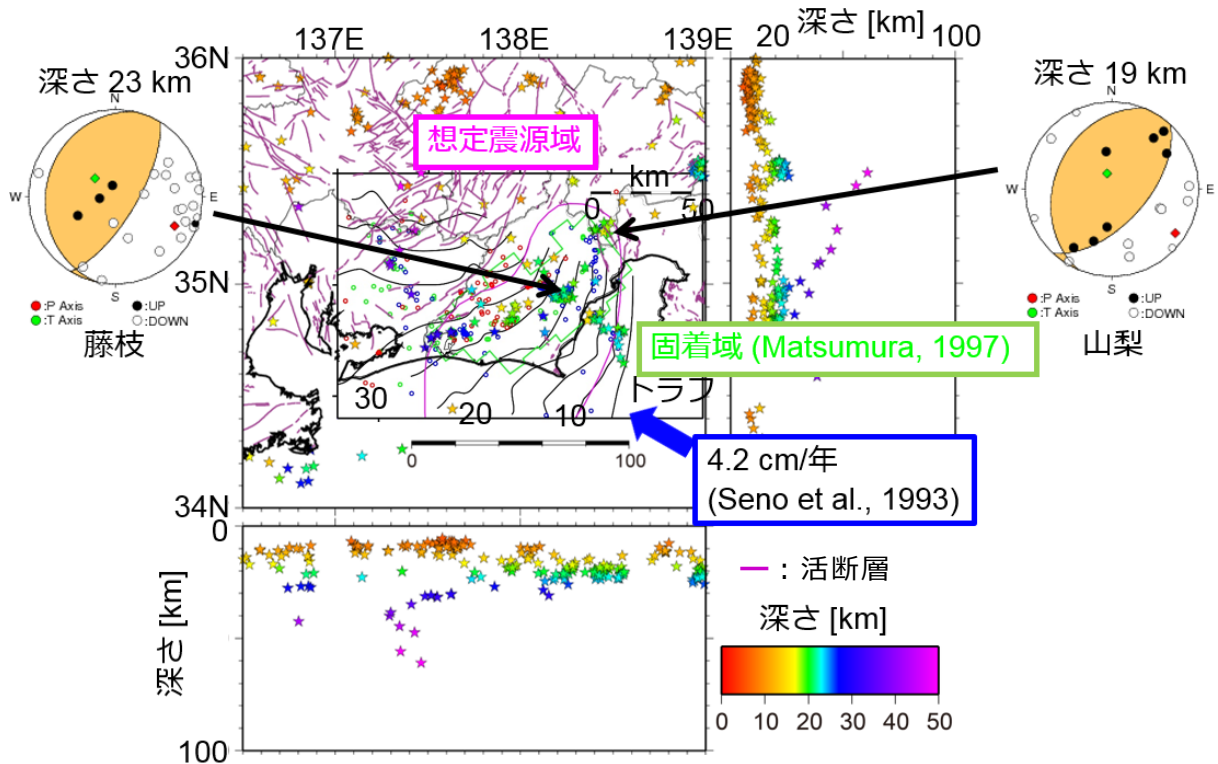


図 11 小繰り返し地震の分布と東海地震の想定震源域との比較。桃色は東海地震の想定震源域、緑色は Matsumura (1997)による東海地震の固着域を示す。黒線の等深度線は Matsubara et al. (2006)によるフィリピン海プレート上面の深さを 5km 毎に示す。

2) 海域観測データを活用した三次元地震波速度構造解析の準備

平成 29 年度の平成 30 年 1 月～3 月に東海大学等により実施された海底地震計を用いた観測により、160 個の地震の震源が決められた (図 12)。同時期に防災科研 Hi-net で観測された地震を図 13 に示す。震源時 10 秒以内という条件で照合した結果、57 個の地震が重複している可能性がある。海底地震計の震源情報をもとに防災科研 Hi-net の連続データから波形を切り出し、読み取り作業を実施することにより、海底地震計のデータと防災科研 Hi-net のデータのマージ作業をすることが最良という考えに至った。

地震波速度構造解析を実施した結果を図に示す。解像度が良い領域の実を示しているが、防災科研 Hi-net のみを用いた結果では深さ 5 km および 10 km の水平断面図については駿河湾下の解像度は北部のみ良い結果である (図 14)。一方、海底地震計も用いた結果では、駿河湾の下も解像度が良く、速度構造が得られている。深さ 10 km 以深では、両者の結果は調和的である (図 15)。

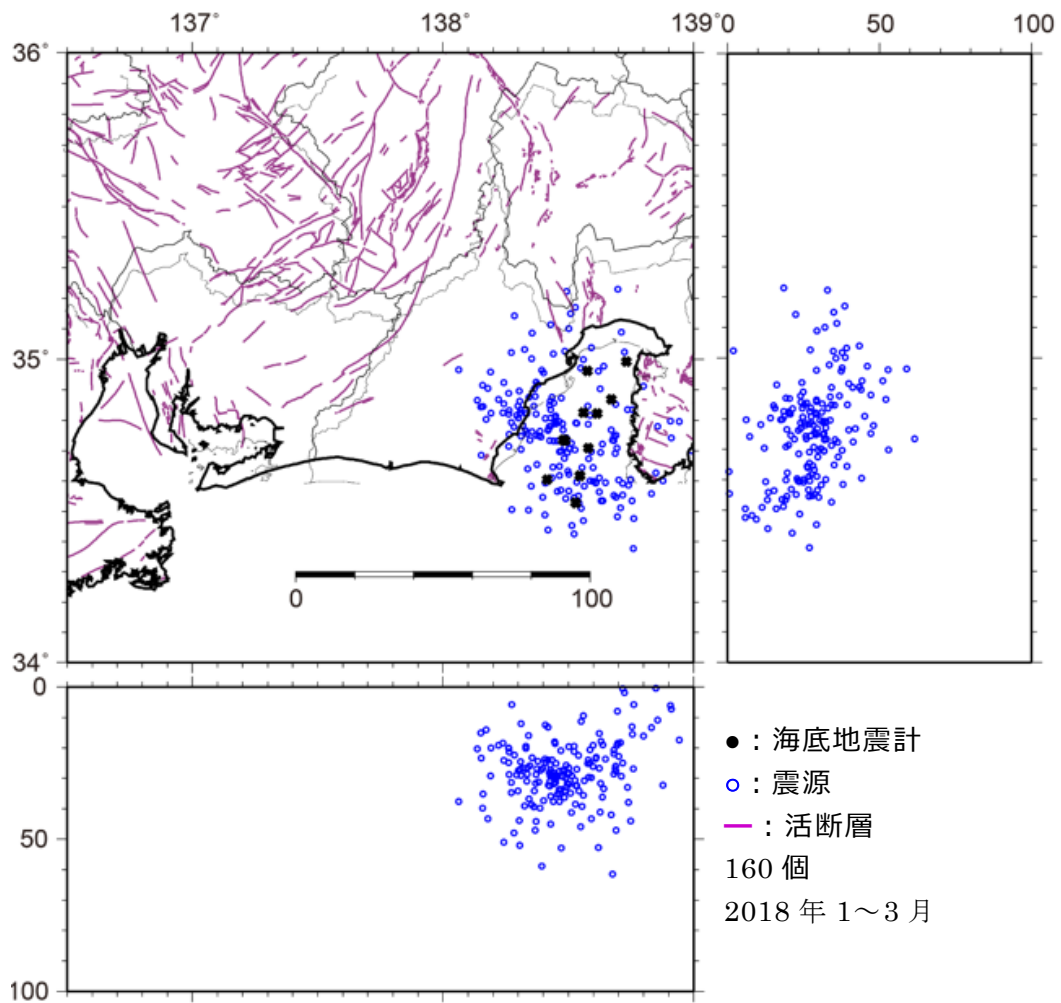


図 12 海底地震計により決められた震源分布。

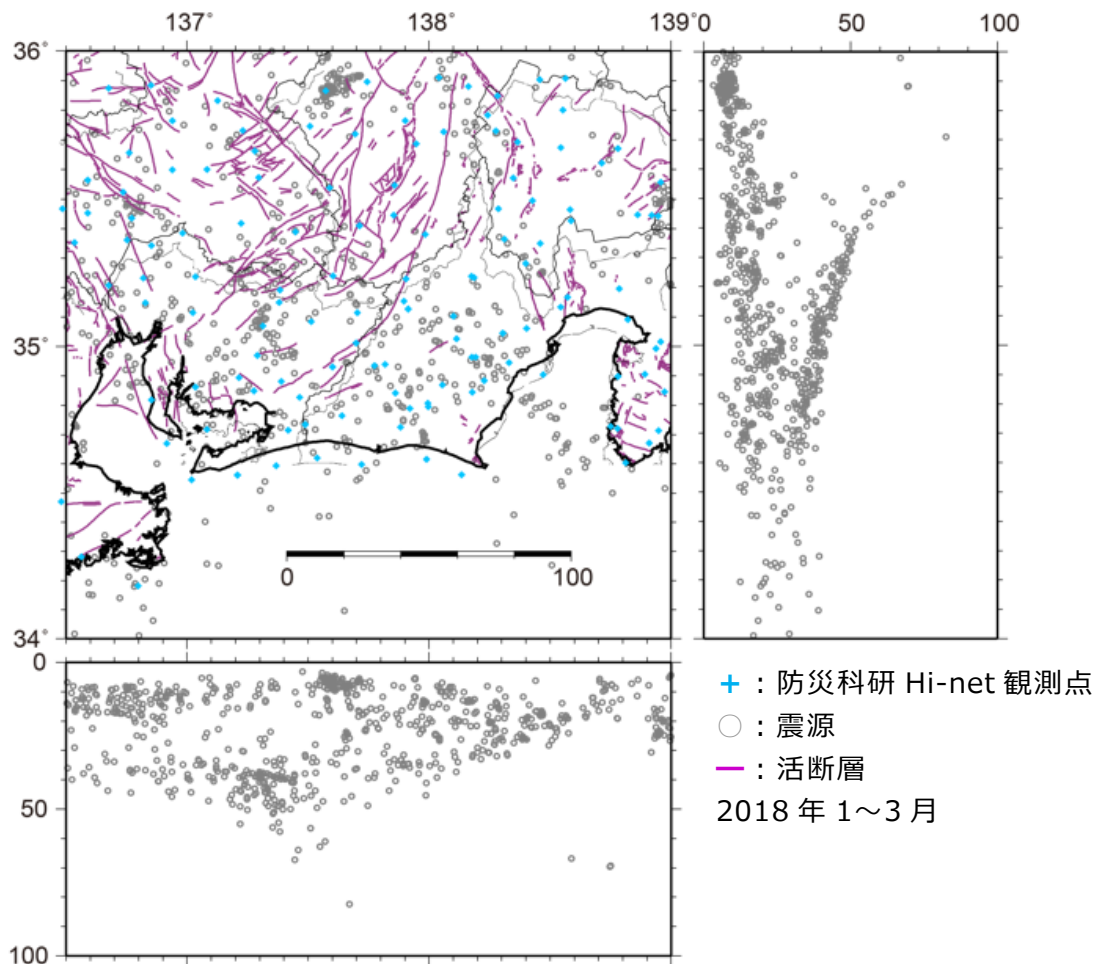


図 13 防災科研 Hi-net により決められた震源分布。

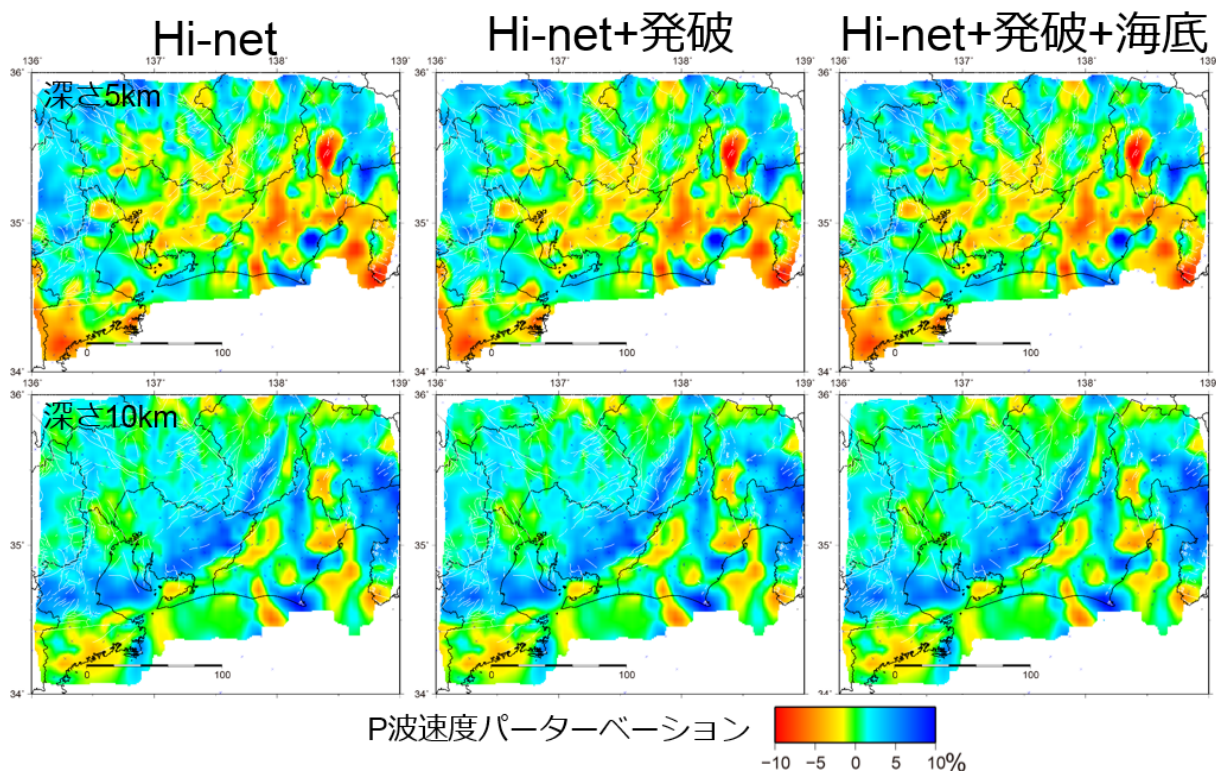


図 14 深さ 5 km、10 km における P 波速度パーターベーション。

(d) 結論ならびに今後の課題

低角逆断層型の小繰り返し地震が藤枝と山梨県南部の深さ 15~25 km 付近で抽出された。プレート間すべり速度はそれぞれ 0.2 cm/年、1.2cm/年と推定された。防災科研 Hi-net による連続データが蓄積されているので、引き続き平成 30 年度のデータを用いた小繰り返し地震を抽出し、プレート境界面の深さの精度向上に結び付けられると考えられる。

本年度は防災科研 Hi-net の走時データに、海底地震計により得られた走時データを加えた地震波速度構造解析を実施した。海底地震計のデータを加えることにより、駿河湾の下の浅部における地震波速度構造解析の解像度は向上することが分かった。海底地震計のデータと防災科研 Hi-net のデータの照合は、海底地震計のデータをもとに防災科研 Hi-net の連続データから切り出し、読み取りを実施することが最良と考えられた。平成 31 年度にこの照合作業を実施することにより、同じ地震について海底地震計と防災科研 Hi-net の観測点の走時データが統合されること、また、海底地震計のみで決められている地震については防災科研 Hi-net の観測点の走時データが追加されることが期待される。そのため、駿河湾から陸域の浅部における地震波速度構造の解像度はさらに向上することが期待される。

