

平成 28 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 (FY2016)

田中裕一郎（編）

Yuichiro Tanaka (Editor)

平成 29 年 7 月
July 2017



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 研究部門長 田中裕一郎

日本の都市の多くは沿岸域の平野に位置し、工業地帯、発電施設や空港などのインフラの多くも沿岸域に集中しています。そのような沿岸域で起こる地震・津波による災害は、国民の多くにとって脅威となります。そのため、地震減災対策に役立つ沿岸域の地質情報の整備が重要となります。産業技術総合研究所では、平成 19 年に発生した能登半島地震と中越沖地震が、沿岸域の地質情報の空白域で発生したことを踏まえて、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、能登半島北部沿岸域、新潟沿岸域、福岡沿岸域、石狩低地帯南部沿岸域及び駿河湾北部沿岸域の調査・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、沿岸域の地質情報の空白域を埋めるとともに、海陸にわたって活断層や地層の連続性、重力や磁力の分布などを明らかにし、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成果を発信しています。

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 年度から平成 28 年度において、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 28 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。相模湾沿岸域の反射法音波探査と海底堆積物調査による海域調査研究や相模湾東部沿岸域の空中磁気探査があります。陸域調査研究では、九十九里低地、千葉県北西部の地下地質構造の解析、相模湾北部陸域の浅部地下構造調査、足柄平野や相模川下流平野のボーリング調査、さらに、多摩川低地の沖積層解析の研究についての報告です。本報告は、調査終了直後に作成されたため、調査で得られたデータが十分に解析され、その解釈が固まったものではないですが、本研究の概要と現状を示し、沿岸域の地質学の進展と社会への研究成果の迅速な還元をすすめるものです。

ご高覧いただき、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 28 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

九十九里低地（旭市矢指ヶ浦）沿岸陸域における浅部地下構造調査
山口和雄・伊藤 忍 …………… 1

千葉県北西部の基準ボーリング地点 GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1, GS-CB-2 で実施した極
小微動アレイによる S 波速度構造：ベイズアプローチによる速度構造インバージョンプロ
グラムの開発
長 郁夫 …………… 9

千葉県北西部における人工地層・”沖積層”の基準ボーリング調査：
GS-CB-8 コアの層相と地層物性層序
風岡 修・宇澤政晃・香川 淳・吉田 剛・荻津 達・八武崎寿史・潮崎翔一・中澤 努 …………… 19

千葉県東京湾岸部で掘削した沖積層基準ボーリング試料の対比と層序
小松原純子・宮地良典・中澤 努・中島 礼・風岡 修・吉田 剛 …………… 31

松戸市の地下に分布する下総層群の層序：GS-MD-1 コアの調査概要
納谷友規・坂田健太郎・中澤 努 …………… 39

多摩川低地における沖積層の累重様式
田辺 晋 …………… 47

相模湾沿岸海域における反射法音波探査概要
阿部朋弥・佐藤智之 …………… 55

相模湾表層堆積物および地形調査の概要
味岡 拓・杉崎彩子 …………… 65

相模湾東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・岩田光義・宮川歩夢・木下佐和子 …………… 75

相模湾北部沿岸域における浅部反射法地震探査の実施
木下佐和子・伊藤 忍・山口和雄・横倉隆伸 …………… 85

足柄平野および相模川下流平野におけるボーリング掘削調査（速報）
佐藤善輝・水野清秀・久保純子・細矢卓志・森田祥子・加賀 匠 …………… 97

Annual Report of Investigations Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2016)

Contents

Preface

Shallow seismic reflection survey at the Kujukuri coastal plain (Asahi city, Yasashigaura), Chiba Prefecture, central Japan

Kazuo Yamaguchi and Shinobu Ito 1

S-wave velocity structures estimated using miniature arrays of microtremors at drill sites GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1 and GS-CB-2 in the northwestern part of Chiba prefecture: Development of a computer program estimating an S-wave velocity structure based on a Bayesian approach

Ikuo Cho 9

Drilling geological survey for establishing standard stratigraphic framework of the Holocene formation and man-made strata in northwestern Chiba Prefecture: Litho- and physical-stratigraphy of GS-CB-8 borehole

Osamu Kazaoka, Masaaki Uzawa, Atsushi Kagawa, Takeshi Yoshida, Itaru Ogitsu, Hisashi Yabusaki1, Syoichi Shiozaki and Tsutomu Nakazawa 19

Stratigraphic framework and correlation between sediment cores of the upper Quaternary in the Tokyo-Bay area of Chiba Prefecture

Junko Komatsubara, Yoshinori Miyachi, Tsutomu Nakazawa, Rei Nakashima, Osamu Kazaoka and Takeshi Yoshida 31

Stratigraphy of the Pleistocene Shimosa Group in the Matsudo area: A preliminary report on GS-MD-1 core

Tomonori Naya, Kentaro Sakata and Tsutomu Nakazawa 39

Sediment stacking patterns of the post-MIS 2 incised-valley fill in the Tamagawa Lowland, central Japan

Susumu Tanabe 47

Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Sagami Bay, central Japan

Tomoya Abe and Tomoyuki Sato 55

Preliminary results of surface sediments survey and bathymetric survey in Sagami Bay

Taku Ajioka and Saiko Sugisaki 65

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

Shigeo Okuma, Tadashi Nakatsuka, Mitsuyoshi Iwata, Ayumu Miyakawa and Sawako Kinoshita 75

Shallow seismic reflection survey at the coastal zone of the Sagami Bay area, central Japan

Sawako Kinoshita, Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi and Takanobu Yokokura 85

Preliminary reports on coring survey in Ashigara and Lower Sagami-gawa Plains, central Japan

Yoshiki Sato, Kiyohide Mizuno, Sumiko Kubo, Takashi Hosoya, Sachiko Morita and Takumi Kaga 97

九十九里低地（旭市矢指ヶ浦）沿岸陸域における浅部地下構造調査 Shallow seismic reflection survey at the Kujukuri coastal plain (Asahi city, Yasashigaura), Chiba Prefecture, central Japan

山口和雄^{1*}・伊藤 忍¹
Kazuo Yamaguchi^{1*} and Shinobu Ito¹

Abstract: We conducted a shallow seismic reflection survey along NE-SW coastal line at the Kujukuri coastal plain (Asahi city, Yasashigaura), Chiba Prefecture, central Japan. The seismic source is a P-wave Yuatsu impactor, station interval is 2 m, the maximum source – receiver offset is 382 m and the survey line is 7 km long. In vertical stacked and gained shot records, first breaks reach the maximum offset with 1.6 km/s apparent velocity and reflection waves are recognized down to 900 ms in two way time. In preliminary CMP stacked time section by simple data processing, uneven reflectors of alluvial sediments are imaged in the shallowest part at several ten ms, and dipping reflectors of Kazusa group and pre-Tertiary basement top are perceived below them. Reflectors deeper than 700 m are recognized by simple survey system of single receivers.

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

要 旨

千葉県旭市矢指ヶ浦周辺の沿岸陸域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, 測点間隔:2 m, 最大オフセット:382 m, 測線長7 km等である。垂直重合と振幅調整後の発震記録で, 見掛け速度約1.6 km/sの初動が最大オフセットまで達し, 反射波らしき波群は往復走時900 ms程度まで認められる。簡易データ処理で作成した予備的なCMP重合断面で, 数10 msの極浅部に沖積層のほぼ水平で凹凸のある反射面, それ以深に傾斜する上総層群と先新第三系の上限が捉えられた。シングル受振器を用いた簡便な探査システムで深度700 m以深の反射面を捉えることができた。

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3年計画で進められている。陸域の地震探査では千葉県九十九里低地の沿岸陸域及び神奈川県足柄平野・相模平野を調査対象とした。新規に地下構造調査を実施するとともに, 既存の地下構造データを収集し必要に応じて再解析を行う。九十九里低地での地下構造調査の目的は沖積層基底の形状の把握及び深度300 m程度までの地下構造の解明である。具体的には沖積層基底付

近に推定される埋没谷の検出を目指した。本プロジェクトでは九十九里低地で3回の地下構造調査を行う。調査地は, 1回目が九十九里町(山口・伊藤, 2015), 2回目が旭市, 3回目が横芝光町である。本稿では2回目の旭市での調査について概要を報告する。

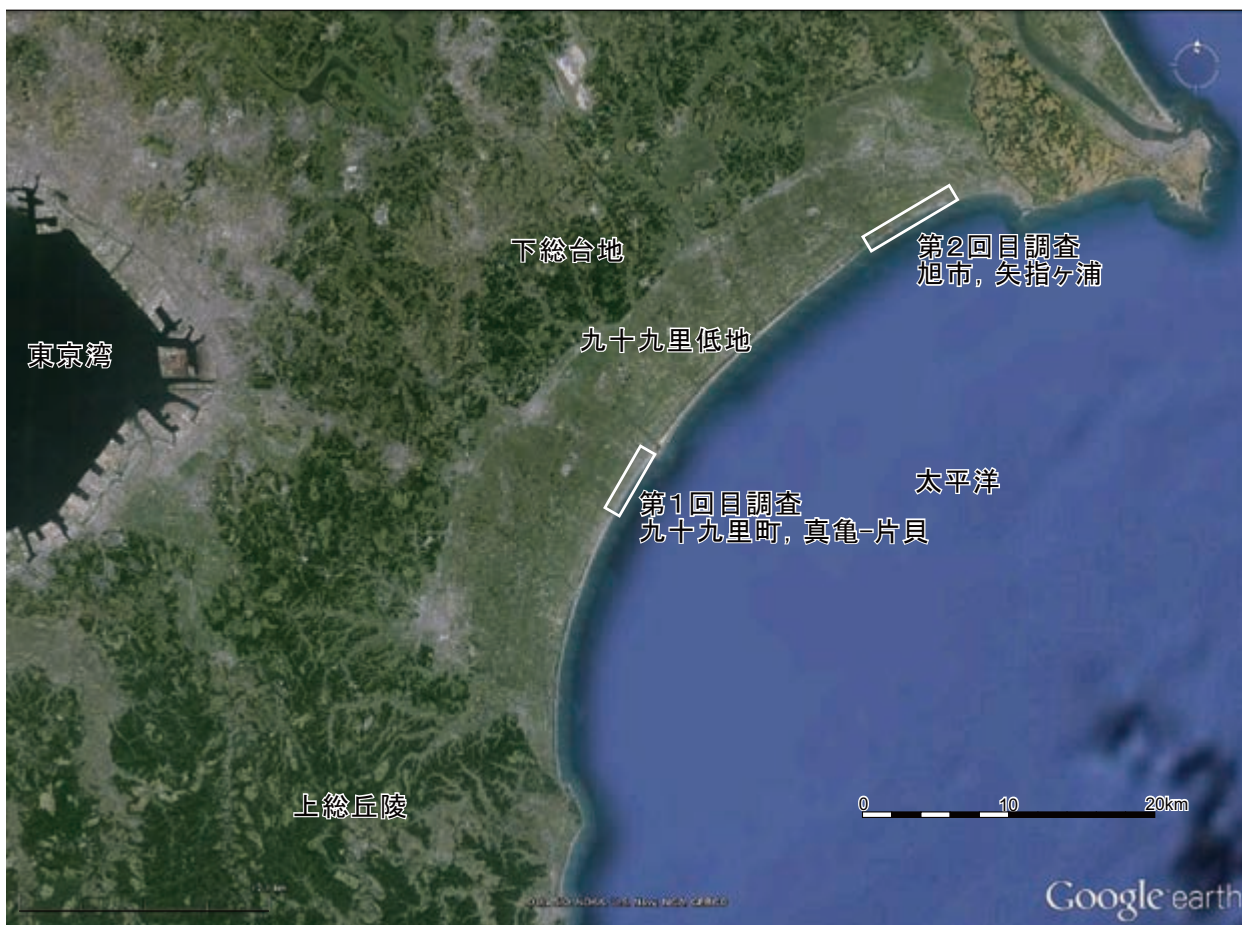
2. 地形・地質概要

九十九里低地は, 海岸線の延長が約60 km, 幅が約10 kmの広大な低地で, 周囲は南部の標高200 m以下の上総丘陵, 西部から北部の40 m~100 mの下総台地に囲まれている。低地には, 約6,000年前以降の気候・海水準変動によって形成された砂堤列群が広く分布し, 砂丘, 堤間湿地堆積物, 自然堤防などが見られる(森脇, 1979, 1986)。南部の丘陵は南東方向に古くなる鮮新・更新統の上総層群, 西部の台地は上総層群最上部とこれを覆う下総層群よりなり, 北部の台地は鮮新・更新統が分布する(森脇, 1976, 1986)。

九十九里低地の沖積層深度は, 低地全体が関東地方土木地質図(関東地方土木地質図編纂委員会, 1996), 南部が七山ほか(2016), 中部と北部が小松原・水野(2016)で図示されている。いずれの図も沖積層基底等深線の間隔が線状に密な箇所が存在するが, 前者と後2者とではそれらの位置が異なる。沖積層以深について, 国末ほか(2002)はガス田の物理検層記録を用いて地表露出の上総層群と坑井地質を比較し, 九十九里

*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。

右上側の矩形は第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 upper right square corresponds to Fig.2. The base map is from Google earth.

低地の地下地質構造を推定した。山武市蓮沼地区で深度 1,661 m の坑井が掘削され、浜堤堆積物、鮮新統～更新統、先新第三系に区分されている（林ほか, 2009）。地下構造調査は、探査深度 10 m 程度の地中レーダ調査（Tamura *et al.*, 2008）や深度数 km の基礎物理探査（石油公団, 2000）が行われている。

3. 調査概要

九十九里低地で2回目の地下構造調査は低地北部の旭市で実施した（第1図）。調査測線は三川から神宮寺に至る約 7 km の区間とし、途中で小松原・水野（2016）のボーリング地点 GS-QAS-3 の近傍を通る（第2図(a)）。測線は大半が海岸保安林内の未舗装道路で、それ以外は、矢指ヶ浦海水浴場の駐車場（舗装, 測点 1,051～1,073）、市道（舗装, 1,074～1,315）、工事用の仮設道路（未舗装, 1,630～2,480）、自転車道（簡易舗装, 2,481～2,529）等である。発震点は道路面、受振点は道路脇路肩の地面を基本とした。今回の調査は海岸堤防の内

側（陸側）を測線としたので機器が波を被ることはなかった。明らかな人工ノイズ源は市道沿いの水産加工所や通行車両、海岸堤防沿いの排水ポンプ等であった。

第1表に調査の測定諸元を示す。探査目標深度を 10 数 m～300 m 程度と想定し、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 2 m、最大オフセットは 382 m とした。目標深度の浅部側は、調査地付近の沖積層基底が深度 30 m より深く推定されている（小松原・水野, 2016）ことに基づく。

測点のマーキングは検尺ロープ沿いに 10 点（20 m）毎及び屈曲部や標高急変箇所に杭を刺した。杭位置を GPS 測量し杭間の測点座標は補間した。発震点・受振点の座標は測点からのオフセットを反映させた。測点標高は 2 m～5.7 m の範囲にあり平均標高は 3.3 m である。震源は衝撃型の油圧インパクトを用いた。受振はチャンネル間隔 2.5 m のケーブルと一体化したシングル受振器（1 受振点に受振器 1 個）を使用した。一体化しているので受振機器の設置・移動は迅速に行われた。探鉱器は有線テレメトリー方式の DSS-12 を使用した。



第2図 測線図. (a) 調査測線 数値は測点番号 (2 m 間隔), (b) CMP 測線 数値はCMP 番号 (1 m 間隔). 基図として国土地理院の地理院地図を使用した. 赤丸は沖積層基底に達した坑井 (小松原・水野 (2016) による).
 Fig.2 Seismic lines. (a) Survey line with station numbers (2 m interval), (b) CMP line with CMP numbers (1 m interval). The base map is from Geospatial Information Authority of Japan. Red circles show boreholes reached to the basal boundary of Postglacial deposits (after Komatsubara and Mizuno (2016)).

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

測線名	矢指ヶ浦
調査測線長	7,006m
総受振点数	3,504点
総発震点数	3,463点
測点番号	1-3,504
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	北東→南西
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	1-6,871
CMP数	6,871点
CMP測線長	6,870m
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	2016年4月5日-4月26日

1 発震点の標準発震回数は10回とし、路面が弱い簡易舗装や測線屈曲部では回数を減らした。データは探鉱機では垂直重合せず個々のショット記録を収録した。発震・受振の展開は、固定した192受振点の1点目から48点目までで発震し、発震が終了した48点をまとめて移動した。現地調査は海岸保安林工事や堤防工事の工期後の2016年4月5日～4月26日に実施した。

4. 取得データとデータ処理

垂直重合と振幅調整を適用した発震記録を第3図に示す。初動は最大オフセットまで届き見掛け速度は約1,600 m/sである。この初動はゼロオフセットで10数msの走時を持ち表層の低速度層の存在が推定される。反射波は浅部から往復走時900 ms程度までの深度範囲で見られる。S/Nは測線の東半分の方が良い。発震点501走時700 ms付近の反射波は強振幅で明瞭である。ノイズは震源起因の見掛け速度300 m/s以下のコヒーレントな波群が目立ち、さらに全体としてランダムノイズがのっている。

簡易的なデータ処理を適用して予備的なCMP重合時

間断面を作成した(第4図)。処理内容は垂直重合、ジオメトリ、デコンボリューション、バンドパスフィルタ、振幅調整、静補正、CMPソート、速度解析、NMO補正、ミュート、CMP重合である。データ処理の基準面は標高0 mを往復走時0 msとした。

CMP重合時間断面図で往復走時20 msから1,000 msの範囲に複数の反射面が捉えられた。主な反射面のおよその往復走時は、最も浅い反射面群Aが20 ms～60 msの範囲に分布し、以下、反射面Bが東端200 ms西端350 ms、反射面Cが東端350 ms西端600 ms、反射面Dが東端450 ms西端700 ms、反射面Eが東端600 ms西端950 msである。A、B、C、D、Eの間にも振幅は弱い反射面が存在する。E以深には反射面は無さそうである。

Aは強振幅で凹凸が激しい。CMP2,700から4,200付近の70 msから80 msの反射面(A')はAと一体か別物か判然としない。

B以深は、上位より下位の反射面が傾斜が大きい。CMP3,600付近より西側で振幅が弱く不明瞭になり、わずかではあるが傾斜が緩くなるように見える。幅200 mから300 m、高さ10 msほどの波状の形態が見られる。

5. 考察

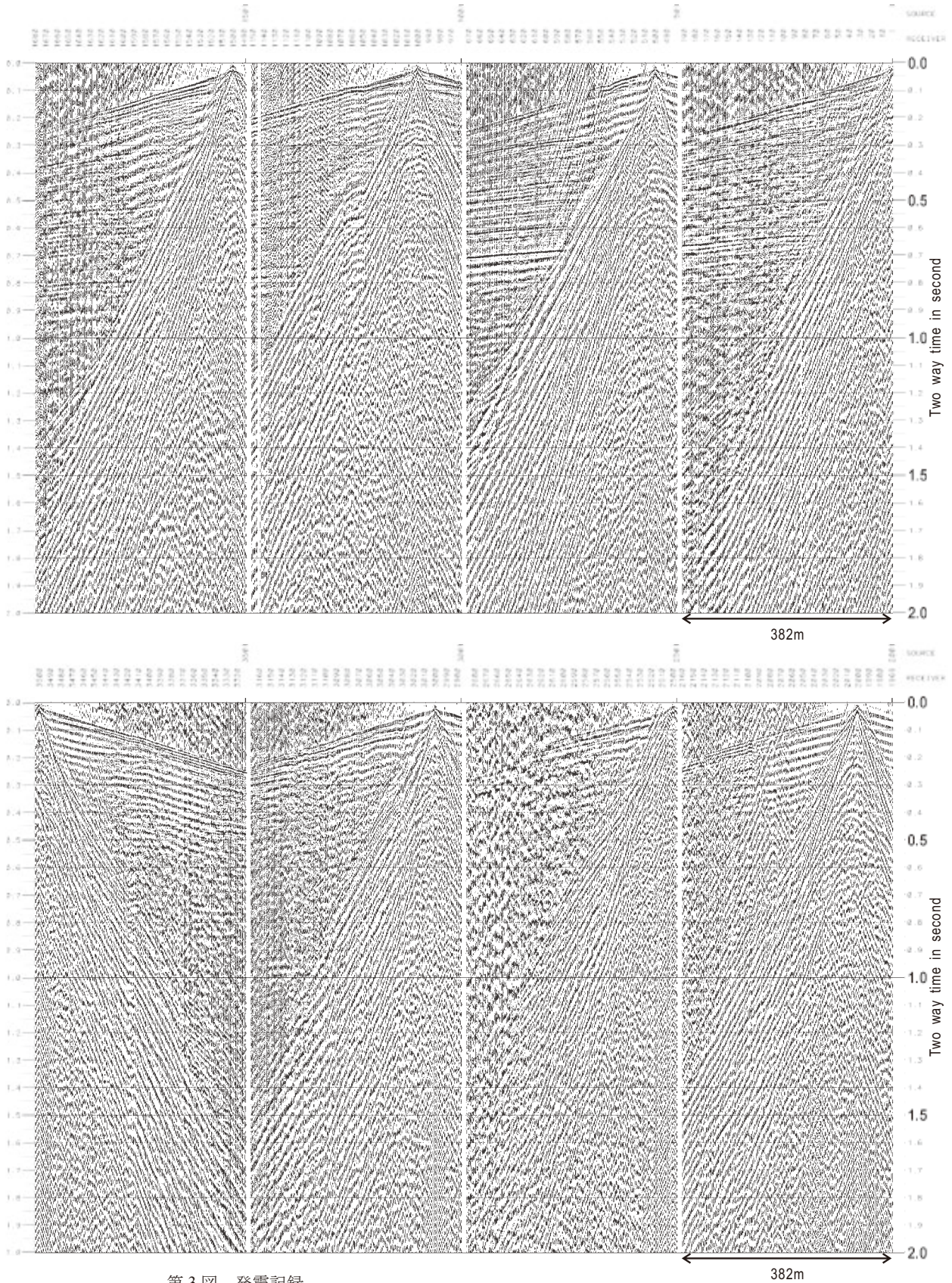
予備的な断面図(第4図)に基づいて暫定的な考察を行う。

GS-QAS-3 ボーリング地点で沖積層基底は標高は-44 mである(小松原・水野, 2016)。この標高は速度を1,600 m/sと仮定すると往復走時55 msに相当する。ボーリング直近(CMP2,502で距離32 m)の断面浅部には20 msから60 msの範囲に反射面が見られ、CMP2,700に向けて10 msほど低下する。これは上記A'へと繋がる可能性もある。現段階の断面図では沖積層基底に対応する反射面の対比は難しく、ストレッチミュートやノイズ除去等の最適化により反射面の明瞭化が必要である。

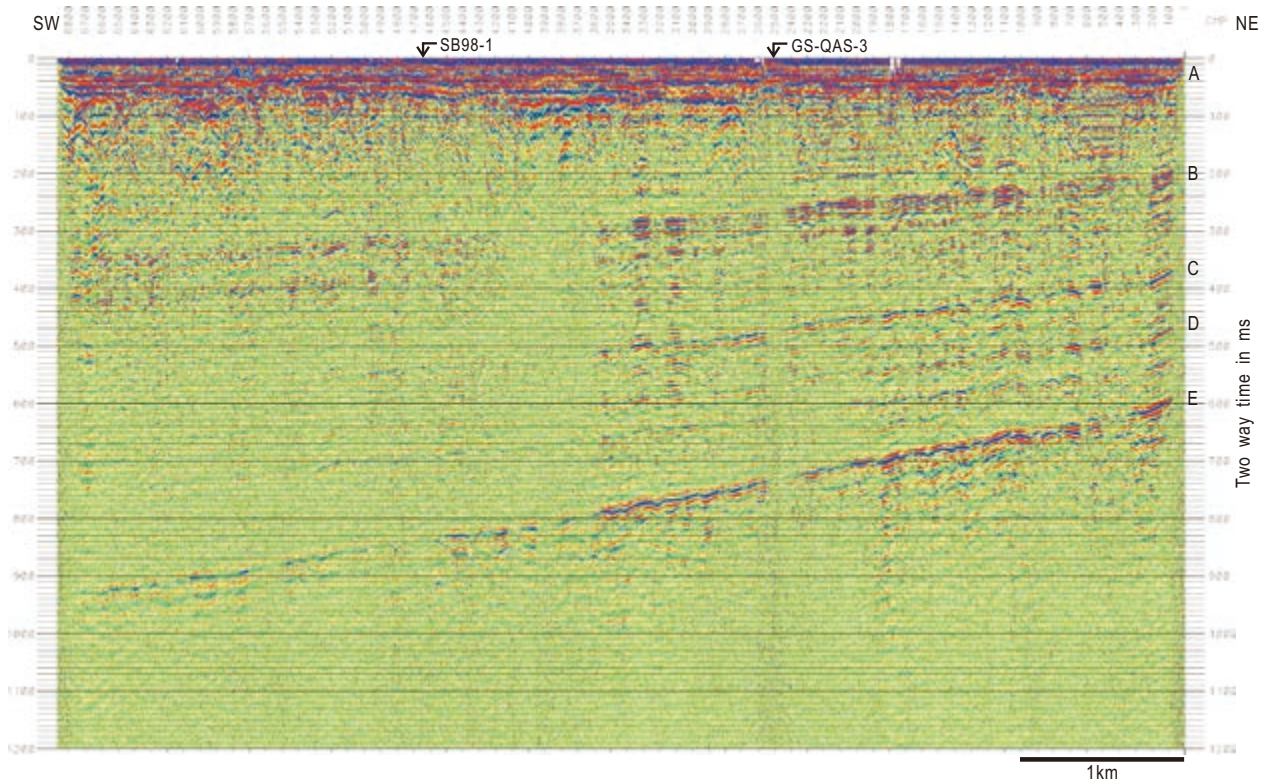
本測線はCMP4,640付近で石油公団(2000)のSB98-1測線と交差する。石油公団(2000)の解釈を参照すると、断面図で最深のEは先新第三系上限、Dは上総層群大原層上限、Cは黄和田層上限、Bは大田代層上限と考えられる。先新第三系上限は交差箇所の300 mほど北方の坑井旭R-2で標高-733 mである(石井, 1962)。反射面の波状の形態は、データ処理に起因する偽像か、それとも稠密な測点間隔により捉えられた微細構造か、今後検討する。反射面の傾斜変化はCMP測線の湾曲の影響も考えられる。

今回、目標深度を300 mとしたが、条件が良ければ、シングル受振器を用いた簡便な探査システムで深度700 m以深まで探査可能であることが実証された。

九十九里低地（旭市矢指ヶ浦）沿岸陸域における浅部地下構造調査



第3図 発震記録。
 垂直重合と振幅調整後の発震記録 500発震点（1km）毎に表示
 SOURCE：発震点番号 RECEIVER：受振点番号。
 Fig.3 Shot records.
 Vertical stack and Gain recovery are applied. Every 500 shot point (1km interval)
 SOURCE: source station number RECEIVER: receiver station number.



第4図 予備的なCMP重合時間断面図。
簡易的なデータ処理によって作成した。およその縦横比は4:1。
SB98-1, GS-QAS-3, A, B, C, D, Eは本文を参照。
Fig4 Preliminary CMP stacked time section.
Simple processing is applied. Approximate vertical exaggeration is 4.
SB98-1, GS-QAS-3, A, B, C, D and E are referred in the text.

6. まとめ

文 献

千葉県旭市の沿岸陸域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，測点間隔：2 m，最大オフセット：382 m，測線長7 km等である。発震記録で，見掛け速度約1.6 km/sの初動が最大オフセットまで達し，反射波は往復走時900 ms程度まで見られる。簡易データ処理で作成した予備的なCMP重合断面で，数10 msの極浅部に沖積層の凹凸のある反射面，それ以深の900 msまでに傾斜する上総層群と先新第三系の上限が捉えられた。今後，詳細なデータ処理を進めて反射断面を高精度化する。

謝辞：本調査の実施に際して，千葉県北部林業事務所，千葉県海匠土木事務所，旭市役所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。上記の皆様には心からの謝意を表します。

- 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。
- 石井基裕（1962）関東平野の基盤。石油技術協会誌，**27**，405-430。
- 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。
- 小松原純子・水野清秀（2016）九十九里平野北部～中部のボーリング調査。平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no.71，25-41。
- 国末彰司・三田 勲・和气史典（2002）千葉県茂原ガス田の地下地質と水溶性天然ガス・ヨウ素の生産性について。石油技術協会誌，**67**，83-96。
- 森脇 広（1979）九十九里浜平野の地形発達史。第四紀研究，**18**，1-16。
- 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.

七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼 (2016) 茂原地域の地質. 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, 101p.

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

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.

山口和雄・伊藤 忍 (2015) 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―. 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 19-25.

千葉県北西部の基準ボーリング地点 GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1, GS-CB-2 で実施した極小微動アレイによる S 波速度構造：ベイズアプローチによる速度構造インバージョンプログラムの開発

S-wave velocity structures estimated using miniature arrays of microtremors at drill sites GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1 and GS-CB-2 in the northwestern part of Chiba prefecture: Development of a computer program estimating an S-wave velocity structure based on a Bayesian approach

長 郁夫^{1*}
Ikuro Cho^{1*}

Abstract: We have developed a computer program for an inversion of microtremor array data to infer an S-wave velocity structure. This program takes a Bayesian approach: This program regards an S-wave velocity profile by a Simple Profiling Method (SPM) and observed phase velocities of Rayleigh waves to be a prior distribution and the data, respectively, where a SPM is an empirical conversion method from a dispersion curve of the phase velocities to an S-wave profile. This program assumes that the observed phase velocities are affected by the higher modes, but has an option to assume the fundamental-mode dominance. The weight of a prior distribution is objectively adjusted on the basis of a Bayesian Information Criterion (ABIC). We applied this program to the observed phase velocities obtained using miniature microtremor arrays with radius from 0.6 m to a few meters, which were deployed at drill sites GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1 and GS-CB-2 in the northwestern part of Chiba prefecture. As the results, S-wave velocity structure models were inverted to the maximum depths from about 30 to 80 m. Each model represented average S-wave velocities of those obtained with PS logging. It was shown, however, that the average values and the estimation errors of the inverted models generally depend on the assumption of the fundamental-mode dominance. In the future work we will examine the possibility to solve this problem by developing the program so that it can incorporate various kinds of data in the inversion.

Keywords: microtremor, array survey, velocity structure, exploration method, inversion method, ABIC, Bayesian theory

要 旨

微動アレイ探査に用いる S 波速度構造インバージョンプログラムを開発した。このプログラムは位相速度分散曲線の簡易変換で得られる S 波速度構造プロファイルを先験分布とし観測で得られたレーリー波位相速度をデータとするベイズアプローチで S 波速度を推定する。位相速度の理論計算には高次モードの影響を考慮する場合と基本モードの卓越を想定する場合のどちらかを選択できる。先験分布の重みは ABIC により自動調整される。千葉県北西部の 4 つのボーリング地点 GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1, GS-CB-2 にそれぞれ半径 0.6 m から数 m の極小微動アレイを展開して得られた位相速度データにこのプログラムを適用したところ、30 m から 80 m の深さまでの速度構造モデルが得られた。モデルは PS 検層データを平均的に再現した。ただ

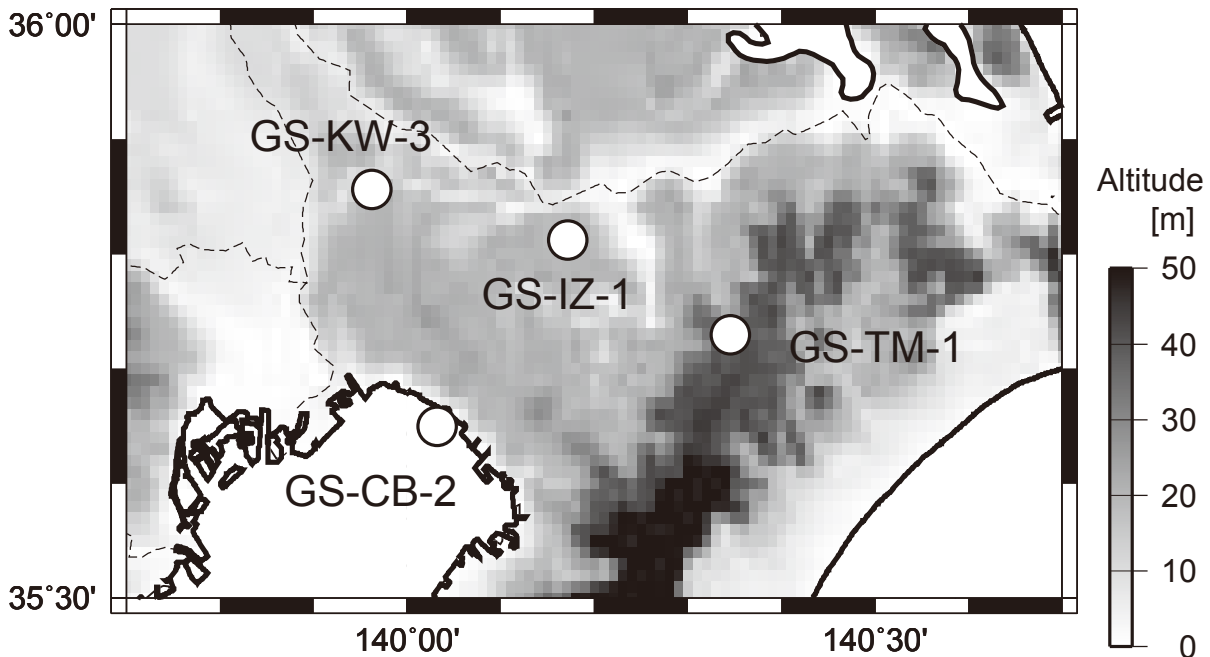
し、インバージョンモデルとその推定誤差は一般に基本モードの卓越の仮定に依存することが示された。今後は多種類のデータをインバージョンに取り込めるようにプログラム開発することでこの問題が解決できる可能性を検討したいと考えている。

1. はじめに

首都圏には軟弱な泥層からなる谷埋め堆積物が各所に分布する (e.g., 中澤・田辺, 2011)。都市平野部の地盤リスクを評価するためにはこのような軟弱な谷埋め堆積物の特徴と空間分布を把握することが必要である。このため近年、ボーリング調査が数多く実施されている (中澤ほか, 2014, 2015, 2016)。しかし、谷埋め堆積物はほとんど地表に露出せず、側方への層相・層厚変化が著しい。地下深部に挟在する軟弱層の面的分布を

*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 千葉県北西部の基準ボーリング地点（丸印）.
Fig. 1 Drilling-survey sites in the northern part of Chiba prefecture (Circle).

把握するためには何らかの効率的な探査手法を併用する必要があると考えられる。

微動アレイ探査を用いれば、ボーリング調査（速度検層）で得られた物性値の面的な広がりを経率的に調べられる可能性がある（岡田, 1998）。実際、我々は極小微動アレイ観測（Cho *et al.*, 2013; 長・先名, 2016）を千葉県柏市・流山市のGS-KW-1, GS-KW-2, GS-KW-3, GS-NY-1 ボーリング地点の周辺で多数実施して木下層下部の空間分布を評価した（中澤ほか, 2014）。ただし、この先行研究のS波速度構造の推定は、レーリー波の位相速度分散曲線の簡易変換（Simple Profiling Method, SPM）（Cuéllar, 1994; Pelekis and Athanasopoulos, 2011）に基づいていた。SPMは経験式に基づく古典的な推定法であり、いわば予備解析である。経験式の適用範囲が曖昧なことや得られた速度構造モデルの誤差が評価されていないこと等の課題が残されている。

そこで我々は物理モデルに基づく先進的なインバージョン手法を極小微動アレイデータに適用するためのプログラム開発に着手した。現時点（2017年3月現在）ではまだ開発途上だが、試みに、開発の終了した部分を千葉県北西部の基準ボーリング4地点で得られた極小微動アレイデータに適用し、速度検層で得られたデータの再現性や微動の波動場の仮定の影響、インバージョンの推定誤差等を確認した。本稿はその報告である。

本研究で取り上げる千葉県北西部の基準ボーリング4点（第1図）のうち3点（GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1）は台地に位置する。これらは台地の谷埋め泥層の性状把握を目的の1つとしたものであり、分析結果

は中澤ほか（2014, 2015, 2016）に詳述されている。1点（GS-CB-2）は湾岸低地に位置し、表層付近の沖積層の記載が主である（宮地ほか, 2015）。

2. 手法

微動上下動の円形アレイにSPAC法（Aki, 1957）あるいはCCA法（Cho *et al.*, 2004）を適用して得られるレーリー波の位相速度を用いてアレイ直下のS波速度構造を推定する。ただし、将来的にはレーリー波の位相速度と微動のH/Vスペクトル（Nakamura, 1989）を同時に用いる結合インバージョン（Arai and Tokimatsu, 2004）をはじめとする拡張（2.2節）を想定してプログラム開発を進めている。以下は現時点でのプログラムの内容である。

2.1 アルゴリズム

インバージョンでは水平成層を仮定して各層のS波速度を推定する。密度とP波速度はS波速度から経験式（Ludwig *et al.*, 1970）に基づいて与える。各層の層厚は固定とする。層厚の設定は、インバージョンに要する計算時間を現実的な範囲に収めつつ各層を充分薄くするという方針をとり、深度に応じて徐々に厚くなるようにする。具体的には下面深度が dep [m] の時の層の厚さ thk [m] を次式で与える。

$$thk = a dep + b. \quad (1)$$

a, b は適当な定数 (層厚パラメータ) である。

観測位相速度と比較するためのレーリー波の理論位相速度は高次モードの影響を含む等価位相速度 (Tokimatsu *et al.*, 1992) とする。各モードの理論位相速度及び励起関数 (medium response) は 1 次元速度構造を仮定して Hisada (1994, 1995) のアルゴリズムで計算する。

SPM (1 節) による S 波速度モデルは比較的良く現実を反映するという経験に基づきこれを先験分布として与えるベイズアプローチをとる (e.g. 松浦, 1991; Matsu'ura *et al.*, 2007)。すなわち, $\mathbf{d}, \mathbf{f}(\mathbf{x}), \mathbf{x}, \mathbf{x}^0$ をそれぞれ観測位相速度, 理論位相速度, S 波速度 (未知数), S 波速度の先験値 (SPM による S 波速度) として, 次式で表される事後確率密度分布を最大化する。

$$p(\mathbf{x}; \sigma^2, \lambda^2 | \mathbf{d}) = (2\pi\sigma^2)^{-\frac{N+K}{2}} |\mathbf{E}|^{-\frac{1}{2}} (\lambda^2)^{\frac{K}{2}} |\mathbf{D}|^{-\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} S(\mathbf{x})\right]. \quad (2)$$

ただし,

$$S(\mathbf{x}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}))^t \mathbf{E}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x})) + \lambda^2 (\mathbf{x}^0 - \mathbf{x})^t \mathbf{D}^{-1} (\mathbf{x}^0 - \mathbf{x}). \quad (3)$$

N は観測位相速度の個数, K は未知数とする S 波速度の個数, $\mathbf{E}^{-1}, \mathbf{D}^{-1}$ はそれぞれ位相速度, S 波速度の先験値の共分散行列である。 σ^2, λ^2 は共分散行列のスケーリングファクター (超パラメータ) である。 $\mathbf{f}(\cdot)$ は理論位相速度を表す関数である。

観測位相速度, 先験分布の標準偏差は S 波速度に比例すると仮定し, そのスケーリングファクターは ABIC (Akaike, 1980) で最適化する (Matsu'ura *et al.*, 2007)。事後確率分布 (式 (2)) の最大化は式 (3) の $S(\mathbf{x})$ の最小化によって実現する。具体的には, 与えた初期モデルを反復的に修正する標準的な疑似非線形法 (反復法) として, Levenberg-Marquardt 法 (e.g. Press *et al.*, 1992) を適用する。

観測位相速度と先験分布の誤差をまとめた全分散 (total variance)

$$\mathbf{C} = \sigma^2 (\mathbf{A}^t \mathbf{E}^{-1} \mathbf{A} + \lambda^2 \mathbf{D}^{-1})^{-1}. \quad (4)$$

(但し \mathbf{A} はヤコビアン行列) によりインバージョンモデルの推定誤差を評価する (松浦, 1991)。

2.2 解説

我々がコア・ツールとして考えている極小微動アレイでは深さ数 m から数 10 m までを主な調査深度とする (Cho *et al.*, 2013)。このような深さスケールでは顕著な速度逆転を含む埋め立て地盤や基盤と薄い沖積層による強コントラストの地盤等本来的に高次モードを励起しやすい速度構造が多く見られる。筆者の知る限り, 微動アレイ探査の実務 (通常は数 100 m から数 km の

深さを調査深度とする) における S 波速度インバージョンでは高次モードは考慮されていないが, 本プログラムの開発では高次モードの卓越を評価できるようにすることが必須と考えた。ただし, 比較のために, 従来通り基本モードの卓越を仮定した解析もできるようにする。

実務では速度構造の層数を少な目に設定し (3 ~ 5 層程度), S 波速度を固定して層厚を推定するケースが多い。しかし, 上述の通り我々の対象とする深さスケールにおいて, 速度構造は複雑で標準的なモデルは存在しない。つまり, 少数の層に S 波速度を固定的に与えるモデル化方法は適さない。そこでここでは各層の層厚を充分薄く固定的に与えることで複雑な速度構造にも対応できるようにする一方, SPM による S 波速度プロファイルを先験分布として与えることでインバージョンの安定化を図るアプローチとした。そしてその際は情報量基準に基づいて先験分布に対する重みを最適化することとした。ベイズアプローチでは先験分布の恣意性が問題となることがあるが, 情報量基準を用いることでインバージョンモデルの客観性, 信頼性を確保できる。

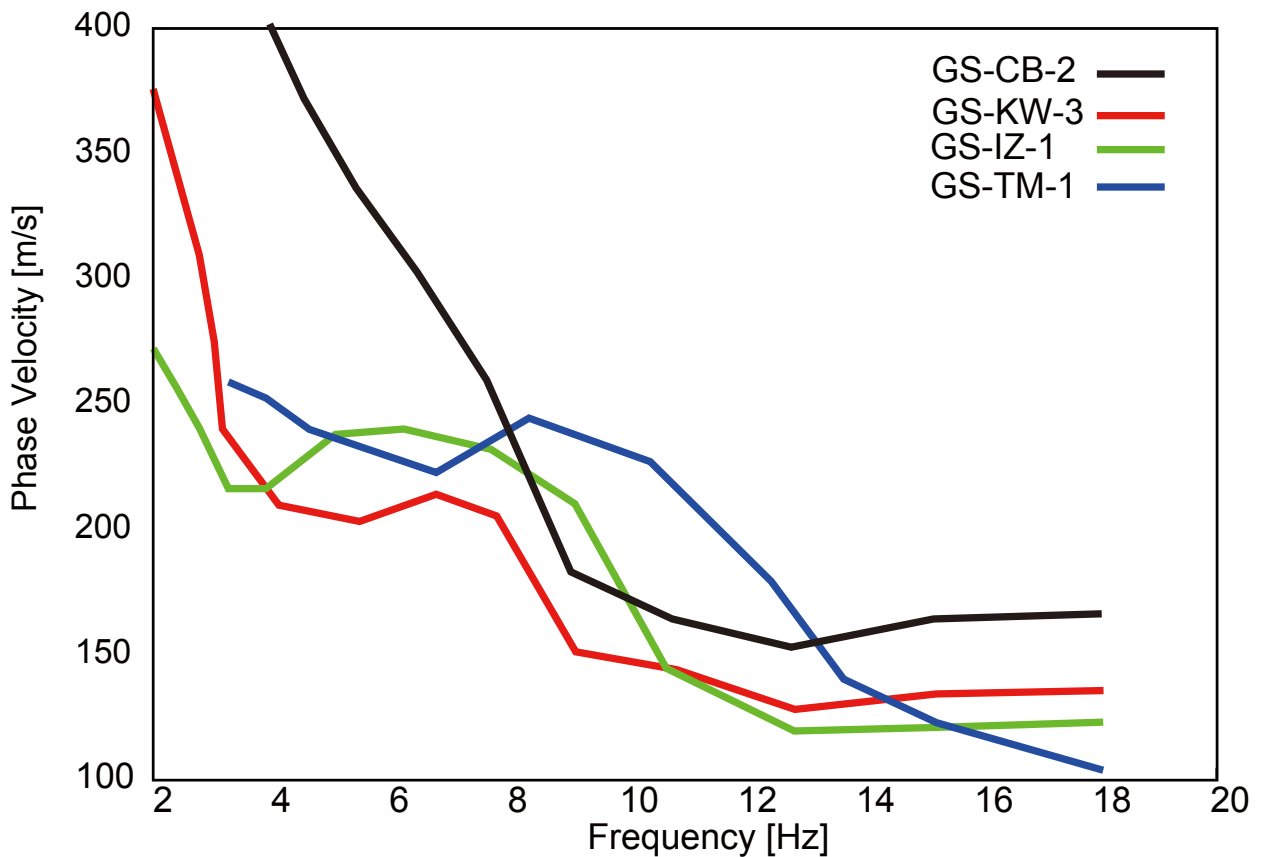
ベイズアプローチは同じ要領で繰り返し用いることができる。すなわち, 2.1 節の手続きで得られた事後分布 (式 (2)) は別なデータが得られた際の先験分布として用いることができる。微動の H/V スペクトルや N 値データ, やや遠方にある速度検層データ, あるいは地質データが手に入ればそれらを用いてモデルの信頼度を上げることが可能と期待される。ベイズアプローチの採用にはこのような将来の発展性が見込まれる。

3. 解析

3.1 データ

各ボーリング地点 (第 1 図) で中澤ほか (2014) と同様にサーボ型加速度計 (白山工業製 JU410) 4 台で構成される半径 60 cm の円形アレイと同加速度計 3 台で構成される半径 5 ~ 10 m の不規則アレイを展開し, 約 15 分間微動測定を実施した。この加速度計は本研究の解析に用いる周波数帯域で平坦な応答特性を有し, 極小アレイの適用性にも実績がある (e.g. 若井ほか, 2016)。

第 2 図はこれらのデータに SPAC 法及び CCA 法を適用して得られたレーリー波位相速度の分散曲線である。同図より, 湾岸部 GS-CB-2 の分散曲線は全般的に正分散していることが分かる。ただし, 12 Hz 以上で僅かに逆分散している。一方, 台地で得られた 3 つの分散曲線 (GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1) は 3 Hz 以下で正分散するものの, それより高周波数側では 6 ~ 8 Hz を中



第2図 レーリー波位相速度分散曲線.
Fig. 2 Phase-velocity dispersion curves of Rayleigh waves.

心に凸形状をしているのが特徴的である。本研究では第2図に示される全周波数帯域（最大2 Hzから18 Hz）をインバージョンに用いる。

3.2 速度構造モデルの設定

インバージョンに用いる速度構造モデルは、式(1)の a を0.1もしくは0.2, b を3~10としてSPMで得られる速度構造モデルの最深部に達する深さまで層分割する。さらに深部にはS波速度3 kmを超える地震基盤まで達する深部地盤モデル(J-SHISモデル)(Senna *et al.*, 2013)を付加する。SPMによる速度構造モデルに対応する深度までの各層のS波速度を未知数とし、さらに深部の層についてはS波速度を始めとする各パラメータは固定する。地表から深さ40 mから80 m程度までの部分がインバージョンされることになる。

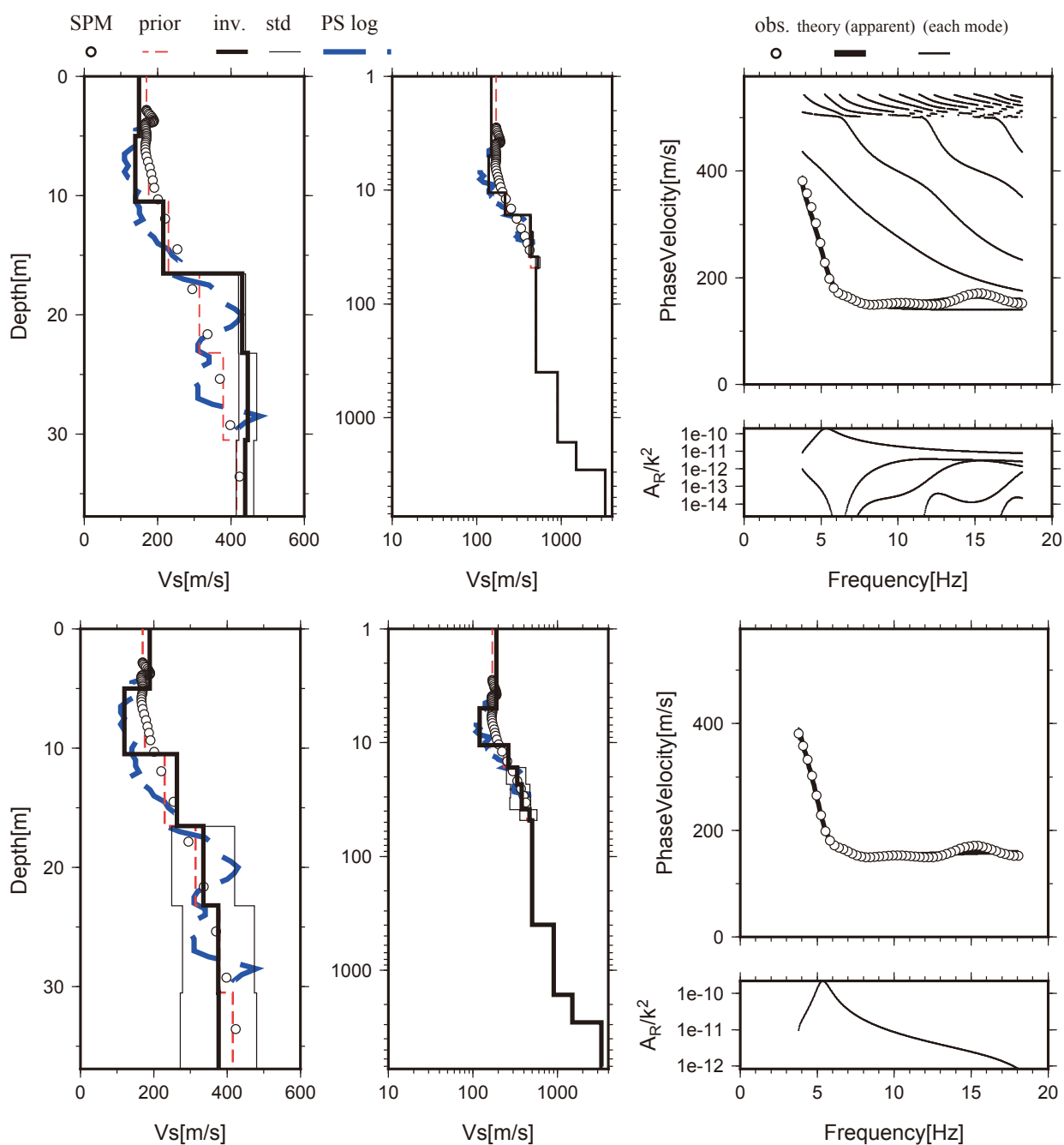
3.3 インバージョン

第3図にGS-CB-2のインバージョン結果を示す。上は高次モードの影響を考慮した結果、下は基本モードの卓越を仮定した結果である。それぞれ左パネルに検層データ、SPMによる速度プロファイルとそれに基づく先験モデル、インバージョンモデルを同時プロット

する。中央に同じものを対数軸で示す。右パネル上は位相層度の観測データと高次モードの影響を考慮した等価位相速度と各モードの分散曲線を示す。右パネル下は各モードの *medium response* である。

第3図によれば、インバージョンで得られたS波速度構造モデルは検層データを滑らかにしたような形状をしている。速度検層データに見られる細かな変化は再現されないものの、平均像としては調和的な結果が得られている。また、インバージョンモデルとSPMデータおよびそれに基づく先験モデルとの乖離はあまり目立たず、最大でも30%程度である。少なくともこのケースではSPMであってもある程度の結果が得られることが確認されたと言えよう。

高次モードを考慮した結果とそうでない場合の違いで目につくのはS波速度の推定誤差(=標準偏差/平均値)の相違である。高次モードを考慮した場合、深部まで推定誤差が10%以下にとどまるが、基本モードの卓越を考慮した結果では深部で30%に達する。高次モードを加えることで速度構造の拘束力が向上すると考えられる。ただし、このような結果は必ずしも基本モードが卓越するというの仮定と対立するわけではないことには注意すべきである。分散曲線の15 Hz程度

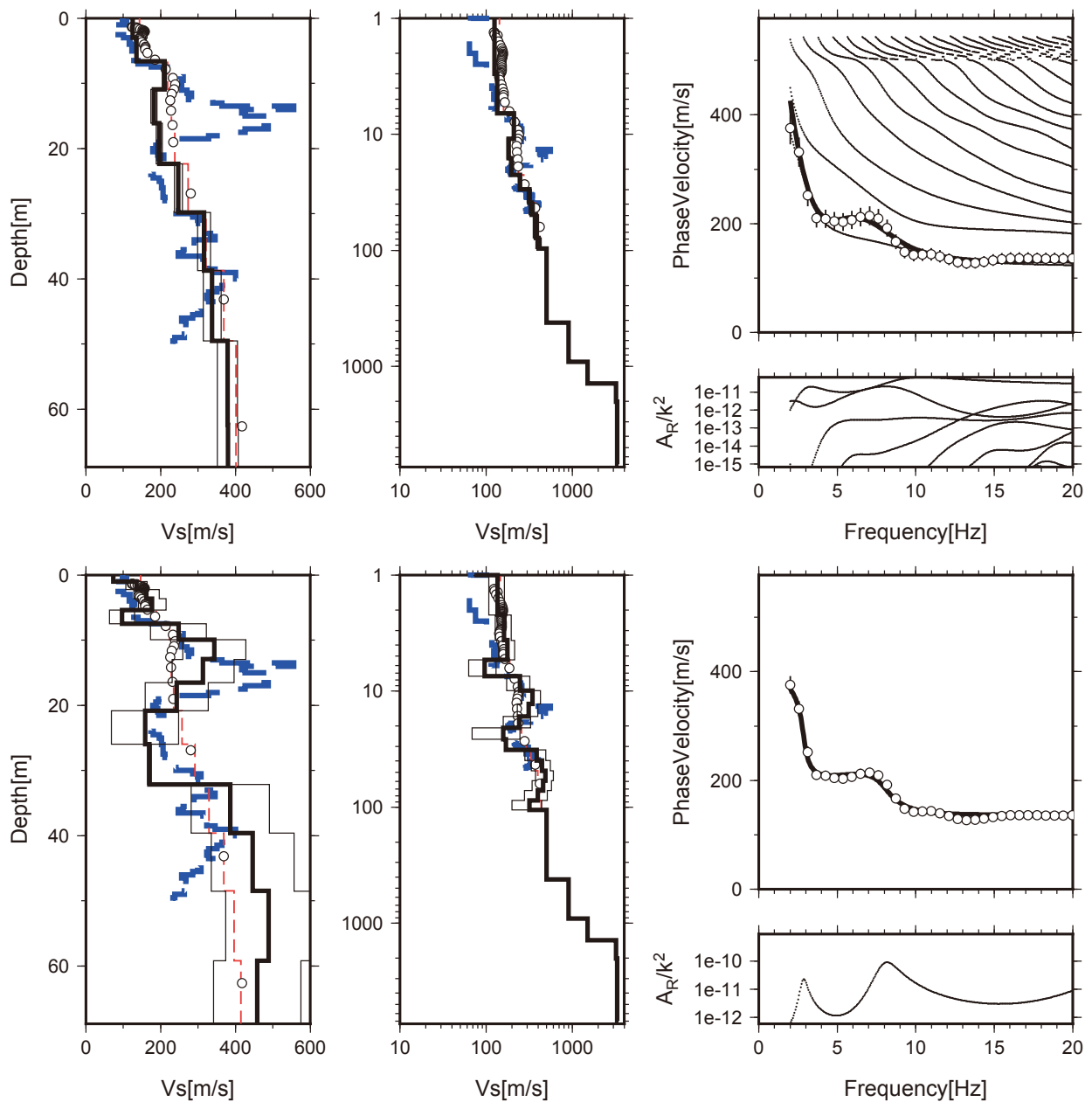


第3図 インバージョン結果 (GS-CB-2) . 上:高次モードを考慮した結果. 下:基本モードの卓越を仮定した結果.
 Fig.3 Results of inversion analyses (GS-CB-2).
 (top)Effects of the higher modes are considered. (bottom) The dominance of the fundamental mode is assumed.

