

平成 27 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 (FY2015)

田中裕一郎（編）

Yuichiro Tanaka (Editor)

平成 28 年 7 月
July 2016



国立研究開発法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



緒 言

地質情報研究部門 副研究部門長 田中裕一郎

産業技術総合研究所では、平成 19 年に発生した能登半島地震と中越沖地震が、沿岸域の地質情報の空白域で発生したことを踏まえて、平成 20 年から平成 25 年度にかけて産業技術総合研究所の政策課題「沿岸域の地質・活断層調査」として沿岸域を中心とした活断層や地盤に関する、正確で精密な地質情報の整備と調査技術開発を目的として、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、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 27 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、15 件の研究成果の報告が収められています。海域調査研究では、房総半島東北部沿岸沖の反射法音波探査、海底堆積物調査と相模湾東部沿岸域の海底重力調査があります。陸域調査研究では、九十九里低地、大磯丘陵や足柄平野の沖積層調査や浅部地下構造調査があります。さらに、千葉県北西部の地下地質構造の解析、ボーリングデータ情報の解析、東京西部の沖積層解析の研究についての報告です。本報告は、調査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 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言…田中裕一郎	
房総半島東北部沿岸における反射法音波探査概要と地質構造 古山精史朗・佐藤智之	1
九十九里浜沖柱状採泥調査の概要 西田尚央・味岡 拓・池原 研・中島 礼・宇都宮正志	13
九十九里平野北部～中部のボーリング調査 小松原純子・水野清秀	25
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 中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣	43
千葉県北部地域の下総層群の層序 中里裕臣・佐藤弘幸	55
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） 宮地良典・小松原純子・中島 礼	79
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 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努	91
鴨川低地断層帯南部のリニアメントと小断層中の条痕 小松原 琢	101
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 田辺 晋・中島 礼	109
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 佐藤智之	121
相模湾東部沿岸域における海底重力調査 大熊茂雄・駒澤正夫・伊藤 忍・押田 淳	129
相模川下流平野における第四系地下地質に関する研究（予報） 佐藤善輝・久保純子	139
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） 水野清秀	153
足柄平野における浅部地下構造調査—データ取得— 山口和雄・伊藤 忍	161
国府津—松田断層帯における反射法地震探査データの再解析 横倉隆伸・山口和雄・伊藤 忍・水野清秀	171

Annual Report of Investigations Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2015)

Contents

Preface

Preliminary results of the seismic reflection survey and geological structure in the north-eastern coastal sea area of Boso Peninsula, Japan Seishiro Furuyama and Tomoyuki Sato	1
Preliminary report on a coring survey off the Kujukuri strand plain, the Pacific Ocean, Japan Naohisa Nishida, Taku Ajioka, Ken Ikehara, Rei Nakashima and Masashi Utsunomiya.....	13
Preliminary results of boring survey of Postglacial deposits in the Kujukuri coastal plain, Chiba Prefecture, central Japan Junko Komatsubara and Kiyohide Mizuno	25
Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation in the GS-TM-1 core, Tomisato, Chiba Prefecture Tsutomu Nakazawa, Kentaro Sakata and Hiroomi Nakazato	43
Stratigraphy of the Shimosa Group in the northern part of Chiba Prefecture Hiroomi Nakazato and Hiroyuki Sato	55
Drilling survey for establishing standard stratigraphic framework of the alluvial beds in the northwestern part of Chiba Prefecture (drilled in 2015FY and correlation of these bore hole logs) Yoshinori Miyachi, Junko Komatsubara and Rei Nakashima	79
Stratigraphy of the Pleistocene Shimosa Group in the Chiba area : A preliminary report on GS-CB-1 and GS-CB-5 boreholes Tomonori Naya, Kentaro Sakata and Tsutomu Nakazawa	91
Lineaments and slickensides on the minor faults around the southern marginal faults of the Kamogawa Lowland, Boso Peninsula, central Japan Taku Komatsubara	101
Lithofacies, biofacies and radiocarbon dates of the Alluvium in core sediments obtained from the Tamagawa Lowland, central Japan Susumu Tanabe and Rei Nakashima	109
Preliminary report of the geological structure of the north eastern part of the Sagami Bay, Japan based on the previous seismic reflection survey Tomoyuki Sato	121
Ocean bottom gravity survey in the coastal zone of the eastern Sagami Bay area, central Japan Shigeo Okuma, Masao Komazawa, Shinobu Ito and Atsushi Oshida	129
Preliminary report of Quaternary subsurface geology in Lower Sagami Plain, central Japan Yoshiki Sato and Sumiko Kubo	139
Preliminary report of geological survey on geological structure of the Quaternary deposits in the eastern part of Oiso Hills, central Japan Kiyohide Mizuno	153
Shallow seismic reflection survey at the Ashigara plain, Kanagawa Prefecture, central Japan - Data acquisition - Kazuo Yamaguchi and Shinobu Ito	161
Re-processing of Seismic Reflection Survey data across the Kouzu-Matsuda Fault Zone Takanobu Yokokura, Kazuo Yamaguchi, Shinobu Ito and Kiyohide Mizuno	171

房総半島東北部沿岸における反射法音波探査概要と地質構造

Preliminary results of the seismic reflection survey and geological structure in the north-eastern coastal sea area of Boso Peninsula, Japan

古山精史朗^{1*}・佐藤智之¹

Seishiro Furuyama^{1*} and Tomoyuki Sato¹

Abstract: High resolution seismic reflection survey was conducted in the eastern coastal sea area of the Boso Peninsula to equip seamless geoinformations of land and sea. We obtained seismic sections, 480 km in total length with a boomer and multi-channel (24 channel with 3.125 m spacing) streamer in the Kujukuri area. In this area, two strata bounded by unconformity distribute. These strata show distinct stratification. The lower sequence has some synclines, anticlines and faults. The direction of syncline and anticlines are northeastern to north-northeast. The faults developed around these structures. The upper sequence composed the wedge shaped sedimentary body near a shelf edge and this sedimentary body developed in the direction of the valley head of the Katakai submarine canyon.

Keywords: seismic reflection survey, anticline, north-eastern coastal area of the Boso Peninsula

要旨

産業技術総合研究所では陸・海域地質情報のシームレス化のため、2008 年度から沿岸域プロジェクトを行っており、2014 年度～2015 年度は房総半島東部沿岸海域において高分解能反射法音波探査による調査を行った。2015 年度の調査海域は北緯 35 度～35 度 45 分、東経 140 度 50 分～141 度 10 分の、主に九十九里浜の沖合を対象とした海域で、総測線長は 480 km である。反射法音波探査では、音源として小型船に搭載した発振装置ブーマーを使用し、受波用にチャンネル数 24、チャンネル間隔 3.125 m のストリーマーケーブルを使用した。今年度の調査においても、2014 年度の調査で確認されたチャンネルの発達する不整合を認め、この不整合を境に九十九里沖の地層を、上位から九十九里沖 A 層、九十九里沖 B 層と層序区分した。両層とも成層構造の発達した地層であるが、九十九里沖 B 層は断層を伴う背斜構造の発達により、地層が傾斜している。調査海域の北部において、九十九里沖 B 層を傾斜させる背斜構造は概ね北東―北北東走向となっていることがわかった。

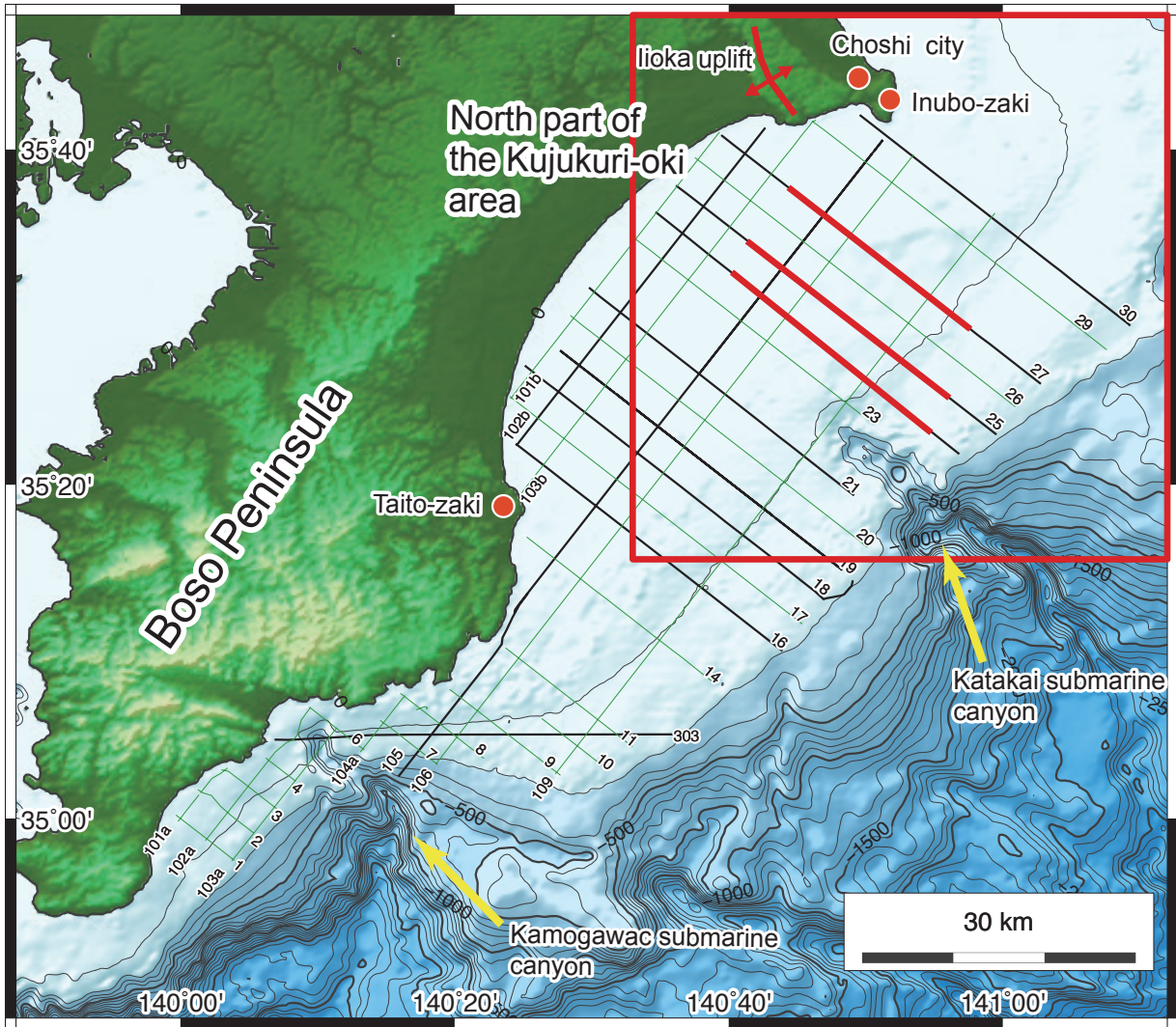
また陸棚縁付近において九十九里沖 A 層は下に凸のウェッジ状堆積体を構成しており、北東から南西方向にかけて厚くなる。またこの堆積体の南端は、九十九里浜沖の陸棚縁に存在する片貝海底谷の谷頭付近に位置している。

1. はじめに

産業技術総合研究所では陸域・海域地質図のシームレス化を行っているが、沿岸域は大型船による調査が難しいため、これまで地質図上の空白域となっていた。そこで 2008 年度から、こうした沿岸域の調査を行うプロジェクトがスタートし（例えば佐藤, 2014）、2014 年度～2015 年度は房総半島東部沿岸において反射法音波探査を行った。2014 年度の調査では、房総半島東部沿岸の地質層序や地質構造の概要を把握するため、九十九里浜の沖合から房総半島南部の比較的広い範囲の調査を行なった（古山・佐藤, 2015）。調査の結果、地形及び地質構造の特徴から調査海域を九十九里沖と鴨川沖に区分した。このうち九十九里沖ではチャンネルの発達する明瞭な不整合が認められ、こ

* 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 測線図と本報告書で主な対象とした九十九里沖北部の位置。

黒線は 2015 年度の調査測線で、緑線は 2014 年度の調査測線である。赤太線は反射断面図の位置を示す。

Fig. 1 Survey lines and survey area mainly in this report.

Black line, green line and red broad lines represent the survey line in 2015, those in 2014 and positions of the seismic sections respectively.

の不整合を境に、下位から九十九里沖 B 層、九十九里沖 A 層に層序区分できた。また九十九里沖には背斜構造が発達することも明らかになったが、背斜構造の分布や規模は正確に把握できていなかった。関東地方の鹿島から房総半島にかけては、鹿島一房総隆起帯と呼ばれる約 1 Ma 以降に房総半島を隆起させた運動が知られている (e.g. 貝塚, 1974)。地形から、九十九里浜沿岸から銚子と太東崎を結んだ地帯はこの鹿島一房総隆起帯の東縁に当たる可能性が示唆されている (増田・中里, 1988)。これらのことから、九十九里沖における背斜構造などの地質構造の詳細を明らかにすることは、関東のテクトニクスや層序の解明に有効である。また九十九里沖の陸棚縁では片貝海底谷が南東方向へ発達しているため、九十九里沖で認められた

チャンネルの分布を明らかにすることは、片貝海底谷の形成過程の解明に重要である。そこで、2015 年度は 2014 年度の測線間隔を埋めるように調査測線を設定し、大規模な背斜構造の発達する九十九里浜の沖合について重点的に調査を行なった。本報告では 2015 年 6 月 30 日～7 月 27 日に行った反射法音波探査の結果概要をまとめ、房総半島東部沿岸、特に九十九里沖北部の地質構造とその特徴について述べる。

2. 地域概説

調査海域は北緯 35 度～35 度 45 分、東経 140 度 05 分～141 度 10 分の範囲である (第 1 図)。主な調査海域である九十九里沖の陸棚は、最も広い場所で

幅 40 km 程度で、また海底面にほとんど起伏が認められない。また陸棚縁では片貝海底谷が南東方向へ発達する。太東埼より南側では、陸棚が次第に狭くなり、水深 100 m 以浅は起伏に富んだ海底地形となっている。本報告書で主な対象海域である九十九里沖北部は北緯 35 度 17 分～35 度 45 分、東経 140 度 35 分～141 度 10 分の範囲である（第 1 図）。海域の北側には犬吠埼があり、またその西側には飯岡台地が存在する。ここには北北東―北東方向の延びをもつ飯岡隆起帯が存在する（貝塚, 1987）。

古山・佐藤（2015）は、ブーマーを音源とした反射法音波探査を房総半島東部沿岸域（北緯 34 度 50 分～35 度 45 分、東経 139 度 50 分～141 度 20 分）で実施しており、地形と地質構造の特徴から、調査海域を九十九里沖と鴨川沖に区分した。このうち九十九里沖で明瞭な不整合を認めている。この不整合面には、浸食により形成されたと考えられるチャンネルが複数認められる。この不整合を境に、彼らは九十九里沖に分布する地層を二層に分け、上位から九十九里沖 A 層、九十九里沖 B 層とした。両層とも明瞭な成層構造が発達するが、九十九里沖 A 層がほとんど変形しておらず、ほぼ海底面と平行に堆積する一方、九十九里沖 B 層は褶曲により地層が変形している。また彼らは片貝海底谷の谷頭付近において、変位量 70～80 msec 程度の褶曲構造を報告している。棚橋・本座（1983）は陸棚上に分布する発達した成層構造が褶曲により強く変形した地層を「B 層」と定義し、房総半島の下部～中部更新統上総層群に対比している。古山・佐藤（2015）は音響的層相や分布域がよく一致することから、九十九里沖 B 層を棚橋・本座（1983）の B 層に対比している。

九十九里沖北部の背斜構造や向斜構造は奥田（1986）においても報告されている。彼らは鹿島灘南部～犬吠埼東部において、北東及び北北東走向の背斜構造及び向斜構造を報告しており、それらのうちのいくつかは犬吠埼の東側から九十九里沖北部まで続いている。棚橋・本座（1983）もまた片貝海底谷の北側に、走向が異なる北西―南東走向の背斜構造を認めている。

3. 調査方法

本研究で行った反射法音波探査は発振装置として

ブーマー（AAE 社製 CAT301）を使用しており、出力 300 J、発振間隔 3.125 m である。また受波用のストリーマーカーケーブル（Geometrics 社製）は、チャンネル数 24、チャンネル間隔 3.125 m である。

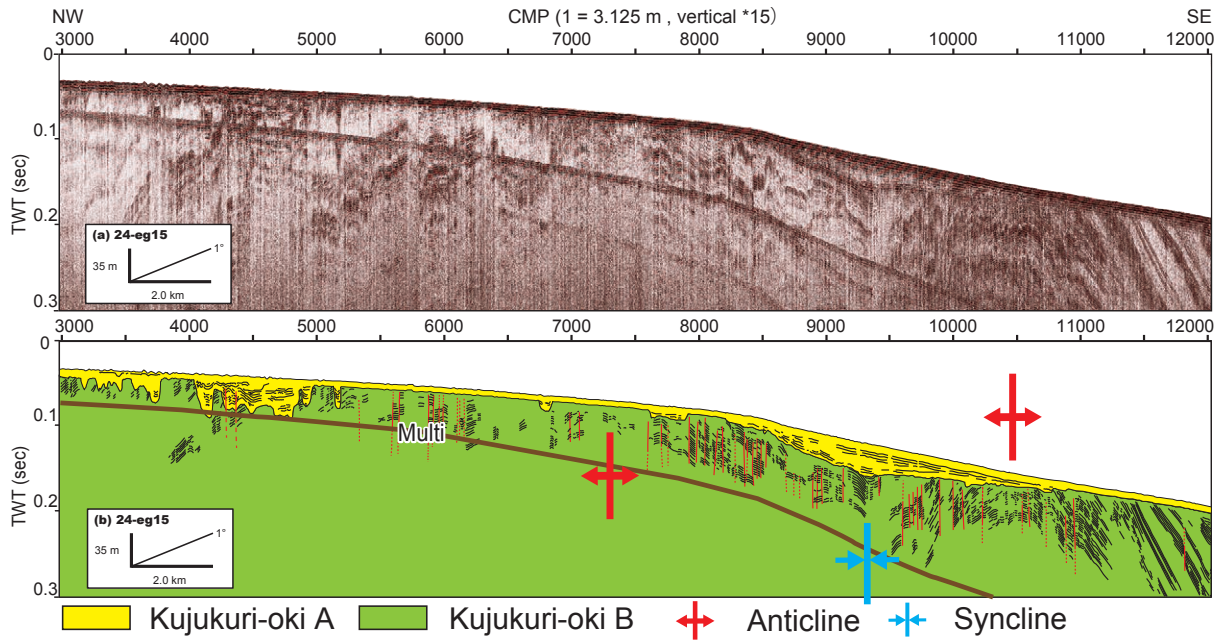
受波したデジタル信号は Parallel Geoscience Corporation 社製の処理ソフト SPW（Seismic Processing Workshop）を用いて以下のように処理を行った。まずバンドパスフィルタリング（50～1,500 Hz）、ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後 Normal Move Out 補正により海底面を揃えた後、断面を重合した。重合後、再びデコンボリューション、バンドパスフィルタリング及びゲインの正規化を行い、SEG-Y 形式で出力した。

総測線長は 480 km である（第 1 図）。昨年度と同様に、ほとんどの調査測線は概ね海岸と平行な方向と直交する方向とに設定したが、一測線は、鴨川海底谷から太東埼沖を通る東西測線を設定した。測線名についても昨年度と同様に、測線の方向ごとにグループを分けて、グループ内で西、あるいは北から連番で一桁～三桁の数字を与えた。なお調査測線には eg15 をハイフンで区切って数字末尾につけ、2015 年度の沿岸域（EnGan）調査であることを示した。

各調査測線は海況に応じて複数回に分けて観測を行った場合があり、その場合、重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせた。こうした断面は潮位や波浪条件の違いに応じて、継ぎ目で深度方向のずれが生じる場合やノイズレベルが異なっている場合もある。

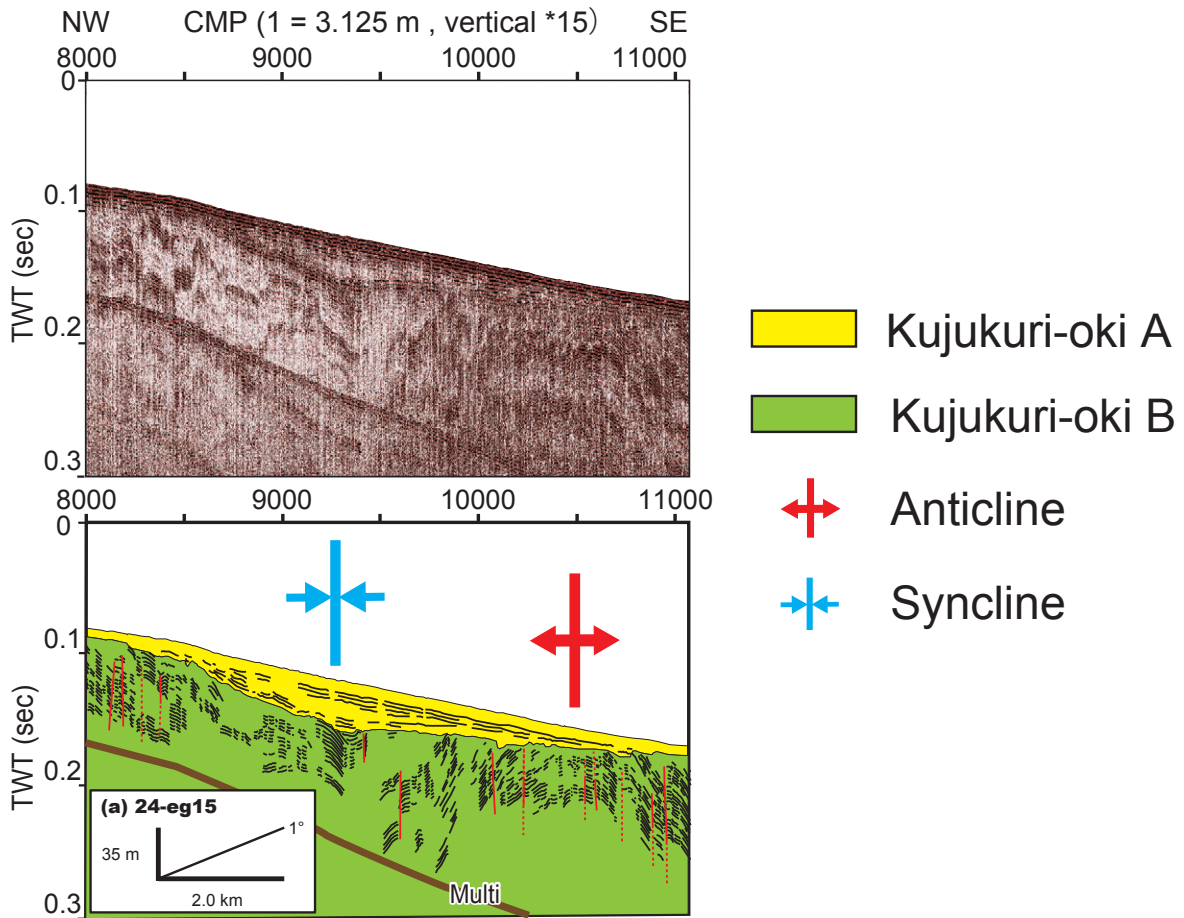
4. 観測結果

今年度行った調査海域においても、チャンネルの発達する明瞭な不整合を確認した。そこで、古山・佐藤（2015）の用いた不整合より上位を九十九里沖 A 層、下位を九十九里沖 B 層とする層序区分を本報告書でも用いた。今回観察できた九十九里沖 A 層も成層構造が発達する、基本的に変形を伴わない地層であった。九十九里沖 B 層もまた、彼らの報告と同様な発達した成層構造、及び褶曲構造を確認できた。そこで本報告書では、褶曲構造やその周囲に発達する断層といった特徴的な地質構造について主に記載する。また本章で求めた地層の傾斜は、断面での見かけ上の傾斜である。



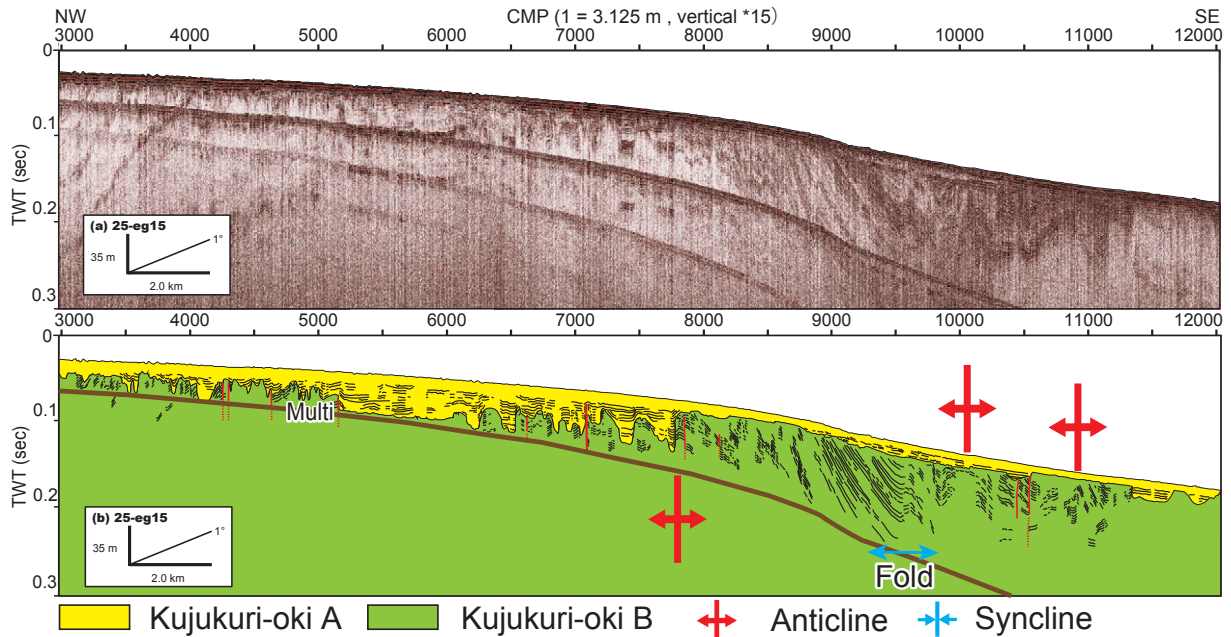
第 2 図 測線 24-eg15 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).

Fig. 2 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 24-eg15.



第 3 図 測線 24-eg15 の SP8,000 ~ SP11,000 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).

Fig. 3 Seismic section (a) and the interpretation (b) from SP8, 000 to SP11, 000 of line 24-eg15.



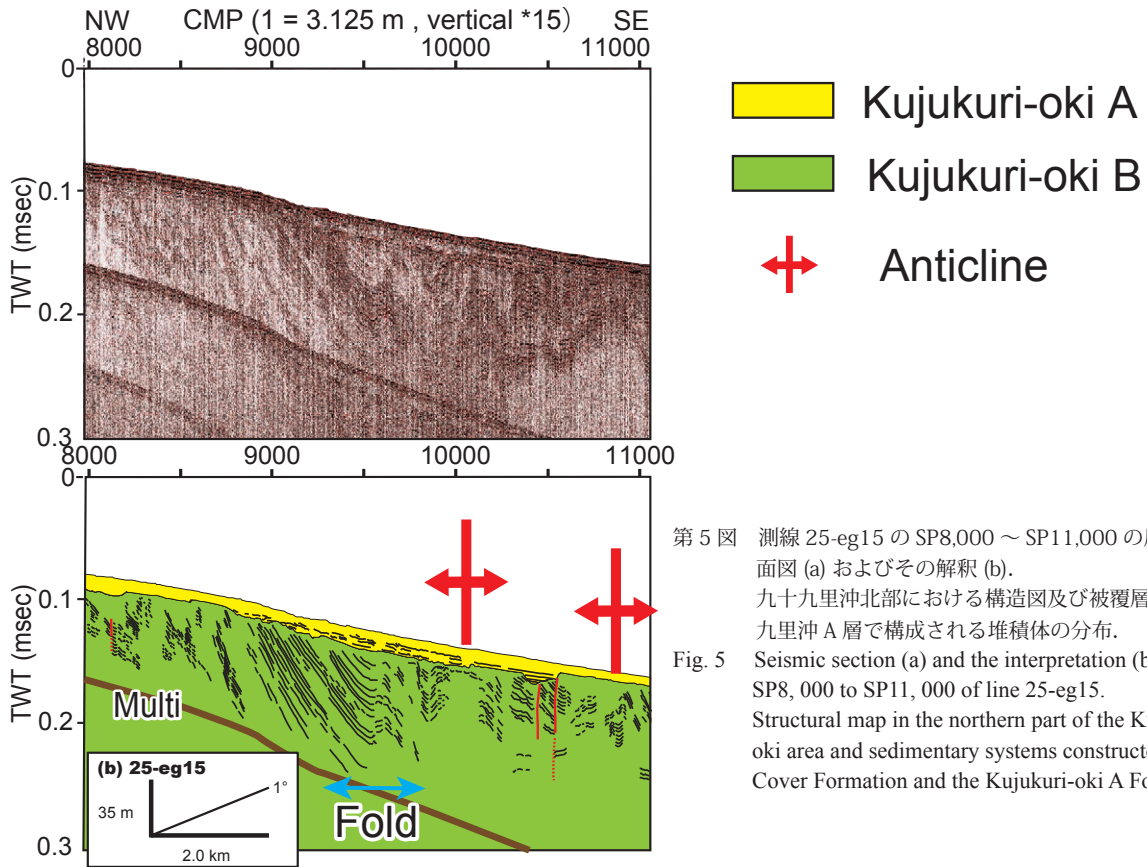
第4図 測線 25-eg15 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
 Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 25-eg15.

4.1. 九十九里沖北部の背斜構造

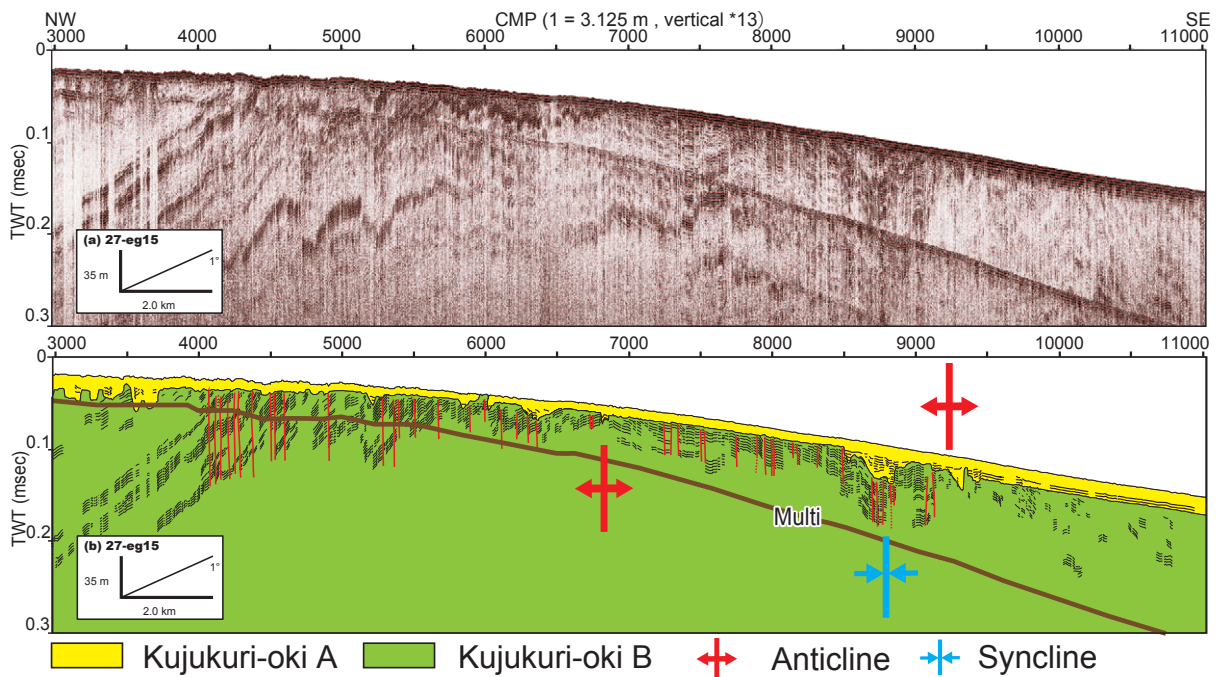
測線 24-eg15 では、SP3,000 ～ SP4,500 で北西（陸側）に 2.0 ～ 2.5 度傾斜する成層した地層を確認できる（第2図）。SP4,500 ～ SP5,000 は音波の透過が悪く、九十九里沖 B 層の観察が困難である。SP5,000 ～ SP5,300 で九十九里沖 B 層は約 1.4 度北西に傾斜する。SP5,300 ～ 7,300 では九十九里沖 B 層の傾斜角度が緩やかになり、約 0.8 度～海底面とほぼ水平となる。SP7,150 を境に九十九里沖 B 層の傾斜方向は南東（沖側）へと変化し、SP7,150 ～ SP9,300 では 1.1 ～ 2.7 度南東へ傾斜する。この観測事実から、SP7,150 に軸を持つ背斜構造が存在し、その隆起量は 100 msec 以上と推定される。SP9,300 を境に九十九里沖 B 層は北西に傾斜しており、SP9,300 ～ SP10,450 では 0.8 ～ 4.4 度北西に傾斜する。このことから、SP9,300 に軸をもつ向斜構造が存在することがわかった。この SP9,300 付近では南東側の九十九里沖 B 層が北西側の九十九里沖 B 層に重なる（第3図）。SP10,550 を境に九十九里沖 B 層は再び南東へ傾斜し、SP11,280 付近まで 2.7 度程度の傾斜が続く。この傾斜方向の変化は SP10,550 に軸をもつ隆起量は 80 msec 以上の背斜構造の発達によるものと考えられる。SP11,250 ～ SP12,000 で九十九里沖 B 層の傾斜は約 4.2 度南東へ傾斜する。

測線 25-eg15 では、SP3,000 ～ SP4,250 で北西に

約 1.2 度傾斜する九十九里沖 B 層を観察できる（第4図）。SP4,250 ～ SP7,800 では音波の透過が悪いため、ほとんどの場所で九十九里沖 B 層の内部構造を観察することが難しいが、SP4,700 付近、SP6,800 付近、SP7,000 付近で北西方向へ 1.2 度程度傾斜する九十九里沖 B 層が認められる。SP7,800 を境に九十九里沖 B 層は南東へ傾斜し、SP7,800 ～ SP9,350 では 0.6 ～ 2.0 度傾斜する。これらの観察事実から、SP7,800 に軸をもつ背斜構造が存在することがわかった。頂部が浸食されているため正確には把握できないが、この背斜構造の隆起量は 100 msec 以上と推定される。SP9,350 ～ SP9,800 には波長 1.5 km 程度の褶曲構造を確認できる（第5図）。この褶曲構造は北西側の SP9,500 付近に向斜部を、南東側の SP9,550 付近に背斜部をもつ。SP9,900 ～ SP10,000 では九十九里沖 B 層は北西に約 2.5 度傾斜するが、SP10,050 付近を境に SP10,600 付近まで再び南東へ 2.0 ～ 2.5 度傾斜する（第4図）。この観察事実から、SP10,050 に軸をもつ背斜構造が存在すると言える。頂部が削られているため正確にはわからないが、この背斜構造の隆起量は 80 msec 以上である。SP10,600 ～ SP10,900 まで九十九里沖 B 層は北西に 2.0 度程度傾斜するが、SP10,900 を境に再び南東へ 2.0 度程度傾斜する。また SP11,100 付近では、海底面から 50 msec 程度の位置に北西に約 2.0 度傾斜する地層を観察できるが、



第 5 図 測線 25-eg15 の SP8,000 ~ SP11,000 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
九十九里沖北部における構造図及び被覆層と九十九里沖 A 層で構成される堆積体の分布.
Fig. 5 Seismic section (a) and the interpretation (b) from SP8,000 to SP11,000 of line 25-eg15.
Structural map in the northern part of the Kujukuri-oki area and sedimentary systems constructed by the Cover Formation and the Kujukuri-oki A Formation.



第 6 図 測線 27-eg15 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).
Fig. 6 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 27-eg15.

連続性に乏しく、詳細の解明は今後の課題である。SP11,200～SP12,000の範囲は音波の透過が悪いため九十九里沖B層の内部構造を確認することができない。

測線 27-eg15 では SP3,000～SP6,850 まで北西方向へ 0.6～1.4 度北西（陸側）に傾斜する九十九里沖 B 層を確認できる（第 6 図）。SP6,850 を境に九十九里沖 B 層は南東（沖側）へと傾斜しており、SP6,800～SP7,250 では 0.6 度傾斜するが、SP7,250～7,650 の範囲は海底面とほぼ平行に堆積する。SP7,650～SP8,750 では 0.6～1.5 度南東へ傾斜する。これらの観察事実から、SP6,850 に軸をもつ背斜構造が存在し、その隆起量は 100 msec 以上と推定される。SP8,750～SP9,100 の範囲で九十九里沖 B 層は北西へ 0.3～0.7 度傾斜する。このことから、SP8,750 の位置に向斜軸が存在すると言える。SP9,400 付近に南東へ傾斜する九十九里沖 B 層を確認できることから、SP9,100～SP9,250 の範囲に九十九里沖 B 層の傾斜方向を変化させる背斜軸が存在していると考えられるが、音波の透過が悪く内部構造を十分に観察できないため、正確な位置を特定することは困難である。この背斜構造による隆起量は 80 msec 以上と考えられる。SP9,550～SP11,000 もまた音波の透過が悪く、多くの場所で内部構造を十分に観察できないが、比較的観察できる SP9,800 付近や SP10,200 付近において、南東へ傾斜する九十九里沖 B 層を観察できる。

4.2. 九十九里沖北部の断層

今回の調査では、背斜構造や向斜構造の周囲に、九十九里沖 B 層を変位させる断層を複数確認できた。このうち測線 24-eg15 や 25-eg15 では、変位が九十九里沖 A 層まで達している断層を認めることができた。

測線 24-eg15 では SP4,300 付近に九十九里沖 A 層を変位させる 15 msec 程度の断層が認められた（第 2 図）。SP5,300～SP6,300 には九十九里沖 B 層を 10 msec 以下変位させる断層が認められる。SP6,000 付近では、これらの断層により九十九里沖 B 層は北西（陸側）から南東（沖側）に傾斜し、SP6,200 付近で再び北西（陸側）へと傾斜が変化する様子を観察できる。SP7,050 付近に認められる断層は変位量 5 msec 程度である。SP7,700～SP10,450 では変位量 15 msec 以下の断層が多く発達する。SP10,550～

SP11,000 の範囲においても変位量 5～10 msec 程度の断層を観察できる。また SP5,300 以降は九十九里沖 A 層に変位が認められない。

測線 25-eg15 では、SP7,100 付近に九十九里沖 A 層を変位させる変位量 20 msec 程度の断層を確認できる。SP7,800 に軸をもつ背斜構造の北西翼に当たる SP3,000～SP8,000 では、音波の透過が悪いため九十九里沖 B 層の内部構造を確認できない。また SP5,000～SP7,800 では発達したチャンネルが九十九里沖 B 層を削り込んでいるため、九十九里沖 B 層を変位させた断層の多くが失われている可能性がある。SP7,800 に軸をもつ背斜構造の南東翼では、明瞭な変位をもつ断層は認められない。SP10,500 付近において変位量 10 msec 以下の断層を確認できる。

測線 27-eg15 では、SP4,000～SP6,500 範囲に九十九里沖 B 層を最大 20 msec 程度変位させる断層が複数認められる。また SP7,200～SP9,200 においても複数の断層が存在しており、5～10 msec 程度九十九里沖 B 層を変位させている。

4.3. 九十九里沖 A 層

測線 24-eg15 では SP3,000～SP3,800 に、深さ 30 msec 以下のチャンネルが複数認められ、それらのチャンネルを九十九里沖 A 層が埋積する（第 2 図）。SP3,800～SP5,000 に認められるチャンネルは幅約 3 km、深さ 50 msec 程度と規模が大きい。SP5,000～SP8,550 はチャンネルが少なく、SP5,600 と SP6,750 に深さ 30 msec と 5 msec のチャンネルを確認できる程度である。SP8,550～SP10,700 で、九十九里沖 A 層が下位の九十九里沖 B 層にオンラップおよびダウンラップする。ここで九十九里沖 A 層は緩やかな下に凸のウェッジ状堆積体を形成しており、堆積体の厚さは最大 50 msec 程度である。またこの範囲の不整合面には凹凸が少ない。

測線 25-eg15 の SP3,000～SP4,500 では、深さ 40 msec 以下、幅 450 m 以下のチャンネルを複数確認できる（第 4 図）。SP4,500～SP8,000 にかけて大規模なチャンネルが認められ、深さ 60 msec 以下である。SP11,350～SP11,600 では海底面からの深さ 20 msec 程度のチャンネルが認められ、そこを九十九里沖 A 層が埋積している。SP8,750～SP10,600 では、九十九里沖 A 層が下位の九十九里沖 B 層にオンラップおよびダウンラップする様子を観察できる。ここで

九十九里沖 A 層は緩やかな下に凸のウェッジ状堆積体となっており、また不整合面の凹凸は少ない。この堆積体の厚さは最大 15 msec 程度である。

測線 27-eg15 において、SP3,000～SP3,700 の範囲には幅 600 m 以下、深さ 30 msec 以下のチャンネルが認められる（第 6 図）。チャンネル内部は九十九里沖 A 層により埋積される。SP6,400 付近で認められるチャンネルは、幅 600 m 程度、深さ約 20 msec である。SP8,500～SP9,200 に幅 1.5 km 程度、深さ 40 msec 程度のチャンネルが認められ、内部を九十九里沖 A 層が埋積している。

5. 議論

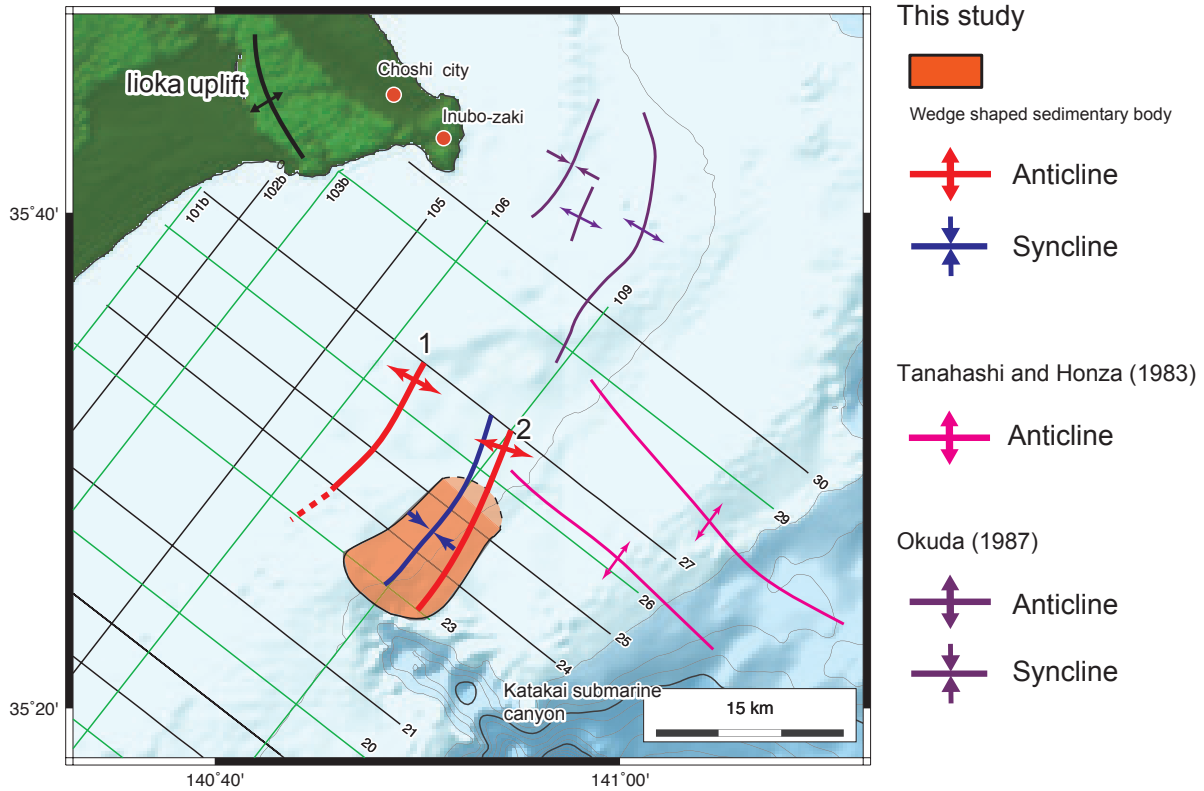
測線 24-eg15 の SP3,000～SP9,300 と測線 25-eg15 の SP3,000～SP9,000 には、幅 15 km 以上、隆起量 100 msec 以上の背斜構造が存在しており、背斜軸がそれぞれ SP7,150 と SP7,800 に存在する（第 2, 4 図）。またこの背斜構造の北西翼では、九十九里沖 B 層がいずれも 1.0 度～2.0 度北西（陸側）に傾斜する点も共通することから、同一の背斜構造であると言える。これらの背斜軸を測線図上で結ぶと、北東方向の伸びを持つことがわかった（第 7 図）。本報告書では、この背斜構造を「背斜構造 1」とする。測線 27-eg15 では、同様の特徴を有する背斜構造が SP3,000～SP8,500 に認められ、背斜軸は SP6,850 付近に存在しており、またこの位置は背斜構造 1 の北方延長と一致する（第 6 図）。古山・佐藤（2015）は、測線 24-eg15 の南側の測線である 23-eg14 において、SP2,900～SP5,600 の範囲で約 2.0 度北西（陸側）に傾斜する九十九里沖 B 層を報告している。この特徴は背斜構造 1 と共通するが、背斜構造 1 の延長方向に相当すると考えられる測線 23-eg14 の SP6,500～SP8,500 は、音波の透過が悪く内部構造を十分に観察できない。

測線 24-eg15 では SP10,500 に軸をもつ背斜構造が存在し、隆起量は 80 msec 以上である（第 2, 4 図）。この背斜構造により九十九里沖 B 層は両翼で 2.5～2.7 度傾斜している。測線 25-eg15 では SP10,050 に軸をもつ背斜構造が存在し、こちらも隆起量は 80 msec 以上である。測線 25-eg15 におけるこの背斜構造においても九十九里沖 B 層は両翼で 2.5～2.7 度傾斜している。これらの共通点から両者は同一の構造と

言える。これらの背斜軸を測線図上で結ぶと、北東—北北東方向の伸びをもつ（第 7 図）。本報告書では、この背斜構造を「背斜構造 2」とする。測線 27-eg15 の SP9,100～SP9,250 に存在すると考えられる背斜軸は、背斜構造 2 の北方延長に相当する。また背斜構造 2 はその北西側に向斜または褶曲を伴っている（第 2～6 図）。これらを測線図上で結ぶと、北東—北北東方向の伸びをもつことがわかる（第 7 図）。測線 24-eg15 及び測線 27-eg15 において、褶曲構造ではなく背斜として認められるのは、浸食により褶曲構造の背斜部が失われたためと考えられる（第 2, 3, 6 図）。古山・佐藤（2015）は測線 24-eg15 と平行な南側に位置する測線 23-eg14 において、SP9,500 付近に向斜軸、SP10,500 付近に背斜軸を認め、それぞれの変位量を 70～80 msec 以上と報告している。これらの背斜軸を測線図上に示すと背斜構造 2 及び褶曲構造の南方延長とよく一致した。

測線 25-eg15 で観察された SP9,350～SP9,800 の褶曲構造に着目すると、SP9,550 で背斜部が上盤となっている様子が観察できる（第 4, 5 図）。これは南東側（沖側）に位置する背斜構造 2 が形成された運動により、背斜構造 1 の南翼が上方へ引きずられたためと解釈できる。このことは背斜構造 2 がより北西側に存在する背斜構造 1 の後に形成されたことを示唆する。測線 24-eg15 では向斜軸のある SP9,300 付近において、南東側の九十九里沖 B 層が北西側の九十九里沖 B 層に重なる様子を観察できる（第 2, 3 図）。これは測線 25-eg15 の SP9,500 の向斜部付近と同様の構造が SP9,300 付近に存在したが、浸食により背斜部の多くが失われ、現在は主に向斜部のみ観察されると解釈できる。測線 27-eg15 の SP8,800 付近に認められる向斜構造は、測線 23-eg14 から続く同じ向斜構造の北北東延長であることから、測線 24-eg15 と同様の解釈が可能であると考え（第 6 図）。

九十九里沖北部の背斜構造については、鹿島灘南部～犬吠埼東部において奥田（1986）が北東及び北北東走向の背斜構造及び向斜構造を報告している（第 7 図）。第 7 図に示した奥田（1986）による背斜構造のうち最も東側の背斜構造が、九十九里沖北部の背斜構造 2 に繋がる可能性がある。棚橋・本座（1983）もまた九十九里沖北部において片貝海底谷の北側に北西—南東走向の背斜構造を報告しているが、これらの背斜軸の走向は今回確認した背斜構造 1 と 2 の走向



第7図 九十九里沖北部における構造図及び九十九里沖A層で構成されるウェッジ状堆積体の分布。
 Fig. 7 Structural map in the northern part of the Kujukuri-oki area and wedge shaped sedimentary body constructed by the Kujukuri-oki A Formation.

に対してほぼ直交する(第7図)。この点についてはデータの再解釈を進め、今後詳細に検討していく必要がある。一方陸上には後期更新世以降に活動したとされる飯岡隆起帯が存在しており、北西-南東方向の伸びをもつ(貝塚, 1987)。今回認められた背斜構造及び向斜構造の走向は飯岡隆起帯のものとも一致しない。また九十九里沖B層は、棚橋・本座(1983)が陸上の上総層群に対比できるとしている「B層」と対比できる(古山・佐藤, 2015)。上総層群は鮮新世~前期更新世に堆積した層群であるから(Kazaoka et al., 2016)、九十九里沖B層中で認められた背斜構造及び向斜構造は、飯岡隆起帯が活動する以前に活動していた可能性がある。

今回認められた断層は背斜構造及び向斜構造の周囲に発達しており、そうした構造の形成に伴ってできたと考えられる。これらの断層のほとんどが、上位の九十九里沖A層を変位させていないことから、九十九里沖B層で認められる断層の活動は九十九里沖A層が堆積するまでにほぼ終了していたと考えられる。

それぞれの測線で不整合面上のチャンネルが発達する

部分に着目すると、測線24-eg15及び測線27-eg15では、背斜構造1の北西翼によく発達することがわかる(第2, 6図)。しかしながら測線25-eg15では背斜構造1の北西翼だけでなく、背斜構造1の頂部も大規模に浸食されている(第4図)。これらのチャンネルの分布を規制した要因は現時点では不明である。今後は断面の再解釈を進め、チャンネルの分布や地質構造との関係について明らかにする必要がある。

背斜構造1より沖側では、測線24-eg15のSP8,550~SP10,700において、九十九里沖A層が九十九里沖B層にオンラップおよびダウンラップする様子を観察できる(第2, 3図)。九十九里沖A層は緩やかな下に凸のウェッジ状堆積体を形成しており、堆積体の厚さは最大50 msec程度となる。この堆積体の下位の整合面に凹凸がほとんど認められない。同様の堆積体が測線25-eg15のSP8,750~SP10,600に認められるが、測線25-eg15では堆積体の厚さは最大15 msec程度と薄い(第4, 5図)。測線24-eg15の南方の測線23-eg14(古山・佐藤, 2015)においては、SP8,000付近~SP10,600までこの堆積体が認められ、ウェッジの頂部に当たる部分で海底面からの

深さ 100 msec 以上の大規模な谷が形成されている。これらの堆積体を測線図上に落とすと、北東-南西方向の伸びを有しており、片貝海底谷の谷頭に連結する。このように、下に凸のウェッジ状堆積体が南西方向に厚層化していることから、片貝海底谷の形成に関与した可能性がある(第 7 図)。今回示した測線のうちもっとも北方にある測線 27-eg15 では、この堆積体の延長部に当たる SP8,500 ~ SP9,300 において、九十九里沖 B 層を削り込むチャンネルにより不整合面に凹凸が認められる。これは下に凸のウェッジ状堆積体の特徴とは異なっている。この原因や片貝海底谷形成の関係性は、九十九里沖に発達する地質構造と併せ今後より詳細に検討していく。

6. まとめ

房総半島北東部沿岸において反射法音波探査を行った結果、以下のような概要がつかめた。

古山・佐藤(2015)で報告されていた九十九里沖で広く認められる不整合を今回の調査でも認めることができた。この不整合より上位の地層では、成層構造が発達しており基本的に変形をとまなわない。下位の地層は発達した成層構造が褶曲により変形していた。これらの特徴は古山・佐藤(2015)で報告された九十九里沖 A 層及び九十九里沖 B 層と一致するため、本報告書でもこの層序区分を用いた。

九十九里沖北部において、隆起量 100 msec 以上で北東方向の伸びを有する背斜構造を認め、背斜構造 1 とした。またその南東(沖側)では隆起量 80 msec 以上で北東-北北東方向の伸びを有する背斜構造を認め、背斜構造 2 とした。両者の間に認められた褶曲構造の特徴から、背斜構造 1 → 背斜構造 2 の順に形成されたと考えられる。またこれらの背斜構造の周囲には、変位量 20 msec 以下の断層が九十九里沖 B 層で認められた。そのうちのいくつかは、変位が九十九里沖 A 層まで達していた。

九十九里沖北部の陸棚縁において、九十九里沖 A 層により構成された下に凸のウェッジ状堆積体が南西に向けて厚く、また規模が大きくなっている様子を認めることができた。この堆積体は片貝海底谷の谷頭付近へと続くことから、片貝海底谷形成に関連した可能性が高い。

今回の調査で九十九里沖北部の地史について考察で

きる情報を得ることができた。最後にこれらをまとめる。九十九里沖 B 層の堆積した後、背斜構造 1 の活動が始まり、その周辺には断層が発達した。またそれらのいくつかは九十九里沖 A 層堆積後も活動を続けた。背斜構造 1 が形成された後、その南東(沖側)で背斜構造 2 が形成され、それに伴い背斜構造 1 と背斜構造 2 の間に褶曲が形成された。また背斜構造 2 形成に伴い、その周囲に断層が発達した。九十九里沖 A 層にほとんど変形が認められないことから、九十九里沖 B 層の運動がほぼ終わった後に、海水準低下により九十九里沖 A 層と九十九里沖 B 層を境する不整合が形成された。その後海水準上昇が上昇し、チャンネルや谷は九十九里沖 A 層により埋積された。

また、九十九里沖南部の反射断面については現在データの再処理及び再解釈を進めている。この地域については、今回の成果及び既存研究と照らし合わせながら、詳細を検討し海底地質図としてまとめる予定である。

謝辞

反射法音波探査は大和探査技術株式会社の方々に実施していただいた。株式会社トライアングルの調査船ヴェルニーを利用し、船長ならびに関係者に大変お世話になった。また、地元漁協や関係機関には調査にあたりさまざまな便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申しあげます。

文献

- 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結果概要、平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告、1-8。
- 貝塚爽平(1974)関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動(垣見・鈴木編)、ラティス、99-118。
- 貝塚爽平(1987)関東の第四紀地殻変動、地学雑誌、no. 96、51-68。
- Kazaoka, O., Sukanuma, Y., Okada, M., Kameo, K., Head, M.J., Yoshida, T., Sugaya, M., Kameyama, S., Ogitsu, I., Nirei, H., Aiba, N., Kumai, H. (2016) Stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula: An expanded and highly-resolved marine

sedimentary record from the Lower and Middle Pleistocene of central Japan. Quaternary International, no. 383, 116-135.

増田富士雄・中里裕臣（1988）堆積相からみた鹿島一房総隆起帯の運動像. 月刊地球, no. 10, 616-623.

奥田義久（1986）20万分の1海底地質図「鹿島灘」. 海底地質図, no. 27, 地質調査所.

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数値地質図, S4, 産業技術総合研究所・地質調査総合センター.

棚橋 学・本座栄一（1983）20万分の1海底地質図「房総半島東方」. 海底地質図, no. 24, 地質調査所.

九十九里浜沖柱状採泥調査の概要

Preliminary report on a coring survey off the Kujukuri strand plain, the Pacific Ocean, Japan

西田尚央^{1*}・味岡 拓²・池原 研²・中島 礼²・宇都宮正志²
Naohisa Nishida^{1*}, Taku Ajioka², Ken Ikehara², Rei Nakashima²
and Masashi Utsunomiya²

Abstract: This is a preliminary report on a coring survey off the Kujukuri strand plain, the Pacific Ocean, Japan. The core sampling was conducted using a vibrocorer for 6 sites on the shelf (34 ~ 124 m water depth). As a result, 18.5 ~ 400.5 cm-long cores were obtained. The core samples are mainly characterized by upward coarsening of very fine sand to fine sand with bioturbation. Molluscan shells occurred in the sandy sediments are commonly composed of species living in the present coastal and shallow-marine environments. In addition, lowermost parts of the core samples obtained from 2 sites is semi-consolidated silt, which includes calcareous nannofossils correlated to the Lower Pleistocene. Radiocarbon dating results indicate almost the all sandy sediments excluding the KJ5 core were formed during the Holocene. Further analyses are needed (e.g., optically stimulated luminescence dating or organic carbon analyses) to reveal the detailed formation processes of the sediments.

Keywords: wave-dominated shelf, Holocene, vibrocorer

要旨

房総半島東部九十九里浜沖の陸棚海域を対象として実施された、柱状採泥調査の概要について報告する。九十九里浜沖陸棚海域は、平成 26 年度の調査によって表層堆積物の特徴について明らかにされた一方で、従来、柱状試料の採取による陸棚堆積物の層序や年代については検討されてきていない。本調査では、九十九里浜沖の陸棚 6 地点（水深 34 ~ 124 m）において、バイブロコアラを用いた柱状採泥を実施した。その結果、各地点から長さが 18.5 ~ 400.5 cm のコア試料が得られた。これらは主に生物擾乱の発達した上方粗粒化する極細粒砂や細粒砂によって特徴づけられる。このような砂質堆積物に含まれる貝類は、主に現在の沿岸-浅海域に生息する種によって構成される。また、2 地点から得られたコア試料の最下部は半固結のシルトで、下部更新統に対比される石灰質ナノプランクトン化石を含む。放射性炭

素年代測定の結果、KJ5 をのぞいていずれの砂質堆積物も完新世に形成されたことを示す。今後、放射性炭素年代測定の結果を詳細に検討するとともに、光ルミネッセンス年代測定や有機物分析などを実施することで、陸棚堆積物の詳細な形成プロセスの特徴を解明していく。

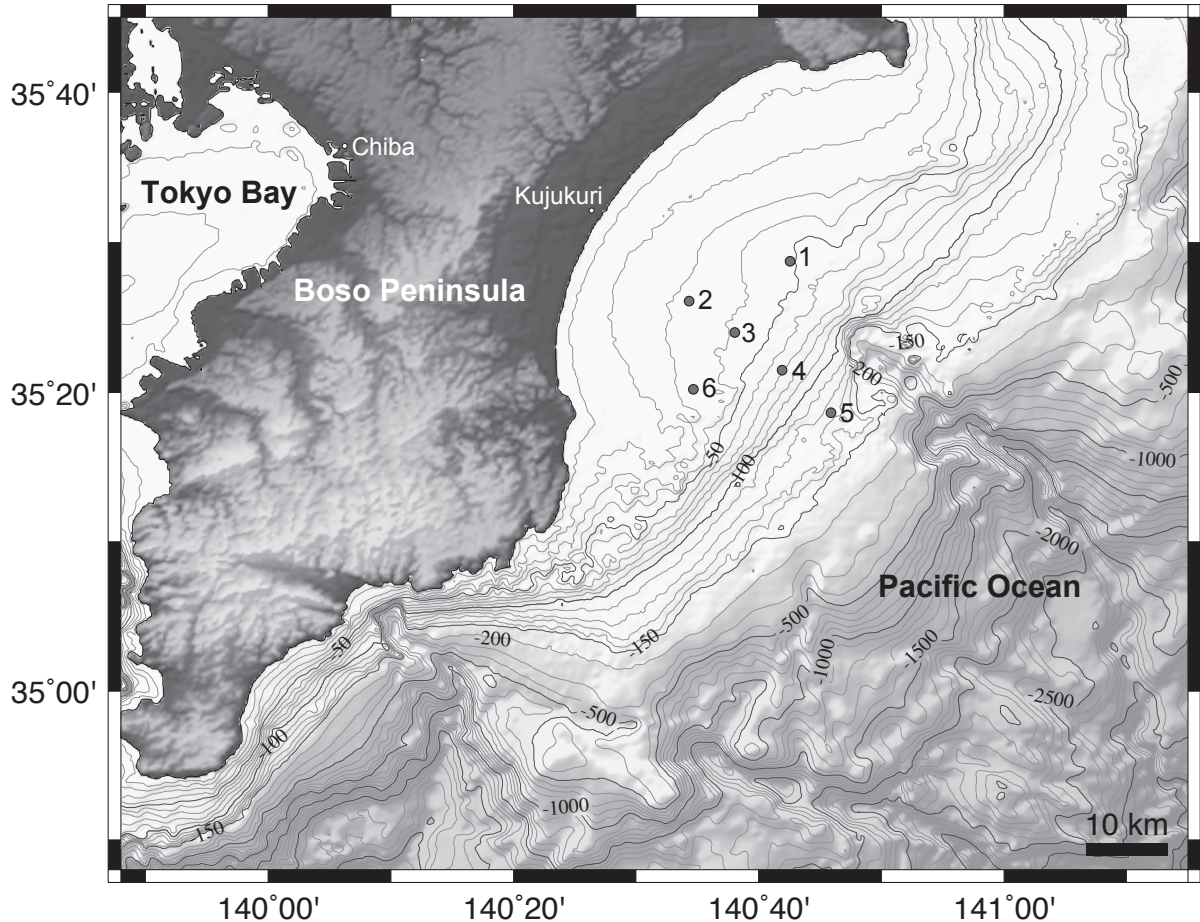
1. はじめに

本報告では、房総半島東方九十九里浜沖を対象として平成 27 年度に実施された柱状堆積物調査の概要についてまとめる。この海域の海底堆積物の特徴については、従来、海上保安庁 (1984a, b, 1986, 2000), Nishimura (1984), 西田ほか (2015) などによって主に表層堆積物を対象として明らかにされてきた。一方、柱状試料の採取に基づく検討は、Nishimura (1984) や西田ほか (2015) によって行なわれているが、いずれもより沖合の水深が深い海域が中心で、九十九里浜

* Correspondence

¹ 東京学芸大学 環境科学分野 (Department of Environmental Sciences, Tokyo Gakugei University)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 調査海域における採泥点の位置図。

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

沖の陸棚海域を対象とした検討は行なわれていない。一般に、波浪卓越型の沿岸—浅海域における堆積物形成や地層発達の特徴について、陸上でのボーリング試料の採取や露頭調査に基づいた検討によって、多様なモデルが示されてきた（例えば、Suter, 2006）。しかし、現在の陸棚海域に分布する堆積物の層序や年代に基づいた検討例はほとんど知られていない。本報告では、それらの基礎となる堆積物試料の採取を目的として実施された柱状採泥調査とその結果の概要についてまとめる。

2. 調査地域概略

房総半島東方海域は、九十九里浜沖を中心として陸棚が広く発達している。陸棚の幅はおよそ 45 km で、陸棚外縁の水深は 170 ~ 180 m である（日本第四紀学会, 1987）。このうち水深およそ 40 m までは、幅の広い河谷に浅く開析された台地を完新世の堆積物が

埋積して形成された平坦面である。また、これより沖合の水深 120 m までは、ほぼ一様で緩い傾斜面である（海上保安庁, 1986）。このような陸棚上に分布する海底堆積物は、片貝海底谷とその陸側延長をおおよそ境界として、それより北側の海域で主に細粒砂が分布する（西田ほか, 2015）。一方、その南側は太東崎の沖合までの範囲に主に極細粒砂が分布する（西田ほか, 2015）。ただし、いずれの海域についても水深の深い最も沖合部分（水深 100 ~ 150 m）は、より粗粒な中粒砂や露岩によって構成される点で共通する（西田ほか, 2015）。

九十九里浜の北に位置する銚子漁港においては、2015 年の平均潮位差が 94.9 cm で、最大潮位差が 178 cm である（気象庁ホームページ）。また、九十九里浜中央部に位置する片貝漁港においては、平均有義波高が 1.0 m で、暴浪時には 7 ~ 8 m 以上に達する（Tamura et al., 2008）。これらの特徴から、九十九里浜沿岸海域が波浪卓越型の条件（Davis and

第1表 柱状採泥地点の位置および水深.
Table 1 Sampling locations and water depths.

Site	Latitude	Longitude	Water depth (m)
1	N35°28'44.91"	E140°42'31.76"	41.0
2	N35°26'06.08"	E140°34'20.02"	34.3
3	N35°23'25.92"	E140°38'44.75"	39.0
4	N35°21'27.93"	E140°41'53.93"	66.0
5	N35°18'37.93"	E140°45'52.99"	124.0
6	N35°20'12.98"	E140°34'40.97"	34.1

Hayes, 1984) に相当する。土砂供給は、主に屏風ヶ浦と太東崎における波浪侵食作用が起源で、沿岸流によってそれらが陸棚域にもたらされている(堀川・砂村, 1971; 宇多, 1989)。一方で、九十九里浜沿岸域には主に7つの流入河川が存在するが、いずれも小規模のため土砂供給源としての影響は小さい(Tamura et al., 2008)。

完新世における九十九里浜沿岸域での相対的海水準は、およそ6 cal kyr BPが最高で、その後は現在にかけて浜堤平野のプログラデーションと地震性隆起ともなって、基本的に低下傾向にあると考えられている(Tamura et al., 2008)。

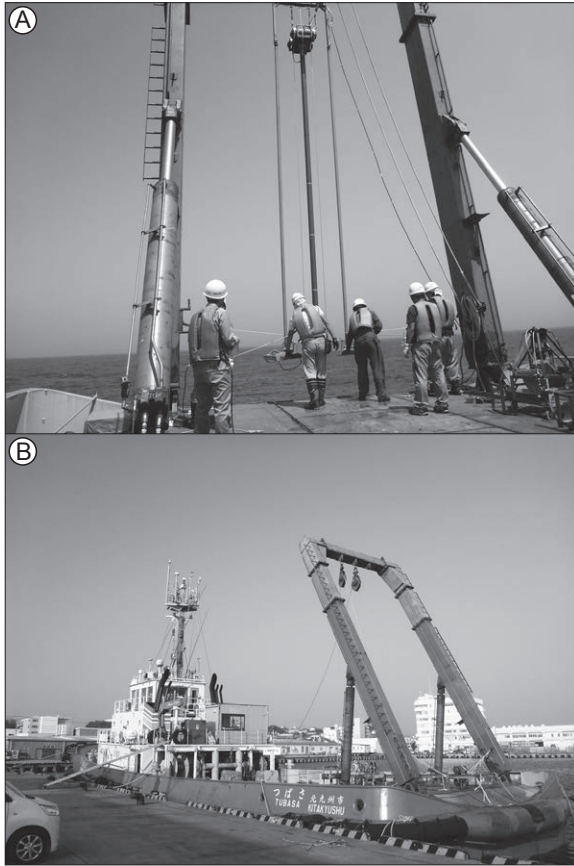
3. 調査・分析方法

本調査では、陸棚上の6地点(水深34~124 m)において柱状試料の採取を実施した(第1図, 第1表)。これらの6地点は、表層堆積物の特徴(西田ほか, 2015)や、ブーマーを用いた高精度音波探査によって得られた反射断面(古山・佐藤, 2015)を参考にしたうえで、陸-沖方向と海岸線におおよそ平行な配置になるよう設定した。

採泥作業は、はじめにスミス・マッキンタイヤー式グラブ採泥器(第2図A)を用いて表層堆積物を確認し、20×6×5 cmのプラスチックケース(有田式)を用いてサブコア試料2本と表層から深さ5 cmまでの試料をタッパーに採取した。そのうえで、バレル長6 mのバイブロコアラ(アメリカRossfelder社製, 川崎地質株式会社所有)を用いて柱状採泥作業を行った(第2図A)。バイブロコアラは、ピストンコアラや重力式コアラでは試料採取が困難な砂質の底

質からでも、比較的簡便で効率的に試料を採取できる(例えば、池原, 2010; 西田・池原, 2013)。今回は、光ルミネッセンス年代測定(optically stimulated luminescence; OSL)を実施することを想定し、ABS製の遮光性インナーチューブ(内径88 mm)を使用した。採泥作業にあたっては、川崎地質株式会社に一連の作業を依頼し、洞海マリンシステムズ株式会社所有の作業船つばさ(496トン(国際), 林洋市船長)(第2図B)を使用して、2015年8月4日から6日にかけて実施した。

採取された堆積物試料のうち表層堆積物のサブコア試料2本については、1本は包丁で分割し、整形後に写真撮影と肉眼記載を行った。また、もう1本は保存用とした。コア試料は現地で1 mごとに分割し、乾燥を防いだ状態で産業技術総合研究所に運搬した。次に、丸ノコを用いてインナーチューブの左右にあらかじめ切り込みを入れたうえで、暗室内でアクリルカッターとテグスを用いて分割し、片側を研究用、もう一方を保存用とした。このうち研究用の試料については、暗室内でアルミ製のL字型アングル(3×3×100 cm)を用いて粒度分析と有機物分析用の試料を連続的に採取した後、残りをOSL年代測定用試料とし、露光しないようにアルミホイルで梱包して保存した。有機物分析用の試料は、深度方向に2 cmごとに試料を分取したうえで凍結乾燥処理を行い、今後の分析用に保管した。一方、保存用のコア試料は、半割面を整形後に写真撮影、肉眼記載を行った。試料中に含まれていた二枚貝や巻貝など貝類については、保存の良いものを対象として同定した。一部で認められた泥質試料については、スミアスライドを作製し石灰質ナノプランクトン化石の観察を行った。これらの作業の完了



第 2 図 A: スミス・マッキンタイヤー式グラブ採泥器 (右下) およびバイブコアラー (中央).
B: 作業船つばさ。後部デッキのスペースが広く、作業に適している。

Fig. 2 A: Smith-McIntyre grab sampler (lower right) and Vibrocorer (center).
B: Tsubasa. Rear-deck space is enough to the coring.

後、 $5 \times 20 \times 1$ cm のプラスチックケースを用いて、軟エックス線写真撮影用のスラブ試料を採取した。

有機物分析用に採取されて凍結乾燥処理した試料の一部を用いて、深度方向に 10 cm 間隔で粒度分析を行った。そのための前処理として、0.2 wt% ヘキサメタリン酸ナトリウム水溶液中で超音波洗浄機を用いて 5 分攪拌させた。そのうえで、レーザー回折式粒度分析装置 (Horiba LA960, 産業技術総研究所設置) を用いて分析を行った。サンプル濃度は、半導体レーザー (赤) で 80 ~ 90 %, LED (青) で 70 ~ 90 % の範囲内になるように調製した。また、屈折率は 1.55 ~ 0.0i (1.33) を用いた。

コア試料中に含まれていた貝類のうち 37 個について、株式会社地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析器によって放射性炭素年代測定を行った。得られた年代値について、ソフトウェア CALIB 7.0.4 (Stuiver et al., 2015) により、MARINE13

データセット (Reimer et al., 2013) を用いて暦年較正を行った。海洋リザーバー効果の補正には、調査海域から近い三浦半島で得られた 7 つの海洋リザーバー値 (Shishikura et al., 2007) の平均値 $\Delta R = 133 \pm 16$ yr を用いた。本報告では、暦年の確率分布中央値を用いる。

4. 結果

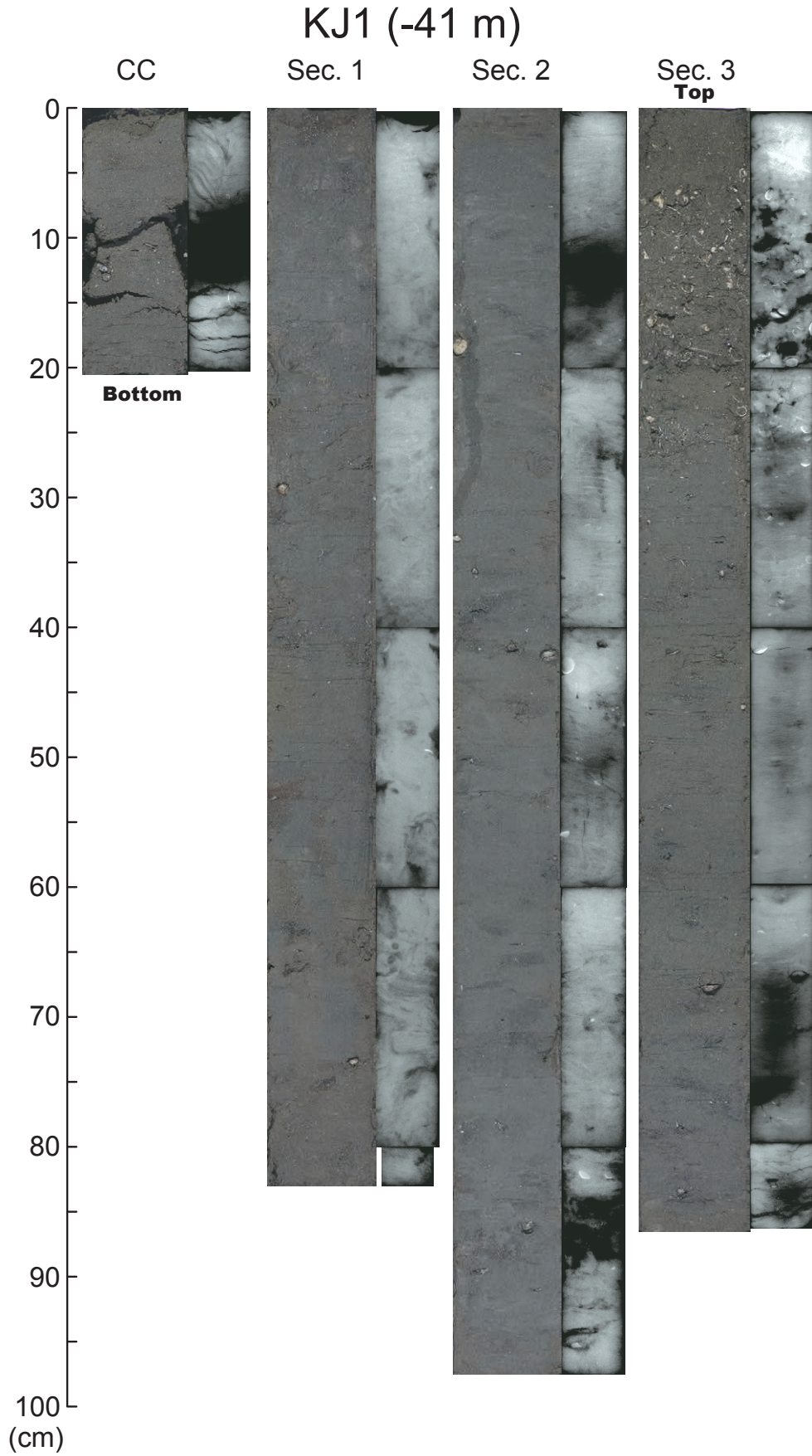
柱状採泥の結果、全 6 地点から長さが 18.5 ~ 400.5 cm のコア試料が得られた。地点 2, 5, 6 においては、1 回目の採泥作業によって得られたコア試料の長さの妥当性を確認するため、2 回目の採泥も実施した。地点 3 については、2 回目の作業でのみコア試料を得ることができた。採取された試料の特徴について以下にまとめる。

4.1 岩相

採取されたコア試料は、いずれも主に極細粒砂—細粒砂で構成される点で共通する。また、上方粗粒化傾向を示すことも特徴である。ただし、地点 5 から採取された KJ5 および KJ5-2 をのぞいて明瞭な境界面は認められず、粒度変化は漸移的である。このことは、粒度分析結果とも矛盾がない。また、堆積構造は認められず、軟エックス線写真によって顕著な生物擾乱の影響が認められる。以下に採取されたコア試料ごとに概略を述べる。

地点 1 (水深 41 m) から採取されたコア KJ1 は、長さが 287.5 cm である (第 3 図)。下部から上部にかけて極細粒砂から細粒砂に上方粗粒化の傾向を示す。粒度分析によって求められた中央粒径値は、下部の最も細粒な部分 (コア深度 257.0 cm) が $65.9 \mu\text{m}$ で、上部の最も粗粒な部分 (コア深度 3 cm) が $125.5 \mu\text{m}$ である。明瞭な境界面や堆積構造は認められない。一部には生痕が認められる。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が顕著だが、一部では、平行ラミナやクロスラミナが認められる (例えば、コア深度 106.5 ~ 126.5 cm)。また、全体的に貝殻片が散在し、コア深度 5.0 ~ 20.0 cm では多産する。

地点 2 (水深 34 m) からは KJ2 と KJ2-2 のコア試料が採取された。KJ2 は、長さが 31.5 cm である。下部のコア深度 26.0 ~ 31.5 cm は半固結状態でオリブ黒色のシルトである。この上位には、明瞭な境



第3図 採取されたコア試料の例 (KJ1). 右側は対応する軟エックス線写真.
Fig. 3 An example of core sample with soft-X radiographs (KJ1).

界面をもって淘汰の悪い極細粒砂が重なる（コア深度 0～26.0 cm）。この極細粒砂は、堆積構造は認められない。一部には生痕や貝殻片が認められる。KJ2-2 は、長さが 17.5 cm である。全体が半固結状態でオリブ黒色のシルトである。

地点 3（水深 43 m）から採取されたコア KJ3-2 は、長さが 340.5 cm である。最下部のコア深度 329.0～340.5 cm は、半固結状態でオリブ黒色のシルトである。この上位には、明瞭な境界面をもって貝殻片を多数含む粗粒砂が重なる（コア深度 304.0～329.0 cm）。さらに上位には、明瞭な境界面をもって上方粗粒化傾向を示す細粒砂が重なる（コア深度 0～304.0 cm）。粒度分析によって求められた中央粒径値は、コア深度 0～304.0 cm の範囲では、下部の最も細粒な部分（コア深度 296.0 cm）が 83.0 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 3.0 cm）が 112.6 μm である。下部の粗粒砂も含めて全体に堆積構造は認められない。一部には生痕が認められる。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が認められる。また、全体的に貝殻片が散在する。

地点 4（水深 66 m）から採取されたコア KJ4 は、長さが 400.5 cm である。下部から上部にかけて極細粒砂から細粒砂に上方粗粒化の傾向を示す。粒度分析によって求められた中央粒径値は、下部の最も細粒な部分（コア深度 355.0 cm）が 95.5 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 3.0 cm）が 140.5 μm である。明瞭な境界面や堆積構造は認められない。一部には生痕が認められる。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が顕著だが、一部では、平行ラミナやクロスラミナが認められる（例えば、コア深度 39.0～59.0 cm）。また、全体的に貝殻片が散在する。

地点 5（水深 124 m）からは KJ5 と KJ5-2 のコアが採取された。KJ5 は、長さが 363.5 cm である。コア深度 134.0～363.5 cm の下部から中部にかけては、漸移的に上方粗粒化傾向を示す極細粒砂である。これより上位（コア深度 0～134.0 cm）には、淘汰の悪い中粒砂と細粒砂が一部不規則な境界面をともなっており重なる。粒度分析によって求められた中央粒径値は、コア深度 134.0～363.5 cm の範囲では、下部の最も細粒な部分（コア深度 335.0 cm）が 90.9 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 134.0 cm）が 131.9 μm である。一方、コア深度 0～134.0 cm の範囲では、コア深度 23.0 cm で最も

粗く、702.5 μm である。全体的に堆積構造は認められない。一部には生痕が認められる。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が認められる。また、全体的に貝殻片が散在し、コア深度 21.0～71.0 cm では特に多産する。一方、KJ5-2 は長さが 78.5 cm である。コア深度 30.0～78.5 cm は漸移的に上方粗粒化傾向を示す極細粒砂である。この上位のコア深度 5.0～30.0 cm は、明瞭な境界面をともなって淘汰が悪い中粒砂が重なる。最上部のコア深度 0～5.0 cm は、細粒砂が重なる。粒度分析によって求められた中央粒径値は、コア深度 30.0～78.5 cm の範囲では、下部の最も細粒な部分（コア深度 63.0 cm）が 91.0 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 13.0 cm）が 358.0 μm である。全体的に堆積構造は認められない。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が認められる。一部には生痕や散在する貝殻片が認められる。

地点 6（水深 34 m）からは KJ6 と KJ6-2 のコアが採取された。KJ6 は、長さが 248.0 cm である。下部から上部にかけて極細粒砂から細粒砂に上方粗粒化の傾向を示す。粒度分析によって求められた中央粒径値は、下部の最も細粒な部分（コア深度 224.0 cm）が 71.4 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 23.0 cm）が 126.4 μm である。明瞭な境界面や堆積構造は認められない。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が認められる。また、全体的に貝殻片が散在する。KJ6-2 は、長さが 246.5 cm である。下部から上部にかけて極細粒砂から細粒砂に上方粗粒化の傾向を示す。粒度分析によって求められた中央粒径値は、下部の最も細粒な部分（コア深度 240.0 cm）が 94.8 μm で、上部の最も粗粒な部分（コア深度 13.0 cm）が 123.7 μm である。明瞭な境界面や堆積構造は認められない。軟エックス線写真では、全体に生物擾乱の影響が認められる。また、全体的に貝殻片が散在する。

4.2 産出貝類

各地点から採取されたコア試料に含まれる貝類のうち、保存状態の良好なものを中心に同定した。その結果、シラスナガイ *Oblimopa multistriata* (Forskaal) やタマキガイ *Glycymeris vestita* (Dunker) など、現在の沿岸一浅海生種(奥谷, 2000)が認められた(第 2 表)。

九十九里浜沖柱状採泥調査の概要

第2表 コア試料に含まれる貝類、生息水深と底質は、奥谷 (2000) による。

Table 2 Molluscan species collected from the core samples.

Water depth and substratum type of habitat for the species are based on the Okutani (2000).

Core Section	Depth (cm)	Core depth (cm)	Species	Species (Japanese name)	Habitat (Okutani, 2000)		Note
					Water depth (m)	Substratum type	
KJ1	CC	12.5	279.5 <i>Placamen tiara</i> (Dillwyn)	ハナガイ	20-200 m	Fine sand	C ¹⁴ dating
KJ1	CC	12.0	279.0 <i>Antalis weinkauffi</i> (Dunker)	ツノガイ	30-500 m	Fine sand	
KJ1	1	73.5	257.5 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	C ¹⁴ dating
KJ1	1	39.0	223.0 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	
KJ1	1	29.5	213.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ1	2	89.5	273.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	Fragment
KJ1	2	86.5	173.0 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	Fragment
KJ1	2	78.0	164.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	Fragment
KJ1	2	42.0	128.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ1	2	36.0	122.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	Fragment
KJ1	2	33.0	119.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	Fragment
KJ1	2	18.5	105.0 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	
KJ1	3	83.0	83.0 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	
KJ1	3	76.5	76.5 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ1	3	67.5	67.5 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	
KJ1	3	35.5	35.5 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	
KJ1	3	19.0	19.0 <i>Pecten albicans</i> (Schröter)	イタヤガイ	10-100 m	Sand	
KJ1	3	16.0	16.0 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	
KJ1	3	7.0	7.0 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ2	1	18.5	18.5 <i>Placamen tiara</i> (Dillwyn)	ハナガイ	20-200 m	Fine sand	Fragment
KJ2-2	CC	7.0	7.0 <i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ3-2	CC	10.0	324.5	二枚貝?			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ3-2	1	86.5	309.5 <i>Callista chinensis</i> (Holten)	マツヤマワスレ	5-50 m	Sand	Fragment
KJ3-2	1	77.0	300.0 <i>Zeuxis castus</i> (Gould)	ハナムシロ	10-200 m	Sand and mud	C ¹⁴ dating
KJ3-2	1	61.0	284.0 <i>Tonna luteostoma</i> (Küster)	ヤツシロガイ	10-200 m	Fine sand	
KJ3-2	1	23.5	246.5 <i>Chlamys</i> sp.	二枚貝			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ3-2	1	11.0	234.0 <i>Pitar japonicus</i> Kuroda & Kawamoto	ウスハマグリ	5-50 m	Fine sand	
KJ3-2	1	4.5	227.5	二枚貝			Fragment
KJ3-2	2	91.5	216.5 <i>Ostrea</i> sp.	カキ類			Fragment
KJ3-2	2	66.0	191.0 <i>Reticunassa multigranosa</i> (Dunker)	ヒメムシロ	intertidal-20 m	Sand and gravel	Fragment, C ¹⁴ dating
KJ3-2	2	54.5	179.5 <i>Ostrea</i> sp.	カキ類			C ¹⁴ dating
KJ3-2	2	30.0	155.0 <i>Ostrea</i> sp.	カキ類			Fragment
KJ3-2	2	15.5	140.5 <i>Paphia amabilis</i> (Philippi)	サツマアカガイ	10-70 m	Sand	Fragment, C ¹⁴ dating
KJ3-2	2	10.0	135.0	二枚貝			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ3-2	3	39.0	67.5 <i>Epitonium (Hirtoscala) castum</i> (A. Adams)	ナガヒメネジガイ	10-30 m	Sand	C ¹⁴ dating
KJ3-2	3	30.5	59.0 <i>Cardita nodulosa</i> Lamarck	モモイロトマヤ	5-450 m	Sand and gravel	
KJ3-2	3	13.0	41.5 <i>Pecten albicans</i> (Schröter)	イタヤガイ	10-100 m	Sand	
KJ3-2	3	7.0	35.5 <i>Crenulimopsis oblonga</i> (A. Adams)	ナミジワシラスナガイ	50-200 m	Sand and mud	
KJ3-2	3	6.5	35.0	巻貝			Fragment
KJ3-2	3	5.0	33.5 <i>Crenulimopsis oblonga</i> (A. Adams)	ナミジワシラスナガイ	50-200 m	Sand and mud	
KJ3-2	4	22.5	22.5 <i>Crenulimopsis oblonga</i> (A. Adams)	ナミジワシラスナガイ	50-200 m	Sand and mud	
KJ3-2	4	19.0	19.0 <i>Pecten albicans</i> (Schröter)	イタヤガイ	10-100 m	Sand	C ¹⁴ dating
KJ4	1	80.5	382.5	二枚貝			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ4	1	47.0	349.0	ウニ類			Fragment
KJ4	1	31.5	333.5	ウニ類			Fragment
KJ4	1	4.0	306.0	二枚貝			Fragment
KJ4	1	0.5	302.5 <i>Jupiteria (Saccella) confusa</i> (Hanley)	ゲンロクソデガイ	10-50 m	Fine sand	
KJ4	2	94.5	297.5	ウニ類			Fragment
KJ4	2	61.0	264.0	巻貝			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ4	2	32.0	235.0	巻貝			Fragment
KJ4	2	20.0	223.0 <i>Paphia</i> sp.	二枚貝			Fragment
KJ4	3	93.0	199.0 <i>Natica</i> sp.	巻貝			C ¹⁴ dating
KJ4	3	45.5	151.5 <i>Inquisitor jeffreysii</i> (Smith)	モミジボラ	10-100 m	Sand	C ¹⁴ dating
KJ4	3	24.0	130.0 <i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum</i> Donovan	ヤカドツノガイ	lowerintertidal-100 r	Fine sand	C ¹⁴ dating
KJ4	3	5.0	111.0 <i>Nuculana (Thestyloda) yokoyamai yokoyamai</i> Kuroda	アラボリロウバイ	50-450 m	Sand and mud	
KJ4	4	83.5	102.5 <i>Minolia punctata</i> A. Adams	コシタカシタダミ	50-150 m	Sand and mud	
KJ4	4	82.5	101.5	ウニ類			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ4	4	62.5	81.5 <i>Nipponoscaphander cumingii cumingii</i> (A. Adams)	クビレスイフガイ	100-200 m	Fine sand	
KJ4	4	46.0	65.0 <i>Antalis weinkauffi</i> (Dunker)	ツノガイ	30-500 m	Fine sand	
KJ4	4	46.0	65.0 <i>Antalis weinkauffi</i> (Dunker)	ツノガイ	30-500 m	Fine sand	
KJ4	4	34.0	53.0 <i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum</i> Donovan	ヤカドツノガイ	lowerintertidal-100 r	Fine sand	
KJ4	4	26.0	45.0 <i>Minolia punctata</i> A. Adams	コシタカシタダミ	50-150m	Sand and mud	
KJ4	4	15.0	34.0 <i>Jupiteria (Saccella) confusa</i> (Hanley)	ゲンロクソデガイ	10-50m	Fine sand	
KJ4	4	10.5	29.5	ウニ類			Fragment, C ¹⁴ dating
KJ4	4	5.0	24.0	二枚貝			Fragment
KJ4	4	3.5	22.5 <i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand	
KJ4	5	17.0	17.0 <i>Recticunassa japonica</i> A. Adams	キヌボラ	intertidal-30 m	Fine sand	

第 2 表 続き
Table 2 Continued

KJ5	1	26.5	278.5	タマキガイ or シラスナガイ			C ¹⁴ dating
KJ5	1	54.5	306.5	<i>Nuculana</i> sp.	ロウバイガイ類		
KJ5	1	55.0	307.0	<i>Olivella fulgurata</i> (Adams & Reeve)	ムシボタル	intertidal-20 m	Sand Fragment
KJ5	1	65.5	317.5	<i>Nuculana</i> sp.	ロウバイガイ類		
KJ5	1	79.0	331.0	<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	クロマルフミガイ	50-400 m	Sand
KJ5	1	87.0	339.0		二枚貝		Fragment, C ¹⁴ dating
KJ5	2	81.0	237.0	<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	クロマルフミガイ	50-40 0m	Sand Fragment
KJ5	2	70.5	226.5	<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	クロマルフミガイ	50-400 m	Sand C ¹⁴ dating
KJ5	2	2.0	158.0	<i>Natica</i> sp.	巻貝		C ¹⁴ dating
KJ5	2	2.0	158.0	<i>Acila (Truncacila) insignis</i> (Gould)	キララガイ	5-200 m	Mud
KJ5	3	94.0	155.0	<i>Acila</i> sp.	二枚貝		Fragment
KJ5	3	72.0	133.0		巻貝		Fragment
KJ5	3	60.0	121.0	<i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin)	クロマルフミガイ	50-400 m	Sand C ¹⁴ dating
KJ5	3	43.0	104.0	<i>Parvamussium intuscostatum</i> (Yokoyama)	モトリニシキ	50-40 m	Sand and gravel
KJ5	3	38.5	99.5	<i>Parvamussium intuscostatum</i> (Yokoyama)	モトリニシキ	50-40 m	Sand and gravel
KJ5	3	11.0	72.0	<i>Keenaea samarangae</i> (Makiyama)	シマキンギョガイ	50-300 m	Sand and mud
KJ5	3	7.0	68.0	<i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand
KJ5	3	2.0	63.0	<i>Glycymeris rotunda</i> (Dunker)	ベニグリ	20-300 m	Sand and mud Fragment
KJ5	4	56.5	56.5	<i>Scaphechinus mirabilis</i> (A. Agassiz)	ハスノハカシバン (ウニ類)		Fragment, C ¹⁴ dating
KJ5	4	49.5	49.5	<i>Antalis weinkauffi</i> (Dunker)	ツノガイ	30-500 m	Fine sand
KJ5	4	20.0	20.0		シラスナガイ?		C ¹⁴ dating
KJ5	4	7.0	7.0		二枚貝		Fragment, C ¹⁴ dating
KJ6	1	42.0	183.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud C ¹⁴ dating
KJ6	1	35.0	176.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	88.5	140.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	82.0	133.5	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	68.5	120.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	55.5	107.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	34.5	86.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	2	17.5	69.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6	3	47.0	47.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	1	89.0	246.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud C ¹⁴ dating
KJ6-2	1	69.5	226.5	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	1	48.5	205.5	<i>Dimidacus</i> sp.	巻貝		
KJ6-2	1	28.0	185.0	<i>Episiphon subrectum</i> (Smith)	ロウソクツノガイ	5-300 m	Sand and mud
KJ6-2	1	26.0	183.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	1	20.5	177.5		二枚貝		Fragment
KJ6-2	1	7.1	164.1	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud C ¹⁴ dating
KJ6-2	2	96.0	155.0	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	2	95.0	154.0	<i>Glycymeris vestita</i> (Dunker)	タマキガイ	5-30 m	Coarse sand Fragment
KJ6-2	2	89.5	148.5	<i>Heterocyathus japonicus</i> (Verrill)	スチージュガイ (単体サンゴ)		
KJ6-2	2	71.5	130.5	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud Fragment
KJ6-2	2	33.5	92.5	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud C ¹⁴ dating
KJ6-2	2	15.0	74.0	<i>Phacosoma japonicum</i> (Reeve)	カガミガイ	lowerintertidal-60 m	Fine sand
KJ6-2	3	57.6	57.6	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud C ¹⁴ dating
KJ6-2	3	54.5	54.5	<i>Paphia</i> sp.	二枚貝		Fragment
KJ6-2	3	51.7	51.7	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	3	47.3	47.3	<i>Oblimopa multistriata</i> (Forskaal)	シラスナガイ	10-40 m	Sand and mud
KJ6-2	3	17.9	17.9	<i>Moerella jedoensis</i> (Lischke)	モモノハナガイ	intertidal-20 m	Sand and mud C ¹⁴ dating

4.3 石灰質ナノプランクトン化石

地点 2 から採取された KJ2 と KJ2-2 および地点 3 から採取された KJ3-2 の最下部は、いずれも半固結状態のシルトである。これらについてスミアスライドを作成し、石灰質ナノプランクトン化石の同定を目的として顕微鏡観察を行った。認められた石灰質ナノプランクトン化石のうち、優占種と年代指標種を第 3 表に示す。全ての試料からココリスの長径が 4 から 5.5 μm の *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux and Hay および *G. oceanica* Kamptner が認められた。一方、*Emiliania huxleyi* (Lohmann) Hay and Mohler, *Reticulofenestra asanoi* Sato and Takayama, ココリス

の長径が 5.5 μm 以上の大型の *Gephyrocapsa* 属および *Gephyrocapsa parallela* Hay and Beaudry は認められなかった。

このような特徴に基づくと、この半固結状態のシルトは下部更新統 (CN13b から CN14a 亜帯: Okada and Bukry, 1980) に対比されると考えられる。房総半島に分布する上総層群では石灰質ナノプランクトン化石層序が構築されている (佐藤・高山, 1988)。年代指標種の産出頻度が低いため厳密な層序対比は難しいものの、黄和田層に挟在するテフラ Kd38 と、より上位の大田代層に挟在するテフラ O22 の間の地層に対比されると考えられる。

第3表 KJ2, KJ2-2 および KJ3 の半固結状態のシルトに認められた石灰質ナノプランクトン化石。これらの種を産出するシルトは、上総層群黄和田層に挟在するテフラ Kd38 から大田代層に挟在するテフラ O22 の地層に対比される。

Table 3 Calcareous nannoplankton occurred in the semi-consolidated silt of KJ2, KJ2-2, and KJ3. The silty layer can be correlated to an interval from Kd38 tephra (Kiwada Formation, Kazusa Group) to O22 (Otadai Formation, Kazusa Group) on the basis of the nannofossils.