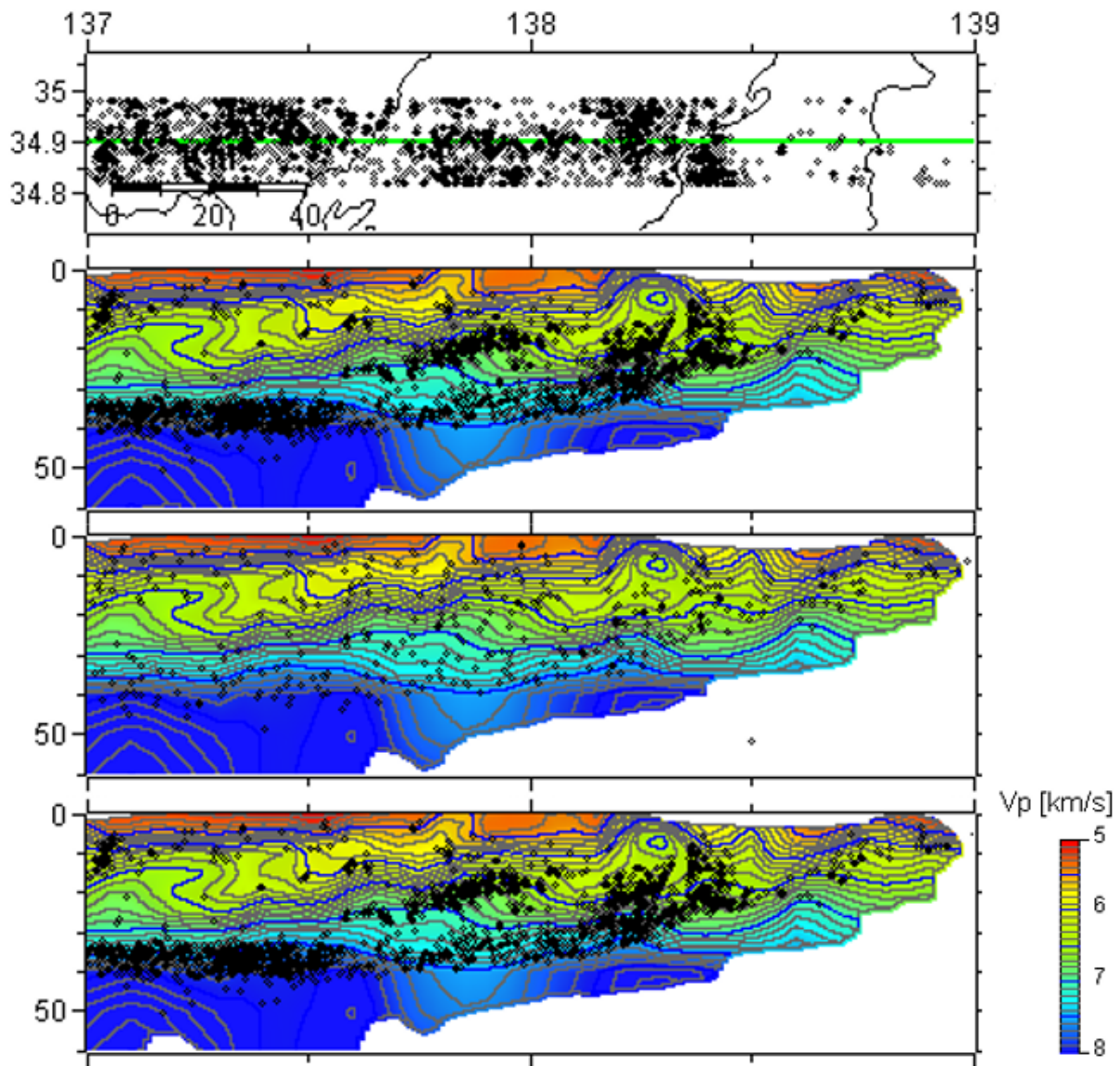


図 15 北緯 34.9° における P 波速度構造。上から Hi-net のみ、Hi-net と発破、および Hi-net ・ 発破 ・ 海底地震計のデータを用いた結果。

(e) 引用文献

活断層研究会, 新編 日本の活断層, 東京大学出版会, 440 頁, 1991.

Matsubara, M., N. Hirata, H. Sato, and S. Sakai, Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high resolution 3D seismic tomography, *Tectonophysics*, 388, 33-45, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.046, 2004.

Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara, Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.

Matsubara M., K. Obara and K. Kasahara, Small repeating earthquake activity beneath the Kanto and Tokai region, central Japan, from 1979 to 2001 derived from NIED Kanto-Tokai seismic network, *Eos Trans. AGU*, 87, T41H-0410, 2006,

- Matsumura, S., Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, 273, 271-291, doi:10.1016/S0040-1951(96)00277-6, 1997.
- Nadeau, R. M., and L. R. Johnson, Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 790-814, 1998.
- Seno, T., A Model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,941-17,948, 1993.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* 97, 19,909-19,928, 1992.

3. 4 史料地震調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 史料地震調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公益財団法人地震予知総合研究振興会	解析部長	松浦 律子

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯とその周辺地域の史料を検討し、史料地震学的手法により、1854年安政東海地震の震源域の北端を詳細に検討することを含め、特に近世を中心とした歴史時代における本地域周辺の地震像を解明する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成29年度：

新収日本地震史料第5巻別巻5を中心に主として東海道の由比から吉原にかけての状況に関する一次史料を抽出して解析するため、三保から三島にかけての史料を対象とした調査を実施し、1854年安政東海地震による、現在の静岡市清水区から三島市にかけての地域の詳細震度、および地震前後の地変の実態を、物理的妥当性も考慮に入れつつ検討した。

2) 平成30年度：

日本地震史料を中心に主として東海道の由比から吉原にかけての状況に関する一次史料を抽出して解析するため、三保から三島にかけての史料を対象とした調査を継続するとともに、補遺別巻および続補遺別巻に関して同様の解析に着手した。既往評価の論点となっている近世の浮島ヶ原の地震時地殻変動に関して、土地開発史の観点から検討を行った。歴史地震研究の手法を駆使して、1854年安政東海地震における富士川河口断層帯周辺の震源断層の位置検討を行った。

3) 平成31年度：

その他の地震史料集から三保から三島にかけての一次史料を対象とした調査を継続して、1854年安政東海地震時の駿河湾最奥部の地震前後の地変や、詳細な震度分布から、1854年の富士川河口断層帯の活動の有無や、安政東海地震の震源断層北端の位置を検討する。

(2) 平成30年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯が活動したという説がある1854年安政東海地震の震源域の北端を詳細に検討して近世の本地域周辺の既知の被害地震像を解明するため、1854年安政東海地

震に関して、昨年度に引き続き、東海道の由比から吉原にかけての状況を明らかにする作業を実施した。このため、三保から三島にかけての補遺別巻および続補遺別巻に収録された史料の解析を行い、昨年度までの結果と統合した。また、地震調査研究推進本部(2010)の評価の”ケース a”の論拠となっている、近世の浮島ヶ原の地質調査結果を地震時地殻変動と解釈した説(藤原・他、2007)の検証のため、土地開発史の資料を調査した。その結果、浮島ヶ原の「水位変動イベント」が全て地震によると解釈されてきたことに無理があることが明白となった。浮島ヶ原の水位は、吉原湊口(現田子の浦港)閉塞や陸水の洪水イベントで簡単に変化するため、そもそも地殻変動の指標にならない。

昨年度と同様の三保から三島にかけての震度や地震前後の地変などに関する信憑性が高い史料を選択し、ピンポイントで位置を特定して記述内容から震度を判定する作業を行った。まだ悉皆調査は未了であるが、安政東海地震の震源域が富士川河口断層帯まで及んでいたとすれば、震源断層下盤側になる岳南平野東部でも、沼津や三島の一部地盤条件の悪い場所で大震度が目立つ一方で、同じ下盤の原宿の被害は軽いこと、上盤側で被害が大きいとされてきた蒲原や岩淵等では火災が大きな要因となっており、大規模火災にならなかった由比などは被害が軽いことがより明瞭となった。

(b) 業務の実施方法

幕末に発生した安政東海地震については、延べ史料数が大変多いものの、実は伝聞や複写情報が多く、逆に幕末故に少ない救済や復旧の精緻な記録から被害に関する細部の実態が広域では把握し難い。さらに実体験者や信憑性の高い一次史料が実際は近世の他の時期より少ない等のために、解析が難しいという特徴がある。それを踏まえた上で、安政東海地震の詳細震度分布を検討するため、昨年度と同様、新収日本地震史料補遺別巻および続補遺別巻などから、三保から三島にかけての震度や地震前後の地変などに関して記述のある史料を抜き出す。これらのうちで信憑性が高い史料を中心に、記述内容からその地点自体の位置をピンポイントで特定するとともに、その地点の震度を判定する作業を行い、精度の判った震度分布図の作成を目指す。ただし、幕末の地震で大量の二次史料があるため、作業途中である平成 30 年度も二次史料しかない地点に関しては、暫定的な判定震度を仮置きしておく。最終的な震度分布図は本事業の最終年度に全体の解析結果を比較検討して、総合的に判断して初めて得られる予定である。震度判定の過程で、場所が判った史料記述の集合体ができる。これらの中から、震度判定には使うことができない情報でも地変に関する記述を集めて検討する。尚、歴史地震で史料記述から地点の震度を推定する際には、1980 年代以前から、震度 4 以上を気象庁震度階級と同じ 1 刻みで判断するのは、史料情報を生かし切れないことから、中村・松浦(2011)の付表 1.1-1.6 の判定表のように、可能な場合は、4.5、5.0、5.5、6.0、6.5、7、と 0.5 刻みの震度が用いられてきた。一方で計測震度の導入後、気象庁震度階級における震度 4 以上の階級は、5 弱、5 強、6 弱、6 強、7 とされ、それぞれ対応する数値は 4.75 ± 0.25 、 5.25 ± 0.25 、 5.75 ± 0.25 、 6.25 ± 0.25 、 6.75 ± 0.25 となったため、気象庁の現行震度階級と歴史地震で推定される震度とには、0.25 のずれがあることに注意が必要である。

現在ケース a, b の 2 つのシナリオが併記されている富士川河口断層帯の評価(地震調査

研究推進本部，2010) の内、ケース a : 5 世紀以降 18 世紀前半以前の千三百年余の間に 6 回の地震が富士川河口断層帯に発生しており、1 回に上下 1-2 m の変位が生じる M 8 程度の地震が 150-300 年に 1 回発生する、という根拠は浮島ヶ原の堆積物イベントの解釈 (藤原・他，2007)) のみである。浮島ヶ原は近世以降大正時代になってすら気象現象起源の高潮や洪水被害が頻繁であったので、近世以降の堆積物イベントの候補となりうる大規模な気象起源等の堆積環境変動要因イベントに関して、史料を調査して既往古地震研究解釈と比較する。

(c) 業務の成果

1) 震度分布の検討

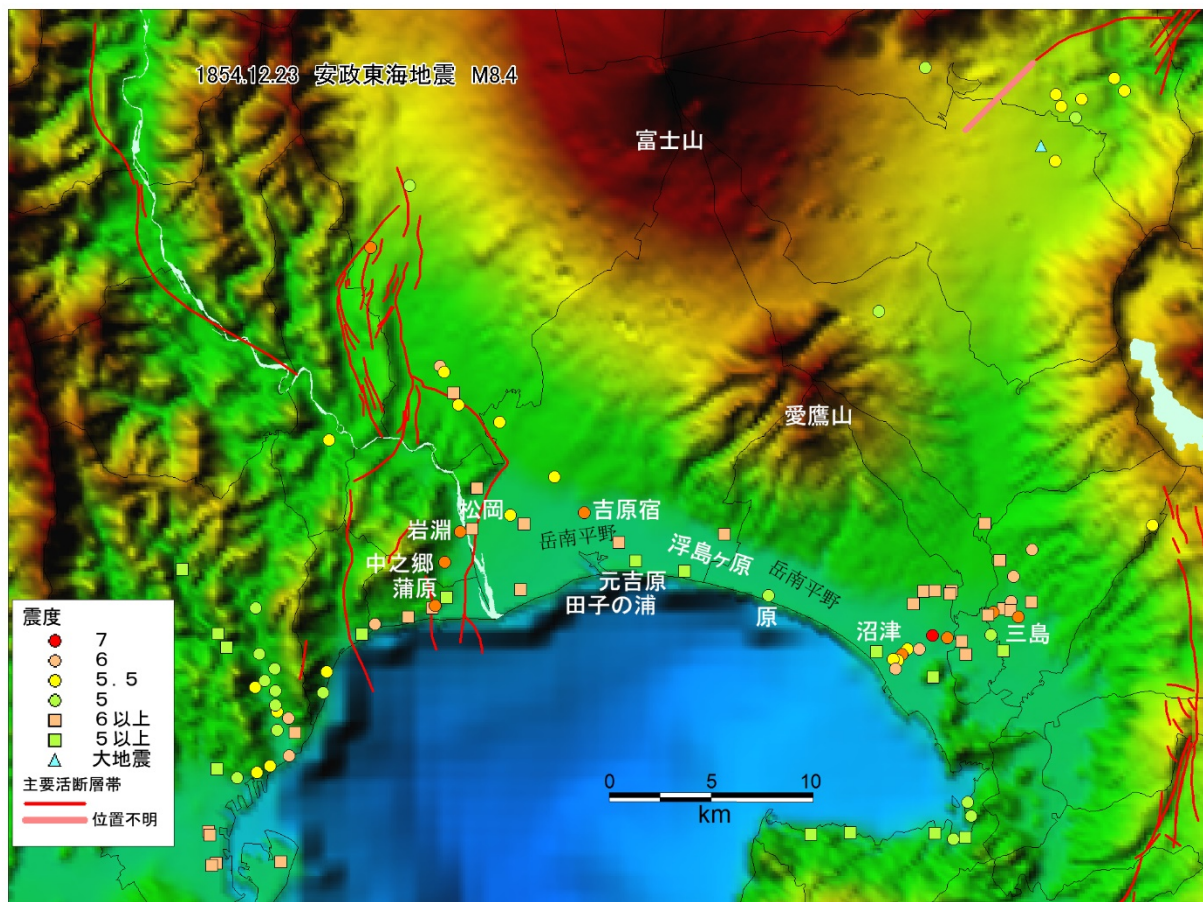


図 1. 平成 30 年度末時点での富士川河口断層帯付近における安政東海地震の震度分布
背景図は国土地理院の数値地図から 250m メッシュで標高を 5 倍強調して作成した。活断層トレースは地震調査研究推進本部(2015)の評価活断層帯トレース。

平成 30 年度の作業によって、平成 29 年度と合わせて延べ 385 地点に関する史料が抽出され、その中から可能な限り信憑性のある史料の記述に基づいて、図 1 の震度分布図が得られた。この図を従来の震度分布図 (e.g. 宇佐美，1989)) と比較すると、駿河湾奥部の特に西部で、震度が総じて小さめである。従来の歴史地震の震度分布図には、火災や津波、土砂崩れ等二次災害による被害の増幅効果を含めたまま、地震動の強さではなく、その地

域の被害程度を表す震度が示されている場合が多かったことが判明した。例えば、地盤の悪い沖積平野にある三島や沼津の街中では高い震度 6 以上の地点が多数あるが、砂丘上に立地する原という集落は、三島や沼津より震源域に近いはずであるが地盤条件故か倒壊が目立たない。

また、伝聞情報に基づいた記述を使ったために、地震動による被害の実態を必ずしも表さない二次史料が混入して過大な震度が与えられていた可能性も高い。平成 29 年度末時点で震度 7 判定となっている蒲原・中之郷・岩淵・松岡に関しては、今年度解析部分から火災の影響を除いた値に変更した。但し、火災が発生するほど大きい揺れであったことも事実である。例えば蒲原では、現在は引き屋によって安政東海地震時とは場所が移ってはいるものの、現存する木屋の 3 階建ての蔵は、安政東海地震直後に発生して蒲原宿の中心部を焼失させた火災を免れている。この蔵は当時の通常の低い家屋より固有周期が長く大地震に弱いはずであるが、安政東海地震では傾斜したものの、倒壊はせず、テコを使った人力によって地震後程なく正立に戻された。この他にも延焼前に全壊を逃れた建物が宿内に散見されることや、倒壊に巻き込まれた死者が甚大では無いことは、蒲原宿全域が震源域直上ではなかった証左と推定される。

安政東海地震の震源域が富士川河口断層帯まで及んでいたとすれば、地震時に逆断層型の震源断層の下盤側になる岳南平野（富士川や潤井川が供給する土砂による堆積で河口付近から主として東側に駿河湾北縁に沿って形勢された細長い平野は、富士山南麓の平野という意味で「岳南平野」と呼ばれる。一部分は愛鷹山の南麓でもある。）の南東部に分布する大震度の方が、上盤側になる富士川右岸側より目立つのは平成 29 年度の報告書と同様である。図 1 からは、駿河湾西部よりもむしろ下盤側になる沼津等の震度が大きい。これまで想定されてきた震源域に対する位置の差異ではなく、地点周辺の地盤条件によって震度が異なっていることを示している。駿河湾奥部まで安政東海地震の震源域が到達していたとは考え難い震度分布である。むしろ震源断層までの距離は湾奥部では大差なく、各地点の地盤条件によって揺れの強弱が変化していると推定される。さらに平成 31 年度に残りの史料の解析を行って最終的な判断を行いたい。

2) 浮島ヶ原の開発史からの検討

浮島ヶ原の近世・近現代資料調査を行った結果、1953 年沼川の昭和放水路が完成するまでは、浮島ヶ原で潟の水深が深い部分は、近世と変わらず浮島沼であったこと、浮島沼の周辺の現在でも海拔 2~3 m 程度の低地帯は、戦前でさえ、高潮や洪水で頻々と被害を受けて来たことが確認できた (e.g. 富士市博物館, 1984 ; 平凡社, 2000)。大規模なものだけでも、万治 3 年(1660 年)の高潮、延宝 8 年(1680 年)の高潮、宝永 2 年(1705 年)の高潮、宝永 4 年(1707 年)宝永地震による津波、寛延 2 年(1749 年)の大洪水、安政 3 年(1856 年)の大洪水がある。この内、1680 年の高潮被害は、当時砂丘上を通過した東海道にそって設けられた吉原宿（現在の元吉原）が、内陸側の現在の吉原市吉原の地に東海道の街道と一緒に移転する契機となるほど被害が甚大なものであった。宝永 4 年は宝永地震による沈降ではなく、砂丘の裏側に侵入した津波起源の海水が長期排水せず滞留した塩害として前後の洪水と同様の対処が史料から読み取れる。安政東海地震時も、直後のロシア船の遭難に

