

20 万分の 1 駿河湾北部沿岸域海底地質図説明書

Explanatory notes of 1:200,000 marine geological map of the northern coastal zone around Suruga Bay

佐藤智之¹・荒井晃作¹
Tomoyuki Sato¹ and Kohsaku Arai¹

¹ 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

Abstract: “1:200,000 Marine Geological Map of the northern coastal zone around Suruga Bay” (34°50'N, 138°20'E to 35°10'N, 138°55'E), central Japan was compiled based on the interpretation of seismic sections. The survey area has steep topography and Suruga Trough running north-south in the central part of the Bay has a water depth of more than 1,500m. The central axis of the trough is the plate boundary. So the tectonics around the bay is active. The acoustic stratigraphy of this area can be divided into volcanic rocks and pyroclastics, Kamo-oki Group, Fujikawa-oki Group, Atsumi-oki Group, Yaizu-oki Group and the Holocene. The division is based on the stratigraphy of the marine geological maps in and around Suruga Bay which were published previously. Acoustic basements are observed under the stratified sediments off Izu Peninsula and correlated to the volcanic rocks and the pyroclastics with the age of Early to Middle Pleistocene, distributed on the peninsula. Kamo-oki Group with clear strata is the Middle to the Upper Pleistocene and distributed in the area east from off Tagono-ura. The group can be subdivided into Kamo-oki Group a Formation, Kamo-oki Group b Formation and Kamo-oki Group c Formation in descending order based on the two unconformities. Each formation shows onlap and progradation patterns and was developed during a transgression and a regression. Fujikawa-oki Group is the deposit of the submarine fan delta around the mouth of Fuji River (Fujikawa in Japanese) and the Middle to the Upper Pleistocene. The group is stratified but weaker than other groups. Atsumi-oki Group is the Pliocene to the Middle Pleistocene with clear strata and distributed in south off Udo Hills and the western margin of Suruga Trough. The upper part of the group distributed off Udo Hills can be correlated to Negoya Formation distributed in hills based on the distribution and the age. Yaizu-oki Group is the Upper Pleistocene distributed in the area west from off Kanbara Hills. The group has the clear strata which show the progradation patterns to the offshore and was developed during a regression. The Holocene covers above groups in the area shallower than 120m of water depth. Two active structures are recognized in the survey area. First, the anticline has been developed in the south off Udo Hills. The anticline extends from the hills to the offshore across the coast. Second, the four faults which are the sea ward extensions of the Fujikawa-kako fault zone have been developed. In marine area, Zempukuji-oki fault indicates the biggest dislocation and the topographical connection with the plate boundary.

Keywords : marine geological map, coastal zone, high-resolution seismic survey, active fault, Suruga Bay, sea-level change

要 旨

「駿河湾北部沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は，東経 138 度 20 分～東経 138 度 55 分，北緯 34 度 50 分～北緯 35 度 10 分の範囲の主に陸棚上で実施された反射法音波探査に基づいて作成した海底地質図である。対象海域である駿河湾は，水深 1,500m を越える駿河トラフが南北に延び，急峻な地形を示す。駿河トラフの中軸はプレート境界に相当し，それに関連して構造運

動が活発な地域である。対象海域の音響層序は，火山岩及び火砕岩類（音響基盤），賀茂沖層群，富士川沖層群，渥美沖層群，焼津沖層群と表層を覆う完新統に区分できる。これら層序区分は駿河湾沖合及び周辺海域で作成された海底地質図の層序区分を踏襲している。伊豆半島周辺では成層した堆積層の下位に音響基盤が認められ，これを陸上に隣接して分布する前－中期更新世の火山岩及び火砕岩類とした。賀茂沖層群は田子の浦沖以東の駿河湾東部に分布し，明瞭な成層構

造を示す中部－上部更新統である．内部に広域に追跡できる不整合が少なくとも二枚認定でき、上位から賀茂沖層群 a 層、賀茂沖層群 b 層、賀茂沖層群 c 層に細分できる．各層がオンラップパターンとプログラデーションパターンを示し、一連の海進と海退に伴って形成された層である．富士川沖層群は富士川河口沖周辺を中心に駿河トラフ底を埋積するように分布する富士川海底扇状地構成層であり、中部－上部更新統である．成層構造を示すものの他層群に比べて内部反射が弱い堆積層である．渥美沖層群は有度丘陵南方沖の隆起部及び駿河トラフ西縁に分布する鮮新統－中部更新統である．明瞭な成層構造を示しており、分布域に限られ全容が明らかではないものの、有度丘陵南方沖では北へ傾斜する．また、有度丘陵南方沖に分布する渥美沖層群の上部は、その分布の連続性と時代から陸上に露出する中部更新統根古谷層相当層である．焼津沖層群は蒲原丘陵沖以西の駿河湾西部に分布し、明瞭な成層構造を示す部更新統である．沖側へのプログラデーションパターンを示し、海退時に形成された堆積層である．海岸付近の水深およそ 120m 以浅では完新統が分布し、上記の地層を被覆している．本海域には大きく二つの構造運動が認められた、まず、有度丘陵から南方沖にかけて削剝を受けて地形には現れていないものの隆起帯が海岸線を跨いで連続して延びている．また、富士川河口沖において、富士川河口断層帯の海域延長が四条認められた．これら断層群はプレート境界西縁の急崖の北方延長に相当する．

1. はじめに

本地質図「駿河湾北部沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、2013 年に実施された反射法音波探査（佐藤，2014）と地形調査（荒井・佐藤，2014）に基づいて作成した海底地質図である．対象海域は駿河湾の東経 138 度 20 分から東経 138 度 55 分、北緯 34 度 50 分から北緯 35 度 10 分の水深およそ 200m 以浅の陸棚上である（第 1 図）．

沿岸海域は陸上や沖合にくらべ相対的に得られている地質情報が少ないが、人間活動の盛んな平野に隣接するため、防災の面から活断層及び地質情報の整備の必要性が高い．また、現在の平野から陸棚にかけての沿岸域では第四紀の環境変動に伴って海進と海退が繰り返されてきた地域でもある．そのため沿岸域の地質情報は古環境解析、とくに海水準変動の復元の面にも有用である．

本海域には南北に延びる駿河トラフが存在し、急峻な海底地形を示す．駿河トラフの中軸は西南日本弧とフィリピン海プレートの境界に相当し、その北方延長は活断層である富士川河口断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）に連続する．また、富士川や安倍川、狩野川が注ぎ込んでおり、その沿岸には

平野も発達し、構造運動だけではなく、堆積作用も活発な海域である．本地質図では、沿岸域の地質情報を提供するため、層序と形成年代、内部構造と分布、構造運動について記載する．主に陸棚上の海底下数十 m 程度の構造が主な対象であるため、第四紀の環境変動、特に氷河性海水準変動と堆積層形成、活構造について解説する．

2. データ取得・解析方法

本地質図の基とした反射法音波探査は 2013 年 9 月 10 日から 10 月 11 日にかけて行った（佐藤，2014）．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 200m 以浅では、発振装置はブーマー（AAE 社製 CAT200）を用い、出力は 200J とした．受波用のストリーマーカーケーブル（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 2.5m であり、発振間隔は 1.25m である．収録長は 0.6sec 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 0.01msec とした．水深 200 ～ 500m では、より深部まで観察するため、同じ装置だがブーマーの出力を 300J、発振間隔を 2.5m、収録長を 1.2sec に変更した．水深 500m 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（Sercel 社製 S15）を発振装置に用いた．ウォーターガンの空気室容量は 15in³、空気圧力は 140kg/cm² である．受波用ストリーマーカーケーブル（Geometrics 社製）のチャンネル数は 24、チャンネル間隔は 3.125m であり、発振間隔は 6.25m である．収録長は 2.0sec とし、海底下からの反射信号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 0.5msec 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（Colorado School of Mines の Center for Wave Phenomena によるオープンソースソフトウェア）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、速度解析と動補正（Normal Move Out correction）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 ～ 1,500Hz、ウォーターガンについては 50 ～ 1,000Hz を基本とした．

総測線長はブーマーが約 400km、ウォーターガンが約 200km で合計約 600km 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、地域と測線の方向ごとにグループを分けた．100 番台

と 200 番台が西部の安倍川河口周辺の東西測線と南北測線、300 番台と 400 番台が中央部の富士川河口周辺の東西測線と南北測線であり、500 番台と 600 番台が東部の内浦湾の南北測線と東西測線となっている。これらと方向の異なる測線については 700 番台とした。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、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 (例: 201-eg13 など) とした。ウォーターガンの測線については連番数字の後に w を付した。全測線の断面と解釈については付図として添付した。

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ぎ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にずれたり、ノイズレベルが異なっている場合もある。

北緯 35 度 02 分～07 分、東経 138 度 33 分～39 分の範囲については、精密な海底地形を得るためマルチナロービーム音響測深機 (R2Sonic 社製 Sonic2024 と Kongsberg 社製 EM302) を使った 5m メッシュの測深調査も行った (荒井・佐藤, 2014)。

3. 地形・周辺海域の地質

調査海域は駿河湾の北部沿岸海域である (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その中軸は南海トラフまで連続する海底谷をなしている。駿河トラフの東西には 1/10 を越える急勾配の斜面があり、多数の小規模な海底谷が存在する。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。駿河湾の北東側、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) 陸棚が幅 10km 程に亘って広がっている。陸棚外縁の水深は 150m 程度である。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。駿河湾中央部には赤石山脈の鋸岳に源流を持つ富士川が注ぎ込んでおり、河口部には富士川扇状地が広がっている。海域でも海底扇状地が発達して砂礫が分布しており (佐藤, 1962 ; 大塚, 1980 ; Soh *et al.*, 1995), 沿岸部では南に傾斜 (勾配 1/10 程度) する。陸棚は発達していない。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 5km, 勾配 1/200 程度の平坦な陸棚が広がっている。陸棚外縁の水深は 100m 程度である。

本図幅範囲の沖合の地質構造は、岡村ほか (1999) によって調査され、駿河トラフを境界に西の静岡側と東の伊豆半島側とを分けて層序区分されている。伊豆半島側では下位から、土肥沖層群と賀茂沖層群とに分

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積み重なっており、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細分されている。一方、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沖層群が不整合に覆っている (岡村ほか, 1999)。杉山ほか (2010) は、以上の岡村ほか (1999) による層序区分と、隣接する遠州灘の層序 (荒井ほか, 2008) とをナンノ化石の結果を基に対比を行った。その結果、石花海層群を御前崎海脚に分布し、内部構造の不明瞭な小台場層群 (上部中新統一鮮新統) と、石花海南堆及び石花海北堆に分布する渥美沖層群 (上部鮮新統—中部更新統) とに区分した。

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発達する (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010)。西側が隆起する断層で、平均上下変位速度は約 7m/ky (山崎ほか, 1981) と推定されており、変位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の調査がいくつかなされており、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。