		<i>Calcidiscus leptoporus</i> (Murray and Backman)	<i>Calcidiscus macintyreii</i> (Bukry and Bramlette)	<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller	<i>Discoaster</i> spp.	Small <i>Gephyrocapsa</i> spp. (diameter < 4 μm)	<i>Gephyrocapsa oceanica</i> Kamptner (4 μm < diameter < 5.5 μm)	<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> Boudreaux and Hay (4 μm < diameter < 5.5 μm)	<i>Helicosphaera sellii</i> (Bukry and Bramlette) Jafar and Martini	<i>Pseudoemiliania lacunosa</i> (Kamptner) Gartner	<i>Reticulofenestra minuta</i> (Gartner) Haq and Berggren	<i>R. pseudobiblicus</i> (Gartner) Gartner (7 μm < diameter)	<i>Sphenolithus</i> spp.	CN zonation (Okada and Bukry, 1980)
KJ2	Sec.1 28-29cm	+	+	+		+	+	+	+	+	+			CN13b
KJ2-2	CC 3cm	+		+		+	+	+		+	+	R	R	CN13b-CN14a
KJ2-2	CC 14.5cm	+		+	R	+	+	+		+	+			CN13b-CN14a
KJ3-2	CC 21cm	+	+	+			+	+		+	+			CN13b

+ : Present

R : Reworked species

4.4 放射性炭素年代

砂質堆積物に含まれる貝類合計 37 個を対象とした放射性炭素年代測定の結果、KJ5 をのぞきいずれも完新世 (11.7 cal kyr BP 以降) (Walker et al., 2009) の値を示した。コア試料ごとの結果を以下にまとめる。

KJ1 は 6 個の貝試料を対象に測定した。その結果、下位より 7767 cal yr BP (コア深度 279.5 cm), 7615 cal yr BP (コア深度 257.5 cm), 7727 cal yr BP (コア深度 213.5 cm), 7140 cal yr BP (コア深度 128.5 cm), 6500 cal yr BP (コア深度 76.5 cm), 893 cal yr BP (コア深度 7.0 cm) の値が得られた。

KJ2-2 は 1 個の貝試料を対象に測定した。その結果、465 cal yr BP (コア深度 7.0 cm) が得られた。

KJ3-2 は、9 個の貝試料を対象に測定した。その結果、下位より 8055 cal yr BP (コア深度 324.5 cm), 7306 cal yr BP (コア深度 300.0 cm), 7607 cal yr BP (コア深度 246.5 cm), 7237 cal yr BP (コア深度 191.0 cm), 8402 cal yr BP (コア深度 179.5 cm), 5523 cal yr BP (コア深度 140.0 cm), 7812 cal yr BP (コア深度 135.0 cm), 3948 cal yr BP (コア深度

67.5 cm), 102 cal yr BP (コア深度 19.0 cm) の値が得られた。

KJ4 は、7 個の貝試料を対象に測定した。その結果、下位より 7767 cal yr BP (コア深度 382.5 cm), 5616 cal yr BP (コア深度 264.0 cm), 3469 cal yr BP (コア深度 199.0 cm), 4042 cal yr BP (コア深度 151.5 cm), 3299 cal yr BP (コア深度 130.0 cm), 2956 cal yr BP (コア深度 101.5 cm), 717 cal yr BP (コア深度 29.5 cm) の値が得られた。

KJ5 は、8 個の貝試料を対象に測定した。その結果、下位より 13072 cal yr BP (コア深度 339.0 cm), 12777 cal yr BP (コア深度 278.5 cm), 12684 cal yr BP (コア深度 226.5 cm), 12059 cal yr BP (コア深度 158.0 cm), 12167 cal yr BP (コア深度 121.0 cm), 4878 cal yr BP (コア深度 56.5 cm), 10180 cal yr BP (コア深度 20.0 cm), 15162 cal yr BP (コア深度 7.0 cm) の値が得られた。

KJ6 は、1 個の貝試料を対象に測定した。その結果、4985 cal yr BP (コア深度 183.0 cm) の値が得られた。

KJ6-2 は、5 個の貝試料を対象に測定した。その結

果, 下位より 4292 cal yr BP (コア深度 246.0 cm), 2998 cal yr BP (コア深度 164.1 cm), 1750 cal yr BP (コア深度 92.5 cm), 1073 cal yr BP (コア深度 57.6 cm), 530 yr BP (conventional radiocarbon age) (コア深度 17.9 cm) の値が得られた。

これらの結果のうち, KJ3-2, KJ4, KJ5 の一部では年代値の逆転が認められる。その要因については今後の検討課題としたい。ただし, KJ5 の最上部 (コア深度 20.0 cm, 7.0 cm) でそれぞれ 10180 cal yr BP と 15162 cal yr BP の値が得られたことは, 全体的な特徴をふまえると, リワークした貝試料を用いた可能性が高い。また, KJ2-2 は 465 cal yr BP (コア深度 7.0 cm) が得られたが, この貝試料を含むシルトには, すでに述べたように下部更新統に対比される石灰質ナノプランクトン化石が多数含まれる。したがって, コア試料の採取作業の過程で海底面表層に存在していた貝殻片が混入した可能性が考えられる。

5. まとめと今後の課題

九十九里浜沖の陸棚 6 地点 (水深 34 ~ 124 m) において, バイブローアラーを用いた柱状採泥を実施した。その結果, 各地点から長さが 18.5 ~ 400.5 cm のコア試料が得られた。これらは主に生物擾乱の発達した上方粗粒化する極細粒砂や細粒砂によって特徴づけられる。軟エックス線写真によると, 生物擾乱の影響が認められるが, 一部では平行ラミナやクロスラミナも認められる。このような砂質堆積物に含まれる貝類は, 主に現在の沿岸-浅海域に生息する種によって構成される。また, 2 地点から得られたコア試料の最下部は半固結のシルトで, 下部更新統に対比される石灰質ナノプランクトン化石を含む。放射性炭素年代測定の結果, 1 地点をのぞいていずれの砂質堆積物も完新世に形成されたことを示す。今後の課題として, 放射性炭素年代測定の結果を詳細に検討するとともに, 光ルミネッセンス年代測定や有機物分析などを実施することで, 陸棚堆積物の詳細な形成プロセスの特徴を解明していく。

謝辞

本調査は千葉県, 千葉漁業協同組合連合会ならびに夷隅東部, 岩井, 御宿岩和田, 海匠, 勝浦, 鴨川市,

九十九里, 新勝浦市, 銚子市, 富浦, 東安房, 沿岸小型漁船の各漁業協同組合のご理解・ご協力のもとで遂行することができた。柱状堆積物試料採取の作業は, 荒井良祐氏, 加藤 勲氏, 湖海敬介氏, 堤 正光氏 (川崎地質株式会社) に行っていただいた。また, 作業船つばさの林 洋市船長と乗組員の方々には調査全般を通じてお世話になった。片山 肇氏, 佐藤智之氏, 古山精史朗氏には調査結果について有益なご議論をいただいた。七山 太氏には, レーザー粒度分析装置の使用でお世話になった。杉崎彩子氏, 宮地良典氏には, コアの半割作業および分析用試料の採取でお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文献

- Davis Jr., R.A. and Hayes, M.O. (1984) What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.
- 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結果概要。田中裕一郎編平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 1-8.
- 堀川清司・砂村継夫 (1971) 千葉県九十九里海岸における漂砂の卓越方向に関する研究。岸工学講演会論文集, 18, 417-422.
- 池原 研 (2010) 能登半島北方沖沿岸・陸棚域 20 万分の 1 表層堆積図及び説明書。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, 地質調査総合センター。
- 海上保安庁 (1984a) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 犬吠埼。海上保安庁, 東京。
- 海上保安庁 (1984b) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 鴨川湾。海上保安庁, 東京。
- 海上保安庁 (1986) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 太東埼。海上保安庁, 東京。
- 海上保安庁 (2000) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 九十九里浜。海上保安庁, 東京。
- 気象庁 ホーム ページ, http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_tide.html
- 日本第四紀学会 (1987) 日本第四紀地図。東京大学出版会, 東京。
- 西田尚央・味岡 拓・池原 研 (2015) 房総半島東方沖海底堆積物調査の概要。平成 26 年度沿岸域の

- 地質・活断層調査研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 9-18.
- 西田尚央・池原 研 (2013) 福岡沖陸棚域の海底堆積物の層序と年代. 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.
- Nishimura, A. (1984) Bottom sampling and photographing on the southeastern offshore of the Boso Peninsula. Geological Survey of Japan Cruise Report No. 19, 54-66.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, 5, 321-325.
- 奥谷喬司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Ramsey, C.R., Buck, C.E., Cheng H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- 佐藤時幸・高山俊昭 (1988) 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, no. 30, 205-217.
- Shishikura, M., Echigo, T., Kaneda, H. (2007) Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes. *Quaternary Research*, 67, 286-291.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2015) Calib. 7.1. WWW program and documentation, <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- Suter, J.R. (2006) Facies models revisited: Clastic shelves. *SEPM Special Publication* 84, 339- 397.
- Tamura, T., Saito, Y. and Masuda, F. (2008) Variations in depositional architecture of Holocene to modern prograding shorefaces along the Pacific coast of eastern Japan. *SEPM Special Publication* 90, 191-205.
- 宇多高明 (1989) 九十九里海岸における過去 6,000 年間の海浜形成と近年の海浜変形との関係. 地形 10, 343-355.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.

九十九里平野北部～中部のボーリング調査

Preliminary results of boring survey of Postglacial deposits in the Kujukuri coastal plain, Chiba Prefecture, central Japan

小松原純子^{1*}・水野清秀¹

Junko Komatsubara^{1*} and Kiyohide Mizuno¹

Abstract: We have collected existing boring logs and conducted boring surveys in order to reveal geologic structures beneath middle to northern part of Kujukuri Plain, Chiba Prefecture, central Japan. Sedimentary facies of Holocene postglacial deposits and tephrostratigraphy of Pleistocene have been confirmed by boring surveys. At least three buried valleys are identified beneath the study area, which are 40 m deep or more.

Keywords: boring survey, boring log, incised valley, buried valley, tephra, Kazusa Group, postglacial deposit, Holocene, Pleistocene, Kujukuri Plain

要旨

九十九里平野の中部から北部にかけての地域で、沿岸域の地質構造を調査するため、既存ボーリング試料収集とボーリング掘削調査を行った。ボーリング掘削調査では沖積層の層相と更新統の火山灰層序が確認された。調査地域の地下には深さ 40 m を越える埋没谷が少なくとも 3 本は分布することがわかった。

1. はじめに

沿岸平野は表層を沖積層におおわれているため、地質図の上では完新統堆積物として一括されることが多いが、地下には活構造や複雑な埋没地形が存在する可能性がある。これまで明らかにされてこなかった沿岸域の地質構造を調査するため、2008 年度から陸域・海域にまたがった沿岸域の地質構造調査が行われており、2014 年度から 2016 年度にかけては千葉県九十九里平野を対象として調査が行われている。本研究では九十九里平野において、既存ボーリングデータおよび新規ボーリング調査に基づき、主に沖積層とその基盤構造の解明を目的として調査を行った。

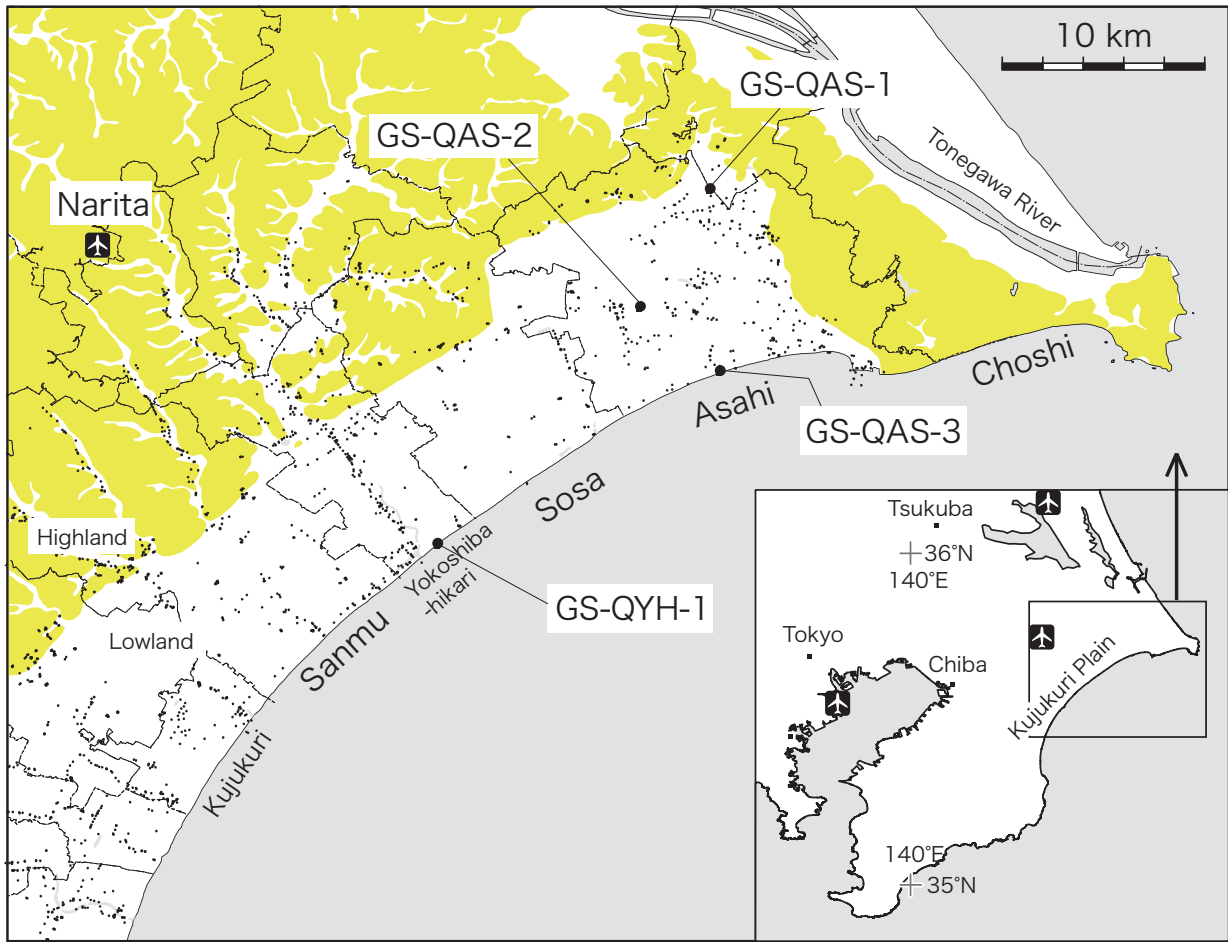
2. 地質概要

九十九里平野は千葉県外房に位置し、北端の旭市から南端の一宮町まで約 60 km の海岸線を持ち、背後の台地までは約 10 km の幅を持つ。調査地域の九十九里平野北部～中部では周辺を下総台地が取り囲む（第 1 図）。下総台地は更新統の下総層群が最終間氷期に浸食された平坦面である（小池・町田, 2001）。平野の表層は縄文海進以降に発達した浜堤列群におおわれており（森脇, 1979；大井ほか, 2014）、地表から深さ 20 m 程度までの地質はこの浜堤堆積物から連続する海浜砂からなる。その下には、最終氷期に形成され、沖積層におおわれた埋没谷地形が存在することが以前から知られていたが（増田ほか, 2001；風岡ほか, 2006）、詳細な分布はわかっていない。一方、九十九里平野沖の海域では音波探査によって沖積層基底深度分布（＝埋没谷地形）が明らかにされている（海上保安庁水路部, 2000）。

本研究では、2014 年度から 2015 年度にかけて既存のボーリングデータを使用して沖積層基底分布を調べ、2015 年の後半にオールコアボーリング掘削調査を行った。

* Correspondence

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



第 1 図 調査地域の概略と沖積層基底図の作成に使用した既存ボーリングデータの分布 (小さい黒点), およびボーリング掘削地点 (大きい黒点). 海岸沿いの地名は自治体名を示す. 海岸線と自治体境界は国土地理院の国土数値情報, 台地の輪郭は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2009) を使用した.

Fig.1 Distribution of collected borehole logs (small black dots) and boring sites (large black dots). Letters along the coast are town and cities' name. Coastline and boundaries between towns and cities are based on National Land Numerical Information from Geospatial Information Authority of Japan. Outlines of highland are from Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000), Geological Survey of Japan, AIST.

3. 調査手法

3.1 既存ボーリング資料による埋没谷地形の推定

本地域では沖積層の分布に関する資料はほとんどなく, あっても根拠となるボーリング資料が示されていないため (たとえば関東地方土木地質図編纂委員会, 1996), 既存のボーリング資料を改めて収集した. 使用したボーリング柱状図資料は千葉県インフォメーションバンクなどで公開されている資料および自治体から直接借用した資料などの合計 3,226 本である (第 1 図および第 1 表). 作業には産業技術総合研究所および防災科学技術研究所が作成したボーリングデータ処理システム (木村, 2011), ESRI 社の ArcMap, 国土地理院の地理院地図および国土数値情報を使用した. 旭市および匝瑳市の保管するペネ試料から貝化石

を洗い出し, 計 14 試料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.

3.2 ボーリング掘削調査

3.1 で収集したボーリング資料および既存文献に基づいて埋没谷地形を復元し, 谷軸が通ると予想される 4 地点でオールコアボーリング掘削調査を行った (第 1 図). GS-QAS-1 はパイロドリルによる掘削, GS-QAS-2, GS-QAS-2, GS-QYH-1 はロータリー式二重管サンプラーを用いた IFCS 工法 (微細気泡サンプリング) および普通工法で掘削をおこなった. 得られるコアサンプルの直径はいずれも約 6.5 cm である. ボーリング掘削の様子は第 2 表のとおりである. GS-QAS-3 および GS-QYH-1 では掘削作業終了後に掘削孔を用いて PS 検層を実施した. PS 検層は地盤工学会基

第1表 収集したボーリングデータの内訳
Table 1 Details of collected borehole logs.

提供元	計
千葉県地質環境インフォメーションバンク	3066 ※1
ジオステーション	2 ※2
旭市	100
匝瑳市	12
横芝光町	13
山武市	28
産総研内部資料	5
計	3226

※1 現在は「千葉情報マップ」で公開中 <http://map.pref.chiba.lg.jp/index.asp>

※2 <http://www.geo-stn.bosai.go.jp/jps/index.html> (防災科学技術研究所)

第2表 ボーリング地点諸データ一覧
Table 2 List of boring sites.

Core No.	Area	Longitude	Latitude	Method of boring	Logging	
					temperature	VpVs
GS-QAS-1	Asahi City	35° 46'24.23675"	140° 39'42.97485"	vivro-drilling	○	-
GS-QAS-2	Asahi City	35° 43'17.28943"	140° 37'52.02002"	IFCS (Rotary double-tube sampler)	○	-
GS-QAS-3	Asahi City	35° 41'34.80779"	140° 39'58.91836"	IFCS (Rotary double-tube sampler)	○	○
GS-QYH-1	Yokoshibahikari Town	35° 36'59.57435"	140° 32'29.24025"	IFCS (Rotary double-tube sampler)	○	○

IFCS : Improved Fresh-water Core Sampling

準(案) JGS1122に基づいて測定した。

得られたコア試料は半裁して記載し、半分の試料については写真撮影、はぎ取り標本の作製を行い、大部分はアーカイブとした。残りの半分については軟X線写真撮影用のスラブ試料とプラスチックキューブ試料を採取した。

はぎ取り試料の作成には東邦化学工業株式会社製グラウト剤 OH-1AX を水で 10～20% 程度に希釈したものを使用した。軟X線写真撮影用のスラブ試料採取には内法が厚さ 1 cm、幅 5 cm、長さ 25 cm の株式会社理学製の透明プラスチックケースを用い、X線の条件は電圧 40 kV、電流 1.5 mA、照射時間 5～8 秒、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。キューブ試料採取には有限会社ヤキルス製のプラスチックキューブ(容積 7 cm³)を用いた。

キューブ試料は半裁したコアから 20 cm おきに採取した。採取直後に重量を測定した後、摂氏 60 度で 48 時間乾燥させて再度重量を測定し、その差から含水率を求めた。コア堆積物に含まれる貝殻片および植物片について、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、Reimer et al. (2013) のデータセット IntCal13 および MARINE13 と、較正ソフトウェア CALIB7.0.4 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 2015) を使用して暦年較正を行った。

ボーリングコアから得られた火山灰試料に対して、粒径 1/4～1/16 mm サイズの粒子を選別し、顕微鏡下にて鉱物比や鉱物の特徴を観察するとともに、火山ガラスの屈折率測定(株式会社古澤地質製 MAIOT 使用)を行った。さらに一部の試料については火山ガラスの純化を行い、メタホウ酸/四ホウ酸リチウムを用



第 2 図 掘削地点の詳細図。地図は地理院地図を使用した。
 Fig.2 Detailed maps of boring sites. Based on GSI Maps from Geospatial Information Authority of Japan.

いて粉末試料を溶融し、ガラス試料を作成した。その後、硝酸にて分解し溶液試料を作成してその化学組成を ICP 分光分析法または ICP 質量分析法によって求めた（分析は住鉱資源開発株式会社に依頼した）。それらの結果を房総半島下総層群・上総層群中の火山灰データ(町田ほか,1980;里口,1995;水野・納谷,2011)と比較して対比を行った。

4. 結果

4.1 ボーリング掘削調査

ボーリング掘削地点の詳細な地図を第 2 図に、掘削地点のデータを第 3 表に示す。得られたボーリングコアの柱状図を第 3 図～第 6 図に、ボーリングコア間の対比を第 7 図に示す。ボーリングコアから採取した植物片および貝化石からの放射性炭素年代を第 4 表に示す。以下、4 本それぞれのボーリングコアについて述べる。火山灰層の名称はボーリングコアの名称と火山灰層の下限の深度を用いた。同定された貝類の生息環境については松島（1984）を参考にした。推定され

る堆積環境は暫定的のものであり、化石群集の解析等により今後変更される可能性がある。

4.1.1 GS-QAS-1

GS-QAS-1 は旭市萬歳の有限会社フジサンファーム敷地内で掘削された（第 2 図）。掘削地点の標高は 4.127 m、掘進長は 43.00 m、沖積層基底は深度 30.46 m（標高 -26.33 m）であった（第 3 図, 第 3 表）。

4.1.1.1 深度 43.00（コア下端）～ 30.46 m 更新統

生痕の発達した塊状の泥質極細粒砂からなり、ごくわずかの貝殻片が点在する。33.71～33.74 m にはパミス層が見られる。不整合を介して上位に陸成層が堆積していることから、沖積層の基盤をなす更新統と考えられる。

4.1.1.2 深度 30.46～1.40 m 沖積層

深度 30.46～30.00 m は黒色の有機質泥からなる。下位の更新統とは不整合で接し、深度 30.46～30.40 m には下位層の偽礫が密集する。最上部には巻貝が含まれる。植物片が多く有機質であることから、

第3表 ボーリングコア諸データ一覧.
Table 3 Results of boring survey.

Core No.	Elevation (TP m)	Depth (TP m)	Base of postglacial deposits (depth in m)	Base of postglacial deposits (TP m)
GS-QAS-1	4.127	43.00	30.46	-26.33
GS-QAS-2	5.213	51.32	51.32 *	-46.11 *
GS-QAS-3	4.274	53.28	48.58	-44.31
GS-QYH-1	2.111	61.00	33.52	-31.41

* : The sampler did not reach the base.

沿岸の湿地堆積物であったと考えられる。深度 30.00 m の植物片から 8960 ± 30 yBP の放射性炭素年代が得られている (第 4 表)。

深度 30.00 ~ 25.50 m は生痕の発達した砂質泥および泥質極細粒砂からなる。植物片や巻貝などの大型の貝化石を含む。

深度 25.50 ~ 19.00 m は生痕の発達した泥質の極細粒砂からなる。細かな貝殻片が散在する。

深度 19.00 ~ 13.00 m は淘汰の良い極細粒砂からなる。生痕が見られるところと、平行～低角斜交層理が見られるところがある。細かな貝殻片が点在する。深度 14.15 m の貝殻片から 8230 ± 30 yBP の放射性年代が得られている。淘汰の良い砂からなり低角斜交層理が見られることから、下部外浜堆積物と考えられる。

深度 13.00 ~ 6.70 m は主に淘汰の良い細粒砂からなり、極細粒砂および中粒砂を含む。低角～高角斜交層理が発達する。貝殻片が散在する。高角斜交層理が

見られ、粒径の変化が激しいことから、上部外浜堆積物と考えられる。

深度 6.70 ~ 1.40 m は下位から上方細粒化した砂質泥からなる。貝殻片を多く含み生痕が発達する。ヒメシラトリ (*Macoma incongrua*(Martens)) など内湾性の貝化石を産することから、内湾堆積物と考えられる。

4.1.1.3 深度 1.40 ~ 0.00 m (地表) 人工改変土および盛土

深度 1.40 ~ 0.60 m は有機質の砂質泥～粗粒砂、深度 0.60 ~ 0.00 m は礫混じりで淘汰の悪い中粒砂からなる。最下部を除き貝殻片を含まない。それぞれ耕作土および盛土と考えられる。

4.1.2 GS-QAS-2

GS-QAS-2 は旭市の旭スポーツの森公園内の調整池兼駐車場で掘削された (第 2 図)。掘削地点の標高

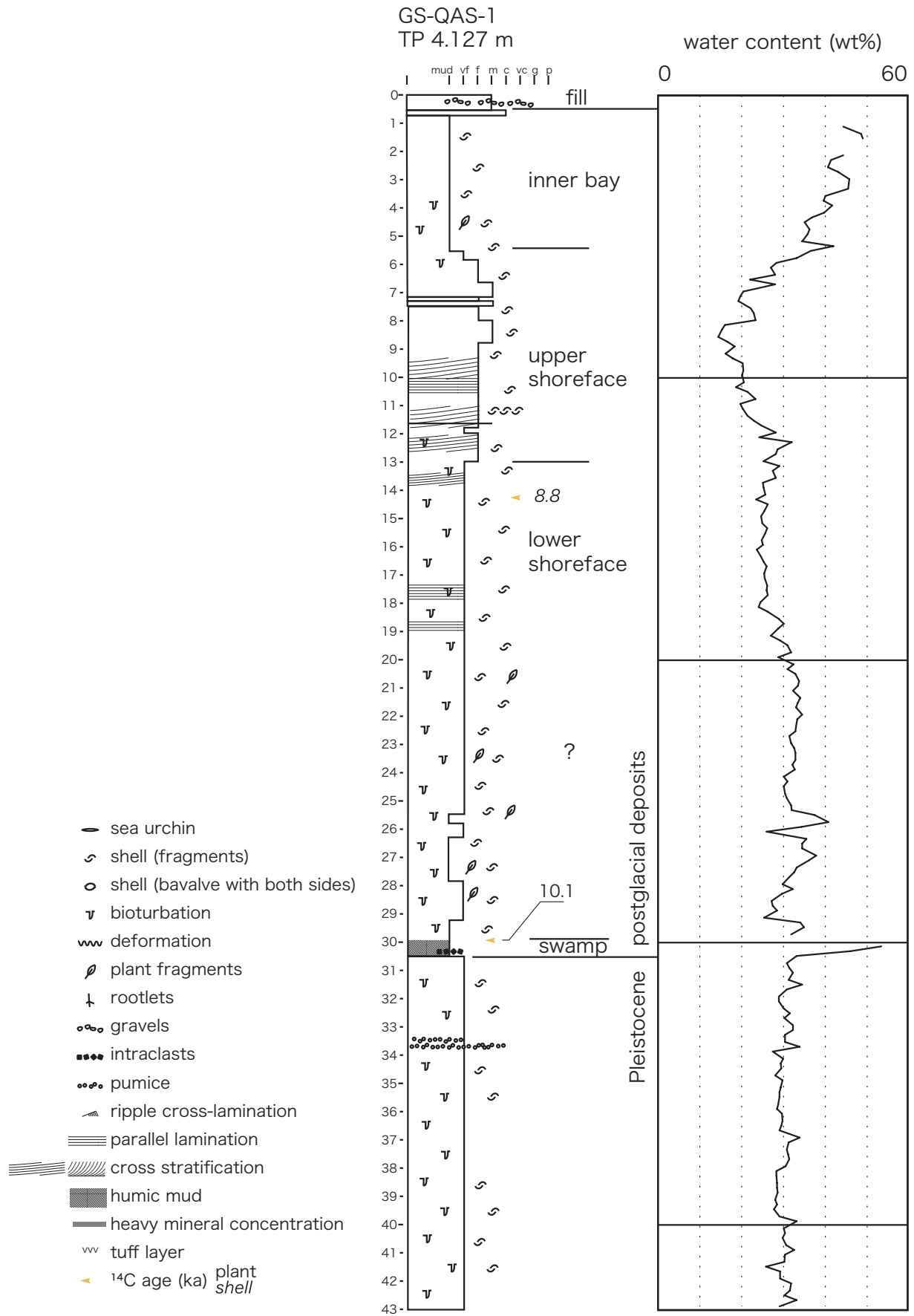
第4表 放射性炭素年代一覧.
Table 4 List of radiocarbon age.

No	Sample Name	Depth (m)	Material	14C age yrBP (1σ)	14C age cal BP (2σ)	mean probability
IAAA-152060	GS-QAS-1_1415	14.15	Shell	8230±30	8610 - 8918	8750
					9926-9998 (0.255)	
IAAA-152061	GS-QAS-1_3000	30.00	Plant	8960±30	10002-10065 (0.175)	10144
					10120-10220 (0.571)	
IAAA-151461	GS-QAS-2_4355	43.55	Plant	9700±40	10878-10933 (0.097)	11150
					11080-11212 (0.903)	
IAAA-151462	GS-QAS-2_4755	47.55	Plant	9570±40	10746-11095	10934
IAAA-151463	GS-QAS-2_5057	50.57	Plant	10340±40	12015-12251 (0.668)	12194
					12259-12387 (0.332)	
IAAA-152062	GS-QAS-3_4854	48.54	Shell (<i>Crassostea gigas</i>)	10200±40	11103-11275	11191

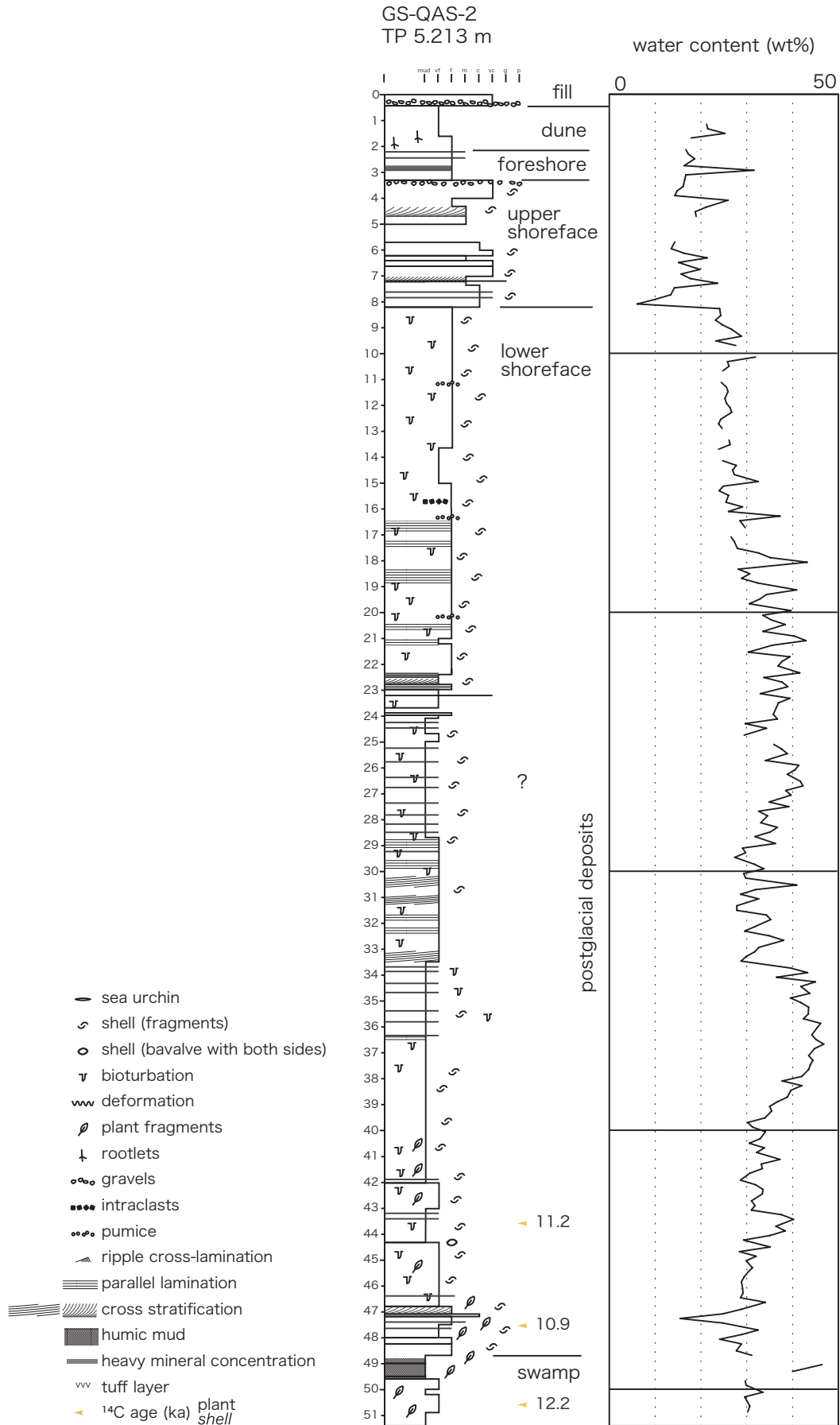
CALIB REV7.1.0

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

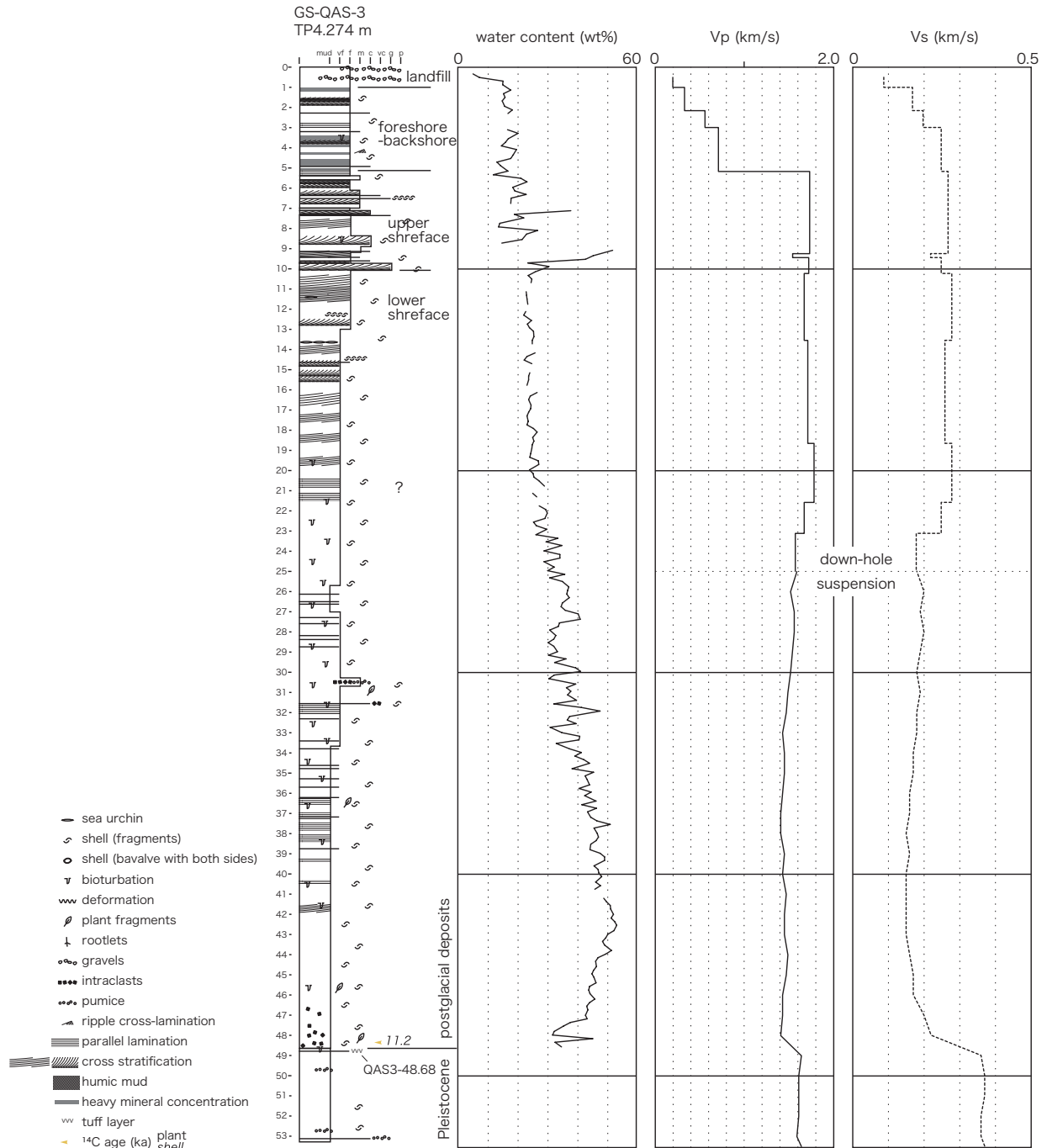
IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP



第 3 図 GS-QAS-1 の柱状図と含水率。
Fig.3 Columnar section and water content of GS-QAS-1.



第4図 GS-QAS-2 の柱状図と含水率。
Fig.4 Columnar section and water content of GS-QAS-2.



第 5 図 GS-QAS-3 の柱状図，含水率および検層結果。
Fig.5 Columnar section, water content and logging data of GS-QAS-3.

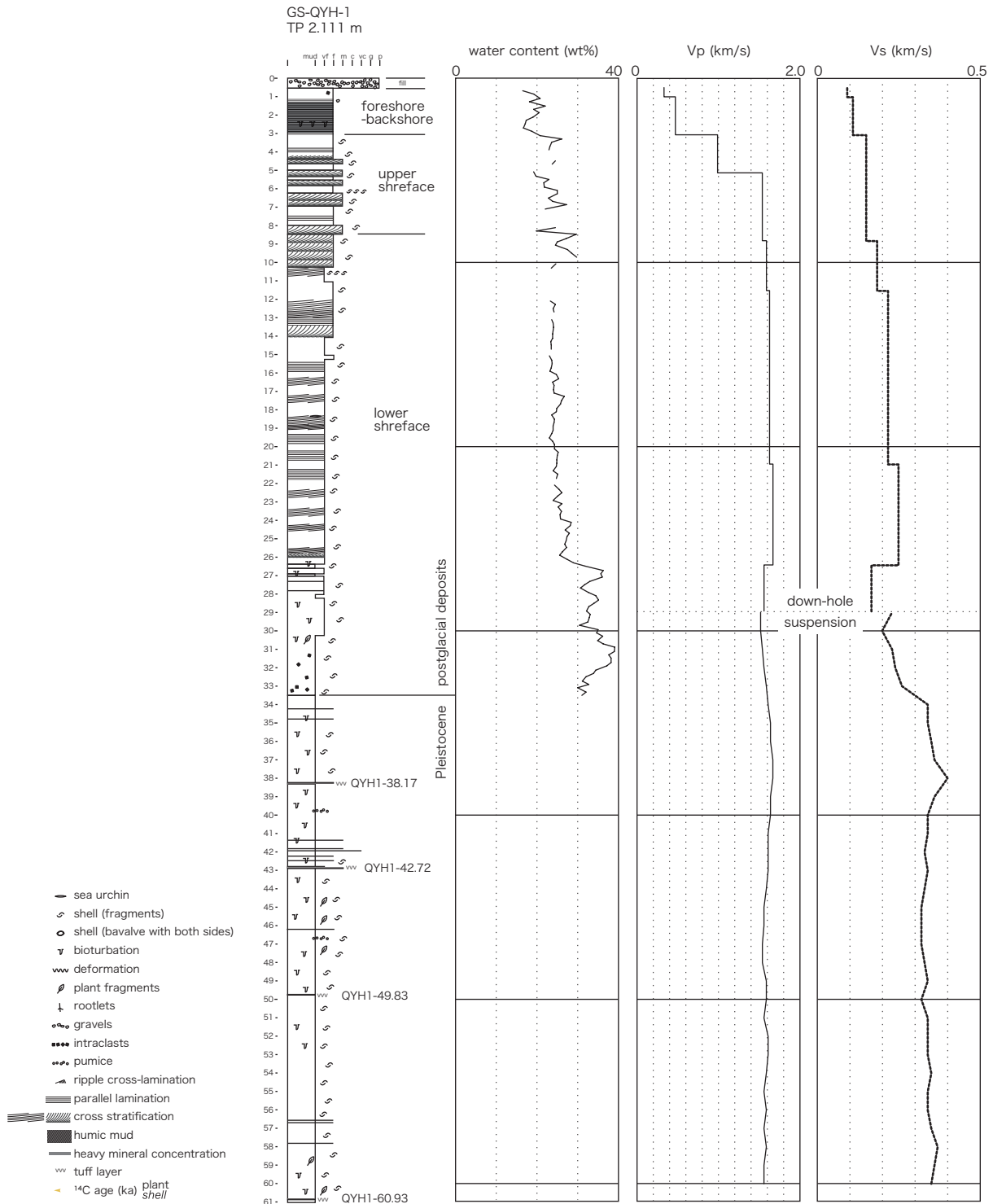
は 5.213 m，掘進長は 51.32 m であった。ボーリングは沖積層基底には到達しなかったため，沖積層基底は深度 51.32 m（標高 -46.11 m）よりも深いところにあると考えられる（第 4 図，第 3 表）。

4.1.2.1 深度 51.32（コア下端）～ 0.26 m 沖積層

深度 51.32（コア下端）～ 48.80 m は主に有機質泥および極細粒砂からなる。植物片を多く含む。深度 49.50～ 49.62 m は木片からなる。最上部に貝殻片

を含む。深度 50.57 m の植物片から 10340 ± 40 m の放射性炭素年代が得られている。最上部を除き，貝化石を含まないこと，植物片を多く含むことから，沿岸湿地堆積物と考えられる。

深度 48.80～ 40.00 m は細粒砂，極細粒砂，砂質泥からなり，上方細粒化する。植物片，貝殻片を含み，大型の生痕が発達する。深度 47.55 m の植物片から $9,570 \pm 40$ yBP，深度 43.55 m の植物片から 9,700

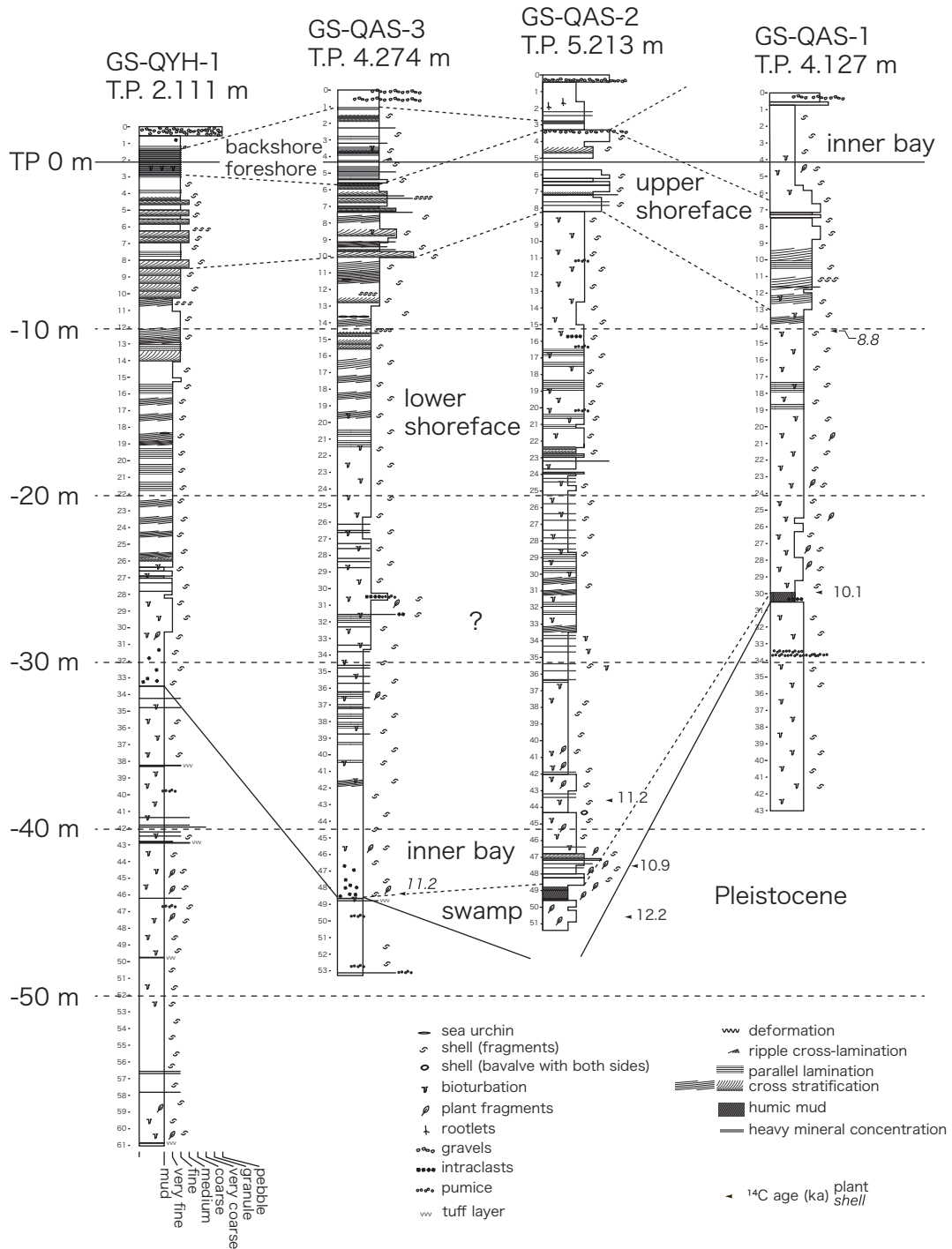


第6図 GS-QYH-1の柱状図，含水率および検層結果。
Fig.6 Columnar section, water content and logging data of GS-QYH-1.

± 40 yBP の放射性炭素年代が得られている。深度 46.36 m から潮間帯に棲息するカワアイ (*Cerithideopsis djadjariensis* (Martin)) を産する。植物片を多く含むこと，下部から潮間帯の貝化石を産すること，植物片が多いこと，上位へ細粒化し植物片や貝化石が少なくなっていくことから，干潟から内湾へ移り変わる

堆積環境であったと考えられる。

深度 40.00 ~ 22.85 m は極細粒砂と砂質泥の互層からなり，全体に生痕が発達する。29 m 以深では貝殻片はわずかに含まれるのみだが，上部へ向かって多くなる。極細粒砂の一部には低角～平行葉理が見られる。



第 7 図 ボーリング柱状図の対比および堆積環境。

Fig.7 Correlation between sections and sedimentary environments.

深度 22.85 ~ 8.18 m 極細粒砂および細粒砂からなり、全体に生痕が発達する。貝殻片が散在し、ところにより低角~平行葉理が発達する。砂質で一部低角~平行葉理が発達することから、下部外浜堆積物と考えられる。

深度 8.18 ~ 2.96 m は斜交層理の発達した淘汰の良い細粒砂~極粗粒砂からなる。貝殻片を大量に含み、ところにより碎屑物粒子よりも貝殻片のほうが多い。

直径最大 5cm の礫を含む。粗粒で斜交層理が発達することから上部外浜堆積物と考えられる。

深度 2.96 ~ 1.65 m は主に細粒砂からなり中粒砂~粗粒砂を伴う。重鉱物が濃集した黒い平行葉理が発達する。重鉱物が濃集した平行葉理が見られることから前浜~後浜堆積物と考えられる。

深度 1.65 ~ 0.26 m は極細粒砂からなり植物片が点在する。植物根化石が見られる。これらの特徴から

離水して風成砂で被われた環境が推定され、浜堤堆積物と考えられる。

4.1.2.2 深度 0.26 ～ 0.00 m (地表) 人工改変土および盛土

深度 0.26 ～ 0.00 m は極粗粒砂～礫からなり、淘汰が悪い。礫は直径最大 3cm の角礫からなる。駐車場を整備した際の人工改変によって攪乱された堆積物および盛土と考えられる。

4.1.3 GS-QAS-3

GS-QAS-3 は旭市の矢指ヶ浦海水浴場の市営駐車場で掘削された(第 2 図)。掘削地点の標高は 4.274 m、掘進長は 53.28 m、沖積層基底は深度 48.58 m (標高 -44.31 m) であった(第 5 図, 第 3 表)。

4.1.3.1 深度 53.28 (コア下端) ～ 48.58 m 更新統

深度 53.28 ～ 48.58 m は砂質泥からなる。固結しておりワイヤーで半割することができない。パミス、貝殻片、生痕が点在する。深度 48.65 ～ 48.68 m に黄白色の火山灰層(QAS3-48.68)を挟む。

4.1.3.2 深度 48.58 ～ 0.57 m 沖積層

深度 48.58 ～ 46.00 m は砂質泥からなり、下位の更新統とは不規則な不整合面で接する。不整合面の直上に汽水域に棲息するマガキを含む二枚貝化石を産する。全体に貝殻片、植物片、下位層の偽礫を含む。生痕が発達する。上位層との境界は不明瞭である。不整合直上の深度 48.54m のマガキから 10200 ± 40 yBP の放射性炭素年代が得られている。汽水成の貝化石を産すること、砂質で生痕が発達することから、内湾堆積物と考えられる。

深度 46.00 ～ 25.60 m は泥～泥質極細粒砂からなる。細かい貝殻片が点在し、生痕が発達する。上位層との境界は不明瞭である。上位ほど砂がちになり、含まれる貝殻片が多くなる。

深度 25.60 ～ 10.00 m は泥質～淘汰の良い極細粒砂および淘汰の良い細粒砂からなる。下部(深度 20 m より下位)は生痕が発達する。上部(深度 20 m より上位)は平行～低角斜交葉理が卓越する。貝殻片が散在し、巻貝など大型の貝化石やウニ化石が密集するところがある。主に淘汰の良い砂層からなること、生痕が見られるところと平行～低角斜交葉理が見られるところがあることから、下部外浜堆積物と考えられる。

深度 10.00 ～ 5.19 m は主に淘汰の良い細粒砂～粗

粒砂からなり、斜交層理が発達する。貝殻片が散在し、granule サイズかそれ以上の大きさの貝殻片およびパミスを含むところがある。淘汰の良い粗粒堆積物からなり斜交層理が発達することから、上部外浜堆積物と考えられる。

深度 5.19 ～ 0.57 m は主に淘汰の良い細粒砂からなる。重鉱物が濃集した平行ラミナ、低角斜交層理、リップル斜交層理が見られる。貝殻片や直径 4 cm 以下の礫を含む。重鉱物が濃集したラミナが見られることから、前浜～後浜堆積物と考えられる。

4.1.3.3 深度 0.57 ～ 0.00 m (地表) 人工改変土および盛土

深度 0.57 ～ 0.00 m は碎石や貝殻片からなる。基質は重鉱物に富む淘汰の良い細粒砂である。駐車場を整備した際の人工改変によって攪乱された堆積物および盛土と考えられる。

4.1.4 GS-QYH-1

GS-QYH-1 は山武郡横芝光町の木戸浜海水浴場の市営駐車場で掘削された(第 2 図)。掘削地点の標高は 2.111 m、掘進長は 60.00 m、沖積層基底は深度 33.52 m (標高 -31.41 m) であった(第 6 図, 第 3 表)。

4.1.4.1 深度 60.00 (コア下端) ～ 33.52 m 更新統

砂質泥からなる。固結しておりワイヤーで半割することができない。貝殻片が点在する。ところどころ極細粒砂～中粒砂の薄層を挟むが、全体に発達する生痕化石のため不連続になっている。まれに植物片が含まれる。火山灰層が 4 層存在し、それぞれの深度は 60.90 ～ 60.93 m (QYH1-60.93), 49.80 ～ 49.83 m (QYH1-49.83), 42.70 ～ 42.73 m (QYH1-42.73), 38.12 ～ 38.18 m (QYH1-38.18) である。

4.1.4.2 深度 33.52 ～ 0.52m 沖積層

深度 33.52 ～ 26.12 m は、下部(深度 30 m より下位)は偽礫を多く含む砂質泥からなり、上部(深度 30 m より上位)は主に泥質極細粒砂からなる。下位とは明瞭な浸食面で接する。生痕が発達し、貝殻片が散在する。

深度 26.12 ～ 8.40 m は主に淘汰の良い細粒砂からなる。貝殻片を含み、平行葉理～低角斜交層理が発達する。淘汰の良い砂層からなり、平行葉理～低角斜交層理が発達することから、下部外浜堆積物と考えられる。

第 5 表 火山灰分析値一覧。
Table 5 Results of volcanic ash analysis.

火山灰層 Volcanic Ash Layer	重鉱物組成 ²⁾ Heavy Mineral Composition	屈折率 Refractive Index ガラスGlass (n)	ガラス主成分 ³⁾ Major Element of Glass (wt%)											ガラス微量成分 ³⁾ Trace Element of Glass (ppm)					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	La	Sc	Sr	V	Y	
QYH1-38.17 Ks18 ¹⁾	Am>Opx	1.499-1.501	73.82	0.19	11.45	1.21	0.05	0.19	1.11	3.49	3.32	0.02	547	22	4	85	8	20	
	Am>Opx,Cpx	1.499-1.502		0.21	12.14	1.25	0.06	0.15	1.27	3.67	3.31	0.04	546	23	4	92	6	22	
QYH1-42.72 Ks22 ¹⁾	Bi>>Am,Opx	1.499-1.501																	
	Bi>>Am,Opx,Cpx	1.498-1.499																	
QYH1-49.83 Ch2 ¹⁾	Bi,Am>Opx,Cpx	1.500-1.502	73.06	0.16	12.08	1.05	0.08	0.19	0.98	3.70	3.96	0.02	785	28	2	145	8	17	
	Bi>Am>Opx,Cpx	1.500-1.501		0.18	12.95	1.18	0.09	0.15	1.22	3.41	3.16	0.04	750	30	2	176	4	17	
QYH1-60.93	Opx,Cpx,Am	1.499-1.502																	
QAS3-48.68 Ku1 ¹⁾	Opx,Cpx	1.501-1.503	74.02	0.20	11.13	1.48	0.06	0.20	1.31	3.96	2.21	0.02	542	15	9	81	<5	49	
	Opx,Cpx>>Am	1.501-1.503		0.23	12.69	1.80	0.07	0.20	1.71	3.84	2.25	0.06	546	15	9	95	5	54	

¹⁾ 上総層群テフラの分析データは主に水野・納谷(2011)に基づく。Tephra data of the Kazusa Group are mainly based on Mizuno and Naya (2011).

²⁾ Am : 角閃石(Amphibole), Opx : 斜方輝石(Orthopyroxene), Cpx : 単斜輝石(Clinopyroxene), Bi : 黒雲母(Biotite).

³⁾ ICP分光分析法またはICP質量分析法による。上総層群テフラ以外の分析者：住鉱資源開発株式会社。Method : Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry except for La, and ICP Mass Spectrometry for La, analysed by Sumiko Resources Exploration & Development Co.Ltd, except the Kazusa Group's tephtras. Fe₂O₃Tは総Fe量をFe₂O₃として計算したものの、Fe₂O₃T means total Fe calculated as Fe₂O₃.

深度 8.40 ~ 3.00 m は貝殻片を多く含む細粒砂～中粒砂からなる。ところにより貝殻片の密集層が見られる。斜交層理が発達する。貝殻片を多く含む粗粒堆積物からなり、斜交層理が発達することから、上部外浜堆積物と考えられる。

深度 3.00 ~ 0.52 m は淘汰の良い細粒砂からなり、重鉱物が濃集した平行葉理～低角斜交層理が発達する。深度 3.00 ~ 2.40 m には生痕化石 *Macaronicus segregates* が見られる。重鉱物の濃集が見られること、外浜～後浜の海浜堆積物に特徴的な生痕化石が見られることから、前浜から後浜にかけての堆積物と考えられる。

4.1.4.3 深度 0.52 ~ 0.00 m (地表) 盛土

直径最大 4 cm の碎石を主体とし、基質は泥質細粒砂である。盛土と考えられる。

4.1.5 火山灰分析

4 本のボーリングコアのうち、GS-QAS-3 および GS-QYH-1 には火山灰層が見られた。このうちの 5 層について広域テフラとの対比を行った。火山灰の分析データの一覧を第 5 表に、火山灰層を含むコア写真を第 8 図に示す。以下それぞれの火山灰層の特徴と既知の火山灰層との対比について述べる。

QAS3-48.68 は層厚約 3 cm で黄白色極細粒砂サイズの火山灰からなり、バブル型の火山ガラスを主体とし、細かい高温型石英を少量含む。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石を主体とする。火山ガラスの化学組成は K₂O

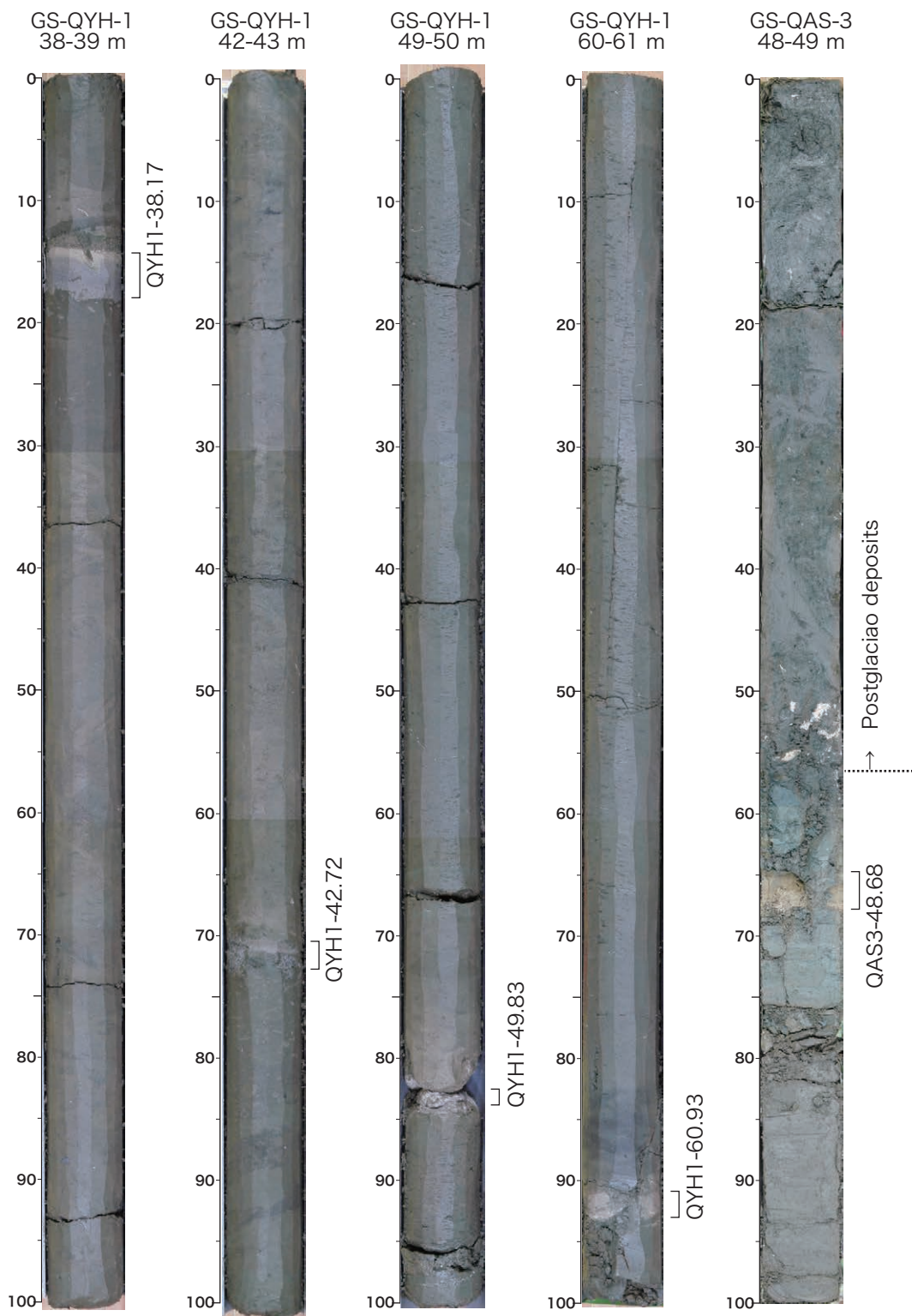
がやや少なく、屈折率と併せた特徴は上総層群国本層中の Ku1 テフラに類似し、対比される。

QYH1-60.93 は層厚約 3 cm の極細粒砂～シルトサイズの火山灰からなり、黄白色でブロック状に分かれた不連続な産状を呈する。火山ガラスは厚手のバブル型や多孔質型などからなり、褐色を帯びた塊状ガラスも少量含まれている。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、角閃石を含む。少量のため、化学分析を行っておらず、対比は不明である。

QYH1-49.83 は層厚約 3 cm の灰白色極細粒砂サイズの火山灰からなり、その上位に生痕が発達した層厚約 13 cm の火山灰質泥層を伴う。厚手のバブル型、多孔質型の火山ガラスが主体である。重鉱物は、黒雲母、角閃石が多く、斜方輝石や単斜輝石も含まれる。火山ガラスの化学組成では、Ba の含有量が相対的に高く、屈折率などの特徴を併せて、上総層群長南層中の Ch2 テフラに対比される。

QYH1-42.72 は層厚約 1 cm の極細粒砂サイズの火山灰からなる上部と、層厚約 3 cm の細粒～中粒砂サイズの火山灰からなる下部に分けられ、下部の火山灰層はブロック状の不連続な分布である。下部の火山灰層は、厚手の多孔質型を主体とする火山ガラスと長石、石英などの結晶粒が同量程度を占め、また重鉱物は黒雲母が圧倒的に多いという特徴を持つ。これらの特徴と下位のテフラの対比から、上総層群笠森層中の Ks22 テフラに対比される。

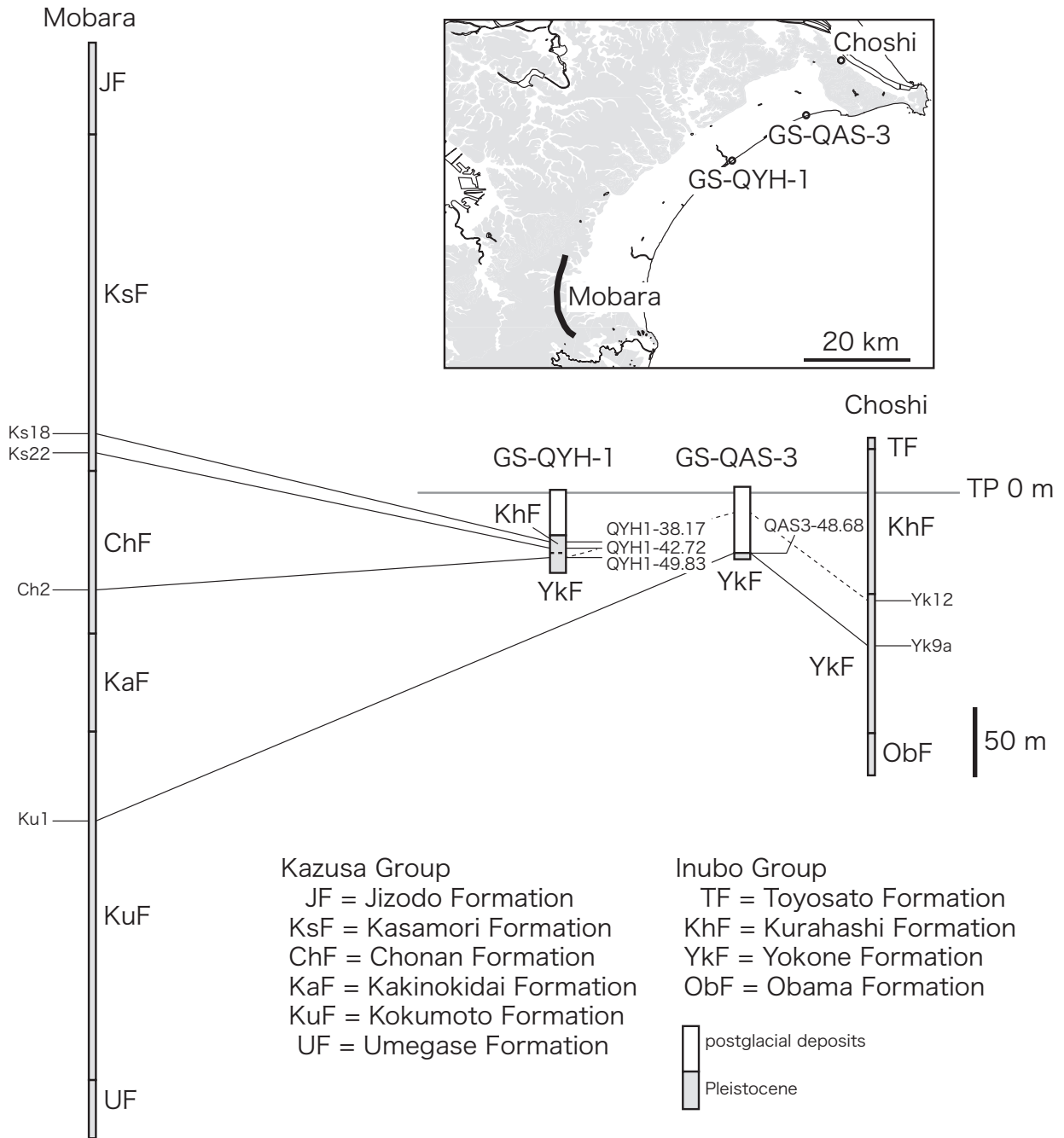
QYH1-38.17 は厚さ約 1 cm の細粒砂サイズの白色



第8図 火山灰層を含むコア写真。
Fig. 8 Photographs of cores including volcanic ash layers.

の火山灰からなる上部と、厚さ1～3 cmの泥サイズの灰白色火山灰からなる下部に分けられる。上部境界、下部境界ともに生痕でかく乱されている。下部の灰白色火山灰について分析を行った。バブル型を主体とする火山ガラスが優勢である。重鉱物としては角閃石が

多く含まれ、少量の斜方輝石もみられる。火山ガラスの化学組成や屈折率の類似性、さらに下位テフラの対比結果を含めると、上総層群笠森層のKs18テフラに対比される。



第9図 近隣地域とのテフラ対比.

Fig. 9 Correlations of Pleistocene volcanic layers around the study area.

4.1.6 更新統の層序

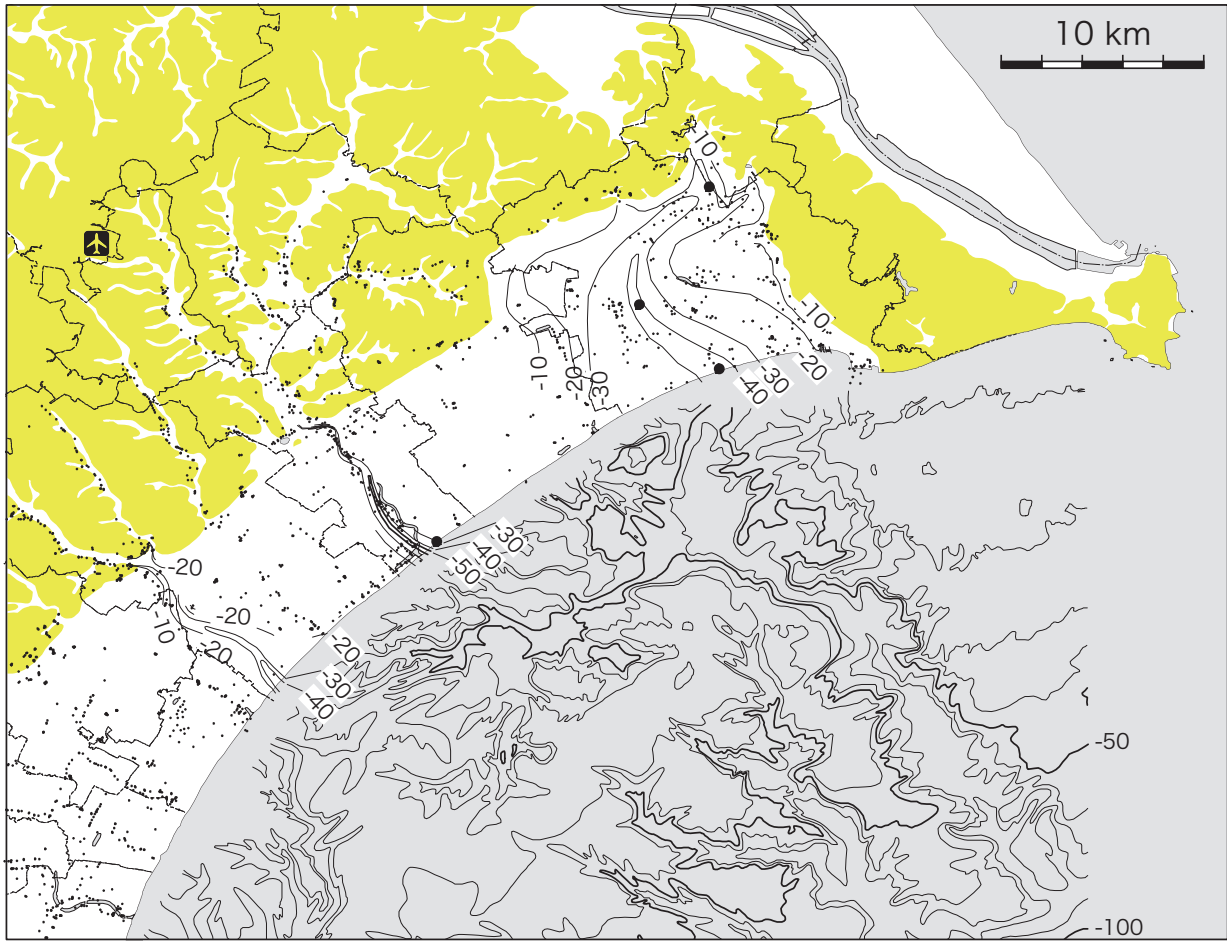
GS-QAS-1 の沖積層の基盤をなす更新統は、近隣の台地を構成する更新統の層序区分(酒井, 1990)から推定すると犬吠層群の豊里層に相当すると考えられる。豊里層はテフラの対比に基づき下総層群地蔵堂層に対比されている(中里・佐藤, 1998; 齊藤, 2000)。

GS-QAS-3 の更新統に含まれる QAS3-48.68 は、4.1.5 で述べたとおり上総層群国本層中の Ku1 に対比され、Ku1 は犬吠層群横根層の Yk9a に対比されることから

(佐藤, 2002), GS-QAS-3 掘削地点の沖積層の基盤は更新統の犬吠層群横根層と考えられる。

GS-QYH-1 の更新統に含まれる QYH1-49.83, QYH1-42.72, QYH1-38.17 は 4.1.5 で述べたとおりそれぞれ上総層群長南層の Ch2, 同笠森層の Ks22, Ks18 に対比される。Ch2 は犬吠層群横根層の Yk12(久光・岡田, 1997), 笠森層は犬吠層群の倉橋層下部に対比されることから(佐藤, 2002), GS-QYH-1 掘削地点の沖積層の基盤は犬吠層群倉橋層と考えられる。

茂原地域の上総層群、銚子地域の犬吠層群とのテ



第 10 図 沖積層基底標高分布図.

Fig.10 Elevation map of the basal boundary of Postglacial deposits.

フラを用いた対比を第 9 図に示した。茂原地域のテフラ層序は町田ほか (1980)、銚子地域のテフラ層序は Kameo et al (2006) による。茂原地域では Ks18 と Ch2 の間の地層の厚さは 117 m あるのに対し、GS-QYH-1 では 11.66 m とほぼ 1/10 の厚さになっている。

4.2 埋没谷地形

既存ボーリング資料および新規のボーリング掘削調査によって得られた沖積層の基底標高をもとに埋没谷地形を推定したものが第 10 図である。調査地域の沖積層基底はおおむね標高 -10 ~ -30 m にあるが、海岸線直下で標高 -40 m よりも深い基底を持つ埋没谷が、少なくとも旭市、横芝光町および山武市に存在すると考えられる。旭市の埋没谷は標高 -30 m の等深度線の間隔が 8 km 以上と想定されるが、横芝光町および山武市の埋没谷は幅が狭く 3 km 以下である。この地域差の原因は何か、現時点では不明である。これらの埋没谷の分布は海域の沖積層基底分布図（海上保

安庁水路部, 2000) に示されている埋没谷の延長におおむね一致している。既存ボーリング資料の数が少なく詳細は不明だが、海域の沖積層基底分布図からは同様の埋没谷が匝瑳市および山武市の地下にも存在すると予想される。

5. まとめ

九十九里平野の沖積層とその基盤構造を明らかにするため、既存ボーリングデータ収集および新規ボーリング掘削調査を行った。4 本のオールコア試料の記載および放射性炭素年代測定の結果、沖積層の堆積相や基底深度が明らかになった。更新統に含まれる火山灰層は重鉍物などの分析の結果、既存の広域火山灰に対比された。ボーリング掘削調査で得られた沖積層の基底深度と既存ボーリングデータから九十九里平野中部～北部の沖積層基底標高分布を明らかにした。

今後はさらに貝化石群集の解析を行い、放射性炭素年代測定により詳細な堆積年代を推定し、沖積層の堆

積史を明らかにする予定である。また、埋没谷の正確な深さや形状の手がかりを得るために、ボーリング掘削地点を通る測線での反射法地震探査を予定している。

謝辞

本調査の実施に際して、千葉県環境研究センター、旭市役所（都市整備課、環境課、総務課、商工観光課、教育委員会生涯学習課・庶務課、農業委員会）、匝瑳市役所（学校施設課、総務課）、横芝光町役場（産業振興課、都市建設課）、山武市役所（財政課）、および地権者の方には便宜を図っていただいた。千葉科学大学の植木岳雪教授にはボーリング用地選定に際してご協力いただいた。ボーリング掘削調査の現地作業は中央開発株式会社が実施した。地質情報研究部門の中島礼主任研究員には貝化石の同定をしていただいた。以上の方々に感謝いたします。

文献

久光敏夫・岡田 誠 (1997) 房総半島上総層群に記録された堆積残留磁化の伏角浅化現象。地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 854.

海上保安庁, (2000) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図 九十九里浜。48.

関東地方土地地質図編纂委員会 (1996) 関東地方土地地質図・解説書。768.

Kameo, K., Okada, M., El-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A. (2006) Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, 15, 366-377.

風岡 修・風戸孝之・笠原 豊・楠田 隆 (2006) 九十九里地域における上ガスの分布携帯 - 九十九里町・東金市・大網白里町における最近の研究から -。環境地質シンポジウム論文集, 16, 169-174.

木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開 - 国土基盤情報としてのボーリングデータの活用を目指して -。産業技術総合研究所 TODAY,

11-2 19.

小池一之・町田 洋, (2001) 日本の海成段丘アトラス。東京大学出版会, 105p.

町田 洋・新井房夫・杉原重夫 (1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年 - テフラによる一つの試み -。第四紀研究, 19, 233-261.

増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠・田村 亨・鎌滝孝信 (2001) 千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程。第四紀研究, 40, 223-233.

松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集。神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 15, 37-109.

水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比。産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 121-132.

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.

大井信三・七山 太・中島 礼 (2014) 航空レーザ DEM による九十九里平野の浜堤列群の発達過程。日本地球惑星連合大会 2014 年, HGM22-P02.

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., Haflidason, 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.

酒井豊三郎 (1990) 千葉県銚子地域の上部新生界 - 岩相・古地磁気・放散虫化石層序 -。宇都宮大学教養学部研究報告第 2 部, 23, 第 2 部, 1-34.

里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序。地質学雑誌, 101, 767-782.

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/>, 2016/02/24.

中里裕臣・佐藤弘幸 (1998) O-11 銚子半島犬吠層群
における大町 APm テフラ群の層位．日本第四紀
学会講演要旨，28, 62-63.

齊藤尚人 (2000) ハケ岳東麓と関東平野の中期更新世
テフラの対比とその編年．第四紀研究，39, 15-
23.

佐藤弘幸 (2002) テフラの屈折率による犬吠層群上部
と上総層群の対比．日本第四紀学会講演要旨集，
32, 116-117.

産業技術総合研究所地質調査総合センター (2009) 20
万分の1日本シームレス地質図 (DVD 版)．数値
地質図 G-16.

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

Sedimentary facies and physical properties of the Pleistocene Kioroshi Formation in the GS-TM-1 core, Tomisato, Chiba Prefecture

中澤 努^{1*}・坂田健太郎¹・中里裕臣²

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

Abstract: The Pleistocene Kioroshi Formation includes soft muddy incised-valley fills with potential risk of amplifying earthquake motion. A drilling survey has been conducted at Tomisato, Chiba Prefecture for better understanding sedimentary facies and physical properties of the Kioroshi Formation. The correlation of the Tomisato borehole with other two borehole logs in the northern Chiba area reveals that the incised-valley fills of the Kioroshi Formation exhibit elongated distribution with the E-W trend in this area and larger grain-sizes and higher S-wave velocities in the eastern bay-mouth side compared with those in the western inner bay side. A thorough understanding of the lateral change in the sedimentary facies of the incised-valley fills of the Kioroshi Formation is essential for the estimation of the potential disaster risk.

Keywords: Kioroshi Formation, Pleistocene, sedimentary facies, S-wave velocity, Tomisato

要旨

関東平野に分布する更新統下総層群木下層は古東京湾の堆積物として知られるが、下部には軟弱な谷埋め泥層を伴うことがある。木下層の谷埋め堆積物の層相と物性を知るために、千葉県富里市七栄においてボーリング調査を実施した。また、これまでに検討した印西や成田のコアとの層相の比較を行った。その結果、木下層下部は千葉県北部地域では谷埋め状に東西に細長く分布し、下流側（湾口側）の東部ほど層厚が大きい。全体として砂が卓越する層準が多くなり、内陸側（西部）と比較してS波速度が大きくなること明らかになった。このように木下層谷埋め堆積物は側方への層相・層厚変化が著しく、地盤リスクを評価するにはそれらを適切に把握することが必要である。

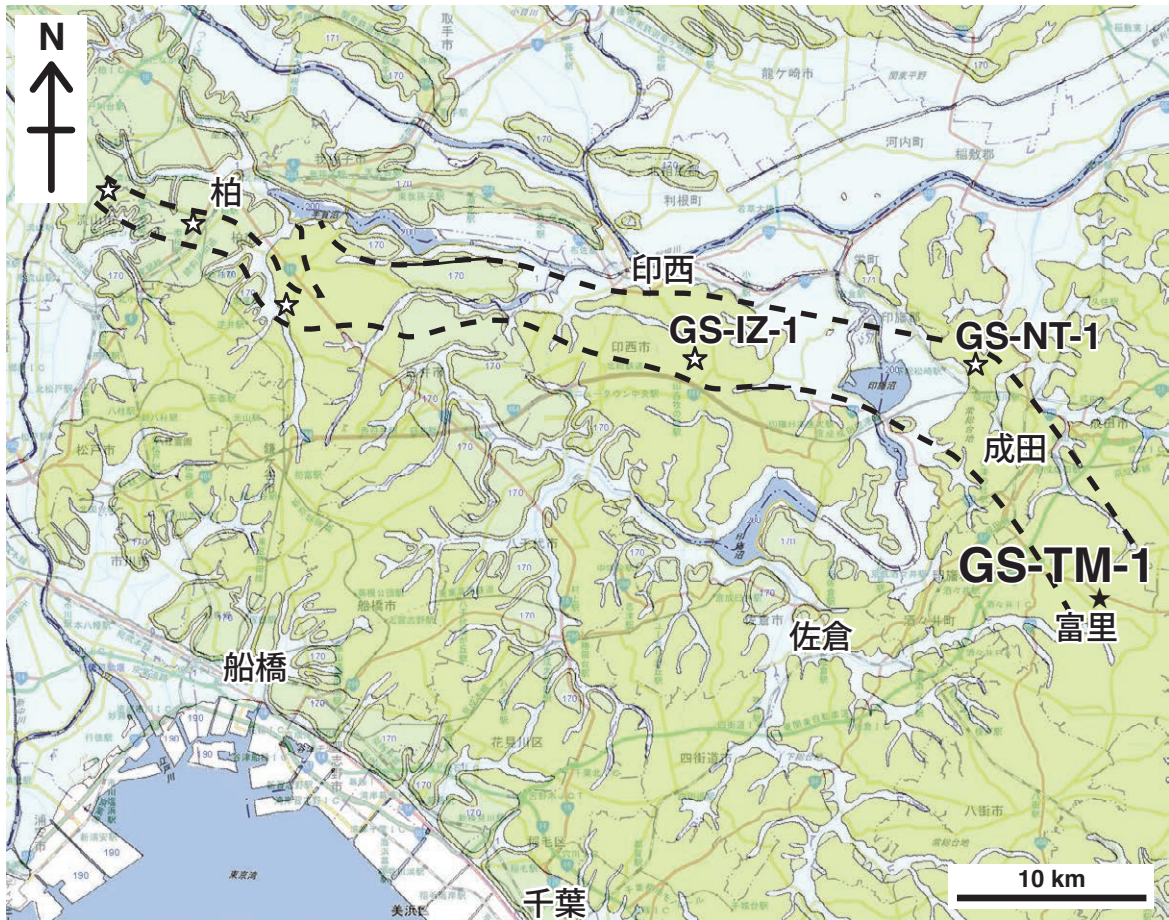
1. はじめに

更新統下総層群木下層は、最終間氷期（MIS 5.5）に現在の関東地方の平野部に広がった古東京湾の堆積物として知られるが（岡崎・増田, 1992）、一方で局所的に沖積層に似た軟弱な谷埋め泥層を伴うことから、台地の地盤リスクとしての認識も必要である（中澤ほか, 2006, 2015）。しかしながら木下層の谷埋め堆積物は地表に露出することが少ないため、その分布形態や層相変化についてはほとんど分かっていない。筆者らは千葉県北部地域を対象に木下層の谷埋め堆積物のボーリング調査を実施し、流山から柏、印西、成田へと東に分布を追跡してきたが、今回、そのさらに東に位置する千葉県富里市において新たに木下層を対象としたボーリング調査を実施した（第1図）。本報告では、今回掘削採取した富里 GS-TM-1 コアにみられる木下層の層相及びテフラを記載するとともに、前年度までに調査した印西や成田のコア試料との比較

* Correspondence

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

² 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究部門（NARO, Institute for Rural Engineering）



第 1 図 ボーリング調査地点.

ベースマップには 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産総研地質調査総合センター編，2015）を使用。凡例の説明：170 及び 171（緑色），更新統；1（薄水色），完新統；190（白）は埋立層。破線は埋没谷のおよその分布を示す。黒星印は今回のボーリング地点。白星印は既調査ボーリング地点。

Fig. 1 Locations of drill sites.

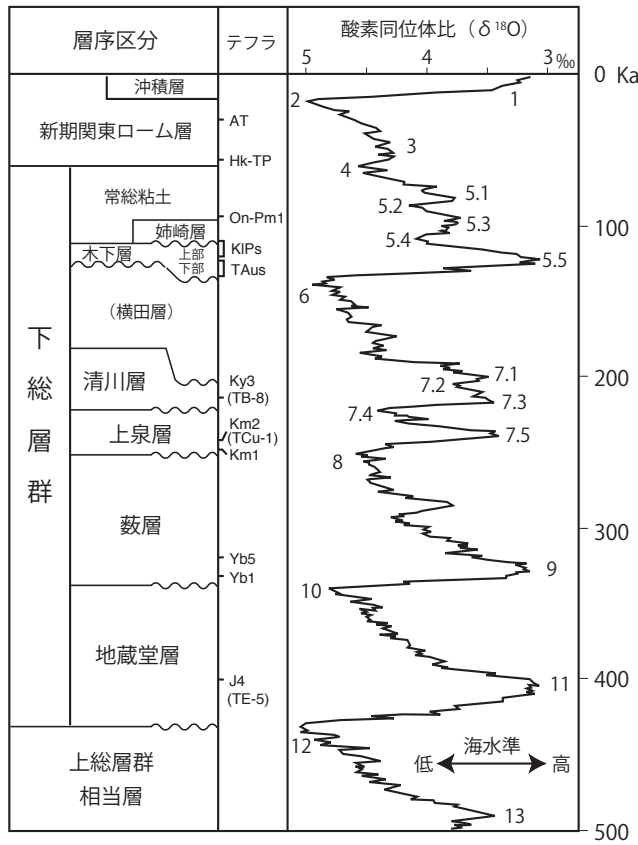
Base map taken from Seamless Digital Geological Map of Japan 1:200,000 (Geological Survey of Japan, AIST ed., 2015). Legend 170 and 171 (green): Pleistocene, Legend 1 (light blue): Holocene, Legend 190 (white): reclaimed land, Broken lines: paleo-incised valley, Black star mark: drill site of this study, White star mark: drill sites in the previous study.

により，木下層の層相変化と物性変化について考察する。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北部には更新統下総層群が広く分布する。下総層群は，中 - 後期更新世の海水準変動を反映した 1 回の海進・海退に相当する堆積サイクルを 1 累層として捉え，下位より地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，および常総粘土に区分されている（第 2 図；徳橋・遠藤，1984）。下総層群の形成年代は MIS 12 ~ 5.3 とされる（中里・佐藤，2001）。このうち，今回の調査対象である木下層は，最終間氷期である MIS 5.5 に形成された地層で，

これに相当する地層は関東平野に広く分布が知られている。木下層は，谷埋め状に局所的に分布する下部とそれとは対照的に広域に分布する上部に分けられる（中澤・遠藤，2002；中澤・田辺，2011）。下部は開析谷システムで形成されたと考えられ，内湾成の泥層を主体とし，基底付近には河川成の砂層または砂礫層を伴う（中澤ほか，2006）。上部はバリアシステムで形成されたと考えられ（岡崎・増田，1992），側方への層相変化が著しく，関東平野中央部では主に砂泥細互層からなるものの，千葉から鹿島・行方地域にかけては砂層が卓越する。また，成田・印西地域には潮汐デルタの堆積物が知られ（岡崎・増田，1992；Okazaki and Masuda, 1995；Nishikawa and Ito, 2000），その構成層として“木下貝層”（印西市教育委員会，



第2図 更新統下総層群の層序概要。
 中澤・田辺 (2011) を一部改変。
 海洋酸素同位体比カーブは Lisiecki and Raymo (2005) に基づく。
 海洋酸素同位体ステージと下総層群の対比は中里・佐藤 (2001) に基づく。
 Fig. 2 Stratigraphic summary of the Pleistocene Shimosa Group.
 Modified from Nakazawa and Tanabe (2011).
 Marine isotope curve is adapted from Lisiecki and Raymo (2005).
 Correlation between formations and MIS is based on Nakazato and Sato (2001).

