

平成 30 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 (FY2018)

中島 礼 (編)

Rei Nakashima (Editor)

令和元年 9 月
September 2019

緒 言

地質情報研究部門 沿岸域プロジェクトリーダー

中島 礼

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地震が沿岸域における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（沿岸域プロジェクト）」に取り組んで来ました。この課題では、構造地質学、層序学、堆積学、古生物学、地球物理学、地球化学、水文地質学など様々な地質学的手法での調査と研究を行い、陸域と海域の境界を含めた沿岸域の地質情報の空白域を埋めるとともに、海陸にわたって活断層や地層の連続性、重力・磁気異常の分布などを明らかにすることを目的としています。その調査・研究成果は、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発信されています。

平成26年度からは、沿岸域プロジェクトの新たな展開として、大都市圏沿岸域における地質・地盤情報整備を進めていくこととして、平成28年度まで関東平野南部沿岸域の調査・研究を実施してきました。その成果として、平成30年度には房総半島東部沿岸域の海陸シームレス地質情報集を出版し、そして令和元年度には相模湾北部沿岸域の調査・研究成果を公開予定です。平成29年度からは、名古屋市を中心とする中京エリアにおける地質情報整備を目的として、伊勢湾・三河湾沿岸域の調査・研究を実施しており、令和元年度が調査の最終年度となっています。この沿岸域にも人口が集中し、国内有数の工業地帯が立地しています。そのため、この沿岸域における地質層序や活断層の分布などを調査・検討し、海から陸までの地質の連続性を捉え、そして活断層や地震などの災害軽減に資する地質情報を整備してゆく所存です。

本報告は、平成30年度に実施した伊勢湾・三河湾の海域及び陸域の調査・研究活動等を主に報告するものです。本報告には、10件の研究成果の報告が収められています。陸域の調査報告として、西三河平野における物理探査、ボーリング掘削調査、地球化学分析、濃尾平野における古地震の再検討、伊勢湾西岸におけるボーリング掘削調査があります。また、海域の調査報告として、伊勢湾・三河湾内における堆積物調査とボーリング掘削調査、音波探査による活断層の履歴調査があります。さらに、東京都における地下層序構築のためのボーリング掘削の調査報告もあります。本報告は、速報として調査終了直後に作成されたため、調査で得られたデータの解析やそれに基づく解釈は十分とは言えませんが、本調査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進めるものです。

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 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告
目 次

緒言・・・中島 礼	
伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨	1
伊勢湾に分布する白子－野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴 八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄	13
高浜撓曲周辺における浅部反射法地震探査 伊藤 忍・木下佐和子・山口和雄	29
高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における反射法地震探査 伊藤 忍	39
反射法地震探査による横須賀断層北端付近の地下構造 伊藤 忍・竜沢篤ノ助	53
濃尾平野西部における天正地震時の沈降に関する初歩的検討 小松原 琢	63
西三河平野南西部，油ヶ淵低地におけるボーリング調査 阿部朋弥・中島 礼・納谷友規	71
西三河平野南西部堆積物を用いた CNS 元素分析（速報） 太田雄貴・阿部朋弥	87
三重県鈴鹿市南部における第四系ボーリング調査（速報） 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼	95
東京都江東区有明における地下 110 m の層序：GS-AA-1 コアの調査概要 納谷友規・小松原純子・坂田健太郎・中山俊雄・中澤 努	107

Annual Report of Investigations Geology Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2018)

Contents

Preface

Primary report of marine sediment collecting survey in Ise and Mikawa bays Atsuko Amano, Koji Seike, Takashi Oogami and Toru Tamura.....	1
Geometry and paleo-activity of the Shiroko-Noma Fault and the Suzuka-oki Fault in Ise Bay Masatoshi Yagi, Izumi Sakamoto and Mikio Fujimaki	13
Shallow seismic reflection surveys around the Takahama Flexure Shinobu Ito, Sawako Kinoshita and Kazuo Yamaguchi	29
Seismic reflection survey at the fault blank area between the Takahama Flexure and the Yokosuka Fault Shinobu Ito.....	39
Subsurface structure around the north end of the Yokosuka Fault by seismic reflection survey Shinobu Ito and Tokunosuke Tatsuzawa.....	53
Preliminary examination on coseismic subsidence by the 1586 Tensho Earthquake in the western part of Nobi Plain, central Japan Taku Komatsubara.....	63
Reports of coring survey in Aburagafuchi Lowland, southwestern part of Nishimikawa Plain, central Japan Tomoya Abe, Rei Nakashima and Tomonori Naya.....	71
CNS elemental analyses using a sediment core obtained from the southwestern Nishimikawa Plain, central Japan Yuki Ota and Tomoya Abe.....	87
Preliminary report of coring survey on Quaternary sediments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan Yoshiki Sato, Kiyohide Mizuno and Rei Nakashima	95
Subsurface stratigraphy of the Ariake area, Koto-ku, Tokyo, central Japan: A preliminary report on 110-m-long GS-AA-1 core Tomonori Naya, Junko Komatsubara, Kentaro Sakata, Toshio Nakayama and Tsutomu Nakazawa.....	107

伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要 Primary report of marine sediment collecting survey in Ise and Mikawa bays

天野敦子^{1*}・清家弘治¹・大上隆史²・田村 亨¹
Atsuko Amano¹, Koji Seike¹, Takashi Oogami² and Toru Tamura¹

Abstract: Two sediment cores, 36 m long GS-IB18-1 and 65 m long GS-IB18-2 were obtained by drilling survey in Ise Bay off Shiroko, Suzuka City in order to estimate the activity of the Shiroko-Noma Fault. GS-IB18-1 was divided to 11 sections and GS-IB18-2 to 8 sections based on lithology changes. We collected seafloor surface sediment at 18 sites in Ise and Mikawa bays using mini-multiple and gravity corer for reconstructing the changes of depositional process and marine environment during the last a few hundred years. Seafloor of the interior and central parts of these bays was covered with silty sediments and grain size increased toward the bay mouth where sandy deposits dominated. The distribution pattern of grain size indicates that tidal current decrease from the bay mouth to the central part of the bay and hydrodynamic condition is a stagnant in the inner and central parts.

Keywords: boring core, surface sediment, lithology, radiocarbon age, Ise and Mikawa bays

要 旨

反射法音波探査で捉えられた海底活断層である白子一野間断層の活動性を評価するために、伊勢湾の鈴鹿市白子町沖でコア長 36 m の GS-IB18-1 と 65 m の GS-IB18-2 の 2 本のボーリング試料を掘削した。層相変化を基に GS-IB18-1 を 11 セクション、GS-IB18-2 を 8 セクションに区分した。また、過去数百年間の堆積環境表層堆積物の物理、化学特性を基に過去数百年間の堆積過程と海洋環境の変化とその要因を明らかにするために、伊勢湾、三河湾の 18 地点においてミニマルチプルコアラーとグラビティコアラーを用いて海底表層堆積物を採取した。湾奥から中央部にかけての海底表層にはシルトが、中央部から湾口にかけては極細粒砂が分布する。この粒度分布は湾奥から湾中央にかけての海域はシルトが堆積する停滞的な水理環境であるが、湾口付近では潮汐流の増加によって砂質堆積物が堆積することを示唆する。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、沿岸域を中心とした活断層や地下地盤に関する地質情報の整備を目的として、2017 年度から 3 年計画で伊勢湾・三河湾周辺で調査を行っている。その一環として、海底活断層の分布とその活動性を明らかにするために、

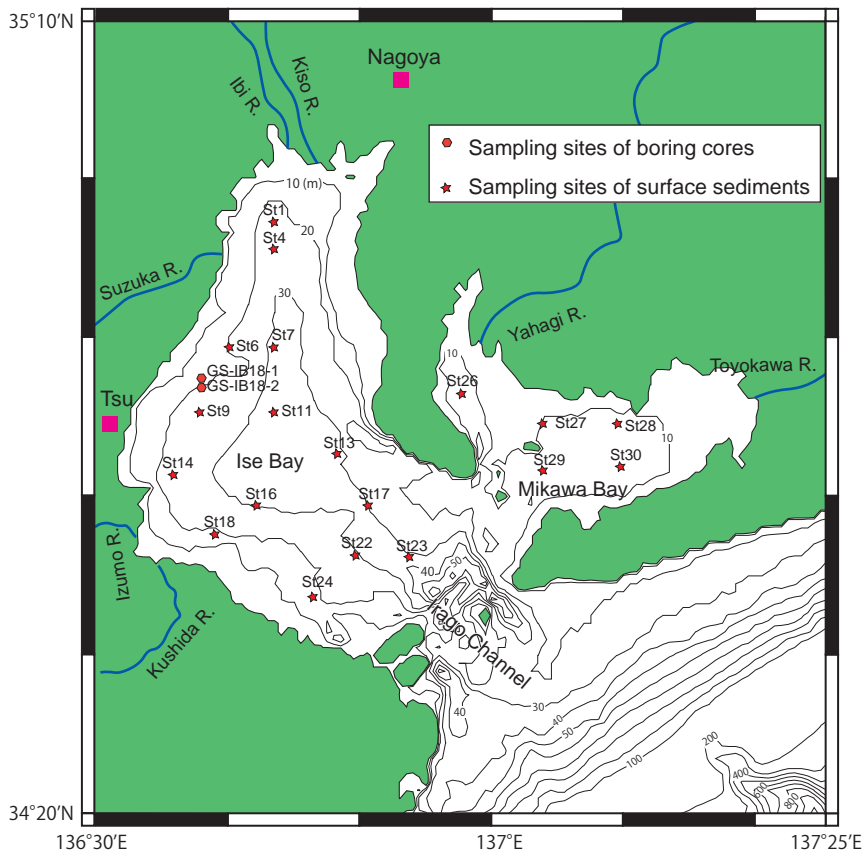
2017 年度に伊勢湾・三河湾で反射法音波探査が実施された。この調査結果より、音波探査記録断面の音響学的な特徴にもとづいて海底面下の堆積物の層序区分が行われ、それらの堆積物を変位させる海底活断層（伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子一野間断層）が確認された（佐藤・古山, 2018）。海底活断層の活動性評価を行うためには反射法音波記録断面に詳細に年代軸を入れる必要がある。そのため、本研究では具体的な堆積環境や堆積年代・堆積速度を明らかにする目的で、伊勢湾の鈴鹿市白子町沖で海上ボーリング調査を実施した。

伊勢湾・三河湾は閉鎖性の強い内湾であり、その海岸には工業地帯が密集している。そのため、第二次世界大戦後に伊勢湾・三河湾の海洋環境の汚染、汚濁が顕著となり、それらの実態把握と物質収支を目的として、湾表層堆積物を用いた研究が行われてきた（例えば、陶ほか, 1982; 西村, 1976）。特に、夏季に発生する貧酸素水塊は漁業資源に被害を及ぼす深刻な問題である。貧酸素水塊の挙動の把握や発生原因の解明のために水質観測が行われており（黒田・藤田, 2006）、近年の貧酸素水塊の拡大の原因として物質循環機能の低下が指摘されている（青山, 2000; 宇野木・小西, 1998）。物質循環を定量的に捉える上で、堆積過程の時空間変化は海底への移動、蓄積量を評価する情報となる。そこで本研究では、表層堆積物の物理、化学特性を基に過去数百年間の堆積過程と海洋環境の変化とその要因を明らかにすることを目的として、伊勢湾、三河湾で海

*Correspondence

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

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



第1図 採泥地点図。

Fig. 1 Map of sampling sites.

第1表 ボーリング試料の掘削位置と掘削長。

Table 1 Information for boring core sampling sites.

Site No.	Latitude N	Longitude E	Water depth (m)	Core length (m)
GS-IB18-1	34° 47.0462'	136° 38.1410'	21.66	36.0
GS-IB18-2	34° 46.6414'	136° 38.1409'	22.91	65.0

底表層堆積物を採取した。

本報告では、上記した2018年度に伊勢湾・三河湾で実施されたボーリング掘削と海底表層堆積物採取の調査結果について取りまとめる。

2. 調査海域

調査海域は伊良湖水道により太平洋から隔てられる伊勢湾、さらに伊勢湾口の内側付近から東に湾入する三河湾である(第1図)。伊良湖水道では水深が50 m以深と急激に深い一方で、伊勢湾内の主要部は40 mよりも浅く、湾央で深くなる。三河湾の水深は佐久島、日間賀島、篠島周辺と知多半島南端では局所的に水深20 mよりも深い部分があるが、15 mよりも浅い部分が大半を占める。

3. 調査及び分析方法

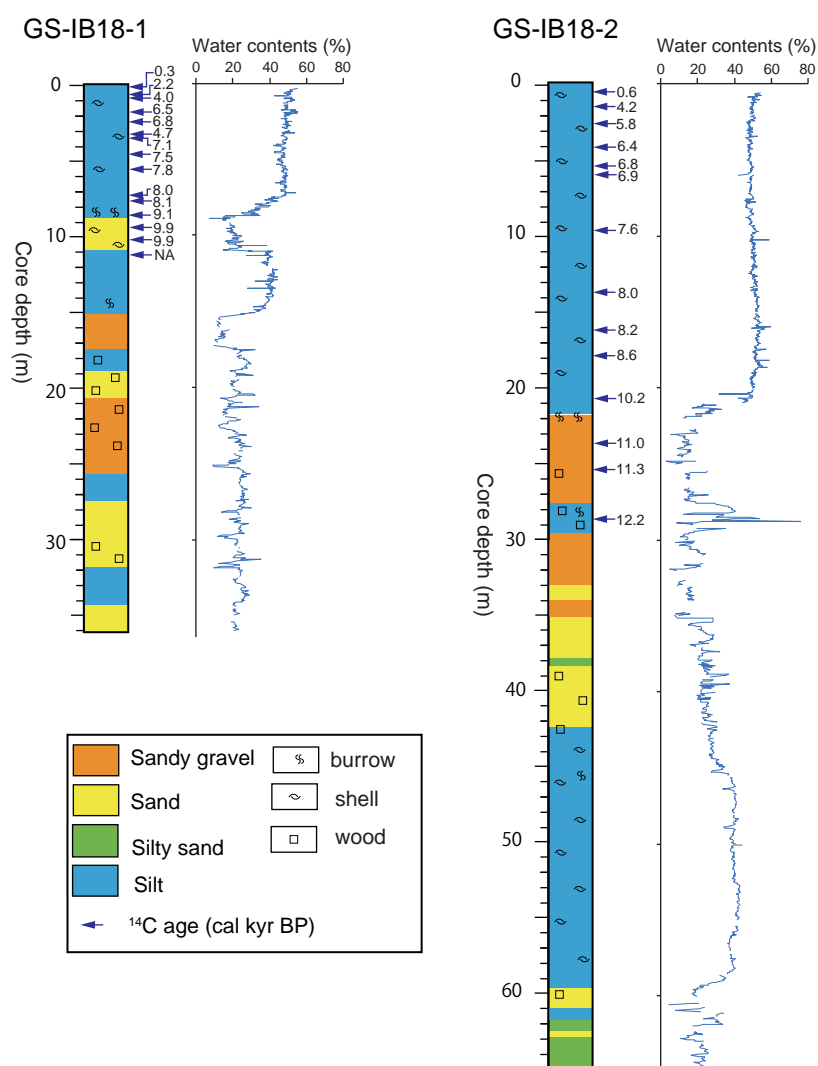
3.1 ボーリング試料の掘削と処理

ボーリング試料は、三重県鈴鹿市沖のGS-IB18-1(水深21.66 m)、GS-IB18-2(水深22.91 m)の2地点で掘削された(第1図,第1表)。この2地点は佐藤・古山(2018)で報告された白子-野間断層を挟む。掘削作業は海中に仮設したガイドパイプ上に試錘機を据付け、クレーン台船上に設置した油圧ユニットを操作する傾動自在型試錘工法を用いて、2018年4月18日～6月2日の期間に実施された。採取された試料の長さは、GS-IB18-1では36 m、GS-IB18-2では65 mである。

採取されたボーリング試料は暗室でOSL年代分析用試料を採取した後、写真とX線CT画像の撮影を行った。その後、堆積相の記載を行い、放射性炭素年代、粒度、元素、微化石などの分析のためのサブサンプリングを行った。

3.2 ミニマルチプルコアラー及びグラビティーカーの試料の採取と処理

海底表層堆積物調査は2018年9月27～29日に第三開洋丸(海洋エンジニアリング株式会社所有)によっ



第2図 ボーリングの柱状図と含水率プロファイル。
Fig. 2 Sedimentary column and water contents profiles of boring cores.

で最長 30 cm の堆積物試料が採取できるミニマルチップルコアラー (MC) と、最長 150 cm の試料が採取できる重力落下式コアラー (GC) を用いて行った。全 19 地点で MC を用いて採泥作業を行い、18 地点で試料を採取した (第 1 図、第 2 表)。また、MC で採取した地点の内、9 地点 (第 2 表) で GC による採泥作業を行った。

採取した MC 試料は、船上で 1 cm 間隔でサブサンプリングし、冷蔵保存して持ち帰った。GC 試料も冷蔵保存して持ち帰り、X 線 CT 画像撮影を行った後、半裁して写真撮影、記載と分析用のサブサンプリングを行った。

3.3 X 線 CT 画像撮影

ボーリングと GC の試料について、Supria Grande (日立製作所製) を用いて X 線 CT 画像を撮影した。撮影時の設定は電圧 80 kV、電流 120 mA で、スライス厚は

0.625 mm である。得られた X 線 CT データでは画像解析ソフトウェア OsiriX (Pixmeo SARL 社製) を用いて処理し、試料の鉛直断面像を作成した。

3.4 含水率測定

堆積物の含水率はサブサンプリングした試料の凍結乾燥前後の重量を測定して含水率を求めた。ボーリング試料の未固結の泥質堆積物はプラスチックキューブ試料を採取した 2.3 cm 間隔で、それ以外の部分は 5 cm 間隔で含水率を測定した。また、MC 試料は 1 cm 間隔で、GC 試料はプラスチックキューブ試料を採取した 2.3 cm 間隔で測定を行った。

3.5 放射性炭素年代測定

ボーリング試料から採取した貝、ウニ、木片など 29 試料について (第 3 表)、地球科学研究所に依頼して加

第2表 ミニマルチプルコアラーとグラビティコアラーの採取位置と記載。
Table 2 Information for mini-multiple and gravity corer sampling sites.

Site No.	Sample No.		Latitude N	Longitude E	Water depth (m)	Description of mini-multiple core	Description of gravity core
	Mini-multiple core	gravity core					
St1	MC11	GC06	34° 57.0083'	136° 43.4649'	26.85	silt (core depth: 0–22 cm)	silt (core depth: 0–110 cm)
St4	MC09	GC04	34° 55.2116'	136° 43.5974'	31.89	silt (0–32 cm)	silt (0–99 cm)
St6	MC12		34° 49.1571'	136° 40.2208'	24.17	silt (0–24 cm)	
St7	MC10	GC05	34° 49.2019'	136° 43.5418'	35.28	silt (0–13 cm)	silt (0–137 cm)
St9	MC14		34° 45.0236'	136° 38.0473'	28.81	silt (0–18 cm)	
St11	MC13	GC07	34° 45.0131'	136° 43.4968'	37.75	silt (0–25 cm)	silt (0–97 cm)
St13	MC08	GC03	34° 42.4757'	136° 48.3295'	34.00	silt (0–29.5 cm)	sandy silt (0–79.5 cm)
St14	MC15	GC08	34° 41.1086'	136° 36.0963'	26.98	silt (0–32 cm)	silt (0–74 cm)
St16	MC17	GC09	34° 39.2678'	136° 42.2212'	32.34	silt (0–32 cm)	silt (0–68 cm), sandy silt (68–92 cm)
St17	MC07		34° 39.1929'	136° 50.4802'	34.32	sandy silt (0–17 cm)	
St18	MC16		34° 37.4132'	136° 39.0397'	20.64	silt (0–29 cm)	
St22	MC19		34° 36.1003'	136° 49.5273'	30.76	sandy silt (0–22 cm)	
St23	MC06		34° 35.9224'	136° 53.6123'	41.70	sandy silt (0–22 cm)	
St24	MC18		34° 34.2186'	136° 46.3753'	19.76	No sample	
St26	MC05	GC02	34° 46.3395'	136° 57.5524'	16.00	silt (0–29 cm)	silt (0–89 cm)
St27	MC01		34° 44.3210'	137° 3.5540'	11.00	silt (0–28 cm)	
St28	MC02		34° 44.2979'	137° 9.0517'	14.43	silt (0–33 cm)	
St29	MC04		34° 41.4317'	137° 3.6143'	19.42	very fine sand (0–19 cm)	
St30	MC03	GC01	34° 41.6207'	137° 9.2637'	16.93	silt (0–36 cm)	silt (0–96.5 cm)

速器質量分析計 (Acceleration Mass Spectrometer; AMS) を用いた放射性炭素年代測定を行った。得られた放射性炭素年代は Intcal13 または Marine13 ($\Delta R = 0$) を用いて暦年校正を行った。

3.6 粒度測定

MC の 0 cm ~ 1 cm の試料 (MC09 のみ 0 cm ~ 2 cm) について、レーザー粒度分析装置 (SALD-2100, 島津製作所製) を用いて分析を行った。堆積物試料を蒸留水に懸濁させ超音波をあて、粒子を分散させた状態で粒子を測定した。

4. ボーリング試料の層相と放射性炭素年代

第2図にボーリング試料の柱状図, 含水率プロファ

イルを, 第3図に層相の代表的な写真またはX線CT画像を示した。ボーリング試料の粒度, 堆積構造, 固結度などの違いから, GS-IB18-1 は11セクション, GS-IB18-2 は8セクションに区分し, 以下に各セクションの層相と放射性炭素年代について説明する。

4.1 GS-IB18-1

4.1.1 深度: 0 cm ~ 868 cm

シルトから成り, 貝やウニの殻を含む。コア深度 810 cm ~ 868 cm では, 砂質シルトへと粗粒化し, 砂質堆積物で充填された円筒状生痕が多く確認される (第3図 a)。放射性炭素年代は 0.3 cal kyr BP ~ 9.1 cal kyr BP を示す。

4.1.2 コア深度: 868 cm ~ 1,096 cm

粗粒砂~極粗粒砂によって構成され, 局所的に細礫

第3表 ボーリング試料の放射性炭素年代.

Table 3 Radiocarbon age of boring cores.

Boring No.	core depth (cm)	type of material	Conventional ¹⁴ C Age (yr BP)	Calibrated ¹⁴ C Age (cal yr BP)	Laboratory number
GS-IB18-1	38	shell	660 ± 30	402 - 253	Beta-519567
GS-IB18-1	81	shell	2530 ± 30	2299 - 2113	Beta-519568
GS-IB18-1	99	shell	3950 ± 30	4055 - 3840	Beta-516436
GS-IB18-1	192	shell	6030 ± 30	6543 - 6353	Beta-516437
GS-IB18-1	247	shell	6320 ± 30	6877 - 6685	Beta-519569
GS-IB18-1	311	shell	4460 ± 30	4779 - 4530	Beta-516438
GS-IB18-1	345	shell	6590 ± 30	7210 - 7005	Beta-519570
GS-IB18-1	450	shell	7020 ± 30	7570 - 7439	Beta-517832
GS-IB18-1	580	shell	7350 ± 30	7910 - 7726	Beta-516440
GS-IB18-1	712	shell	7570 ± 30	8123 - 7948	Beta-519571
GS-IB18-1	766	shell	7600 ± 30	8148 - 7975	Beta-516441
GS-IB18-1	859	shell	8500 ± 40	9251 - 9003	Beta-516442
GS-IB18-1	955	shell	9110 ± 30	10013 - 9686	Beta-516443
GS-IB18-1	1043	shell	9140 ± 40	10103 - 9732	Beta-516444
GS-IB18-1	1108	shell	> 43500		Beta-516445
GS-IB18-2	60	shell	1010 ± 30	646 - 530	Beta-516446
GS-IB18-2	145	shell	4150 ± 30	4348 - 4106	Beta-519572
GS-IB18-2	284	shell	5370 ± 30	5850 - 5642	Beta-516447
GS-IB18-2	403	shell	5970 ± 30	6458 - 6294	Beta-519573
GS-IB18-2	535	shell	6380 ± 30	6945 - 6750	Beta-516448
GS-IB18-2	593	shell	6420 ± 30	6992 - 6795	Beta-519578
GS-IB18-2	978	shell	7090 ± 30	7640 - 7498	Beta-516449
GS-IB18-2	1372	shell	7500 ± 30	8030 - 7874	Beta-519574
GS-IB18-2	1620	shell	7760 ± 30	8316 - 8157	Beta-516450
GS-IB18-2	1792	shell	8120 ± 30	8696 - 8486	Beta-519575
GS-IB18-2	2085	shell	9330 ± 30	10230 - 10115	Beta-516451
GS-IB18-2	2384	shell	9980 ± 30	11106 - 10802	Beta-516452
GS-IB18-2	2549	plant material	9940 ± 30	11407 - 11245	Beta-519576
GS-IB18-2	2877	wood	10380 ± 30	12399 - 12083	Beta-519577

層やマッドクラストを含む(第3図b)。また全体に貝化石の破片が確認される。上位層との境界は明瞭である。放射性炭素年代は9.9 cal kyr BPを示す。

4.1.3 コア深度：1,096 cm～1,500 cm

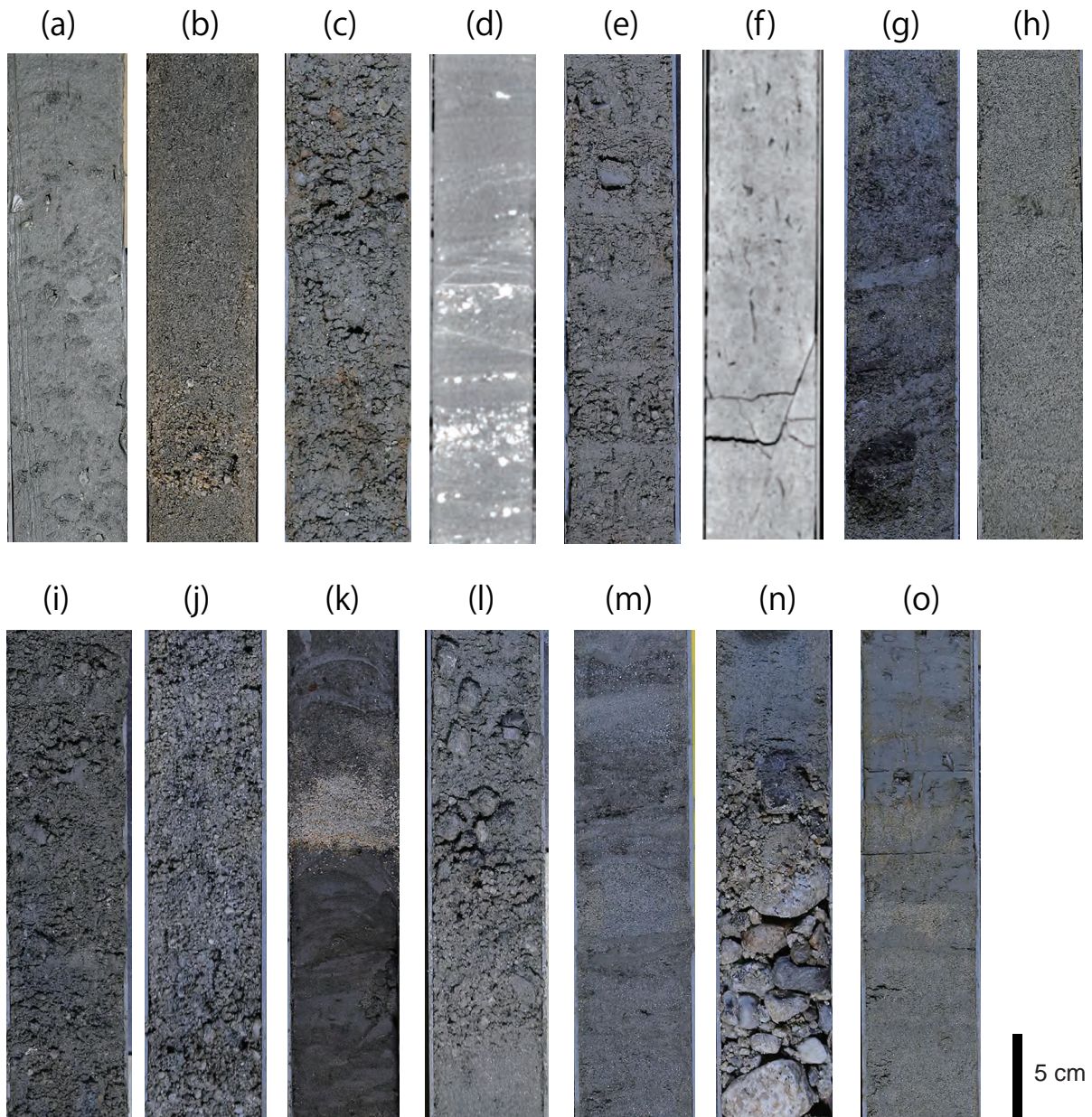
シルトから成り、貝殻破片を含む。局部的に、砂質堆積物で充填された円筒状の生痕が確認された。コア深度1,096 cm～1,136 cmは、淘汰の悪い砂質シルトで比較的大きな貝類の破片を含む。また、上位層との境界は明瞭である。コア深度1,108 cmの貝殻破片の放射性炭素年代結果は、測定限界年代(43 kyr)を超えることを示す。

4.1.4 コア深度：1,500 cm～1,735 cm

コア深度1,500 cm～1,735 cmは中礫を含む淘汰の悪い砂礫から構成される(第3図c)。上位層との境界はコアの切れ目に当たり、状態は不明である。

4.1.5 コア深度：1,735 cm～1,880 cm

シルトによって構成される。全体に木片を含むが、相対的にコア深度1,800 cmよりも上部は少ない。また上部では生痕やラミナが確認される。上位層との境界は明瞭である。



第3図 ボーリング試料の写真とX線CT画像。

- (a) GS-IB18-1 のコア深度 810～840 cm の写真, (b) GS-IB18-1 のコア深度 1,010～1,040 cm の写真,
 (c) GS-IB18-1 のコア深度 1,540～1,570 cm の写真, (d) GS-IB18-1 のコア深度 1,940～1,970 cm のX線CT画像,
 (e) GS-IB18-1 のコア深度 2,240～2,270 cm の写真, (f) GS-IB18-1 のコア深度 2,610～2,640 cm のX線CT画像,
 (g) GS-IB18-1 のコア深度 3,110～3,140 cm の写真, (h) GS-IB18-1 のコア深度 3,560～3,590 cm の写真,
 (i) GS-IB18-2 のコア深度 2,350～2,380 cm の写真, (j) GS-IB18-2 のコア深度 2,560～2,590 cm の写真,
 (k) GS-IB18-2 のコア深度 2,820～2,850 cm の写真, (l) GS-IB18-2 のコア深度 2,960～2,990 cm の写真,
 (m) GS-IB18-2 のコア深度 3,630～3,660 cm の写真, (n) GS-IB18-2 のコア深度 6,040～6,070 cm の写真,
 (o) GS-IB18-2 のコア深度 6,420～6,450 cm の写真。

Fig.3 Representative photograph and CT image of boring cores.

- (a) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 810–840 cm, (b) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 1,010–1,040 cm,
 (c) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 1,540–1,570 cm, (d) CT image of GS-IB18-1 core at a core depth of 1,940–1,970 cm,
 (e) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 2,240–2,270 cm, (f) CT image of GS-IB18-1 core at a core depth of 2,610–2,640 cm,
 (g) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 3,110–3,140 cm, (h) Photograph of GS-IB18-1 core at a core depth of 3,560–3,590 cm,
 (i) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 2,350–2,380 cm, (j) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 2,560–2,590 cm,
 (k) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 2,820–2,850 cm, (l) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 2,960–2,990 cm,
 (m) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 3,630–3,660 cm, (n) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 6,040–6,070 cm,
 (o) Photograph of GS-IB18-2 core at a core depth of 6,420–6,450 cm.

4.1.6 コア深度：1,880 cm ～ 2,040 cm

淘汰の良い極粗粒砂から構成され、局所的に細礫層が狭在し、X線CT画像では平行及び斜交層理が確認される(第3図d)。

4.1.7 コア深度：2,040 cm ～ 2,580 cm

細～中礫を含む砂礫から構成される。このセクションは大きく3つに区分することができ、コア深度2,040 cm～2,330 cmでは細礫が多く、2,330 cm～2,481 cmでは礫が少なく、泥質で(第3図e)、2,481 cm～2,580 cmでは中礫を多く含む。全体に木片を含み、コア深度2,050 cm及び2,562 cmでは5 cm程度の比較的大きな木片が確認された。上位層との境界は上方細粒化していて、不明瞭である。

4.1.8 コア深度：2,580 cm ～ 2,742 cm, 3,180 cm ～ 3,412 cm

これら2つのセクションは固結したシルトで、CT画像では円筒状の生痕が確認された(第3図f)。上位層との境界は明瞭である。

4.1.9 コア深度：2,742 cm ～ 3,180 cm

半固結した極粗粒～細粒砂によって構成され、局所的に固結した砂質シルトまたはシルトの層を含む(第3図g)。全体的に、木片を含み、コア深度3,126 cm～3,142 cmでは木片が密集している。全体的に平行及び斜交層理が確認される。

4.1.10 コア深度：3,412 cm ～ 3,600 cm

未固結の比較的淘汰が良い粗粒砂によって構成される(第3図h)。全体的に平行及び斜交層理が確認される。

4.2 GS-IB18-2**4.2.1 コア深度：0 cm ～ 2185 cm**

シルトによって構成され、貝やウニの破片を含む。コア深度2,185 cm～2,439 cmでは砂質シルトに粗粒化し、砂質堆積物が充填された円筒状の生痕が多く確認される。放射性炭素年代は0.6～10.2 cal kyr BPを示す。

4.2.2 コア深度：2,185 cm ～ 2,756 cm

主に砂礫から成る。コア深度2,185 cm～2,439 cmは細礫を多く含む、泥粒子を含むため淘汰が悪く(第3図i)、円筒状の生痕が確認される。一方、コア深度2,439 cm～2,756 cmは中～細礫を多く含む(第3図j)、上方に向かって礫が多くなり、粗粒化する傾向を示す。この層の放射性炭素年代は11.0～11.3 cal kyr BPを示す。上位層との境界は不明瞭である。

4.2.3 コア深度：2,756 cm ～ 2,960 cm

砂質シルト～シルトから成り、コア深度2,826 cm～2,834 cmには極粗粒砂層が、2,840 cm～2,853 cmでは極細粒砂とシルトの互層が狭在する(第3図k)。円筒状の生痕が多く確認される。全体に木片を含み、コア深度2,918 cm～2,956 cmは暗色を示し、木片などの有機物質を多く含む。この層の放射性炭素年代は12.2 cal kyr BPを示す。

4.2.4 コア深度：2,956 cm ～ 3,510 cm

中～細礫を含む砂礫からなり、局所的に極粗粒～粗粒砂の層が狭在する(第3図l)。コア深度2,960 cm～2,980 cm, 3,010 cm～3,020 cm, 3,020 cm～3,045 cmでは上方粗粒化、3,200 cm～3,235 cmでは上方細粒化が確認できる。上位層との境界は明瞭である。

4.2.5 コア深度：3,510 cm ～ 4,210 cm

粗粒～中粒砂から成り、局所的にシルト層が狭在する(第3図m)。全体に平行及び斜交層理が確認できる。また、局所的に木片を含み、コア深度3,830 cmよりも下部で相対的に多く含まれる。上位層との境界は明瞭である。

4.2.6 コア深度：4,210 cm ～ 5,960 cm

貝化石を含む砂質シルト～シルトから成り、局所的に砂層や木片を含む。相対的に、コア深度4,370 cmよりも上部はこれよりも下部と比べて粗粒である。全体に円筒状の生痕が確認される。上位層との境界は上方粗粒化を示し、不明瞭である。

4.2.7 コア深度：5,960 cm ～ 6,100 cm

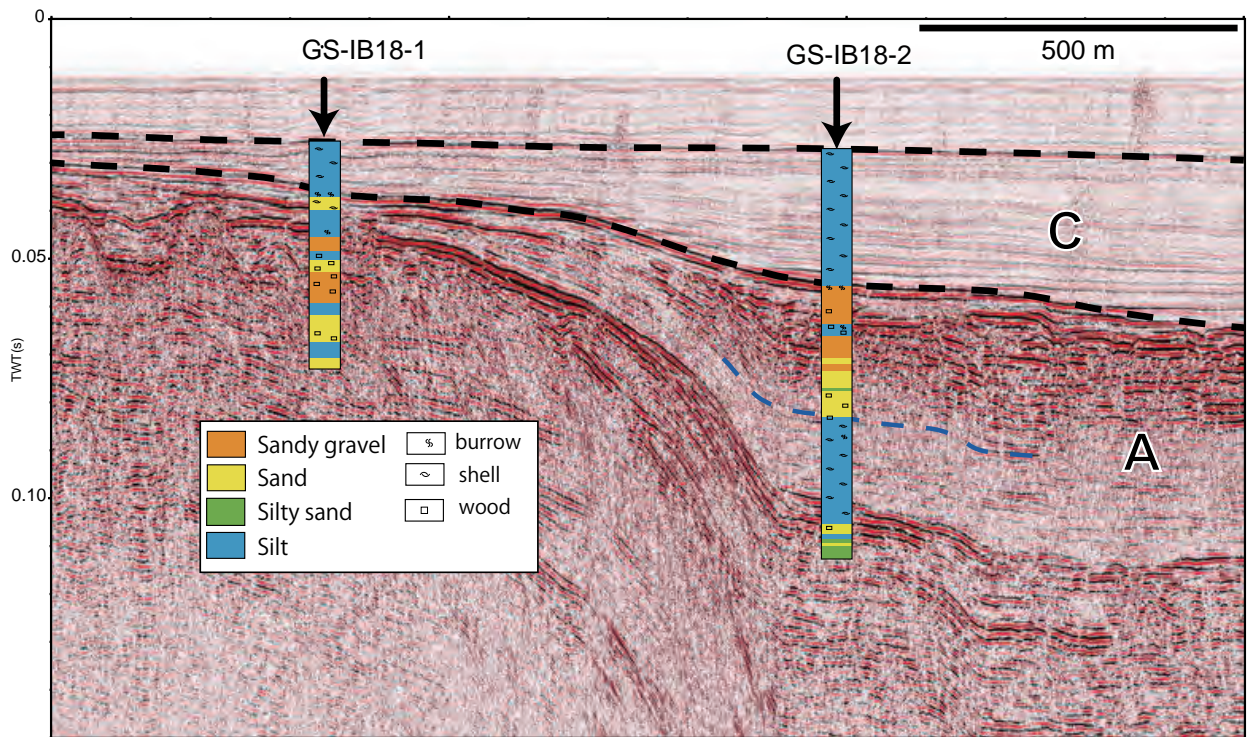
主に極粗粒砂から成る。コア深度6,050 cm～6,070 cm, 6,080 cm～6,100 cmでは中礫から極粗粒砂へと上方細粒化を示し(第3図n)、含まれる礫は亜角礫の花崗岩などである。上位層との境界は上方細粒化を示し、不明瞭である。

4.2.8 コア深度：6,100 cm ～ 6,500 cm

主にシルト質砂から成り(第3図o)、コア深度6,104 cm～6,082 cmではシルト層、6,254 cm～6,284 cmでは粗粒砂層が狭在する。X線CT画像では局所的に平行及び斜交層理が確認される。上位層との境界は欠損しており不明である。

5. ボーリングコアの層相と音波探査記録との対比

GS-IB18-1, 2の層相と、年代結果と、これらコア採取地点近傍で取得された白子～野間断層を横断する音



第4図 白子-野間断層を横断する反射断面図とボーリング柱状図との対比図。
Fig. 4 Seismic profile across Shirako-Noma Fault with sedimentary columns of GS-IB18-1 and GS-IB18-2.

波探査記録(佐藤・古山, 2018)を対比し、音響層序の層相と年代を推定した(第4図)。佐藤・古山(2018)は、この反射断面の上位層を「反射強度は弱いものの連続性がよいC層」、下位層を「成層するものの連続性が弱く、最上部で反射強度が強いA層」として区分している。ボーリング試料の層相と対比すると、C層はGS-IB18-1ではコア深度868 cm, GS-IB18-2では2,185 cmよりも上部の完新世の泥質堆積物、A層はそれよりも下部の更新世の砂礫、砂、シルト層と推定される。また、第4図のA層中に示した青破線よりも上部に確認される反射強度の強い部分は、GS-IB18-2のコア深度2,185～3,510 cmの砂礫、砂層、またそれよりも下部の弱い反射面の部分は3,510 cmよりも下部の泥質堆積物に対応する。

6. ミニマルチプルカラー試料の層相と粒度分析結果

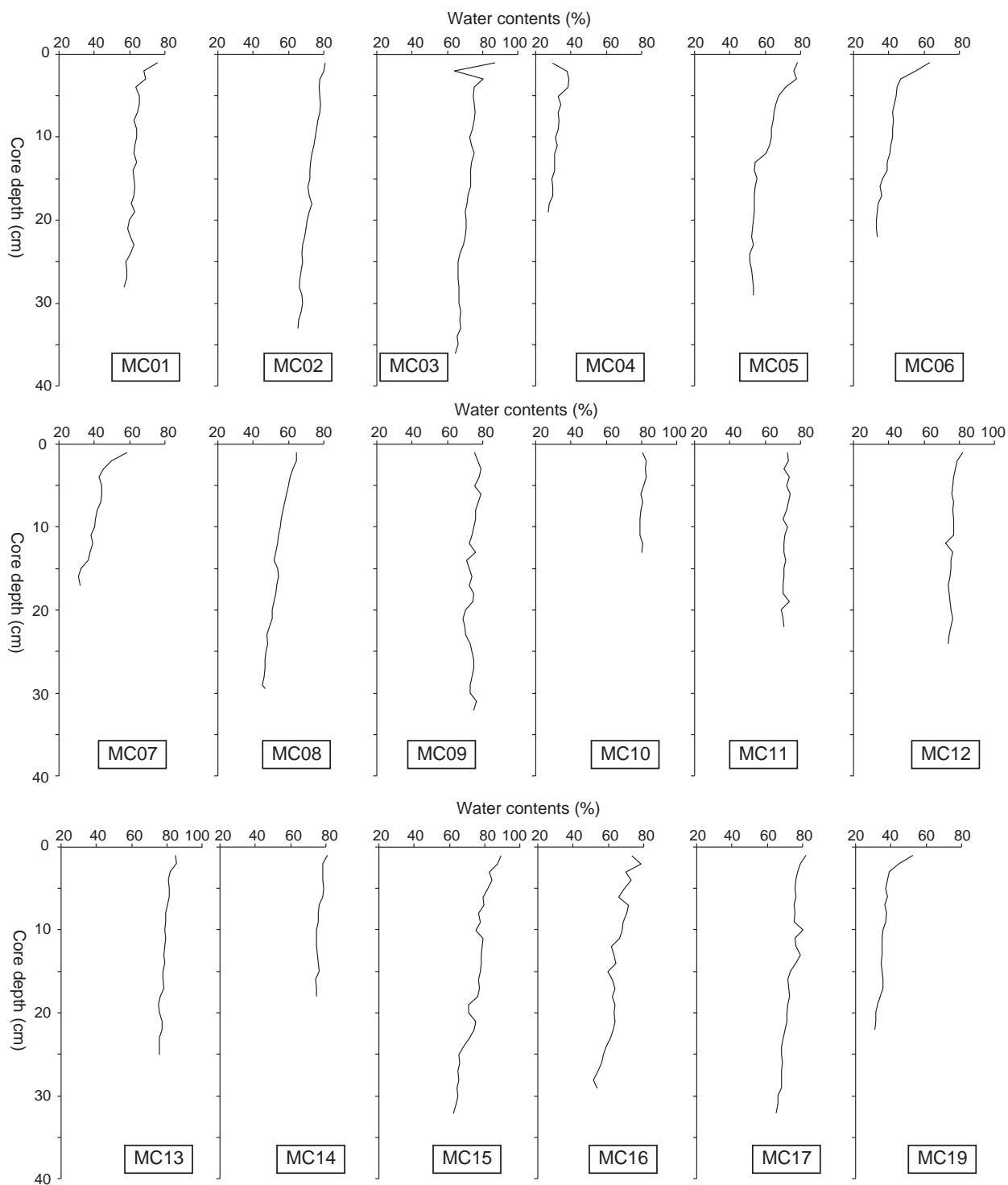
MC試料の記載を第2表に、含水率プロファイルを図5に示す。MC06, 07, 19 (St.23, 17, 22)では砂質シルト、MC04 (St.29)では細粒砂で、それ以外のMC試料はシルトであった。シルトのMC試料の含水率プロファイルは、最表層では80%程度で、下層に向かって60%程度に減少する。砂質シルトのMC試料では、最表層の含水率は60%程度で、コア深度5 cmで40%へ

と急激に減少し、それより下部では30%程度を示す。中粒砂からなるMC04の含水率は、コア深度5 cmよりも上部では40%程度、それよりも下部では30%程度を示す。試料の表層から下部に向かって含水率が減少しているのは圧密の影響と考えられる。また、顕著な含水率の鉛直変化は確認できないため、粒度の鉛直変化は小さいと推定される。

MCコアの最表層0 cm～1 cm間の試料(MC09のみコア深度0 cm～2 cm)の粒度分析した結果を基に、湾内の粒度分布図を作成した(第6図)。伊勢湾の粒度は湾奥～湾中央部では6φ以上、湾中央～湾口にかけて3～4φを示す。また、三河湾の粒度は主要部では6φ程度で、湾口近くのMC04 (St.29)では3.5φを示す。伊勢湾・三河湾の粒度分布様式は湾内ではシルトが堆積する停滞的な水理環境であるが、湾口や海峡付近では潮汐流の増加によって砂質堆積物が堆積することが示唆される。

7. グラビティーコアラ試料の層相

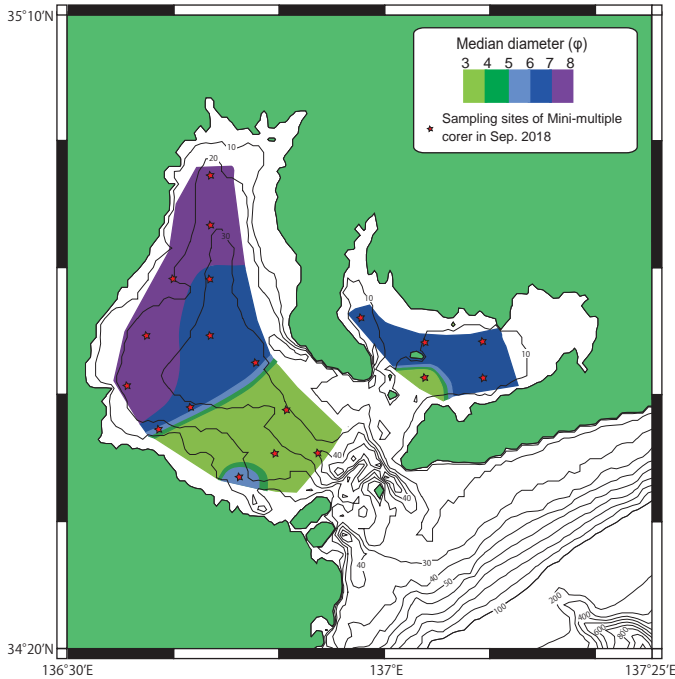
第7図にGC試料の層相記載、CT画像、含水率を示す。GC03 (St.13)は砂質シルトに、それ以外のGC試料は主にシルトによって構成される。全体的に生物擾乱の跡が確認される。湾奥部で採取されたGC06 (St.1)



第5図 ミニマルチプルコーラー試料の含水率プロファイル。
 Fig. 5 Water contents profiles of mini-multiple corer samples.

では、肉眼では粒度変化は認められなかったが、コア深度 54 cm ~ 82 cm では含水率が相対的に低く、X線CT画像でラミナが確認された。すべてのGC試料は最上部 1 cm 程度はオリーブ~暗オリーブ色の酸化層を示し、その下位に CC06 では層厚 45 cm、他のコアでは 10

cm ~ 20 cm 程度の相対的に暗色のオリーブ黒色の層が確認される。



第 6 図 表層堆積物の粒度分布図。
Fig. 6 Distribution map of grain size in surface sediments.

8. まとめ

三重県鈴鹿沖の 2 地点でボーリングコアを掘削し、層相記載や放射性炭素年代分析を行った。層相変化から GS-IB18-1 を 11 セクション、GS-IB18-2 を 8 セクションに区分した。

また、ミニマルチプルコアラーとグラビティーカーを用いて、伊勢湾、三河湾内の 18 地点で海底表層堆積物を採取した。湾内ではシルトが堆積する停滞的な水理環境であるが、湾口付近では潮汐流の増加によって砂質堆積物が卓越することを示した。今後、年代、粒度、元素、微化石などの分析を行い、詳細な堆積環境の推定を目指す。

謝辞：本調査を行うにあたり、愛知県防災局・農林水産部、愛知県漁業協同組合連合会、三重県防災対策部・農林水産部、三重県漁業協同組合連合会にはご協力いただいた。以上の方々に、厚く御礼申し上げる。

文 献

- 青山裕晃 (2000) 三河湾における海岸線の変遷と漁場環境. 愛知県水産試験場研究報告, **7**, 7-12.
- 黒田伸郎・藤田弘一 (2006) 伊勢湾と三河湾の貧酸素水塊と短期変動及び長期変動の比較. 愛知県水産試験場研究報告, **12**, 5-12.
- 西村富子 (1976) 伊勢湾南部と三河湾の海底堆積物の

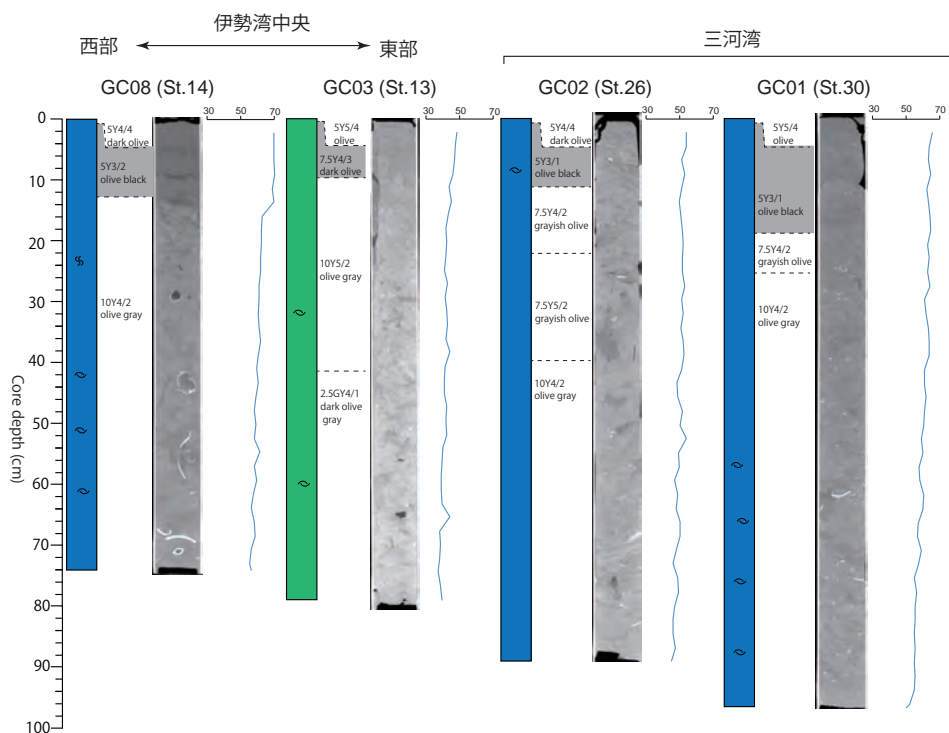
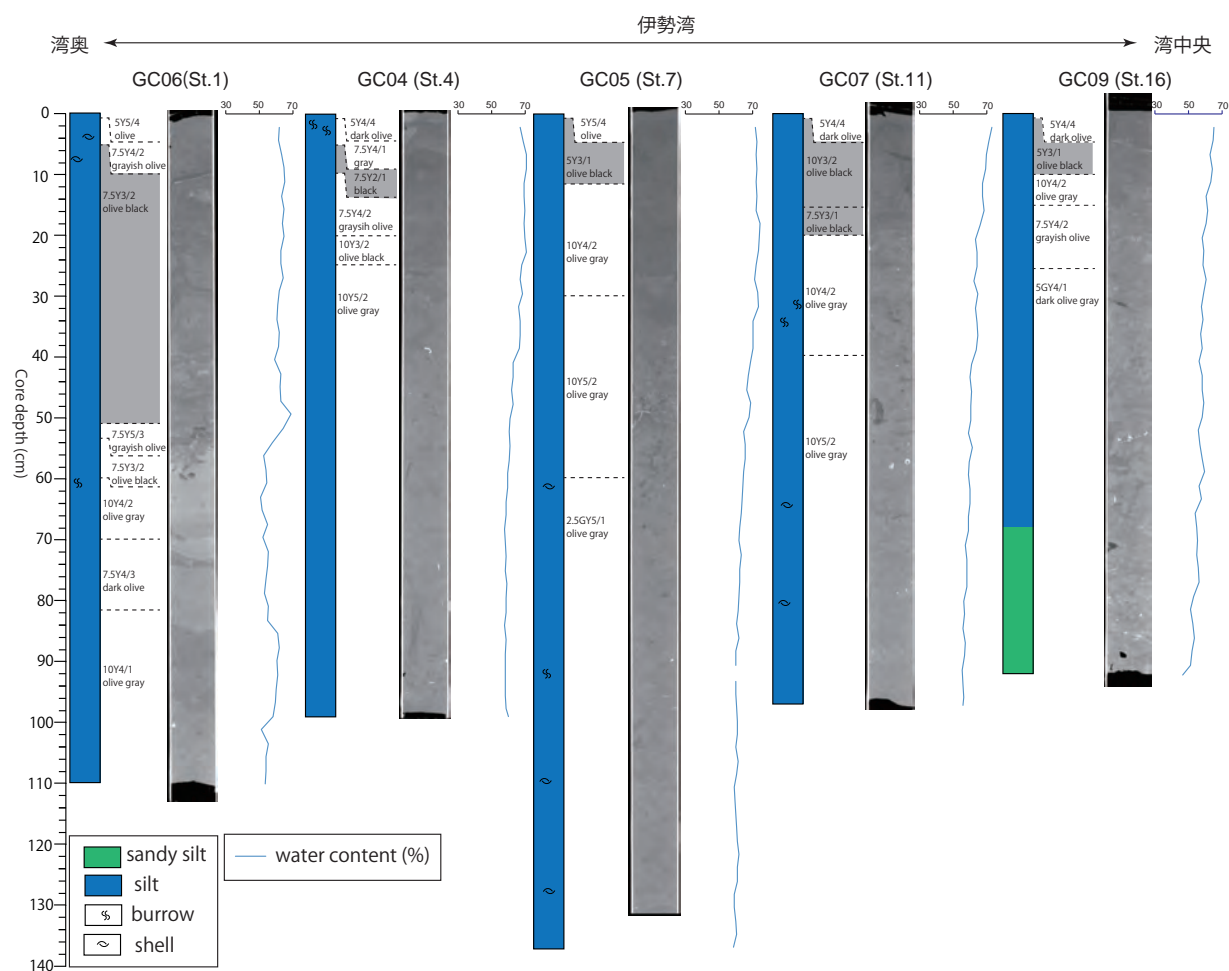
化学成分—主として微量元素の分布—. 地質調査所月報, **27**, 789-805.

佐藤智之・古山精史郎 (2018) 伊勢湾沿岸における反射法音波探査の概要. 平成 29 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. 76, 1-7.

陶 正史・柴山信行・峯 正之・岩本孝二・当重 弘・稲積 忍 (1982) 伊勢湾海底堆積物の重金属汚染. 水路部研究報告, **17**, 379-393.

宇野木早苗・小西達夫 (1998) 埋め立てに伴う潮汐・潮流の減少とそれが物質分布に及ぼす影響. 海の研究, **7**, 1-10.

伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要



第7図 グラビティコーラー試料の柱状図, 含水率, X線CT画像.

Fig. 7 Lithology, water contents and X-ray CT image of gravity corer samples.

伊勢湾に分布する白子一野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴 Geometry and paleo-activity of the Shiroko-Noma Fault and the Suzuka-oki Fault in Ise Bay

八木雅俊^{1,2*}・坂本 泉¹・藤巻三樹雄³

Masatoshi Yagi^{1,2*}, Izumi Sakamoto¹ and Mikio Fujimaki³

Abstract: We performed high-resolution stratigraphic survey to confirm a formation, distribution and displacement of crust around the coastal area at Ise Bay. Sediment layers can be divided into unit A1-3 and unit B1-3 from the top based on their acoustic characteristics. Unit A1-3 is part of Holocene deposit, unit B1 is part of Late Pleistocene and unit B1, B2 formed in Last Glacial Maximum or before that. The growth strata observed in lower part of the A2 layer at the south wing of the Shiroko-oki Spur, and it is estimated that the latest activity is 8,000-5,000 years ago. The average displace velocity is estimated to be 0.1-0.3 m/kyr. It may be linkage of active structure with Tsushi-oki Flexure inferred from distribution shape. As for the Suzuka-oki Fault, the height difference of the B1 basement is large toward the north side, and the average uplifting velocity is estimated to be about 0.8 m/kyr at the maximum. The internal structure of layer A is unclear due to the white reflection, but it is estimated that there have been at least one or more activities in Holocene.

Keywords: High-resolution seismic survey, Paleo-activity, Shiroko-noma Fault, Suzuka-oki Fault, Ise Bay

要 旨

伊勢湾西部沿岸域において、活構造の位置・形状及びその活動履歴を把握するため、分解能の高いSES2000探査システムを用いた音波探査を実施した。音響的特徴から本地域の地質層序を上位よりA1～3層及びB1～3層に区分した。A1～3層は完新統、B1層は最上部更新統に相当し、B2、3層は最終氷期もしくはそれ以前の堆積物と考えられる。白子沖海脚南側のA2層までにgrowth strataが認められ、最新活動時期として8,000年前以降～5,000年前以前が推定され、その平均変位速度は0.1～0.3 m/千年と見積もられる。また、その分布形状から南西に位置する津市沖撓曲と一連の活構造である可能性がある。鈴鹿沖断層は、北側ほどB1層基底面の高度差が大きく、上盤側の平均隆起速度は最大で0.8 m/千年程度と見積もられる。A層の内部構造は白く抜ける反射により不鮮明であるが、完新世に少なくとも1回以上の活動があったと推定される。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質情報総合センターでは、これまで地質情報の空白域であった日本沿岸域を含めた陸域から海洋へのシームレスな地質情報の整備を行ってきた。その中で、平成19年度より開始した「沿岸域

の地質・活断層調査」プロジェクトにおいて、現在までに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海陸シームレス地質情報集を取りまとめている。こうした中、平成29年度より伊勢湾・三河湾沿岸域をテーマとした3年計画の地質総合調査が開始された。初年度において、伊勢湾及び三河湾の全域を対象とした反射法音波探査が実施されており、次年度である平成30年度には既存の活構造を対象とし、その詳細な位置・形状及び活動履歴の把握を目的とした高分解能音波探査を実施した。本報告では、本調査により取得した記録に基づき、調査海域に分布する活構造の位置・形状及びその活動性をまとめる。

2. 地域概説

伊勢湾は本州の中央部に位置し、太平洋に開いた内湾である。湾のほぼ中央に凹地をもつ細長い盆状の地形をなし、凹地底の水深は40 m程度と浅い(第1図)。伊勢湾周辺域は、後期中新世(約7 Ma)から更新世前期(約1 Ma)にかけて沈降域となり、東海湖と呼ばれる内陸湖が形成され、これを埋積した堆積層は東海層群と称される(桑原ほか, 2001; 牧野内, 2001)。伊勢湾の北側に広がる濃尾平野は、更新世中期頃に開始した濃尾平野傾動地塊運動(桑原, 1968)により、西に

*Correspondence

1 東海大学 (Tokai University)

2 現在 株式会社ジオシス (GEOSYS, INC)

3 沿岸海洋調査株式会社 (Coastal Ocean Research Co., LTD)



第1図 伊勢湾周辺の地質図及び活構造．地質図は20万分の1地質図「名古屋」(水野ほか, 2009), 「伊勢」(西岡ほか, 2010), 「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)より．

Fig. 1 Geological map around Ise Bay. Geological sheet map 1:200,000 (Makimoto *et al.*, 2004; Mizuno *et al.*, 2009; Nishioka *et al.*, 2010).

