

## 駿河湾における反射法音波探査結果概要

### Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Suruga Bay, Japan

佐藤智之<sup>1\*</sup>  
Tomoyuki Sato<sup>1\*</sup>

**Abstract:** High resolution seismic reflection survey was conducted in the coastal sea area of Suruga Bay to compile geological map. We obtained seismic sections, 600 km in total length with a boomer or water gun and multi-channel (12 and 24 channel) streamer. As a result, three depositional sequences were recognized in Uchiura Bay, eastern part of the Suruga Bay. The upper two sequences can be correlated to Kamo-oki Group. The seaward extend of the Darumayama faults were observed off Osezaki. In front of the Fujikawa River, internal structures under the sea floor are obscure. Only the shelf, stratified sediment could be observed. In the western part of the Suruga Bay, three sedimentary layers were recognized and they can be correlated to Atsumi-oki Group and Yaizu-oki Group. The anticline and the folds were recognized off Udo Hill.

**Keywords:** seismic reflection survey, Quaternary, Suruga Trough, Suruga Bay

#### 1. はじめに

産業技術総合研究所では陸上地質図と海洋地質図とを作成しているが、その境界部である沿岸域は地質情報が空白域になりがちであった。その空白域を埋めるべく沿岸域の地質構造調査を 2008 年度から開始し、石川県能登半島沿岸（井上・岡村，2010），新潟県北部沿岸（井上ほか，2011），福岡県北部沿岸（松本，2013），北海道勇払平野沿岸（佐藤，2013）と継続してきた。2013 年度は静岡県駿河湾の沿岸を対象とした。

本研究の目的は小型船に搭載したブーマーあるいはウォーターガンを用いて反射法音波探査を行い、空白域だった沿岸域の情報情報を整備することである。最終的には陸上から沖合いまで連続的になった地質情報からより広域の地史や活構造について明らかにすることを目指している。本報告では反射法音波探査結果の概要をまとめ、本海域の地質層序とその特徴について述べる。

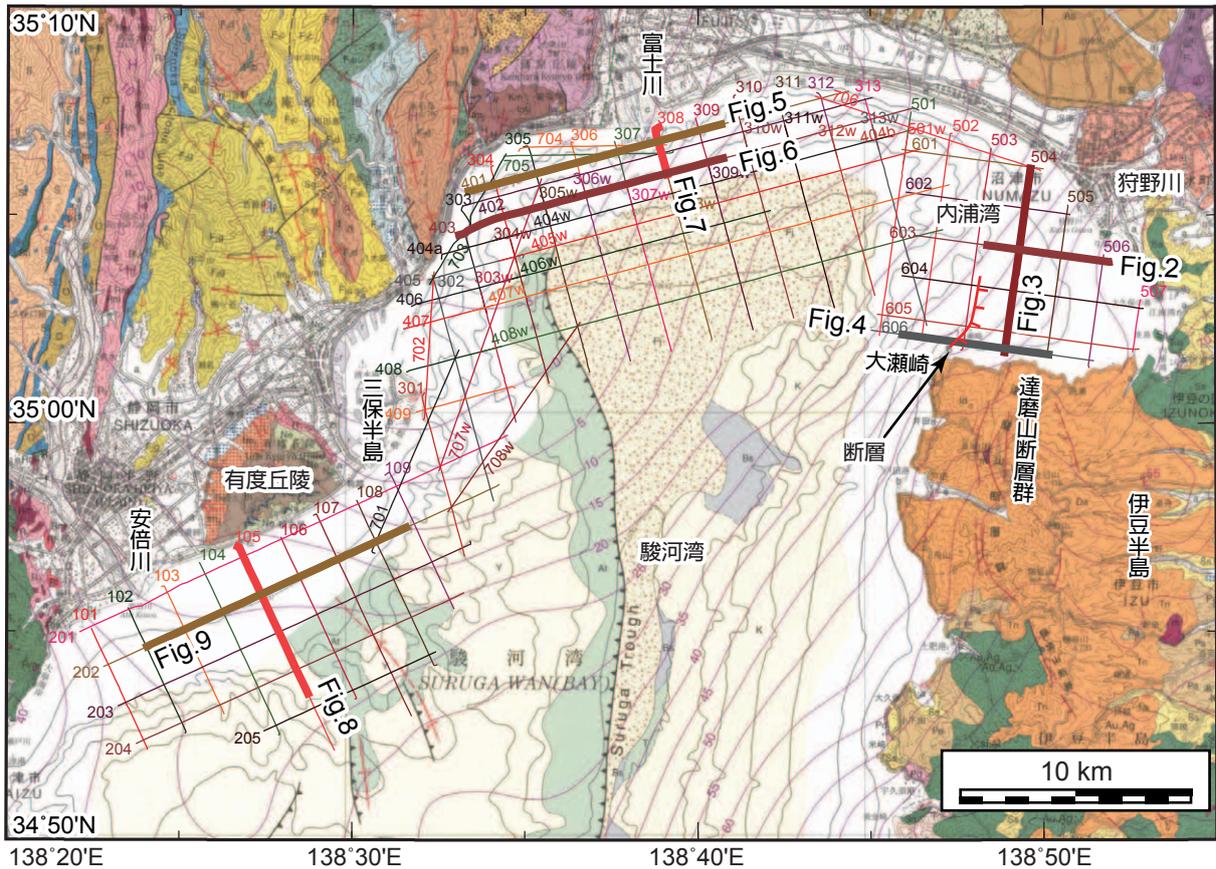
#### 2. 地域概説

調査海域は駿河湾の沿岸部である（第 1 図）。湾のほぼ中央には駿河トラフが南北に延びていて海底谷をなしている。東側のフィリピン海プレートと西側のユーラシアプレートの境界とされる駿河トラフが湾奥にまで入りこんでいるため、急峻な地形を示すのがこの海域の大きな特徴である。駿河トラフの東西には 1/10 を越える急勾配な斜面があり、多数の海底谷が存在する。この二つの急斜面は湾奥で東西に広がって Y 字状になっている。本海域の地形はこの急斜面基部を境に、東側の内浦湾、二つに挟まれる富士川河口周辺、西側の安倍川河口から三保半島沿岸の三つに大きく分けることができる。

湾の東側、伊豆半島に接している内浦湾では、西側にやや緩やかに傾く（1/100 程度）陸棚が広がっている。この陸棚は水深 150 m 程度まで、湾最奥から 10 km ほどに亘って発達している。この海域には天城山に源流を持つ狩野川が注いでおり、河口部に田方平野が広がっている。湾中央部には赤石山脈の鋸岳

\* Correspondence

<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation）



第 1 図 測線図。太線は反射断面図の位置を示す。下絵にした地図は杉山ほか (2010)。

Fig. 1 Survey lines. Broad lines represent the positions of the seismic sections. Base map is Sugiyama et al. (2010).