2012; 岡崎ほか, 2016) と呼ばれる貝化石密集層が知られる。成田・印西付近にみられる潮汐三角州はバリアの切れ目に相当する潮流口からラグーン側に発達した上げ潮デルタと考えられている (岡崎・増田, 1992)。

3. 調査手法

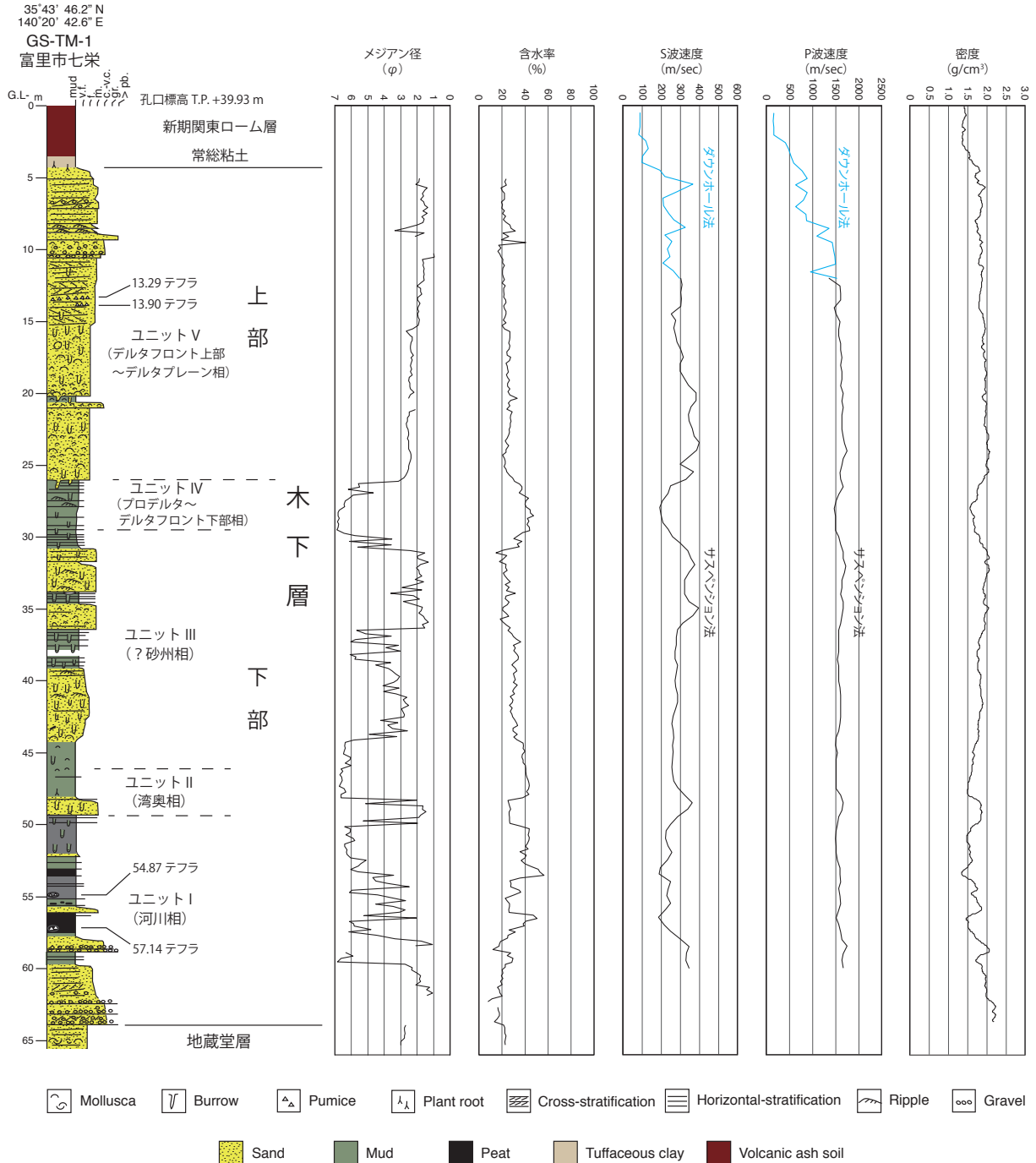
ボーリング調査は富里市七栄の富里中央公園内で実施した (第1図)。掘削地点の詳細な位置情報は以下のとおりである。

GS-TM-1 ボーリング (第3図)

富里市七栄 (富里中央公園)
 35°43'46.2"N, 140°20'42.6"E
 孔口標高: T.P.+39.93 m
 掘進長: 65.4 m

掘削地点は、千葉県地質環境インフォメーションバンク (2016) に収録されている土質ボーリング柱状図を参考に、本地域の木下層の谷埋め堆積物のおよその分布域 (第1図) を推定したうえで決定した。また、同様に土質ボーリング柱状図を参考に掘進長を決定した。本地域では木下層谷埋め堆積物の基底は標高 -20 m 付近に想定されたため、深度約 65 m まで掘進した。コア試料の掘削採取には、内管に VU75 規格の塩化ビニール管を挿入した 116 mm 径のトリプルチューブサンプラーを使用した。採取したコア試料は実験室に運搬し、塩化ビニール管にスリットを入れた後、ワイヤーを用いて半割し、半割面の詳細な観察により地層を記載した。

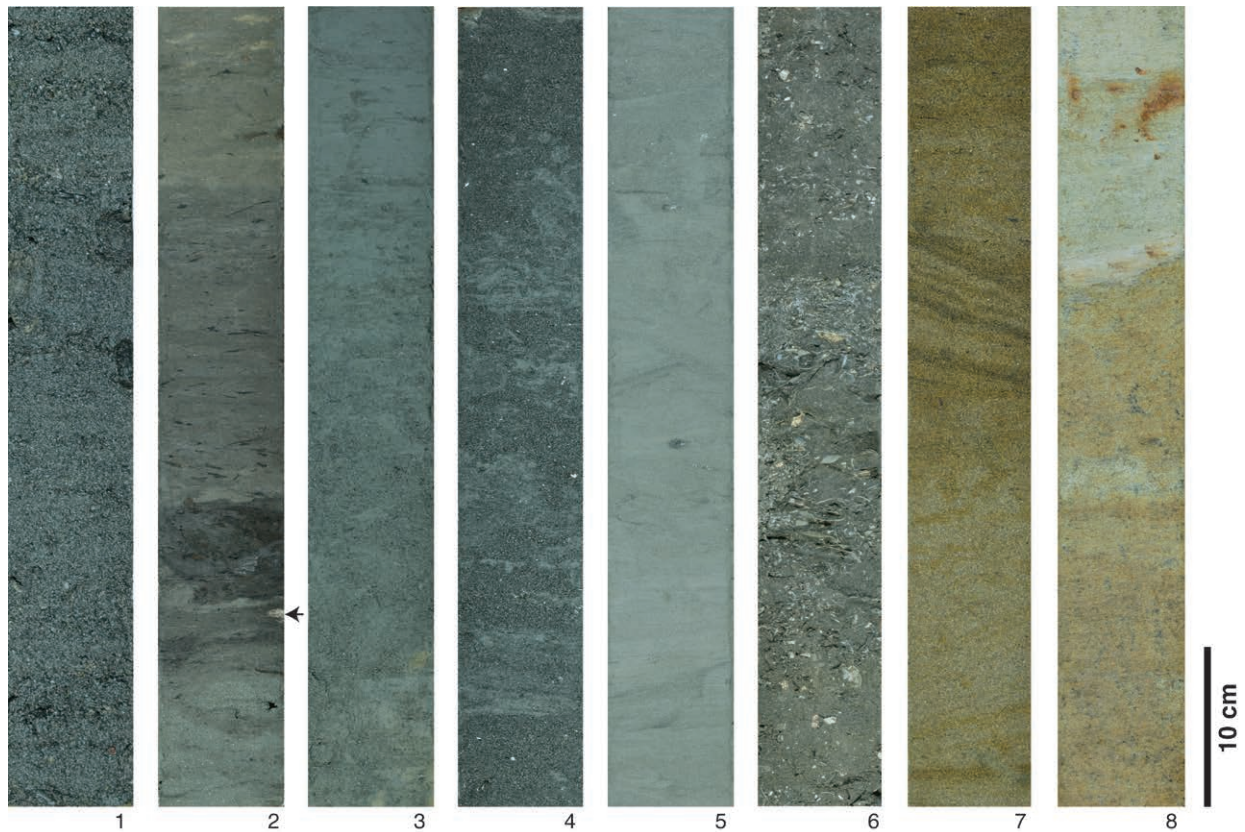
またコアの半割面に容積 7 cc のプラスチックキューブを 20 cm ごとに 1 つずつ押し込んで、含水率測定及び粒度分析用の堆積物試料を分取した。含水率は、キューブの試料を 50 °C にセットした乾燥器を用いて 0.01 g 単位で重量の変化がみられなくなるまで乾燥し、乾燥前と乾燥後の重量を比較することにより算出した。また重量測定後のキューブの試料を用いて粒度分析を行った。粒度分析は堀場製作所製レーザー回折 / 散乱式粒子径分布測定装置 LA-960 を用いた。キューブから測定用に分取した試料を水に入れ、超音波洗浄機を用いて 3 分間分散させた後、全量を測定装置に投入し、さらに測定装置内においても超音波処理により分散させた。粒子径分布測定は、レーザー光 (650 nm) 及び LED 光 (405 nm) の透過率をそれぞれ 80 ~ 90 %, 70 ~ 90 % に調整し、試料及び媒質 (水) の屈折率をそれぞれ 1.650 (実数部 1.650, 虚数部 0.000i), 1.333 とし、循環速度 5 で実施した。本研究では粒子径分布測定結果からメジアン径を算出し図示した。また、挟在するテフラについては、層相の記載をするとともに、火山ガラス及び斜方輝石が含まれる場合はそれらの屈折率測定を行った。屈折率測定は古澤地質調査事務所社製温度変化型屈折率測定装置 MAIOT (古澤, 1995) を使用し、1 試料につき 20 粒以上の測定を行った。



第 3 図 GS-TM-1 (富里) コアの層相と検層結果.
Fig. 3 Borehole log of GS-TM-1 (Tomisato).

掘削作業終了後には、掘削孔を用いて PS 検層及び密度検層、キャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会 (案) JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施した。測定ピッチは 0.5 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製 PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では孔内受信機に同社製 Model-3315

型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社ジオロガー 3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定されたガンマ線の計数率 (CPS) に、あらかじめ作成した較正曲線とキャリパー検層で得られた孔径による補正を行い、各深度の密度を求めた。



第4図 木下層のコア写真。

1. ユニット I (河川相), 斜交層理が発達する礫混じり砂層, GS-TM-1 コア, 深度 62.9 ~ 63.4 m
2. ユニット I (河川相), 腐植質泥層, 矢印はテフラ (54.87 m), GS-TM-1 コア, 深度 54.5 ~ 55.0 m.
3. ユニット II (湾奥相), 上方に細粒化する生物擾乱の著しい泥質砂層, GS-TM-1 コア, 深度 48.0 ~ 48.5 m
4. ユニット III (?砂州相), 薄い泥層を挟む砂層, GS-TM-1 コア, 深度 32.0 ~ 32.5 m
5. ユニット IV (プロデルタ相), 生物擾乱の著しい砂質泥層, GS-TM-1 コア, 深度 28.1 ~ 28.6 m
6. ユニット V (デルタフロント上部相), 貝化石を多く含む砂層, GS-TM-1 コア, 深度 23.0 ~ 23.5 m
7. ユニット VI (デルタフロント上部相), ヘリンボーン斜交層理が発達する砂層, GS-TM-1 コア, 深度 12.1 ~ 12.6 m
8. ユニット VI (デルタプレーンから陸成相), 植物根化石を含み弱く平行層理の発達する砂層の上位に凝灰質泥層 (常総粘土) が累重する, GS-TM-1 コア, 深度 4.1 ~ 4.6 m

Fig. 4 Core photographs of the Kioroshi Formation.

1. Unit I (fluvial facies), cross-stratified gravelly sand, GS-TM-1 core, depth 62.9–63.4 m.
2. Unit I (fluvial facies), peaty mud intercalating tephra (54.87 m; arrowed), GS-TM-1 core, depth 54.5–55.0 m.
3. Unit II (inner bay facies), upward-fining bioturbated muddy sand, GS-TM-1 core, depth 48.0–48.5 m.
4. Unit III (?sand bar facies), sand intercalating thin mud layers, GS-TM-1 core, depth 32.0–32.5 m.
5. Unit IV (prodelta facies), bioturbated sandy mud, GS-TM-1 core, depth 28.1–28.6 m.
6. Unit V (upper delta front facies), mollusk-bearing sand, GS-TM-1 core, depth 23.0–23.5 m.
7. Unit VI (upper delta front facies), herringbone cross-stratified sand, GS-TM-1 core, depth 12.1–12.6 m.
8. Unit VI (delta plain to terrestrial facies), facies transition from horizontal-stratified sand to tuffaceous mud containing rhizolith, GS-TM-1 core, depth 4.1–4.6 m.

4. 記載

4.1 地蔵堂層

GS-TM-1 (富里) : 深度 65.40 (孔底) ~ 63.90 m
 層相: 本層は GS-TM-1 (富里) コアでは孔底付近に 1.5 m 程度観察されるのみである (第 3 図)。ここで観察される本層は弱く平行層理あるいは低角の斜交層理の発達した分級のよい細粒砂からなる。64.90 ~ 64.70 m には大型個体を含む貝化石片が密集して産出する。

対比: 現在のところ本コアの本層から対比の根拠は得られていない。しかしながら, GS-NT-1 (成田) コアで標高 -20 m 付近に地蔵堂層とその上位の藪層の境界が確認され, 藪層基底には Yb1 テフラが見いだされていること (中澤ほか, 2015), そして当地域は全体に西側にゆるく傾斜する地質構造を呈すること (中里・佐藤, 2001) からすると, 本コアのこの深度の海成砂層は地蔵堂層に相当すると考えられる。

4.2 木下層

ユニット I (河川相) 第 3 図及び第 4 図の 1, 2

GS-TM-1 (富里) : 深度 63.90 ~ 約 49.5 m

記載 : 本ユニットは、下部は礫混じりの砂層、中部は砂層、上部は腐植質の泥層からなり、全体として上方に顕著に細粒化することを特徴とする。下位層との境界は侵食面と考えられる明瞭な層相境界である。下部の礫混じり砂層は、斜交層理が発達する、分級の悪い粗粒~極粗粒砂からなり、径 3 ~ 5 mm 程度 (最大径 25 mm) の垂円~垂角礫を含む。中部の砂層は主に細~中粒砂からなり、全体に上方に細粒化する。斜交層理やリップルが観察されるほか、一部にはコンボリユート葉理も認められる。上部の泥層は材化石 (木片) を多く含み、塊状あるいは弱く葉理が発達する泥層からなり、一部は極細~細粒砂層との細互層となる。黒褐色の腐植層を含む。本ユニットの上部は上位層準から穿孔されたと思われる巣穴化石が認められる。

堆積環境 : 斜交層理の発達する礫混じり砂層から腐植質泥層へと上方に顕著に細粒化することから河川システムで形成されたと考えられる。網状河川か蛇行河川かの判断は難しいが、少なくとも中-上部は砂層と腐植質の泥層が主体であることから、蛇行河川システムで形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は下部の粗粒堆積物は 300 ~ 350 m/sec、上部の腐植質泥層では 180 ~ 250 m/sec と上方に低い値へと大きく変化する。P 波速度も同様に 1500 ~ 1700 m/sec の範囲で上方に低い値へと変化する。密度は下部の粗粒堆積物で 1.8 ~ 2.2 g/cm³ であるが、上部の腐植質泥層では 1.5 g/cm³ 程度と、全体に上方に値が小さくなる。含水率は下部の礫混じり砂層で概ね 20 % 以下と低い、上部の泥層は 20 % 以上を示し、特に腐植層で高く、60 % 近くに達する層準もみうけられる。全体として含水率は上方へ大きくなる傾向が認められる。

ユニット II (湾奥相) 第 3 図及び第 4 図の 3

GS-TM-1 (富里) : 深度約 49.5 ~ 約 46 m

記載 : 本ユニットは、下部は植物片を含む砂層あるいは砂泥細互層からなり、上方に細粒化して、上部は塊状あるいは弱く葉理の発達する泥層に変化する。下位ユニットとの境界は漸移的である。上部の泥層には小型の貝化石が散在する。全体に生物擾乱が著しい。

堆積環境 : 河川システムの上位に累重し、全体に生物

擾乱が著しく、上方に細粒化することから、水深が増大していく海進湾奥環境で形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は下部の砂層で 350 m/sec に達するが、上部の泥層では 250 ~ 270 m/sec へと値が次第に小さくなる。P 波速度は下部の砂層で幾分高いが全体として概ね 1,500 ~ 1,600 m/sec の範囲内にある。密度は下部の砂層で 1.8 ~ 2.0 g/cm³ に達するが、上部の砂層では 1.5 g/cm³ 程度まで値が小さくなる。含水率は、下部の砂層で 20 ~ 30 % とやや低いが、上部の泥層では 40 % 前後を示す。

ユニット III (?砂州相) 第 3 図及び第 4 図の 4

GS-TM-1 (富里) : 深度約 46 ~ 約 29 m

記載 : 本ユニットは、最下部は塊状あるいは弱く葉理が発達する泥層からなるが、主部は細粒~中粒砂層あるいは砂泥細互層からなり、全体として上方に粗粒化することを特徴とする。下位ユニットとの境界は漸移的である。砂層にはしばしばリップルが観察される。全体に貝化石が散在し、生物擾乱が著しい。下位及び上位のユニットとの境界は漸移的である。

堆積環境 : 本ユニットの堆積環境を推定するのは難しいが、本ユニットは、海進時の湾奥環境で形成されたと考えられるユニット II の上位に累重する砂主体のユニットであり、さらに上位には後述する内湾泥層 (デルタ底置面~前置面下部相) を主体とするユニット IV が重なることから、海が侵入した開析谷の湾口寄りに形成された砂州の可能性がある。その場合、上位のユニット IV 形成時にはこの砂州は放棄されたことになる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度は、下部は概ね 250 ~ 300 m/sec で、この範囲で上方にやや高くなる傾向が認められる。上部は 300 ~ 400 m/sec を示し、砂層で高く泥層で低い傾向が認められる。P 波速度は 1,500 ~ 1,700 m/sec の範囲にあり、上部の砂層ほど高い値を示す。密度は本ユニット最下部で 1.5 g/cm³ であるが、上部では概ね 2.0 g/cm³ と上方へ次第に値が大きくなる。含水率は、最下部の泥層は 30 ~ 40 % であるが、上位に低くなり、上部の砂層では 20 ~ 30 % 程度となる。

ユニット IV (プロデルタ～デルタフロント下部相) 第 3 図及び第 4 図の 5

GS-TM-1 (富里) : 深度約 29 ~ 26.0 m

記載 : 生物擾乱の著しい、やや砂質の泥層からなる。下位ユニットとの境界は漸移的である。リップルが発達する数 cm 以下の厚さの極細粒砂層を頻りに挟むが、生物擾乱を受けて塊状を呈する部分も多い。砂層は上部ほど挟在が多く、全体として上方に粗粒化する。全体に貝化石が散在する。

堆積環境 : 泥層を主体とし、上方に粗粒化することから、内湾環境に前進するデルタの底置面 (プロデルタ) からデルタフロント下部において形成されたものと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波は 190 ~ 240 m/sec と下位あるいは上位のユニットと対照的な低い値を示す。上方に幾分値が高くなる。P 波速度は 1500 m/sec 程度の値を示す。密度は 1.5 ~ 1.8 g/cm³ 程度の値である。含水率は、概ね 40 % 前後の高い値を示し、上方に幾分低くなる傾向が認められる。

ユニット V (デルタフロント上部～デルタプレーン相) 第 3 図及び第 4 図の 6, 7, 8

GS-TM-1 (富里) : 深度 26.0 ~ 4.27 m

記載 : 本ユニットは、下部は貝化石を多く含む砂層、上部は斜交層理の発達した砂層からなる。最上部は平行層理の発達する、やや泥質の砂層からなる。下位ユニットとの境界は比較的明瞭な層相境界からなる。下部の貝化石を含む砂層は、比較的分級の悪い、生物擾乱を受けた細粒砂を主体とする。含まれる貝化石は多くは小さく破片化したものであるが、10 ~ 20 cm 程度の厚さで大型の個体が多く産出する層準が 30 ~ 100 cm 程度ごとに挟在する。貝化石のほかカシパンウニの化石も多くみうけられる。上部は斜交層理やリップルが発達した、比較的分級のよい細粒～粗粒砂層からなる。一部にはフォアセット葉理の傾きに 2 つの対称方向がみられるヘリンボーン斜交層理が観察される。溶解した貝化石跡がまれにみうけられる。全体に 10 ~ 数 10 cm の厚さで上方に幾分細粒化するセットの累重からなり、リップルはそのうちの細粒部にみられることが多い。本ユニット最上部は褐色の平行あるいは低角斜交層理が発達する細粒～中粒砂層からなり、上位の常総粘土の直下はやや泥質で、植物根化石も多くみうけられる。

堆積環境 : 斜交層理やリップルが発達し、一部にはヘリンボーン斜交層理が観察されることから、潮汐流の影響を受けた関係で形成されたことが考えられる。この地域には露頭調査によりバリアシステムの潮汐デルタ (上げ潮デルタ) が発達したことが知られており (岡崎・増田, 1992), 本ユニットはその一部と考えられる。本ユニットは下位の上方粗粒化するプロデルタ～デルタフロント下部相に累重するユニットであり、また上位に植物根化石を伴い陸成の常総粘土に漸移することから、潮汐デルタのデルタフロント上部からデルタプレーンに相当する環境で形成されたと考えられる。

弾性波速度・密度・含水率 : S 波速度はばらつきが大きい、下部で概ね 300 ~ 400 m/sec、上部で 200 ~ 300 m/sec と、上方に次第に値が小さくなる。P 波速度は変化は小さいが、1,500 ~ 1,700 m/sec の範囲でやはり上方に値が小さくなる傾向が認められる。地下水面より上位 (深度約 12 m 以浅) のダウンホール法での測定結果では 1,500 から 500 m/sec 程度まで上方に値が大きく変化する。密度は下部で 2.0 g/cm³、上部で 1.7 ~ 1.8 g/cm³ と、上方に次第に値が小さくなり、最上部では 1.5 g/cm³ 程度まで低下する。含水率は概ね 20 ~ 30 % を示し、上部で若干低くなる傾向が認められる。

4.3 常総粘土及び新期関東ローム層

木下層の上位には常総粘土及び新期関東ローム層が累重する (第 3 図)。本コア試料では常総粘土は、木下層の砂層の上位に比較的明瞭な境界をもって累重する、にぶい黄色を呈するやや砂質の凝灰質粘土からなる。植物根化石を多く含む。また新期関東ローム層は、褐色の火山灰質土からなり、下位の常総粘土から漸移する。

4.4 テフラ

TM-1-13.29 テフラ (深度 13.29 ~ 13.30 m) 第 1 表

記載 : 粗粒砂～極粗粒砂サイズの粘土化した黄橙色のパミスからなる。層厚は約 1 cm。基底部は褐色を帯びる。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱、黒雲母、普通角閃石を含む。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.704 ~ 1.715 (1.707, 1.713, 括弧内はモード値、以下同じ) を示す。

対比 : 本テフラは木下層の上部 (ユニット V) に挟在

第 1 表 テフラの記載岩石学的特徴.

Table 1 Petrologic properties of intercalated tephra layers in GS-TM-1 core.

コア名	深度	岩相	粒径	重鉱物	opx屈折率 (γ)	gl屈折率 (n)	gl形状	対比候補
GS-TM-1	13.29-13.30 m	黄橙色パミス, 粘土化	c-vc	opx, cpx, mt, bi, ho	1.700, 1.704-1.715 (1.707, 1.713)	—	—	KIP series
GS-TM-1	13.90-13.91 m	黄白色パミス, 粘土化	c	opx, cpx, mt	1.706-1.711 (1.709), 1.719-1.721	—	—	KIP series
GS-TM-1	54.87-54.88 m	白色パミス (巣穴化石中)	m	opx > cpx, mt	1.710-1.715, 1.727-1.730 (1.729-1.730)	1.501-1.502 (1.502)	多孔	TAu series
GS-TM-1	57.14-57.15 m	白~黄白色パミス (巣穴化石中)	f-c	opx, cpx > mt	1.707-1.712 (1.710-1.711)	1.523-1.524 (1.524)	多孔	TAu series

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

するが、木下層上部相当層のテフラとして KIP テフラ群が知られる。KIP テフラ群は性質が似ているものが多く、斜方輝石の屈折率は概ね 1.705 ~ 1.713 の範囲にあるものが多い(町田・新井, 2003)。本テフラの斜方輝石の屈折率はその範囲内にあり、KIP テフラ群に属するテフラであることに矛盾はない。

TM-1-13.90 テフラ (深度 13.90 ~ 13.91 m) 第 1 表

記載: 粗粒砂サイズの粘土化した黄白色パミスからなる。分析試料を採取した層は層厚約 1 cm であるが、その上位約 10 cm にわたり同様のパミスが散在(一部層状)する。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.706 ~ 1.711 (1.709), 1.719 ~ 1.721 を示す。

対比: 本テフラも木下層の上部(ユニット V) に挟在し、斜方輝石の屈折率のモード値(1.709) から判断すると KIP テフラ群の一つであると推定される。ただし屈折率 1.719 ~ 1.721 を示す斜方輝石は KIP テフラ群には知られていない。再堆積したものが混入した可能性があるが、起源は不明である。

TM-1-54.87 テフラ (深度 54.87 ~ 54.88 m) 第 4 図の 2, 第 1 表

記載: 腐植質泥層中の巣穴化石(コア半断面において径 1 cm 程度)を埋める、中粒砂サイズの白色パミスからなる。重鉱物は斜方輝石を多く含むほか、単斜輝石や磁鉄鉱もみうけられる。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.710 ~ 1.715, 1.727 ~ 1.730 (1.729 ~ 1.730) であり、1.730 に達する高い値を示す斜方輝石を含むことが特徴である。一方、火山ガラス(パミス)の屈折率 (n) は 1.501 ~ 1.502 (1.502) と低い値を示す。

対比: 本テフラは木下層の下部(最下位のユニット D) に挟在するが、木更津地域では木下層下部の上部に大磯丘陵の TAU-12 に対比される(杉原ほか, 1978) Ko1 テフラが挟在することから(徳橋・遠藤,

1984)、木下層下部に挟在するテフラの候補として TAU テフラ群が挙げられる。既知の TAU テフラ群のなかで斜方輝石が 1.730 前後の高い屈折率を示すのは TAU-7 と TAU-10 である(町田ほか, 1974)。これらとの対比は、今後化学分析を実施し、さらに検討していきたい。

TM-1-57.14 テフラ (深度 57.14 ~ 57.15 m) 第 1 表

記載: 腐植層中の巣穴化石(コア半断面において径 2 ~ 3 cm)を埋める、細粒~粗粒砂サイズの白~黄白色パミスからなる。重鉱物は斜方輝石や単斜輝石を多く含むほか、磁鉄鉱もみうけられる。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.707 ~ 1.712 (1.710 ~ 1.711) である。火山ガラス(パミス)の屈折率 (n) は 1.523 ~ 1.524 (1.524) である。

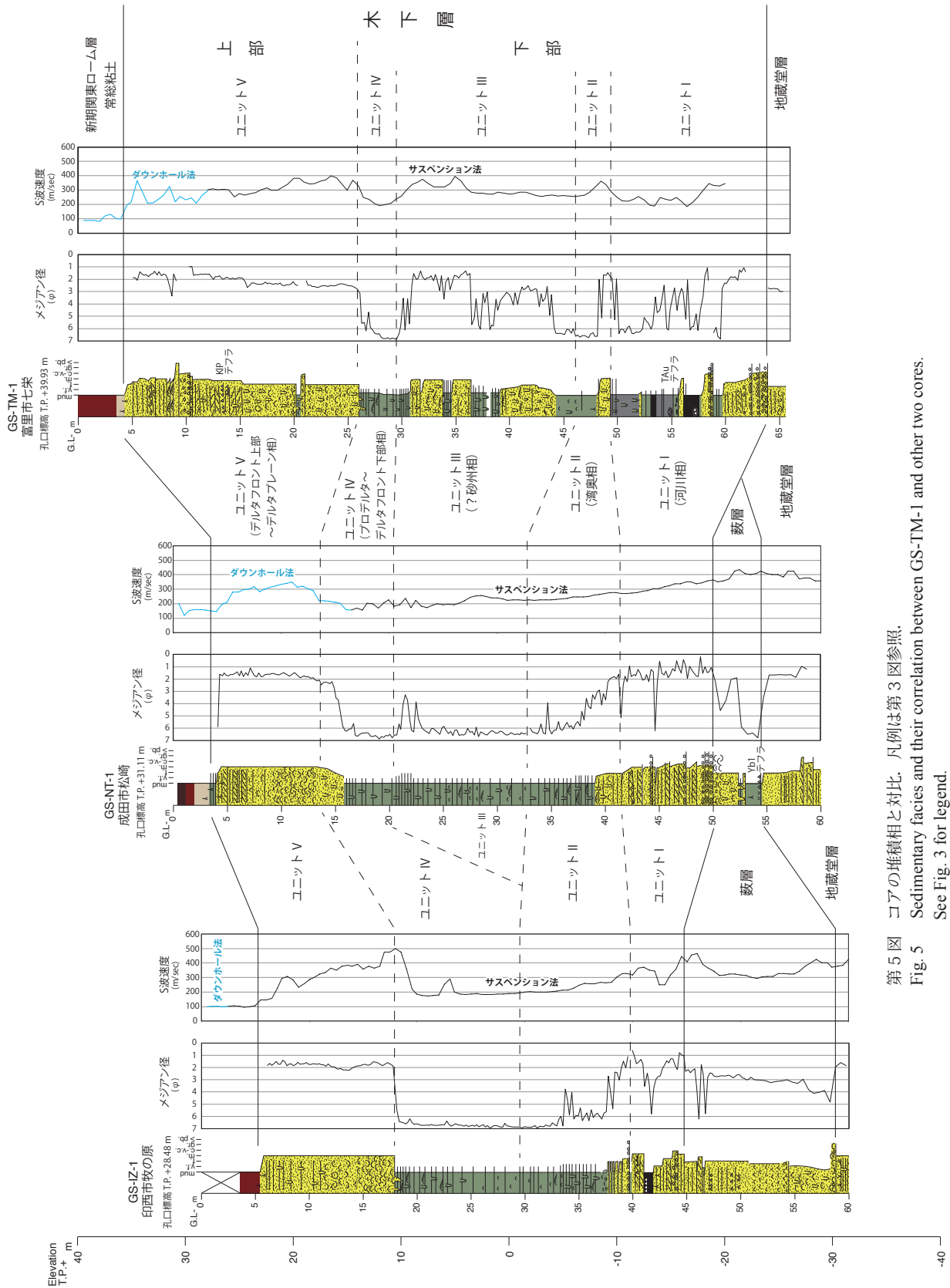
対比: 本テフラも木下層の下部(ユニット D) に挟在し、対比候補として TAU テフラ群が挙げられるが、斜方輝石の屈折率が 1.710 前後を示すテフラは複数のあるため、対比候補を限定することは現段階では難しい。

4.5 印西 GS-IZ-1 及び成田 GS-NT-1 コアの粒度分析結果

印西 GS-IZ-1 及び成田 GS-NT-1 コアの柱状図および PS 検層、密度検層結果については既に中澤ほか(2014)で報告したが、今回新たに両コアの粒度分析を実施した。第 5 図には各柱状図とともに粒度変化(メジアン径)を示した。これをもとに以下に各コアの粒度変化の特徴を述べる。

印西 GS-IZ-1 コアでは、深度約 45 ~ 40 m はシルト層を挟みながらも粗粒砂~中粒砂を主体とする。また、深度約 40 ~ 30 m は中粒砂からシルトへと全体に上方に細粒化する。一方、深度約 30 ~ 18 m ではシルトサイズの範囲で上方に粗粒化する。深度 13 m 以浅は中粒砂からなる。

成田 GS-NT-1 コアでは、深度約 50 ~ 41 m は主に



第5図 コアの堆積相と対比。凡例は第3図参照。
 Fig. 5 Sedimentary facies and their correlation between GS-TM-1 and other two cores.
 See Fig. 3 for legend.

粗粒～中粒砂からなる。また、深度約 41～32 m は中粒砂からシルトへと全体に上方に細粒化する。一方、深度約 32～20 m はシルトから極細粒砂へと上方に粗粒化する。深度約 20～13 m では再びシルトへと大きく変化するが、この深度内では細粒砂へと上方に粗粒化する。深度約 13 m 以浅は主に中粒砂からなる。

5. 考察

ここでは今回検討した富里 GS-TM-1 コアと前年度に検討した成田 GS-NT-1 及び印西 GS-IZ-1 コア（中澤ほか、2015）の比較により、木下層の堆積相の層相変化について議論する。第 5 図にこれら 3 本のコアの柱状図を示す。なお、成田と印西のコアについては前年度以降に粒度分析を行ったため、第 5 図にはその粒度分析結果（メジアン径）も図示した。これら粒度分析結果及び今回の富里 GS-TM-1 コアの追加により、成田 GS-NT-1 及び印西 GS-IZ-1 コアについては中澤ほか(2015)からユニット区分を一部修正している。

富里 GS-TM-1 コアでは、バリアシステムの上げ潮デルタ主部と解釈されるユニット V より下位、すなわち、ユニット I からユニット IV までが開析谷埋積層である木下層下部に相当すると考えられる（第 3、5 図）。この木下層下部は、成田及び印西では基底部の河川相を除いてほとんどが泥層で構成されるが、富里では砂層が多いことが明らかになった。これは砂層から上方細粒化し泥層に至るユニット II（湾奥相）と、全体として幾分上方に粗粒化する泥層からなるユニット IV（プロデルタ～デルタフロント下部）との間に、砂層が卓越するユニット III が挟在することによる。ユニット III は、下位のユニット II が上方細粒化するのに対し、上方粗粒化に反転し、砂層が卓越するようになることが特徴である。一方、他の 2 本のコアの粒度分析結果をみると、富里 GS-TM-1 に近い成田 GS-NT-1 コアでも類似の粒度変化が認められるようである。すなわち成田 GS-NT-1 コアの木下層下部はほとんどが泥層ではあるものの、深度 32～20 m については上方に粗粒化し、特に深度 23～20 m では砂層の挟みがかかなり多くなる。また、その上位は泥層に変化する。このような粒度変化から成田 GS-NT-1 コアの深度約 32～20 m は、富里 GS-TM-1 コアのユニット III と類似のプロセスにより形成されたと考えられる。また、このユニット III は、成田 GS-

NT-1 コアと比較して、東に位置し、堆積当時、より湾口に近かったと考えられる富里 GS-TM-1 コアのほうが粒度が大きい。このことから、ユニット III は第 4 章で述べたように、開析谷に海が侵入することによって形成された内湾の湾口寄りの地域に発達した砂州である可能性が高いと考えられる。

今回、富里の調査により、木下層下部も層相変化が著しいことが明らかになった。木下層下部は現在の内陸部では S 波速度が 150～200 m/sec 程度の軟弱な泥層が卓越し（例えば第 5 図の印西 GS-IZ-1 コア）、台地の下の軟弱泥層として都市地盤リスクとなりうる指摘した（中澤ほか、2015）。また、この開析谷埋積層の層厚は、柏付近で約 20 m（中澤・田辺、2011；中澤ほか、2014）、印西で約 25 m、成田で約 35 m、富里で約 40 m となり、当時の谷の下流側（湾口側）に相当する東側ほど層厚が大きくなることが示された。しかし東側ほど砂が卓越するため、S 波速度は高くなる傾向が認められる。すなわち、富里では泥層で一部 200 m/sec を下回る層準があるものの、多くは 250～350 m/sec を示す。木下層の開析谷埋積層については層厚だけでなく、このような層相の変化とその分布を把握することが重要である。

6. まとめ

千葉県北部に分布する木下層の谷埋め堆積物の層相と物性を知るために、富里市七栄においてボーリング調査を実施した。また、これまでに検討した印西や成田のコアとの層相の比較を行った。その結果、木下層下部は千葉県北部地域では谷埋め状に東西に細長く分布し、下流側（湾口側）の東部ほど層厚が大きいが、全体として砂が卓越する層準が多くなり、内陸側（西部）と比較して S 波速度が大きくなることが明らかになった。木下層の谷埋め堆積物は軟弱な泥層からなることが多く、地盤リスクとなりうるが、層相・層厚変化が著しく、それらを適切に把握することが重要である。

謝辞

産総研地質情報研究部門の七山 太氏には堆積物の粒度分析についてご教示をいただくとともに、機器の使用に関してご配慮いただいた。ボーリング調査に際

しては富里市都市整備部に用地等に関して多大な便宜をはかっていただいた。現地のボーリング作業は大洋地下調査株式会社によって実施された。以上、記して深く感謝いたします。

文献

- 千葉県地質環境インフォメーションバンク (2016) ちば情報マップ (地質柱状図). <https://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/chishitsu.html>, 2016.3.31 閲覧.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定及び形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- 印西市教育委員会 (2012) 木下貝層—印西の貝化石図集— (第4版). 印西市教育委員会, 93p.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, 83, 22-58.
- 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・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 41p.
- 中澤 努・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.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質学雑誌, 112, 349-368.
- 中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動観測. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 66, 207-228.
- 中澤 努・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. 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.
- Nishikawa, T. and Ito, M. (2000) Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces. *Sedimentary Geology*, 137, 25-42.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- 岡崎浩子・中里裕臣・黒住耐二 (2016) 氷期・間氷期変動と古東京湾—木下貝層 (千葉県)—. 地学雑誌, 125, N1-N11.
- Okazaki, H. and Masuda, F. (1995) Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *Special Publications of International Association of Sedimentologists*, 24, 275-288.
- 産総研地質調査総合センター編 (2015) 20万分の1日本シームレス地質図 2015年5月29日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 84, 583-600.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.

千葉県北部地域の下総層群の層序

Stratigraphy of the Shimosa Group in the northern part of Chiba Prefecture

中里裕臣^{1*}・佐藤弘幸²

Hiroomi Nakazato^{1*} and Hiroyuki Sato²

Abstract: This paper represents stratigraphic columns of outcrops showing sedimentary facies and marker tephra layers of the Pleistocene Shimosa Group in the northern part of Chiba Prefecture. The geologic structure of the Shimosa Group reported by Nakazato and Sato (2001) was interpreted from these outcrop data. They also indicate that the stratigraphic framework of the Shimosa Group proposed by Tokuhashi and Endo (1984) can be applied to the whole area of Chiba Prefecture. The discovery of J1 and J4 tephra layers from the Inubo Group reveals detailed geologic structure of the Shimosa Group in the northeastern part of Chiba Prefecture.

Keywords: Pleistocene, tephra, stratigraphic columns, geologic structure, Shimosa Group, Chiba

要旨

千葉県北部に分布する下総層群の層序と構造について、中里・佐藤（2001）は各累層の基底面等高線図を示した。本稿では、その図の基となった露頭柱状図とテフラの層位を示し、千葉県北部全域に徳橋・遠藤（1984）の層序区分が適用できることを示す。千葉県北東部では藪層と地蔵堂層基底層準に陸成泥層が分布せず、累層境界の追跡を困難にしていたが、犬吠層群からの J1 及び J4 の検出により、地蔵堂層基底、すなわち下総層群基底の分布を明らかにした。

1. はじめに

千葉県北部地域には、中―上部更新統下総層群（徳橋・遠藤，1984）が広く分布する。下総層群は姉崎地域において下位から地蔵堂層、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され（徳橋・遠藤，1984）、この標準層序は氷河性海水準変動に規制された堆積シーケンスの認定と挟在するテフラの対比により、関東平野中央部の更新統の層序区分にまで適用されている（中澤・中里，2005

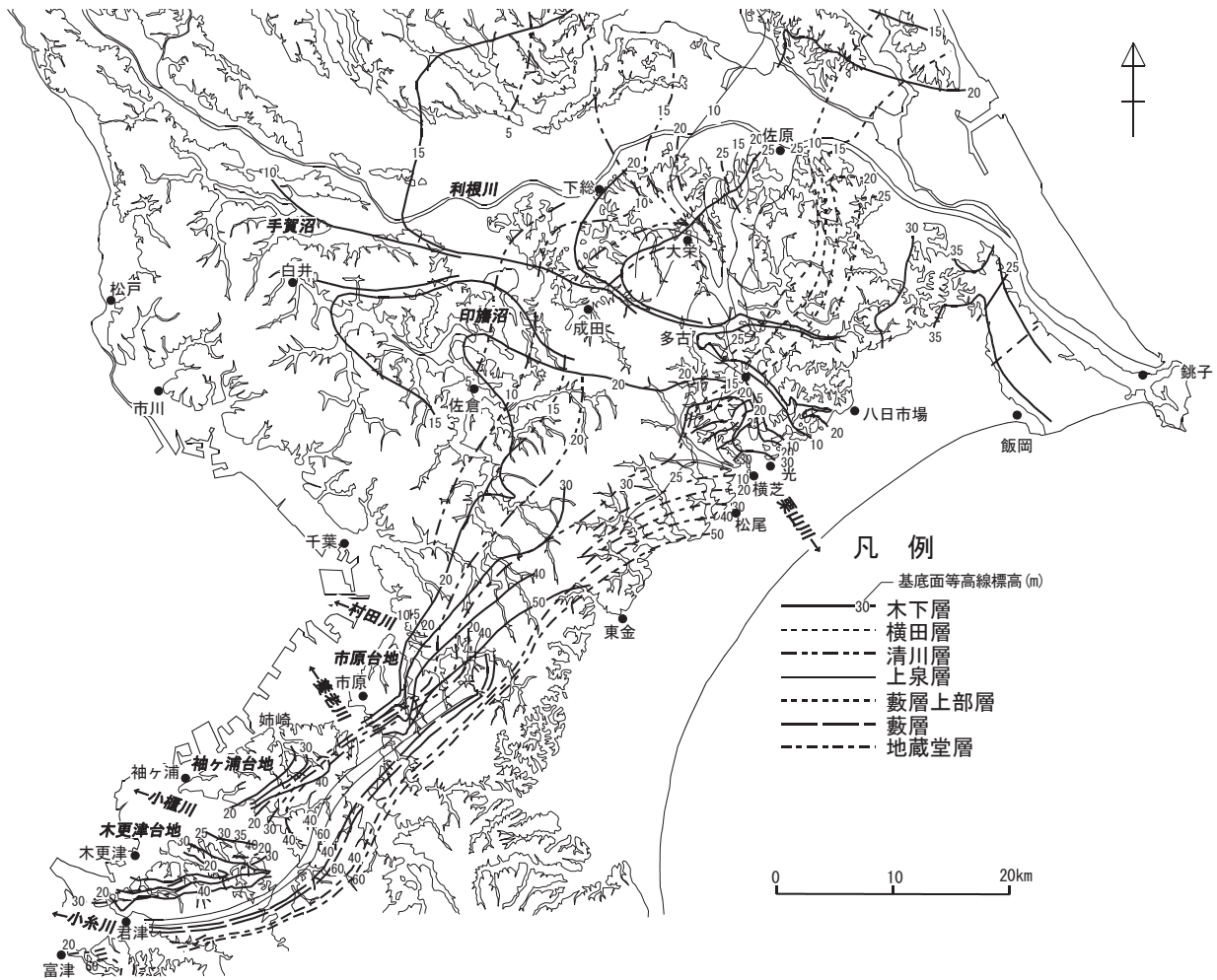
など）。

筆者らは、1983 年に下総層群の調査に着手し、露頭における堆積相解析と検出されたテフラの岩石記載的特徴を明らかにすることで累層境界とテフラを追跡し、千葉県北部地域における下総層群の各累層の分布を明らかにした（中里・佐藤，1988；Nakazato et al., 1989；中里，1993；佐藤，1993）。そして、中里・佐藤（1998）は、従来、岩相的に上総層群笠森層相当と考えられていた犬吠層群豊里層の Ty1 テフラ（酒井，1990）を地蔵堂層の J4 テフラと対比し、中里・佐藤（2001）において下総層群の各累層の年代と基底面等高線図（第 1, 2 図）を示した。その過程で、東金―匝瑳地域については佐藤（1993）によりバックデータとなる柱状図が示されたが、手賀沼―成田―香取―銚子にかけての利根川南岸地域については十分な柱状図が示されなかったため、本稿ではこの地域を中心とする柱状図データを付図として公表する。あわせて、千葉県北部地域全域にわたり代表的な露頭柱状図を 3 つのルート毎に示し（第 3～6 図）、下総層群の層序、構造を概観する。なお本稿では下総層群最上部を構成する姉崎層、竜ヶ崎層（中村・福田，1953）、常総粘土を合わせて常総層（Jo；小玉ほか，

* Correspondence

¹ 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究部門（NARO, Institute for Rural Engineering）

² 静岡聖光学院（Shizuoka Seiko Gakuin）



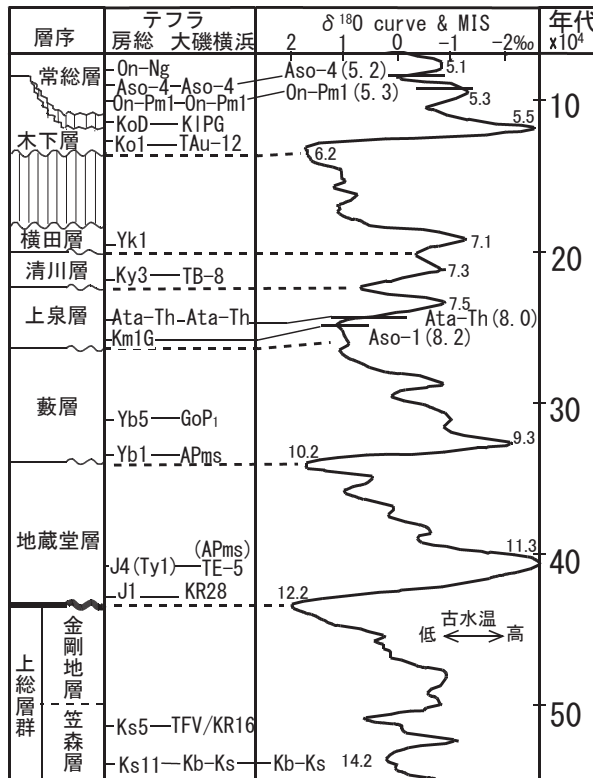
第 1 図 千葉県北部地域における下総層群各累層の基底面等高線図。(中里・佐藤, 2001 の図 2 に加筆修正)
 Fig.1 Contour map showing the basal surface of each formation of the Shimosa Group in the northern part of Chiba Prefecture (modified from Fig.2 of Nakazato and Sato, 2001).

1981) として, また新时期段丘堆積物は新时期関東ローム層 (Lm) に含めて扱う。また, 下総層群のテフラ名は特に断らない限り徳橋・遠藤 (1984) の名称を用いる。

露頭調査の多くは 1980 年代に実施され, 各地点では詳細な露頭観察に基づき 1/100 柱状図を作成し, それらを簡略化したものを本稿に収録した。各露頭では, 市町村発行の 1/2,500 地形図及び京葉測量株式会社発行の 1/10,000 地形図から基準点標高を読み取り, ハンドレベルにより累層境界標高を求めた。検出されたテフラ試料は, 採取時及び水洗時に堆積物との分離に留意し, 椀かけ及び超音波洗浄により粘土分を除去し, 鉱物組成の観察, 温度変化型屈折率測定装置 (遠藤, 1982; 檀原, 1991; 古澤, 1995) による火山ガラス, 斜方輝石, 角閃石の屈折率測定を行った。一部の試料については火山ガラスの EPMA 分析を行い, 主成分化学組成を求めた。

2. 村田川流域ルート (第 4 図)

下総台地を東西に流れ, 東京湾に注ぐ村田川の流域は, 徳橋・遠藤 (1984) が下総層群の標準層序を示した姉崎図幅地域の北側に隣接し, 西から東へと順次下位の地層が指標テフラとともに確認できる。特に中流域の瀬又の堰 (Loc.830) では指標テフラ Yb0 ~ Yb5 を挟む藪層が見られ, その下位には潮間帯を示す白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* (菊地, 1972; 奈良, 1994) を含む地蔵堂層最上部が確認できる。本地点における Yb3, 5 (杉原ほか, 1978 の SY, GoP₁) は, 木更津地域の藪層と本地点を模式地とする「瀬又層」(小島, 1959 など) を対比する上で重要であったが, 本地点の藪層基底泥層からは Yb1 も報告され (佐藤, 2000), 藪層の分布はより明確になった。瀬又の堰の南方の市原市金剛地 (Loc, 351) では J1 を含む地蔵堂層最下部とその下位の上総層群



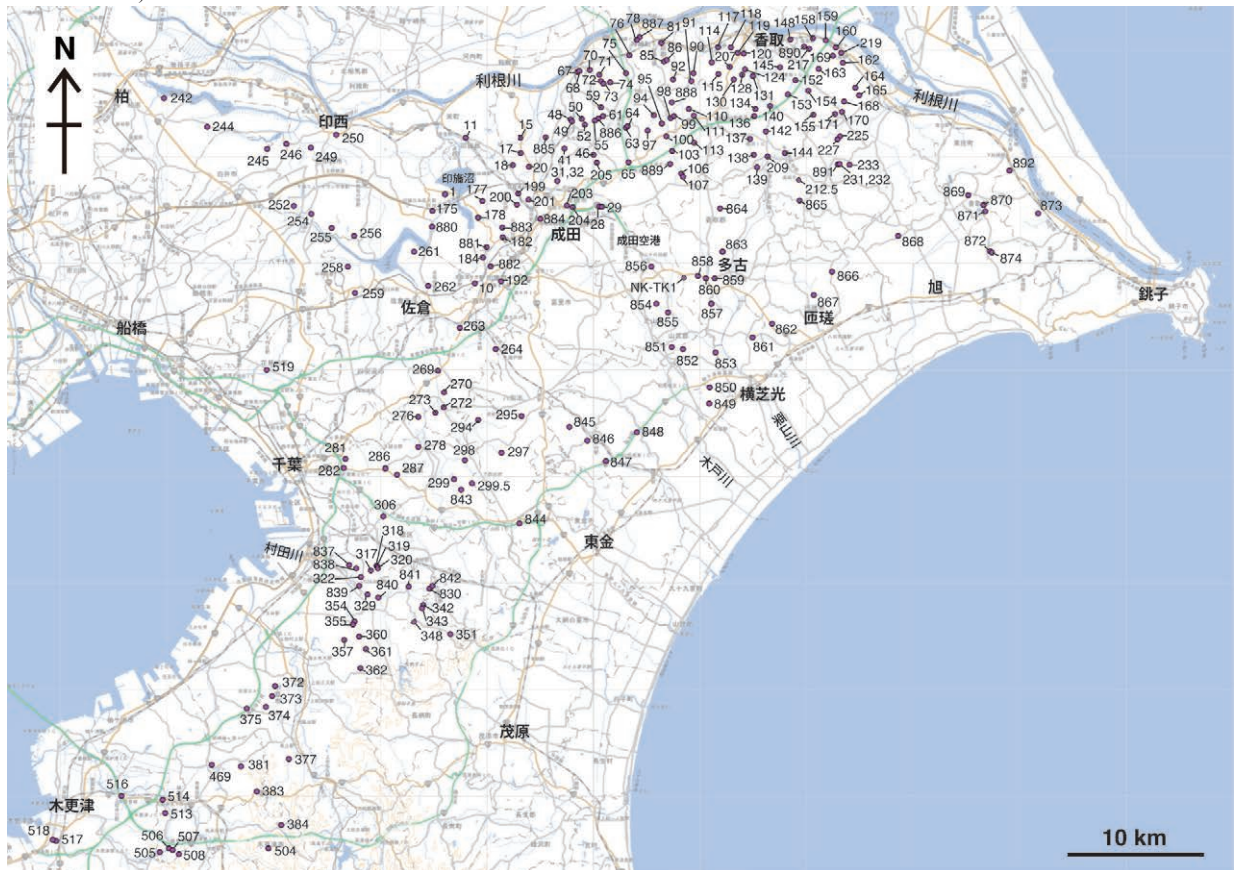
第2図 下総層群層序総括図。(七山ほか, 2016 を一部改変。酸素同位体比曲線は Bassinot et al., 1994 による)
 Fig.2 Stratigraphic and chronological summary of the Shimosa Group (modified from Nanayama et al., 2016. Oxygen isotope stack curve is based on Bassinot et al., 1994).

金剛地層が分布する。瀬又の堰の西方 Loc. 841 では藪層は沖積面下に没し, Km2 を挟む上泉層と Ky2, 3 を挟む清川層が順次現れ, これらの上位には下総上位面を構成する木下層が累重する。さらに西方の東京湾岸 (Locs. 838, 837) では清川層最上部の *Macaronichnus segregatis* を含む砂層を覆い, 木下層に不整合で切られる地層が認められ, 中里 (1993) はこれを木更津地域の横田層に対比した。

Loc. 841 の南方 2 km の徳橋・遠藤 (1984) による Loc.120 (市原市東国吉) では, 上泉層中に Km1? とされた厚いガラス質テフラがある。本テフラの火山ガラスの主成分組成は, 木更津市根岸の Km1-d (中里, 1999) とは異なり, 茨城県笠間市大古山で大井・横山 (2011) が報告した広域テフラ Ata-Th (町田・新井, 2003) と類似することから, Ata-Th に対比された (中里ほか, 2013; 第1表)。

3. 下総台地東縁ルート (第5図)

村田川流域ルートの北東側で, 東金から多古を経て銚子に至る下総台地の東縁地域の下総層群の層序は佐藤 (1993) によって明らかにされた。本章では各累



第3図 露頭及びボーリング地点位置図。
 Fig. 3 Map showing locations of outcrops and a drill site.

層毎に記述する。

3.1 地蔵堂層

地蔵堂層の基底は、東金市から山武市松尾町にかけて (Locs. 844, 847) は J1 を挟む陸成泥層として、横芝光町 (Loc. 849) では下位の金剛地層を侵食する細礫混じり粗粒砂層として追跡され、走向は北東 - 南西から東北東 - 西南西に変化する。Loc. 848 では J1 は金剛地層最上部の砂丘堆積物中に認められる (佐藤, 1995)。

木下層基底の谷地形である多古チャネル (後述) 以東における地蔵堂層の分布は、岩相的に笠森層と考えられてきた犬吠層群豊里層の Ty1 テフラ (Loc. 872) が J4 に (中里・佐藤, 1998; 齊藤, 2000), 倉橋層の Kh9a の下位 2.5 m のガラス質テフラが J1 (Loc.874) に対比 (中里ほか, 2003) されたことにより時間層的に明らかになった。中里・檀原 (2005) は Loc. 873 における Ty1 のジルコンのゼータ校正フィッシュトラック年代として 410 ± 50 ka を示した。

3.2 藪層

瀬又の堰 (Loc. 830) から北東方向の藪層は、木下層の分布により露出が途切れ、山武市木戸川以東で再び露出する。山武市芝山 (Loc. 851) から横芝光町新屋敷 (Loc. 852) にかけては Km2 を含む上泉層基底の陸成泥層に整合に覆われ、地蔵堂層を陸成泥層で整合に覆う藪層の全層準が確認できる。藪層基底の腐植層を含む陸成泥層は栗山川及び多古橋川西岸沿いに Loc. 853 から Loc. 857 にかけて標高を下げ、沖積面下に没するが、多古チャネル以東には分布しない。Loc. 853 の陸成泥層中の腐植層からは寒冷期を示す植物化石が産出し、木戸台フロラ (Kokawa, 1966) として知られている。Loc. 852 の 400 m 東の露頭では藪層基底の泥層中に、黒雲母に富み低屈折率の火山ガラスと高屈折率の角閃石を特徴とする Yb1 の挟在が確認された (中里・佐藤, 2008)。Yb1 は前述の瀬又の堰 (Loc.830) で確認されるほか、成田付近のボーリングコアからも報告されており (中里ほか, 2004; 中澤ほか, 2015), 藪層基底を指示する重要なテフラである (第 2 表)。この木戸川と栗山川で挟まれた地域の藪層は、下総台地研究グループ (1996) により横芝層として区分され、地蔵堂層に対比された。

多古チャネル以東の藪層は、香取市周辺の藪層と同様に砂鉄質中粒砂からなる上部層と生物擾乱の著し

い細粒砂層からなる下部層に分けられ、上部層には Km1 が、下部層には Yb3 が認められる。藪層の上位は木下層に不整合に覆われる。下位の地蔵堂層との境界は、東庄町夏目の Loc. 870 と Loc. 871 の間に推定される。

3.3 上泉層・清川層

本ルートの上泉層と清川層は、多古チャネル以西で藪層の上位に分布するが、木下層基底の不整合によりその分布は部分的である。上泉層基底には地蔵堂層まで侵食する西北西 - 東南東方向のチャネルが認められる (Loc. 850)。上泉層では Km1, Km2, Km4 が確認され、清川層では Ky3 が認められる。

3.4 木下層・多古チャネル埋積層

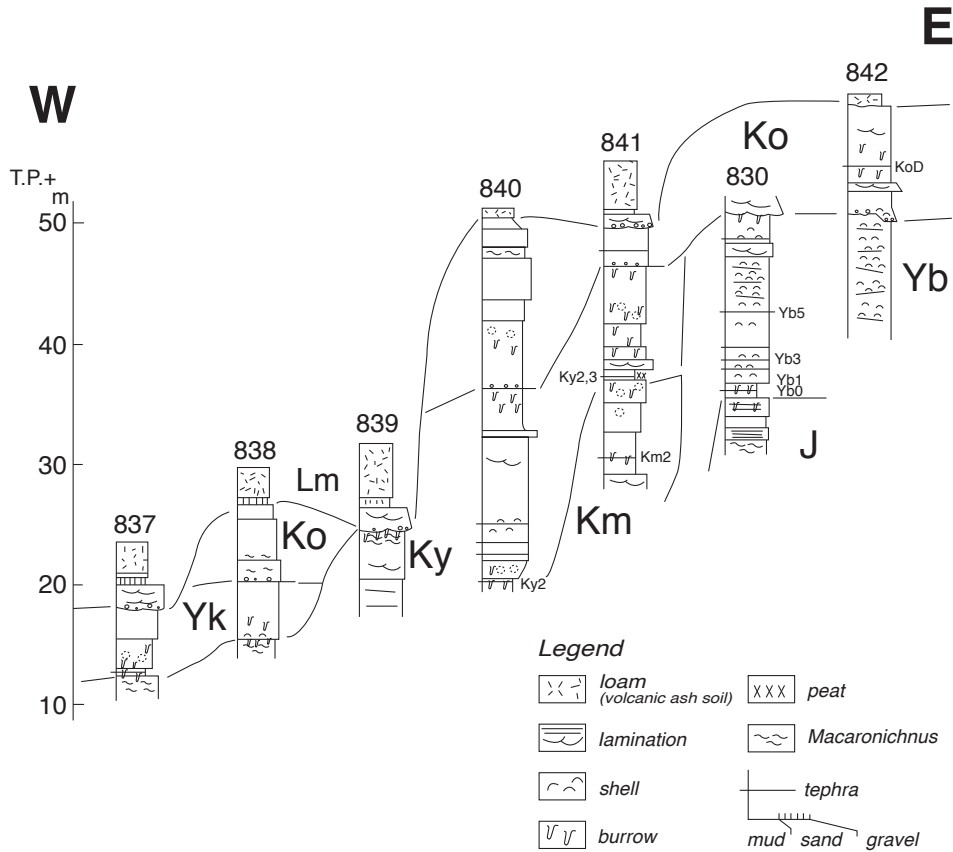
本地域の木下層も下位の累層を不整合に覆い、下総上位面を構成している。旭市から香取市 (Locs. 865, 866, 868 など) にかけての不整合面上には層厚数 m の砂泥互層が分布する。

本地域の木下層を特徴付けるのは、成田国際空港の南から多古町を通り匝瑳市にぬける多古チャネル (佐藤, 1993) と呼ばれる谷地形とそれを埋積する堆積物 (Locs. 858, 860, 861, 862) である。多古チャネル埋積層は多くの貝化石を含むことから、古くから着目されており、谷地形の有無や層序対比について多くの意見が出されてきた。杉原 (1979) は多古チャネル埋積層中に初めてテフラを記載し、清川層と対比した。下総台地研究グループ (1996) は多古チャネル埋積層を多古層と定義し、多古層が木下層に不整合で覆われることとテフラの対比により上岩橋層 (清川層) に対比した。その後、関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ (2000) は多古層の T2, T3 テフラを清川層の Ky2, 3 と Ky4 に対比した。これに対し、中里 (2001) は斜方輝石や火山ガラスの屈折率の違いから多古層テフラと清川層テフラの対比は困難であることを示した。今のところ T2, T3 (本稿の Tk2, Tk3) と対比可能なテフラは、他地域で見いだされていない。

本稿では、佐藤 (1993), 中里・佐藤 (2001) を踏襲し、多古チャネル埋積層を木下層下部層とした。しかし、多古チャネル中軸部で木下層上部層基底付近から埋積層基底まで掘削したボーリング試料 (第 3 図の NK-Tk1 地点) について花粉組成を検討した結果、他地域の木下層下部層の花粉組成 (中澤ほか, 2006 など) と比較して、スギや常緑広葉樹種が低率で、ツガ、

第1表 EDXによる上泉層テフラの火山ガラスの主成分組成。(上段:wt%, 下段:標準偏差, 100%換算値)
 Table 1 Chemical composition of glass shards in tephra layers from the Kamiizumi Formation.
 (upper: wt%, lower: standard deviation, Analyses recalculated to 100% on a volatile-free basis.)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total/N
Km1?	78.25	0.14	12.40	0.96	0.09	0.15	1.25	3.59	3.18	100.00/19
東国吉	0.22	0.08	0.12	0.09	0.07	0.05	0.06	0.16	0.13	中里ほか(2013)
Ata-Th	78.50	0.10	12.55	0.96	0.03	0.24	1.21	3.48	2.93	100.00/16
大古山	0.34	0.06	0.15	0.08	0.04	0.04	0.09	0.15	0.14	大井・横山(2011)
Km1-d	77.96	0.17	12.36	0.73	0.07	0.10	0.76	3.53	4.32	100.00/20
根岸	0.26	0.05	0.17	0.11	0.05	0.05	0.07	0.09	0.07	中里(1999)



第4図 村田川流域の代表露頭柱状図。露頭の位置は第3図参照。

J: 地蔵堂層, Yb: 藪層, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Yk: 横田層, Ko: 木下層, Lm: 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物
 Fig. 4 Stratigraphic columns of representative outcrops along the Murata River. See Fig. 3 for locations of outcrops.

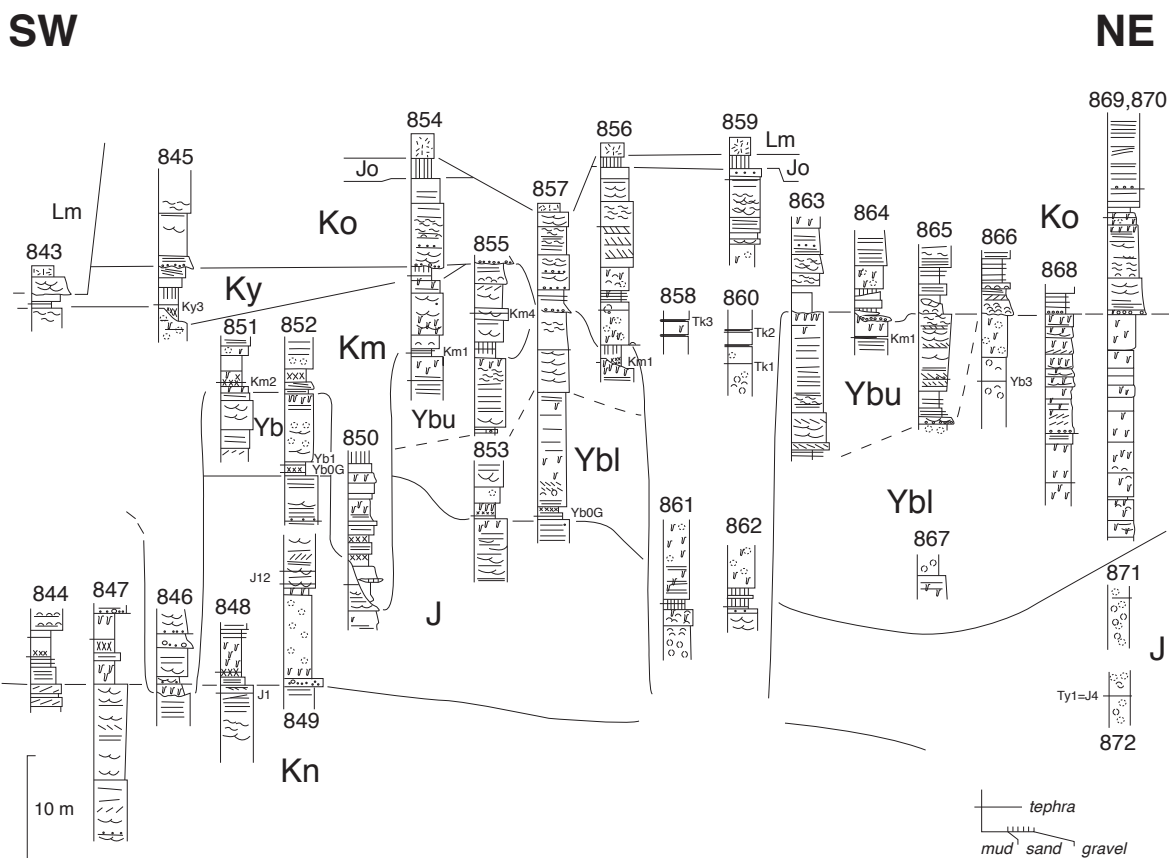
J: Jizodo Formation, Yb: Yabu Formation, Km: Kamiizumi Formation, Ky: Kiyokawa Formation, Yk: Yokota Formation, Ko: Kioroshi Formation, Lm: younger Kanto Loam and terrace deposits.

トウヒが高率を占める点で大きく異なった(第6図; 中里・佐藤, 2010)。埋積層の上位に向けて寒冷化の傾向が認められ, 木下層上部層との間には不整合が推定されることから横田層との対比も考えられる。このように, 多古チャネル埋積層の層準についてはさらなる検討が必要である。

4. 利根川南岸ルート(第7図)

ルート西端の印旛沼周辺では, 寒流系貝化石群集で

特徴付けられる上岩橋層とこれを不整合で覆い下総上位面を構成する木下層が分布する(下総台地研究グループ, 1984, 1996; 成田層古環境団体研究グループ, 1996など)。上岩橋層下部の陸成泥層にはKy2, 3に対比されるテフラが挟在する(杉原, 1979)ことから, 上岩橋層は清川層に対比される(中里, 1993)。この層準は南北走向で緩く西に傾き, 広く追跡される。Ky3は高屈折率の斜方輝石を特徴として大磯丘陵のTB-8に対比された(杉原ほか, 1978; 徳橋・遠藤, 1984)が, 低屈折率の斜方輝石を多く含むとともに



第 5 図 下総台地東縁の代表露頭柱状図。

露頭の位置は第 3 図参照。凡例は第 4 図参照。

Kn: 金剛地層, J: 地藏堂層, Yb: 藪層, Ybl: 藪層下部層, Ybu: 藪層上部層, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Yk: 横田層, Ko: 木下層, Jo: 常総層, Lm: 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物。

Fig. 5 Stratigraphic columns of representative outcrops along the eastern margin of the Shimosa Upland.

See Fig. 3 for locations of outcrops and Fig. 4 for legend.

Kn: Kongochi Formation, J: Jizodo Formation, Yb: Yabu Formation, Ybl: lower part of Yabu Formation, Ybu: upper part of Yabu Formation, Km: Kamiizumi Formation, Ky: Kiyokawa Formation, Yk: Yokota Formation, Ko: Kioroshi Formation, Jo: Joso Formation, Lm: younger Kanto Loam and terrace deposits.

角閃石も含み、それらの特徴から関東平野中央部まで追跡されている(中澤ほか, 2003)。この層準は印旛沼周辺で沖積面上に現れ、東に標高を上げ、成田市荒地(Loc. 885)や西和泉(付図 Loc. 41)では標高 15 m 付近に達する。これらの地点では上泉層最上部の *Macaronichnus segregatis* を含む砂層に重なる陸成泥層中に斜方輝石の屈折率が 1.730 に及ぶ軽石層が挟在し、Ky3 に対比される。西和泉における Ky3 は三谷(2003)の神崎層最上部のテフラ K6 に相当するが、三谷(2003)及び下総台地研究グループ(1996)は神崎層を藪層に対比している。

本地域の藪層は下位の藪層を覆う陸成泥層、貝化石及びその印象を含む細粒砂層、砂泥互層、最上部に *Macaronichnus segregatis* を含む細粒～中粒砂層からなるが、1 露頭で全層準は確認できない、最下部の

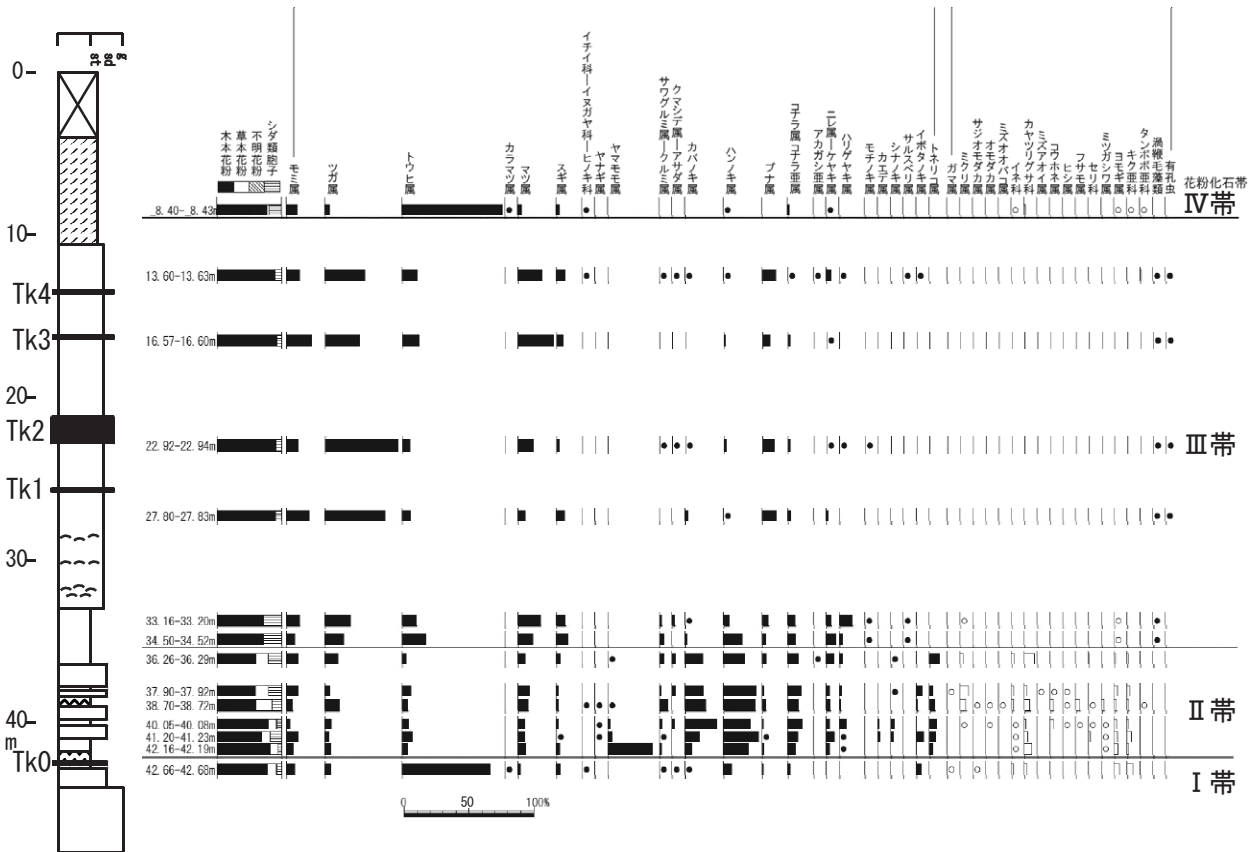
陸成泥層は複数の軽石層、ガラス質火山灰層からなる Km1 グループ(中里, 1999)及び Km2 テフラを挟在し、その上位の細粒砂層は Km3～5 を挟在する。

本地域の藪層も下総台地東縁ルートと同様に砂泥互層を境界として、砂鉄質中粒砂からなる上部層と生物擾乱が発達した細粒砂層からなる下部層に分けられる。上部層の最上部はしばしば固結し、硬砂状を呈する。Nakazato et al. (1989) はこれを砂丘相として、MIS 8 の低海面期に出現したバリアー島システムの高まりと考えた。また、上部層の最上部は層厚 1～3 cm の淡桃色ガラス質細粒テフラを挟在する。本テフラは、挟在される岩相は異なるが火山ガラス、角閃石及び斜方輝石の岩石記載的性質により、西側の下総町周辺では上泉層基底の陸成泥層中に挟まる Km1-d(中里, 1999)と対比される。藪層下部層は香取市東部

第2表 Yb1 テフラの屈折率特性と EDX による火山ガラスの主成分組成. (上段: wt%, 下段: 標準偏差, 100% 換算値)
 Table 2 Characteristics of refractive indices and chemical composition of glass shards in the Yb1 tephra.
 (upper: wt%, lower: standard deviation, Analyses recalculated to 100% on a volatile-free basis.)

新屋敷	glass	n=1.497-1.501(1.498)	ho	n ₂ =1.689-1.701(1.694)	: 括弧内はモード値
丹原	glass	n=1.496-1.499(1.497)	ho	n ₂ =1.691-1.701	
瀬又	glass	n=1.497-1.500(1.498)	ho	n ₂ =1.691-1.702(1.694)	
成田コア	glass	n=1.497-1.500(1.498)	ho	n ₂ =1.685-1.703(1.693)	

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total/N
新屋敷	77.91	0.10	11.93	0.97	0.07	0.04	0.84	2.93	5.21	100.00/15
横芝光町	0.19	0.06	0.12	0.07	0.08	0.03	0.07	0.14	0.15	中里・佐藤(2008)
丹原	77.82	0.05	12.43	0.82	0.02	0.18	0.79	3.07	4.84	100.00/20
木更津市	0.35	0.04	0.08	0.07	0.03	0.06	0.05	0.15	0.18	中里・佐藤(2008)
瀬又	77.94	0.11	11.96	0.85	0.06	0.05	0.84	2.96	5.23	100.00/15
Loc.830	0.18	0.06	0.14	0.08	0.06	0.04	0.05	0.06	0.15	中里・佐藤(2008)
成田コア	78.06	0.05	12.32	0.81	0.02	0.17	0.80	2.88	4.90	100.00/20
成田市豊住	0.20	0.06	0.09	0.10	0.03	0.06	0.05	0.12	0.15	中里ほか(2004)



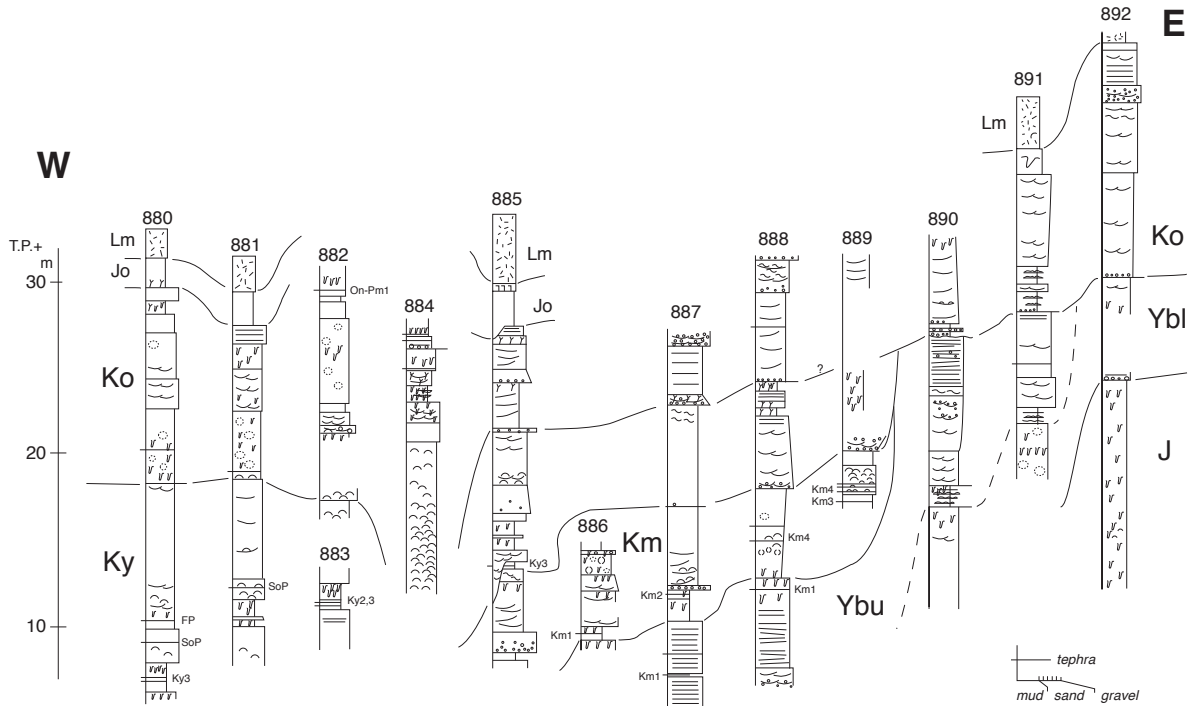
第6図 NK-Tk1 コアにおける多古チャネル埋積層の花分析結果.
 ボーリングサイトは第3図参照.

Fig. 6 Pollen diagram of the Tako Channel-fill sediments in the NK-Tk1 core.
 See Fig. 3 for the location of the NK-Tk1.

から南東の東庄町にかけて、南の匝瑳市-旭市にかけて広く分布するが、対比に有効なテフラは認められていない。下限層準については明瞭な岩相境界は認められないが、Loc. 892 では砂質泥層からなる地蔵堂層を軽微な侵食面で覆う泥質砂層の基底を境界とし

た。従って、多古チャネル以東における藪層基底層準は Locs. 870, 871 の間と Loc. 892 を結ぶ NE-SW のラインで示される。

木下層は下位の全層準を不整合で覆い、下位層を削り込んだチャネルを埋積する生物擾乱の著しい泥質層



第 7 図 利根川南岸の代表露頭柱状図。

露頭の位置は第 3 図参照。凡例は第 4 図参照。

J: 地蔵堂層, Ybl: 藪層下部, Ybu: 藪層上部, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Ko: 木下層, Jo: 常総層,
Lm: 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物。

Fig. 7 Stratigraphic columns of representative outcrops along the southern bank of the Tone River.

See Fig. 3 for locations of outcrops and Fig. 4 for legend.

J: Jizodo Formation, Ybl: lower part of Yabu Formation, Ybu: upper part of Yabu Formation, Km: Kamiizumi Formation,
Ky: Kiyokawa Formation, Ko: Kioroshi Formation, Jo: Joso Formation, Lm: younger Kanto Loam and terrace deposits.

からなる下部層と、下部層及び下位の累層に平坦な基底面で累重する砂質層からなる上部層で構成される。この平坦な基底面は印旛沼周辺で 18 m、銚子地域で 25 m 前後ときわめて緩い傾斜を示す。また、成田市周辺 (Locs. 884, 28, 29, 201 など) や小見川町周辺 (Locs. 891, 231, 232, 866, 868 など) では平坦な基底面上に層厚数 m の砂泥互層が発達する。一方、印旛沼 (Locs. 249, 250) から成田市役所 (Loc. 884) にかけては西北西-東南東方向の幅 2 km 程度の谷地形を埋積して貝化石層が発達する。岡崎・増田 (1992) はこの貝化石層を木下層堆積時のバリアー島システムの潮汐三角州とした。また、この谷の南側の印旛沼から手賀沼にかけての地域 (Locs. 252 ~ 259) では木下層は泥質層からなり層厚が小さく、地形面標高も低くなっている。この地域の木下層中には KIP テフラ群の上部に対比可能な斜方輝石がバイモーダルな屈折率を示すテフラが認められ、Loc.882 では On-Pm1 まで挟まれることから、この地域では木下層の離水が遅れたが、常総層に相当する河川システムが発達しなかったことが推定される。

5. まとめ

中里・佐藤 (2001) が示した下総層群の累層基底面等高線図の基となった露頭柱状図を紹介し、徳橋・遠藤 (1984) が姉崎地域で示した層序区分が村田川流域ルートを経由して下総台地東縁ルートと、利根川南岸ルートに矛盾無く適用でき、下総層群の基底層準は犬吠層群倉橋層中に追跡できることを示した。千葉県北東部における下総層群層序に関する多くの見解は、多古チャネルの存在とその東側で藪層と地蔵堂層の累層基底の指標となる陸成泥層が分布しないことによって生じていると考えられる。多古チャネル埋積層の層位については特に花粉組成の比較とテフラの対比について今後の検討が必要である。

謝辞

下総層群の露頭柱状図公表の機会をいただき論文作成にご協力いただいた産総研地質調査総合センター地質情報研究部門の中澤 努博士、柱状図をトレースし

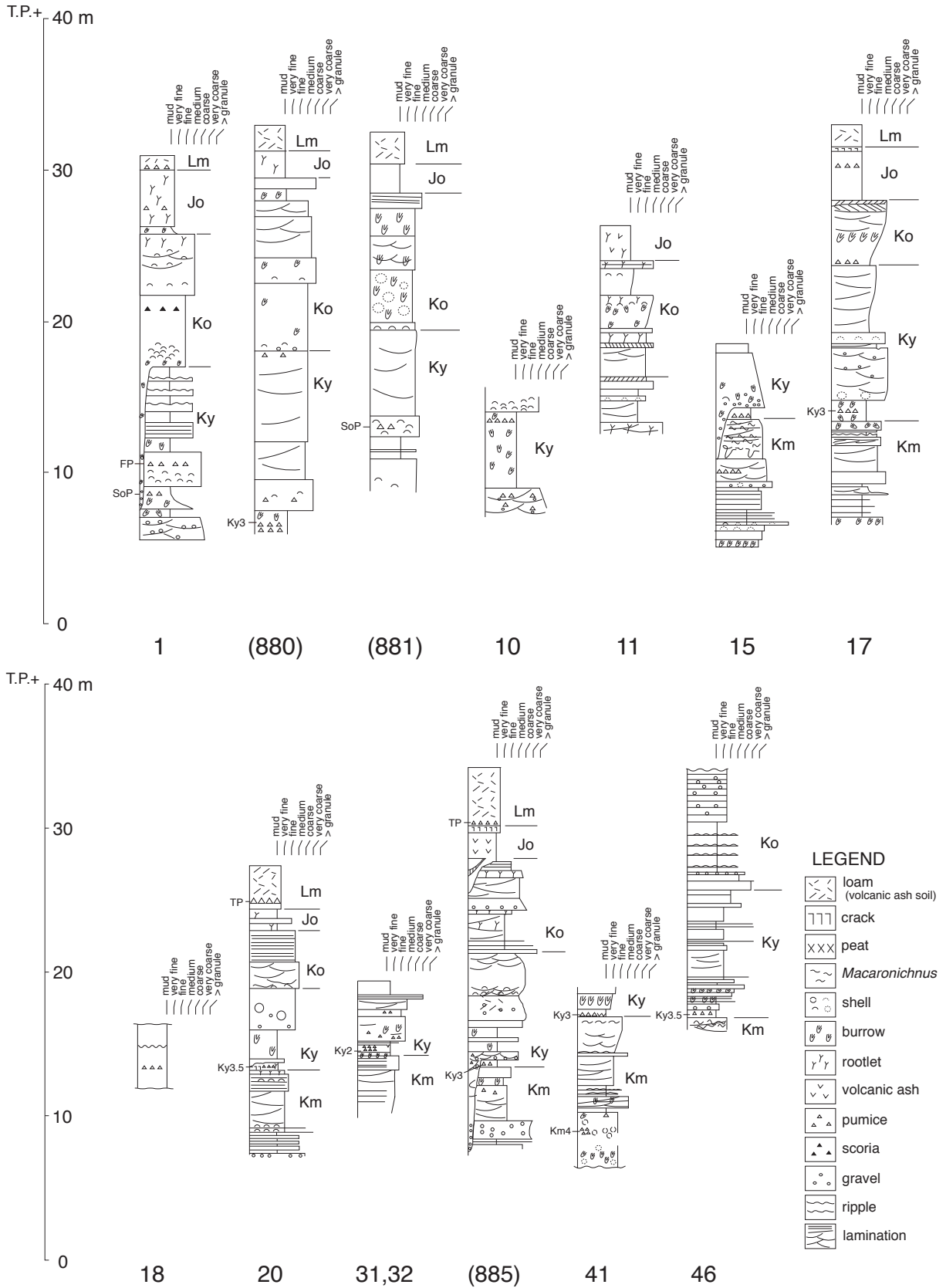
ただいた池田さおり氏, 屈折率測定装置を使用させていただくとともに下総層群層序に関して議論にいただいた元産総研の遠藤秀典博士, 千葉県立中央博物館の岡崎浩子博士, Ty1 テフラのフィッシュトラック年代を測定いただいた株式会社京都フィッシュ・トラックの檀原 徹博士, 並びに露頭調査に際しご協力いただいた千葉県の皆様に深く感謝の意を表します。

文献

- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matsuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 91-108.
- 檀原 徹 (1991) RIMS による屈折率測定とその応用. *月刊地球*, 141, 193-200.
- 遠藤秀典 (1982) 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定方法. *地質ニュース*, No.329, 8-12.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. *地質学雑誌*, 101, 123-133.
- 関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ (2000) 多摩 II ローム層の鉱物組成とドランの対比. *地球科学*, 54, 49-54.
- 菊地隆男 (1972) 成田層産白斑状生痕化石とその古地理学的意義. *地質学雑誌*, 78, 137-144.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. *地質学論集*, no. 20, 113-128.
- Kokawa, S. (1966) Late Cenozoic floras of the Boso Peninsula, Japan, I. Upper Pleistocene floral change. *J. Biol.*, Osaka City Univ., 17, 105-149.
- 小島伸夫 (1959) 印旛沼周辺の成田層群について—成田層群の研究第 3 報— . *地質学雑誌*, 65, 595-605.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 三谷 豊 (2003) 千葉県北部における下総層群の収斂現象と更新世構造運動. *地球科学*, 57, 193-204.
- 中村一夫・福田 理 (1953) 常総台地の地形および地質 (演旨). *地質雑*, 59, 319.
- 中里裕臣 (1993) 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係. *千葉県中央博自然誌研究報告*, 2, 115-124.
- 中里裕臣 (1999) EPMA 分析及び岩石記載的性質に基づく房総半島中部更新統テフラの対比. *千葉中央博自然誌研究報告*, 5, 73-83.
- 中里裕臣 (2001) 更新統下総層群のテフラに関する諸問題. *千葉中央博自然誌研究報告特別号*, 4, 13-21.
- 中里裕臣・檀原 徹 (2005) TE-5 テフラの年代と給源. *日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨*, 83.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (1988) 下総層群上泉層中の Km2 テフラ. *地質学雑誌*, 94, 793-796.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (1998) 銚子半島犬吠層群における大町 APm テフラ群の層位. *日本第四紀学会講演要旨集*, 28, 62-63.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. *第四紀研究*, 40, 251-257.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2008) 千葉県北東部における下総層群指標テフラ Yb1. *日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨*, 76.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2010) 下総層群多古チャネル埋積層の花粉組成. *日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨*, 74.
- Nakazato, H., Sato, H. and Masuda, F. (1989) Coastal eolian dune deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. In Taira, A. and Masuda, F. eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, 131-141, TERRAPUB.
- 中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ (2003) 千葉県北東部犬吠層群 250m コアのテフラ層序. *日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨*, 3.
- 中里裕臣・岡田 誠・岡崎浩子・龍野敏晃 (2004) 千葉県北部, 成田コアにおける下総層群の層序. *日本第四紀学会講演要旨集*, 34, 59-60.
- 中里裕臣・野々垣 進・中澤 努 (2013) 房総半島北部 3 次元地質モデルにおける下総層群の層序. *日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨*, 60.
- 中澤 努・中里裕臣 (2005) 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロロジー. *地質学雑誌*, 111, 87-93.

- 中澤 努・中里裕臣・小松原琢・塚本 齊 (2003) 関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討. 地質調査研究報告, 54, 341-350.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質学雑誌, 112, 349-368.
- 中澤 努・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. 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.
- 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.
- 奈良正和 (1994) “ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は何か?—生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム. 化石, 56, 9-20.
- 成田層古環境団体研究グループ (1996) 印旛沼捷水路付近および成田市西北部の下総層群—上岩橋層下部層の堆積環境と木下層の埋没谷—. 地団研専報, 45, 42-67.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- 大井信三・横山芳春 (2011) 常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化. 地質学雑誌, 117, 補遺, 103-120.
- 酒井豊三郎 (1990) 千葉県銚子地域の上部新生界—岩相・古地磁気・放散虫化石層序—. 宇都宮大教育学部紀要, 23, 1-34.
- 斉藤尚人 (2000) ハヶ岳東麓と関東平野の中期更新世テフラの対比とその編年. 第四紀研究, 39, 15-23.
- 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. 千葉県中央博自然誌研究報告, 2, 99-113.
- 佐藤弘幸 (1995) 上総層群金剛地層の海浜相と下総層群地蔵堂層の J1 テフラ. 千葉教育委員会編「天然記念物緊急調査報告書—千葉県地質鉱物基礎調査—」, 26-27.
- 佐藤香織 (2000) 房総半島中部金剛地付近の中・上部更新統. 地球科学, 54, 13-22.
- 下総台地研究グループ (1984) 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学, 38, 226-234.
- 下総台地研究グループ (1996) 下総台地北東部の層序及び地質構造 (その 1). 地団研専報, 45, 1-22.
- 杉原重夫 (1979) 下総層群成田層の層序と基底地形. 明大人文学研究所紀要, 18, 1-41.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 84, 583-600.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.

千葉県北部地域の下総層群の層序

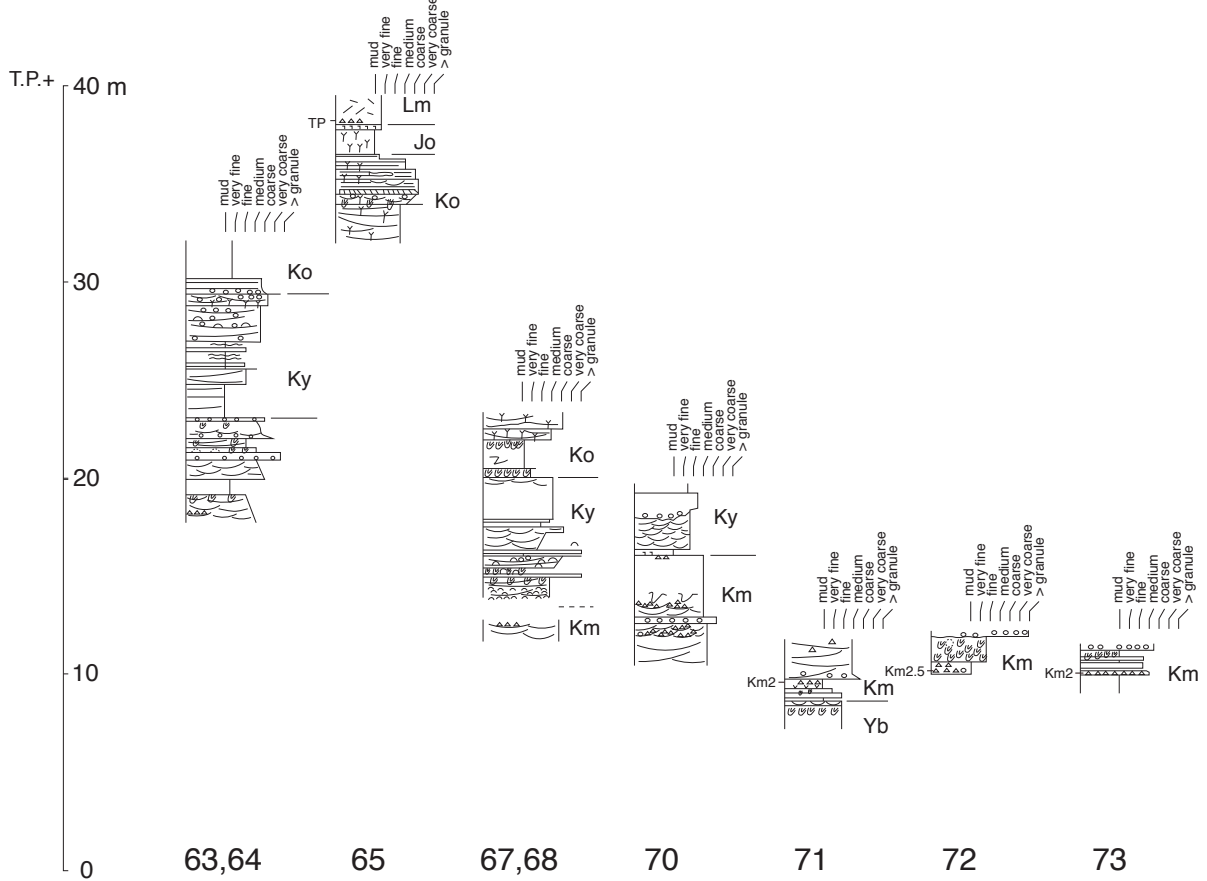
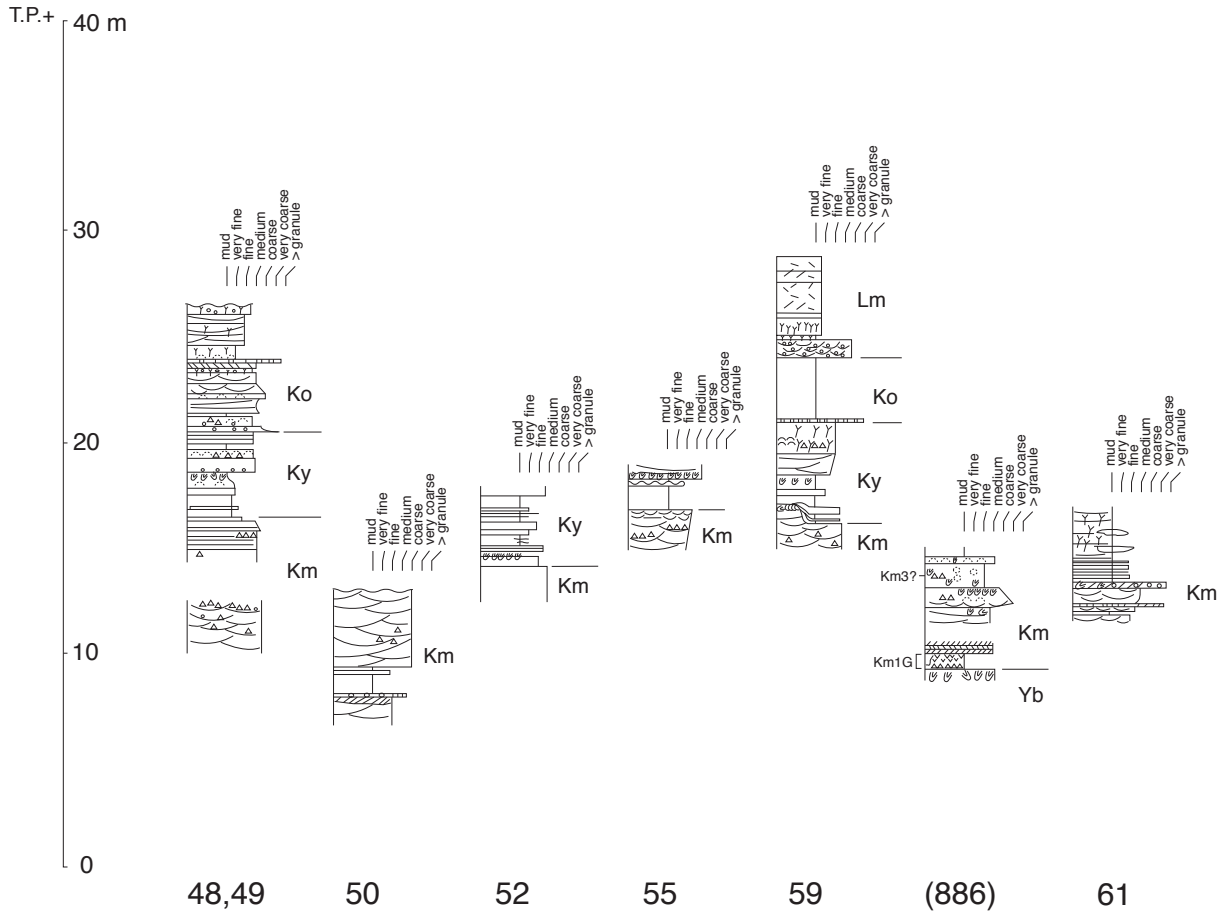


付図 千葉県北部の下総層群露頭柱状図。露頭の位置は第3図参照。

Kn: 金剛地層, J: 地蔵堂層, Yb: 藪層, Ybl: 藪層下部, Ybu: 藪層上部, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Yk: 横田層, Ko: 木下層, Jo: 常総層, Lm: 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

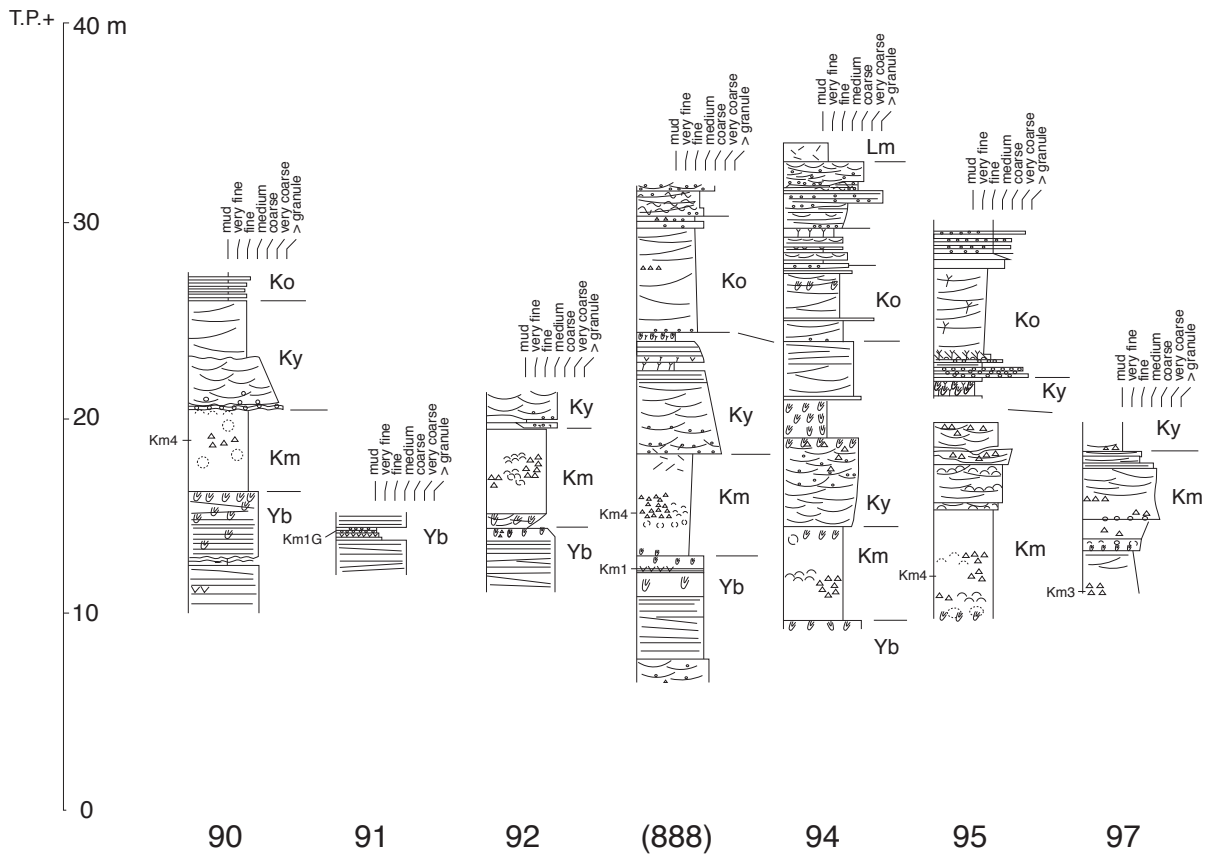
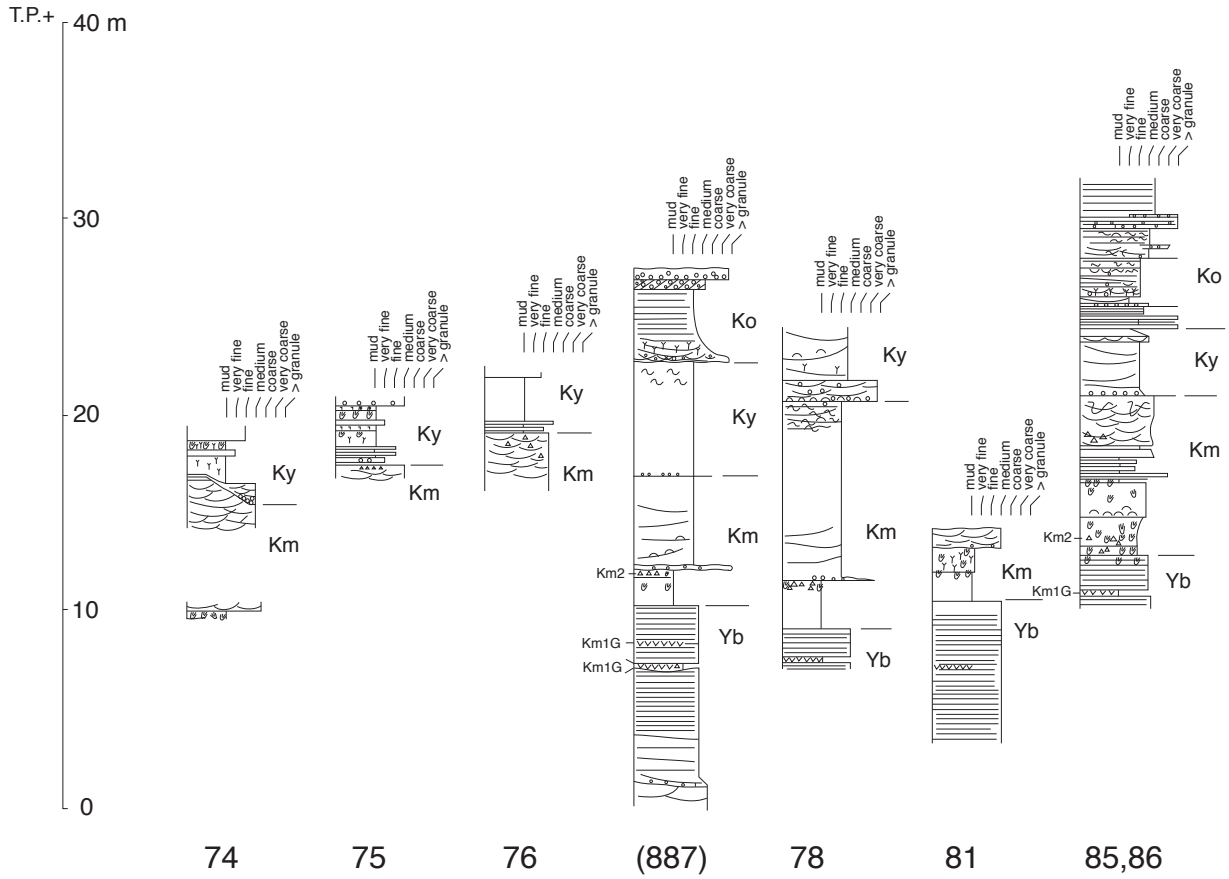
Appendix Stratigraphic columns of the Shimosa Group in the northern part of Chiba Prefecture. See Fig. 3 for locations of outcrops.