よる異人見物などの記録は多数ありながら、浮島ヶ原が沈降して水位が変わって難儀したという史料は全く無い。少なくとも近世以降南海トラフの地震時に浮島ヶ原は沈降しておらず、沈降を引き起こす規模の被害地震がこの地域で近世には記録されていない。安政東海地震時に液状化によると推定される変化が浮島ヶ原の東端の砂丘上の原付近で見られただけである。大地震の際に砂丘の後背湿地で液状化現象はしばしば発生するので、原で液状化が発生するのは自然である。

一方、気象原因の高潮や洪水・大雨被害は頻々であり、浮島ヶ原一帯は、3～5年に1度収穫があれば良い方、という生産地としてはあてにならない新田開発が停滞していた地域であった(e.g. 沼川水害予防組合, 1953; 中野, 1954; 富士市史編纂委員会, 1973; 沼津市史編纂委員会, 2006)。これらの新田集落は収穫よりも東海道の街道維持の役割が期待されていた。

高潮や洪水の被害は、「1. 現在の田子の浦港である、当時の吉原湊の口に、海側から多少の土砂が運ばれて塞がれ、もともと傾斜が緩く自然排水能力が低い沼川等からの陸水の排水が不良となる」、「2. 砂丘を越えて陸側に高潮で侵入した海水が長期滞留する」、「3. 沼川等の河口部に陸からの土砂が滞留して陸水の排水がより不良となる」、のいずれか、あるいは組み合わせで沼の水位が標高には無関係に上昇して発生している。一旦水が増えると、土木機械や動力ポンプのない時代にはそもそも傾斜が殆どなくて自然排水が望めない、復旧に時間がかかり、長期的に冠水や塩害を周囲の耕作地が受ける、というパターンである。このような堆積環境の場合では、水位変化イベントから地震時地殻変動を出すのは原理的に無理である。そもそも近世に判る程度の地震時地殻変動がこの周辺では無い。

以上を踏まえて、改めて藤原・他(2006)、藤原・他(2008)も参照しながら、藤原・他(2007)の図5のボーリング柱状図(注:地震調査研究推進本部(2010)の図17に掲載されている)や、図6の解釈堆積環境変化イベント時系列図の年代値を改めて検討した。例えばF5コアの最新堆積環境変化の年代を示す①の最下部から検出された年代は1680～1740年である。この地域に沈降を伴う被害地震の記録は宝永地震や安政東海地震を含めても近世には皆無であるが、延宝8年(1680年)の高潮、宝永2年(1705年)の高潮、宝永4年(1707年)宝永地震による津波の後遺症、には該当する上、1674年に完成した雁堤による吉原湊の環境変化にも良く対応する。F5コアの①サイクルは、雁堤完成による吉原湊口の堆積環境の急変、或いは宿場と街道が移転となるほどの被害を受けた1680年の高潮を示すと考えるのが最も合理的である。また、F5コアの①サイクルと同時期と推定可能な始期を持つサイクルは、予断を持たずに各コアを検討すれば、極近傍のUK-3コアでのみ確認でき、浮島ヶ原という、砂丘後背湿地全体が沈降したとは認識できない水位変化イベントと認定される。藤原・他(2007)の図6にまとめられた環境変化時期は、実際に測定されたコアの年代値やコアの層相の観察結果を逸脱して、浮島沼の水位変化を全て地震イベントと対応させようとした場合の一解釈と判断せざるを得ない。この場所の堆積速度には、必ず雁堤の完成を境とする変化が見られるはずであり、17世紀末の最も顕著な環境変化を考慮しない堆積速度から推定された年代の信頼度は極めて低いことに留意が必要である。各コアから読み取られたサイクルはそれぞれ別である可能性が否定できず、個別性の高い洪水現象である可能性の方が高い。

浮島ヶ原は、近代以降も度々洪水被害を受け、1876年は霖雨（長雨：前線の停滞によるもの）、1899年には高潮、1903年と1910年は大雨（台風等通過する大規模低気圧によるもの）の被害を受けている（沼川水害予防組合，1953）。海水の浸入は、1885年の沼川石水門設置で頻度が減ったものの、殆ど傾斜のない沼川の排水不良による洪水被害の頻発は、戦後昭和の排水路が建設されて根本的解決ができるまで続いた。気象起源の多数回あるイベントとの決定的な差異が定量的に示されない限り、浮島ヶ原の環境変化から地震の発生履歴を得ることは不可能である。従って、この文献の解釈部分に立脚して、150～300年に1度程度の頻度という、南海トラフ沿いのプレート境界の巨大地震と同程度の頻度で、1～2 mの上下変位がある地震発生を富士川河口断層帯に想定する根拠は否定される。これは、近世以降現在までの400年間で一度もその類いの既知の被害地震が存在しないという事実とも整合する。

(d) 結論ならびに今後の課題

史料地震学的検討によって、1854年安政東海地震時の駿河湾奥部周辺における震度分布図が平成29年度からさらに改訂された。作成する際には、火災等の効果や二次史料の混入によって過大な震度を与えないように注意した。安政東海地震の震源域が富士川河口断層帯まで及んでいたとすれば、震源断層までの距離に応じた震度分布図の変化が期待されるが、湾奥部全体で地盤条件の方が、断層帯までの距離の近さよりも震度との相関が大きいことが予見される。今後は悉皆調査と史料の信憑性を考慮した解析を継続して、他のサブテーマの結果などを参照しつつ、1854年安政東海地震の震源域の北端の位置に迫る作業を継続する必要がある。

浮島ヶ原の開発史の検討から、少なくとも近世以降現在まで、この場所の水位変化は地盤高の変化とは無関係に頻繁に発生してきたことが判った。既往研究で解釈された最新地震イベントとされた環境変化は、雁堤完成による田子の浦周辺の堆積環境変化に時期として良く対応することが判った。浮島ヶ原の堆積物中の水位変化イベントから富士川河口断層帯の地震履歴を推定することは、気象起源による数多あったこの地域のイベントを区別しない限り、困難であり、地震の履歴調査対象としては適していない。従って、現在の2ケース併記された長期評価〔地震調査研究推進本部(2010)〕の内のケースaに関しては、再考が必要である。

富士川河口断層帯の活動履歴に関しては、サブテーマ2の調査を待って、史料地震学が役立つ展開があれば、随時情報を提供していく必要がある。現時点では、宝永地震の翌朝に富士山西側で発生した地震以外には、近世以降では断層周辺に震源が推定される被害地震は無く、この宝永地震翌朝の地震も地表付近まで変位が表れることが予想されるほどの規模ではないため、固有規模相当の地震は中世以前に発生している可能性が高い。

(e) 引用および参考文献

富士市博物館，1984，浮島沼と米づくり，第9回企画展図録，富士市立博物館，pp.46.

富士市史編纂委員会，1973，吉原市史 上巻，pp.1175.

藤原治・小松原純子・澤井祐紀，2006，静岡県浮島ヶ原の湿地堆積物に見られる層相変化

と南海トラフ周辺の地震との関係 (速報), 活断層・古地震研究報告, 6, 89-106.

藤原治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平, 2007, 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降, 活断層・古地震研究報告, 7, 91-118.

藤原治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚 彰・阿部恒平, 2008, 駿河湾北岸浮島ヶ原の完新世における環境変化. 活断層・古地震研究報告, 8, 163-185.

平凡社, 2000, 歴史地名大系 静岡県の地名, pp.1387.

地震調査研究推進本部, 2010, 富士川河口断層帯の評価に (一部改訂), pp.54, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/43_fujikawa_2.pdf (2019/3/20 閲覧).

地震調査研究推進本部, 2015, 関東地域の活断層の長期評価 (第一版), pp.127, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf (2019/3/20 閲覧).

中村操・松浦律子, 2011, 1855 年安政江戸地震の被害と詳細震度分布, 歴史地震, 26, 33-64.

中野国雄, 1954, 近世における吉原周辺の灌漑治水, 吉原市史研究資料, 2, 51-70.

沼川水害予防組合, 1953, 浮島ヶ原開拓史, 沼川水害予防組合, pp.414.

沼津市史編纂委員会, 2006, 沼津市史 通史篇, 近世, 沼津市, pp.634.

宇佐美龍夫, 安政東海地震(1854.12.23)、安政南海地震 (1854.12.24) の震度分布, 地震予知連絡会会報, 41, 7-1, 1989.

3. 5 強震動予測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 強震動予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京工業大学	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学	助教	地元 孝輔
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	三宅 弘恵
国立研究開発法人防災科学研究所	主幹研究員	先名 重樹
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	津野 靖士
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	是永 将宏
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	野田 俊太
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	吉見 雅行
徳丸技術士事務所	技師長	杉山 長志
国立大学法人東京工業大学	修士 2 年	河合 亮太
国立大学法人東京工業大学	修士 2 年	室井 謙吾
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	三留 真司
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	重原 悠太朗
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	渡辺 雅紀
国立大学法人東京工業大学	学部 4 年	飯田 朋美
国立大学法人東京工業大学	学部 4 年	橋本 整奈

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯周辺地域での既存の地下構造構築に関するデータを収集する。さらに、新たに強震観測や微動観測などを実施し、地下構造データの蓄積を図る。これらの地下構造データを統合し、強震動評価のための浅部および深部地盤の構造モデルの精度を向上させる。他のサブテーマの成果も含め震源断層モデルを構築し、対象地域での強震動予測の高度化を目指す。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

富士川河口断層帯周辺地域において実施されている物理探査やボーリングなどの地下構造データの収集を行った。同様に、既設の強震観測点での強震観測記録も収集および整理した。これらの蓄積状況を踏まえて、新たに強震観測および微動観測を実施し、対象地域での地下構造に関するデータを取得した。これらのデータから地下構造の P 波および S 波速度構造情報を抽出し、既存の地下構造モデルとの比較を行った。

2) 平成 30 年度 :

平成 29 年度に引き続き富士川河口断層帯周辺地域において、強震観測および微動観測などを実施した。観測されたデータから地下構造情報を抽出し、既存の三次元地下構造モデルの試行的な修正を行った。さらに、強震観測による連続記録に地震波干渉法を適用して、駿河湾を含む海域部の地下構造モデルに関する情報を得た。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、試行的に修正した地下構造モデルの強震動説明能力を明らかにすることができた。昨年度に得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築に関する検討を行った。

3) 平成 31 年度 :

強震観測および微動観測などを継続し、地下構造データを蓄積する。これらのデータの分析による地下構造情報を用いて、三次元地下構造モデルの再修正し、地下構造モデルの精度を向上させる。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、修正した地下構造モデルおよび既存のモデルの強震動説明能力の差異を明らかにする。平成 31 年度までに得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築し、上記の地下構造モデルを用いた強震動の評価を行う。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯周辺地域で臨時強震観測を実施し、中小地震による地震記録を取得した。また、既存の強震観測点での地震記録も収集した。これらの地震記録の分析によって同地域での地盤増幅特性を明らかにした。つぎに、微動アレイ探査を実施し、レイリー波の位相速度を求め、既存の地下構造モデルの妥当性を検討し、地下構造モデルの修正を行った。臨時地震観測点での連続記録に地震波干渉法を適用し、レイリー波の群速度の空間的な分布を明らかにし、既存の地下構造モデルによる理論値との比較によってモデルの妥当性を検証した。さらに、既存の地下モデルを用いた長周期地震動シミュレーションを行い、観測記録との比較することによって、既存の地下構造モデルに修正が必要であることを指摘した。他グループの担当者と同断層帯で考えられる想定地震の震源モデルについて議論した。その結果、強震動予測の対象となる地域に見直しが必要であることがわかった。

(b) 業務の成果

1) 強震観測

昨年度に引き続いて、富士川河口断層帯周辺地域において、図 1 および表 1 に示す富士宮市、富士市、静岡市内の 26 地点において強震観測を実施した。さらに、対象地域周辺にある東京大学地震研究所の 5 強震観測点にも同様の観測機器を設置し、臨時の強震観測を実施した。観測点のうち、13 点 (F000-F013) は、平成 29 年度から観測を計測した地点であり、残りの 13 地点は平成 30 年度新規に設置した地点である。約 1 年間の連続地震記録を取得した 9 観測点では、2019 年 3 月に観測を終了した。なお、観測点 F012 は、現地の都合によって、2018 年 11 月に観測を終了した。

強震観測では、図 2 に示すように、強震計 (JPE6A3) とデータロガー (LS8800) を 2

～4 階建ての学校建物の基礎の上に設置し、バッテリーでデータロガーを稼働させた。4 時間おきに GPS 信号でデータロガーの時刻を校正した。強震計からの加速度出力を 0.01 秒間隔でサンプリングし、データロガーに連続記録を収録した。

本強震観測で得られた地震記録の震源情報を表 2 に、震央の位置を図 2 に示す。得られた地震の大半は、対象地域周辺で発生した地震であるが、比較的遠くの規模が大きい地震の記録も得られている。図 3 と図 4 に記録の例として静岡県東部の地震（2018 年 6 月 9 日）と大阪府北部の地震（2018 年 6 月 18 日）の加速度記録を示す。各記録には、周波数 0.1～20 Hz のバンドパスフィルター処理をしている。静岡県東部の地震の記録は、震源が観測点に近いために振幅の変動が大きい。一方、大阪府北部の地震の記録では、コヒーレントな長周期成分が共通した特徴として認められる。図 5 には、大阪府北部の地震の記録のフーリエスペクトルを示す。ほとんどの地点で、0.3～2Hz で卓越したスペクトル形状となっている。しかし、この周波数帯域の振幅レベルは、地点ごとに異なる。F007 や F015 では振幅が小さいが、富士川河口部の F014 では、振幅が大きくなっている。

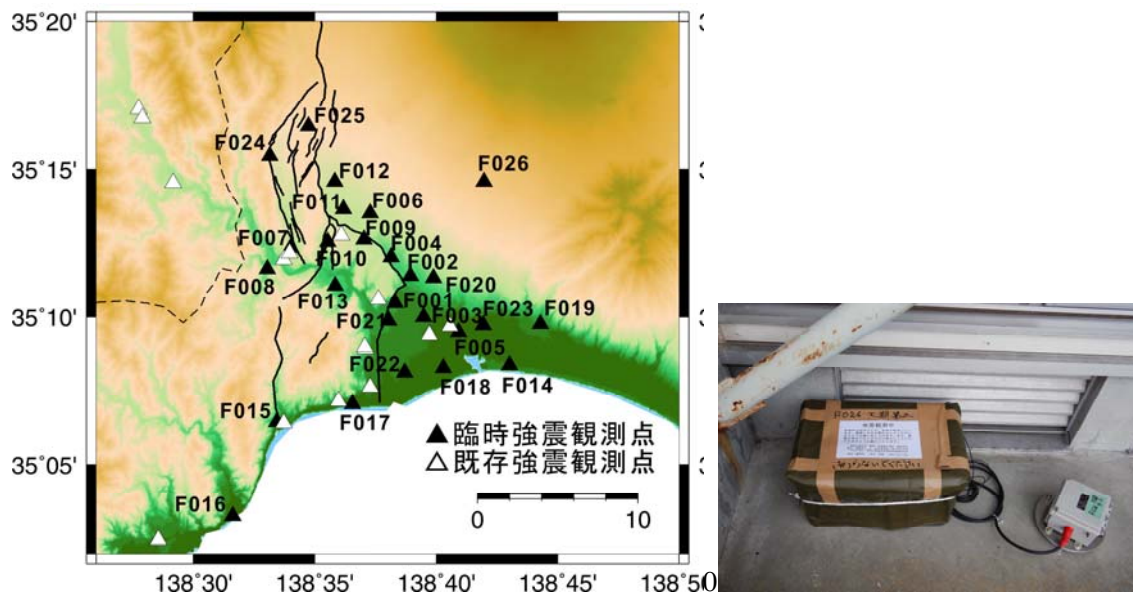


図 1 臨時強震観測点の位置（左）と観測機器の設置状況（右）。

表 1 臨時強震観測点リスト

観測点名	緯度	経度	観測期間
F001	35.174560	138.638630	2018/3/2-
F002	35.189920	138.648920	2018/3/29-2019/3/19
F003	35.166650	138.658100	2018/3/29-
F004	35.200540	138.635800	2018/3/29-
F005	35.158130	138.681960	2018/3/30-
F006	35.225300	138.621170	2018/3/30-2019/3/19
F007	35.205840	138.566930	2018/3/30-2019/3/19
F008	35.193790	138.550870	2018/3/30-2019/3/19
F009	35.210390	138.617090	2018/3/28-2019/3/19
F010	35.209060	138.592220	2018/3/28-2019/3/19
F011	35.227600	138.602990	2018/3/28-2019/3/19
F012	35.243170	138.596980	2018/3/28-2018/11/21
F013	35.184360	138.597380	2018/3/29-2019/3/19
F014	35.139633	138.717090	2018/4/16-
F015	35.107452	138.557256	2018/6/15-
F016	35.117475	138.609017	2018/6/15-
F017	35.054150	138.527025	2018/6/15-
F018	35.162120	138.698780	2018/11/20-
F019	35.162770	138.738030	2018/11/20-
F020	35.188650	138.664820	2018/11/20-
F021	35.164560	138.633890	2018/11/20-
F022	35.135330	138.645010	2018/11/21-
F023	35.138050	138.671560	2018/11/21-
F024	35.257700	138.552300	2018/12/13-
F025	35.274430	138.578930	2018/12/13-
F026	35.243200	138.699430	2018/12/13-