4. 海底地質層序

本海域の海底地質構造を反射法音波探査の結果に基づいて以下に解説する。一部で火山岩及び火砕岩類が認められた他は第四系の堆積層が分布しており、全体的には海岸近く、特に河口付近では完新統が厚く分布する傾向がある。地質層序は、内浦湾—富士川河口沿岸、蒲原丘陵—興津沿岸、三保半島沖—安倍川河口沿岸という海域ごとに特徴が異なっており、特に駿河トラフを挟んで東西で大きく層序が異なるため、それぞれについて記載する (第 2 図)。

4.1 海域東部：内浦湾－富士川河口沿岸

駿河湾東部に位置する内浦湾では、内部構造が観察できない音響基盤とそれを不整合に覆う成層構造を示す堆積層が発達する。堆積層は海面下 100 ～ 160msec (往復走時、音速を 1,500m/sec とすれば 75 ～ 120m) 程度に広域に発達する不整合によって下位の賀茂沖層群と上位の完新統とに区分できる (第 3 図)。この不整合はほぼ平坦で沖に向かって緩やかに傾斜する。富士川河口沿岸周辺でも堆積層が発達し、内浦湾から追跡できる不整合の下位の富士川沖層群と上位の完新統とに区分できる (第 4 図)。層序については、沖合で定義された層序 (岡村ほか, 1999) を踏襲し、最上部のみを完新統として独立させた。以下、音響基盤、賀茂沖層群、富士川沖層群、完新統の四層についてそれぞれ解説する。

・音響基盤 (火山岩及び火砕岩類)

内部構造が認められない層を音響基盤とした。内浦湾南岸の伊豆半島に接する付近に分布し、北に向かってその上面深度を増す (第 3 図)。海岸付近では海底面に露出するが、その他の地域では賀茂沖層群あるいは完新統に不整合に覆われる。

伊豆半島北西側の沿岸に分布し北に向かって徐々に深度を増し、成層構造が発達しないことから、伊豆半島北西部に分布する前－中期更新世の火山岩及び火砕岩類と考えられる。

・賀茂沖層群

概ね水平で連続性の良い内部反射面が発達する堆積層である。音響基盤に対してオンラップを示す (第 3 図) が、音響基盤が確認できない内浦湾中央部では下限不明であり、確認できる範囲では層厚は少なくとも 100msec (75m) を超える。本層群は、内浦湾南部の音響基盤露出域を除き、内浦湾のほぼ全域に分布する。浮島ヶ原沖では、水深 450m 程度の地形勾配変換点以浅にて海底に露出する。西側は田子の浦沖まで分布する。本層の内部に広域な不整合がいくつか認められ、さらに細分することができる。ここでは記載と議論のため、不整合を基に本層を上位から賀茂沖層群 a 層、賀茂沖層群 b 層、賀茂沖層群 c 層と呼ぶ。賀茂沖層群 c 層より下位にも不整合が確認できる地点もあるが、広域の分布が不明であるため、特に細分して命名しない。細分された各層は以下のような共通の内部構造を持つ。下位層に対し陸側方向へのオンラップ、上位層に対してはトップラップを示し、上面はところどころでチャンネル状に浸食を受けている (第 5 図)。陸棚外縁付近や各層の上面付近では沖へ向かって傾斜し、プログラデーションパターンを示す箇所もある (第 6 図)。

賀茂沖層群 c 層は、地点により下限が不明であるが概ね層厚 40msec (30m) 程度である。北緯 35 度 3 分、東経 138 度 47 ～ 50 分付近において、周囲に比べて下

面が低いために層厚が厚く 60msec (45m) を超え、上面深度も大きい (第 3 図、第 5 図)。内部には南へ傾斜しプログラデーションパターンを示す反射面が認められる。賀茂沖層群 b 層は、湾東部で厚く分布し賀茂沖層群 c 層の上面の低部を埋積するような特徴を示す。層厚は 30msec (22.5m) 程度である。賀茂沖層群 a 層は内浦湾のほぼ全域に分布する。層厚は 40msec (30m) 程度で大きな変化を示さないが、北東から南西へ徐々に薄くなる傾向を示す。完新統が分布しない湾南西部において海底面に露出する。陸棚外縁付近において特に明瞭にプログラデーションパターンを示す (第 6 図)。

本層群はプログラデーションパターンを示す層がいくつか累重するという特徴を持つことから、海水準変動に対応して海進・海退を繰り返して形成されたと解釈できる。伊豆半島西方沖に分布する第四系賀茂沖層群 (岡村ほか, 1999) も同様の構造を示す。賀茂沖層群は、戸田沖以南の斜面陸側にのみに分布する上部層と全域に分布する下部層とに細分されている (岡村ほか, 1999)。岡村ほか (1999) では、内浦湾まで調査されていないので、戸田沖以北の上部層の分布は示されていないが、ここで記載する賀茂沖層群はその深度から、上部層に相当する可能性が高い。

北緯 35 度 3 分、東経 138 度 47 ～ 50 分付近では本層が厚く、南へ傾斜する反射面が認められる (第 6 図、SP5,200 ～ 6,200)。特に賀茂沖層群 c 層及びその下位層において層厚が周囲よりも 30msec (22.5m) 近く厚い。賀茂沖層群 c 層形成時まではこの地点の水深が周囲より深い堆積盆があったが、それが北方から供給された土砂によって埋積されたと考えられる。賀茂沖層群 b 層ではこの周辺に分布、層厚の中心があるが、賀茂沖層群 a 層ではそのような傾向は顕著ではなく、賀茂沖層群 b 層堆積後にはこの堆積盆は消滅したと考えられる。

伊豆半島北西端の大瀬崎沖では、北北東に延びるマウンド上のユニットがいくつか重なって分布している (本地質図、第 6 図、第 8 図)。賀茂沖層群 c 層以上のどの層とも指交し同時異相の関係にある。内部構造は周囲に比べて不明瞭な場合が多い。このユニットは、形状と内部構造、大瀬崎から現在砂嘴が延びていることから、過去に発達した砂嘴であると考えられる。従って少なくとも賀茂沖層群 c 層形成時以降も現在と同様に砂嘴が形成されていたと考えられる。

・富士川沖層群

平行な反射面が発達するが、連続性、反射強度ともに弱く、他の層に比べ明瞭な成層構造を示さない堆積層である (第 4 図)。音波透過性の強いウォーターガンを用いた反射断面では、連続性がやや悪いものの成層構造が確認できる (第 9 図) ことから、成層構造を成す堆積層であるものの、音波の透過性がやや悪い層であると考えられる。本層の分布する富士川河口沖

では砂礫層からなる富士川海底扇状地が発達している（佐藤，1962；大塚，1980；Soh *et al.*, 1995）ため、音波の透過性がやや悪いと考えられる。本層群は富士川河口周辺から駿河トラフを埋積するように分布し、浮島ヶ原沖の水深 450m 程度の地形勾配変換点以深及び富士川河口沿岸周辺の水深 150m 程度以深にて露出する。分布、内部構造から岡村ほか（1999）の富士川沖層群に対比した。分布範囲、内部構造の差異から賀茂沖層群及び焼津沖層群と区別するが、同時異相であると考えられる。

・完新統（現世堆積物）

海面下 100 ～ 160msec（75 ～ 120m）程度に広域に発達するほぼ水平な不整合を基底面とする最上位の堆積層である。内部構造はところどころでハンモック状やカオティック状に乱れるものの、海底面にほぼ平行な反射面が発達している。下位層に対しダウンラップを示す（第 3 図，第 7 図，第 8 図）。基底面はほぼ水平であり、層厚は概ね現在の海底地形によって変化する。狩野川河口周辺で厚く層厚が 60msec（45m）に達し、南西へ向かって薄くなり、田方平野海岸線からおおよそ 5km 以遠では、小規模な崖錐状のものを除き分布が認められない。狩野川河口から西の浮島ヶ原沿岸にかけては水深 150msec（112.5m）以浅に分布する。富士川河口周辺沿岸では、海岸付近及び海底扇状地のローブ頂部に分布する。

本層の基底面は陸上のボーリングコア資料による完新統基底面（石原・水野，2016）と深度がよく一致するため、同一面であると考えられる。分布と層厚は概ね海底地形によるものの、狩野川河口周辺で特に厚く発達していること、河川が発達していない内浦湾南岸の伊豆半島側ではほとんど発達していないことから、河川からの土砂供給によって発達したと考えられる。

4.2 海域西部：蒲原丘陵沿岸－安倍川河口沿岸

蒲原丘陵沖から興津沖では、陸棚が狭いものの幅 500m 程度で存在し、その沖に駿河トラフへ向かう急斜面がある。陸棚外縁の水深はおおよそ 100m である。マルチビーム音響測深による海底地形図（荒井・佐藤，2014）では、この斜面には由比から南東に延びる神沢海脚をはじめ、いくつか海底谷や海脚が認められる（第 10 図）。この海域では地形勾配が大きく、海底谷も多数発達するため、地層の内部構造の観察が難しい。特に陸棚斜面下の内部構造はほぼ不明である。そこで隣接海域における層序境界の不整合を追跡し、渥美沖層群、焼津沖層群と完新統に区分した。さらに南西の海域では、安倍川が注いでおり、外縁水深おおよそ 100m の広い陸棚が発達する。こちらの陸棚では成層構造の発達する堆積層が厚く発達しており、広域に発達する不整合によって下位から、渥美沖層群、焼津沖層群と完新統に区分できる（第 11 図，第 12 図）。層序は沖

合で定義された層序区分（岡村ほか，1999；杉山ほか，2010）を踏襲し、最上部のみ完新統として独立させた。陸棚斜面以深については本調査で用いた浅海用の機材では内部構造の観察が難しいため、深海を対象とする調査を行った岡村ほか（1999）の層序と分布に従った。以下に、渥美沖層群、焼津沖層群と完新統についてそれぞれ記載する。

・渥美沖層群

平行で連続性の良い内部反射面が発達する堆積層である。上面は広く追跡できる不整合である。下限は本調査では不明であり、厚さは 100msec（75m）を超える。傾斜する内部反射面がよく発達する（第 11 図）。観察できている地点が少ないため全体の詳細は明らかではなく、三保半島南方沿岸などでは傾斜方向が変化している様子（第 12 図）も観察できるが、概ね北へ傾斜する傾向が強い（第 11 図）。上位の焼津沖層群及び完新統では内部反射面が水平か南へ傾斜するのに対し、本層群では北へ傾斜するのが特徴である。有度丘陵の沿岸では背斜構造を示して隆起し、海底面に露出する。海底面に露出しないものの、陸棚外縁付近においても分布が確認できる。

分布、内部構造の類似性から岡村ほか（1999）の石花海層群に対比でき、杉山ほか（2010）に従って渥美沖層群と呼ぶ。また、海岸沿いの分布域が陸上の中部更新統根古谷層と連続する。渥美沖層群は下部－中部更新統であり（杉山ほか，2010）、時代も同一であることから少なくともその上部は根古谷層と対比できると考えられる。