Kn: Kongochi Formation, J: Jizodo Formation, Yb: Yabu Formation, Ybl: lower part of Yabu Formation, Ybu: upper part of Yabu Formation, Km: Kamiizumi Formation, Ky: Kiyokawa Formation, Yk: Yokota Formation, Ko: Kioroshi Formation, Jo: Joso Formation, Lm: younger Kanto Loam and terrace deposits

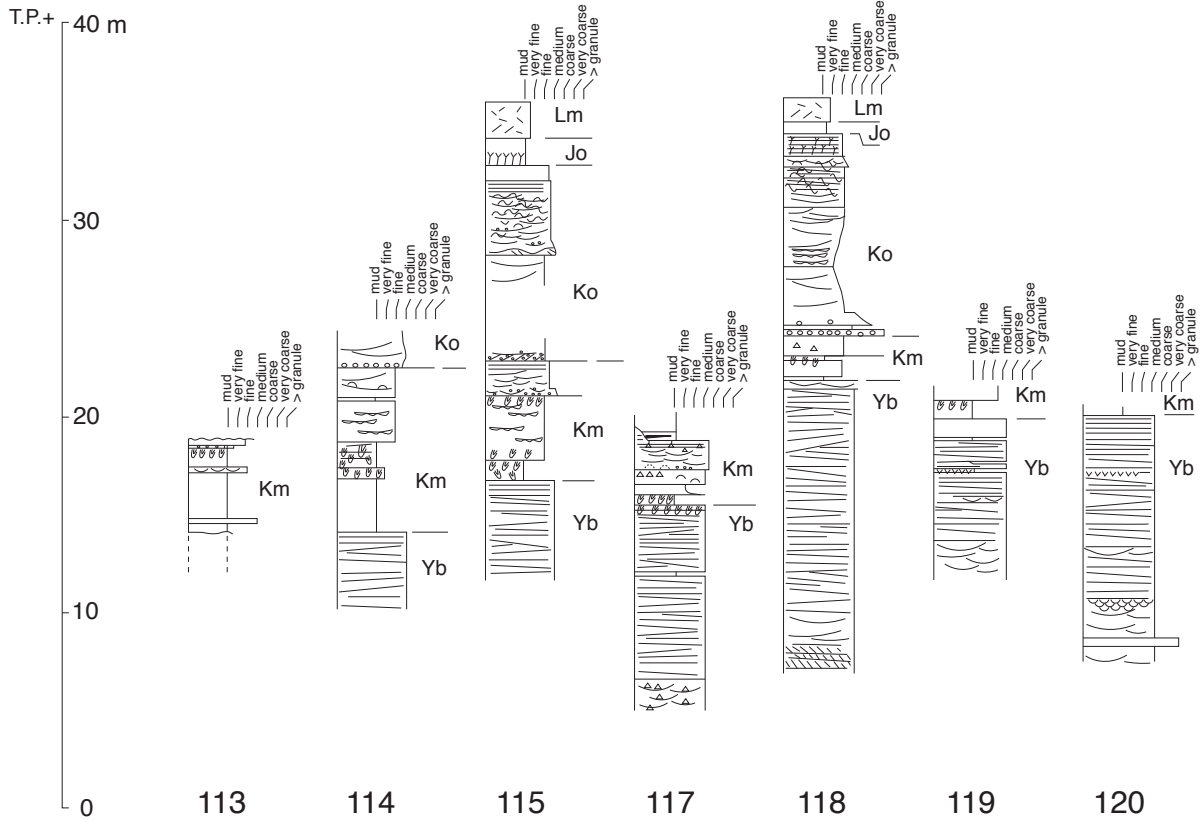
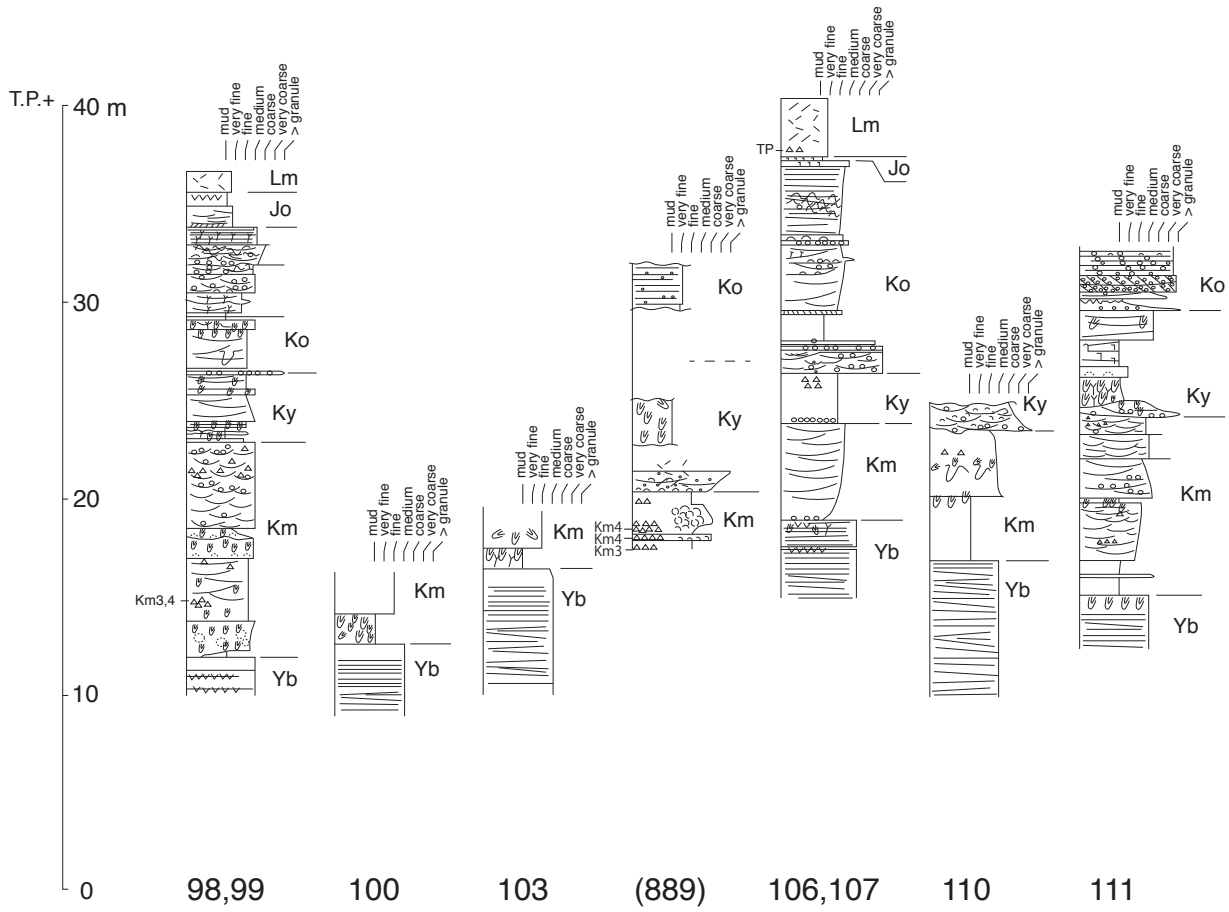


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序



付図 続き
Appendix Continued

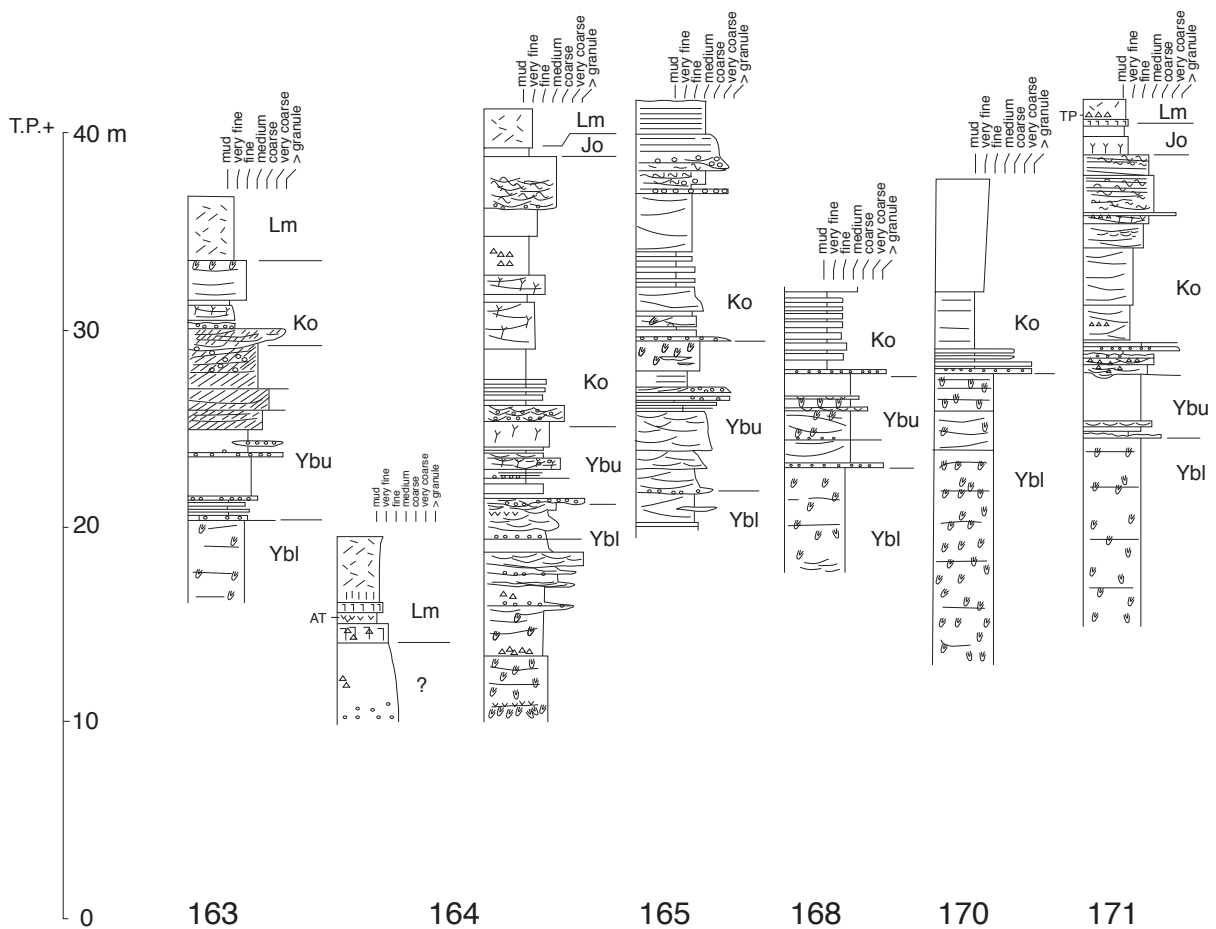
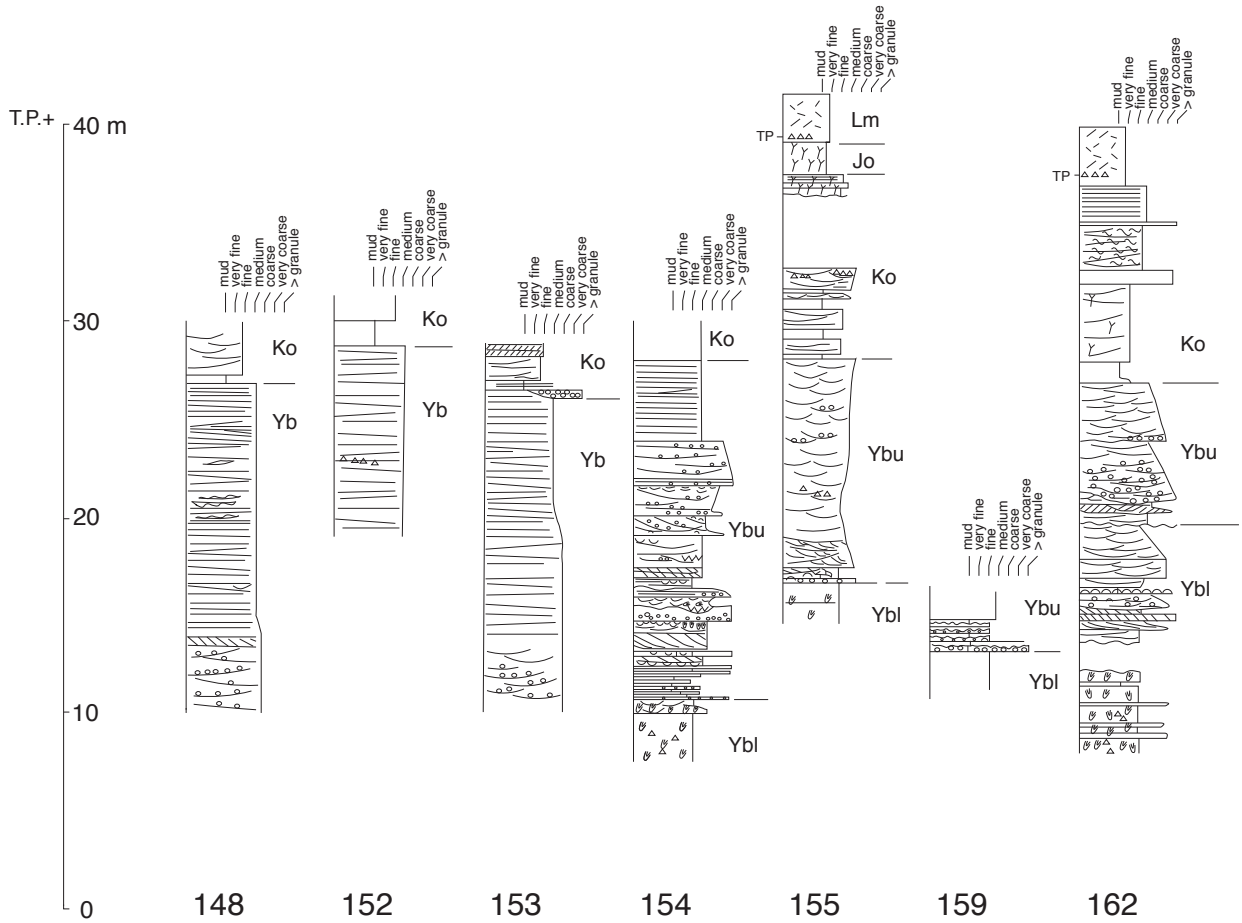


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序

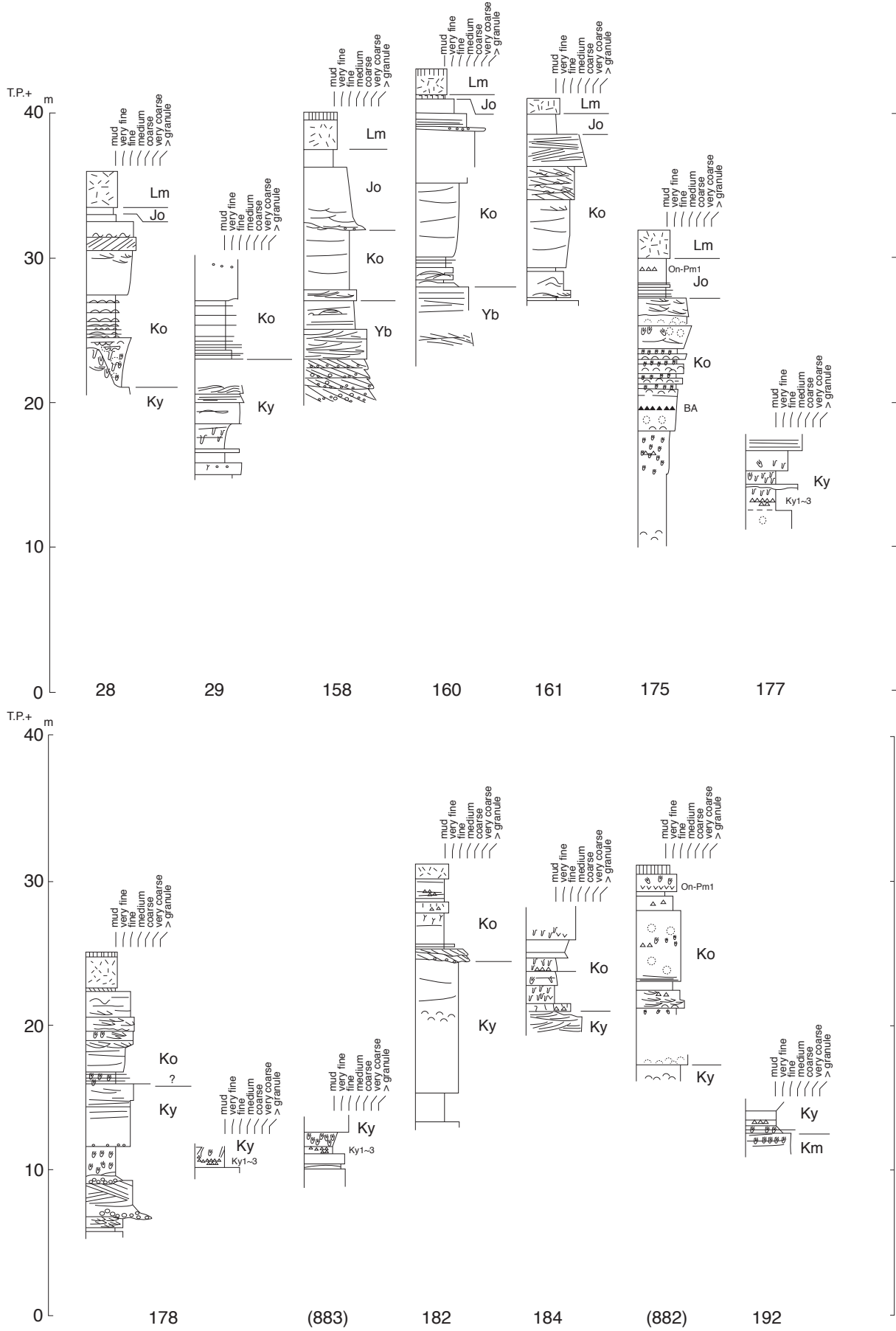


付図 続き
Appendix Continued

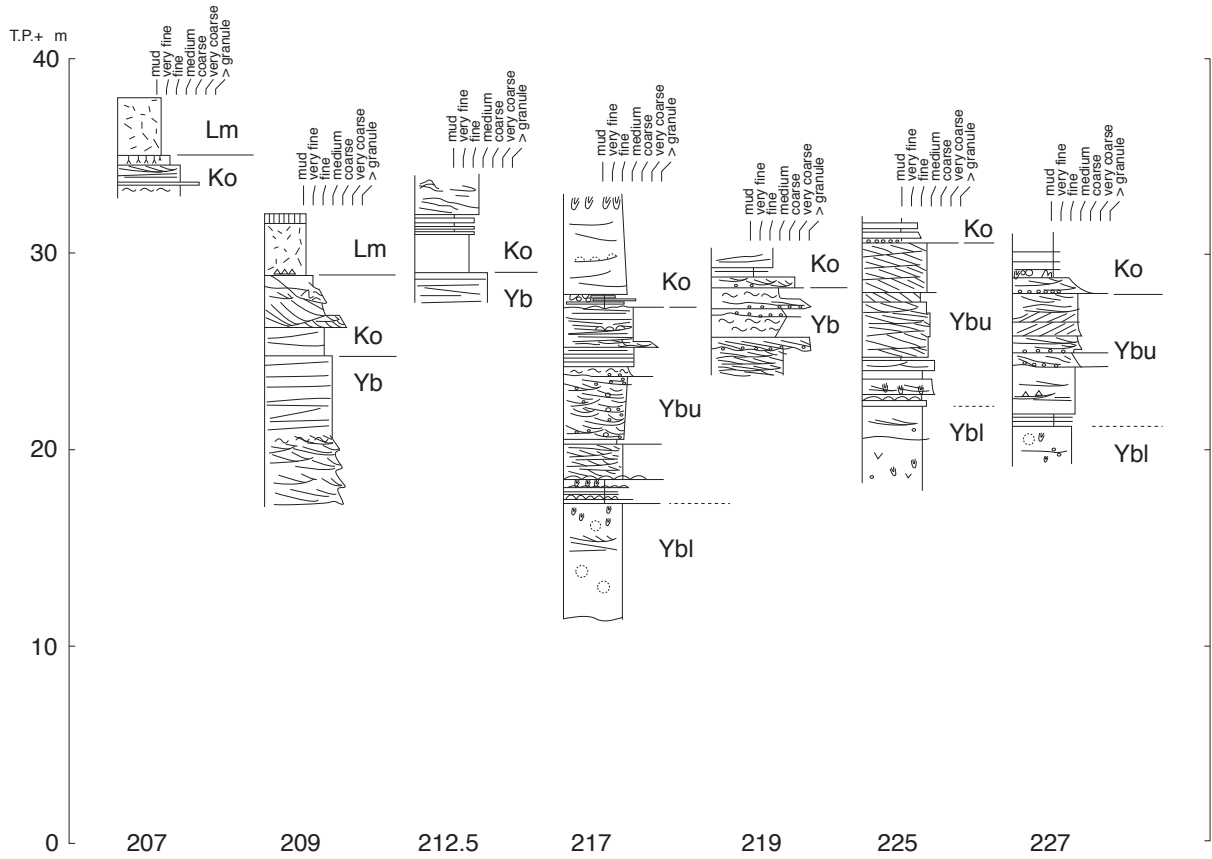
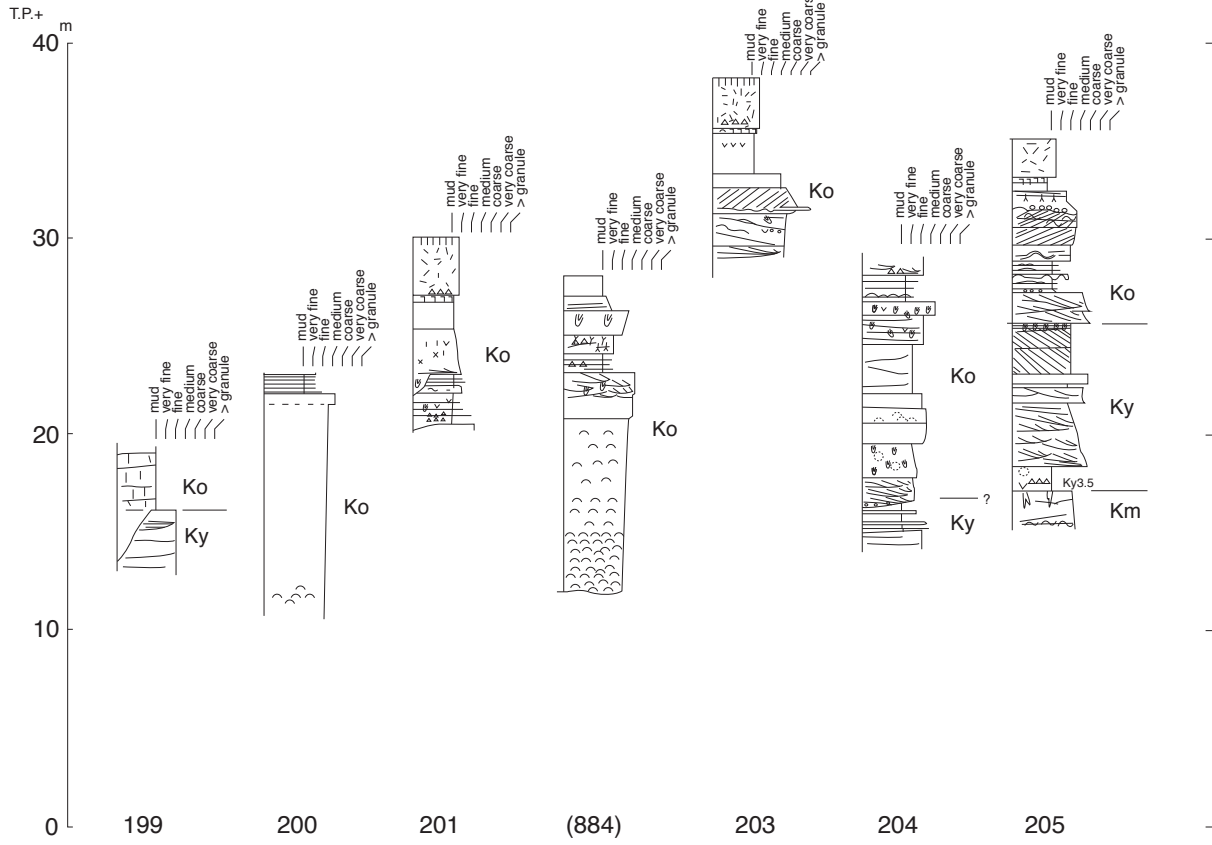


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序

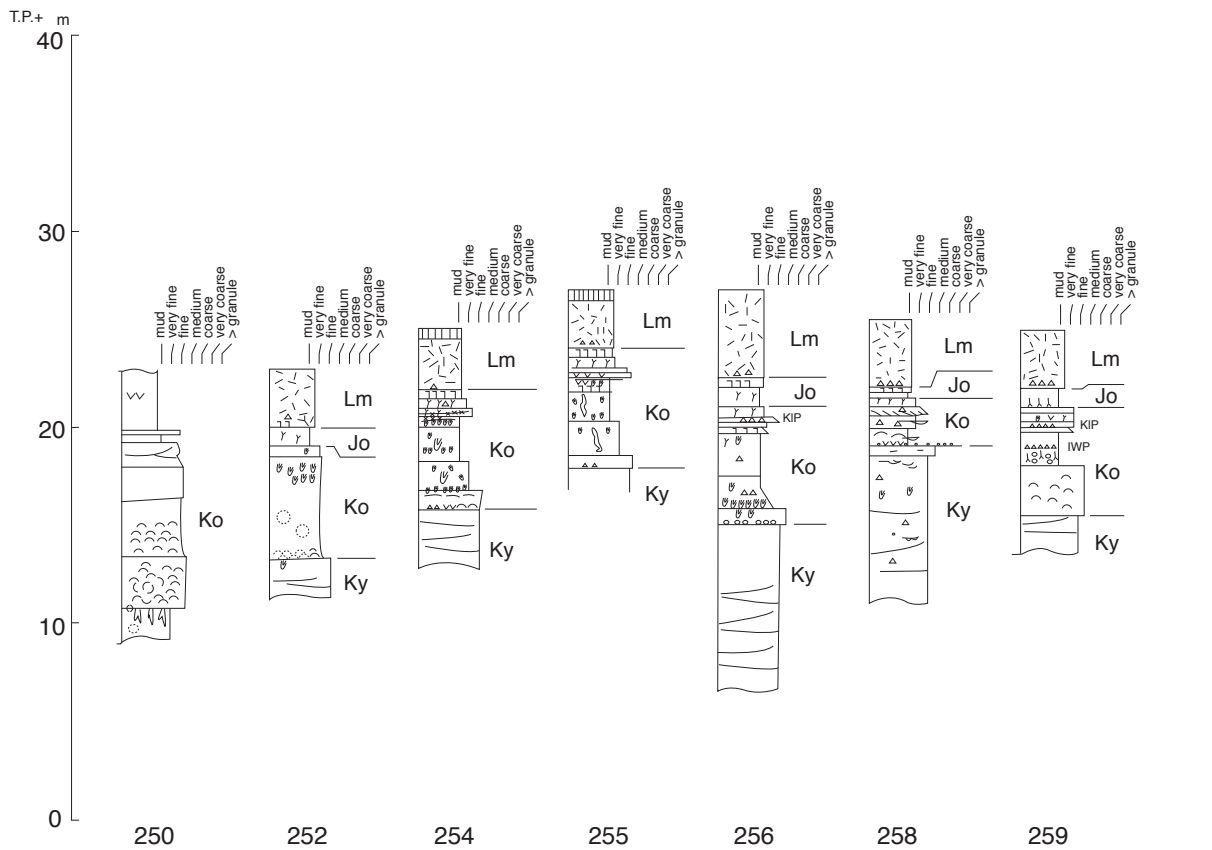
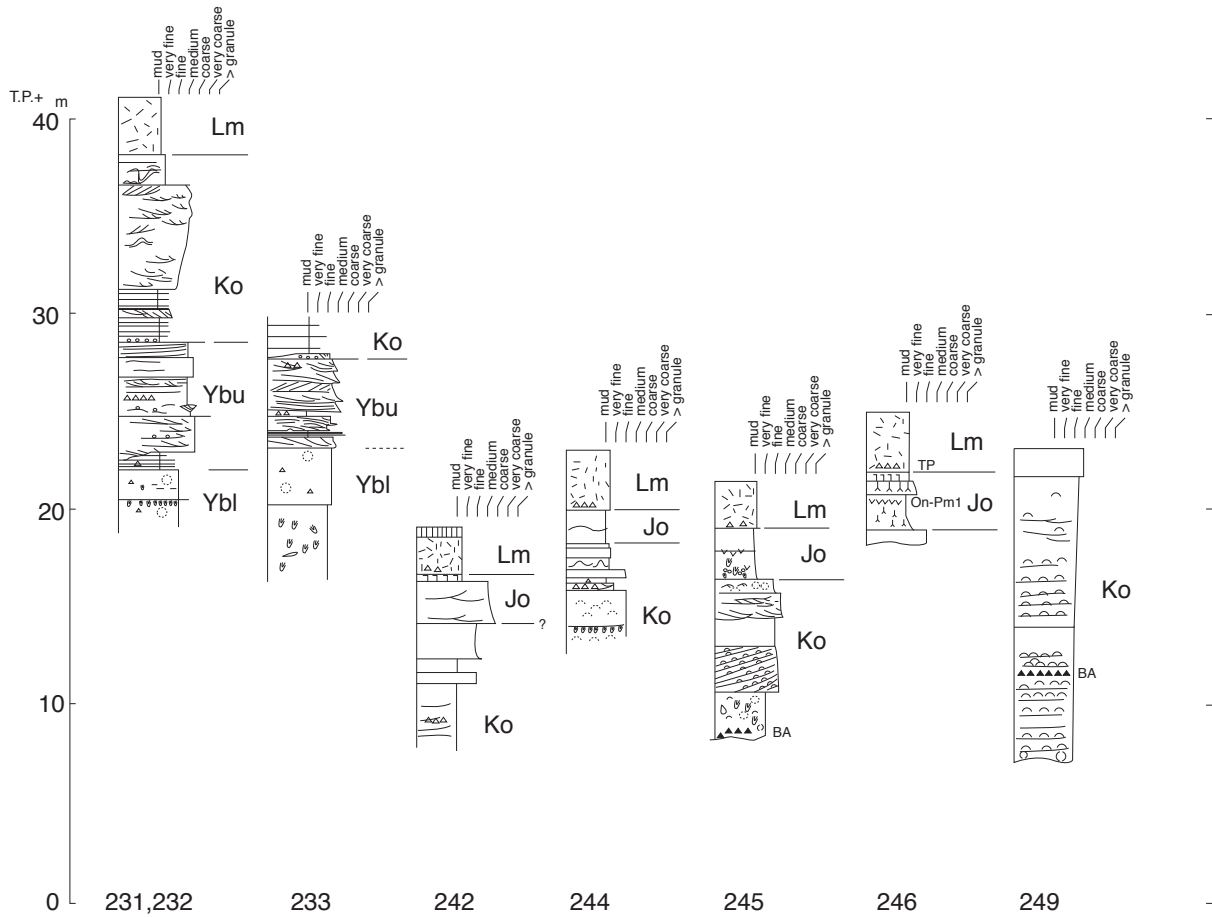


付図 続き
Appendix Continued

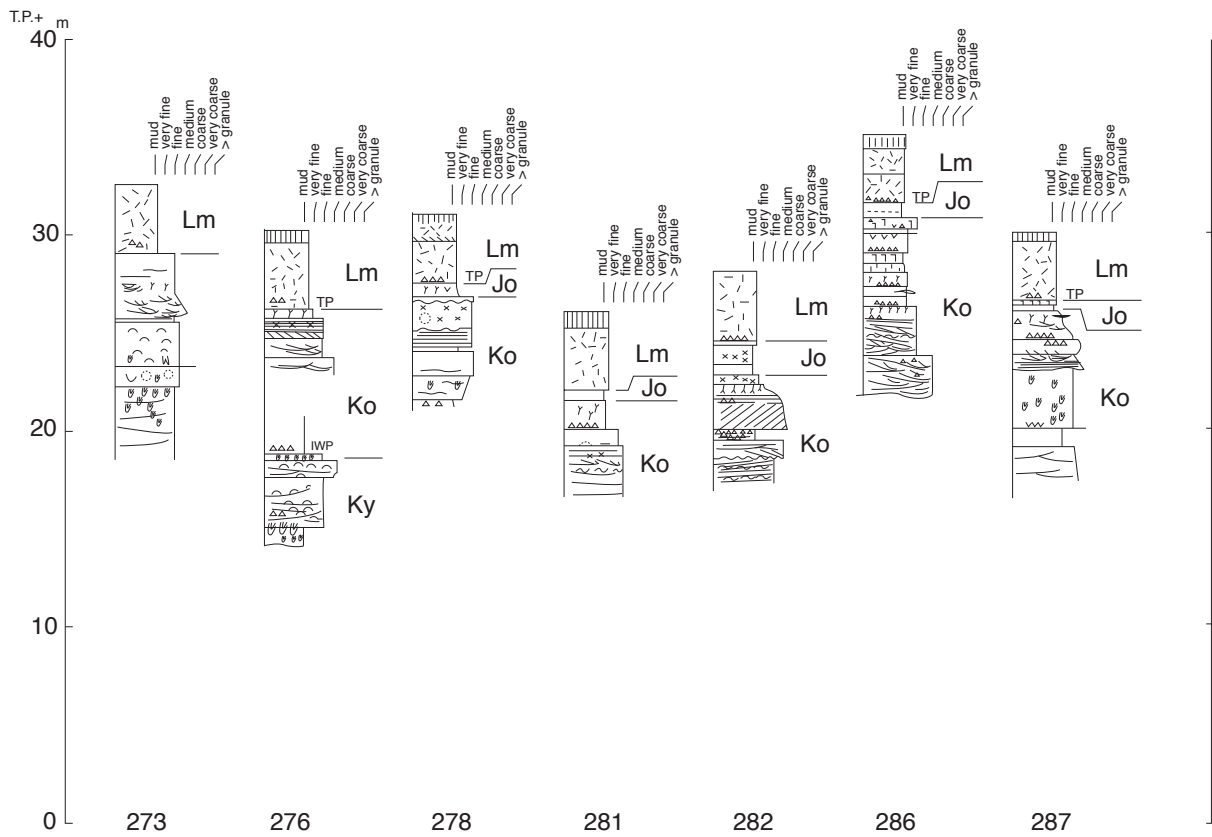
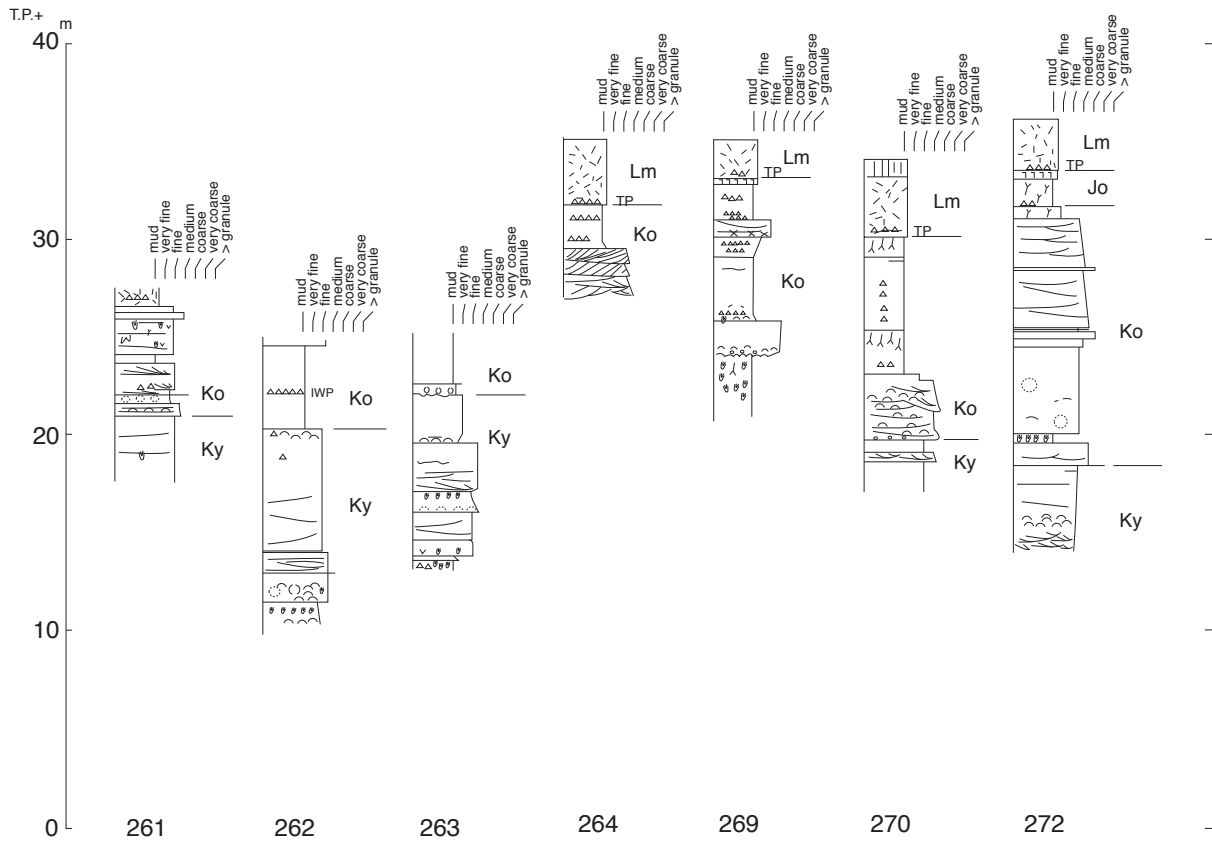


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序

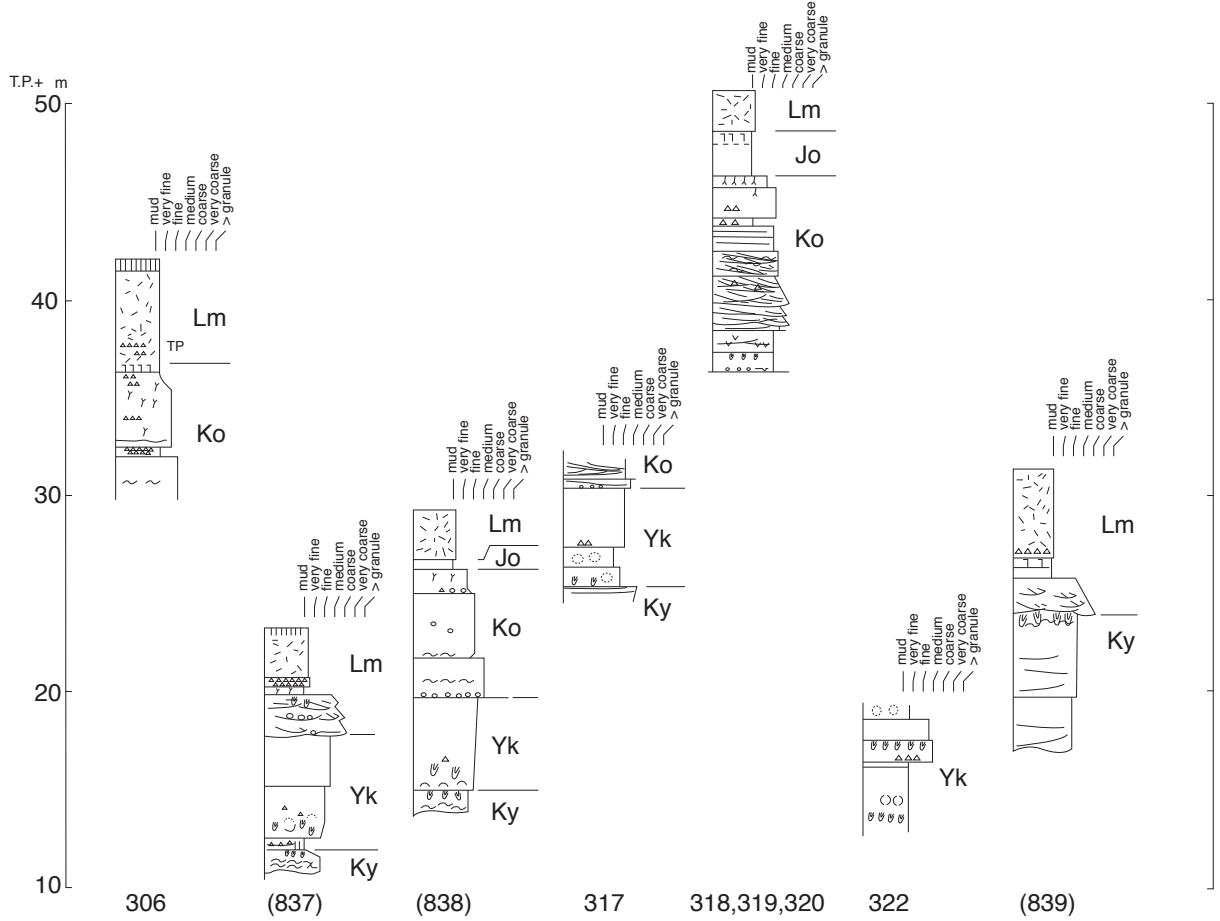
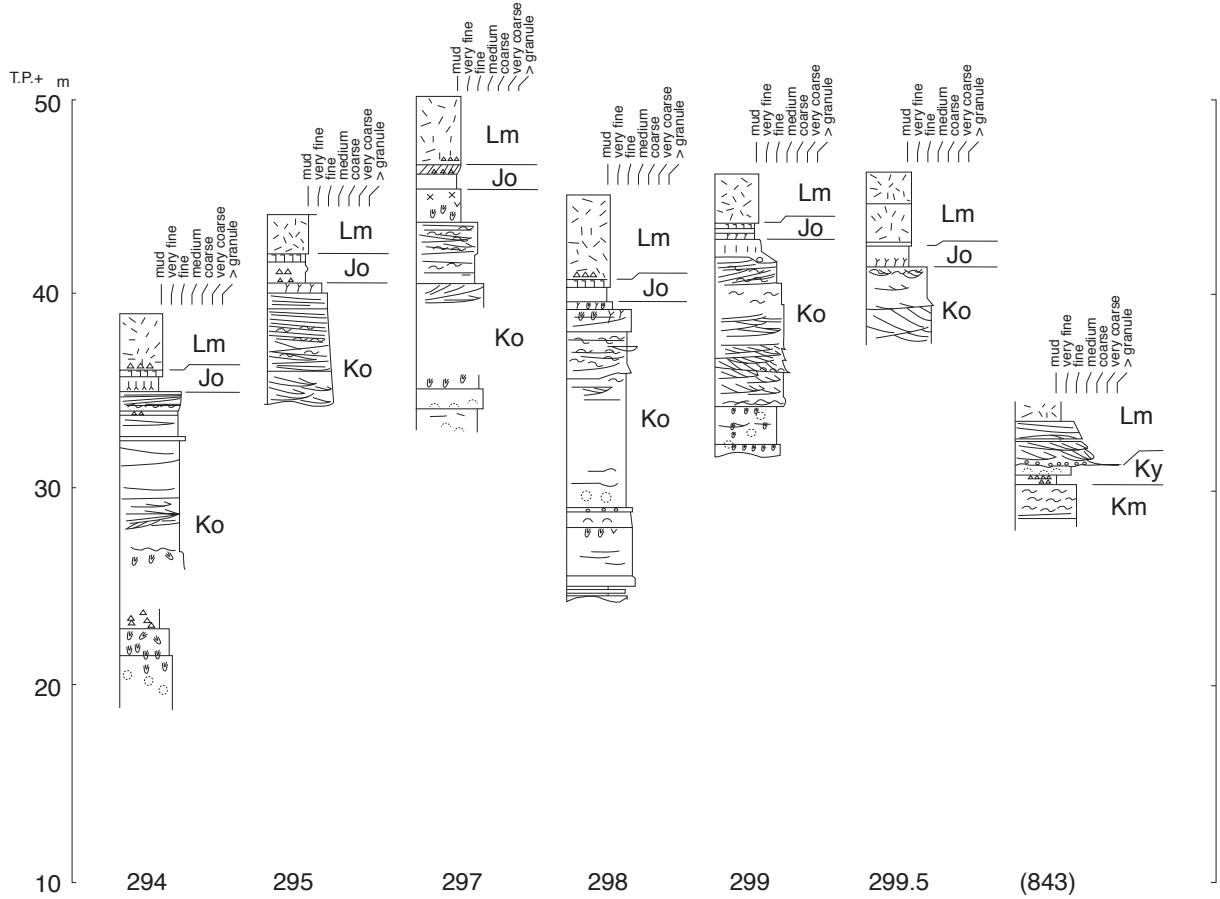


付図 続き
Appendix Continued

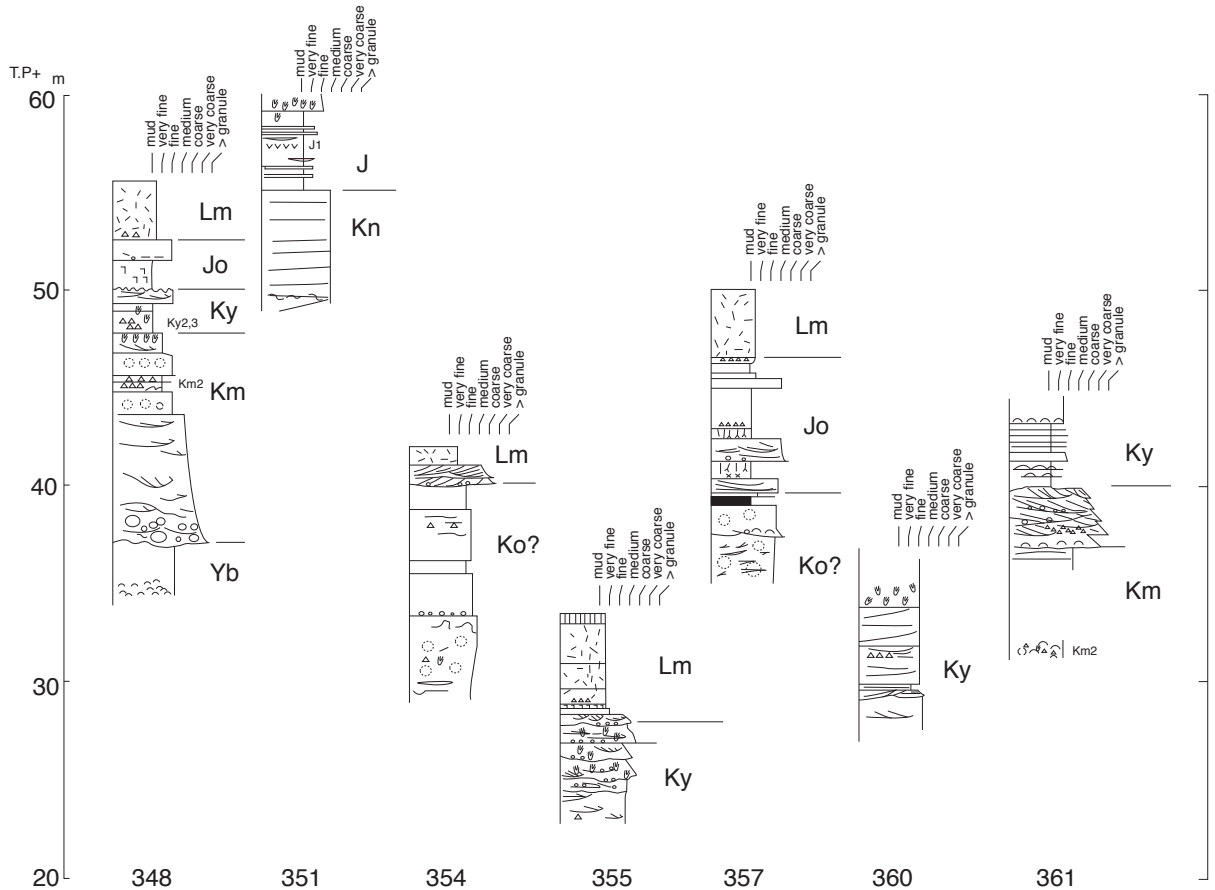
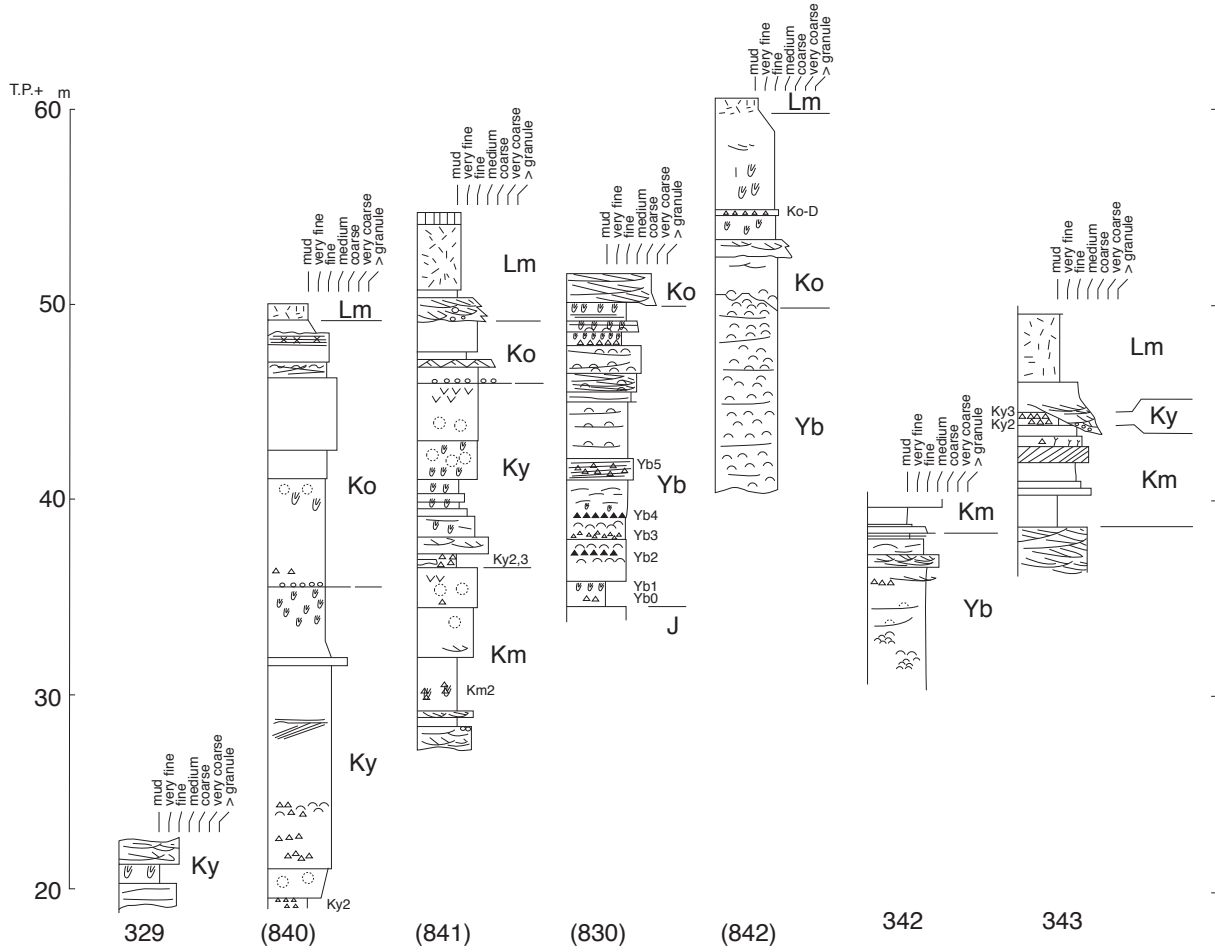


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序

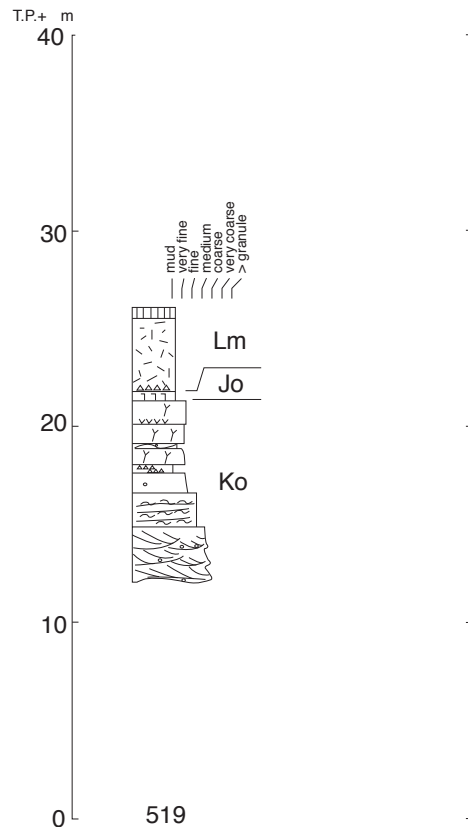
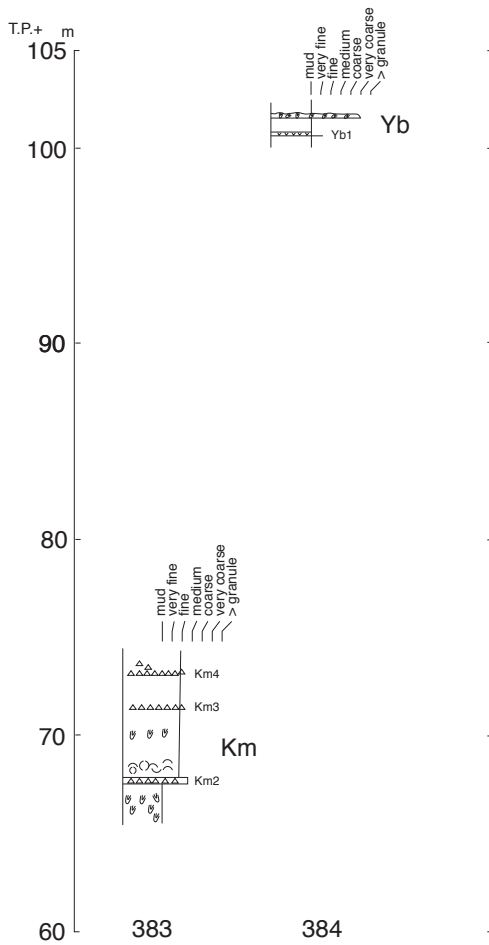
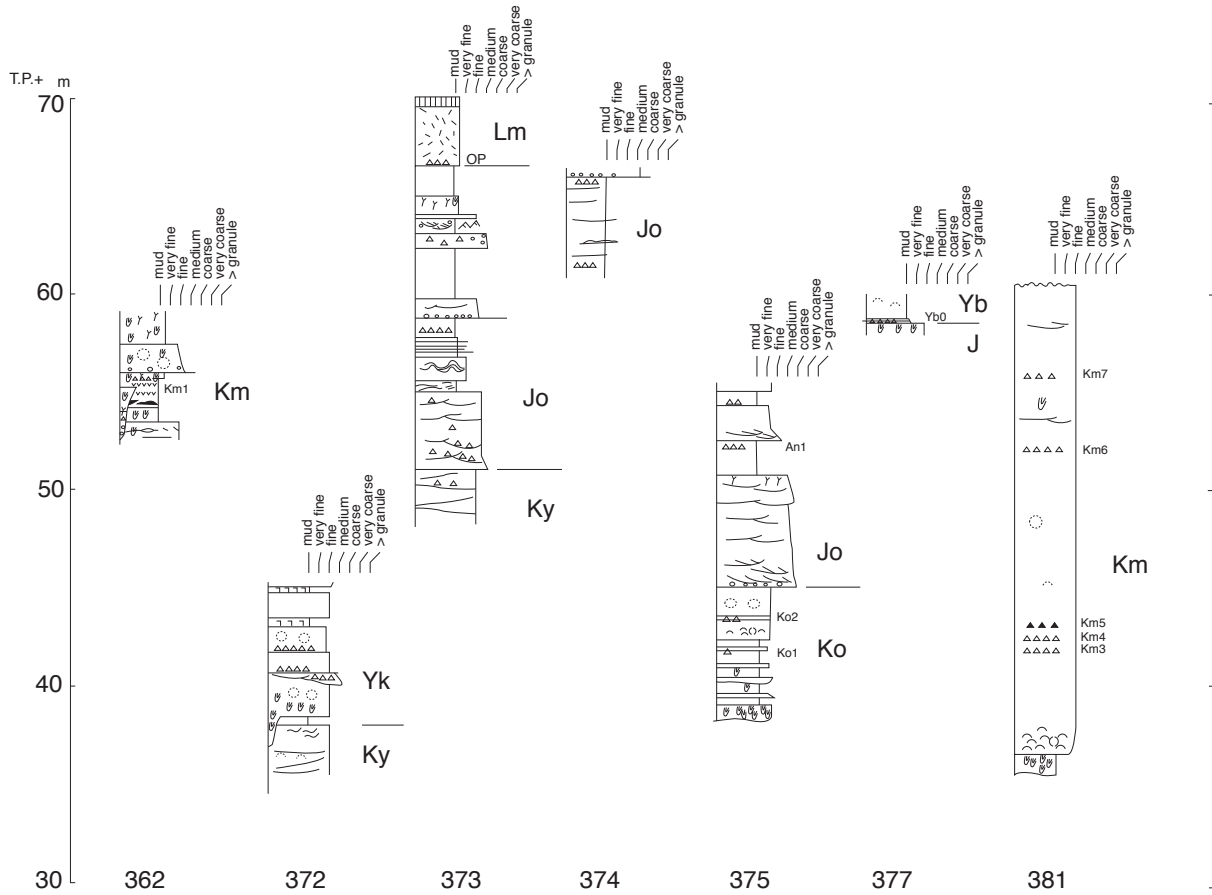


付図 続き
Appendix Continued

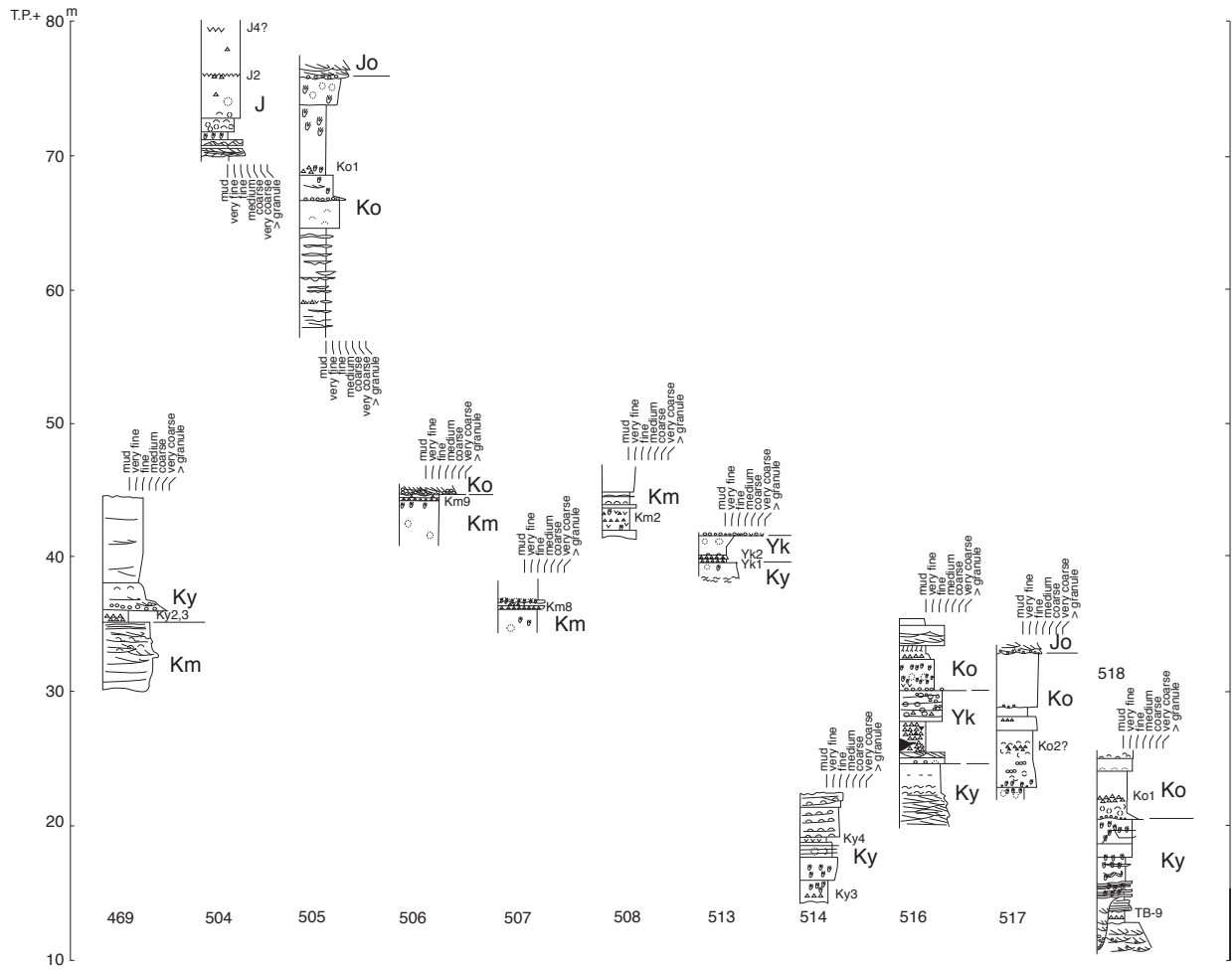


付図 続き
Appendix Continued

千葉県北部地域の下総層群の層序



付図 続き
Appendix Continued



付図 続き
Appendix Continued

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)

Drilling survey for establishing standard stratigraphic framework of the alluvial beds in the northwestern part of Chiba Prefecture (drilled in 2015FY and correlation of these bore hole logs)

宮地良典^{1*}・小松原純子¹・中島 礼¹

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

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

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

要旨

千葉県北部の沖積層は、建築目的を始め数多くのボーリングデータが存在するが有効に活用されているとはいえない。また、2011年東日本大震災では湾岸低地の人工地層を中心に大規模な液状化被害が発生した。液状化被害予測の高度化のためには、沖積層や人工地層の三次元的な分布と、これらの層序関係、物性を明確にする必要がある。産総研では平成 25 年に 2 本、平成 26 年に 5 本の「基準ボーリング」を掘削した。今回は、平成 27 年度に掘削した 4 本の沖積層気分ボーリングの層相解析・年代測定などと、同孔を用いて PS 検層、密度検層結果について報告するとともに、これらの層序関係について論ずる。

1. はじめに

土木・建築工事の際には土質ボーリングが実施され大量のデータが蓄積されている。国立機関及び自治体等によりこれらのデータベース化も進められている。しかし、地層の対比や地質構造の把握のため

には、これらのデータは非常に簡素であり、その精度も不十分である。一方で、地震動予測や地震に伴う地盤の液状化現象の発生予測のためには、より精度の高い地下構造区分とそれらの物性把握を行うことが重要である。千葉県北西部の東京湾岸低地では、東日本大震災の際に深刻な液状化被害が発生した。液状化は主に埋め立て層で生じるが、埋め立て層の液状化の発生には下位の沖積層の層厚が関係している可能性が指摘されている(千葉県環境研究センター, 2011 など)。このため、独自にボーリング調査を実施し、既存ボーリングデータの対比のリファレンスとなる基礎的な地質層序データや物性データの整備が必要となる。

本報告は千葉県北部のリファレンスとなる基準層序ボーリングの一環として、沖積層の埋没谷などでボーリング調査を実施した。平成 26 年度には、千葉市美浜区幕張、中央区港公園など 3 カ所で、平成 28 年度には東京湾岸の千葉市美浜区幕張、新港、中央区中央港及び利根川支流の成田市北須賀印旛沼干拓地において 4 本のボーリング調査を実施した。本論では、平成 28 年度に実施したボーリング調査の層序記載及び物理検層結果について報告するとともに、すべてのコ

* 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)

アの対比の検討を行う。

2. 地質概説

調査地域の千葉県北西部には、下総台地及び東京湾に面した低地が分布する。東京湾に面した船橋市、習志野市、千葉市の海岸沿いには低地が分布する。昭和初期の海岸線は現在の国道 14 号線あたりで、これより北東側がもともとの低地地域である。現在の海岸線はこれより 3～4 km 沖合まで埋め立てられている。湾岸の低地地下には台地の開析谷から続く埋没谷が分布し(松田, 1993), 泥層を主体とした軟弱な沖積層によって埋積されている。国道 14 号線より海側は、昭和 30 年代以降サンドポンプ工法により埋め立てられ、埋立層は主に沖から浚渫した海成の砂泥からなる(風岡, 2003)。

松田(1993)と千葉県インフォメーションバンクなどのデータから沖積層埋没谷を推計し、平成 25 年度から平成 27 年度に掘削したボーリングは埋没谷の軸部と谷と谷の鞍部で掘削された。すなわち西から、船橋三番瀬公園 GS-FB-2, 船橋市葛南防砂備蓄基地 GS-FB-4 から習志野市袖ヶ浦近隣公園(GS-NS-1)にかけて、幕張海浜公園(GS-CB-4)から花見川(GS-CB-7)水系そして千葉港(GS-CB-6～GS-CB-3)のそれぞれの埋没谷とその間の鞍部(GS-FB-3, GS-CB-2, 及び GS-CB-5)で掘削した。また、利根川水系に流入していた印旛沼においても、埋没谷軸部周辺にあたる成田市北須賀干拓地(GS-NT-2)において掘削調査を行った。

平成 27 年度に掘削したボーリングコアからは、東京湾岸の沖積層基底部付近(20～30 m)の更新統は、褐色に風化した細粒砂で暗灰色を呈する沖積層と区分できること(宮地ほか, 2015b), 沖積層と浚渫による埋立層の境界はオールコアボーリングでは、生痕の有無や化石の産状などから判定が可能であるが、既存ボーリング資料で識別することは難しいこと(小松原ほか, 2014)などが明らかとなった。この地域の沖積層の基準層序は、下部と上部に分けられ、境界部には約 8000 年前のラグ堆積物と考えられるシルトの偽礫を含む層準が見られる(宮地ほか, 2015c)。

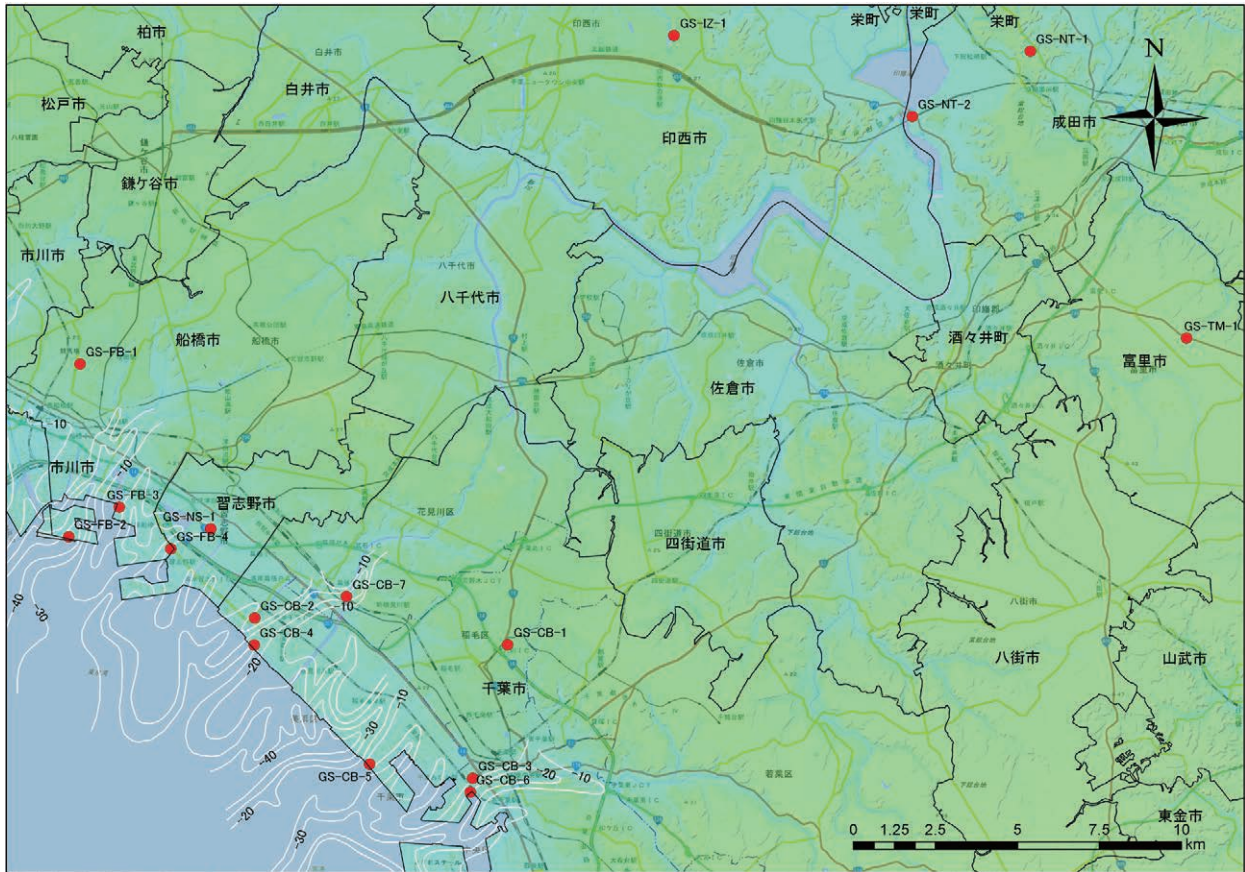
3. 調査手法

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

本研究のボーリング調査は、ロータリー工法により実施し、内管に塩化ビニール管を挿入した掘削径 116 mm のトリプルチューブサンプラーを用いてコアを採取した。掘削作業終了後には掘削孔を用いて PS 検層、密度検層及びキャリパー検層を実施した。PS 検層は地盤工学会(案)JGS1122 に基づき、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法により実施し、測定ピッチは 1 m とした。サスペンション法では応用地質株式会社製の PSLog-170 システムを使用し、ダウンホール法では、孔内受信機に同社製 MODEL-3315 型を使用した。密度検層及びキャリパー検層は応用地質株式会社製ジオロガー 3030 システムを使用し、測定ピッチは 0.05 m とした。測定された γ 線の計数率(CPS)にあらかじめ作成した較正曲線とキャリパー検層で得られた孔径による補正を行い、各深度の密度を求めた。採取したコア試料は室内で半割し、切断面の詳細に観察した。半割した片方から厚さ 1 cm のアクリルケースに試料を採取し、軟 X 線写真を撮影し、また、ハイセル SAC-1 による剥ぎ取り試料を作成した。これらを合わせてボーリングコアの詳細な記載を行った。また、主に沖積層と考えられる部分については、20 cm おきに 7 cc のキューブサンプルを採取し、含水率を測定した。

4. ボーリング調査結果

千葉県北西部の東京湾岸低地である千葉市・習志野市、船橋市には、軟弱な沖積層や埋立層が分布する。これらの地層の詳細な層相記載、物性データの取得を行うことを目的として、平成 27 年度に千葉市、成田市で実施した 4 地点でボーリング調査(コア採取、



第1図 ボーリング地点ベースマップは国土地理院の色別標高図。
 Fig. 1 Map showing the drill sites of this study. Base map taken from elevation map, Geospatial Information Authority of Japan.

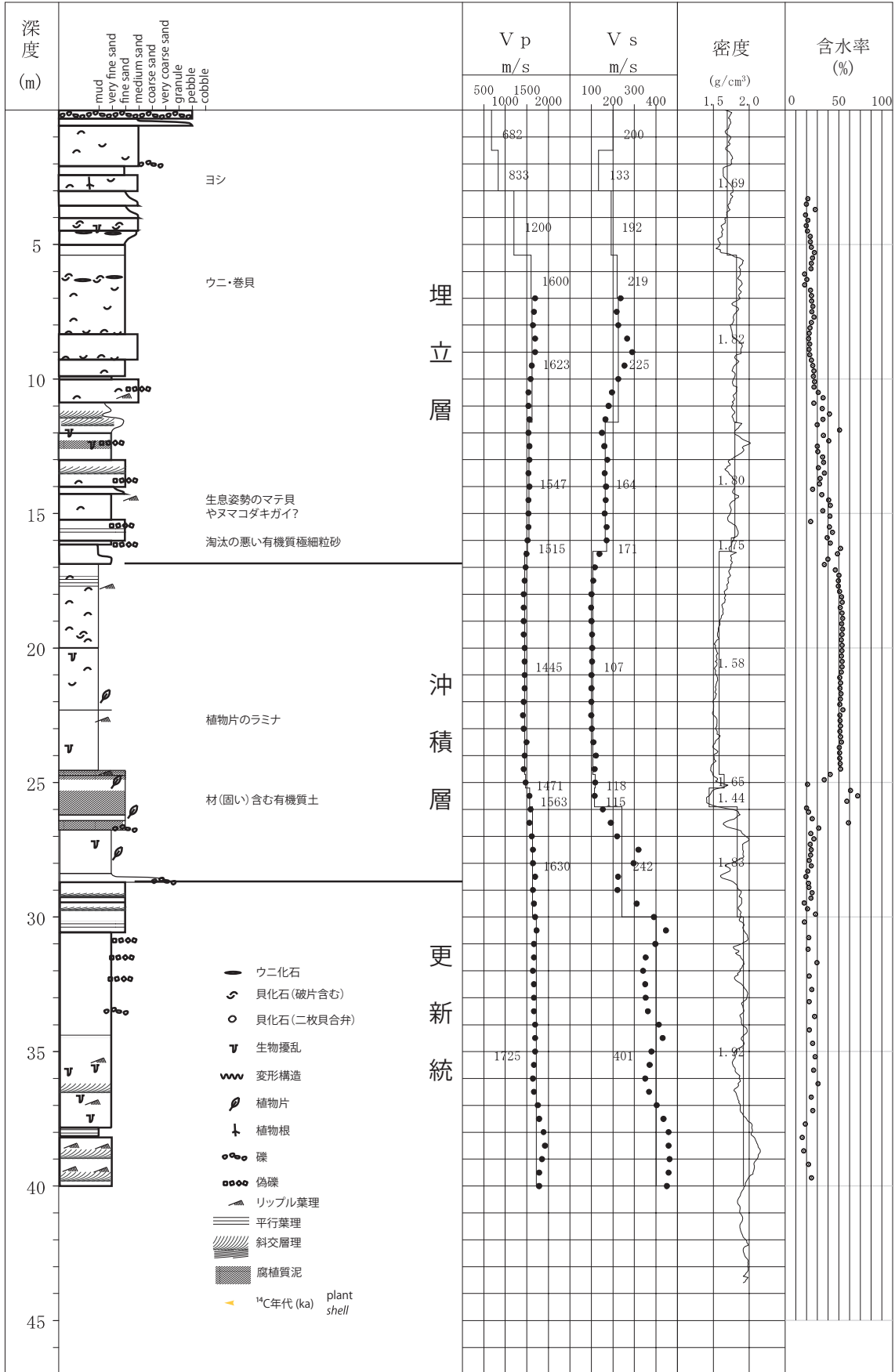
第1表 ボーリング地点データ。
 Table 1 Drill sites data of this study.

掘削年度	平成25年度			平成26年度		
孔名	GS-FB-2	GS-FB-3	GS-FB-4	GS-NS-1	GS-CB-2	GS-CB-4
緯度	35°40'19.4"N	35°40'48.9"N	35°40'07.7"N	35°40'27.0"N	35°38'59.8"N	35°38'32.7"N
経度	139°58'08.5"E	139°59'09.7"E	140°00'13.0"E	140°01'01.6"E	140°01'55.9"E	140°01'56.2"E
標高(TP)	3.56m	3.48m	4.09m	2.90m	4.36m	3.88m
位置	船橋市潮見町 ふなばし三番瀬 海浜公園	船橋市浜町 産 総研船橋サイト	船橋市高瀬 千 葉県葛南防災 備蓄倉庫敷地	習志野市袖ヶ浦 袖ヶ浦近隣公園 内	千葉市美浜区 豊砂 浜田川緑 地内	千葉市美浜区 豊砂 幕張海浜 公園内
掘削深度	60m	110m	35m	30m	30m	40m
掘削年度	平成26年度			平成27年度		
孔名	GS-CB-3	GS-CB-5	GS-CB-6	GS-CB-7	GS-NT-2	
緯度	35°36'23.2"N	35°36'35.5"N	35°36'08.3"N	35°39'22.1"N	35°47'22.9"N	
経度	140°06'21.4"E	140°04'17.1"E	140°06'19.2"E	140°03'47.0"E	140°15'06.8"E	
標高(TP)	5.38m	4.30m	2.03m	4.39m	1.61m	
位置	千葉市中央区 千葉港 港公園 内	千葉市 美浜区 新港 アクアリン クちば駐車場	千葉市中央区 中央港内	千葉市花見川 区幕張6丁目 花見川堤防	成田市北須賀 干拓地(印旛 沼)	
掘削深度	40m	110m	40m	30m	40m	

PS 検層, 密度検層) を実施した (第 1 図, 第 1 表)。それぞれのボーリングの柱状図及び検層結果を第 2 ~ 5 図に示す。ボーリング調査は, 南より GS-CB-

6(千葉市中央区中央港), GS-CB-5(千葉市美浜区新港), GS-CB-7 (千葉市美浜区幕張) 及び GS-NT-2(利根川支流の成田市北須賀印旛沼干拓地) である。

GS-CB-6(千葉県中央区中央港 T.P. 2.03 m)



第 2 図 千葉市中央区中央港内 GS-CB-6 ボーリングの柱状図と検層結果.

Fig. 2 Log data of GS-CB-6 borehole, Chuo-Minato, Chuo-ku, Chiba city.

4.1 ボーリングコアの層相

4.1.1 GS-CB-6

GS-CB-6 (第2図)は千葉市中央区中央港の千葉市消防局中央消防署臨港出張所横(標高:TP. 2.03 m)で掘削された。同地点は、空中写真判読により1963年から1965年に埋め立てられた(国土地理院の地図・空中写真閲覧サービスによる)。沖積層基底は、深度28.74 m、埋立層の基底は14.20 mと考えられる。本コアの層相は以下の通りである。

更新統(深度40.00 m～28.74 m)

黒褐色の細粒砂よりなる。深度38.10 m以深はリップル状斜交葉理が発達する。深度34.40 m～38.10 mには生痕が発達し、弱い平行葉理が見られる深度もある。深度30.60 m～34.40 mは数層準の偽礫を含み、極細粒砂～細粒砂へ厚さ5 cm～30 cmの逆級化を呈することがある。

沖積層(深度28.74 m～16.87 m)

基底部の深度28.74 m～24.60 mは、礫層や有機質土に特徴付けられる。基底部35 cmは礫層より成る。礫は最大6 cmの泥岩、チャート、緑色砂岩などよりなり、礫層上部には未固結の砂・シルトの礫も見られる。28.30 m～26.80 mは斜交層理を呈する極細粒砂よりなる。26.80 m～24.60 mは、有機質土と極細粒砂が10 cm～60 cm単位で繰り返す。

24.60 m～20.00 mは、シルト層よりなる。しばしば生痕がみられる。23.00 mから22.00 mには弱い平行葉理やリップルが見られ、ラミナ状に植物片が見られることもある。21.00 m付近にカワアイ片を産する。

20.00 m～16.87 mは弱く平行葉理を示す貝殻混じりのシルト層よりなる。20.00 m～19.60 mは貝殻片を多く含む。17.15 m付近にヒメカノコアサリを産する。

埋立層(16.87 m以浅)

16.87 m～14.20 mは細粒砂よりなる。下部の16.87 m～16.21 mは極細粒砂～シルトに級化している。16.21 m～14.20 mは細粒砂よりなるが、偽礫を含むことがある。14.20 m～15.00 mに合弁のヌマコダキガイや生息姿勢のツノガイを含む。

14.20 m～10.20 mは斜交層理を持つ極細粒砂からシルトよりなり、偽礫を含むことが多い。10.20 m～5.40 mは細粒砂よりなり貝殻片を含む。6.00 m～6.50 m及び4.00 m～4.50 mには貝殻片やウニ

などが密集する。5.40 m～1.00 mは細粒～中粒砂よりなり、偽礫や貝殻片を含む。

4.1.2 GS-CB-5

GS-CB-5 (第3図)は千葉市中央区新港のアクアマリン千葉駐車場(標高:TP. 4.30 m)で掘削された。同地点は、1967年ごろに埋め立てられた場所である。この駐車場の一部では2011年の東北地方太平洋沖地震の際に噴砂や、1 m程度の地盤沈下が確認されている(Google Earth 2011.3.31)。GS-CB-5コアの掘削深長は110 mであるが、ここでは、沖積層部分のみを記載する。この場所は松田(1993)や既存ボーリング資料(千葉県インフォメーションバンクなど)によると、沖積層埋没谷の鞍部に当たり、沖積層基底は深度19.35 m、埋立層の基底は11.10 mと考えられる。本コアの層相は以下の通りである。

沖積層(19.35 m～11.10 m)

シルト層よりなる。沖積層最下部の19.10 m～19.35 mにはウニや貝殻片が密集する。19.10 m～13.30 mは貝殻片が散在する。13.30 m～11.10 mは平行葉理やリップル葉理が発達するシルト～極細粒砂よりなり、一部に液状化痕跡と見られる変形構造が見られる。

埋立層(深度11.10 m～5.62 m)

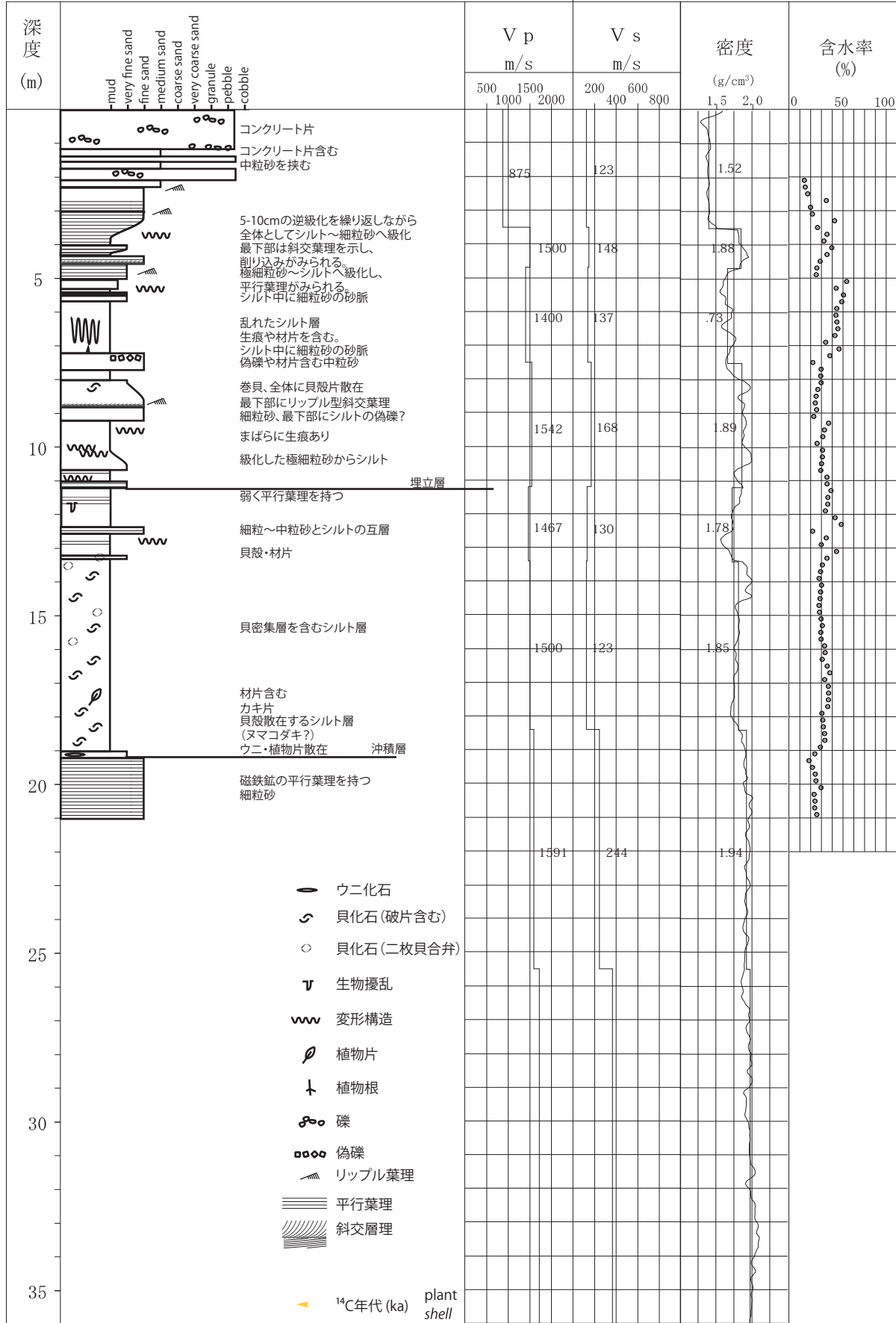
シルト層よりなり、細粒砂からシルトへ級化層理が見られる。11.00～10.80 m, 10.60～9.85 m, 7.00～6.10 m, 3.70～3.50 mで地層が乱れているほか5.40 m付近にはシルト層中に細粒砂の砂脈が見られた。5.62 mから2.10 mは逆級化を示しながら全体としてシルトから細粒砂へ上方粗粒化する。2.10 mより上部はコンクリート片などが埋められている。

4.1.3 GS-CB-7

GS-CB-7(第4図)は千葉市花見川区幕張6丁目の花見川右岸堤防上(標高:TP. 4.39 m)で掘削された。現在の花見川は印旛沼開発事業として治水・農業用水、工業用水などの確保を目的に利根川の水を東京湾に流すため、1963年から1968年に作られた。本コア上部4 mの盛り土はこの時期の工事のものと考えられる。

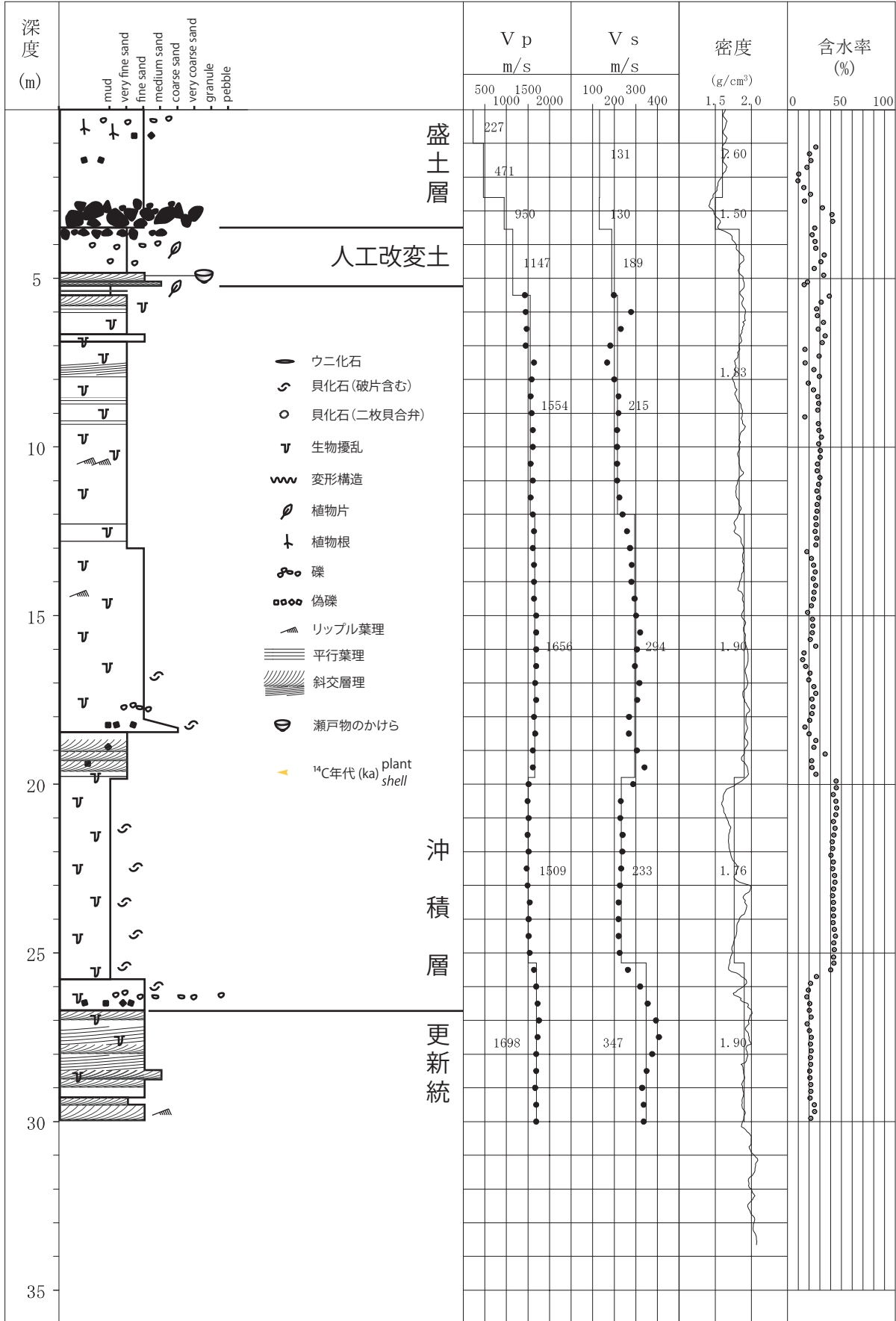
沖積層の基底は深度26.70 m、埋立層の基底は深度5.22 mと考えられる。本コアの層相は以下のとおりである。

GS-CB-5(千葉市中央区新港 アクアリンク千葉駐車場)T.P. 4.30m



第 3 図 千葉市美浜区新港 GS-CB-5 ボーリングの柱状図と検層結果。
 Fig. 3 Log data of GS-CB-5 borehole, Shin-Minato, Mihama-ku, Chiba city.

