

平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults
in the Coastal Zone of Japan (FY2013)

牧野雅彦・田中裕一郎（編）

Masahiko Makino and Yuichiro Tanaka (Editors)

平成 26 年 9 月
September 2014



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



緒 言

地質情報研究部門長 牧野雅彦

日本の沿岸域には人口が集中する平野が点在し、多くの人々が生活の基盤を沿岸域に置いています。沿岸域は、豊かな自然の恵みと人々の居住空間をもたらす土地であるがゆえに、そこで起こる地震や津波、液状化などの地質現象とそれによって引き起こされる災害は、国民の多くにとって脅威となっています。産業技術総合研究所では、平成19年に発生した能登半島地震と中越沖地震が、沿岸域の地質情報の空白域で発生したことを踏まえて、沿岸域を中心とした活断層や地盤の地質に関する、正確で精密な地質情報の整備を目的として、平成20年から平成25年度にかけて産業技術総合研究所の政策課題「沿岸域の地質・活断層調査」として調査・研究を実施してまいりました。特に、本課題では、沿岸の海域と陸域を構造地質学・層序学・堆積学・地球物理学・地球化学・水文地質学など様々な手法で調査研究を行い、陸域から海域まで連続するシームレスな地質・活断層情報として整備することを研究目標としています。

本報告は、平成25年度に実施した駿河湾沿岸域の陸域及び海域の調査・研究活動や津波堆積物研究活動を記録し、紹介するものです。本報告には、12件の研究成果の報告が収められています。駿河湾沿岸域の海域調査研究では、駿河湾における反射法音波探査、静岡市及び富士市沖合の地形調査、海底堆積物調査と堆積プロセス研究、海底重力調査があります。陸域調査研究では、富士川河口域における反射法地震探査、三保半島における浅海地下構造調査、平野地下の第四系地質調査、空中磁気探査や沿岸域の水理地質環境調査研究があります。また、海溝型地震履歴解明の研究、北茨城市や仙台湾および仙台平野の津波堆積物に関する放射性炭素年代についての報告です。本報告は、調査終了直後に作成されたため、調査で得られたデータが十分に解析され、その解釈が固まったものではないですが、本研究の概要と現状を示し、沿岸域の地質学の進展と社会への研究成果の迅速な還元をすすめるものです。

ご高覧いただき、活動内容や成果についてご理解いただくとともに、忌憚りの無いご意見を賜りますようお願いいたします。

平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言…牧野雅彦

駿河湾における反射法音波探査結果概要

佐藤智之 …………… 1

駿河湾沿岸域の海底堆積物と堆積プロセス

西田尚央・池原 研 …………… 13

駿河湾静岡市及び富士市沖合の地形調査

荒井晃作・佐藤智之 …………… 29

駿河湾沿岸域の高分解能空中磁気探査

大熊茂雄・中塚 正・山谷祐介 …………… 35

駿河湾沿岸域における海底重力調査

大熊茂雄・駒澤正夫・宮川歩夢・押田 淳 …………… 41

静岡市三保半島における浅部地下構造調査

山口和雄・伊藤 忍・入谷良平 …………… 49

富士川河口地域における反射法地震探査

伊藤 忍・山口和雄・入谷良平 …………… 59

駿河湾北部の沿岸域における平野地下の第四系地質調査

石原武志・水野清秀・本郷美佐緒・細矢卓志 …………… 65

沿岸域の水理地質環境

井川怜欧・町田 功・小野昌彦・平野智章・丸井敦尚・内田洋平・吉岡真弓・シュレスタ ガウラブ・
クラウディア ハートヴィッグ・村中康秀・神谷貴文・渡邊雅之 …………… 77

海溝型地震履歴解明の研究

穴倉正展・藤原 治・行谷佑一・松本 弾 …………… 111

北茨城市から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

澤井祐紀・谷川晃一朗 …………… 133

仙台湾および仙台平野から採取した堆積物の放射性炭素年代

澤井祐紀・田村 亨・中島 礼 …………… 137

Annual Report of Investigations Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2013)

Contents

Preface

Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Suruga Bay, Japan Tomoyuki Sato	1
Marine sediments and their depositional processes in coastal area of Suruga Bay, central Japan Naohisa Nishida and Ken Ikehara	13
Preliminary results of bathymetric mapping off Shizuoka and Fuji cities, Suruga Bay Kohsaku Arai and Tomoyuki Sato	29
High-resolution aeromagnetic survey in the coastal zone of the Suruga Bay area, central Japan Shigeo Okuma, Tadashi Nakatsuka and Yusuke Yamaya	35
Ocean bottom gravity survey in the coastal area of the Suruga Bay, central Japan Shigeo Okuma, Masao Komazawa, Ayumu Miyakawa and Atsushi Oshida	41
Shallow seismic reflection survey at the Miho peninsula, Shizuoka City Kazuo Yamaguchi, Shinobu Ito and Ryohei Iritani	49
Seismic Reflection Survey around the Mouth of Fuji River Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi and Ryohei Iritani	59
Geological investigation of the Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan Takeshi Ishihara, Kiyohide Mizuno, Misao Hongo and Takashi Hosoya	65
Hydrogeological environment in the coastal area Reo Ikawa, Isao Machida, Masahiko Ono, Tomoaki Hirano, Atsunao Marui, Youhei Uchida, Mayumi Yoshioka, Shrestha Gaurav, Claudia Hartwig, Yasuhide Muranaka, Takafumi Kamitani, and Masayuki Watanabe	77
Study of subduction zone paleoearthquakes Masanobu Shishikura, Osamu Fujiwara, Yuichi Namegaya and Dan Matsumoto	111
Radiocarbon ages of samples taken from Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture Yuki Sawai and Koichiro Tanigawa	133
Radiocarbon ages from sediment samples in Sendai Bay and Sendai Plain Yuki Sawai, Toru Tamura and Rei Nakashima	137

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^{1*}
Tomoyuki Sato^{1*}

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。

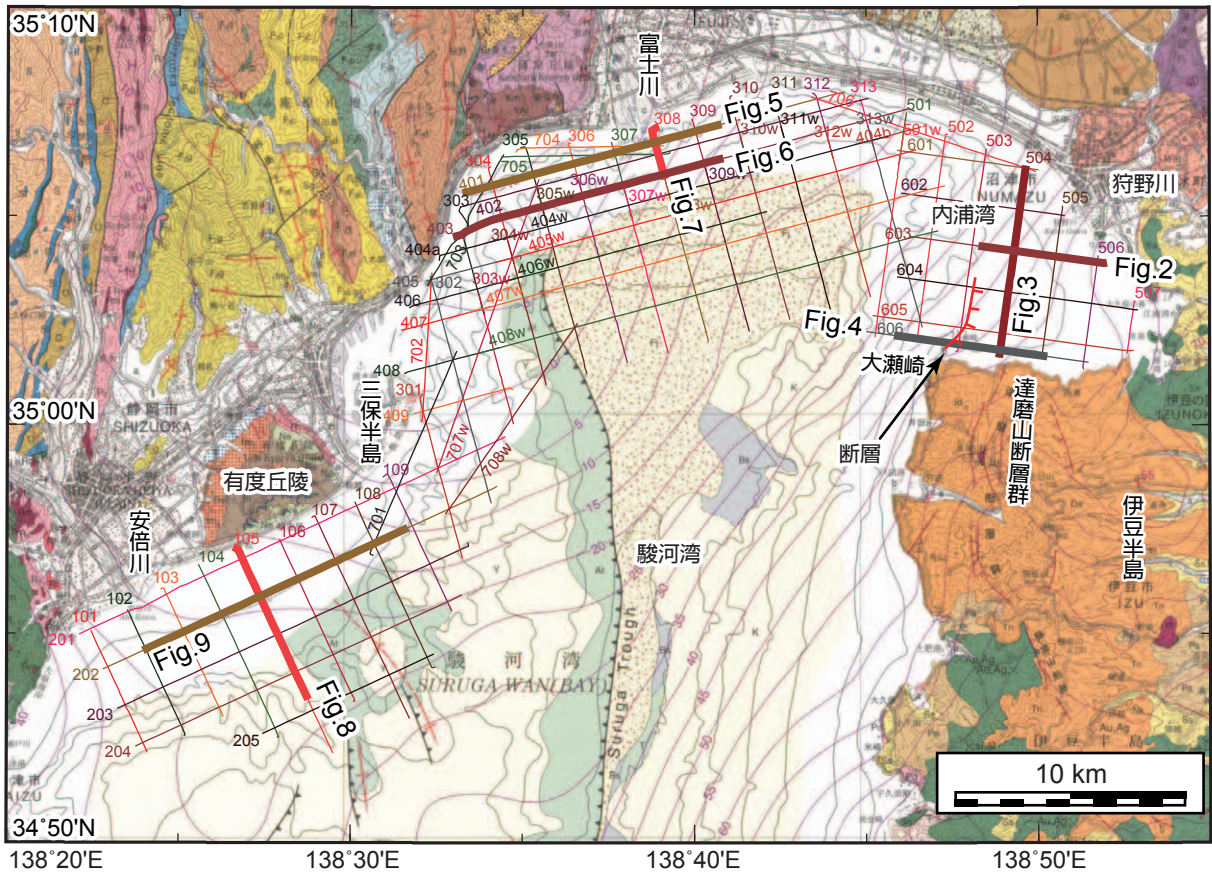
2. 地域概説

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

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, 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 in³, 空気圧力は 140 kg/cm² 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.

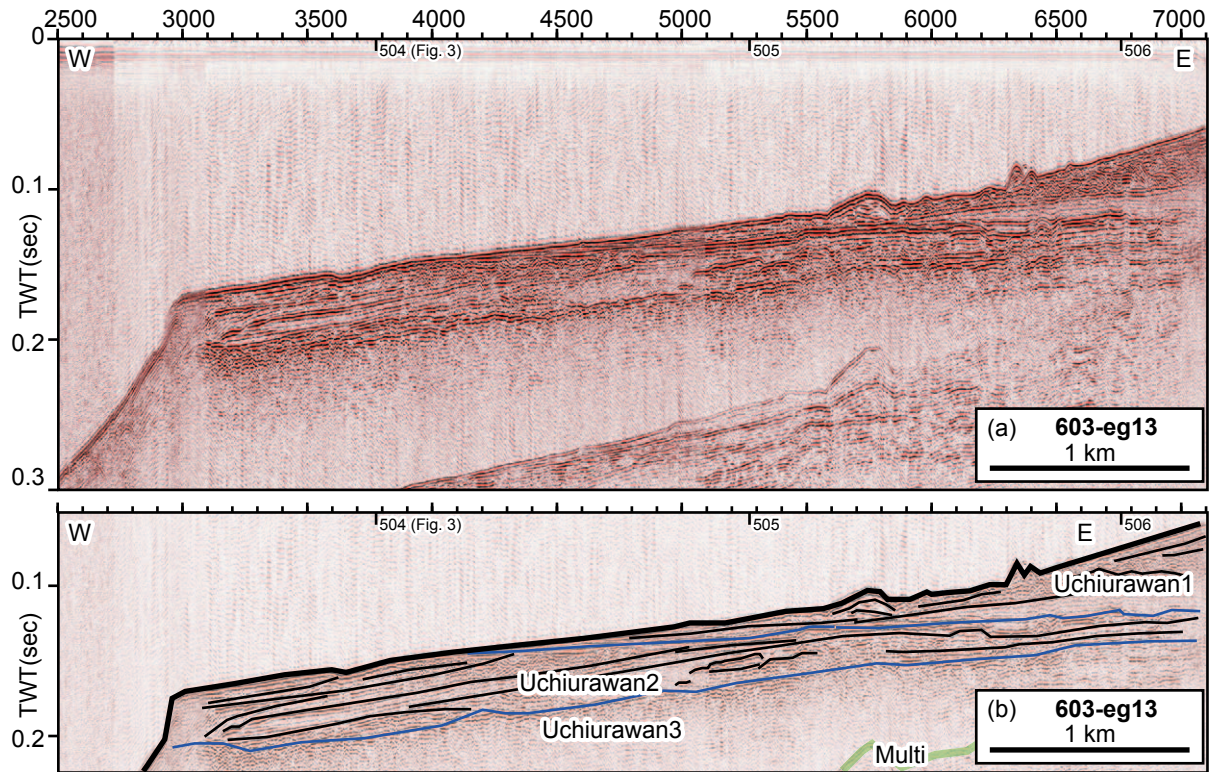
各調査測線は調査工程, 海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが, その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし, 一連の断面として扱った. その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり, ノイズレベルが異なっている場合もある.

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).

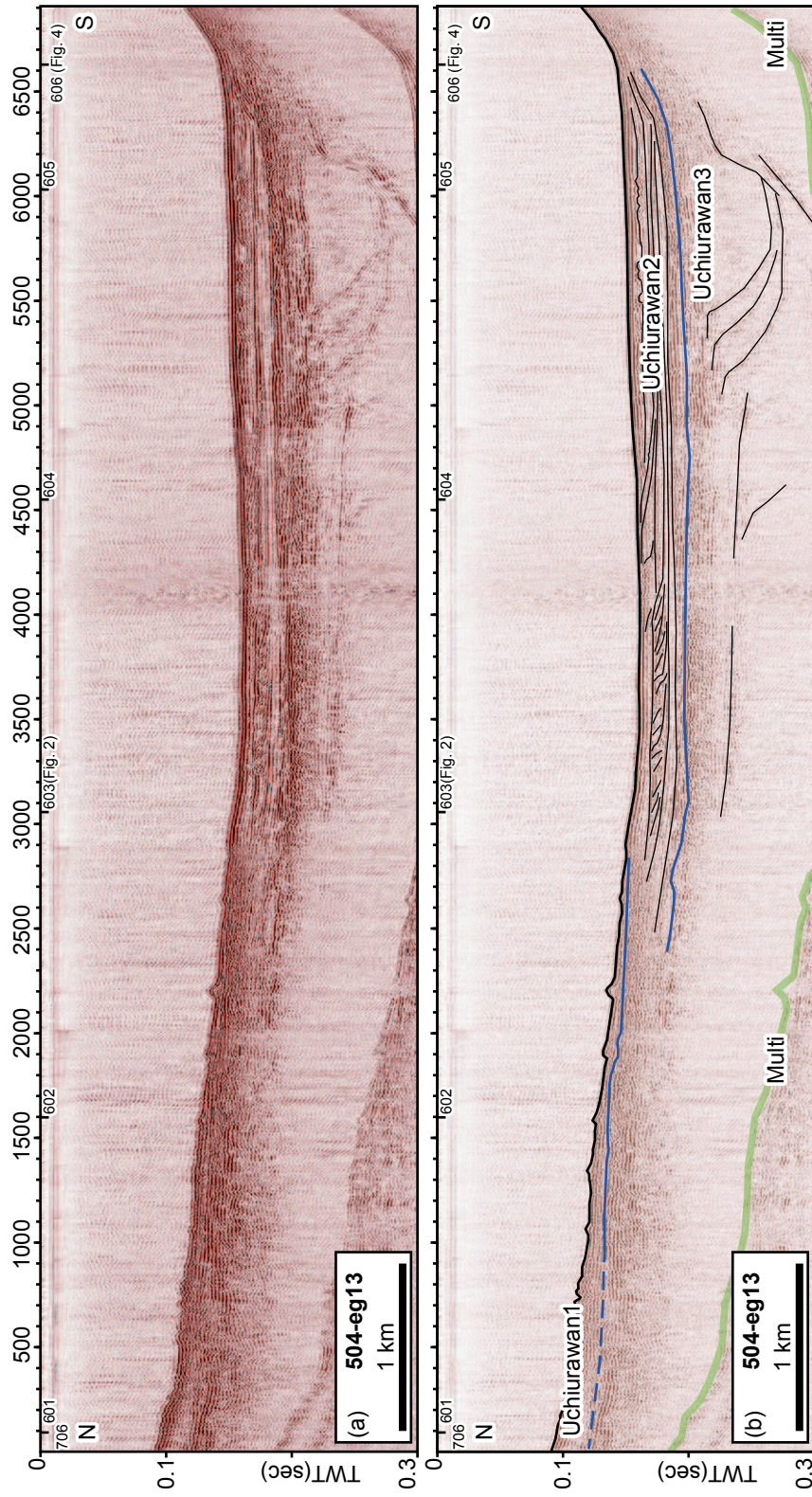
Fig. 2 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 603-eg13.

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)。

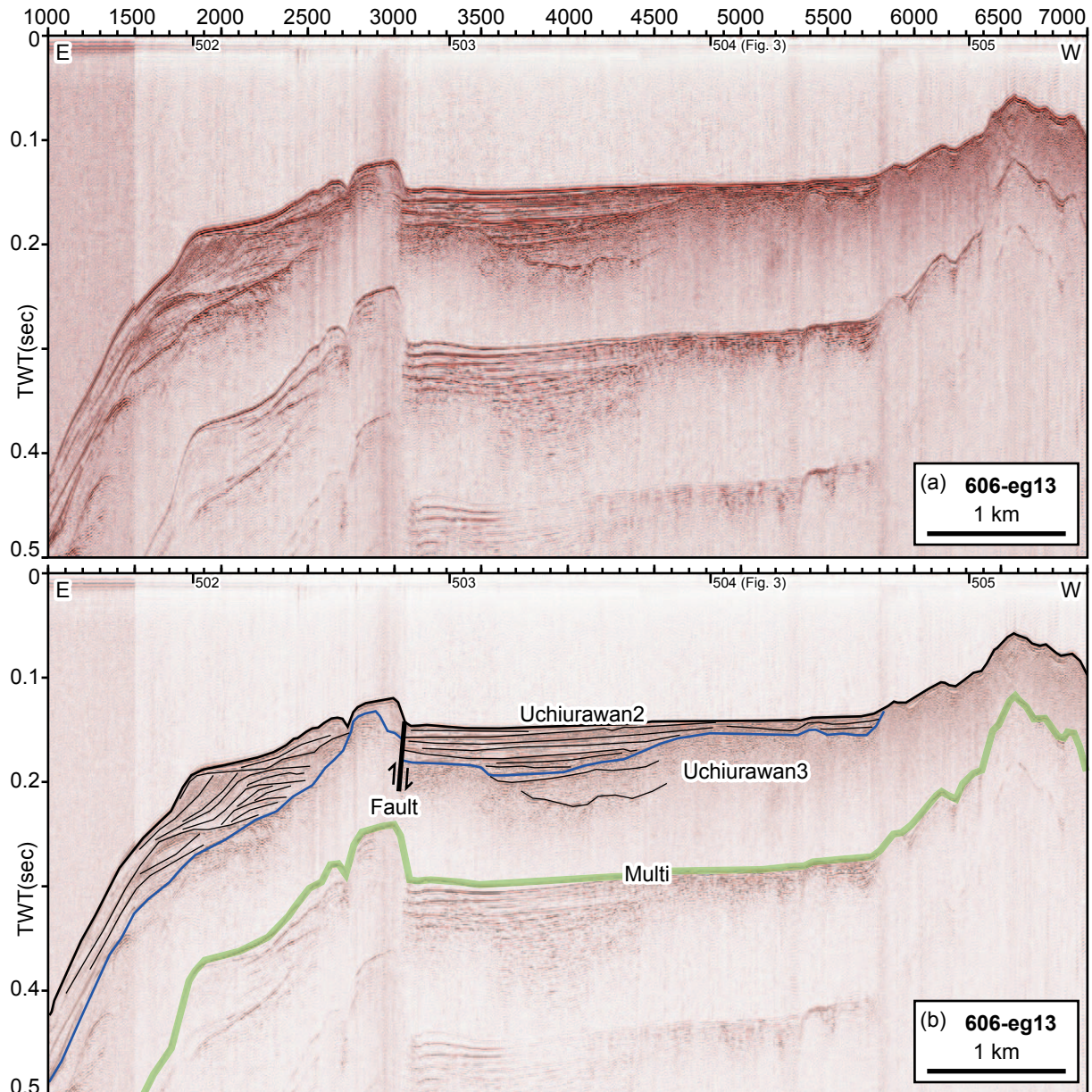
測線 606-eg13 (第 4 図) の SP3100 (大瀬崎沖) において、内浦湾 3 層を変位させる東落ちの断層が認められる。この断層により、30 msec (22.5 m) 程度の断層崖が形成されている。この断層は概ね南北に延び、北隣の測線 605-eg13, さらに北の 604-eg13 でも認められる。垂直変位量は北に向かって減じており、さらに北隣の 603-eg13 では変位が認められない (第

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.

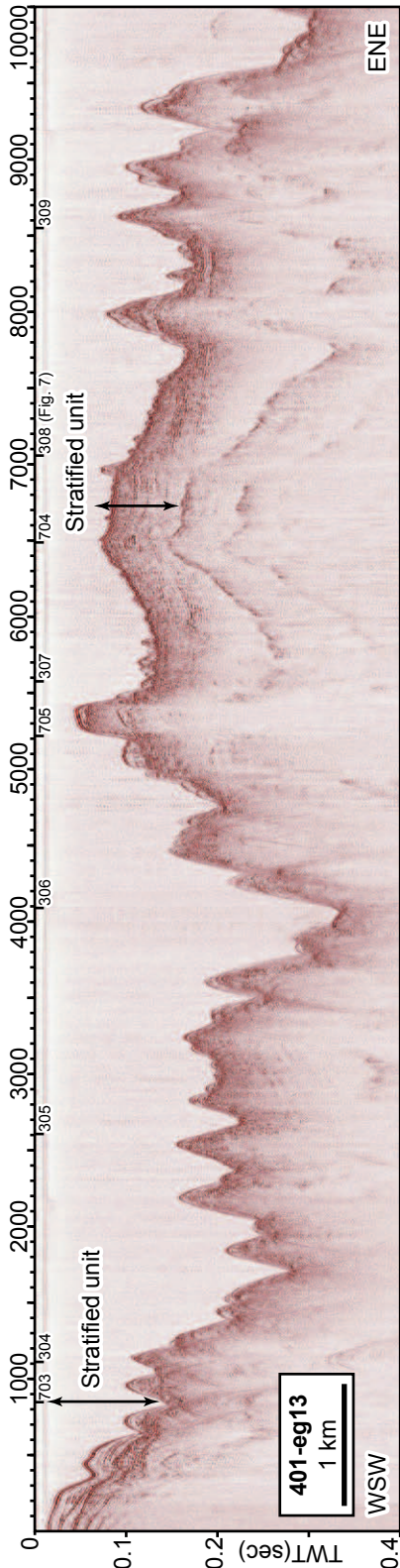
4.2. 富士川河口周辺の地質構造

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。

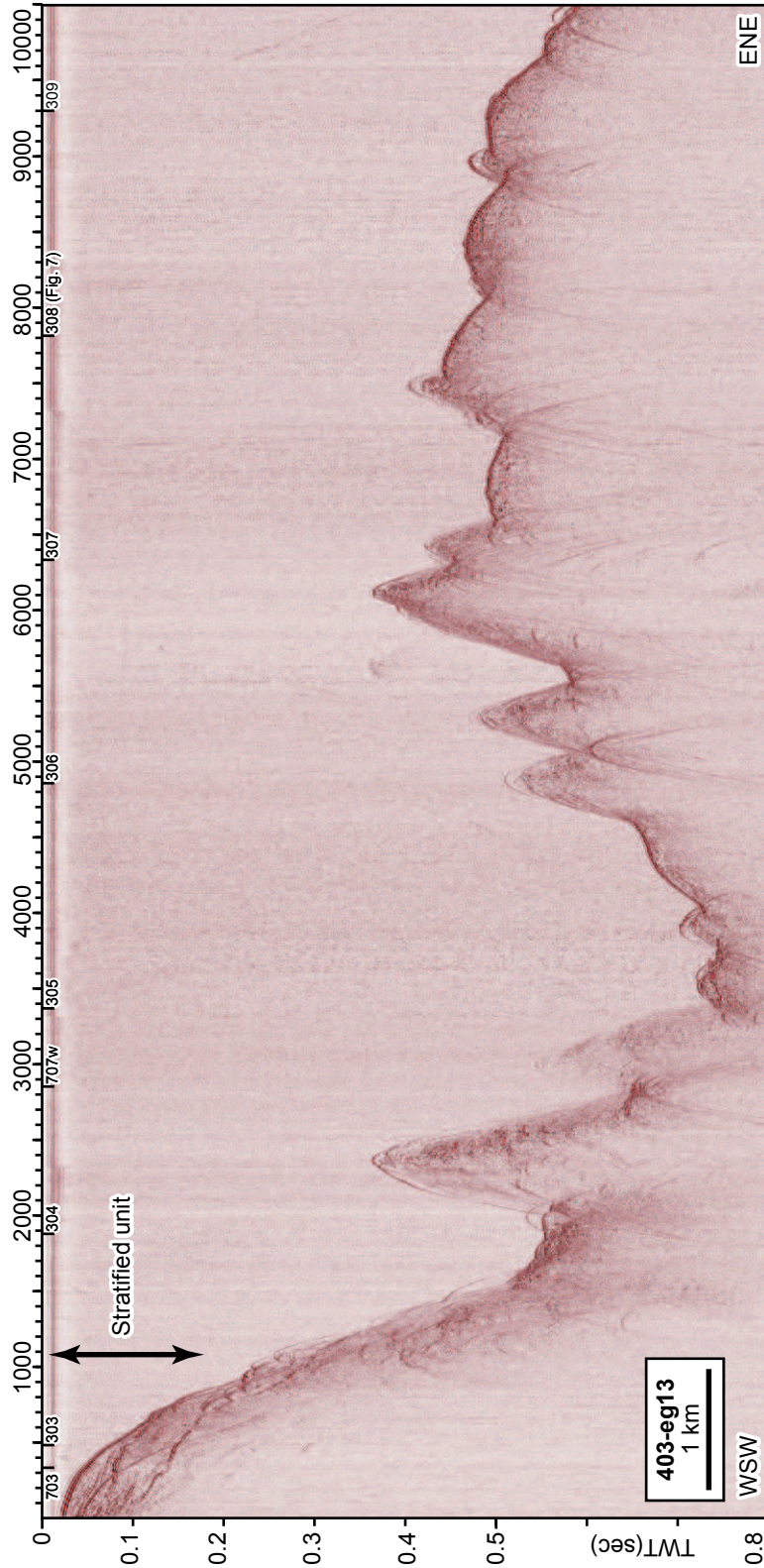
有度丘陵沖に背斜構造が発達しており, 特に安倍川沖2層以下を変形させている。安倍川沖1層は明瞭な変形を示さず, 隆起した安倍川沖2層上面にオンラップする(第9図)。背斜構造の規模について, 両翼が確認できる202-eg13測線で概算すれば, 波長が20 km程度, 隆起量が50 msec(37.5 m)程度となるが, 現状では構造の全容が未解明なので値の信頼性は低い。この背斜構造は, その分布位置から考えて有度丘陵をドーム状に隆起させた構造(土, 1960; 近藤, 1985), および岡村ほか(1999)が沖合で認めた背斜構造と連続する可能性が高い。測線202-eg13のSP4800～5800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

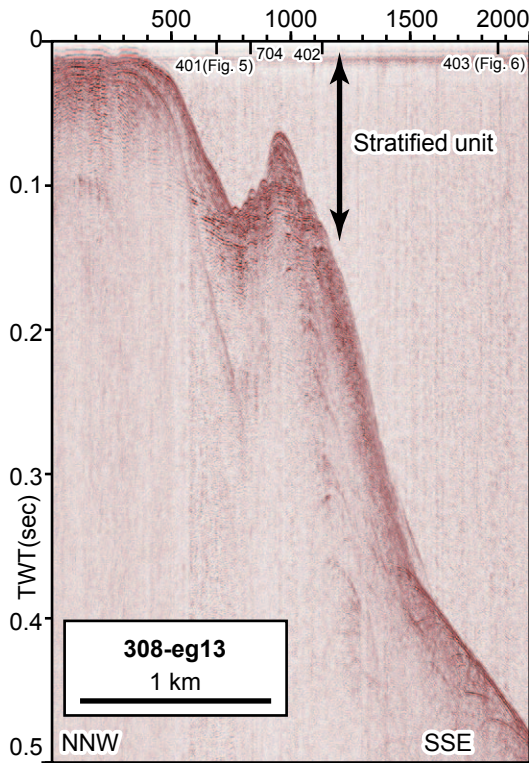


第 6 図 測線 403-eg13 の反射断面図。
Fig. 6 Seismic section of line 403-eg13.

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。

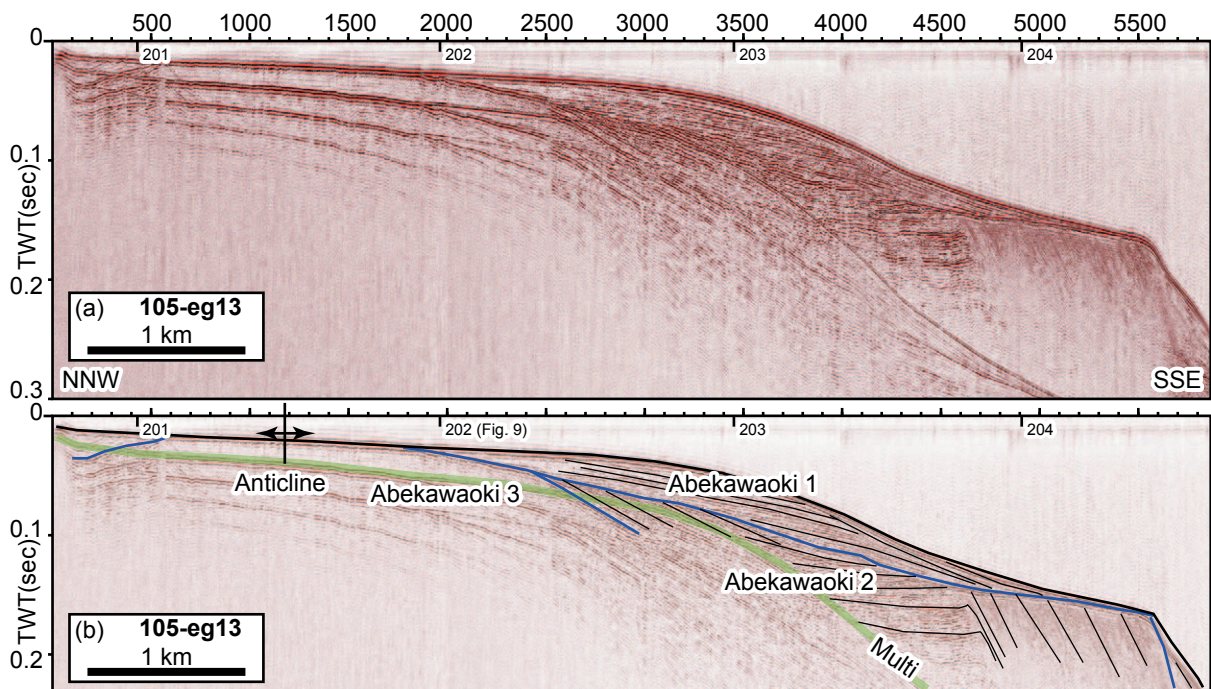
なお、本調査で取得した結果はノイズを除去してより解釈しやすい反射断面を得るため、現在データの再処理を行っている。今後、再処理後の反射断面の解釈を進め、既存研究と照らし合わせながら、詳細を検討し海底地質図としてまとめる予定である。

謝辞

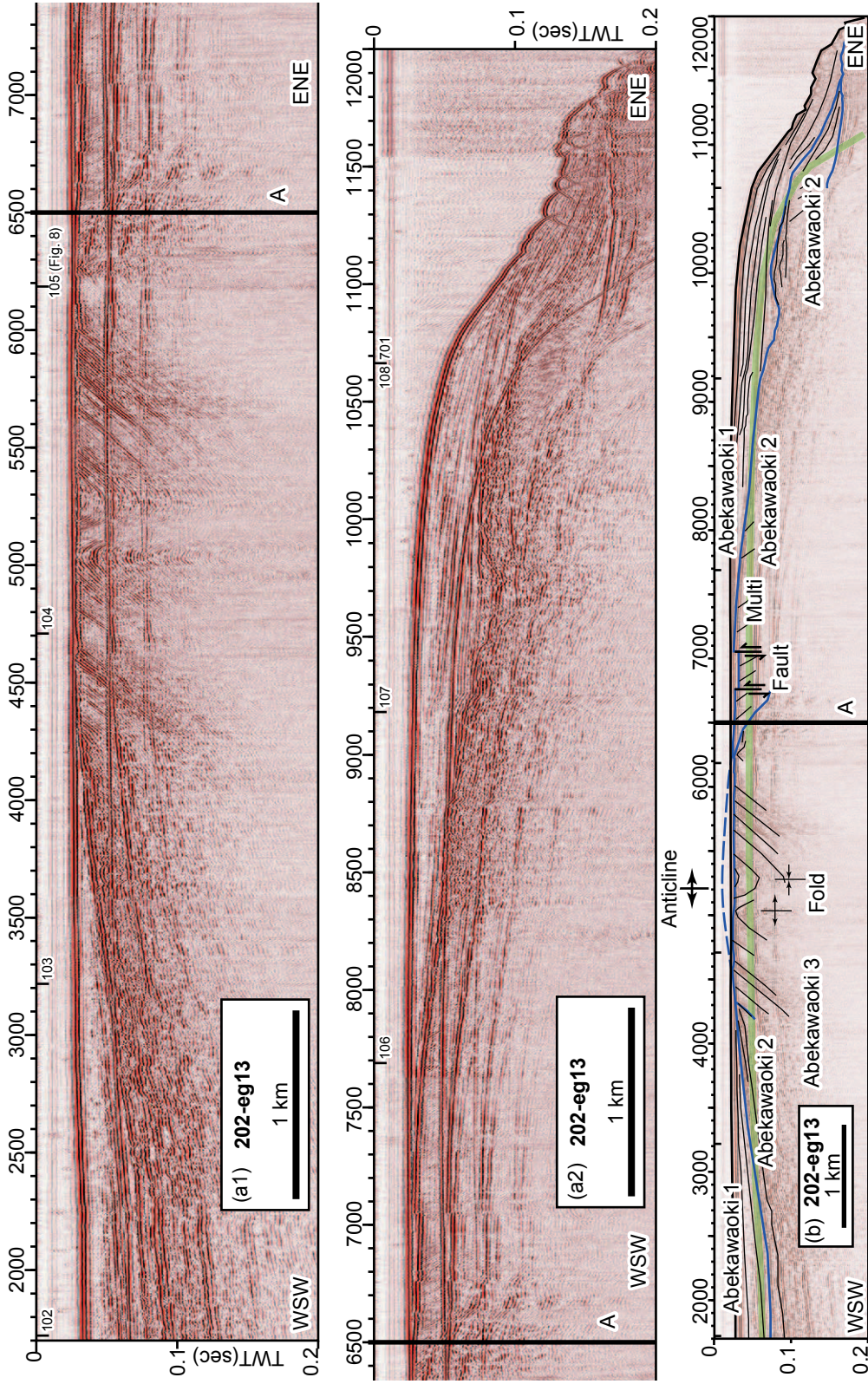
反射法音波探査は総合地質調査株式会社、大和探査技術株式会社の方々に実施していただいた。東海大学の調査船、北斗および南十時を利用し、船長ならびに関係者に変お世話になった。東海大学の坂本泉博士、滝野義幸博士にはたくさんの情報提供をいただき、産業技術総合研究所の村上文敏博士にはデータの処理で助けていただいた。また、地元漁協や関係機関には調査にあたりさまざまな便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

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.

駿河湾沿岸域の海底堆積物と堆積プロセス

Marine sediments and their depositional processes in coastal area of Suruga Bay, central Japan

西田尚央^{1*}・池原 研¹
Naohisa Nishida^{1*} and Ken Ikehara¹

Abstract: Suruga Bay is a structural bay characterized by steep and complicated physiography. The previous studies have investigated spatial distribution of marine sediments in the bay. However, core samples have not been collected from coastal area (~50 m water depth). This study collected core samples with surface sediments mainly from the coastal area for obtaining the basic information that would assist to understand the sediment-transport system from coastal area to deep water. As a result, surface sediments were collected from 20 sites on shelf to slope (28-850 m water depth) by using a grab sampler and G.S.-type surface sediment sampler (Ashura). 31-331 cm-long-core samples were collected from 8 sites (the part of sites for surface sediment sampling) on shelf to slope by using gravity, vibro-, and piston corers. Detailed visual observation, soft-X radiographies, and radiocarbon dating reveal that all the sediments of core samples are interpreted to be formed during the present highstand setting. Furthermore, depositional processes inferred from the lithofacies are variable due to the distinguished physiography and location of river mouths, although all the sites for core samples are on coastal area within only 5 km of coastline.

Keywords: marine sediments, shelf, slope, sedimentation, radiocarbon dating

要旨

駿河湾は、急峻で複雑な海底地形を特徴とする構造性の湾である。従来、駿河湾の中でも沿岸域においては、コア試料の採取が行われてこなかった。しかし、沿岸域から深海域まで含めた一連の堆積物輸送システムの特徴やその時空変化を明らかにするうえで、そのような「空白域」の情報を整備することは重要な課題である。このため、グラブ採泥器を用いた表層採泥およびグラビティコアラー、パイプロコアラー、ピストンコアラーを用いた柱状採泥を行った。その結果、水深 28-850 m の陸棚-斜面の 20 地点から表層堆積物が採取された。また、そのうち 8 地点から長さ 31-331 cm のコア試料が得られた。これらのコア試料は、岩相の特徴や放射性炭素年代測定の結果をふまえると、いずれも現在の高海水準期に形成された堆積物と考えられる。また、各地点は海岸線からの距離が 5 km 以内に位置する「沿岸域」であるものの、急峻で複雑な海底地形や主要な堆積

物供給源となる河川との位置関係に対応して、多様な堆積物が形成されることで特徴づけられる。

1. はじめに

本報告では、駿河湾沿岸域を対象として平成 25 年度に実施された海底堆積物調査の結果についてまとめる。従来、駿河湾における海底堆積物の特徴は、海上保安庁 (1978)、松本・木下 (1978)、大塚 (1980, 1985)、池谷・北里 (1980)、Ikehara et al. (1999) などによって明らかにされている。一方、駿河湾の中でも沿岸域においては、コア試料の採取が行われていない。急峻で複雑な海底地形を特徴とする駿河湾における、沿岸域から深海域までを含めた一連の堆積物の輸送システムの特徴やその時空的变化を明らかにするうえで、そのような「空白域」の情報を整備することは重要な課題である。また、湾奥の沿岸域には、富士川河口断層帯にともなう活断層が分布していると考えられている (例えば、地震調査研究推進本部, 2010)。

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)

このため、海底堆積物の岩相の特徴や厚さ、あるいは形成年代などの情報は、それらの活動度や活動履歴を理解するための基礎資料としても重要である。本報告では、沿岸域を中心として 20 地点で採取された表層堆積物試料およびそのうちの 8 地点で採取されたコア試料の特徴についてまとめ、それらの堆積プロセスについて検討する。

2. 調査地域概略

駿河湾の海底地形の特徴について、佐藤（1985）にしたがってまとめる。駿河湾はフォッサマグナの南端に位置する構造的な湾で、海岸線から湾中央部の駿河トラフに向かって急峻で複雑な海底地形が発達している。陸棚の幅は全体的に狭いのが特徴である。すなわち、御前崎東方では陸棚外縁の水深が 80 m で、陸棚の幅は約 9 km である。陸棚の幅は湾奥に向かって減少し、焼津沖では約 1 km である。焼津沖からさらに湾奥の富士川河口沖にかけては陸棚外縁の水深が 50-60 m で、陸棚の幅は 2-3 km である。また、富士川河口沖から東側では基本的に陸棚の発達に乏しいが、湾奥東端に位置する内浦湾では陸棚が発達しており、陸棚外縁水深が 140-150 m で陸棚の幅は最大約 8 km である。一方、駿河トラフを境として東側は陸棚の発達が弱い。陸棚外縁の水深は 120-200 m で、陸棚の幅はおよそ 3 km である。

駿河湾の主な海底地形は陸棚外縁から駿河トラフにいたる斜面によって分類される。斜面の勾配は、御前崎沖から焼津沖までの範囲で約 11°、焼津沖から蒲原沖までの範囲で約 8.5°、内浦湾沖から伊豆半島西岸松崎沖までの範囲で 7-11° である。

斜面域では海底谷が発達している。これらは、主に水深 1,600-2,200 m で湾中央部の駿河トラフに接続する。水深 800-1,000 m で石花海海盆に接続する海底谷もあるが、これらも合流して石花海堆の北側を通じて駿河トラフに接続する。谷の形状は、直線状のものだけでなく蛇行するものや樹状に分岐や合流をするものがあり多様である。このうち大規模な谷は、谷幅が 500 m 以上ある。一方、斜面域中腹で消失する中規模な谷および陸棚外縁付近のみに発達する小規模な谷は、谷幅がそれぞれ 100-500 m、100 m 未満である。

湾中央部の駿河トラフ西側には、石花海堆が存在する。最も浅い部分は水深 32 m で、頂部は平坦である。

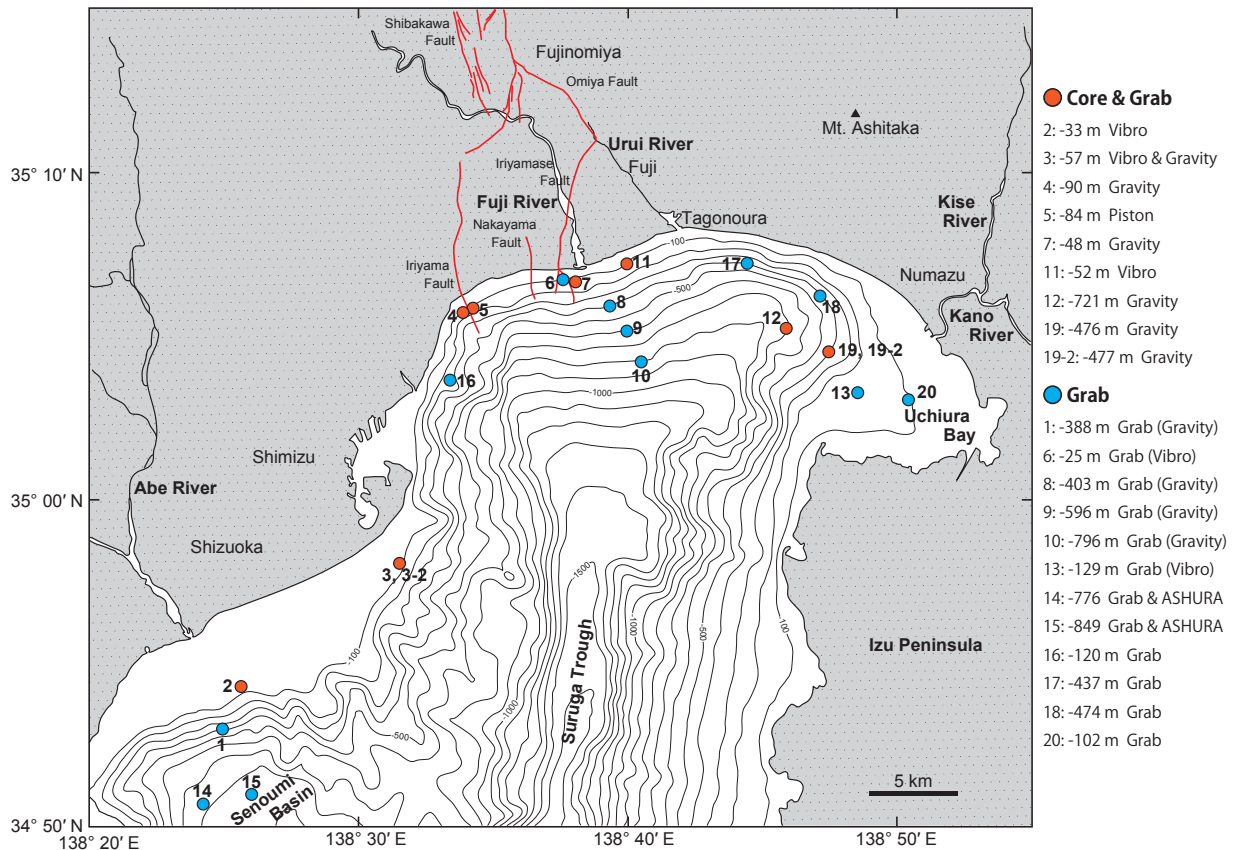
この西方には、駿河湾西岸の陸棚との間に、最深部が水深 925 m の凹地である石花海海盆が発達している。石花海海盆の西側の斜面では、この地域を震源とする 2009 年の駿河湾地震によって、海底地すべりが発生したと考えられている (Baba et al., 2012; Matsumoto et al., 2012)。

3. 調査・分析方法

本調査では、従来堆積物試料、とくにコア試料の採取が行われてこなかった範囲を対象に、合計 20 点の採泥点を設定した。すなわち、安倍川沖から三保半島沖に至る湾西部で 5 地点、由比沖から田子の浦沖に至る湾奥中央部で 10 地点、湾奥東部の沼津市沖内浦湾の 5 地点である（第 1 図、第 1 表）。このうち湾奥中央部の 4 点については、富士川河口断層帯にともなう入山断層および入山瀬断層の海域延長部（例えば、地震調査研究推進本部、2010）をそれぞれ挟むように設定した。

全ての採泥点では、スミス・マッキンタイヤー式採泥器（第 2 図 A）による表層堆積物の採取を行った。得られた表層堆積物試料について、船上で 20 × 6 × 5 cm のプラスチックケース（有田式）を用いてグラブ採泥器から柱状試料（以下サブコア試料とよぶ）を 2 本採取した。サブコア試料は、主にコア試料最上部の状態確認のために用いた。また、湾西部の石花海堆にあたる地点 14 および 15 の 2 点のみ、G.S. 型表層採泥器（アシュラ）（第 2 図 B）を用いた不攪乱表層堆積物試料を採取した。このアシュラは、長さ 60 cm で内径 8.2 cm のアクリルパイプ 3 本で同時に試料を採取できる。

表層採泥を行った 20 地点のうち、13 地点で柱状採泥を実施した。このうち 8 地点からコア試料が得られた。5 地点では後述するように主に底質の状態が原因となって試料を得ることができなかった。柱状採泥は、底質や水深ならびに海底地形の状況に応じて、パイプロコアラ、グラビティコアラ、ピストンコアラを使い分けた（第 2 図 C, D, E）。パイプロコアラはバレル長 6 m でインナーチューブ内径 88 mm、グラビティコアラは、バレル長 5 m あるいは 3 m でインナーチューブ内径 114 mm、ピストンコアラは、バレル長 8 m でインナーチューブ内径 75 mm のものをそれぞれ使用した。採泥作業にあたっては、川崎地質株式会社に一連の作業を依頼し、作業船



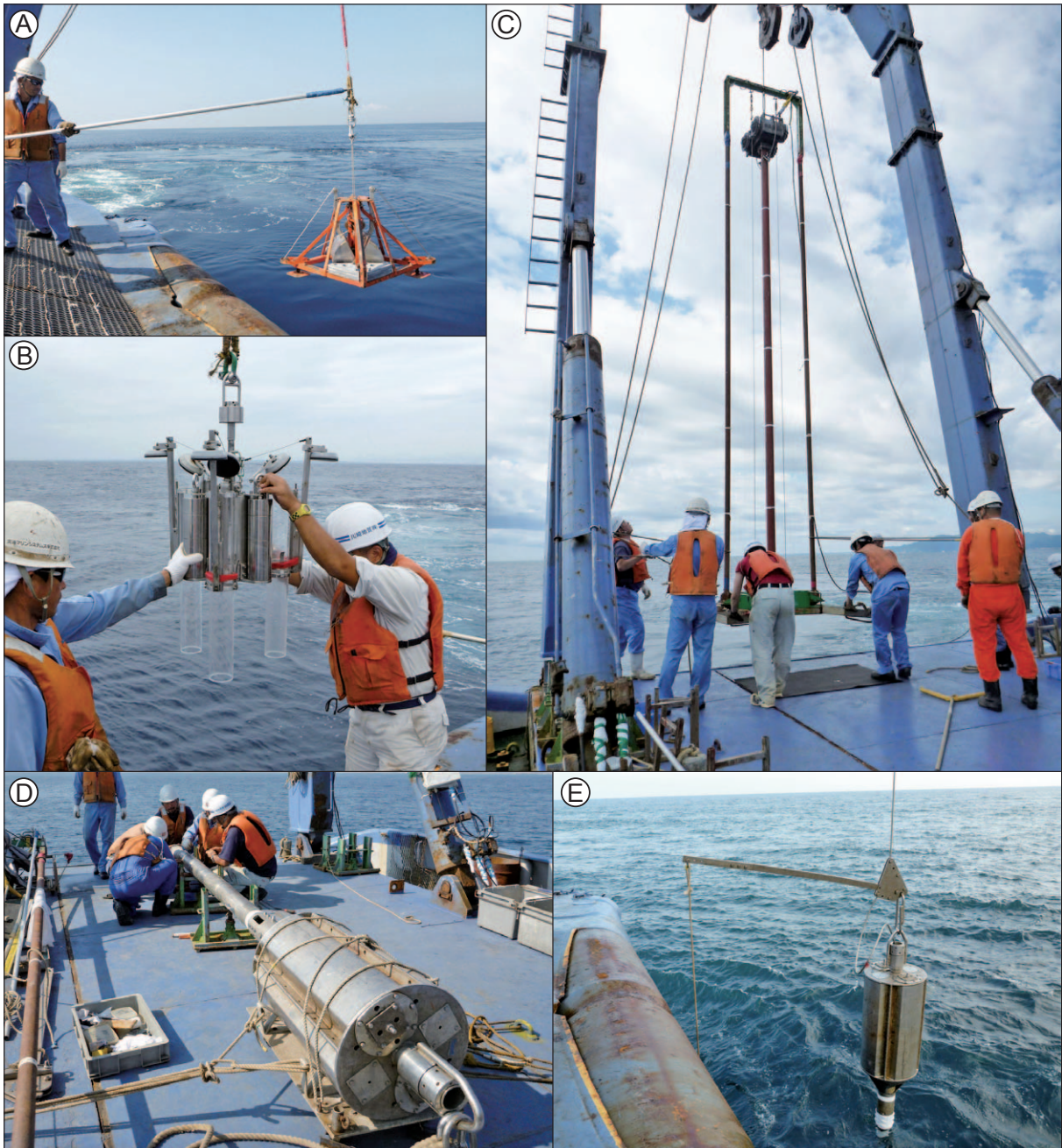
第1図 調査海域における採泥点の位置図。断層の分布は、地震調査研究推進本部（2010）に基づく。
 Fig.1 Map showing sampling sites in the Suruga Bay, central Japan. Distribution of faults is based on Headquarters for Earthquake Research Promotion (2010).

挑洋丸（268 トン、金谷繁樹船長）（第3図）を使用して2013年9月8日から18日にかけて実施した。なお、9月16日には台風18号の通過ともなって調査海域を含む周辺地域では大雨が降った。例えば、静岡市葵区井川で16日に371.0 mmの降水量を記録したのをはじめ、15-16日の総降水量は駿河湾沿岸域から流入河川の上流部までの範囲で100-300 mmであった（気象庁，2014）。

採取された堆積物試料のうち、表層堆積物のサブコア試料は乾燥を防いだ状態で産業技術総合研究所に運搬した。一方、コア試料は現地ですべて1 mごとに分割したのち、バイブロコアとピストンコア試料については川崎地質株式会社が半割したうえで乾燥を防いだ状態で産業技術総合研究所に運搬した。また、グラビティコア試料については、1 mごとに分割した状態のまま乾燥を防いだ状態で産業技術総合研究所に運搬した。運び込まれた試料のうち、表層堆積物試料のサブコア試料2本については、1本は包丁で分割し、整形後に写真撮影、肉眼記載および軟エックス線写真撮影を行った。残りの1本は保存用とした。一方、コア試料に

第1表 サンプル採取地点の座標と水深。
 Table 1 Sampling locations and water depths.

Site	Latitude	Longitude	Water depth (m)
1	34°53'00.0"N	138°24'55.0"E	388
2	34°54'18.7"N	138°25'36.6"E	33
3	34°58'04.1"N	138°31'29.6"E	57
3-2	34°58'04.0"N	138°31'29.9"E	56
4	35°05'44.0"N	138°33'50.9"E	90
5	35°05'52.0"N	138°34'13.0"E	84
6	35°06'43.9"N	138°37'33.8"E	25
7	35°06'40.3"N	138°38'02.2"E	48
8	35°05'56.0"N	138°39'28.4"E	403
9	35°05'09.9"N	138°39'56.0"E	596
10	35°04'13.6"N	138°40'27.8"E	796
11	35°07'12.9"N	138°39'56.0"E	52
12	35°05'15.1"N	138°45'51.1"E	721
13	35°03'17.4"N	138°48'29.8"E	129
14	34°50'42.0"N	138°24'11.9"E	776
15	34°51'00.0"N	138°25'59.9"E	849
16	35°03'40.0"N	138°33'22.1"E	120
17	35°07'14.0"N	138°44'23.9"E	437
18	35°06'14.4"N	138°47'06.1"E	474
19	35°04'31.9"N	138°47'25.6"E	476
19-2	35°04'32.0"N	138°47'25.3"E	477
20	35°03'04.1"N	138°50'22.6"E	102



第 2 図 本調査で用いた採泥器。

A: スミス・マッキンタイヤ式グラブ採泥器. B: G.S. 型表層採泥器 (アシュラ).
C: バイブロコアラー. D: グラビティコアラー. E: ピストンコアラー.

Fig. 2 Samplers used in this study.

A: Smith-McIntyre Grab sampler. B: G.S.-type surface sediments sampler (Ashura).
C: Vibrocorer. D: Gravity corer. E: Piston corer.

については、グラビティコア試料のみ実験室においてテグスを用いて半割した。これを含めいずれのコア試料についても、半割したコア試料の片側を研究用、もう一方を保存用とした。このうち研究用のコア試料については、半割面を整形後に写真撮影、肉眼記載および粗粒部以外を対象に軟エックス線写真撮影を行った。さらに、二枚貝、巻貝、ウニの殻および植物片を対象に、放射性炭素年代測定を行った。年代測定用に採取した試料は、ほぼ離弁で破片化したものであった。こ

れらについて、超音波洗浄機を用いておよそ 15 分洗浄後、40 °C に設定した乾燥器で十分に乾燥させた。その後、(株)地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析法を用いて分析を行った。得られた年代値について、ソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) により、MARINE09 データセット (Reimer et al., 2009) を用いて暦年較正を行った。海洋リザーバー効果の補正には、駿河湾と同様に太平洋側に位置する三浦半島で得られた 7 つの海洋リザーバ



第3図 本調査で用いた作業船挑洋丸。
Fig. 3 Choyo-maru used in this study.

一値 (Shishikura et al., 2007) の平均値 $\Delta R = 133 \pm 16$ yr を用いた。本報告では、暦年の確率分布中央値を用いる。

4. 結果

全 20 地点でグラブ採泥による表層堆積物試料が採取された (第4図)。このうち 8 地点から長さが 31-331 cm のコア試料が採取された (第5図)。また、2 地点からはアシュラによってショートコア試料が採取された。ここでは、コア試料および表層堆積物試料から得られたサブコア試料の岩相の特徴についてはじめにまとめる。次に、コア試料を対象とした放射性炭素年代測定の結果についてまとめる。

4.1 岩相の特徴

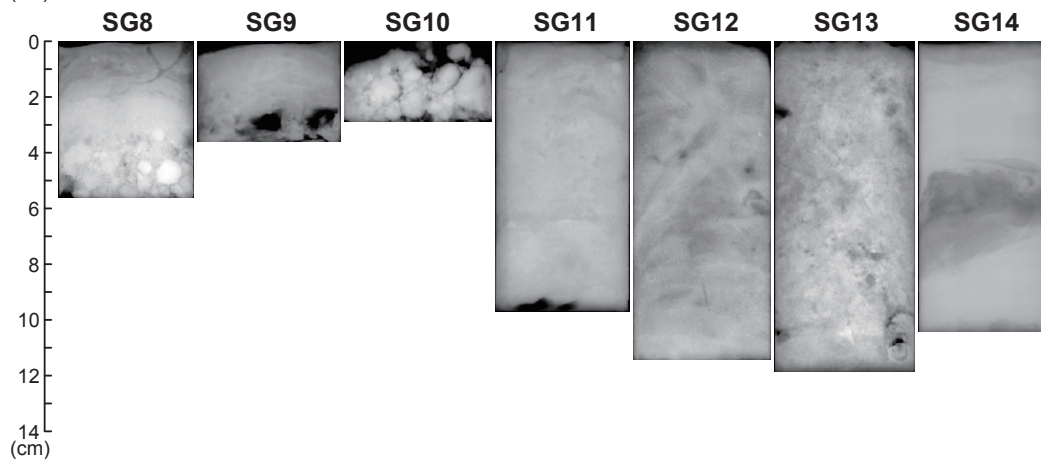
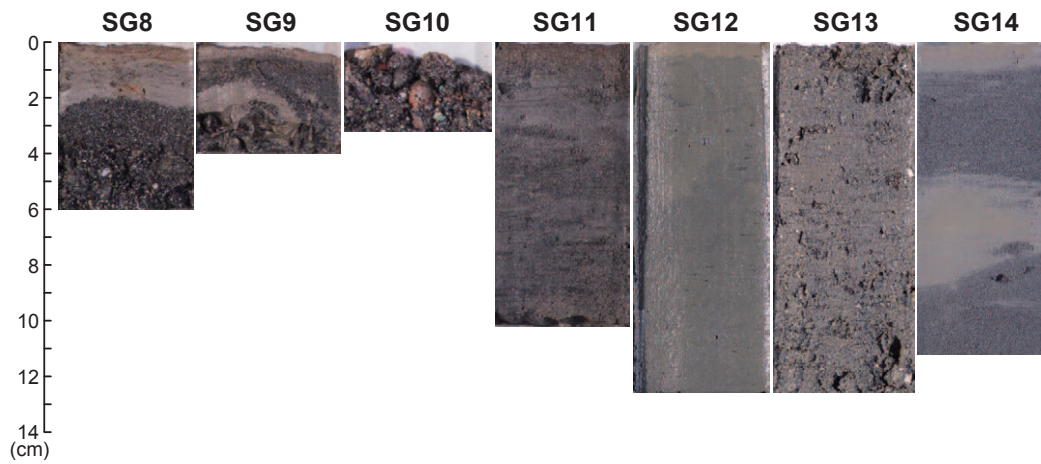
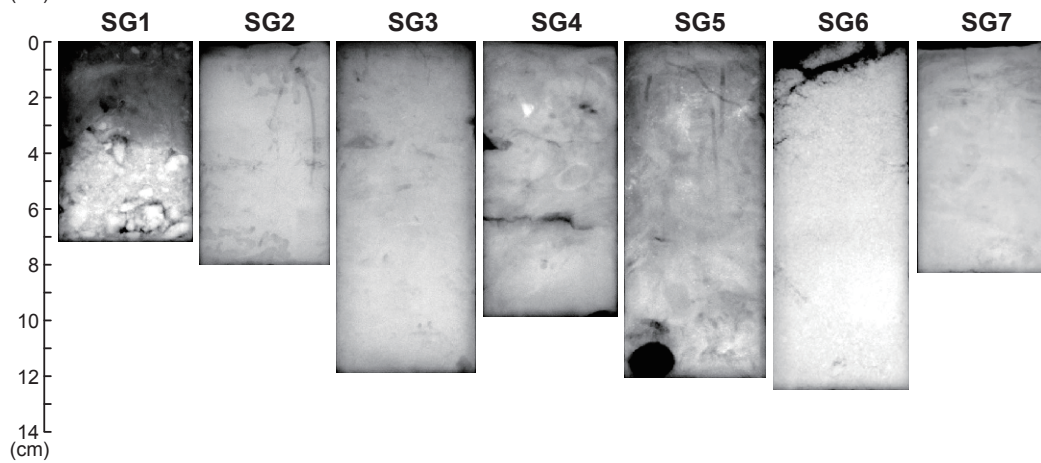
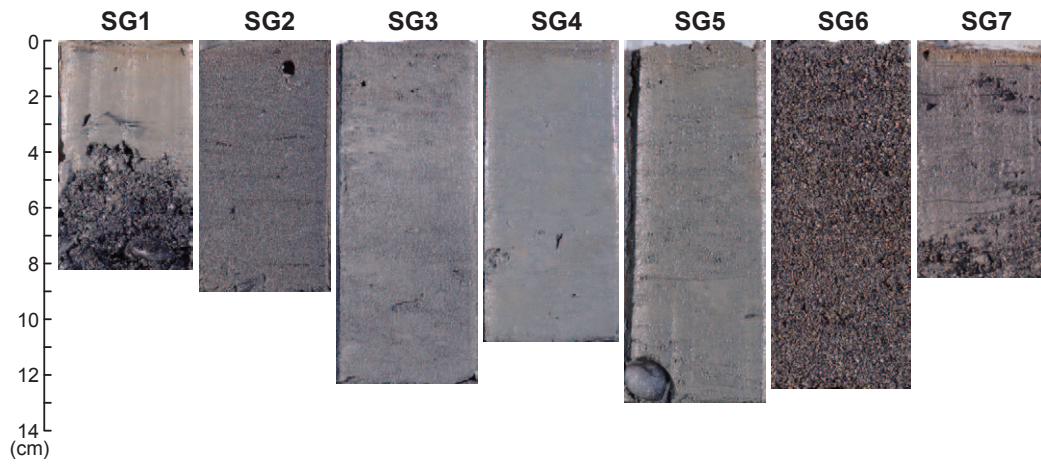
4.1.1 湾西部：安倍川 - 三保半島沖

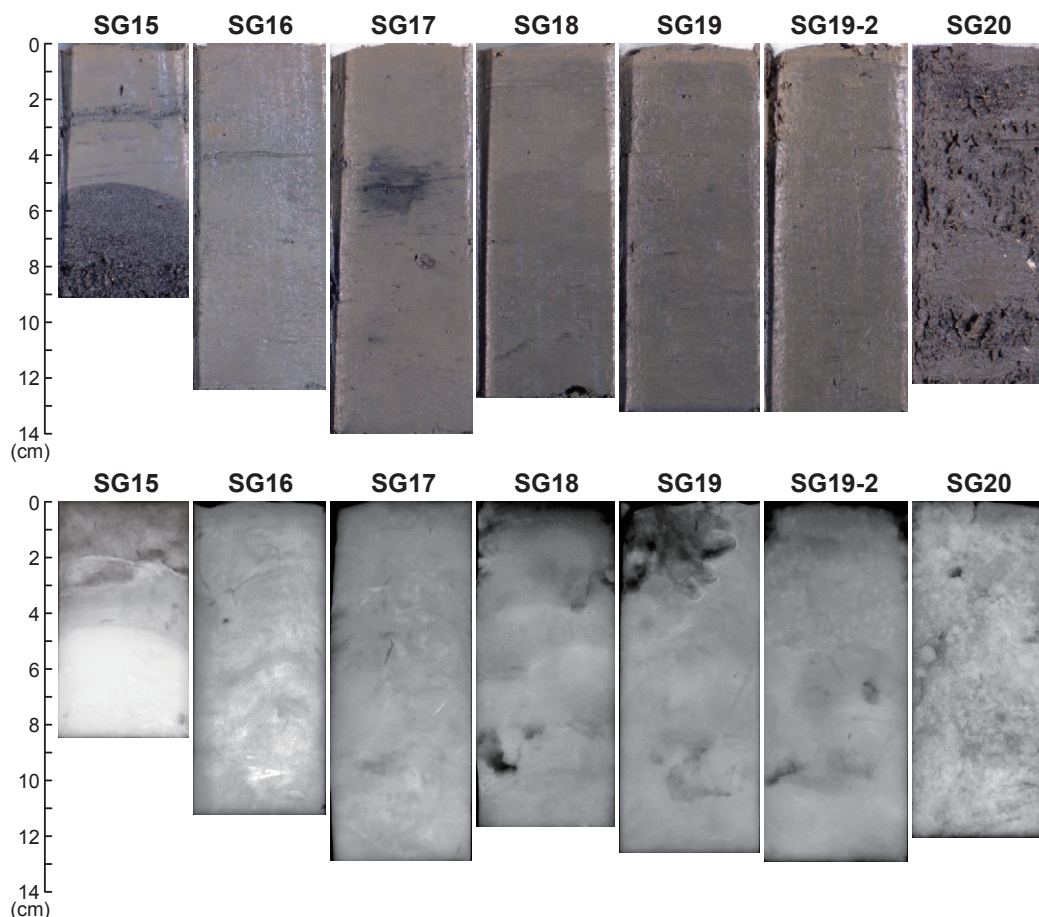
安倍川河口沖の斜面に位置する地点 1 (水深 386 m) からは表層堆積物試料のみが得られた。グラブ採泥によって採取された試料から、長さ 8.2 cm のサブコア試料 (SG1) が得られた。このうち下部の 3.7 cm は最大径 2.8 cm の中礫をともなう粗粒砂 - 細礫によって構成される。この上位の 4.5 cm は粘土で構成される。この粘土にはラミナなどの堆積構造は認められない。なおこの地点ではグラビティコアラを用いて

コア試料の採取を試みたが、試料を得ることはできなかった。揚収後のコアラの先端がつぶれていたことから、表層堆積物試料の下部に認められるような粗粒堆積物にコアラがあたって貫入しなかった可能性が考えられる。

安倍川河口沖の陸棚上に位置する地点 2 (水深 33 m) からは、パイプロコアラによって長さ 121 cm のコア試料 (SC2) が採取された。このコア試料は、下部、中部、上部の3つのユニットで構成される。コア深度 121-69 cm の下部は、泥で充填された生痕や貝殻片をともなう極細粒 - 細粒砂である。コア深度 24-69 cm の中部は、淘汰の良い極細粒 - 細粒砂で構成され、弱いラミナが認められる。下位のユニットとの境界はシャープである。コア深度 24-0 cm の上部は、生物擾乱の発達した極細粒 - 細粒砂で構成され、貝殻片をともなう。下位のユニットとの境界は、生物擾乱の影響で不明瞭である。また、グラブ採泥によって採取された表層堆積物試料から、長さ 9 cm のサブコア試料 (SG2) が得られた。岩相は、9 cm 全てが淘汰の良い極細粒砂で特徴づけられ、コア試料の特徴と同様である。

安倍川河口沖の石花海盆の端に位置する地点 14 (水深 774 m) からは、グラブ採泥による表層堆積物試料とアシュラによるショートコアが採取された。表



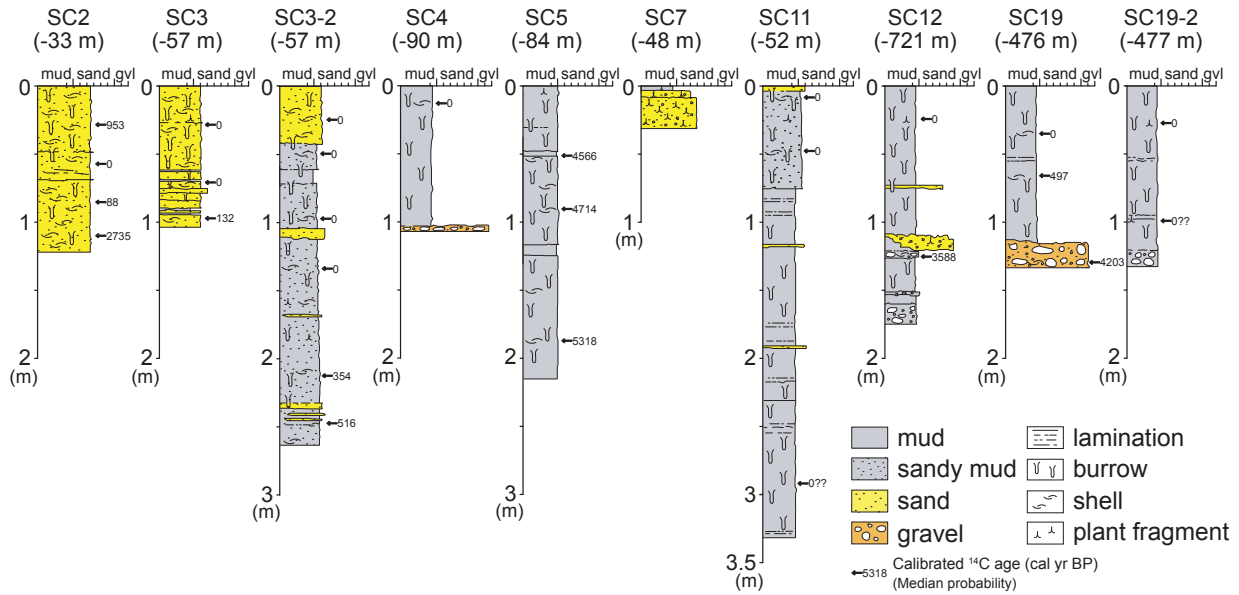


第4図 グラブ採泥によって採取された表層堆積物試料のサブコア試料の写真(上段)と軟エックス線写真(下段).
Fig. 4 Core images with X-radiographs of sub-core samples obtained from grab samples.

層堆積物試料からは、長さが 11.1 cm で、主に砂層と泥層の互層から構成されるサブコア試料 (SG14) が得られた。すなわち、コア深度 11.1-8.3 cm は主に淘汰の良い極細粒砂で、上部に向かって細粒化を示し、最上部はシルト質極細粒砂である。コア深度 8.3-4.5 cm は、生物擾乱がまれて堆積構造も認められない塊状シルトである。コア深度 4.5-1.1 cm は、淘汰の良い極細粒砂である。下位のシルトとの境界は生物擾乱をとともなう。コア深度 1.1-0 cm は、粘土質シルトで、下位の極細粒砂との境界はシャープである。アシュラによるショートコア (SA14-2) でも、ほぼ同様の層序を示す試料が得られている。すなわち、全長 15.5 cm の試料のうち、コア深度 15.5-8.0 cm は黒色の淘汰のよい極細粒砂であり、その上位の 8.0-5.5 cm は塊状のシルト、5.5-2.5 cm は淘汰のよい黒色の極細粒砂で、2.5-0.8 cm には再びシルトが重なる。ただし、最表層の 0.8 cm は砂質シルトからなる点のみサブコア試料と異なる。

安倍川河口沖の石花海盆の端に位置する地点 15 (水深 850 m) からは、グラブ採泥による表層堆積

物試料とアシュラによるショートコアが採取された。表層堆積物試料からは、長さが 9.1 cm で、下部が砂層、上部が砂層を挟在するシルトで構成されるサブコア試料 (SG15) が得られた。すなわち、コア深度 9.1-5.3 cm は、淘汰の良い砂層で、下部の細粒-粗粒砂から上部のシルト質極細粒砂に上方細粒化を示す。コア深度が 5.3-0 cm は下位の砂層とシャープな境界面をもつ塊状の粘土質シルトである。下部にはレンズ状のシルト質極細粒砂が認められる。また中部には、植物片をとともなうシルト質極細粒砂が挟在する。この砂層の直下には、極細粒砂で充填される生痕が複数認められる。全長 28 cm の試料が得られたショートコア (SA15-2) の岩相は、コア深度 10.5 cm 以下は極細粒砂-粗粒シルトのパッチが散在する砂質シルトからなる。この岩相はサブコア試料には認められない。この上位の 10.8-8.0 cm は弱い上方細粒化を示す極細粒砂であり、これは厚さ 2.5 cm (深度 8.0-5.5 cm) の生物擾乱を伴うシルトに覆われる。このシルト層は、厚さ 0.5 cm (深度 5.5-5.0 cm) の植物片を伴う薄い黒色の極細粒砂-粗粒シルトに覆われ、その上位を塊状



第 5 図 コア試料の柱状図および年代測定の結果。
 Fig. 5 Columnar sections of core samples. See Figure 1 for sampling locations of each core.