に源流を持つ富士川が注ぎ込んでおり、富士川扇状地が広がっている。この扇状地は直接海に接しており、沿岸には南に傾斜（勾配 1/10 程度）した斜面が発達する。富士川河口の海底には砂礫が分布しており（佐藤, 1962）、海底扇状地が発達している（大塚, 1980; Soh et al, 1995）とされている。湾西部には安倍川が注いでおり、河口には静岡平野が広がっている。静岡平野から有度丘陵、三保半島に至る地域の沿岸には最大幅 5 km、勾配 1/200 程度の平坦な陸棚が広がっている。

海底の地質構造は岡村ほか (1999) によって調査され、以下のように層序が組まれている。駿河トラフを境界に西の静岡側と東の伊豆半島側とで層序が異なるとしている。伊豆半島側では下位から、土肥沖層群と賀茂沖層群とに区分している。土肥沖層群は音響基盤上の不規則な凹地を埋めるように分布しているが、反射面が不明瞭なため、音響基盤との関係は明確になっていない。賀茂沖層群はプログラデーションパターンを持つ地層が四枚ほど識別でき、相対的海水準変動の繰り返しによって形成された第四系であると推

定している。賀茂沖層群は比較的顕著な不整合によって上部と下部に区分されている。静岡側では下位から、石花海層群と焼津沖層群とに区分されている。石花海層群は音響基盤との境界が不明瞭で下限が不明であるが、ロックコアによって採取されたシルト岩から産出したナンノ化石の結果 (CN14a; Tanaka, 1999) から、大部分が更新統であるとされている。焼津沖層群もナンノ化石の産出結果 (CN15; Tanaka, 1999) から上部更新統とされており、さらに上部層と下部層とに区分されている。また、駿河トラフ底では、これらの地層を富士川層群が不整合に覆っている。以上の岡村ほか (1999) による層序区分は、杉山ほか (2010) がナンノ化石の結果を元に隣接する遠州灘の層序（荒井ほか, 2008）と対比を行った。その結果、石花海層群を北部と南部とに区分し、北部を渥美沖層群（上部鮮新統～中部更新統）、南部を小台場層群（中部更新統）として扱っている。

富士川河口周辺には、活断層帯である富士川河口断層帯が延びている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010）とされている。平均的な上下方向の

ずれの速度は約 7 m/ky (山崎ほか, 1981) と推定されており, ずれ速度が非常に大きい断層帯である. この断層帯はプレート境界に位置し, 過去の活動から駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して活動すると推定されている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010). 断層帯の海域延長部, そして駿河トラフとの関連性については調査がなされており, 海上保安庁水路部 (1978), 静岡県総務部地震対策課 (1996) は反射法音波探査から陸域断層と連続する海域の活断層を報告した. その後, 中田ほか (2009) は音響測深による地形情報から活断層帯が駿河トラフへと連続するとしている.

### 3. 調査方法

本研究の反射法音波探査は 2013 年 9 月 10 日から 10 月 11 日にかけて行った. 水深に応じて発振装置を変えており, 以下にそれぞれについて記載する. まず, 水深 200 m 以浅での仕様を述べる. 発振装置はブーマー (AAE 社製 CAT200) を用い, 出力は 200 J である. 受波用のストリーマーケーブル (総合地質調査社製) のチャンネル数は 12, チャンネル間隔は 2.5 m であり, 発振間隔は 1.25 m である. 収録長は 0.6 sec を基本として水深に合わせて適宜調節しサンプリングレートは 0.01 msec とした. 水深 200 ~ 500 m では, 同じ装置を使うものより深部まで観察するため, ブーマーの出力を 300 J, 発振間隔を 2.5 m, 収録長を 1.2 sec に変更した. 水深 500 m 以深ではさらに高エネルギーの信号が必要となるため, ウォーターガン (加地テック社製 WH3A-22) を発振装置に用いた. ウォーターガンの空気室容量は 15 in<sup>3</sup>, 空気圧力は 140 kg/cm<sup>2</sup> である. 受波用ストリーマーケーブル (Geometrics 社製) のチャンネル数は 24, チャンネル間隔は 3.125 m であり, 発振間隔は 6.25 m である. 収録長は 2.0 sec とし, 海底下からの反射が得られるよう水深に合わせて適宜ディレイを調節した. サンプリングレートは 0.5 msec とした.

デジタル信号として受波した信号はオープンソフトウェアである Seismic Unix を用いて以下のように処理を行った. まず直達波のミュート, バンドパスフィルタリング, ゲイン補償, デコンボリューションを行った. その後, 速度解析と NMO 補正を行って重合し, 再びデコンボリューションとバンドパスフィルタ

リング, ゲインの正規化を行った. 処理後のデータは SEG-Y 形式, 位置情報は重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力した. バンドパスフィルタの通過周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが, ブーマーについては, 200 ~ 1500 Hz, ウォーターガンについては 50 ~ 1000 Hz を基本とした.

総測線長はブーマー 400 km, ウォーターガン 200 km で合計 600 km である (第 1 図). 調査測線は概ね海岸と平行な方向と直交する方向とに設定した. 調査海域が広く, 海岸線の方向が変化するため, 東部の内浦湾, 中央部の富士川河口周辺, 西部の安倍川河口周辺の三系統に分かれている. 測線名については以下のルールに従って命名した. まず, 地域と測線の方向ごとにグループを分けてそれぞれに百の位をつけ, さらにグループ内で西, あるいは北から連番で三桁の数字を与えた. さらに 2013 年度の沿岸域 (EnGan) 調査であることを示す eg13 をハイフンで区切って数字末尾につけることで測線名とした. ウォーターガン (Water gun) の測線については連番数字の後に w を付した.