・焼津沖層群

平行で連続性の良い反射面が発達する堆積層である。内部反射面は、大部分で上下の不整合と平行だが、陸棚外縁付近では上面にトップラップ、下面にダウンラップパターンを示し、沖側へプログラデーションパターンを示す場合が多い（第 11 図，第 12 図）。下限不明の地点が多く正確な層厚は不明だが、陸棚上では厚さ 60msec（45m）程度である。陸棚外縁付近では厚く、少なくとも 100msec（75m）を超える地点もある。有度丘陵沿岸では褶曲構造を示し、全体としては隆起して海底面に露出する（第 13 図，第 14 図）。

陸棚外縁付近にてプログラデーションパターンを示すことから、相対的海水準が低下した氷期に海退しながら形成されたと解釈できる。分布、内部構造の類似性から岡村ほか（1999）の焼津沖層群に対比した。

・完新統（現世堆積物）

陸上の完新統基底面（石原・水野，2016）と連続する不整合より上位の堆積層で、平行で連続性が良い内部反射面が発達する。基底面は有度丘陵南方沖の隆起によって変形している。未変形海域での基底面深度は

海岸付近で 50msec (37.5m) であり沖に向かって徐々に 100msec (75m) 程度まで深くなる。内部反射面は概ね水平だが、下位層に対して陸棚外縁付近ではダウンラップパターン、その他ではオンラップパターンを示す (第 11 図)。陸棚の大部分を被覆し、厚さ 60msec (45m) 程である。有度丘陵南方沖の隆起によって変形、傾動している (第 13 図, 第 14 図)。神沢海脚沿いの神沢隆起帯 (滝野ほか, 1997) の周辺では完新統が分布せず、下位層が露出している。

5. 地質構造

本海域にはいくつかの断層と褶曲が存在し、いずれも南北に延びる傾向を示す。特に規模の大きい地質構造として、富士川河口沖の断層群と有度丘陵沖の背斜構造が挙げられる。以下にそれぞれについて解説する。

5.1 富士川河口断層帯

富士川に沿って発達する富士川河口断層帯 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010) の海域延長部にあたる富士川河口ー蒲原丘陵沖で、南北に延びる逆断層がいくつか認められる (第 15 図)。いずれも完新統基底面を変位させる活断層である。反射断面で明瞭に認められる逆断層は四条であり、ここでは東から富士川沖断層 A、富士川沖断層 B、善福寺沖断層、蒲原沖断層と呼び、以下にそれぞれ記載する。また、富士川沖断層 A より東では、多重反射によって完新統基底面の認定が難しいことに加えて反射面の連続性が悪いものの、完新統の内部構造に変位を及ぼすような断層は認められない。本調査においては、陸棚斜面で深では地形勾配が大きいために断層の認定が難しく、4 つの断層の南端は不明である。

富士川断層 A は富士川河口から約 1km 西の国道一号线が屈曲する地点の沖に存在し、北北西ー南南東に延びる西傾斜の逆断層である。海岸から約 500m 沖合の地点 (測線 704-eg13) において完新統基底面を 10msec (7.5m) 変位させているのが認められる (第 15 図)。南隣の測線 705-eg13 では音波の透過性が悪く完新統基底面の変位は不明である。マルチビーム音響測深で得られた海底地形図 (荒井・佐藤, 2014) では、この断層の隆起側に南北に延びるリッジが延びており (第 10 図)、断層に伴う隆起地形である可能性がある。そのため、リッジ東縁に沿って断層が延びると解釈した。富士川沖断層 B は、富士川沖断層 A から 500m ほど西方に存在し、完新統基底面の変位から判断すれば西傾斜の逆断層である。延びの方向は反射断面のみでは不明だが、他の断層同様に概ね南北に延びると推測される。海岸から約 500m 沖合の地点 (測線 704-eg13) において完新統基底面を 10msec (7.5m) 変位させているのが認められる (第 15 図)。善福寺沖断層は、さらに約 2km 西方に位置し、プレート境界西縁に発達

する急崖の北方延長部に相当する。地層の変位は西側隆起の撓曲として認められ、完新統基底面の変位量は 50msec (37.5m) に達する (第 16 図)。海岸に近づくと撓みが緩やかに変化する (第 15 図)。この変位量は今回富士川河口沖で認められた四つの断層のうちで最も大きい。海底地形にも変位の影響が認められ、本断層の下盤側では陸棚外縁が陸側へ 1km 程ずれている (第 10 図)。蒲原沖断層は、善福寺沖断層から約 1km 西方に存在し、北東ー南西に延びる東傾斜の逆断層である。完新統基底面を 25msec (18.75m) 程変位させる (第 16 図)。本断層はその傾斜、分布位置から滝野ほか (1997) の認定した蒲原断層と同一のものである。ここでは海域に発達する断層であることに着目し、蒲原沖断層と再命名した。

富士川河口沖断層 A は、変位センス及び隆起地形の東端に分布するという類似性から入山瀬断層 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010) の海域延長部の東側の断層に相当する。分布位置については、隆起地形の東端に分布するという点を基準に今回取得した詳細地形にあわせた。富士川河口沖断層 B も分布位置から入山瀬断層の分岐したものと考えられる。この位置には、地形を根拠に西落ちの断層があるとされていた (静岡県総務部地震対策課, 1996) が、今回の調査では東落ち (第 15 図) の断層のみ認められた。善福寺沖断層は変位センスとプレート境界西縁の北方延長の急崖に分布するという類似性から善福寺断層 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010) の海域部に相当する。測線 705-eg13 では、完新統を変形させる断層が急崖ではなく 300m 程西に認められる (第 16 図) が、本調査で観察できているのが表層のみであり、認定できた断層が分岐断層である可能性もあることから、断層位置は撓曲地形全体にあわせた。蒲原沖断層は、本調査では調査範囲の制約のため陸棚上でしか確認できなかったが、滝野ほか (1997) では本断層が陸棚斜面まで延びるとされている。この断層については他の断層と傾斜が逆であり、バックスラスト断層であると考えられる。

善福寺断層の西には入山断層があり、海域にも延長しているとされている (静岡県総務部地震対策課, 1996) が本調査では確認できなかった。海域延長部については、海上保安庁水路部 (1978) による海底地質構造図によって図示され、その後これが入山断層の延長であると解釈された (静岡県総務部地震対策課, 1996)。また、詳細な海底地形の調査から入山断層は駿河トラフ西縁の急崖まで延びると解釈されている (中田ほか, 2009)。しかし、海域延長部には、神沢隆起帯が分布しており、陸上の背斜へ連続することが反射法音波探査によって明らかにされている (滝野ほか, 1997)。入山断層がこの背斜を横切るとは構造的に考えにくい、横切らずに隆起帯の西側に随伴することも、西側隆起の断層であることから考えにくい。よっ

て入山断層は海陸に連続しない可能性が高い。神沢隆起帯の東に西隆起の別の逆断層が随伴している可能性はある。

富士川河口断層帯は、陸域において最も東の入山瀬断層において変位速度が最も大きい（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010）。しかし、海域では善福寺断層の海域延長部で最も大きな完新統の変位量が認められる。完新世の約一万年間に 37.5m 変位したとして概算すれば、変位速度は 3～4m/ky 程度になる。また、今回富士川河口沖で確認された断層全体の変位量を合計すると、変位量は 50m を超える。

5.2 有度丘陵南部の隆起帯

清水平野西方には、ドーム状に隆起した有度丘陵（土, 1960；近藤, 1985）が存在する。これを隆起させた背斜構造は海域でも認められ（第 13 図, 第 14 図）、丘陵中央部から南南西沖に延びている。ただし海域では削剥を受けて平坦化されており、地形に隆起の影響は認められない。隆起によって渥美沖層群と焼津沖層群が変形しており、渥美沖層群が海底面に露出している。完新統も緩やかに傾動している。この背斜構造は、さらに短波長の褶曲を伴う（柴ほか, 1990；岡村ほか, 1999）が、それは西翼側に集中している。それに対して東翼では、褶曲ではなく、主に西傾斜の逆断層がいくつか発達している（第 14 図）。

この隆起帯は有度丘陵中央部から南南西に延びるが、陸棚斜面付近のすぐ東に別の隆起帯が存在し（岡村, 1999）、渥美沖層群の変形が認められる（第 11 図）。この二つの隆起帯を形成する背斜構造は連続しないが、どちらも概ね南北に延び、東西圧縮で形成されたと考えられる共通性を持つ。これらのさらに南側にも石花海北堆、石花海南堆と呼ばれる隆起帯（杉山ほか, 2010）が存在し、東西圧縮によって形成された隆起帯が雁行しながら南北に 50km 近く連なっている。

5.3 達磨山断層群の海域延長部

伊豆半島北西部には達磨山断層群（星野ほか, 1978；活断層研究会編, 1991）が分布し、内浦湾南岸まで延びている。この海域延長部において、賀茂沖層群をわずかに変位させる断層が数条認められる（第 6 図, 第 17 図）ものの、複数の測線に亘って連続しない。これらは変位量も小さく、達磨山断層群の延長ではないと判断した。従って、達磨山断層群は海域まで延びていないと考えられる。

6. まとめ

本地質図範囲には、火山岩及び火砕岩類と堆積層が分布し、堆積層は賀茂沖層群（中部－上部更新統）、富士川沖層群（中部－上部更新統）、渥美沖層群（鮮新統－中部更新統）、焼津沖層群（上部更新統）と完

新統に区分できる。賀茂沖層群は田子の浦沖以東に分布し、相対的海水準変動に伴う海進と海退の痕跡が明瞭に認められる。富士川沖層群は富士川河口沖に分布する富士川海底扇状地構成層であり、内部構造は成層構造を示すもののやや不明瞭である。渥美沖層群は有度丘陵南方沖の隆起部、及び駿河トラフ西縁に分布し、他層と異なり北への傾斜を示す。有度丘陵沖に分布する渥美沖層群の上部は、その分布の連続性と時代から陸上に露出する根古谷層相当層である。焼津沖層群は蒲原丘陵沖以西に分布し、相対的海水準変動に伴う海退の痕跡が認められる。海岸付近では完新統が分布し、上記の地層を被覆している。

伊豆半島北西端の大瀬崎には砂嘴が発達しているが、賀茂沖層群形成時期である更新世においても砂嘴が形成されていた。富士川河口沖において完新統基底面を変位させる四条の逆断層が認められた。これらは富士川河口断層帯の海域延長部である。海域では善福寺断層の延長部において最も大きい変位が認められる。有度丘陵の南方沿岸にも削剥を受けて地形には現れていないものの隆起帯が海岸線を跨いで連続して延びている。この隆起帯は石花海南帯まで雁行しながら連なる。

謝辞：本地質図作成のための反射法音波探査は、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、北斗及び南十時を利用し、船長ならびに関係者には大変お世話になった。また、静岡県漁業協同組合連合会ならびに内浦、大井川港、小川、静浦、清水、田子の浦、沼津我入道、戸田、南駿河湾、焼津、由比港の各漁業協同組合や静岡県などの関係機関にご理解、ご協力をいただき、調査を円滑に進めることができた。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氏にはデータの処理で助けていただき、解釈についても議論いただいた。ここに記して以上の関係者の皆様に深く感謝いたします。なお、調査は産業技術総合研究所の「沿岸域プロジェクト」の一環として実施したものである。

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。
- 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, no.65, 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。

石原武志・水野清秀（2016）駿河湾北部沿岸域における平野地下の浅部地質構造. 海陸シームレス地質情報集,「駿河湾沿岸域」,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.

