

平成 26 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 (FY2014)

田中裕一郎（編）

Yuichiro Tanaka (Editor)

平成 27 年 9 月

September 2015



国立研究開発法人
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 副研究部門長 田中裕一郎

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、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」として沿岸域を中心とした活断層や地盤に関する、正確で精密な地質情報の整備と調査技術開発を目的として、調査・研究を実施してまいりました。沿岸の陸域と海域を構造地質学・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の調査・研究を行い、陸域から海域まで連続する海陸シームレス地質情報集として「能登半島沿岸域」「新潟沿岸域」「福岡沿岸域」「石狩低地帯南部沿岸域」において既にその成果を発信し、「駿河湾沿岸域」については、平成 27 年度の成果発信を予定しています。

さて、東京を中心とする首都圏は、関東大震災以降、甚大な地震の被害を受けずに沿岸部が開発されてきましたが、安心・安全な生活を守るための防災の観点から、地盤の正確で精密な地質情報の整備及び脆弱性への対策が十分とは言えない地域も多くあります。また、未知の地震履歴や規模の特定も重要な課題です。そこで、新たに大都市圏沿岸域における地質・地盤情報整備を行うために、平成 26 年度から 3 年間かけて、関東平野南部沿岸域の調査・研究を実施しています。具体的には、東京湾周辺（東京、横浜、千葉北西部沿岸域）の沖積層等の 3 次元分布図（地盤図等）の作成、房総半島東側の陸棚から陸棚斜面における活構造と地震起源堆積物、及び九十久里浜平野の沖積層の地質構造の調査・研究、三浦半島から房総半島南部（鴨川低地帯）とその周辺海域における活断層の連続性及び活動性の調査・研究、国府津 - 松田断層帯及び伊勢原断層の海陸連続性と活動性の調査・研究を行い、関東平野南部沿岸地域の海陸シームレス地質図、地質地盤図、活構造図の整備を行うことを目標としています。

本報告は、平成 26 年度に実施した関東平野南部沿岸域の陸域及び海域の調査・研究活動を記録し、紹介するものです。本報告には、11 件の研究成果の報告が収められています。沿岸域の海域調査研究では、房総半島東部沿岸沖の反射法音波探査、地形調査、海底堆積物調査と堆積プロセス研究、また、相模湾北部沿岸域の海底重力調査があります。陸域調査研究では、九十九里低地の浅部地下構造調査、足柄平野の沖積層調査、空中磁気探査研究があります。さらに、千葉県北西部の地下地質構造の解析、ボーリングデータ情報の解析及びボーリング柱状図管理システムの開発、東京西部の沖積層解析の研究についての報告です。本報告は、調査 1 年目の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、調査・研究内容や成果についてご理解いただくとともに、忌憚のないご意見を賜りたくお願い申し上げます。

平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言…田中裕一郎

房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要

古山精史朗・佐藤智之 …………… 1

房総半島東方沖海底堆積物調査の概要

西田尚央・味岡 拓・池原 研 …………… 9

九十九里低地（真亀一片貝地区）沿岸陸域における浅部地下構造調査

—データ取得—

山口和雄・伊藤 忍 …………… 19

久留里～大多喜間の地質調査

小松原 琢 …………… 27

成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性：

GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要

中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 …………… 39

JACIC 様式ボーリング柱状図管理システムの開発

野々垣 進・中澤 努 …………… 53

千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査

宮地良典・小松原純子・中島 礼 …………… 61

多摩川低地における岩相と N 値の空間分布

田辺 晋・石原与四郎 …………… 73

足柄平野における沖積層のボーリング調査と珪藻分析

佐藤善輝・水野清秀・細矢卓志・植木忠正・森田祥子・山崎晴雄 …………… 83

相模湾北部沿岸域における海底重力調査

大熊茂雄・駒澤正夫・押田 淳 …………… 107

相模湾北部沿岸域における高分解能空中磁気探査

大熊茂雄・中塚 正・上田 匠 …………… 115

Annual Report of Investigations Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2014)

Contents

Preface

Preliminary results of the seismic reflection survey in the eastern coastal sea area of Boso Peninsula, Japan

Seishiro Furuyama and Tomoyuki Sato 1

Preliminary results of the marine sediments survey off the east of the Boso Peninsula, the Pacific Ocean, Japan

Naohisa Nishida, Taku Ajioka and Ken Ikehara 9

Shallow seismic reflection survey at the Kujukuri coastal plain (Magame-Katakai area), Chiba Prefecture, central Japan - Data acquisition -

Kazuo Yamaguchi and Shinobu Ito 19

Preliminary geological map around Kururi and Ootaki areas, Boso Peninsula, Central Japan

Taku Komatsubara 27

Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group in the Narita-Inzai area, Chiba Prefecture: Preliminary report on GS-NT-1 and GS-IZ-1 boreholes

Tsutomu Nakazawa, Kentaro Sakata and Hiroomi Nakazato 39

Development of Management System for Borehole Logs in JACIC Format

Susumu Nonogaki and Tsutomu Nakazawa 53

Drilling survey for establishing standard stratigraphic framework of the alluvial beds in the northwestern part of Chiba Prefecture

Yoshinori Miyachi, Junko Komatsubara and Rei Nakashima 61

Spatial distribution of lithology and *N* value in the Tama River Lowland, central Japan

Susumu Tanabe and Yoshiro Ishihara 73

Coring survey and diatom fossil analyses of alluvium in Ashigara Plain, central Japan

Yoshiki Sato, Kiyohide Mizuno, Takashi Hosoya, Tadamasa Ueki, Sachiko Morita and Haruo Yamazaki 83

Ocean bottom gravity survey in the coastal zone of the northern Sagami Bay area, central Japan

Shigeo Okuma, Masao Komazawa and Atsushi Oshida 107

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

Shigeo Okuma, Tadashi Nakatsuka and Takumi Ueda 115

房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要

Preliminary results of the seismic reflection survey in the eastern coastal sea area of Boso Peninsula, Japan

古山精史朗^{1*}・佐藤智之¹

Seishiro Furuyama^{1*} and Tomoyuki Sato¹

Abstract: High resolution seismic reflection survey was conducted in the coastal sea area of the eastern Boso Peninsula to equip seamless geoinformations of land and sea. We obtained seismic sections, 630 km in total length with a boomer and multi-channel (24 channel with 3.125 m spacing) streamer. The survey area is subdivided into the Kujukuri area and the Kamogawa area based on topography and geological structures. In the Kujukuri area, two strata bounded by unconformity distribute. These strata show distinct stratification. The lower sequence has some synclines, anticlines and faults. A clear unconformity subdivides strata in the Kamogawa area into two sequences. This unconformity may be correlated to the unconformity in the Kujukuri area. The upper sequence shows developed stratification while the lower sequence has wrong penetration. Additionally, fault develops toward northwest in southern off of Emi area.

Keywords: seismic reflection survey, Quaternary, eastern coastal area of the Boso Peninsula

要旨

陸・海域地質情報のシームレス化のため、本研究では高分解能反射法音波探査により房総半島東部沿岸海域の地下地質構造を調査した。調査海域は北緯 34 度 50 分～35 度 45 分、東経 139 度 50 分～141 度 20 分の範囲で、総測線長は 630 km である。反射法音波探査では、音源として小型船に搭載した発振装置ブーマーを使用し、受波用にチャンネル数 24、チャンネル間隔 3.125 m のストリーマーカーケーブルを使用した。調査海域は地形及び地質構造の特徴に基づき、九十九里沖と鴨川沖の 2 地域に区分した。九十九里沖では海面下 50 msec ～ 150 msec の深度にチャンネルの発達した不整合面を確認できる。この不整合を境に九十九里沖の地層を大きく 2 層に区分し、上位から九十九里沖 A 層、九十九里沖 B 層とした。このうち九十九里沖 B 層は明瞭な成層構造を確認できる地層で、断層を伴う褶曲構造が発達する。鴨川沖の地層もまた、不整合を境に 2 層に区分でき、本研究では上位から鴨川沖 A 層、鴨川沖 B 層とした。鴨川沖に分布する不整合は九十九里沖に分布する不整合と

繋がる可能性が高い。上位の鴨川沖 A 層は明瞭な成層構造を確認できるが、下位の鴨川沖 B 層は音波の透過が悪く内部構造が不鮮明であった。さらに、江見南部沖において北西方向へ発達する断層を鴨川沖 B 層中に確認できた。

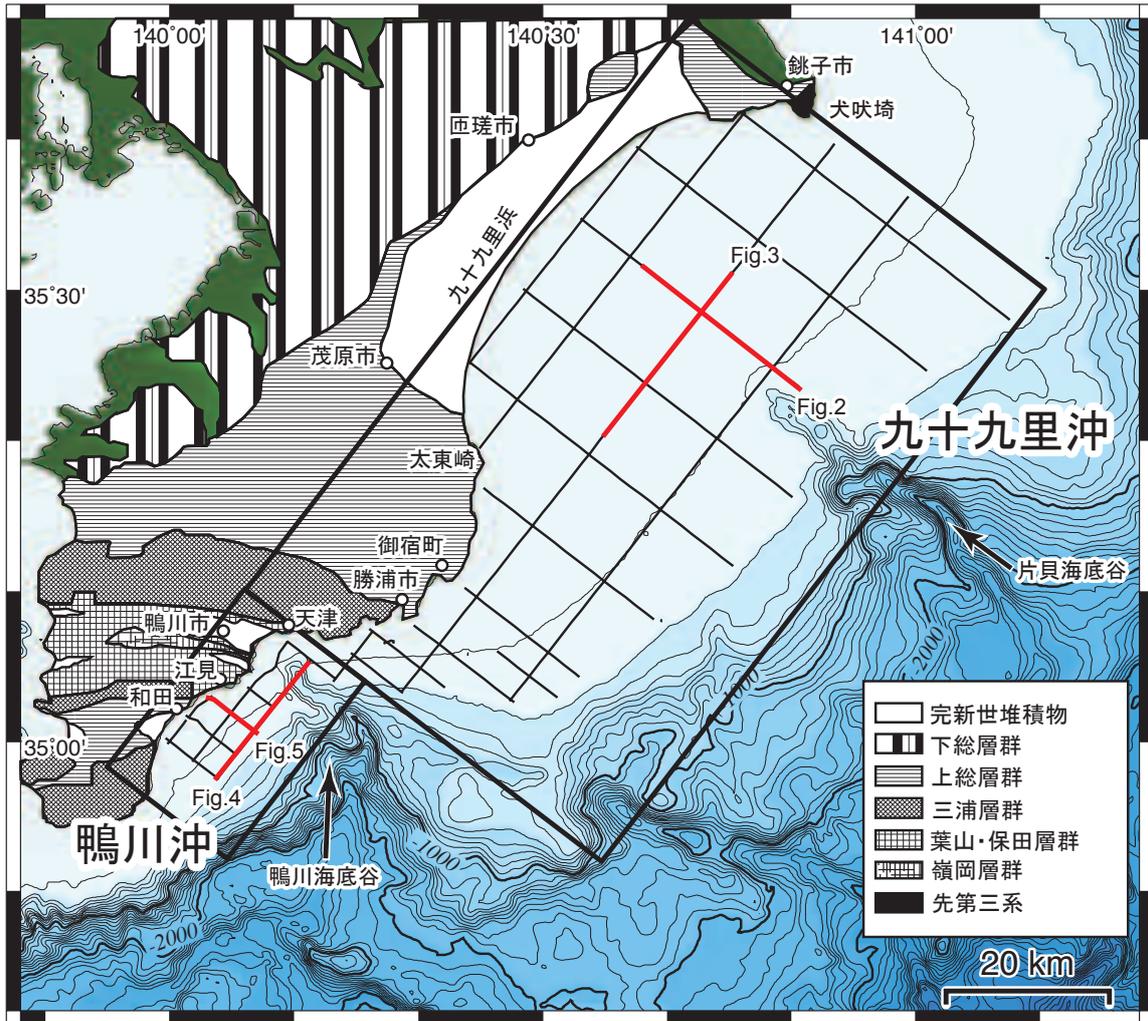
1. はじめに

産業技術総合研究所では陸域・海域地質図を作成してきたが、大型船の入ることのできない沿岸域はこれまで地質図上の空白域となっていた。そのため 2008 年度から沿岸域の地質構造調査が開始され、これまで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，2014a）、静岡県駿河湾沿岸（佐藤，2014b）と調査が行われてきた。この取り組みの一環として本年度は房総半島東部沿岸の調査を行った。

本研究の目的は小型船に搭載したブーマーを用いて反射法音波探査を行い、房総半島東部沿岸の地質情報を整備することである。また得られた地質情報

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 陸域の地質図と測線図。太線は反射断面図の位置を示す。陸域の地質図は鈴木ほか（1995）、徳橋ほか（2000）に基づき作成。

Fig. 1 Geological map on land (Suzuki et al., 1995 ; Tokuhashi et al., 2000) and survey lines. Broad lines represent the positions of the seismic sections.

を用いてより詳細な地史や活構造を明らかにすることを目的している。本報告では 2014 年 8 月 27 日～10 月 4 日に行った反射法音波探査の結果概要をまとめ、房総半島東部沿岸の地質層序とその特徴について述べる。

2. 地域概説

調査海域は北緯 34 度 50 分～35 度 45 分，東経 139 度 50 分～141 度 20 分の範囲である（第 1 図）。調査海域北側に位置する九十九里沖の陸棚は，最も広い場所で幅 40 km 程度である。陸棚縁の北緯 35 度 20 分，東経 140 度 50 分の位置から，南東方向へ片貝海底谷が発達する。この九十九里沖には作田川や栗山川などの 7 つの川が注いでいるが，碎屑物は九十九

里浜を囲む様に発達する銚子半島と太東崎から供給され，海岸線の前進に寄与している（宇多，1989）。太東崎沖から勝浦市南部沖にかけて陸棚は次第に狭くなる。この辺りには水深 100 m 以浅に複数の根やモタレが分布し，起伏に富んだ海底地形となっている。鴨川沖では陸から南東方向に 5 km の地点から鴨川海底谷が発達している。鴨川沖の陸棚は最も広い場所でも幅 10 km 程度で，九十九里沖の陸棚に比べて狭い。地形や地質構造の特徴から，本報告では鴨川市天津付近を境に九十九里沖と鴨川沖に区分した（第 1 図）。

棚橋・本座（1983）は，本調査地域の大部分にあたる九十九里沖から勝浦南部沖についてエアガンとサブボトムプロファイラーにより反射法音波探査を行い，房総半島東方沖の地層を下位から C 層，B 層，A 層，H 層に層序区分した。これらのうち最も下位にある C

層は陸棚域で広く観察される不整合以下に認められる全ての地層・岩体とされている。この不整合は形態や上位・下位の堆積物の年代から房総半島に分布する黒滝不整合に対比されている。黒滝不整合は房総半島の上総層群基底に位置する不整合で、2.4～2 Maに四回の相対的海水準の低下・上昇に伴って形成された(伊藤ほか, 2013)。また大久保ほか(1990)が行った九十九里沖の音波探査結果においても明瞭な不整合が認められ、彼らもそれを黒滝不整合に対比している。陸棚域に広く発達するB層は細かな成層構造と褶曲が特徴で、その分布と採取した底質試料の岩相から房総半島の上部鮮新統-下部更新統の上総層群と対比されている。A層は調査海域に広く分布する100 msec未満の薄い被覆層で、深海平坦面と中部の陸棚斜面に分布する。A層は房総半島北部の下総層群と対比されている。最上部のH層はサブボトムプロファイラーで確認された透明度の高い堆積物から構成され、完新世のものとなっている。木村(1976)は鴨川沖を含む相模湾及びその周辺海域についてエアガン、スパーカー、サブボトムプロファイラーにより反射法音波探査を行った。彼らは不整合面の追跡、採取した底質試料と周辺陸域に露出する地層との対比から地層を6つに層序区分した。これらのうち本研究の調査海域に分布するのは、下位からE層、D層、C層、B層である。音響基盤であるE層は、内部構造を全く確認できないE₂層と、ときとして層理を確認できるE₁層に細分されている。両者は陸域での不整合関係に基づいて区分されている。木村(1976)はE₂層を房総半島の保田・嶺岡層群と対比し、E₁層を三浦半島の葉山層群最上部の矢部凝灰質砂泥互層と対比している。D層、C層、B層はいずれも層理がよく認められる層で、それぞれの地層は不整合により境されている。D層、C層、B層はそれぞれ三浦層群、上総層群、相模一下総層群に対比されている。犬吠埼周辺は、奥田(1986)によって下位からM層、PI層、Q層、Q₁層、Q₃層、Q₄層に層序区分されている。それぞれの地層の年代について、M層は古第三系最上部～中新統、PI層は鮮新統上部、Q層は未分類更新統、Q₁層は更新統下部、Q₃層は更新統中上部、Q₄層は更新統上部であるとされている。しかしながら、犬吠埼周辺におけるそれぞれの地層の音響的層相や対比の根拠は不明である。

3. 調査方法

本研究で行った反射法音波探査では、発振装置としてブーマー(AAE社製CAT301)を用いた。出力は300 Jである。受波用の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、発振間隔も3.125 mである。

デジタル信号として受波した信号はParallel Geoscience Corporation社製のSPWを用いて以下のように処理を行った。まず直達波の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、50～1,300 Hzを基本とした。

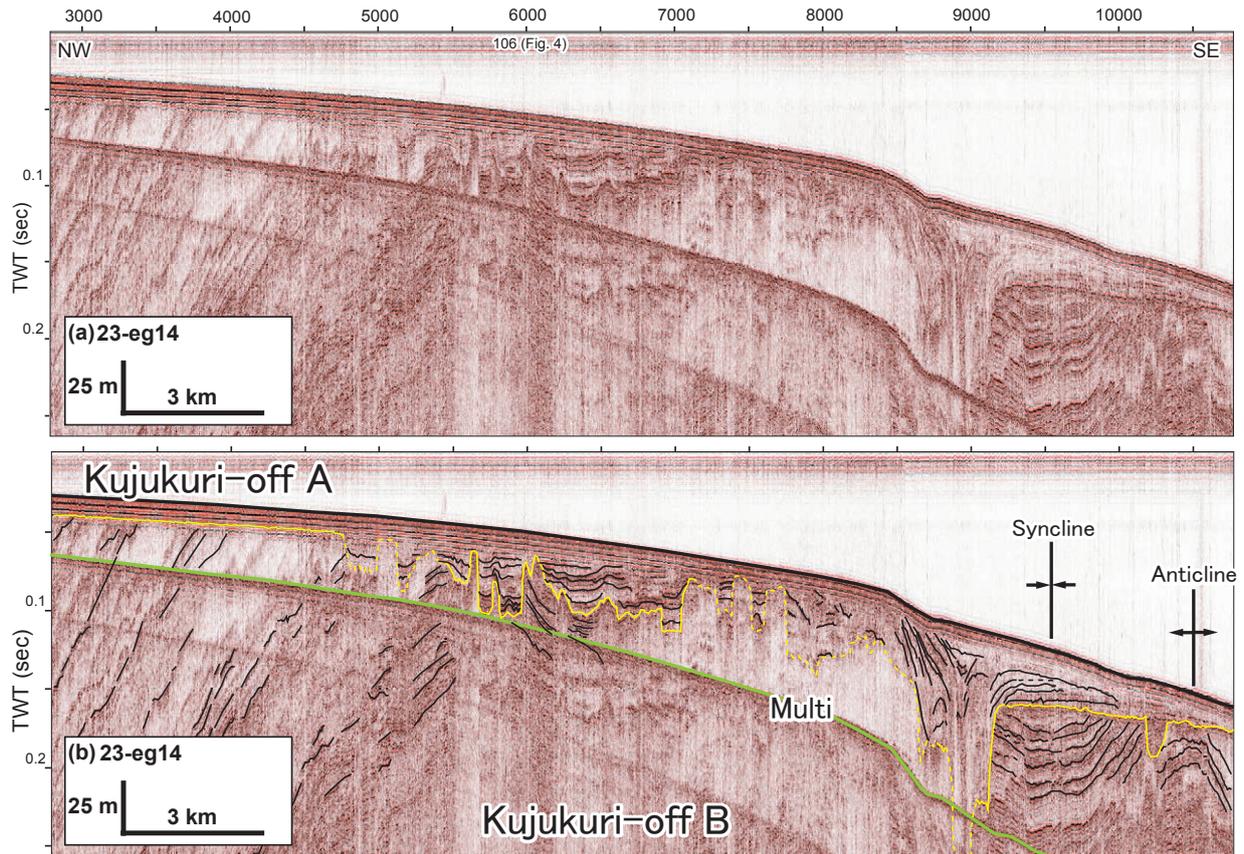
総測線長は630 kmである(第1図)。調査測線は概ね海岸と平行な方向と直交する方向とに設定した。測線名については以下のルールに従って命名した。まず、測線の方向ごとにグループを分けて、グループ内で西、あるいは北から順番で一桁～三桁の数字を与えた。さらに2014年度の沿岸域(EnGan)調査であることを示すeg14をハイフンで区切って数字末尾につけることで測線名とした。

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。そのため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る場合やノイズレベルが異なっている場合もある。

4. 観測結果

4.1. 九十九里沖の地質構造

九十九里沖は、広く平坦な陸棚が発達する海域である(第1図)。明瞭な不整合が九十九里沖全域に認められ、不整合面には複数のチャンネルが発達している(第2図、第3図)。測線23-eg14のSP(Shot Point、断面図上の数字で、横軸に相当する)5,000～10,500(第2図)や測線106-eg14のSP12,500～14,500、SP15,500～17,500、SP18,500～20,000に、下位の地層を削り込むチャンネルを確認できる(第3図)。



第 2 図 測線 23-eg14 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 23-eg14.

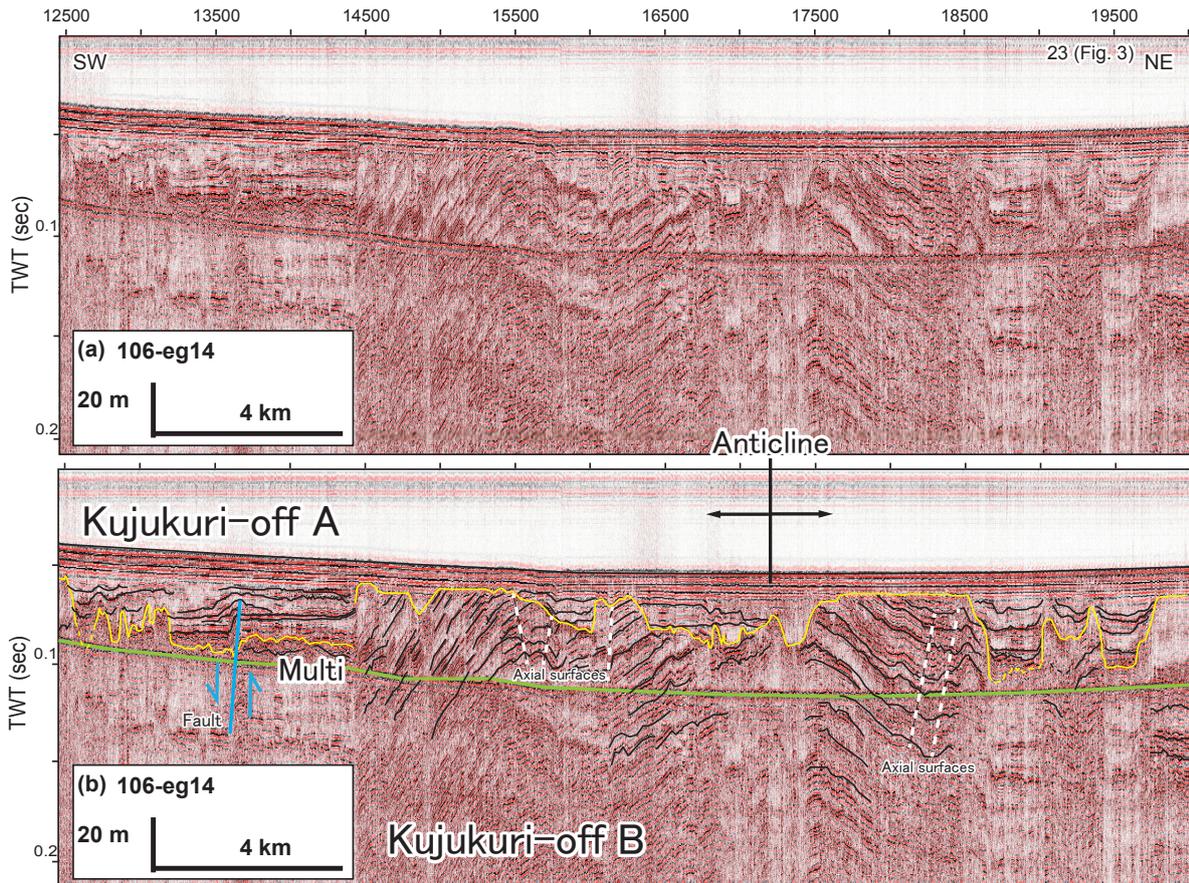
最も規模の大きなものは測線 23-eg14 の SP9,000 付近に存在する。九十九里沖に分布する地層は不整合を境に二層に分けることができ、本報告書では不整合より上位の地層を九十九里沖 A 層、下位の地層を九十九里沖 B 層と呼ぶ。

九十九里沖 B 層は成層構造の発達した地層である。堆積層の厚さは、下限を確認できないため正確な議論はできないが、100 msec 以上である。また褶曲構造により、多くの場所で地層が変形している。北西から南東に向かう測線 23-eg14 において（第 2 図）、SP3,000 ～ 5,500 付近では陸側への傾斜が認められるが、SP5,500 ～ 7,000 付近では沖側への傾斜が認められる。SP7,000 ～ 8,500 では音波の透過が悪く内部構造を確認できない。SP9,200 ～ 10,700 には褶曲構造が存在し、SP9,500 付近に向斜軸が、SP10,500 付近に背斜軸が認められる。SP9,500 付近の向斜構造の沈降量は 80 msec 以上である。SP10,500 付近の背斜構造では背斜頂部が削られている。この削薄のため詳細は不明だが、隆起量は 70 msec 以上である。測線 23-eg14 に直交する断面である測線 106-eg14 では、SP12,500 ～ 14,500 におい

て地層は概ね水平だが、SP14,500 ～ 20,000 付近にかけて褶曲している（第 3 図）。SP17,200 付近に背斜軸が認められる。この背斜構造は波長 12 km 以上の背斜で、隆起量 100 msec 以上である。また九十九里沖 B 層中にはいくつか断層が存在する（第 3 図）。例えば測線 106-eg14 では SP13,500 に垂直変位量 30 msec 程度の南西落ちの断層を確認できる。

九十九里沖 A 層も成層構造を呈しており、またほとんど変形していない（第 2 図、第 3 図）。この地層はチャンネル部分で下面に対してオンラップしている。九十九里沖 B 層に比べ堆積層は薄く、ほとんどの場所で 50 msec 以下である。九十九里沖 A 層が厚く堆積する場所は測線 23-eg14 の SP9,000 付近に認められる。ここには規模の大きなチャンネルが存在しており、堆積層は 100 msec に達する（第 2 図）。

九十九里沖に分布する不整合面に複数のチャンネルが発達することから、この不整合は浸食により形成されたと考えられる。このことから、九十九里沖 B 層が褶曲によって変形した後、海水準低下に伴う下刻作用が起きたと考えられる。その後海水準の上昇に伴い堆積物が供給され、九十九里沖 A 層が形成されたと考



第3図 測線 106-eg14 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 106-eg14.

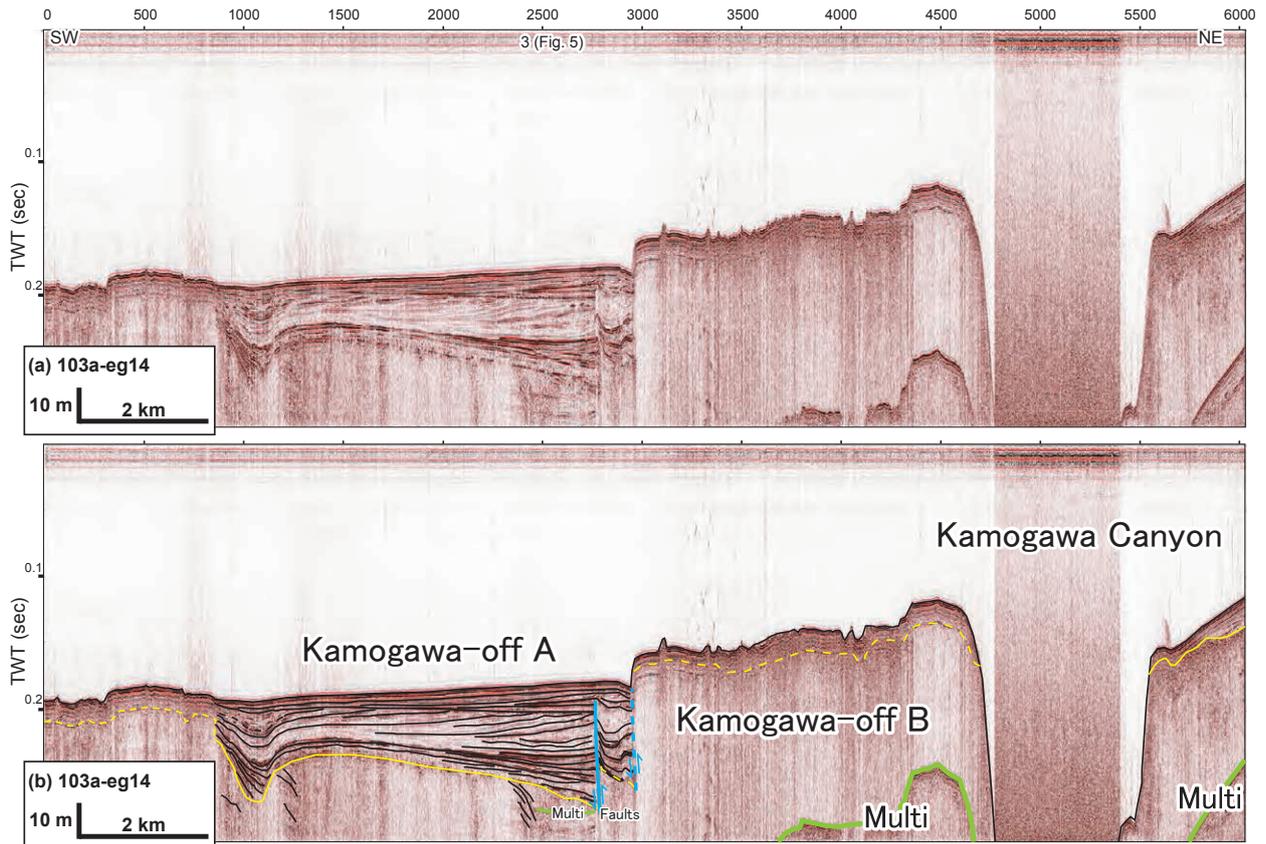
えられる。九十九里沖 B 層に観察される褶曲構造や断層の延長方向や規模については未だ全容を把握できていないため、それらに関連した地史の解明とともに今後の課題である。

房総半島東方の海底地質図を作成した棚橋・本座 (1983) は九十九里沖の地層を 4 つに区分し、下位から C 層, B 層, A 層, H 層と定義した。彼らは C 層と B 層を境する明瞭な不整合を九十九里沖で認めている。この不整合は棚橋・本座 (1983) や大久保ほか (1990) によって、2.4 ~ 2 Ma 頃に形成された黒滝不整合に対比されている。棚橋・本座 (1983) や大久保ほか (1990) が認めた不整合は九十九里沖の 1 ~ 2 sec 程度の位置に存在し、今回認めた九十九里沖 A 層と九十九里沖 B 層を境する不整合より下位に位置する。このことから九十九里沖 A 層と九十九里沖 B 層を境する不整合の形成は、2 Ma 以降に起きた海水準低下時と考えられる。また棚橋・本座 (1983) は褶曲構造が発達し、また細かく成層した地層を B 層と定義している。これは本調査で定義した九十九里沖 B 層が示す音響的層相とよく一致する。このことから

九十九里沖 B 層は棚橋・本座 (1983) の B 層と対比できると考えられる。この B 層は分布と底質試料の岩相から陸域の上総層群と対比されており、九十九里沖 B 層もまた上総層群と対比できる可能性がある。一方、九十九里沖 A 層は棚橋・本座 (1983) の定義する A 層, H 層と対比できる可能性があるが、彼らの記載する A 層及び H 層の分布や特徴と本研究で認めた九十九里沖 A 層の音響的層相は十分一致しない。彼らの記載する A 層は九十九里沖の深海平坦面と中部の陸棚斜面に分布しており、九十九里沖 A 層とは分布域が異なっている。また棚橋・本座 (1983) は、H 層をサブボトムプロファイラーにより認められた透明度の高い堆積物から構成されるとしている。この特徴は、成層構造を示す九十九里沖 A 層の音響的層相と一致しない。今後は正確な年代値を求め、さらに詳細な検討を行う必要がある。

4.2. 鴨川沖の地質構造

九十九里沖と比べ陸棚の狭い鴨川沖においても、不整合を確認できる (第 4 図, 第 5 図)。鴨川沖に分布



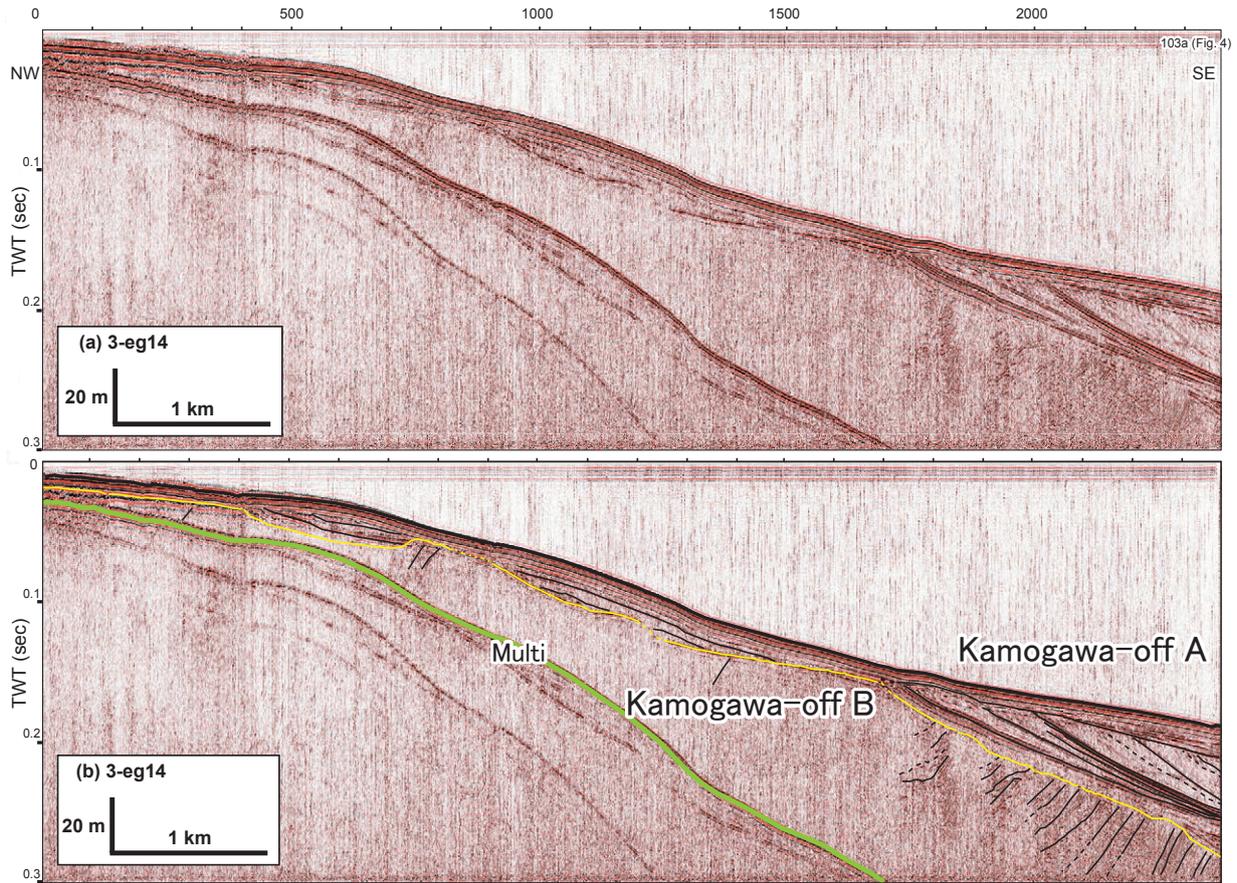
第 4 図 測線 103a-eg14 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
 Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 103a-eg14.

する不整合面には、九十九里沖とは対照的にチャンネルがほとんど存在しない。この不整合は鴨川海底谷の北東側と南西側の両崖で追跡でき（第 4 図）、九十九里沖に発達する不整合と繋がると考えられる。また残響ノイズにより不整合の位置を十分に識別できない場所があり、例えば測線 103a-eg14 の SP0 ~ 1,000 や SP3,000 ~ 4,750 にそうした場所が認められる。本報告書では鴨川沖に分布する不整合を境に、その上位の地層を鴨川沖 A 層、下位の地層を鴨川沖 B 層と呼ぶ。

鴨川沖 B 層は音波の透過が悪く、ほとんどの場所で内部反射がはっきりしない（第 4 図、第 5 図）。しかしながら一部で成層構造が観察できる。北東から南西方向の測線 103a-eg14 では SP1,000 付近と SP2,500 付近に成層構造を確認できる（第 4 図）。北西-南東方向の測線 3-eg14 では SP2,000 ~ SP2,300 に発達した成層構造を確認できる（第 5 図）。この他に SP300, SP800, SP1,400 においてもわずかに成層構造を確認できる。また地層はいずれも陸側へ傾斜する。

鴨川沖 A 層は成層構造を示す地層である（第 4 図、第 5 図）。測線 103a-eg14 では SP1,000 ~ 3,000 で

鴨川沖 A 層が厚く堆積しており、堆積層は 80 msec 程度である（第 4 図）。ここでは北東から南西方向へのプログラデーションパターンを鴨川沖 A 層中部に確認できる。鴨川海底谷の北東側の崖にあたる SP5,500 ~ 6,000 でも成層構造を確認できる。103a-eg14 に直交する測線 3-eg14 の SP0 ~ 1,800 では、最大 20 msec 程度堆積する鴨川沖 A 層を確認できる。SP1,000 付近では下面に対してオンラップしている。SP1,800 ~ SP2,300 では比較的厚く堆積しており、鴨川沖 A 層中部が南東方向へのプログラデーションパターンを示している。これと測線 103a-eg14 の SP1,000 ~ 3,000 に認められるプログラデーションパターンの方向を考慮すると、鴨川沖 A 層を構成する碎屑物は北にある鴨川周辺から供給されたと考えられる。また江見南部沖にあたる測線 103a-eg14 の SP3,000 付近には、南西落ちの断層を確認できる（第 4 図）。この断層は北隣の測線 102-eg14 で確認できない。よってこの断層は北西へ向かって変位が減じており、103a-eg14 と 102a-eg14 の間にその北端があると考えられる。断層の南端や全容の確認は今後の課題である。



第5図 測線3-eg14の反射断面図(a)およびその解釈(b).
Fig. 5. Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 3-eg14.

鴨川沖に分布する不整合は鴨川海底谷の両崖で追跡でき(第4図), 九十九里沖に分布する不整合と繋がる可能性が高い. 九十九里沖と鴨川沖で認めた不整合が繋がるならば, 鴨川沖B層と九十九里沖B層が, 鴨川沖A層と九十九里沖A層が対比できる可能性があるが, 今回の調査ではその根拠を得られなかった.

鴨川沖を含む相模湾周辺海域の海洋地質図を作成した木村(1976)は, 鴨川沖の陸棚上に露出する地層を下位からE₂層, E₁層, D層, C層, B層と定義した. E₂層は内部構造を確認できない地層で, E₁層はときとして層理を確認できる地層である. E₂層とE₁層の音響的層相は本研究で定義した鴨川沖B層のものとよく一致することから, E₂層及びE₁層と鴨川沖B層は対比できると考えられる. しかし今回の調査では鴨川沖B層をさらに細分する特徴を確認できなかった. 木村(1976)はまた, E層の上位にはいずれも層理の発達したD層, C層, B層が重なっており, それらは不整合関係にあるとしている. しかしながら鴨川沖A層と鴨川沖B層を境する不整合以外に, 鴨川沖では不整合を確認できない. このように本研究で定義し

た層序と木村(1976)が定義した層序は一致しない. 正確な年代値に基づいた層序対比が今後必要である.

5. まとめ

房総半島東部沿岸にて反射法音波探査を行った結果, 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.

九十九里沖で浸食により形成されたと考えられる不整合を認定し, 地層を二層に区分した. 上位の九十九里沖A層は成層構造の発達する地層である. 下位の九十九里沖B層もまた成層構造の発達する地層で, 棚橋・本座(1983)が定義するB層に対比できる可能性がある. この対比は, 九十九里沖B層が房総半島の上総層群と対比できる可能性を示唆している. 九十九里沖B層はまた, 褶曲構造が発達している. この褶曲構造の形態や規模については今後さらに詳細な検討が必要である.

鴨川沖においても不整合を認定し, 地層を二層に区分した. 上位の鴨川沖A層は成層構造の発達する地

層である。この鴨川沖 A 層に確認できるプログラデーションパターンは、砕屑物が鴨川周辺から供給されたことを示唆する。下位の鴨川沖 B 層は一部で成層構造を確認できるものの、大部分で内部構造を確認できない地層である。鴨川沖 A 層と鴨川沖 B 層を境する不整合は九十九里沖で認められた不整合と繋がる可能性が高い。また江見南部沖において南西落ちの断層を確認したが、その全容については今後の課題である。

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

反射法音波探査は大和探査技術株式会社の方々に実施していただいた。株式会社トライアングルの調査船ヴェルニーⅢを利用し、船長ならびに関係者にご大変お世話になった。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

- 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 S-1，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 S-2，産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 伊藤 慎・斎藤高浩・加瀬善洋・亀尾浩司・柴田健一郎（2013）房総半島更新統上総層群基底の黒滝不整合の実態解明。日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨，266。
- 木村政昭（1976）20 万分の 1 海底地質図「相模灘及付近」。海底地質図，no. 3，地質調査所。
- 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 S-3，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

- 奥田義久（1986）20 万分の 1 海底地質図「鹿島灘」。海底地質図，no. 27，地質調査所。
- 大久保秀一・戸野聡・渡子直記（1990）房総半島沖堆積盆の形成機構。地質学論集，34，21-30。
- 佐藤智之（2014a）勇払平野沿岸域 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海陸シームレス地質図 S-4，産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 佐藤智之（2014b）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総合センター速報，65，1-11。
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山 靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一（1995）10 万分の 1 特殊地質図及び説明書「東京湾とその周辺地域」（第 2 版）。特殊地質図，no. 20，地質調査所。
- 棚橋 学・本座栄一（1983）20 万分の 1 海底地質図「房総半島東方」。海底地質図，no. 24，地質調査所。
- 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹（2000）房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュントラック年代。地質学雑誌，106，560-573。
- 宇多高明（1989）九十九里海岸における過去 6,000 年間の海浜形成と近年の海浜変形との関係。地形，10，343-355。

房総半島東方沖海底堆積物調査の概要

Preliminary results of the marine sediments survey off the east of the Boso Peninsula, the Pacific Ocean, Japan

西田尚央^{1*}・味岡 拓¹・池原 研¹

Naohisa Nishida^{1*}, Taku Ajioka¹ and Ken Ikehara¹

Abstract: This is a preliminary report on the marine sediment survey at east of the Boso Peninsula, the Pacific Ocean, Japan. Surface sediment samplings were conducted using a Smith-McIntyre grab sampler for 91 sites on the shelf (11.9–162.1 m water depth). Sea-floor photographs were also taken using a deep-sea camera for the same sites. As a result, sediment samples and deep-sea photographs were obtained from all the sites. The samples are mainly characterized by sand. In addition, some samples are characterized by mud or rocks, which are consistent with the sea-floor photographs. The core samplings were also conducted using a gravity corer for 4 sites off Kamogawa City (511–1728 m water depth). As a result, 117–404 cm-long cores mainly characterized by silt or silty very fine sand were obtained. Parts of the cores are characterized by scoria and sand layers intercalated with mud. The further analyses are needed (e.g., detailed radio carbon dating, soft-X radiographs) to reveal the origin of the coarse-grained layers.

Keywords: marine sediments, shelf, sedimentation, deep-sea camera

要旨

房総半島東方沖の陸棚域を対象として実施された、海底堆積物調査およびその結果の概要について報告する。本調査では、九十九里沖を中心とした陸棚域（水深 11.9–162.1 m）の 91 点において、スミス・マッキンタイヤー式グラブ採泥器による表層堆積物の採取と海底写真撮影を実施した。また、鴨川市沖（水深 511–1728 m）の 4 点でグラビティコアラーを用いた柱状堆積物の採取を実施した。このうち表層採泥調査の結果、全地点から試資料が得られた。堆積物試料は主に砂で、一部の地点では泥や露岩の一部と考えられる岩石が採取された。海底写真は懸濁によって海底面の状況が不明なものが多数であったが、一部でリップルの発達する砂底や露岩が認められた。このことは、陸棚全域に砂が広く分布していることを示す。一方、柱状採泥調査の結果、4 地点から長さ 117–404 cm のコア試料が得られた。これらの一部には、泥（シルト–粘土）に挟在するスコリアや砂

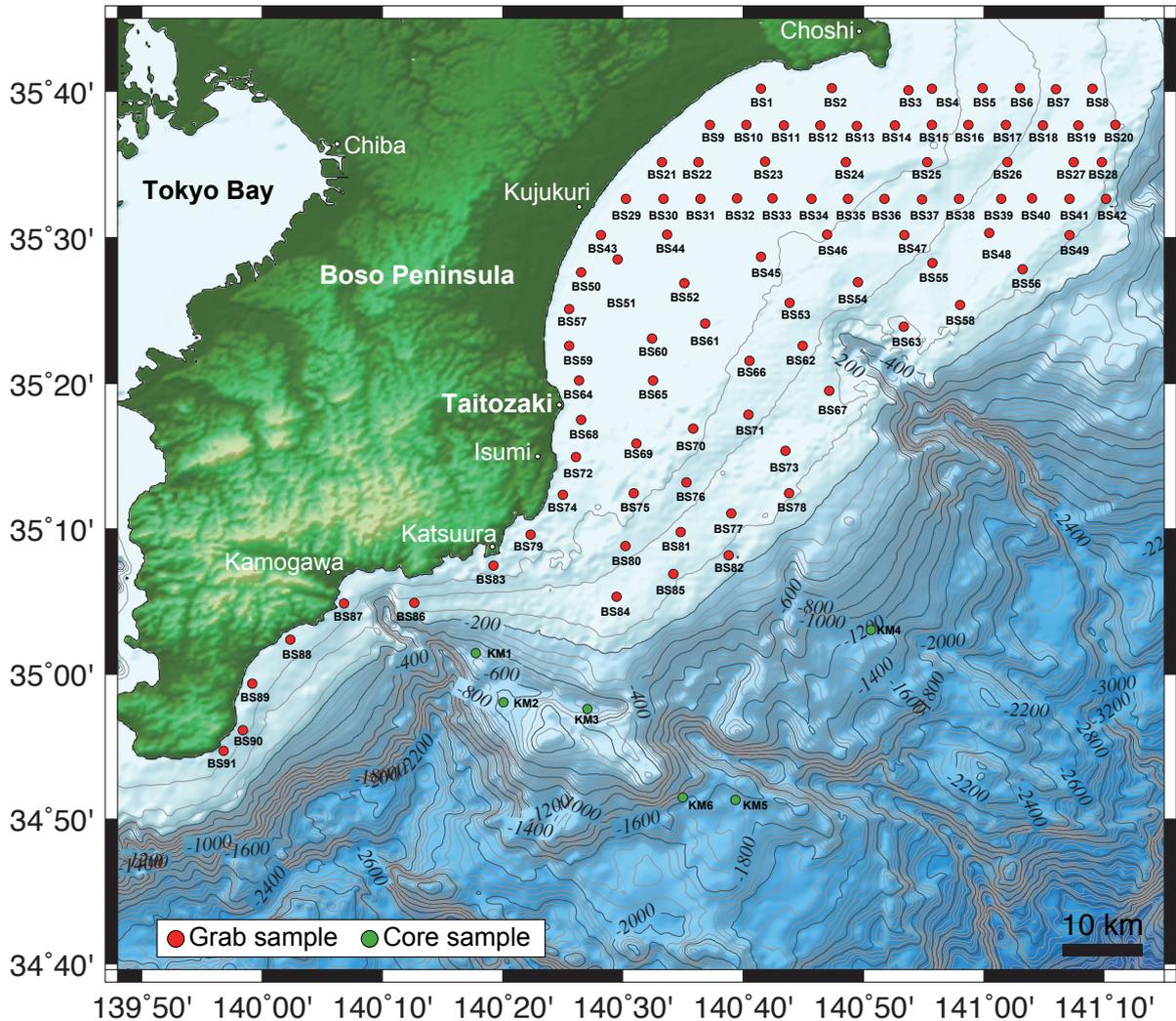
層が認められた。今後、軟エックス線写真撮影などによってそれらのイベント堆積物としての可能性について詳細に検討する必要がある。

1. はじめに

本報告では、房総半島東方沖を対象として平成 26 年度に実施された海底堆積物調査とその結果の概要についてまとめる。この海域の海底堆積物の特徴については、海上保安庁 (1984a, b, 1986, 2000) によって主に九十九里沖の陸棚域の水深およそ 50 m 程度までの範囲を対象に底質分布が示されている。また、太東崎から勝浦沖については、陸棚を含む水深 4000 m までの範囲について底質分布が示されている (Nishimura, 1984)。しかし、この海域の全域における堆積物分布の詳細は明らかにされていない。黒潮の影響を受ける本海域での沿岸域から深海域までを含めた一連の堆積物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、この海域の地質情報を整備す

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 調査海域における採泥点の位置図。

Fig.1 Map showing sampling sites off the east of the Boso Peninsula, the Pacific Ocean.

ることは重要な課題である。また、この海域近傍では、プレートの沈み込みにともなうマグニチュード 7 クラスの地震が多数発生している。例えば、1703 年にはマグニチュード 8.2 の元禄地震が発生している（地震調査研究推進本部，2014；Shishikura, 2014）。今後このような巨大地震の発生に備えるうえで、過去の地震履歴を明らかにすることは大きな意義がある。特に、海底堆積物には、地震性タービダイトが認められる場合があり、歴史記録より古い時代の地震記録として活用できる可能性がある（例えば、Goldfinger et al., 2003）。本報告では、陸棚上の 91 地点において実施された表層採泥調査および鴨川市沖合の 4 地点で実施された柱状採泥調査とそれらの結果の概要についてまとめる。

2. 調査地域概略

房総半島東方沖の海底地形の特徴について、吉川 (1997) にしたがってまとめる。犬吠埼から南に太東埼までの範囲は、九十九里沖を中心として陸棚が広く発達している。陸棚の幅はおよそ 45 km で、陸棚外縁の水深は 170–180 m である（日本第四紀学会，1987）。このうち水深およそ 40 m までは、幅の広い河谷に浅く開析された台地を完新世の堆積物が埋積して形成された平坦面である。また、これより沖合の水深 120 m までは、ほぼ一様で緩い傾斜面である（海上保安庁，1986）。一方で、太東埼から南については、陸棚の幅が狭くなり、陸棚外縁の水深は 160–170 m である（日本第四紀学会，1987）。このうち水深 20 m までの沿岸部は、小規模な起伏をともなう海食面

である。また、これより沖合の水深 50 m までは起伏に富み、小規模なケスタが発達する侵食面およびそれらの間の谷を埋積した堆積面によって構成される。さらに沖合は緩斜面ののち水深 95–125 m は小起伏のケスタが点在する平坦面である。これよりさらに沖合の水深およそ 160 m までは、起伏のやや大きい緩斜面である。

海底堆積物の特徴について、Nishimura (1984) は、太東埼から鴨川沖の水深 1000 m (場所により 2000 m) まで砂あるいは一部露岩が分布し、それより深い海域では泥(シルト)が分布することを示している。また、これより北側の九十九里沖の水深 50–100 m 程度までの陸棚域は、主に砂が分布し、一部露岩や泥(シルト)が分布することが示されている(海上保安庁, 1984a, b, 1986, 2000)。一方、鴨川市沖の 1186 m の地点では、長さおよそ 2 m のコア試料が採取され、泥を主体として一部スコリア質の砂が挟在することが報告されている(小林, 2009)。

3. 調査・分析方法

本調査では、陸棚上を対象とした表層堆積物試料の採取および海底写真撮影を合計 91 点で実施した(水深 11.9–162.1 m) (第 1 図, 第 1 表)。Nishimura (1984) によって堆積物試料の採取が実施された海域においては、それらと重ならないように採泥点を設定した。また、鴨川市沖合を対象としたコア試料の採取を合計 4 地点(水深 511–1728 m) で実施した(第 2 表)。このうち 1 点については、小林(2009)のコア試料が採取された地点の近傍に設定した。

陸棚上での表層採泥調査は、スミス・マッキンタイヤー式採泥器(第 2 図 A) を用いて実施した。1 回の作業で試料が採取されなかった場合は同じ地点でさらに 2 回の作業を試みた。それでも十分な試料が得られなかった場合は直近の地点に移動して合計 3 回まで試料採取を試みた。そこでも十分な試料が得られなかった場合は、その地点での作業を終了した。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)を用いてサブコア試料 2 本と表層から深さ 5 cm までの試料をタッパーに採取した。肉眼による観察を行い、色調(土色帳を使用)と生物あるいはその遺骸の有無について記載した。残った試料は篩で洗い、写真撮影および生体以外の試料

を採取した。一方、海底写真の撮影は、採泥作業の直後に同じ地点で実施した。海底カメラは Benthos 社製で、ISO400 のフィルムを使用した(第 2 図 B)。採泥および海底写真撮影の作業にあたっては、大和探査技術株式会社に一連の作業を依頼し、小型漁船良栄丸(10 トン, 山口洋史船長)(第 2 図 C) を使用して、2014 年 8 月 26 日から 9 月 19 日の間に実施した。

鴨川市沖合での柱状採泥は、事前にサブボトムプロファイラー(SBP) およびマルチビーム音響測深装置を用いて予定地点の表層堆積層や地形の特徴を確認した。予定地点を確定したのち、はじめに G.S. 木下式グラブ採泥器(K グラブ)(本体のみ, 採水器などを取り付けるフレームなし)を用いて表層堆積物を確認した(第 3 図 A)。そのうえで、グラビティコアラを用いて柱状採泥作業を行った。今回使用したものは、バレル長 5 m でインナーチューブ内径 114 mm であった(第 3 図 B)。ただし、グラブ採泥によって表層堆積物が粗粒なことが確認された場合は、バレル長を 3 m と短くした。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、東海大学所有の調査船望星丸(2174 トン, 荒木直行船長)(第 3 図 C) を使用して 2013 年 9 月 19 日から 23 日にかけて実施した。

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 2 本については、1 本を包丁で分割し、断面を整形後に写真撮影と肉眼記載を行い、軟エックス線写真撮影用および粒度分析用の試料を採取した。このうち粒度分析用の試料は、表層から深度 2–4 cm の部分についてスパチュラを用いて採取した。いくつかの層が認められる場合は、それぞれから採取した。粒度分析は、試料を 1wt% ヘキサメタリン酸ナトリウム溶液中で超音波洗浄機を用いて 5 分攪拌させたのち、レーザー回折式粒度分析装置(Horiba LA960, 産業技術総合研究所設置)を用いて実施した。サンプル濃度は、半導体レーザー(赤)で 80–90%, LED(青)で 70–90% の範囲内になるようにした。また、屈折率は 1.55–0.0i (1.33) とした。なお、粒径が 3 mm を超す粒子を含む試料については粒度分析は未実施である。サブコア試料の残りの 1 本は保存用とした。海底写真については、現像するとともにデジタル化した。コア試料は現地で 1 m ごとに分割し、乾燥を防いだ状態で産業技術総合研究所に運搬した。次に、実験室でテグスを用いて半割し、片側を研究用、もう一方を保存用

第 1 表 表層採泥調査における試料採取地点の位置、水深、および粒度分析結果
(粒径 3 mm 以上の粒子を含む試料をのぞく)。Table 1 Sampling locations, water depths and the results of the grain-size analyses
(except for the samples including grains larger than 3 mm) for the grab sampling.