のシルト層が覆う。最表層の 0.5 cm には表面酸化層が認められる。同じ地点の別のショートコア(SA15-5; 全長 18.5 cm) もほぼ同じ岩相層序を示すが、最下部の岩相(深度 18.5-10.5 cm) は粗粒砂 - 細礫が散在する黒色の細粒砂からなる点が異なる。それ以上は、深度 10.5-9.0 cm に極細粒砂, 9.0-7.0 cm に生物擾乱を伴うシルト, 7.0-6.5 cm に植物片を含む粗粒シルト, 6.5 cm 以上に塊状シルトが認められ、試料表面に表面酸化層が確認される。

三保半島沖の地点 3 (水深 56 m) からは、バイプロコアラーとグラビティコアラーによって、それぞれ長さ 103 cm と 206 cm のコア試料が採取された。また、グラブ採泥によって得られた表層堆積物試料から、長さ 12.2 cm のサブコア試料が得られた。バイプロコアの試料(SC3) は、下部と上部の 2 つのユニットによって構成される。コア深度 89.0-61.5 cm の下部は、主に生痕をともなう泥質極細粒砂からなり、厚さが 0.5-1 cm の泥の挟在が認められる。この泥の上下の砂質堆積物との境界はいずれもシャープで、内部にラミナなどの堆積構造は認められない。コア深度 61.5-0 cm の上部は、生物擾乱をともなう泥質極細粒砂である。一部で貝殻片や植物片が認められる。一方、グラビティコアの試料(SC3-2) は、下部と上部のユニットによって構成される。コア深度 263.0-43.0 cm の下部は、主に生物擾乱を受けた砂質シルトである。貝殻片や植物片も認められるとともに、一部には、厚さが 0.5-1.3 cm の淘汰の良い極細粒 - 細粒砂や、レン

ズ状の極細粒砂や泥を挟在する。コア深度 43.0-0 cm の上部は、生物擾乱を受けたシルト質極細粒砂である。下位のユニットとの境界は生物擾乱をともなう。一部で貝殻片が認められる。これら 2 本のコア試料とともに採取された表層堆積物のサブコア試料(SG3) は、長さ 12 cm の全てが生物擾乱の影響を受けるシルト質極細粒砂である。一部で弱いラミナや貝殻片をともない、2 本のコア試料の特徴と同様である。

4.1.2 湾奥中央部：由比 - 田子の浦沖

興津川河口沖の東の斜面に位置する地点 16 (水深 120 m) からは、グラブ採泥による表層堆積物が採取された。ここから得られたサブコア試料(SG16) は長さが 12.4 cm で、一部に生物擾乱が認められるシルト質極細粒砂で構成される。

由比沖の斜面に位置する地点 4 と 5 は、入山断層の海域延長部(地震調査研究推進本部, 2010) を挟むように設定された。地点 4 (水深 93 m) からは、グラビティコアラーによって長さ 105 cm のコア試料(SC4) が採取された。このコア試料は、最下部に最大 6 cm の礫をともない、これ以外は下部から上部を通じ生物擾乱の発達したシルト質粘土で構成される。一部には、貝殻片や材片が認められる。同じ地点でグラブ採泥によって採取された表層堆積物からは、長さ 10.8 cm のサブコア試料(SG4) が得られた。岩相は生物擾乱の影響を受けるシルトで特徴づけられ、コア試料の特徴と同様である。

地点 5 (水深 69 m) からは、ピストンコアラーに

よって長さ 215 cm のコア試料 (SC5) が採取された。このコア試料は全体に生物擾乱の発達したシルトで構成される。一部にはシャープな上下の境界をもつより細粒なシルト-粘土を挟在するとともに、貝殻片や植物片が認められる。同じ地点でグラブ採泥によって採取された表層堆積物からは、長さ 13 cm のサブコア試料 (SG5) が得られた。全体に生物擾乱の発達した粘土質シルトからなり、一部に植物片が認められる。また、最下部には径 1.8 cm の礫が 1 個認められる。コア試料と比較するとこの礫の存在理由は不明だが、これ以外はコア試料の特徴と同様である。

富士川河口沖の西に位置する地点 6 と 7 は、入山瀬断層の海域延長部（地震調査研究推進本部, 2010）を挟むように設定された。地点 6（水深 28 m）からは、グラブ採泥による表層堆積物試料のみが採取された。ここから得られたサブコア試料 (SG6) は長さ 12.5 cm で全体が中粒-粗粒砂によって構成される。一部には弱いラミナが認められる。一方、バイプロコアラを用いてコア試料の採取を試みたが、試料を得ることはできなかった。揚収後のコアパイプの上端にひびが認められたことや、コアパイプ全体に貫入の痕跡が認められないことから、砂層の淘汰が良いために流動性が少なく締まった特徴をもち、コアラが貫入できなかった可能性が考えられる。

地点 7（水深 55 m）からは、コア試料と表層堆積物試料が採取された。グラビティコアラによって採取されたコア試料 (SC7) は、長さが 31 cm である。コア深度 31.0-8.0 cm は主に植物で構成され、細粒-粗粒砂をとまう。コア深度 8.0-3.0 cm は植物片を含む極細粒-中粒砂からなる。コア深度 3.0-0 cm はシルト質粘土で植物片や材片をとまう。一方、表層堆積物試料からは長さが 8.8 cm のサブコア試料 (SG7) が得られた。コア深度 6.8-8.8 cm は中粒砂-細礫によって構成される。コア深度 8.8-0.3 cm は堆積構造に乏しいシルト質極細粒砂で、下部に厚さ 0.2 cm の粗粒-極粗粒砂層を挟在する。コア深度 0.3-0 cm はシルトで、下位の砂層との境界には生物擾乱をとまう。これらの特徴は、コア試料と大きく異なる。その原因として、各試料の採取日の違いが考えられる。すなわち、表層堆積物試料の採取作業は 9 月 11 日、コア試料の採取作業は 9 月 17 日に実施し、この間の 9 月 16 日には台風 18 号の通過にともなって調査海域および周辺地域で大量の降雨があった。このため、17 日のコア試料採取作業の際には、富士川河口から

浮遊する材片をとまう濁度の高い水の流出が認められた。したがって、17 日に得られたコア試料は洪水の流出の影響を受けた堆積物と考えられる。

富士川河口沖の斜面に位置する地点 8, 9, 10 からはいずれも表層堆積物試料のみが採取された。地点 8（水深 400 m）で採取された表層堆積物試料からは、長さ 6 cm のサブコア試料 (SG8) が得られた。コア深度 6.0-2.2 cm は下部が中礫をとまう粗粒砂-細礫で、上方に細粒化して上部が細粒-中粒砂である。コア深度 2.2-0 cm は堆積構造や生物擾乱が認められない塊状シルトである。下位の砂層との境界はシャープである。

地点 9（水深 600 m）から採取された表層堆積物試料からは、長さ 4 cm のサブコア試料 (SG9) が得られた。コア深度 4.0-2.0 cm は、粗粒砂-中礫で構成される。コア深度 2.0-1.5 cm は堆積構造や生物擾乱が認められない塊状シルトである。上下の砂層との境界はシャープである。コア深度 1.5-0.4 cm は細粒-中粒砂で一部に生痕が認められる。コア深度 0.4-0 cm は下部に認められたものと同様な塊状シルトである。下位の砂層との境界は一部に生痕があるもののシャープである。

地点 10（水深 800 m）から採取された表層堆積物試料からは、長さ 3.4 cm のサブコア試料 (SG10) が得られた。コア深度 3.4-0.4 cm は、下部に中礫をとまう細粒砂で、上方細粒化の傾向が認められる。コア深度 0.4-0 cm は、生物擾乱や堆積構造の認められない塊状シルトである。下位の砂層との境界はシャープである。

地点 8 と 9 の 2 地点では表層堆積物試料に加えてグラビティコアラを用いてコア試料の採取も試みたが、いずれも試料を得ることができなかった。このうち地点 8 では、コアラの揚収後に先端が曲がっていることが認められた。また、コアラの一面にだけ擦れたような痕跡が認められた。さらに、グラブ採泥の結果から表層堆積物は礫をとまうことが確認された。これらの状況から、コアラがほとんど貫入せずに海底面上で倒れた可能性が考えられる。地点 9 も同様の状況が考えられる。また、地点 10 では地点 8 と 9 での採取結果や全体の調査日程を考慮したうえで、コア試料の採取作業を断念した。

富士川河口沖東に位置する地点 11（水深 54 m）からは、バイプロコアラによって長さ 331 cm のコア試料 (SC11) が採取された。岩相は、全体に生物擾乱

が発達していて堆積構造は認められないのが特徴である。コア深度 331.0-75.0 cm は、シルト質粘土で構成され、極細粒砂で充填された生痕が散在する。一部に厚さ 1 cm 程度の極細粒砂層を挟在する。また、貝殻片も認められる。コア深度 75.0-3.0 cm は、生物擾乱をともなう砂質シルトで構成され、一部に植物片や貝殻片が認められる。最上部のコア深度 3.0-0 cm は、極細粒砂である。一方、同じ地点からグラブ採泥によって採取された表層堆積物試料からは、長さ 10.2 cm のサブコア試料 (SG11) が得られた。岩相は、コア深度 10.2-7.2 cm はシルト質極細粒砂で、ラミナなどの堆積構造は認められない。コア深度 7.2-5.4 cm は生痕をともなうシルトである。コア深度 5.4-3.9 cm は生物擾乱の影響を受ける極細粒-細粒砂である。上下の泥層との境界は生物擾乱をともなう。コア深度 3.9-0 cm は生物擾乱の影響をうける砂質シルトである。このような特徴は、コア試料と矛盾がない。

田子の浦沖東の斜面に位置する地点 17 (水深 280 m) からは、グラブ採泥によって表層堆積物試料が採取された。ここから得られたサブコア試料 (SG17) は長さが 14 cm で、全体が生物擾乱の影響を受けた粘土質シルトで構成される。一部に有機物起源と考えられる黒色部分が認められる。

4.1.3 湾奥東部：沼津市沖内浦湾

沼津市沖内浦湾の斜面に位置する地点 18 (水深 474 m) からは、グラブ採泥によって表層堆積物試料のみが採取された。この表層堆積物試料からは、長さ 12.7 cm のサブコア試料 (SG18) が得られた。岩相は、生物擾乱の発達した粘土質シルトで特徴づけられる。一部には植物片や、有機物起源と考えられる黒色のパッチが認められる。

沼津市沖内浦湾沖の斜面谷部に位置する地点 19 (水深 477 m) では、9 月 15 日と 17 日の 2 回の採泥作業を実施した。前述のように 9 月 16 日には台風 18 号の通過にともない調査海域および周辺地域で大量の降雨があった。いずれの日程においてもコア試料と表層堆積物試料が採取された。15 日にグラビティコアラによって採取されたコア試料 (SC19) は、長さが 134 cm である。岩相は、基底が礫でそれより上位は生物擾乱の発達する泥で特徴づけられる。すなわち、コア深度 134.0-113.0 cm は細礫-中礫である。最大径 5 cm の礫を含み、円磨度は主に亜角礫である。また、一部に貝殻の薄片が認められる。コア深度 113.0-0 cm は生物擾乱の発達したシルト質粘土で

ある。一部で貝殻片や材片が認められる。グラブ採泥によって採取された表層堆積物からは、長さ 13.2 cm のサブコア試料 (SG19) が得られた。岩相は、全体に生物擾乱の発達した粘土質シルトで特徴づけられる。一部に貝殻片や有機物起源と考えられる黒色部が認められる。このような特徴は、コア試料と矛盾がない。一方、17 日にグラビティコアラによって採取されたコア試料 (SC19-2) は、長さが 131 cm である。岩相は、基底が礫で、それより上位は生物擾乱の発達する泥で特徴づけられる。すなわち、コア深度 131.0-121.0 cm は、基質が泥で最大径 1.6 cm の中礫が発達する。コア深度 121.0-0 cm は、生物擾乱の発達するシルト質粘土である。全体に比較的黒色系で、一部に貝殻の薄片や材片が認められる。グラブ採泥によって採取された表層堆積物試料からは、長さ 13.1 cm のサブコア試料 (SG19-2) が得られた。岩相は、全体に生物擾乱の発達した粘土質シルトで特徴づけられる。一部に、有機物起源と考えられる黒色部が認められる。このような特徴は、コア試料と矛盾がない。

沼津市沖内浦湾北端の陸棚外縁から南西方向に発達する海底谷に位置する地点 12 (水深 722 m) からは、グラビティコアラによって、長さ 174 cm のコア試料 (SC12) が採取された。岩相は、下部が礫をともなう泥で上部は生物擾乱の発達した泥で特徴づけられる。すなわち、下部のコア深度 174-107 cm は、生物擾乱の発達するシルト質粘土とこれを基質として最大径 5 cm の淘汰の悪い礫および摩耗した貝殻の薄片によって構成される。このうちコア深度 119-107 cm は、淘汰が悪くパミス質な粗粒砂-細礫で、マッドクラストや植物片をともなう。また、この基底はコア深度 108-119 cm にわたって侵食的に下位の粘土に重なる。一方、上部のコア深度 107-0 cm は生物擾乱の発達したシルト質粘土で主に構成される。下部の粗粒砂層とはシャープな境界をもつ。一部には、厚さ 1.5 cm の中粒-粗粒砂層を挟在する。色調に注目すると、コア深度 61.5 cm を境界として下位は明色系で上位は暗色系である (土色帳ではいずれもオリーブ黒)。この色調の変化に対応して、上位のより暗色部では、植物片が認められる。特に、コア深度 21-29 cm にわたって、比較的大きい植物片が認められる。同じ地点から採取された表層堆積物からは、長さ 12.6 cm のサブコア試料 (SG12) が得られた。岩相は、全体に生物擾乱の発達した粘土質シルトで特徴づけられる。一部に有機物起源と考えられる黒色のパッチが認められ

る。このような特徴はコア試料と同様である。

沼津市沖内浦湾の陸棚上に位置する地点 20（水深 102m）からは、Grab 採泥によって表層堆積物試料のみが採取された。ここから長さが 12.3 cm のサブコア試料 (SG20) が得られた。岩相は、全体に内部構造に乏しいシルト質極細粒 - 中粒砂で特徴づけられる。ただし上部には弱いラミナが認められる。また、一部には貝殻片が認められる。

沼津市沖内浦湾の陸棚上に位置する地点 13（水深 130 m）からは、Grab 採泥によって表層堆積物試料のみが採取された。ここから長さ 12.6 cm のサブコア試料 (SG13) が得られた。岩相は、全体に生物擾乱の影響を受けた極細粒 - 中粒砂で特徴づけられる。全体に貝殻片が散在する。なおこの地点ではバイプロコアラを用いてコア試料の採取を試みたが、コア試料は採取できなかった。表層堆積物試料は、含泥率の少ない砂で特徴づけられる。また、採泥作業後に揚収されたコアパイプ全体に貫入の痕跡が認められなかった。このため、コアラが貫入できなかった可能性が考えられる。

4.2 放射性炭素年代測定

最も古い年代値は SC5 のコア深度 187 cm の貝殻片（試料番号 SRG-28）から得られた 5,318 cal yr BP である（第 5 図，第 2 表）。したがって、得られたコア試料はいずれも完新世の堆積物と考えられる。多くの試料は現在の値を示すが、一部の年代値については取り扱いに注意を要する。例えば、SC11 のコア深度 292.5 cm の貝殻片（試料番号 SRG-30）は、現在の値を示す。しかし、同じコアで年代値が得られた層準との間隔がおよそ 250 cm とほかのコア試料に比べギャップがあり、SC11 全体が現在の値を示すのか確認できていない。また、SC19-2 のコア深度 99 cm の植物片（試料番号 SRG-26）は、現在の値を示す。しかし、同じ地点から採取された SC19 のコア深度 66.5 cm の貝殻片が 497 cal yr BP を示す。岩相の特徴はいずれのコアもほぼ同様であるため、年代値の違いの原因は不明である。これらについては、追加の年代測定を行って再度確認する必要がある。また、年代値の上下の逆転も認められる。SC2 では、コア深度 58 cm の貝殻片（試料番号 SRG-3）が現在の値を示す。一方、これより上位のコア深度 29 cm の貝殻片（試料番号 SRG-4）は 953 cal yr BP を示し、逆転している。このため、SRG-4 の試料は再移動したものである可能性がある。

5. 考察：海底堆積物の形成プロセス

各地点から得られたコア試料の岩相の特徴や放射性炭素年代測定の結果に基づいて、堆積物の形成プロセスについて考察する。

5.1 湾西部：安倍川 - 三保半島沖

地点 2 のコア試料 SC2 は、主に生物擾乱の発達した細粒砂質堆積物で特徴づけられる。年代値は、2,735 cal yr BP 以降を示す。また、地点 2 は水深 33 m で安倍川河口沖の陸棚上に位置する。したがって、SC2 の堆積物は、現在の高海水準期の陸棚堆積物と考えられる。特に、全体は主に生物擾乱が発達する一方で、一部に、生物擾乱がなく弱いラミナが認められる砂層が挟在する。このことは、静穏時には生物活動によって初生的堆積構造が乱される一方で、イベントにともなって（たとえ、ストーム）急速な堆積が生じたと解釈される。

地点 3 のコア試料 SC3 および SC3-2 は、いずれも主に生物擾乱の発達した砂質シルト - 細粒砂質堆積物で特徴づけられる。一方でいずれも堆積速度が大きいことが特徴である。特に、SC3-2 は、コア長 263 cm の最下部（コア深度 247.5 cm）で 516 cal yr BP の年代値が得られている。地点 3 は水深 57 m で三保半島沖合の陸棚 - 陸棚外縁に位置する。また、地点 3 周辺は、北東向きの沿岸流が発達するとともに安倍川や有度丘陵からの堆積物供給量が多いため、スピット状の三保半島や海岸線のトンボロが形成されている (Yoshikawa and Nemoto, 2010)。したがって、SC3 および SC3-2 の堆積物は、現在の高海水準期の陸棚堆積物で、特に、多量の堆積物供給を受ける条件で形成されたと考えられる。ところで、SC3 は下部に特徴的な泥層を挟在する。すなわち、コア深度 62, 70, 90, 93 cm において厚さが 5 mm 程度で上下の砂層とシャープな境界面を持ち、ラミナや生物擾乱が認められない塊状泥層として観察される。また、このような泥層は、SC3 と水深が同じでごく近傍に位置する SC3-2 からは認められないため、側方への連続性は悪い。このような岩相や空間分布の特徴は、fluid mud 堆積物と類似する (西田・伊藤, 2009)。特に、地点 3 付近は北東向きの沿岸流の影響を強く受けることから、安倍川起源の洪水流にともなって形成された可能性が考えられる。

石花海盆の地点 14 と 15 は、2009 年駿河湾地震により海底地形（水深）変化が生じたこととされる場

第 2 表 放射性炭素年代測定結果.
Table 2 Results of radiocarbon age determination.

Sample#	Core#	Section	Horizon (cm) (in a section)	Core depth (cm)	Material	Weight (mg)	cal yr BP	cal yr BP (median probability)
SRG-1	SC2	CC	3.0	110.0	bivalves	1119	2677–2814	2735
SRG-2	SC2	1	61.0	85.0	bivalves	263	0–150	88
SRG-3	SC2	1	34.0	58.0	gastropods	133		0
SRG-4	SC2	1	5.0	29.0	bivalves	87	887–1046	953
SRG-5	SC3	1	83.0	97.0	bivalves	91	42–244	132
SRG-6	SC3	1	57.5	71.5	bivalves	71		0
SRG-7	SC-3	1	15.0	29.0	bivalves	354		0
SRG-8	SC3-2	CC	13.5	247.5	gastropods	50	462–570	516
SRG-9	SC3-2	1&2	80.0	212.0	bivalves	65	278–433	354
SRG-10	SC3-2	1&2	2.0	134.0	bivalves	109		0
SRG-11	SC3-2	3	62.5	96.5	bivalves	25		0
SRG-12	SC3-2	3	15.0	49.0	gastropods	20		0
SRG-13	SC3-2	4	24.0	24.0	bivalves	11		0
SRG-14	SC4	CC	24.5	97.5	echinoids	3		
SRG-15	SC4	1	12.5	12.5	echinoids	14		0
SRG-16	SC5	1	59.0	174.0	foraminifera?	1		
SRG-28	SC5	1	72.0	187.0	bivalves	60	5208–5447	5318
SRG-29	SC5	2	75.0	90.0	bivalves	22	4586–4812	4714
SRG-17	SC5	2	60.0	75.0	bivalves	5		
SRG-18	SC5	2	36.0	51.0	bivalves	16	4419–4719	4566
SRG-30	SC11	1	73.0	292.5	bivalves	15		0
SRG-19	SC11	3	27.0	48.0	bivalves	48		0
SRG-20	SC11	4	8.0	8.0	bivalves	2733		0
SRG-21	SC12	1	74.5	125.5	bivalves	222	3477–3686	3588
SRG-22	SC12	2	24.0	24.0	Plant fragment	35		0
SRG-23	SC19	CC	33.0	130.0	bivalves	6		
SRG-31	SC19	CC	33.0	130.0	bivalves	46	4070–4357	4203
SRG-24	SC19	1&2	66.5	66.5	echinoids	148	441–546	497
SRG-25	SC19	1&2	35.5	35.5	gastropods	5		0
SRG-26	SC19-2	1&2	99.0	99.0	Plant fragment	7		0
SRG-27	SC19-2	1&2	27.0	27.0	Plant fragment	11		0

* $\Delta R = 133 \pm 16$ yr (三浦半島; Shishikura et al., 2007). SRG-14, 16, 17, 23 は試料が少量であったため、測定できなかった。

* $\Delta R = 133 \pm 16$ yr (Miura Peninsula; Shishikura et al., 2007). SRG-14, 16, 17, and 23 are too small samples for the dating.

所 (Matsumoto et al., 2012) のうち、水深が浅くなった (堆積が生じた) と報告された場所にあたる。今回採取された試料の表層にはいずれも淘汰のよい極細粒砂層の上に生物擾乱を持たない塊状のシルト層のセットが認められる。これは、細粒タービダイトの典型であり、このような堆積物が表層に認められることは、2009 年の駿河湾地震時にこれらが堆積した可能性を示唆する。また、地点 14 では、その下位にもタービダイトと考えられる極細粒砂が存在し、これにも生物擾乱は認められない。したがって、この下位のタービダイトも 2009 年のイベント堆積物である可能性がある。一方、地点 15 では、粗粒砂や細礫が散在する細粒砂あるいは極細粒砂-粗粒シルトのパッチが散在する砂質シルトが薄い生物擾乱を持つシルト層を挟

んで下位に存在する。このような砂質層の岩相上の特徴は、これらの堆積物が水中土石流堆積物である可能性を示唆する。しかし、挟在するシルト層に生物擾乱が認められることは、上位と下位の砂質層の堆積に底生物が生活するだけの時間間隙の存在を示しており、この下位の砂質層が 2009 年の地震イベントより古いものである可能性がある。これらの確認のためには、 ^{137}Cs や ^{210}Pb などの短寿命の放射性核種の測定が必須であり、現在これを実施中である。石花海海盆の堆積作用と 2009 年駿河湾地震の影響については、これらの測定結果が出たあとに再度、検討する予定である。

5.2 湾奥中央部：由比-田子の浦沖

地点 4, 5 のコア試料 SC4 ならびに SC5 は、い

れも主に生物擾乱の発達した泥質堆積物で特徴づけられる。年代値は、SC5 で 5,318 cal yr BP 以降の値が得られている。また、地点 4 と 5 はそれぞれ水深 90 と 84 m で斜面に位置する。したがって、現在の高海水準期の斜面堆積物と考えられる。特に、いずれの地点のコア試料でも一部に植物片が認められることは、陸域からの堆積物供給を受けていることを示唆する。なお、各コアは入山断層の海域延長部（地震調査研究推進本部、2010）を挟む地点で採取されたが、断層活動の堆積物形成への影響は不明である。ただし、SC5 は上部で堆積速度の減少が認められる。すなわち、少なくとも見かけ上は 5,318-4,566 cal yr BP の間にコア深度 187-51 cm までの堆積が生じて、それ以降で 51 cm のみが堆積したと考えられる。このことは、断層活動と何らかの関係がある可能性もあるが、採取長が短いことや年代値の数が少ないため、音波探査の結果も合わせて今後も検討を続けたい。

地点 7 は水深 48 m の富士川河口沖の陸棚 - 陸棚外縁に位置する。コア試料 SC7 は台風 18 号の通過後に採取され、主に多量の植物を含む砂質堆積物と、最上部の泥質堆積物で特徴づけられる。一方、台風の通過前に得られたサブコア試料は、主に細粒砂質堆積物と最上部の泥質堆積物で特徴づけられる。このような違いは、大雨にともなう富士川からの洪水流の流出の影響が考えられる。すなわち、SC7 は洪水堆積物と考えられる。この SC7 の重なり様式からは、洪水流の流出にともなう、はじめに多量の植物と粗粒砂が堆積し、次に細粒懸濁物や比重の小さい材片が堆積したことがわかる。

地点 11 のコア試料 SC11 は、主に生物擾乱の発達した泥質堆積物で特徴づけられる。年代値は上部の砂質シルト層のみから現在の値が得られている。また、地点 11 は、富士川河口近傍の水深 52 m の陸棚 - 陸棚外縁に位置する。したがって、SC11 は現在の高海水準期の陸棚 - 陸棚外縁堆積物と考えられる。特に、富士川河口域はファンデルタの発達で特徴づけられる (Soh et al., 1995)。SC11 は下部から中部にかけてシルト質粘土、上部が砂質シルト、最上部が極細粒砂で、全体に上方粗粒化の傾向を示す。したがって、SC11 は高海水準期のファンデルタの前進にともなう形成されたと考えられる。

5.3 湾奥東部：沼津市沖内浦湾

地点 12 のコア試料 SC12 は、下部に礫をともなう

主に生物擾乱の発達する泥質堆積物で特徴づけられる。年代値は下部で 3,588 cal yr BP と上部で現在の値が得られている。また、地点 12 は水深 721 m の南西方向に延びる海底谷に位置する。このため、下部の礫は谷底あるいは谷壁上のラグ堆積物と考えられる。また、それ以外の泥質堆積物は、現在の高海水準期の斜面（谷）堆積物と考えられる。この泥質堆積物は生物擾乱が発達することから、主に静穏時に形成されたと考えられる。ただし、一部に植物片が認められることから、陸域を起源として洪水などのイベントにともなう供給された泥を含む可能性が考えられる。一方、コア深度 73.5-72.0 cm には中粒 - 粗粒砂が挟在する（厚さ 1.5 cm）。この砂質堆積物は、下位の泥質堆積物に対してシャープな境界をもち、上位の泥質堆積物との境界は生物擾乱をともなう。内部構造等の特徴は観察できないが、重力流堆積物の可能性が考えられる。従来、狩野川から流出した堆積粒子は内浦湾には堆積せず、北西向きの沿岸流によって輸送されることが考えられている（松本・木下、1978）。SC12 に重力流堆積物の可能性がある砂層が挟在することは、沿岸流によって輸送された堆積粒子の一部が重力流にともなうより深海域へもたらされることを示唆する。

地点 19 のコア試料 SC19 および SC19-2 は、いずれも基底部に礫をともなう主に生物擾乱の発達した泥質堆積物で特徴づけられる。年代値は、SC19 の中部で 497 cal yr BP と SC19 および SC19-2 の上部で現在の値が得られている。また、地点 19 は水深 476-477 m の斜面、とくに谷上に位置する。下部の礫は谷底あるいは谷壁上のラグ堆積物と考えられる。また、それ以外の泥質堆積物は、現在の高海水準期の斜面（谷）堆積物と考えられる。一部に植物片が認められることから、陸域を起源として洪水などのイベントにともなう供給された泥を含む可能性が考えられる。なお、SC19 と SC19-2 は、台風 18 号通過の前後に採取された。しかし、岩相の特徴や採取長はほぼ同様で、台風通過の影響はないと考えられる。地点 19 が位置する谷は、狩野川河口より南に位置する内浦湾の陸棚外縁から北西方向に延びる。また、前述のように狩野川から流出した堆積物粒子は内浦湾に堆積せず、北西向きの沿岸流によって輸送されることが考えられている（松本・木下、1978）。SC19-2 に台風通過の影響が認められないことは、このような条件を反映し

ていると考えられる。

6. まとめ

駿河湾沿岸域を対象として表層採泥および柱状採泥を行った。その結果、水深 28-850 m の陸棚-斜面の 20 地点から表層堆積物が採取された。また、このうち 8 地点から長さ 31-331 cm のコア試料が得られた。これらのコア試料は、岩相の特徴や放射性炭素年代測定の結果をふまえると、いずれも現在の高海水準期に形成された堆積物であると考えられる。各地点は海岸線からの距離が 5 km 以内に位置する「沿岸域」であるものの、急峻で複雑な海底地形や主要な堆積物供給源となる河川との位置関係に対応して、多様な堆積物が形成されることことで特徴づけられる。

謝辞

本調査は静岡県、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のご理解、ご協力のもとで遂行することができた。調査海域での採泥作業は、久保尚大氏、湖海敬介氏、坂本順哉氏および堤 正光氏（川崎地質株式会社）に行っていた。また、調査船挑洋丸の金谷繁樹船長および乗組員の方々には調査全般を通じてお世話になった。片山 肇氏には地元説明をはじめ調査準備段階から試料採取、処理、解析にあたってたいへんお世話になった。佐藤智之氏と荒井晃作氏には調査結果について有益なご議論をいただいた。以上の方々には厚くお礼申し上げます。

文献

Baba, T., Matsumoto, H., Kashiwase, K., Hyakudome, T., Kaneda, Y., Sano, M. (2012) Micro-bathymetric evidence for the effect of submarine mass movement on tsunami generation during the 2009 Suruga earthquake, Japan. In Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research 31*, Springer,

485-495.

Ikehara, K., Katayama, H., Saito, Y., Komiya, M., Ishizuka, O., Yuasa, M., Nakasone, T. (1999) Surface sediment characteristics and sedimentology off Tokai Region. Geological Survey of Japan Cruise Report 24, 101-125.

池谷仙之・北里 洋 (1980) 駿河湾より採取した底質試料. 静岡大学地球科学研究報告, 5, 17-22.

地震調査研究推進本部, 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 (1978) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 駿河湾北部. 海上保安庁, 東京.

気象庁 (2014) 災害時気象速報:平成 25 年台風第 18 号による 9 月 15 日から 17 日にかけての大雨, 暴風及び突風.

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_2014_01.pdf

松本英二・木下泰正 (1978) 駿河湾における海底堆積物. 公害特別研究報告集, 56, 35-76.

Matsumoto, H., Baba, T., Kashiwase, K., Misu, T., Kaneda, Y. (2012) Discovery of submarine landslide evidence due to the 2009 Suruga bay earthquake. In Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research 31*, Springer, 549-559.

西田尚央・伊藤 慎 (2009) Fluid mud 堆積物の特徴とその地層解析における役割. 地質学雑誌, 115, 149-167.

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.

大塚謙一 (1985) 活動的トラフの埋積過程と堆積相-相模トラフ北端域および駿河とラフ北端域の上部第四系-. 静岡大学地球科学研究報告, 11, 57-117.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guiderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.K., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer,

- B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009) INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- 佐藤 武 (1985) 駿河湾. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 日本全国沿岸海洋誌. 東海大学出版会, 429-437.
- Shishikura, M., Echigo, T., Kaneda, H. (2007) Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes. *Quaternary Research*, 67, 286-291.
- 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.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993) Extended ^{14}C age data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Yoshikawa, S., Nemoto, K. (2010) Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan. *Marine Geology*, 271, 165-176.

駿河湾静岡市及び富士市沖合の地形調査

Preliminary results of bathymetric mapping off Shizuoka and Fuji cities, Suruga Bay

荒井晃作^{1*}・佐藤智之¹
Kohsaku Arai^{1*} and Tomoyuki Sato¹

Abstract: Bathymetric mapping was carried out on the shallow area off Shizuoka and Fuji cities, Suruga Bay. The high-resolution bathymetric map provides a topographical traceability of the Fujikawa-Kako Faults zone within the Suruga Bay. We found clear north-south direction lineaments in the study area. Suruga Trough are located northeastern area of the Philippine Sea Plate is being subducted beneath the Eurasian Plate. The bathymetric map shows that the Suruga Trough is traceable to the western area of the Fujikawa-Kako Faults zone, rather than to the mouth of the Fujikawa River.

Keywords: Bathymetry, Suruga bay, Suruga Trough, Faults zone, Fujikawa River

1. はじめに

平成 25 年度の沿岸域調査海域として選定された駿河湾は、フィリピン海プレートの北縁部に位置しており、沈み込み境界である駿河トラフが南北方向に延び、急峻で複雑な地形を呈している。そのため、従来の沿岸調査で実施されていた高分解能音波探査のみでは地質構造の解釈が困難なことが予想された。このため、マルチナロービーム音響測深機を用いた精密な地形調査を、高分解能音波探査（佐藤, 2014）とは別に実施した。調査海域は富士川河口断層帯の海域延長部を重点的に調査することとし、北緯 35°02' 以北、35°07' 以南、東経 138°33' 以東、138°39' 以西の範囲で囲まれる、水深 30 -1,000 m を網羅的に調査した（第 1 図）。このデータは現在解析中である。

2. 調査方法

精密な海底地形を得るために機器の制約から、水深 100 m を目処にして、それ以浅の沿岸部（以降、沿岸部と呼ぶ）と以深の沖合部（以降、沖合部と呼ぶ）を分けて調査を実施した。調査測線は調査能率をあげるため、なるべく等水深線に沿うような方向で設定した（第 2 図）。なお、地形調査は芙蓉海洋開発株式会

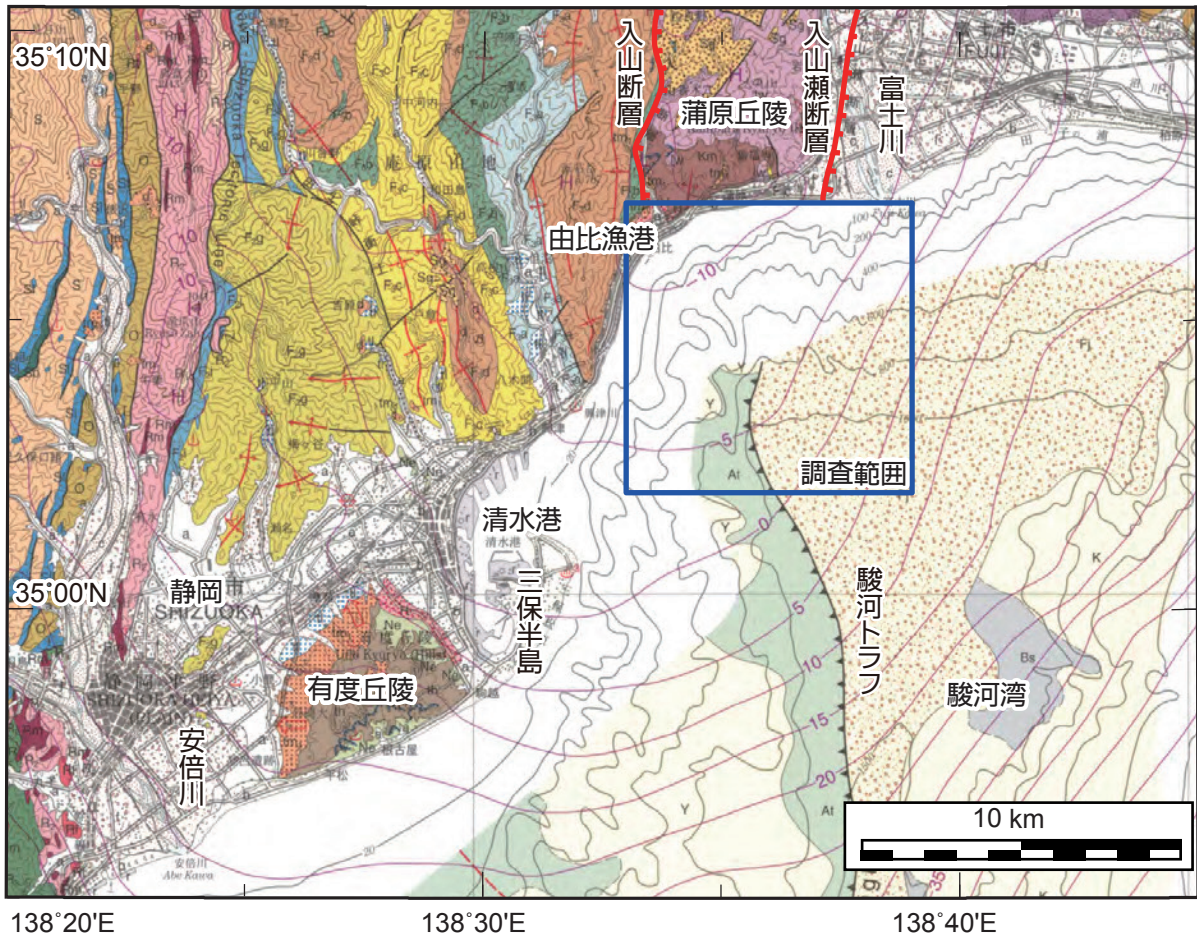
社によって実施された。

沿岸部の調査は貞漁丸（由比漁協：2.6 トン）を使用して、R2Sonic 社製 Sonic2024 を用いて行った。2013 年 8 月 5 日に艀装を行い、8 月 10 日には艀装解除した。機器のキャリブレーションを実施した後、8 月 6 日～8 月 10 日まで調査を実施した。沿岸部調査で使用した機器の一覧と主な仕様を第 1 表に示す。音速度補正に関しては、CTD を用いて海水中の表層から底層までの水温及び塩分を 1 日 1 回は測定した。データ解析には海上保安庁海洋情報部において公表されている清水港験潮所の 5 分間隔データ (http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/TIDE/real_time_tide/sel/4201.htm) を用いて補正し、ノイズ処理を行った。これらの解析には HYPACK を使用し、最終的には XYZ（緯度、経度及び水深）に保存した。

沖合部の調査は芙蓉海洋開発株式会社所有の第七開洋丸の船底に装備されているマルチナロービーム音響測深機（Kongsberg 社製 EM302）を用いて行った。調査は 2013 年 9 月 16 日に準備を行い、9 月 17 日にキャリブレーションを実施した後に調査を開始し、9 月 19 日まで 24 時間体制で実施した。沖合部で使用した機器の一覧と主な仕様を第 2 表に示す。音速度補正に関しては、CTD を用いて海水中の表層から底層までの水温及び塩分を測定し、この値をデータ収録

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation）



第 1 図 調査海域の地質図(杉山ほか, 2010 に加筆). 青枠が地形調査エリアを示す.
 Fig. 1 Geological map of the survey area (modified after Sugiyama et al., 2010).
 Blue rectangle indicates the bathymetric survey area.

装置に入れて音速度補正を行った。データ解析には Marine Discovery3 (海洋先端技術研究所) を用いて、沿岸部と同様に海上保安庁海洋情報部において公表されている清水港験潮所の潮位補正を実施し、ノイズ除去を行ったデータを XYZ で保存した。

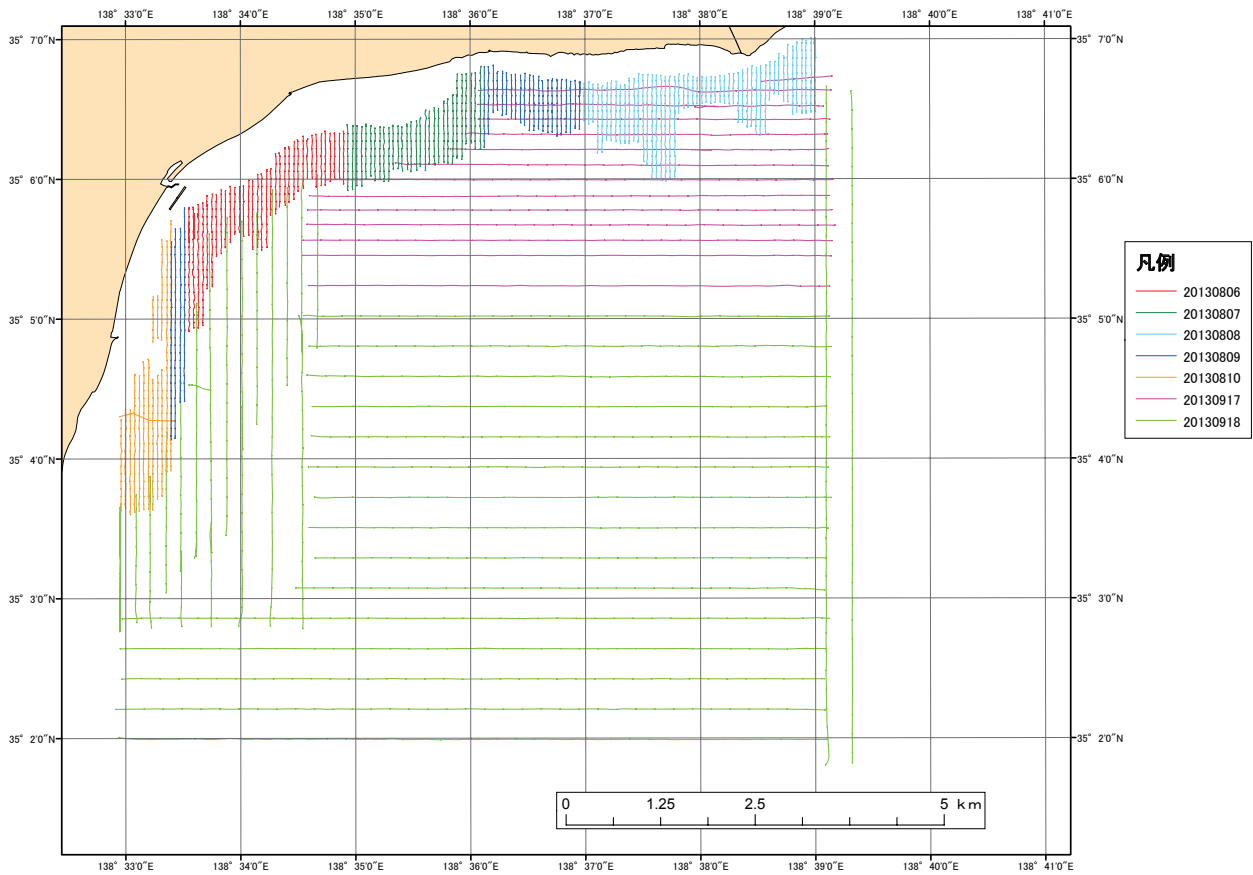
3. 駿河湾の海底地形

まず、本調査で取得された海底地形データに関して、測線間隔を隣の測線の海底地形データと十分に重なるように水深に応じて適宜変更している。すなわち、マルチビーム音響測深機で取得できるスワス幅の片舷の 20% 以上が重なることを目安にして全てのエリアがカバーできるように調査した。また、沿岸部及び沖合部におけるデータの結合部に関して、5 m 平均のメッシュデータを用いて機器間の相違を確認した。これによると、急峻な地形の場所では、5 m 以上の水深差になっている場所もあるが、平坦な場所では概ね 1 m 以下の水深差となっており、作成された地形図は

数 m の議論をするには十分な結果である。

マルチナロービーム測深機による海底地形調査を水深 30-1,000 m で行った (第 3 図)。まず、駿河湾の海底地形は南北方向に連続するリニアメントが明瞭に認められた。これは、富士川河口域に特に顕著である。東経 138°36' 付近には駿河トラフ西縁から続く急崖が発達する。この急崖は北緯 35°04' から北西方向に向きを変えて由比漁港付近に到達する。これより東側と西側では全体の地形的な高まりの向きが明らかに異なる。すなわち、駿河トラフ東方では南北方向に連続する高まりが海岸から沖合に向かって発達する。陸棚外縁には南北方向に小さな多数の海底谷が認められた。一方、東経 138°36' より西側では水深 140 m 付近の陸棚外縁が東経 128°34' 付近を南北方向に続くが、陸棚外縁には東西方向に幅数百 m の馬蹄状の地形が多数発達する。その北側には西北西—東南東方向の高まりが、由比漁港付近と清水港の方向にいくつか存在している。ここでは、陸棚外縁から複数の海底谷が形成されている。由比漁港より南方の水深 100 m

駿河湾静岡市及び富士市沖合の地形調査



第2図 調査測線図
Fig. 2 Survey lines.

第1表 沿岸部調査の調査機器リスト及びその仕様

Table1 List of equipment and specification for shallow areas survey.

目的	機器	形式	メーカー	主な仕様
測深調査	マルチビーム音響測深機	sonic2024	R2sonic社製	レンジ分解能：0.01m 発信周波数：200～400kHz ビーム指向角：0.5° × 1.0°（400kHz） ビーム本数：256本 スワス角：10°～160° 最大測深レンジ：500m
調査船位置・動揺測定	DGPS測位機	POS/MV	APPLANIX社製	測位精度：1.0m
	GPS ジャイロ	POS/MV	APPLANIX社製	方位精度：0.02° RMS(2mベースライン)
	動揺センサー	POS/MV	APPLANIX社製	ロール・ピッチ精度：0.02° RMS ヒープ精度：5cmもしくは5%の高い方
水中音速度測定	水中音速度計(水温塩分計)	AST-100	JFEアドバンテック社製	水温精度：±0.02° 塩分精度：±0.05
データ収録	収録装置	HYPACK	HYPACK社製	

第 2 表 沖合部調査の調査機器リスト及びその仕様
Table 2 List of equipment and specification for offshore areas survey.

目的	機器	形式	メーカー	主な仕様
測深調査	マルチビーム 音響測深機	EM302	KONGSBERG	水深範囲：10m～7000m, 周波数：26-34kHz 最大スワ幅：5.5xまたは8000m, 測点数：864, 432, 216 (ビームによる) レンジ分解能：10cm
調査船位置 ・動揺測定	DGPS測位機	Seapath300	KONGSBERG	受信機タイプ：L1、C/Aコード, 周波数1575MHz, 測位精度：1.1m(95%CEP)
	GPS ジャイロ	Seapath300	KONGSBERG	方位精度：0.05° RMS(4m ^へ -スライン) , 速度精度：0.07m/s (95%CEP)
	動揺センサー	SeatexMRU5+	KONGSBERG	ロール・ピッチ精度：0.01° RMS ヒープ精度：5cm もしくは 5%の高い方
水中音速度 測定	CTD	SBE19plusV2	Sea-Bird Electronics	水温精度：±0.005℃ 電気伝導度精度：±0.0003m/Sm 圧力精度：±0.1%フルスケール、耐圧：7000m
	XBT	XBT	株式会社 鶴見精機	測定範囲：-2～35℃、精度：±0.2℃ 分解能：0.01℃
データ収録	収録装置	SIS	KONGSBERG	

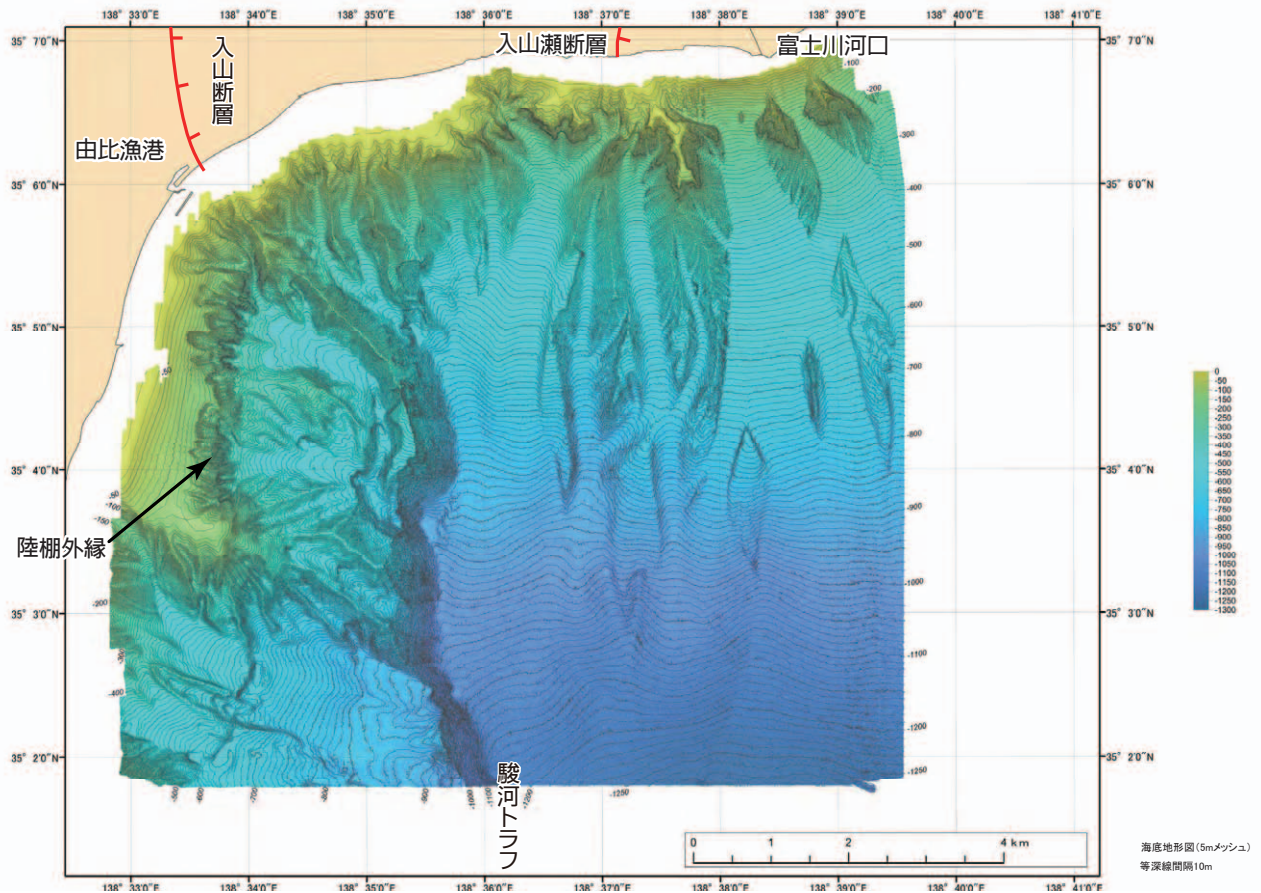
以浅のやや斜面の緩やかな海域では、セディメントウェーブが確認された。

4. 結果と考察

調査海域は富士川河口断層帯の一部にあたると言える。富士川河口断層帯は富士川河口に存在するとされる入山瀬断層、善福寺断層、そして蒲原丘陵の西縁を由比へ続く入山断層が海岸線付近に達し海域延長部へ続く可能性がある(活断層研究会編, 1991)。取得した地形データからは海底面下の構造は分からないものの、南北方向のリニアメントが顕著であるため、駿河トラフの西縁から連続する急斜面は富士川河口域に南北に発達する入山瀬断層に続くとは考えにくく、むしろ北緯 35°04' 付近から北西へ延びて入山断層に続く可能性が高い。しかしながら、東経 138°35' 付近でそのまま北に延びている可能性もある。一方、東経 128°34' 付近にある現在の陸棚外縁を作る急崖には、馬蹄形状の地形が広く発達していることから、この地形は断層運動に伴う斜面崩壊の可能性があり、入山断層はこの南北方向に延びる陸棚外縁へ続いているとも考えられる。陸棚外縁であるため、最終氷期の削

剥崩壊地形の可能性もあるが、蒲原丘陵から続く陸の入山断層の方向を考慮すると、南北方向に連続する後者の可能性が高い。もし、入山断層は由比漁港の東を南北に通る、陸棚外縁に続くとするれば、北緯 35°03' まで南に延長されることになる。入山断層の平均変位量は 0.25 m/ 千年と推定されており(杉山・下川, 1982)、活動性の観点からも駿河トラフのプレート境界に続く大規模な断層とは考えにくい。一方、それと平行する駿河トラフ西縁の断層はそのまま南北方向に延長され、善福寺断層に連続する可能性は残されるが、今後、地下構造と合わせて検討する必要がある。

富士川河口に大きな変位量(7m/ 千年)が報告されている入山瀬断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010)の海域延長に関しては、地形図だけではどこに続くのかの判断は難しいが、南北方向に続くリニアメントの一つに連続される可能性は高い。しかしながら、陸域の大きな変位量に比して海域での地形に明瞭に続かないのは、堆積物の供給量の違いによる崖地形の埋積作用が影響している可能性がある。すなわち、富士川河口域は現在も堆積物供給量が大きく、地形的な変位が埋積されてしまう可能性がある。



第3図 詳細な海底地形図。調査エリアは第1図に示す。陸域の断層は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）に基づく。

Fig. 3 Detailed Bathymetric map. Area is shown Fig. 1. The positions of the faults in land are based on Headquarters for Earthquake Research Promotion (2010).

5. おわりに

本調査では駿河湾の富士川河口より西方の詳細な地形の特徴を明瞭に捉えることができた。特に駿河湾の海底地形は多くの南北方向のリニアメントが認められることが明らかにされた。また、駿河トラフの連続は富士川河口には連続せず、富士川河口断層帯の西部に続く可能性を指摘できた。これらのデータは今後、反射法音波探査の解釈（佐藤，2014）と相互に理解することで、より精度の高い地質図の作成に用いられる予定である。

謝辞

芙蓉海洋開発株式会社には、調査の準備を始め実施まで、大変お世話になった。特に鬼頭 毅氏及び大原正寛氏には現場で調査を実施して頂きました。記して感謝申し上げます。

文献

- 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.
- 活断層研究会編（1991）「新編」日本の活断層，東京大学出版，437p.
- 佐藤智之（2014）駿河湾における反射法音波探査概要。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.65，1-11.
- 杉山雄一・下川浩一（1982）静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系。地質調査所月報，33，293-320.
- 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。

駿河湾沿岸域の高分解能空中磁気探査

High-resolution aeromagnetic survey in the coastal zone of the Suruga Bay area, central Japan

大熊茂雄^{1*}・中塚 正¹・山谷祐介¹

Shigeo Okuma^{1*}, Tadashi Nakatsuka¹ and Yusuke Yamaya¹

Abstract: A regional aeromagnetic map of the coastal zone of the Suruga Bay area (total magnetic intensity) has been made for a planning of a new high-resolution aeromagnetic survey over the area and has resulted in a preparatory compilation of the Digital Geoscience Map of the area. The total magnetic intensity anomalies within the area have been extracted from the aeromagnetic anomaly database on a smoothed surface 1,500 m above terrain. According to the map, a magnetic high is present over the southern part of the Kambara Hill, where the Iriyamase Fault and Iriyama Fault lie eastern and western foots of the hill, respectively. To better map magnetic anomalies of the area, a new high-resolution aeromagnetic survey was planned and is being conducted with an installation of survey equipment on a Eurocopter AS350B3. Since the survey has not been completed yet, the regional aeromagnetic map, and the equipment and plan of the survey will be presented in this report.

Keywords: aeromagnetic survey, aeromagnetic map, magnetic anomaly, active fault, Suruga Bay

要旨

駿河湾沿岸域の地質・地下構造の理解を目的とした多面的な地質情報収集のため、今回、当該地域において高分解能空中磁気探査を実施した。事情により、報告書の執筆時点で調査を終了していないため、本論では調査地域の絞り込みのため既存の空中磁気データを編集して「駿河湾沿岸域空中磁気図（全磁力異常）」を作成した結果と、新たな調査に用いた機材と調査計画の概要について報告する。

空中磁気探査は、駿河湾沿岸域の陸・海域に渡る東西 12km × 南北 12km の範囲を、標準対地高度 150m、主測線間隔 250m の、低高度・高密度測線配置で実施する。使用するヘリコプターは、AS350B3 で上昇能力に優れ地形起伏への追従性が良く国内での調査に適している。静岡市葵区の静岡ヘリポートを基地として、調査を実施中である。

1. はじめに

本調査は、産業技術総合研究所の政策予算研究「沿

岸域の地質・活断層調査—陸海接合の物理探査」において、海陸シームレス地質情報に関わる数値地質図整備の一環として、駿河湾沿岸域の詳細な空中磁気図を作成するために実施されるものである。

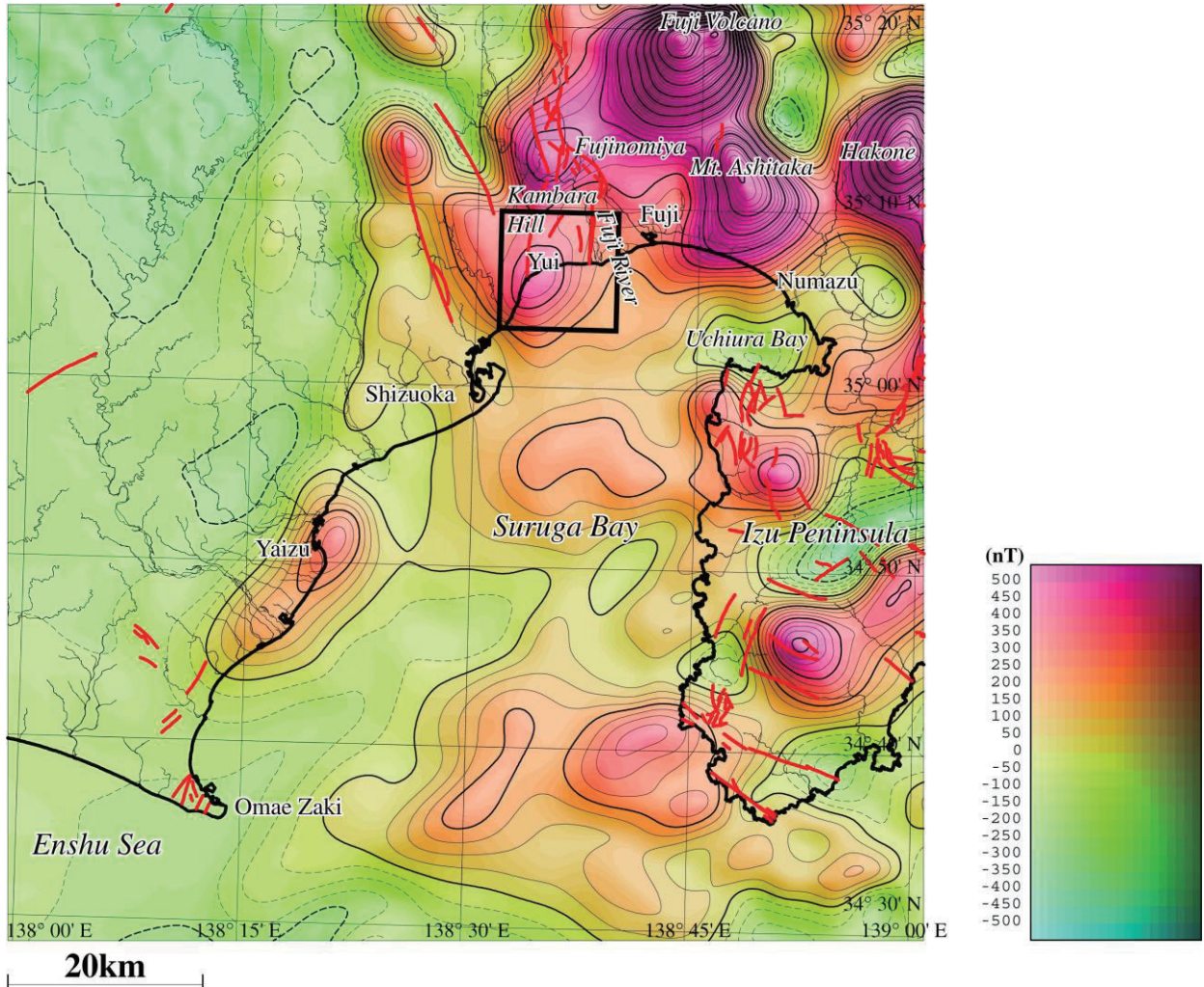
本論では、調査地域の絞り込みのため既存データから作成した広域の空中磁気図に加えて、新たな空中磁気探査で用いる調査機材と調査計画の概要について報告する。

2. 既存データによる空中磁気図の作成

今回の調査に先立ち、当該地域の空中磁気データの現況を把握するために、調査地域を含む広域の空中磁気図を作成した。使用したデータは、対地高度 1,500m の面上での空中磁気データ（中塚・大熊, 2009）である。これは、「日本空中磁気データベース」（地質調査総合センター, 2005）に収録された磁気異常分布データを用いて、統一的に設定した滑らかな高度面での磁気異常分布を求める処理を行い、日本全国をカバーする緯経度メッシュ（0.1 分メッシュ）における磁気異常値分布データを作成したものである。

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 既存データによる駿河湾沿岸地域における空中磁気図（全磁力異常）の陰影図
作成面高度：対地 1,500m. コンター間隔：25nT. 破線は負値を示す。矩形範囲は高分解能空中磁気探査の調査予定
範囲を示す。赤の太い実線は、活断層分布（活断層研究会，1991）を示す。

Fig.1 Shade aeromagnetic Map of the Coastal Zone of the Suruga Bay area (Total Magnetic Intensity) compiled from existing data.

Reduction surface is 1,500 m above terrain. Contour interval is 25 nT. Broken lines indicate negative values.
A rectangle bounded by black solid lines indicates the area for a new high-resolution aeromagnetic survey. Thick red solid lines show active faults (Research Group for Active Faults of Japan, 1991).

「日本空中磁気データベース」では、原調査の生に近いデータ（中塚ほか，2005）が収録されているため、各調査の仕様の相違・特徴に対応して特性の若干異なるデータとなっており、接合磁気図においても飛行高度の相違などの影響が反映されている。中塚・大熊（2009）では、地下構造に対する特性がなるべく揃うように、平滑化した地形面から 1,500m 上方の高度面を基準に選び、等価ソースを利用した上方接続操作に相当するデータ処理を行っている。

対地高度 1,500m の面上での空中磁気データ（中塚・大熊，2009）は、緯経度 0.1 分毎のグリッドデータとなっている。これを WGS84 系の UTM 座標値（ゾーン 54）に変換し、X（南北方向）：3819 ～ 3915

km，Y（東西方向）：224 ～ 318 km の範囲の南北 96km，東西 94km のデータを 200m 間隔で切り出した。したがって、格子点数は、南北 481 点，東西 471 点である。切り出した範囲の全磁力異常を第 1 図に示す。

当該地域の既存空中磁気データとしては、地質調査所による駿河湾地域および東海地域、NEDO による関東地域および中部地域のデータが一部重畳しながら存在するが、飛行高度が最も低高度（1,500ft（約 457m））の地質調査所の測線データはほぼ海岸線付近までしかカバーしていないため、海岸線付近から内陸側については高高度（4,500ft（約 1,372m））の NEDO によるデータしかないため情報が劣る傾向にあ

る。

一方、今回の広域の空中磁気図を参照すると蒲原丘陵の南岸付近に高磁気異常が分布し蒲原丘陵の北部を中心に分布する新第三紀の火山岩類(杉山ほか, 2010)との関係が示唆されるが、上記の理由により詳細が分からず確度を持った解釈が困難である。当該地域では、蒲原丘陵の東麓に富士川河口断層帯の入山瀬断層、西麓に入山断層が分布し、これらを含めた当該域の活断層の分布を調査する上で、当該の高磁気異常に関して詳細な分布を明らかにすることが重要である。そこで、本研究では、駿河湾沿岸域の蒲原丘陵とその沖合を中心とする陸・海域に渡る東西 12km × 南北 12km の範囲(第 1 図)について高分解能空中磁気探査を計画した。

3. 高分解能空中磁気探査

空中磁気探査は、駿河湾沿岸域の陸・海域に渡る範囲(第 1 図)を、標準対地高度 150m, 主測線間隔 250m の、低高度・高密度測線配置で実施した。使用したヘリコプターは、AS350B3(第 2 図)で上昇能力に優れ地形起伏への飛行追従性が良く、地形変化に

富む国内での対地高度一定での調査飛行に適している。調査機材は、前年に構築した先の SA315B (Lama) 用(中塚・大熊, 2005)を改良した新システム(大熊・中塚, 2013)を基本的に踏襲し、地磁気全磁力測定のためにセシウム磁力計(Scintrex CS2, Canada; 第 3 図)を、機体磁気補正用の機体磁気の測定のために 3 軸フラックゲート型磁力計 TFM100G2 (Billingsley Magnetics, USA) を使用している。一方、機上ナビゲーション関連は今回一新し、機上ナビゲーション装置として新たに LiNav (AGNAV, Canada; 第 4 図)を、GNSS 受信機としてこれも新たに ProPak 6 (Novatel, Canada; 第 4 図)を採用した。当該の ProPak 6 は現状の仕様では一周波数であるが、GPS に加え、GLONASS や日本の準天頂衛星(QZS: Quasi-Zenith Satellite System)も受信可能で、静止衛星を用いた補正システム SBAS (Satellite Based Augmentation System) である日本の MSAS (MTSAT Satellite-based Augmentation System) も利用可能である。

また、地磁気センサー等を収納するのは、AEROCOMP 社(Canada)のスティンガー装置(第 2 図)であり、AS350B3 用の取り付け部により機体下部に固定されている。高度計としては、電波高度



第 2 図 空中磁気探査調査ヘリコプター(中日本航空(株)所有(大熊・中塚, 2013) AS350B3 型機。機体下部にスティンガーを固定し、その内部に Cs 磁力計センサーおよびプリアンプ、フラックゲート型磁力計センサーを収納する。撮影場所: 北海道白老町白老滑空場(以下同様)。
Fig. 2 Survey helicopter employed for the aeromagnetic survey over the Coastal Zone of the Suruga Bay area (Okuma and Nakatsuka, 2013). Eurocopter AS350B3 owned by Nakanihon Air Service Co., Ltd. A Cs magnetometer sensor and its pre-amplifier, and a fluxgate sensor were installed in the stinger attached to the helicopter. The photo was taken at the Shiraoi Gliderport, Shiraoi, Hokkaido and so forth.



第 3 図 セシウム磁力計センサー(大熊・中塚, 2013) スティンガー先端部に設置された Cs 磁力計センサー。写真のように円柱状センサーの長軸部を鉛直方向にして設置する。
Fig. 3 Sensor of CS2 Cesium magnetometer (Okuma and Nakatsuka, 2013). A Cs magnetometer sensor is located at the point of the stinger. The sensor is oriented as its major axis is vertical.



第 4 図 機上ナビゲーション装置
 左上が本体 (AGNAV 社 LiNav)。中央下がパイロットインディケータ。Way point の入力や航跡の表示などを行い、調査飛行中はナビゲータが操作する。
 右端は GNSS 装置 (Novatel ProPak 6)。
 Fig. 4 Airborne navigation system (Okuma and Nakatsuka, 2013).
 Upper left: LiNav by AGNAV, Canada. Lower center is the pilot indicator. This equipment is used as inputs of waypoints and displays of flightline paths and operated by a navigator during the survey. Right edge is ProPak 6 GNSS receiver.



第 5 図 電波高度計 (中日本航空 (株) 所有)
 (大熊・中塚, 2013)
 電波高度計の送受信アンテナ。スキッドのステップ先端部分に取り付けられている。アンテナ間の中央部には対地ビデオカメラの CCD センサーが取り付けられている。
 Fig. 5 Antennas of a radar altimeter (Okuma and Nakatsuka, 2013).
 Owned by Nakanihon Air Service Co., Ltd. The antennas are mounted on the fore tip of a step of the skid of helicopter. A CCD sensor of video camera is installed between the antennas.



第 6 図 機上データ収録装置 (1) (大熊・中塚, 2013)
 ラック最上部には、キーボード、15 インチ液晶ディスプレイおよび対地ビデオ収録装置が置かれている。ラック内は三段で、最上段に気圧高度計本体、GPS のデータロガーおよび同操作用の PDA が電源と一緒に置かれていたが、最新システムでは装備品とその配置が変更される予定である。中段にはセンサーカプラーが、最下段には収録部のラックマウント PC が設置されている (第 7 図参照)。
 Fig. 6 Date acquisition system on board (1) (Okuma and Nakatsuka, 2013).
 A keyboard, a 15" LED display and a video deck are mounted on the ceiling of a rack with three shelves. A pressure altimeter, a GPS logger and a PDA as its controller were used to be mounted with a power supply on the top shelf but will be rearranged by the recent modification. A sensor coupler is mounted on the middle shelf. A rack-mounted windows PC is mounted on the bottom shelf (see Fig. 7).



第 7 図 機上データ収録装置 (2) (大熊・中塚, 2013)
 収録部のラックマウント PC (HPC Systems HPC1000-CD104R4)。MS Windows で動作。PCI 規格の A/D 変換ボード PCI-1718HDU-AE (アドバンテック (株)) と周波数カウンタボード GT210PCI-8 (GuideTech, USA) を内蔵する。
 Fig. 7 Date acquisition system on board (2) (Okuma and Nakatsuka, 2013).
 A rack-mounted PC (HPC Systems HPC1000-CD104 R4) is operated by MS Windows and used for data acquisition on board. Advantech PCI-1718HDU-AE, Universal PCI Multifunction Card and GuideTech GT210PCI-8, Frequency Counter Card are installed inside.

計(第5図)と新たに Setra 社(米国)の気圧高度計 Model 278 が取り付けられている。また、対地ビデオ映像撮影のための CCD センサー(第5図)とデッキも搭載されている。データ収録装置は、機体内部のラック(第6図)に取り付けられたラックマウント PC(HPC Systems HPC1000-CD104R4; 第7図)を使用し、PCI規格の A/D 変換ボード PCI-1718HDU-AE(アドバンテック(株))と周波数カウンタボード GT210PCI-8(GuideTech, USA)を使用している。データ収録プログラムは Windows 上で Visual Basic を用いて独自に開発し、収録データは ASCII 形式で安全のため内蔵 SSD と外付けの CF カードの双方に記録している。

これらの探査機材を機体に搭載し調査飛行に使用するためには、国土交通省の許可が必要で、当該の機体も航空局による機体改造検査を 2014 年 4 月 30 日付けで終了予定である。その後、静岡県に空輸され、機体磁気補償テスト飛行を実施したのち、2014 年 5 月に静岡市葵区の静岡ヘリポート(35° 01'28" N, 138° 24'31" E)を基地として空中磁気探査測定作業飛行を実施予定である。なお、地上地磁気連続観測点を静岡市の竜爪山旧登山道入り口付近に設置して、地磁気の連続観測を行う予定である。

4. まとめ

今回、調査地域の絞り込みのため、既往の空中磁気データを使用して、対地 1,500 m の滑らかな高度での、駿河湾沿岸域の空中磁気図を作成した。その結果、蒲原丘陵の南岸付近に高磁気異常が分布することが明らかとなり、蒲原丘陵の北部を中心に分布する新第三紀の火山岩類(杉山ほか, 2010)との関連が示唆される。また、当該地域は蒲原丘陵の東麓に富士川河口断層帯の入山瀬断層、西麓に入山断層が分布し、その地下構造が注目されている。そこで、本研究では駿河湾沿岸域の蒲原丘陵とその沖合を中心とする陸・海域に渡る東西 12km × 南北 12km の範囲について高分解能空中磁気探査を計画した。現在、調査を実施中である。

文献

地質調査総合センター(2005)日本空中磁気データベース。数値地質図, P-6, 産総研地質調査総合センター。

活断層研究会(1991)[新編]日本の活断層—分布図と資料。437p, 東京大学出版会。

中塚 正・大熊茂雄(2009)日本空中磁気 DB による対地 1,500m 平滑面での磁気異常分布データの編集。地質調査総合センター研究資料集, 516, 24p. + CD-ROM 1 枚, 産総研地質調査総合センター。

中塚 正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵(2005)日本空中磁気探査データベース。数値地質図, P-6, 産総研地質調査総合センター。

中塚 正・大熊茂雄(2005)スティンガー式ヘリコプター磁気探査システムの開発とその磁気センサーに対する機体磁気補償。物理探査, **58**, 451-459。

大熊茂雄・中塚 正(2013) 苫小牧沿岸域の高分解能空中磁気探査。平成 24 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.62, 85-89。

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・新井晃作・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), 産総研地質調査総合センター。

駿河湾沿岸域における海底重力調査

Ocean bottom gravity survey in the coastal area of the Suruga Bay, central Japan

大熊茂雄^{1*}・駒澤正夫¹・宮川歩夢¹・押田 淳²

Shigeo Okuma^{1*}, Masao Komazawa¹, Ayumu Miyakawa¹ and Atsushi Oshida²

Abstract: To better understand the shallow underground structure of the coastal area of the Suruga Bay, an ocean bottom gravity survey was conducted from late September to early October, 2013. In advance of the survey, the compilation of the existing gravity data was performed. The measurement points were arranged at an interval of 0.5 - 2km and the total number of measurement points amounted to 50. Unnatural local anomalies by error data are not found in the survey area, showing that the accuracy of the ocean bottom gravity data is acceptable. These newly measured ocean bottom gravity data were compiled with the existing gravity data. In a Bouguer anomaly map with an assumed density of 2.3 g/cm³, a gravity low elongated in the east-west direction lies offshore from Yui to Kambara areas. Its western and eastern edges seem to correspond to the southern extensions of the Iriyama Fault and Iriyamase Fault, respectively. In the Uchiura Bay, a gravity low is also distributed implying a basement low below the shelf.

Keywords: ocean bottom gravity survey, Bouguer anomalies, Suruga Bay, Yui, Fuji city, active fault, Fujikawa-kako fault system

要旨

駿河湾沿岸域で浅部地下構造を広域的に把握するため 2013 年 9 月～10 月に海底重力調査を実施した。静岡市清水区由比沖から富士市沖にかけての海域と沼津市沖の内浦湾において 500m～2km の測定間隔で海底重力計を用いた重力調査を実施し、総測点数は 50 点である。既存の陸上及び船上重力データと新規取得の海底重力データを編集し、海陸を接続したブーゲー異常図を作成した。この結果、由比沖から富士川河口沖にかけて東西方向の低重力異常帯が分布し、その東西両端部が既知の陸域断層の南方延長に位置していることがわかった。また、内浦湾でも局所的な低重力異常が分布することがわかった。

1. はじめに

調査地の駿河湾周辺では、フィリピン海プレートの

北進に伴う伊豆－小笠原弧の本州弧への衝突があり、これら大構造に対応する広域的な重力異常が認められている。すなわち、フィリピン海プレート北端部の伊豆半島は顕著な高重力異常域である。一方、富士川沿いでは幅 10km 程度の負の重力異常域となっており、糸魚川－静岡構造線の東側に想定される陥没構造ないし沈降盆を表している（杉山ほか、2010）。また、海域では駿河トラフが南方より連続し、プレート境界逆断層として富士川河口断層帯に連続すると推定されている（杉山ほか、2010）。

重力異常は、地下の密度構造を反映し、その分布形状や急変部の位置が断層分布と関連を持つ場合が多いことから、地下の断層構造を推定する有力な調査手法となっている。また、重力データの編集により、浅部地下構造も広域的に把握することができる。そこで、今回、このような海陸に渡る断層の連続性や構造を明らかにするため、当該地域の重力データ未測定海域で海底重力測定を実施した。

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 川崎地質株式会社 (Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.)