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 ― 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.

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, no. 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（2014）駿河湾における反射法音波探査結果概要. 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, no.65, 1-12.

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.

滝野義幸・石井 良・依田美行・根元兼次（1997）由比沖―蒲原沖大陸棚上の基盤隆起帯とその構造地質学的意義. 東海大学紀要海洋学部, **43**, 143-156.

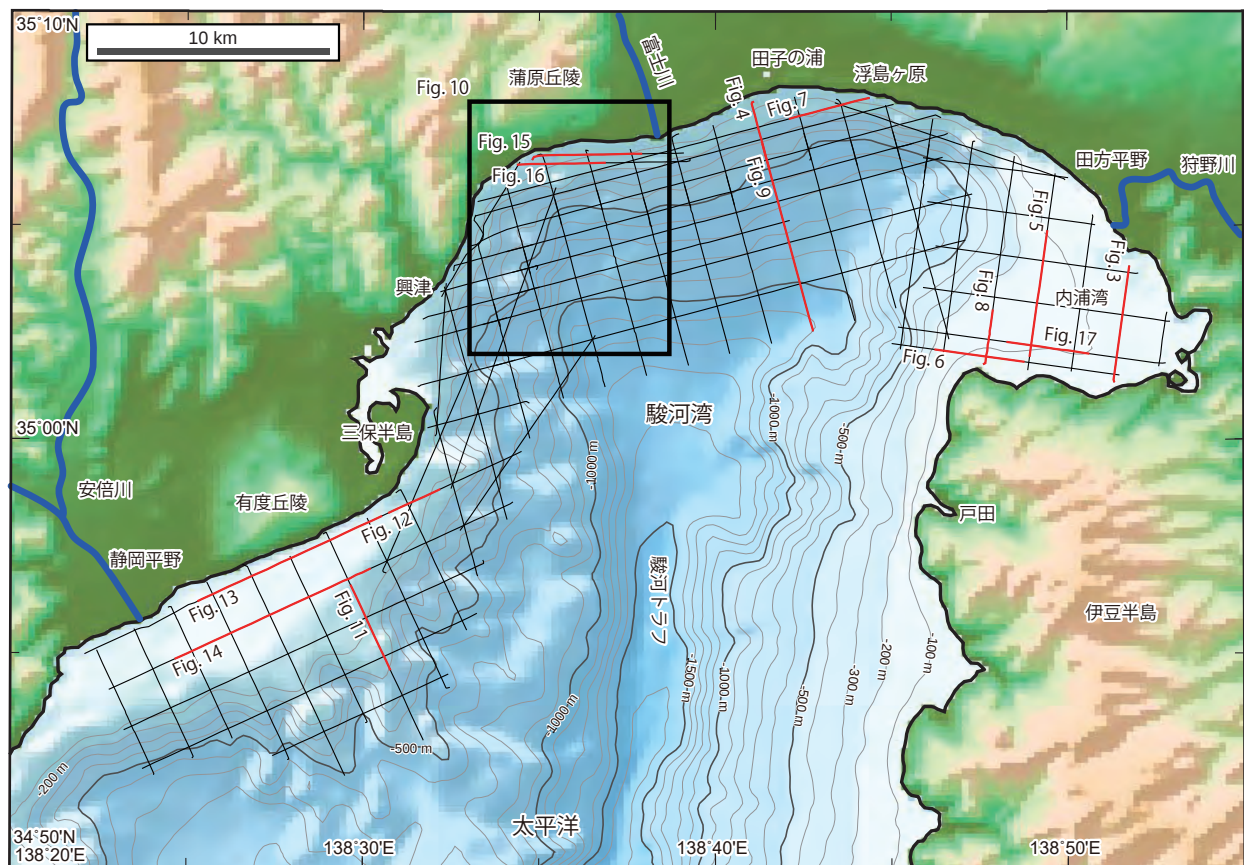
Tanaka, Y. (1999) Calcareous nannofossil biostratigraphy of surface sediments off Tokai. In Yuasa M. ed., *Marine*

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.

(受付: 2015 年 6 月 15 日; 受理: 2015 年 10 月 26 日)



第 1 図 駿河湾沿岸域周辺の地形図及び反射法音波探査の測線図。

赤線は図示した断面の位置を示す。黒四角は第 9 図の範囲を示す。

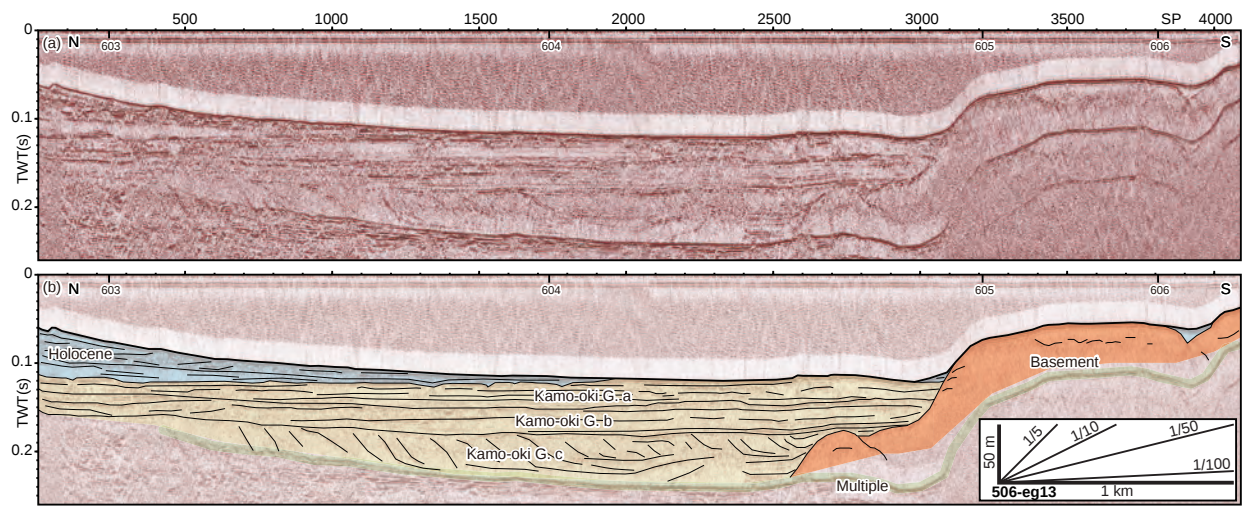
Fig. 1 Topographic map and seismic survey lines.

Red lines represent the locality of the figures. Black rectangle represents the area of fig. 9.

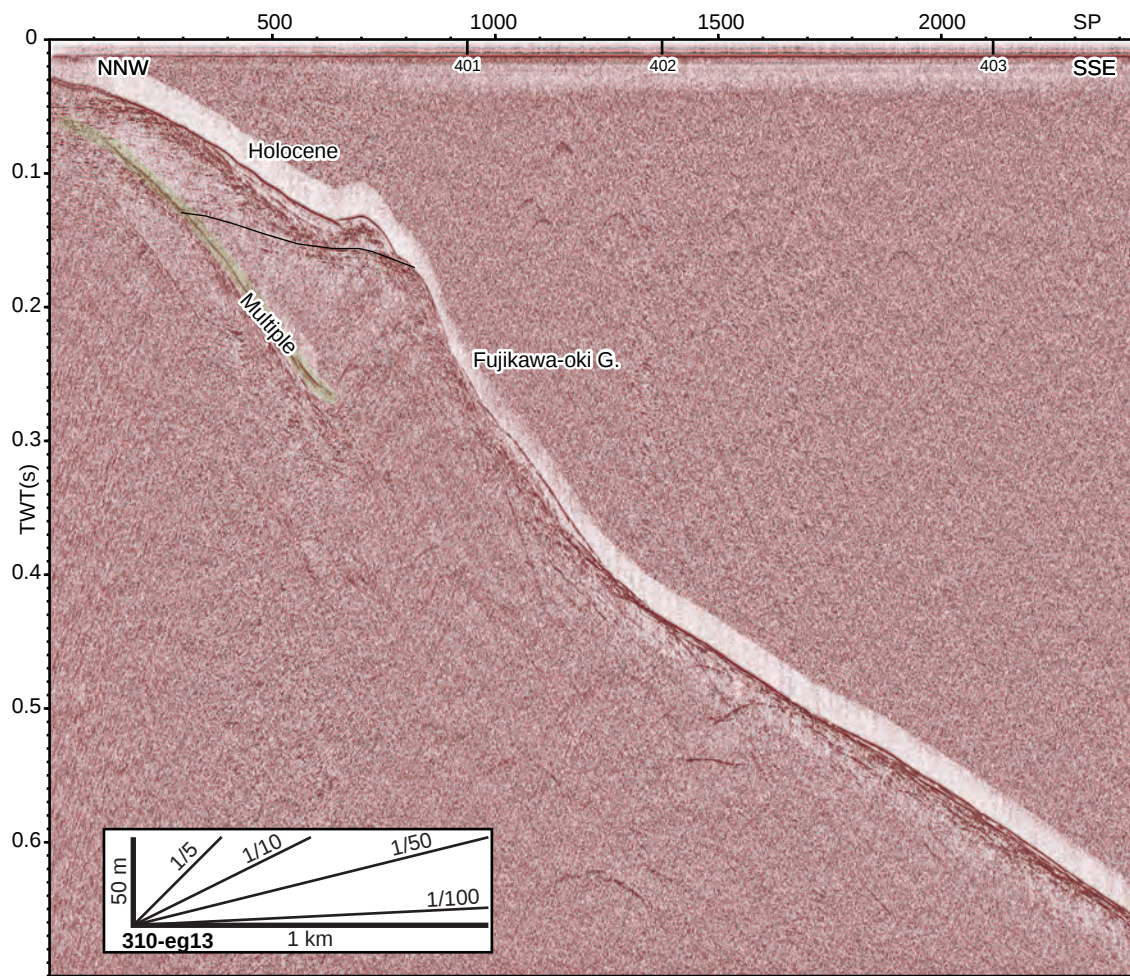
年代 Age (Ma)	地質時代 Geologic time scale			駿河トラフ西方 West from Suruga Trough			駿河トラフ東方 East from Suruga Trough				
				蒲原丘陵沿岸～安倍川河口沿岸 Kanbara Hills to Abekawa River			富士川河口沿岸海域 Fujikawa River		内浦湾 Uchiura Bay		
				岡村ほか (1999) Okamura et al.(1999)	杉山ほか (2010) Sugiyama et al.(2010)	本海底地質図 This map	岡村ほか (1999) Okamura et al. (1999)	杉山ほか (2010) Sugiyama et al. (2010)	本海底地質図 This map	岡村ほか (1999) Okamura et al. (1999)	杉山ほか (2010) Sugiyama et al. (2010)
0.01	新生代 Cenozoic	第四紀 Quaternary	更新世 Pleistocene	完新世 Holocene	焼津沖層群 Yaizu-oki G.	焼津沖層群 Yaizu-oki G.	完新統 Holocene	焼津沖層群 Yaizu-oki G.	完新統 Holocene	賀茂沖層群 Kamo-oki G.	賀茂沖層群 Kamo-oki G.
				後期 Late			富士川沖層群 Fujikawa-oki G.	富士川沖層群 Fujikawa-oki G.			
				中期 Middle	石花海層群 Senoumi G.	渥美沖層群 Atsumi-oki G.					
前期 Early											
2.6		新第三紀 Neogene	鮮新世 Pliocene		小台場層群 Kodaiba G.				土肥沖層群 Toi-oki G.		音響基盤 Basement

第2図 本地質図と周辺海域の音響層序の対比.