傾動しつつ沈降した堆積盆に隆起の著しい飛騨山脈や木曾山脈などを後背地とする大量の砕屑物により埋積された沖積平野である（岩淵ほか，2000）．伊勢湾西側には，沖積平野・段丘・丘陵地帯が南北に並び（豊蔵ほか，1999），東側に位置する知多半島には東海層群からなるなだらかな丘陵が全域に広がる．

3. 伊勢湾の活構造

伊勢湾内においては，これまでに音波探査，重力探査及びボーリング調査が実施され（中条・高田，1970；建設省国土地理院，1973；中部空港調査会，1994；海上保安庁，1996；豊蔵ほか，1999；岩淵ほか，2000；岡田ほか，2000），伊勢湾に分布する断層の位置・性状に関する議論が行われてきた．地震調査研究推進本部（2005）はこれらの結果をまとめ，伊勢湾に分布する断層の長期評価を行った．その後，文部科学省により開始された「沿岸海域における活断層調査」の一環として，2012年に独立行政法人産業技術総合研究所と学校法人東海大学により布引山地東縁断層帯東部の海域延長部を対象とした音波探査及び柱状堆積物採取が実施され，岡村ほか（2013）は活構造分布と活動性評価をまとめた．ここでは，これまでに行われた調査研究結果に基づいて，伊勢湾に分布する断層の諸特性を次のように整理した．

3.1 伊勢湾断層帯

伊勢湾中・北部の海域に分布する断層帯は伊勢湾断層帯とされ，木曾川河口の南方海域から愛知県知多郡南知多町の南方へと延びる全長約42 kmの伊勢湾断層帯主部と，美浜町沖合から三重県安芸郡河芸町沖合に達する全長約21 kmの白子-野間断層よりなる（地震調査研究推進本部，2005）．また，伊勢湾断層帯主部は北部の伊勢湾断層と南部の内海断層に細分される．伊勢湾断層の平均上下変位速度は0.1 m / 千年程度とされ，平均活動間隔は1万～1万5千年程度，最新活動時期は1千年前以後～5百年前以前でその時の上下変位は1 m～1.5 m程度であったと推定される（地震調査研究推進本部，2005）．内海断層の平均上下変位速度は0.2 m / 千年程度とされ，平均活動間隔は5千～1万年程度，最新活動時期は2千年前以後～1千5百年前でその時の上下変位は1 m～2 m程度と推定される（地震調査研究推進本部，2005）．白子-野間断層の平均上下変位速度は0.3 m / 千年程度とされ，平均活動間隔は8千年程度，最新活動時期は6千5百年前以後～5千年前以前でその時の上下変位は2.5 m程度と推定される（地震調査研究推進本部，2005）．岡村ほか（2013）による評価では白子-野間断層の活動は1万年間に2回でその

累積変位量が最大10 mに達すると推定されることから，その東側の内海断層と連動破壊する可能性が指摘されている．

3.2 鈴鹿沖断層

鈴鹿市の沖合には，鈴鹿沖断層（桑原ほか，1972）と呼ばれる東落ちの撓曲構造が認められており，四日市の東方沖で大きく走向が変化し北西へと延びている（岩淵，2000）．また，四日市沖付近には四日市港断層（桑原ほか，1972）が認められており，鈴鹿沖断層とは一連の断層系と指摘されている（岩淵ほか，2000）．伊勢湾を東西に横断するマルチチャンネル反射法音波探査記録において音響基盤上で300 m程度の上下変位が認められ，隆起側の更新統は削剥を被り沖積層においても一部で層厚変化が認められている（岩淵ほか，2000）．鈴鹿沖断層周辺では，SES2000を用いた音波探査が実施されているが，情報が不十分であり，その分布や活動性は明らかにされていない（岡村ほか，2013）．

4. 調査概要

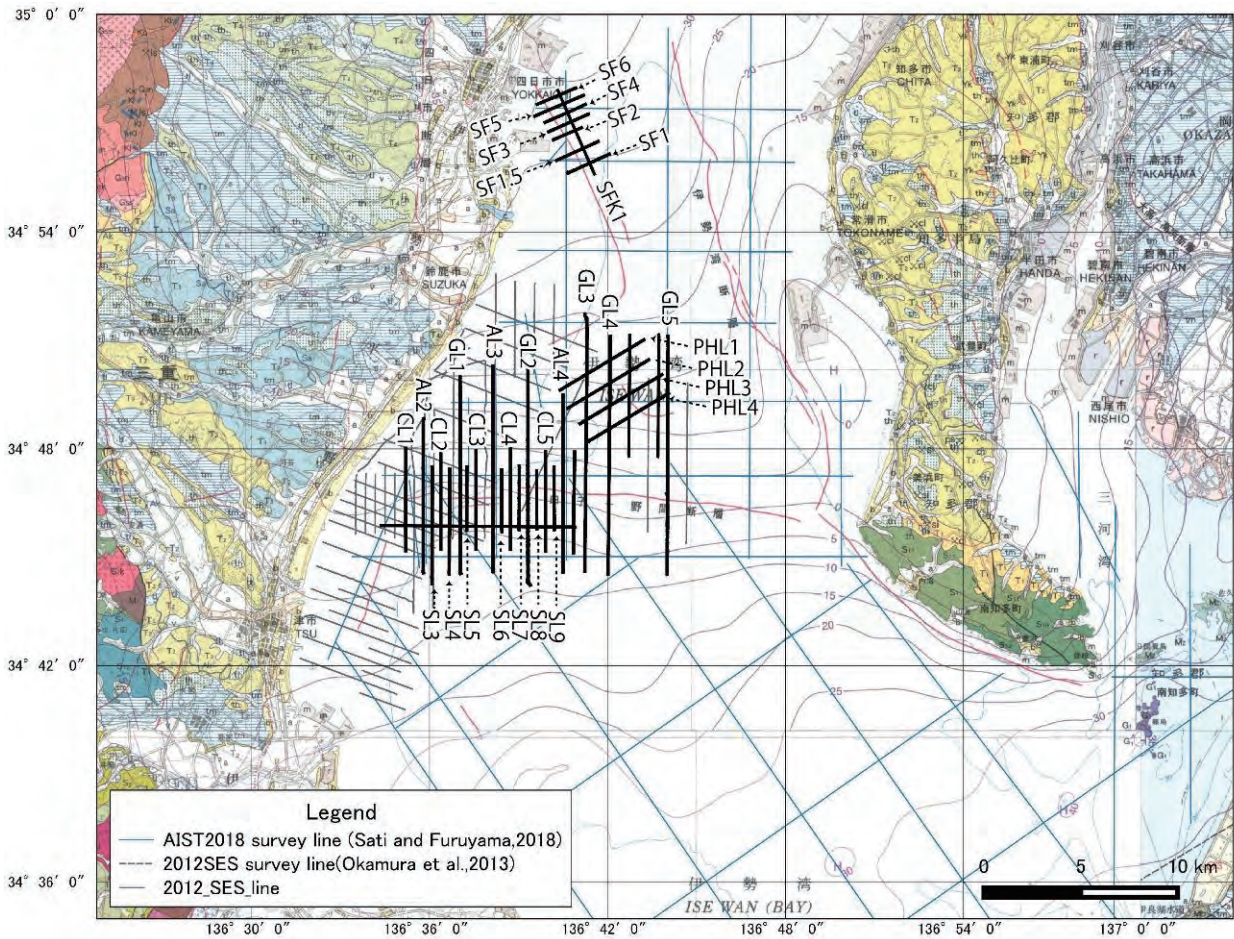
伊勢湾西部海域において，白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・性状及びその活動履歴の把握を目的としてSES2000探査システムを用いた音波探査を実施した（第2図）．調査は，必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように，オンボードのモニター記録で概略の地質構造を確認しつつ実施した．加えて，同スペックの探査システムを用いている岡村ほか（2013）の反射法探査記録も併せて検討を行った．

本調査は2018年11月12日から11月19日にかけて実施した．調査に用いたのはSES2000（Innomar社製）である．船体の動揺はTSS社製ダイナミックモーションセンサー（DMS-05）を用いることで補正を行った．海上の位置決定はHemisphere社製のD-GPS（VS100）により，調査船の誘導はアカサカテック社製のGP-Mate-ECHOから構成されるD-GPS測位システムを使用した．

SES2000による調査測線は，白子-野間断層を横断する南北測線及び鈴鹿沖撓曲を横断する西南西-東北東測線を設定し，総測線長は218.5 kmである．

5. 音波探査結果

本調査では，SES2000により海底下50 m程度までの反射記録を得た．なお，水中及び堆積物中の音波の伝搬速度を1,500 m/sと仮定した．



第2図 SES2000による探査測線．灰色の測線は岡村ほか（2013）による探査測線，水色の測線は佐藤・古山（2018）による探査測線を示す．

Fig. 2 Seismic survey lines by SES2000 (black line). Gray line is survey line of Okamura *et al.*, (2013: gray lines), Blue line is survey line of Sato and Furuyama (2018).

5.1 層序区分

伊勢湾においては，海上保安庁水路部（1995）が10万分の1海底地質構造図を作成している．岩淵（2000）はその結果に基づき，伊勢湾の地質層序を上位よりI～VIに区分し，その内のI層をIa～Id層，II層をIIa～IIc層に細分した．さらに岩淵（2000）は伊勢湾東部で実施された反射法探査記録とボーリング試料との対比（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999）の結果をもとに陸上地質層序との対比を検討し，Ia，Ib層が完新統（南陽層：10 ka），Ic層が最上部更新統（濃尾層：16 ka～10 ka），Id層が上部更新統（第一礫層：60 ka～16 ka），IIa，b層が上部更新統（熱田層：130 ka～60 ka），IIc層が中部更新統（第二礫層：150 ka～130 ka），III層が中部更新統（海部累層，第三礫層，弥富層：730 ka～150 ka），IV層が鮮新世～下部更新統（東海層群：～1,640 ka），V層は中新統及びVI層は先新第三系にそれぞれ対比されるとした．岡村ほか（2013）は，伊勢湾西岸で実施したSES2000による探査結果に基づき調

査海域の地質層序を完新統のA層及びそれ以前のB層に区分し，B層内をB1～3層に細分した．荒井編（2018）は「平成29年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告」をまとめており，その中で佐藤・古山（2018）はブーマー音源を用いた反射法探査とボーリング結果から，本地域の地質層序を下位からA～C層に区分した．

本調査で取得した反射記録断面の地質解釈においては，調査海域の重なりや音波探査装置のスペックを考慮し，岡村ほか（2013）による層所区分に従った．ただし，本調査により広範囲に高分解能な反射記録が得られたため，A層内を上位からA1～3層に細分した．以下に本稿における各層の音響的特徴をまとめる（第1表）．

5.1.1 A層

A1層は，最上位にあたる層で，浅海域（20 m以浅）では明瞭な反射面による成層構造とそれを削るカオティックな内部構造が卓越し，それ以深では内部構造

第1表 伊勢湾における層序対比表.
Table 1 Geological classification in Ise Bay.

		陸上地質 (土質工学会 中部支部, 1988)	中部空港調査会 (1994)	岩淵ほか (2000)	岡村ほか (2013)	本報告		
第四紀	完新世	南陽層	上部砂質土層	la	A	A1		
			粘性土層	lb		A2		
		濃尾層	下部砂質土層	lc	B1	B1		
	更新世	第一礫層 鳥居松礫層 大曾根層	上部砂礫層	ld	B2	B2		
			下部砂礫層	IIa				
		熱田層	粘性土層	IIb				
			第二礫層	砂質土層			IIc	
		海部累層 第三礫層 弥富累層		III			B3	B3
	新第三紀	鮮新世	東海層群		IV			
中新世			常滑層群	V				
先第三紀				VI				

に乏しい同時異相を示す。下位の A2 層とは整合関係にある。

A2 層は、ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を示すが、鈴鹿沖の記録では白く抜ける反射により不鮮明となる。白子沖海脚南翼部では上位の A1 層にトップラップし、下位の A3 層上面にダウンラップする堆積構造が認められる。

A3 層は、ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を示し、数条もの明瞭な内部反射面による成層構造が卓越し、上位の A2 層に比べ強い反射を呈している。白子沖海脚南側では、隆起側に向けアバットする堆積構造が認められる。

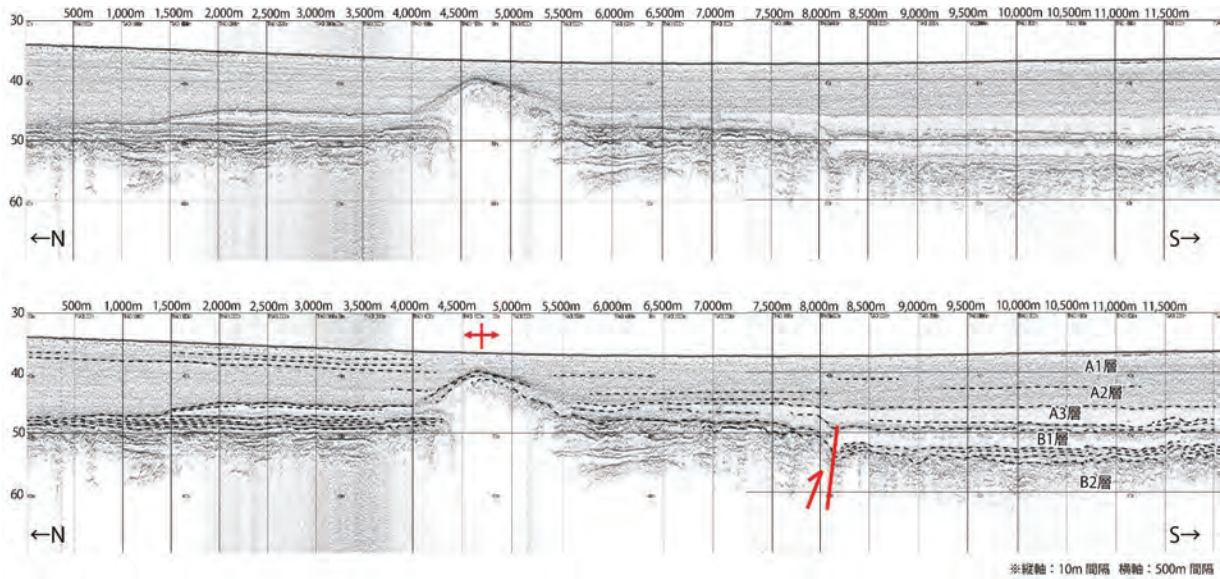
5.1.2 B 層

B1 層は、ほぼ水平な内部構造を示し、深度 40 m ~ 50 m では明瞭な内部反射による成層構造が認められるが、鈴鹿沖の深度 30 m では白く抜ける反射を呈する。上位の A 層とは強反射面で区別され、基底面は起伏に

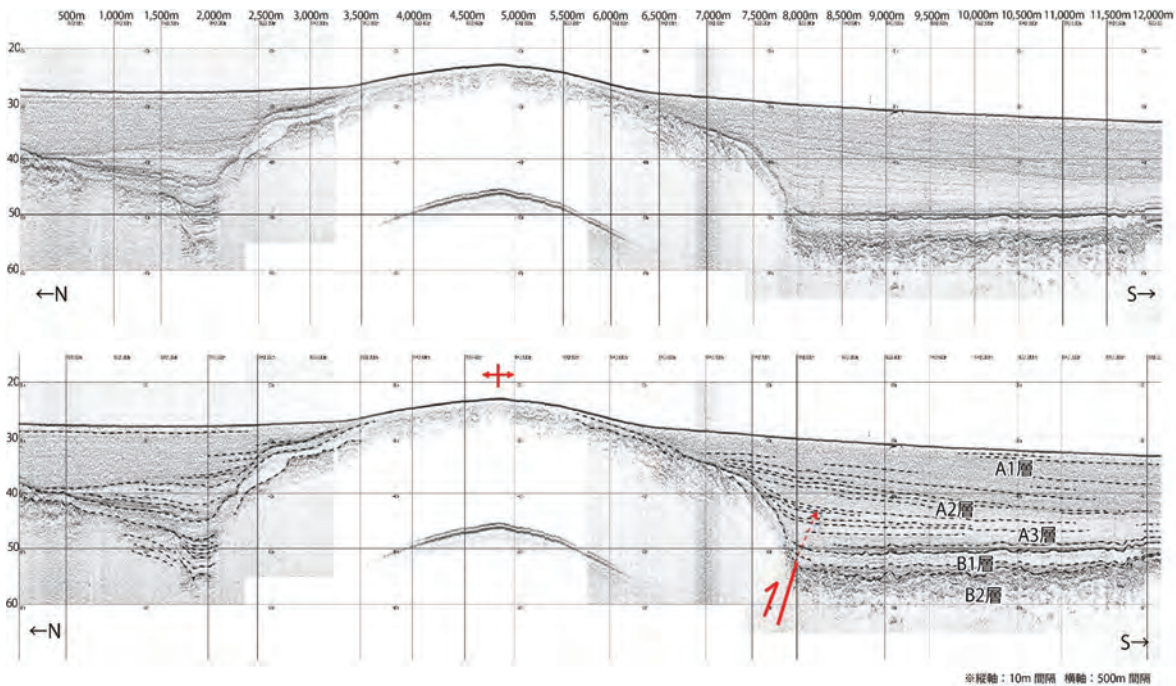
富んだ浸食面状を呈する。B2 層は、白子沖海脚南側の B1 層下位もしくは海脚北側のチャンネル内において確認される。ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を成し、カオティックな堆積構造を挟在する。B3 層は、主に白子沖海脚の海底下において認められ、上面は起伏に富んだ浸食面状を成し B2 層と不整合に接する。海脚の両翼部において大きく傾斜した内部構造が認められる。

5.1.3 形成時期と対比

各層の形成時期を岡村ほか (2013) による柱状堆積物採取結果定及び相対的海水準変動 (Fairbanks, 1989 ; 海津, 1992) から推定した。A1 層は、粘土からシルトで構成され、貝殻片を含み一部で木片・植物を挟在し、それらの放射性炭素年代測定による結果から、およそ 5 千年前以降に堆積した陸棚堆積物と考えられる。A2 層の堆積年代はおよそ 8 千年前以降 5 千年前以前ごろと推定され、下位層へのダウンラップが確認されたことから縄文海進に伴う急激な海水準上昇から高海水準期



第3図 GL5 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 3 Seismic profile of line GL5 (upper) and the interpretation (lower) . Vertical axis is depth (m).



第4図 GL4 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 4 Seismic profile of line GL4 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

に至る時期に堆積した高海水準期堆積体と考えられる．A3層は、水平な成層構造を成し、その堆積年代はおよそ1万年前以降から8千年前以前と推定されるため、海進期の堆積体と考えられる．B1層は、その基底面が浸食面状を成しており、濃尾層上部に対比されることから最上部更新統（18,000年前）以降に堆積した海進期堆積体と考えられる．B2層は、上面が浸食面状を成し、濃尾層に対比されるB1層の下位に相当し、佐藤・古山（2018）によるA層上部の特徴と一致することから熱田層上部に対比されると考えられる．B3層は、断

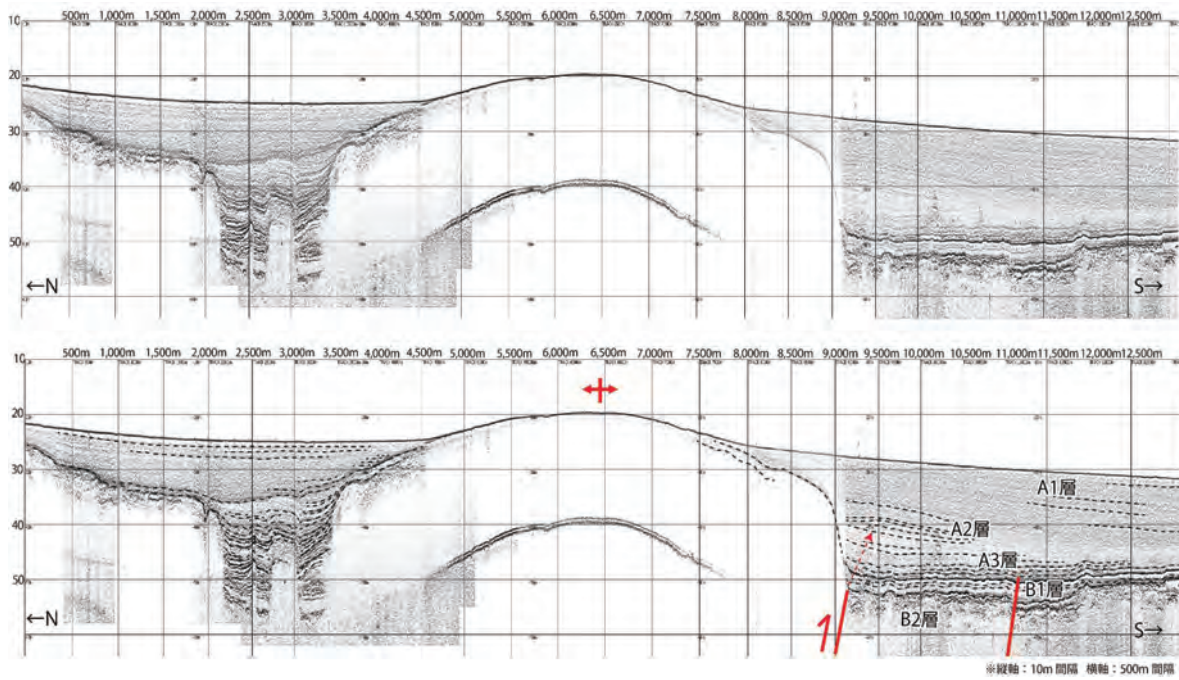
片的に観察されるためどの堆積層に対比されるかは不明である．

5.2 地質構造

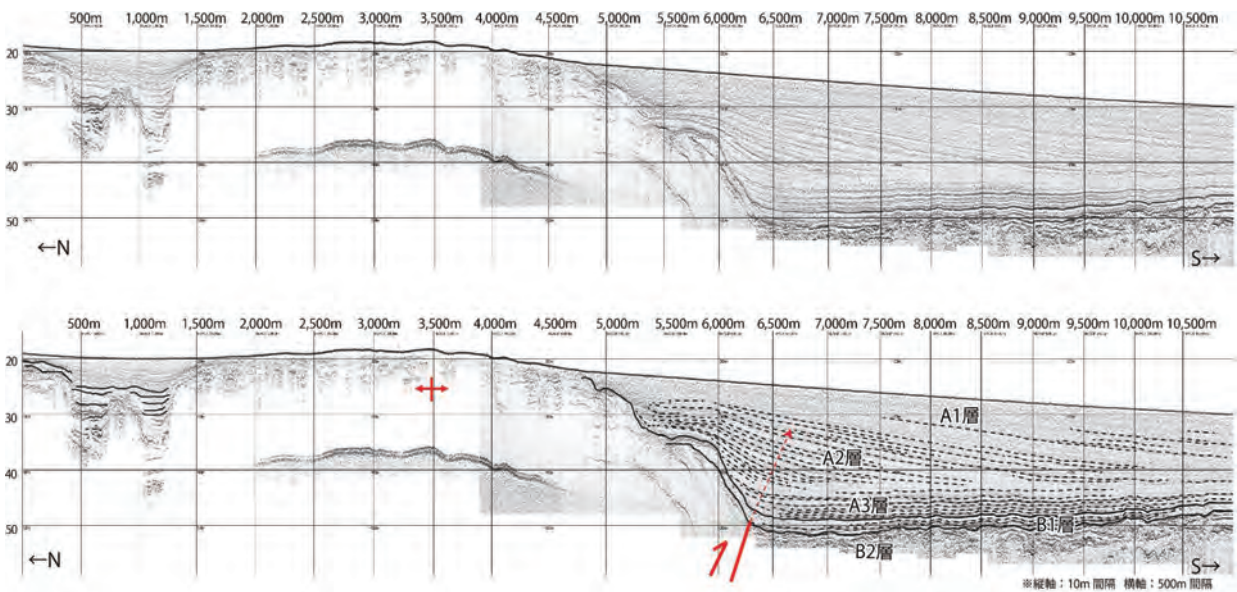
本調査で実施した反射記録断面及びその解釈断面を第3図～第12図に示し、各断面における地質構造の特徴を以下に述べる．

5.2.1 白子一野間断層横断面【GL5 測線】

伊勢湾に分布する白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴



第5図 GL3 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 5 Seismic profile of line GL3 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



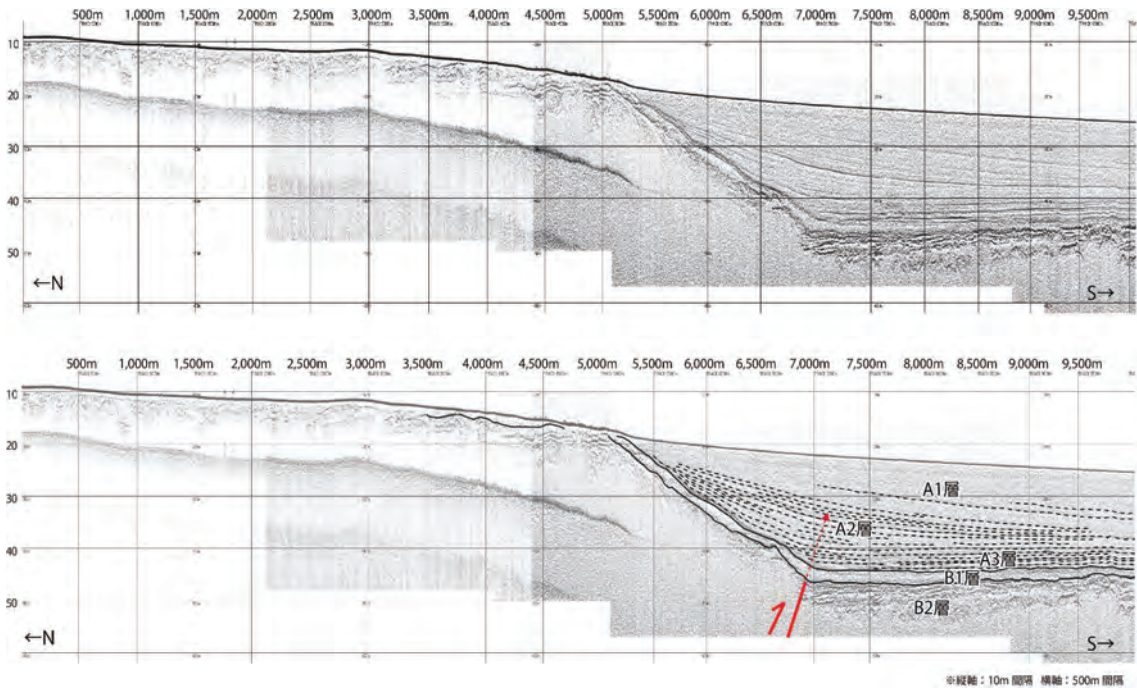
第6図 GL2 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 6 Seismic profile of line GL2 (upper) and interpretation (upper). Vertical axis is depth (m).

本調査の最も東側に位置する測線であり、伊勢湾中軸部において白子-野間断層を南北方向に横断する（第3図）．TRACK4,000 m～5,500 mの範囲に、TRACK4,500 m付近を頂部とする背斜構造が認められる．TRACK8,200 m付近のA層基底までに北側隆起の変位が認められ、これによる見かけ上の高度差は、下位ほど大きく累積性をもちB1層基底で約2.3 m、A層基底で約1.5 mである．

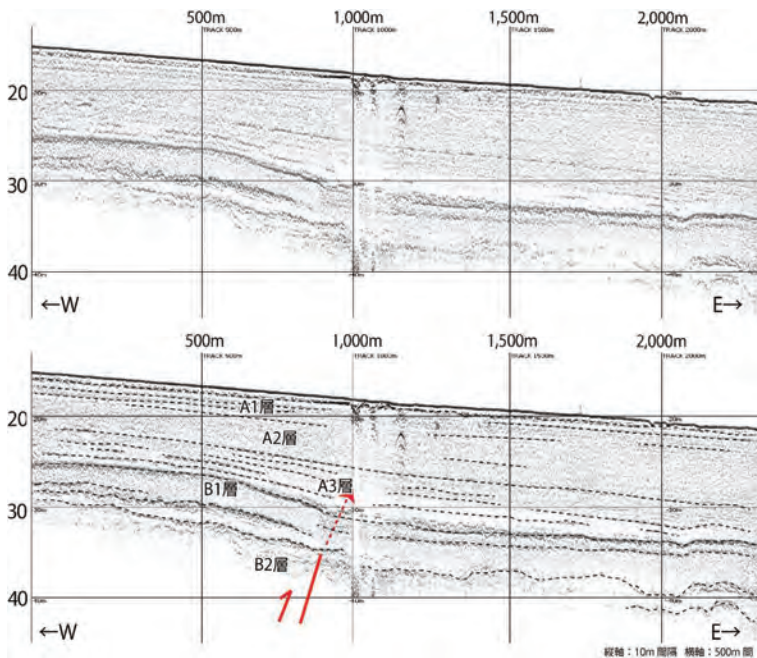
【GL4 測線】

GL4 測線において、TRACK2,500 m～8,000 mの範囲

にTRACK4,800 m付近を頂部とする背斜構造が認められ、TRACK3,500 m～5,000 mの海底面に地形的高まりとして認識される（第4図）．この地形的高まりは、伊勢湾西岸から東方へと張り出す白子沖海脚に相当する．背斜構造の北翼部ではTRACK2,500 m付近で急傾斜から緩傾斜へと変化し、南翼部においてもTRACK7,500 m付近に傾斜変換点が認められる．TRACK8,000 m付近を境として、A1/A2層境界付近までの堆積層に撓曲構造が認められる．



第7図 GL1 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 7 Seismic profile of line GL1 (upper) and interpretation (lower) .Vertical axis is depth (m).



第8図 SF1 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 8 Seismic profile of line SF1 (upper) and interpretation (lower) .Vertical axis is depth (m).

【GL3 測線】

GL3 測線において、TRACK3,500 m～9,000 m の範囲に TRACK6,500 m 付近を頂部とする背斜構造が認められ、このうち TRACK4,500 m～8,000 m で海底面に地形的高まりとしてその変形が反映されている（第5図）．TRACK2,000 m～TRACK3,500 m の範囲において、局

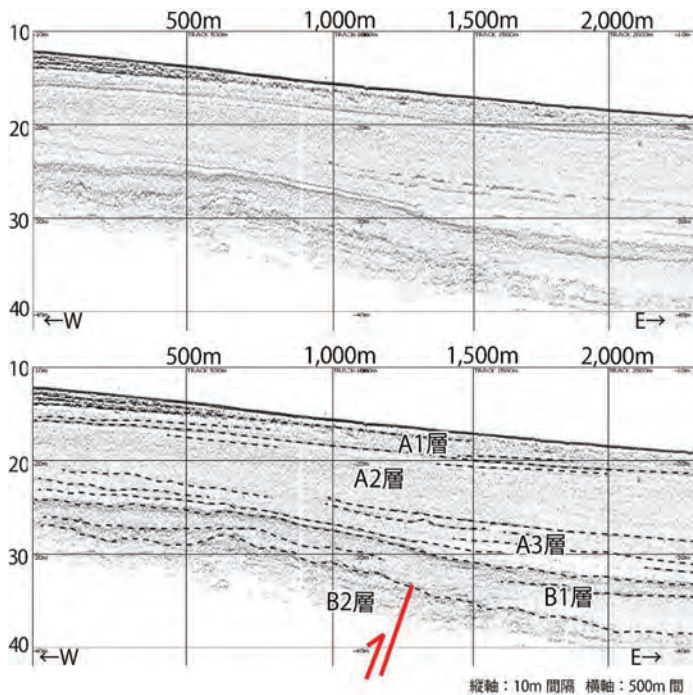
所的にチャネルとそれを埋積する B1 層が認められる．TRACK11,000 m 付近の A3 層下部までに北側隆起の変位が認められ、その見かけ上の高度差は下位ほど大きく B1 層基底で約 2.3 m、A3 層基底で約 0.6 m である．

【GL2 測線】

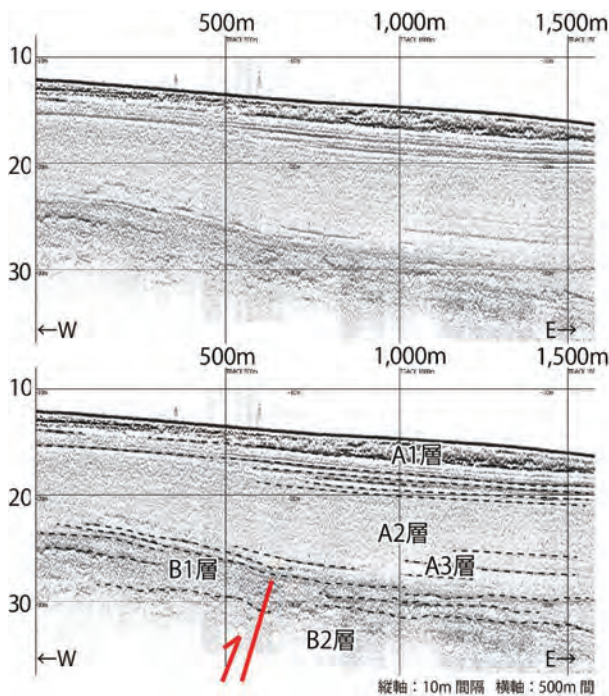
GL2 測線において、TRACK1,200 m～6,250 m の範囲に TRACK3,500 m 付近を頂部とする背斜構造が認められ、このうち TRACK1,500 m～4,800 m で海底面に地形的高まりとして認識される（第6図）．TRACK500 m～TRACK1,200 m の範囲で、チャネルとそれを埋積する B1 層が認められる．背斜構造の南側において、A 層基底 TRACK5,500 m～6,000 m の範囲で傾斜が変化し平坦面が形成されている．TRACK6,250 m において B1 層基底面に認められる傾斜変換点と内部反射面の撓曲は、A1/A2 層境界付近まで認識される．

【GL1 測線】

GL1 測線において、GL5 測線～GL2 測線で認められた背斜構造の南翼部に相当する TRACK5,000 m～6,800 m の B1 層基底斜面の傾斜角は西側に向かうにつれて低角化する傾向がある（第7図）．TRACK6,800 m 付近で B1 層基底に傾斜変換点が認められ、A1/A2 層境界付近まで同程度の幅をもって撓曲が形成されている．



第9図 SF1.5 測線の記録断面(上)とその解釈断面(下)。縦軸は深度(m)。
Fig. 9 Seismic profile of line SF1.5 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第10図 SF2 測線の記録断面(上)とその解釈断面(下)。縦軸は深度(m)。
Fig. 10 Seismic profile of line SF2 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

5.2.2 鈴鹿沖断層横断面

【SF1 測線】

SF1 測線において、B1層基底面の TRACK1,000 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK500 m ~ 1,000 m の範囲に撓曲変形が形成されている(第8図)。この撓曲変形はA2層下部境界面まで認められ、見かけ上の高度差が下位ほど大きく累積性をもつ。

【SF1.5 測線】

SF1.5 測線において、A層基底の TRACK1,300 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK500 m ~ 1,500 m の範囲に撓曲変形が認められる(第9図)。また、TRACK0 m ~ 700 m のA1層は、以東に比べ強い反射を呈しカオティックな内部構造を成す。

【SF2 測線】

SF2 測線において、A層基底の TRACK600 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK300 m ~ 800 m に撓曲変形が認められる(第10図)。A3層内部の反射面は断片的であり完新統における活動は不明である。A1層は上部がカオティックな内部構造を成し強反射を呈しており、下部は強反射による成層構造を成している。

【SF3 測線】

SF3 測線において、B1層基底の TRACK200 m ~ 1,000 m の範囲に TRACK800 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められ、これによる変形はA3層内部反射面まで認識される(第11図)。A1層は、上部にカオティックな内部構造が認められ、下部は明瞭な反射面による成層構造が卓越し、その上部/下部境界面は強い反射を示す不整合面として認識される。また、TRACK500 m ~ 1,000 m の範囲でA1層下部の内部反射端部は上部へとトップラップする。

【SF4 測線】

SF4 測線において、B1層基底の TRACK200 m ~ 1,000 m の範囲に TRACK1,000m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形がA層基底まで系統的に認められる(第12図)。A3層は西方に向かい薄層化しせん滅することから、A2層/A3層境界まで growth strata が形成していると考えられる。A1層には明瞭な内部反射面による成層構造が卓越する。

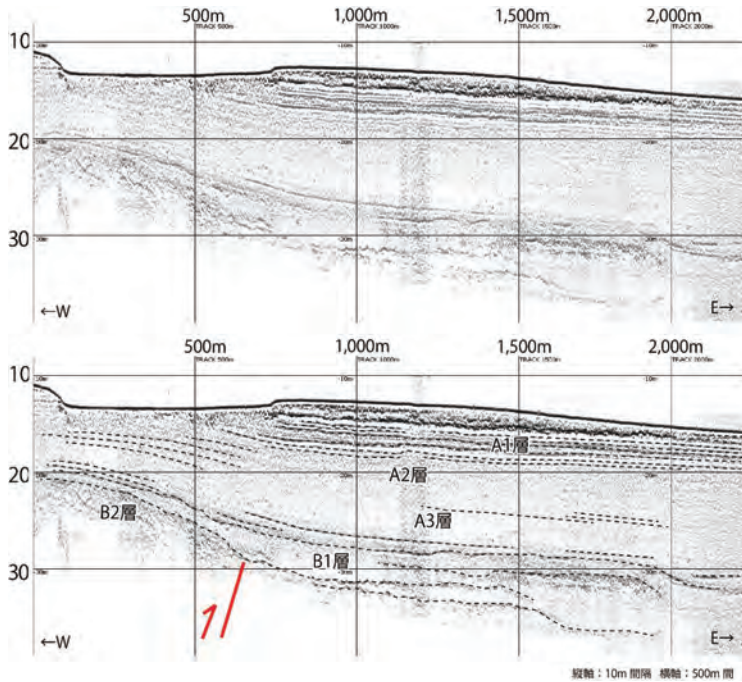
【SF5 測線】

SF5 測線において、A層基底の TRACK500 m ~ 1,200 m の範囲に TRACK1,200 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められる(第13図)。A3層及びA2層は白く抜ける反射を呈し、内部構造は不鮮明である。

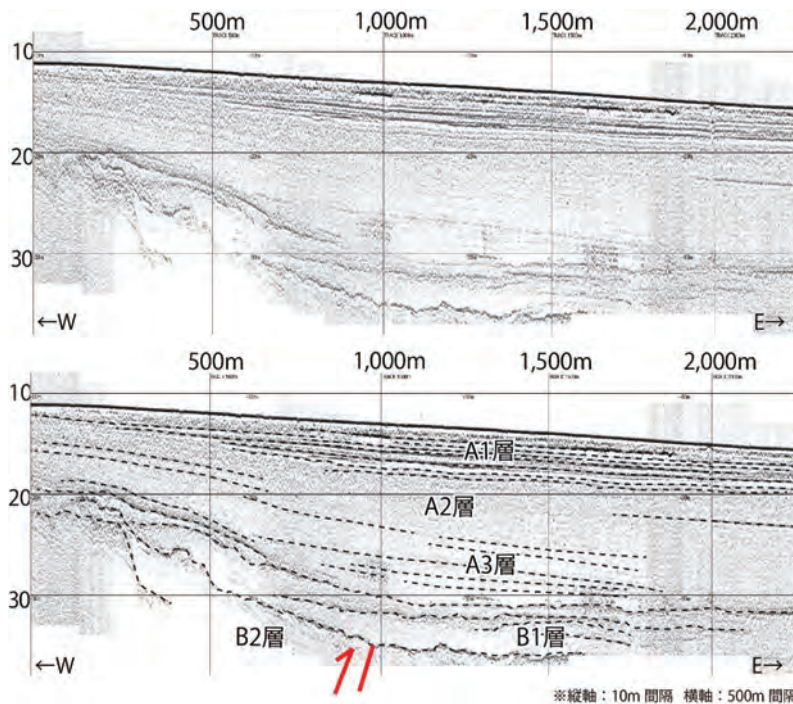
【SF6 測線】

SF6 測線において、A層基底の TRACK300 m ~ 1,300

6. 活構造の位置・形状



第 11 図 SF3 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下) . 縦軸は深度 (m).
Fig. 11 Seismic profile of line SF3 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第 12 図 SF4 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下) . 縦軸は深度 (m).
Fig. 12 Seismic profile of line SF4 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

m の範囲に TRACK1,300 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められる (第 14 図). A3 層及び A2 層の内部構造は白く抜ける反射を呈し不明瞭である.

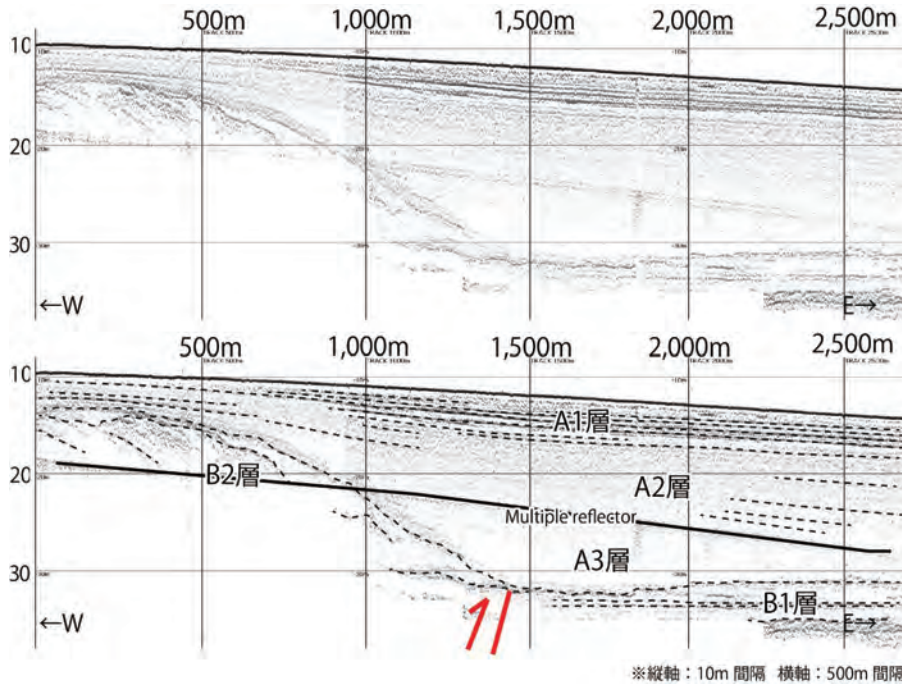
本調査周辺においては, 地下深部の高角逆断層の発達とそれに伴う小規模な褶曲構造の形成が認められる. 白子沖海脚はこうした断層関連褶曲の一部と考えられ, その南翼部では B1 層基底から A 層内に撓曲構造が発達している. これを深部逆断層の活動による褶曲構造の成長を反映したものと考え, 撓曲構造の傾斜変換点はそのヒンジを示すと考えられる. 本調査の記録断面において, 広域的に確認できる A 層基底面を基準としてヒンジの位置をプロットした (第 15 図). このヒンジの分布をみると, 西方に向かうにつれて徐々に走向が変化し, 南西方向へと延びる. この延長上には津市沖撓曲と呼ばれる西側隆起の撓曲構造が北北東-南南西走向に延びており, これらは一連の構造である可能性がある. 白子-野間断層の西方延長に関しては, 陸上における反射法地震探査断面やブーゲー異常値に基づき, 陸上へと延びる可能性が指摘されているが, 本調査においてヒンジが南西へと延びる様子が確認されたことを考慮すると, 新規の活動はより南方に現れる可能性が考えられる.

鈴鹿沖断層に関しては, A 層基底の撓曲構造が SF6 測線まで続くことから, 海岸線付近まで連続している可能性があり, 北側ほど B1 層基底面の高度差が大きくなる傾向がある. 完新統を变形させる撓曲構造は SF4 測線まで認められるが, SF5 測線以北では白く抜ける内部構造により不鮮明になるため, 少なくとも SF5 測線付近までは 1 万年前以降に活動があったと考えられる.

既存の海底面下深度 3 km までを対象とした深部構造探査 (岩淵ほか,

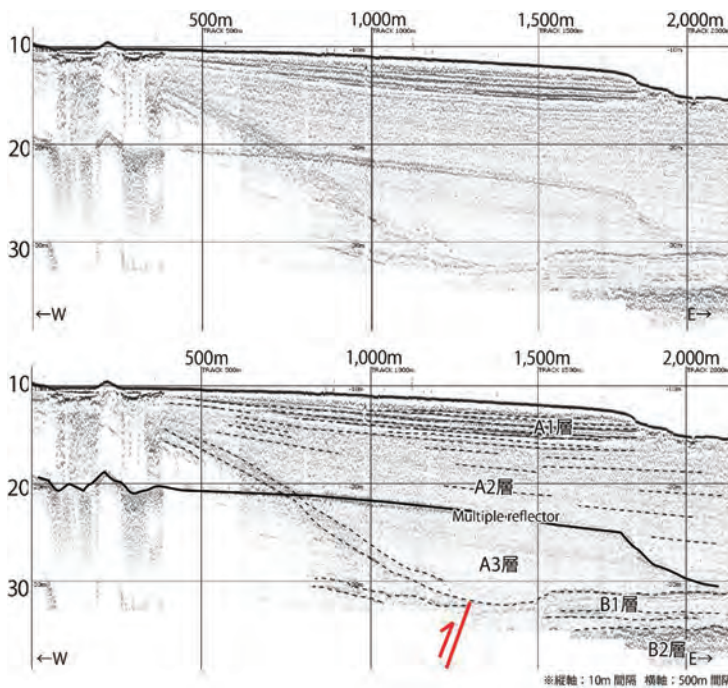
2000) 及び本調査による極浅部を対象とした音波探査により得られた反射記録に基づき, 白子-野間断層ならびに鈴鹿沖断層の断層形状を以下のように解釈した.

M12 測線 (岩淵ほか, 2000) における SP1,900 付近には, 北側隆起の撓曲構造が認められ, 先新第三系上面に相



第 13 図 SF5 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）. 縦軸は深度（m）.

Fig. 13 Seismic profile of line SF5 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第 14 図 SF6 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）. 縦軸は深度（m）.

Fig. 14 Seismic profile of line SF6 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

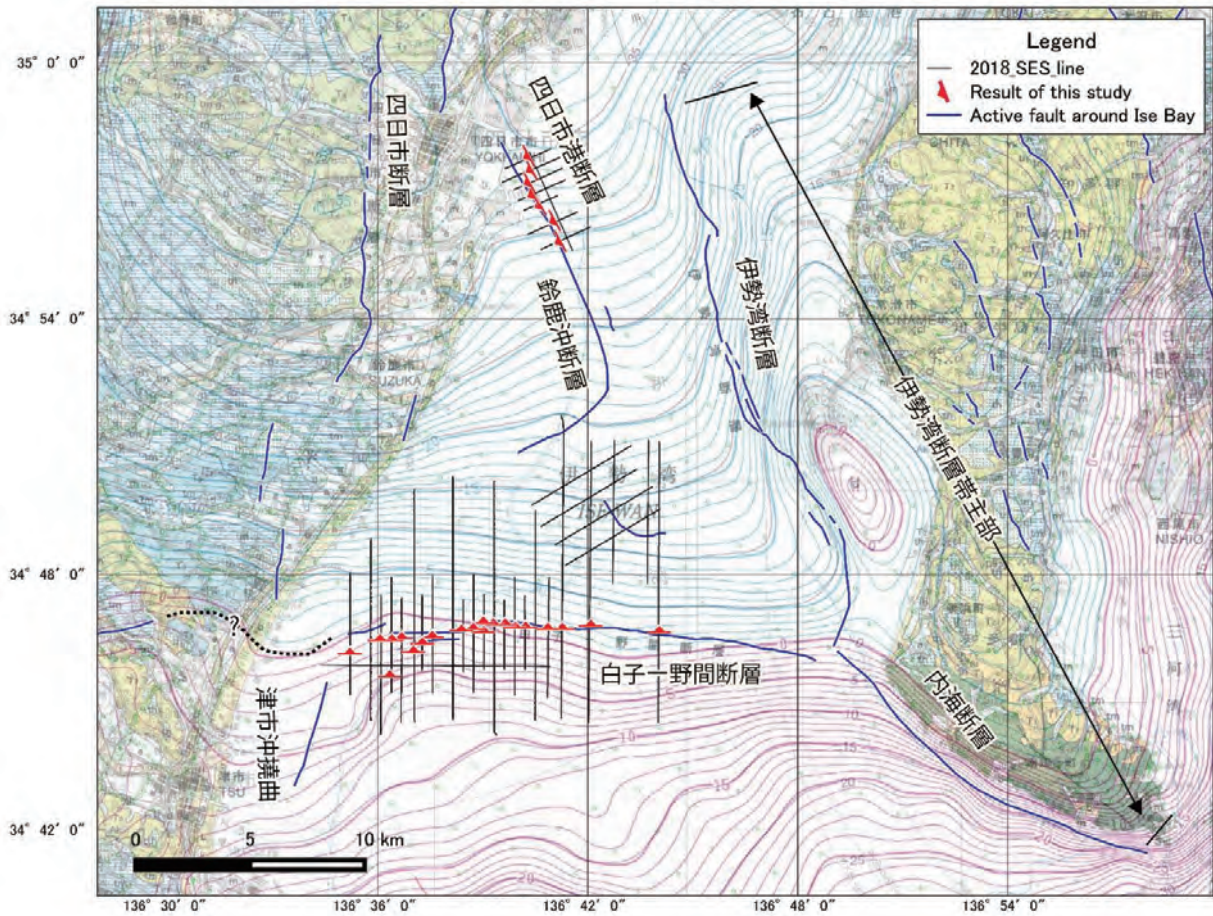
当する音響基盤面上では 300 m 程度変位させる高角な逆断層が認められる（第 16 図）. また、SP1,400 付近では、南側隆起の撓曲構造が認められ、音響基盤上面に向かうにつれて高角となる。白子-野間断層に伴う撓曲構造の幅は海底面へと向かうにつれて広がる。本調査における記録断面 GL4 では、A3 層に隆起側に向

かい薄層化する構造が認められたことから、最近の時代まで growth strata を形成するような断層活動があったことが示唆される。

M3 測線（岩淵ほか、2000）における SP1,500 付近には、西側隆起の撓曲構造が認められる（第 17 図）。この撓曲構造の傾斜変換点は音響基盤面上において高角な逆断層として認識される。撓曲構造の幅は海底面に向かうにつれ広くなり、A 層中においては A2 層下部付近までに変形が認められる。

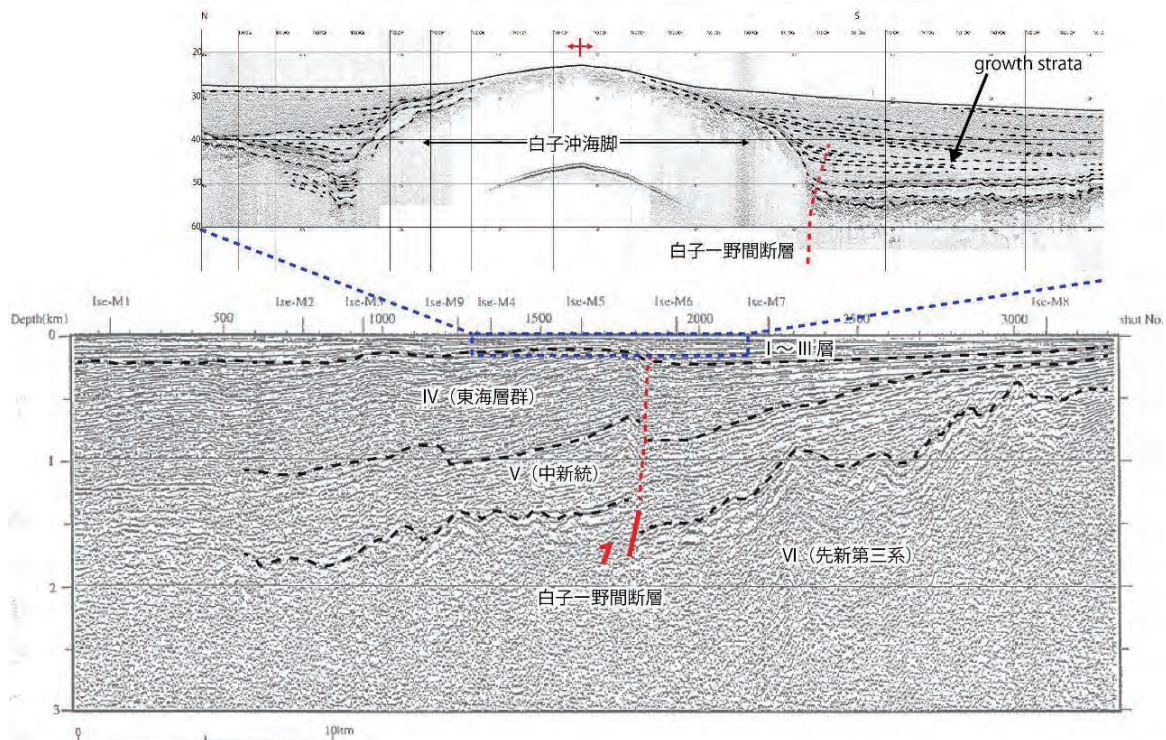
7. 活動性評価

白子沖海脚南側で撓曲構造が認められ、A2 層までの堆積層を変形させている（第 18 図）。この撓曲構造を白子-野間断層によるものと解釈すると、その最新活動時期は A2 層堆積以後 A1 層堆積以前と考えられ、8,000 年前以後～5,000 年前以前と推定される。撓曲構造による高度差を白子-野間断層の活動とみなすと、B1 層基底及び A 層基底の高度差から平均変位速度は 0.1～0.3 m/千年と見積もられる。これらの結果は地震調査研究推進本部（2005）による評価と近い値を示している。鈴鹿沖断層付近で、A2/A3 層境界付近まで growth strata が認められたことから、少なくとも完新世において 1 回以上の活動があったと推定



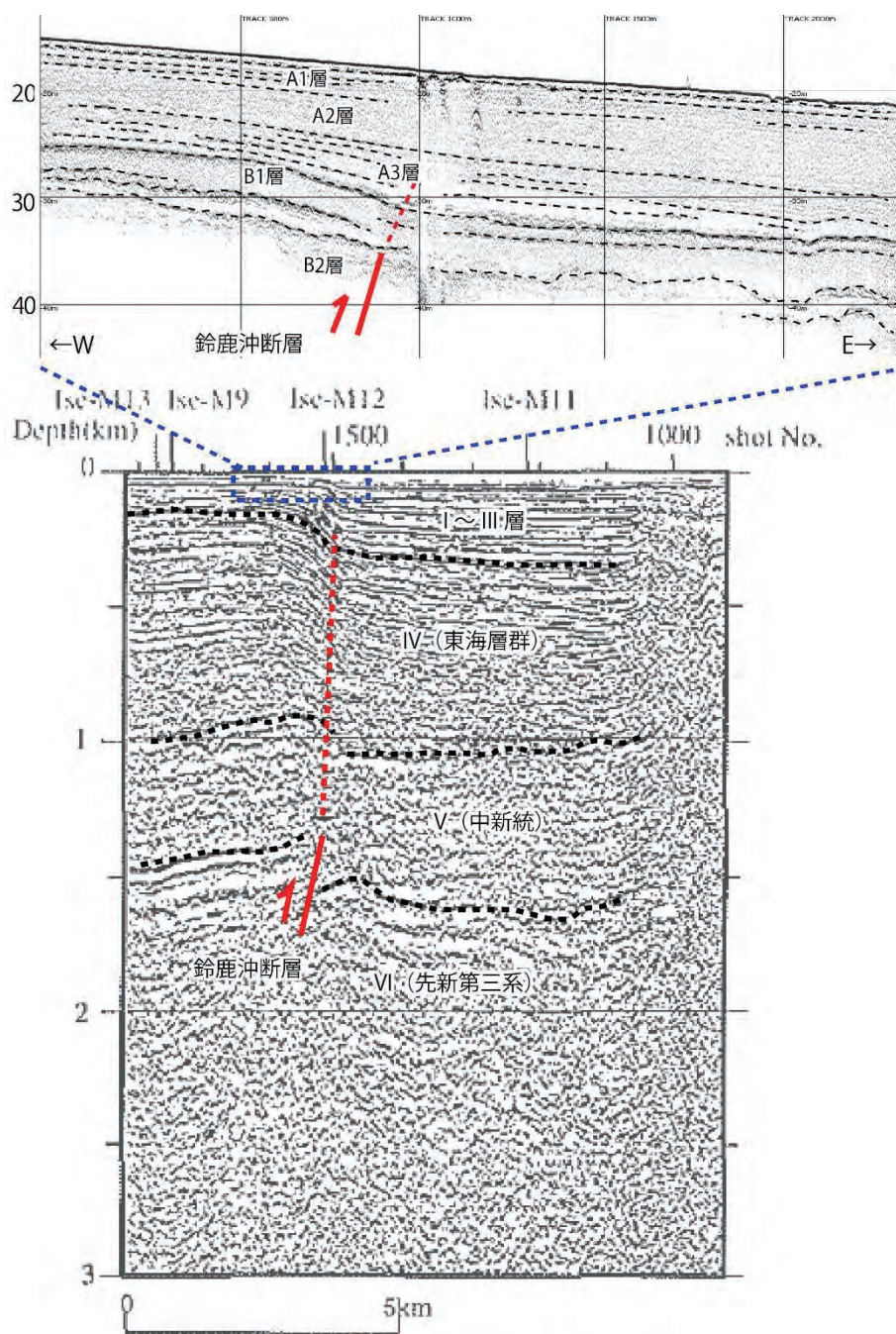
第 15 図 本調査による活構造位置図. 重力図 (ブーゲー異常) は村田 (2013) を引用.

Fig. 15 Distribution of active structure this survey in Ise Bay. Gravity contour map (Bouguer anomaly) is based on Murata (2013).



第 16 図 M13 測線 (岩淵ほか, 2000 を改変) と GL4 測線との対比に基づく白子-野間断層の形状解釈. 上図の縦軸は深度 (m).

Fig. 16 Shape of the Shirako-noma Fault based on line M13 (modified after Iwabuchi *et al.*, 2000) and line GL4. Vertical axis in upper panel is depth (m).

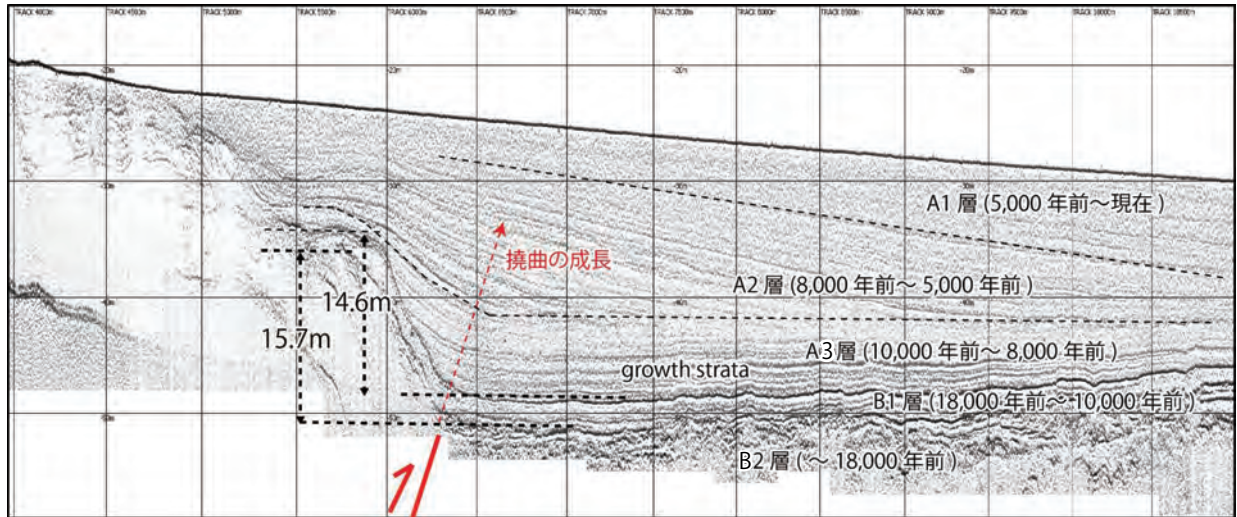


第 17 図 M3 測線（岩淵ほか，2000 を改変）と SF1 測線との対比に基づく鈴鹿沖断層の形状解釈．上図の縦軸は深度（m）．
 Fig. 17 Shape of the Suzuka-oki Fault based on line M3 (modified after Iwabuchi *et al.*, 2000) and line SF1. Vertical axis in upper panel is depth (m).

される．しかし，A 層内の白く抜ける反射により最新活動時期と平均変位速度を算出することはできなかった．B1 層基底の高度差からは，平均隆起速度が最大で 0.8 m/千年程度と算出される．以上，本調査では白子-野間断層の新規の活構造分布を把握し，その最新活動と平均変位速度を算出した．本報告では，直接的な年代試料を用いていないため，今後本プロジェクトで採取したコア試料を含めより詳細に解釈していく必要がある．

8. まとめ

伊勢湾西岸付近に分布する白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の詳細な位置・形状や活動性評価のため，分解能の高い SES2000 を用いた音波探査を実施した．その結果，白子-野間断層の平均変位速度は 0.1 ~ 0.3 m/千年と推定され，その最新活動時期は 8,000 年前以降 5,000 年前以前と推定された．また，撓曲構造の傾斜変換点を追跡すると，西方に向かい走向が変化し津市沖撓曲



第 18 図 GL2 測線において確認された撓曲構造による活動性評価．縦軸は深度 (m)．
Fig. 18 Activity evaluation of the Shirako-noma Fault based on flexure. Vertical axis is depth (m).

の方へと延びる．鈴鹿沖断層の上盤側における平均隆起速度は 0.8 m/千年と推定され，北方に向かい高度差の増加が認められた．

文 献

- 荒井晃作 (2018) 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査報告．産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 76, 80p.
- 中部空港調査会 (1994) 中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書. 88p.
- 中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多半島の研究．地質調査所月報, **21**, 3, 187-218.
- 土質工学会中部支部 (1988) 最新名古屋地盤図．名古屋地盤図出版会, 487p.
- Fairbanks, Richard, G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *NATURE*, **342**, 637-642.
- 岩淵 洋 (2000) 大阪湾と伊勢湾の活構造．第四紀研究, **39**, 303-314.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査．水路部研究報告, no. 36, 73-96.
- 地震調査研究推進本部 (2005) 伊勢湾断層帯の評価．http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm. (2019年6月24日確認)
- 海上保安庁水路部 (1995) 伊勢湾, 1/100,000 海底地質構造図．
- 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区). 43p.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動．第四紀研究, **7**, 4, 235-247.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系 -” 沖積層” 細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題 -．地質学論集, **7**, 61-76.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 牧野内猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷．豊橋市自然史館研報, **11**, 33-39.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒沢正夫 (2009) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 村田泰章 (2013) 日本重力図マップデータ, 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2. 産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「伊勢」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内猛・藤原八笛・伊藤 孝 (2000) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層．地質学雑誌, **109**, 10-26.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研 (2013) 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動．活断層・古地震研究報告, no. 13, 187-232.

佐藤智之・古山精史朗 (2018) 伊勢湾沿岸域における
反射法音波探査の概要. 平成 29 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.76, 1-9.

豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内猛・堀川義夫・長谷川
淳 (1999) 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖)
の海底地形・地質. 地学雑誌, **108**, 5, 589-615.

海津正倫 (1992) 木曾川デルタにおける沖積層の堆積
過程. 堆積学研究会報, **36**, 47-56.

高浜撓曲周辺における浅部反射法地震探査 Shallow seismic reflection surveys around the Takahama Flexure

伊藤 忍^{1*}・木下佐和子¹・山口和雄¹
Shinobu Ito¹, Sawako Kinoshita¹ and Kazuo Yamaguchi¹

Abstract: We had obtained seismic records to applicate seismic interferometry at around the Takahama River in Hekinan, Aichi on January, 2018 (Kinoshita *et al.*, 2018). We also had conducted P-wave seismic reflection survey to reveal the subsurface structure of the Takahama Flexure at around the Aburagafuchi in Hekinan. Based on these surveys, we conducted S-wave seismic reflection survey at around the Aburagafuchi, and 3-component seismic reflection survey at around the Takahama River as additional surveys. Reflected S-wave can be seen in the shot records for the Aburagafuchi survey line. On the other hand, obvious S-wave cannot be seen in the shot records for the Takahama River survey line. However, P-wave, surface wave, and other unknown events can be seen in the shot records. We expect to obtain detailed structure with data recorded by Kinoshita *et al.* (2018).