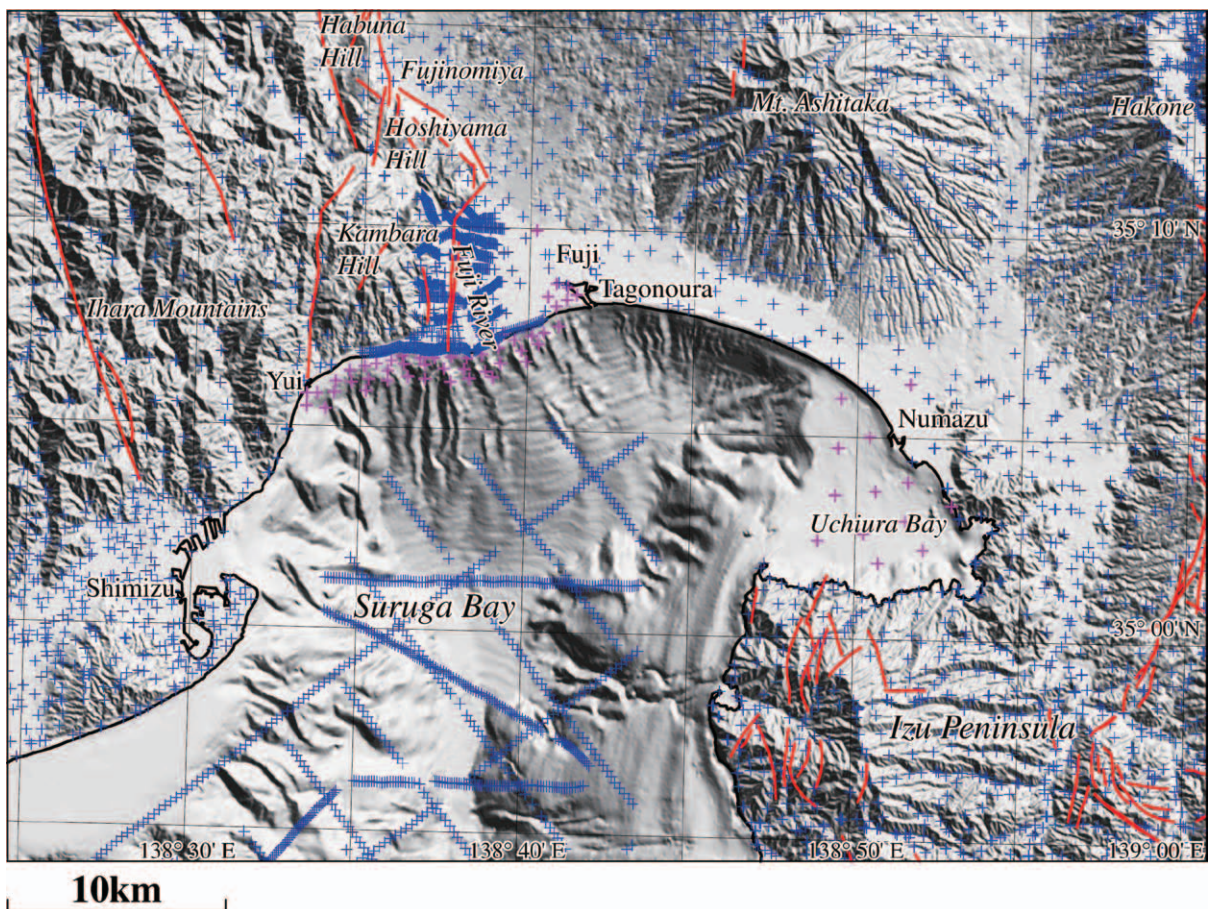
2. 調査地域と編集データ

駿河湾は、沖合に向かって急激に水深を増し、また地形起伏も激しいことから、作業効率と安全な測定を考慮すると海底重力の調査地としては適していない。そこで、水深が大凡 200m 以浅でかつ地質的に興味深い地域を優先して測点箇所を選定した。具体的な調査範囲は、静岡県清水区由比沖から富士市沖にかけてと沼津市沖の海岸線に沿った海域部分（内浦湾）で、海底重力計を用いて重力調査を実施した。計画段階では分からなかった魚網や往来船舶および海底地形などの状況により最小限（500m 程度）の位置の変更を行った測点もあった。特に由比沖から富士市沖の海域では急峻な地形が多く、海底重力計の傾斜補正可能角度を超える地点が数点あった。その場合には地形調査を行い、近傍で測定可能な場所を再選定し測定を実施した。調査範囲の水深は概ね 200m 以浅であるが、200m を超す測点もある。ちなみに、最深値は測点 39 の 264.7m であった。

測定点分布図を陸域データ、船上重力データとともに第 1 図に示す。海底重力の測定点は、計画地点に対し適宜変更している測点もあるが、測点配置に偏りがある訳でないので、数 100m 測点をずらしても、ブーゲー異常図を描くには問題はないと考えられる。海底の測定点数は 50 点となった。調査地域に含まれる陸域沿岸部についても同時期に陸上重力計を用いて 16 点の重力測定を実施し、重力図編集の精度を高めた。

3. 海底地形データ

本調査海域における水深は、特に由比沖から富士市沖で大きく、海底地形は急峻かつ起伏に富むため、海底重力計の設置や揚収に時間がかかることから作業効率が悪くことが想定されたため、通常の調査よりも少ない測点（50 点）で調査を行った。海底重力データの補正で留意せねばならないのは、測点周辺で精密な地形データによる地形補正が必要であることである。



第 1 図 測定点分布図。背景の陰影図は地形。50m メッシュ DEM（国土地理院，1997）との底地形デジタルデータ（日本海洋データセンター，2012）を使用。青の十字：既存の重力測点。ピンクの十字：海底重力測点および新規の陸上測点。赤の実線：活断層分布（活断層研究会編，1991）。

Fig. 1 Distribution of gravity stations. Shaded terrain relief is superimposed. The 50m mesh DEM (GSI, 1997) and Bathymetry-Topography Digital Data (JODC, 2012) were used. Blue crosses: Pre-existing gravity stations. Pink crosses: Ocean bottom gravity stations and newly land gravity stations. Red solid lines show active faults after the Research Group for Active Faults of Japan (1991).

今回、日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータ M7000 シリーズのうち当該地域である関東南部 M7001 を基礎データとして用いて地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。また、この際、沿岸域プロジェクトで新たにナローマルチビーム (EM302) を用いて測定された詳細地形データによる 10m メッシュ DEM (新井・佐藤, 2014) も提供を受け併せて取り込んで編集している。本調査域の沖合で海底地形が急激に深くなるため地形補正の精度を確保するため沖合域も含め極近傍・近傍地形補正用の 200m メッシュの DEM を作成した。なお、重力の測定は、当初、大凡水深 200m 以浅に限って計画したが、水深値は 12.21 ~ 264.7m となった。

4. 調査の方法

今回の調査の仕様を第 1 表に示す。海域での重力測定は、産業技術総合研究所で所有する海底重力計を使用した (平成 21 年度製作) (大熊ほか, 2010)。使用した海底重力計は、センサー部に Scintrex 社製の CG-5 にハードウェアとソフトウェアの一部をカスタマイズを施したものを利用し、更に、システム制御部やデータ収録部を加えて耐圧容器に収納されたものである。測定システムの概要を第 2 図に、測定に使用した調査船を写真 1 に、また調査の様子を写真 2

第 1 表 駿河湾沿岸域海底重力調査の仕様

Table 1 Outline of the ocean bottom gravity survey in the Suruga Bay area, central Japan

Survey period	September 21 – October 5, 2013
Survey area	Refer to Fig.1
Survey vessel	Umikaze (No.295-46435), 19 ton, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.)
Station number	50 points
Navigation / Station location recovery	DGPS
Base ports	Shizu-ura Port (September 21–25), Numazu, Shizuoka Pref. Yui Port (September 26 – October 5), Shizuoka, Shizuoka Pref.
Reference absolute gravity station	Shizuoka GS (9G1-SHIZUOK, 34°58'34"N, 138°24'13"E, 979741.63 mGal) (https://vldb.gsi.go.jp/cgi/grav_sel.pl/map_select)
Survey instruments	<u>At sea</u> Ocean bottom gravimeter: OBG-2 (Sensor: Scintrex CG-5 with custom software/hardware (No. 081240453), Canada) DGPS: Crescent R100, Hemisphere Inc., USA Navigation System: Navigation Software, Marimex Japan, Gyro: GyroTrac, KVH Industries, Inc., USA Echo sounder: PDR-1300, Senbon Denki, PDR-104, Senbon Denki, CVS-1410, Koden Electronics Co., Ltd. Pressure sensor: miniIPS, Valeport Ltd., UK CTD (Conductivity Temperature Depth profiler): MIDAS CTD, Valeport Ltd., UK <u>On ground</u> Land gravimeter: Scintrex CG-5 (No. 300900050), Canada
Contractor	Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.

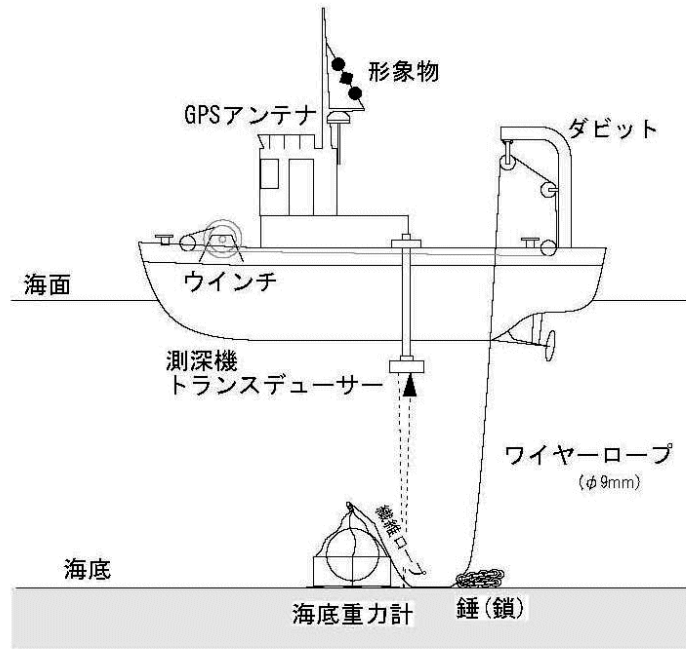
に示す。本システムは、海中に投入後は全てオフラインでデータを収録できるので船上から制御しながら測定せねばならない LaCoste & Romberg 社製の海底重力計 (HG-22) システムに比べ簡便で、ウインチやケーブルも小型で済む特徴がある。なお、日本国内で使用可能な海底重力計としては東京大学地震研究所所有 (藤本ほか, 1998) のものがあり、平成 20 年度に本研究の一環として実施された能登半島北部沖の海底重力調査に使用された。

測定作業は平成 25 年 9 月 17 日～10 月 7 日 (移動日等も含む) に実施した。このうち、移動、陸上重力測定、艀装および艀装解除を除いた実質的な海底重力調査の期間は 9 月 21 日～10 月 5 日の 15 日間である。内訳は調査実施日が 13 日、荒天待機日が 2 日であり、荒天率は 13.3% であった。調査期間の前半は台風の影響で外洋は時化であったが、外海の影響が少ない内浦湾での調査であったことが幸いした。また、今回使用した調査船 (写真 1) が今までよりもやや大型で安定性が高かったことも、稼働率の向上につながった。

実際の測定は、海底重力システム (写真 2) を 19 トンの調査船 (うみかぜ; 写真 1) に搭載し、測定点においてウインチ操作で重力計を海底に着底させ、約 10 分程度海底に静止状態で設置し自動収録する方法である (第 2 図)。調査地点までの誘導は、GPS 装置と音響測深器を併用した。測定の精度は、陸上重力計と同様に重力計が如何に水平に保持されるかにかかっているが、本システムでは耐圧容器内にある自動姿勢制御機構により水平が保持され、更に、重力値はレベル補正が施される。精度は、陸上用重力計と同じで、約 0.01mGal である。なお、海底重力計の器械定数チェックの為の測定は、2013 年 9 月 25 日の陸上重力計による岸壁重力基準点測定と同時に実施した。

海底重力測定は、沼津市の静浦港 (9 月 21 日～9 月 25 日) と静岡市の由比港 (9 月 26 日～10 月 5 日) に設置した重力基準点での閉塞測定により行った。基点での重力測定は出港前と帰港後にそれぞれ実施し、閉塞時間は 1 日以内とした。

静浦港と由比港にそれぞれ設置した重力基準点の絶対重力値 (日本重力基準網



第 2 図 海底重力調査の模式図。
Fig. 2 Schematic diagram of the ocean bottom gravity measurement.

1996 に準拠) は、9 月 25 日および 10 月 6 日に実施した静岡地方気象台建屋内に設置されている一等重力点 (静岡 GS) を基点とした閉塞測定により求めた。ただし、2 回目の閉塞測定の基点は静岡地方気象台正門横に設けた静岡 GS の補点を使用した。

10 月 6 日の閉塞基点として使用した一等重力点静岡 GS の補点は 9 月 25 日の閉塞測定の際に設置された点であり、重力値は 1 回の測定のみで決定されている。

なお、基点の重力値を得るには、Scintrex CG-5 (No.300900050) 陸上重力計を用い、検証測定として LaCoste & Romberg 社製 G 型陸上重力計 G-911 を用いた。

海底重力の測定地点の位置測量は、DGPS 航法システムで行った。DGPS 航法システムは、位置精度を高めることのほか、海底重力計を海底に設置している間、調査船が定点に留まらず重力計を牽引してしまう事態を避けるためにも利用した。位置精度は約 0.002' (実



写真 1 海底重力調査船
Photo 1 Survey vessel, Umikaze, 19 ton, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.).



写真2 海底重力調査風景

Photo 2 Ocean bottom gravity measurements.

長約 4m) 以内である。

今回の調査海域は水深が深く、海底地形も複雑で急傾斜な場所が多いことから、音響測深データも測定したが、基本的に高精度の圧力計により水深値を決定した。ただし、圧力計データが得られなかった No.46 の水深は音響測深データ（喫水補正済み）を使用した。本調査で使用した音響測深機は PDR-1300（千本電気（株）製、発振周波数 200kHz、指向角 6°）と PDR-104（発振周波数 29kHz、指向角 13°）である。さらに補助として調査船装備の魚群探知機（（株）光電製作所製 CVS-1410、発振周波数 50kHz（指向角 58°×20°）/200kHz（指向角 17°×6°））も使用した。PDR-1300 と CVS-1410 は測深値をデジタル収録した。PDR-104 は記録紙出力から

深度の読み取りを行っている。なお、CTD(Conductivity Temperature Depth Profiler) による測定（写真 3）を 1 日に 1 回実施し、圧力計による測定値からの水深値への圧力補正を行った。また、同様に CTD の測定から音響測深機による水深データの音波補正を行っている。

測点の音響測深機による深度は調査船が測点の直上にいる海底重力計着底時の値とし、圧力計による深度は計測値が落ち着く離底直前の値を採用した。これに潮位補正を施して 0.05m 以内の精度で決定した。潮位補正用のデータは気象庁内浦験潮所と清水港験潮所の 1 時間毎の実測潮位データを気象庁 HP から入手し、1 分値をスプライン補間により求めた。なお、潮位数値データは験潮所固有の観測基準面からの高さで提供されるため、潮位データに観測基準面の標高を加えて東京湾平均水面（T.P.）基準（標高）の潮位に変換している。

5. 重力データの処理手法および編集

ブーゲー異常図を作成するに当たり、陸域も含めて統一した手法によって各種補正を行い、重力データを編集した。地形補正に関しては、陸域・海域とも地球の曲率による地形の球面効果を考慮した仮想扇形の集合体で近似する方法で実施した（駒澤，1988）。地形



写真3 CTD 測定風景

Photo 3 CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) measurements.
CTD: MIDAS CTD, Valeport Ltd., UK.

補正に用いた標高（水深）データについては、陸域は国土地理院作成の 50m メッシュを用い、海域については、日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータ M7000 シリーズのうち当該地域である関東南部 M7001 を基礎データとして用いて地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。また、この際、沿岸域プロジェクトで新たにナローマルチビーム (EM302) を用いて測定された詳細地形データによる 10m メッシュ DEM (荒井・佐藤, 2014) も提供を受け併せて取り込んで編集している。

本調査域の海底地形は由比沖から富士市沖を中心として起伏に富むため、地形補正の精度を確保するため極近傍・近傍地形補正用の 200m メッシュの DEM を作成した。また、ブーゲー補正については、陸域と同じように海水準に一致する均質地球モデルからの残差密度がブーゲー異常に反映するよう海水を仮定密度の物質で置き換える操作を行った。補正式については、無限平板ではなく地形補正と同じ範囲の有限の球殻 (球帽) による方法によった。測定重力値は、日本重力基準網 1996 (JGSN96) に準拠させ、地球規模の広域トレンド除去 (緯度補正) には正規重力式による値 (測地基準系 1980) を用いた。なお、これらの処理にはフリーエア補正も含まれているが、それは厳密にはポテンシャル論的なりダクシオンでないためブーゲー異常値を海水準での値と考えるのは誤りで、あくまで海底 (陸域については地表面) の測定点での値と考えるべきものである。

以上をまとめるとブーゲー異常 $\Delta g_0''$ は、

$$\Delta g_0'' = g + \rho B_s + T(\rho) + C_A - (\gamma - \beta h + 4\pi G \rho h H(h))$$

$$\left[\begin{array}{c} \text{g-term} \end{array} \right] \left[\begin{array}{c} \gamma\text{-term} \end{array} \right]$$

となる。ただし、 g は測定重力値、 ρ は地殻の密度 (仮定密度)、 B_s は球面ブーゲー補正值、 C_A は大気補正值、 γ は正規重力値、 β は鉛直勾配、 h は標高 (深度の場合は負値) で、 $H(h)$ は、以下とする。

$$H(h) = \begin{cases} 1 & (h < 0) \\ 0 & (h \geq 0) \end{cases}$$

水の密度を ρ_w とした陸域と海域の地形を合わせた全地形補正值 $T(\rho)$ は、

$$T(\rho) = \rho \cdot T_L + (\rho - \rho_w) \cdot T_W = \rho \cdot T_C - \rho_w \cdot T_W$$

となる。但し、 T_c (単位密度換算) は、測定面と地殻上面に挟まれた地形補正值、 T_L (単位密度換算) は、測定面と地殻上面もしくは水面で挟まれた部分の地形補正值、 T_W (単位密度換算) は、水域部分による地形補正值となる (駒澤, 1989)。また、球面ブーゲー補正を実施したことにより球殻項を導入したことが従来と違う点となっている。

6. ブーゲー異常

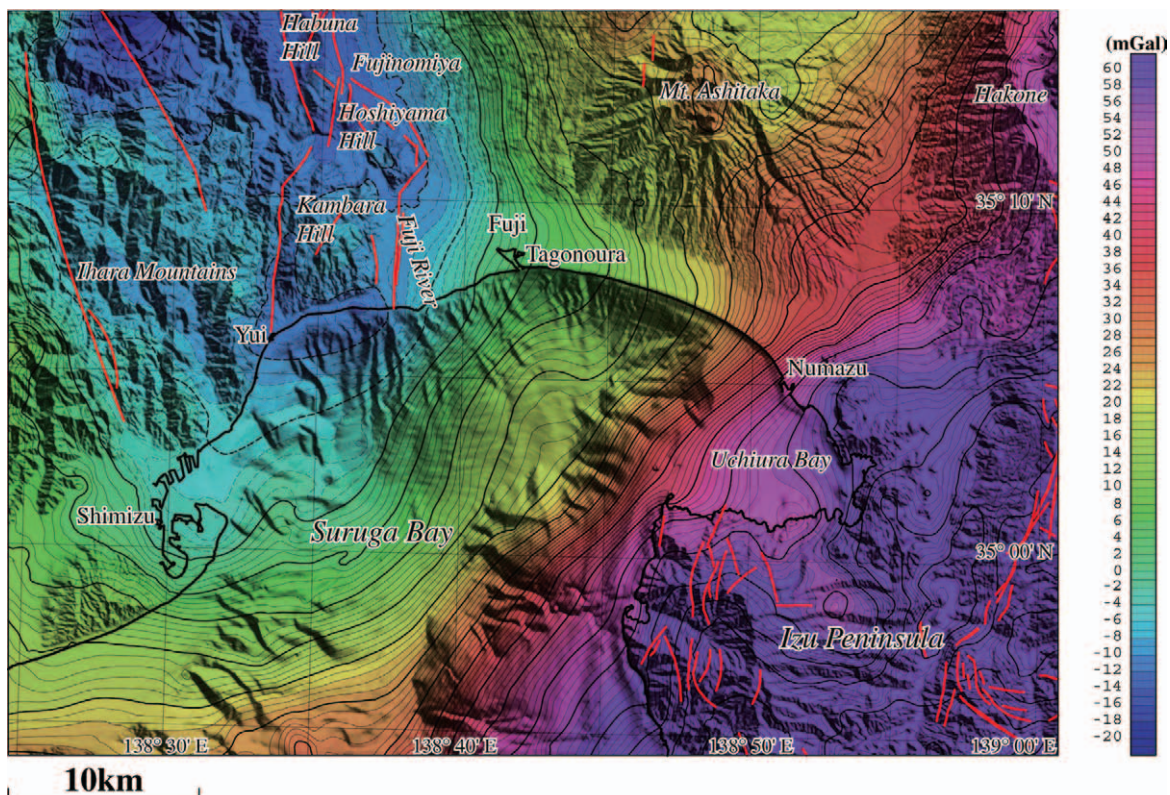
仮定密度を変えて検討を行ったところ、 2.3g/cm^3 の場合に陸域の基盤岩の露出地域で重力異常のコンターパターンが滑らかになることから、陸域の表層の平均的な密度として 2.3g/cm^3 を採用した。この仮定密度に基づきデータを編集して、既存の測点のみから作成したブーゲー異常図 (第 3 図) と、新規に陸域および海底で測定した測点も含めたブーゲー異常図 (第 4 図) を作成した。

両図の比較とともに、ブーゲー異常分布の概略の特徴を述べる。

由比沖から富士川河口沖にかけて、低重力異常帯が海岸線とほぼ平行に分布する (第 3 図, 4)。既存点のみのブーゲー異常図 (第 3 図) では、低重力異常の中心は海岸線付近となるが、海底重力の測点を補うことにより、その中心が沖合約 1km に移動する (第 4 図)。特徴的なのは低重力異常の東西両端部が活断層の海域延長部に対応することである。すなわち東端部は富士川河口断層帯の入山瀬断層、西端部は入山断層の延長部にほぼ相当する。なお、より詳細に見ると当該の低重力異常帯は複数の低重力異常からなっており、それらの境界と善福寺断層などの断層の延長部に対応する可能性があり、今後さらなる検討が必要である。

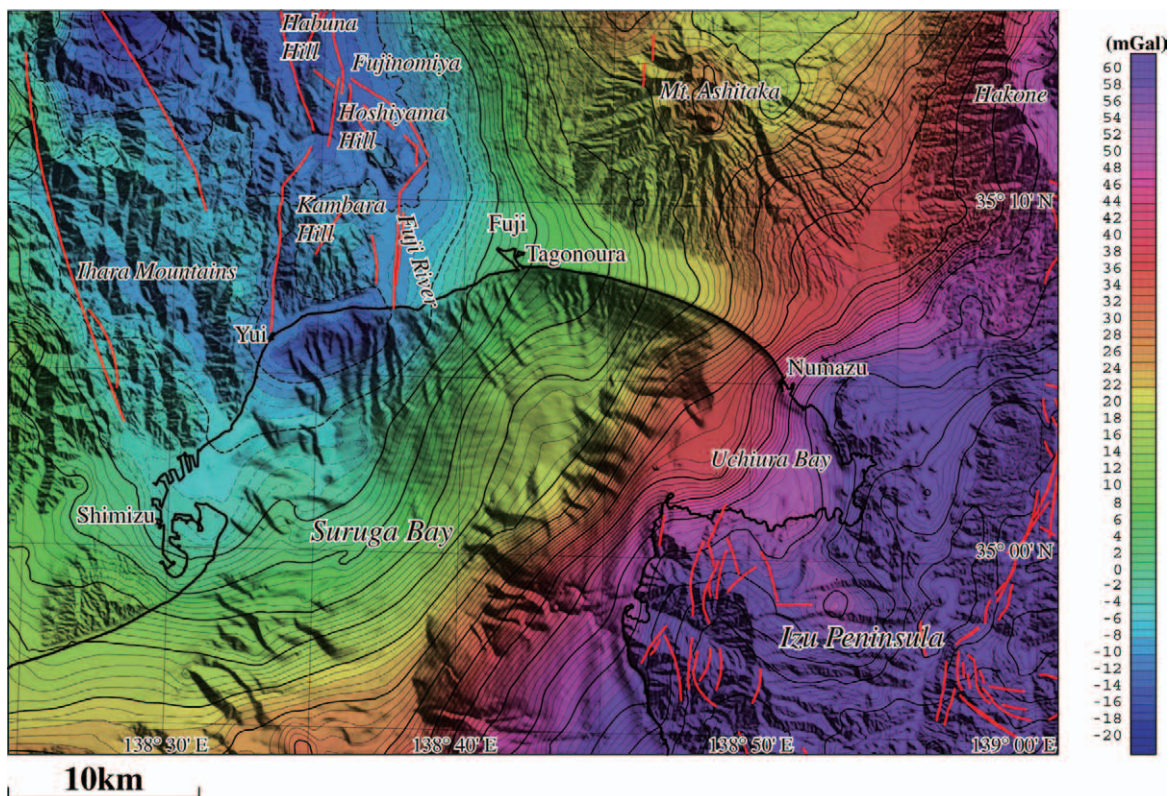
一方、当該地域の陸域 (蒲原丘陵) では、広域の低重力異常のなかで局所的な高重力異常が分布し、付近に露出する新第三紀の火山岩類 (杉山ほか, 2010) の分布に対応すると考えられる。この高重力異常の南端は海岸線付近にあり、その沖合を中心に低重力異常帯が分布することは、当該の火山岩類は海域には連続しない可能性を示唆している。

一方、当該地域では伊豆半島の本州弧への衝突に伴い広域的には南東方向 (伊豆半島側) から北西方向に重力異常が低くなるのが特徴的である。沼津市の沖合



第3図 既存測点による駿河湾沿岸域のブーゲー異常. 仮定密度は 2.3g/cm^3 . コンター間隔は 1mGal . 実線及び破線のコンターは各々正值と負値を示す. 背景の陰影図は地形.

Fig. 3 Bouguer anomalies of the coastal area of the Suruga Bay compiled from the pre-existing data. Assumed density is 2.3g/cm^3 . Contour interval is 1mGal . Solid and broken lines indicate positive and negative values, respectively. Shaded terrain relief is superimposed.



第4図 既存および新規測点による駿河湾沿岸域のブーゲー異常. 仮定密度は 2.3g/cm^3 . コンター間隔は 1mGal . 実線及び破線のコンターは各々正值と負値を示す. 背景の陰影図は地形.

Fig. 4 Bouguer anomalies of the coastal area of the Suruga Bay compiled from the pre-existing and newly observed data. Assumed density is 2.3g/cm^3 . Contour interval is 1mGal . Solid and broken lines indicate positive and negative values, respectively. Shaded terrain relief is superimpose

の伊豆半島に囲まれた海域（内浦湾）でも例外ではなく、沼津市から内浦湾を隔てた伊豆半島の大瀬崎方向に既存点のみのブーゲー異常図(第3図)ではコンターがまっすぐに伸びていたが、新たなブーゲー異常図(第4図)では、海底重力の測点が補われたことにより、より詳細な分布が明らかとなった。すなわち、伊豆半島西浦の海岸線付近の局所的な低重力異常に向けコンターが南東方向に屈曲することが認められ、当該地域の地下構造が既存重力図から推定されているほど単純ではないことを示唆している。

7. まとめ

駿河湾沿岸域（由比沖から富士市沖と内浦湾）で浅部地下構造を広域的に把握するため海底重力調査を50点で実施した。既存の陸上および船上重力データと新規取得の海底重力データとを編集し、海陸を接続したブーゲー異常図を作成した。この結果、由比沖から富士川河口沖にかけて東西方向の低重力異常帯が分布し、その東西両端部が既知の陸域断層の南方延長に位置していることがわかった。より詳細に見ると当該の低重力異常帯は複数の低重力異常からなっており、それらの境界と善福寺断層などの断層の延長部が対応する可能性があり、今後さらなる検討が必要である。

謝辞

地質情報研究部門（現地質分野研究企画室）の荒井晃作氏より、海底重力測定点の設定および重力データの地形補正のため、当プロジェクトでナローマルチビーム（EM302）により新たに測定された詳細地形データによる10mメッシュDEMの提供を受けた。ここに記して感謝申し上げます。

文献

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。
藤本博巳・押田淳・古田俊夫・金沢敏彦（1998）海底重力計の開発。海洋調査技術，10，1，25-38。
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。
国土地理院（1997）数値地図50mメッシュ（標高），日本II。
駒澤正夫（1988）仮想扇形地形による重力地形補正法。測地学会誌，34，11-23。
駒澤正夫（1989）海水準下測定のブーゲー異常の考え方。測地学会誌，35，349-351。
大熊茂雄・駒澤正夫・押田淳（2010）海底重力計の製作と実海域試験。平成21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.54，95-103。
日本海洋データセンター（2012）海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ（アスキーファイル）。M7001 Ver.2.2 関東南部。
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・新井晃作・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。

静岡市三保半島における浅部地下構造調査

Shallow seismic reflection survey at the Miho peninsula, Shizuoka City

山口和雄^{1*}・伊藤 忍¹・入谷良平^{1,2}

Kazuo Yamaguchi^{1*}, Shinobu Ito¹ and Ryohei Iritani^{1,2}

Abstract: We conducted P-wave high-resolution shallow seismic reflection survey near the point of Miho peninsula, Shizuoka City, to obtain subsurface structure between 100m and 300m deep. E-W and N-S orthogonal survey lines were set along paved road, unpaved road and baseball sub-ground. They are approximately 600m and 400m long, respectively. The preliminary CMP stacked sections show several continuous reflectors between 60m and 400m in depth. Reflector of 60m in depth is correlated to the boundary detected by nearby boring cores. Below 60m, reflectors dip southward with 4 to 13 degree apparently in the N-S section. Dips of shallow reflectors are larger than those of deep reflectors. Onlap structure is perceived between 100m and 200m in depth.

Keywords: high-resolution shallow seismic reflection survey, subsurface structure, Miho peninsula

要旨

静岡市の三保半島先端付近で深度 100m ~ 300m を目標深度として反射法地震探査を実施した。測線は東西方向長さ約 600m, 南北方向約 400m の直交 2 測線を設定した。予備的な反射断面を作成し、深度 60m ~ 400m の範囲で複数の連続の良い反射面を捉えた。深度 60m 付近の反射面は測線近傍のボーリングコアで確認された標高 -57m の地層境界とほぼ一致する。60m 以深は、南北方向で見掛け 4 度から 13 度の南傾斜の反射面が見られ、浅部の反射面の方が傾斜が大きい。深度 100m ~ 200m 付近にオンラップ構造が認められる。

1. はじめに

「沿岸域の地質・活断層調査」のプロジェクトは、平成 25 年度に駿河湾奥部周辺を対象として各種調査を進めている。駿河湾西部に位置する三保半島は、南西にある安倍川と有度丘陵が堆積物の供給源となり、これらの堆積物が波によって運ばれ形成された複合砂嘴である (依田ほか, 1998, 2000)。三保半島の地

質層序は、ボーリング資料と海域の音波探査記録に基づいて検討されている (依田ほか, 1998)。石原ほか (2014) は三保半島の層序を解明するために三保半島先端付近で深度 70m のボーリングを実施した。ボーリングの解析に資することと三保半島の地下構造を明らかにすることを目的として、坑井近傍を通る測線で反射法地震探査による地下構造調査を実施した。

2. 調査概要

測線は静岡市清水区三保本町の市道および野球練習場内に設定した (第 1 図, 第 2 図)。測線 1 は長さ約 600m で、旧三保文化ランドから東海大学松前球場に至る東西方向のアスファルト舗装道路である (第 3 図 (a))。測線 2 は長さ約 400m で、野球練習場内の地面 (測点 1 - 42), 供用されていない未舗装道路 (同 43 - 84), アスファルト舗装道路 (同 85 - 192) である (第 3 図 (b))。測線 1 測点 199 と測線 2 測点 84 で両測線は交差する。測線 1 の標高は 1m - 4m, 測線 2 の標高は 0.9m - 4.3m である。測線 1 とボーリング GS-MMB-1 (石原ほか, 2014) の距離は約 27m である。

第 1 表に調査の測定諸元, 第 3 図 (c), (d) に使用

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 現在, シュルンベルジェ (株) (Presently, Schlumberger K.K.)



第 1 図 調査位置図。

矩形は第 2 図の範囲を示す。基図として国土地理院の地理院地図 (電子国土 web) を利用した。

Fig. 1 Survey area map.

The rectangle shows area of Fig. 2. The basemap is from Geospatial Information Authority of Japan.

した機器類を示す。本件調査の目標深度はボーリング深度の 70m よりやや深い 100m ~ 300m 程度を想定しており、震源は P 波、測点間隔は 2m, 最大オフセットは 384m とした。探鉱器では垂直重合せず個々の発震データを全て記録した。マーキング・測量・設置撤収・測定など実質 4 日間の作業だった。取得した反射法データは総発震点数 473 点, 合計 2529 ファイルとなった。

3. 調査結果

垂直重合と振幅調整を適用した後の発震記録を第 4 図に示す。S/N は良好で初動は最大オフセットまで届き、反射波はゼロオフセットで走時 0.05s 付近から 0.5s 付近に見られる。顕著なノイズは見掛け速度 200m/s - 300m/s 程度の低周波数の波群が卓越する。発震記録では目立たないが、測線 2 の測点 85 - 192 の区間は見掛け速度約 1200m/s の高周波数の波

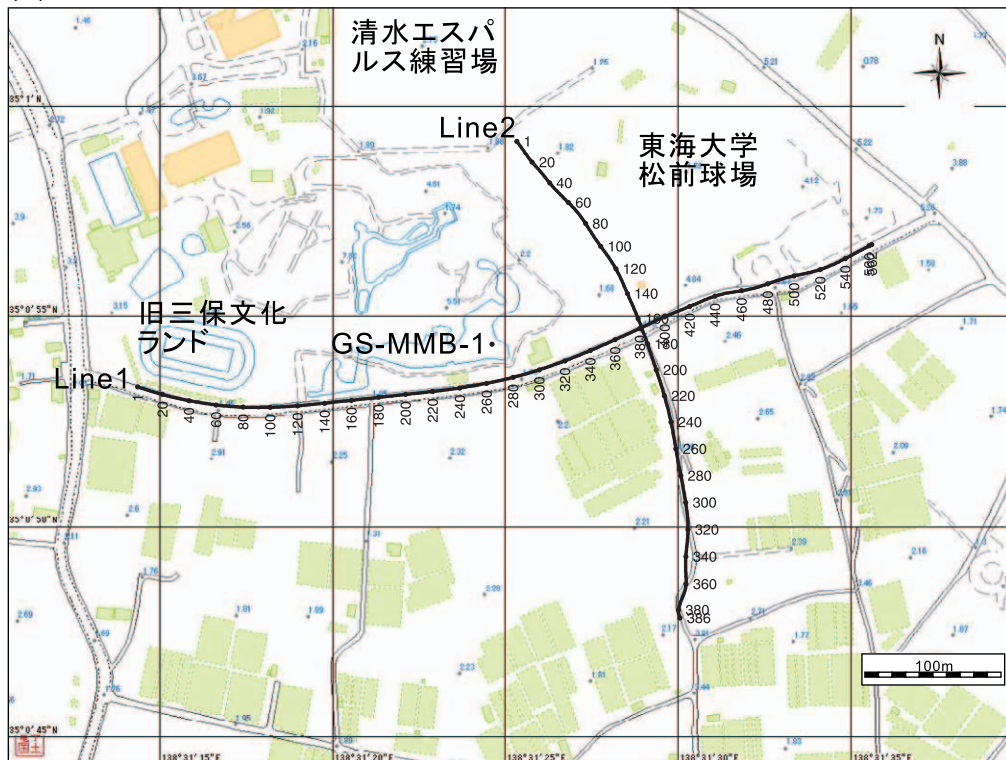
群が共通受振記録で認められ、これは上水道埋設管に起因するチューブ波と考えられる。

データ処理は通常の CMP 重合法を適用した。処理項目を第 2 表に示し各処理の概要を以下に記す。前処理としてトレース編集, 同一発震点重合 (ダイバーシティ重合) 等を適用し, 受振点および発震点の座標データを入力しジオメトリを定義した。測量はトータルステーションと GPS を併用した。初動屈折解析による静補正で表層低速度層の影響を除去し, 振幅調整, デコンボリューション, バンドパスフィルタにより反射イベントを強調した。速度解析は, 定速度走査法と定速度重合法により 100CMP(100m) 毎に実施した。解析点数は測線 1 が 5 点, 測線 2 が 3 点である。速度解析で求めた重合速度を用いて NMO 補正, CMP 重合を適用し CMP 重合時間断面を作成した。その後, 見掛けの傾斜を真の傾斜に変換する重合後時間マイグレーション, さらに時間軸を距離軸に変換する深度変換を行った。マイグレーションと深度変換には時間空

(a) Survey lines



(b) CMP lines



第2図 測線図.

(a) 調査測線 数値は測点番号 (2m 間隔), (b) CMP 測線 数値は CMP 番号 (1m 間隔). GS-MMB-1 の位置は石原ほか (2014) による. 基図として国土地理院の地理院地図 (電子国土 web) を利用した.

Fig. 2

Seismic lines.

(a) Survey lines with station number (2m interval), (b) CMP lines with CMP numbers (1m interval).

GS-MMB-1 is from Ishihara et al. (2014). The basemap is from Geospatial Information Authority of Japan.

(a) Line1



(b) Line2



(c) Impactor



(d) Receiver, remote unit



第 3 図 調査測線風景と調査機器.

(a) 測線 1, (b) 測線 2, (c) P 波油圧インパクト, (d) 受振器とリモートユニット

Fig. 3 Photos of survey lines and instruments.

(a) line1, (b) line2, (c) Pwave Yuatsu impactor, (d) Receiver and remote unit.

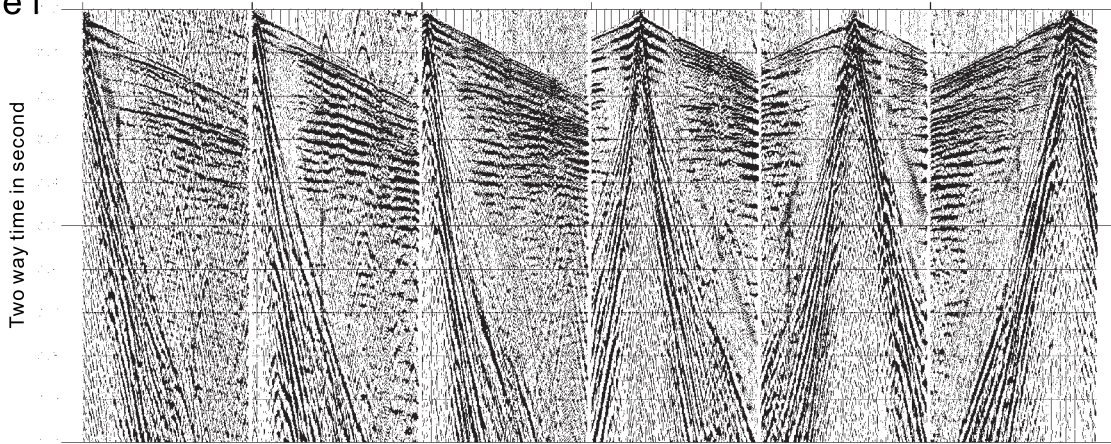
第 1 表 調査諸元と使用機器.

Table1 Survey parameters and instruments.

測線名	測線1	測線2
総発震点数	282	191
総受振点数	288	192
測点番号	7-294	1-192
発震受振展開	西端から1-192番目の受振点を固定し1-48で発震, 49-240番目の受振点を固定し49-96で発震, 97-288の受振点を固定し97-288で発震	192受振点を固定し各点で発震
調査方向	西→東	北→南
調査年月日	平成26年2月18日-19日	平成26年2月17日
CMP番号	1-562	1-386
CMP数	562	386
CMP測線長	561m	385m
坑井との距離	27m(CMP271)	
震源	P波油圧インパクト(地球科学総合研究所製)	
発震点間隔	2m	
発震パタン	1箇所固定	
発震回数	5回あるいは10回	
受振器	GS20-DM(GeoSpace製)	
受振点間隔	2m	
受振器個数	1個/受振点	
固有周波数	28Hz	
探鉱器	DSS-12(サンコーコンサルタート製)	
チャンネル数	192ch	
記録長	1s	
サンプリング間隔	0.5ms	
CMP重合数	標準96	
CMP間隔	1m	
測線交点	測線1測点199=測線2測点84, 測線1CMP381=測線2CMP167	

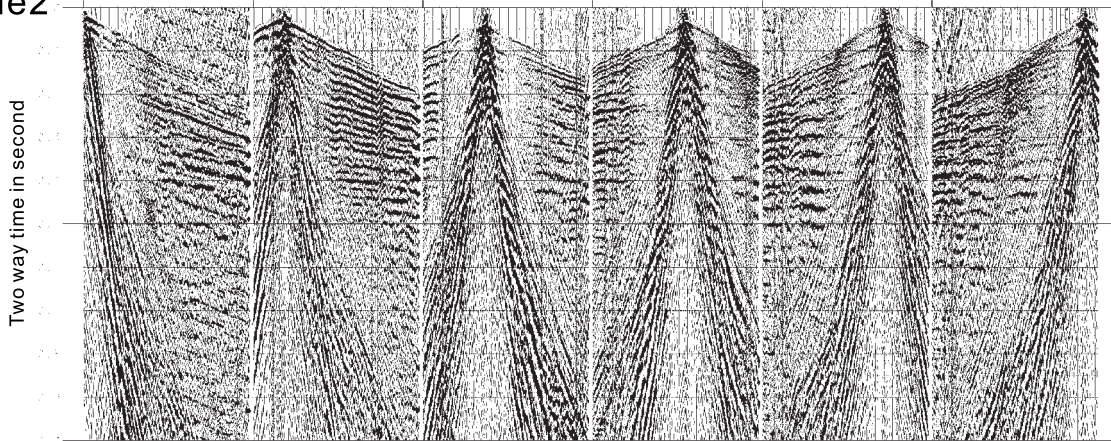
(a)

Line1



(b)

Line2



第 4 図 発震記録.

(a) 測線 1, (b) 測線 2. SOURCE は発震点番号, RECEIVER は受振点番号.

Fig. 4 Shot records.

(a) line1, (b) line2. SOURCE is source point number, RECEIVER is receiver point number.

第 2 表 反射データ処理メニュー.

Table2 Processing menu of seismic data.

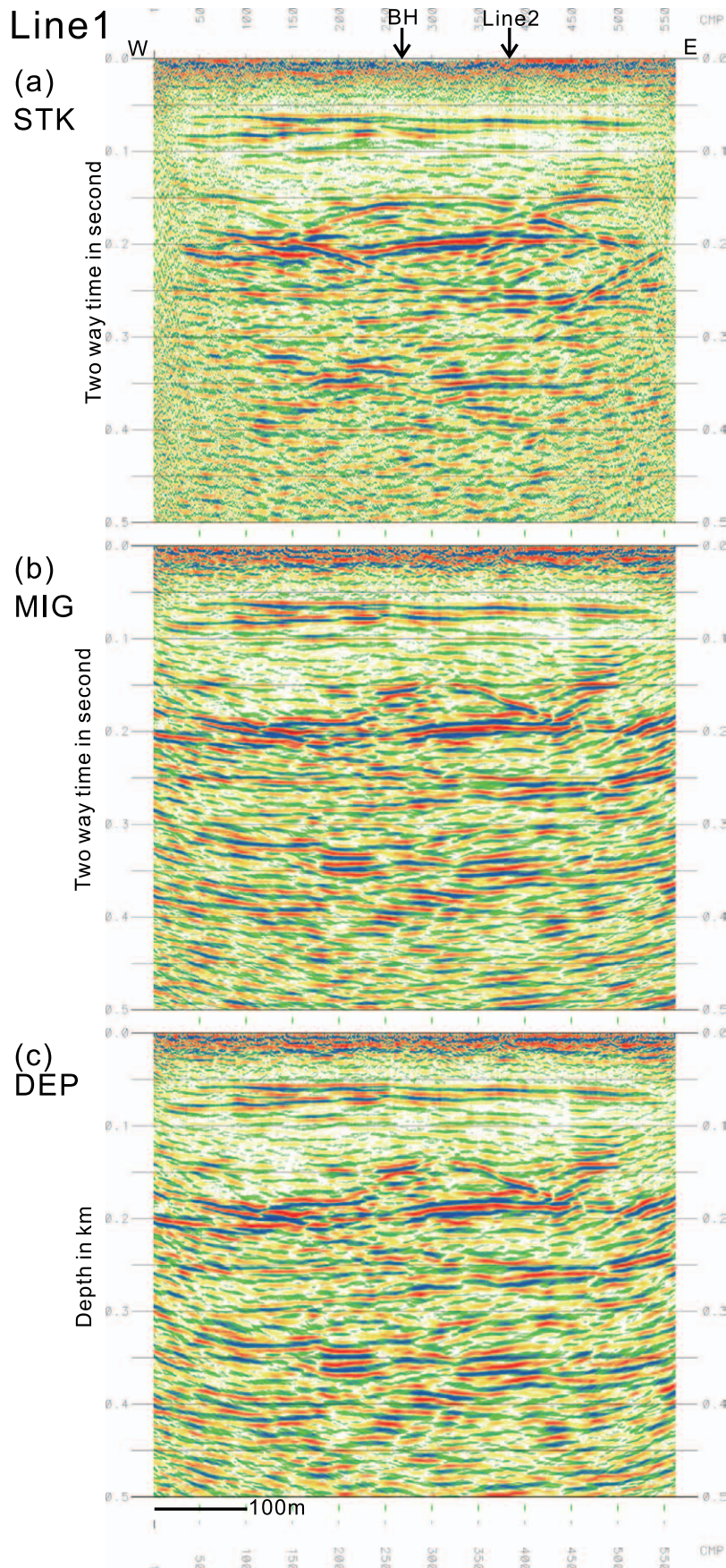
データ変換(SEG2→SEG-Y→内部形式)
トレース編集(不良ch除去)
垂直重合(ダイバーシティスタック)
ジオメトリ適用
初動屈折解析による静補正
振幅調整
デコンボリューション
バンドパスフィルタ
速度解析
NMO補正
初動ミュート
CMP重合
FX時間マイグレーション
深度変換

間方向に平滑化した重合速度を用いた.

以上により, 予備的な CMP 重合時間断面図, マイグレーション時間断面図, 深度断面図を作成した(第 5 図, 第 6 図). 標高 0m をデータ処理の基準面としており, 各断面図の走時 0s, 深度 0m は標高 0m に相当する. データ処理には Linux 上で動作する反射法処理ソフトウェア Omega(WesternGeco 社製)を使用した.

4. 結果と考察

いずれの測線も往復走時で 0.06s から 400ms, 深度では 60m から 400m に連続の良い反射面が見られる. それら反射面を測線 2 の深度断面上で上から順に A ~ E としてトレースし, 交点で測線 1 に繋ぎ, 測

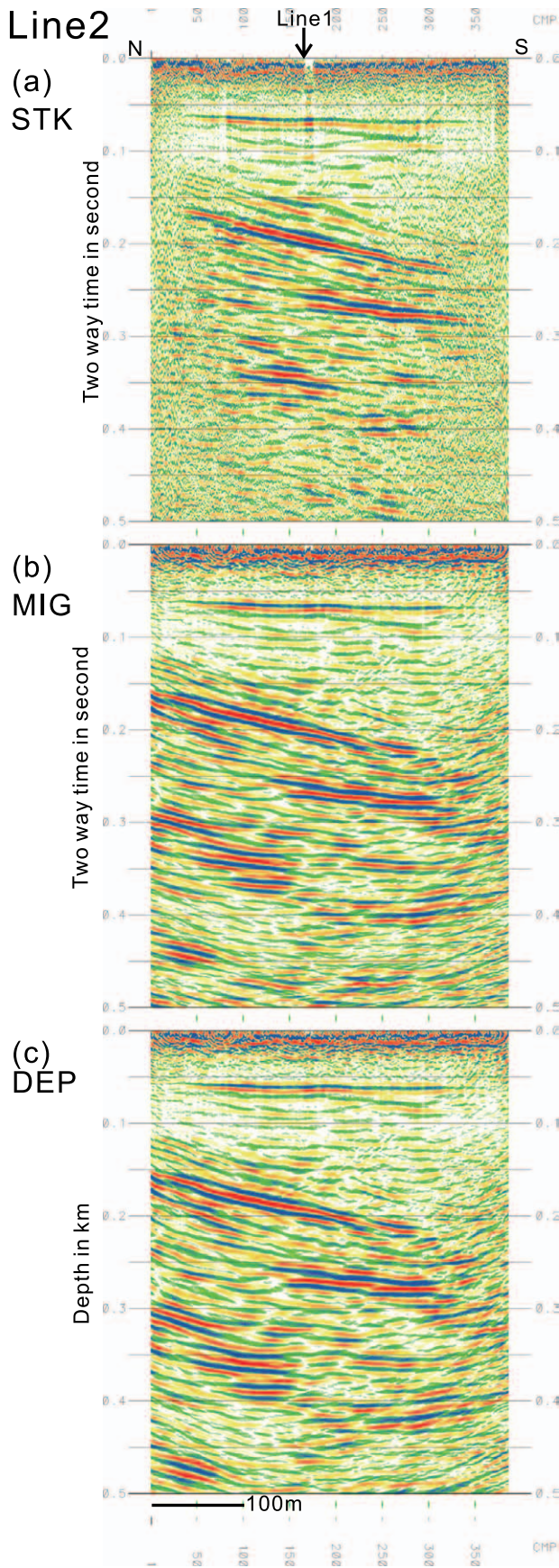


第 5 図 測線 1 予備的な各種断面図。

(a)CMP 重合時間断面, (b) マイグレーション時間断面, (c) 深度断面. 深度断面は縦横 1:1.

Fig. 5 Line1 Preliminary seismic sections.

(a) CMP stacked time section, (b) Migrated time sections, (c) Depth section. Vertical exaggeration of depth section is 1.



第 6 図 測線 2 予備的な各種断面図。

(a)CMP 重合時間断面, (b)マイグレーション時間断面,

(c) 深度断面。深度断面は縦横 1:1。

Fig. 6 Line2 Preliminary seismic sections.

(a) CMP stacked time section, (b) Migrated time sections,

(c) Depth section. Vertical exaggeration of depth section is 1.

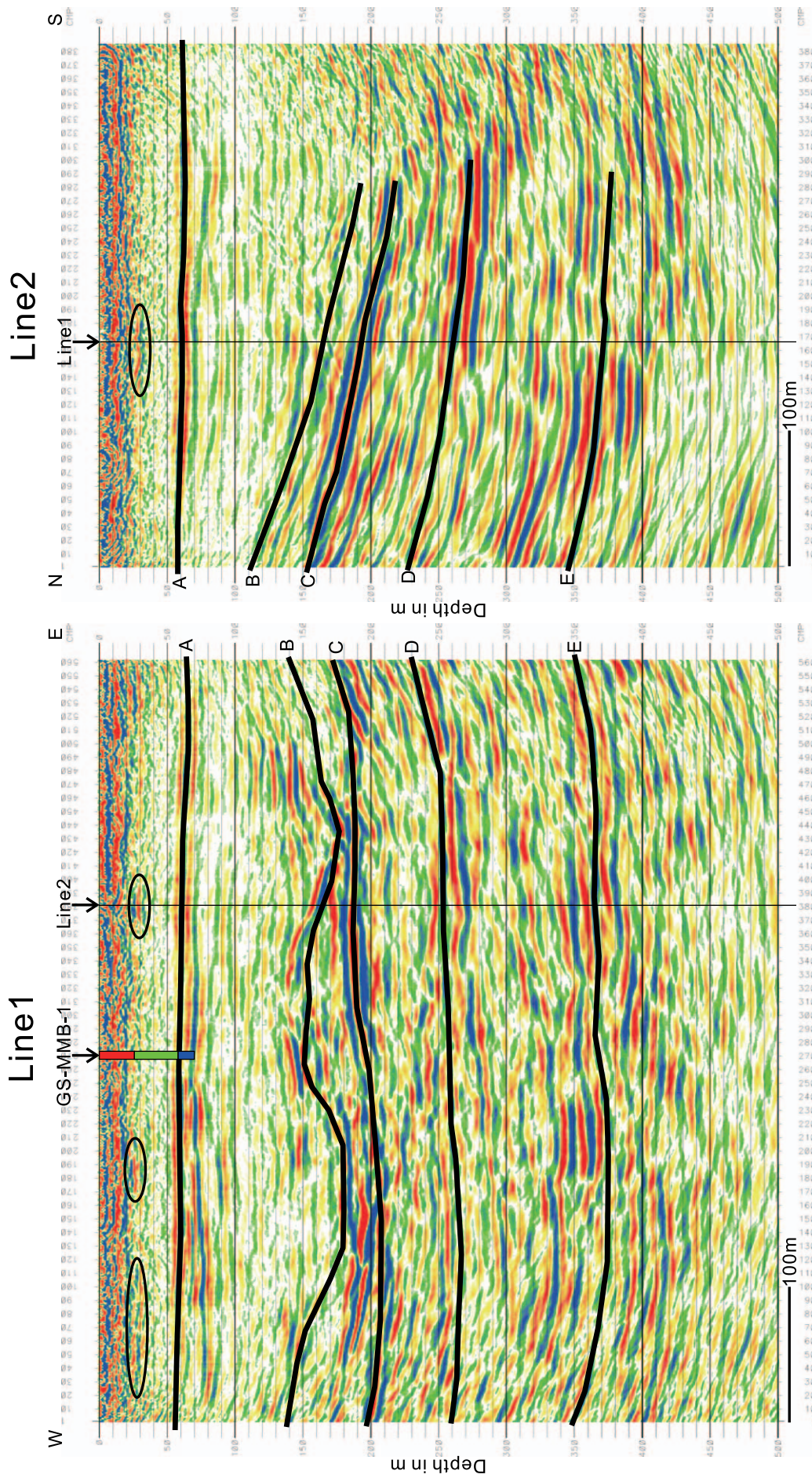
線 1 の反射面をトレースした (第 7 図)。交点での反射面の対応は良好である。A はいずれの測線でも深度 60m 付近に分布し、測線 1 でわずかに東傾斜、測線 2 でわずかに南傾斜である。A の上位 (浅部) は、交点位置など部分的に深度 25 ~ 30m 辺りに断片的なイベントが見られる (楕円で囲んだ)。深度 20m 以浅のイベントは真の反射か否か検討が必要である。A の下位には複数の連続の良い反射面が捉えられた。測線 1 の B は、時間断面の buried focus 状の波列 (CMP160 と 410 付近、走時 0.15 ~ 0.2s) がマイグレーションにより凹部としてイメージされたと考えてトレースした。測線 2 の B, C, D, E はいずれも滑らかな形状を示し南に傾斜する。見掛けの傾斜は上から順に 13 度、13 度、7 度、4 度であり、浅い反射面の方が深い反射面より傾斜が急である。A - B 間の反射面は B に対してオンラップの関係にある。

測線 1 近傍の坑井 GS-MMB-1 (石原ほか, 2014) の地層区分を簡略化して断面図に投影した。コアの層相は、標高 -6.9 m ~ -63 m が砂礫層、-63 m ~ -57 m が砂層、-57 m ~ -25 m が砂泥層、-25 m ~ -0.1 m が砂礫層である (石原ほか, 2014)。ボーリングの -57m の地層境界と反射面 A の深度はほぼ一致し、-25m の地層境界は深度 25 ~ 30m の断片的な反射面に対応すると考えられる。

5. おわりに

静岡市の三保半島先端付近で深度 100m ~ 300m を目標深度として反射法地震探査を実施した。測線は東西方向長さ約 600m、南北方向約 400m の直交 2 測線を設定した。予備的な反射断面を作成し、深度 60m ~ 400m の範囲で複数の連続の良い反射面を捉えた。深度 60m 付近の反射面は測線近傍のボーリングコアで確認された標高 -57m の地層境界とほぼ一致する。60m 以深は、南北方向で見掛け 4 度から 13 度の南傾斜の反射面が見られ、浅部の反射面の方が傾斜が大きい。深度 100m ~ 200m 付近にオンラップ構造が認められる。

今後、低速度波群やチューブ波の抑制、初動ミュートの最適化、マイグレーション後に測線外に移動する傾斜反射面の保持等により反射断面図の精度を向上させる。特に坑井 GS-MMB-1 の標高 -25 m の地層境界に対応する反射面の鮮明化を目指す。反射断面の地質



第 7 図 反射面のトレース。
 深度断面 (第 5 図 (c), 第 6 図 (c)) で連続の良い反射面をトレースした。楕円は断片的な反射面。GS-MMB-1 は坑井データを (石原ほか, 2014) を簡略化して測線 1 に投影した。

Fig. 7 Traces of reflectors.
 Continuous reflectors traced on depth sections Fig. 5(c) and Fig. 6(c). Ellipses show discontinuous reflectors. GS-MMB-1 is simplified from Ishihara et al. (2014) and projected to Line1.

解釈は、周辺の陸域ボーリングデータや海域音波探査データを参照して行う。

謝辞

本調査の実施にあたり、東海大学の柴正博氏、手塚慎太郎氏、(株)しずおか体験企画の武藤善章氏、三保本町一区自治会長の遠藤亮司氏、静岡市役所建設局にご協力いただきました。以上の皆様に心からの謝意を表します。

文献

- 石原武志・水野清秀・本郷美佐緒・細谷卓志(2014) 駿河湾北部の沿岸域における平野地下の第四系地質調査. 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, 65-76.
- 依田美行・石井良・中西のぶ江・田中政仁・根元謙次(1998) 三保半島沖大陸棚の堆積構造からみた三保半島の形成過程. 東海大学紀要海洋学部, 45, 101-119.
- 依田美行・黒石修・根元謙次(2000) 堆積シーケンスからみた三保半島及び半島沖大陸棚の形成. 海洋調査技術, 12, 31-47.

富士川河口地域における反射法地震探査

Seismic Reflection Survey around the Mouth of Fuji River

伊藤忍^{1*}・山口和雄¹・入谷良平^{1,2}

Shinobu Ito^{1*}, Kazuo Yamaguchi¹ and Ryohei Iritani^{1,2}

Abstract: We conducted a seismic reflection survey on two lines around the Mouth of Fuji River in February 2014. We named one line along the coastline FJK1 and another line FJK2. Both survey lines cross over the Iriyamase Fault. In the depth profile of FJK1, we identified several gaps of stratification, and they incline towards west. The deeper the gaps area, the smaller the dip angle becomes. It is deduced that the branches of Iriyamase Fault distributed over 1,000m widths at the surface in this area, and that the branches converge on one fault at the depths.

Keywords: seismic reflection survey, fault, Fuji River, Iriyamase Fault

要旨

2014年2月に、富士川河口付近の2本の測線で反射法地震探査を実施した。海岸線に沿った測線をFJK1、もう一方の測線をFJK2と命名した。両測線とも入山瀬断層を横切る。FJK1の深度断面にはいくつかの層構造のずれが認められ、西に傾斜している。傾斜角は深さとともに小さくなっている。この地域では入山瀬断層は1,000mに近い幅に分布しており、深部ではひとつの断層に収斂していると推定される。

1. はじめに

静岡県の富士川河口地域には富士川河口断層帯と呼ばれる断層帯が存在し、海から内陸部にかけて多くの調査がなされている。新たな調査が実施されると、既存の報告を参考にしながら統一的な解釈が試みられているが、特にこの断層帯の東列の海岸線を横切る入山瀬断層については、整合性のある解釈には至っていない。例えば、中田ほか(2000)による入山瀬断層は、富士川右岸の堤防付近を通っているが、これはおもに地形判読によるものと考えられる。地震調査研究推進本部(2010)ではそれよりもやや西側の蒲原地震山付近を通っているが、これは蒲原地震山が撓曲地

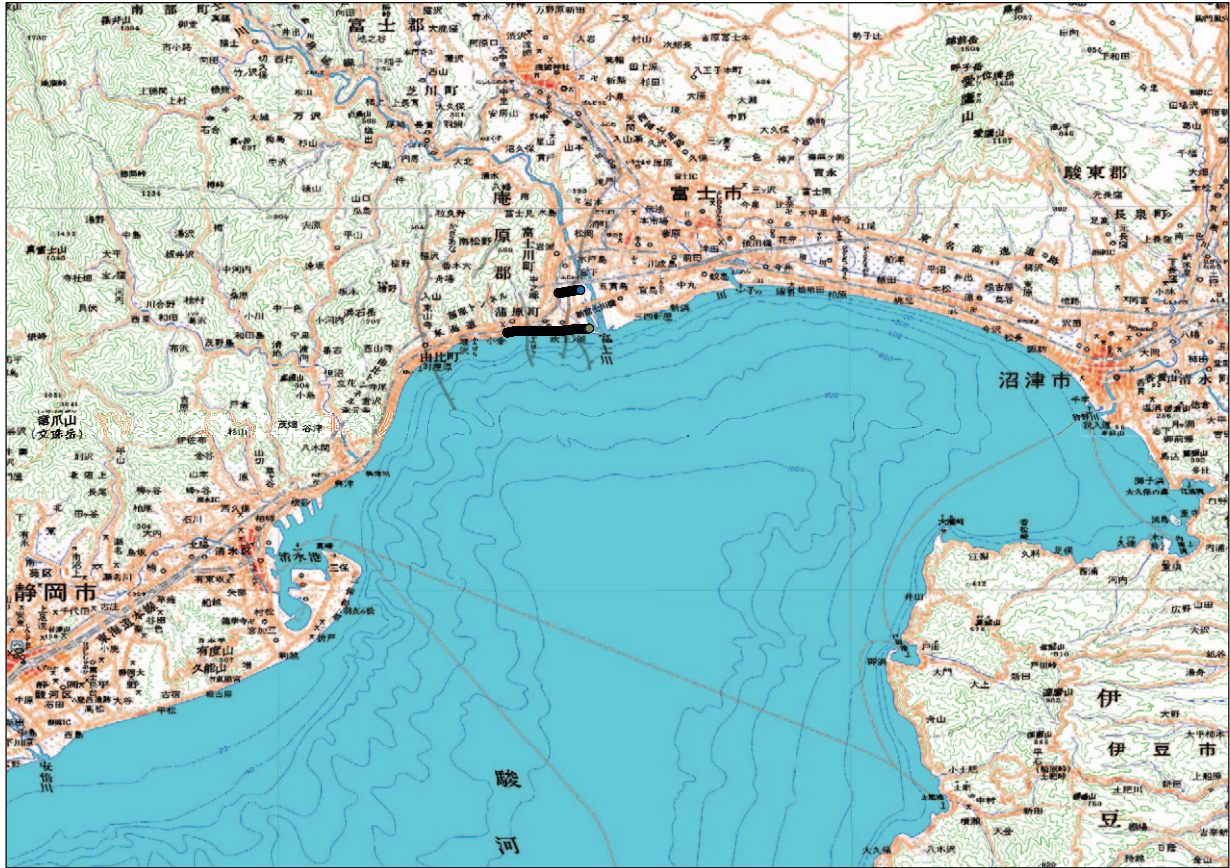
形によるものであるとの判断と考えられる。下川ほか(1996)では反射法地震探査の結果から、前述した文献による報告よりもさらに西に4本の断層が認められるとしている。静岡県総務部地震対策課(1996)は、海域におけるマルチチャンネル音波探査の結果から2条の断層が認められるとし、これが下川ほか(1996)による陸域の断層に接続すると推定している。地震調査研究推進本部(2010)は、海域の断層の位置は静岡県総務部地震対策課(1996)による位置を採用しているが、陸域では中田・今泉編(2002)による断層に接続する図が示されている。

このように解釈が統一されない背景には、それぞれの調査で見ているものが違うという理由があり、やむを得ない。例えば、下川ほか(1996)による反射法地震探査によって得られた断層構造は、地表にはなんら兆候がなく、地形判読等では断層を認めることは不可能である。しかしながら、逆に、地形判読で得られた断層や、地表での観測で得られた撓曲地形を横切る路線で反射法地震探査を実施すれば、断層が存在するならなんらかのイベントが認められると考えられる。そこで、本研究では、富士川河口断層帯の一部である入山瀬断層および善福寺断層の位置および形状を詳細に把握することを目的として反射法地震探査を実施した。

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 現在, シュルンベルジェ(株) (Presently, Schulumberger K.K.)



第 1 図 a 調査地域図。基図に国土地理院発行の数値地図 200,000（地図画像）を使用。灰色の線は地震調査推進本部による断層。

Fig. 1a Survey area on the Digital Map 200,000 (Map Image) published by Geospatial Information Authority of Japan. Gray lines are faults by the Headquarters for Earthquake Research Promotion in Japan.

2. 調査の概要

調査路線は、富士川河口から西に海岸沿いを通り向田川に至る約 3.5km の測線 1 (FJK1) と、富士川右岸を海岸から約 2km 北のほぼ東西約 1km の測線 2 (FJK2) の 2 本である (第 1 図)。FJK1 は、下川ほか (1996) による調査路線「A 測線」および静岡県総務部地震対策課 (1996) による蒲原海岸浅層反射法の調査路線を含むように設定した。FJK1 は、中田・今泉編 (2002), 中田ほか (2000) による入山瀬断層および静岡県総務部地震対策課 (1996) による善福寺断層を横切っている。FJK2 は、FJK1 と同様に中田・今泉編 (2002), 中田ほか (2000) による入山瀬断層を横切るとともに、いわゆる蒲原地震山を横切っている。

震源は大型パイプレーター (IVI 社製 Y2400) を 1 台使用した。FJK1 と FJK2 のスイープ周波数は、

テスト発震による記録を参考にして、それぞれ 10-100Hz と 10-120Hz とした。いずれの測線においてもスイープ長は 12 秒、相互相関前の記録長は 16 秒、相互相関後の記録長は 4 秒とした。FJK1 の同時展開長は 1km とし、ロールアロングしながらエンドオンで発震した。FJK2 は固定展開とした。受振器は Sensor 社製のジオフォン SG-10 (固有周波数 10Hz・6 連) を用い、いずれの測線においても受振器間隔は 5m とし、バンチングで設置した。収録はサンコーコンサルタント社製のテレメトリー型地震探査システム DSS-12 を使用した。

処理は、CMP 間隔を 2.5m に設定して行った。

3. 調査の結果

初期的な処理の結果を示す。

第 2 図に FJK1 のマイグレーション深度断面を示す。CMP1700 付近から CMP2100 付近にかけてのおおよそ 1,000m の区間に、6 本程度の西に傾斜した成層構造



第1図b 調査路線図. 基図に国土地理院発行の数値地図 25,000 (地図画像) を使用. 灰色の線は地震調査推進本部による断層.

Fig. 1b Survey lines on the Digital Map 25,000 (Map Image) published by Geospatial Information Authority of Japan. Gray lines are faults by the Headquarters for Earthquake Research Promotion in Japan.

のずれが認められる.

この区間は、地震調査研究推進本部 (2010) が示した入山瀬断層の位置を含んでいる.

第3図に FJK2 のマイグレション深度断面を示す. CMP1120 および CMP1240 付近に西に傾斜した成層構造のずれが認められる. 西に傾斜したずれが認められるという点は、FJK1 と同様である.

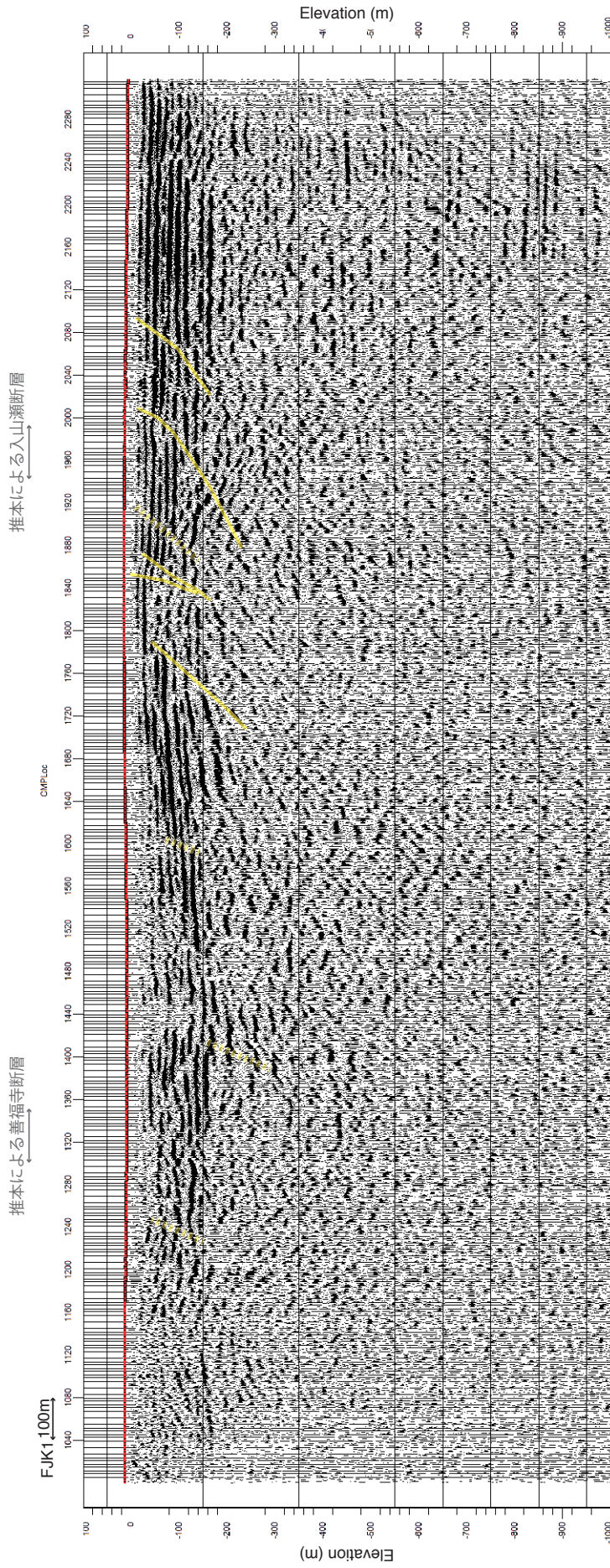
FJK1 では、上述した領域よりも西の方で、水平成層のずれやイベントの反射強度の変化といった特徴が見られる.

4. 考察

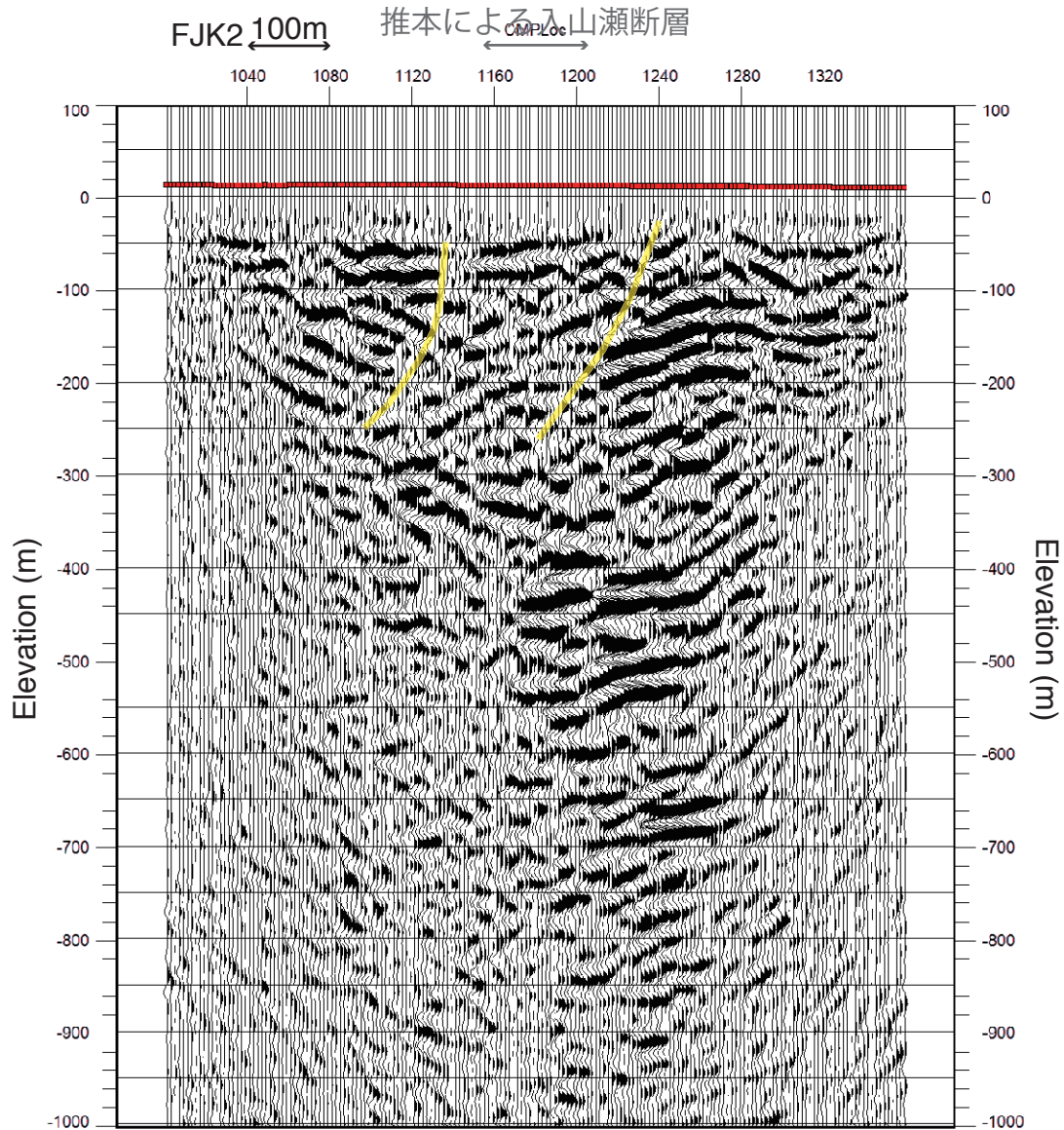
FJK1 の CMP1700 から CMP2100 付近にかけての 1,000m 近い区間に見られる西に傾斜したずれのうち、西の方の CMP1700 から CMP1920 付近に見られる 4 本のずれは、下川ほか (1996) が入山瀬断層である可能性が高いと指摘している 4 本の断層と位置や特徴がよく一致している. 次いで、CMP2000 付近

に見られるずれは、中田ほか (2000) による入山瀬断層の位置とほぼ一致している. さらに、CMP2100 付近に見られるずれは、中田・今泉編 (2002) による入山瀬断層の位置とほぼ一致している. これらのことを総合して考えると、入山瀬断層はこの地域の地表では西に傾斜した複数の断層に分岐して、少なくとも 1,000m 近い幅にわたって広く分布していると考えられる. また、その傾斜が地下深部に進むにつれて徐々にゆるやかに変化していく様子が見られることから、地表で分岐している入山瀬断層は、地下深部では少数の断層に収斂している可能性が高いと考えられる.