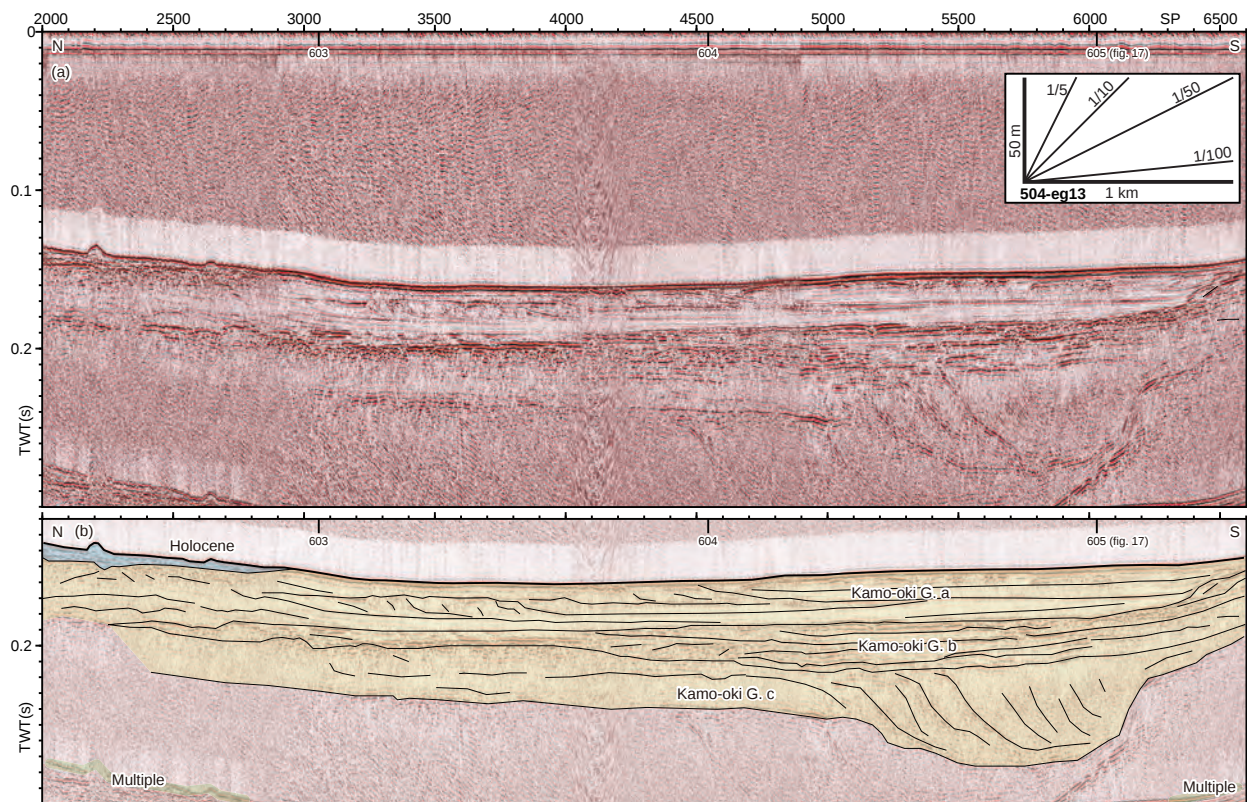
Fig. 2 Stratigraphic correlation among the map area.



第 3 図 反射断面 (測線 506-eg13)(a) とその解釈図 (b).
Fig. 3 Seismic profile (Line 506-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

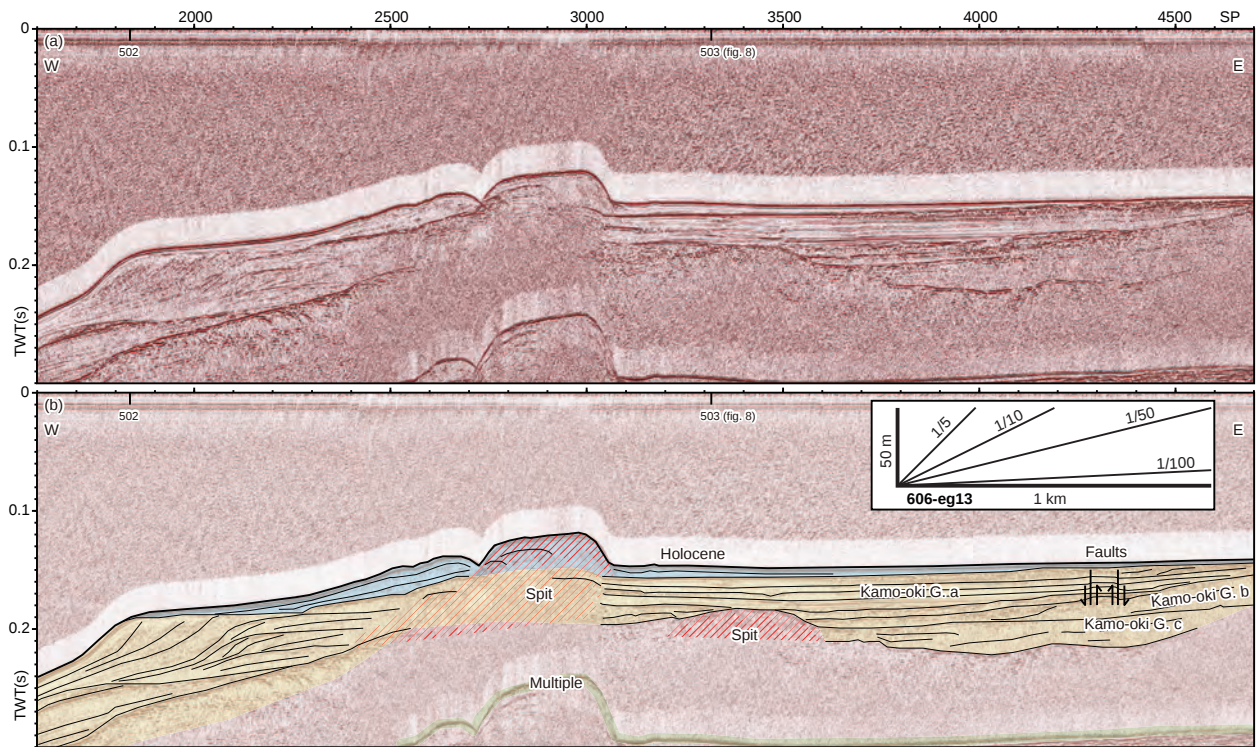


第4図 反射断面 (測線 310-eg13).
Fig. 4 Seismic profile (Line 310-eg13).

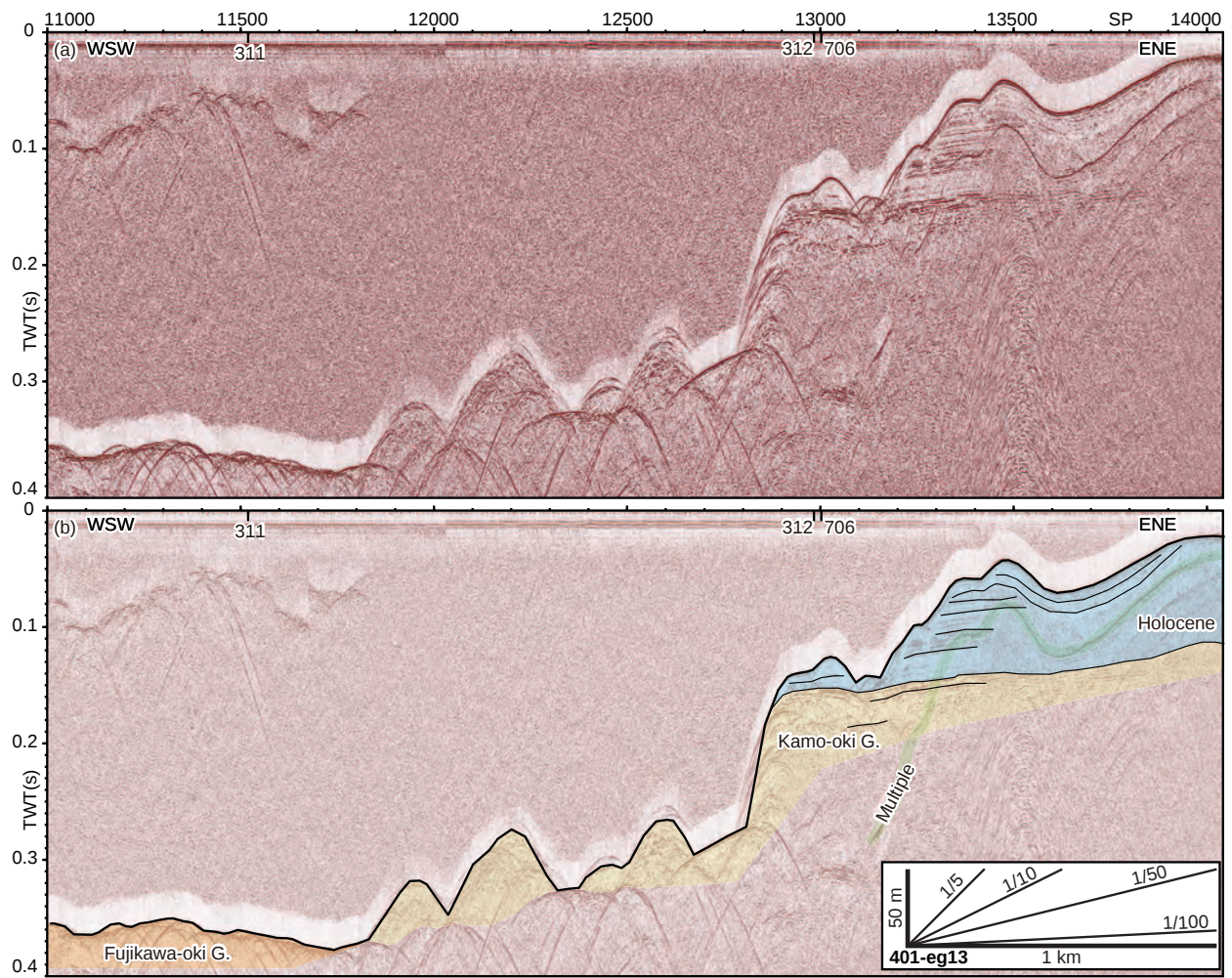


第 5 図 反射断面 (測線 504-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 5 Seismic profile (Line 504-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