GS-CB-7(千葉市花見川区幕張6丁目 花見川堤防)T.P. 4.39m



第 4 図 千葉市花見川区花見川堤防 GS-CB-7 ボーリングの柱状図と検層結果 .

Fig. 4 Log data of GS-CB-7 borehole, levee of the Hanamigawa, Hanamigawa-ku, Chiba city.

更新統 (深度 30.00 m ~ 26.70 m)

暗灰色の淘汰の良い細粒砂からなり、一部中粒砂または極細粒砂からなる層準がある。全体に斜交層理および平行葉理が発達する。有色鉱物が多く含まれ、ラミナに沿って濃集する。深度 29.10 m ~ 29.20 m, 27.70 ~ 27.90 m, 26.80 ~ 27.20 m には生痕が見られる。

沖積層 (深度 26.70 m ~ 5.22 m)

26.70 m ~ 25.80 m は淘汰の悪い細粒砂からなる。下位にある更新等の偽礫、礫、巻き貝や二枚貝の貝殻片を含む。

25.80 m ~ 19.75 m は砂質泥からなる。上下の地層に比べて固く、ワイヤーで容易に半割することができない。細かい貝殻片を含み、生痕が発達する。極細粒砂および細粒砂がところによりパッチ状に挟まれる。25.10 m, 24.60 m, 20.00 m 付近はノジュール化している。

19.75 m ~ 18.35 m は極細粒砂からなる。斜交層理が発達し、泥の偽礫を含む。有色鉱物がラミナ状に含まれる。18.45 m ~ 18.80 m には生痕が見られる。

18.35 m ~ 13.00 m は細粒砂からなる。生痕が発達し、貝殻片はほとんど含まれない。最下部の約 40 cm は下位層の偽礫、礫、貝殻片を含み、粗粒砂から細粒砂へ上方細粒化する。

13.00 m ~ 5.22 m は主に極細粒砂からなる。泥のラミナを挟み、生痕が発達する。11.00 m より上位でリップル斜交葉理が見られ、9.25 m より浅いところには平行葉理、斜交層理が見られる。5.50 m ~ 5.22 m は細粒砂と泥層の互層からなり、細粒砂にはリップル斜交葉理が見られる。泥層中に植物片が含まれる。

人工改変土 (深度 5.22 m ~ 3.90 m)

5.22 m ~ 3.90 m は主に淘汰の悪い泥からなり、極細粒砂~中粒砂を含む。植物片、礫が散在する。細粒砂~中粒砂の部分には斜交層理が発達する。4.88 m 付近に瀬戸物のかけらを含む。

埋立層 (3.90 m 以浅)

3.90 m ~ 3.45 m は黒褐色の偽礫および有機物塊からなる。基質は淘汰の悪い細粒砂からなる。3.45 m ~ 2.80 m は灰黄褐色の偽礫が密集している。基質はなく、大きな偽礫には風化殻が見られる。2.80 m ~ 2.20 m は淘汰の悪い細粒砂からなり、灰黄褐色の偽礫が散在する。2.20 m ~ 1.70 m は淘汰良い細粒砂からなり、斜交層理が見られる。1.70 m ~ 0.00 m

は淘汰の悪い細粒砂からなる。偽礫、礫および植物片を含む。地表から 20 cm 程度までは植物根が見られる。

4.1.4 GS-NT-2

GS-NT-2 (第 5 図) は、成田市北須賀干拓地 (印旛沼を干拓した道路用地; 標高: TP. 1.61 m) で掘削された。2011 年東北地方太平洋沖地震時に成田市北須賀周辺では大規模な噴砂や液状化により 2 m に及ぶ堤防の沈下や亀裂、側方移動がみられた。印旛沼は利根川が江戸時代に現在の流路に変更されたころまでは利根川に流入する湾であったが、江戸時代以降利根川分水路としての印旛沼開削が計画されてきた (菊池ほか, 1981)。

更新統 (40.00 m ~ 38.20 m)

磁鉄鉱が散在する平行葉理~リップル葉理を呈する黒褐色の細粒~極細粒砂よりなる。

沖積層 (深度 38.20 m ~ 8.90 m)

基底部の 38.20 m から 37.10 m までの厚さ 1.10 m は礫層よりなる。礫は、チャート、緑色岩、頁岩の細礫~小礫よりなる。礫は亜円礫が多い。別項においては、37.05 m ~ 37.50 m が礫層にあたる。

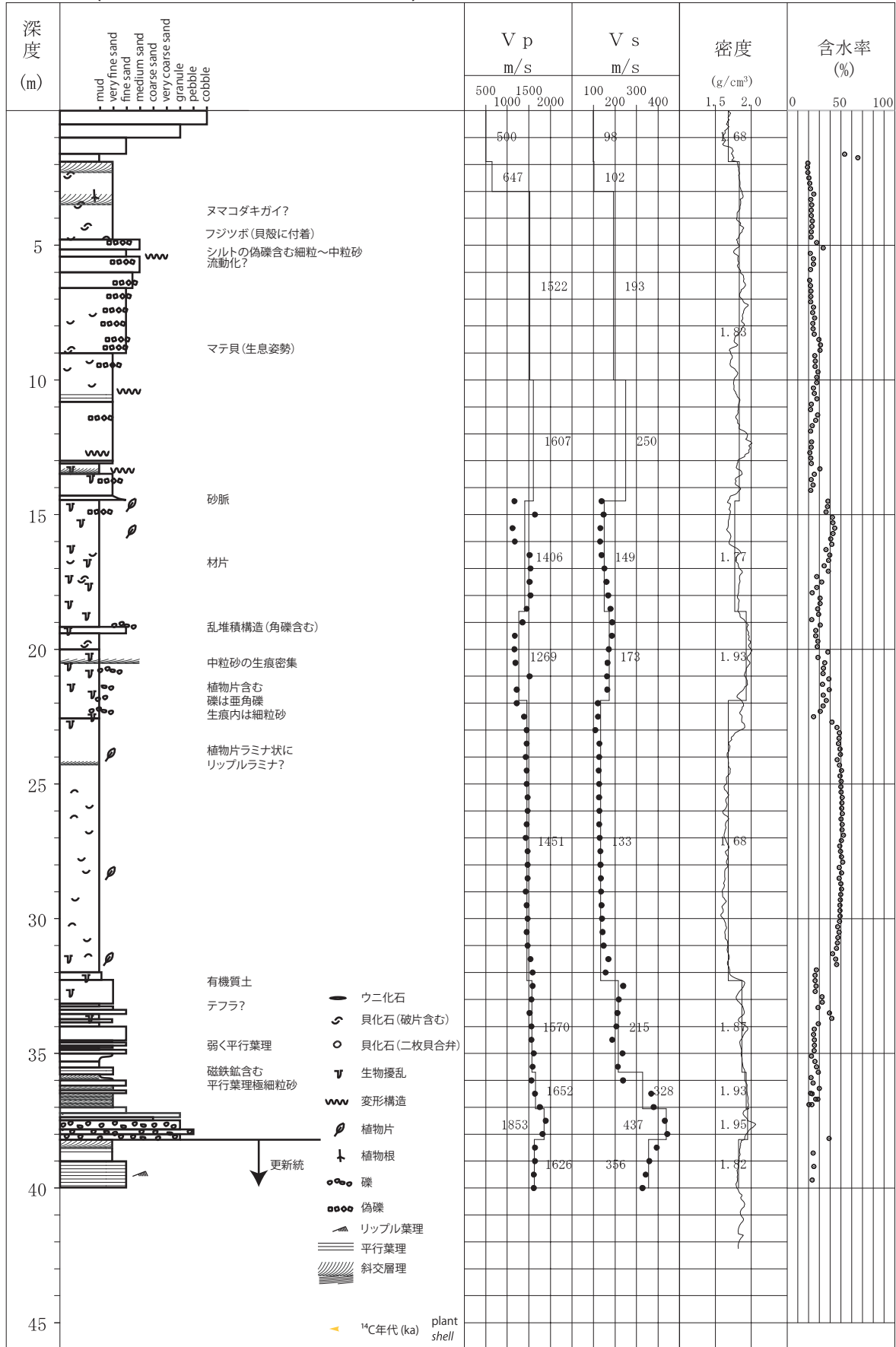
37.05 m ~ 32.00 m は極細粒砂を主とする。下部の 37.05 m から 35.90 m は斜交葉理が発達する。35.90 m より上部は淘汰のわるい細粒砂よりなり、平行葉理が見られる。33.60 m ~ 32.20 m にはしばしば生痕が見られることもある。32.20 m ~ 32.00 m は有機質なシルトよりなり、植物根も見られる。

32.00 m ~ 24.40 m はシルト層よりなる。32.00 m から 31.00 m に生痕が見られ、しばしば植物片も散在する。31.00 m ~ 24.40 m には生痕はほとんど見られず、貝殻片が散在する。27.65 m にはウラカガミが産する。

24.40 m ~ 14.40 m は生痕に特徴づけられるシルト層よりなる。22.40 m ~ 19.00 m 及び 15.00 m ~ 14.40 m にはしばしば偽礫 (最大 3 cm 大) を含む。17.60 m 付近に直径 3 cm の材片を含む。

14.40 m ~ 4.88 m は、貝化石を含む極細粒砂~細粒砂で、上方粗粒化を示す。13.50 m ~ 13.10 m と 10.83 m ~ 10.30 m はシルトを含み、生痕が見られる。細粒部は堆積構造が乱れていることがある。13.00 m ~ 11.50 m の細粒砂中には堆積構造の見られない。8.90 m ~ 4.80 m までは、貝殻片やロームの細礫を多く含む極細粒砂層から細粒砂層で上方に粗粒化す

GS-NT-2(成田市北須賀干拓地(印旛沼))T.P. 1.61m



第5図 成田市北須賀干拓地 GS-NT-2 ボーリングの柱状図と検層結果。
 Fig. 5 Log data of GS-NT-2 borehole, Polder of the Inbanuma Lake, Narita city.

る。4.80 m ~ 1.90 m は貝殻片を含む細砂よりなりこの層準にはしばしば斜交葉理が見られる。

1.90 m ~ 1.60 m はシルト層よりなり、上部には平行葉理が見られる。

盛土層 (1.60 m ~ 1.00 m)

1.60 m ~ 1.00 m までは偽礫を、1.00 m 以浅は小礫を中心とした盛り土よりなる。

4.2 物理検層結果

ボーリング孔の PS 検層の結果、S 波速度は、更新統及び沖積層基底部の礫層では 350 ~ 400 m/s 程度である。沖積層及び人工地層は 100 ~ 300 m/s 程度となる。γ 線計数率から求めた密度は、更新統及び沖積層基底部では 1.8 ~ 1.9 g/cm³ である。沖積層はばらつきが大きく、GS-CB-6 の細粒部では 1.4 ~ 1.7, GS-CB-7 では 1.7 ~ 1.9 g/cm³ となっている。GS-NT-2 では、下部のシルト部では 1.7 程度、上部の細粒砂では 1.8 ~ 2.0 となり、最上部の湖沼成の泥層では 1.68 と小さくなる。人工地層は浚渫砂からなる GS-CB-6 では、1.7 ~ 1.8, 盛り土を中心とした GS-CB-6 では 1.5 ~ 1.6 と小さくなっている。含水率は、細粒砂で 10 ~ 30 %, シルトで 50 % と粒度が細くなるほど含水率が高くなる傾向にある。

4.3 堆積環境と層序対比

平成 25 年度から平成 27 年度に掘削したボーリングの柱状図を第 6 図にまとめる。沖積層埋没谷底部付近で掘削された GS-CB-6, GS-CB-3, GS-CB-4, GS-CB-7, GS-FB-4, GS-NS-1 及び GS-FB-2 コアを比較した。GS-CB-6 と GS-CB-3, GS-CB-4 と GS-CB-7 及び GS-FB-4 と GS-NS-1 はそれぞれ同じ埋没谷であると考えられる。ここで、GS-FB-2, GS-FB-3 の記載は、中澤ほか (2014), GS-CB-4, GS-FB-4, GS-NS-1, GS-CB-3, GS-CB-4 の記載は宮地ほか (2015d) による。なお、以下深度は、標高 (TP) で示す。

沖積層基底: 沖積層基底の深度は、GS-CB-6 で -26.71 m で基底部の礫層や有機質土が -24.57 m まで見られる。その上流の GS-CB-3 では -15.50 m で、基底礫層上面は -13.70 m であった。GS-CB-4 の沖積層基底は、-33.70 m で基底部約 1.00 m は有機質である。その上流に当たる GS-CB-7 は -22.31 m で、-21.41 m ままで更新統の偽礫などを含み、基底礫と考えられる。GS-FB-4 の沖積層基底は -20.00 m で -18.61 m までは

細礫混じりの礫層である。GS-NS-1 では基底が -16.77 m, 基底礫上面は -15.90 m となっていた。GS-FB-2 では -33.22 m が基底となっており -31.84 m まで礫層を含む。

中間ラグ堆積物: 東京湾岸の沖積層は、GS-FB-2 では下部が潮間帯堆積物、上部が内湾堆積物からなり (小松原ほか, 2014), その境界にはラグ堆積物が広く分布する (宮地ほか, 2015c)。今回報告するコアでも、GS-CB-4 では -19.32 m ~ -18.22 m に、GS-CB-7 では -15.36 m ~ -13.96 m, GS-FB-4 では -11.81 m ~ -10.01 m, GS-NS-1 では -6.80 m ~ -6.55 m そして、GS-FB-2 では -20.44 m ~ -17.24 m に貝殻密集層や更新統の偽礫を多く含む層準がある。また、この層準に含まれる貝化石からの年代値は、いずれも 8,500 ~ 9,000 年を示しており (宮地ほか, 2015d) ほぼ同一層準と考えられる。

埋立層基底: 埋立層の基底深度は、第 2 表に示すとおりである。この標高に凸凹が多いのは、埋立前の海岸からの距離だけでなく、浚渫時に沖合の海底砂を利用して掘り下げられた場所もあるため、埋立層の分布は複雑な形状を呈している。

5. 終わりに

本研究では千葉県北西部東京湾岸の沖積層について、既存ボーリングデータ対比のリファレンスとなる基準ボーリング調査を実施した。今回は埋立層、沖積層及び更新統を層相から区分し、沖積層埋没谷と尾根部において層相・弾性波速度を比較した。この地域は更新統・沖積層・埋立層が、それぞれ再堆積、浚渫のため、同様の層相であることから区別がつきにくい、色調・生痕や貝化石の有無など堆積物の特徴から区分した。今回千葉市から船橋市の 7 本の埋没谷での沖積層の層相を比較することができた。今後これらの層相解析・年代測定などの分析を進める必要がある。また、船橋市~習志野市にかけての沖積層埋没谷や埋立層の 3 次元的な分布について既存ボーリングとの対比を進めたが (宮地, 2015a), これらの対比を千葉県北部に広げ地質地盤図の作成を進める。

謝辞

コア試料の観察・分析作業では、地質情報研究部門

第 2 表 層序基準面対比表。(標高, TP)
Table 2 Correlation of stratigraphic boundary. (Elevation, TP)

		GS-CB-6	GS-CB-3	GS-CB-4	GS-CB-7	GS-FB-4	GS-NS-1	GS-FB-2
埋立層	基底	-14.84	-0.68	-6.87	-0.83	-1.42	-2.9	-6.14
ラグ堆積物	上面	-	-	-18.22	-13.96	-10.01	-6.55	-17.24
	下面	-	-	-19.32	-15.36	-11.81	-6.8	-20.44
基底	礫上面	-24.57	-13.7	-32.7	-21.41	-18.61	-15.9	-31.84
	基底	-26.71	-15.5	-33.7	-22.31	-20	-16.77	-33.22

の國本節子氏, 滝本春南氏にご協力をいただいた。千葉県環境研究センターの風岡 修博士, 吉田 剛博士にはボーリング用地選定, コア観察では有意義なご指摘をいただいた。ボーリング調査にあたっては, 千葉県千葉土木事務所, 土整備部千葉港湾事務所, 千葉北道路事務所及び千葉市生活文化スポーツ部に多大な便宜をはかっていただいた。ボーリング作業は, 大洋地下調査株式会社によって実施され, きわめて状態の良いコア試料が採取された。

以上の方々に深く感謝いたします。

文献

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

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

千葉県開発庁臨海開発局 (1974b) 内湾臨海部土質調査資料集 (2) B 地区 (習志野～袖ヶ浦), 千葉県臨海開発局臨海計画課. 1,021p.

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

菊地隆男・堀口万吉・籠瀬良明・大熊 孝・宮村 忠・虫明功臣・峰岸純夫・能登 健 (1981) 特集「利根川」. アーバンクボタ, No. 19, 56p.

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

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

宮地良典・小松原純子 (2015a) 千葉県北部東京湾岸の沖積層オールコアボーリング対比 (概報). 日本地球惑星科学連合 2015 年大会, HQR23-01.

宮地良典・小松原純子・風岡 修・吉田 剛 (2015b) 千葉県北西部湾岸地域の沖積層埋没谷の復元. 日本堆積学会 2015 年つくば大会講演要旨, 24.

宮地良典・小松原純子・風岡 修・吉田 剛・中島 礼 (2015c) 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 (2015d) 千葉県北西部の沖積層基準ボーリング調査. 田中裕一郎編, 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.

中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動測定. 地質分野企画室編. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.66, 207-228.

参考としたボーリングデータベース

千葉県インフォメーションバンク; <http://www.pref.chiba.lg.jp/pbgeogis/servlet/infobank/index>
千葉市; 市有建築物におけるボーリングデータの情報提供; <http://www.city.chiba.jp/toshi/kenchiku/kanri/bolingdata.html>

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

Stratigraphy of the Pleistocene Shimosa Group in the Chiba area: A preliminary report on GS-CB-1 and GS-CB-5 boreholes

納谷友規^{1*}・坂田健太郎¹・中澤 努¹

Tomonori Naya^{1*}, Kentaro Sakata¹ and Tsutomu Nakazawa¹

Abstract: Two drilling surveys were performed in Chiba City, Inage (GS-CB-1) and Mihama (GS-CB-5), with the aim of understanding stratigraphy of the middle to upper Pleistocene Shimosa Group beneath Chiba area, the northern part of Chiba Prefecture, central Japan. A number of sedimentary cycles and key tephra layers were recognized in the cores. The Shimosa Group shallower than the depth of 120m in this area can be divided into Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Yokota Formation, Kioyoshi Formation and Joso Clay. Altitude distribution of key tephra and each formation between the cores suggests a geological structure which is inclined towards the Tokyo Bay in this area.

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

要旨

千葉地域の地下に分布する中―上部更新統下総層群の層序を明らかにするために、千葉市稲毛区 (GS-CB-1) と千葉市美浜区 (GS-CB-5) でボーリング調査を行った。ボーリングコアからは複数の堆積サイクルと鍵テフラ層を識別することができた。今回得られた層序学的知見に基づくと、本地域の地下 120 m 以浅の更新統は下位より、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、常総粘土に区分される。コアにおける各累層の標高分布から、本地域には東京湾に向かって傾斜する地質構造が伏在することが推測される。

1. はじめに

関東地方には、浅海成から陸成の中―上部更新統の下総層群が広く分布する。下総層群は、模式地の房総半島においては地表に露出しており、それよりも内陸部に位置する関東平野中央部では最上部を除きほとんどの部分が地下に伏在している。下総層群

の層序は、露頭観察に基づき明らかにされ、姉崎地域が模式地とされている (徳橋・遠藤, 1984)。さらに近年では、千葉県北部から埼玉県東部の地下に分布する下総層群についてもボーリングコアの詳細な解析に基づき、房総半島の下総層群との高精度な層序対比がすすめられている (中澤・中里, 2005; 中澤・田辺, 2011; 納谷・安原, 2014 など)。東京湾北縁に位置する千葉県千葉市の沿岸部は、関東平野中央部と同様に、下総層群の大部分が地下に伏在している。従来からこの地域には、東京湾に向かって深く傾斜する地質構造が推定されてきた (菊地, 1980; 鈴木ほか, 1995)。しかし、これまでボーリングコアを詳細に検討した例は少なく、層序について知見が乏しかったため、層序と地質構造については不明な点が多い。本研究では、千葉県千葉市の沿岸部において掘進長 110 m と 120 m のオールコアボーリングを 2 カ所で実施しコア観察を行った (第 1 図)。本稿では、2 本のコア観察で明らかになった下総層群の層序の概要について報告する。

* Correspondence

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



第 1 図 ボーリング調査地点.

基図には 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 Location of the drilling sites.

Base map is after 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.

2. 地質概説

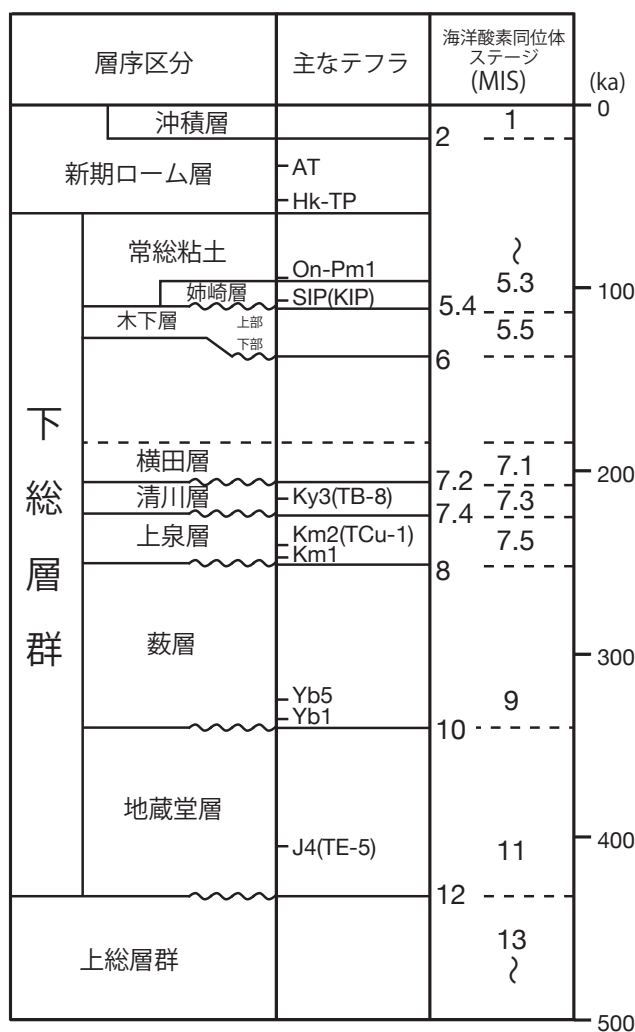
房総半島に分布する中～上部更新統下総層群は下位より地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，および常総粘土に区分される（徳橋・遠藤，1984）（第 2 図）。それぞれの累層は，海水準変動を反映した 1 回の海進・海退に対応した堆積サイクルに相当するとされる。下総層群の堆積年代は海洋酸素同位体ステージ（MIS）12～5.3 とされる（中里・佐藤，2001）。このうち，地蔵堂層から木下層は浅海成層を主体とし，しばしば最下部に陸成層を伴う。姉崎層と常総粘土はそれぞれ陸成層から構成される。

3. ボーリングコアの概要

今回の解析に使用したボーリングコアは，千葉県千葉市稲毛区の千葉県総合スポーツセンター敷地内と美浜区アクアリンクちば敷地内で掘削された。千葉県総合スポーツセンターは台地上の下総上位面に位置し，アクアリンクちばは沿岸の埋め立て地上に位置する。掘削地点の詳細は以下の通りである。

GS-CB-1 コア

千葉市稲毛区（千葉県総合スポーツセンター）
35° 38' 35.48" N, 140° 7' 2.97" E



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 A stratigraphic summary of the Pleistocene Shimosa Group.
Correlation of Marine oxygen Isotopic Stages (MIS) and each formation is based on Nakazato and Sato (2001).

孔口標高：T.P.+27.37 m

掘進長：120.0 m

GS-CB-5 コア

千葉市美浜区新港（アクアリンクちば）

35° 36′ 35.48″ N, 140° 4′ 17.10″ E

孔口標高：T.P.+4.30 m

掘進長：110.0 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 116 mm 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、半割面の詳細な観察を行った。

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（案）JGS1122 に準拠し、孔内水位より深い部分についてはサスペンション法を、孔内水位より浅い部分についてはダウンホール法を採用した。測定間隔は 1 m とした。サスペンション法には、応用地質株式会社製の MODEL-3302, MODEL-3331 (PS LOG 170) を用い、ダウンホール法では、孔内受振器に同社製の MODEL-3315 を用いた。密度及びキャリパー検層には、応用地質株式会社製のジオロガー 3030 (MARK-2) システムを用いた。

4. コア記載

GS-CB-1 及び GS-CB-5 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、GS-SB-5 コアの柱状図と物性値を示す。GS-CB-1 の柱状図及び物性値については中澤ほか(2014)に掲載されているので、ここでは省略した。また、GS-CB-5 の深度 19.35 m 以浅には沖積層が観察されるが、この部分については本報告書の別稿（宮地ほか, 2016）にて報告されている。テフラの特徴については、第1表にまとめた。

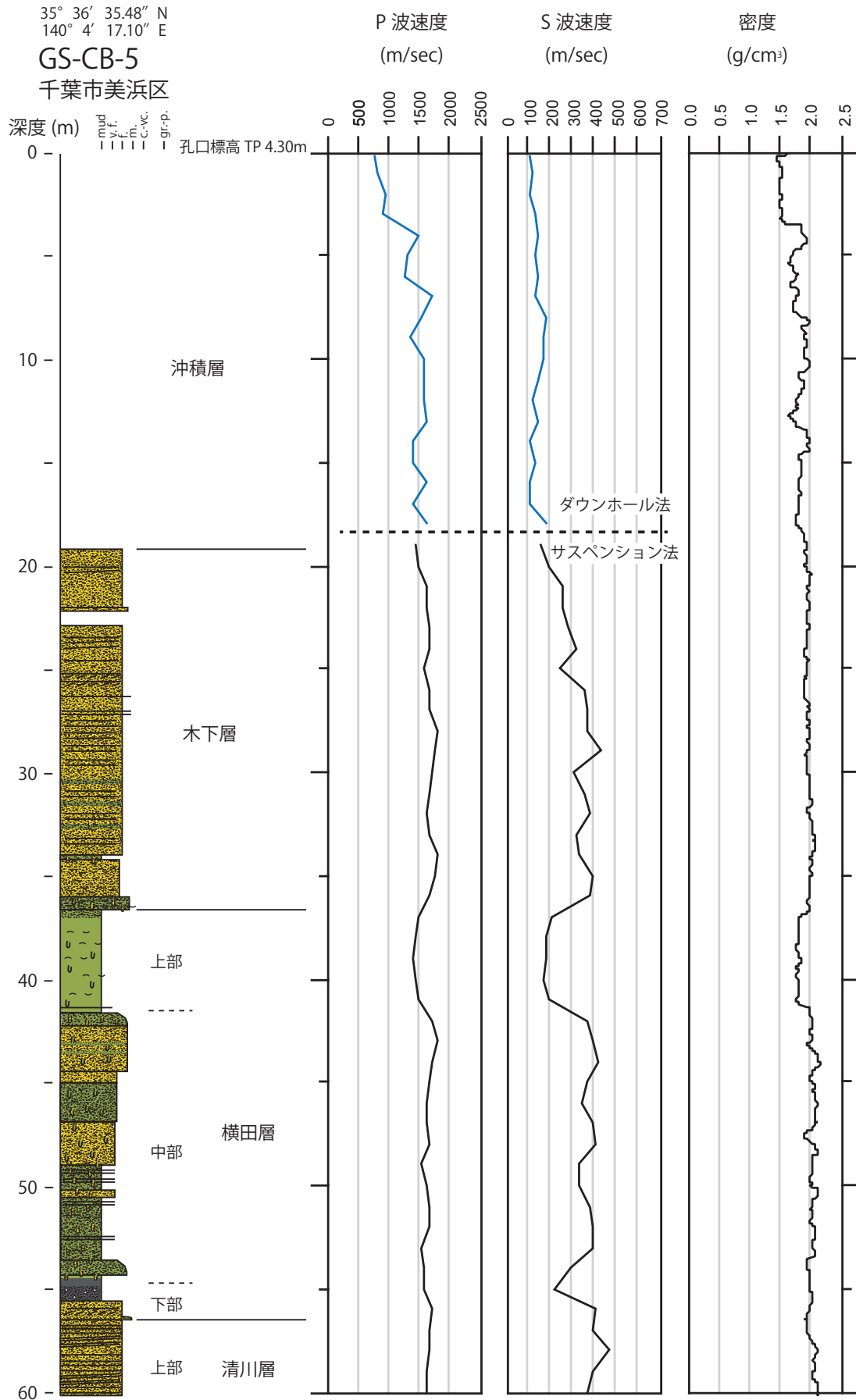
4.1 菽層

GS-CB-1：深度 120（孔底）～ 100.87 m

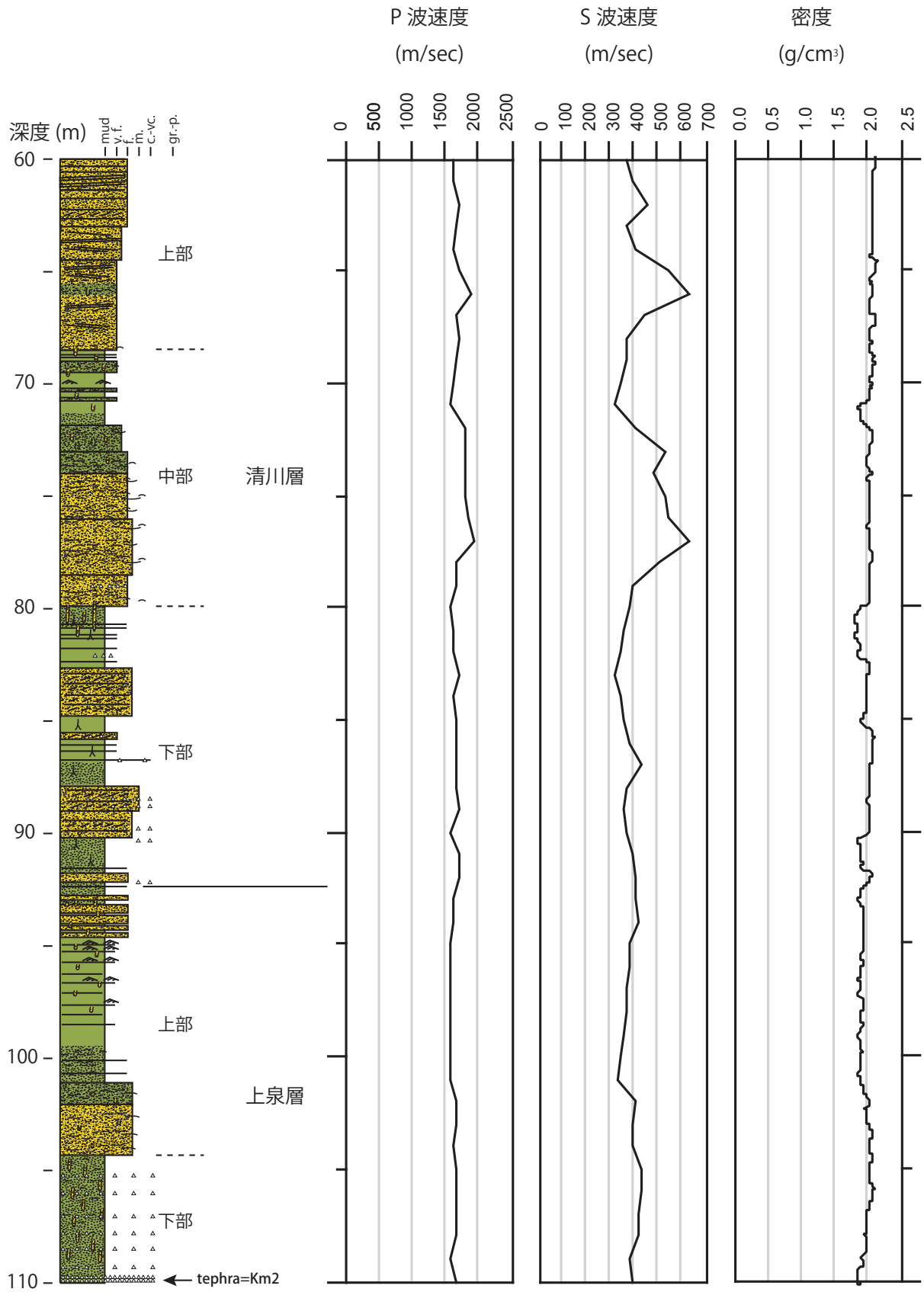
GS-CB-5：-

層相：今回検討したコアでは GS-CB-1 コアの最下部に 10 m 程度が観察された。観察された範囲の下部は貝殻片を含み生物擾乱を受けた泥層からなり、その上位は貝殻片を含む極細粒砂層、さらに上位は平行葉理が発達した細粒砂層に移行し、最上部には白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。

テフラ：深度 115.07 ～ 115.08 m には細粒砂サイズの軽石からなる層厚約 1 cm のテフラ層を挟在する。重鉱物は普通角閃石、磁鉄鉱、カミングトン閃石を含む。普通角閃石の屈折率 (n_2) は、1.664 ～ 1.672 を示し、カミングトン閃石の屈折率 (n_2) は、1.656 ～ 1.662 (1.658) (括弧内はモード、以下同様) を示す。軽石の火山ガラスの屈折率は 1.500 ～ 1.503 (1.501) である。重鉱物組成と角閃石、カミングトン閃石、火山ガラスの屈折率の特徴は、菽層に挟在する Yb5 テフラのそれにほぼ一致し（町田・新井, 2003）、本テ



第3図 GS-CB-5 (千葉市美浜区) コアの層相と検層結果.
Fig.3 Sedimentary facies and borehole logs of GS-CB-5 core.



第 1 表 GS-CB-1, GS-CB-5 コアに挟在するテフラの記載岩石学的特徴.
Table 1 Petrologic characteristics of intercalated tephra layers in GS-CB-1 and GS-CB-5 cores.

コア	深度 (m)	産状	粒径	試料採取深度 (m)	重鉱物その他	屈折率			g形状	対比	
						opx (γ)	ho (h _z)	cum (h _c)			
GS-CB-1	115.07-115.08	白色バミミス	fs	115.07-115.08	ho > mg > cum / gl opx > mg, cpx	1.715-1.722 (1.719)	1.664-1.672	1.500-1.503 (1.501)		Yb5	
GS-CB-1	93.55-94.01	白色～灰色バミミス < 10mm		93.94-93.97 93.84-93.87 93.77-93.80 93.65-93.68	opx > mg >> cpx opx > mg >> cpx opx > mg >> cpx opx > mg >> cpx	1.714-1.721 (1.718-1.719)	1.667-1.669, 1.675, 1.682-1.691, 1.698	1.499-1.502 (1.500-1.501)	多孔>>平板	On-Pml?; K-Tz?	
						1.711-1.721 (1.719-1.720)					1.680-1.696
						1.714-1.721 (1.717-1.718)					
GS-CB-1	9.01-9.12	白色バミミス・スユリア	f-ms	9.08-9.09	opx, cpx, mg	1.704-1.707 (1.706), 1.711-1.714				KIP	
GS-CB-1	8.78-8.88	白色バミミス・ゴマシオ	fs	8.85-8.87 8.79-8.82	opx > cpx, mg opx, cpx, mg	1.706-1.712 (1.708)	1.677-1.692 (1.682-1.683)	1.498-1.502	多孔	On-Pml?; K-Tz?	
						1.707-1.712 (1.708-1.711)					
GS-CB-1	8.65-8.76	粘土化した黄色バミミス < 4mm		8.73-8.75 8.67-8.68	opx, cpx opx, cpx	1.705-1.711 (1.707)	1.667-1.669, 1.675, 1.682-1.691, 1.698	1.499-1.502 (1.500-1.501)	多孔>>平板	On-Pml?; K-Tz?	
						1.699-1.701, 1.706-1.709 (1.707-1.708)					
GS-CB-1	6.50-6.72	粘土化した黄色バミミス < 数mm?		6.64-6.65 6.59-6.61 6.53-6.55	ho, mg > opx (風化) / qz, ひる石 ho > opx (風化), mg / qz ho > opx (風化), mg >> cum? / qz	1.706-1.712 (1.709)	1.677-1.692 (1.682-1.683)	1.498-1.501 (1.499-1.500)	多孔>平板	On-Pml?; K-Tz?	
						1.706-1.715					
						1.707-1.714 (1.709)					
GS-CB-5	109.80-110.00	白色～灰色バミミス < 15mm		109.97-109.99 109.88-109.90	opx, cpx, mt opx, cpx, mt	1.713-1.724 (1.706, 1.720-1.722)	1.714-1.724 (1.718)			Km2	
						1.714-1.724 (1.718)					

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

フラは Yb5 テフラに対比される。

物性：P 波速度は 1,600 ～ 1,700 m/sec, S 波速度は 380 ～ 420 m/sec, 密度は 1.7 ～ 1.8 g/cm³ 程度であり, それぞれ大きな変化はない。

4.2 上泉層

GS-CB-1：深度 100.87 ～ 79.70 m

GS-CB-5：深度 110.00 (孔底) ～ 92.70 m

層相：最下部は植物根化石を含む泥層を主体とする。その上部は貝殻片を含み生物擾乱の発達した泥層～砂質泥層が観察され, 下位の泥層との境界付近には, 後述する軽石質テフラ (Km2 テフラに対比される) を挟在する。上部の基底は貝殻片が密集した砂層からなり, その上位は貝殻片を含み生物擾乱が発達した泥層～砂質泥層からなり薄い砂層を挟む。

テフラ：本層の下部には 1 ～ 15 mm 径の白～灰色軽石からなるテフラ層が挟在する。GS-CB-1 コアでは深度 94.01 ～ 93.55 m で層厚 46 cm, GS-CB-5 コアでは深度 109.80 m ～ボーリング孔底に認められ, 層厚は 20 cm 以上であるが正確な層厚は不明である。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.711 ～ 1.722 (1.717 ～ 1.719) である。テフラの層相, 鉱物組成, 斜方輝石の屈折率の特徴は, 上泉層の Km2 テフラのそれにほぼ一致しており (中里・佐藤, 1988), 本テフラは Km2 テフラに対比される。GS-CB-5 コアの最下部の試料は, 少し高い斜方輝石の屈折率 (γ) 1.713 ～ 1.724 (1.706, 1.720 ～ 1.722) を示す。

物性：P 波速度は 1,500 ～ 1,700 m/sec, S 波速度は 300 ～ 470 m/sec, 密度は 1.8 ～ 2.1 g/cm³ 程度である。

4.3 清川層

GS-CB-1：深度 79.70 ～ (49.90) 44.20 m

GS-CB-5：深度 92.70 ～ 56.45 m

層相：本層の下部は, 植物根化石を含む泥層と斜交層理が発達した砂層の互層からなる。中部は両コア間で層相の違いがみられる。すなわち GS-CB-1 コアでは, 貝殻片を含む斜交層理を呈する細粒砂層からなるのに対し, GS-CB-5 コアでは, 貝殻片を大量に含む細粒砂層の上位に貝殻片を含み生物擾乱が認められる砂質泥層～泥層からなる。上部は, 貝殻片を含む砂層とその上位に斜交層理と平行葉理が発達する分級の良い砂層

からなる。

物性：P 波速度は 1,500 ～ 2,200 m/sec, S 波速度は 310 ～ 1,000 m/sec, 密度は 1.8 ～ 2.2 g/cm³ 程度である。本層中の貝殻密集層では, S 波速度は 600 ～ 1,000 m/sec と高い値を示す。

4.4 横田層

GS-CB-1：深度 44.20 ～ 33.03 m

GS-CB-5：深度 56.45 ～ 36.67 m

層相：本層の層相はコアによって違いが見られる。GS-CB-1 コアでは平行葉理が発達し生物擾乱が見られる細粒砂からなるのに対し, GS-CB-5 コアでは, 下部は有機質泥からなり, 中部は貝殻片を含み生物擾乱が認められる泥層, 砂質泥層, 砂層からなり, 上部は貝殻片を含む泥層からなる。

物性：P 波速度は 1,400 ～ 1,700 m/sec, S 波速度は 170 ～ 500 m/sec, 密度は 1.6 ～ 2.2 g/cm³ 程度である。GS-CB-5 コアの本層下部と上部の泥層では, S 波速度は 170 ～ 220 m/sec と低い値を示す。

4.5 木下層

GS-CB-1：深度 33.03 ～ 9.25 m

GS-CB-5：深度 36.67 ～ 19.35 m

層相：本層は, 分級の良い中粒～細粒砂からなり, 下部では貝殻片が多産する。GS-CB-1 コアでは, 最上部に白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。

物性：P 波速度は 1,500 ～ 1,800 m/sec, S 波速度は 160 ～ 540 m/sec, 密度は 1.7 ～ 2.1 g/cm³ 程度である。S 波速度が 200 m/sec を下回る低い値を示すのは, GS-CB-5 コアの本層最上部, 沖積層との境界付近である。

4.6 常総粘土及び新期ローム層

GS-CB-1: 深度 9.25 ～ 4.33 m (常総粘土), 4.33 ～ 0.33 m (新規ローム層)

GS-CB-5 :-

層相：木下層の上位には, 植物根化石が観察される有機質粘土や凝灰質粘土～泥質砂からなる常総粘土と, 褐色～暗褐色を呈する火山灰質土からなる新期関東ローム層が分布する。常総粘土には複数の軽石質テフラ層が挟まる。

テフラ：本層の最下部付近の有機質粘土の中には 3 層

の軽石質テフラが挟まる。深度 9.01 ～ 9.12 m には, 細粒砂サイズの粘土化した白色パミスとスコリアからなるテフラ層を挟在する。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.704 ～ 1.707 (1.706), 1.711 ～ 1.714 である。深度 8.78 ～ 8.88 m には, 細粒砂サイズの白色パミスと重鉱物を多く含み, ゴマシオ状の層相を呈するテフラ層を挟在する。重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.706 ～ 1.712 (1.708) あるいは 1.707 ～ 1.712 (1.708 ～ 1.711) を示す。深度 8.65 ～ 8.76 m には, 最大径 4 mm 程度の粘土化した黄色パミスからなるテフラ層を挟在する。重鉱物は斜方輝石と単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.705 ～ 1.711 (1.707), 1.699 ～ 1.701, 1.706 ～ 1.709 (1.707 ～ 1.708) を示す。これら 3 つのテフラに含まれる斜方輝石の屈折率の範囲は 1.699 ～ 1.714 であり, 大磯丘陵の KIP テフラ群 (町田, 1971; 新井ほか, 1977) に対比される可能性が高い。

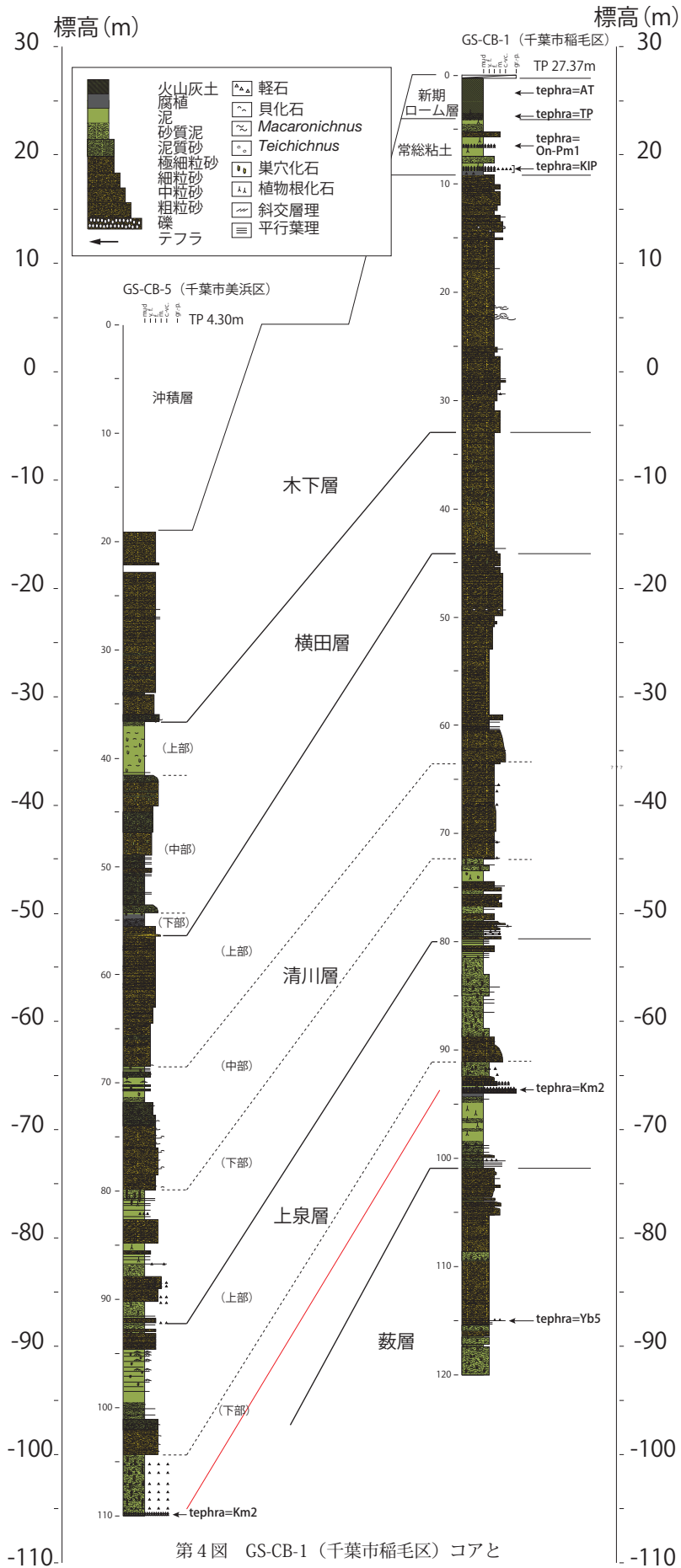
深度 6.50 ～ 6.72 m には, 最大径数 mm 程度の粘土化した黄色パミスからなるテフラ層を挟在する。重鉱物は, 普通角閃石, 風化した斜方輝石, 磁鉄鉱を含み, その他鉱物としては石英を多く含み, 火山ガラスをわずかに含む。普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.667 ～ 1.669, 1.675, 1.682 ～ 1.691, 1.698 や 1.680 ～ 1.696 や 1.677 ～ 1.692 (1.682 ～ 1.683) を示し, 斜方輝石の屈折率 (γ) は, 1.706 ～ 1.712 (1.709), 1.706 ～ 1.715, 1.707 ～ 1.714 (1.709) を示す。重鉱物の特徴から, 普通角閃石の部分は御岳第一テフラ (On-P m1) (町田・新井, 2003) に対比される可能性が高い。ただし, 本テフラには石英とわずかに火山ガラスを含む。火山ガラスの屈折率は, 1.498 ～ 1.502 (1.499 ～ 1.501) 示し, On-P m1 の値より低い値を示すので, 鬼界-葛原テフラ (K-Tz) を含む可能性がある。

物性：P 波速度は 970 ～ 1600 m/sec, S 波速度は 100 ～ 290 m/sec, 密度は 1.4 ～ 1.7 g/cm³ 程度である。

5. 考察

両コアの層序対比

前述したように, 下総層群の各累層は 1 回の海進-海退に対応した堆積サイクルから構成される。多く



第 4 図 GS-CB-1 (千葉市稲毛区) コアと GS-CB-5 (千葉市美浜区) コアの対比。
Fig.4 Correlation of GS-CB-1 and GS-CB-5 cores.

の場合、堆積サイクルは、陸成層の泥層および砂層からなる下部、海成層の砂質泥層あるいは泥質砂層からなる中部、分級の良い砂層からなり最上部にしばしば白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を伴う上部から構成される。それぞれの堆積サイクルを構成する層相は類似しているため、層相のみでは識別することが困難である。そこで、各累層に挟まる指標テフラが、下総層群の各累層を模式地と対比するための重要な鍵となる。今回検討したコアからは、藪層の Yb5 テフラと上泉層の Km2 テフラに対比されるテフラが確認された。これらテフラ鍵層に基づくと、GS-CB-1 コアの最下部は藪層に、その上位のサイクルは上泉層に、さらに、GS-CB-5 コアの最下部のサイクルも上泉層にそれぞれ確実に対比される。この上位には層序の指標となるテフラは見出されていないが、堆積サイクルに従って、下位より清川層、横田層、木下層にそれぞれ対比することができた。

GS-CB-1 と GS-CB-5 コア間における各累層の分布深度は、GS-CB-1 に比べ GS-CB-5 において各累層が低い標高に分布する（第 4 図）。例えば、上泉層の Km2 テフラの層準は、GS-CB-1 コアでは、標高 -66.64 ~ -66.18 m（深度 94.01 ~ 93.55 m）に分布するのに対して、GS-CB-5 コアでは、標高 -105.5 ~ -115.7 m（深度 109.80 ~ 120.0 m）に分布し、その標高差は 40 m 以上である。このことは、台地に位置する GS-CB-1 と低地に位置する GS-CB-5 の間に、低地側に向かって標高が低くなる地質構造が伏在することを示唆する。

今後は、周辺のコアの対比を進めることで、その層序対比に基づいてより広範囲の地質構造を明らかになることが課題となる。特に、上泉層よりも上位では指標となるテフラが見つからないことに加え、横田層については陸上の模式地においてもその分布と層序に関する情報が不足しており、今後十分な検討が必要であろう。その際は、花粉化石群集など他の層序指標も合わせて検討することで、より確実な対比を行うことが期待される。

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指標テフラ層。第四紀研究, 16, 19-40.
- 菊地隆男（1980）古東京湾。アーバンクボタ, no. 18, 16-21.
- 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.
- 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）。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。
- 中里裕臣・佐藤弘幸（1988）下総層群上泉層中の Km2 テフラ。地質学雑誌, 94, 793-796.
- 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・中里裕臣（2005）関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー。地質学雑誌, 111, 87-93.
- 中澤 努・田辺 晋（2011）野田地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）。産総研地質調査総合センター, 72p.
- 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.
- 納谷友規・安原正也（2014）鴻巣地域の地質。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, 82p
- 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。
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中島輝允・徳橋秀一・楡井 久・原雄・中山俊雄・那須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一（1995）東京湾とその周辺地域の地質（第 2 版）説明書。特殊地質図（20）, 地質調査所, 109p.
- 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.

鴨川低地断層帯南部のリニアメントと小断層中の条痕

Lineaments and slickensides on the minor faults around the southern marginal faults of the Kamogawa Lowland, Boso Peninsula, central Japan

小松原 琢^{1*}
Taku Komatsubara^{1*}

Abstract: The Kamogawa lowland fault zone had been recognized as a highly active fault zone in the southern Boso peninsula, Kanto region. Many researchers had tried to make clear the activity of this fault zone, however no one could get definite evidence of activity of this fault zone during the Quaternary era. The author tried to describe fundamental features of this fault zone, so carried out re-interpretation of fault landscapes, and observation of minor faults in Neogene deposits around the southern part of the Kamogawa lowland.

Four topographic lineaments occur in the study area, they are characterized by series of knick points on hill slopes, and partly characterized by ill-systematic left and partly right-lateral bend of streams.

The northern two major lineaments facing north are coincident with geological faults cutting Neogene with north-side upheaval displacement. The other two lineaments locate south of the Kamogawa lowland, and have left-lateral bend of streams.

There are many low-dipping to horizontal slickensides on the minor fault plain. Many minor faults accompany with hard consolidated fault gauge, but some of minor faults accompany unconsolidated fault clay and sand.

These facts suggest that the two major northern lineaments have contrary sense between topographic features and geological structure, the former suggest north-side subsidence motion in the latest geological age, and the later indicate north-side upheaval movements since the Neogene. And other southern two lineaments have harmonious sense between left lateral bend of streams and low angle slickensides on the minor faults in the Neogene deposits. But there is no distinct major fault outcrops along these two lineaments, and left lateral movement is opposite with right-lateral faulting in the Miura peninsula, northwestern extension of the Kamogawa lowland fault zone.

Keywords: Activity of Neogene faults, slickenside, Kamogawa Lowland, motion sense

要旨

鴨川低地断層帯は活動性の高い活断層として認識されてきた。この断層帯の活動性評価のために多くの研究が行われてきたが、第四紀にこの断層が活動したことを示す確かな証拠は得られていない。筆者はこの断層帯の基礎的特徴を明らかにすることを目的として地形判読を再度行うとともに、新第三系中の小断層に関する調査を行った。

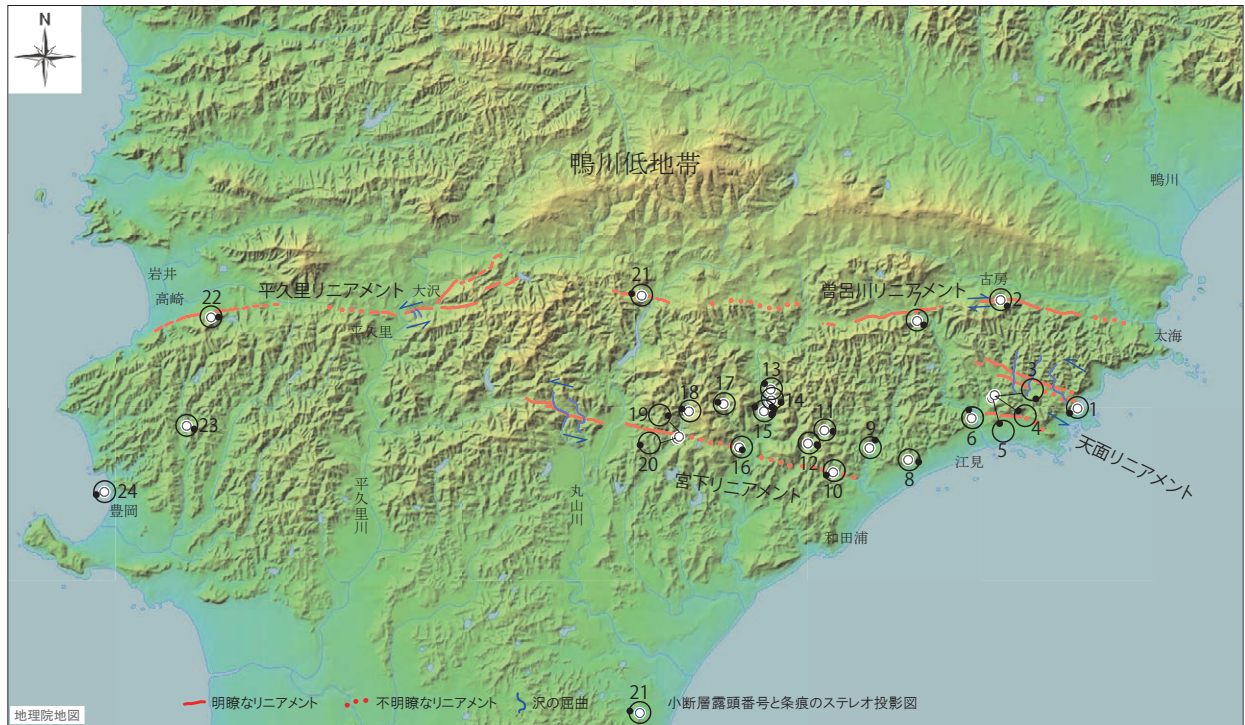
その結果、丘陵斜面の遷緩線群と不明確な沢の右および左屈曲で特徴づけられる 4 本のリニアメントを見出した。北部にある 2 つの規模の大きなリニア

メントは北側低下のセンスをもち、他の 2 つのリニアメントは鴨川低地帯の南に位置して沢を左屈曲させている。また、小断層においては低角ないし水平な条痕が多数認められた。多くの小断層は固結したガウジを伴っているが、未固結粘土状ないし砂状のガウジを伴う小断層も存在する。

北部の 2 つの大規模リニアメントは地形的に認められる運動センスと地質的な変位のセンスが逆で、地形的には北落ちの地質的には北側隆起の活動が示される。その他の南部に位置するリニアメントに見られる左屈曲は小断層の条痕と調和的に横ずれのセンスを示すが、これらのリニアメント沿いでは大規模な地質断

* 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 鴨川低地帯南部周辺のリニアメントと小断層のスリッケンサイド。
スリッケンサイドのレイクと走向はシュミットネット上に投影した。

Fig.1 Lineaments in the southern part of the Kamogawa lowland and slickensides on minor faults.
Strike and rake of slickensides are projected on the schmidt net.

層の露頭はない。その上、鴨川低地帯の北西延長に位置する三浦半島断層群は反対に右横ずれの断層活動を行っている。

1. はじめに

鴨川低地断層帯は、房総半島南部を東西に横断する低地（鴨川地溝帯）周辺を東西に伸びる断層である（山崎，1925）。寒川ほか（1982）は、このうち南縁の断層について完新世の河成段丘面に累積変位が認められるとして活断層と認定した。その後、宍倉ほか（1999）、千葉県（1999，2000，2001）は鴨川低地帯南北を画する断層を対象として、第四紀における活動性評価を目的とした地表踏査・トレンチ調査・ボーリング調査等を行ったが、第四系を確実に変位させている証拠は得ていない。一方、中嶋ほか（1981）は低地帯北縁の断層地形は差別侵食による組織地形であることを示し、千葉県（1999）以降の調査でも同様の見解が追認されてきた。また、宮内ほか（2003）は鴨川低地帯を横断する反射法地震探査を行ったが、活断層の存在を示す証拠は得られなかった。現状では、鴨川低地帯断層帯の南縁は活断層である可能性は低い（千葉

県，2001）ものの、可能性は否定されていない（地震調査研究推進本部，2004）。また、その変位の向きは断層帯の一部で沢の右屈曲が認められる（中嶋ほか，1981；活断層研究会，1991；中田・今泉，2002）ものの系統的ではなく、上下変位が卓越するものと考えられている（活断層研究会，1991；千葉県，2001 など）。

以上をまとめると、鴨川低地断層群北縁の断層は活断層であるとは考えがたく、南縁の断層は活断層であるか否か不明と言える。

そこで、これらの断層の特徴を少しでも明らかにして活動性評価の資料とすることを目的に、地形を再判読し、次いで鴨川低地帯の南の丘陵に多く発達する小断層露頭における条痕の方向性や性状について記載する。

2. 地形・地質概説

鴨川低地帯は、房総半島南部では例外的に広い沖積低地・低位段丘が広がる、加茂川沿いを中心とする東西 25 km，南北 7 km ほどの細長い一帯をさす。低地（山崎，1925 では加茂川地溝）とは言うものの、そ

の中軸部は古第三系の峰岡層群および変成岩類が露出する地塁をなし、地形的にも房総半島の最高峰である愛宕山（標高 408m）を含む。

この低地帯の周辺には古第三系の嶺岡層群（頁岩・砂岩・チャート）と中新世から鮮新世にかけて堆積した安房層群の堆積岩類（礫岩・砂岩・泥岩及び凝灰岩）が広く分布し、それらは東西走向の波長 1 km 未満で閉じた褶曲と同走向の断層群による変位を受けている（中嶋ほか，1981；鈴木ほか，1990）。低地帯の南部に発達する個々の断層は変位量数 mm ～数 10 m であり、幅数 mm ～数 cm の粘土帯を伴うことが多い（中嶋ほか，1981）。これらの個々の断層の変位量は小さいものの、断層帯およびその周辺の褶曲による上下変位を総計すると大きな断層が並走するとみなされる（中嶋ほか，1981）。これらの断層のうち東部に位置する曾呂川断層は、地形的に北落ちの活断層とみなされていた断層地形（本稿では曾呂川リニアメントと呼ぶ）と一致する、高角北落ちの逆断層であるが、他の多くの断層は正断層と考えられている（中嶋ほか，1981）。

当地域の主要な川には、随所で三面張りのコンクリート護岸が張られており、大規模な断層露頭は見出しがたい。また、断層の可能性を持つリニアメントの直近まで露頭を追跡できる場所はいくつか存在するが、リニアメントとほぼ一致する地点においても第四系を変位させる断層露頭を見出すことはできなかった。一方、海岸や小沢沿いでは比較的良好で、小断層の露頭は比較的容易に見つけることができる。ただし、風化した露頭では節理と断層の区別が困難な場合も少なくない。以下、本稿では層理面に確実に変位が認められる露頭ないし断層ガウジが認められる露頭に限定して小断層の条痕を記載する。

3. 鴨川低地帯南縁周辺の地形再判読

筆者は 1966 年国土地理院撮影撮空中写真および DEM データ（国土地理院，2016）を用いて変位地形を再判読した。その結果、認定されたリニアメントと系統的な沢の屈曲を後述する条痕のステレオネット投影図を共に第 1 図に示す。

本調査地域には北東から順に曾呂川リニアメント、平久里リニアメント（一部で 2 条に分岐）、天面リニアメント（3 条並走）、および宮下リニアメントの 4

つのリニアメントがある。これらのリニアメントは、いずれも丘陵斜面の勾配の一連の急変（遷緩線）で特徴づけられることから、活断層であるならば、上下変位成分を持つ可能性が指摘できる。また、鴨川低地帯南縁に位置する曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは、1/5 万地質図（中嶋ほか，1981；鈴木ほか，1990）に記された地質断層とほぼ一致するが天面リニアメントと宮下リニアメントは一致する断層が見出されていない。

従来完新世段丘面の変位として認識されてきた平久里地区（寒川ほか，1982；宍倉ほか，1999）においても、断層（リニアメント）通過地点を挟んで上下流で段丘面の対比にはなお検討を要すること、少なくとも周囲の丘陵斜面と同様に北側低下の確実な低断層崖斜面と認定できるものはないことから、活断層による変位地形が存在するか否か検討の余地が残る（千葉県，2001；宮内ほか，2003）。また、中田・今泉（2002）は曾呂川リニアメントと平久里リニアメントで各 1 か所変位地形を記載しているが、曾呂川リニアメントの古房地区における沢の右屈曲は系統的ではなく、また平久里リニアメントの高崎地区南東の小崖地形は沖積錐上の小段であり、いずれも確実な変位地形とは言い難い。今回平久里リニアメント東部（平久里下大沢地区）で新たに 2 本の沢が数 10 m 左屈曲する地形を見出したものの、系統的な変位ではない。こうした特徴から、曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは活断層であるならば上下ずれ成分を主とするものである可能性が高い。

一方、天面リニアメントおよび宮下リニアメントの西部には、複数の沢の 100 m ～最大 1 km 近い沢の左屈曲が認められる。これらの屈曲はリニアメント沿い全域で認められるものではない上に、沢の流下方向と調和的な屈曲であることから、積極的に変位地形と認定することはできない。

以上のリニアメント判読結果から、当地域のリニアメントは確実な変位地形を欠き、浦賀水道を隔てて延長上に位置する三浦半島断層帯のような系統的な沢・尾根の屈曲は認めがたいが、しかし変位地形の可能性は否定しきれないといえることができる。

4. 条痕調査結果

第 1 表・第 1 図に示す 24 か所の露頭で 30 の小断

第 1 表 条痕が認められた小断層一覧。
Table 1 Catalogue of minor faults with slickensides

地点番号	緯度・経度	断層の走向・傾斜	条痕のレイク	地質	特徴
1	35° 03′ 56.5″ N, 140° 04′ 42.5″ E	N60E, 83N	10E	江見層頁岩	固結粘土状, 破砕幅3cm
2	35° 07′ 17.6″ N, 140° 03′ 32.1″ E	N40W, 65N	15S	江見層泥岩	固結粘土状, 曾呂川断層近傍
3	35° 04′ 06.5″ N, 140° 03′ 26.6″ E	N21W, 89N	10E	波太層頁岩	未固結粘土+角礫状, 破砕幅3m
4	35° 04′ 06.5″ N, 140° 03′ 26.6″ E	N55w, 77W	12S	波太層頁岩	固結角礫状, 破砕幅1m
5	35° 04′ 04.1″ N, 140° 03′ 24.4″ E	N18W, 72E	22S	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅20cm
6	35° 03′ 49.2″ N, 140° 03′ 05.6″ E	N20W, 68W	20S	江見層頁岩	軟質粘土状, 破砕幅50cm
7	35° 05′ 02.0″ N, 140° 02′ 15.7″ E	N46W, 87S	12S	石堂層泥岩	N76E, 58Nの軽石混じりスコリアを逆断層変位させる, 曾呂川断層近傍
8	35° 03′ 18.0″ N, 140° 02′ 07.6″ E	N71W, 73N	15E	江見層頁岩	弱固結砂混じり礫状, 破砕幅20cm
9	35° 03′ 08.7″ N, 140° 00′ 59.0″ E	N40E, 877S	15S	江見層頁岩	未固結粘土状, 破砕幅10cm
10	35° 03′ 40.1″ N, 140° 00′ 51.0″ E	N68E, 84W	16N	石堂層泥岩	N60E15Nのスコリアを20cm正断層変位させる, 固結砂状, 破砕幅10cm
11	35° 03′ 26.9″ N, 140° 01′ 32.1″ E	N72W, 76N	25E	江見層泥岩	弱固結角礫状, 破砕幅15cm
	同上	N67W, 80N	15E	江見層泥岩	弱固結粘土状, 破砕幅10cm
12	35° 03′ 30.3″ N, 140° 00′ 35.9″	N84W, 86E	40E	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
13	35° 04′ 10.7″ N, 140° 00′ 01.8″ E	N45W, 72E	21N	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
14	35° 04′ 02.5″ N, 140° 00′ 02.3″ E	N58W, 11S	11S	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
15	35° 04′ 02.5″ N, 140° 00′ 02.3″ E	N62W, 64W	6N	石堂層泥岩	小断層多数, 固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N55W, 75W	23S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅3cm
	同上	N85E, 65E	6N	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N70E, 78W	20N	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N62W, 79W	12S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N62W, 78W	13S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
16	35° 03′ 27.3″ N, 139° 59′ 33.1″ E	N12W, 70E	70E	石堂層泥岩	N62E, 15Nのスコリアを50cm逆断層変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm
17	35° 03′ 59.8″ N, 139° 59′ 18.8″ E	N72W, 72E	40E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
18	35° 03′ 54.3″ N, 139° 58′ 47.1″ E	N70W, 86S	24E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅20cm
19	35° 03′ 35.3″ N, 139° 58′ 38.1″ E	N78W, 80E	21W	石堂層泥岩	白色細粒凝灰岩を50cm西落ち変位させる, 破砕幅2cm
20	35° 03′ 34.0″ N, 139° 58′ 36.2″ E	N85E, 74W	12E	石堂層泥岩	未固結砂~粘土状, 破砕幅40cm
21	35° 05′ 20.9″ N, 139° 58′ 03.8″ E	N75W, 60N	6E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
22	35° 05′ 04.7″ N, 139° 51′ 30.0″ E	N81W, 41S	30W	鏡ヶ浦層凝灰質砂岩	凝灰岩を2cm逆断層変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm
23	35° 03′ 43.5″ N, 139° 51′ 07.7″ E	N56W, 70S	14E	青木山層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
24	35° 02′ 54.1″ N, 139° 49′ 52.3″ E	N78E, 88N	18W	青木山層凝灰質砂岩	N70E, 4Nの層理面を左横ずれ変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm

層について条痕の走向・傾斜を測定した。第 1 表に示す地質は中嶋ほか (1981) および鈴木ほか (1990) の地質図より読み取った地層名に現地で観察された岩相名を加えたものである。今回の調査で条痕の認められた断層露頭は全て新第三系 (中新統~鮮新統) の安房層群, 保田層群および三浦層群の泥質岩ないし凝灰質岩の露頭である。

露頭状況の違いもあるが調査した限りでは, 宮下リニアメントの北側において高密度で小断層が発達する傾向がある。同じく露頭状況や踏査密度の違いもある

が調査地域の中央付近を南北に流れる丸山川以東では, 以西に比べて小断層の密度が高い傾向がある。しかし岩井から豊岡に至る海岸の露頭では高密度で小断層が認められたことから, 必ずしも東部と比較して西部で小断層が少ないと断言することはできない。

小断層のガウジは, 固結した粘土状のもの (第 2 図) が最も多いが, 未固結の粘土状のもの (第 3 図) や角礫状のもの (第 4 図) も少数存在する。

また見かけの変位は, 明確な変位基準をもつもののみを記載したが, 正断層も逆断層および左横ずれ変位



第2図 固結粘土状の断層ガウジ.
Fig.2 Fault gauge as hard consolidated clay.



第3図 未固結粘土状の断層ガウジ.
Fig.3 Fault gauge as unconsolidated clay.



第4図 角礫状の断層ガウジ.
Fig.4 Fault gauge as fault breccia.

など様々なものが存在する。海岸部の露頭で認められる共役断層系についても同様のことが認められる。

得られた条痕の走向・傾斜をシュミット投影したものを第1図に、30の条痕全てをシュミット投影したものを第5図に示す。第5図に示されるように、西北西-東南東走向で傾斜20度以下のものが多いが、これに直交するものや、最大70°の傾斜を示すもの(こ

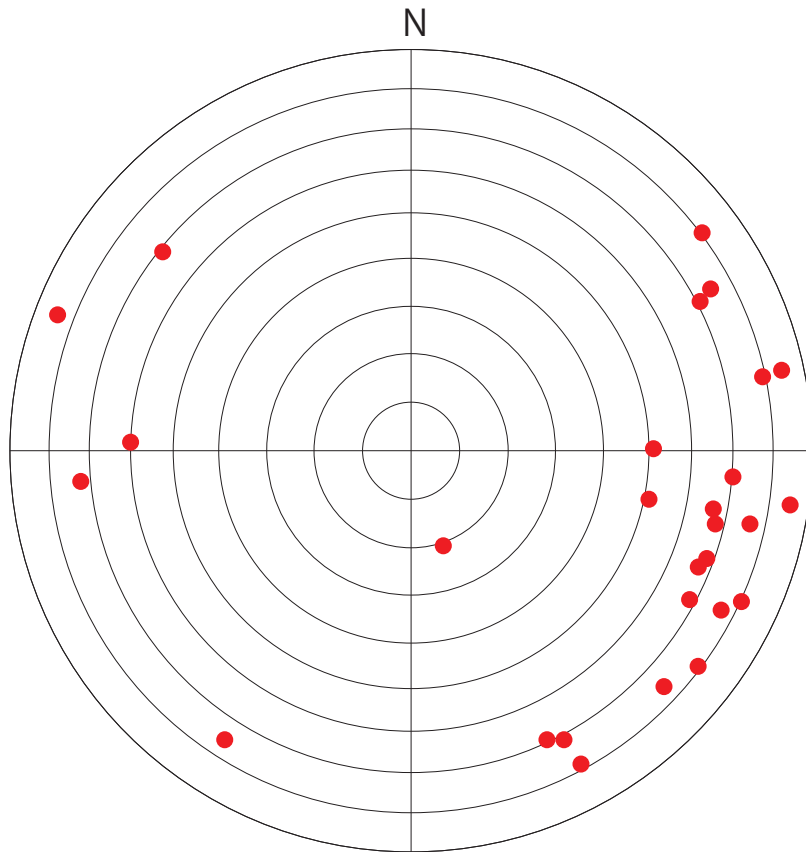
れは露頭で逆断層と判断された)が存在する。第1表に記すように、条痕を見出すことができた小断層沿いには、通常幅1~10cm程度の断層ガウジが認められる例が多い。断層ガウジの性状は強く固結したことから未固結のものまでさまざまであるが、多くは乾燥して固結した状態であった。

このことは、新生代後期に東西(西北西-東南東)走向で横ずれを主とする断層活動が行われたことを示す。また、筆者の経験ではいわゆる活断層露頭(第四紀後期の地層を変位させる露頭)では断層ガウジは非固結粘土状ないし砂礫層をなし、湿った状態であることが多いが、そのような例は少数であり、積極的に「活断層」であると判断する根拠は得られなかった。

5. まとめ

鴨川低地帯南縁を画し、従来活断層と認定されてきた曾呂川リニアメントおよび平久里リニアメントは地質断層と近接並走する。これらのリニアメント沿いで小規模で系統性のない沢の左および右屈曲が認められたが、地形からは北落ちの上下成分が卓越する運動センスが想定される。しかし、これらのリニアメント近傍の小断層中に認められる条痕は、緩傾斜~中程度の傾斜を示すものが多く、変位地形から想定される上下ずれ成分の卓越する活断層という運動センスとは異なるセンスの断層活動を後期新生代に行ってきたと考えられる。また、地質構造上曾呂川断層は北側隆起の高角逆断層である(中嶋ほか, 1981)が、地形的には北落ちの断層であると考えられることから、断層変位地形とみなされてきたこのリニアメントは組織地形であるか、新しい地質時代になって後期新生代の運動様式と逆センスで再活動しているものと考えなければならない。

天面リニアメントと宮下リニアメントは、一部で沢の大規模な左屈曲が認められる。また、両リニアメント周辺では多くの露頭で小断層が認められ、一部例外的に高角度の条痕を持つものが存在するが、多くは緩傾斜ないし水平に近い条痕を伴っており、その方向性もおおむねリニアメントと平行ないし低角に斜交する傾向がある。このことから、天面リニアメントと宮下リニアメントは後期新生代における断層運動を反映している可能性はあるものの、両リニアメントと一致する地質断層は認められていない。また、多くの小断層



第 5 図 すべての条痕の方向。
Fig.5 Direction of all slickensides.

は固結したガウジを伴うが、少数の断層において湿った未固結粘土状ないし砂状のガウジが認められた。

以上の特徴から、曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは少なくとも地形から推定されるような上下ずれ主体の活断層とは考えがたいこと、天面リニアメントと宮下リニアメント沿いは露頭が悪いため見落とされていた断層が存在する可能性も残ることから、後期新生代に活動した断層が両リニアメント沿いに存在する可能性があること、が示された。ただし、天面リニアメントおよび宮下リニアメント沿いには地すべり地形が発達し、露頭状態は極めて悪いので地質断層本体を見出すことは困難である。

今後は平久里地区の完新世段丘の詳細な編年・対比による平久里リニアメントの活動の有無、天面および宮下リニアメントとその海域延長部における断層の認定、が問題となる。しかしいずれにせよ、活断層研究会 (1991) に示された鴨川低地帯南縁の断層 (曾呂川リニアメント・平久里リニアメント) が確実度 I、活動度 A～B 級、かつ部分的に右横ずれを伴う上下ずれ主体の活断層であるという見解は改める必要

がある。また、浦賀水道を挟んで西北西延長に位置する三浦半島断層帯とは変位地形の明瞭さが大きく異なっている上、右横ずれ運動が主体となっており、両断層帯の活動性や発達率は大きく異なると予想されるが、その点についての解釈についても検討すべきであろう。

文献

- 千葉県 (1999) 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金, 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書. 千葉県, 84p.
- 千葉県 (2000) 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金, 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書. 千葉県, 107p.
- 千葉県 (2001) 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金, 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書. 千葉県, 141p.

地震調査研究推進本部 (2004) 鴨川断層帯の長期評価について. 主要活断層の長期評価, 30, 地震調査研究推進本部ホームページ http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/29_kamogawateichi.pdf, 2016 年 3 月 28 日参照.

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, 437 p.

国土地理院 (2016) 地理院地図, <http://maps.gsi.go.jp/#12/35.131141/139.980068/&base=std&ls=std&disp=1&vs=c1j0l0u0f1>, 2016 年 3 月 28 日参照.

宮内崇裕・三縄岳大・伊藤谷生・加藤 一・河村知徳・井川 猛 (2003) 反射法地震探査からみた鴨川低地帯の地下構造と組織地形としての成立過程. 2003 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Q042-006.

中田 高・今泉俊文 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD2 枚, 解説書 68 p, 付図 1 枚.

中嶋暉允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) 「鴨

川地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)」。地質調査所, 107 p.

寒川 旭・垣見俊弘・加藤 寛・下川浩一・土谷信之 (1982) 房総半島南部の活断層. 1982 年地震学会講演予稿集, (1), 176.

穴倉正展・後藤 紫・金井憲一・宮内崇裕 (1999) 房総半島における鴨川低地帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, 18, 23-30.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂 (1990) 「那古地域の地質 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)」。地質調査所, 48 p.

山崎直方 (1925) 関東地震の地形学的考察. 震災予防調査会報告, 100 乙, 11-54.

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

Lithofacies, biofacies and radiocarbon dates of the Alluvium in core sediments obtained from the Tamagawa Lowland, central Japan

田辺 晋^{1*}・中島 礼¹
Susumu Tanabe^{1*} and Rei Nakashima¹

Abstract: In five core sediments obtained from the Tamagawa Lowland, the Alluvium, unconformably overlying the Middle to Upper Pleistocene Sagami Group, can be classified into ten sedimentary units. Based on the lithofacies, biofacies and paleo-water depth and -elevation estimated from the depositional age and the sea-level curve in the Tokyo Lowland, sedimentary environments of the ten sedimentary units can be interpreted as follows: in ascending order, unit 1, braided river; unit 2, transgressive fluvial; unit 3, salt marsh; unit 4, tidal channel; unit 5, tidal flat; unit 6, bayhead delta; unit 7, transgressive shallow marine; unit 8, prodelta to deltafront; unit 9, floodplain; and unit 10, fluvial channel.

Keywords: Kawasaki, Holocene, paleo-water depth, paleo-elevation, sedimentary environment, bayhead delta

要旨

多摩川低地において採取した 5 本のボーリングコア堆積物では、沖積層が、中・上部更新統の相模層群に不整合に累重しており、10 のユニットに区分される。岩相と生物化石相、堆積年代から推定される古水深・標高の情報にもとづくと、ユニット 1 は網状河川、ユニット 2 は海進期の河川、ユニット 3 は塩水湿地、ユニット 4 は潮汐チャネル、ユニット 5 は干潟、ユニット 6 は湾頭デルタ、ユニット 7 は海進期の浅海、ユニット 8 はプロデルタ～デルタフロント、ユニット 9 は氾濫原、ユニット 10 は河川チャネルの堆積環境と解釈することができる。

低地における沖積層の岩相と N 値の空間分布を描写した。平成 26 年度は、これと平行して多摩川低地に立地する川崎市において、2 本のボーリングコア堆積物を掘削し、平成 27 年度は、同市において、さらに 3 本のボーリングコア堆積物を掘削した。現時点で、これら 5 本のコア堆積物の岩相と生物化石相、放射性炭素年代値の解析結果が、ほぼ出揃ったので、本報告では、これらのデータを用いた沖積層の堆積環境の解釈を行う。なお、コア堆積物の珪藻化石については、現在解析中であり、本報告における堆積環境の解釈は、岩相と珪藻以外の生物化石相、放射性炭素年代値から推定した古水深・標高の見積りにもとづく予察的なものである。

1. はじめに

沿岸域の地質・活断層調査の「東京湾西部の沖積層アトラス」研究課題では、平成 26 年度に東京湾西部におけるボーリング柱状図資料の収集とデータベースの構築を行い、このデータベースを用いて多摩川

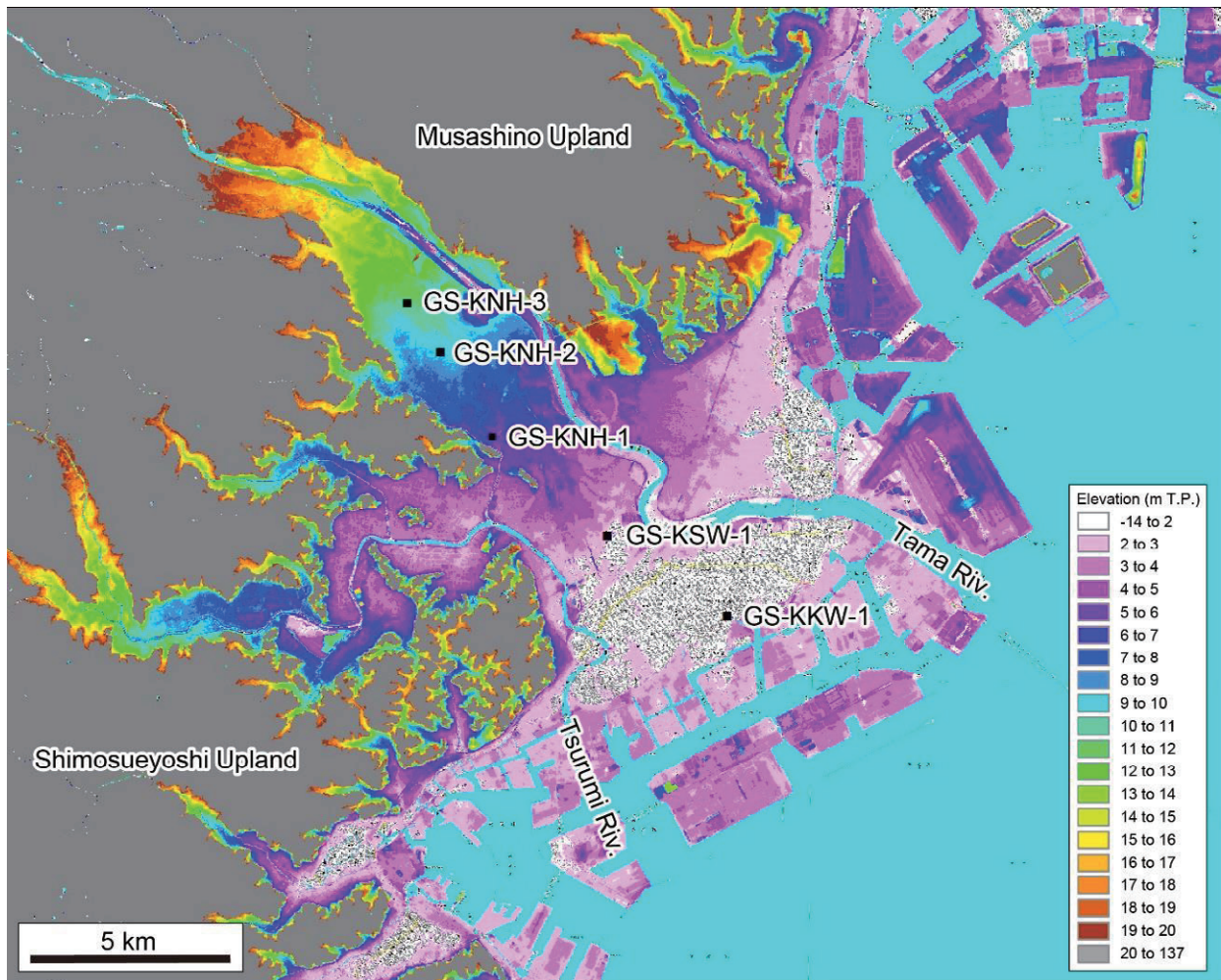
2. コア地点の概要

第 1 図に多摩川低地におけるボーリングコア堆積物の採取位置をしめす。

GS-KKW-1 は、平成 26 年 11 月に川崎市川崎区桜本の桜川公園において掘削した。コア長は 60 m で

* 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 多摩川低地における標高分布とボーリングコア堆積物の採取位置。

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

ある。掘削地点の緯度経度は、N 35°31'04.0", E 139°43'21.6", 標高は 0.45 m である。掘削地点は多摩川低地の氾濫原に位置し、ほぼ干拓前の海岸線に位置する。GS-KSW-1 は、平成 27 年 9 月に川崎市幸区都町の南河原公園において掘削した。コア長は 36 m である。掘削地点の緯度経度は、N 35°32'10.3", E 139°41'18.9", 標高は 2.58 m である。掘削地点は多摩川の旧河道に位置し、干拓前の海岸線から 3.7 km 内陸の地点に位置する。GS-KNH-1 は、平成 26 年 12 月に川崎市中原区木月の木月下町公園において掘削した。コア長は 27 m である。掘削地点の緯度経度は、N 35°33'31.1", E 139°39'20.6", 標高は 5.86 m である。掘削地点は多摩川低地の自然堤防に位置し、干拓前の海岸線から 7.5 km 内陸の地点に位置する。GS-KNH-2 は、平成 27 年 9 月に川崎市中原区下小田中の下小田中公園において掘削した。コア長は 24 m である。掘削地点の緯度経度は、N 35°34'41.3", E

139°38'26.2", 標高は 9.43 m である。掘削地点は多摩川低地の氾濫原に位置し、干拓前の海岸線から 10.0 km 内陸の地点に位置する。GS-KNH-3 は、平成 27 年 9 月に川崎市中原区上小田中の上小田中西公園において掘削した。コア長は 13 m である。掘削地点の緯度経度は、N 35°35'21.3", E 139°37'51.3", 標高は 11.33 m である。掘削地点は多摩川低地の氾濫原に位置し、干拓前の海岸線から 11.5 km 内陸の地点に位置する。

3. 研究方法

5 本の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

を行った。コア堆積物の4φよりも粗い粒子の含有率(含砂率)は、半断面から20 cm間隔で採取した容積が7 ccのキューブ試料を用いて、63 μmの篩を用いた水洗篩分によって測定した。含水率も含砂率と同じ試料を用いて測定した。5本のコア堆積物から採取した77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海洋放射性炭素年代の差)(Stuiver and Braziunas, 1993)は0、海洋炭素は100%と仮定した。なお、本報告では“BP”(同位体分別補正年代)と特筆しない限り、“cal BP”(較正年代)を使用する。

4. 岩相と生物化石相

第2図に5本のボーリングコア堆積物の柱状図をしめす。

5本のコア堆積物のうち、沖積層の基盤まで到達しているのは、GS-KKW-1とGS-KNH-3である。GS-KKW-1では、深度45.0～38.9 mに54.0～35.7 kyr BPのスケール・アウトした年代値を含む固結した砂泥層が分布する(第2図)。この砂泥層は、深度45.0～43.8 mにおいて植物根を含む緑色の細粒砂層、深度43.8～42.7 mにおいて茶褐色のローム質シルト層、深度42.7～42.4 mにおいて黒色の泥炭質シルト層、深度42.4～38.9 mにおいて青緑色のシルト層から構成される。特に青緑色のシルト層からは、現地性をしめすヤマトシジミや生痕化石が産出する。仮にこの砂泥層に不整合がなく、一連に堆積したとすると、上方深海化をしめす本層相は、その分布標高と海水準変動曲線との対比にもとづいて、海洋酸素同位体ステージ(MIS)4から3、もしくはMIS3の一時的な海水準上昇に伴って形成されたと考えられる(Siddall et al., 2003)。GS-KNH-3では、深度13.0～12.3 mに基質支持礫層、深度12.3～10.9 mに植物根を含む茶褐色のローム質シルト層が分布する(第2図)。このローム質シルト層の直上の泥炭質シルト層からは8.5 cal kyr BPの年代値が得られており、その形成過程は、東京低地において埋没段丘礫層の直上に分布するローム層と類似すると考えられる(遠藤ほか、

1988)。以上から、GS-KKW-1とGS-KNH-3における沖積層の基盤は、いずれも中・上部更新統の相模層群(町田, 2008)に対比される。

5本のコア堆積物における沖積層は、11.2 cal kyr BP以降の年代値をしめしており、相模層群に不整合に累重すると考えられる(第2図)。沖積層は、岩相と生物化石相にもとづいて、10のユニットに区分される。また、いずれのコア堆積物においても、地表面直下に層厚が2 m以下の人工土壌が分布する。

ユニット1は、GS-KSW-1の深度36.0～35.7 m、GS-KNH-1の深度27.0～26.0 m、GS-KNH-2の深度24.0～22.9 mに分布しており、礫層から構成される(第2図)。礫質支持をしめす礫層は、よく円摩された中礫を主体とし、基質は中粒～粗粒砂から構成される。

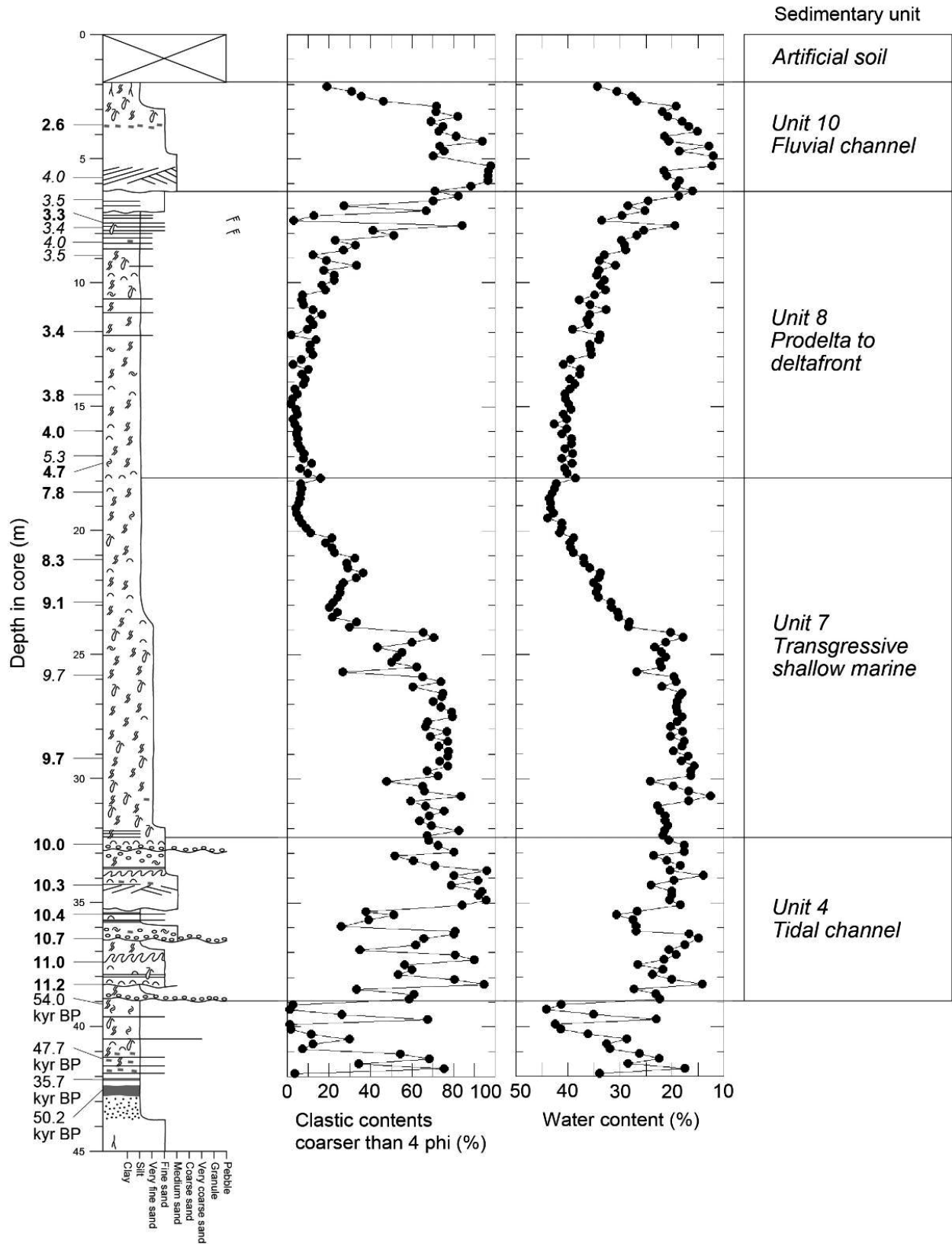
ユニット2は、GS-KSW-1の深度35.7～33.1 m、GS-KNH-2の深度22.9～21.1 mに分布しており、下部において砂層、上部において砂泥互層から構成される(第2図)。砂層は、細粒～中粒砂から構成されており、斜交層理やカレント・リップル層理がみられる。また、GS-KNH-2の深度22.5～22.4 mには中礫混じりの粗粒砂層が挟在する。砂泥互層のシルトは細粒砂にかけて逆グレーディングをしめしており、シルトには植物根がみられる。

ユニット3は、GS-KSW-1の深度33.1～26.0 m、GS-KNH-1の深度26.0～17.7 m、GS-KNH-2の深度21.1～14.7 mに分布しており、シルト層から構成される(第2図)。シルト層には層厚が10～40 cmの極細粒～中粒砂層が挟在し、GS-KNH-1の深度20.6～20.5 mには中礫まじりの中粒砂層が挟在する。これらの挟在する砂層には、グレーディングや逆グレーディングをしめすものがある。本ユニットには、多くの植物根と植物片のほか、生痕化石がみられる。

ユニット4は、GS-KKW-1の深度38.9～32.7 m、GS-KNH-1の深度17.7～8.9 mに分布しており、上方細粒化する砂泥層から構成される(第2図)。砂泥層は、基底に中礫を伴う細粒～中粒砂層からシルト層にかけて上方細粒化しており、砂層には、斜交層理のほか、生痕化石、植物片がみられる。また、GS-KKW-1の砂層からは、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。

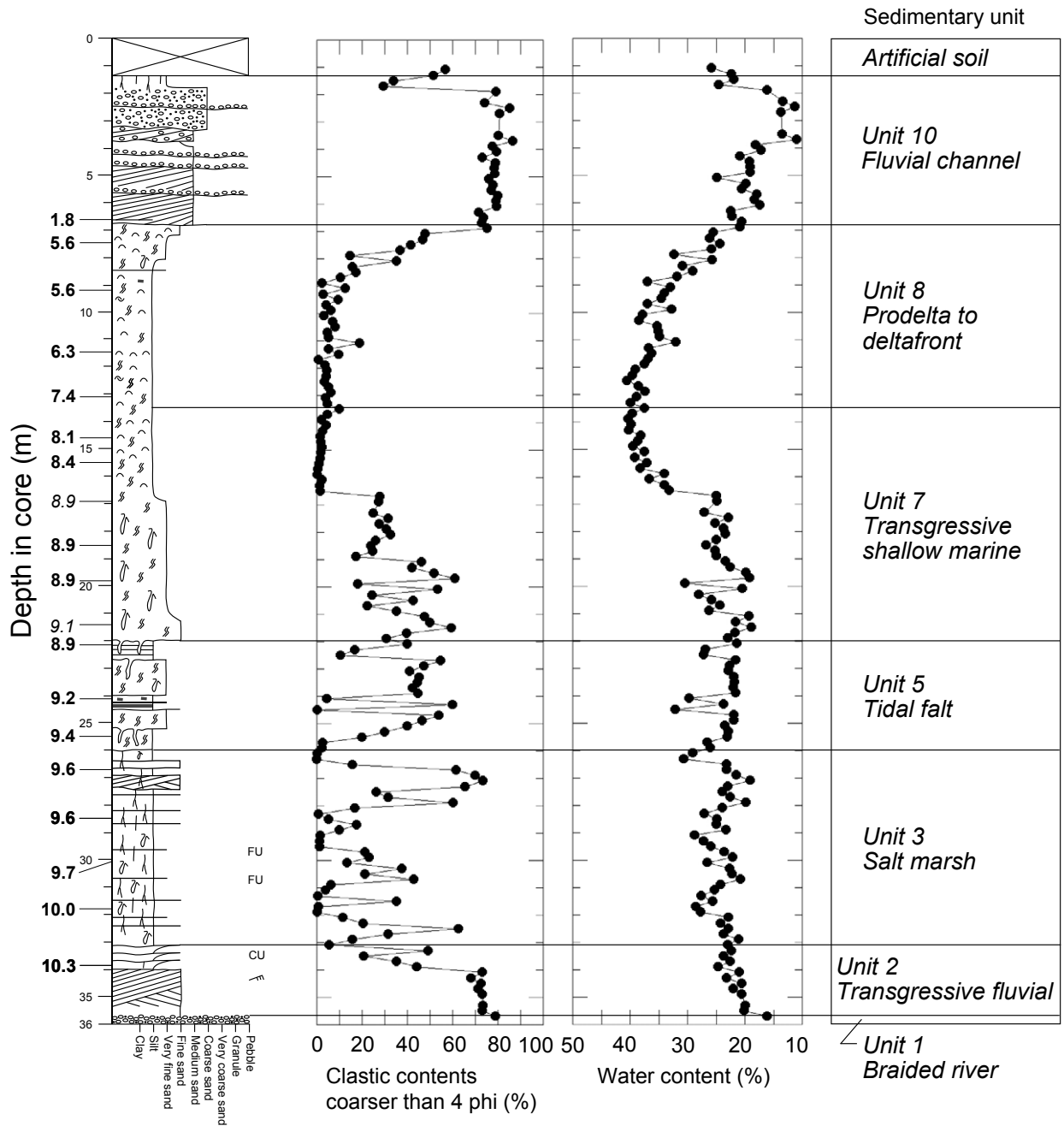
ユニット5は、GS-KSW-1の深度26.0～22.0 m

GS-KKW-1
Elevation: +0.45 m T.P.