Keywords: seismic reflection survey, Takahama Flexure, Mikawa Earthquake

要 旨

2018 年 1 月に、愛知県碧南市の高浜川周辺において、地震波干渉法の適用実験のためのデータを取得した(木下ほか, 2018)。また、2018 年 3 月に、愛知県碧南市の油ヶ淵周辺において、高浜撓曲の構造を明らかにするために P 波反射法地震探査を実施した。これらの実験の補完調査として、油ヶ淵周辺において S 波反射法地震探査を実施し、高浜川周辺において 3 成分反射法地震探査を実施した。油ヶ淵測線においては、発震記録に S 波の反射波と推定されるイベントが見られた。一方、高浜川測線の発震記録には、明瞭な S 波の反射波は認められなかったが、P 波や表面波、その他に起源の明らかでないイベントが見られた。木下ほか(2018)で収録したデータとあわせて処理を進めることにより、詳細な構造を明らかにすることが期待される。

1. はじめに

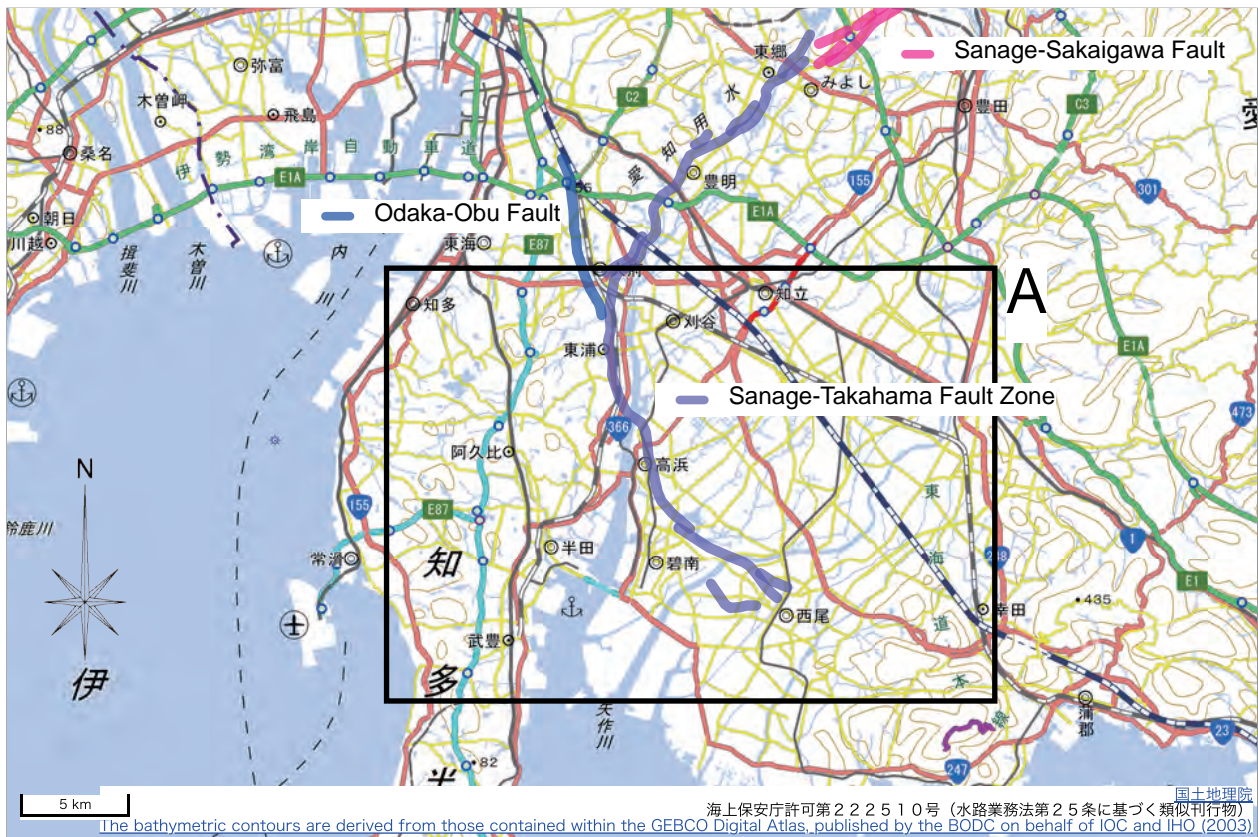
高浜撓曲は、愛知県三河地域の西部に位置する撓曲であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)によれば^{さなげ}猿投-高浜断層帯の一部であるとされている(第 1 図)。一方、飯田・坂部(1972)は、三河地震の地表断層であると言われる^{ふこうず}深溝断層が、現在横須賀断層と呼ばれている北西に延長されることを示した。さらに、愛知県土木部による水準測量の結果から、^{おおだか}大高一^{おおぶ}大府構造線の南方延長部が^{へきかい}碧海台地において変位を

生じており、地震断層が潜在していると述べているが、これは高浜撓曲を指している。飯田・坂部(1972)は、三河地震にともなう一連の活動帯が、濃尾地震断層帯と関係していると結論づけている。しかしながら、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は、これらを一連の断層帯としては取り扱っていない。その主たる理由は、三河地震の断層帯は一樣に東落ちであるのに対して、これと濃尾地震断層帯との間に位置する名古屋付近の堀川断層や笠寺起震断層は西落ちを示すためである。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は、猿投-高浜断層帯を長期評価の対象とする一方、深溝断層と横須賀断層については長期評価の対象としていない。これは、深溝断層と横須賀断層の最新活動が 1945 年の三河地震であり、現在は活動度が低いことによるものである。一方で、高浜撓曲を含む猿投-高浜断層帯の最新活動が約 1 万 4 千年前頃としており、三河地震による活動を認めていない。

ところで、浜田(1987)は、三河地震の余震が北西-南東方向に分布することを示し、本震の初動の押し引き分布も概ね説明できることから、震源断層は北西-南東の走向をもつ左横ずれ断層であるとした。また、Kikuchi *et al.*(2003)は地震波形インバージョンを行っているが、浜田(1987)が提案した断層面を採用すると解が良く収束するとして、この断層面を採用している。一方で、杉戸・岡田(2004)は、北西-南東の走向をもつ断層面が、三河地震による地表地震断層である深溝断層及び横須賀断層と不調和であると述べてい

*Correspondence

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



第 1 図 猿投—高浜断層帯の概略位置図。活断層データベースによる。基図は国土地理院タイルを使用している。図中の矩形 A で示した部分が第 2 図の範囲である。

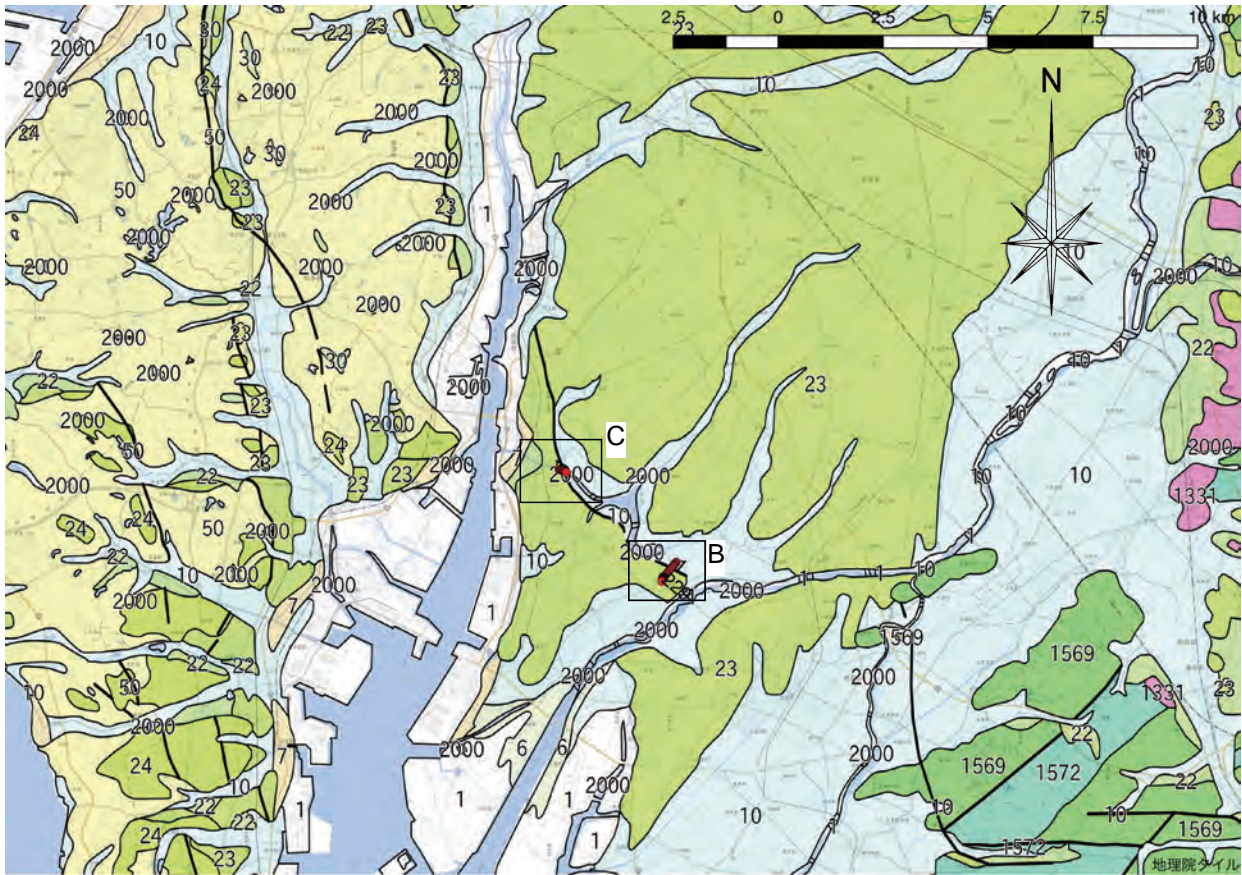
Fig. 1 Location map of the Sanage – Takahama Fault Zone. It is referred from Active fault database of Japan. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. A rectangle in “A” indicates the area corresponding to the Fig. 2.

る。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は、猿投—高浜断層帯の屈曲点以南、すなわち高浜撓曲の走向を N25° W としている。これを見る限り、高浜撓曲も三河地震による地表地震断層とされている深溝断層や横須賀断層とは切り離して考えることが妥当であるようにも見える。しかしながら、高浜撓曲の走向と、浜田（1987）による三河地震の余震分布、本震の初動の押し引き分布は調和的であり、Kikuchi *et al.*（2003）による本震の破壊過程もよく説明できることに留意すべきであろう。三河地震を理解するのに、一部の例外を除いて高浜撓曲はほとんど注目されてこなかったが、よく検討する必要があると考えられる。

高浜撓曲における反射法地震探査は愛知県（1996）によるものがあり、高浜撓曲のうち比較的北東部にあたる E 測線で実施されている。この報告書の中では、高浜撓曲崖と大高一府断層との連続性については注意が払われており、平均変位速度や両断層の西側の地質の一致を根拠に、両者が一連の断層である可能性が高いと結論づけている。一方、三河地震との関連については既存調査についてまとめた中に言及があるのみである。高浜撓曲の南東部では、木下ほか（2018）が

各種弾性波探査を実施している。まず、愛知県碧南市の油ヶ淵周辺で P 波反射法探査を実施しているが、この付近の高浜撓曲は、中田・今泉（2002）によれば位置が不明確とされており、その他の文献でも位置は一致しておらず、これを明確にするのが主目的であった。次に、愛知県碧南市の油ヶ淵周辺で VSP 探査を実施しているが、これはボーリングデータを利用するとともに、逆にボーリングデータの解釈に資するための調査であって、これが直ちに高浜撓曲の理解につながるものではない。さらに、愛知県碧南市の高浜川周辺において地震波干渉法の探査を実施しているが、この付近は中田・今泉（2002）によれば明確に活断層の位置が示されており、手法適用の実証実験の意味合いが大きい。

木下ほか（2018）の処理が進んだ際に、さらなるデータ取得が要求されることは想像に難くない。油ヶ淵周辺で実施した P 波探査については、より高分解能な結果を得るために S 波探査のデータが要求されるであろう。高浜川周辺で実施した地震波干渉法の探査については、アクティブな震源を用いた結果が要求され、特に地震波干渉法との比較を考慮するなら P 波及び S 波



第2図 調査位置図。基図はシームレス地質図による。背景地図は国土地理院タイルを使用している。
 図中の矩形B及びCで示した部分がそれぞれ第3図及び第4図の範囲である。

Fig. 2 Location map of Survey lines. Base map is referred from the Seamless Geological Map. Back ground map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. Two rectangles in “B” and “C” indicate the areas corresponding to the Fig. 3 and Fig. 4, respectively.

を用いて、受振には3成分のデータを記録することが求められるであろう。これらのことを念頭において、木下ほか (2018) と重複する測線でS波反射法地震探査及び3成分反射法地震探査を実施した (第2図)。

2. 反射法地震探査の詳細

調査は2019年2月12日から17日までの6日間で行った。調査の諸元を第1表に示す。前半に油ヶ淵周辺での調査 (GS-HAB1) を実施し、後半に高浜川周辺の調査 (GS-HTK1) を実施した。両者の受振システムの仕様は大きく異なるので後述する。

発震は、地球科学総合研究所が所有する小型インパクトのJMS-Mini65-2を使用した。JMS-Mini65-2の総重量は2.2 t、打撃エネルギーは2,000 Jである。JMS-Mini65-2は、シリンダ軸を進行方向右側に最大60度傾けることが可能で、これによりS波を発震することができる。

測点測量は、VRS方式のネットワーク型RTK法で受

振器の位置を測定した。概ね10点おきに測定し、それ以外の点については内挿することとした。内挿が不適切と思われる著しく屈曲した部分に関しては細かく測定した。また、発震位置については、発震作業の際に受振器からのオフセットを計測して記録した。

2.1 油ヶ淵周辺におけるS波反射法地震探査 (油ヶ淵測線・GS-HAB1)

調査は2019年2月12日から15日までの4日間で行った。調査地は愛知県碧南市縄手町から鷲塚町に至る、ほぼ北東-南西方向の道路上である (第3図、GS-HAB1)。北東側に位置する縄手町はほぼ田畑で、傾斜はほとんどないが、中田・今泉 (2002) をはじめとする多くの文献は、この田畑に位置が不明確な断層の地表トレースを配置している。一方、南西側に位置する鷲塚町はほぼ碧海台地上にあり、住宅地となっている。鷲塚町は縄手町に対して数メートル程度標高が高い。

測点間隔は2 m、総測点数は306点、従って測線長はおおよそ610 mである。受振器は基本的に Geospace 社製

第1表 探査の諸元.
Table 1 Specification of the survey.

	GS-HAB1	GS-HTK1
Period	Feb. 12 to 15, 2019	Feb. 16, 17, 2019
Line Length	610 m	190 m
Source	JMS-Mini65-2	JMS-Mini65-2
Repeat Number of Shots	5 + 5 (Shear)	5 + 5 (Shear) 5 (Normal)
Number of Shot Points	306	96
Shot Interval	2 m	2 m
Receiver	GS-32CT ($f_0=10$ Hz)	GS-32CT ($f_0=10$ Hz) 3-components
Number of Receiver Points	306	96
Receiver Interval	2 m	2 m
Recording System	DSS-12, GSX	DSS-12
Number of Recording Channels	114 - 192	288
Record Duration	2 s	2 s
Sampling Interval	1 ms	1 ms

のGS-32CT（固有周波数10 Hz）を内蔵した水平動シングル受振器96個と、同じエレメントを内蔵した3成分受振器96個を使用した。

データ収録には、縄手町内に該当する受振点1～240については基本的にサンコーコンサルタント社製のテレメトリ型地震探査システムであるDSS-12を使用した（第2表）。鷺塚町の住宅地に該当する受振点241～306についてはケーブルの敷設に手間がかかるため、Geospace社製の独立型地震探査システムであるGSXを使用した。調査の前半は、同時受振点数を192とし、48点ずつ展開を移動した。このパターンでの最終の展開は受振点97～288となる。この次は変則的に24点移動し、遠端側は測定の終点である306とし、121～306の186点の展開とした。最後は近端側の受振器を回収し、193～306の114点の展開とした。サンプリング間隔は1 ms、記録長は2秒とした。

発震は、測線に対して直交する2方向からそれぞれ5回ずつ、あわせて10回の発震を基本とした。各展開の近端側の48点での発震を基本としたが、発震点121～192は受振点121～306の展開、発震点193～306は受振点193～306の展開とした（第2表）。なお、発震・受振点の236～251の区間については、測線の方向が測線全体の方向と斜交するため、発震・受振ともに測線全体の方向となるように設置・発震した。

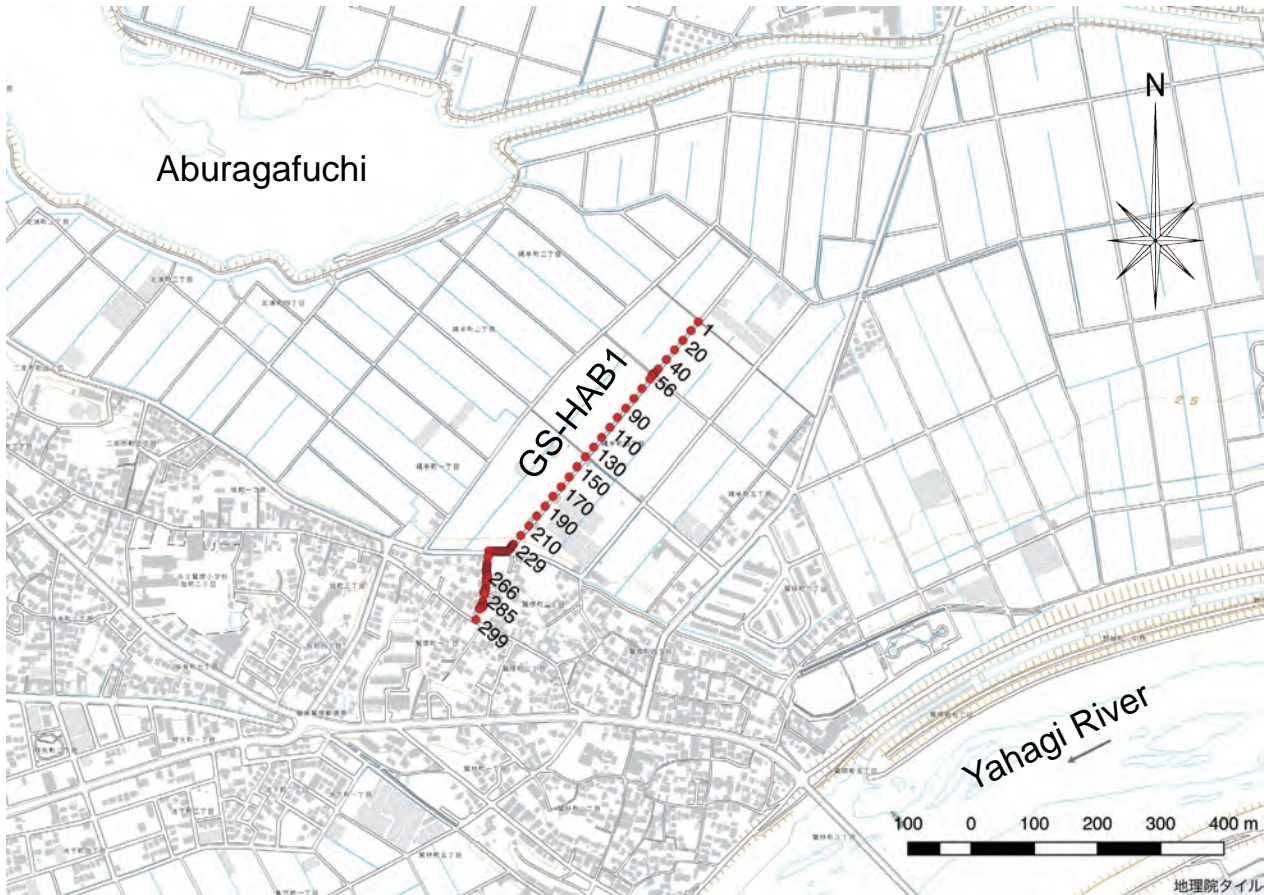
2.2 高浜川周辺における3成分反射法地震探査（高浜川測線・GS-HTK1）

調査は2019年2月16日と17日の2日間で実施した。調査地は愛知県碧南市丸山町の、高浜川左岸堤防上であり、測線の方向は概ね西北西－東北東である（第4図、GS-HTK1）。

測点間隔は2 m、総測点数は96点、従って測線長はおよそ190 mで固定展開とした。受振器はGS-32CT内蔵の3成分受振器96個を使用し、総チャンネル数は288とした。データ収録はテレメトリ型システムであるDSS-12を使用した。発震は、測線に対して直交する2方向からそれぞれ5回ずつ発震し、さらにシリンダを傾けず真上から5回発震した。

3. 取得データ

第5図に油ヶ淵測線（GS-HAB1）における発震記録例とその重合記録例を示す。SHOT ID 9からSHOT ID 13までは、いずれも発震点1における発震に対する原記録であり、測線の進行方向に対して右側から打撃を加えたものである。測線上には送電線が通っており、いずれの発震記録にも特徴的な60 Hzのノイズが認められる。そこで、60 Hz付近のバンドストップフィルタをかけて垂直重合（ダイバーシティスタック）したものが“ONE SIDE STACK”で示した発震記録である。60 Hzの特徴的なノイズはほとんど見えなくなっている。



第3図 油ヶ淵測線（GS-HAB1）周辺の詳細図。基図は国土地理院タイルを使用している。受振点のうち、GNSS 測量で測定した点を赤丸で示した。

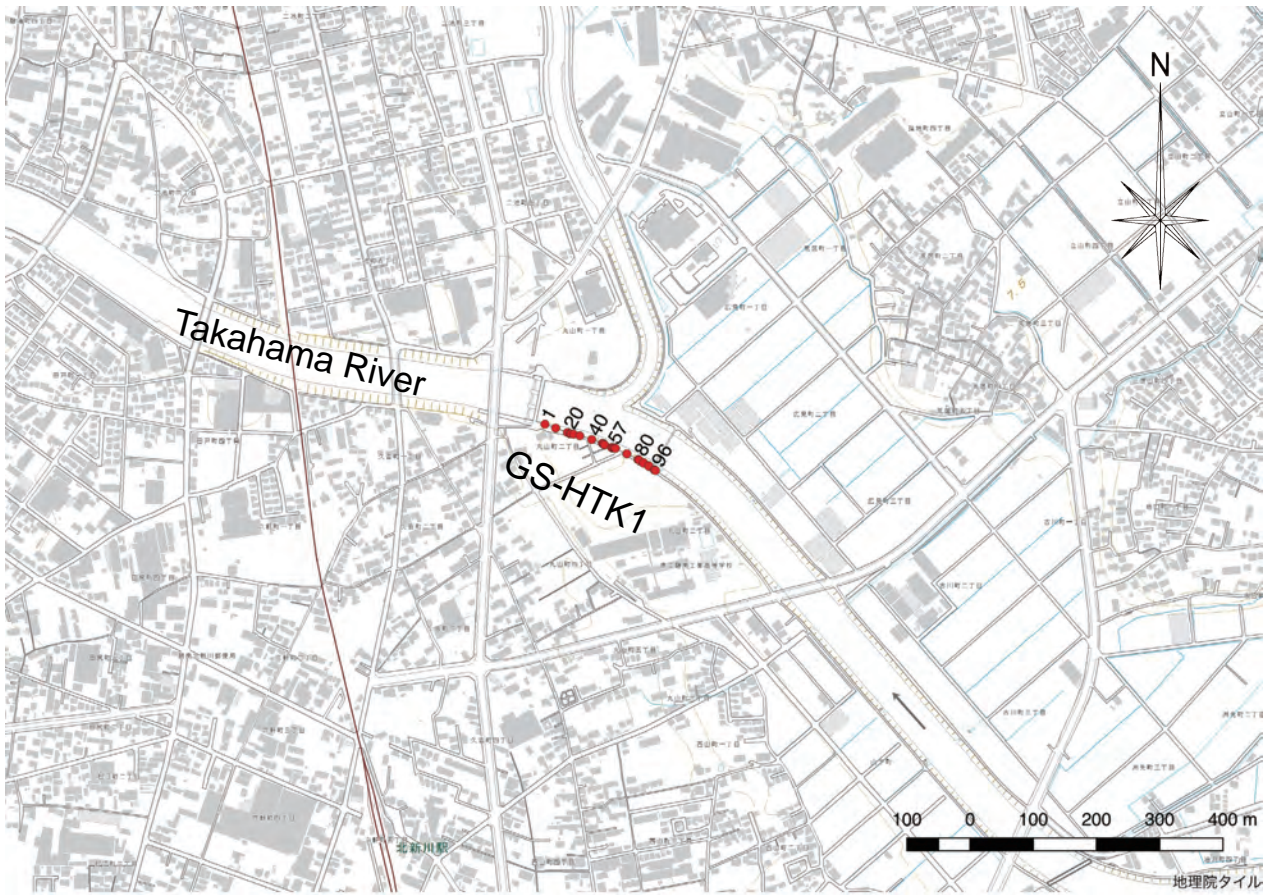
Fig. 3 Detailed map around the GS-HAB1 survey line. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. Red circles are receiver points of which positions are surveyed by GNSS.

第2表 GS-HAB1 の受振器展開概要。
Table 2 Outline of receiver deployment for GS-HAB1.

Shot Points	DSS-12 Receiver Points	GSX Receiver Points	Number of Receivers
1 - 48	1 - 192		192
49 - 96	49 - 240		192
97 - 120	97 - 240	241 - 288	192
121 - 192	121 - 240	241 - 306	186
193 - 306	193 - 240	241 - 306	114

初動と認識される相の見かけ速度は緩やかに変化しているが、明らかに 400 m/s 以下であり、S 波あるいは表面波によるものと推定される。逆に、明らかに P 波に起源をもつと考えられるような相は認められない。測線の進行方向に対して左側から打撃を加えた発震記録との差を取ったものが“BOTH SIDE STACK”である。

差を取る前の“ONE SIDE STACK”においても P 波起源の相が認められないため、差を取ることによる明瞭な効果は、この発震点 1 では認められない。しかしながら、全点において同様であるとは限らないため、調査を通じて両方向からの打撃による発震記録を収録している。表面波が卓越して見づらいが、S 波の反射波と考



第4図 高浜川測線 (GS-HTK1) 周辺の詳細図。基図は国土地理院タイルを使用している。受振点のうち、GNSS 測量で測定した点を赤丸で示した。

Fig. 4 Detailed map around the GS-HTK1 survey line. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. Red circles are receiver points of which positions are surveyed by GNSS.

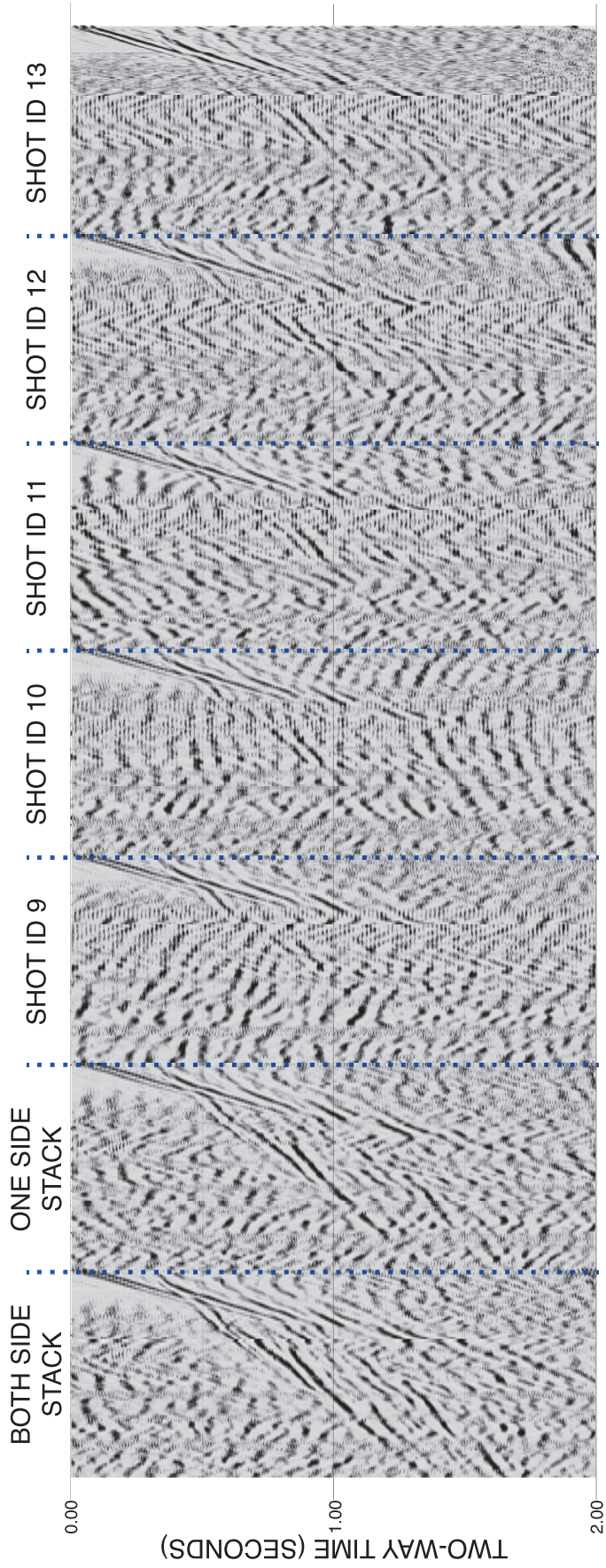
られるイベントも認められるようである。

第6図に高浜川測線 (GS-HTK1) における記録例を示す。いずれも発震点1における発震に対する、全96受振点の重合記録であり、表示に際しAGC及び10 Hz ~ 180 Hzのバンドパスフィルタを施している。Aは地面に対して鉛直方向から発震したものの上下動記録(V)であり、通常のP波探査の記録である。Bは上下動記録であるが、測線に対して直交する2方向からの記録の和を取ったもので、SH波はキャンセルされ、P波が強調されることが期待される。実際に、Aと比較して若干ノイズが大きいようにも見えるが、ほとんど遜色がないようである。Cは、鉛直方向から発震したものに対する、測線に沿った方向の水平動記録(H1)であり、Rayleigh波やP-SV変換波が記録されることが期待される。表面波は、AやBに見られる表面波と比較して特に顕著ではないようである。しかしながら、遠端には見かけ速度の大きい後続派が見られる。S波よりも後に続くため、P-SV変換波とは考えられない。走時からはS波の反射波か、S-P変換波等が考えられるが、な

ぜこの成分で顕著に見られるのか不明であり、検討の必要がある。Dは、鉛直方向からの発震に対する、測線に直交する方向の水平動記録(H2)である。Cで見られたような顕著な後続派は見られない。逆に、Cと比較して、振幅は小さいもののP波が認められる。Eは、測線に対して直交する2方向からの記録の差を取ったものに対するH2であり、通常のS波探査の記録である。P波はキャンセルされ、SH波が強調されることが期待されるが、実際にS波が顕著である。ただ、この発震記録を見る限りでは顕著な反射波は認められず、S波の反射法処理には困難がともなうことが予想される。

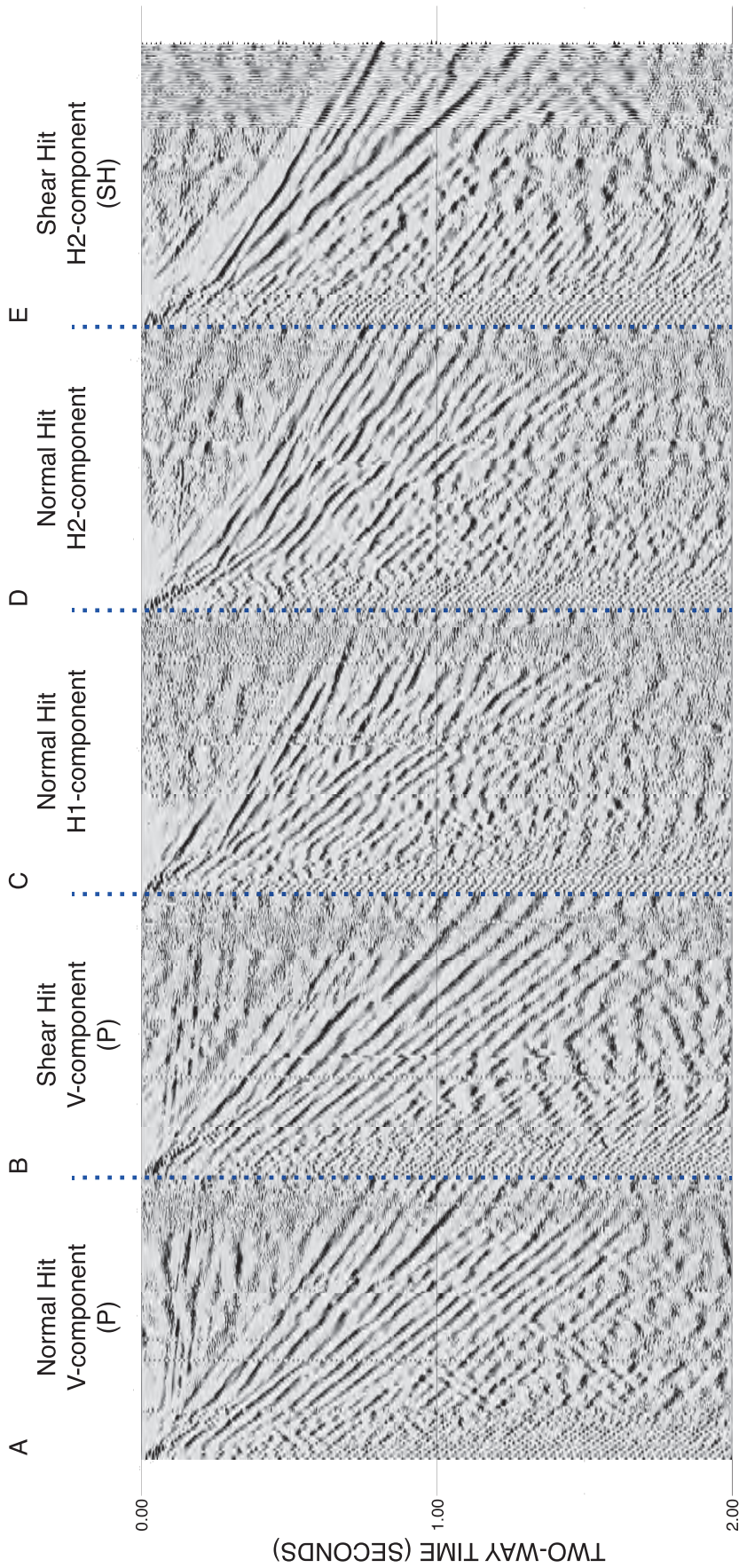
まとめ

高浜撓曲の詳細な構造を明らかにするために、愛知県碧南市において反射法地震探査を実施した。油ヶ淵周辺(GS-HAB1)においてはS波探査を、高浜川周辺(GS-HTK1)においては3成分探査をそれぞれ実施した。GS-HAB1においては、発震記録中にS波の反射波が認



第5図 油ヶ淵測線 (GS-HAB1) の、振幅調整して表示した発震記録例。SHOT ID 9 から 13 までは原記録である。ONE SIDE STACK は片側から打撃した発震記録を重合したものである。BOTH SIDE STACK は、両側から打撃した重合発震記録をそれぞれ作成し、その差をとったものである。

Fig. 5 Examples of shot records with AGC at the GS-HAB1 survey line. SHOT ID 9 to 13 are original records. "ONE SIDE STACK" shows the vertical stacked record by hitting only one direction. "BOTH SIDE STACK" shows the differences between one and the opposite direction hitting records.



第 6 図 高浜川測線 (GS-HTK1) の、振幅調整して表示した発震記録例。A は地面に鉛直方向から打撃したものの上下動成分の記録である。B は斜めに打撃した記録から合成した上下動成分の記録である。C は鉛直方向から打撃したものの H1 成分である。D は鉛直方向から打撃したものの H2 成分である。E は斜めに打撃した記録から合成した H2 成分の記録である。

Fig. 6 Examples of shot records with AGC at the GS-HTK1 survey line. A is the vertical component record for the normal hit. B is the composite vertical component record from the shear hit. C is the horizontal component record along the survey line, for the normal hit. D is the horizontal component record cross the survey line, for the normal hit. E is the horizontal component record cross the survey line, for the shear hit.

められるようである。GS-HTK1においては、発震記録だけからは明瞭なS波の反射波は認められなかった。しかしながら、P波や表面波、その他に起源のはっきりしないイベントが認められた。木下ほか(2018)で収録したデータとあわせて処理を進めることにより、詳細な構造を明らかにすることが期待される。

謝辞：碧南市経済環境部農業水産課及び建設部土木港湾課、愛知県知立建設事務所には、調査に際して多大なご協力と有益な助言をいただいた。また、調査機材の一時保管については、愛知県知立建設事務所、公営財団法人都市整備協会油ヶ淵水辺公園管理事務所、碧南市経済環境部農業水産課にご協力を頂いた。記して感謝の意を表す。

文 献

- 愛知県(1996)平成7年度地震調査研究交付金 加木屋断層・高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査成果報告書, 311p.
- 浜田信生(1987)日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義。気象研究所報告, **38**, 77-156.
- 飯田汲事・坂部和夫(1972)三河地震における深溝断層の延長部について。地震第2輯, **25**, 44-55.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について。 https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_byoubu/ (確認日 2019年4月12日)
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.
- 木下佐和子・山口和雄・伊藤 忍(2018)高浜断層周辺における浅部地下構造調査の実施。平成29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 76, 59-71.
- 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, DVD-ROM 2枚・60p, 付図1葉。
- 杉戸信彦・岡田篤正(2004)1945年三河地震の地表地震断層。活断層研究, **24**, 103-127.

高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における反射法地震探査 Seismic reflection survey at the fault blank area between the Takahama Flexure and the Yokosuka Fault

伊藤 忍^{1*}
Shinobu Ito^{1*}

Abstract: We conducted seismic reflection survey at the fault blank area between the Takahama Flexure and the Yokosuka Fault in Nishio City. As the results of the survey, we could not see obvious structure that suggests existence of faults toward the southeast of the Takahama Flexure. Obvious structure that suggests existence of faults could not be seen also at the survey line in expectation of crossing the Yokosuka Fault. There is little possibility that the Takahama Flexure extends to the Yokosuka Fault as concealed fault near the surface although it is not impossible to deny that the Takahama Flexure extends to the Yokosuka Fault.

Keywords: seismic reflection survey, Takahama Flexure, Yokosuka Fault

要 旨

愛知県西尾市の、高浜撓曲と横須賀断層の間に位置する断層空白域において反射法地震探査を実施した。また、初動のデータを用いて屈折法解析を行った。その結果、高浜撓曲の南東延長には、断層の存在を示唆する構造は認められなかった。また、横須賀断層を横切ると予想される測線においても、断層の存在を示す構造は認められなかった。高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続していることを否定するものではないが、両断層が地表付近の伏在断層として屈曲して連続している可能性は低いことが明らかとなった。

1. はじめに

1945年1月13日に発生した三河地震(M6.8)は、愛知県蒲郡市から額田郡幸田町に至る深溝断層と、幸田町から西尾市に至る横須賀断層を震源とするとされている。津屋(1945)は地震発生間もない時期に、この地震が深溝断層に起因するものであると報告している。その後、飯田・坂部(1972)は、深溝断層がさらに北西に延びていると報告しているが、この延長された部分が現在、横須賀断層と呼ばれている領域である。さらに、飯田・坂部(1972)は高浜撓曲という呼称は用いていないが、碧海台地に撓曲の形で変位を与えている伏在断層が存在すると言及しており、愛知県土木部の水準測量による相対的な変位が最大約40 cmであったと述べている。つまり、飯田・坂部(1972)によると、

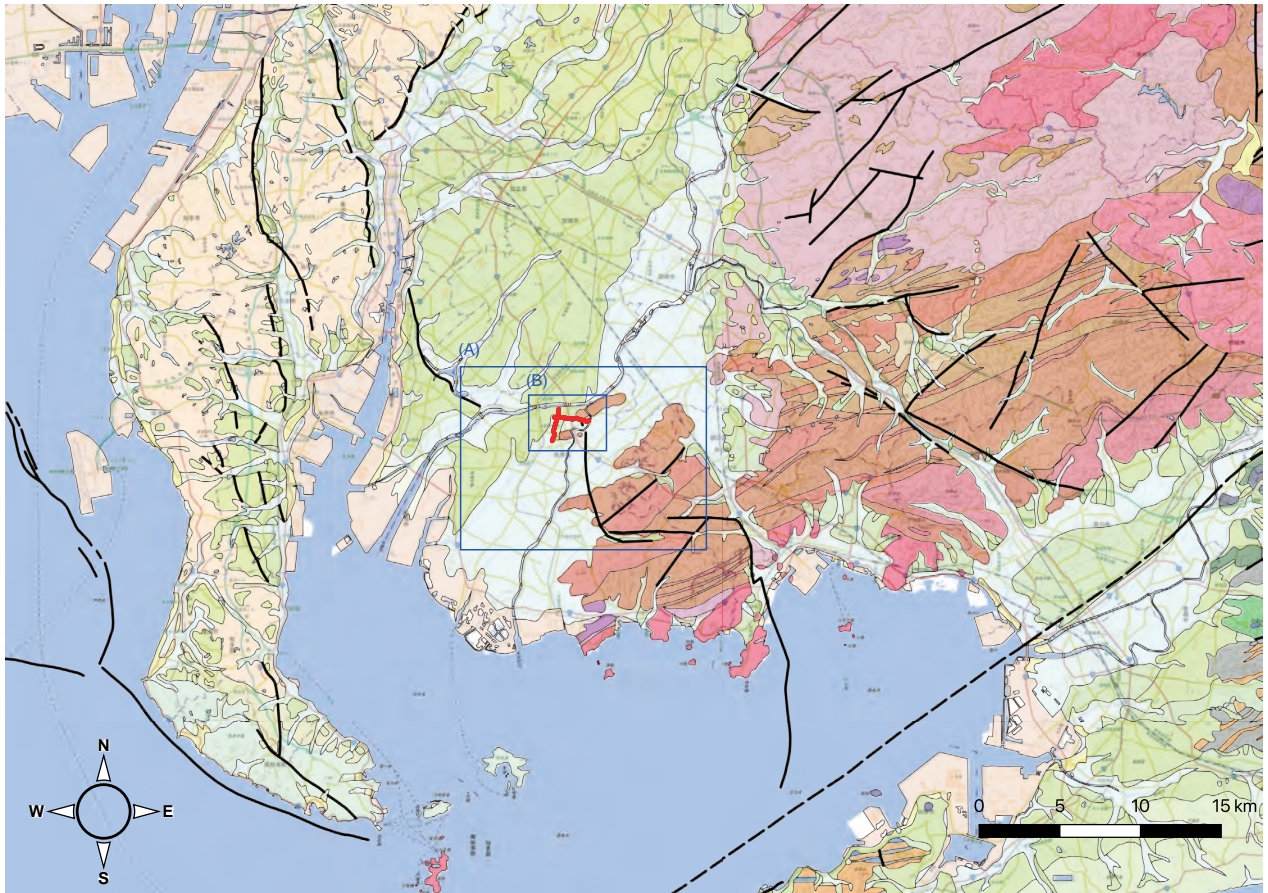
深溝断層から横須賀断層にかけて三河地震の震源断層が地表地震断層として表れているが、断層が伏在している部分も含めると、三河地震の震源断層は深溝断層から横須賀断層を経て高浜撓曲にまで至ることになる。

しかしながら、これらの断層や撓曲を地図上に表示すると、非常に複雑な形状をしていて、なめらかに連続しないことがわかる(例えば、中田・今泉, 2002)。深溝断層は、その南東部ではほぼ南北の走向を示すのに対し、北西部はほぼ東西の走向を示す。また、横須賀断層は、その南東部ではほぼ東西の走向を示すのに対し、北西部ではほぼ南北の走向を示す。さらに、高浜撓曲は断層が伏在しているためその位置が明確に判別されていないものの、ほぼ北西-南東の走向を示し、横須賀断層になめらかに接続するようには見えない。

冒頭で述べたように、今日では三河地震の震源断層は深溝断層と横須賀断層とするのが一般的である。例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は、高浜撓曲を含む猿投-高浜断層帯の最新活動は約1万4千年前頃としており、三河地震による活動を認めていない。また、飯田・坂部(1972)は、深溝断層と横須賀断層の総延長が、地震の規模との関係を示すスケールリング則に良く一致していると述べているが、逆に高浜撓曲の長さも含めてもスケールリング則と一致するか疑問が残る。もっとも、地表地震断層と地震の規模のスケールリング則については、伏在部分の扱いに曖昧さがあり、この一致が直ちに三河地震による高浜撓曲の活動を否定するものではない。しかしながら、三河

*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 調査地の概略位置図。国土地理院の電子地形図(タイル)に日本シームレス地質図V2(産総研地質調査総合センター)を重ねて基図としたものである。長方形(A)と(B)は、第8図と第2図の範囲をそれぞれ表す。赤い線は調査路線を示す。

Fig. 1 Location map of the survey target area. Digital topographic map published by Geospatial Information Authority of Japan is overlaid with the seamless digital geological map of Japan (GSJ, AIST). Rectangles (A) and (B) indicate the areas of Fig. 8 and Fig. 2, respectively. Red lines indicate survey lines.

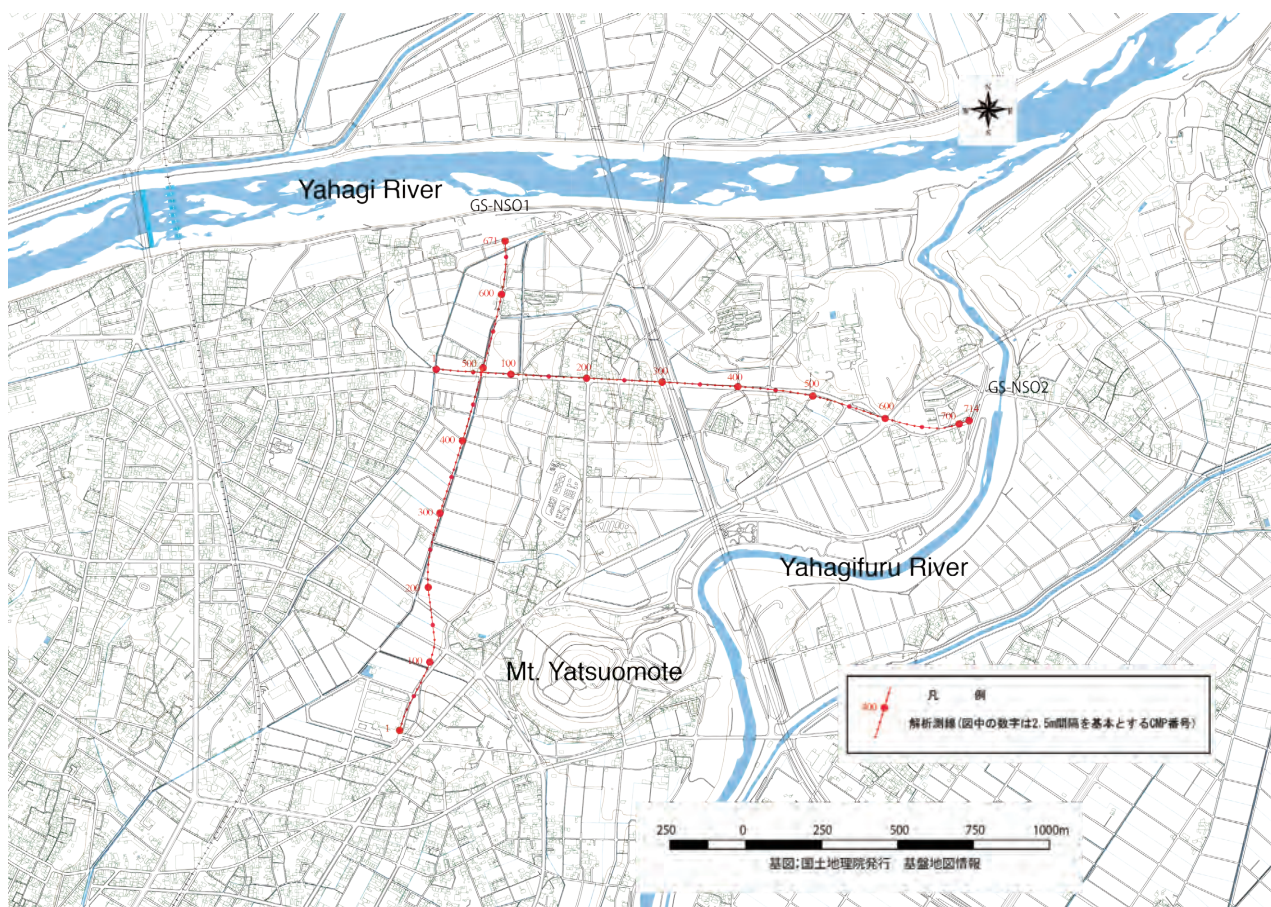
地震において高浜撓曲が活動したことを積極的に支持する報告がこれまでにほとんどないことに留意する必要がある。

一般的に地震による震源断層は、余震分布や初動の極性による発震メカニズム解や地殻変動のデータから推定されることが多い。三河地震については、浜田(1987)が、「鍵型に曲がった断層を一枚の断層モデルで説明することに、そもそも初めから無理があるといえる」と断った上で詳細に検討している。それによると、初動の極性からだけでは信頼性の高い発震メカニズム解を得ることはできなかったが、「三河地震の第一近似の断層モデルとしては、北西南東の走向を持ち南西に傾斜した左横ずれの逆断層が、余震の分布をはじめとする状況によく調和している」と述べている。彼らの示した断層モデルは、地殻変動のデータを説明するために、断層面を南部の深溝断層付近に配置している。

Kikuchi *et al.* (2003) は、地震波形インバージョンにより震源モデルを推定する際に、浜田(1987)が提案

した断層面の走向がもっともよくデータを説明できるとして採用している。彼らは、浜田(1987)が提案した断層面よりも広い範囲を設定してすべり過程を推定したが、その結果は断層の北西部の深部ですべりが大きいものであった。この結果を地表地震断層の位置と比較するにはその精度を考慮する必要があるものの、深溝断層や横須賀断層からは遠く離れ、高浜撓曲の位置及び志向とよく一致しているように見える。一般に、深部の断層面上で生じたすべり変位の、地表で観測される変位に対する影響は大きくないので、Kikuchi *et al.* (2003) によるすべり分布は高浜撓曲での変動の報告がほとんどないという事実とも排他的ではないと考えられる。

横須賀断層の南北走向区間については、地震断層ではなく二次的な地変によるものであるとする説もある(例えば、Ando, 1974)。仮にそうであるならば、地表地震断層とされている、横須賀断層の東西走向区間と高浜撓曲はある程度なめらかに接続することが可能で



第2図 処理測線位置図. 基図は国土地理院の基盤地図情報である. GS-NSO1及びGS-NSO2のCMP位置と番号を赤で示した.
 Fig. 2 Location map of the seismic processing lines. This map is based on the digital map (basic geospatial information) published by Geospatial Information Authority of Japan. GS-NSO1, GS-NSO2, and CMP and the number are indicated with red.

あるように見える. これは, Kikuchi *et al.* (2003) による震源断層モデルとも調和的である. 一方, 杉戸・岡田 (2004) は, 深溝断層から横須賀断層に至る一連の地表変位の記録を丹念に精査した結果, 横須賀断層の南北走向区間が地震を発生させた震源断層が地表に到達したもの, すなわち地表地震断層である可能性が高いとしている. これは, Kikuchi *et al.* (2003) による震源断層モデルとは不調和であり, 杉戸・岡田 (2004) は不調和の要因を特定することが望まれると述べている. この問題の鍵となるのは横須賀断層の南北走向区間, 及び横須賀断層と高浜撓曲の間に存在する断層空白域の地下構造である. そこで, この地域を対象として反射法地震探査を実施することとし, またそのデータを用いて屈折法解析を実施することにした.

2. 調査及び処理の概要

本研究では, 横須賀断層の北端部と高浜撓曲の間に存在する断層空白域を対象とした (第1図). 高浜撓曲の南東側がどこまで確認できるのかは諸説あるが, 地

震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) は愛知県西尾市の市街地までとしている. この端よりもさらに南東側には西尾市街地が広がっており, 横須賀断層までの断層空白域は少なくとも 2 km 以上に及んでいる. この地域で調査を実施するのは容易ではない. 一方, 横須賀断層の南北走向区間の北端についても諸説あるが, 飯田・坂部 (1972) や杉戸・岡田 (2004) によれば, 矢作古川やはぎふるかわが現在の矢作川の本流から別れて南下し, 西に大きく屈曲するあたりまでは確認されているようである. 横須賀断層の北端の北西側は, 一部で宅地化されるなど開発が進んでいるものの, 調査は比較的容易である. そこで, 最初の調査として, 横須賀断層の北端から高浜撓曲への方向を包むように, 2本の測線を設定した (第2図).

なお, 横須賀断層の南北走向区間の調査については, 別途実施した (伊藤・竜沢, 2019). 杉戸・岡田 (2004) によれば, 横須賀断層の南北走向区間における上下変位量は, もっとも大きい場所で 150 cm である. また, 横須賀断層の東西走向区間から深溝断層にかけては累積的な変位を示す地形が認められるのに対し, 横須賀

第1表 主な探査仕様及び使用機器.
Table 1 Survey specification and instruments.

項目	内容		備考
探査手法	P波反射法地震探査		
波動種別	P波		
測線名	GS-NSO1	GS-NSO2	
測線延長 (測点範囲)	1773.9 m (2~704)	1810.7 m (2~714)	測点の区間長
解析測線長 (CMP 範囲)	1675.0 m (1~671)	1782.5 m (1~714)	2.5 m の CMP 間隔の累計
測線方向	南北	東西	
目標探査深度	100 m 以上		
標準発震点間隔	5 m		各測線で 2.5 m 間隔を基本とする稠密発震区間設定。
発震点数	454 点	421 点	トレース編集後。
標準受振点間隔	5 m		障害物がある場合は受振器設置位置をずらし極力設置。
受振点数	350 点	342 点	トレース編集後。
標準収録チャンネル数及び基本展開法	80 チャンネル以上、振り分け		
垂直重合数	3~6 回	3~5 回	同一地点におけるスタック数。
収録記録長	2.0 秒		相互相関後
サンプリング間隔	0.5 msec		
収録様式	SEG-D		
震源	中型ハイブレーター 1 台		EnviroVibe (IVI 社製)
スイープ周波数	10~120 Hz		
スイープ長	16 秒		両端に 300 msec のテーパ
受振器	速度型地震計 (固有周波数: 15 Hz、 3 個ゲルビング/地点)		OMNI-2400(Geospace 社製)
収録装置	独立型レコーダー(A/D 分解能: 24 ビット)		GSX(Geospace 社製)

断層の南北走向区間についてはそのような兆候は地形からは認められないようである。このような小さな変位を検出するには同程度の発震・受振点間隔での調査が必要であり、本研究と異なる仕様での調査を同時に実施するのは非効率的であるためである。

第1表に調査の主な仕様及び使用機器を示す。測線は、ほぼ南北方向の測線 (GS-NSO1) とほぼ東西方向の測線 (GS-NSO2) の2本を設定した。発震・受振点間隔は5mを基本としたが、GS-NSO1 測線南部と GS-NSO2 測線東部など一部で2.5m間隔の稠密発震を行っている。処理は通常のCMP重合法で行った。データ処理に使用した主なパラメタを第2表に示す。なお、静補正量算出のために屈折波を用いたトモグラフィにより表層の速度分布を求め、これにより静補正量を算出し、表層に起因する乱れを補正した。また、これによ

て得られた速度分布は、表層部の地質構造解釈の基礎データとした。第3図及び第4図に、GS-NSO1 及び GS-NSO2 の静補正量算出のために用いた初動走時曲線、表層速度分布及び静補正量をそれぞれ示す。

3. 結果

第5図に、GS-NSO1 で得られた反射断面を示す。上から順に時間断面、マイグレーション後時間断面及び深度断面である。測線の南端は西尾市街地となっており、雑振動によってSN比が低下している。北に向かうにつれて結果は徐々に改善され、CMP150 付近より北側では解釈に耐えうるものと予想される。GS-NSO2 との交点は CMP494 にあたるが、GS-NSO2 を設定した道路は比較的交通量が多く、交点付近のSN比は高くない。

第2表 データ処理に使用した主なパラメータ.
Table 2 Seismic processing parameters.

		GS-NSO1 測線	GS-NSO2 測線	
処理名	パラメータ等			備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	5~140 Hz	5~140 Hz	
位相補正	—	インパルスに変換するパ レートを設計し適用	インパルスに変換するパ レートを設計し適用	
振幅調整	AGC ウィンドウ幅	150 msec	150 msec	
デコンボリューション	タイプ	ホワイトニング	ホワイトニング	
	自己相関演算用ゲート長	800 msec	800 msec	
	フィルタ長	80 msec	80 msec	
	ホワイトノイズ	5%	5%	
静補正	メッシュサイズ	1.25×1.25 m	1.25×1.25 m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加	深度と共に単調増加	
	最大オフセット距離	400 m	400 m	
	再構成速度範囲	100~5000 m/sec	100~5000 m/sec	最大速度は速度走 時曲線から設定
	トモグラフィ付加条件	速度逆転層許さず	速度逆転層許さず	
	トモグラフィ繰返回数	80 回	60 回	
	置換速度	500 m/sec	500 m/sec	
	標高補正用速度	500 m/sec	500 m/sec	
直達波・表 面波等低減	種類	メディアンフィルタ	メディアンフィルタ	共通発震点及び受 振点ギャザー領域
同上	種類	tau-p フィルタ	tau-p フィルタ	共通受振点ギャザ ー領域
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1 回当)	1.5 msec	1.5 msec	補正量自動算出
	繰返し算出回数	3 回	3 回	
重合後断面 後処理	種類	—	—	
マイグレー ション	速度モデル	重合速度を平滑化	重合速度を平滑化	
深度変換	速度モデル	重合速度を平滑化	重合速度を平滑化	

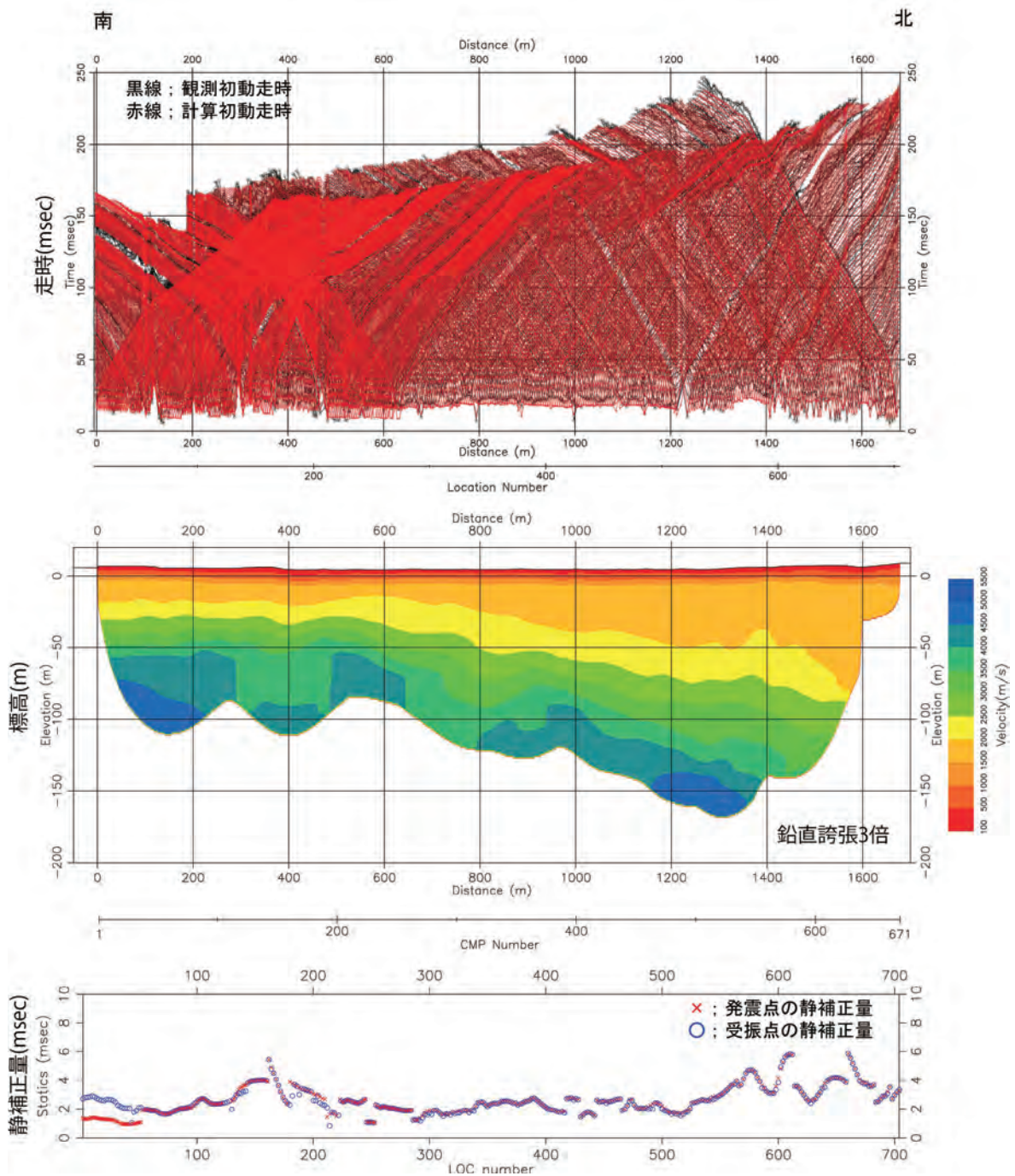
また、CMP550 付近の SN 比の低さは、沿線の変電所由来のノイズの影響が大きいものと考えられる。CMP200 から CMP400 にかけて、時間断面で 50 ms から 70 ms 付近、深度断面で 20 m から 50 m 付近に、北に傾斜したイベントが見られる。

第 6 図に、GS-NSO2 で得られた反射断面を示す。上から順に時間断面、マイグレーション後時間断面及び深度断面である。GS-NSO1 との交点は CMP62 にあたる。東から西に傾斜しているイベントが認識されるが、CMP520 付近よりも東側では浅すぎて、明瞭な結果となっていない。また、測線の西端では、そのまま西に向かって深くなっているのか、あるいは CMP150 付近から徐々に浅くなっているのか、これらの断面からだけでは判然としない。

4. 議 論

4.1 基盤上面深度分布

GS-NSO1 及び GS-NSO2 測線の深度断面及び測線交点で接合した断面を第 7 図に示す。各深度断面は、屈折法解析で得られた速度分布をカラーコンター表示したものの上に、反射法探査の深度断面を構成する波形の正の振幅部分を黒色で塗りつぶすエリア表示とした。反射法地震探査の深度断面図上における基盤上面深度の解釈は、大振幅で連続性の良い最深イベントを最有力候補とし、併せて、屈折法解析結果（速度分布）を参考として解釈した。解釈した基盤上面深度を第 7 図に赤線で示す。なお、GS-NSO1 測線の CMP1 ~ CMP190 付近及び GS-NSO2 測線の CMP450 ~ 714 付近は、測線近傍に基盤が露出していることや屈折法地震



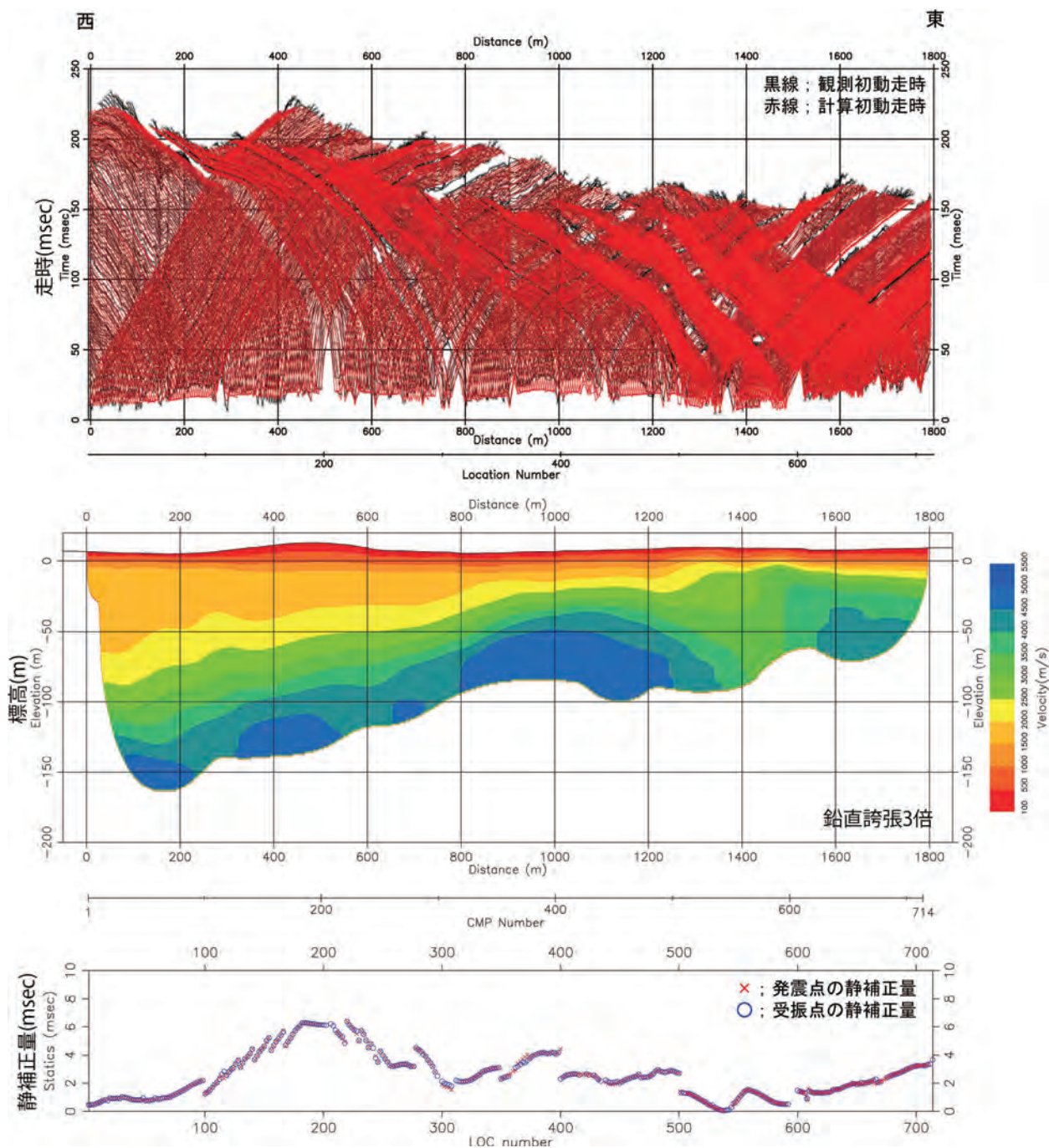
第3図 GS-NSO1 測線の初動走時曲線、表層P波速度分布及び静補正量. 上から初動走時曲線, 表層速度分布, 表層静補正量. 表層の速度分布の縮尺は縦: 横=3:1である.