FJK2 の CMP1120 および CMP1240 付近に見られる水平成層構造のずれは、地表では相互に 300m 程度離れているが、その間がいわゆる蒲原地震山となっており、地震調査研究推進本部 (2010) による入山瀬断層はここを通っている. 中田ほか (2000) による入山瀬断層は、これよりもやや東を通っているが、固定展開での測線の端に近いことから FJK2 の解像度が高くないために認識できない可能性がある.



第 2 図 FJK1 の深度断面。黄色の曲線は成層構造のずれを示す。
Fig. 2 Depth profile of FJK1. Yellow curves indicate gaps of stratification.



第3図 FJK2の深度断面. 黄色の曲線は成層構造のずれを示す.
 Fig. 3 Depth profile of FJK2. Yellow curves indicate gaps of stratification.

静岡県総務部地震対策課（1996）によるマルチチャンネル海上音波探査のC-D測線およびB測線では、海域に2本の断層を認めている。下川ほか（1996）による陸上の入山瀬断層が海域まで連続していると推定している。東に大きく湾曲している東落ちの断層が主で、陸上の断層の延長付近には西落ちの派生断層があると推定している。

静岡県総務部地震対策（1996）は、陸域の1本の断層が海域で派生断層に分岐していると推定したが、地震調査研究推進本部（2010）も静岡県総務部地震対策（1996）による海域の断層と中田・今泉編（2002）による陸域の断層の位置を図示して追認している。しかしながら、本研究の結果は、陸域における入山瀬

断層が1本の明瞭な断層ではなく、複数の断層に分岐していることを示しており、海域の断層が陸域の1本の断層に収斂する必要はないと考えられる。すなわち、海域に存在する複数の断層は、陸域でも同様に複数の断層として連続していると考えられる。

FJK1の西の方にも水平成層のずれが認められる。また、反射面の明瞭度が変化するなど、地下構造の不均質性を反映しているような特徴も見られるが、これらが有意なものであるのか現在までの処理では十分な確証が得られていない。静岡県総務部地震対策（1996）は蒲原海岸で実施した浅層反射法探査の結果から、反射面のパターンの違いが地質構造の差に起因しているものであると推定している。本研究による断面からも

同様の結論が得られるものと推定される。

5. まとめ

富士川河口断層帯の一部である入山瀬断層を横切る 2 本の測線で反射法地震探査を実施した。海岸沿いの測線 1 (FJK1) では、成層構造のずれが複数見られ、いずれも西に傾斜し、深部に進むほど傾斜が緩くなる様子が見られた。既存の調査結果等を考慮すると、この地域の地表では、入山瀬断層は 1,000m 近い広範囲に分岐して存在しており、地下深部では少数の断層に収斂すると推定される。また、この特徴は陸域から海域にかけて共通しており、断層は陸海で連続しているものと推定される。

謝辞

調査に際して、静岡県危機管理部、国土交通省静岡河川事務所蒲原海岸出張所、国土交通省静岡国道事務所静岡国道維持出張所、国土交通省関東地方整備局甲府河川事務所富士川下流出張所、静岡市建設局土木部土木事務所、富士市建設総務課にご協力いただいた。記して感謝の意を表する。

文献

- 地震調査研究推進本部 (2010) 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」, 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根寛 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層「富士宮」, 国土地理院技術資料 D・1-No 375.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996) : 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, 259, 73-80.
- 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.

駿河湾北部の沿岸域における平野地下の第四系地質調査

Geological investigation of the Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan

石原武志^{1,2}・水野清秀^{1*}・本郷美佐緒³・細矢卓志⁴

Takeshi Ishihara^{1,2}, Kiyohide Mizuno^{1*}, Misao Hongo³ and Takashi Hosoya⁴

Abstract: We investigated the Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the northern Suruga Bay, Japan, based on analysis of drill cores (GS-MMB-1, GS-FJG-1) and columnar sections. In the Shimizu Lowland, top elevation of marine deposit and base elevation of the Latest Pleistocene-Holocene incised valley fills suggested uplifting in the coastal area. In the northern Miho Peninsula, spit developed between the Kofun Period and the Middle Ages. Near the GS-FJG-1 core in the Fujigawa-kako Lowland, gravel of incised valley fill deposited over 100 m thickness, suggesting that the active fault runs on the west of the GS-FJG-1 core site.

Keywords: coastal plain, drilling survey, subsurface geology, active fault, Suruga Bay

要旨

駿河湾奥部の沿岸平野の地下に分布する第四系の地質構造について、2か所のボーリング調査（GS-MMB-1, GS-FJG-1）と既存ボーリング柱状図資料の収集・解析によって検討した。清水低地では、海成層の上限高度や沖積層基盤の高度分布から、沿岸部が隆起傾向にある可能性が示された。三保半島北部では沖積層が約 65m の層厚で堆積し、砂嘴が北部まで発達したのは古墳時代以降中世にかけてのころであることが明らかとなった。富士川河口低地ではボーリング調査地点から東部にかけて、沖積層の砂礫層が 100 m 以上の厚さで堆積しており、断層がボーリング地点のやや西側を通過する可能性が示唆された。

1. はじめに

この研究は、駿河湾沿岸域を対象とした「沿岸域の地質・活断層調査」のうちの「陸域の地質調査」の一

部として実施されたものである。調査地域は、清水低地、三保半島、及び富士川河口低地である。

清水低地の南側には有度丘陵があり、丘陵を構成する中・上部更新統は全体として内陸（北西）側へ傾斜している（土，1960；近藤，1985；杉山・下川，1990）。丘陵構成層は主に安倍川の扇状地性デルタ堆積物であることから、内陸側へ傾く構造は約 30 万年前以降の地殻変動により形成されたと考えられる（杉山・下川，1990）。清水低地の沿岸部では、海成層の上限高度の検討に基づき、完新世における隆起傾向が推定されている（羽田野ほか，1979；松島，1984；小林・北村，2012）。一方、松原（1989）は、清水低地内陸部の海成層上限高度が沿岸部よりも低下する傾向にあることから、完新世における沿岸部の隆起と内陸部の沈降という地殻変動様式を推定している。しかし、清水低地や三保半島の沖積層基盤を構成する地層の年代や地質構造については詳細な検討がなされておらず、有度丘陵を含めた清水低地全体における第四紀の長期的な地殻変動については不明な点が残されて

* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation）

² 現所属：再生可能エネルギー研究センター（AIST, Renewable Energy Research Center）

³ 有限会社アルプス調査所（Alps Technical Research Laboratory Co. Ltd.）

⁴ 中央開発株式会社（Chuo Kaihatsu Corporation）

いる。

富士川下流域には、富士川河口断層帯と呼ばれる南北 26 km 以上に延びる活断層帯が分布する（活断層研究会，1991）。主に断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層からなり、南方海域への延長も推定されている（静岡県総務部地震対策課，1996；中田ほか，2009；地震調査研究推進本部，2010）。富士川河口部の活断層については、断層両側に分布する古富士泥流や新期富士溶岩などの後期更新世以降の地層や地形面の食い違いから、上下方向の平均変位速度が最大 7 m / 千年と推定されている（山崎，1979；活断層研究会，1991；静岡県総務部地震対策

課，1996；下川ほか，1996）。さらに、これまでに地形調査・トレンチ調査・ボーリング調査・反射法探査が実施され、断層の位置・形状や最新活動時期・平均活動間隔がある程度明らかになってきている（山崎，1979；山崎ほか，1981；Yamazaki，1992；静岡県総務部地震対策課，1996；下川ほか，1996；産業技術総合研究所，2007 など）。しかし、富士川の扇状地礫層が厚く分布する富士川河口部では、断層近傍での調査の数が少なく、断層の活動履歴を検討するうえで重要な地下地質構造の解析が不十分である。

本研究では、資料の少ない三保半島と富士川河口低地にてボーリング調査を行うとともに、平野内の既存



第 1 図 駿河湾奥部の地質図とボーリング掘削地点，土質サンプル地点，地質断面図の位置（第 4～9 図）。地質図は産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2012）を簡略化。新第三系，下部・中部更新統，上部更新統の地質をそれぞれ一つの凡例に統合した。活断層の位置は静岡県（1996），中田・今泉（2002），杉山ほか（2010）より引用。
 Fig. 1 Geologic map of the Northern Suruga Bay, locality of cores and boring samples, and lines of geologic sections. Geologic map is simplified after Geological Survey of Japan, AIST (ed.) (2012). Locality of active faults are after Shizuoka Pref. (1996), Nakada and Imaizumi (2002), and Sugiyama et al. (2010).

ボーリング柱状図資料を収集・解析して平野域の地下地質構造について検討した。調査結果の概略を以下に示す。

2. ボーリング調査

ボーリング調査は、以下の2地点で行った。

①三保半島に位置する東海大学社会教育センターの敷地内、GS-MMB-1（緯度：35° 00′ 54.4″ N，経度：138° 31′ 24.6″ E，標高+1.40 m，掘削長70 m，コア長70 m）。

②富士川河口低地に位置する富士川浄水場の敷地内、GS-FJK-1（緯度：35° 08′ 4.6″ N，経度：138° 37′ 21.5″ E，標高+14.68 m，掘削長100 m，そのうち上部50 mはノンコア，コア長50 m）。

ボーリング掘削工事は中央開発株式会社に依頼した。ボーリング地点の詳細位置を第1図に、また地質柱状図を第2図に示す。採取されたボーリングコアに対して層相記載を行ったほか、コアから得られた木片や貝化石の放射性炭素年代値を測定した。また、GS-MMB-1 コアについては花粉分析も行った。なお、

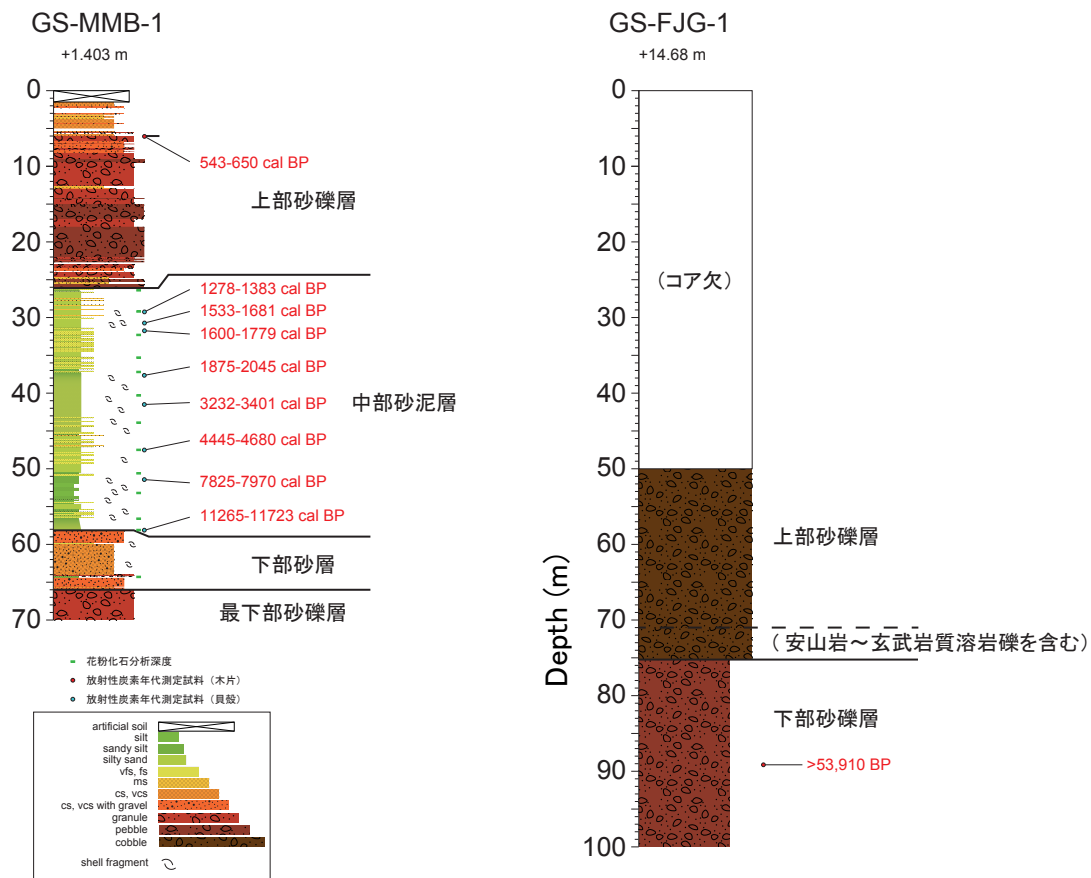
放射性炭素年代値については、較正年代値を cal BP，未較正年代値を BP で表記する。

(1) GS-MMB-1 コア

GS-MMB-1 コアの層相は、深度70.00～64.42 m（標高-68.60～-63.02 m）の最下部砂礫層，深度64.42 m～58.14 m（標高-63.02～-56.74 m）の下部砂層，深度58.14～26.10 m（標高-56.74～-24.70 m）の中部砂泥層，深度26.10～1.50 m（標高-24.70～-0.10 m）の上部砂礫層に大別される（第2図）。

最下部砂礫層は、礫混じり粗砂～細礫層から構成される。本層から年代値は得られていないものの、後述する中部砂泥層から完新世の放射性炭素年代値が得られたことを考慮すると、最下部砂礫層は最終氷期の堆積物の可能性がある。

下部砂層は、貝殻をわずかに含む礫混じり粗砂層からなり、基底部にはシルトと細砂の互層が認められる。本層上部に貝殻片が認められること及び本層の花粉化石群集が後述するように中部砂泥層下部と類似した比較的温暖な植生を示すことから、本層については後氷期の海進初期の堆積物であると考えられる。



第2図 GS-MMB-1 と GS-FJK-1 の地質柱状図。

Fig. 2 Geologic columnar sections of the GS-MMB-1 and GS-FJK-1 cores.

第 1 表 放射性炭素年代測定結果. 放射性炭素年代値の測定は株式会社加速器分析研究所による.
Table 1 Results of radiocarbon age determination.

Lab code	Core	Depth (m)	Elevation (m)	Material	Measured 14C age (y BP)	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional 14C age (y BP)	Calibrated Age (1 σ) (cal BP)	Calibrated Age (2 σ) (cal BP)
IAAA-132194	GS-MMB-1	6.05	-4.60	wood	650 ± 20	-27.91 ± 0.31	600 ± 20	552-563 590-640	543-570 582-650
IAAA-132195	GS-MMB-1	29.27	-27.87	crab	1330 ± 20	3.00 ± 0.26	1790 ± 20	1295-1349	1278-1383
IAAA-132196	GS-MMB-1	30.73	-29.33	shell	1610 ± 20	1.32 ± 0.29	2040 ± 20	1550-1634	1533-1681
IAAA-132197	GS-MMB-1	31.75	-30.35	shell	1650 ± 20	2.87 ± 0.28	2110 ± 20	1631-1725	1600-1779
IAAA-133718	GS-MMB-1	37.65	-36.25	shell	1950 ± 20	-0.72 ± 0.30	2340 ± 20	1911-1996	1875-2045
IAAA-133719	GS-MMB-1	41.50	-40.10	shell	2980 ± 20	3.77 ± 0.29	3450 ± 30	3275-3280 3293-3372	3232-3401
IAAA-133720	GS-MMB-1	47.52	-46.12	shell	3960 ± 30	2.50 ± 0.25	4410 ± 30	4508-4610	4445-4680
IAAA-133721	GS-MMB-1	51.43	-50.03	shell	7000 ± 30	2.25 ± 0.27	7440 ± 30	7864-7939	7825-7970
IAAA-133722	GS-MMB-1	58.12	-56.72	shell	9980 ± 40	0.56 ± 0.38	10400 ± 40	11325-11591	11265-11723
IAAA-134159	GS-FJG-1	89.15	-74.45	wood	>53,910	-26.74 ± 0.77	>53,911		
IAAA-133725	smz01	8.30	3.70	shell	6860 ± 30	0.20 ± 0.28	7270 ± 30	7677-7765	7649-7814
IAAA-133726	smz02	9.30	-2.10	shell	4060 ± 30	2.98 ± 0.27	4520 ± 30	4685-4795	4615-4811
IAAA-133727	smz02	14.30	-7.10	shell	40260 ± 590	2.50 ± 0.31	40700 ± 590	43351-44418	42957-45002

中部砂泥層は、生痕や貝殻片を含む砂質シルト～シルト質細砂層で構成され、全体的に上方粗粒化する。上部のシルト質細砂層中には、淘汰の良い細砂が 5～10 cm の層厚で挟在する。深度約 50.50～37.50 m に含まれる貝殻は主に *Pecten albicans* (イタヤガイ) で、ほかに *Tonna luteostoma* (ヤツシロガイ) や *Paphia* sp. (スダレガイ類), *Glossaulax vesicalis* (ヒメツメタ) が見られる。深度約 50.50 m 以深では、*Haustator cingulifera* (ヒメキリガイダマシ) が産出する。また、深度 43.22 m に *Carcinoplax longimanus* (エンコウガニ) の破片が見られる。これらの貝殻より、約 11,500～1,350 cal BP の放射性炭素年代値が得られている (第 1 表)。以上のことから、中部砂泥層は外洋的環境で堆積した完新世の海成堆積物であると考えられる。また、岩相や堆積速度の変化からみて、深度約 50.50 m を境に上方浅海化する傾向にあると考えられる。

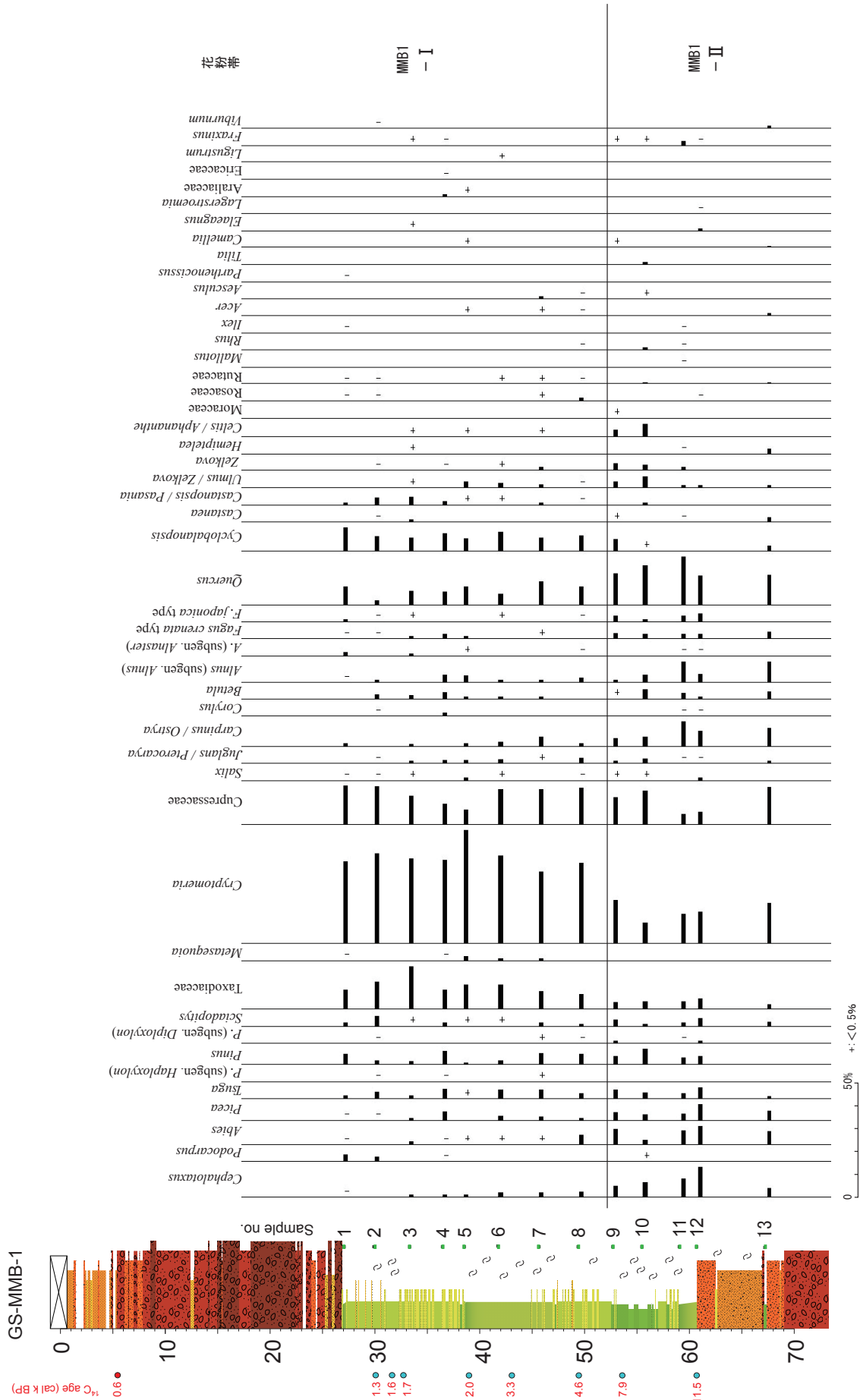
上部砂礫層は、砂礫層と礫混じり粗砂層からなる。本層は三保半島を構成する砂嘴堆積物と解釈される。深度 6.00 m に含まれる木片からは約 600 cal BP の放射性炭素年代値が得られた。中部砂泥層の年代値も考慮すると、三保半島北部は少なくとも古墳時代にはまだ海域のまま、中世頃に砂嘴が発達したと考えられる。

花粉分析は、下部砂礫層の下部 1 試料と中部砂泥層中の 12 試料で実施した (第 3 図)。花粉化石からは、深度約 50 m 付近を境に 2 つの花粉群集帯 (下位より MMB- II および MMB- I) に区分することができる。下位の MMB- II 帯は、*Quercus* (コナラ属コナラ亜属) が優勢で、*Cryptomeria* (スギ属) がこれに次ぐ。*Cephalotaxus* (イヌガヤ属) は、上位の帯と比較して

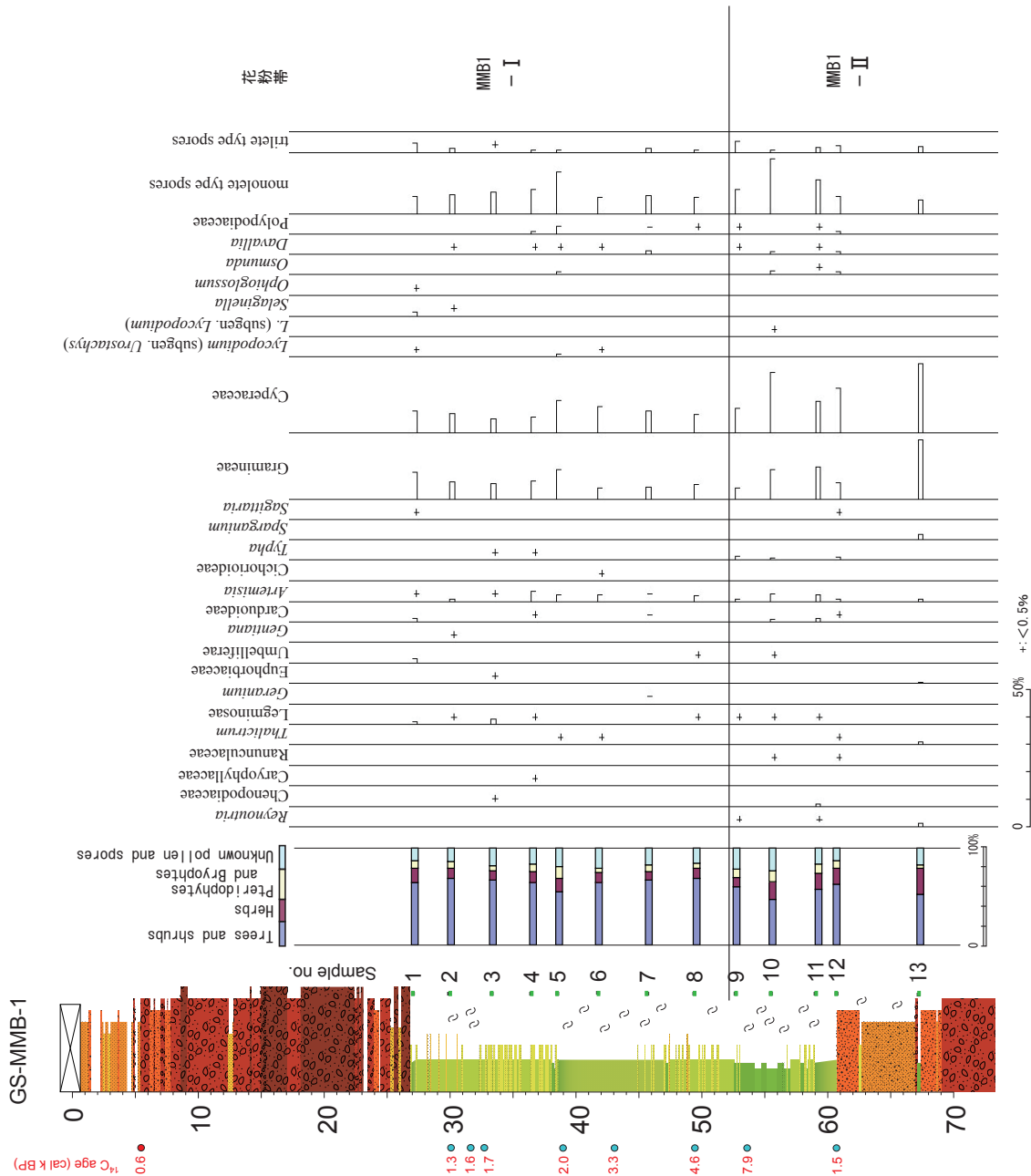
産出率が高い。また *Abies* (モミ属), *Fagus* (ブナ属), *Carpinus/Ostrya* (クマシデ属/アサダ属), *Betula* (カバノキ属) および *Alnus* (ハンノキ属) も上位の帯と比較して産出率がやや高い。一方、上位の MMB- I 帯では、*Cryptomeria* が高率を占め、*Taxodiaceae* (スギ科), *Cupressaceae* (ヒノキ科) がこれに次ぐ。*Quercus* および *Cyclobalanopsis* (コナラ属アカガシ亜属) を 10% 程度伴う。*Castanopsis/Pasania* (シイノキ属/マテバシイ属) が低率ながら層位的に連続して産出する。一方、*Fagus*, *Carpinus/Ostrya*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans/Pterocarya* (クルミ属/サワグルミ属), *Ulmus/Zelkova* (ニレ属/ケヤキ属) は極めて低率である。このような花粉構成から、MMB- II 帯の古植生は暖温帯上部から冷温帯下部にかけて優先する中間温帯林であり、MMB- I 帯はスギ属を主とした温帯針葉樹林 (中間温帯林) であったと考えられる。後者は前者と比較して温暖・湿潤になったと推定される。両花粉帯の境界の年代はおおよそ 7,000～5,000 年前と推定される。

なお、駿河湾東部の海底コアの沖積層の花粉分析結果 (楡井, 1988) と比較すると、当地域の花粉群集では *Cyclobalanopsis* の出現率が全体的に少ないように見受けられる。しかし、浮島ヶ原における沖積層の花粉分析結果では、当地域の花粉群集と同様に *Cryptomeria* の優勢な群集が得られている (松原, 1992; 藤原, 2007)。これらを考慮すると、*Cyclobalanopsis* の出現率が全体的に少ないように見受けられる理由は、調査地の近傍および後背地にスギ属を主体とした林が成立していたためであると推定される。

また、このボーリングコアには、中期更新世以降日本には自生していないと考えられている



第3図 GS-MMB-1の花粉分析ダイアグラム。(木本植物)
Fig. 3 Pollen diagrams of the GS-MMB-1 core. (trees and shrub)



第 3 図 (続き) 草本植物, 孢子化石
Fig. 3 (continuation. herbs and spores)

Matasequoia (メタセコイア属) 花粉が少量ではあるが含まれている。これは周辺域に分布する前期更新世以前の地層からの誘導化石として堆積した可能性が高い。

中部砂泥層は完新世の堆積物であるが、やや締まっているのが特徴である。GS-MMB コア近隣の既存ボーリング資料では、同深度の砂泥層の N 値が 10-30 台を示す。後述するように、清水低地・三保半島の沖積層の海成堆積物は、N 値が 5-15 程度を示すことが多く、やや固結している特徴がみられる。

(2) GS-FJG-1 コア

GS-FJG-1 コアの層相は、ほぼ全て砂礫層からなる

(第 2 図) が、深度 75.23 m (標高 -60.55 m) を境に上下二分される。下部の砂礫層は、粘土分を含む ϕ 5 ~ 40 mm 程度の中礫が主体である。深度 89.10-89.20 m (標高 -74.5 ~ -74.4 m) 付近の砂礫層中から植物片が採取され、>53,910 BP の放射性炭素年代値を得た。一方、上部の砂礫層は ϕ 10 ~ 80 mm 程度の中~大礫主体で、最大 100 ~ 150 mm のものもみられる。特に下位に比べて粒径が急激に大きくなる深度 75.2 m ~ 71.0 m (標高 -60.5 ~ -56.3 m) 付近には径 20cm を超える安山岩 ~ 玄武岩質溶岩礫が含まれ (最大径約 60 cm)、長石の粗粒斑晶を含むものと全体的に細粒で均質のものが認められる。礫種はどの層準においても、砂岩、チャート、頁岩、安山岩、

玄武岩、凝灰岩、閃緑岩など多種類からなり、亜円礫から円礫が多いが亜角礫も少量含まれている。

3. ボーリング資料解析とその結果

駿河湾奥部の沿岸平野部の既存ボーリング柱状図資料を収集し、地下地質について検討した。柱状図資料の収集に当たっては静岡県から柱状図資料の収集と利用の許可を得て、のべ9,200点以上の柱状図資料の提供を受けた。また、建築士会富士支部が発行している『富士地区建築地盤調査資料』に収録されている柱状図資料415点も集約した。このほか、静岡市、富士市、国土情報検索サイト「Kunijiban」(土木研究所, 2013)、「静岡県統合基盤地理情報システム」(静岡県)から若干数の柱状図を入手した。また、富士市(1986)、国土地理院(1978, 1981)、松原(1997)、松島(1999)、下川(1996)、静岡商工会議所(1967)、依田(1998)に記載されている柱状図も集約した。紙媒体の柱状図類は、掘削地点(緯度・経度)、孔口標高、柱状図の記載内容などに不備があるものを除いて選別し、XML形式で電子化を行った。土質標本試料のあるボーリング資料については、一部で貝殻片の放射性炭素年代測定を行った。

本研究では清水低地・三保半島において、ボーリング柱状図解析システム(木村, 2011)を用いて、設定した断面線に幅100～200mの範囲に含まれるボーリング柱状図を直交方向に投影し、地質断面図を作成した(第4～6図)。資料の少ない富士川河口低地では断面図を作成していないが、GS-FJG-1コア付近の地下構造について付近のボーリング資料、既存研究を踏まえて考察した。なお、本報告では、最終水期極相期までに堆積した沖積層基底礫層およびそれ以前の地層の上面を、便宜上沖積層基底面として解釈した。

(1) 清水低地及び三保半島(第4～6図)

清水低地の地下地質については、土・高橋(1972)、門村(1966)、松原(1989, 1997, 1998)などの研究がある。それらによれば、清水低地の地下には沖積層の基盤として、有度丘陵から連続する中・上部更新統のほか、低地北部では山地を構成する新第三系の基盤岩も分布している。沖積層の基盤高度は有度丘陵北東麓～東麓部と、清水低地北東部の孤立した丘陵群の周辺で高く、その間に巴川の埋没谷が東西方向に延

びている(松原, 1997, 1998)。また、有度丘陵の北縁および孤立丘陵群付近では、南東側が相対的に隆起する活断層や撓曲の存在が推定されている(中田・今泉, 2002; 上市ほか, 2003)が、清水低地地下への連続性については明らかにされていない。

清水低地では、2地点(smz01, 02; 第1図)において土質標本試料中の貝殻の放射性炭素年代測定を行った。smz01, 02を通るA-A'断面を第4図に、A-A'断面にほぼ直交し、巴川の埋没谷に沿ったB-B'断面を第5図に示す。

A-A'断面では、巴川右岸部に幅1km程度の谷地形が認められ、沖積層が厚く堆積している。後述するB-B'断面と比較すると、巴川右岸部の沖積層の最深部は標高-35m付近と考えられる。埋没谷の北側と南側では、標高約-5mより下位にN値30～50の礫層、砂層、泥層が分布し、沖積層の基盤を構成している。この基盤高度は丘陵側ほど高くなる。これらの基盤を構成する地層は、有度丘陵を構成する中・上部更新統堆積物とされる(松原, 1997)。smz02では、標高-7mの泥層中の貝殻から約44,000 cal BPの放射性炭素年代値が得られ、松原(1997)の解釈とも整合的である。沖積層は、標高0m付近から以深で貝殻混じりの泥層～砂泥層が卓越する。N値は砂泥層で10～30、泥層でも5～20を示し、海成沖積層としては高い値を示している。標高0m以上には、N値が5～30程度の砂層～礫層が累重する。smz01では、海成層上限高度が標高約5.5mに達しており、標高3.5mの礫層中の貝殻から約7,700 cal BPの放射性炭素年代値が得られた。清水低地の海岸部では海成層の上限高度が5mを超え、完新世における隆起傾向が推定されている(羽田野ほか, 1979; 松島, 1984)ことを踏まえると、smz01付近も完新世に隆起した可能性がある。

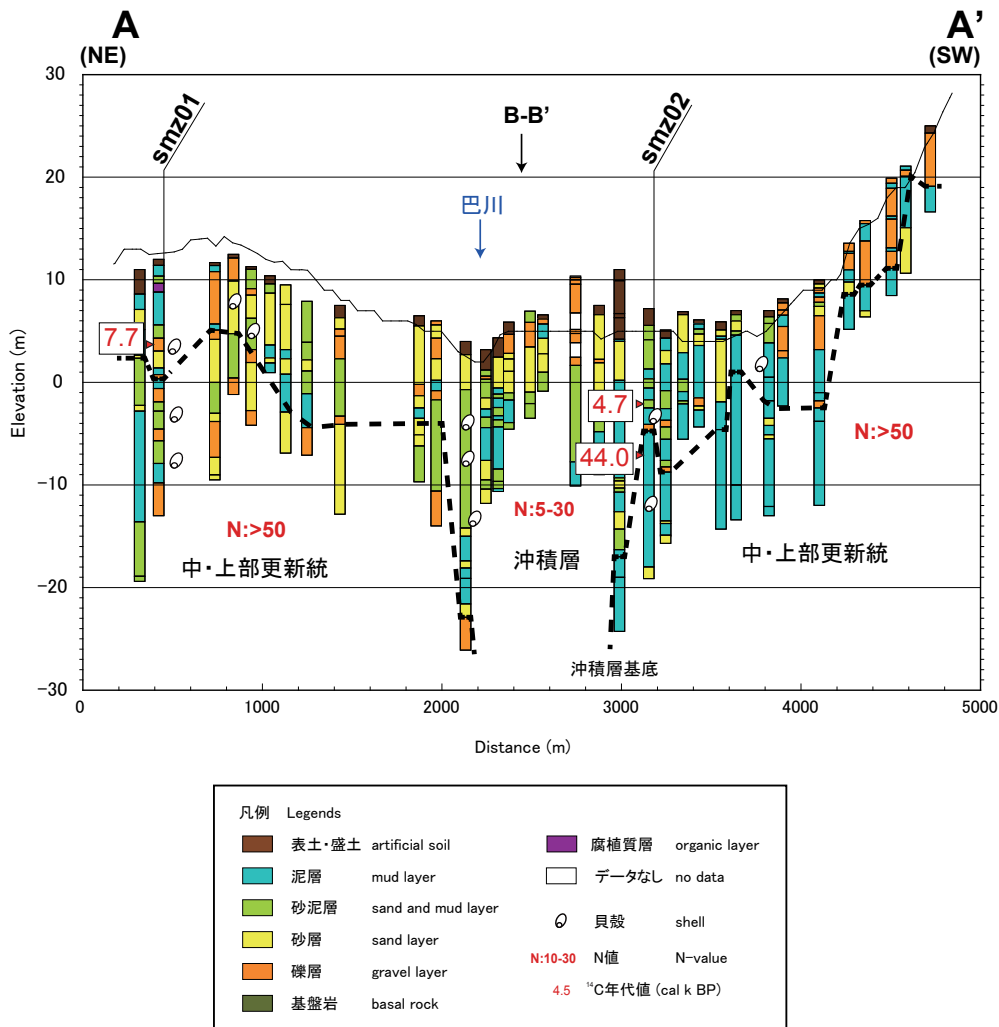
B-B'断面は、清水低地から折戸湾、三保半島を東西に結んだ断面である(第5図)。清水低地の地下断面は、巴川の埋没谷の縦断面にほぼ相当する。B-B'断面の清水低地側では、沖積層基盤の高度が標高約-40～-25mに分布する。沖積層の基盤を構成するのは、N値30～50程度の礫層、砂層、泥層および固結した基盤岩である。内陸部の長崎遺跡(松島, 1999)付近の基盤を構成する礫層は、最上部にAT火山灰(約28-29 ka; 青木ほか, 2008)を挟む(松原, 1985)ことから、中・上部更新統と解釈される。沖積層は、

N 値 5-15 程度を示す貝殻混じり泥層～砂泥層が標高 -5 ~ 0 m 付近まで分布し、その上位に礫混じりの砂層が累重する。清水低地の沖積層基盤高度は、沿岸部から内陸部へ向かって低くなる傾向がみられ、沖積層の層厚も長崎遺跡付近で最大（約 45 m）となる（松島, 1999）。松原（1989）は、海成層の上限高度が同じく内陸部へ向かって低くなる傾向を見出し、清水低地の沿岸部の隆起と、内陸部の沈降という地殻変動様式を推定している。また、小林・北村（2012）は清水低地沿岸部でのボーリング調査結果から、沿岸部が過去 8,800 年間に約 20 m 隆起したことを示した。以上を踏まえると、埋没谷に沿った沖積層基盤高度の上流側への逆傾斜は、完新世の地殻変動を反映している可能性がある。有度丘陵北縁部の推定活断層との関係も含め、清水低地の地下地質構造をさらに詳細に検討する必要がある。

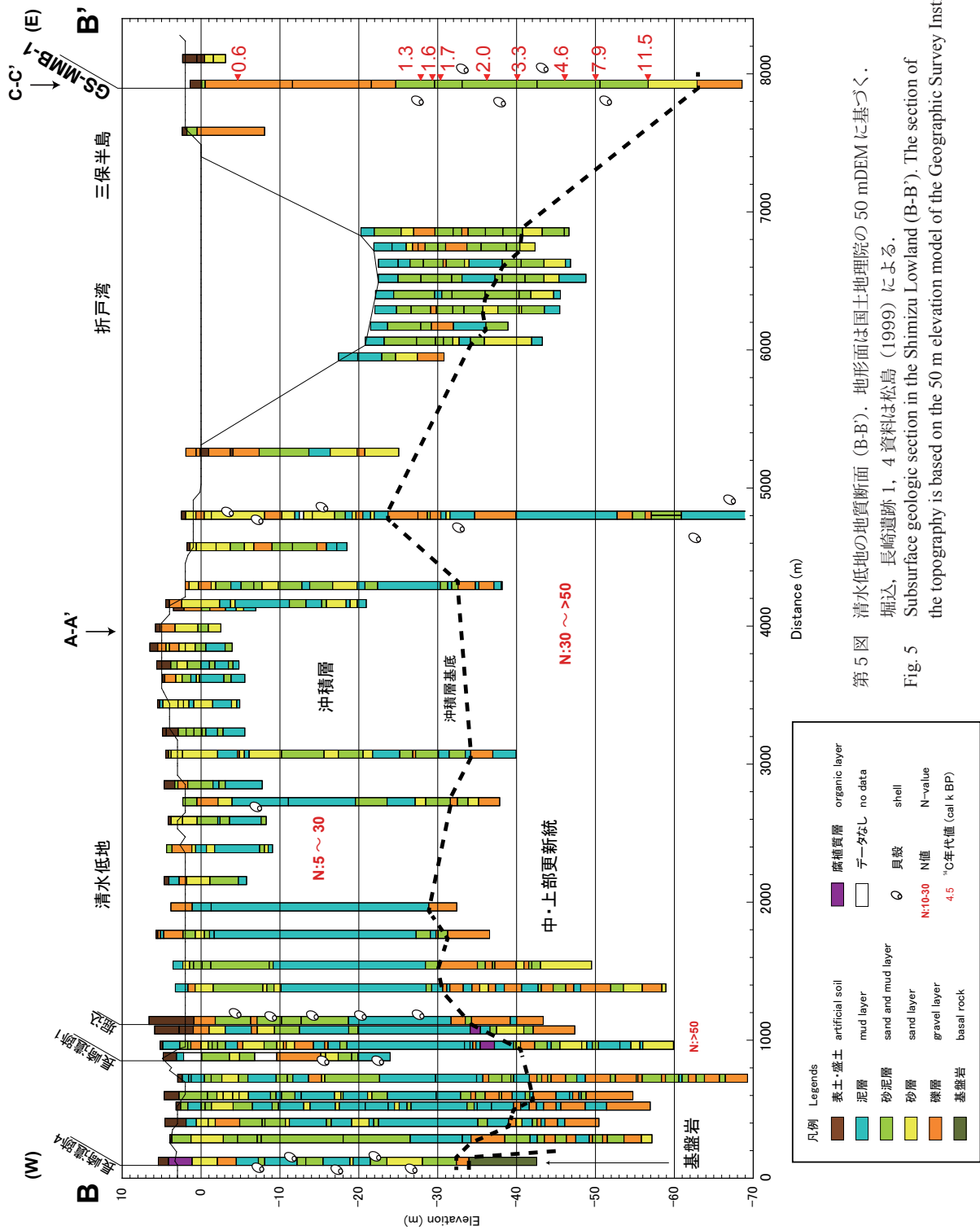
三保半島の地下地質については、ボーリング試料と

三保半島沖の海底地形の音響探査結果との対比に基づく検討がなされている（関東農政局, 1966；依田ほか, 1998, 2000）。それらによると、三保半島の基盤を構成するのは有度丘陵を構成する中部更新統の根古屋層であり、沖積層は三保半島中央部で最も厚く、層厚約 80 m に達する。しかし、これらの研究では年代学的根拠が示されていなかった。本報告では、GS-MMB-1 コアの解析結果に基づき、三保半島を南北に縦断する C-C' 断面を作成した（第 6 図）。

沖積層は下位より泥層～砂泥層、砂礫層、砂層で構成される。三保半島北部と南部の泥層～砂泥層は N 値 10 ~ 30 程度を示し、互いに対比される。三保半島中央部では海成砂泥層の分布が最も深く、N 値も 50 以上を示している。この砂泥層を沖積層と仮定すると、三保半島の中央部に沖積層基底の谷地形が認められ、巴川の埋没谷の延長部にあたる可能性が考えられる。山口ほか（2014）による GS-MMB-1 地点近傍を



第 4 図 清水低地の地質断面 (A-A')。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。
 Fig. 4 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (A-A'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.



第5図 清水低地の地質断面 (B-B')。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。
堀込, 長崎遺跡 1, 4 資料は松島 (1999) による。

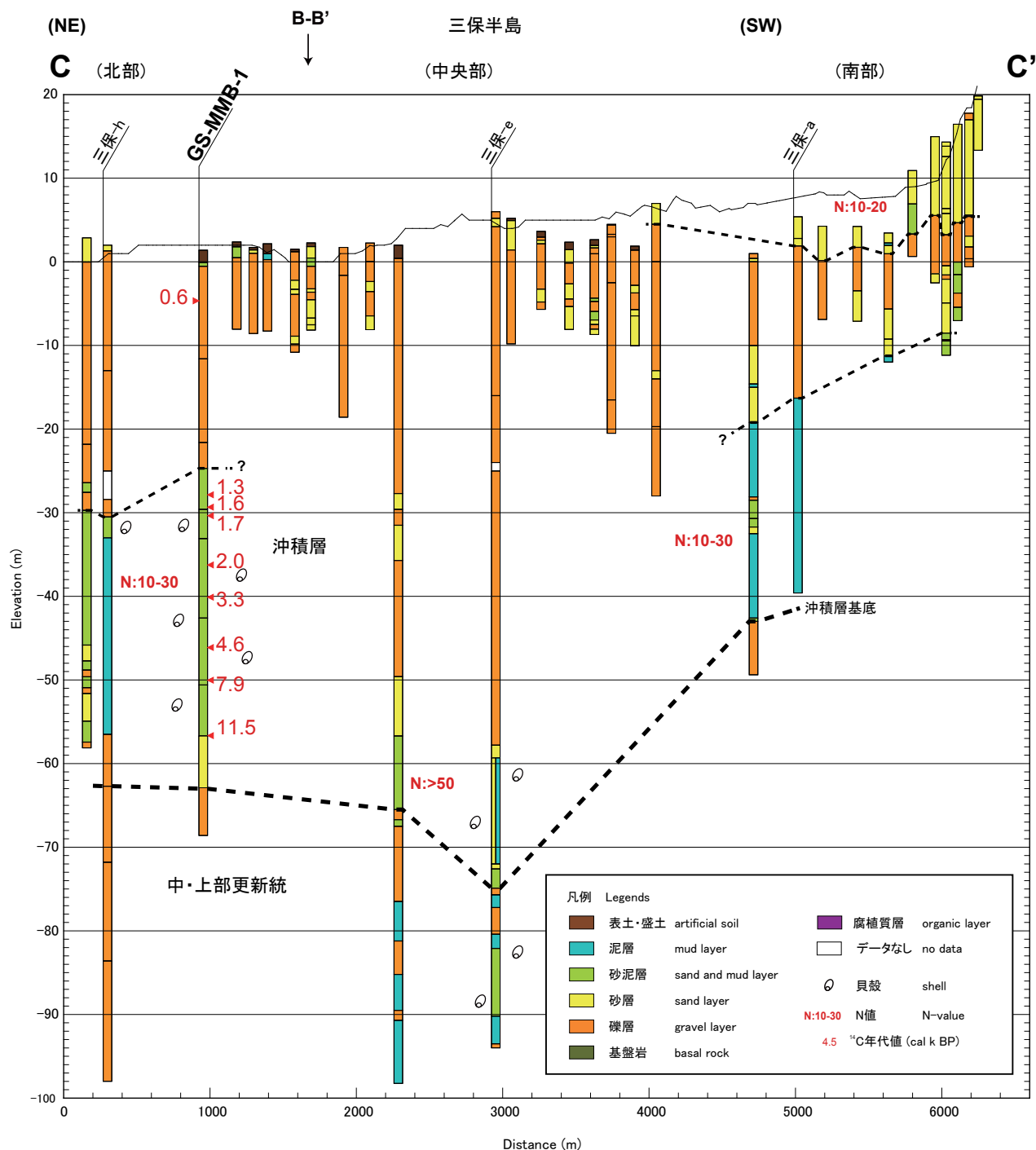
Fig.5 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (B-B'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.

通る反射法探査断面では、沖積層の基底層準の反射面が、東西方向の測線ではほとんど水平であるのに対して、南北測線ではごく緩く南に傾斜していることが推定され、ボーリング資料に基づく推定を支持している。泥層～砂泥層を覆う N 値 50 以上の砂礫層は、三保半島全域に厚く堆積し砂嘴を構成している。最上部の砂

層は三保半島南部にのみ認められる。この砂層は三保半島南部に発達する砂丘の堆積物と考えられる。

(2) 富士川河口低地

GS-FJG-1 掘削地点から約 3 km 北東の富士市松岡で行った深度 150m のボーリング調査(下川ほか, 1996;



第 6 図 三保半島の地質断面(C-C')。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。三保 -a, e, h 資料は依田ほか(1998)による。
 Fig. 6 Subsurface geologic section in the Shimizu Lowland (C-C'). The section of the topography is based on the 50 m elevation model of the Geographic Survey Institute.

第 1 図) では、GS-FJG-1 コアと同様に、厚い砂礫層が深度 127 m 付近まで分布しており、さらに以深には、古富士泥流堆積物が認められている。一方、松岡から約 700 m 南西の水神社(第 1 図)からその南では、基底部分で約 14,000 BP の放射性炭素年代値が得られている新期富士溶岩が富士川河床に露出し(山崎ほか, 1981), 地表数 m 下には古富士泥流堆積物よりも古い地層が分布することから、断層は松岡と水神社の間

を通過すると考えられている(下川ほか, 1996)。松岡ボーリング地点よりも下流側の GS-FJG-1 コアでは、深度 100 m まで古富士泥流堆積物と考えられる火山礫や火山灰主体の地層は見つかっておらず、おそらくその層準まで掘削が及んでいないものと推定される。下部砂礫層中の木片は >53,910 BP の値を示しているが、古い試料が再堆積した可能性が高い。このような状況から判断して、GS-FJG-1 掘削地点付近は松岡ボー

リング地点と同様に古富士泥流堆積物よりも新しい砂礫層が 100m 以上の厚さで堆積しており、断層の下盤側（沈降側）の可能性が高いと考えられる。一方、GS-FJG-1 地点の約 300 m 北北西のボーリング資料では、深度約 60 m から基盤岩の岩淵火山岩類が認められ（富士市，1986）、約 500 m 西では岩淵火山岩類が露出している。断層が存在するとすると、この基盤岩分布地域と GS-FJG-1 地点の間を通過する可能性が考えられる。今後、反射法探査結果と比較しながら検討したい。

謝辞

本研究を遂行するに当たり、静岡県危機管理部危機情報課、板坂孝司氏からはボーリング資料を提供していただいた。東海大学社会教育センターの柴 正博博士をはじめとする関係者の方々には、ボーリング用地の借用を許可いただいたとともに、地下地質に関する未公表資料等をご提供いただいた。静岡県企業局及び同東部事務所の方々には、ボーリング調査用地の借用など便宜をはかっていただいた。静岡県教育委員会教育総務課、静岡市教育委員会教育施設課、富士市建設部施設建築課の方々には、土質標本試料をご提供いただいた。産業技術総合研究所地質情報研究部門の中島礼博士には貝化石の同定を、また千葉県立中央博物館の加藤久佳氏にはカニ化石の同定をしていただいた。産業技術総合研究所地質情報研究部門の田中裕一郎博士には石灰質ナンノ化石の分析をお願いした。同部門の田辺 晋博士にはコアの堆積相解釈についてご教示をいただいた。同部門の山口和雄氏及び伊藤 忍博士には反射法探査の記録等について、地質標本館の下川浩一氏には既存文献や溶岩に関するご教示をそれぞれいただいた。これらの方々には深く感謝申し上げる。

文献

青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後記更新世テフラ層序。第四紀研究，47，391-407
 土木研究所（2013）国土地盤情報検索サイト「Kuni-Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/>（参照日：2013 年 6 月 22 日）。
 富士市（1986）富士市の自然：富士市域自然調査報告書。富士市，1013p。
 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。
 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章（1979）駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下運動。地震予知連会報，21，101-105。
 地震調査研究推進本部（2010）富士川河口断層帯の評価（一部改訂）。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa/index.htm
 門村 浩（1966）静岡地域の軟弱地盤とそれに基因する災害の予測（1）。地学雑誌，75，226-248。
 上市 誠・林 愛明・丸山 正（2003）有度丘陵の活断層の第四紀後期における活動性。活断層研究，23，45-52。
 関東農政局計画部資源課（1966）農業用地下水対策予備調査（三保地区）。関東農政局計画部資源課，242p。
 活断層研究会（1991）[新編]日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会，437p。
 木村克己（2011）ボーリングデータ処理システムの公開。産業技術総合研究所 TODAY，11，no.1，19。
 小林小夏・北村晃寿（2012）静岡県清水平野の津波堆積物。日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集，MIS25-16。
 国土地理院（1978）土地条件調査報告書（富士地区），73p。
 国土地理院（1981）土地条件調査報告書（静岡地区），129p。
 近藤康夫（1985）静岡県有度丘陵の上部更新統の層序。地質雑，91，121-140。
 松原彰子（1985）静岡・清水平野の地形と地質。日本第四紀学会講演要旨集，15，60-61。
 松原彰子（1989）完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として—。地理学評論，62，160-183。
 松原彰子（1992）静岡県浮島ヶ原・雌鹿塚遺跡における自然環境と人間活動の変遷。第四紀研究，31，221-227。
 松原彰子（1997）静岡県清水低地の完新世における古環境変遷。湘南国際女子短期大学紀要，4，11-25。
 松原彰子（1998）駿河湾沿岸静岡低地における古地

- 理の変遷. 慶應義塾大学日吉紀要 社会科学, No.9, 1-19.
- 松島義章 (1984) 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.
- 松島義章 (1999) 清水低地の海成沖積層から産出した貝化石. 静岡・清水平野の埋没古環境情報: 考古学的調査と自然科学分析資料・建設省地質調査資料から見た古環境の様相. 静岡県埋蔵文化財調査研究所, 33-46.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 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.
- 楡井 尊 (1988) 駿河湾東部、伊豆半島宇久須沖より得られたコア試料の化石花粉群集. 平岡環境科学研究所報告, 1, 39-47.
- 産業技術総合研究所 (2007) 富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, H18-4, 33p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996) 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, 259, 73-80.
- 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.
- 静岡商工会議所 (1967) 静岡・清水地域の地質—地質図説明書—1:25000. 静岡商工会議所, 180p.
- 杉山雄一・下川浩一 (1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 103p.
- 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.
- 土 隆一 (1960) 有度山の地質構造ならびに地史. 地質雑, 66, 251-262.
- 土 隆一・高橋 豊 (1972) 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集, No.7, 27-37.
- 山崎晴雄 (1979) プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例にして—. 月刊地球, 1, 570-576.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 43, 603-657.
- 山口和雄・伊藤 忍・入谷良平 (2014) 静岡市三保半島における浅部地下構造調査. 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, 49-57
- 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.
- 依田美行・石井 良・中西のぶ江・田中政仁・根元謙次 (1998) 三保半島沖大陸棚の堆積構造からみた三保半島の形成過程. 東海大学紀要海洋学部, 45, 101-119.
- 依田美行・黒石 修・根元謙次 (2000) 堆積シーケンスからみた三保半島及び半島沖大陸棚の形成. 海洋調査技術, 12, 31-47.

沿岸域の水理地質環境

Hydrogeological environment in the coastal area

井川怜欧^{1*}・町田 功¹・小野昌彦¹・平野智章¹・丸井敦尚¹・内田洋平¹・吉岡真弓¹・
シュレスタ ガウラブ¹・クラウディア ハートヴィッグ¹・村中康秀²・神谷貴文²・
渡邊雅之²

Reo Ikawa^{1*}, Isao Machida¹, Masahiko Ono¹, Tomoaki Hirano¹, Atsunao Marui¹, Youhei Uchida¹, Mayumi Yoshioka¹, Shrestha Gaurav¹, Claudia Hartwig¹, Yasuhide Muranaka², Takafumi Kamitani², and Masayuki Watanabe²

Abstract: Hydrogeological signals such as temperature, dissolved ion concentrations, gases, isotopes and the fluctuation of groundwater level can be one of the powerful indicators to detect concealed faults. In order to check their effectiveness, we should understand the regional hydrogeological setting at first. Therefore, field work and a bibliographic survey were carried out in the following three study areas.

Ishikari Plain: we focused on Teine and Hassamu areas, in the western region of the plain because it has been known since 1970 that the distribution of Cl⁻ in groundwater is high in this region, which possibly suggests the existence of a concealed fault. The dataset retrieved from the bibliographic survey suggested that the high Cl⁻ was caused by saltwater intrusion in the Teine area. The origin of high Cl⁻ in the Hassamu area, however, is still unknown.

In the coastal area of Suruga Bay: a total of 218 water samples were collected from springs, wells and rivers. The samples were analyzed for major dissolved ions, stable oxygen and hydrogen isotope ratios, minor elements and radon concentration. As a result, a high Cl⁻ in groundwater in the coastal area and a high V around Mt. Fuji were recognized. In respect of the indicator of faults, high groundwater temperature and ²²²Rn are detected on the right bank of the Fuji River.

Osaka Plain: hydrogeologic knowledge was summarized by previous reports and papers for the future field survey in Osaka Plain.

Keywords: coastal area, fault, hydrogeology

要旨

地下水の水温、溶存イオン濃度、溶存ガス、同位体、水頭変化などの水文地質学的なシグナルが、伏在断層を見出すための指標になることは十分に考えられる。これらの指標の有効性を確認するためには、まずは対象地域の水文地質の理解が必要である。このために本年度は主に3つの地域で野外調査と文献調査を実施した。

石狩平野: 1970年より手稲から発寒周辺にて、Cl⁻濃度が高い地下水が帯状に分布することが知られており、伏在断層が存在する可能性が指摘されていた。そこで過去数十年の文献を用いてデータセットを整備

し、改めてこのCl⁻濃度分布の原因について考察を行った。その結果、手稲周辺の高Cl⁻は塩水浸入が原因であることが明らかになったが、発寒周辺の高Cl⁻については依然として原因が不明であった。発寒については詳細な調査が必要である。

駿河湾沿岸域: 地下水、湧水、河川水を対象に218地点で採水調査を実施した。採水した試料は、主要溶存イオン、酸素・水素安定同位体比、微量元素およびラドン濃度について分析を行った。本地域では、沿岸域にて高いCl⁻濃度、富士山周辺で特有の高いV濃度が認められた。断層との関連について、富士川右岸側にて水温および²²²Rn濃度の高い地下水が認められた。

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 地下水研究グループ (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Georesources and Environment, Groundwater Research Group)

² 静岡県環境衛生科学研究所 (Shizuoka Institute of Environment and Hygiene, Department of Environment Science)

大阪平野：来年度の調査のため既存文献の整理をおこない、水文地質情報を整理した。

1. はじめに

沿岸域は人間活動の主要な場であり、地下水利用の盛んな地域である。産業発展に伴って地下水利用が増えるにつれ、地下水の過剰揚水に伴う地盤沈下や塩水化など、沿岸域における地下水問題が日本各地で報告されてきた。これらの地下水問題を解消もしくは未然に防ぎ、沿岸域の地下水資源を持続的に活用するためには、3次元の水循環を意識した地下水環境の評価が重要である。

一方で、沿岸域の地下に断層が存在する場合に地下水環境はより複雑となることが予想される。断層周辺においては、断層面や断層破砕帯の性状によって遮水壁や水みちなどの相反する役割を果たす可能性があり、かつ深層からの物質供給も想定される。加えて、伏在断層の有無を判断することは、沿岸域都市防災という面でも重要である。

このように沿岸域の水文地質を知ることは、資源のみならず防災に関しても重要であり、解析の際には広域地下水流動を念頭に、時空間的な変化を考慮することが必要である。そこで地下水研究グループでは、日本各地の沿岸域に存在する堆積平野を対象に、地下水情報の整備を進めるための調査・研究を行ってきた。平成 25 年度は、石狩平野（北海道）および駿河湾沿岸域（静岡県、山梨県）、大阪平野（大阪府）の3地域を対象とし調査・研究を行った。

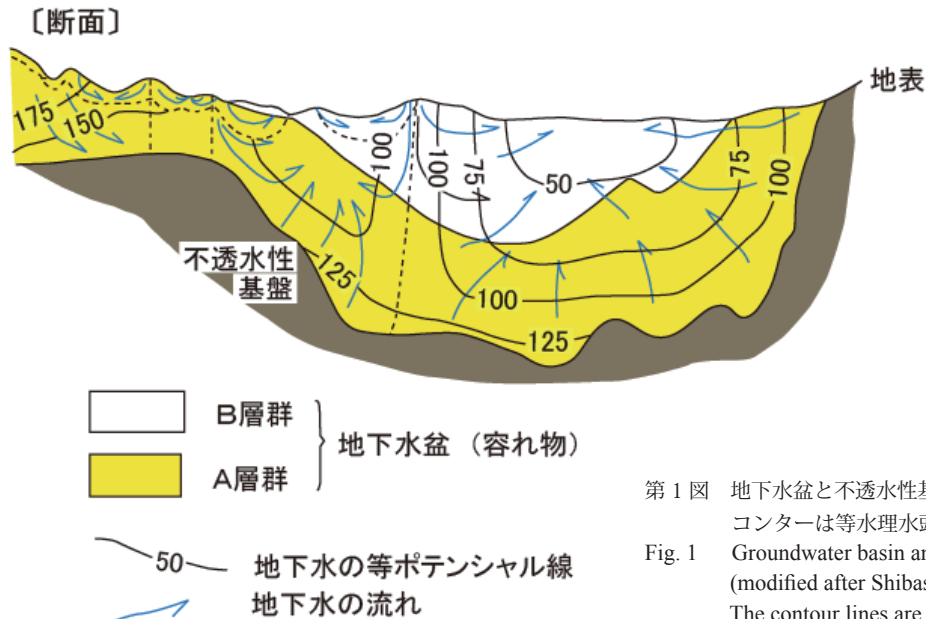
2. 石狩平野

石狩平野では地下水水質と断層の関連を検討するために、地下水流動場について再検討した。2.1 節で、まず既存の研究報告から明らかになっている石狩平野の地下水流動場の概要を述べ、2.2 節で本テーマを遂行するために石狩平野を調査地域とした理由を述べる。

2.1 石狩平野の概要

石狩平野の地下水の巨視的な流れ（地下水流動）は、不透水基盤と地下水盆と呼ばれる概念によって説明される。不透水基盤は地下水が極めて動きにくくなる地層、地下水盆は、その上位に位置する、地下水が胚胎される帯水層と難透水層全体を指す（第 1 図）。石狩平野では鮮新統が不透水基盤、洪積統と完新統が地下水盆を形成し（参考：第 1 表）、さらに地下水盆は難透水層によって、上から浅部帯水層（U 層）、中部帯水層群（M 層）、深部帯水層群（L 層）という3つの帯水層に区分される（山口，1970）。この分布は深見・高清水（2008）によって第 2 図のようにあらわされている。U 層は不圧帯水層で、内陸砂丘である紅葉山砂丘から海側で発達する。M 層は主にウルム氷期の堆積物であり、深度 100m よりも浅い部分に分布し、札幌市中心部の扇状地の帯水層に水理的につらなる。L 層は前期から中期更新世の堆積物であり、深度 100m よりも深い部分に分布する。

なお、M 層と L 層はほぼ国道 231 号を境に、その東西で異なった特徴を示している（松下・小原，1985）。国道 231 号の西側では、深度 80～100m



第 1 図 地下水盆と不透水性基盤（柴崎，2004 一部変更）
 コンターは等水頭線。

Fig. 1 Groundwater basin and hydraulic basement
 (modified after Shibasaki, 2004)
 The contour lines are equipotential lines.

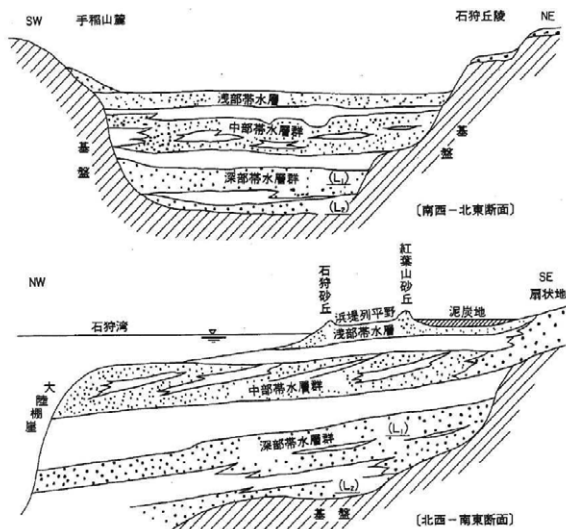
第 1 表 石狩低地帯の新第三紀鮮新世および第四紀の層序 (吉田ほか, 2007 による編集)
 Table1 Stratigraphy of Quaternary and Pliocene layers in the Ishikari and Yufutsu plains
 (edited by Yoshida et al., 2007).

地質時代		札幌	江別	千歳	苫小牧	
第四紀	完新世	完新統	完新統	完新統	完新統	
	更新世	後期	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物	段丘・扇状地堆積物 支笏火山噴出物
		中期	野幌層上部 野幌層下部	野幌層上部 野幌層下部	東千歳層	上部～中部更新統 (本郷層・厚真層・ 早来層)
		前期	材木沢層	裏の沢層		
新第三紀	鮮新世	西野層・当別層	当別層	清真布層・荷菜層	下部更新統 + 鮮新統	

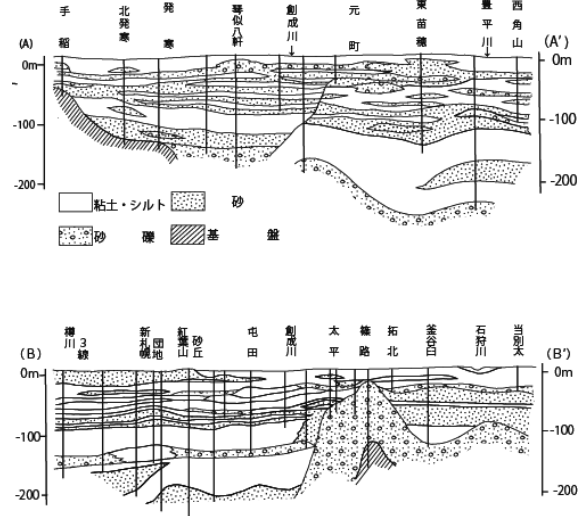
にある粘土・シルト質(加圧層)が広い範囲に分布し、M層とL層を分離しているのに対し、東側ではM層～L層の区分は西側より不明瞭となっている。松下・小原(1985)による断面図(第3図上)では、創成川と元町の間には不整合がみられるが、これが東西の帯水層構造の違いの要因の1つになっていると推定される。また、その他の特徴として、第3図下では、かつての茨戸油田の周辺である、篠路にて砂礫層の高まりがみられる。これは材木沢層に相当し(山口, 1970)、「篠路潜丘」と呼ばれている。

不透水基盤中の地下水について、仮に、鮮新統以下の地下水が、石狩平野スケールの地下水流動系の一部になっているのであれば、地下水盆中よりも水理水頭が高くなるはずである。しかし、柴田・秋田(2004)がまとめた温泉情報によれば、むしろ水理水頭が地下

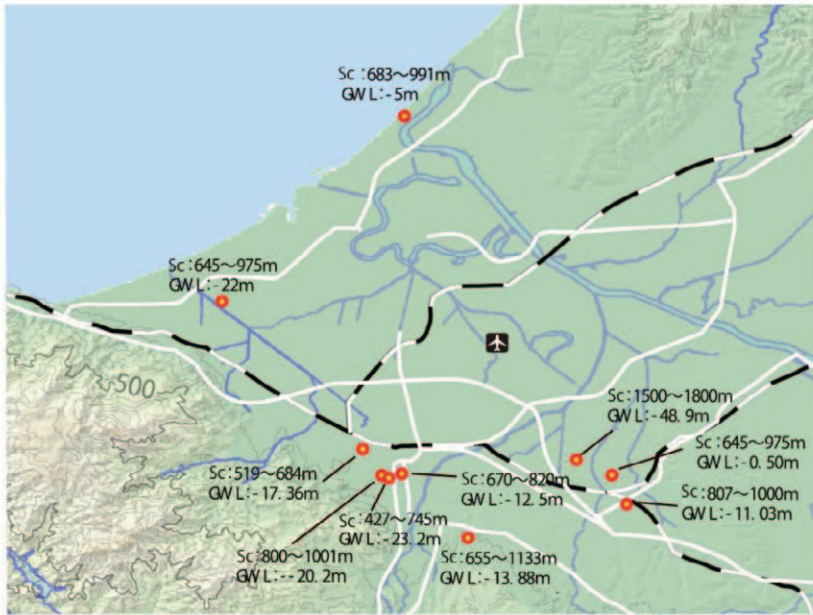
水盆中よりも低い地点がほとんどである(第4図)。したがって、第4図で示された鮮新統内の地下水の多くは平野スケールでの地下水流動系の一部とはなっていないと考えられる。一方、若浜(1990)および松波ほか(2007)は、北海道立地質研究所に設置されている観測井GSH-3と、そこから76.5m離れたGSH-1を用いた地熱水の生産試験をおこなっている。この結果によれば、西野層からの揚水時には材木沢層の水位に応答が認められなかったことや、西野層の透水係数は地下水盆のそれよりも極めて小さかったことが述べられている。また、西野層から得られた地下水の水質は、地下水盆中から得られたものとは性状が異なっていた。若浜はこの結果について「化学組成, T.S.M(全溶存固形物), 色度の点で上部層のそれと全く異なっているため、(西野層内は)独立した貯留層であ



第 2 図 石狩平野の地下水盆と帯水層構造 (深見・高清水, 2008)
 Fig. 2 Groundwater basin and aquifer system in Ishikari Plain
 (Fukami and Takashimizu, 2008)



第 3 図 石狩平野の水文地質断面図 (松下・小原, 1985)
 Fig. 3 Hydrogeologic profiles in the Ishikari Plain (Matsushita and Kohara, 1985)



第 4 図 鮮新統内の水理水頭 (柴田・秋田, 2004 より作成)

Sc : スクリーン深度、GWL : 水理水頭。

Fig. 4 Hydraulic potential in Pliocene (from Shibata and Akita, 2004)
Sc: screen depth, GWL: hydraulic head

ると考えられる」と述べている (カッコ内は著者による付記)。なお、GSH-1 の西野層のスクリーン位置からは Cl 濃度が極端に高い、1,686mg/L の食塩泉が得られている。この地点では、西野層上部付近で徐々に停滞性の地下水に移っていくようである。

2.2 手稲区地下に存在する高 Cl 濃度地下水

山口 (1970) は、石狩平野湾岸部の地下水を精力的に調査し、北発寒から手稲地区の新川に沿った領域では、周辺よりも Cl 濃度が著しく高い領域が帯状に存在することを明らかにした (第 5 図)。その水質は NaHCO₃ 型という、イオン交換の進んだ地下水である。この地域では M 層、L 層とも連続性が良く、水平に堆積した帯水層を形成している。当時の M 層、L 層の水理水頭は浅層のそれよりも高かったため (後述)、Cl を多量に含んだ地表水が直上から混入したとは考えられない。この現象について山口 (1970) は、Cl が化石水体由来である可能性を述べ、そして「もしこれが当別層 (鮮新統) から誘導されたものであるとすると、異常帯の直下近くに当別層と材木沢層とがそれぞれ透水層で相接した、不整合面または断層の存在が考えられる」と述べている。

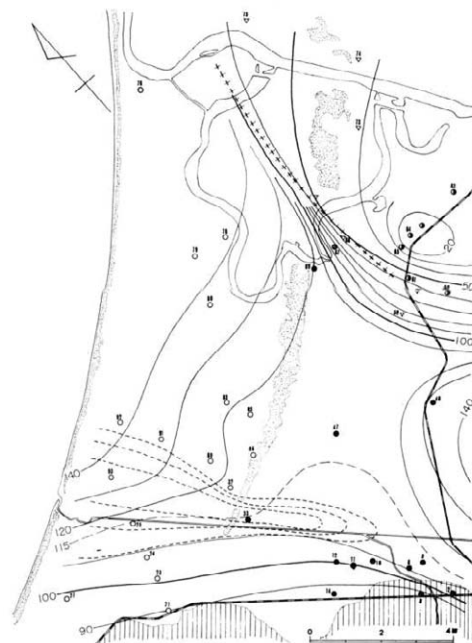
前節で述べたように、鮮新統には Cl の高い地下水が存在している地点が実際に見出されているので、山口 (1970) の仮説はありえることである。ここで一

昨年度調査した地下水の酸素・水素安定同位体比の調査結果をみると (内田ほか, 2012)、本地域の M 層、L 層には軽い地下水が分布している (第 6 図)。特に山口 B が示した同位体比は同位体の高度効果や温度効果のみでは説明がつかないほど軽いため、両者の効果が合わさったもの、すなわち、氷期に手稲山地 (地質年代: 後期中新統から鮮新統) の高標高域で涵養された水があらわれたものと推定される。これらの事実は、鮮新統からの地下水の流出を示唆するものであり、高 Cl 地下水の存在と関係している可能性もある。

一方、産総研の 3 次元地質構造図 (吉田ほか, 2007) によれば、新川周辺の地下 100m 深は下部更新統 (材木沢層) の上面深度に近いものの、鮮新統上面深度からは離れている。したがって、材木沢層内に帯状の断層が存在する可能性があるが、柱状図からは確認できない (山口, 1970)。

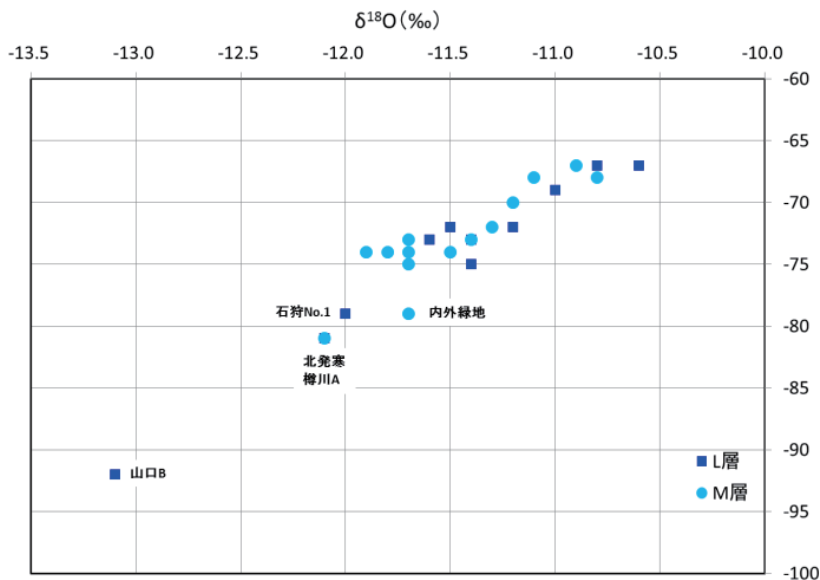
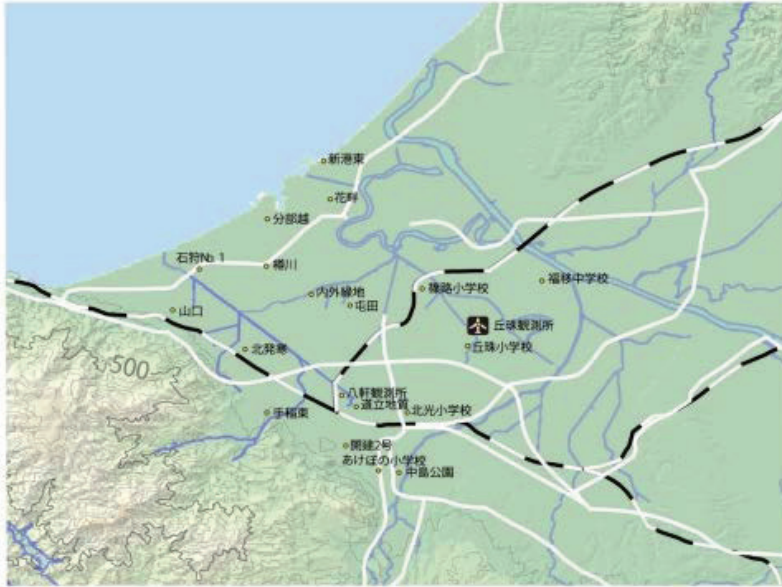
2.3 水理水頭の経年変化

高 Cl 地下水の帯状分布については山口 (1970) 以降、研究例はない。一方、今日までに数多くの地下



第 5 図 手稲から発寒にかけて帯状に分布する高 Cl- 濃度地下水 (山口, 1970)

Fig. 5 Zonal distribution of high Cl- groundwater around Teine and Hassamu district (Yamaguchi, 1970)



第6図 観測井から得られた地下水の水素・酸素安定同位体比 (内田ほか, 2012)
 δD が -77‰ 以下のものは石狩平野の西部に集中し、M層、L層両方で認められる。
 Fig. 6 Hydrogen and oxygen stable isotope ratios in groundwater taken from observation wells (Uchida et al., 2012).
 The δD lighter than -77‰ are found in both Middle and Lower Aquifers only at western region of Ishikari Plain.