第 2 図 ボーリングコア堆積物の柱状図。
 放射性炭素年代値は中央推定値をしめす。
 Fig. 2 Columns of core sediments.
 Radiocarbon dates are presented as median probabilities.

GS-KSW-1
Elevation: +2.58 m T.P.



第2図 続き
 Fig. 2 (continued)

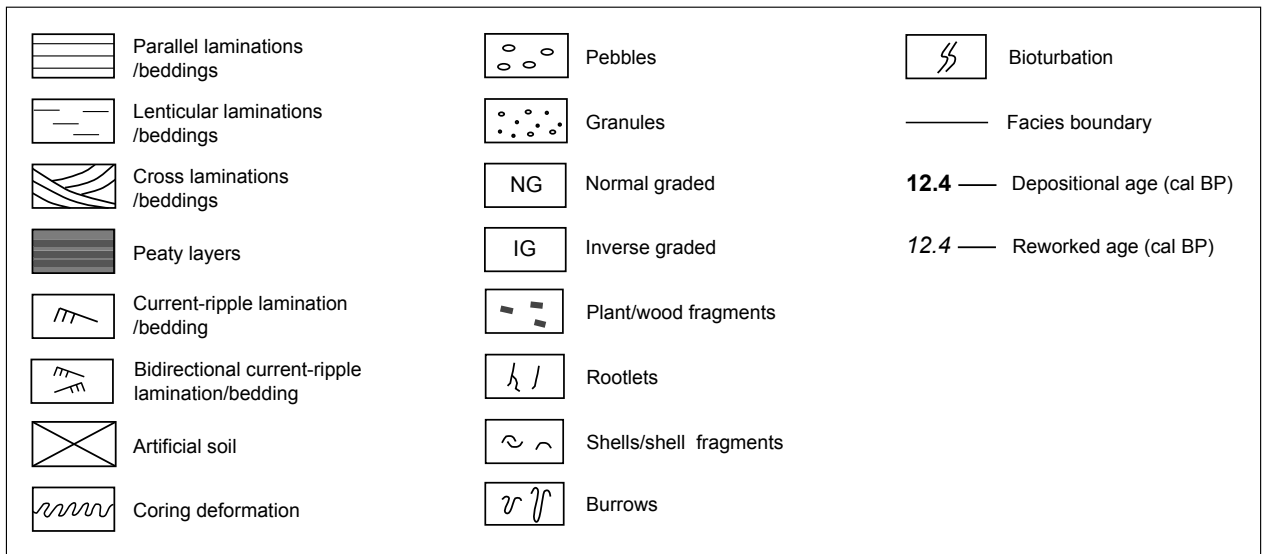
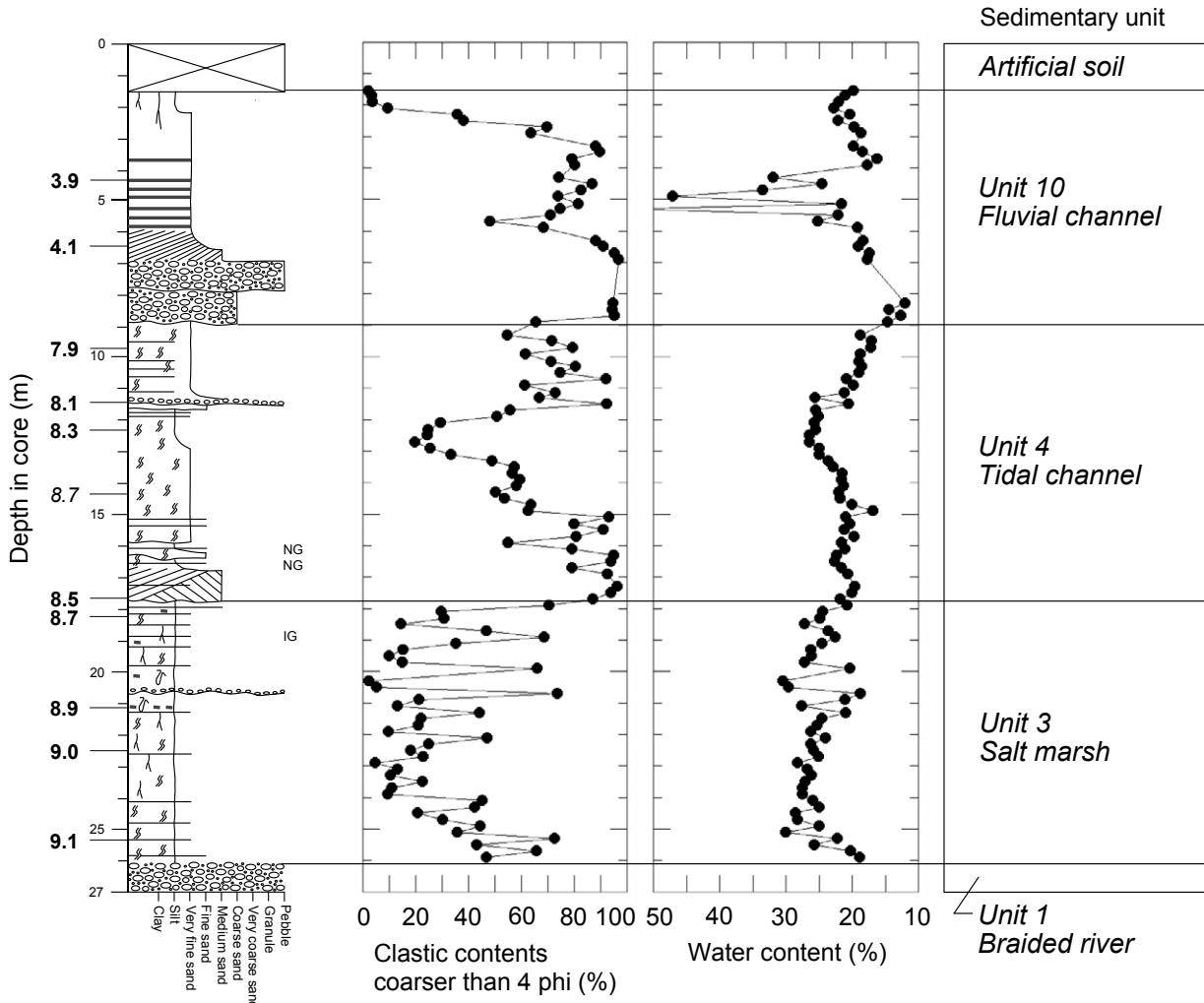
に分布しており, 砂泥互層から構成される (第2図). 砂層は生物攪乱を受けた極細粒砂から構成されており, 泥層は生痕化石のみられるシルト層から構成される. シルト層は植物片を多く含む.

ユニット6は, GS-KNH-2の深度14.7~9.8mに分布しており, 上方粗粒化する砂層から構成される(第2図). 砂層は, 細粒砂から粗粒砂にかけて上方粗粒化しており, 粗粒砂には中礫が点在する. 本ユニット

の最下部には二方向流をしめすカレント・リップル層理がみられる.

ユニット7は, GS-KKW-1の深度32.7~17.8m, GS-KSW-1の深度22.0~13.6mに分布しており, 上方細粒化する砂泥層から構成される(第2図). 砂泥層は, 細粒砂層からシルト層にかけて上方細粒化しており, 生物攪乱を強く受けている. 本ユニット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

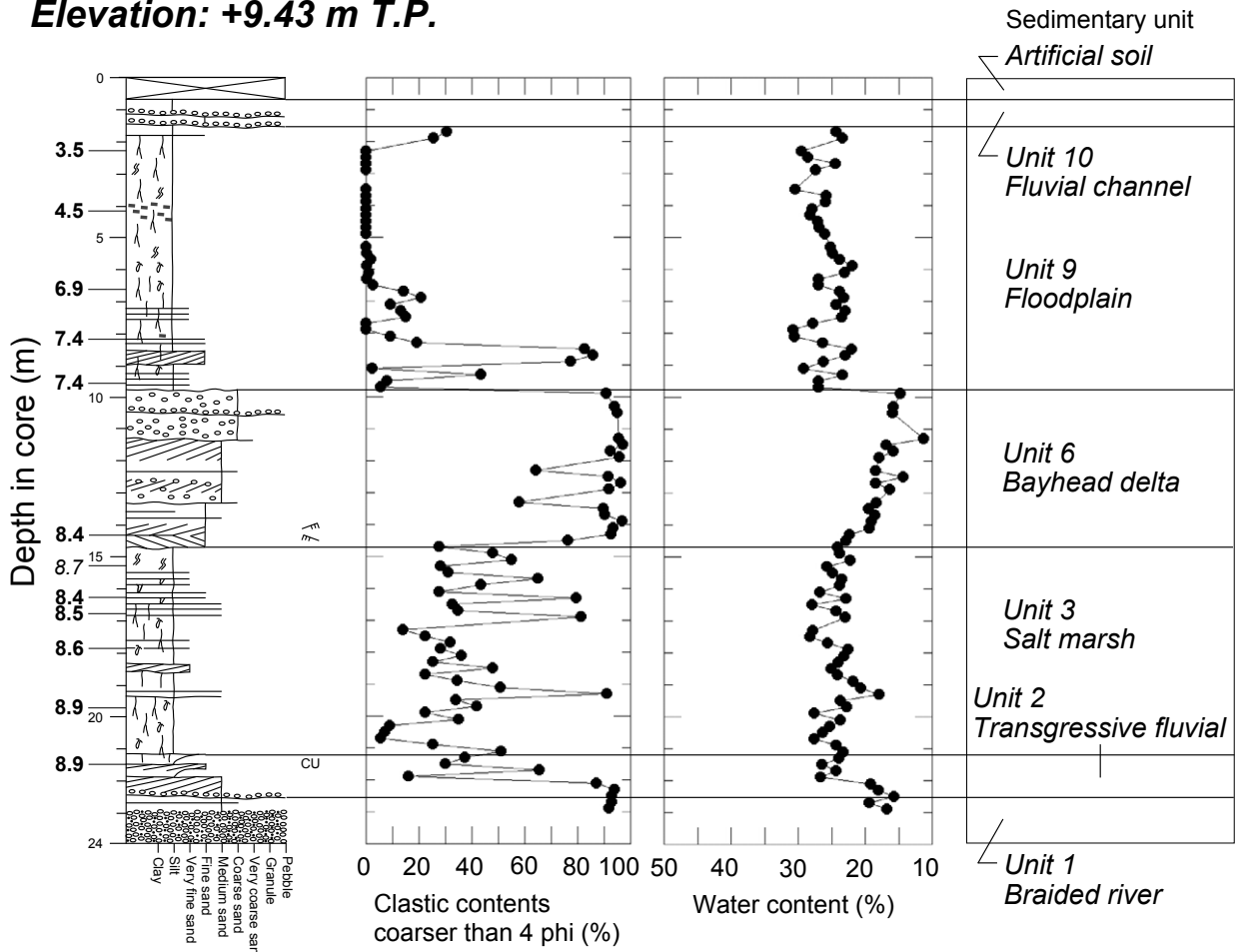
GS-KNH-1
Elevation: + 5.86 m T.P.



第 2 図 続き
 Fig. 2 (continued)

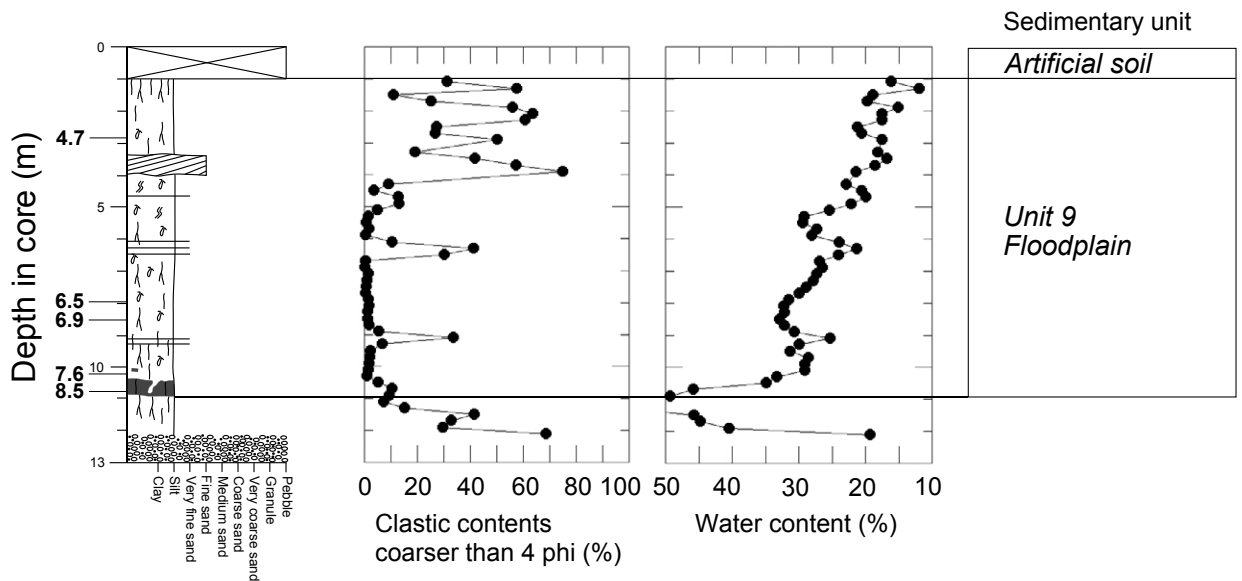
GS-KNH-2

Elevation: +9.43 m T.P.



GS-KNH-3

Elevation: +11.33 m T.P.



第2図 続き
Fig. 2 (continued)

出する。

ユニット 8 は、GS-KKW-1 の深度 17.8 ~ 6.2 m, GS-KSW-1 の深度 13.6 ~ 6.8 m に分布しており、上方粗粒化する砂泥層から構成される (第 2 図)。砂泥層は、シルト層から細粒砂層にかけて上方粗粒化しており、GS-KKW-1 の深度 8.6 ~ 7.2 m には、マッド・ドレイプやカレント・リップル層理がみられる。生物攪乱を受けた本ユニットからは、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。

ユニット 9 は、GS-KNH-2 の深度 9.8 ~ 1.5 m, GS-KNH-3 の深度 10.9 ~ 1.0 m に分布しており、シルト層から構成される (第 2 図)。シルト層には、層厚が 10 ~ 60 cm の極細粒砂もしくは細粒砂層が挟在しており、細粒砂層には斜交層理がみられる。シルト層には、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。本ユニットは、GS-KNH-3 の基底 (深度 10.9 ~ 10.4 m) において、泥炭質シルト層から構成されており、この泥炭質シルト層には、多数の植物根のほか、中粒砂の粒径をもつスコリアが含まれる。

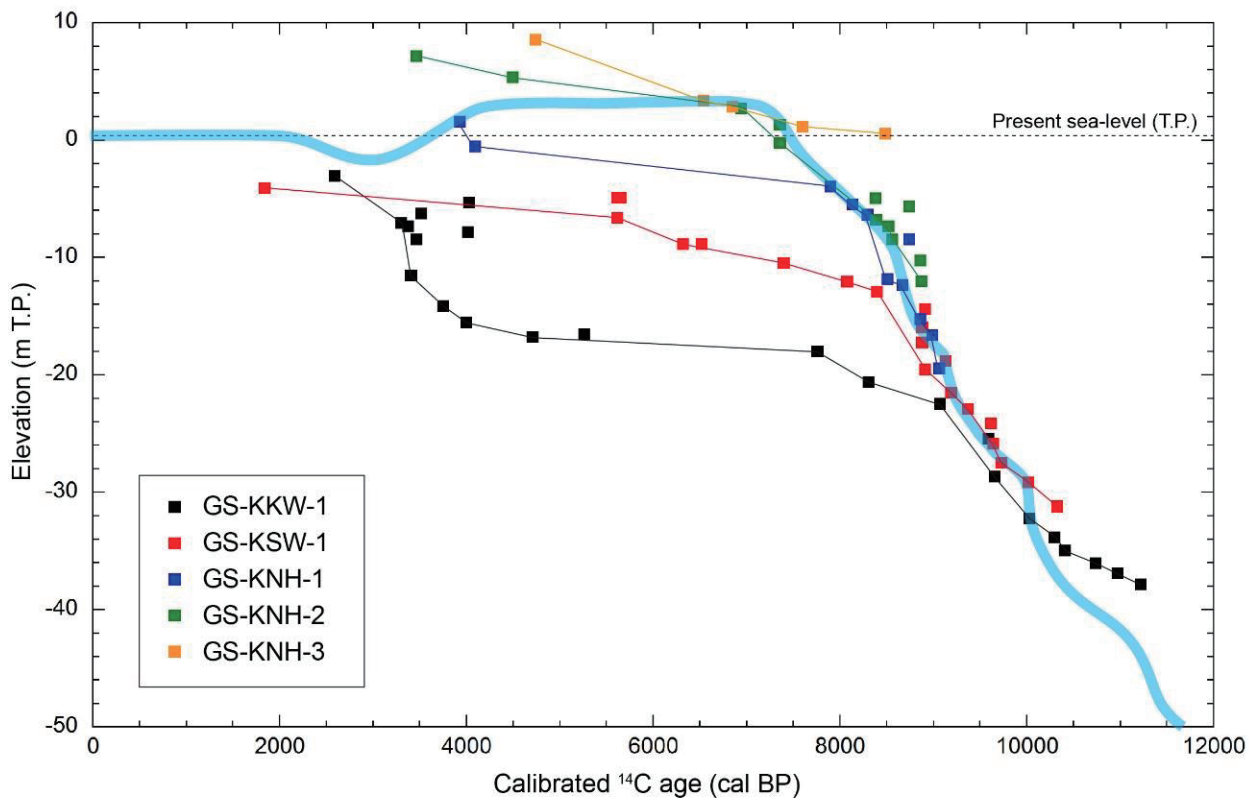
ユニット 10 は、GS-KKW-1 の深度 6.2 ~ 1.9 m,

GS-KSW-1 の深度 6.8 ~ 1.4 m, GS-KNH-1 の深度 8.9 ~ 1.5 m, GS-KNH-2 の深度 1.5 ~ 0.7 m に分布しており、砂層とシルト層もしくは礫層とシルト層から構成される (第 2 図)。本ユニットは、GS-KKW-1 と GS-KNH-1 において上方細粒化をしめし、GS-KKW-1 では中粒砂からシルト、GS-KNH-1 では中礫からシルトにかけて上方細粒化する。砂層には、斜交層理のほか、GS-KNH-1 において層厚が 5 cm 以下の植物片密集層がみられる。礫層は、基質支持をしめし、中粒 ~ 極粗粒砂に中礫が点在する。本ユニットの最上部には植物根がみられるが、GS-KKW-1 では植物根に加え、生痕化石もみられる。

5. 放射性炭素年代値と古水深・標高

第 3 図に、スケール・アウトしたものを除く、73 点の放射性炭素年代値の年代・深度分布をしめす。このうち、堆積年代をしめす放射性炭素年代値の年代・深度分布を直線でむすんだものが堆積曲線となる。

5 本のコア堆積物の沖積層は、11.2 ~ 1.8 cal kyr BP の放射性炭素年代値を含む。このうち、20 点 (27%)



第 3 図 堆積曲線と海水準変動曲線。

青い太線は東京低地における海水準変動曲線 (Tanabe et al., 2015) をしめす。

Fig. 3 Sediment accumulation and sea-level curves.

Thick blue line shows sea-level curve in the Tokyo Lowland (Tanabe et al., 2015).

の放射性炭素年代値が下位のものよりも古いもしくは同じ年代値をしめしており, 再堆積をしめす。なかでも, GS-KKW-1 のユニット 8 から得られた植物片 (標高 -7.8 m, 4.0 cal kyr BP) は, 堆積曲線による見積りよりも, 約 7 百年古い年代値をしめす (第 3 図)。

第 3 図には, 東京低地における過去 1 万 2 千年間の海水準変動曲線もしめす。これとコア堆積物の堆積年代の, ある年代における標高差をとったものが, 堆積面における古水深もしくは古標高をしめす。MIS5e の海成層の分布高度にもとづくと, 多摩川低地は東京低地と比べて若干隆起傾向にあると考えられる (小池・町田編, 2001)。その一方で, 両低地におけるハイドロアイススタシーの影響は大差ない (Okuno et al., 2014)。したがって, 本報告における古水深・標高の見積りは, おおよその目安をしめすが, 後述するように, 多摩川低地における沖積層の堆積環境の解釈は, 東京低地における海水準変動曲線との対比にもとづいても, 大きくは矛盾しない。

第 1 表に, 5 本のコア堆積物の堆積年代と対応する古水深・標高をしめす。ユニット 1 と 6 からは, 堆積年代が得られていないので, これらの古水深・標高は不明である。しかし, 第 1 表にもとづくと, 1 と 6 以外のユニットにおける古水深・標高の変遷が以下のように読み取れる。

ユニット 2 は, GS-KSW-1 と GS-KNH-2 において, 4 ~ 6 m の古標高をしめす。ユニット 3 は, GS-KSW-1 と GS-KNH-1, GS-KNH-2 において, ほぼ 0 m の古水深をしめす。ユニット 4 は, GS-KKW-1 と GS-KNH-1 において, 0 ~ 6 m の古標高をしめす。しかし, ユニット 4 からは現地性の潮間帯の貝化石が産出するため, 岩相と生物化石相にもとづくと, その古水深はほぼ 0 m と考えられる。東京低地における海水準変動曲線との標高差は, テクトニックな影響によって, 多摩川低地のほうが, 10 cal kyr BP までに相対的に隆起した可能性をしめしている (第 3 図)。ユニット 5 は, GS-KSW-1 において, ほぼ 0 m の古水深をしめす。ユニット 7 は, GS-KKW-1 と GS-KSW-1 において, 水深 2 m から 16 m へと上方深海化をしめす。ユニット 8 は, GS-KKW-1 と GS-KSW-1 において, 水深 20 m から 6 m へと上方浅海化をしめす。ユニット 9 は, GS-KNH-2 と GS-KNH-3 において, 水深 2 m から標高 8 m の範囲で, それぞれ上方浅海化もしくは上方深海化したのちに上方浅海化する。ユニット 9 は, 標高 2.7

~ 3.4 m (6.9 ~ 6.5 cal kyr BP) において, ほぼ 0 m の古水深をしめす。ユニット 10 は, GS-KKW-1 と GS-KSW-1, GS-KNH-1 において, 4 m 以下の水深をしめしており, GS-KNH-1 では水深 3 m から 0 m にかけて上方浅海化する。

6. 堆積環境の解釈

5 本のコア堆積物における沖積層の 10 ユニットの堆積環境は, 岩相と生物化石相, 堆積年代から推定される古水深・標高によって, 以下のように解釈することができる (第 2 図)。

ユニット 1 は, 基質支持の礫層から構成され, 沖積層の基底にみられる, いわゆる沖積層基底礫層 (井関, 1975) に対比される。このような礫層は一般に網状河川において堆積したと考えられる (Tanabe et al., 2015)。

ユニット 2 は, 中粒砂以上の粒径をもつ砂層, そして逆グレーディングのみられる砂泥互層から構成される。中粒砂以上の粒径をもつ碎屑物は, 一般に掃流によって河川チャネルなどで堆積し, 逆グレーディングは氾濫原の示相となる堆積構造である (伊勢屋, 1982)。また, 本ユニットからは, いずれも後氷期の海水準上昇期の堆積年代が得られており, これらの堆積年代は 4 ~ 6 m の古標高をしめす。したがって, 本ユニットは, 海進期の河川環境と解釈することができる。

ユニット 3 は, 植物根と生痕化石のみられるシルト層から構成され, 堆積年代は, ほぼ 0 m の古水深をしめす。一般的に植物根は中等潮位よりも上位に分布し, 生痕化石は沿岸河口域では海水もしくは汽水の影響をしめす (La Croix et al., 2015)。したがって, 本ユニットは, 塩水湿地のような堆積環境と解釈することができる。

ユニット 4 は, 上方細粒化する砂礫層から構成され, 砂層は中粒砂以上の粒径をもつ碎屑物を主体とする。また, 本ユニットからは, 現地性の潮間帯の貝化石が産出する。このような層相の堆積環境としては, 掃流の影響した河川チャネルの埋積によって上方細粒化し, 潮間帯に位置する, 潮汐チャネルのような環境と解釈することができる (Miall, 1992)。

ユニット 5 は, 生痕化石のみられる砂泥互層から構成され, 堆積年代は, 3 ~ 0 m の古水深をしめす。

第 1 表 堆積年代と対応する古水深・標高.

Table 1 Depositional ages and their corresponding paleo-water depths and -elevations.

Sedimentary unit	Elevation (m T.P.)	Age (cal kyr BP)	Paleo-water depth and -elevation (m)
<i>GS-KKW-1</i>			
10	-3.1	2.6	-2
8	-7.1	3.3	-6
8	-11.5	3.4	-10
8	-14.2	3.8	-15
8	-15.5	4.0	-18
8	-16.8	4.7	-20
7	-18.0	7.8	-16
7	-20.6	8.3	-14
7	-22.5	9.1	-5
7	-28.7	9.7	-2
4	-32.2	10.0	0
4	-33.9	10.3	3
4	-35.0	10.4	3
4	-36.1	10.7	4
4	-36.9	11.0	4
4	-37.9	11.2	6
<i>GS-KSW-1</i>			
10	-4.1	1.8	-4
8	-6.6	5.6	-10
8	-8.9	6.3	-12
8	-10.5	7.4	-11
7	-12.1	8.1	-8
7	-12.9	8.4	-6
5	-19.6	8.9	-3
5	-21.5	9.2	0
5	-22.9	9.4	0
3	-25.9	9.6	0
3	-27.5	9.7	0
3	-29.1	10.0	0
2	-31.2	10.3	6
<i>GS-KNH-1</i>			
10	1.6	3.9	0
10	-0.5	4.1	-3
4	-4.0	7.9	0
4	-5.5	8.1	0
4	-6.4	8.3	0
4	-11.8	8.5	-4
3	-12.3	8.7	0
3	-15.2	8.9	0
3	-16.6	9.0	0
3	-19.5	9.1	0
<i>GS-KNH-2</i>			
9	7.2	3.5	8
9	5.3	4.5	2
9	2.7	6.9	0
9	-0.2	7.4	-2
3	-6.8	8.4	0
3	-7.3	8.5	0
3	-8.5	8.6	0
2	-12.0	8.9	4
<i>GS-KNH-3</i>			
9	8.5	4.7	6
9	3.4	6.5	0
9	2.8	6.9	0
9	1.1	7.6	3
9	0.5	8.5	9

本ユニットでは, 明瞭な上方細粒化傾向がみられないことから, 潮汐チャネルではなく, 干潟のような環境によって堆積したと考えられる。

ユニット6は, 上方粗粒化する砂礫層から構成される。本ユニットのみられるGS-KNH-2では, 下位のユニットから本ユニットにかけて, 上方深海化をしめしており, GS-KNH-2は現在の海岸線よりも10 km 内陸のデルタの発生地点付近に位置する(海津, 1977; 松島編, 1987)。したがって, 本ユニットは, 海進期の湾頭デルタのような堆積環境と解釈することができる。

ユニット7は, 上方細粒化する砂泥層から構成されており, 内湾の貝化石が産出する。また, 本ユニットの堆積年代から推定される古水深は, 2 m から16 m にかけて上方深海化をしめす。したがって, 本ユニットは海進期の浅海環境において堆積したと考えられる。

ユニット8は, 上方粗粒化する砂泥層から構成されており, 内湾の貝化石が多産する。また, 本ユニットの堆積年代の古水深は, 20 m から6 m にかけて上方浅海化をしめす。このような層相の堆積環境としては, デルタのような海岸線の前進によって浅海化する環境を推定することができる。一般に, プロデルタは泥層, デルタフロントは砂層を指すため(Bhattacharya, 1992), 砂泥層から構成される本ユニットの堆積環境は, プロデルタ~デルタフロントと解釈できる。

ユニット9は, 植物根と生痕化石のみられるシルト層から構成されており, 堆積年代は水深2 m から標高8 m をしめす。したがって, 本ユニットでは, 塩水湿地のような海岸に近い環境と陸上の氾濫原の環境が混在していた可能性が高い。珪藻化石の群集解析によって, 本ユニットはさらに細分できる可能性がある。

ユニット10は, 上方細粒化する砂礫層から構成されており, 砂層は中粒砂以上の粒径をもつ碎屑物を主体とする。また, 堆積年代のしめす古水深は, 3 m から0 m にかけて上方浅海化をしめす。このような層相は, 掃流の影響した河川チャネルの埋積によって形成される(Miall, 1992)。なお, GS-KKW-1の本ユニット最上部の生痕化石は, 海水もしくは汽水の影響をしめし(La Croix et al., 2015), その下位の砂層は, 汽水の影響した分流河道のような環境において堆積した可能性がある。

謝辞

GS-KKW-1 と GS-KNH-1 の掘削の際には(株)ダイヤコンサルタントの藤永 優氏, GS-KSW-1 と GS-KNH-2, GS-KNH-3 の掘削の際には大洋地下調査(株)の渡部孝之氏にお世話になりました。記して謝意を表します。

文献

- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 157-177.
- 遠藤秀典・相原輝雄・宇野沢 昭・松本英二・富樫茂子(1988) 東京低地の本所埋没段丘及びその埋積堆積物の形成年代. 第四紀研究, 26, 401-405.
- 井関弘太郎(1975) 沖積層基底礫層について. 地学雑, 84, 1-18.
- 伊勢屋ふじこ(1982) 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理学評論, 55, 597-613.
- 小池一之・町田 洋編(2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- La Croix, A.D., Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., Hauck, T.E. and MacEachern, J.A. (2015) Bioturbation trends across the freshwater to brackish-water transition in rivers. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 440, 66-77.
- 町田 洋(2008) 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会(編), 日本地方地質誌3 関東地方, 朝倉書店, 299-314.
- 松島義章編(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.
- Miall, A.D. (1992) Alluvial Deposits. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 119-142.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M. and Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quatern. Sci. Rev.*, 91, 42-61.

- 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., Hafliðason, 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) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853–858.
- 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) CAL-IB 7.0.4 <http://calib.qub.ac.uk/calib/>. 2016 年 1 月 1 日引用.
- 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.
- 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原. *地理学評論*, 52, 596–606.

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

Preliminary report of the geological structure of the north eastern part of the Sagami Bay, Japan based on the previous seismic reflection survey

佐藤智之^{1*}
Tomoyuki Sato^{1*}

Abstract: This is the preliminary report of the geological structures in the north eastern part of the Sagami Bay based on of the previous data of the seismic reflection survey by Japan Coast Guard on 1979. As a result, two new knowledges were discovered. First, Miura-hanto fault group has possibilities to extend to Kamakura Spur. Second, Uplifting belt from the land to Kamegi Spur was found and this belt was located along the northern side of the offshore extension of the Southern part of Miura-hanto fault group. We have a plan to clarify the geological structures of the bay including Miura-hanto fault group with additional surveys.

Keywords: seismic reflection survey, Sagami Bay, Miura-hanto fault group, active fault, coastal area

要旨

相模湾で海上保安庁が 1979 年に実施した反射法音波探査記録の再解釈に基づき、大陸棚の発達する湾北東部の地質構造の概要を予察的に報告する。再解釈の結果、三浦半島断層群が鎌倉海脚まで延長している可能性があること、陸上から亀城海脚まで延びる隆起帯が延びており、その隆起帯は三浦半島断層群南部を海域に延長した線の北側に位置する、という 2 点が明らかになった。この成果をもとに詳細な探査を実施し、三浦半島断層群をはじめ相模湾沿岸域の地質構造を明らかにする予定である。

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上地質図と海洋地質図とを作成しているが、2008 年度からその境界部である沿岸域の地質情報の整備を開始しており、2014 年度から三カ年で関東平野周辺の調査を続けている。海域の地質構造調査については初めの二カ年は外房沿岸を対象にし（古山・佐藤, 2015；古山・佐藤, 本報告書）、三カ年目は相模湾を

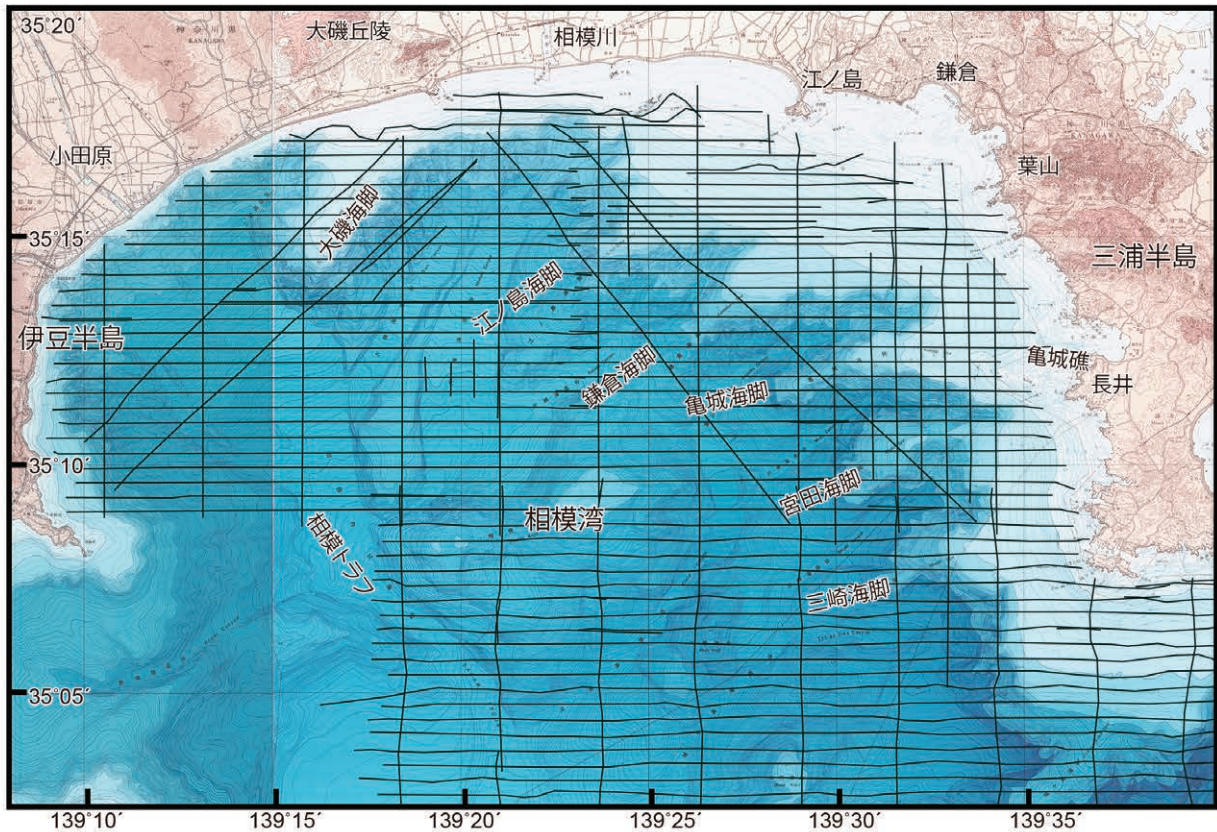
調査予定である。相模湾は数十年前から多数の調査がなされてきている海域であるため、調査に先立って既存データを収集してきた。本報告では、既存の調査データとそこから推定される湾北東部の地質構造概略について予察的に報告する。

2. 地域概説

調査対象海域は相模湾の沿岸部である（第 1 図）。相模湾は東側の三浦半島と西側の伊豆半島に挟まれ、南側に開いた湾である。湾のやや西よりには、水深 1,000 m を超える相模トラフが存在し、そこから多数の海底谷が延びている。大陸棚は湾中央部に注ぐ相模川河口より東側において幅 10 km 程度で発達し、その外縁の水深はおよそ 150 m である。この大陸棚の外縁は概ね北西－南東に延び、外縁部にいくつか海底谷が発達している。これら海底谷に挟まれて、北西から、江ノ島海脚、鎌倉海脚、亀城（かめぎ）海脚、宮田海脚、三崎海脚と呼ばれる五つの海脚が延びている。相模川より西側では、大磯丘陵の沖に大磯海脚が存在し、南西に延びている。それより西側では、海岸線からすぐに相模トラフにつながる急斜面となっており、

* 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 海上保安庁水路部が 1979 年に実施した反射法音波探査測線図。黒線が探査測線を示す。
地形図は海上保安庁水路部（1983）および海上保安庁水路部（1992）。
Fig. 1 Line maps of the survey lines by Japan Coast Guard on 1972. Black lines represent the positions of the seismic lines. Bathymetric charts are Japan Coast Guard (1983) and Japan Coast Guard (1992).

広い大陸棚は発達していない。

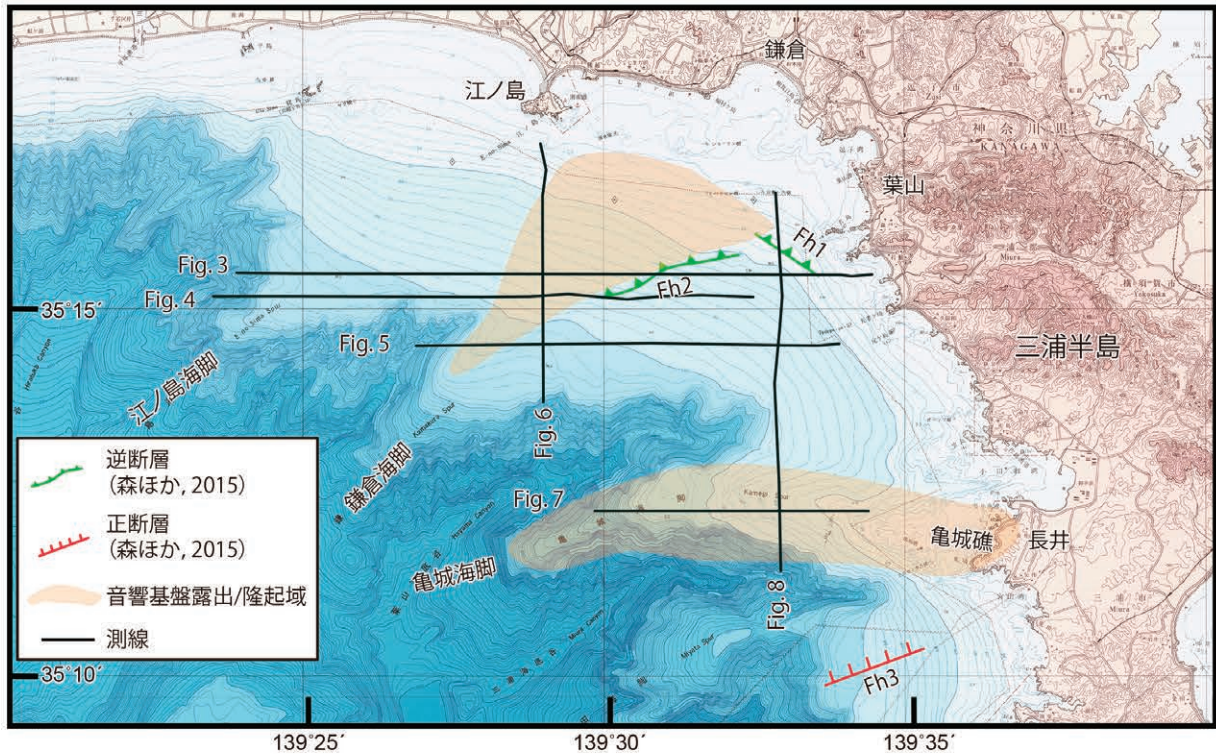
相模湾沿岸域に発達する活構造としては、大磯丘陵の西縁に沿って海域まで延びるとされている国津—松田断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）と、三浦半島に発達し海域まで延びているとされる三浦半島断層群（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002；森ほか，2015）が挙げられる。三浦半島断層群は、三浦半島の中・南部に分布し、上下変位を伴う右横ずれ断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。その海域延長については、今泉ほか（1987）、岩淵ほか（1996）、阿部・青柳（2006）、森ほか（2015）などによって調査され、相模湾側においては概ね東西の走向を持つ三条の活断層が確認されている（第 2 図）。しかし、その西端については調査範囲の問題から明確にはなっていない。

3. 既存調査データ

相模湾では既に反射法音波探査が幾度も行われてきたが、沿岸海域に関係するものでは、海上保安庁水路

部が湾全域にわたって半マイル（約 0.9 km）間隔でシングルチャネル音波探査（茂木ほか，1981）（第 1 図）を 1979 年に実施しており、最近では三浦半島断層群の海域延長部を対象に湾東部の三浦半島周辺においてマルチチャネル音波探査（阿部・青柳，2006；森ほか，2015）が実施されている。海上保安庁水路部のデータは大河内（1990）によって再解析され、湾全体の活構造とテクトニクスが解明されているものの、三浦半島断層群海域延長部については詳細な議論が尽くされていない。このデータの取得範囲は森ほか（2015）の調査範囲西側にも及ぶため、三浦半島断層群海域延長部の西端についての情報を含む可能性がある。そこでこのデータを借り受け再解析を行った。

このデータの印刷記録を海上保安庁海洋情報部の海の相談室から貸与を受け、反射断面はスキャンし、測線図から座標を読み取って位置情報を復元した（第 1 図）。1970 年代に調査されたものであり、現在のような位置精度は得られないものの海底地形（海上保安庁水路部，1983）を参考にしながら、反射断面を解釈し、層序と活構造について記載を行った。



第2図 測線図および三浦半島断層群の海域延長部 (森ほか, 2015)。

黄色の範囲が音響基盤露出あるいは隆起域を示す。

Fig. 2 Map of the survey lines and the offshore extension of the Miura-hanto fault group (Mori et al., 2015).

Yellow shaded areas represent the exposed or uplifted area of the basement.

4. 相模湾北東部の地質構造

海上保安庁水路部の反射断面に基づき、大陸棚が発達する相模湾北東部の地質構造について概要を以下に記載する。

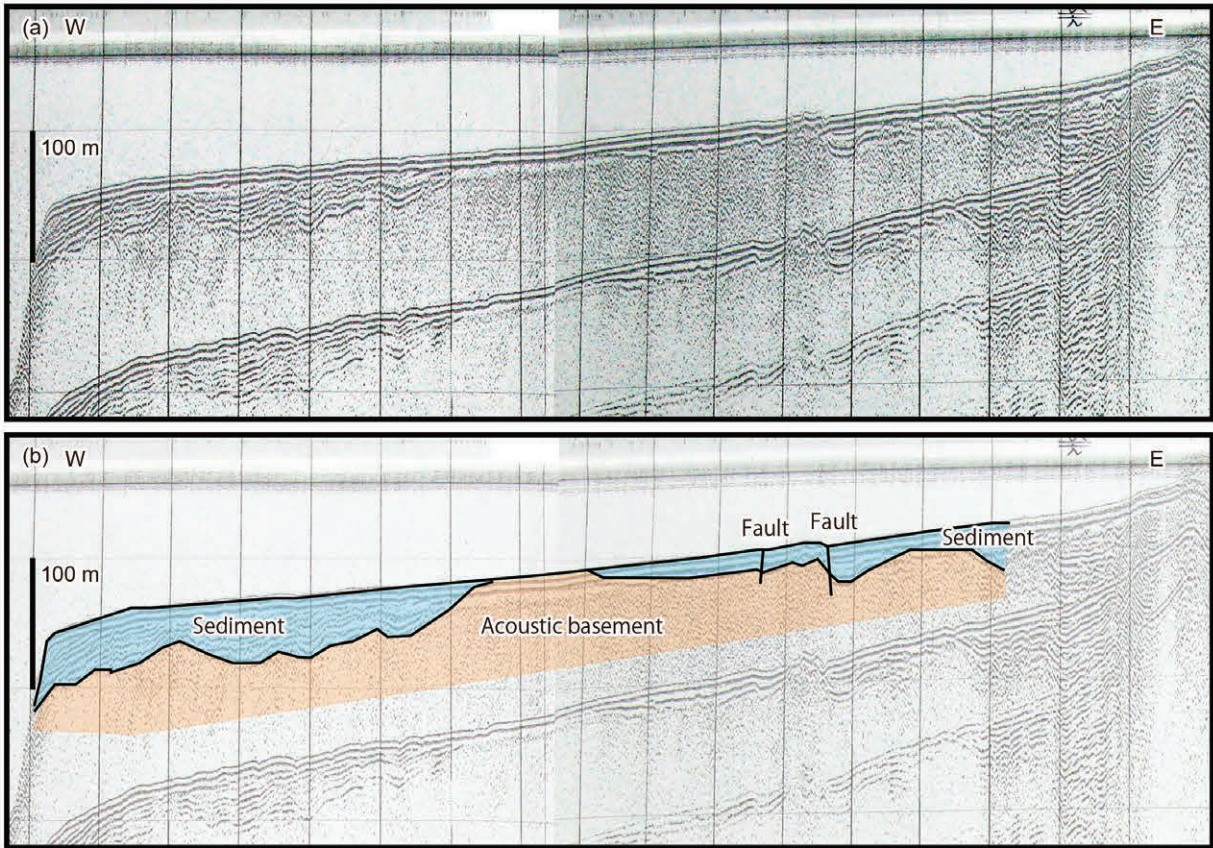
本海域では、連続性のよい反射面が確認できない層がほぼ全域に分布し、海底面に露出しているか、海底下数十 m 程度に分布している。この層を本報告では音響基盤と呼ぶ。その上面深度は、隆起していると考えられる地点を除けば概ね海面下 120 ~ 150 m 程度であり、陸棚外縁の水深と同程度である。海底面に露出している箇所を除けば、この層の上面は凹凸を示し、これを埋めるように平行で連続性のよい反射面が発達する堆積層が覆っている。音響基盤の凹凸は陸棚外縁の海底谷につながる埋没チャネルの浸食によるものである場合もあるが、概ねは断層変位などの構造運動によって形成されていると解釈できる場合が多い (第3図, 第4図)。以下では三浦半島断層群との関連性の観点から、この音響基盤の変形について海域ごとに記載する。ただし、位置については精度が低いため、再調査による確認が望まれる。

4.1. 江ノ島から江ノ島海脚

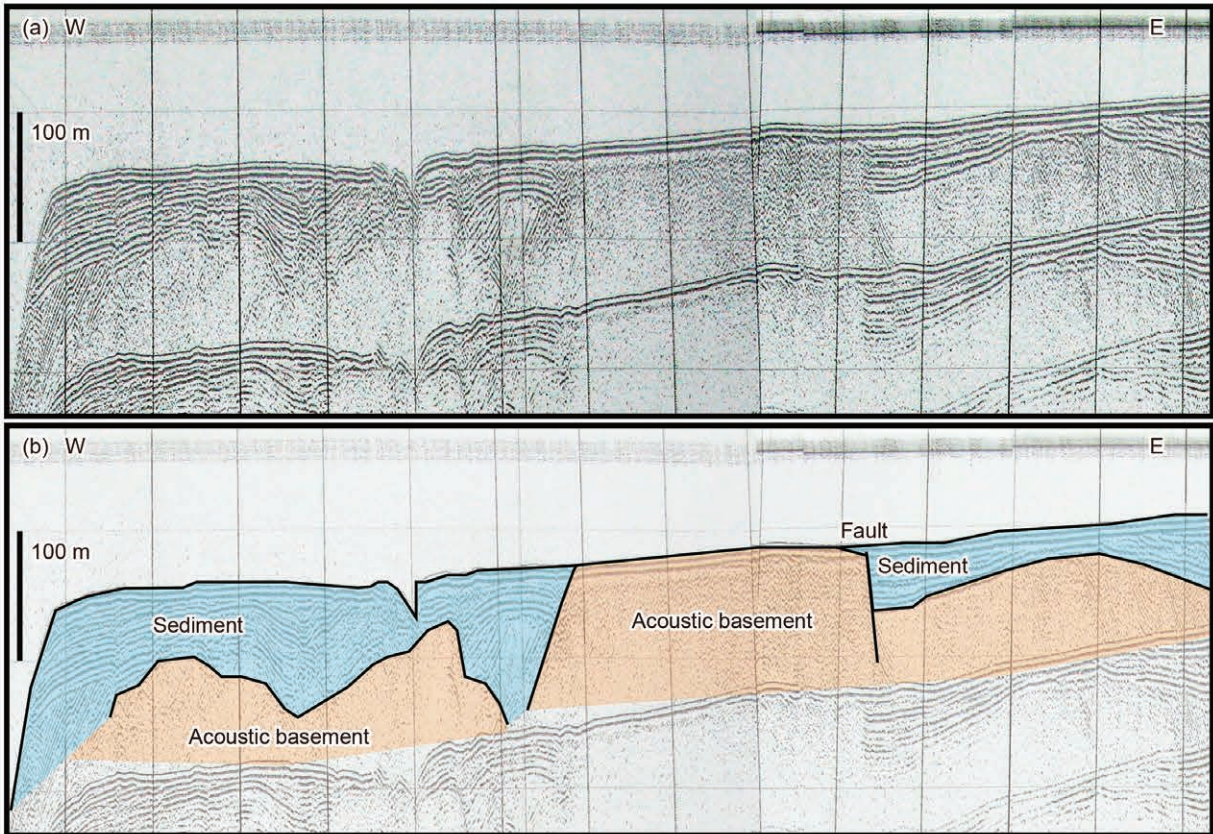
変位を起こす断層や、音響基盤の隆起はあまり確認できない。音響基盤の上面は凹凸を示し、海面下 150 m 程度に存在する。その上位を水平に成層する堆積層が被覆している (第3図)。陸棚外縁付近にも断層は認められない。

4.2. 鎌倉から鎌倉海脚

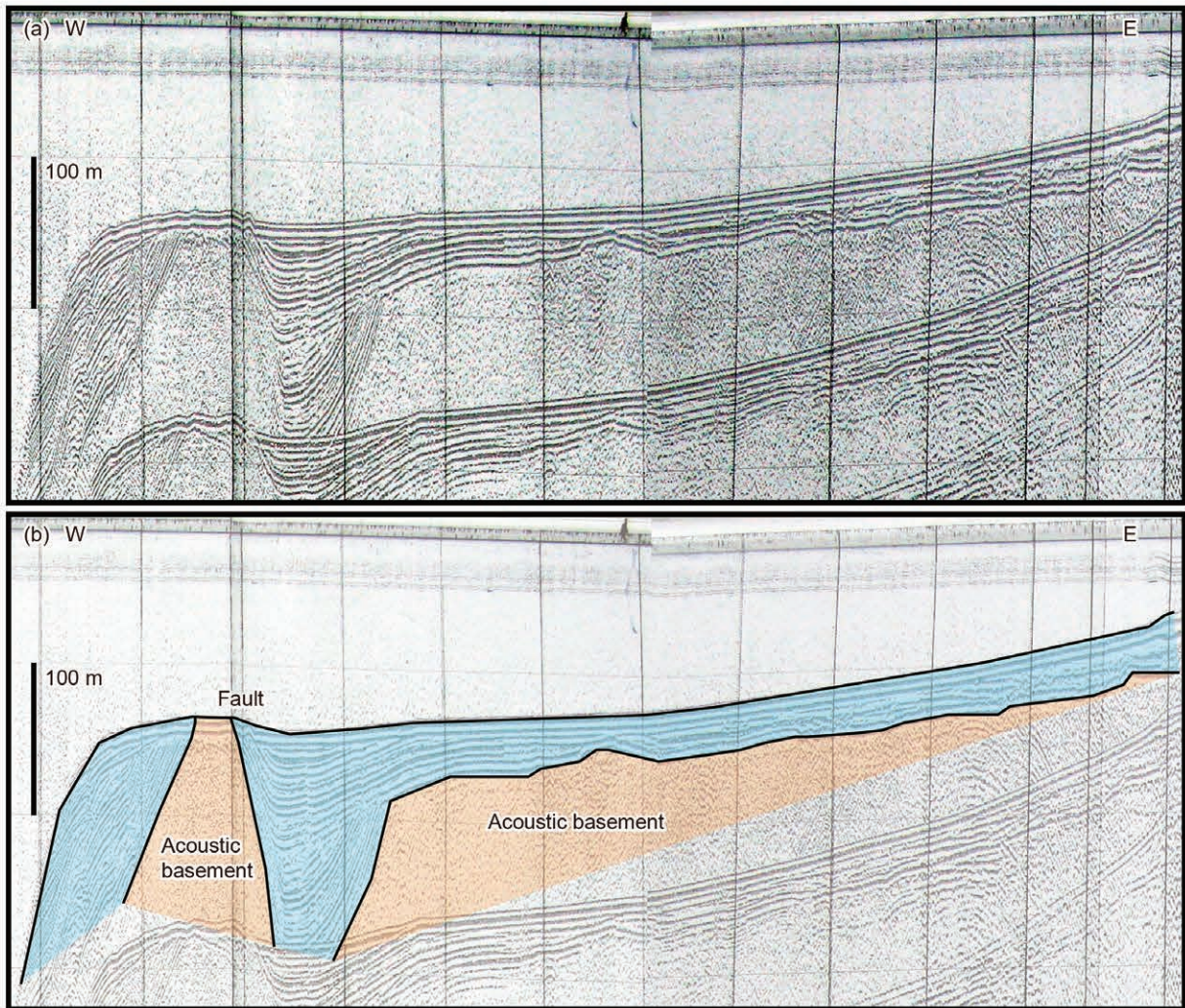
本海域には、葉山沖から西に三浦半島断層群が延びていることが確認されている (森ほか, 2015) (第2図)。海上保安庁水路部の反射断面でも Fh2 の西側延長付近にて、同様の位置に南落ちの断層が確認できる (第3図, 第4図, 第5図, 第6図)。この南落ちの断層は、鎌倉海脚まで確認できる。この断層によって音響基盤が隆起し、海底面に露出している。この音響基盤が鎌倉海脚の骨格を形成しているが、南側では厚い堆積層が被覆して海脚を形成している (第6図)。この音響基盤露出域において、森ほか (2015) では葉山層群相当層である D 層が露出するとしており、ここでの音響基盤は D 層に相当する可能性が高い。変位センスと位置が近く、三浦半島断層群が鎌倉海



第 3 図 江ノ島海脚を東西に横断する反射断面図 (a) およびその解釈 (b). 反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981).
 Fig. 3 Seismic section (a) and the interpretation (b) across Enoshima Spur with east-west trend. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).



第 4 図 江ノ島海脚を東西に横断する反射断面図 (a) およびその解釈 (b). 反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981).
 Fig. 4 Seismic section (a) and the interpretation (b) across Enoshima Spur with east-west trend. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).



第5図 鎌倉海脚を東西に横断する反射断面図 (a) およびその解釈 (b)。反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981)。
 Fig. 5 Seismic section (a) and the interpretation (b) across Kamakura Spur with east-west trend. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).

脚まで延長している可能性が考えられるものの、今回使用したデータでは詳細な位置を決定することが難しいため、高分解能な調査による検証が望まれる。

4.3. 亀城礁から亀城海脚

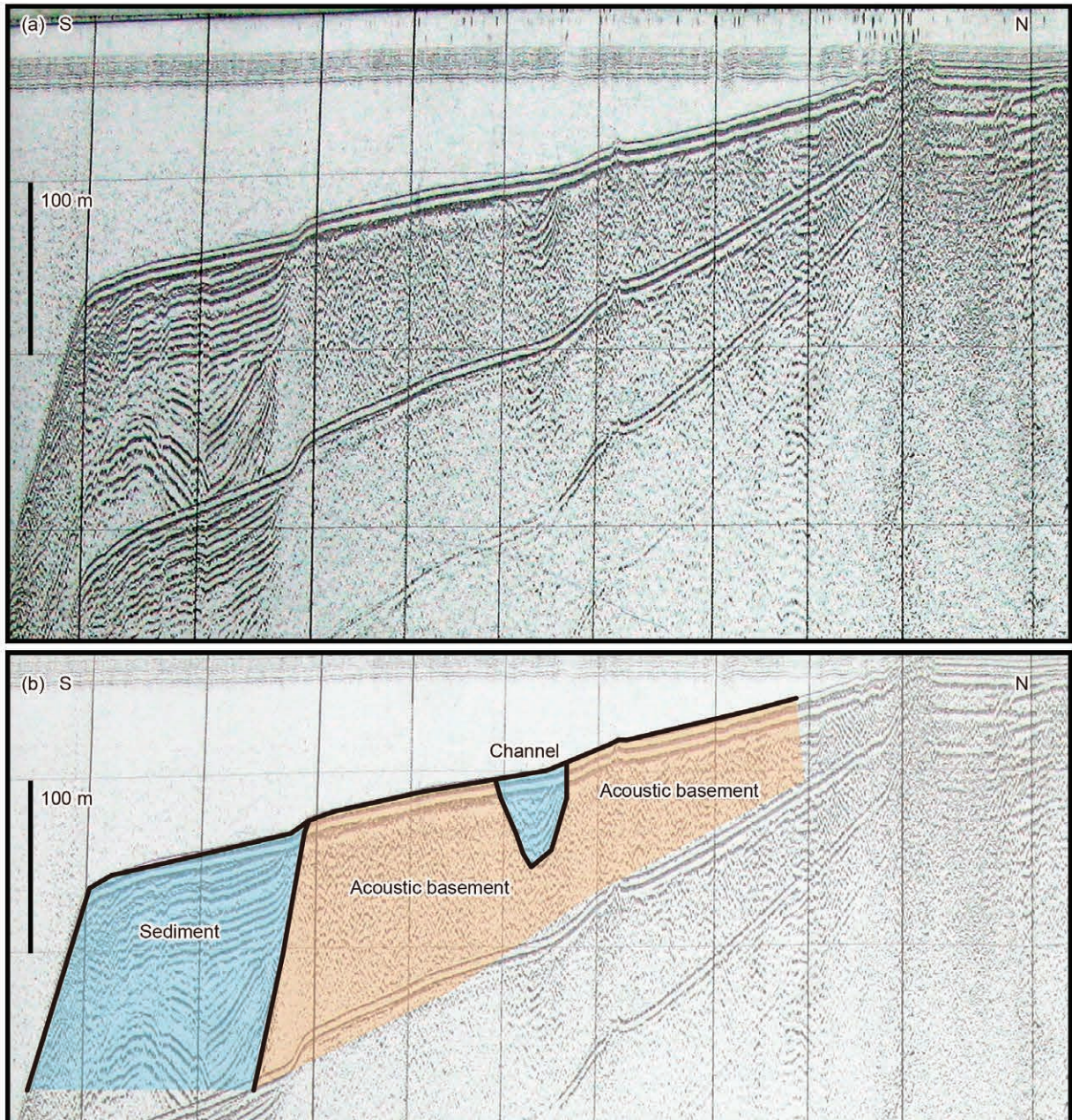
この海域では、音響基盤の上面が周辺の海域より高く、ほとんどの地点で海底面に露出している (第7図, 第8図)。他の海脚に比べると、陸から遠く土砂供給が少ないためか堆積層の被覆や前進付加が少ない。森ほか (2015) のHY4 測線では、この周辺においてD層が海底面に露出するとしており、ここでの音響基盤もD層に相当する可能性が高い。陸上の長井から亀城礁を経て亀城海脚にかけて周囲より高い尾根になっており、西北西から西に延びる隆起帯の存在が示唆される (第2図)。南北方向の断面記録が少ないこともあって隆起に関連する断層の詳細は確認できていない

が、この隆起帯は三浦半島断層群南部の北側に分布するため、関連性の検討が望まれる。

5. まとめ

相模湾沿岸域にて取得された反射法音波探査記録を再解釈し、北東部の地質構造の概要を記載した。三浦半島断層群が鎌倉海脚にまで延びる可能性があること、亀城海脚付近は陸上から西北西に隆起帯が延びており、それが三浦半島断層群南部と関連する可能性があることを示した。

今後詳細な探査を行い、これらの活構造の分布や変位センスなどを明らかにしていくとともに堆積層の区分、分布位置の詳細を詰めるなど層序についても解明し、地質図を作成する予定である。



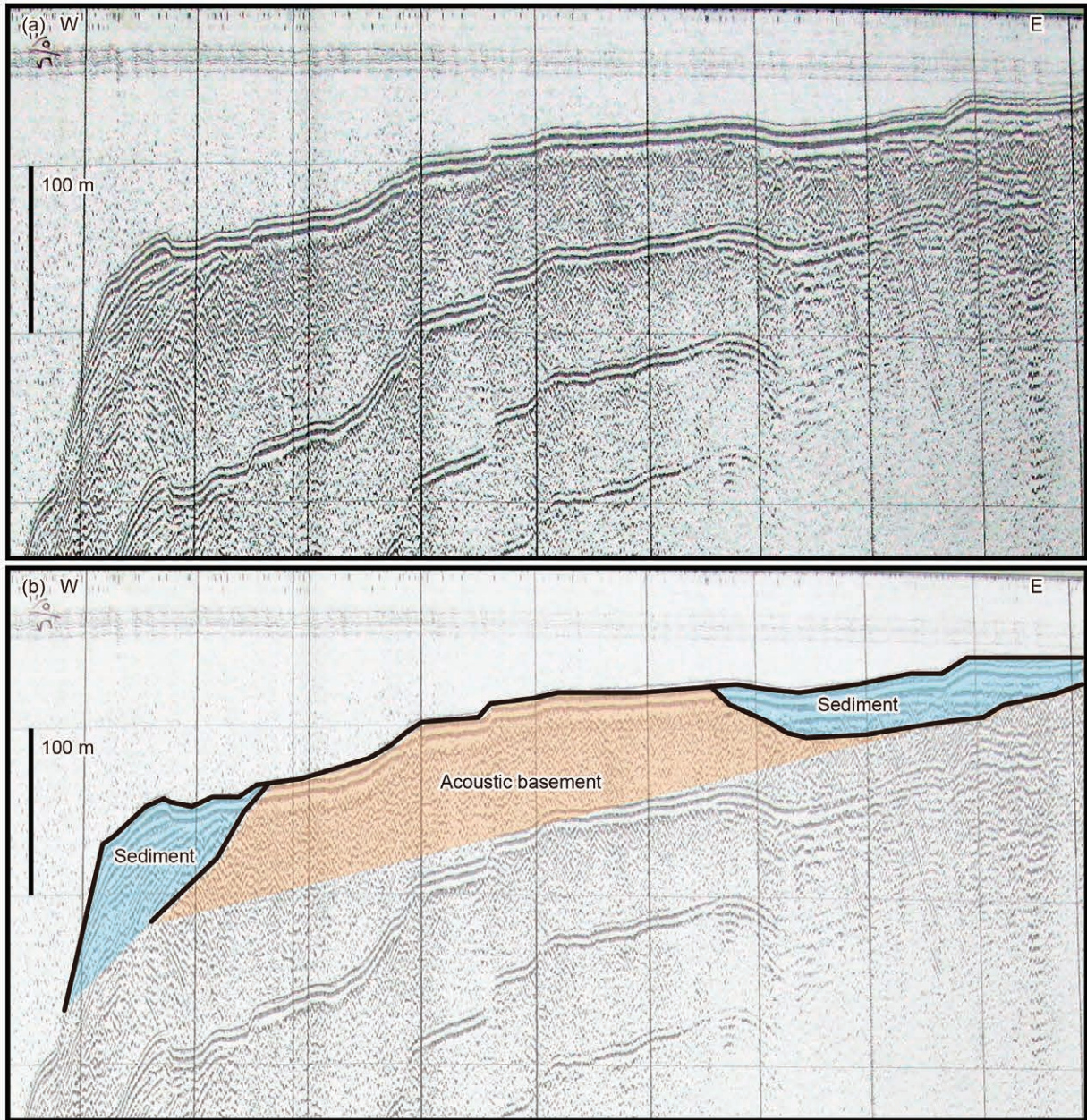
第 6 図 鎌倉海脚を南北に横断する反射断面図 (a) およびその解釈 (b)。反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981)。
 Fig. 6 Seismic section (a) and the interpretation (b) across Kamakura Spur with north-south trend. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).

謝辞

反射法音波探査記録は海上保安庁海洋情報部の海の相談室からお借りしました。その際には相談室の関係者に大変お世話になりました。活断層・火山研究部門の阿部信太郎博士、森 宏博士には、反射法音波探査記録や三浦半島断層群についての情報をいただきました。お借りした記録紙の電子化にあたっては地質情報研究部門の古山精史朗博士、多恵朝子氏にご助力いただきました。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文献

- 阿部信太郎・青柳恭平 (2006) 日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題—海底活断層評価の信頼度向上に向けて—。電力中央研究所報告, N05047.
- 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, 68, 1-8.



第7図 亀城海脚沿いの反射断面図 (a) およびその解釈 (b). 反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981).
 Fig. 7 Seismic section (a) and the interpretation (b) along Kamegi Spur. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).

古山精史朗・佐藤智之 (2016) 房総半島東北部沿岸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, 本報告書

今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦 (1987) 三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見. 活断層研究, 4, 28-36.

岩淵 洋・雪松隆雄・田賀 傑 (1996) 東京湾の活

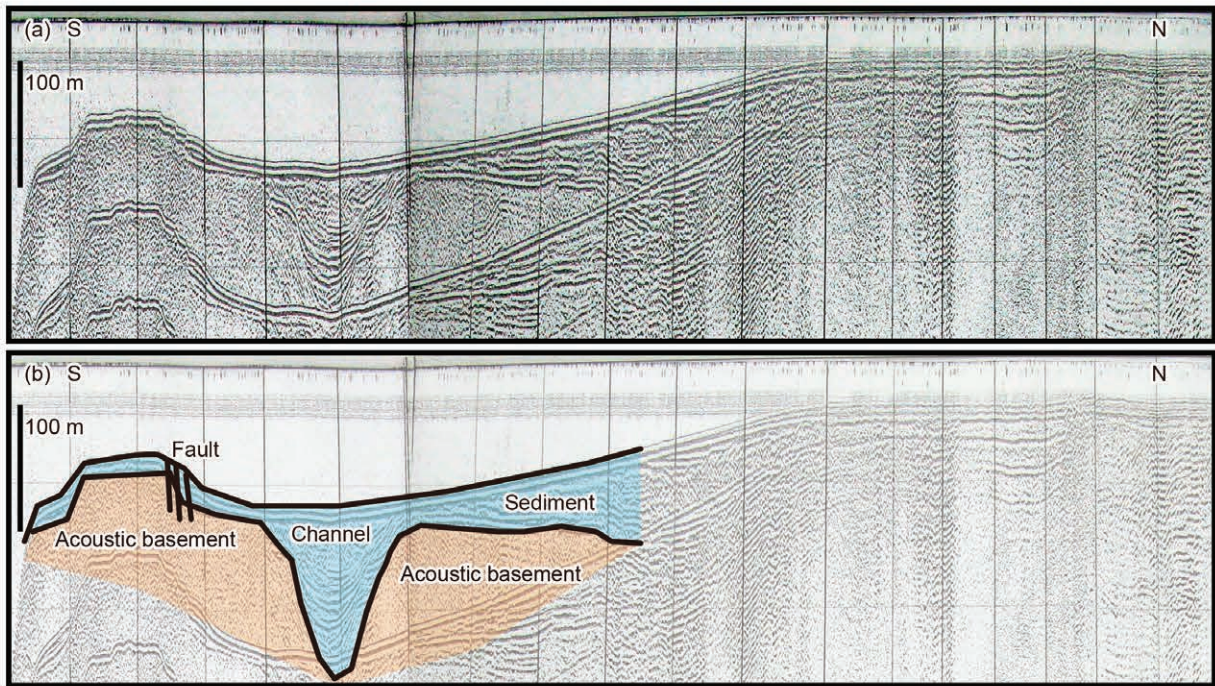
断層調査. 「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」(第Ⅱ期平成6～7年度) 成果報告書, 58-65.

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.

海上保安庁水路部 (1983) 相模湾海底地形図.

海上保安庁水路部 (1992) 相模湾北西部海底地形図.



第 8 図 亀城海脚を横断する反射断面図 (a) およびその解釈 (b). 反射断面は海上保安庁水路部取得のもの (茂木, 1981).
Fig. 8 Seismic section (a) and the interpretation (b) across Kamegi Spur. The section was obtained by Japan Coast Guard (Mogi, 1981).

- 茂木昭雄・桂 忠彦・中嶋 遥・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.
- 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.
- 大河内直彦 (1990) 相模湾の活構造とテクトニクス.
地学雑誌, 99-5, 38-50.

相模湾東部沿岸域における海底重力調査

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

大熊茂雄^{1*}・駒澤正夫¹・伊藤 忍¹・押田 淳²

Shigeo Okuma^{1*}, Masao Komazawa¹, Shinobu Ito¹ and Atsushi Oshida²

Abstract: To better understand the underground structure of the coastal area of the eastern Sagami Bay, an ocean bottom gravity survey was conducted in November, 2015. In advance of the survey, the compilation of the existing gravity data was performed. The measurement points were arranged at an interval of 500 m ~ 2 km and the total number of measurement points amounted to 72. Unnatural local anomalies by error data are not found in the survey area, showing that the accuracy of the ocean bottom gravity data is acceptable. These newly measured ocean bottom gravity data were compiled with the existing gravity data. On a Bouguer anomaly map with an assumed density of 2.3 g/cm³, an ESE-WNW trending gravity high extends from the south of Hayama to Enoshima Island. This suggests the western continuation of the Cenozoic accretionary complexes of the Miura Peninsula. A gravity high lies over the Kamegi Spur, western offshore of the Odawa Bay and implies the existence of Cenozoic accretionary complex extending from the Miura Peninsula.

Keywords: ocean bottom gravity survey, Bouguer anomalies, Sagami Bay, Hayama, Jyogashima, Kamegi Spur, Miura Peninsula, active fault

要旨

相模湾東部沿岸域で地下構造を広域的に把握するため 2015 年 11 月に海底重力調査を実施した。神奈川県藤沢市沖から三浦市沖にかけての海域において 500 m ~ 2 km の測定間隔で海底重力計を用いた重力調査を実施し、総測点数は 72 点である。既存の陸上及び船上重力データと新規取得の海底重力データとを編集し、海陸を接続したブーゲー異常図を作成した。この結果、三浦半島に認められる西北西-東南東方向の顕著な高重力異常が葉山港南方付近からさらに西北西沖に連続し、江ノ島付近に至ることが明らかとなった。また、小田和湾西方沖の亀城海脚付近に高重力異常が分布することが明らかとなり、三浦半島からの地質構造の連続性が示唆された。

1. はじめに

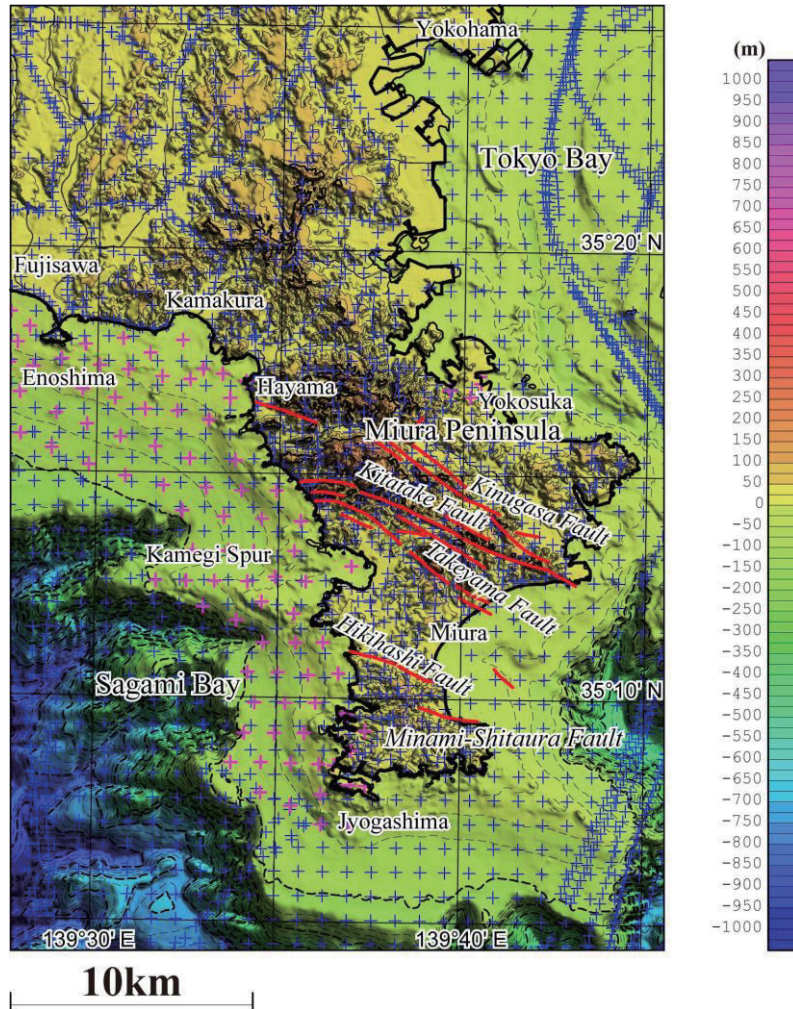
重力異常は、地下の密度構造を反映し、その分布形状や急変部の位置が断層分布と関連を持つ場合が多いことから、地下の断層構造を推定する有力な調査手法となっている。また、重力データの編集により、地下・地質構造も広域的かつ面的に把握することができる。

調査地の相模湾周辺の重力異常を概観すると以下のようなになる(大熊ほか, 2015)。まず、本地域ではフィリピン海プレートの北進に伴う伊豆-小笠原弧の本州弧への衝突があり、これら大構造に対応する広域的な重力異常が認められている。すなわち、フィリピン海プレート北端部の伊豆半島は顕著な高重力異常域である。また、古い付加体である丹沢山塊から南東の大磯丘陵に向かって高重力異常が分布する。一方、大磯丘陵の西端付近では、国府津-松田断層に沿って、低重力異常が海岸線付近から内陸に向かって伸びている。

* Correspondence

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

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



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

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

相模湾では平塚南方沖約 10 km を中心に低重力異常が卓越する。三浦半島では主たる地質構造の方向である西北西-東南東方向に高重力異常が分布し、新生代の付加体である嶺岡コンプレックス、葉山層群及び三崎層(竹内ほか, 2015) の分布と対応する。

相模湾地域では、平成 26 年度に相模湾北部沿岸域の小田原市沖から藤沢市沖の江ノ島付近までの海域において、海底重力調査を実施した(大熊ほか, 2015)。既存の陸上及び船上重力データと新規取得の海底重力データとを編集し、海陸を接続したブーゲー異常図を作成した結果、大磯海脚付近は低重力異常となり国府津-松田断層沿いの低重力異常と連続する可能性が示唆された。また、平塚市付近と沖合の低重力異常が相互に孤立するのではなく、連続することが分

かった。さらに藤沢市江ノ島と平塚市平島との間の海域で東西性の高重力異常が分布することが分かり、三浦半島に認められる東西性の地質構造の連続性が示唆された。そこで、平成 27 年度には、平成 26 年度調査海域の東側の相模湾東部沿岸域において、このような海陸に渡る断層の連続性や構造を明らかにするため、当該地域の重力データ未測定海域で海底重力測定を実施した。

2. 調査地域と編集データ

2015 年 11 月に相模湾東部沿岸域の藤沢市の江ノ島沖から三浦市城ヶ島沖の大凡 100 m 以浅の海域で、500 m ~ 2 km の測定間隔で海底重力計を用いた重力

第1表 相模湾東部沿岸域海底重力調査の仕様.

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

Survey period	November 10 – November 21, 2015
Survey area	Refer to Fig.1
Survey vessel	Umikaze (No.295-46435), 19 ton, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.)
Station number	72 points
Navigation / Station location recovery	DGPS
Base ports	Hayama Port, Hayama, Kanagawa Pref.
Reference absolute gravity station	Aburatsubo GS (ABR, 35°09'34"N, 139°36'55"E, 4.7711m, 979774.65 mGal) (http://vldb.gsi.go.jp/cgi/grav_sel.pl/map_select)
Survey instruments	<u>At sea</u> Ocean bottom gravimeter: OBG-2 (Sensor: Scintrex CG-5 with custom software/hardware (No. 081240453), Canada) DGPS: Crescent VS100, Hemisphere Inc., USA Navigation system: Navigation Software, Marimex Japan GPSGYRO: Crescent VS100, Hemisphere Inc., USA Echo sounder: PDR-1300, Senbon Denki Pressure sensor: miniIPS, Valeport Ltd., UK CTD (Conductivity Temperature Depth profiler): Minos X, AML Oceanographic Ltd. <u>On ground</u> Land gravimeter: Scintrex CG-5 (No. 300900050), Canada
Contractor	Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.

調査を実施した。重力調査では、本来調査地域内に満遍なくかつできるだけ均一な間隔の測点を配置するのが望ましいため、測点の配置に留意した。相模湾東部沿岸域では、同北部沿岸域と異なり水深 100 m 以浅の陸棚が沖合 5 km 程度まで広がっている海域が多く、海岸線から離れた地点においても海底重力の調査が行えたのが特徴である。

計画段階では分からなかった魚網や往来船舶及び海底地形などの状況によりやむを得ず最小限（500 m 程度）の位置の変更を行った測定点もあった。

測定点分布図を陸域データ、船上重力データとともに第 1 図に示す。海底重力の測定点は、計画地点に対し適宜変更している測点もあるが、測点配置に偏りがある訳でないので、数 100 m 測点をずらしても、ブーゲー異常図を描くのには問題はないと考えられる。海底の測定点数は 72 点となった。

3. 海底地形データ

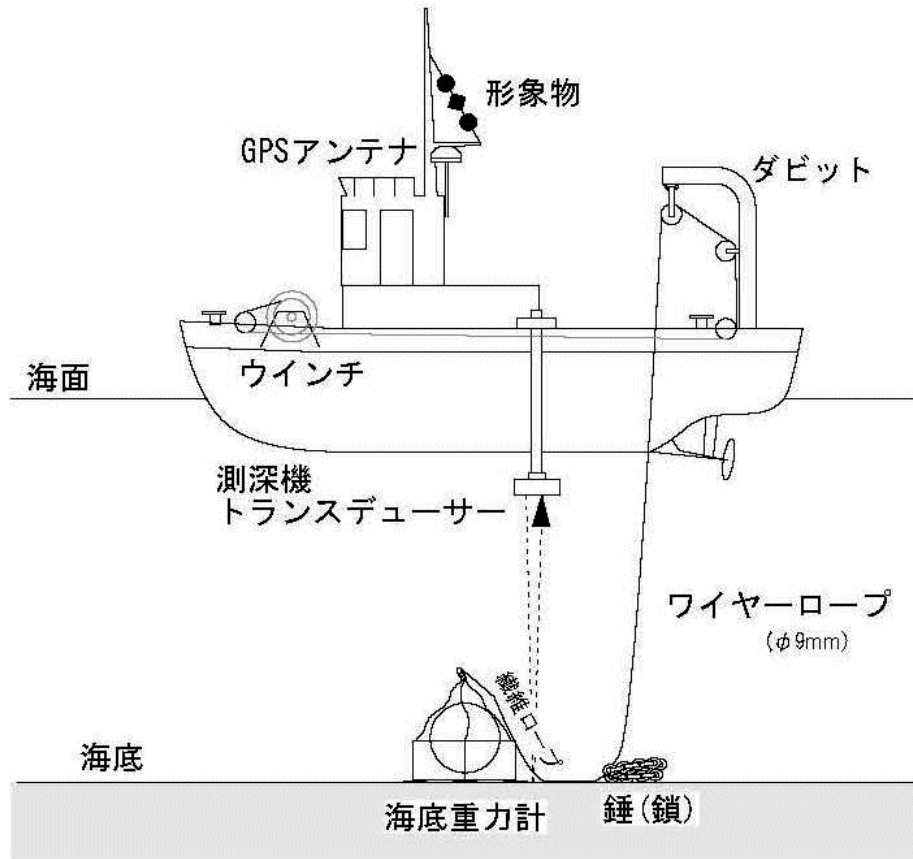
海底重力データの補正で留意せねばならないのは、

測点周辺で精密な地形データによる地形補正が必要であることである。今回、日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータ M7000 シリーズのうち当該地域である関東南部 M7001 を基礎データとして用いて地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。本調査域の沖合で海底地形が急激に深くなるため地形補正の精度を確保するため沖合域も含め極近傍・近傍地形補正用の 200 m メッシュの DEM を作成した。なお、重力の測定は、当初、大凡水深 100 m 以浅に限って計画したため、水深値は 7.50 m ~ 99.89 m となった。

4. 調査の方法

今回の調査の仕様を第 1 表に示す。基本的に使用機材などは前回の相模湾北部沿岸域での調査（大熊ほか、2015）と同様である。

海域での重力測定は、産業技術総合研究所で所有する海底重力計を使用した（平成 21 年度製作）（大熊ほか、2010）。使用した海底重力計は、センサー部に



第 2 図 海底重力調査の模式図。

Fig.2 Schematic diagram of the ocean bottom gravity measurement.

Scintrex 社製の CG-5 にハードウェアとソフトウェアの一部にカスタマイズを施したものを利用し、更に、システム制御部やデータ収録部を加えて耐圧容器に収納されたものである。測定システムの概要を第 2 図に、測定に使用した調査船を写真 1 に、また調査の様子を写真 2 に示す。本システムは、海中に投入後は全てオフラインでデータを収録できるので船上から制御しながら測定せねばならない LaCoste & Romberg 社製の海底重力計 (HG-22) システムに比べ簡便で、ウインチやケーブルも小型で済む特徴がある。なお、日本国内で使用可能な海底重力計としては東京大学地震研究所所有 (藤本ほか, 1998) のものがあり、平成 20 年度に本研究の一環として実施された能登半島北部沖の海底重力調査に使用された。また、最近では民間の応用地質 (株)・総合地質調査 (株) が Scintrex 社の INO 海底重力計を導入している。こちらはアーマード・ケーブルを介して船上の制御装置で重力観測値をリアルタイムで表示することが可能だが、ケーブルの太さから大きめのウインチが必要となるなど産総研の海底重力計に比べやや大がかりとなる。

測定作業は平成 27 年 10 月 22 日～11 月 25 日 (移動日等も含む) に実施した。このうち、移動、陸上重力測定、艀装及び艀装解除を除いた実質的な海底重力調査の期間は 11 月 10 日～11 月 21 日の 12 日間である。内訳は調査実施日 (出港日) が 12 日であった。出航後時化で作業中止の日 (11 月 17 日) や強風のため測定前の一時待機 (11 月 19 日) もあったが、基本的に全期間出港しており荒天待機はなかった。また、前回の相模湾北部沿岸域と同様に使用した調査船 (写真 1) が今までよりもやや大型で安定性が高かったことも、稼働率の向上につながった。

実際の測定は、海底重力システム (写真 2) を 19 トンの調査船 (うみかぜ; 写真 1) に搭載し、測定点においてウインチ操作で重力計を海底に着底させ、約 10 分程度海底に静止状態で設置し自動収録する方法である (第 2 図)。調査地点までの誘導は、GPS 装置と音響測深器を併用した。測定の精度は、陸上重力計と同様に重力計が如何に水平に保持されるかにかかっているが、本システムでは耐圧容器内にある自動姿勢制御機構により水平が保持され、更に、重力値はレベ



写真1 海底重力調査船（葉山港）。
Photo 1 Survey vessel, Umikaze, 19 ton,
17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.) at
the Hayama Port.



写真2 海底重力調査風景。
Photo 2 Ocean bottom gravity measurements.

ル補正が施される。精度は、陸上用重力計と同じで、約 0.01 mGal である。なお、海底重力計の器械定数チェックのための測定は、2015 年 11 月 5 日に海底重力調査に先だって横須賀市内の 24 mGal の重力差を持つ検定ルートで行った。

海底重力測定は、葉山町の葉山港に設置した重力基準点（写真 3 及び 4）での閉塞測定により行った。基点での重力測定は出港前と帰港後にそれぞれ実施し、閉塞時間は 1 日以内とした。

葉山港に設置した重力基準点の絶対重力値（日本重力基準網 1996 に準拠）は、11 月 25 日に実施した油壺験潮所横に設置されている一等重力点（油壺 GS）を基点とした 2 往復の閉塞測定により求めた。2 回の測定結果の差は 0.010 mgal であり、サーベイの基準点の精度が十分確保されていると考える。今回は 2 回の接続で得られた値の平均値 979,780.677 mgal を

葉山港重力基準点の絶対重力値として採用した。

なお、基点の重力値を得るには、Scintrex CG-5 (No.300900050) 陸上重力計を用い、検証測定として LaCoste & Romberg 社製 G 型陸上重力計 G-911 を用いた。ただし、G-911 については、今回測定データに一部疑義があったため、Scintrex CG-5 陸上重力計の測定値を用いて基点の重力値を求めている。

海底重力の測定地点の位置測量は、DGPS 航法システムで行った。DGPS 航法システムは、位置精度を高めることのほか、海底重力計を海底に設置している間、調査船が定点に留まらず重力計を牽引してしまう事態を避けるためにも利用した。位置精度は約 0.002'（実長約 4 m）以内である。

今回の調査海域では基本的に高精度の圧力計（Valeport 社製 miniIPS）により水深値を決定したが、安全のため音響測深データも測定している。本調査で使用した音響測深機は PDR-1300（千本電気（株）製、発振周波数 200kHz、指向角 6°）である。PDR-1300 は測深値をデジタル収録した。なお、CTD（Conductivity Temperature Depth Profiler）による測定を 1 日に 1 回実施し、圧力計による測定値からの水深値への圧力補正を行った。また、同様に CTD の測定から音響測深機による水深データの音速補正を行っている。

測点の音響測深機による深度は調査船が測点の直上にいる海底重力計着底時の値とし、圧力計による深度は計測値が落ち着く離底直前の値を採用した。これに潮位補正を施して 0.05 m 以内の精度で決定した。潮位補正用のデータは国土地理院油壺験潮所の 1 時間毎の実測潮位データを気象庁 HP からダウンロードし、1 分値をスプライン補間により求めた。なお、ダウンロードしたファイルは「TP 換算潮位」であり、東京湾平均水面（T.P.）基準（標高）の潮位への変換の必要はない。

5. 重力データの処理手法及び編集

ブーゲー異常図を作成するに当たり、陸域も含めて統一した手法によって各種補正を行い、重力データを編集した。地形補正に関しては、陸域・海域とも地球の曲率による地形の球面効果を考慮した仮想扇形の集合体で近似する方法で実施した（駒澤，1988）。地形補正に用いた標高（水深）データについては、陸域は国土地理院作成の 50 m メッシュを用い、海域につい



写真 3 葉山港重力基点をおいた建物。
Photo 3 Building in which the gravity base station at the Hayama Port was set up.



写真 4 葉山港重力基点。
Photo 4 Gravity base station at the Hayama Port.

ては、日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータ M7000 シリーズのうち当該地域である関東南部 M7001 を基礎データとして用いて地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。

本調査域周辺の海底地形は小田原市沖から二宮町沖を中心として起伏に富む地域もあるため、地形補正の精度を確保するため極近傍・近傍地形補正用の 200 m メッシュの DEM を作成した。また、ブーゲー補正については、陸域と同じように海水準に一致する均質地球モデルからの残差密度がブーゲー異常に反映するよう海水を仮定密度の物質で置き換える操作を行った。補正式については、無限平板ではなく地形補正と同じ範囲の有限の球殻（球帽）による方法によった。測定重力値は、日本重力基準網 1996 (JGSN96) に準拠させ、地球規模の広域トレンド除去（緯度補正）には正規重力式による値（測地基準系 1980）を用い

た。なお、これらの処理にはフリーエア補正も含まれているが、それは厳密にはポテンシャル論的なりダクションでないためブーゲー異常値を海水準での値と考えるのは誤りで、あくまで海底（陸域については地表面） Δ の測定点での値と考えるべきものである。

以上をまとめるとブーゲー異常 $\Delta g_0''$ は、

$$\Delta g_0'' = g + \rho B_s + T(\rho) + C_A - (\gamma - \beta h + 4\pi G \rho h H(h)) \quad (1)$$

$$[\quad g\text{-term} \quad] \quad [\quad \gamma\text{-term} \quad]$$

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

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

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

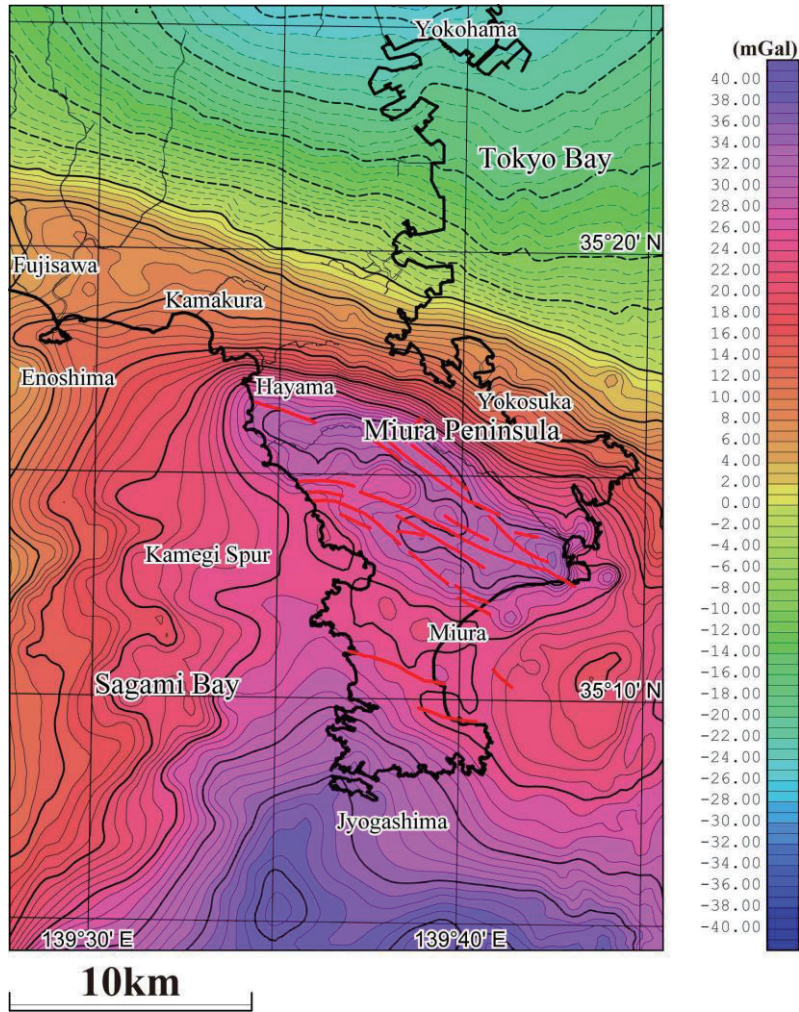
$$T(\rho) = \rho \cdot T_L + (\rho - \rho_w) \cdot T_W = \rho \cdot T_C - \rho_w \cdot T_W \quad (3)$$

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

6. ブーゲー異常

仮定密度を変えて検討を行ったところ、 2.3 g/cm^3 の場合に陸域の基盤岩の露出地域で重力異常のコンターパターンが滑らかになることから、陸域の表層の平均的な密度として 2.3 g/cm^3 を採用した。この仮定密度に基づきデータを編集して、既存の測点のみから作成したブーゲー異常図（第 3 図）と、新規に陸域及び海底で測定した測点も含めたブーゲー異常図（第 4 図）を作成した。なお、これらの重力図の編集に際し、陸域の既往のデータとして日本重力 DVD-ROM（地質調査総合センター，2013）に収容されたデータを用いた。また、海域については地質調査所白嶺丸の船上重力データと海上保安庁海洋情報部の船上重力データ（植田ほか，1987）を用いた。

両図の比較とともに、ブーゲー異常分布の概略の特



第3図 既存測点による相模湾東部沿岸域のブーゲー異常. 仮定密度は 2.3g/cm^3 . コンター間隔は 1 mGal . 実線及び破線のコンターは各々正值と負値を示す.