の凸形状は高次モードの卓越を想定しない限り説明できないが、大局的な分散曲線の特徴は基本モードの卓越を仮定していても説明できる。

第4～6図のGS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1のインバージョン結果の推定誤差にも同様の傾向がみられる。すなわち、高次モードを考慮した結果はS波速度の推定誤差は最大でもS波速度の10%程度で浅部ではそれよりもずっと小さい値となるが、基本モードを仮定した場合は深部では30%程度に達する。

GS-KW-3 と GS-IZ-1 では基本モードの卓越を仮定してインバージョンした結果のほうが速度検層の特徴を良く捉えている。つまり、GS-KW-3 および GS-IZ-1 の深さ10～20mに見られる高速度層（木下層上部）とその直下の低速度層（木下層下部）の速度逆転の様子は基本モードの卓越を仮定したケースの方が再現性が良い。興味深いのは、少なくともこれら2サイトの観測位相速度は高次モードの卓越を考慮するかどうかによらず比較的良く再現されていることである。高次モー



第4図 第3図と同様 (GS-KW-3).
Fig.4 Same as Fig.3 (GS-KW-3).

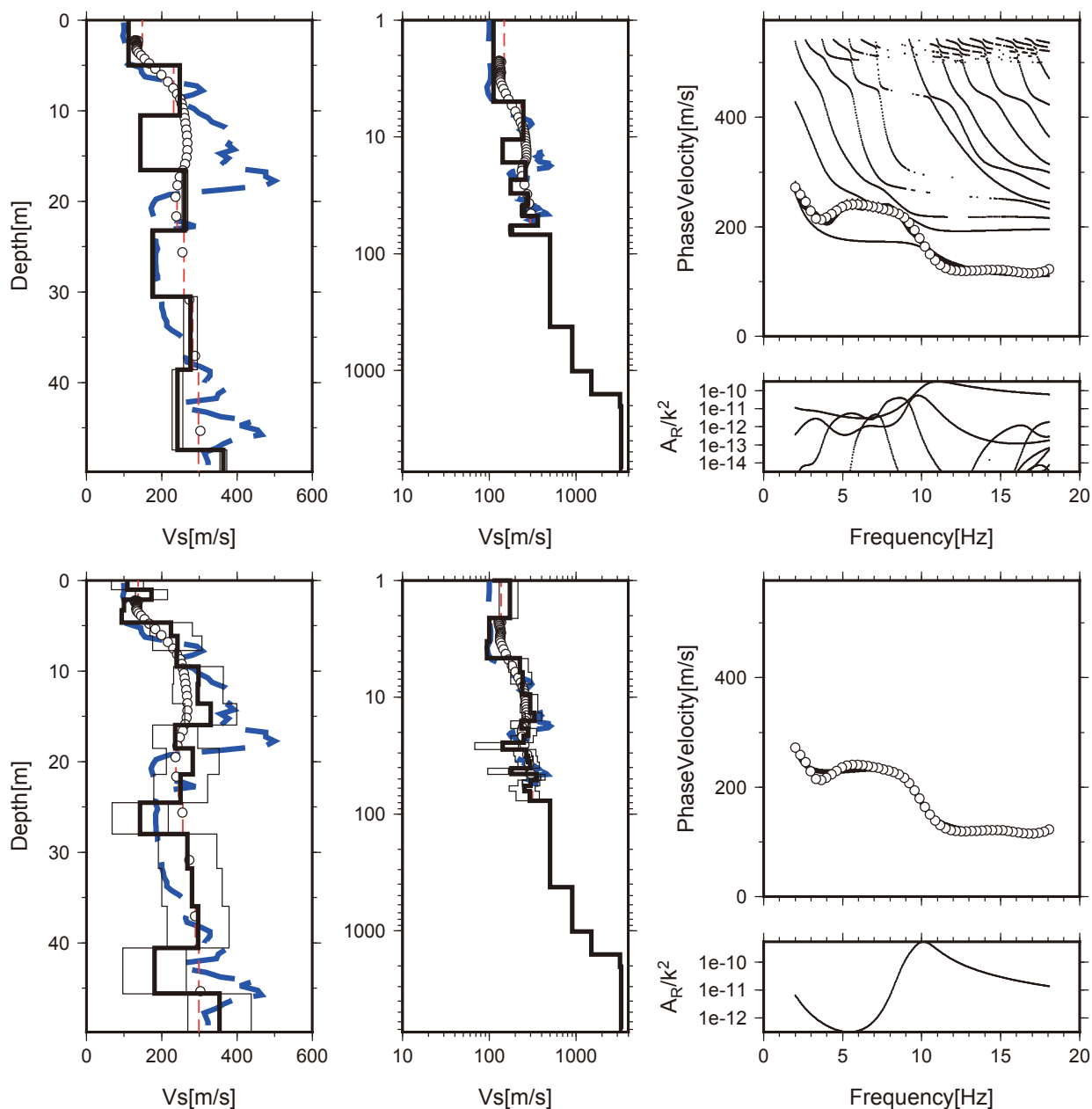
ドを考慮したケースでは台地の分散曲線 (GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1) に見られる 6 ~ 8 Hz の凸形状は高次モードの寄与により再現されている. 一方, 基本モードの卓越を仮定したケースでも速度構造を最適化することでこの凸形状を再現できるようである.

3.4 結果の解釈と今後の課題

SPM は 1960 年代から使われてきた古典的な経験則である. 筆者の知る限りその適用条件について定量的に議論されたことはほとんどないが, 経験的には多くのケースで受け入れられる結果が得られるようである. 本研究のケースでも概ね期待通りの結果であった. 改

めて第7図 (上) に速度検層結果と SPM の結果を並べて示すと, 速度検層の詳細な変化は再現できないまでもその平均像は捉えていることが分かる. 同図は, SPM による速度構造を先験分布とするベイズアプローチが自然な発想であることを示している. インバージョンモデルは SPM を微修正した程度のものに過ぎない. それならばインバージョンを実施せずに SPM だけで十分という見方もあるかもしれないが, 既述の通り, 我々は推定誤差を評価したり観測位相速度の説明性を定量的に評価することを目的として先進的なインバージョンを導入することとしている.

台地 2 地点 (GS-KW-3, GS-IZ-1) の速度検層データ

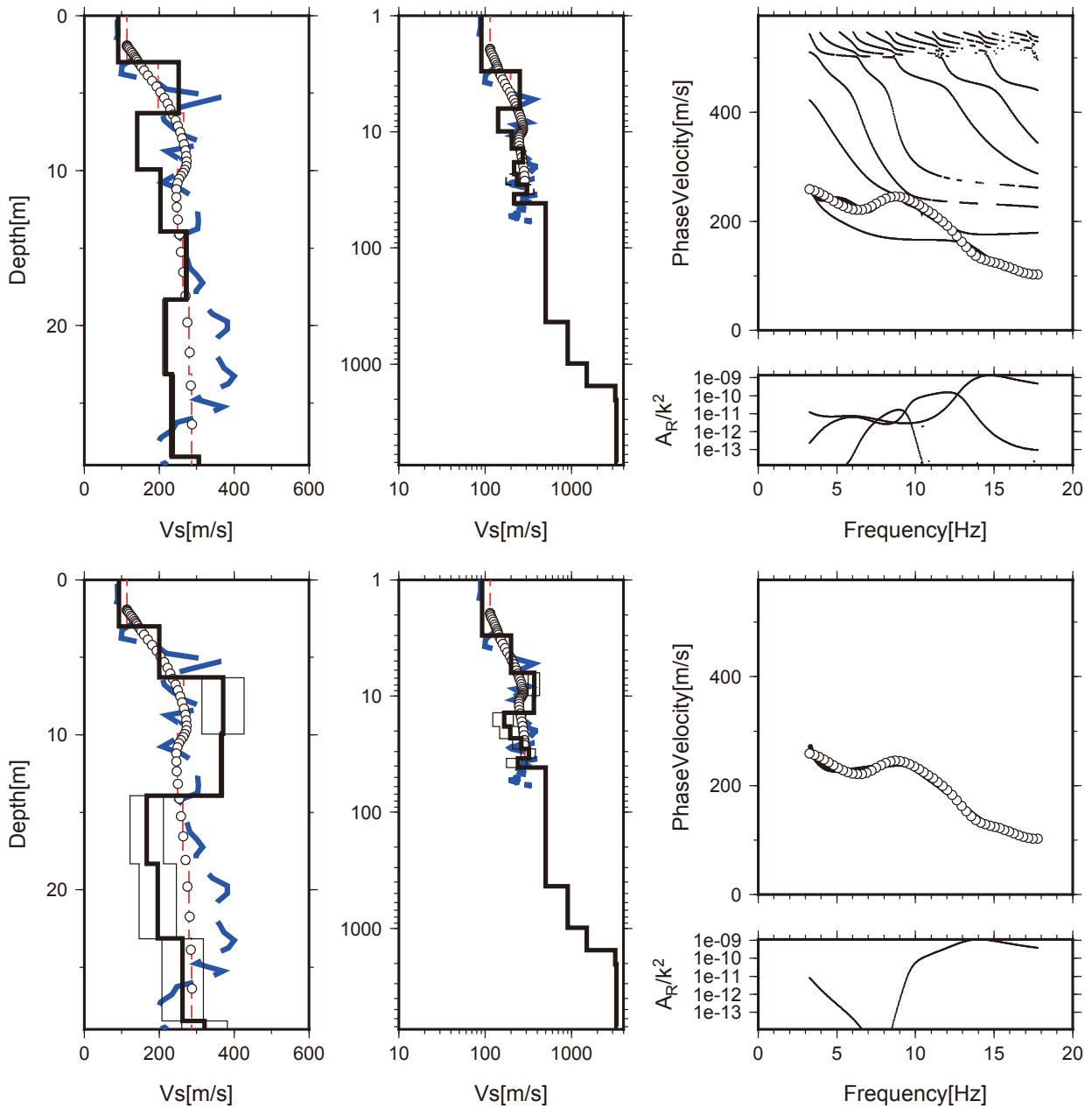


第 5 図 第 3 図と同様 (GS-IZ-1) . 右パネルの理論位相速度は観測と良く一致するため対応する実線は丸印に隠されている。
 Fig.5 Same as Fig. 3 (GS-IZ-1). Theoretical phase velocities in the right panel fit fairly well with those observed and the corresponding solid line is hidden by the circles.

に見られる 500 m/s を超えるような高速度層 (深さ 10 ~ 20 m. 木下層上部に相当.) については, 高次モードを考慮した解析と基本モードの卓越を仮定した場合で異なる結果が見られ, 基本モードの卓越を仮定した方が検層データの特徴を良く再現することが示された. 高次モードが励起されやすい構造 (速度逆転層) であるにも関わらず, 基本モードの卓越を仮定したほうが良い結果が得られた原因を解明する必要がある. 例えば, 高次モードを仮定した場合であっても, H/V スペクトルの同時インバージョンにより地表付近の速度コントラストの高い層境界として木下層上部の S 波速度

が再現される可能性もある. 木下層上部の S 波速度の再現性に関する検討は今後の重要課題の 1 つである.

本解析ではインバージョンモデルの下部に J-SHIS モデルを付加した. J-SHIS モデルは S 波速度を決め打ちで与えた成層モデルであり, 緯度経度によって層厚の異なる深部地盤モデルである. J-SHIS モデルの 1 層目の S 波速度は 500 m/s なので, SPM の深度が不足すると J-SHIS モデルへの接続深度が浅くなり S 波速度が過大評価されてしまうことが問題である. 例えば GS-TM-1 は深さ約 40 m で J-SHIS モデルに接続するが, 検層データによれば少なくとも 60 m までは平均 300 m/s



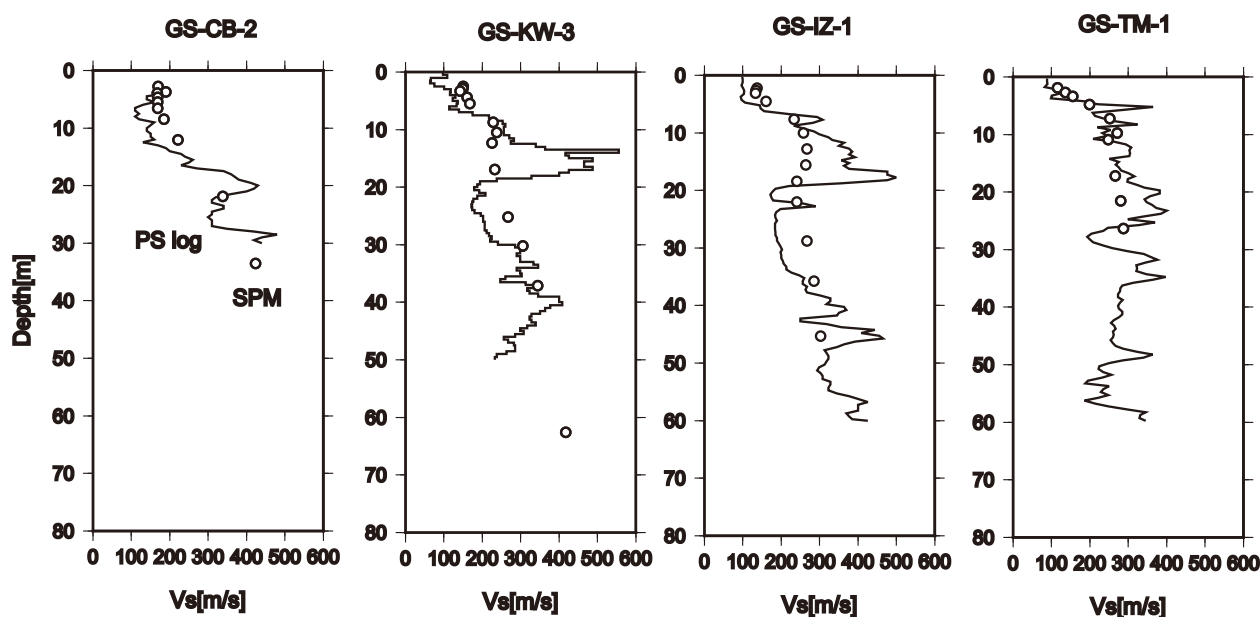
第 6 図 第 3 図と同様 (GS-TM-1). 右パネルの理論位相速度は観測と良く一致するため対応する実線は丸印に隠されている。
 Fig.6 Same as Fig. 3 (GS-TM-1). Theoretical phase velocities in the right panel fit fairly well with those observed and the corresponding solid line is hidden by the circles.

程度である (第 6 図). 今後は J-SHIS モデルに接続しないほうが良い可能性も含めて一般的な対策を検討しなければならない。

4. まとめ

極小微動アレイで得られたレーリー波の位相速度分散曲線を用いて水平成層地盤モデルの S 波速度をインバージョンするプログラムを開発した。開発プログラムは、位相速度分散曲線の簡易変換で得られる速度プロファイルを先験分布とするベイズアプローチで S 波

速度を推定する仕様となっている。先験分布の重みは ABIC で調整される。開発が終了した部分の試走として、千葉県湾岸部と台地部のボーリング地点 4 カ所で得られた極小微動アレイデータに開発プログラムを適用した。その結果、30 m から 80 m の深さ範囲でボーリングによる速度検層データが示す平均的な速度を再現することが確認された。ただし、インバージョンで得られた S 波速度モデルおよびその推定誤差は微動の波動場に卓越するモードの仮定に依存することが明らかとなった。今後は、微動の波動場に卓越するモードの仮定やインバージョン時に付加する深部地盤モデルの扱



第7図 SPMによるS波速度プロファイルと速度検層データの比較。
Fig.7 Comparison between S-wave profile by the SPM and the S-wave logging data.

いが解析結果に及ぼす影響を評価しつつ、速度逆転構造の同定精度改善可能性を検討する予定である。また、微動の H/V スペクトルの結合インバージョンを実施するためのルーチンの組み込みをはじめとして、 N 値や諸々の地質情報を扱えるように手法およびプログラムの開発を続けたいと考えている。

謝辞：本研究のプログラムは工学院大学 久田嘉明教授が公開しているプログラムを基にして開発された。プログラムの開発に際し産業技術総合研究所 横田俊明博士との議論が参考となった。ABIC の導入に際し常磐大学 岩田貴樹博士から助言を頂いた。微動観測には防災科学技術研究所から貸与された地震計を用いた。

文 献

Akaike, H.(1980) Likelihood and Bayes procedure. In J. M. Bernard, J. M., M. H. De Groot, M. H., D. U. Lindley, D. U. and A. F. M. Smith, A. F. M. Eds., *Bayesian Statistics*, University Press, Valencia, Spain, 143-203.

Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Univ. Tokyo, **35**, 415-457.

Arai, H. and Tokimatsu, K. (2004) S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 53-63.

Cho, I., Senna, S. and Fujiwara, H. (2013) Miniature array analysis of microtremors. *Geophysics*, **78**, KS13-KS23, doi:10.1190/geo2012-0248.1.

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2004) A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, **69**, 1535-1551, doi:10.1190/1.1836827.

長 郁夫・先名重樹 (2016) 極小微動アレイによる浅部構造探査システム：大量データの蓄積と利活用に向けて. *Synthesiology*, **9**, 86-96.

Cuéllar, V. (1994) Determination of the dynamic behaviour of soils using surface waves: Spanish experiences. In *Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering*, Balkema, Rotterdam, 6725-6734.

Hisada, Y. (1994) An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1456-1472.

Hisada, Y. (1995) An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1080-1093.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970) Seismic Refraction. In Maxwell, A. E. ed., *The Sea*, vol.4, Wiley Interscience, New York, 53-84.

松浦充宏 (1991) 地球物理学におけるインバージョン理論の発展. *地震*, **44**, 3-62.

Matsu'ura, M., Noda, A. and Fukahata, Y. (2007) Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information. *Geophys. J. Int.*, **171**, 1342-1351, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03578.x

宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2015) 千葉県北西部

の沖積層基準ボーリング調査. 平成 26 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. 68, 61-71.

Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q. Rep. Railw. Tech. Res. Inst.*, **30**, 25-30.

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. 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, 地質調査総合センター速報, no. 66, 207-228.

中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 (2015) 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. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 39-51.

中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 (2016) 千葉県富里市 GS-TM-1 コアにみられる更新統下総層群木下層の堆積相と物性. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 71, 43-53.

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), 産総研地質調査総合センター, 72p.

岡田 廣 (1998) 微動利用の地下構造推定法. 物理探査ハンドブック手法編, 物理探査学会, 第 4 章, 203-211.

Pelekis, P. C., and Athanasopoulos, G. A. (2011) An overview of surface wave methods and a reliability study of a simplified inversion technique. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, **31**, 1654-1668.

Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. and Flannery, B. P. (1992) *Numerical Recipes in Fortran 77: The art of scientific computing*. 2nd ed., Cambridge University Press, 973p.

Senna, S., Maeda, T., Inagaki, T. Y., Suzuki, H., Matsuyama, H. and Fujiwara, H. (2013) Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation. *Journal of Disaster Research*, **8**, 889-903.

Tokimatsu, K., Tamura, S. and Kojima, H. (1992) Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering*, **118**, 1529-1543, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9410(1992)118:10(1529).

若井 淳・先名重樹・神 薫・長 郁夫・藤原広行 (2016)

関東地域における極小・不規則アレイ微動観測に基づく浅部地盤モデルの高度化. 地球惑星科学連合 2016 年度大会.

千葉県北西部における人工地層・“沖積層”の基準ボーリング調査： GS-CB-8 コアの層相と地層物性層序

Drilling geological survey for establishing standard stratigraphic framework of the
Holocene formation and man-made strata in northwestern Chiba Prefecture: Litho- and
physical-stratigraphy of GS-CB-8 borehole

風岡 修^{1*}・宇澤政晃²・香川 淳¹・吉田 剛¹・荻津 達¹・八武崎寿史¹・潮崎翔一¹・
中澤 努³

Osamu Kazaoka^{1*}, Masaaki Uzawa², Atsushi Kagawa¹, Takeshi Yoshida¹, Itaru Ogitsu¹, Hisashi
Yabusaki¹, Syoichi Shiozaki¹ and Tsutomu Nakazawa³

Abstract: Drilling geological survey has been conducted for the purpose of establishing stratigraphic framework useful for correlation of a large amount of low quality log data around Tokyo Bay. GS-CB-8 site locates on reclaimed land in the Isobe district, Chiba City where liquefaction-fluidization phenomena caused by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake occurred. Undisturbed continuous cores were taken from the subsurface up to 60 m depth by rotary drilling with a double-tube sampler. Data of density logging, elastic wave velocity logging, caliper logging and electrical logging were obtained in the drill hole. Lithostratigraphy of the survey site is composed of the Pleistocene Shimosa Group, Holocene formation and man-made strata in ascending order. The Shimosa Group consists mainly of dense sand beds. The Holocene formation consists of a dense sandy lowermost member, a soft muddy lower member, a loose sandy middle member and a soft muddy upper member. Man-made strata consist of the Filling Association and the Damped Association. The Filling Association is composed of the very soft muddy Lower Bundle and the very loose sandy Upper Bundle. Data of density logging, S-wave velocity and electric logging are concordant with litho-facies. It is presumed by observation of continuous cores that the Upper Bundle of the Filling Association was a liquefaction-fluidization layer caused by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake.

Keywords: standard stratigraphic framework, Holocene formation, man-made strata, liquefaction-fluidization, Tokyo Bay, 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

要 旨

2012 年東北地方太平洋沖地震の際には、首都圏のウォーターフロントである東京湾岸埋立地北部を中心に液状化－流動化に伴う深刻な被害が生じた。しかし、埋立地のすべてで被害が生じたわけではなく、局所的な現象であった。このような被害予測をより精度よく予測できるようになれば、地質災害予防のための地層改良工事や地質環境条件に見合った現在の土地利用形態の変更を計画的かつ効率的に行えるようになる。こうして災害に強い強靱な国土づくりに貢献できるものになる。

今回の調査は、従来の既存地質（地盤）データの有効活用を視野に入れた基準ボーリング GS-CB-8 の調査結果として、調査地点の地質層序や地層物性、2011 年

東日本大震災時の液状化－流動化層準についてまとめたものである。

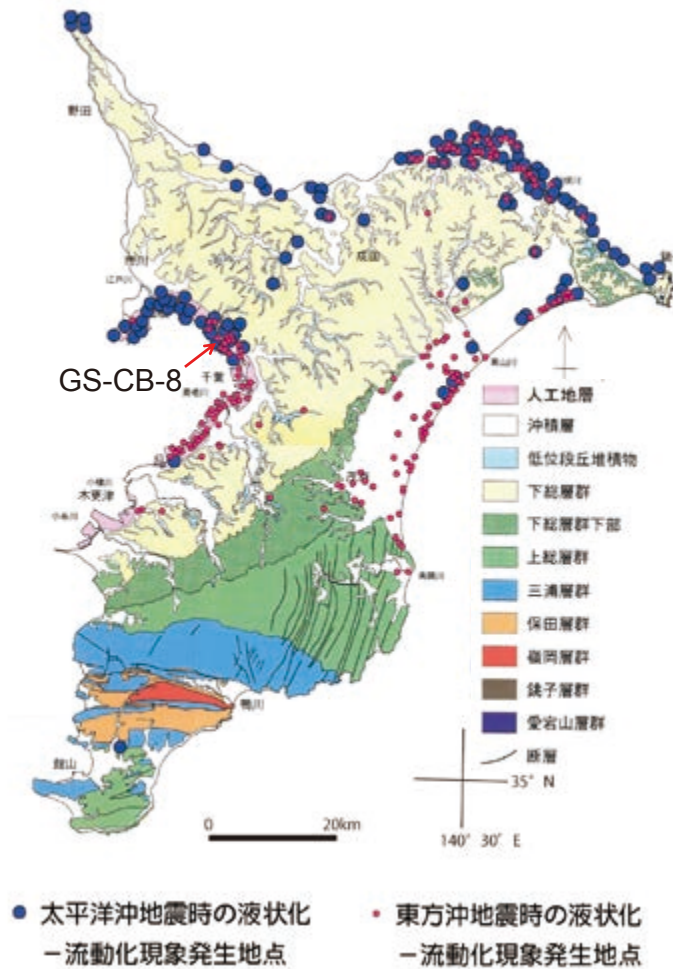
本調査の結果、調査地点の“沖積層”は、砂層主体の最下部層、泥層主体の下部層、砂層主体の中部層、泥層主体の上部層から構成されること、人工地層は埋立アソシエーションと盛土アソシエーションから構成され、特に埋立アソシエーションは厚さ約 10 m あり泥層主体の下部バンドルと砂層主体の上部バンドルから構成されること、これら層相区分は密度や弾性波速度、電気比抵抗分布に影響を及ぼしていること、2011 年東北地方太平洋沖地震時には人工地層のうち埋立アソシエーション上部バンドルの砂層の多くが液状化－流動化した可能性が高いことが明らかとなった。

*Correspondence

1 千葉県環境研究センター地質環境研究室 (Research Institute of Environmental Geology, Chiba)

2 関東建設株式会社 (Kanto Construction Co. Ltd.)

3 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 埋立後に起きた地震時の液状化—流動化地点の分布と今回の調査位置。
千葉県環境研究センター（2014）に加筆。

Fig. 1 Distribution of liquefaction-fluidization points by earthquakes after reclamation and drill site of this study. (Modified from Chiba Environmental research Center, 2014)

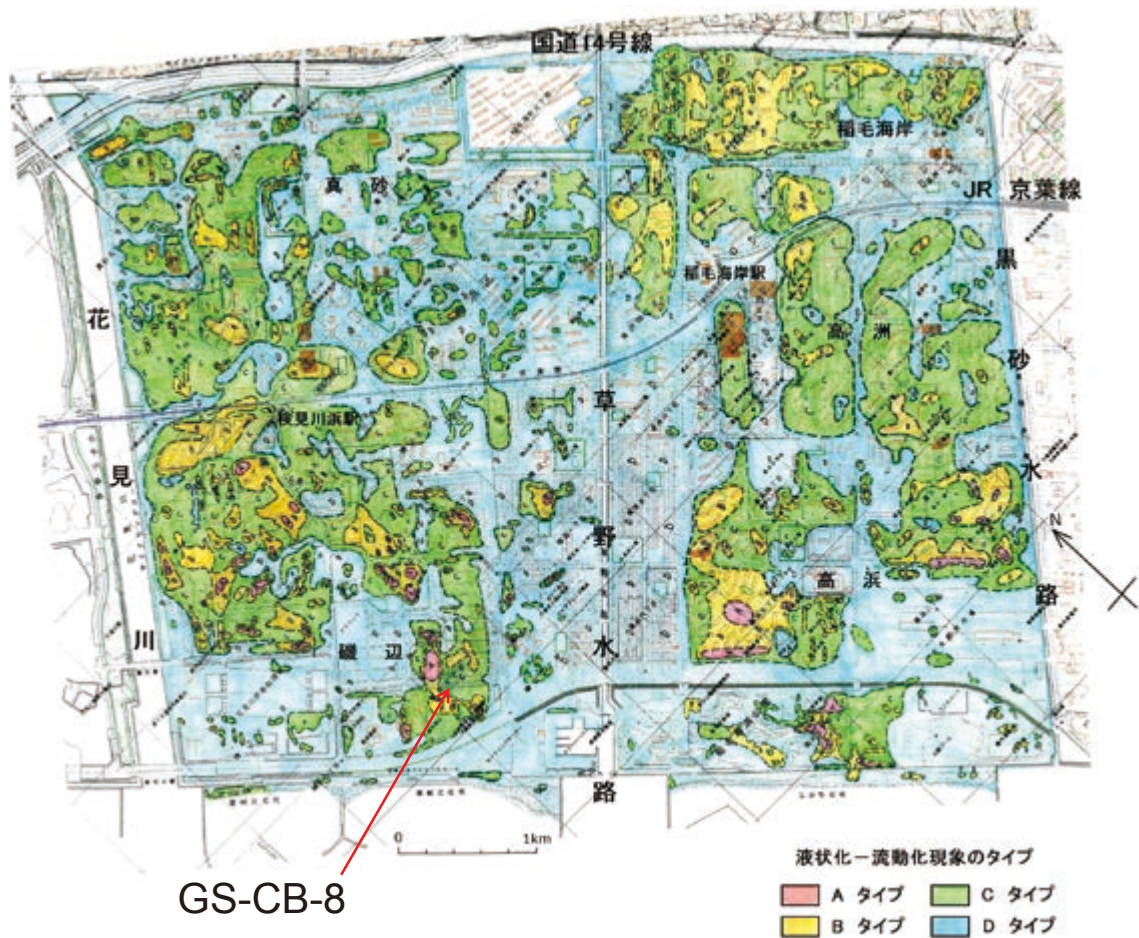
1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震時には関東地方南部では気象庁震度階4～6弱の揺れが広く観測され、平野部を中心に液状化被害が96市町村と広くみられた（国土交通省関東地方整備局・地盤工学会，2011など）。房総半島では、特に埋立地において5強よりも強い揺れがあった地域を中心に液状化—流動化現象による深刻な被害がみられた。特に東京湾岸埋立地では、その全域が均一に液状化—流動化したわけではなく、非液状化対策部分でも同現象が発生しなかった部分も多い。人工地層や“沖積層”の厚さや層相の側方変化はこれらの下位の下総層群に比べて極めて大きい。その現象の平面分布の調査と既存ボーリングデータ及び1987年千葉県東方沖地震での液状化—流動化メカニズム解明調査結果（例えばNirei *et al.*, 1990; 風岡ほか，2000; 風岡，2003など）から、被害分布は人工地層と“沖積層”

の層厚や層相が大きな影響を及ぼしている可能性が高いことが指摘されている（千葉県環境研究センター，2011; 風岡，2011）。

東京湾岸北部の沖積低地や埋立地ではウォーターフロント開発が進んでおり、過去から様々な構造物が作られているため、その基礎設計のためのボーリングが多数行われ、国や自治体のデータは標準貫入試験結果を主とした“地盤ボーリングデータ”が公表されている。しかし、これらデータにおいては地層記載が乏しく、オールコアでないこと、コア試料が残っていないことから、残念ながら地層の対比や地質構造の把握は困難である。また、電気比抵抗や密度、弾性波の伝達速度などの物性データもわずかしかなかく、今回のような地震時における地震動予測、液状化—流動化予測や地下水の状態の把握も困難な場合が多い。

このため現在、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と千葉県環境研究センターで



第2図 2011年東北地方太平洋沖地震時の液状化-流動化現象の分布と今回の調査位置。
千葉県環境研究センター（2012）に加筆。

Fig. 2 Classification map of subsidence by liquefaction-fluidization on the 2011 earthquake in the reclaimed land in Chiba city and drill site of this study. (Modified from Chiba Environmental research Center, 2012)

は、千葉県北部の浅層部の地質のリファレンスとして、基準層序ボーリングを実施している（宮地ほか，2015a）。今回のボーリングはその一環として、2011年東北地方太平洋沖地震時に液状化-流動化被害のあった千葉市美浜区磯辺3丁目の千葉西高校の敷地内の東縁の緑地帯にて行った（第1図，第2図）。

2. 地質概要

海上保安庁の海図によれば、千葉市美浜区は、東京湾北東縁に位置し、1970年以前は標高約1～-7mの潮間帯から上部外浜であった。調査地点は1969年時点では標高約-6mであった。調査地点の北東隣の真砂地区は1970～1971年に埋め立てられ、次いで調査地点を含む磯辺地区は1972～1973年に埋め立てられたことが航空写真からわかる（Kazaoka *et al.*, 1992）。なお、埋立は、必要な土砂を埋立部分の沖合の海底の地層から

浚渫し、これを海水と共にパイプを通して埋立部分に流入させるサンドポンプ工法で行った。埋立の後、重機によって建設工事などでの掘削土砂や“山砂”などで盛土をし、整地していった。現在の調査地点の標高は3.74mである。従って、調査地点の地表付近には、盛土層、その下位には深度約10mまでが埋立層、さらにその下位には“沖積層”，更にその下位には下総層群が分布することとなる。

1987年千葉県東方沖地震時には、今回の調査地点の南西に隣接した同高校のグラウンド内にて噴砂が発生していた。しかし、本調査地点では液状化-流動化の現象は特に認められていない。

2011年東北地方太平洋沖地震時には、上記グラウンド内において広範囲に噴砂がみられた。また調査地点の緑地と道路の歩道との境にある擁壁は沈下した（第3図）。調査地付近は、磯辺三丁目部分のタイプA・Bの液状化-流動化に伴う深刻な被害地区の南西縁にあた



第3図 調査地点近傍の擁壁。
高校敷地の北東縁には道路に沿って緑地があり、
これと道路の境にある擁壁が局所的に沈下した。

Fig. 3 Concrete wall near the drill site.
A concrete wall was submerged partially by
liquefaction-fluidization on the 2011 off the Tohoku
Earthquake.



第4図 ボーリング調査地。
ボーリング地点は擁壁の脇2mの位置である。

Fig. 4 Drill site.
The drill site was located at a distance of 2 meters from
the concrete wall.

り(第2図), ボーリングは, この沈下した擁壁から約
2 m離れた緑地帯内で行った(第4図)。

なお, 調査地点の位置は, 北緯35度37分37.3秒, 東
経140度3分18.2秒, 標高3.74 mである。

3. 調査手法

調査地点では, オールコアボーリングを泥水を使用
したロータリー式オイルフィールド型ボーリングマシ
ンによるロータリー工法で深度60 mまで全深度の乱れ
の少ないコア地質試料を採取した後, 各種物理検層を
行った。

オールコア地質試料はコア径が116 mmの円筒形で,
深度方向に1 mごとに採取した。深度0~11 mは打
ち込み式スリーブ内臓サンプラーによって, 深度11~
60 mはロータリー式スリーブ内臓二重管サンプラーに
よって地層を採取した。採取したコアは, 運搬時に振
動による液状化による地層の乱れを防ぐため, 現地
にて水抜きを行ってから運搬した。また, 地層採取が冬
季であったため, コアが凍結し乱れないように保管し
た。地質柱状図を作成するに当たり, コアを深度方向
に半円形に2分し, その地層断面を観察するとともに,
この断面の片方に発泡ウレタン系樹脂(東邦化成工業
ハイセル SAC-100)を水と混合した後染み込ませ, 地
層の剥ぎ取り転写を行い, 転写面とはぎ取られた面も
観察した。

コアの採取後, その孔を利用して電気検層(ノルマル・
マイクロ), キャリパー検層, 密度検層, P-S検層を行っ
た。なお, 本孔では掘削孔の一部が崩れやすかったた
めケーシングを深度22 mまで設置した。P-S検層, キャ
リパー検層, 密度検層はケーシングを設置した本孔の
みで測定した。このため, P-S検層は地表から深度24
mまではダウンホール法によって, 深度24~60 mは
サスペンション法によって測定した。一方, 電気検層
はケーシング区間はデータを得ることができないため,
別孔を本孔の1 m脇に掘り, 測定した。

P-S検層は, 1 mごとに測定した。ダウンホール法の
P波の初動についてはP波起震時の水平成分の初同時
から読み取った。また, 深度0~5 mについては, ケー
シングが2重となっていたため, P波・S波の測定がで
きなかつたため深度0~5 mを一層と仮定し, 5 m深度
の測定値にみによって算定したものである。ダウンホ
ール法のデータ収録部はジオファイブ製のGeoSEISE-24,
孔内受信機はGEOSTAFF製のBHG-2を使用した。サ
スペンション法はデータ収録部がOYO製のMODEL-
3660C-XPJ, 発振・受信部はOYO製のサスペンション
PS検層プローブを使用した。

キャリパー検層と密度検層は, データ収録部は

OYO 製 Geologger-DSS MODEL-3420, キャリパープローブは同社製 MODEL-3973, 密度プローブは同社製 MODEL-3471 を使用した。

電気検層は, データ収録部は OYO 製 Geologger-3 MODEL-5020, プローブは同社製のノルマル電極とマイクロ電極を使用した。なお, 本孔は掘削中に孔壁が崩れやすいところがありケーシングを 22 m まで入れたため, 本孔の側方 1 m 地点で別孔を掘り, 地表から深度 25 m までの電気検層を実施した。検層結果については, 両孔のデータの整合性を検討し, ノルマル検層結果については深度 0 ~ 22.0 m, マイクロ検層結果については深度 0 ~ 22.1 m までの別孔のデータを採用しこれら以深については本孔のデータを採用し接合した(第 5 図)。

4. 地質層序

調査地点の地表より深度 60 m までの地層は, 下位より下総層群, “沖積層”, 人工地層から構成される。以下に各層ごとの層相と地層物性を第 5 図・第 6 図を参考にしながら述べる。

4.1 下総層群

層相: 下総層群は今回の調査深度では 37.93 ~ 60.00 m に分布し, 下部・中部・上部に分かれ, 全体として上方に粗粒化している。

下部は, 深度 48.30 ~ 60.00 m に分布し, ハンモック型斜交層理と推定される一部急角度を伴う低角斜交葉理が発達する泥質分のほとんどない極めて淘汰の良い締まった灰色の細粒砂~極細粒砂層を主体とし, 漸移的に上方粗粒化する。下半部は極細粒砂層が主体であるが厚さ 8 ~ 21 cm の細粒砂層や厚さ 7 ~ 30 cm の粗粒シルト層をまれに挟む。上半部は細粒砂層を主体とする。粗粒砂~極粗粒砂サイズの貝殻片ラミナが, 深度 59.65 ~ 59.73 m, 57.54 ~ 58.59 m, 57.34 ~ 57.46 m にみられる。粗粒砂サイズの発泡の良い白色軽石質火山灰粒子が深度 52.47 ~ 52.56 m と 51.74 ~ 51.82 m に 5 ~ 20 % 散る。深度 50.40 ~ 50.58 m には黒色スコリア質な極細粒砂層が挟まれる。

中部は深度 45.57 ~ 48.30 m に分布し, 灰色の細粒砂層とスコリア質な中粒砂層との互層で全体に斜交葉理が発達し締まっている。中粒砂層は泥質分をほとんど含まず黒色スコリア粒子を多く含み厚さは 21 ~ 92 cm である。細粒砂層は厚さ 29 ~ 46 cm である。

上部は深度 37.93 ~ 45.57 m に分布し, 平行葉理が発達する締まった中粒砂層を主体とするが中央に約 2.6 m の厚さの生物擾乱が著しい火山灰質な中位の硬さの泥層を挟む。中粒砂層は, 泥質分が少なく平行ラミ

ナが発達し, 一部の層準に生痕化石の *Macaronichnus segregatis* がみられる。この生痕化石のみられる層準は, 深度 44.69 ~ 44.87 m, 44.20 ~ 44.43 m, 43.50 ~ 43.85 m, 39.26 ~ 39.40 m である。中粒砂サイズの黒色スコリア粒子が 42.87 ~ 45.57 m と 39.63 ~ 40.23 m に多く含まれる。砂層の色は泥層の上位と下位で異なり, 泥層の上位の深度 37.93 ~ 40.23 m 部分は黄褐色であるが, 泥層の下位の 42.87 ~ 48.30 m 部分は灰色である。中央の泥層は深度 40.23 ~ 42.87 m に位置し, 暗青灰色で生物擾乱が著しい火山灰質な細粒~中粒シルト層で, 生物擾乱に伴う細粒砂のサンドパイプが多数含まれる。42.05 ~ 42.87 m には中粒砂サイズの火山灰混じりのシルト層を, 42.45 ~ 42.66 m の中粒砂サイズの黒色スコリア層が挟まれる。

地層物性: 密度検層の結果, 密度は砂層部分ではほぼ 1.98 g/cm^3 である。上部の泥層部分で約 1.97 g/cm^3 である。上部の深度 42.87 ~ 45.57 m 及び下部の深度 48.0 ~ 50.5 m では約 2.00 g/cm^3 とやや高い。

P-S 検層の結果, 弾性波速度は深度 40.5 m 付近を境に異なる。P 波速度は一般に $1,670 \text{ m/s}$ であるが上部の深度 37.5 ~ 40.5 m 部分はやや遅く $1,620 \text{ m/s}$, 深度 40.5 ~ 42.5 m が $1,670 \text{ m/s}$, 深度 42.5 ~ 45.5 m で $1,710 \text{ m/s}$ とやや早い。また, 下部の基底の深度 58.5 ~ 60 m は $1,620 \text{ m/s}$ とやや遅くなる。S 波速度は一般に 400 m/s であるが, 上部の深度 37.5 ~ 40.5 m 部分はやや遅く 300 m/s , 深度 40.5 ~ 42.5 m が 390 m/s , 深度 42.5 ~ 45.5 m では 420 m/s とやや早い。また, 下部の基底の深度 58.5 ~ 60 m は 370 m/s とやや遅くなる。

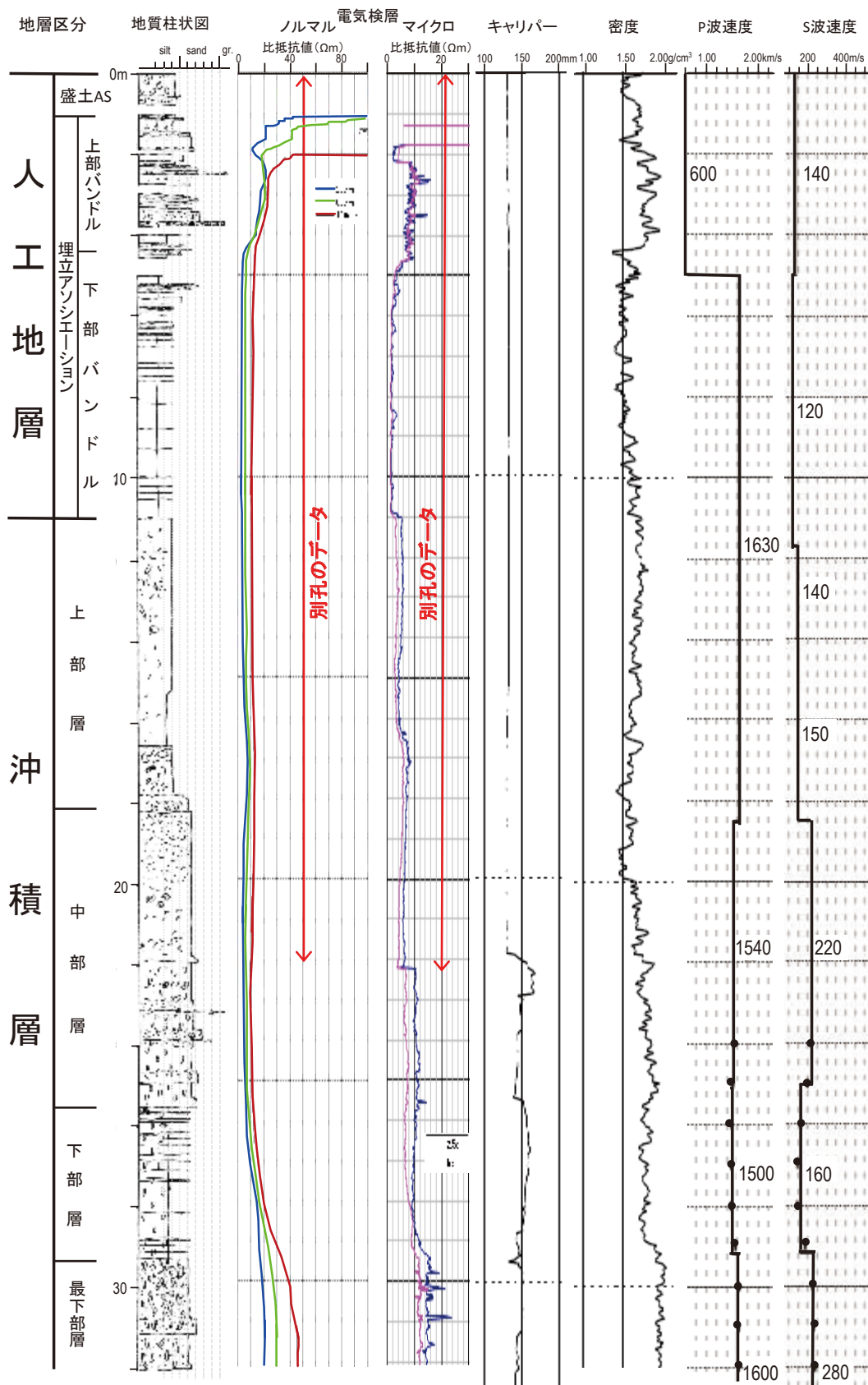
キャリパー検層の結果, 深度 51.7 m 以深の下部の大半は孔径が約 110 mm と掘削孔径よりも狭まっている。深度 46.0 ~ 51.7 m の下部の最上部から中部では孔径が約 115 mm と掘削孔径よりもやや狭まっている。深度 40.3 ~ 46.0 m の上部の下半部は孔径が約 120 mm と若干削孔径よりも狭まっている。深度 37.7 ~ 40.3 m の上部の上半部では孔径が約 130 mm と掘削径と同等である。

電気検層の結果ノルマル検層及びマイクロ検層ともに, 上部の 43 m 付近より上位に比べて下位は電気比抵抗が大きくなる。また, 下部層の深度 48.5 m 付近, 深度 57.5 m 付近で下位ほど急に電気比抵抗が大きくなっていく。特に, 深度 57.5 m 以深では非常に大きくなっている。

4.2 沖積層

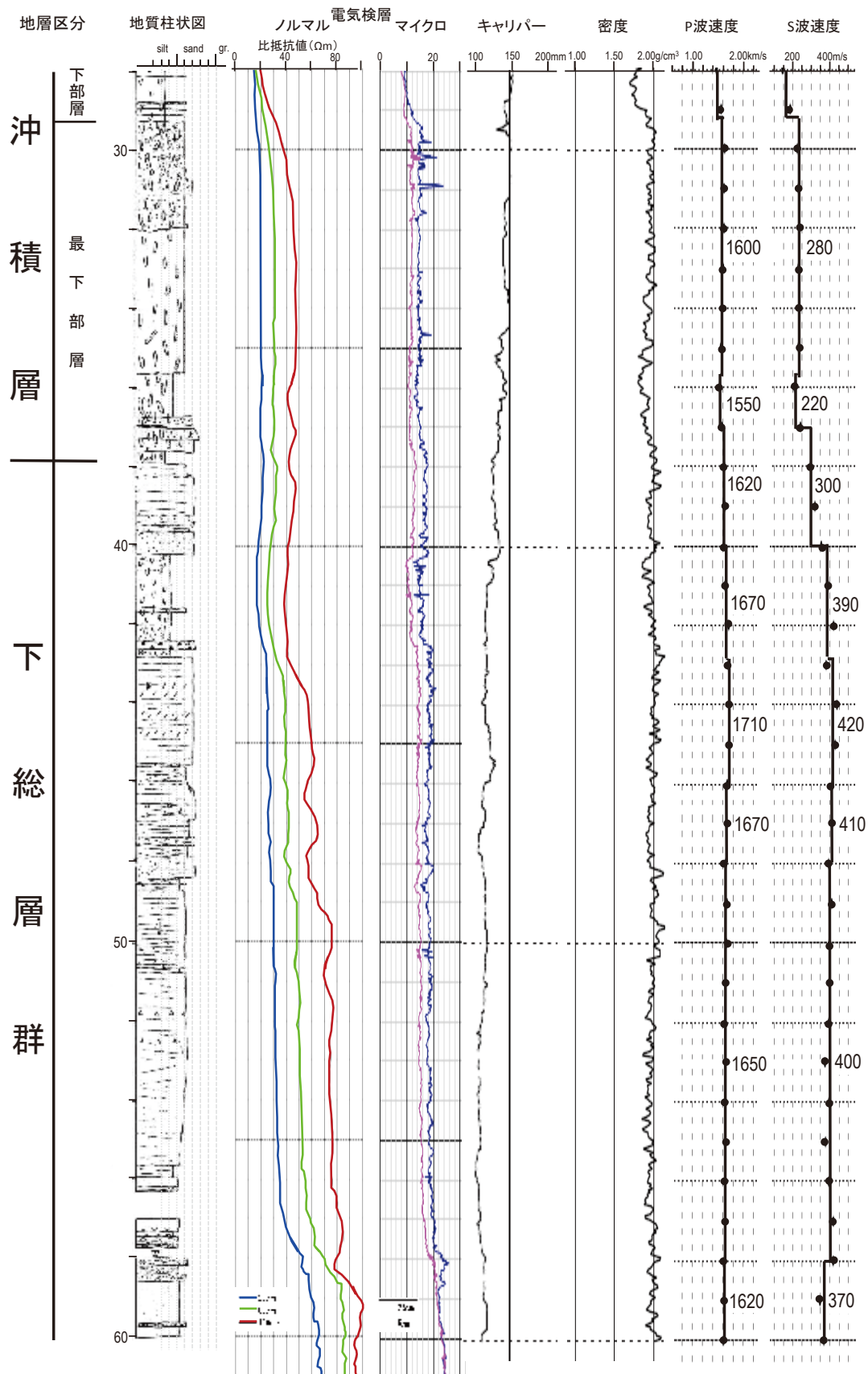
層相: “沖積層”は本調査地点では深度 10.95 ~ 37.93 m に分布し, 砂層主体の最下部層・泥層主体の下部層・砂層主体の中部層・泥層主体の上部層から構成される。

最下部層は深度 29.33 ~ 37.93 m に分布し, 直径 2 ~



第5図 GS-CB-8 コア上半部の地質柱状と各種物理検層結果。
電気検層結果のうち上部は別孔にて測定した結果である。ノルマルは深度0～22.0 m、マイクロは0～22.1 mが別孔のデータで、これよりも下位は本孔のデータである。

Fig. 5 Upper part of geological column and logging data of GS-CB-8 borehole, Isobe district, Chiba City.



第 6 図 GS-CB-8 コア下半部の地質柱状と各種物理検層結果.

Fig. 6 Lower part of geological column and logging data of GS-CB-8 borehole, Isobe district, Chiba City.