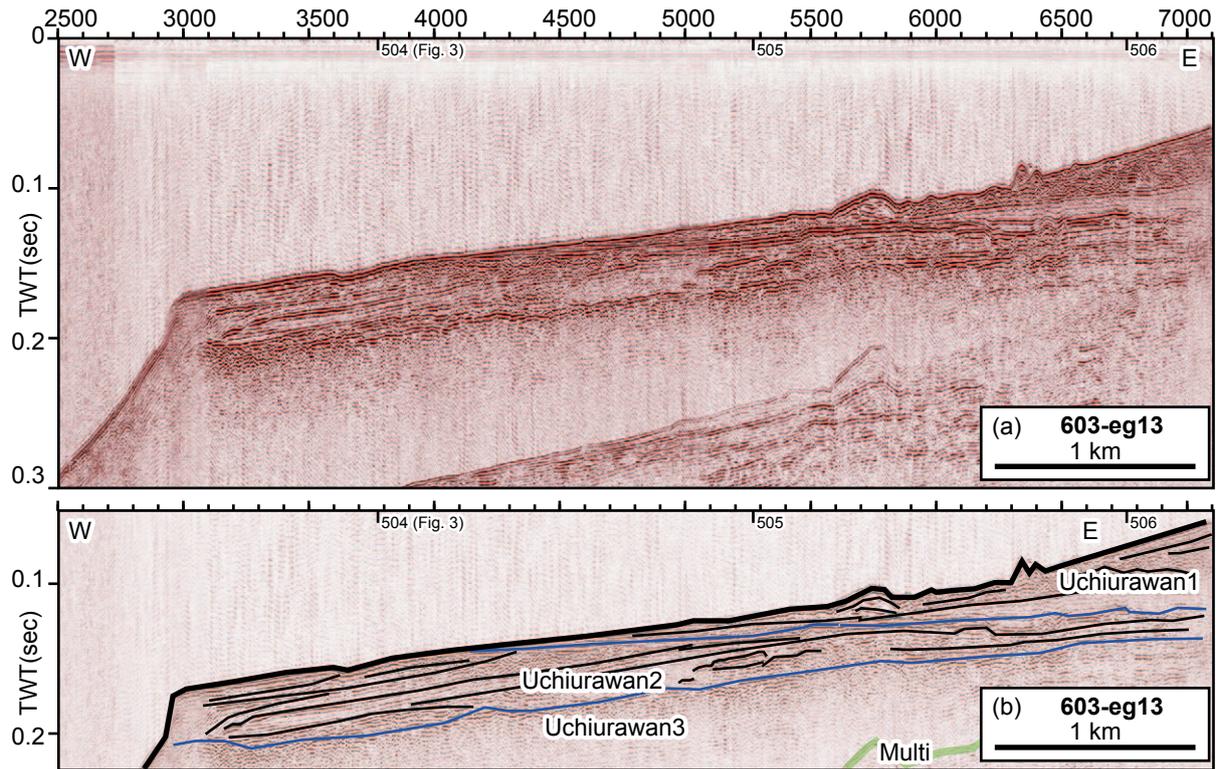
各調査測線は調査工程, 海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが, その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし, 一連の断面として扱った. その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり, ノイズレベルが異なっている場合もある.

### 4. 観測結果

内浦湾, 富士川河口周辺, 安倍川河口から三保半島沖の三海域で地質構造の特徴が大きく異なるため, それぞれについて以下に概要を記載する.

#### 4.1. 内浦湾の地質構造

水深 150 m 以浅にて平坦な陸棚が発達する海域である. この海域の地層は, 大まかに二つの不整合を境界に三層に分けられ, 本報告書では仮にこれらを上位から内浦湾 1 層, 内浦湾 2 層, 内浦湾 3 層と呼ぶ (第 2 図). 最下位の内浦湾 3 層は, 全体に内部反射がはっきりしないものの, 測線 504-eg13 (第 3 図) の SP (Shot Point, 断面図上に振ってある数字, 図の横軸に相当する) 5300 付近など, 一部で高さ 80 msec (往復走



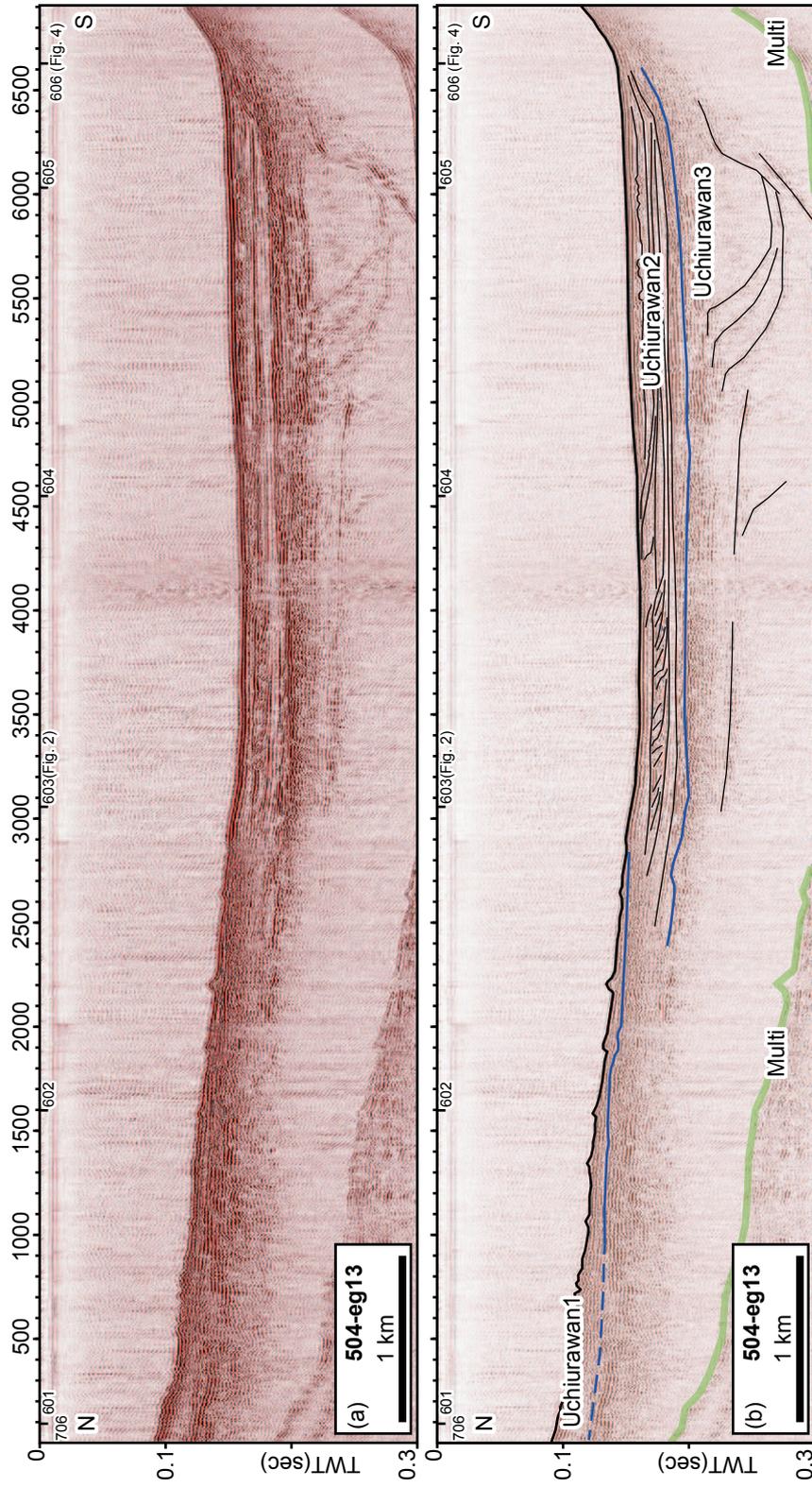
第 2 図 測線 603-eg13 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
Fig. 2 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 603-eg13.