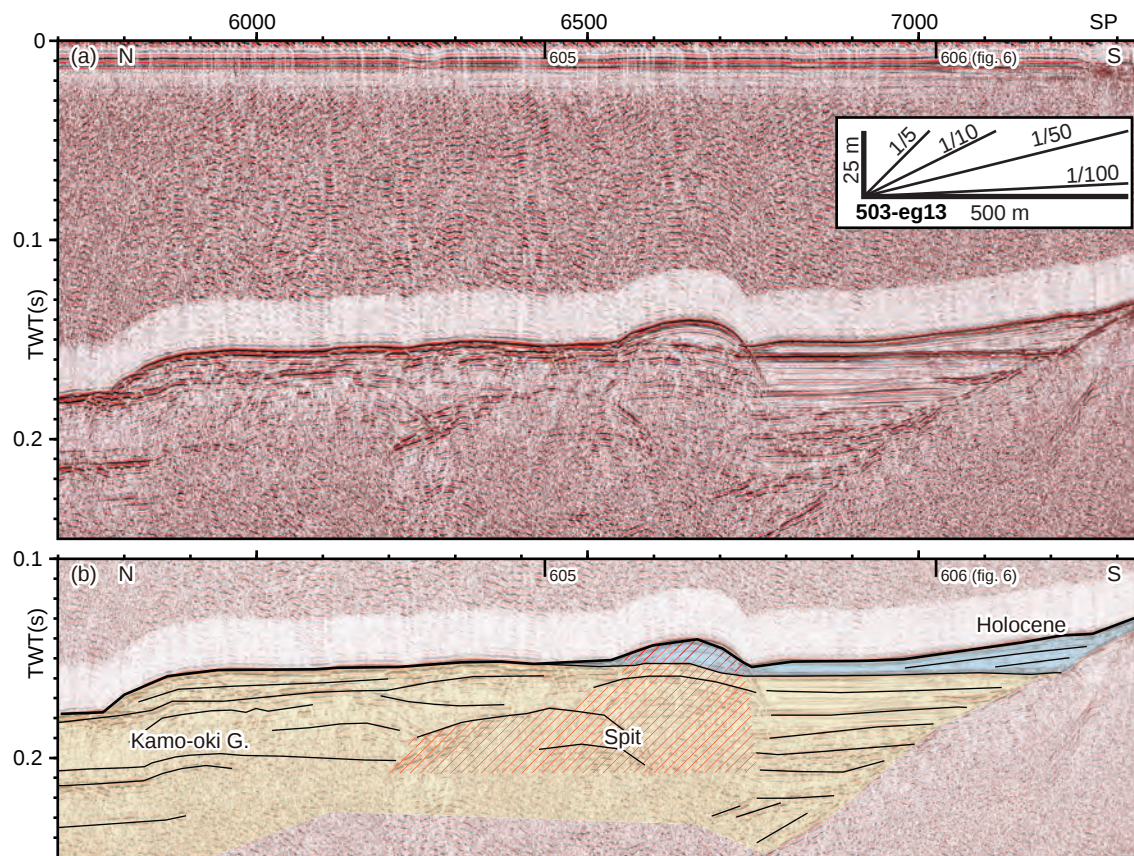


第 6 図 反射断面 (測線 606-eg13)(a) とその解釈図 (b).
Fig. 6 Seismic profile (Line 606-eg13)(a) and the interpreted profile (b).



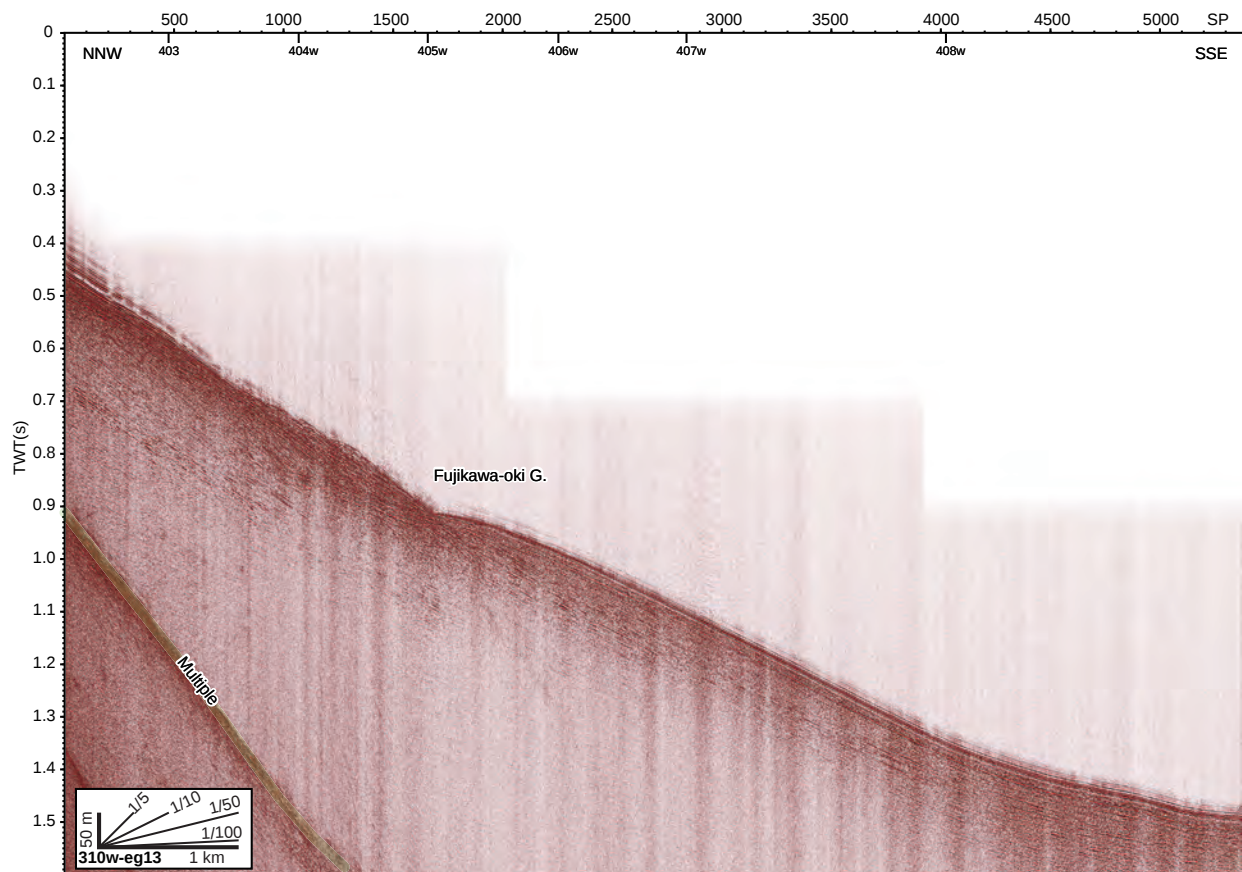
第 7 図 反射断面 (測線 401-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 7 Seismic profile (Line 401-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

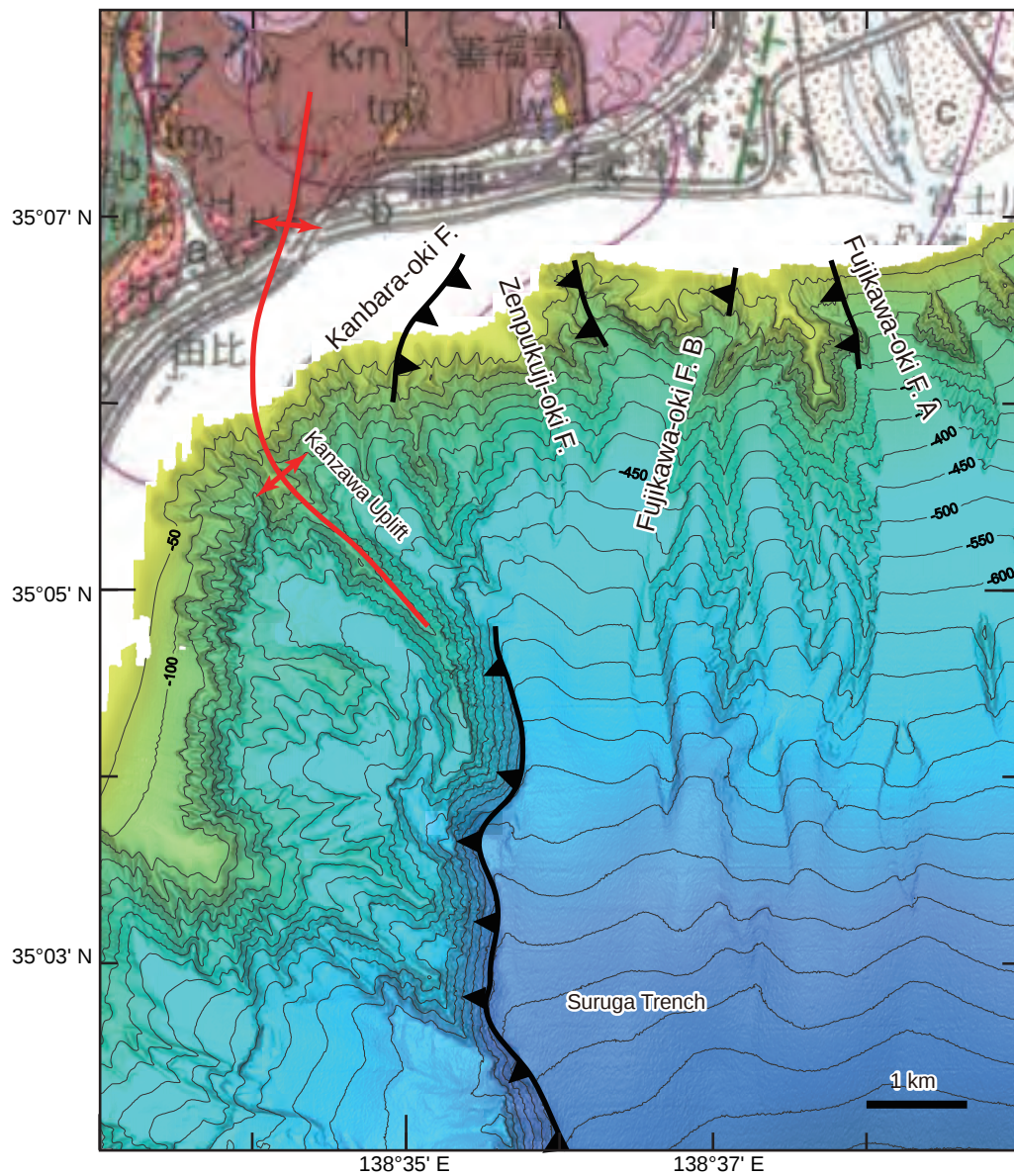


第 8 図 反射断面 (測線 503-eg13)(a) とその解釈図 (b).