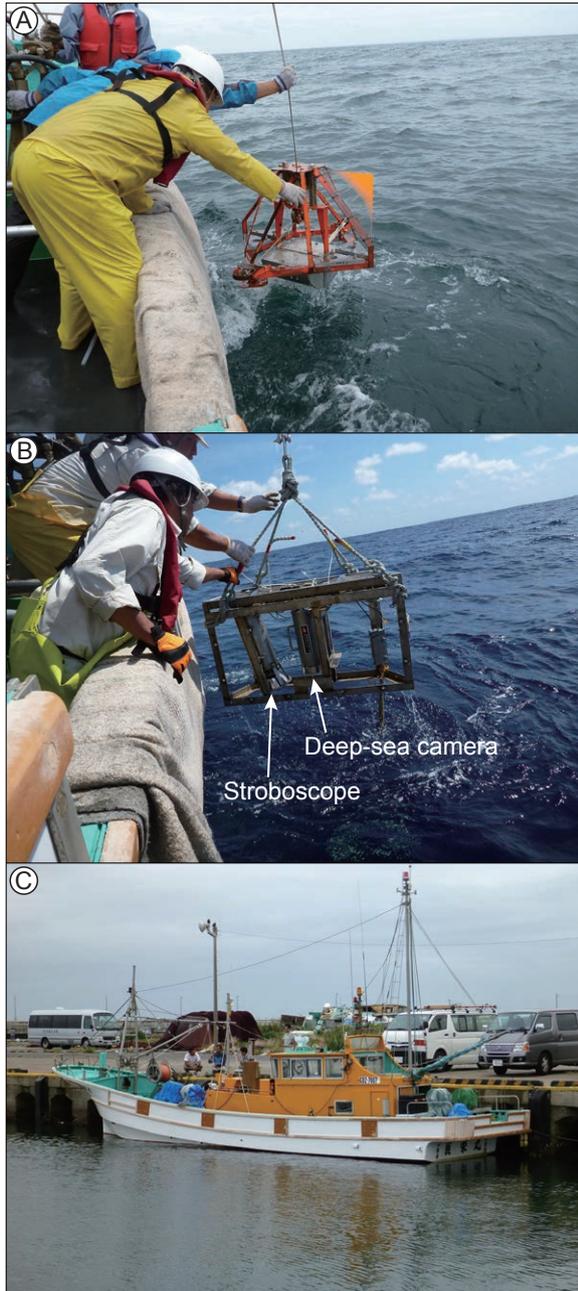
Site	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Median grain size (μm)	Note
BS1	N35°40'11.291"	E140°41'27.878"	11.9	102.0	
BS2	N35°40'13.871"	E140°47'20.668"	13.7	137.1	
BS3	N35°40'05.179"	E140°53'42.638"	23.1	172.9	
BS4	N35°40'11.812"	E140°56'50.825"	40.0	135.5	
BS5	N35°40'14.089"	E140°59'52.749"	64.7	90.7	
BS6	N35°40'12.777"	E141°03'00.017"	85.3	82.0	
BS7	N35°40'10.324"	E141°05'59.611"	112.4	47.9	
BS8	N35°40'11.712"	E141°09'01.112"	132.2	32.8	
BS9	N35°37'42.073"	E140°37'13.945"	12.6	132.2	
BS10	N35°37'42.280"	E140°40'16.600"	14.3	126.2	
BS11	N35°37'41.636"	E140°43'22.146"	17.0	168.8	
BS12	N35°37'41.428"	E140°46'25.243"	18.8	141.9	
BS13	N35°37'39.483"	E140°49'27.059"	21.3	159.6	
BS14	N35°37'41.050"	E140°52'35.964"	26.0	137.3	
BS15	N35°37'43.102"	E140°55'40.051"	36.7	135.9	
BS16	N35°37'42.306"	E140°58'43.938"	55.6	125.5	
BS17	N35°37'42.583"	E141°01'49.667"	78.5	114.3	
BS18	N35°37'40.478"	E141°04'53.492"	115.9	10.3	
BS19	N35°37'41.975"	E141°07'52.583"	128.7	194.6	
BS20	N35°37'43.282"	E141°10'56.034"	144.2		Mudstone
BS21	N35°35'10.9"	E140°33'14.034"	14.9	120.1	
BS22	N35°35'10.556"	E140°36'15.564"	18.3	125.8	
BS23	N35°35'11.940"	E140°41'48.514"	22.9	158.8	
BS24	N35°35'10.509"	E140°48'31.578"	27.9		including grains > 3 mm
BS25	N35°35'10.322"	E140°55'16.795"	51.9	156.4	
BS26	N35°35'09.962"	E141°01'58.739"	106.3	179.0	
BS27	N35°35'10.571"	E141°07'27.412"	127.2		Mudstone
BS28	N35°35'10.209"	E141°09'47.785"	137.4	367.6	
BS29	N35°32'38.889"	E140°30'16.022"	16.0	128.0	
BS30	N35°32'40.140"	E140°33'20.936"	22.0	119.5	
BS31	N35°32'39.789"	E140°36'26.443"	15.0	326.0	
BS32	N35°32'40.556"	E140°39'27.224"	27.2	135.5	
BS33	N35°32'41.281"	E140°42'26.461"	30.5	185.4	
BS34	N35°32'40.000"	E140°45'39.381"	34.4	238.2	
BS35	N35°32'40.354"	E140°48'42.216"	41.0	154.8	
BS36	N35°32'39.639"	E140°51'44.789"	55.2	195.1	
BS37	N35°32'38.228"	E140°54'50.880"	74.9	171.6	
BS38	N35°32'39.830"	E140°57'56.854"	96.5	148.8	
BS39	N35°32'39.880"	E141°01'26.070"	110.7	245.6	
BS40	N35°32'41.192"	E141°04'01.269"	118.0		Mudstone
BS41	N35°32'39.512"	E141°07'06.775"	129.2	448.6	
BS42	N35°32'39.650"	E141°10'09.481"	143.0	419.8	
BS43	N35°30'10.742"	E140°28'10.873"	16.4	131.4	
BS44	N35°30'12.171"	E140°33'41.278"	27.4	114.5	
BS45	N35° 28'41.324"	E140° 41'27.745"	40.6	120.8	
BS46	N35° 30'12.128"	E140° 46'57.847"	48.5	354.6	
BS47	N35° 30'11.549"	E140° 53'22.338"	83.2	161.7	
BS48	N35° 30'18.882"	E141° 00'27.487"	115.9	258.9	
BS49	N35° 30'11.365"	E141° 07'05.943"	130.8		including grains > 3 mm
BS50	N35° 27'37.164"	E140° 26'32.185"	16.2	128.3	

第1表 続き
Table 1 continued

BS51	N35° 26'30.151"	E140° 29'34.439"	24.2	109.8	
BS52	N35° 26'52.398"	E140° 35'04.670"	32.8	107.8	
BS53	N35° 25'31.242"	E140° 43'50.754"	59.4	112.5	
BS54	N35° 26'56.128"	E140° 49'30.531"	85.1	127.3	
BS55	N35° 28'16.114"	E140° 55'43.130"	114.3	165.1	
BS56	N35° 27'51.312"	E141° 03'13.467"	134.1	460.5	
BS57	N35° 25'06.239"	E140° 25'32.270"	16.2	122.4	
BS58	N35° 25'22.706"	E140° 58'00.334"	142.0	278.5	
BS59	N35° 22'35.197"	E140° 25'31.278"	14.7	131.9	
BS60	N35° 23'05.755"	E140° 32'25.289"	30.4	107.5	
BS61	N35° 24'06.780"	E140° 36'49.443"	38.8	100.9	
BS62	N35° 22'35.300"	E140° 44'56.765"	86.9	132.4	
BS63	N35° 23'54.524"	E140° 53'19.820"	139.2	214.2	
BS64	N35° 20'12.002"	E140° 26'21.454"	15.2	225.4	
BS65	N35° 20'12.252"	E140° 32'30.453"	27.9	165.1	
BS66	N35° 21'33.073"	E140° 40'29.869"	58.3	131.8	
BS67	N35° 19'30.408"	E140° 47'08.950"	129.3	329.2	
BS68	N35° 17'30.700"	E140° 26'31.735"	14.4	786.5	
BS69	N35° 15'53.142"	E140° 31'06.169"	21.0	411.3	
BS70	N35° 16'53.370"	E140° 35'49.825"	40.9		including grains > 3 mm
BS71	N35° 17'51.883"	E140° 40'25.051"	79.9	245.4	
BS72	N35° 14'56.846"	E140° 26'04.657"	18.2		Mudstone
BS73	N35° 15'23.323"	E140° 43'29.547"	122.8	489.7	
BS74	N35° 12'21.711"	E140° 24'59.711"	21.0	121.1	
BS75	N35° 12'27.190"	E140° 30'52.860"	47.5	7.6	
BS76	N35° 13'13.083"	E140° 35'17.626"	71.1	509.3	
BS77	N35° 11'03.584"	E140° 39'00.182"	130.2		including grains > 3 mm
BS78	N35° 12'28.456"	E140° 43'47.554"	150.2		including grains > 3 mm
BS79	N35° 09'37.191"	E140° 22'20.267"	22.7		including grains > 3 mm
BS80	N35° 08'49.293"	E140° 30'13.308"	81.0	443.7	
BS81	N35° 09'48.766"	E140° 34'47.880"	110.4		Mudstone
BS82	N35° 08'12.364"	E140° 38'46.432"	162.1		including grains > 3 mm
BS83	N35° 07'27.888"	E140° 19'14.566"	34.8	388.6	
BS84	N35° 05'20.833"	E140° 29'28.431"	107.4		including grains > 3 mm
BS85	N35° 06'55.232"	E140° 34'10.641"	132.7		Mudstone
BS86	N35° 04'55.121"	E140° 12'40.407"	19.1	86.0	
BS87	N35° 04'52.174"	E140° 06'47.588"	22.6	153.5	
BS88	N35° 02'23.924"	E140° 02'21.727"	18.1	185.6	
BS89	N34° 59'20.778"	E139° 59'10.404"	19.3		including grains > 3 mm
BS90	N34° 56'09.044"	E139° 58'22.876"	27.7		including grains > 3 mm
BS91	N34° 54'42.468"	E139° 56'47.560"	29.6		including grains > 3 mm

とした。このうち研究用の試料については、半断面を整形後に写真撮影、肉眼記載および軟エックス線写真撮影用のスラブ試料の採取を行った。さらに、KM1 から得られたコア試料から、貝殻を採取した。また、KM4, 5, 6 から得られたコア試料からは、およそ 50 cm 間隔で堆積物試料を採取し、63 μm の篩で洗ったうえで、パリノサーヴェイ株式会社に依頼して有孔虫を拾い出した。これらについて、株式会社地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析法に

よって放射性炭素年代測定を行った。得られた年代値について、ソフトウェア CALIB 7.1 (Stuiver et al., 2015) により、MARINE13 データセット (Reimer et al., 2013) 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、調査海域から近い三浦半島で得られた7つの海洋リザーバー値 (Shishikura et al., 2007) の平均値 $\Delta R = 133 \pm 16 \text{ yr}$ を用いた。本報告では、暦年の確率分布中央値を用いる。



第2図 A: スミス・マッキンタイヤ式グラブ採泥器。
B: 海底カメラ。C: 良栄丸。
Fig.2 A: Smith-McIntyre grab sampler.
B: Deep-sea camera. C: Ryoei-maru.

4. 結果

九十九里沖を中心とした陸棚上での表層採泥の結果、全 91 地点から試資料が得られた。表層堆積物は主に砂で、一部シルトや岩石であった。一方、鴨川市沖での柱状採泥の結果、4 地点から長さ 117-404 cm のコア試料が得られた。それぞれの概要について以下にまとめる。

第2表 鴨川市沖での柱状採泥調査における試料採取地点の位置と水深。

Table 2 Sampling locations and water depths for the core sampling.

Site	Latitude	Longitude	Water depth (m)
KM1	N35°01'29.04"	E140°17'49.14"	511
KM2	N34°58'03.88"	E140°20'05.06"	555
KM3	N34°57'35.84"	E140°27'03.03"	564
KM4	N35°03'04.19"	E140°50'37.14"	1301
KM5	N34°51'20.02"	E140°39'21.29"	1728
KM6	N34°51'30.85"	E140°34'57.57"	1556

4.1 表層堆積物の特徴

表層採泥の結果について、第1表にまとめる。得られた堆積物試料の中央粒径について、岸から水深 50 m まで、50-120 m、ならびに 120 m 以深の順に特徴をまとめる。はじめに水深 50 m までの範囲では、太東崎より北の九十九里沖の 36 地点で 102.0-786.5 μm (平均 176.7 μm , 細粒砂) であった。ほかに、3 mm 以上の粒子を含む試料が 2 地点から得られた (BS24, 70)。また、太東崎より南の 6 地点では、7.6-388.6 μm (平均 157.1 μm , 細粒砂) であった。ほかに、3 mm 以上の粒子を含む試料が 4 地点から得られた (BS79, 89, 90, 91)。また、露岩の一部と考えられる泥岩片が BS72 より得られた。次に、水深 50-120 m までの範囲では、太東崎より北の九十九里沖の 20 地点で、90.7-258.9 μm (平均 145.1 μm , 細粒砂) であった。ほかに、露岩の一部と考えられる泥岩片が BS40 より得られた。また、太東崎より南の 2 地点では、443.7-509.3 μm (平均 476.5 μm , 中粒砂) であった。ほかに、3 mm 以上の粒子を含む試料が 1 地点 BS84 から得られた。また、露岩の一部と考えられる泥岩片が BS81 より得られた。最後に水深 120 m 以深では、太東崎より北の九十九里沖の 8 地点では、194.6-489.7 μm (平均 305.1 μm , 中粒砂) であった。ほかに、3 mm 以上の粒子を含む試料が BS49 から得られ、露岩の一部と考えられる泥岩片が BS20, 27 の 2 地点より得られた。また、太東崎より南の 1 地点 BS73 では、489.7 μm (中粒砂) であった。ほかに、3 mm 以上の粒子を含む試料が 3 地点から得られた (BS77, 78, 82)。また、露岩の一部と考えられる泥岩片が BS85 より得られた。

海底写真は、懸濁によって海底面の状況が不明瞭な場合が多くあった。ただし、BS69, 75, 76, 80, 84 では、リップルが認められた (第4図A)。ほかに、露

岩が認められた地点があった（第4図B）。これらの結果は、採取された堆積物試料の特徴と一致する。

4.2 コア試料の特徴

コア試料は、鴨川市沖の4地点より得られた。当初の作業予定点であったKM2とKM3は、事前に行ったグラブ採泥によって粗粒な堆積物が得られたために、採泥作業を断念した。このため、KM5とKM6を新たに採泥点として設定し、作業を行った。各地点から得られた試料の特徴について、以下に概略をまとめる。

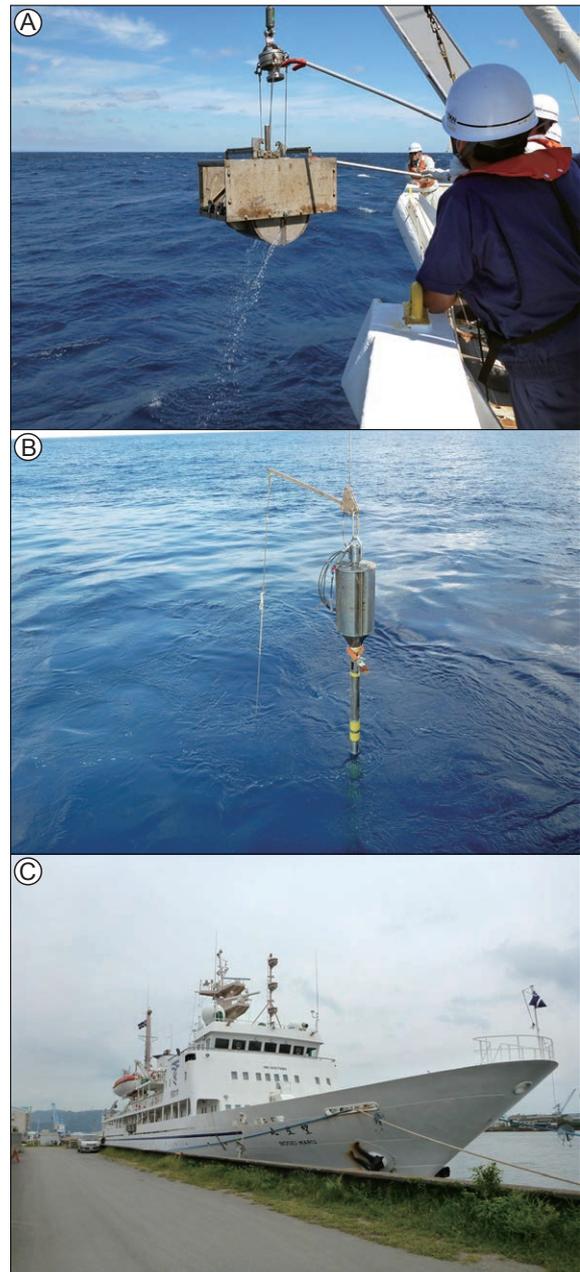
KM1（水深511 m）からは、2本のコア試料が得られた（以下KM1, KM1-2とよぶ）。KM1は、長さが24 cmで、顕著な生物擾乱の影響を受けた極細粒砂によって構成される。一部には貝殻片が認められる。KM1-2は、長さが117 cmで、シルト質極細粒砂によって構成される。貝殻片や植物片が一部で認められる。年代測定によって、コア深度116 cmで7267 cal kyr BP、55 cmで13778 cal kyr BP、20 cmで3717 cal kyr BPの値が得られ、最下部と中部で年代値が逆転している。

KM2（水深555 m）およびKM3（水深564 m, 582 m）は、グラブ採泥によって粗粒な堆積物が採取された。このため、柱状採泥の作業を断念した。

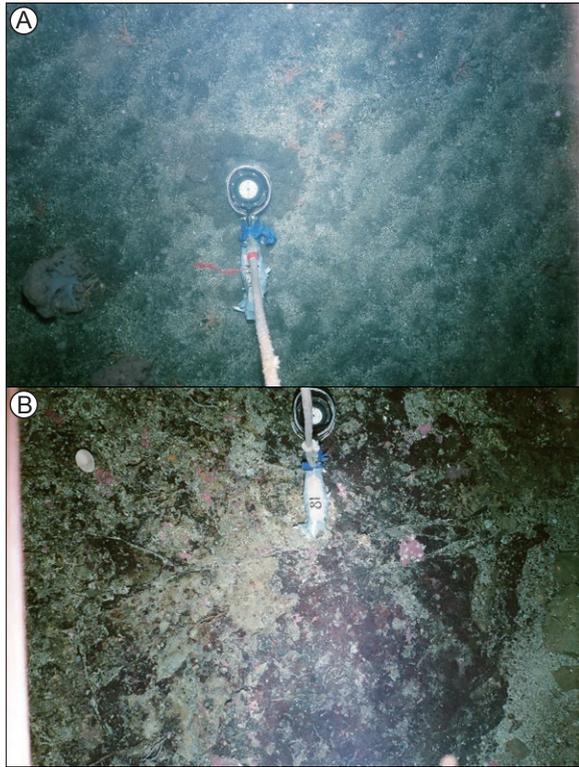
KM4（水深1301 m）からは、長さが330 cmのコア試料が得られた（第5図）。厚さおよそ5-55 cmのシルト質粘土と厚さおよそ25-60 cmの砂質シルトが繰り返し重なることで特徴づけられる。全体に生物擾乱が発達している。また、一部には、厚さ2, 3 cmのスコリアの層（コア深度63-65 cm, 283-286 cm）および厚さ3 cmのシルト質極細粒砂（コア深度142-145 cm）が挟在する。合計7点の年代測定によって、コア深度272 cmでは放射性炭素年代測定の測定限界を超える値（43500 yr BPより古い）が得られた。測定限界より若い年代値としては、コア深度221 cmで40991 cal yr BPと最も古い値が得られた。また、コア深度20 cmで18718 cal yr BPと最も新しい値が得られた。年代値の逆転は認められない。

KM5（水深1728 m）からは、長さが404 cmのコア試料が得られた。全体を通じて生物擾乱の発達したシルト質粘土によって構成される。砂層の挟在は認められない。年代測定は1点のみを行い、コア深度398 cmで14540 cal kyr BPの値が得られた。

KM6（水深1556 m）からは、長さが307 cmのコア試料が得られた。全体に有孔虫に富む生物擾乱の発達したシルト質粘土によって構成される。ただし、最上部（コア深度0-53 cm）は比較的粗粒でシルトである。また、一部で厚さ0.5-2 cmの砂層の挟在が認められる（コア深度141-144 cm, 232-233.5 cm, 262-262.5 cm）。合計7点の年代測定によって、コア深度305 cmで13436 cal kyr BPと最も古い値が得られた。また、コア深度55 cmで4503 cal kyr BP、コア深度5 cmで「現在」の値が得られた。年代値の逆転は認められない。



第3図 A: G.S. 木下式グラブ採泥器（K グラブ）。
B: グラビティコアラー。 C: 調査船望星丸。
Fig.3 G.S. Kinoshita-type grab sampler (K-grab).
B: Gravity corer. C: R/V Bosei-maru.



第 4 図 表層採泥調査によって撮影された海底写真。

A: BS41. リップルが認められる。

B: BS81. 露岩が認められる。

Fig.4 Images showing sea-floor morphology.

A: Rippled sand (BS41). B: Rocky basement (BS81).

5. まとめと今後の課題

主に九十九里沖の陸棚上の表層堆積物の特徴は、従来の報告 (Nishimura, 1984; 海上保安庁, 1984a, b, 1986, 2000) と同様の傾向が認められた。今後、全ての試料の粒度分析を行い、陸棚全域をカバーする底質分布図の作成を進める。一方、鴨川市沖から採取されたコア試料については、軟エックス線写真の撮影などによって泥層に挟在する砂層やスコリア層の特徴を詳細に検討するとともに、追加の年代測定も行うことでその起源について明らかにする。また、小林 (2009) によって得られたコア試料との比較も合わせて行い、イベントによる堆積記録の可能性について検討する。

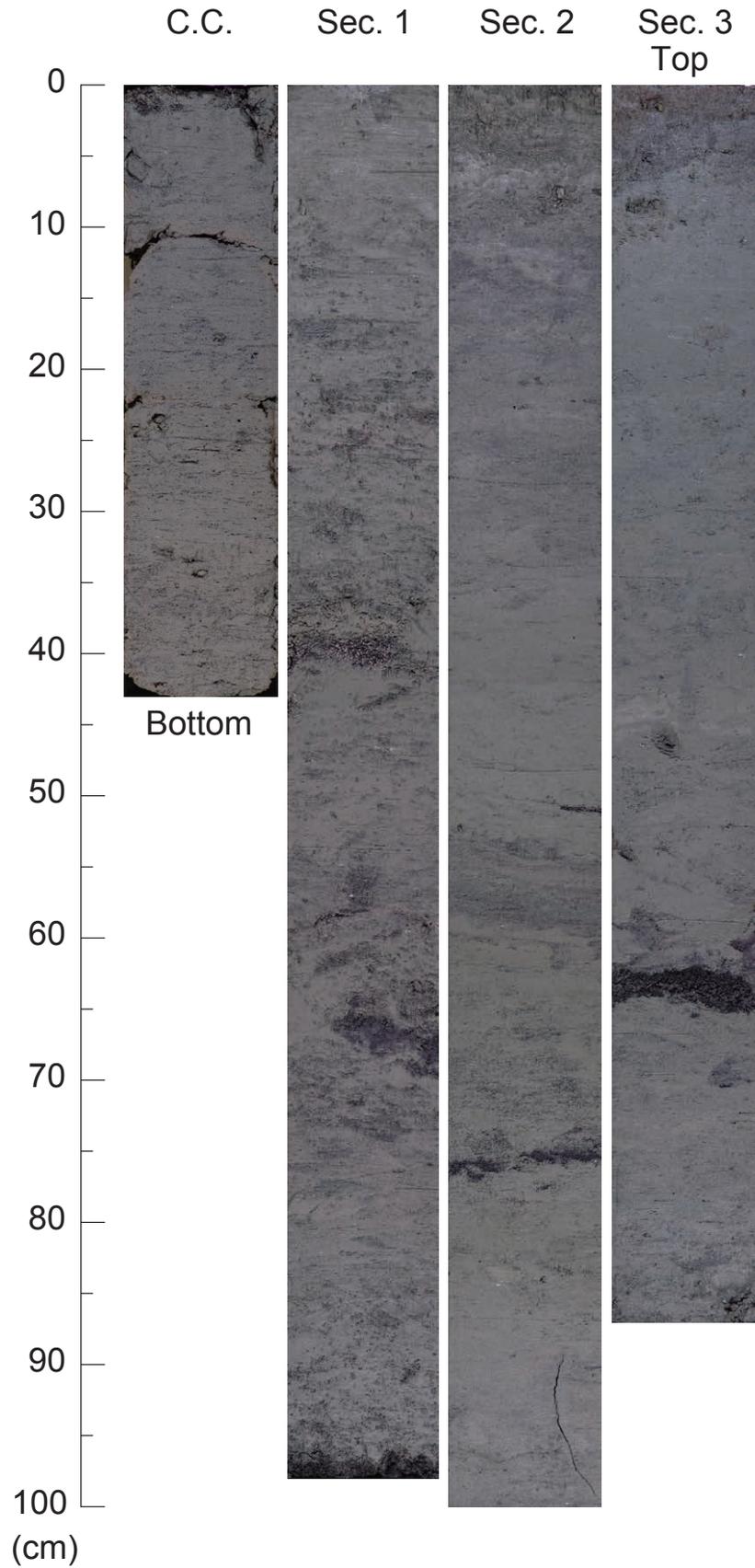
謝辞

本調査は千葉県、千葉漁業協同組合連合会ならびに夷隅東部、岩井、御宿岩和田、海匠、勝浦、鴨川市、九十九里、新勝浦市、銚子市、富浦、東安房、沿岸小型漁船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。陸棚上での表層堆積物の採取および海底写真撮影の作業は、世森祐一氏、高杉睦寛氏、袴田 代氏、本間章好氏、澤 孝英氏、川名佳和氏 (大和探査技術株式会社) に行っていた。また、作業船良栄丸の山口洋史船長には調査全般を通じてお世話になった。鴨川市沖での柱状堆積物試料採取の作業に際しては、久保尚大氏、半場康弘氏、向山健二郎氏、堤 正光氏、澤田 顕氏 (川崎地質株式会社) に行っていた。また、調査船望星丸の荒木直行船長、乗組員の方々、東海大学の坂本 泉氏およびに学生諸氏には調査全般を通じてお世話になった。田中裕一郎氏、佐藤智之氏には地元説明に際してたいへんお世話になった。片山 肇氏には調査結果について有益なご議論をいただいた。粒度分析に際しては、産総研地質調査総合センター共同利用実験室の装置を使用し、七山 太氏には使用法についてお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文献

- Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. (2003) Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 555–577.
- 地震調査研究推進本部 (2014) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版) 概要資料. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/14apr_sagami/sagami_gaiyou.pdf
- 海上保安庁 (1984a) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 犬吠埼. 海上保安庁, 東京.
- 海上保安庁 (1984b) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 鴨川湾. 海上保安庁, 東京.
- 海上保安庁 (1986) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 太東埼. 海上保安庁, 東京.
- 海上保安庁 (2000) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 九十九里浜. 海上保安庁, 東京.
- 小林 励司 (2009) 「かいいい」KR09-10 航海データ. <http://www.godac.jamstec.go.jp/darwin/cruise/kairei/kr09-10/j/>
- 日本第四紀学会 (1987) 日本第四紀地図. 東京大学出版会, 東京.



第5図 鴨川市沖の KM4 (水深 1301 m) から採取されたコア試料。一部にスコリア層や砂層の挟在が認められる。詳細は本文参照。

Fig.5 Core samples obtained from KM4 (1301 m water depth). Scoria and sand layers are intercalated with muddy deposits. See the text for details.

- Nishimura, A. (1984) Bottom sampling and photographing on the southeastern offshore of the Boso Peninsula. Geological Survey of Japan Cruise Report No. 19, 54–66.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Ramsey, C.R., Buck, C.E., Cheng H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, 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 Plich, J (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869–1887.
- Shishikura, M. (2014) History of the paleo-earthquakes along the Sagami Trough, central Japan: Review of coastal paleoseismological studies in the Kanto region. Episodes, 37, 246–257.
- 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.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2015) Calib. 7.1. WWW program and documentation, <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- 吉川虎雄 (1997) 大陸棚—その成立を考える. 古今書院, 東京, 202p.

九十九里低地 (真亀一片貝地区) 沿岸陸域における浅部地下構造調査 —データ取得—

Shallow seismic reflection survey at the Kujukuri coastal plain (Magame -Katakai area), Chiba Prefecture, central Japan - Data acquisition -

山口和雄^{1*}・伊藤忍¹

Kazuo Yamaguchi^{1*} and Shinobu Ito¹

Abstract: We conducted a shallow seismic reflection survey along a coastal line at the Kujukuri coastal plain (Magame - Katakai area), Chiba Prefecture, central Japan. The seismic source is a P-wave Yuatsu impactor, intervals of stations are 2m for both source and receiver, the maximum source – receiver offset is 382m and the survey line is 4.5km long. In gained shot gathers, first breaks of 1.6km/s apparent velocity reach the maximum offset, reflection waves are recognized down to 500ms in two way time. In constant velocity stacked CMP time sections with simple processing, a continuous reflector is recognized between 30ms and 40ms in two way time and it probably is the bottom of alluvial sediments. Strong reflectors exist between 200ms and 300ms and they are boundaries in the Kazusa group.

Keywords: seismic reflection survey, subsurface structure, seismic section, alluvial sediment, Kazusa group, Kujukuri coastal plain

要旨

九十九里低地の沿岸陸域に沿って浅部反射法地震探査を行った。震源はP波油圧インパクト、測点間隔は2m、最大オフセットは382m、測線長は4.5kmである。発震記録で見掛け速度1.6km/sの初動は最大オフセットまで届き反射波は往復走時500msまで見られる。一定速度CMP重合断面では走時30msから40msに連続的な反射面が認められ沖積層基底面と考えられる。200msから300msの強振幅の反射面は上総層群中の境界であろう。

1. はじめに

「沿岸域の地質・活断層調査」のプロジェクトは関東地方南部の沿岸陸域と沿岸海域を調査対象として進められている。陸域の地震探査では平成26年度に九十九里低地の沿岸陸域で反射法地震探査を実施した。探査の目的は沖積層基底の形状の把握および深度300m程度までの地下構造の解明である。本探査

データは本プロジェクトで収集・取得される九十九里低地の坑井データおよび九十九里低地沿岸海域の音波探査データ等と対比し地質情報として整備される。

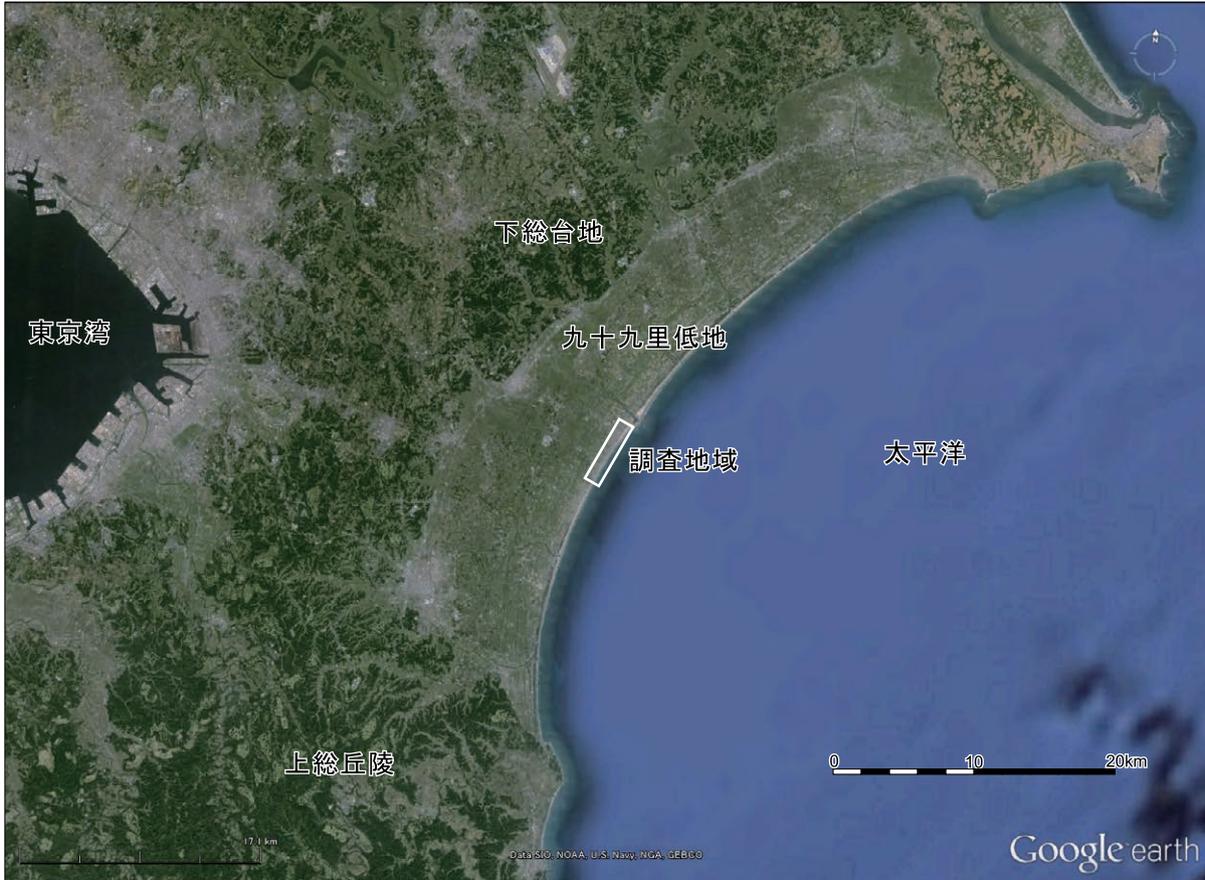
2. 調査概要

九十九里低地の地形・地質は、森脇(1986)や斎藤(2008)で概説されている。九十九里低地は、海岸線の延長が約60km、幅が約10kmの広大な低地で、周囲は南部の標高200m以下の上総丘陵、西部から北部の40m～100mの下総台地に囲まれている。海岸線に並行に並ぶ砂堤列群は大きく3つに区分され、これらは約2000年間隔の気候・海水準変動によって形成された。

地質図(関東地方土木地質図編纂委員会, 1996)によれば、九十九里低地には深度20mから40m程度の沖積層基底の谷地形(埋積谷)が数箇所推定されている。九十九里低地の地下構造調査は、地中レーダ(Tamura et al., 2008, 2010)や基礎物理探査(石油公団, 2000)等の既存調査がある。探査深度は地中レー

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 調査地域周辺の広域図。
 矩形は第 2 図の範囲を示す。基図として Google Earth を使用した。
 Fig.1 Wide area map of the survey area.
 The square corresponds to Fig.2. The base map is from Google Earth.

だが 10m 以浅，基礎物理探査が 300m 以深から数 km である。本調査地の約 8km 北方では深度 1661m の坑井 (林ほか，2009) が掘削されている。

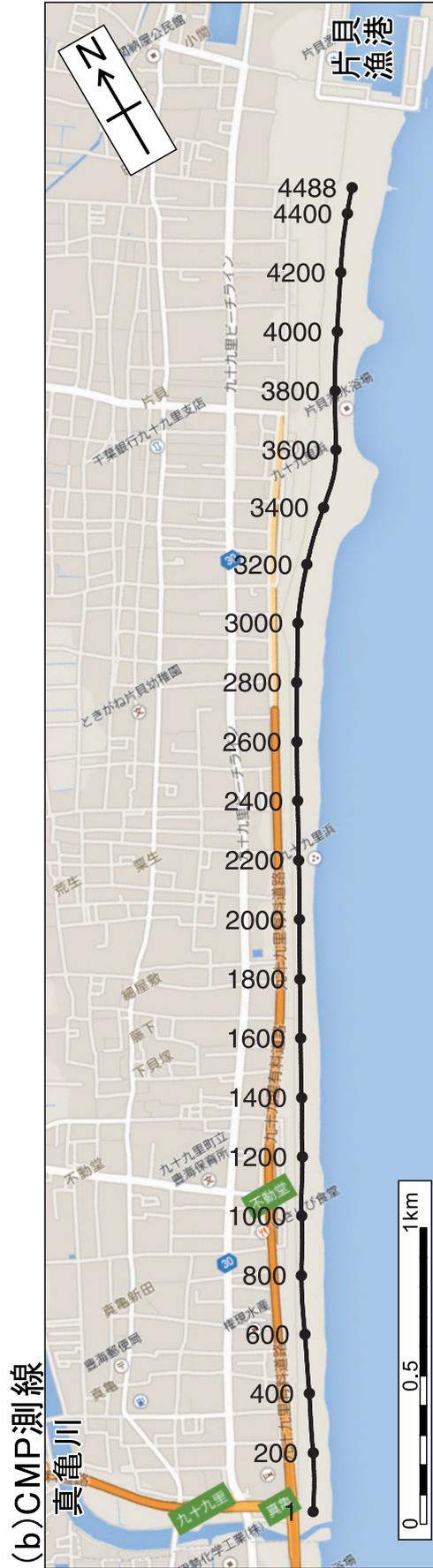
本報告の地下構造調査は，九十九里低地中央からやや南側の千葉県山武郡九十九里町付近で実施した (第 1 図)。調査測線は真亀地区から片貝地区に至る長さ 4.5km の海浜に沿って配置した (第 2 図)。測線は上記の推定埋積谷を横断する。

第 1 表に調査の測定諸元を，第 3 図に調査機器と調査地の写真を示す。推定埋積谷の深度及び既存データで欠けている深度を考慮して深度 10 数 m ~ 300m 程度を目標範囲に設定し，それに見合うように震源は P 波油圧インパクト，測点間隔は 2m，最大オフセットは 382m とした。測点は測量ロープを敷設し 10 点 (20m) 毎に目印杭を差した。受振器・ケーブルが波を被り陸側に数 m 移動した箇所が 2 区間あった (第 3 図 (c)) が，受振器は 1 点に 1 個でケーブルと一体型のため迅速に復旧できた。地表面は砂が分布し震源・受振器とのカップリングは良好と考えられる (第 3 図

(d))。近接する九十九里有料道路の通行車両はノイズ源となった。1 発震点の発震回数は 10 回を標準とし，発震点 71 ~ 93 と 1301 ~ 1344 では降雨等によるノイズが卓越したため 20 回に増やした。個々の発震記録を探鉱機で収録した。測量は杭位置を GPS で測りその間は内挿した。測点標高は 1.3m ~ 2.5m である。現地調査は 2015 年 1 月 20 日 ~ 2 月 4 日に実施した。

3. 取得データ

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。初動は最大オフセットまで届き見掛け速度は 1.6Km/s 程度である。ゼロオフセットの初動走時は 10ms ほどあり，これは表層の低速度層の存在を示唆する。多重反射の可能性はあるが，反射波走時の波群は往復走時 500ms 程度まで見られる。震源に起因するコヒーレントノイズは複数種類の波群が存在する。



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).

基図として Google Map を利用した.

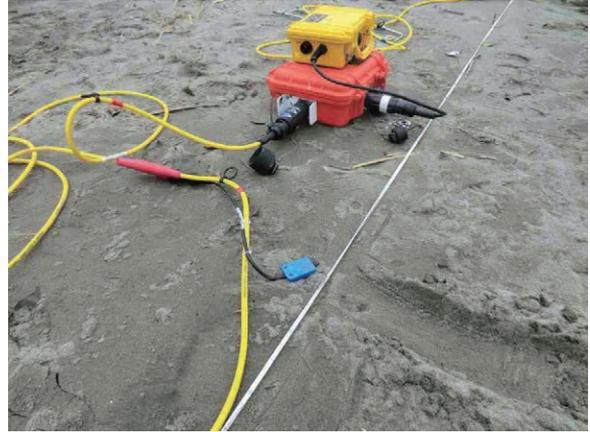
Fig.2 Seismic lines.

(a) Survey lines with station numbers (2m interval), (b) CMP lines with CMP numbers (1m interval).
The base map is from Google Map.

(a)震源装置



(b)受振装置



(c)波で移動した受振器とケーブル



(d)発震後のプレート跡



第 3 図 調査機器と調査地の写真。

(a) 震源装置 P 波油圧インパクトタ, (b) 受振装置 青色: 受振器 橙色: データ取得ボックス 黄色: バッテリー,

(c) 波で移動した受振器とケーブル, (d) 発震後のプレート跡

Fig.3 Photos of survey instruments and survey area.

(a)Seismic source P-wave Yuatsu Impactor, (b) Receiving instruments blue: receiver orange: data acquisition box yellow: battery, (c) Receivers and cables moved by wave, (d) Baseplate traces of seismic source.

データ QC のために簡易的なデータ処理による予備的な定速度 CMP 重合時間断面を作成した。処理メニューは垂直重合, ジオメトリ適用, デコンボリューション, バンドパスフィルタ, 振幅調整, CMP ソート, 定速度 NMO(1.4km/s, 1.5km/s, 1.6km/s), ストレッチミュート, CMP 重合である(第 5 図)。重合速度 1.4km/s の断面で往復走時 30ms ~ 40ms に強振幅イベント, 1.6km/s の断面で 200ms ~ 300ms に強振幅イベントが見られる。静補正・パラメータテスト・速度解析等が未適用のため, 反射面は整理されず所々で断続し, これらの断面図では地下構造解釈は難しい。しかしながら, 既存の地質図や坑井データから, 上記反射面はそれぞれ沖積層基底面, 上総層群中の地層境界に対応すると考えられる。

4. まとめ

千葉県山武郡九十九里町海滨沿いで反射法地震探査による浅部地下構造調査を実施した。主な仕様は震源:P 波油圧インパクトタ, 測点間隔:2m, 最大オフセット:382m, 測線長 4.5km 等である。得られた発震記録は, 見掛け速度約 1.6km/s の初動が最大オフセットまで達し, 反射波は往復走時 500ms 程度まで見られる。簡易データ処理による予備的な定速度 CMP 重合断面で往復走時 30ms ~ 40ms に沖積層基底面と考えられる反射面, 200ms ~ 300ms に上総層群中の地層境界と考えられる反射面がイメージされた。

今後, 初動走時読み取り・静補正・パラメータテスト等の詳細なデータ処理を進め最終的な反射断面を作

第1表 調査諸元と調査機器.
Table1 Survey parameters and instruments.

測線名	真亀一片貝
調査測線長	4486m
総受振点数	2244点
総発震点数	2242点
測点番号	1-2244
発震受振展開	192受振点を固定し1-48で発震し、 受振点を48点ずつ移動
調査方向	南西→北東
震源	P波油圧インパクトJMI-200 (地球科学総合研究所製)
発震点間隔	2m
発震パターン	1箇所固定
発震回数	10回(ノイズ卓越箇所は20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ント製)
チャンネル数	192ch
記録長	2s
サンプリング間隔	0.5ms
CMP重合数	標準96
CMP間隔	1m
CMP番号	1-4488
CMP数	4488点
CMP測線長	4487m
測量装置	GRS-1(トプコン製)
測量方法	仮想点方式 ネットワーク型RTK- GNSS(ジェノバ)
調査年月日	2015年1月20日~2月4日

成し、沖積層基底面の形状を把握するとともに深度300m程度までの地下構造を解明する。

謝辞

本調査の実施に際して、千葉県山武土木事務所、九十九里町役場、伊勢化学工業株式会社に様々な便宜を図っていただきました。データ取得の現地作業はサンコーコンサルタント株式会社が実施しました。上記の皆様へ心からの謝意を表します。

文献

- 林 広樹・中満隆博・柳沢幸夫・渡辺真人・堀内誠示・嶋田智恵子・北村敦史・関口渉次・笠原敬司 (2009) 千葉県山武市蓮沼高感度地震観測井の孔井地質と地質年代. 防災科学技術研究所研究報告, 73, 19-39.
- 関東地方土木地質図編纂委員会 (1996) 関東地方土木地質図 4.
- 森脇 広 (1986) 日本の地質 3 関東地方 九十九里

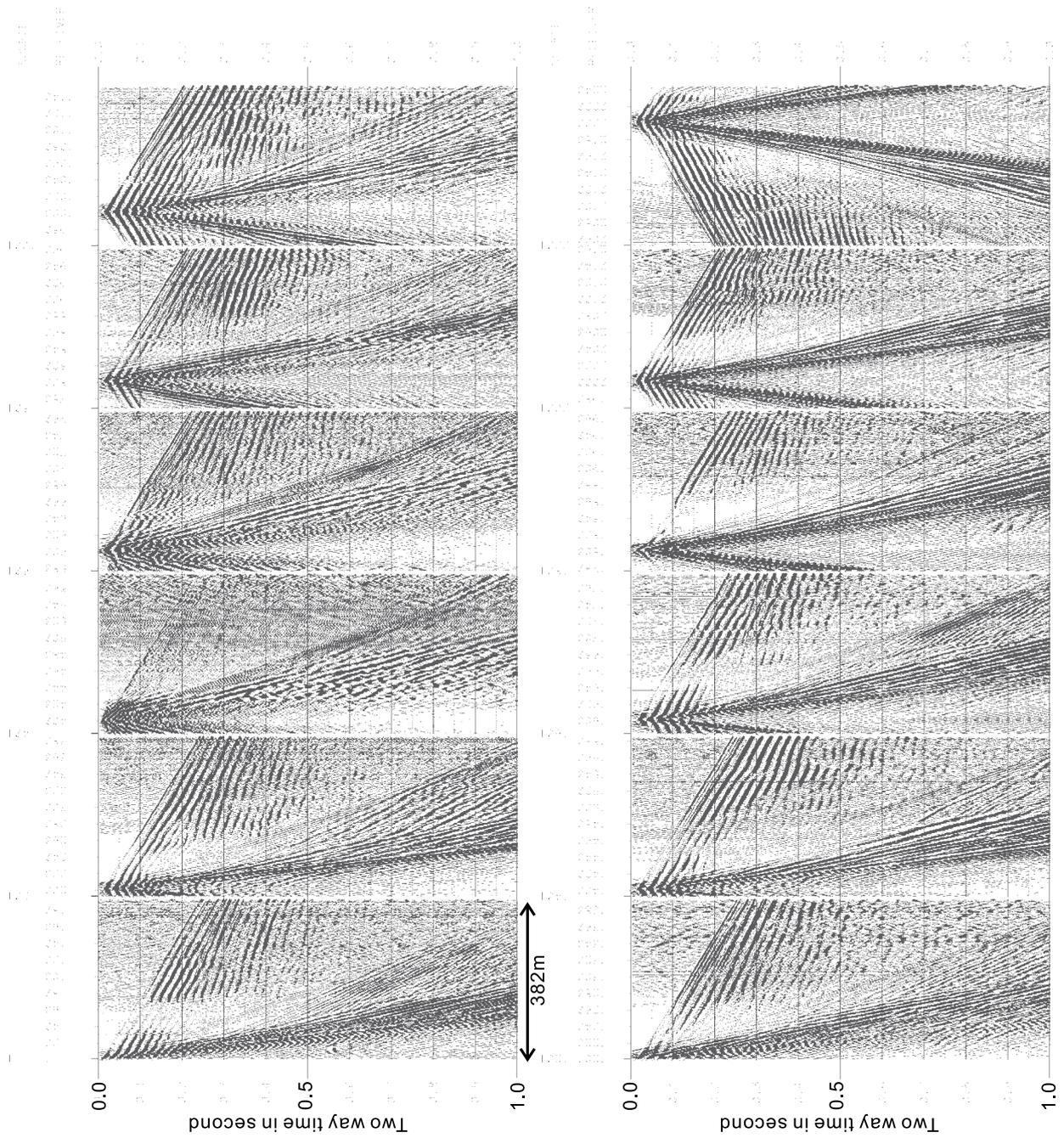
低地. 日本の地質「関東地方」編集委員会, 共立出版, 199-200.

斎藤文紀 (2008) 日本地方地質誌 3 関東地方 4.4.1 研究史からみた関東平野の沖積層. 日本地質学会編, 朝倉書店, 369-380.

石油公団 (2000) 平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査. 基礎物理探査「房総沖浅海域」調査報告書.

Tamura T., Murakami F., Nanayama F, Watanabe K., Saito Y. (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan, Marine Geology, 248, 11-27.

Tamura T., Murakami F., Watanabe K. (2010) Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan, Quaternary Research, 74, 227-234.

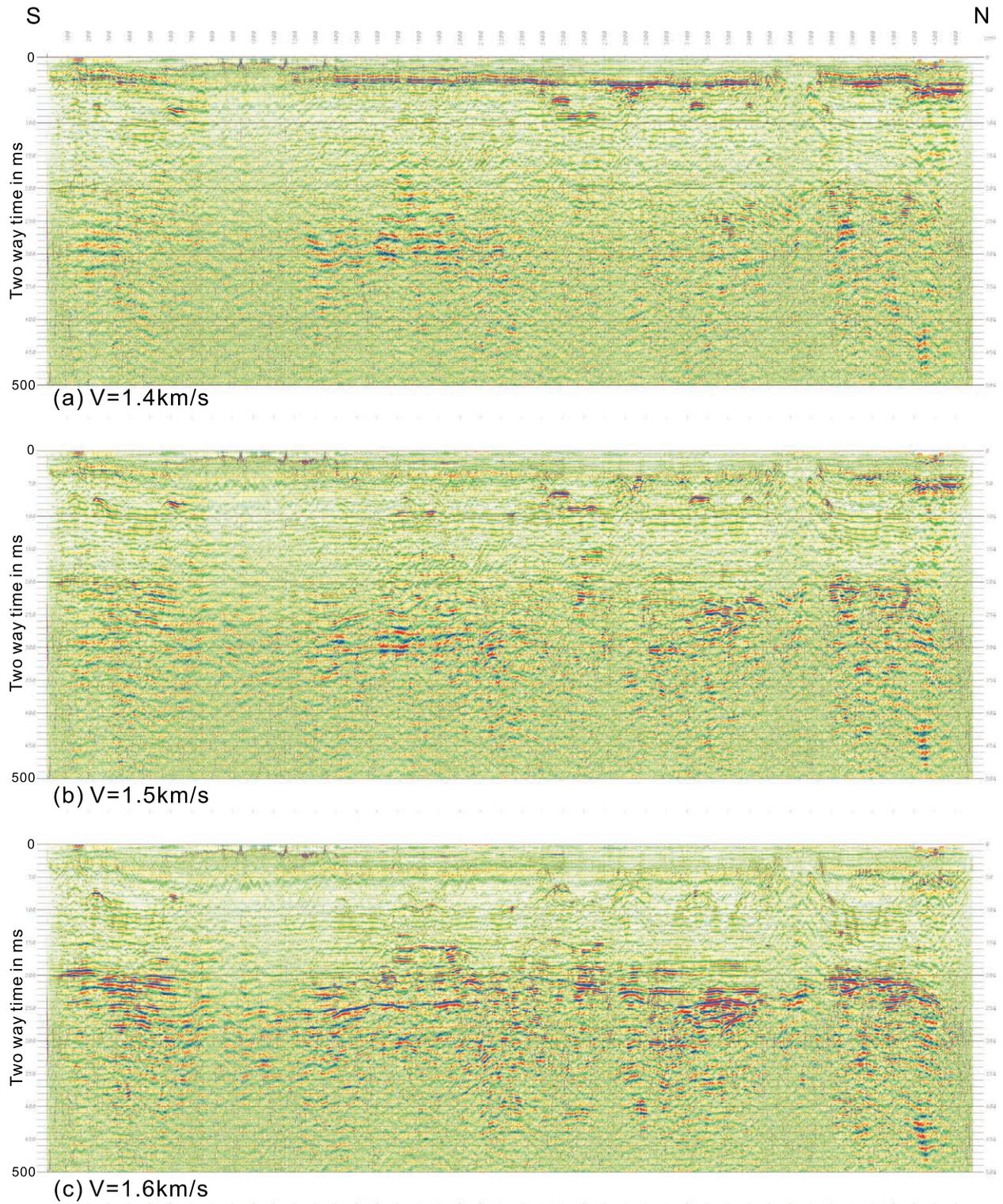


第 4 図 発震記録.

垂直重合と振幅調整後の発震記録 200 発震点 (400m) 毎に表示 SOURCE: 発震点番号
RECEIVER: 受振点番号.

Fig.4

Shot records.
Vertical stack and Gain recovery are applied. Every 200 shot point (400m interval) SOURCE: source station number
RECEIVER: receiver station number



第 5 図 予備的な時間断面図。

簡易データ処理を適用し定速度重合した予備的な CMP 重合時間断面図。およその縦横比は 2:1。
 (a)NMO 速度 1.4km/s, (b)NMO 速度 1.5km/s, (c)NMO 速度 1.6km/s.

Fig.5 Preliminary time sections.

Preliminary CMP stacked time sections with simple processing and constant velocity NMO applied.
 Approximate vertical exaggeration is 2.

(a) NMO velocity 1.4km/s, (b) NMO velocity 1.5km/s, (c) NMO velocity 1.6km/s.

久留里～大多喜間の地質調査

Preliminary geological map around Kururi and Ootaki areas, Boso Peninsula, Central Japan

小松原 琢^{1*}
Taku Komatsubara^{1*}

Abstract: The author make a preliminary geological map around Kururi and Ootaki areas in Boso peninsula, where close-up geological map have not been published except for 1/50,000 surface geological map (Chiba prefecture, 1976) and 1/1000,000 miscellaneous geological map (Mitsunashi et al.,1976; Suzuki et al.,1995). The author used 1/2,500 town map for field survey to measure the height of the key bed and boundary of formations in detail. The following stratigraphic relationships were revealed. 1) The Kakinokidai formation (sandy siltstone) and Chonan Formation (alteration of sandstone and mudstone) are intertonguing around the Ch3 tephra key bed. 2) The Kongochi formation, the uppermost part of the Kazusa group overlying lower layers with partial unconformity. The author would like to enlarge survey area to northeast and south west, and make clear the stratigraphic relationships in wider areas. This report should be just preliminary report.

Keywords: Shimosa group, Kazusa group, middle Pleistocene, lower Pleistocene, tephra

要旨

従来、千葉県(1976)による1/50,000表層地質図や三梨ほか(1976)および鈴木ほか(1995)による1/100,000特殊地質図を除いて詳細な地質図が公表されていなかった、久留里～大多喜周辺地域の地質図を試作した。地質調査にあたっては自治体発行の1/2,500地形図を基図として用い、特に鍵層や地層境界の標高を正確に測定するように努めた。その結果、柿ノ木台層と長南層はテフラ鍵層Ch3付近で指交すること、上総層群最上部の金剛地層は下位層を削り込んで不整合関係で接することが確認された。今後はさらに南西部と北東部を中心に調査を行ってより確実な地質図を作成する。

1. はじめに

南関東沿岸地域の地質・活構造情報整備の一環として、上総層群分布地域の中ではテフラ鍵層の記載された中縮尺地質図が刊行されていない房総半島中央

部の地質情報の整備を目的として地表踏査を行った。調査対象地域は1/50,000地形図「大多喜」の北部約1/4を占める地域で、北緯35°17′～35°20′、統計140°0′～140°15′の経緯線で囲まれた地域である。この地域では三土(1937)の1/75,000地質図、千葉県(1976)による1/50,000の国土基本調査表層地質図が完成しているが、鍵層の記載を欠いており、その後に行われた調査と整合しない部分がある。また鍵層が記された地質図としては三梨ほか(1976)および鈴木ほか(1995)の1/100,000特殊地質図があるが、縮尺に合わせて適宜総描されており、位置の正確さは必ずしも十分でない。調査地域の北では1/50,000地質図「姉崎」図幅(徳橋・遠藤, 1984)、西では同富津図幅(中嶋・渡辺, 2005)、南では1/50,000日本油田・ガス田図「富津-大多喜」(地質調査所, 1962)によって層序・構造がまとめられ、調査地域東方を除いて周辺地域の地質に関する詳細な基盤情報が整備されている。また、千葉県立中央博物館によるテフラ鍵層の露頭情報集(千葉県自然資料研究会編, 1988;千葉県立中央博物館編, 1992)は、層序確立の上で大変重要

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

な価値をもつ。こうした資料があるものの調査地域においてはテフラを側方に追跡して作成された地質図は公刊されていない。

当地域の正確な地質図を作成することは、いろいろな分野から期待されている。著者は縮尺 1/2500、等高線間隔 2m の自治体発行地形図を基図として鍵層や地層境界を正確に測定することを通じて、地質図の作成を試みた。

2. 層序概要

調査地域の地質は下位より上総層群、下総層群、段丘堆積物に大分される。本調査では上総層群のうち、国本層より上位の地層のみを対象とし、梅ヶ瀬層以下は調査対象としていない。

対象とする上総層群は、下位より国本層、柿の木台層、長南層、万田野層、笠森層、金剛地層からなる。下総層群は、下位より地藏堂層、藪層、清川層、木下層、姉崎層からなる。それより上位の地層は市原Ⅰ段丘堆積物、市原Ⅱ段丘堆積物、南総段丘堆積物、崖錐堆積物および沖積段丘堆積物に区分される。沖積段丘堆積物は各層が構成する地形面によって数層に区分できる(鹿島, 1982)が、煩雑さを避けるため本論では一括する。作成した地質図を第 1 図に、層序概要を第 2 図に示す。

3. 各層の概要と追跡可能なテフラ

3.1 国本層

命名 植田(1930, 1933)

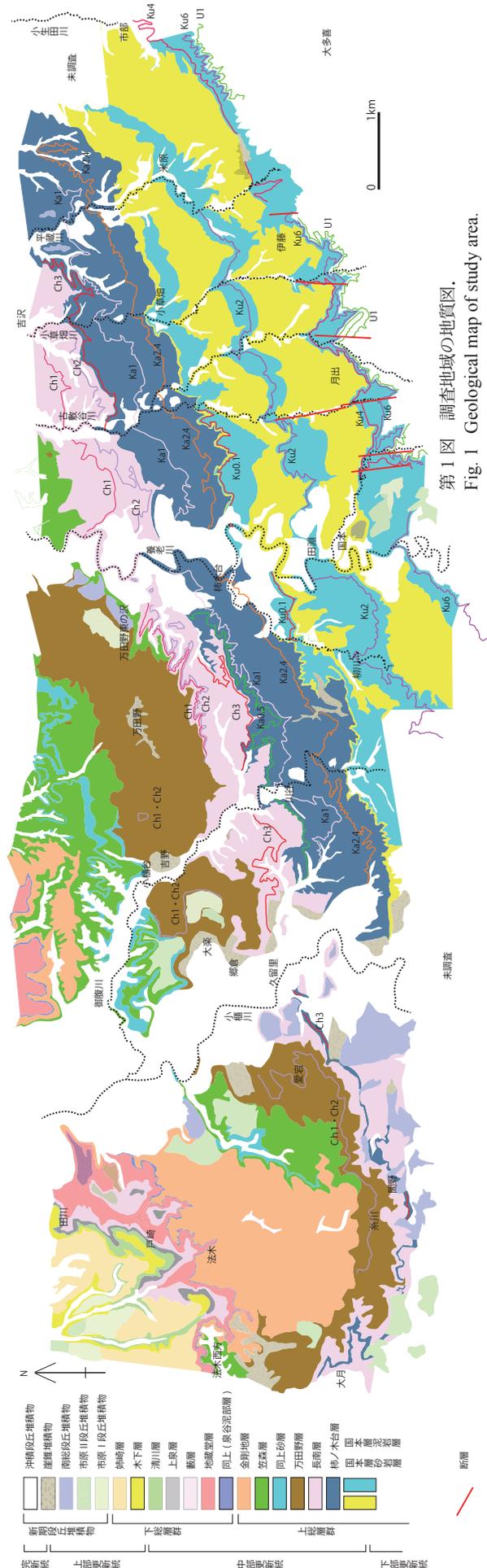
模式地 市原市国本

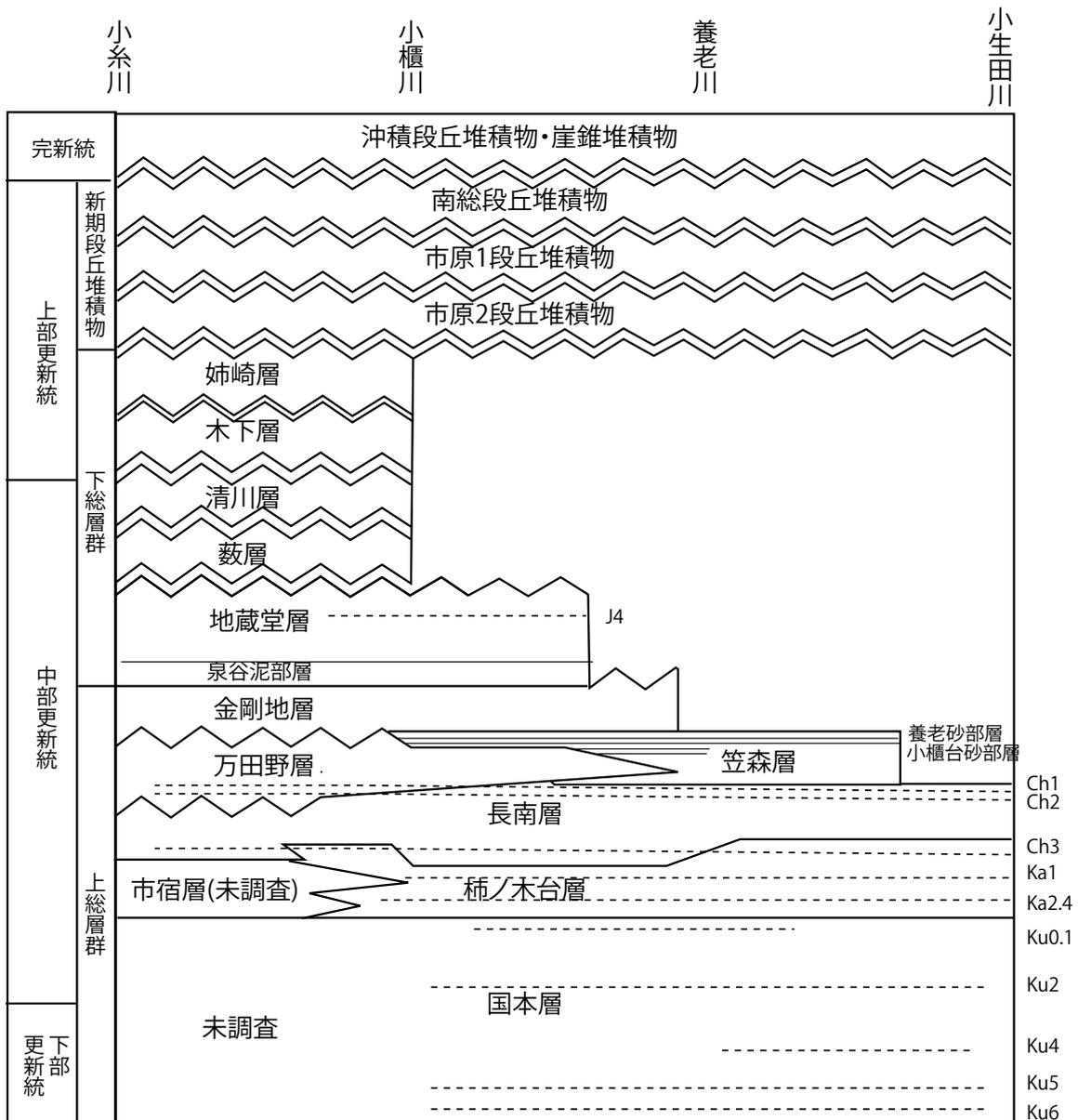
定義 5 枚組のテフラ群からなる Ku6 テフラ群を含む泥岩層の基底を国本層基底と定義する。上限は後述する Ka2.6 テフラの下位に出現する砂岩層の上限とする。

層序関係 下位の砂勝ち砂岩泥岩互層からなる梅ヶ瀬層を整合に覆う。

岩相とテフラ 側方連続性の良い 6 部層に分けられる(第 3 図)。

最下部泥岩層は基底から 10~20m 上位に Ku6 テフラ群を、30~40m 付近に Ku5 テフラ群を最上部の砂岩泥岩互層中に Ku3 および Ku4 を挟有する。本部層の層厚は約 50 ~ 100m である。





第2図 調査地域の層序概観.