時：音速 1,500 m/sec として 60 m に相当) に達する傾斜した内部反射面が認められる。本層の上面は水面下 150 ~ 200 msec (116.7 ~ 150 m) 程度で、沖に向かって緩く傾斜し、ほとんどの位置でほぼ平坦である。内浦湾 2 層はこの面に対しオンラップを示して重なる (第 2 図, 第 4 図)。内浦湾 2 層ははっきりとした成層構造を示す。測線 504-eg13 (第 3 図) の SP3000 ~ 4000 などでは、南西へ傾斜した内部構造を持ち、プログラデーションパターンを示す。プログラデーションパターンを示す層それぞれのセット高は 10 msec (7.5 m) 程度であり、このセット境界を基に内浦湾 2 層をさらに 3, 4 層に細分できる。本層の上面は水面下 100 ~ 150 msec (75 ~ 116.7 m) 程度で平坦で沖に向かって緩く傾斜する。この面の上位に田方平野側に向かって厚くなる、ウェッジ状の形態を持つ内浦湾 1 層が重なる (第 2 図, 第 3 図)。

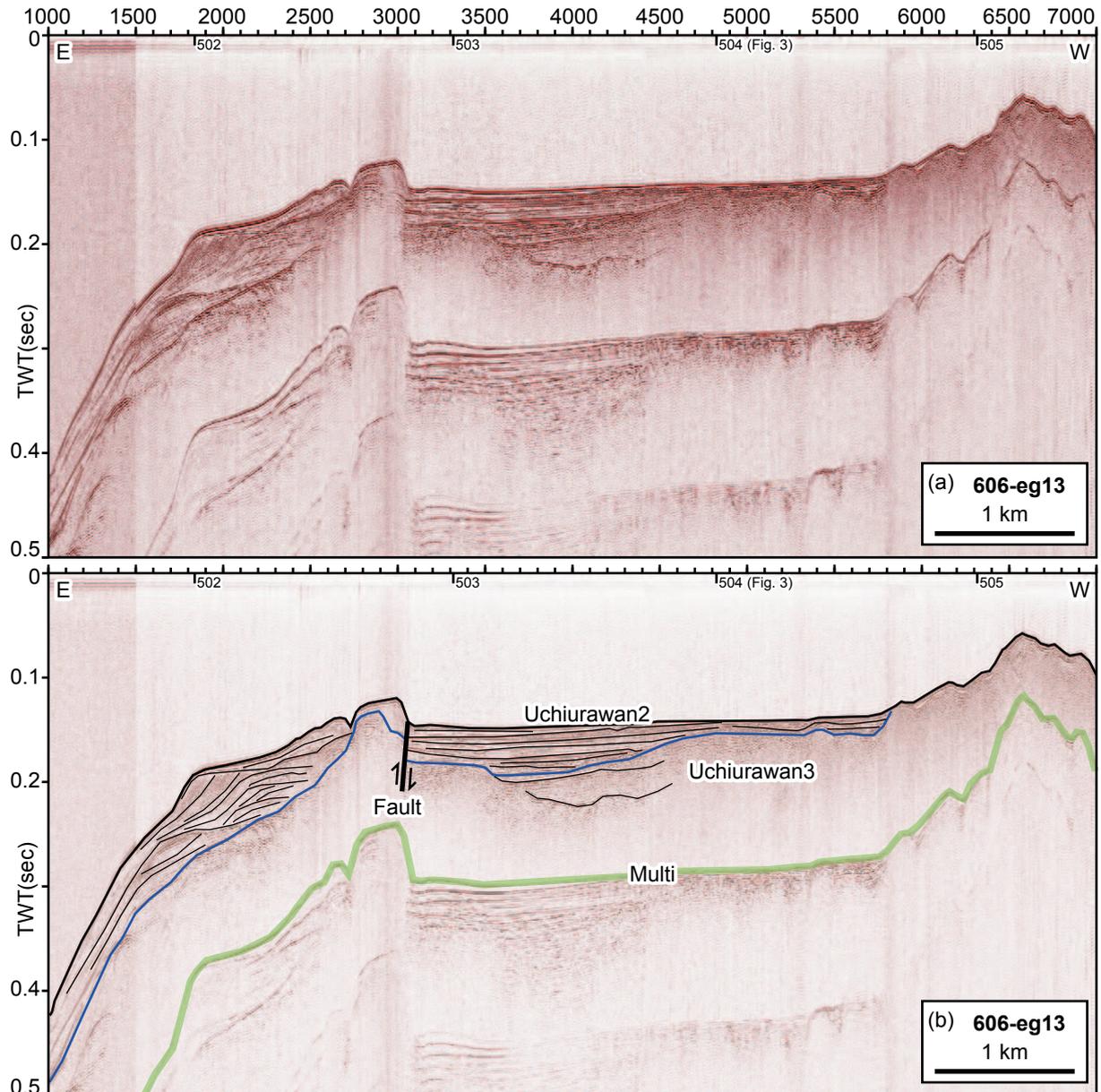
測線 606-eg13 (第 4 図) の SP3100 (大瀬崎沖) において、内浦湾 3 層を変位させる東落ちの断層が認められる。この断層により、30 msec (22.5 m) 程度の断層崖が形成されている。この断層は概ね南北に延び、北隣の測線 605-eg13, さらに北の 604-eg13 でも認められる。垂直変位量は北に向かって減じており、さらに北隣の 603-eg13 では変位が認められない (第