Fig. 3 First arrival travel time curve of the GS-NSO1 survey line (top), P-wave velocity distribution near surface (middle), and amount of static correction (bottom). Vertical to horizontal scale of the P-wave velocity distribution is 3:1.

探査による速度分布から、基盤が深度 25 m 程度以浅に分布するものと想定され、今回採用した反射法地震探査の仕様（標準発震・受振点間隔 5 m）は、このような浅いイメージ対象に対して十分なものではなかったと考えられる。

基盤上面と解釈した反射イベントの特徴として凹凸

に富むことが挙げられる。両測線ともに、水平方向に 500 m 程度の長さの高まりや窪みが認められる。これは、やつおもて八ツ面山に代表される孤立丘状の地形と同類のものが、地下で基盤上面として反映されているものと考えられる。なお、反射法地震探査の解析で解釈される基盤上面深度は、地質境界や土質・岩質区分境界ではなく、



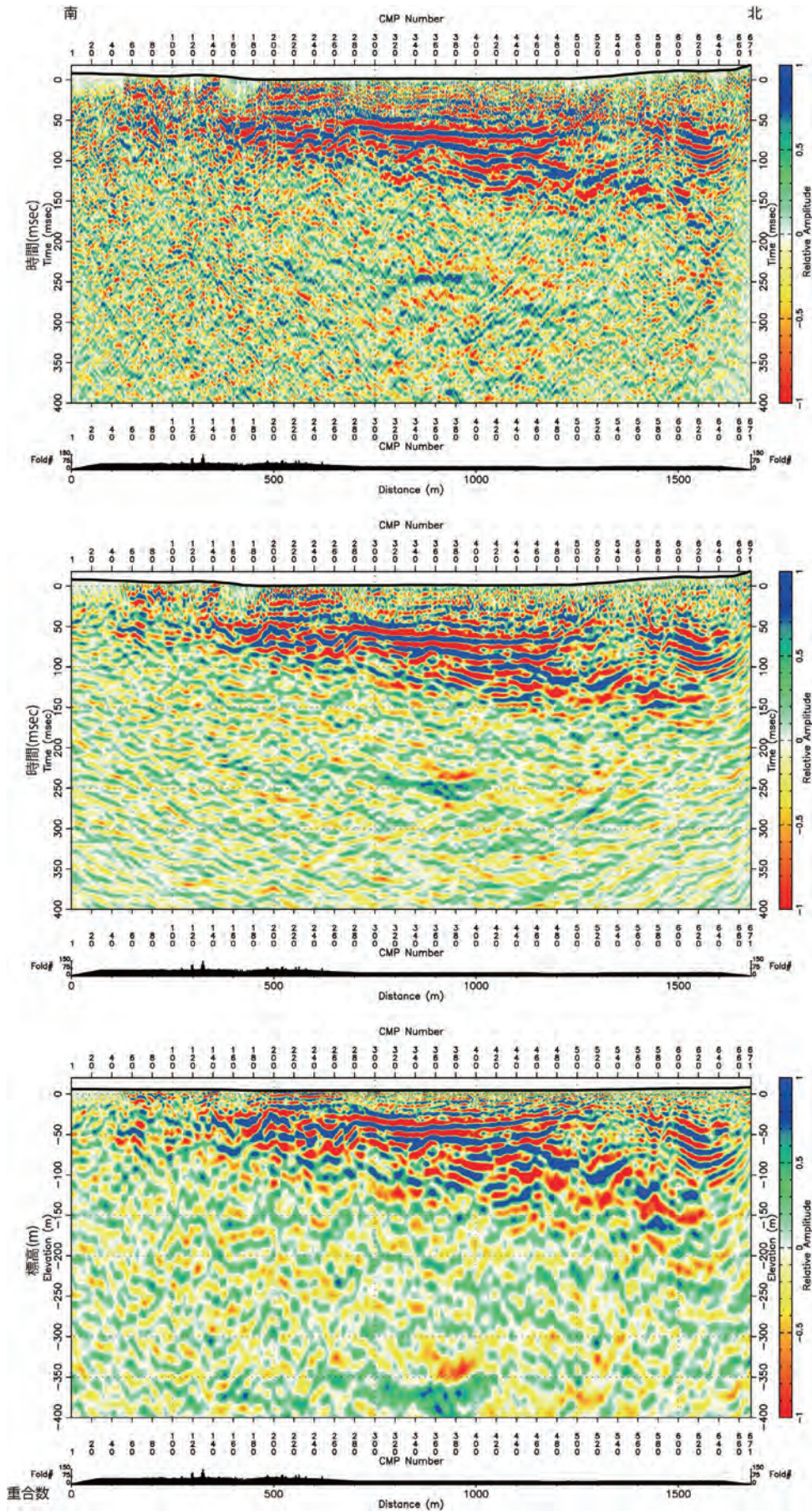
第4図 GS-NSO2 測線の初動走時曲線、表層P波速度分布及び静補正量。上から初動走時曲線、表層速度分布、表層静補正量。表層の速度分布の縮尺は縦：横=3：1である。

Fig. 4 First arrival travel time curve of the GS-NSO1 survey line (top), P-wave velocity distribution near surface (middle), and amount of static correction (bottom). Vertical to horizontal scale of the P-wave velocity distribution is 3:1.

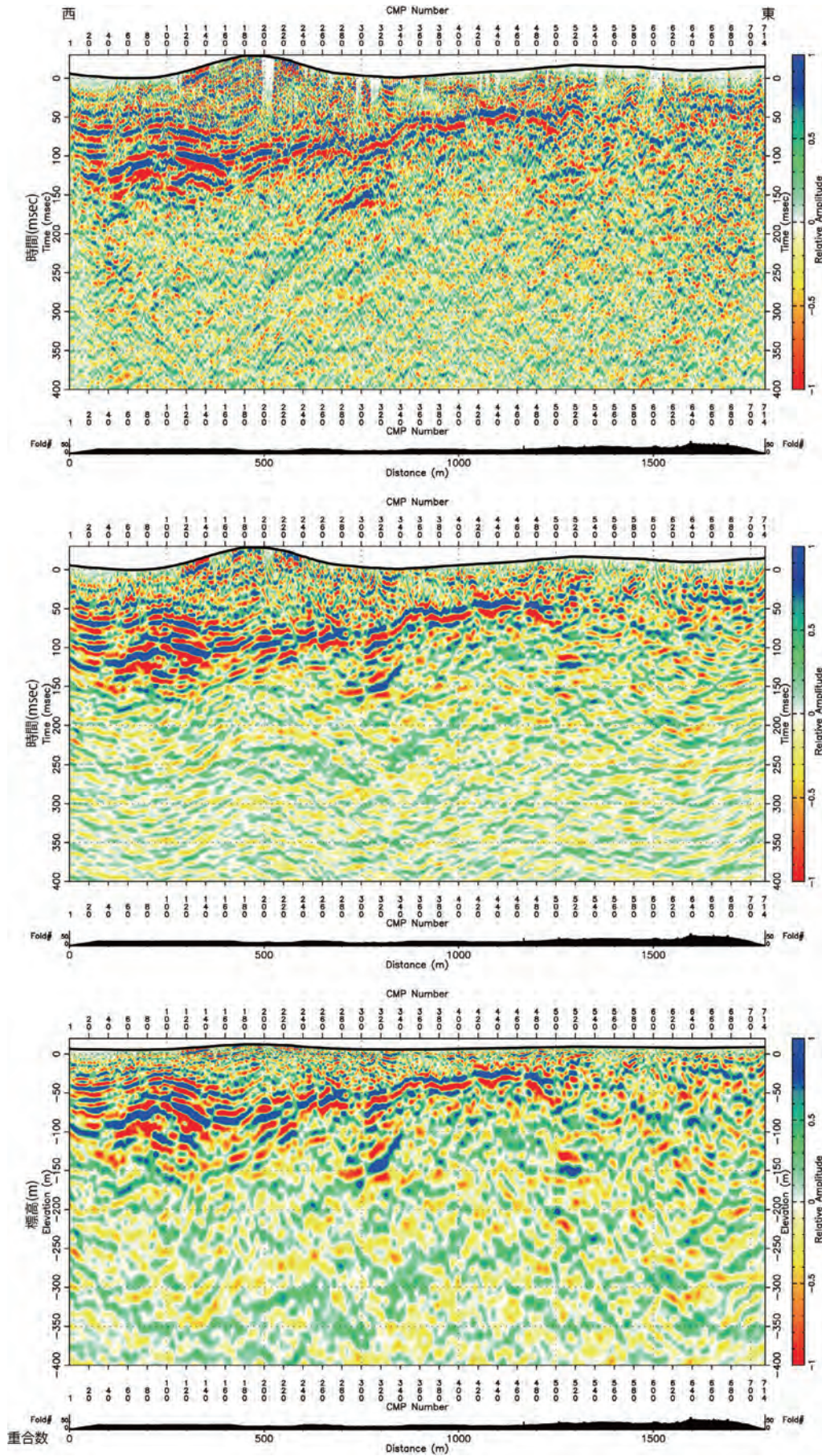
探査の原理から大きな物性境界、すなわち本調査では、領家変成岩の健岩部とその上位の土層等（領家変成岩の風化部を含む）との境界を示す可能性もあることに留意する必要がある。

4.2 高浜撓曲及び横須賀断層

本調査の解析測線と高浜断層及び横須賀断層との位置関係を第8図に示す。第1図に示すように、日本シームレス地質図V2（産総研地質調査総合センター）による両断層の走向に関する既知情報からは、高浜断層はGS-NSO1 測線の南部で、横須賀断層はGS-NSO2 測



第5図 GS-NSO1 測線の処理断面 (相対振幅カラースケール表示). 上から時間断面, マイグレーション後時間断面, 深度断面である.
 Fig. 5 Seismic profile of the GS-NSO1 survey line with relative amplitude color scale. Top, middle, and bottom profiles are the time profile, the migrated time profile, and depth profile, respectively.



第6図 GS-NSO2 測線の処理断面 (相対振幅カラースケール表示). 上から時間断面, マイグレーション後時間断面, 深度断面である.

Fig. 6 Seismic profile of the GS-NSO2 survey line with relative amplitude color scale. Top, middle, and bottom profiles are the time profile, the migrated time profile, and depth profile, respectively.

線の東部で交差する可能性が高いように見える。一方、第8図に示すように都市圏活断層図「蒲郡」(岡田ほか, 2004)によれば高浜撓曲は西尾市街地まで追跡され、さらにそのままの走向で南東方向に延長されるとするとGS-NSO1測線とは交差しないと予想される。しかしながら、飯田・坂部(1972)が指摘するように、両断層がともに三河地震の震源断層であるならば、高浜撓曲は西尾市街地で大きく屈曲して横須賀断層の北端につながることも考えられ、その場合には、GS-NSO1測線の南部で交差する可能性がある。

前節で述べたように、GS-NSO1測線の南部及びGS-NSO2測線の東部の区間は、共に基盤が浅部に分布するものと考えられ、今回得られた深度断面では連続性の良い明瞭な反射イベントは得られていない。しかしながら、各断層についての延長の可能性を、先の第7図上で、(1)基盤の段差、(2)堆積層中の反射イベントの食い違い、(3)低速度領域の3観点から検討を行う。なお、低速度領域は、繰り返し活動した断層であれば、周囲より速度が低下した破碎領域が形成されることを想定したことによる。

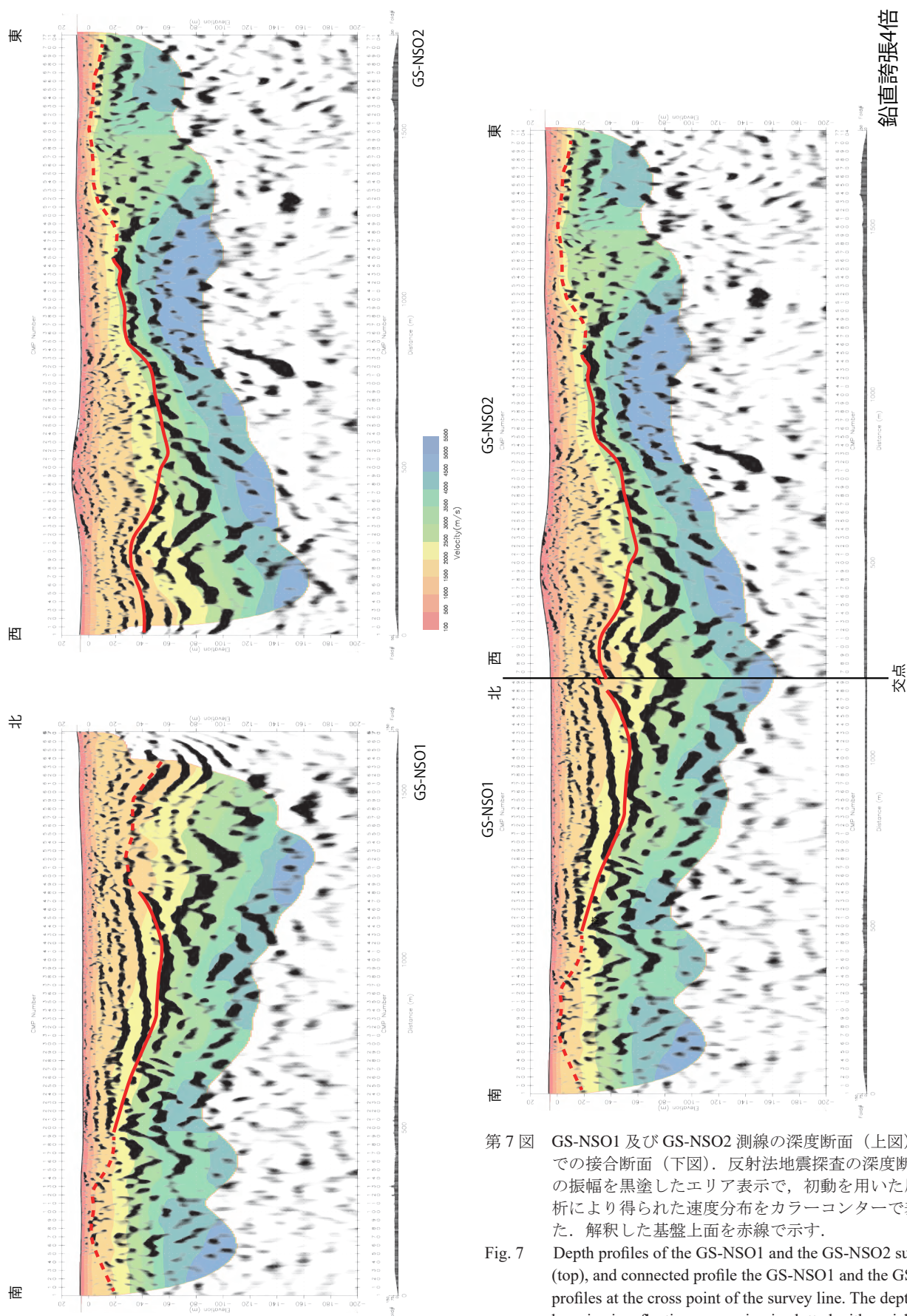
まず、高浜撓曲について検討する。(1)の基盤の段差については、第7図に示すように、GS-NSO1測線において、解釈した基盤上面深度分布には大きな段差は認められない。既存調査(例えば愛知県, 2005)によると南側隆起の段差構造が予想されるが、このような構造は認められない。GS-NSO1測線のCMP190, 270及び350付近では、不明瞭ながらも逆センスの小さな南落ち構造が認められるが、基盤の内部構造(岩相の違いなど)によるものと予想される。(2)の堆積層中の反射イベントの食い違いについては、GS-NSO1測線全域について食い違いの検討に足る連続性の良い反射イベントは数少ない。分断する反射イベントについても大きな食い違いを示唆するものは確認できない。(3)の低速度領域については、屈折法解析による速度分布で、基盤内と想定される速度3,000 m/sのコンター形状からはCMP160付近、330付近を中心に低速度領域が認められる。両領域ともコンターが20 m ~ 25 m程度落ち込む速度低下が小さな領域である。以上をまとめると、速度低下の小さな2つの低速度領域が認められるものの、明瞭な基盤の段差や堆積層中の反射イベントの食い違いは認められず、高浜撓曲の延長を積極的に支持する特徴は認められない。

次に、横須賀断層について検討する。(1)の基盤の段差について、第7図に示すように、GS-NSO2測線において、解釈した基盤上面深度分布には大きな段差は認められない。杉戸・岡田(2004)によると東側沈降の段差が予想されるが、このようなセンスを有する段差構造は認められない。GS-NSO1測線のCMP500付近以

東は基盤を示す反射イベントが不明瞭となるが、測線東端の北方に頂部を有す大郷山麓に位置すること(第2図参照)、屈折法解析による速度分布では高速度域がより地表に近く分布することから、基盤は東側に高まるものと考えられ、横須賀断層について想定される構造とは逆センスとなる。(2)の堆積層中の反射イベントの食い違いについては、第7図に示すように、GS-NSO2測線全域について食い違いの検討に足る連続性の良い反射イベントはほとんどない。分断する反射イベントについても大きな食い違いを積極的に示唆するものは確認できない。(3)の低速度領域については、屈折法解析による速度分布で特徴的な構造は、CMP550付近を中心とする基盤内と想定される低速度領域が存在する。得られている速度分布からは低速度領域は東傾斜しているように見える。屈折法のトモグラフィ解析では、安定した解を得るために逆転層を許さない条件の下で速度分布を得ている。低速度領域の西側の境界は明らかに東に傾斜しているが、東側の境界はほぼ垂直となっている。垂直に見える東側の境界は、上述した拘束条件による見かけ上のものであることが予想され、実際には東に傾斜している可能性がある。この低速度領域が逆断層によるものであると仮定するならば、速度分布からは東側隆起が想定され、既存の調査結果が示す東側沈降と逆センスとなる。以上をまとめると、横須賀断層に対応すると考えられるような顕著な特徴は認められない。もし、高浜撓曲の南東端が横須賀断層の北端に屈曲して連続しているならば、両測線のどこかで断層に起因する構造が認められると考えられるが、今回の調査ではそのような構造は認められなかった。このことは、高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続していることを否定するものではないが、両者が地表付近まで達し、屈曲して連続している可能性はきわめて低いことを示している。

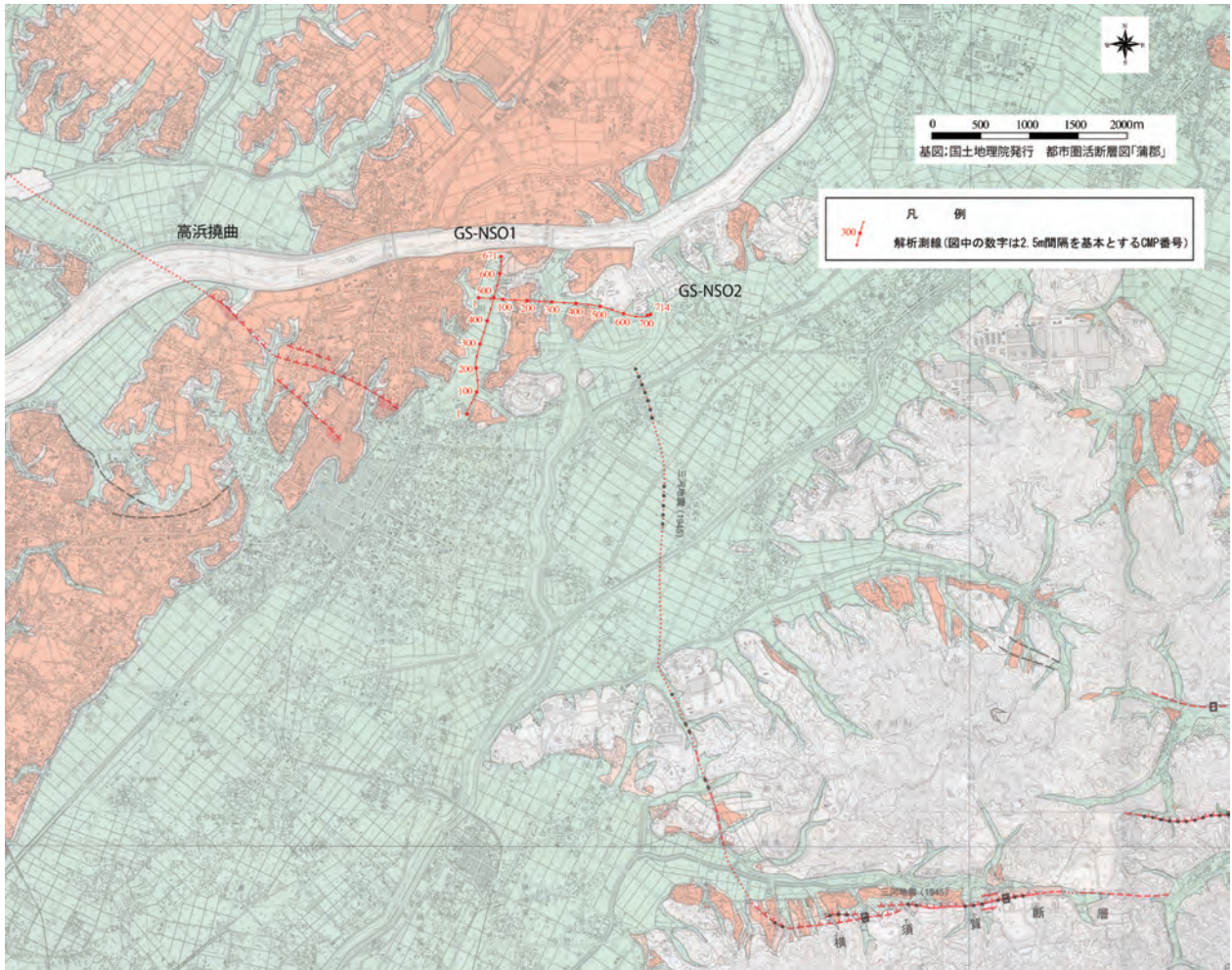
5. まとめ

横須賀断層の南北走向区間、及び横須賀断層と高浜撓曲の間に存在する断層空白域において、反射法地震探査を実施した。また、初動データを用いて屈折法解析を行った。GS-NSO1測線は、高浜撓曲の南東延長部分と必ずしも交差する位置ではないが、高浜撓曲に起因すると考えられる構造は認められなかった。また、GS-NSO2測線においては、横須賀断層に起因すると考えられる構造は認められなかった。高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続している可能性を否定することはできないが、地表付近の伏在断層として屈曲して連続している可能性はきわめて低い。



第7図 GS-NSO1及びGS-NSO2測線の深度断面(上図)と交点での接合断面(下図)。反射法地震探査の深度断面を正の振幅を黒塗したエリア表示で、初動を用いた屈折法解析により得られた速度分布をカラーコンターで表示した。解釈した基盤上面を赤線で示す。

Fig. 7 Depth profiles of the GS-NSO1 and the GS-NSO2 survey line (top), and connected profile the GS-NSO1 and the GS-NSO2 profiles at the cross point of the survey line. The depth profile by seismic reflection processing is plotted with variable area, and velocity distribution by refraction tomography is indicated with color contour.



第 8 図 本調査の解析測線と周辺の活断層の分布。基図は国土地理院の都市圏活断層図「蒲郡」を使用した。

Fig. 8 Distribution of survey lines and active faults. This map is based on the active fault map in urban area, Gamagori published by Geospatial Information Authority of Japan.

謝辞：西尾市建設部土木課には調査に関して多大なご協力を頂いた。記して感謝の意を表す。

文 献

- 愛知県 (2005) 平成 16 年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 (地震探査編) 成果報告書 . 153p.
- Ando, M. (1974) Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945. *Tectonophysics*, **22**, 173-186.
- 浜田信生 (1987) 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義. 気象研究所報告, **38**, 77-156.
- 飯田汲事・坂部和夫 (1972) 三河地震における深溝断層の延長部について. 地震第 2 輯, **25**, 44-55.
- 伊藤 忍・竜沢篤ノ助 (2019) 反射法地震探査による横須賀断層北端付近の地下構造. 平成 30 年度沿岸域の地質・活断層研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.79, 53-62.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_byoubu/ (確認日 2019 年 4 月 12 日)
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.
- 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, DVD-ROM 2 枚・60p, 付図 1 葉.
- 岡田篤正・鈴木康弘・堤 浩之・東郷正美 (2004) 1:25,000 都市圏活断層図「蒲郡」. 国土地理院.
- 杉戸信彦・岡田篤正 (2004) 1945 年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, **24**, 103-127.
- 津屋弘達 (1945) 深溝断層 (昭和 20 年 1 月 13 日三河

地震の際現れた一地震断層). 地震研究所彙報,
24, 59-75.

反射法地震探査による横須賀断層北端付近の地下構造 Subsurface structure around the north end of the Yokosuka Fault by seismic reflection survey

伊藤 忍^{1*}・竜沢篤ノ助^{1,2}
Shinobu Ito^{1*} and Tokunosuke Tatsuzawa^{1,2}

Abstract: Surface fault from reports is not consistent with earthquake source fault estimated from aftershock area for the 1945 Mikawa Earthquake. Particularly, the north end of the Yokosuka Fault is indistinct, and is also proposed as the secondary deformation. Then, we carried out the S-wave seismic reflection survey at the north end of the Yokosuka Fault. Reflected events from the top of the Ryoke metamorphic rocks is recognized in shot records. However, no events related to the Yokosuka Fault can be seen only in the shot records.

Keywords: seismic reflection survey, Yokosuka Fault, Mikawa Earthquake

要 旨

1945年に発生した三河地震については、報告されている地震断層と、余震分布等から推定された震源断層が一致しない。特に、北西部にあたる横須賀断層については不明瞭な点が多く、二次的な地変によるものであるという説もある。そこで、横須賀断層の北端部でS波反射法地震探査を実施した。発震記録には領家変成岩の上端と推定される反射波が認められた。しかしながら、発震記録だけでは、明らかに横須賀断層に係ずると考えられるイベントは見いだせなかった。

1. はじめに

1945年1月13日に発生した三河地震(M6.8)は、愛知県蒲郡市から額田郡幸田町に至る深溝断層と、幸田町から西尾市に至る横須賀断層を震源とするとしてされている。この地震は戦時中に発生したことから報告が十分でなく、その詳細については不明な点が多い。津屋(1945)は地震発生間もない時期に、この地震が深溝断層に起因するものであると報告している。その後、飯田・坂部(1972)は、深溝断層がさらに北西に延びていると報告しているが、この延長部が現在、横須賀断層と呼ばれている部分である。一連の断層は、南北の走向をもつ2つの断層を、東西の走向をもつ断層がつなぐような形状をしている。南北の走向をもつ断層のうち、南東側に位置するものは深溝断層の一部を構

成し、北西側に位置するものが横須賀断層の一部を構成している(第1図)。東西の走向をもつ断層のうち、津屋(1945)によって報告されている東の部分は深溝断層の一部とされ、飯田・坂部(1972)によって延長された西の部分が横須賀断層の一部とされる。

Ando(1974)は三角測量のデータを用いて三河地震の断層パラメタを推定しているが、それによると深溝断層の断層変位で地表の変位は概ね説明でき、横須賀断層の南北走向区間は震源断層ではなく、二次的な地変である可能性を指摘している。

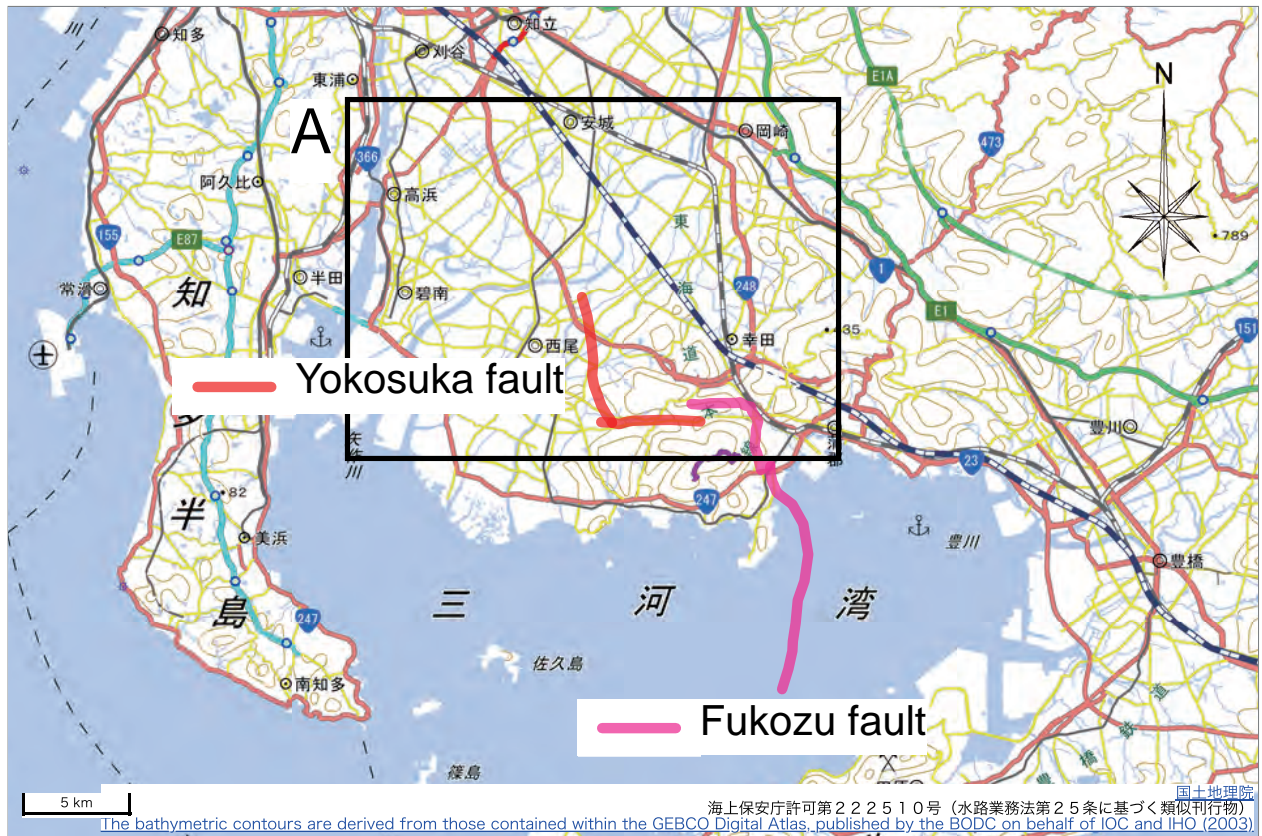
浜田(1987)は、三河地震の余震が北西-南東方向に分布することを示し、本震の初動の押し引き分布も概ね説明できることから、震源断層は北西-南東の走向をもつ左横ずれ断層であるとした。彼はこの震源断層でも地殻変動が定性的に説明できることを示した。

Kikuchi *et al.* (2003)は、地震波形インバージョンにより震源モデルを推定している。彼らの手法は、仮定した断層面上のすべりの時空間分布を求めるものである。しかしながら、三河地震についてはいくつかの断層面が提案されている。そこで彼らは傾斜角を30°に固定し、複数の走向をもつ断層面を仮定してインバージョン解析を行った。その結果、浜田(1987)が地殻変動や余震分布等から推定した、N135°Eという走向を持つ断層面がデータをもっとも良く説明できるとした。このことは、逆に、地震波形記録と余震分布は断層の地表トレースの示す走向(N180°E)をうまく説明できないということの意味している。

*Correspondence

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

2 早稲田大学大学院 創造理工学研究科 地球・環境資源理工学専攻 (Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Creative Science and Engineering, Faculty of Science and Engineering, Waseda University)



第1図 横須賀断層及び深溝断層の概略位置図。活断層データベースによる。基図は国土地理院タイルを使用している。図中の矩形 A で示した部分が第2図の範囲である。

Fig. 1 Location map of the Yokosuka and the Fukozu Faults. They are referred from Active fault database of Japan. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. A rectangular lettered in "A" indicates the area corresponding to the Fig. 2.

杉戸・岡田 (2004) は、深溝断層から横須賀断層に至る一連の地表変位の記録を丹念に精査した。彼らは、Ando (1974) が指摘するように横須賀断層の南北走向区間が二次的な地変である可能性に言及しつつも、地震を発生させた震源断層が地表に到達したもの、すなわち地表地震断層である可能性が高いとしている。また、一連の地表地震断層は、Kikuchi *et al.* (2003) による震源断層モデルとは不調和であると述べている。

このように、三河地震の震源断層についての理解は定まっていない。大雑把にまとめると、地表変位の記録からは南北走向の2つの断層を東西走向の断層がつながり形状が支持され、本震の震源過程や余震分布からは北西南東の走向をもつ断層が支持され、地殻変動データはいずれの形状も説明できるということになる。この隔たりを埋めるには、地表に見られる変位が深さとともにどのように変化するかを把握することが有効で、各種物理探査が有効な手段となりうる。我々は反射法地震探査や VSP 探査、重力探査、掘削調査等を実施することにした。

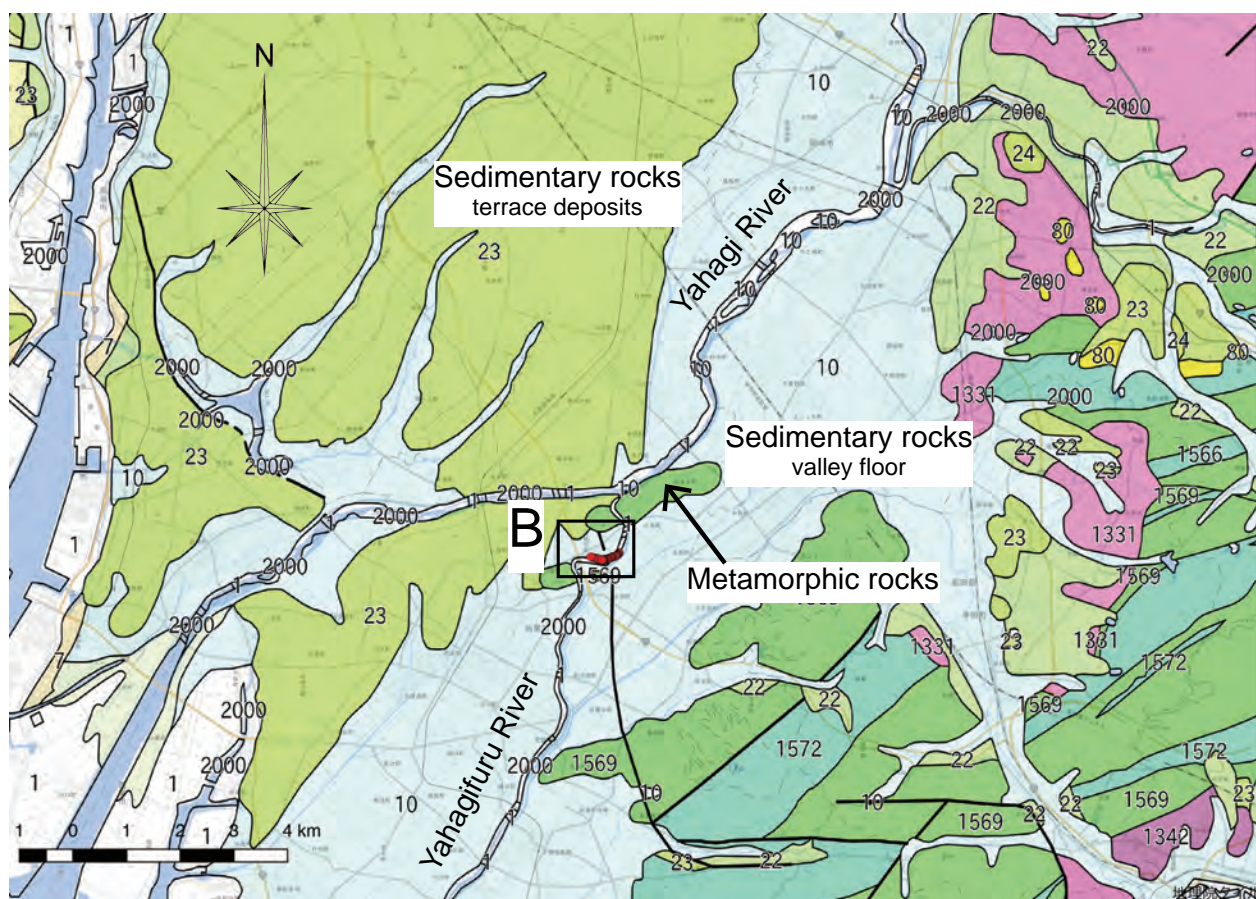
調査地は愛知県西尾市内である。西尾市は岡崎平野

の一部である (第2図)。岡崎平野の北西部は^{へきかい}碧海台地となっており、後期更新世の段丘堆積物で覆われている。一方、岡崎平野の南東部は谷底平野となっており、完新世の堆積物で覆われている。西尾市は、碧海台地と谷底平野の境界に位置している。谷底平野のほぼ中央部を北東から南西に向けて^{やはぎふるかわ}矢作古川が流れている。一方、現在の矢作川の本流は、西尾市北部で矢作古川と別れ、碧海台地を貫くように流れている。矢作川と矢作古川が分かれる場所の周辺には、領家変成岩からなる小規模な丘陵が見られる。地表での領家変成岩の分布から、谷底平野の下部には領家変成岩が広く分布していると考えられる。

我々は西尾市北部の谷底平野部分で調査を実施することにした。本報告では反射法地震探査を実施して取得したデータについて述べる。

2. 反射法地震探査の詳細

反射法地震探査は、ボーリングデータと比較可能な分解能が求められるため、S波探査とした。



第2図 岡崎平野周辺の地質。シームレス地質図による。背景地図は国土地理院タイルを使用している。図中の矩形Bで示した部分が第3図の範囲である。

Fig. 2 Geology around the Okazaki Plain. They are referred from the Seamless Geological Map. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. A rectangle lettered in "B" indicates the area corresponding to the Fig. 3.

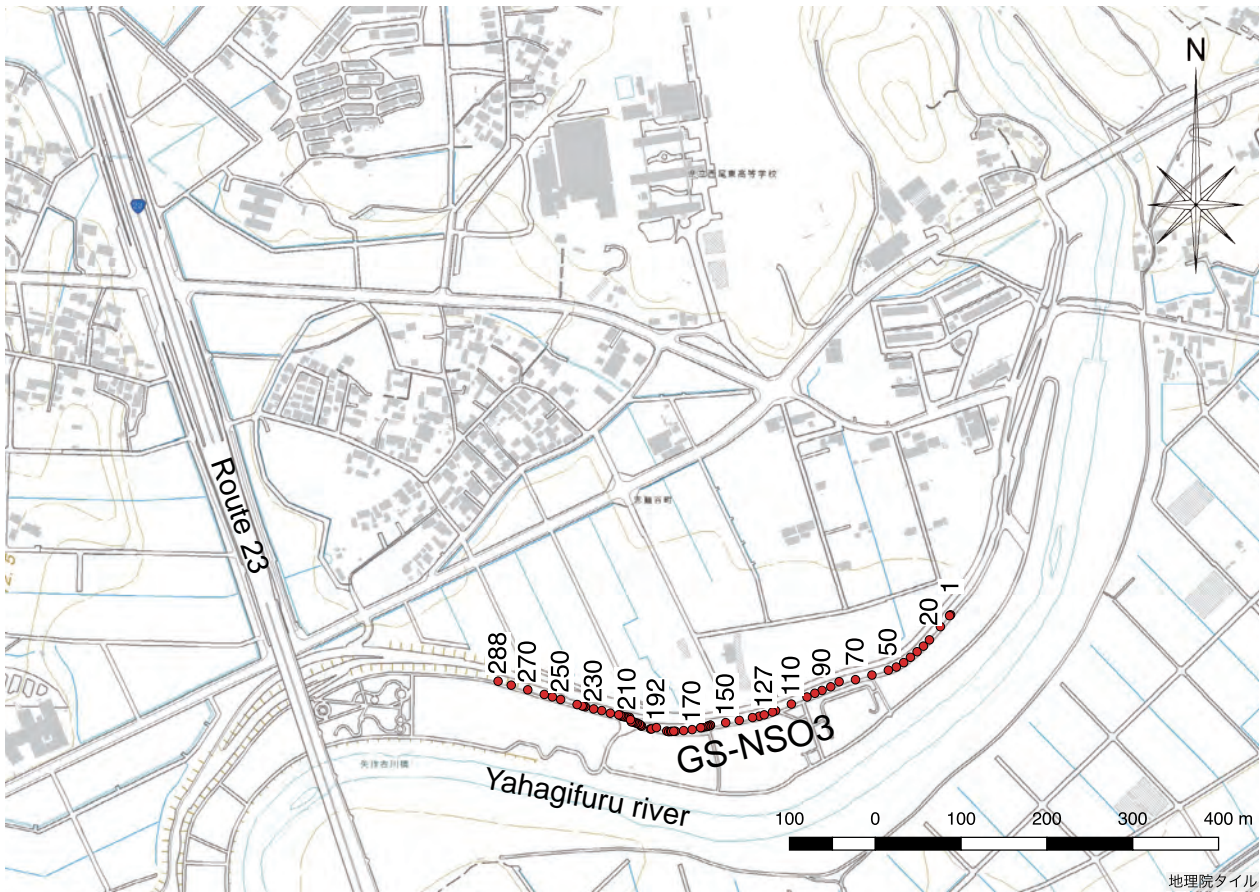
調査は、2019年2月18日から20日までの3日間に実施した。本件調査の前の2月12日から17日には別件で愛知県碧南市の油ヶ淵周辺及び高浜川堤防沿いにおいて調査を実施しており、当該期間中に本件調査の事前測量等の準備を行っている。調査地は愛知県西尾市志籠谷町の古川緑地右岸側である(第3図)。矢作川は西尾市北部で東から西に流れるが、その矢作川から別れて南向きに流れるのが矢作古川である。矢作古川は徐々に西向きに流れを変えるが、その流れの向きを変えるあたりの右岸河川敷にこの緑地は設けられている。緑地の北側ないし西側にある堤防上を西尾市道八ツ面浅井線が通っているが、その道路下を通るアスファルト舗装された遊歩道に沿って調査を実施した。

測点間隔は2 m、総測点数は288点、従って測線長はおよそ570 mである。受振器はGeospace社製のGS-32CT(固有周波数10 Hz)を内蔵した水平動シングル受振器96個、及び3成分受振器96個の水平動1成分を併用した(第1表)。後述する震源装置の性能と周辺の雑振動の状況から、同時展開受振点数は96点で十分

であると考えていたが、展開移動作業の回数を減らすために測線中央部の96点に3成分受振器を展開し、結果的に同時展開受振点数は192点となった。

データ収録には、サンコーコンサルタント社製のテレメトリ型地震探査システムであるDSS-12を使用した。サンプリング間隔は1 ms、記録長は2秒とし、SEG-2形式で記録した。

発震は地球科学総合研究所所有の小型の衝撃型震源であるJMS-Mini65-2を使用した。JMS-Mini65-2の総重量は2.2 t、打撃エネルギーは2,000 Jである。JMS-Mini65-2はS波を発震するために、ピストンの軸を進行方向右側に最大60度傾けることができる。発震点間隔は受振点と同じ2 mとした。発震は測線東部の発震点1~96においては各点5回を基本とした。測線中央部の発震点97~192においては各点10回の発震を基本としたが、これは測線西方に位置する国道23号線の交通に伴う雑振動の影響を考慮したものである。測線西部の発震点193~288では各点7回の発震を基本としたが、発震回数を減らしたのはこの部分で横須賀断



第3図 調査位置の詳細。基図は国土地理院タイルを使用している。受振点のうち、GNSS測量で測定した点を赤丸で示した。
Fig.3 Detailed map around the survey area. Base map is provided by the Geospatial Information Authority of Japan. Red circles are receiver points of which positions are surveyed by GNSS.

第1表 発震回数及び受振器のタイプの一覧。

Table 1 Repeat number of shots and receiver type for receiver and shot points (PEG ID).

PEG ID	1 - 96	97 - 192	193 - 288
Repeat Number of Shots	5 + 5	10 + 10	7 + 7
Receiver Type	horizontal	3-components	horizontal

層が測線を横切っている可能性は低いと判断したためである (第1表)。

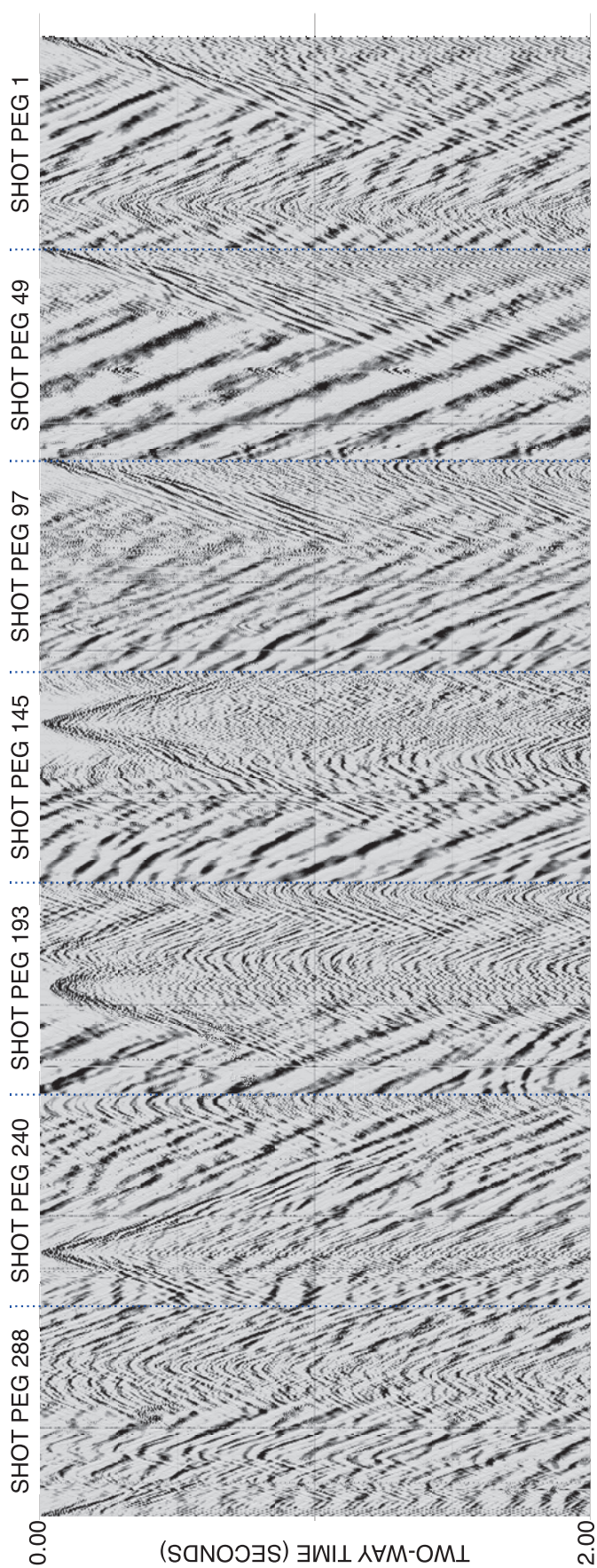
発震パターンは、発震点1～192においては48点ずつに区分し、それぞれの区分で発震点番号の小さい方から大きい方へ震源車を移動させながら、その進行方向右側から打撃した (以下では「右打ち」と呼ぶ)。48点分を打撃し終えたら震源車の方向を変え、同じく進行方向右側から、すなわち発震点番号の小さい方から大きい方を見た際の左側から打撃した (以下では「左打ち」と呼ぶ)。発震点193以降については固定展開となるため、発震点193～288の96点についてまとめて往復して打撃した。

測点測量は、VRS方式のネットワーク型RTK法で受振器の位置を測定した。概ね10点おきに測定し、それ以外の測点については内挿することとした。内挿が適切でないと思われるような著しく屈曲した部分については細かく測定した (第3図)。また、発震位置については、発震作業の際に受振器からのオフセットを計測して記録した。

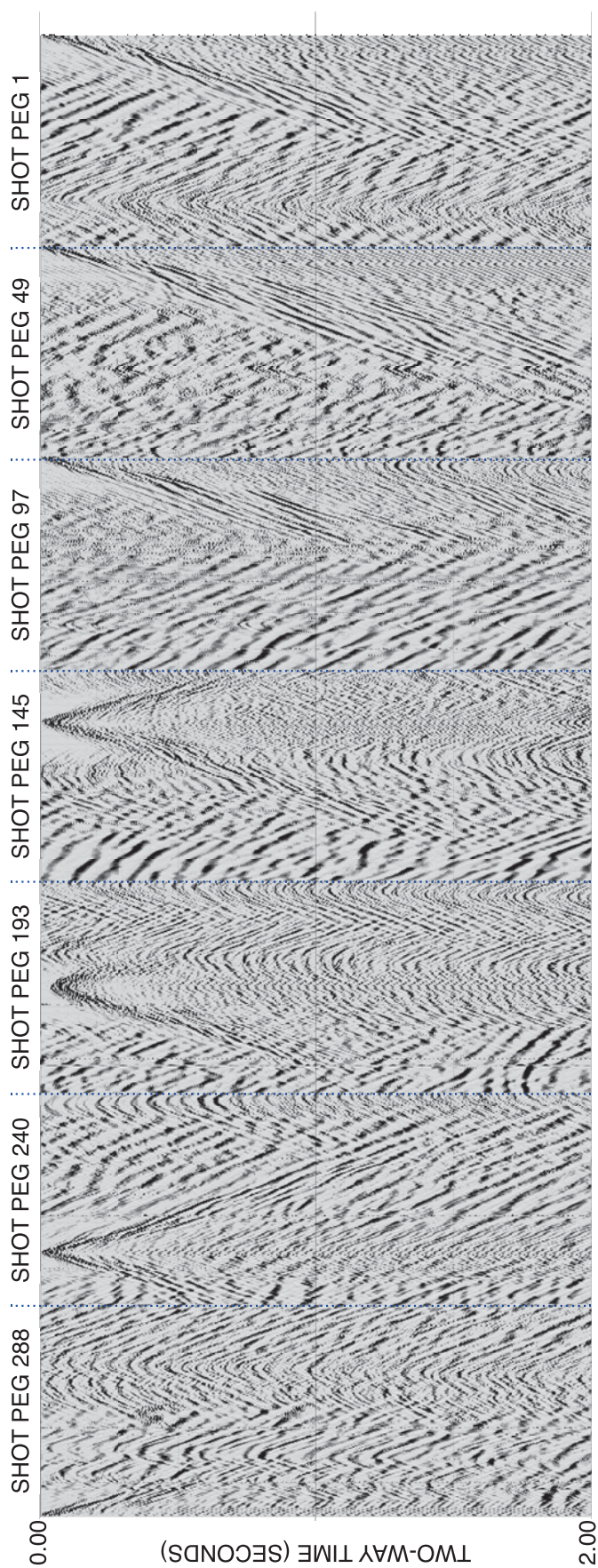
3. 取得データ

得られた発震記録の例を示す。

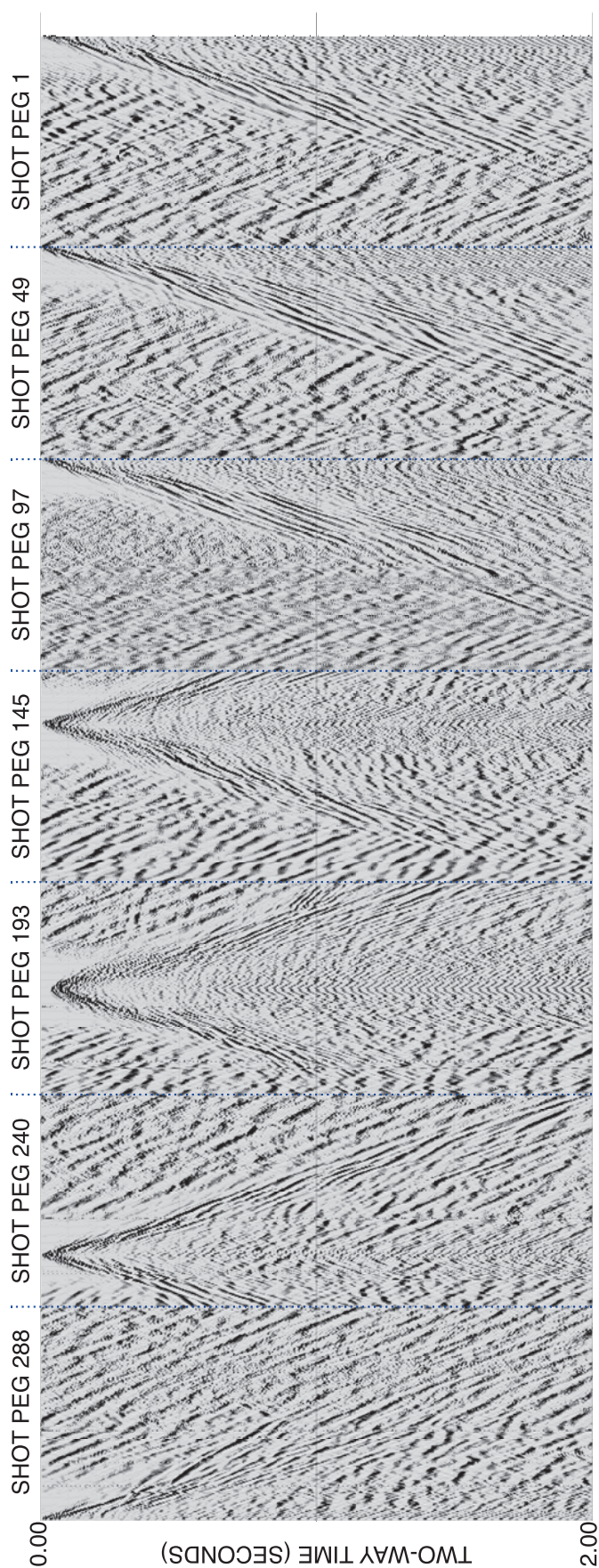
第4図は発震点1, 49, 97, 145, 193, 242, 288の



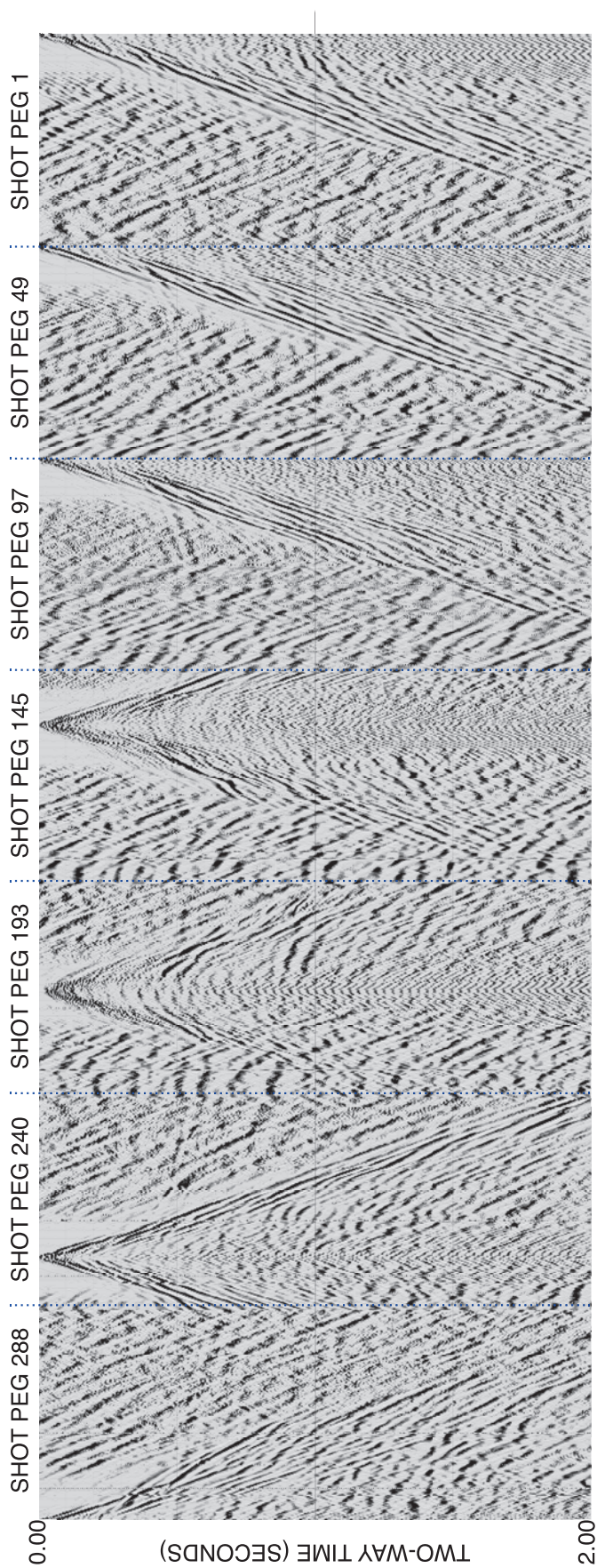
第4図 発震記録の例。AGCを施したのみで、垂直重合はしていない。
Fig. 4 Examples of shot records. They are processed with AGC without vertical stack.



第5図 発震記録の例. バンドパスフィルタ及びAGCを施したもので、垂直重合はしていない。
Fig. 5 Examples of shot records. They are processed with band pass filter and AGC without vertical stack.



第6図 発震記録の例。右打ちした記録を垂直重合した後、バンドパスフィルタ及びAGCを施した。
Fig. 6 Examples of shot records. They are processed with band pass filter and AGC after vertical stack for records that are produced by hitting only one direction.



第7図 発震記録の例。垂直重合した後、右打ちの記録と左打ちの記録の差をとり、バンドパスフィルタ及びAGCを施した。
Fig. 7 Examples of shot records. They are processed with band pass filter and AGC for differences between one and the opposite direction hitting records after vertical stack.