表 2 震央の位置

日付	時刻	震央の場所	緯度	経度	深さ km	規模
2018/03/30	08:17:34	茨城県沖	36°26.5'	140°37.2	56	5.1
2018/04/09	01:32:31	島根県西部	35°11.0'	132°35.2	12	6.1
2018/04/20	08:57:43	山梨県東部	35°30.5'	138°57.7	24	3.5
2018/05/04	02:07:09	千葉県北西部	35°39.0'	140°10.8	69	4.2
2018/05/04	02:17:41	千葉県北西部	35°38.8'	140°10.0	69	4.1
2018/05/12	10:29:30	長野県北部	36°37.9'	137°54.0	11	5.2
2018/05/15	14:00:39	山梨県東部	35°29.5'	139°01.2	27	4.3
2018/05/17	12:12:32	千葉県北東部	35°42.9'	140°43.8	52	5.3
2018/06/09	22:50:47	静岡県東部	35°13.9'	138°37.4	17	3.6
2018/06/14	07:14:32	千葉県北西部	35°39.4'	140°05.4	67	3.9
2018/06/17	15:27:22	群馬県南部	36°27.3'	139°10.3	14	4.6
2018/06/18	07:58:34	大阪府北部	34°50.6'	135°37.3	13	6.1
2018/06/19	04:46:55	山梨県東部	35°31.3'	138°58.6	20	2.7
2018/06/26	22:36:08	静岡県西部	34°41.3'	137°46.9	28	3.5
2018/07/07	20:23:49	千葉県東方沖	35°09.9'	140°35.5	57	6.0
2018/07/28	02:57:56	千葉県東方沖	35°08.3'	140°34.7	59	4.2
2018/08/10	21:18:22	駿河湾	34°52.8'	138°22.8	22	4.4
2018/08/14	12:35:49	千葉県東方沖	35°11.7'	140°32.9	59	4.7
2018/09/05	05:11:20	茨城県沖	36°28.5'	141°20.2	60	5.5
2018/09/06	03:07:59	胆振地方中東部	42°41.4'	142°00.4	37	6.7
2018/09/10	23:58:39	千葉県南東沖	35°03.9'	140°13.5	35	4.7
2018/09/18	17:11:11	埼玉県南部	36°02.9'	139°47.9	77	4.3
2018/10/07	10:14:19	愛知県東部	35°02.2'	137°34.4	42	5.0
2018/10/12	13:15:48	千葉県北東部	35°44.7'	140°41.3	52	5.2
2018/10/21	20:02:51	千葉県東方沖	35°15.0'	140°31.9	47	4.3
2018/11/27	08:33:51	茨城県南部	36°04.3'	139°51.8	44	5.0
2019/01/14	13:23:42	茨城県南部	36°09.7'	139°48.6	53	4.9
2019/01/18	21:46:25	茨城県南部	35°55.2'	140°25.9	54	5.3
2019/02/08	06:34:10	静岡県中部	35°09.1'	138°25.6	21	4.0
2019/03/09	01:08:03	岐阜県美濃中西部	35°22.3'	136°41.0'	42	4.4

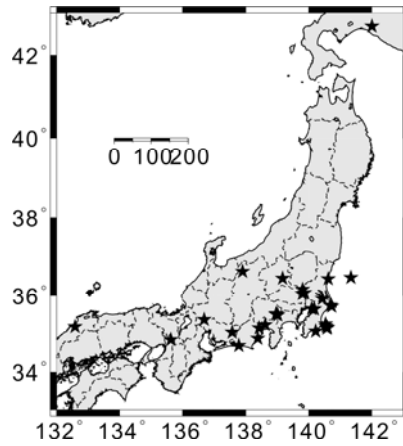


図 2 臨時強震観測点で地震記録が得られた地震の震央の位置。

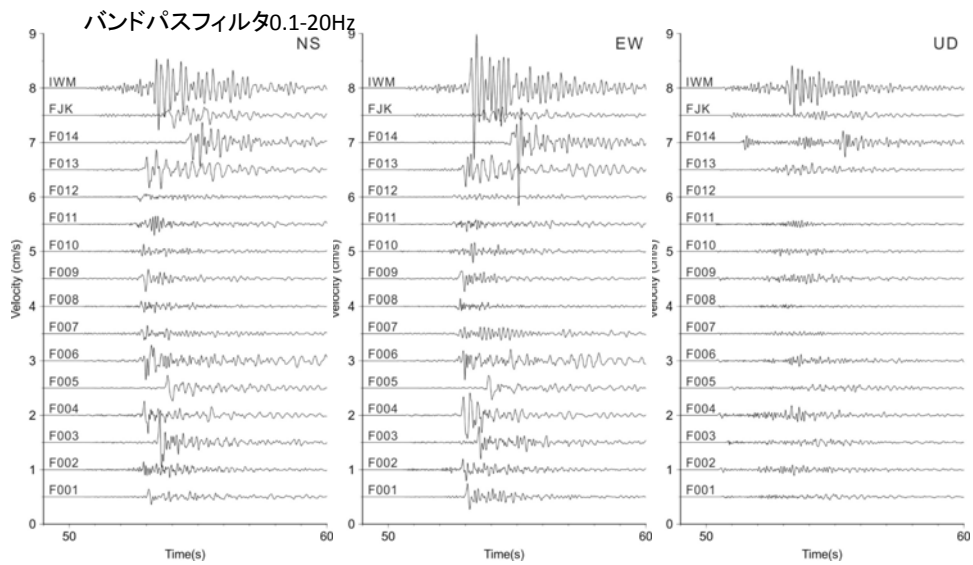


図 3 2018年6月09日静岡県東部の地震 (M3.6) の速度波形。

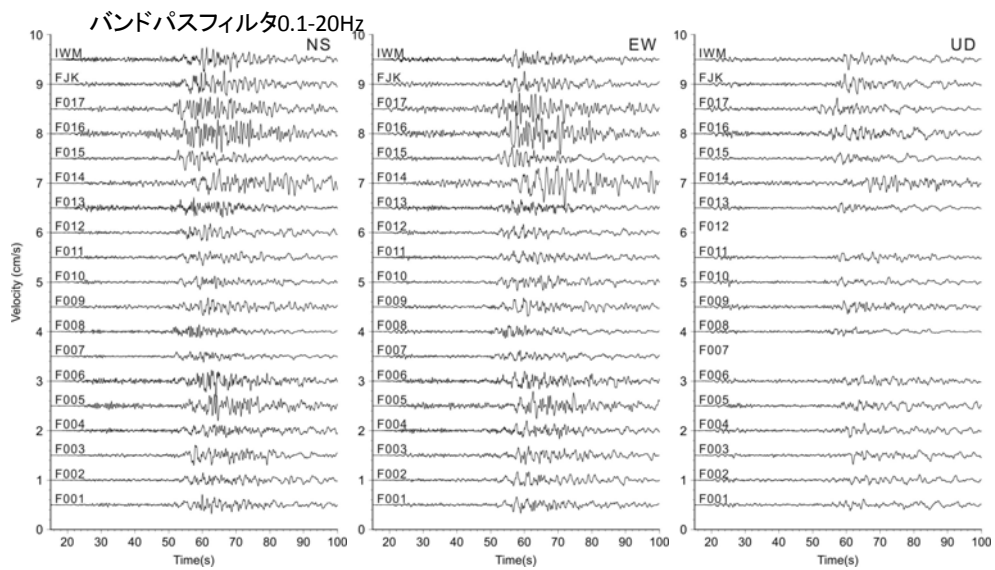


図 4 2018年6月18日大阪府北部の地震 (M6.1) の速度波形。

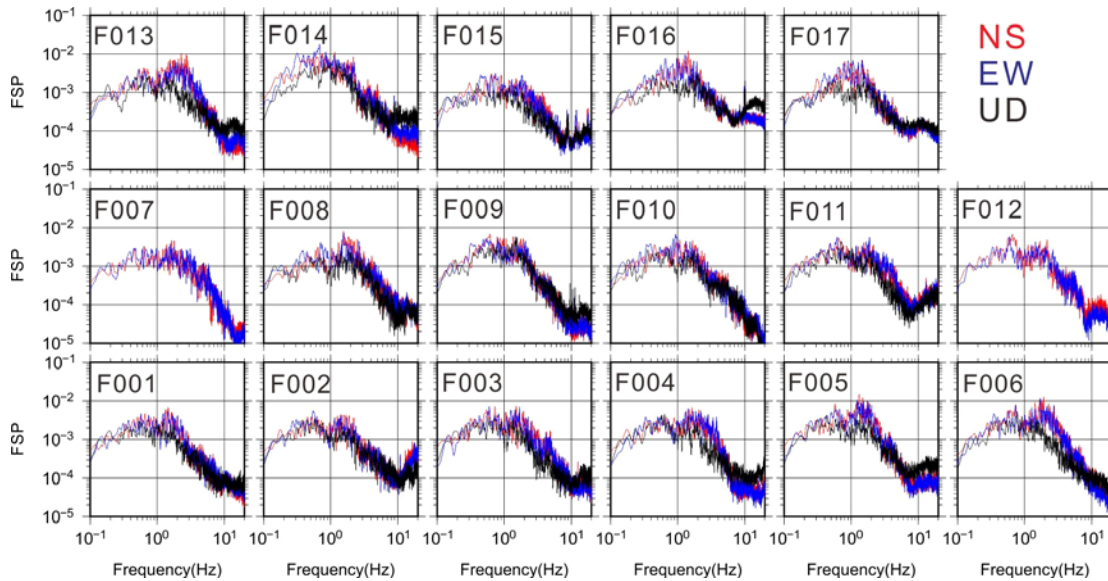


図 5 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震 (M6.1) のフーリエスペクトル赤、青、黒の線は、南北、東西、上下成分を示す。

2) スペクトル分離による地盤特性の評価

地盤増幅特性の分布を詳しく理解するために、上述の臨時強震観測点で得られた記録に加えて既存の観測点の強震記録も収集し分析した。図 6 に臨時観測点 (F001-F017) および既存の強震観測点 (K-NET、KiK-net、SK-net) の位置を示す。解析に用いた地震記録は、次の基準で選択した。深さ 30 km より浅く、M5.5 より小さい地震を抽出し、各観測点で得られる記録から震源距離 100 km 以内、最大加速度 100 gal 以下の記録を抽出した。これらの地震の震央の位置を、図 6 に示す。図 7 には、解析に用いた記録の最大加速度と震源距離の関係および地震の規模と深さの関係を示す。

加速度記録の S 波初動から 10.24 秒間の水平成分を抽出し、S 波のフーリエスペクトルを求め、2 成分の相乗平均を算出した。この S 波スペクトルにスペクトル分離法 (岩田・入倉, 1986) を適用した。この方法によって、各周波数の震源特性、伝播経路 Q 値、地盤特性を分離するためには、震源もしくは地盤の特性の一つを既知とするなどの拘束条件を与える必要がある (例えば、山中・他, 1998)。本研究では、KiK-net 早川北 (YMNH10) での地表の観測点での S 波速度構造モデルに対する 1 次元増幅特性の理論値を拘束条件として与えることにする。

まず、YMNH10 での地表と地中のスペクトル比を用いて、公開されている S 波速度構造モデルの妥当性を確認した。検層による S 波速度構造は、図 8 に示すとおりであり、観測と理論のスペクトル比では卓越するピークの周波数が異なっている。そこで、両者の卓越周波数が合うように、地盤モデルを修正した。図 8 に示すように、修正モデルによって、高次モードも含めて観測スペクトル比が理論値で十分に説明できていることがわかる。この修正モデルに対する地表の増幅特性 (図 9) を拘束条件とした。したがって、この解析の結果として得られる増幅特性は、S 波速度 2.4 km/s を持つ地層よりも浅い地層の影響を意味していると考えられる。

スペクトル分離解析によって得られた震源特性と伝播経路 Q 値を図 10 に示す。左図に

は、 ω^2 乗モデルで近似した理論スペクトルも示している。周波数 6 Hz 付近で震源スペクトルに理論値とのずれが見られるほかは、 ω^2 乗モデルで説明できていることがわかる。伝播経路の Q 値も図 10 右に示されている。Q 値は、周波数に対してスムーズに変化している。この地域での Q 値に関する既往の評価結果（川瀬・松尾，2004；佐藤，2010；芝・他，2010；山中・他，1998）に比べると、Q 値の値は、やや小さめではあるが、Q 値の周波数依存性の形状は、類似している。これらの結果から、スペクトル分離解析には、大きな問題がないと考えられる。

富士川河口断層帯周辺の観測点で得られた地盤特性を図 11 に示す。0.8 から 1.3 Hz の低周波数帯域の増幅率分布は、富士川河口部で増幅率が大きく、北西部の山地で小さくなっている。北部の山地域でも、富士川近傍では増幅率が大きい地点もある。一方、8 から 20 Hz の高周波数帯域では、山地と河口部の増幅率に大きな差異はない。図 12 に、増幅特性の例を示す。図 13 に示す J-SHIS の深部地盤モデルとそれに検層による表層地盤部分を追加したモデルに対する理論増幅特性も示している。SZO012（蒲原）や YMN07（南部）では、比較的平坦な増幅特性であり、3~5 Hz 以上の高周波数では、観測値と理論値は類似している。しかし、低周波数帯域では、理論値のほうが小さい。SZO001（富士宮）では、全体的に大きな振幅であり、7 Hz に卓越したピークを有している。このピークは、深部地盤のみでは説明できず、表層地盤も考慮すると説明可能となる。図 14 に、3 つの周波数帯域での平均観測増幅率と理論値との比較を示す。ここでの理論値は、深部地盤と浅部地盤を考慮したモデルに対するものである。0.5~2 Hz の低周波数帯域では、多くの地点で観測値のほうが理論値よりも大きい。1~8 Hz の中間的な周波数帯域では、両者にバイアスはない。一方、5~20 Hz の高周波数帯域では、理論値のほうが大きい地点が多い。このように、増幅特性の観測値と理論値には、バイアスがあり、地下構造モデルのシステムティックな修正が必要であると考えられる。