2 図)。よってこの断層は北へ向かって変位を減じており、604-eg13 と 603-eg13 の間に北端があると考えられる。この断層は伊豆半島西部沿岸に位置すること、概ね南北走向で東落ちであることから、伊豆半島に認められている断層のうち (星野ほか, 1978; 活断層研究会編, 1991), 達磨山断層群に関係する可能性がある。ただし海陸で東西に 2 km 程のオフセットが存在するため (第 1 図), 陸域の地質などの周辺状況もあわせて連続性を検討する必要がある。

年代値が求められていないため、層序対比は今後の課題となるが、数枚のプログラデーションパターンを持つ層からなっていることから、内浦湾 2 層以上は賀茂沖層群 (岡村ほか, 1999) に対比できる可能性が高い。内浦湾 3 層については内部構造がはっきりしない、という点では土肥沖層群 (岡村ほか, 1999) と類似しているが、岡村ほか (1999) による調査は音源の周波数が低く音波の透過性が本調査とは異なるため、内部構造の不明瞭性だけではなく、分布や層厚などもあわせて詳細な検討が今後必要である。隣接する陸域では、第四紀火山噴出物が分布している (杉山ほか, 2010) が、少なくとも内浦湾 2 層以上ははっきりした成層構造を持っていて堆積層と考えられるため、それら火山噴出物とは異なると考えられる。



第3図 測線504-eg13の反射断面図(a)およびその解釈(b).  
Fig. 3 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 504-eg13.



第 4 図 測線 606-eg13 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
 Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 606-eg13.

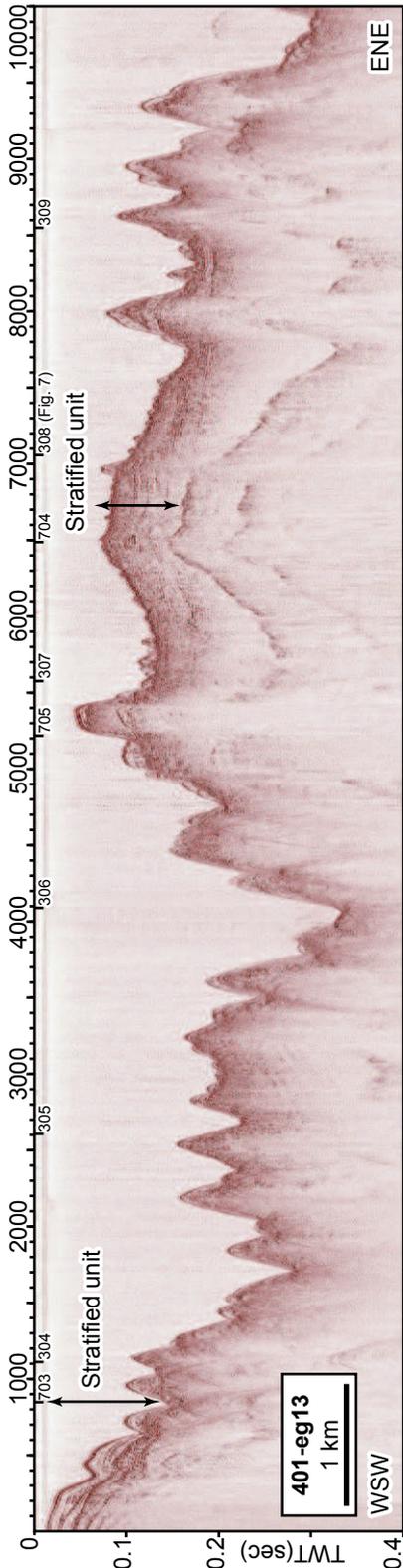
#### 4.2. 富士川河口周辺の地質構造

傾斜が大きく、海底扇状地が発達して砂礫が分布しているとされている海域である。急峻な地形で音波が散乱してしまい反射断面にノイズが多い。現在ノイズの低減を狙ってデータの再処理およびマイグレーション処理を行っており、今後内部構造がより観察できる可能性がある。そのため本報告では断層や不整合の認定などは避け、概略を述べるのみとする。

海岸から水深 150 m 程度までに亘って発達する陸棚上では成層した堆積物が確認できるが、それ以深では内部構造がほとんど認識できない(第 5 図, 第 6 図, 第 7 図)。

測線 401-eg13 の SP1000 ~ 4000 など、富士川

河口断層帯の分布が想定される周辺では多数の海底谷が存在し(第 5 図), 断層活動による谷形成が疑われる。地形調査(荒井・佐藤, 2014)の結果とあわせて谷の連続性, 地下構造を総合して検討する必要がある。富士川前面の斜面に砂礫質のファンデルタが発達しており(Soh et al., 1995), 岡村ほか(1999)はその層厚が 0.8 sec に達しているとし, それらを富士川沖層群と呼んでいる。水深 150 m 以深の内部構造がはっきりしない地層については, 分布域も連続することから富士川沖層群に対比される可能性が高い。内部構造がはっきりしないのは砂礫質であることに起因すると考えられる。



第5図 測線401-eg13の反射断面図。  
Fig. 5 Seismic section of line 401-eg13.