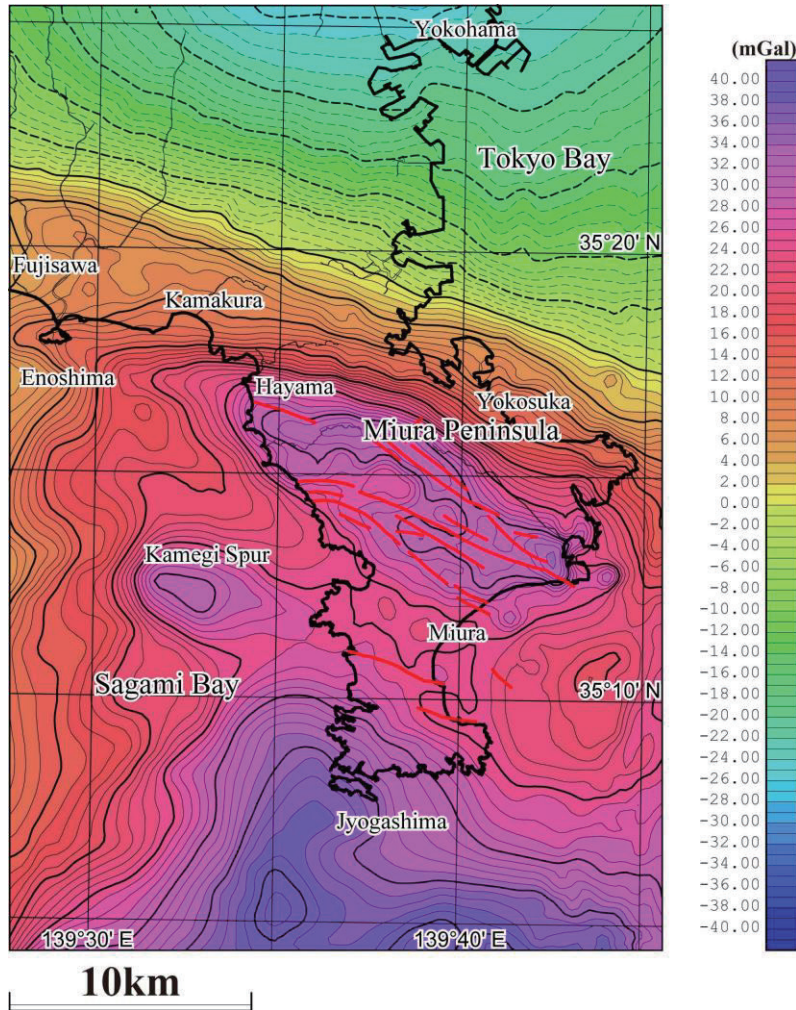
Fig.3 Bouguer anomalies of the coastal zone of the eastern Sagami Bay area compiled from the pre-existing data. Assumed density is 2.3g/cm^3 . Contour interval is 1 mGal . Solid and broken lines indicate positive and negative values, respectively.

徴を述べる.

平成26年度の相模湾北部沿岸域での海底重力調査の結果、藤沢市江ノ島と平塚市平島との間の海域で西北西-東南東方向の高重力異常が分布することが分かり、三浦半島に認められる同方向の地質構造の連続性が示唆されていた(大熊ほか, 2015). そこで、平成27年度の調査では、藤沢市江ノ島から葉山町葉山港付近の浅海域にも測点を配置して海底重力測定を行っている。海底重力データも取り込んで新規に作成したブーゲー異常図(第4図)を参照すると、三浦半島に認められる西北西-東南東方向の顕著な高重力異常が葉山港南方(大峰山)付近からさらに西北西沖に連続し、江ノ島付近に至ることが明らかとなった。したがって、この高重力異常は三浦半島から平塚市平島付近まで西北西方向に連続することが確認された。三浦半島の高重力分布域では、新生代の付加体である嶺

岡コンプレックス、葉山層群及び三崎層(竹内ほか, 2015)が露出しており、これらの地質構造が少なくとも平塚市平島付近まで連続している可能性を示唆している。

一方、横須賀市及び三浦市の三浦半島西方沖では、従来限られた船上重力データのみから重力図を編集せざるを得なかったため、必ずしも実態に合った重力異常分布が求まっていなかった。このような状況のなか、今回海底重力測定を行ったところ、小田和湾西方沖の亀城海脚付近で高重力異常が分布することが明らかとなり、三浦半島の地質構造の連続性が示唆された。また、城ヶ島南東海域では従来から高重力異常が分布することが分かっていたが、海底重力測定を行うことにより、より陸域に近いところが高重力異常を示すことが分かった。



第 4 図 既存及び新規観測点による相模湾東部沿岸域のブーゲー異常。仮定密度は $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ 。コンター間隔は 1mGal 。実線及び破線のコンターは各々正值と負値を示す。

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

7. まとめ

相模湾東部沿岸域で地下構造を広域的に把握するため海底重力調査を 72 点で実施した。既存の陸上及び船上重力データと新規取得の海底重力データとを編集し、海陸を接続したブーゲー異常図を作成した。この結果、三浦半島に認められる西北西-東南東方向の顕著な高重力異常が葉山港南方付近からさらに西北西沖に連続し、江ノ島付近に至ることが明らかとなった。横須賀市及び三浦市の三浦半島西方沖では、従来限られた船上重力データのみから重力図を編集せざるを得なかったため、必ずしも実態に合った重力異常分布が求まっていなかった。この海域で今回海底重力測定を行ったところ、小田和湾西方沖の亀城海脚付近で高重力異常が分布することが明らかとなった。

謝辞

本調査に関連して地元漁業協同組合（みうら、城ヶ島、諸磯、岩、真鶴町、小田原市、大磯町、茅ヶ崎市、藤沢市、腰越、葉山町、初声、横須賀市大楠、平塚市、二宮町、福浦、長井町、小坪、鎌倉、江ノ島片瀬、以上 20 漁協）にご協力いただいた。葉山港の基地港としての使用に当たり、地元神奈川県から同港の管理を委託されていた(株)リビエリゾートにお世話になった。ここに記して感謝申し上げます。

文献

地質調査総合センター（2013）日本重力データベース DVD 版、数値地質図 P-2、地質調査総合セン

ター

- 藤本博巳・押田 淳・古田俊夫・金沢敏彦 (1998)
海底重力計の開発, 海洋調査技術, 10, 1, 25-38.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層 - 分布図と資料 -, 東京大学出版会, 437p.
- 国土地理院 (1997) 数値地図 50 m メッシュ (標高), 日本 II.
- 駒澤正夫 (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法, 測地学会誌, 34, 11-23.
- 駒澤正夫 (1989) 海水準下測定のプロセッサ異常の考え方, 測地学会誌, 35, 349-351.
- 日本海洋データセンター (2012) 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ (アスキーファイル), M7001 Ver.2.2 関東南部.
- 大熊茂雄・駒澤正夫・押田 淳 (2010) 海底重力計の製作と実海域試験, 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター速報 No.54, 95-103.
- 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.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」(第 2 版). 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 植田義夫・中川久穂・平岩恒広・朝尾紀幸・久保田隆二 (1987) 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造. 水路部研究報告, No.22, 179-206.

相模川下流平野における第四系地下地質に関する研究 (予報)

Preliminary report of Quaternary subsurface geology in Lower Sagami Plain, central Japan

佐藤善輝^{1*}・久保純子²
Yoshiki Sato^{1*} and Sumiko Kubo²

Abstract: We collected total of 12,930 borehole logs which were provided by municipalities in the Lower Sagami Plain, Kanagawa Pref., central Japan. For revealing the base of the valley fills, including the top of buried Pleistocene terraces, total of nine geological sections were described based on 11,410 borehole log data. It is possible to recognize the S3 to S5, N and T-1 terraces are buried under the alluvium based on these data. We will compile other borehole logs, located in Hiratsuka, Isehara City and so on, for reconstruction of the distribution map of buried Pleistocene terraces.

Keywords: Lower Sagami Plain, borehole log, buried Pleistocene terrace, Holocene

要旨

相模川下流平野を対象として自治体の所有する既存の地下地質資料を収集した。このうち、XML ファイル化した計 11,410 本分のデータに基づき、ボーリング柱状図解析システムを用いて計 9 測線で地質断面図を作成した。その結果、沖積低地下に更新世段丘 S3～S5 面、N 面および T-1 面に対比されると考えられる複数の埋没段丘面を認定することができた。今後は、本報告で用いたデータに相模川右岸側の平塚市・伊勢原市などのデータを加え、埋没段丘面対比とその分布復元を行う。

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」の 1 つとして実施した相模川下流低地における地下地質資料解析の予察的な結果を示すものである。相模川下流平野は相模湾北岸に位置し、東側を多摩丘陵に、西側を丹沢山地東縁部および大磯丘陵によって区切ら

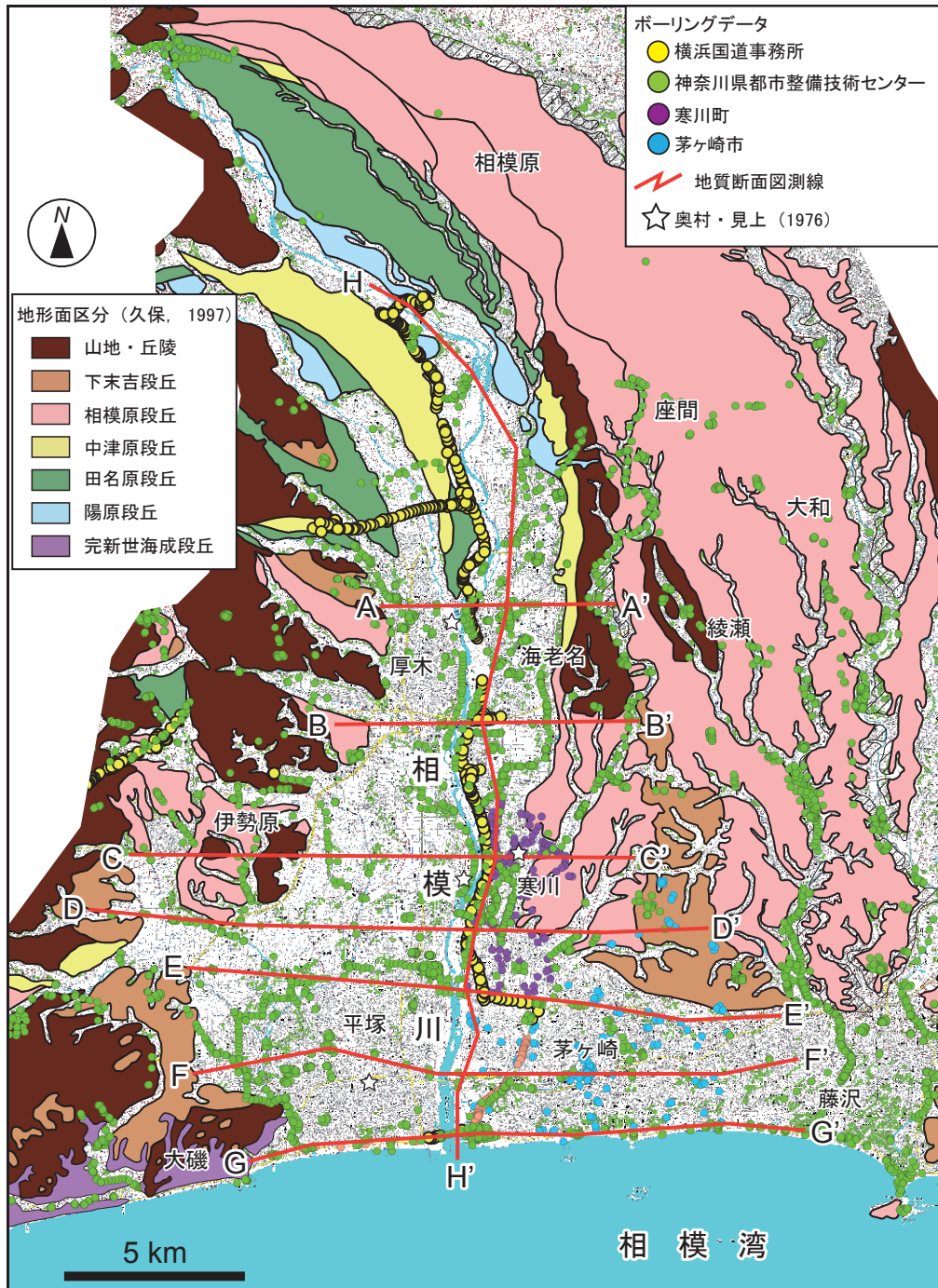
れた臨海平野であり、南北約 32 km, 東西約 20 km の規模を有する (第 1 図)。行政区域としては、神奈川県相模原市、綾瀬市、座間市、大和市、海老名市、厚木市、寒川町、伊勢原市、平塚市、茅ヶ崎市、藤沢市、大磯町などが含まれる。

相模川下流平野は、後期更新世に形成された複数の段丘面 (相模野台地と総称される) が発達することで特徴づけられる (第 1 図, 貝塚ほか, 2000)。これは平野沿岸に大陸棚がほとんどなく水深が急激に大きくなるため、氷期・間氷期の海水準変動に伴って河床勾配が大きく変化することに起因する。これらの段丘面は高位から順に、高座台地、相模原面群 (S 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 1 図, 貝塚・森山, 1969; 岡ほか, 1979; 相模原市地形・地質調査会, 1984・1985・1986・1990; 久保, 1997 など)。各段丘面は段丘構成層を覆うローム層の層厚やそれに含まれるテフラなどから各段丘面の形成年代が推定されている。高座台地は海洋酸素同位体ステージ (以下, MIS と表記する) 5e に形成された海成段丘面であり、大磯丘陵の吉沢面 (町田・森山, 1968) などの下末吉段丘に対

* 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)



第 1 図 相模川下流低地の地形面区分, 地下地質資料および断面図測線の位置. 地形面区分は久保 (1997) を引用. 基図の地形図は国土地理院発行の数値地図 25000 (東京) および数値地図 25000 (横須賀) を使用した.

Fig. 1 Location map of geomorphological classification, borehole logs and geological sections. Geomorphological classification is based on Kubo (1997). Digital Map 25,000 (Map Image) "Tokyo" and "Yokosuka" published by Geospatial Information Authority of Japan is used as base map.

比される。相模原面群はさらに 5 面 (高位から順に S1 ~ S5 面) に細分される。S1 面は MIS5b に形成された扇状地性の河成段丘面で、平野東部に広く分布する。S2 面は MIS5b/a 移行期に、S3 面は MIS5a に、S4 および S5 面は MIS5a/4 移行期にそれぞれ形成されたとされる (久保, 1997)。中津原面 (N 面) と田

名原面 (T 面) は MIS3 の比較的海面が安定した時期に形成された扇状地性の河成段丘面とされる。T 面はローム層中の始良丹沢テフラ (AT) の有無により新旧 2 面 (古いものから順に T-1 面, T-2 面) に細分される (久保, 1997)。N 面と T-1 面は厚木市以南における分布高度が類似しているが、ローム層の層厚で区

第1表 地下地質資料の借用機関とそれぞれのデータ地点数.
Table 1 Data sources and the number of borehole logs.

提供機関名	地点数
電子化済みのもの	11410
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
電子化していないもの	1520
平塚市博物館	252
厚木市	558
海老名市	361
伊勢原市	349

分でき、N面が約10 m、T-1面が約5 mとされている（久保，1997）。陽原面（M面）は平野南部で沖積基底礫層に連続するとされており、最終氷期（MIS2）の河成段丘面とされる。M面は層厚約2 mのローム層に覆われる。

これらの段丘面のうち、低海面期に形成された段丘面（S3～5面、N面、T-1面およびM面）は平野南部（厚木市以南）で沖積層下へと埋没していく（貝塚・森山，1969；岡ほか，1979；久保，1997）。埋没段丘面の分布は久保（1997）により図示されているが、これ以降に得られた地下地質資料を用いた検討はなされていない。相模川下流低地周辺は、西縁部に伊勢原断層などの活断層が多数分布し（活断層研究会編，1991；平塚博物館2007；東郷ほか，1996a, b）、「秦野—横浜線（町田，1973）」などの沈降帯の存在も指摘されているなど、地殻変動の激しい地域である。特に、激しい隆起域である大磯丘陵と相模川下流低地の間には活断層が存在する可能性も指摘されている（例えば、久保，1997；水野，2016）。埋没段丘面の分布は平野地下に伏在する活断層の分布や活動度の評価にも有用である。そこで、本研究では当該平野における既存の地下地質資料を収集し、久保（1997）の記載も参考にしながら、段丘面のローム層や分布高度などにに基づき、「沖積層基底」と埋没段丘面の認定を試みた。

2. 地下地質資料の収集

地下地質資料は自治体等が採取・保管しているXML形式の電子データあるいは紙媒体資料を収集し

た。神奈川県都市整備技術センター（2015）で公開されている柱状図データおよび位置情報について、平野中～南部の平塚市、茅ヶ崎市、藤沢市、海老名市、綾瀬市、厚木市、伊勢原市、座間市、大和市、寒川町および大磯町の行政区域内で得られているもの計10,519本分の電子データを神奈川県都市整備技術センターから提供して頂いた（第1表）。また、国土交通省関東地方整備局横浜国道事務所から計511本、茅ヶ崎市から計123本、寒川町から計143本の紙媒体資料を提供して頂いた（第1表）。加えて、久保（1997）で用いられた新湘南バイパスのデータ計114本分も解析用データとして用いた（第1表）。以上の紙媒体資料については新たにXML形式のデータとして整備した。

なお、本年度には平塚市から計252本、厚木市から計558本、海老名市から計361本、伊勢原市から計349本の紙媒体資料をそれぞれ提供して頂いた（第1表）。これらは今後、データの選別と電子化作業を行い、解析に加える予定である。

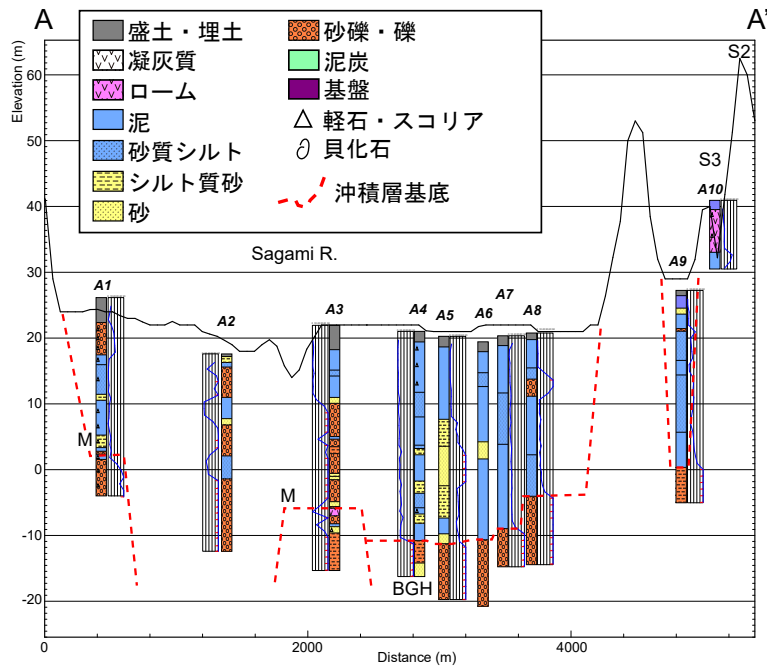
収集・XMLファイル化した地下地質資料（計11,410本分）に基づき、ボーリング柱状図解析システム（木村，2011）を用いて、横断面7側線（北から順にA-A'～G-G'断面；第2～8図）と縦断面1側線（H-H'断面；第9図）の計8測線で地質断面図を作成した。各測線の位置は第1図に示す。断面図には測線から200 m幅の中に位置するものを投影して作成した。なお、データが密な区域について掘削深度などに基づいてデータを選別してデータ密度を調整した。

3. 埋没段丘面と「沖積層基底」の認定

作成した各地質断面図ごとに、ボーリング柱状図のN値と岩相記載に基づき、沖積層の基底を認定した。なお、ここでは沖積基底礫層（久保（1997）のBG層またはBGH層）の下端部まで到達している資料が極めて少ないため、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。

3.1 A-A'断面

この断面は現在の相模川河口から約15 kmに位置し、東縁部でS2、S3面および座間丘陵を横切る（第



第 2 図 地質断面図 (A-A' 断面).
Fig. 2 Geological section (A-A').

1 図, 第 2 図).

沖積層の層厚は 20 ~ 30 m 程度で, 東側ほど厚い。現在の相模川河床周辺 (A3 地点) では, 標高 -5 m 付近に砂礫層の上位に約 3 m のローム層が認められる。この断面図のすぐ北側で T 面が沖積面よりも上位に分布することから (久保, 1997), この礫層は M 面構成層である可能性が高い。また, 断面図西端 (A1 地点) でも層厚は薄いもののローム層が分布しており, M 面に対比される可能性がある。

A2 地点と A4 ~ 8 地点ではローム層が分布しておらず, 「沖積層基底」の砂礫層と考えられる。A2 地点の約 450 m 南側に位置する地点では, この砂礫層に対比される堆積物を覆う泥炭層 (標高 +0.2 m) から 8,170 ± 145 yr BP (同位体未補正值) が報告されており (第 1 図, 奥村・見上, 1976), この礫層が「沖積層基底」に対比されることを支持する。この砂礫層は上述した M 面を明らかに下刻して堆積しており, 久保 (1997) の BGH 層に対比される。「沖積層基底」と M 面との比高は最大で 5 m 程度で, 一部は埋没段丘面を覆う可能性がある。

3.2 B-B' 断面

この断面は現在の相模川河口から約 11.5 km に位置し, 久保 (1997) の Fig.4b の地質断面図にほぼ沿う測線である。断面図の東縁部で S3 面, 西縁部で S

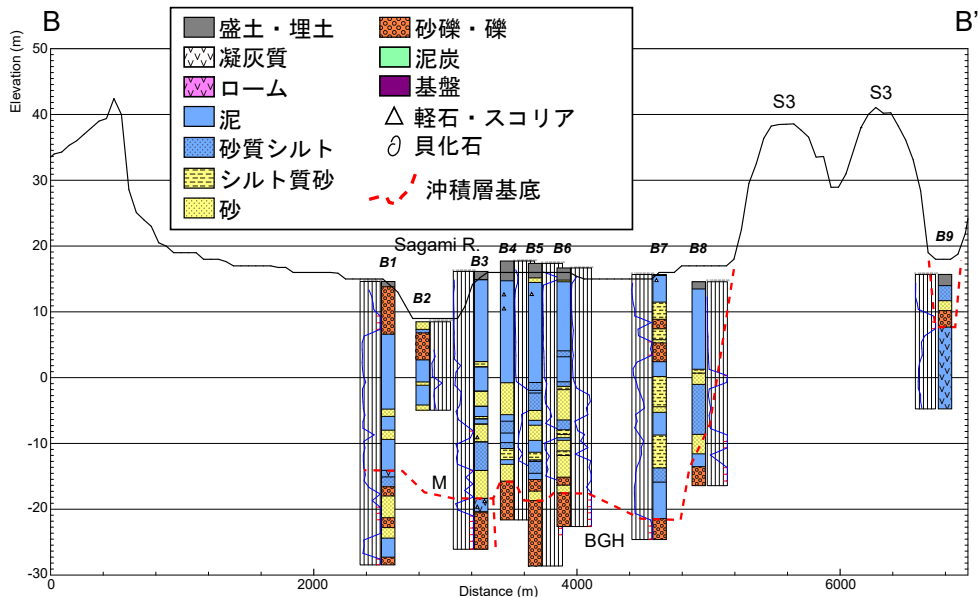
面を横切る (第 1 図, 第 3 図)。S3 面の地表高度は約 40 m である。

沖積層の層厚は 30 ~ 35 m である。B4 地点よりも東側ではローム層を載せない砂礫層が標高 -15 ~ -20 m に分布する。これらは BGH 層 (久保, 1997) と考えられ, 頂面高度は久保 (1997) と整合的である。

他方, B1 および B3 地点では標高 -15 m 付近に砂礫層の上位に軽石を含む火山灰質シルト層が認められた。これらがローム層であるとする, 層厚が 2 ~ 3 m 程度であることから M 面の埋没段丘面と考えられる。M 面と「沖積層基底」の比高はほとんどなく, この断面測線で両段丘面が斜交する可能性が示唆される。ただし, B1 地点ではこの層準よりも下位に N 値が 10 以下の軟弱な泥層が認められるため, BGH 層を覆う沖積層であるかもしれない。なお, 久保 (1997) の b-b' 断面では, M 面よりも西側にさらに T-1 面と N 面が認定されているが, 本報告では相模川右岸側のデータ密度が小さく, これらの埋没段丘面の存否は検討できていない。

3.3 C-C' 断面

この断面は現在の相模川河口から約 8 km に位置し, 断面図東部で S3 面, 西部で高座台地 (相模原市地形・地質調査会, 1984) またはそれよりも古い段丘面 (久保, 1997) を横切る (第 1 図, 第 4 図)。S3 面の高



第3図 地質断面図 (B-B' 断面).
Fig. 3 Geological section (B-B').

度は標高約 15 m, 高座台地またはそれよりも古い段丘面は標高 20 ~ 50 m である。

この断面では, BG または BGH 層に対比される礫層まで到達しているデータが得られていない。沖積層の層厚は少なくとも 40 m 以上 (標高 -30 m 以深) と考えられる。相模川河床よりも東側 (C5 ~ 7 地点) では層厚 3 ~ 4 m 程度のローム層を載せる平坦面が標高 -25 ~ -27 m 付近に分布し, T-1 面 (久保, 1997) と推定される。さらに東側の C8 地点ではローム層がやや厚く, その下位の砂礫層・砂層の分布標高も西側に比べて高い。これは S3 面を構成する地層の一部, あるいは埋没 S4 面である可能性が高い。

他方, C1 および 2 地点は高座台地またはそれよりも古い段丘面に位置し, 少なくとも 3 層の軽石層を含む層厚 25 m 以上の厚いローム層が認められる。ローム層下端の高度はおおよそ標高 -9 m である。これは後述する D-D' 断面で見られる高座台地のローム層下端の高度と比較して有意に低い。

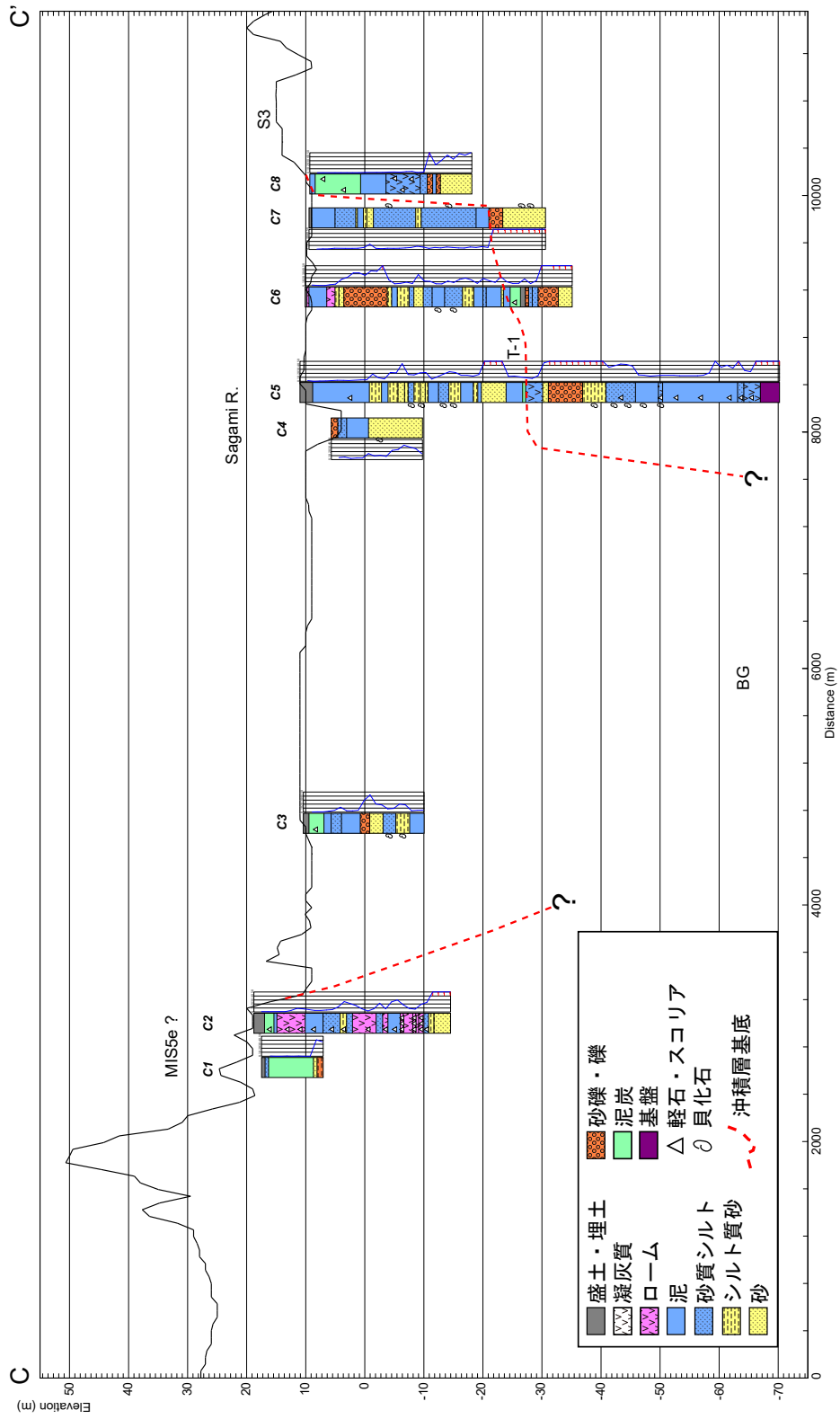
3.4 D-D' 断面

この断面は現在の相模川河口から約 6 km に位置し, 久保 (1997) の図 4-c の地質断面図にほぼ沿う測線である (第 1 図, 第 5 図)。断面図東部で S1, S3 面と高座台地を横切る。また, D5 地点のすぐ東側でも相模原面の一部を横切るが, 詳細区分のどれに対比さ

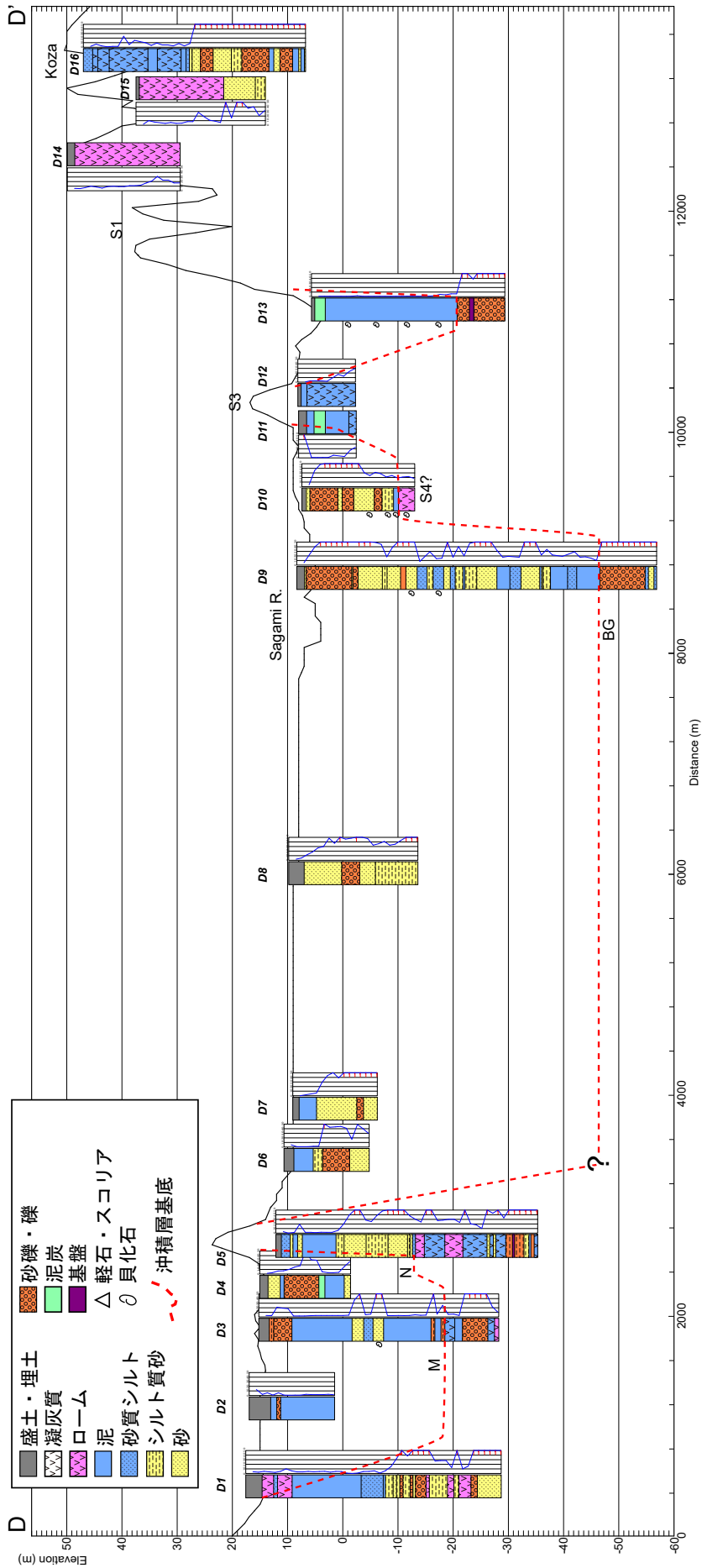
れるかは不明である。地表に見られる段丘面の標高は, S1 面が約 37 m, S3 面が約 17 m, 高座台地が約 50 m である。

沖積層の層厚は相模川河床付近でおおよそ 55 m, 支谷で 25 ~ 30 m 程度である。D9 地点ではローム層を載せない砂礫層が標高 -46 m 以深に認められる。この砂礫層の下位には *N* 値が 50 以上の砂層・泥層が認められることから, 砂礫層は久保 (1997) の BG 層に対比される。D10 地点では標高 -10 m 以深に層厚 3 m 以上のローム層が認められ, 埋没した S4 面または S3 面構成層の一部と考えられる。他方, 断面図西側の鈴川沿いでは, D3 地点で約 2 m, D5 地点で約 17 m のローム層が認められ, それぞれ M 面, N 面の埋没段丘面と推定される。

高座台地 (E14 ~ 16 地点) では層厚約 18 m のローム層が堆積しており, その下端高度は標高 +29 m である。上述したように, C-C' 断面では高座台地と同時代 (MIS5e) に形成された海成段丘の可能性のある地形面 (相模原市地形・地質調査会, 1984) において, ローム層下端の高度がおおよそ標高 -9 m に認められる。従って, 仮に両者がどちらも MIS5e に形成されたと仮定すると, 離水後に約 38 m の比高が生じたことになる。相模湾沿岸では MIS5e の海成段丘面が北西方向に傾動することが指摘されており (町田 1973; 町田・松島, 1976), 本研究で認められた比



第 4 図 地質断面図 (C-C' 断面).
Fig. 4 Geological section (C-C').



第5図 地質断面図 (D-D' 断面).
Fig. 5 Geological section (D-D').

高もこれにより生じた可能性がある。変位速度は離水年代を 125 ka とすると 0.30 mm/yr と見積もられ、松島 (1999) による海成層上限高度の分布から推定される変動速度 (縄文海進高頂期以降に約 2 m) ともおおむね調和的である。ただし、地形面対比が異なる可能性も残されており、さらなる検討が必要であろう。

3.5 E-E' 断面

この断面は現在の相模川河口から約 4 km に位置する (第 1 図, 第 6 図)。断面図東端部 (E12 地点) では地表付近にローム層が認められることから、測線のすぐ北に分布する高座段丘構成層と推定される。

この断面では、沖積層の層厚は約 70 m である。E3 地点では N 値 50 以上を示す砂層を覆う砂礫層が標高 -65 m 以深に認められ、BG 層に対比される。このすぐ東側の E4 地点では標高 -45 m 以深に軽石混じりのローム層が認められる。このローム層の層厚が約 17 m とやや厚いことからこれは埋没した T-1 面とは考えにくく、久保 (1997) の示す段丘面高度分布を考慮すると埋没した S5 面あるいは N 面と推定される。さらに東側の E5 および E6 地点では、標高 -32 m 以深に層厚が 1 ~ 2 m 程度と薄いもののローム層の分布する平坦面が認められ、 N 値 20 以上を示す軽石混じりの砂層・泥層を覆う。久保 (1997) の示す段丘面高度分布を考慮すると、これは埋没した S4 面と推定される。E7 地点よりも東側では、標高 -10 ~ -15 m 付近よりも下位に層厚 13 m 程度のローム層が認められ、埋没した S3 面または縄文海進時に形成された埋没波食台と推定される。

3.6 F-F' 断面

この断面は現在の相模川河口から約 2 km に位置する (第 1 図, 第 7 図)。

この断面では、BG 層に対比される礫層まで到達しているデータが得られておらず沖積層の層厚は不明であるが、F5 地点のデータから少なくとも 35 m 以上と推定される。他方、相模川の左岸側にはローム層を載せる面が 2 面認められる。F7 地点では層厚 12 m のローム層が N 値 20 以上の泥層を覆う。ローム層下端が標高約 -37 m であり、S3 面または S4 面の埋没段丘面と推定される。また、F9 地点以東では標高 -9 ~ -10 m 付近に平坦面が分布しており、埋没した S3 面または縄文海進時に形成された埋没波食台と推定さ

れる。断面図西部の F2 地点では層厚約 1 m のローム層が標高 -10 m 付近に認められ、これを覆って沖積層と推定される N 値 30 前後の貝殻混じりの砂層が堆積する。この面は S3 面や埋没波食台に対比される可能性があるが、東側への連続性が不明で相模川左岸側との関係はよく分からない。

3.7 G-G' 断面

この断面は現在の海岸線沿いに位置し、久保 (1997) の Fig. 4d の地質断面図とほぼ沿う測線である。(第 1 図, 第 8 図)。

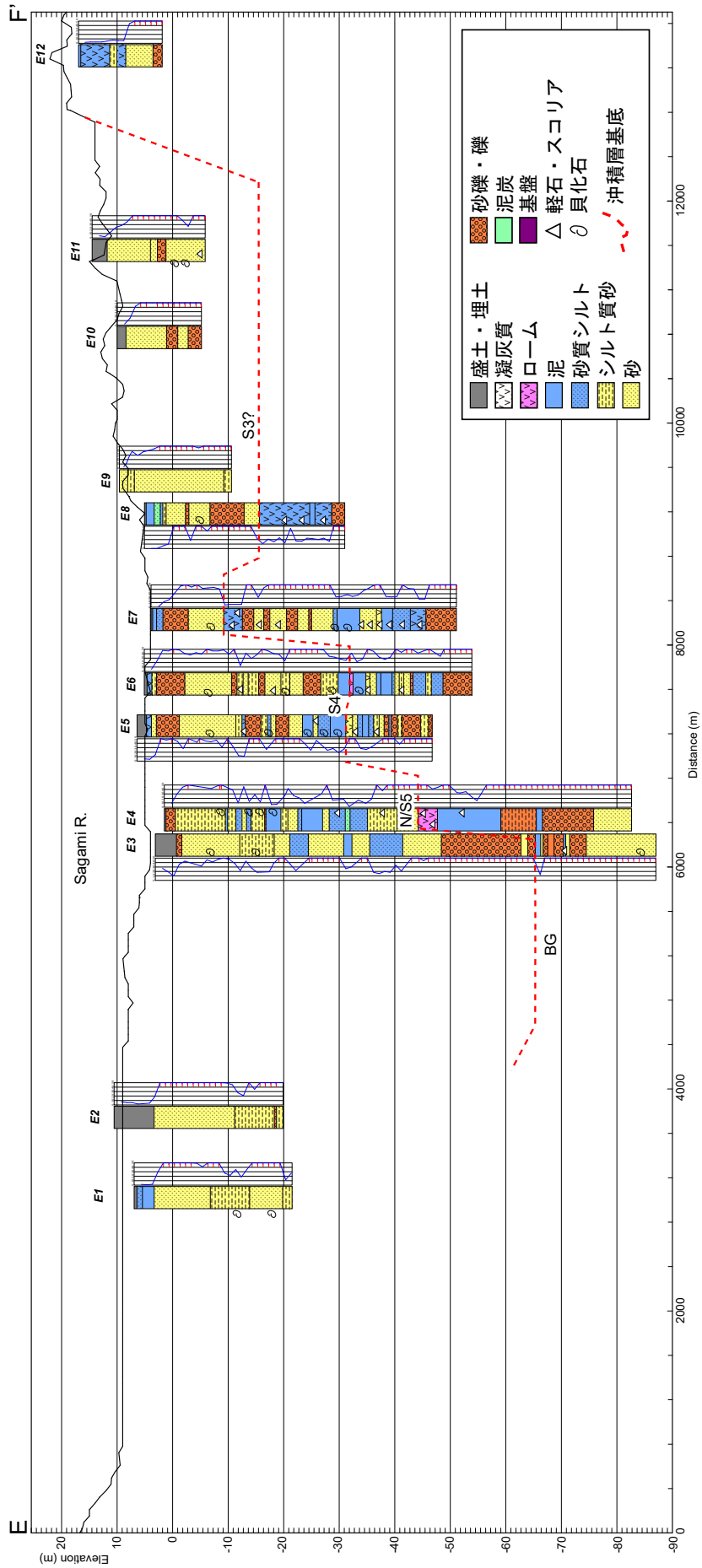
この断面では G5 地点以西と G9 地点以東にローム層の載る埋没段丘面が分布していることが示唆された。G9 地点では標高 -73 m 付近に層厚約 6 m のローム層が N 値 50 以上の泥層や砂礫層を覆っており、埋没した N 面または T-1 面と推定される。また、G11 地点以東では標高 -20 m 前後に N 値がおおむね 40 以上となる泥層が認められ、G14 地点ではローム層が少なくとも 14 m 堆積している。この平坦面は S3 面あるいは埋没波食台とかがえられる。相模川右岸側でも標高 -40 ~ -50 m 付近に層厚 1 ~ 2 m の薄いローム層が認められ、これらは S4 面に対比されるかもしれない。

上記の埋没段丘面の分布から、氷期の相模川の谷地形は H6 ~ H8 地点の間に存在していると推定されるが、BG 層まで到達する資料がなく「沖積層基底」の高度は分からない。この断面測線の約 650 m 北側の標高 -82 m の砂層中から 11,600 ± 245 yrBP の年代測定値を示す木片が報告されていることから (第 1 図, 奥村・見上, 1976)、BG 層は少なくとも -80 m よりも深い位置に分布すると考えられる。

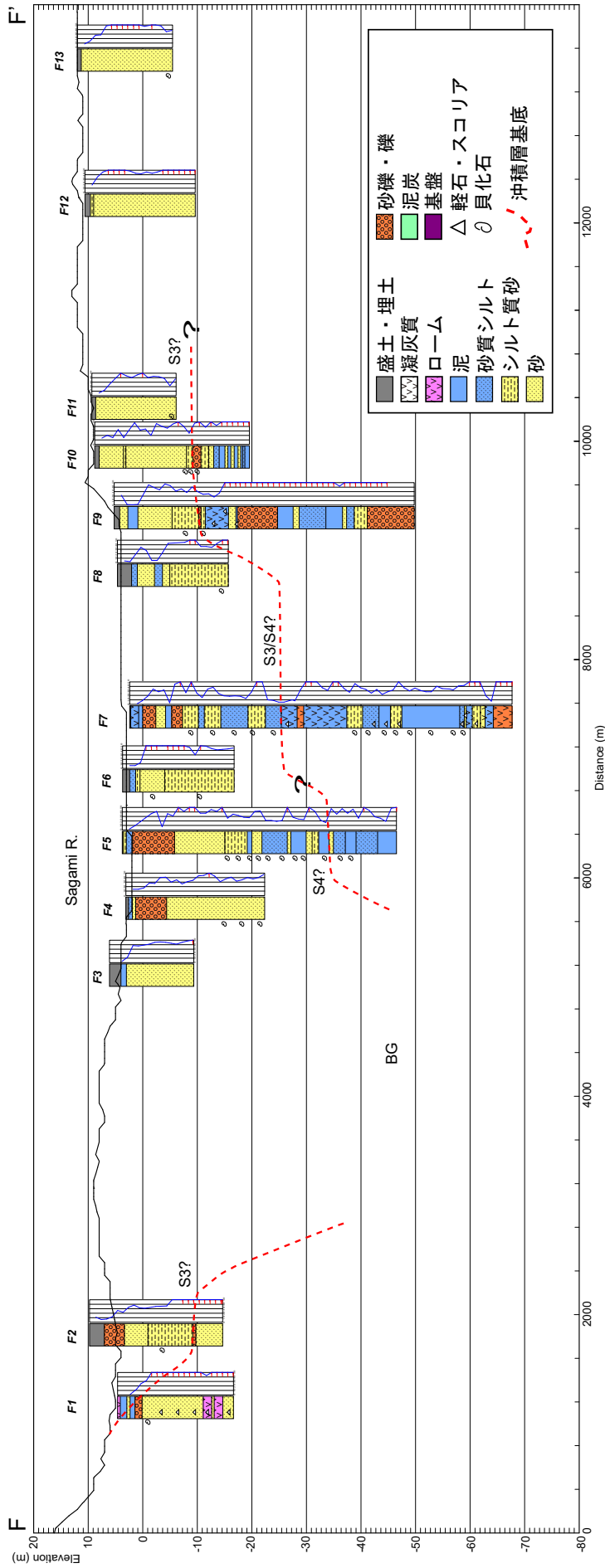
3.8 H-H' 断面

この断面図は現在の相模川河床にほぼ沿う縦断面図である (第 1 図, 第 9 図)。

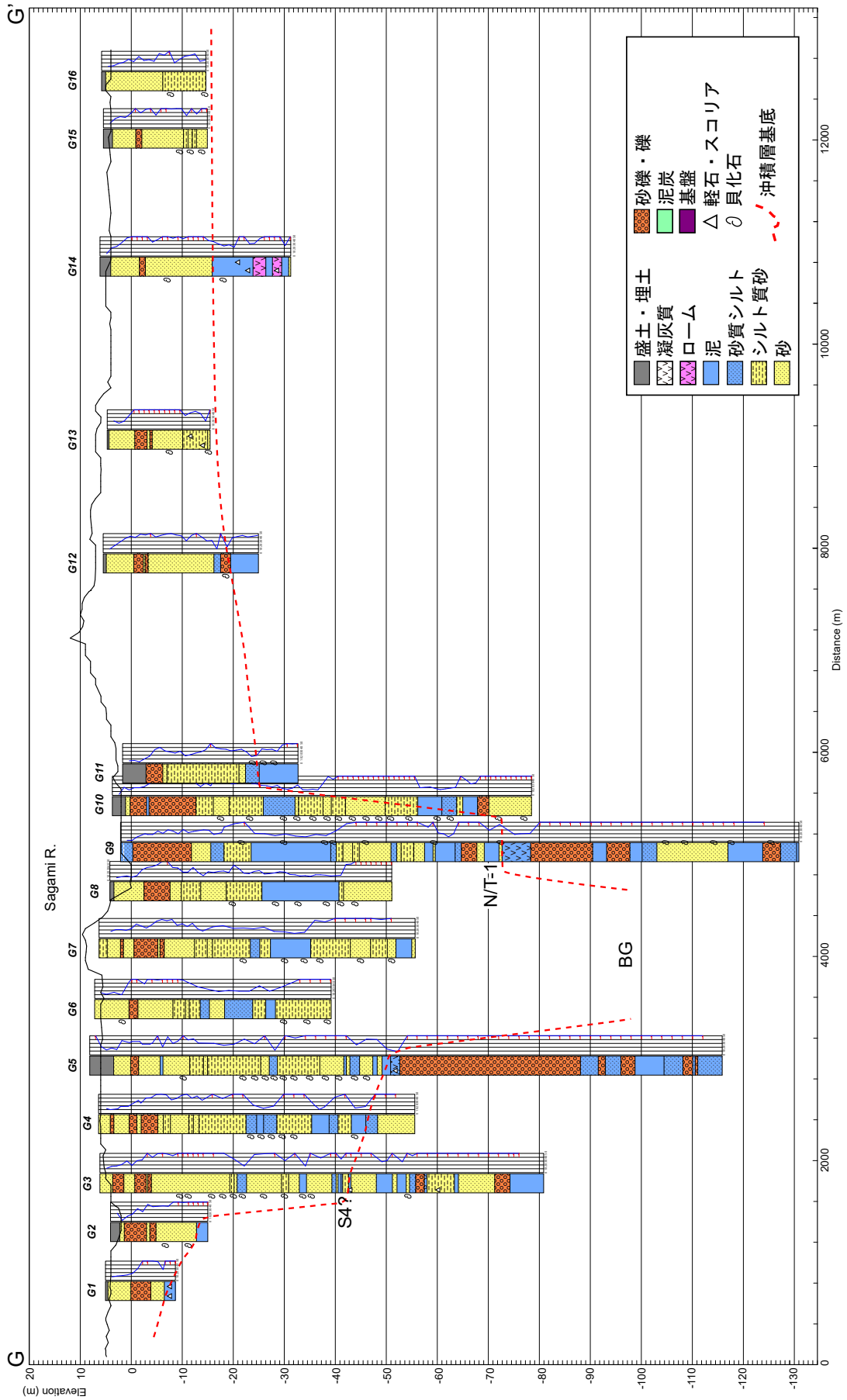
H5 地点よりも南側で砂礫層を覆う砂泥互層が認められ、「沖積層基底」が認定できる。その高度は、H5 地点で標高約 -4 m、H11 地点で標高約 -29 m である。H12 地点よりも南側では、ローム層が砂礫層を覆うことから埋没段丘面が分布していると推定され、最終氷期 (MIS2) における相模川の谷は本断面図測線よりもやや西側に位置していた可能性が高い。H12 ~ 15 地点および H19 地点ではローム層の層厚が 5 m



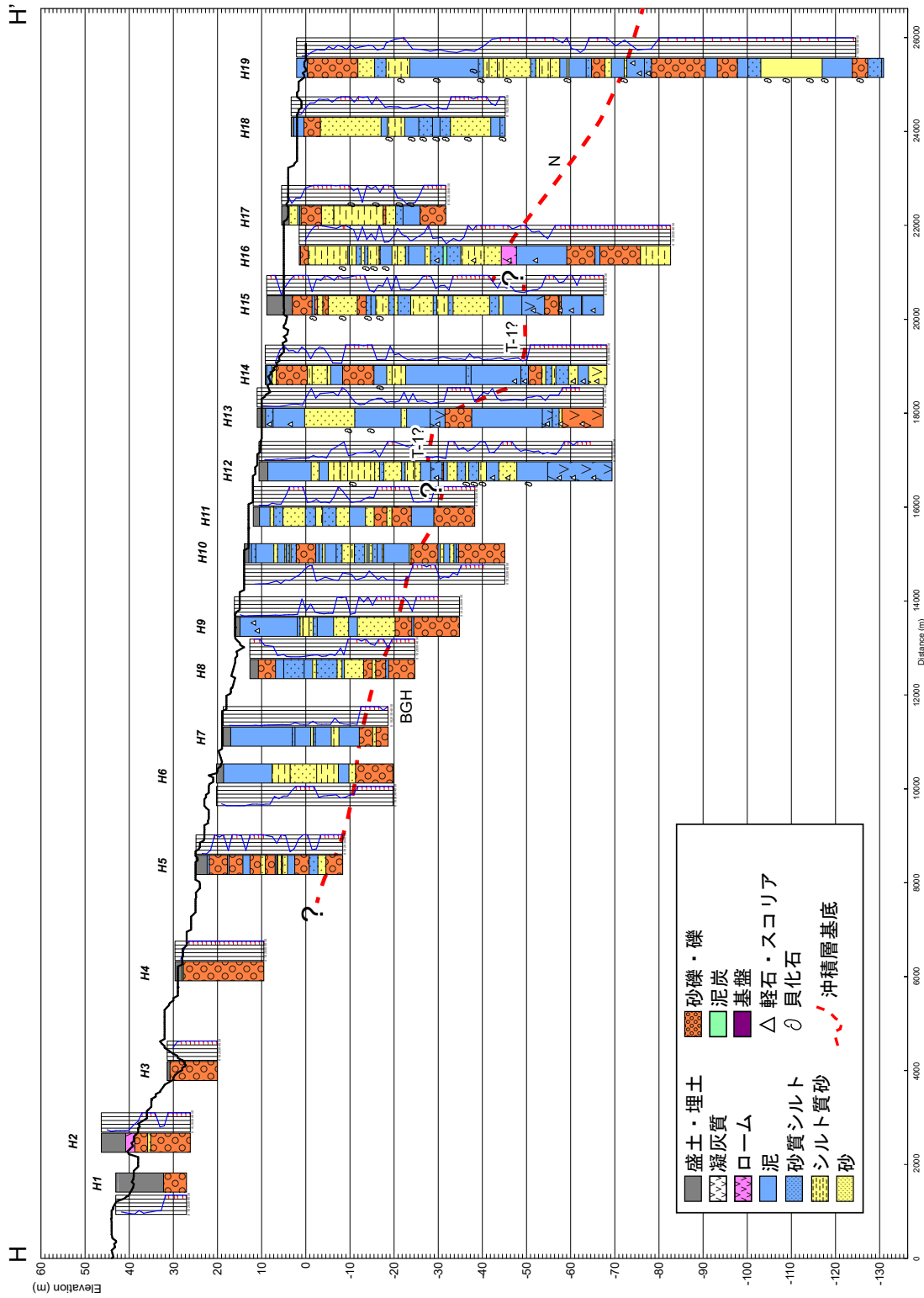
第6図 地質断面図 (E-E' 断面).
Fig. 6 Geological section (E-E').



第 7 図 地質断面図 (F-F' 断面).
Fig. 7 Geological section (F-F').



第 8 図 地質断面図 (G-G' 断面).
Fig. 8 Geological section (G-G').



第9図 地質断面図 (H-H' 断面).
Fig. 9 Geological section (H-H').

程度であることから、埋没した T-1 面あるいは N 面であると推定される。ただし、H13 および H14 地点間では高度が不連続で、今後段丘面対比についてさらなる検討が必要である。また、H16 地点ではローム層が他の地点に比べて厚く、N 面の可能性が高い。

沖積層の構造は、貝塚・森山（1969）の指摘するように、浜堤の発達する平野南部で砂層・砂礫層が厚く粗粒であるのに対し、浜堤よりも陸側では泥層を主体とするという特徴を示す。しかしながら、貝塚・森山（1969）がヤンガー・ドリラス期の海退に伴う河川性堆積物と解釈した MG 層については、本断面図で対比される堆積物が認定できない。貝塚・森山（1969）によれば MG 層は H12 および H13 地点付近の標高 -30 ~ -40 m 付近に見られるが、これらの地点では該当する高度にローム層に覆われた砂礫層が分布しており、埋没段丘構成層を沖積層の一部と誤認している可能性がある。

平野中～南部には貝化石混じりの砂層や泥層が分布しており、これらの分布域から縄文海進による海域の拡大は H12 地点付近まで及んだと推定される。H12 ~ 14 地点では標高 -20 m 程度以浅に貝化石が認められ、それより下位では貝化石を含まない泥層が堆積している。これらは単にコア記載時に見落とされた可能性もあるが、層序や標高などからこの地層に対比されると考えられる堆積物（泥炭）から $9,520 \pm 125$ yr BP の年代測定値が報告されていることから（奥村・見上，1976）、海進期の氾濫原堆積物である可能性が高い。H17 ~ 19 地点では貝化石混じりの泥層の上位に貝化石混じりの砂層が堆積している。砂層の基底は標高 -20 m 付近で揃っており、この高度は、上述した E-E' ~ G-G' 断面を参照すると、相模川河床の東側に分布する埋没波食台や埋没 S3 面の高度とほぼ一致する。従って、波食台や沈水した段丘面の高まりに浜堤が形成され始め、次第に西側へ成長していったことが示唆される。

4. まとめ

相模川下流平野を対象として自治体の所有する既存の地下地質資料を収集した。このうち、XML ファイル化した計 11,410 本分のデータに基づき、ボーリング柱状図解析システムを用いて計 9 測線で地質断面図を作成した。その結果、沖積低地下に更新世段丘

S3 ~ 5 面、N 面および T-1 面に対比されると考えられる埋没段丘面を認定することができた。今後、対象地域南西部の平塚市や伊勢原市のデータなどを解析に加え、埋没段丘面の対比、分布高度について検討し、段丘面分布の解明を目指す。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、神奈川県都市整備技術センターの加藤嘉成氏、横浜国道事務所の武樋大介氏、寒川町の畠山 学氏、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、伊勢原市管財契約課の村上正則氏、厚木市の吉岡篤広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。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文献

- 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。
- 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・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。
- 神奈川県都市整備技術センター（2015）「かながわ地質情報 MAP」。http://www.toshiseibi-boring.jp/（参照日：2016 年 1 月 29 日）。
- 活断層研究会編（1991）『新編日本の活断層—分布図と資料—』東京大学出版会。437p。
- 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。
- 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.

町田 洋 (1973) 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.

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・松島義章 (1976) 下末吉海進初期の古環境に関する若干の資料. 第四紀研究, **15**, 136-140.

松島義章 (1999) 完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域の地形変動. 第四紀研究, **38**, 503-514.

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). 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.

相模原市地形・地質調査会 (1984) 相模原の地形・地質調査報告書. 57p. 相模原市教育委員会.

相模原市地形・地質調査会 (1985) 相模原の地形・地質調査報告書 (第 2 報). 61p. 相模原市教育委員会.

相模原市地形・地質調査会 (1986) 相模原の地形・地質調査報告書 (第 3 報). 96p. 相模原市教育委員会.

相模原市地形・地質調査会 (1990) 相模原の地形・地質調査報告書 (第 4 報), 富士相模川泥流と最終氷期. 63p. 相模原市教育委員会.

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.

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)

Preliminary report of geological survey on geological structure of the Quaternary deposits in the eastern part of Oiso Hills, central Japan

水野清秀^{1*}
Kiyohide Mizuno^{1*}

Abstract: Interpretation of aerial photographs and geological surveys were conducted to clarify geological structure of the Quaternary deposits in the eastern part of Oiso Hills, central Japan. In the south part of the surveyed area, there are E-W trending active faults, e.g. the Komukai fault, flexure or anticline structure of the Quaternary deposits and other lineaments, where the late Pleistocene terrace surfaces show deferent altitude distribution. In the northeast part, N-S trending some active faults concluding the Shimokichisawa fault newly identified and lineaments were recognized to be distributed. The possibility that some active faults lie concealed in Sagami Plain should be verified by subsurface investigation.

Keywords: Quaternary deposits, terrace deposits, active fault, lineament, Oiso Hills, Sagami Plain

要旨

大磯丘陵東部地域に分布する第四紀層の地質構造を明らかにする目的で、空中写真判読と地表地質調査を実施した。南部では主として小向断層などの東西走向の活断層や第四紀堆積物の撓曲あるいは背斜構造などによって段丘面の分布標高が変化していることが示された。北東部では、新たに命名した下吉沢断層など南北方向に平行に複数の断層が存在すると推定された。相模平野内にも活断層が伏在している可能性があり、平野地下の地質調査によって検証する必要がある。

1. はじめに

「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトのサブテーマ「平野域の地質調査」では、平成 26 年度から平成 28 年度までの間に、主として南関東の足柄平野から相模平野周辺にかけての地域と、九十九里平野での浅層地下地質と第四紀層の地質構造を明らかにすることを目的として、ボーリング調査、地下地質

資料解析や地表地質調査などを進めている。その中で足柄平野と相模平野に挟まれた大磯丘陵では、西端に国府津—松田断層、北縁部に渋沢断層及び秦野断層、東縁部には伊勢原断層などいくつかの活断層が存在し、第四紀後半における地殻変動のきわめて激しい地域である(第 1 図:杉山ほか, 1997;活断層研究会編, 1991 など)。特に大磯丘陵東部は、相模平野の地下地質を解明するうえで重要であるが、ほかの地域に比べて物理探査やボーリングなどの調査が少なく、地質構造が十分解明されているとは言えない。そこで、平成 27 年度には、大磯丘陵東部を中心として地表踏査や空中写真判読などを行った。本報告では、大磯丘陵東部の地質構造に関する課題を整理するとともに、これまでの野外調査などから明らかになった点を報告する。なお、大磯丘陵の地質や断層に関する論文は多くあるが、紙面の都合上、本報告ではそのうちの代表的なもののみを引用している。

2. 大磯丘陵東部の地質概略

大磯丘陵東部には、標高 200 m 前後の基盤岩から

* 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 相模湾沿岸域の活断層分布図と調査地域 (第 2 図) の範囲。
杉山ほか (1997) の活構造図「東京」(部分)に加筆。

1: 国府津一松田断層, 2: 渋沢断層, 3: 秦野断層, 4: 伊勢原断層
Fig.1 Map showing distribution of active faults along Sagami Bay and surveyed area (Fig.2).
Modified from Neotectonic Map Tokyo (Sugiyama et al.,1997).
1: Kozu-Matsuda fault, 2: Shibusawa fault, 3: Hadano fault, 4: Ishihara fault.

なる小規模な山地が散在し、高麗山—浅間山周辺には中期中新世の堆積岩、火山岩類からなる高麗山層群と後期中新世～鮮新世の堆積岩からなる大磯層、鷹取山周辺には後期中新世～鮮新世の堆積岩である鷹取山層、谷戸層が分布する。丘陵南部や西部にも後期中新世～鮮新世の堆積岩、火山岩類が点在する (Ito, 1986; 蟹江ほか, 1999; 石浜ほか, 2012 など)。これらの基盤岩類を覆って、第四紀の地層が広く分布している。それらは前期更新世末～中期更新世前半頃の海成層である前川層や二宮層群などとそれらを覆う中期更新世後半以降の海成～河川成地層群及び箱根火山を主たる噴出源とする軽石層、スコリア層などからなるローム層である。大磯丘陵西部では、中期更新世中頃以降に堆積した厚い河川成礫層がみられるが、中央部の二宮町付近を中心に細粒相に変化し、また中央部から東部地域では、海進・海退の影響を受けて海成・非海成層、あるいは水成層と風成のローム層の繰り返しが見られる。(町田・森山, 1968; 遠藤・上杉, 1972; 矢野, 1986; 関東第四紀研究会, 1987; Yamazaki, 1992; 森, 2007 など)。大磯丘陵東部では、特に約 25 万年前以降に堆積した早田層 (遠藤・上杉,

1972) ～最終間氷期 MIS5e を主堆積時期とする吉沢層 (町田・森山, 1968) が広く分布している。

大磯丘陵東部には複数の活断層があり、地質構造はかなり複雑である (Kaneko, 1971 など)。高麗山—浅間山山地内の湘南平では、標高 160m 前後とかなり高い位置に MIS5e 期に波食台として形成されたと考えられている平坦面が分布しているが、その北には東西走向の小向断層 (貝塚ほか, 1977) があり、吉沢層の分布標高は 50m 程度にまで落ちている (町田, 1973; 森, 2007: 第 2 図参照)。また、大磯丘陵と相模平野の境界には、南北走向で東側が沈むセンスのくさ公所断層が推定されている (貝塚ほか, 1977; 東郷ほか, 1996a, b)。鷹取山南—南東の不動川にそった低地周辺は、生沢構造谷と呼ばれている (関東第四紀研究会, 1987)。これらの断層や地質構造の正確な連続性については、十分に解明されておらず、それらの解明を目的に、調査を実施した。

3. 調査方法

活断層の連続性や、基準となる地形面を捉えること

を目的にして、まず、空中写真判読を行った。判読には、全域に対して国土地理院 1983 年撮影のカラー空中写真 CKT-83-3 を用いたほか、1980 年頃既に地形改変が著しかった地区では、国土地理院地理空間情報ライブラリー (<http://geolib.gsi.go.jp>) から 1950 年代～1960 年代に撮影された空中写真をダウンロードし、閲覧した。活断層の可能性が考えられるリニアメントを抽出するとともに、段丘面区分を行った。大磯丘陵では、隆起浸食速度が大きいうえに、厚いローム層が堆積していることから、吉沢層及びそれより古い地層では、ある程度の定高性は読めるものの、堆積面を認識することは非常に難しい。そこでより新しく地形面が認識できるものを抽出した。現地調査によると、それらの面を認識した場所では、水成堆積物に重なるローム層は薄く、吉沢層に重なる軽石層主体の吉沢ローム層（町田・森山，1968）とは異なりスコリア主体で固結度が低い新期ローム層がのっている場合が多かった。

地表踏査ではリニアメントに沿って、断層や地層の変形がみられるかどうかの観察を行うとともに、地層に挟まるあるいは上に重なるローム層中の代表的な軽石層や火山灰層の層相記載と採取を行った。そして町田（1971）や上杉（1976）などの記載に基づいてテフラの同定を進めているが、軽石層の識別はなかなか難しく、現時点では広域火山灰の対比を中心に年代の検討を進めている段階であり、軽石層などの正確な対比はここではふれない。

4. 調査結果

地質構造の推定に使えるような代表的な地形面、リニアメント、活断層、露頭等の情報を第 2 図に示す。なお、地形改変が著しい区域が多いことから、基図には、昭和 32 年に地理調査所から発行された 2.5 万分の 1 地形図「平塚」及び「伊勢原」の一部を使用した。

1) 高麗山—浅間山周辺

湘南平に分布する吉沢層については確認することができなかったが、さらに南の地点 1 付近にも地層が分布することが示されており（森，2007）、標高 108m ぐらいのところでは高さ 50cm ほどの露頭に中礫サイズの円～亜円礫層を確認した。ここでは上に重なるローム層が欠如していることから、吉沢層に相当するかどうかは不明である。山地内では、東西走向の右

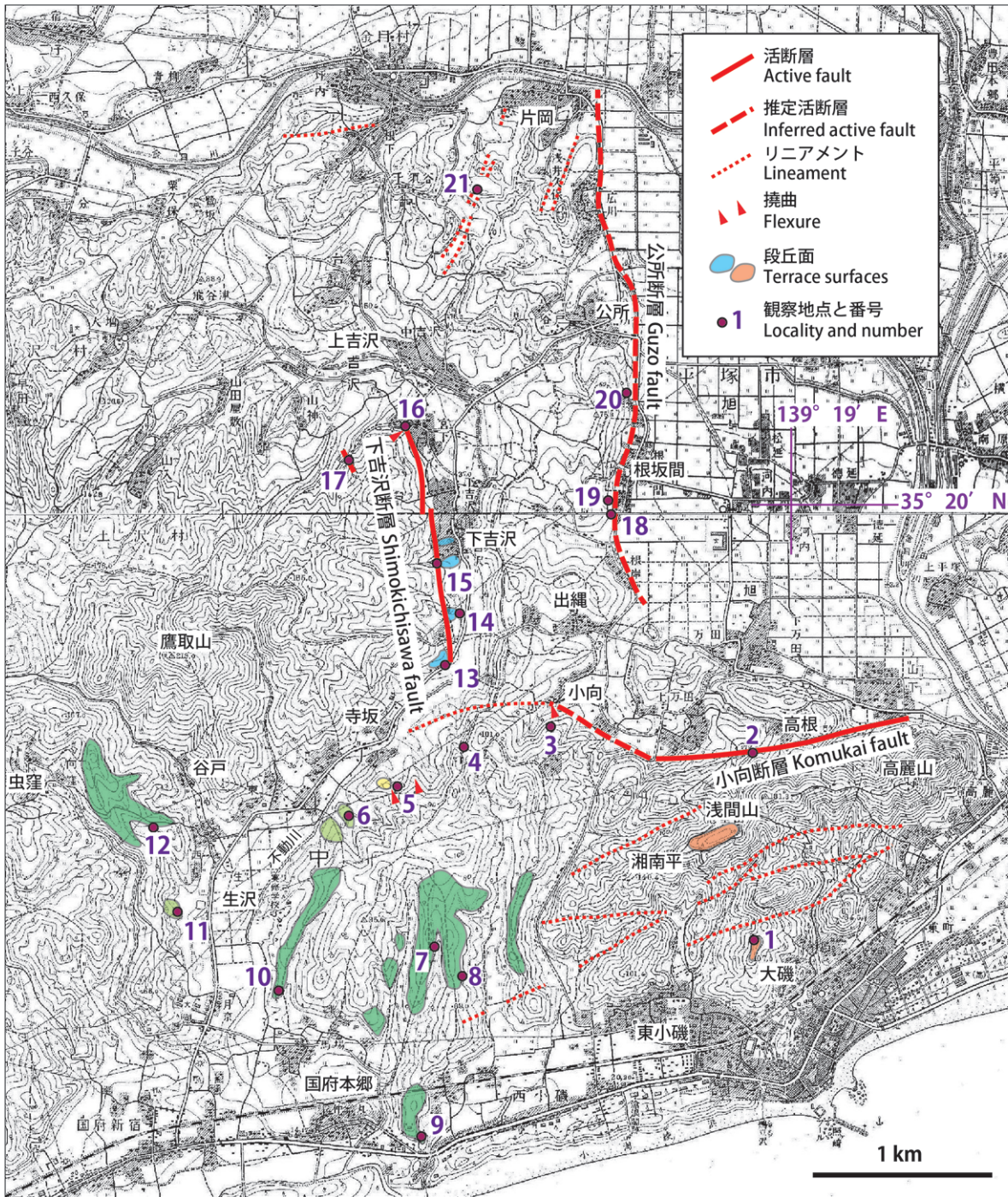
横ずれを伴う断層が存在する（Kaneko, 1971）。またそのほかのリニアメントも多数認められ、湘南平を最高点として、概して南に段階的に下がっていく断層構造が存在すると推定しているが、今後詳細な地質調査が必要である。また、MIS5e 期の段丘面高度は、相模平野東側の台地では、南東から北西に向かって 70 m から 15 m 以下へと下がっている（町田，1973）が、高麗山山地での標高とは大きく異なることから、相模平野の地下に東側を沈降させる断層が存在している可能性がある。平成 28 年度に相模平野内でのボーリング調査を計画しており、こうした地質構造の解明を行う予定である。

湘南平北方の小向断層については、森（2007）に高根地区で吉沢層とその上位のローム層が基盤の高麗山層と接する断層露頭が示されているほか、地点 2 において、吉沢層の円礫層を挟む砂層が変形を受けて急傾斜している露頭を確認した。地点 3 の北では、二宮層群と考えられる砂層が N62° E 走向で北に 46° 傾斜していた。この付近から西では、古い空中写真によると東西方向に続く斜面上の傾斜変換点がみられ、地層の撓曲部を示している可能性がある。

2) 寺坂—国府本郷地区

この地区は、浅間山から西に続く丘陵地とその北側の沖積低地が主体で、北西には礫岩、砂岩などの固結した堆積岩から構成される鷹取山が位置している。この山地と沖積低地の境界は、北東—南西方向にやや直線的であるが、断層の存在は確認できていない。低地南東側の丘陵地はほとんどが標高 100m 以下で、二宮層群の上に礫層などが重なっていて、主に未固結の地層が分布している。

鷹取山西方の虫窪には、吉沢層が分布している（町田・森山，1968；関東第四紀研究会，1987）。その地形面よりもいくぶん保存がよく、少し新しい段丘面と考えられるものが、その東側の地点 12 付近に見られ、淘汰の良い中礫サイズの円礫層で構成されている。この段丘面は、緩く南の生沢のほうへ傾き下がっていて、低地縁辺の地点 11 に、類似した中礫サイズの円～亜円礫層からなる地層がみられる。地点 6 付近にも類似した円礫層がありその上に薄いシルト層が重なっている。また地点 5 付近では、軽石礫や火山灰質砂～シルトを多量に含む、厚さ 10m 以上に及ぶ中礫サイズの淘汰のよい亜円礫層が最大 18° の傾斜で北北西に傾斜しており（第 3 図）、それを不整合に覆っ



第 2 図 大磯丘陵東部の活断層、リニアメント、主な段丘面分布図及び地点図。

基図は、昭和 32 年地理調査所発行の 2.5 万分の 1 地形図「伊勢原」及び「平塚」の一部を使用した。

Fig.2 Map showing distribution of active faults, lineaments, main terrace surfaces, and described locality points. Parts of 1:25,000 topographical maps “Isehara” and “Hiratsuka” published by Geographical Survey Institute of Japan in 1957 were used as base maps.

て、中礫～大礫サイズの垂円礫層が分布している。少し北では下位の傾斜した地層は逆に南に緩く傾くようになる。上位の礫層は、地点 6 付近の礫層と類似した分布高度を示すが、堆積物の層相がやや異なる。傾斜した地層を、町田・森山 (1968) は吉沢層とし、関東第四紀研究会 (1987) は、生沢層群と呼んで早田層

よりも古い地層と捉えている。地点 4 や地点 3 にも、淘汰の良い中礫サイズの円～垂円礫層が分布しているが、これが地点 5 付近の傾斜した礫層と同層準かどうかは明らかにできなかった。一方、この丘陵の南側にも段丘面がみられ、地点 7, 8, 9, 10 で淘汰の良い中礫サイズの円～垂円礫層が観察された。段丘面は、



第3図 軽石の二次堆積層を挟む北に傾斜した中礫層の露頭写真（地点5）。
露頭の高さは約6m。

Fig.3 Photograph of the northward-dipping pebble gravel bed intercalating reworked pumice layers at Loc.5.
Outcrop scale is about 6m high.

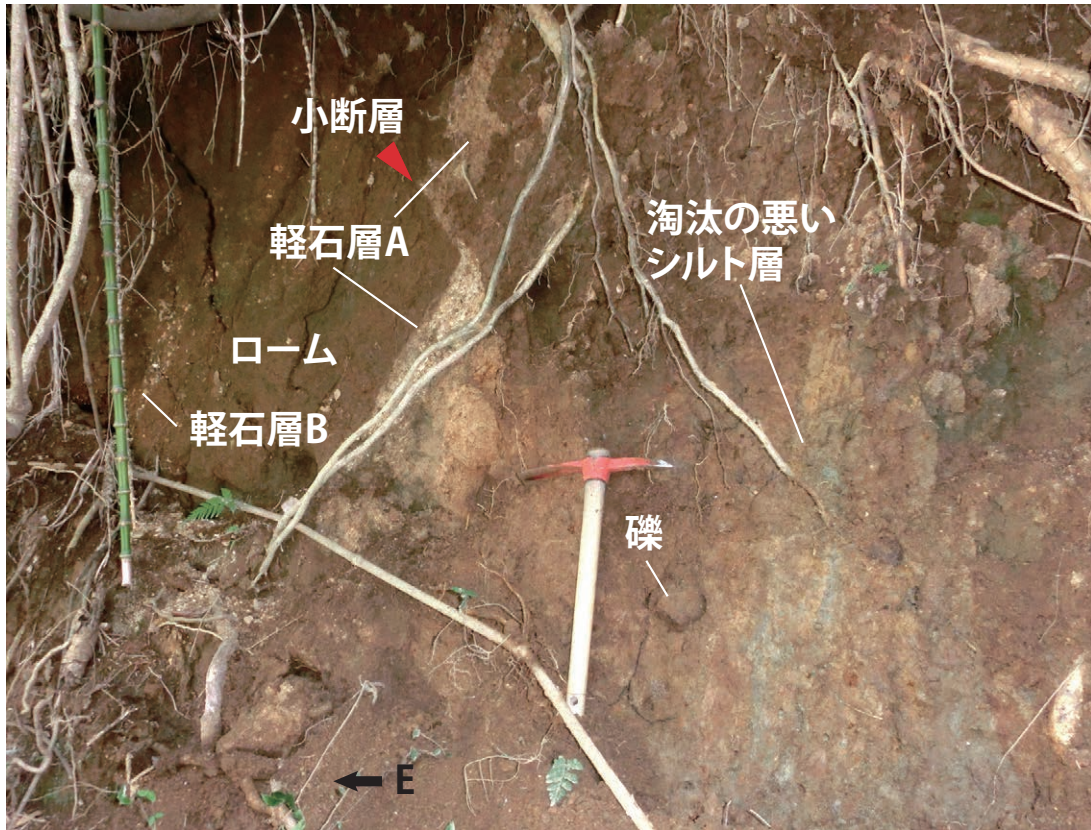
地点12と同程度に開析されているが、いずれも南に緩く下がっていく。しかし、詳しく見ると段丘面に多少の変形がみられ、また分布高度も若干異なっていて、厳密に同時期の堆積物ではないかもしれない。これらの段丘面は地点3、4の地形面ほど開析が進んでいないため、それらの礫層よりは新しいと思われる。

段丘面の対比によって、生沢構造谷の形成史は変わってくるが、地点12と地点7～10の段丘面がもともと連続していて、地点5付近にみられる撓曲運動によって分断され、分断後に低地に沿って地点6や地点11あるいは地点5付近の段丘礫層が堆積した可能性、これらの段丘面がもともとはすべて連続していて、段丘面の形成に影響を与えていた撓曲運動がさらに発達することによって分断された可能性などが考えられる。これらの地層の正確な堆積年代を求めることが課題として残されている。正確な時期は別にして、地点5付近に東北東—西南西ないしは北東—南西走向の北落ちの断層、その少し南側に東西方向を軸とす

る背斜構造が形成されたことはほぼ間違いない。

3) 下吉沢地区

鷹取山東方の下吉沢地区では、空中写真判読によると、南北走向、東落ちの断層崖地形が明瞭であり、Kaneko(1971)に図示されている。この断層を、最新の地名呼称に基づき、^{しもきちさわ}下吉沢断層と呼ぶ。地点15では、西側の鷹取山層の礫岩層と東側のローム層主体の地層が南北走向、ほぼ垂直の断層面で接していると考えられる。露頭写真を第4図に示す。風化した鷹取山層のすぐ東側に淘汰の悪い薄いシルト層がN4°E、86°Eの走向傾斜でほぼ直立している。そのすぐ上位には鷹取山層から洗い出されたとみられる円礫が点在するローム質シルト、さらに風化した軽石層を挟むローム層がみられ、いずれも急傾斜するとともに、小断層によって変形を受けている。薄いシルト層は断層粘土かもしれないが、明瞭ではない。この露頭の東側には、低位段丘面を構成する淘汰の悪い中礫とスコリア質ロームが混じった地層がみられる露頭があり、中央部



第 4 図 地点 15 における下吉沢断層近傍の急傾斜した地層の写真。
ハンマーの柄の長さは約 35cm.

Fig.4 Photograph of steeply deformed layers near the Shomokichisawa fault at Loc.15.
The length of the pick helve is about 35 cm.

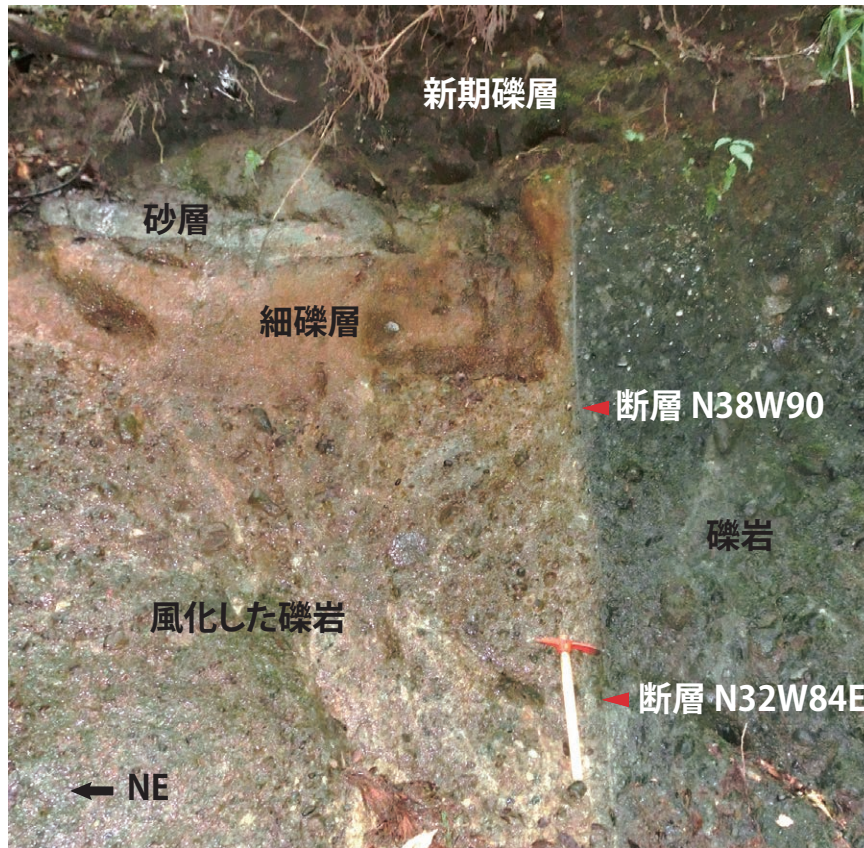
に厚さ約 4 cm の火山灰層が挟まれている。この火山灰層はバブル型の火山ガラスを主体とし、ごく少量の重鉱物として両輝石と角閃石を含み、始良 Tn 火山灰(町田・新井, 1976) に対比される。この火山灰層は、断層近傍の軽石層のおよそ 5 ~ 6 m 上位層準に位置すると推定された。

中礫サイズの亜円礫層を主体とする低位段丘堆積物は、地点 13 及び 14 に見られる。両地点の段丘面が同じ面とすると、地点 13 の面のほうが標高が数 m 程度高く、段丘面形成後に断層変位を受けていると考えられる。断層北端の地点 16 の河床では、吉沢層よりは古いと思われる軽石層を挟む砂礫主体層が 12° 程度北東に傾斜しており、断層そのものは確認できなかったが、部分的に乱されて、最大 40° の傾斜で東に傾くところがみられた。この地層は関東第四紀研究会(1987) の地質図に基づくと早田層からその上位の土屋層層準と推定される。この沢の少し上流にあたる地点 17 では、これらとほぼ同時期と推定される地層と鷹取山層の礫岩が接する断層露頭が観察された(第 5 図)。断層面は走向 N38° ~ 32° W、傾斜は 84° ~ 90°

E と東側沈下の高角の正断層で、幅 1 cm ほどの破碎帯が形成されていた。沢沿いに分布するかなり新しい礫層がこの断層を覆っている。この断層に対応する地形は明瞭ではなく、連続性は不明である。

4) 出縄一片岡地区

高麗山一浅間山山地の北方、出縄^{いでなわ}一片岡地区では、丘陵東端は南北方向の急崖が断続的に続き、東側が沈降した公所断層が推定されている(貝塚ほか, 1977)。東郷ほか(1996a, b) は、根坂間、公所付近を活断層と認定し、それ以外は推定活断層としているが、直接的に断層露頭が確認されているところはない。千葉(1982) は、地点 19 (丘陵と沖積低地の境界の崖線から 50 m ほど西側) で、吉沢ローム層から上位のローム層を変位させる南北走向、西側落ちの正断層群を記載し、根坂間断層と命名しているが、公所断層とは落ちのセンスが逆である。台地と沖積低地の境界に位置する地点 18 では、崖下に吉沢層と考えられるシルト及び水つきロームなどからなる地層が分布するが、ほとんど水平で明らかな変形は見られなかった。公所断層が存在するとなると、より平野側に伏在



第5図 地点17における断層露頭の写真。ハンマーの柄の長さは約35cm。
Fig.5 Photograph of the fault outcrop at Loc.17. The length of the pick helve is about 35 cm.

していると考えられる。また、千葉・森(1983)は地点20付近の公所断層が位置すると推定される崖線よりも西側で、主として南北走向の多数の西落ち、東落ちなどの正断層群を記載し、公所断層より西に西落ちの根坂間断層、さらに西側に東落ちの日向岡断層を設定した。なお、その北端には、東西走向で地層が北に傾斜する「公所撓曲崖」も示されている。

古い空中写真を判読すると、上述の断層群と同じように、片岡地区に、北北東—南南西方向に伸びた見かけ上、東側隆起及び西側隆起の地塁・地溝を示すようなリニアメントが複数認められる。地点21では、見かけ上、西側が隆起した比高3m程度の低崖が現在でも残っているが、この崖は北や南にある程度連続する。地点21の50mほど東側には逆に見かけ上、東上りの崖が古い空中写真では認められ、1kmほど断続的にみられる。この東上りの崖の位置は、北方に位置する伊勢原断層の南の延長に概ね一致しており(森, 2007)、伊勢原断層との関係が注目される。このように、南北方向に平行にいくつかの断層が断続的に分布することが、この地域の特徴と言えそうである。

5. まとめ

大磯丘陵東部地域に分布する第四紀堆積物、特に後期更新世以降の地層の地質構造を明らかにする目的で、空中写真判読と地表地質調査を実施した。その結果、明らかになったことと今後の課題は以下のようにまとめられる。

①高麗山—浅間山山地内に概して東西走向の断層やリニアメントが確認され、それらによってMIS5e期の波食台あるいは地層の分布高度が変化していると考えられた。今後リニアメントの露頭確認や山地内に分布する地層の年代に関する調査が必要である。また相模平野地下に東落ちの断層が存在する可能性があり、地下調査によって確認する必要がある。

②生沢構造谷と呼ばれる地域で、段丘面の分布をもとに、地質構造を検討した結果、不動川南の丘陵地に東北東—西南西走向、北側落ちの撓曲帯とその南に東西方向を軸とする背斜構造が存在することが示された。これらの地質構造の正確な形成時期や、構造谷北縁に断層が存在するかどうかなどについて、さらに調査が

必要である。

③下吉沢地区において、空中写真判読と急傾斜した地層の存在から、ほぼ南北走向で東側落ちの活断層が存在すると考えられ、「下吉沢断層」と命名した。今後、正確な地層の年代と変位量分布から、断層の活動度などを見積もる必要がある。

④出縄一片岡地区には、南北方向に平行な複数の断層が存在すると考えられた。そのもっとも東端にあると推定される公所断層については、相模平野側の沖積面下に伏在している可能性があり、また、伊勢原断層の南の延長を含めて、平野地下の調査による確認が必要である。

文献

- 千葉達朗 (1982) 根坂間活断層露頭について. 神奈川自然誌資料, 3, 23-28.
- 千葉達朗・森 慎一 (1983) 大磯丘陵東縁の活断層—根坂間活断層露頭について (その 2) —. 平塚博物館研究報告「自然と文化」, 6, 31-62.
- 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.
- 石浜佐栄子・山下浩之・平田大二・小田原 啓・檀原徹・岩野英樹・林 広樹・井崎雄介 (2012) 大磯丘陵に分布する新第三系の微化石年代とフィッシュン・トラック年代. 神奈川県立博物館調査研究報告, 自然科学, 14, 137-144.
- Ito, M. (1986) Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama Bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honshu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 47-64.
- 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.
- Kaneko, S. (1971) Neotectonics of Oiso Hills and contiguous districts in south Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 77, 345-358.
- 蟹江康光・平田大二・今永 勇 (1999) 大磯丘陵と相模湾, 沖ノ山堆列の地質と微化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告, 自然科学, 9, 95-110.
- 関東第四紀研究会 (1987) 大磯丘陵の層序と構造 (付, 2万5千分の1暫定地質図「大磯丘陵」). 関東の四紀, 13, 3-46.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 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および層序と年代について—. 第四紀研究, 10, 1-20.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, 82, 53-76.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, 46, 339-347.
- 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.
- 森 慎一 (2007) 平塚周辺の地盤と活断層 (付図: 平塚周辺の地盤図). 平塚市博物館, 49p.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・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「東京」(第2版). 活構造図8, 地質調査所, 34p.
- 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.
- 上杉 陽 (1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, 3, 28-37.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 43, 603-657.
- 矢野 亨 (1986) 大磯丘陵南部地域の層序とその地質時代および堆積環境. 静岡大学地球科学研究報告, 12, 191-208.

足柄平野における浅部地下構造調査 — データ取得 —

Shallow seismic reflection survey at the Ashigara plain, Kanagawa Prefecture, central Japan - Data acquisition -

山口和雄^{1*}・伊藤 忍¹

Kazuo Yamaguchi^{1*} and Shinobu Ito¹

Abstract: We conducted shallow seismic reflection surveys near the Kouzu-Matsuda fault and its vicinity, Kanagawa Prefecture, central Japan to reveal the shallow subsurface structure of the Kouzu-Matsuda fault and the active fault inferred at the Chiyo terrace and their relationship. The seismic source is a P-wave Yuatsu impactor, intervals of stations are 2 m for both source and receiver, the maximum source – receiver offset is 382 m, two survey lines align in series and they are 1.2 km and 1.1 km long, respectively. In vertically stacked and gained shot records, first breaks of 1.6 ~ 1.8 km/s apparent velocity reach the maximum offset and reflection waves are recognized down to 300 ms in two way time. In preliminary constant velocity stacked CMP time sections with simple processing, continuous reflectors are recognized between 50 ms and 200 ms in two way time and east dipping short reflectors exist near the Kouzu-Matsuda fault and the western edge of the Chiyo terrace.