発震記録に AGC のみを施したものを右から並べたもので、各発震記録の右側が東、左側が西である。測線の西方（左側）に位置する国道 23 号線からの長周期の振動が顕著である。初動は国道からの振動に埋もれてしまい、各展開の端まで追跡することは困難である。また、測線の中央付近で放物線状の振動が見られるが、これは矢作古川右岸の堤防の北側で実施されていた工事によるものと考えられる。

第 5 図は、オリジナルの発震記録に 10 Hz ~ 180 Hz のバンドパスフィルタをかけた後に AGC を施したものである。国道からの振動がある程度抑制されて、かろうじて全 192 チャンネルで初動が追跡できるようにも見える。当初予定していた 96 チャンネルの範囲では、十分に初動を追跡することが可能である。

第 6 図は、オリジナルの発震記録について、右打ちの記録のみを垂直重合した後に、10 Hz ~ 180 Hz のバンドパスフィルタをかけ、AGC を施したものである。重合数は、発震点 1, 49 については 5 回、発震点 97, 145 については 10 回、発震点 193, 242, 288 については 7 回である。重合したことにより、測線中央付近に見られた放物線状の振動が抑制されており、それらの振動で隠されていた部分については信号が明瞭となった様子を見ることができる。

第 7 図は、右打ちと左打ちの垂直重合記録の差をとったものに、10 Hz ~ 180 Hz のバンドパスフィルタをかけた後に AGC を施したものである。左右からの打撃による記録の差をとることにより S 波は 10 回、20 回、14 回の発震を重合したことになる一方、P 波による振動が除去されることを期待したものである。しかしながら、その効果はあまり明瞭には認められない。右打ちの記録である第 6 図を見直すと、そもそも P 波による明瞭な信号が認められない。ただし、ここに示した記録例だけから、すべての記録に P 波の信号が認められないと断言することはできない。たとえその効果が限定的であっても、左右からの打撃による記録の差をとっておくことが無難である。

4. 議 論

第 7 図に見られる特徴について議論する。

発震点 145, 193, 241 の記録を見ると、往復走時 0.4 ~ 0.5 秒付近に反射波が見られる。S 波の平均速度を 150 m/s と仮定すると、深度は 30 m 余りとなる。これは、この付近の基盤である領家変成岩の上端の深度と概ね一致する。ただし、他にも反射波を生成することが期待できる地層境界が存在することから、領家変成岩の上端に起因すると断定することはできない。今後の処理と、掘削コアとの比較、VSP 探査との比較が待たれる。

発震点 1 の記録を見ると、往復走時 0.9 ~ 1.0 秒付近に反射波らしきイベントが見られる。他の発震点の記録を見ると、発震点 49, 93, 145 では同程度の位置に明瞭な反射波は認められないが、発震点 193 では往復走時 0.9 ~ 1.0 秒付近に反射波らしきイベントが見られる。S 波の平均速度を 150 m/s と仮定すると、深度は 70 m 程度となる。離れた 2 つの発震点だけでしか見られず、これらが連続しているか否かはこの記録からは判然としない。

また、発震点 193 の記録では、前述した反射波の往復走時である 0.4 ~ 0.5 秒のおおむね 2 倍となっており、多重反射である可能性も否定しきれない。仮に発震点 1 に見られる往復走時 0.4 ~ 0.5 秒付近のイベントの起源である地層境界が、前述した 0.4 ~ 0.5 秒付近の反射波の起源である地層境界と対比されるとすると、その傾向は、東落ちであると考えられている横須賀断層の傾向と一致するものの、その落差は 30 m 以上にもおよぶことになり、既存の調査結果とは一致しない。このことから、これら 2 つのイベントの起源となる地層境界は、同一の起源を持つものであるとは考えにくい。

発震記録だけから横須賀断層に関連する構造を見いだすことは不可能で、反射法の処理を進める必要がある。

5. ま と め

横須賀断層の北端部を横切ると考えられる、愛知県西尾市の矢作古川右岸において、測線長約 570 m、発震・受振点間隔 2 m の S 波反射法地震探査を実施した。発震記録は雑振動が大きいものであったが、処理によりある程度抑制することができた。測線中央部から西部にかけての発震記録には、往復走時 0.4 ~ 0.5 秒付近に反射波が見られた。S 波の平均速度を 150 m/s と仮定すると、その深度は 30 m 余りとなり、領家変成岩の上端と概ね一致する。往復走時 0.9 ~ 1.0 秒付近に反射波らしきイベントが見られるが、連続性に乏しく、発震記録だけからではその起源は判然としない。また、発震記録だけからは、明らかに横須賀断層に関係すると考えられるイベントは見いだせなかった。横須賀断層に関係する構造を見いだすためには、反射法の処理を進める必要がある。

謝辞：調査地である古川緑地右岸を管理されている愛知県西三河建設事務所西尾支所、西尾市建設部土木課及び公園緑地課には調査に関して多大なご協力と有益な助言を頂いた。また、調査機材の一時保管については、愛知県知立建設事務所ならびに公益財団法人愛知県都市整備協会油ヶ淵水辺公園管理事務所にご協力を頂いた。

た。記して感謝の意を表す。

文 献

- Ando, M. (1974) Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945. *Tectonophysics*, **22**, 173-186.
- 浜田信生 (1987) 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義. 気象研究所報告, **38**, 77-156.
- 飯田汲事・坂部和夫 (1972) 三河地震における深溝断層の延長部について. 地震第2輯, **25**, 44-55.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.
- 杉戸信彦・岡田篤正 (2004) 1945年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, **24**, 103-127.
- 津屋弘達 (1945) 深溝断層 (昭和20年1月13日三河地震の際現れた一地震断層). 地震研究所彙報, **24**, 59-75.

濃尾平野西部における天正地震時の沈降に関する初歩的検討 Preliminary examination on coseismic subsidence by the 1586 Tensho Earthquake in the western part of Nobi Plain, central Japan

小松原琢^{1*}
Taku Komatsubara^{1*}

Abstract: The Nobi Plain is a tectonically active tilting subsidence basin bounded by the Yoro Fault along the western edge of basin. West-ward tilting and subsidence in this basin have considered to be closely bound up with activities of the Yoro Fault. However, the Yoro Fault is a low to middle dipping reverse fault, and reverse faulting (compressional deformation) should not generate large tilting and subsidence from a viewpoint of practical sense on elastic deformation of continuum. The author examined whether coseismic crustal subsidence did occurred or not in the western part of the Nobi Plain by the 1586 Tensho Earthquake that was the last faulting event of the Yoro Fault, from history and location of the previously constructed house before AD 1586, depth of the buried foundations constructed before that event at archaeological sites, and other facts in the western part of the Nobi Plain. The result is that it is slightly probable both distinct subsidence and large tsunami did attack western part of the Nobi Plain. This result is not concordant with former common accepted explanation among geologists. But, recent precise levelling data suggests aseismic subsidence analogous to the Quaternary geological structure under the western part of Nobi Plain is ongoing. It needs analysis on levelling data and more intensive research on archaeological and historical earthquake studies in the western part of the Nobi Plain.

Keywords: Tensho Earthquake, coseismic crustal movement, historical earthquake, Yoro Fault, Nobi tilted basin

要 旨

濃尾平野は、西縁を養老断層で画された傾動沈降盆地である。この盆地の西傾動と沈降は養老断層の活動と密接に関係すると考えられてきている。しかし養老断層は低～中角度の逆断層であり、かつ連続体の変形に関する一般の認識では弾性体が逆断層運動（短縮変形）が弾性的に沈下側で大きな傾動・沈下を引き起こすとは考え難い。濃尾平野西部にある 1586 年以前に建てられた家屋の歴史と位置、遺跡で認められる同年以前の遺構の埋没深度などから、養老断層の最新活動である 1586 年天正地震時に濃尾平野西部で地震時沈降運動が生じたか否かを検討した。その結果、顕著な沈降も津波も濃尾平野西部を襲った可能性も共に低いことが示された。この結果は、地質学で受け入れられてきた共通認識とは相反する。しかし、最近の精密水準測量結果は、第四系の地質構造と相似的な形の非地震性沈降運動が濃尾平野西部で進行していることを示唆している。濃尾平野におけるより綿密な地震考古学・歴史地震学的な調査と水準変動の解析が必要であろう。

1. はじめに

濃尾平野は、西縁を養老断層によって境された傾動盆地である（桑原, 1968）。養老断層を含む養老一桑名一四日市断層系の隆起量と沈下量に関しては、①養老一桑名断層系の西（隆起）側における最終間氷期海成段丘の旧汀線高度は最高所（桑名市西方周辺）で T.P. +55 m 程度であるが、最大沈降地点に近い海津市南濃町駒野の南濃コアでは同時期（すなわち MIS5e）の海成粘土層上面の伏在標高が T.P. -172 m であること（須貝ほか, 1999）、②養老山地の海拔 600 m ～ 900 m に東海層群相当層が散点的に分布する（須貝・杉山, 1999）一方、濃尾平野西部の東海層群（古東海湖堆積物）上面の伏在標高は T.P. -1,400 m ～ -1,500 m に想定されること（須貝・杉山, 1999）から、断層下盤側の沈下量が上盤側の隆起量を上回っていると考えられる。

濃尾平野の傾動・沈降運動に関連して、須貝・杉山（1999）は、過去 100 万年間の濃尾平野最大沈降部における沈降速度を 1.3 m/千年と見積もり、養老一桑名断層系の活動に伴って濃尾平野が傾動・沈下していることに言及し、ついで鳴橋ほか（2004）、丹羽ほか（2009）、Naruhashi and Sugai（2011）、Niwa *et al.*（2011）は、養老一

*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）

桑名断層系の断層活動に伴って濃尾平野西部が沈降していることを前提として沖積層の堆積速度変遷から同断層系の活動時期を求めた。

しかし養老断層は、反射法地震探査から低～中角の逆断層であると考えられている(須貝・杉山, 1999; Ishiyama *et al*, 2007). 逆断層運動は短縮変形に伴うものであるから、断層運動に伴って沈下側が隆起側の隆起量以上に大きく沈下するとは考えにくい。この点に関連して、断層面上のすべり運動に伴う弾性体表面の上下変位については、デイスロケーションモデル(たとえば Mansinha and Smylie, 1971)によって計算することができる。言い換えるなら、低角逆断層運動に伴う弾性変形として濃尾傾動運動の累積的な成長を説明することは、連続体の力学からみて困難である。

このため、濃尾傾動運動が養老断層の活動に伴う地震性地殻変動とであるか否かを明らかにすることは、①地質構造の形成に関する理学的な理解として、②養老-桑名-四日市断層が活動した場合に生じる地殻変動と被害状況の予測や発災後対応のシミュレーションの上で、大変重要と筆者は考える。この観点から、養老断層の活動が濃尾平野西部の沈降と同期しているか否かを明らかにすることは、伊勢湾沿岸域プロジェクトにとっても重要な課題と考えた。

筆者は養老断層の最新活動である1586年天正地震時の濃尾平野西部の沈降の有無について、現存建物や現生樹木の立地と、遺跡に認められる天正地震以前の遺構の埋没深度などから検討した。

2. 天正地震と養老断層の最新活動について

1586年天正地震について、飯田(1987)は地震史料を詳しく検討し、①地震は天正十三年十一月二十七日、二十九日、三十日に発生しているが、このうち十一月二十七日の地震に関する記録のほとんどは、江戸時代以降に越中について書かれたものであること、②二十九日夜と三十日夜に遠地で強い震動と感じさせる地震があったとする同時代史料が多数あり、二十九日夜の地震は白川谷を、三十日夜の地震は木曾川下流域を、それぞれ震央とする双子地震であった可能性があること、③天正地震時には伊勢湾、琵琶湖畔及び若狭湾で津波が発生した可能性が高いこと、をまとめた。

一方、トレンチ調査をはじめとする地形地質的研究からも天正地震の起震断層に関する資料が得られている(たとえば岡田, 2011)。それによると、①庄川断層帯は11世紀以降に活動した(杉山ほか, 1991; 杉山, 2011)、②阿寺断層帯の最新活動は13世紀以降～17世紀以前、特に15～16世紀に生じたことは確かである(遠田ほか, 1995, 1996; 地震調査研究推進本部,

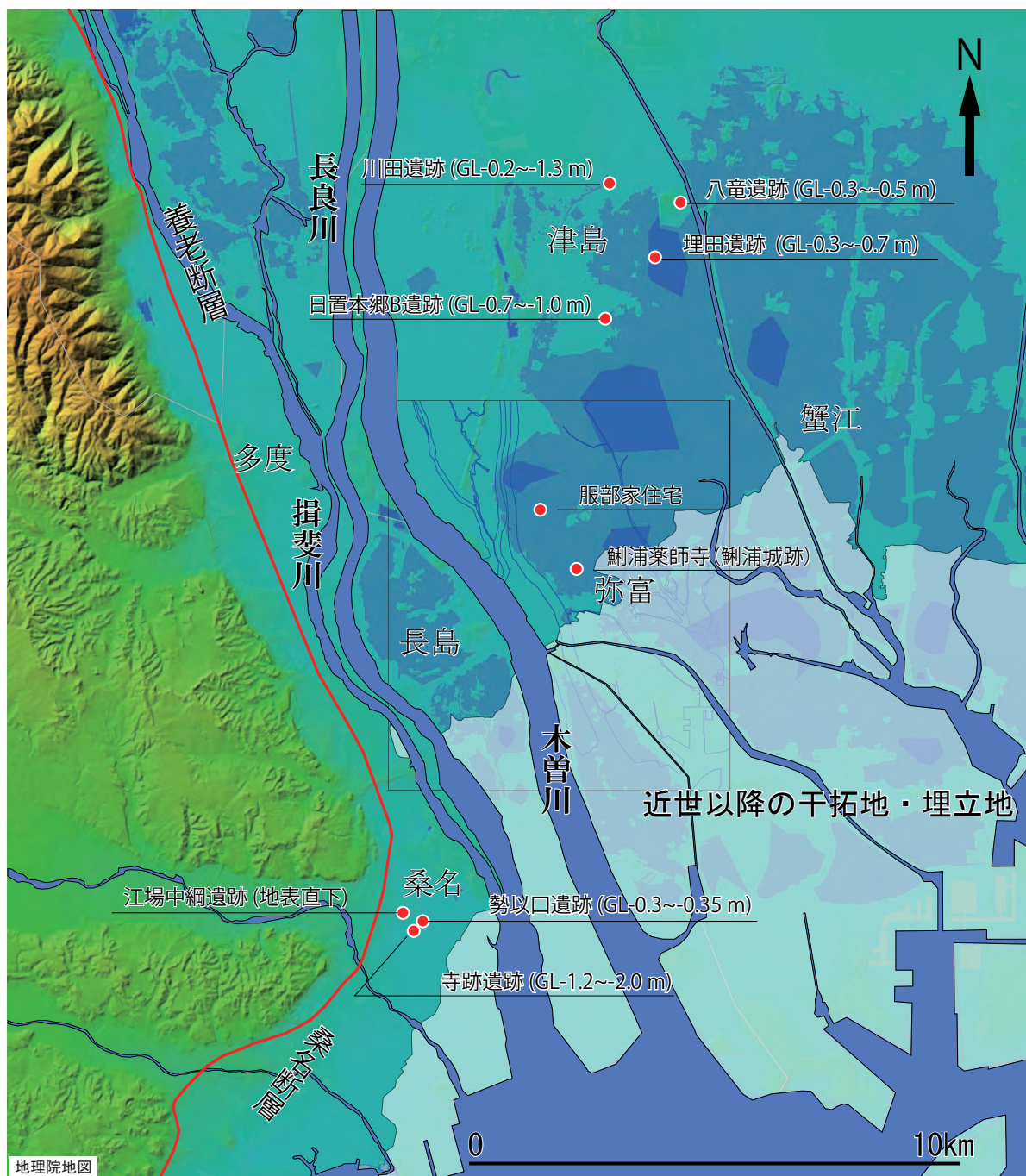
2004)、③養老-桑名-四日市断層帯の最新活動は13世紀以降～16世紀以前に生じたことは確かである(須貝, 2011)、④伊勢湾断層帯については1,000年前以降～500年前以前に最新の活動があったとされる(地震調査研究推進本部, 2002)。特に須貝俊彦らによる一連の研究によって、養老断層が15世紀以降に活動したことを示す証拠が得られ、飯田(1987)や宇佐美ほか(2013)などの史料研究成果と併せて、養老断層が天正地震時に活動したことは確かと言える。

また同時代史料を詳しく検討した松浦(2011)は、天正地震を記した信ぴょう性の高い史料には愛知県中東部における大きな地震被害の記載がないことから阿寺断層が起震断層であったとは考えにくいこと、近傍の大地震が沖積低地における強震動や沿岸における強い波の発生をもたらす可能性があることから海底断層活動があったとは断定できないとする一方で、十一月二十九日夜の地震は養老断層付近を起震断層とするものであったと総括している。

以上をまとめると、庄川断層帯と養老-桑名-四日市断層帯の少なくとも一部が天正地震の起震断層であった可能性は極めて高いと言える。特に養老断層は、岐阜県海津市庭田地区のトレンチ調査で、AD1382～1517年の暦年補正¹⁴C年代値を示す土壌層が傾斜不整合で上位層に覆われることから、15世紀以降に活動したと考えられ、この最新イベントは天正地震に対応すると考えるのが自然である(須貝, 2011)。

3. 弥富市荷之上の服部家住宅の築年代と立地

濃尾傾動運動によって最も大きく沈降している木曾三川下流部にほど近い、弥富市荷之上集落に、天正四年(1576年)に築造された重要文化財・服部家住宅が現存する(第1, 2図)。服部家住宅には、承応二年癸巳(1653年)に書かれた『本家立替 凱按 在来の家大修復口 去天正四年七十八年のため建替なるべし新らしく建替たるにはあらず』と朱書きされた文書が存在する(重要文化財服部家住宅修理委員会, 1979)。また、服部家住宅の柱は「手斧ちようなはつり」によって整形されており、この史料の記述と併せて、服部家住宅母屋が戦国時代ごろに建てられ、それが後代の修復によっても大きく形を変えないで現在に至っていることは确实と言える。さらに、この築造年代は織田信長による天正二年の長島攻め(1574年終了)後にあたり、木曾三川下流域の再興が始まった年代と一致する。このため、服部家の築造年代は周辺地域の歴史とも矛盾しない。以上から、服部家住宅母屋は天正地震時にはすでに築造されており、その後大きな改築を受けないまま現代まで存続していると考えられる。



第1図 濃尾平野西部における1586年天正地震前から存在する建造物、樹齢600年の樹木及び中世以前の遺構が検出されている遺跡。

Fig. 1 Previously constructed house before AD 1586, 600-years old tree, and depth of the buried foundations constructed before that event at archaeological sites in the western part of the Nobi Plain.

弥富市荷之上集落は、近世以降の干拓地を除く旧海岸から約1 km 内陸（北東）に位置する自然堤防ないし浜堤と考えられる微高地（周囲の低地との比高は1 m ～ 1.5 m 程度）にある。荷之上集落の現在の標高はT.P. -1 m ～ -2 m であるが、これには地下水くみ上げに伴う地盤沈下による沈降が含まれている。地下水の大規模くみ上げ開始以前における標高は、当地の南東約7 km

南東に位置する弥富市神戸7丁目において1961年から2017年までの累積沈下量が149 cm であること（東海三県地盤沈下調査会，2017）から考えて、海拔0 m 付近にあったと推定される。このため、広範囲で干拓が行われていなかった天正地震当時、荷之上地区とその周辺の農地は数10 cm 程度の沈降によっても海面下に没してしまう危険をはらんでいたと考えられる。



第2図 弥富市荷之上の重要文化財・服部家住宅。
Fig. 2 Important cultural asset Hattori-ke house in Ninoue, Yatomi City.

服部家住宅は1891年濃尾地震（弥富市における震度は6程度：村松ほか，2002）においても目立った損傷を受けておらず，柱が太いことと併せて，耐震性に優れた住宅であることは確かである。しかし，仮に地殻変動によって荷之上集落やその周辺の農地が水没したならば，移転やかさ上げが必要な場所にあると考えられる。一方，服部家住宅には，天正地震後の沈下や水没対策に関する記録は残されておらず，むしろ前述の史料は天正地震後に移転やかさ上げがなされたことに対して否定的な証拠といえる。さらに，当時の海岸線から1 kmの低地という位置を考えると，仮に伊勢湾奥で大きな津波が生じたならば，何らかの損傷を受ける危険性が高い場所にあると言えるが，そのような証拠はない。

4. 弥富市鯛浦の鯛浦城跡と大楠の樹齢と立地

弥富市^{うぐいすら}鯛浦は，織田信長の長島攻め（元亀元年=1570年～天正二年=1574年）に際して出城（鯛浦城）が築かれたとされる場所であり，鯛浦集落の薬師寺（建立は明治時代）の敷地は城跡と伝えられている。この場所に樹齢が600年に達し，豊臣秀吉が舟をつないだという伝承をもつ（弥富市歴史民俗資料館展示による）楠が現生する（第3図）。

古絵図の記載や，船つき場があったという伝承，及び近世以降の干拓地の北限近くに位置することから，鯛浦集落は天正地震時の海岸線に近い場所にあったと

考えられる。また，鯛浦薬師寺の現在の標高はT.P. -2 m前後であり，沈降運動や津波の影響を受けやすい地点に位置する。したがって，鯛浦城跡の楠の樹齢が伝承通りに約600年であるなら，この木は天正地震以前から生えていたことになる。伝承の信ぴょう性の吟味と，楠が海水にどの程度たえられるかの検討は今後の課題であるが，この木が現在も生長していることは，天正地震に伴って濃尾平野西部の沈降や伊勢湾奥に大津波が発生したことに否定的と言える可能性が高い。

5. 桑名市と愛知県西部の遺跡で認められる中世遺構（生活面）の埋没深度

木曾三川下流域の濃尾平野には，歴史時代の遺跡が少なからず存在する（第1図）。その中でも，年代と生活面が明らかな遺構は当時の地表面を示すと考えられる。

流送土砂量が多い河川の河口近傍に位置する木曾三川下流域では，沈降運動によって地表が水没したなら比較的速やかに堆積物によって埋積される可能性が高い。したがって，遺構（生活面）の埋没深度から，遺構放棄後の沈降量を推定することができる。この考えから，三重県・岐阜県・愛知県及び木曾三川下流域の自治体が行った埋蔵文化財発掘調査資料を調べている。

2018年度までに，三重県桑名市の3つの遺跡と愛知県津島市の1遺跡及び同愛西市の3つの遺跡で，明確



第3図 弥富市鯛浦の鯛浦城跡（現薬師寺）にある伝承樹齢600年の楠。
Fig. 3 A Camphor tree of 600-years old, at site of the Uguiura Castle (now Yakushiji Temple) in Uguiura, Yatomi City.

な生活面と考えられる歴史時代の遺構が発掘されていることが分かった（第1表）。その多くは中世遺構であるが、最近行われた発掘調査ではより詳細に遺構の年代や性格が判明していることが少なくない。

これらの遺跡発掘調査資料に記された中世（あるいは古代）の生活面を示す遺構の埋没深度は、桑名市寺跡遺跡の遺構を除いて1 m未満であり、中世以降に濃尾平野西部の現陸域では顕著な埋積作用が起きたと考えにくい。したがって、遺構の埋没深度は、天正地震による濃尾平野の広域的かつ大規模な（1 mを超えるような）沈降に対して否定的と言える。

6. 地下水くみ上げ停止後における濃尾平野西部の沈下

濃尾平野では昭和期に大規模な工業用水の揚水にもなつて激しい地盤沈下が生じた（たとえば桑原ほか，1977；飯田，1978）。このことから、これまで濃尾平野における地盤沈下は、人為作用と関連付けて論じられてきた。しかし、1978年からは名古屋市の一部地域が、1984年からは濃尾平野西部の広い範囲が、工業用水法による揚水規制の対象地域とされ、大規模な地下水くみ上げは中止され、その後地下水位は全域で上昇してきている（例えば東海三県地盤沈下調査会，2017）。それにもかかわらず、濃尾平野西部においては顕著な地盤沈下が現在（2013年以降）も累積的に進んでいる（東海三県地盤沈下調査会，2017）。また、最近5～10年間における沈下地域と沈下量分布は、負の重力異常パ

ターンに似ており（東海三県地盤沈下調査会，2017の資料読み取りによる）、現在観測されている非地震的な沈降は長期的（地質学的時間スケールの）地殻変動と相似なものと考えることも可能である。現時点で水準点改測から求められる変動の原因を自然の地殻変動に帰することには問題が残されている、この水準変動は濃尾傾動運動を反映している可能性を否定することもできないだろう。

7. まとめ

弥富市荷之上の服部家住宅の存在、同市鯛浦の大楠の樹齢に関する伝承、及び桑名市、津島市、愛西市の7遺跡で確認されている歴史時代の遺構の埋没深度は、桑名市寺跡遺跡の埋没遺構を除いて、天正地震時に濃尾平野西部が沈降したことに對して否定的な証拠と言える。この結論は、須貝・杉山（1999）などによって考えられてきた、養老断層の活動が濃尾平野の傾動・沈降を引き起こすとする考えに相反する。さらに、地下水揚水規制開始後30年近く経過した現代において濃尾平野西部で負の重力異常パターンと似たパターンで累積的な沈降が生じていることは、この地域で非地震性地殻変動による沈降運動が生じていることを示唆しているように見ることもできるだろう。

今後は、①他の遺跡資料や史料の記載を綿密に調べ、天正地震による沈降についてさらに検討し、②明治期以降の水準測量資料の解析を進める予定である。

第1表 濃尾平野西部の遺跡における中世以前の遺構の標高・深度。

Table 1 Altitude and depth of foundations at archaeological sites before middle age in the western part of Nobi Plain.

遺跡名	地表の標高	遺構種	遺構の年代	遺構面の標高と深度	出典
三重県桑名市 寺跡遺跡	T.P.+0.6~+0.7m	柱	中世~近世	GL-1.2 m	桑名市教育委員会(2004)三重県桑名市寺跡遺跡発掘調査報告書 桑名市公共下水道事業敷設事業大福寺幹線江場五丁目東端汚水管路工事に伴う埋蔵文化財発掘調査. 桑名市, 53 p.
		礎石	中世ないしそれ以前	GL-2.5 m(GL-0.5 mまで盛土)	
		柱穴・土坑・溝	中世ないしそれ以前	GL-2.9 m(GL-1.9 mまで密土)	
江場中継遺跡	T.P.+1.0m	土手状遺構	中世		桑名市教育委員会(2007)三重県桑名市文化財調査報告書~平成16年度~. 桑名市, 61 p.
勢以口遺跡	T.P.+0.7 m	遺物包含層	鎌倉時代	GL-0.3~-0.35 m	桑名市教育委員会(2002)三重県桑名市勢以口遺跡発掘調査報告書 桑名市公共下水道敷設事業寺前正金繩幹線江場末端汚水管路敷設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査. 桑名市, 17 p.
愛知県津島市 埋田遺跡		柱穴・溝	おそらく平安初期	GL-0.7 m	津島市史編纂委員会(1968)津島市埋田遺跡発掘調査報告. 津島市, 55 p.
		柱穴		GL-0.9 m	
		柱穴		GL-0.9 m	
		炉跡		GL-1.0 m	
		柱穴・溝		GL-0.8 m, -0.9 m	
		溝		GL-0.9 m	
		遺物群出土		GL-0.3~-0.6 m	
溝	GL-0.6 m, -0.8 m				
川田遺跡	T.P.+0.3~+0.5 m	方形形穴状遺構	中世	DL-0.7 m, -0.6 m	財団法人愛知県教育サービスセンター・愛知県埋蔵文化財センター(2002)愛知県埋蔵文化財センター調査報告書第103集 川田遺跡. 愛知県, 91 p.
		方形土坑墓	中世(13世紀前後)	DL-0.5 m~-0.6 m	
日置本郷B遺跡	T.P.-1.0~-1.1 m	溝	中世(13世紀)	DL-0.6 m, -0.8 m	公益財団法人愛知県教育・スポーツ振興財団・愛知県埋蔵文化財センター(2012)愛知県埋蔵文化財センター調査報告書第117集 日置本郷B遺跡. 愛知県, 82 p.
		落ち込み	中世後半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		土坑	中世後半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		土坑	中世後半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		土坑	中世前半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		掘立柱建物	14世紀後半~15世紀	T.P.-1.8~-2.0 m	
		井戸	14世紀後半~15世紀	T.P.-3.0~-3.1 m	
		土坑	14世紀後半	T.P.-1.8~-2.0 m	
		溝	中世後半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		平行する溝	中世後半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
		土坑	14世紀	T.P.-1.8~-2.0 m	
		落ち込み	中世前半期	T.P.-1.8~-2.0 m	
溝及び土坑	中世	T.P.-1.8 m			
土坑	平安時代前期	T.P.-1.8 m			
愛知県愛西市 八竜遺跡	T.P.-1.1~-1.4 m	建物跡	13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	愛西市(2016)愛西市文化財調査報告書第2集 八竜遺跡. 愛西市, 143 p.
		土坑	13世紀前半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半~13世紀前半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	4世紀	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	平安時代	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	平安時代	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	13世紀前半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12~13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		溝	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	10世紀前後	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	9~10世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		畦畔状遺構	13世紀前半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		建物跡	12~13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		建物跡	12~13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	10世紀ごろ、及び9~10世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀後半ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	10世紀ごろ、及び13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		土坑	12世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		溝	14世紀前半以前	GL-0.3~-0.5 m	
		溝	13世紀前半以降14世紀前半ごろまで	GL-0.3~-0.5 m	
		溝	13世紀前半以降14世紀前半ごろまで	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	10世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	12世紀前半以前、および14世紀代	GL-0.3~-0.5 m	
		井戸	13世紀ごろ	GL-0.3~-0.5 m	
墓(方墳)	古墳時代後期	GL-0.3~-0.5 m			
水田遺構	古代以前	GL-0.3~-0.5 m			

謝辞：本研究にあたって、服部家第14代当主の服部初弥様にはご自宅を案内していただくとともに服部家住宅の歴史や構造についてご教示いただいた。弥富市歴史民俗資料館の嶋野恵里佳学芸員には、弥富の歴史についてご教示いただいた。愛西市佐織公民館の石田泰弘館長には服部家に伝わる文書史料についてご教示いただいた。愛知県埋蔵文化財センターの蔭山誠一調査研究専門員には愛知県西部の埋蔵文化財発掘調査の現状についてご教示いただいた。三重県埋蔵文化財センターの田中久生活用支援課長と三宅知世主事には三重県北勢地方の埋蔵文化財発掘調査の現状について解説いただいた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 愛西市 (2016) 愛西市文化財調査報告書第2集 八竜遺跡. 愛西市, 143p.
- 飯田汲事 (1978) 濃尾平野の地盤沈下. 工業用水, **234**, 23-32.
- 飯田汲事 (1987) 天正大地震誌. 名古屋大学出版会, 552p.
- Ishiyama, T., Muller, K., Hiroshi, S. and Togo, M. (2007) Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B3, B030S07.
- 地震調査研究推進本部 (2002) 伊勢湾断層帯の評価. 地震調査研究本部ホームページ, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/97_isewan.pdf 2019年3月27日参照.
- 地震調査研究推進本部 (2004) 阿寺断層帯の長期評価. 地震調査研究推進本部ホームページ, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/52_atera.pdf 2019年3月27日参照.
- 重要文化財服部家住宅修理委員会 (1979) 重要文化財服部家住宅 (主屋・離座敷) 修理工事報告書. 財団法人文化財建造物保存技術協会, 101p+ 図版.
- 公益財団法人愛知県教育・スポーツ振興財団・愛知県埋蔵文化財センター (2012) 愛知県埋蔵文化財センター調査報告集第117集 日置本郷B遺跡. 愛知県, 82p.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235-247.
- 桑原 徹 (1977) 濃尾平野の地盤沈下. 土と基礎, **25**, 53-60.
- 桑名市教育委員会 (2002) 三重県桑名市勢以口遺跡発掘調査報告書 桑名市公共下水道敷設事業寺前正金縄幹線江場末端污水管路敷設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査. 桑名市, 17p.
- 桑名市教育委員会 (2004) 三重県桑名市寺跡遺跡発掘調査報告書 桑名市公共下水道事業敷設事業大福寺幹線江場五丁目東端污水管路工事に伴う埋蔵文化財発掘調査. 桑名市, 53p.
- 桑名市教育委員会 (2007) 三重県桑名市文化財調査報告書～平成16年度～. 桑名市, 61p.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971) The displacement field of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**, 1433-1440.
- 松浦律子 (2011) 史料情報の詳細検討による最新成果. 活断層研究, **35**, 29-39.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正 (2002) 濃尾地震と根尾谷断層帯 内陸最大地震と断層の諸性質. 古今書院, 340p.
- Naruhashi, R. and Sugai, T. (2011) Study of a burial model of a shallow submarine active fault scarp: An example from the Kuwana Fault, Central Japan. *Transactions of Japanese Geomorphological Union*, **32**, 192-200.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・藤原 治・栗田泰夫 (2004) 浅海堆積物の堆積速度の変化から見た桑名断層の活動間隔. 第四紀研究, **45**, 317-330.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・齋藤龍郎・藤原 治 (2009) 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント. 第四紀研究, **48**, 339-349.
- Niwa, Y., Sugai, T., Yasue, K. and Saito-Kokubi, Y. (2011) Tectonic tilting and coseismic subsidence along the Yoro Fault System revealed from upper Holocene sequence in the Nobi Plain, Central Japan. *Transactions of Japanese Geomorphological Union*, **32**, 201-206.
- 岡田篤正 (2011) 天正地震とこれを引き起こした活断層. 活断層研究, **35**, 1-13.
- 須貝俊彦 (2011) 1586年天正地震養老断層震源接を示唆する地形地質学的記録. 活断層研究, **35**, 15-28.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1999) 深層ボーリング (GS-NB-1) と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価. 地質調査所速報, EQ.99/3. 55-65.
- 須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃 栄吉 (1999) 深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性評価. 地質調査所速報, EQ.99/3. 67-74.
- 杉山雄一 (2011) 御母衣断層系と1586年天正地震. 活断層研究, **35**, 57-65.
- 杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉 (1991) 御母衣断層系の完新世断層活動と1586年天正地震-トレンチ調査による検討-. 地震第2輯, **44**, 283-295.
- 遠田晋二・井上大榮・久保内明彦・高瀬信一・二階堂

- 学 (1995) 阿寺断層の活動と 1586 年天正地震 - 小郷地区・青野原地区・伝田原地区トレンチ調査 -. 地震第 2 輯, **48**, 401-421.
- 遠田晋次・井上大栄・宮腰勝義 (1996) 阿寺断層の完新世における断層活動 (その 1) - 中南部の活動と最新活動時期について -. 電力中央研究所報告 U96069, 32p.
- 東海三県地盤沈下研究会 (2017) 平成 28 年における濃尾平野の地盤沈下の状況. 国土地理院ホームページ, http://www.gsi.go.jp/chubu/H29_jiban.html
2019 年 2 月 27 日参照.
- 津島市史編纂委員会 (1968) 津島市埋田遺跡発掘調査報告, 津島市, 55p.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 694p.
- 財団法人愛知県教育サービスセンター・愛知県埋蔵文化財センター (2002) 愛知県埋蔵文化財センター調査報告書第 103 集 川田遺跡. 愛知県, 91p.

西三河平野南西部, 油ヶ淵低地におけるボーリング調査 Reports of coring survey in Aburagafuchi Lowland, southwestern part of Nishimikawa Plain, central Japan

阿部朋弥^{1*}・中島 礼¹・納谷友規¹

Tomoya Abe^{1*}, Rei Nakashima¹ and Tomonori Naya¹

Abstract: A coring survey (GS-HKN-1), 80 m-long, was performed in Aburagafuchi Lowland, southwestern part of Nishimikawa Plain, Aichi Prefecture, central Japan, for the purpose of understanding the stratigraphy of Pleistocene to Holocene. We divided the core into 12 units on the basis of sedimentary facies. Unit 12 is interpreted as alluvial deposits based on conventional radiocarbon age and subdivided into the lower part (marine sand), the middle part (marine sandy mud) and the upper part (fluvial sandy mud to gravelly sand). Unit 1-11 are mainly composed of fluvial sandy-gravelly deposit in the lower part and marine muddy deposit in the upper part. Unit 1-11 include more than 5 marine deposit based on sedimentary facies and diatom assemblage. The depositional ages of Unit 2-5 probably compared to the Marine isotope stages (MIS) 17-21 inferred from pollen assemblages. In the future, paleomagnetic and tephrochronological analysis tephrochronology are needed in order to decide depositional ages of each unit.

Keywords: Nishimikawa Plain, Aburagafuchi Lowland, Takahama Fault, Pleistocene, drilling survey, diatom analysis, pollen analysis

要 旨

西三河平野南西部の油ヶ淵低地において, 完新統から更新統の掘削深度 80 m のオールコアボーリング (GS-HKN-1) を実施した。得られたコア試料表層の埋立層を除く部分を, 層相にもとづき, 下位からユニット 1 ~ 12 に区分した。ユニット 12 は, 放射性炭素年代から沖積層と判断され, 下部の海成砂層, 中部の海成の砂質泥層, 上部の河成の砂質泥層~細礫層からなる。更新統のユニット 1 ~ 11 は, 下部の河成の砂~砂礫層と上部の海成もしくは河成の泥層からおもに構成され, 層相や珪藻化石群集などから海進・海退に伴う堆積サイクルが 5 回以上記録されていると考えられる。ユニット 2 ~ 5 は, 花粉化石群集から海洋酸素同位体ステージ 17 ~ 21 に対比される可能性がある。今後, 古地磁気測定や火山灰編年を進め, 各ユニットと海洋酸素同位体ステージとの対比を進める。

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, 重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として, 平成 29 年度より, 伊勢湾・三河湾沿岸域の陸域・海域のボーリング調査や物理探査, 地表地質調査, ボーリ

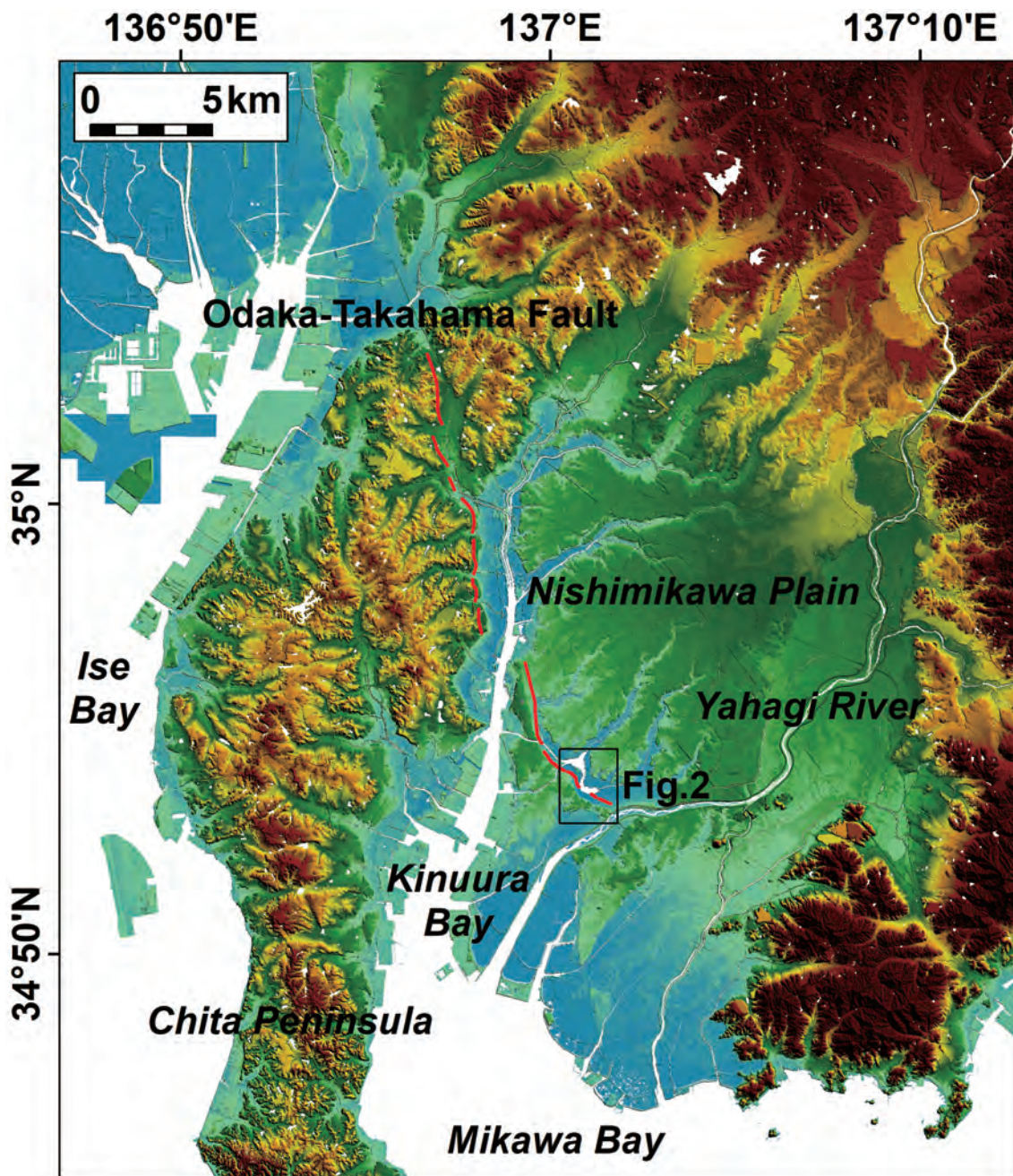
ングデータの収集・解析などを進めている。伊勢湾・三河湾の沿岸部は, 1854 年安政東海地震や 1944 年昭和東南海地震など, 南海トラフ沿いで繰り返し発生する海溝型巨大地震にともなう地震や津波の被害を受けてきた地域である。また, 1891 年濃尾地震や 1945 年三河地震などの直下型地震による地震被害も繰り返し発生してきた。本地域の地質構造や活構造の特徴を明らかにすることは, このような地震災害に対する防災・減災対策を進めていく上で重要である。

愛知県内の沿岸部には, 伊勢湾の北側に濃尾平野, 三河湾の東側に東三河平野 (豊橋平野), 三河湾の北側に西三河平野 (岡崎平野) が分布する。このうち, 本研究が対象とした西三河平野は, 矢作川と境川が運搬した土砂により形成された東西約 20 km, 南北約 40 km の平野であり, その分布域は北北東-南南西方向に伸びる (第 1 図)。

西三河平野の地形は, 更新世に形成された段丘と, 更新世末期~完新世に形成された沖積低地から構成される。その地形面は, 空中写真判読や地表踏査などに基づき, 高位から, 藤岡面^{みよし}, 三好面^{こうも}, 拳母面^{へきかい}, 越戸面^{こしど}, 沖積面の 6 段に区分され (町田ほか, 1962; 森山, 1994), 大局的には, 地形面の標高は北北東から南南西に向かって低くなり, 三河湾や衣浦湾の海底面に連続する。平野の中央部と南西部に分布する碧海面の形成

*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 対象地域の標高段彩図と大高一高浜断層の位置。

基図には、国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）5 m メッシュを用いた。

大高一高浜断層の位置は、牧本ほか（2004）と水野ほか（2009）に基づく。

Fig. 1 Elevation map of study area and location of Odaka-Takahama Fault.

Elevation data is based on 5 m grid data set provided by the Geospatial Information Authority of Japan.

Location of the fault is referred to Makimoto *et al.* (2004) and Mizuno *et al.* (2009).

年代は、地形面の対比や構成層に含まれる火山灰の対比・編年などから、後期更新世の最終間氷期と推定されている（森山，1994；森山ほか，1997；牧野内ほか，2011）。一方で、平野の北東部に分布する三好面と挙母面の形成年代はこれまでに明らかになっていない。

西三河平野の地表や地下には、沖積層，更新統，鮮新統，中新統，基盤岩（領家帯の変成岩や花崗岩など）

が分布している（愛知県，2003；牧本ほか，2004；牧野内ほか，2011）。鮮新統は、東海層群と呼ばれ、平野の大部分では地下に埋没しているが、平野北東部の一部や衣浦湾を挟んで西側に位置する知多半島では、地表に広く露出している（町田ほか，1962；吉田・尾崎，1986；近藤・木村，1987；牧野内ほか，2011）。更新統は、下位より三好層，挙母層，碧海層，越戸層に区分

第1表 西三河平野の層序対比. 牧野内ほか (2011) より作成.

Table 1 Stratigraphic correlation of Nishimikawa Plain. The table is based on Makinouchi *et al.* (2011).

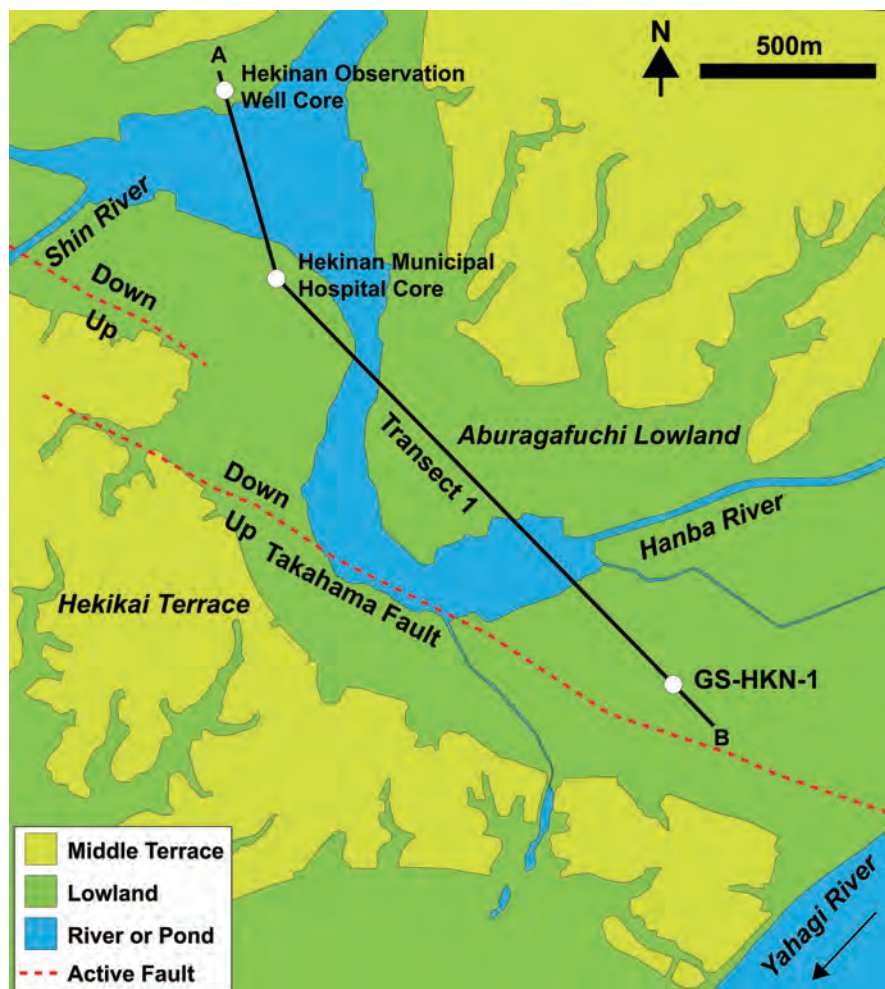
Geologic Age		Moriyama (1994) Moriyama <i>et al.</i> (1997) (Maximum thickness in m)	Makinouchi (2005) Makinouchi <i>et al.</i> (2011) This study (Maximum thickness in m)
Holocene		Alluvium (30)	Alluvium (30)
Pleistocene	Late Pleistocene		
	Middle Pleistocene	Hekikai Formation	Hekikai Formation (36)
			Koromo Formation (70)
		Aburagafuchi Formation	
Early Pleistocene			
Pliocene		Tokai Group	Tokai Group
Miocene			
Pre-Neogene		Basement rocks	Basement rocks

される (町田ほか, 1962; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011). 沖積層は, これらの段丘が河川によって開析されることで形成された低地沿いの地下に分布している (森山, 1994; 牧野内ほか, 2011). なお, 碧海層の地質年代区分は, 上部更新統のみとする区分 (牧野内, 2005; 牧野内ほか, 2011), 及び上部更新統だけではなく中部更新統まで含むという区分 (森山, 1994; 森山ほか, 1997) があるが (第1表), 本研究では, 暫定的に前者の区分を用いる. 碧海層の堆積年代は, 鬼界カルデラを噴出源とする約 95 ka に降下した火山灰である鬼界葛原テフラ (K-Tz) (町田・新井, 2003) が碧海層の海成泥層の最上部付近にクリプトテフラとして含まれていること (森山ほか, 1997), 及び濃尾平野の熱田層の堆積年代を参考として, 120 ka ~ 70 ka (海洋酸素同位体ステージ (以下 MIS) 5e ~ 5a) と推定された (牧野内ほか, 2011). しかし, 碧海面上の赤色土壌中にも K-Tz に由来する β -Qz や火山ガラスが含まれることが報告されており (牧野内ほか, 2003), 碧海層の堆積年代や碧海面の離水年代の推定には課題が残る.

牧野内ほか (2011) は, 油ヶ淵低地北部の碧南地盤沈下観測所で掘削された深度 98.5 m のオールコアボーリングの柱状図 (位置は第2図参照) から, 標高 -10 m

までが沖積層, 標高 -10 m ~ -30 m が碧海層, 標高 -30 m ~ -97.5 m が挙母層, 標高 -97.5 m ~ -98.5 m の半固結のシルト層を東海層群と解釈した (第3図). 牧野内ほか (2011) が挙母層とした地層については, 森 (1984) によって, 珪藻化石から複数の海成層の存在が指摘され, 一部は濃尾平野の海部累層に対比される可能性が示唆された. また, 森山ほか (1997) は, 油ヶ淵低地中部の碧南市民病院で掘削された深度 65 m のボーリングコア (位置は第2図参照) のコア試料中の珪藻化石を分析し, 森 (1984) と同様に碧海層よりも下位の更新統に複数の海成層が存在することを報告している (第3図). 以上のように, 西三河平野南西部の地下において, 碧海層より下位の層準の更新統については, 複数の海成層の存在から, 海水準変動に対応した複数の堆積サイクルが示唆されるが, その堆積年代や海洋酸素同位体ステージとの対比はこれまでに検討されていない.

本研究では, 上述した課題を踏まえ, 西三河平野南西部の油ヶ淵低地地下の更新統について, 堆積年代や海洋酸素同位体ステージとの対比を明らかにするために, 掘削深度 80 m のオールコアボーリングを実施し, コアの詳細な層相観察や放射性炭素年代測定, 花粉分析, 珪藻分析を実施した.



第2図 GS-HKN-1 コアの掘削位置と地形面区分.

高浜断層の位置は、今泉ほか編 (2018) に基づく。既存コアの位置は、牧野内ほか (2011) と森山ほか (1997) に基づく。

Fig. 2 Drilling site of GS-HKN-1 core and geomorphological classification map.

Location of the fault is referred to Imaizumi *et al.* (2018). Drilling sites of previous cores are based on Makinouchi *et al.* (2011) and Moriyama *et al.* (1997).

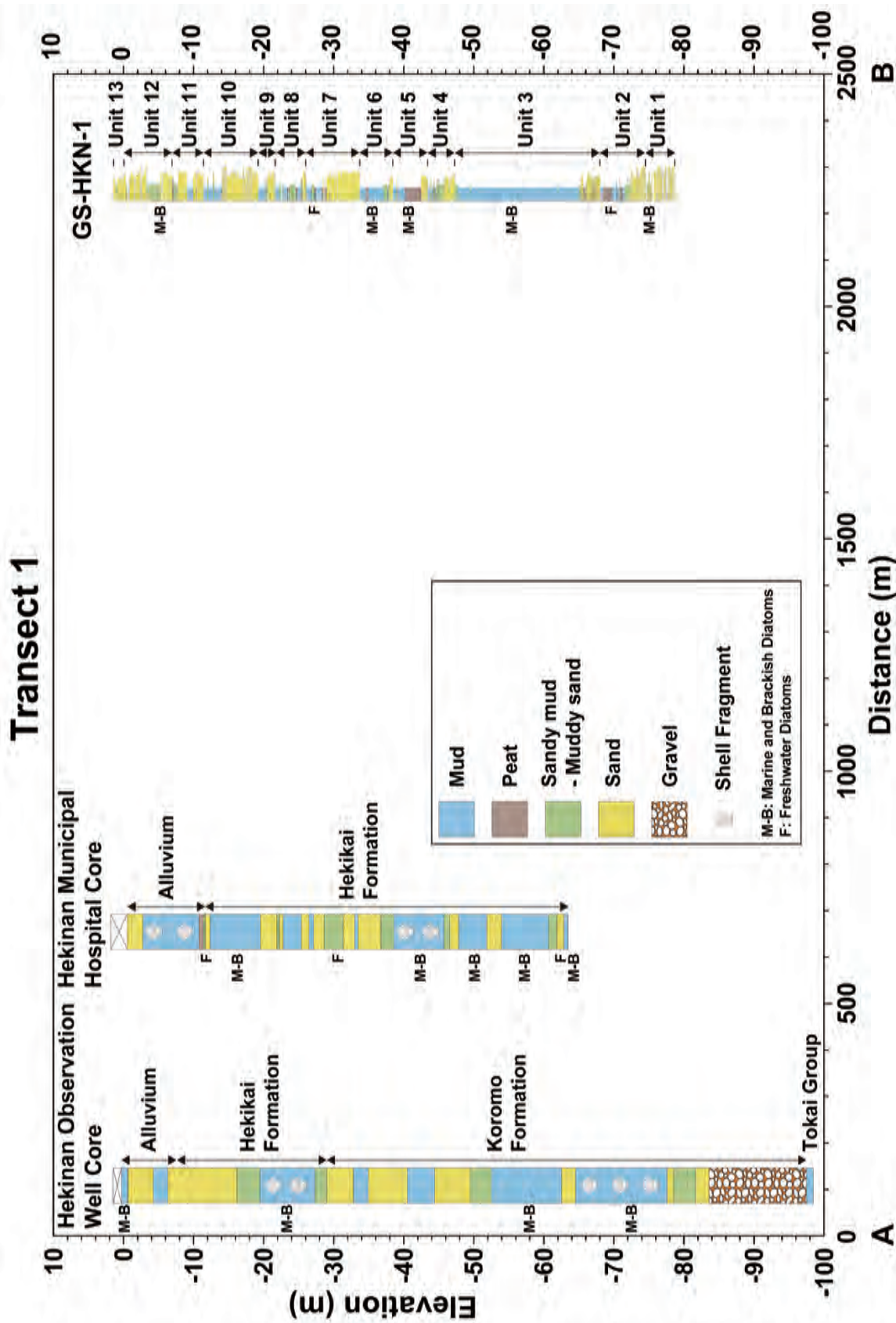
2. 調査及び分析方法

2.1 ボーリング調査の概要

ボーリング調査を行った油ヶ淵低地は、中位段丘（碧海面）の開析谷に分布し、油ヶ淵の周辺に広がる標高 0 ~ 4 m の沖積低地である（第2図）。現在、油ヶ淵は、はんば半場川などの小河川が流入しており、碧海面を人工的に開削することで形成された高浜川と新川を通して、衣浦湾に流出している。油ヶ淵は、古地図などの歴史史料に基づく、17世紀初頭までは、三河湾の一部の入江であった（安城市歴史博物館、2014）。1605年の矢作新川の開削によって、南東側の河口に土砂が堆積し、入江が砂州によって閉塞されることで、汽水湖となった（安城市歴史博物館、2014）。その後、河川による土砂の堆積や新田開発などの土地改変によって、油ヶ淵は現在の形となった（安城市歴史博物館、2014）。掘削

地点は、油ヶ淵低地の南東部に位置しており（第2図）、北側には油ヶ淵があり、西-南側には標高 7 ~ 10 m の中位段丘面（碧海面）が分布し、東側には矢作川が北東から南西方向に流れている。

オールコアボーリング（GS-HKN-1）は、愛知県碧南市縄手町の畑地（緯度：34°53'27.4"，経度：137°1'27.8"，孔口標高：1.38 m）で、2018年2月14日～3月19日にかけて深度 80 m まで掘削された。ボーリングコアは、ロータリー式ボーリング工法と打ち込みサンプラーで掘削され、コアの採取と収納はスリーブ内蔵二重管サンプラー（ダブルコアチューブ）と一重管サンプラーを用いた。採取コア径は 65 mm である。採取したコア試料は、実験室でワイヤーまたはコアカッターを用いて半割し、半割面の詳細な層相記載と写真撮影を行った。



第3図 測線1の地質断面図。
 測線の位置は、第2図に示す。既存コアの柱状図と層序は、牧野内ほか(2011)と森山ほか(1997)に基づく。
 Fig. 3 Geologic section of Transect 1.
 Location of Transect 1 is shown in Fig. 2. Geologic column of previous cores is based on Makinouchi *et al.* (2011) and Moriyama *et al.* (1997).

第2表 放射性炭素年代測定結果.

Table 2 List of radiocarbon ages.

Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2 σ) cal BP	Lab. No. / Reference
3.34-3.35	wood fragment	-27.01 \pm 0.38	730 \pm 20	690-660	IAAA-180062
6.50-6.55	shell fragment	2.26 \pm 0.39	7250 \pm 30	7792-7635	IAAA-180063
8.37-8.40	plant fragment	-29.35 \pm 0.48	47740 \pm 580	N/A	IAAA-180721
9.56-9.59	wood fragment	-25.69 \pm 0.35	> 53810	N/A	IAAA-180064
11.75-11.76	wood fragment	-26.83 \pm 0.27	> 53950	N/A	IAAA-180065
12.07	wood fragment	-26.33 \pm 0.31	> 53880	N/A	IAAA-180066

第3表 花粉分析結果.

Table 3 Pollen analysis result.

Unit	11	10	9	8	7	6	5	4	3						2					
Top (m)	8.50	15.40	20.82	23.17	26.11	28.87	36.57	41.60	43.25	45.35	49.30	51.48	53.30	57.57	59.85	62.45	65.25	67.05	69.85	72.33
Bottom (m)	8.60	15.45	20.87	23.22	26.16	28.92	36.62	41.65	43.30	45.40	49.35	51.53	53.35	57.62	59.90	62.50	65.30	67.10	69.90	72.38
Sediment type	mud	p.mud	mud	mud	p.mud	mud	mud	p.mud	p.mud	mud	mud	mud	mud	mud	mud	mud	p.mud	p.mud	p.mud	p.mud
<i>Pinus</i> (%)	17.4	9.3	11.5	17.7	12.3	6.0	36.6	53.6	44.9	4.7	22.7	49.3	44.9	74.2	24.3	6.5	7.1	17.4	18.8	0.0
<i>Cryptomeria</i> (%)	0.0	0.0	6.0	25.4	0.0	17.0	0.0	1.3	0.0	2.4	0.0	0.9	0.9	0.0	1.9	2.6	4.2	1.4	0.8	0.0
<i>Alnus</i> (%)	0.9	26.3	30.7	24.1	63.4	46.4	0.8	2.6	3.0	45.7	4.8	4.7	5.6	0.9	5.2	9.5	8.5	7.0	37.6	17.6
<i>Fagus</i> (%)	67.0	1.6	29.8	10.8	15.4	11.9	50.2	12.9	12.8	11.8	29.7	19.1	19.7	14.3	31.9	36.2	12.3	45.5	5.3	4.8
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i> (%)	1.3	3.2	6.4	0.9	1.8	0.9	2.7	14.6	26.9	12.6	10.9	7.9	13.7	5.1	27.1	31.0	52.4	18.3	28.6	66.7
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> (%)	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	1.7	0.0	18.3	2.3	3.4	1.4	2.9	4.3	0.9	0.9	0.8	1.9
<i>Ulmus-Zelkova</i> (%)	7.1	39.7	4.6	9.5	1.3	5.1	1.9	0.9	0.0	1.6	2.2	3.3	4.3	1.4	0.0	2.6	1.9	1.4	2.3	1.0
Others (%)	6.3	19.0	11.5	12.1	6.2	12.8	7.8	12.4	10.7	21.3	11.4	12.6	7.7	2.8	6.7	7.3	12.7	8.5	6.0	8.1

2.2 放射性炭素年代測定

コア試料から採取した植物片と貝化石など計6点について、加速器質量分析法 (AMS法) による放射性炭素年代測定を加速器分析研究所に依頼して測定した。年代測定結果は、Oxcal v4.3.2 (Ramsey, 2017) を用いて暦年較正した。較正のためのデータセットには、IntCal13 及び Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) を用いた。放射性炭素年代の測定結果は、第2表にまとめた。

2.3 微化石分析

堆積物に含まれる珪藻化石と花粉化石を分析した。珪藻化石分析は、43試料を処理し、うち24試料から珪藻化石が産出し、珪藻化石群集から推定される堆積環境について検討した。花粉化石分析は、パリノ・サーヴェイ株式会社に分析を依頼し、試料処理をした23試料のうち20試料から花粉化石が産出した。今回は、堆積物中から産出した花粉化石のうち木本化石についてのみ検討した。花粉化石の分析結果は、第3表にまとめた。

3. コア記載とユニット区分

ユニット区分は、層相の上下が侵食面などの明瞭な境界であり、中粒砂層～細礫層などの粗粒な堆積物から泥層～砂質泥層などの細粒な堆積物へと、上位に向かって粒径が小さくなる堆積物を一つの層相ユニットと解釈した(第4図, 第5図A～D)。各ユニットごとに、層相、珪藻化石群集、花粉化石群集を以下に記載する。

3.1 ユニット1

深度: 80.0 m (孔底) ~ 75.78 m

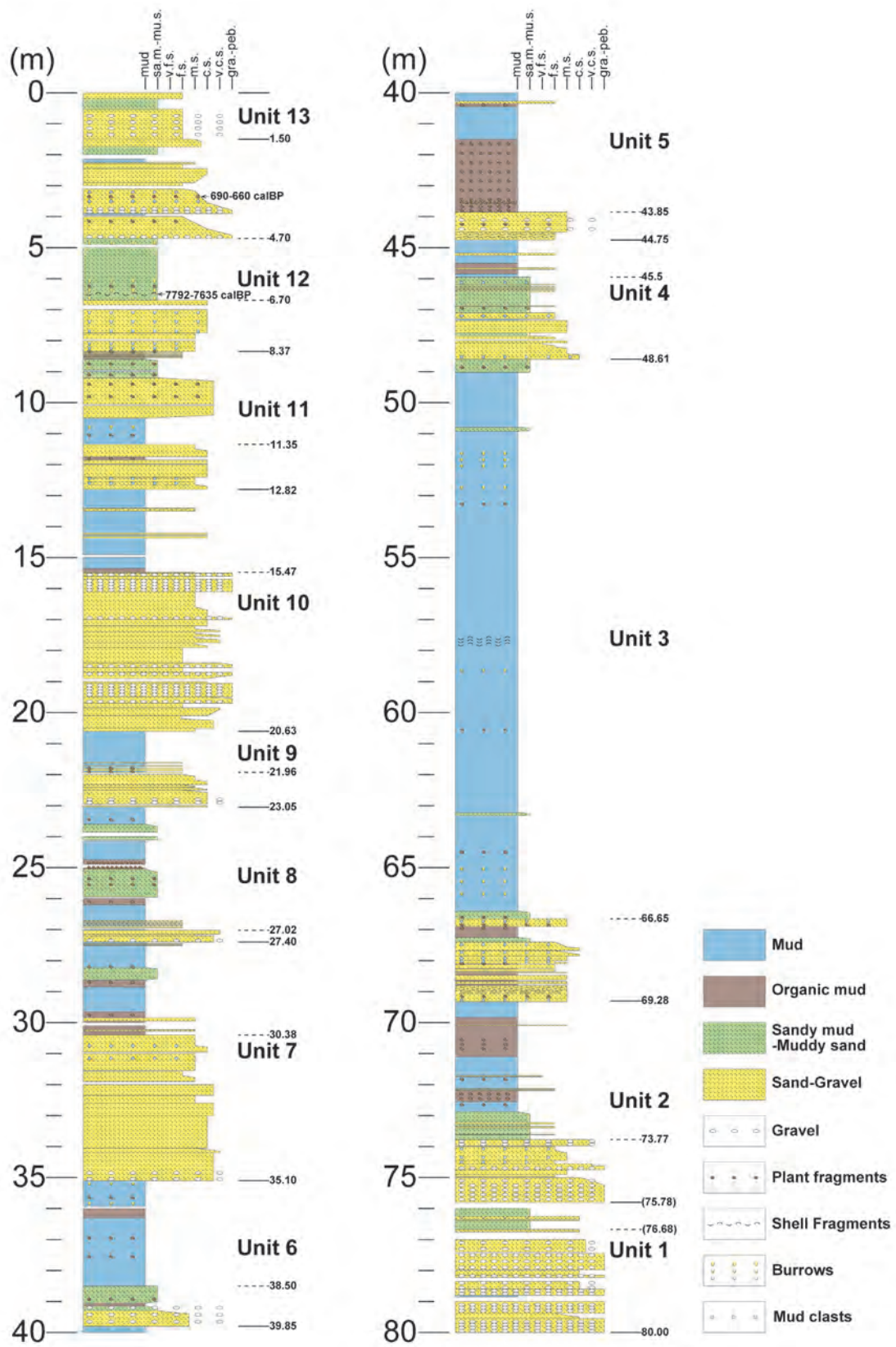
層相: 下部(深度80.0 m ~ 76.68 m) と上部(深度76.68 m ~ 75.78 m) に分けられる(第4図, 第5図A)。

下部は、最大径2 cm ~ 5 cmの垂角～垂円礫からなる礫層を主体とし、細粒砂～粗粒砂層を挟む。深度79.53 m ~ 78.38 mの細粒砂～粗粒砂層は上方細粒化を呈する。砂～砂礫層の堆積構造は明瞭でなく、礫層は礫支持である。上部は、全体的に生物擾乱が発達する巢穴化石を含む砂質泥層を主体とし、薄い粗粒砂層を挟む。

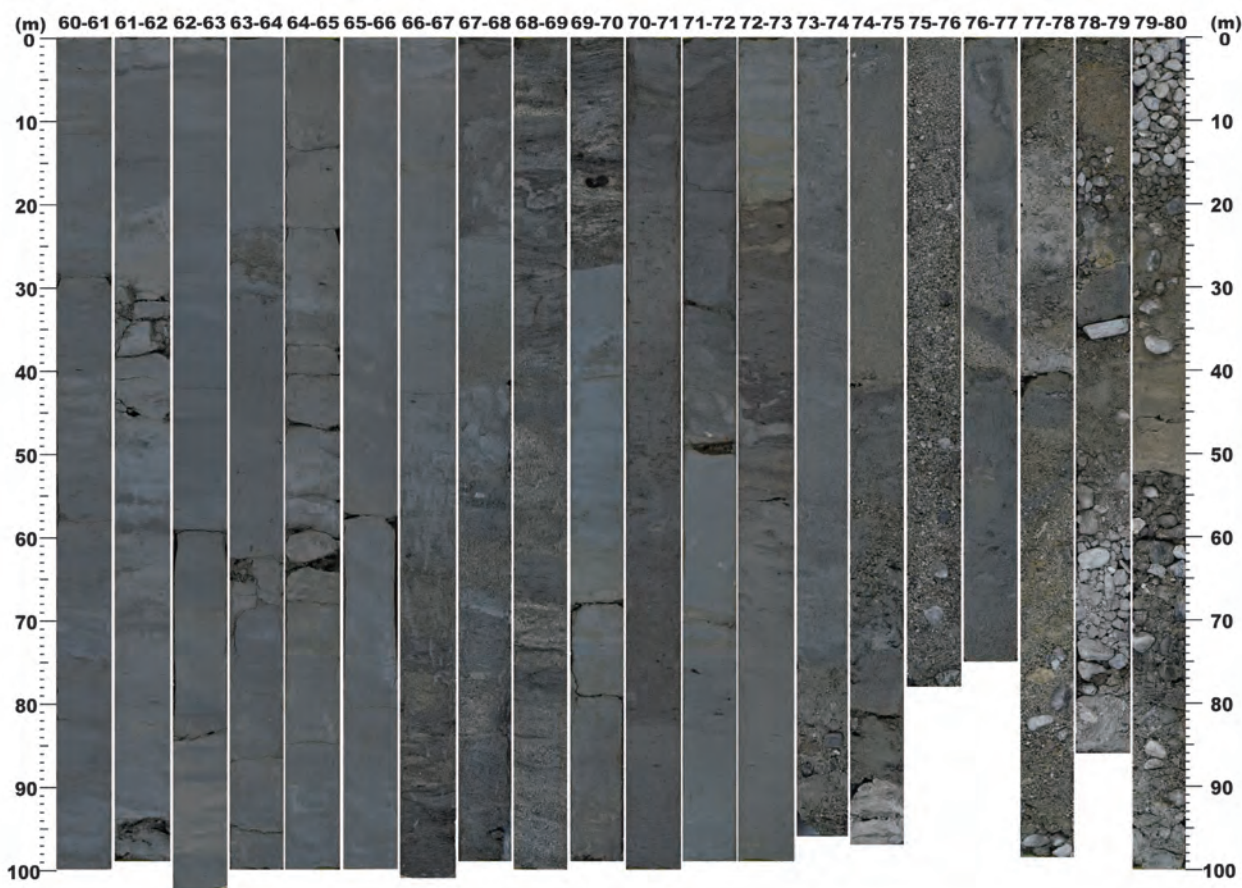
珪藻化石: 上部の深度76.52 m ~ 76.50 mの砂質泥層からは浮遊性海～汽水生種である *Cyclotella* cf. *litoralis* や *Actinocyclus* sp. が多く産出した。淡水生種である *Aulacoseira* spp. も少し含まれる。浅海生の化石珪藻である *Lanceinis rectilatus* (Naya, 2010) が産出する。

花粉化石: 花粉化石は分析していない。

層相の解釈: 下部の砂～砂礫層は、礫は垂角～垂円礫を主体とすること、砂層は一部で上方細粒化すること、泥質分をほとんど含まないことから、チャンネル堆積物と考えられる。上部は、全体的に泥質であり、生物擾乱が発達し、巢穴化石や海水～汽水生種の珪藻化石が含まれることから内湾やラグーンの堆積物と考えられる。上部が内湾～ラグーンの堆積物と解釈されることを考慮すると、下部の砂～砂礫層はそれに近い堆積環境として、河川成のチャンネル堆積物と考えられる。



第4図 GS-HKN-1 コアの柱状図。
Fig. 4 Geological column of GS-HKN-1 core.