10 mm の関東ローム層の礫を 3～7% 含む締まった細粒砂層を主体とし直径 1.5～2 cm 長さ 0.1～0.5 m のシルト壁を持つ大型の生痕化石を多く含み、全体は暗青灰色を呈する。厚さ 0.9～3.7 m の上方細粒化する細粒砂～中粒砂層が積み重なっており、基底部分の中粒砂層部分は薄く 15～35 cm の厚さしかない。深度 36.73～37.62 m には厚さ 20～32 cm の細礫サイズのローム礫を 10～25% 含む中粒砂ないし粗粒砂層が複数枚重なっている。基底部の深度 37.62～37.93 m には細粒砂混じりの黒褐色の有機質なシルト層である。なお、37.77～37.79 m にレンズ状に粗粒砂サイズの発泡の良い白色軽石質火山灰を挟む。

下部層は深度 25.52～29.33 m に分布し、暗青灰色の軟らかい細粒シルト層を主体とする。厚さ 1 m 中に厚さ 2～10 mm の細粒砂層を 3～6 枚の頻度で挟む。直径 3～10 mm、長さ 1～10 cm のサンドパイプ状の生痕化石が多数みられる。深度 25.52～26.5 m に直径 3～12 mm の関東ローム層の礫を 3～10%、貝化石を 2～3% 含む。

中部層は深度 18.22～25.52 m に分布し、上方細粒化する厚さ 0.6～3.7 m のゆるい細粒砂～中粒砂層が複数枚重なっている。全体に貝化石を 3～7% 含む。また直径 3～5 mm の関東ローム層の礫は全体に 2～3% 含むが、基底部の深度 24.65～25.52 cm では礫径が 3～10 mm と大きく 5～7% と多く含むようになる。全体に生物擾乱がみられラミナがほとんど認識できない。深度 23.11～23.12 cm に直径 1～3 mm の発泡の良い白色の軽石を含む。

上部層は深度 10.95～18.22 m に分布し、軟らかい中粒～粗粒シルト層を主体とし上方に粗粒化し砂層の挟みはみられない。全体に直径 0.5～1 cm の貝化石が 3～5% 含まれる。基底付近の深度 16.56～18.22 m には直径 0.5～8 cm の貝化石が 7～25% と多数含まれる。

地層物性：密度検層の結果、密度は、概ね上位ほど低くはなっているが、層準によってふらつく。最下部層では約 1.95 g/cm³ であるが基底部分の 35.5～37.0 m では約 1.88 g/cm³ とやや低い。下部層以浅は急に低くなり、下部層は全体が約 1.79 g/cm³ である。中部層は一般に約 1.76 g/cm³ であるが深度 17.5～20.0 m では約 1.54 g/cm³ と小さい。上部層は下半部が約 1.61 g/cm³、上半部が約 1.70 g/cm³ である。

P-S 検層の結果、弾性波速度は最下部層・下部層・中部層・上部層で異なる。最下部層は基底付近の深度 35.5～37.5 m はこの上位に比べてやや遅く、P 波速度は 1,550 m/s、S 波速度は 220 m/s である。これ以外の最下部層では P 波速度が 1,600 m/s、S 波速度は 280 m/s である。下部層は P 波速度が 1,500 m/s、S 波速度が 160 m と遅い。中部層は P 波速度が 1,540 m/s、S 波速度が

220 m/s である。上部は P 波速度が 1,630 m/s、S 波速度が 140～150 m/s と遅い。

キャリパー検層の結果、深度 35.5～37.7 m の最下部層基底付近では孔径が約 135 mm と削孔径にほぼ匹敵する。深度 28.8～35.5 m の最下部層の主要部分では孔径が約 150 mm と削孔径よりも大きい。深度 25.5～28.8 m の下部層部分では孔径が約 155 mm と削孔径よりもやや広い。深度 23.8～25.5 m の中部層下半部では孔径が約 145 mm と削孔径よりもやや広い。深度 21.9～23.8 m では孔径が約 165 mm と削孔径よりも広がっている。この部分では掘削時でも孔壁が崩れやすかった部分である。21.9 m 以浅はケーシング内なので孔径が約 135 mm と一定している。

電気検層の結果、深度 29 m 付近、22 m 付近、16.5 m 付近で電気比抵抗が変わり、下位ほど電気比抵抗は大きくなる。

4.3 人工地層

層相：人工地層は本調査地点では表層から深度 10.95 m に分布し、埋立アソシエーション*と盛土アソシエーションから構成される。

埋立アソシエーションは深度 1.10～10.95 m に分布し、極軟らかい細粒シルト層を主体とする下部バンドル**と、極ゆるい細粒砂～中粒砂層を主体とする上部バンドルから構成される。

下部バンドルは深度 5.67～10.95 m に分布し、黄灰色の生痕化石がみられない淘汰の良い細粒シルト層を主体とする。このシルト層中には厚さ 1 m の間に 2～8 枚の頻度で厚さ 2～20 mm の灰色粗粒シルト層を挟む。この挟む枚数は上方に向かって増えていく。また、厚さ数 mm～1 cm の基質の黄灰色とは異なる色調の暗褐色の細粒シルト層がしばしば挟まれる。なお、東京湾岸に分布するサンドポンプ工法による泥層においては、淘汰が良く色調の異なる泥層が縞状にみられることがしばしばみられることから、これらの特徴はサンドポンプ工法に特有な層相の可能性がある。

上部バンドルは深度 1.10～5.66 m に分布し様々な粒径の薄い砂層が多数積み重なっている。主な砂層は厚さ 4～27 cm の極細粒砂層・細粒砂層・中粒砂層で、これら砂層中には貝殻が数% 混入するもののほとんどの場合明瞭なラミナはみられず、全体に不明瞭であるか塊状である。まれに厚さ 2～20 cm の細粒シルト層を挟む。また、厚さ 4～9 cm の粗粒砂～細礫サイズの貝殻片を 20% 以上含む中粒砂層を挟む。この砂層は明瞭なラミナがみられる。シルト層は常に灰色であるが、砂層は深度 2 m 以浅では黄褐色 2 m 以深では灰色～オリーブ色である。

盛土アソシエーションは、地表より深度 1.10 m に分

布し褐色のやや硬い砂混じりシルト層とやや軟らかい褐色のローム層から構成される。砂混じりシルト層は深度 0.54～1.10 m に分布し、褐色を呈する。直径 1～2 cm のシルト礫を 15～25 % 含む。地表から深度 0.54 m のローム層は直径 0.5～5 cm の関東ローム層礫を 25～40 % 含む。基質も関東ローム層を砕いたものである。なお、表層から深度 0.1 m は土壌化が進み植物の根を多く含む。

地層物性：密度検層の結果、密度は埋立アソシエーション上部バンドルの深度 4.5 m 付近と盛土アソシエーション基底付近の深度 1.0 m 付近で変わる。深度 4.5～11.0 m の埋立アソシエーション下部バンドル及び上部バンドル基底付近では約 1.56 g/cm³ と調査地点の中で最も低い値である。深度 1.0～4.5 m の人工地層の埋立アソシエーション上部バンドルでは約 1.70 g/cm³ である。地表から深度 1.0 m 付近の盛土アソシエーションでは約 1.60 g/cm³ である。

P-S 検層の結果、弾性波速度は埋立アソシエーション上部バンドル基底付近の深度 5 m 付近を境に変わる。深度 5 m 以深である埋立アソシエーション下部に相当する部分では P 波速度は 1,630 m/s、S 波速度は 120 m/s である。深度 5 m 以浅であるほぼ埋立アソシエーション上部から盛土アソシエーションに相当する部分では P 波速度は 600 m/s、S 波速度は 140 m/s である。

電気検層の結果、ノルマル検層及びマイクロ検層ともに、埋立アソシエーション上部バンドル基底付近の深度 4.5 m 付近を境に、この上位では下位に比べて電気比抵抗が大きい。

(*：人工地層の地層単元に使用されている用語。地層のオーダーの累層に相当する。**：人工地層の地層単元に使用されている用語。地層のオーダーの部層に相当する。アソシエーション及びバンドルは Nirei *et al.*, (2012) によって提唱され、イギリス連邦王国地質調査所などでも人工地層の記載に現在では使用されている。)

5. 地質層序と地層物性との関係とその意義

今回の調査では、第 5 図及び第 6 図や前項の記載から、層相と地層物性が一致している場合が多くみられた。以下に各層ごとに検討する。

5.1 下総層群と“沖積層”の境界付近について

密度検層及び P 波速度については、ともに下総層群と“沖積層”の最下部層は同様な値を示しているが、“沖積層”の下部以浅でともに小さな値となり、“沖積層”の最下部層と下総層群とは同等である。一方 S 波速度は深度 37.5 m 及び深度 40 m で速度が大きく変わる。“沖

積層”と下総層群の不整合境界は深度 37.93 m であり、S 波速度の方が層相と整合的に変化している。なお、深度 37.5～40 m 部分は下総層群の一般的な速度よりも遅く、不整合によって地表に露出している期間に風化の影響があった部分と考えられる。この部分の砂層の色調はこれよりも下位の暗青灰色ではなく黄褐色であることはこの推定を支持している。

5.2 “沖積層”と人工地層の境界付近について

P 波速度では、“沖積層”上部層と埋立アソシエーションにおいて速度の差はみられない。一方、密度検層と S 波速度では深度 11 m 付近の人工地層と自然地層との境である人自不整合（楡井ほか，1994）を境に上位は値が小さく、これら検層は層相と一致する。この層準では S 波速度だけでなく密度も層相の影響を受けていると考えられる。

5.3 下総層群，“沖積層”，人工地層の単元内における砂層部分と泥層部分の密度・弾性波速度の違いについて

第 5 図及び第 6 図より人工地層と“沖積層”のそれぞれの単元内においては、泥層部分と砂層部分を比較すると、泥層部分は砂層部分に比べて密度と S 波速度ともに小さな値となっている。P 波速度は同様な傾向がみられる場合もあるが、みられない場合もある。以上のことから、地層の層相は密度と S 波速度に大きな影響を与えていると考えられる。

一方、下総層群については、密度、S 波速度、P 波速度は砂層部分と泥層部分の明瞭なちがいはみられない。これは泥層内の空隙が人工地層や“沖積層”では大きく、密度や S 波速度にその影響が出やすいのに対し下総層群の泥層では、地層収縮が進み物性的には砂層に近くなるためと推定される。

5.4 電気検層結果と層相

電気検層は地下水開発時に測定される。地下水面下において砂層などの水が移動しやすい地層（透水層）ほど電気比抵抗は大きくなる。この検層データを各層ごとにまとめると以下ようになる。

人工地層内では埋立アソシエーション上部バンドルの砂層が発達する部分は電気比抵抗が高いが、下部バンドルの泥層が発達する部分では電気比抵抗が極めて小さい。地震時の液状化—流動化現象は地下水の存在が不可欠であることから、この上部層において液状化しやすい条件の一つが成立していると考えられる。

“沖積層”内では、中部層は砂層であるにもかかわらず電気比抵抗がこの上位と下位の泥層部分と大きな違いはないが、最下部層の砂層部分から急に大きくなる。

第1表 “沖積層”中の各層基底面標高 (m) の対比.
Table 1 Correlation of stratigraphic boundaries. (Elevation, T.P. m)

地層名	基準面の種類	千葉県立 行徳高校	船橋市立 湊中学校	GS-CB-4	GS-CB-8
地表	地表面	3.07	1.61	3.88	3.74
人工地層	人自不整合面	-2.46	-1.87	-6.87	-7.21
”沖積層”	最上部層基底面	-9.83	-4.69	—	—
”沖積層”	上部層基底面	-22.7	-7.54	-12.57	-14.48
”沖積層”	中部層基底面	-28.23	-13.89	-21.1	-21.78
”沖積層”	下部層基底面	-38.53	-29.48	-32.58	-25.59
”沖積層”	最下部層基底面	-38.63	-34.68	-33.7	-34.19

このことから最下部層は良好な透水層と考えられる。なお、中部層部分についてはマイクロ検層では、この上位・下位の泥層部分よりも高い電気比抵抗となっており、透水性が高い可能性がある。吉田ほか (2012) は、東京湾北東部の“沖積層”には中部付近に地層の塩分の溶出濃度が高い部分を見いだした。このことが原因で中部層の砂層部分の電気比抵抗が低いものと推定される。

下総層群では、上部の厚さ約 2.5 m の厚い泥層を挟んでこれよりも上位と下位で電気比抵抗が大きく変わる。また、下部の基底付近で電気比抵抗が急上昇している。このように下総層群は全体として電気比抵抗が大きく、砂層の粒径が小さいにもかかわらず良好な透水層である可能性がある。また、上部の厚い泥層を境に電気比抵抗が大きく変わることから、この泥層は難透水層としてある程度機能していることも読み取れる。なお、この地点の透水層構造としては上部の厚い泥層よりも上位の砂層部分は“沖積層”の最下部層の砂層部分の電気比抵抗とほぼ連続するため、これらは同一透水層として地下水が流動している可能性が高い。また、上部の厚い泥層部分の電気比抵抗値はこの上位の砂層と比べて低下していないこと、サンドパイプを多く含むことから、難透水性が必ずしも高くはない可能性がある。

6. 東京湾北東部の基準ボーリングコアとの対比

東京湾北東部の“沖積層”において行なわれている複数の基準ボーリング調査の結果、“沖積層”が厚いところでは“沖積層”の中央付近に比較的厚い砂層が常に認められること (宮地ほか, 2015b)、またその堆積年代がほぼ一致すること (宮地ほか, 2016) からこの

砂層はほぼ同時に堆積した砂層で、広く対比が可能なことを示した。本調査地点の“沖積層”の中部層がこれに相当する。

同様な砂層は千葉県環境研究センター地質環境研究室で行った 2011 年東北地方太平洋沖地震時の液状化—流動化のメカニズム解明のためのオールコアボーリング地点である千葉県立行徳高校と船橋市立湊中学校のグラウンドでも認められる (風岡ほか, 2016)。また、今回の調査地点の近傍の沖積谷上で掘削された GS-CB-4 でも認められることから、対比される砂層の上面 (上部層基底) と下面 (中部層基底) との対比結果を第 1 表に示す。なお、この深度は宮地ほか (2015b) の中間ラグ堆積物とは一致しない。なぜならば、このラグ堆積物は淘汰の悪い部分のみであり、ここで述べている中部層はラグ堆積物だけでなく、この上位や下位の砂層部分全体であるためである。また、第 1 表にはこの砂層以外にも、下部層の基底深度と最上部層の基底深度も示した。

なお、GS-CB-4 と GS-CB-8 では、最上部層はみられず、上部層の上位に直接人工地層が重なっている。この 2 か所では、内陸側の埋立を行う際に最上部層部分が浚渫されなくなっている可能性がある。GS-CB-8 地点は、埋立前の海底面の深度は -6 m であったので、本来であれば人自不整合は標高 -6 m にみられるはずであるが、実際は -7.21 m であるので、約 1.2 m 人為的に削られていた可能性がある。

7. 2011 年東北地方太平洋沖地震時に液状化—流動化した層準

Lowe (1975) は、地層中の間隙水の脱水の際に起こる初生的堆積構造の変化様式により、液状化現象と流

動化現象を区別した。風岡ほか（1994）は、1987年千葉県東方沖地震時に発生した巨大噴砂孔のトレンチ調査の際に、実際の地震時の液状化－流動化現象の地中での状態を復元し、Lowe（1975）の脱水に伴う現象が地震時にもあることを実証し、液状化から流動化に至るプロセスを明らかにした。また、ラミナ（初生的堆積構造）が不明瞭となる程度の場合は地層粒子の移動はわずかしかなないので液状化状態まで達し、ラミナが完全に消失ないし新たなラミナが形成している場合は地層粒子の移動は大きく液状化から一歩進んだ流動化状態まで達したと判断した。

今回のコアは、乱れが極めて少なく、地層の剥ぎ取り転写からラミナの状態を検討することができた。コア断面・剥ぎ取り面・はぎ取られ面の観察の結果、“沖積層”部分では初生的堆積構造が不明瞭な部分や消失している部分は認められなかった。“沖積層”の中部層ではラミナが生痕によって乱されているものの、生痕化石自身は不明瞭になったり消失した部分はみられなかったもので、液状化－流動化の履歴は無いといえる。

調査地点において液状化－流動化を最も起こしやすい部分として考えられるのは人工地層である。人工地層は密度やS波速度が他の地層と比べて小さく、特に埋立アソシエーション上部バンドルは電気検層結果から透水層をなすためである。コア等の観察の結果、上部バンドル中の深度1.55～5.66mの砂層の多くにラミナが不明瞭かラミナの無い塊状部分が認められ、この部分が液状化ないし流動化したものと推定される。しかし、上部バンドルの基底付近の厚さ15cm以上の泥層が挟まれるようになる深度4m以深では、コンボリュート葉理がみられ流動変形したことは明らかであるが、この上位の砂層によって変形構造は切られていることから、この変形は人工地層形成時のものと推定される。これよりも上位の砂層については変形構造が上位の砂層に切られていないので、地層形成後の液状化－流動化現象による変形と考えられる。

一方、この地層形成後に発生した比較的規模の大きな地震としては、1987年千葉県東方沖地震と2011年東北地方太平洋沖地震があげられる。1987年千葉県東方沖地震時には、隣接するグラウンドの一部で噴砂が生じたが、この緑地内では噴砂はみられておらず、緑地の北東の縁に沿う護岸にも変形は全く見られなかった。このことから、この際には液状化－流動化は調査地点では発生しなかったものと推定される。これらのことを合わせると、上部バンドル内の深度1.55～4.00mにみられる液状化－流動化部分は2011年東北地方太平洋沖地震によるものと推定される。

8. まとめ

千葉市美浜区磯辺3丁目で行った基準ボーリングGS-CB-8の調査の結果、以下のことが明らかとなった。

1. 調査地点での地表から深度60mまでの地質層序は以下のとおりである。下位より深度37.93m以深に下総層群、深度10.95～37.93mに“沖積層”、深度10.95m以浅に人工地層が分布する。“沖積層”は最下部層、下部層、中部層、上部層から構成され、各層の上面深度は29.33m、25.52m、18.20m、10.95mである。人工地層は埋立アソシエーションと盛土アソシエーションから構成され、その境界深度は1.10mである。埋立アソシエーションは下部バンドルと上部バンドルから構成され、その境界深度は5.66mである。
2. “沖積層”の各層は既存のオールコアボーリング地点である市川市の埋立地に位置する千葉県立行徳高校、船橋市の埋立地に位置する船橋市立湊中学校、千葉市美浜区豊砂の幕張海浜公園内の埋立地に位置するGS-CB-4と対比することができた。ただし、本地点とGS-CB-4地点では最上部層は確認できなかった。
3. 下総層群、“沖積層”、人工地層の地層物性値として密度、P波速度、S波速度、電気比抵抗の検層データを得た。特に“沖積層”と人工地層ではこれら物性値は層相の変化とよく対応している。
4. 層相と電気比抵抗から調査地点の透水層構造を把握することができた。
5. 2011年東北地方太平洋沖地震時に液状化－流動化した部分は人工地層内の埋立アソシエーション上部バンドル内の深度1.55～4.00mの砂層部分と推定された。

謝辞：本調査を進めるに当たり、千葉県立千葉西高校の事務職員の方々には調査にあたっての便宜をいただいた。千葉県環境研究センターのセンター長・次長・室長・地質環境研究室員の方々からは本調査にあたりさまざまな便宜をいただいた。これらの方々に感謝いたします。

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（第3報）－浦安地区（1）－。千葉県環境研究センター，調査研究報告，G-8，3-1-3-25。
- 千葉県環境研究センター（2012）平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震による液状化－流動化現象と詳細分布調査報告（第5報）－千葉市美浜区東部－，（2012年8月30日公表）。千葉県環境研究センター，調査研究報告，G-8，5-1-5-8。

- 千葉県環境研究センター (2014) 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による液状化－流動化現象と詳細分布調査結果－第 6 報平成 25 年度地層断面調査結果速報－. 千葉県環境研究センター, 8p, <https://www.pref.chiba.lg.jp/wit/chishitsu/ekijoukahoukoku/documents/6-2.pdf>
- 国土交通省関東地方整備局・地盤工学会 (2011) 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明報告書. 65p.
- Kazaoka, O., Kusuda, T., Kamura, K., Nirei, H., Ishihara, K., Yoshida, Y., Sato, M., Saito, K., Kazato, T., Kagawa, A., and Morisaki, M. (1992) The relations among N blow of standard penetration test, N_{sw} value of Swedish weight sounding test and grain size of sedimentary beds -Example of hydraulic filled land in Chiba-. Proceedings of the 2nd Symposium on Geo-Environments, *The committee of environmental geology*, Geological Society of Japan, 261-266.
- 風岡 修・佐藤光男・楠田 隆・香村一夫・風戸孝之・香川 淳・森崎正昭・佐藤賢司・古野邦雄・酒井豊・加藤晶子・楡井 久 (2000) 局所的な表層地質の違いが液状化－流動化に与える影響－東京湾岸埋立地の例－. 第 10 回環境地質学シンポジウム論文集, 33-38.
- 風岡 修 (2003) 液状化・流動化の地層断面. *アーバンクボタ*, no.40, 6-12.
- 風岡 修・楠田 隆・香村一夫・楡井 久・佐藤賢司・原 雄・古野邦雄・香川 淳・森崎正昭 (1994) 液状化－流動化のメカニズムとその実態. 日本地質学会第 101 年総会・討論会 講演要旨, 125-126.
- 風岡 修 (2011) 人工地層のでき方と液状化－流動化被害. シンポジウム「人工改変地と東日本大震災」資料集, 地質汚染－医療地質－社会地質学会, 1-21.
- 風岡 修・宇澤政晃・檜山知代・荻津 達・八武崎寿史・香川 淳・吉田 剛・加藤晶子・本田恵理・小倉孝之 (2016) 東京湾北部の埋立地における人工地層～“沖積層”の層序と 2011 年東北地方太平洋沖地震時の液状化－流動化現象：船橋市日の出町・市川市行徳での調査から. 第 26 回環境地質学シンポジウム論文集, 35-38.
- Lowe, D. R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- 宮地良典・小松原純子・風岡 修・吉田 剛・中島 礼 (2015b) 東京湾岸千葉県北西部沖積層中のラグ堆積物. 日本地質学会 2015 年大会講演要旨, 304.
- 宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2015a) 千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 61-71.
- 宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2016) 千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査 (平成 27 年度掘削資料とその対比). 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 79-90.
- 楡井 久・佐藤賢司・鈴木喜計・古野邦雄 (1994) 環境における地質単元. *地質学雑誌*, **100**, 425-435.
- Nirei, H., Kusuda, T., Suzuki, K., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O. (1990) The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its Hazard. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.35, 31-46.
- Nirei, H., Furuno, K., Kazaoka, O., Marker, B. and Sakunas, J. (2012) Classification of man made strata for assessment of geopollution. *Episodes*, **35**, 333-336.
- 吉田 剛・栗原正憲・風岡 修・加藤晶子・楠田 隆・古野邦雄・香川 淳 (2012) 千葉県における東京湾岸の埋立地層・自然地層の地下水位と地下水中の塩化物イオン濃度について. 第 22 回環境地質学シンポジウム論文集, 83-86.

千葉県東京湾岸部で掘削した沖積層基準ボーリング試料の対比と層序 Stratigraphic framework and correlation between sediment cores of the upper Quaternary in the Tokyo-Bay area of Chiba Prefecture

小松原純子^{1*}・宮地良典²・中澤 努¹・中島 礼¹・風岡 修³・吉田 剛³
Junko Komatsubara^{1*}, Yoshinori Miyachi², Tsutomu Nakazawa¹, Rei Nakashima¹, Osamu
Kazaoka³ and Takeshi Yoshida³

Abstract: We correlated geological units between 10 sediment cores, which are taken in the lowland and reclaimed lands along the northeastern coast of the Tokyo Bay, from Funabashi to Chiba cities, Chiba Prefecture. The cores are stratigraphically divided into three units in ascending order: Pleistocene deposits, postglacial deposits, and artificial fills. Pleistocene deposits are generally slightly reddish and consolidated compared with overlying postglacial deposits, and has radiocarbon dates older than LGM or out-of-range. Postglacial deposits are often bioturbated, include articulated bivalve fossils, and show radiocarbon dates younger than LGM. Artificial fills generally contain common shell fragments and rare man-made materials, and less bioturbated. These units are correlated based on sedimentary facies and depositional age, in order to provide accurate data for constructing 3-dimensional geologic model in future.

Keywords: drilling survey, standard stratigraphic framework, Pleistocene, Holocene, postglacial deposits, artificial fills, Chiba Prefecture, Tokyo Bay

要 旨

千葉県船橋市から千葉市にかけて掘削した 10 本のボーリングコアを対比した。掘削地点は低地及び埋立地である。ボーリングコアはいずれも下位から更新統、沖積層、埋立層に区分できる。更新統は多くの地点で比較的固結していて、やや赤みを帯びており、放射性炭素年代は最終氷期最盛期より古いか測定不能である。沖積層は生痕が発達し合弁の二枚貝化石を含み、放射性炭素年代は最終氷期最盛期よりも若い年代を示す。埋立層は破片化した貝化石を含み生痕がほとんどなく希に人工物が含まれているなどの特徴がある。それぞれの区分の境界を各ボーリングで識別し、ボーリングコア間で対比した。3次元地盤モデルの作成に役立つ予定である。

1. はじめに

産業技術総合研究所では千葉県北西部の地質構造を把握するため、平成 25 年度から 16 本のオールコアボーリング調査を行っている。そのうち、東京湾に面した千葉県船橋市から千葉市にかけての沖積層の標準層序

確立を目的として掘削した 10 本（第 1 図、第 1 表）について、対比の基準となる層準を識別し、ボーリングコア同士の対比を検討した。これらのボーリングコアの詳細は中澤ほか（2014）、宮地ほか（2015）、宮地ほか（2016）に記載されているが、これらのデータを再検討し解釈を一部変更した。また、コア中の木片及び貝化石計 13 点について、株式会社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。得られた年代値は較正ソフトウェア Calib7.0.4（Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2015）、Reimer *et al.*, (2013) のデータセット IntCal13 及び MARINE13 を用いて暦年校正を行った。

2. 地質概略

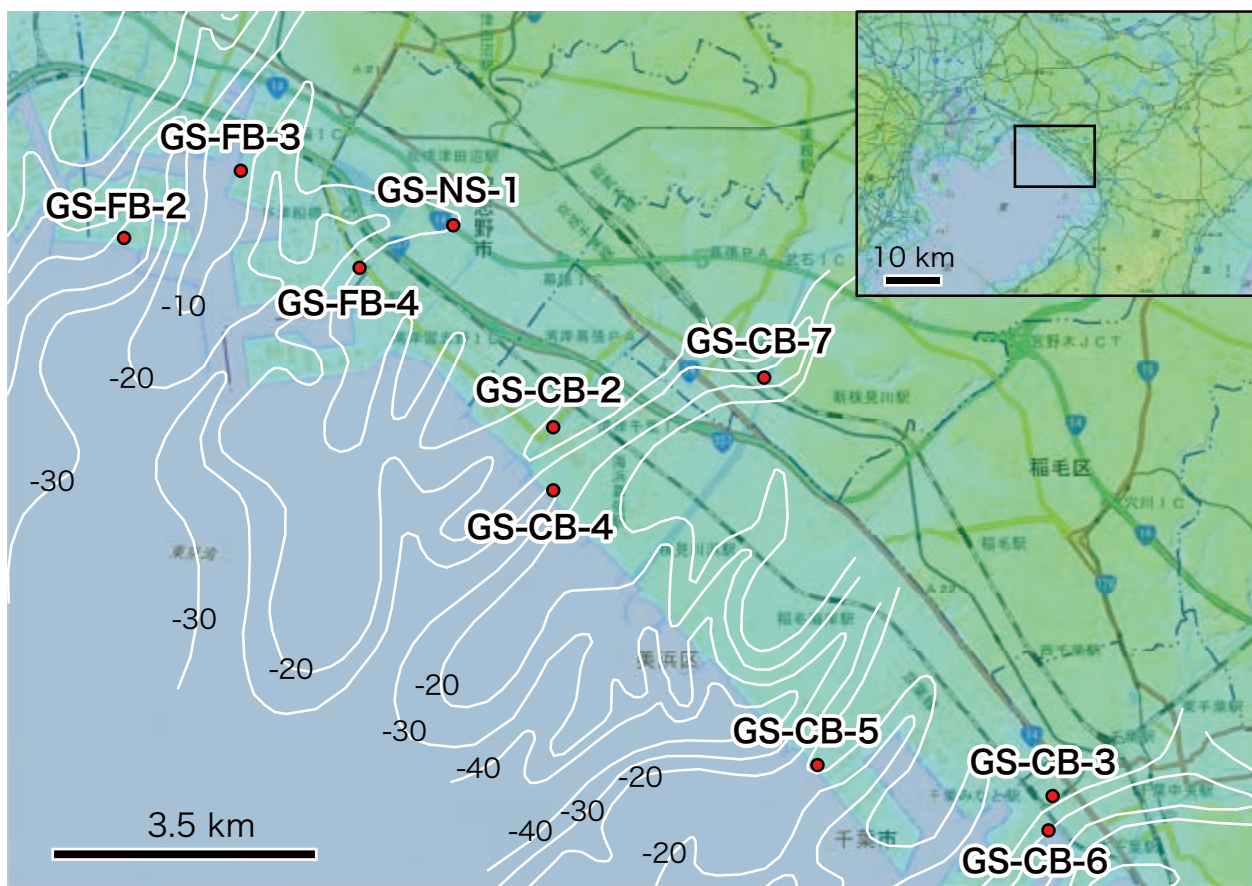
調査地域は東京湾の北東岸にあたる船橋市、習志野市、千葉市にかけての低地及び埋立地である（第 1 図）。背後には更新統の下総層群が標高 20 m 程度の段丘をなしている。昭和初期の海岸線は現在の国道 14 号線付近にあったが、昭和 30 年代以降に埋立てが進み現在の位置となった。埋立てはより沖合からポンプで浚渫した海底の砂泥を用いて埋め立てるサンドポンプ工法で行

*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 企画本部（AIST Planning Headquarters）

3 千葉県環境研究センター（Research Institute of Environmental Geology, Chiba Prefecture）



第1図 対比に用いたボーリングの位置。白線は沖積層の基底で Matsuda (1993) に基づく。単位は T.P. m。
 Fig. 1 Localities of drill sites. White lines are elevation in T.P. m of the base of the incised valley in the last glacial period, from Matsuda (1993).

第1表 ボーリング地点データと層序基準面の標高。
 Table 1 Boring sites data and elevation of stratigraphic boundaries.

コア名	GS-FB-2	GS-FB-3	GS-FB-4	GS-NS-1	GS-CB-2	GS-CB-4	GS-CB-7	GS-CB-5	GS-CB-3	GS-CB-6
標高 T.P. m	3.56	3.48	4.09	2.90	4.36	3.88	4.39	4.30	5.38	2.03
掘進長 m	60	110	35	30	30	40	30	110	40	40
掘削年度	2013 (H25)	2013 (H25)	2014 (H26)	2014 (H26)	2014 (H26)	2014 (H26)	2015 (H27)	2015 (H27)	2014 (H26)	2015 (H27)
埋立層基底 T.P. m	-7.54	-10.32	-1.26	-2.697	-4.04	-6.87	-0.83	-8.88	0.783	-2.47
沖積層基底 T.P. m	-33.22	-11.72	-20.01	-16.767	-10.84	-33.67	未確定	-15.05	-13.267	-24.77

われた (風岡ほか, 2003)。埋立地の地下には台地の開析谷から続く埋没谷が伸びていることが既存ボーリングデータを使った研究から明らかにされている (Matsuda, 1993)。オールコアボーリングの位置はこの埋没谷の谷軸及び尾根部を目安にし、詳細な位置は千葉県地質環境インフォメーションバンク (2017) などの既存ボーリングデータを手がかりに決定した。

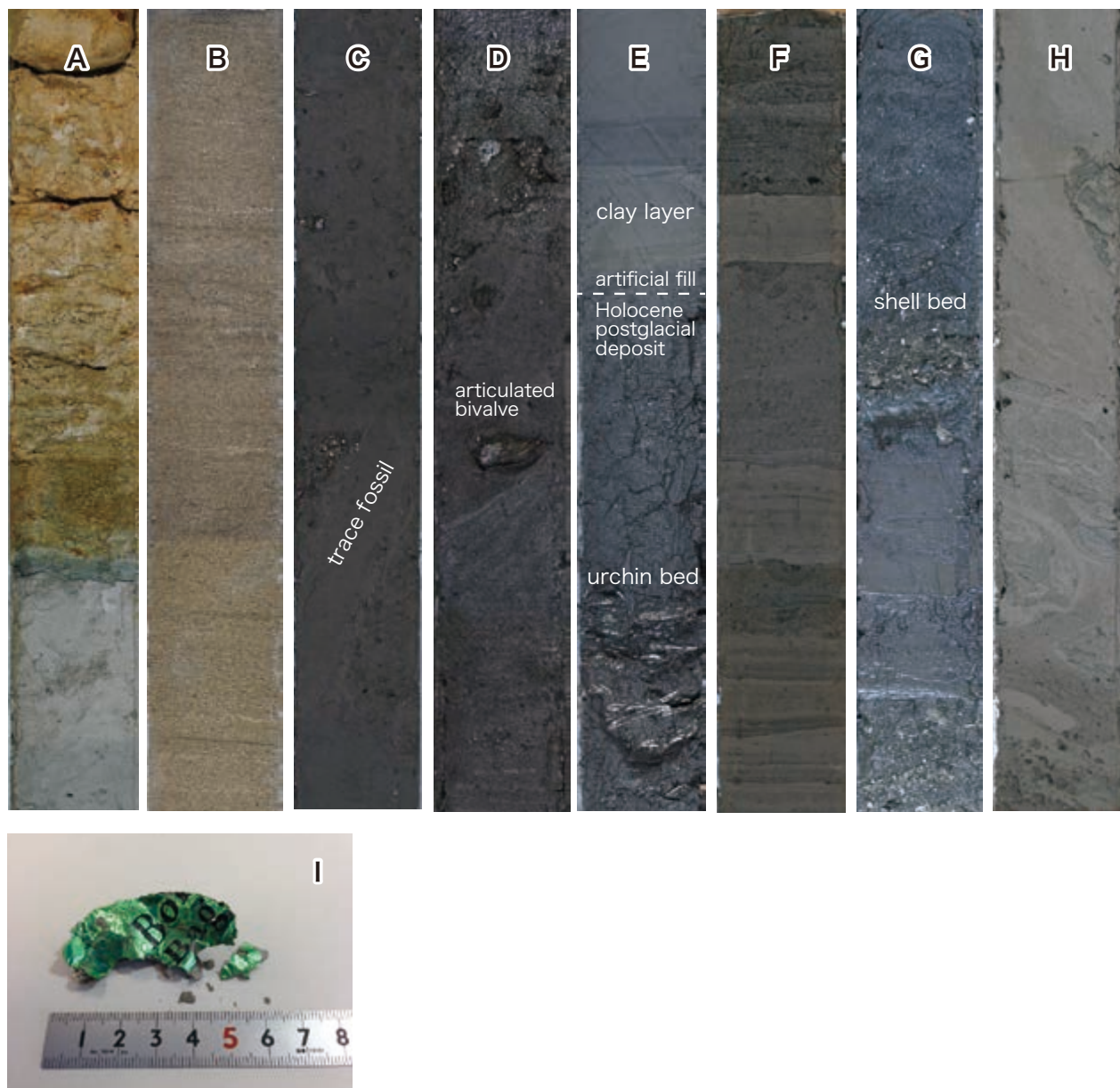
3. 各地層の特徴と識別基準

10本のボーリングコアはいずれも下位から更新統、沖積層、埋立層に区分できる。それぞれの特徴は下記の通りである。第2図に各ボーリングコアの柱状図を、

第2表に放射性炭素年代を示す。

3.1 更新統

主に平行葉理や低角～高角斜交層理の発達した極細粒～細粒砂からなる。植物根化石を含む泥からなる場合 (GS-FB-2)、貝化石を含み生痕が発達する泥からなる場合 (GS-CB-7) もある。まれに泥礫、礫、植物片、貝化石を含み、生痕が発達する。沖積層に比べて固くしまっており、ワイヤーでの半割が不可能な場合が多い (第2図A)。砂層は沖積層に比べて赤みを帯びている (第2図B)。貝化石について放射性炭素年代測定を試みたところ、最終氷期最盛期 (約2万年) よりも古い (4万年以前, GS-CB-7) か、もしくは測定不能 (それより



第2図 各地層に特徴的な堆積相。A: 更新統に見られる固結した泥層。上部は赤みを帯びている (GS-CB-7 深度 20.0-20.5 m)。B: 更新統に見られる固結した砂層。全体に赤みを帯びている (GS-CB-2 深度 22.0-22.5 m)。C: 沖積層に見られる生痕化石 (GS-FB-4 深度 11.15-11.65 m)。D: 沖積層に見られる合弁の二枚貝化石 (GS-NS-1 深度 10.3-10.8 m)。E: 埋立層に見られる粘土層、および沖積層に見られるウニ化石の濃集層。粘土層の基底が沖積層と埋立層の境界と考えられる (GS-CB-2 深度 8.25-8.75 m)。F: 埋立層に見られる極細粒砂と泥層の細互層。淘汰がよく含水率が高い (GS-CB-4 深度 9.0-9.5 m)。G: 埋立層に見られる貝殻片の濃集層 (GS-FB-2 深度 4.15-4.65 m)。H: 埋立層に見られる未固結変形構造 (GS-CB-5 深度 6.5-7.0 m)。I: 埋立層中から発見された印刷物 (GS-FB-3 深度 9.24 m)。

Fig. 2 Representative facies of Pleistocene deposits, postglacial deposits and artificial fills. A: Consolidated reddish mud of Pleistocene deposit (GS-CB-7, depth 20.0-20.5 m). B: Consolidated reddish sand of Pleistocene deposit (GS-CB-2, depth 22.0-22.5 m). C: Trace fossils in postglacial fill (GS-FB-4, depth 11.15-11.65 m). D: An articulated bivalve in postglacial fill (GS-NS-1, depth 10.3-10.8 m). E: A clay layer in artificial fill and urchin bed in Holocene postglacial deposit. The base of a clay layer is the boundary (GS-CB-2, depth 8.25-8.75 m). F: Alternation of very-fine sand and mud in artificial fill, with high water content (GS-CB-4, depth 9.0-9.5 m). G: A shell bed of disarticulated shell fragments in artificial fill (GS-FB-2, depth 4.15-4.65 m). H: Deformation in artificial fill (GS-CB-5, depth 6.5-7.0 m). I: Printed paper from artificial fill (GS-FB-3, depth 9.24 m).

第2表 放射性炭素年代一覧.
Table 2 Radiocarbon ages.

GS-FB-2								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-141118	GS-FB-2_0647	6.47	貝殻片 (バカガイ)	1320 ± 20	788 - 926 12 - 48 (0.15)	*	870	0.9 宮地ほか (2015)
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)	+	115	0.1 宮地ほか (2015)
IAAA-133059	GS-FB-2_1084	10.84	植物片	1890 ± 20	1739 - 1759 (0.05) 1774 - 1891 (0.95)	+	1844	1.8 宮地ほか (2015)
IAAA-133060	GS-FB-2_1366	13.66	植物片	1910 ± 20	1812 - 1903 (0.97) 1908 - 1924 (0.02)	+	1855	1.9 宮地ほか (2015)
IAAA-140336	GS-FB-2_1786	17.86	貝殻片 (ウラカガミガイ)	3260 ± 20	2988 - 3174	*	3089	3.1 宮地ほか (2015)
IAAA-140337	GS-FB-2_1980	19.80	貝殻片 (ウラカガミガイ)	5850 ± 30	6193 - 6327	*	6266	6.3 宮地ほか (2015)
IAAA-140338	GS-FB-2_2137-2147	21.37	貝殻片 (マテガイ)	8410 ± 30	8926 - 9114	*	9008	9.0 宮地ほか (2015)
IAAA-133061	GS-FB-2_2806	28.06	植物片	42250 ± 770	44168 - 47095	+	45567	45.6 宮地ほか (2015)
IAAA-133062	GS-FB-2_3044	30.44	植物片	8330 ± 30	9269 - 9452	+	9358	9.4 宮地ほか (2015)
IAAA-140339	GS-FB-2_3065	30.65	貝殻片 (ハイガイ)	8840 ± 30	9437 - 9541	*	9495	9.5 宮地ほか (2015)
IAAA-133063	GS-FB-2_3555	35.55	植物片	8810 ± 30	9689 - 9946 (0.89) 9993 - 10008 (0.01) 10063 - 10127 (0.01)	+	9840	9.8 宮地ほか (2015)
IAAA-133064	GS-FB-2_3664	36.64	植物片	9190 ± 30	10246 - 10429 (0.97) 10465 - 10481 (0.03)	+	10337	10.3 宮地ほか (2015)
GS-FB-3								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-141119	GS-FB-3_0683	6.83	植物片	1420 ± 20	1293 - 1351	+	1319	1.3 宮地ほか (2015)
IAAA-133065	GS-FB-3_1065	10.65	植物片	750 ± 20	667 - 709 (0.94) 715 - 726 (0.06)	+	685	0.7 宮地ほか (2015)
IAAA-133066	GS-FB-3_1092	10.92	植物片	1070 ± 20	932 - 1007 (0.79) 1025 - 1052 (0.21)	+	974	1.0 宮地ほか (2015)
GS-FB-4								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-150481	GS-FB-4-0720	7.20	貝殻 (ハマグリ合弁)	1260 ± 20	727 - 885	*	800	0.8 宮地ほか (2016)
IAAA-150482	GS-FB-4-1245	12.45	貝殻 (チヨノハナガイ)	2880 ± 30	2535 - 2732	*	2670	2.7 宮地ほか (2016)
IAAA-153563	GS-FB-4_1410	14.10	貝殻 (ヒメカノコアサリ)	4120 ± 30	4075 - 4281	*	4177	4.2 本報告
IAAA-150483	GS-FB-4-1524	15.24	貝殻 (ハマグリ)	8030 ± 30	8395 - 8562	*	8477	8.5 宮地ほか (2016)
IAAA-150484	GS-FB-4-1713	17.13	貝殻 (バカ貝)	8260 ± 30	8657 - 8951	*	8811	8.8 宮地ほか (2016)
IAAA-150485	GS-FB-4-2322	23.22	炭化物	7980 ± 30	8661 - 8667 (0.01) 8704 - 8996 (0.99)	+	8863	8.9 宮地ほか (2016)
GS-NS-1								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-150486	GS-NS-1-0674	6.74	貝殻 (ホソウミニナ?)	1420 ± 20	908 - 1036	*	960	1.0 宮地ほか (2016)
IAAA-153564	GS-NS-1_0808	8.08	貝殻 (ヤカドツノガイ)	2880 ± 30	2560 - 2736	+	2682	2.7 本報告
IAAA-150487	GS-NS-1-0970	9.70	貝殻 (ハマグリ)	7790 ± 30	8174 - 8339	*	8261	8.3 宮地ほか (2016)
IAAA-150488	GS-NS-1-1488	14.88	貝殻 (ウラカガミ)	8240 ± 30	8627 - 8931	*	8771	8.8 宮地ほか (2016)
IAAA-150489	GS-NS-1-1696	16.96	炭化物	7880 ± 30	8590 - 8778 (0.97) 8834 - 8860 (0.02) 8922 - 8933 (0.01)	+	8673	8.7 宮地ほか (2016)
GS-CB-2								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-142446	GS-CB-2_0868	8.68	貝殻 (サルボウ)	460 ± 20	1 - 131	*	58	0.1 宮地ほか (2015)
IAAA-142447	GS-CB-2_0917	9.17	貝殻 (サクラガイ)	820 ± 20	416 - 503	*	464	0.5 宮地ほか (2015)
IAAA-142448	GS-CB-2_1082	10.82	貝殻 (ヒメカノコアサリ)	2150 ± 30	1645 - 1824	*	1743	1.7 宮地ほか (2015)
IAAA-142449	GS-CB-2_1170追加	11.70	貝殻 (巻貝)	2300 ± 30	1827 - 1983	*	1906	1.9 宮地ほか (2015)
IAAA-142450	GS-CB-2_1257	12.57	貝殻 (モモノハナガイ)	8040 ± 30	8409 - 8576	*	8494	8.5 宮地ほか (2015)
IAAA-142451	GS-CB-2_1348	13.48	貝殻 (シオフキ)	8140 ± 30	8518 - 8743	*	8613	8.6 宮地ほか (2015)
IAAA-142452	GS-CB-2_1730	17.30	貝殻 (イタヤガイ)	47730 ± 580	-	*	-	宮地ほか (2015)
GS-CB-3								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-153565	GS-CB-3_0621	6.21	貝殻 (バカガイ)	7070 ± 30	7471 - 7614	*	7547	7.5 本報告
IAAA-150476	GS-CB-3_0830	8.30	貝殻 (バカガイ)	7390 ± 30	7770 - 7931	*	7856	7.9 宮地ほか (2016)
IAAA-142455	GS-CB-3_1323	13.23	貝殻 (ソルマルケボリガ)	7770 ± 30	8319 - 8161	*	8239	8.2 宮地ほか (2015)
IAAA-142456	GS-CB-3_1454	14.54	貝殻 (アラムシロガイ)	7890 ± 30	8419 - 8290	*	8358	8.4 宮地ほか (2015)
IAAA-142457	GS-CB-3_1545-2	15.45	カニ	8110 ± 30	8684 - 8471	*	8572	8.6 宮地ほか (2015)
IAAA-142458	GS-CB-3_1630	16.30	貝殻片	8090 ± 30	8635 - 8436	*	8546	8.5 宮地ほか (2015)
IAAA-142459	GS-CB-3_1823	18.23	貝殻 (ハイガイ)	8520 ± 30	9255 - 9020	*	9141	9.1 宮地ほか (2015)
IAAA-142460	GS-CB-3_2089	20.89	貝殻片	46500 ± 500	50000 - 48441 \$	*	49405	49.4 宮地ほか (2015)
IAAA-142461	GS-CB-3_2120_2	21.20	貝殻片	>53900	-	*	-	宮地ほか (2015)
IAAA-142462	GS-CB-3_2138	21.38	土壌	32600 ± 160	36999 - 36092	+	36495	36.5 宮地ほか (2015)
GS-CB-4								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-150477	GS-CB-4-1270	12.70	貝殻 (ヤチヨノハナガイ)	1320 ± 20	786 - 923	*	865	0.9 宮地ほか (2016)
IAAA-153566	GS-CB-4_1826	18.26	貝殻 (バカガイ)	7960 ± 30	8353 - 8508	*	8418	8.4 本報告
IAAA-150478	GS-CB-4-2026	20.26	貝殻 (バカガイ)	8300 ± 30	8717 - 8976	*	8860	8.9 宮地ほか (2016)
IAAA-150479	GS-CB-4-2666	26.66	貝殻 (モモノハナガイ)	8780 ± 30	9390 - 9512	*	9452	9.5 宮地ほか (2016)
IAAA-150480	GS-CB-4-3722	37.22	木片	16000 ± 50	18721 - 18953	+	18839	18.8 宮地ほか (2016)
GS-CB-5								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1σ, yBP)	暦年代 (2σ, cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-153567	GS-CB-5_1316	13.16	貝殻 (サルボウ)	410 ± 20	-	**	-	本報告
IAAA-153568	GS-CB-5_1840	18.40	貝殻 (ツキガイモドキ)	5500 ± 30	5760 - 5951	*	5883	5.9 本報告

GS-CB-6								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1 σ , yBP)	暦年代 (2 σ , cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-153569	GS-CB-6 1290	12.90	貝殻 (バカガイ)	7500 \pm 30	7464 - 7601	*	7536	7.5 本報告
IAAA-153570	GS-CB-6 1715	17.15	貝殻 (ヒメカノコアサリ)	8080 \pm 30	8436 - 8620	*	8537	8.5 本報告
IAAA-153571	GS-CB-6 2104	21.04	貝殻 (カワアイ片)	8550 \pm 30	9060 - 9297	*	9185	9.2 本報告
IAAA-153572	GS-CB-6 2620	26.20	木片	10540 \pm 40	12414 - 12622	+	12520	12.5 本報告

GS-CB-7								
測定番号	試料名	深度 (m)	試料	14C age (1 σ , yBP)	暦年代 (2 σ , cal BP)	median probability	ka	公表
IAAA-153573	GS-CB-7 1805	18.50	貝殻 (二枚貝片)	26370 \pm 100	29782 - 30640 \$	*	30244	30.2 本報告
IAAA-153574	GS-CB-7 2250	22.50	貝殻 (二枚貝片)	43010 \pm 390	45104 - 46616 \$	*	45836	45.8 本報告
IAAA-153575	GS-CB-7 2601	26.01	貝殻 (アサリ片)	46250 \pm 480	48240 - 50000 \$	*	49236	49.2 本報告

* Marine13(marine100%)を使用

+ IntCal13を使用

\$ 暦年較正曲線の範囲を超える

** 較正不能

古い、GS-CB-3) という結果が得られた。調査地域の更新統は下総層群木下層かそれ以下の層準と考えられるが(納谷ほか, 2016), ここでは一括して更新統と称する。

3.2 沖積層

生痕が発達し貝殻片を含む泥～極細粒砂を主体とし(第2図C), 細粒～中粒砂層を伴う。埋没谷の軸部では最下部に腐植層や植物片の濃集部を伴う(GS-FB-2, GS-CB-4)。深度9～12 mにはしばしば合弁の二枚貝化石が見られる(第2図D)。ところによりウニ化石, 泥礫, 植物片を含み, 未固結変形構造が見られる(第2図D, E)。砂質の部分には平行葉理～低角斜交層理, リップル葉理が見られる。GS-CB-4では深度30.5 m付近に海綿骨針の濃集(小松原ほか, 2016)が見られた。植物片や貝化石から得られた放射性炭素年代は最終氷期最盛期よりも新しい年代を示し, もっとも古いものでも18.8 ka (GS-CB-4)である。

3.3 埋立層

本地域の埋立層は貝殻片を含み平行葉理～斜交層理の発達する極細粒砂～中粒砂を主体とし泥層を伴う。含水率が高く, 泥層, 砂層ともに未固結変形が多く見られる。最上部には碎石や植物根を伴う。貝殻片及び植物片から得られた放射性炭素年代は1.3～0.1 kaを示し, 測定した二地点ではいずれも逆転した堆積年代が得られた。

海底の砂泥を使った埋立層は現世の海底堆積物が人工的に二次堆積したものであり, 層相や含有物については自然層と同じとされてきた(例えば, 清水1983)。しかし調査地域で得られたオールコアボーリング試料及びはぎ取り試料を観察すると, 下位の沖積層に比べて以下のような特徴を持つことがわかった。

- ・砂の淘汰がよい
- ・貝化石が破片化している
- ・砂層には斜交層理, 未固結変形が卓越する
- ・生痕がほとんどない
- ・静水域で堆積した粘土層がある
- ・人工物が含まれている

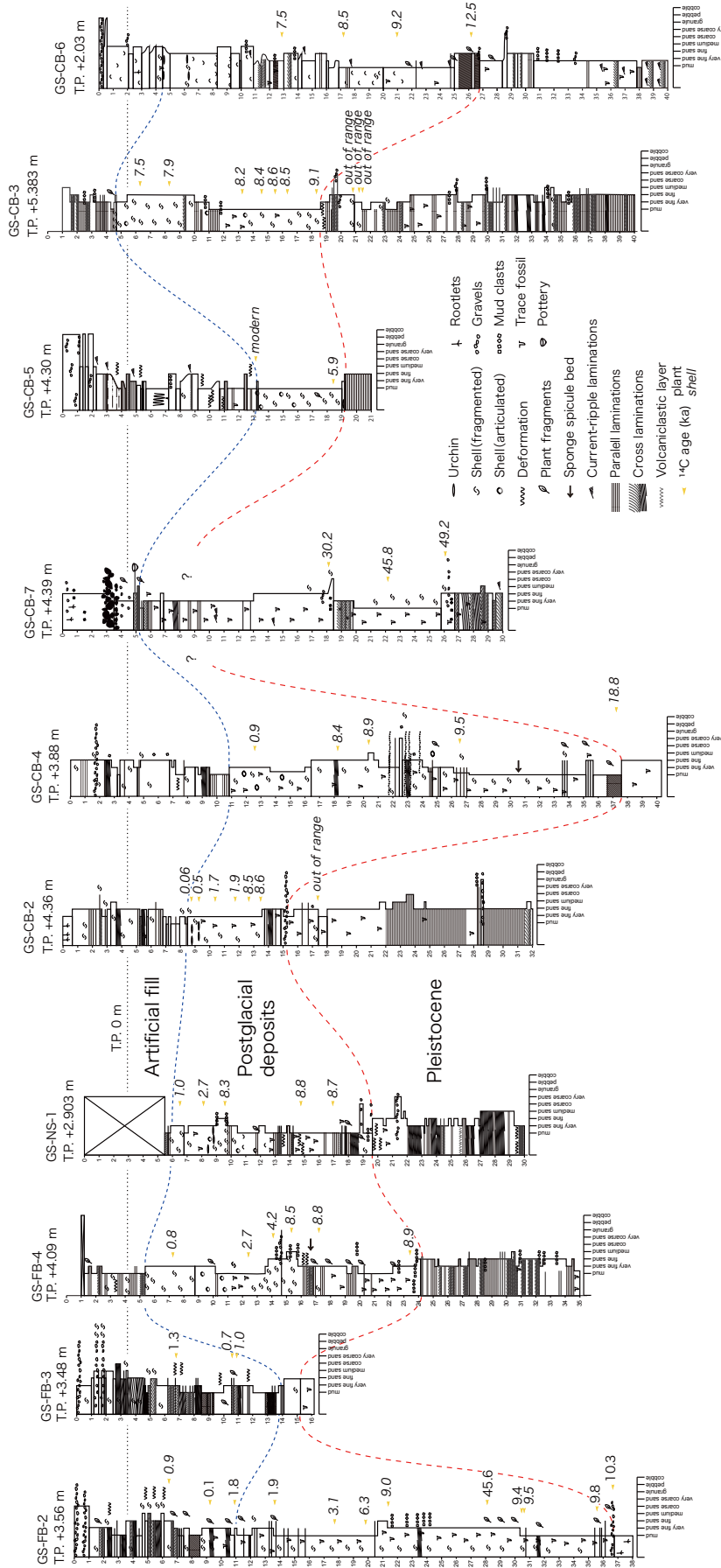
サンドポンプ工法では海底からポンプで砂をくみ上げ, 埋立対象地点に流し込むため, その過程で堆積物がふるい分けられ, もとの地層よりも淘汰の良い堆積物が形成される。このため埋立層の砂層は下位の沖積層に比べて淘汰がよい(第2図F)。また, 貝化石はすべて破片化して再堆積しており, 分級を受けて特定の層準に集中する傾向にある(第2図G)。埋立層の砂層には斜交層理や未固結変形が多く見られるが, それは人工的に短期間で再堆積したためと考えられる(第2図H)。同様に下位の沖積層に見られるような生痕はほとんどない。埋立層の泥層は, しばしば非常に細粒な粘土層を伴う(第2図E)。この層は水流の攪乱のない静水域で懸濁状態から沈殿したと考えられ, 埋立作業の休止期に形成されたものと推定される。埋立層だけに見られる最大の特徴は人工物が含まれていることで, 調査地域では印刷された紙片(GS-FB-3, 第2図I), 陶器片(GS-CB-7)などが発見された。

4. ボーリングコア間の対比

調査地域で掘削したオールコアボーリングの層序対比を第3図に示す。対比を行うにあたり, 対比可能な境界面として更新統と沖積層の境界面, 及び沖積層と埋立層の境界面の二つを用いた。

最終氷期の下刻谷が深かったところでは更新統はより下位の地層まで侵食され, その上の沖積層は海進初期の堆積物を伴う。調査地域内で谷がもっとも深かったGS-CB-4地点では沖積層の基底に陸成層(腐植)が見られた。一方, GS-CB-7では沖積層と更新統の境界を明瞭に決めることができなかった。このボーリングコアでは, 年代値から深度18 m付近から下位が更新統であることは明らかであるものの, その上位の堆積物(埋立層の基底から深度18 m付近まで)は層相や堆積物の固さが大きく変わらず, また放射性炭素年代を測定できる試料も得られなかった。

沖積層と埋立層はどちらも同じ堆積物から構成されているため一見して区別がしにくい, 3.に述べたような層相の違いにより両者が識別でき, いずれのボー



第3図 ボーリングコア間の対比.
Fig. 3 Correlation of sediment cores.

リングコアでも境界面を認定できた。この境界面の深度分布は概ね埋め立て開始当時の海底地形を表している。特に深い地点（例えばGS-FB-3, 深度13.8 m）は、その地点が埋め立てられる以前に、より陸側の地域を埋め立てるための浚渫場だったか、航路確保のための浚渫を受けた可能性がある。

5. まとめ

千葉県の東京湾岸で掘削したボーリングコア10本について、更新統、沖積層、埋立層のそれぞれの特徴をまとめ、ボーリング間での対比を行った。

今後は沖積層内の堆積過程を検討し沖積層内での対比を進め、3次元地質地盤図の作成につなげていく予定である。

謝辞：ボーリング調査に際しては、千葉県防災危機管理部、千葉土木事務所、美浜土木事務所、県土整備部千葉港湾事務所、千葉北道路事務所、ふなばし三番瀬海浜公園、習志野市公園緑地課、千葉市生活文化スポーツ部、公園管理課、新港清掃工場に便宜を図っていただいた。ボーリング作業は株式会社サンコア、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。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- 千葉県地質環境インフォメーションバンク (2017) 地質柱状図。ちば情報マップ, <https://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/chishitsu.html> (2017/03/01 確認)。
- 風岡 修・楡井 久・香村一夫・楠田 隆・三田村宗樹 (2003) 液状化・流動化。アーバンクボタ, no.40, 1-65.
- 小松原純子・宮地良典・伊勢優史 (2016) 千葉市の沖積層内湾堆積物から発見された海綿動物化石。GSI地質ニュース, 5, 233-234.
- Matsuda, I. (1993) Chapter 3 Postglacial deposits in and around Tokyo Bay In Kaizuka, S. ed., *Geomorphology, Geology and Water of Tokyo Bay*, 67-109. Tsukiji Shokan Publishing Co., Ltd., Tokyo.
- 宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2015) 千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査。平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 61-71.
- 宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2016) 千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査 (平成27年度掘削試料とその対比)。平成27年度沿岸域の地質・活

- 断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 79-90.
- 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。巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 207-228.
- 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努 (2016) 千葉市の地下に分布する下総層群の層序: GS-CB-1及びGS-CB-5 コアの調査概要。平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 91-99.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, M.P., Guilderson, T.P., Hafliadason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffman, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaise, 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 van der Plicht, J. (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- 清水恵助 (1983) 東京港における埋立地について一埋立地の地質学的考察一。地質学論集, no.23, 141-154.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended C-14 data-base and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, P.J. (2015) CALIB Radiocarbon Calibration. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>, 2017/03/24.

松戸市の地下に分布する下総層群の層序 : GS-MD-1 コアの調査概要 Stratigraphy of the Pleistocene Shimosa Group in the Matsudo area: A preliminary report on GS-MD-1 core

納谷友規^{1*}・坂田健太郎¹・中澤 努¹
Tomonori Naya^{1*}, Kentaro Sakata¹ and Tsutomu Nakazawa¹

Abstract: Drilling survey was performed in Matsudo City in order to understand stratigraphy of the middle to upper Pleistocene Shimosa Group beneath this area, and 125 m long GS-MD-1 core was obtained. A number of sedimentary cycles and key tephra layers were distinguished in the core based on detailed sedimentary facies observation. The Shimosa Group shallower than the depth of 125 m in this area can be divided into Jizodo Formation, Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Kioroshi Formation and Joso Clay from the lower order.

Keywords: Shimosa Group, Matsudo, drilling survey, subsurface geology, S-wave velocity

要 旨

松戸地域の地下に分布する下総層群の層序を明らかにすることを目的として、松戸市六高台にて掘進長 125 m のボーリング調査 (GS-MD-1) を行った。層相の詳細な観察によって、ボーリングコアには複数の堆積サイクルが累重することが明らかになるとともに、複数の鍵テフラ数を識別することができた。これらの層序学的知見から、本地域の深度 125 m 以浅には下総層群が分布しており、下位より、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、常総粘土に区分されることが分かった。

1. はじめに

筆者らは、千葉県北部地域の地下に分布する下総層群の層序を明らかにすることを目的としてボーリングコアの解析を行ってきた。これまでに、東京湾北縁の臨海部に位置する船橋市地域 (GS-FB-1, GS-FB-2, GS-FB-3 コア: 中澤ほか, 2014) 千葉市地域 (GS-CB-1, GS-CB-5 コア: 納谷ほか, 2016) で掘進長 120 m に達するボーリング調査を実施して、詳細な層相の記載とテフラの対比に基づき地下層序を明らかにするとともに、ボーリング孔を使った物理検層を実施して地盤の物理特性を明らかにしてきた (第 1 図)。また、千葉県北部の柏市～流山市地域においても、GS-KW-2 コア (中澤・田辺, 2011) や GS-NY-1 コア (中澤ほか, 2014) などのボーリング調査が実施された (第 1 図)。

一方、千葉県松戸市周辺は、これまでボーリング調査がされてこなかった地域であり地下の層序に関する

情報が不足している。そこでこの地域の下総層群の層序を明らかにすることを目的として、千葉県松戸市において、掘進長 125 m のボーリング調査を新たに実施して、コア観察と物理検層を行った (第 1 図)。本稿では、このボーリング調査で明らかになった松戸市の地下における下総層群の層序の概要について報告する。

2. 地質概説

房総半島には中一上部更新統の下総層群が露出している。徳橋・遠藤 (1984) は姉崎地域の下総層群を下位より地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、姉崎層、及び常総粘土に区分した (第 2 図)。下総層群のそれぞれの累層は、海水準変動を反映した一回の海進・海退に対応した堆積サイクルに相当すると考えられており、海洋酸素同位体ステージ (MIS) 12～5.3 の期間に堆積したと考えられている (中里・佐藤, 2001)。このうち、地蔵堂層から木下層の各累層は浅海で堆積した地層を主体とし、しばしば最下部には陸成層がみられる。姉崎層と常総粘土はそれぞれ陸成層である。千葉県北東部の東京湾沿岸地域や野田地域では、房総半島と同様の層序が認められているが最上部を除き大部分は地下に伏在している (中澤・田辺, 2011; 中澤ほか, 2014; 納谷ほか, 2016)。

3. ボーリング調査の概要

今回の解析に使用したボーリングコアは、千葉県松戸市六高台のスポーツ公園敷地内で掘削された。掘削

*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 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(詳細版)(産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2015)を用いた.

凡例の説明:22及び23(緑色),更新統;6及び7(薄黄色),更新統~完新統;10(水色),完新統,1(白色),埋立地.

Fig.1 Locations of the drilling sites.

Base map taken from Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000), Geological Survey of Japan, AIST (2015).

Legend 22 and 23 (green): Pleistocene, Legend 6 and 7 (light yellow): Pleistocene to Holocene, Legend 10 (light blue): Holocene, Legend 1 (white): reclaimed land.

地点は台地上の下総上位面(杉原,1970)に位置する(第1図).

GS-MD-1

松戸市六高台(スポーツ公園)

35°47'49.00"N, 139°58'57.47"E

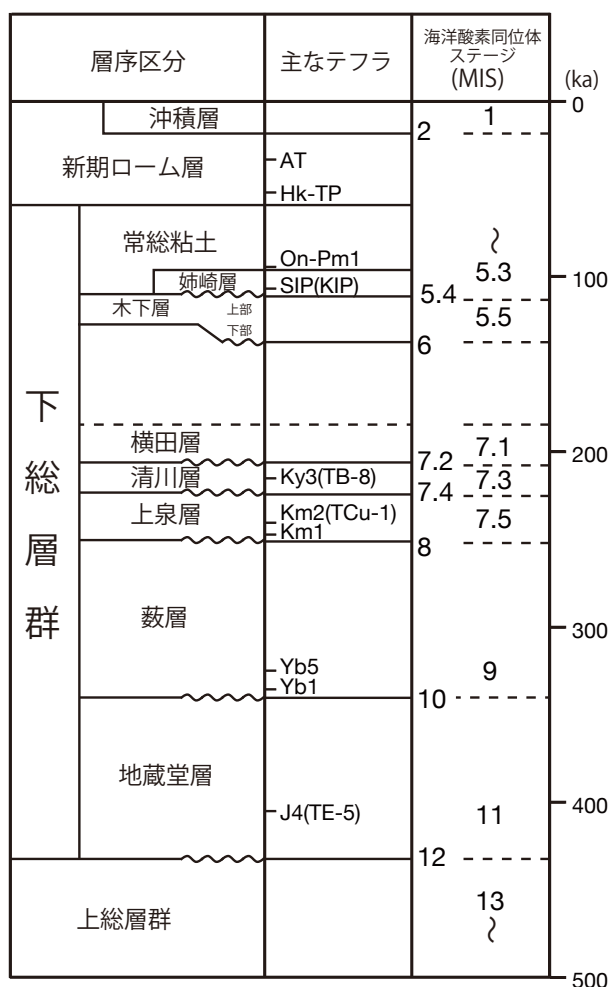
孔口標高:T.P.+28.94 m

掘進長:125.0 m

コア試料の掘削と採取には,内管にVU75規格の塩化ビニール管を挿入した116mm径のトリプルチューブサンプラーを用いた.採取したコア試料は実験室にてワイヤーまたは岩石カッター付きコアカッターを用い

て半割し,半断面の詳細な観察を行った.