Keywords: Seismic reflection survey, Kouzu-Matsuda fault, Subsurface structure, Thrust fault, Ashigara plain, Oiso hills, Chiyo terrace, Odawara city

要旨

国府津—松田断層および千代台地西縁に推定される活断層の深度 10 数 m から 300 m 程度までの浅部地下構造と両者の関係の解明を目的として、神奈川県小田原市千代、高田、曾我別所地区で測線長計 2.3 km の反射法地震探査を実施した。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, 測線は 2 本で線状に並び、それぞれの長さは 1.2 km と 1.1 km である。振幅調整後の発震記録で見掛け速度 1.6 km/s ~ 1.8 km/s の初動が最大オフセットまで到達し、往復走時 300 ms まで反射波が認められる。簡易処理と定速度 NMO 補正を適用した予備的な CMP 重合時間断面で往復走時 50 ms ~ 200 ms に連続的な反射面がイメージングされた。東傾斜の短い反射面は国府津—松田断層、千代台地西縁の活断層を反映している可能性がある。

1. はじめに

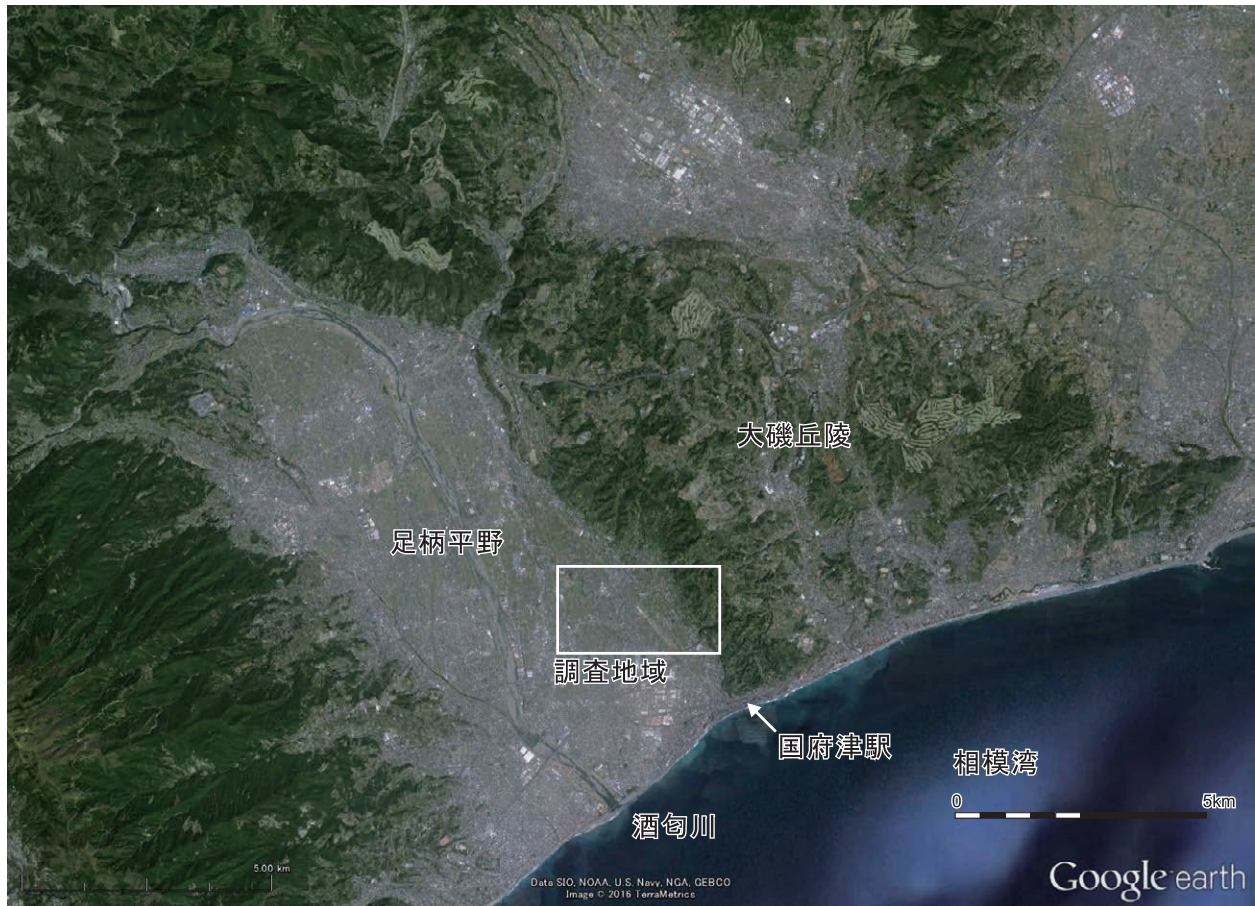
「沿岸域の地質・活断層調査」のプロジェクトは関東地方南部の沿岸陸域と沿岸海域を調査対象として進められている。陸域の地震探査では、新規の地下構造調査を実施するとともに、既存データの収集や見直しを行う。平成 27 年度は、足柄平野では既存データ再解析と新規調査を、九十九里低地では 2 回目の新規調査をそれぞれ実施した。ここでは足柄平野における新規調査のデータ取得の概要を報告する。足柄平野の新規調査の目的は国府津—松田断層および千代台地西縁に推定される活断層の浅部地下構造と両者の関係の解明である。九十九里低地の 2 回目の調査は諸事情により平成 28 年 4 月に実施となった。

2. 調査概要

国府津—松田断層帯は、神奈川県足柄上郡大井町から大磯丘陵の西縁に沿って延び小田原市を経て相模

* Correspondence

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



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

湾内に至る断層帯 (活断層研究会, 1991; 宮内ほか, 1996; 中田・今泉, 2002) であり沈み込むフィリピン海プレートから分岐した断層と考えられている (地震調査研究推進本部, 2015)。本断層帯周辺では 10 数本の測線で大小さまざまな規模の地下構造調査が行われてきた (水野ほか, 1996; 神奈川県, 2002a, 2002b; 宮内ほか, 2003; 佐藤ほか, 2003, 2006; 今泉ほか, 2012)。千代台地は足柄平野東部に位置し、北西-南東方向に延び台地面は北東へ傾動している。千代台地西縁の活断層は、上杉ほか (1982)、活断層研究会 (1991)、宮内ほか (1996) 等が指摘している。今泉ほか (2012) は、反射法地震探査の結果に基づいて、国府津-松田断層と千代台地端部の活断層を複数条の分岐スラスト構造で説明した。これに対して、水野ほか (1996)、山崎・水野 (1999)、横倉ほか (2016) は、千代台地付近に断層構造は認められないとしている。我々は国府津-松田断層と千代台地西縁の推定活断層の深度 10 数 m から 300 m 程度までの浅部構造をより詳細に解明することを目的として新規に地下構

造調査を行った。

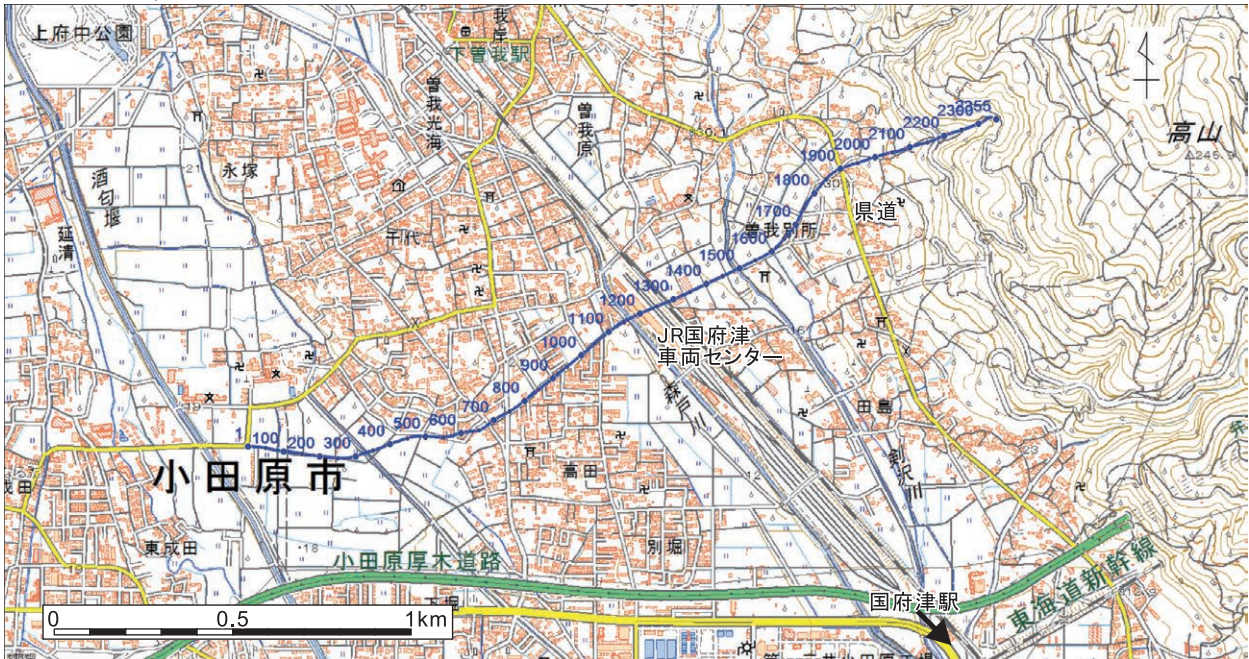
国府津-松田断層と千代台地西縁の両方を横断する既存測線は、水野ほか (1996)、横倉ほか (2016) の S-2 測線、神奈川県 (2002a, 2002b) の A(C) 測線、宮内ほか (2003) の小田原 2002 測線、今泉ほか (2012) の飯泉-沼代測線である。新規調査は、既存測線と位置および仕様が異なるように設定した (第 1 図, 第 2 図)。調査地域は小田原市千代、高田、曾我別所地区である。JR 国府津車両センターの約 140 m の区間は測点を設けられなかった。データ取得はここを境として 2 つに分けて西側の千代測線 (長さ 1.2 km) と東側の曾我別所測線 (同 1.1 km) で実施した。

第 1 表に調査の測定諸元を、第 3 図に調査機器と調査地の写真を示す。新規調査は、浅い方の目標深度 10 数 m を考慮して測点間隔を 2 m、深い方の目標深度 300 m を考慮して最大オフセットを 382 m、震源を P 波油圧インパクトとした。測点間隔 2 m は、既存調査の 5 m, 10 m, 12.5 m, 25 m に対して 2.5 ~ 12.5 倍の稠密さである。

(a)調査測線



(b)CMP測線



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利用した。

Fig.2 Seismic lines. (a)Survey lines 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.

千代測線の測点 1 ~ 224 は水田地帯, 225 ~ 320 は千代台地端部の集落と田畑の境, 321 ~ 600 は台地上の集落, 曾我別所測線の 601 ~ 1,056 は梅園と一部で集落, 1,057 ~ 1,152 は大磯丘陵の森林を通る。2 測線とも路面はほとんどが舗装道である (未舗装は 165 ~ 181)。受振器はシングルでケーブルと一体型

のものを使用した。台地端部, 台地上の集落, 丘陵森林は土の露出箇所が少なく, 受振器と地表面のカップリングは悪い。発震時は片側交互通行あるいは一時的に震源付近の道路区間を通行止めとした。1 発震点の発震回数は, 標準が 10 回, 簡易舗装・集落・丘陵 (140 ~ 600, 985 ~ 1,152) で 5 回, 路面ひび割れなど発

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

測線名	千代	曾我別所
調査測線長	1,200m	1,100m
総受振点数	585点	535点
総発震点数	671点 (オフセット発震は79点)	543点
測点番号	1-600	601-1,152
震源	P波油圧インパクトJMI-200 (地球科学総合研究所製)	
発震点間隔	2m	
発震パターン	1箇所固定(不良路面は2箇所に分散)	
発震回数	10回(不良路面や民家直近は1~5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	
発震受振展開	1から48番目まで発震し受振点を48点ずつ移動	
調査方向	南西→北東	
サンプリング間隔	0.5ms	
記録長	2s	
CMP重合数	標準96	
CMP間隔	1m	
CMP番号	1-2,355	
CMP数	2,355点	
CMP測線長	2,354m	
測量装置	GRS-1 (トプコン製)	
測量方法	VRS方式 RTK-GPS (ジェノバ)	
調査年月日	2015年12月15日~19日	2015年12月10日~14日

震によって地面に影響しそうな場所や民家直近などでは1回とした。2測線を反射断面上で繋ぐために曾我別所601~681で発震し千代409~600で受振のインラインオフセット発震も実施した。個々の発震記録を探鉱機で収録した。測量は5測点毎にVRS方式RTK-GPSで測定し、間の測点座標は内挿で求めた。標高は、千代測線で16m~20m、曾我別所測線で17m~103mである(第4図)。

現地調査は2015年12月10日~19日に実施した。JR国府津駅付近の海岸砂浜での調査も計画したが、近海の漁期と重なり実施は見送った。

3. 取得データ

垂直重合と振幅調整を適用した後の発震記録を第5図に示す。

発震点1,101および401以降の発震記録では初動、反射波らしき波群、表面波などの波群が見られる。初動は最大オフセットまで達し見掛け速度は1,500 m/s~1,800 m/sである。一部の記録でニアオフセットに低速度の初動が見られ、これは低速度の表層の存在を示唆する。反射波はゼロオフセットで最深300ms程度まで追える。測点913付近は交通量の多い県道

を横断しノイズが大きい状況であったが、垂直重合により良好な記録を取得できた。オフセット発震でJR国府津車両センターの電車稼働がノイズ源となった。それ以外は測線全体に渡ってノイズの少ない環境であった。

201,301の発震記録は垂直重合数がそれぞれ5回、1回と少なく、初動、反射波、表面波などの連続的な波群に乏しい。この付近は低地と台地の境界付近であり、震源の効きの悪い記録となった。付近の住民によれば低地も台地上も地盤が悪いとのことであった。

4. 簡易データ処理

反射断面の概要を知るために、簡易的なデータ処理による予備的なCMP重合時間断面を作成した。内容は垂直重合、ジオメトリ、デコンボリューション、TVバンドパスフィルタ、振幅調整、CMPソート、定速度NMO、ストレッチミュート、CMP重合である。2測線を一連の測線として扱った。標高補正・静補正・パラメータテスト・速度解析等は適用していない。

第6図に速度1.4 km/s、1.8 km/s、2.2 km/sの定速度NMOを適用したCMP重合時間断面を示す。速度2 km/sが縦横比1:1となるスケールで表示している。JR国府津車両センター区間は測点が無く浅部データが欠ける。曾我別所測線では、標高変化に合わせたトレースの上方シフトが必要であるが、第6図では平坦に表示している。

重合速度1.4 km/sではおよそ往復走時50ms~200msの間でイベントがイメージングされる。強振幅のイベントは、千代測線で50ms~100ms、曾我別所測線で50ms~150msにある。千代ではおおむね水平、曾我別所で見掛けでは東方に向かって浅くなる反射面と深くなる反射面が見られる。CMP400, 1,650, 2,100付近に東傾斜の短いイベントが存在する。重合速度1.8 km/sや2.2 km/sでは全体として往復走時300ms以深にも断続的な反射面が認められる。

宮内ほか(1996)や中田・今泉(2002)を参照すると、千代台地西縁の活断層と国府津-松田断層の地表トレースは、それぞれCMP400付近と2,050付近を通る。上記のCMP400とCMP2,100付近の東傾斜の短いイベントは、それぞれ、千代台地西縁の活断層、国府津-松田断層を反映している可能性がある。ただ

(a)震源装置



(b)受振装置



(c)千代測線 低地部



(d)千代測線 低地部



(e)千代測線 台地端部



(f)千代測線 台地上 集落内



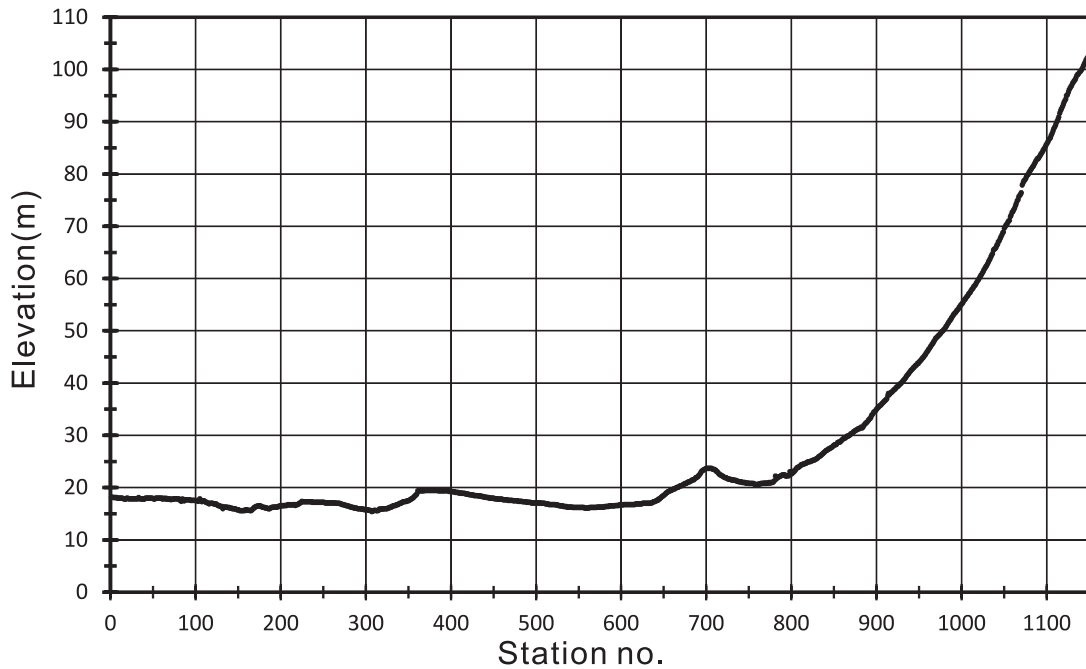
(g)曾我別所測線 梅林



(h)曾我別所測線 丘陵部



第3図 調査機器と調査地の写真.
Fig.3 Photos of survey instruments and survey area.



第 4 図 測線の標高.
Fig.4 Elevation map along seismic survey lines.

し、千代台地西縁付近は震源の効きが悪く反射断面の信頼性がやや低いことを考慮しなければならない。

5. まとめ

国府津－松田断層および千代台地西縁に推定される活断層の深度 10 数 m から 300 m 程度までの浅部地下構造と両者の関係の解明を目的として、神奈川県小田原市千代、高田、曾我別所地区で測線長計 2.3 km の反射法地震探査を実施した。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、測線は 2 本で線状に並び、それぞれの長さは 1.2 km と 1.1 km である。振幅調整後の発震記録で見掛け速度 1.6 km/s ~ 1.8 km/s の初動が最大オフセットまで到達し、往復走時 300 ms まで反射波が認められる。簡易処理と定速度 NMO 補正を適用した予備的な CMP 重合時間断面で往復走時 50 ms ~ 200 ms に連続的な反射面がイメージングされた。東傾斜の短い反射面は国府津－松田断層、千代台地西縁の活断層を反映している可能性がある。

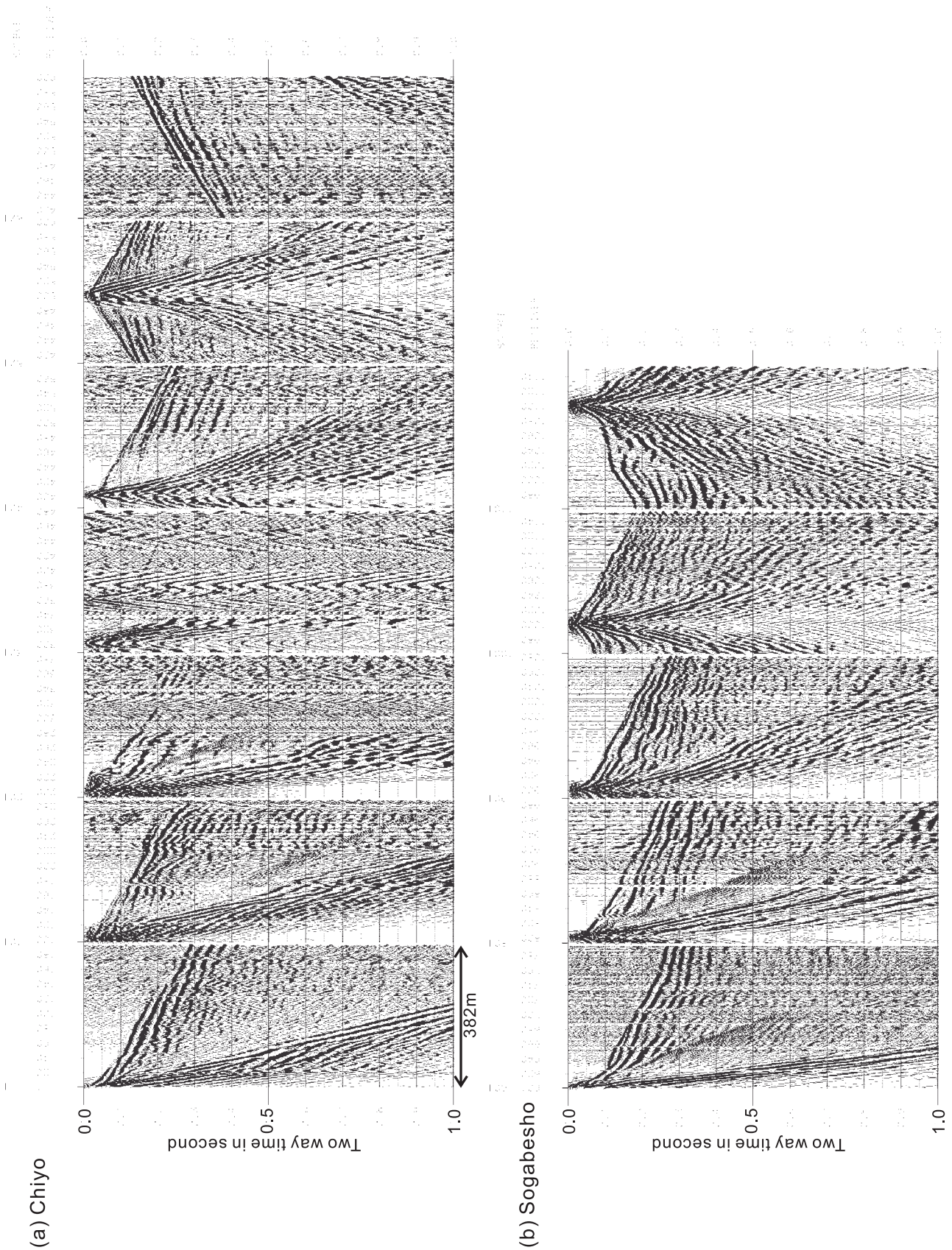
今後、初動走時読み取り・標高補正・静補正・パラメータテスト・速度解析等のデータ処理を進め最終的な反射断面を作成し、既存の地下構造調査データ等と合わせて、調査地周辺の深度 10 数 m から 300 m 程度までの地下構造を解明する。

謝辞

本調査の実施に際し、小田原市役所には測線選定、住民周知、車両駐車等で様々な便宜を図っていただきました。神奈川県小田原土木センターおよび小田原市漁業協同組合には測線選定で有用な情報を提供していただきました。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。上記の皆様から心からの謝意を表します。

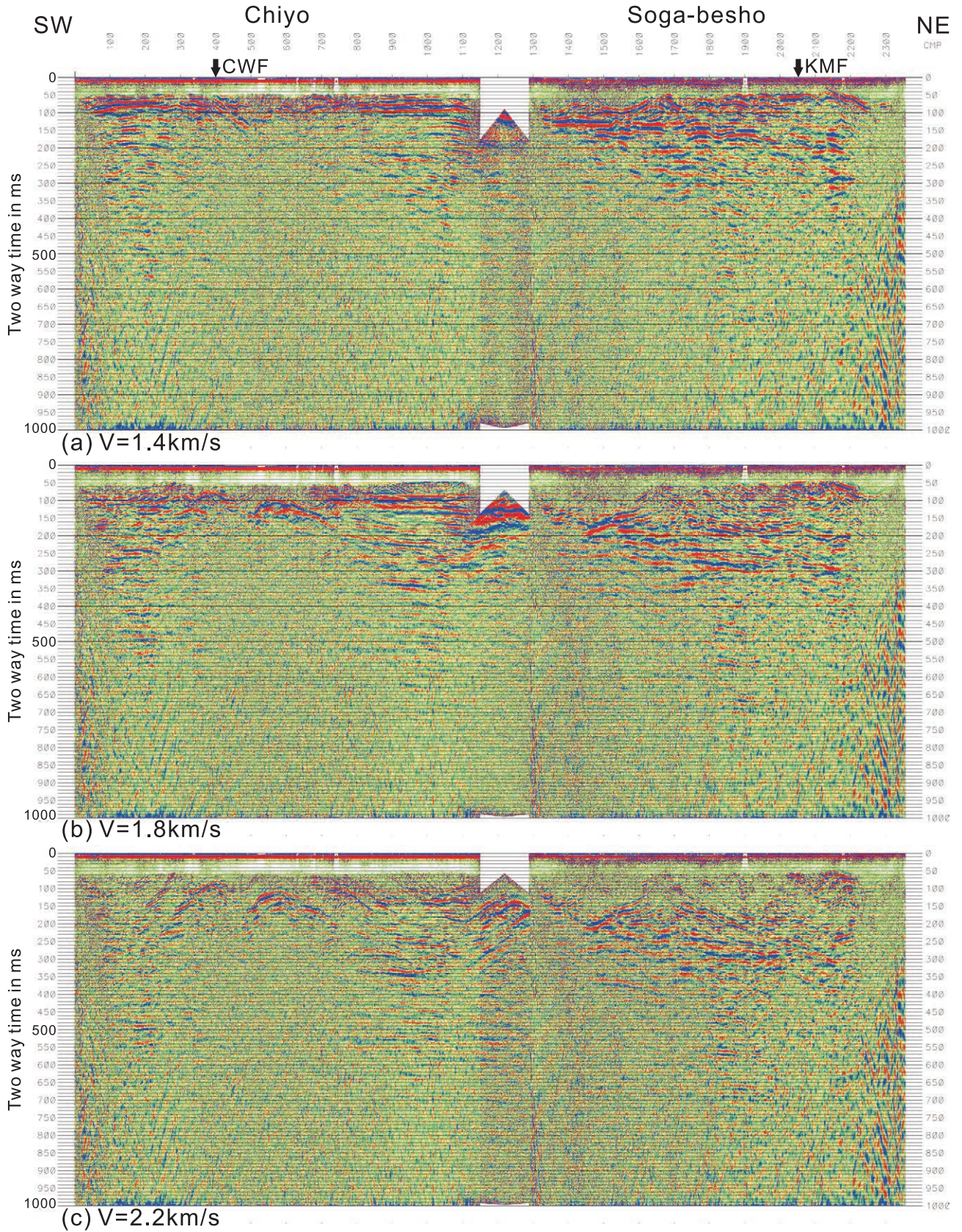
文献

- 今泉俊文・石山達也・宮内崇裕・東郷正美・鈴木毅彦・佐藤比呂志・戸田 茂・加藤 一・越後智雄・田力正好 (2012) 神縄・国府津－松田断層帯の変動地形と活動様式・活動性の解明。「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」。文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 148-184.
- 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.
- 神奈川県 (2002a) 平成 13 年度地震関係基礎調査交



第5図 発震記録。(a)千代測線 (b)曾我別所測線 垂直重合と振幅調整後の発震記録 100発震点(200m)毎に表示、SOURCE:発震点番号 RECEIVER:受振点番号。

Fig.5 Shot records. (a)Chiyo line (b)Sogabesho line. Vertical stack and Gain recovery are applied(every 100 shot point(200 m interval)). SOURCE:source station number RECEIVER:receiver station number.



第 6 図 予備的な時間断面図。簡易データ処理を適用した予備的な CMP 重合時間断面図。縦横比はおよそ 1:1.

(a)NMO 速度 1.4 km/s, (b)NMO 速度 1.8 km/s, (c)NMO 速度 2.2 km/s.

Fig.6 Preliminary time sections. Preliminary CMP stacked time sections by simple processing.

Approximate vertical exaggeration is 1.

(a)NMO velocity 1.4 km/s, (b)NMO velocity 1.8 km/s, (c)NMO velocity 2.2 km/s.

付金神奈川県地下構造調査成果報告書」.
神奈川県 (2002b) 平成 13 年度神奈川県活断層 (神
縄・国府津—松田断層帯) 調査事業成果報告書」.
127p.
活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図
と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正
美 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原」.
国土地理院.
宮内崇裕・田中 環・伊藤谷生・佐藤比呂志・川村知徳・
石山達也・加藤 一・井川 猛 (2003) 反射法
地震探査からみた神縄国府津松田断層システム
の前進過程とアクティブテクトニクス. 地球惑
星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027-
P009.
水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・
吉岡敏和 (1996) 国府津—松田断層の活動履歴
及び活動性調査. 平成 7 年度活断層研究調査概
要報告書, 地質調査所研究資料集, 259, 81-
88.
中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタル
マップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付
図 1 葉・60p.
佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・瀨瀬一起・
笠原敬司・伊藤 潔 (2003) 相模湾岸地殻構造
探査 (相模 2003). 大都市大震災軽減化特別プ
ロジェクト I 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・平田 直・岩崎貴哉・瀨瀬一起・伊藤 潔・
伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子 (2006) 関東地
殻構造探査 (小田原—山梨測線). 大都市大震災
軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の
予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度)
成果報告書, 98-182.
上杉 陽・千葉達朗・米澤 宏 (1982) いわゆる国
府津—松田断層について—その研究史と実態—.
関東の四紀, 9, 21-32.
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,
447-460.
横倉隆伸・山口和雄・伊藤 忍・水野清秀 (2016)
国府津—松田断層帯における反射法地震探査

データの再解析. 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, 本報告書.

国府津—松田断層帯における反射法地震探査データの再解析

Re-processing of Seismic Reflection Survey data across the Kouzu-Matsuda Fault Zone

横倉隆伸^{1*}・山口和雄¹・伊藤 忍¹・水野清秀¹

Takanobu Yokokura^{1*}, Kazuo Yamaguchi¹, Shinobu Ito¹ and Kiyohide Mizuno¹

Abstract: We are now carrying out geophysical surveys to reveal the subsurface structure of the Kouzu-Matsuda Fault Zone and its vicinity, Kanagawa Prefecture, Japan, under the AIST project "Investigations on Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan". In the FY2015, we re-processed three old P-wave seismic reflection survey data acquired by the Geological Survey of Japan 20 years ago. This report is an interim report about the re-processing results of the old survey data called as survey lines S-1 (830 m long), S-2 (1,485 m long) and S-3 (1,725 m long). The source, receiver, and recording system used in these old seismic surveys were a drop-hitter DNS (Nihon-Chikou), L21-A with natural frequency 27 Hz (Mark Products), and the StrataView60 (Geometrics), respectively. Source and receiver intervals were 5 m and sampling interval was 1 ms. 60-ch geophone arrays were used for each recording. Data processing is still going on and some noise reduction methods are necessary to have final stacked sections. Preliminary stacked sections, however, show clear images of subsurface structure down to about 0.5 s in two-way traveltime and have good correlation with the surrounding geology. Preliminary interpretation results are as follows:

- (1) Most remarkable reflectors in the shallow part beneath the eastern Ashigara plain come from the upper surfaces of sand and gravel layers covered by the Hakone younger pyroclastic flow deposits (TP-fl), Hakone Tokyo pumice (TP), and loam.
- (2) Particularly, the most remarkable reflectors in the survey line S-2 and S-3 are correlated with the upper surfaces of sand and gravel layers (river-bed deposits), which correspond to the Misaki terrace surface (M2 surface: MIS 5a).
- (3) Deeper reflectors beneath the eastern Ashigara plain show larger eastward tilting. This may reflect cumulative thrusting activity of the Kouzu-Matsuda fault.
- (4) The most remarkable reflector in the survey line S-2 shows tilting of about 12 ~ 13 m subsidence per 1 km in horizontal distance, which is comparable with the eastward tilting observed at the Chiyo terraces.
- (5) The most remarkable reflector in the survey line S-2 is continuous beneath the western edge of the Chiyo terraces, indicating that no active fault exists at the western edge of the Chiyo terraces.

Keywords: Seismic reflection survey, Kouzu-Matsuda fault zone, Subsurface structure, Thrust fault, Ashigara plain, Oiso hills, Chiyo terraces, Odawara city

要旨

産業技術総合研究所における「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として、我々は国府津—松田断層帯周辺の地下構造を反射法地震探査により明らかにするための研究に着手している。2015年度には、20年前に工業技術院地質調査所(現、産業技術総合研究所地質調査総合センター)が実施した

既存3測線のP波反射法探査データの再処理を実施した。本報告は、測線S-1(測線長830m)、S-2(同1,485m)、S-3(同1,725m)と名付けられた既存3測線のデータ再処理結果についての中間報告である。本探査で使用された震源・受振器・探鉱器はそれぞれ日本土工社製ドロップヒッターDNS、Mark Products社製L-21A(固有周波数27Hz)、Geometrics社製StrataView60である。発震点・受振点間隔はともに5mであり、

* 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)

サンプリング間隔は 1 ms, 各発震あたり 60 チャンネルの受振器アレイを使用している。データ処理はまだ進行中であり, 最終処理断面を得るためにはいくつかのノイズ除去処理が必要である。しかし現時点の重合断面でも往復走時で 0.5 s 程度までの地下構造がイメージングされており, 周辺地質と良く対応した結果が得られている。現時点での反射断面中間処理結果から得られる結論をまとめると下記ようになる。

- (1) 平野部浅部のもっとも顕著な反射面は, ボーリング結果との比較によれば, 箱根新期軽石流堆積物 (TP-f), 東京軽石層 (TP), およびローム層などに覆われた砂礫層の上面に相当すると考えられる。
- (2) 特に測線 S-2, S-3 浅部のもっとも顕著な反射面は, 三崎面相当 (M2: 酸素同位体ステージ 5a) の河成砂礫層上面に相当すると考えられる。
- (3) 平野部の反射面は深くなるほど東方への傾斜を増しており, これは国府津—松田断層帯の活動による累積的な東方への傾動を示している可能性がある。
- (4) 測線 S-2 浅部のもっとも顕著な反射面は水平距離 1 km に対して約 12 ~ 13 m の沈降に相当する東方への傾動を示す。これは千代台地上で認められている東方への傾動とほぼ同等の大きさを持つ。
- (5) 測線 S-2 浅部のもっとも顕著な反射面は千代台地西縁下で連続しており, 千代台地西縁に活断層は存在しないと考えられる。

1. はじめに

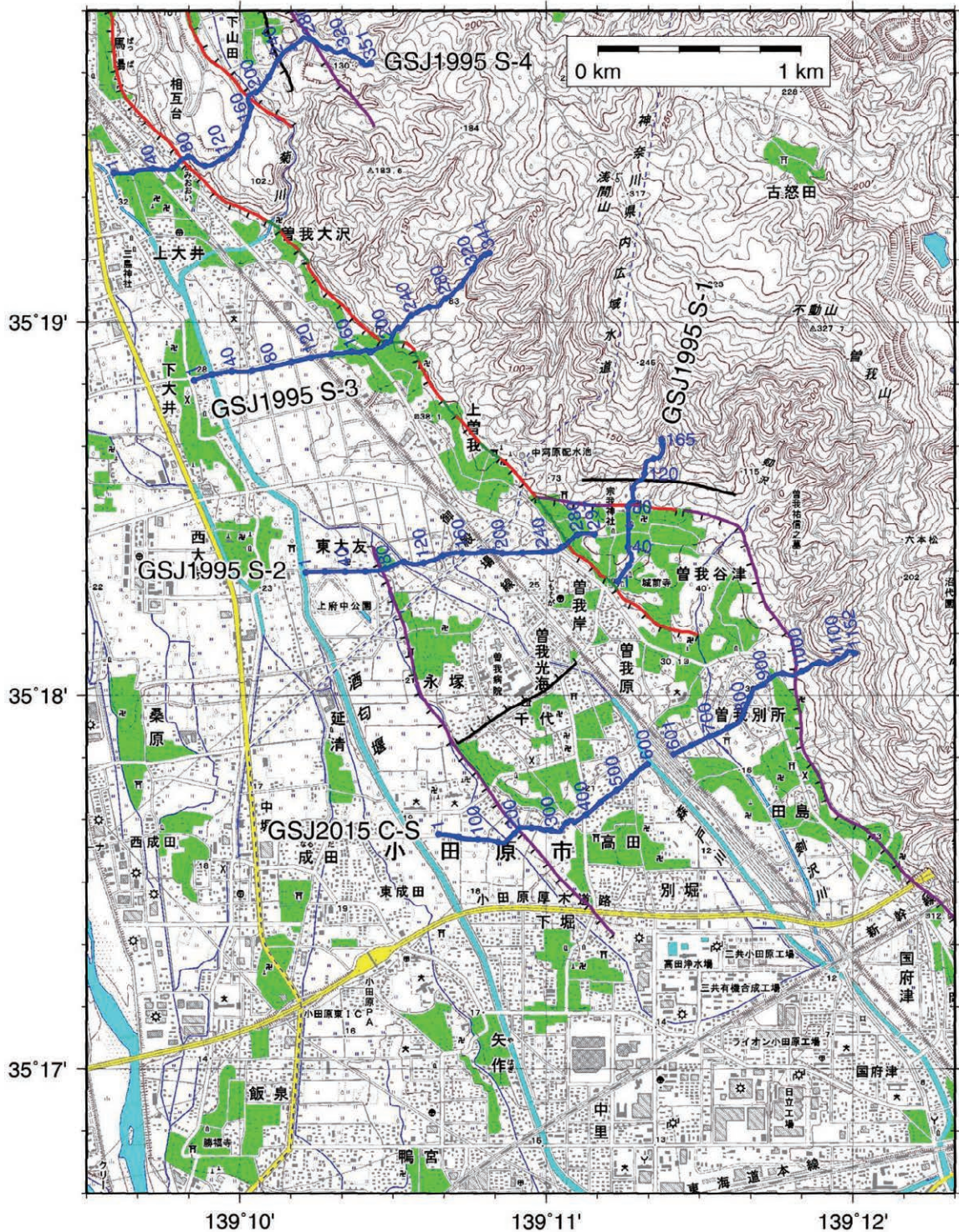
国府津—松田断層帯は足柄平野と大磯丘陵を画する大断層であり, 「要注意断層」の一つと目されて来た (例えば松田 (1996))。そのためか地震調査研究推進本部地震調査委員会の活断層の長期評価においても, 新たな知見が得られるごとに評価の改訂版が出されている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997, 2005, 2009, 2015)。産業技術総合研究所地質調査総合センターにおける「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として, 我々はこの国府津—松田断層帯や足柄平野周辺の地下構造を反射法地震探査により明らかにするための研究に着手した。既に周辺の既存地球物理学的データの収集・整理, 新たな反

射法探査測線の選定などを行ってきており, 2015 年 12 月には小田原市東部の千代台地西方から曾我別所北東方へと到る測線長約 2.3 km の P 波反射法地震探査 (GSJ2015 千代—曾我別所測線) を新たに実施した (山口・伊藤, 2016)。これを遡る 20 年前の 1995 年に工業技術院地質調査所 (現, 産業技術総合研究所地質調査総合センター) は国府津—松田断層帯を横断する P 波反射法地震探査を 5 測線において実施していた (水野ほか, 1996a, b)。地震調査委員会が最初に発表した 1997 年の神縄・国府津—松田断層帯の評価でもこれら測線について若干の言及がなされている。しかし処理結果の反射面の連続性があまり良好ではなく, これらの反射法データは有効に活用されないままいつしかフィールド・データ等の所在が忘れ去られてしまった。最近になって本探査のデジタル・データ (8 mm カセットテープ 5 巻), オブザーバズレポート, 1/5,000 詳細測線図が残されていることが判明した。8 mm カセットテープに記録されたデータはすべて正常に読み出しが可能であり, 垂直重合後のすべてのショット記録が含まれていることが確認されたが, 処理結果のデジタル・データは残されていなかった。また発震点・受振点の座標値も残されていなかった。しかし 1/5,000 詳細測線図をデジタイズすればある程度の精度の座標値が得られるものと判断し, 本探査データの再処理を試みることにした。本報告では再処理に関する現在までの中間結果をまとめる。

2. GSJ1995 国府津—松田測線の概要

2.1 測線位置

本探査は 1995 年 10 ~ 11 月に, 測線 S-1 ~ S-5 と名付けられた 5 測線で実施された (ここでの S は S 波探査という意味ではなく seismic の S を意味する)。このうち S-1 (測線長 830 m), S-2 (同 1,485 m), S-3 (同 1,725 m) の 3 測線の再処理を今回実施した。前述のように本探査では測線の座標値が失われているため, 1/5,000 詳細測線図をデジタイズすることにより受振点座標を再構成した。一般的には同一番号の受振点と発震点は全く同じ位置ではなく若干ずれているものと思われるが, そのようなオフセットに関する情報も失われているため, ここでは発震点・受振点の番号が同じであれば同一の座標値を使用した。もっとも問題となるのが各点の標高値である。標高値

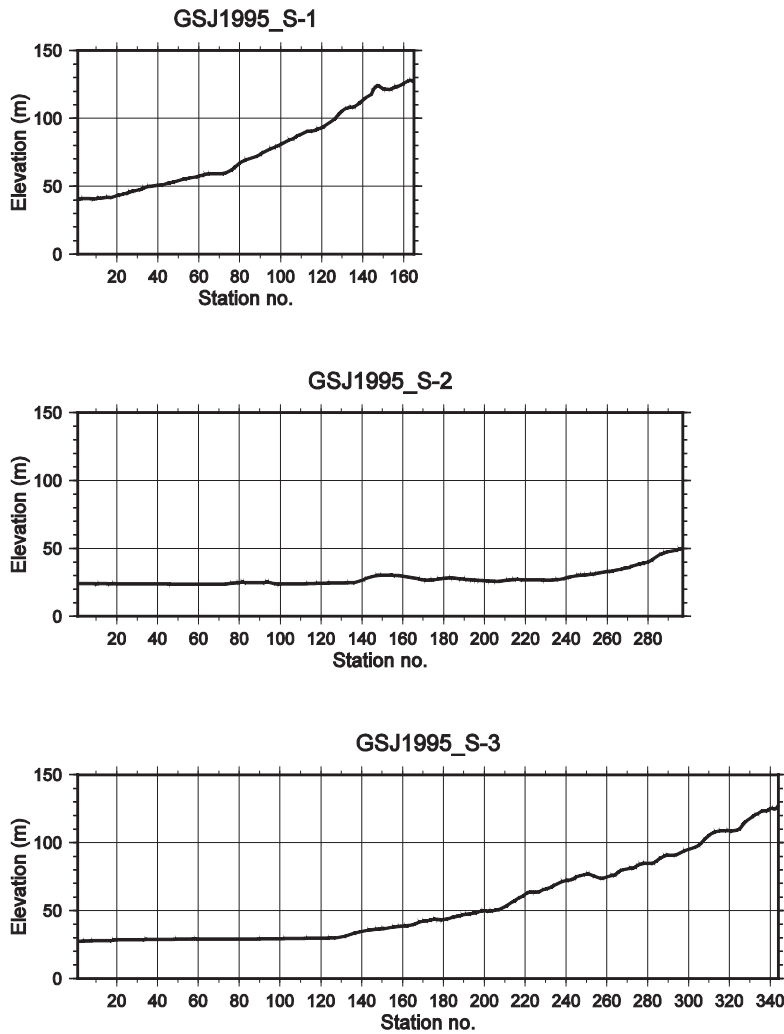


第1図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-1, S-2, S-3 の測線図。青線：反射法地震探査測線 (受振点位置)。青数字：受振点番号。参考のため測線 S-4 (GSJ1995 S-4) および千代—曾我別所測線 (GSJ2015 C-S) も図示した。基図：国土地理院数値地図 25,000 「小田原北部」。活断層分布は中田・今泉編 (2002) による。

Fig.1 Seismic survey map of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey lines S-1, S-2 and S-3. Blue lines: seismic reflection survey lines (receiver stations). Blue numerals: receiver station number. The survey line S-4 (GSJ1995 S-4) and the Chiyo-Sogabessyo survey line (GSJ2015 C-S) are also shown for reference purpose. Base map: Odawara-hokubu, Digital Map 25,000 (Map Image), Geospatial Information Authority of Japan. Active faults: after Nakata and Imaizumi eds. (2002).

は 1/5,000 詳細測線図だけでは再構成することは困難であった。そこで国土地理院が作製した 10 m DEM (FG-JPS-5239-71-dem10b-20090201.xml) から、デ

ジタイズした座標値に沿って対応する標高を切り出すことにより決定した。このようにして再構成した座標値に基づく測線図および標高図をそれぞれ第1図,



第 2 図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-1, S-2 および S-3 の標高図。
Fig.2 Elevation maps along the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey lines S-1, S-2 and S-3.

第 2 図に示す。

2.2 探査仕様

探査仕様は 3 測線とも同一である。震源として日本地工社製ドロップヒッター DNS を 1 台使用し、50 kg の重錘を 1.2 m の高さから落下させることにより起震している。受振器には Mark Products 社製 L-21A (固有周波数 27 Hz) を使用し、各受振点あたり 9 個の受振器を 0.6 m 間隔で並べている。発震点間隔および受振点間隔はともに 5 m である。探査器は Geometrics 社製 StrataView60 を使用し、各発震あたり 60 チャンネルでデータを収録している。展開としては、震源の後方に 10 m のオフセットをとって 24 ch を、また震源の前方に 10 m のオフセットをとって 36 ch を配置するようなスプリット・スプレッド展開を採用している。サンプリング間隔は 1 ms、記

録長は 1.024 s である。探査仕様の詳細を第 1 表に示す。

2.3 データの質

第 3 図～第 5 図に測線 S-1, S-2, S-3 それぞれの 40 発震点 (200 m 間隔) おきの発震記録を示す。全般的に表面波が非常に卓越したデータであり、また人工的なノイズレベルの高いデータとなっている。一部に水道本管を伝わったと思われる大振幅のチューブ波が発生している例もある。これらノイズのため初動すら十分に判別できない発震記録が多々含まれている。しかし平野部の工場・人家等の少ない地域では浅部に明瞭な反射波を認めることができ、一部では 0.5 s を超える深度まで反射波が認められている。一方、丘陵部ではあまり顕著な反射波は認められない。

3. データ処理

3.1 処理方法

上記発震記録に対し、CMP 間隔 2.5 m の CMP 編集を行った。標準の CMP 重合数は 30 である。測線 S-1, S-2, S-3 の CMP 重合測線を、周辺の既存測

線神奈川県 2001-A, B, C 測線 (神奈川県, 2002a, 2002b), 小田原 2002 測線 (田中ほか, 2002, 2003; 宮内ほか, 2003), 飯泉—沼代 2010 測線 (今泉ほか, 2012), 測線 S-4, 千代—曽我別所測線の概略位置、および主要ボーリング位置 (水野ほか, 1996a, b; 山崎・水野, 1999) とともに第 6 図に示す。

現在、データ処理は周波数解析、デコンボリューション、初動解析、静補正、第 1 次速度解析、残留静補正などが終わった程度であり、まだ十分なノイズ抑制ができていない。すべての測線において、初動読み取りのみならず、ランダムノイズの除去、表面波の除去、初動付近のミュート、などに関して改善の余地がある。今後これら表面波の影響の除去や、正確な速度構造の解析、残留静補正の複数回適用など、処理作業をさらに進める必要がある。

現時点での測線 S-1, S-2, S-3 の重合後時間断面を

第1表 GSJ1995 国府津—松田反射法地震探査測線の探査諸元.
Table.1 Field parameters of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda seismic reflection surveys.

測線名	GSJ1995 国府津- 松田測線 S-1	GSJ1995 国府津- 松田測線 S-2	GSJ1995 国府津- 松田測線 S-3
測線長	830 m	1,485 m	1,725 m
探査地域	小田原市曾我谷津	小田原市曾我岸	小田原市上曾我
探査方向	SSW→NNE	WSW→ENE	SW→NE
震源	ドロップヒッターDNS (日本土工社製)		
台数	1台 (重錘 50kg, 落下高 1.2m)		
発震点間隔	5 m		
垂直重合数	5~16	5~20	14~32
総発震点数	161	292	340
受振器	L-21A (Mark Products 社製)		
固有周波数	27 Hz		
アレイ	0.6m x 9個/点		
受振点間隔	5 m		
発震展開	スプリット・スプレッド (24ch+36ch)		
総受振点数	165	297	344
探鉱器	StrataView60 (Geometrics 社製)		
チャンネル数	60 ch		
サンプリング間隔	1 ms		
記録長	1.024 s		
CMP 重合数	30 (標準)		
CMP 間隔	2.5 m		
CMP 数	300	581	662
CMP 重合測線長	747.5 m	1,450.0 m	1,652.5 m

それぞれ第7図～第9図上段に示す。すべて各CMPギャザーの平均標高を基準面として処理を実施し、図のプロットにさいしては replacement velocity を 1.6 km/s とし、海拔 160 m を往復走時 0 s の原点としている。比較のため当探査データの当時のオリジナルな処理結果 (紙出力のみ残されている) を同一縮尺 (ただし往復走時は 0.6 s まで) でそれぞれ第7図～第9図下段に示した。

3.2 処理結果

マイグレーションや深度変換を行った後でないと詳細な構造の議論は意味がないため、以下では時間断面に見られる見かけの状況を概観するととどめる。オリジナルな処理結果に比べて今回の処理結果の方が反射面の連続性が全体としてかなり向上していることが分かる。この結果から推定すると、当時の処理では静補正のうち、標高補正はなされているが、風化層補正がなされていないものと考えられる。その違いが浅部の反射面の連続性の良し悪し・出現時間の若干のずれな

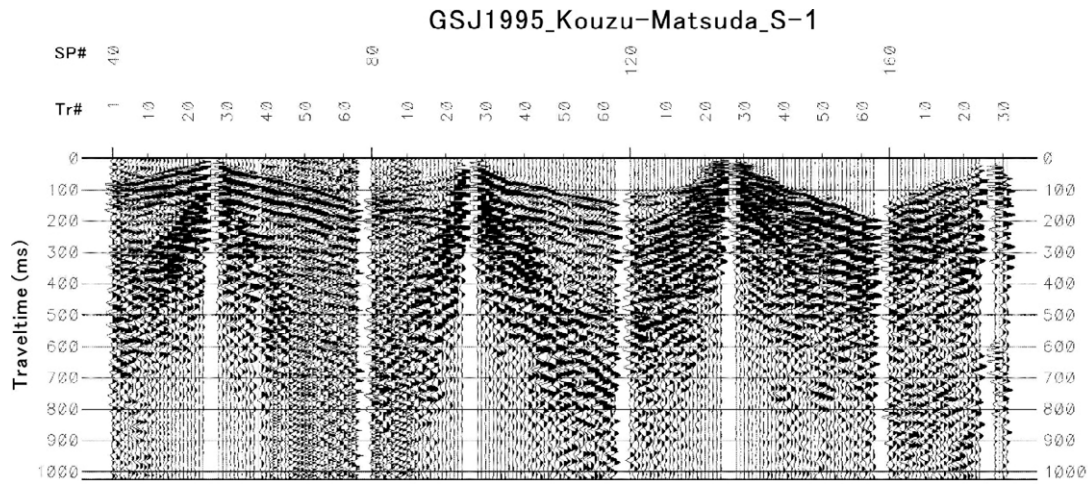
どに反映しているものと考えられる。とはいうものの、本報告の静補正処理でもノイズ混入により初動読み取りの困難な部分があり、まだ十分な補正効果の得られていない部分もある。

測線 S-1

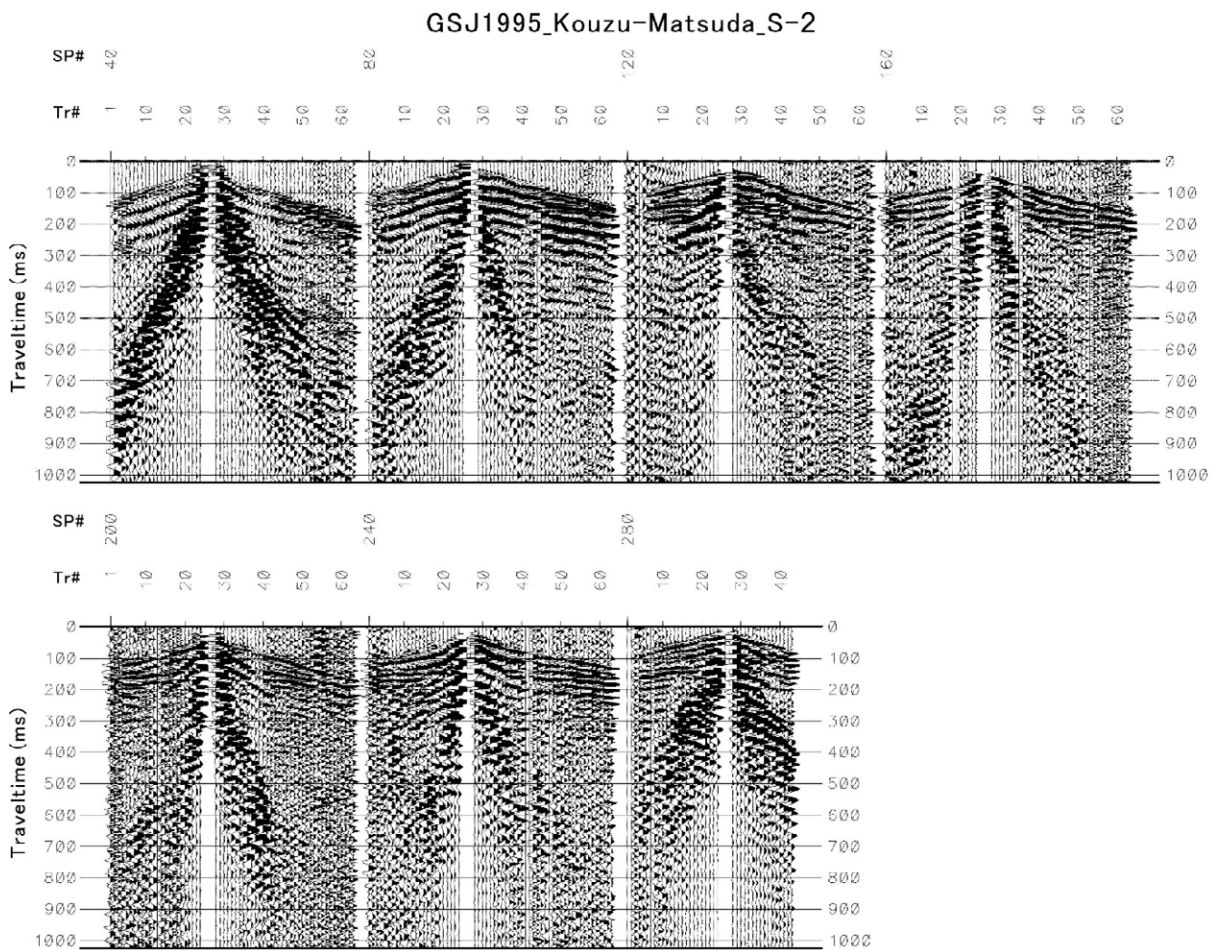
CMP.160 付近を境に南南西側では往復走時 0.7 ~ 0.8 s 付近まで反射波らしきものが認められるが、北北東側では明瞭な反射面が認められない。南南西側に見られる反射面のうち浅部のものは北北東向きの傾斜 (本報告ではすべて見かけの傾斜方向を扱っている) を示しているが、深部はほぼ水平な構造を呈する。従って浅部の北北東向き傾斜の反射面直下は傾斜不整合あるいは断層となっていると想定される。本測線上では、例えば中田・今泉編 (2002) によれば CMP.150 付近、CMP.210 付近および測線のやや南方に断層が想定される。

測線 S-2

測線のほぼ全体にわたって連続する明瞭な反射面が往復走時 0.5 s 近くまで認められる。またおよそ 0.7 s 付近まで弱い反射面が存在している。これら反射面のうち、往復走時 0.25 s 付近の反射面はもっとも顕著である。この顕著な反射面は軽微な東方への傾斜を示す。その下位の反射面は深くなるほどその東方への傾斜が増していく傾向にあり、国府津—松田断層の活動にともなう累積的な傾動を示している可能性がある。また 0.25 s 付近の反射面は下位の反射面と緩やかな傾斜不整合をなしているように見える。本測線上では、例えば中田・今泉編 (2002) によれば CMP.520 付近を断層 (本体) が、また CMP.150 付近に千代台地西縁を画する断層 (分岐断層) が通るとされている。なお、測線西端の CMP.1 ~ CMP.120 付近では水道本管の影響と思われるチューブ波が発震記録上に現れていたため、静補正の際の初動読み取りが非常に困難であった。この部分で反射面の連続性が悪くなっているのはそのためである。しかし上記のもっとも顕著な反射面は少なくとも CMP.30 付近まで西方に連続している。



第 3 図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-1 の発震記録例。
Fig.3 Some shot records of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-1.

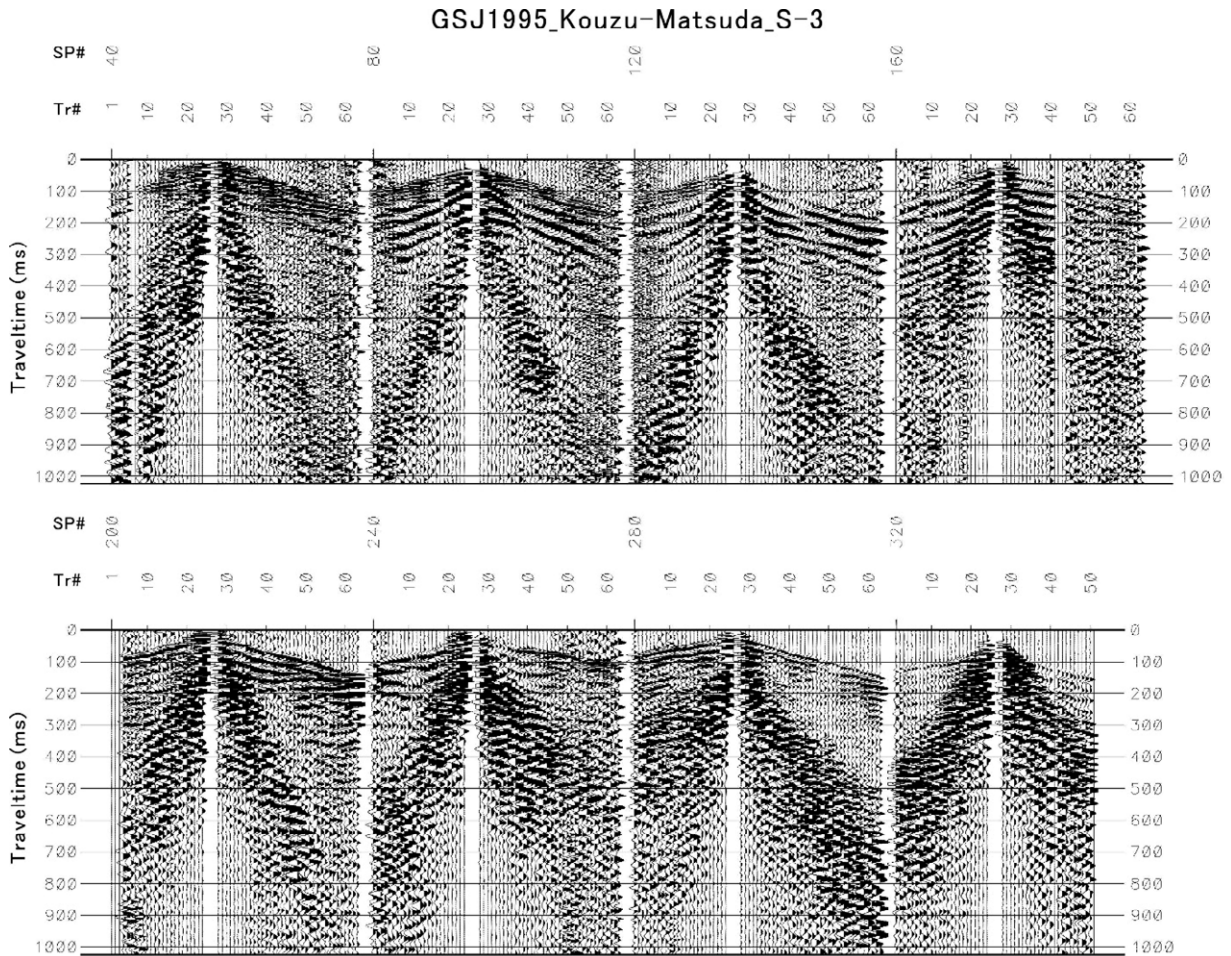


第 4 図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-2 の発震記録例。
Fig.4 Some shot records of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-2.

測線 S-3

CMP.400 付近を境に西側 (平野側) ではほぼ水平ないし緩やかに東方へ傾斜する明瞭な反射面群が往復走時 0.5 s を超える深度まで認められる。特に往復走時 0.3 s 付近のものが顕著である。さらにその下位にも断続的に 0.7 s 付近まで反射面らしきものが認められ

る。一方 CMP.400 より東側 (丘陵側) では西方へ大きく傾斜する反射面群が認められる。丘陵側の深部には明瞭な反射波は認められない。本測線上では、例えば中田・今泉編 (2002) によれば CMP.380 付近に断層が想定される。なお、CMP.240 ~ CMP.400 付近 (御殿場線付近—丘陵西端付近) の浅部で反射波が乱れて



第5図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-3 の発震記録例。
Fig.5 Some shot records of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-3.

いるのは発震記録上でノイズレベルが高かったため
で、おそらく人家が密集していることによると思われ
る。

4. 議論

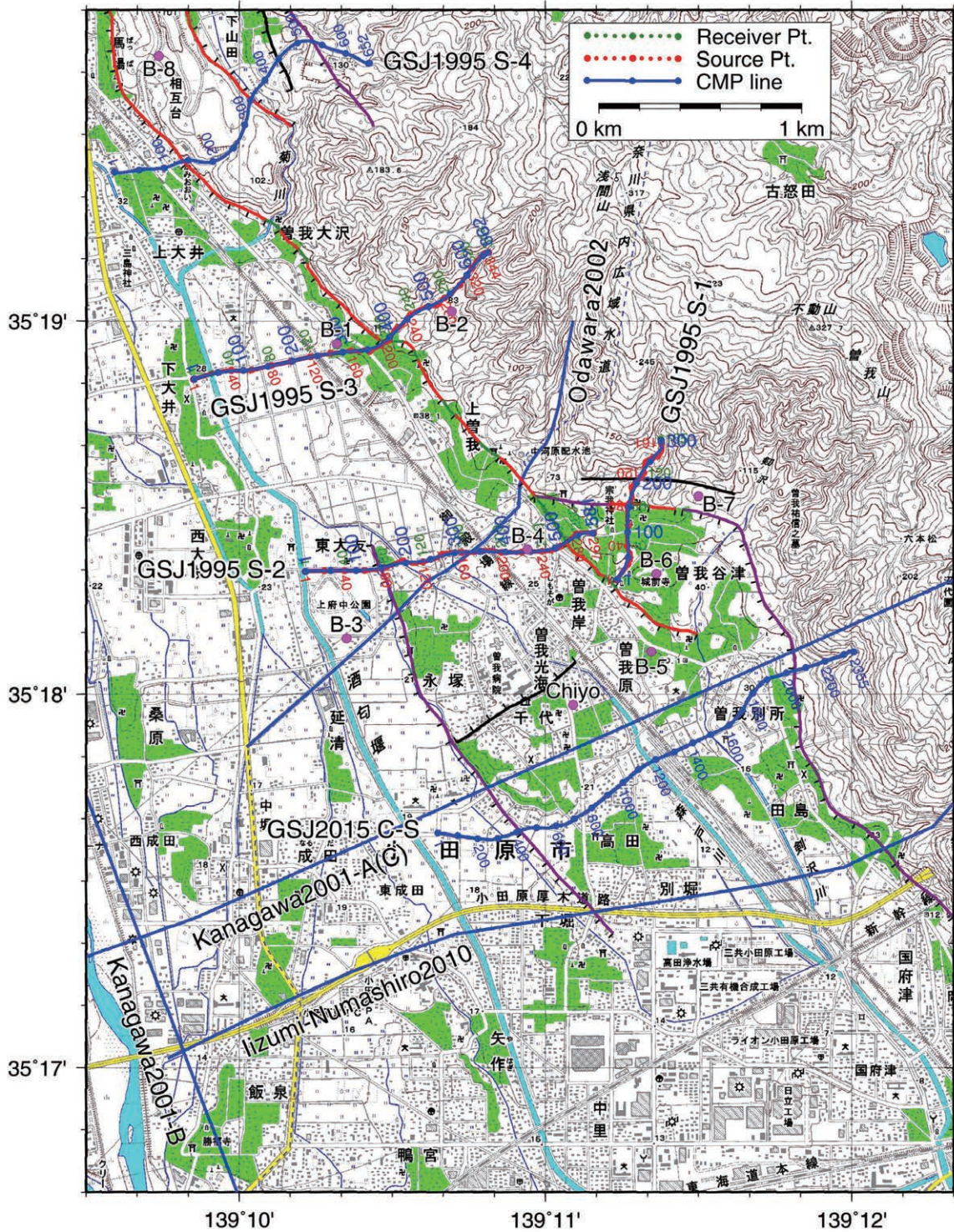
ここでは、反射法処理断面と周辺で実施されたボー
リング・データとの対比、および千代台地西縁に想定
される“活断層”についての簡単な議論のみを行う。

4.1 ボーリング・データとの対比

水野ほか(1996a, b)は本報告で扱っている反射法
地震探査に加えて 11 地点でのボーリング調査 (B-1
～ B-11) を実施した。第 6 図にはこのうち近隣の B-1
～ B-8 ボーリングを示した。また同じく地質調査所
の実施した千代ボーリング(水野ほか, 1996a, b; 山崎・
水野, 1999) も併せて示している。以下ではこれらボー
リング・データと反射法処理結果との対比を行うが、
議論の都合上測線 S-2, S-3, S-1 の順で述べる。

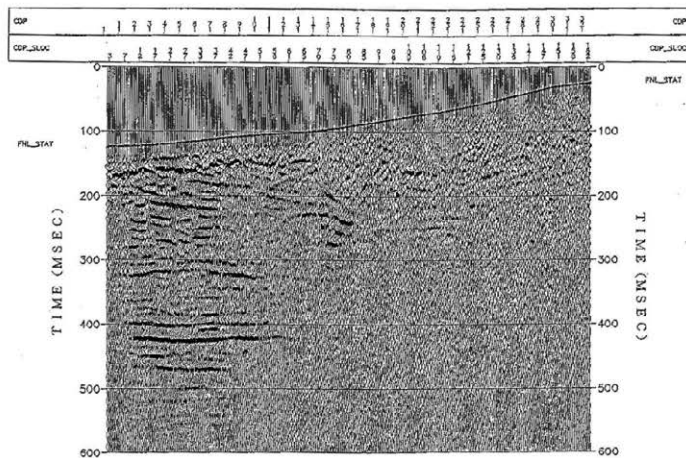
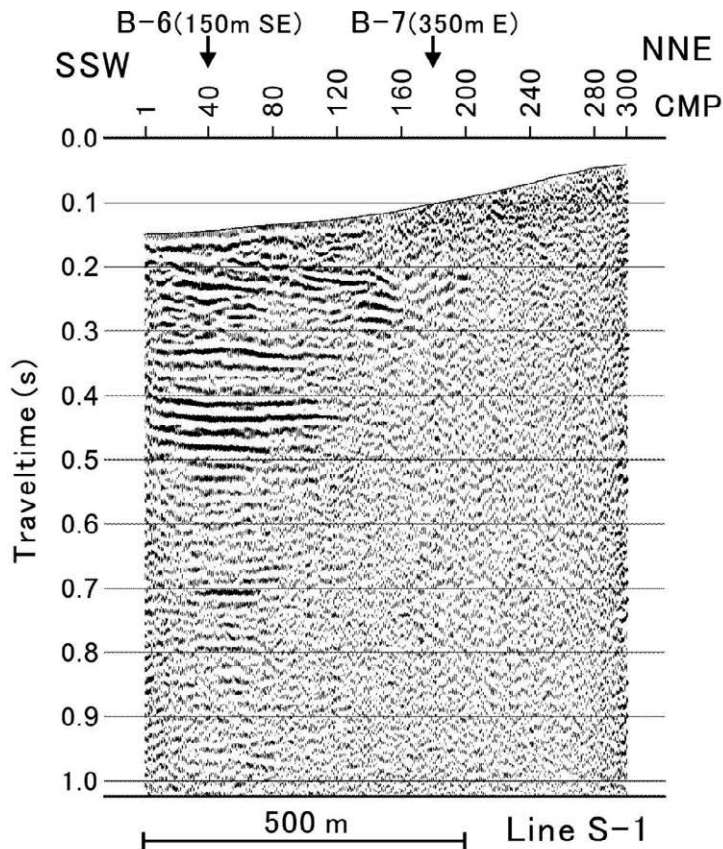
測線 S-2

CMP.80 付近の約 350 m 南方に B-3 ボーリング (孔
口標高 22.23 m, 掘削深度 100.00 m) があり、そこ
では箱根新期軽石流堆積物 (TP-fl) 直下の東京軽石層
(TP) 基底が標高 -40.01 m に、また若干のローム層を
介して三崎面相当 (M2: 酸素同位体ステージ 5a) の河
床砂礫層が標高 -44.38 m にそれぞれ認められたとい
う(水野ほか, 1996a, b; 山崎・水野, 1999)。顕
著な反射面となりうるのは、速度や密度が大きく異な
る境界面であるから、本測線では TP-fl・TP・ローム層
などその下位にある河床砂礫との境界が顕著な反射
面になると想定される。こころみにこの顕著な反射面
の標高を次に概算してみる。CMP.80(平均標高 23.9
m) では平均標高から顕著な反射面までの往復走時は
約 85 ms であるから、速度解析による平均速度約 1.60
km/s を使用して、この反射面の標高は式 [(平均標高)
- (平均標高からの往復走時) × (平均速度) / 2] に
よって -44.1 m となる。これは、やや離れているもの
の B-3 ボーリングでの河床砂礫の標高値とほぼ同じ値



第 6 図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-1, S-2, S-3 の CMP 重合測線図。参考のため、周辺の反射法測線 (神奈川県 2001-A, B, C, 小田原 2002, 飯泉—沼代 2010, GSJ1995 S-4, GSJ2015 C-S) の概略位置およびボーリング位置 (B-1, B-2, …, B-8, 千代) も示す。青線: CMP 重合測線。マゼンタ丸印: ボーリング位置。基図: 国土地理院数値地図 25,000 「小田原北部」。活断層分布は中田・今泉編 (2002) による。

Fig.6 CMP stacking lines of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey lines S-1, S-2 and S-3. Approximate locations of reflection survey lines (Kanagawa2001-A, B and C, Odawara2002, Iizumi-Numashiro2010, GSJ1995 S-4, and GSJ2015 C-S) and boring sites (B-1, B-2, …, B-8 and Chiyo) around this area are also shown for reference purpose. Blue lines: CMP stacking lines. Magenta circles: boring sites. Base map: Odawara-hokubu, Digital Map 25,000 (Map Image), Geospatial Information Authority of Japan. Active faults: after Nakata and Imaizumi eds. (2002).



第7図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-1 の時間断面。上段：本報告の解析結果。下段：オリジナル解析結果。

Fig.7 Stacked time section of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-1.

Top: processing result by present study. Bottom: original processing result.

である。また測線 S-2 の CMP.440 (CMP.80 の 900 m 東方) 付近に B-4 ボーリング (孔口標高 25.65 m, 掘削深度 50.00 m) があるが, 50 m 掘削しても TP-fl ままでしか達していない (水野ほか, 1996a)。ちなみに, CMP.440 (平均標高 27.0 m) での上記顕著な反射面の往復走時は約 100 ms, 平均速度は約 1.65 km/s であるから, 上記同様にその標高は -55.5 m となる。この

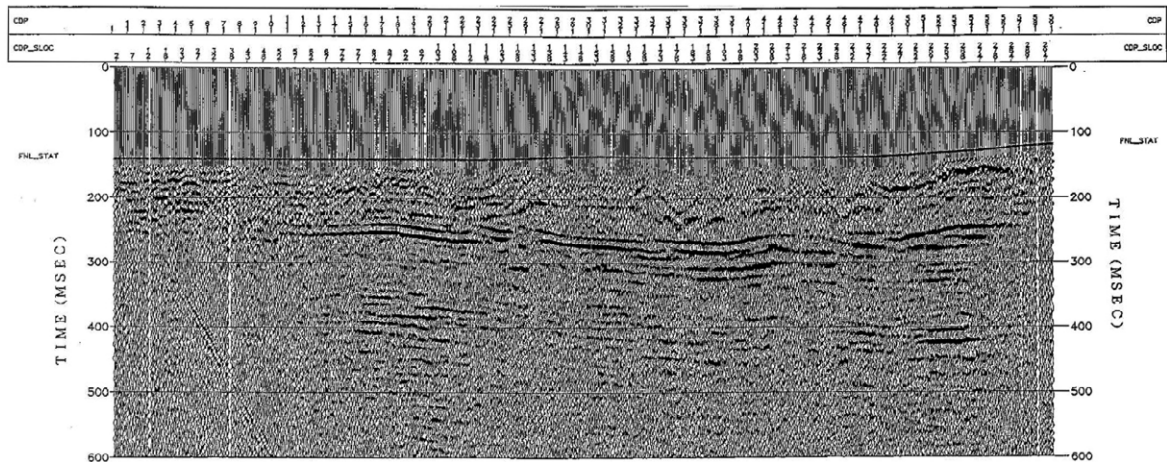
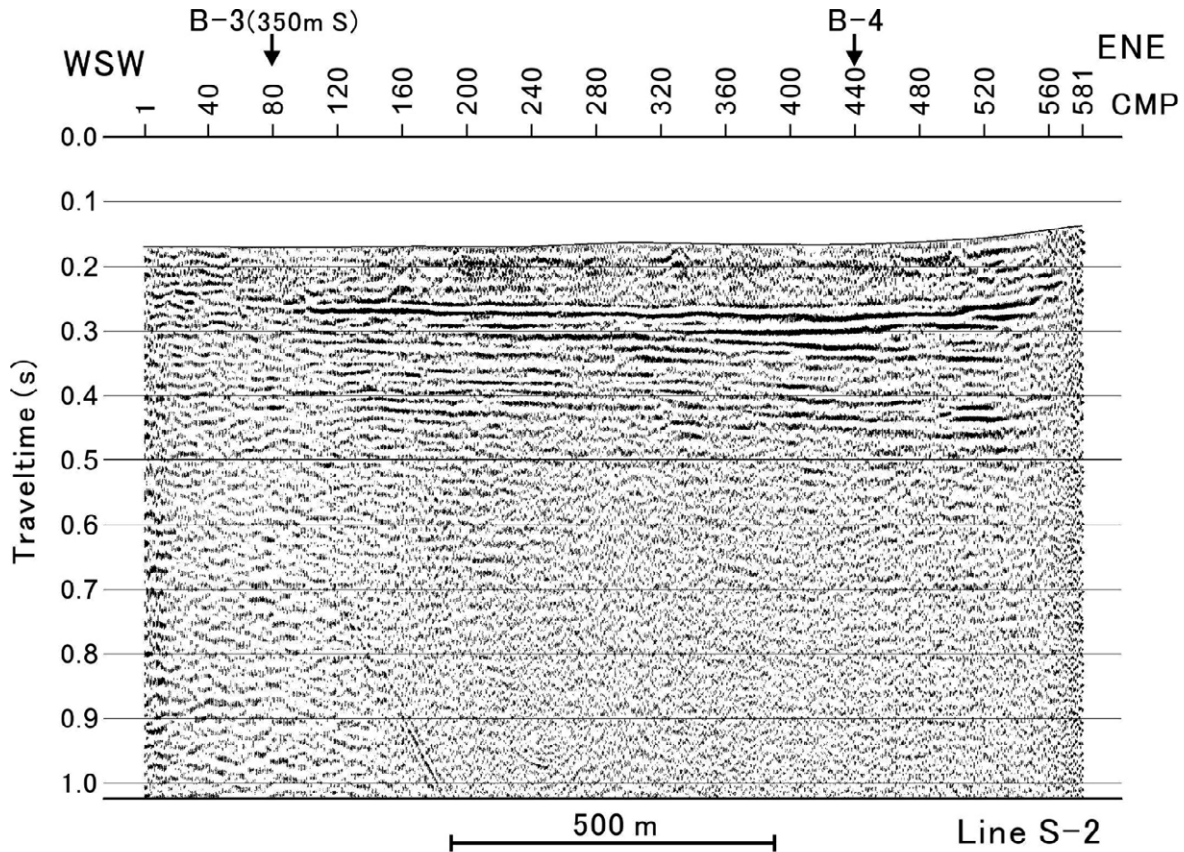
ことはこの顕著な反射面が東方へ緩やかに傾動 (水平距離 1 km に対して約 12 ~ 13 m の沈降に相当) していることを示しており, 千代台地上で見出されている傾動 (太田ほか, 1982) に対応するものであると考えられる。

測線 S-3

CMP.290 付近の約 40 m 北方に B-1 ボーリング (孔口標高 35.47 m, 掘削深度 150.00 m) があり, ここでは TP 基底が標高 -87.28 m に, またローム層を介して河成砂礫層が標高 -92.63 m に認められている (水野ほか, 1996a)。山崎・水野 (1999) は B-1 ボーリングの TP 基底の「下位はテフラを介さず直接河成礫層が存在するので, この礫層は M2 面構成層には対比できない」としているが, 実際には B-3 ボーリングと全く同様な構成で「テフラを介」して砂礫層が存在している (水野ほか, 1996a)。従ってこの砂礫層も M2 面構成層で, 同層準であると考えられる。CMP.290 (平均標高 35.9 m) では顕著な反射面の平均標高からの往復走時は約 150 ms, この付近の平均速度は 1.73 km/s であるから, 上記同様に顕著な反射面の標高は -93.9 m となる。これは B-1 ボーリングにおける河成砂礫の標高と調和的である。一方丘陵側の CMP.530 付近の約 70 m 南東に B-2 ボーリング (孔口標高 82.54 m, 掘削深度 30.00 m) があり, ここではすべて曾我山礫層が分布している (水野ほか, 1996a)。従って測線 S-3 の東端浅部における西傾斜の反射面は曾我山礫層中の反射面と想定されるが, その実体は不明である。

測線 S-1

CMP.40 付近の約 150 m 南東に B-6 ボーリング (孔口標高 53.55 m, 掘削深度 70.00 m) があり, ここでは TP 基底が標高 15.70 m に認められている。このボーリングで顕著な反射面となる可能性があるのは, TP の下位にあるローム層とその下位の礫混じり砂層の境界 (標高 7.80 m) であると思われる。CMP.40 (平均標高 44.6 m) において顕著に見られる東傾斜の反射面は二つあり, それぞれ往復走時で約

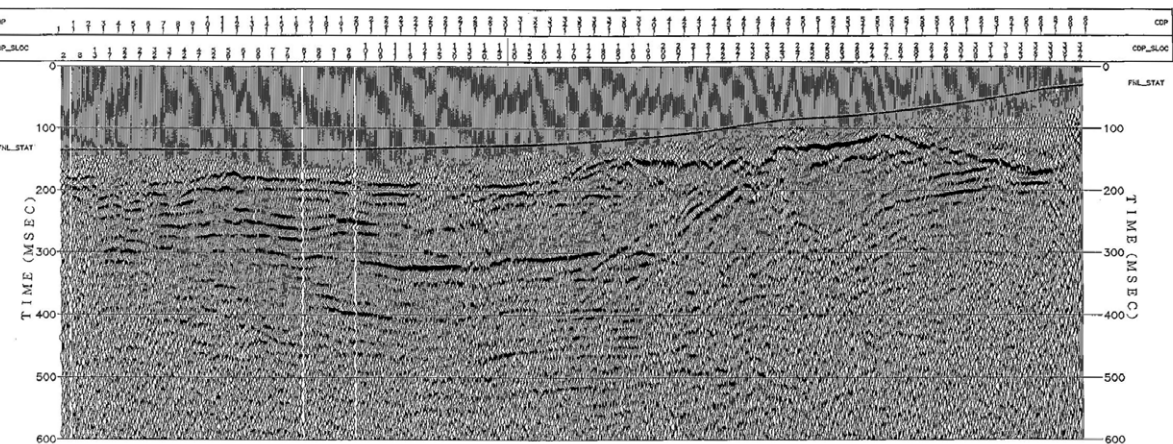
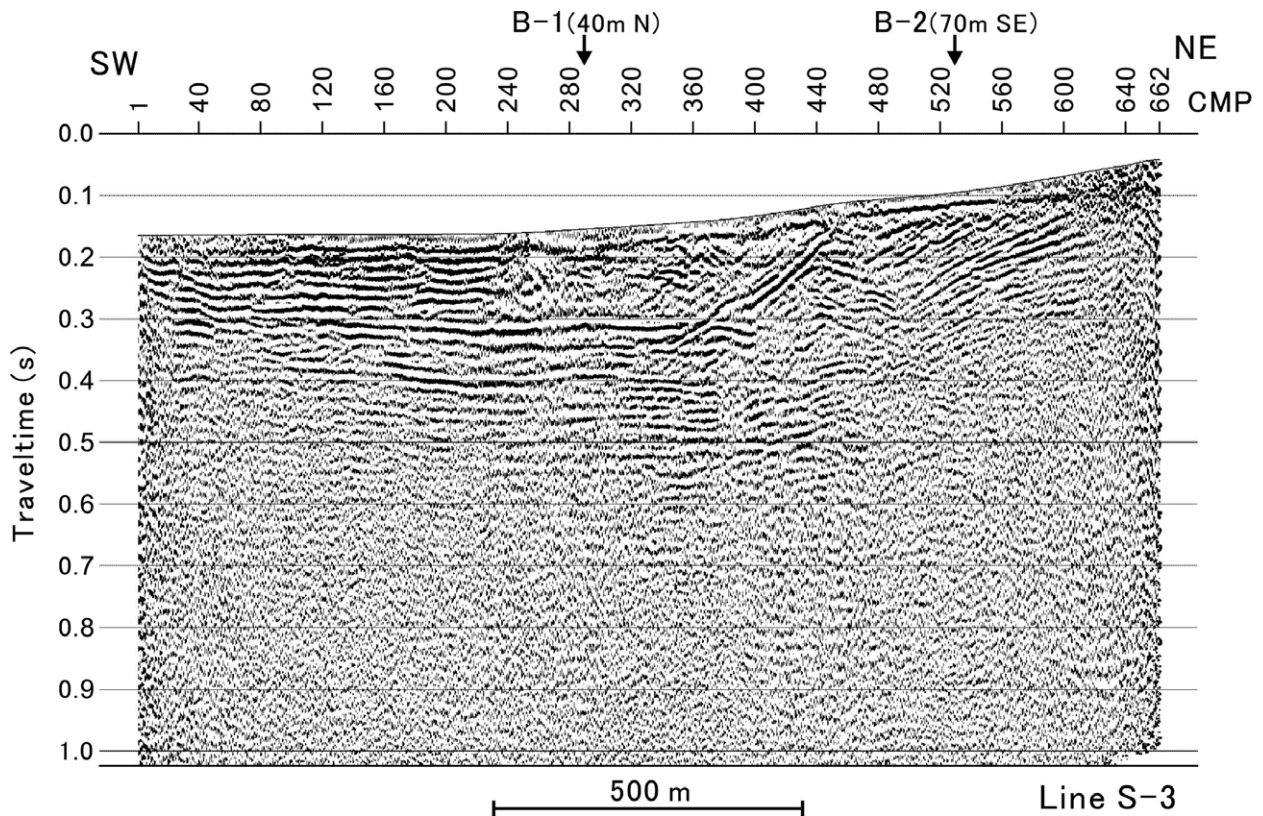


第 8 図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-2 の時間断面. 上段：本報告の解析結果. 下段：オリジナル解析結果.
 Fig.8 Stacked time section of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-2. Top: processing result by present study. Bottom: original processing result.

45 ms, 75 ms に相当する. それぞれの平均速度 1.62 km/s, 1.69 km/s を使用すると, 同様に標高はそれぞれ 8.2 m, -18.8 m と求められる. 前者は上記のローム層と砂層との境界にほぼ一致しており, 後者は掘削深度より深いところにある反射面ということになる. 測線 S-1 の丘陵部 CMP.180 付近の約 350 m 東方に B-7 ボーリング (孔口標高 87.90 m, 掘削深度 40.00 m) があり, ここでは標高 73.40 m に TP 基底が認められ

ているが, 40 m 掘削しても吉沢ローム層 (下末吉相当) 内にとどまっており (水野ほか, 1996a), 反射面となりうるものの情報は無い.

今後, 速度の見積もりが少し変更される可能性があり, ここで概算した各測線の反射面標高に若干の修正が必要となるかもしれないが, 顕著な反射面の推定標高とボーリング・データから想定される反射境界の標高とは非常に良く一致していると言える.



第9図 GSJ1995 国府津—松田測線 S-3 の時間断面. 上段：本報告の解析結果. 下段：オリジナル解析結果.
 Fig.9 Stacked time section of the GSJ1995 Kouzu-Matsuda survey line S-3. Top: processing result by present study.
 Bottom: original processing result.

4.2 千代台地西縁の“活断層”

千代台地西縁に“活断層”が存在することを最初に指摘したのはおそらく Kaneko(1970)であろう。Kaneko(1970)は“a tilted fault block standing above the graven floor”として千代台地に言及し、その西縁に活断層を想定している。また1923年関東地震のさいにその西縁の崖に沿って若干の地変(沈下)が生じたとしている。これ以降、例えば Kaneko(1971), 活断層研究会編(1980), 太田ほか(1982), 上杉ほか

(1982), 活断層研究会編(1991), 宮内ほか(1996), 中田・今泉編(2002)などが千代台地西縁に活断層を想定している。いずれも、上下変位10m以上、東側隆起の断層であり、千代台地が東方へ傾動することから東傾斜の逆断層としている。一方、水野ほか(1996a, c), 山崎・水野(1999)はおもに千代台地西方酒匂川氾濫原上の B-3 ボーリング (TP 基底標高 -40.01 m, M2 砂礫層上面標高 -44.38 m) と千代台地上の千代ボーリング (TP 基底標高 -42.1 m, M2 砂礫層上面標

高 -45.4 m) との比較をもとに、一部測線 S-2 のオリジナルな反射法処理結果 (第 8 図下段) を参照して、キーとなる TP 基底や M2 砂礫層上面の標高にほとんど差が認められないことから千代台地西縁に断層は存在しないと結論した。

本報告では中間処理結果をもとに議論しているが、現時点でも、千代台地西縁に断層はやはり存在しないと結論できる。測線 S-2 の CMP.150 付近が千代台地の西縁にあたるが、ここでは往復走時約 0.25 s の M2 面は連続性が良く、明瞭な変位は存在しない (第 8 図上段)。水野ほか (1996a, c), 山崎・水野 (1999) の参照した測線 S-2 のオリジナルな反射法処理断面 (第 8 図下段) は連続性が悪く、断層の有無や形状の議論にあまり耐えうる断面ではなかったが、少なくとも千代台地の西縁に断層変位を認めることは当時であっても困難であった。

ほかの既存反射法断面を参照しても同様に明瞭な変位を認めることはできない。例えば、神奈川県 (2002b) は地震関係基礎調査交付金による神縄・国府津—松田断層帯調査のさい、千代台地のほぼ中央部を東北東—西南西方向に横断している神奈川県 2001-C 測線 (神奈川県 2001-A 測線の一部で稠密発震を行った測線) で反射法探査を実施した。その深度断面図 (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Kanagawa6/figures/f3-15-2.jpg> で公表されている) には、人工的ノイズのためか断面全体にわたって連続する反射面は得られていないが、千代台地を含む CMP.1340 ~ 1100 付近の標高約 -50 m に連続する顕著な反射面 (近隣の千代ボーリングを参照するとこれも M2 面相当と考えられる) が存在する。千代台地中央部から JR 御殿場線付近にかけて一部で反射面が乱れているが、少なくとも千代台地西縁 (CMP.1290 付近) 周辺でこの反射面は非常に良く連続しており、やはり台地西縁に断層を想定することは困難である。

今泉ほか (2012) の飯泉—沼代 2010 測線の深度断面図およびその解釈図 (これらは http://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/kannawa_juten/h23/chap3_2_b.pdf に公表されている) には、CMP.270 ~ 580 付近のごく浅部に東へやや傾斜する顕著な反射面が認められる。この反射面には千代台地西縁 (CMP.430 付近) 周辺で反射波の乱れが存在し、今泉ほか (2012) は国府津—松田断層から続く分岐断層の一つがそこを通過していると解釈した。しかしこの顕著な反射面は“断

層”と解釈された部分をはさんで東西でほとんど上下変位は認められず、ノイズのため一部反射波の乱れはあるものの全体として一直線状に滑らかに繋がっている、との解釈も成り立つ。すなわちこれは、測線 S-2 や神奈川県 2001-C 測線に認められたように、東方へ緩やかに傾動する一連の反射面 (これもおそらく M2 面相当) である可能性がある。

ほかに千代台地を横断する反射法測線として田中ほか (2002, 2003), 宮内ほか (2003) の小田原 2002 測線が存在するが、処理結果が公開されていない。第 6 図に示したように小田原 2002 測線は測線 S-2 の中央部を斜めに横切り、B-3 ボーリングの近傍へと向かう測線である。上述のように、近傍の測線 S-2 で断層変位が見られないこと、また近傍の B-3 ボーリングと千代ボーリング間で TP 基底や M2 面の標高にほとんど差がないことから、おそらく小田原 2002 測線でも千代台地西縁に断層は存在しないものと推定される。本プロジェクトで実施した GSJ2015 千代—曾我別所測線の処理はまだあまり進んでおらず、また千代台地西縁周辺では震源の効きが非常に悪くノイズの大きいデータとなっているため、西縁に断層変位が存在するかどうかはまだ議論できない状態である (山口・伊藤, 2016)。しかし上記の反射法探査結果から見たときに、千代台地西縁に活断層が存在することを支持する積極的な証拠は今のところないと考えられる。また先に述べたように、千代台地に認められる傾動はもっと広い範囲におよぶ傾動の一部がたまたま地表で見えているに過ぎないと考えられるため、千代台地西縁に逆断層を想定する必然性もない。以上のことから、千代台地西縁に活断層は存在せず、西縁の崖はおそらく侵食崖であると考えられる。

千代台地西縁に活断層が存在しないという上記の結論は、宮内ほか (2003) あるいは今泉ほか (2012) が示した足柄平野下への国府津—松田断層の分岐前進過程が存在しないということを主張している訳ではない。少なくとも千代台地の西縁に達する分岐断層は存在していないということであり、ここより西方に分岐断層が存在する可能性は残されている。しかし、現状のいずれの反射法探査結果も都市部特有の高ノイズ環境のため反射波が乱されており、積極的に断層がどこを通過するかを示すことは今のところ困難であると思われる。

5. まとめ

工業技術院地質調査所(現,産業技術総合研究所地質調査総合センター)が1995年に実施した国府津—松田断層帯調査におけるP波反射法地震探査のデジタル発震記録等の所在が判明したため,同反射法データの再処理を実施した。1/5,000詳細測線図は存在するものの,位置座標が失われていたため,この詳細測線図をデジタル化して水平座標を決定した。標高値を測線図から決定することは困難であったため,国土地理院の10 m DEMから測線に沿った標高を切り出して決定した。処理はまだ途中段階にあり,今後種々のノイズ除去処理の適用など,詳細な処理を進めていく予定である。現時点での中間処理結果に関する結論をまとめると下記のようなになる。

平野部浅部に見られるもっとも顕著な反射面は,ボーリング結果との比較によれば,TP-fl・TP・ローム層などに覆われた砂礫層の上面に相当すると考えられる。特に測線S-2, S-3浅部のもっとも顕著な反射面は三崎面相当(M2:酸素同位体ステージ5a)の河成砂礫層上面に相当すると考えられる。

平野部の反射面は深くなるほど東方への傾斜を増しており,このことは国府津—松田断層帯の逆断層活動による累積的な東方への傾動を示している可能性がある。特に測線S-2浅部のもっとも顕著な反射面は水平距離1 kmに対して約12~13 mの沈降に相当する東方への傾動を示す。これは千代台地で認められている東方への傾動とほぼ同等の大きさを持つ。

測線S-2では,千代台地西縁を含むほぼ断面全体にわたって浅部のもっとも顕著な反射面が連続している。既存の反射法探査結果を概観しても,もっとも顕著な反射面は千代台地西縁下で連続していると解釈できる。従って千代台地西縁付近に活断層は存在せず,西縁の崖はおそらく侵食崖であると考えられる。

謝辞

反射法データ処理にあたり,発震点・受振点の標高値を再構成するために国土地理院作製の10 m DEM (FG-JPS-5239-71-dem10b-20090201.xml)を使用した。第1図,第2図,第6図を作成するにあたり,GMT mapping tools (Wessel and Smith, 1998)を使用した。ここに記して感謝の意を表す。

文献

- 今泉俊文・石山達也・宮内崇裕・東郷正美・鈴木毅彦・佐藤比呂志・戸田 茂・加藤 一・越後智雄・田力正好(2012) 神縄・国府津—松田断層帯の変動地形と活動様式・活動性の解明。「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」。文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 148-184。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)「神縄・国府津—松田断層帯の調査結果と評価について」。20p。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)「神縄・国府津—松田断層帯の長期評価の一部改訂について」。30p。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)「神縄・国府津—松田断層帯の評価(一部改訂)」。35p。
- 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。
- 神奈川県(2002a)「平成13年度地震関係基礎調査交付金神奈川県地下構造調査成果報告書」。
- 神奈川県(2002b)「平成13年度神奈川県活断層(神縄・国府津—松田断層帯)調査事業成果報告書」。127p。
- Kaneko, S.(1970) Deformation of Hakone volcano, south-west of Tokyo, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 247-257。
- Kaneko, S.(1971) Neotectonics of Oiso hills and contiguous districts in south Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 345-358。
- 活断層研究会編(1980)「日本の活断層—分布図と資料—」。東京大学出版会, 363p。
- 活断層研究会編(1991)「新編日本の活断層—分布図と資料—」。東京大学出版会, 437p。
- 松田時彦(1996)「要注意断層」の再検討。活断層研究, **14**, 1-8。
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美(1996) 1:25,000都市圏活断層図「小田原」。国土地理院。
- 宮内崇裕・田中 環・伊藤谷生・佐藤比呂志・川村知徳・

- 石山達也・加藤 一・井川 猛 (2003) 反射法地震探査からみた神縄国府津松田断層システムの前進過程とアクティブテクトニクス. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027-P009.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996a) 平成 7 年度活断層調査研究報告 No.28 国府津－松田断層のボーリング, 物理探査等による総合地質調査. 地質調査所研究資料集, 252, 69p.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996b) 国府津－松田断層の活動履歴及び活動性調査. 平成 7 年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, 259, 81-88.
- 水野清秀・佐野正明・林 雅一・山崎晴雄 (1996c) 国府津－松田断層の地質構造及び活動性調査. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, 363.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清 (1982) 国府津・松田断層に関する調査報告. 神奈川県地震災害対策資料「三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書」, 神奈川県, 82-195.
- 田中 環・佐藤比呂志・宮内崇裕・伊藤谷生・加藤 一・河村知徳・石山達也・菊池伸輔・児島悠司・笠原敬司・太田陽一・川崎慎治・井川 猛 (2002) 小田原東部 国府津－松田断層の反射法地震探査による浅部地下構造. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 285.
- 田中 環・宮内崇裕・佐藤比呂志・伊藤谷生・越後智雄・加藤 一・河村知徳・石山達也・菊池伸輔・児島悠司・笠原敬司・太田陽一・川崎慎治・井川 猛 (2003) 反射法地震探査による国府津－松田断層及び足柄平野の地下構造の解明. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 263.
- 上杉 陽・千葉達朗・米澤 宏 (1982) いわゆる国府津－松田断層について－その研究史と実態－. 関東の四紀, 9, 21-32.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. EOS Trans. American Geophysical Union, 79, 579.
- 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, 本報告書.
- 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, 447-460.

地質調査総合センター速報 No.71

平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 28 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。