Fig. 2 Stratigraphy of study area

下部砂岩層は連続露頭を欠き、側方追跡可能なテフラは発見されていない。本部層の厚さは 80～120 mである。

中部泥岩層は下部に白尾テフラ，中部に Ku2 テフラ群を挟有する。中部泥岩層の厚さは 50～80 mである。

上部砂岩層は連続露頭を欠き、側方追跡可能なテフラは発見されていない。本部層の厚さは 20～40 mである。

上部泥岩層は Ku0.1 を挟有する。この部層の厚さは 20～40 mである。

3.2 柿ノ木台層

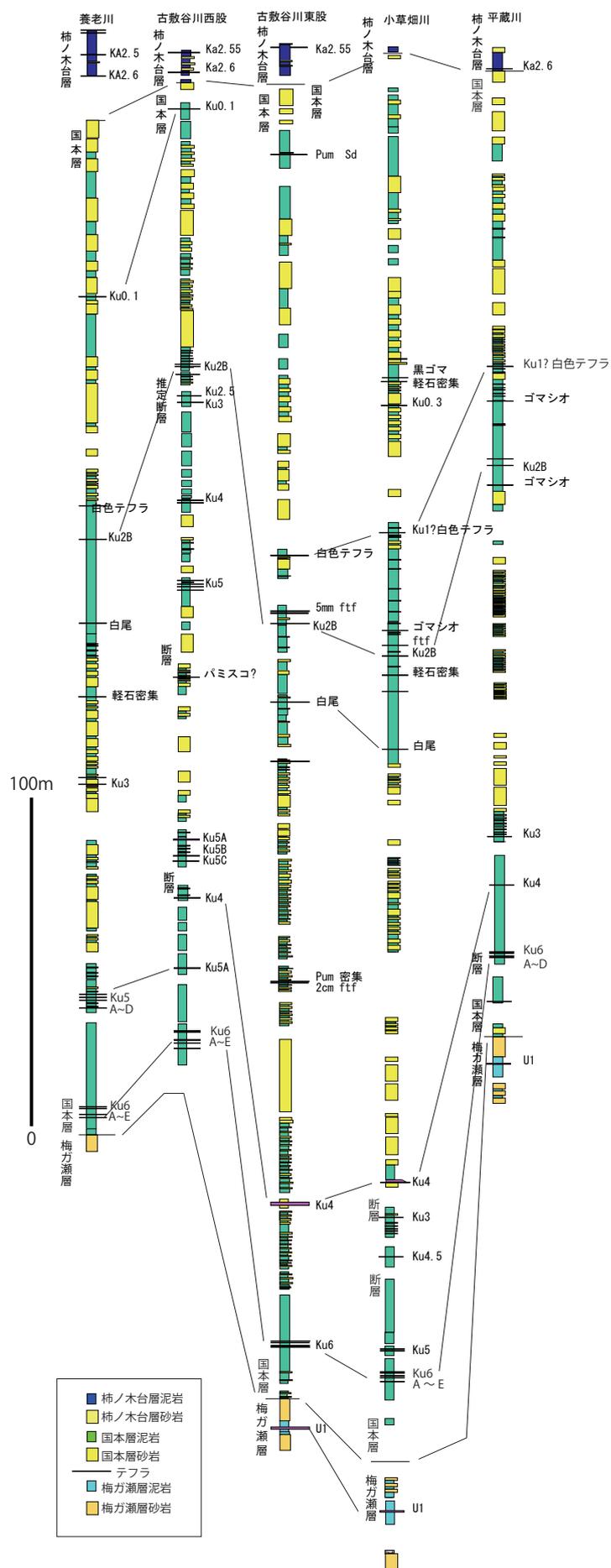
命名 植田 (1930,1933)

模式地 市原市柿ノ木台

定義 テフラ鍵層 Ka2.6 の下位の砂岩泥岩互層基底の泥岩層基底を本層基底とする。上限は一連の砂質泥岩ないし泥質砂岩の上限とする。この上限に関する定義は三梨ほか (1976) と同じであるが、徳橋・遠藤 (1984) とは異なっている。本層上限とテフラ鍵層との関係は場所によって一定しないが、Ch3 直上ないし Ka0.5 の上位に位置する。

層序関係 下位の国本層を整合に覆う。

岩相とテフラ 生物擾乱を受けた塊状の砂質泥岩を主体とする (第4図)。



第 3 図 国本層の主要ルート柱状図.
Fig. 3 Route geologic columns of the Kokumoto Formation.

最下部には下位から Ka2.6, Ka2.55 および Ka2.5 が挟在する。下部の Ka2.4 テフラ群と中上部の Ka1, 上部の Ka0.5 は認識しやすく側方連続性が良い。本層の層厚は 100 ~ 140 m であり、東ほど厚い傾向がある。

3.3 長南層

命名 三土 (1933)

模式地 長南町長南 (調査地域の北東)

定義 下位の柿ノ木台層の塊状泥質砂岩ないし砂質泥岩を整合に覆う砂岩泥岩互層。この定義は、三梨ほか (1976) と同等であるが、徳橋・遠藤 (1984) とは異なっている。その理由は、本報告では肉眼で観察される岩相に依拠して層を区分したためであり、テフラ鍵層と岩相が斜交する場合には岩相の違いを優先して層を区分したことによる。徳橋・遠藤 (1984) によって再定義された長南層下部の塊状シルト岩は、本報告の柿ノ木台層最上部に相当する。

層序関係 小櫃川付近右岸以西では下位の柿ノ木台層と指交するが、大部分の地域では柿ノ木台層を整合に覆う。

岩相とテフラ 単層の厚さ 10cm ~ 最大 2m 程度の砂岩泥岩互層からなる (第 5 図)。西に向かって砂の割合が高くなる。万田野地区以東では本層上部に Ch1, 中部に Ch2 を挟有するほか、養老川~小櫃川間では下部に Ch3 を挟有する。本層の層厚は東部で約 100m, 西部では約 50 m である。

3.4 万田野層

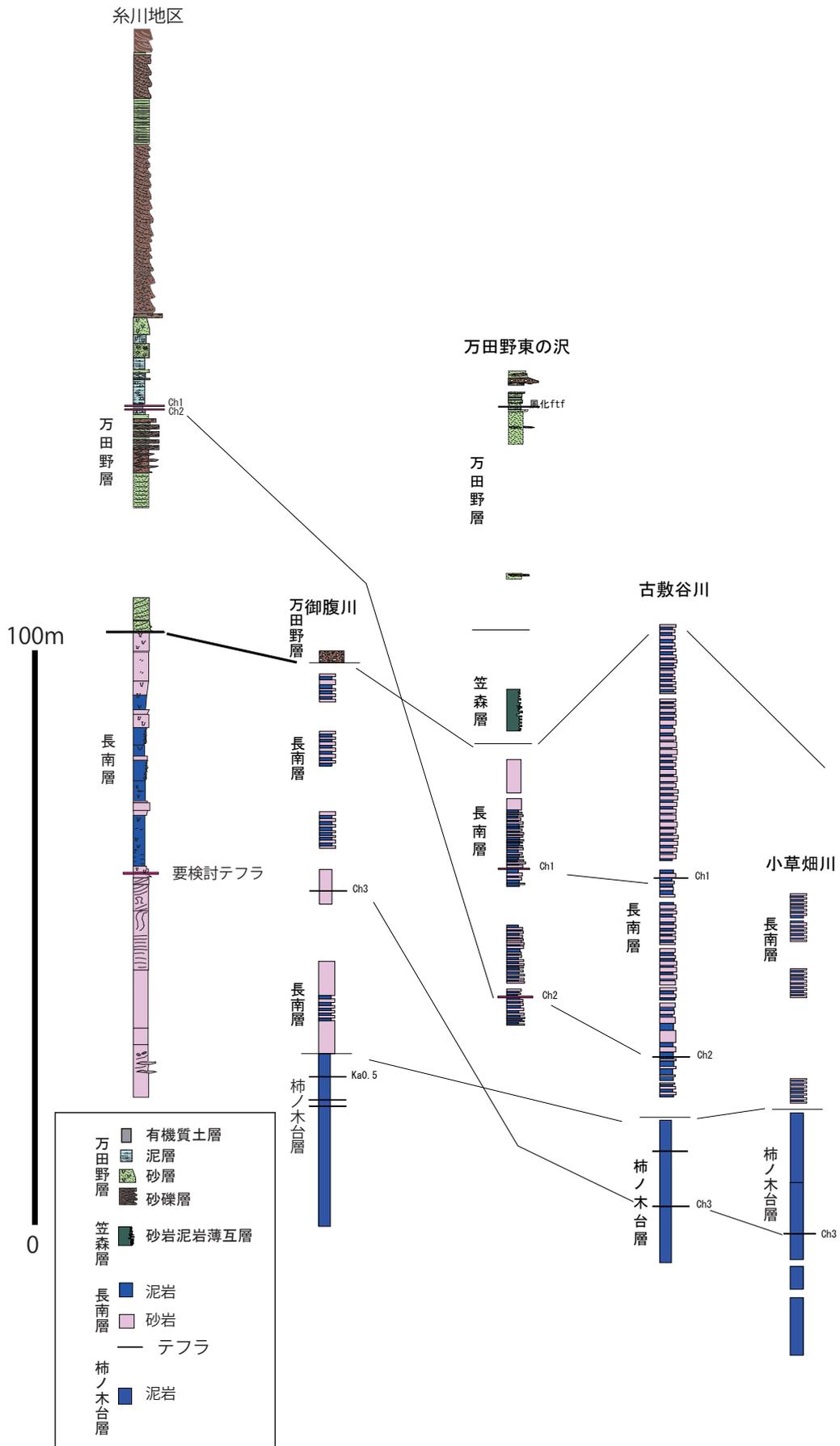
命名 三土 (1933)

模式地 万田野集落周辺

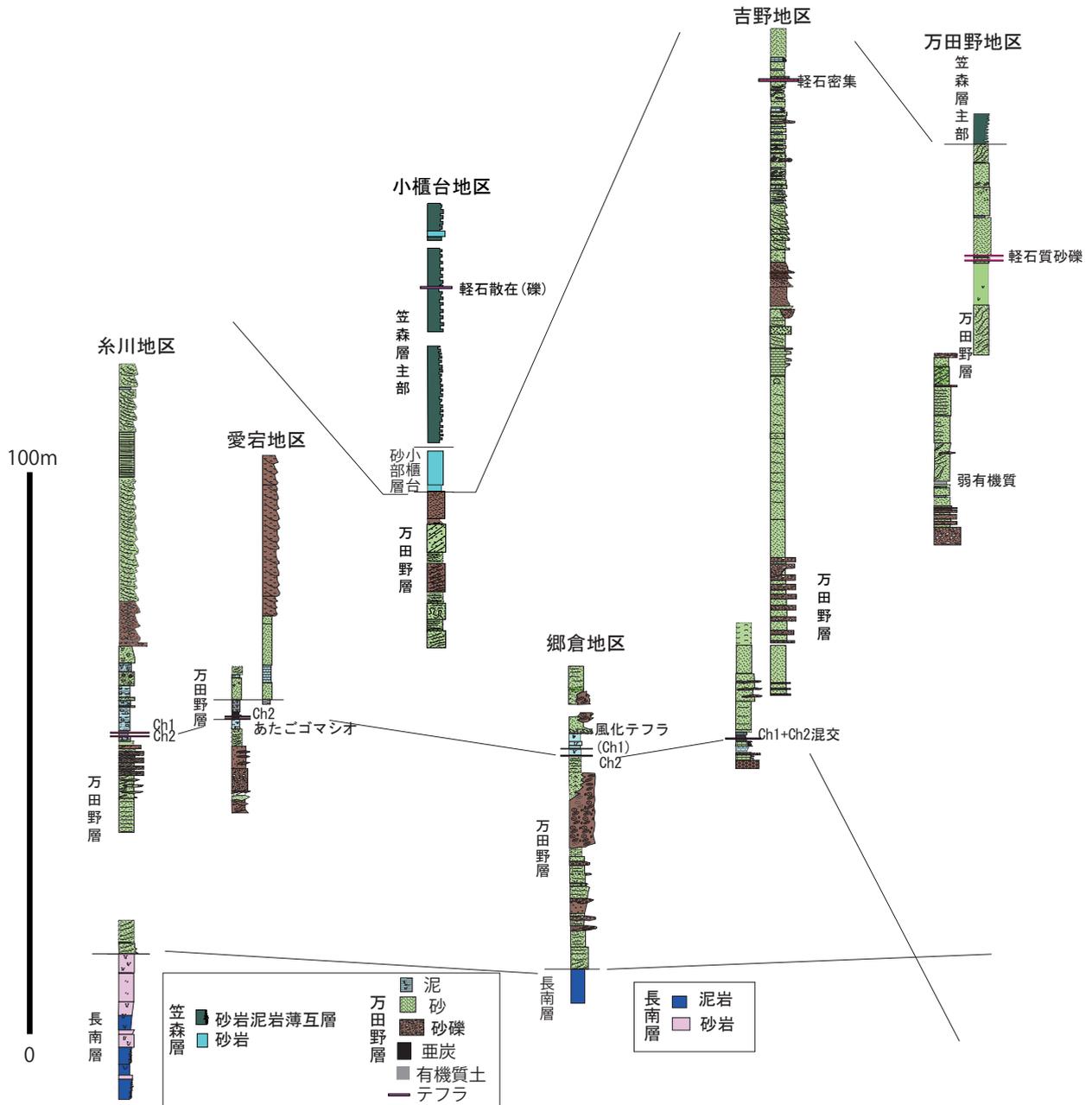
定義 笠森層と指交し、長南層ないし笠森層下部を直接覆う砂礫質の地層を万田野層と呼ぶ。

層序関係 養老川左岸以東では笠森層のシルト岩層と指交する。養老川左岸以西では長南層を直接覆うが、小櫃川左岸の君津市真野では長南層を一部削剥して不整合に堆積する。

岩相とテフラ 君津市吉野以西では中央部の細粒有機質層を含む 3 部層に分けられる。模



第 5 図 長南層の主要ルート柱状図。
Fig. 5 Route geologic columns of the Chonan Formation.



第6図 万田野層の主要露頭柱状図.
Fig. 6 Geologic columns of the Mandano Formation.

式地の万田野以東では中部の細粒有機質層以下を欠き上部層のみが分布する(第6図).

下部層は細粒砂～細礫層を主体とし最大径 50cm に達するマッドクラスト等を含む。本部層の厚さは約 40 m である。テフラは認められない。

中部層は細粒有機質層を主体とする部層であり、町田ほか(1980)により下位より Ch2 および Ch1 と同定されたテフラを挟有する。

上部層は貝化石を含む砂礫層である。2次堆積した軽石を多く含む。本部層の厚さは 50～80 m 程度である。

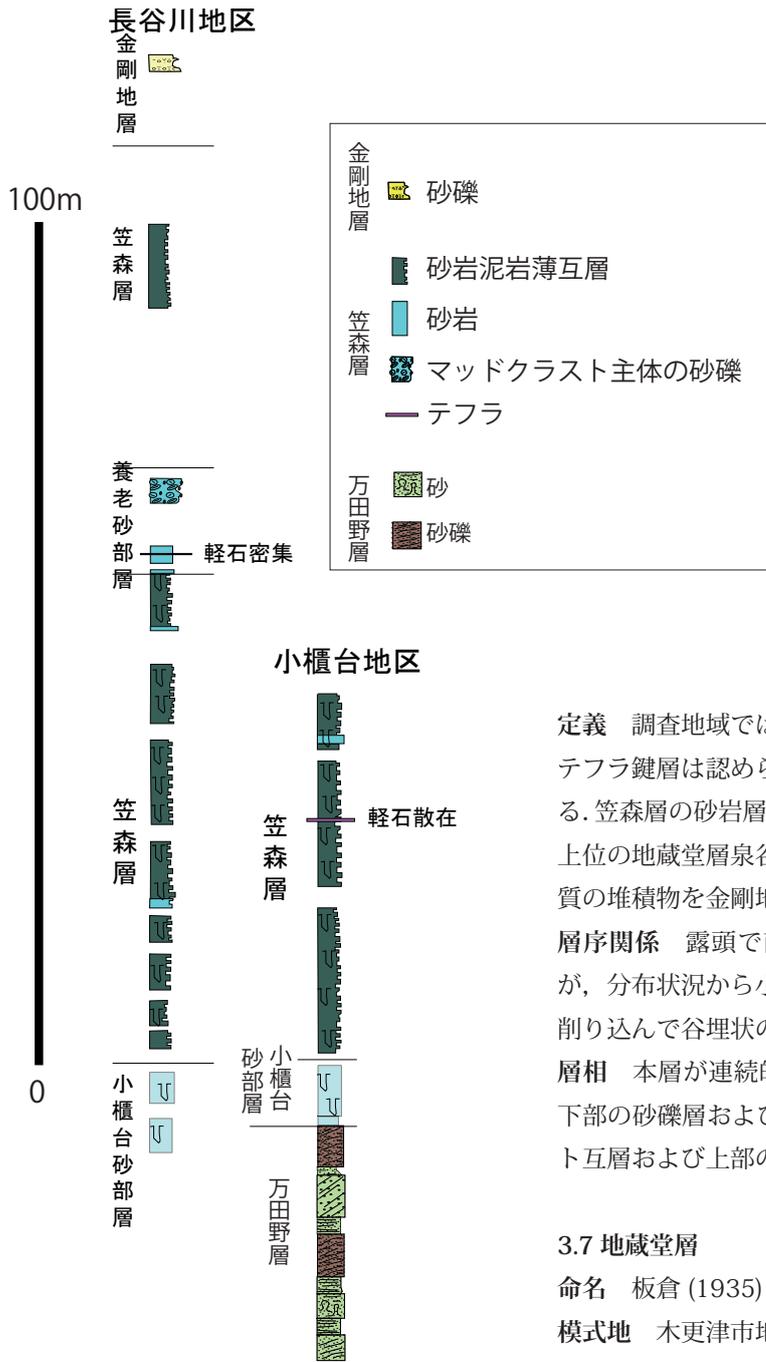
3.5 笠森層

命名 三土(1933)

模式地 長南郡長南町笠森

定義 本地域では模式地と異なりテフラ鍵層はほとんど認められない。このため、調査地域ではテフラ鍵層によって上下限を認定することができないので、長南層の砂岩泥岩互層ないしは万田野層の砂礫層を覆う砂質シルト岩と定義する。

層序関係 養老川左岸以東では長南層を整合に覆い、万田野層を挟有する。小櫃川右岸以西では万田野層を整合に覆う。



第 7 図 笠森層の主要ルート柱状図.
Fig. 7 Route geologic columns of the Kasamori Formation.

岩相とテフラ 砂質シルト岩砂岩互層からなる。小櫃台砂層とその上位の養老砂層の 2 層の砂部層が連続する(第 7 図)。養老砂層の下部にテフラ(熊竹テフラ)が挟在する。笠森層は西ほど薄くなる傾向があるが、最大で約 100 m である。

3.6 金剛地層

命名 三土(1933)

模式地 市原市金剛地

定義 調査地域では下位の笠森層と本層中に特徴的なテフラ鍵層は認められないので、層相によって定義する。笠森層の砂岩層と砂質シルト岩層の細互層を覆い、上位の地蔵堂層泉谷泥部層に覆われる砂礫層ないし砂質の堆積物を金剛地層とする。

層序関係 露頭で直接層序関係は確認できなかったが、分布状況から小櫃川以西では下位の笠森層主部を削り込んで谷埋状の不整合に覆うと考えられる。

層相 本層が連続的に露出する君津市法木地区では、下部の砂礫層および砂層と、中部の細粒砂-砂質シルト互層および上部の砂層からなる(第 8 図)。

3.7 地蔵堂層

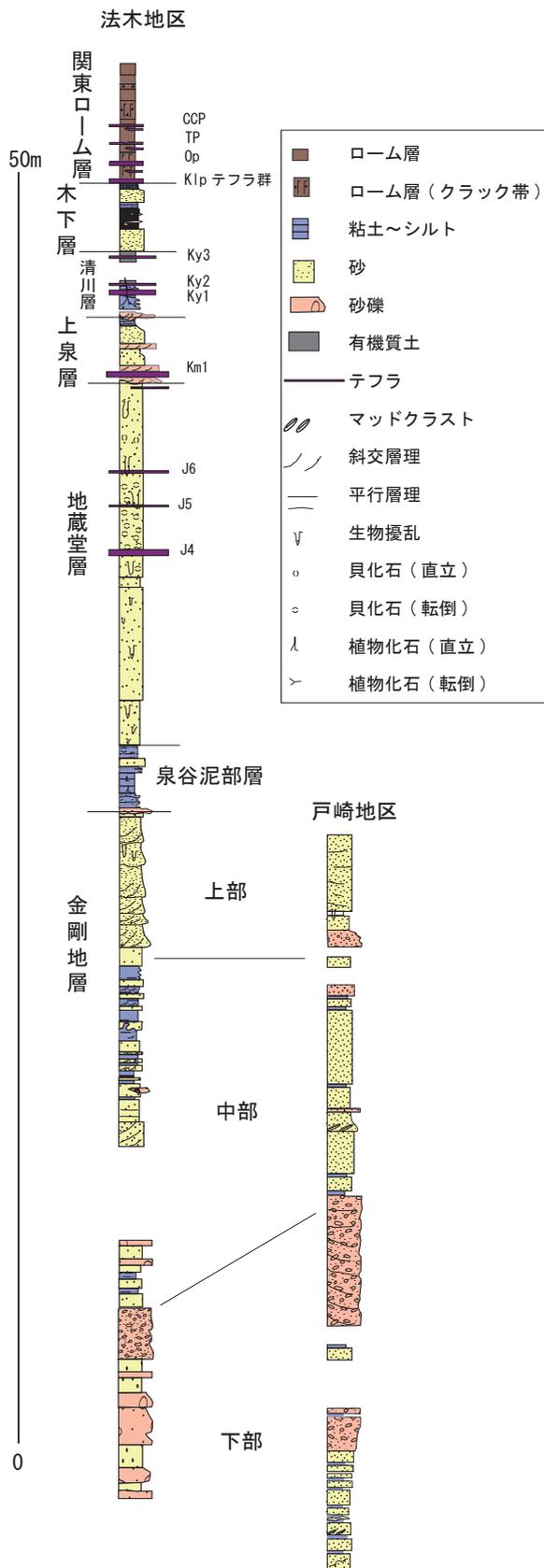
命名 板倉(1935)

模式地 木更津市地蔵堂

定義 基底部に顕著な泥層(泉谷泥層)を伴い、中部に薄桃色のガラス質テフラ(J4)を含む、低海面期から高海面期に堆積した一連の地層。

層序関係 下位の金剛地層を整合に覆うが、両層間には若干の堆積間隙があると考えられる。

層相とテフラ 本層が連続的に露出する君津市法木地区では基底部の泉谷泥層と主部の砂層に区分される(第 8 図)。泉谷泥層は、厚さ 2m 程度の塊状泥を主体とする。主部は塊状の細粒~中粒砂からなる。最も露出の良い君津市法木地区では下位から J4~J6 の 3 枚のテフラが中部に挟在する。



第 8 図 金剛地層および地蔵堂層、上泉層、木下層の主要露頭柱状図。

Fig. 8 Geologic columns of the Kongochi Formation, Jizodo Formation, Kamiuzumi Formation and Kioroshi Formation.

3.8 藪層

命名 板倉 (1935) の藪層を再定義した徳橋・遠藤 (1984)

模式地 木更津市藪および宿周辺

定義 地蔵堂層を、堆積間隙を伴って直接不整合に覆う、一連の海進期～高海面期の堆積物。

層序関係 調査地域の藪層は下位層を不整合に覆う。

層相 下部は塊状のシルト混じり砂が卓越し、上部は細粒～中粒砂層を主体とする (第 9 図)。上部層中に Yb3 が挟まれる。

3.9 上泉層

命名 三土 (1937)

模式地 市原市上泉及び川原井

定義 下位の藪層を、時間間隙と削り込みを伴う不整合によって直接覆う一連の低海面期～高海面期の堆積物。

層序関係 調査地域の上泉層は藪層～地蔵堂層を不整合に覆う。

層相とテフラ 調査地域では、Km1 と Km2 を含む砂礫～泥質の層準が確認されている (第 8, 9 図)。

3.10 清川層

命名 植田 (1930)

模式地 袖ヶ浦市大鳥居

定義 下位の上泉層を不整合に覆う一連の海進期の堆積物

層相 調査地域では基底部のローム層中に 3 層のテフラ (Ky1 ～ Ky3) が挟在し、その上位に厚さ 50cm 以上のサンドパイプを含む淘汰の良くない塊状シルト質砂層が確認された。

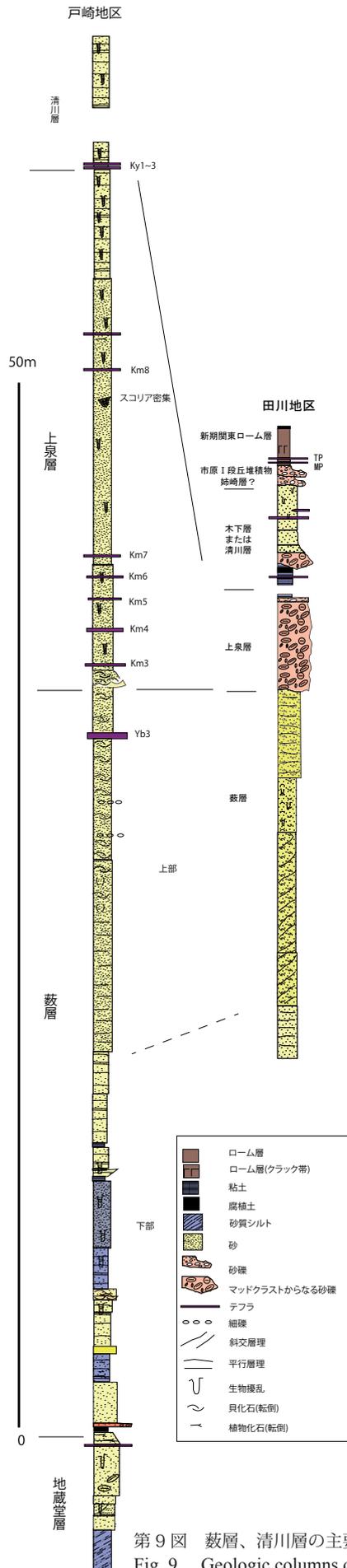
3.11 木下層

命名 槇山 (1930)

模式地 印西市木下

定義 下位の清川層ないし横田層を不整合に覆う、一連の低海面期～高海面期の堆積物。堆積面 (木下面) を構成する。

層相 調査地域では下位より砂礫、砂および暗灰色の腐植質シルト、砂礫～泥の互層と、その上位に重なるシルト混じり細粒砂が認められる。この砂層の上位を Klp テフラ群と新期関東ローム層が覆う。



第 9 図 数層、清川層の主要露頭柱状図。
Fig. 9 Geologic columns of the Kiyokawa Formation.

3.12 姉崎層

命名 徳橋・遠藤 (1984)

模式地 市原市引田

定義 下位の木下層を不整合に覆い、Pm-1 を含む常総粘土ないし新期関東ローム層に覆われる一連の堆積物。姉崎段丘面を構成する。

層相 調査地域では新期関東ローム層の基底に Pm-1 が挟在し、その下位に厚さ 1m の上方に細粒化するシルト混じり砂層が認められた。この露頭は現在消失している。

3.13 市原Ⅰ段丘堆積物

命名 徳橋・遠藤 (1984)

定義 小原台軽石 (O.P.) を欠き、三浦軽石 (M.P.) を基底部に伴う新期関東ローム層 (武蔵野ローム層) に直接覆われる段丘堆積物であり、固結した砂層「かたずな」を伴うもの (徳橋・遠藤, 1984)。

層相 調査地域では小櫃川本流沿いの君津市田川および同郷倉東方などに分布する。厚さ 1~2m の基底部に砂礫を伴う不淘汰な砂層からなる。

3.14 市原Ⅱ段丘堆積物

命名 徳橋・遠藤 (1984)

定義 M.P. を基底部に伴う武蔵野ローム層に直接覆われる段丘堆積物であるが、上述の市原Ⅰ段丘堆積物と比較して数 m 低い段丘面を構成する。

層相 君津市郷倉東方や同碓台など小櫃川本流沿いに分布する。厚さ 1~2m の基底部に礫を伴う砂を主体とする堆積物からなる。

3.15 南総段丘堆積物

命名 杉原・細野 (1974) の南総面に由来する。

定義 武蔵野ローム層を欠き、立川ローム層に直接覆われる段丘堆積物を総称する。

層相 小櫃川、小糸川の本流沿いに分布する。厚さ 1~5m の砂層を主とする堆積物からなる。

3.16 沖積段丘堆積物

定義 調査地域の小櫃川・養老川などの主要河川沿いには多段化した沖積段丘面が発達する。それらは現河床から数 m 以上の比高をもち、クロボクを伴うこともあるが、立川ローム層以下の新期関東ローム層を欠く。これを本稿では沖積段丘堆積物と一括する。鹿島

(1982)の久留里段丘面群, 徳橋・遠藤(1984)の久留里段丘堆積層に対比される。

4. 地質構造

調査地域の上総層群・下総層群は10°未満の傾斜で緩く北北西に傾斜する同斜構造をなす。また, 調査地域南東部では南北走向・高角西傾斜し西落ちの正断層群が認められる。それらの高角断層は, 個々の変位量は数m未満と考えられる小さなものが多いが, 少なくとも国本層下部砂層以下の地層を変位させていることから中期更新世以降にも活動したことは確かである。

5. 上総層群上部の不整合について

本調査では, 上総層群の上部の万田野層基底および金剛地層基底にそれぞれ不整合が認められることが示された。万田野層基底の不整合は君津市糸川地区の露頭で下位の長南層砂層を緩く不整合に覆うことから確かなものと言える。また金剛地層基底の不整合は調査地域西部の君津市間野付近から同市法木西方に至る区間で笠森層に相当する泥質堆積物が認められないことから局所的な削り込みと判断される。一方, 万田野層基底の不整合は西に隣接する富津図幅地域の笠森層中の長浜砂礫部層基底の不整合に連続するという考え方がある(鈴木ほか, 1995)が, 長浜砂礫部層はテフラ鍵層Ch1よりも上位に位置すること(中嶋・渡辺, 2005)から, 糸川地区で認められる不整合(明らかにCh1およびCh2の下位に位置する)とは連続しない。この点は東京湾不整合(楡井ほか, 1975)の層位にもかかわる重要な問題であり, 今後調査地域西端部・君津市大月の沢に於いて見出されたテフラの同定などを通じて解決すべき問題と考える。

文献

千葉県(1976)房総半島総合開発地域土地分類基本調査「大多喜」, 38 p.
 千葉県自然資料調査会編(1988)地学資料 上総層群上部鍵層集(1987年版)。千葉県教育委員会, 145 p.
 千葉県立中央博物館編(1992)下総層群鍵層集(1991

年版)。千葉県立中央博物館, 162 p.
 地質調査所(1962)日本油田・ガス田図4 富津-大多喜。地質調査所。
 板倉勝彦(1935)千葉県小櫃川流域の層序(其の2)。地質学雑誌, 42, 753-784。
 鹿島 薫(1982)小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史。地理学評論, 55,113-129。
 町田 洋・新井房雄・杉原重夫(1980)南関東と近畿の中部更新統の対比と編年-テフラによる一つの試み-。第四紀研究, 19, 233-261。
 横山次郎(1930)関東南部の洪積層。小川博士還暦記念論文集, 307-382。
 三土知芳(1933)両総地方に於ける鮮新・更新両統の境界に就いて。地質学雑誌, 40, 400-401。
 三土知芳(1937)1/75,000地質図「茂原」。地質調査所。
 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貫・景山邦夫・那須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋(1976)東京湾とその周辺地域の地質および説明書。地質調査所。91 p。
 中嶋輝允・渡辺真人(2005)富津地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 102p。
 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄(1975)東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について。地質学雑誌, 81, 559-565。
 杉原重夫・細野 衛(1974)下総台地・千葉-木更津地域の地形と地質。第21回野外見学旅行案内, 房総の自然と土壌。ペドロジスト懇談会, 37-42。
 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・那須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一(1995)東京湾とその周辺地域の地質(第2版)。地質調査所, 109 p。
 徳橋秀一・遠藤秀典(1984)姉崎地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 139p。
 植田房雄(1930)房総半島北部の地質(摘要)。地質学雑誌, 37, 250-253。

植田房雄 (1933) 房総三浦両半島に発達する新生代層
の層序. 地質雑, 40, 799-801.

成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性 ：GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要

Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group in the Narita-Inzai area, Chiba Prefecture: Preliminary report on GS-NT-1 and GS-IZ-1 boreholes

中澤 努^{1*}・坂田健太郎¹・中里裕臣²

Tsutomu Nakazawa^{1*}, Kentaro Sakata¹ and Hiroomi Nakazato²

Abstract: Drilling surveys have been conducted at Narita (GS-NT-1) and Inzai (GS-IZ-1) for better understanding the depositional process and physical properties of soft muddy sediments in the Kioroshi Formation beneath the Shimosa Upland, northern part of Chiba Prefecture, Japan. The Kioroshi Formation, which was formed at MIS 5.5, consists of the lower upward-fining part and the upper upward-coarsening part. The lower upward-fining succession represents transgression in an incised valley due to the sea-level rise at the early stage of MIS 5.5. The overlying upward-coarsening succession indicates progradation of a flood tidal delta in the bay environment. The muddy bay deposits in the Kioroshi Formation show approximately 200 m/sec in S-wave velocity. Generally sand beds represent a rather high S-wave velocity compared with muddy sediments. In the shallow part, however, sandy mud has a lower velocity rather than that of finer mud.

Keywords: Kioroshi Formation, Chiba, MIS 5.5, sedimentary facies, S-wave velocity

要旨

千葉県北部に分布する木下層の泥層の堆積プロセス及び物性を明らかにする目的で、千葉県成田市（GS-NT-1）および印西市（GS-IZ-1）でボーリング調査を実施した。木下層は下部の上方細粒化サクセションと上部の上方粗粒化サクセションからなる。下部の上方細粒化サクセションは MIS 5.5 前期の海水準上昇に伴い、開析谷に海が侵入していったことを示す。一方、上部の上方粗粒化サクセションは湾口部から湾内に前進した上げ潮デルタと考えられる。木下層の泥質堆積物の S 波速度はおよそ 200 m/sec である。一般に砂層は泥層に比べて高い S 波速度を示すが、浅層では砂質泥層が泥層よりも低い値を示す。

1. はじめに

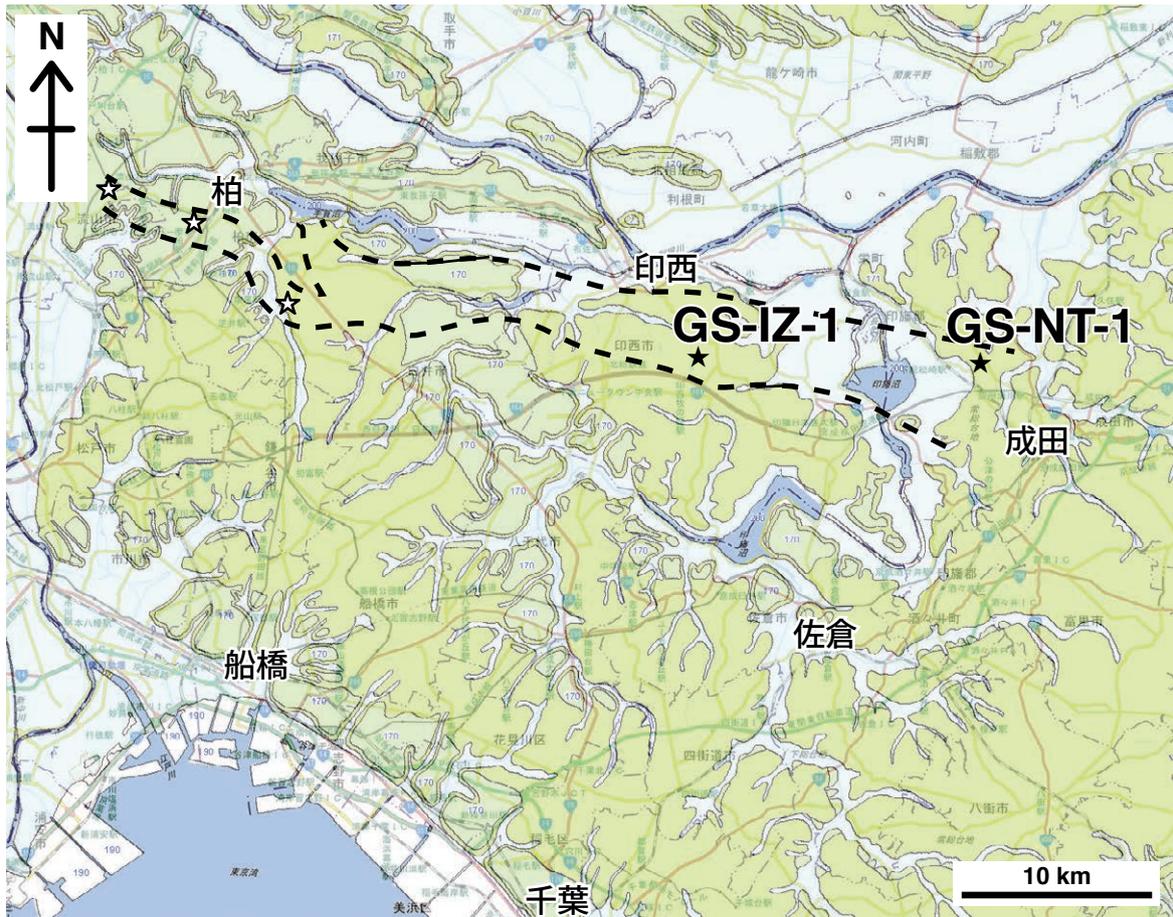
一般に都市平野部では、沖積低地は地盤が悪く、

台地は地盤がよいところという認識が広く浸透しているが、関東平野では台地の地下にも沖積層に似た軟弱な泥層が谷埋め状に分布することが知られている（中澤・遠藤, 2002；中澤ほか, 2006；中澤・田辺, 2011）。これらの地層は、更新統下総層群木下層に対比されているが（中澤ほか, 2006）、台地の地下にこのような軟弱な泥層が分布することは都市地盤の盲点といえる。本研究の調査地域である千葉県北部では、柏市付近において、ボーリング調査により同様の谷埋め堆積物の報告がある（中澤・田辺, 2011；中澤ほか, 2014）。一方、その東側延長に相当する印西・成田地域では、これまで下総台地研究グループ（1984）や岡崎・増田（1992）などにより、野外調査に基づき谷埋め堆積物を含む木下層の層序及び堆積相が報告されているが、この地域の台地の比高は小さく、木下層の下半部は地表に露出していないため、野外調査では谷埋め堆積物の全容を知ることはできなかった。本研究では、成田・印西地域において木下層の全層準を貫

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 農研機構農村工学研究所 (Naro, National Institute for Rural Engineering)



第 1 図 ボーリング調査地点

ベースマップには 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター編，2015）を使用。

凡例の説明：170 及び 171（緑色），更新統；1（薄水色），完新統；190（白）は埋立層。破線は埋没谷のおよその分布を示す。★は今回のボーリング地点，☆は既調査ボーリング地点。

Fig. 1 Locations of drill sites.

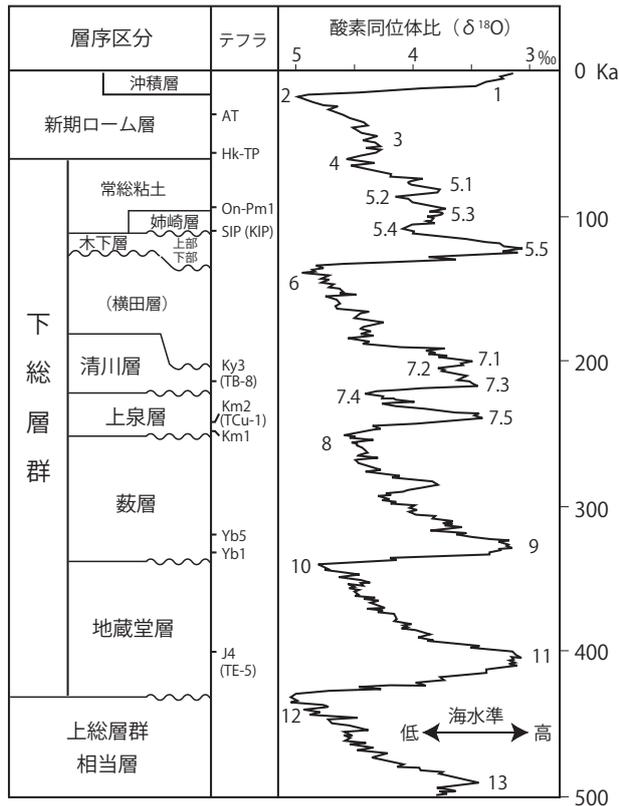
Base map taken from Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000), Geological Survey of Japan, AIST. Legend 170 and 171 (green): Pleistocene, Legend 1 (light blue): Holocene, Legend 190 (white): reclaimed land, Broken lines: paleo-incised valley, ★ : drill sites of this study, ☆ : drill sites in the previous study.

くボーリングを実施し，コア観察を行った（第 1 図）。また掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層を実施した。コア試料の詳細な解析は今後実施する予定であるが，本稿ではボーリング調査により現時点で明らかになった木下層の堆積相及び物性の概要を報告する。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北部には更新統下総層群が広く分布する。下総層群は，中-後期更新世の海水準変動を反映した 1 回の海進・海退に相当する堆積サイクルを 1 累層として捉え，下位より地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，および常総粘土に区分されている（第 2 図；徳橋・遠藤，1984）。下

総層群の形成年代は MIS 12-5.3 とされる（中里・佐藤，2001）。このうち，今回の調査対象である木下層は，最終間氷期である MIS 5.5 に形成された地層で，これに相当する地層は関東平野に広く分布することが知られている。木下層は，谷埋め状に局所的に分布する下部とそれとは対照的に広域に分布する上部に分けられる（中澤・遠藤，2002；中澤・田辺，2011）。下部は開析谷システムで形成されたと考えられ，泥層を主体とし，基底付近には砂層または砂礫層を伴う（中澤ほか，2006）。上部はバリアシステムで形成されたと考えられ（岡崎・増田，1992），側方への層相変化が著しく，関東平野中央部では主に砂泥細互層からなるものの，千葉から鹿島・行方地域にかけては砂層が卓越する。また，成田・印西地域には潮汐三角



第2図 更新統下総層群の層序概要
 海洋酸素同位体比カーブは Lisiecki and Raymo (2005) に基づく。
 海洋酸素同位体ステージと下総層群の対比は中里・佐藤 (2001) に基づく。

Fig. 2 Stratigraphic summary of the Pleistocene Shimosa Group.
 Marine isotope curve is adapted from Lisiecki and Raymo (2005).
 Correlation between formations and MIS is based on Nakazato and Sato (2001).

州（上げ潮三角州）の堆積物が知られ（岡崎・増田, 1992；Okazaki and Masuda, 1995；Nishikawa and Ito, 2000），その構成層として“木下貝層”（印西市教育委員会, 2012）と呼ばれる貝化石密集層が知られる。成田・印西付近にみられる潮汐三角州はバリアの切れ目に相当する潮流口からラグーン側に発達したものと考えられている（岡崎・増田, 1992）。

3. ボーリング調査仕様

ボーリング調査は成田市八生の八生公民館敷地内及び印西市牧の原の牧の原公園敷地内で実施した（第1図）。掘削地点の詳細な位置情報は以下のとおりである。

GS-NT-1 ボーリング（第3図）

成田市八生（八生公民館）
 35°48'29.19"N, 140°17'30.6"E
 孔口標高：T.P.+31.11 m

GS-IZ-1 ボーリング（第4図）

印西市牧の原（牧の原公園）
 35°48'43.53"N, 140°10'17.47"E
 孔口標高：T.P.+28.48 m

掘削地点は、千葉県地質インフォメーションバンクに収録されている土質ボーリング柱状図を参考に、本地域の木下層の谷埋め堆積物のおよその分布域（第1図）を推定したうえで決定した。また、同様に土質ボーリング柱状図を参考に掘進長を決定した。本地域では木下層谷埋め堆積物の基底は標高 -20 m 付近に想定されたため、掘進長は 60 m とした。コア試料の掘削採取には、内管に VU75 規格の塩化ビニール管を挿入した 116 mm 径のトリプルチューブサンプラーを使用した。採取したコア試料は実験室に運搬し、塩化ビニール管にスリットを入れた後、ワイヤーを用いて半割し、半割面の詳細な観察により地層を記載した。貝化石が密集する層準あるいは硬質の層準はワイヤーでは半割できないため、コアカッターを用いて半割し、同様に半割面の観察を行った。掘削作業終了後には、掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層、キャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会（案）JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施した。測定ピッチは基本的に 0.5 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製 PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では孔内受信機に同社製 Model-3315 型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社ジオロガー 3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定されたガンマ線の計数率（CPS）に、あらかじめ作成した校正曲線とキャリパー検層で得られた孔径による補正を行い、各深度の密度を求めた。

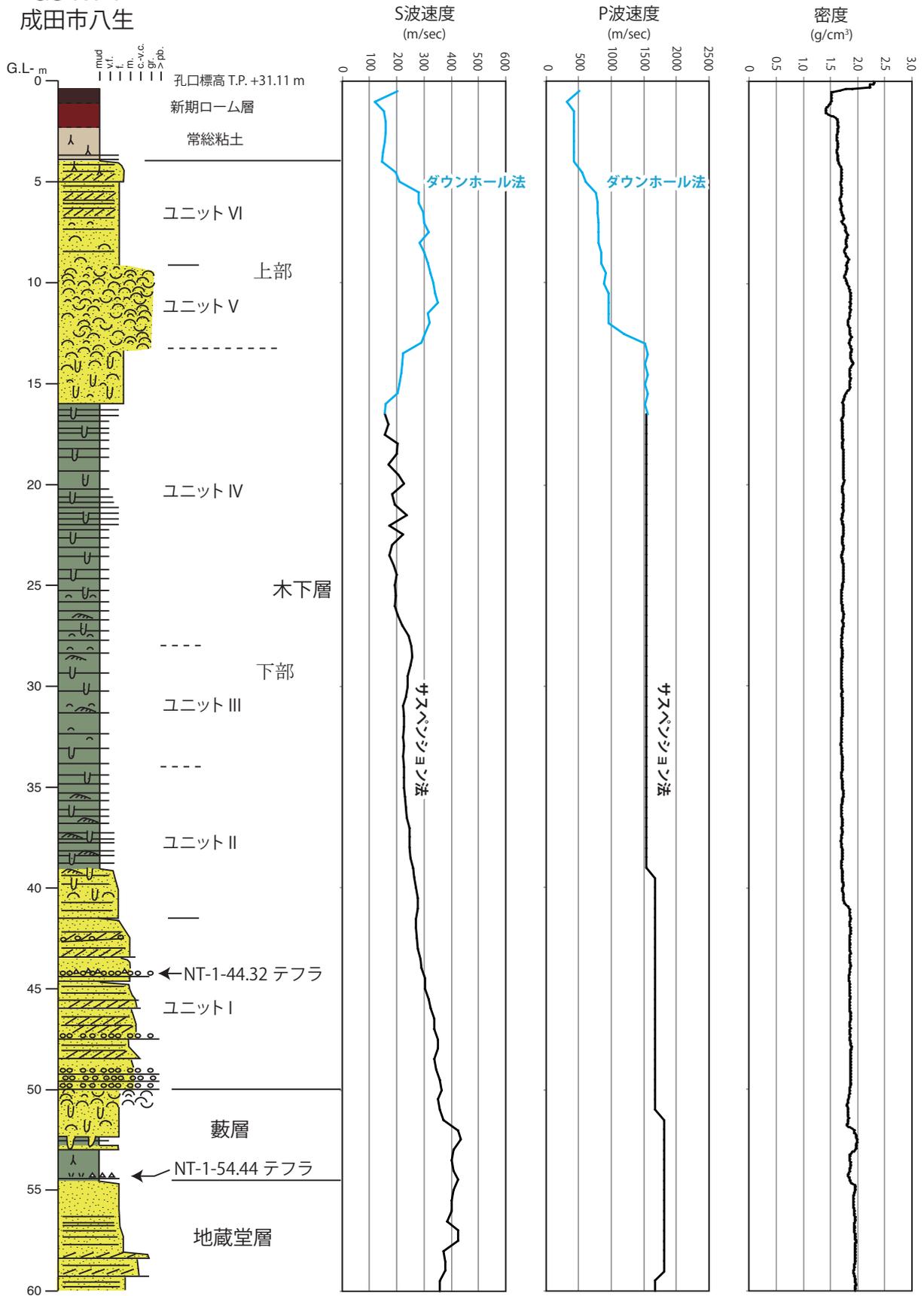
4. 記載

4.1 地藏堂層

GS-NT-1（成田）：深度 60.00（孔底）～ 54.60 m
 GS-IZ-1（印西）：深度 60.00（孔底）～ 58.79 m

35°48' 29.19" N
140°17' 30.6" E

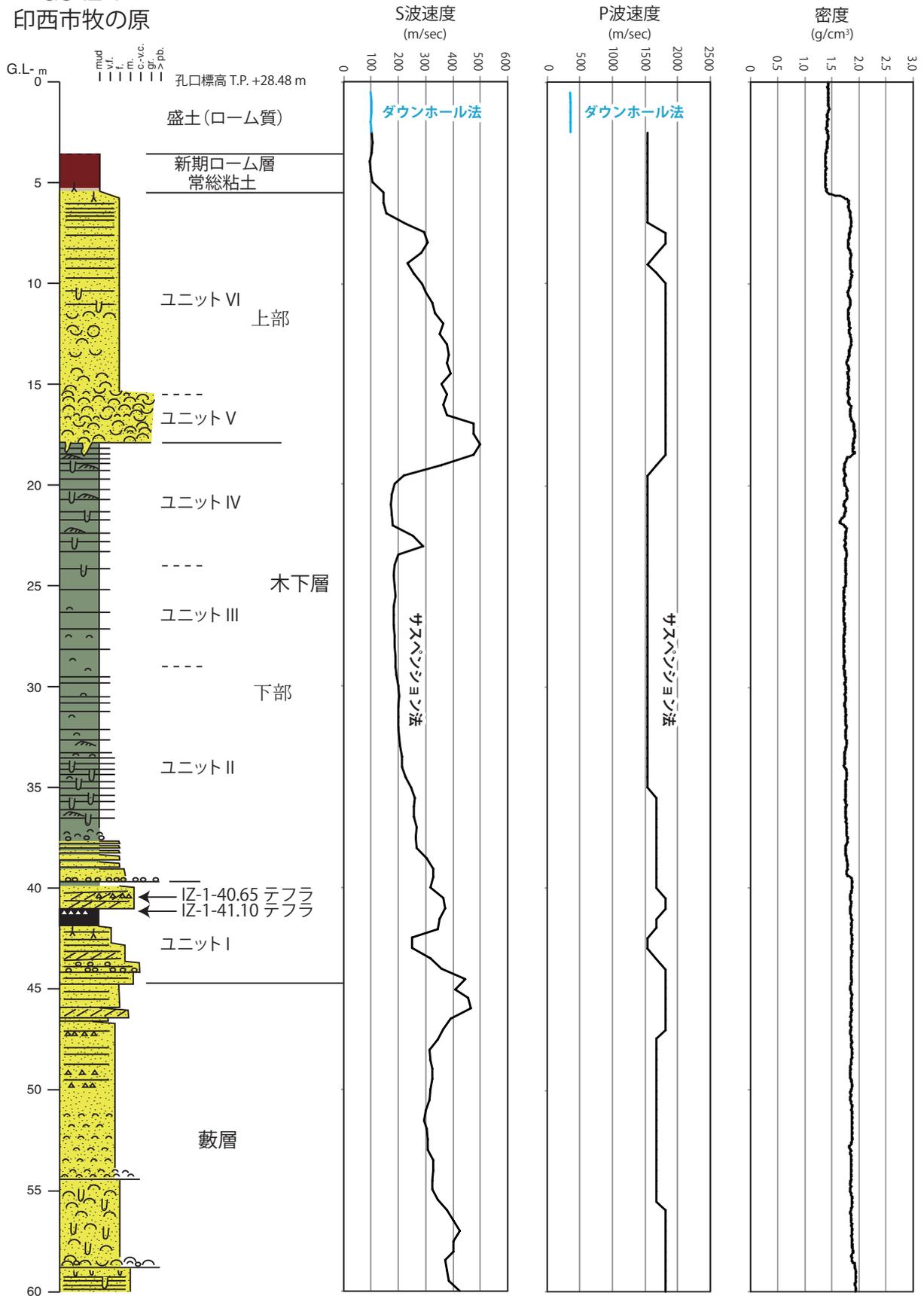
GS-NT-1
成田市八生



第 3 図 GS-NT-1 (成田) コアの層相と検層結果.
Fig. 3 Borehole log of GS-NT-1 (Narita).

35°48' 43.53" N
140°10' 17.47" E

GS-IZ-1
印西市牧の原



第 4 図 GS-IZ-1 (印西) コアの層相と検層結果.
Fig. 4 Borehole log of GS-IZ-1 (Inzai).

層相：本層は今回採取したコアでは孔底付近に 1～5 m 程度観察されるのみである。成田では、孔底付近に小礫を含む斜交層理中粒～粗粒砂層が認められ、その上位には、暗色の重鉱物濃集ラミナを含む、分級の良い平行層理細粒～中粒砂層が観察される。印西では最上部の平行層理砂層が観察されるのみである。

物性：S波速度は 400 m/sec, P波速度は 1,700～1,800 m/sec, 密度は 1.9 g/cm³ 程度を示す。

4.2 藪層

GS-NT-1 (成田)：深度 54.60～50.00 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 58.79～44.75 m

層相：最下部は植物根痕を含む腐植質の泥層からなる。下位の地蔵堂層最上部の砂層から漸移し、漸移部分は凝灰質である。基底付近には後述するテフラ (NT-1-54.44 テフラ; Yb1 テフラに対比) を挟在する。泥層の上部は明瞭な層相境界を介して泥質砂層が累重する。泥質砂層は貝化石を含み、生物擾乱が著しい。なお、印西では最下部の泥層は欠如し、泥質砂層が下位の地蔵堂層最上部の砂層を直接覆う。泥質砂層の上位は貝化石密集層を介して分級の良い極細粒～細粒砂層が累重する。この砂層の下部には貝化石がラミナに沿って産する。

物性：S波速度は 300～400 m/sec で大きな変化はない。P波速度は 1,700～1,800 m/sec, 密度は 1.8～1.9 g/cm³ 程度である。

4.3 木下層

ユニット I (河川相)

GS-NT-1 (成田)：深度 50.00～41.55 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 44.75～37.66 m

記載：主に斜交層理を呈する分級の悪い砂層からなる (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 1)。細粒～粗粒砂を主体とし、径 30 mm 以下の礫を含む。10～50 cm ごとに上方に細粒化するセットがみられる。セット内では、基底は礫混じりの中粒～粗粒砂からなり、上方に細粒砂へと細粒化することが多い。また本ユニット全体としても、下部ほど粒径が大きく、礫を多く含み、全体として上方に細粒化する。上部では植物片・植物根が多くみられるとともに、上方細粒化セットの上位に、砂層から漸移する層厚 7～100 cm の泥層がみられる。泥層は一部腐植質となっている。GS-IZ-1 (印西) では腐植層に後述するテフラ (IZ-1-44.32 テフラ)

を挟在する (第 5 図の 2)。

堆積環境：分級の悪い礫混じりの斜交層理砂層からなること、腐植層を挟むことから河川及びその周辺での堆積が考えられる。網状河川・蛇行河川の区分は難しいが、少なくとも上部は腐植層を挟み氾濫原が形成されたことが推測できることから蛇行河川として形成された可能性が高い。

物性：S波速度は、ばらつきが大きい 250～450 m/sec と比較的大きく、基底付近ほど大きく、上方に速度が小さくなる傾向が認められる。P波速度及び密度はそれぞれ 1,500～1,800 m/sec, 1.8～1.9 g/cm³ 程度で変化は少ない。

ユニット II (湾奥相)

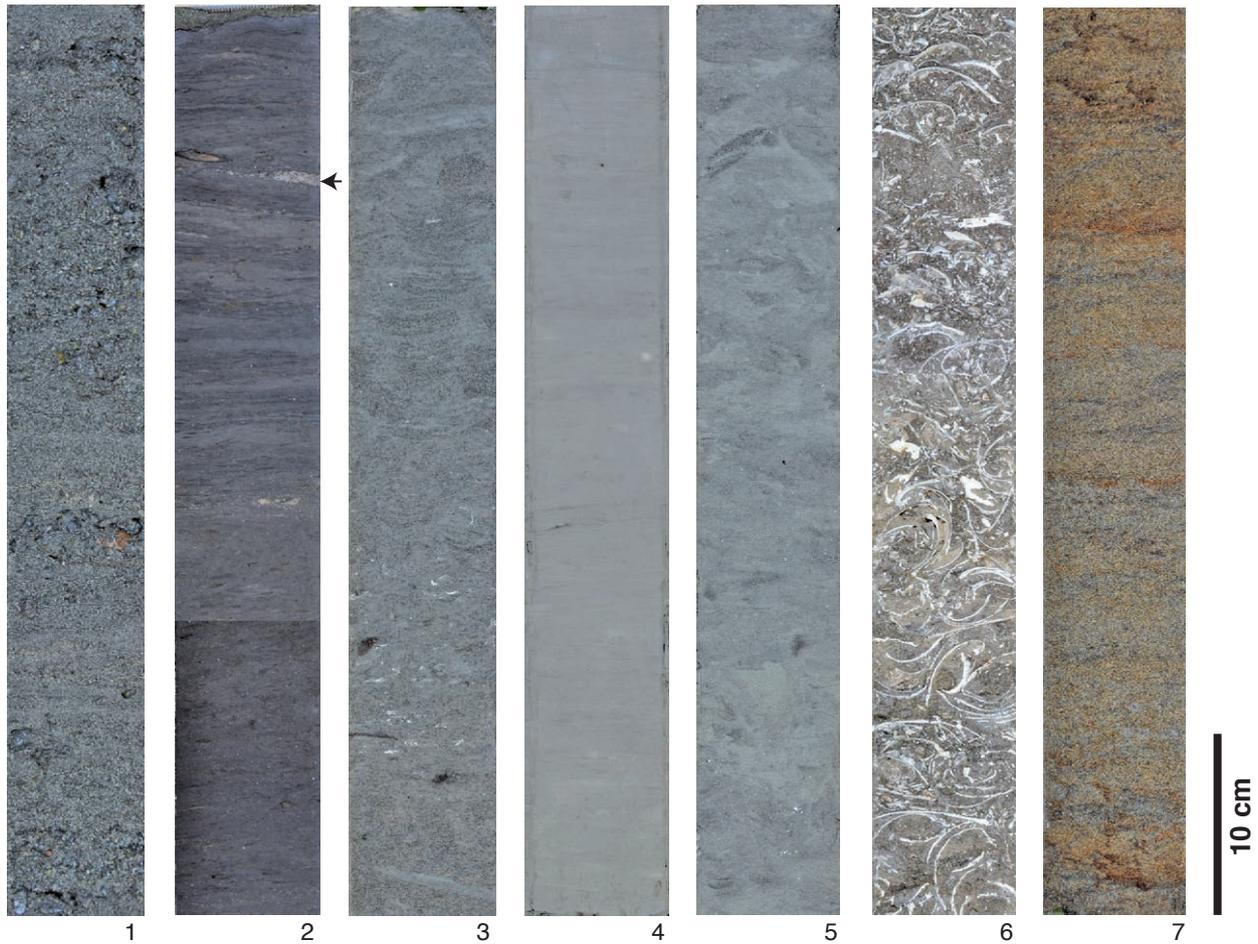
GS-NT-1 (成田)：深度 41.55～約 34 m

GS-IZ-1 (印西)：深度 37.66～約 29 m

記載：砂泥細互層からなり、ユニット全体として上方に顕著に細粒化することを特徴とする (第 3 図, 第 4 図)。基底付近は貝殻片や礫を含む砂からなる。その上位には 1～10 mm ごとに繰り返す砂勝ちの砂泥細互層がみられるが、全体に強く生物擾乱を受け、泥質砂層あるいは砂質泥層となっていることも多い (第 5 図の 3)。生物擾乱の弱い部分には砂層にしばしばリップルが観察される。巣穴化石が極めて多く見受けられ、また 3 mm 以下の薄殻の貝殻片が散在する。砂泥細互層はユニット上部に向け泥勝ちとなり、ユニット最上部では泥層に極細粒の薄層が挟まる程度となる。上位ユニットとは漸移関係にあり、明瞭な層相境界は認められない。

堆積環境：貝殻片を含み、生物擾乱が著しい泥質堆積物からなり、内湾相と考えられる。ユニット全体として上方に細粒化することから、海水準上昇期に湾が内陸に侵入するとともに水深が徐々に大きくなり、より低エネルギー環境へと変化したことが考えられる。

物性：S波速度は 200～270 m/sec 程度で、上方に向け速度は低下する。P波速度は最下部は 1,700 m/sec 程度で、泥質が強くなる層準で 1,500 m/sec 程度にまで速度が低下する。密度は 1.7～1.8 g/cm³ とユニット内では変化は少ないが、下位ユニットに比較すると明瞭に小さい値を示しており、その境界は本ユニットの基底にほぼ相当する。



第5図 木下層のコア写真.