ケーシング挿入前及び掘削終了後には,掘削孔を用いてPS検層(弾性波速度検層),密度及びキャリパー(孔径)検層を行った.PS検層は,地盤工学会基準JGS1122-2012に準拠して行い,孔内水位よりも深い部分については孔内起振受振方式(以下,サスペンション法と呼ぶ)を,孔内水位より浅い部分についてはダウンホール方式を採用した.測定間隔は1mとした.サスペンション法では,測定器に応用地質株式会社製のModel-3360Cを,プローブに同社製のModel-3348A,3385,3387A,3382B,3386A,3302Wを用いた.ダウンホール方式では,探鉱器にサンコーコンサ



第2図 更新統下総層群の層序概要。
海洋酸素同位体比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.
Correlation of each formation with marine oxygen isotopic stages (MIS) is based on Nakazato and Sato (2001).

ルタント株式会社製の DSS-12 を、孔内3成分受振器に
応用地質株式会社製の Model-3033 を用いた。密度及び
キャリパー検層では、観測器に応用地質株式会社製の
Geologger-DSS Model-3420 を、密度・孔内検層プローブ
に、同社製の Model-3471A を、線源ホルダーに同社製
の Model-3940 を用いた。

4. コア記載

GS-MD-1 コアの下総層群について、層相、テフラ、
物性の記載を行う。第3図にはコアの柱状図と物性値
を示す。テフラの特徴については第1表にまとめた。

4.1 地藏堂層

深度：125.0 (孔底) ~ 93.02 m

層相：下部，中部，上部に分けられる。下部は，観察
できた範囲では生物擾乱の発達した泥質砂層～砂質泥
層を主体とし，部分的に貝殻片が観察される。中部は
斜交葉理が発達した細粒～中粒砂層からなり，薄い
泥層を挟むことがある。上部は中粒砂～極粗粒砂の
砂層からなりしばしば中礫を含む。白斑状生痕化石
Macaronichnus segregatis が多産する。

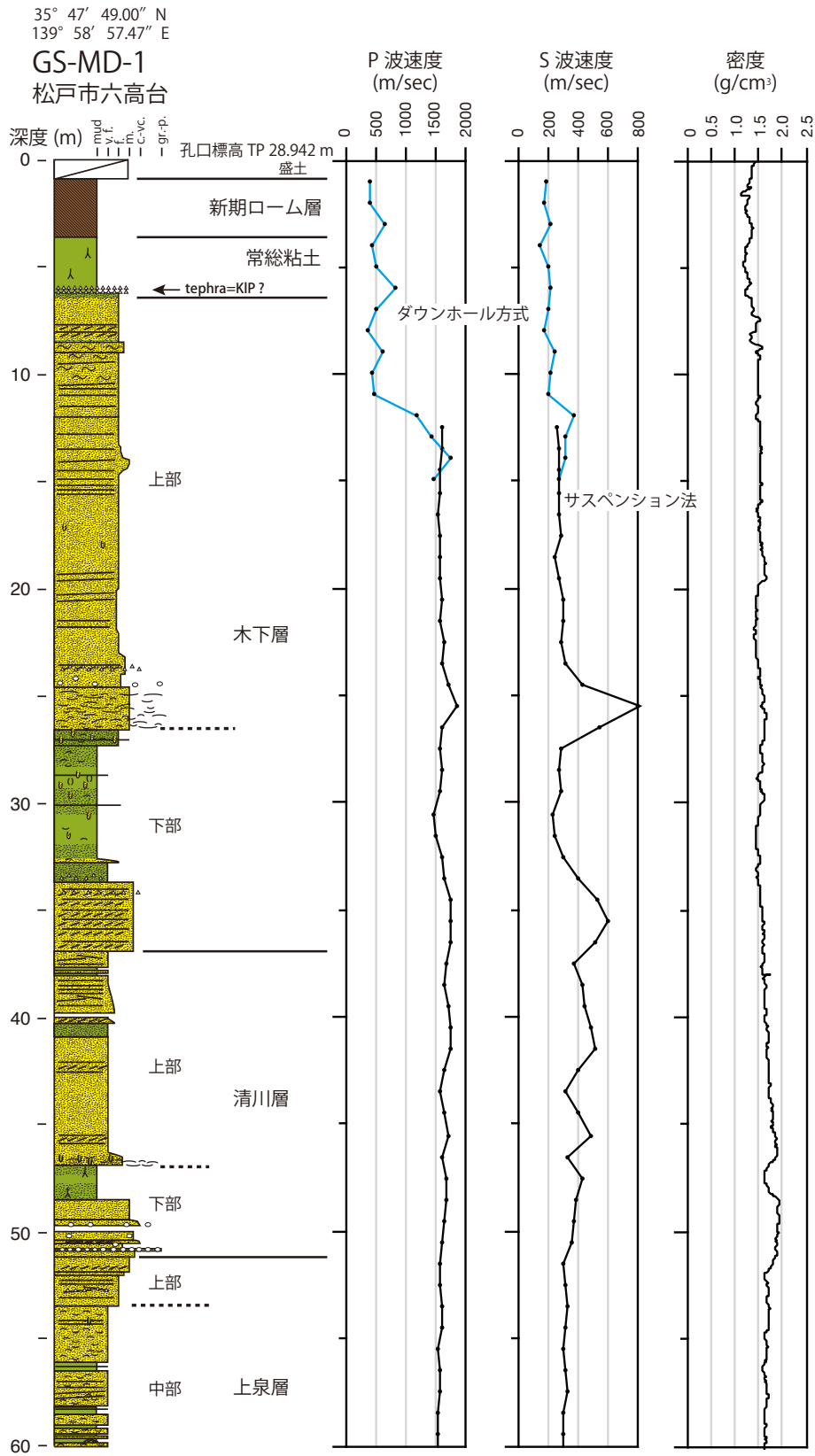
テフラ：本層下部の深度 118.13 ~ 118.15 m には，砂質
泥層に発達した生痕を充填する産状を示す細粒テフラ
が観察される。このテフラは，火山ガラスを主体とし，
重鉱物は黒雲母を多く含むほか，少量の普通角閃石，
斜方輝石，単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率 (n)
は 1.498 を示し，普通角閃石の屈折率 (n₂) は 1.666 ~
1.675 (1.670)，1.692 (括弧内はモード，以下同様) を示
す。黒雲母を多く含むこと，火山ガラスの屈折率，そ
して普通角閃石の屈折率の特徴は，大磯丘陵の中部更
新統に挟まる TE-5 テフラ (町田・新井，2003) の特徴
と類似する。TE-5 テフラは下総層群地藏堂層の J4 テフ
ラに対比される (徳橋・遠藤，1984)。なお，TE-5 テ
フラは下位の TE-5a と上位の TE-5b という 2 枚の異な
るテフラ層からなり，さらに TE-5a と TE-5b では普通
角閃石の屈折率が異なり，前者が 1.686 ~ 1.694 と比較
的高く後者が 1.669 ~ 1.674 と低いことが知られている
(町田・新井，2003)。今回測定された普通角閃石のう
ち，屈折率 1.692 を示すものは TE-5a に，1.666 ~ 1.675
(1.670) を示すものは TE-5b にそれぞれ対応し，このテ
フラ層には両者のテフラが混合していると考えられる。
また，これまで TE-5 に単斜輝石が含まれることは知ら
れていないが，今回観察されたテフラには極少量の単
斜輝石が含まれる。生痕を埋めているという産状から，
この単斜輝石は周囲の砂層から混入した可能性が高い。

物性：P 波速度は 1,600 ~ 1,900 m/sec，S 波速度は 350
~ 620 m/sec，密度は 1.5 ~ 1.9 g/cm³ 程度の値を示す。
下部の泥質砂層の S 波速度は概ね 350 ~ 450 m/sec の範
囲で変化し，上位ほど値が小さくなる傾向が認められ
た。中部の S 波速度は概ね 350 ~ 400 m/sec を示し変化
は少ないが上方ほどわずかに値が大きくなる傾向があ
る。上部の礫混じり中粒砂～極粗粒砂からなる粗粒部
では，S 波速度は 400 ~ 620 m/sec 程度で比較的高い値
を示し最上部の中粒砂層はやや小さくなり 430 ~ 470
m/sec となる。

4.2 菟層

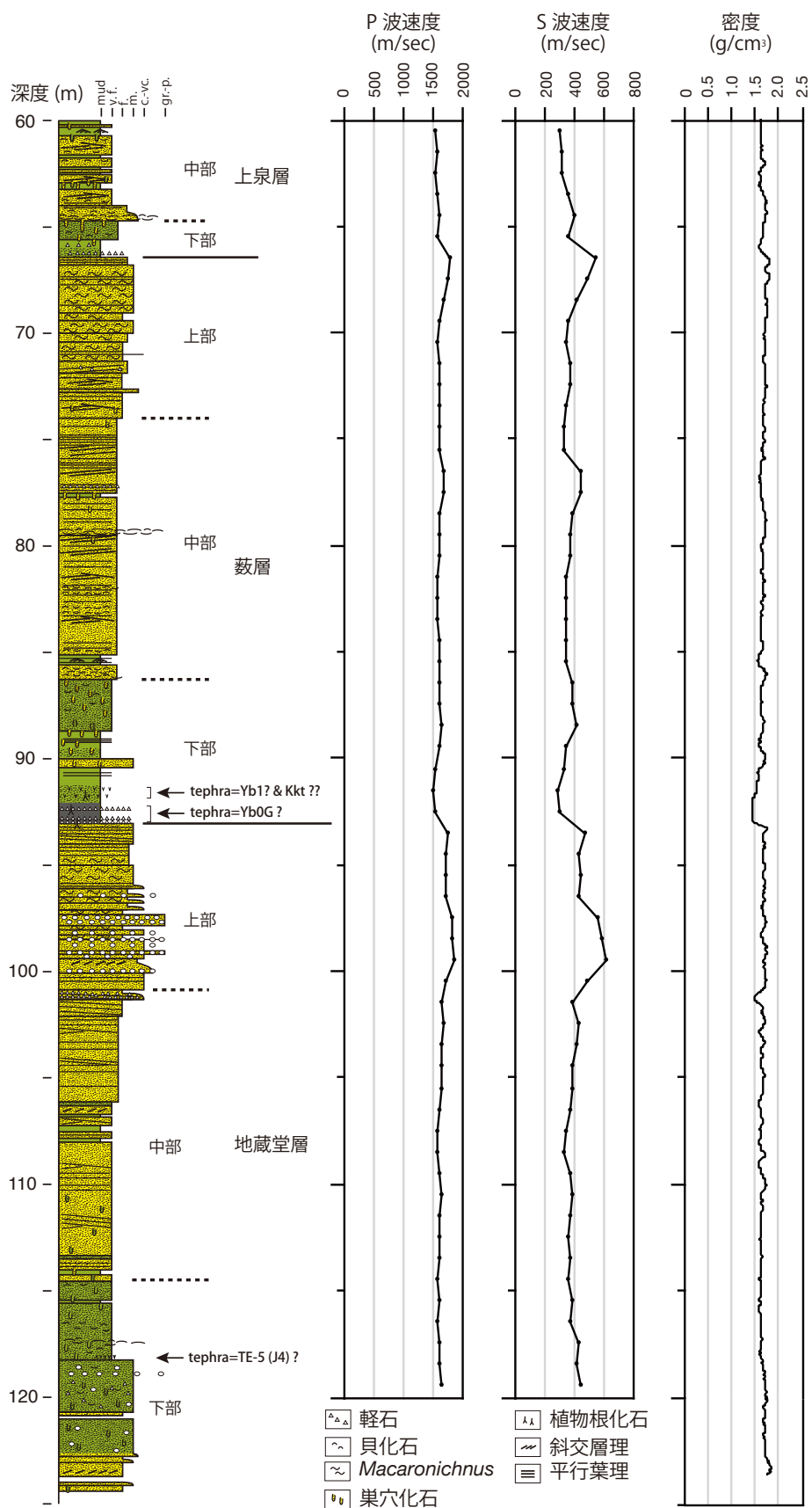
深度：93.02 ~ 66.40 m

層相：下部，中部，上部に分けられる。下部の基底部
は植物根化石を含む有機質泥層～砂質泥層からなり，



第3図 GS-MD-1 (松戸市六高台) コアの層相と検層結果.
Fig.3 Borehole logs of core GS-MD-1.

松戸市の地下に分布する下総層群の層序：GS-MD-1 コアの調査概要



第1表 GS-MD-1 コアに挟在するテフラの記載岩石学的特徴。
Table 1 Petrographic properties of intercalated tephra layers in core GS-MD-1.

深度 (m)	産状	粒径	試料採取深度 (m)	重鉱物その他	屈折率		gl 形状	対比
					opx (γ)	gl (n)		
6.03-6.07	粘土化した黄褐色パミス	数mm?	6.05-6.07	ho > mg / qz	1.706-1.709(1.708)	1.668-1.679(1.672)		KIP?
6.10-6.15	粘土化した灰黄色細粒パミス	vfs	6.12-6.14	opx, cpx, ho, bi > mg / gl	1.710-1.711, 1.716-1.717, 1.727-1.731(1.729)	1.665-1.673, 1.683-1.686, 1.690-1.694	Ca > Ha, Hb > Cb	Ybl ?, Kkt ??
91.30-92.04	火山灰質泥	vfs	91.38-91.40	ho > opx, cum, mg, bi >> cpx / gl	1.702-1.712(1.705, 1.708-1.709)	1.666-1.674(1.670)	Ca, Cb > Hb, Ta	Ybl ?, Kkt ??
92.20-92.30	黄褐色パミス	cs	92.27-92.29	opx, cpx, mg	1.698-1.703(1.705), 1.709			Yb0 Group ?
92.73-92.85	黄褐色パミス	cs-ms	92.78-92.79	opx, cpx, mg	1.701-1.706(1.703)			Yb0 Group ?
	灰色パミス	cs-ms	92.83-92.85	opx, cpx, mg				Yb0 Group ?
118.13-118.15	白色細粒火山灰	vfs	118.13-118.15	bi >> ho, opx, cpx / gl	1.666-1.675(1.670), 1.692	1.498	Hb, Cb > Ta, Tb	TE-5(J4)?

vfs: 極細粒砂サイズ, fs: 細粒砂サイズ, ms: 中粒砂サイズ, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 普通角閃石, cum: カミングトン閃石, mg: 磁鉄鉱, qz: 石英, gl: 火山ガラス
Ha, Hb, Ca, Cb, Ta: 吉川 (1976) に基づく火山ガラス形態分類

下位の砂層から漸移する。その上位は、生物擾乱が顕著に認められ貝殻片を含む泥質砂～砂質泥層からなる。中部は、平行葉理及び斜交葉理が発達した分級の良い極細粒～細粒砂を主体とし、下半分には貝殻片が認められる。上部は分級の良い細粒砂～中粒砂からなり、白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。

テフラ：本層最下部の有機質泥層には、複数のテフラ層が観察される。基底部の深度 93.02～92.20 m には、少なくとも 2 層（深度 92.73～92.85 m 及び深度 92.20～92.30 m）の粗粒砂～中粒砂サイズの軽石質テフラ層がみられる。これらのテフラ層に含まれる重鉱物は、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱を主体とする。このうち下位のテフラ（深度 92.73～92.85 m）の斜方輝石の屈折率は 1.701～1.706 (1.703) 及び 1.698～1.705 (1.703～1.705), 1.709 を示す。また上位のテフラ（深度 92.20～92.30 m）も下位と類似の 1.702～1.712 (1.705, 1.708～1.709) を示す。藪層基底部には複数の軽石層からなるテフラ群である Yb0 グループテフラ (Yb0G テフラ) が知られており、その中には斜方輝石の屈折率モードが 1.704～1.706 付近を示すテフラ層が含まれることが知られている (佐藤, 1993)。今回測定された 2 層の軽石質テフラ層は、斜方輝石の屈折率はややレンジが広いが、Yb0G テフラに対比される可能性がある。

深度 92.04～91.30 m は鉱物が散在する火山灰質泥層からなる。この火山灰質泥層の下部（深度 92.01～92.03 m）と上部（深度 91.38～91.40 m）からそれぞれ試料を分取し、水洗により泥分を除去した結果、この火山灰質泥層には火山ガラスや重鉱物が多く含まれることが確認された。

下部試料では、火山ガラスは、中間型 (Ca 型及び Cb 型) が多く、平板型 (Hb 型) と多孔型 (Ta 型) もみられる。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.497～1.498 (1.498), 1.501～1.502 を示す。重鉱物は、普通角閃石を多く含み、次いで斜方輝石、カミングトン閃石、黒雲母を含み、極少量の単斜輝石を含む。普通角閃石の屈折率 (n₂) は 1.666～1.674 (1.670) を示す。

上部試料では、火山ガラスは、中間型 (Ca 型) が最も多く、次いで平板型 (Ha 型及び Hb 型) を多く含む。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498～1.499 (1.498), 1.501～1.502 を示す。重鉱物は、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母を多く含み、磁鉄鉱も観察される。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.710～1.711, 1.716～1.717, 1.727～1.731 (1.729) と複数のレンジを示すが、1.727～1.731 の高いレンジを含むことが特徴的である。普通角閃石の屈折率 (n₂) は 1.665～1.673, 1.683～1.686, 1.690～1.694 という複数のレンジを示し、1.690～1.694 という高いレンジを含むのが特徴的である。

この火山灰質泥層に含まれる火山ガラスや重鉱物に

は複数のレンジが認められることから、複数のテフラが混在していると考えられる。火山ガラスの屈折率レンジからは、少なくとも2種類のテフラの混在を推測できる。このうち、屈折率が1.498のモードを示す火山ガラスは、普通角閃石と黒雲母を伴い、普通角閃石では1.690～1.694、斜方輝石では1.727～1.731という高い屈折率を示すものが含まれるという特徴から、Yb1テフラ（徳橋・遠藤，1984）に対比される可能性が高い。また、Yb1テフラは中部地方に分布する大町APmテフラ群のA₄Pmテフラに対比される可能性が示されているが（町田・新井，2003）、中部地方ではA₄Pmテフラとその上位に挟まるA₃Pmテフラの間に、南九州を噴出源とする加久藤テフラ（Kktテフラ）が挟まることが知られている（鈴木・早津，1991）。Kktテフラはバブルウォール型の火山ガラスを主体として、1.500～1.502の屈折率を示す（町田・新井，2003）。深度91.30～92.04 mにおいて、やや高めの1.501～1.502の屈折率を示す火山ガラスは、Yb1テフラとほぼ同層準であるという層位を考慮すると、Kktテフラに対比される可能性がある。

物性：本層の物性値は概ね、P波速度は1,500～1,780 m/sec、S波速度は300～550 m/sec、密度は1.4～1.8 g/cm³の範囲で変化する。下部の有機質泥層や泥層ではS波速度は小さい値を示し、300～350 m/secの範囲にはいる。上部の細粒～中粒砂層では、S波速度は350～550 m/secの範囲で上方に向かって高い値を示す傾向が認められる。

4.3 上泉層

深度：66.40～51.14 m

層相：下部、中部、上部に分けられる。下部は巢穴化石を伴う生物擾乱の発達した砂質泥層からなり、下位層上部の砂層とは明瞭な浸食面で接する。巢穴化石にはしばしば貝殻片を含む砂が充填される。中部は貝殻片を含む極細粒砂と泥層の互層からなり、生物擾乱が発達する。上部は、平行葉理及び斜交葉理が発達する細粒～中粒砂からなる。

テフラ：指標となるテフラは観察されない。

物性：本層の物性値は概ね、P波速度は1,550～1,650 m/sec、S波速度は300～400 m/sec、密度は1.6～1.9 g/cm³の範囲で変化する。

4.4 清川層

深度：51.14～36.93 m

層相：下部と上部に分けられる。下部の基底層は最大1 cm程度の礫を含む中粒～粗粒砂層からなり、下位の砂層とは浸食面と考えられる明瞭な層相境界で接する。その上位は植物根痕が観察される砂質泥層からなる。

上部は分級の良い極細粒砂～細粒砂層を主体とする。上部の基底層は貝殻片を多く含むやや泥質な細粒砂～中粒砂層からなる。上部の砂層は上位ほど明瞭な葉理が観察される。

テフラ：指標となるテフラは観察されない。

物性：本層の物性値は概ね、P波速度は1,550～1,750 m/sec、S波速度は300～500 m/sec、密度は1.6～1.9 g/cm³の範囲で変化する。本層のP波速度とS波速度には、ややばらつきがあるが全体として上方に向かって大きくなる傾向が認められる。

4.5 木下層

深度：36.93～6.36 m

層相：本層は層相の違いから下部と上部に分かれる。下部の基底層は斜交葉理が発達した中粒～粗粒砂を主体とし、下位の極細粒砂層とは浸食面と考えられる明瞭な層相境界で接する。その上位には砂質泥層がみられる。下部の上半部は貝殻片を含む生物擾乱の発達した泥層～砂質泥層を主体とし、最上部はやや粗粒となり泥質砂層を主体とする。一方、上部は砂層からなる。上部の基底層は貝殻片を大量に含む中粒砂層からなり、その上位は平行葉理が発達した細粒砂層からなる。最上部付近には白斑状生痕化石 *Macaronichmus segregatus* が観察される。

テフラ：指標となるテフラは観察されない。

物性：下部ではP波速度が1,450～1,800 m/sec、S波速度が250～600 m/sec、密度が1.4～1.7 g/cm³の範囲で変化する。S波速度は、最下部の中粒～粗粒砂層では400～600 m/secと比較的大きい値を示し、その上部の泥層及び泥質砂層では250～300 m/secと比較的小さい値を示す。

上部ではP波速度が1,550～1,900 m/sec、S波速度が250～800 m/sec、密度が1.4～1.7 g/cm³の範囲で変化する。上部の基底層の貝殻片を含む砂層ではS波速度は350～800 m/sec程度と大きな値を示す。地下水面（深度12 m付近）よりも上位でダウンホール方式による測定値は値にばらつきがあり、P波速度が350～1,200 m/sec、S波速度が170～370 m/sec程度の範囲で変化する。密度は1.3～1.6 g/cm³程度であった。本層全体を通してみると、S波速度は上方向かって徐々に小さくなる傾向がある。

4.6 常総粘土及び新期関東ローム層

深度：6.36～3.5 m（常総粘土）、3.5～0.9 m（新期ローム層）

層相：常総粘土は植物根化石が観察される凝灰質粘土からなり、最下部には粘土化した軽石質テフラ層を挟む。下位の砂層からは漸移的に変化する。新期関東ロー

ム層は黒褐色～褐色を呈する火山灰質土からなる。

テフラ：常総粘土の最下部には、粘土化した軽石質テフラ層が数枚観察される。このうち、深度 6.03～6.07 m の粘土化した黄橙色パミスからなるテフラ層には斜方輝石と磁鉄鉱を含み、斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.706～1.709 (1.708) を示す。これは大磯丘陵の KIP テフラ群 (町田, 1971; 新井ほか, 1977) のいずれかに対比されると考えられる。

深度 6.10～6.15 m の粘土化した細粒パミスからなるテフラ層には、普通角閃石と磁鉄鉱を含み、少量の高温型石英を含む。普通角閃石の屈折率 (n_2) は、1.668～1.679 (1.672) を示す。このテフラは KIP テフラ群とほぼ同じ層準であるが、これまでに KIP テフラ群の前後に、普通角閃石を主体として同様の屈折率を示すテフラは知られていないため (町田・新井, 2003), 現段階で対比候補を検討することは困難である。

物性：ダウンホール方式による測定値は、P 波速度が 400～830 m/sec, S 波速度が 150～200 m/sec 程度。密度は概ね 1.1～1.4 g/cm³ 程度。

5. おわりに

今回行った詳細な層相記載により、GS-MD-1 コアには下総層群にみられる典型的な堆積サイクルが複数累重することが明らかになった。さらに、地蔵堂層と蕨層のテフラ層に対比される可能性のあるテフラが見つかったため、下部の 2 つの堆積サイクルは地蔵堂層と蕨層にそれぞれ対比することで、さらにその上位についても周辺の層序と矛盾なく対比することができた。今回地蔵堂層と蕨層に確認された TE-5 (J4) テフラ、Yb1 テフラ、及び Kkt テフラに対比される可能性のあるガラス質テフラについては、今後、火山ガラスの主成分化学組成分析を行うことで対比を確実にしたい。またその対比に基づき、これまでに調査を行ったコアとの対比をすすめ、千葉県北部地域全体の層序と地質構造を明らかにすることが課題である。

謝辞：コア試料の観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏、加藤正人氏にご協力いただいた。ボーリング調査にあたっては、松戸市教育委員会スポーツ課に調査用地について多大な便宜を図っていただいた。ボーリング作業は、サンコーコンサルタント株式会社によって実施された。深く感謝いたします。

文 献

新井房夫・町田 洋・杉原重夫 (1977) 南関東における後期更新世の示標テフラ層—特性記載とそれに

関連する諸問題—。第四紀研究, 16, 19-40.

町田 洋 (1971) 南関東のテフロクロノロジー (I) — 下末吉期以降のテフラの起源及び層序年代について—。第四紀研究, 10, 1-20.

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, 東京, 336p.

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。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・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.

納谷友規・坂田健太郎・中澤 努 (2016) 千葉市の地下に分布する下総層群の層序：GS-CB-1 及び GS-CB-5 コアの調査概要。平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 91-99.

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。

佐藤弘幸 (1993) 千葉県成東町—八日市場市周辺に分布する下総層群の層序。千葉中央博自然誌研究報告, 2, 99-113.

杉原重夫 (1970) 下総台地西部における地形の発達。地理学評論, 43, 703-718.

鈴木毅彦・早津賢二 (1991) 関東—中部地方の第四紀テフラ研究—とくに中期更新世テフラの重要性—。第四紀研究, 30, 361-368.

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 図幅)。地質調査所, 135p.

吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について。地質学雑誌, 82, 497-515.

多摩川低地における沖積層の累重様式

Sediment stacking patterns of the post-MIS 2 incised-valley fill in the Tamagawa Lowland, central Japan

田辺 晋^{1*}
Susumu Tanabe^{1*}

Abstract: The post-MIS 2 incised-valley fill overlying the Basal Gravel in the Tamagawa Lowland consists of unit A (tidal flat sediments), unit B (bayhead delta sediments), unit C (delta sediments), and unit D (fluvial sediments) in ascending order, and it yields the depositional age of after 11.2 cal kyr BP (ka). The base of unit A and unit B/C boundary can be identified as the transgressive surface and maximum flooding surface (7.9-7.8 ka), respectively. The isochrons of units A and B show aggradationally retrogradational stacking pattern whereas those of units C and D show progradational stacking pattern. The unit C can be regarded as so-called “bay mud”, and it forms relatively soft ground in the Tamagawa Lowland because of its high water content.

Keywords: Tama River, Holocene, sedimentary facies, radiocarbon date, sequence stratigraphy, physical property

要 旨

多摩川低地における基底礫層の上位の沖積層は、下位よりユニット A (干潟堆積物), ユニット B (湾頭デルタ堆積物), ユニット C (デルタ堆積物), ユニット D (河川堆積物) に区分され, 11.2 cal kyr BP (ka) 以降の堆積年代を有する。ユニット A の基底は海進面, ユニット B・C 境界は最大海氾濫面 (7.9 ~ 7.8 ka) と認定され, 沖積層の同時間線は, 最大海氾濫面より下位では後退的かつ累重的, それより上位では前進的な累重様式をしめす。ユニット C は, いわゆる内湾泥層とみなせ, 含水率が高いことから, その分布域は相対的に軟弱な地盤を形成する。

1. はじめに

東京湾岸には, 東から小糸川低地や小櫃川低地, 養老川低地, 東京低地, 多摩川低地, 大岡川低地などの沖積低地が分布しており, そのうち多摩川低地は, 東京低地に次いで規模が大きい。多摩川低地は, 主に多摩川と鶴見川から供給された碎屑物によって, 最終氷期最盛期以降に形成された。多摩川は, 源流を奥秩父山塊に持ち, 138 km を流下して東京湾に注ぐ。その流域面積は 1,240 km², 流量は 37 m³/s である。一方, 鶴見川は, 源流を多摩川丘陵に持ち, 全長は 43 km, 流域面積は 235 km², 流量は 10 m³/s である。多摩川と鶴見川

を合わせた流量は, 50 m³/s にも満たず, 利根川の流量の約 6 分の 1 である。多摩川低地の表層地形は, 内陸から扇状地帯, 自然堤防帯, デルタ帯に区分され, 自然堤防帯とデルタ帯には自然堤防と氾濫原, 砂州が分布する (門村, 1961; 岡ほか, 1984)。また, 多摩川低地の地下には, 層厚が 60 m に達する沖積層が分布しており, 層序区分のほか, 古地理の復元などがおこなわれている (松田, 1973; 海津, 1977; 松島編, 1987)。

沿岸域の地質・活断層調査では, 地震動予測に資する地質情報の整備を目的として, 平成 26 年度から, 多摩川低地を含む東京湾西部地域の沖積層を対象としたボーリング柱状図データベース (田辺・石原, 2015) と基準となるボーリングコア堆積物の掘削・解析による詳細な層序 (田辺・中島, 2016) の構築をおこなってきた。そして平成 28 年度は, これらのデータを用いて, 多摩川低地における同時間地質断面図を作成し, 沖積層の累重様式を検討した。本報告では, これに沖積層の物理特性を加えた予察的な結果について述べる。

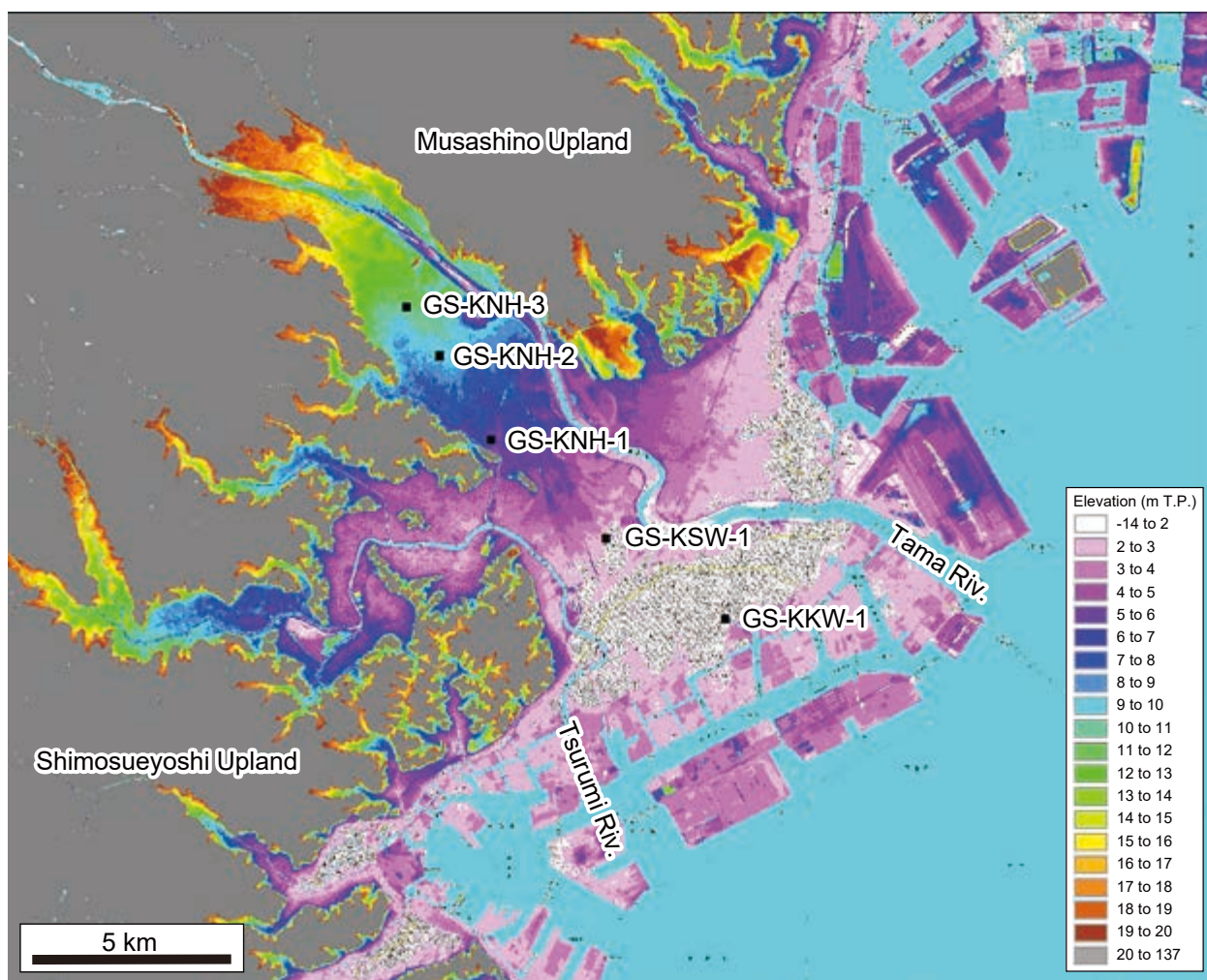
2. 研究手法

本報告では, 田辺・中島 (2016) による 5 本のボーリングコア堆積物と田辺・石原 (2015) による 11,579 本のボーリング柱状図からなるデータベースの解析結果を用いる。

5 本のコア堆積物は, 平成 26 年 11 月から平成 27 年

*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 多摩川低地の標高分布とボーリングコア堆積物の採取地点. 田辺・中島 (2016) にもとづく.

Fig. 1 Distribution of elevation in the Tamagawa Lowland and location of sediment cores used in this study.

Based on Tanabe and Nakashima (2016).

9月にかけて、多摩川低地に立地する川崎市において掘削した(田辺・中島, 2016)。これらのコア堆積物は、海側のものから、GS-KKW-1 (60 m 長), GS-KSW-1 (36 m 長), GS-KNH-1 (27 m 長), GS-KNH-2 (24 m 長), GS-KNH-3 (13 m 長) とされており、標高 0.45 ~ 11.33 m の氾濫原と自然堤防、旧河道において掘削した(第1図)。コア堆積物は、スリーブ内蔵二重管サンプラーを用いて採取し、その採取率はほぼ 100 % である。コア堆積物は半裁し、岩相(粒度、粒子の支持様式、堆積構造、岩相境界の特徴)と生物化石相(貝化石と生痕化石の産状と種類、植物根の有無)に着目した記載をおこなった。コア堆積物の泥分含有率は、半裁面から採取した容積が 7 cc のキューブ試料を用いて、63 μ m の篩を用いた水洗篩分によって測定した。含水率も泥分含有率と同じ試料を用いて測定した。GS-KSW-1 の 11 層準、GS-KNH-1 の 9 層準、GS-KNH-2 の 10 層準からは、(株)パリオ・サーヴェイに依頼して珪藻化石を

抽出し、100 個体以上になるまで同定・計数した。コア堆積物から採取した 84 点の貝化石とウニ化石、植物片は、(株)加速器分析研究所に依頼して放射性炭素年代値を測定した。放射性炭素年代値は、Reimer *et al.* (2013) のデータセットと CALIB ver.7.0.4 (Stuiver *et al.*, 2016) を使用して暦年代に較正した。貝化石とウニ化石の暦年較正の際、 ΔR (汎世界的な海洋放射性炭素年代と地域的なその差) (Stuiver and Braziunas, 1993) は 0、海洋炭素は 100 % と仮定した。

ボーリング柱状図は、東京都土木技術支援・人材育成センターと東京都港湾局、川崎市環境局、横浜市の「地盤 View」のものを使用し、そのうちの 11,579 本を XML 形式のデータベースとして整備した(田辺・石原, 2015)。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 \times 50 m \times 1 m のボクセル・モデルを作成し、岩相の平面分布を可視化した。

3. 堆積相と放射性炭素年代値

5本のコア堆積物は、GS-KKW-1とGS-KNH-3において中・上部更新統の相模層群、GS-KSW-1とGS-KNH-1、GS-KNH-2において沖積層基底礫層の上面まで採取されており、下位より、ユニットA(干潟堆積物)、ユニットB(湾頭デルタ堆積物)、ユニットC(デルタ堆積物)、ユニットD(河川堆積物)に区分される(松田, 1973; 井関, 1975; 牧野内ほか, 2001; 町田, 2008; 田辺・中島, 2016)(第2図)。以下に田辺・中島(2016)をベースに、それぞれの堆積相と放射性炭素年代値の概要を記載する。

ユニットAは、GS-KKW-1において上方細粒化する砂礫層、GS-KSW-1とGS-KNH-1、GS-KNH-2において植物根と生痕化石のみられる砂泥層から構成される。砂礫層からは、合弁のヤマトシジミのほか、マガキ、ウネナシトマヤガイなどの汽水環境をしめす貝化石が多産する。GS-KNH-1とGS-KNH-2からは*Nitzschia granulata*などの潮間帯の珪藻化石が産出する(千葉・澤井, 2014; 佐藤, 2014)。汽水環境をしめす貝化石と潮間帯の珪藻化石が産出することから、本堆積相は干潟堆積物と解釈される。本堆積相からは11.2～8.4 cal kyr BP (ka)の放射性炭素年代値が得られている。また、本堆積相は田辺・中島(2016)のユニット2, 3, 4, 5に対比される。

ユニットBは、GS-KKW-1とGS-KSW-1、GS-KNH-1において上方細粒化する砂泥層、GS-KNH-2において上方粗粒化する砂礫層から構成される。これらの砂泥層と砂礫層を構成する碎屑物の粒度は、GS-KKW-1とGS-KSW-1の細粒砂～シルトからGS-KNH-1の中粒砂～シルト、GS-KNH-2の細粒砂～粗粒砂にかけて、内陸ほど粗くなる。また砂泥層は、生物攪乱を強く受けており、GS-KKW-1とGS-KSW-1からはウラカガミなどの内湾の生息環境をしめす貝化石が産出する。GS-KSW-1からは*Paralia sulcata*などの海生と*Cyclotella striata*などの内湾生の珪藻化石、GS-KNH-1からは*Paralia sulcata*と*Fragilaria fasciculata*などの汽水生の珪藻化石が産出する(千葉・澤井, 2014)。内湾生と海生、汽水生の貝化石と珪藻化石が混在することから、本堆積相は河口のような環境において形成されたと考えられる。さらに河口のなかでも、後述するように、本堆積相は、その分布形態にもとづいて湾頭デルタ堆積物と解釈される。本堆積相からは9.7～7.8 kaの放射性炭素年代値が得られている。また、本堆積相は田辺・中島(2016)のユニット4, 6, 7に対比される。

ユニットCは、上方粗粒化する砂泥層から構成され、GS-KKW-1とGS-KSW-1に分布する。この砂泥層はシルトから細粒砂にかけて上方粗粒化する。生物攪乱を

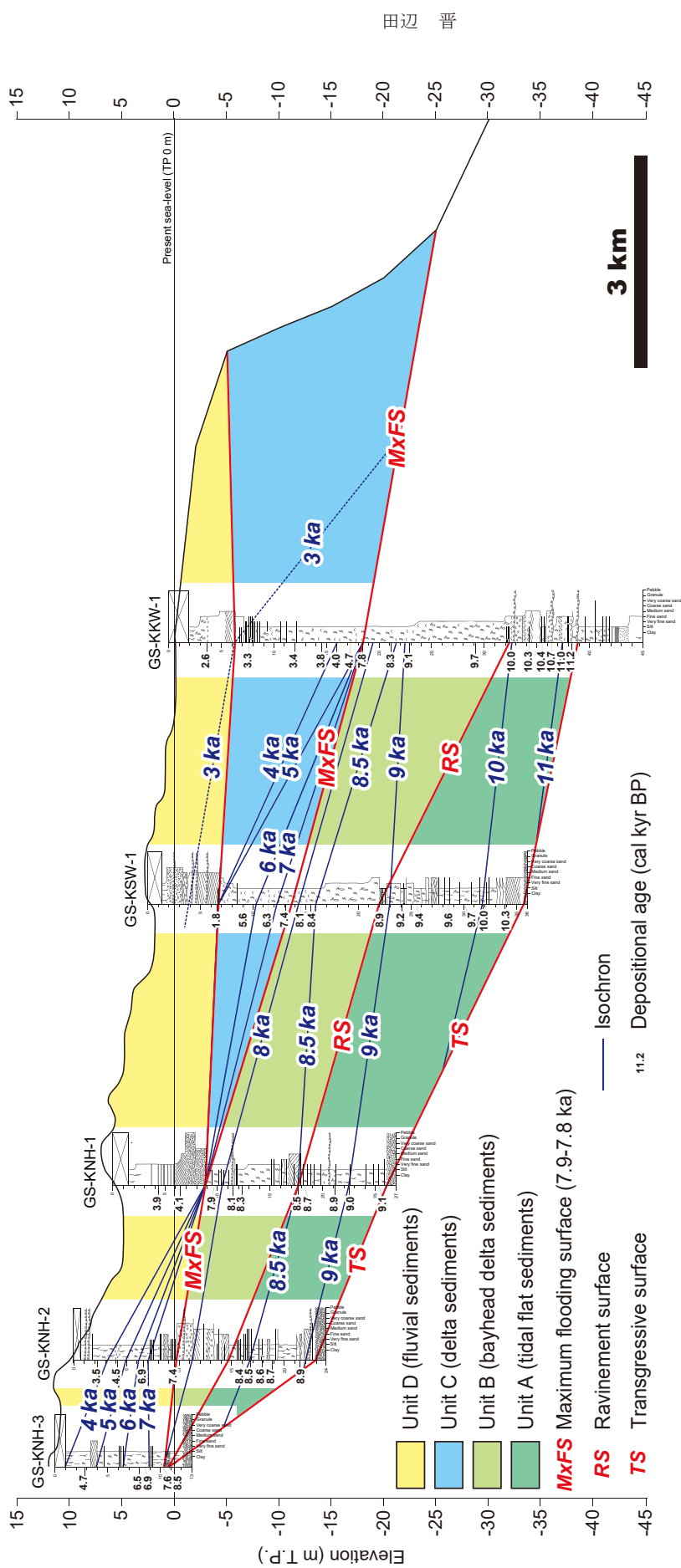
受けた本堆積相からは、ウニのほか、マキモノガイやヒメカノコアサリ、ゴイサギガイ、イヨスダレなどの内湾の生息環境をしめす貝化石が多産する。貝化石は本堆積相が内湾成であることをしめす。また本堆積相は、上位の河川堆積物へと上方浅海化することから、デルタ堆積物と解釈される。本堆積相からは7.4～3.3 kaの放射性炭素年代値が得られている。また、本堆積相は田辺・中島(2016)のユニット8に対比される。

ユニットDは、GS-KKW-1とGS-KSW-1、GS-KNH-1において上方細粒化する砂礫層、GS-KNH-2とGS-KNH-3において泥層から構成される。砂礫層は中粒砂以上の粒径を持つ碎屑物から構成される。また、泥層はシルトからなり、多くの植物根と植物片のほか、部分的に生痕化石がみられる。GS-KNH-2からは*Cymbella turgidula*などの淡水生の珪藻化石が産出する(千葉・澤井, 2014)。植物根と淡水生の珪藻化石が産出することから、本堆積相は陸成と考えられる。さらに、中粒砂以上の粒径を持つ碎屑物が構成する上方細粒化相は、掃流の影響した河川チャネルの埋積などによって形成されたと考えられる。したがって、本堆積相は河川堆積物と解釈される。本堆積相からは7.6～1.8 kaの放射性炭素年代値が得られている。また、本堆積相は田辺・中島(2016)のユニット9, 10に対比される。

4. 累重様式

多摩川低地における沖積層の同時間地質断面は、GS-KKW-1からGS-KNH-3にかけて地質断面に放射性炭素年代値による500～1,000年間隔の同時間線を描くことによって作成した(第2図)。なお、同時間線を描くにあたって、下位のものよりも古い再堆積した年代値は省いており、第2図の柱状図の左には堆積年代をしめした。

ユニットA(干潟堆積物)は、11.2 ka以降の堆積年代をしめすことから、GS-KKW-1とGS-KNH-3において中・上部更新統の相模層群、GS-KSW-1とGS-KNH-1、GS-KNH-2において海洋酸素同位体ステージ(MIS)3～2の沖積層基底礫層に不整合に累重すると考えられる(松田, 1973; 井関, 1975; 牧野内ほか, 2001; 町田, 2008; 田辺・中島, 2016)。ユニットAは、GS-KKW-1において泥層と砂礫層、GS-KSW-1とGS-KNH-2において礫層と砂層、GS-KNH-1において礫層と泥層、GS-KNH-3において色調の異なる泥層の明瞭な岩相境界を介して相模層群と沖積層基底礫層に累重する(田辺・中島, 2016)。これらの岩相境界は、河成層である沖積層基底礫層に累重する汽水・海成層の始まりであることから、初期氾濫面とすることができる(田辺ほか, 2010)。また、沖積層基底礫層は、MIS



第2図 多摩川低地における沖積層の同時期地質断面。
 Fig. 2 Chronostratigraphic cross-section of the post-LGM incised-valley fill under the Tamagawa Lowland.

2 にかけて海水準低下に伴って前進的に堆積したと考えられ、ユニット A はユニット B の湾頭デルタ堆積物にかけて上方深海化することから、ユニット A の基底は、前進する低海水準期堆積体と後退する海進期堆積体を分離する海進面として認定することができる (van Wagoner *et al.*, 1988 ; 牧野内ほか, 2001)。

ユニット B (湾頭デルタ堆積物) は、GS-KKW-1 において砂層とシルト質砂層、GS-KSW-1 と GS-KNH-1, GS-KNH-2 において泥層と砂層の明瞭な岩相境界を介してユニット A に累重する。これらの境界は、潮間帯のユニット A が潮下帯のユニット B に沈水するラビーンメント面とみなすことができる。ラビーンメント面は、海進に伴って形成されたことから、内陸にかけてその年代が新しくなる (GS-KKW-1 : 10.0 ~ 9.7 ka, GS-KSW-1 : 8.9 ~ 8.4 ka, GS-KNH-1 : 8.5 ~ 8.3 ka, GS-KNH-2 : 8.4 ~ 7.4 ka)。

ユニット B とユニット C (デルタ堆積物) の境界は、GS-KKW-1 と GS-KSW-1 において泥層中に存在し、明瞭な岩相の変化は伴わないものの、泥分含有率が漸移的に 10 % ほど低下する (田辺・中島, 2016)。ユニット B・C 境界を挟んで、下位の堆積物は上方深海化、上位の堆積物は上方浅海化することから、この境界は後退する海進期堆積体と前進する高海水準期堆積体を分離する最大海氾濫面として認定することができる (van Wagoner *et al.*, 1988)。最大海氾濫面の年代は 7.9 ~ 7.8 ka をしめす。なお、同時線は、最大海氾濫面より下位では後退的かつ累重的、それより上位では前進的な累重様式をしめす。

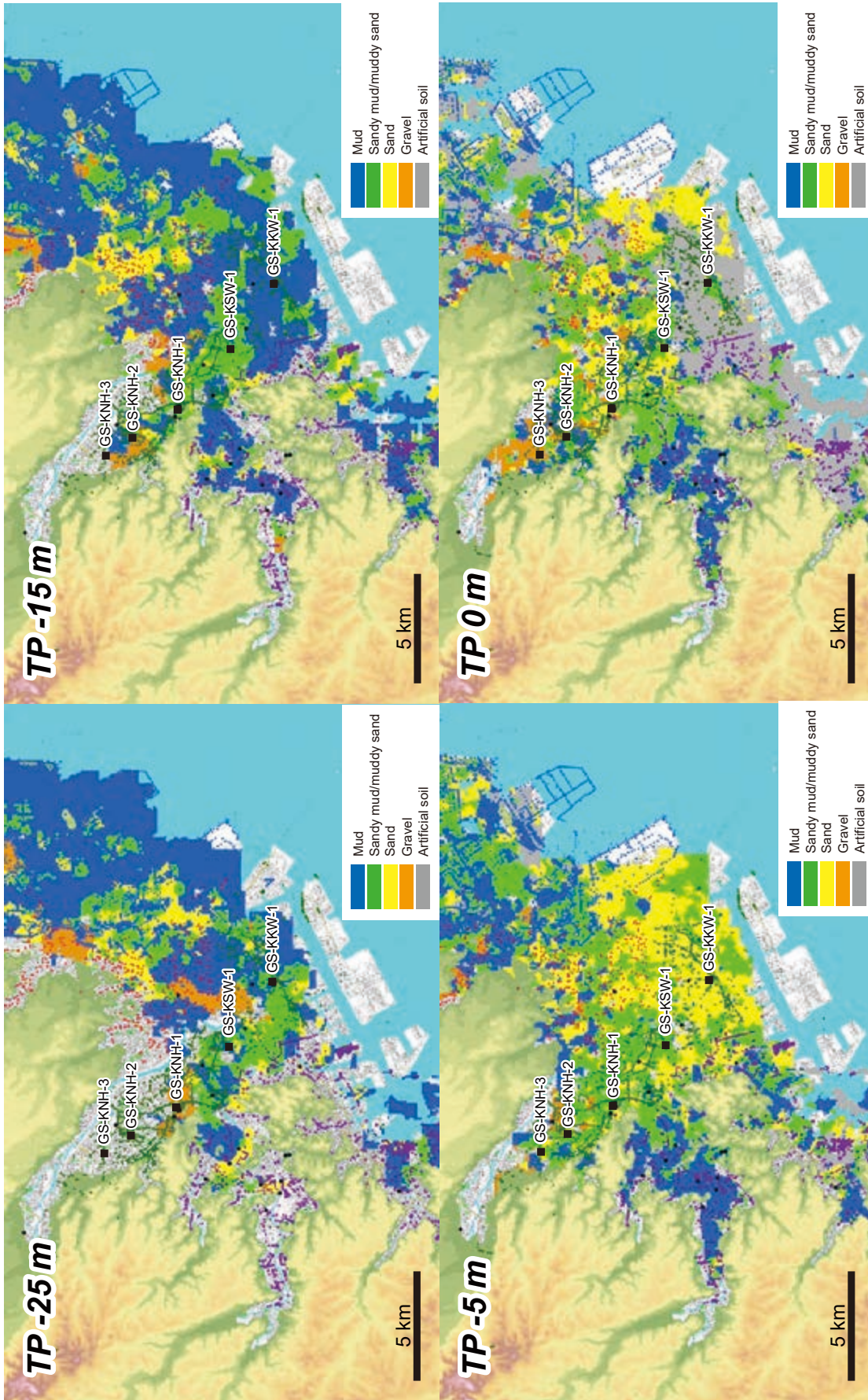
ユニット D (河川堆積物) は、GS-KNH-1 と GS-KSW-1, GS-KKW-1 において泥層と砂礫層の明瞭な岩相境界を介してユニット B もしくはユニット C に累重する。これらのコア堆積物におけるユニット D は河川チャネル堆積物とされていることから、その基底は河川侵食面とみなすことができる (田辺・中島, 2016)。この侵食面の年代は内陸ほど古く、その時間間隔が長い (GS-KNH-1 : 7.9 ~ 4.1 ka, GS-KSW-1 : 5.6 ~ 1.8 ka, GS-KKW-1 : 3.3 ~ 2.6 ka)。ユニット D は、4 ka にかけて内陸の GS-KNH-3 と GS-KNH-2 において氾濫原堆積物として垂直方向に累重し、4 ka 以降は GS-KNH-1 より海側において河川チャネル堆積物としてデルタの表層を削削しながら前進する (田辺・中島, 2016)。このような 4 ka を境としたデルタの累重様式の変化は、関東地方における完新世中期の海水準高頂 (縄文海進) の終焉と同期していると考えられる (田辺ほか, 2016)。

第 3 図は、ボーリング柱状図データベースを用いて作成した多摩川低地における岩相の平面分布をしめす。第 2 図とこの図からは、ユニット B の湾頭デルタ堆積

物が、標高 -25 m と標高 -15 m ではそれぞれ GS-KKW-1 と GS-KSW-1 において砂州状の砂泥層、標高 -5 m では GS-KNH-1 においてローブ状の砂泥層、標高 0 m では GS-KNH-2 においてローブ状の礫層として分布しているのがわかる。このユニット B は、内陸にかけて、コア堆積物でも確認されたように粒度が粗くなり、形態が砂州状からローブ状へと変化する。このような海進期の湾頭デルタ堆積物は、ローブ状の砂泥層 (潮汐の影響した浅海成堆積物) として、東京低地における荒川開析谷の沖積層にも分布する (Tanabe *et al.*, 2015)。

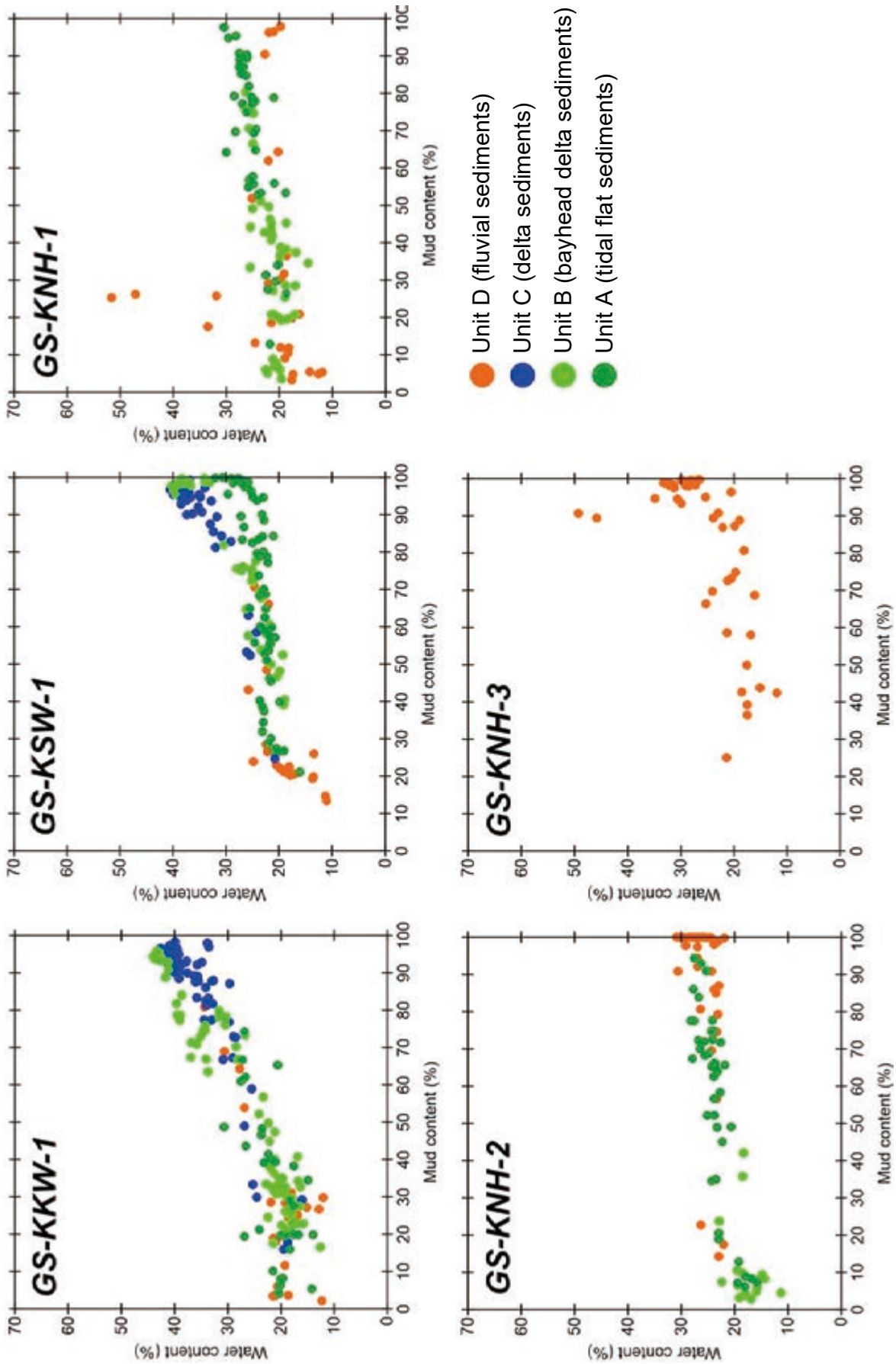
5. 物理特性

第 4 図に多摩川低地において採取した 5 本のコア堆積物の沖積層の泥分含有率と含水率の相関をしめす。ユニット A ~ D のプロットは、泥分含有率が増加すると含水率も増加し、両者が正の相関を持つことをしめす。さらに泥分含有率を x 、含水率を y とすると、ユニット A・D では $y=0.1x+20$ 、ユニット B・C では $y=0.2x+20$ の関係式がおおよそ成り立つ。ユニット A は干潟堆積物の汽水成層、ユニット B は湾頭デルタ堆積物の汽水～海水成層、ユニット C はデルタ堆積物の海水成層、ユニット D は河川堆積物の淡水成層とみなせ、多摩川低地における沖積層では、淡水・汽水成層と海水・汽水成層で泥分含有率と含水率の関係式の回帰係数が異なる。これと似た堆積環境に応じた回帰係数の違いは、東京低地の沖積層からも報告されている。東京低地では、淡水成層の回帰係数がおおよそ 0.1 であるのに対し、海水・汽水成層のそれがおおよそ 0.2 ~ 0.3 である。そして、このような違いは、堆積時の塩分濃度に依存した粘土の格子構造と粒子間隙に起因すると考えられている (田辺ほか, 2010)。つまり、淡水成層と海水・汽水成層の粘土粒子は、それぞれ平行配列構造とランダム配列構造を有し、前者は低間隙率、後者は高間隙率をしめすためである。なお、沖積層の場合、一般的に間隙率と含水率は高い相関を持つ。ユニット B・C とユニット D の回帰係数は、それぞれ東京低地における海水・汽水成層と淡水成層とほぼ同じ値をしめす。しかし、ユニット A については、汽水成層であるにも関わらず、ユニット D や東京低地における淡水成層とほぼ同じ回帰係数を有する。ユニット A は、植物根を多産し、貝化石を産出しないなど、中等潮位よりも上位の干潟堆積物の特徴を持ち、このような堆積物の場合、堆積時の塩分濃度が低く、淡水成層と類似した粘土の格子構造と物理特性をしめす可能性がある (田辺・中島, 2016)。なお、ユニット C は、いわゆる沖積層の内湾泥層とみなせ、他の堆積物と比べて含水率が高いことから、その分布域は多摩川低地における軟弱



第3図 多磨川低地における標高別の岩相の平面分布。図の範囲は、北緯 35°26'50" ~ 35°37'55", 東経 139°29'49" ~ 139°52'13"。田辺・石原 (2015) を改変。

Fig. 3 Surface distribution of lithology under the Tamagawa Lowland. Each figure extends from N35°26'50" to N35°37'55" and from E139°29'49" to E139°52'13". These figures are made from the voxel model of borehole logs. Modified after Tanabe and Ishihara (2015).