第5図A GS-HKN-1 コアの写真 (深度 60 m ~ 80 m) .

Fig. 5A Core photographs of GS-HKN-1 core (Depth 60 m-80 m).

3.2 ユニット2

深度：75.78 m ~ 69.28 m

層相：下部（深度 75.78 m ~ 73.77 m）と上部（深度 73.77 m ~ 69.28 m）に分けられる（第4図, 第5図A）。下部は、最大径 1.5 cm ~ 3 cm の歪角～歪円礫からなる礫層と礫混じりの粗粒砂～極粗粒砂層を主体とし、細粒砂～中粒砂層を挟む。砂～砂礫層はしばしば細礫～粗粒砂、中粒砂～細粒砂に上方細粒化する。細粒砂～中粒砂層は泥の偽礫を含む。上部の深度 73.77 m ~ 72.88 m は薄い細粒砂層を挟む砂質泥層で、上位の泥層に漸移的に連続する。上部の深度 72.88 m ~ 69.28 m は植物片を含む泥層～有機質泥層で、極細粒砂～中粒砂の薄層を挟む。

珪藻化石：上部の深度 70.80 m ~ 70.75 m の有機質泥層からは、付着性淡水生種である *Pinnularia* spp. や *Eunotia* sp. などが少し産出した。

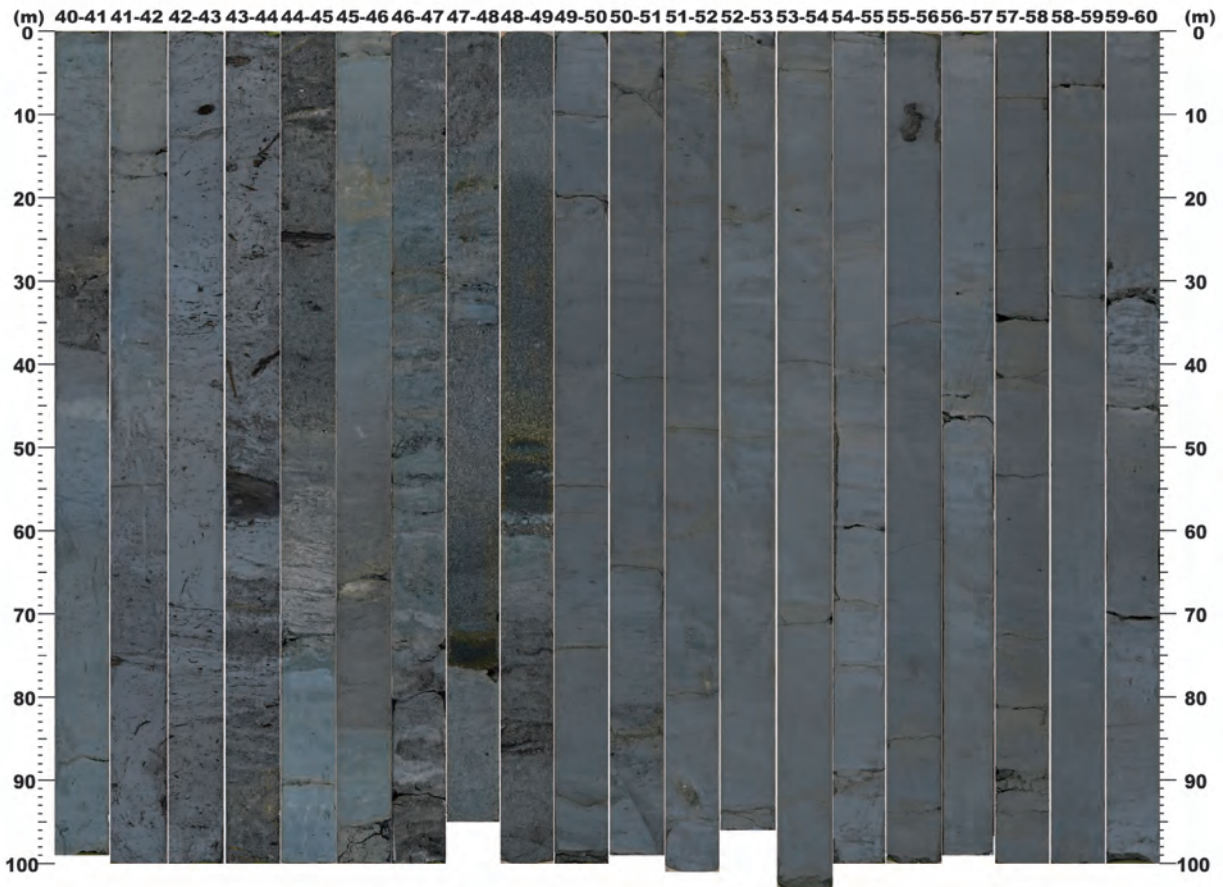
花粉化石：上部の有機質泥層（深度 72.38 m ~ 72.33 m, 69.90 m ~ 69.85 m）では、コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) が 28.6 ~ 66.7 %, ハンノキ属 (*Alnus*) が 17.6 ~ 37.6 % と多産し、深度 69.90 m ~ 69.85 m ではマツ属 (*Pinus*) も 18.8 % と多産する。

層相の解釈：下部の砂～砂礫層は、礫層は歪角～歪円礫を主体とすること、一部で上方細粒化すること、泥の偽礫を含むことから、河川成のチャンネル堆積物と考えられる。上部の泥層～砂質泥層は、淡水生種の珪藻化石が産出すること、植物片を多く含み有機質であること、また、下位の河川成のチャンネル堆積物に近い堆積環境として、後背湿地堆積物と考えられる。

3.3 ユニット3

深度：69.28 m ~ 48.61 m

層相：下部（深度 69.28 m ~ 66.65 m）と上部（深度 66.65 m ~ 48.61 m）に分けられる（第4図, 第5図A～B）。下部は細粒砂～粗粒砂層を主体とし、有機質泥層や砂質泥層～泥質砂層を挟む。下部の深度 69.28 m ~ 68.80 m の中粒砂層は、平行～斜交葉理が観察され、植物片や泥の偽礫を含む。下部の細粒砂～粗粒砂層は、しばしば上方細粒化し、泥の偽礫や植物片を含む。下部の有機質泥層は、植物片を含む。上部は、全体的に生物擾乱が発達する泥層を主体とし、巣穴化石を多く含み、極細粒砂がパッチ状に挟まれる。深度 57.83 m ~ 57.43 m に 1 mm ~ 3 mm の貝殻片が濃集する。深度 48.61 m



第5図B GS-HKN-1 コアの写真（深度40 m～60 m）.
Fig. 5B Core photographs of GS-HKN-1 core (Depth 40 m-60 m).

～49.01 m, 50.80 m～50.93 m, 63.23 m～63.32 m, 66.40 m～66.65 m は生物擾乱が強く砂質泥層，最上部では泥層から砂質泥層に漸移的に変化する。

珪藻化石：下部の深度67.10 m～67.05 mの有機質泥層からは付着性淡水生種である *Cymbella* spp. や *Luticola* spp., *Gomphonema* spp. などが産出した。深度65.30 m～65.25 mの泥層からは，浮遊性海～汽水生種である *Cyclotella* cf. *litoralis* や *Actinocyclus* sp., 淡水生種である *Aulacoseira granulata* が産出した。深度49.35 m～49.30 m, 51.53 m～51.48 m, 53.35 m～53.30 m, 57.62 m～57.57 m, 59.90 m～59.85 m, 62.50 m～62.45 m は，浮遊性海～汽水生種である *Cyclotella* cf. *litoralis* が多くみられ，浮遊性海生種の *Paralia sulcata* も多くの試料で産出した。浅海生の化石珪藻である *Lancineis rectilatus* は，49.35 m～49.30 m, 51.53 m～51.48 m, 53.35 m～53.30 m, 59.90 m～59.85 m, 62.50 m～62.45 m の試料から産出した。

花粉化石：下部の有機質泥層（深度67.10 m～67.05 m）では，ブナ属 (*Fagus*) が45.5%，コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) が18.3%，マツ属 (*Pinus*) が17.4%と多産する。上部の泥層（深度49.35 m～30 m,

51.53 m～51.48 m, 53.35 m～53.30 m, 57.62 m～57.57 m, 59.90 m～59.85 m, 62.50 m～62.45 m）では，コナラ亜属が5.1～52.4%で大局的には上位に向かって減少し，ブナ属は12.3～31.9%で多産し，マツ属は，下部の有機質泥層～泥層（深度62.50 m～62.45 m, 65.30 m～65.25 m）では6.5～7.1%と多くないが，それより上位の泥層（深度49.35 m～30 m, 51.53 m～51.48 m, 53.35 m～53.30 m, 57.62 m～57.57 m, 59.90 m～59.85 m,）では22.8～74.1%と多産する，アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*) は，泥層の最上部（深度49.35 m～30 m）で18.3%と多産する。

層相の解釈：下部の砂層は，一部に平行～斜交葉理が観察され，植物片や泥の偽礫を含む。砂層は，淡水生種の珪藻化石や植物片を含む有機質泥層が挟む。以上から，下部は河川成の氾濫原堆積物で，砂層は自然堤防堆積物やチャンネル堆積物，泥層は後背湿地堆積物と考えられる。上部の泥層は，全体的に生物擾乱が発達し，巣穴化石や貝殻片，海水～汽水生種の珪藻化石を含むことから，内湾の堆積物と考えられる。また，上部の泥層は，下部では淡水生種の珪藻化石が含まれるが，中部～上部では含まれないことから，上位に向かっ

て海進が進み、堆積環境が変化したことが示唆される。さらに、上部の泥層の最上部では砂質泥層に漸移することから、浅海化した可能性が考えられる。

3.4 ユニット4

深度：48.61 m～44.75 m

層相：下部（深度48.61 m～45.50 m）と上部（深度45.50 m～44.75 m）に分けられる（第4図、第5図B）。下部は、細粒砂～粗粒砂層と砂質泥層を主体とする。砂層は、しばしば泥の偽礫を含み、上方細粒化する。砂質泥層は、しばしば植物片や泥の偽礫を含み、細粒砂の薄層や腐食層を挟む。上部は、泥層～有機質泥層を主体とし、薄い細粒砂層を挟む。

珪藻化石：上部の深度45.40 m～45.35 m, 45.85 m～45.80 mの泥層を分析したが、珪藻化石は産出しなかった。

花粉化石：上部の泥層（深度45.40 m～35 m）では、ハンノキ属 (*Alnus*) が45.7%, コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) が12.6%, ブナ属 (*Fagus*) が11.8%, と多産する。

層相の解釈：下部の砂層は、泥の偽礫を含み、上方細粒化が観察されることから、河川成のチャンネル堆積物や自然堤防堆積物と考えられる。下部の砂質泥層は、泥の偽礫や植物片を含み、薄い細粒砂層や腐食層を挟むことから、後背湿地堆積物と考えられる。上部の泥層～有機質泥層は、珪藻化石が産出せず、詳細な堆積環境は不明だが、泥層や有機質泥層が卓越することから、平常時は波浪や水流の影響の小さい低エネルギー環境の堆積物と考えられるが、海成・非海成の判断は現段階では難しい。

3.5 ユニット5

深度：44.75 m～39.85 m

層相：下部（深度44.75 m～43.85 m）と上部（深度43.85 m～39.85 m）に分けられる（第4図、第5図B～C）。下部は、細粒砂～中粒砂層からなる。深度44.75 m～44.50 mの細粒砂層には斜交葉理が観察され、深度44.50 m～43.85 mの中粒砂層は最大径5 mmの亜角～亜円礫と植物片を含む。上部は、深度43.85 m～41.50 mの植物片を多く含む有機質泥層から深度41.50 m～39.85 mの泥層に漸移的に変化する。

珪藻化石：深度41.65 m～41.60 m, 42.60 m～42.55 m, 43.30 m～43.25 mの有機質泥層からは、浮遊性海～汽水生種である *Cyclotella* cf. *litoralis*, 附着性海～汽水性種である *Tryblionella granulata*, *T. compressa*, *Giffenia cocconeiformis*などが産出し、浅海生の珪藻化石である *Lancineis rectilatus*も産出した。

花粉化石：上部の有機質泥層では、マツ属 (*Pinus*) が

45.0～53.6%, コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) が14.6～26.9%, ブナ属 (*Fagus*) が12.8～12.9%と多産する。

層相の解釈：下部の砂層は、斜交葉理が観察されることや、亜角～亜円礫や植物片を含むことから、河川成のチャンネル堆積物や自然堤防の堆積物と考えられる。上部は、泥層～有機質泥層が卓越することや浮遊性種に加え附着性海水～汽水生種の珪藻化石が産出することから内湾や干潟の堆積物と考えられる。また、植物片を多く含む有機質泥層から、上位の植物片を含まない泥層には漸移的に変化することから、植生が繁茂もしくは河川から植物片が多く供給される水深が浅い環境から、海進に伴って内湾環境へ変化したと考えられる。

3.6 ユニット6

深度：39.85 m～35.10 m

層相：下部（深度39.85 m～38.50 m）と上部（深度38.50 m～35.10 m）に分けられる（第4図、第5図C）。下部は、全体的に淘汰が悪く、下位から、最大径5 mmの亜角～亜円礫を含む中粒～粗粒砂層、その上位は最大径5 mmの亜角～亜角礫を含む砂質泥層、有機質泥層、植物片を含む砂質泥層が漸移的に連続する。上部は、全体的に生物擾乱が強く、植物片や巣穴化石を含む泥層と有機質泥層からなる。

珪藻化石：上部の深度35.55 m～35.50 m, 36.62 m～36.57 m, 37.95 m～37.90 mの泥層からは、破片が多く産出は悪いが、浮遊性海～汽水生種である *Cyclotella* cf. *litoralis*, 附着性海～汽水性種である *Tryblionella granulata*, *Giffenia cocconeiformis*などが確認された。

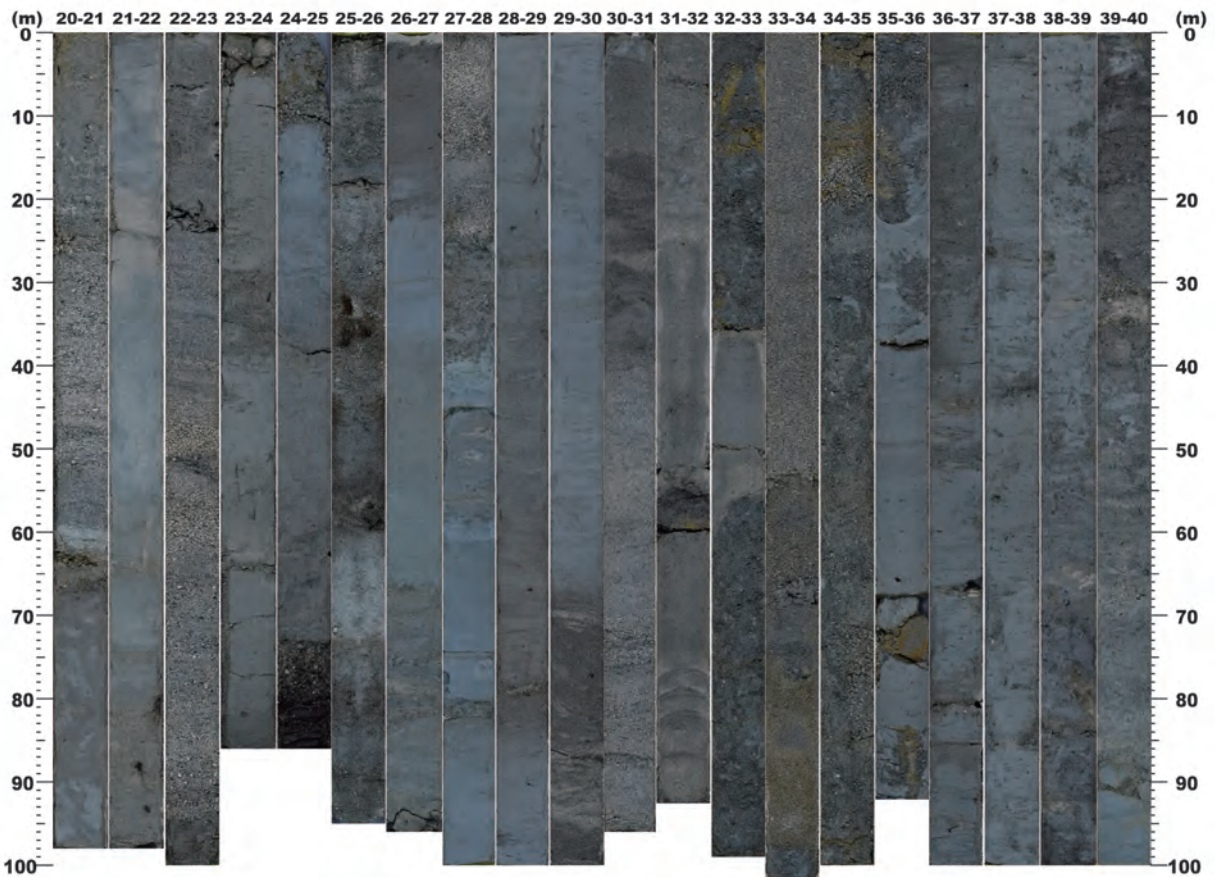
花粉化石：上部の泥層（深度36.62 m～36.57 m）では、ブナ属 (*Fagus*) が50.2%, マツ属 (*Pinus*) が36.6%と多産する。

層相の解釈：下部の砂層と砂質泥層は亜角～亜円礫を含むことから河川成のチャンネル堆積物、その上位の有機質泥層と砂質泥層は植物を含むことから、後背湿地堆積物と考えられる。上部の泥層と有機質泥層は、全体的に生物擾乱が発達し、巣穴化石や浮遊性及び附着性の海水～汽水生珪藻化石を含むことから、内湾や干潟堆積物と考えられる。

3.7 ユニット7

深度：35.10 m～27.40 m

層相：下部（深度35.10 m～30.38 m）と上部（深度30.38 m～27.40 m）に分けられる（第4図、第5図C）。下部は、中粒～粗粒砂層を主体とする。下部の砂層は一部で上方細粒化し、最大径5 mmの亜角～亜円礫や泥の偽礫を含む。上部は、植物片を含む有機質泥層と泥



第5図C GS-HKN-1 コアの写真 (深度 20 m ~ 40 m).
Fig. 5C Core photographs of GS-HKN-1 core (Depth 20 m-40 m).

層を主体とし，下位の有機質泥層は中粒砂の薄層を挟み，泥層から砂質泥層に漸移的に変化し，その上位は泥層に漸移する。

珪藻化石：上部の深度 28.92 m ~ 28.87 m の泥層からはほとんど珪藻は産出しなかったが，附着性淡水生種の *Cymbella* sp. や *Epithemia* sp. の欠片が観察された。

花粉化石：上部の泥層 (28.92 m ~ 28.87 m) では，ハンノキ属 (*Alnus*) が 46.4 %，スギ属 (*Cryptomeria*) が 17.0 %，ブナ属 (*Fagus*) が 11.9 % と多産する。

層相の解釈：下部の砂層は，一部で上方細粒化し，亜角～亜円礫や泥の偽礫を含むことから，チャンネル堆積物と考えられる。上部の有機質泥層と泥層，砂質泥層は，植物片を含み，淡水生種の珪藻化石が産出することから，後背湿地堆積物と考えられる。

3.8 ユニット 8

深度：27.40 m ~ 23.05 m

層相：下部 (深度 27.40 m ~ 27.02 m) と上部 (深度 27.02 m ~ 23.05 m) に分けられる (第 4 図，第 5 図 C)。下部は，中粒～極粗粒砂層からなる。基底部の粗粒砂～極粗粒砂層は最大径 5 mm の亜角～亜円礫を含む。

上部は，泥層と有機質泥層を主体とする。上部の深度 26.96 m ~ 26.70 m は泥層と細粒砂層の砂泥互層で，深度 25.95 m ~ 25.02 m は植物片を含む砂質泥層であり，上位の植物片が濃集する有機質泥層及び泥層に漸移する。

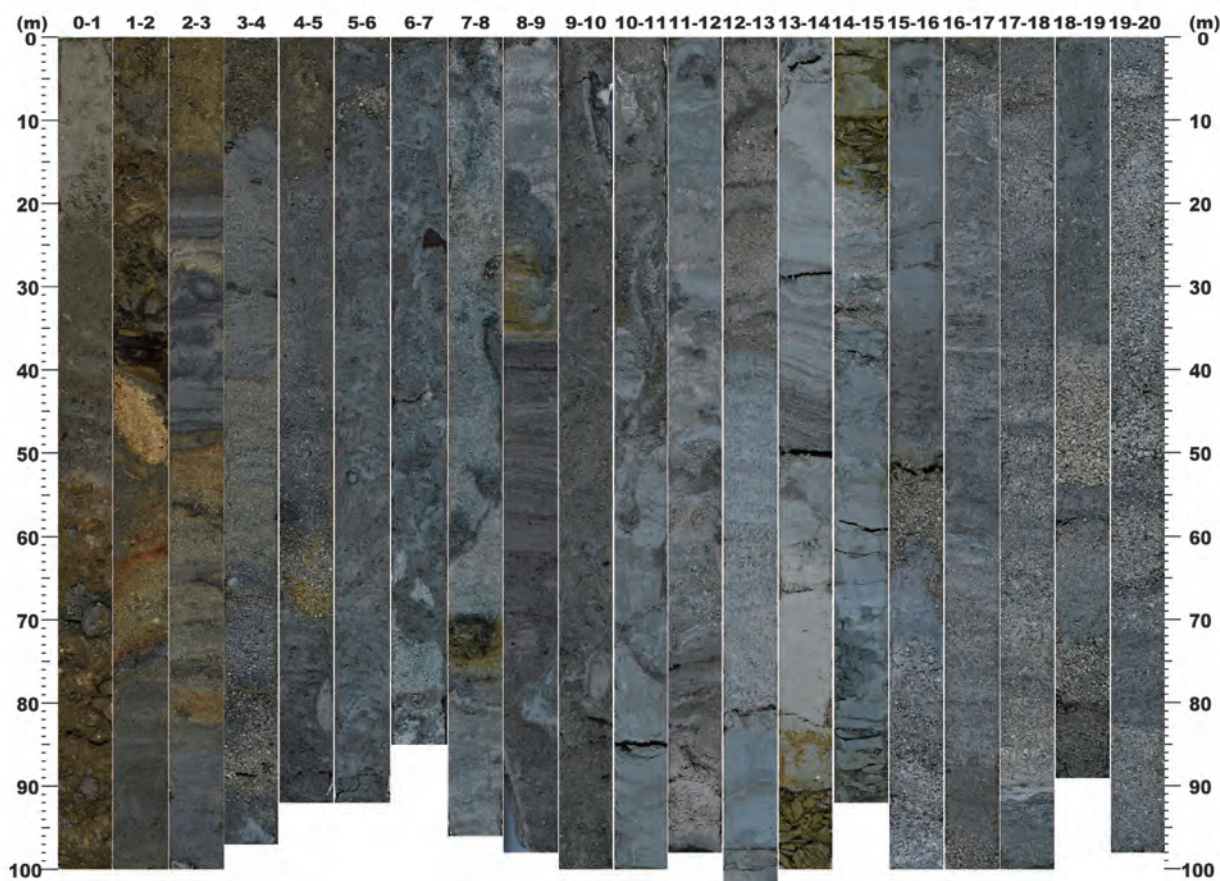
珪藻化石：珪藻化石は産出しなかった。

花粉化石：上部の有機質泥層 (深度 26.16 m ~ 26.11 m) では，ハンノキ属 (*Alnus*) が 63.4 %，マツ属 (*Pinus*) が 12.3 %，ブナ属 (*Fagus*) が 11.9 % と多産する。上部の泥層 (深度 23.22 m ~ 23.17 m) では，スギ属 (*Cryptomeria*) が 25.4 %，ハンノキ属が 24.1 %，マツ属が 17.7 %，ブナ属が 10.8 % と多産する。

層相の解釈：下部の中粒～極粗粒砂層は，亜角～亜円礫の礫を含むことから，河川成のチャンネル堆積物と考えられる。上部は，泥層と有機質泥層が卓越することや，植物片を多く含むことら，平常時は波浪や水流の影響の小さい低エネルギー環境の堆積物と考えられるが，詳細な堆積環境は不明である。

3.9 ユニット 9

深度：23.05 m ~ 20.63 m



第 5 図 D GS-HKN-1 コアの写真 (深度 0 m ~ 20 m).

Fig. 5D Core photographs of GS-HKN-1 core (Depth 0 m-20 m).

層相：下部（深度 23.05 m ~ 21.96 m）と上部（深度 21.96 m ~ 20.63 m）に分けられる（第 4 図, 第 5 図 C）。下部は、細粒砂～粗粒砂層を主体とする。基底部の粗粒砂層は最大径 5 mm の亜角～亜円礫を含み、上方細粒化する。その粗粒砂層より上位の細粒砂～粗粒砂層も上方細粒化する。上部は、泥層を主体とし、細粒砂層の薄層を挟み、植物片を含む。

珪藻化石：深度 21.20 m ~ 21.15 m, 20.87 m ~ 20.82 m の泥層を分析したが、珪藻化石は産出しなかった。

花粉化石：上部の泥層（深度 20.87 m ~ 20.82 m）では、ハンノキ属 (*Alnus*) が 30.7%, ブナ属 (*Fagus*) が 29.8%, マツ属 (*Pinus*) が 11.5% と多産する。

層相の解釈：下部の砂層は、亜角～亜円礫を含み、上方細粒化することから、河川成のチャンネル堆積物と考えられる。上部は、泥層が卓越し、植物片を含むことから、平常時は波浪や水流の影響の小さい低エネルギー環境の堆積物と考えられるが、詳細な堆積環境は不明である。

3.10 ユニット 10

深度：20.63 m ~ 12.82 m

層相：下部（深度 20.63 m ~ 15.47 m）と上部（深度 15.47 m ~ 12.82 m）に分けられる（第 4 図, 第 5 図 C ~ D）。下部は、最大径 0.5 cm ~ 1 cm の亜角～亜円礫からなる礫層と中粒砂～極粗粒砂層を主体とする。砂層～砂礫層は、しばしば上方細粒化もしくは上方粗粒化する。上部は、泥層を主体とし、細粒砂～中粒砂層の薄層を挟む。特に、深度 13.42 m ~ 13.50 m の細粒砂層は、基底部に明瞭な侵食面が観察され、斜交葉理が発達する。

珪藻化石：深度 15.45 m ~ 15.40 m, 15.39 m ~ 15.36 m の有機質泥層, 深度 15.20 m ~ 15.15 m, 15.14 m ~ 15.12 m, 14.77 m ~ 14.72 m, 13.80 m ~ 13.75 m, 12.90 m ~ 12.80 m の泥層を分析したが、全ての試料から珪藻化石は産出しなかった。

花粉化石：上部の泥層（深度 15.45 m ~ 15.40 m）では、ニレーケヤキ属 (*Ulmus-Zelkova*) が 39.7%, ハンノキ属 (*Alnus*) が 26.3% と多産する。深度 14.77 m ~ 14.72 m の泥層では花粉化石が全く産出しなかった。深度 13.80 m ~ 13.75 m の泥層では、花粉化石はほとんど産出しなかった。

層相の解釈：下部の砂～砂礫層は、礫は亜角～亜円礫を主体とすること、砂層はしばしば上方細粒化や上方

粗粒化することから，チャネルや自然堤防の堆積物と考えられる．上部の泥層は，泥層が卓越することから，平常時は波浪や水流の影響の小さい低エネルギー環境の堆積物と考えられるが，詳細な堆積環境は不明である．上部の泥層中に挟まれる深度 13.42 m ～ 13.50 m の細粒砂層は，基底部に明瞭な侵食面が見られ，斜交葉理が発達することから，洪水やストーム，津波などの発生に伴うイベント層と解釈される．

3.11 ユニット 11

深度：12.82 m ～ 8.37 m

層相：下部（深度 12.82 m ～ 11.75 m）と上部（深度 11.75 m ～ 8.37 m）に分けられる（第 4 図，第 5 図 D）．下部は，中粒砂～粗粒砂層を主体とし，深度 11.85 m ～ 11.75 m に植物片を含む有機質泥層を挟む，基底部の中粒砂～粗粒砂層は平行葉理が発達し，泥の偽礫を含む．上部は，下位から，泥層，粗粒砂～極粗粒砂層，砂質泥層，泥層と細粒砂層の薄層の砂泥互層と漸移的に変化する．深度 11.35 m ～ 10.50 m の泥層は，生物擾乱が全体的に発達し，巣穴化石と植物片を含む．深度 10.50 m ～ 9.20 m の粗粒砂～極粗粒砂層と深度 9.20 m ～ 8.62 m の砂質泥層は，生物擾乱が全体的に発達し，巣穴化石と植物片を含み，硫化物が析出する．深度 8.62 m ～ 8.37 m の砂泥互層は硫化物が析出する．

珪藻化石：深度 11.20 m ～ 11.10 m，10.70 m ～ 10.60 m の泥層，及び深度 8.90 m ～ 8.80 m の砂質泥層を分析したが，全ての試料から珪藻化石は産出しなかった．

花粉化石：上部の泥層（深度 8.60 m ～ 8.50 m）では，ブナ属（*Fagus*）が 67.0%，マツ属（*Pinus*）が 17.4% と多産する．深度 10.90 m ～ 10.80 m の泥層では花粉化石がほとんど産出しなかった．

放射性炭素年代：深度 12.07 m，深度 11.75 m ～ 76 m，深度 9.56 m ～ 9.59 m で採取した木片の放射性炭素年代（Conventional Radiocarbon Age）は，それぞれ >53,880 BP，>53,950 BP，>53,810 BP で，試料中の ^{14}C 濃度はほぼバックグラウンドと同じレベルの測定値である．深度 8.37 m ～ 8.40 m で採取した植物片の採取した放射性炭素年代は， $47,740 \pm 580$ BP で，較正年代が較正プログラム（OxCal v4.3.2）の暦年較正曲線で較正可能な範囲を超える古い年代値であった．以上のことから，これらの層準は沖積層ではなく，更新統と推定される．

層相の解釈：下部の中粒～粗粒砂層は，基底部で平行葉理が発達し，泥の偽礫を含むことから河川成のチャネル堆積物と考えられる．下部の泥層は，全体的に有機質で植物片を含むことから，後背湿地堆積物と考えられる．上部の泥層や砂層，砂質泥層は，海成層の特徴の一つである硫化物の析出が全体的に観察され，巣穴化石を含むことから，海水～汽水域の堆積物の可能

性が高い．上部の最上部の細粒砂層と泥層の砂泥互層は，硫化物の析出から海成層と考えられ，潮間帯の堆積物の可能性がある．

3.12 ユニット 12

深度：8.37 m ～ 1.50 m

層相：下部（深度 8.37 m ～ 6.70 m）と中部（深度 6.70 m ～ 4.70 m），上部（深度 4.70 m ～ 1.50 m）に分けられる（第 4 図，第 5 図 D）．下部は，全体的に生物擾乱が発達し，巣穴化石を含み，硫化物が析出する中粒～粗粒砂層である．中部は，全体的に生物擾乱が発達し，巣穴化石や貝殻片，植物片を含み，硫化物が析出する砂質泥層である．上部は，細粒層～礫層を主体とし，植物片や泥の偽礫を含み，泥層の薄層を挟む．上部の砂～砂礫層は，深度 4.70 m ～ 4.00 m と深度 3.90 m ～ 3.11 m で，最大径 0.5 cm の礫層から細粒砂層に上方細粒化する．

珪藻化石：下部の深度 7.60 m ～ 7.50 m の粗粒砂層と深度 6.50 m ～ 4.00 m の砂質泥層から海水生種が，深度 5.60 m ～ 5.50 m の砂質泥層からは，産出は極めて悪いが，*Paralia sulcata*，*Tryblionella granulata* などの海水～汽水生種が確認された．

花粉化石：花粉化石は分析していない．

放射性炭素年代：深度 6.50 m ～ 6.55 m で採取した貝殻片の暦年較正年代（Calibrated Age）は 7,792 ～ 7,635 cal BP (2σ) であった．深度 3.34 m ～ 3.35 m で採取した木片の暦年較正年代は 690 ～ 660 cal BP (2σ) であった．

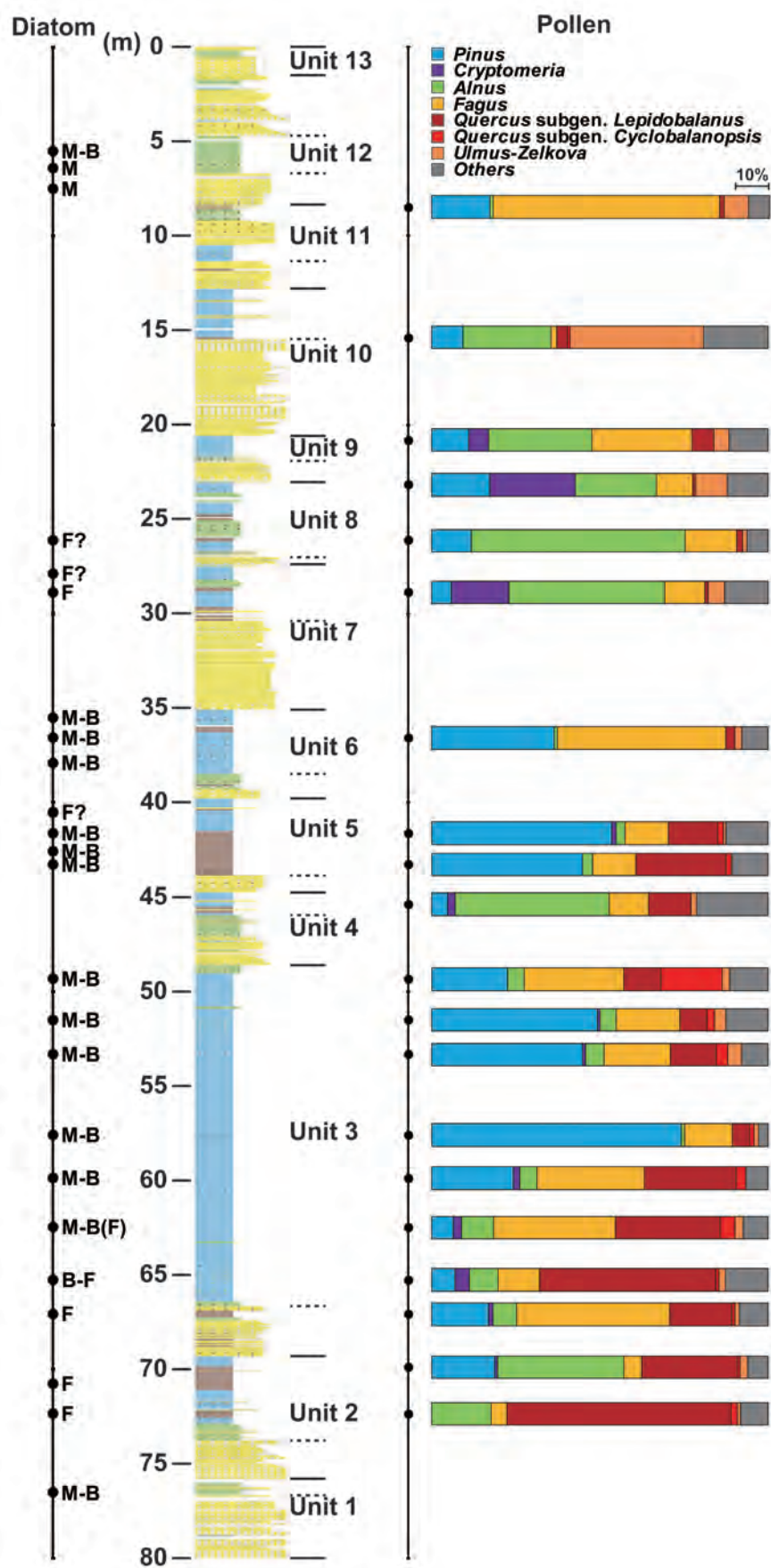
層相の解釈：下部の中粒～粗粒砂層は，全体的に生物擾乱が発達し，海水生の珪藻化石と巣穴化石を含み，硫化物が析出することから海成層と考えられる．中部の砂質泥層は，全体的に生物擾乱が発達し，海水～汽水種の珪藻化石と巣穴化石，貝殻片を含み，硫化物が析出することから海成層と考えられる．上部の細粒砂層～砂礫層は植物片や泥の偽礫を含み，上方細粒化も観察されることから，河川成のチャネル堆積物や自然堤防堆積物と考えられる．放射性炭素年代値を参考にすると，中部の砂質泥層は，縄文海進にともなう海成層，上部はその後の海退に伴う河成層と考えられる．

3.13 ユニット 13

深度：1.50 m ～ 0 m

層相：深度 1.50 m ～ 0.53 m は礫径 0.2 cm ～ 5 cm の角礫を含む淘汰が悪い細粒砂層，深度 0.53 m ～ 0.20 m は淘汰が悪い砂質泥層～泥質砂層，最上部の深度 0.20 m ～ 0 m は空隙率が高く，淘汰の悪い細粒砂層からなる（第 4 図，第 5 図 D）．

層相の解釈：掘削地点は，江戸時代以前は内湾の一部であり，江戸時代以降に土地改良が行われた．土地改



第 6 図 GS-HKN-1 コアにおける花粉化石と珪藻化石の産出変化。

Fig. 6 Occurrences of the pollen and diatom fossils in GS-HKN-1 core.
M: marine species,
B: brackish species,
F: freshwater species.

良後は、水田として利用され、その後埋め立てられ、現在畑地として利用されている。これらの土地改良と土地利用の歴史も考慮すると、下部の細粒砂層は、含まれる礫径の幅が大きく、角礫を主体とし、淘汰が悪いことから埋土と考えられる。上部の砂質泥層～泥質砂層と細粒砂層は淘汰が悪いことや、現在の土地利用を考慮すると、耕作土と考えられる。

4. 微化石群集の垂直変化

4.1 花粉化石群集

花粉化石群集の全体的な特徴(第6図)をみると、ブナ属(*Fagus*)やマツ属(*Pinus*)の産出割合が下位から上位にわたって高いことがわかる。ほかの属での垂直変化をみると、下位のユニット2～5においてコナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*)とコナラ属アカガシ亜属(*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*)、それより上位ではハンノキ属(*Alnus*)の産出が特徴的である。楡井・本郷(2018)によれば、コナラ亜属の多産とメタセコイア属(*Metasequoia*)が産しないという特徴は、近畿～関東の中部日本では、MIS17～21の特徴とされ、*Fagus-Quercus* 超帯として設定されている。一方で、楡井・本郷(2018)ではアカガシ亜属の多産層準をMIS11の特徴としている。ユニット3には比較的アカガシ亜属が含まれ、ユニット最上部ではアカガシ亜属が18.3%と多産する。このユニットがMIS11に相当するかどうかは明確ではないが、ユニット3とその上下ユニットにおけるコナラ亜属の多産状況を考慮すると、コナラ亜属が多産するユニット2～5はMIS17～21に含まれる可能性が高い。

4.2 珪藻化石群集

ユニット1, 3, 5, 6, 11の各上部の泥質堆積物からは海水～汽水種の珪藻化石が産出した(第6図)。ユニット2とユニット7の上部の泥層からは淡水種の珪藻化石が産出した。ユニット12の下部の砂層と中部の砂質泥層からは海水～汽水種の珪藻化石が産出した。浅海の化石珪藻の*Lancineis rectilatus*(Naya, 2010)はユニット1, 3, 5の各上部の泥質堆積物から産出し、それより上部では産出しなかった。化石珪藻*Lancineis rectilatus*は絶滅種で、関東平野における産出は1.45～0.7 Ma(MIS17)の浅海成層に限定されることから、層序指標として有効である(Naya, in press)。この珪藻は濃尾平野地下の海部1累層からも産出が報告されているほか(Mori, 1986)、西三河平野の地下(森, 1984)、豊橋市地下の渥美層群(森, 1995)からも報告されており、伊勢湾や三河湾周辺の更新統にも広く分布していると考えられる。しかし、海部1累層はMIS11に対比され

ることから(Sugai et al., 2016)、関東平野と濃尾平野では本種の産出年代に違いがあり、関東平野における産出範囲をそのまま濃尾平野には適用できないことが指摘されている(Naya, in press)。現時点では、濃尾平野や西三河平野における本種の産出範囲や年代はよく分かっていないが、絶滅種であること、伊勢湾や三河湾周辺の更新統にも広く分布すること、コアの下部からのみ産出することから、この地域でも本種の産出が層序指標となる可能性がある。

5. まとめ

西三河平野油ヶ淵低地において掘削したオールコアボーリング(GS-HKN-1)は、その層相に基づき、下位から13のユニットに区分された(第4図)。最上部のユニット13は人工の埋土、その下位のユニット12は放射性炭素年代値から沖積層と考えられる。それより下位のユニット1～11は更新統であり、それぞれ上方細粒化の層相変化がみられた。このうちユニット1, 3, 5, 6, 11は、海進・海退に伴う堆積サイクルによって形成されたと考えられる。現在のところ、沖積層以外の各ユニットの堆積年代については、年代を示唆する堆積物が認められないため議論が難しいが、花粉化石群集からユニット2～5の上部の泥層はMIS17～21に対比される可能性がある。今後、古地磁気測定や火山灰分析などから、GS-HKN-1コアの各ユニットと海洋酸素同位体ステージの対比を進め、既存のボーリングコアとの地層対比によって、各ユニットの側方への連続性を検討する予定である。

謝辞：ボーリング調査に際して、土地所有者や耕作者、鷲塚町内会、碧南市経済環境部農業水産課に多大な便宜を図って頂いた。ボーリング作業は、中央開発株式会社によって実施された。コア処理作業と珪藻化石のプレパラート作成では地質情報研究部門の國本節子氏にご協力頂いた。地形分類図の作成にあたっては、地質情報研究部門の大井信三氏から作成方法をご教示頂いたアナグリフ画像を用いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- 愛知県(2003)平成14年度地震関係基礎調査交付金三河地域堆積平野地下構造調査報告書, 38p.
安城市歴史博物館(2014)安城市歴史博物館特別展「龍燈の湖」—油ヶ淵の過去・現在・そして未来へ—, 73p.
今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高(2018)活

- 断層詳細デジタルマップ 新編. 東京大学出版会, 154p.
- 近藤善教・木村一郎 (1987) 師崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東海大学出版会, 336p.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (1962) 矢作川下流域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505-524.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 豊橋及び伊良湖岬 (20 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.
- 牧野内猛 (2005) 第 1 章 地形と地質. 新編安城市史 11 資料編 自然, 2-92.
- 牧野内猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79-94.
- 牧野内猛・壇原 徹・山下 透・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司 (2003) 安城市の碧海台地 (海成中位段丘) 上に発達する赤色土壌のテフラ分析. 名城大学総合研究所総合学術研究論文集, **2**, 71-77.
- 水野清秀・小松原琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫 (2009) 名古屋 (20 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.
- 森 忍 (1984) 愛知県碧南市地下における更新統のケイソウ群集. 瑞浪化石博物館研究報告, **11**, 93-99.
- Mori, S. (1986) Diatom assemblages and Late Quaternary environmental changes in the Nobi Plain, central Japan. *The Journal of Earth Sciences Nagoya University*, **34**, 109-138.
- 森 忍 (1995) 豊橋市牟呂町地下の更新統渥美層群と珪藻化石. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, **11**, 1-6.
- 森山昭雄 (1994) 西三河平野, 碧海層の堆積構造と海水準変動. 地理学評論, **67A**, 723-744.
- 森山昭雄・橋爪 厚・石原 秀 (1997) 化石ケイソウ群集による碧海層の堆積環境の変遷と油ヶ渚断層による変位. 愛知教育大学研究報告 (自然科学編), **46**, 61-69.
- Naya, T. (2010) *Lancineis rectilatus* sp. nov., a new fossil species from Pleistocene sediments in Japan. *Diatom Research*, **25**, 111-124.
- Naya, T. (in press) Stratigraphic distribution and biostratigraphic utility of the fossil diatom *Lancineis rectilatus* in the central Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.002>.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序. 第四紀研究, **57**, 143-155.
- Ramsey, C. B. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Halldison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- Sugai, K., Sato, T., Mizuno, K., Sugiyama, Y. (2016) Magnitudes of sea-level falls at lowstands of the past 900,000 years inferred from gravels underlying the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 422-435.
- 吉田史郎・尾崎正紀 (1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 98p.

西三河平野南西部堆積物を用いた CNS 元素分析 (速報) CNS elemental analyses using a sediment core obtained from the southwestern Nishimikawa Plain, central Japan

太田雄貴^{1*}・阿部朋弥¹
Yuki Ota^{1*} and Tomoya Abe¹

Abstract: Using a sediment core GS-HKN-1 collected from Aburagafuchi Lowland, southwestern part of the Nishimikawa Plain, we performed geochemical dataset of total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), and total sulfur (TS) contents, C/N and C/S ratios. Based on the dataset, the observed long-term changes were divided into seven stages. TOC values were positively correlated with TN contents ($r = 0.79$) and C/N ratios ($r = 0.85$), but less correlation between TOC and TS contents was observed in a sediment core GS-HKN-1. Higher C/N and C/S ratios and TS contents were found in the Layer 3 and 6 sediments. High amplitudes of C/N (5–50) and C/S ratios (0–60) indicate the dataset of CNS element compositions of a sediment core GS-HKN-1 may provide a geological constraint on the relative sea-level changes in the Nishimikawa plain.

Keywords: Nishimikawa Plain, CNS elemental analysis, sea-level change

要 旨

西三河平野南西部に位置する愛知県碧南市の油ヶ淵低地において実施された、掘進長 80 m のオールコア試料 (GS-HKN-1) を用いて、全有機炭素 (TOC)、全窒素 (TN)、全硫黄 (TS) の含有量 (wt%) を測定した。これらの結果及び C/N、C/S 比に基づいて、堆積物コア GS-HKN-1 は主に 7 つの堆積層に分けられた。ボーリングコア GS-HKN-1 の TOC 含有量は TN 含有量 ($r = 0.79$) 及び C/N 比と強く相関していた ($r = 0.85$)。一方で、TOC 含有量と TS 含有量の間に明確な相関関係は見られなかった。また、C/N 比は 5 から 50 の間で変動しており、C/S 比も 0 から 60 の間で大きく変動していた。これらのことから、GS-HKN-1 コアの CNS 元素組成の変動は、主に淡水-海水間の堆積環境変動を反映している可能性がある。

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、平成 20 年度から、重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」を進めており、そのうちのサブテーマである「平野域の地質調査」の一環として、平成 29 年度から伊勢湾・三河湾沿岸域を対象としたボーリング試料の収集・解析や地質調査を実施している。本報告書では、三河湾沿岸域にあたる西三河平野南西部の堆積物コアを用い

た有機炭素、窒素、硫黄含有量の測定について、その概要を記載する。

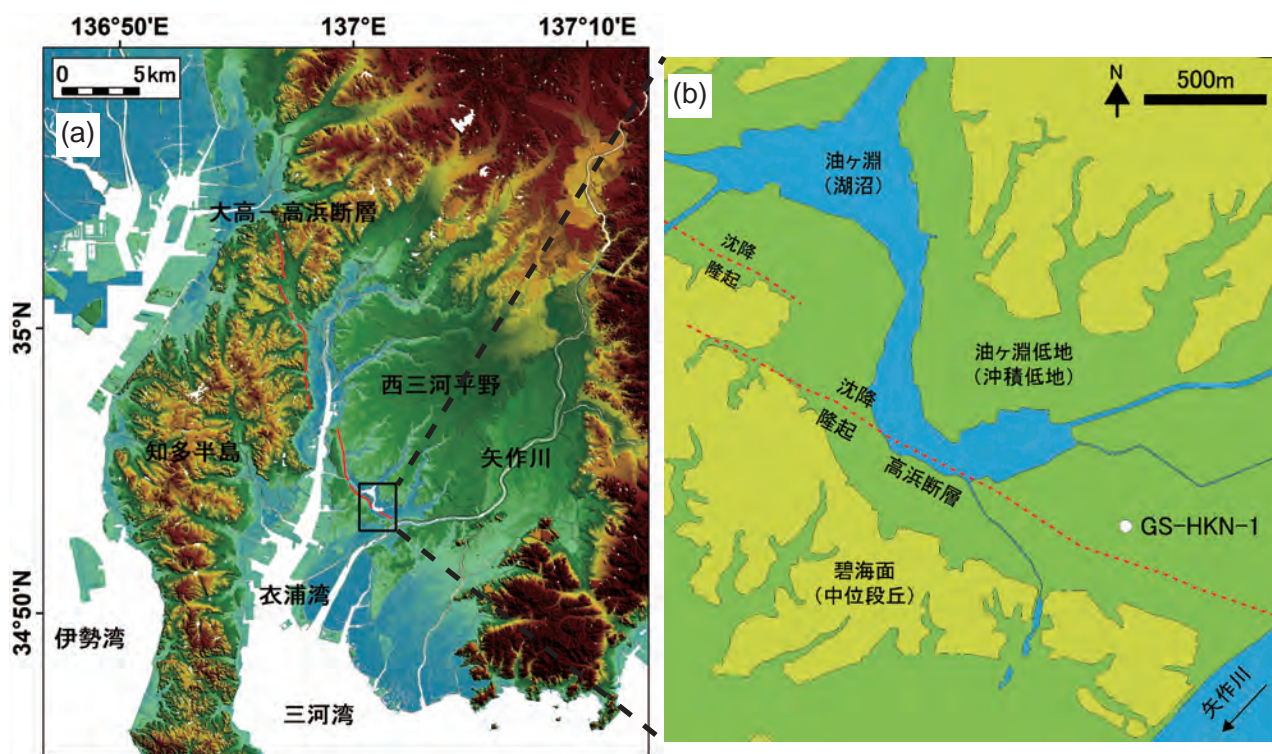
2. 対象地域の地形・地質概要

西三河平野は、東縁が矢作川水系、西縁が境川水系、南側が三河湾に面した、幅約 20 km、長さ約 40 km の北北東-南南西方向に伸びる平野である (第 1 図 a)。地形面は、大局的には北東から南西に向かって徐々に低くなる。これまで、西三河平野の地形判読や構成層の露頭調査、ボーリング資料の解析、堆積物の分析などから、平野内の地形面は 6 面に区分された (町田ほか, 1962; 森山, 1994)。地形面は、鮮新統東海層群の堆積面である藤岡面、更新統の三好層、挙母層、碧海層、越戸層の堆積面である三好面 (最高位段丘)、挙母面 (高位段丘)、碧海面 (中位段丘)、越戸面 (低位段丘) の 4 段の段丘面、及び更新世末期から完新世に形成された沖積面 (沖積低地) に区分された (町田ほか, 1962)。これらのうち、碧海面 (中位段丘) は、平野の南西部に広く分布し、緩やかに南西方向に傾き、平坦面がよく保存されている (町田, 1962; 森山, 1994)。沖積面 (沖積低地) は、段丘面の開析谷沿いに分布している。現在の矢作川の流路は、近世初頭の河道改修により矢作古川の位置を流れていたものを人工的に付け替えたものである。

森山 (1994) は、西三河平野にはデルタ性の堆積物

*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 西三河平野の段彩標高図 (a) 及び GS-HKN-1 コアの掘削位置 (b). 阿部ほか (2019) の図に加筆して作成. 高浜断層の位置は, 今泉ほか編 (2018) に基づく.

Fig. 1 Elevation map of the Nishimikawa Plain (a) and drilling site of GS-HKN-1 core (b). These figures were made by editing the figure in Abe *et al.* (2019). Location of Takahama Fault was referred to Imaizumi *et al.* (2018).