1. ユニット I (河川相), GS-NT-1 コア, 深度 49.1 ~ 49.6 m.
2. ユニット I (河川相), GS-IZ-1 コア, 深度 41.0 ~ 41.5 m. 矢印はテフラ.
3. ユニット II (湾奥相), GS-NT-1 コア, 深度 40.0 ~ 40.5 m.
4. ユニット III (湾中央相), GS-IZ-1 コア, 深度 25.5 ~ 26.0 m.
5. ユニット IV (デルタ前置面下部相), GS-NT-1 コア, 深度 16.0 ~ 16.5 m.
6. ユニット V (デルタ前置面上部相), GS-NT-1 コア, 深度 11.4 ~ 11.9 m.
7. ユニット VI (デルタ頂置面相あるいはラグーン縁辺相), GS-NT-1 コア, 深度 5.5 ~ 6.0 m.

Fig. 5 Core photographs of the Kioroshi Formation.

1. Unit I (fluvial facies), GS-NT-1 core, depth 49.1 ~ 49.6 m.
2. Unit I (fluvial facies), GS-IZ-1 core, depth 41.0 ~ 41.5 m. Arrow indicates IZ-1-41.10 tephra.
3. Unit II (inner bay facies), GS-NT-1 core, depth 40.0 ~ 40.5 m.
4. Unit III (central bay facies), GS-IZ-1 core, depth 25.5 ~ 26.0 m.
5. Unit IV (lower delta front facies), GS-NT-1 core, depth 16.0 ~ 16.5 m.
6. Unit V (upper delta front facies), GS-NT-1 core, depth 11.4 ~ 11.9 m.
7. Unit VI (delta plain or marginal lagoon facies), GS-NT-1 core, depth 5.5~6.0 m.

ユニット III (湾中央相)

GS-NT-1 (成田)：深度約 34 ~ 約 27 m

GS-IZ-1 (印西)：深度約 29 ~ 約 24 m

記載：泥層を主体とし、1 ~ 5 mm 厚の極細粒砂の薄層をしばしば挟むが、下位および上位ユニットと比較し、砂層の挟みは明らかに少ない(第3図, 第4図, 第5図の4)。薄殻の貝殻片が散在する。全体に生物擾乱を受け、巣穴化石がしばしば見受けられるが、下位のユニット II に比較して生物擾乱の程度はかなり

低い。

解釈：貝殻片を含む泥層を主体とすることから内湾の堆積物と考えられるが、下位及び上位のユニットと比較して、より細粒であることから水深が大きく堆積物の流入も少ない湾中央相と考えられる。

物性：S 波速度は 180 ~ 200 m/sec で、上位に向け低下していく。P 波速度は 1,500 m/sec でほぼ一定、密度は 1.7 g/cm³ でほぼ一定であるが、GS-IZ-1 (印西) では、最上部で幾分低下する。

ユニット IV (デルタ前置面下部相)

GS-NT-1 (成田) : 深度約 27 ~ 約 13 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度約 24 ~ 17.92 m

記載 : 砂泥細互層からなり, ユニット全体として上方に顕著に粗粒化することを特徴とする (第 3 図, 第 4 図). 砂泥細互層は 3 ~ 70 mm ほどの極細粒 ~ 細粒砂と泥の互層からなるが, 生物擾乱が著しく, 泥質砂層あるいは砂質泥層となっていることも多い (第 5 図の 5). 本ユニット下部は泥勝ちであるが, 上部は砂分が多くなり, 砂勝ち砂泥細互層あるいは泥質砂層からなることが多い. 巣穴化石が多く見受けられるほか, 貝殻片が散在する. 特に上部ほど大型の貝殻片が含まれる. 生物擾乱が弱い部分には砂層にカレントリップルが観察される. 成田では本ユニット中の深度 15.78 m 以深は暗灰色を呈するが, それより浅い層準は酸化し黄褐色を呈し, 両者の色調の境界は明瞭である.

堆積環境 : 貝化石を含む砂泥互層が全体として上方に顕著に粗粒化することから, デルタが前進することによる浅海化を示していると考えられる. 成田と印西を比較すると, より東に位置し, 堆積当時, より外洋側に位置していたと考えられる成田ほど粗粒であることから, 湾口から湾奥側へ前進する上げ潮デルタの可能性が高い. 本ユニットは岡崎・増田 (1992) の潮汐三角州プロデルタから前置面下部の堆積相に相当すると考えられる.

物性 : S 波速度は 160 ~ 220 m/sec で, 本ユニット下部から中部に向け低下し, 中部から上部にかけては上方に速度が大きくなる. 本ユニットでは S 波速度は必ずしも堆積物の粒度変化と相関しないようである. P 波速度は 1,500 m/sec 程度でほぼ一定, 密度は 1.7 ~ 1.8 g/cm³ で, 上方に値が幾分大きくなる傾向が認められる.

ユニット V (デルタ前置面上部相)

GS-NT-1 (成田) : 深度 13.25 ~ 9.1 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度 17.92 ~ 15.5 m

記載 : 貝を密集して産し, マトリックス部分は細粒砂で構成される (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 6). 貝化石はバカガイが多く, 上部ではカシパンウニも多産する. 貝化石密集層ではセメンテーションにより, 弱く固結した部分も認められる. 成田では下位のデルタ前置面下部相から漸移し, 下位ユニットと本ユニットと

あわせて全体として上方粗粒化を示す. 一方, 印西では下位のデルタ前置面下部相に明瞭な層相境界を介して累重する. 境界には本ユニットから下位ユニットに向け巣穴化石が発達しているのが観察される. 印西では本ユニット中の深度 16.88 m 以深は暗灰色を呈するが, それより浅い層準は酸化し黄褐色を呈し, 両者の色調の境界は明瞭である.

堆積環境 : 成田では下位のデルタ前置面下部相から漸移し, 全体として上方粗粒化を示すことから, 下位ユニットと本ユニットとをあわせて全体でデルタ前置層と考えることができる. 一方で, 印西では本ユニットと下位ユニットとの間は明瞭な層相境界で介している. これは他地域で報告される, 木下層下部上部を分けるラビンメント面に相当すると考えられるが, 成田ではデルタの形成が連続的である一方で, 印西では途中に後述するバリアシステムの基底のラビンメント面に相当する浸食イベントがあったようである. 本ユニットは, 岡崎・増田 (1992) の潮汐三角州前置面上部の堆積相に相当すると考えられる.

物性 : S 波速度は成田で 250 ~ 350 m/sec, 印西で 350 ~ 500 m/sec であり, 印西のほうが大きい, 前者はダウンホール法, 後者はサスペンション法により測定されているため差が生じた可能性がある. しかしながら印西では, “木下貝層”のセメンテーションが進み, 過去には石材にも使用されたとの報告があり (印西市教育委員会, 2012; 七山・中島, 2015). このようなセメンテーションの違いが S 波速度に表れた可能性もある. 密度は 1.8 ~ 1.9 g/cm³ である.

ユニット VI (デルタ頂置面相あるいはラグーン縁辺相)

GS-NT-1 (成田) : 深度 9.1 ~ 4.1 m

GS-IZ-1 (印西) : 深度 15.5 ~ 5.5 m

記載 : 弱く平行葉理が発達した, 比較的分級の良い細粒砂からなる (第 3 図, 第 4 図, 第 5 図の 7). 下部では貝化石やカシパンウニの化石を多く含む. 上部ではそれらは少なくなるが, 一部に溶解した痕跡が見受けられる. 全体に弱く生物擾乱が認められる. 印西の最上部約 1 m, 成田の最上部約 3 m は, 褐鉄鉱質の褐色ラミナあるいは砂鉄質の暗色のラミナが明瞭となり, 植物根痕も認められるようになる. それらは上位にローム層へと漸移する. また, 成田では最上部約 1 m の砂層にセット厚 5 ~ 10 cm の小規模なフォアセツ

第 1 表 テフラの記載岩石学的特徴

Table 1 Petrologic properties of intercalated tephra layers in GS-NT-1 and GS-IZ-1 cores.

コア名	深度	岩相	粒径	試料採取深度	重鉱物	opx屈折率(γ)	ho屈折率(n_2)	gl屈折率(n)	gl形状	対比候補
GS-NT-1	44.29-44.32 m	褐灰色パミス	c-vc	44.30-44.32 m	opx, mg > cpx	1.702-1.711 (1.709)				
GS-NT-1	54.35-54.37 m	黄白色細粒火山灰	silt	54.35-54.37 m	opx, ho, bi	1.707-1.709, 1.728-1.733(1.731)	1.687-1.695(1.693)	1.498-1.499(1.498)	多孔>中間	APms, Yb1
GS-NT-1	54.37-54.44 m	黄褐色パミス	f-m	54.40-54.42 m	opx, ho, bi	1.728-1.732(1.729-1.730)	1.688-1.693(1.690)	1.497-1.500(1.498)	多孔	APms, Yb1
GS-IZ-1	40.62-40.65 m	白色パミス	m-c	40.63-40.64 m	opx, mg > cpx > (ho)	1.705-1.712				
GS-IZ-1	41.09-41.10 m	浅黄色パミス	m-c	41.09-41.10 m	opx, mg	1.710-1.713 (1.712)		1.525-1.527 (1.526)	多孔	TAu series

f: 細粒砂サイズ, m: 中粒砂サイズ, c: 粗粒砂サイズ, vc: 極粗粒砂サイズ opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 普通角閃石, bi: 黒雲母, mg: 磁鉄鉱

ト葉理がしばしば認められる。

堆積環境：本ユニットは分級のよい砂からなり、上部には重鉱物ラミナ（一部褐鉄鉱化）が観察されることから砂浜の汀線付近の堆積物と考えられる。本ユニットは木下層最上部ユニットに相当することから、広域の堆積システムを考慮すれば岡崎・増田（1992）の三角州頂置面の堆積相あるいはバリアシステムの内湾側に相当すると考えられるが、どちらに相当するか現段階では判別は難しい。岡崎・増田（1992）は“木下貝層”の上位には、泥層を挟在する中粒～粗粒砂層からなる三角州頂置面相が累重するとしているが、本ユニットは分級のよい平行層理砂層を主体とすることから岡崎・増田（1992）の頂置面相とはやや異なる。
物性：S波速度は150～380 m/secで、成田・印西ともに上方に速度が小さくなる。密度は1.7～1.9 g/cm³で、同様に上方に値が小さくなる傾向が認められる。

4.4 常総粘土及び新期ローム層

木下層の上位に分布する常総粘土は灰黄色あるいはオリブ黄色の凝灰質粘土からなる。基底の境界では木下層最上部の砂層から本粘土へ漸移する。常総粘土には植物根痕を多く含むほか、リモナイト質とみられる赤褐色の薄層がしばしば認められる。常総粘土の上位には褐色の火山灰土からなる新期ローム層が累重する。新期ローム層も常総粘土から漸移する。

4.5 テフラ

NT-1-54.44 テフラ（深度 54.44～54.35 m）

記載：GS-NT-1 コア（成田）の木下層の下位の堆積サイクルの基底部に挟在する（第3図）。本テフラは下部（層厚7 cm）と上部（層厚2 cm）に分けられる。下部は細粒～中粒砂サイズの黄褐色のパミスと重鉱物からなる。重鉱物は斜方輝石、普通角閃石、黒雲母を含む。上部は黄白色のガラス質細粒火山灰からなる。重鉱物は下部と同様に斜方輝石、普通角閃石、黒雲母を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は、下部は1.728

～1.732(1.729～1.730;括弧内はモード,以下同じ)、上部は1.707～1.709及び1.728～1.733(1.731)。普通角閃石の屈折率(n_2)は、下部は1.688～1.693(1.690)、上部は1.687～1.695(1.693)。また、火山ガラスの屈折率(n)は1.497～1.500(1.498)、1.498～1.499(1.498)である(第1表)。

対比：本テフラの重鉱物・火山ガラスの屈折率は上部と下部でほぼ同じ値を示す。斜方輝石の屈折率のモードは1.729～1.731、また普通角閃石のモードは1.690～1.693と、両者とも特徴的に高い値を示す。ガラスの屈折率のモードは1.498である。このような屈折率特性を持つテフラは、房総半島の下総層群では地蔵堂層中部のJ4テフラ(徳橋・遠藤, 1984; TE-5aテフラ:町田・新井, 2003)、藪層下部のYb1テフラ(徳橋・遠藤, 1984)が知られ、これらは中部山岳を給源とするAPmテフラ群に対比されている(鈴木ほか, 1997; 中里, 1999; 町田・新井, 2003)。APmテフラ群はそれぞれ屈折率が類似することから区別が難しいが、J4(TE-5a)は少なくとも関東平野中央部以遠では細粒ガラス質テフラからなり(中澤・中里, 2005)、本テフラと層相が異なること、そして本テフラは堆積サイクルの下部に挟在することを考慮すると、藪層のYb1に対比されることが考えられる。なおYb1は、成田市及びその周辺地域では、成田市豊住、横芝光町から報告がある(中里ほか, 2004; 中里・佐藤, 2008)

NT-1-44.32 テフラ（深度 44.32～44.29 m）

記載：粗粒～極粗粒砂サイズの褐灰色パミスからなる。木下層最下部のユニットIの砂層に挟まれる(第3図)。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.702～1.711(1.709)である(第1表)。

対比：本テフラは木下層の最下部のユニットIに挟在するが、木下層下部には木更津地域でTAu-12テフラの挟在が知られることから(杉原ほか, 1978)、本テフラも大磯丘陵から報告されているTAuテフラ群にいずれかに対比される可能性がある。しかしながら

TAu テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラは TAU-2, TAU-7 が知られており（町田ほか, 1974）, また TAU テフラ群以外にもよくみられる値であることから、現データでの同定は難しい。

IZ-1-41.10 テフラ（深度 41.10 ～ 41.09 m）

記載：中粒～粗粒砂サイズの浅黄色パミスからなる。木下層最下部のユニット I の腐植質泥層に挟まれる（第 4 図）。重鉱物は斜方輝石と磁鉄鉱がみられる。斜方輝石の屈折率（ γ ）は 1.710 ～ 1.713（1.712）, ガラスの屈折率（ n ）は 1.525 ～ 1.527（1.526）である（第 1 表）。

対比：木下層の最下部のユニット I に挟在することから大磯丘陵から報告されている TAU テフラ群に対比される可能性が高いが、TAU テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラが複数知られている（町田ほか, 1974）。すなわち TAU-1, TAU-2, TAU-3, TAU-9 であるが、これらのいずれかに対比される可能性が高い。

IZ-1-40.65 テフラ（深度 40.65 ～ 40.62 m）

記載：中粒～粗粒砂サイズの灰白色パミスからなる。GS-IZ-1 コアの木下層最下部のユニット I の砂層に挟まれる（第 4 図）。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱と極少量の普通角閃石を含む。斜方輝石の屈折率（ γ ）は 1.705 ～ 1.712 である（第 1 表）。

対比：木下層の最下部のユニット I に挟在することから大磯丘陵から報告されている TAU テフラ群にいずれかに対比される可能性があるが、TAU テフラ群からは、本テフラと同様の斜方輝石の屈折率特性を持つテフラは TAU-2, TAU-7 が知られており（町田ほか, 1974）, また TAU テフラ群以外にもよくみられる値であることから、現データでの同定は難しい。斜方輝石の屈折率特性は GS-NT-1 コア（成田）の NT-1-44.32 テフラに類似する。

5. 考察

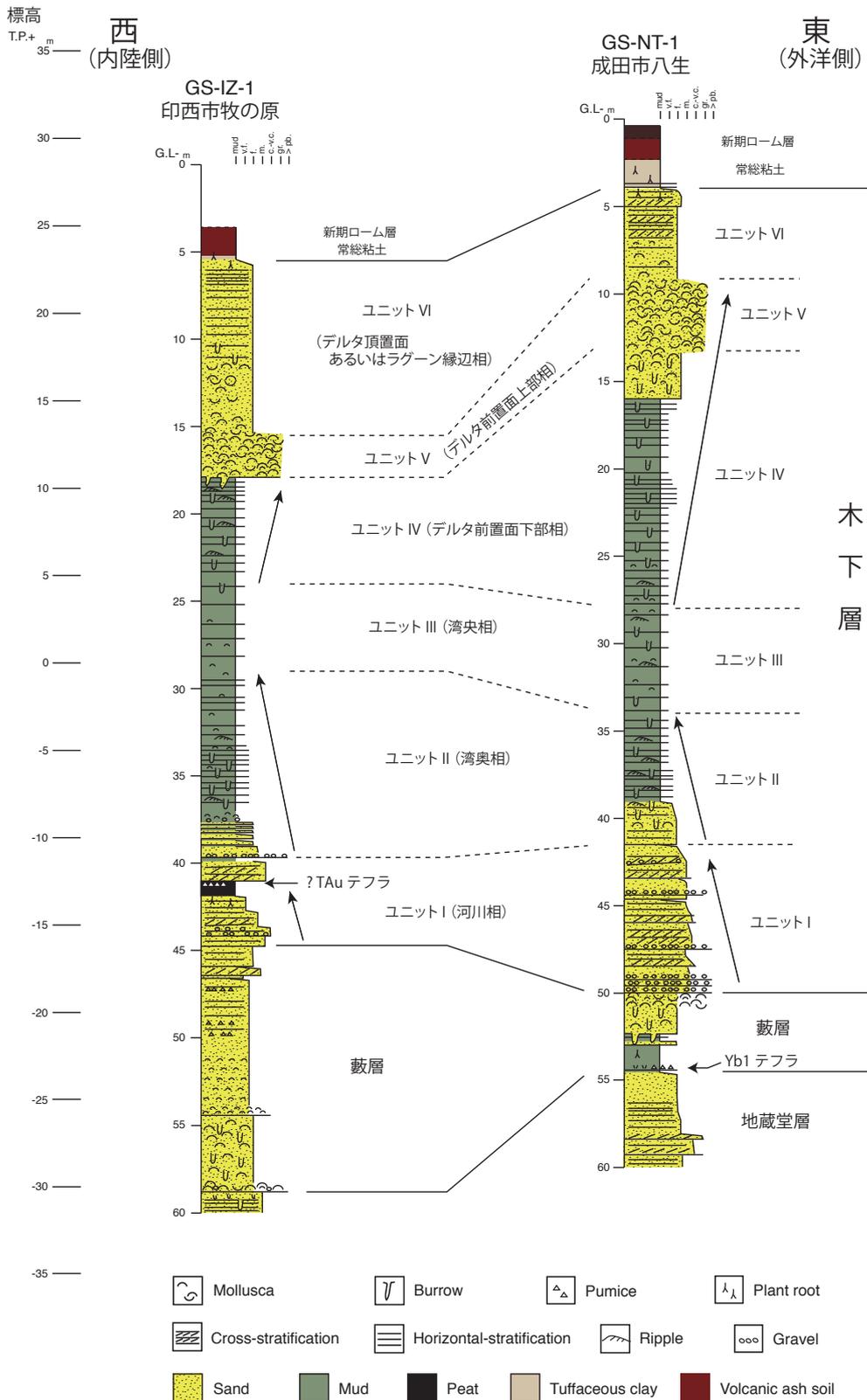
5.1 堆積相の変化

千葉県北部の木下層下部は柏付近で泥層を主体とした谷埋め堆積物であることが報告されているが（中澤・田辺, 2011；中澤ほか, 2014）, 成田・印西地域においても泥層を主体した堆積物であることが明らかとなった。また木下層基底は GS-NT-1（成田）で深

度 50.0 m（標高 -18.89 m）, GS-IZ-1（印西）で深度 44.75 m（標高 -16.27 m）とみられる。基底の標高は柏付近（標高 -15 ～ -20 m）とほぼ同じであるが、泥質層の層厚は成田, 印西ともに 20 m に達し、柏付近（約 15 m；中澤ほか, 2014）に比較して厚いという特徴がある。

成田・印西地域の木下層下部は泥層を主体としながらも堆積物粒度に変化がみられる。木下層下部の下半部に相当するユニット I（河川相）からユニット II（湾奥相）, ユニット III（湾央相）にかけては、全体として上方に顕著に細粒化する（第 6 図）。これは海水準の上昇によりこの地域が河川から内湾域へと環境が変化し、さらに内湾環境で水深が増大したことによると考えられる。ユニット III（湾央相）の分布標高を成田と印西で比較すると、湾奥側（西側）の印西のほうが幾分高いものの分布標高はほぼ同じことから、この 2 地点間の木下層堆積後の構造運動による相対的な位置関係の変化は小さいとみられる。一方、木下層下部の上半部は下半部から一転して上方に顕著に粗粒化する。砂層の挟みの少ない泥層（ユニット III：湾央相）から砂層の挟みが徐々に多くなり（ユニット IV：デルタ前置面下部相）, 貝殻密集層（ユニット V：デルタ前置面上部相）へと至る、一連の上方粗粒化サクセッションが認められる（第 6 図）。上方粗粒化サクセッションは印西と比較して成田のほうが厚く、全体として成田のほうがより粗粒な傾向が認められることから（第 6 図）, デルタは成田から印西方向へ前進した可能性が高い。岡崎・増田（1992）はこの地域に潮汐三角州のラグーン側に相当する上げ潮三角州が発達したことを報告しているが、本調査の上方粗粒化サクセッションは、この上げ潮三角州に相当すると考えられる。貝殻密集層（ユニット V）の上位のユニット VI については前述のように潮汐三角州頂置層あるいはラグーン縁辺の堆積物の可能性があるが、周辺地域の堆積相分布を含め検討する必要があるが、現段階では特定は難しい。

今後はコア試料の粒度分析をすすめる予定である。また、今回の調査では、木下層中に時代決定に有効なテフラを見いだすことはできなかったが、MIS 5.5 は花粉群集に特徴的な変化がみられることが知られ（Igarashi and Oba, 2006；五十嵐, 2009）, それを基にそれぞれの層準が MIS 5.5 のどの時期であるか推定することができる（中澤ほか, 2006）。本調査のコア



第 6 図 コアの堆積相と対比

Fig. 6 Sedimentary facies and their correlation between GS-NT-1 and GS-IZ-1 cores.

についても花粉分析をすすめ、各ユニットの形成時期の特定を行う予定である。

5.2 S 波速度の変化

木下層の S 波速度は、砂層で大きく、泥層で小さい傾向が認められ、S 波速度は粒径に大きく影響されていることがわかる。特に、砂層は多くの層準で 300

m/sec を超えるのに対し、下部の泥層の S 波速度は 200 m/sec 前後と更新統の地層としてはかなり低く、台地面からかなりの深度 (20 ~ 40 m) がありながらも工学的基盤とはなりえないことに注意が必要である (第 3 図, 第 4 図)。また一方で、泥層の中でみると、必ずしも堆積物の粒度変化が S 波速度と相関しないことも指摘できる。すなわち、泥層下部 (ユニット II) から中部 (ユニット III) までは堆積物の細粒化と同調するように S 波速度も低下していくが、その上位のユニット III からユニット IV にかけては、堆積物は粗粒化しているにもかかわらず S 波速度はさらに低下していく傾向が認められる (第 3 図, 第 4 図)。地表に近い、より若い時代の地層では、砂分の少ない泥層よりも砂分がある程度含まれる泥層のほうが S 波速度は低くなるようである。今後、コア試料の粒度分析及び含水率測定をすすめ、さらに検討していきたい。

6. まとめ

千葉県北部に分布する木下層の堆積相と物性を明らかにするため、成田及び印西においてボーリング調査を実施した。コアにみられる木下層は 6 ユニットに分けられる。このうちユニット I (河川相) からユニット II (湾奥相), ユニット III (湾央相) にかけては、全体として上方に顕著に細粒化する。その上位には、ユニット III (湾央相) からユニット IV (デルタ前置面下部相), ユニット V (デルタ前置面上部相) へ至る、一連の上方粗粒化サクセッションが認められる。上方粗粒化サクセッションは印西と比較して成田のほうが厚く、全体としてより粗粒な傾向が認められることから、デルタは成田から印西方向に前進した上げ潮デルタであった可能性が高い。木下層の S 波速度は、砂層で大きく、泥層で小さい傾向が認められるが、地表に近い層準では砂分の少ない泥層よりも砂分がある程度含まれる泥層のほうが S 波速度は低くなる傾向が認められる。

謝辞

今回のボーリング調査に際して、印西市都市整備課、成田市教育委員会には用地等に関して多大な便宜をはかっていただきました。記して深く感謝いたします。

文献

- 五十嵐八枝子 (2009) 北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS 6 以降の花粉記録：陸域資料との対比。地質学雑誌, 115, 357-366.
- Igarashi, Y. and Oba, T. (2006) Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144 ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. Quaternary Science Reviews, 25, 1447-1459.
- 印西市教育委員会 (2012) 木下貝層—印西の貝化石図集— (第 4 版)。印西市教育委員会, 93p.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. Paleoclimatology, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年。地学雑誌, 83, 22-58.
- 七山 太・中島 礼 (2015) 地域の石材としての木下貝層。GSJ 地質ニュース, 4, 67-68.
- 中里裕臣 (1999) EPMA 分析及び岩石記載的性質に基づく房総半島中部更新統テフラの対比。千葉県立中央博物館自然誌研究報告, 5, 73-83.
- 中里裕臣・岡田 誠・岡崎浩子・龍野敏晃 (2004) 千葉県北部、成田コアにおける下総層群の層序。日本第四紀学会講演要旨集, 34, 59-60.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動。第四紀研究, 40, 251-257.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2008) 千葉県北東部における下総層群指標テフラ Yb1。日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 76.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質。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, 41p.
- 中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動観測。産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 66, 207-228.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更

- 新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究.
地質学雑誌, 112, 349-368.
- 中澤 努・中里裕臣 (2005) 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 111, 87-93.
- 中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質. 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, 72p.
- Nishikawa, T. and Ito, M. (2000) Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces. *Sedimentary Geology*, 137, 25-42.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- Okazaki, H. and Masuda, F. (1995) Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, 24, 275-288.
- 下総台地研究グループ (1984) 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学, 38, 226-234.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 84, 583-600.
- 鈴木毅彦・杉原重夫・町田 洋 (1997) 第 6 回第四紀学会テフラ研究委員会野外集会八ヶ岳—房総野外巡検案内書, 59p.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.

JACIC 様式ボーリング柱状図管理システムの開発

Development of Management System for Borehole Logs in JACIC Format

野々垣 進^{1*}・中澤 努¹

Susumu Nonogaki^{1*} and Tsutomu Nakazawa¹

Abstract: Borehole logs are essential for understanding subsurface conditions in an urban area. Governments and research institutes use their unique methods to manage borehole logs created by themselves. In addition, most of the borehole logs are not open to the public. The purpose of this study is to create an environment suitable for promoting utilization of borehole logs. We have developed a management system for borehole logs by using C# programming language and PostgreSQL database. This management system possesses the following seven functions; (1) registration, (2) localization, (3) search, (4) export, (5) backup, (6) display, and (7) edit. Available format of borehole logs is XML proposed by Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (MLIT), which is called "JACIC format". This paper describes characteristics and functions of the developed management system for borehole logs.

Keywords: management system, borehole logs, XML, JACIC, database, PostgreSQL

要旨

ボーリング柱状図は、都市域の地下の状況を把握する上で必要不可欠である。しかし、国や自治体、研究機関が作成したボーリング柱状図は、機関ごとに異なる方法で管理されている。また、そのほとんどは公開されていない。本研究では、ボーリング柱状図の利活用推進に適した環境作りを目的として、C# と PostgreSQL によるボーリング柱状図管理システムの開発を行った。本システムでは、ボーリング柱状図に関して次の 7 つの操作を行える；(1) データベース登録、(2) 位置確認、(3) 検索、(4) 別ファイル出力、(5) バックアップ、(6) PDF 表示、および、(7) 編集。利用可能なボーリング柱状図のファイル形式は、国土交通省が提案する XML 形式、通称 JACIC 様式である。本報告では、開発したボーリング柱状図管理システムの特徴および機能について述べる。

1. はじめに

東日本大震災を契機として、地質災害に対する国民

の関心が高まっている。特に都市平野部では、地質や地盤の安全性に対する社会的ニーズが高く、減災・防災に役立つ地質情報整備の加速化が望まれている。

露頭の少ない都市平野部では、ボーリングデータが地下の地質・地盤を検討する上で重要となる。また、土木・建設事業などの遂行にあたっては、ボーリングデータは重要な基礎地盤情報となる。さらに近年ではボーリングデータの電子納品の普及により、これまで主流であった紙媒体としてではなく、電子媒体としてボーリングデータの蓄積が行われるようになってきている。しかし、一部の自治体や国の機関を除いてボーリングデータの共有化は行われていない。さらに、自治体や各機関におけるボーリングデータの管理手段は一様でない。

ボーリングデータの整備の加速化には、データの共有化と共通手段によるデータ管理を実現するシステムが必要である。本研究では、知的基盤整備計画の重点項目「ボーリングデータの一元化と地質地盤図作成」の一環として、自治体担当者など地質の専門家以外でも容易に電子媒体のボーリングデータをデータベース（以下、DB）管理できるシステムの開発を行った。本

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

稿では、現状の管理システムについて報告する。なお、本システムは産業技術総合研究所の知的財産として登録済みである（知財管理番号：H27PRO-1851）。

2. 管理対象とするボーリングデータ

ボーリングデータには、土質・岩盤区分データをはじめ、孔内水位データ、標準貫入試験データ、原位置試験データ、微化石や花粉の採取試料など、地下の地質・地盤に関するさまざまなデータが含まれる。また、ボーリングデータを利用する分野もさまざまである。このため、ボーリングデータの電子ファイル形式や、ボーリングデータを柱状図形式で表現するための様式も非常に多岐にわたる。現在提案されているボーリングデータのファイル形式および柱状図様式のうち、国内で最も普及しているものは「地質・土質調査成果電子納品要領（案）」（国土交通省，2004；2008）によるものである。この要領（案）は、日本建設情報総合センター（通称 JACIC）（1999）による解説書や（独）産業技術総合研究所（以下、産総研）が制定に関わった JIS 規格（日本工業標準調査会，2008a；2008b；

2008c）などを引用規格として、ボーリング柱状図、地質平面図、地質断面図、コア写真、土質試験および地盤調査など、地質・土質調査の電子成果品に関する要領と基準を定めるものである。ボーリング柱状図については、ボーリング交換用データ、電子柱状図、電子簡略柱状図に関する事項を定めている。そこで、本研究では、この国土交通省（2004）および国土交通省（2008）によるボーリング交換用データ（ver.2.10 および ver.3.00）を、データベース（以下、DB）管理する対象とした。また、ボーリング交換用データの電子柱状図作成には、同要領（案）による電子柱状図様式、通称 JACIC 様式を用いた。

ボーリング交換用データは大きく分けて、標題情報とコア情報の 2 つの情報から構成される。標題情報は、調査名、調査目的、緯度・経度、孔口標高、総掘進長など、ボーリング調査の一般的事項に関する情報である。コア情報は、岩石・土区分、観察記事、標準貫入試験データ、PS 検層データ、孔内水位など、調査から得られた事項に関する情報である。ボーリング交換用データのファイル形式は、Extensible Markup Language (XML) 形式である。電子柱状図様式には、

ファイル名	調査名	住所	緯度	経度	孔口標高	総掘進長	孔内水位
<input type="checkbox"/> 00011.XML	港湾高潮地質調査	千葉県船橋...	35.696...	139.968...	-0.61	15.6	無
<input type="checkbox"/> 00012.XML	水管橋地質調査	千葉県船橋...	35.695...	139.959...	2.18	20.28	有
<input type="checkbox"/> 00013.XML	水管橋地質調査	千葉県船橋...	35.693...	139.966...	1.97	16.35	有
<input type="checkbox"/> 00014.XML	市川市地先公有...	千葉県市川...	35.688...	139.951...	-8.43	9.5	無
<input type="checkbox"/> 00015.XML	海神水門地質調査	千葉県船橋...	35.687...	139.965...	-2.43	45.31	無
<input type="checkbox"/> 00016.XML	栄ポンプ場及び日...	千葉県船橋...	35.686...	139.964...	-1.02	37.16	無
<input type="checkbox"/> 00017.XML	栄ポンプ場及び日...	千葉県船橋...	35.686...	139.965...	-0.15	36.08	無
<input type="checkbox"/> 00018.XML	海神水門地質調査	千葉県船橋...	35.686...	139.964...	-1.13	45.31	無
<input type="checkbox"/> 00019.XML	海神水門地質調査	千葉県船橋...	35.686...	139.964...	-2.43	44.03	無
<input type="checkbox"/> 00020.XML	栄ポンプ場及び日...	千葉県船橋...	35.686...	139.964...	0.92	42.09	無
<input type="checkbox"/> 00021.XML	栄ポンプ場及び日...	千葉県船橋...	35.686...	139.964...	-1.72	35.1	無
<input type="checkbox"/> 00022.XML	市川市地先公有...	千葉県市川...	35.685...	139.953...	-1.66	6.49	無
<input type="checkbox"/> 00023.XML	千葉県京葉港地...	千葉県船橋...	35.683...	139.965...	-0.89	60.32	無
<input type="checkbox"/> 00024.XML	船橋港土質調査	千葉県船橋...	35.683...	139.967...	-3.06	25.01	無
<input type="checkbox"/> 00025.XML	中央地区船溜護...	千葉県船橋...	35.683...	139.967...	-0.11	40.27	無
<input type="checkbox"/> 00026.XML	船橋港土質調査	千葉県船橋...	35.683...	139.968...	-3.14	25	無
<input type="checkbox"/> 00027.XML	船橋港土質調査	千葉県船橋...	35.683...	139.969...	-3.06	26.02	無

データ数: 34140 / 34140

第 1 図 登録ボーリング柱状図一覧の表示例。

Fig.1 Display example of a list of registered borehole logs.

土質ボーリング柱状図様式、岩盤ボーリング柱状図様式、地すべりボーリング柱状図様式などがあり、ファイル形式はいずれも Portable Document Format(PDF)形式である。以下では、ボーリング交換用データをボーリング柱状図 XML、電子柱状図をボーリング柱状図 PDF と呼ぶ。またボーリング柱状図 XML とボーリング柱状図 PDF をまとめて、JACIC 様式ボーリング柱状図と呼ぶ。

3. ボーリング柱状図管理システム

ボーリング柱状図管理システムは、ボーリング柱状図 XML を DB 管理するためのシステムである。開発言語には Visual Studio C# 2010 (.NET Framework 4.0) を、DB には PostgreSQL を用いており、Windows OS 環境下で動作する。本システムは、主に次の 7 つの機能をもつ：(1) 柱状図登録機能、(2) 柱状図の位置およびメタデータ確認機能、(3) 柱状図の検索機能、(4) 柱状図の出力機能、(5) 管理 DB のバックアップ機能、(6) 他システムと連携した柱状図の表示機能、(7) 他システムと連携した柱状図の編集機能。以下では、各機能の概要を記す。

(1) 柱状図登録機能

ボーリング柱状図 XML の DB への登録、および、登録した情報の編集・削除を行うための機能である。DB への登録では、大きく分けて 2 つの情報を登録する。1 つはボーリング柱状図 XML の標題情報に含まれる調査名、緯度・経度、孔口標高、総掘進長などの情報である。もう 1 つはボーリング柱状図 XML には含まれない、その他の資料の有無、公開の可否、取扱制限などの付加情報である。ボーリング柱状図 XML の登録方法には、ファイルを 1 つ 1 つ指定して登録する方法と、フォルダを指定して一括で登録する方法の 2 種類がある。第 1 図に登録データの一覧表示の例を示す。また、第 1 表に、DB のテーブル定義一覧を示す。第 1 図に示したシステム画面では、データ登録のほか、登録した情報の編集・削除が可能である。ただし、本機能で編集可能な情報は、付加情報に限る。

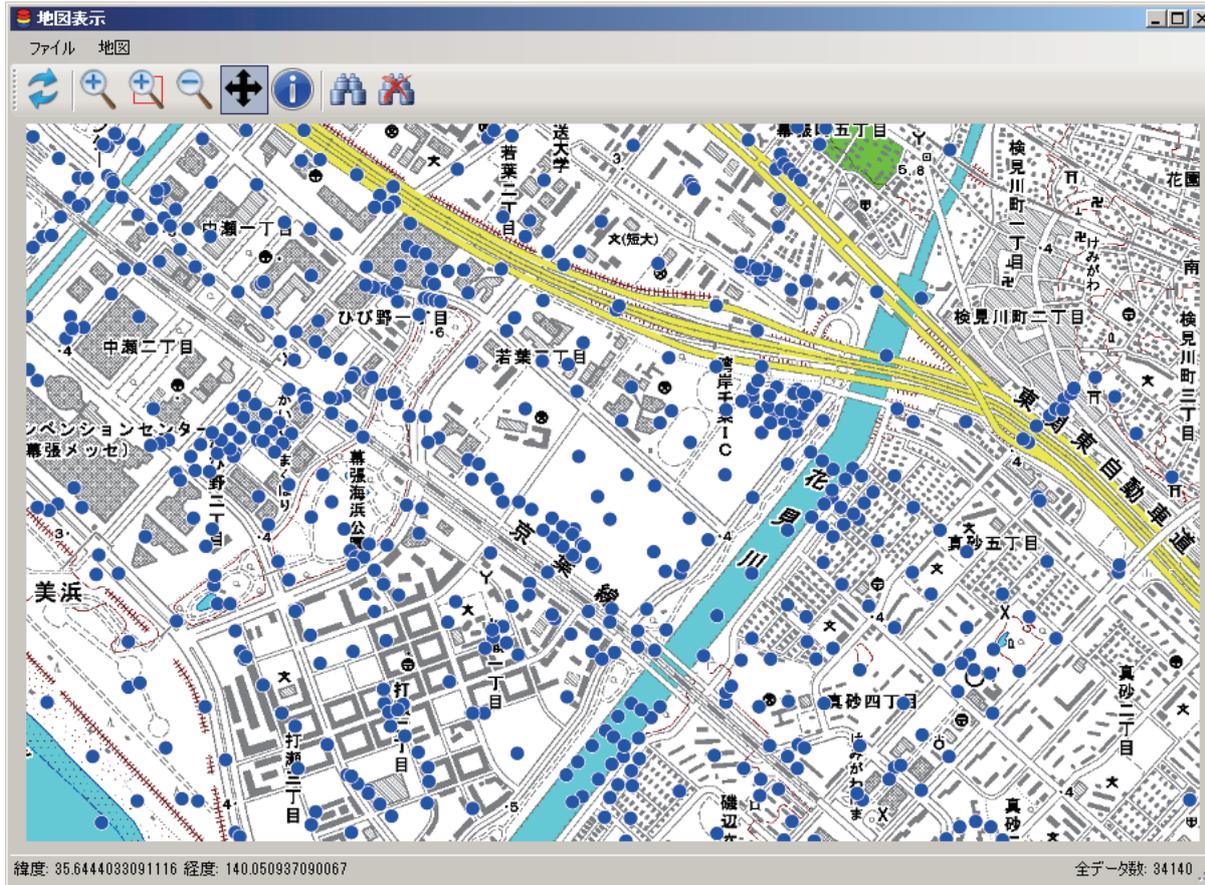
(2) 柱状図の位置およびメタデータ確認機能

DB に登録した柱状図を地図上にマッピングし、メタデータを参照するための機能である。背景地図には、国土地理院発行の数値地図 25,000/50,000（地図画像）と、四隅の緯度経度が既知である任意の地図画像の 2 種類を利用できる。任意の地図画像のファイル

第 1 表 DB のテーブル定義。

Table 1 Definitions in the database table.

No	項目名称	主キー	NOT NULL	型	概要
1	XMLファイル名	○	○	text	
2	調査名			text	
3	開始調査年			integer	年のみを保存。フォーマットは西暦
4	終了調査年			integer	年のみを保存。フォーマットは西暦
5	住所			text	
6	緯度		○	float8	10進数。測地系は世界測地系
7	経度		○	float8	10進数。測地系は世界測地系
8	孔口標高			float8	
9	総掘進長			float8	
10	孔内水位の有無		○	integer	0:無 1:有 (孔内水位値が一つでもあれば「有」)
11	検層結果の有無		○	integer	0:無 1:有 (対象はPS検層。P波またはS波の速度値が一つでもあれば「有」とする)
12	その他の資料の有無		○	integer	0:無 1:有
13	公開の可否		○	integer	0:否 1:可
14	取扱制限		○	integer	0:制限なし 1:制限あり-内部機関のみ 2:制限あり-所有者のみ -1:制限あり-条件
15	最終更新日		○	timestamp	最終更新日の日時



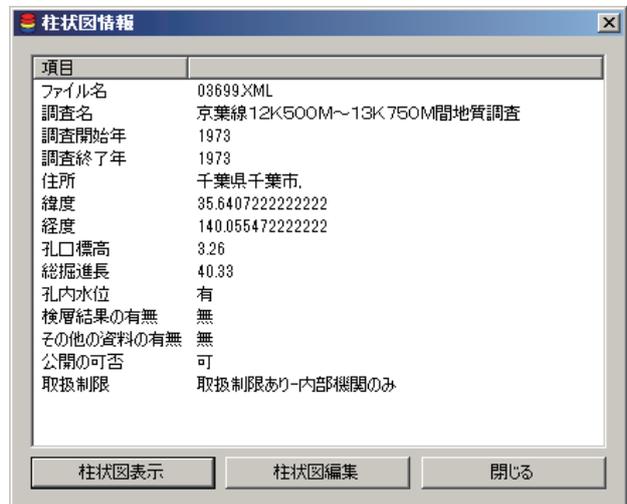
第 2 図 ボーリング柱状図のマッピング例。

Fig.2 Plotting locations of registered borehole logs on a digital map.

形式は、JPEG、BMP、および PNG に限る。第 2 図に、数値地図 25,000 を背景として、DB に登録した柱状図をマッピングした例を示す。第 2 図に示したシステム画面では、マウス操作による画面のズームイン/ズームアウト、ボーリングデータのメタデータ確認が可能である。第 3 図にメタデータの表示例を示す。

(3) 柱状図の検索機能

DB に登録した柱状図を検索するための機能である。本機能は、第 1 図に示した登録済み柱状図一覧画面と第 2 図に示したマッピング画面の両方で利用できる。検索対象は、第 1 表に示した登録項目のうち、ID、XML ファイル名、最終更新日の 3 項目を除く全ての項目である。調査年については西暦、昭和、平成の年号を利用できる。第 4 図 (a) に検索項目の指定画面の表示例を示す。第 4 図 (b) には登録済み柱状図一覧表示画面での検索結果の表示例を、第 4 図 (c) にはマッピング画面での検索結果の表示例を示す。一覧表示画面では、検索条件に該当する柱状図のみが一覧表示される。マッピング画面では、該当する柱状図の位



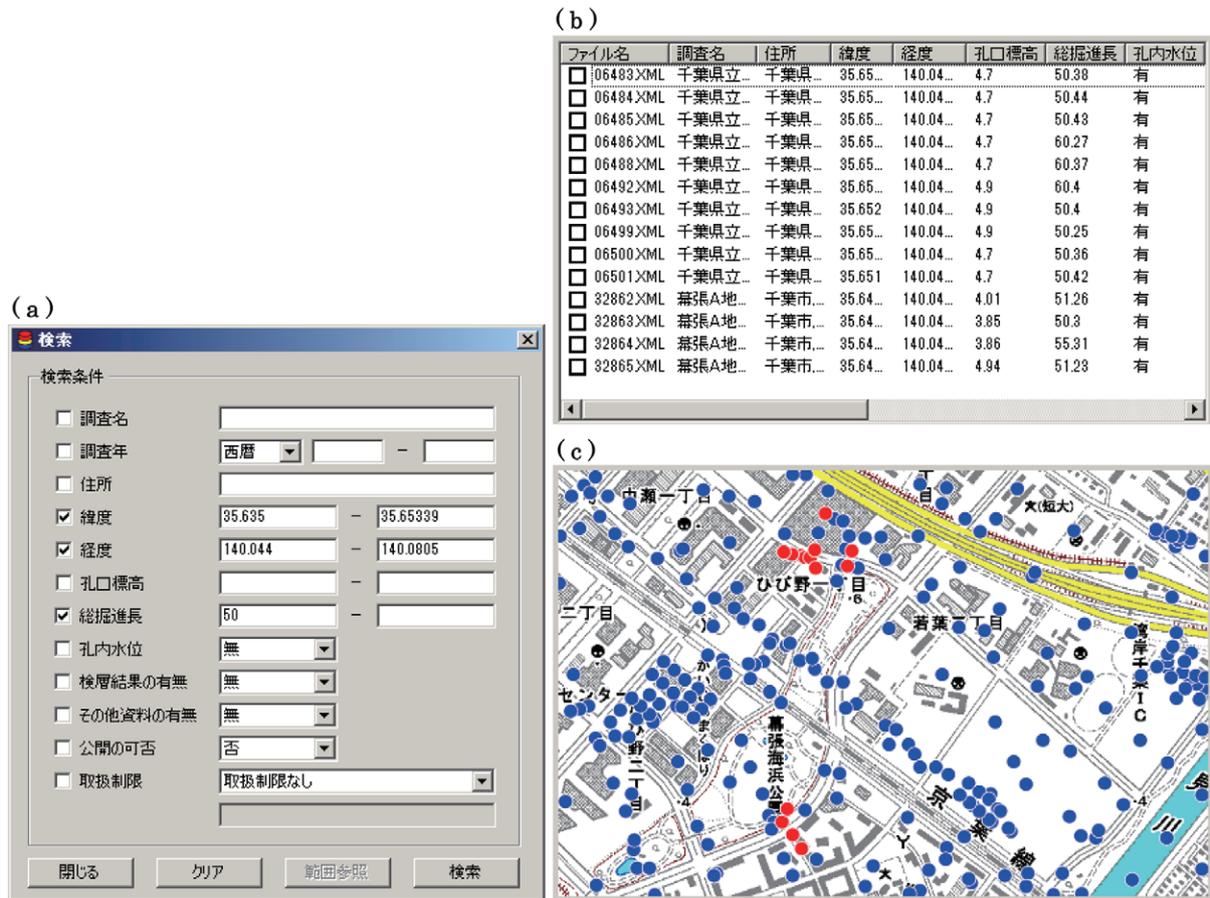
第 3 図 ボーリング柱状図のメタデータの表示例。

Fig.3 References of metadata of registered borehole logs.

置が赤色でハイライトされる。

(4) 柱状図の出力機能

DB に登録した柱状図をボーリング柱状図 XML として出力するための機能である。ボーリング柱状図 XML を出力する際、出力する XML の用途に応じて、



第 4 図 ボーリング柱状図の DB 検索例。(a) 検索項目の指定画面、(b) 登録データ一覧画面における検索結果、(c) マッピング画面における検索結果。

Fig.4 Searching database for registered borehole logs by keywords. (a) Selection screen of search items, (b) search result on data list screen, (c) search result on mapping screen.

登録した標題情報のうちどの項目を出力するかを選択できる。第 5 図に出力項目の選択画面の表示例を示す。

(5) 管理 DB のバックアップ機能

作成した DB および登録したボーリング柱状図 XML 群のバックアップと復元を行うための機能である。バックアップファイルは、DB を再構築するためのスクリプトファイルと、ボーリング柱状図 XML 群が格納されたフォルダとから構成される。バックアップについては、登録済み柱状図一覧表示画面に表示している情報を、単に CSV 形式として出力することも可能である。

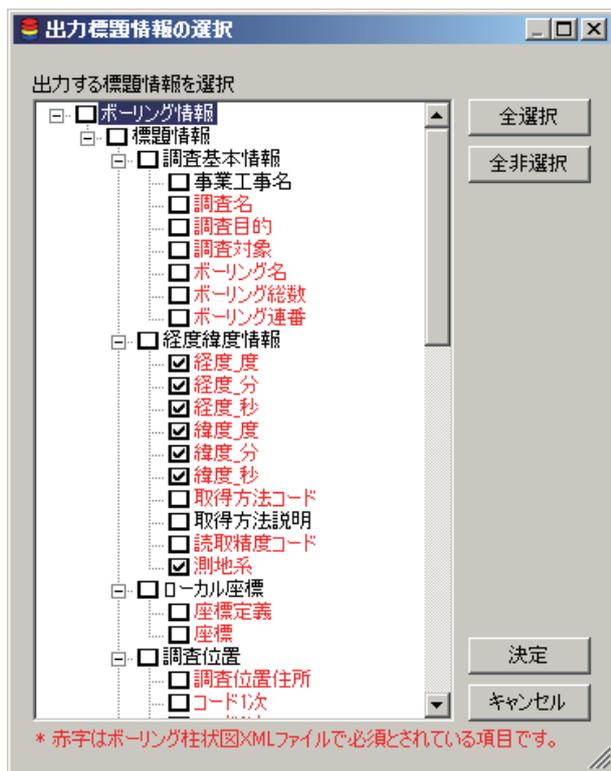
(6) 他システムと連携した柱状図の表示機能

DB に登録した柱状図をボーリング柱状図 PDF として表示するための機能である。本機能は、ボーリング柱状図 PDF を作成・表示できるアプリケーションを、

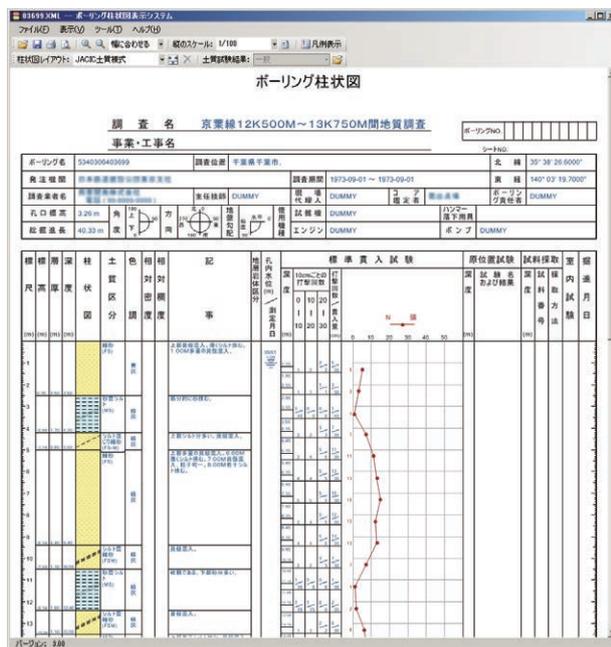
管理システムから呼び出すことで動作する。したがって、本機能を利用するためには、ボーリング柱状図 PDF の作成・表示用アプリケーションをあらかじめパソコンにインストールする必要がある。現状のシステムでは、(独) 防災科学技術研究所で開発されたボーリング柱状図表示システムを利用して、ボーリング柱状図 PDF の作成・表示を実現している。第 6 図に電子柱状図の表示例を示す。

(7) 他システムと連携した柱状図の編集機能

機能 (1) の柱状図登録機能では編集対象外としている付加情報以外の柱状図情報、および、その源となっているボーリング柱状図 XML を編集するための機能である。本機能は、柱状図の表示機能と同様に、ボーリング柱状図 XML を作成・編集できるアプリケーションを、管理システムから呼び出すことで動作する。したがって、この機能を利用するためには、ボーリング柱状図 XML の作成・編集用アプリケーションをあら



第 5 図 出力項目の選択画面の表示例。
Fig.5 Selection screen of output items.



第 6 図 ボーリング柱状図の表示例。
Fig.6 Example of a visualized borehole log.

かじめパソコンにインストールする必要がある。現状のシステムでは、産総研で開発されたボーリング柱状図入力システムを利用して、DBに登録した柱状図情報およびボーリング柱状図XMLの編集を実現している。

4. まとめ

JACIC 様式ボーリング柱状図を DB 管理するシステムを開発した。本システムは、産総研や自治体等におけるボーリング柱状図整備に役立つと考える。現状、本システムは未公開であるが、将来的にインターネットなどを通して無償公開する予定である。現時点では、システムに利用している DB テーブル定義の実用性に関する検証が不十分である。システムの機能についても、柱状図一覧表示画面からマッピング画面を直接起動できない、背景地図に GeoTIFF などの位置情報を埋め込んだ画像ファイルを利用できないなど、利便性に関する課題が残る。今後、これらの課題を解決しながら、システムの改良を進めていく予定である。また、本システムではボーリング柱状図 XML を管理対象とするのに対して、各自治体では独自の電子ファイル形式でボーリング柱状図を管理していることが多い。各自治体が保有するボーリング柱状図の利活用を推進するためには、それらを効率的にボーリング柱状図 XML へ変換するシステムの開発も進める必要がある。

謝辞

千葉県環境研究センターの森崎正昭氏および風岡修氏には、仕様に関して有益なご助言を多数いただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文献

国土交通省 (2004) 地質・土質調査成果電子納品要領 (案). 国土交通省, 136p.
 国土交通省 (2008) 地質・土質調査成果電子納品要領 (案). 国土交通省, 120p.
 日本建設情報総合センター (1999) ボーリング柱状図作成要領 (案) 解説書. 日本建設情報総合センター, 55p.
 日本工業標準調査会 (2008a) JIS A 0204 : 地質図一記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示. 日本規格協会, 96p.
 日本工業標準調査会 (2008b) JIS A 0205 : ベクトル数値地質図一品質要求事項及び主題属性コード. 日本規格協会, 142p.

日本工業標準調査会 (2008c)JIS A 0206：地質図—工学地質図に用いる記号，色，模様，用語及び地層・岩体区分の表示とコード群. 日本規格協会，42p.

千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査

Drilling survey for establishing standard stratigraphic framework of the alluvial beds in the northwestern part of Chiba Prefecture

宮地良典^{1*}・小松原純子¹・中島 礼¹

Yoshinori Miyachi^{1*}, Junko Komatsubara¹ and Rei Nakashima¹

Abstract: Drilling survey have been conducted for the purpose of establishing stratigraphic framework useful for correlation of a large amount of log data in the metropolitan area. The drill sites located in the lowland and burred area along the Tokyo Bay, Chiba Prefecture, central Japan. We obtained and analyzed sedimentary facies analysis of five drilling core samples. There are underlain by the Pleistocene to Holocene successions associated with man-made strata.