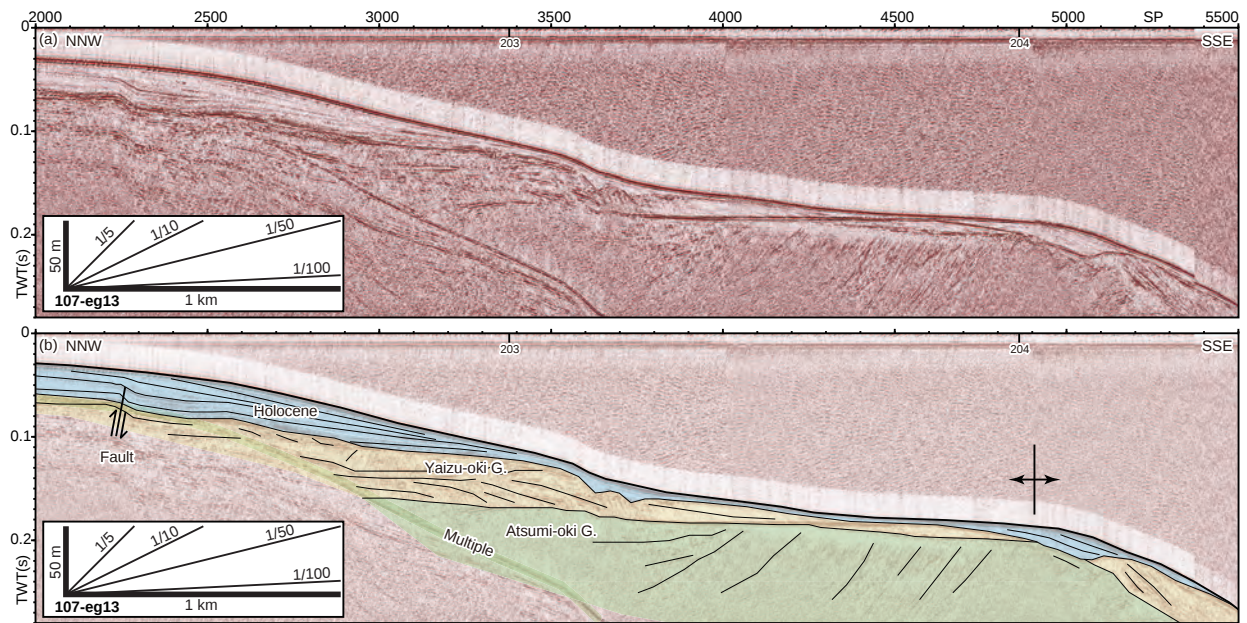
Fig. 8 Seismic profile (Line 503-eg13)(a) and the interpreted profile (b).



第 9 図 ウォーターガンによる反射断面 (測線 310w-eg13).
Fig. 9 Seismic profile (Line 310w-eg13) with the water gun.

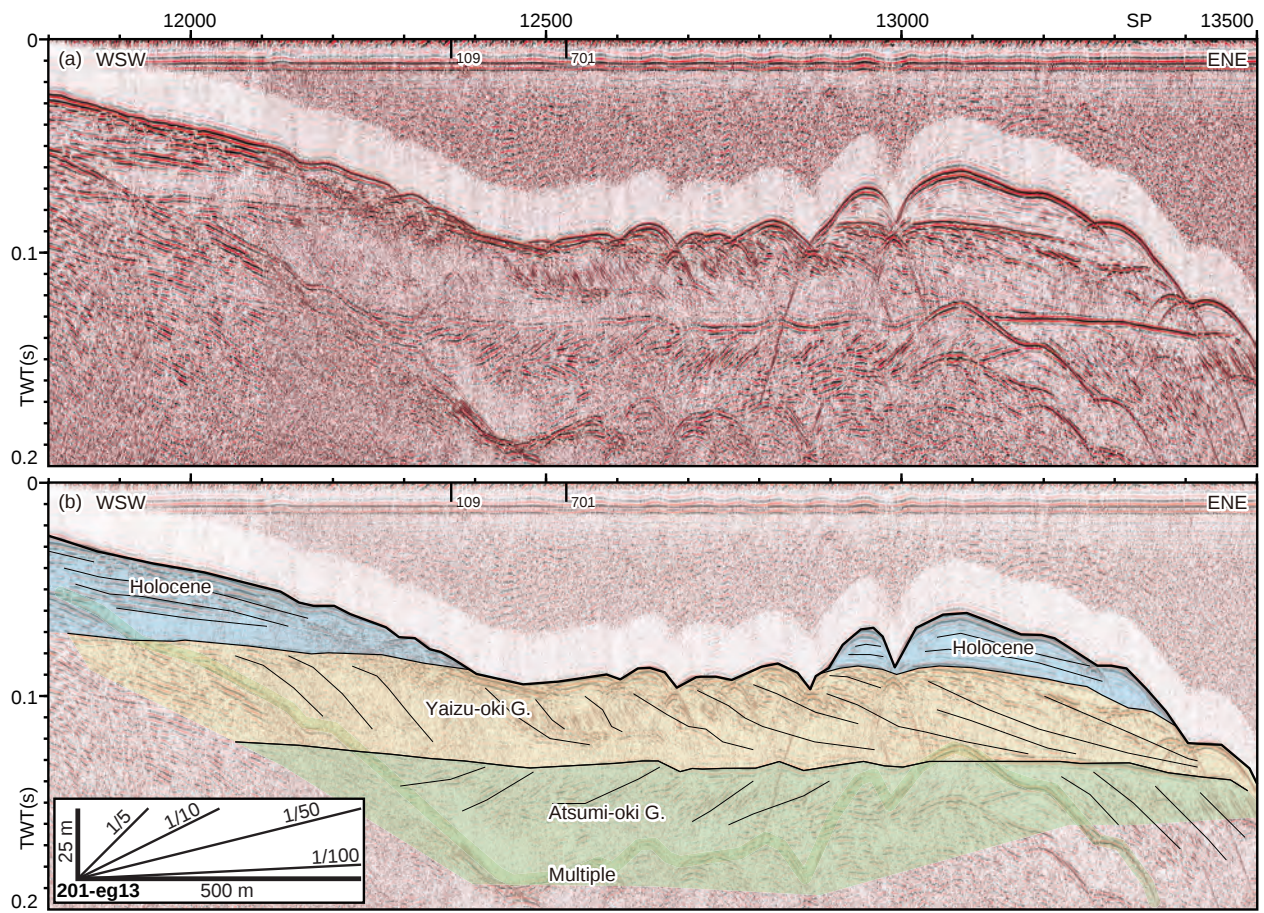


第 10 図 マルチビーム音響測深による海底地形図（荒井・佐藤，2014）と認定された断層，背斜。
Fig. 10 Topographic map with the multi beam echosounder (Arai and Sato, 2014) and recognized faults and anticlines.



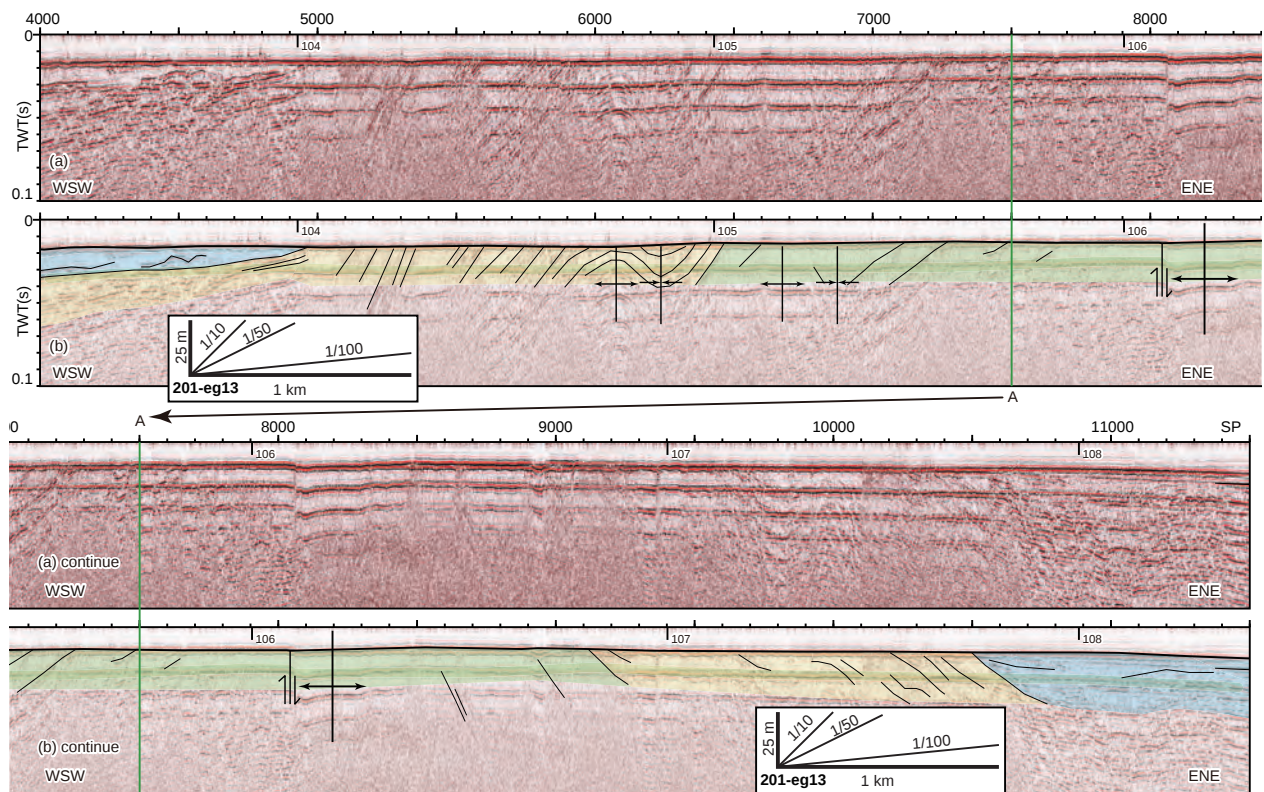
第 11 図 反射断面 (測線 107-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 11 Seismic profile (Line 107-eg13)(a) and the interpreted profile (b).