が厚く堆積しているため、海進期や海退期の堆積物の情報から、海水準変動やそれに関連した古環境変動を考察することができると指摘している。

3. 試料と方法

ボーリングコア (GS-HKN-1) は、愛知県碧南市縄手町^{なわて}の畑地 (緯度: 34°53'27.4", 経度: 137°1'27.8", 標高: 1.38 m) で、2018年2月14日～3月19日にかけて深度 80 m まで掘削された (第1図 b)。掘削地点は、油ヶ淵低地の南東部に位置しており、西-南側には標高 7 m ~ 10 m の中位段丘面 (碧海面) が分布し、東側には矢作川が北東から南西方向に流れている。

ボーリングコアは、ロータリー式ボーリング工法と打ち込みサンプラーで掘削され、コアの採取と収納はスリーブ内蔵二重管サンプラー (ダブルコアチューブ) と一重管サンプラーを用いた。採取コア径は 65 mm である。採取したコア試料は、実験室でワイヤーまたはコアカッターを用いて半割し、半割面の詳細な層相記載と写真撮影を行った。コア記載の詳細は阿部ほか (2019) に記す。

GS-HKN-1 コアから砂質堆積物を除いてサンプリングした計 43 試料について、全有機炭素 (TOC)、全窒

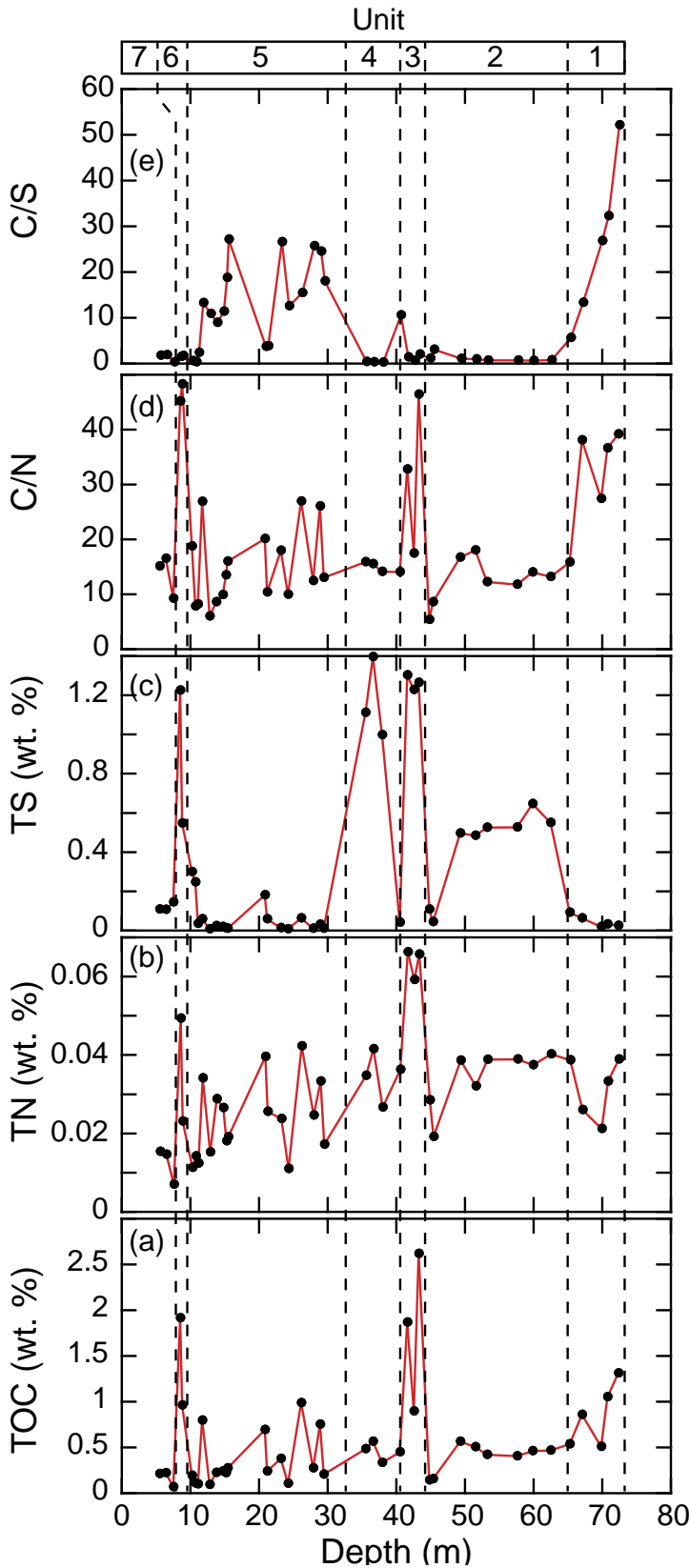
素 (TN)、全硫黄 (TS) の含有量 (wt%) を測定した。分取した試料は凍結乾燥機で 48 時間以上乾燥させた後、メノウ乳鉢で十分粉碎し均質化した。その後、Ag 製コンテナに粉末試料を約 20 mg 秤量し、1 mol/L 塩酸を数滴加え、65°C で乾燥させた。塩酸処理は試料の発泡が止まるまで繰り返した。その後、Sn 製コンテナに包んだ。TOC、TN、TS 含有量の測定には、地質調査総合センター所有の Thermo Scientific 社製 CHNS 元素分析装置 Flash 2000 を使用した。5 回の繰り返し測定に基づいて算出された標準偏差 (1σ) を測定誤差とした。TOC、TN、TS の測定誤差は 1% 未満であった。

4. 分析結果

GS-HKN-1 コアを C/N、TS 含有量及び C/N、C/S 比に基づいて、下位から、ユニット 1 ~ 7 に区分した (第2図)。結果の詳細は第1表にまとめた。以下に、各ユニットの分析結果を示す。

4.1 ユニット 1 (深度: 65.2 m ~ 72.4 m)

TOC 含有量は 0.5 ~ 1.3 wt.% (ave. = 0.8 wt.%, σ = 0.4 wt.%) を示した。TN 含有量は 0.02 ~ 0.04 wt.% (ave. = 0.03 wt.%, σ = 0.008 wt.%) を示した。TS 含有量は 0.02 ~ 0.09



第2図 堆積物コア GS-HKN-1 の有機元素 (TOC (a), TN (b), TS (c)) 含有量及び C/N 比 (d), C/S 比 (e) の深度プロファイル。

Fig. 2 Depth series profiles of organic elements (C/N, TS), C/N and C/S in core GS-HKN-1. (a) TOC, (b) TN, (c) TS, (d) C/N, (e) C/S. TOC: total organic carbon, TN: total nitrogen, TS: total sulfur, C/N: C/N ratio, C/S: C/S ratio.

wt.% (ave. = 0.04 wt.%, σ = 0.03 wt.%) と低い値を示し、上方に増加する傾向を示した。C/N 比は 15.8 ~ 39.2 (ave. = 29.8, σ = 10.6) であり、C/S 比は 5.7 ~ 52.2 (ave. = 29.2, σ = 19.1) と高い値を示した。2つの比はそれぞれ上方に減少する傾向を示した。

4.2 ユニット 2 (深度 : 44.8 m ~ 62.5 m)

TOC 含有量は 0.1 ~ 0.6 wt.% (ave. = 0.3 wt.%, σ = 0.2 wt.%) と低い値を示した。TN, TS 含有量は 0.02 ~ 0.04 wt.% (ave. = 0.03 wt.%, σ = 0.01 wt.%) と 0.55 ~ 9.04 wt.% (ave. = 0.37 wt.%, σ = 0.23 wt.%) を示し、上方に減少する傾向を示した。C/N 比は低い値を示し、5.3 から 16.7 の間で変動した (ave. = 11.3, σ = 3.9)。C/S 比もまた低い値を示し、0.7 から 3.1 の間で変動した (ave. = 1.3, σ = 0.93)。

4.3 ユニット 3 (深度 : 41.6 m ~ 42.6 m)

TOC 含有量 (ave. = 1.8 wt.%, σ = 0.9 wt.%) と C/N 比 (ave. = 32.2, σ = 14.5) はそれぞれ高い値を示した。TN 含有量 (ave. = 0.06 wt.%, σ = 0.01 wt.%) と TS 含有量 (ave. = 1.26 wt.%, σ = 0.04 wt.%) もまた高い値を示した。C/S 比はユニット 2 とほぼ同じような値を示した (ave. = 1.4, σ = 0.7)。

4.4 ユニット 4 (深度 : 35.5 m ~ 40.6 m)

TOC と TN 含有量の比較的安定した変動が見られ、TOC 含有量は 0.3 ~ 0.5 wt.% (ave. = 0.4 wt.%, σ = 0.1 wt.%) を示し、TN 含有量は 0.02 ~ 0.04 wt.% (ave. = 0.03 wt.%, σ = 0.01 wt.%) を示した。一方で TS 含有量の変動幅は大きく、0.04 ~ 1.40 wt.% (ave. = 0.89 wt.%, σ = 0.59 wt.%) を示した。C/N 比 (ave. = 14.9, σ = 0.9) 及び C/S 比 (ave. = 2.9, σ = 5.1) はそれぞれ低い値を示した。

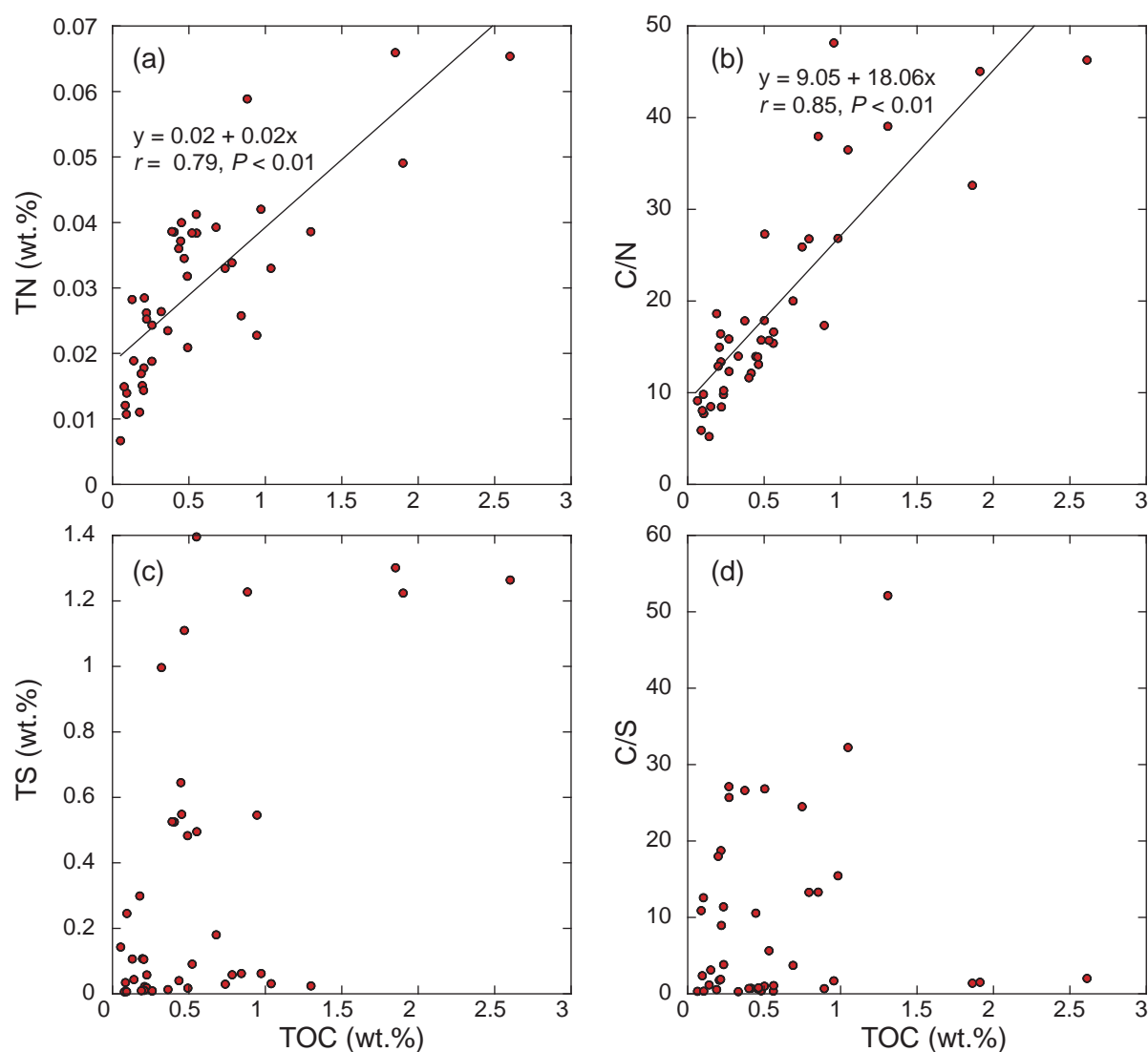
4.5 ユニット 5 (深度 : 10.2 m ~ 29.5 m)

比較的高い変動幅の TOC 含有量 (ave. = 0.3 wt.%, σ = 0.3 wt.%) と TN 含有量 (ave. = 0.03 wt.%, σ = 0.01 wt.%) を示した。また低い TS 含有量 (ave. = 0.04 wt.%, σ = 0.09 wt.%) が観測された。C/N 比 (ave. = 15.5, σ = 7.0) 及び C/S 比 (ave. = 15.8, σ = 9.2) はそれぞれ高い値を示し、また変動幅も大きかった。

第1表 西三河平野堆積物コア GS-HKN-1 の CNS 分析結果.

Table 1 CNS elemental analysis results for sediment core GS-HKN-1 collected from Nishimikawa Plain.

Core depth (m)	TN (wt.%)	TS (wt.%)	TOC (wt.%)	TOC/TN	TOC/TS
5.5	0.02	0.11	0.20	12.9	1.8
6.4	0.01	0.11	0.20	14.2	1.9
7.5	0.01	0.14	0.05	7.9	0.4
8.5	0.05	1.22	1.90	45.2	1.6
8.8	0.02	0.55	0.95	41.3	1.7
10.2	0.01	0.30	0.18	18.7	0.6
10.7	0.01	0.25	0.09	7.8	0.4
11.1	0.01	0.04	0.08	8.2	2.4
11.7	0.03	0.06	0.78	26.9	13.3
12.8	0.02	0.01	0.08	5.2	10.9
13.75	0.03	0.02	0.21	8.6	9.0
14.72	0.03	0.02	0.22	9.9	11.4
15.15	0.02	0.01	0.21	13.5	18.8
15.4	0.02	0.01	0.26	16.0	27.2
20.82	0.04	0.18	0.68	20.1	3.7
21.15	0.03	0.06	0.22	10.4	3.9
23.17	0.02	0.01	0.36	18.0	26.6
24.2	0.01	0.01	0.09	9.9	12.6
26.11	0.04	0.06	0.97	27.0	15.5
27.87	0.02	0.01	0.26	12.4	25.7
28.87	0.03	0.03	0.74	26.0	24.5
29.4	0.02	0.01	0.19	13.0	18.0
35.5	0.03	1.11	0.47	15.9	0.4
36.57	0.04	1.40	0.55	15.5	0.4
37.9	0.03	1.00	0.32	14.1	0.3
40.5	0.04	0.04	0.44	14.1	10.6
41.6	0.07	1.30	1.85	32.7	1.4
42.55	0.06	1.23	0.88	17.5	0.7
43.25	0.07	1.26	2.60	46.4	2.1
44.8	0.03	0.11	0.13	5.3	1.2
45.35	0.02	0.04	0.14	8.6	3.1
49.3	0.04	0.50	0.55	16.7	1.1
51.48	0.03	0.48	0.49	15.4	1.0
53.2	0.04	0.53	0.41	12.2	0.8
57.57	0.04	0.53	0.39	11.8	0.7
59.85	0.04	0.65	0.45	12.0	0.7
62.45	0.04	0.55	0.45	13.2	0.8
65.25	0.04	0.09	0.52	15.8	5.7
67.05	0.03	0.06	0.84	32.6	13.3
69.85	0.02	0.02	0.49	27.4	26.9
70.75	0.03	0.03	1.04	36.6	32.3
72.33	0.04	0.02	1.30	39.2	52.2



第3図 堆積物コア GS-HKN-1 の TOC 含有量と TN 含有量 (a), C/N 比 (b), TS 含有量 (c), 及び C/S 比 (d) の関係図。

Fig. 3 Cross plots of TOC and TN contents (a), TOC contents and C/N ratios (b), TOC and TS contents (c), and TOC contents and C/S ratios (b) of core GS-HKN-1. r = Pearson's correlation coefficient and P = p-value.

4.6 ユニット6 (深度: 8.5 m ~ 10.2 m)

TOC含有量とTN含有量はそれぞれ上方に向かって増加しており, TOC含有量は0.9~1.9 wt.% (ave. = 1.4 wt.%, σ = 0.7 wt.%) を示し, TN含有量は0.02~0.05 wt.% (ave. = 0.04 wt.%, σ = 0.01 wt.%) を示した. TS含有量もまた上方に向かって増加する傾向を示し, 0.54~1.22 wt.% (ave. = 0.89 wt.%, σ = 0.48 wt.%) を示した. C/N比は高い値 (ave. = 43.3, σ = 2.7) を示したが, C/S比は低い値 (ave. = 1.64, σ = 0.13) を示した.

4.7 ユニット7 (深度: 5.5 m ~ 8.5 m)

低い TOC, TN 含有量が見られ, TOC 含有量は 0.1 ~ 0.2 wt.% (ave. = 0.2 wt.%, σ = 0.08 wt.%) であり, TN 含有量は 0.01 ~ 0.02 wt.% (ave. = 0.01 wt.%, σ = 0.004 wt.%) であった. TS 含有量は 0.10 ~ 0.14 wt.% (ave. = 0.12

wt.%, σ = 0.02 wt.%) という低い値を示した. C/N 比は 7.9 ~ 14.2 (ave. = 11.7, σ = 3.3) を示した. C/S 比はかなり低い値 (ave. = 1.37, σ = 0.87) を示した.

5. 西三河平野における海水準変動の復元に対する CNS 元素組成の有用性

堆積物中の TOC 含有量は, 堆積場所における当時の生物生産や異地性の有機物の流入量によって変化する (Lamb *et al.*, 2006). 植物プランクトンや陸生高等植物由来の有機物は異なる炭素:窒素比を有するため, 堆積物の C/N 比は異なる有機物起源の相対的な寄与の評価に使用されてきた. 一般的に, 陸生高等植物由来の有機物は, リグニンやセルロースに由来する高い炭素含有量と低い窒素含有量という特徴から, 12 以上の C/

N比を示す (Lamb *et al.*, 2006). C3 維管束植物は 12 程度の値を示すが, C4 草本植物は 30 を超える高い値を示す. 一方で, 海洋藻類やバクテリアはタンパク質に由来する高い窒素含有量を有する. そのため, 藻類及びバクテリアの C/N 比は 10 以下の低い値を示す (Lamb *et al.*, 2006). これらの特徴的な C/N 比に基づいて, いくつかの先行研究では堆積物中の C/N 比を用いて海水準変動に伴う海洋植物プランクトンと陸生植物の相対的な寄与の変動を議論している (Mackie *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 2006; Zhan *et al.*, 2012).

間隙水中での硫酸還元は堆積物-水境界面で起こる酸化還元反応として知られている (Bernier and Raiswell, 1984). 硫酸還元は堆積物中の有機炭素の分解を引き起こし, 結果として溶存 H_2S を形成する (Bernier, 1984). 形成された H_2S は間隙水中の鉄と反応することで, 主にパイライト (FeS_2) などの鉄硫化物を形成する.

沿岸域など陸域からの鉄の供給が豊富な場所では, 堆積物中の FeS_2 の形成は有機炭素の供給量もしくは間隙水中の硫酸イオン濃度に制限される (Bernier, 1984). 結果として, TS 含有量及び C/S 比は堆積物中のパイライト形成の有無及びその原因となった堆積環境の推定のため, 沿岸域や淡水湖, 貧酸素な海盆などで幅広く使用されてきた (e.g., Bernier and Raiswell, 1984; Sampei *et al.*, 1997; Rosenbauer *et al.*, 2009; Ratnayake *et al.*, 2017). パイライトの形成を制限する環境要因から, いくつかの研究では C/S 比を堆積環境における大まかな塩分変動に使用されてきた (Rosenbauer *et al.*, 2009; Ratnayake *et al.*, 2017). 淡水環境では, 間隙水中の硫酸イオンが低いため, パイライトはほとんど形成されない. 結果として, 堆積物中では低い TS 含有量及び高い C/S 比を示す (Bernier, 1984). 海水環境では, 間隙水中に多量の硫酸イオンが供給されるため, パイライトの形成は堆積物中の有機炭素によって制限される. 硫酸還元時は有機炭素の分解が起こるため, 結果的に海水性の堆積物は高い TS 含有量及び低い C/S 比を有する (Bernier, 1984).

GS-HKN-1 コアの TOC 含有量は TN 含有量 ($r = 0.79$) 及び C/N 比と強く相関していた ($r = 0.85$) (第 3 図 a, b). このことから, TOC 含有量の変動は主に陸生高等植物由来の有機物供給量変動を反映していると思われる. C/N 比は 5 から 50 の間で変動していることから, 淡水供給量の急激な変動を有するような堆積環境変動を反映している可能性がある. また, TOC 含有量と TS 含有量及び C/S 比の間に明確な相関関係は見られなかった (第 3 図 c, d). また, C/S 比も 0 から 60 の間で大きく変動していることから, GS-HKN-1 コアの CNS 元素組成の変動は, 主に淡水-海水間の堆積環境変動を反映している可能性がある. 今後, 層相や微化石群集,

堆積年代などと比較することで, 西三河平野における海水準変動の復元に役立つと思われる.

6. まとめ

本調査では, 愛知県西三河平野南西部で掘削されたボーリングコア (GS-HKN-1) について CNS 元素分析を実施した. その結果, 西三河平野における過去の海水準変動の推定に関する, 堆積物中の CNS 元素組成のポテンシャルが示された. 今後, 本コアの堆積年代が明らかにされ, 堆積や微化石群集などに基づく堆積環境の推定結果と比較することで, 本地域における詳細な堆積環境の変遷を復元し, 詳細な海水準変動や地殻変動を復元できる可能性がある.

謝辞: ボーリング調査に際して, 土地所有者や耕作者, 鷺塚町内会, 碧南市経済環境部農業水産課に多大な便宜を図って頂いた. ボーリング作業は, 中央開発株式会社によって実施された. ボーリングコアの CNS 分析については, 地質情報研究部門の中島 礼博士, 鈴木淳博士, 吉永弓子氏, 國本節子氏をはじめ, 多くの方からのご協力をいただいた. 以上の方々に深く感謝申し上げます.

文 献

- 阿部朋弥・中島 礼 (2018) 西三河平野南西部における高浜断層沿いの地下地質 (予報). 平成 29 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. 76, 29-44.
- 阿部朋弥・中島 礼・納谷友規 (2019) 西三河平野南西部, 油ヶ淵低地におけるボーリング調査. 平成 30 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. 79, 71-86.
- Berner, R. A. (1984) Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim Cosmochim Acta*, **48**, 605-615.
- Berner, R. A., Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**, 365-368.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ 新編. 東京大学出版会, 154p.
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., Leng, M. J. (2006) A review of coastal palaeo- oclimate and relative sea-level reconstructions using $d^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**, 29-57.

- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (1962) 矢作川下流域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505-524.
- Mackie, E. A. V., Leng, M. J., Lloyd, J. M., *et al* (2005) Bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios as palaeosalinity indicators within a Scottish isolation basin. *J. Quat. Sci.*, **20**, 303-312.
- 牧野内猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79-94.
- 森山昭雄 (1994) 西三河平野, 碧海層の堆積構造と海水準変動. 地理学評論, **67A**, 723-744.
- Ratnayake, A.S., Sampei, Y., Ratnayake, N.P., Roser, B.P. (2017) Middle to late Holocene environmental changes in the depositional system of the tropical brackish Bolgoda Lake, coastal southwest Sri Lanka. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **465**, 122-137.
- Rosenbauer, R. J., Swarzenski, P.W., Kendall, C., Orem, W.H., Hostettler, F. D., Rollog, M. E. (2009) A carbon, nitrogen, and sulfur elemental and isotopic study in dated sediment cores from the Louisiana Shelf. *Geo. Mar. lett.*, **29**, 415-429.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T., Tokuoka, T. (1997) Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. *Geochem J.*, **31**, 245-262.
- Zhan, Q., Wang, Z., Xie, Y., Xie, J., He, Z. (2012) Assessing C/N and $\delta^{13}\text{C}$ as indicators of Holocene sea level and freshwater discharge changes in the subaqueous Yangtze delta, China. *Holocene*, **22**, 697-704.

三重県鈴鹿市南部における第四系ボーリング調査 (速報) Preliminary report of coring survey on Quaternary sediments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹・中島 礼¹
Yoshiki Sato^{1*}, Kiyohide Mizuno¹ and Rei Nakashima¹

Abstract: We conducted coring survey on Quaternary sediments including Holocene and late Pleistocene terraces at two sites, GS-SZK-1 and 2, in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, located in northern part of Ise Plain. Obtained core sediments were analyzed on sedimentary facies, diatom fossil assemblages, and tephra layers. Based on their depositional ages and environments, GS-SZK-1 and 2 cores are divided into 6 and 7 sedimentary units respectively. These sedimentary units are recognized at borehole data around coring sites. Diatom and pollen fossil assemblages suggest possibility that Unit 1-4 and 2-6 are marine sediments, tidal flat and beach deposits, during the MIS 5. These sedimentary units have approximately 11 m to 12 m vertical displacement. This suggest possibility that Suzuka-oki Fault distributes inland area of the study area. Average vertical slip rate is estimated to be 0.09 m/kyr-0.10 m/kyr.

Keywords: Suzuka-oki fault, Ise Plain, Quaternary, pollen fossil, diatom fossil

要 旨

鈴鹿沖断層の南西延長部に位置する鈴鹿市南部において、計 2 箇所 (GS-SZK-1, 2) でボーリング掘削調査を実施し、層相観察、珪藻化石分析、火山灰分析を行った。また、既存ボーリング資料とコア試料の分析結果に基づいて地層を対比した。その結果、GS-SZK-2 コアのユニット 2-6 は MIS5 期の海成層に対比される可能性が高いことが明らかになった。また、GS-SZK-1 コアのユニット 1-4 は、上位に AT が認められることから、MIS5 期の海成層に対比される可能性が示唆される。両堆積ユニットがいずれも MIS5 期の海成層であるとする、コア間で分布高度に約 11 m ~ 12 m の差異が生じる。このことは、鈴鹿沖断層が陸域に延長しており、海成層を変位させた可能性を示す。仮に両堆積ユニットが MIS5e 期海成層であると仮定すると、高度差から鉛直方向における平均変位速度はおおよそ 0.09 m/kyr ~ 0.10 m/kyr と見積もられる。

1. はじめに

本報告は「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトのうち、サブテーマ「平野域の地質調査」として実施した「三重県鈴鹿市南部における第四系ボーリング調査」についての予察的結果を示すものである。

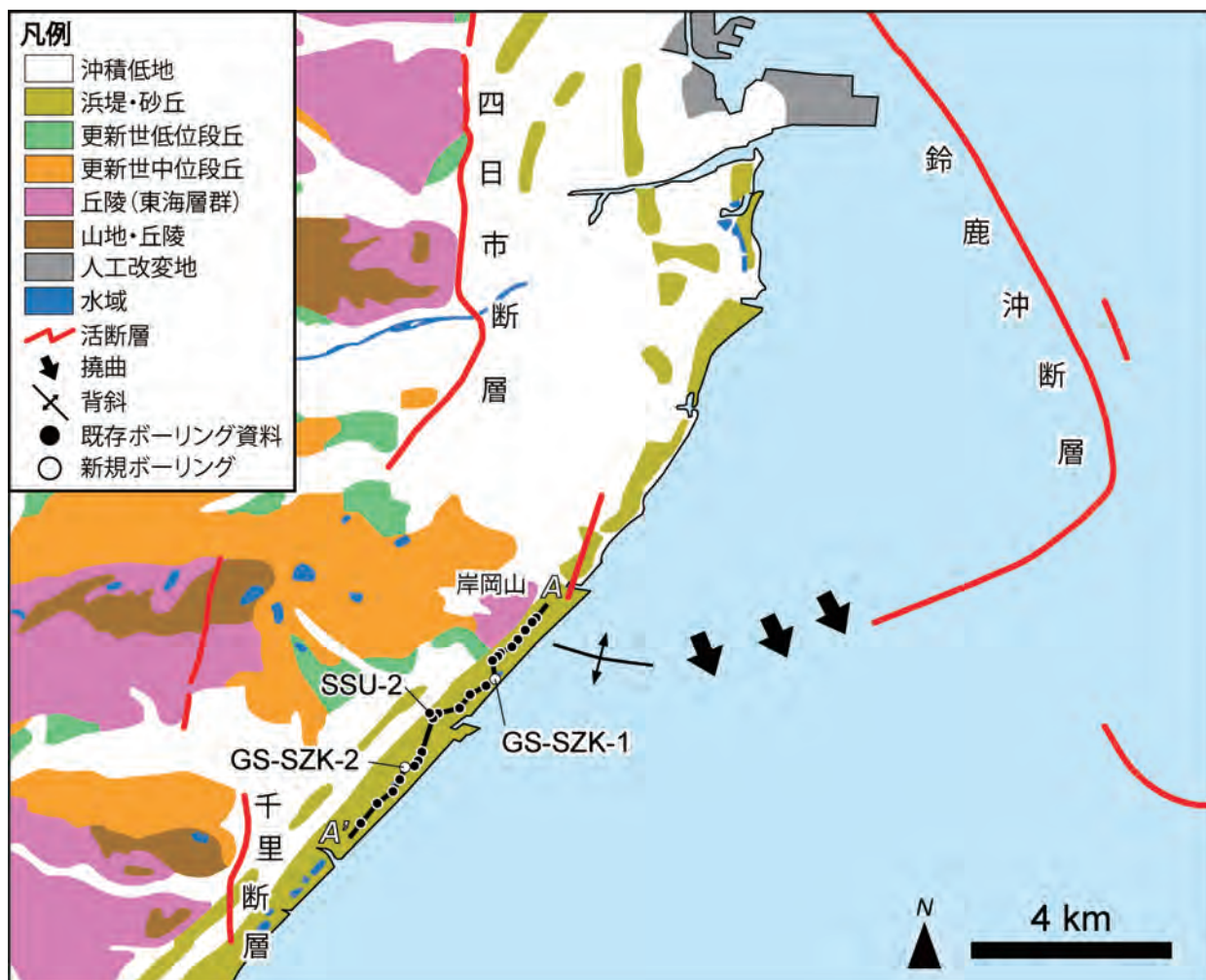
三重県鈴鹿市南部を含む伊勢平野北部周辺の活構造

については、これまで変動地形学や重力異常調査、海域の音波探査などから調査が実施されている (例えば、桑原ほか, 1972; 太田・寒川, 1984; 活断層研究会, 1991; 岩淵ほか, 2000; 池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002; 鈴木ほか, 2010; 岡村ほか, 2013; 今泉ほか, 2018 など)。この地域では、陸域に養老-四日市断層帯南端の四日市断層と布引山地東縁断層帯東部 (今泉ほか, 2018 の「松阪西方断層帯」に相当) 北端の千里断層とが分布しており、対象地域で両断層帯が近接する (第 1 図; 地震調査研究推進本部, 2005a, 2005b)。また、海域には鈴鹿沖断層及び白子-野間断層帯が分布する (第 1 図; 岩淵ほか, 2000; 地震調査研究推進本部, 2005c, 2005d; 岡村ほか, 2013)。

このうち鈴鹿沖断層については、桑原ほか (1972) や海上保安庁水路部 (1995)、岩淵ほか (2000)、岡村ほか (2013) が音波探査結果などに基づき断層トレースや活動度を示している。桑原 (1972) は、鈴鹿市沖に北東-南西方向で東落ちの逆断層として、鈴鹿沖断層を認定した。その後、海上保安庁水路部 (1995) や岩淵ほか (2000) は伊勢湾内で綿密な音波探査調査やボーリング調査を実施し、鈴鹿沖断層が伊勢湾内で屈曲し、北西-南東方向に伸びて四日市港断層に連続するように分布し、断層の延長が約 20 km に達する可能性を示した。また、音波探査結果から、西傾斜の高角逆断層である可能性が高いとした (岩淵ほか, 2000)。鈴鹿沖断層の隆起側 (北西側) は更新統が剝削を受け

*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 対象地域周辺の地質分布及びボーリング調査地点の位置。地質図は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2015)を簡略化して作成。鈴鹿沖断層南西延長の撓曲及び背斜構造は岡村ほか(2013)に基づく。

Fig. 1 Geological distribution around the study area and location of coring sites. Geological map is modified from GSJ, AIST (2015). Location of flexure and anticline southwest off the Suzuka-oki fault are based on Okamura *et al.* (2013).

ており、完新統についても層厚に差異がある可能性が示されている(岩淵ほか, 2000)。断層を挟んだ地層埋積深度差からは、鈴鹿沖断層の平均変位速度が $0.2 \text{ m/kyr} \sim 0.4 \text{ m/kyr}$ と見積もられている(岩淵ほか, 2000)。岡村ほか(2013)は伊勢湾の沿岸部で音波探査を実施し、鈴鹿沖断層の南西延長部で上部更新統が増傾斜することから断層がさらに西側に延長する可能性があることを示した。

このように鈴鹿沖断層の位置や活動度についてはこれまで主に海域で知見が蓄積されている。一方、断層南西延長部の陸域ではデータが不足しており、トレースの連続性について十分な検討がなされていない。対象地域は養老-四日市断層帯と布引山地東縁断層帯東部との接合部にもあたっており、陸域の断層トレースについては研究者により見解が異なっている。例えば、鈴木ほか(2010)や佐藤・水野(2018)は鈴鹿市白子周辺の低位段丘面縁部以北東-南西走向のトレース

を認定している。また、池田ほか(2002)や水野ほか(2009)は岸岡山北東に北北東-南南西走向の短いトレースを示している(第1図)。鈴鹿沖断層の南西延長部の連続性については、養老-四日市断層帯や布引山地東縁断層帯東部の分布や接合部の活構造、活動度を解明するためにも重要である。

このような対象地域における活構造に関する問題点を踏まえ、鈴鹿市南部を対象として、鈴鹿沖断層の南西延長部で新たに掘削したボーリングコア試料のコア解析を行うとともに、既存ボーリング資料との層序対比を行い、鈴鹿沖断層の連続性と活動度について検討した。

2. 方法

鈴鹿市南部の計2地点(GS-SZK-1, 2コア)において、オールコア・ボーリング掘削調査を実施した(第

第1表 火山灰試料と対比される主要な既知テフラ試料の屈折率，主成分化学組成及び微量元素組成．主成分化学組成は合計を100%とした．FeO*は総Fe値をFeOとして，またFe₂O₃*は総FeをFe₂O₃として計算した値を示す．既知テフラの分析値は吉川・井内(1991)，Kimura *et al.*(2015)及び水野（私信）に基づく．

Table 1 Refractive index, major and minor element compositional data of glass shards taken from core samples and correlative tephra samples. Values are expressed so that total is 100%. FeO* or Fe₂O₃* means total Fe as FeO or Fe₂O₃. Values of all known tephra are based on Yoshikawa and Inouchi(1991), Kimura *et al.*(2015) and Mizuno (private communication).

テフラ	試料の深度または採取地点	屈折率 ガラス(n)	分析手法	火山ガラスの化学組成																	文献
				主成分組成 (%)											微量元素組成(ppm)						
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	合計	Ba	La	Y	Sr	Sc	V	
AT	GS-SZK-1 3.73-3.75m	1.498-1.500	EDX+ LA-ICP-MS	78.36	0.14	12.15		1.23	0.07	0.12	1.14	3.36	3.45	100	508	26	23	73	8	2	本研究 吉川・井内(1991)・ Kimura <i>et al.</i> (2015)
	琵琶湖底 BT10	1.498-1.501	LA-ICP-MS	77.83	0.14	12.43		1.26	0.04	0.13	1.01	3.96	3.17	99.97	488	23	23	69	7	2	
南比都佐	GS-SZK-1 24.73-75m	1.500-1.502	EDX+ LA-ICP-MS	78.11	0.27	11.60		1.27	0.06	0.18	1.20	2.59	4.72	100	770	16	34	67	6	9	本研究 本研究 水野(私信) **田村ほか(1977)
	GS-SZK-2 2.68m	1.501-1.502	EDX+ LA-ICP-MS	78.31	0.24	11.51		1.24	0.08	0.16	1.17	2.62	4.67	100	732	15	32	65	7	8	
	甲賀市水口町 虫生野(BE.499**)	1.501-1.502	ICP-AES+ AAS	-	0.23	11.05	1.44		0.03	0.17	1.53	2.22	4.45	-	702	13	23	80	3	10	

1 図)．コアは中央開発株式会社によって，主にはロータリー式ボーリング工法で，部分的に打ち込みサンプラーを用いて掘削された．掘削長はGS-SZK-1が24.75 m (22～23 mは素掘り)，GS-SZK-2が34.12 m (29～33 mは素掘り)である．各掘削地点の位置座標及び孔口標高はGPS測量により求めた．得られたコア試料は産総研で半割し，粒度，色調，含有物などの岩相記載，コア写真撮影，軟X線写真撮影を行い，微化石分析，火山灰分析及び放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定用の試料サンプリングを行った．また，主に10 cm間隔で土色計 (KONICA MINOLTA 製 SPAD-503) による土色測定 (L*, a*, b*) を行った．

コアから採取した計19試料について，珪藻化石群集の概査を行った．試料から約1 mgを分取し蒸留水を加えて懸濁液を作成した．濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し，ホットプレート上で乾燥させた後，ブルーラックス (和光純薬製) を用いて封入し，検鏡用スライドガラスを作成した．光学顕微鏡下で1,000倍の倍率で検鏡し，珪藻化石の産出状況について概査した．また，両コア試料中に認められた火山ガラス濃集層及び火山灰純層について，MAIOT (古澤地質製；古澤，1995，測定精度±0.001) を用いて火山ガラス粒子30粒程度の屈折率を測定した．さらに，火山ガラスの主成分化学組成分析及び微量元素組成分析を株式会社古澤地質に依頼し，それぞれエネルギー分散型X線マイクロアナライザー (EDX)，レーザーアブレーションICP質量分析装置 (LA-ICP-MS；古澤，2017) を用いて測定された．各試料の測定粒子数は15粒子程度で，第1表にはその平均値を示した．なお，比較に用いた古琵琶湖層群の火山灰層の火山ガラスの化学分析は，三菱マテリアルテクノ株式会社分析を依頼したものであり，誘導結合プラズマ発光分析法

(ICP-AES) と原子吸光分析法 (AAS) によって求められた．その分析手法と精度の詳細は，Tamura *et al.* (2008) に示されている．

また，既存ボーリングコア (SSU-2 コア) から分取した計4試料について，花粉化石分析をパリオ・サーヴェイ株式会社に依頼した．分析は以下の手順で実施した．まず試料20 gを秤量し，塩酸によるカルシウムの除去，フッ化水素酸による泥化，水酸化カリウムによる腐植酸の除去，0.25 mmの篩による篩別，重液 (臭化亜鉛，比重2.2) による有機物の分離，フッ化水素酸による鉱物質の除去，アセトリシス (無水酢酸9：濃硫酸1の混合液) 処理による植物遺体中のセルロースの分解を行い，花粉を濃集した．残渣をグリセリンで封入してプレパラートを作成し，400倍の光学顕微鏡下で出現するすべての花粉について同定・計数した．同定はErdman (1952, 1957) や Faegri and Iversen (1989)，島倉 (1973)，中村 (1980) などを参照した．

さらに，地下地質の分布形態を明らかにするため，計305本の既存ボーリング資料を収集し，ボーリング柱状図解析システム (木村，2011) を用いて解析を行った．既存ボーリング提供元の内訳は，三重県が138本，鈴鹿市が165本，土木研究所が2本である．

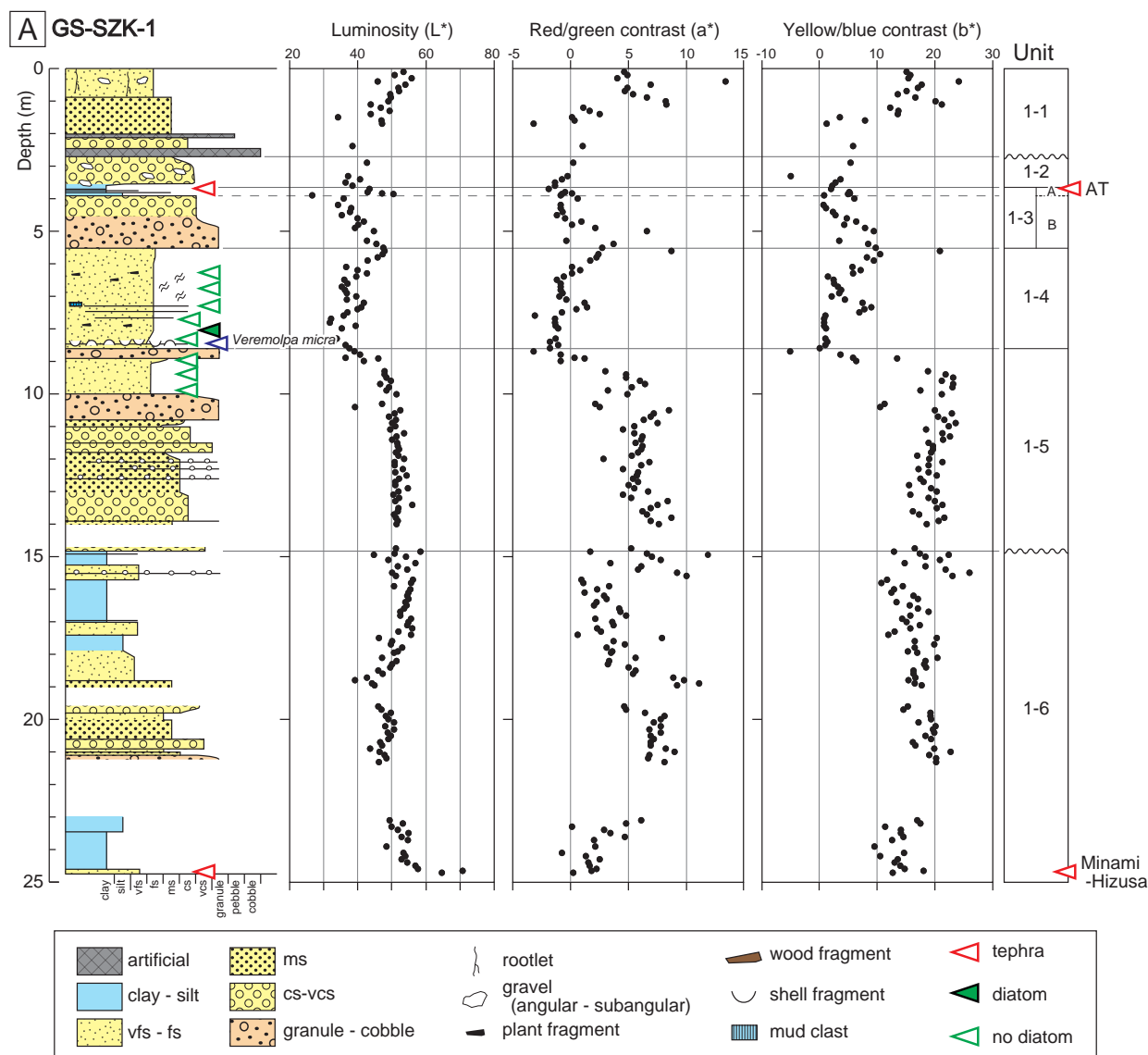
3. 結果

1) GS-SZK-1

このコアは鈴鹿市江島公園の敷地内，北緯34°50'15.4873"，東経136°35'55.6934"で掘削された (第1図)．孔口標高は3.05 m T.P.である．本コアは計6ユニットに区分される (第2図A)．

ユニット1-1 (深度0.00 m～2.70 m)

層相：このユニットは淘汰の悪い角礫混じり細粒～極



第2図 ボーリング柱状図. A : GS-SZK-1, B : GS-SZK-2. 掘削地点の位置は第1図参照.

Fig. 2 Geological columnar of GS-SZK-1, 2. A: GS-SZK-1 core, B: GS-SZK-2. Location of core sites are shown in Fig. 1.

粗粒砂を主体とし、含まれる礫の礫径は5 mm ~ 10 mm 程度、最大20 mm である。深度2 m 以深は径3 cm ~ 5 cm のコンクリート片を含むシルト質粗粒砂で、ところどころブロック状となる。深度2.45 m ~ 2.70 m はコンクリートである。

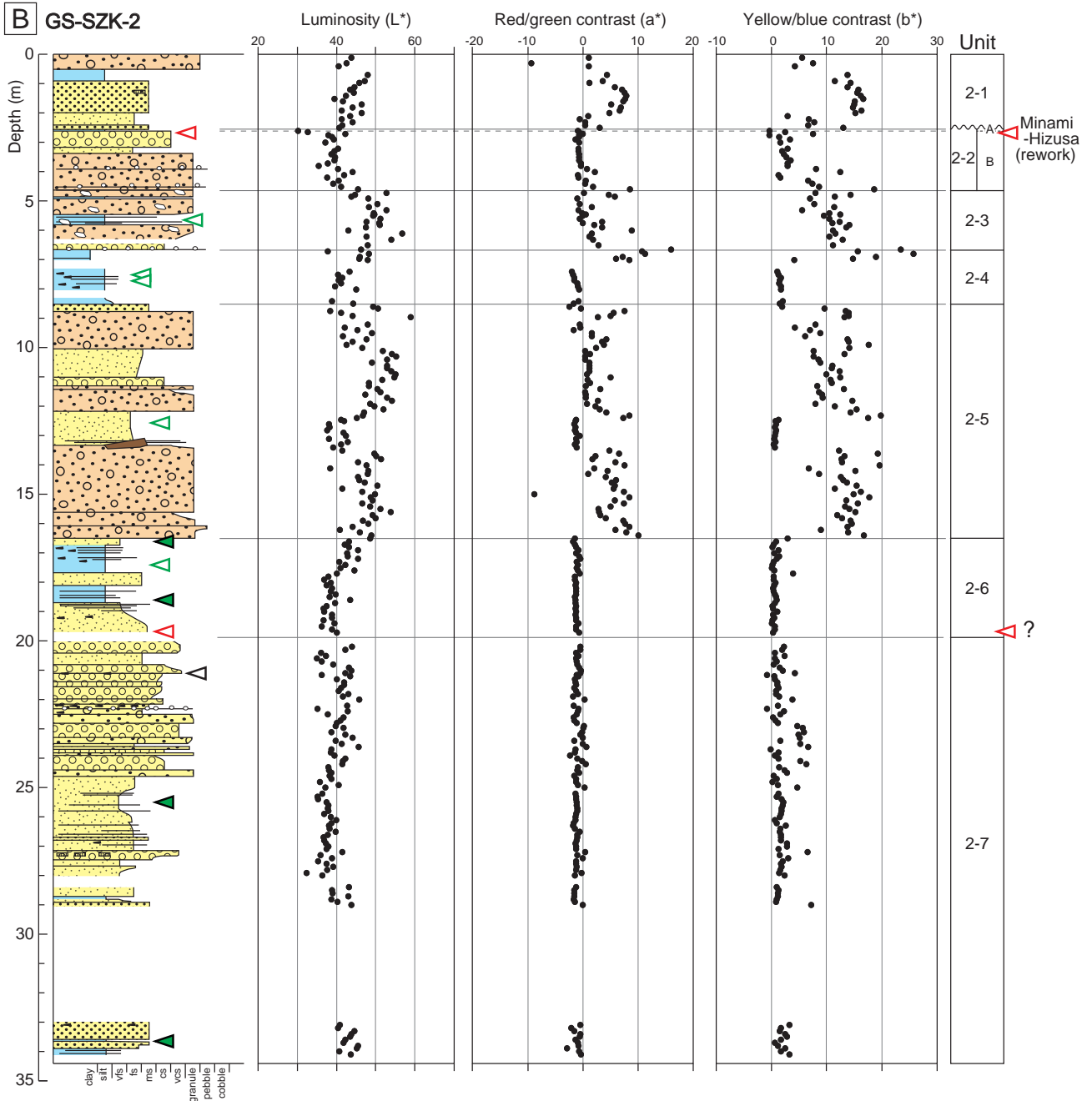
解釈: ユニット基底部にコンクリートを含むことから、本ユニットは人為的な客土であると考えられる。掘削地点周辺は1990年代頃まで養殖池として利用されていたことから、養殖池を埋め立てた際の埋土、及び公園造成時の客土であると推定される。

ユニット1-2 (深度2.70 m ~ 3.72 m)

層相: 全体として淘汰不良で、灰オリーブ色を呈する角礫~亜角礫混じりのシルト質中粒砂~粗粒砂を主体

とする。堆積構造は認められず、全体に擾乱を受けている。ユニット最上部の深度2.7 m ~ 3.0 m では、粗粒砂からシルト質中粒砂へと上方細粒化する。含まれる礫は径2 mm ~ 5 mm 程度で、最大径3 cm である。深度3.49 m 以深はやや泥質で、暗緑灰色を呈する角礫・極細粒砂混じりのシルトから成り、上方粗粒化する傾向を示す。ところどころに白色極細粒砂の薄層を挟む。

解釈: 本ユニットは淘汰が悪く角礫を含むことから、波浪の影響を受けて堆積した海浜堆積物であるとは考えにくい。掘削地点周辺がかつて養殖池として利用されていたこと、全体に堆積構造が認められないことを考慮すると、本ユニット下部(深度3.49 m 以深)が養殖池の堆積物、深度3.49 m 以浅が養殖池を埋め立てた際の埋土であると考えられる。



第2図 続き。
Fig. 2 Continued.

ユニット 1-3 (深度 3.72 m ~ 5.51 m)

層相: 本ユニットは深度 3.93 m を境界として上下2つのサブユニット (1-3A, B) に区分される。サブユニット 1-3A (深度 3.72 m ~ 3.93 m) は泥質で、主にオリブ灰色あるいは灰色を呈する均質な粘土と極細粒砂との互層から構成される。それぞれの層厚は 0.5 cm ~ 2.5 cm である。サブユニット 1-3A と上位のユニット 1-2 とは明瞭な地層境界で接する。深度 3.88 m ~ 3.93 m は腐植質で、黒色の細粒砂混じりシルトから成る。サブユニット 1-3B (深度 3.93 m ~ 5.51 m) は礫質で、

亜円礫混じりの粗粒~極粗粒砂あるいは細礫を主体とする。礫径は深度 3.8 m 以浅では 5 mm ~ 10 mm 程度、深度 3.8 m 以深では 1 cm ~ 2 cm 程度で、全体として上方細粒化する傾向を示す。クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層を呈する。下位のユニット 1-4 とは地層境界は明瞭である。

火山灰: サブユニット 1-3A 中の深度 3.73 m ~ 3.75 m には褐灰色を呈する粘土層が認められ、火山ガラスが多く含有される(第2図A)。火山ガラスの屈折率は 1.498 ~ 1.500 であった (第1表)。また、火山ガラスの主成

分化学組成は、 TiO_2 が 0.14 %、 FeO^* (EDX では総 Fe 量を FeO として、ICP-AES では総 Fe を Fe_2O_3 として計算) が 1.23 %、 MgO が 0.12 % とやや低く、 K_2O が 3.45 % であった (第 1 表)。火山ガラスの屈折率や化学組成値は琵琶湖底コアで始良丹沢テフラ (AT: 町田・新井, 2003) に対比されている BT10 テフラの値 (吉川・井内, 1991; Kimura *et al.*, 2015) と類似しており (第 1 表)、この火山ガラスは AT (29.498 ~ 30.148 cal. ka BP; Smith *et al.*, 2013) と推定される。深度 3.73 m ~ 3.75 m を除く前後の層準からは火山ガラスがほとんど産出しないことから、この層準が AT の降灰層準である可能性が高い。

解釈: 本ユニット下部 (サブユニット 1-3B) は亜円礫を含む粗粒砂~細礫から構成され、クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層を呈することから、砂礫質な河川堆積物であると解釈される。掘削地点の西方には低位段丘が広く分布することを考慮すると、本ユニットは低位段丘構成層である可能性が高い。また、サブユニット 1-3A は腐植質な泥層を含む泥質堆積物から構成されることから、段丘面離水後の土壤の可能性が示唆される。サブユニット 1-3A 中に AT 火山灰層が認められることは、下位のサブユニット 1-3B が低位段丘構成層であるとする考えを支持する。

ユニット 1-4 (深度 5.51 m ~ 8.61 m)

層相: 本ユニットは灰オリーブ色あるいはオリーブ黒色を呈する淘汰の良い細粒砂を主体とする。深度 5.58 m ~ 5.60 m 及び深度 5.61 m ~ 5.66 m には黄褐色の粗粒砂~細礫が挟在する。深度 5.4 m ~ 5.8 m には生物擾乱が認められる。また、深度 6.3 m 付近と深度 7.3 m ~ 7.5 m には斜交葉理が認められる。深度 6.3 m ~ 6.5 m は腐植物が含まれる。深度 7.27 m には径約 3 cm の扁平な粘土礫が認められる。深度 8.4 m 以深では貝殻片混じりになり、深度 8.43 m ~ 8.49 m には貝殻片の濃集層が認められる。下位のユニット 1-5 との地層境界は不明瞭で、遷移する。

貝化石: 深度 8.43 m ~ 8.49 m の貝殻片濃集層は径 1 mm ~ 5 mm 程度の細破片が多く、合弁のものは認められなかった。ヒメカノコアサリ (*Veremolpa micra*) が産出した (第 2 図 A)。

珪藻化石: 全体として化石の保存状態が悪い。深度 6.2 m ~ 6.3 m、深度 6.7 m ~ 6.8 m、深度 7.2 m ~ 7.3 m、深度 7.7 m ~ 7.8 m、深度 8.5 m ~ 8.6 m、は珪藻化石が産出しない (第 2 図 A)。深度 8.2 m ~ 8.3 m はわずかに珪藻化石が認められ、汽水~海水生種の *Thalassiosira* 属や淡水生の *Eunotia* 属が認められた (第 2 図 A)。

解釈: 本ユニットは潮間帯よりも下位に生息する貝化石が産出すること、汽水~海水生珪藻の産出が認めら

れること、生物擾乱が認められることから、海成層であると考えられる。さらに、淘汰の良い砂質堆積物から構成されること、斜交葉理が発達すること、粘土礫を含むことから、沿岸砂州堆積物 (増田, 1989) であると推定される。

ユニット 1-5 (深度 8.61 m ~ 14.83 m)

層相: 本ユニットは砂礫質で、黄褐色あるいは鈍い黄色を呈する淘汰不良の細礫混じり粗粒砂~細礫と中粒砂~粗粒砂との互層から構成される。それぞれの層厚は 3 cm ~ 10 cm で、上方細粒化する。礫は亜角礫が多く、礫径は 2 mm ~ 7 mm 程度である。ユニット上部の深度 9.0 m 以浅は色調がやや暗く、暗オリーブ灰色~オリーブ黒色である。深度 9.0 m 以深では明度 (L^*) 及び b^* の値が大きくなり、それぞれ 50 前後、15 ~ 25 前後となる。細粒な中粒砂~粗粒砂から成る層準では、一部に平行葉理または低角斜交葉理が発達する。下位のユニット 1-6 との地層境界は明瞭である。

珪藻化石: 全体として化石の保存状態が悪く、深度 8.9 m ~ 9.0 m、深度 9.4 m ~ 9.5 m、深度 9.9 m ~ 10.0 m は珪藻化石が産出しなかった (第 2 図 A)。

解釈: 淘汰が悪く亜角礫を含む砂礫質な堆積物から構成されることから、河川堆積物であると推定される。

ユニット 1-6 (深度 14.83 m ~ 24.75 m)

層相: 本ユニットは固結~半固結する砂泥互層から構成される。深度 14.83 m ~ 18.82 m 及び深度 23.00 m ~ 24.65 m (深度 21.30 m ~ 23.00 m はコア欠落) は泥分が卓越し、極細粒砂とシルト~粘土の細互層から成る。ところどころ平行葉理が認められる。深度 14.83 m ~ 18.82 m では灰オリーブ色を呈し、ところどころ明褐色~黄褐色を呈する層準が挟在する。深度 18.82 m ~ 21.30 m は粗粒で、中粒砂~細礫から構成され、全体として上方細粒化する傾向を示す。ところどころ低角斜交葉理が認められる。ユニット最下部の深度 24.65 m ~ 24.75 m は灰白色を呈する均質な火山灰質極細粒砂から成る。

火山灰: ユニット最下部の火山灰質極細粒砂からは火山ガラスが多く産出し、深度 24.73 m ~ 24.75 m から得られた火山ガラスの屈折率は 1.500 ~ 1.502 であった (第 1 表)。また、火山ガラスの主成分化学組成は、 K_2O が 4.72 % と多く、 Na_2O が 2.59 % とやや少ない。これらの特徴は古琵琶湖層群の蒲生累層から報告された南比都佐テフラ (田村ほか, 1977) に類似しており、対比される可能性が高い (第 1 表)。なお、南比都佐テフラは松山-ガウス境界直上付近の逆帯磁層準に位置付けられている (林・川辺, 1993)。

解釈: 本ユニットは固結~半固結する泥優勢の砂泥互

層から構成されること、古琵琶湖層群の蒲生累層に挟在する南比都佐テフラが認められることから、東海層群の亀山累層上部層（和田，1982；吉田，1984；吉田，1987；吉川・吉田，1989）であると考えられる。

2) GS-SZK-2

このコアは鈴鹿市鼓ヶ浦駐車場の敷地内、北緯 34° 49' 18.2447"、東経 136° 34' 57.0183" で掘削された（第 1 図）。孔口標高は 1.68 m T.P. である。本コアは計 7 ユニットの区分される（第 2 図 B）。

ユニット 2-1（深度 0.00 m ～ 2.57 m）

層相：本ユニットは、褐色を呈する淘汰不良の粗粒砂～極粗粒砂混じり中粒砂を主体とする（第 2 図 B）。深度 0.52 m 以浅は淘汰不良の中礫から成る。深度 0.52 m ～ 0.95 m は東海層群起源と推定される半固結した細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂のブロックを多量に含む。深度 2 m 以深は植物片や粘土礫が混入する。下位のユニット 2-2 との地層境界は明瞭である。全体に堆積構造は認められない。

解釈：状掘削地点はかつて養殖池として利用されていたこと、淘汰不良で東海層群起源の堆積物をブロックに多く含むことから、本ユニットは人為的に供給された埋土であると解釈される。

ユニット 2-2（深度 2.57 m ～ 4.65 m）

層相：本ユニットは深度 2.75 m を境としてサブユニット 2-2A と 2-2B に細分される（第 2 図 B）。サブユニット 2-2A は泥質で、黒色を呈する腐植質シルトと級化構造を示す細粒砂～中粒砂の薄層との互層から構成される。このサブユニット中の深度 2.68 m には灰オリーブ色の火山灰質極細粒砂が挟在する。サブユニット 2-2B は砂礫質で、マトリックス・サポートする暗オリーブ灰色の細礫～中礫を主体とし、マトリックスは中粒砂～粗粒砂から成る。淘汰は悪い。礫は亜円～亜角礫を主体する。ところどころに層厚 10 cm 程度のシルト混じり細粒砂～極粗粒砂の薄層を挟む。下位のユニット 2-3 との地層境界は不明瞭で遷移する。

火山灰：深度 2.68 m から得られた火山ガラスは屈折率が 1.501 ～ 1.502 であった（第 1 表）。また、主成分化学組成は GS-SZK-1 コアの深度 24.73 m ～ 24.75 m から得られた火山ガラスの分析結果と類似する（第 1 表）。これらの特徴から、この火山ガラスの起源は南比都佐テフラであると推定される。下位の層準が東海層群よりも新期の堆積物であると推定されることから、この火山灰は周辺に分布する東海層群からの二次堆積物である可能性が高いと考えられる。

解釈：掘削地点周辺がかつて養殖池として利用されていたことを考慮すると、埋土層のユニット 2-1 に覆わ

れることや腐植質シルトから成ることから、サブユニット 2-2A は養殖池の表層堆積物であると考えられる。その下位のサブユニット 2-2B は淘汰不良で、亜角礫混じりの砂礫から構成されることから、礫質河川堆積物であると推定される。サブユニット 2-2B は下位に比べて色調が暗く、風化の程度が小さいことから、沖積層である可能性が高い。また、下位のユニット 2-3 と粒径が類似することから、サブユニット 2-2B の一部は下位からの洗い出しによって供給された可能性がある。

ユニット 2-3（深度 4.65 m ～ 6.61 m）

層相：本ユニットは角～亜角礫を主体とする細礫～中礫から構成される。礫径は 2 mm ～ 5 mm 前後のものが多く、稀に径 1 cm ～ 3 cm の亜円礫が混じる。層厚 5 cm ～ 40 cm 程度の逆級化する砂礫層が複合する。クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層を呈する。深度 5.44 m ～ 5.82 m は泥優勢で、灰オリーブ色の極細粒砂混じりシルトから成り、低角斜交葉理が認められる。この層準には、ところどころ層厚 1 cm ～ 2 cm 程度の中粒砂～粗粒砂の薄層がレンズ状に挟在する。

珪藻化石：泥分が卓越する層準である深度 5.71 m ～ 5.72 m から試料を採取したが、珪藻化石は産出しなかった（第 2 図 B）。

解釈：粗粒砂～細礫から構成され、クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層を呈することから、砂礫質な河川堆積物であると解釈される。低位段丘構成層である可能性がある。

ユニット 2-4（深度 6.61 m ～ 8.55 m）

層相：本ユニットは暗オリーブ灰色を呈する極細粒砂混じりシルト～シルト質極細粒砂から成り、全体に木片や植物片を多く含む、植物根跡が認められる。また、ところどころに層厚 5 mm ～ 10 mm の極細粒砂の薄層が挟在する。ユニット最上部の深度 6.61 m ～ 6.77 m は上位のユニット 2-3 から混入したと推定される径 2 cm ～ 3 cm（最大径 7 cm）の亜円～亜角礫が混じり、褐色を帯びる粘土から成る。下位のユニット 2-5 との地層境界は明瞭である。

珪藻化石：深度 7.5 m ～ 7.6 m 及び深度 7.7 m ～ 7.8 m は珪藻化石が産出しなかった（第 2 図 B）。

解釈：本ユニットは腐植質な泥質堆積物から構成されること、極細粒砂の薄層を挟むこと、河川堆積物と推定されるユニット 2-3 及び 2-5（後述）に挟まれることから、後背湿地堆積物である可能性が高いと考えられる。

ユニット 2-5 (深度 8.55 m ~ 16.53 m)

層相: 本ユニットは砂礫質で、淘汰不良で粗粒砂~極粗粒砂混じりの細礫と中粒砂~粗粒砂混じり細粒砂との互層から構成される。礫優勢の層準は黄褐色あるいはオリーブ黄色を呈し、クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層から成る。礫は径 2 mm ~ 5 mm の亜角礫を主体とし、稀に径 5 cm 以上のものを含む。砂優勢の層準は深度 10.05 m ~ 11.30 m 及び深度 12.15 m ~ 13.45 m に認められる。深度 12.15 m ~ 13.45 m はやや細粒で、暗オリーブ灰色を呈するシルト混じり細粒砂から成る。この基底部の深度 13.40 m ~ 13.43 m からは大型の木片が産出した。ユニット基底部の深度 16.10 m 以深はやや粗粒で中礫を含む。

珪藻化石: やや細粒な堆積物から成る深度 12.52 m ~ 12.54 m から試料を採取したが、珪藻化石は産出しなかった (第 2 図 B)。

解釈: 本ユニットは砂礫質であり、クラスト・サポートとマトリックス・サポートの互層を呈すること、腐植物の混入が認められることから、砂礫質な河川堆積物であると解釈される。色調が類似することから、堆積年代はユニット 2-3 と近いと推定され、低位段丘構成層である可能性が高いと考えられる。

ユニット 2-6 (深度 16.53 m ~ 19.72 m)

層相: 本ユニットは暗オリーブ灰色を呈する砂泥質な堆積物から成り、極細粒~細粒砂混じりシルトとシルト質細粒砂との細互層から構成される。シルト優勢の層準はシート状あるいはブロック状に堆積し、地層境界は生物擾乱によって乱されている。また、腐植物や炭化物が多量に混入する。深度 18.7 m 以深では細粒砂が優勢で、全体として上方に細粒化する傾向を示す。深度 19.71 m にはピンク色を帯びた極細粒砂のレンズ状薄層 (層厚約 0.5 cm) が認められ、火山ガラスが多産した。本ユニットは深度 19.72 m まで認められるが、コア欠落のため基底深度は不明である。

火山灰: 深度 19.71 m から得られた火山ガラスの屈折率は、バブルウォールタイプが 1.513 ~ 1.515、不定形のものが 1.519 ~ 1.524 である (第 1 表)。この結果からは阿蘇 3 (Aso-3; 130 ka ~ 133 ka, 町田・新井, 2003) あるいは琵琶湖底コアにみられる最終間氷期頃のテフラである BT29, BT33 ~ BT36 (吉川・井内, 1991) などの可能性が考えられるが、特定に至っていない。

珪藻化石: 本ユニットの一部では珪藻化石が産出し、深度 16.68 m ~ 16.70 m では汽水~海水生種の *Paralia sulcata*、深度 18.64 m ~ 18.66 m では *P. sulcata* 及び *Diploneis* 属が多産することが確認された (第 2 図 B)。深度 17.40 m ~ 17.42 m では珪藻化石が産出しなかった (第 2 図 B)。

解釈: 本ユニットは汽水~海水生珪藻が多産することから海成層であると考えられる。砂泥互層から構成されることから、潮間帯干潟堆積物である可能性が高いと考えられる。

ユニット 2-7 (深度 20.00 m ~ 34.12 m)

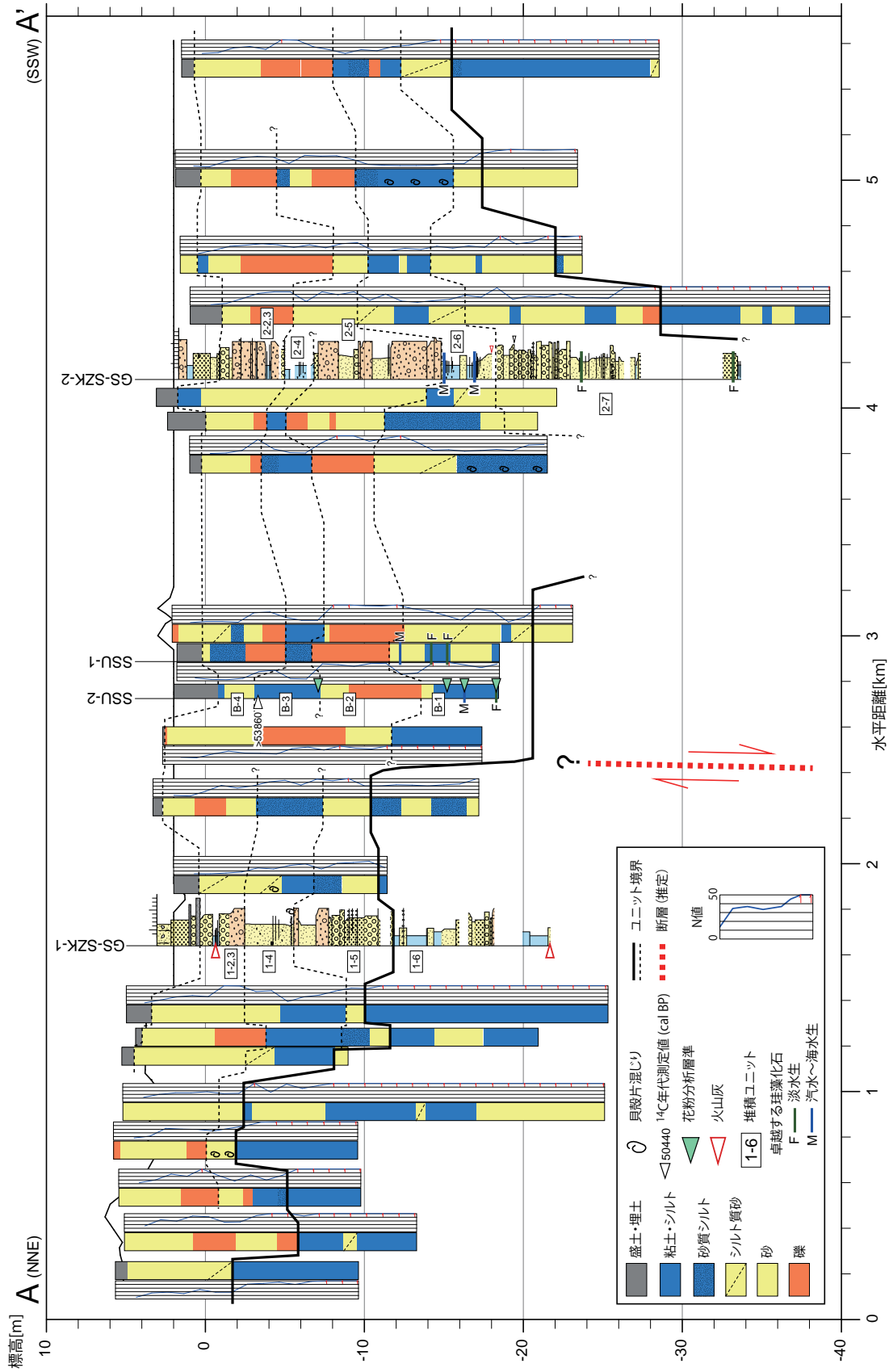
層相: 本ユニットは暗オリーブ灰色、オリーブ黒色あるいは緑灰色を呈する砂質堆積物から成り、全体として緩やかに上方粗粒化する (第 2 図 B)。深度 20.0 m ~ 24.6 m はやや粗粒で、細礫混じりの中粒砂~極粗粒砂から成る。この堆積物は層厚 10 cm ~ 40 cm 程度の逆級化する砂層が墨重して形成されている。含まれる礫は径 2 mm ~ 5 mm の角~亜角礫が主体である。ところどころに植物片や木片の濃集する層準が認められ、深度 21.14 m ~ 21.17 m からはセンダン (*Melia azedarach*) 及びオニグルミ (*Juglans mandshurica* subsp. *sieboldiana*) が、深度 26.84 m ~ 26.85 m からはエゴノキ (*Styrax japonica*) が産出した。深度 24.6 m 以深は上位に比べて細粒で細粒砂が優勢であり、稀に層厚 2 cm ~ 5 cm 程度の中粒砂薄層を挟む。植物片や粘土礫が混入する。また、植物根などにより堆積構造が乱れている。大部分は均質な堆積物から成るが、一部で弱いリップル葉理が発達する。深度 27.15 m ~ 27.45 m には細礫混じりで逆級化する中粒砂~極粗粒砂が挟在する。深度 28 m 以深ではややシルト分が混じる。深度 34 m 以深は半固結し、ワイヤーで切断できない。

珪藻化石: 本ユニットでは淡水生種の産出が確認され、深度 25.43 m ~ 25.45 m では *Navicula mutica* が、深度 33.61 m ~ 33.67 m では *Pinnularia* 属が見出された (第 2 図 B)。また、深度 25.70 m ~ 25.72 m では珪藻化石が産出しなかった (第 2 図 B)。

解釈: 本ユニットは、淡水生珪藻が産出することから陸成層であると考えられ、深度 24.6 m 以深が蛇行河川堆積物、深度 24.6 m 以浅が河川チャネル堆積物と解釈される。オニグルミ (マンシュウグルミ) は約 120 万年前に絶滅したオオバタグルミに代わって出現した新しいタイプのクルミであることから (百原, 1993)、本ユニットは東海層群よりも新期の堆積物であることが示唆される。半固結する深度 34 m 以深は東海層群である可能性がある。

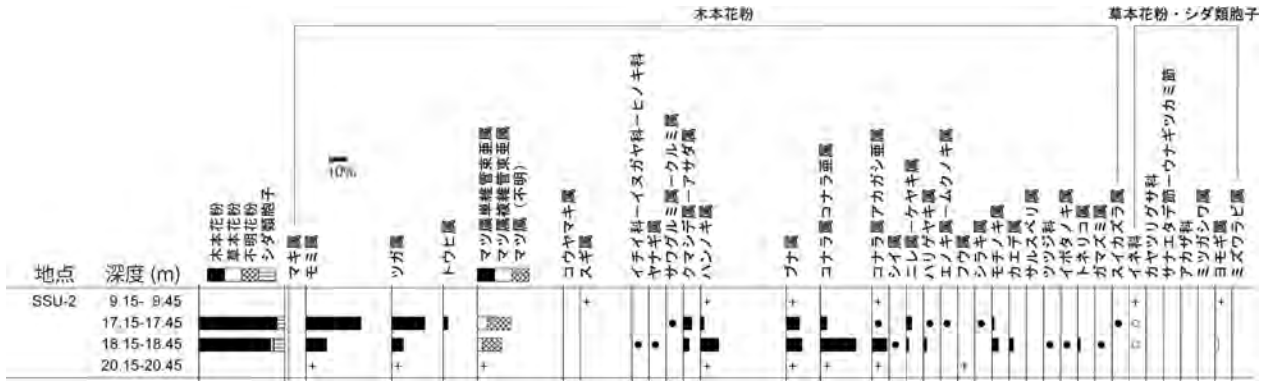
4. 考 察

既存ボーリング資料及び GS-SZK-1, 2 コアの解析結果に基づき、海岸線に並行な測線の地質断面図を作成した (第 1 図, 第 3 図)。既存ボーリング資料の SSU-1, 2 コアの ¹⁴C 年代測定値、珪藻分析結果は佐藤・水野 (2018) に基づく。GS-SZK-1 及び 2 コアで認められた



第3図 A-A'断面の地質断面図。測線位置は第1図に示す。GS-SZK-1, 2コアの凡例は第2図と同じ。SSU-1, 2コアの珪藻分析結果及び¹⁴C年代測定値は佐藤・水野 (2018) に基づく (それぞれ佐藤・水野 (2018) の地点 11, 10)。

Fig. 3 Geological section of A-A' line. Location of A-A' line is shown in Fig. 1. Legend of GS-SZK-1 and 2 is same as in Fig. 2. Results of diatom fossil analysis and radiocarbon ages are cited from Sato and Mizuno (2018). The SSU-1 and 2 cores correspond to the sites 11 and 10 of Sato and Mizuno (2018) respectively.