Keywords: drilling survey, standard stratigraphic framework, northwestern part of Chiba, alluvial beds

要旨

首都圏には数多くのボーリングデータが存在するが有効に活用されているとはいえない。これらの層序関係とその物性を明確にするため、千葉県北部の沖積層を対象に7本の「基準ボーリング」を掘削した。これらの層相解析・年代測定などを行うとともに、同孔を用いてP-S 検層、密度検層を実施した。千葉県北部東京湾岸地域は、更新統（下総層群）、沖積層と埋立層に区分される。これらの層相とともに平成26年度に実施した年代値、検層記録などについて報告する。

1. はじめに

土木・建築工事の際には土質ボーリングが実施され大量のデータが蓄積されている。国立機関及び自治体等によりこれらのデータベース化も進められている。しかし、地層の対比や地質構造の把握のためには、これらのデータは非常に簡素であり、その精度も不十分である。一方で、地震動予測や地震に伴う地盤の液状化現象の発生予測のためには、より精度の高い地下構造区分とそれらの物性把握を行うことが重要である。千葉県北西部の東京湾岸低地では、東日本大震災の際に深刻な液状化被害が発生した。液

状化は主に埋め立て層で生じるが、埋め立て層の液状化の発生には下位の沖積層の層厚が関係している可能性が指摘されている（千葉県環境研究センター 2011 など）。このため、独自にボーリング調査を実施し、既存ボーリングデータの対比のリファレンスとなる基礎的な地質層序データや物性データの整備が必要となる。

本報告は千葉県北西部のリファレンスとなる基準層序ボーリングの一環として、平成25～26年度に沖積層の埋没谷などで実施した5本のボーリング調査結果について、層序記載及び物理検層結果について報告する。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北西部には、下総台地及び東京湾に面した低地からなる船橋市、習志野市、千葉市の海岸沿いにはこの低地が分布する。昭和初期の海岸線は現在の国道14号線あたりで、これより北東側がもとの低地地域である。現在の海岸線はこれより南西側へ3～4km埋め立てられている。湾岸の低地地下には台地の開析谷から続く埋没谷が分布し（松田, 1993）、泥層を主体とした軟弱な沖積層によって埋積されている。国道14号線より海側は、昭和30年代以降サンドポンプ工法により埋め立てられ、埋立

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation）

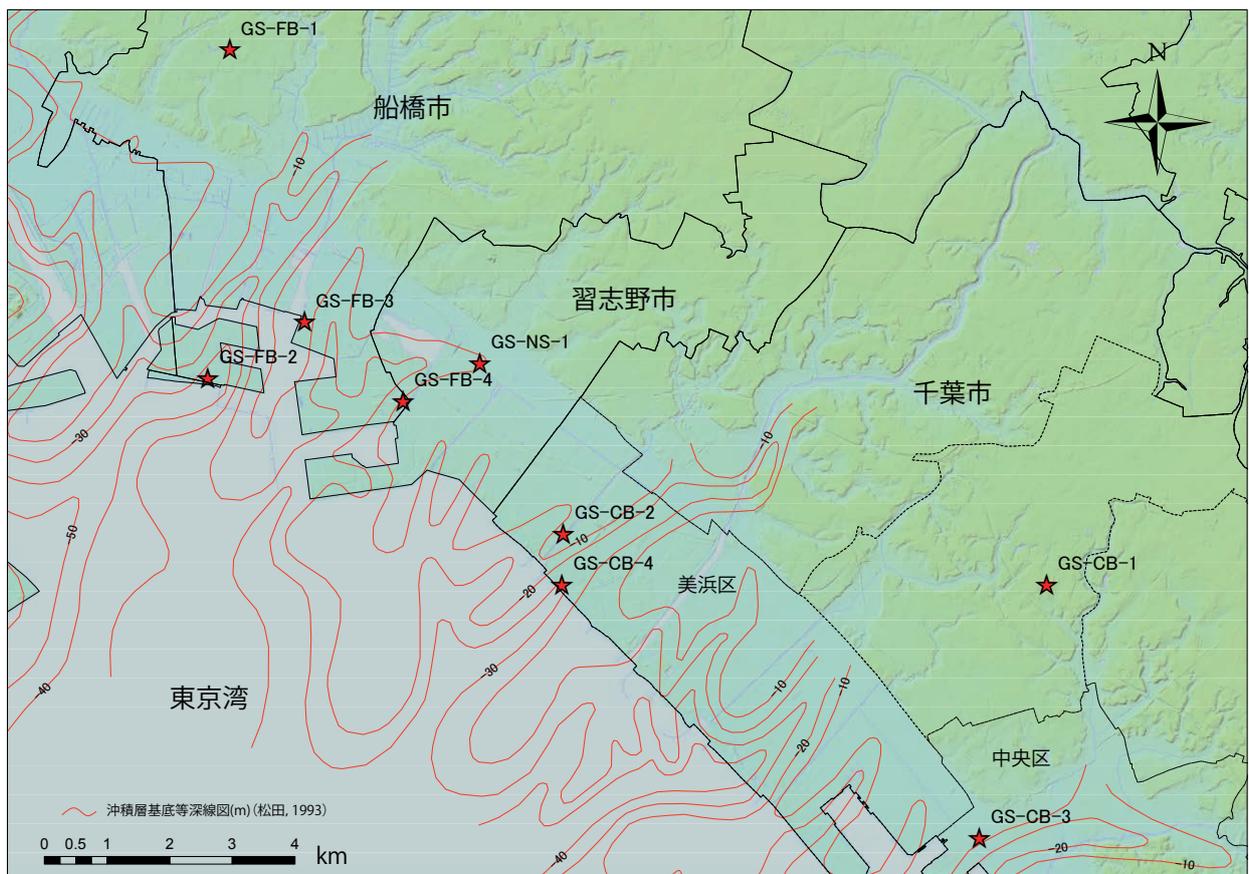
層は主に沖から浚渫した海成の砂泥からなる（風岡，2003）。

3. 調査手法

本研究のボーリング調査で掘削する地点選出にあたり、埋没谷の位置を再検討した。検討には、松田(1993)による埋没谷の分布と、千葉県インフォメーションバンク、内湾臨海部土質調査資料集（千葉県開発庁臨海開発局，1974a, b）、船橋市、習志野市から提供されたボーリング資料、千葉市が公開しているボーリング資料を参考にした。また、Google Earth により 2011 年 3 月 31 日の空中写真を参考に、地盤の液化化による噴砂の有無を確認し、ボーリング地点を決定した。

本研究のボーリング調査は、ロータリー工法により実施し、内管に塩化ビニール管を挿入した掘削径 116 mm のトリプルチューブサンプラーを用いてコアを採取した。掘削作業終了後には掘削孔を用いて PS 検層、

密度検層及びキャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会（案）JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施し、測定ピッチは 1 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製の PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では、孔内受信機に同社製 MODEL-3315 型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社製ジオロガー 3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定された γ 線の計数率 (CPS) にあらかじめ作成した較正曲線とキャリパー検層で得られた光景による補正を行い、各深度の密度を求めた。採取したコア試料は室内で半割し、切断面の詳細に観察した。半割した片方から厚さ 1 cm のアクリルケースに試料を採取し、軟 X 線写真を撮影し、また、ハイセル OH-1 による剥ぎ取り試料を作成した。これらを合わせてボーリングコアの詳細な記載を行った。また、主に沖積層と考えられる部分については、



第 1 図 ボーリング地点

ベースマップは国土地理院の色別標高図。

Fig. 1 Map showing the drill sites of this study.

Base map taken from elevation map, Geospatial Information Authority of Japan.

第 1 表 ボーリング地点データ
Table 1 Drill sites data of this study

掘削年度	平成25年度				平成26年度			
孔名	GS-FB-2	GS-FB-3	GS-FB-4	GS-NS-1	GS-CB-2	GS-CB-4	GS-CB-3	
緯度	35°40'19.38"N	35°40'48.9"N	35°40'07.7332"N	35°40'27.0412"N	35°38'59.8464"N	35°38'32.7203"N	35°36'23.1596"N	
経度	139°58'08.47"E	139°59'09.7"E	140°00'12.9921"E	140°01'01.6469"E	140°1'55.9352"E	140°1'56.1998"E	140°6'21.3999"E	
標高(TP)	3.560m	3.482m	4.091m	2.903m	4.362m	3.882m	5.383m	
位置	船橋市潮見町 ふなばし三番瀬 海浜公園	船橋市浜町 産総研船橋サ イト	船橋市高瀬 千 葉県葛南防災 備蓄倉庫敷地内	習志野市袖ヶ浦 袖ヶ浦近隣公園 内	千葉市美浜区 豊砂 浜田川緑 地内	千葉市美浜区 豊砂 幕張海浜 公園内	千葉市中央区 千葉港 港公園 内	
掘削深度	60m	110m	35m	30m	30m	40m	40m	

20 cm おきに 7 cc のプラスチックキューブサンプルを採取し、含水率を測定した。

GS-FB-2, GS-FB-3, GS-CB-2 及び GS-CB-3 の 4 本のコア堆積物中に含まれる 30 点の貝殻片および植物片等について、(株) 加速器分析研究所に依頼して放射性炭素年代を測定した。得られた年代値は、Reimer et al.(2013) のデータセット IntCal13 および MARINE13 と、較正ソフトウェア CALIB 7.0.4 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 2015) を使用して暦年較正を行った。

4. ボーリング調査結果

平成 25 年度に船橋市で実施した 2 地点 (GS-FB2, GS-FB3) に加え、以下の 5 地点でボーリング調査 (コア採取, PS 検層, 密度検層) を実施した (第 1 図, 第 1 表)。柱状図及び検層結果を第 2 ~ 6 図に示す。ボーリング調査は南より GS-CB-3, GS-CB-4, GS-CB-2, GS-FB-4 および GS-NS-1 である。

4.1 ボーリングコアの層相

GS-CB-3 (第 2 図) は千葉市中央区千葉港の港公園東端で掘削されたもので、沖積層基底は深度 20.9 m, 埋立層の基底は深度 4.7 m と考えられる。更新統の下部は砂鉄を含む平行葉理または弱い斜交葉理を持つ砂層で、しばしばパッチ状の泥を含む。上部は生痕を含む細砂よりなり、シルトの葉理を含む。沖積層下部 (深度 20.9 m から 11.0 m) 貝殻片を含む泥層で、上部には生痕が見られる。深度 11.0 m から 4.8 m は貝殻片を含む砂層で、しばしば合弁貝を含むことから沖積層と考えられる。深度 4.8 m から 4.5 m には貝殻片を多く含み、これより上位は平行葉理を持つ細砂で、パッチ状の泥を含む埋立層と考えられる。

GS-CB-4 (第 3 図) は千葉市美浜区幕張海浜公園内で掘削されたもので、沖積層埋没谷の軸部付近にあ

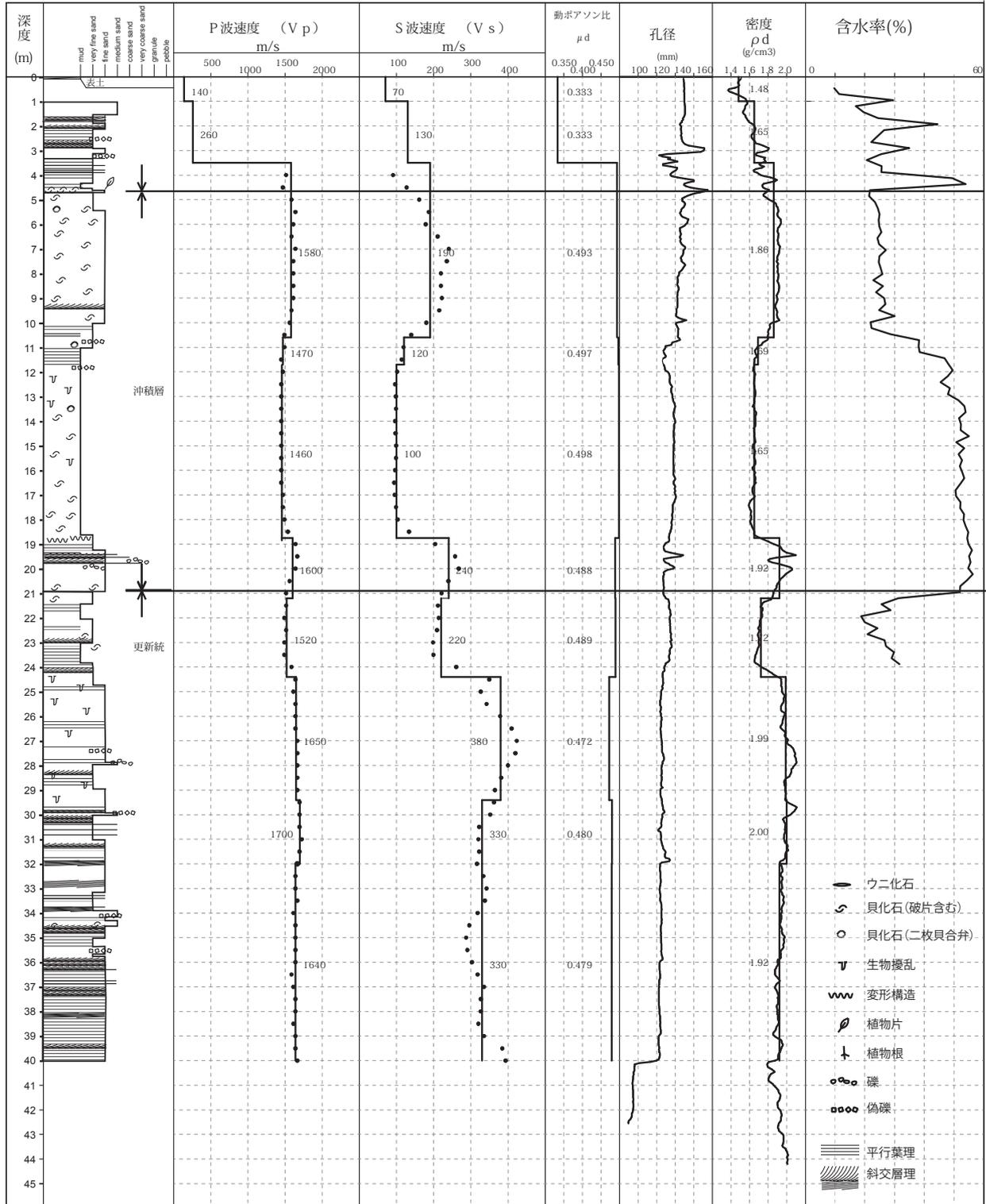
たる。沖積層基底は深度 37.6 m, 埋立層の基底は、10.8 m と考えられる。深度 37.6 m より下位の更新統は、生痕の見られる細砂よりなる。沖積層基底部約 1 m は腐植質な泥、沖積層下部の深度 27 m ~ 37 m は生痕や貝殻混じりの泥からなる。深度 27 m から 24 m は細砂の葉理を含み上方粗粒化し、深度 24 m ~ 22 m で細礫を含む。さらに上位の 10.8 m から 22 m は細砂 - 極細砂へ上方細粒化し、深度 10.8 m ~ 15 m 付近までは合弁貝を含む。これより上位は貝殻片を含む泥層から細砂へ上方粗粒化する地層で、パッチ状の泥を含む埋立層である。

GS-CB-2 (第 4 図) は、GS-CB-4 の約 800 m 北方で掘削され、沖積層埋没谷の鞍部と考えられる地点である。この地点の沖積層基底は深度 13.6 m, 埋立層の基底は深度 8.6 m と考えられる。更新統のうち深度 22 m 以深は平行葉理をもつ砂層で、深度 22 m から 8.6 m は細粒砂よりなり生痕を含む。沖積層は主に泥層からなり、貝殻片を含む。また沖積層最上部の深度 8.6 m ~ 9.3 m にはウニ化石が含まれる。埋立層は、泥層から細砂からなり、低角な斜交葉理を持ち、貝殻片を含む。

GS-FB-4 と GS-NS-1 は同じ埋没谷内に位置すると考えられ、GS-NS-1 は昭和 30 年頃までの海岸線付近、GS-FB-4 は現在の海岸に近いところで掘削された。

GS-FB-4 (第 5 図) の沖積層基底は 24.1 m, 埋立層の基底は 5.3 m と考えられる。更新統は、砂鉄質な平行葉理を持つ細粒砂で、深度 33 m 以深には生痕が見られることがある。沖積層基底部の深度 24.1 m から 22.7 m は淘汰の悪い細礫混じりの細砂で、深度 16.5 m 付近までは極細砂からシルトで生痕や植物片を含む。深度 16 m から 13 m は、細礫や貝殻片を多く含む極細砂である。深度 13 m から 10.5 m までは生痕を含むシルト、深度 10.5 m から 5.3 m までは極細砂からなり、合弁貝を含む。深度 5.3 m 以浅は埋立層であり、平行葉理を持つシルトよりなり、全体に

GS-CB-3
T.P. 5.383m



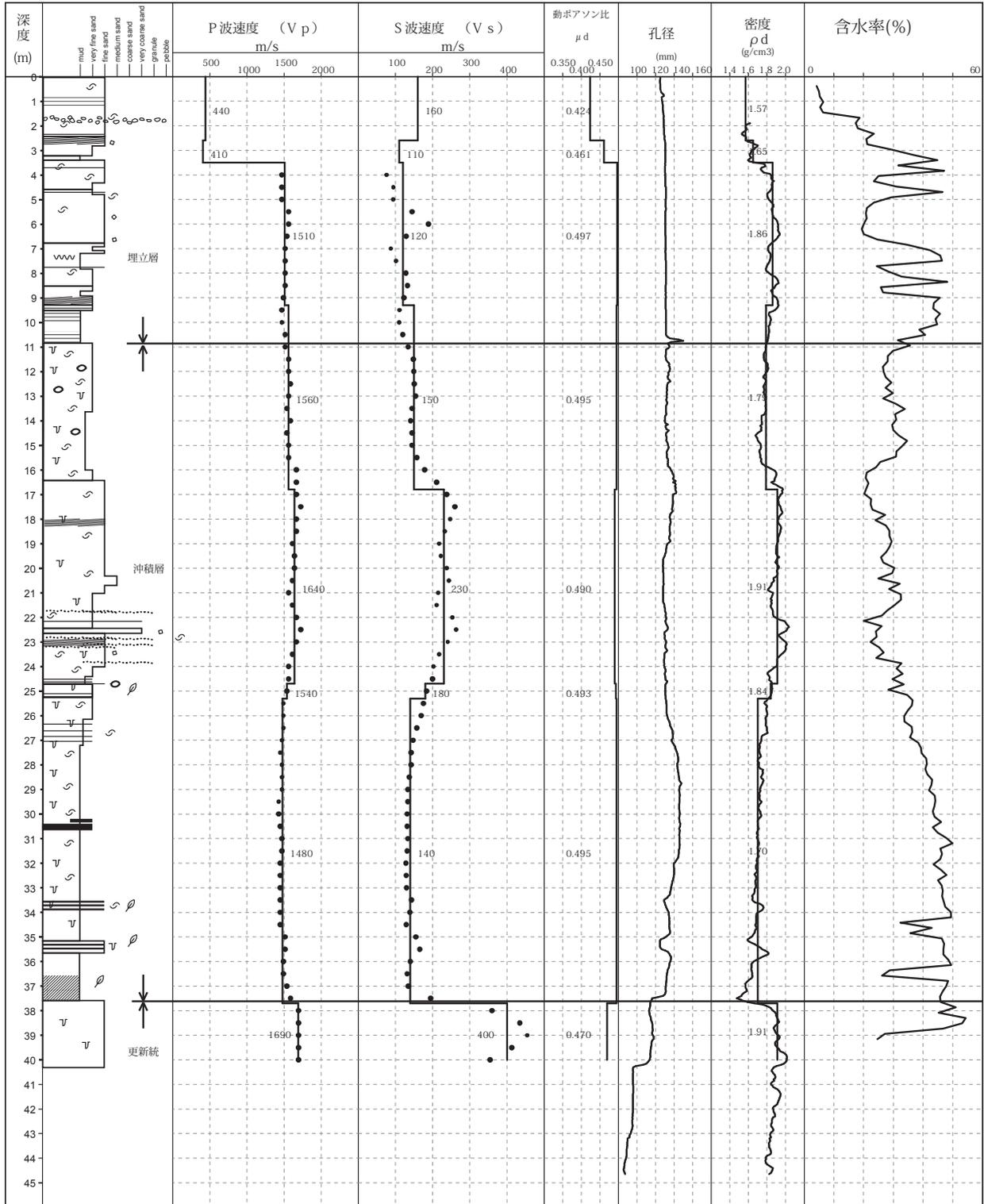
第 2 図 千葉市中央区港公園 GS-CB-3 ボーリングの柱状図と検層結果
Fig. 2 Log data of GS-CB-3 borehole, Minato-Koen, Chuo-ku, Chiba city.

貝殻片を含む。

GS-NS-1 (第 6 図) の沖積層基底は深度 19.6 m, 埋立層の基底は深度 5.8 m である。更新統は深度 22 m 低角な斜交葉理の発達した砂鉄を含む砂層よりなり、深度 25.6 m に火山灰層を挟在する。深度 22 m

から 19.6 m は細礫混じりの細粒から中粒砂よりなる。沖積層基底には細礫や貝殻片を含む極細砂よりなり、腐植層を挟む。深度 17 m から 12 m は生痕を含むシルト層, 12 m から 5.8 m は貝殻片を含むシルト層から細粒砂へと上方粗粒化する。しばしば合弁貝を含み,

GS-CB-4
T.P. 3.88 m



第3図 千葉市美浜区幕張海浜公園 GS-CB-4 ボーリングの柱状図と検層結果

凡例は第2図を参照のこと

Fig. 3 Log data of GS-CB-4 borehole, Makuhari Seaside Park, Mihama-ku, Chiba city.

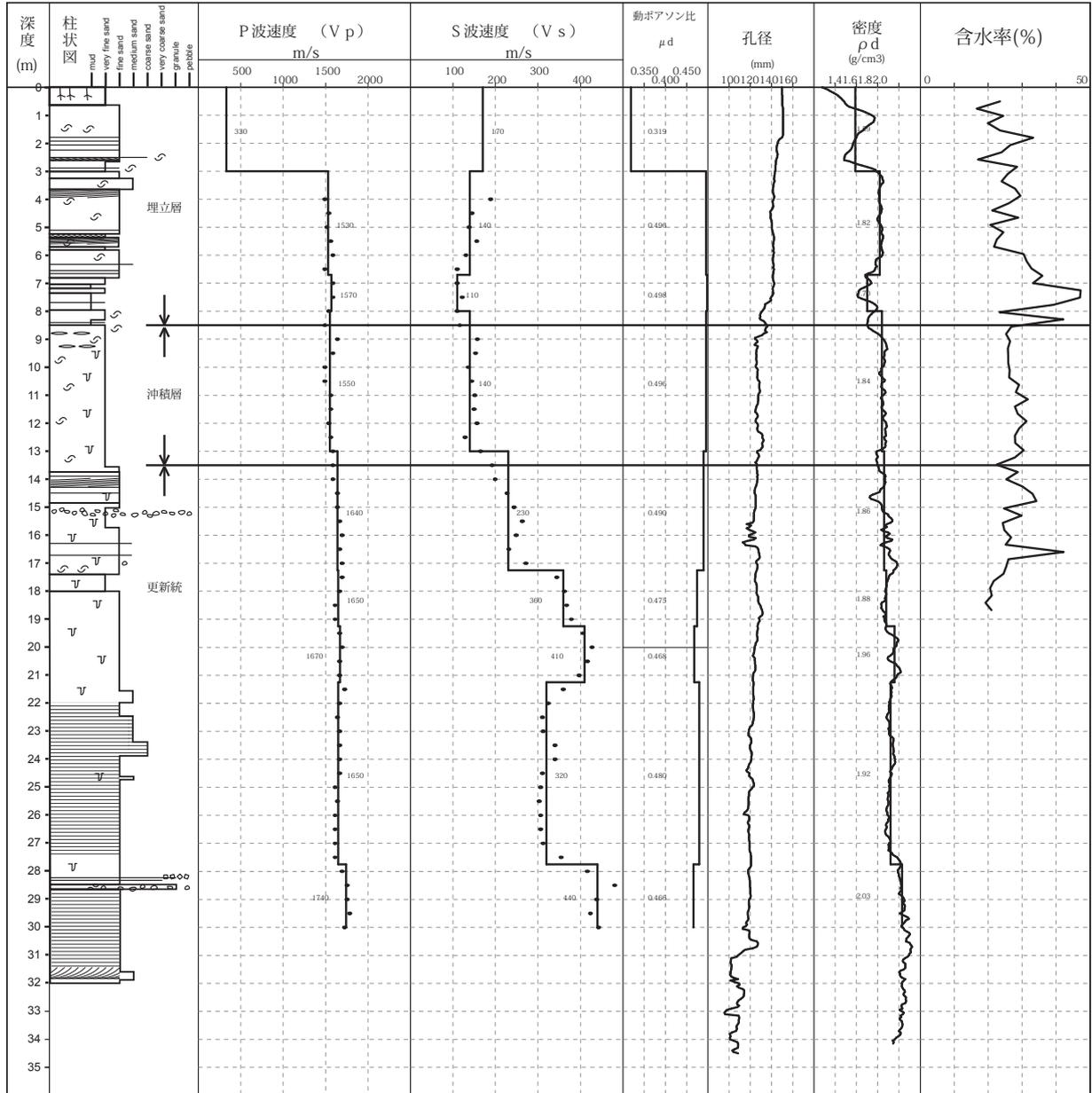
See Fig. 2 for legend

深度 8.5 m 付近にはウニ化石も含まれる。5.8 m から 5.5 m に貝殻片を含む極細砂が見られ、5.5 m より上部はコンクリート片など人工物である。

4.2 物理検層結果

ボーリング孔の物理検層の結果 S 波速度は更新統上部 3 m 程度は 220 ~ 230 m/s と低いこともあるが、320 m/s から 410 m/s であり砂層で比較的早い。た

GS-CB-2
T.P. 4.362 m



第 4 図 千葉市美浜区浜田川緑地 GS-CB-2 ボーリングの柱状図と検層結果

凡例は第 2 図を参照のこと

Fig. 4 Log data of GS-CB-2 borehole, Hamadagawa Park, Mihama-ku, Chiba city.

See Fig. 2 for legend

だし、GS-NS-1 コアでは、上部 8 m 程度は細礫を含む部分も含め 220 m/s と遅い。沖積層と埋立層ではおおむね 100 m/s から 190 m/s であるが、GS-CB-4 の沖積層では細礫混じり部を含め細粒砂で 230 m/s である。

4.3 ¹⁴C 年代

今回平成 25 年度に掘削した GS-FB-2, GS-FB-3 コア（中澤ほか, 2014）の補足的な ¹⁴C 年代測定及び GS-CB-2, GS-CB-3 コアの年代測定を行った。この結

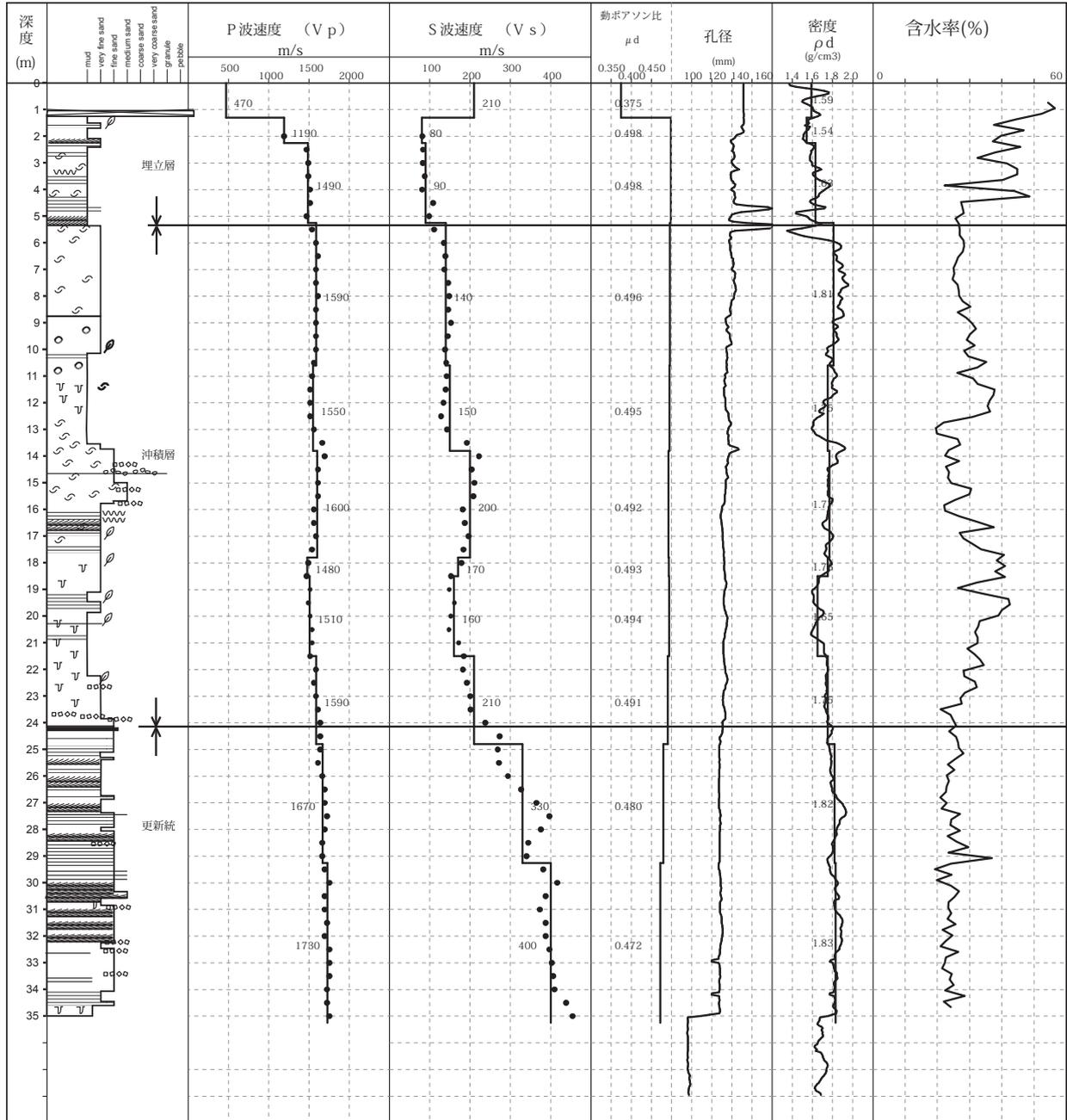
果を第 2 表に、柱状図と年代値を第 7 図にまとめる。

GS-FB-2 コアでは、沖積層は 1.8 ～ 10.3 千年前、GS-CB-2 コアでは 0.5 ～ 8.6 千年前、GS-CB-3 コアからは 8.2 千年から 9.1 千年前の年代値が測定されている。

5. 終わりに

本研究では千葉県北西部東京湾岸の沖積層について、既存ボーリングデータ対比のリファレンスとなる

GS-FB-4
T.P. 4.09m



第5図 船橋市高瀬 GS-FB-4 ボーリングの柱状図と検層結果

凡例は第2図を参照のこと

Fig. 5 Log data of GS-FB-4 borehole, Takase, Funabashi city.

See Fig. 2 for legend

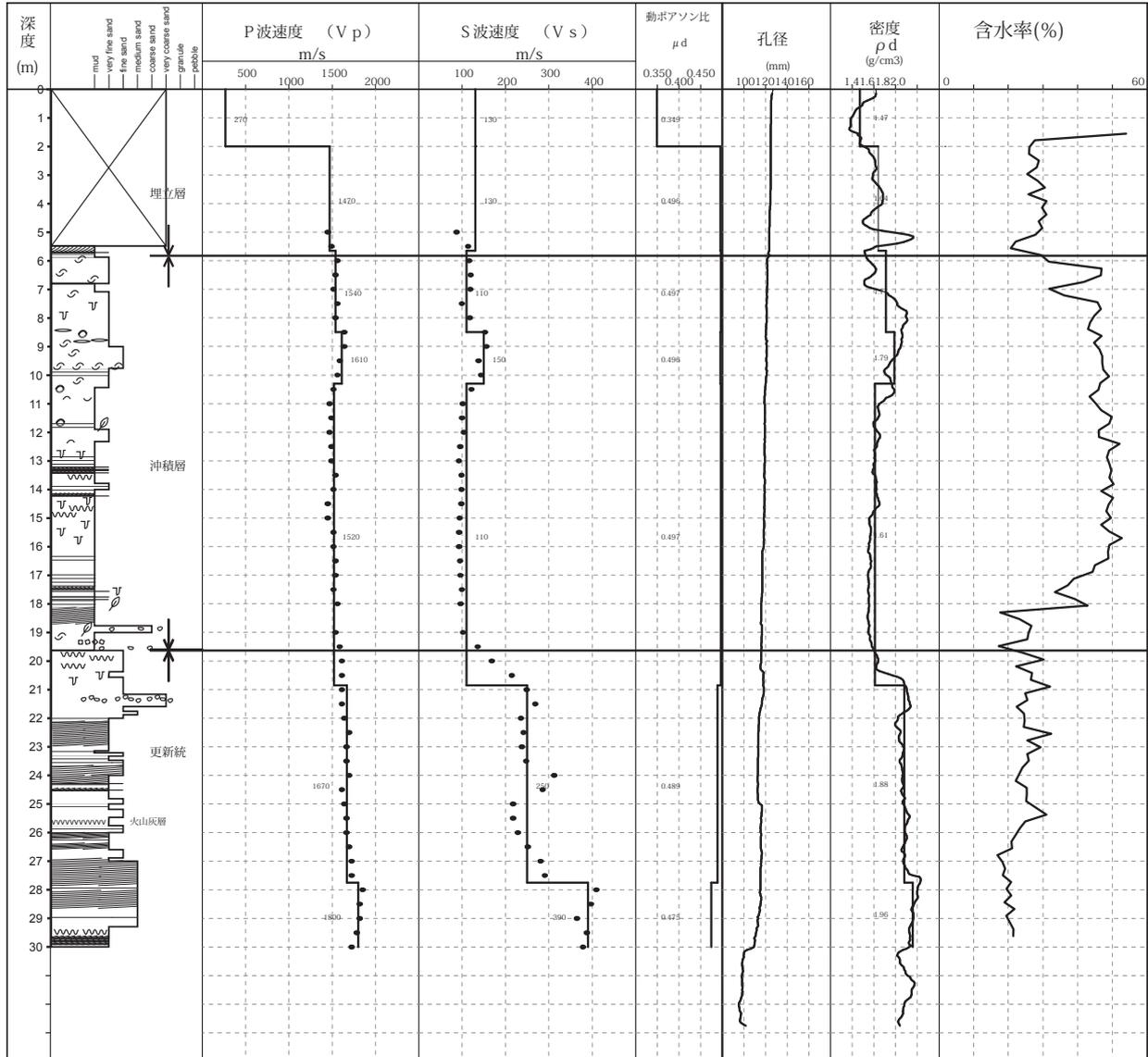
基準ボーリング調査を実施した。今回は埋立層、沖積層及び更新統を層相から区分し、沖積層埋没谷と尾根部において層相・弾性波速度を比較した。この地域は更新統・沖積層・埋立層が、それぞれ再堆積、浚渫のため、同様の層相であることから区別が付きにくい(小松原ほか, 2014)。今回千葉市から船橋市の4本の埋没谷での沖積層の層相を比較することができた。今後これらの層相解析・年代測定などの分析を進め、既存ボーリングとの対比を進め、地質地盤図の作成を進

める。

謝辞

コア試料の観察・分析作業では、地質情報研究部門の國本節子氏、村岡英樹氏にご協力をいただいた。千葉県環境研究センターの風岡 修博士、吉田 剛博士にはボーリング用地選定、コア観察では有意義なご指摘をいただいた。ボーリング調査にあたっては、千葉

GS-NS-1
T.P. 2.903m



第 6 図 習志野市袖ヶ浦 GS-NS-1 ボーリングの柱状図と検層結果

凡例は第 2 図を参照のこと

Fig. 6 Log data of GS-NS-1 borehole, Sodegaura, Narashino city.

See Fig. 2 for legend

県千葉土木事務所，防災危機管理部防災政策課，千葉市公園管理課中央・稲毛公園緑地事務所，美浜土木事務所，習志野市公園緑地課に多大な便宜をはかっていただいた。ボーリング作業は，大洋地下調査株式会社によって実施され，きわめて状態の良いコア試料が採取された。

習志野市情報政策課，都市計画部技術管理課には多数のボーリング資料を提供いただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

文献

千葉県環境研究センター (2011) 千葉県内の液状化-流動化現象とその被害の概要及び詳細分布調査結果. 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による千葉県内の液状化-流動化被害 (第 3 報), 25p.

千葉県開発庁臨海開発局 (1974a) 内湾臨海部土質調査資料集 (1) A 地区 (浦安~船橋) 千葉県臨海開発局臨海計画課. 783p.

千葉県開発庁臨海開発局 (1974b) 内湾臨海部土質調査資料集 (2) B 地区 (習志野~袖ヶ浦) 千葉県

臨海開発局臨海計画課. 1021p.

風岡 修 (2003) 利根川下流低地・東京湾岸埋立地.
アーバンクボタ, 40, 5-13.

小松原純子・中島 礼・納谷友規 (2014) 千葉県船
橋市の埋立地における沖積層の堆積層と堆積環
境. 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨集,
p.53

松田盤余 (1993) 東京湾とその周辺の沖積層. 貝塚
爽平編, 東京湾の地形・地質と水, 築地書館, 東
京, 67-109.

中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良
典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常
時微動測定. 地質分野企画室編, 巨大地震による
複合的地質災害に関する調査・研究報告書. 産業
技術総合研究所地質調査総合センター速報, 66,
207-228.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Black-
well, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H.,
Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guil-
derson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., He-
aton, 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. and Plicht, J. V.
D.(2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age
calibration curves 0-50,000 years calBP. Radiocar-
bon, 55, 1869-1887.

Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended 14C
database and revised CALIB radiocarbon calibra-
tion program. Radiocarbon, 35, 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. (2015)
<http://calib.qub.ac.uk/calib/> (参 照 2015 年 2 月
19 日)

参考としたボーリングデータベース

千葉県インフォメーションバンク；

[http://www.pref.chiba.lg.jp/pbgeogis/servlet/
infobank/index](http://www.pref.chiba.lg.jp/pbgeogis/servlet/infobank/index)

千葉市；市有建築物におけるボーリングデータの情報
提供；[http://www.city.chiba.jp/toshi/kenchiku/
kanri/bolingdata.html](http://www.city.chiba.jp/toshi/kenchiku/kanri/bolingdata.html)

第2表 放射性炭素年代値の概要

Table 2 Summary of radiocarbon dates

GS-FB-2						
測定番号	試料名	深度(m)	試料	14C age yrBP	暦年代(2σ)	
IAAA-141118	GS-FB-2_0647	6.47	貝殻片(バカガイ)	1320±20	788-926	*
					12- 48 (0.15)	
IAAA-133058	GS-FB-2_0923	9.23	植物片	120±20	54- 148 (0.54)	+
					188- 200 (0.02)	
					211- 269 (0.29)	
IAAA-133059	GS-FB-2_1084	10.84	植物片	1890±20	1739-1759 (0.05)	+
					1774-1891 (0.95)	
IAAA-133060	GS-FB-2_1366	13.66	植物片	1910±20	1812-1903 (0.97)	+
					1908-1924 (0.02)	
IAAA-140336	GS-FB-2_1786	17.86	貝殻片(ウラカガミガイ)	3260±20	2988-3174	*
IAAA-140337	GS-FB-2_1980	19.8	貝殻片(ウラカガミガイ)	5850±30	6193-6327	*
IAAA-140338	GS-FB-2_2137-2147	21.37	貝殻片(マテガイ)	8410±30	8926-9114	*
IAAA-133061	GS-FB-2_2806	28.06	植物片	42250±770	44168-47095	+
IAAA-133062	GS-FB-2_3044	30.44	植物片	8330±30	9269-9452	+
IAAA-140339	GS-FB-2_3065	30.65	貝殻片(ハイガイ)	8840±30	9437-9541	*
					9689-9946 (0.89)	
IAAA-133063	GS-FB-2_3555	35.55	植物片	8810±30	9993-10008 (0.01)	+
					10063-10127 (0.01)	
IAAA-133064	GS-FB-2_3664	36.64	植物片	9190±30	10246-10429 (0.97)	+
					10465-10481 (0.03)	
GS-FB-3						
測定番号	試料名	深度(m)	試料	14C age yrBP	暦年代(2σ) cal BP	
IAAA-141119	GS-FB-3_0683	6.83	植物片	1420±20	1293-1351	+
IAAA-133065	GS-FB-3_1065	10.65	植物片	750±20	667-709 (0.94)	+
					715-726 (0.06)	
IAAA-133066	GS-FB-3_1092	10.92	植物片	1070±20	932-1007 (0.79)	+
					1025-1052 (0.21)	
GS-CB-2						
測定番号	試料名	深度(m)	試料	14C age yrBP	暦年代(2σ) cal BP	
IAAA-142446	GS-CB-2_0868	8.68	貝殻(サルボウ)	460±20	1-131	*
IAAA-142447	GS-CB-2_0917	9.17	貝殻(サクラガイ)	820±20	416-503	*
IAAA-142448	GS-CB-2_1082	10.82	貝殻(ヒメカノコアサリ)	2150±30	1645-1824	*
IAAA-142449	GS-CB-2_1170追加	11.7	貝殻(巻貝)	2300±30	1827-1983	*
IAAA-142450	GS-CB-2_1257	12.57	貝殻(モモノハナガイ)	8040±30	8409-8576	*
IAAA-142451	GS-CB-2_1348	13.48	貝殻(シオフキ)	8140±30	8518-8743	*
IAAA-142452	GS-CB-2_1730	17.3	貝殻(イタヤガイ)	47730±580	-	
GS-CB-3						
測定番号	試料名	深度(m)	試料	14C age yrBP	暦年代(2σ) cal BP	
IAAA-142455	GS-CB-3_1323	13.23	貝殻(ツルマルケボリガイ)	7.770±30	8319-8161	*
IAAA-142456	GS-CB-3_1454	14.54	貝殻(アラムシロガイ)	7890±30	8419-8290	*
IAAA-142457	GS-CB-3_1545-2	15.45	カニ	8110±30	8684-8471	*
IAAA-142458	GS-CB-3_1630	16.30	貝殻片	8090±30	8635-8436	*
IAAA-142459	GS-CB-3_1823	18.23	貝殻(ハイガイ)	8520±30	9255-9020	*
IAAA-142460	GS-CB-3_2089	20.89	貝殻片	46500±500	50000-48441 \$	*
IAAA-142461	GS-CB-3_2120_2	21.20	貝殻片	>53900		*
IAAA-142462	GS-CB-3_2138	21.38	土壌	32600±160	36999-36092	+

* Marine13(marine100%)を使用し、Calib7.0.4にて較正

+ IntCal13を使用し、Calib7.0.4にて較正

\$ out of range 暦年較正曲線の範囲を超える

多摩川低地における岩相と N 値の空間分布

Spatial distribution of lithology and N value in the Tama River Lowland, central Japan

田辺 晋^{1*}・石原与四郎²
Susumu Tanabe^{1*} and Yoshiro Ishihara²

Abstract: Spatial distribution of lithology and N value between -60 and $+10$ m TP in the Tama River Lowland has been revealed on the basis of 11,579 borehole logs. The distribution of lithology and N value and the previous stratigraphy of the Alluvium in the Tama River Lowland shows that the Lower Mud and Sand (LC) and Middle Sand (MS) of Matsuda (1973) can be interpreted as brackish-influenced sediments and estuary mouth shoal sediments, respectively.

Keywords: Alluvium, borehole log, lithology, N value, stratigraphy, Middle Sand

要旨

11,579 本分のボーリング柱状図資料に基づいて、多摩川低地における標高 $-60 \sim +10$ m の岩相と N 値の空間分布を描写した。これらの分布と沖積層の既存層序に基づくと、松田 (1973) の下部砂泥層 (LC) は汽水成堆積物を含み、中間砂層 (MS) は湾口砂州堆積物である可能性がしめされた。

1. はじめに

本研究は、沿岸域の地質・活断層調査プロジェクトの地質地盤調査項目に位置づけられ、東京湾西部の沖積層アトラスを作成することを目的とする。調査範囲は、荒川から西に横浜市にかけた、武蔵野台地と多摩丘陵、下末吉台地と東京湾に挟まれた、標高 10 m 以下の沖積低地を予定している (第 1 図)。これらの地域は行政区分上は東京都と川崎市、横浜市に相当する。沖積層アトラスは、地震動予測などの応用研究に資する地質地盤情報図集のことを指し、既存のボーリング柱状図資料と新規に掘削する予定のオールコアの解析結果に基づいて、沖積層の分布と層序、成因、物性などの情報を時空間的に明らか

にすることを予定している。

平成 26 年度は、東京湾西部のなかでも、特に沖積層の層序の改訂が必要と考えられる多摩川低地を対象とし、ボーリング柱状図資料の整備と 2 本のオールコアの掘削と解析を行った (第 2 図)。オールコアは、平成 26 年 11 ~ 12 月に川崎市川崎区桜本において 60 m 長 (GS-KKW-1)、同中原区木月において 27 m 長のもの (GS-KNH-1) を掘削した。しかし、これらのコアは現在解析中であり、本報告では、ボーリング柱状図資料から作成した岩相と N 値の空間分布を、松田 (1973) と松島編 (1987) による既存の沖積層層序に基づいて解釈し、その問題点について整理する。

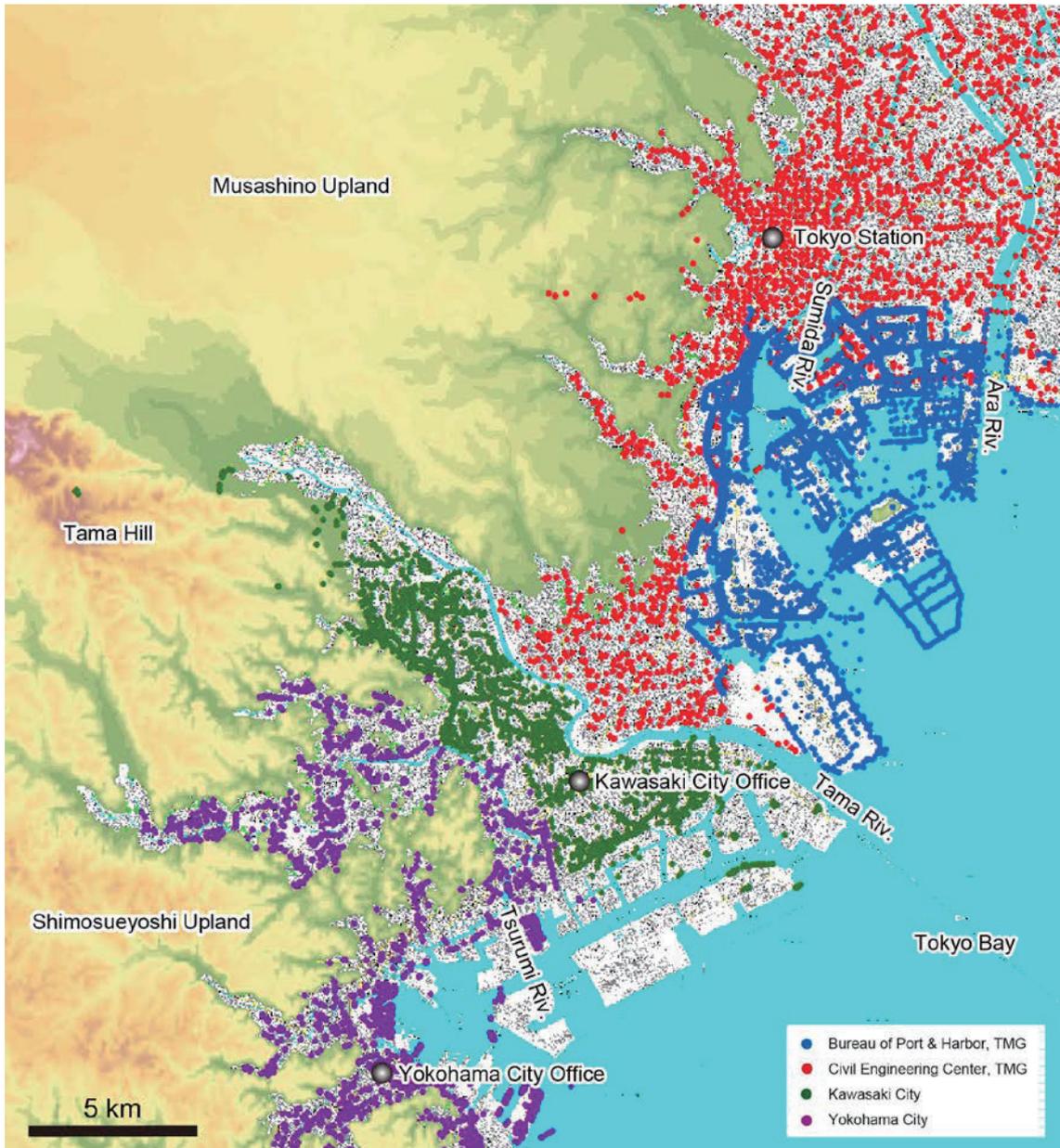
2. データベースの構築

ボーリング柱状図資料は、東京都土木技術支援・人材育成センターから 7,840 本、東京都港湾局から 4,484 本、川崎市環境局から 4,168 本分の XML 形式のファイルを借用もしくは提供して頂いた。また、横浜市については、ウェブ公開されている地盤地図情報「地盤 View」(<http://www.city.yokohama.lg.jp/index.asp?dtp=3&adl=%2C3>) から 2,330 本分のファイルをダウンロードし、数値化した。これらのボーリン

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 福岡大学 (Fukuoka University)



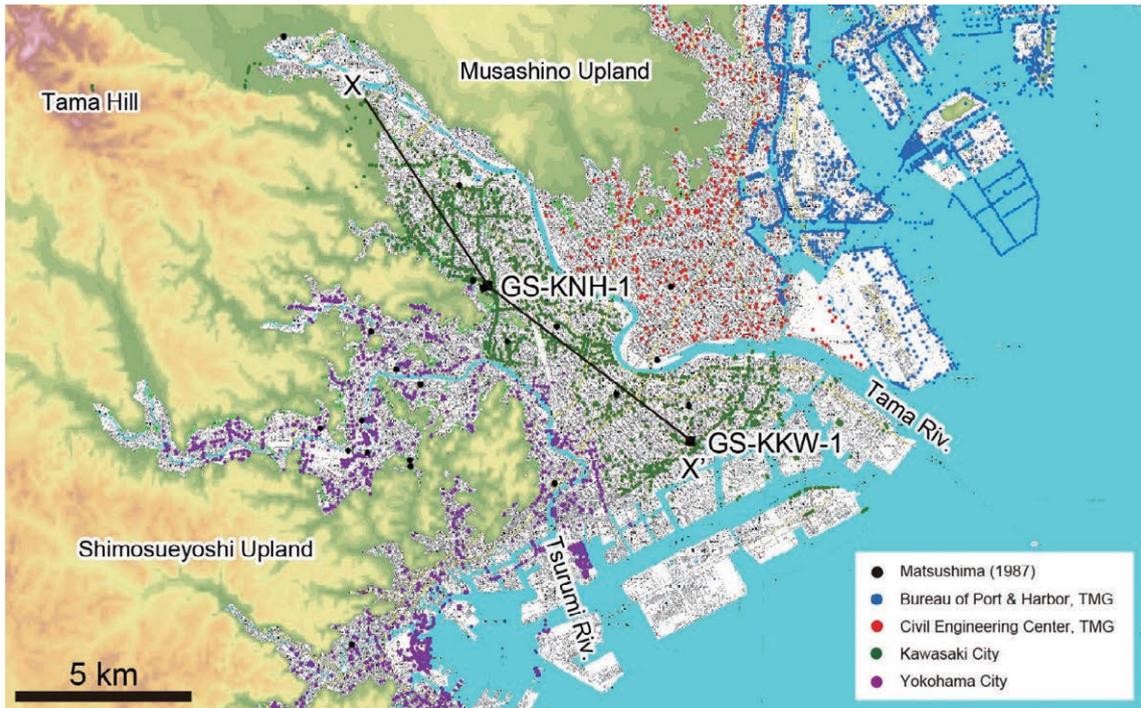
第 1 図 東京湾西部の範囲と収集したボーリング柱状図の地点。TMG は東京都を意味する。
 Fig. 1 Western area of the Tokyo Bay and distribution of collected borehole logs. TMG: Tokyo Metropolitan Government.

グ柱状図資料のうち、調査範囲の標高 10 m 以下の沖積低地に位置するものは、東京都土木技術支援・人材育成センターのものが 2,925 本、東京都港湾局のものが 4,425 本、川崎市環境局のものが 1,899 本、横浜市のもの 2,330 本の合計 11,579 本である（第 1 図）。本研究では、これらのボーリング柱状図資料を XML 形式のデータベースとして整備した。多摩川低地のデータについては、石原ほか（2013）の逆距離荷重（IDW）法を用いた補間方法によって、50 m × 50 m × 1 m のボクセル・モデルを作成し、岩相と N 値の断面・平面分布を可視化した（第 3, 4 図）。断面図のコントロール・ポイントは、北緯 35° 36′ 30″、

東経 139° 37′ 12″、北緯 35° 33′ 30″、東経 139° 39′ 19″、北緯 35° 31′ 05″、東経 139° 43′ 22″、の 3 点、平面図の範囲は、北緯 35° 26′ 50″ ~ 35° 37′ 55″、東経 139° 29′ 49″ ~ 139° 52′ 13″ である。

3. 沖積層の層序

多摩川低地における沖積層は、中・上部更新統の相模層群（町田，2008）に不整合に累重し、下部と上部に区分される（松田，1973）。下部沖積層は、BG（沖積層基底礫層）と LC（下部砂泥層）、上部沖積層は、MS（中間砂層）と UC（上部泥層）、US（上部砂層）、



第2図 多摩川低地。
松島（1987）の地点は放射性炭素年代値の報告があるもの。

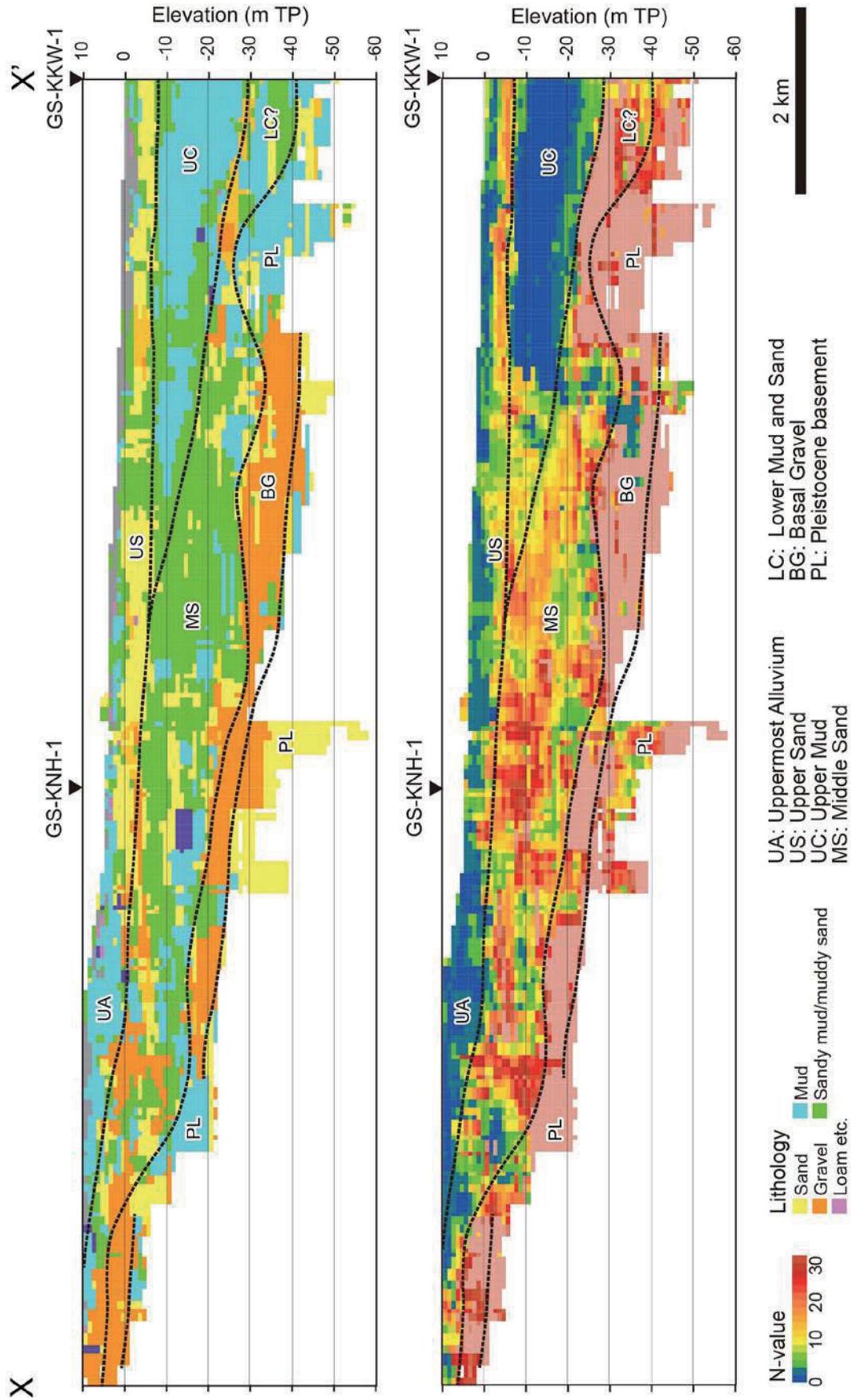
Fig. 2 Tama River Lowland.
Points of Matsushima (1987) show location of existing radiocarbon dates.