#### 4.3. 安倍川河口から三保半島沖の地質構造

調査海域の中では比較的広い陸棚が発達している海域である。陸棚の地下には100 mを超える堆積層が発達している(第8図, 第9図)。大部分において

平行で連続性が良い内部反射面が発達している。陸棚外縁付近の測線105-eg13のSP4600～5700(第8図), 測線202-eg13のSP10400～10900の水面下100 msec(約75 m)以深(第9図)においてプログラーションパターンが発達しており, そのトップラップ面とダウンラップ面から不整合を認定できる。これら不整合に境される堆積層を本報告書では仮に上位から, 安倍川沖1層, 安倍川沖2層, 安倍川沖3層と呼ぶ。

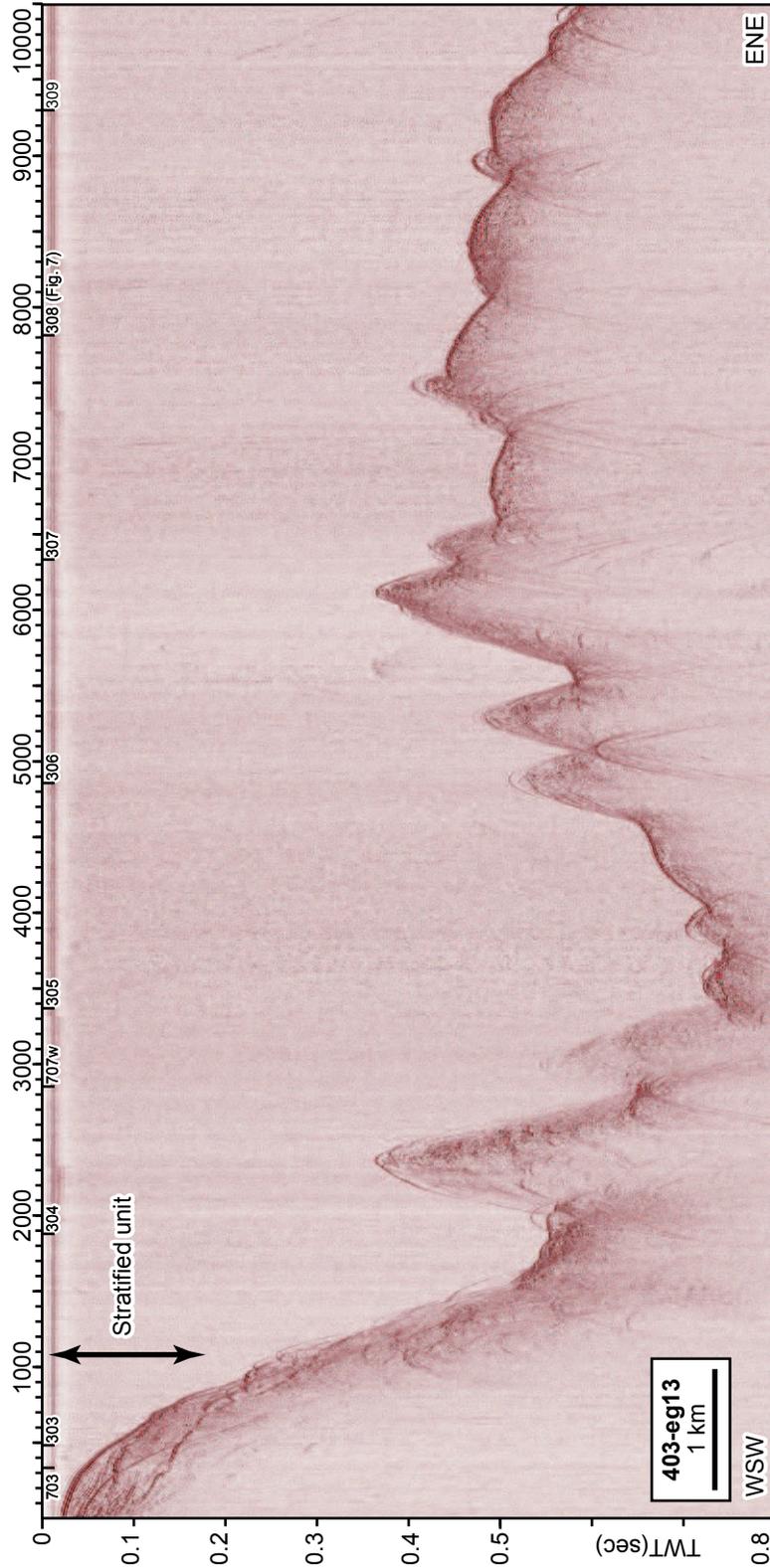
有度丘陵沖に背斜構造が発達しており, 特に安倍川沖2層以下を変形させている。安倍川沖1層は明瞭な変形を示さず, 隆起した安倍川沖2層上面にオンラップする(第9図)。背斜構造の規模について, 両翼が確認できる202-eg13測線で概算すれば, 波長が20 km程度, 隆起量が50 msec(37.5 m)程度となるが, 現状では構造の全容が未解明なので値の信頼性は低い。この背斜構造は, その分布位置から考えて有度丘陵をドーム状に隆起させた構造(土, 1960; 近藤, 1985), および岡村ほか(1999)が沖合で認めた背斜構造と連続する可能性が高い。測線202-eg13のSP4800～5800付近(第9図)にかけて, 波長1 km程度, 振幅50 msec(37.5 m)程度の褶曲構造が認められる。波長1 km程度の褶曲が有度丘陵や沖合(柴ほか, 1990; 岡村ほか, 1999)でも同様に見つかり, これらと連続する構造と考えられる。

時代推定および地層対比については今後の課題だが, 杉山ほか(2010)による地質分布との類似性から, 安倍川沖2層あるいは安倍川沖3層以深が渥美沖層群, それ以浅が焼津沖層群に相当する可能性がある。また, 有度丘陵に分布する第四系は岩相が海水準変動と関連付けられており(近藤, 1985), 安倍川沖2層に発達するプログラーションパターンを氷河性海水準変動の中に位置づけることで, 陸域の根古谷層などと詳細に対比できる可能性がある。