第4図 各ボーリングコア堆積物における泥分含有率と含水率の相関。
Fig. 4 Plots of mud- and water-contents of sediment cores in the Tamagawa Lowland.

地盤を形成する。

文 献

- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom*, **30**, 17-30.
- 井関弘太郎 (1975) 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, **84**, 247-264.
- 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.
- 門村 浩 (1961) 多摩川低地の地形. 地理科学, **1**, 16-26.
- 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.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層海成粘土層の年代-臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果-1. 地質学雑誌, **107**, 283-295.
- 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 p.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂 (1984) 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 148 p.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) Int-Cal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 佐藤裕司 (2014) 珪藻分析を用いた完新世の相対的海水準変動の復元. *Diatom*, **30**, 31-40.
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F. (1993) Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC. *Radiocarbon*, **35**, 137-189.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2016) CALIB 7.0.4 <http://calib.qub.ac.uk/calib/>. 2016年7月22日引用.
- 田辺 晋・石原与四郎 (2015) 多摩川低地における岩相と N 値の空間分布. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 73-81.
- 田辺 晋・中島 礼 (2016) 多摩川低地における沖積層ボーリングコア堆積物の岩相と生物化石相, 放射性炭素年代値. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 109-120.
- 田辺 晋・石原与四郎・中西利典 (2010) 東京低地から中川低地にかけての沖積層の層序と物性: 沖積層の2部層区分について. 地質学雑誌, **116**, 85-98.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Ishihara, Y. and Nakashima, R. (2015) Millennial-scale stratigraphy of a tide-dominated incised valley during the last 14 kyr: Spatial and quantitative reconstruction in the Tokyo Lowland, central Japan. *Sedimentology*, **62**, 1837-1872.
- 田辺 晋・堀 和明・百原 新・中島 礼 (2016) 利根川低地における「弥生の小海退」の検証. 地質学雑誌, **122**, 135-153.
- 海津正倫 (1977) メッシュマップを用いた多摩川下流域の古地理の復元. 地理学評論, **50**, 596-606.
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Louit, T.S. and Hardenbol, J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and van Wagoner, J.C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., no.42, 39-45.

相模湾沿岸海域における反射法音波探査概要

Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Sagami Bay, central Japan

阿部朋弥^{1*}・佐藤智之¹
Tomoya Abe^{1*} and Tomoyuki Sato¹

Abstract: Seismic reflection survey was conducted in the coastal sea area of Sagami Bay to compile marine geological map. We obtained seismic sections, 388 km in total length with a boomer and a multi-channel (12 channel) streamer cable. Seismic sections off Oiso Hills to Sagami River, around Kamakura Spur and Enoshima Spur, and west and south off Miura Peninsula were introduced.

Keywords: seismic reflection survey, coastal sea area, Sagami Bay

要 旨

的な報告を行う。

相模湾沿岸域の海底地質図を作成するため、反射法音波探査を実施した。ブーマーと 12 チャンネルのストリーマーケーブルを用い、合計 388 km にわたる反射断面を得た。大磯丘陵～相模川の沖合、鎌倉海脚と江ノ島海脚周辺、三浦半島の西方沖と南方沖の反射断面を紹介する。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、陸地地質図と海域地質図の境界部である沿岸域の地質情報の整備を 2008 年度から進めている。本プロジェクトに関連し、これまでに能登半島北部沿岸域や新潟沿岸域、福岡沿岸域、石狩低地帯南部沿岸域、駿河湾北部沿岸域の海底地質図が作成された(井上・岡村, 2010; 井上ほか, 2011; 松本, 2013; 佐藤, 2014; 佐藤・荒井, 2016)。2014 年度からは関東平野周辺の沿岸域の調査が開始し、2014～2015 年度は房総半島外房地域の沿岸海域で反射法音波探査が実施され(古山・佐藤, 2015; 古山・佐藤, 2016)、2016 年度は相模湾の沿岸海域で調査が行われた。

本研究の目的は、小型船を用いた高分解能マルチチャンネル音波探査を実施し、相模湾沿岸海域の地質情報を整備し、さらには、取得された反射断面の解釈に基づいて地質図を作成し、相模湾沿岸海域の地質構造発達史や活構造を明らかにすることである。本稿では、2016 年 7 月 17 日から 8 月 3 日にかけて、相模湾の沿岸海域で実施した反射法音波探査の概要について、予察

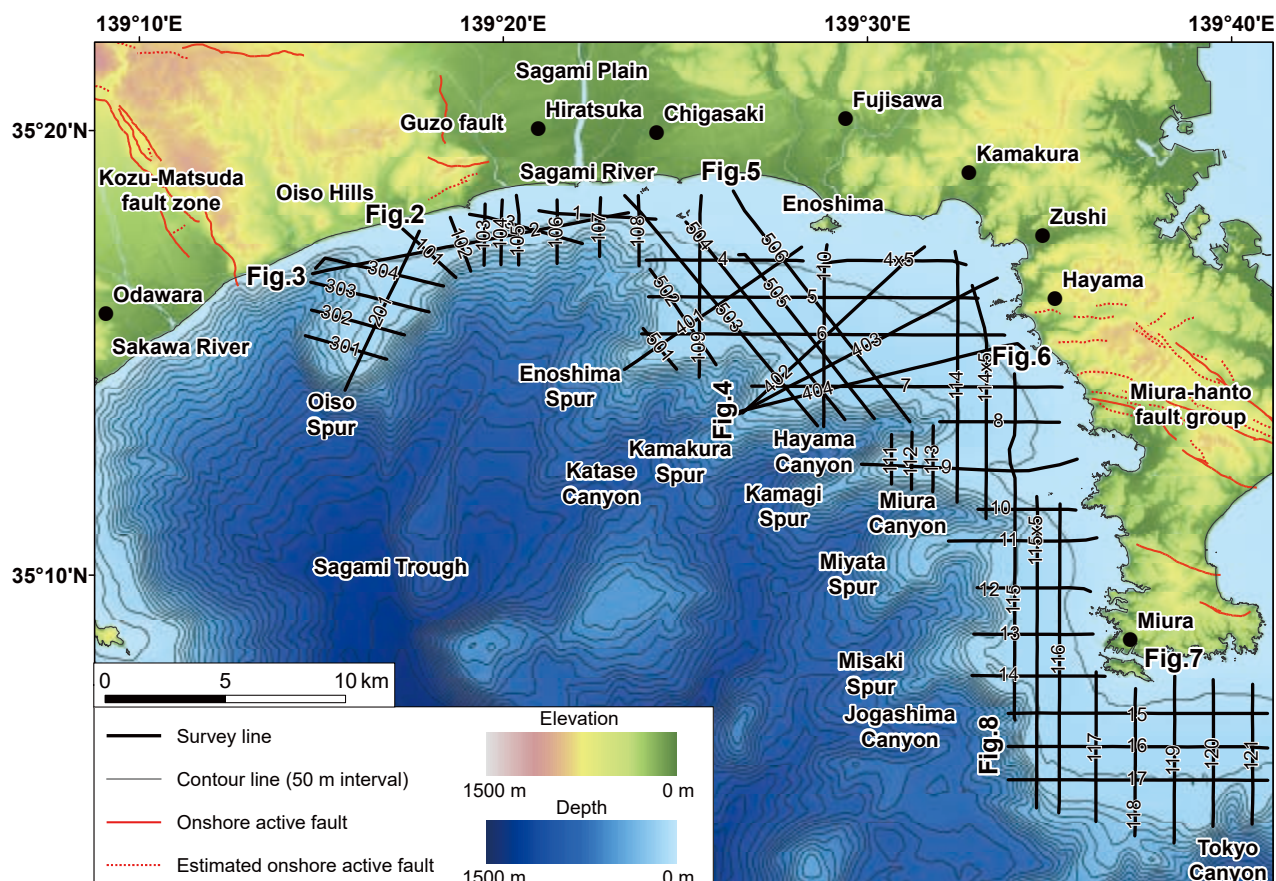
2. 地域概説

相模湾は、西側を箱根火山、北側を足柄平野(酒匂川低地)、大磯丘陵及び相模平野(相模川低地)、東側を丘陵と段丘からなる三浦半島に囲まれた南側に開いた湾である。本調査海域は、三浦半島南方沖から、三浦半島西方沖と相模平野沖合を経て、大磯丘陵沖合までの距離約 60 km の海岸線に沿った水深約 300 m 以浅の沿岸域である。(第 1 図)。

まず、相模湾の海底地形について述べる。相模湾は、非常に複雑な海底地形からなり、中央の深い海盆を囲んで、多くの海底谷、多くの海丘が複雑に入り組んでいる(加藤, 1999)。大陸棚は全体的に狭く、相模川河口以東では約 5～8 km で、水深約 120 m 付近の大陸棚外縁には明瞭な遷急線が認められるが、相模川河口以西では、大磯海脚を除いて大陸棚の発達が悪く、平塚沖で約 3 km、相模舟状海盆の延長に位置する小田原沖では、大陸棚に相当する平坦面が存在せず、海岸線から急斜面で海盆底に下る。三浦半島南部の長井・荒崎付近では、岩礁の主軸が海岸線から西方向に延び、亀城礁を経て亀城海脚に至る。亀城海脚の北側及び南側にはそれぞれ葉山海底谷及び三浦海底谷があり、その谷頭は大陸棚に大きく食い込む。大陸斜面は、相模舟状海盆から延び、谷幅も広く大陸棚を深く刻む幾つかの海底谷に加え、大陸棚外縁付近から発達する小規模な海底谷に多数刻まれ複雑な地形を示す。大陸棚の海底勾配は、水深 20 m 付近までは、相模川河口付近で約 20/1,000、江ノ島付近で約 10/1,000 を示す。江ノ島

*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 反射法音波探査測線図。

黒線が調査測線を示す。赤線と赤点線は陸上の活断層の分布（中田・今泉編，2002）を示す。

Fig. 1 Line map of the survey lines.

Black solid lines represent the survey lines. Red solid/dotted lines show the distribution of onshore active fault referred to Nakata and Imaizumi eds. (2002).

から城ヶ島までの水深20 m前後は湾内を除いて岩礁で、特に亀城礁西方及び城ヶ島南西方沖では岩礁区域が水深約100 mまで達す。水深約20～50 mの海底勾配は、江ノ島沖で約18/1,000を示すものの他の海域は約33/1,000と比較的急斜面である。水深約50～120 mの海底勾配は、大陸棚が発達する相模川河口以東の海域では約17/1,000を示すが、大陸棚が発達していない平塚沖では約70/1,000と比較的急斜面を示す。平島、烏帽子岩（姥島）及び江ノ島付近では、海面上より露出した岩盤が点在する。

次に、相模湾の海底地質について述べる。木村（1976）は、本調査海域を含む相模灘とその周辺海域において、エアガンやスパーカー、サブトムプロファイラーを用いた反射法音波探査を実施し、反射断面上、広域にわたって追跡できる不整合を鍵として、海底からドレッジで採取した岩石・堆積物及びピストンコアラーで採取した堆積物を、周辺陸域に露出する地層と対比することで、地層を上位からA層、B層、C層、D層、E1層、E2層の6つに層序区分した。木村（1976）は、E層を音響的基盤層としており、陸域での不整合関係に

基づき、内部反射面が全く観察できないE2層と時として内部反射面が観察できるE1層に細分している。これらの地層については、E2層を鮮新統～下部中新統の葉山層群、E1層を下部～中部中新統の葉山層群に対比している（木村，1976）。木村（1976）によると、これらの地層の上位にあたる、D層、C層、B層、A層は内部反射面が明瞭な地層で、A～Eの各層は不整合関係によって区分され、それぞれ中部～上部中新統の三浦層群、鮮新統～下部更新統の上総層群、中部～上部更新統の相模層群（下総層群相当層）、完新統に対比される。

次に、相模湾沿岸の重力異常について述べる。大熊ほか（2015）は、相模湾北部沿岸域で海底重力を調査し、大磯海脚付近と相模川河口の沖合に低重力異常が分布することを明らかにした。また、大熊ほか（2016）は、相模湾東部沿岸域で海底重力を調査し、三浦半島に認められる西北西～東南東方向の高重力異常が三浦郡葉山町南部から西北西方向に延び、江ノ島付近まで連続すること、亀城海脚付近に高重力異常が分布することを明らかにした。

最後に、相模湾沿岸の活構造について述べる。相模

湾沿岸域に発達する断層としては、神奈川県足柄上郡大井町付近から大磯丘陵の西縁に沿って延び、相模湾内に至る国府津―松田断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）と、大磯丘陵の東縁に沿って延びる公所断層（貝塚ほか，1977；東郷ほか，1996a, b）、三浦半島の中・南部及びその周辺海域に発達する三浦半島断層群（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）が挙げられる。国府津―松田断層帯は、反射法弾性波探査の結果からフィリピン海プレートが相模トラフ沿いに陸側のプレートに沈み込む境界から分岐した断層の一つで、プレート境界で発生する海溝型地震に伴って活動すると考えられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。この断層帯は、北北西―南南東方向に延び、断層の北東側が南西側に対して相対的に隆起する逆断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。この断層の長さは、陸域部と海域部を合わせると約 35 km 以上と推定される（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。丸山ほか（2015）は、相模湾北部沿岸域における高分解能マルチチャンネル音波探査記録に基づき、海岸線から約 3 km 沖合の二宮海底谷までの国府津―松田断層帯は、東傾斜の逆断層に関連する反射面の撓曲変形で特徴付けられるとしている。また、丸山ほか（2015）は、国府津―松田断層帯の海域延長部の東側にある大磯海脚は、この断層の走向にほぼ直交し、海脚の地形の延びの方向と平行な北東―南西方向を軸とする背斜構造により海食台が幅広く緩やかに変形していることを明らかにした。公所断層は、南北走向で東落ちの断層であり（貝塚ほか，1977）、相模平野側の沖積面下に伏在する可能性がある（水野，2016）。三浦半島断層群は、三浦郡葉山町から横須賀市を経て浦賀水道に至る三浦半島断層群主部と、三浦市に位置する三浦半島断層群南部からなり、ともに上下変位を伴う右横ずれ断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。三浦半島断層群主部は、ほぼ西北西―東南東走向の北側の衣笠・北武断層帯と南側の武山断層帯に細分される（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。陸上において確認されているこれらの断層帯（群）の長さは、衣笠・北武断層帯は約 14 km、武山断層帯は約 11 km、三浦半島断層群南部は約 6 km であるが、さらに相模湾側（西側）と金田湾側（東側）の海域に延長する可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。森ほか（2015）は、高分解能マルチチャンネル音波探査記録とバイプロコアラを用いた柱状採泥調査の結果に基づき、三浦半島断層群海域延長部における断層の分布・性状について検討した。森ほか（2015）は、三浦半島断層群主部の全長は、陸域部と相模湾側及び金田湾側の海域部を含めると、約 22.1 km 以上となるが、

両海域において断層の終端部は確認できていないため、実際の長さはこの長さ以上になると推定している。また、佐藤（2016）は、海上保安庁が 1979 年に実施した反射法音波探査記録（茂木ほか，1981）を再解釈し、三浦半島断層群主部は、森ほか（2015）が推定した相模湾側の海域延長部の西側に位置する鎌倉海脚まで延長する可能性を指摘した。

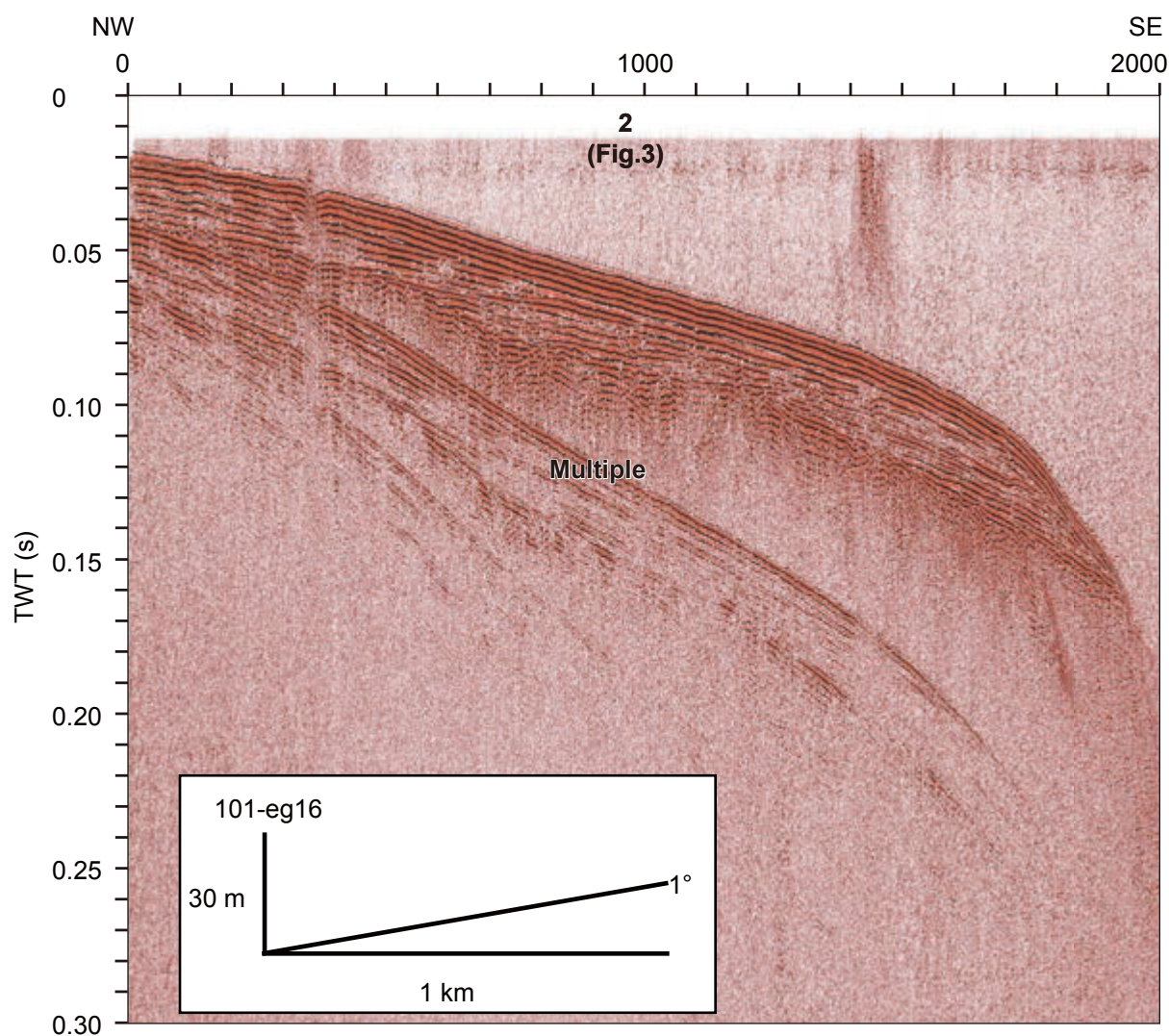
3. 調査方法

本調査では、水深に応じて発振装置を変えており、以下にそれぞれについて記載する。まず、水深 200 m 以浅での仕様を述べる。発振装置はブーマー（AAE 社製 AA300）を用い、出力は 200 J とした。受波用のストリーマーケーブル（総合地質調査株式会社製）のチャンネル数は 12、チャンネル間隔は 2.5 m であり、発振間隔は 1.25 m である。収録長は 0.6 sec を基本として水深に合わせて適宜調節しサンプリングレートは 0.1 msec とした。水深 200 ~ 500 m では、同じ装置を使うものより深部まで観察するため、ブーマーの出力を 300 J、発振間隔を 2.5 m、収録長を 1.2 sec に変更した。

デジタル信号として受波した信号はオープンソフトウェアである Seismic Unix を用いて以下のように処理を行った。まず、バンドパスフィルタリング、直達波のミュート、ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後、速度解析と垂直動補正（NMO）を行って重合し、再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。処理後のデータは SEG-Y 形式、位置情報は調査中にディファレンシャル GPS によって取得し、重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力した。バンドパスフィルタの通過周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが、300 ~ 2,000 Hz を基本とした。

総測線長は計 388 km である（第 1 図）。測線名については以下のルールに従って命名した。まず、地域と測線の方向ごとにグループ分けし、それぞれに百の位をつけ、さらにグループ内で西、あるいは北から連番で三桁あるいは二桁の数字を与えた。計画された測線間に追加した測線は中間であることを示す x5 などを連番数字に付した。さらに 2016 年度の沿岸域（EnGan）調査であることを示す eg16 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繋ぎ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが発生し



第2図 測線 101-eg16 の反射断面図。
Fig. 2 Seismic section of line 101-eg16.

たり、ノイズレベルが異なったりする場合もある。

4. 観測結果

今年度実施した音波探査で取得された反射断面の中で、大磯丘陵～相模川の沖合、鎌倉海脚と江ノ島海脚周辺、三浦半島の西方沖と南方沖の反射断面を紹介する。各反射断面（第2図～8図）の横軸は、共通反射点 CMP（Common Mid Point、発振点と受振点の midpoint）であり、CMP の間隔は 1.25 m である。また、縦軸は、往復走時 TWT（Two Way Travel Time、発振した音波が海底や海底下の地層から反射して帰ってくるまでの時間）である。

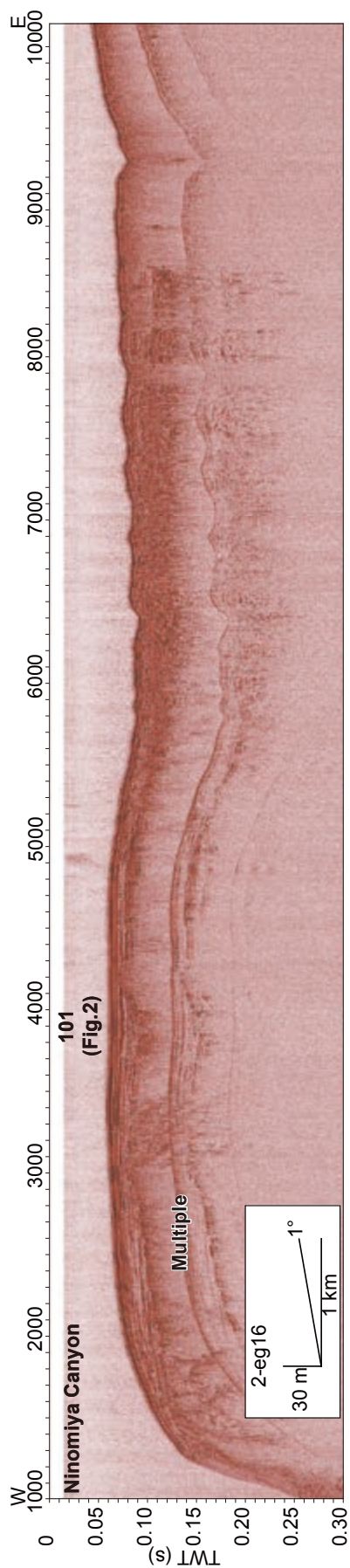
4.1 大磯丘陵～相模川の沖合

海岸線とほぼ直交する北西南東方向の測線 101-eg16（第2図）、及び海岸線とほぼ平行する東西方向の測線

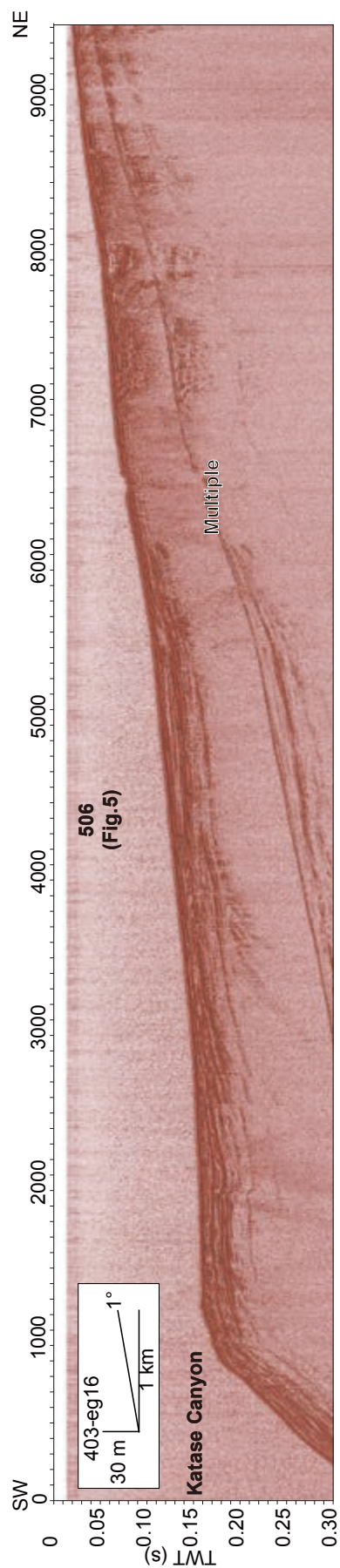
2-eg16（第3図）の反射断面を示す。2-eg16（第3図）の CMP6,000 付近以西が大磯丘陵中部～東部の沖合にあたり、今後の解析によって大磯丘陵周辺に分布する活断層の海域部への連続性を明らかにできる可能性がある。

4.2 鎌倉海脚と江ノ島海脚

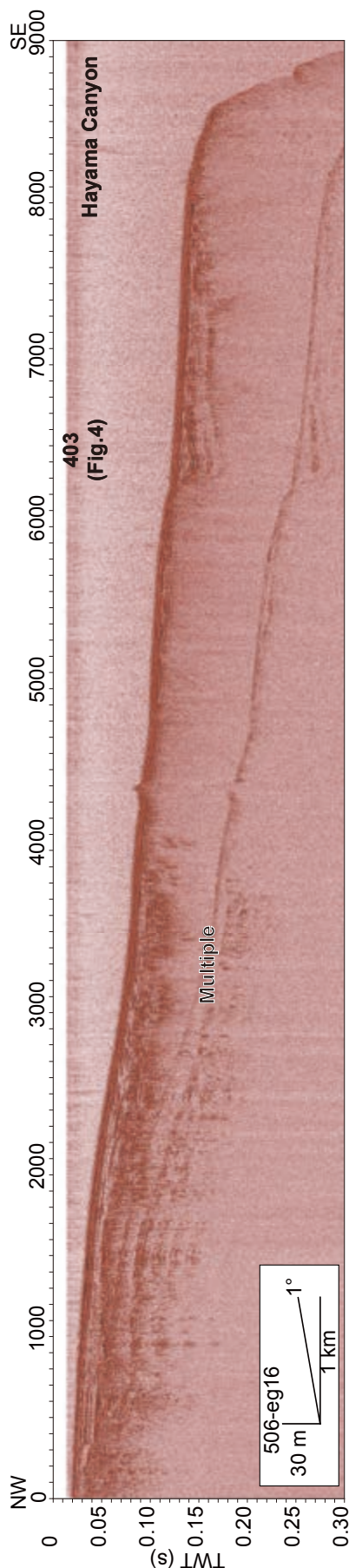
鎌倉海脚の地形の延びの主軸と平行する（三浦半島北西部の海岸線とほぼ直交する）北東南西方向の測線 403-eg16（第4図）を示す。また、鎌倉海脚と江ノ島海脚の地形の延びと直交する（三浦半島北西部の海岸線とほぼ平行する）北西南東方向の測線 506-eg16（第5図）の反射断面を示す。測線 403-eg16 の CMP2,000～CMP4,000 付近と測線 506-eg16 の CMP6,000～7,000 付近に、三浦半島断層群主部が延長していることが既存の音波探査記録の解析結果（佐藤, 2016）から予想される。本海域周辺の反射断面の解析を今後進めること



第3図 測線 2-eg16 の反射断面図.
Fig. 3 Seismic section of line 2-eg16.



第4図 測線 403-eg16 の反射断面図.
Fig. 4 Seismic section of line 403-eg16.



第5図 測線506-eg16の反射断面図.
Fig.5 Seismic section of line 506-eg16.

で、三浦半島断層群主部の海域部における断層の分布・性状と活動履歴を解明できると期待される。

4.3 三浦半島の西方沖と南方沖

三浦半島の西方沖で取得された南北方向の測線115-eg16の反射断面(第6図)を示す。本断面では、CMP3,300～3,700付近に位置する亀城海脚付近において内部反射面が不明瞭な地層が海底下に露出している様子が観察される。次に、三浦半島の南方沖で取得された南北方向の測線119-eg16の反射断面(第7図)と東西方向の測線16-eg16の反射断面(第8図)を示す。両断面では、成層した堆積層が大きく波打っている様子が認められ、今後の解釈によって本地域の構造運動と堆積作用について明らかにできる可能性がある。

5. まとめ

本年度は、相模湾沿岸域における海底地質図作成のために反射法音波探査を実施した。本報告では、相模湾沿岸の各海域ごとの代表的な反射断面を紹介した。本海域には、陸域の活断層の海域延長部が分布することが予想されているが、今回の調査では分布推定地点の反射断面を取得することができ、今後の解析によって本海域の活断層の分布や活動履歴を明らかにできると期待される。

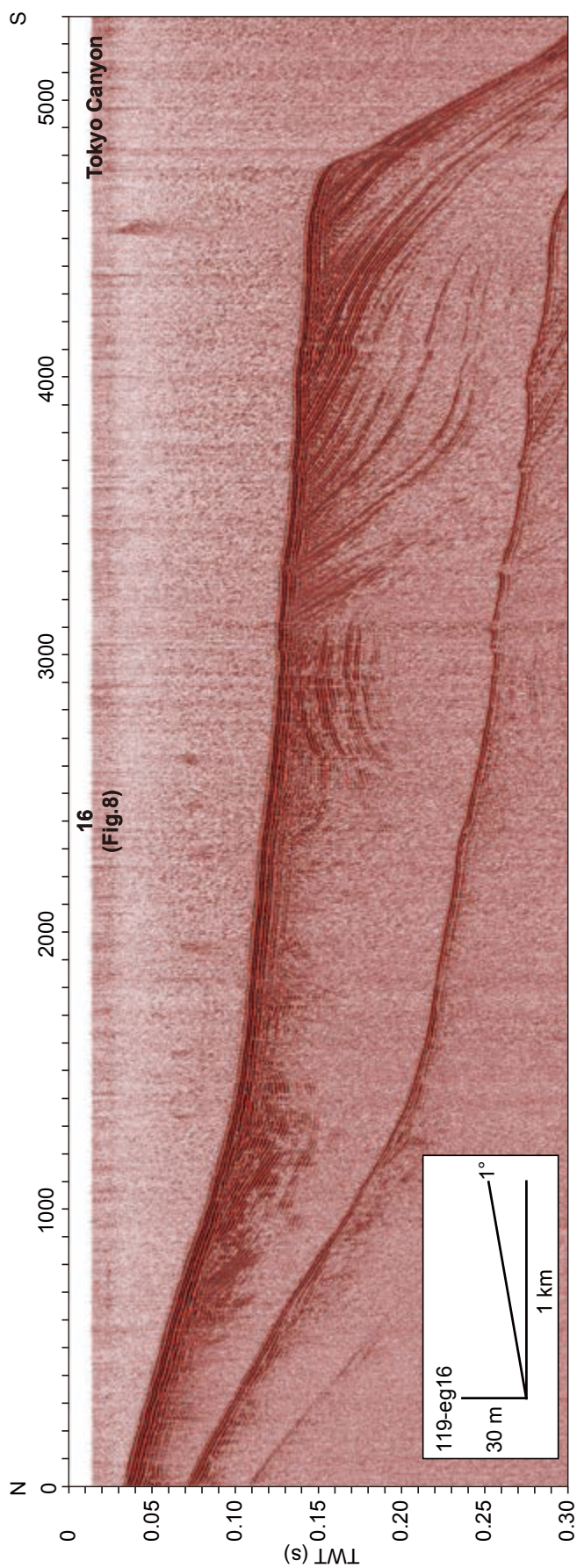
謝辞: 本研究における反射法音波探査は総合地質調査株式会社の方々に実施していただいた。現地調査では、船長ならびに関係者には大変お世話になった。また、神奈川県内の地元漁協や関係機関には、現地調査にあたり様々な便宜を図っていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文献

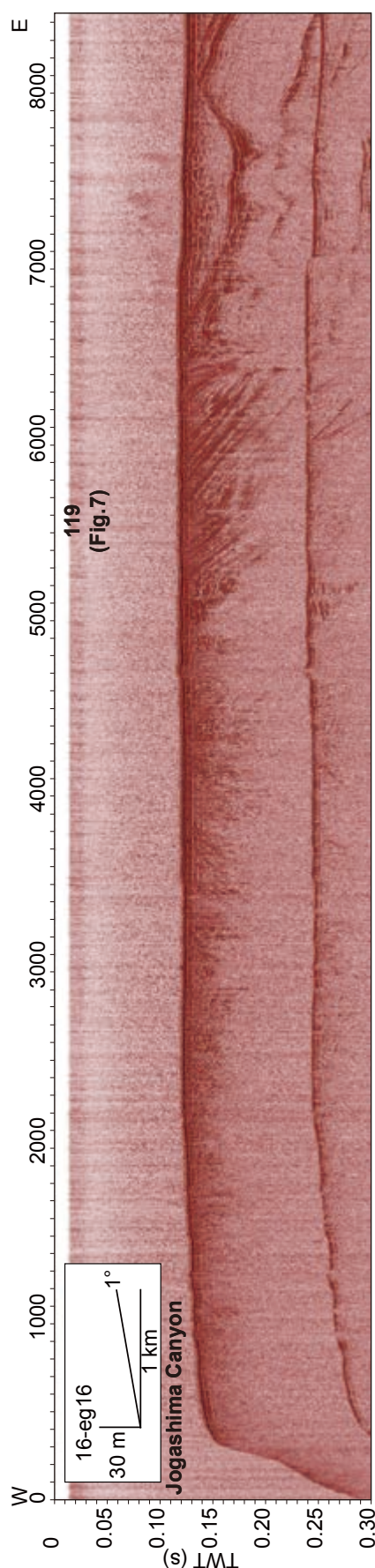
- 井上卓彦・岡村行信(2010) 能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書。海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 井上卓彦・木村治夫・岡村行信(2011) 新潟沿岸域20万分の1海域地質図及び説明書。海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」, 数値地質図S-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 古山精史朗・佐藤智之(2015) 房総半島東部沿岸における反射法音波探査概要。平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 1-8。
- 古山精史朗・佐藤智之(2016) 房総半島東北部沿岸に



第 6 図 測線 115-eg16 の反射断面図。
Fig. 6 Seismic section of line 115-eg16.



第 7 図 測線 119-eg16 の反射断面図。
Fig. 7 Seismic section of line 119-eg16.



第8図 測線 16-eg16 の反射断面図.
Fig. 8 Seismic section of line 16-eg16.

における反射法音波探査概要と地質構造. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 1-11.

貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊池隆男・丸田英明・山崎晴雄・松田明美 (1977) 首都圏の活構造.「東京直下型地震に関する調査研究(その4)ー活断層および地震活動状況等に関する考察ー」, 東京都防災会議, 165-220.

加藤 茂 (1999) 相模湾の海底地形と地質構造. 第四紀研究, **38**, 469-477.

木村政昭 (1976) 20 万分の 1 海底地質図「相模灘付近」. 海底地質図, no.3, 工業技術院地質調査所

丸山 正 (2015) 相模湾北西部沿岸海域における高分解能音波探査. 活断層・古地震研究報告, **15**, 179-209.

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「福岡沿岸域」, 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.

水野清秀 (2016) 大磯丘陵東部に分布する第四紀堆積物の地質構造調査 (予報). 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 153-160.

茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 (1981) 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報. 月刊地球, **3**, 443-451.

中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.

大熊茂雄・駒澤正夫・宮川歩夢・押田 淳 (2015) 相模湾北部沿岸域における海底重力調査. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 107-114.

大熊茂雄・駒澤正夫・伊藤 忍・押田 淳 (2016) 相模湾東部沿岸域における海底重力調査. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 129-138.

佐藤智之 (2014) 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「石狩低地帯南部沿岸域」, 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 (2016) 既存の反射法音波探査記録からみた相模湾北東海域の地質構造: 予察. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 121-128.

- 佐藤智之・荒井晃作（2016）20 万分の 1 駿河湾北部沿岸域海底地質図及び説明書．海陸シームレス地質情報集「駿河湾北部沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-5，産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）三浦半島の長期評価について．33p．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯（神縄・国府津－松田断層帯）の長期評価（第二版）．55p．
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志（1996a）2.5 万分の 1 都市圏活断層図「藤沢」国土地理院技術資料，D.1-No.333．
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志（1996b）2.5 万分の 1 都市圏活断層図「平塚」国土地理院技術資料，D.1-No.333．
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・田之口英史・津村紀子・青柳恭平（2015）三浦半島断層群海域延長部における断層分布と活動性について．活断層・古地震研究報告，**15**，143-177．

相模湾表層堆積物および地形調査の概要 Preliminary results of surface sediments survey and bathymetric survey in Sagami Bay

味岡 拓^{1*}・杉崎彩子¹
Taku Ajioka^{1*} and Saiko Sugisaki¹

Abstract: Sagami bay surface sediments and bathymetric surveys were carried out in August, 2016. Surface sediments were taken at 48 sites (29 from continental shelf, 4 from Oiso canyon and 15 from fan-shaped delta at Sakawa River mouth) using a Smith-McIntyre grab sampler, and sea-floor photographs were taken at the same sampling sites. Multi-beam echo-sonar observation was also operated on the fan-shaped delta at Sakawa River mouth. The surface sediments from Sagami Bay are mainly composed of fine-very coarse sand at the southeastern continental shelf, very fine sand at the northeastern offshore, and fine-medium sand at the coastal area. The surface sediments (top ~1 cm) from fan-shaped delta of Sakawa River mouth are mainly composed of silty clay, but subsurface sediments below ~1cm contain fine sand-pebble. The backscatter magnitude image at the shallower part of the delta corresponds well to its bathymetry, on the other hand, at the deeper part reflects detailed distribution of the bottom sediments rather than the topography. Further physical and chemical analyses of the sediment samples combining with backscatter and bathymetry is needed to understand detailed sediments distribution pattern and its morphology.

Keywords: Sagami Bay, marine sediments, sedimentation, deep-sea camera, multi-beam, back-scatter image

要 旨

相模湾を対象としたグラブ採泥器による表層堆積物採取調査、及び酒匂川河口沖ファンデルタを対象としたマルチビーム音響測深調査（バックスキュッタデータ取得）の概要を報告する。採泥調査では陸棚上 29 地点、大磯海底谷上 4 地点、酒匂川河口沖ファンデルタ上 15 地点で表層堆積物を採取した。相模湾南東部陸棚上の表層堆積物は主に細粒砂－極粗粒砂、相模湾北東部の沖合では主に極細粒砂、沿岸寄りでは細粒砂－中粒砂から構成されている。酒匂川河口沖ファンデルタ上の表層堆積物は、表層 1 cm 深までは主にシルト質粘土から成っていたが、表層下は採泥地点によって岩相の変化が大きく、細粒砂－中礫が認められる。酒匂川河口沖のバックスキュッタデータは、浅海部では海底地形と一致するが、深海部では海底地形からは識別が難しい底質を反映した詳細なチャンネルを捉えている。バックスキュッタデータと採泥試料の分析結果を合わせて検討することで、詳細な堆積物分布様式の評価が期待される。

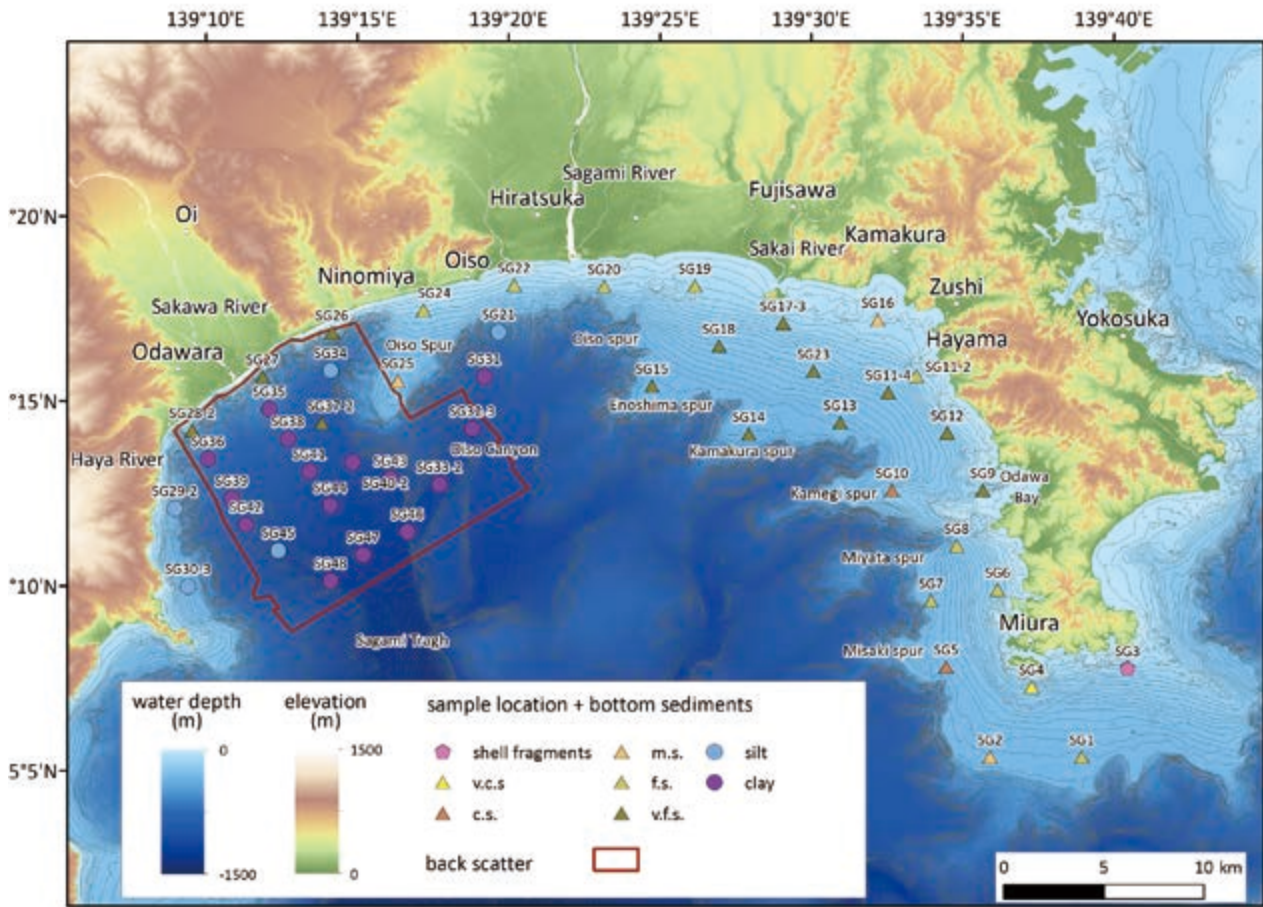
1. はじめに

相模湾は東西約 40 km の太平洋に向かって開いた半

円状の湾である。また、フィリピン海プレートの北端に位置する構造的な深海湾であり、1,000 m 以上の水深は駿河湾・富山湾と共に日本で最も深く、その海底地形は複雑である（海上保安庁, 1983, 1992）。湾内東部は大陸棚が比較的広く発達しており、北東－南西方向に伸びる海底谷・海脚群を特徴とする急峻な海底地形を示す。一方、湾内西部には酒匂川沖にファンデルタが発達しており、海岸からの急傾斜のため大陸棚は著しく狭い。このファンデルタは南東方向に延伸し相模トラフに達し、さらに房総海底谷、茂木海底扇状地を経て、房総半島南東沖で日本海溝に接続する。このように、急峻で複雑な海底地形を成す相模湾では、堆積物の分布様式や起源、輸送過程も同様に複雑であると推察される。旧地質調査所は、1974 年に相模湾主要部（有田・木下, 1976）の、1997 年に相模湾西部（池原ほか, 1998）の海底堆積物調査を実施し、主要部の結果については相模灘及付近表層堆積図（有田・木下, 1976）として出版しているが、陸棚上での採泥調査は不十分である。それ以外にも、相模湾陸棚上の底質に関する調査報告（小向, 1957；下里ほか, 1974；Otsuka, 1976；原口, 1991）はあるが、これらを取りまとめた表層堆積図は作成されておらず、一般で利用可能な地質情報は整備されていない。また、表層堆積物の分布自体も経年変化している可能性が考えられる（原

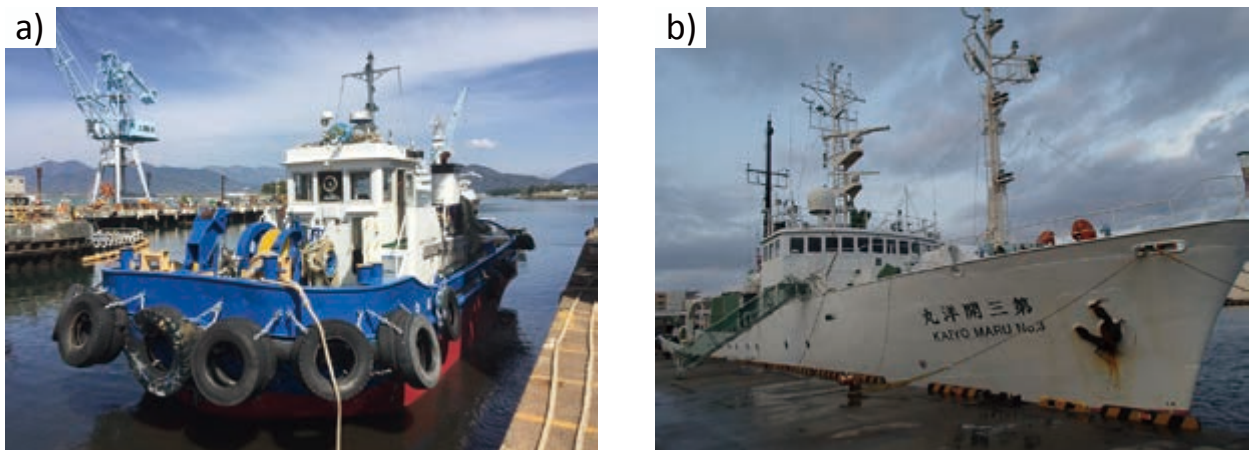
*Correspondence

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地点と底質（サブコア試料採取地点のみ記載），およびマルチビーム音響測深範囲の位置図。凡例における底質の略記はそれぞれ，v.c.s.は極粗粒砂，c.s.は粗粒砂，m.s.は中粒砂，f.s.は細粒砂，v.f.s.は極細粒砂を示す。

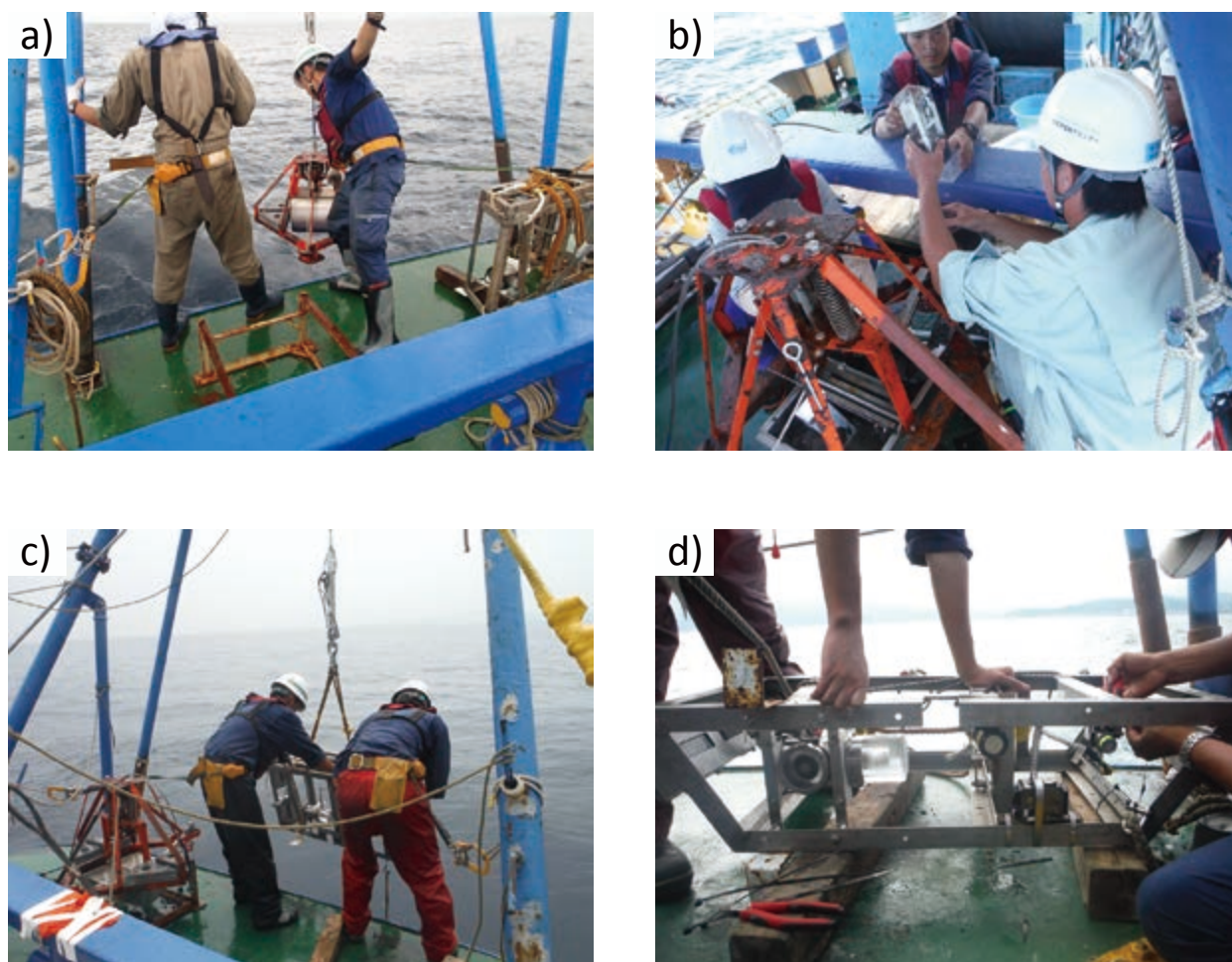
Fig. 1 Location of surface sediments sampling sites and survey area of multi-beam echo-sounder. v.c.s., c.s., m.s., f.s. and v.f.s. denote very fine sand, fine sand, medium sand, coarse sand and very coarse sand, respectively.



第2図 使用した調査船。a) 白鷗。b) 第三開洋丸。
Fig. 2 Research vessels. a) Hakuou. b) Daisan Kaiyomaru.

口，1991）。酒匂川河口沖ファンデルタに関して，大塚ら（1973）はドレッジ及びグラビティコーラーによる堆積物採取，音波探査による堆積構造の評価を行い，分布する堆積物の特徴について示したが，構造的深海

湾におけるファンデルタの形成過程については議論していない。本調査では相模湾沿岸域を対象とし，陸棚を含む沿岸海域の地質情報整備ならびに表層堆積物の分布の特徴，起源や輸送経路の評価，酒匂川河口沖ファ



第3図 a) スミス・マッキンタイヤー式グラブ採泥器. b) 遮光布を用い日光を遮蔽した OSL 用試料採取. c) デジタル海底カメラとデジタル海底ビデオカメラ. d) 海底撮影機器投入作業.

Fig. 3 a) Smith-McIntyre grab sampler. b) OSL sampling under the blackout curtain. c) Digital deep-sea camera and video camera. d) Camera systems.

ンデルタの形成過程の解明を目的として、採泥調査を行った(第1図)。さらに、酒匂川河口沖ファンデルタを対象としたマルチビーム音響測深調査(バックスキッターデータ取得)を実施した。得られた堆積物の分析及びバックスキッターデータと合わせた解釈は現在進行中であり、本報告では調査結果の概要をまとめる。

2. 調査・分析方法

2.1 表層堆積物試料

本調査では相模湾陸棚上の29地点(水深15.9~122.0m)、大磯海底谷上4地点(水深318.3~1,031.2m)及び酒匂川河口沖ファンデルタ上15地点(水深360.5~1,150.7m)で表層堆積物の採取及び海底写真撮影を実施した(第1図, 第1表)。これらの堆積物採取地点は水深、海底地形、過去の採泥地点(小向, 1957; 下里ほか, 1974; 有田・木下, 1976; Otsuka, 1976; 原口,

1991; 池原ほか, 1998)、漁具・海底ケーブルの有無を考慮して設定した。

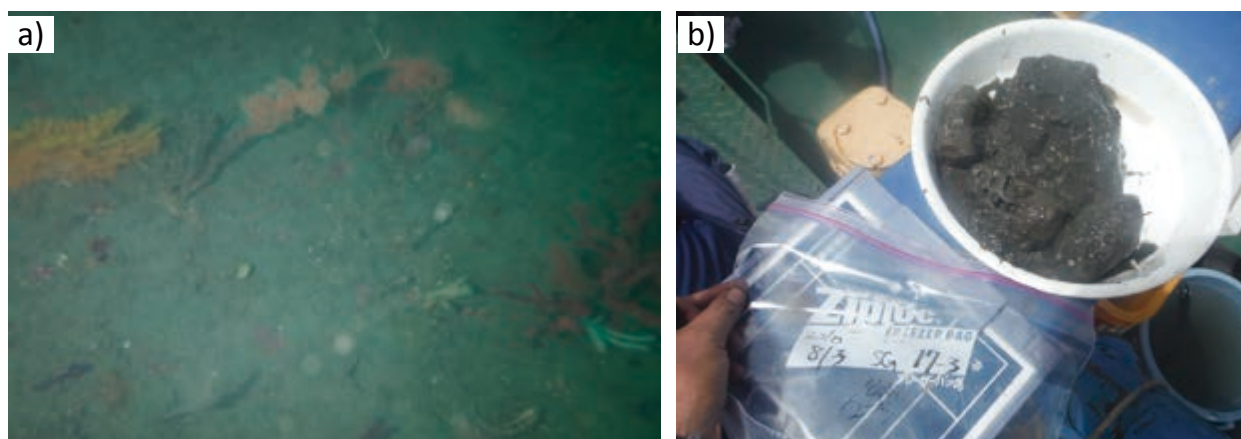
表層堆積物試料の採取は、オーシャンエンジニアリング株式会社に依頼し、株式会社三水所属の調査船白鷗(19トン, 玉瀬晃博船長)(第2図a)により、2016年8月1日(三崎)から同14日(小田原)にかけて実施した。

採泥作業は離合社製の大型スミス・マッキンタイヤー式グラブ採泥器(第3図a, 以下グラブ採泥器)を用いて実施した。このグラブ採泥器では33×33cmの範囲の表層堆積物を深さ20cm程度まで採取できる。本調査では、水深及び底質に応じてこのグラブ採泥器に錘を付けていない状態、20, 40, 60kgの錘を装着した状態を使い分けて採泥作業を行った。一回目の採泥作業で十分な堆積物が得られなかった、もしくはグラブ採泥器の上方から堆積物が溢れ出してしまった際は、錘を脱着して同地点で採泥作業をやり直した。そのようにしても良好な試料が得られなかった場合は、海底地

第1表 表層堆積物採取地点における水深, 位置, および底質 (堆積物の肉眼記載). 底質欄の略記はそれぞれ, v.c.s. は極粗粒砂, c.s. は粗粒砂, m.s. は中粒砂, f.s. は細粒砂, v.f.s. は極細粒砂を示す.