UA（最上部陸成層）に細分される。松島編（1987）によると、MSとUCの境界付近から、約7,300年前の鬼界アカホヤ火山灰が産出し、日本の他地域の沖積層と同様に、おおよそ最大海氾濫面に相当すると考えられる。

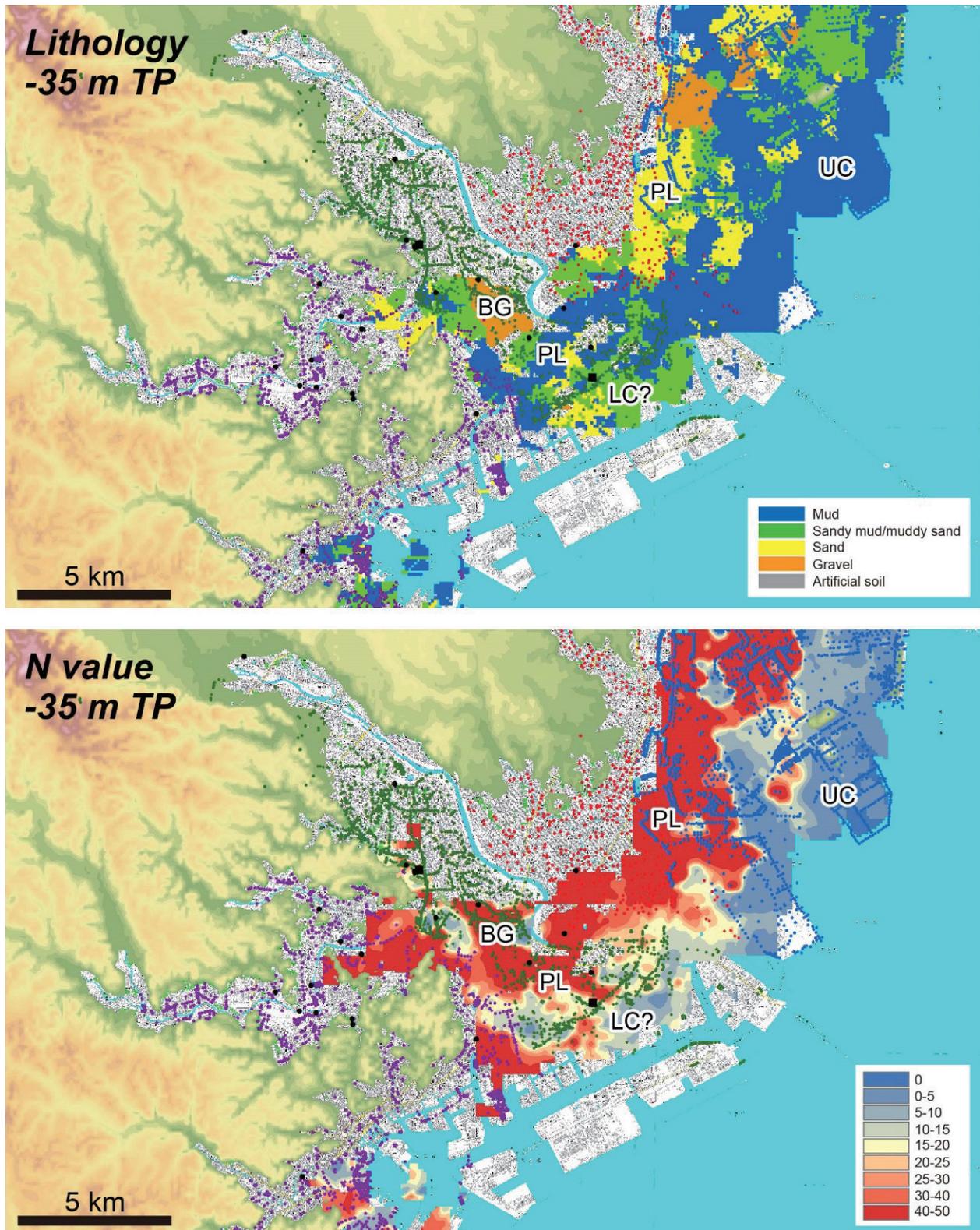
ボーリング柱状図資料から作成した断面図（第3図）に基づいて、これらの層序を解釈すると、標高-60～-30 mには砂層もしくは泥層から構成される中・上部更新統（PL）、標高-40～0 mにはBGが分布することが分かる。なお、これらの層相の N 値は50を超える。海岸付近のGS-KKW-1の標高-40～-30 mには、松田（1973）の区分によるとLCが分布する。LCの N 値は10～30である。LCは、松田（1973）では河成層と解釈されているが、松島編（1987）ではヤマトシジミなどの汽水生貝化石が産出しており、その堆積環境については今後の検討が必要であると考えられる。標高-30～+10 mには、MSが分布し、その N 値は5～30である。松田（1973）は、このMSを海進期の三角州前置層と解釈している。しかし、MSは、岩相と N 値の垂直分布によると、泥層に砂層、さらには砂泥層が累重しており、三角州堆積物のような上方粗粒化というより、上方細粒化傾向をしめすことから、その堆積環境については今後の検

討が必要であると考えられる。海岸線から5 km内陸にかけて、標高-30～-10 mにはUCが分布し、その N 値はほぼ0である。標高-10～0 mにはUSが分布し、その N 値は20以下である。UCとUSは、それぞれ三角州の底置層と前置層と解釈されており（松田，1973）、その解釈に問題はないと考えられる。しかし、USの砂層はUAの泥層にかけて上方細粒化をしめすことから、三角州の前置層というより、デルタフロントのプラットフォーム、もしくは分流河川の環境をしめすと考えられる（堀ほか，2014）。標高0～+10 mにはUAが分布し、その N 値はほぼ0である。松田（1973）が解釈するように、これは陸成の氾濫原泥層と考えられる。

以上の断面図の解釈を、標高-35、-25、-15、-5 mの平面図（第4図）に適用した。多摩川低地の標高-35と-25 mには、PLが広く分布しており、これらは立川面に相当する埋没段丘堆積物を含むと考えられる。また、沖積層の基盤地形は、GS-KKW-1から鶴見川上流にかけて、起伏地形を有する。このような特徴は東京低地においても認められる（田辺ほか，2014）。標高-25、-15、-5 mにかけてMSの砂泥層は内陸に移動しており、これは松田（1973）の述べるように、海進に伴う堆積中心の内陸への移動を意味すると考えら



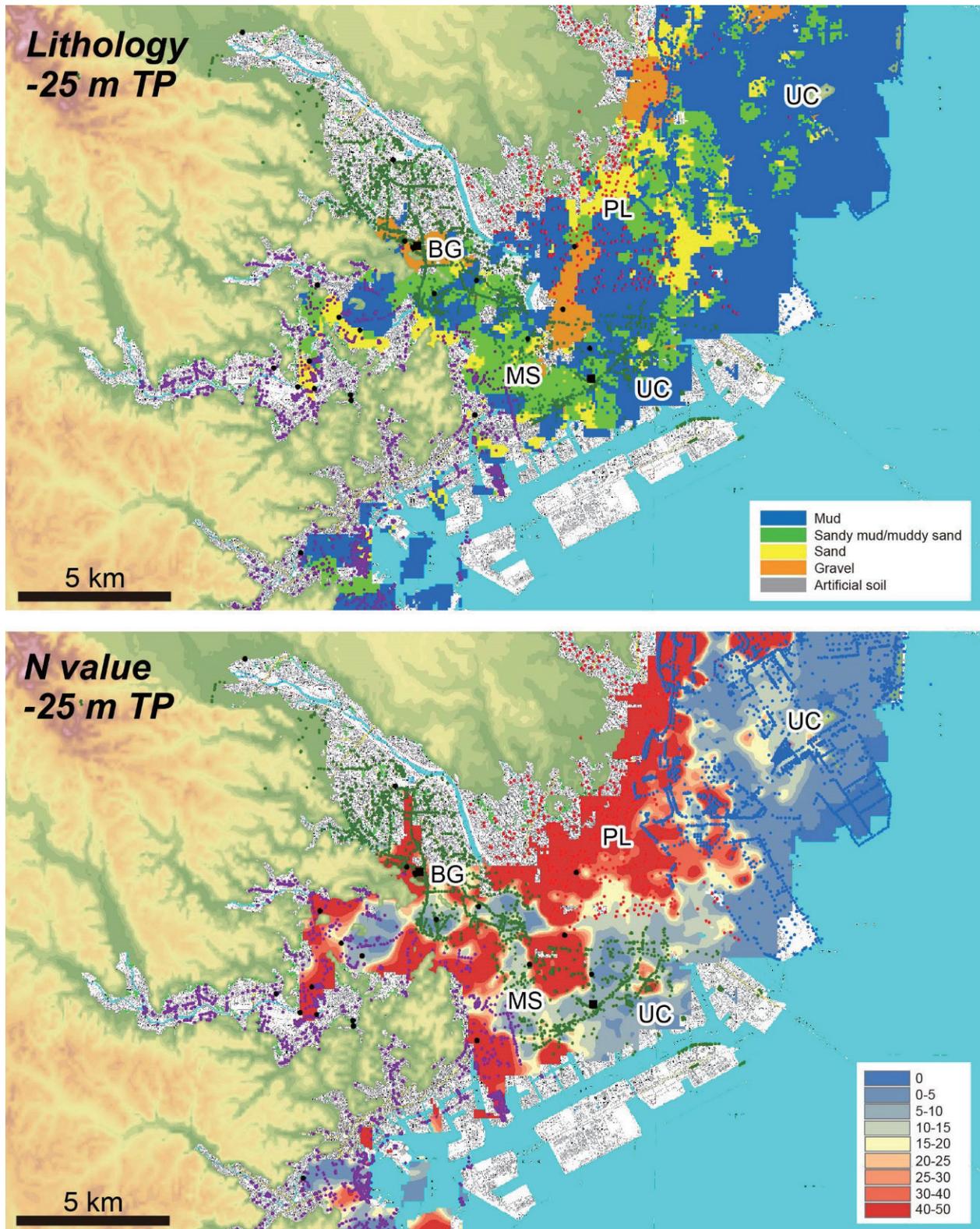
第3図 岩相と N 値の断面図。
 Fig. 3 Cross sections of lithology and N value.



第4図 岩相と N 値の平面図.
 Fig. 4 Surface distributions of lithology and N value.

れる。しかし、その層相は上方細粒化をしめすことから、湾口砂州のようなものであった可能性が高い。標高 -5 m では、US の砂層が広く分布する。その N 値に着目すると、 N 値 15 以上の堆積物が分流河川のよ

うな形態を有することから、US は N 値 15 以下のデルタフロント・プラットフォームと N 値 15 以上の分流河川堆積物に分けられると考えられる。また、US のような砂層は、武蔵野台地の東縁や鶴見川沿いには

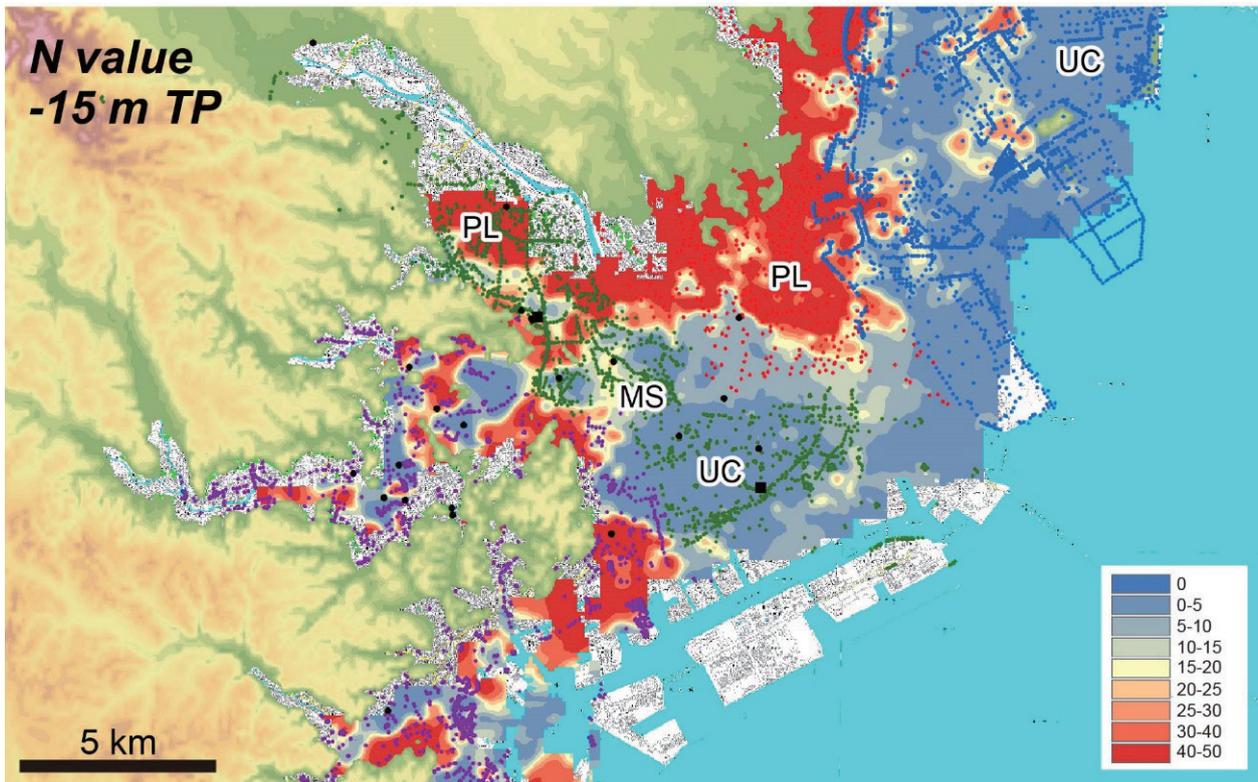
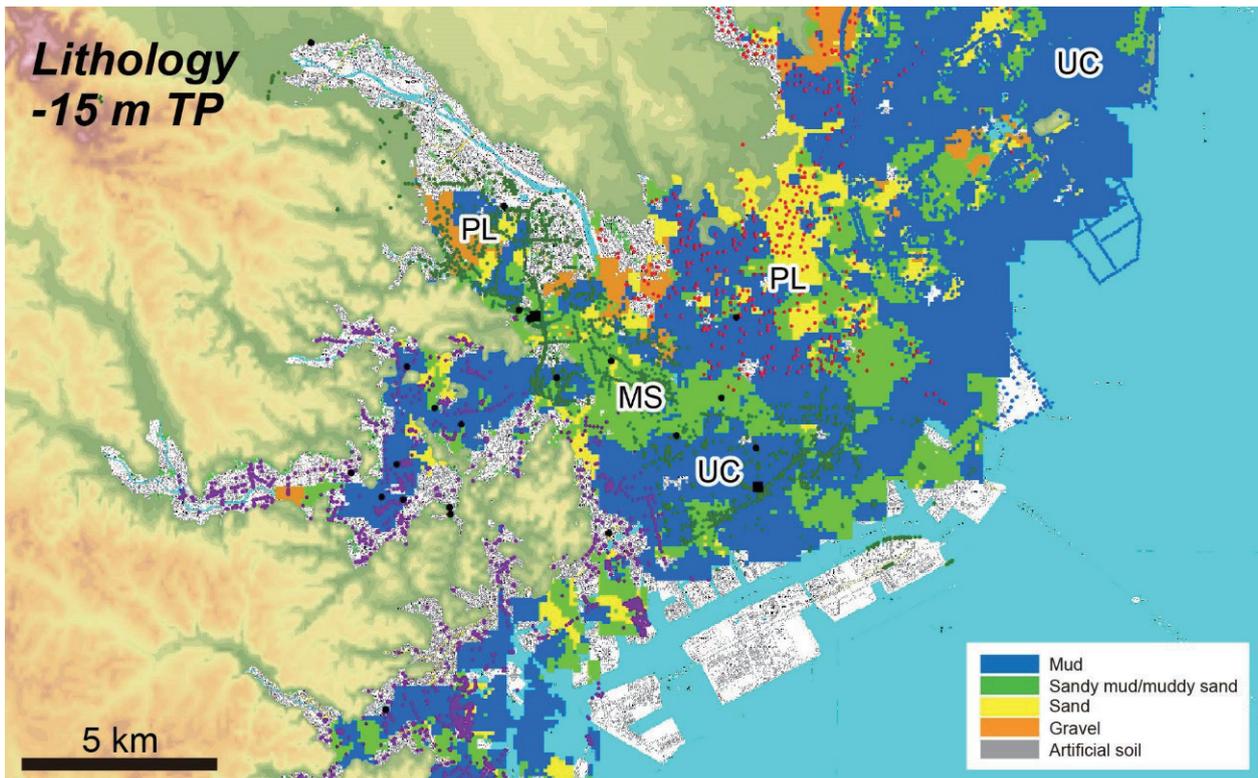


第4図 続き
Fig.4 (continued)

認められず、多摩川を起源とした碎屑物であることが確認できる。

謝辞

ボーリング柱状図資料の収集にあたり、川崎市環境局環境対策部環境対策課の近藤正明氏にお世話になりました。記して謝意を表します。

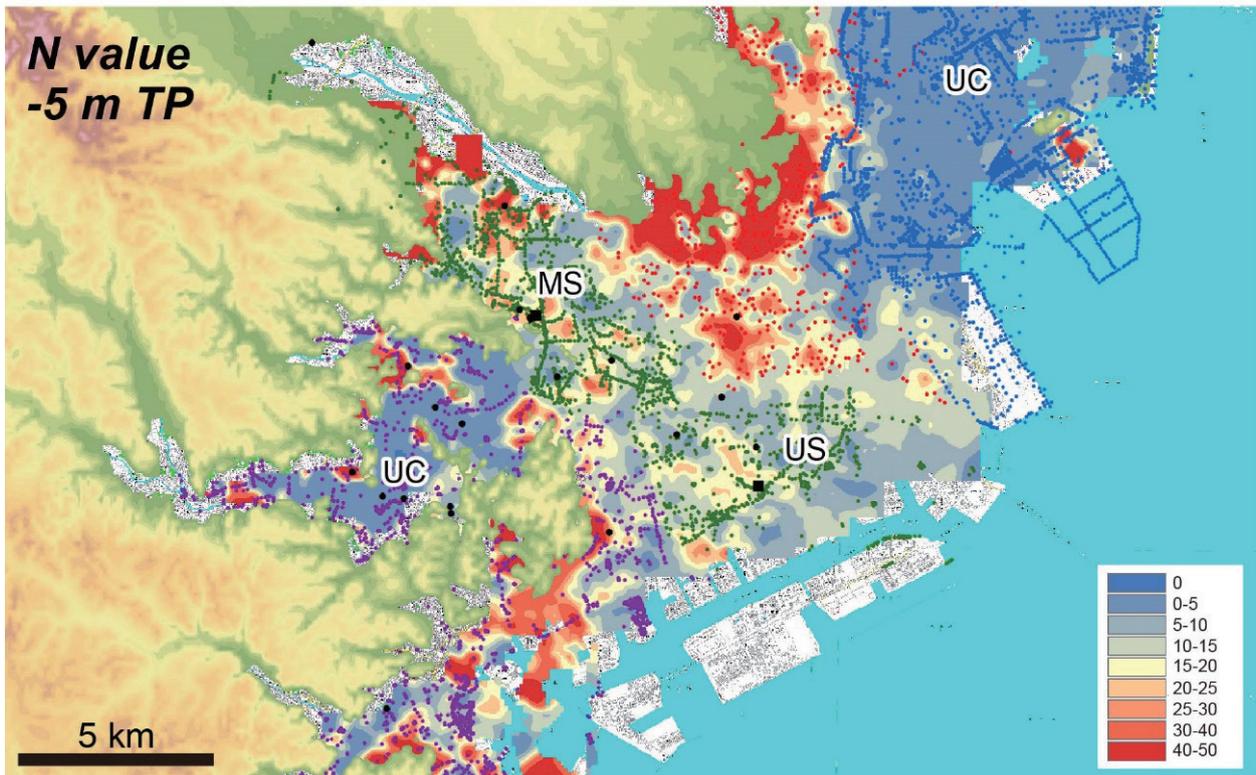
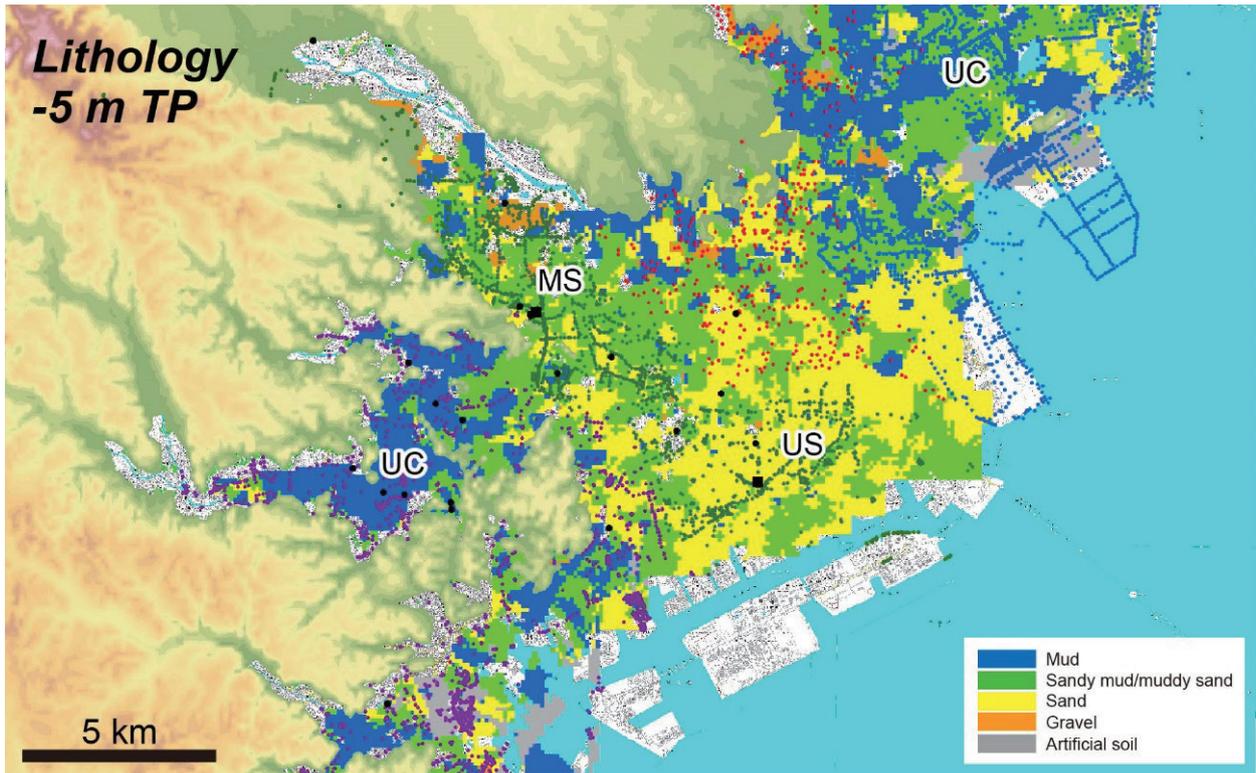


第4図 続き
Fig.4 (continued)

文献

堀 和明・野々垣 徹・松原功育・中島 礼・中西利典・洪 完・牧野内 猛 (2014) デルタフロント堆積物の特徴と既存ボーリング柱状図の再検

討：濃尾平野を例に. 地形, 35, 233-249.
石原与四郎・宮崎友紀・江藤稚佳子・福岡詩織・木村克己 (2013) 東京港湾地域のボーリング情報を用いた浅層3次元地質・地盤モデル. 地質学雑誌, 119, 554-566.



第 4 図 続き
Fig.4 (continued)

町田 洋(2008)大磯丘陵から下総台地までの第四系.
日本地質学会(編),日本地方地質誌 3 関東地方,
朝倉書店, 299-314.

松田磐余(1973)多摩川低地の沖積層と埋没地形.
地理学評論, 46, 339-356.

松島義章編(1987)川崎市内沖積層の総合研究. 川
崎市博物館資料収集委員会, 145 pp.

田辺 晋, 石原武志, 小松原 琢(2014)沖積層の
基底にみられる起伏地形:その成因の予察的解釈.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 地質

調査研究報告, 65, 45-55.

足柄平野における沖積層のボーリング調査と珪藻分析

Coring survey and diatom fossil analyses of alluvium in Ashigara Plain, central Japan

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹・細矢卓志²・植木忠正²・森田祥子²・山崎晴雄³

Yoshiki Sato¹, Kiyohide Mizuno¹, Takashi Hosoya², Tadamas Ueki², Sachiko Morita² and Haruo Yamazaki³

Abstract: We carried out coring survey at total of four sites, GS-ASG-1 to 4, and diatom analyses of present cores, M3 and B11, in the southern Ashigara Plain for clarifying the Holocene stratigraphy and event history of Kozu-Matsuda fault. In southern part of the plain, two subsidence events, which occurred before and after K-Ah tephra, were suggested by temporal environmental change from freshwater to brackish-marine water area. These event layers were possibly related to tectonic subsidence caused by the Kozu-Matsuda Fault. The K-Ah tephra layers between terrestrial sediments presumably hollow in southeastern part of the plain. Radiocarbon ages from core sediments indicates that accumulation curves consists of three segments, 11-13 ka, 8-11 ka and after 8 ka, which is probably corresponding to increasing of accommodation space generated by relative sea-level change.

Keywords: Ashigara Plain, Kozu-Matsuda fault, Holocene, Diatom analysis

要旨

足柄平野の沖積層の層序・層相と完新世における国府津－松田断層の活動履歴について、既存のボーリング柱状図資料の収集、計 4 箇所でのボーリング掘削調査 (GS-ASG-1 ～ 4 コア)、¹⁴C 年代測定、既存コア (M3 および B11 コア) の珪藻化石分析、テフラ分析を実施して検討した。足柄平野南部では K-Ah テフラの前後に計 2 回、淡水環境から汽水～海水環境への変化が検出された。これらは国府津－松田断層の活動に伴う沈降による可能性が考えられる。また、平野南東部で K-Ah テフラの降灰層準が凹地状に低下する可能性が示唆された。沖積層の堆積速度は 11 ka 頃と 8 ka 頃を境として大きく 3 期に区分でき、これは海水準変動などに伴う堆積空間の増加量に対応すると推定される。

1. はじめに

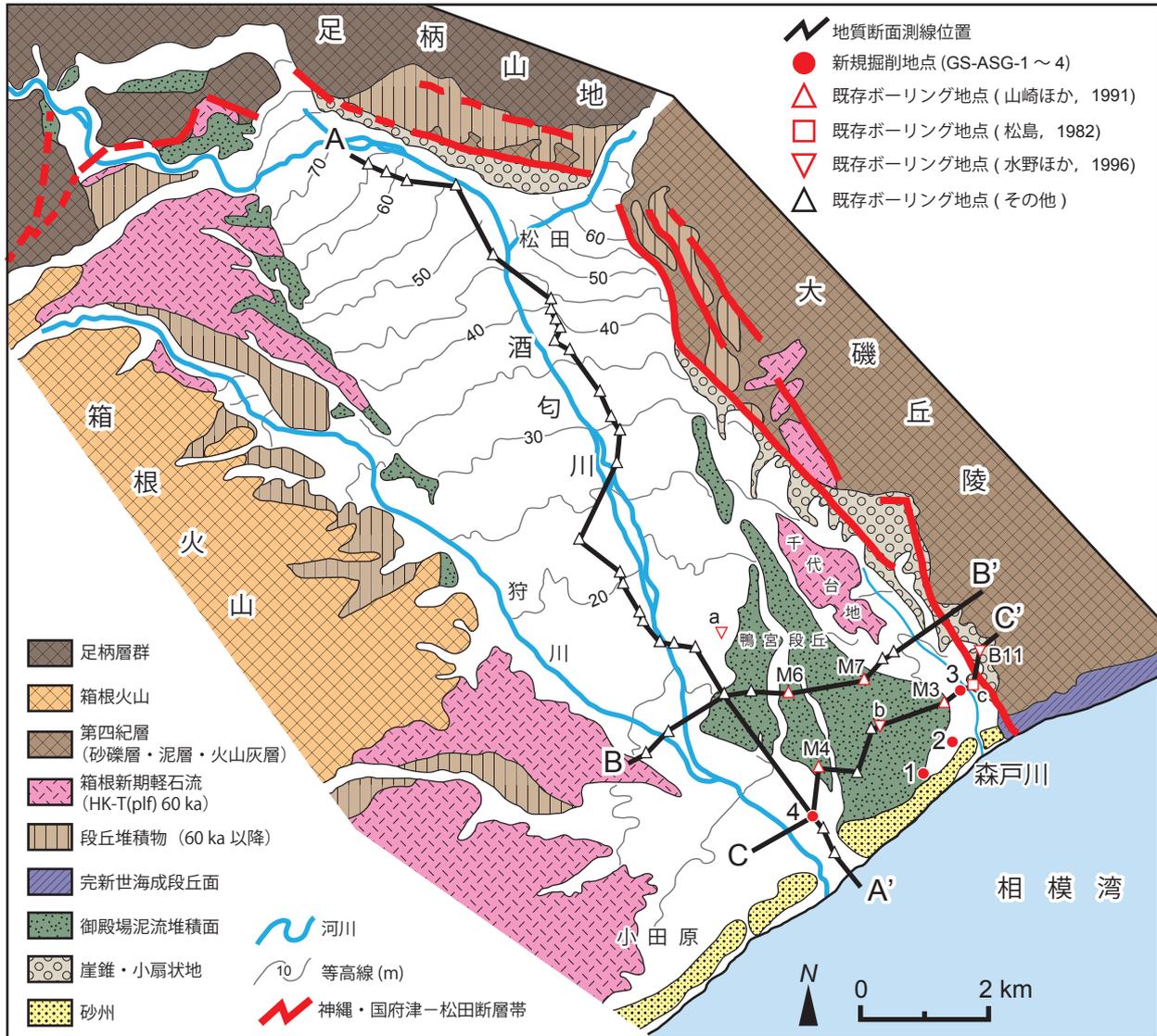
足柄平野は相模湾沿岸に位置する長さ約 12 km、幅約 4 km の臨海平野である (第 1 図)。平野は西側を箱根火山、北側を足柄山地、東側を大磯丘陵とそれぞれ接し、平野北縁および東縁部には神縄・国府津－松田断層帯 (活断層研究会, 1991) が分布する。この断層帯は神縄断層、国府津－松田断層、塩沢断層、松田山山麓断層、日向断層などから構成され、陸域での延長は約 25 km である。断層帯は松田山山麓断層・松田北断層の東端部と国府津－松田断層の北端部で屈曲し、この屈曲点よりも北側では N80° W、南側では N35° W の走向を示す (地震調査研究推進本部, 2009)。断層帯は北～北東側傾斜の逆断層で、足柄山地や大磯丘陵側を隆起させる。従って、足柄平野は大局的には国府津－松田断層の活動によって形成された構造的盆地といえる。

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 中央開発株式会社 (Chuo kaihatsu Corporation)

³ 首都大学東京都市環境科学研究科 (Faculty of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University)



第 1 図 足柄平野におけるボーリング調査地点および地質断面測線の位置。
地形分類及び地質区分は山崎（1994）に基づく。神縄・国府津－松田断層帯の位置は山崎（1994），宮内ほか（2008），地震調査研究推進本部（2009）などに基づく。

Fig.1 Index map of coring survey sites and geological sections in Ashigara Plain.
Geomorphological and geological classification is based on Yamazaki (1994). Location of the Kan'nawa Kozu-Matsuda fault zone is based on Yamazaki (1994), Miyauchi et al. (2008) and Headquarters for Earthquake Research Promotion (2009).

国府津－松田断層は本断層帯南部を構成する断層で、大磯丘陵を隆起させる。大磯丘陵は、中期更新世には 500 m に達する厚い浅海～河口域の堆積物（曾我山層）が堆積する活発な沈降域であったが、30 万年前頃に堆積盆中に新しい断層（国府津－松田断層）が生じ、徐々に沈降速度を低下させて安定域～隆起域に転じて、後期更新世には激しく隆起するようになったと考えられている（山崎，1984；Yamazaki, 1992；山崎 1993）。国府津－松田断層の完新世における上下方向の変位速度は、断層を挟んだ地点での海成層最上部に見られる鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7.3 ka, 町田・新井, 2003）の高度差から、3.5 m / 1,000

年と推定されている（松島，1982；山崎，1984）。また、箱根東京軽石層（60～65 ka）の高度差からは約 1.4～2.3 m / 1,000 年（地震調査研究推進本部，2009）と見積もられている。複数条の断層トレースが並走する曾我原地区では、そのうち 1 条について箱根小原台テフラ（約 80～85 ka）の高度差から 0.5～0.6 m / 1,000 年の変位速度が得られている（産業技術総合研究所，2008）。断層下盤側の足柄平野の沈降量は、25 万年前頃の河床礫の変位量から 1.6～2 m / 1,000 年程度と見積もられるのに対して（山崎，1985），過去数 1,000 年間では K-Ah テフラから 0.6 m / 1,000 年程度と推定され（松島，1982），現

在に向かって徐々に減少する傾向を示す。

国府津—松田断層は、同じく相模トラフ沿いで発生する巨大地震である1703年元禄地震や1923年大正関東地震と異なり、大磯丘陵周辺のみを隆起させる「大磯型地震（松田，1985）」の震源断層と考えられている（松田，1985；山崎，1993）。国府津—松田断層の活動履歴については、これまでに足柄平野内でのボーリング調査やトレンチ調査が多数行われ、検討されてきた（例えば、山崎・鹿島1989；山崎ほか1991；山崎・水野，1999；神奈川県，2003，2004；丸山・斎藤，2008など）。神奈川県（2003，2004）は曾我原地区で実施したトレンチ調査の結果から、最新活動時期をAD1,100～1,350年頃（650～900年前）と推定し、それ以前の2,000～2,400年前に1回、2,600～4,500年前に少なくとも2回の活動があったことを示した。また、丸山・斎藤（2008）は曾我原地区におけるトレンチ調査・群列ボーリング調査から7,660 ± 40 yr BP（8,540-8,390 cal BP）以降に活動が生じたことを示した。国府津地区や上曾我地区では山崎・水野（1999）により、トレンチ調査で複数の地割れや地すべりが確認されており、それらの1つは2,800～3,200年前頃に形成されたと推定している。ボーリングコアからはカワゴ平軽石（KgP，3,126-3,145 cal BP，町田・新井，2003）以降、富士砂沢スコリア（F-Zn，2.5～2.8 ka，町田・新井，2003）以前に、淡水生珪藻が減少して汽水生珪藻が増加することから沈降イベントが生じたことが指摘されている（山崎・鹿島，1989；山崎ほか1991；山崎・水野1999）。これらの既存研究の成果から、国府津—松田断層の活動間隔は800～1,300年程度、1回当たりの地殻変動量は3 m程度と見積もられている（地震調査研究推進本部，2009）。しかしながら、推定される活動時期の誤差が大きい点や調査地点が限られる点など、活動履歴については依然として未解明の課題が多く残されている。

足柄平野には、酒匂川や狩川、川音川などによって供給された堆積物からなる沖積層が分布する。小沢ほか（1982）は岩相やN値、年代測定値に基づき沖積層を2万年前から1万年前まで、1万年前から4,000～5,000年前まで、4,000～5,000年前以降の計3層（上部、中部、下部層）に区分した。山崎（1994）はこの区分を再検討して御殿場泥流堆積物（Gmf，縄文時代末期～弥生時代初期：2,500年前

頃，町田，1964，1977）を境として上部層を細分し、下部、中上部、最上部層の3層に区分した。中上部層は後水期の海水準上昇期の堆積物で、平野南部ではシルトや砂が主体で、氾濫原堆積物とされている（山崎1985；山崎1994）。中上部層の最上部には御殿場泥流が氾濫原堆積物を覆って分布し、一部は沖積段丘面である鴨宮段丘を構成する（第1図）。御殿場泥流堆積物は上流部ほど厚層化し、平野西端部では段丘面を形成する（第1図）。最上部層は御殿場泥流堆積物を下刻する現成扇状地堆積物で、粗粒な礫から構成される。これは御殿場泥流の流下・堆積により酒匂川の河床勾配が急激に増加し、粗粒な礫が下流部まで供給されるようになったためと考えられている（山崎，1994）。

足柄平野の沖積層には国府津—松田断層による地殻変動の影響が記録されていると考えられる。例えば、松島（1982）はK-Ahテフラが標高0 mで深から見出されることを示し、足柄平野の沈降速度を見積もった。また、石山ほか（2011）は足柄平野南部で群列ボーリングを実施し、御殿場泥流堆積物とその下位の氾濫原堆積物が西方へ分布高度が浅くなることを示し、これを逆断層運動によって形成されたと解釈している。しかしながら、依然としてデータが不足しており、広域的な地層の変形や断層の活動との関わりは明らかでなく、層序・層相や年代資料などのデータを拡充していく必要がある。

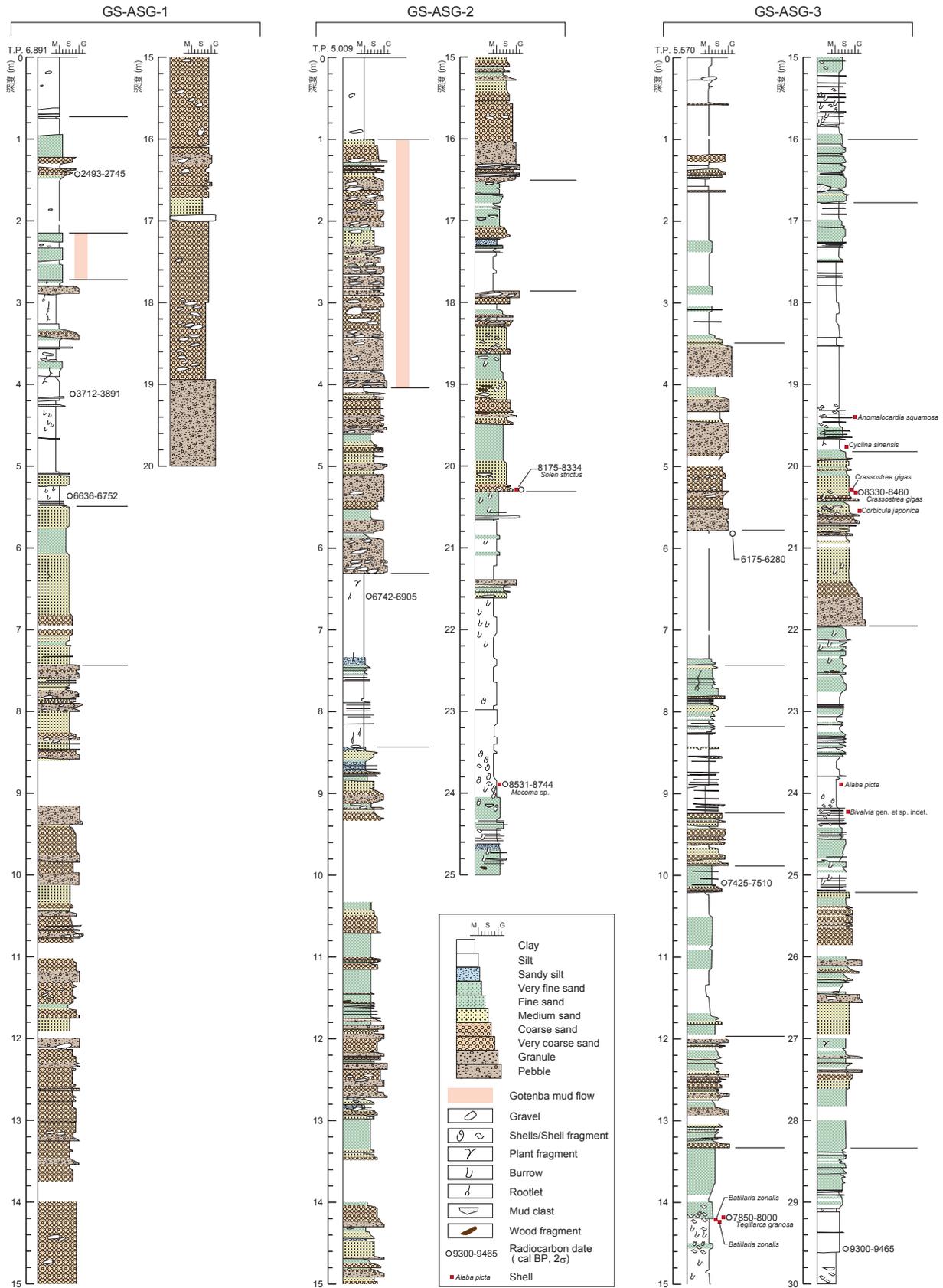
以上の問題点を踏まえ、本研究では足柄平野の沖積層の層序・層相をより高精度に把握するため、新規にオールコアでのボーリング掘削を行い、¹⁴C年代測定を行った。また、沖積層に記録された地震イベントを検出するため、既存コア試料の珪藻分析を行った。さらに、平野広域の地下地質情報として既存のボーリング柱状図資料を収集するとともに、既存のコア試料について¹⁴C年代測定を行った。

2. ボーリング調査

(1) 方法

足柄平野南部の計4地点（GS-ASG-1～4）においてボーリング調査を行った。各掘削地点の位置を第1図に、柱状図を第2図に、コア写真および軟X線写真を第3図にそれぞれ示す。

GS-ASG-1～3 コアはIFCS（Improved Fresh-water



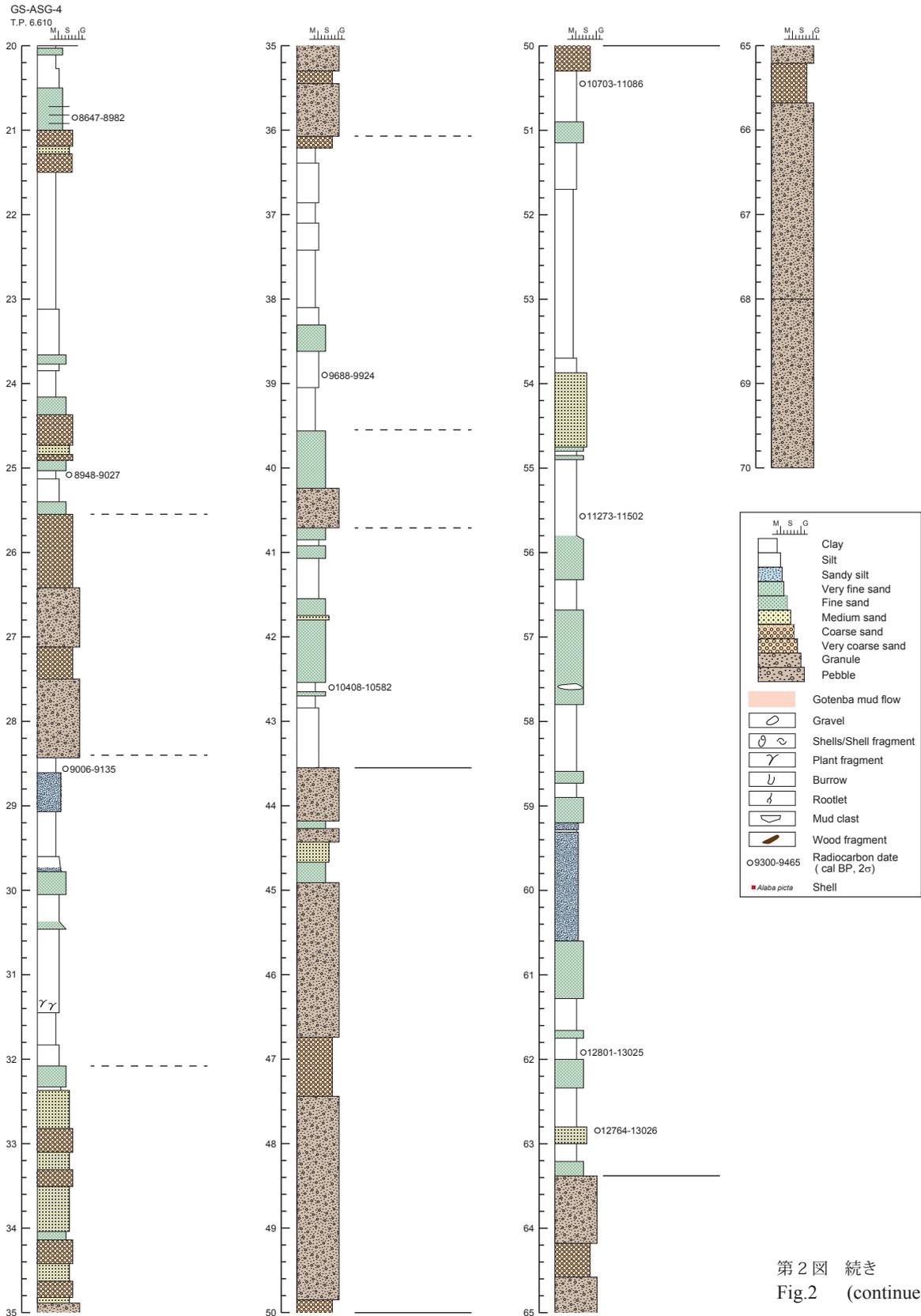
第 2 図 GS-ASG-1 ~ 4 コアの地質柱状図. 各コアの掘削地点は第 1 図に示す.

Fig. 2 Geologic columnar of GS-ASG-1~4 cores. Locations of cores are shown in Fig. 1.

Core Sampling) 工法により, それぞれ深度 20 m, 25 m, 30 m のオールコア試料を採取した. また,

GS-ASG-4 コアは東亜利根ボーリング製のパイプロ・ロータリッドリル「スーパープロップ SP-8000」を

足柄平野における沖積層のボーリング調査と珪藻分析



第2図 続き
Fig.2 (continued)

用いて掘削し、深度20～70mのオールコア試料を得た（深度0～20mはノンコア掘削）。各掘削地点の位置情報と標高は仮想基準点方式（VRS: Virtual

Reference Station)-GPSを用いた測量によって求めた。

GS-ASG-1～3コアは産総研に運送後、半割し、層相の記載、コア写真および軟X線写真（一部）の撮

影を行った。GS-ASG-4 コアは中央開発㈱で半割・記載を行った。コア試料中に認められた貝化石については、地質情報研究部門の中島 礼博士に同定を依頼した。また、コア中に含まれる植物片や貝化石など計 20 点について、加速器質量分析 (AMS) 法による放射性炭素年代を地球科学研究所 (16 点) および加速器分析研究所 (計 4 点) に依頼して測定し、年代測定結果は CALIB 7.1 (Stuiver et al., 2014) を用いて暦年校正した。校正のためのデータセットには IntCal13.14c (Reimer et al., 2013) または Marine13.14c (Reimer et al., 2013) を用いた。年代測定結果の一覧を第 1 表に示す。

(2) 堆積物の層序・層相

① GS-ASG-1 コア

このコアは、足柄平野と浜堤の背後の休耕田 (北緯 35° 16′ 25.298″, 東経 139° 11′ 47.578″, 標高 6.89 m) で掘削された (第 1 図)。なお、深度 12 m 以深では掘削が困難となったため、標準貫入試験でおおよその層相を確認した後、GS-ASG-1 コアの約 50 cm 北側 (北緯 35° 16′ 25.316″, 東経 139° 11′ 47.579″, 標高 +6.87 m) で別孔を掘削し、深度 8 ~ 20 m のオールコア試料を採取した。

深度 0.00 ~ 0.65 m (標高 +6.89 ~ +6.33 m) : 暗褐色極細粒砂混じりシルトからなる耕作土層。φ 1.5 cm 程度の垂角礫が点在する。

深度 0.65 ~ 2.15 m (標高 +6.33 ~ +4.74 m) : 極細粒~細粒砂混じりシルト~細粒砂を主体とし、細礫が点在する。炭化物や植物片の混入が認められ、深度 1.6 m 以深は植物根によって乱されている。深度 1.22 ~ 1.28 m, 深度 1.36 ~ 1.37 m, 深度 1.40 ~ 1.42 m には軽石混じりの礫層が挟在する。礫層直下の深度 1.43 m の堆積物試料から 2,493-2,745 cal BP の年代測定値が得られた。

深度 2.15 ~ 2.72 m (標高 +4.74 ~ +4.17 m) : 半固結した淘汰の良い極細粒砂層とシルトの互層からなる。最上部は上方細粒化して上位のシルト層へ遷移する。深度 1.43 m および深度 4.12 m (後述) で得られた年代測定値からこの地層は 2,500 ~ 3,800 cal BP の期間に堆積したと考えられ、御殿場泥流堆積物である可能性が高い。

深度 2.72 ~ 5.50 m (標高 +4.17 ~ +1.39 m) : 粘土~シルトからなり、植物根や炭化物が多く混入する。

深度 2.80 ~ 2.89 m, 深度 3.33 ~ 3.45 m, 深度 3.55 ~ 3.56 m にスコリア濃集層を挟む。深度 5.07 m 以深は細粒~中粒砂混じりとなり、ところどころ層厚 1 cm の細粒砂の薄層を挟在する。深度 5.13 ~ 5.34 m は粘土礫混じりで淘汰不良のシルト質中粒砂が認められる。深度 4.12 m の植物片から 3,712-3,891 cal BP, 深度 5.34-5.37 m の土壌 (腐植質シルト) から 6,636-6,775 cal BP の年代測定値が得られた。

深度 5.50 ~ 7.43 m (標高 +1.39 ~ -0.54 m) : 淘汰の悪い細粒~中粒砂からなる。最上部は上方細粒化して上位のシルト層に遷移する。深度 6.8 ~ 7.1 m はやや粗粒で、φ 2~4 mm の垂角~垂円礫混じりの粗粒砂が堆積する。

深度 7.43 ~ 20.00 m (標高 -0.54 ~ -13.13 m) : 細礫混じり粗粒砂~砂礫からなる。深度 18.0 ~ 20.0 m は中礫主体となり、最大 φ 8 cm の礫が認められる。深度 15.9 m からは貝殻片が産出した。

② GS-ASG-2 コア

このコアは小八幡川の左岸の民間企業の管理地内の空き地 (北緯 35° 16′ 39.471″, 東経 139° 12′ 03.194″, 標高 +5.01 m) で掘削された (第 1 図)。

深度 0.00 ~ 1.00 m (標高 +5.01 ~ +4.01 m) : 細粒砂混じりシルトで、稀に細礫を含む。

深度 1.00 ~ 4.04 m (標高 +4.01 ~ +0.97 m) : スコリア・礫混じりの半固結した粗粒砂~砂礫からなる。全体として上方細粒化し、深度 2.3 m 以深では最大 φ 7~8 cm の垂角礫が点在する。深度 1.38 ~ 1.41 m, 深度 1.50 ~ 1.56 m, 深度 1.70 ~ 1.72 m, にはスコリアの濃集層が認められた。スコリアを多く含むことや半固結していることから、この地層は御殿場泥流堆積物であると考えられる。

深度 4.04 ~ 6.31 m (標高 +0.97 ~ -1.30 m) : 礫混じり中粒~極粗粒砂層。深度 4.04 m 以浅と同様に礫を多く含むが、固結度が低くスコリアの含有量が少ないことから区別できる。

深度 6.31 ~ 8.43 m (標高 -1.30 ~ -3.42 m) : 暗灰色を呈するシルトからなり、植物片や炭化物、植物根を多く混入する。深度 6.59 m の植物片から 6,742-6,905 cal BP の年代測定値が得られた。深度 7.45 m 以深はところどころ層厚 1 cm 程度の極細粒~細粒砂の薄層が挟在する。

深度 8.43 ~ 16.53 m (標高 -3.42 ~ -11.52 m) :

礫混じりの砂～砂礫層。全体として中粒～極粗粒砂を主体とするが、深度 10.71～11.73 m および 12.72～13.38 m では細粒砂主体となる。

深度 16.53～17.91 m (標高 -11.52～-12.90 m)：粘土とシルト質極細粒砂の互層からなる砂泥層。深度 17.21 m 以深では粘土を主体とし、上方粗粒化傾向を示す。深度 17.21 m 以浅では細粒砂を主体とし、ところどころ層厚 1 cm 程度の粘土の薄層またはブロックを挟在させる。

深度 17.91～20.31 m (標高 -12.90～-15.30 m)：中粒～粗粒砂を主体とする砂層。稀に ϕ 3～5 cm 程度の円礫を混入する。最上部には ϕ 10 cm の円礫が堆積し、上位の砂泥層との境界は明瞭である。深度 18.37～19.10 m および深度 20.00～20.31 m には貝殻片を多く混入する。このうち、深度 20.29 m からは潮間帯中部の砂底に生息するマテガイ *Solen stric-tus* Gould が産出し、8,175-8,334 cal BP の年代測定値が得られた。

深度 20.31～25.00 m (標高 -15.30～-19.99 m)：灰色または暗褐色を呈するシルト～粘土からなる泥層。生痕が多く認められる。深度 20.61～20.63 m には ϕ 6 cm の垂円偏平礫が泥層中に挟在する。また、深度 21.39～21.61 m には貝殻片混じりの中粒砂～砂礫を挟む。深度 22.98～23.15 m は黒褐色で泥炭質となる。深度 23.50～24.5 m は貝殻片が多く混入し、このうち深度 23.89 m から得られたシラトリガイの仲間 *Macoma* sp. は 8,531-8,744 cal BP の年代測定値を示した。深度 24.30 m 以深は下位へ向けて粗粒化する傾向を示し、粘土～シルトと極細粒～細粒砂の互層が認められる。

③ GS-ASG-3 コア

このコアは足柄平野東部の休耕田 (北緯 35° 17' 02.584", 東経 139° 12' 08.748", 標高 +5.57 m) で掘削された (第 1 図)。

深度 0.00～3.49 m (標高 +5.57～+2.08 m)：極細粒砂混じりシルト層で、ところどころ細礫が混じる。全体に腐植質で植物根や炭化物が多く混入する。この地層中には深度 0.57～0.58 m, 深度 1.20～1.28 m, 深度 1.38～1.46 m, 深度 1.62～1.64 m に粗粒砂～極粗粒砂サイズを主体とする黒色スコリアの濃集層が挟まる。

深度 3.49～5.78 m (標高 +2.08～-0.21 m)： ϕ

10～30 mm 程度の垂円～垂角を主体とする淘汰の悪い砂礫層。深度 4.03～4.15 m および深度 4.33～4.45 m はやや細粒で、細粒砂～粗粒砂を主体とする。

深度 5.78～7.43 m (標高 -0.21～-1.86 m)：暗灰～暗褐色を呈する有機質なシルト層で、全体に植物片や炭化物を多く含む。植物根の混入が認められ、堆積物の構造はこれらによって乱されている。最上部の深度 5.78～5.82 m は黒色を呈する泥炭質シルトで、これを覆う礫層との境界は明瞭である。この泥炭質シルトからは、深度 5.82 m から 6,020-6,281 cal BP の年代測定値が得られた。深度 6.00～6.40 m では全体に細粒砂混じりとなり、ところどころ層厚 0.5～2 cm 程度の細粒砂の薄層を挟む。

深度 7.43～8.17 m (標高 -1.86～-2.60 m)：灰白色を呈する細粒～中粒砂層。深度 7.82～7.84 m には ϕ 2～5 mm の垂円礫を主体とするスコリア濃集層を挟む。

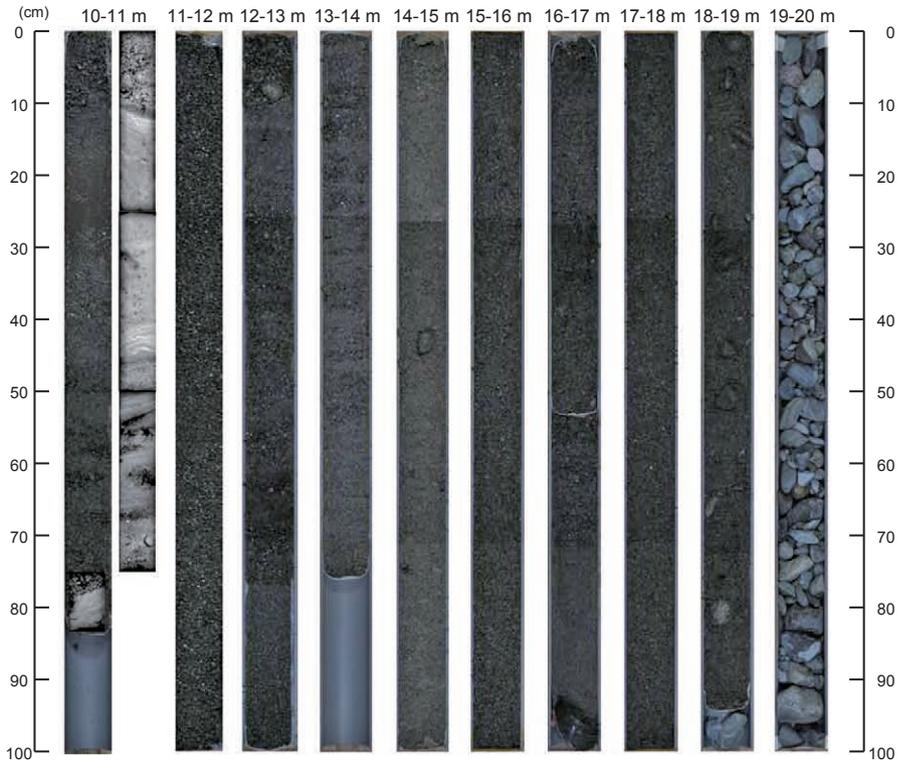
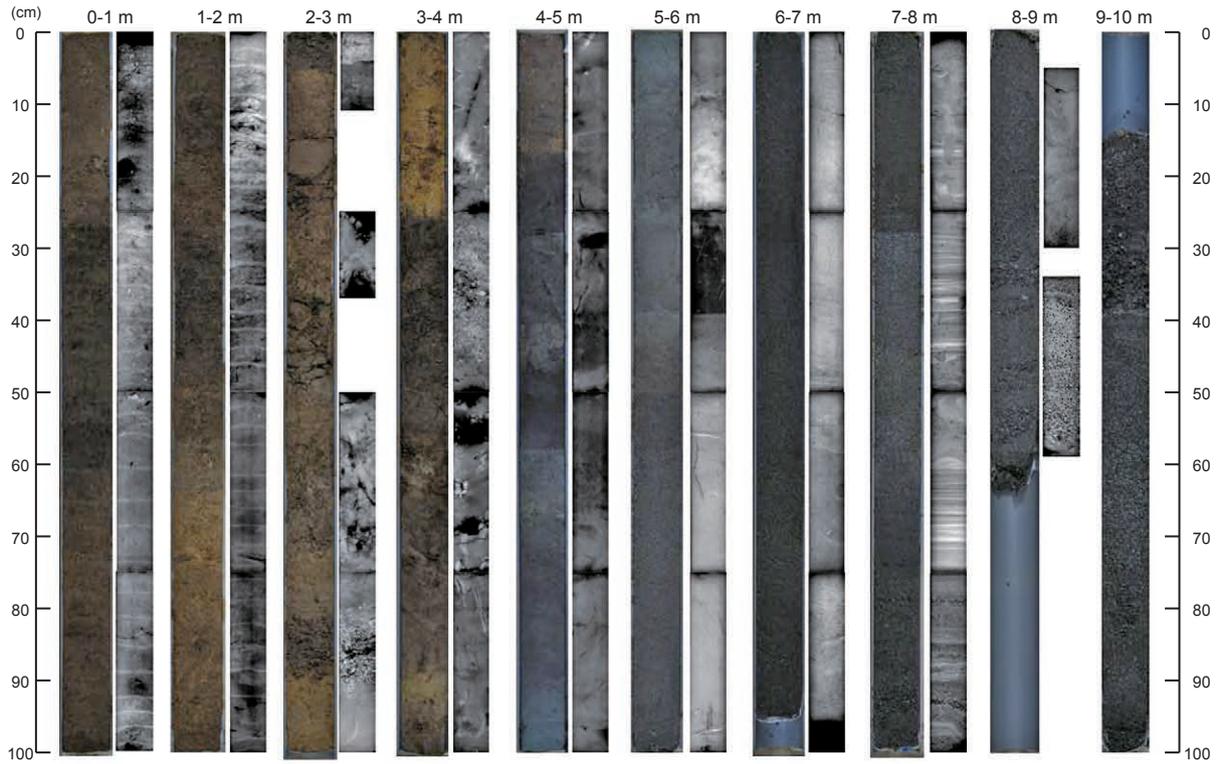
深度 8.17～9.24 m (標高 -2.60～-3.67 m)：細礫混じりの粘土～細粒砂層で、全体として上方粗粒化傾向を示す。ところどころ層厚 0.5～3 cm の中粒砂～砂礫の薄層を挟む。この地層中の深度 8.25 m および 8.90 m ではバブルウォール型の火山ガラスが多く見られ、これより下位にほとんど火山ガラスが含まれないこと、深度 5.82 m および深度 10.09 m (後述) で得られた年代測定値を考慮すると、深度 8.25～8.90 m に K-Ah テフラの降灰層準が存在する可能性が高い。

深度 9.24～9.88 m (標高 -3.67～-4.41 m)：中粒砂～極粗粒砂層で細礫を含む。深度 9.72～9.85 m には砂層中に暗褐色のマッドクラストが多く混入する。

深度 9.88～11.94 m (標高 -4.41～-6.37 m)：暗褐～暗灰色のシルト質極細粒砂層。深度 11.83 m 以深ではやや粗粒化傾向を示し細粒～中粒砂を主体とするが、深度 11.94～12.00 m でコアが欠落したため下位層との境界は明らかでない。全体に ϕ 10 mm 程度の垂角～垂円の細礫、植物片や木片が混じる。これらのうち、深度 10.09 m の木片からは 7,423-7,551 cal BP の年代測定値が得られた。深度 10.13～10.21 m には粗粒砂の薄層を挟む。

深度 12.00～13.33 m (標高 -6.43～-7.76 m)：灰～灰白色を呈する砂礫層で、層厚数～10 cm 程度の ϕ 2～4 cm の垂円礫を主体とする礫層と細礫混じりの細粒～粗粒砂層の互層からなる。深度 12.00～

GS-ASG-1 & 1'

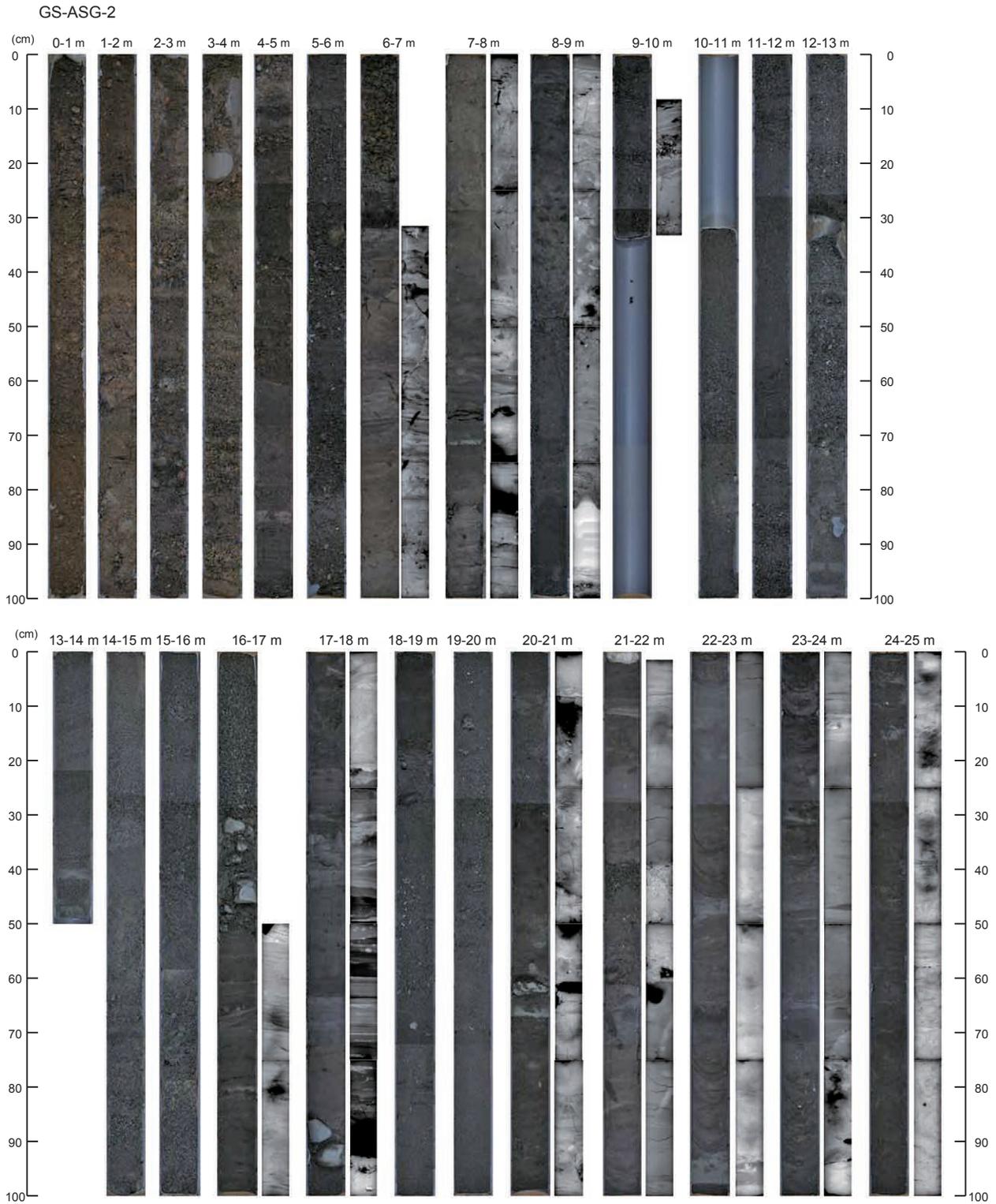


第 3 図 GS-ASG-1 ~ 3 コアのコア写真および軟 X 線写真. 各コアの掘削地点は第 1 図, 地質柱状図は第 2 図に示す.
 Fig. 3 Core images with X-radiographs of GS-ASG-1~3 cores. Locations and geologic columnar of cores are shown in Fig. 1 and Fig.2 respectively.