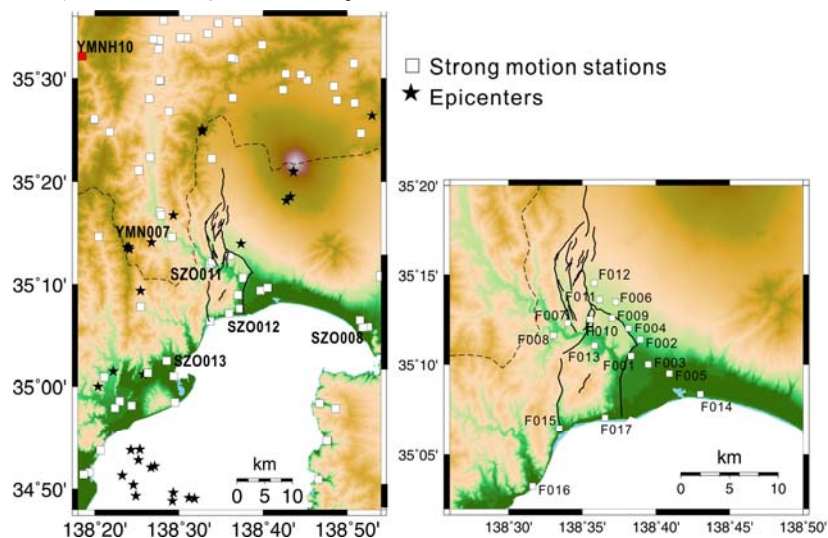


図 6 スペクトル分離解析に用いた既存の強震観測点（左）と臨時強震観測点（右）の位置。左図の星は、検討に用いた地震の震央を示す。

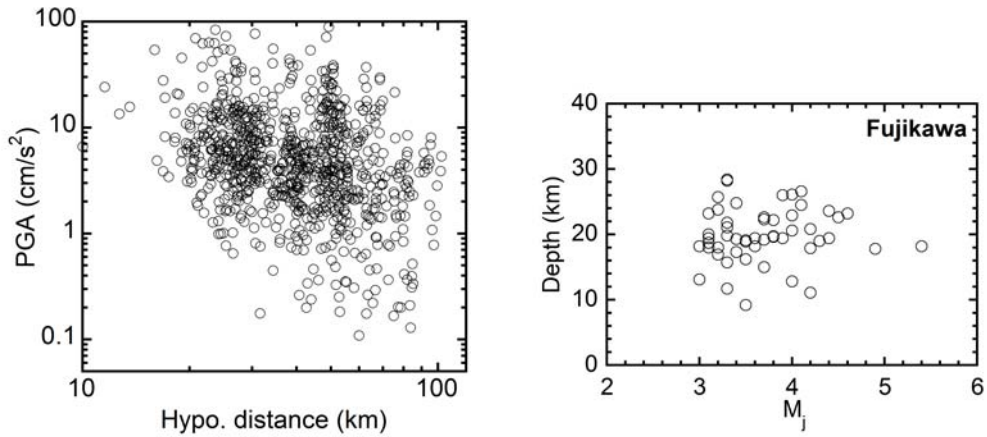


図 7 スペクトル分離解析に用いたデータの属性。左は地震記録の震源距離と最大加速度の関係、右は地震の規模と深さの関係を示す。

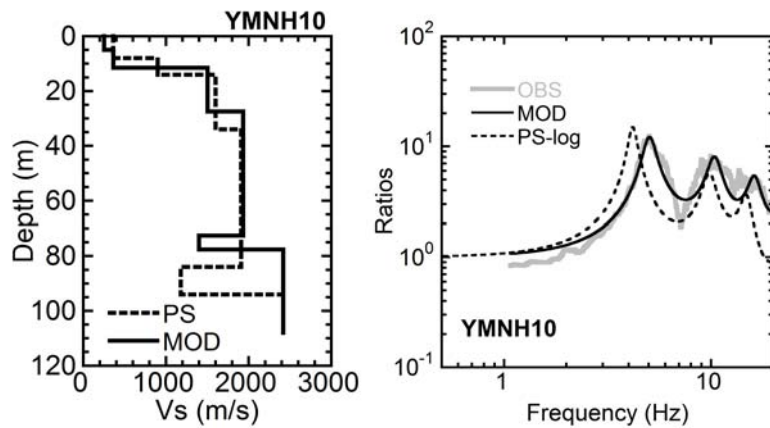


図 8 YMNH10 の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）。左図の点線と実線は、検層によるモデルと修正モデルを示す。右図の点線と黒の実線は、左図のモデルに対する理論スペクトル比であり、灰色の線は、観測スペクトル比を示す。

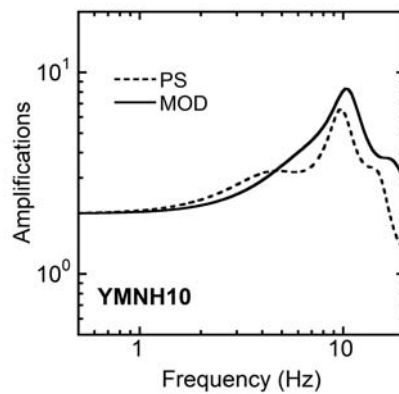


図 9 YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

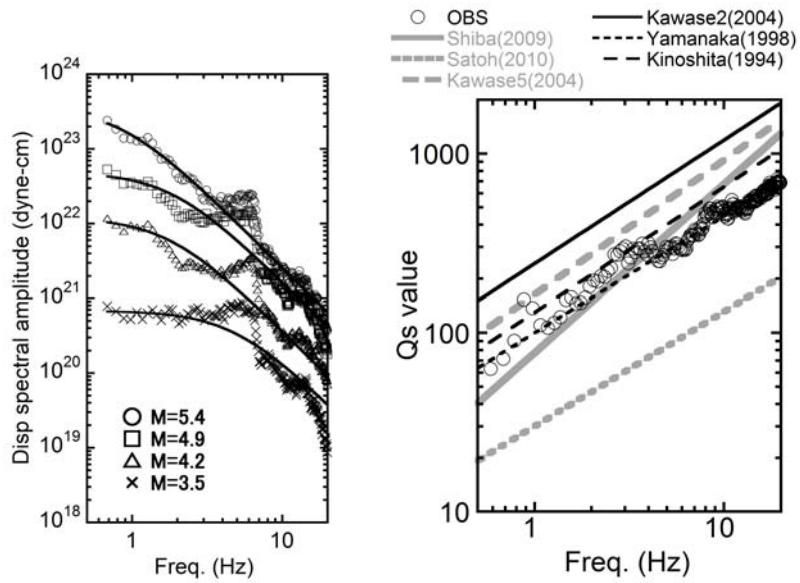


図 10 震源スペクトル (左) と伝播経路 Q 値 (右)。左図の離散的な印は、観測震源スペクトルを示し、実線は理論スペクトルを示す。右図の○は、Q 値の観測値を示し、各種の線は既往研究による Q 値を示す。

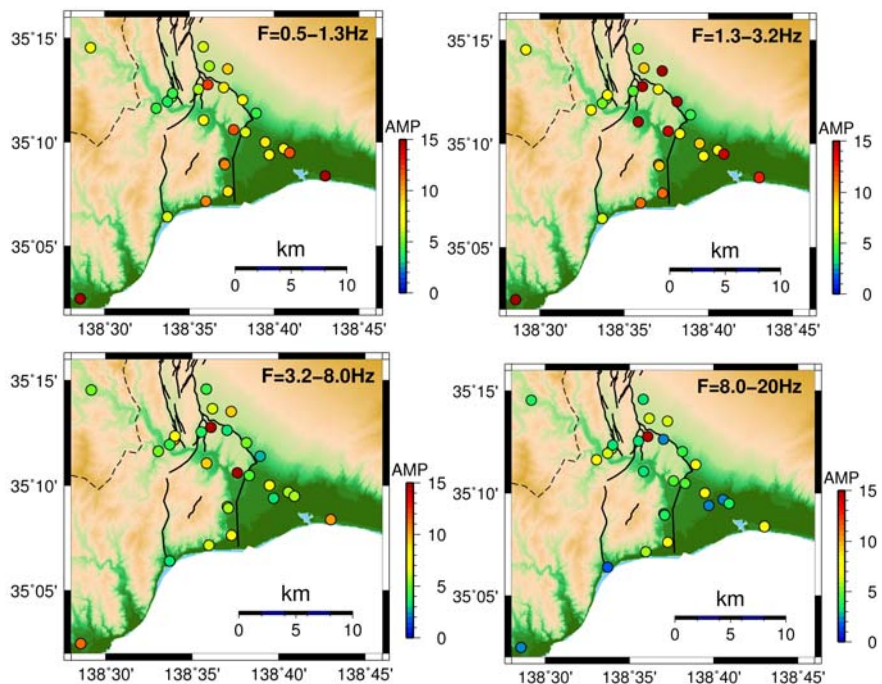


図 11 富士川河口断層帯周辺の地盤増幅特性。

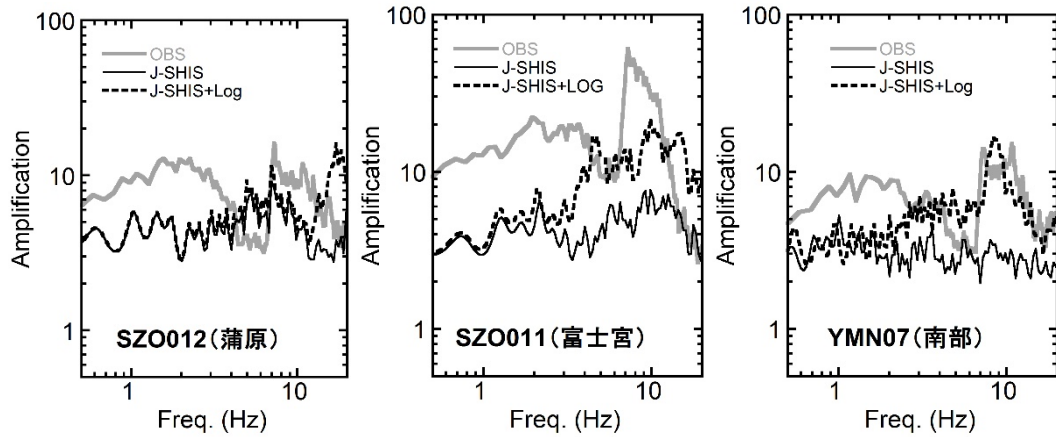


図 12 地盤増幅特性の例。灰色の実線は観測値、黒の実線は J-SHIS の深部地盤モデルの理論増幅特性を示し、点線は、深部地盤に浅部地盤を加えたモデルの理論値を示す。

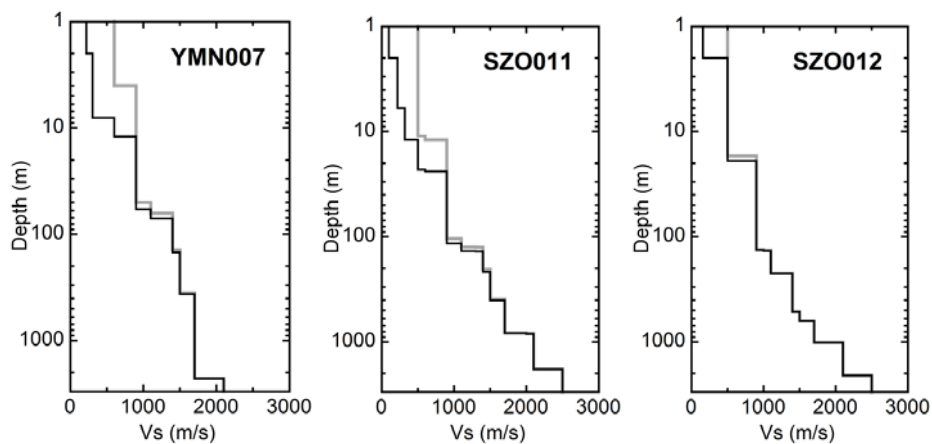


図 13 既存の地下構造モデルの例。灰色と黒の線は、J-SHIS の深部地盤と深部・浅部地盤のモデルを示す。

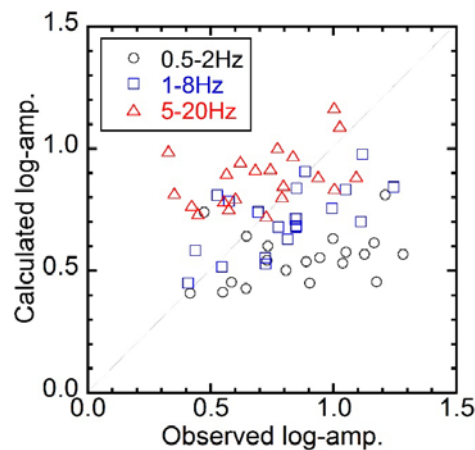


図 14 周波数ごとの観測及び理論増幅特性（深部地盤と表層地盤を考慮したモデル）の比較。

3) 微動探査

深部地盤を対象にした微動探査を 17 地点で実施した。図 15 に、平成 29 年度に実施した 3 地点も加えた合計 20 地点の位置を示す。アレイ観測の位置とアレイサイズを表 3 に示す。各地点には、7 組の機器を用いて 2 重三角形のアレイを設けた。アレイ半径を変えて 2 回の観測を実施し、各観測で 40～120 分間の上下成分の微動記録を得た。以下、このアレイを大アレイと呼ぶ。また、上述の強震観測点では、表層地盤の探査のためにサイズの小さいアレイ（以下、小アレイ）での微動アレイ観測も実施した。

得られた記録は、SPAC 法もしくは FK 法によって解析し、図 16 のように周波数 0.3～30 Hz の間でレイリー波の位相速度が得られた。図には、既存の J-SHIS(V3)の深部地盤モデルに基づく基本モードの理論位相速度も比較した。多くの地点で観測位相速度が理論位相速度によって十分に説明できていない。そこで、得られた位相速度を山中（2007）による方法によって逆解析して、S 波速度構造モデルを修正した。その結果の例を図 17 に示す。F1 や F3 での逆解析モデルは、深度 1 km 程度までの構造については、既存の 3 次元モデルと似た結果である。しかし、1 km よりも深い部分では位相によって差異は大きい。一方、F6 では両者の差異は、全体的に本研究のモデルのほうが深くなっている。

小アレイでの微動探査結果を図 18 に示す。3-40 Hz の間でレイリー波の位相速度が得られている。ほとんどの地点では、400 m/s 以上の位相速度が得られており、工学的基盤までの地下構造を推定するために十分な結果であると考えられる。F6、9、18 では、高周波数で 100 m/s と小さい位相速度が得られている。一方、F2、3、10、21 では、周波数 20 Hz 程度まで位相速度は大きく、低 S 波速度の層が薄くなっていると考えられる。

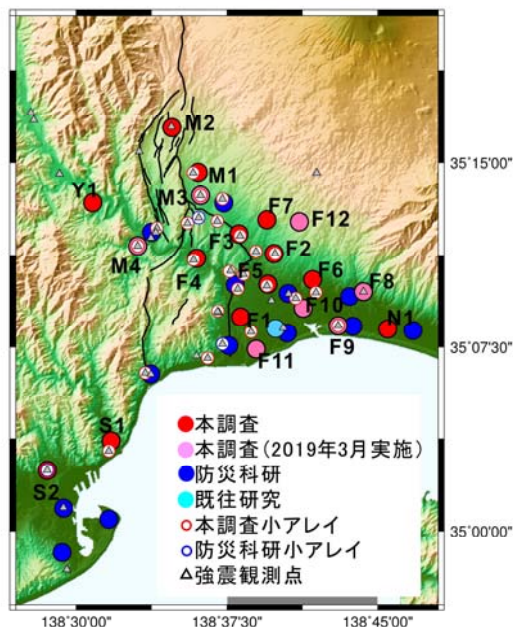


図 15 大アレイによる微動探査地点。赤とピンクの丸が本研究で実施した微動探査地点を示し、他の印は既往の調査の位置を示す。

表 3 大アレイによる微動探査の観測諸元

観測点	観測日	緯度	経度	アレイサイズ(m)
F1	2018年2月	35.14546	138.63627	(R500, R250, L30, L6)
F2	2018年2月	35.18850	138.66396	(R500, R250, L50)
F3	2018年7月	35.20179	138.63470	(R500, R250, FK150)
F4	2018年7月	35.18538	138.59986	(R500, R250, FK100)
F5	2018年7月	35.16782	138.65892	(R500, R250, R120, R60)
F6	2018年7月	35.17101	138.69603	(R500, R250, L70, L35)
M1	2018年2月	35.24343	138.60103	(R500, R250, L30, L6)
S1	2018年7月	35.06086	138.52887	(R500, R250, L50, L25)
S2	2019年2月	35.04100	138.47600	(R500, R250, L70, L35)
N1	2019年2月	35.13722	138.75813	(R500, R250, R100, R33)
F7	2019年2月	35.21136	138.65801	(R500, R250, R100, R33)
M2	2019年2月	35.27379	138.57936	(R500, R250, FK150)
Y1	2019年2月	35.22276	138.51366	(R500, R250)
F8	2019年3月	35.16217	138.73928	(R500, R250, R100, R50)
F9	2019年3月	35.13918	138.71652	(R500, R250, R100, R50)
F10	2019年3月	35.15195	138.68725	(R500, R250, R100, R50)
F11	2019年3月	35.12531	138.65216	(R500, R250, R100, R50)
F12	2019年3月	35.21013	138.68457	(R500, R250, R100, R50)
M3	2019年3月	35.22705	138.60290	(R500, R250, R100, R50)
M4	2019年3月	35.19347	138.55058	(R500, R250, R100, R50)