水調査が行われており、これらのデータを再整理することにより、なんらかの手がかりが得られる可能性がある。そこで、まずは水理水頭分布図を描き、地下水の流動方向を明らかにすることにした。ただし、既存のデータを用いて水理水頭分布図の作成を行う場合は、数年間にわたって調査された水位データを扱うことになる。このような作業では、その経年変化に注意を払う必要がある。

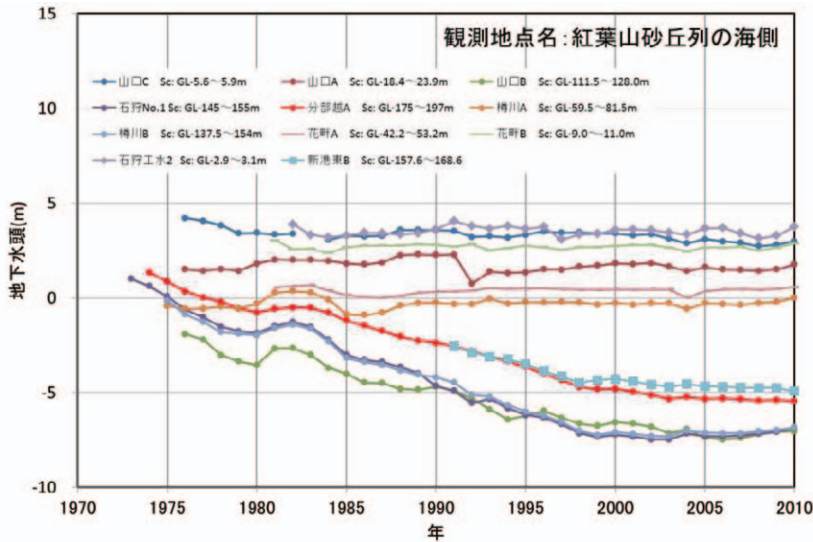
水理水頭の経年変化については、過去の記録から現在までの変化を辿ることができる。例えば、山口

(1965) は札幌市中心部の地下水位は1927年から1965年頃の間最大2m弱低下したと報告しており、これは揚水等により、水理水頭が低下したことを示唆するものである。一方、被圧地下水については、齋藤ほか(1951)は天然ガス埋蔵量のための地下水調査を実施している。この報告では(調査地点を特定できないものの)、調査した井戸の80%が深さ40~55mのものであり、「何れも自然湧水」と述べられている。したがって、当時、M層の地下水は広範囲で被圧され、その水頭は地表面以上であったことがわかる。また、同時代の河田(1958)は、手稲駅より北東に1.5km、深度35.64mからの自噴を報告しており(地盤標高4.39m)、両者は整合的である。これらの自噴帯は、1960年代後半にはその姿を消し(松下・小原, 1985)、1970年頃にはU層の地下水位は地表から-1.5~-3.0m程度となり、深度100~150mのL層に胚胎される地下水の水理水頭は、それよりも1~3m程度高かったとされている(山口, 1970)。以上の文献から、自然状態において、石狩平野低地部に涵養された地下水は(下方向には移動できず)

横方向に流動し、河川や海に流出していたことが推論される。1970年以降の水理水頭については深見・高清水(2008)が報告しているが、1970~2000年にかけてM層とL層の水理水頭は一部の期間を除いて連続的に低下している。以上より、石狩平野の水理水頭の一部は少なくとも1920年代から2000年頃まで、低下傾向にあったことは明らかである。

2.4 水理水頭分布図

水理水頭分布図を描くために、山口ほか(1964)、



第 7 図 水理水頭変化. 石狩湾近傍の観測井の例. データは国土交通省の水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/>), 地下水位年表 (建設省河川局) による.

Fig. 7 Temporal changes in hydraulic potentials at the observation wells locate around Ishikari Bay. The data are from Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan.

山口ほか (1965), 山口 (1970), 山口ほか (1973), 小原 (1992), 広田ほか (1996) より水位データを抽出した. 前節で述べたように, 水理水頭分布図を描くためには, 測定年が近い水位データのみを用いる必要があるが, その抽出幅を狭めると, 用いるデータが少なすぎてコンター図を描けないという問題がある. そこでここでは 1977 ~ 1984 年と, 2000 年に観測されたデータを用いて 2 つの水理水頭分布図を作成することにした. 1977 ~ 1984 年を選んだ理由は, 1981 年に水理水頭が一時的に上昇しているためである. この水位上昇により, この 7 年間に測定された水位データに及ぼす, L 層の連続的な水頭低下の影響はかなり打ち消される (第 7 図). また, 水理水頭分布図を描く際, いくつかの仮定を用いているため, 下記にまとめる.

1) 自噴地下水については自噴高が記されているものと記されていないものがある. 自噴高のデータがないものについては, 地表面 = 水理水頭とした. なぜなら, 山口 (1970), 山口 (1973) によれば自噴地下水の水理水頭は地表面近傍であることが示唆されており, 自噴高の記された, いくつかのデータもそれを裏付けているためである.

2) 帯水層を判断するために, 深見・高清水 (2008) の帯水層断面図を参考に下記の手順で分類をおこなった.

- ・スクリーンの下端が 10m 以浅のものは U 層および不圧帯水層からの取水と考えられるため, 解析から

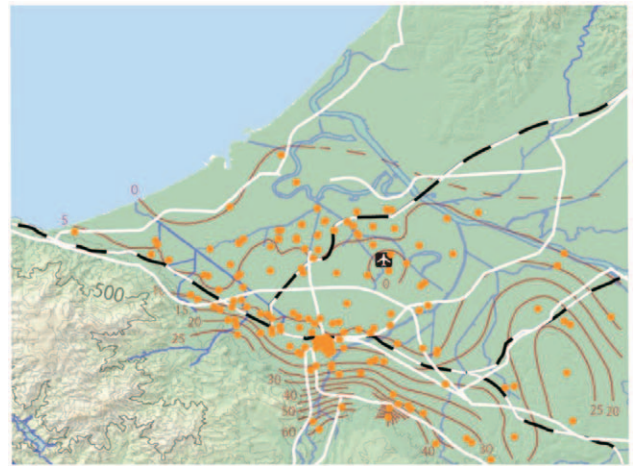
除外した.

- ・スクリーン幅が広く, 帯水層が判断できないものは解析から除外した.

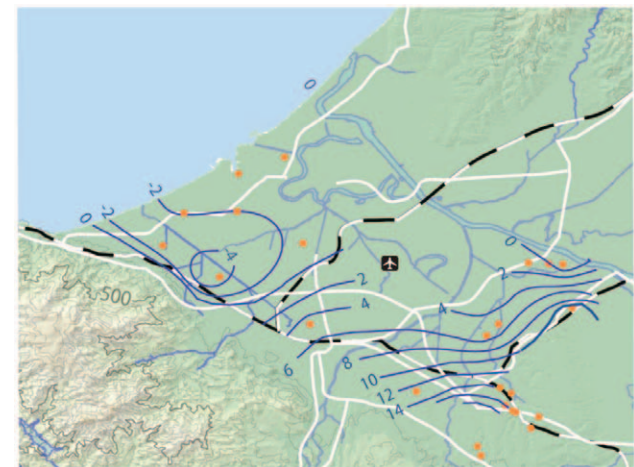
- ・M 層の最深部は -85m である. そこでスクリーンの上端が 30m 以深で且つ下端が 80m 以浅の井戸の地下水は M 層から採取されるものとした.

- ・スクリーンの上端が 90m 以下の井戸については L 層に分類したが, スクリーン深度があまりにも深いものもある. そのため, スクリーン深度の下端が 200m 深までのもののみを用いた.

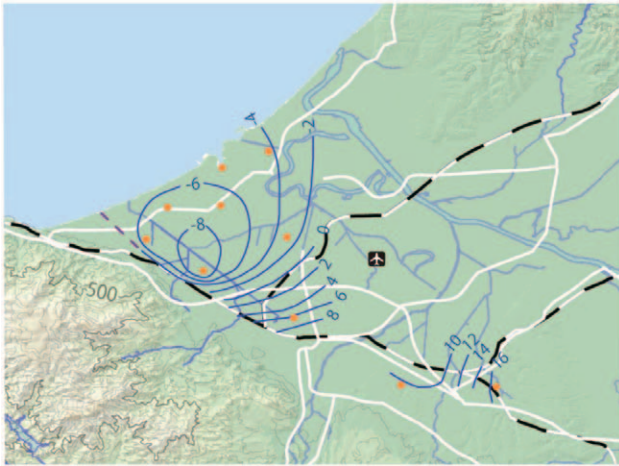
- ・M 層と L 層はほぼ石狩街道 (国



第 8-1 図 M 層の水理水頭分布図. 単位は m. コンターは 5m 間隔.
Fig. 8-1 Distribution of hydraulic potential in Middle Aquifer system. The unit is "m". The intervals of the contour lines are 5m



第 8-2 図 L 層の水理水頭分布図 (1977 ~ 1984 年のデータを使用) 単位は m. コンターは 2m 間隔.
Fig. 8-2 Distribution of hydraulic potential in Lower Aquifer system (from 1977 to 1984). The unit is "m". The intervals of the contour lines are 2m.



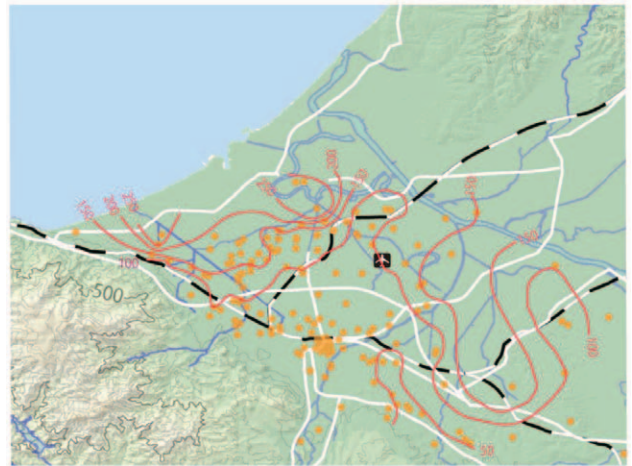
第 8-3 図 L 層の水理水頭分布図 (2000 年のデータを使用)
単位は m. コンターは 2m 間隔.
Fig. 8-3 Distribution of hydraulic potential in Lower Aquifer system (in 2000). The unit is “m”. The intervals of the contour lines are 2m.

道 231 号) を境に, その東西で異なった特徴を示すことが知られているが (松下・小原, 1985), ひとまず, これを考慮せずにコンター図を作成することにした.

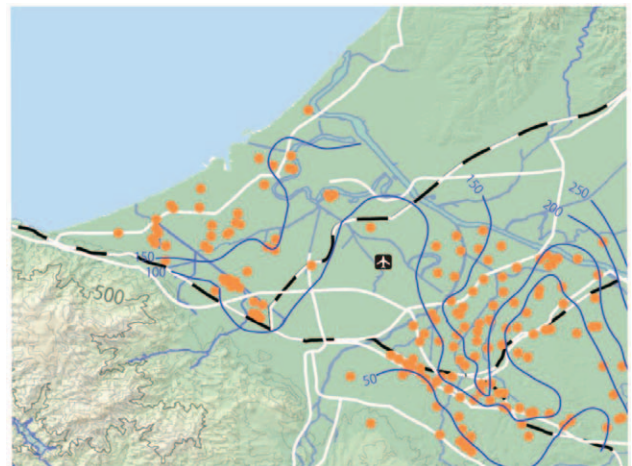
- ・上記以外のケースでは, 周辺情報等を勘案し, 帯水層を決定した.

M 層の水理水頭分布を示したものが第 8-1 図である. 涵養域とされている豊平川扇状地や発寒扇状地, そして標高が高い野幌森林公園や手稲山地沿いで水理水頭が高い. 概して, 扇状地や丘陵から石狩湾に向かう地下水流動が確認されるが, 函館本線周辺までは動水勾配が大きく, それよりも北側では小さくなる. これは扇状地が果たす M 層への地下水涵養域機能が極めて高いことによるためと思われる. すなわち, 比較狭い範囲で集中的に涵養された地下水が, 空間的に広がりつつ流動するために, 涵養源から離れるにつれて急激に水理水頭を失った結果と考えられる. その他の特徴として, 手稲山地に沿いでも, 発寒から手稲に向かって徐々に水理水頭が低くなっている. これは扇状地と比べこの区間で手稲山地から M 層への涵養が小さいことを示唆するものである. また丘珠空港の南東で 10m の等水理水頭線が南東側に凸になっていることは, 一帯の揚水の影響が表れていると考えられる. 同様に, 石狩湾で 0m の等値線が樽川付近の内陸まで入り込んでおり, 揚水の影響が認められる.

1977 ~ 1984 年の L 層の水理水頭分布を描いたものが第 8-2 図である. L 層では南東から北西に向かう地下水の流れが認められる. 最も水理水頭が高いの



第 9-1 図 M 層の地下水の HCO₃⁻ 濃度
単位は mg/L. コンターは 50mg/L.
Fig. 9-1 Distribution of HCO₃⁻ concentration of groundwater in Middle Aquifer system. The unit is “mg/L”. The intervals of the contour lines are 50mg/L.



第 9-2 図 L 層の地下水の HCO₃⁻ 濃度.
単位は mg/L. コンターは 50mg/L.
Fig. 9-2 Distribution of HCO₃⁻ concentration of groundwater in Lower Aquifer system. The unit is “mg/L”. The intervals of the contour lines are 50mg/L.

は清田区である. M 層と比較すると全ての領域で水理水頭は低く, 札幌市周辺では +6m 程度と思われる. 手稲周辺で低水理水頭の目玉構造があり, 揚水の影響が明確に認められる. 一方, 2000 年の L 層の水理水頭分布を描いたものが第 8-3 図である. 札幌市周辺の水理水頭は 1977 ~ 1984 年と比較してやや上昇しているが, 手稲周辺の水理水頭は約 -4m 低下しており, 水理水頭が海水面以下の領域が石狩湾の全域に広がっている.

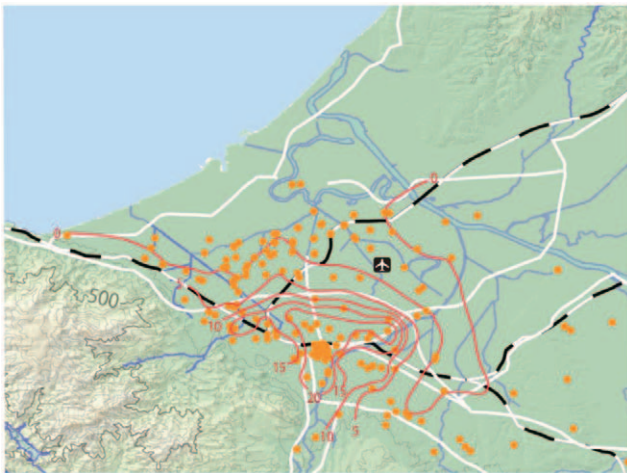
2.5 陰イオン濃度の分布

既存のデータを用いて, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ 濃度の分布図を描いた. このとき, 帯水層の区分については

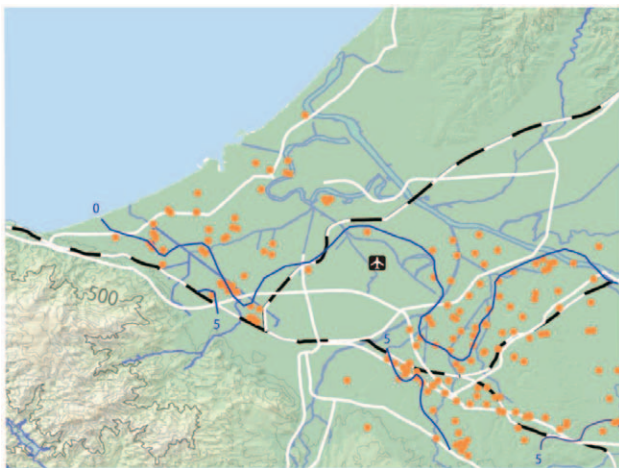
前節の通りとし、濃度が定量限界以下（“微量”）と表示されているものは 0mg/L とした。

2.5.1 HCO₃⁻ 濃度分布（第 9-1 図，第 9-2 図）

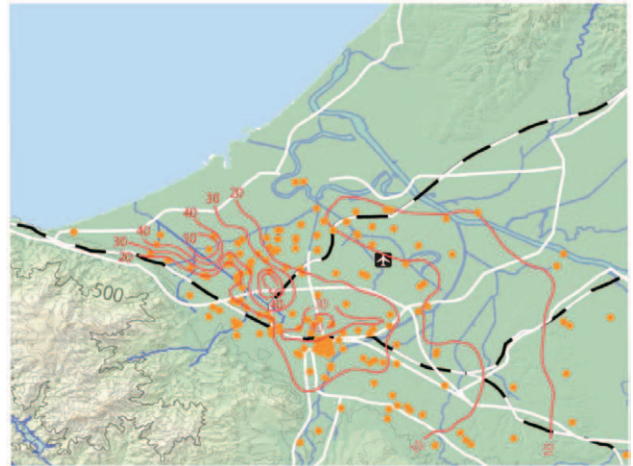
ここで用いている HCO₃⁻ 濃度は、アルカリ度から単純換算されたものである。HCO₃⁻ 濃度は、しばしば地下水の滞留時間の指標として用いられる。水理水頭の分布を考慮すると、扇状地から低 HCO₃⁻ 濃度の地下水が低地部の M 層に流れ込み、豊平川扇状地から篠路付近まで舌状に広がる 100mg/L 以下の領域を形成していると考えられる。濃度は石狩湾に近づくにつれて上昇するが、これは滞留時間の増加によるものだろう。一方、L 層についても同様の傾向が認められる。田中ほか（2008）は豊平川扇状地扇頂から扇央にかけて深層への地下水涵養が生じていると述べているが、HCO₃⁻ 濃度分布はこれに整合的である。また、M 層の茨戸周辺にて茨戸油田の付随水の影響と思われる



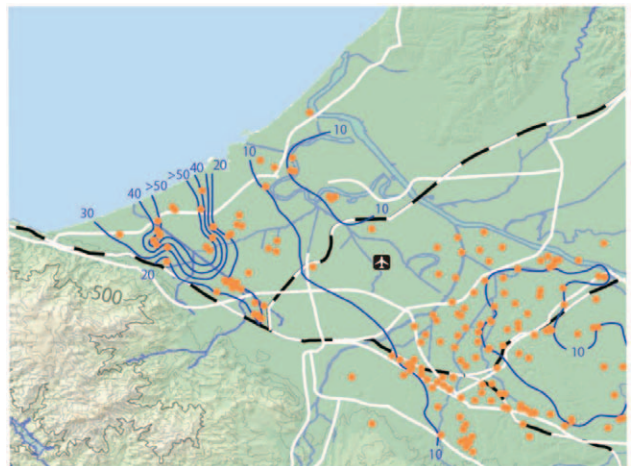
第 10-1 図 M 層の地下水の SO₄²⁻ 濃度。
単位は mg/L。コンターは 5mg/L。
Fig. 10-1 Distribution of SO₄²⁻ concentration of groundwater in Middle Aquifer system. The unit is “mg/L”.
The intervals of the contour lines are 5mg/L.



第 10-2 図 L 層の地下水の SO₄²⁻ 濃度。
単位は mg/L。コンターは 5mg/L。
Fig. 10-2 Distribution of SO₄²⁻ concentration of groundwater in Lower Aquifer system. The unit is “mg/L”.
The intervals of the contour lines are 5mg/L.



第 11-1 図 M 層の地下水の Cl⁻ 濃度
単位は mg/L。コンターは 10mg/L。
Fig. 11-1 Distribution of Cl⁻ concentration of groundwater in Middle Aquifer system. The unit is “mg/L”.
The intervals of the contour lines are 10mg/L.



第 11-2 図 L 層の地下水の Cl⁻ 濃度
単位は mg/L。コンターは 10mg/L。
Fig. 11-2 Distribution of Cl⁻ concentration of groundwater in Lower Aquifer system. The unit is “mg/L”.
The intervals of the contour lines are 10mg/L.
250mg/L のコンターがあらわれているが、L 層には見られない。これは付随水の影響が局所的であることと、M 層と L 層の調査地点がわずかに異なることによるとと思われる。このように、HCO₃⁻ 濃度の分布は地下水流動方向と調和的であると判断される。

2.5.2 SO₄²⁻ 濃度（第 10-1 図，第 10-2 図）

被圧帯水層内では、地下水の滞留時間が長くなると還元が進み、主に微生物活動によって SO₄²⁻ が消費される。M 層の SO₄²⁻ 濃度分布では、豊平川扇状地にて 20mg/L 以上であり、これが札幌自動車道付近まで移動する間に 5mg/L 前後まで低下し、学園都市線の西側ではほぼ 0 になることが示されており、SO₄²⁻ が還元によって減少していく様子がはっきりと表れ

ている。L層についてもデータは少ないものの、同様に学園都市線の西側ではほぼ0になる。このように SO_4^{2-} 濃度の分布も HCO_3^- と同様、地下水流動方向と調和的であると判断される。

2.5.3 Cl濃度分布 (第11-1図, 第11-2図)

M層, L層ともにCl濃度は, 10mg/L内外の領域が大半を占め, とともに新川に沿って高濃度の領域が認められる。M層では40mg/L以上の領域が八軒, 札幌市街地にスポット状に存在しているが, 手稲を除き, M層の水理水頭は大部分で海水準よりも高いため, これらの高Clは塩水侵入によって引き起こされたとは考えにくい。この形成要因について山口(1970)は, L層に分布する高Clの地下水が押し出されたためと考えている。

L層では50mg/L以上の高Cl領域が手稲にみられ, これは水理水頭分布図にてもっとも揚水が盛んにおこなわれている地域(水理水頭が低い地域)と一致することから, 塩水侵入によるものと考えられる。しかし, 高Cl領域は, 新川に沿って八軒まで延びており, この部分は塩水侵入では説明しにくい。火山地域などでは, 列状の高濃度領域は亀裂を意味することがあるので, 山口(1970)が言及した, 埋没化石谷, 不透水基盤から押し出された化石水, そして新川周辺に位置する工場からの廃水などの可能性も合わせて, 詳細な調査を行う必要があるだろう。

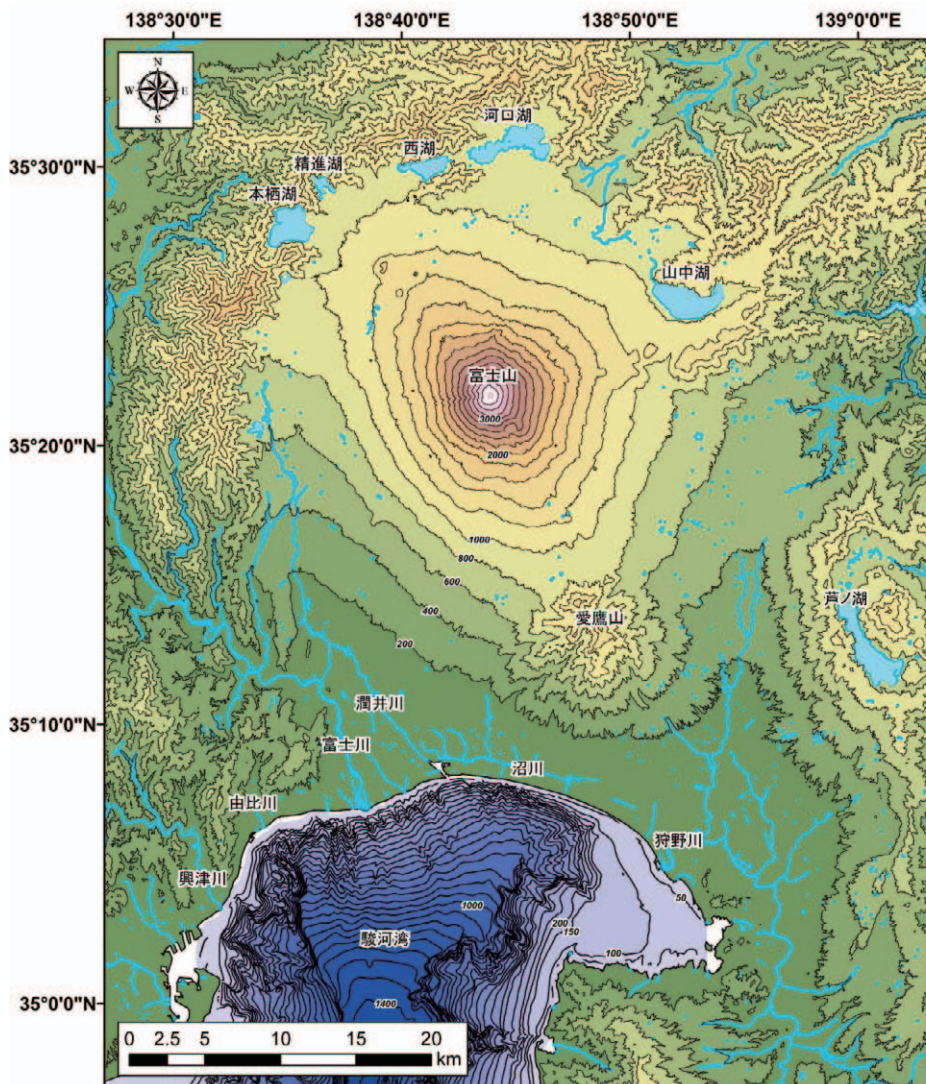
3. 駿河湾沿岸域

3.1 地域概要

第12図に研究地域の地形および主要水系を示す。

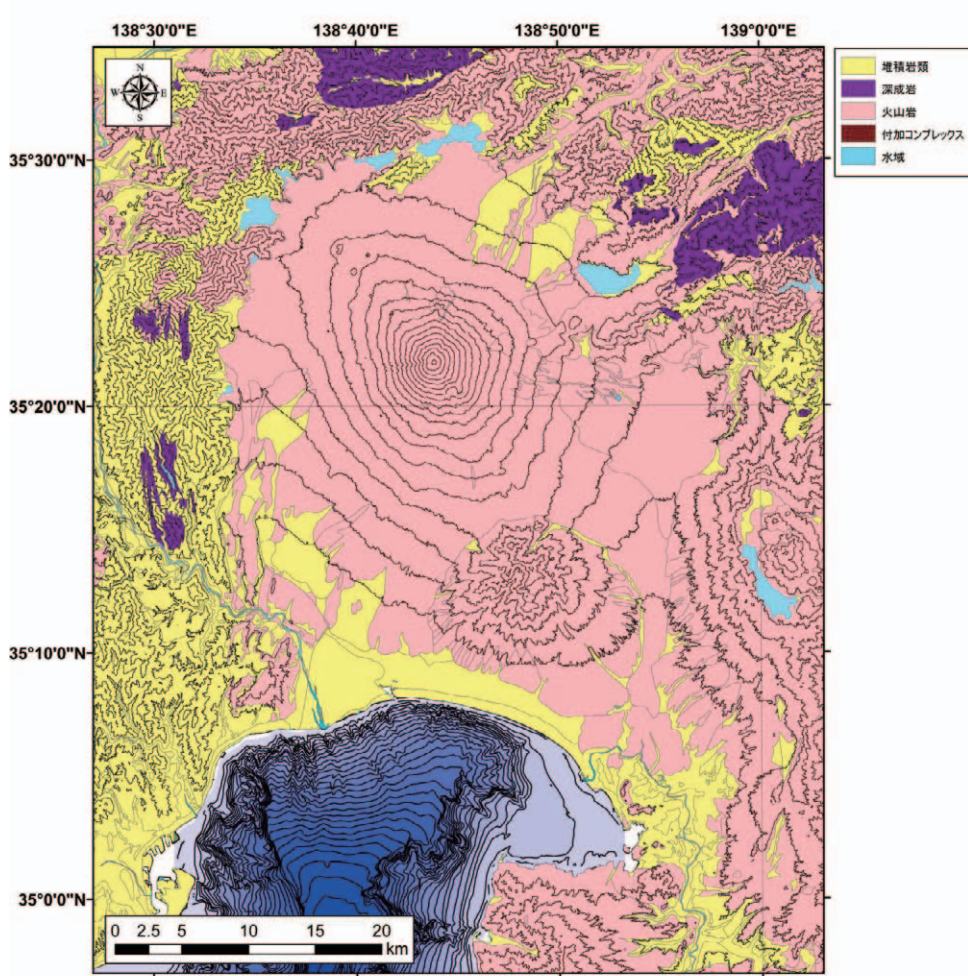
本研究の対象である駿河湾沿岸域は, 富士山(標高3,776m)の南麓地域と, 駿河湾(最大水深2,500m)の湾奥部とが接している。そのため, 富士山頂から駿河湾海底に向けて急勾配な地形を有する国内でも特徴的な沿岸域である。沿岸域には富士川, 沼川, 狩野川などの1級河川が分布し, それぞれが駿河湾へと流入する。駿河湾沿岸域を含む富士山周辺地域には忍野八海, 柿田川湧水群, 小浜池, 白糸の滝, 湧玉池など数多くの湧水地が存在している。

第13図に富士山周辺における表層地質図, 第14図に富士山周辺の地質の概念的断面図を示す。富士山周辺は時代の異なる富士火山噴出物に広く覆われている。富士山南麓の海岸平野では, 砂礫層や溶岩から構成される複数の帯水層が存在するとされる(村下, 1977; 村下, 1982)。中でも新富士火山噴出物は透水性が高く主要な帯水層とされ, 上

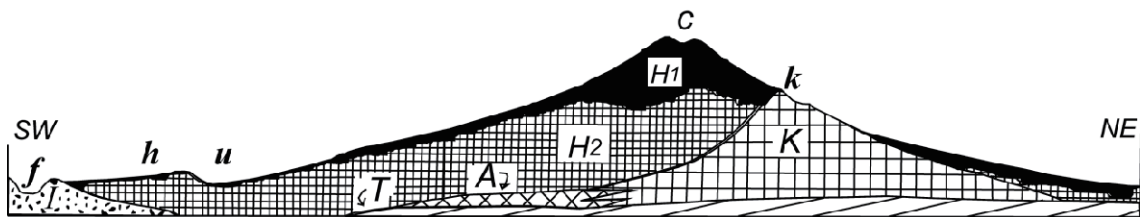


第12図 研究対象地域の地形図と主要水系(地形および水系データは国土地理院(2013), 海底地形データはテラ株式会社(2003)のデータを基にGISで作成)

Fig. 12 Topographic map and major drainage system in study area. (topographic data from GSI(2013) and submarine topography from Tera Corp(2003))



第 13 図 富士山周辺地域の表層地質図
 (産業技術総合研究所 (2012) : 20 万分の 1 シームレス地質図より作成)
 Fig. 13 Surface geological map around Mt. Fuji area
 (data from Seamless Digital Geological Map of Japan(1:2000,000), AIST(2012),)



富士山の構造を示す概念的断面図

H₁ 狭義の富士火山, H₂ 古富士火山, K 小御嶽火山, A 愛鷹火山
 北西麓, I 岩淵火山群噴出物及び別所礫層, T 基盤第三紀層, C 富士山頂, f 富士川, h 星山丘陵, k 小御嶽, u 潤井川

第 14 図 富士山における地質構造の概念図 (津屋, 1940 に加筆・修正)
 Fig. 14 Conceptual model of geological configuration at Mt. Fuji(modified from Tsuya, 1940).

記の湧水地 (柿田川湧水, 湧玉池, 白糸の滝) は新富士旧期溶岩流の末端に位置することが分かっている。

3.2 地下水流動系および滞留時間

第 15 図に蔵田 (1967) の日本水理地質図を基に GIS 上で作成した地下水面図を示す。地下水面の形状は概ね地形に沿った形を示し、地下水は富士山西麓

では南西～南方向、東麓では南東～南方向へ流動し、駿河湾の方面に向かうと考えられる。落合 (1969) は富士山東麓地域の水収支計算を行い、約 12 万 m³/日の地下水が駿河湾へ流出すると推定した。一方、富士山北麓では富士五湖周辺へ向かう地下水流動が確認できる。西湖における湖底湧水の存在 (丸井ほか, 1995) を踏まえると、北麓の地下水は湖において一

部湧出していると思われる。

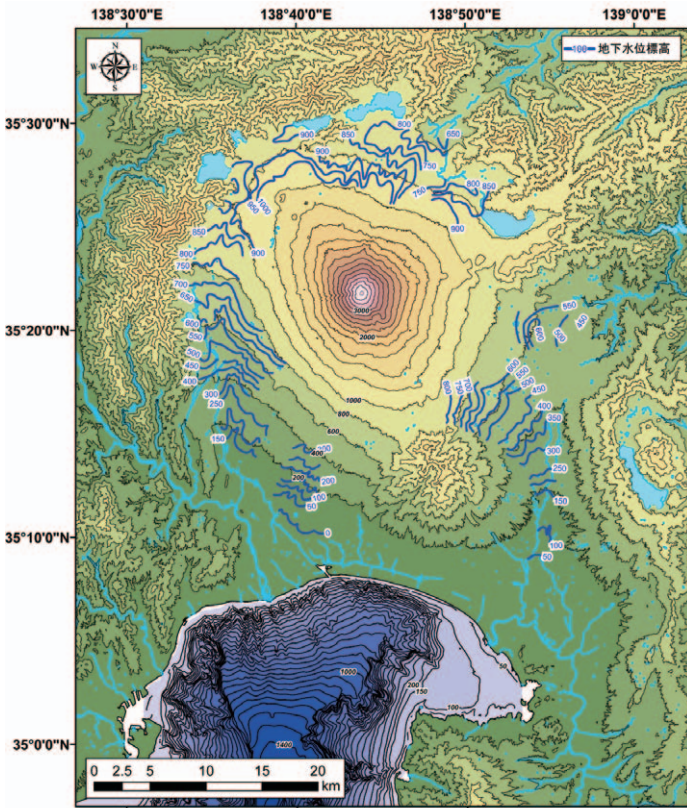
富士山周辺地域における地下水の滞留時間に関する研究は数多く報告されている（例えば吉岡ほか，1993；馬原ほか，1993；浅井・辻村，2010；Tosaki et al., 2011）。吉岡ほか（1993）は富士山南東部に位置する三島市およびその周辺地域を対象に、水質や同位体などの地化学分析の結果から、富士山系や愛鷹山系などの複数の異なる地下水系が存在し、調査地域の上流部には滞留時間30年前後の浅層地下水が存在していることを明らかにした。馬原ほか（1993）は三島溶岩流内の地下水を対象に地下水年代評価を行い約10年という結論を得ている。Tosaki et al.（2011）は、地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と1960年代のBomb pulseの痕跡から富士山周辺に存在する地下水の滞留時間を30年前後と推定した。浅井・辻村（2010）は、若い地下水の年代を評価するCFCsを本地域に適用したが、水試料中のCFCs濃度が高く、地域内の工場由来と思われるCFCsの付加により、地下水年代の推定が困難なことを報告した。

3.3 沿岸域における地下水の塩水化

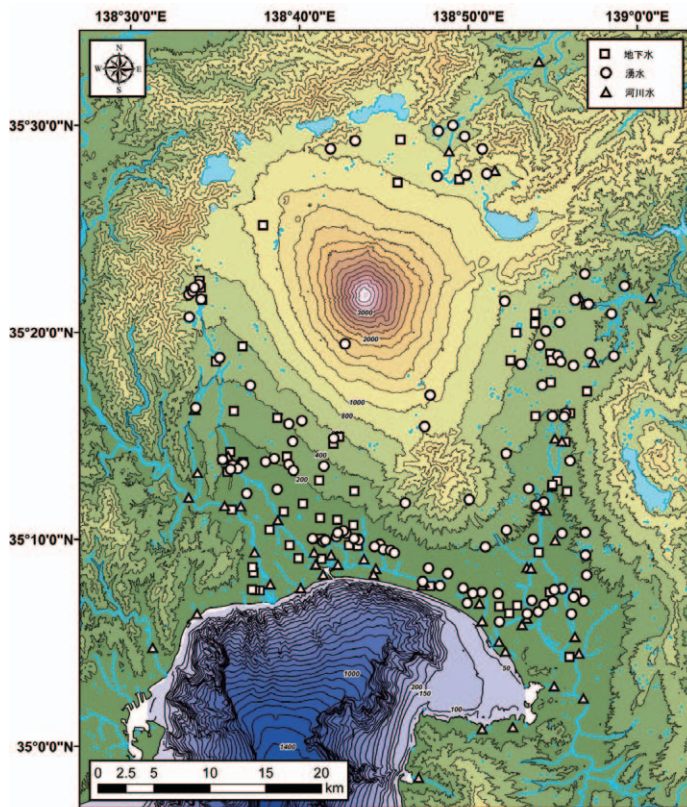
駿河湾沿岸域の中でも富士市や富士宮市にまたがる岳南地域においては、パルプ・製紙などの工業の発展に伴う地下水の利用と共に、地下水の塩水化が発生した。塩水化に関する調査は1950年代には既にはじまっており（蔵田ほか，1956）、1960年には田子の浦港周辺の深井戸にて塩水化が確認されている（村下・岸，1967）。また、Ikeda（1989）は岳南地域での研究をとりまとめ、地下水の過剰揚水による地下水位低下とそれに伴う帯水層への塩水浸入について述べた。

3.4 現地調査および室内分析

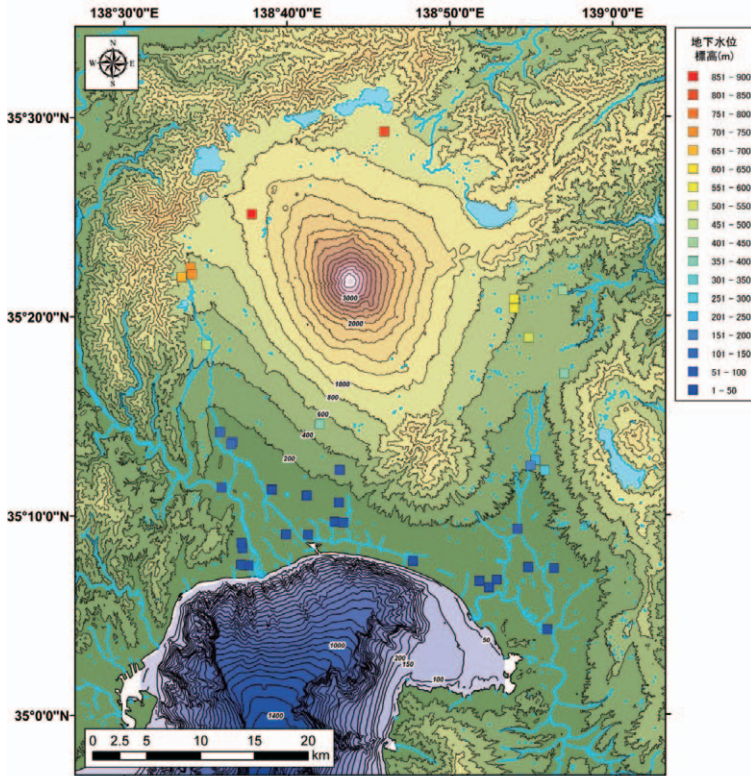
駿河湾沿岸域における現在の水質状況を把握するため、2013年11月～12月に採水調査を行った。第16図に採水調査地点の分布図を示す。本調査は富士山周辺地域の地下水流動を考慮し、駿河湾沿岸域を含む富士山周辺地域に分布する地下水（地下水位観測井、水道水源井）や湧水、河川水を対象とした。地下水位観測井では地下水位を測定した後、ベラーを井戸のスクリーン区間の中央深度に下ろして採水した。水道水源では既設の採水用蛇口から採水した。湧水は湧出口で採水する形を基本とし、一部では湧出口の近傍もしくは湧水が流下した場所で採水した。河川水は富士山周辺に分布する主要河川を対象とし、上流から下流



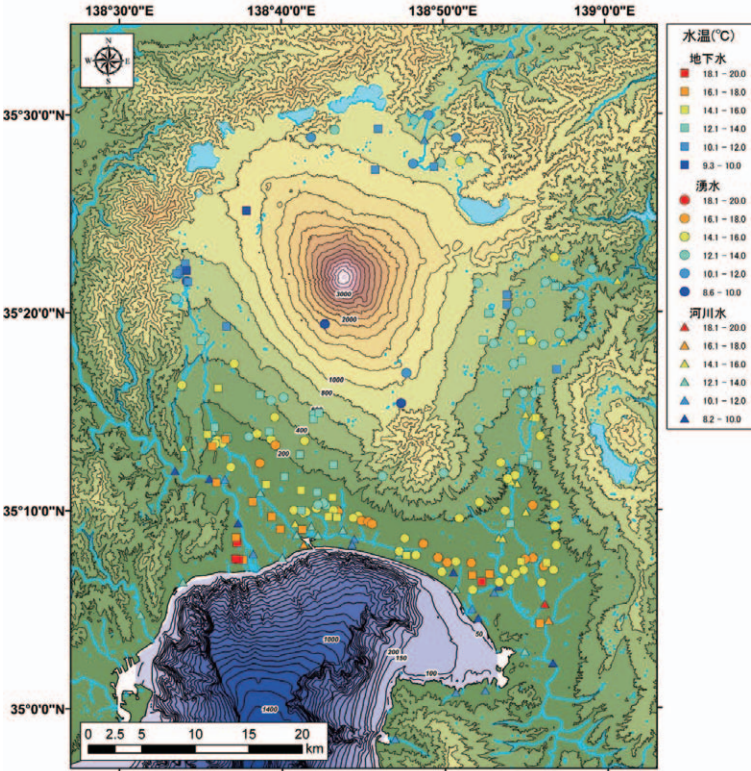
第15図 富士山および周辺地域における地下水面図
（日本水理地質図「富士山域」（蔵田，1967）を基にGISで作成）
Fig. 15 Groundwater table around Mt. Fuji
（data from Kurata, 1967 in Hydrogeological map “Mt. Fuji”）



第16図 富士山周辺地域の採水地点
（地下水65地点、湧水105地点、河川水48地点）
Fig. 16 Sampling points around Mt. Fuji
（65 for groundwater, 105 for spring water and 48 for river water）



第 17 図 富士山周辺地域における水理水頭分布標高
(2013 年 11 月~12 月)
Fig. 17 Distribution map of groundwater head elevation during
November to December, 2013



第 18 図 地下水、湧水、河川水の水温の平面分布図
Fig. 18 Distribution map of water temperature in groundwater,
spring water and river water

に向けて複数地点で採水した。

現地では水温、電気伝導度、pH、ORP、DOを測定し、分析項目ごとにボトルに採水した。採水した水は、主要溶存イオン (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-)、酸素・水素安定同位体比、微量元素、 ^{222}Rn 濃度について分析を行った。主要溶存イオン7項目 (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) は、0.45 μm のフィルターを用いて濾過した後にイオンクロマトグラフィー (ICS5000, DIONEX 社製) により測定した。 HCO_3^- はアルカリ度からの単純換算とし、pH4.8 アルカリ度滴定法により測定した。酸素・水素安定同位体比は同位体比測定装置 (L2120-i, PICARRO 社製) により測定した。 ^{222}Rn 濃度は半導体検出器型ラドン濃度測定器および周辺機器 (RAD7・RAD H2O, DurrIDGE 社製) により測定した。現地における測定結果および分析結果を第2表、第3表、第4表に示す。なお現地調査結果の内、EC・pHについては測定機器ごとに得られた値がわずかに異なっていたことに留意する必要がある、今後の検討課題である。

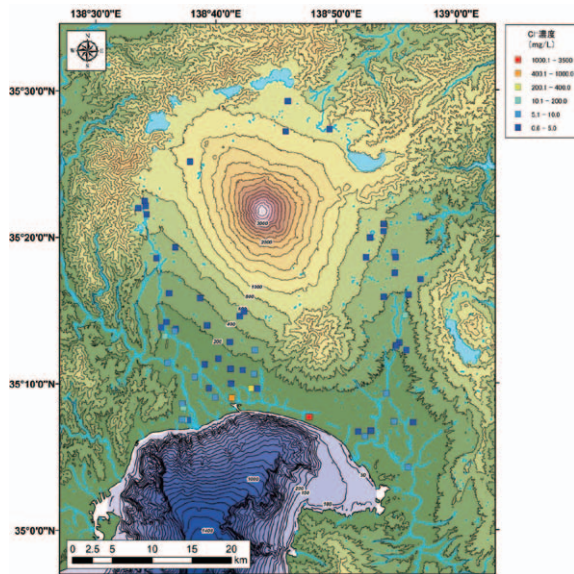
3.5 現地調査結果

3.5.1 水理水頭

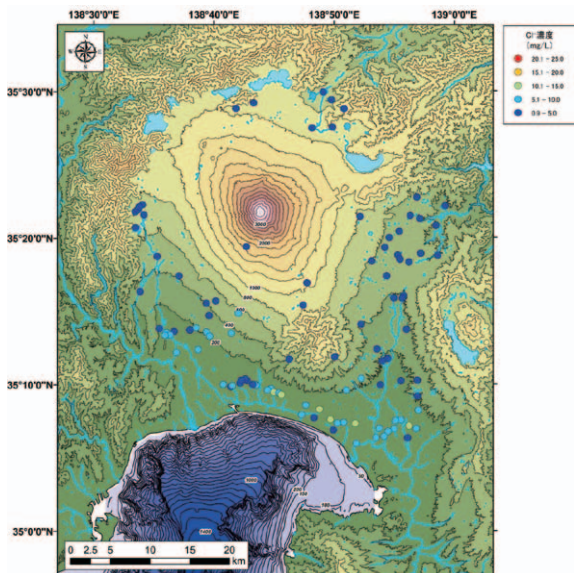
第 17 図に観測井において測定された水理水頭を示す。今年度の調査では観測井 40 地点 (井戸深度 7~250m) において水理水頭の測定を行ったが、井戸のスクリーン区間が幅広く設けられていることやマルチスクリーン構造の井戸があったため、測定された水頭には異なる帯水層の水位情報が混在していると考えられる。そのため、本地域における概略的な水理水頭分布を確認するための参考値とした。水頭測定の結果、水理水頭内陸部で高く、沿岸域で低い傾向が認められた。また、沿岸域における水理水頭はいずれの地点も海面標高 (0m) より高い状況が確認された。

3.5.2 水温

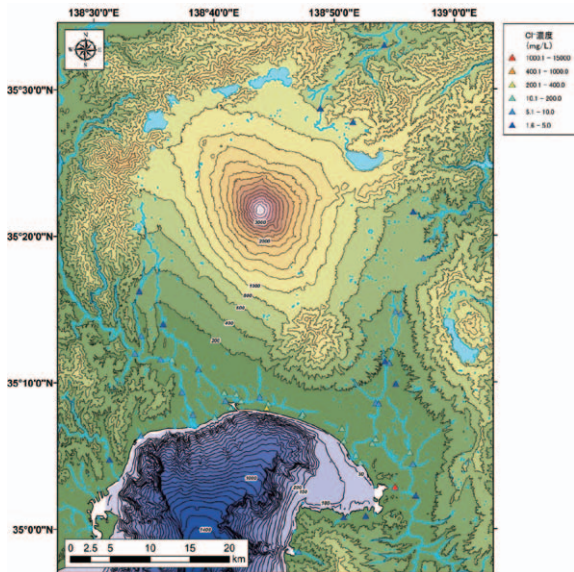
現地で測定した水温の分布図を第 18 図に示す。水温は、全体として高標高域で低く低標高域ほど高い傾向を示した。地下水と湧水は概ね同じ水温を示しているが、富士川や狩野川などの河川水は、相対的に低い水温を示していることから、気温の影響を受けていると考えられる。富士川の右岸側および狩野川の右岸側の地下水においては、水温 18℃以上となる地点が確認された。



第 19-1 図 地下水中の Cl⁻ 濃度の平面分布図
 Fig. 19-1 Distribution map of chloride concentration in groundwater.



第 19-2 図 湧水中の Cl⁻ 濃度の平面分布図
 Fig. 19-2 Distribution map of chloride concentration in groundwater.



第 19-3 図 河川水中の Cl⁻ 濃度の平面分布図
 Fig. 19-3 Distribution map of chloride concentration in river water.

3.5.3 Cl⁻ 濃度

第 19-1 図, 第 19-2 図, 第 19-3 図に地下水, 湧水, 河川水中の Cl⁻ 濃度の平面分布図を示す。地下水中の Cl⁻ 濃度は大半が 10mg/L 以下であった。富士山南麓の 3 地点において水道水質の基準値である Cl⁻ 濃度 200mg/L (厚生労働省, 2013) を超えていることが確認された。これらの井戸の一部は, 過去に研究が行われた地下水塩水化地域 (村下・岸, 1967) であり, 過去に浸入した塩水の影響や現海水の影響などが要因と考えられる。湧水については, 全地点で 15mg/L 以下と低い値を示し, 地下水のような高い Cl⁻ 濃度の地点は確認されなかった。河川水は 2 地点において Cl⁻ 濃度が 1,000mg/L より高いことが確認された。これらの 2 地点に関しては, 採水場所が放水路であることなどの現場状況を踏まえると, 潮位の高い時期に放水路内に浸入して残存した海水が影響したものと考えられる。

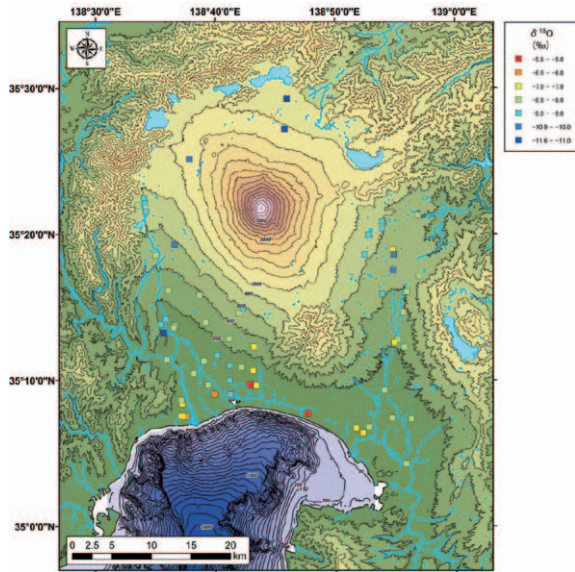
3.5.4 酸素・水素安定同位体比

第 20-1 図, 第 20-2 図, 第 20-3 図に地下水, 湧水, 河川水の酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の平面分布, 同じく第 21-1 図, 第 21-2 図, 第 21-3 図に水素安定同位体比 (δD) の平面分布を示す。 $\delta^{18}\text{O}$ と δD は富士山北麓の地下水や湧水で軽い値を示し, 南麓の沿岸域で相対的に重い値を示している。沿岸域において $\delta^{18}\text{O}$: -5.6‰ を示す地下水が確認されたが, この地点は Cl⁻ 濃度 (第 19-1 図) が周囲に比べて高い地点に相当する。

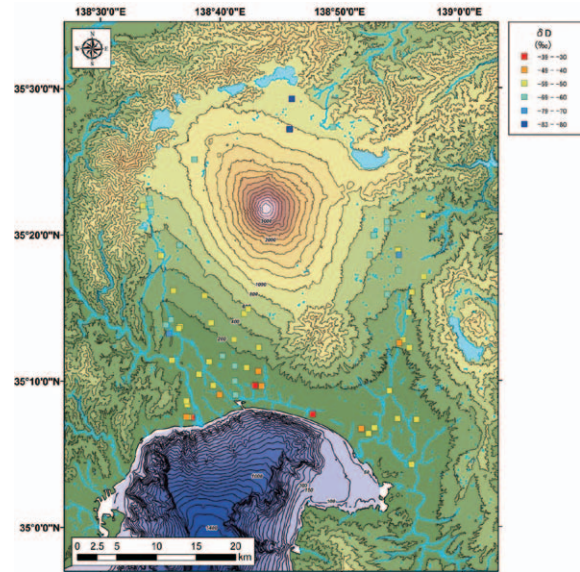
3.5.5 微量元素

第 22-1 図, 第 22-2 図, 第 22-3 図に地下水, 湧水, 河川水中のバナジウム (V) 濃度の平面分布図を示す。富士山周辺地域の分布する地下水や湧水に関しては V 濃度が高いことが報告されている (興水ほか, 1998)。また, 同地域に流れる河川水にもその影響が表れている (興水・京谷, 2002)。

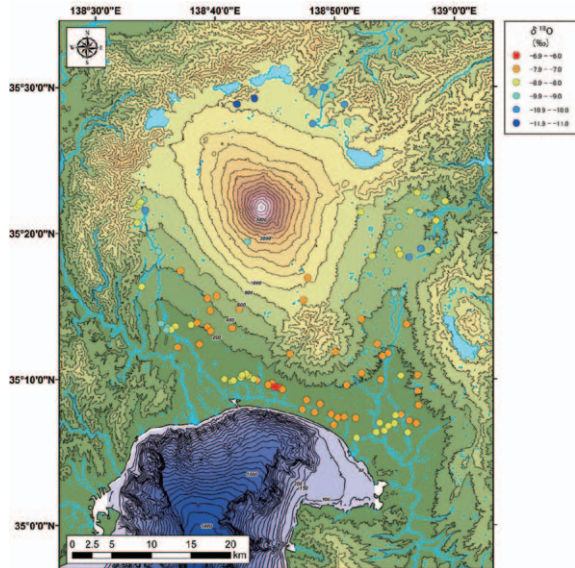
本調査の結果, 地下水中の V 濃度は, 富士山の北麓, 東麓, 南麓でそれぞれ 80 $\mu\text{g/L}$ 以上の地点が確認された。湧水は北麓において最も高く, 次いで東麓で高い傾向が認められた。河川水は全体的に低濃度であったが, 潤井川と富士川を繋ぐ放水路において高い値が認められた。



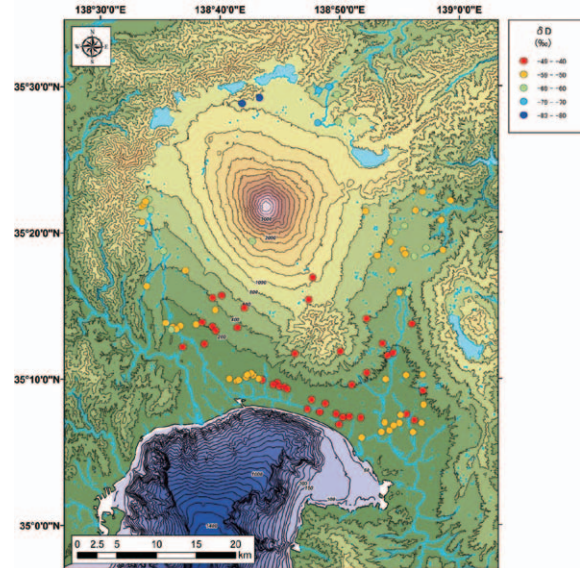
第 20-1 図 地下水の $\delta^{18}\text{O}$ の平面分布図
Fig. 20-1 Distribution map of oxygen stable isotope ratio in groundwater.



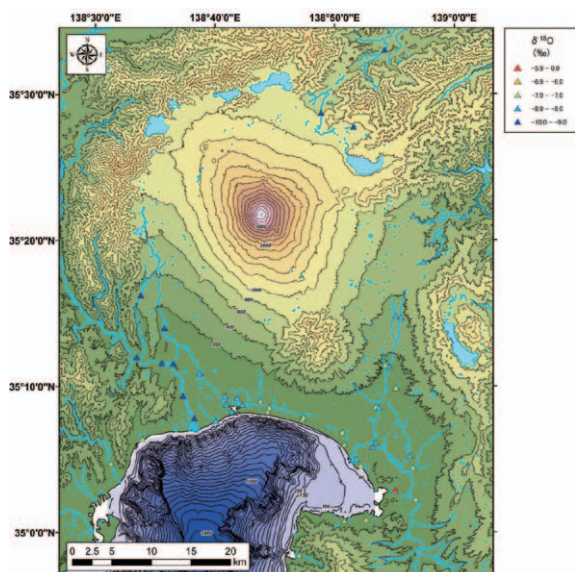
第 21-1 図 地下水の δD の平面分布図
Fig. 21-1 Distribution map of hydrogen stable isotope ratio in groundwater.



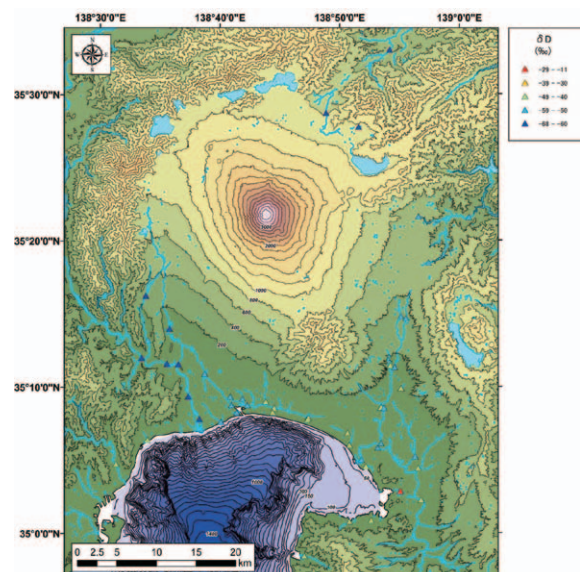
第 20-2 図 湧水の $\delta^{18}\text{O}$ の平面分布図
Fig. 20-2 Distribution map of oxygen stable isotope ratio in spring water.



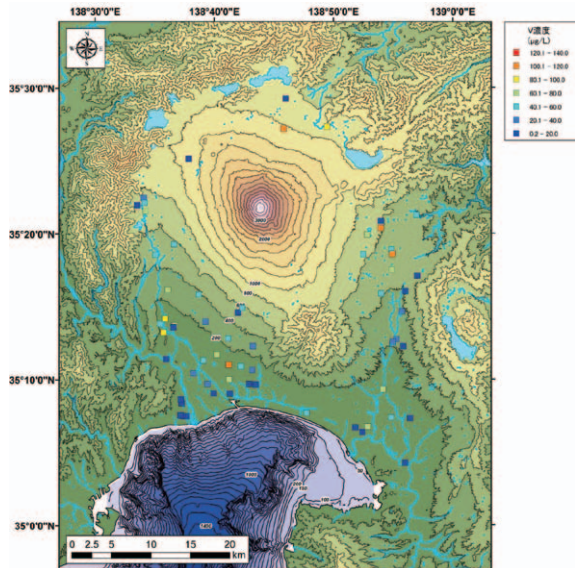
第 21-2 図 湧水の δD の平面分布図
Fig. 21-2 Distribution map of hydrogen stable isotope ratio in groundwater.



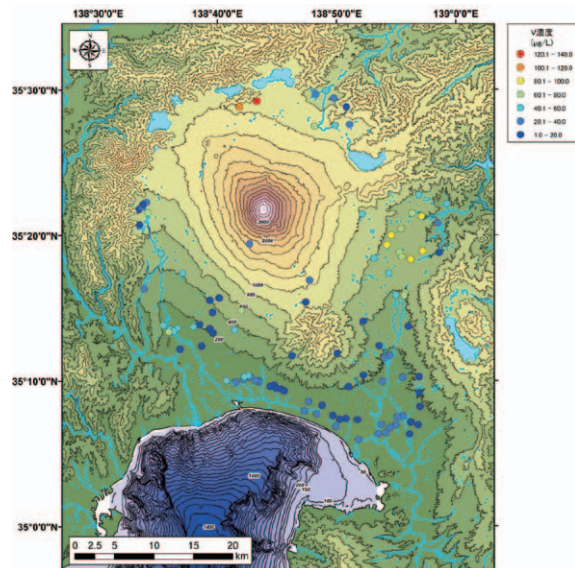
第 20-3 図 河川水の $\delta^{18}\text{O}$ の平面分布図
Fig. 20-3 Distribution map of oxygen stable isotope ratio in river water.



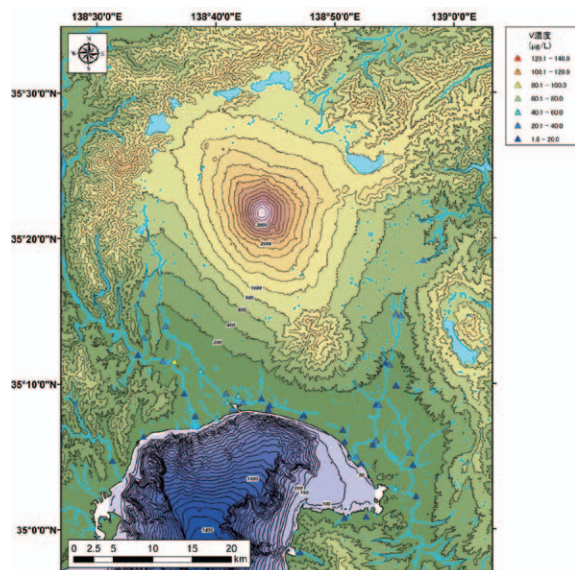
第 21-3 図 河川水の δD の平面分布図
Fig. 21-3 Distribution map of hydrogen stable isotope ratio in river water.



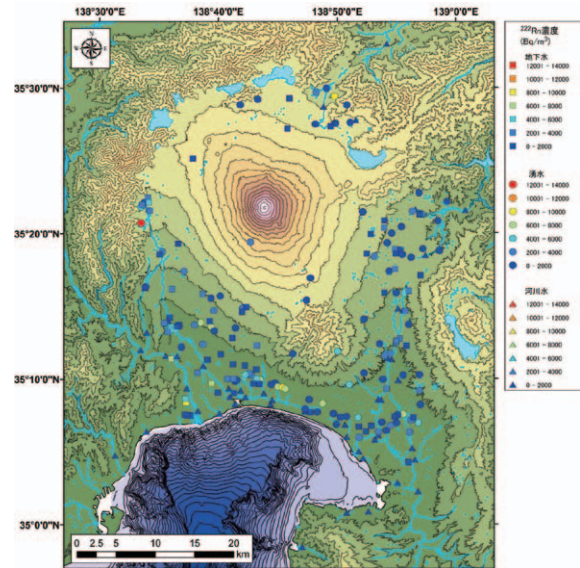
第 22-1 図 地下水中の V 濃度の平面分布図
Fig. 22-1 Distribution map of vanadium concentration in groundwater.



第 22-2 図 湧水中の V 濃度の平面分布図
Fig. 22-2 Distribution map of vanadium concentration in spring water.



第 22-3 図 河川水中の V 濃度の平面分布図
Fig. 22-3 Distribution map of vanadium concentration in river water.