12.05 m, 12.44 ~ 12.46 m, 13.29~13.33 m にはスコリア濃集層が認められる.

深度 13.33 ~ 16.00 m (標高 -7.76 ~ -10.43 m) :

暗褐色のシルト~粘土からなる泥層で全体に極細粒~細粒砂が混じる. 二枚貝と巻貝の貝殻片が多く混入し, 生物擾乱が認められる. 深度 13.9 m 以浅は極



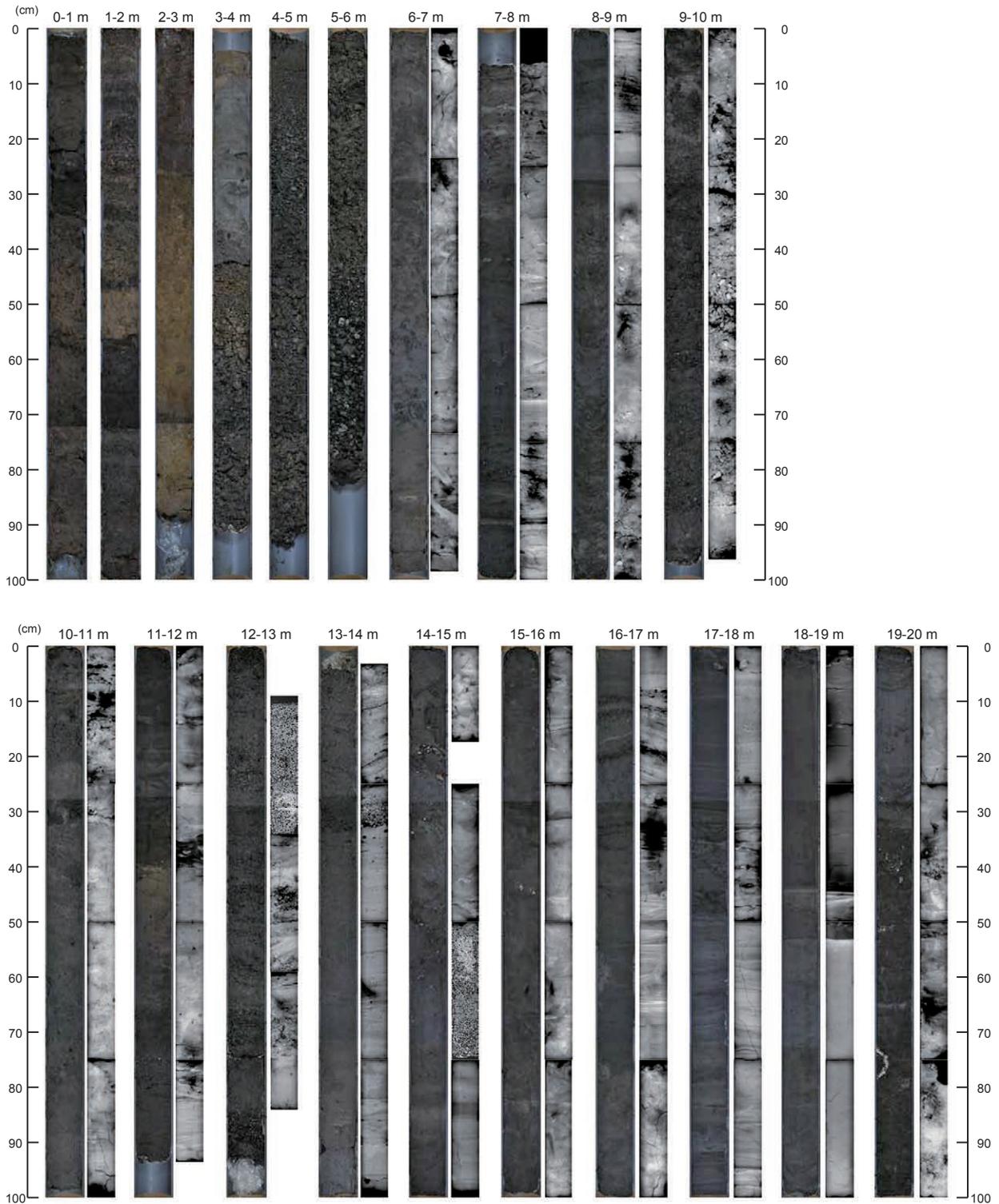
第3図 続き
Fig.3 (continued)

細粒砂混じりシルト～細粒砂からなり、上方粗粒化傾向を示す。上位の砂礫層との境界は明瞭である。深度 14.18～14.24 m では貝化石が特に密集して産出し、潮間帯～水深 10 m の泥底に生息するハイガイ *Tegillarca granosa* (Linnaeus), 潮間帯中部～下部の泥底に生息するイボウミニナ *Batillaria zonalis* (Bruguiere) が

産出した。深度 14.18～14.20 m のイボウミニナ *B. zonalis* (Bruguiere) は 7,851-7,998 cal BP の年代測定値を示した。深度 15.00 m 以深にはところどころ層厚 1 cm 程度の極細粒～細粒砂の薄層を挟む。

深度 16.00～16.78 m (標高 -10.43～-11.21 m): 層厚数～10 数 cm の明灰色の極細粒～細粒砂層と、

GS-ASG-3



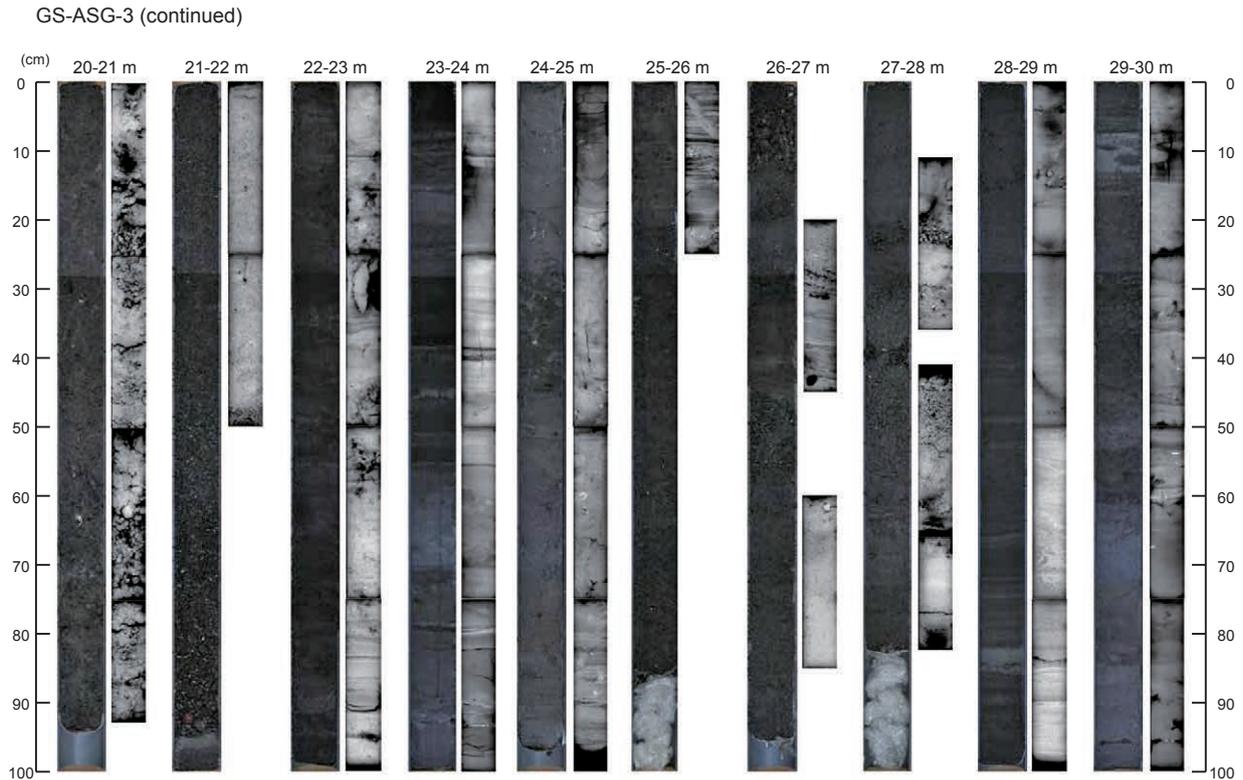
第3図 続き

Fig.3 (continued)

層厚 0.5 ~ 2 cm 程度の植物片や木片の多産する有機質シルト層との互層からなる (第2図, 第3図). それぞれの極細粒~細粒砂層は上方に細粒化・有機質化する傾向を示し, 有機質シルト層へと遷移する. この極細粒~細粒砂層と有機質シルト層のセットは少なく

とも4つ認められる. 深度 16.55 ~ 16.65 m には灰白色シルトがブロック状に混入する.

深度 16.78 ~ 19.83 m (標高 -11.21 ~ -14.26 m): シルト~粘土を主体とする泥層. 深度 16.78 ~ 17.70 m はところどころ層厚 0.5 ~ 1 cm 程度の極細粒~細



第3図 続き
Fig.3 (continued)

粒砂の薄層が挟在し、深度 17.08 ~ 17.20 m では細粒砂が主体となる。深度 17.18 ~ 18.52 m には平行葉理が発達する。深度 18.52 ~ 19.33 m は灰色を呈する無層理の粘土からなる。深度 19.33 ~ 19.83 m は暗褐色の細粒~中粒砂混じりシルトからなり、ところどころ層厚 1 cm 程度の細粒~中粒砂の薄層を挟み、貝化石を多く産出する。深度 19.40 m からは内湾潮間帯に生息するシオヤガイ *Anomalocardia squamosa* (Linnaeus), 深度 19.74 ~ 19.78 m からは潮間帯下部~水深 20 m に生息するオキシジミ *Cyclina sinensis* (Gmelin) の化石が産出した。

深度 19.83 ~ 21.95 m (標高 -14.26 ~ -16.38 m): 礫混じり中粒~砂礫からなり、全体として上方細粒化する。深度 20.3 ~ 20.7 m では貝化石が多産し、深度 20.29 m からは潮間帯~潮下帯に生息するマガキ *Crassostrea gigas* (Thunberg), 深度 20.32 m, 20.55 m からは河口汽水域の砂底に生息するヤマトシジミ *Corbicula japonica* Prime が産出した。これらのうち、深度 20.32 m から得られた貝化石は 8,331-8,478 cal BP の年代測定値を示す。深度 21.6 m 以深は特に粗粒で細礫~中礫主体となり、最大 ϕ 2 cm の礫を含む。

深度 21.95 ~ 25.21 m (標高 -16.38 ~ -19.64 m): 砂泥層。深度 23.89 ~ 23.90 m から潮間帯~潮下帯

に生息するシマハマツボ *Alaba picta* (A. Adams) の化石が産出した。

深度 25.21 ~ 28.35 m (標高 -19.64 ~ -22.78 m): 細粒砂~中粒砂を主体とし、ところどころ層厚 2 ~ 10 cm の細礫~中礫層を挟む。深度 27.21 ~ 27.24 m, 深度 27.38 ~ 27.41 m にスコリア集積層が認められた。

深度 28.35 ~ 30.00 m (標高 -22.78 ~ -24.43 m): 平行葉理の発達する粘土~シルト質細粒砂層。全体として上方粗粒化傾向を示し、上位の細粒砂層へ遷移する。深度 29.12 ~ 29.62 m には腐植質シルトからなり、最下部(深度 29.58 ~ 29.62 m) は泥炭質である。このうち、深度 29.57 m の堆積物試料から 9,302-9,465 cal BP の年代測定値が得られた。深度 29.85 m 以深には貝殻片が点在する。

④ GS-ASG-4 コア

このコアは酒匂川左岸の神奈川県酒匂川流域下水道左岸処理場施設内の空き地(北緯 35° 16' 07.157", 東経 139° 10' 47.411", 標高 6.61 m) で掘削された。全体的に灰~暗灰色を呈し、全て未固結で柔らかい。地層の特徴は大きく 4 つのユニットに区分できる。

深度 20.00 ~ 43.55 m (標高 -13.39 ~ -36.94 m):

砂礫～細粒砂層とシルト～粘土層の互層からなり、砂礫～細粒砂層へと上方細粒化する構造が深度 25.40～28.43 m, 深度 32.08～36.07 m, 深度 39.56～40.71 m の計 3 回認められる。礫層は層厚 40 cm～1 m 程度で、 ϕ 5～30 mm 程度の礫からなり、泥岩や砂岩を主体とし花崗岩、少量のチャート、緑色岩、火山岩などを含む。細粒砂やシルト～粘土層には木片や植物片を多く含み、深度 20.85 m の木片から 8,647-8,982 cal BP, 深度 25.08 m の植物片から 8,779-9,027 cal BP, 深度 28.56 m の植物片から 9,006-9,237 cal BP, 深度 38.90 m の植物片から 9,688-9,924 cal BP, 深度 42.60 m の植物片から 10,408-10,582 cal BP の年代測定値が得られた。深度 23.91～24.15 m にはスコリア質細粒砂層を挟む。なお、貝殻や生痕は肉眼では認められなかった。

深度 43.55～50.00 m (標高 -36.94～-43.39 m): ϕ 10～50mm の垂円～垂角礫からなる砂礫層。礫は泥岩、砂岩、花崗岩を主体とするが、上部の深度 44.91～46.74 m および深度 43.55～44.18 m ではスコリアや火山岩礫も多く含む。

深度 50.00～63.38 m (標高 -43.39～-56.77 m): 全体的に腐植質な粘土～細粒砂からなる砂泥層。深度 53.87～54.75 m はやや粗粒で、 ϕ 2～10 mm の細礫の混じる中粒砂からなる。全体に木片が点在しており、濃い腐植も認められる。これらのうち深度 50.45 m の植物片から 10,703-11,086 cal BP, 深度 55.57 m の有機質堆積物から 11,273-11,606 cal BP, 深度 61.92 m の植物片から 12,801-13,025 cal BP, 深度 62.94 m の木片から 12,764-13,026 cal BP の年代測定値がそれぞれ得られた。また、深度 52.13 m, 58.46 m, 59.26～59.30 m, 61.64 m にスコリア薄層が認められる。なお、貝殻や生痕は肉眼では認められなかった。

深度 63.38～70.00 m (標高 -56.77～-63.39 m): ϕ 5～60mm の垂円～垂角礫を主体とする砂礫層。礫種は泥岩、砂岩を主体とし、花崗岩、少量の緑色岩を含む。

3. 既存コアの珪藻分析

(1) 方法

沖積層の堆積環境を明らかにするため、足柄平野南東部における掘削された計 2 本 (M3 コア, B-11 コア)

の既存コア試料について珪藻分析を実施した。分析層準の間隔は主に 10 cm～1 m 程度で、最大で 4 m である。分析試料数は M3 コアが 34 試料、B11 コアが 19 試料である。

コアから得られた植物片や腐植物、貝殻片について、放射性炭素年代測定を M3 コアで 5 試料、B-11 コアで 1 試料を加速器分析研究所に依頼して行った。年代測定結果の暦年較正および較正のためのデータセットは GS-ASG-1～4 コアと同様の手法で行った。年代測定結果の一覧を第 1 表に示す。

珪藻分析の試料処理は小杉 (1993) に準拠し、過酸化水素水による酸処理を行った。同定およびカウントは光学顕微鏡を用いて 1,000 倍の倍率で行い、200 殻以上を目安にカウントした。なお、B11 コアの深度 15.30-15.45 m は産出数が少ないため、計 113 殻となっている。種の同定は小林ほか (2006)、渡辺編 (2005) などを参考にして行った。珪藻の生息環境は小杉 (1988) や安藤 (1990)、千葉・澤井 (2014) によって設定された環境指標種群を参照した。

(2) 分析結果

① M3 コア

コアの概要

このコアは地質調査所により 1989 年に鴨宮台地上の 9 地点 (M1～9) で掘削されたコアの一つで (山崎ほか, 1991)、GS-ASG-3 コアの約 300 m 南西に位置する (第 1 図)。掘削地点の標高は 7.44 m で、掘削長 25 m である。分析用試料は掘削当時にコアから分取された既存サンプルを用いた。

コアの柱状図を第 4 図に示す。コアは深度 0.00～0.50 m が盛土、深度 0.50～1.61 m が礫混じり粘土で、この下位の深度 1.61～6.92 m に中粒砂～砂礫からなる厚い砂礫層が堆積する。砂礫層は ϕ 0.5～3 cm の垂円～垂角礫の安山岩、砂岩、緑色岩、玄武岩、スコリア、チャート礫を主体とする。深度 6.92～25.00 m は細粒～粗粒砂と粘土～シルトの互層からなる。砂層は深度 11.18～12.53 m, 深度 13.22～14.18 m, 深度 15.77～18.24 m, 深度 19.62～21.26 m に認められる。深度 17.61～17.67 m には砂礫層中に有機質混じりシルト～細粒砂の薄層が挟在し、深度 17.62～17.67 m から得られた木片は 8,029-8,175 cal BP の年代測定値を示した。他方、粘土～シルト層は深度 12.70 m より上部では腐植物を

14.71 ~ 15.40 m) では、上述した汽水~海水生種に加えて海水砂質干潟指標種の *Rhaphoneis surirella* や海水泥質干潟指標種の *Tryblionella granulata* がそれぞれ 2 ~ 16%, 1 ~ 3% 程度産出する。これらの珪藻群集から海水と淡水が混合することが示唆され、砂層や砂礫層が堆積することも考慮すると、本珪藻帯は河川河口部（エスチュアリー）の潮下~潮間帯で堆積したと推定される。深度 15.40 m では干潟の指標種が増加することや産出する貝化石から、深度 15.40 m 以浅は潮間帯の干潟堆積物と推定される。

珪藻帯 M3-2 (深度 8.71 ~ 13.10 m) : 外洋指標種の *Thalassiosira* sp., 内湾指標種の *C. striata* の産出頻度が低下し、淡水生種が増加することで特徴付けられる。全体として淡水生種の *A. lanceolata*, *Cocconeis placentula*, *Navicula* 属がそれぞれ 5 ~ 15% と多く産出し、*Gomphonema parvulum*, *Fragilaria* 属, *Navicula contenta* などを 5% 程度伴う。また、*N. frustulum* も 5 ~ 10% 程度産出する。下部 (深度 12.61 ~ 13.10 m) では *Eunotia minor*, *Eunotia bilunaris* が多く産出する。上部 (深度 8.71 ~ 11.10 m) では *Cymbella* 属が多産する。珪藻帯 M3-1 と同様に、中~下流性河川指標種の *A. lanceolata* や最下流性河川指標種の *N. frustulum* が多産すること、わずかながら汽水~海水生種が産出することから、河川下流部であったと推定されるものの、止水域に特徴的な *Cymbella* 属や *Eunotia* 属, *G. parvulum* などが多産することは潮汐の影響が減少して塩分が低下したことを示唆する。

珪藻帯 M3-3 (深度 7.81 ~ 8.70 m) : 汽水~海水生種、特に海水泥質干潟指標種の *T. granulata* の多産によって特徴付けられる。*T. granulata* は珪藻帯中部で特に大きな産出頻度を示す。また、海水泥質干潟指標種の *Diploneis smithii* や *Nitzschia cocconeiformis* が 5% 程度産出する。珪藻帯下部では汽水~海水生種の *Staurosira construens* が優占的に産出する。また、珪藻帯上部では汽水~海水生種の *Rhopalodia gibberula* や淡水生種の *Cocconeis placentula* が増加傾向を示す。海水泥質干潟指標種が多く産出することから、潮汐の影響が強まって干潟が形成されたと推定される。

珪藻帯 M3-4 (深度 7.21 ~ 7.80 m) : 淡水生種の多産によって特徴付けられ、*G. parvulum*, *A. lanceolata*, *Pinnularia* 属, *Nitzschia amphibia* などが 5 ~ 20% 程度、*E. minor* や *E. bilunaris* が 5% 程度と多く産出する。一方で、*T. granulata* などの汽水~海水生種は

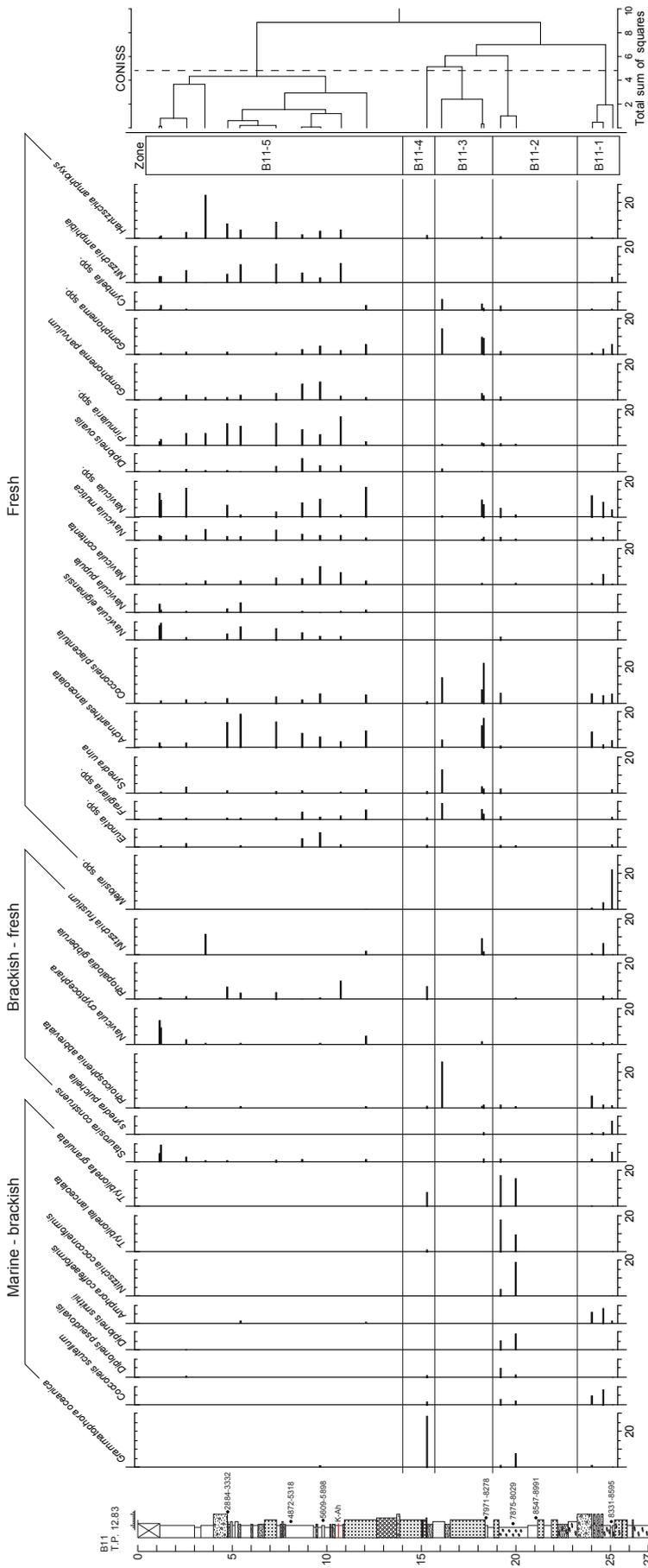
ほとんど産出しなくなる。汽水~海水生種の *N. frustulum* と *Bacillaria plaxilifer* を 3 ~ 5% 程度伴う。淡水生種の優占的産出は海水の影響が減少したことを示し、淡水湿地が形成されたと推定される。中~下流性河川指標種の *A. lanceolata* や最下流性河川指標種の *N. frustulum* を伴うことから、河川下流部あるいはその近傍に位置していた可能性が高い。

② B11 コア

コア概要

このコアは地質調査所により 1995 年に掘削された掘削長 50 m のコアで、GS-ASG-3 コアの約 600 m 北東に位置する (水野ほか, 1996; 第 1 図)。掘削地点の標高は 12.83 m である。このコアでは深度 25.11 m 以浅の堆積物について珪藻分析を行った。分析用試料は掘削当時にコアから分取された既存サンプルを用いた。

B11 コアの柱状図 (深度 27 m 以浅) を第 5 図に示す。深度 0.00 ~ 1.16 m は埋土である。深度 1.16 ~ 4.00 m は ϕ 2 ~ 20 mm の角礫の混じる有機質シルト層からなる。深度 4.00 ~ 4.74 m は ϕ 10 ~ 30 mm の垂円~垂角礫を主体とし、最大で ϕ 60 mm 以上の礫を含む粘土・シルト混じりの礫層からなる。深度 4.74 ~ 10.85 m はシルト質細粒砂層と粘土~シルト層の互層からなり、全体として有機質な層相を呈する。細粒砂層と粘土~シルト層中には、ところどころ ϕ 2 ~ 25 mm の垂円~垂角礫が混じる。この地層の最上部 (詳細深度と測定試料の種類は不明) からは、2,884-3,332 cal BP (2,940 \pm 70 yr BP) の年代測定値が得られている (水野ほか, 1996)。また、深度 8.10 ~ 8.15 m の泥炭は 5,609-5,898 cal BP の年代測定値を示す (水野ほか, 1996)。また、この地層下部 (深度 10.61 m) の粘土~シルト層中にはバブルウォール型火山ガラスを多く含む極細粒砂の薄層が挟在し、その屈折率が 1.5115 ~ 1.5135 を示すことから、K-Ah テフラの降灰層準であると考えられる (水野ほか, 1996)。深度 10.85 ~ 15.30 m は中粒~粗粒砂からなる砂層で、ところどころ ϕ 2 ~ 6 mm 程度、最大 22 mm の垂円~垂角礫が混じる。深度 15.30 ~ 16.40 m はシルト質砂層でやや細粒な層相を呈し、深度 15.60 ~ 16.24 m は細粒砂と砂質シルトの互層からなる。深度 16.24 ~ 18.37 m は中粒砂を主体とする砂層で、最下部 (詳細深度と測定試料の種類は不



第 5 図 B11 コアの珪藻分析結果. コア掘削地点は第 1 図を参照.
 Fig. 5 Diagram of diatom fossil assemblages of B11 core.
 Location of the B11 core is shown in Fig. 1.

明) からは 7,971-8,278 cal BP (7,290 ± 60 yr BP) の年代測定値が得られている (水野ほか, 1996). 深度 18.37 ~ 21.86 m は貝化石混じりの粘土~粘土質シルトを主体とし, 深度 18.84 ~ 19.10 m および深度 21.15 ~ 21.47 m には中粒砂層が挟在する. この地層中からは, 深度 19.40 ~ 19.50 m および深度 19.80 ~ 19.90 m から内湾潮間帯・泥底に生息するシオヤガイ *Anomalocardia squamosa* (Linnaeus), 深度 19.90 ~ 20.00 m からシオヤガイ *A. squamosa* (Linnaeus) と潮間帯中~下部の泥底に生息するイボウミナ *Batillaria zonalis* (Bruguere) が産出した. これらうち, 深度 19.80 ~ 19.90 m のシオヤガイ *A. squamosa* (Linnaeus) から 7,875-8,029 cal BP の年代測定値が得られた. 深度 21.86 ~ 27.00 m は φ 2 ~ 6 mm 程度の垂円~垂角礫混じりのシルトである. この地層中の深度 25.00 ~ 25.11 m から産出した木片は 8,331-8,595 cal BP の年代測定値を示した.

分析結果

珪藻分析結果を第 5 図に示す. このコアは珪藻化石群集の変遷から, 計 5 帯の珪藻帯 (下位から順に B11-1 ~ 5 帯) に区分することができる.

珪藻帯 B11-1 (深度 24.02 ~ 25.22 m): 中~下流性河川指標種の *Melosira varians*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Achnanthes lanceolata* が多産することで特徴付けられる. それぞれ最大 10~20% 程度の産出頻度を示す. 上部では汽水~海水生種の *Cocconeis scutellum* や *Amphora coffeaeformis* も 5% 程度産出する. これらの珪藻群集は, 本珪藻帯が河川下流部の河口で堆積したことを示す. 上部で汽水~海水生種が増加することから, 海水の影響が徐々に強まっていったことが示唆される.

珪藻帯 B11-2 (深度 19.2 ~ 20.10 m): 本珪藻帯は汽水~海水生種の多産によって特徴付けられる. 特に, 海水泥質干潟

指標種の *Tryblionella granulata* や *Diploneis smithii*, *Nitzschia cocconeiformis* がそれぞれ最大で 10 ~ 20% 程度の産出頻度を示す。これらの珪藻種は本珪藻帯が潮間帯干潟堆積物であることを示す。これは、含有する貝化石の生息環境とも整合的である。

珪藻帯 B11-3 (深度 16.10 ~ 18.37 m) : 淡水生種が優占的に産出することで特徴付けられる。中～下流性河川指標種の *A. lanceolata* が最大で 15% 程度、淡水生付着性種の *Synedra ulna* や *Fragilaria* 属, *Cocconeis placentula*, *Gomphonema* 属, *Cymbella* 属をそれぞれ 5 ~ 20% 程度産出する。以上の特徴から、本珪藻帯は淡水環境で堆積したことが示唆される。中～下流性河川指標種を多く含むことや細粒～中粒砂の砂質堆積物が堆積することから、河川の影響を強く受けたと推定され、河川下流部の後背湿地などで堆積したと考えられる。

珪藻帯 B11-4 (深度 15.30 ~ 15.45 m) : 本珪藻帯は珪藻化石の保存状態が悪く珪藻殻数が 200 殻未満であるものの、淡水生種がほとんど産出せず、汽水～海水生種の *Grammatophora oceanica* や *T. granulata* が優占的に産出する。また、淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* も 7% 程度伴う。これらの特徴から、潮汐の影響を再び受けるようになって干潟が形成された可能性が考えられる。

珪藻帯 B11-5 (深度 1.16 ~ 12.20 m) : 淡水生種が優占的に産出することで特徴付けられる。特に、陸域指標種である *Navicula contenta*, *Navicula mutica* および *Hantzschia amphioxys* が多産する。また、中～下流性河川指標種の *A. lanceolata* も 5 ~ 20% 程度産出する。これらから河川下流部の後背湿地の堆積物と推定され、珪藻帯 B11-4 よりも乾燥した陸域環境であったと考えられる。

(3) イベント履歴についての検討

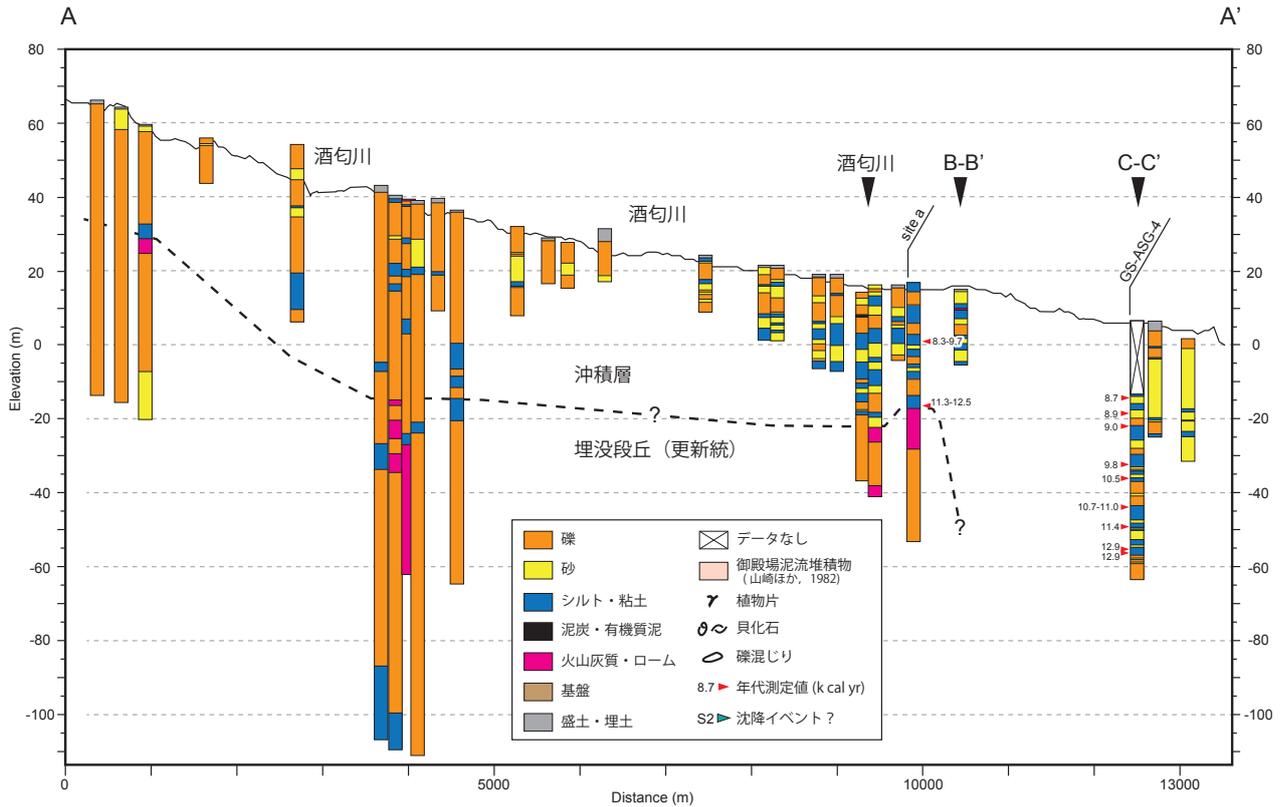
M3 コアおよび B11 コアでは、どちらもおよそ 8,000 cal BP に淡水環境が成立している (珪藻帯 M3-2, B11-3)。地殻変動の影響が比較的小さいとされる東京低地で復元された海水準変動曲線 (遠藤ほか, 1989; 田辺ほか, 2012) によれば、後氷期の海水準変動曲線は 7,000 cal BP 頃にピークに達した。M3, B11 両コアでの淡水環境の成立はこのピークよりも有意に古い。これは、海水準上昇速度の鈍化に伴って、海水準上昇に伴う堆積空間の拡大に比べて河川からの

土砂供給の影響が相対的に大きくなり、海退に転じたためと推定される (斎藤, 2006)。

しかし、海退に転じた 8,000 cal BP 以降には、少なくとも 2 回、一時的に淡水環境から汽水～海水環境への環境変化が生じたことが確認された。これらの環境変化は、K-Ah テフラの降灰層準を挟んで明瞭に区別され、降灰前後にそれぞれ 1 回生じている。以下では、それぞれ下位から順に S1 層準, S2 層準と呼ぶ。これらの環境変化は国府津—松田断層の活動に起因する可能性がある。

S1 層準は B11 コアで認められ、K-Ah テフラ降灰前に淡水環境 (おそらく河川下流部の後背湿地) から汽水～海水環境に変化した。¹⁴C 年代測定値も考慮すると、この環境変化は 7,300 ~ 8,000 cal BP 頃に生じたと考えられる。この時期は依然として海水準が上昇していた時期にあたるため (遠藤ほか, 1989; 田辺ほか, 2012)、環境変化の要因として、河道変化による土砂供給量の減少などの局地的な現象によって湿地が沈水した可能性もある。他方、大磯丘陵内に位置する中村原低地では、縄文海進によって拡大した湾が K-Ah テフラ降灰よりも前 (6,500 yr BP, 7,400 ~ 7,500 cal BP 頃) に閉塞されて潟湖が形成されたとされ、この要因として国府津—松田断層の活動による隆起 (大磯型地震) の可能性が指摘されている (松島・新井, 2003)。この指摘が正しいならば、この時、足柄平野では地盤の沈降が生じたことになり、B11 コアで見られた淡水環境から汽水～海水環境への変化がこれに対比される可能性が考えられる。なお、M3 コアでは B11 コアと同様に 8,000 cal BP 頃以降に淡水環境が形成されたこと (珪藻帯 M3-2) が示唆されたが、粗粒な堆積物が多いために珪藻化石の保存状態が悪い層準も多く、対応する環境変化は検出できていない。

他方、S2 層準は M3 コアで認められ、K-Ah テフラ後に潮間帯干潟が再形成されたことが示唆された。この環境変化は、得られた ¹⁴C 年代測定値から 6,200 ~ 6,800 cal BP 頃に生じたと考えられる。この年代は縄文海進高頂期とその後の緩やかに海水準が低下していく時期にあたり、地殻変動以外の要因で海水準が急激に上昇したとは考えにくい。中村原低地内の羽根尾貝塚遺跡では、淡水湖沼堆積物中に周辺の丘陵を構成するシルト岩の礫などを含む粗粒層が挟在し、地震などに伴う斜面崩壊によって供給された可能性が指摘さ



第 6 図 足柄平野の地質断面図 (A-A' 断面)。測線位置は第 1 図を参照。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。地点 a の資料は水野ほか (1996) による。

Fig. 6 Geologic section in Ashigara Plain (A-A' section). Location of the section is shown in Fig. 1. Topography is based on the 50 m digital elevation model of the Geographic Survey of Japan. Geologic columnar of site a is based on Mizuno et al. (1996).

れている (玉川文化財研究所, 2003)。¹⁴C 年代測定値から斜面崩壊は 5,300 ~ 5,500 yr BP 頃 (6,000 ~ 6,400 cal BP 頃) に生じたと考えられており (玉川文化財研究所, 2003), M3 コアの環境変化に対応する可能性がある。なお, B11 コアでは K-Ah テフラ層準上位に, 対応する環境変化が認められなかった。これは B11 コアが M3 コアに比べて内陸側に位置しているため, 沈降に伴う海水流入の影響を受けにくかったためと推定される。

これら K-Ah テフラ降灰前後の堆積環境変化については, 両コアが K-Ah テフラ層準付近に粗粒堆積物を含むことから, 環境復元の時間的な連続性に問題がある。山崎・水野 (1999) が報告した 3,000 年前頃 (KgP テフラ以降御殿場泥流堆積以前) の沈降については, 珪藻化石の保存状態が悪く検出できなかった。これらのコアの中間で採取した GS-ASG-3 コアは, まだ珪藻分析を行っていないが, 両コアに比べて細粒な堆積物が多く, 微化石分析や堆積相の特徴を手がかりとして K-Ah テフラ前後の環境変化をより高い精度で検討できると考えられる。

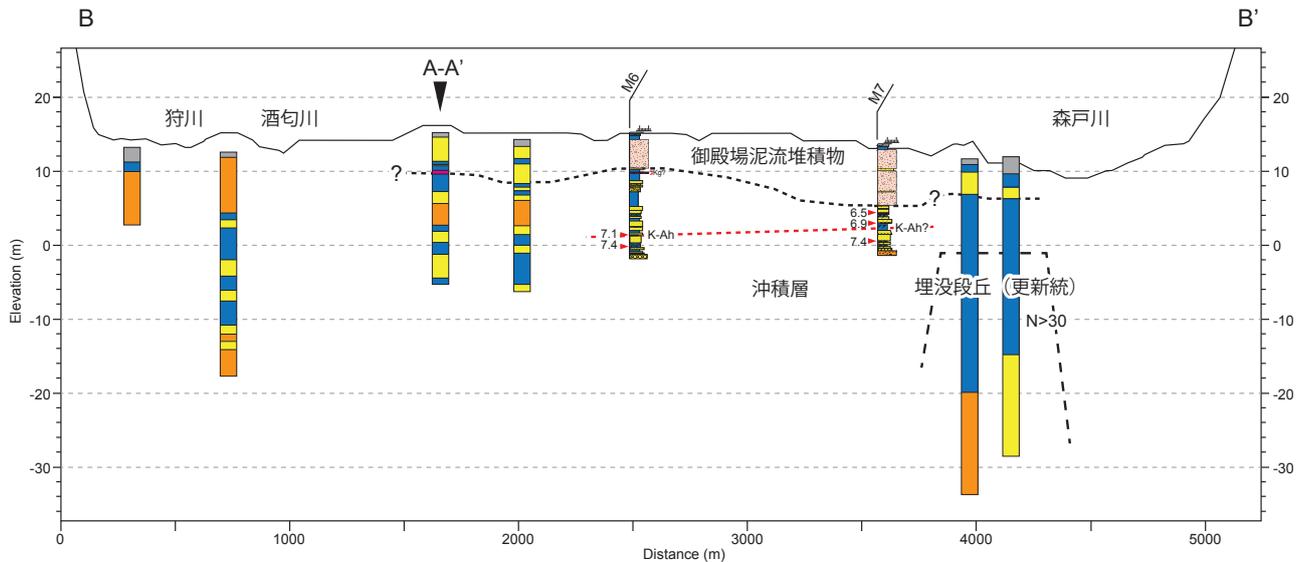
3. ボーリングデータの収集

(1) 方法

足柄平野内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。既存資料は公的施設の建築工事や深井戸設置に伴う地質調査データなどを中心に, 神奈川県, 小田原市, 開成町, 南足柄市, 大井町から計 274 点を提供して頂いた。これらのデータのうち, 掘削地点が近接するものや掘削深度が短い (数 m 未満) のものを除外し, 計 100 点分について電子ファイル (XML 形式) 化した。また, 国土情報検索サイト「KuniJiban」(土木研究所, 2015) から計 31 点, かながわ地質情報 MAP (神奈川県都市整備技術センター, 2015) から計 551 点の既存ボーリングデータ (XML 形式) を収集した。

(2) 結果

収集したデータから, ボーリング柱状図解析システム (木村, 2011) を用いて, A-A' ~ C-C' の計 3 測線で地質断面図を作成した。測線位置を第 1 図に, 断



第7図 足柄平野の地質断面図 (B-B' 断面). 凡例は第6図と共通する. 測線位置は第1図を参照. 地形面は国土地理院の50 mDEMに基づく. M6 および M7 コアは山崎ほか (1991) による掘削コア.

Fig. 7 Geologic section in Ashigara Plain (B-B' section). Legend symbols are same as Fig. 6. Location of the section is shown in Fig. 1. Topography is based on the 50 m digital elevation model of the Geographic Survey of Japan. M6 and M7 cores were drilled by Yamazaki et al. (1991).

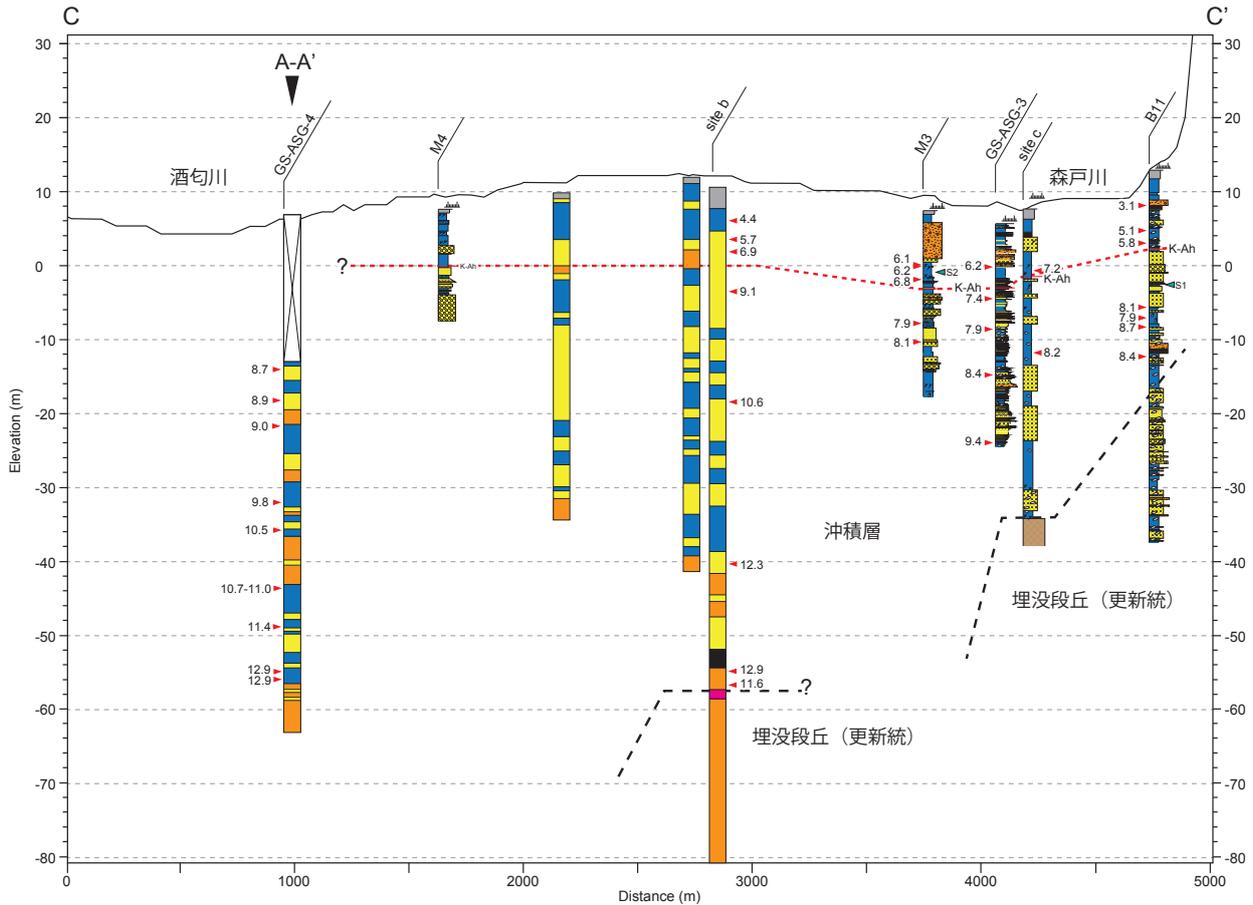
面図を第6～8図に示す. これらの断面図には, 本研究で新規に掘削したGS-ASG-3およびGS-ASG-4コアと, 既存研究で報告されたボーリング柱状図 (地点b: 山崎ほか, 1982; M3, 4, 6, 7コア: 山崎ほか, 1992; 地点c: 松島, 1982; 地点a, B11コア: 水野ほか, 1996) も併せて掲載した. なお, 地点aについては測線上に直交投影して示した.

平野を南北方向に縦断する測線 (A-A' 断面) では, 火山灰質泥層やローム層を手がかりとして埋没段丘が認められた. 埋没段丘面の頂部は, 平野北部で標高+25 m付近, 中部では標高-15 ~ -20 m付近に位置する. これは小沢ほか (1982) や山崎 (1994) が指摘した酒匂川左岸の埋没段丘面 (酒匂埋没段丘; 山崎, 1994) や川音川と酒匂川の開析谷に挟まれた埋没段丘面の分布と整合的である. 埋没酒匂段丘は平野中部での傾斜が北側に比べて極めて小さい. 一方, 平野南部 (地点aよりも南側) では山崎ほか (1982) が標高-60 m付近に立川ロームと推定されるスコリア層を見出し, 埋没段丘面 (鴨宮埋没段丘; 山崎, 1994) を示した. A-A' 断面およびC-C' 断面を参照すると, GS-ASG-3 コアは鴨宮埋没段丘面よりも深くまでコアが得られているが, ローム層やスコリア層は確認できなかった. このことは沖積層基底がさらに深くに位置していることを示しており, GS-ASG-3 コアが酒匂川の開析谷に位置する可能性を示唆する. なお, B-B' 断面の東部にはN値20以上の凝灰質シルトが標高0 m付近

より下位に認められ, 山崎 (1994) などが示した千代台地から続く埋没面に対比されると考えられる. また, C-C' 断面の地点cの標高-35 m付近には基盤 (凝灰質泥岩) の高まりが認められるが, これが側方どのように続くのかは明らかでない.

これらの埋没段丘を覆って沖積層が堆積している. その層厚は平野北部で約30 m, 中部で40 ~ 50 m, 南部で70 m以上と推定される. 北部は礫層を主体とし層相変化に乏しいのに対し, 中～南部では泥層と砂礫層の互層から構成される. 平野南部に見られる泥層は, GS-ASG-4 コアなど酒匂川沿いの西側では貝化石を含まず腐植物や植物片が混入することから陸域で堆積した可能性が高い. 一方, 東側の森戸川沿いでは, 上述したように, GS-ASG-3 コアや地点b, M3 コア, B11 コアなどで内湾潮間帯などに生息する貝化石が産出することや珪藻分析から海成層を含むと考えられる. C-C' 断面における海成層上限高度はおおよそ標高-6 m付近で, これより上位は, 前章で詳述したS1層準およびS2層準を除き, 陸成層と推定される.

コア試料中に含まれる火山ガラスの有無と形態について, 極細粒砂サイズの粒子を抽出して簡易的に確認した結果, 陸成層中の標高0 m付近にバブルウォール型火山ガラスを多く含む層準が側方に連続性良く追跡できることが明らかになった (第7図, 第8図). この火山ガラスは, 周辺で得られた年代測定値からK-Ah起源であると考えられる. 火山ガラス含有層準



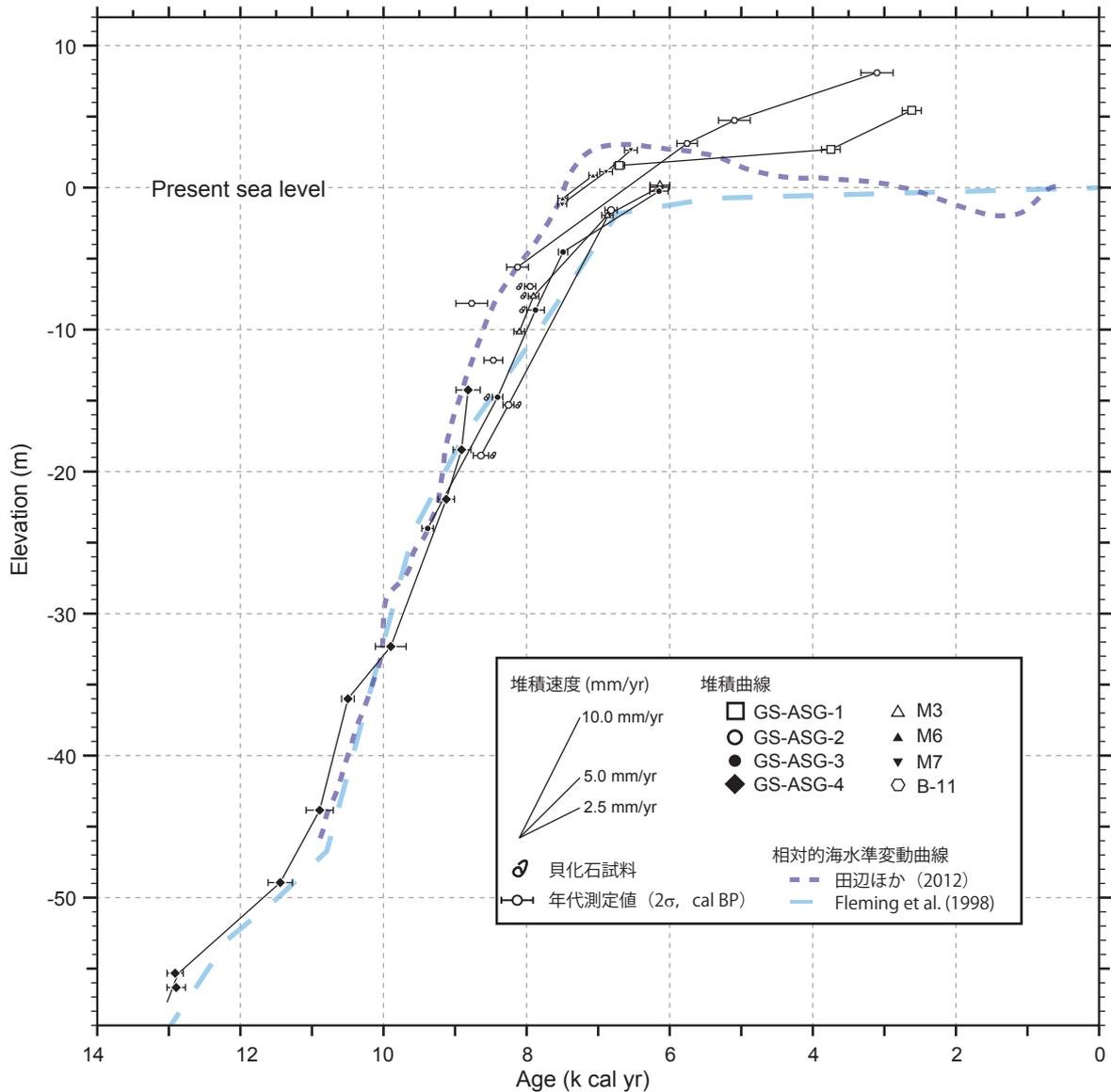
第 8 図 足柄平野の地質断面図 (C-C' 断面)。凡例は第 6 図と共通する。測線位置は第 1 図を参照。地形面は国土地理院の 50 mDEM に基づく。既存コア資料のうち地点 b は山崎ほか (1982)，地点 c は松島 (1982)，B11 コアは水野ほか (1996) にそれぞれよる。M 3 および M 4 コアは山崎ほか (1991) による掘削コア。

Fig. 8 Geologic section in Ashigara Plain (C-C' section). Legend symbols are same as Fig. 6. Location of the section is shown in Fig. 1. Topography is based on the 50 m digital elevation model of the Geographic Survey of Japan. Geologic columnar of present cores are based on following references; site b: Yamazaki et al. (1982), site c: Matsushima (1982), B11 core: Mizuno et al. (1996). M3 and M4 cores were drilled by Yamazaki et al. (1991).

の分布を細かく見ると、M4、M6、M7 および B11 コアでは標高 0 ~ 2 m 付近に認められるのに対して、M3、GS-ASG-3 コアと地点 c では標高 -2 ~ -3 m の低位に位置する。地点 b の年代測定値 (山崎ほか, 1982) を考慮すると、後者 3 地点では凹地状に K-Ah 層準が低まっている可能性が高い。これは K-Ah テフラ降灰時の標高差に起因する可能性も考えられるが、S2 層準などの沈降イベントの存在が示唆されたことも考慮すると、国府津-松田断層の活動による沖積層の変形を示している可能性もある。

新規に掘削したコア (GS-ASG-1 ~ 4) と既存コア (山崎ほか, 1992; 水野ほか, 1996) の堆積曲線を第 9 図に示す。各年代測定値の詳細は表 1 に示す。足柄平野の沖積層の堆積速度は、11 ka 頃と 8 ka 頃を境として大きく 3 期に区分できる。11 ~ 13 ka は GS-ASG-4 コアで開析谷を埋積する河川堆積物 (礫層) を覆って泥層~砂層が堆積した時期で、その堆積速度は

4.3 mm/yr と見積もられ、11 ka 以降に比べて小さい。Fleming et al. (1998) や田辺ほか (2012) の海水準変動曲線によれば、この時期は新ドリラス期 (11.5 ~ 12.8 ka) の海水準上昇速度が鈍化した時期と重複する。同時期には東京低地や越後平野などでも堆積速度の低下が指摘されており (石綿, 2004; Tanabe et al., 2010)、足柄平野でも海水準上昇速度の低下の影響が河川堆積物の累重に影響を与えた可能性がある。また、13 ka 以降になると鴨宮埋没段丘や酒匂埋没段丘のローム上に沖積層が堆積し始めることから (山崎ほか, 1982; 水野ほか 1996)、海水準上昇とそれに伴う開析谷の埋積によって埋没段丘上まで河川の堆積場が拡大したことで堆積空間が急激に増加し、堆積速度が低下した可能性もある。その後、8 ~ 11 ka では堆積速度が極めて大きくなり、11.7 mm/yr (3,000 年間に約 35 m) と見積もられる。この時期の堆積曲線はいずれのコアでも海水準変動曲線とほぼ平行して



第9図 GS-ASG-1～4および既存コア(M3, M4, M6, M7, B11)の堆積曲線。M3, M4, M6, M7は山崎ほか(1991), B11は水野ほか(1996)により掘削されたコア。各コアの掘削地点を第1図に、各年代測定結果を第1表に示す。海水準変動曲線はFleming et al. (1998)と田辺ほか(2012)による。

Fig. 9 Estimated accumulation curves of GS-ASG-1 to 4 cores and present cores. Locations of cores are shown in Fig. 1. M3, M4, M6 and M7 cores were obtained by Yamazaki et al. (1991). B11 core was drilled by Mizuno et al. (1996). All of radiocarbon ages are shown in Table 1. Relative sea-level curves are based on Fleming et al. (1998) and Tanabe et al. (2012).