Rは円形アレイのアレイ半径、Lは三角形アレイの1辺の長さを示す。

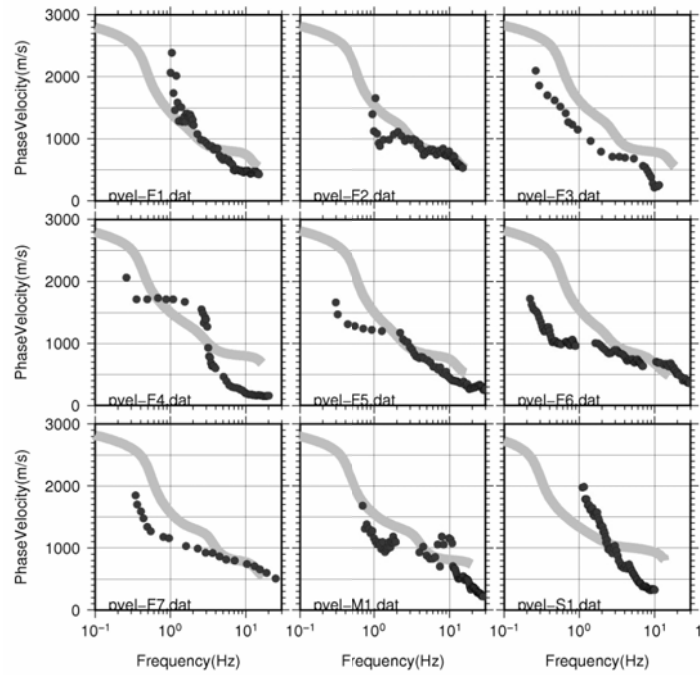


図 16 大アレイで観測された位相速度（黒丸）と J-SHIS V3 の地盤モデルに対する理論値（実線）との比較。

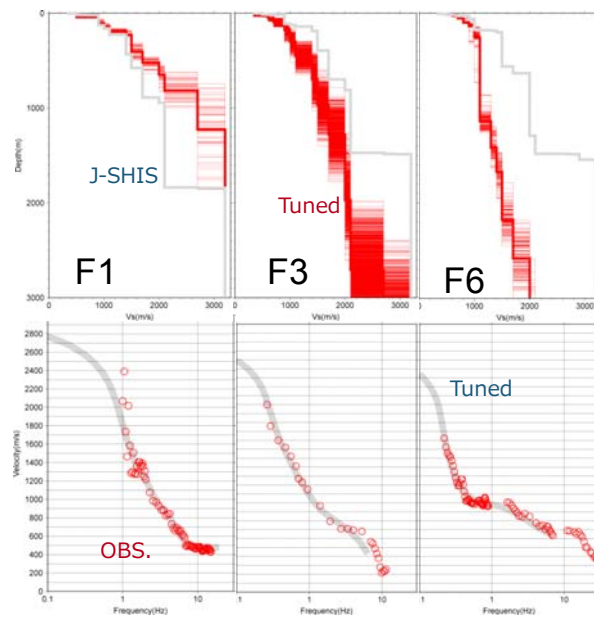


図 17 F1、F3 および F6 地点での位相速度の逆解析結果。上図は、J-SHIS のモデル（灰色）と逆解析モデル（赤色）、下図は観測位相速度（●）と理論値（実線）の比較を示す。

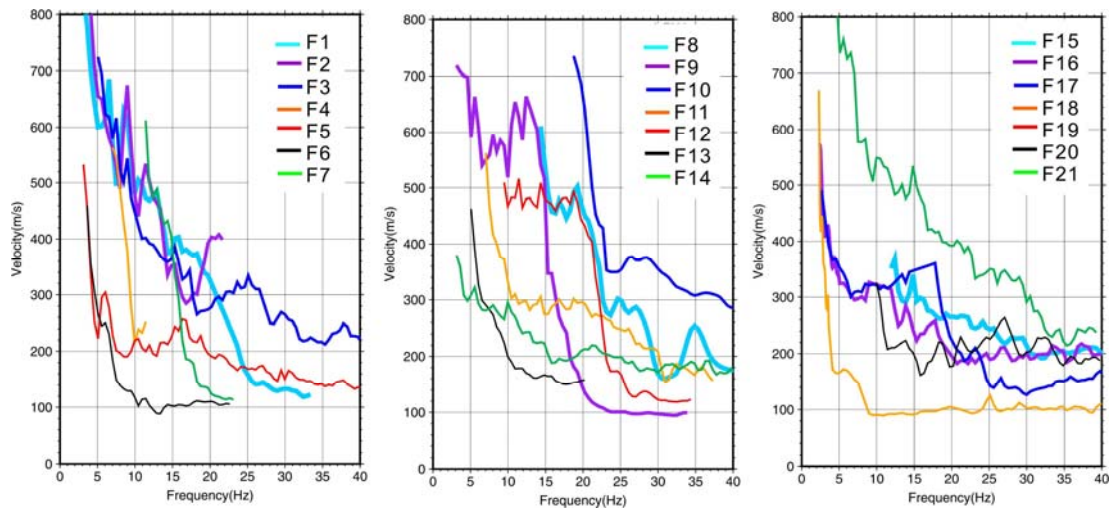


図 18 小アレイで観測された位相速度。

4) 地震波干渉法による表面波群速度の評価

地下構造に関する情報を抽出する方法として地震波干渉法 (Wapenaar and Fokkema, 2006)がある。これは、2つの観測点の地動記録の相互相関関数により、2点間のグリーン関数を合成する手法である。

ここでは、図 19 に示す観測点において 2018 年 4 月～7 月の 4 か月間に観測された連続微動記録を用いて、Chimoto and Yamanaka (2014)のデータ処理方法に基づいて相互相関関数を計算した。2 点の記録のクロスコヒーレンスに対して周期 1～6 秒のバンドパスフィルタを施した後に、逆フーリエ変換によって相互相関関数を得た。すべての観測点ペアの相互相関関数を図 19 に示す。図には、2 点の上下成分どうしの相互相関関数、水平成分の座標変換により得られるラディアル成分とトランスバース成分同士の相互相関関数が示している。図の線は、速度 1 km/s を示しており、その速度で伝播している顕著な位相があることがわかる。上下動成分とラディアル成分はレイリー波と考えられ、それは、ラブ波に対応するトランスバース成分に比べて複雑な形状である。この後の解析では上下動成分のみを用いるので、レイリー波の特性について調べることにする。

各観測点ペアにおいて上下動成分の相互相関関数に各周期で狭帯域通過フィルタを施すマルチプルフィルタ解析により各観測点間のレイリー波群速度の分散曲線を得た。その例を図 20 に示す。図の紫色は、振幅が大きいことを表している。振幅が最も大きい部分の到着時間から、それに対応するレイリー波の群速度を推定できる。図 19 左上図は、F001 と F009 の分散曲線を示しており、同図には F001 と F009 の観測点の間の 1 次元 S 波速度構造モデルから計算される基本モードレイリー波群速度分散曲線の理論値も示している。観測値は理論値よりも低いことがわかる。こうした比較によって、地下構造モデルの妥当性を検討することができる。図 21 に、F003 とその他の観測点のペアにおけるレイリー波群速度の分散曲線を示す。図には、F003 における一次元モデルから計算される理論値も示している。それぞれの分散曲線は理論値の周辺に分布している。しかし、それぞれの分散曲線には違いがあり、各観測点ペアの間の地下構造の細かい違いによるものと考えられる。

図 22 に、各 2 点間のレイリー波の群速度の分散曲線から、周期 0.5~4 秒において抽出された群速度の空間的な分布を示す。長周期ほど全体的に群速度が大きく、短周期ほど小さくなる。さらに、西側の山地で群速度が大きくなる傾向もみられる。これらの群速度も用いて、地元・山中 (2011) と同様にして、トモグラフィ解析を行った。その結果を図 23 に示す。周期 4 秒では、山地で群速度が大きく、富士川河口部中心部では、群速度が 1 km/s 以下と小さい。より短周期になるに従って、河口地域では群速度が 0.5 km/s 程度となるセルがみられるようになる。

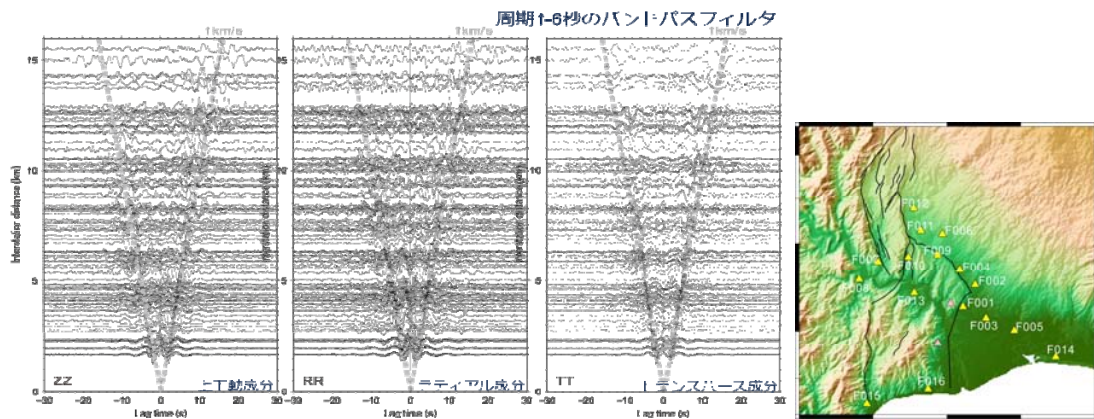


図 19 各成分の相互相関関数 (左から、上下成分、ラディアル成分、トランスバース成分) と解析に用いた観測点の位置 (右)。

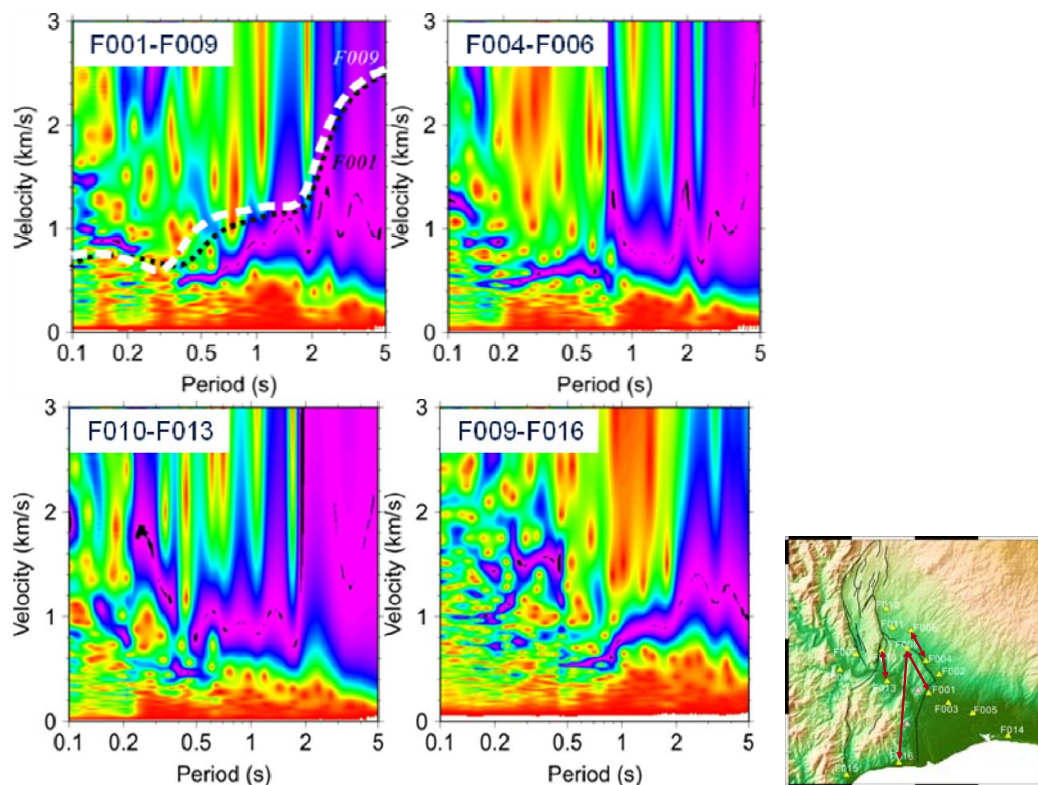


図 20 マルチプルフィルタ解析の結果 (左) と解析に用いた観測点ペアの位置 (右)。

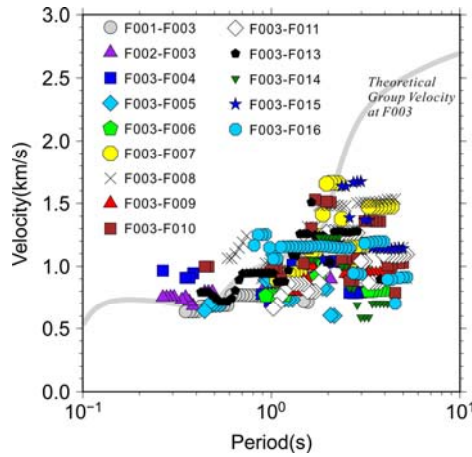


図 21 F003 と他の観測点の間のレイリー波の群速度。

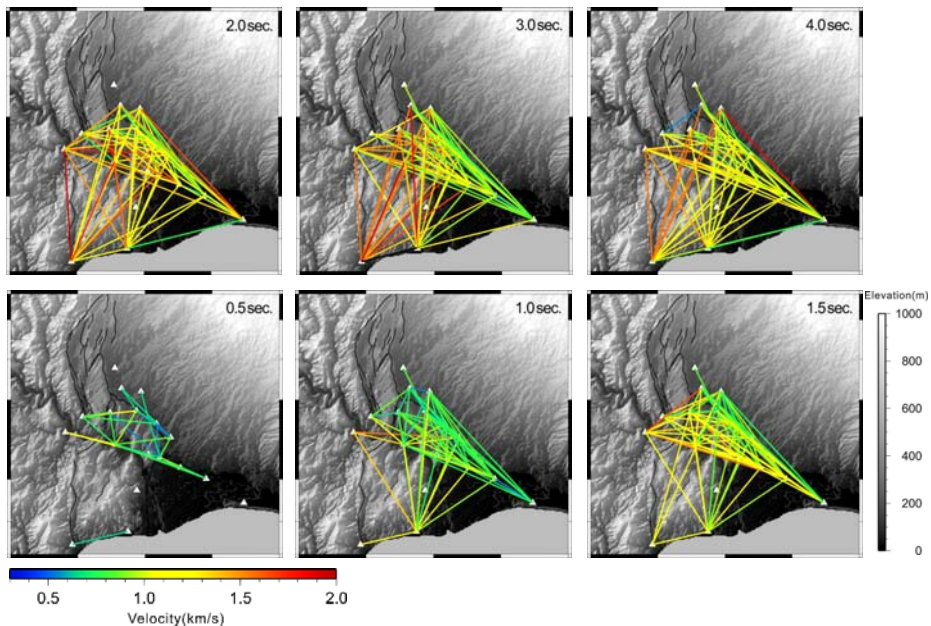


図 22 各周期のレイリー波群速度の分布。

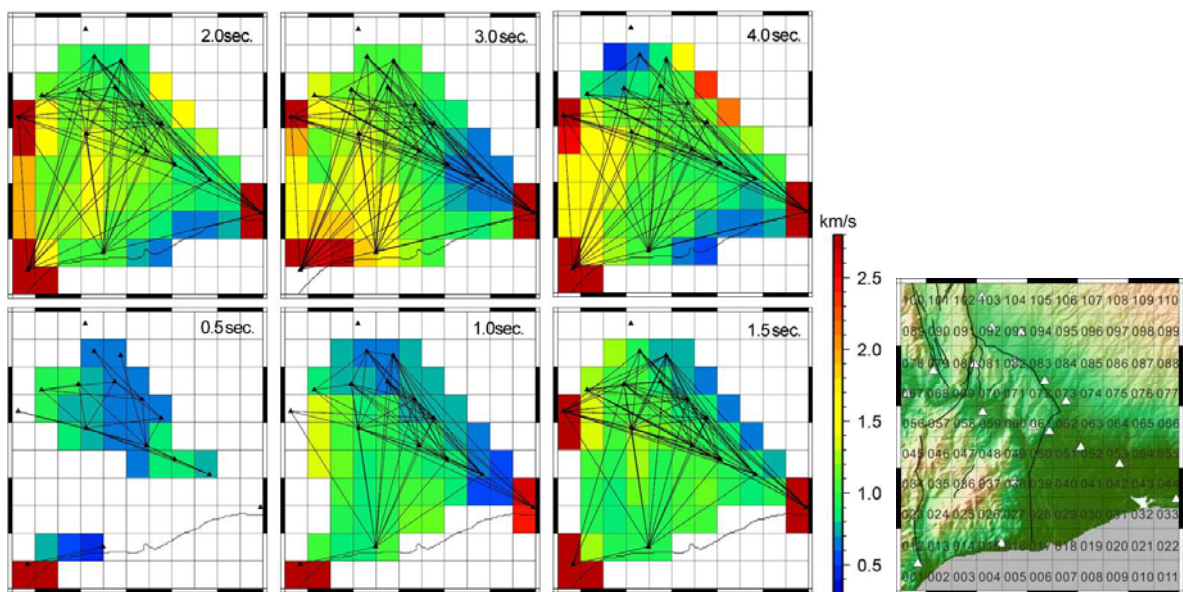


図 23 レイリー波の群速度のトモグラフィ解析結果。各セルの色は、群速度を示す。

5) 長周期地震動シミュレーション

既存の地下構造モデルの妥当性を検討するために、上述の臨時強震観測点で得られた地震記録の長周期成分のシミュレーションを行った。検討には、図4に示した大阪府北部の地震による長周期地震動を対象にした。この地震の震央は富士川河口地域から約300 km 離れており、点震源の仮定の影響が少ないと考えたためである。さらに、対象地域の観測点が震源から同程度の方位に位置しており、入射波が同じであると仮定しやすいことも考慮した。