第 12 図 反射断面 (測線 201-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 12 Seismic profile (Line 201-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

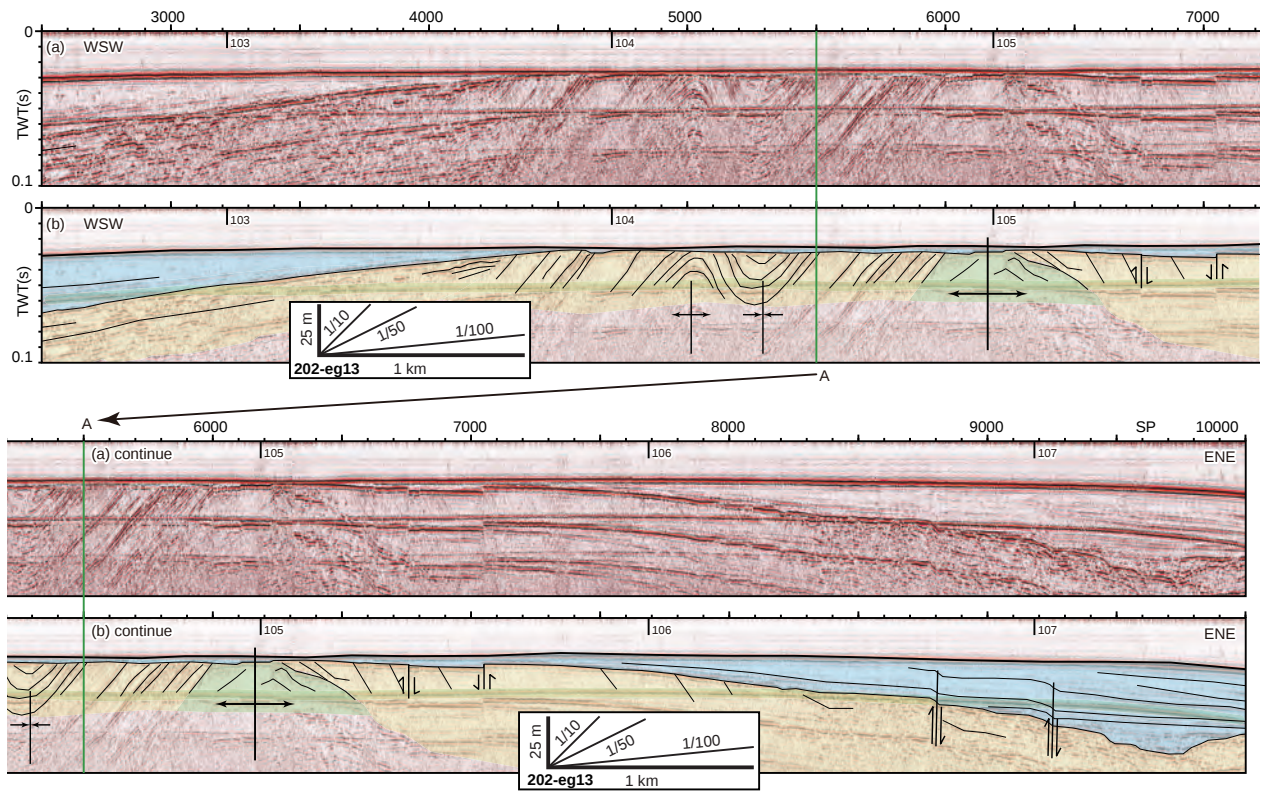


第 13 図 反射断面 (測線 201-eg13)(a) とその解釈図 (b).

下図は上図の続きで線 A が同一地点を示す。

Fig. 13 Seismic profile (Line 201-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

The upper figures continue to the lower figures. Line A indicate a same position.

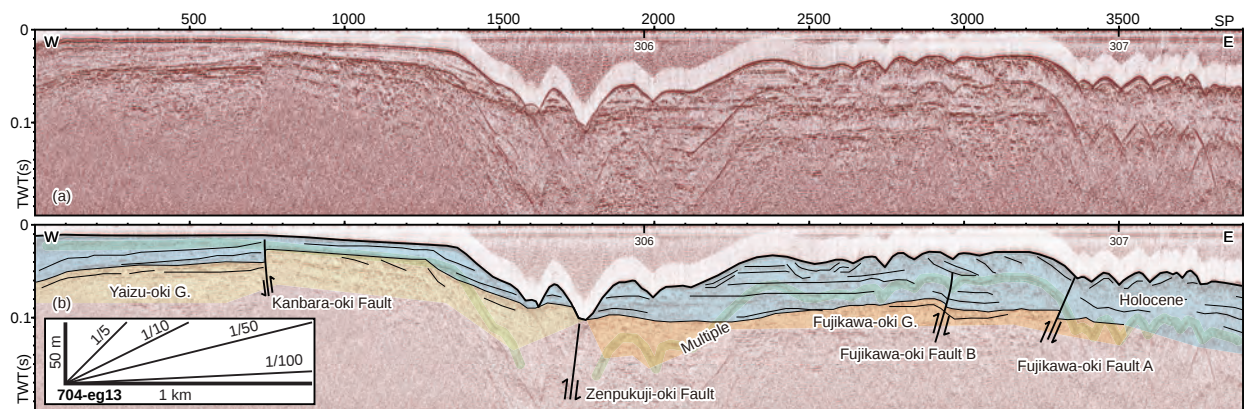


第 14 図 反射断面 (測線 202-eg13)(a) とその解釈図 (b).

下図は上図の続きで線 A が同一地点を示す.

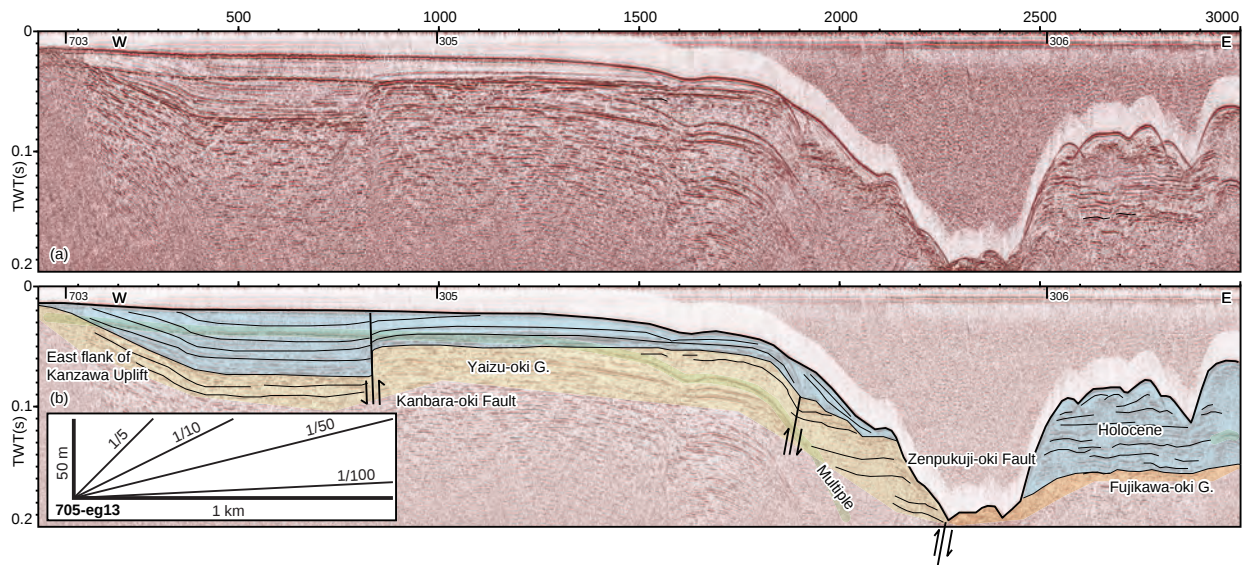
Fig. 14 Seismic profile (Line 202-eg13)(a) and the interpreted profile (b).

The upper figures continue to the lower figures. Line A indicate a same position.



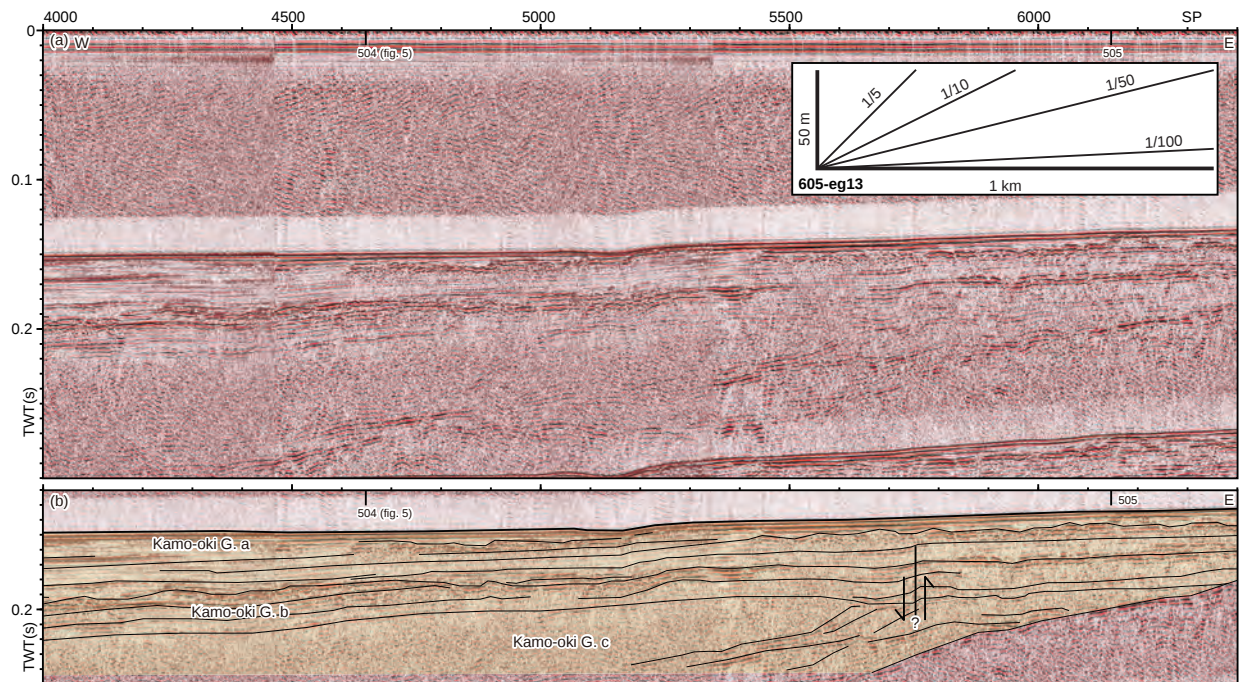
第 15 図 反射断面 (測線 704-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 15 Seismic profile (Line 704-eg13)(a) and the interpreted profile (b).



第 16 図 反射断面 (測線 705-eg13)(a) とその解釈図 (b).

Fig. 16 Seismic profile (Line 705-eg13)(a) and the interpreted profile (b).



第 17 図 反射断面 (測線 605-eg13)(a) とその解釈図 (b).
Fig. 17 Seismic profile (Line 605-eg13)(a) and the interpreted profile (b).