第 23 図 ^{222}Rn 濃度の平面分布図
(採水地点 218 地点の内、湧水 81 地点および河川水 17 地点は、産総研 (2014) のデータより引用)
Fig. 23 Distribution map of radon concentration in sampled water.
(data of 81 for spring water and 17 for river water are from AIST(2014))

3.5.6 ^{222}Rn 濃度

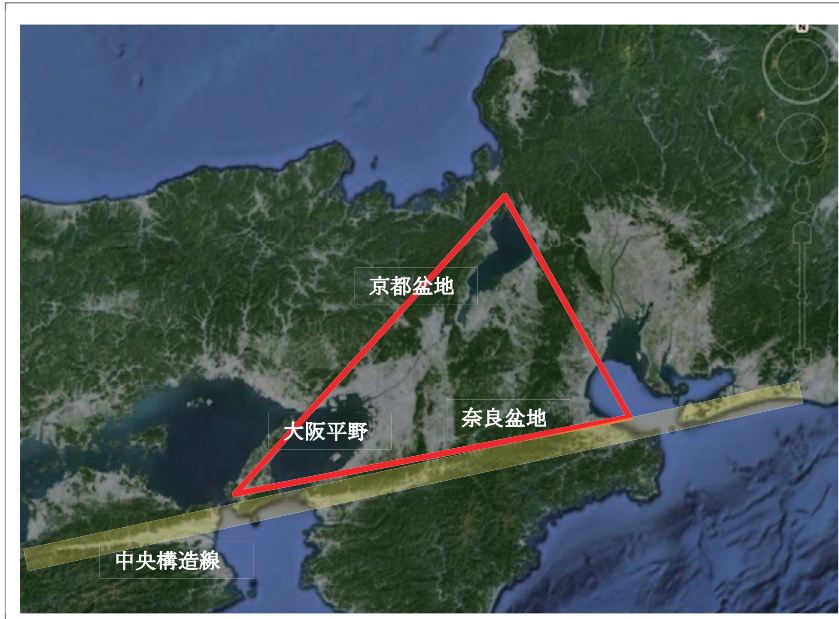
第 23 図に ^{222}Rn 濃度の平面分布図を示す。一部の湧水および河川水の ^{222}Rn 濃度については、産総研 (2014) より引用した。本地域における ^{222}Rn 濃度は内陸部の湧水で $12,321\text{Bq/m}^3$ の最大値を示し、平均 $1,965\text{Bq/m}^3$ であった。波多江・長谷川 (1999) は IM 泉効計を用いて静岡県内の地下水中の ^{222}Rn 濃度を測定しており、富士市内における地下水は $1.4 \sim 1.8\text{Bq/L}$ ($=1,400 \sim 1,800\text{Bq/m}^3$)、富士宮市における湧水は 4.4Bq/L ($4,400\text{Bq/m}^3$) と報告している。保健物理学会 (2004) によれば、IM 泉効計による測定方法は、液体シンチレーションカウンターや本研究で用いた機器による測定方法に比べ、高い ^{222}Rn 濃度を示すとされる。しかしながら、このことを踏まえても本調査で得られた ^{222}Rn 濃度は同程度の範囲に分布し、総合的な結果であることが分かった。

地域的にみると、富士川の右岸側に位置する地下水で $8,983\text{Bq/m}^3$ と高い ^{222}Rn 濃度を示した。この地点は水温も 19.6°C と周囲に比べて高い。現時点では富士川河口断層帯との直接的な関連は不明であるが、今後より詳細な調査が必要と考えられる。

4. 大阪平野

4.1 はじめに

大阪平野の面積はおおよそ 1900km^2 で、国土の約 0.5% を占める。関東平野、十勝平野、石狩平野に続



第 24 図 近畿三角帯：中央構造線の北側に位置する低地帯 (Google Earth に作図)
 Fig. 24 The Kinki Triangle: low land area located at northern part of the Median Line (map from Google Earth)

いてわが国第 4 位の大きさを誇るが、複合平野の見方によっては、越後平野や濃尾平野よりも小さいといわれることもある。ここにわが国の総人口の 6.5% にあたる約 800 万人が集中し、国内第 3 位の大都市を形成している。地下水をはじめとする、一人当たりの天然資源量は必ずしも多いとは言えず、経済活動を支えるにはその有効な利用と保全が求められる。

東京を始めとする世界の大都市は、その成長期に地下水を資源として利用してきた (正井, 1987)。その後ソウル市 (清溪川復元事業, 2005) などのように、水環境を保護することで生活に潤いをもたらすような活動が行われ、地下水は水環境を評価する因子としての役割を果たすようになってきた (高村・丸井, 2014)。そして現在、吉岡 (2014) にあるように地下水をエネルギー源として活用する動きが始まった。実際には、地中熱利用のほか、被圧帯水層の圧力を利用した水頭差発電などが挙げられる。このように多くの人々を抱え、その環境を守りながら経済活動を支援する上で、地下水の水位や水質などをはじめとした水文環境情報は大変重要なものと考えられる。

4.2 大阪平野の地形

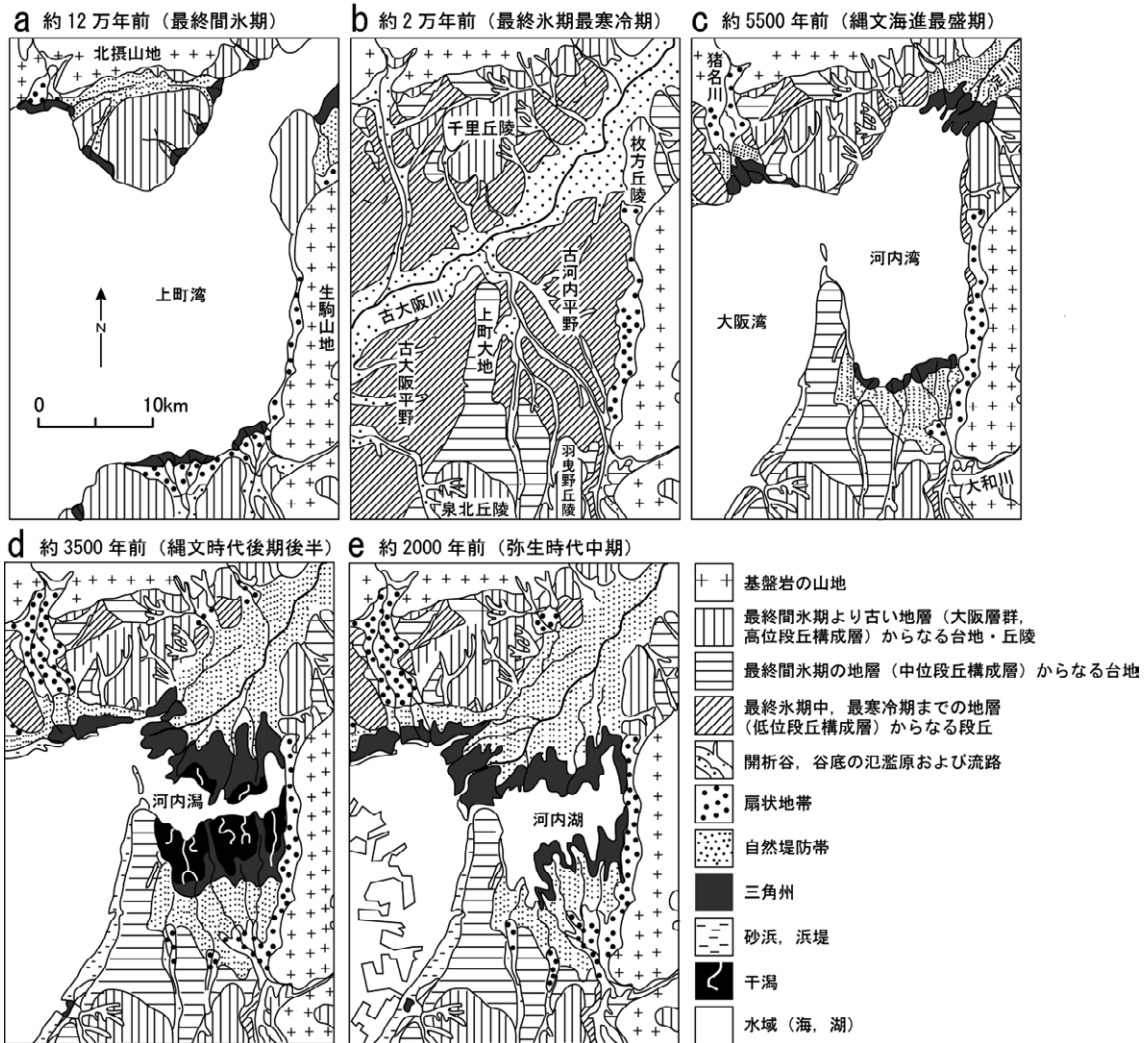
大阪平野の地形・地質を語るとき、近畿三角帯 (第 24 図) の存在を避けて通ることはできない。中央構造線の北側に位置するこの低地帯には鮮新世から更新

統の地質が堆積しており、山地と低地の境界は高角度の断層で仕切られているのが一般である。この地域は東西の圧縮による基軸褶曲にともなう断層地塊とみなされている。大阪平野の大阪層群は、最深で海面下 1,000m に達するが、西の六甲山地には海拔 900m の台地面がある、また琵琶湖地域には 800m 以上の古琵琶湖層が堆積していて、東西で約 2,000m におよぶ高度差があり、第四紀における地殻変動の大きさが伺える (日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987)。本来、大阪平野を議論するとき、地形学的・地質学的には京都盆地や奈良盆地と共に

理解する必要がある。

大阪平野の南は和泉山脈、また南東は金剛山地、東は生駒山地によって区切られている。金剛山地・生駒山地を地塁、和泉山脈を傾動地塊として、これらの山地は断層で形成されている。和泉山脈隆起の開始は堆積相の変化から鮮新世末期と推定される (大田ほか, 2004)。これら山地と海岸との間には、未固結の大阪層群によって形成される丘陵地・段丘・沖積低地が存在する。大和川以南では、平野およびその周辺の段丘面は氷河性の海水準変動によって形成されたと考えられ、高位・中位・低位の 3 面に区分されている。このうち中位面の段丘堆積層は、上野台地に模式的に分布し天王子付近を模式地とする上野層に相当し、上野層に挟まれる粘土層は最終間氷期に堆積した Ma12 とされている (古谷, 1978)。

最終間氷期 (12 万年前) に現在の陸海域は同時に堆積している (第 25 図)。この時期、上町海と呼ばれる海域が現在の大阪湾と大阪平野の全域に広がっており、上町海は生駒山地に接していた。その後、約 2 万年前には、現大阪湾は陸化し海岸線が紀伊水道まで後退する古大阪平野と呼ばれる時代を迎える、この時、古大阪川は遠く瀬戸内まで流下しており、上町台地が形成されていた。さらに縄文海進を迎えた 6500 年前には、上町台地と現大阪平野の南部を残し、再び海水が浸入してくる。この時の海水準は現在よりも 2m 高かったと推定されており、内湾は河内湾と呼ばれ、河



第 25 図 大阪平野の変遷 (太田ほか (2004) に加筆)
 Fig. 25 Topographical and geological transition of Osaka Plain.(modified from Ohta et al.(2002))

内湾は生駒山地にまで達していた。約 3500 年前には河内湾は姿を消し、小規模な河内潟と呼ばれる干潟が形成された。その後 2000 年前には河内湖と呼ばれる汽水湖が形成されていた。河内湖の時代には淀川とは完全に水の連続性が途絶えた。

その後 1700 年前までの穏やかな水位上昇によって河内湾は徐々に面積を増したが、時代と共に治水や耕作が進み次第に陸化した。1704 年には上野台地南部が東西に掘削されて、大和川が直接大阪湾に流れ込むようになり、ほぼ現在の河内低地となった。江戸時代からの埋め立てにより海岸部は少し西に移ったが、明治以降に大きな変化は見られない。

4.3 大阪平野の地質

近畿地方の主な盆地や低地帯には新第三紀の鮮新(約 500 万年前から 258 万年前まで)から第四紀である更新統(258 万年前から 1 万年前まで)が分布

する。大阪層群や古琵琶湖層群はその典型であり、近畿三角帯から瀬戸内の広い範囲で見られる。大阪層群は、大阪平野(大阪盆地)・淡路島・京都盆地・奈良盆地・播磨盆地に見られ、おもに未固結の粘土・シルト・砂・礫からなる。この層群の下半分は陸水成の砂礫・シルトからなり、上半分は 12 層の海成粘土層とそこに狭在する陸成の砂礫・シルト層の互層となっている。全体の層厚は 300 ~ 400m であり、低地部では 1,000m に達すると報告されている。大阪平野の大阪層群は、南部地域において、上位より泉北累層、国分累層、泉南累層の順で堆積している。一方北部では、茨木累層、千里山累層の順で堆積している。また、新関西国際空港の建設に先行して行われた海域の地質調査では、大阪湾の海底下には層厚 400m の大阪層群が確認されている(中世古, 1984)。

上町断層は、平野北部の豊中市から大阪市内の上町台地の西の端を通り、大阪府南部の岸和田市にまで続

く南北約 40km の断層（帯）である。断層の東側が西側に乗り上げることで、千里丘陵や上町台地を形成したとされている。一つの断層ではなく、豊中市から吹田市までは佛念寺山断層と呼ばれ、その南の大阪市内の上町断層の本体を経て、さらに南の長居断層、大阪市を南にぬけて、和泉市や岸和田市にかけての坂本断層、久米田池断層へと続く。このほかの雁行した断層や褶曲も含めて上町断層帯とも呼ぶ。最新活動時期は、約 28,000 年前～約 9,000 年前と考えられる。平均活動間隔が 8,000 年程度と推測されることから、現在では大きな被害が予想されている（地震調査推進本部, 2012）。

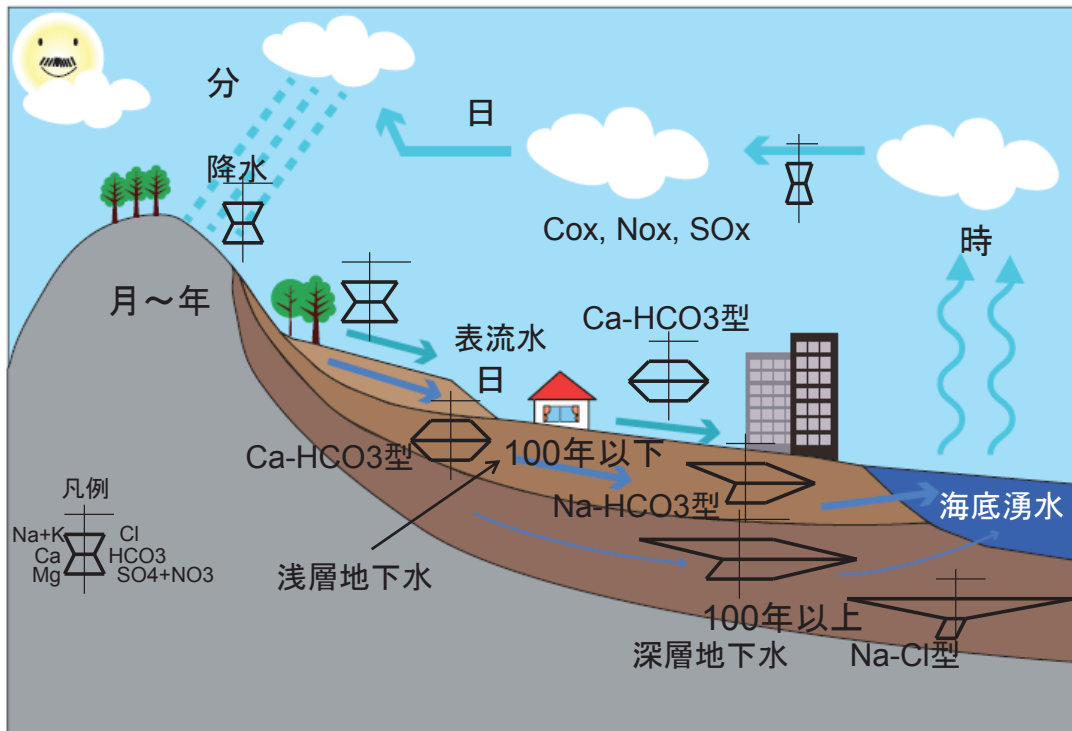
4.4 大阪平野の水文環境

大阪平野を横切る代表的な河川として、淀川と大和川が挙げられる。淀川は琵琶湖に端を発する 1 級河川で、75.1km の流路長と 8.528km² の流域面積を持つ。一方、大和川は生駒山脈より流下する 1 級河川で、68.0km の流路長と 1,070km² の流域面積を有する。江戸時代まで、大和川は石川と合流し上町台地の北側で淀川と合流していた。そのため、洪水が頻発していたが、1704 年に上町台地を横切る水路が完成し、直接大阪湾へ流下するようになった。とりわけ大都市の水源となってきた淀川は、常に問題を抱えている。江

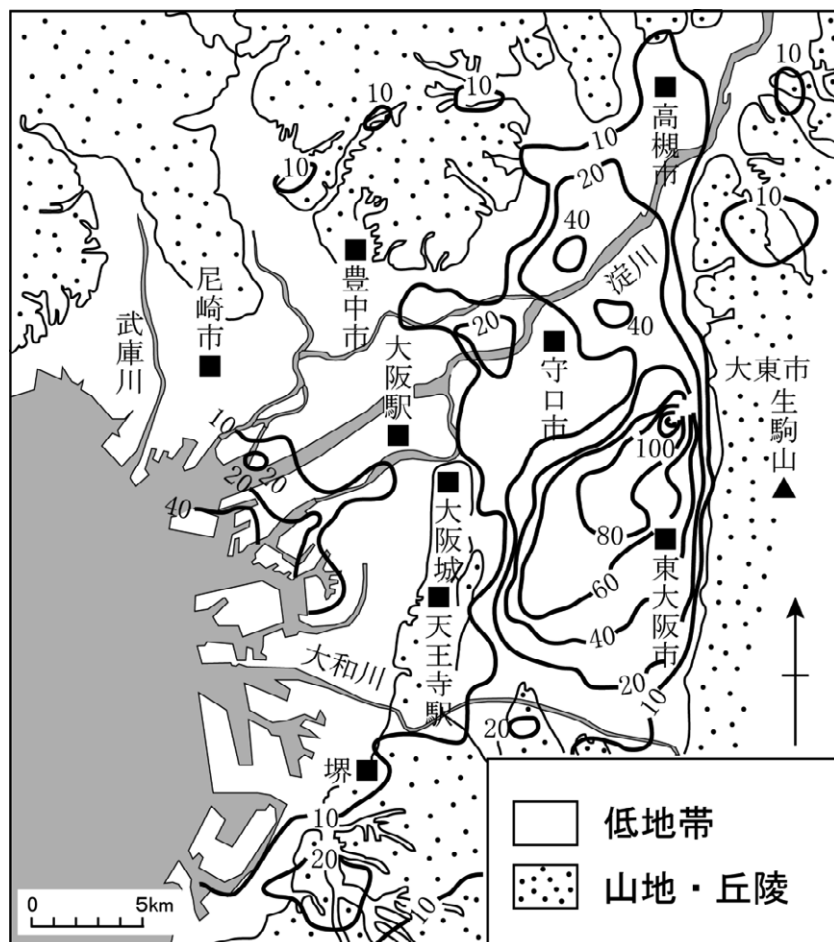
戸時代末期（1800 年代中頃）から明治時代にかけては、水系伝染病であるコレラが流行した。その後高度経済成長期といわれた 1960 年代にかけては、水俣病やイタイイタイ病が横行し、この時代の淀川・大和川の水質は劣悪であったことが益田（2011）によって示されている。河川水質は 1970 年代より次第に回復に向かっているが、生活排水の影響を受けて塩分濃度がいまだに高いことや、近年では重金属汚染（ヒ素・カドミウム・鉛・クロム・リンなど）が問題視されていることも報告されている。

大阪平野を構成する地質のうち、鮮新統にはほとんど帯水層が認められていない。中新統においても 100m³/日程度の揚水実績しかなく（笠間・鶴巻, 1970）、主要な帯水層は第四紀層に限られる。地下水障害の典型として、塩水化と地盤沈下が上げられるが、塩水化の典型地として、村下（1982）は大阪・和歌山・尼崎・西宮・神戸・明石などを列挙している。これとは別に大阪平野内陸においても高塩分濃度地下水の存在が指摘されている。東大阪地区においては、2,500mg/l（鶴巻, 1967）や京都盆地・奈良盆地でも 100～250 mg/l（小西ほか, 1960）であり、関東平野（林, 2003 および Marui and Seki, 2003）と類似した結果を得ている。

大阪平野の地下水の涵養域とされる周辺の山麓部に



第 26 図 水の循環の概念図（滞留時間と水質、地質の関連）
 Fig. 26 Conceptual diagram of water cycle
 (relationships between residence time, water quality and geology)



第 27 図 大阪平野の累積地盤沈下量 (1964-1999 年) (環境省 (2002) に加筆)
 Fig. 27 Distribution map of the cumulative sedimentation quantity in Osaka Plain during 1964 to 1999.(modified from Ministry of the Environment(2002))

は微高地が広がっており、農地であることが多い。これらの地域では 10m 以浅の井戸で浅層地下水を利用していることが多く、近年ではその水質にゴルフ場や農業の影響が見られる (益田, 2011)。この地域の地下水は涵養されてからの時間が小さいこともあり、 $\text{Ca} - \text{HCO}_3$ (カルシウム-炭酸水素) 型である (第 26 図; 丸井, 2014)。大和川の水質には富栄養化が見られたが、平野中央部の浅層地下水は (流動距離が大きくなるにつれて) $\text{Na} - \text{HCO}_3$ (ナトリウム-重炭酸) 型になる。水質は地域に依存するところが大きく、近隣の土地利用にその水質は影響されると言える。また、深度 200 ~ 300m の地下水は飲用であったり工業用に使われていることが多いが、これらの酸素・水素同位体組成を調査した益田 (2011) によれば、その涵養域は山地よりも山麓部であることがわかっている。

近代に入り低地部では地下水のくみ上げを原因とする地盤沈下が見られた (第 27 図)。環境省 (2002)

によれば、西大阪地域では 1885 (明治 18) 年から水準測量が行われており、昭和初頭までの間の沈下速度は 0.8cm/年程度であったが、1928 年ごろから産業の発達に伴って沈下速度は増加し、1943 年ごろまでには 5 ~ 8cm/年と増加し、所によっては 20cm/年を記録していたことがわかっている。その後、1943 ~ 1949 年の間は戦争に伴って一時的に沈下が収まったが、1950 年以降沈下は再燃し、1961 年には北区茶屋町で 25cm/年を記録した。このため、大阪市は 1954 年から工業用水道の給水を始め、1959 年には揚水規制を開始した結果、1962 年ごろには地下水位は上昇に転じていたことが記録されている。2000 年の段階で 70km² を超える地域が“0 (ゼロ)メートル地帯”として確認されている。このような地域では台風時に高潮の被害が多く、防波堤のかさ上げや排水設備の充実が繰

り返された。東大阪 (河内平野) 地域では、少し遅れて 1967 年に沈下速度は最大となり、同年東大阪市で 20cm/年の沈下を記録した。ただ、その後の沈下は鈍化し、1979 年以降は 1cm/年程度である。最近では地下水位が上昇しているものの、新たな問題として、地震時の液状化の危険や建設工事の困難さ、建物の浮上や漏水対策などが挙げられている。

5. 結論

平成 25 年度は、石狩平野および駿河湾沿岸域を対象に、地下水情報の収集を行った。以下に本研究の結論を述べる。

<石狩平野>

石狩平野の M 層、L 層の水理水頭分布図を描き、扇状地や丘陵地から概して石狩湾に向かう地下水流動を明らかにした。 HCO_3^- や SO_4^{2-} 濃度の分布も、水理水頭から得られる流動方向を支持している。Cl⁻ 濃度

については、10mg/L 以下の地域が大部分だが、手稲から発寒にかけて高 Cl 濃度領域の帯状分布が存在する。水理水頭分布から判断すると、手稲近傍に現れる高 Cl 地下水は過剰揚水による塩水侵入による可能性が高いが、発寒周辺の高 Cl 領域を塩水侵入で説明しようとする、透水性の高い地層で埋められた埋没谷のようなものの存在が必要になる。

<駿河湾沿岸域>

駿河湾沿岸域では、既往文献調査から富士山を含めた概略的な地下水流動系について取りまとめを行った。また、富士山周辺地域において採水調査を実施し、地化学分析を行った。その結果、沿岸域において Cl 濃度の高い地下水が確認され、既往研究で報告された塩水化地域と重なる結果となった。また、富士山周辺において濃度が高いとされる水中の V 濃度を調査した結果、富士山の北麓、東麓、南麓において高い傾向が認められた。富士川右岸側の地下水では、周囲に比べて高い水温・高い ^{222}Rn 濃度が確認され、断層との関係性が示唆される。次年度はより深部の地下水も含めて調査を実施することで、現況の水質状況を明らかにすると共に、過去の水質変遷を含めて沿岸域の地下水環境を評価する計画である。

<大阪平野>

来年度以降の本格的な調査に備え、基本的な文献調査をおこなった。

文献

浅井和由・辻村真貴 (2010) トレーサーを用いた若い地下水の年代推定法—火山地域の湧水への CFCs 年代推定法の適用—, 日本水文学会誌, 39 (3), 67-78.

深見浩司・高清水康博 (2008) 石狩湾岸地域の地下モニタリング, 平成 20 年北海道立地質研究所調査研究成果報告会報告資料集, 29-32.

古谷正和 (1978) 大阪平野西部の上部更新統, 地質学雑誌, 14, 341-358.

波多江一郎・長谷川罔彦 (1999) 静岡県における地下水のラドン濃度. 長田文化堂, 62, 118p.

林 武司 (2003) 関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高 Cl 濃度地下水帯の三次元的分

布と成因, 日本水文学会誌, 33(2), 53-70.

広田知保・和田信彦二・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷薫 (1996) 北海道の地下水 資源石狩低地主部. 地下資源調査所調査研究報告第 27 号, 北海道立地下資源調査所, 91p.

保健物理学会 (2004) 水中ラドンに関する専門研究会活動報告書, 113p.

Ikeda K. (1989) Chemical evolution of groundwater quality in the southern foot of Mount Fuji, Bulletin of the Geological Survey Japan, 40, 331-404.

笠間太郎・鶴巻道二 (1970) 六甲山周辺の断層破砕帯と地下水, 神戸市水道局, 19p.

河田 英 (1958) 手稲町字手稲の地下水. 地下資源調査所報告, 19, 23-26.

建設省河川局 (1985-2003) 地下水位年表

小西泰次郎・村下敏夫・武居由之・後藤隼人 (1960) 京都市工業用地下水調査報告, 地質調査所月報, 11, 101-116.

輿水達司・酒井陽一・戸村健児・大下一政 (1998) 地球環境変化の健康への影響—地球科学より—, 地球環境, 2 (2), 215-220.

輿水達司・京谷智裕 (2002) バナジウム濃度を指標とした富士川及び相模川水系河川水中多元素の地球化学的挙動. 陸水学雑誌, 63, 113-124.

小原常弘 (1992) 地質系統と水理定数・水質 - 北海道の畑作振興地下水調査から. 地下資源調査所調査研究報告, 24, 99p.

蔵田延男・森 和雄・尾崎次男 (1956) 静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告東海地域調査第 8 報, 地質調査所月報, 17 (6), 237-260.

蔵田延男 (1967) 日本水理地質図「富士山域」, 地質調査所.

馬原保典・五十嵐敏文・田中靖治 (1993) 三島溶岩流内の年代について, 地下水学会誌, 35, 201-215.

高村弘樹・丸井敦尚 (2014) 東京の水環境, 地学雑誌, 122, 182-188.

Marui. A and Seki. H (2003) Deep Groundwater in the Kanto Plain, J. Japanese Assoc. Hydrological Sciences, 33(3), 149-160.

丸井敦尚・安原正也・河野 忠・佐藤芳徳・垣内正久・桧山哲哉・鈴木裕一・北川光雄 (1995) 富士山北麓西湖の水質と湖底湧水. ハイドロロジー,

- 25(1), 1-12.
- 松波武雄・川森博史・藤本和徳・高橋徹哉 (2007) 札幌市街北部の地下流体について. 北海道立地質研究所報告, 78, 157-161.
- 松下勝秀・小原常弘 (1985) 北海道主要地下水区各説, 北海道の地質と資源IV 北海道の水資源 - 地下水を中心として -. 北海道立地下資源調査所, 16-88.
- 益田晴恵 (2011) 都市の水資源と地下水の未来, 京都大学学術出版会, 249p.
- 村下敏夫・岸 和男 (1967) 地下水の塩水化についての研究 - 第 1 報 熔岩帯水層の水理地質学的性質 -. 地質調査所月報, 18 (6), 379-392.
- 村下敏夫 (1977) 静岡県富士市における地下水の塩水化. 工業用水, 225, 30-42.
- 村下敏夫 (1982) 本邦における地下水の塩水化. 地質調査所月報, 33 (10), 479-530.
- 中世古幸次郎 (1984) : 関西国際空港地盤地質調査, 防災科学研究所報告, 285p.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会 (1987) 日本の地質 6 近畿地方, 共立出版, 297p.
- 落合敏郎 (1969) 三島溶岩流中の岩罅地下水に関する研究 - 溶岩流断面における地下水の流速分布と間ゲキ率ならびに地下水流動量の算定 -. 日本地下水学会誌, 16-17, 7-16.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (2004) 日本の地形 6 近畿・四国・中国, 東京大学出版会, 583p.
- 齋藤昌之・土居繁雄・西村雅吉・中澤次郎・矢崎晴貫・常世俊晴 (1951) 北海道天然瓦斯調査報告. 北海道地下資源調査報告, 59p.
- 産業技術総合研究所 (2014) 平成 25 年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書, 402p.
- 柴崎達雄 (2004) 農を守って水を守る新しい地下水の社会学. 築地書館, 145p.
- 柴田智郎・秋田藤夫 (2004) 札幌市とその周辺地域における温泉資源の現状. 北海道立地質研究所報告, 75, 27-31.
- 正井泰夫 (1987) 「城下町東京」原書房, 東京, 217p.
- 丸井敦尚 (2014) : 首都圏の深層地下水, 地学雑誌, 123, 2 172-181.
- 田中雅基・吉田晃啓・西村弘之 (2008) 豊平川の底水管理に向けた伏没現象解明への取り組み - 扇状地における地表水と地下水の交流について -, 国土交通省北海道開発局第 52 回 (平成 20 年度) 北海道開発技術研究発表会, 技 -04.
- テラ株式会社 (2003) 駿河湾北部海底地形 SHAPE データ.
- Tosaki Y, Tase N, Sasa K, Takahashi T, and Nagashima Y. (2011) Estimation of groundwater residence time using the ^{36}Cl bomb pulse. Groundwater, 49 (6), 891-902.
- 鶴巻道二 (1967) : 東大阪地域の地下水の水質 (その 2) 塩素イオンの分布, 日本地下水学会誌, 27, 1-16.
- 津屋弘達 (1940) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究, 地学雑誌, 52, 347-361.
- 内田洋平・町田功・井川怜欧・吉岡真弓・越谷賢・丸井敦尚・丸谷薫・徳永貴大・利部慎・嶋田 純 (2012) 堆積平野の水理地質環境. 平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 121-134.
- 若浜 洋 (1990) 研究庁舎における地熱水生産試験結果の定量解析 (第 1 報). 地下資源調査所報告, 62, 85-99.
- 山口久之助 (1965) 札幌の地下水. 地下水技術, 7, 10-18.
- 山口久之助・小山内 熙・佐藤 巖・二間瀬 洌・小原常弘・早川福利・横山英二 (1965) 札幌周辺の地盤と地下水. 北海道立地下資源調査所, 北海道水理地質図別冊, 8, 72p.
- 山口久之助 (1970) 石狩湾岸低地の地下構造と地下水. 地下資源調査所報告, 41, 1-33.
- 山口久之助・小原常弘・佐藤巖 (1973) 石狩湾新港地域地下水調査報告 [1] 深層地下水の水質について. 北海道立地下資源調査所, 22p.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の 3 次元堆積盆地構造モデル. 活断層・古地震研究報告, 7, 1-29.
- 吉岡真弓 (2014) 東京における水の熱エネルギー利用, 地学雑誌, 123, 2014 年 8 月出版予定
- 吉岡龍馬・北岡豪一・小泉尚嗣 (1993) 同位体組成から推定される地下水の流動系について - 三島市及びその周辺地域を例にして -, 地下水学会誌,

35, 271-285.

ホームページ

清溪川復元事業 (2005)

http://www.nikkenren.com/archives/doboku/archive/kaiyokyo/report/korea/korea_report_5-.pdf#search='%E3%82%BD%E3%82%A6%E3%83%AB+%E5%B7%9D+%E5%BE%A9%E6%B4%BB+%E7%92%B0%E5%A2%83'

2014 年 3 月 29 日閲覧

地震調査推進本部 (2012)

http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudan-so/f080_uemachi.htm

2014 年 3 月 30 日閲覧

環境省 (2002) : 全国地盤環境調査ディレクトリ

国土地理院 (2013) 基盤地図情報サイト, 2013 年 4 月 5 日閲覧.

<http://www.gsi.go.jp/kiban/>

国土交通省 (2014) 水文水質データベース, 2014 年 3 月 14 日閲覧.

<http://www1.river.go.jp/>

厚生労働省 (2013) 水道水質基準 (塩素イオン), 2013 年 10 月 27 日閲覧

<http://www.mhlw.go.jp/topics/bukyoku/kenkou/suido/kijun/konkyo0303.html>

産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質 図データベース (2012 年 7 月 3 日版), 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084. 2013 年 8 月 16 日閲覧.

<https://gbank.gsj.jp/seamless/>

第 2-1 表 現地調査結果および水素・酸素安定同位体比分析結果 (湧水その 1)

Table 2-1 Result of field sampling and hydrogen and oxygen stable isotope ratios (spring water, part1)

番号	北緯 (度表示)	東経 (度表示)	種類	採水日時	天候	水温 ℃	pH (HORIBA)	pH (Yokogawa)	EC (HORIBA)	EC (Yokogawa)	ORP (HORIBA)	DO (HORIBA)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	δD ‰
									μ S/cm	μ S/cm	mV	mg/L		
1	35.371668	138.567238	湧水	2013/11/11	曇	10.3	6.95		97.7		256	9.2	-9.1	-60
2	35.363733	138.557280	湧水	2013/11/11	曇	12.3	7.19		69		226	9.6	-8.7	-56
3	35.345637	138.557819	湧水	2013/11/11	曇	12.3	7.56		96.8		211	8.06	-8.3	-53
4	35.323740	138.711050	湧水	2013/11/28	曇	8.6	7.90	7.9	42.4	69.2	250	8.88	-9.5	-61
5	35.312763	138.587559	湧水	2013/11/11	曇	12.6	6.94		127.8		127.2	8.81	-9.4	-61
6	35.261948	138.668391	湧水	2013/11/11	曇	13.9	7.32		129.2		239	8.54	-7.6	-49
7	35.259432	138.655524	湧水	2013/11/11	晴	14	7.58		163.1		231	9.17	-7.6	-49
8	35.245497	138.659250	湧水	2013/11/11	晴	14.8	7.02		144.8		239	9.07	-7.7	-50
9	35.230975	138.590512	湧水	2013/11/12	晴	14	7.41		138.4		178.1	8.33	-9.1	-59
10	35.231743	138.641265	湧水	2013/11/12	晴	15.6	7.13		168.5		203	7.09	-7.6	-49
11	35.227610	138.610790	湧水	2013/11/12	晴	14	7.24		129.2		206	8.78	-8.7	-57
12	35.226503	138.600319	湧水	2013/11/12	晴	14.2	7.26		133.1		211	8.72	-9.0	-59
13	35.223776	138.605487	湧水	2013/11/12	曇	14.4	7.22		140.8		208	8.63	-8.9	-57
14	35.223092	138.598228	湧水	2013/11/12	晴	15.1	7.42		175.1		162.5	6.91	-9.3	-62
15	35.227039	138.655426	湧水	2013/11/12	晴	15.8	7.01		177.9		210	8.43	-7.5	-48
16	35.229077	138.632643	湧水	2013/11/12	晴	13.8	7.46		148		199.2	8.76	-8.5	-56
17	35.247970	138.699740	湧水	2013/11/14	晴	12.2	7.40		156.7		212	2.72	-7.4	-46
18	35.225510	138.690020	湧水	2013/11/14	晴	14.1	7.12		214		236	4.45	-7.3	-45
19	35.206832	138.644140	湧水	2013/11/12	不明	17.3	6.52		210		212	8.52	-7.4	-47
20	35.195813	138.769896	湧水	2013/11/13	晴	12.6	8.39		120.9		153.4	10.25	-7.2	-47
21	35.171339	138.711753	湧水	2013/11/13	晴	13.7	7.9		94.3		196.5	6.73	-8.4	-55
22	35.166929	138.723373	湧水	2013/11/13	晴	14.9	7.46		148.6		204	8.48	-8.0	-52
23	35.165852	138.724177	湧水	2013/11/13	不明	16.8	7.17		208.8		199.2	8.22	-7.4	-47
24	35.164646	138.688987	湧水	2013/11/13	晴	14.8	7.36		168.7		205	7.3	-8.3	-52
25	35.162302	138.744885	湧水	2013/11/13	晴	16	8.73		155.3		110.6	8.28	-7.2	-46
26	35.160553	138.739728	湧水	2013/11/8	晴	15.7	8.39		155.1		247	8.23	-7.3	-46
27	35.158163	138.748395	湧水	2013/11/13	晴	17.5	6.99		282		177.4	7.11	-6.9	-45
28	35.157519	138.755190	湧水	2013/11/13	晴	16.4	7.7		253		165.5	9.12	-6.9	-45
29	35.155463	138.758938	湧水	2013/11/13	晴	17.5	6.84		256		175.5	7.43	-7.2	-45
30	35.322458	138.902485	湧水	2013/11/6	晴	13.1	7.55		160.1		280	7.62	-9.3	-59
31	35.313841	138.920260	湧水	2013/11/6	晴	13.9	7.72		213.6		238	2.95	-8.7	-56
32	35.307179	138.884266	湧水	2013/11/6	晴	13.8	6.85		167.8		203	8.55	-8.1	-50
33	35.305812	138.935610	湧水	2013/11/5	晴	13.1	8.52		170.8		291	4.32	-10.1	-67
34	35.267398	138.927794	湧水	2013/11/6	晴	13.2	7.87		166.4		188.4	7.55	-9.6	-63
35	35.264701	138.926502	湧水	2013/11/6	晴	13.1	7.96		150.3		167.5	7.27	-9.6	-62
36	35.265065	138.914675	湧水	2013/11/6	晴	13.3	7.55		136.2		208	8.92	-9.1	-58
37	35.229194	138.931859	湧水	2013/11/6	晴	14.7	7.56		99.5		200	10.97	-7.8	-48
38	35.235213	138.869168	湧水	2013/11/6	晴	13.5	7.68		65.6		246	6.47	-7.3	-44
39	35.207000	138.891297	湧水	2013/11/6	晴	15.1	6.98		102.5		252	8.61	-7.7	-47
40	35.196122	138.905895	湧水	2013/11/6	晴	14.8	7.08		126.5		187.6	8.74	-7.8	-48
41	35.193557	138.898331	湧水	2013/11/6	晴	14.6	7.13		121.7		215	9.49	-7.8	-48
42	35.166146	138.895583	湧水	2013/11/8	晴	14.7	8.32		90.3		194.8	9.12	-7.9	-50
43	35.171353	138.946559	湧水	2013/11/8	晴	14.3	8.2		86.3		103.8	9.69	-7.9	-50
44	35.107740	138.900256	湧水	2013/11/7	曇	15.3	7.35		183.8		197.8	7.85	-8.8	-56
45	35.198327	138.832822	湧水	2013/11/8	晴	12.5	7.04		48.1		226	9.82	-7.9	-49
46	35.173430	138.869182	湧水	2013/11/8	晴	15	6.88		113.5		208	9.42	-7.7	-48
47	35.116919	138.893895	湧水	2013/11/7	雨	15.4	7.1		142.4		204	7.61	-8.3	-53
48	35.379600	138.947337	湧水	2013/11/5	晴	14.4	7.66		134.3		250	8.56	-8.4	-54
49	35.369706	138.986372	湧水	2013/11/5	晴	13.9	7.79		130.5		222	9.72	-8.1	-52
50	35.355162	138.950911	湧水	2013/11/5	晴	13	7.92		140.5		230	7.82	-9.4	-62
51	35.347437	138.973558	湧水	2013/11/5	晴	13.5	7.31		196.2		245	7.5	-8.4	-54
52	35.313196	138.975748	湧水	2013/11/5	晴	13.3	7.47		128.5		268	9.29	-8.2	-52
53	35.143396	138.792565	湧水	2013/11/8	晴	15.6	8.21		132.9		214	7.04	-7.3	-46
54	35.138730	138.811404	湧水	2013/11/13	晴	17	7.37		238		178.2	7.68	-7.2	-45
55	35.129066	138.803759	湧水	2013/11/8	晴	15.3	8.6		88.3		248	8.27	-7.8	-48
56	35.127152	138.826669	湧水	2013/11/8	晴	16.4	7.89		210.8		260	7.05	-7.1	-44
57	35.123707	138.844898	湧水	2013/11/8	晴	15.5	8.3		136.7		224	7.99	-7.4	-47
58	35.122418	138.860741	湧水	2013/11/7	晴	16.3	7.45		210.5		191.7	7.64	-7.2	-46
59	35.114991	138.830548	湧水	2013/11/13	晴	15	8.63		79.5		181.3	8.49	-7.8	-49
60	35.099857	138.862109	湧水	2013/11/7	晴	15.7	7.79		138.1		193.7	7.7	-8.3	-52

第 2-2 表 現地調査結果および水素・酸素安定同位体比分析結果（湧水その 2）

Table 2-2 Result of field sampling and hydrogen and oxygen stable isotope ratios (spring water, part2)

番号	北緯 (度表示)	東経 (度表示)	種類	採水日時	天候	水温 ℃	pH (HORIBA)	pH (Yokogawa)	EC (HORIBA)	EC (Yokogawa)	ORP (HORIBA)	DO (HORIBA)	$\delta^{18}\text{O}$	δD
									μ S/cm	μ S/cm	mV	mg/L	‰	‰
61	35.170763	138.923842	湧水	2013/11/8	晴	16.3	7.26		107.6		16.8	6.81	-8.0	-51
62	35.153250	138.946720	湧水	2013/11/8	晴	14.4	7.12		129.4		136.5	9.5	-7.7	-49
63	35.137150	138.947841	湧水	2013/11/8	晴	15.2	7.43		167		138.3	9.65	-7.8	-50
64	35.126311	138.923752	湧水	2013/11/7	曇	17.8	6.97		217		69.7	4.27	-7.6	-48
65	35.119546	138.934910	湧水	2013/11/7	晴	16.3	7.25		326		108.3	6.27	-7.7	-49
66	35.116318	138.944831	湧水	2013/11/7	雨	16	7.15		199.4		235	8.6	-7.8	-50
67	35.116350	138.914320	湧水	2013/11/7	雨	15.8	7.19		173.2		180.3	7.68	-8.4	-53
68	35.113339	138.905928	湧水	2013/11/7	雨	15.4	7		177.9		183.3	8.2	-8.6	-55
69	35.105876	138.932680	湧水	2013/11/7	晴	15.6	8.03		102.5		146.3	9.31	-8.1	-51
70	35.358571	138.937953	湧水	2013/11/5	晴	13.3	7.59		138.9		241	9.45	-8.8	-56
71	35.357920	138.868310	湧水	2013/11/19	晴	13.1	8.18	8.14	150	150.3	206	8.17	-8.8	-57
72	35.333666	138.908695	湧水	2013/11/5	晴	12.1	8.1		160		232	8.47	-9.8	-64
73	35.340828	138.922212	湧水	2013/11/5	晴	12.2	8.29		128.7		261	7.86	-9.7	-63
74	35.366261	138.561158	湧水	2013/11/11	曇	11.6	6.99		57.6		200	9.32	-8.7	-57
75	35.222117	138.660034	湧水	2013/11/12	晴	16.1	7.51		190.8		209	8.61	-7.3	-47
76	35.369414	138.562674	湧水	2013/11/11	曇	11	7.32		89.1		192.4	8.75	-8.8	-58
77	35.203587	138.614199	湧水	2013/11/12	晴	15.7	7.65		176.3		231	9.09	-7.5	-47
78	35.359977	138.569347	湧水	2013/11/11	曇	9.9	7.1		114.1		224	9.52	-10.0	-67
79	35.272667	138.563998	湧水	2013/11/12	晴	15	7.82		155.5		161.2	9.15	-8.7	-57
80	35.165756	138.691407	湧水	2013/11/13	晴	14.9	7.31		170.7		196.8	8.56	-8.2	-52
81	35.166985	138.719487	湧水	2013/11/13	晴	14.2	7.4		109.9		191.1	9.25	-8.2	-53
82	35.173277	138.708924	湧水	2013/11/13	晴	13.4	7.71		89.1		175.7	9.81	-8.7	-56
83	35.168574	138.702143	湧水	2013/11/13	晴	14.5	7.38		135.1		171.1	9.3	-8.4	-55
84	35.122936	138.836014	湧水	2013/11/8	晴	16.3	8.64		222		250	9.94	-7.2	-46
85	35.290621	138.617900	湧水	2013/11/11	晴	15.2	6.9		178.8		150.2	6.95	-7.7	-50
86	35.167091	138.678745	湧水	2013/11/12	晴	15	7.53		166.8		216	6.95	-8.1	-52
87	35.257120	138.789120	湧水	2013/11/27	不明	9.7	7.45	6.92	46.6	66.7	247	2.75	-7.4	-46
88	35.171820	138.703596	湧水	2013/11/13	晴	14	7.5		118.2		156.9	9.33	-8.5	-55
89	35.132337	138.786712	湧水	2013/11/8	晴	15.8	8.53		117.5		237	7.53	-7.5	-47
90	35.315473	138.952130	湧水	2013/11/5	晴	12.5	8.57		166.2		249	5.96	-10.1	-67
91	35.308974	138.923350	湧水	2013/11/6	晴	14.1	7.88		226		217	6.37	-8.6	-55
92	35.290174	138.904863	湧水	2013/11/6	晴	12.7	7.72		117.8		220	10	-9.2	-59
93	35.282390	138.794520	湧水	2013/11/27	不明	11.5	8.00	8.22	76.9	115.9	231	9.13	-7.9	-49
94	35.106217	138.889216	湧水	2013/11/7	雨(曇)	15.2	6.95		139.9		162.4	8.82	-8.4	-53
95	35.160142	138.848564	湧水	2013/11/8	晴	15.6	6.57		175.6		231	9.29	-7.2	-46
96	35.125403	138.915913	湧水	2013/11/7	晴	16.3	6.9		178.8		183.7	7.78	-8.3	-53
97	35.480920	138.697100	湧水	2013/10/29	曇	11.3	8.60		97.9		-6	9.87	-11.6	-81
98	35.487150	138.721550	湧水	2013/10/29	曇	13.3	8.47		141.7		-135	8.73	-11.9	-83
99	35.494750	138.803490	湧水	2013/10/29	曇	12.6	7.88		166.8		-10	8.01	-10.0	-70
100	35.490450	138.829440	湧水	2013/10/29	雨	13	8.17		151.6		191	8.33	-9.6	-67
101	35.499540	138.817860	湧水	2013/10/29	雨	11.2	7.60		150.6		-94	8.37	-10.6	-74
102	35.458680	138.802210	湧水	2013/10/29	雨	10.7	8.02		96.3		-60	9.65	-10.8	-75
103	35.480300	138.846690	湧水	2013/10/29	雨	11.4	7.47		137.1		81	10.87	-10.0	-68
104	35.459540	138.830680	湧水	2013/10/29	雨	12.5	7.17		167.4		-78	6.18	-9.4	-63
105	35.460360	138.851360	湧水	2013/10/29	雨	14.1	7.14		159.6		113	7.62	-9.0	-60

第 2-3 表 現地調査結果および水素・酸素安定同位体比分析結果 (地下水)

Table 2-3 Result of field sampling and hydrogen and oxygen stable isotope ratios (groundwater)

番号	北緯 (度表示)	東経 (度表示)	種類	採水日時	天候	水温	pH (HORIBA)	pH (Yokogawa)	EC (HORIBA)	EC (Yokogawa)	ORP (HORIBA)	DO (HORIBA)	$\delta^{18}\text{O}$	δD
						℃			$\mu\text{S/cm}$	$\mu\text{S/cm}$				
106	35.139890	138.620410	地下水	2013/11/11	晴	19.6	7.30		423		228	4.09	-7.9	-51
107	35.125410	138.626670	地下水	2013/11/11	晴	16.6	8.87		71.1		158	1.64	-6.3	-39
108	35.125710	138.622050	地下水	2013/11/11	晴	18.4	9.22		202.5		-3	0.71	-7.8	-50
109	35.126360	138.618940	地下水	2013/11/11	晴	18.8	8.76		110.8		27	0.74	-7.0	-44
110	35.144310	138.619560	地下水	2013/11/11	晴	17.6	7.59		194		-32	2.65	-8.5	-55
111	35.190700	138.599480	地下水	2013/11/11	晴	16.5	7.54		195.8		152	2.73	-8.5	-56
112	35.161900	138.714530	地下水	2013/11/12	曇	14.9	8.43		2023		7	1.25	-5.4	-36
113	35.161300	138.723180	地下水	2013/11/12	曇	15.1	8.98		142.6		170	1.51	-7.4	-48
114	35.178020	138.718860	地下水	2013/11/12	晴	15.6	8.45		176		190	4.96	-7.5	-47
115	35.205290	138.719740	地下水	2013/11/12	晴	12.6	7.73		176.7		213	2.85	-7.8	-50
116	35.151360	138.664740	地下水	2013/11/14	晴	16.6	7.79		185		-92.6	1.44	-6.8	-45
117	35.150870	138.687290	地下水	2013/11/14	晴	17.1	9.15		1929		-249	0.78	-9.2	-60
118	35.183960	138.686140	地下水	2013/11/14	晴	14.6	7.72		194.6		198	2.3	-9.7	-63
119	35.188940	138.650330	地下水	2013/11/14	晴	14.6	7.88		127.6		-31.4	3.86	-8.5	-55
120	35.243620	138.699300	地下水	2013/11/14	晴	13	9.71		83.4		133	1.04	-8.2	-52
121	35.229050	138.610540	地下水	2013/11/15	雨	13.9	7.37		131.8		319	4.71	-8.6	-57
122	35.227060	138.609040	地下水	2013/11/15	雨	16.1	8.39		165.5		130.7	0.98	-8.8	-57
123	35.237080	138.597860	地下水	2013/11/15	雨	13.6	7.45		118.8		225	5.56	-9.2	-60
124	35.309860	138.583960	地下水	2013/11/15	雨	12.4	7.16		97.5		252	1.21	-8.5	-54
125	35.112180	138.861900	地下水	2013/11/18	晴	17.8	8.57	9.17	89.3		101	1.47	-7.5	-47
126	35.106660	138.871620	地下水	2013/11/18	晴	18.4	7.85	8.98	187.6		35	0.99	-7.9	-50
127	35.113100	138.879460	地下水	2013/11/18	晴	17	8.57	9.44	129.3	118	91	2.11	-8.0	-50
128	35.071390	138.930600	地下水	2013/11/18	晴	17.5	8.30	8.25	212	137.4	174	1.82	-8.2	-51
129	35.128930	138.794090	地下水	2013/11/18	晴	15.8	8.39	8.84	848	838	-127	1.19	-5.1	-32
130	35.128930	138.794090	地下水	2013/11/18	晴	18.3	9.74	10.12	69.1	70.5	-311	0.12	-7.6	-47
131	35.355010	138.948110	地下水	2013/11/19	晴	13.3	7.39	7.21	303	238	204	6.34	-8.0	-50
132	35.348090	138.898320	地下水	2013/11/19	晴	11.5	7.88	8.86	166	127.7	40	1.13	-9.6	-61
133	35.339800	138.897990	地下水	2013/11/19	晴	11.3	7.96	8.13	255	144.5	141	5.87	-9.3	-60
134	35.315460	138.912890	地下水	2013/11/19	晴	14.4	6.86	7.35	212	202.1	163	5.25	-7.9	-50
135	35.285100	138.948860	地下水	2013/11/19	晴	11	8.36	9.06	155.4	76.4	145	3.3	-8.5	-52
136	35.123520	138.911550	地下水	2013/11/20	晴	14.1	7.66	7.67	207	168.1	196	5.56	-8.6	-55
137	35.122480	138.937670	地下水	2013/11/20	晴	15	9.20	9.77	232	88.6	108	0.93	-8.2	-52
138	35.155430	138.900710	地下水	2013/11/20	晴	14	7.95	7.95	170.9	165.6	157	5.2	-8.8	-57
139	35.204550	138.928790	地下水	2013/11/20	晴	13.3	8.96	9.54	61.5	58.3	110	1.36	-8.0	-50
140	35.212890	138.919360	地下水	2013/11/20	晴	12.3	8.09	8.04	167.4	179.5	161	6.33	-8.7	-55
141	35.208510	138.914270	地下水	2013/11/20	晴	12.1	7.86	7.82	145.2	146.7	199	8.06	-8.7	-55
142	35.209940	138.914540	地下水	2013/12/11	晴	13.9	7.98	7.68	76.3	106.2	302	8.61	-7.6	-49
143	35.419440	138.630360	地下水	2013/11/25	曇	9.9	8.41	9.1	80.8	76.5	226	1.04	-10.0	-67
144	35.488130	138.766030	地下水	2013/11/25	曇	10.5	8.43	8.93	72.5	94.5	177	1.2	-11.6	-83
145	35.453660	138.763010	地下水	2013/11/25	曇	10.8	8.42	8.42	55.1	83.8	156	7.11	-11.6	-82
146	35.455950	138.823850	地下水	2013/11/25	曇	11.2	7.40	8.04	135.4	153.2	192	6.33	-9.3	-63
147	35.161880	138.656190	地下水	2013/11/26	晴	16.5	7.75	7.28	130.4	169.1	-99	6.33	-8.3	-55
148	35.174480	138.636480	地下水	2013/11/26	晴	16.4	7.62	8.27	153.5	192	194	4.93	-8.1	-54
149	35.195460	138.669210	地下水	2013/11/26	晴	13.4	7.98	8.51	83.3	115.8	166	8.33	-9.5	-62
150	35.214060	138.685190	地下水	2013/11/26	晴	13.7	8.24	8.64	64.8	89.8	212	9	-8.8	-57
151	35.249030	138.705000	地下水	2013/11/26	晴	13.2	8.25	8.45	56.4	79.8	186	8.63	-9.1	-59
152	35.182380	138.702960	地下水	2013/11/26	晴	13.8	7.81	8.65	65.6	91.1	174	9.38	-8.7	-57
153	35.167050	138.686370	地下水	2013/11/26	晴	13.2	8.23	8.59	100.4	140.6	205	7.5	-9.5	-63
154	35.359590	138.570390	地下水	2013/11/26	晴	10.5	8.29	8.01	77.1	114.6	216	10.03	-9.9	-67
155	35.321960	138.610100	地下水	2013/11/26	晴	11.7	8.73	8.9	56.5	66.6	195	10.56	-10.4	-69
156	35.269980	138.601380	地下水	2013/11/26	晴	14.1	7.65	7.95	105.1	123.4	228	9.42	-8.9	-58
157	35.264470	138.644060	地下水	2013/11/26	晴	13.4	8.23	8.52	72.4	97.2	141	9.52	-8.5	-55
158	35.233150	138.653650	地下水	2013/11/26	晴	13.8	7.52	8.49	124.2	135.8	180	7.78	-8.5	-57
159	35.230860	138.590350	地下水	2013/11/26	晴	14.2	7.35	7.88	129	155.6	213	8.28	-9.2	-61
160	35.221090	138.595190	地下水	2013/11/26	晴	17.3	7.59	8.04	290	382	209	3.23	-11.0	-74
161	35.332520	138.879380	地下水	2013/11/27	晴	12.6	8.21	8.26	102.6	149.5	140	10.1	-9.5	-63
162	35.292420	138.913340	地下水	2013/11/27	晴	12.6	8.06	8.35	138.4	200.8	206	6.16	-10.2	-67
163	35.310180	138.914220	地下水	2013/11/27	晴	12.2	8.15	8.6	232	227	180	4.14	-10.6	-72
164	35.244370	138.927560	地下水	2013/11/27	晴	14.2	7.77	8.11	182	231	198	6.05	-8.7	-55
165	35.267360	138.932050	地下水	2013/11/27	晴	13.6	7.59	8.13	111.8	144.9	232	7.67	-8.3	-53
166	35.265290	138.898060	地下水	2013/11/27	晴	12.8	7.75	8.5	100.5	144.7	209	7.34	-9.6	-63
167	35.310100	138.873980	地下水	2013/11/27	晴	12.2	8.48	8.57	61.2	89.4	216	9.51	-9.5	-63
168	35.366520	138.558770	地下水	2013/11/28	晴	11.3	7.40	7.1	76.6	103.4	250	5.71	-8.8	-57
169	35.374850	138.567740	地下水	2013/11/28	晴	10.3	7.03	7.32	82.5	101.8	227	6.26	-9.0	-60
170	35.369210	138.568950	地下水	2013/11/28	晴	9.3	7.13	7.37	103.7	114.5	230	7.1	-9.7	-65

第 2-4 表 現地調査結果および水素・酸素安定同位体比分析結果 (河川水)
Table 2-4 Result of field sampling and hydrogen and oxygen stable isotope ratios (river water)

番号	北緯 (度表示)	東経 (度表示)	種類	採水日時	天候	水温 ℃	pH (HORIBA)	pH (Yokogawa)	EC (HORIBA)	EC (Yokogawa)	ORP (HORIBA)	DO (HORIBA)	$\delta^{18}O$ ‰	δD ‰
									μ S/cm	μ S/cm	mV	mg/L		
171	35.550500	138.903000	河川水	2013/11/9	曇	12.0		7.96		158.5	131.5	10.38	-10.0	-68
172	35.478700	138.814000	河川水	2013/11/9	曇	11.9		8.03		154.6	89.4	10.09	-9.4	-63
173	35.462900	138.859000	河川水	2013/11/9	曇	13		8.76		144	100.5	10.77	-9.9	-67
174	35.360700	138.942000	河川水	2013/11/9	曇	13.5		7.89		145.9	132.8	10.01	-8.8	-57
175	35.359600	139.012000	河川水	2013/11/9	曇	14.2		8.07		178.5	110.6	10.37	-8.5	-55
176	35.308200	138.956000	河川水	2013/11/9	曇	14.9		7.89		210.5	136.5	8.94	-8.2	-52
177	35.247300	138.917000	河川水	2013/11/9	曇	14.7		7.97		226	137.5	9.82	-8.4	-54
178	35.245000	138.924000	河川水	2013/11/9	曇	14.5		8.14		225	141.2	9.72	-8.6	-55
179	35.189100	138.908000	河川水	2013/11/10	曇	14.3		7.76		184.8	159.4	10.13	-8.3	-54
180	35.190900	138.902000	河川水	2013/11/10	曇	14.5		7.58		125.2	163.9	9.69	-7.7	-48
181	35.143400	138.889000	河川水	2013/11/10	曇	15.7		7.52		102.2	87.6	9.63	-7.6	-47
182	35.142900	138.893000	河川水	2013/11/10	曇	15		7.96		171.7	98.5	10.23	-8.1	-52
183	35.165100	138.917000	河川水	2013/11/10	曇	15.3		7.55		124	155.3	9.33	-7.6	-48
184	35.074100	138.940000	河川水	2013/11/10	曇	16.4		7.47		178.6	70.2	9.43	-7.8	-48
185	35.087600	138.936000	河川水	2013/11/10	曇	18.3		7.81		229	107	9.25	-8.0	-51
186	35.079640	138.521620	河川水	2013/11/13	晴	12.4		8.44		150	193	6.78	-7.5	-46
187	35.106760	138.565090	河川水	2013/11/13	晴	13		8.4		224	211	6.82	-7.2	-44
188	35.220280	138.565800	河川水	2013/11/13	晴	14.6		7.7		112.1	293	5.77	-8.9	-59
189	35.271120	138.562850	河川水	2013/11/13	晴	12.1		7.99		108.7	264	6.18	-9.0	-60
190	35.146420	138.681750	河川水	2013/11/14	晴	12.9		7.5		166.7	217	11.02	-8.8	-59
191	35.182240	138.644540	河川水	2013/11/14	晴	13.5		7.37		172.2	229	10.47	-8.8	-59
192	35.233590	138.595890	河川水	2013/11/14	晴	12.4		7.73		122.3	216	10.64	-9.2	-61
193	35.156080	138.680060	河川水	2013/11/14	晴	15.8		8.56		238	147	12.38	-8.0	-53
194	34.974500	138.782170	河川水	2013/12/11	曇	11.7	8.10	8.17	76.2	111.5	243	10.85	-7.3	-46
195	35.013640	138.844660	河川水	2013/12/11	曇	10.9	7.89	7.6	56.9	84.2	235	10.38	-7.6	-47
196	35.015120	138.874580	河川水	2013/12/11	曇	10.4	8.07	7.87	53.1	80.1	194	10.25	-7.8	-48
197	35.047825	138.915361	河川水	2013/12/11	曇	12.5	7.62	7.89	290	397	49	9.99	-1.7	-11
198	35.038011	138.943853	河川水	2013/12/12	晴	8.2	7.82	7.62	62.5	100.9	314	11.5	-7.8	-47
199	35.097450	138.884180	河川水	2013/12/12	晴	11.3	7.75	7.97	148.7	182	151	8.15	-8.2	-51
200	35.102610	138.888740	河川水	2013/12/12	晴	9.9	7.83	8.2	204	349	192	8.63	-8.5	-53
201	35.076160	138.867570	河川水	2013/12/12	晴	9.3	7.74	7.52	348	544	-323	3.71	-7.9	-49
202	35.083880	138.861550	河川水	2013/12/12	晴	11.2	7.74	8.13	207	293	155	9.93	-8.3	-51
203	35.100430	138.845010	河川水	2013/12/12	晴	12.2	8.53	9.13	209	304	131	8.84	-7.3	-46
204	35.114510	138.842450	河川水	2013/12/12	晴	9	8.15	7.67	162.1	249	195	8	-7.2	-45
205	35.129510	138.786210	河川水	2013/12/12	晴	13	8.17	7.62	174	228	152	6.33	-7.7	-47
206	35.131430	138.788080	河川水	2013/12/12	晴	11.2	7.70	7.61	153.3	226	47	4.5	-7.4	-47
207	35.142820	138.740770	河川水	2013/12/12	晴	11.3	7.56	7.52	372	505	146	6.5	-7.5	-47
208	35.138140	138.738520	河川水	2013/12/12	晴	10.8	7.59	7.68	815	1195	150	6.62	-7.2	-45
209	35.150500	138.729050	河川水	2013/12/12	晴	12.3	7.78	7.79	191	229	121	6.58	-7.5	-47
210	35.146310	138.703400	河川水	2013/12/12	晴	12.6	7.57	7.64	550	824	150	6.58	-8.5	-53
211	35.153870	138.696800	河川水	2013/12/12	晴	12.9	7.90	8.41	226	257	168	8.3	-8.3	-53
212	35.138340	138.689120	河川水	2013/12/12	晴	16.5	7.68	7.37	441	528	123	7.01	-8.8	-57
213	35.127340	138.667030	河川水	2013/12/12	晴	12.9	7.48	7.52	356	455	176	7.37	-8.9	-58
214	35.193260	138.608140	河川水	2013/12/13	晴	10.5	9.15	9.47	177.8	263	173	7.55	-9.7	-65
215	35.200400	138.557030	河川水	2013/12/13	晴	8.8	8.78	8.82	143.9	218.6	196	8.83	-9.3	-61
216	35.193680	138.592200	河川水	2013/12/13	晴	9.7	8.45	8.48	109	168.1	205	11.7	-9.1	-60
217	35.156200	138.621610	河川水	2013/12/13	晴	9.6	8.46	8.52	119.4	184.3	204	11.92	-9.3	-61
218	35.130600	138.637144	河川水	2013/12/13	晴	10.3	8.27	8.29	131.5	191.9	161	11.58	-9.1	-60

第 3-1 表 主要溶存イオンの分析結果 (湧水その 1)
Table 3-1 Result of chemical analysis for major ions (spring water, part1)

番号	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ⁻	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σ anion	Σ cation	イオン バランス
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L			
1	34.2	0.0	3.8			2.7	6.5	0.1		5.7		1.2	2.1	8.9	0.9	0.90	2.8
2	22.7		1.0			1.9	7.4			2.6		0.3	1.0	7.9	0.6	0.60	1.3
3	36.9		1.2			2.1	8.8			3.6		0.1	1.8	11.8	0.9	0.9	2.5
4	31.2		0.9			0.8	1.0	0.1		2.6		0.9	2.1	6.4	0.6	0.6	4.9
5	44.1	0.0	4.7	0.4		5.3	9.1	0.2	0.0	8.6		1.8	3.2	10.3	1.1	1.2	2.2
6	53.3		4.0			6.6	3.6			4.7		0.5	3.6	14.5	1.2	1.2	3.3
7	50.6		3.9			20.0	8.2			5.2		0.8	5.2	17.7	1.4	1.6	4.3
8	53.1		3.4			8.7	9.2	0.1		5.2		2.2	4.0	15.6	1.3	1.40	3.5
9	56.5	0.1	3.9			6.3	6.7	0.4		8.5		1.7	2.9	12.8	1.3	1.3	0.0
10	47.1	0.0	5.3			13.8	16.1			6.5		2.7	3.4	17.7	1.5	1.52	1.3
11	48.7	0.1	5.0			5.9	7.2			7.3		2.1	2.7	11.7	1.2	1.2	0.1
12	51.7	0.1	5.2			5.6	4.7			7.8		2.0	2.4	12.2	1.2	1.2	0.7
13	48.6	0.1	8.5			5.6	5.6			8.0		2.2	2.7	12.4	1.2	1.3	0.2
14	58.3	0.1	7.0			5.2	16.2			14.7		1.8	3.1	13.0	1.6	1.6	0.4
15	36.2		5.7			17.3	21.6			6.1		3.1	3.3	18.3	1.5	1.54	1.8
16	54.1	0.0	3.0			5.1	12.8	0.3		6.8		1.7	4.1	13.5	1.3	1.4	0.7
17	54.6	0.1	6.0			10.6	6.5	0.1		5.5		2.1	5.8	13.5	1.4	1.5	2.5
18	64.4	0.0	7.4	0.2		22.5	9.6	0.2		9.3		6.1	6.4	16.9	1.8	1.9	2.6
19	38.6		6.7			22.0	28.0			7.1		3.8	4.4	21.4	1.8	1.84	2.3
20	62.4		4.2			1.4	0.6			5.6		0.9	2.9	13.4	1.2	1.2	0.0
21	37.0	0.0	3.0			3.0	4.6	0.1		6.1		1.6	1.9	7.7	0.8	0.8	0.0
22	41.9	0.0	5.8			11.7	11.7			6.9		2.7	3.8	12.4	1.3	1.3	1.0
23	51.7	0.0	7.8			22.3	19.5			8.0		3.7	6.6	18.3	1.8	1.9	1.9
24	13.7	0.1	5.0			10.3	9.2			8.7		2.5	3.8	14.8	0.7	1.5	34.7
25	32.6		6.4			31.6	4.7			7.7		1.2	4.5	12.8	1.3	1.4	2.0
26	39.3		5.1			24.5	13.8	0.1		6.3		1.3	4.5	17.0	1.5	1.5	2.0
27	32.6		10.1			80.7	7.7			10.4		4.2	10.4	17.7	2.3	2.3	0.8
28	56.3		9.4			48.9	7.3			9.1		1.9	9.3	20.4	2.1	2.2	2.6
29	39.5		12.7			58.2	7.6			9.4		2.0	10.1	18.3	2.1	2.2	2.5
30	67.0	0.2	1.9			2.4	12.4	0.5		8.2		0.2	4.2	13.5	1.5	1.4	-3.1
31	91.6	0.1	4.3			3.5	13.0	0.4		10.5		0.3	6.9	19.5	2.0	2.01	1.0
32	78.8	0.1	2.7			4.1	3.9	0.2		7.2		0.2	3.1	11.8	1.5	1.2	-13.5
33	70.4	0.2	2.0			0.5	16.5	0.4	0.0	11.6		1.7	4.2	14.4	1.6	1.6	0.8
34	69.1	0.2	2.2			1.7	12.6	0.4		4.4		0.1	1.7	8.7	1.5	0.8	-32.4
35	63.4	0.1	1.9			1.4	10.8	0.4		7.8		1.4	4.7	13.3	1.4	1.4	2.6
36	61.9	0.1	2.0			2.1	5.4	0.2		6.6		1.6	5.0	12.3	1.2	1.4	5.0
37	42.8		3.0			1.8	1.3			4.1		0.5	2.6	9.4	0.8	0.87	1.9
38	27.9		3.1			0.9	0.6			3.2		0.3	1.8	5.2	0.6	0.6	-1.3
39	41.9		4.0			2.5	0.8			4.1		0.3	4.3	8.1	0.9	0.95	4.9
40	49.5	0.0	4.4			3.4	4.9	0.2		6.8		1.4	3.2	11.0	1.1	1.1	2.3
41	49.3	0.0	4.1			2.8	3.9	0.1		6.5		1.3	3.1	10.6	1.1	1.1	2.3
42	40.4		3.0			0.6	2.6	0.2		5.9		0.9	1.6	7.9	0.8	0.8	-0.7
43	41.3		2.9			0.8	1.1	0.1		4.3		0.8	2.0	8.6	0.8	0.8	0.3
44	58.3	0.1	8.8			2.4	15.4	0.1		11.2		2.2	5.3	14.2	1.6	1.7	3.8
45	19.3		2.2			1.9	1.1			3.6		0.1	0.2	3.1	0.4	0.34	-12.6
46	48.6		5.1			2.9	1.0			4.6		0.9	4.1	9.8	1.0	1.1	2.1
47	50.3	0.0	6.0			3.3	7.2	0.2		7.8		2.0	4.0	11.4	1.2	1.3	3.5
48	63.5	0.1	1.8			2.4	3.3	0.2		5.1		1.3	4.6	13.2	1.2	1.3	3.6
49	63.1	0.1	2.4			1.2	2.4	0.2		5.7		1.4	5.0	11.6	1.2	1.3	3.8
50	57.4	0.1	3.4			2.0	8.7	0.5		8.3		1.4	4.5	11.7	1.3	1.4	3.3
51	90.5	0.1	3.8			5.9	6.2	0.2		8.2		0.2	5.8	17.4	1.8	1.7	-3.3
52	58.8		2.5			2.2	3.9	0.9		4.5		1.0	3.0	14.3	1.2	1.2	0.5
53	52.5		5.3			10.2	0.7	0.1		6.7		1.1	4.4	10.7	1.2	1.2	1.2
54	46.4		13.7			48.9	5.7			11.6		4.7	7.7	17.8	2.1	2.2	2.4
55	42.2		5.0			0.5	2.3	0.2		7.3		1.0	1.7	7.1	0.9	0.8	-3.0
56	66.9	0.0	10.9			28.2	0.6	0.2		8.4		0.1	10.8	13.9	1.9	1.96	2.2
57	65.2		5.3			3.3	1.1	0.2		7.4		1.3	5.5	11.5	1.3	1.4	3.1
58	78.8		11.4			13.8	2.3	0.4		9.6		0.2	7.9	16.6	1.9	1.9	0.4
59	40.7	0.0	2.6			0.3	1.1	0.2		6.1		0.9	2.0	6.1	0.8	0.8	-1.0
60	53.4	0.0	5.6			2.4	6.1	0.2		8.0		1.6	3.5	11.5	1.2	1.3	2.0

第 3-2 表 主要溶存イオンの分析結果 (湧水その 2)

Table 3-2 Result of chemical analysis for major ions (spring water, part2)

番号	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ⁻	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σ anion	Σ cation	イオン バランス
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L			
61	52.5		2.7			0.7	1.7	0.1		6.2		1.2	2.0	10.6	1.0	1.0	0.7
62	54.6		4.2			3.2	8.8	0.2		5.2		1.0	4.0	14.9	1.3	1.3	2.8
63	60.3		6.4			10.9	4.7	0.1		6.5		1.3	5.1	16.5	1.4	1.6	4.0
64	106.9	0.0	7.1			4.2	7.2	0.2		11.2		0.2	6.4	22.8	2.2	2.2	-0.2
65	136.0		10.2		12.8	9.9	16.3	0.1		11.0		0.2	12.8	36.3	3.2	3.4	2.9
66	59.6		10.0			16.9	8.2	0.1		7.3		1.3	6.5	19.7	1.7	1.9	4.8
67	60.1	0.1	6.4			3.3	13.6	0.2		9.4		1.8	5.3	14.8	1.5	1.6	3.9
68	60.5	0.1	6.2			2.6	15.9	0.2		9.8		1.9	5.4	14.8	1.6	1.7	3.5
69	40.2		4.0			3.7	1.8	0.1		5.5		1.2	1.9	9.5	0.9	0.9	1.6
70	65.5	0.1	1.7			3.5	3.5	0.4		5.4		1.5	5.5	12.8	1.3	1.4	4.2
71	77.7	0.1	1.4			3.5	3.4	0.2		6.1		1.5	5.2	14.7	1.5	1.47	0.7
72	65.7	0.2	1.5			2.0	14.6	0.5		8.6		0.2	4.5	12.3	1.48	1.37	-4.0
73	55.0	0.1	2.0			1.7	8.4	0.3		6.4		1.2	5.2	10.3	1.2	1.3	3.4
74	29.1		2.3			3.0	4.4			3.6		0.9	1.5	8.3	0.7	0.72	2.7
75	34.3		5.7			24.1	32.7			6.0		4.7	4.8	21.6	1.8	1.9	1.9
76	34.3		3.2			2.9	5.1	0.1		4.7		1.2	1.9	9.0	0.8	0.84	2.1
77	79.2	0.0	5.8			8.7	1.4			6.9		1.3	4.2	19.1	1.6	1.6	0.0
78	40.8	0.1	3.6			3.3	8.8	0.3	0.0	7.7		1.4	3.0	9.0	1.0	1.1	2.3
79	61.3	0.1	4.5			6.6	8.3	0.1		8.4		1.8	3.7	14.4	1.4	1.4	0.7
80	58.2	0.0	5.6			10.5	11.1	0.1		9.2		2.6	4.4	14.9	1.5	1.58	2.0
81	38.4	0.0	4.1			5.3	6.2			6.4		2.1	2.4	8.8	1.0	1.0	0.7
82	36.7	0.0	2.3			2.5	4.3	0.1		6.0		1.2	1.7	7.3	0.8	0.8	-0.1
83	43.3	0.0	3.3			8.8	10.5			6.9		2.1	2.8	12.1	1.2	1.2	1.2
84	62.7		9.8			38.1	2.3		0.0	8.6		1.4	8.5	17.1	2.0	1.97	0.1
85	75.1	0.0	2.5	0.1		15.2	3.4	0.2		5.6		2.2	4.4	19.5	1.6	1.64	0.5
86	63.4	0.1	5.8			8.8	7.4	0.2		8.7		2.6	4.3	14.8	1.5	1.5	1.1
87	20.1		2.0			2.2	1.8			2.3		0.3	0.2	6.8	0.5	0.46	0.6
88	41.9	0.0	3.0			6.3	7.5	0.1		6.5		1.6	2.5	10.4	1.0	1.1	1.0
89	48.9		5.9			5.6	1.5	0.2		7.4		0.9	3.0	10.0	1.1	1.1	0.0
90	66.1	0.2	1.8			0.4	16.2	0.6		13.4		2.0	2.3	14.0	1.5	1.5	0.6
91	95.7	0.1	4.1			2.6	17.3	0.4		10.1		0.2	7.3	21.7	2.1	2.14	0.7
92	57.6	0.1	1.3			1.7	2.4	0.2		5.8		1.4	4.1	10.8	1.1	1.2	4.2
93	54.2		1.9			1.0	1.2			3.7		1.3	4.2	10.4	1.0	1.1	4.0
94	49.8	0.0	5.9			3.2	7.2	0.2		7.7		2.0	4.1	11.4	1.2	1.3	4.1
95	78.6		7.2			5.6	1.0			9.5		0.3	6.2	13.0	1.6	1.58	-0.6
96	60.6	0.1	6.7			3.9	13.5	0.1		9.6		1.9	5.3	15.3	1.5	1.7	4.4
97	41.9	0.3	1.0			0.9	6.3	0.4	0.0	7.3		0.9	1.7	6.7	0.9	0.8	-4.1
98	60.8	0.5	3.2	0.0		1.5	13.8	0.4		14.4		1.2	4.3	8.8	1.4	1.5	0.7
99	64.1	0.1	6.3			6.1	16.3	0.2		8.8		1.5	6.1	15.8	1.7	1.7	1.2
100	71.7	0.2	2.3			4.1	8.7	0.1		8.6		0.9	4.9	14.6	1.5	1.5	1.3
101	59.4	0.2	4.1			4.9	6.4	0.3		7.3		1.6	4.3	12.2	1.3	1.3	0.2
102	48.2	0.3	1.0			0.9	3.0	0.3		5.6		1.1	2.9	8.7	0.9	0.9	1.3
103	79.1	0.1	1.0			3.1	2.8	0.0		3.8		0.6	6.1	17.0	1.4	1.5	3.5
104	58.2	0.1	3.1			9.1	6.2	0.3		6.1		1.7	7.3	18.4	1.3	1.8	15.9
105	39.0	0.1	6.0			19.7	10.3	0.2		5.6		3.2	4.6	16.3	1.4	1.5	6.0

第 3-3 表 主要溶存イオンの分析結果 (地下水)
Table 3-3 Result of chemical analysis for major ions (groundwater)