推移しており、海水準上昇によって生じた堆積空間が河川からの土砂供給によってすぐに埋積され、堆積物が上方に累重していったことを示している。GS-ASG-3 コアや M3 コア, B11 コアで見られた海成層は珪藻化石や貝化石などから潮間帯干潟堆積物と推定され、海水準上昇によって海域が拡大してもその水深は大きくなかったと考えられる。8 ka 以降は再び堆積速度が低下し、おおよそ 1.2～3.5 mm/yr と見積もられる。これは海水準上昇速度が鈍化・停滞したためと推定される。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、ボーリング調査地の地権者並びに管理者の方々には、調査用地の借用について快諾して頂いた。GS-ASG-4 コアの掘削では、神奈川県流域下水道整備事務所の平田 誠氏に用地の借用などについて便宜を図って頂いた。小田原市検査室、小田原市教育委員会、南足柄市管財契約検査課、南足柄市上下水道課、南足柄市教育総務課、南足柄市総務課、開成町教育委員会、開成町上下水道課、開成町街づくり推進課、開成町財務課、大井町教育総務課、大

井町生活環境課, 大井町総務安全課, 神奈川県教育委員会の方々には, ボーリング柱状図資料や土質試料を提供して頂いた。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して頂いた。また, 同部門の和田明美氏, 成島孝子氏には既存ボーリング柱状図資料の電子ファイル化をして頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文献

- 安藤一男 (1990) 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理 42, 73-88.
- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. Diatom (珪藻学会誌), 30, 別冊, 17-30.
- 土木研究所 (2015) 国土情報検索サイト「Kuni Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/> (参照日: 2015年3月27日).
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司 (1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義. 第四紀研究, 28, 61-77.
- Fleming, K., Johnson, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. and Chappell, J. (1998) Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. Earth and Planetary Science Letters, 163, 1-4, 327-342.
- 石山達也・東郷正美・今泉俊文・鈴木毅彦・宮内崇裕 (2011) 国府津一松田断層における群列ボーリング調査. 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所「神縄・国府津一松田断層帯における重点的な調査観測平成 22 年度成果報告書」, 115-122
- 石綿しげ子 (2004) 東京湾北部沿岸域の沖積層と堆積環境. 第四紀研究, 43, 4, 297-310.
- 地震調査研究推進本部 (2009) 『神縄・国府津一松田断層帯の長期評価の一部改訂について』.http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09jun_kannawa/index.htm
- 神奈川県 (2003) 『平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県活断層調査事業神縄・国府津一松田断層帯に関する調査成果報告書』. 78p
- 神奈川県 (2004) 『平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津一松田断層帯に関する成果報告書』. 76p.
- 神奈川県都市整備技術センター (2015) 「かながわ地質情報 MAP」.<http://www.toshiseibi-boring.jp/> (参照日: 2015年3月27日).
- 活断層研究会 (1991) 『新編日本の活断層一分布図と資料一』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 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五 (2006) 『小林弘珪藻図鑑第 1 巻』. 531p. 内田老鶴圃.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.
- 小杉正人 (1993) 珪藻. 日本第四紀学会編. 『第四紀試料分析法』, 東京大学出版会, 19-26.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士山とその周辺地域の発達史 (その 2). 地学雑誌, 73, 337-350.
- 町田 洋 (1977) 『火山灰は語る』蒼樹書房. 324p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 『新編火山灰アトラス』東京大学出版会. 336p.
- 丸山 正・斎藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津一松田断層の活動性調査. 活断層・古地震研究報告, 8, 133-162.
- 松田時彦 (1985) 大礫型地震について. 月刊地球, 7, 8, 472-477.
- 松島義章 (1982) 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の ^{14}C 年代とそれに関する問題. 第四紀研究, 20-4, 319-323.
- 松島義章・新井房夫 (2003) 小田原市羽根尾工業団地造成地内で出現した完新統下原層の貝化石について. 玉川文化財研究所編『羽根尾貝塚』, 400-408.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) 1:25,000 都市圏活断層図「秦野」. 国土地理院技術資料 D・1 -No.502.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996) 「平成 7 年度活断層調査研究報告 No.28 国府津一松田断層のボーリング, 物理探査等による総合地質調査. 地質調査研究資料

- 集 No.252」. 69p (+15p+ 付図 2 枚).
- 小沢 清・荻野喜作・横山尚秀 (1982) 足柄平野の地質 (その 1). 神奈川県温泉地学研究所報告, 13 (5), 83-90.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðsson, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887
- 斎藤文紀 (2006) 沖積層研究の魅力と残された課題. *地質学論集*, 59, 205-212.
- 産業技術総合研究所 (2008) 「活断層の追加・補完調査」. 神縄・国府津-松田断層帯の活動性調査. 成果報告書 No.H19-2, 22p
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. (2014) CALIB 7.0 (WWW program and documentation). Available at: <http://calib.qub.ac.uk/calib>. cited in May 29th, 2014.
- 玉川文化財研究所編 (2003) 『羽根尾貝塚』. 玉川文化財研究所, 431p+155 図版.
- Tanabe, S., Nakanishi, T. and Yasui, S. (2010) Relative sea-level change in and around the Younger Dryas inferred from late Quaternary incised-valley fills along the Japan Sea. *Quatern. Sci. Rev.*, 29, 3956-3971.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行 (2012) 東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. *地質学雑誌*, 118, 1, 1-19.
- 山崎晴雄 (1984) 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. *第四紀研究*, 23, 129-136.
- 山崎晴雄 (1985) 足柄平野の地質と地殻変動. *月刊地球*, 7, 8, 466-472.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a Plate Collision along the Northern Margin of Izu Peninsula, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 43, 10, 603-657.
- 山崎晴雄 (1993) 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. *地学雑誌*, 102, 365-373.
- 山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町編, 『開成町史 自然編』, 2-100.
- 山崎晴雄・鹿島 薫 (1989) 大磯型地震と国府津・松田断層の活動. *地震学会講演予稿集*, 1, 230.
- 山崎晴雄・水野清秀 (1999) 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. *第四紀研究*, 38, 6, 447-460.
- 山崎晴雄・垣見俊弘・加藤 完・池田喜代治・高橋 誠・永田松三・伊藤吉助 (1982) 3. プレート北端部の構造運動の調査研究. 科学技術庁研究整備局 『フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究, 中間報告書』, 368-393.
- 山崎晴雄・水野清秀・加藤 完・下川浩一 (1991) 地殻構造及び地殻活動史に関する研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究 (第 I 期 昭和 62 年～平成元年度) 成果報告書」, 科学技術庁研究開発局, 79-92.
- 渡辺仁治編 (2005) 『群集解析に基づく汚濁指数 DA_{Ipo}, pH 耐性能』. 淡水珪藻生態図鑑, 内田老鶴圃, 666p.

相模湾北部沿岸域における海底重力調査

Ocean bottom gravity survey in the coastal zone of the northern Sagami Bay area, central Japan

大熊茂雄^{1*}・駒澤正夫¹・押田 淳²

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

Abstract: To better understand the shallow underground structure of the coastal area of the northern Sagami Bay, an ocean bottom gravity survey was conducted in November, 2014. 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 70. 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 lies over the Oiso Spur and is implied to extend to an onshore gravity low aligned to the Kozu-Matsuda fault. A regional gravity low is dominant offshore south of Hiratsuka and extends to Hiratsuka on land. An E-W trending gravity high is present between Enoshima and Hirashima, corresponding to shore reefs along the coastline. This suggests the western continuation of the geologic structure of the Miura Peninsula.

Keywords: ocean bottom gravity survey, Bouguer anomalies, Sagami Bay, Odawara, Oiso Spur, Miura Peninsula, active fault, Kozu-Matsuda fault

要旨

相模湾北部沿岸域で浅部地下構造を広域的に把握するため 2014 年 11 月に海底重力調査を実施した。神奈川県小田原市沖から藤沢市沖にかけての海域において 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 70 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、大磯海脚付近は低重力異常となり国府津-松田断層沿いの低重力異常と連続する可能性がある。平塚市付近と沖合の低重力異常が連続することが分かった。藤沢市江の島と平塚市平島との間の海域で東西性の高重力異常が分布することが分かり、三浦半島に認められる東西性の地質構造の連続性が示唆される。

1. はじめに

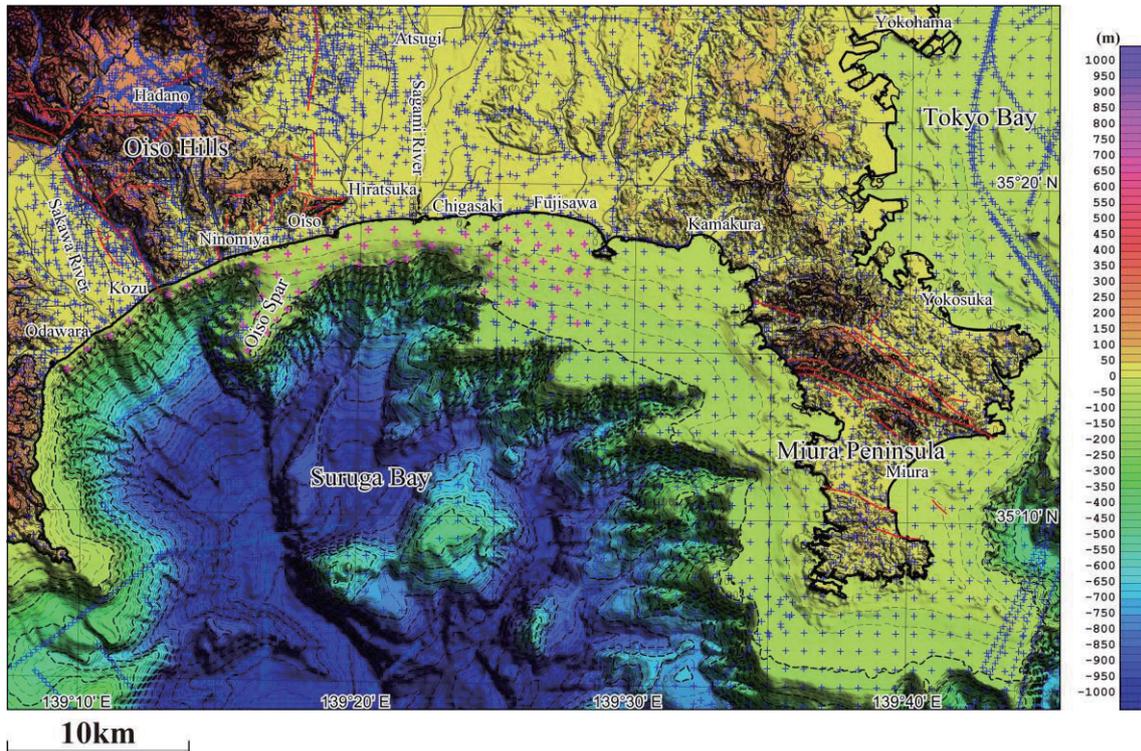
調査地の相模湾周辺では、フィリピン海プレートの北進に伴う伊豆-小笠原弧の本州弧への衝突があり、これら大構造に対応する広域的な重力異常が認められている。すなわち、フィリピン海プレート北端部の伊豆半島は顕著な高重力異常域である。また、古い付加体である丹沢山塊から南東の大磯丘陵に向かって高重力異常が分布する。一方、大磯丘陵の西端付近では、国府津-松田断層に沿って、低重力異常が海岸線付近から内陸に向かって伸びている。相模湾では平塚南方沖約 10km を中心に低重力異常が卓越する。三浦半島では主たる地質構造の方向である西北西-東南東方向に高重力異常が分布し、新生代の付加体である三浦層群（竹内ほか, 2015）の分布と対応する。

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

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

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



第 1 図 重力測定点分布図。背景の陰影図は地形。50m メッシュ DEM (国土地理院, 1997) との海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).

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。

2. 調査地域と編集データ

2014 年 11 月に相模湾北部沿岸域の小田原市沖から藤沢市江の島沖の大凡 100m 以浅の海域で、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た。重力調査では、本来調査地域内に満遍なくかつできるだけ均一な間隔の測点を配置するのが望ましい。しかしながら、伊豆半島の付け根付近の小田原市沖から東方の二宮町沖にかけては沖合に向かって急激に水深を増すことから、当該海域では海岸線に平行に一列に測点を配置するのが精一杯であった。また、やや沖合に離れるものの大磯海脚でも測定を行っている。

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定点もあった。ちなみに、定点測の水深の最深値は 106.82m 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のには問題はないと考えられる。海底の測定点数は 70 点となった。

3. 海底地形データ

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。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。本調査域の沖合で海底地形が急

第1表 相模湾北部沿岸域海底重力調査の仕様

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

Survey period	November 5 – November 18, 2014
Survey area	Refer to Fig.1
Survey vessel	Umikaze (No.295-46435), 19 ton, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.)
Station number	70 points
Navigation / Station location recovery	DGPS
Base ports	Oiso Port, Oiso, Kanagawa Pref.
Reference absolute gravity station	Hakone GS (HKN, 35°14'40"N, 139°03'35"E, 426.9m, 979709.29 mGal) Aburatsubo GS (ABR, 35°09'34"N, 139°36'55"E, 4.7711m, 979774.65 mGal) (http://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, CVS-1410, Kodan 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.

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100m以浅に限って計画したため、水深値は10.94m～106.82mとなった。

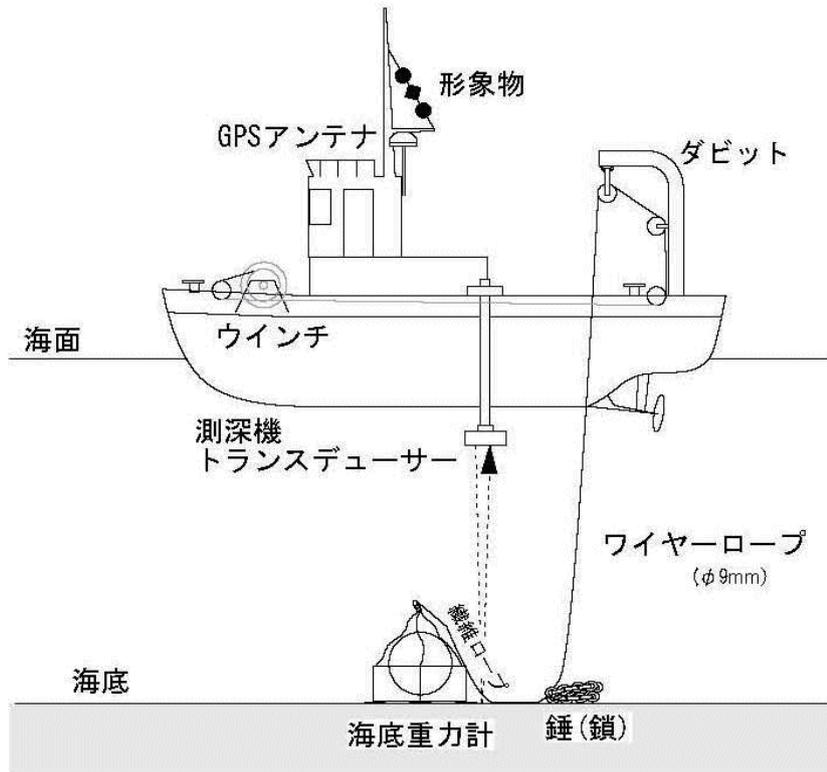
4. 調査の方法

今回の調査の仕様を第1表に示す。基本的に使用機材などは前回の駿河湾での調査（大熊ほか，2014）と同様である。

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に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。また、最近では民間の応用地質（株）・総合地質調査（株）がScintrex社のINO海底重力計を導入している。こちらはアーマード・ケーブルを介して船上の制御装置で重力観測値をリアルタイムで表示することが可能だが、ケーブルの太さから大きめのウインチが必要となるなど産総研の海底重力計に比べやや大がかりとなる。

測定作業は平成26年10月16日～12月4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11月5日～11月18日の14日間で



第 2 図 海底重力調査の模式図。

Fig.2 Schematic diagram of the ocean bottom gravity measurement

ある。内訳は調査実施日ほかが 10 日，荒天待機日ほか（大磯港寄港不可 1 日を含む）が 4 日であり，荒天率は 21.4%であった。調査期間の前半は台風の影響で波高が高く荒天待機とした日もあった。また，前回の駿河湾と同様に使用した調査船（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ための測定は，2014 年 11 月 3 日に海底重力調査に先だって横須賀市内の 24 mGal の重力差を持つ検定ルートで行った。

海底重力測定は，大磯町の大磯港に設置した重力基準点（写真 3）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。

大磯港に設置した重力基準点の絶対重力値（日本重力基準網 1996 に準拠）は，11 月 13 日に実施した箱根富士屋ホテル内に設置されている一等重力点（箱根 GS）を基点とした閉塞測定により求めた。また，念のため，12 月 4 日に油壺験潮所横に設置されている一等重力点



写真 1 海底重力調査船

Photo 1 Survey vessel, Umikaze, 19 ton, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.).

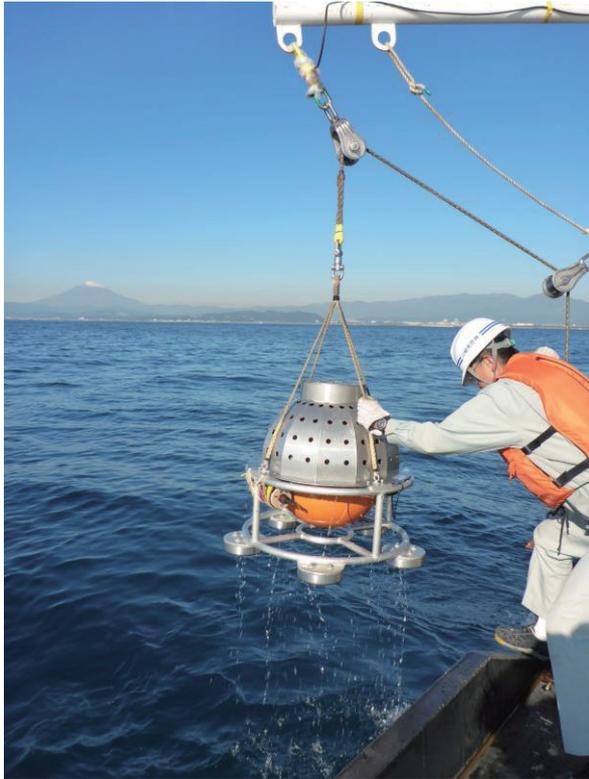


写真2 海底重力調査風景。

Photo 2 Ocean bottom gravity measurements.

(油壺 GS) を基点とした閉塞測定により求めた結果と比較したところ、両者の差は 0.034 mGal で、今回のような重力調査では問題ないレベルと言える。

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-304 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.64 の水深は音響測深データ (噴水補正済み) 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°) 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。なお、CTD (Conductivity Temperature Depth Profiler) による測定を 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小田原験潮所の 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 (T.P.-344.9cm) 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。

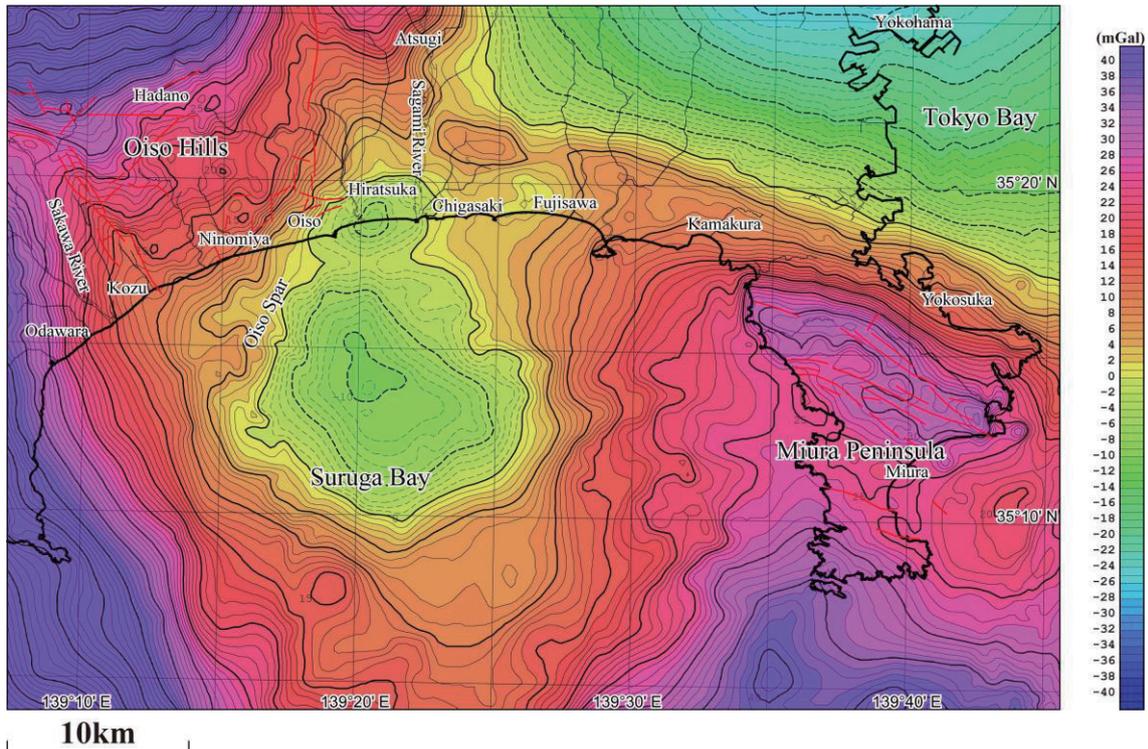
5. 重力データの処理手法および編集

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



写真3 大磯港重力基点。

Photo 3 Gravity base station at the Oiso Port.



第 3 図 既存測点による相模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 1 mGal. 実線及び破線のコンターは各々正值と負値を示す.

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

合体で近似する方法で実施した(駒澤, 1988). 地形補正に用いた標高(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.

本調査域の海底地形は小田原市沖から二宮町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ョンでないた

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 $\Delta g_o''$ は,

$$\Delta g_o'' = g + \rho B_s + T(\rho) + C_A - (\gamma - \beta h + 4\pi G \rho h H(h)) \quad (1)$$

[g-term] [γ -term]

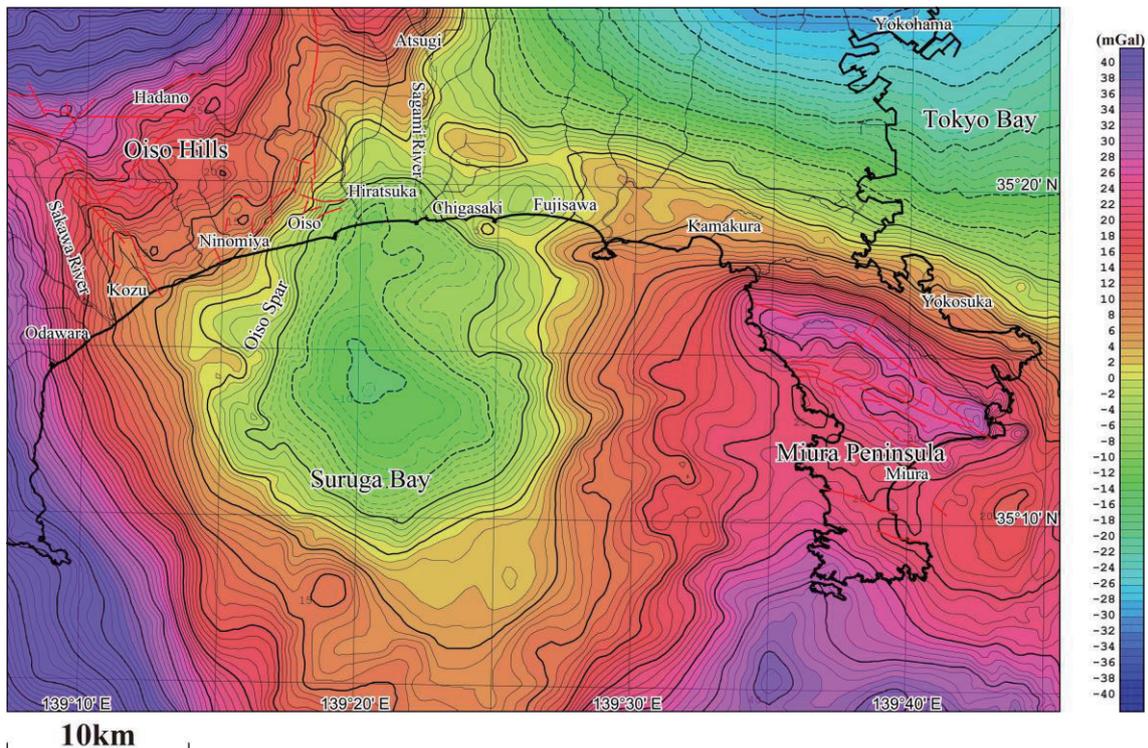
となる. ただし, g は測定重力値, ρ は地殻の密度(仮定密度), B_s は球面ブーゲー補正值, C_A は大気補正值, γ は正規重力値, β は鉛直勾配, h は標高(深度の場合は負値)で, $H(h)$ は, 以下とする.

$$H(h) = \begin{cases} 1 & (h < 0) \\ 0 & (h \geq 0) \end{cases} \quad (2)$$

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,

$$T(\rho) = \rho \cdot T_L + (\rho - \rho_w) \cdot T_W = \rho \cdot T_C - \rho_w \cdot T_W \quad (3)$$

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



第4図 既存および新規測点による相模湾沿岸域のブーゲー異常。仮定密度は $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ 。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。

Fig.4 Bouguer anomalies of the coastal zone of the Sagami Bay area compiled from the pre-existing and newly observed data. Assumed density is $2.3\text{g}/\text{cm}^3$. Contour interval is 1mGal . Solid and broken lines indicate positive and negative values, respectively.

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, $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ 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 $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ 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. なお, これらの重力図の編集に際し, 陸域の既往のデータとして日本重力 DVD-ROM (地質調査総合センター, 2013) に収容されたデータを用いた. また, 海域については地質調査所白嶺丸の船上重力データと海上保安庁海洋情報部の船上重力データ (植田ほか, 1987) を用いた.

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。

従来から, 国府津—松田断層沿いに低重力異常が内陸側に伸びていることが知られており (例えば, 竹内ほか (2015)), 丹沢山塊から大磯丘陵に向けて分布する高重力異常の西端に対応する. 大磯海脚付近では今回海底重力データを測定したことにより, 低重力異常が分布することが明らかとなり, 国府津—松田断層沿いの低重力異常と連続する可能性がある. 平塚市付近では, 従来海岸線付近を中心に低重力異常の分布が知られていたが, 今回の調査を反映させるとさらに沖合の低重力異常と連続することが分かった. 藤沢市江の島と烏帽子岩 (写真4) 北西方の平塚市平島との間の海域で東西性の高重力異常が分布することが分かり, 三浦半島に認められる東西性の地質構造の連続性が示唆される。

7. まとめ

相模湾北部沿岸域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70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, 大磯海脚付近は低重力異常となり国府



写真 4 烏帽子岩 (姥島).
Photo 4 Eboshi-iwa (Ubashima).

津一松田断層沿いの低重力異常と連続する可能性がある。平塚市付近と沖合の低重力異常が連続することが分かった。藤沢市江の島と平塚市平島との間の海域で東西性の高重力異常が分布することが分かり、三浦半島に認められる東西性の地質構造の連続性が示唆される。

謝辞

本調査に関連して地元漁業協同組合（諸磯、長井町、小坪、鎌倉、二宮町、大磯町、葉山町、茅ヶ崎市、江ノ島片瀬、小田原市、岩、真鶴町、福浦、初声、横須賀市大楠、平塚市、腰越、以上 17 漁協）にご協力いただいた。ここに記して感謝申し上げます。

文献

地質調査総合センター（2013）日本重力データベース DVD 版. 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター
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 of ブーゲー異常の考え方. 測地学会誌, 35, 349-351.

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.

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, 地質調査総合センター速報 No.54, 95-103.

大熊茂雄・駒澤正夫・宮川歩夢・押田 淳（2014）駿河湾沿岸域における海底重力調査. 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 No.65, 41-48.

竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫（2015）20 万分の 1 地質図幅「横須賀」（第 2 版）. 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.

植田義夫・中川久穂・平岩恒広・朝尾紀幸・久保田隆二（1987）東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造. 水路部研究報告, No.22, 179-206.

相模湾北部沿岸域における高分解能空中磁気探査

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

大熊茂雄^{1*}・中塚 正¹・上田 匠²

Shigeo Okuma^{1*}, Tadashi Nakatsuka¹ and Takumi Ueda²

Abstract: A new high-resolution aeromagnetic survey was conducted to better understand the subsurface structure of the northern Sagami Bay area, with an installation of survey equipment on a Eurocopter AS350B3. The compiled aeromagnetic anomaly map shows a magnetic high belt lies at the western edge of the Oiso Hills and its western edge corresponds to the Kozu-Matsuda fault. Local magnetic highs are also present east of the hills. According to a geologic map, these highs are related to the surface and subsurface distribution of late Miocene – late Pliocene volcanoclastic rocks. Pairs of magnetic highs and lows are distributed over the eastern foot of Hakone Volcano and associated with distributions of volcanic products from the volcano. Since one of magnetic highs extends to the central part of the Ashigara Plain near the Sakawa River, the plain is implied to be underlain by volcanic products from the volcano.

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

要旨

相模湾北部沿岸域の地質・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。本論では当該調査の詳細と調査データを編集し作成した相模湾北部沿岸域の空中磁気図（全磁力異常）の概要について報告する。

空中磁気探査は、小田原市国府津付近を中心に相模湾北部沿岸域の陸・海域に渡る東西 15km × 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した。使用したヘリコプターは、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。調査は 2014 年 11 月 27 日～同年 12 月 9 日の期間、伊勢原市の子易場外ヘリポートを基地として実施した。

1. はじめに

本調査は、産業技術総合研究所の重要課題「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、相模湾北部沿岸域の詳細な空中磁気図を作成するために実施されたものである。

本論では当該調査の詳細と調査データを編集し作成した相模湾北部沿岸域の空中磁気図（全磁力異常）の概要について報告する。

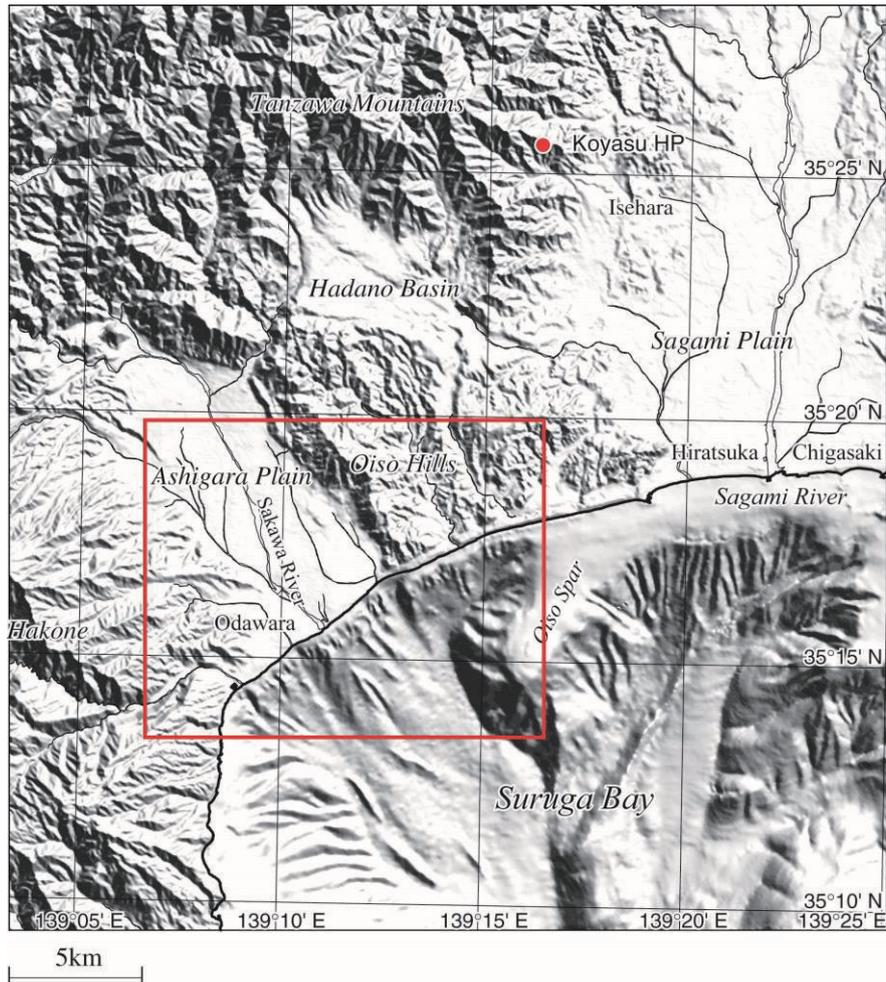
2. 高分解能空中磁気探査

空中磁気探査は、相模湾北部沿岸域の陸・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。主測線本数は 49 本、交差測線本数は 15 本である（第 1 表）。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

* 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, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 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 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geo-Resources and Environment)



第 1 図 相模湾北部沿岸域高分解能空中磁気探査の実施範囲。

赤の実線で囲んだ東西 15km × 南北 12km の区域が調査範囲を示す。地形陰影を重ねた。

地形陰影作成のために、50 メッシュ地形データ（国土地理院，1999）と海底地形デジタルデータ（日本海洋データセンター，2012）を使用した。赤の丸印が空中磁気探査の際使用した子易場外ヘリポートの位置を示す。

Fig.1 Study area of the high-resolution aeromagnetic survey conducted in 2014 by the Geological Survey of Japan.

The rectangle bounded by red solid lines indicates the survey area. Topographic shading was superimposed. DEM with 50m mesh (Geospatial Information Authority of Japan, 1999) and digital bathymetric data (Japan Oceanographic Data Center, 2012) were employed for the topographic shading. A red dot shows the location of Koyasu Heliport.

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。

調査機材については、大熊ほか（2014）に従い説明する。調査機材は 2013 年に構築した新システム（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従来と比べ前回の駿河湾での調査から一新し、機上ナビゲーション装置として新たに LiNav（AGNAV, Canada）を、GNSS 受信機としてこれも新たに ProPak 6（Novatel, Canada）を採用した。当該の ProPak 6 は今回アップグレードを行い、GPS

と GLONASS の 2 周波数信号に加え、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、AERO-COMP 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、電波高度計と新たに 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、機体内部のラックに取り付けられたラック

第 1 表 相模湾北部沿岸域高分解能空中磁気探査の仕様.
Table 1 Outline of the high-resolution aeromagnetic survey over the coastal zone of the northern Sagami Bay, Kanagawa, Japan

Survey period	November 27 – December 9, 2014
Survey area	Refer to Fig.1
Survey helicopter	AS350B3 (JA02AH)
Flight altitude	150 m above terrain
Total flight km	922.5 km
Flight / Tie line	E-W (spacing: 250 m) / N-S (spacing: 1,000 m)
Navigation / Flight pass recovery	Visual flight aided by GPS positioning / DGPS
Air base	Koyasu Heliport, Koyasu, Isehara City, Kanagawa Pref. 35° 25' 35.62" N, 139° 16' 16.61" E, 316.13m ASL
Ground station	Koyasu, Isehara City, Kanagawa Pref. 35° 25' 33.43" N, 139° 16' 15.89" E, 287m ASL
Survey instruments	<u>Flight instrumentation</u> Airborne magnetometer: Scintrex CS-2 Cesium magnetometer Three-axis flux-gate magnetometer : Billingsley TFM100G2 Data acquisition system : HPC Systems EMB-CD104R4 Navigation: AG-NAV Linav GNSS: Novatel ProPak6 GPS receiver, Barometric/Radar altimeter, Video camera <u>Ground instrumentation</u> Ground magnetometer: Geometrics G-856AX proton magnetometer
Contractor	Nakanihon Air Service Co., Ltd.

マウント PC (HPC Systems HPC1000-CD104R4) 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 日付けで終了している.

今回の調査では, 磁場測定系におけるノイズ確認のテストフライトを名古屋空港周辺で行い, その後, 神奈川県に空輸したのち, 2014 年 11 月 27 日～12 月 9 日に伊勢原市子易の子易場外ヘリポート (35° 25'35.62" N, 139° 16'16.61" E, 316.13m ASL; 第 4 図) を基地として空中磁気探査測定作業飛行を実施した. また, 地磁気日変化観測定点を子易場外ヘリポート近傍 (35° 25'33.43" N, 139° 16'15.89" E,

287m ASL; 第 5 図) に設置して, 調査飛行中は 10 秒間隔で地磁気の連続観測を 2 台のプロトン磁力計で行った (第 6 図および第 7 図). なお, 付近は山中のため鳥獣被害が深刻で, 実際地磁気日変化観測定点を設置の際, 野猿の団が近くまで観察に訪れた. そこで, 測定器の被害を防ぐため, 磁力計のセンサーケーブルをビニールチューブの中を通して対策を行ったところ, 幸いにも実際の被害はなかった.

一方, 今回機体磁気補償テスト飛行は磁場測定系におけるノイズ発生対策の効果を実際の飛行により確認したのち, 調査飛行の合間に行った. また, テスト飛行は飛行規制区域および既往の調査により確認されている磁気異常分布域を避けるため, 沖合の限られた区域内で実施したが, 結果的には機体磁気補償にとって良好なデータが取得できたので, 今後の参考としたい.

なお, 調査期間中は, 強風等の悪天候のため, 安全を最優先して 11 月 29 日～12 月 4 日の 6 日間は調査飛行を実施していない.



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). 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: 神奈川県伊勢原市子易場外ヘリポート.

Fig. 2 Survey helicopter employed for the aeromagnetic survey over the Coastal Zone of the northern Sagami Bay area. 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 Koyasu Heliport, Isehara, Kanagawa Pref. 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セシウム磁力計センサー. 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 sensor (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.

3. 高分解能空中磁気異常図の編集

高分解能空中磁気探査により取得されたデータを処理し, 産業技術総合研究所での現在の空中磁気データ処理手順 (第 8 図) にしたがって, 相模湾北部沿岸域の高分解能空中磁気異常図を作成した.



第 4 図 空中磁気探査に使用した子易場外ヘリポート. 伊勢原市子易地区の山中にある.

Fig. 4 Koyasu Heliport used as an airbase for the high-resolution aeromagnetic survey over the Coastal Zone of the northern Sagami Bay area. Located in the mountainous area of Koyasu, Isehara City, Kanagawa Pref.



第 5 図 空中磁気探査に使用した地磁気日変化観測定點. 子易場外ヘリポートの downstream 側約 100m の谷筋に設置した. 写真中央付近 (赤丸内) に磁力計本体を設置した. 子易場外ヘリポートから撮影.

Fig. 5 Ground magnetic station for the observation of daily magnetic variation. The station was placed in a valley 100m downstream from the Koyasu Heliport. The photo was taken from the heliport.

まず, 地磁気日変化データについては, 人工ノイズを避けて観測点を人里離れた山中に設置したものの, 調査地域およびその周辺の都市化が進み, 直流電車の運行に伴う漏洩電流に起因すると考えられる磁気ノイズが運行時間帯は±数 nT と顕著であった (第 9 図).



第6図 地磁気日変化観測装置。
ビニールシートで覆われたアルミ製トランク内にプロトン磁力計本体が収納されている。欠測を防ぐため2台設置して観測している。写真奥の半透明のビニール袋で覆われたのはプロトン磁力計センサー。

Fig.6 Daily magnetic variation observation system.
Magnetometers were installed in aluminum cases covered by vinyl sheets. Two magnetometers were operated at the same time during the survey period to prevent data loss. Two magnetic sensors can be seen in the back.



第7図 地磁気日変化観測装置内部。
装置内部には、G-856AXプロトン磁力計本体（左下端）、データ計測用PDA（上端）、バッテリー等が収納されている。

Fig.7 Inside of the daily magnetic variation observation system.
Each aluminum case contains equipment such as a G-856AX proton magnetometer, a PDA and a battery.

ただし、その分布はランダム的であり、またノイズの除去に際しては慎重な取り扱いが必要であることから、ここでは観測値そのものをこれ以降の処理で用いた。空中磁気データについては、以前認められた5nT程度のノイズがノイズ発生対策により陰を潜め、低頻度のスパイクノイズについては、フィルター処理により除去した。これらの前処理や現地での簡易磁気図の

作成は、産総研の空中磁気データ処理システムでも行えるが、ここでは簡易性と迅速性を重視してGeosoft社のデータ処理ソフトウェア Oasis Montajで行っている。また、GNSSデータについては、ディファレンシャル処理のために固定点として国土地理院の電子基準点データの毎秒値を利用した。使用した電子基準点の情報は以下の通りである。

基準点名：小田原

観測点番号：950230

住所 神奈川県小田原市久野 855 番

北緯 35度 16分 06.9603秒

東経 139度 08分 32.6988秒

標高 24.572m

(WGS84系)

基準点名：二宮

観測点番号：93035

住所 神奈川県中郡二宮町富士見が丘一丁目 2209 番
38

北緯 35度 18分 17.6395秒

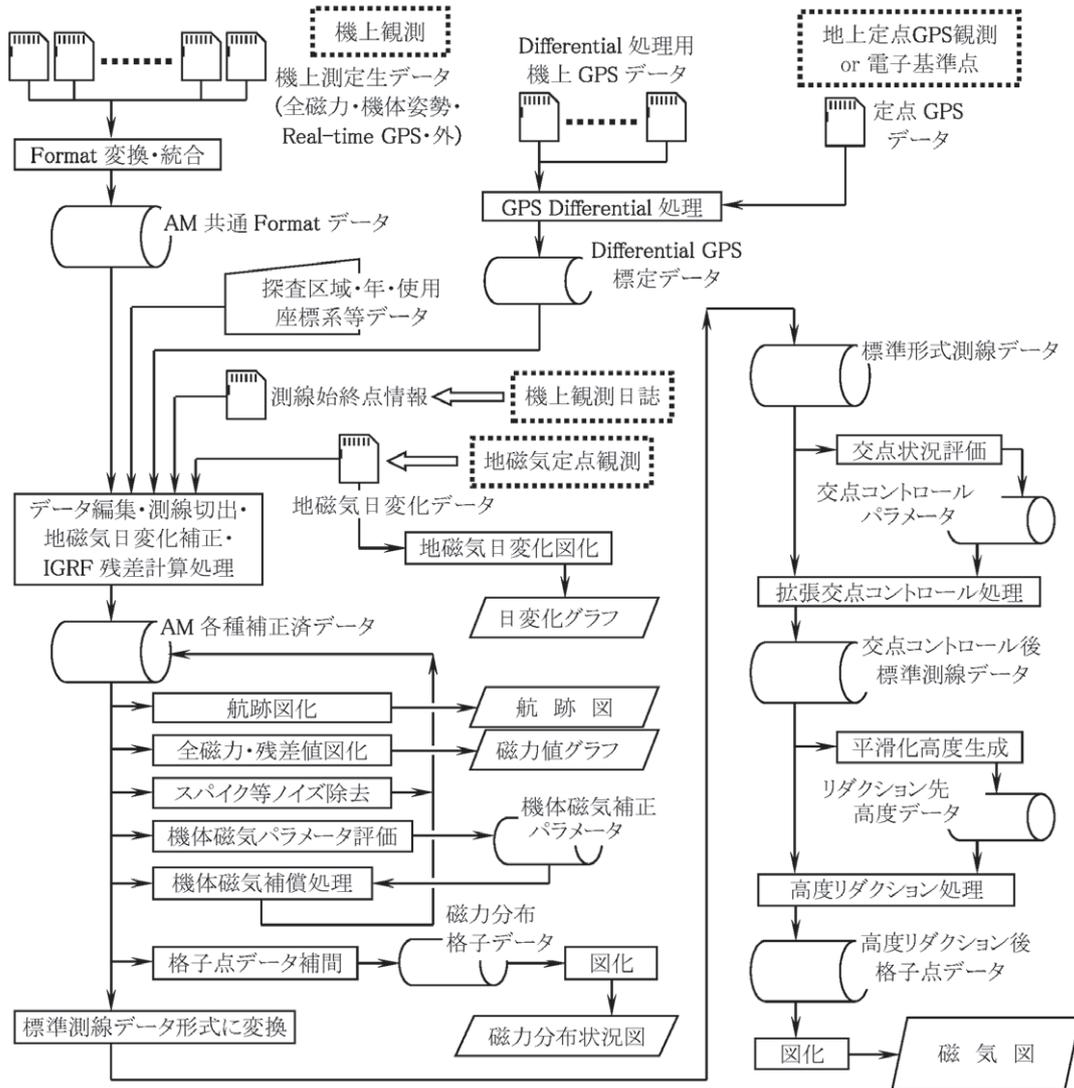
東経 139度 15分 45.7070秒

標高 80.796m

(WGS84系)

GNSSデータは、GPSとGLONASSのデータを取得したが、両者を使用するよりもGPSデータのみの方が今回は精度が得られることが分かったため、GPSの2周波データ(L1/L2)をディファレンシャル処理に使用した。なお、ディファレンシャル処理には、POSPac (Applanix Corporation)を用いている。

次に、これらの前処理済みデータを用いて、データ編集・測線切出・地磁気日変化補正・IGRF残差計算処理を行った。IGRF残差計算においては、第11世代の国際標準地球磁場であるIGRF-11 (IAGA, Working Group V-MOD, 2010)を使用した。次いで機体磁気補償処理(中塚・大熊, 2005)を行ったところ、機体磁気補償テスト飛行中に無線ノイズを含むノイズの混入がなかったため、補償処理が適切に行われた(第10図)。このため、拡張交点コントロール処理による交点コントロール処理を今回は行っていない。この後、観測高度面を平滑し平滑化高度(第11図)を作成し、この高度の150m下方にインバージョン(Nakatsuka



第 8 図 地形起伏に富む地域でのヘリコプター磁気探査におけるデータ処理フロー。
 Fig. 8 Flow chart of the processing of aeromagnetic data especially by helicopter-borne magnetic surveys over rugged terrains.

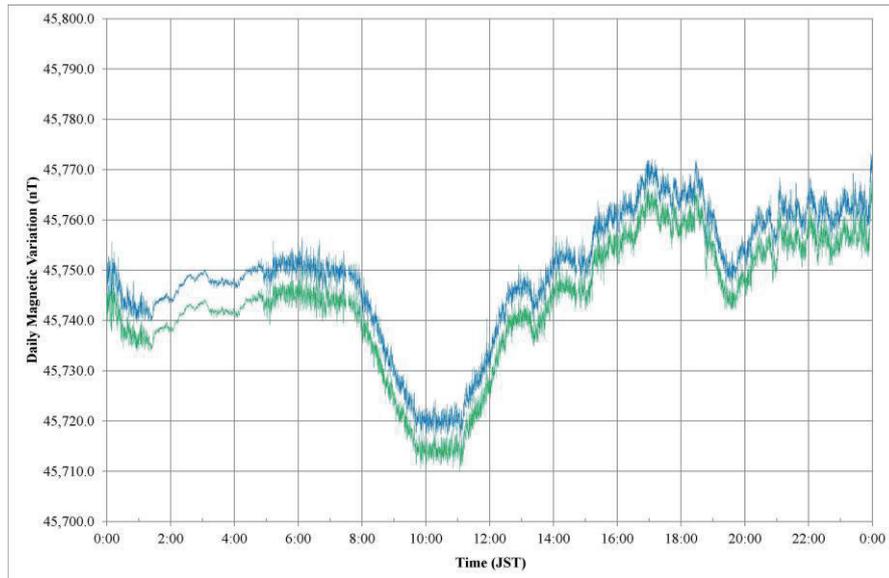
and Okuma, 2006) により等価異常を求めて、これから高度リダクション処理により平滑化高度上での全磁力値を求めた (第 12 図)。

磁気異常図を参照すると、大磯丘陵西端部(第 13 図)に沿って高磁気異常が分布し、国府津－松田断層に西端を境される。さらに、その東方の二宮町二宮、鷹取山南西麓などでも局所的な高磁気異常が認められる。最新の 20 万分の 1 地質図 (竹内ほか, 2015) と比較すると、大磯丘陵西端部の高磁気異常の南半分や鷹取山付近には後期中新世－後期鮮新世の安山岩－玄武岩碎屑岩が分布することから、これらの堆積性火山岩類の露出部と伏在部に対応すると考えられる。小田原市から二宮町中村川河口付近の海岸線沿いに高磁気異常が分布する。この付近では海岸線から水深を急に増

すため、地形効果の可能性はある。図画西端付近では、箱根火山東麓部の地形起伏に対応して複数の高磁気異常と低磁気異常の対が分布し、溶岩などの箱根火山の外輪山噴出物の分布 (竹内ほか, 2015) に対応する。高磁気異常の一部は、さらに東方の足柄平野中央部の酒匂川付近まで連続し、箱根火山の火山噴出物の伏在が推定される。

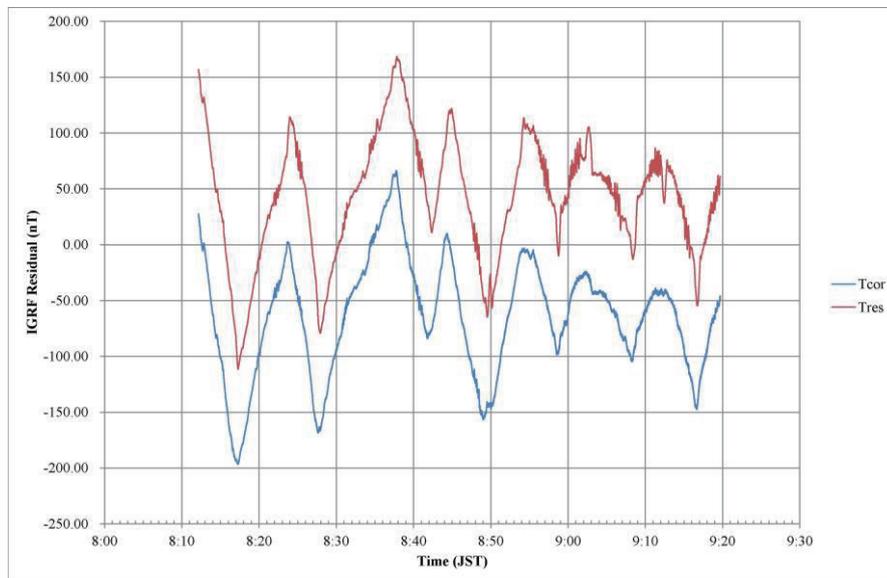
4. まとめ

今回、相模湾北部沿岸域でスティンガー方式の高分解能空中磁気探査を実施し、精緻な空中磁気異常図を作成した。その結果、大磯丘陵西端沿いに高磁気異常帯が分布し、その西端部が国府津－松田断層付近にあ



第9図 地磁気日変化の例（2014年12月6日測定）。伊勢原市子易場外ヘリポート近傍で測定。青および緑の線は、2台のプロトン磁力計により測定された地磁気日変化を示す。人間活動により±数nT程度の磁気ノイズが認められるが、午前1:30～4:30の間は、ノイズが激減し、直流電車の運行停止時間帯に相当する。

Fig. 9 Daily magnetic variation observed on December 6, 2014. The magnetic station was placed close to the Koyasu Heliport, Isehara City, Kanagawa Pref. The data was observed by two proton magnetometers at a cycle of 10 seconds. Magnetic noise, ± few nT was obvious all the time except for the non-operation period of DC electric railcars at midnight.

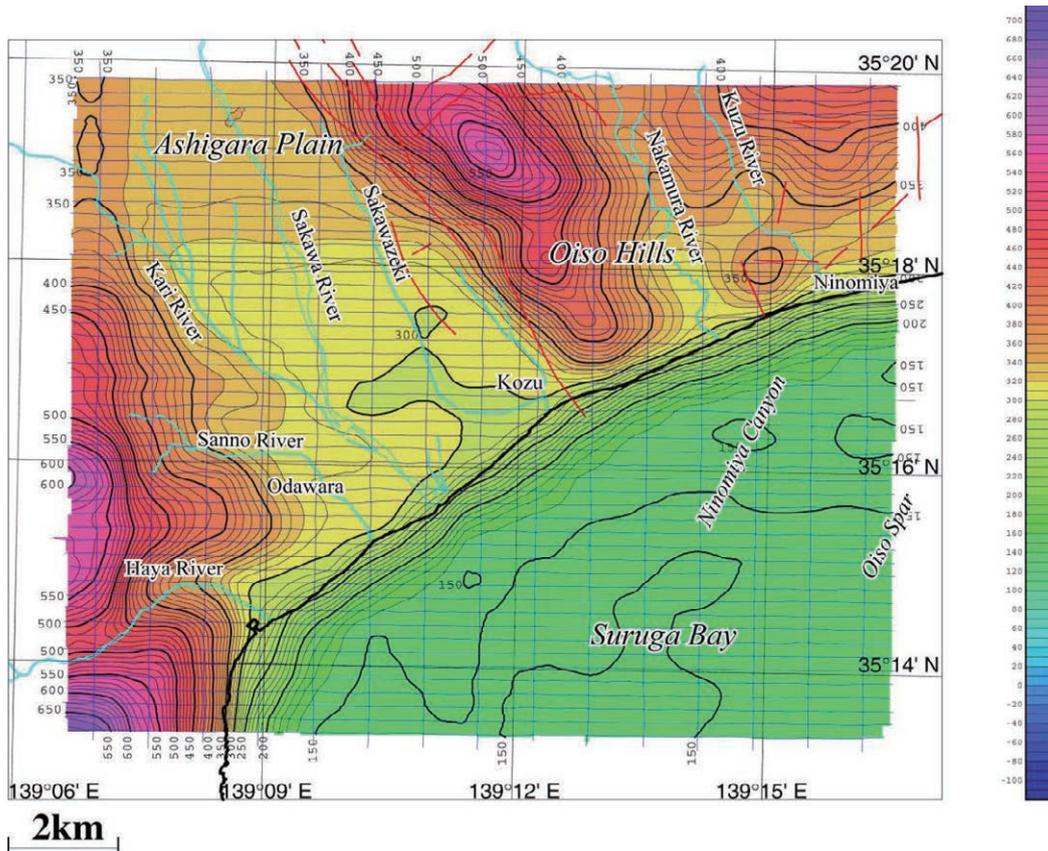


第10図 機体磁気補償処理前後のデータ比較。赤線（Tres）と青線（Tcor）は、各々機体磁気補償処理前後の日変化補正済み IGRF 残差磁気異常を示す。対象となったデータは機体磁気補償テスト飛行（2014年12月6日実施）の際取得された。機体磁気補償処理により機体姿勢の変化に伴う磁気ノイズが除去されているのが分かる。

Fig.10 Result of the magnetic compensation applied to the data obtained by the magnetic compensation flight on December 6, 2014. The magnetic noise was obviously reduced by the compensation.

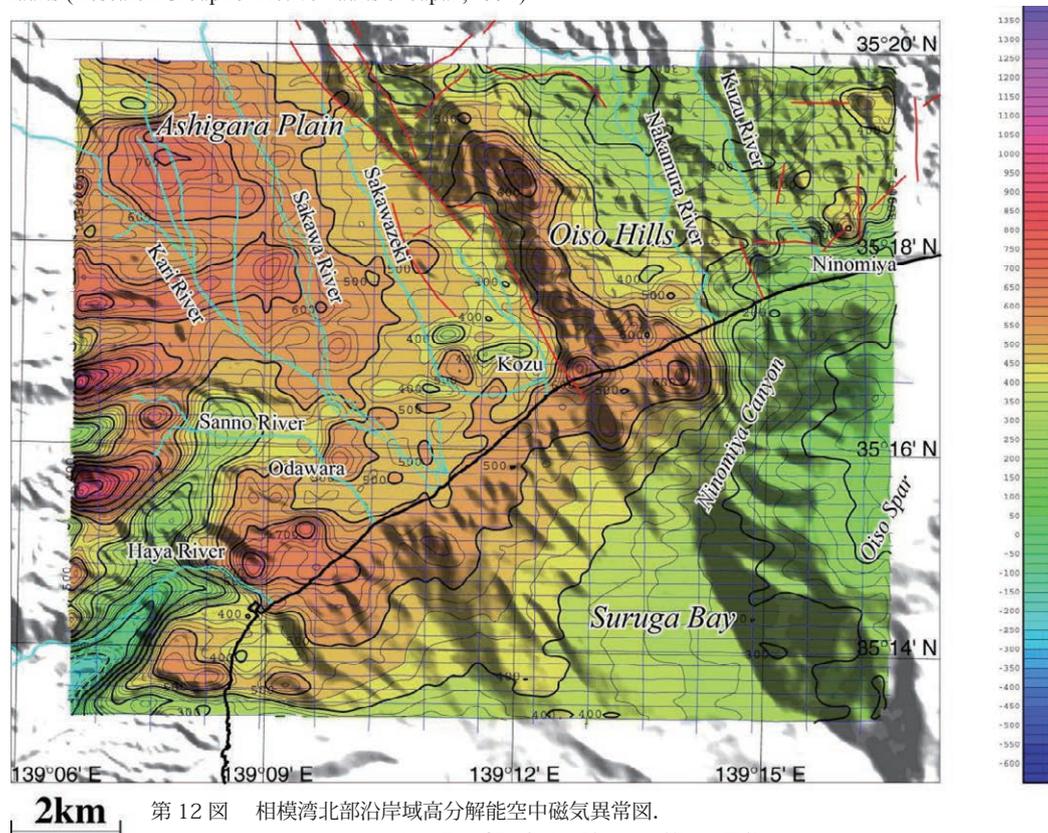
ることが分かった。また、図画西端部の箱根火山の火山噴出物分布域に磁気異常が分布し、その一部が足柄平野に連続することから、足柄平野に箱根火山からの

火山噴出物が伏在することが推定された。今後、詳細な解析を実施予定である。



第 11 図 相模湾北部沿岸域高分解能空中磁気探査の平滑化した飛行高度面。
 コンター間隔：10 m。青の細線は航跡を示す。水色の実線は河川を示す。赤の実線は活断層分布（活断層研究会，1991）を示す。

Fig.11 Smoothed observation surface by the high-resolution aeromagnetic survey in the northern Sagami Bay, central Japan.
 Contour interval is 10 m. Blue thin lines indicate flight line paths. Light blue lines denote rivers. Red solid lines show active faults (Research Group for Active Faults of Japan, 1991)



第 12 図 相模湾北部沿岸域高分解能空中磁気異常図。
 コンター間隔：25 nT。地形陰影を重ねた。第 11 図参照。

Fig.12 High-resolution aeromagnetic map of the northern Sagami Bay, central Japan
 Contour interval is 25 nT. Shaded terrain is superimposed. See also Fig. 11.



第13図 調査地域の風景。
大磯丘陵西端部を南方より臨む。探査ヘリコプターから撮影。
Fig.13 Aerial photo of the survey area.
The western edge of the Oiso Hills viewed from the south.
The photo was taken from the survey helicopter during the survey.

文献

International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD (2010) International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation, *Geophys. J. Int.*, 183, 1216–1230. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x

活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層一分布図と資料. 437p, 東京大学出版会.

国土地理院 (1999) 数値地図 50m メッシュ (標高). 日本-I.

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.

Nakatsuka, T., and S. Okuma (2006) Reduction of geomagnetic anomaly observations from helicopter surveys at varying elevations. *Explor. Geophys.*, 37, 121-128. DOI: 10.1071/EG06121

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.

大熊茂雄・中塚 正 (2013) 苫小牧地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, 地質調査総合センター速報,

No.62, 85-89.

大熊茂雄・中塚 正・山谷祐介 (2014) 駿河湾沿岸域の高分解能空中磁気探査. 平成 25 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, No.65, 35-39.

竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) 20 万分の 1 地質図「横須賀」(第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

地質調査総合センター速報 No.68

平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 27 年 9 月

発行 国立研究開発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 国立研究開発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。