J-SHIS V3(2017)で公開されている地下構造モデルを使用した。図24に、いくつかの層の上面深度の3次元分布を示す。この地下構造モデルの表層のS波速度は350 m/sであり、最大S波速度は4800 m/sである。シミュレーションでは、深さ100 kmまでの領域を125 mの食い違い格子でモデル化した。震源パラメータは、F-NETなどで公開されている結果を踏まえて、表4に示すものを用いた。計算には、3次元弾性波動方程式を時間2次精度、空間4次精度で差分近似する方法を用いた(山田・山中、2001)。地下構造モデルの終端に吸収境界および各辺に5 km ずつの吸収領域を設定した。

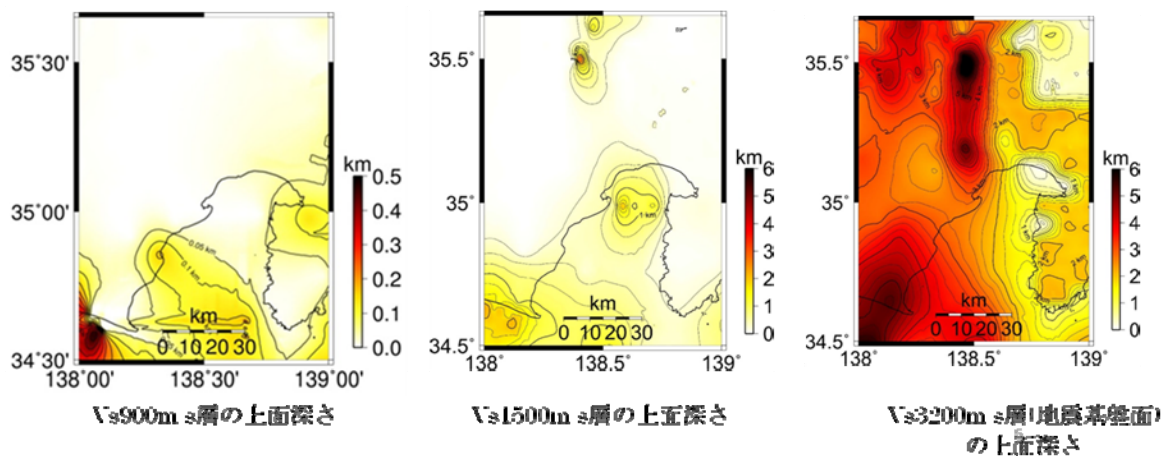


図24 長周期地震動のシミュレーションに用いたJ-SHIS V3による地下構造モデル。左から、S波速度900 m/s, 1500 m/s, 3200 m/sを有する地層の上面深度を示す。

表4 2018年6月18日大阪府北部の地震の震源パラメータ。

発生時刻	2018/6/18/07:58
緯度(°)	135.622
経度(°)	34.844
深さ(km)	17
マグニチュード Mj	6.1
地震モーメント(Nm)	4.06E+17
走向(°)	147
傾斜(°)	64
滑り角(°)	19
ライズタイム(s)	2.0

計算された速度波形と観測速度波形の比較を図 25 に示す。YMNH10 (KiK-net 早川北) では、S 波初動から 30 秒間の主要な部分については、走時と振幅がほぼ一致している。一方、堆積層上の SZO011 (KiK-net 富士宮) では、S 波初動から 100 秒程度までは、十分に観測記録の特徴が説明できている。しかし、それ以降では、やや計算結果が大きめになっている。図 26 右に示す線上での計算速度波形を図 26 左に示す。上述のように、S 波初動 (70 秒) から 100 秒の間の波形について、両者は類似しているが、100 秒以降では、一致の程度が低い。こうした後続位相は、平野部で生じる表面波であり、堆積層部の 3 次元構造モデルの影響であると考えられる。したがって、堆積層部分のモデルを修正する必要があることがわかる。

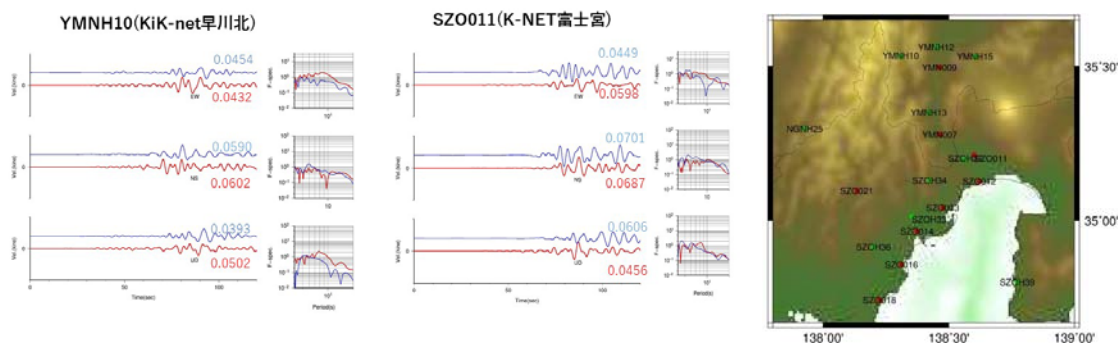


図 25 大阪府北部の地震の地震動の計算結果 (赤) と観測速度波形 (青) の比較。

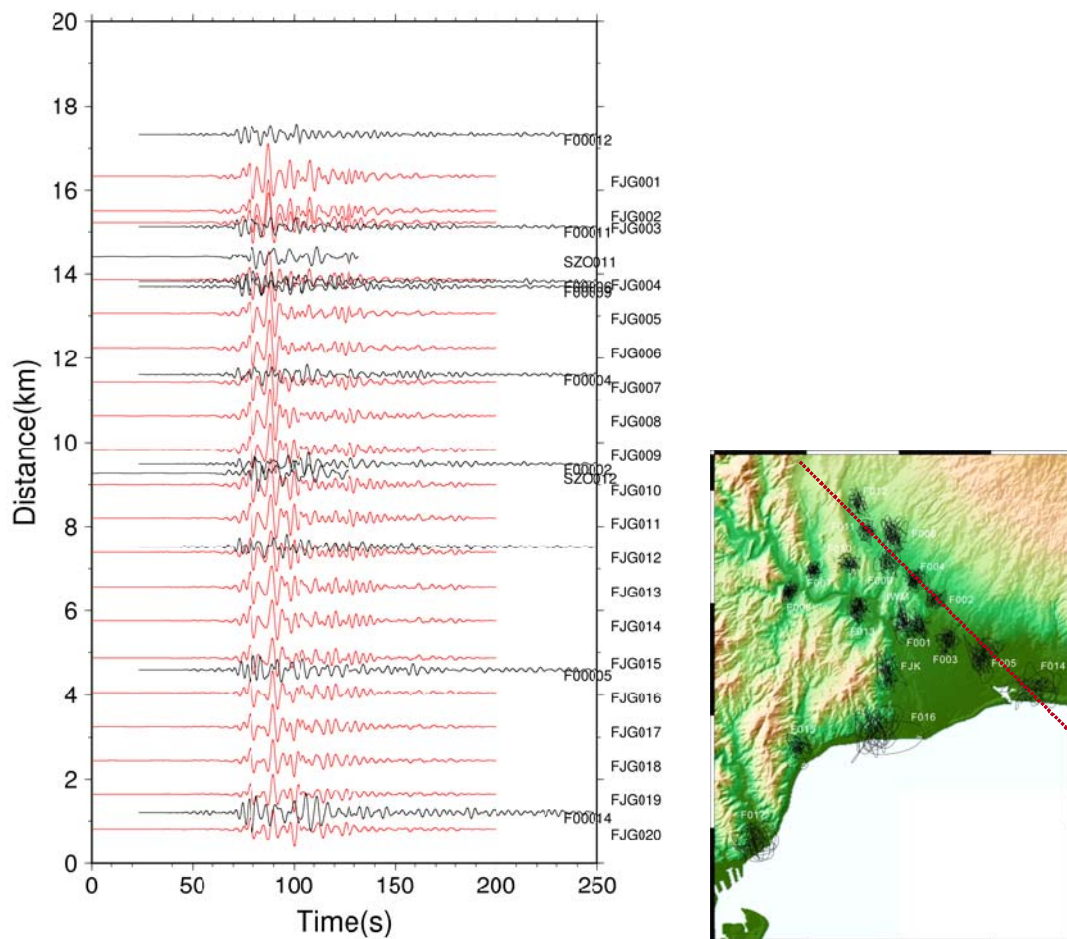


図 26 北西—南東方向の線上での計算速度波形 (赤) と観測速度波形 (黒) の比較 (左) および観測点位置と粒子軌跡 (右)。

6) 震源モデルに関する予備的検討

平成30年度までに得られた成果に基づいて、想定される地震の震源モデルに関して他のサブテーマの担当者と議論を行った。富士川河口断層帯が駿河湾のプレート境界の北部延長である可能性もあり、同断層帯周辺だけではなく、より南部の駿河湾周辺地域も震源域に入るような震源モデルの想定も考えられる。そのために、富士川河口断層帯周辺だけでなく、より広域の強震動予測が必要になる可能性もあることがわかった。本研究では、富士川河口断層帯周辺の強震動予測の高度化のために地下構造モデルの改良などを主要な研究項目としているが、駿河湾周辺地域での強震動予測も視野にいて、地下構造モデルの検討を行うことが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯周辺地域において臨時強震観測を実施し、強震動予測の高度化のために活用できる地震記録を蓄積した。さらに、既存の強震観測点での地震記録も収集した。これらの地震記録の分析によって地盤での増幅特性を評価した。既存の地下構造モデルから期待される理論増幅特性と比較し、低周波数帯域で観測値が理論値よりも大きくなることがわかった。同地域で深部地盤と浅部地盤を対象とした微動探査を実施し、レイリー波の位相速度を得た。既存の地下構造モデルによる理論位相速度との比較および地下構造モデルの修正を行った。臨時地震観測による連続観測記録から地震波干渉法によって、2地点間のグリーン関数を評価し、広域の地下構造モデルの妥当性を検証するための情報を得た。さらに、2018年大阪府北部の地震の際に、この地域で観測された長周期地震動のシミュレーションを行い、観測値と比較することによって断層帯周辺の地下構造モデルの修正が必要であることが分かった。平成30年度までに得た結果に基づいて、想定される地震の震源モデルに関する予備的検討を行い、強震動予測で対象となる地域が富士川河口地域だけでなく、駿河湾周辺となることがわかった。

(e) 引用文献

地元孝輔・山中浩明, 南関東地域における震波干渉法に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析, 物理探査, 64, 331-343, 2011.

Chimoto K., and H. Yamanaka, Effects of the durations of crosscorrelated microtremor records on broadband dispersion measurements using seismic interferometry, *Geophysics*, 79, Q11-Q19, 2014.

岩田知孝・入倉孝次郎, 観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, 39, 579-593, 1986.

川瀬 博・松尾秀典, K-NET、KiK-net、JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52, 2004.

Kinoshita, S., Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. America*, 84, 1387-1396, 1994.

佐藤智美, スペクトルインバージョンと経験的グリーン関数法に基づく2009年駿河湾の地震の震源モデルの推定, 日本建築学会構造系論文集, 658, 2153-2162, 2010.

- 芝 良昭・佐藤浩章・栗山雅之, 岩盤上観測記録に基づく 2009 年駿河湾の地震の強震動特性と震源過程, 電力中央研究所研究報告, N09008, 1-20, 2010.
- 山田伸之・山中浩明, 地震動シミュレーションのための関東平野南西部の 3 次元地下構造モデルの比較 - 1999.5.22 神奈川県西部の地震 (MJMA4.1) を用いた検討 -, 地震第 2 輯, 53, 313-324, 2001.
- 山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大, 表層の地盤特性の拘束条件にした S 波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 地震第 2 輯, 51, 193-202, 1998.
- 山中浩明, ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, 60, 265-275, 2007.
- Wapenaar, K. and Fokkema, J, Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71, SI33-SI46, 200

3.6 地域研究会

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地域研究会

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人静岡大学	教授	岩田 孝仁
国立大学法人東京大学	教授	佐藤 比呂志

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯について、理工学的な調査の成果を地域の防災施策に生かすために、地方自治体の担当者・国の関係機関の担当者・ライフライン事業者などを対象として、研究者を交えた地域研究会を開催し、研究成果がどのように役立つのか、また役立たせるためにはどのような成果が求められているのかについて情報交換を行い、研究成果の有効活用を目指す。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

富士川河口断層帯の位置する地域における、地方自治体の担当者・国の関係機関の担当者・ライフライン事業者・地域住民の自主防災組織などを対象としたヒアリングを通じ、課題やニーズの把握し、地域研究会(静岡)の立ち上げ準備を行った。

2) 平成 30 年度：

平成 29 年度の準備会で明らかになった課題やニーズにもとづいて、地域研究会(静岡)を立ち上げ、富士川河口断層帯の周辺地域における、特に地方自治体の担当者・国の関係機関の担当者・ライフライン業者などを対象とした地域研究会を開催し、先行した対策の事例などを学び、活断層対策の課題対策ニーズなどの掘り下げおよび議論を行い、関係機関と研究者相互の情報共有を行った。

また、本プロジェクトの進展状況について広報活動も行なった。

3) 平成 31 年度：

地域研究会において調査成果を報告するとともに、そこから見えてくる地域課題、対応策などについての検討及び情報交換を行うための地域ネットワークの構築モデルを提案する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯の位置する地域における、地方自治体、国の関係機関、ライフライン

事業者が参加する地域研究会（静岡）を開催した。

第1回地域研究会では、本調査観測の進捗状況報告、活断層対策に取り組む自治体の先行事例として徳島県の「震災に強い社会づくり条例」の紹介、富士川河口断層帯の変動地形に関する知見の紹介、これからの取り組み課題について議論を行った。

第2回地域研究会では、本調査観測の進捗状況報告を行う中で、断層帯がどのように地下深部に延長していくのか、周辺での強震動観測から何が見えるのかについて現状の知見や課題を報告し、これらの成果を含め今回の調査成果が地域防災にどう生かされるのかについて議論を行った。

(b) 業務の実施方法

静岡県と関係市町村、ライフライン機関、及び富士川河口断層帯の北部に隣接する山梨県及び山梨県内の関係市町村の担当者が参加した地域研究会（静岡）を2回開催し、調査成果に関する情報共有、及び様々な課題解決に向けてどのようにアプローチできるかなどを話し合った。

(c) 業務の成果

1) 第1回地域研究会（静岡）

第1回地域研究会は、地域防災に関係する25の機関、主催する事務局と合わせて合計35名が参加し、平成30年7月24日に静岡県庁で開催した。参加機関は、行政機関として国土交通省中部地方整備局、静岡地方気象台、静岡県（関係6課）、山梨県（関係2課）、徳島県、静岡市（関係4課）、富士宮市（関係3課）、富士市（関係2課）、ライフライン機関として静岡ガス、中部電力静岡支店、東京電力パワーグリッド静岡総支社の参加を得た。



図1 第1回地域研究会（静岡）の開催の様子。

富士川河口断層帯に関するこれまでの研究成果や今回の調査観測計画についての情報提供を行うとともに、活断層対策に取り組む自治体の例として「徳島県南海トラフ巨大地震等に係る震災に強い社会づくり条例」の制定の目標とその過程、条例施行に伴う実績やその効果、課題について、徳島県の担当者から現状報告を受けた。

徳島県では条例化により活断層が位置する可能性のある場所については土地の開発や

利用者に活断層に関する詳細な調査を義務付けている。条例制定後、実際の適用事例はまだないが、活断層が分布する可能性のある地域の土地利用の抑制効果は出てきていると評価される。

調査観測の成果として富士川河口断層帯の複雑な変動地形の紹介があり、富士川河口断層帯の大きな特徴として、断層の位置や変位量をピンポイントで特定することが困難である性質を持っているとの紹介があった。こうした現状に対して、自治体担当者からは、断層のずれる場所やずれる量が推定でもよいので特定してもらわないと具体的な防災施策につなげることができない、という意見も出された。

次回の研究会では、今回進めている調査観測からどのようなアウトプットが出てくるのか、防災の視点では、そうしたアウトプットをどのように整理できるのかについて検討を進めることとした。

2) 第2回地域研究会（静岡）

第2回地域研究会は、地域防災に関係する26の機関、主催する事務局と合わせて合計39名が参加し、平成31年1月29日に静岡県庁で開催した。参加機関は、行政機関として国土交通省中部地方整備局、静岡地方气象台、静岡県（関係7課）、静岡市（関係4課）、富士宮市（関係3課）、富士市（関係2課）、山梨県、身延町、南部町、ライフライン機関として静岡ガス、中部電力静岡支店、東京電力パワーグリッド静岡総支社、中日本高速道路東京支社の参加を得た。