#### 5. まとめ

駿河湾沿岸部にて反射法音波探査を行った。その結果, 各海域の地質構造について, 以下のような概要がつかめた。

内浦湾では, 二枚の不整合を認定し三層に区分した。そのうち上位二層は堆積層であり, 賀茂沖層群に

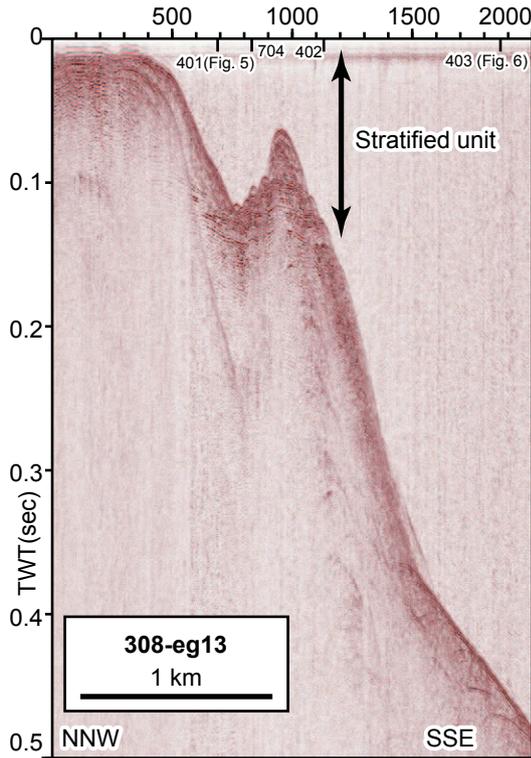


第 6 図 測線 403-eg13 の反射断面図。  
Fig. 6 Seismic section of line 403-eg13.

対比できる可能性が高い。最下位層については土肥沖層群に対比できる可能性があるものの、内部構造がはっきりしないため、さらなる検討が必要である。大瀬崎沖に南北走向で東落ちの断層が確認でき、達磨山断層群と関連していると考えられる。

富士川河口沖では、陸棚上では成層した堆積層が認められるが、それ以深では内部構造がはっきりと認められない。

安倍川河口沖から三保半島沖にかけての陸棚下には堆積層が発達している。これらは三層に区分でき、



第7図 測線 308-eg13 の反射断面図。  
Fig. 7 Seismic section of line 308-eg13.

渥美沖層群と焼津沖層群に対比される可能性が高い。有度丘陵沖に背斜構造が発達していることを確認した。この背斜構造は陸域、および海域の既存構造と連続する可能性が高い。

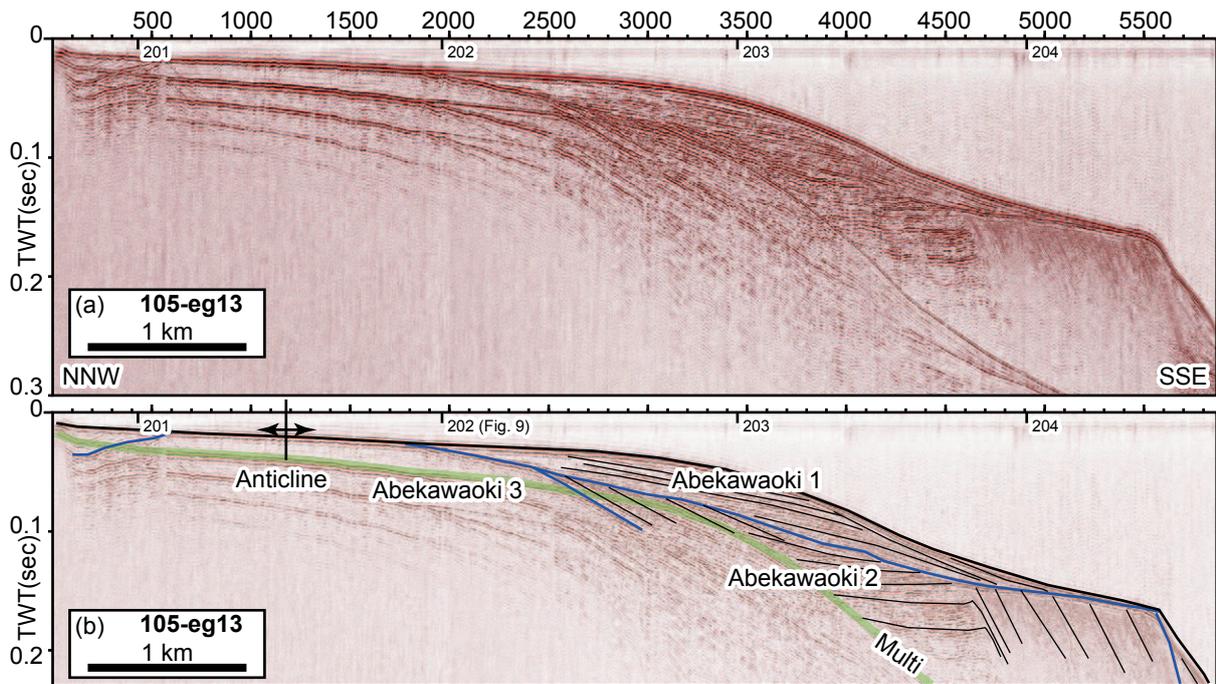
なお、本調査で取得した結果はノイズを除去してより解釈しやすい反射断面を得るため、現在データの再処理を行っている。今後、再処理後の反射断面の解釈を進め、既存研究と照らし合わせながら、詳細を検討し海底地質図としてまとめる予定である。