Table 1 Sampling position and visual description of grab samples. v.c.s., c.s., m.s., f.s. and v.f.s. denote very fine sand, fine sand, medium sand, coarse sand and very coarse sand, respectively.

Site	Water depth (m)	Latitude	Longitude	Description
SG1	100.61	35°05'29.8" N	139°38'59.3" E	f.s.
SG2	103.75	35°05'29.5" N	139°35'58.3" E	m.s.
SG3	27.98	35°07'53.6" N	139°40'29.5" E	shell with c.s.
SG4	39.06	35°07'23.0" N	139°37'19.5" E	granular v.c.s.
SG5	93.88	35°07'55.3" N	139°34'30.6" E	m.s.-c.s.
SG6	35.87	35°10'00.7" N	139°36'11.8" E	f.s.-m.s.
SG7	96.08	35°09'42.3" N	139°34'00.6" E	f.s.-m.s.
SG8	64.40	35°11'11.5" N	139°34'51.5" E	f.s.-m.s.
SG9	31.40	35°12'41.8" N	139°35'42.3" E	v.f.s.-f.s.
SG10	59.68	35°12'41.5" N	139°32'43.3" E	granular m.s.-c.s.
SG11	26.52	35°15'45.3" N	139°33'27.4" E	f.s.
SG11-2	23.55	35°15'47.5" N	139°33'31.3" E	f.s.-m.s.
SG11-3	63.63	35°15'21.7" N	139°32'37.3" E	silt
SG11-4	64.61	35°15'20.6" N	139°32'35.3" E	silty v.f.s.
SG12	41.49	35°14'14.9" N	139°34'32.2" E	v.f.s.-f.s.
SG13	98.14	35°14'31.0" N	139°31'00.5" E	silty v.f.s.
SG14	121.97	35°14'12.1" N	139°27'59.1" E	v.f.s.
SG15	115.58	35°15'29.6" N	139°24'47.6" E	v.f.s.
SG16	15.90	35°17'18.3" N	139°32'13.4" E	m.s.-c.s.
SG17	22.73	35°17'19.6" N	139°29'12.5" E	silt
SG17-2	23.55	35°17'18.7" N	139°29'13.6" E	bedrock
SG17-3	33.66	35°17'12.0" N	139°29'06.5" E	pebbly v.f.s.
SG18	70.41	35°16'35.3" N	139°26'59.8" E	v.f.s.
SG19	20.82	35°18'12.5" N	139°26'11.1" E	f.s.-m.s.
SG20	23.83	35°18'10.4" N	139°23'11.4" E	f.s.
SG21	318.33	35°16'56.0" N	139°19'43.4" E	clayey silt
SG22	23.33	35°18'12.0" N	139°20'13.7" E	f.s.
SG23	68.01	35°15'54.2" N	139°30'06.6" E	v.f.s.
SG24	26.42	35°17'30.9" N	139°17'13.8" E	f.s.
SG25	98.94	35°15'36.1" N	139°16'23.6" E	m.s.
SG26	51.79	35°16'53.4" N	139°14'13.3" E	v.f.s.
SG27	71.88	35°15'41.1" N	139°11'55.8" E	v.f.s.
SG28	62.53	35°14'11.9" N	139°09'35.4" E	silty clay
SG28-2	60.19	35°14'13.6" N	139°09'37.7" E	v.f.s.
SG29	99.52	35°12'07.1" N	139°09'04.4" E	silt
SG29-2	99.92	35°12'06.7" N	139°09'04.4" E	silt
SG30	111.07	35°10'00.0" N	139°09'29.8" E	silty clay
SG30-2	111.55	35°10'00.2" N	139°09'30.6" E	silty clay
SG30-3	112.32	35°10'00.3" N	139°09'31.4" E	sandy silt
SG31	686.00	35°15'43.4" N	139°19'15.4" E	silty clay
SG32-3	890.37	35°14'18.6" N	139°18'51.7" E	silty clay
SG33	1022.09	35°12'58.7" N	139°17'54.4" E	silt
SG33-2	1031.19	35°12'48.6" N	139°17'47.6" E	sandy clay
SG34	499.10	35°15'52.3" N	139°14'11.0" E	sandy silt
SG35	360.52	35°14'48.7" N	139°12'09.9" E	silty clay
SG36	371.53	35°13'27.2" N	139°10'09.1" E	silty clay
SG37	713.64	35°14'36.6" N	139°14'11.6" E	silt
SG37-2	702.95	35°14'26.8" N	139°13'54.3" E	silty v.f.s.
SG38	589.23	35°14'00.3" N	139°12'47.0" E	sandy clay
SG39	510.23	35°12'23.4" N	139°10'56.4" E	silty clay
SG40	865.90	35°13'38.4" N	139°15'10.5" E	silty clay
SG40-2	920.76	35°13'23.6" N	139°14'55.2" E	silty clay
SG41	818.68	35°13'08.1" N	139°13'29.7" E	silty clay
SG42	753.31	35°11'41.6" N	139°11'25.2" E	silty clay
SG43	1013.37	35°12'57.6" N	139°16'09.9" E	silty clay
SG44	1013.83	35°12'13.7" N	139°14'11.8" E	silty clay
SG45	992.55	35°10'59.7" N	139°12'29.8" E	silt
SG46	1132.34	35°11'31.4" N	139°16'44.7" E	sandy clay
SG47	1150.72	35°10'53.5" N	139°15'17.1" E	silty clay
SG48	1147.97	35°10'11.1" N	139°14'13.5" E	silty clay



第4図 デジタル海底カメラによって撮影された海底写真と船上で確認された堆積物。
a) SG 17-3 海底写真。ヤギ目の海産動物が確認できる。b) 採泥器で回収された礫。
Fig. 4 SG 17-3 photographs of sea-floor morphology a), and collected cobble b).

形を考慮しつつ、直近の地点に移動して採泥作業を行った。採泥地点の位置測定には D-GNSS による船位測定装置を使用した。水深は音響測深機で測定した後、JFE アドバンテック社製 ASTD150 による水温・塩分データから算出した水中音速度を用いて補正した。グラブ採泥器で得られた堆積物試料に $20 \times 6 \times 5$ cm の無色アクリル製有田式角柱容器をできる限り堆積物が乱れないように挿入することで、サブコア試料 1～4 本を船上で採取した。また、堆積物の表層 3 cm までを有機物分析用としてチャック付きポリ袋に、保存用としてプラスチック容器に採取した。光ルミネッセンス年代測定 (optically stimulated luminescence ; OSL) 用のサブコア採取時は、灰色塩化ビニル製の有田式角柱容器を用い、デッキを遮光性の高い布及び遮光傘で覆って直接日光が当たらないように注意を払って作業を行った (第3図 b)。OSL 用サブコア試料及び有機物分析用試料は採取後、直ちに冷蔵保存した。岩相記載、岩相写真撮影等用のサブコア採取には、無色アクリル製の有田式角柱容器を使用した。

海底写真の撮影は採泥作業の後、同じ地点で実施した。海底写真撮影には、デジタル海底カメラ (第3図 c, d) (海洋工学研究所製、内蔵のデジタルカメラはリコー GR を改造したもの) を採用し、着底スイッチにより海底面上 2 m から海底を撮影した (第4図 a)。詳細な機器仕様と使用方法は片山ほか (2016) に報告されている。また、一部の浅海域 (水深 100 m 以浅) ではオーシャンエンジニアリング株式会社所有の GoPro 社製 HERO4 を用いてデジタル海底ビデオカメラ (第3図 d) による動画撮影も同時に実施した。

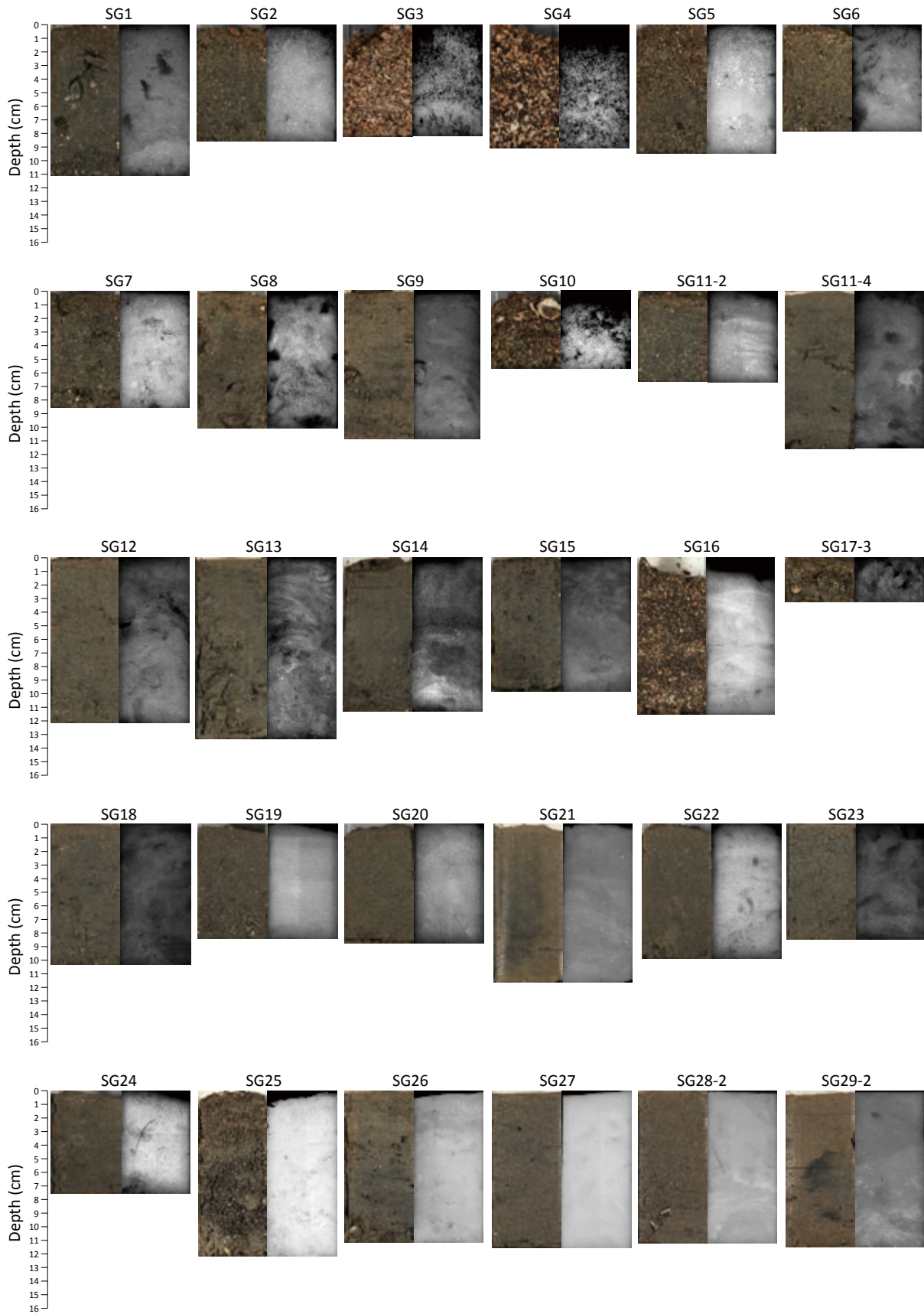
下船後、採取したサブコア試料を実験室にて包丁で分割し、断面を整形して肉眼記載及び写真撮影を行い、各種分析用試料を採取した。また、軟 X 線写真は 40 kVp, 2.5 mA で 10 秒間 X 線を照射して撮影した (第5図)。

2.2 マルチビーム音響測深調査(バックスキッターデータ取得)

マルチビーム音響測深調査は、海洋エンジニアリング株式会社に依頼し、海洋調査船第三開洋丸 (498 トン、飯岡 浩船長) を使用して 2016 年 8 月 10 日 (三崎) から同 12 日 (三崎) にかけて実施された。マルチビーム音響測深機には Kongsberg Maritime 社製 EM710 MK2 を使用し、相模湾北西部の酒匂川河口沖ファンデルタ約 $10 \text{ km} \times 11 \text{ km}$ 、及び大磯海底谷約 $4 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ (第1図) の範囲で調査を行った。調査測線は等深線と平行となるように設定した。測線間隔は隣り合う測線の海底地形データと十分に重複するように留意し、水深に応じて適宜変更した。隣り合う測線との重複は、マルチビームで取得できるスワ幅の片舷の 20 % 以上を目安とした。船上にて取得データの確認を行い、未測域が生じた場合には適宜補測線を設定し調査を行った。位置測定には DGPS を、音速度補正には水中音速度計を用いた。得られたマルチビームデータの解析は株式会社海洋先端技術研究所製の Marine Discovery 5 により実施した。音響ノイズ、気泡、浮遊物、魚群など、海底地形ではないと判断されるデータはエラーデータとして除去処理した。ノイズ除去したデータより、バックスキッターデータは 5 m メッシュ相当 (約 0.16 秒) 間隔のグリッドデータを作成した (第6図)。

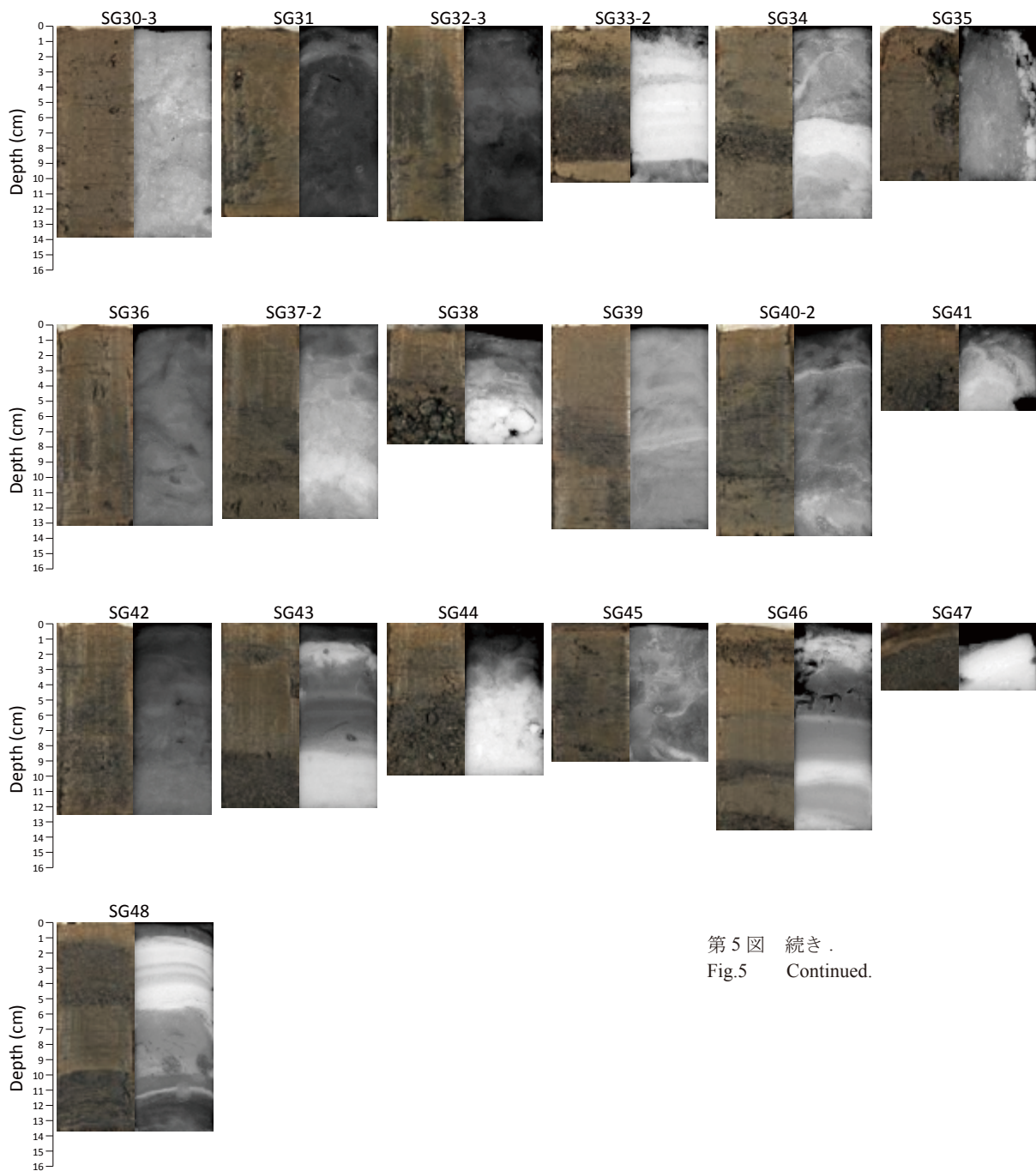
3. 結果と考察

表層採泥の結果、全 48 地点から長さ 3.1～13.9 cm のサブコア試料が得られた (第5図)。SG11 については、良好な堆積物試料を採取するために複数回採泥作業を行ったことで、2 本の異なったサブコア試料を得た。以下に採取された堆積物試料の特徴をまとめる。



第5図 採取された表層堆積物のサブコア写真（左）と軟X線写真（右）.

Fig. 5 Sub-core sediments photographs (left) and soft-X radiographs (right).

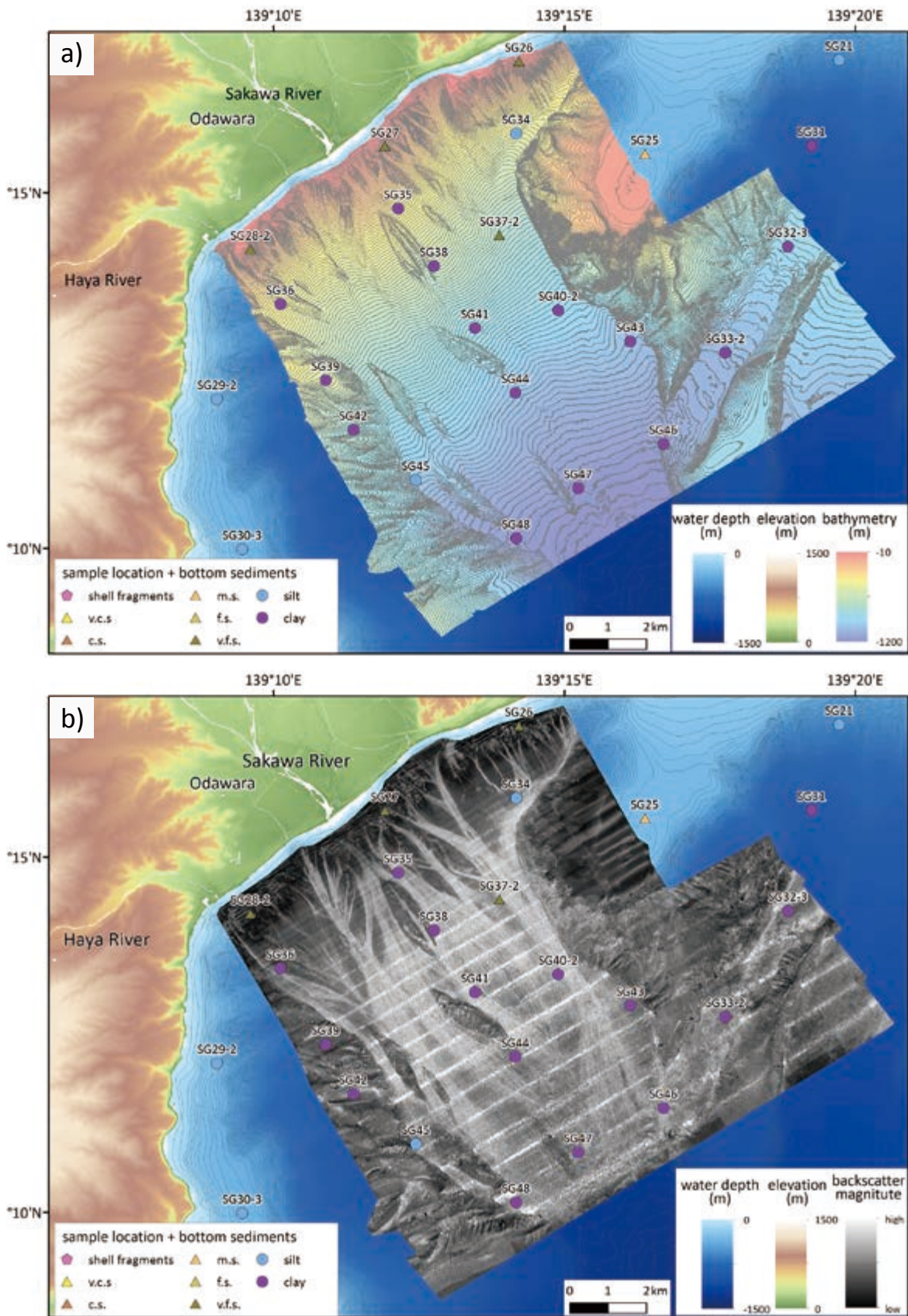


第5図 続き.
Fig.5 Continued.

3.1 陸棚上の表層堆積物

相模湾東部の小田和湾以南の陸棚上では、表層堆積物は主に砂で構成されており、採取地点に応じてその粒度は多様である（第1図、第5図、第1表）。三浦半島南岸の陸棚縁辺部では、SG 1 は細粒砂、SG 2 は中粒砂が分布する。沿岸寄りのSG 3 は粗粒砂混じりの貝殻片、SG 4 は極粗粒砂が分布している。三崎海脚上のSG 5 では粗粒砂、三浦半島西岸のSG 6、SG 7、SG 8では細粒砂が分布している。亀城海脚へと伸びる陸棚上では、沿岸寄りのSG 9は極細粒砂、沖合のSG 10は粗粒砂で構成されている。

相模湾東部の小田和湾以北から相模川河口にかけての陸棚上では、細粒な堆積物が沖合に分布する傾向が見られる（第1図）。沿岸寄りのSG 16では貝殻片を多く含む中粒砂、SG 11-2、SG 19、SG 20、及びSG 22では細粒砂が分布しているのに対し、沖合の地点（SG 11-4、SG 12、SG 13、SG 14、SG 15、SG 17-3、SG 18）では極細粒砂が分布している。SG 17-3は多数の貝殻片混じりの礫質極細粒砂であり、グラブ採泥時には表層下にサブコアとして採取できない20 cm程度の大礫があった（第4図a）。また、SG 17-3の北東約250 m付近で行った1回目、2回目の採泥作業では良好な堆積物



第 6 図 マルチビーム音響測深による酒匂川河口沖の海底地形 a) およびバックスキャッターデータ b).
 Fig. 6 Bathymetry a) and backscatter b) data from the fan-shaped delta of Sakawa River mouth.

が採取されなかった。その際、音響記録は海底地形の凹凸が顕著であることを示していた。さらに、海底写真から岩礁などに固着することで知られるヤギ目の海産動物が確認できる（第4図b）。以上のことから、江ノ島南岸のSG 17-3付近には岩礁帯が広がっていると考えられる。

大磯海脚上では、沿岸寄りのSG 24が細粒砂、沖合のSG 25が中粒砂となっている。相模湾北西部の陸棚がきわめて狭い大磯丘陵から足柄平野沿岸域では極細粒砂が分布（SG 26, SG 27, SG 28-2）しており、わずかに陸棚が広がる早川河口以南ではシルトが分布（SG 29-2, SG 30-3）している。

3.2 大磯海底谷及び酒匂川河口沖ファンデルタの表層堆積物

相模川河口から大磯海底谷の1,000 m以浅にかけて、水深が深くなるにつれ細粒砂（SG 22）、シルト（SG 21）、粘土（SG 31, SG 32-3）と細粒化する傾向が見られ、生物擾乱も顕著である。一方、大磯海底谷の1,000 m以深から相模トラフとの接続部（SG 33-2, SG 46）では、表層1 cm程は砂質粘土であるが、表層下は細粒砂—粗粒砂と粘土の互層から成っており、岩相の変化に富んでいる（第5図）。

酒匂川河口沖ファンデルタ上の堆積物は、表層からおよそ1 cm深までは主にシルト質粘土で構成されている（第1図, 第6図）。しかし、表層下は採泥地点によって岩相の変化が大きい（第5図）。大磯海脚に沿ったファンデルタ東縁部のSG 34, SG 37-2では、表層の粘土層は7~9 cm深までと比較的厚く、その下部は全体的に細粒砂—粗粒砂の含砂率が高くなる。SG 40-2では、表層の粘土層は3 cm程で、3~3.5 cmに細粒砂層が挟在し、その下部は生物擾乱が顕著な砂質シルトで構成されている。SG 43, SG 46では、表層の粘土層は薄く1~3 cm程度で、その下部は境界不明瞭なシルト質粘土と細粒砂—粗粒砂の互層から成っている（第5図）。ファンデルタ中央部のSG 38, SG 41, SG 44, SG 47では、表層の粘土層厚はおよそ1~5 cmと様々で、その下部は主に中粒砂—粗粒砂から成るが、SG 35, SG 38, SG 44では細礫—中礫も目立つ（第5図）。ファンデルタ西縁部のSG 36, SG 39, SG 42, SG 45では生物擾乱が顕著で、一部パッチ状の砂が見られるが、サブコアの深度内は総じてシルト—粘土で構成されている（第5図）。SG 48は、0~1 cmがシルト質粘土、1~5.5 cmが層状構造を示す細粒砂—粗粒砂、5.5~9.5 cmはシルト質粘土、9.5~13.4 cmが粘土から成っており、岩相の変化が顕著である（第5図）。

マルチビーム音響測深調査により得られた地形から、浅海部の海底は急斜しており、水深が深くなるにつれ

海底の傾斜は緩やかになることが確認される（第6図a）。一方、バックスキッターデータからはファンデルタ内に無数の複雑なチャンネルが認められる。（第6図b）。チャンネルは下方に向かいながら合流し、次第に大きなチャンネルを形成している。チャンネル間には、チャンネルに沿う尾根のような高まりが見られる。1,000 m以深では海底の傾斜はさらに緩やかとなり、チャンネルや尾根が不明瞭になっている。浅海部では、複雑な起伏を捉えている海底地形とバックスキッターデータはよく対応している。一方、深海部では、バックスキッターデータは海底地形からは識別が難しい詳細なチャンネルを捉えている。これはバックスキッターデータが底質を詳細に反映していることを意味する。今後、バックスキッターデータとサブコアの分析を併せて解釈することで、堆積物の分布様式の理解が深まると期待される。

4. まとめと今後の課題

相模湾沿岸海域48地点において、グラブ採泥器を用いた表層堆積物の採取及び海底写真撮影を実施した。相模湾南東部の表層堆積物は主に砂で構成されているが、採泥地点によってその粒度は多様である。相模湾北東部の表層堆積物は、沖合では主に極細粒砂、沿岸寄りでは細粒砂—中粒砂から成っており、江ノ島近傍は岩礁帯の可能性もある。大磯海脚上では沿岸寄りで細粒砂、海脚縁辺部で極粗粒砂が分布している。陸棚が著しく狭い酒匂川河口陸棚上の表層堆積物は極細粒砂、わずかに陸棚が広がる早川河口以南ではシルトで構成されている。酒匂川沖のファンデルタでは、表層およそ1 cm深までは主にシルト質粘土が分布しているが、表層下は採泥地点によって岩相の変化が顕著であり、砂泥互層や礫質砂層が認められる。バックスキッターデータは、浅海部では海底地形とよく対応しているが、深海部では底質を反映した詳細なチャンネルを捉えている。バックスキッターデータと採泥試料の分析結果を合わせて解釈することで、詳細な堆積物分布様式の評価が期待される。今後は、採泥試料について2016年11月に採取した相模湾の流入河川の堆積物とともに、粒度分析、XRD測定、TOC測定、バイオマーカー分析、OSL年代測定等を行う。これらの分析により、相模湾における堆積物の輸送過程や起源の理解を深めていくとともに、バックスキッターデータとの整合性を検討し、酒匂川河口沖のファンデルタの形成過程を検討していく。

謝辞：本調査は神奈川県、神奈川県漁業協同組合連合会、各関係漁業協同組合のご理解とご協力の下で遂行することができた。堆積物採取調査では松本アヌラ俊光氏

を中心としてオーシャンエンジニアリング株式会社の方々、白鷗の玉瀬晃博船長のご協力を頂き、安全に調査を成し遂げることができた。マルチビーム音響測深調査では高橋 実氏をはじめとする海洋エンジニアリング株式会社の方々、第三開洋丸の飯岡 浩船長ならびに乗組員の方々にご協力を頂いた。また、調査計画、調査方法、結果の取りまとめ等に多くの助言を池原研氏及び片山 肇氏に頂いた。東京学芸大学西田尚央准教授にも調査計画のご協力を頂いた。富田綾子氏にはサブコアの処理作業でお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 有田正史・木下泰正 (1976) 相模灘及付近表層堆積図 (20 万分の 1)。地質調査所。
- 原口明郎 (1991) 相模湾の底質・底生生物の推移。神奈川県水産試験場研究報告, **12**, 43-63.
- 池原 研・片山 肇・斉藤文紀・湯浅真人・石塚 治・古宮正利・仲宗根 徹 (1998) 東海沖表層堆積物の特徴。東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究, 平成 9 年度研究概要報告書, 114-135.
- 海上保安庁 (1983) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 相模湾。海上保安庁, 東京。
- 海上保安庁 (1992) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 相模湾北西部。海上保安庁, 東京。
- 片山 肇・兼子尚知・板木拓也・西田尚央 (2016) デジタル海底カメラを用いた GK15-2 航海における奄美大島周辺海域の海底観察。板木拓也編「沖縄周辺海域の海洋地質学的研究」平成 27 年度研究概要報告書－奄美大島周辺海域－, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 70, 75-79.
- 小向良七 (1957) 相模湾奥部の海底地形・底質分布について。水路要報, **54**, 39-49.
- 大塚謙一・加賀美英雄・本座栄一・奈須紀幸・小林見吉 (1973) 相模湾の海底地すべりと乱泥流。海洋科学, **5**, 446-452.
- Otsuka, K. (1976) Regional Distribution of Clay Minerals in the Sediments of Sagami Bay, Japan. Reports of Faculty of Science, Shizuoka University, **11**, 179-190.
- 下里武治・原口明郎・池田文雄 (1974) : 東京湾口・相模湾沿岸の底質調査報告。神奈川県水産試験場資料, **219**, 1-36.

相模湾東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 eastern Sagami Bay area, central Japan

大熊茂雄¹・中塚 正¹・岩田光義¹・宮川歩夢¹・木下佐和子¹
Shigeo Okuma¹, Tadashi Nakatsuka¹, Mitsuyoshi Iwata¹, Ayumu Miyakawa¹ and Sawako
Kinoshita¹

Abstract: A new high-resolution aeromagnetic survey was conducted to better understand the subsurface structure of the eastern Sagami Bay area, with an installation of survey equipment on a Eurocopter AS350B3. The survey was flown along E-W traverse lines and N-S tie lines spaced 250 m and 1,000 m, respectively. The flight altitudes were 150 m above sea level over offshore areas and 300 m above terrain over onshore areas, respectively. Total magnetic intensities were observed by a Cesium magnetometer at 10 Hz and flight paths were recovered by DGPS. A preliminary aeromagnetic map without an altitude reduction has been compiled. According to the map, an ESE -WNW trending magnetic high belt, parallel to a gravity high belt (Okuma *et al.*, 2016) extends from the northern part of the Miura Peninsula to Enoshima Island, corresponding to the Hayama Upheaval Belt. In the middle of the Miura Peninsula, magnetic highs are distributed over the area where serpentinites and basaltic rocks outcrop along active faults. Two dipoles of magnetic anomalies with a reverse polarity are distributed over the Kamegi Spur offshore of the western Miura Peninsula.

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

要 旨

相模湾東部沿岸域の地質・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、当該地域においてスティンガー方式のヘリコプターを用いた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暫定版の相模湾東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、三浦半島葉山町付近を中心に相模湾東部沿岸域の陸・海域に渡る東西（15 km ～ 20.25 km）×南北 12 km の範囲を、標準対地高度 150 m、主測線間隔 250 m 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 2016 年 10 月 31 日～同年 11 月 8 日（含む空輸日）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、相模湾東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東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。

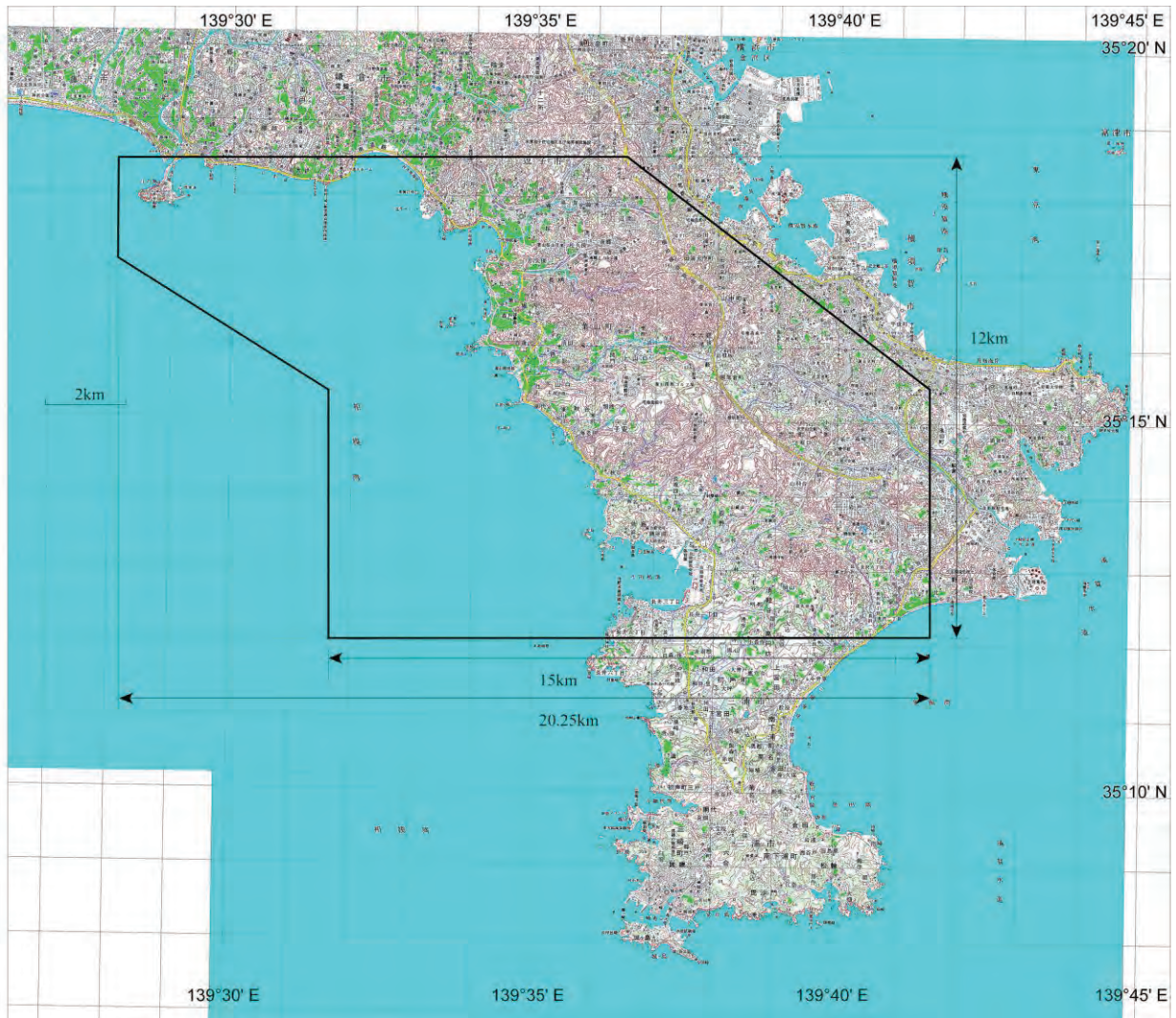
2. 高分解能空中磁気探査

空中磁気探査は、相模湾東部沿岸域の陸・海域に渡る範囲（第 1 図）を、標準対地高度 150 m（海域：海拔 150 m、陸域：対地 300 m）、主測線間隔 250 m 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 20 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 軸ブラックゲート型磁力計 TFM100G2（Billingsley Magnet-

*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 相模湾東部沿岸域高分解能空中磁気探査の実施範囲。

黒の太線で囲んだ区域が調査範囲を示す。

国土地理院発行5万分の1地形図「横須賀」および「三崎」使用。

Fig.1 Study area of the high-resolution aeromagnetic survey conducted in 2016 by the Geological Survey of Japan.

The rectangle bounded by thick solid lines indicates the survey area.

Topographic maps of Yokosuka and Misaki on a scale of 1:50,000 published by the GSI were used.

ics, 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 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) のスティーガー装置 (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

相模湾東部沿岸域における高分解能空中磁気探査

第 1 表 相模湾東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 eastern Sagami Bay, Kanagawa, Japan

Survey period	October 31 – November 8, 2016
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, Radar /Barometric altimeter, Video camera <u>Ground instrumentation</u> Ground magnetometer: Geometrics G-856AX proton magnetometer
Contractor	Nakanihon Air Service Co., Ltd.

の認可が必要で、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、2016 年 10 月 31 日に名古屋空港から神奈川県に空輸したのち、同年 11 月 1 日～11 月 8 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, 316.13 m 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, 287 m ASL ; 第 5 図) に設置して、調査飛行中は 10 秒間隔で地磁気の詳細観測を 2 台のプロトン磁力計で行った (第 6 図及び第 7 図)。なお、当該のヘリポートと地磁気日変化観測定点は前回の相模湾北部沿岸域での調査 (大熊ほか, 2015) と同一箇所である。また、従来プロトン磁力計の制御及びデータの記録・回収のため PDA を利用していたが、老朽化して装置の維持が困難となったため、今回からタブレット (Toshiba REGZA Tablet AT374) を使用したデータ収録システムを独自に開発し、1 台について試験運用した。磁力計とタブレットとはシリアル

Bluetooth アダプタを介して、無線接続している。当該システムは調査期間中、良好に動作し長期間の運用にも耐えられることを確認できたため、今後はもう 1 台についてもタブレット方式に移行する予定である。

一方、以前認められた磁場測定系におけるノイズの発生は対策効果が機能し認められなかった。ただし、調査のごく初期の段階で一部ノイズの発生が確認され原因を追及したところ、複数チャンネルある無線の 1 チャンネルの電源を入れると発生することが分かり、調査飛行時は当該のチャンネルを電源オフとした。これにより、磁気ノイズの発生は再現されなかった。

一方、今回機体磁気補償テスト飛行は、都合 2 回実施した。これは、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ことが十分でなかったためと、比較的広い範囲でテスト飛行を実施したことにより、補正計算に必要な係数が精度良く求まらなかったためである。これらは、今後の参考としたい。

なお、調査期間中は、例年になく好天候が続き、予定より早く調査を終えることができた。



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 eastern 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 eastern Sagami Bay area.

Located in the mountainous area of Koyasu, Isehara City, Kanagawa Pref.



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 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.



第5図 空中磁気探査に使用した地磁気日変化観測定点（大熊ほか，2015）。

子易場外ヘリポートの下流側約 100 m 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 (Okuma et al., 2015).

The station was placed in a valley 100 m downstream from the Koyasu Heliport. The photo was taken from the heliport.



第6図 プロトン磁力計センサー。
雨水を避けるため半透明のビニール袋で覆われている。磁力計本体とは同軸ケーブルで接続される。

Fig.6 Sensor of a proton magnetometer to observe daily magnetic variations.
The sensor is covered by translucent plastic sheet to avoid getting wet with rain. The sensor is connected to a G-856AX proton magnetometer by a coaxial cable.

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）にしたがい、相模湾東部沿岸域の高分解能空中磁気異常図を作成した。

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、調査地域及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）。そこで、ここでは観測データに移動平均フィルター（ウィンドウ幅 101 データ）を適用してノイズを軽減した地磁気日変化データを作成し、これを日変化補正処理で用いた。空中磁気データについては、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。



第7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。装置内部には、G-856AX プロトン磁力計本体、データ計測用 PDA / Tablet, バッテリー等が収納されている。

Fig.7 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. Each aluminum case contains equipment such as a G-856AX proton magnetometer, a PDA/a Tablet and a battery.

基準点名：藤沢（付）

観測点番号：93034

住所 神奈川県藤沢市鵜沼海岸

北緯 35度 19分 36.0498秒

東経 139度 27分 57.8343秒

標高 3.912m

(WGS84系)

基準点名：横須賀

観測点番号：93067

住所 神奈川県横須賀市不入斗町

北緯 35度 16分 01.5391秒

東経 139度 39分 53.4194秒

標高 26.971m

(WGS84系)

基準点名：二宮

観測点番号：93035

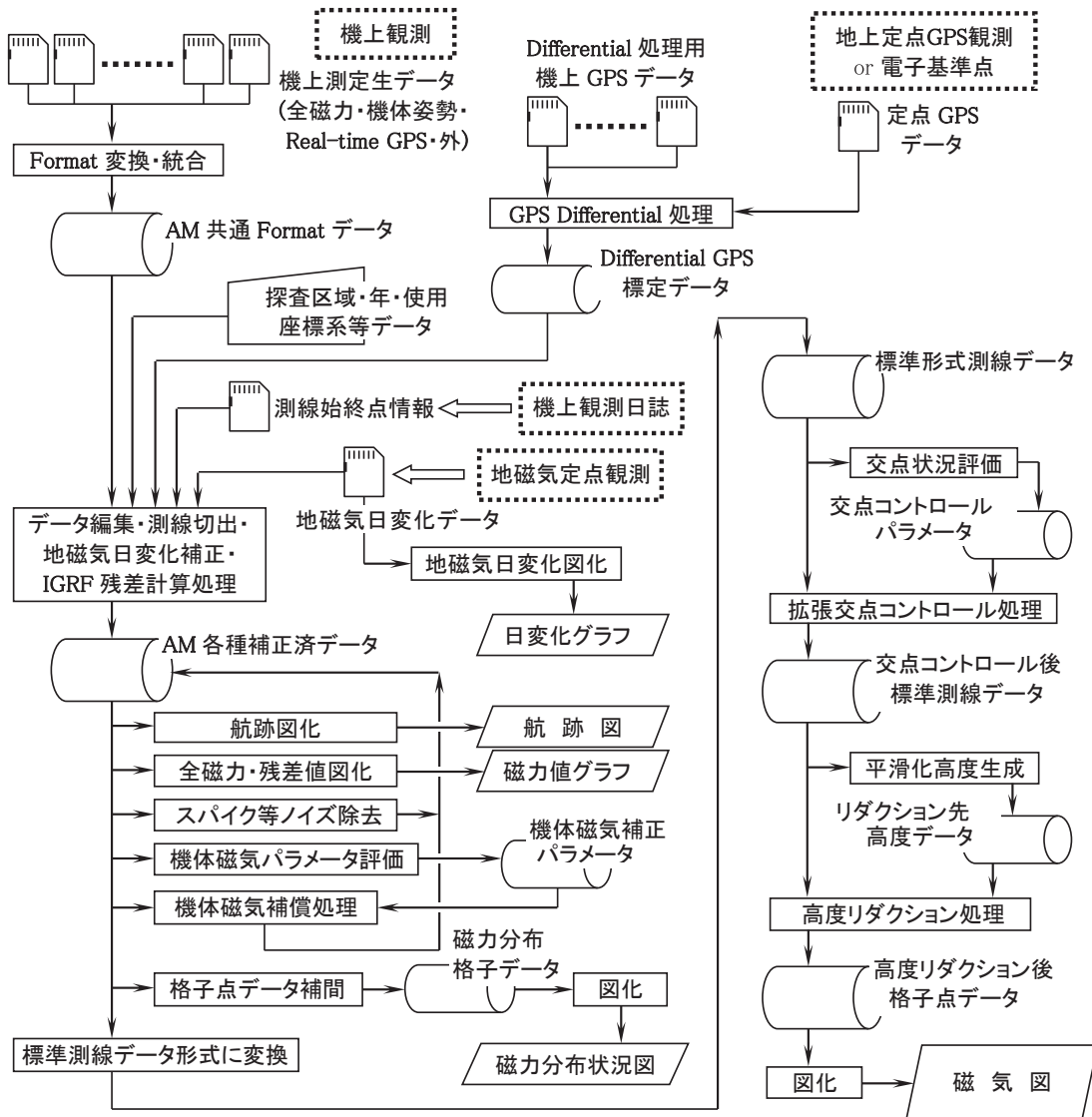
住所 神奈川県中郡二宮町富士見が丘一丁目 2209 番 38

北緯 35度 18分 17.6395秒

東経 139度 15分 45.7070秒

標高 80.796m

(WGS84系)



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 (中塚, 2016).

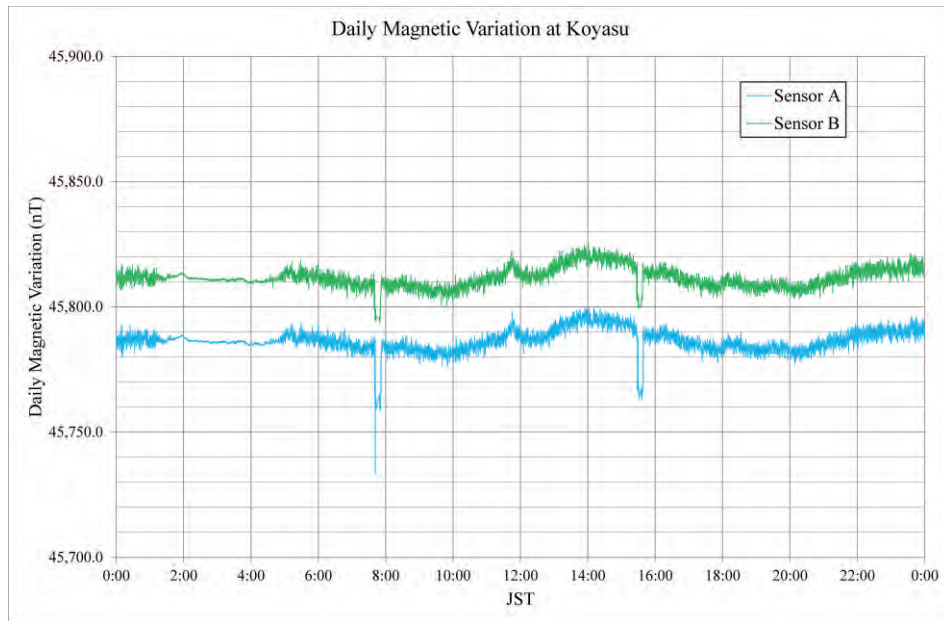
Fig. 8 Flow chart of the processing of aeromagnetic data especially by helicopter-borne magnetic surveys over rugged terrains (Nakatsuka, 2016).

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 12 世代の国際標準地球磁場である IGRF-12 (Thébault *et al.*, 2015) 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 (第 10 図)。この際、主測線と交差測線の両データを用いて平滑化した観測高度面を作成し、第 11 図に示した。図面を参照すると、飛行高度は海城

では海拔約 150 m のほぼ一定で、陸域では地形の起伏にあわせて飛行しているのが分かる。この後、迅速な結果を得るため高度リダクションを行わず暫定的な磁気異常図 (全磁力値) を作成した (第 12 図)。高度リダクションを行っていないため、主測線と交差測線との交点付近において一般に飛行高度が異なることから磁気値が一致しないことに起因するコンターの乱れが生じていることに注意する必要がある。

さて、磁気異常図 (第 12 図) を参照すると、まず、東南東-西北西方向の高磁気異常帯が三浦半島北部から江の島方向に分布するのがわかる。これは、高重力異常帯 (大熊ほか, 2016) の分布と整合的であるとともに、地質的には陸域では葉山隆起帯に対応する。また、調査地域東端付近では比較的長波長の複数の高磁気異



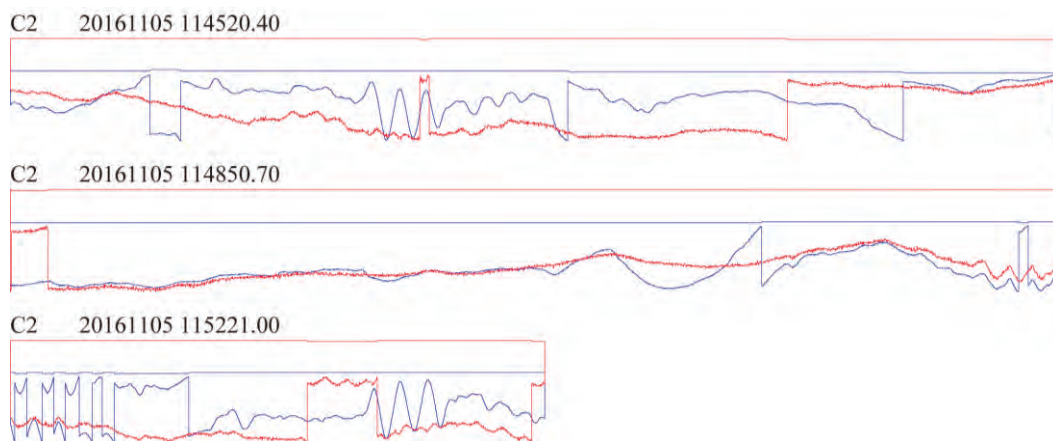
第9図 地磁気日変化データの例 (2016年11月5日測定)。

伊勢原市子易場外ヘリポート近傍で測定。緑および青の線は、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。8時前と16時前のノイズは、バッテリー交換作業に伴うもの。

Fig. 9 Daily magnetic variation observed on November 5, 2016.

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. Spike noise around 8 am and 4 pm are artifacts caused by the operation of battery changes.



第10図 機体磁気補償処理前後のデータ比較の例。

青線と赤線は、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。縦軸のフルスケールは25nT。対象となったデータは機体磁気補償テスト飛行(2016年11月5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 5, 2016. The magnetic noise was obviously reduced by the compensation.

常が衣笠断層に沿って認められ、付近で露頭が分布する蛇紋岩類や玄武岩類との関係が示唆される。同じく調査地域東端付近の北武断層付近では複数の短波長・高振幅の磁気異常が分布するが、人工構造物など人工起源である可能性が高い。

一方、海域では亀城海脚付近で長波長の高磁気異常に重畳して、逆帯磁型の磁気異常が複数分布する。また、小田和湾の湾口付近や北岸付近(第13図)で北西-南東方向の高磁気異常が分布し、振幅を弱めつつも北西方向に連続する可能性がある。

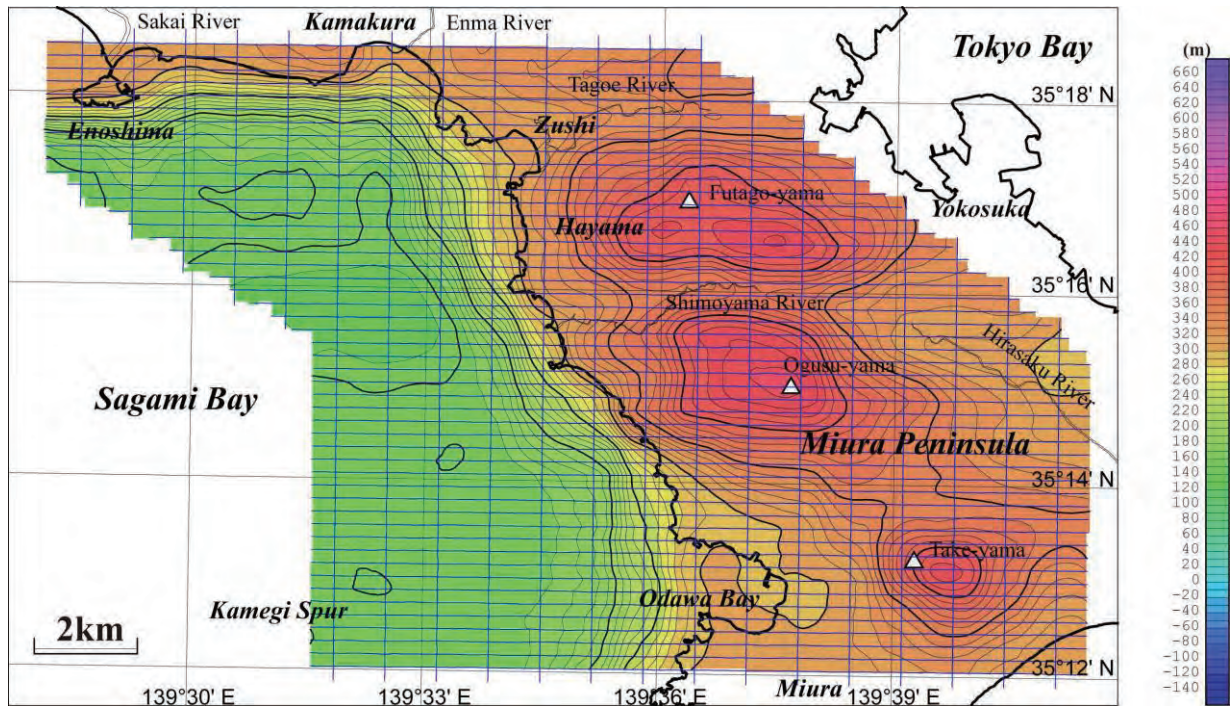
4. まとめ

今回、相模湾東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、三浦半島北部から江の島にかけて東南東-西北西方向の高磁気異常帯が分布し、葉山隆起帯の海域延長が示唆された。また、調査地域東端付近の衣笠断層や北武断層沿いで複数の高磁気異常が分布しており、地表で一部露出が認められている蛇紋岩類や玄武岩類の伏在分布に対応するものと考えられる。一方、海域では亀城海脚付近で長波長の高磁気異常に重畳して、逆帯磁型の磁気異常が複数分布し、複雑な構造を示唆している。

文 献

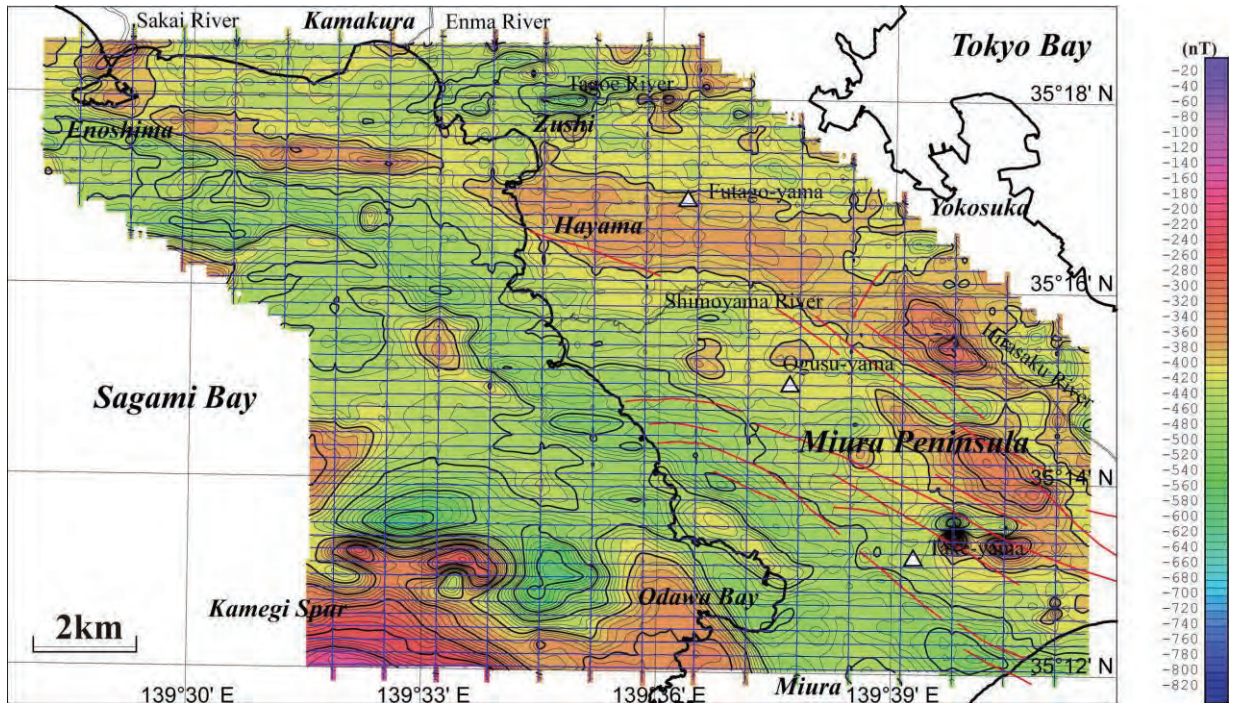
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層-分布図と資料. 437p, 東京大学出版会.
- 中塚 正・大熊茂雄 (2005) スティンガー式ヘリコプター磁気探査システムの開発とその磁気センサーに対する機体磁気補償. 物理探査, **58**, 451-459.
- 中塚 正 (2016) 3.4 空中磁気探査, 第6章磁気探査, 物理探査ハンドブック増補改訂版, 340-343.
- 大熊茂雄・中塚 正 (2013) 苫小牧地域の高分解能空中磁気探査. 平成24年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 85-89.
- 大熊茂雄・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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.65, 35-39.
- 大熊茂雄・中塚 正・上田 匠 (2015) 駿河湾北部沿岸域における高分解能空中磁気探査. 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 115-123.
- 大熊茂雄・駒澤正夫・伊藤 忍・押田 淳 (2016) 駿河湾東部沿岸域における海底重力調査. 平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 129-137.
- Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coisson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S.,

Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Toffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I. and Zvereva, T. (2015): International geomagnetic reference field: the twelfth generation, *Earth, Planets and Space*, 67: 79. doi:10.1186/s40623-015-0228-9



第 11 図 相模湾東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。黒色の実線は河川を示す。

Fig.11 Smoothed observation surface by the high-resolution aeromagnetic survey in the eastern Sagami Bay, central Japan.
 Contour interval is 10 m. Blue thin lines indicate flight line paths. Black solid lines denote rivers.