番号	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ⁻	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σ anion	Σ cation	イオン バランス
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L			
106	178.5		13.0			7.8	26.9			14.1		3.5	8.6	57.9	4.0	4.3	4.0
107	23.9	0.0	3.1				0.5			2.7	0.0	1.1	0.1	6.9	0.5	0.5	0.9
108	65.3		28.3				0.5			22.0	0.1	2.0	8.0	5.8	1.9	2.0	2.4
109	61.2		7.4			0.7	5.2			7.3	0.2	1.6	2.8	16.1	1.3	1.4	2.7
110	71.5	0.0	8.2			7.1	15.6			10.0		2.1	6.1	20.1	1.8	2.0	4.1
111	85.1	0.0	5.2			2.8	16.7	0.1		8.8		2.3	5.4	23.8	1.9	2.1	3.6
112	30.1		347.0				4.1			164.5		4.4	9.3	25.1	10.4	9.29	-5.4
113	48.9		3.8			3.0	0.6			6.1		1.2	2.4	9.1	1.0	1.0	-1.0
114	38.3	0.0	6.9			27.7	9.4			7.4		2.0	4.7	14.9	1.5	1.5	1.3
115	55.7		5.5			11.0	14.6			8.0		3.4	5.2	14.5	1.5	1.6	1.4
116	82.2	0.0	5.6			1.1	9.8			23.7		2.6	1.8	10.7	1.7	1.8	1.6
117	34.5		586.9				52.8			345.9		7.9	30.6	33.5	18.2	19.5	3.4
118	60.2	0.1	1.6			0.4	5.7	0.2		9.0		0.9	3.4	9.2	1.2	1.2	-0.4
119	45.9	0.1	3.0			3.9	6.0			6.8		1.2	2.1	9.2	1.0	0.95	-3.6
120	37.0	0.1	4.3							7.1	0.1	2.0	1.5	6.3	0.7	0.80	4.6
121	51.7	0.1	3.1			5.6	7.5			7.2		1.8	2.5	11.7	1.2	1.15	-1.5
122	75.8	0.1	6.7			0.5	4.3			8.5		1.2	2.4	18.9	1.5	1.55	0.4
123	53.5	0.1	2.4			6.1	4.3	0.2		7.0		1.8	3.0	11.1	1.1	1.16	0.5
124	37.6	0.1	2.5			3.8	3.8	0.2		5.5		1.3	1.7	7.3	0.8	0.8	-3.7
125	38.9		4.6				0.1			7.5		1.3	0.5	6.6	0.8	0.73	-2.6
126	90.1	0.0	8.7			0.1	1.9			13.3		4.1	6.3	10.9	1.8	1.75	-0.3
127	51.0	0.0	4.0			0.2	4.0	0.1		8.4		1.3	1.3	9.9	1.0	1.00	-1.7
128	61.3	0.1	5.5				0.7	0.7		13.3		2.2	1.8	7.7	1.2	1.17	-1.4
129	59.8		3419.1		15.2		368.0			1807.2	2.8	40.6	247.3	197.7	105.1	110.3	2.4
130	27.7	0.0	0.7							1.4		0.2	0.0	3.1	0.5	0.22	-36.4
131	103.6	0.1	6.4			5.4	5.7	0.1		11.7		2.3	7.8	18.3	2.1	2.1	1.1
132	68.5	0.1	2.2			1.0	0.1			6.1		1.4	3.7	10.0	1.2	1.11	-4.3
133	65.8	0.1	1.5			2.1	9.3	0.2		6.4		1.3	5.3	12.2	1.4	1.36	0.1
134	78.0	0.1	5.5			5.3	6.8	0.2		8.8		2.7	5.8	16.3	1.7	1.7	2.2
135	34.8	0.0	1.6			0.3	0.7			4.1		1.1	1.0	6.4	0.6	0.61	-2.0
136	58.6	0.1	5.5	0.5		3.3	12.3	0.1		9.3		1.9	4.0	14.3	1.4	1.50	2.0
137	41.3	0.0	4.0				0.1			11.6		1.3	0.5	4.2	0.8	0.78	-0.7
138	58.5	0.1	5.2			2.3	13.4	0.1		9.5		1.9	3.8	13.2	1.4	1.44	0.4
139	28.8		3.0							5.6		0.9	0.4	6.2	0.6	0.61	4.7
140	58.3	0.1	4.8			2.4	11.8	0.1		8.6		1.5	2.9	13.6	1.4	1.33	-1.9
141	42.1	0.1	6.6			2.7	4.0			6.6		1.8	1.6	9.4	1.0	0.9	-3.4
142	47.6		2.9			1.7	2.1			4.7		0.9	1.6	10.5	0.9	0.89	-2.4
143	23.5	0.2	3.9			0.1	5.3		0.0	4.5	0.1	0.8	1.0	6.7	0.6	0.6	1.8
144	51.1	0.3	0.8				0.0			10.4		2.1	1.2	5.9	0.9	0.9	1.4
145	36.1	0.3	0.6			0.6	1.2	0.5		4.9		1.1	1.8	6.7	0.7	0.7	3.9
146	69.0	0.1	2.7			4.6	4.2	0.4		6.4		1.6	5.4	15.2	1.4	1.5	4.6
147	57.0		4.3			7.5	13.3	0.2		9.7		1.8	4.7	14.6	1.5	1.6	4.3
148	56.7		6.6			13.2	15.7	0.3		9.5		1.8	6.1	16.5	1.7	1.8	3.6
149	57.0	0.1	1.2			0.5	3.9	0.3		9.1		0.9	3.2	9.4	1.1	1.2	3.7
150	41.2		1.5			1.7	2.4	0.3		6.0		0.9	2.0	8.0	0.8	0.9	2.9
151	38.3		1.1			0.8	2.0	0.3		5.0		0.8	2.3	6.5	0.7	0.8	2.1
152	38.6		1.9			1.3	4.1	0.3		6.4		1.0	2.3	7.2	0.8	0.9	3.2
153	60.7	0.1	2.3			0.5	8.9	0.4		10.8		1.3	4.0	11.1	1.3	1.4	4.5
154	39.9	0.1	3.5			3.3	8.9	0.3		7.9		1.3	3.2	8.9	1.0	1.1	4.0
155	35.6	0.1	0.6			0.6	0.5	0.3		5.4		0.2	1.9	5.2	0.6	0.7	1.4
156	51.5		2.6			4.6	3.1	0.3		7.3		1.6	3.2	10.9	1.1	1.2	4.7
157	38.7		2.0			1.7	4.8	0.3		5.3		1.5	3.1	7.1	0.8	0.9	3.0
158	44.4		1.5			0.3	19.4	0.3		7.1		1.1	4.0	12.4	1.2	1.3	3.9
159	54.3		3.4			6.3	6.1	0.2	0.0	8.8		1.7	3.1	12.5	1.2	1.3	3.5
160	79.7		21.9			1.6	71.0	0.2		41.6		2.0	9.5	19.0	3.4	3.6	2.3
161	58.4		1.3			1.5	13.2	0.3		7.6		1.2	4.9	12.5	1.3	1.4	3.4
162	73.3		3.6			1.1	20.8	0.3		11.0		1.8	5.6	18.3	1.8	1.9	3.9
163	80.4		3.7			0.5	27.4	0.4		15.2		2.1	5.2	20.5	2.0	2.2	3.7
164	60.2		10.9			0.2	27.3	0.1		11.7		2.7	5.0	19.5	1.9	2.0	2.7
165	55.0		3.0			2.5	4.1	0.1		6.3		1.3	3.3	12.4	1.1	1.2	3.9
166	56.7		2.7			1.1	9.6	0.2		9.7		1.3	3.3	12.1	1.2	1.3	4.0
167	39.8		0.8			1.4	1.1	0.3		5.3		0.9	2.1	7.2	0.7	0.8	3.9
168	28.8		2.3			3.0	4.3			3.6		0.9	1.6	8.5	0.7	0.73	4.3
169	33.2	0.0	3.0			2.8	5.9	0.1		5.3		1.1	1.2	8.2	0.8	0.8	-2.2
170	37.2		3.9			2.9	7.9	0.2		6.9		1.3	2.8	9.1	0.9	1.0	4.2

第 3-4 表 主要溶存イオンの分析結果 (河川水)
Table 3-4 Result of chemical analysis for major ions (river water)

番号	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ⁻	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Σ anion	Σ cation	イオン バランス
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L			
171	59.8	0.1	4.3	0.3		4.8	8.6	0.3	0.0	7.2	0.0	1.5	5.0	14.1	1.4	1.5	3.4
172	66.5	0.1	3.3	0.2		3.9	4.6	0.4		6.0		1.7	5.5	14.3	1.4	1.5	4.3
173	80.3	0.0	1.6	0.4		3.6	3.8	0.2		5.4	0.1	1.4	6.8	16.7	1.5	1.7	4.9
174	60.3	0.2	2.2			4.0	4.9	0.3		6.0		1.5	3.0	13.5	1.2	1.2	-0.5
175	71.0	0.1	6.5			3.3	7.0	0.3		9.2		1.7	5.6	16.1	1.6	1.7	4.7
176	82.8	0.1	7.3			5.7	9.1	0.3		10.1		2.5	4.5	19.5	1.9	1.9	-0.2
177	76.3	0.1	6.6			6.8	19.5	0.5		16.3	0.0	3.5	6.2	16.7	2.0	2.2	4.5
178	76.8	0.1	10.0	0.5		6.8	14.8	0.2		13.5	0.2	3.0	6.4	19.0	2.0	2.2	4.3
179	58.4	0.1	7.0			3.8	17.5	0.3		11.3	0.0	2.2	5.0	14.9	1.6	1.7	3.6
180	49.3		4.2			3.5	4.2	0.2		6.5		1.3	3.5	10.8	1.1	1.1	3.1
181	32.3		5.3	0.3		4.4	3.5	0.1		6.0	0.2	1.4	2.2	7.6	0.8	0.9	2.1
182	43.0	0.1	6.9			4.6	13.1	0.3		10.5		1.8	3.0	13.4	1.3	1.4	6.3
183	46.3		4.5	0.2		2.4	5.4	0.1		6.3	0.2	1.1	3.1	11.1	1.0	1.1	3.6
184	63.9		8.6	0.5		5.0	6.8	0.0		9.0	0.1	1.5	5.1	15.2	1.5	1.6	3.1
185	56.2	0.1	13.6			8.6	25.5		0.0	11.9		1.9	6.8	15.9	2.0	1.9	-1.0
186	46.8	0.0	4.6			3.2	20.7			6.4		0.6	1.9	19.4	1.4	1.4	1.5
187	75.5	0.1	6.9			3.9	28.6			12.7	0.0	1.0	3.5	25.7	2.1	2.2	1.6
188	45.8	0.0	8.6			4.2	8.2	0.1		10.1	0.0	1.5	2.6	11.0	1.2	1.2	0.3
189	40.8	0.0	3.1			3.2	7.6	0.2		6.7	0.1	1.3	2.3	9.7	1.0	1.0	1.3
190	52.0	0.1	5.7			6.7	17.3	0.2		9.7		1.9	5.4	11.8	1.5	1.51	0.6
191	53.5	0.1	5.4			7.3	17.4	0.3		9.9		2.2	5.7	12.4	1.5	1.58	2.0
192	43.9	0.1	4.2			5.2	7.9			8.0		1.6	1.7	10.2	1.1	1.04	-2.2
193	79.8	0.1	12.1			9.1	16.9	0.5		16.2		3.2	6.1	18.5	2.2	2.22	1.1
194	23.4	0.0	5.4			1.9	16.7		0.0	6.2		0.7	1.1	9.1	0.9	0.83	-4.9
195	28.6		4.3			4.7	2.2			4.3		0.5	1.3	6.4	0.7	0.62	-6.6
196	30.1		3.4	0.1		2.5	2.3			4.6		0.9	1.0	6.0	0.7	0.60	-5.9
197	130.0		14863.2		36.6		1869.3			7968.3		263.5	639.0	220.4	460.2	417.46	-4.9
198	30.5		4.3			1.5	7.2			7.4		1.1	0.6	9.5	0.8	0.9	4.8
199	46.3		10.6			3.2	13.6			11.8	0.1	1.8	1.3	12.6	1.4	1.31	-3.2
200	59.5		16.7			5.0	21.8			16.3	0.2	2.7	1.5	17.9	2.0	1.81	-4.4
201	110.1	0.1	74.9			27.6	36.5	2.6		55.0		7.3	7.2	20.2	5.2	4.19	-10.8
202	50.6	0.1	38.7			4.6	19.0	0.2	0.0	27.3		2.4	5.0	13.4	2.4	2.33	-1.4
203	83.6	0.1	29.3			17.5	11.4	0.3		24.8		2.5	6.1	20.9	2.7	2.7	-0.5
204	79.9	0.0	13.6			17.1	5.9	0.3		14.0		3.3	5.6	16.9	2.1	2.00	-2.4
205	58.1		25.1			5.8	6.4	0.1		20.1	0.6	2.2	2.1	12.0	1.9	1.74	-4.3
206	70.9	0.0	16.6			14.8	4.8			13.0		2.2	5.9	17.5	2.0	1.99	0.4
207	85.1		80.2			16.0	18.7	0.3		49.0	2.0	6.2	6.7	20.0	4.3	3.96	-4.3
208	86.9		284.4			12.8	41.7			147.2		8.5	17.1	27.9	10.5	9.44	-5.4
209	85.1		7.9	0.6		7.0	5.0			10.3	0.1	1.9	3.4	19.5	1.8	1.76	-2.4
210	64.5		167.1	2.3		9.2	49.9			98.5	0.8	5.1	8.4	24.5	7.0	6.38	-4.6
211	76.8		15.9			9.8	12.7	0.7		15.5	0.2	2.8	4.5	18.5	2.2	2.1	-2.3
212	73.2		23.2	1.8		58.6	57.1	2.4		22.0	16.9	25.1	5.2	17.8	4.1	3.9	-3.0
213	88.5		25.2	1.4		5.3	84.4	0.8		24.5	4.2	3.7	18.5	18.5	4.1	3.9	-2.5
214	65.5		13.2			2.5	43.2	0.2		21.8		1.8	6.5	14.0	2.4	2.2	-3.3
215	65.5		8.0			2.1	21.6			9.0	0.1	1.5	2.3	23.5	1.8	1.8	0.4
216	52.2		7.5			3.4	12.9			9.1	0.0	1.4	2.4	15.1	1.4	1.4	-0.2
217	56.5		8.6			3.4	15.8			10.1		1.4	2.7	16.6	1.6	1.5	-0.6
218	61.9		9.7			3.4	17.3			10.4		1.5	2.7	18.8	1.7	1.7	-1.5

第 4-1 表 微量元素および 222Rn 濃度の分析結果 (湧水その 1)

Table 4-1 Result for chemical analysis for minor elements and radon concentration (spring water, part1)

番号	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Sr	Cd	Pb	²²² Rn	S.D.
	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	Bq/m ³	Bq/m ³
1	16.15		29.38	0.10		0.68		0.02	0.85		0.40	0.21	23.96			2190*	682
2	1.40	3.65	1.03	0.06	0.02	13.22		0.01	0.31		0.03	0.16	19.59			5455*	1588
3	2.83	12.48	2.08	0.08	0.15	8.20		0.02	0.02		0.36	0.27	13.32			12321*	2058
4	4.92	1.45	21.16	0.07				0.01	0.09		0.15	0.05	23.97			2648*	799
5	30.29	7.11	42.86	0.13	0.13	6.44		0.02	1.28		0.46	0.19	34.51			3030*	301
6	0.22	2264.67	8.92	0.60	30.98	1162.69	7.81	0.78	4.92	2.68	0.12	0.22	60.98	0.02	0.73	-	-
7	2.31	558.20	6.63	0.16	11.88	344.25	2.33	0.30	1.61	0.68	0.11	0.55	68.53		0.05	468	68
8	10.28	7.77	14.89	0.15	0.07	9.50		0.03	2.27	1.26	0.24	0.22	69.42			2658*	352
9	19.64	2.03	51.50	0.17	0.51	8.04		0.02	0.75		0.49	0.21	44.21			3820*	516
10	13.18	30.52	8.88	0.04	0.38	18.63		0.04	6.38		0.29	0.19	78.38			7749*	1052
11	14.33	3.25	48.24	2.54	0.03	3.17		0.05	1.03		0.50	0.16	41.19			3410*	664
12	15.13	1.90	55.60	0.28		2.40		0.03	0.99		0.55	0.17	42.16			4002*	713
13	16.03		49.56	1.34		1.23		0.03	0.87		0.60	0.21	41.82			4156*	352
14	41.88	0.50	73.43	0.19		1.64		0.02	1.14		0.85	0.23	43.17			4572*	1375
15	9.11		11.68	0.08		2.09		0.04	1.62		0.12	0.18	110.80			7637*	1610
16	12.81	5.02	40.95	0.19	0.00	4.30		0.02	0.41		0.52	0.20	39.59			2787*	733
17	14.02	15.59	66.24	0.33	6.89	57.23	0.33	0.06	0.58	20.71	0.11	0.11	49.27			2457*	548
18	27.71	12.50	45.23	0.56	0.56	13.99	0.10	0.06	1.28	2.08	0.13	0.12	84.35			1278*	497
19	16.45	163.88	13.02	0.13	3.03	95.33	0.63	0.12	1.78	1.17	0.12	0.21	116.05			2515*	302
20	5.02	107.34	5.86	0.06	1.77	51.57	0.25	0.05	0.38	0.00	0.02	0.06	56.75			273	173
21	16.09	9.54	37.55	0.11	0.13	6.60		0.02	0.98		0.62	0.18	25.74			2814*	383
22	18.81	4.44	32.46	0.12	0.06	4.50		0.03	0.83	0.22	0.49	0.20	44.65			6640*	1479
23	18.78	1.24	20.92	0.16		3.05		0.04	0.84	0.37	0.39	0.18	74.68			6231*	1750
24	22.06	0.69	43.39	0.46	0.11	5.69	0.73	0.12	0.76	0.20	0.57	0.24	55.51			1854*	362
25	6.47	5.57	14.04	0.15	0.03	5.95		0.02	0.17	0.07	0.06	0.14	67.87			1348*	262
26	6.21	4.85	17.49	0.16	0.08	3.50	0.03	0.03	0.15		0.16	0.16	76.80			709*	169
27	7.65	38.20	7.79	0.12	0.77	55.64	0.32	0.06	0.36	7.41	0.04	0.38	129.80	0.01	0.27	6951*	865
28	5.11	4.39	9.70	0.18	0.30	6.84	0.01	0.04	0.22	0.26	0.03	0.14	106.14			9957*	1106
29	5.93	47.69	7.31	0.15	1.68	37.68	0.24	0.07	0.35	0.65	0.02	0.39	97.56			7409*	615
30	21.45	34.43	86.86	0.77	0.60	28.25	0.18	0.05	0.64		0.82	0.32	34.94			1691*	599
31	19.71	3.77	66.16	0.57		4.79	0.04	0.04	0.66		0.56	0.43	51.46			786*	504
32	11.71	2.37	42.93	0.55	0.02	4.72		0.03	0.54		0.26	0.20	59.52			3433*	264
33	34.09	10.36	97.18	0.76		2.67	0.06	0.03	0.42		1.55	0.96	32.02			835*	199
34	25.25	3.27	67.47	0.61		2.55		0.03	0.75		0.71	0.25	41.62			5011*	913
35	21.35	3.67	67.27	0.60	0.18	2.03		0.02	0.68		0.62	0.25	38.23			4025*	951
36	12.21	6.74	51.86	0.53		4.55		0.02	0.72		0.47	0.20	39.13			1967*	369
37	5.08	0.50	2.86	0.07		1.22		0.02	0.25		0.06	0.06	33.43			1717	264
38	3.50	136.03	2.90	0.01	2.33	75.65	0.36	0.06	0.43		0.04	0.02	27.80			67	135
39	4.03	400.86	4.76	0.29	8.20	212.04	1.34	0.18	0.76	0.05	0.07	0.11	36.19		0.03	1918	567
40	16.03	3.09	21.88	0.24	0.03	3.24		0.02	0.78		0.23	0.12	50.14			3394*	779
41	15.89	1.81	21.85	0.25	0.00	1.26		0.02	0.48		0.23	0.11	48.55			2810*	1394
42	9.28	53.25	30.36	0.27	0.67	19.29	0.06	0.03	0.31		0.39	0.11	23.18			1615*	365
43	7.66	4.50	15.56	0.12		1.03		0.01	0.10		0.31	0.07	30.42			1361*	367
44	22.91	11.76	37.96	0.39	0.28	8.70	0.17	0.09	2.45	4.16	0.61	0.25	55.37		0.13	1487*	194
45	4.92	3.33	3.90			1.12		0.01	0.14		0.13	0.05	16.31			5460*	1081
46	5.57	31.07	7.52	0.09	0.51	22.93	0.05	0.03	0.13		0.07	0.11	41.60			1248*	418
47	18.30	28.75	32.12	4.90	0.03	9.61		0.03	0.84		0.45	0.18	46.00			1839*	448
48	8.04	1.60	51.38	1.16		2.14		0.02	0.20		0.41	0.14	42.45			1813*	534
49	7.71	458.84	45.29	0.76	8.57	340.62	2.42	0.30	1.09		0.33	0.14	44.48		0.06	140	118
50	24.78	21.50	85.29	1.02	0.16	12.67	0.03	0.03	0.32		0.88	0.23	33.10			2422*	346
51	12.13	39.81	39.95	0.71	1.00	37.36	0.24	0.06	0.70		0.33	0.23	65.03			1389*	641
52	7.72	9.72	16.80	0.24	0.20	8.50	0.02	0.05	0.39		0.37	0.13	41.54	0.06		994	452
53	7.60	3.76	20.20	0.12		1.41		0.02	0.14		0.18	0.09	49.81			1074*	433
54	10.76	1.11	14.59	0.16		2.98	0.09	0.08	0.33	0.20	0.17	0.16	98.58			7328*	1922
55	12.18	5.99	27.83	0.20		0.66		0.01	0.15		0.38	0.11	29.29			1268*	366
56	5.48	1.71	15.63	0.28		2.46	0.02	0.02	0.17		0.18	0.19	91.14			1344*	114
57	7.38	2.52	19.52	0.26		1.66		0.02	0.18		0.20	0.11	60.57			384	118
58	7.55	3.42	18.06	0.29	2.84	6.98	0.05	0.05	0.49		0.19	0.21	90.67			5792*	931
59	8.79	3.65	31.81	0.24		0.29		0.01	0.10		0.36	0.08	31.24			844*	272
60	18.00	2.57	29.10	0.66		0.94		0.02	0.29		0.56	0.19	46.44			3659*	587

*:産総研(2014)

第 4-2 表 微量元素および ²²²Rn 濃度の分析結果 (湧水その 2)

Table 4-2 Result for chemical analysis for minor elements and radon concentration (spring water, part2)

番号	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Sr	Cd	Pb	²²² Rn	S.D.	
	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	Bq/m ³	Bq/m ³	
61	11.67	128.16	21.20	0.16	4.85	116.48	0.66	0.13	0.64		0.83	0.10	37.39		0.01	1939	420	
62	8.80	364.83	11.39	0.18	17.59	268.00	1.66	0.22	0.76		0.30	0.16	53.01		0.07	2367	642	
63	8.34	7.32	12.60	0.13	1.15	10.85	0.04	0.03	0.15		0.40	0.19	61.11			1285*	204	
64	12.35	0.33	23.40	0.15		3.86	0.00	0.04	0.34		0.74	0.64	91.30			6501*	928	
65	11.08	0.09	14.06	0.15	0.02	4.80	0.16	0.08	0.32		0.56	0.45	122.23			2997*	1054	
66	9.16	1.90	12.08	0.13	0.05	4.01	0.01	0.04	0.19		0.52	0.26	69.82			5654*	398	
67	20.25	10.08	30.63	0.29	0.23	6.32	0.04	0.04	1.00	1.08	0.56	0.24	56.66			1958*	516	
68	21.50	72.07	35.03	0.34	8.59	51.48	0.34	0.06	1.29	0.32	0.62	0.31	56.18		0.09	2519*	678	
69	11.24	2.65	18.99	0.19		0.60		0.02	0.15		0.98	0.16	28.96			3842*	1038	
70	9.17	93.80	67.60	1.10	3.93	87.55	0.48	0.09	0.84		0.42	0.18	45.13			2227*	602	
71	8.88	9.51	53.44	0.71	0.76	16.35	0.2	0.04	0.96	0.72	0.37	0.27	44.86			1205*	291	
72	28.16	69.79	87.84	0.98	2.15	50.28	0.36	0.06	0.83		0.79	0.29	35.52			1012*	258	
73	18.66	8.15	69.00	0.85	0.14	6.50		0.02	0.29		0.51	0.19	30.34			1693*	591	
74	5.40	4991.28	21.97	2.31	115.89	4838.80	31.78	2.33	17.94	19.46	1.00	0.13	21.88	0.06	8.80	2298*	433	
75	12.63	6.73	15.65	0.10	0.10	6.96	0.14	0.05	1.59	0.68	0.16	0.23	121.29			685	342	
76	12.75	3.77	18.32	0.16	0.05	2.48	0.19	0.03	0.99	0.01	0.29	0.20	23.29			1982*	515	
77	2.61	153.71	17.75	0.07	2.17	91.58	0.54	0.08	0.37		0.15	0.31	71.07			949*	229	
78	30.19	8.09	64.13	0.15	0.03	4.14		0.02	0.93		0.74	0.21	28.17			2616*	513	
79	20.83	136.13	31.65	0.15	1.73	70.64	0.30	0.06	0.77	0.46	0.27	0.20	47.97			545	173	
80	20.67	1.49	37.67	0.64		2.56		0.05	0.86	0.32	0.49	0.24	53.30			1703*	447	
81	17.74	2.16	36.48	0.13		1.88		0.02	0.67		0.61	0.18	31.53			4736*	763	
82	15.94	25.65	42.66	0.17	0.37	14.85		0.02	0.60	0.33	0.62	0.16	22.12		0.02	2944*	870	
83	17.66	12.00	39.62	0.57	0.19	7.49	0.01	0.03	0.87	0.27	0.54	0.19	43.59			5432*	497	
84	6.42	0.85	17.98	0.24		3.01	0.03	0.03	0.18		0.19	0.16	102.40			1482*	690	
85	9.51	21.54	40.03	0.31	5.77	33.78	0.14	0.07	0.36		0.12	0.12	79.39			2946*	932	
86	19.76	0.16	46.97	0.38		2.23		0.30	1.03		0.44	0.20	55.75			3301*	331	
87	4.55		1.10		0.93	1.60	0.50	0.03	2.51	10.02	0.01	0.06	26.99	0.01		1025*	337	
88	17.15	28.93	43.26	0.20	0.40	16.20	0.01	0.03	0.56		0.51	0.17	34.13			5797*	670	
89	8.77	5.38	23.09	0.13	0.06	1.85		0.02	1.02		0.20	0.09	39.18		0.05	1108*	248	
90	30.75	10.92	93.51	0.55		2.25		0.02	0.39	0.05	0.88	0.33	33.18			994*	326	
91	19.01	3.56	60.76	0.57	0.19	5.45	0.11	0.04	0.79		0.64	0.38	54.57			1236*	196	
92	9.35	2.55	51.69	0.69		1.65		0.02	0.29		0.46	0.18	34.46			1765*	611	
93	6.97	0.04	20.26	0.06				0.02	0.20		0.06	0.06	40.00			625	211	
94	18.91	1.99	32.63	2.72	0.02	2.34		0.03	1.00		0.47	0.19	46.97		0.29	2001*	397	
95	7.04	7.29	1.37	0.01	0.32	16.99	0.06	0.04	0.22		0.11	0.17	102.80			4249*	551	
96	19.23	2051.37	27.62	0.65	11.91	854.79	5.57	0.48	4.79	11.44	0.63	0.21	60.16		0.75	1715*	850	
97	21.55	5.82	104.49	0.57	0.08	10.83		0.06	1.07	8.95	2.94	1.96	19.15	0.06	0.26	546	194	
98	63.99	4.69	138.95	0.38	0.23	11.94		0.02	0.65	29.79	2.63	0.41	25.91	0.02	0.10	238	205	
99	31.43	1.30	26.86	0.23	0.05	7.99		0.06	1.05	1.38	0.64	0.26	32.12	0.04	0.04	3302	589	
100	22.13	0.45	32.18	0.75	0.10	7.25		0.02	0.62	16.71	0.63	0.21	28.86	0.01	0.01	8577	377	
101	16.51	2.29	59.96	0.50	0.01	5.65		0.03	1.30	0.66	0.83	0.24	35.32			1432	560	
102	9.71	3.66	63.78	0.54	0.02	3.90		0.01	0.35	2.07	0.76	0.23	24.43			550	368	
103	3.62	1.48	17.15	0.51	0.03	6.28		0.03	0.56	9.64	0.16	0.13	29.72	0.01		1396	186	
104	8.80	6.18	49.47	0.61	0.03	6.57		0.03	0.45	0.12	0.48	0.17	49.15			1153	199	
105	11.26	8.03	25.33	0.15	0.08	6.03	0.04	0.06	8.70	5.92	0.36	0.18	56.08	0.01		603	261	
																		*産総研(2014)

第 4-3 表 微量元素および ²²²Rn 濃度の分析結果 (地下水)

Table 4-3 Result for chemical analysis for minor elements and radon concentration (groundwater)

番号	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Sr	Cd	Pb	²²² Rn	S.D.		
	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	μg/L	Bq/m ³	Bq/m ³		
106	40.91	0.49	6.47	2.10	0.06	5.07	0.73	0.13	0.68	9.43	0.60	1.90	164.74	0.02	0.01	8983	994		
107	9.05	1.66	0.20	0.09	0.21	0.60	0.33	0.05	0.98	12.36	0.34	0.10	21.22	0.01	N.D.	79	105		
108	31.52	0.81	0.65	0.14	0.29	0.13	0.17	0.03	0.64	4.37	0.24	0.07	21.39	0.01	N.D.	509	283		
109	19.16	0.00	1.84	0.08	0.16	13.92	0.33	0.43	0.60	4.19	0.40	0.15	66.93	0.00	N.D.	187	121		
110	84.18	N.D.	1.64	0.07	10.37	2.64	0.64	0.05	0.36	0.90	0.14	0.30	116.40	0.00	N.D.	4722	659		
111	22.06	N.D.	17.59	0.15	11.92	1.51	0.34	0.06	0.63	1.02	0.75	0.22	85.58	0.00	N.D.	7414	736		
112	80.50	N.D.	5.03	1.36	98.28	1.43	0.23	0.09	4.72	13.80	2.18	0.36	138.05	0.00	N.D.	264	330		
113	6.74	N.D.	19.10	0.16	0.12	23.62	0.49	0.50	0.10	0.23	0.20	0.16	43.11	0.00	N.D.	610	380		
114	13.52	7.22	29.34	0.35	7.61	1.93	0.27	0.82	0.18	3.92	0.20	0.18	79.51	0.00	0.02	102	91		
115	18.67	N.D.	36.65	0.16	7.40	2.69	0.16	0.51	0.19	1.78	0.45	0.27	53.77	0.00	N.D.	2011	159		
116	32.23	N.D.	0.80	0.05	8.01	94.02	0.78	0.04	0.68	0.85	0.37	0.06	39.63	0.01	0.00	1647	304		
117	59.33	N.D.	13.54	3.21	15.52	1.69	0.89	0.09	10.20	3.51	5.59	0.56	120.15	0.00	0.00	177	204		
118	44.62	6.60	107.36	0.67	0.23	0.82	0.47	0.36	0.99	6.84	0.84	0.28	31.42	0.00	0.02	476	69		
119	15.14	0.67	47.40	0.23	0.29	285.00	2.31	0.53	0.30	0.86	0.47	0.24	27.64	0.00	0.01	1339	657		
120	10.55	1.75	0.23	0.03	3.67	4.35	0.22	0.22	0.33	N.D.	0.05	0.04	38.60	0.00	N.D.	280	269		
121	14.80	5.87	78.87	0.63	6.09	1.62	0.33	0.76	0.90	4.34	0.64	0.21	45.89	0.00	0.05	1927	335		
122	15.01	N.D.	16.45	0.10	9.99	21.35	0.25	0.88	0.30	0.49	0.48	0.09	40.88	0.00	N.D.	310	222		
123	17.33	1.97	94.67	0.49	5.98	1.12	0.12	0.66	1.17	N.D.	0.72	0.22	42.72	0.00	N.D.	1439	738		
124	13.53	2.85	52.13	0.22	3.97	0.41	0.37	0.46	0.18	15.23	0.31	0.23	29.84	0.01	N.D.	254	167		
125	9.12	N.D.	0.27	0.03	3.74	0.90	0.07	0.28	0.19	N.D.	0.09	0.06	33.27	0.00	N.D.	28	56		
126	15.06	0.82	0.94	0.08	0.82	10.79	0.29	0.04	0.40	N.D.	0.12	0.13	103.57	0.00	N.D.	213	187		
127	13.53	0.22	64.65	0.12	2.56	255.70	2.30	0.62	0.25	N.D.	0.46	0.25	41.22	0.00	0.04	66	131		
128	32.89	2.04	6.82	0.05	4.37	0.45	0.05	0.51	0.42	N.D.	2.22	0.09	31.00	0.00	N.D.	522	281		
129	505.51	N.D.	51.17	7.57	160.87	N.D.	N.D.	1.19	134.79	N.D.	28.07	17.52	1909.17	0.40	0.80	125	144		
130	3.56	0.06	0.54	0.10	4.20	0.21	0.06	0.16	3.03	3.70	0.16	0.01	20.40	0.00	N.D.	125	144		
131	13.20	N.D.	42.91	0.38	9.00	7.25	0.17	0.89	0.32	0.88	0.25	0.45	99.87	0.00	N.D.	1565	282		
132	8.32	N.D.	0.51	0.04	5.38	1.15	0.08	0.40	0.26	8.10	0.09	0.03	44.16	0.00	N.D.	148	156		
133	18.46	2.65	107.12	1.09	6.25	1.60	0.22	0.68	0.33	1.95	0.55	0.30	43.75	0.00	N.D.	2372	457		
134	17.69	5.47	58.56	0.45	8.14	3.65	0.19	0.52	1.35	0.19	0.37	0.26	56.93	0.00	N.D.	2620	317		
135	7.13	N.D.	4.53	0.05	1.23	100.33	0.86	0.35	0.13	24.90	0.20	0.06	25.11	0.00	N.D.	1438	341		
136	19.39	7.65	49.07	0.54	7.34	2.01	0.40	0.77	0.83	37.74	0.65	0.26	60.52	0.02	0.00	1399	382		
137	7.30	3.86	0.30	0.04	1.25	N.D.	0.05	0.11	0.34	0.32	0.07	0.10	43.88	0.00	N.D.	74	86		
138	20.75	1.57	61.94	0.57	7.05	2.69	0.28	0.77	0.27	1.39	0.67	0.27	54.99	0.00	0.00	3151	554		
139	5.04	1.52	0.24	0.02	14.77	N.D.	0.07	0.22	0.15	3.65	0.05	0.01	49.15	0.00	N.D.	128	167		
140	16.63	0.63	29.90	0.09	6.87	3.07	0.22	0.43	0.33	0.19	0.48	0.18	53.26	0.00	N.D.	3320	924		
141	18.30	2.11	53.73	0.39	4.84	3.27	0.13	0.51	0.48	0.23	0.54	0.18	38.65	0.00	N.D.	2438	978		
142	7.72	2.90	20.54	0.27	0.35	1.01	0.17	0.58	0.23	58.26	0.36	0.10	42.65	0.09	N.D.	3181	522		
143	7.16	N.D.	0.35	0.03	0.66	3.58	0.51	0.33	0.23	40.92	0.05	0.05	25.25	0.01	0.00	171	155		
144	14.79	N.D.	1.24	0.02	11.07	3.60	0.17	0.25	0.62	6.10	0.04	0.13	36.37	0.00	N.D.	415	242		
145	8.26	1.92	113.26	0.71	3.49	N.D.	0.31	0.40	0.70	11.26	0.64	0.18	24.09	0.00	0.02	387	351		
146	9.19	2.86	87.35	1.17	0.17	0.49	0.12	0.75	0.42	0.58	0.57	0.21	51.17	0.00	N.D.	477	178		
147	24.42		38.33	0.27			0.21	0.03	0.51	0.49	0.72	0.31	49.19		0.01	6349	1450		
148	14.78	0.82	31.02	0.22	0.03		0.47	0.04	0.37	0.43	1.04	0.35	61.83			3704	491		
149	14.43	4.33	62.44	0.37	0.14	1.56	0.03	0.02	0.35		0.75	0.19	28.17			1638	450		
150	14.44	4.45	57.03	0.34					0.01	0.90		0.83	0.15	24.77			1907	993	
151	13.88	5.63	56.19	0.33	0.01				0.02	0.12		0.77	0.16	19.16			606	142	
152	18.40	5.47	55.58	0.22					0.01	0.28	1.06	0.84	0.18	24.38			1365	256	
153	19.48	3.02	69.43	0.36			0.10	0.02	0.25	0.36	0.94	0.22	36.84			2638	392		
154	30.72		60.87	0.17			0.08	0.02	2.47	5.66	1.25	0.23	27.54		0.12	2738	478		
155	8.52	7.04	56.96	0.21					0.01	0.46	0.39	0.66	0.10	12.79		0.24	476	272	
156	14.27	0.49	61.87	0.29					0.02	0.03	1.29		0.81	0.14	35.56			2070	652
157	13.07	1.68	52.07	0.25	0.23	18.70	0.15	0.01	0.22	1.38	0.84	0.14	22.08			2014	240		
158	19.73	2.26	39.22	0.14	0.02				0.13	0.02	0.13	0.35	0.86	0.12	19.55		0.01	1203	638
159	21.80	0.24	58.36	0.20					0.03	1.18	1.00	0.79	0.23	42.34			2340	863	
160	113.13	0.76	88.74	0.22					0.24	0.03	1.45	5.88	1.87	0.29	59.75			3434	528
161	28.82	3.59	69.01	0.70					0.81	0.02	0.23	0.31	0.65	0.24	33.89			1486	508
162	28.88	28.74	75.31	0.88	4.74	355.17	2.38	0.05	0.40	4.22	0.73	0.29	44.83			3372	1096		
163	44.46	5.05	105.12	0.63	0.04	0.73	0.10	0.03	0.38	0.73	1.04	0.31	53.10			1299	289		
164	26.29	2.01	20.96	0.22	0.15	5.59	0.29	0.03	0.36	0.76	1.52	0.15	60.29			3916	441		
165	10.66	0.37	18.32	0.17	0.16				0.07	0.02	0.14	2.03	0.52	0.11	45.34			3703	1365
166	17.86	4.06	52.42	0.44					0.05	0.02	0.28		0.69	0.22	37.12			1543	391
167	7.65	6.85	59.60	0.45					0.01	0.13		0.49	0.14	16.54			1015	517	
168	9.59	11.12	9.14	0.07	0.15	1.81	0.03	0.02	1.03	4.03	0.22	0.15	20.30		0.36	2437	308		
169	15.61	14.36	25.25	0.10	0.50	10.45	0.05	0.02	1.55	2.25	0.47	0.17	21.07		0.63	3053	301		
170	21.21	45.75	42.76	0.12	0.79	22.31	0.06	0.03	3.64			0.69	0.19	24.19		1.50	4028	674	

第 4-4 表 微量元素および ^{222}Rn 濃度の分析結果 (河川水)

Table 4-4 Result for chemical analysis for minor elements and radon concentration (river water)

番号	B	Al	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Se	Sr	Cd	Pb	^{222}Rn	S.D.
	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	$\mu\text{g/L}$	Bq/m^3	Bq/m^3
171	17.83	63.14	42.81	0.76	2.78	55.50	0.39	0.09	1.53	1.07	2.11	1.71	39.08	0.02		250	346
172	7.68	73.10	52.63	0.78	7.40	107.93	0.60	0.07	0.94	0.27	0.48	0.26	42.62	0.01		498	154
173	5.75	75.76	43.75	0.60	181.98	489.07	3.17	0.20	1.10	3.22	0.54	0.20	54.69	0.01		698	467
174	10.05	84.54	63.86	1.07	1.48	57.96	0.32	0.07	0.54		0.43	0.19	45.68			260	173
175	13.90	211.83	46.75	0.70	4.60	145.04	1.00	0.26	1.65	0.28	0.55	0.16	41.86			196	130
176	20.16	128.83	29.86	0.30	11.44	189.87	1.31	0.11	2.35	3.87	0.47	0.23	55.30		0.01	120	107
177	22.48	664.43	37.99	0.59	13.39	922.12	6.61	0.59	5.69	7.31	0.46	0.19	55.83	0.01	0.09	260	211
178	32.79	106.97	36.39	0.50	4.94	111.72	0.90	0.14	3.33	8.17	0.43	0.20	54.69	0.01	0.30	119	106
179	22.84	119.37	30.90	0.35	3.09	87.04	0.64	0.08	1.76	3.38	0.49	0.17	48.22			159	254
180	14.21	39.39	19.28	0.21	1.30	27.11	0.11	0.03	0.78	0.36	0.17	0.11	46.08			809	388
181	8.87	507.06	5.48	0.76	14.47	381.30	2.45	0.31	1.84	21.36	0.14	0.07	35.28	0.02	34.63	163	76
182	19.61	124.24	27.24	0.31	3.51	82.05	0.75	0.07	1.76	3.97	0.39	0.15	46.14		0.03	190	154
183	8.69	446.61	11.41	0.19	30.15	342.85	2.18	0.21	1.76	2.25	0.29	0.09	37.68	0.01	0.22	459	143
184	21.16	194.97	7.08	0.17	78.86	560.02	3.52	0.22	1.36	2.09	0.40	0.14	52.17		0.11	523	254
185	24.22	256.18	23.00	0.39	22.53	263.72	4.56	0.17	4.55	14.22	0.45	0.15	49.89	0.02	2.40	524	445
186	32.23	82.42	2.35	0.13	2.25	104.28	0.80	0.15	0.74	3.86	0.26	0.19	55.27		0.08	487*	232
187	31.20	81.93	6.64	0.24	4.24	35.43	0.28	0.09	0.85	1.65	0.79	0.16	60.27			75*	100
188	22.91	758.52	31.23	0.29	12.13	489.32	3.02	0.28	2.25	2.95	0.54	0.17	35.53	0.01	0.28	1346	155
189	21.23	196.43	32.29	0.15	5.86	134.09	0.81	0.11	1.20	1.14	0.47	0.17	27.90		0.08	67	45
190	23.91	128.47	42.31	0.53	6.39	223.23	2.28	0.29	1.56	6.51	0.56	0.20	39.95		0.07	573*	160
191	25.18	89.68	45.28	0.56	3.40	71.75	1.29	0.14	1.80	6.80	0.58	0.21	41.65		0.09	511	124
192	21.15	157.94	35.36	0.18	4.10	97.06	0.67	0.11	1.71	9.92	0.38	0.15	31.42		0.17	167	111
193	39.97	38.11	23.72	0.22	51.03	222.57	2.38	0.20	2.47	8.54	0.55	0.20	61.71	0.01	0.11	1142*	372
194	8.10	26.62	1.81	0.13	0.67	9.16		0.08	0.39	4.68	0.54	0.52	48.67	0.03	0.04	167	112
195	5.64	67.00	2.11	0.09	9.92	93.84	0.27	0.08	1.42	15.15	0.16	0.08	41.31	0.01	0.32	388*	230
196	7.13	12.10	5.40	0.13	1.03	6.41		0.03	0.22	3.04	0.27	0.08	36.69		0.06	111*	91
197	1559.15	69.94	42.00	46.91	17.41	299.57	6.90	1.17	1873.19	47.17	216.97	85.01	4962.25	0.09	0.38	180*	69
198	18.42	9.71	3.99	0.40	4.24	33.17	0.14	0.05	14.05	12.48	1.11	0.60	35.78	0.01	0.06	243	136
199	25.04	51.63	18.24	0.46	58.67	98.74	3.48	0.27	4.45	16.53	0.92	0.22	43.29	0.01	0.21	496	200
200	31.01	84.94	27.42	2.05	7.17	28.70	1.32	1.05	3.48	32.72	0.69	0.40	54.05	0.01	0.12	317	111
201	63.48	79.74	12.11	0.57	136.30	567.43	4.33	0.83	5.38	99.21	1.53	0.74	87.17	0.02	0.47	296*	104
202	34.50	58.87	20.41	0.77	11.09	78.80	1.65	0.14	2.44	10.01	0.88	0.41	53.62	0.01	0.23	403*	103
203	19.95	97.23	16.92	3.65	13.44	130.95	7.36	2.52	6.66	137.89	0.71	0.31	89.99	0.01	0.55	405*	224
204	21.73	34.44	7.38	0.15	81.31	464.80	2.96	0.13	2.68	77.96	0.35	0.35	72.98	0.01	0.31	345	250
205	21.51	58.25	20.60	0.40	36.00	334.41	2.37	0.17	2.11	65.44	0.55	0.19	49.98	0.01	0.41	537*	123
206	22.33	36.70	12.68	0.26	85.22	886.16	5.38	0.21	1.33	29.94	0.54	0.25	74.97	0.01	0.17	542	234
207	52.72	62.03	18.23	0.59	117.65	396.57	3.30	0.30	3.09	45.34	0.89	0.55	90.53	0.01	0.29	86	58
208	71.47	74.42	18.56	1.55	151.05	477.18	3.45	0.73	6.63	28.44	2.31	1.85	196.17	0.01	0.34	528*	245
209	15.09	199.57	15.18	0.25	45.80	522.98	3.20	0.19	2.06	36.32	0.37	0.22	69.14	0.01	0.17	522	226
210	71.46	132.39	37.43	1.11	25.94	136.86	1.61	0.22	7.41	27.89	1.66	1.41	128.07	0.01	0.24	616*	415
211	31.13	33.80	44.68	0.96	10.46	77.26	0.84	0.22	1.67	13.56	0.80	0.36	70.32	0.01	0.16	1020*	291
212	44.25	91.75	36.29	0.66	63.83	192.43	1.80	0.15	4.58	31.67	1.20	0.39	63.71	0.06	0.82	790	402
213	71.68	96.71	42.13	0.74	21.59	75.92	5.90	0.21	2.74	37.54	0.93	0.48	59.27	0.04	0.42	712*	144
214	81.26	17.97	83.65	0.37	0.54	10.72	0.33	0.05	1.72	15.93	1.46	0.55	53.01	0.01	0.18	0	0
215	55.47	27.55	2.15	0.18	1.88	25.80	0.35	0.10	1.63	20.88	0.91	0.32	78.57	0.01	0.28	276	238
216	34.55	22.77	21.04	0.14	1.09	11.21	0.06	0.05	0.86	2.40	0.61	0.24	46.50		0.04	100	82
217	39.66	33.36	18.92	0.19	2.24	24.59	0.12	0.07	1.01	12.93	0.78	0.30	57.07	0.01	0.64	226	151
218	38.12	31.82	18.33	0.18	1.74	14.10	0.13	0.07	0.89	6.94	0.73	0.32	58.93		0.03	529*	49

*産総研(2014)

海溝型地震履歴解明の研究

Study of subduction zone paleoearthquakes

宍倉正展^{1*}・藤原 治¹・行谷佑一¹・松本 弾¹

Masanobu Shishikura¹, Osamu Fujiwara¹, Yuichi Namegaya¹ and Dan Matsumoto¹

Abstract: Importance of studying past earthquake and tsunami has been recognized since the 2011 Off-Tohoku Earthquake, because only paleoseismology can reveal recurrence of giant event. We study history and source of such subduction zone paleoearthquake in Japan Islands. Along the Pacific coast of Tohoku facing the Japan Trench, Namegaya and others reevaluated the fault model for the 869 Jogan Earthquake with considering of survey results of tsunami deposit associated with the 2011 Off-Tohoku Earthquake, and also conducted survey of historical records for tsunami in the medieval period. AMS radiocarbon dating was conducted for the sediment core samples obtained by excavation survey in the coastal area facing the Sagami Trough and the Nankai Trough. A total of 70 calibrated ages were obtained from terrestrial and marine samples of the southern part of the Boso Peninsula and Shizuoka Prefecture by Fujiwara. A total of 15 calibrated ages were also obtained from terrestrial samples of Kushimoto by Shishikura. These data will provide the over 5000 year-record of great earthquakes and tsunamis occurred in studied areas. In the Miyako and Irabu Islands facing the Ryukyu Trench, Shishikura et al. also conducted pit-excavation survey and ¹⁴C dating for a total of 9 samples.

Keywords: subduction zone earthquake, tsunami deposit, Japan Trench, Sagami Trough, Nankai Trough, Ryukyu Trench, radiocarbon dating

キーワード：海溝型地震，津波堆積物，日本海溝，相模トラフ，南海トラフ，琉球海溝，¹⁴C年代測定

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震以来，史料や地形・地質などの記録に基づく過去の地震・津波の調査，研究が注目を集めるようになった。活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームでは，以前より，おもに津波堆積物や海岸段丘などの調査結果に基づいて，過去の海溝型地震に伴う諸現象を復元し，それを地球物理学的手法によってシミュレートすることで震源・波源を推定する研究を行ってきた。本稿では，日本海溝，相模トラフ，南海トラフ，琉球海溝にそれぞれ面した沿岸各地において実施した古文書調査，津波シミュレーション，海岸段丘や津波堆積物の掘削試料の年代測定についてそれぞれ報告する（第1図）。

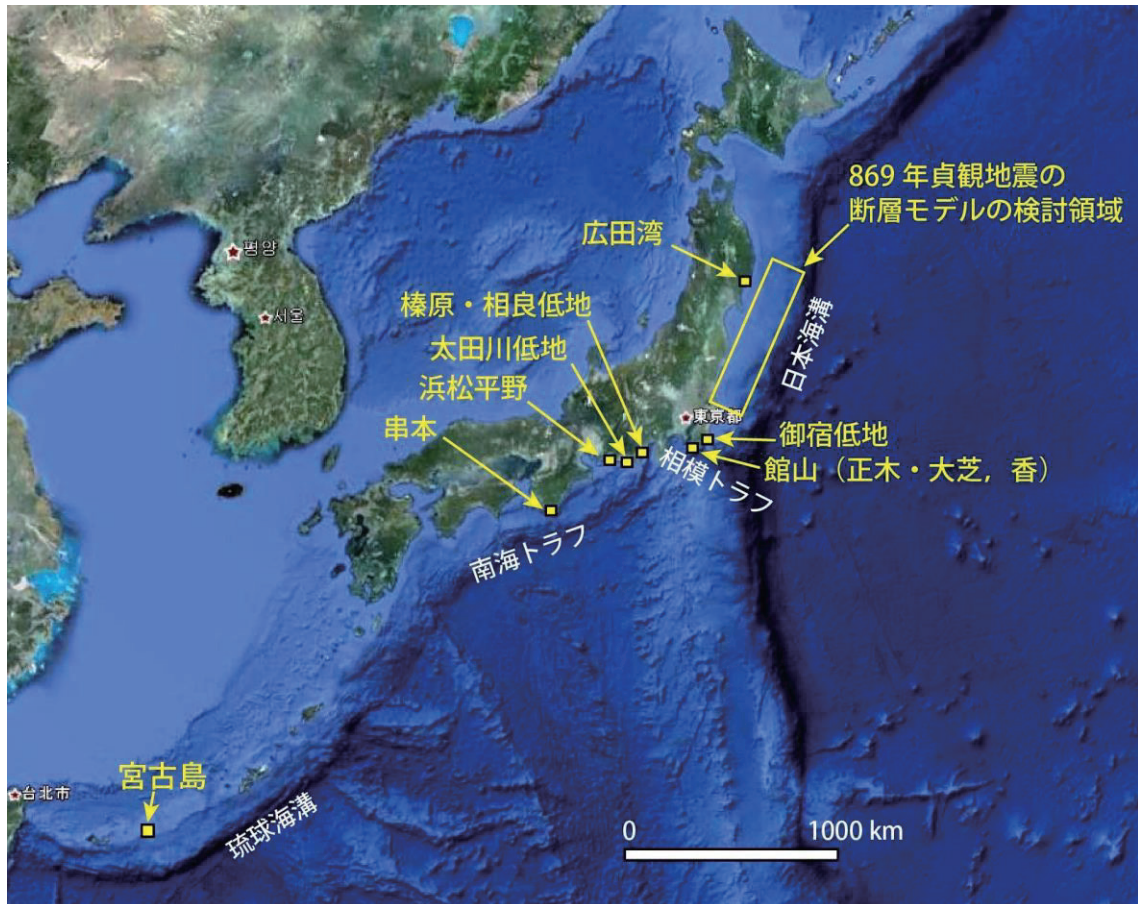
日本海溝では，2011年東北地方太平洋沖地震後に実施した津波痕跡調査（宍倉ほか，2012など）で得られた知見に基づき，行谷が主体となって869年貞

観地震の断層モデルに関して再評価を行った。また同じく行谷が主体となって史料の調査を実施し，東北地方における中世の津波について検討している。このほか本稿では詳しく触れないが，岩手県陸前高田市の広田湾では，松本が主体となって海底堆積物から2011年津波及びそれ以前の津波による堆積物を採取する調査を2014年度に実施予定である。広田湾では2011年津波以降，東海大学が地形調査や表層堆積物調査を実施しており，東海大学との意見交換の上で試料採取地点や調査時期などの調査計画を作成した。

相模トラフと南海トラフでは，平成23年度第3次補正予算による複合地質リスク評価プロジェクトの下で実施した掘削調査で得られた試料について，¹⁴C年代測定を行った結果を報告している。これらのうち房総半島南部と静岡県沿岸については藤原が，和歌山県串本町については宍倉がそれぞれ主体となって実施している。

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Earthquake and Volcano Geology)



第 1 図 調査地域 (Google Earth 使用)

Fig. 1. Survey areas. Base map is from Google Earth.

琉球海溝では、津波堆積物の検出を目的に、文部科学省科学研究費補助金で実施した宮古島および伊良部島における掘削調査（研究代表者：安藤雅孝）で得られた堆積物試料について、宍倉が年代測定を行った。

2. 【日本海溝】

2.1 869 年貞観地震の規模の再評価

2.1.1 目的と背景

2011 年東北地方太平洋沖地震により甚大な津波災害を受けた宮城県仙台平野沿岸では、貞観十一年五月二十六日（ユリウス暦 869 年 7 月 9 日）に発生した地震による津波堆積物が数多く報告されている（例えば、阿部ほか，1990; Minoura and Nakaya, 1991; Minoura et al., 2001; Sawai et al., 2012; Sugawara et al., 2013）。貞観地震の規模について、Sawai et al. (2012) は海溝軸付近の浅部が破壊した津波地震型や海溝軸外側の正断層型、仙台湾内の活断層、および断層の長さや幅、すべり量を変化させたプレート境界型の計 14 種類の地震を考え、コンピュータシミュレ-

ションにより津波浸水計算を行った。この結果、断層の長さ 200 km、幅 100 km、およびすべり量 7 m 以上（ $M_w 8.4$ 以上）の地震であれば少なくとも津波堆積物の位置まで浸水することを明らかにした。

ところが 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の堆積物調査で多く報告されたのは、実際の津波は砂質堆積物よりもさらに奥まで浸水する、という事実であった（例えば、Goto et al., 2011; Abe et al., 2012; Sawai et al., 2012; 宍倉ほか，2012）。宍倉ほか（2012）によれば石巻平野や仙台平野において海岸線から一番奥の砂質堆積物までの距離の 1.4-1.6 倍浸水したことが報告されている。

このような現象は貞観地震津波時にも起きたことが考えられる。この場合、貞観地震の真の規模はこれまで推定された規模よりもさらに大きいと言えよう。ところで、一番奥の砂質堆積物よりもさらに奥まで海水が浸水したということは、その一番奥の砂質堆積物の位置においてある程度の浸水深や流速が生じたことを意味する。そこで本研究では 2011 年東北地方太平洋沖地震津波を例に各測線の一番奥の砂質堆積物の検

出位置での浸水深や流速をコンピュータシミュレーションにより推定した。さらに、貞観地震津波の最奥部の堆積物の位置でもこれらの浸水深や流速以上になるような地震の規模を推定した。なお、詳細に関しては Namegaya and Satake (2014) を参照されたい。

2.1.2 解析内容と結果

まず、石巻平野や仙台平野において 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波の浸水計算を行った。計算の初期条件は Satake et al. (2013) による断層モデルを用いた。陸上地形は宮城県から提供して頂いたデータを基本的に利用した。粗度係数については全領域で均一の値を設定し、それぞれ $0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ から $0.05 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ の間で $0.001 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ の刻みで計算した。穴倉ほか (2012) では、石巻平野と仙台平野で計 15 測線において 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波堆積物調査を行っており、これらの測線から 300 m 以内かつ海岸線から 300 m 以上離れた範囲内で現地測定された津波高さ (Mori et al., 2012) と計算浸水高とを比較した。この結果、粗度係数が $0.045 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ の時に現地測定された高さとも最も良い一致をした。さらに穴倉ほか (2012) の 15 測線について、各測線の最奥砂質堆積物の位置での最大浸水深および流速はそれぞれ少なくとも 1 m および 0.6 m/s と計算された。

つぎに、Sawai et al. (2012) で報告された石巻平野および仙台平野における貞観津波の計 8 測線上の最奥部の津波堆積物の位置での浸水深や流速を計算した。検討した断層モデルは深さ 31 km で断層の幅は 100 km, 断層の長さを 100 km, 200 km, 300 km, および 400 km, すべり量を 6 m, 9 m, および 12 m に変化させた 12 ケースのモデル (均一すべり量モデル), およびこれらのモデルを深さ 15 km にした 12 ケース, さらに Satake et al. (2013) による 2011 年地震の断層モデルのうち、破壊領域の一部あるいは全部を抜き取った 11 ケースのモデル (不均一すべり量モデル) の合計 35 ケースのモデルである。この結果、貞観地震の規模として、深さ 31 km の均一すべり量モデルで断層の長さ 200 km 以上、すべり量 12 m 以上 ($M_w 8.6$ 以上) が少なくともあれば、各測線の最奥の堆積物の位置での浸水深が 1 m 以上、および流速が 0.6 m/s 以上になることがわかった。

2.2 中世に東日本太平洋沿岸を襲った津波に関する史料調査

2.2.1 目的と背景

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震は、東日本太平洋沿岸に巨大な津波をもたらした。この津波は例えば宮城県石巻平野や仙台平野で海岸線から数 km 内陸まで浸水し (Nakajima and Koarai, 2011), 沿岸部に大きな被害をもたらした。このような津波の過去の例については、まず貞観十一年 (西暦 869 年) に発生した貞観地震津波が挙げられる。『日本三代実録』に仙台市周辺の海岸で津波が浸水し溺死者が千人程度発生したことが記録されているほか、近年の地質学的な調査から石巻平野や仙台平野などにおいて津波堆積物が発見され、当時の海岸線から少なくとも 1.5 km 以上内陸まで津波が浸水したことが報告されている (Sawai et al., 2012)。

この貞観地震津波と 2011 年東北地方太平洋沖地震津波との間には、どのような津波が襲ったことを確認できるのであろうか。そのほとんどが観測機器の存在しない期間であるため史料による分析が不可欠である。江戸時代については比較的豊富に残された史料を都司・上田 (1995) が検討しており、三陸地域で少なくとも 10 例の津波が来襲したことが報告されている。しかしながら江戸時代よりも前についてはそもそも残された史料数が乏しく、かつ史料の信頼性も吟味する必要がある。

最近、石橋 (2009) により日本の古代・中世の地震と噴火および関連事象に関する既刊の文献史料がデータベース化された (以後、「歴史地震 DB」と呼ぶ)。本研究ではこの歴史地震 DB を活用し、貞観地震以降で江戸時代よりも前の期間、いわゆる中世に着目し、この期間に東日本太平洋沿岸 (青森県～茨城県) に影響を与えた可能性のある津波とそれに関する地震の史料を歴史地震 DB から探した。そして、史料の信頼性について分析をした上で、現象として何が認定できるのかを検討した。なお、詳細に関しては行谷・矢田 (2014) を参照されたい。

2.2.2 解析内容と結果

歴史地震 DB において、津波に関係する語として「なみ, ナミ, 波, 浪, 海, うみ, よだ, 汐, 潮, 塩, 鹽」を指定し検索を行ったところ、95 件の事象とそれに関する計 626 件の史料が検索された。つぎにこれらの記述を確認したところ、貞観津波から江戸時代よりも前の期間に関して 7 件の事象が東日本太平洋沿岸を襲った津波の可能性のあることがわかった。こ

のうち史料学的な観点から発生したことがほぼ確実なのは 2 件である。その 2 件とは (1) 応永二十七年七月二十三日 (1420 年 9 月 1 日)、および (2) 享徳三年十一月二十三日 (1454 年 12 月 12 日) の事象である (いずれの西暦もユリウス暦)。

2.2.2.1 応永二十七年 (1420 年) の津波

歴史地震 DB によると応永二十七年七月二十日 (『神明鏡』裏松本によれば応永二十七年七月二十三日) の事象に関し、2 件の史料が残されている。一つは『神明鏡』(群書類従本) の「廿七年七月廿日、卯時ヨリ巳ノ時マテ瓦子相賀鹽干事九度、魚多ク打上ラル」という記述と、もう一つは『続本朝通鑑』の「七月、(中略)駿河丸子浜、一日之間潮盈湖濁九度、魚上在陸」という記述である。いずれの記述も地震の記録は存在せず、津波と思われる記事のみである。

『神明鏡』に現れる「瓦子」および「相賀」はそれぞれ現在の茨城県日立市沿岸の集落を意味し、これらの集落で午前 6 時 (卯時) くらいから同 10 時 (巳時) くらいまで 9 回海底が露出 (塩干) し、魚が多く打ち上がったことが記録されている。これは約 30 分の周期で海面が上下したことを意味しており、津波の現象を表している可能性が高い。『神明鏡』は 15 世紀中頃には成立した史料であり、現象に対してほぼ同時代に成立した史料とみなすことができる。従って、記されたことが実際に起きたことである可能性は高い。

一方、『続本朝通鑑』は応永二十七年の津波から約 250 年後の 1670 年に成立した史料であり、応永二十七年の津波の記述は『神明鏡』を典拠として作成されたものと思われる。『神明鏡』では「瓦子」、『続本朝通鑑』では「丸子」と別の地名のように記されているが、「瓦」の崩し字と「丸」の崩し字はよく似ており、『続本朝通鑑』を編纂過程で字を読み誤ったものと考えられる。

2.2.2.2 享徳三年 (1454 年) の地震津波

歴史地震 DB によると享徳三年十一月二十三日 (1454 年 12 月 12 日) の事象に関して、5 件の史料が残されている。これらのうち、山梨市の普賢寺 (現在は廃寺) に伝わった『王代記』には、「享徳四年元壬申同三年甲戌十一月廿三日夜半天地震動奥州二津浪打テ百里山ノ奥ニ入テ人多海ニ入テ死」という記述が残されている。『王代記』は『山梨県史』(山梨県、2001) によると大永四年 (1524 年) には成立した史料であり、享徳三年の事象に対してほぼ同時代に成

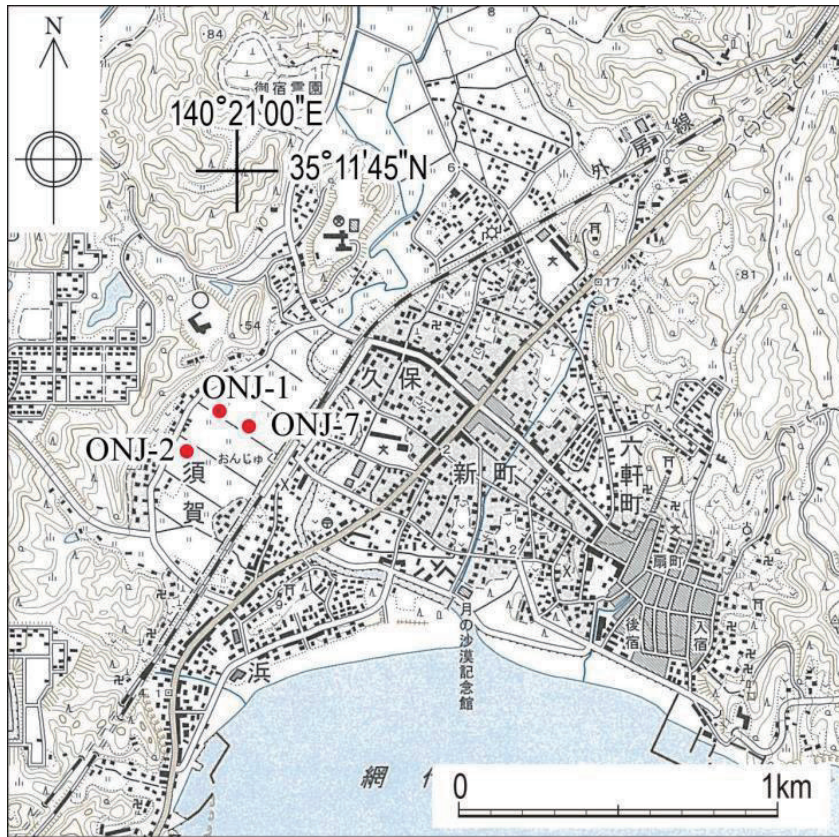
立した史料と考えられる。この『王代記』に記された記述の意味は、「享徳年間は四年間存在し、元年の干支は壬申の年である。享徳三年 (干支は甲戌の年である) 十一月二十三日の夜中に地震動があった。奥州には津波が来襲し百里先の山の奥まで浸水して、多くの人々が海に流され死亡した」である。当時の「奥州」(陸奥国) は現在の青森県、岩手県、宮城県、および福島県を含む範囲を指すことから、この記録により青森県～福島県の太平洋沿岸 (あるいはその一部) に津波が襲ったと解釈してよいだろう。地震については「天地震動」という記録のみであり、奥州での地震のことを意味する可能性がある。あるいは、「奥州」という文字が「天地震動」の文字の直後に現れるので、『王代記』がほぼ同時代史料であることを考慮すると、『王代記』の筆者が、自身が居住する山梨での揺れを記録した可能性もある。

一方、残る 4 件の史料は『会津旧事雑考』、『大宮神社古記録抄』、『続本朝通鑑』、および『新撰和漢合図』である。いずれも津波に関する記述は存在せず、地震に関する記述のみであるが、揺れを感じた場所の地名が記述されていない。さらにはいずれの史料も記述の典拠が不明なため、これらの史料から揺れの場所を特定することはできない。

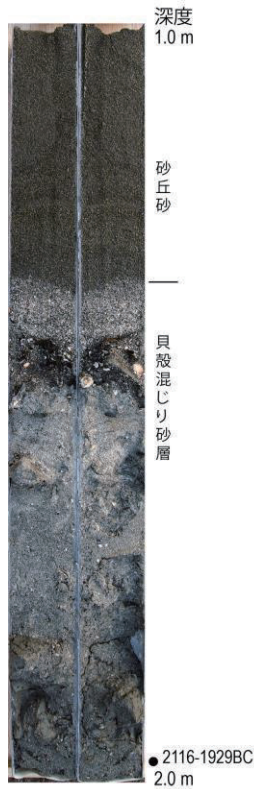
3. 【相模トラフ】房総半島南部沿岸から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

3.1. 目的と背景

相模トラフで発生するプレート境界地震 (関東地震) については、再来間隔や規模などについて不明な点が多い。その大きな理由は、歴史上確定している関東地震が 1923 年大正と 1703 年元禄の 2 回に限られるためである。地震調査委員会 (2004) は館山市周辺などに分布する離水海岸地形などのデータに基づいて関東地震の平均発生間隔を推定しているが、いわゆる大正型関東地震の再来間隔は 200 ~ 400 年と大きなばらつきがある。また、相模トラフでは、大正型地震以外に元禄型地震の発生が知られているが、その再来間隔も 2 千数百年とされるだけで、詳細は明らかになっていない (例えば、宍倉、2003)。最近では津波堆積物の研究によって、元禄地震の前の関東地震の候補として、1293 (正応六または永仁元) 年鎌倉大地震 (Shimazaki et al., 2011) や 1495 年 (明応四



第 3 図 御宿低地の試料採取位置
Fig. 3 Coring sites in the Onjuku lowland.



第 4 図 ONJ-2 コア下部の層相と ^{14}C 年代値
Fig.4 Sedimentary facies and calibrated ^{14}C age in the lower part of Core ONJ-2.

水した波食台と考えられる階段状の地形が複数段にわたって見られるが、離水年代を示す直接の試料は得られていない。これらの地形が示す離水イベントの年代を推定するために、周辺で得られた地層試料の年代を測定した。

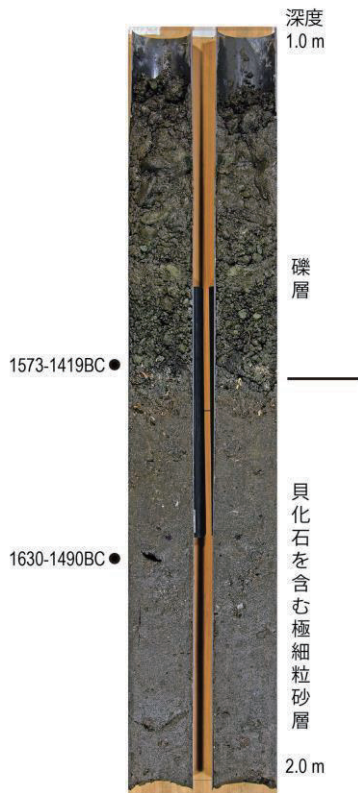
分析に供したコアは KYT-1, KYT-2, KYT-3, KYT-4, KYT-5, KYT-7, KYT-8, KYT-9 の 8 本である (第 5 図)。掘削深度は 2 ~ 3 m で、多くのコアは下部の貝化石を含む内湾性の砂層と、それを覆う河川および湿地の地層からなる (第 6 図)。そこで海成層の上限の年代 (離水年代) を決めるための年代測定を行った。

3.2.3 正木・大芝地区

この地域では完新世の海岸段丘が明瞭である。この地域の南側で行われた中田ほか (1980) や川上・穴倉 (2006) の地形区分と比較すると、内陸側の正木地区に分布するものは沼Ⅱ面群に、海側の大芝地区に分布するものは沼Ⅲ面群と沼Ⅳ面に相当すると考えられる。沼Ⅳ面は 1703 年元禄地震で隆起したとされる (たとえば、松田ほか, 1974 ; 穴倉, 2000)。しかし、正木・大芝地区の段丘については直接には年代測定が行われていない。本研究では、段丘の離水時期を解明することを主目的に年代測定を行った。



第5図 香地区の掘削地点
Fig. 5 Coring sites at the Koyatsu area.



第6図 KYT-5 コア下部の層相と¹⁴C年代値
Fig. 6 Sedimentary facies and calibrated¹⁴C age in the lower part of Core KYT-5.

分析に供したコアは TYMB-3 (深度 4.0 m), TYMB-4 (深度 4.0 m), TYMB-5 (深度 3.0 m), TYMB-6 (深度 7.0 m), TYMB-7 (深度 5.0 m) の5本である (第7図)。

コア TYMB-3 と TYMB-4 は沼Ⅱ面群, コア TYMB-5, TYMB-6, TYMB-7 は沼Ⅲ面群の上から掘削された。コア TYMB-7 は元禄地震直前まで海岸を縁取っていた砂丘上にあり, この砂丘は元禄地震の一つ前の地震隆起で離水した可能性がある。

コア TYMB-3, TYMB-4, TYMB-5 は浅海で堆積したと考えられる砂層あるいは砂礫層と, それを覆う浜堤や湿地の堆積物からなる。コア TYMB-6 は, 下位の貝化石などを含む粘土層と, それを覆う砂礫層などからなる。コア TYMB-7 は, 浅海で堆積した貝化石を含む細粒砂層と, それを覆う砂礫層・砂層 (沿岸砂州および浜堤) からなる (第8図)。

測定試料にはできる限り地層の堆積年代を正確に示していると考えられる試料 (移動や埋積までの滞留時間が少ないと判断される植物の葉や生息姿勢を保った貝化石など) を用いた。測定は株式会社パレオ・ラボに依頼し, 加速器質量分析計 (AMS) で行った。測定結果は暦年補正を行った。



第 7 図 正木・大芝地区の掘削地点
Fig. 7 Coring sites at the Masaki and Oshiba area.



第 8 図 TYMB-7 コア下部の層相と ¹⁴C 年代値
Fig. 8 Sedimentary facies and calibrated ¹⁴C age
in the lower part of Core TYMB-7.

3.3 測定結果

測定結果を第 1 表に示す。御宿ではコア ONJ-1 と ONJ-2 で海成層から 2000BC 頃の値が得られ、こ

れよりやや後に離水したことが推定される。香地区では 3600BC 頃から 160BC 頃にわたる年代データが得られた。コア KYT-5 では海成層最上部の年代は 1500BC 頃と推定された。しかし、海成層には河川による侵食が認められるため、この値が離水年代に相当するかどうかは更に検討が必要である。正木・大芝地区では 6000BC 頃から 750AD 頃までの年代データが得られた。コア TYMB-7 では内湾堆積物の最上部から 660-750AD の年代値が得られた(第 8 図)。この地点が離水したのは、それよりやや後と推定される。ただし、この値は館山市周辺でのローカルリザーバ効果を含んでいるので、正確な離水年代の推定にはさらなる分析が必要である。

今後は、他のデータとも総合しつつ、地震に関連する地殻変動の広がりや津波堆積物の分布を確認し、地震の繰り返し間隔や規模などの推定を進める予定である。

4. 【南海トラフ】

4.1 静岡県沿岸から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

4.1.1 目的と背景

2011 年東北地方太平洋沖地震を受けて、南海トラ

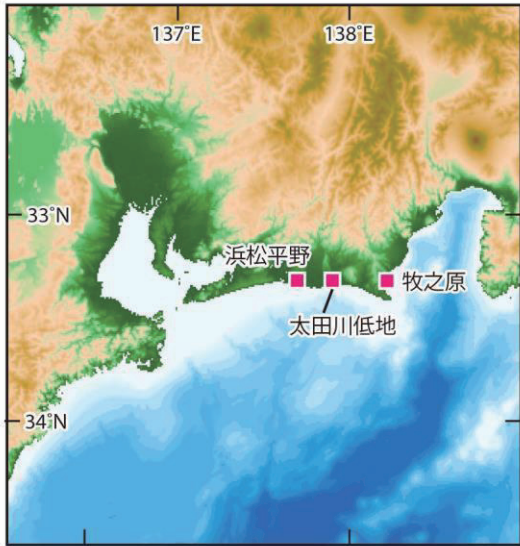
第1表 房総半島南部から得られた¹⁴C年代値
Table 1 Radiocarbon ages from the southern Boso Peninsula.