### 謝辞

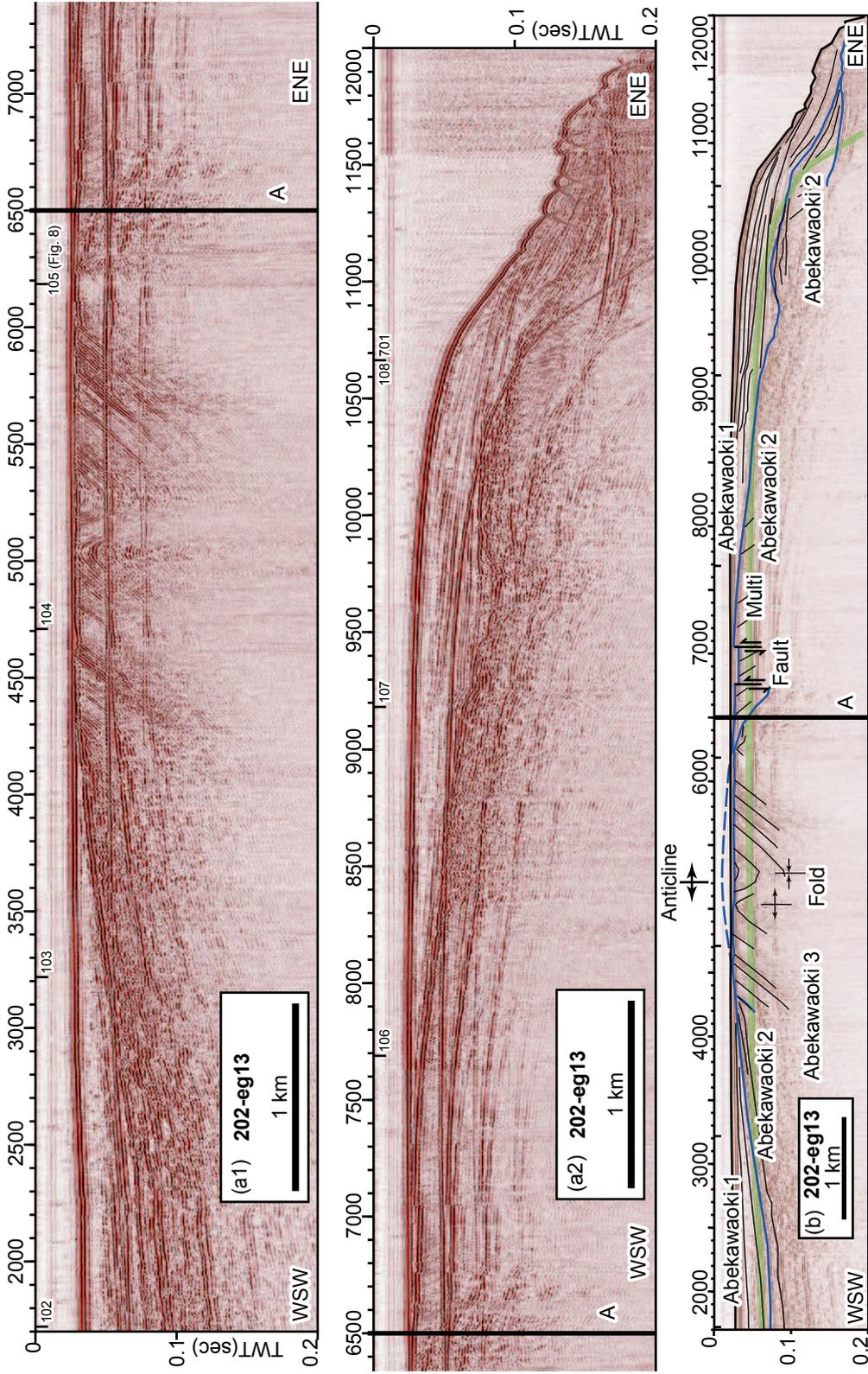
反射法音波探査は総合地質調査株式会社、大和探査技術株式会社の方々に実施していただいた。東海大学の調査船、北斗および南十時を利用し、船長ならびに関係者に変お世話になった。東海大学の坂本泉博士、滝野義幸博士にはたくさんの情報提供をいただき、産業技術総合研究所の村上文敏博士にはデータの処理で助けていただいた。また、地元漁協や関係機関には調査にあたりさまざまな便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

### 文献

荒井晃作・石原丈実・上嶋正人・駒澤正夫 (2008) 20万分の1 海底地質図「遠州灘」。海洋地質図, no. 65 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター。



第8図 測線 105-eg31 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b)。  
Fig. 8. Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 105-eg13.



第9図 湖線 202-eg13 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b). (a1) は (a2) へと繋がる。  
 Fig. 9 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 202-eg13. (a1) is continued to (a2).

- 荒井晃作・佐藤智之（2014）. 駿河湾静岡市及び富士市沖合の地形調査, 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no65, 29-33.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦（1978）伊豆半島活断層図及び同説明書, 構造図, 4, 地質調査所.
- 井上卓彦・岡村行信（2010）能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集数値地質図, S1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 井上卓彦・木村治夫・岡村行信（2011）新潟沿岸域 20 万分の 1 海底地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集数値地質図, S2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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. 54p.
- 海上保安庁水路部（1978）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾北部」（海底地質構造図）.
- 活断層研究会編（1991）[新編]日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 近藤康生（1985）静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, 91, 121-140.
- 松本 弾（2013）福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図及び同説明書, 海陸シームレス地質情報集数値地質図, S3, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 中田 高・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・隈元 崇・後藤秀昭・加藤幸弘・西澤あずさ・泉 紀明・伊藤弘志・渡邊奈保子・植木俊明（2009）詳細海底地形図に基づく相模湾・駿河湾の海底活断層の陸域への連続性の検討. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, J232-P002.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一（1999）20 万分の 1 海底地質図「駿河湾」. 海底地質図, 52, 地質調査所.
- 大塚謙一（1980）駿河湾における研究船淡青丸の KT-77-7 および KT-78-19 次航海で採取されたピストンコア試料について. 静岡大学地球科学研究報告, 5, 23-30.
- 佐藤任弘（1962）駿河湾湾口のコア資料について. 地学雑誌, 68, 609-617.
- 佐藤智之（2012）勇払平野沿岸域における反射法音波探査結果概要. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 1-8.
- 柴 正博・根元謙次・駿河湾団体研究グループ・有度丘陵沖調査グループ（1990）駿河湾西部, 有度丘陵および沖合の地質構造. 東海大学紀要海洋学部, 30, 47-65.
- 静岡県総務部地震対策課（1996）平成 7 年度静岡県地域活断層調査業務報告書, 284p.
- Soh, W., Tanaka, T., Taira, A. (1995) Geomorphology and sedimentary processes of a modern slope-type fan delta (Fujikawa fan delta), Suruga Trough, Japan. *Sedimentary Geology*, 98, 79-95.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫（2010）20 万分の 1 地質図幅「静岡及び御前崎」（第 2 版）. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Tanaka, Y. (1999) Calcareous nannofossil biostratigraphy of surface sediments off Tokai. In Yuasa M. ed., *Marine geological investigations of the Tokai offshore area*, Cruese Report, Geological Survey of Japan, no. 24, 199-230.
- 土 隆一（1960）有度山の地質構造ならびに地史. 地質学雑誌, 66, 251-262.
- 山崎晴雄・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫（1981）駿河湾北岸における活断層の地質学的研究. 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 177-207.