富士川河口断層帯の調査観測の進捗状況、新たに分かった知見として地下深部への断層構造などについての情報提供を行うとともに、強震動観測の実施によりどのようなことが解明できるのかについて情報共有を行った。

さらに、調査観測結果と考慮される対策について、議論のたたき台としてその関係性の整理に基づき議論を行った。対策への反映という視点では、①発生時期、②断層位置の特定、③発生規模、④強震動の特性（影響範囲や揺れ方の特性）が解明できると、ハード面では断層変位の吸収や遮断、ソフト面では法的な規制や抑制、緊急時の避難や回避、代替機能の確保など様々な対策が検討できることについて共有するに至った。



図2 第2回地域研究会（静岡）の開催の様子。

(d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯の静岡地域は市街地が形成され既に多くの土地利用がされている。このような地域における土地利用や構造物の建設において、①地震動に耐える、②断層帯を避ける、③地震時の変位を吸収する、という活断層対策を実施するための課題や施策について知見を深めることが当面の地域研究会でのテーマであることは参加者共通の課題である。

富士川河口断層帯については、未解決の多く課題があり、これらの現状についてのプロジェクトとしての取り組みについて理解していただけるよう説明していく。また、地盤や歴史地震など他のサブテーマでの研究成果などを含めた「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」で得られる成果を具体的に地域においてどのように活用していくことが出来るのかについて地域研究会で話し合っていくこととした。

特に、調査観測から得られる専門的な情報を、住民を含む多くの関係者に理解していただくためには、適切な見える化や簡略化、影響評価を考慮した情報提供などが今後の課題となるため、引き続き議論を深めていく。

4. 全体成果概要

平成 30 年度においては、サブテーマ 1: 構造探査に基づく震源断層システムの解明、サブテーマ 2: 活断層システムの分布・形状と活動性、サブテーマ 3: 地震活動から見たプレート構造、サブテーマ 4: 史料地震調査、サブテーマ 5: 強震動予測、サブテーマ 6: 地域研究会の 6 つのサブテーマについての調査観測・研究を進めた。

サブテーマ 1: 構造探査に基づく震源断層システムの解明では、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した。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した。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った。得られた海陸統合探査データをもとに、地殻構造断面を作成し、浅部から地下 20 km 程度までのプレート境界部の活断層から震源断層にいたる断層形状を明らかにした。このデータは、富士川河口断層帯の震源断層モデルの構築に極めて重要である。この他、東海大学は海底地震計を用いて駿河湾北部で自然地震を継続した。これらの地震観測資料は、広域的な地震観測網データとともに海域の速度構造を明らかにするための基礎資料となる。

サブテーマ 2: 平成 29 年度に取得した高分解能反射法地震探査データの解析を行い、富士川河口断層帯浅部のスラストの構造を明らかにした。また、富士川河口断層帯の北方延長とされる地域や身延断層沿いで地形・地質調査を行い、活断層・活構造の分布・性状について検討した。加えて、次年度に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容をさらに検討し、最終年度の研究計画を策定した。

サブテーマ 3: より精度が高いプレート境界を明らかにするために、平成 29 年度に構築したシステムを用いて、波形相関に基づくプレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震を抽出した。繰り返し地震の情報から、プレート境界部でのすべり速度を明らかにした。海底観測データの地震波到達時刻を活用した三次元地震波速度構造解析に向けた準備として、防災科研 Hi-net による到達時刻データとの統合手法などを開発した。

サブテーマ 4: 安政東海地震の震源断層の北限など、地震像を明らかにするため日本地震史料を中心に主として東海道の由比から吉原にかけての状況に関する一次史料を抽出して解析した。その結果、強震域は地盤との相関が強く、安政東海地震の震源断層は富士川河口周辺まで及んでいない可能性が濃厚となった。また既往評価の論点となっている近世の浮島ヶ原の地殻変動に関して、近世の開発史の観点から検討を行い、堆積環境の変化には推理条件の変化が重要な影響を及ぼしていることが明らかになった。

サブテーマ 5： 富士川河口断層帯周辺地域において強震観測および微動観測などを実施した。観測されたデータから地下構造情報を抽出し、既存の三次元地下構造モデルの試行的な修正を施した。さらに、強震観測による連続記録に地震波干渉法を適用して、駿河湾を含む海域部の地下構造モデルに関する情報を得た。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、試行的に修正した地下構造モデルの強震動説明能力を明らかにした。昨年度に得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築に関する検討を行った。

サブテーマ 6： 富士川河口断層帯の周辺地域における、特に静岡県・山梨県の地方自治体の担当者、国の関係機関の担当者、ライフライン業者などを対象とした地域研究会を 2 回開催した。平成 29 年度の準備会で明らかになった課題やニーズもとづいて議論し、本プロジェクトの進展状況について広報した。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) (サブテーマ1)

(a) 成果の口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
Kayoko Tsuruga Yoshihiro Sekino Toshifumi Hayashi Hisatoshi Baba Hiroshi Sato Ryuji Hagita Tetsutaro Aikawa Hayato Kondo Jota Kanda Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech.	Shallow subduction zone structures of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology	American Geophysical Union 2018 Fall Meeting	2018年12月
鶴我 佳代子 関野 善広 神田 穰太 近藤 逸人 林 敏史 曾川 鉄太郎 馬場 久紀 菅原 博	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	2018年5月
Hisatoshi Baba Masanao Shinohara Kayoko Tsuruga Takahito Nishimiya Kenji Nakata Yoshihiro Sawada Keiji Kasahara Yannis Panayotopoulos Shintaro Abe Taiyo Sotani Nagisa Nakao	Seismicity monitoring around the plate subduction boundary in the Suruga Trough, western flank of the Izu Collision Zone, Japan, Using Ocean Bottom Seismographs	American Geophysical Union Fall Meeting 2018	2018年12月

<p>Nagisa Nakao(筆頭者) Hisatoshi Baba Katsuki Imamura Kayoko Tsuruga Yoshihiro Sekino Toshifumi Hayashi Tetsutaro Aikawa Kenji Nakata Takahito Nishimiya Yoshihiro Sawada Keiji Kasahara Yannis Panayotopoulos Shintaro Abe Hiroshi Sato</p>	<p>Seismic refraction velocity structure in the vicinity of the Suruga Trough axial region revealed by OBS observations</p>	<p>American Geophysical Union Fall Meeting 2018</p>	<p>2018年12月</p>
<p>馬場 久紀 花村 憲亨 西宮 隆仁 中田 健嗣 小林 昭夫 勝間田 明男 対馬 弘晃 澤田 義博 笠原 敬司 Panayotopoulos Yannis 阿部 信太郎 曾谷 太洋 中尾 風佐</p>	<p>OBS 観測による駿河湾の地震活動について-駿河湾における最近の地震活動の特徴-</p>	<p>日本地震学会 2018 年度秋季大会</p>	<p>2018年10月</p>

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) (サブテーマ2)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石山 達也 加藤 直子 佐藤 比呂志 小池 太郎 野田 克也	富士川河口断層帯における反射法地震探査	日本地震学会 2018 年 秋季大会, S09-06.	2018 年 10 月 10 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) (サブテーマ3)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Matsubara, M. and H. Sato	Small repeating earthquakes beneath the Tokai region, around the The Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan, from 1979 to 2017 derived from NIED Kanto-Tokai seismic network and the NIED Hi-net.	AGU Fall Meeting (ワシントン DC) (ポスター発表)	2018 年 12 月 13 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) (サブテーマ4)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(5) (サブテーマ5)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
山中 浩明・ 地元 孝輔・ 是永 将宏・ 津野 靖士・ 三宅 弘恵・ 先名 重樹	富士川河口断層帯周辺の 強震記録を用いたスペク トル分離解析	物理探査学会第 139 回学術講演会論文集， 21-22, 2018	2018 年 10 月 22 日
H.Yamanaka, K.Chimoto, H. Miyake, M. Korenaga, S. Tsuno, and S. Senna	Estimation of S-wave velocity structure around Fujikawa fault zone, Japan, from microtremor and earthquake records for seismic hazard assessment,	Proceedings of the 13th SEGJ International Symposium, P13-03, 2018	2018 年 11 月 12 日

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(6) (サブテーマ6)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6. むすび

地震調査研究推進本部の「活断層帯の重点的な調査観測の推進」として、平成29年度より「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」が3ヶ年計画で開始された。

富士川河口断層帯は、日本列島の陸域では最大クラスの平均変位速度が明らかにされている大規模な断層帯である。伊豆衝突帯の西縁に位置し、フィリピン海プレートのプレート境界断層の陸上延長に相当する。このことから、本断層帯は陸上の活断層としての重要性のみならず、南海トラフで発生する海溝型地震の長期評価にも影響を与える。さらに、本断層帯は人口稠密域かつ大規模経済圏を繋ぐ動脈上に位置していることから、本断層帯で発生する地震像を明らかにしていくことは社会的にも重要な課題である。本調査観測で、最も重要な課題である富士川河口断層帯とプレート境界断層との関係を明らかにするため、駿河トラフを横断する地殻構造探査を実施し、断層の基本的な特徴を明らかにする。陸域に分布する活断層において、高分解能反射法地震探査を実施し、既存データと合わせて活断層・震源断層システムを明らかにする。断層の先端部において、地形・地質調査を行い、第四紀後期の断層の活動性について明らかにする。海底地震観測を含めた地震観測データをもとに、フィリピン海プレート上面のプレート境界断層や富士川河口断層帯の形状や周辺の世界構造を明らかにし、断層モデルを構築する。これらの断層モデルと強震動観測による地下構造データから、強震動予測を行う。史料地震の検討を行い、強震動予測の知見も踏まえて、歴史時代に発生した地震像について検討を加える。また、富士川河口断層周辺に位置する身延断層についても、地形・地質調査を行い、断層の活動によって発生する地震像を明らかにし、長期評価に必要な資料を得る。これらの研究成果が、効果的に防災・減災に活用されることを目的として、地域研究会を開催する。以下の6つのサブテーマを設定した。

平成30年度はサブテーマ1の「構造探査に基づく震源断層システムの解明」において、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した。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、東海大学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した。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った。得られた海陸統合探査データをもとに、地殻構造断面を作成し、浅部から地下20 km程度までのプレート境界部の活断層から震源断層にいたる断層形状を明らかにした。このデータは、富士川河口断層帯の震源断層モデルの構築に極めて重要である。この他、東海大学は海底地震計を用いた駿河湾北部での自然地震観測を継続した。サブテーマ2の「活断層システムの分布・形状と活動性」では、陸域の活断層を横断した高分解能反射法地震探査の解析が進み、富士川河口断層帯の地下1~2 kmの形状が明らかになってきた。この成果は、震源断層と活断層を繋げる上で重要で、活動性についてより詳細なパラメーターを震源断層に与えることができる。富士川河口断層帯の北方延長と

される断層周辺や、身延断層周辺で、変動地形調査を行い活断層・活構造の分布・性状について検討した。加えて、平成31年度に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容をさらに検討し、最終年度の研究計画を策定した。サブテーマ3「地震活動から見たプレート構造」では、より精度が高いプレート境界を明らかにするために、平成29年度に構築したシステムを用いて、波形相関に基づくプレート境界特有の低角逆断層型の繰り返し発生する地震を抽出した。繰り返し地震の情報から、プレート境界部でのすべり速度を明らかにした。海底観測データの地震波到達時刻を活用した三次元地震波速度構造解析に向けた準備として、防災科研Hi-netによる到達時刻データとの統合手法などを開発した。サブテーマ4「史料地震調査」では、日本地震史料を中心に主として東海道の由比から吉原にかけての安政東海地震の状況に関する一次史料を抽出した。史料から推定される安政東海地震の震度分布は、地盤による影響とよい一致を示し、震源断層は富士川河口部まで及んでいない可能性が高い。また既往評価の論点となっている近世の浮島ヶ原の地殻変動に関して、近世の開発史の観点から検討を行い、堆積環境の変化には水理条件が大きな影響を与えていることが判明した。サブテーマ5「強震動予測」では、富士川河口断層帯周辺地域において強震観測および微動観測などを実施した。観測されたデータから地下構造情報を抽出し、既存の三次元地下構造モデルの試行的な修正を施した。さらに、強震観測による連続記録に地震波干渉法を適用して、駿河湾を含む海域部の地下構造モデルに関する情報を得た。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、試行的に修正した地下構造モデルの強震動説明能力を明らかにした。昨年度に得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築に関する検討を行った。サブテーマ6「地域研究会」では、富士川河口断層帯の周辺地域における、特に静岡県・山梨県の地方自治体の担当者、国の関係機関の担当者、ライフライン業者などを対象とした地域研究会を、平成30年7月24日および平成31年1月29日の計2回開催した。平成29年度の準備会で明らかになった課題やニーズにもとづいて議論し、本プロジェクトの進展状況について広報した。

本重点的調査観測プロジェクトは、2年目に入り、特に相模湾を横断する地殻構造探査を行い、活断層から震源断層にいたる一連のプレート境界断層の形状についての基礎データが得られた。海底地震観測をはじめ、地震観測データも充実しつつあり、震源断層モデルの構築に当たって大きく前進した。強震動予測のための地下構造モデルを構築するための観測も進展し、最終年度の強震動予測に向けて順調に調査・研究が進行した。長期予測については、初年度に取得したデータ解析で断層帯浅層部の知見が充実した他、断層の北方延長の他、身延断層の特徴についても調査が進展した。最終年度には、断層帯の活動性について集中的に検討する予定である。地域研究会を利用して、富士川河口断層帯の特徴に関する、新しい知見について広報を進めた。ただし、研究が進行中であるので、最終年度に調査・研究の進捗を待って、研究成果の利活用に繋げていきたい。

7. 全体会議・外部評価委員会

7. 1 活動報告

第1回（平成30年度第1回）「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時 平成30年10月15日 13時30分～16時30分

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成30年度事業実施計画について
2. その他

第2回（平成30年度第2回）「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」全体会議 議事概要

日時 平成31年3月25日 13時30分～16時05分

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成30年度事業成果報告と平成31年度事業実施計画について
2. その他

第1回（平成30年度第1回）「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」外部評価委員会 議事概要

日時 平成31年3月25日 16時15分～17時15分

場所 東京大学地震研究所 1号館事務会議室 B

議事 1. 平成30年度「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」についての評価

(趣旨)

第1条 この規則は、「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」を適切かつ効果的に推進するため、外部評価委員会（以下「委員会」という。）を設置し、その組織及び運営について定めるものとする。

(目的)

第2条 委員会は、外部有識者を評価委員（以下「委員」という。）として招聘し、本プロジェクトの進捗状況の把握・評価・改善提言・指導等を行うことを目的とする。

(任務)

第3条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議する。

- (1) 本プロジェクトに関わる研究計画や実施状況及び研究成果に関すること
- (2) 事後評価に関すること
- (3) その他、研究推進に関わる事項に関すること

(構成)

第4条 委員会の委員は、次に掲げる者の中からそれぞれ1名以上を東京大学地震研究所長（以下「所長」という。）が委嘱する。

- (1) 地震学・変動地形学・強震動地震学・測地学の各分野における有識者
- 2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

(委員長)

第5条 委員会に委員長を置く。

- 2 委員長に事故あるときは、あらかじめ委員長の指名する委員がその職務を代理する。

(任期)

第6条 委員の任期は、1年とする。ただし、再任を妨げない。

- 2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

(会議)

第7条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第8条 調査・研究の円滑な推進と有機的な連携を保つため、東京大学地震研究所（以下「研究所」という。）に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第9条 委員会の事務は、研究所において実施する。

(委員会の期限)

第10条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第11条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附 則

1. この規則は、平成29年12月12日から施行される。
2. この規則の施行によって委嘱された最初の委員の任期は、第6条第1項の規定にかかわらず、平成30年3月31日までとする。

7. 2 全体会議・外部評価委員会構成員名簿

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志 (研究代表者)
国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
国立大学法人東京海洋大学	鶴我 佳代子
学校法人東海大学	馬場 久紀
国立研究開発法人防災科学技術研究所	松原 誠
公益財団法人地震予知総合研究振興会	松浦 律子
国立大学法人東京工業大学	山中 浩明
国立大学法人静岡大学	岩田 孝仁

2. 外部評価委員会委員

国立大学法人東北大学	松澤 暢
国立大学法人千葉大学	宮内 崇裕
公立大学法人横浜市立大学	吉本 和生
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
国土交通省国土地理院	宇根 寛

3. オブザーバー

(委託元)	文部科学省研究開発局地震・防災研究課
(事務局)	国立大学法人東京大学地震研究所研究支援チーム