第4図 SSU-2 コアの花粉分析結果. SSU-2 コアの掘削地点は第1図に示す. 木本花粉は木本花粉総数, 草本花粉及びシダ類孢子は総数から不明花粉を除いた数をそれぞれ基数として百分率で表した. ●印及び○印は1%未満, +印は木本花粉100個未満の試料において検出された種類を示す.

Fig. 4 Pollen fossil diagram of the SSU-2 core. Location of the SSU-2 core site is shown in Fig. 1. Percentages of tree pollen, herb and ferns pollen are determined by dividing counted number by total tree pollen, and total herb and ferns pollen removed unknown pollen respectively. Black and white colored circles indicate less than 1%. Cruciform indicates that counted number is less than 100.

堆積ユニットは、地質断面図において概ね側方へ連続性よく追跡できる。

GS-SZK-1 コアのユニット1-4及び1-5は標高-2m～-10m付近に分布する砂泥層として追跡でき、少なくとも測線1.2km～2.2kmの区間に分布すると推定される(第3図)。さらに、測線0.8km付近には貝化石を含む砂質堆積物が認められ、ユニット1-4に対比される可能性がある(第3図)。ユニット1-2及び1-3は砂泥層を覆う砂礫質堆積物として識別でき、標高-2m以浅に広く分布する。ただし、両ユニットを区分することは難しい。これは泥質なユニット1-3Aが既存ボーリング資料では識別できないことによる。ユニット1-3Aは層厚が小さく地下浅部に分布することから、削剥や人工改変によって失われている可能性もある。東海層群に対比されるユニット1-6は、N値50以上の砂泥互層として識別でき、標高-2m～-11m付近を頂部として分布する(第3図)。分布高度は断面図北側ほど高くなる傾向があり、東海層群から成る岸岡山(第1図;吉田, 1984)に連続すると推定される。また、東海層群が南方に高度を減ずる分布形態は、丘陵南縁に東西方向の背斜軸が存在するとする岡村ほか(2013)の考えを支持する。

GS-SZK-2 コアのユニット2-6は標高-10m～-15m付近を頂部として側方に連続的に識別でき、SSU-1, 2 コアのユニットB-1(佐藤・水野, 2018)に対比される(第3図)。SSU-1及び2コアでは*Tryblionella granulata*などの潮間帯干潟に特徴的な珪藻種が多産することが報告されており(佐藤・水野, 2018)、層相や珪藻化石群集から推定されるユニット2-6の堆積環境(潮間帯干潟堆積物)とも整合的である。ユニット2-6頂部は北側に緩

やかに傾斜する(第3図)。その上位のユニット2-5は標高-6m～-12m付近に分布するが、測線の2.5kmや4.4km以南ではユニット2-3との境界が不明瞭となる(第3図)。ユニット2-4は測線2.7km～4.2km付近に分布が確認できる。GS-SZK-2 コアの層相からユニット2-4は後背湿地堆積物と推定されることから、河川主流路が移動したことで河川(ユニット2-5, B-2)から後背湿地環境へと変化した可能性が示唆される。ユニットB-3からは、SSU-2 コアで53,860 cal BP以上の年代測定値が得られており(佐藤・水野, 2018;第3図)、低位段丘構成層中の後背湿地堆積物であるとする推論を支持する。ユニット2-7はN値50未満の砂質堆積物として測線4km付近よりも南側に分布する(第3図)。測線4.4kmよりも南側にはN値50以上の砂泥互層が分布しており、東海層群に対比されると考えられる。

SSU-2 コアのユニットB-3(深度9.15m～9.45m)とユニットB-1(深度17.15m～17.45m, 18.15m～18.45m, 20.15m～20.45m)について花粉分析を行った(第4図)。深度9.15m～9.45mと深度20.15m～20.45mは花粉化石の産出量が少ない。深度17.15m～17.45mと深度18.15m～18.45mは花粉化石が多産するものの、際立って多産する種類は認められず、集水域の様々な場所から花粉が集積したためと推定される。アカガシ亜属などの温暖な場所に生息する常緑樹と、ブナ属やコナラ亜属などの冷涼な場所に生息する針葉樹とが混在する(第4図)。これは各分類の古生態が現在とは異なっていることが原因であり、MIS5以前の堆積物の特徴のひとつである。また、針葉樹であるモミ属、ツガ属が多い傾向があり(第4図)、これらの種類には比較的温かい地域に分布する種類が含まれる。これら

の特徴から、SSU-2 コアのユニット B-1 は MIS5 の海進に伴うものである可能性が高い。地質断面図における地層対比を参照すると、GS-SZK-2 コアのユニット 2-6 も MIS5 期の海成層であると推定される。

他方、GS-SZK-1 コアのユニット 1-4 は沿岸砂州堆積物と推定され、その上位の低位段丘構成層を AT (29.498 ~ 30.148 cal. ka BP, Smith *et al.*, 2013) が覆うことから、MIS5 期の海成層である可能性が高い。ユニット 1-4 とユニット 2-4 (=ユニット B-3) とは分布高度が類似するものの、ユニット 2-4 (=ユニット B-3) が淡水環境で堆積したと考えられることから、両者は対比されない。従って、ユニット 1-4 とユニット 2-6 (=ユニット B-1) がいずれも MIS5 期の海成層に対比される可能性がある。この対比に基づくと、測線 2.4 km 付近で海成層の分布高度が 11 m ~ 12 m 前後食い違う。この高度差の成因として、鈴鹿沖断層が陸域に延長しており、その活動によって海成層を変位させた可能性が考えられる。両堆積ユニットの対比が正しいと仮定すると、上述した高度差からは 0.09 m/kyr ~ 0.10 m/kyr の鉛直方向の平均変位速度が算定される。この値は海域で示された平均変位速度 (0.2 m/kyr ~ 0.4 m/kyr ; 岩淵ほか, 2000) に比べて小さい。

ユニット 1-4 の堆積時期については間接的な証拠にとどまっており、今後、ユニット中に産出する貝化石の ^{14}C 年代測定や花粉分析などを実施し、堆積年代と地層対比を検証していく必要がある。

5. まとめ

鈴鹿沖断層の南西延長部に位置する鈴鹿市南部において、計 2 箇所でのボーリング掘削調査を実施し、GS-SZK-1, 2 コアを採取した。両コア試料について層相観察、珪藻化石分析、火山灰分析を行った結果、以下の知見が得られた。

GS-SZK-1 コアは計 6 の堆積ユニットに区分され、上位から順に、埋土及び客土 (ユニット 1-1)、養殖池堆積物及び埋土 (ユニット 1-2)、砂礫質河川堆積物及びそれを覆う土壌層 (ユニット 1-3)、沿岸砂州堆積物 (ユニット 1-4)、河川堆積物 (ユニット 1-5)、東海層群の亀山累層上部層 (ユニット 1-6) と解釈される。また、GS-SZK-2 コアは計 7 の堆積ユニットに区分され、上位から順に、埋土 (ユニット 2-1)、礫質河川堆積物 (ユニット 2-2)、砂礫質河川堆積物 (ユニット 2-3)、後背湿地堆積物 (ユニット 2-4)、砂礫質河川堆積物 (ユニット 2-5)、潮間帯干潟堆積物 (ユニット 2-6)、河川チャネル堆積物及び蛇行河川堆積物 (ユニット 2-7) と解釈される。既存ボーリング資料との対比から、GS-SZK-1, 2 コアの堆積ユニットは概ね側方に連続性よく追跡する

ことができる。既存ボーリング試料 (SSU-1, 2 コア) の年代測定値、珪藻化石分析、花粉分析結果に基づくと、GS-SZK-2 コアのユニット 2-6 は MIS5 期の海成層に対比される可能性が高い。GS-SZK-1 コアのユニット 1-4 は上位に AT が認められることから MIS5 期の海成層に対比される可能性がある。ユニット 1-4 及び 2-6 がいずれも MIS5 期の海成層であるとする、両ユニットは約 11 m ~ 12 m 高度差を持つことになり、鈴鹿沖断層が南西側の陸域に延長し、海成層を変位させた可能性が示唆される。この高度差に基づくと、平均変位速度は 0.09 m/kyr ~ 0.10 m/kyr と見積もられる。

謝辞：大型植物遺体の同定は千葉大学の百原 新教授にご協力頂いた。コア観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏と高橋尚志氏（現・首都大学東京）にご協力頂いた。既存ボーリング資料の XML ファイル作成にあたっては、地質情報研究部門の和田明美氏と成島孝子氏にご協力頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- Erdman, G. (1952) *Pollen morphology and plant taxonomy: Angiosperms (An introduction to palynology. I)*. Almqvist & Wiksells, 539p.
- Erdman, G. (1957) *Pollen and Spore Morphology/Plant Taxonomy: Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta (Illustrations) (An Introduction to palynology. II)*. Almqvist & Wiksells, 451p.
- Faegri, K. and Iversen, J. (1989) *Textbook of Pollen Analysis*. The Blackburn Press, 328p.
- 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.
- 古澤 明 (2017) レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別。地質学雑誌, **123**, 765-776.
- 林 隆夫・川辺孝幸 (1993) 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層。市原 実編, 大阪層群, 創元社, 158-168.
- 池田安隆・今泉俊文・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002) 第四紀逆断層アトラス。東京大学出版会, 260p.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 「活断層詳細デジタルマップ(新編)」。東京大学出版会, 141p・USB メモリ。
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷

- 昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査. 水路部研究報告, **36**, 73-96.
- 地震調査研究推進本部 (2005a) 養老-桑名-四日市断層帯の評価. 27p.
- 地震調査研究推進本部 (2005b) 布引山地東縁断層帯の長期評価. 28p.
- 地震調査研究推進本部 (2005c) 伊勢湾断層帯の評価. 26p.
- 地震調査研究推進本部 (2005d) 鈴鹿東縁断層帯の長期評価 (一部改訂). 11p.
- 活断層研究会 (1991) 「新編日本の活断層-分布図と資料」. 東京大学出版会. 437p.
- 海上保安庁 (1995) 10 万分の 1 海底地質構造図「伊勢湾」. 水路部.
- Kimura, J., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterization of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 2147-2174, and supporting information.
- 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**, 19.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系-“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題- . 地質学論集, **7**, 61-76.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東海大学出版会, 336p.
- 増田富士雄 (1989) ダイナミック地層学-古東京湾域の堆積相解析から- (その 2 発展編). 応用地質, **30**, 29-40.
- 水野清秀・小松原琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫 (2009) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」(第 3 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺の大型植物化石相. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, 256-270.
- 中村 純 (1980) 日本産花粉の標徴 I・II, 大阪市立自然史博物館収蔵試料目録, 第 12 集・13 集, 大阪市立博物館.
- 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. DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研 (2013) 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動. 活断層・古地震研究報告, **13**, 187-232.
- 太田陽子・寒川 旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, **57**, 237-262.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤善輝・水野清秀 (2018) 伊勢平野北部・鈴鹿市南部における第四紀堆積物の地形・地質調査 (予報). 平成 29 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. 76, 11-18.
- 島倉巳三郎 (1973) 日本植物の花粉形態. 大阪市立自然科学博物館収蔵目録, 第 5 集, 60p.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- 鈴木康弘・岡田篤正・中田 高 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図 伊勢平野の活断層「四日市 第 2 版」「亀山」「津 第 2 版」「松阪」解説書. 国土地理院技術資料 D・1 - No.540.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephra in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85-99.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄 (1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質学雑誌, **83**, 749-762.
- 和田幸雄 (1982) 三重県亀山市周辺の奄芸層群. 地質学雑誌, **88**, 121-139.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎 (1987) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.
- 吉川周作・吉田史郎 (1989) 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地質調査所月報, **40**, 6, 285-298.

東京都江東区有明における地下 110 m の層序 : GS-AA-1 コアの調査概要

Subsurface stratigraphy of the Ariake area, Koto-ku, Tokyo, central Japan:

A preliminary report on 110-m-long GS-AA-1 core

納谷友規^{1*}・小松原純子¹・坂田健太郎¹・中山俊雄²・中澤 努¹
Tomonori Naya^{1*}, Junko Komatsubara¹, Kentaro Sakata¹, Toshio Nakayama²
and Tsutomu Nakazawa¹

Abstract: Drilling survey was performed in Ariake area, Koto-ku, Tokyo in order to understand subsurface stratigraphy in this area, and 110 m long GS-AA-1 core was obtained. Several sedimentary cycles and key tephra layers were distinguished in the core based on detailed sedimentary facies observation. The base of the core is comprised of mudstone of the Pleistocene Kazusa Group. The Pleistocene above the Kazusa Group consists of gravel, sand and mud layers and is subdivided into four sedimentary cycles (Unit A to D). Unit B and C can be correlated with the Jizodo Formation and the Yabu Formation of Shimosa Group, respectively. Most of Holocene sediments are composed of artificially reclaimed sediments, except for the thin Post glacial deposits at the base.

Keywords: Tokyo, drilling survey, subsurface geology, S-wave velocity

要 旨

東京都江東区の地下に分布する更新統及び完新統の層序を明らかにすることを目的として、江東区有明にて掘進長 110 m のボーリング調査 (GS-AA-1) を行った。層相の詳細な観察によって、ボーリングコアには複数の堆積サイクルが累重することが明らかになるとともに、鍵テフラ層を識別することができた。GS-AA-1 コアの更新統は下位より主に泥岩からなる上総層群、その上位は礫層、砂層、泥層からなる A ~ D の堆積ユニットに区分される。このうちユニット B は下総層群の地藏堂層に、ユニット C は藪層に対比される可能性が高い。完新統は基底部に薄い沖積層が重なるが、大部分は人工地層である埋立層と盛土層からなる。

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、都市域における地質情報整備の一環として、「都市域の地質地盤図」を作成している。現在、東京都区部における地質地盤図の作成に取りかかっており、東京都区部地下に分布する更新統の層序を明らかにするための調査を行っている。2017 年度には東京都江東区有明において、掘進長 110 m に達するボーリング調査を実施し、コアの層相観察と物理検層を行った(第 1 図)。本稿では、

ボーリング調査で明らかになった、江東区有明の地下 110 m の層序の概要について報告する。

2. 地質概説

東京都区部の西部は台地が発達し、武蔵野台地もしくは山の手台地と呼ばれる。東京都区部の東部や南部の荒川、東京湾、多摩川沿いには低地が発達し、それぞれ東京低地や多摩川低地と呼ばれる。

武蔵野台地の表層近くには関東ローム層や段丘礫層が分布し、その下には更新統の東京層が分布する。東京層を関東ローム層が直接覆う場所では、それらの境界付近に KIP テフラ群が認められることから、東京層の上限は MIS5e 後期と考えられるが(中澤ほか, 2019)、東京層の下限年代はよく分かっていない。東京都土木技術研究所(1996)によれば、東京層は房総半島の下総層群に相当するとされる。武蔵野台地では東京層の下位には上総層群が分布する。この地域の上総層群は江戸川層、舎人層、東久留米層、北多摩層に区分される。

低地側では、沖積層の下位に分布する更新統について、複数の研究グループから異なる体系の層序区分が提案されている(第 2 図)。一つは東京都土木技術研究所(1996)によるもので、下総層群に相当する地層を高砂層と区分し、部分的に晴海層が分布するとした。

*Correspondence

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

2 東京都土木技術支援・人材育成センター (Civil Engineering Support & Training Center of Tokyo Metropolitan Government)



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 V2 (産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2018) を用いた。
凡例の説明: Q31 及び Q3 (緑色), 更新統; H (薄黄色及び水色), 完新統; H2 (ピンク色), 盛り土, 埋立地, 干拓地。

Fig. 1 Locations of the drilling sites.

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

Legend Q31 and Q3 (green): Pleistocene, Legend H (light yellow and light blue): Holocene, Legend H2 (pink): reclaimed land.

一方, 東京港地下地質研究会 (2000) は, 東京港地域における東京都土木技術研究所 (1996) の高砂層に相当する地層を, 上位から東京層と江戸川層に区分し, さらにその下位には上総層群に含まれる東雲層^{しのめ}が分布し, 東雲層の下位には泥岩を主体とする上総層群が分布するとした。

このように東京都区部地域の地下に分布する更新統の層序区分や年代についてやや混乱した状況にある。特に, 東京層の層位や年代は不明な点が多く残されている。

3. ボーリング調査の概要

今回の解析に使用したボーリングコアは, 東京都江東区有明の東京臨海広域防災公園敷地内で掘削された。掘削地点は東京湾埋立地上に位置する (第 1 図)。

GS-AA-1

東京都江東区有明 (東京臨海広域防災公園内)

35°37'59.4"N, 139°47'42.5"E

孔口標高: T. P. +6.775 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, 半断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 JGS1122-2012 に準拠して行い, 孔内水位よりも深い部分については孔内起振受振方式 (以下, サスペンション法と呼ぶ) を, 孔内水

江東区有明			房総半島	
東京都土木研究所 (1996)	東京港地下地質研究会 (2000)		本研究	
有楽町層	沖積層		沖積層	
高砂層	東京層	上部層	D	上部
		下部層		下部
	江戸川層	上部層 Ed3	C	上部
		中部層		中部
		下部層		下部
	江戸川層	東雲層 Sn1	A	上部
	下部			
北多摩層	上総層群		上総層群	
			徳橋・遠藤 (1984)	
			木下層	下総層群
			横田層	
			Ky3 清川層	
			Km2 上泉層	
			Yb5(GoP ₁) Yb1 藪層	
			TE-5a (J4) 地蔵堂層	
			Ks22(KMT) Ch1.5 笠森層	上総層群
			長南層	

第 2 図 有明地域の層序概要。
Fig. 2 Stratigraphic summary of the Ariake area.

位より浅い部分についてはダウンホール方式を採用した。測定間隔は 1 m とした。サスペンション法では、振源及び受振器に応用地質株式会社製 Model-3302 を、測定器に応用地質株式会社製の Model-3360-XPJ を用いた。ダウンホール方式では、受振器に応用地質株式会社製の Model-3315 を用いた。密度及びキャリパー検層では、観測器に応用地質株式会社製のジオロガー 3030 (MARK-2) を、密度・キャリパー検層メジャリングモジュールに、同社製の Model-3434 と Model-3143A をそれぞれ用いた。

4. コア記載及び分析

GS-AA-1 コアについて、層相、テフラ、物性の記載を行う。コアの最下部は泥岩を主体とした上総層群からなり、その上位には礫層、砂層、泥層の繰り返しからなる複数の堆積サイクルが累重する。これらの堆積サイクルについて下位から A～E のユニットに区分した。第 3 図にはコアの柱状図と物性値を示す。テフラの特徴については第 1 表にまとめた。火山ガラス及び重鉱物の屈折率測定には、浸液の温度を直接測定して屈折率を求める温度変化型測定装置 MAIOT (古澤, 1995) を使用した。火山ガラスの主成分化学組成は、SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO (全鉄を FeO として計算), MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O の 9 成分について

分析を行った。分析は株式会社古澤地質に依頼し、エネルギー分散型 X 線分析装置 (EDX) EMAX Evolution EX-270 (HORIBA 製) と走査型電子顕微鏡 SU1510 (HITACHI 製) を用いた。沖積層、埋立層、盛土層に含まれる貝殻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 MARINE13 と校正ソフトウェア CALIB7.0.4 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2015) を使用して暦年校正を行った。

4.1 上総層群

深度：110.0 m (孔底) ～ 86.35 m

層相：暗オリーブ～灰色の泥岩からなる。層厚数 cm 以下の極細粒砂の薄層をしばしば挟む。巢穴化石が認められることもある。貝化石を含む層準が認められる。

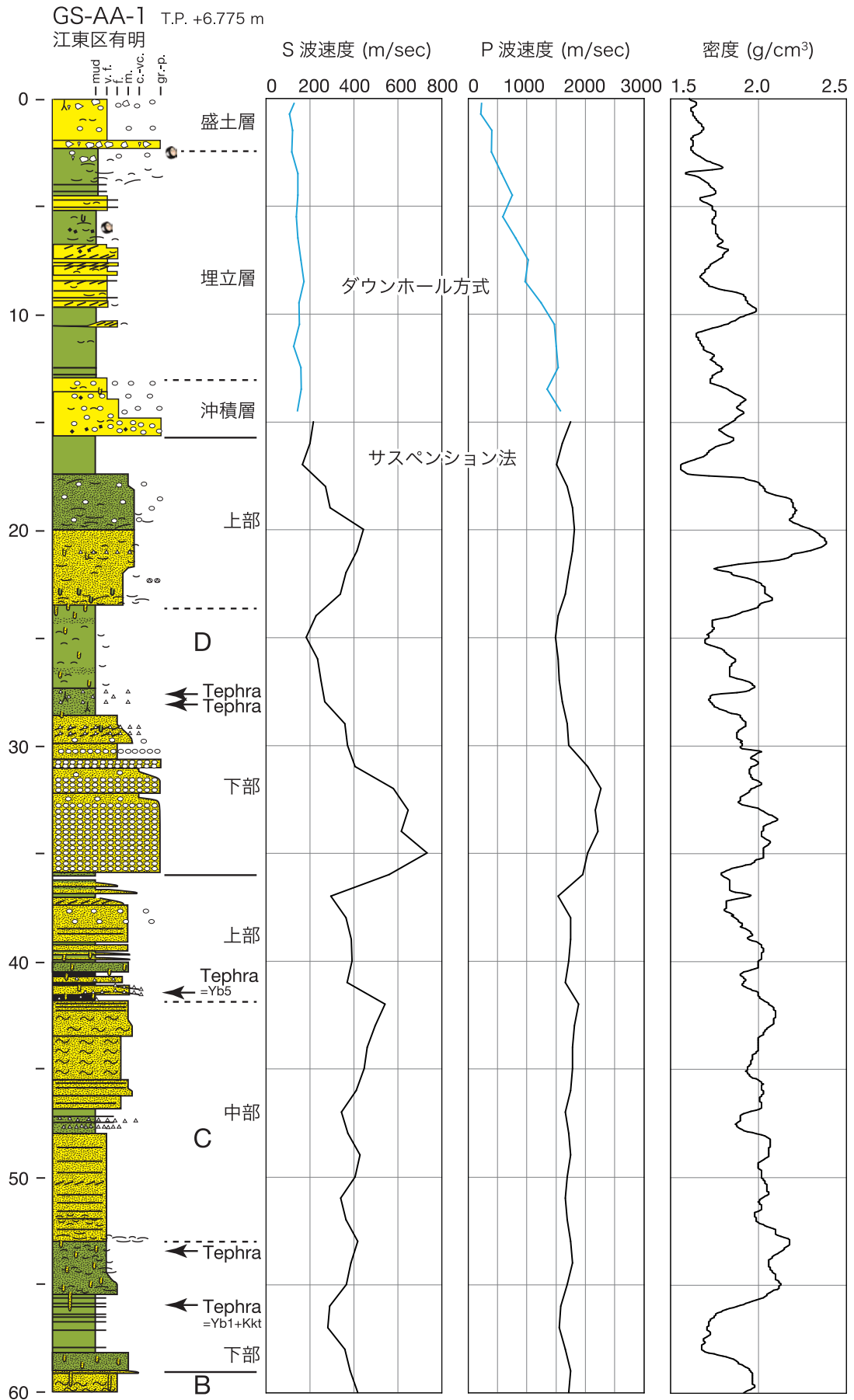
テフラ：テフラ層は確認されない。

物性：S 波速度は 400 m/s ～ 600 m/s, P 波速度は 1,600 m/s ～ 1,800 m/s, 密度は 2.0 g/cm³ 程度の値を示す。

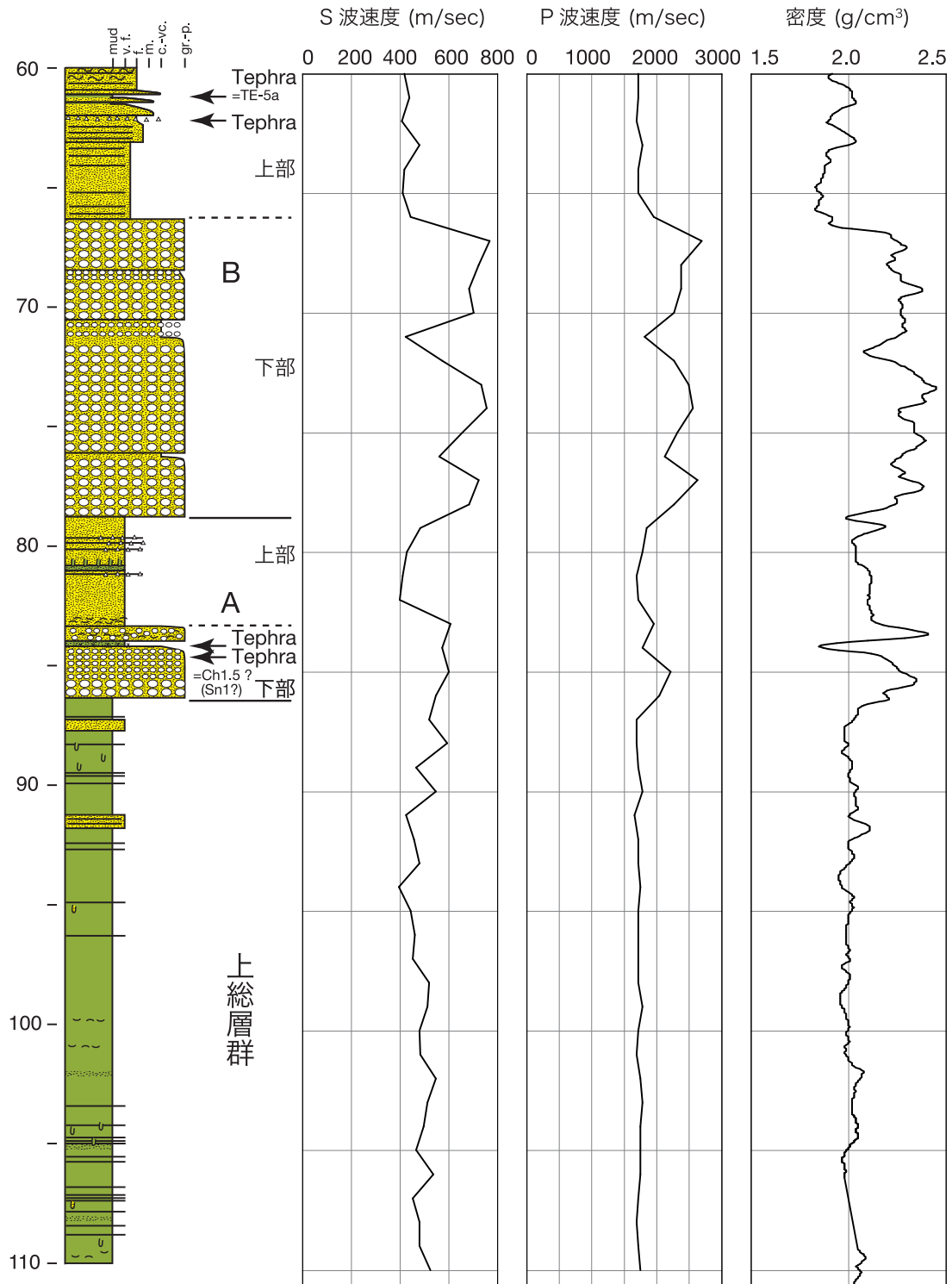
4.2 ユニット A

深度：86.35 m ～ 78.83 m

層相：下部と上部に分けられる。下部は最大径 8 cm 程度の円礫を主体とした礫層からなり、下位の上総層群の泥岩とは明瞭な浸食面で接する。上総層群を起源とする泥岩礫を多く含むのが特徴的である。下部の最上



東京都江東区有明における地下 110 m の層序 : GS-AA-1 コアの調査概要



- | | | |
|----------------------|-------|------|
| 軽石 | 巣穴化石 | 斜交層理 |
| 貝化石 | 植物根化石 | 平行葉理 |
| <i>Macaronichnus</i> | | |

第 3 図 GS-AA-1 (江東区有明) コアの層相と検層結果.
Fig. 3 Borehole logs of core GS-AA-1.

第1表 GS-AA-1 コアに挟在するテフラ（上）と関連するテフラ（下）の記載岩石学的特徴。

Table 1 Petrographic properties of intercalated tephra layers in core GS-AA-1 (upper) and related tephra layers (lower).

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
27.40-27.42	泥層に散在	ms-cs	27.40-27.42	opx, cpx, ho, mt	opx(γ): 1.695-1.702(1.699)		
28.05-28.07	泥層に散在	ms-cs	28.05-28.07	opx, cpx, ho, mt >> bi, cum	opx(γ): 1.696-1.706 ho(n_2): 1.668-1.674, 1.678-1.681, 1.685-1.691		
41.66-41.67	黄橙色軽石層	2 mm	41.66-41.67	ho > mt > cum >> opx	gl(n): 1.502-1.508(1.502-1.503) ho (n_2): 1.662-1.675(1.666) cum(n_2): 1.656-1.661(1.658)	Ta >> Tb	Yb5 =Ed3
53.68-53.70	泥質砂層中に濃集	vfs	53.68-53.70	opx, cpx, ho, mt, bi	gl(n): 1.499-1.506(1.504)	Ha, Hb, Ca, Cb	
56.44-56.46	火山灰質砂	vfs	56.44-56.46	(ho, mt, bi)	gl(n): 1.498-1.502(1.501-1.502) (平板型), 1.498-1.507(1.498) (中間~多孔型)	Ha, Hb, Ca, Cb, Ta, Tb	Yb1+Kkt+?
61.50-61.52	砂層中に濃集	vfs	61.50-61.52	bi >> ho > (opx, mt)	gl(n): 1.497-1.506(1.498)	Ca, Cb >> Ha, Hb	TE-5+?
62.00-62.08	軽石	cs-ms	62.06-62.08	opx, bi, mt >> ho, cpx	gl(n): 1.497-1.507 opx(γ): 1.703-1.704, 1.714-1.717(1.715), 1.725 ho(n_2): 1.666-1.682(1.670)	Ta > Ca, Cb, Tb	
83.96-84.30	泥質砂層中に散在	vfs	84.20-84.22	ho > bi >> (opx, cpx, mt)	gl(n): 1.495-1.505 ho (n_2): 1.672-1.680(1.674), 1.685-1.688, 1.692	Ha, Hb, Ca, Cb	Sn1(=Ch1.5)???
84.70-84.80	泥質砂層中に散在	fs	84.72-84.74	ho > opx > mt >> cpx, bi	gl(n): 1.494-1.502 opx(γ): 1.701-1.716 ho (n_2): 1.680-1.691(1.684-1.686)	Hb, Ca	Sn1(=Ch1.5)?
テフラ名	場所						参考文献
Yb5	瀬又	ho > mt > cum		gl(n): 1.502-1.508(1.502-1.503), 1.516-1.518 ho (n_2): 1.660-1.673(1.669-1.670) cum(n_2): 1.655-1.661	Ta, Tb	本研究	
Kkt	河頭	opx (ho)		gl(n): 1.500-1.502	H	中島ほか (2008)	
Yb1	瀬又	ho > bi > opx		gl(n): 1.497-1.500(1.498) ho (n_2): 1.691-1.702(1.664)		中里・佐藤 (2008)	
J4 (TE-5)	地藏堂	bi > ho >> opx		gl(n): 1.498-1.501(1.4995)	C > T	中澤ほか (2009)	

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

部は凝灰質な泥質極細粒砂からなる。上部の基底は礫径 1 cm 程度の円礫を主体とし貝殻片を含む礫層からなり、その上位に分級の良い極細粒砂層が重なる。極細粒砂層の基底付近には貝殻片が混じる。

テフラ: 本ユニット下部の凝灰質な泥質極細粒砂層中には、深度 84.70 m ~ 84.80 m と深度 84.20 m ~ 84.40 m に肉眼でも重鉱物が観察できるテフラ散在層が存在する。この層準の試料を水洗により泥分を洗い流した結果、重鉱物が多く含まれ、量は多くないが火山ガラスも含有することが分かった。

深度 84.70 m ~ 84.80 m の泥質砂層には、重鉱物として普通角閃石が多く、次いで直方輝石や磁鉄鉱を多く含み、単斜輝石や黒雲母もわずかながら観察できる。また、量は多くないが火山ガラスが認められる。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.494 ~ 1.502, 直方輝石の屈折率 (γ) は 1.701 ~ 1.716, 普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.680 ~ 1.691 (1.684 ~ 1.686; 括弧内数値はモード値を示す; 以下同じ) を示す。

深度 84.20 m ~ 84.40 m では、重鉱物は普通角閃石が多く次いで黒雲母を多く含む。直方輝石と単斜輝石もわずかに含まれ、火山ガラスが含まれることも確認された。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.405 ~ 1.505, 普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.672 ~ 1.680, 1.685 ~ 1.688, 1.692 という複数の幅広いレンジを示す。

東京港地下地質研究会火山灰研究グループ (2000) は、東雲層中に角閃石を多く含むテフラ含有層を複数報告している。このうち東雲 1 (Sn1) テフラと呼ばれるテフラは普通角閃石の屈折率 (n_2) が 1.679 ~ 1.683

であることから、房総半島の^{ちやうなん}上総層群長南層に挟まる Ch1.5 テフラと対比した (東京港地下地質研究会火山灰グループ, 2000)。中里・七山 (2014) は、房総半島茂原地域の長南層の Ch1 テフラの上部に屈折率 (n_2) が 1.676 ~ 1.690 を示す角閃石を豊富に含む軽石を見だし、これが Ch1.5 テフラに相当する可能性に言及している。GS-AA-1 の深度 84.70 m ~ 84.80 m に含まれる角閃石と火山ガラスの屈折率は、中里・七山 (2014) が報告した Ch1.5 に相当する可能性のある軽石の値と良く一致している。このことから、両者は対比される可能性があり、さらには Sn1 テフラに対比される可能性もある。

深度 84.20 m ~ 84.40 m にもやや高い屈折率を示す角閃石が含まれるが、下位にくらべてレンジにばらつきがあり、また黒雲母をより多く含む特徴がある。この深度の火山ガラスの屈折率レンジはやや広いことや、泥質砂層という層相から複数のテフラが混ざった堆積物である可能性が高い。黒雲母を多く含み、高屈折率の普通角閃石を含む広域テフラとして、上総層群笠森層の Ks22 テフラに対比される貝塩上室 (KMT) テフラが知られている (鈴木, 2000)。今後、火山ガラスの化学分析を行うことで、これらテフラ粒子の起源をさらに詳しく検討する必要がある。

物性: 本層下部及び上部基底の礫層の物性値は概ね、S 波速度は 550 m/s ~ 610 m/s, P 波速度は 1,780 m/s ~ 2,200 m/s, 密度は 2.1 g/cm³ ~ 2.4 g/cm³ の範囲で変化する。上部の砂層の S 波速度は 400 m/s ~ 485 m/s, P 波速度は 1,700 m/s ~ 1,850 m/s, 密度は 2.0 g/cm³ ~ 2.1 g/cm³ の

範囲で変化する。

4.3 ユニット B

深度：78.83 m ～ 59.05 m

層相：下部，上部に分けられる。下部は最大径 10 cm 以上の円礫を含む粗粒円礫層からなる。砂岩，泥岩，チャートに加えて，溶岩や火山礫凝灰岩礫を含むことが特徴的である。上部は分級の良い砂層からなる。深度 66.3 m ～ 63.05 m では極細粒砂からなり平行葉理が観察され，貝殻片を含む層準が認められる。深度 63.05 m 以浅では，細粒～中粒砂を主体とし，最上部では白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が観察される。

テフラ：深度 62.00 m ～ 62.08 m には中～粗粒砂サイズの白色軽石の密集層が挟まれる。この軽石は多孔型と中間型の火山ガラスを多く含み，重鉱物は直方輝石，黒雲母，磁鉄鉱が多く，普通角閃石と単斜輝石も量比は少ないが含まれる。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.497 ～ 1.507，斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.703 ～ 1.704，1.714 ～ 1.717 (1.715)，1.725，普通角閃石の屈折率 (n_2) は 1.666 ～ 1.682 (1.670) を示す。

深度 61.50 m ～ 61.52 m には砂層中にテフラ起源の粒子が多く濃集するのが観察された。この砂層には火山ガラスが多く含まれ，重鉱物は黒雲母が多く普通角閃石も含まれる。火山ガラスは中間型を主体とするが，わずかに平板型も含まれる。火山ガラスの屈折率 (n) は中間型で 1.497 ～ 1.506 (1.498) を示し，平板型は 1.502 ～ 1.506 を示す。火山ガラスの化学組成からは，2つの異なる火山ガラスの混合であることを示す。グループ 1 は， SiO_2 が 77.95 % で TiO_2 が 0.10 %， MgO は 0.09 %， CaO は 0.89 % と低く， K_2O は 5.01 % と高い値を示すのが特徴である。グループ 2 は SiO_2 が 77.85 % とグループ 1 と似ているが， K_2O が 2.11 % と低い。これらのうちグループ 1 の化学組成の特徴は大町 APm テフラ群と類似しており，上位のテフラとの関係から TE-5a テフラ (町田・新井，2003) に対比されると考えられる。火山ガラスの屈折率レンジは，既報の TE-5a のレンジより広いが，これは別の火山灰が混合しているためであろう。中間型ガラスの屈折率のモードは TE-5a の範囲とよく一致している。TE-5 テフラは房総半島の下総層群では地蔵堂層の J4 テフラに対比されている (町田・新井，2003)。

物性：本ユニットの物性値は下部の礫層で概ね，S 波速度が 550 m/s ～ 770 m/s，P 波速度が 2,100 m/s ～ 2,700 m/s，密度は 2.2 g/cm³ ～ 2.4 g/cm³ の範囲で変化する。一方，上部の砂層では，S 波速度が 410 m/s ～ 480 m/s，P 波速度が 1,700 m/s ～ 1,900 m/s，密度は 1.8 g/cm³ ～ 2.0 g/cm³ の範囲で変化する。

4.4 ユニット C

深度：59.05 m ～ 35.90 m

層相：下部，中部，上部に分けられる。下部の基底層は層厚 1 m の中粒～粗粒砂層からなり，下位ユニットの砂層とは浸食面と考えられる明瞭な層相境界で接する。この砂層は上部ほど巣穴化石が多く観察される。砂層の上位は，層厚数 mm ～ 数 cm の極細粒～中粒砂の薄層を挟むシルト層が漸移的に重なり，その上部は生物擾乱が発達し貝殻片と砂が混ざる淘汰の悪い砂質泥層～泥質砂層となる。中部は上方粗粒化する砂層からなる。中部の基底は貝殻片密集層からなり，その上位は平行葉理と斜交層理が観察される分級の良い極細粒砂からなる。その上には軽石が散在する層厚 1 m のシルト層を挟み，さらに上位は分級の良い細粒～粗粒砂が重なる。この砂層の上部には白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が観察される。上部は，有機質泥層や泥層と中礫が混じる中粒～粗粒砂の互層からなる。有機質泥層には植物化石が含まれる。

テフラ：本ユニット下部の深度 56.44 m ～ 56.46 m には火山ガラスを大量に含む火山灰質砂層が挟まる。重鉱物はほとんど含まれないが，普通角閃石，黒雲母，磁鉄鉱がわずかに観察された。火山ガラスの屈折率 (n) はガラスの形状ごとにやや異なり，平板型では 1.498 ～ 1.502 (1.501 ～ 1.502)，中間型と多孔型では 1.498 ～ 1.507 (1.498) を示す。火山ガラスの化学組成からは，火山ガラスは少なくとも 3つのグループからなることが分かった。グループ 1 は平板型ガラスのみからなり， SiO_2 が 76.72 % とやや低く， K_2O は 4.45 % とやや高い。グループ 2 は中間型と多孔型ガラスからなり， SiO_2 が 77.72 %， K_2O が 5.31 % と高い値を示す。グループ 3 は平板型・中間型・多孔型ガラスを含み， K_2O が 2.75 % と低い値を示す。化学組成の特徴から，グループ 1 は九州を起源とする加久藤 (Kkt) テフラに対比される。また，グループ 2 は大町 APm テフラ群の特徴を示し，房総半島の蓼層に挟まる Yb1 テフラ (中里・佐藤，2008) に対比されると考えられる。Kkt テフラと Yb1 テフラは，千葉県松戸市で掘削された GS-MD-1 コアにおいても，蓼層基底付近の有機質泥層中に散在する火山灰として同層準から検出された (納谷ほか，2017)。

深度 53.68 m ～ 53.70 m の泥質砂層中には火山ガラスが大量に含まれる。火山ガラスは平板型と中間型からなり，屈折率 (n) は 1.499 ～ 1.506 を示す。火山ガラスの化学組成は， TiO_2 が 0.28 %， CaO が 1.93 % とやや高く， K_2O は 2.55 % とやや低いのが特徴である。

深度 41.66 m ～ 41.67 m にはおよそ粒径 2 mm の黄色軽石からなるテフラ層が挟まる。重鉱物は普通角閃石，カミングトン閃石が多く含まれ，直方輝石も認められる。火山ガラスは多孔型からなり，屈折率 (n) は 1.502

第2表 GS-AA-1 コアに挟在するテフラ（上）と関連するテフラ（下）に含まれる火山ガラスの主成分化学組成。
Table 2 Chemical composition of volcanic glass shards within intercalated tephra layers in core GS-AA-1 (upper) and related tephra layers (lower).

Depth (m)	Chemical composition (upper: mean wt %, lower: standard deviation)									Total (original)	Correlation
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
41.66–41.67	77.89	0.19	13.00	1.04	0.05	0.31	1.63	4.00	1.88	100.00(91.64)	Yb5
	0.35	0.07	0.18	0.13	0.05	0.04	0.08	0.08	0.08	n=20	
53.68–53.70	77.30	0.28	12.47	1.64	0.09	0.31	1.93	3.43	2.55	100.00(93.13)	
	0.30	0.06	0.14	0.35	0.08	0.15	0.11	0.19	0.13	n=20	
56.44–56.46	76.72	0.20	12.78	1.19	0.04	0.11	0.92	3.60	4.45	100.00(91.66)	Kkt
G1 (平板型)	0.09	0.03	0.07	0.06	0.05	0.01	0.05	0.10	0.11	n=5	
56.44–56.46	77.72	0.14	12.28	0.82	0.07	0.08	0.83	2.77	5.31	100.00(93.88)	Yb1
G2 (中間・多孔型)	0.19	0.08	0.10	0.08	0.07	0.04	0.07	0.09	0.22	n=10	
56.44–56.46	77.27	0.35	11.99	2.21	0.10	0.30	1.88	3.15	2.75	100.00(92.90)	
G3	0.09	0.07	0.13	0.07	0.02	0.05	0.13	0.09	0.17	n=4	
61.50–61.52	77.95	0.10	12.21	0.82	0.07	0.09	0.89	2.86	5.01	100.00(92.62)	TE-5a
G1	0.21	0.08	0.23	0.16	0.07	0.08	0.31	0.48	1.10	n=10	
61.50–61.52	77.85	0.20	12.32	1.60	0.10	0.20	1.70	3.91	2.11	100.00(92.14)	
G2	0.75	0.09	0.40	0.38	0.08	0.10	0.41	0.37	0.56	n=10	
Tephra name /locality										reference	
Yb5	77.73	0.21	12.99	1.09	0.04	0.32	1.72	4.02	1.87	100.00 (92.74)	本研究
瀬又	0.73	0.07	0.29	0.20	0.05	0.07	0.13	0.09	0.07	n=20	
Kkt	76.43	0.13	12.95	1.20	0.01	0.19	0.98	3.78	4.31	99.98	中島ほか (2008)
河頭	0.17	0.07	0.07	0.06	0.02	0.06	0.04	0.07	0.06	n=15	
Yb1	77.94	0.11	11.96	0.85	0.06	0.05	0.84	2.96	5.23	100.00	中里・佐藤 (2008)
瀬又	0.18	0.06	0.14	0.08	0.06	0.04	0.05	0.06	0.15	n=15	
J4 (TE-5)	77.87	0.05	12.41	0.84	0.02	0.13	0.83	3.05	4.80	100.00 (94.59)	中澤ほか (2009)
地蔵堂	0.28	0.04	0.07	0.09	0.03	0.06	0.05	0.14	0.25	n=20	

～1.508 (1.502～1.503)を示す。普通角閃石及びカミングトン閃石の屈折率 (n_2) はそれぞれ、1.662～1.675 (1.666) と 1.656～1.661 (1.658)を示す。火山ガラスの化学組成は、MgO が0.31%とやや高く、K₂O が1.88%とやや低い特徴を持つ。

カミングトン閃石を多く含むテフラとして下総層群藪層の Yb5 テフラが知られる (町田・新井, 2003)。今回新たに分析した市原市瀬又の藪層の Yb5 テフラの火山ガラスの化学組成の特徴とも良く一致することから (第2表)、本テフラは下総層群藪層の Yb5 テフラに対比される。Yb5 テフラは GoP₁ と呼ばれる軽石層 (町田ほか, 1974; 杉原ほか, 1978) に相当する。東京港地下地質研究会火山灰グループ (2000) は、江戸川層上部層にカミングトン閃石を含む軽石層を見だし、江戸川3 (Ed3) テフラと呼び、強磁性鉱物のキュリー一点温度の特徴から GoP₁ テフラに対比している。GS-AA-1 コアの深度 41.66 m～41.67 m のテフラは、Ed3 テフラに相当すると考えられる。

物性: 本ユニット下部の泥層では概ね、S波速度は 280 m/s～290 m/s, P波速度は 1,560 m/s～1,590 m/s, 密度

は 1.7 g/cm³～1.8 g/cm³, 泥質砂層では S波速度は 360 m/s～390 m/s, P波速度は 1,660 m/s～1,790 m/s, 密度は 1.8 g/cm³～2.1 g/cm³ の範囲で変化する。中部では概ね、S波速度は 400 m/s～540 m/s, P波速度は 1,660 m/s～1,890 m/s, 密度は 1.9 g/cm³～3.1 g/cm³ の範囲で変化する。上部では S波速度は 300 m/s～400 m/s, P波速度は 1,530 m/s～1,750 m/s, 密度は 1.8 g/cm³～2.0 g/cm³ の範囲で変化する。

4.5 ユニット D

深度: 35.90 m～15.80 m

層相: 本ユニットは下部と上部に分けられる。下部の基底は層厚約 7 m の礫層からなる。この礫層は最大粒径が 4 cm ほどの円～亜円礫を主体とする。下位ユニットとは浸食面と考えられる明瞭な地層境界で接する。礫層の上部はやや砂がちとなり、上位に斜交層理が認められる細粒～粗粒砂層へと移行する。砂層の上位には、細粒な軽石が混じるやや有機質な砂質泥層が重なる。この砂質泥層には植物根痕が認められる。この砂質泥層の上位には巢穴化石を含む貝殻片が混じるシル

第 3 表 GS-AA-1 から得られた放射性炭素年代。

Table 3 Radiocarbon ages from GS-AA-1.

GS-AA-1						
測定番号	試料名	深度(m)	試料	^{14}C age (1 σ , yBP)	暦年代(2 σ , cal BP)	median probability
I AAA-180287	GS-AA-1_0720	7.20	貝殻(ヒメカノコアサリ)	3440 \pm 20	3224 - 3379	3312
I AAA-180288	GS-AA-1_0864	8.64	貝殻(ハマグリ類)	980 \pm 20	523 - 627	575
I AAA-180289	GS-AA-1_1153	11.53	貝殻(ホトトギス類)	Modern		
I AAA-180290	GS-AA-1_1334	13.34	貝殻(シオフキ)	780 \pm 20	334 - 349	428
I AAA-180291	GS-AA-1_1510	15.10	貝殻(クチベニデ)	6770 \pm 30	7230 - 7365	7296

ト層が重なる。下位の砂質泥層とは明瞭な境界面で接する。上部基底は貝殻片を含む中粒～粗粒砂層からなり、その上位には貝殻片と 2 m ～ 10 m 程度の円礫を含むやや泥質な中粒～粗粒砂が重なる。最上部は塊状のシルト層からなる。

テフラ：本ユニット下部の深度 28.20 m ～ 27.33 m の砂質泥層には中粒～粗粒砂サイズの軽石やテフラ起源の砕屑物が多く含まれる。深度 28.05 m ～ 28.07 m では、重鉍物としては直方輝石、単斜輝石、普通角閃石、磁鉄鉍に加え量は少ないが黒雲母やカミングトン閃石も含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.696 ～ 1.706 を示し、普通角閃石の屈折率(n_2)のレンジは広く 1.668 ～ 1.674, 1.678 ～ 1.681, 1.685 ～ 1.691 を示す。深度 27.40 m ～ 27.42 m では重鉍物として直方輝石、単斜輝石、普通角閃石、磁鉄鉍を含み、直方輝石の屈折率(γ)は 1.695 ～ 1.702 (1.699) を示す。

物性：下部の礫層と砂層の S 波速度は 360 m/s ～ 740 m/s, P 波速度は 1,700 m/s ～ 2,270 m/s, 密度は 1.8 g/cm³ ～ 2.1 g/cm³ を示す。砂質泥層及び泥層の S 波速度は 190 m/s ～ 270 m/s, P 波速度は 1,490 m/s ～ 1,610 m/s, 密度は 1.7 g/cm³ ～ 2.0 g/cm³ の範囲で変化する。上部の貝殻片が混じる砂層及び泥質砂層においては、S 波速度は 270 m/s ～ 450 m/s, P 波速度は 1,700 m/s ～ 1,820 m/s, 密度は 1.8 g/cm³ ～ 2.4 g/cm³, 泥層では S 波速度は 170 m/s ～ 200 m/s, P 波速度は 1,520 m/s ～ 1,610 m/s, 密度は 1.6 g/cm³ ～ 1.9 g/cm³ の範囲で変化する。

4.6 沖積層、埋立層及び盛土層

深度：15.80 m ～ 0.00 m

層相：礫質な下部(深度 15.80 m ～ 13.40 m), 砂泥互層からなる中部(深度 13.40 m ～ 3.42 m), 礫質な上部(深度 3.42 m ～ 地表)に分けられる。下部は粒径 4.5 cm 以下の礫、貝殻片、極細粒～細粒砂からなり、全体に泥質で上方細粒化する。一部に生痕が見られる。中部は砂分を含まない泥、斜交層理の発達した極細粒～細粒砂、未固結変形の顕著な砂質泥などの互層からなり、全体に貝殻片が散在する。泥は一部有機質で暗色のラミナが発達する。深度 10.58 m ～ 11.00 m にはラミナが発達した細粒砂層が再堆積したブロックとして含まれ

る。深度 6.40 m にはタイヤと思われるゴム片が含まれる。上部は角礫混じりの淘汰が悪い泥～極細粒砂からなり、セラミック製の破片など人工物を含む。

下部は埋没段丘礫層の再堆積物からなる沖積層、中部は浚渫砂による人為的な海域の埋立に伴う埋立層、上部はゴミや碎石による盛土層と考えられる。

年代：深度 15.10 m の貝殻片(クチベニデ)から 7.3 ka, 深度 13.34 m の貝殻片(シオフキ)から 0.4 ka, 深度 11.53 m の貝殻片(ホトトギス類)から modern, 深度 8.64 m の貝殻片(ハマグリ類)から 0.6 ka, 深度 7.20 m の貝殻片(ヒメカノコアサリ)から 3.3 ka の放射性炭素年代が得られた(第 3 表)。

物性：サスペンション法で測定された深度 15 m の S 波速度は 217 m/s, P 波速度は 1,754 m/s であった。深度 15 m よりも上の弾性波速度はダウンホール方式で測定されており、この区間の S 波速度は概ね 110 m/s ～ 180 m/s, P 波速度は 230 m/s ～ 1,580 m/s の範囲で変化し、上方で徐々に値が小さくなる傾向がある。密度は 1.6 g/cm³ ～ 1.9 g/cm³ の範囲で変化し、上方に値が小さくなる傾向がある。

5. 各ユニットの層序対比

本報告で区分した GS-AA-1 コアに認められた堆積ユニットと、東京港地下地質研究会(2000)が示した層序区分との対応を第 2 図に示す。ユニット A は東雲層に、ユニット B は江戸川層下部層に、ユニット C は江戸川層中部層及び上部層に、ユニット D の下部は東京層下部層に、ユニット D の上部は東京層上部層にそれぞれ対比される。

GS-AA-1 コアのユニット B には、房総半島の地蔵堂層に挟在する J4 テフラに対比される TE-5a テフラが挟まるため、ユニット B は下総層群の地蔵堂層に対比される。ユニット C には下総層群の藪層に挟在する Yb1 及び Yb5 テフラが挟まるため、藪層に対比される。ユニット D については、今回確実に対比できるテフラが見つからなかったため下総層群との対比は不明である。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、東京港地下地質研究会(2000)に

よる東京層下部（本報告のユニットDの下部に相当する）に挟まる東京1テフラの上部は、直方輝石の屈折率(γ)が1.705～1.725を示し、このテフラをおし沼峠の多摩IIローム層中のドーランテフラ及び下総層群清川層のKy3テフラに対比した。なお、ドーランテフラは中里・佐藤(1988)によれば大磯丘陵のTCu-1テフラに対比され、下総層群上泉層のKm2テフラに対比される。

GS-AA-1コアのユニットD下部の深度28.20 m～27.33 mの凝灰質砂質泥層は、層位としては東京1テフラに相当するが、高屈折率のレンジを示す直方輝石を見いだすことができなかったため、この層準をTCu-1あるいはKy3のいずれかに対比することはできなかった。一方で、深度28.20 m～27.33 mのテフラが既知のどのテフラに対比されるかも現在のところ不明である。

層相の特徴から、ユニットDは谷埋め堆積物である可能性が高い。関東平野にはMIS6の低海水準期に形成された谷をMIS5eの海進によって形成された海成層等が埋積した谷埋め堆積物が各地で確認されている(例えば下総層群木下層の例、Nakazawa *et al.* 2017)。武蔵野台地では、世田谷層と呼ばれる一連の谷埋め堆積物がこの年代に形成されたことが分かってきた(中澤ほか, 2019)。ユニットDもMIS6からMIS5eにかけて形成された谷埋め堆積物である可能性も考えられるが、上記のように現段階ではその年代を積極的に支持するテフラは見つかっていない。

ユニットDの形成年代については、武蔵野台地に分布する東京層との層序対比や地層分布形態の比較、花粉分析などの結果などを合わせて、今後さらに検討する必要がある。

謝辞: コア試料の観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏にご協力いただいた。貝化石は地質情報研究部門の中島 礼氏に鑑定していただいた。ボーリング調査にあたっては、東京都建設局東部公園緑地事務所に調査用地について多大な便宜を図っていただいた。ボーリング作業は、大洋地下調査株式会社によって実施された。深く感謝いたします。

文 献

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ーランの対比. 地球科学, **54**, 49-54.
 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.
 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 関東における第四紀中期のテフラ対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**, 302-338.
 中島 礼・水野清秀・古澤 明 (2008) テフラ対比に基づく中部更新統渥美層群の堆積年代. 地質学雑誌, **114**, 70-79.
 中里裕臣・七山 太 (2014) 茂原地域における上総層群大田代層上部～長南層テフラの層序. 日本地質学会第121年学術大会講演要旨集, 150-150.
 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集, 147-147.
 中澤 努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示 (2009) 関東平野中央部における上総-下総層群境界: 越谷GS-KS-1コアでのMIS12層準の特定. 地質学雑誌, **115**, 49-63.
 Nakazawa, T., Sakata, K., Hongo, M. and Nakazato, H. (2017) Transition from incised valley to barrier island systems during MIS 5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **456**, 85-101.
 中澤 努・長 郁夫・坂田健太郎・中里裕臣・本郷美佐緒・納谷友規・野々垣 進・中山俊雄 (2019) 東京都世田谷区, 武蔵野台地の地下に分布する世田谷層及び東京層の層序・分布形態と地盤振動特性. 地質学雑誌, **125**, 367-385.
 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努 (2017) 松戸市の地下に分布する下総層群の層序: GS-MD-1コアの調査概要. 平成28年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 74, 39-46.
 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., Hafli-dason, 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.
 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2018) 20万分の1日本シームレス地質図V2. データ更新日: 2018年1月10日. 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ロジー. 地質学雑誌, **84**, 583-600.

- 鈴木毅彦 (2000) 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理学評論, 73A-1, 1-25.
- 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/>, 2019年04月17日確認.
- 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.
- 東京港地下地質研究会 (2000) 東京港地域の地下地質層序. 地団研専報, no. 47, 10-22.
- 東京港地下地質研究会火山灰グループ (2000) 東京港地下のテフラとその対比. 地団研専報, no. 47, 23-30.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—. 東京都土木技術研究所.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 497-515.

地質調査総合センター速報 No.79

平成 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 令和元年 9月10日

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 株式会社アイネクスト

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。