第 12 図 相模湾東部沿岸域高分解能空中磁気異常図（暫定版）。

高度リダクションを実施していない。コンター間隔：10 nT. 赤の実線は活断層分布（活断層研究会，1991）を示す。

Fig.12 Preliminary high-resolution aeromagnetic map of the eastern Sagami Bay, central Japan
 No altitude reduction was conducted. Contour interval is 10 nT. Red solid lines show active faults (Research Group for Active Faults of Japan, 1991). See also Fig. 11.



第 13 図 調査地域の風景.

天神島（横須賀市佐島地域）を北方より臨む。探査ヘリコプターから撮影.

Fig.13 Aerial photo of the survey area.

Tenjinjima Island viewed from the north. The photo was taken from the survey helicopter during the survey.

相模湾北部沿岸域における浅部反射法地震探査の実施 Shallow seismic reflection survey at the coastal zone of the Sagami Bay area, central Japan

木下佐和子^{1*}・伊藤 忍¹・山口和雄¹・横倉隆伸¹
Sawako Kinoshita^{1*}, Shinobu Ito¹, Kazuo Yamaguchi¹ and Takanobu Yokokura¹

Abstract: Though a number of faults are estimated around the coastal zone of the northern Sagami Bay area, central Japan, the spatial distributions of faults are debatable. We conducted P-wave shallow reflection survey along two survey lines in Hiratsuka City, Kanagawa Prefecture, central Japan, to clarify the spatial distribution of the southern end of Isehara Fault and the northern end of Guzo fault, and the existence of an active structure near the Hanamizu River mouth where the base of the Alluvium is undulating. The shot records show high signal-to-noise ratio throughout both survey lines. Further analysis need to be conducted to gain more insight into the geological information around the coastal zone of the northern Sagami Bay.

Keywords: seismic reflection survey, Isehara Fault, Guzo Fault

要 旨

相模湾北部沿岸域には多数の断層の存在が示唆されているが、その位置や構造の解釈には議論の余地がある。そこで、伊勢原断層の南部構造と、公所断層の北部構造の解明、及び花水川近傍に存在する沖積層崖の成因の解明を目指して、神奈川県平塚市において2つの測線で浅部反射法探査を行った。両測線ともに良好なデータが得られたので、今後さらにデータ処理をすすめ、相模湾北部沿岸域の地質情報の整備を行う予定である。

1. はじめに

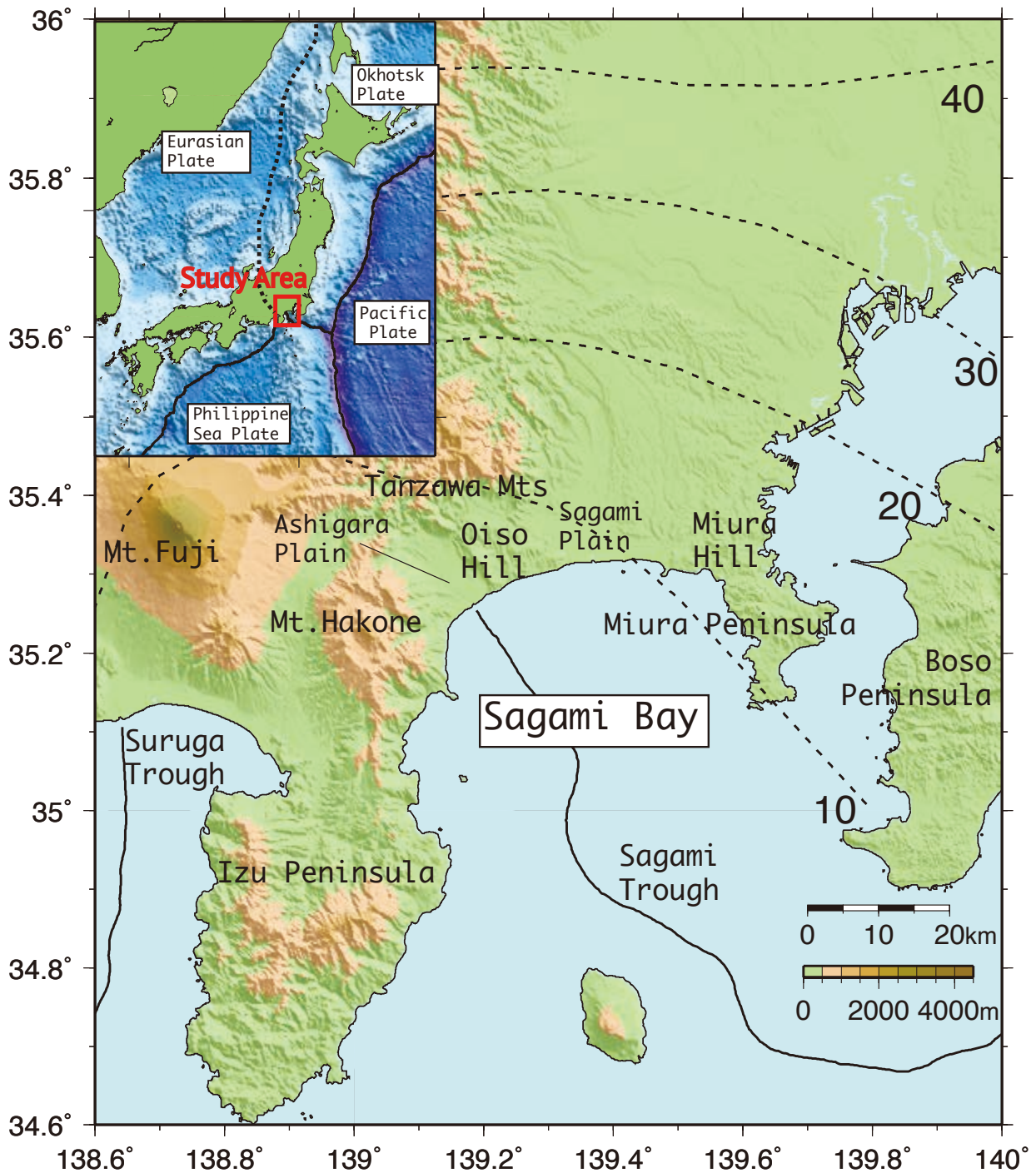
平成 26 年度に開始した「沿岸域の地質・活断層調査」は太平洋側の大都市圏沿岸地域と沿岸海域の地質・地盤情報の整備を行うことを目的としており、平成 26 年度から 28 年度は関東平野南部沿岸域を対象に様々な手法で地質情報の調査研究が行われている。本報告では、相模湾北部の沿岸域調査の一環として、平成 28 年度に神奈川県平塚市で行った浅部反射法探査に関してまとめる。なお、陸域の地震探査は平成 26～28 年度に千葉県九十九里低地の沿岸陸域及び神奈川県足柄平野を対象とした調査も行っている（山口・伊藤, 2015, 2016, 2017）。

相模湾沿岸には西から伊豆半島、箱根火山、足柄平野（酒匂川低地）、大磯丘陵、相模平野（相模川低地）、三浦丘陵が分布しており、起伏に富む地形が広

がっている（第 1 図）。相模湾では相模トラフにおいてフィリピン海プレートが北東方向に大陸プレートの下に沈み込み、伊豆半島では太平洋プレートがフィリピン海プレート下に沈み込むことで生じた伊豆島弧が本州と衝突して北方向に沈み込んでいる。衝突した島弧は過去に隆起しているため、相模湾沿岸域西側では地表に第三紀の深成岩が露出している場所も多い（例えばシームレス地質図（産業技術総合研究所, 2015）など）。相模湾沿岸域には台地や丘陵と低地の間を中心に多数の断層が分布していることが知られており（中田・今泉編, 2002；東郷ほか, 1996a, b；宮内ほか, 2008, 2009）、例えば足柄平野と大磯丘陵の間には公所断層や小向断層が分布している。一般に断層など構造境界の位置は、空中地形判読やトレンチ調査などの地形・地質学的情報を複合的に解釈して推定されている。そのため、研究ごとに解釈が異なる場合も多い。さらに推定された断層位置が地形の侵食により実際の断層位置とずれている可能性や、そもそも地形判読で認められない断層が地下に存在する可能性なども否定できない。断層の詳細な構造や正確な位置を知るためには反射法地震探査を用いた地下構造調査は有用な手段のひとつであるが、神縄・国府津－松田断層帯周辺は非常に多くの探査が行われているのに対し、相模湾北部沿岸域の大磯丘陵東端から三浦半島にかけては既存の反射法探査が限られている。現在までに大磯丘陵東端から相模平野にかけての地域で行われている主な反射法探査として、神奈川県による伊勢原断層の調査（神奈川

*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）

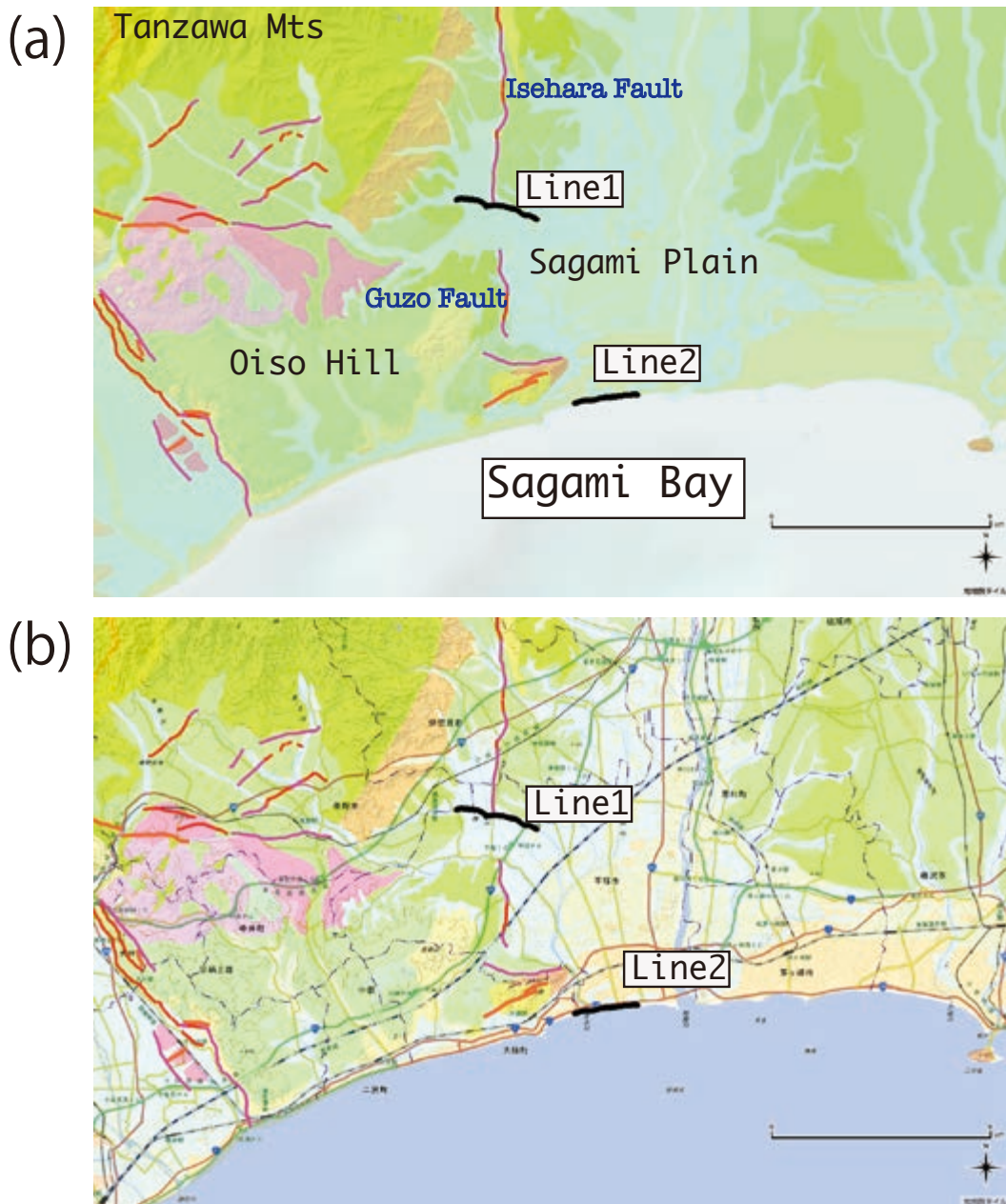


第1図 本調査の背景。(左)日本周辺のプレート境界(プレート境界は Seno *et al.*, 1996 より)。(右)相模湾沿岸域の地形と標高。等深線は沈み込むフィリピン海プレート上面の深さ(Nakajima *et al.*, 2009), 色は国土地理院の数値地図 250 m メッシュ標高を表す。

Fig 1. The tectonic background around Sagami Bay. (left) Plate boundaries around the Japanese islands. Black lines represent plate boundaries from Seno *et al.* (1996). (right) Tectonic setting around the coastal area of Sagami Bay. Depth contours indicate the upper surface of the subducting Philippine Sea (PHS) plate from Nakajima *et al.* 2009. Colors indicate digital elevation model (250 m grid) from Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

県, 1996), 大都市大震災軽減化特別プロジェクトによる相模湾沿岸測線の地殻構造探査(佐藤ほか, 2003, 2011)が挙げられるが, 地形・地質学的情報から推定

されている断層全てに対して十分な調査が行われているとはいえない。中田・今泉編(2002)による活断層分布, 東郷ほか(1996a, b), 宮内ほか(2008)による都市



第2図 調査地域の詳細。(a) 調査測線周辺の標高図(国土地理院発行色別標高地図)。基図に20万分の1シームレス地質図(産業技術総合研究所,2015)を使用した。赤、ピンク、オレンジの実線は中田・今泉編(2002)による断層位置を表し、それぞれ活断層、活断層(位置不明確)、推定活断層を表す。黒実線(LINE1,2)は本調査の測線を表す。(b) 調査路線周辺の地図(国土地理院発行数値地図25,000地図画像)、基図に20万分の1シームレス地質図(産業技術総合研究所,2015)を用いた。実線に関してはaと同様。

Fig. 2 Geological information around the survey area. (a) Survey lines (black solid lines) with the elevation map from GSI and Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) from AIST (2015). Red, pink, and orange solid lines represent spatial distributions of active faults, active faults whose location are indecisive, and estimated faults from Nakata and Imaizumi eds. (2002), respectively. (b) Same as (a), but with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI.

圏活断層図,平塚市博物館による地盤図(平塚市博物館,2007)を比較すると断層の位置や長さなどの解釈が一致されていない場所も多いため,さらなる調査が必要である。そこで本調査では相模湾沿岸域の地質情報を整備するため,以下の2つの目的を設定した。

1) 金目川低地における伊勢原断層・公所断層の構造の

調査

2) 花水川近傍に存在する沖積層崖の成因の解明と構造境界の有無の調査

以上2つの目的を達成するため,神奈川県平塚市において2つの測線で反射法地震探査を行った。以下それぞれの目的の背景を記す。第2図は,本調査の測線

を示したものであるが、今後目的1に対応する測線を測線1、目的2に対応する測線を測線2と表記する。

1.1 金目川低地における伊勢原断層・公所断層の構造の調査

活断層デジタルマップ(中田・今泉編, 2002)や都市圏活断層図(東郷ほか, 1996a, b; 宮内ほか, 2008, 2009)によると、伊勢原台地西縁にほぼ南北走向で西側低下の逆断層である伊勢原断層が存在する。この地域には丹沢山地を構成する丹沢層群と愛川層群が分布しており、伊勢原断層の場所はこの地質境界にほぼ一致する(高田ほか, 2003)。松田ほか(1988)はボーリングデータを用いて、元禄2年(西暦878年)の相模・武蔵地震の震源が伊勢原断層である可能性を示唆している。伊勢原断層の南部は金目川低地の堆積物で覆われており、断層南部の構造は研究によって解釈が異なる。活断層デジタルマップ(中田・今泉編, 2002)では金目川水系の大根川と鈴川の合流地点を断層の南端としているのに対し(第2図)、活断層研究会(1991)では大根川と鈴川の合流地点をさらに南に1 km 進んだ場所を南端としており、平塚市博物館(2007)は金目川低地におけるトレンチ調査の結果をふまえて、金目川南の大磯丘陵まで断層が連続して続いているというモデルを提唱した。

また、金目川低地の南に広がる大磯丘陵の東端にはほぼ南北走向の東側低下の逆断層である公所断層が分布している(第2図)。公所断層も上記研究によって分布の解釈が異なり、特に北部は金目川低地の堆積物に覆われているため、解釈が難しい。金目川低地における反射法地震探査は神奈川県が1996年に実施したものに限られており、その探査は伊勢原断層のみを対象にしたため測線長が短く、全体的な構造はわかっていない(神奈川県, 1996)。金目川低地における伊勢原断層と公所断層の分布を詳細に調べるために、本調査では、長さ2 kmを超える測線で反射法探査を行った。

1.2 花水川近傍に存在する沖積層崖の成因の解明と構造境界の有無の調査

大磯丘陵東端の高麗山や湘南平では高麗山層群の岩盤が地表に露出している場所がある。高麗山から東に約2 kmの平塚市錦町における大深度温泉井の資料によると、この場所では高麗山層群の上面は海拔-455 mに存在する(小沢・江藤, 2005)。また、相模平野の沖積層の基底地形によると、花水川を隔てて高麗山層が急激に深くなり、沖積層基底の直線的な谷地形が認められる(平塚市博物館, 2007)。以上の背景より、高麗山東方の花水川河口付近に構造境界が存在する可能性がある。大都市大震災軽減化特別プロジェクト相模湾沿

岸測線(佐藤ほか, 2003, 2011)は花水川河口を横切って反射法探査がなされているが、この調査は発震点間隔50~100 m、受振点間隔50 mで深さ約10 km程度を対象にしたものであったため、花水川河口付近に構造境界は推定されていない。そこで本調査では、受振・発震間隔を狭くして深度1 kmまでの浅層を対象として花水川河口付近で反射法探査調査を行い、構造境界の有無を調べた(第2図)。

2. 調査概要

本調査は2017年1月30日から2月15日の合計17日間行った。1月30日から2月9日は大根川・鈴川沿いの堤防上(大半はサイクリングロード、測線1)で行い、2月9日から2月15日は平塚市・大磯町境界付近から平塚ビーチパークにかけて海岸(測線2)で行った。受振器は固有周波数28 Hzの上下動ジオフォン(Geospace社製GS-20DM内蔵)を使用し、2 m間隔に設置した。波形は2秒間記録し、収録にはテレメトリー型地震探査システムDSS-12(サンコーコンサルタント社製)を使用した。測線2における花水川を横切る場所ではDSS-12に加えて独立型探査システムGSX(Geospace社製)を使用した。受振器は192点を同時に設置し、48点ずつ展開移動して記録を収録した。震源にはP波油圧インパクト(JMI-200, JMI-400)を用い、発震間隔は2 m、発震回数は各点10回を基本とし、路面の状況などに応じて発震回数を調整した。測線1、測線2における調査機器の詳細を第1表、第2表に記し、以下にそれぞれの測線におけるデータ収録状況を示す。

2.1 測線1について

伊勢原断層と公所断層の間にある断層の空白域を流れる金目川水系の大根川・鈴川は共に丹沢山系に源流を持ち、県道63号線付近で大根川は鈴川に合流する。測線は大根川から鈴川へほぼ東西に伸びるサイクリングロード沿いに設定し、総延長は2,974 m、総受振点数は1,488点とした(第1表、第2, 3, 4図)。この測線は中田・今泉編(2002)による伊勢原断層を南に延長した場所、公所断層を北に延長した場所と交わるため、これらの断層が南部、北部へそれぞれ延長しているかを調べるのに適した場所である。測線はほぼ東西に伸びているが、県道63号線に交差する直前の発震点537~561は測線に直交するほぼ南北の道であったため、発震は1回ずつとした。また測線の途中の暗渠や水路、交通量が多い箇所、インパクトが通れない場所などでは発震を行わなかった(第1表)。残りの点に関しては基本的には10回ずつ発震し、路面の舗装状況などに応じて少し場所をずらして3回(または5回)を2セッ

第1表 測線1における調査パラメータ詳細.

Table 1 Field parameters for Line 1.

測線名	測線1
調査地域	大根川・鈴川沿いサイクリングロード
調査期間	2017年1月30日から2月9日
測線長	2974m
受振点数	1488点
受振点間隔	2m
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
震源	P波油圧インパクト(JMI-200,JMI-400)
発震点数	1423点
発震間隔	2m
発震回数	10回(路面の状況に応じて3回,5回など回数を変えて対応)
受振器	GS20-DM(GeoSpace製)
受振器固有周波数	28Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント)
記録長	2秒
サンプリング間隔	1ms
発震なし	ch540-541(暗渠),562-587(道幅狭),691-699(県道63号線),1005(路面弱),1093-1096(交通量多),1273-1277(橋の下),1283-1286(水路),1292-1295(橋の下),1484-1488(道幅狭)

第2表 測線2における調査パラメータ詳細.

Table 2 Field parameters for Line 2.

測線名	測線2
調査地域	平塚海岸
調査期間	2017年2月9日から2月15日
測線長	2158m
受振点数	1080点(241-290は設置なし)
受振点間隔	2m
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
震源	P波油圧インパクト(JMI-200,JMI-400)
発震点数	1030点
発震間隔	2m
発震回数	10回(海岸の状況に応じて適宜調節)
受振器	GS20-DM(GeoSpace社製)
受振器固有周波数	28Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント製),GSX(GeoSpace社製)
記録長	2秒
サンプリング間隔	1ms
発震なし	ch241-290(花水川)

ト行方など、発震回数を調節した。測線は未舗装の部分とアスファルトで舗装されている部分があり、受振器のスパイクは道の端に挿し、スパイクが挿せなかった場所はパテを使用して受振器を固定した(第5図)。測線上には橋が数ヶ所あり、発震は橋の取付道路上で行ったが、受振器は測線の状況に応じて橋の下を通す、または橋の取付道路上にパテで固定した。インパクトは調査途中で機材の不調などもあった関係でJMI-200(発震点番号1~112, 588~1,483)とJMI-400(発震点番号112~561)の2種類を適宜使い分けた。

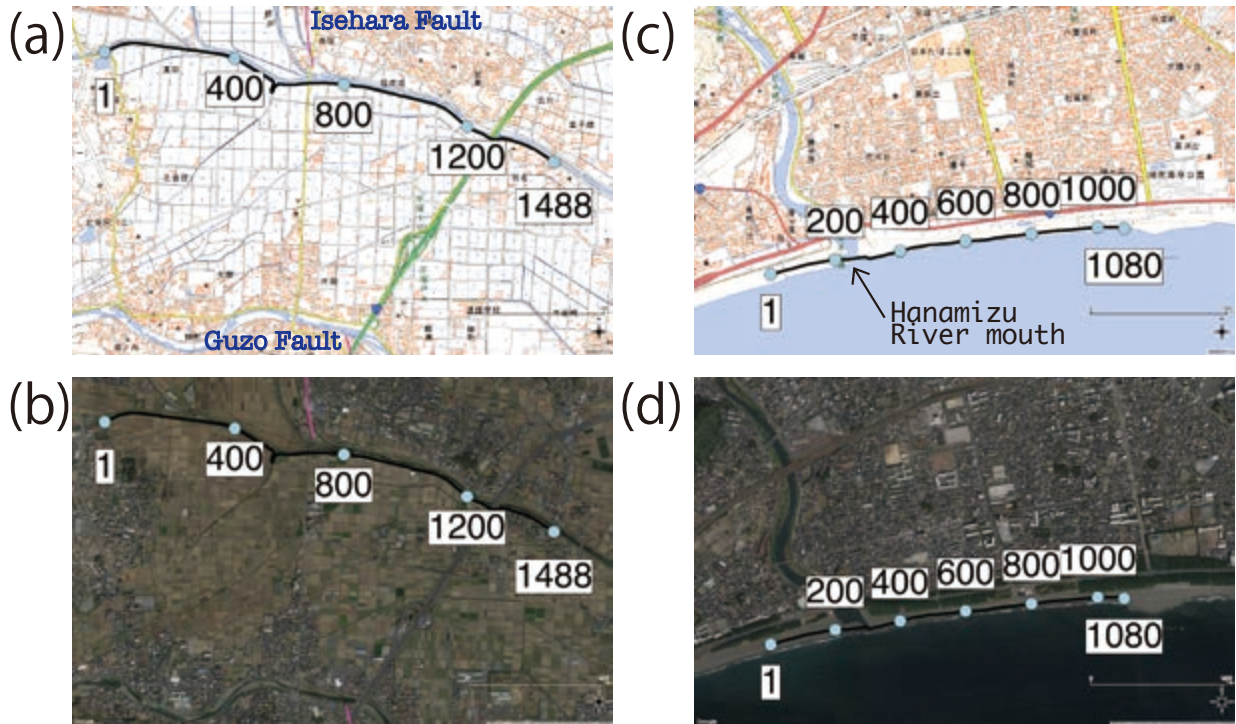
2.2 測線2について

花水川周辺に構造境界がある可能性があるため、測線は花水川河口の西約500mにある平塚市と大磯町の境界付近をスタート地点として花水川を越えて平塚ビーチパークまで2,158mの海岸線上に設定した(第2表, 第2, 3, 4図)。測線のスタート地点は高麗山の位置を南に延長した場所よりも西側にあり、測線は花水川を越えて十分長い距離に設定したため、想定される構造境界は測線上に含まれると期待される。収録システムは花水川河口付近(受振点番号193~240と291~384)のみ独立型システムGSX(Geospace社製)を使用し、残りは全てDSS-12を用い、合計1,030点に受振

器を設置した(第5図)。ただし、川を横切る測点番号241~290は受振器を設置せず発震もしなかった。測線1同様、受振器は192点を同時に設置し、48点ずつ展開移動して記録を収録したが、測線の東端の測点865~1,056は24点ずつ展開移動して調節した。受振器は海岸の砂浜に設置し、記録波形のSN比を上げるためにスパイクに長さ20cmまたは30cmのロングスパイクを取り付けた。発震は2m間隔で行い、インパクトはJMI-400を用いて各点10回ずつ行った。

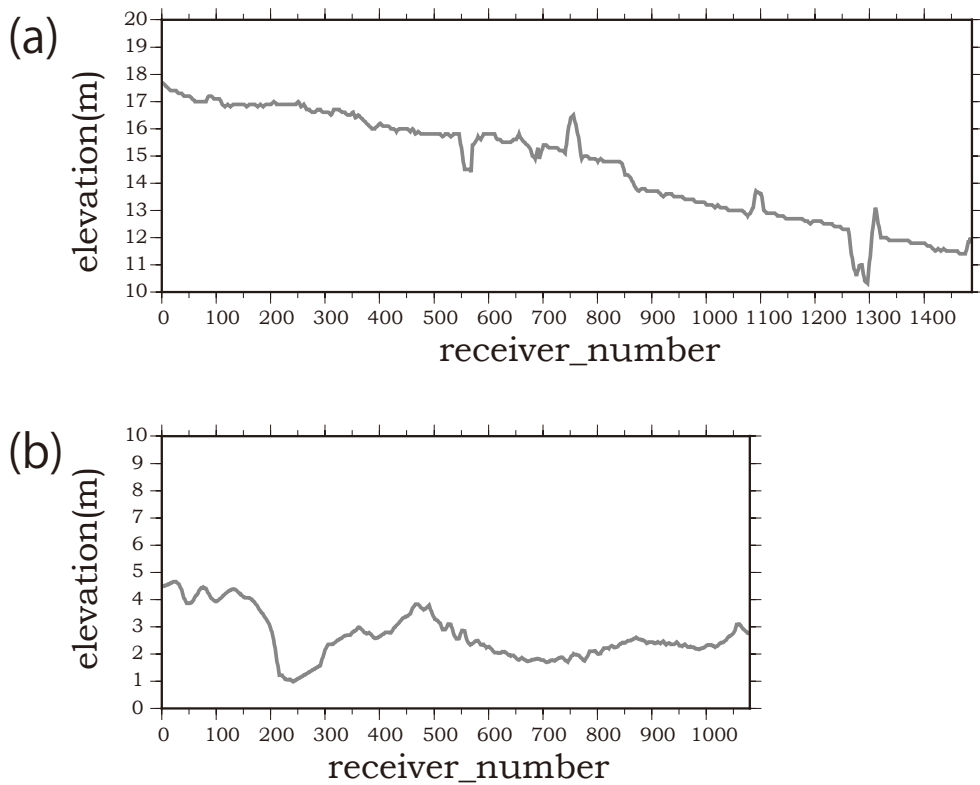
3. 取得データ

DSS-12は現場で発震原記録の確認やスタックなどの簡単な処理ができるため、調査は発震記録を確認しながら行った。今回の探査における主なノイズ源は、人(徒歩やランニング)、車の雑音、ヘリコプターの音などであったが、ほとんどのノイズはダイバーシティスタックによって軽減することを現地を確認した。第6, 7, 8図は測線1, 2における発震原記録の例である。初動が測点の端までとどき、記録波形は概ね良好であった。第6, 7図は発震原記録をダイバーシティスタックしたものであり、スタックによってノイズが軽減し、良好な記録になることがわかる。両測線ともに全体を通し



第3図 調査測線の詳細図。(a) 測線1周辺の地図。数値は測点・発震点番号(2m間隔)。基図に国土地理院発行数値地図25,000(地図画像)を用いた。赤, ピンク, オレンジの実線は第2図と同様。(b) aと同様で基図にGoogle Earthを使用した。(c) 測線2周辺の地図。基図などはaと同様。(d) cと同様で基図はbと同様。

Fig. 3 Detailed information of survey lines. (a) Line 1 with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI. Numbers represent receiver and shot points. (b) Same as a, but with Google Satellite Map. (c) Same as a, but for Line 2. (d) Same as b, but for Line 2.



第4図 調査測線の標高。(a) 測線1。(b) 測線2。
Fig. 4 Elevations along (a) Line 1 and (b) Line 2.

て良好な記録が得られたため、今後解析をすすめ先行研究やボーリングデータとの比較を行う予定である。

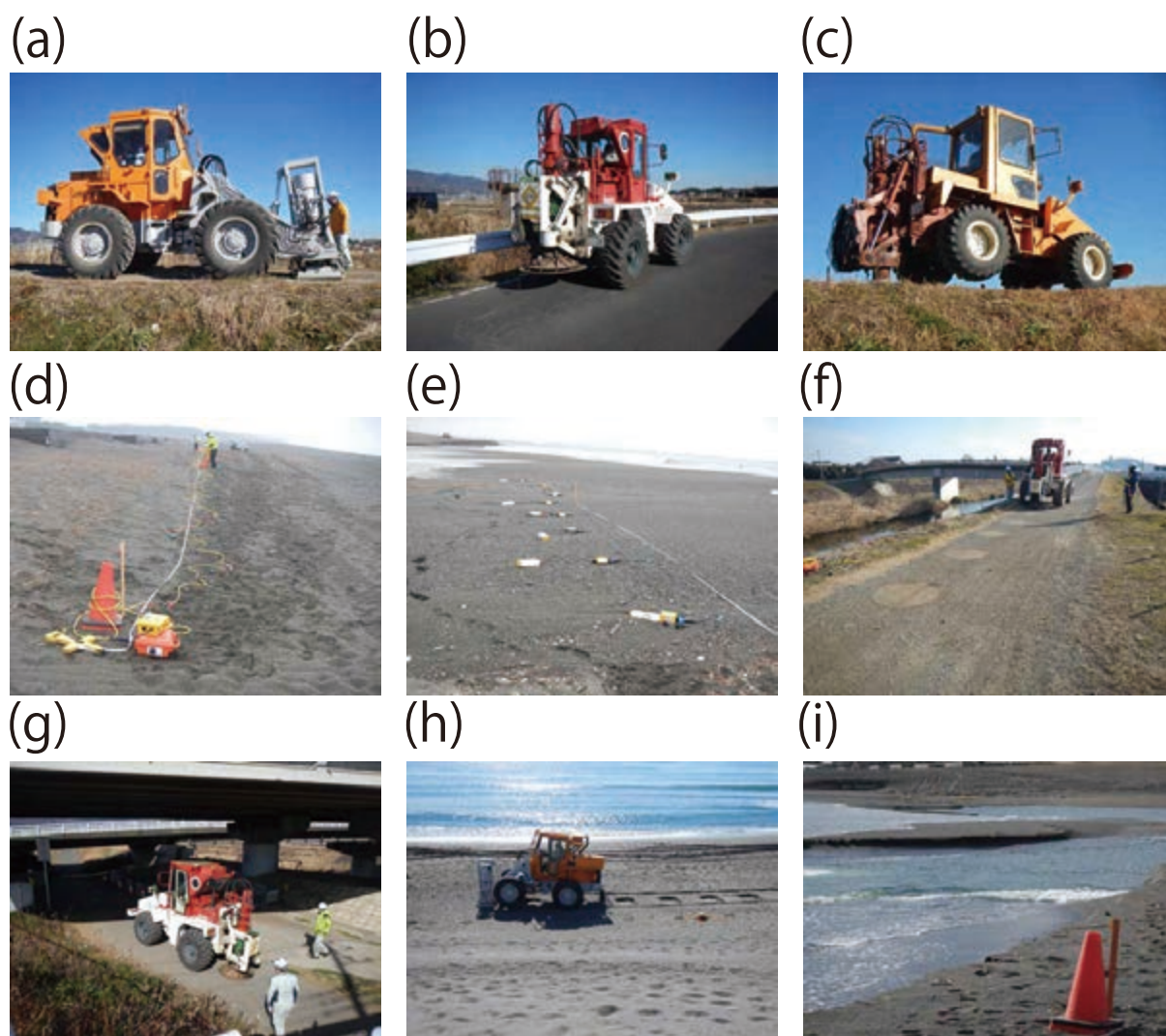
4. まとめ

本調査では、伊勢原断層の南部・公所断層の北部の構造、花水川付近の沖積層崖の成因を解明するために、神奈川県平塚市において2つの測線で浅部反射法探査を実施した。両測線共にデータは良好で、今後詳細なデータ処理を進め、反射断面を作成して先行研究、ボーリングデータとの比較を行う予定である。

謝辞：本調査の測線設定に際し地質情報研究部門水野清秀氏、佐藤善輝氏から助言をいただいた。調査の実施にあたり、神奈川県平塚土木事務所の河川砂防第一課、河川砂防第二課、許認可指導課、平塚市役所の土木総務課、緑公園水辺課、秦野市役所の建設部建設管理課にご協力いただいた。また図の作成にあたり、GMT mapping tools (Wessel and Smith,1998)を使用した。記して感謝の意を表す。

文 献

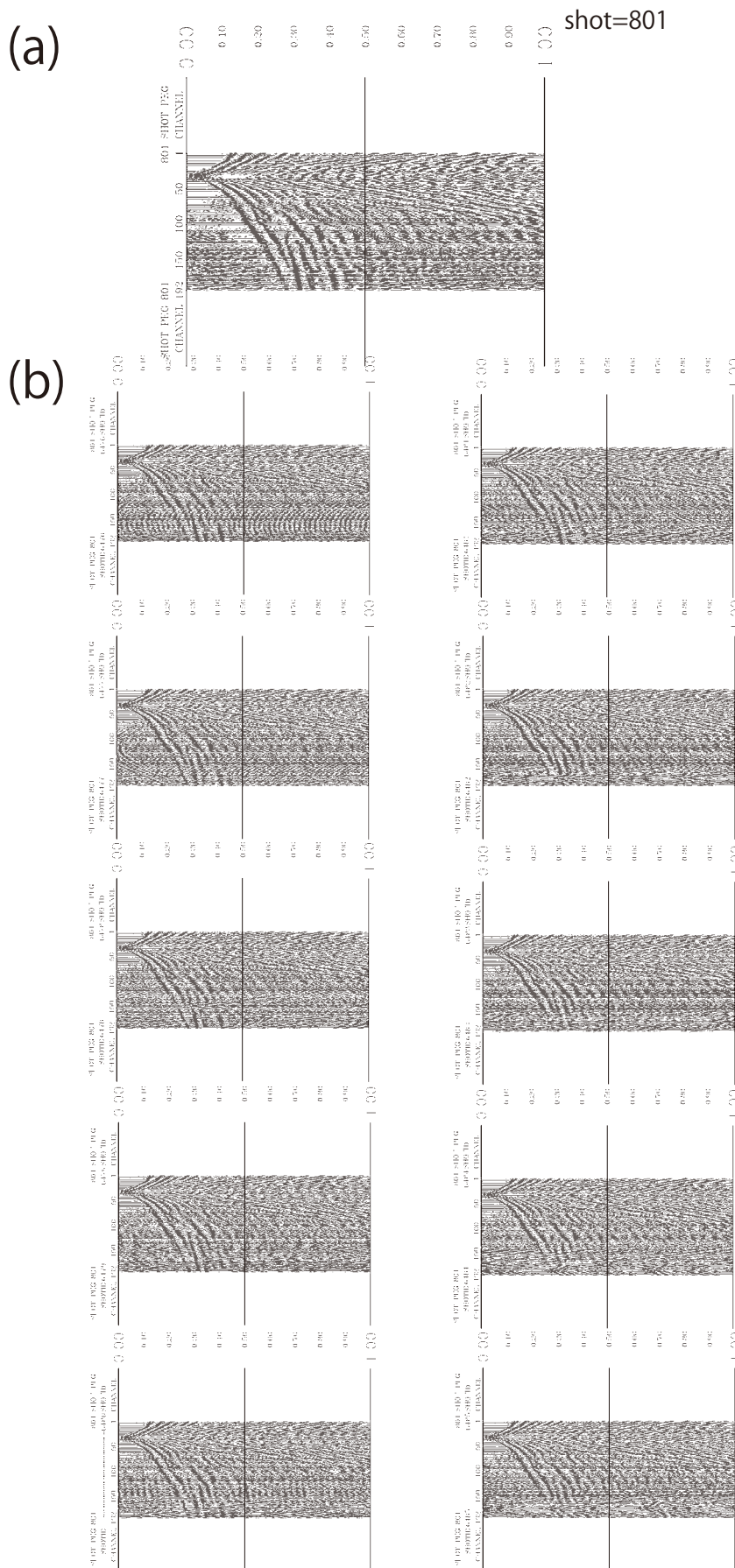
- 平塚市博物館 (2007) 平塚周辺の地盤と活断層。平塚市博物館夏期特別展展示解説書。
- 神奈川県 (1996) 平成7年度地震調査研究交付金 伊勢原断層に関する調査成果報告書。219p.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層 分布図と資料。東京大学出版会, 437p.
- 松田時彦・由井将雄・松島義章・今永 勇・平田大二・東郷正美・鹿島 薫・松原彰子・中井信之・中村俊夫・松岡数充 (1988) 伊勢原断層 (神奈川県) の試錐による地下調査—過去約7,000年間の堆積環境と元慶2年地震の変位—。地震研究所彙報, **63**, 145-182.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) 1:25,000 都市圏活断層図「秦野第2版」。国土地理院技術資料 D1-No.502.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原第2版」。国土地理院技術資料 D1-No.524.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ。東京大学出版会, DVD-ROM2 枚・60p. 付図1葉.
- Nakajima, J., F. Hirose, and A. Hasegawa (2009) Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- 小沢 清・江藤哲人 (2005) 神奈川県中・東部地域の大深度温泉井の地質および地下地質構造。神奈川県温泉地学研究所報告, 第37巻, 15-38, 2005.
- 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。
- 高田圭太・原口 強・早田 勉 (2003) ボーリング調査により明らかとなった伊勢原断層の性状。活断層研究, **23**, 37-44.
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「平塚」。国土地理院技術資料 D1-No.333.
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「藤沢」。国土地理院技術資料 D1-No.333.
- 佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・額額一起・笠原敬司・伊藤 潔 (2003) 大深度弾性波探査 相模測線における地殻構造探査。大都市大震災軽減化特別プロジェクト1地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成14年度成果報告書, 88-137.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司 (2011) 断層帯の三次元的計状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 制御震源地震探査による地殻構造の解明。神縄・国府津—松田断層帯における重点的な調査観測 平成21-23年度成果報告書3.1.
- Seno, T., T. Sakurai, and S. Stein (1996) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11,305–11,315, doi:10.1029/96JB00532.
- 山口和雄・伊藤 忍 (2015) 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—。平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 19-25.
- 山口和雄・伊藤 忍 (2016) 足柄平野における浅部地下構造調査 —データ取得—。平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 161-169.
- 山口和雄・伊藤 忍 (2017) 九十九里低地(旭市矢指ヶ浦)沿岸陸域における浅部地下構造調査。平成28年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, 本報告書。
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. American Geophysical Union*, **79**, 579.



第5図 調査機器，現場調査の様子。

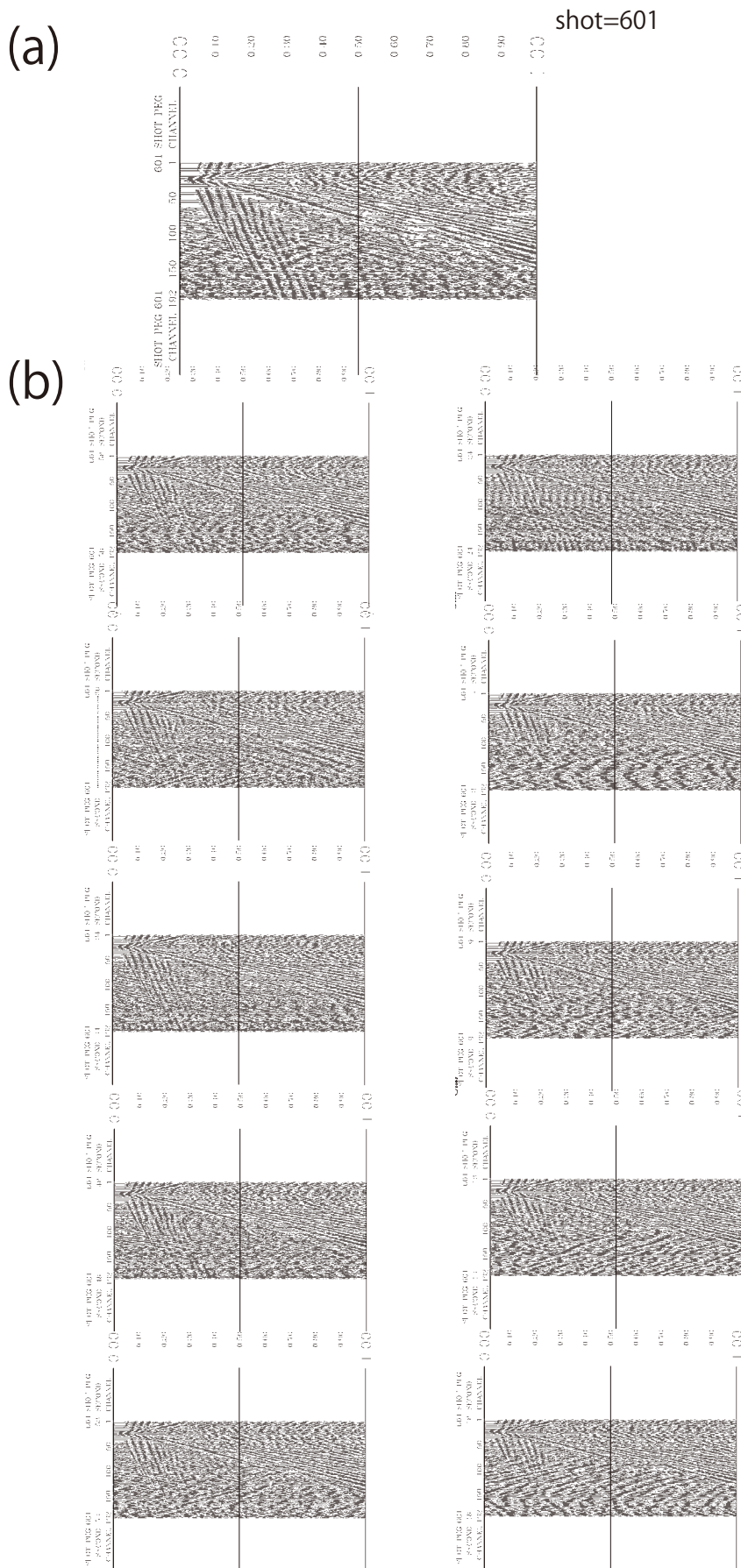
(a) JMI-400 (地球科学総合研究所). (b) JMI-200 (阪神コンサルタント). (c) JMI-200 (地球科学総合研究所).
(d) DSS-12 (サンコーコンサルタント社製) (e) GSX (Geospace 社製) (f), (g) Line 1. (h), (i) Line 2.

Fig. 5 Survey systems and field operations. (a) JMI-400 (JGI, Inc.). (b) JMI-200 (Hanshin Consultants). (c) JMI-200 (JGI, Inc.).
(d) DSS-12 system (Suncoh Consultants) (e) GSX system (Geospace) (f), (g) Line 1. (h), (i) Line 2.



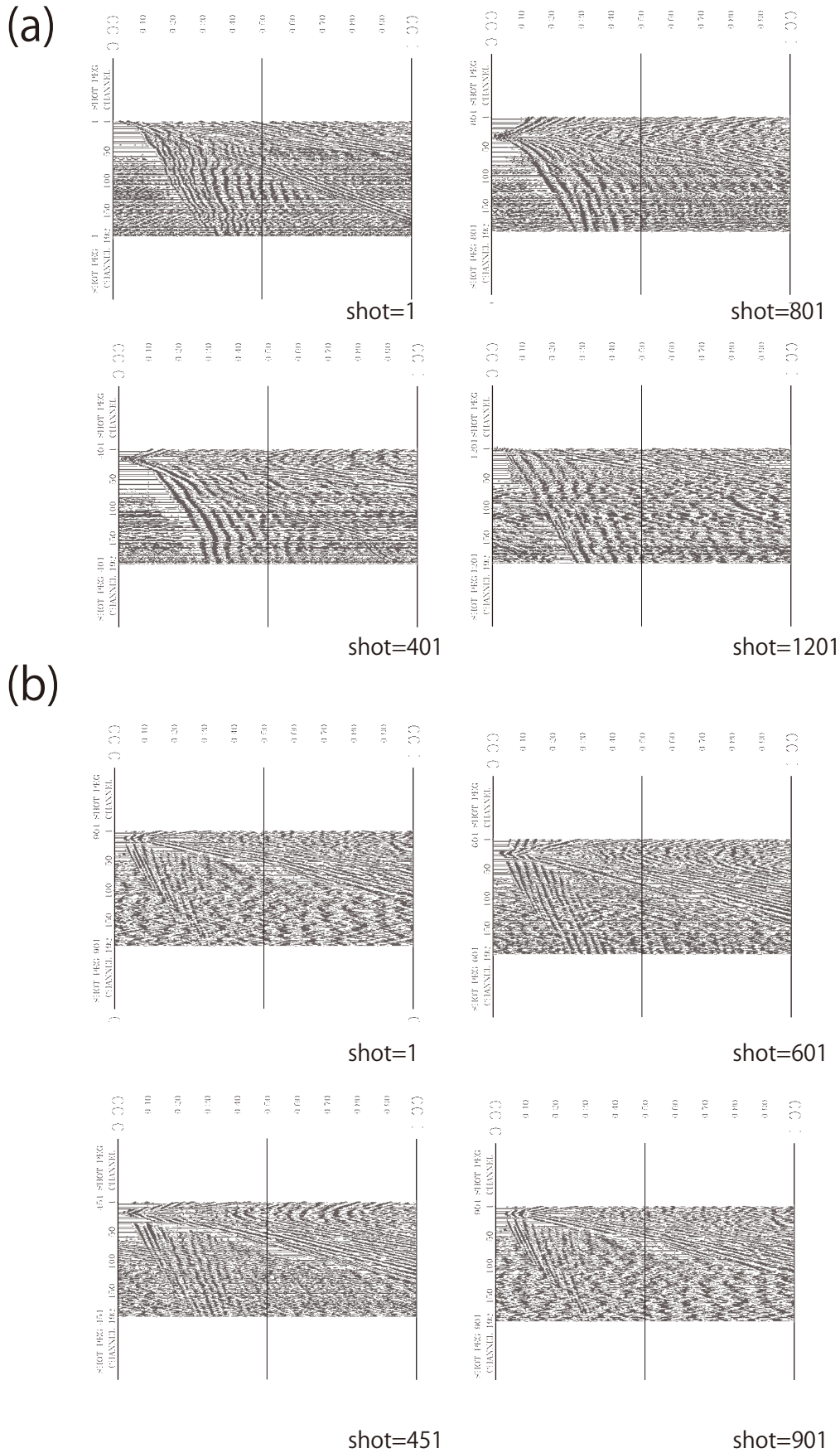
第6図 測線1(発震点801)における発震記録とスタック波形の比較。(a)10回の記録を垂直重合(ダイバーシティスタック)した後振幅調整を行った波形。(b)10回の記録。

Fig. 6 Examples of shot records at shot-number 801 for Line 1. Vertical and Horizontal axes are receiver channel and two-way traveltime, respectively. (a) Stacked shot records with gain control after diversity stack of 10-times shot gathers. (b) 10-times shot gathers with gain control.



第7図 測線2(発震点601)における発震記録とスタック波形の比較. パラメータなどは第6図と同様.

Fig. 7 Examples of shot records at shot-number 601 for Line 2. Parameters are same as Fig. 6 but for Line2.



第8図 垂直重合，振幅調整後の発震記録例．数字は発震点番号を表す．縦軸，横軸は第6図と同様．(a) 測線1. (b) 測線2.

Fig. 8 Examples of shot records with gain control after diversity stack of 10-times shot gathers of (a) Line 1 and (b) Line 2. Parameters are same as Fig. 6 and numbers represent locations of shot points.

足柄平野および相模川下流平野におけるボーリング掘削調査 (速報) Preliminary reports on coring survey in Ashigara and Lower Sagami-gawa Plains, central Japan

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹・久保純子²・細矢卓志³・森田祥子³・加賀 匠³
Yoshiki Sato^{1*}, Kiyohide Mizuno¹, Sumiko Kubo², Takashi Hosoya³, Sachiko Morita³ and Takumi Kaga³

Abstract: We carried out a drilling survey in the southern part of Ashigara Plain (GS-ASG-5 core) and Lower Sagami-gawa Plain (GS-SGM-1 and 2 core), central Japan. This shows a preliminary report on stratigraphy, ¹⁴C dating, tephra layers and diatom fossils of these cores. Radiocarbon ages and tephra layers of GS-ASG-5 core show the usefulness for verification of 3 ka event of the Kozu-Matsuda Fault. Mineral composition and chemical component of volcanic glasses of GS-SGM-1 core indicate that lower part of this core is composed by Soda Loam Formation or Tsuchiya Loam Formation. Basal ravel bed of the alluvium deposit was found in the lower part of GS-SGM-2 core. Based on the geological section of the southern part of the Sagami-gawa Plain, incised valley during the last glacial maximum was suggested around the GS-SGM-2 core site.

Keywords: Ashigara Plain, Lower Sagami-gawa Plain, buried Pleistocene terrace, Kozu-Matsuda Fault

要 旨

足柄平野南部で掘削した GS-ASG-5 コアと、相模川下流平野南部で掘削した GS-SGM-1 及び 2 コアについてユニット区分を行い、層相、堆積年代、テフラなどについて記載した。GS-ASG-5 コアは年代測定資料やテフラ層準から、3,000 年前の国府津－松田断層の活動履歴を検討する上で有用であると期待される。相模川下流平野南部では GS-SGM-1 の下部でローム層が認められ、含有されるテフラの特徴から吉沢ローム層よりも古いと推定される。GS-SGM-2 では沖積基底礫層と推定される礫層が認められ、既存ボーリング資料を加えた地下地質断面図から GS-SGM-2 掘削地点周辺に最終氷期の開析谷が位置していた可能性がある。

1. はじめに

本報告は「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトのうち、サブテーマ「平野域の地質調査」として実施した足柄平野及び相模川下流平野における地下地質資料解析とボーリング掘削調査についての予察的結果を示すものである。足柄平野と相模川下流平野は相模湾北岸に位置し、大磯丘陵を挟んで隣接する(第1図)。当該地域では、第四系や活構造に関してそれぞれ以下

のような背景と研究課題を指摘できる。

足柄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、平野北縁及び東縁部に国府津－松田断層帯が分布する(第2図)。国府津－松田断層は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。断層活動履歴については、これまでに多数のボーリング調査やトレンチ調査から検討されてきた(例えば、山崎・鹿島, 1989; 山崎ほか, 1992; 山崎・水野, 1999; 神奈川県, 2003・2004; 丸山・斎藤, 2008; 佐藤ほか, 2015・2016 など)。これらの既存研究の成果を総合すると、最新活動時期は西暦 1,100 ~ 1,350 年頃、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 程度と見積もられる(地震調査研究推進本部, 2015)。また、「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトでも、足柄平野南東部で掘削されたボーリングコア試料の珪藻化石分析結果に基づき、8,000 ~ 6,000 cal BP 頃に計 2 回、断層が活動したことを示した(佐藤ほか, 2015・2016)。

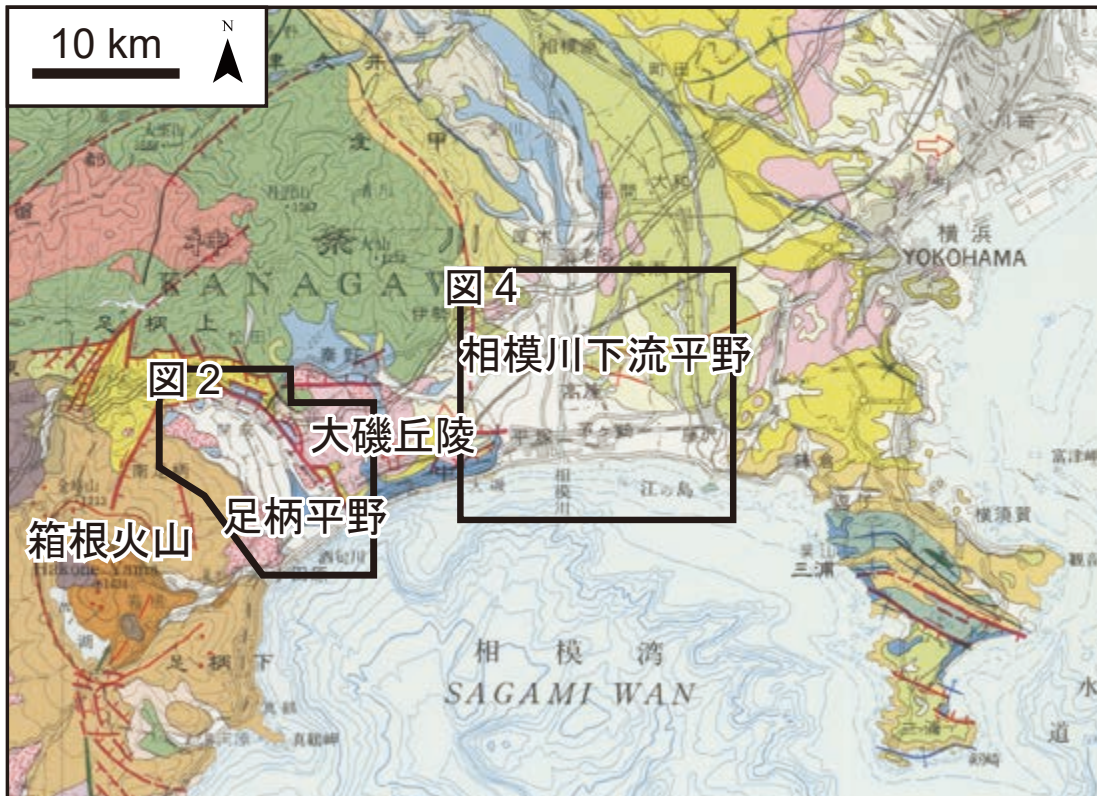
このうち、3,000 年前頃の活動は、足柄平野南部のボーリングコアの解析から推定されているが(山崎・水野, 1999)、その他の既存調査では該当する断層活動を示す積極的な証拠は得られていない。また、山崎・水野(1999)の用いたボーリングコアからは放射性炭素(¹⁴C)年代

*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 早稲田大学教育学部 (Faculty of Education, Waseda University)

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



第1図 足柄平野および相模川下流平野周辺の位置図。
杉山ほか（1997）の一部に加筆して作成。

Fig. 1 Index map of Ashigara and Lower Sagami-gawa Plains.
Modified from Sugiyama *et al.* (1997).