地域	測定番号	コア名	深度 (cm)	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C年代 (yrBP \pm 1 σ)	暦年代	
							1 σ	2 σ
御宿低地	PLD-26259	ONJ-1	183	オニアサリ	1.70 \pm 0.21	3900 \pm 20	1957(68.2%)1881BC	2012(95.4%)1855BC
御宿低地	PLD-26260	ONJ-2	197	ダンバイキサゴ	3.75 \pm 0.17	3970 \pm 20	2066(68.2%)1957BC	2116(95.4%)1929BC
御宿低地	PLD-26261	ONJ-7	104	植物片	-25.48 \pm 0.30	1715 \pm 20	260(17.9%)279AD 326(50.3%)382AD	254(32.9%)303AD 315(62.5%)390AD
御宿低地	PLD-26262	ONJ-7	261	植物の茎	-28.94 \pm 0.37	2140 \pm 25	338(4.1%)329BC 204(50.0%)154BC 136(14.1%)114BC	350(13.9%)307BC 210(80.1%)90BC 72(1.4%)61BC
香地区	Beta-374979	KYT-1	168	二枚貝	1.3	2520 \pm 30	310-180BC	340-160BC
香地区	PLD-26252	KYT-1	231	ウニ	1.67 \pm 0.19	4055 \pm 20	2191(68.2%)2094BC	2223(95.4%)2028BC
香地区	PLD-26253	KYT-1	314	木片(枝)	-26.63 \pm 0.18	3800 \pm 20	2285(37.3%)2247BC 2235(30.9%)2201BC	2294(84.6%)2195BC 2174(10.8%)2145BC
香地区	PLD-26254	KYT-2	175	木片(枝)	-17.20 \pm 0.18	3835 \pm 20	2336(7.7%)2323BC 2308(24.8%)2274BC 2256(35.7%)2209BC	2435(1.6%)2420BC 2405(4.6%)2378BC 2350(89.2%)2201BC
香地区	Beta-374980	KYT-2	224	松笠	-25.0	3570 \pm 30	1950-1890BC	2010-2000BC 1980-1880BC 1840-1830BC
香地区	Beta-374981	KYT-2	285	炭化物(枝)	-28.7	3620 \pm 30	2030-1940BC	2110-2100BC 2040-1900BC
香地区	PLD-26255	KYT-3	141	木片	-27.03 \pm 0.24	3085 \pm 20	1406(26.4%)1376BC 1347(41.8%)1304BC	1415(95.4%)1286BC
香地区	PLD-26256	KYT-4	227	ゴイスギガイ	3.48 \pm 0.28	3705 \pm 25	1711(68.2%)1626BC	1754(95.4%)1593BC
香地区	PLD-26251	KYT-5	136	ホソウミオニナ	2.05 \pm 0.20	3555 \pm 20	1524(68.2%)1447BC	1573(95.4%)1419BC
香地区	Beta-374982	KYT-5	159	ゴイスギガイ	1.9	3620 \pm 30	1600-1510BC	1630-1490BC
香地区	PLD-26257	KYT-7	227	球果	-28.71 \pm 0.17	1155 \pm 20	778(7.6%)790AD 830(3.4%)838AD 867(31.3%)900AD 921(26.0%)950AD	776(9.3%)793AD 801(53.4%)904AD 917(32.7%)966AD
香地区	Beta-374983	KYT-8	228	サクラガイ	0.0	3880 \pm 30	1930-1860BC	1960-1840BC
香地区	PLD-26258	KYT-9	193	植物片	-24.98 \pm 0.18	4790 \pm 20	3637(8.9%)3631BC 3578(6.3%)3573BC 3567(53.0%)3536BC	3641(14.9%)3625BC 3600(80.5%)3525BC
香地区	Beta-374984	KYT-9	230	ヒメカノコアサリ	1.5	4950 \pm 30	3350-3320BC	3360-3300BC
正木・大芝地区	PLD-26263	TYMB-3	350	葉など	-27.59 \pm 0.17	3210 \pm 20	1501(68.2%)1451BC	1514(95.4%)1432BC
正木・大芝地区	PLD-26264	TYMB-4	368	枝	-15.70 \pm 0.23	3300 \pm 20	1615(14.6%)1600BC 1586(53.6%)1534BC	1628(95.4%)1521BC
正木・大芝地区	PLD-26265	TYMB-5	84	葉	-28.01 \pm 0.25	2195 \pm 20	354(46.8%)291BC 232(21.4%)204BC	361(95.4%)197BC
正木・大芝地区	PLD-26266	TYMB-6	309	木片	-27.31 \pm 0.19	1085 \pm 20	902(22.7%)920AD 962(45.5%)991AD	896(29.3%)928AD 940(66.1%)1013AD
正木・大芝地区	PLD-26267	TYMB-6	683	ウニ	0.55 \pm 0.23	7905 \pm 25	6443(68.2%)6390BC	6472(95.4%)6358BC
正木・大芝地区	Beta-374985	TYMB-7	483	クチベニガイ	0.6	1690 \pm 30	680-720AD	660-750AD

フでも類似した規模の地震・津波が発生する可能性が内閣府によって想定された(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011, 2012a, b). しかし, そのような超巨大な地震・津波の発生は歴史記録からは知られておらず, それが本当に起き得るかを検討するには, より時間スケールを広げた地質学的な検証が必要である. また, 南海トラフで起きた地震・津波の規模を具体的に示す情報は, 特に中世以前について少ない. 地震の再来間隔も必ずしも明確ではなく, 東海地震と南海地震はペアで発生した事例が多いものの, どちらか片方しか確認されていない地震もある. 将来発生する

地震・津波の具体的な規模やその時期などの予測には, 過去に発生した地震や津波の規模, 再来間隔を出来るだけ長期間にわたって詳細に解明して行くことが必要である.

津波の遡上範囲(津波規模の指標)の推定には, 津波発生時の海岸線の位置を復元する必要があるが, そうした情報はこれまで殆ど得られていない. また, 震源の位置や広がり(地震規模の指標)の推定には地震と関連する地殻変動(海岸の上下変動)も重要な指標となるが, そうした情報も江戸時代以前については不足している. こうした課題を解決するために, 活断



第 9 図 静岡県における調査位置図
Fig. 9 Map Showing the study areas in Shizuoka Prefecture.

層・地震研究センターでは静岡県沿岸などでボーリング調査などを行い、古地震と津波堆積物の研究を進めてきた。本報告では平成 24 年度に行った堆積物試料の ^{14}C 年代測定の結果を報告する。測定を行った試料は、南海トラフ東部および駿河トラフに面した海岸の低地で採取されたものである(第 9 図)。浜松平野西部、牧之原市(榛原低地, 相良低地)ではボーリング調査、太田川低地ではボーリング調査と露頭調査で得られた

試料を対象とした。

4.1.2 解析内容

4.1.2.1 榛原低地, 相良低地

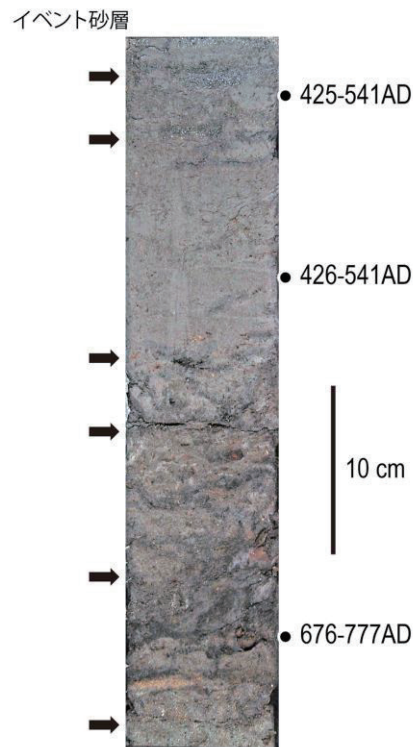
本地域の平野の形成時期はよく分かっていない。そこで過去の海岸線の位置と地殻変動の検出, 津波堆積物の年代解明を目的として年代測定を行った。

榛原低地のコア HIB-4 (深度 7 m) は、現在の海岸から 1.0 km の地点で採取されたものである(第 10 図)。コア試料は下位の海浜堆積物(砂礫層)とそれを覆う湿地の堆積物(有機質の粘土層)からなる。湿地堆積物には層厚 1 cm 前後の砂層が複数検出され、これらは津波堆積物の可能性がある(第 11 図)。これらの砂層の上下で年代測定を行った。

相良低地のコア SGB-1 (深度 11 m), SGB-2 (深度 7 m) は現在の海岸から 0.6 ~ 0.8 km の湿地跡で採取されたものである(第 10 図)。コア試料は下位の粘土層やそれを覆う砂層・礫層の互層からなる。測定試料には、できる限り地層の堆積年代を正確に示していると考えられる試料(移動や埋積までの滞留時間が少ないと判断される植物の葉など)を用いた。測定は株式会社パレオ・ラボに依頼し、加速器質量分析計(AMS)で行った。測定結果は暦年補正を行った。



第 10 図 榛原・相良低地の掘削地点
Fig. 10 Coring sites in the Haibara and Sagara lowlands.



第 11 図 コア HIB-4 に見られるイベント砂層と年代測定値
Fig. 11 Event sand layers and ^{14}C ages in the Core HIB-4.



第 12 図 太田川低地における試料採取位置
Fig. 12 Sampling sites in the Otagawa lowland.

4.1.2.2 太田川低地

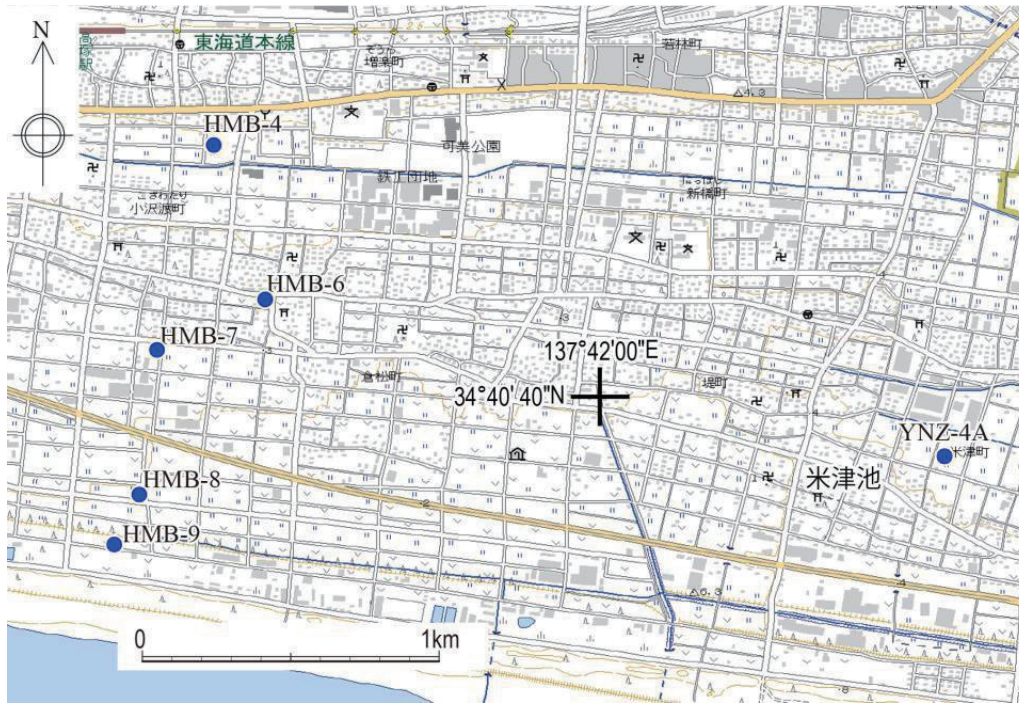
この平野は過去約 7000 年の間に内陸から海側へ広がったものである（たとえば、渡辺，1995）。ここでも過去の海岸線の位置と地殻変動の検出を主目的として、4 本のボーリングコア（第 12 図）について年代測定を行った。コア OTB-1（深度 25 m）、OTB-2（深度 25 m）、OTB-7（深度 25 m）、OTB-6（深度 15 m）は現在の海岸からそれぞれ 3.8 km、3.0 km、2.9 km、0.5 km 内陸で掘削された。

コア試料は下位の海成の泥層および砂層（貝化石などを含む）と、それを覆う浜堤および湿地の堆積物からなる。海成砂層の最上部には、前浜堆積物（後述）が挟まることがある。前浜堆積物の年代（それが無い場合は、海成層の上限の年代）を決めるために年代測定を行った。堤間湿地において簡易ボーリングマシンで掘削されたコア OTL-19、OTL-20、OTL-21（第 12 図）については、津波堆積物の可能性がある砂層を対象に年代測定を行った。また、太田川低地では藤原ほか（2012）によって河川工事で開削された法面から 4 枚の津波堆積物が記載され年代測定値が報告されている。このうち年代値に誤差の大きい 2 枚について、より正確な年代を推定するために法面から追加試料を採取して年代測定を行った。

4.1.2.3 浜松平野

この平野は西部で海—陸方向に約 4 km の幅があり、過去約 7000 年間に内陸から海側へ堆積が進んで広がったものである（たとえば、松原，2000）。しかし過去の海岸線の位置の変遷はよく分かっていない。浜松平野では海岸線の位置と地殻変動の検出を主目的として、5 本のコアについて年代測定を行った（第 13 図）。コア HMB-4（深度 12 m）、HMB-6（深度 15 m）、HMB-7（深度 15 m）、HMB-8（深度 12 m）、HMB-9（深度 15 m）は現在の海岸からそれぞれ 1.7 km、1.2 km、1.0 km、0.5 km、0.35 km 内陸の地点で掘削された。

コア試料は下位の海成砂層（波浪や海流による堆積構造や貝化石などを含む）と、それを覆う浜堤および湿地の堆積物からなる。海成砂層の最上部には、多くの場合、波打ち際で堆積した前浜堆積物が挟まる。それは特徴的な生痕化石や堆積構造によって上下の地層から区別できる（第 14 図）。前浜堆積物は当時の海岸線がそこにあったことの証拠であり、その高さは旧海面高度を示している。前浜堆積物の年代を決めるために、上下の地層から採取した試料を測定した。また、かつての池跡で採取されたコア YNZ-4A に挟まる津波堆積物の可能性がある砂層についても年代測定を行った。



第 13 図 浜松平野西部でのコア試料の採取位置
Fig. 13 Coring sites in the western Hamamatsu plain.



第 14 図 HMB-7 コアで得られた旧海面高度を示す地層。
潮間帯に棲むゴカイの生痕化石（細く白い管状の化石）を含む。

Fig. 14 Foreshore sand bed suggesting the former sea level in the Core HMB-7
Small white tubular burrows of *Macaronichmus segregatis*-like traces characterize this facies.

4.1.3 測定結果

測定結果を第 2 表に示す。かつての海岸線の位置と地殻変動については、浜松では過去約 5000 年間、太田川低地では過去約 8000 年間、相良低地では過去約 5000 年間について地層の年代情報が得られた。

太田川低地の津波堆積物については、主要な露頭

の写真と測定位置を第 15 図に示す。測定を行ったうち古い方（下位）の砂層からは 7 世紀後半から 8 世紀初頭までの年代値が得られ、全体を総合すると 7 世紀末から 8 世紀初頭の堆積が推定される。その上位の砂層からは 8 世紀後半から 9 世紀末頃の年代値が得られた。これら 2 枚の津波堆積物は、藤原ほか（2012）のデータも総合すると、南海トラフで発生した 684 年白鳳地震、887 年仁和地震に相当すると考えられる。

今後は、他のデータとも総合しつつ、地震に関連する地殻変動の広がりや津波堆積物の分布を確認し、地震の繰り返し間隔や規模などの推定を進める予定である。

4.2 和歌山県串本町から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

4.2.1 目的と背景

和歌山県串本町は南海トラフ沿いで発生する東南海地震と南海地震の震源域のセグメント境界付近に位置し、両地震による津波の影響をくり返し受けてきた地域である。歴史上の南海トラフ沿いの地震は概ね 100 年～150 年間隔で発生しているが、過去数千年以上を通じた履歴や規模については十分に解明されているとは言い難く、特に紀伊半島南部では、これまで先史時代の津波に関する履歴調査はほとんど行われて

第2表 静岡県における年代測定結果
Table 2 Radiocarbon ages from Shizuoka Prefecture.

目的	地域	測定番号	コア名	深度 (cm)	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C 年代 (yrBP \pm 1 σ)	暦年代	
								1 σ	2 σ
1,2,3	浜松平野	PLD-25021	HMB-4	291	植物片	-29.80 \pm 0.22	3390 \pm 25	1737(22.5%)1715BC 1695(43.2%)1658BC 1649(2.5%)1646BC	1745(95.4%)1628BC
1,2,3	浜松平野	PLD-25022	HMB-4	338	木片	-30.01 \pm 0.18	3635 \pm 25	2031(68.2%)1957BC	2127(10.1%)2090BC 2045(85.3%)1926BC
2,3	浜松平野	PLD-25023	HMB-4	507	木片	-33.61 \pm 0.12	3635 \pm 20	2029(68.2%)1963BC	2122(7.1%)2093BC 2043(88.3%)1937BC
2,3	浜松平野	PLD-25024	HMB-4	554	木片	-25.84 \pm 0.22	3615 \pm 25	2021(27.2%)1992BC 1984(41.0%)1942BC	2034(95.4%)1903BC
2,3	浜松平野	PLD-25025	HMB-4	616	木片	-28.43 \pm 0.19	3635 \pm 20	2028(68.2%)1966BC	2121(5.8%)2094BC 2041(89.6%)1937BC
2,3	浜松平野	PLD-24909	HMB-6	205	果実(ウキヤガラ)	-25.64 \pm 0.24	1755 \pm 20	245(16.6%)260AD 280(51.6%)325AD	232(95.4%)341AD
2	浜松平野	PLD-24910	HMB-7	1170	木片	-23.12 \pm 0.24	3735 \pm 20	2198(33.4%)2166BC 2151(16.7%)2133BC 2082(18.1%)2059BC	2204(64.3%)2120BC 2095(31.1%)2041BC
2	浜松平野	PLD-24911	HMB-7	1396	炭化物	-25.83 \pm 0.25	4220 \pm 20	2891(45.0%)2871BC 2802(23.2%)2779BC	2898(52.3%)2861BC 2809(39.1%)2757BC 2720(4.0%)2706BC
2	浜松平野	PLD-24912	HMB-7	1435-1440	キサゴ	1.36 \pm 0.34	4720 \pm 25	3042(68.2%)2936BC	3084(95.4%)2906BC
2	浜松平野	PLD-24913	HMB-7	1470	カシパンウニ	0.56 \pm 0.38	4950 \pm 25	3365(68.2%)3313BC	3456(95.4%)3281BC
2,3	浜松平野	PLD-24914	HMB-8	170	木片	-27.36 \pm 0.26	2125 \pm 20	196(42.7%)149BC 141(25.5%)112BC	335(0.6%)330BC 204(90.0%)87BC 79(4.8%)56BC
2	浜松平野	PLD-24915	HMB-8	1120-1126	葉	-30.62 \pm 0.35	2315 \pm 20	401(68.2%)386BC	406(95.4%)369BC
2	浜松平野	PLD-24916	HMB-8	1190	植物片	-26.03 \pm 0.24	2965 \pm 20	1217(28.0%)1188BC 1181(22.1%)1157BC 1146(18.1%)1129BC	1259(2.6%)1246BC 1234(92.8%)1117BC
2	浜松平野	PLD-24917	HMB-9	1100	葉	-29.30 \pm 0.37	2210 \pm 20	358(6.8%)348BC 318(26.9%)281BC 257(34.5%)208BC	361(95.4%)203BC
2	浜松平野	PLD-24918	HMB-9	1147	炭化物	-29.99 \pm 0.38	2205 \pm 20	357(8.6%)345BC 323(30.2%)283BC 256(5.7%)246BC 235(23.7%)205BC	361(95.4%)202BC
2	浜松平野	PLD-24919	HMB-9	1244-1237	炭化物	-25.69 \pm 0.36	2890 \pm 20	1113(64.5%)1042BC 1036(3.7%)1031BC	1189(1.4%)1180BC 1156(1.2%)1147BC 1129(92.8%)1004BC
1	浜松平野	PLD-23976	YNZ-4A	138	球果	-26.27 \pm 0.20	500 \pm 20	1415(68.2%)1435AD	1410(95.4%)1440AD
2,3	太田川低地	PLD-25027	OTB-1	351	炭化物	-26.80 \pm 0.15	3625 \pm 20	2022(33.6%)1990BC 1985(34.6%)1952BC	2112(1.4%)2101BC 2036(94.0%)1916BC
2,3	太田川低地	PLD-23972	OTB-1	786-800	マテガイ(合弁)	-0.56 \pm 0.18	6535 \pm 25	5161(68.2%)5056BC	5197(95.4%)5018BC
2,3	太田川低地	PLD-23973	OTB-1	924	植物片	-24.27 \pm 0.17	6360 \pm 25	5365(68.2%)5316BC	5466(6.4%)5436BC 5426(3.5%)5405BC 5384(85.5%)5301BC
2	太田川低地	PLD-23974	OTB-1	1033	巻き貝(カワアイ)	0.70 \pm 0.15	6870 \pm 25	5474(68.2%)5410BC	5496(95.4%)5366BC
2	太田川低地	PLD-23975	OTB-1	1170	イボキサゴ	2.45 \pm 0.17	7145 \pm 25	5694(68.2%)5632BC	5721(95.4%)5611BC
2	太田川低地	PLD-23977	OTB-1	2110-2120	キサゴほか	-1.82 \pm 0.17	8215 \pm 25	6825(68.2%)6683BC	6921(95.4%)6644BC
2	太田川低地	PLD-23978	OTB-1	2223	炭化木片	-25.88 \pm 0.17	7990 \pm 30	7041(17.0%)7002BC 6971(26.6%)6913BC 6883(24.6%)6830BC	7050(94.3%)6805BC 6788(1.1%)6778BC
2,3	太田川低地	PLD-24920	OTB-2	94	炭化物	-25.98 \pm 0.44	900 \pm 20	1047(39.1%)1089AD 1122(12.7%)1139AD 1148(16.5%)1167AD	1040(48.5%)1109AD 1116(46.9%)1207AD
2,3	太田川低地	PLD-24921	OTB-2	309	植物片	-27.11 \pm 0.37	3790 \pm 20	2281(31.1%)2249BC 2232(26.2%)2198BC 2165(10.9%)2151BC	2291(74.2%)2190BC 2181(21.2%)2141BC
2,3	太田川低地	PLD-24922	OTB-2	376	炭化物	-27.50 \pm 0.26	4960 \pm 20	3766(68.2%)3705BC	3787(90.8%)3693BC 3681(4.6%)3665BC
2,3	太田川低地	PLD-25028	OTB-6	419	木片	-29.58 \pm 0.20	910 \pm 20	1047(41.6%)1090AD 1122(14.7%)1139AD 1148(11.8%)1162AD	1036(95.4%)1184AD

第 2 表 静岡県における年代測定結果 (続き)

Table 2 (Continued) Radiocarbon ages from Shizuoka Prefecture.

目的	地域	測定番号	コア名	深度 (cm)	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	暦年代	
								1 σ	2 σ
2,3	太田川低地	PLD-24924	OTB-7	363	炭化物	-26.21 ± 0.27	3830 ± 25	2332(3.2%)2326BC 2300(22.4%)2271BC 2259(42.7%)2207BC	2431(0.7%)2423BC 2403(3.2%)2381BC 2349(91.5%)2199BC
2,3	太田川低地	PLD-24925	OTB-7	499	炭化物	-23.13 ± 0.21	5260 ± 20	4222(7.6%)4210BC 4156(16.3%)4133BC 4067(24.4%)4037BC 4021(19.9%)3996BC	4229(11.9%)4201BC 4170(22.4%)4127BC 4120(5.2%)4096BC 4081(55.9%)3987BC
1	太田川低地	PLD-25016	OTL-19	95	炭化物	-30.04 ± 0.18	920 ± 20	1046(42.0%)1094AD 1120(18.0%)1141AD 1147(8.2%)1157AD	1037(95.4%)1163AD
1	太田川低地	PLD-25017	OTL-20	176	炭化物	-27.46 ± 0.17	980 ± 20	1020(52.7%)1043AD 1105(15.5%)1118AD	1016(58.2%)1050AD 1084(30.0%)1125AD 1136(7.2%)1151AD
1	太田川低地	PLD-25018	OTL-20	194	炭化物	-28.95 ± 0.26	1310 ± 20	664(53.3%)690AD 750(14.9%)761AD	659(72.1%)716AD 743(23.3%)766AD
1	太田川低地	PLD-25019	OTL-21	93	炭化物	-29.20 ± 0.14	390 ± 20	1450(68.2%)1485AD	1445(84.0%)1513AD 1601(11.4%)1617AD
1	太田川低地	PLD-25020	OTL-21	120	炭化物	-27.32 ± 0.16	420 ± 20	1443(68.2%)1463AD	1436(95.4%)1485AD
1	太田川低地	PLD-23982	20130515-2	工事法面	木の枝	-27.90 ± 0.22	1175 ± 20	782(5.3%)789AD 812(28.3%)846AD 856(34.6%)891AD	778(91.2%)896AD 925(4.2%)938AD
1	太田川低地	PLD-23983	20130515-4	工事法面	炭化木片	-28.78 ± 0.21	1330 ± 20	658(68.2%)683AD	651(85.8%)708AD 747(9.6%)766AD
1	太田川低地	PLD-23984	20130515-5	工事法面	炭化木片	-27.00 ± 0.17	1230 ± 20	720(17.4%)742AD 769(39.9%)819AD 842(10.8%)859AD	694(1.3%)701AD 708(23.4%)748AD 766(70.7%)878AD
1	太田川低地	PLD-23985	20130515-6	工事法面	炭化木片	-28.19 ± 0.24	1175 ± 20	782(5.3%)789AD 812(28.3%)846AD 856(34.6%)891AD	778(91.2%)896AD 925(4.2%)938AD
1	太田川低地	PLD-23986	20130515-7	工事法面	炭化木片	-28.91 ± 0.21	1175 ± 20	783(5.0%)789AD 812(28.0%)845AD 857(35.2%)891AD	778(91.7%)895AD 925(3.7%)937AD
1	相良低地	PLD-24923	SGB-1	199	炭化物	-28.52 ± 0.24	5645 ± 25	4504(68.2%)4453BC	4543(90.6%)4446BC 4420(4.8%)4398BC
1	相良低地	PLD-25026	SGB-1	146	木片	-29.65 ± 0.13	210 ± 20	1660(16.6%)1669AD 1780(36.9%)1798AD 1944(14.6%)...	1650(29.9%)1681AD 1763(47.6%)1802AD 1938AD(17.9%)...
1,2,3	相良低地	PLD-25029	SGB-2	645	炭化物	-26.94 ± 0.12	6210 ± 25	5221(12.9%)5205BC 5166(55.3%)5077BC	5291(9.2%)5243BC 5232(19.4%)5195BC 5181(66.8%)5061BC
1,2,3	榛原低地	PLD-25030	HIB-4	250.5	炭化物	-27.71 ± 0.15	1570 ± 20	430(42.7%)476AD 484(9.1%)494AD 509(9.1%)519AD 528(7.4%)536AD	425(95.4%)541AD
1,2,3	榛原低地	PLD-25031	HIB-4	266.5	炭化物	-26.85 ± 0.13	1570 ± 20	430(44.4%)477AD 483(9.6%)493AD 510(7.2%)518AD 528(7.0%)536AD	426(95.4%)541AD
1,2,3	榛原低地	PLD-25032	HIB-4	283	炭化物	-29.64 ± 0.20	1255 ± 20	695(6.0%)700AD 710(53.6%)746AD 764(8.6%)770AD	676(94.7%)777AD 793(0.7%)800AD



第 15 図 太田川の工事露頭で見られる津波堆積物と年代測定値
Fig. 15 Tsunami deposits outcropping at the excavated slope along the Otagawa River.

いない。

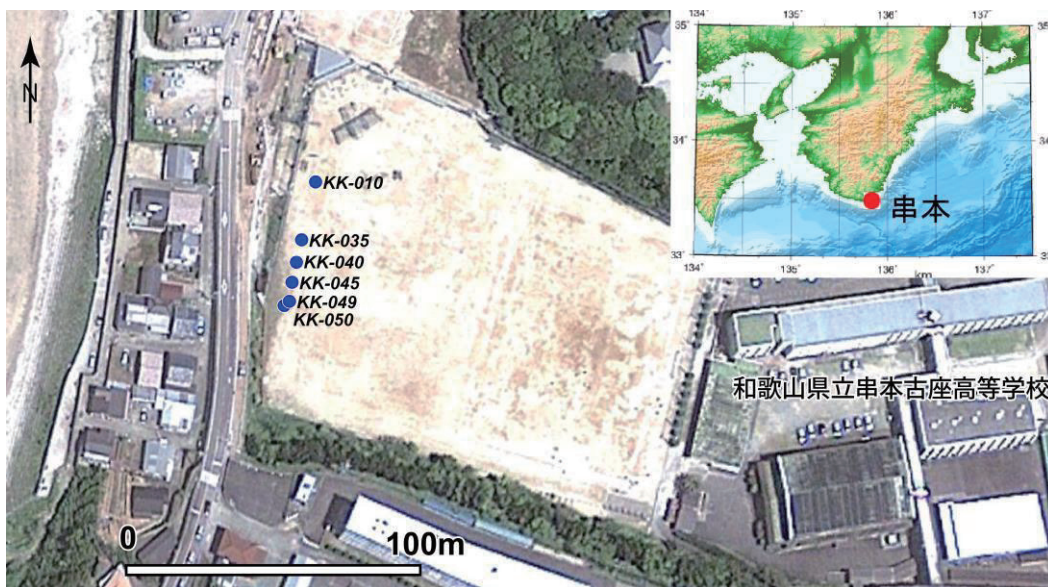
そこで平成 23 年度第 3 次補正予算に伴う複合地質リスク評価プロジェクトの一環として、平成 24 年 12 月に和歌山県立串本古座高等学校敷地内において、津波堆積物の検出を目的としたボーリング調査を実施した。本報告では、そこで得られた柱状試料について、

年代測定を実施した結果について報告する。

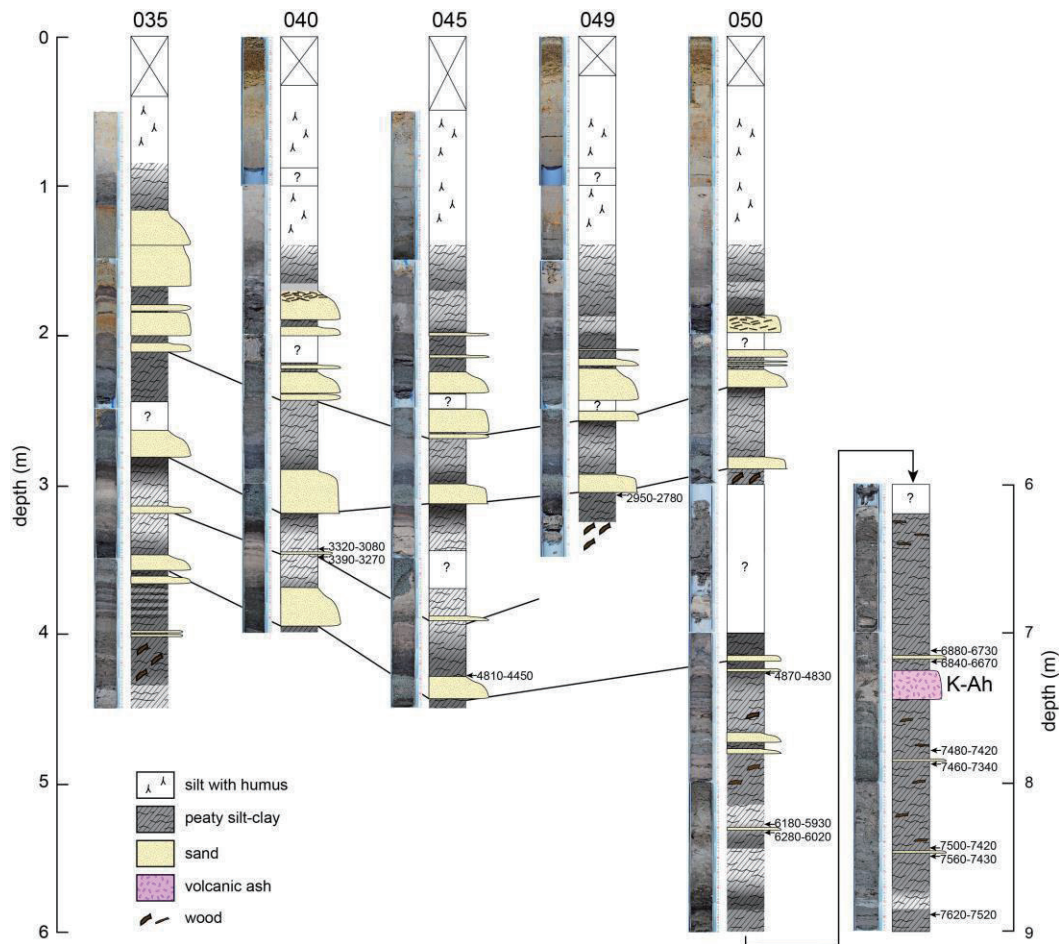
掘削地点は紀伊半島南端の潮岬を結ぶ陸繋島砂洲の様相を呈する低地上にあり、標高は 5.8 m である。この地点は笠島遺跡と呼ばれる弥生後期以降の遺跡があり、これまでの発掘調査で土器などの他に木船も発見されている安井 (1969)。報告書の中には津波堆積物の可能性を示唆する砂礫層の存在も記述されている。

4.2.2 解析内容と結果

ボーリング柱状試料は合計 6 地点で採取されている (第 16 図)。コア径は 64 mm で、1 地点辺りの最大掘進長は 9 m である。最も北側に位置する KK-010 地点以外の 5 地点からは、腐植質のシルトおよび粘土層の中に、細粒～粗粒の砂層が挟まっている様子が観察される (第 17 図)。砂層は少なくとも 9 層確認されるが、一部の砂層はさらに細分できる可能性もあり、最大で 14 層まで識別できる。また KK-050 地点の深度 7.4 m 付近からは細粒火山灰が層厚 15 cm 以上で挟まっていることが確認され、火山ガラスの屈折率および主成分分析の結果、7300 年前頃に南九州の鬼界カルデラから噴出した鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) であることが明らかになった。年代測定試料はそれらの砂層の直上および直下の腐植質シルト～粘土層中に含まれる種子や葉、木片などおもに植物遺体を抽出した。その内訳は、KK-040 地点 (掘進長 4 m) から深度 343～345 cm, 348～350 cm, 395～397 cm の 3 試料、KK-045 地点 (掘進長 4.5m) から深度



第 16 図 和歌山県串本町におけるボーリング掘削地点 (Google Earth 使用)
Fig. 16 Coring site in Kushimoto, Wakayama Prefecture. (Using Google Earth).



第 17 図 和歌山県串本町で採取したボーリングコアの写真と柱状図
 Fig. 17 Photos and columnar sections of the obtained core samples.

428 ～ 429 cm の 1 試料, KK-049 地点 (掘進長 3.5 m) から深度 301 ～ 303 cm の 1 試料, KK-050 地点 (掘進長 9 m) から深度 425 ～ 426 cm, 528 ～ 530 cm, 533 ～ 535 cm, 711 cm, 718 ～ 720 cm, 778 cm, 787 cm, 846 ～ 847 cm, 848 ～ 849 cm, 889 ～ 890 cm の 10 試料の合計 15 試料である。これらは株式会社地球科学研究所を通じてベータアナリティック社に依頼し, 測定を行った。年代測定結果は第 3 表のとおりである。

今後, さらに年代測定値を追加していき, 各砂層の形成年代を推定していく予定である。また周辺地域での調査研究の結果と対比させながら南海トラフ沿いの巨大地震の履歴を解明していきたい。

5. 【琉球海溝】宮古島および伊良部島から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

5.1 目的と背景

琉球海溝沿いは, ほとんどが島嶼地域であるため,

古津波に関する記録は本州などに比べると限定的であり, 歴史的に明確なものは 1771 年 (明和八年) 八重山津波だけである。地形, 地質学的には津波石に関する調査研究があり (河名・中田, 1994 など), 宮古島や石垣島では過去約 6000 年間に巨礫を動かすような津波が少なくとも 6 回あったと推定されている。しかし, 細粒堆積物からなる津波堆積物の報告はほとんどない。そこで 2011 年度より 3 カ年に渡り, 文部科学省科学研究費補助金「石垣島・宮古島の津波堆積物の調査—巨大地震を繰り返す琉球海溝沈み込み (研究代表者: 安藤雅孝)」による津波堆積物調査が行われた。本報告では 2012 年 6 月に宮古島および伊良部島において実施した掘削調査で得られた堆積物試料について ^{14}C 年代測定を実施した結果について述べる。

5.2 調査内容と結果

^{14}C 年代測定の試料は宮古島南部の友利と宮古島に隣接する伊良部島 (Irabu-01 と Irabu-02 の 2 地点)

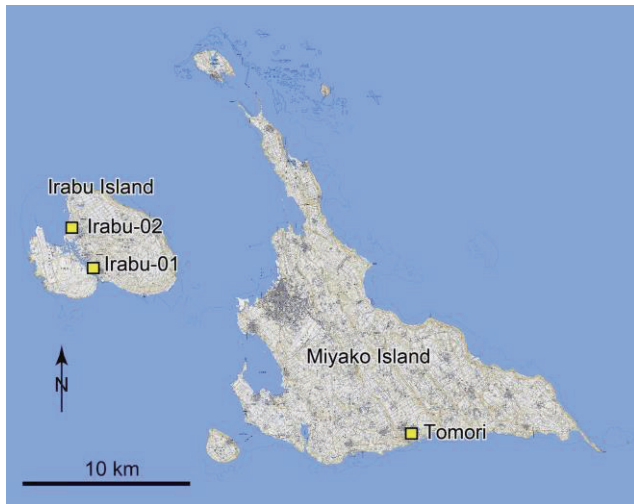
第3表 和歌山県串本町の年代測定結果. 較正プログラムは INTCAL09 使用.
Table 3 ^{14}C dating results. Calibrated by using INTCAL09.

sample name	depth (cm)	material	$\delta^{13}\text{C}$	conventional age (yBP)	calibrated age (cal yBP)	Lab. No.
KK040-343	343-345	seed	-27.8	2990 ± 30	3320-3310 3260-3080	Beta-375323
KK040-348	348-350	seed	-26.4	3120 ± 30	3390-3320 3290-3270	Beta-375324
KK040-395	395-397	seed	-26.1	3820 ± 30	4350-4330 4300-4150 4120-4100	Beta-375325
KK045-428	428-430	seed	-27.6	4100 ± 30	4810-4760 4700-4670 4650-4520 4460-4450	Beta-375326
KK049-301	301-303	seed	-27.2	2770 ± 30	2950-2780	Beta-375327
KK050-425	425-427	plant material	-26	4290 ± 30	4870-4830	Beta-375328
KK050-528	528-530	plant material	-29.2	5260 ± 30	6180-6150 6120-6080 6070-6040 6030-5930	Beta-375329
KK050-533	533-535	plant material	-27.3	5370 ± 30	6280-6230 6220-6180 6150-6110 6080-6060 6050-6020	Beta-375330
KK050-711	711	plant material	-29.5	5960 ± 30	6880-6730	Beta-375331
KK050-718	718-720	seed	-28.5	5930 ± 30	6840-6840 6830-6820 6800-6670	Beta-375332
KK050-778	778	leaf	-29.2	6530 ± 30	7480-7420	Beta-375333
KK050-787	787	leaf	-30.1	6500 ± 30	7460-7450 7440-7420 7350-7340	Beta-375334
KK050-846	846-847	leaf	-29.6	6550 ± 30	7500-7420	Beta-375335
KK050-848	848-849	plant material	-30.8	6580 ± 30	7560-7540 7510-7430	Beta-375336
KK050-889	889-890	plant material	-30.3	6720 ± 30	7620-7570 7530-7520	Beta-375337

で行われたピット掘削より合計9試料が得られている(第18図)。これらは株式会社地球科学研究所を通じてベータアナリティック社に依頼し、測定を行った。測定結果は第4表のとおりである。なお、貝殻片の試料に関しては、Marine Reservoir Correction Database (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/marine/>)を使用し、Hideshima et al. (2001)のデータに基づいて $\Delta R = 62 \pm 16$ としてローカルリザーバー効果の

較正を行った。

友利では標高約14 mにある友利元島遺跡のそばにおいて、深度1.4 mまでの地層を観察した(第19図)。イベント層とみられる層厚40~50 cmの貝殻片や土器片、細礫混じりの砂質シルトが、下位の無層理塊状の赤褐色シルト層を覆い、それをさらに褐色の土壌が覆っている様子が観察された。このイベント層中の2点の貝殻片の ^{14}C 年代は、それぞれ modern および



第 18 図 宮古島および伊良部島における掘削調査地点
Fig. 18 Survey sites in the Miyako and Irabu Islands.

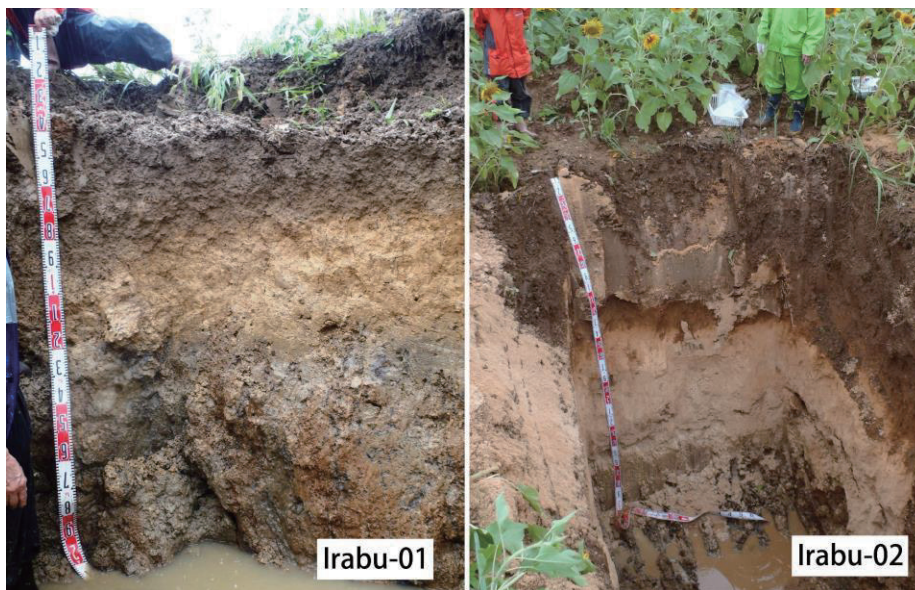


第 19 図 宮古島友利地区におけるピット掘削壁面の様子
Fig. 19 Photos of pit wall in Tomori, the Miyako Island.

AD 1670-1870 であった。

伊良部島では、Irabu-01 と 02 の 2 地点でピット掘削を行っており、いずれも下位の風化した泥岩～シルト岩を覆って貝殻片および礫混じりのシルト～砂層が観察された。Irabu-01 地点では、層厚 50～70 cm の上方細粒化するシルト～中粒砂層が、深度 160～170 cm で基盤岩を不整合で覆っており、上位のやや腐植質のシルト～粘土層へ遷移的に変化する（第 20 図）。基盤岩直上の深度 160 cm 付近の貝殻片は AD 1440-1610 を示すが、深度 140 cm 付近に含まれる木片は AD 390-540、深度 95 cm の貝殻片は AD 1170-1300 と古く、層位と年代が逆転している。Irabu-02 地点でも基盤岩を覆って、貝殻片お

よび礫混じりのシルト～粗粒砂層が上方細粒化して分布しており、基盤岩直上付近には偽礫も観察される（第 20 図）。層厚は 90～120 cm で、上位の腐植質土壌へ遷移する。深度 280cm, 190 cm, 140 cm, 105 cm の貝殻片からそれぞれ AD 390-580, AD 1460-1630, AD 1100-1280, AD 1310-1430 の年代が得られており、一部で層位と年代との逆転が見られる。今後は観察された地層がどのようなイベントを示すか、有孔虫分析等と併せて検討し、堆積年代について解明していく必要がある。



第 20 図 伊良部島におけるピット掘削壁面の様子
Fig. 20 Photos of pit wall in the Irabu Island.

第4表 宮古島および伊良部島における¹⁴C年代測定結果
Table 4 ¹⁴C dating results in the Miyako and Irabu Islands.

location name	location	sample name	Depth from GL	material	conventional age (yBP)	calender age (2σ)	Lab. code
Tomori	Tomori, Miyako, Okinawa 24°23'4.93"N 124°8'18.94"E	12061802-045	45	shell	modern	modern	Beta-375338
		12061802-080	80	shell	620 ± 30	AD 1670-1870	Beta-375339
Irabu-01	Irabu, Miyako, Okinawa 24°49'8.95" N 125°10'21.51" E (2.18 m TP)	12062001-095	95	shell	1230 ± 30	AD 1170-1300	Beta-375340
		12062001-140	140	wood	1620 ± 30	AD 390-540	Beta-375341
		12062001-160	160	shell	870 ± 30	AD 1440-1610	Beta-375342
Irabu-02	Irabu, Miyako, Okinawa 24°50'28.89" N 125°9'38.30" E (2.03 m TP)	12062101-105	105	shell	1050 ± 30	AD 1310-1430	Beta-375346
		12062002-140	140	shell	1270 ± 30	AD 1100-1280	Beta-375343
		12062002-190	190	shell	840 ± 30	AD 1460-1630	Beta-375344
		12062002-280	280	shell	1990 ± 30	AD 390-580	Beta-375345

文献

阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章 (1990) 仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定. 地震2, 43, 513-525.

Abe, T., Goto, K., and Sugawara, D. (2012) Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan, *Sediment. Geol.*, 282, 142-150.

藤原 治・青島 晃・北村晃寿・佐藤善輝・小野映介・谷川晃一郎・篠原和夫 (2012) 元島遺跡周辺(静岡県磐田市)で見られる4世紀から中世にかけての津波堆積物. 第29回歴史地震研究会(横浜大会)講演要旨集, 3.

Goto, K., et al. (2011) New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Mar. Geol.*, 290, 46-50.

羽鳥徳太郎 (2003) 1677年延宝房総沖地震の波高偏差. 歴史地震, 19, 1-7.

Hideshima, S., Matsumoto, E., Abe, O. and Kitagaawa, H. (2001) Northwest Pacific marine reservoir

correction estimated from annually banded coral from Ishigaki Island, Southern Japan, *Radiocarbon*, 43, 473-476.

石橋克彦 (2009) 歴史地震史料の全文データベース化. 地震2, 61, S509-S517.

地震調査委員会 (2004) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価, 31pp.

金子浩之 (2012) 宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価, 伊東の今・昔-, 伊東市史研究, 10, pp.102-124.

川上俊介・宍倉正展 (2006) 館山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 82p.

河名俊男・中田 高 (1994) サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球諸島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期, 地学雑誌, 103, 352-376.

松原彰子 (2000) 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73A, 409-434.

松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974) 元禄関東地震(1703年)の地学的研究, 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, ラテ

- イス, 175-192.
- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and march deposits - some examples from northeast Japan. *J. Geol.*, 99, 265-287.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y., and Iwashita, T. (2001) The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *J. Nat. Disaster Sci.*, 23, 83-88.
- Mori, N., Takahashi, T., and The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2012), Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku earthquake tsunami, *Coast Eng. J.*, 54.
- Nakajima, H. and Koarai, M. (2011) Assessment of Tsunami Flood Situation from the Great East Japan Earthquake. *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, 59, 55-66.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. *地理学評論*, 53, 29-44.
- Namegaya, Y. and Satake, K. (2014) Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophys. Res. Lett.*, DOI 10.1002/2013GL058678.
- 行谷佑一・矢田俊文 (2014) 史料に記録された中世における東日本太平洋沿岸の津波. *地震* 2, 66, 73-81.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2011) 南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012a) 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st_report.pdf.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012b) 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編—津波断層モデルと津波高・浸水域等について— http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.*, DOI10.1029/2012gl053692.
- Shimazaki, K., Kim, H., Chiba, T. and Satake, K. (2011) Geological Evidence of Recurrent Great Kanto Earthquakes at the Miura Peninsula, Japan, *Journal of Geophysical Research*, Vol.116, B12408, doi:10.1029/2011JB008639.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., and Namegaya, Y. (2013) Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 1473-1492.
- 穴倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた 1703 年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動, *歴史地震*, 16, 113-122.
- 穴倉正展 (2001) 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動, *活断層・古地震研究報告*, 1, 273-285.
- 穴倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル, *地震研究所彙報*, 78, 245-254.
- 穴倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一朗 (2012) 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界. *活断層・古地震研究報告*, 12, 45-61.
- Sugawara, D., Imamura, F., Goto, K., Matsumoto, H., and Minoura, K. (2013) The 2011 Tohoku-oki Earthquake Tsunami: Similarities and differences to the 869 Jogan Tsunami on the Sendai Plain. *Pure Appl. Geophys.*, 170, 831-843.
- 都司嘉宣・上田和枝 (1995) 慶長 16 年 (1611), 延宝 5 年 (1677 年), 宝暦 12 年 (1763), 寛政 5 年 (1793 年), および安政 3 年 (1856) の各三陸地震津波の検証. *歴史地震*, 11, 75-106.
- 山梨県 (2001) 山梨県史資料編 6 中世 3 上, 山梨日日新聞社, 1050 p.
- 安井良三編 (1969) 南紀串本笠嶋遺跡発掘調査報告, 笠嶋遺跡発掘調査報告書刊行会, 147p.
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 (第 2 版) 東京

大学出版会, 238p.

渡辺二三彦 (1995) 静岡県袋井市南部, 太田川低地の地形発達史. 季刊地理学, 47, 103-118.

北茨城市から得られた堆積物試料の放射性炭素年代

Radiocarbon ages of samples taken from Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture

澤井祐紀^{1*}・谷川晃一朗¹
Yuki Sawai^{1*} and Koichiro Tanigawa¹

Abstract: We dated sediment samples taken in 2012 fiscal year from Awano and Ashiarai, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture. We sieved samples using 250 μ m mesh and pick out plant macrofossils and charcoals under the binocular microscope. As the results of radiocarbon dating of the materials, we concluded that geoslice samples from Kitaibaraki had recorded event deposits in the last 7000 years.

Keywords: subduction zone earthquake, Geoslicer, Japan trench, Kitaibaraki City, radiocarbon dating
キーワード：海溝型地震，ジオスライサー，日本海溝，北茨城市，放射性炭素年代測定

1. はじめに

産総研が行った調査の結果，西暦 869 年に発生した貞観津波の波源は，少なくとも宮城県沖と福島県沖の領域を含むことが明らかになっている (Sawai et al., 2012). しかしながら，Sawai et al. (2012) 等で述べられているように，そこで明らかになった津波波源の断層は必要最小限の規模であり，その破壊領域の広がりが実際に北側や南側のどの程度まで達していたか

については明らかになっていない．また，西暦 1677 年延宝津波のように，当地域を襲ったとされる歴史津波の実態は必ずしも明らかにされておらず，この点からも古津波堆積物の調査が求められている．以上のような背景から，平成 24 年度に茨城県北茨城市の沿岸において大型ジオスライサーを用いた掘削調査を行った (澤井・谷川，2013) (第 1 図)．本報告では，得られた試料の放射性炭素年代測定値について報告する．



第 1 図 北茨城市におけるジオスライサーの採取地点。
Fig. 1 Index map showing geslice locations in Kitaibaraki City.

2. 堆積物の層相 (第 2 図)

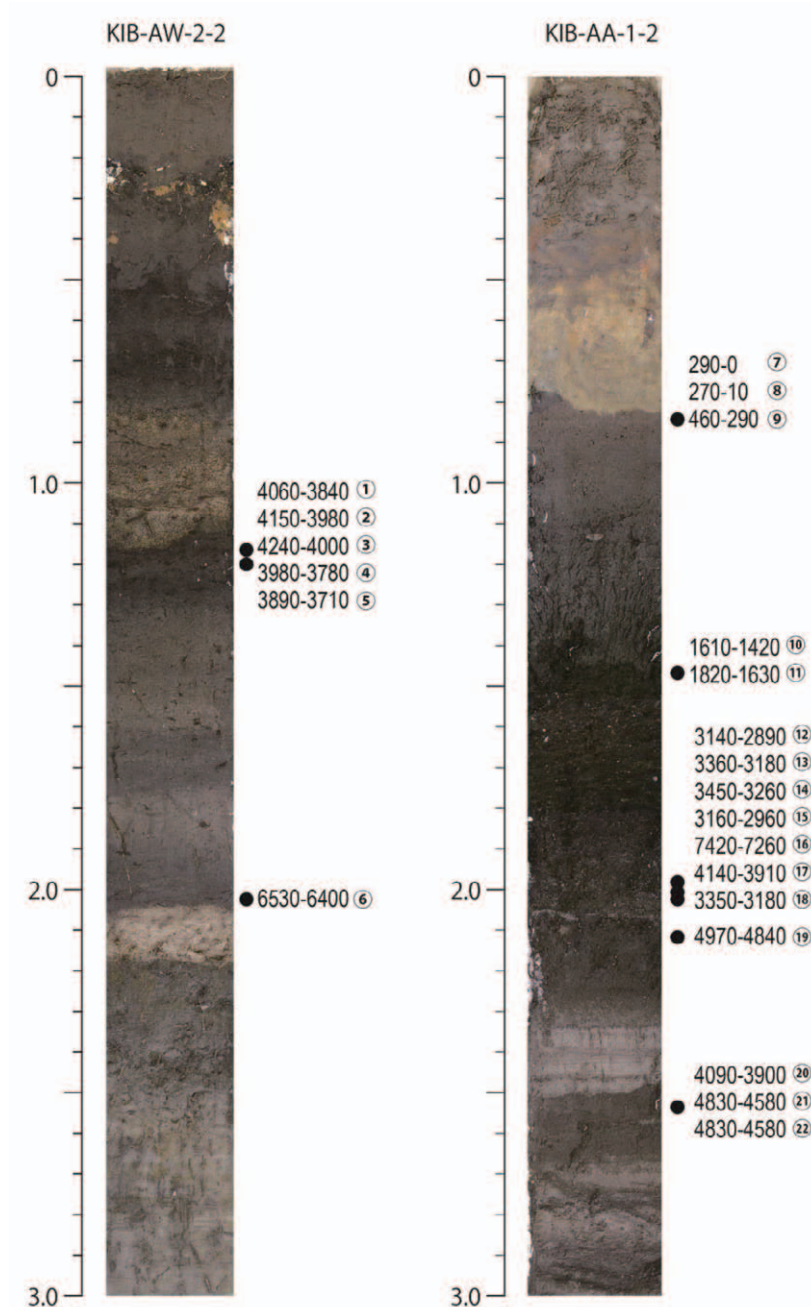
このたび用いた試料は，平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告に記載されたもののうち，KIB-AW-2-2 と KIB-AA-1-2 とされたものである．各試料の層相については，以下のとおりである．

2.1 地点 KIB-AW-2-2

深さ 0 ~ 25 cm までは耕作土が分布する．深さ 25 ~ 30 cm までは黒色の泥炭質粘土層が分布するが，この粘土層のなかには明黄色の砂質粘土層がパッチ状に見られる．深さ 30 ~ 55 cm では暗灰

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Earthquake and Volcano Geology)



第 2 図 北茨城市から得られたジオスライサー試料 (KIB-AW-2-2, KIB-AA-1-2) とその放射性炭素年代測定値

Fig. 2 Stratigraphy at KIB-AW-2-2 and KIB-AA-1-2 and radiocarbon ages.

色の有機質粘土層が見られるが、深さ 55～60 cm では再び黒色の泥炭質粘土層となる。深さ 60～85 cm では、深さ 30～55 cm と同様に暗灰色の有機質粘土層が分布する。深さ 85～105 cm には粗粒～中粒砂と有機物に富んだ砂質シルト層の互層が見られ、それぞれの砂層中には顕著な上方細粒化が認められた。深さ 105～208 cm には黒色あるいは暗灰色の有機質泥層が分布するが、この泥層中には暗黄色の火山灰層（深さ 198 cm）や薄い砂層（深さ 200～202 cm）が認められる。深さ 208～220 cm には明白色

の細粒～中粒砂が見られる。深さ 220 cm より深い層準では、粒度に顕著な差は認められないが、色調が暗くなるのが特徴である。深さ 270 cm より深い層準では、平行葉理が顕著な中粒砂層が分布する。

2.2 地点 KIB-AA-1-2

本地点では、耕作土と自然な堆積層との境界は明瞭でない。深さ 82 cm より下位の層準は暗灰色の有機質に富んだ砂質泥層が分布するようになるが、深さ 145～150 cm では上位より腐植物が多くなる。深さ 150～185 cm では未分解質の泥炭層が分布するが、この泥炭層が深さ 185～220 cm ではやや分解質になり、この泥炭層中には薄い砂層（200～205 cm）が見られる。深さ 220～265 cm にはやや砂質の分解質泥炭層が分布するが、この泥炭層中には平行葉理が発達する細粒～中粒砂層（深さ 232～248 cm）と薄い細粒砂層（深さ 256～257 cm）が挟まれる。深さ 265 cm より深い層準では、偽礫を含む中粒～粗粒砂層と有機質層の互層が見られる。

3. 堆積物の放射性炭素年代

ジオスライサー試料は、研究室において 1 cm 間隔に切り分け、各試料 250 μ m メッシュの篩を用いて水洗した。水洗後、残渣を双眼実体顕微鏡で観察し、年代測定に適した大型植物化石等を拾い出した。拾い出した試料の放射性炭素年代測定値は、第 1 表の通りである。放射性炭素年代測定値は、株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic 社に依頼し加速質量分析 (AMS) 法で行った。δ¹³C 補正を行った¹⁴C 年代 (conventional age) から、IntCal13 をキャリブレーションデータとして補正プログラム OxCal4.2 によって暦年較正した。

第1表 北茨城市の大型ジオスライサー試料から得られた大型植物化石などの放射性炭素年代測定値
Table 1 Radiocarbon ages of plant macrofossils from geoslice samples at Kitaibaraki City.

Location	Position	Materials	Conventional age (yr BP)	IntCal13 による補正年代 (cal yr BP)
KIB-AW-2-2	①	Plant macrofossils	3610±30	4060-3840
KIB-AW-2-2	②	Charcoal	3720±30	4150-3980
KIB-AW-2-2	③	Charcoal	3770±30	4240-4000
KIB-AW-2-2	④	Plant macrofossils	3580±30	3980-3780
KIB-AW-2-2	⑤	Charcoal	3530±30	3890-3710
KIB-AW-2-2	⑥	Plant macrofossils	5670±30	6530-6400
KIB-AA-1-2	⑦	Plant macrofossils	160±30	290-0
KIB-AA-1-2	⑧	Wood	120±30	270-10
KIB-AA-1-2	⑨	Wood	290±30	460-290
KIB-AA-1-2	⑩	Plant macrofossils	1630±30	1610-1420
KIB-AA-1-2	⑪	Plant macrofossils	1810±30	1820-1630
KIB-AA-1-2	⑫	Plant macrofossils	2880±30	3140-2890
KIB-AA-1-2	⑬	Plant macrofossils	3060±30	3360-3180
KIB-AA-1-2	⑭	Plant macrofossils	3150±30	3450-3260
KIB-AA-1-2	⑮	Wood	2910±30	3160-2960
KIB-AA-1-2	⑯	Wood	6380±30	7420-7260
KIB-AA-1-2	⑰	Plant macrofossils	3680±30	4140-3910
KIB-AA-1-2	⑱	Plant macrofossils	3050±30	3350-3180
KIB-AA-1-2	⑲	Plant macrofossils	4330±30	4970-4840
KIB-AA-1-2	⑳	Plant macrofossils	4320±30	4960-4840
KIB-AA-1-2	㉑	Plant macrofossils	3660±30	4090-3900
KIB-AA-1-2	㉒	Charcoal	4160±30	4830-4580

4. まとめ

今回の放射性炭素年代測定によって、平成24年度に採取された試料は、過去7000年間程度に堆積したものであることが明らかになった。今後は、さらに年代測定値を増やし、イベント堆積物の堆積年代や他地域との対比を行っていく予定である。

文献

Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*,

doi: 10.1029/2012GL053692

澤井祐紀・谷川晃一朗 (2013) 海溝型地震履歴解明の研究. 平成24年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告 (牧野雅彦・田中裕一郎編), 125-128.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13

Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000

Years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887.

Bronk Ramsey, C. (1994). Analysis of Chronological Information and Radiocarbon Calibration : The Program OxCal. Archaeological Computing Newsletter, 41, 11-16.

仙台湾および仙台平野から採取した堆積物の放射性炭素年代

Radiocarbon ages from sediment samples in Sendai Bay and Sendai Plain

澤井祐紀^{1*}・田村 亨²・中島 礼²
Yuki Sawai^{1*}, Toru Tamura² and Rei Nakashima²

Abstract: We dated sediment samples taken from Sendai Bay and Sendai Plain. The samples had been taken in 2013-2014 using the MEXT budget (Research and investigation on multiple geological hazards caused by huge earthquakes). We removed shells and plant macrofossils from the 2013-2014 samples and measured radiocarbon ages. As the results, in Sendai Bay, ages from shells showed that the short-cores were younger than 1000 cal yr BP. In Sendai Plain, ages from plant macrofossils were not inconsistent with chronology which had previously reported.

Keywords: 2011 Tohoku earthquake, tsunami deposit, Sendai Bay, Sendai Plain, radiocarbon age
キーワード：2011 年東北地方太平洋沖地震, 津波堆積物, 仙台湾, 仙台平野, 放射性炭素年代

1. はじめに

2011 年に発生した東北地方太平洋沖地震以降, 主に機器観測やシミュレーションに頼ってきた津波被害想定の数値観も大きく変化した. 具体的には, 国の中央防災会議(事務局: 内閣府)が, 我が国の今後の津波被害想定において「地質学的な証拠を積極的に取り入れた評価を行うこと」という提言を発表した. これをうけて, 日本全国で自治体主導の津波堆積物調査が行われるようになった. こうした流れの一方で, 津波堆積物に関する研究そのものにも多くの課題が残されている. 例えば, 浅海底における津波堆積物の産状が明らかにされていないことがあげられる. 筆者らは, これらの課題点を踏まえて, 仙台湾における海底堆積物や, これまでの調査で「間違いなく貞観津波の堆積物である」と考えられたものを再検討する調査を行ってきた. 本報告では, これまでに採取された試料について, 「平成 25 年度 沿岸域の地質・活断層調査」の予算を使用して計測した年代測定値を示す. 用いた試料は, 平成 23 年度第三次補正予算「巨大地震・津波災害に伴う複合地質リスク評価」によるものであり, 概要は澤井ほか(2014 印刷中)にまとめている.

2. 仙台湾の海底堆積物

前述のように, 本研究で使用した試料については, 澤井ほか(2014 印刷中)にまとめられている. 2.1 および 2.2 では澤井ほか(2014 印刷中)にも示されている試料の採取方法とその層相変化を要約し, 2.3 において本研究で得られた年代値を示す.

2.1 採取方法

第 1 図に示した 50 地点において, グラブ採泥器による表層海底堆積物採取を実施した. グラブ採泥器は, スミス・マッキンタイア採泥器(採取面積は 30 cm × 30 cm)を使用した. 表層堆積物から判断して柱状堆積物の採取が可能な底質であると判断した場合, 同地点で長さ 1 m 程度の柱状堆積物試料を採取した(ショートコア). ショートコアの採取は, 基本的にグラビティコアラーで実施したが, グラビティコアラーで採取率が悪い場合にはパイロコアラーを使用した. ショートコアは, 合計 44 地点で採取した. グラブ採泥やコアの試掘の結果, 水深が浅すぎるなどによりコア回収が困難と判断された 9 地点は, 同じ測線上の別の地点に振り替えてコアを採取した. 地点 1 は地点 3 と 11 の間, 地点 6 は地点 10 と 9 の間, 地点 16 は地点 18 と 19 の間, 地点 17 は地点 19 と 20 の間, 地点 24 は地点 26 と 27 の間, 地点 36 は

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Earthquake and Volcano Geology)

² 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 仙台湾における調査地点 (澤井ほか, 2014 印刷中より)
 Fig. 1 Index map showing locations of sediment sampling
 (after Sawai et al., 2014 in press).

地点 38 と 40 の間, 地点 37 は地点 40 と 41 の間, 地点 45 は地点 47 と 48 の間, 地点 46 は地点 48 と 44 の間に振り替え, それぞれ地点 1', 6', 16', 17', 24', 36', 37', 45', 46' とした (第 1 図).

2.2 柱状堆積物の概要

仙台湾の海底から得られた 44 点のショートコアは, 七北田川河口沖, 荒浜沖, 名取川河口沖, 広浦沖, 阿武隈川河口沖, 亶理沖の海岸線と直交方向の 6 測線上のものである (第 1 図). このうち, 地点 6', 7, 8, 15, 18, 19 から得られたコア (第 2 図では, それぞれ SND-B- と記載) の概略は以下の通りである.

地点 6' は, 全体的に粘土～砂質シルトからなるが, 深さ約 90cm の層準にシルト質砂～細粒砂が見られる. このシルト質砂～細粒砂の上下で大きく層相が異なり, その下位では生物擾乱が卓越し, 上位ではところどころに斜交葉理が見られる粘土～砂質シルトとなる.

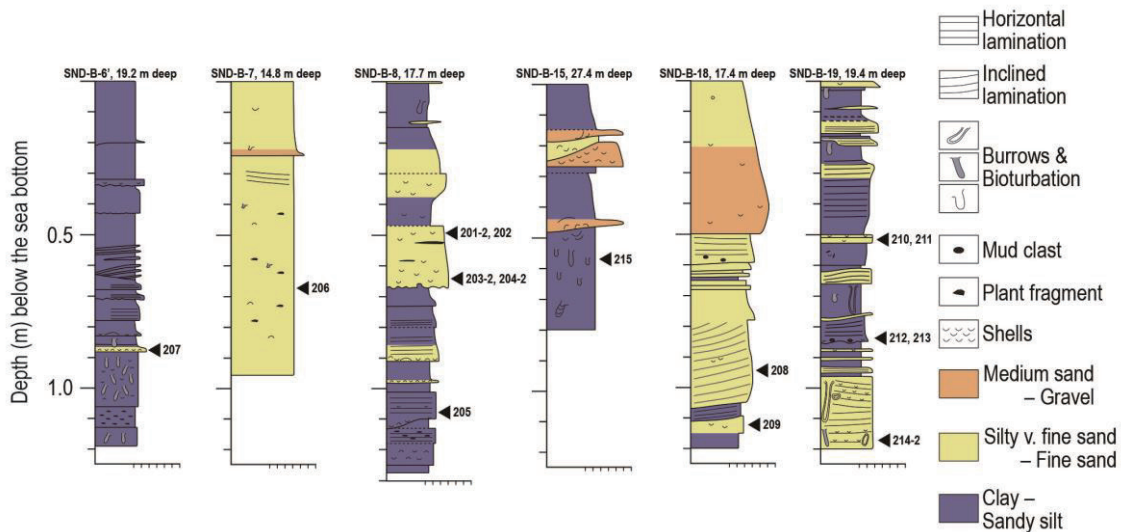
地点 7 は, 全体的にシルト質砂～細粒砂から構成されるが, 最上部の 20cm 程度の層準では若干の級化構造が見られる.

地点 8 は, 粘土～砂質シルトとシルト質砂～細粒砂の互層が特徴的である. 深さ約 30～70cm, 深さ約 100～130cm には多くの貝殻片が含まれる.

地点 15 は, 粘土～砂質シルトと中粒砂～礫の互層が特徴的である. 深さ 50cm より深い層準では生物擾乱が卓越する.

地点 18 は, 全体的にシルト質砂～細粒砂から構成されるが, 深さ約 65cm, 105cm, 115-120cm の層準では粘土～砂質シルト層が挟まれる. シルト質砂～細粒砂中には, 斜交葉理や平行葉理が観察される.

地点 19 は, 粘土～砂質シルトとシルト質砂～細粒砂の互層が特徴的である. 深さ約 95cm より深い層



第 2 図 地点 6', 7, 8, 15, 18, 19 から得られたコアの地質柱状図
 Fig. 2 Stratigraphic columns of core locations 6, 7, 8, 15, 18, 19.

準では、生物擾乱の痕跡と多くの貝殻片が含まれる。

2.3 堆積物の年代

仙台湾の海底堆積物中から貝殻片を拾い出し、放射性炭素年代測定を行った。放射性炭素年代測定値は、株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic 社に依頼し加速質量分析 (AMS) 法で行った。δ¹³C 補正を行った ¹⁴C 年代 (conventional age) から、Marine09(Reimer et al. 2009) をキャリブレーションデータとして Talma and Vogel (1993) に従って暦年較正した。その結果は第 1 表の通りである。

以上の結果から、澤井ほか (2014 印刷中) によって報告された仙台湾の堆積物 (ショートコア) は、過去 1000 年程度に堆積したものであると考えられた。現在、得られた放射性炭素年代測定値のローカルリザーバー効果を評価するため、1930 年代に採取された貝殻試料 (30 件) の検討を行っているところである。それらの詳細な報告は、次年度以降に行っていく予定である。

3. 仙台平野北部における津波堆積物調査

平成 23 年度第三次補正予算「巨大地震・津波災害

に伴う複合地質リスク評価」によって仙台市若林区において採取されたジオスライサー試料の概要を 3.1 に述べ、そこから得られた放射性炭素年代測定値を 3.2 において示す。

3.1 大型ジオスライサーによって採取された試料の観察結果

採取された試料の概要については、GSJ 地質ニュース 2014 年 2 月号に出版されている (澤井 2014)。ここでは、そこで示された層相変化を要約する (第 3 図)。

【砂層①】

海側から陸側に傾斜する明瞭な葉理が観察され、海浜や砂丘の堆積物と考えられた。これは、高波などによって、海側から運搬されてきた地層である可能性を示している。

【泥炭層①】

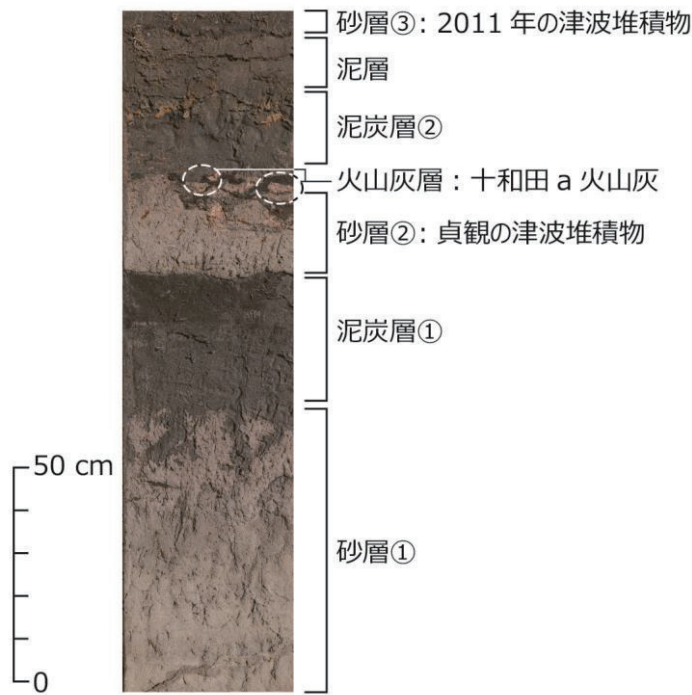
この泥炭層中には湿地周辺で見られる植物の果実や種子が多く含まれており、当時は湿原が広がっていたと考えられた。泥炭層①は、海岸線の移動に伴って、この場所が陸地になったことによってできた。

【砂層②：貞観の津波堆積物】

砂層②は、石英質の中粒～細粒砂で、テフラとの位

第 1 表 仙台湾の海底堆積物中から得られた貝殻片の放射性炭素年代測定値
Table 1 Radiocarbon ages of shells from sea-bottom sediments at Sendai Bay.

Sample names	Materials	conventional age (yr BP)	Marine9.0 (Reimer et al., 2009) に基づいた補正年代 (cal yr BP)
SND207	shell	1330±30	92-790
SND206	shell	112.7±0.3 pMC	NA
SND201	shell	470±30	140-0
SND202	shell	400±30	50-0, post 1950
SND203	shell	480±30	220-0, post 1950
SND204	shell	450±30	130-0
SND205	shell	930±30	550-490
SND215	shell	1780±30	1370-1270
SND208	shell	112.8±0.3 pMC	NA
SND209	shell	110.5±0.3 pMC	NA
SND210	shell	430±30	110-0, post 1950
SND211	shell	410±30	60-0, post 1950
SND212	shell	580±30	280-130
SND213	shell	420±30	80-0, post 1950
SND214	shell	980±30	620-510



第 3 図 津波堆積物の剥ぎ取り標本と地層の区分。写真は幅 40cm のはぎ取り標本 (澤井 2014)。

Fig. 3 A photograph of a peel of the tsunami deposit (after Sawai 2014).

置関係や放射性炭素年代の値から、貞観地震に伴った津波堆積物と考えられている (Sawai et al., 2012)。

【火山灰層：十和田 a 火山灰，To-a】

火山灰層がパッチ状に分布している様子が認められた。おそらく、飛来した当時は、厚さ数 cm の地層としてたまっていたが、その後に地層が乱されると考えられる。

【泥炭層②】

ヒルムシロの果実が多く含まれる泥炭層である。十和田 a 火山灰がたまった後、当時の環境は再び湿地に戻り、この泥炭層が堆積したと考えられる。

【泥層】

2011 年東北地方太平洋沖地震の前に使用されていた水田の土壌が観察された。

【砂層③：2011 年の津波堆積物】

地震が発生してから 1 ヶ月ほど経過した際、産業技術総合研究所の研究グループは津波堆積物の産状を調べるために現地に向かった。その時点では、厚さ数 cm の砂とその上に乗っている状態の泥（砂層と泥層をあわせて 10～15cm 程度の厚さ）が見られたが、この試料を採取した際には、表層の泥はほとんど見られなくなっていた。

3.2 堆積物の年代

泥炭層①の上部（貞観地震による津波堆積物の直下）からスゲ属の果実が多数産出した。このスゲ属の果実の年代は、 1090 ± 30 yr BP ($1060-930$ cal yr BP), 1060 ± 30 yr BP ($1050-930$ cal yr BP), 1070 ± 30 yr BP ($1060-930$ cal yr BP) であった。この年代は、十和田 a 火山灰と貞観地震の年代と大きく矛盾せず、澤井 (2014) で示したものが貞観地震によるものであると再確認された。今後は、さらに年代値を増やし、この調査地点における環境変動史や貞観以降の津波堆積物の年代を検討する予定である。

4. まとめ

今回報告した年代測定により、平成 23 年度第三次補正予算「巨大地震・津波災害に伴う複合地質リスク評価」により採取された試料の堆積年代を推定することができた。今後はさらに年代測定や諸分析を進めることにより、海底における津波堆積物の産状を明らかにすることや、仙台平野における津波浸水履歴の復元に貢献できると考えている。

文献

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.

Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *Geophysical Research Letters*, 39, L21309, doi:10.1029/2012GL053692.

澤井祐紀 (2014) 教育・普及活動のための津波堆積

物のはぎ取り標本. GSJ 地質ニュース. 3, 53-59.

澤井祐紀・田村 亨・原 淳子・中島 礼・谷川晃一朗 (2014 印刷中) 東北地方における津波堆積物調査. 平成 23 年度第三次補正予算「巨大地震・津波災害に伴う複合地質リスク評価」最終報告書.

Talma, A.S. and Vogel, J.C. (1993) A Simplified Approach to Calibrating ^{14}C Dates. Radiocarbon, 35, 317-322.

地質調査総合センター速報 No.65

平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 26年 9月

発行 独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1
中央第 7

印刷 谷田部印刷株式会社

お問い合わせ 独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1
中央第 7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。