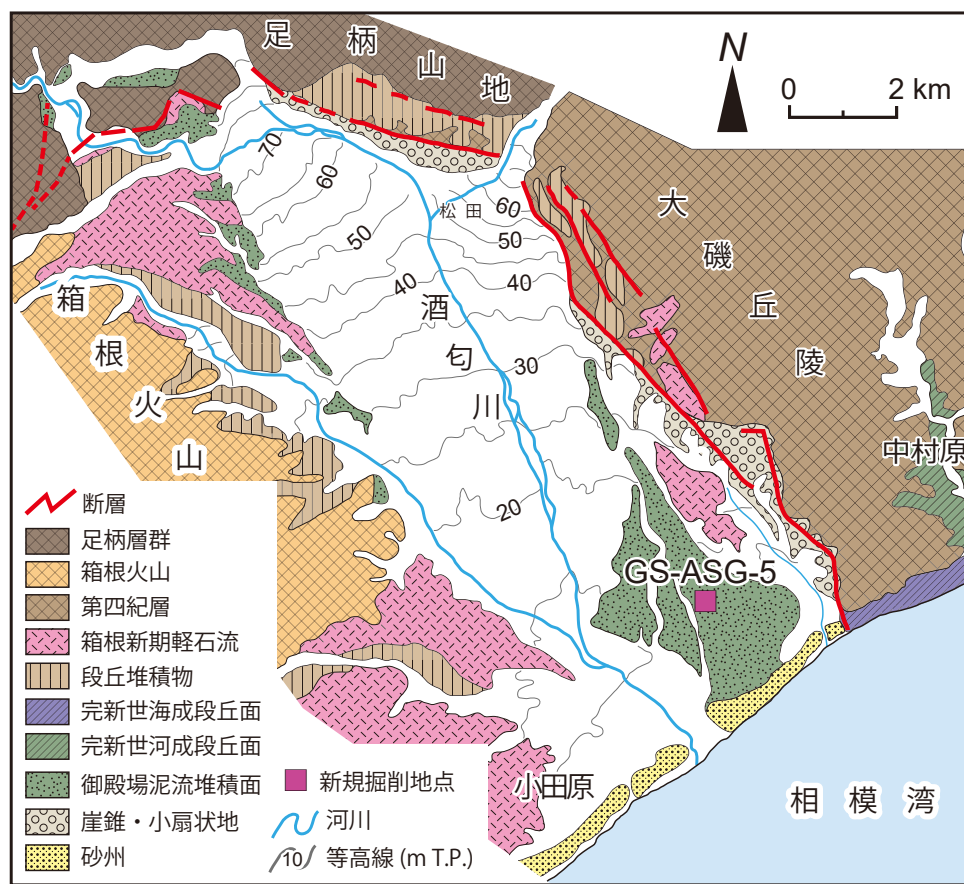
測定値などの堆積年代に関するデータが得られておらず、テフラについても対比の根拠となる屈折率や化学分析などのデータが示されていないなどの問題がある。汽水生珪藻の増加が断層活動に伴う地盤沈降の証拠とされているが、淡水生種が多く混じるなどの問題がある。従って、3,000年前の断層活動に関しては、堆積年代と古環境復元のデータを精査し、あらためて検討する必要があると考えられる。

相模川下流平野は大磯丘陵の東側に位置し、海洋酸素同位体ステージ（以下、MISと表記する）5e以降の海水準変動に対応して形成された複数の段丘面が発達する（第3図、貝塚ほか、2000）。これらの段丘面は高位から順に高座台地、相模原面群（S1～5面）、中津原面（N面）、田名原面群（T面）、陽原面群（M面）に区分される（第3図、貝塚・森山、1969；岡ほか、1979；久保、1997）。これらのうち、低海面期に形成された段丘面（S3～5面、N面、T-1面及びM面）は平野南部の厚木市以南で沖積層下へと埋没する。また、大磯丘陵東部には、MIS5e以前の高海水準期に堆積した海成～陸成層とそれを覆うローム層が分布する。MIS7～6には早田層から土屋層（遠藤・上杉、1972；町田2008）が堆積し、それぞれ早田ロームと土屋ロー

ムに覆われる。MIS 5eには吉沢層^{きつさわ}（町田・森山、1968）が堆積し、これを吉沢ローム層が覆う。

相模川下流平野南部では上述した後期更新世の地層が沖積層下に分布しており、その分布についてはこれまでに貝塚・森山（1969）、久保（1997）や平塚市博物館（2007）により概略が示されている。例えば、久保（1997）では各段丘面の河床縦断面の勾配とローム層の層厚の違いに着目し、S-1面よりも後に形成された埋没段丘面群を識別した。ローム層の層厚は、N面が約10m、T-1面が約5m、M面が約2mとされる（久保、1997）。しかしながら、相模川よりも西側についてはデータが不足しており、埋没段丘面の分布は明らかになっていない。平塚市博物館（2007）では、既存ボーリングデータから相模川下流平野南西部（平塚市周辺）の沖積層基底の深度分布図を示しているものの、沖積層に覆われる堆積物の年代は分かっていない。これは当該平野の地下地質の堆積年代について、奥村・見上（1976）を除き、ほとんどデータが得られていないことに起因する。従って、¹⁴C年代測定値の測定やテフラ分析などを実施し、年代資料に基づいて埋没段丘面や地層の対比を検討する必要がある。

以上の問題点を考慮し、本年度は足柄平野と相模川



第2図 足柄平野における地形および地質概略と GS-ASG-5 コアの調査位置。

地形・地質区分および断層位置は山崎（1994）と地震調査研究推進本部（2015）に基づく。

Fig. 2 Geomorphological classification and location map of coring survey site (GS-ASG-5 core) in Ashigara Plain.

Geomorphological classification is based on Yamazaki (1994). Location of the Kan'nawa Kozu-Matsuda Fault zone is based on Yamazaki (1994) and Headquarters for Earthquake Research Promotion (2015).

下流平野においてそれぞれ1地点、2地点でボーリング調査を実施してオールコア試料を採取するとともに、堆積物試料の年代測定、テフラ分析及び予察的な微化石分析を実施した。また、相模川下流平野では本報告ではそれらの結果を記載する。

2. 方法

2.1 ボーリング掘削

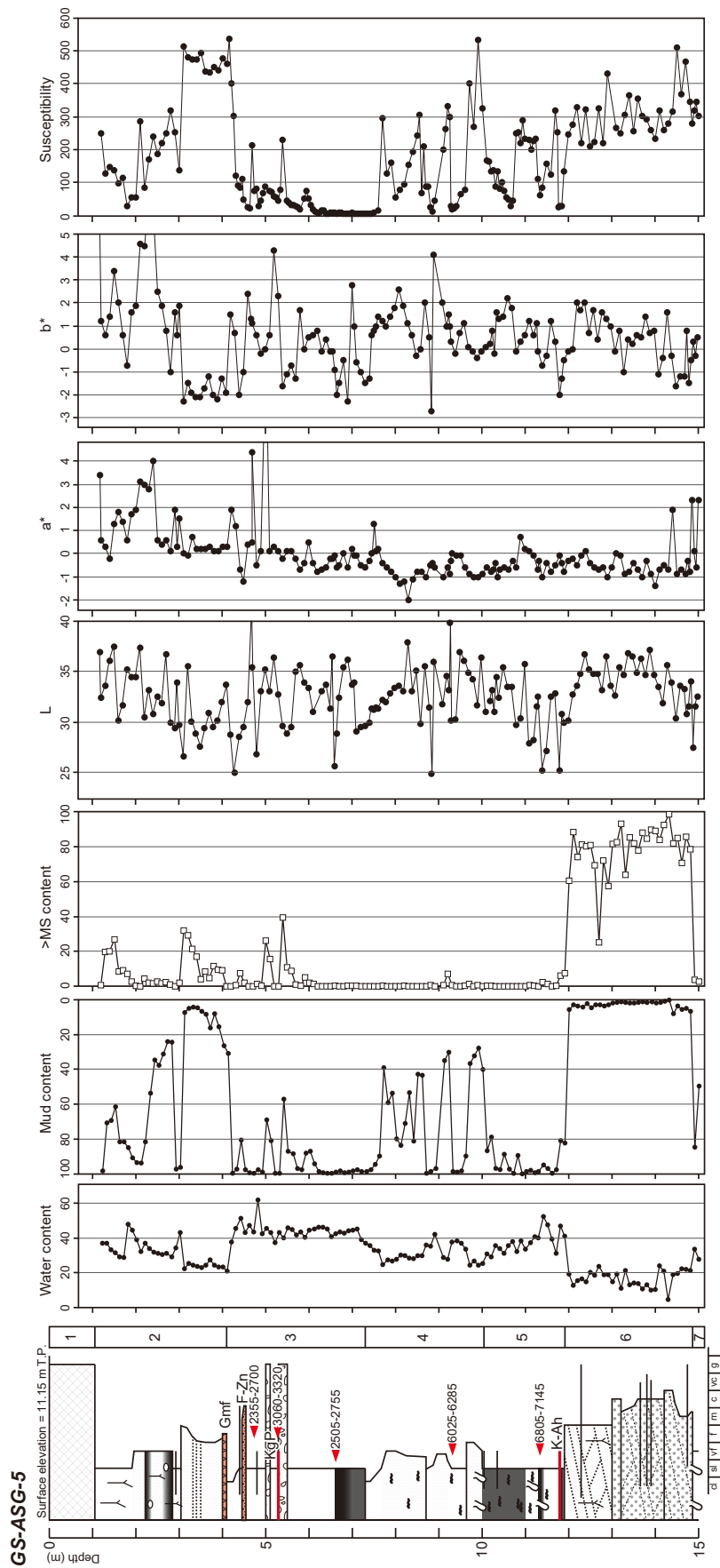
足柄平野の1地点（GS-ASG-5）、相模川下流平野の計2地点（GS-SGM-1, 2）においてIFCS（Improved Fresh-water Core Sampling）工法によりボーリングコア掘削調査を行い、オールコア試料を採取した。各掘削地点の位置情報と標高は仮想基準点方式（VRS：Virtual Reference Station）-GPSを用いた測量によって求めた。

GS-ASG-5 コアは産総研で、GS-SGM-1 及び2 コアは掘削現場に設置した倉庫内で半割し、記載などのコア作業を行った。GS-ASG-5 コアについては、半割後に、コア写真及び軟X線写真の撮影、帯磁率測定、土色測

定、層相観察を行い、プラスチックキューブによる含水率、含泥率及び微化石分析用試料の採取を行った。軟X線写真撮影は、電圧40 kV、電流1.5 A、照射時間5～10秒の条件下で行い、センサーはアールエフ株式会社製デジタルX線センサーNAOMIを用いた。採取したキューブ試料は、採取直後に重量を計測した後、乾燥機で60℃の恒温条件下で48時間乾燥させて重量を再度測定し、両者の差から含水率を算定した。また、63 μm及び250 μmの篩でふるい、含泥率（シルト以下の粒径サイズの占める割合、乾燥重量）と中粒砂サイズ以上占める割合を算定した。コア試料中に認められた貝化石については、中島 礼博士に同定を依頼した。

2.2 ¹⁴C年代測定

GS-ASG-5 コア及びGS-SGM-1 コアから採取した植物片や貝化石など計9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加速器分析研究所に依頼して測定した。年代測定結果はCALIB 7.1（Stuiver *et al.*, 2016）を用いて暦年校正した。校正のためのデー



第3図 GS-ASG-5 コアの柱状図。
ボアリングコアの掘削位置は図2に示す。
Fig. 3 Geological column of GS-ASG-5 core.
Location of the GS-ASG-5 core is shown in Fig. 2.

第1表 放射性炭素年代測定結果.

Table 1 List of radiocarbon ages.

Site	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2 σ) cal BP	Median Probability cal BP	Lab. No. / Reference
GS-ASG-5	4.73-4.74	plant fragment	-26.71 ± 0.24	2440 ± 30	2355 - 2540 64.5	2486	IAAA-161021
					2560 - 2575 1.6		
					2585 - 2615 9.3		
					2630 - 2700 24.6		
5.31	charred material	-11.02 ± 0.26	2980 ± 30	3060 - 3245 98.8	3153	IAAA-161022	
				3310 - 3320 1.2			
6.61-6.67	plant fragment	-25.89 ± 0.25	2560 ± 30	2505 - 2590 22.4	2722	IAAA-161023	
				2615 - 2635 7.5			
				2695 - 2755 70.1			
9.32	charred material	-26.97 ± 0.24	5390 ± 30	6025 - 6045 2.2	6217	IAAA-161024	
				6070 - 6075 0.9			
				6115 - 6150 9.3			
				6175 - 6285 87.6			
11.32	charred material	-21.56 ± 0.27	6080 ± 30	6805 - 6810 0.8	6941	IAAA-161025	
				6855 - 7015 96.9			
				7130 - 7145 2.3			
GS-SGM-1	4.11	plant fragment	-28.65 0.46	1910 ± 20	1820 1895 100.0	1857	IAAA-162092
					3900 4085 100.0		
	6.38	plant fragment	-28.54 0.48	3660 ± 30	7005 7130 68.9	7097	IAAA-162094
					7140 7180 19.8		
	9.32	wood fragment	-25.69 0.28	6210 ± 30	7190 7240 11.3		
11.47	shell <i>Jupiteria (Saccella) confusa</i>	1.78 0.35	6250 ± 30	6615 6785 100.0	6699	IAAA-162095	

第2表 地下地質資料の借用機関とデータ地点数.

Table 2 Data sources and the number of borehole logs.

提供機関名	地点数
電子化済みのもの	12306
国交省横浜国道事務所	511
神奈川県都市整備技術センター	10519
茅ヶ崎市	123
寒川町	143
新湘南バイパス	114
平塚市博物館	454
厚木市	80
海老名市	117
伊勢原市	142
中日本高速道路	103
電子化していないもの	919
厚木市	558
海老名市	361

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.

2.3 火山灰分析

得られたコア試料から概ね 10 cm 間隔で試料を採取し, 火山ガラスの含有量を調べた. 火山ガラスの多産する層準については, 株式会社古澤地質製 MAIOT を使用し屈折率を測定した. また, 火山ガラスの化学分析は, エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) による測定を株式会社古澤地質に依頼した.

2.4 地下地質資料の収集

相模川下流平野周辺の自治体が所有する計 896 地点分の既存ボーリングデータ (平塚市博物館 454 地点, 厚木市 80 地点, 海老名市 117 地点, 伊勢原市 142 地点, 中日本高速道路 103 地点) の提供を受けた (第1表). これらの紙媒体資料を XML 形式のデータとして整備した. 2015 年度までに XML ファイル化したデータ (11,410 地点; 佐藤・久保, 2016) と合わせた全 12,306 地点分の地下地質資料に基づき, ボーリング柱状図解析システム (木村, 2011) を用いて相模川下流低地南部における東西方向の地質断面図を作成した. 断面図には測線から 200 m 幅の中に位置するものを投影して作成した. なお, データが密な区域について掘削深度などに基づいてデータを選別してデータ密度を調整した.

3. 調査結果

3.1 GS-ASG-5

GS-ASG-5 コアは小田原市下府中公園 (北緯 35°16' 41.50", 東経 139°11' 18.36") で掘削された (第2図). 孔口標高は 11.15 m で, 深度 15 m までのオールコア試料が得られた. コアは粒度や色調, 固結度の違いから, 以下の7ユニットに区分できる (第3図).

ユニット1 (深度 0.00 ~ 1.15 m): 径 3 ~ 5 cm の亜角 ~ 亜円礫の多く混じる淘汰の悪い極粗粒砂あるいは砂礫から成る. ユニット2とは明瞭な境界で接する. 表土及び盛土と推定される.

ユニット2 (深度 1.15 ~ 4.12 m): 極細粒砂 ~ 細粒砂から成り, 全体に植物片や草根が混じる. 全体に上方細

第3表 テフラ分析結果.

1) 屈折率は、株式会社古澤地質製 MAIOT を使用し、著者が測定した。2) 化学分析は、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) による。測定は株式会社古澤地質に依頼した。分析値は主成分の合計を 100 % とした。FeO* は総 Fe 値を FeO として計算した値。上段は 15 粒子の平均値、下段は標準偏差。3) 鬼界アカホヤテフラに対比される BT3 火山灰のガラスの屈折率は、吉川・井内 (1991)、化学組成は長橋ほか (2004) による。

Table 3 List of refractive index of glass shards and chemical composition of glass of drilling cores.

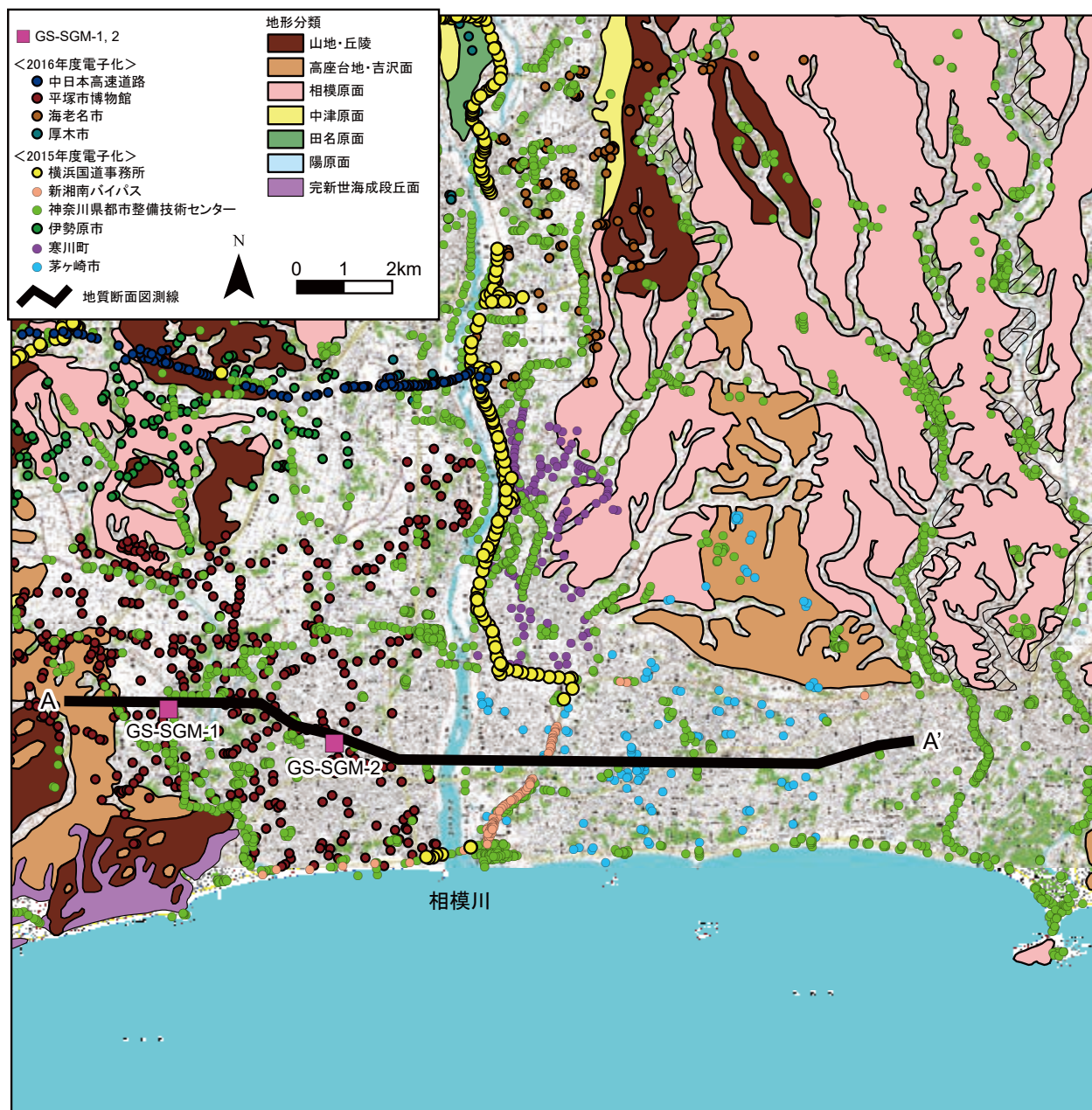
1) Refractive index was measured by authors using MAIOT (FURUSAWA Geological Survey Co. Ltd.). 2) Chemical composition analyses were measured by the FURUSAWA Geological Survey Co. Ltd. using energy dispersive X-ray spectrometry [EDX]. Values are expressed so that total is 100 %. FeO* means total Fe as FeO. Upper row of EDX shows average of 15 grains and lower one shows standard deviation. 3) Refractive index and composition of main components of BT3 tephra, corresponding to K-Ah, are based Yoshikawa and Inouchi (1991) and Nagahashi *et al.* (2004) respectively.

コアの深度または テフラ名と採取地点	ガラスの屈折率 ¹⁾ (n)	ガラスの化学組成(wt%) ²⁾									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
GS-ASG-5 5.3m	1.498-1.502	77.79 0.49	0.24 0.08	12.47 0.22	1.15 0.15	0.07 0.06	0.27 0.06	1.52 0.17	3.51 0.07	2.97 0.11	
参照:天城カワゴ平テフラ (静岡県伊豆市姫之湯)	1.491-1.497	77.72 0.23	0.27 0.05	12.51 0.13	1.14 0.09	0.07 0.05	0.29 0.04	1.57 0.08	3.55 0.05	2.88 0.07	
GS-ASG-5 11.8m	1.510-1.513	74.76 0.16	0.55 0.06	12.96 0.08	2.39 0.11	0.09 0.06	0.47 0.04	2.00 0.04	3.82 0.04	2.97 0.05	
参照:鬼界アカホヤテフラ (BT3火山灰, 琵琶湖底) ³⁾	1.508-1.515	73.86 0.23	0.54 0.11	13.44 0.13	2.52 0.17	0.12 0.09	0.52 0.11	2.19 0.08	3.79 0.14	3.01 0.09	
GS-SGM-1 32.28-32.43m	1.528-1.530+	65.83 1.38	0.81 0.07	15.30 0.21	5.89 0.62	0.24 0.09	1.84 0.31	5.31 0.55	3.83 0.17	0.95 0.09	
GS-SGM-1 40.35-40.55m	1.509-1.511	74.31 0.65	0.25 0.10	14.68 0.66	1.73 0.47	0.21 0.06	0.49 0.12	2.57 0.27	4.28 0.14	1.46 0.11	
参照:TAI-1テフラ (神奈川県平塚市土屋)	1.508-1.514	74.79 0.33	0.25 0.08	14.56 0.24	1.64 0.15	0.17 0.07	0.58 0.05	2.57 0.13	4.24 0.08	1.20 0.05	
参照:TB-9テフラ (神奈川県大井町山田)	1.510-1.514	74.29 0.35	0.25 0.06	14.52 0.19	1.80 0.13	0.13 0.08	0.60 0.06	2.65 0.16	4.26 0.10	1.50 0.04	
参照:TB-5テフラ (神奈川県大井町山田)	1.510-1.514	74.19 0.50	0.20 0.08	14.93 0.28	1.58 0.08	0.14 0.08	0.55 0.03	2.75 0.17	4.23 0.08	1.43 0.06	
参照:TCu-4テフラ (神奈川県大井町山田)	1.507-1.510	74.26 0.13	0.22 0.05	15.08 0.17	1.49 0.08	0.17 0.05	0.51 0.06	2.65 0.03	4.22 0.09	1.42 0.08	

粒化する傾向を示し、深度 1.93 m 以浅はシルトが卓越する。含水率は 20 ~ 40 % である。深度 3.1 ~ 3.4 m は平行葉理が認められる。深度 4.00 ~ 4.12 m は黒色を呈する極細粒~細粒砂で、下位のユニット 3 上端部と明瞭な境界で接する。深度 3.65 ~ 4.00 m にはこの黒色部に由来すると推定される偽礫が認められる。深度 4.12 m 以浅で帯磁率が急激に増加することや、後述するユニット 3 中の深度 4.73 ~ 4.74 m から得られた年代測定値 (植物片, 2,355-2,700 cal BP, 第 1 表) を考慮すると、深度 4.00 ~ 4.12 m は 2,500 年前頃に富士山の山体崩壊によって足柄平野を流下した御殿場泥流 (Gmf; 町田, 1964) の堆積物であると推定される。

ユニット 3 (深度 4.12 ~ 7.30 m): このユニットは均

質なシルトまたは粘土から成り、含泥率は極めて高い。含水率は 40 ~ 50 % で、ユニット 2・4 に比べて高い。色調は主に暗灰色あるいは暗紫色であるが、層厚 20 ~ 30 cm 程度の灰色を呈する層準を挟む。深度 5.5 m 以浅では層厚 5 ~ 15 cm 程度の中粒~砂礫の薄層が複数層挟在し、一部はスコリアから成る。スコリア層は、御殿場泥流堆積物のほか、深度 4.42 ~ 4.44 m, 同 4.48 ~ 4.52 m, 同 4.55 ~ 4.57 m, 同 5.03 ~ 5.08 m, 同 5.37 ~ 5.50 m に見られた。また、長石粒が散在する層準が深度 5.84 ~ 5.85 m, 6.00 ~ 6.05 m 付近に認められた。このうち、深度 4.48 ~ 4.52 m のスコリア層は、上方細粒化の傾向を示し、黒、灰、まれに赤色などの粒子からなっていて、砂沢ラピリ (スコリア) 層 (F-Zn, 2.5 ~



第4図 相模川下流平野南部における地形分類，GS-SGM-1，2コアの調査位置および既存ボーリング資料位置。地形分類は久保（1997）に基づく。

Fig. 4 Geomorphological classification and location map of coring survey sites (GS-SGM-1 and 2 cores) in the Lower Sagami-gawa Plain.

Geomorphological classification is based on Kubo (1997).

2.8 ka ; 町田, 1964 ; 町田・新井 2003) の可能性がある。また、深度 5.03 ~ 5.08 m のスコリア層は、最大粒径が 10 mm を超える発泡の良いスコリアからなり、湯舟第 1 スコリア (上杉, 1990) に対比される可能性がある。なお、深度 5.37 ~ 5.50 m のスコリア層も最大粒径が 10 mm を超えるが、深度 5.03 ~ 5.08 m のスコリア層に比べて発泡度はよくない。深度 5.3 m 付近には厚手のストライプ型、繊維型ガラスの濃集する層準が認められ、火山ガラスの屈折率は 1.498 ~ 1.502 であった(第 3 表)。また、EDX による主成分分析結果では第 3 表に示す値

が得られた。これらの特徴は伊豆市姫之湯地区で採取された赤城カワゴ平テフラ (KgP, 3,126-3,145 cal BP ; 町田・新井, 2003) と一致することから、この層準は同テフラの降灰層準と推定できる。これはすぐ下位の深度 5.31 m から採取された炭化物から得られた年代測定値 (3,060-3,320 cal BP, 第 3 図, 第 2 表) とも矛盾しない。なお、深度 6.61 ~ 6.67 m の植物片から 2,505-2,755 cal BP の年代測定値が得られたが (第 3 図, 第 2 表), 上位から得られた年代測定値及び KgP と矛盾することから、上位から混入した植物片を測定したものと推定

される。ユニット4とは明瞭な地層境界で接する。

ユニット4 (深度 7.30 ~ 10.05 m) : このユニットは上位のユニット3に比べて極細粒砂~細粒砂を多く含み、極細粒砂混じりシルトとシルト質極細粒砂~細粒砂の互層から成る。全体に植物片を多く含む。ところどころ明灰色または緑灰色のシルト薄層を挟む。含水率は20 ~ 40 %である。深度9.32 mから採取した炭化物からは6,025-6,285 cal BPの年代測定値が得られた(第3図, 第2表)。ユニット5との境界は明瞭である。

ユニット5 (深度 10.05 ~ 11.91 m) : 暗灰色または暗褐色を呈する腐植質なシルトから成り、炭化物や植物片を多く含む。層厚数~10 cmの極細粒砂の薄層を挟む。深度11.32 mから採取した炭化物からは、6,805-7,145 cal BPの年代測定値が得られた(第3図, 第2表)。ユニット下部の深度11.8 mでは、薄手のバブルウォール型ガラスを主とする。火山ガラスの屈折率や化学組成は琵琶湖ボーリングコアで鬼界アカホヤテフラ(K-Ah, 7.3 ka; 町田・新井2003)に対比されているBT3火山灰(吉川・井内, 1991; 長橋ほか, 2004)の値に類似することから(第3表), 同テフラの降灰層準と推定される。これは上位から得られた年代測定値とも矛盾しない。ユニット6との境界は不明瞭であり、遷移する。

ユニット6 (深度 11.91 ~ 14.86 m) : 中粒砂及び粗粒砂を主体とし、全体として上方細粒化する傾向を示す。含泥率はほぼ0 %で、中粒砂以上の粒子が占める割合が60 ~ 90 %である。全体に斜交層理が認められる。ユニット上部では植物根跡が認められる。含水率は10 ~ 25 %である。

ユニット7 (深度 14.86 ~ 15.00 m) : 暗褐色を呈する極細粒砂から成る。含水率は30 %前後である。生物擾乱を受けている。ユニット6との境界は明瞭である。

3.2 GS-SGM-1

GS-SGM-1 コアは平塚市長持かすみ町公園(北緯35°20'43.18356", 東経139°18'53.27017")で掘削された(第4図)。孔口標高は9.74 mで、深度50 mまでのオールコア試料が得られた。コアは以下の7ユニットに区分できる(第5図)。

ユニット1 (深度 0.00 ~ 1.10 m) : 褐灰~暗褐色を呈し、草の根が多く混じるシルトから成る。表土及び耕作土と推定される。

ユニット2 (深度 1.10 ~ 6.67 m) : 暗灰色を呈する均質なシルトを主体とする。本ユニット中にはスコリアが多く混入し、ところどころ濃集層が認められる。深度1.10 m ~ 1.45 mの間にスコリア層~スコリア質砂層の二次堆積物がみられるほか、深度4.12 ~ 4.15 mにスコリア層が、深度4.20 ~ 4.45 m間にスコリアが散在するゾーンがある。深度4.12 ~ 4.15 mのスコリア層は発泡

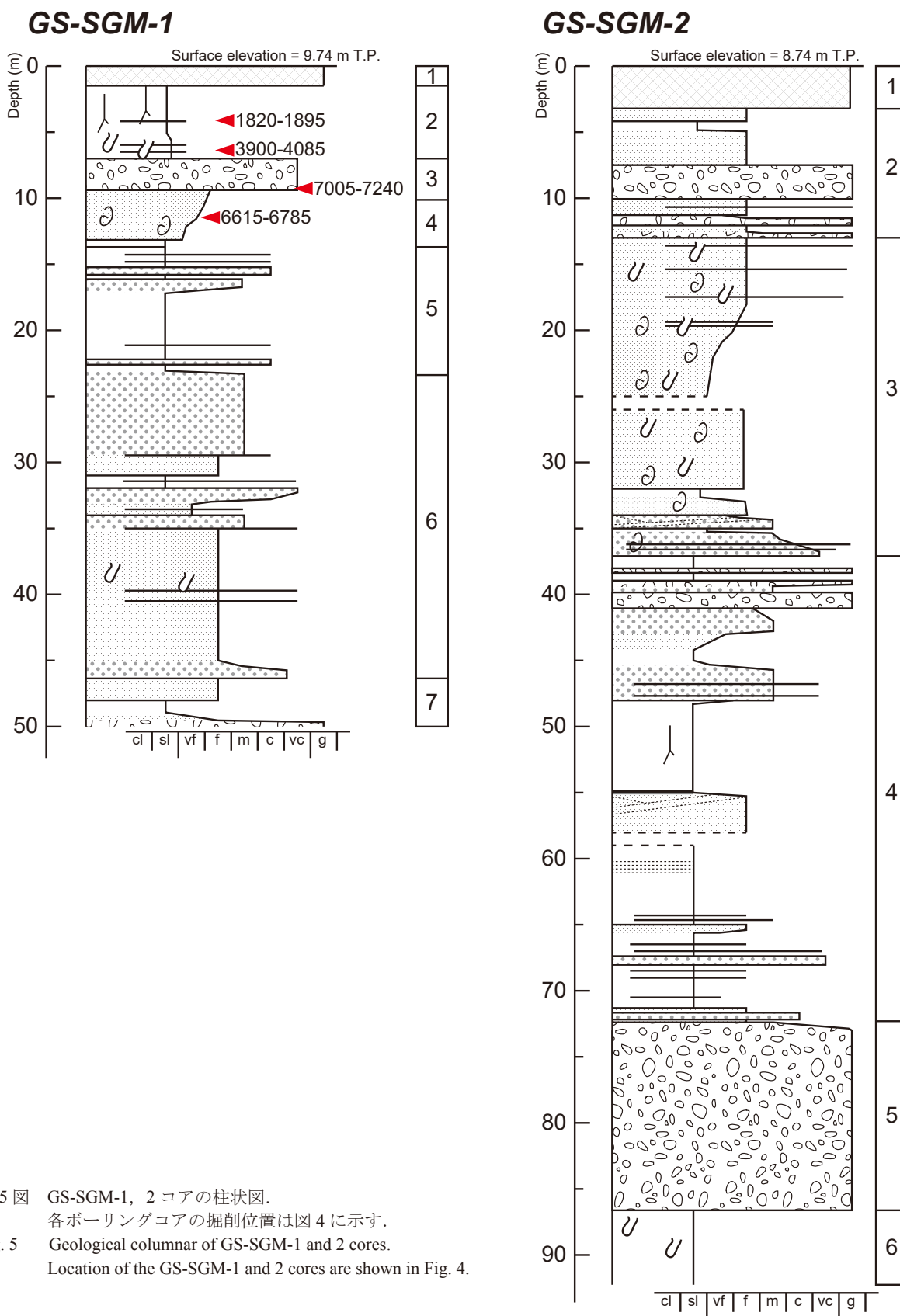
がよく、最大径4 mmに及ぶ長石粒が含まれることから、GS-ASG-5の深度4.42 ~ 4.44 mのスコリア層に対比される可能性がある。深度3.35 ~ 4.45 mは有機質で、腐植質シルトあるいは泥炭となり、木片の混入も認められる。深度4.11 mの植物片から1,820-1,895 cal BP、深度6.38 mの植物片から3,900-4,085 cal BPの年代測定値がそれぞれ得られた(第5図, 第2表)。

ユニット3 (深度 6.67 ~ 9.36 m) : 暗灰色を呈する中~粗粒砂混じりの砂礫から成る。深度6.9 m及び9.3 m付近には木片が混入し、ユニット最下部の深度9.32 mから採取した木片からは7,005-7,240 cal BPの年代測定値が得られた(第5図, 第2表)。河川堆積物と推定される。

ユニット4 (深度 9.36 ~ 13.66 m) : 暗灰色を呈する貝殻混じり砂礫~シルト質砂から成り、大局的に見て上方粗粒化する。本ユニットはゲンロクソデガイ *Jupiteria (Saccella) confusa*, チヨノハナガイ *Raetellops pulchellus*, ヒメカノコアサリ *Veremolpa micra*, モモノハナガイ *Moerella jedoensis*, シマモツボ *Finella purpureoapicata* などの潮間帯以深に生息する種が卓越することから、海成層と推定される。このうち、深度11.47 mから得られたゲンロクソデガイは6,615-6,785 cal BPの年代値を示す(第5図, 第2表)。従って、本ユニットは縄文海進によって相模川下流平野南部に湾入した海域の堆積物と考えられる。ユニット最下部には、後述する下位のユニット5を構成する凝灰質堆積物を礫状に取り込み、不整合を示す。

ユニット5 (深度 13.66 ~ 23.45 m) : 風化した凝灰質堆積物から成る。固結し、ワイヤー線で半割することができない。色調は上部から下部に向かって、灰緑~暗灰~褐灰色へと変化する。淡褐あるいは灰色を呈する軽石を含む。本ユニットは凝灰質な層相を示すことからローム層と推定される。ロームは一般に風化しており、軽石は火山ガラスが残っていないものがほとんどである。深度13.66 mから16.00 m付近までは粒径5 mm以下の灰~暗灰色の火山灰、軽石、岩片からなるテフラで一部は火砕流堆積物の可能性がある。その下位は一部に黒色岩片主体層を挟むが全体的にローム質となり、深度18.30 m付近から21.35 m付近まで、褐灰色~黄灰色の風化した軽石主体層に細かな黒色~暗灰色を呈する岩片が混じるテフラ層がみられる。これらに含まれる重鉱物は全体的に輝石が主体であるが、深度21.18 ~ 21.19 m付近だけに普通角閃石を含む灰白色細粒軽石層がみられる。この層はその前後のテフラ層と一連なのか、独立したテフラなのかは明瞭ではない。ユニット6との地層境界は不明瞭である。

ユニット6 (深度 23.45 ~ 46.70 m) : 灰褐色を呈する砂層で、細粒砂~粗粒砂を主体とする。全体に非常によく締まり、半固結~固結する。所々シルト分が多く混



第5図 GS-SGM-1, 2 コアの柱状図。
各ボーリングコアの掘削位置は図4に示す。
Fig. 5 Geological columnar of GS-SGM-1 and 2 cores.
Location of the GS-SGM-1 and 2 cores are shown in Fig. 4.

じる。深度 34.60 ~ 34.63 m 及び 38.25 ~ 38.30 m のシルト卓越部では、汽水~海水生種の *Paralia sulcata* の産出が微量ながら認められた。肉眼では貝殻片の混入は認められなかった。本ユニット中にも、いくつかの層準にテフラ層や軽石の礫などが挟まれている。深度 32.28 ~ 32.43 m には、径 3 cm 以内の灰色を呈する軽石礫の濃集層が認められる。この軽石は新鮮で火山ガラスが残っている。その屈折率は 1.528 ~ 1.530 と高く、また化学組成では FeO, MgO や CaO が高く、K₂O が少ない傾向がみられる (第 3 表)。また、深度 40.35 ~ 40.55 m には、径 4 mm 以下の細粒軽石層がみられ、この軽石には重鉱物として普通角閃石が含まれている。火山ガラスの保存もよく、その屈折率は 1.509 ~ 1.511 で、化学組成は K₂O が少ない特徴があるが、深度 32.28 ~ 32.43 m の軽石に比べればやや高めである (第 3 表)。

ユニット 7 (深度 46.70 ~ 50.00 m) : 暗灰色を呈する風化した凝灰質堆積物で、固結する。径 2 mm 程度の白~橙褐色軽石を含む。上位のユニット 6 との境界は明瞭で不整合を示す。陸成のローム層であると推定される。本ユニットの堆積年代は明らかでない。

3.3 GS-SGM-2

GS-SGM-2 コアは平塚市浅間緑地 (北緯 35°20'10.72042", 東経 139°20'46.17988") で掘削された (第 4 図)。孔口標高は 8.74 m で、深度 92.3 m までのオールコア試料が得られた。なお、砂礫が卓越しオールコア試料の採取が困難となったため、深度 79.0 ~ 88.3 m の区間はノンコア掘削とした。本コアは以下の 6 ユニットに区分できる (第 5 図)。

ユニット 1 (深度 0.00 ~ 3.27 m) : 人工地層で、表土や盛土、コンクリートから成る。深度 0.00 ~ 1.55 m は表土・盛土で、礫混じりシルトまたは砂から成る。深度 1.55 m 以深は棒状あるいはブロック状のコンクリートで、公園整備前に掘削地点周辺に立地していた建造物の基礎と推定される。

ユニット 2 (深度 3.27 ~ 13.00 m) : 細粒~中粒砂層と極粗粒砂~砂礫層との互層から成り、全体に暗灰色を呈する。数 cm ~ 20 cm 程度の間隔で層相が変化する。深度 5 m 以浅ではやや細粒で、シルト~細粒砂が卓越する。深度 10 ~ 12 m 付近では雲母が点在する。肉眼では貝殻片は認められない。河川堆積物と推定される。

ユニット 3 (深度 13.00 ~ 37.08 m) : 暗灰色を呈する細粒砂から成り、全体に生痕が認められる。深度 16 m 以深では径 1 ~ 5 mm 程度の貝殻片が点在し、ところどころ層厚数 mm ~ 1 cm 程度の貝殻片密集層が認められる。比較的保存状態の良い貝殻片として、深度 16.03 m からイボウミニナ *Batillaria zonalis*, 深度 20.17 m からヒメカノコアサリ *Veremolpa micra*, 深度 23.35 ~ 23.40 m から

モモノハナガイ *Moerella jedoensis*, 深度 26.72 m からツメタガイ *Glossaulax didyma*, 深度 27.85 ~ 27.89 m からゲンロクソデガイ *Jupiteria (Saccella) confusa* 及びコロモガイ *Cancellaria spengleriana*, 深度 29.18 ~ 29.20 m からマメウラシマガイ *Ringicula doliaris*, 深度 31.07 ~ 31.08 m からチヨノハナガイ *Raetellops pulchellus* が産出した。ユニット最下部の深度 34.30 ~ 37.08 m は貝殻片や生痕が認められるものの、上位に比べて粗粒で斜交層理の発達する中粒砂を主体とする。細かい木片や植物片も多く含まれる。貝殻片を多産することから、海成層と推定される。

ユニット 4 (深度 37.08 ~ 72.90 m) : 全体として上方粗粒化傾向を示し、上部は礫混じり砂、下部は腐植質なシルトを主体とする。植物片や木片などを多く含むが、貝殻片は認められない。本ユニット中には、多数の薄いスコリア層~スコリア質砂層が挟まれている。それらの主な深度は、53.26 ~ 53.28 m, 61.88 m, 62.25 ~ 62.26 m, 62.34 ~ 62.36 m, 62.87 ~ 62.89 m, 62.92 ~ 62.93 m, 63.00 m, 63.06 m, 63.41 m, 63.84 ~ 63.86 m, 65.61 ~ 65.62 m, 65.68 ~ 65.69 m, 65.71 m, 66.32 m, 70.77 m である。含有されるスコリアは最大で径 5 mm 程度であり、全体的に細かいものが多い。

ユニット 5 (深度 72.90 ~ 88.30 m) : 暗灰色を呈する玉石混じりの砂礫から成る。砂は粗粒~極粗粒砂を主体とし、締まるが指圧により容易に動く。礫は硬質で、凝灰岩、砂岩、頁岩などが含まれる。年代測定値は得られていないが、本ユニットを構成する砂礫の風化度やユニット 4 が未固結であることを考慮すると、沖積基底礫層 (海津, 1994) に相当する可能性が高い。

ユニット 6 (深度 88.30 ~ 92.30 m) : 暗灰~オリーブ色を呈する細粒砂混じりシルトまたはシルト質細粒砂から成る。径 1 mm 程度の植物片が点在する。貝殻は認められない。生物擾乱が認められる。

4. 考 察

4.1 足柄平野

GS-ASG-5 コアの近傍では、ボーリングコアの解析結果から 3,000 年前頃の国府津~松田断層の活動による地盤の沈降が生じた可能性が指摘されている (山崎・水野, 1999)。この沈降イベントは、汽水生の珪藻化石が F-Zn と KgP の間の一部層準でスパイク状に増加する傾向を示すことから推定されている。山崎・水野 (1999) ではボーリングコアの粒度や色調などの詳しい層相変化は記載されておらず不明であるが、上記の F-Zn 及び KgP を含むスコリアやテフラの産出状況がよく一致することから、GS-ASG-5 コアでも同様に 3,000 年前の地震生沈降の証拠が残されている可能性が高い。また、

コア下部は K-Ah 前後の堆積物であることから、佐藤ほか（2015・2016）の示した 6,000 cal BP 及び 8,000 cal BP 頃の沈降イベントについても検討できると期待される。これまでに GS-ASG-5 コアについて 10 cm 間隔で珪藻化石分析用のプレパラートを作成し検鏡したが、全体的に珪藻化石の保存状況が悪く、古環境復元に十分な産出数が得られなかった。今後は CNS 元素分析などの地球化学的な分析手法の適用も試み、堆積環境復元と沈降イベントの有無について検討を行う。

4.2 相模川下流平野

GS-SGM-1 コアのユニット 4 から得られた年代測定値から、相模川下流平野南部では縄文海進に伴って少なくとも GS-SGM-1 コア掘削地点まで海域が拡大したことが示唆される。GS-SGM-1 コアのユニット 5 及び 6 中には、深度 21.18 ~ 21.19 m 付近や深度 40.35 ~ 40.55 m に細粒軽石層が認められる。これらの軽石層は普通角閃石を特徴的に含む。このような特徴を有するテフラは、TCu-4, TB-2, TB-3, TB-5, TB-9, TAI-1, TAm-6, TAU-4（町田ほか、1974）などに見られ、早田ローム～土屋ロームあるいは早田層～土屋層（上杉、1976；関東第四紀研究会、1987）層準に特徴的である。GS-SGM-1 コアの深度 40.35 ~ 40.55 m で得られた軽石は、屈折率や化学組成から上記のどのテフラに対比されるかを特定することは難しいものの、類似した値を示している（第 3 表）。さらに上位の吉沢層や吉沢ローム層は、掘削地点西方の大磯丘陵に広く分布しているが（町田・森山、1968）、その層準には普通角閃石を含む特徴を持つ軽石層はほとんど含まれない。従って、GS-SGM-1 コアの掘削地点では吉沢層あるいは吉沢ローム層を欠いており、土屋層ないし早田層層準の地層が分布しているものと推定される。

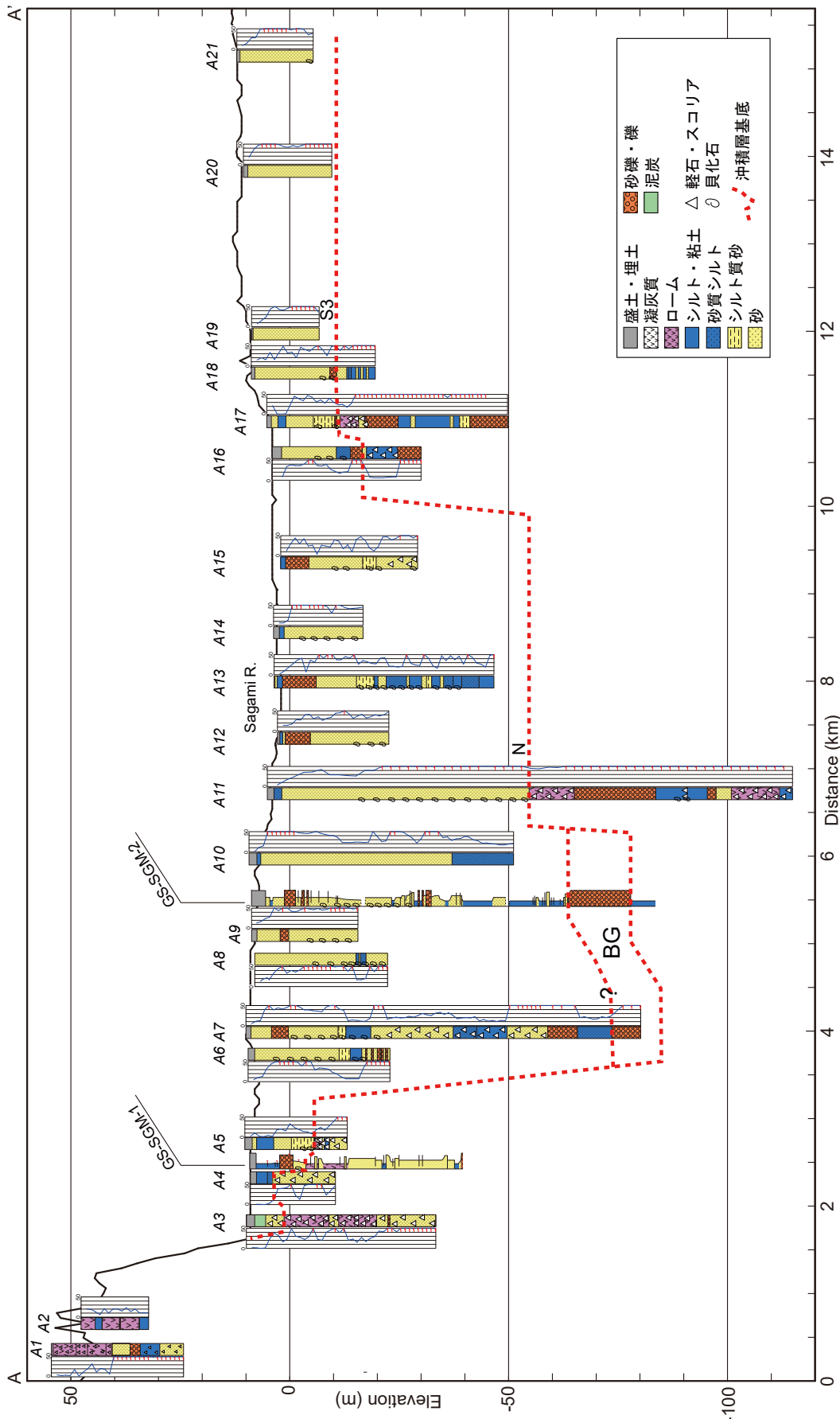
これを踏まえて、相模川下流平野南部を横断する A-A' 測線における地下地質分布を検討する。なお、ここでは基底礫層の上端部あるいは埋没段丘面（ローム層を含む）の上端部を便宜的に「沖積層基底」とする。作成した地質断面図を第 6 図に示す。断面西側の A1・2 は大磯丘陵の東端部に位置し、標高 40 ~ 50 m 付近に層厚 10 ~ 12 m で軽石を多量に含むローム層が認められる（第 6 図）。両地点は久保（1997）の地形分類で高座台地相当の段丘面とされることから（第 4 図）、このローム層は吉沢ローム層と考えられる。A3 地点よりも東側は相模川下流平野内に位置する。GS-SGM-1 コアを含む A3 ~ 5 では、標高 0 m 以深に凝灰質あるいは軽石を多く含む堆積物が連続的に認められる。これらはローム層と推定され、沖積層によって覆われる。上述したように GS-SGM-1 コアのローム層が土屋ロームまたは早田ローム層と推定されることから、A3 ~ 5 地

点のローム層は吉沢ローム層よりも下位のローム層である可能性が高い。A1・2 地点と A3 地点の間には、東落ちの活断層である公所断層（貝塚ほか、1977）が分布するが、A3 ~ 5 地点に吉沢ローム層が認められないことから MIS7 以降の断層変位量は 50 m よりも小さいと推定される。A6 地点よりも東側では、標高 -40 m 以浅に貝殻片混じりの砂層が厚く分布し、その下位に泥層（GS-SGM-2 コアのユニット 4 に相当）と砂礫層（同ユニット 5 に相当）が分布する。A7 地点では泥層中に軽石が混じるが、砂層や泥層の分布深度が GS-SGM-2 コアと類似することから、ここでは沖積層と判断した。礫層は沖積基底礫層と推定され、標高 -70 ~ -90 m 付近に分布すると考えられる。A11 地点では、貝殻混じりの砂層下位の標高 -55 m 以深に層厚 10 m 程度のローム層が分布し、N 面の埋没段丘面と推定される。従って、A-A' 断面測線上における最終氷期の相模川の開析谷は地点 A6 ~ 10 に存在したと考えられる。これは貝塚・森山（1969）、久保（1997）、平塚市博物館（2007）に比べて、やや西側に位置する。さらに東側の A16 ~ 21 地点では、標高 -10 m 付近に層厚 5 m 程度のローム層が認められる。S1 面の前面に位置することや久保（1997）の埋没段丘分布を考慮すると、このローム層は S3 面を覆うローム層の可能性はある。

5. まとめ

本報告では足柄平野南部で掘削した GS-ASG-5 コアと、相模川下流平野南部で掘削した GS-SGM-1, 2 コアについてユニット区分を行い、層相、堆積年代、テフラなどについて記載した。GS-ASG-5 コアは近傍で掘削された山崎・水野（1999）のボーリングコアと類似するテフラ層準を含有することから、3,000 年前の国府津 - 松田断層の活動履歴を検討する上で有用であると期待される。相模川下流平野南部では GS-SGM-1 の下部でローム層が認められ、含有されるテフラの特徴から吉沢ローム層よりも古いと推定される。GS-SGM-2 では沖積基底礫層と推定される礫層が認められ、既存ボーリング資料を加えた地下地質断面図から GS-SGM-2 掘削地点周辺に最終氷期の開析谷が位置していた可能性があることが明らかになった。

謝辞：海老名市の石川淳一氏、平塚市博物館の森 慎一氏と野崎 篤氏、伊勢原市の村上正則氏、厚木市の吉岡篤広氏及び中日本高速道路の石田篤徳氏には地下地質資料の複写・提供に関してお世話になった。また、地質情報研究部門の和田明美氏、成島孝子氏には資料の XML 形式ファイル化作業をして頂いた。以上の方々には深く感謝申し上げます。



第6図 相模川下流平野南西部 (A-A'断面) の地質断面図。
測線位置は図4に示す。

Fig. 6 Geological section of Line A-A'.
Location of Line A-A' is shown in Fig. 4.

文 献

- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) 大磯・横浜地域の古期テフラについて. 第四紀研究, **11**, 15-28.
- 平塚博物館 (2007)『平塚周辺の地盤と活断層』48p+ 付図. 平塚市博物館.
- 地震調査研究推進本部 (2015)『塩沢断層帯・平山-松田北断層帯・国府津-松田断層帯 (神縄・国府津-松田断層帯) の長期評価 (第二版)』. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/36_kannawa_kouzu_4.pdf.
- 貝塚爽平・森山昭雄 (1969) 相模川沖積低地の地形と沖積層. 地理学評論, **42**, 85-105.
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) 首都圏の活構造. 「東京直下型地震に関する調査研究(その4) - 活断層および地震活動状況等に関する考察 -」, 東京都防災会議, 165-220.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (2000)『日本の地形4 関東・伊豆小笠原』東京大学出版会. 349p.
- 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-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-松田断層帯に関する成果報告書』. 76p.
- 関東第四紀研究会 (1987) 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, **13**, 3-46.
- 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.
- 久保純子 (1997) 相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ 5a 以降の海水準変化と地形発達. 第四紀研究, **36**, 147-163.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史- 第四紀末期について - (その1). 地学雑誌, **73**, 293-308.
- 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, 299-315.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, **41**, 241-257.
- 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]. 東海大学出版会, 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**, 302-338.
- 丸山 正・斎藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津-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) 大磯型地震について. 月刊地球, **7**, 472-477.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 (2004) 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年 - EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成 - . 第四紀研究, **43**, 15-35.
- 岡 重文・島津光夫・宇野沢 昭・桂島 茂・垣見俊弘 (1979) 「藤沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅)」。地質調査所, 111p.
- 奥村 清・見上敬三 (1976) 相模川低地の沖積層に含まれる埋没腐植土等の ^{14}C 年代. 第四紀研究, **15**, 133-135.
- 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., Hafflidson, 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
- 佐藤善輝・水野清秀・細矢卓志・植木忠正・森田祥子・山崎晴雄 (2015) 足柄平野における沖積層のボーリング調査と珪藻分析. 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.68, 83-105.
- 佐藤善輝・久保純子 (2016) 相模川下流平野における第四系地下地質に関する調査 (予報). 平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.71, 139-152.
- 佐藤善輝・水野清秀・山崎晴雄 (2016) 珪藻化石群集から推定される足柄平野南部における完新世中期以降の沈降イベント. 日本地質学会第123年学術大会.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. (2016) CALIB 7.1 (WWW program and documentation). Available at: <http://calib.org/calib/>. cited in April 16th, 2016.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 功・村田泰章 (1997) 50 万分の1 活構造図8「東京」(第2版). 地質調査所, 34p.

- 上杉 陽(1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, **3**, 28-38.
- 上杉 陽(1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図—その1 : S-25 ~ Y-114—. 関東の四紀, **16**, 3-28.
- 海津正倫(1994) 『沖積低地の古環境学』. 古今書院. 270p.
- 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・下川浩一・水野清秀・井内美郎(1992) 断層の活動史に関する研究. 科学技術庁振興調整費「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, 第II期成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 98-112.
- 吉川周作・井内美郎(1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.

地質調査総合センター速報 No.74

平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 29 年 7 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。