

# 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults  
in the Coastal Zone of Japan (FY2019)

中島 礼 (編)

Rei Nakashima (Editor)

令和2年9月  
September 2020



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





# 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults  
in the Coastal Zone of Japan (FY2019)

中島 礼 (編)

Rei Nakashima (Editor)

令和2年9月  
September 2020



国立研究開発法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター





# 緒 言

地質情報研究部門 沿岸域プロジェクトリーダー

中島 礼

産総研では、平成19年の3月に発生した能登半島地震と7月に発生した中越沖地震が海岸線に近い浅海の沿岸部で発生したことを重視し、沿岸域の地下地質情報を整備する目的の「沿岸域の地質・活断層調査（沿岸域プロジェクト）」を平成20年より開始しました。沿岸域には人口や産業インフラが集中し、港湾の埋立地などが位置しています。一方、海域が近いことから自然災害の影響も受けやすい地域です。活断層や地震などによる防災を考慮するだけでなく、沿岸域の調査は私たちの生活に密接した重要な意義があると考えています。私たちはこれまでに、能登半島北部、新潟、福岡、石狩低地帯南部、駿河湾北部、房総半島東部と調査を進め、とくに陸域から海域へと連続する活構造の分布や活動を明らかにするという成果を上げてきました。令和2年度には、相模湾北部沿岸域の調査結果を報告できる予定です。

平成29年度からは、名古屋市を中心とした中京エリアである伊勢湾・三河湾沿岸域の地質調査を開始しました。この地域には、愛知県から三重県まで広範囲において、人口密集地や工業地帯が立地しています。また、内陸域や海域においては活断層が多数分布しており、海陸にわたるシームレスな地質情報の整備が急務です。令和元年度（平成31年度）にこの地域の調査は完了し、現在は調査成果のとりまとめと公開の準備を行っているところです。

本報告には、令和元年度（平成31年度）に実施した伊勢湾・三河湾の海域及び陸域の調査・研究活動を主に報告するものです。本報告には、9件の研究成果の報告が収められています。海域の調査報告として、名古屋港から知多半島におけるSESによる音波探査（八木ほか）、伊勢湾南部の音波探査結果（佐藤ほか）、白子-野間断層を挟んで行った海上ボーリングの解析結果（天野ほか）、湾内堆積物の調査結果（清家・天野）、伊勢湾西岸沖における重力探査（大熊ほか）が掲載されています。陸域の報告としては、鈴鹿市におけるボーリングコア解析結果（佐藤ほか）、松阪市におけるボーリング調査（佐藤ほか）、知多半島における段丘調査（小松原）、四日市市における反射法物理探査（小松原ほか）があります。本報告は速報として調査終了直後に作成されたため、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。

令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告  
目 次

緒言・・・中島 礼

伊勢湾東部沿岸域における伊勢湾断層の位置・形状およびその活動性  
八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄 ..... 1

伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査，データベース化の概要  
佐藤智之・鈴木克明・古山精史朗 ..... 15

伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序区分  
天野敦子・田村 亨・佐藤善輝・大上隆史・佐藤智之 ..... 25

伊勢湾・三河湾の表層コア試料に見られる堆積構造  
清家弘治・天野敦子 ..... 35

伊勢湾沿岸域における海底重力調査  
大熊茂雄・宮川歩夢・駒澤正夫・杉野由樹・押田 淳 ..... 41

鈴鹿市南部における第四系ボーリングコア試料の<sup>14</sup>C年代測定と花粉分析  
(速報)  
佐藤善輝・興津昌宏・田中義文 ..... 51

三重県松阪市，櫛田川下流域における第四系ボーリング調査（速報）  
佐藤善輝 ..... 59

知多半島の段丘の地表調査  
小松原琢 ..... 67

三重県四日市市垂坂断層の反射法地震探査速報  
小松原琢・秋永康彦・澤田基貴・末廣匡基・寺田龍矢 ..... 85

# Annual Report of Investigations Geology Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2019)

## Contents

Preface

Geometry and paleo-activity of the Ise Bay Fault at the coastal area in eastern Ise Bay YAGI Masatoshi, SAKAMOTO Izumi and FUJIMAKI Mikio .....	1
Preliminary results of the additional seismic reflection survey and the database in the coastal sea area of Ise Bay, Japan SATO Tomoyuki , SUZUKI Yoshiaki and FURUYAMA Seishiro .....	15
Lithofacies and stratigraphy of boring cores collected in Ise Bay AMANO Atsuko , TAMURA Toru , SATO Yoshiki , OGAMI Takashi and SATO Tomoyuki .....	25
Sedimentary structures in core samples obtained from seafloor surface in Ise and Mikawa bays SEIKE Koji and AMANO Atsuko .....	35
Ocean bottom gravity survey in the coastal zone of the Ise Bay area, central Japan OKUMA Shigeo , MIYAKAWA Ayumu , KOMAZAWA Masao , SUGINO Yoshiki and OSHIDA Atsushi .....	41
Preliminary report of radiocarbon ages and pollen fossil analysis of Quaternary sedi- ments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan SATO Yoshiki , OKITSU Masahiro and TANAKA Norifumi .....	51
Preliminary report of coring survey of Quaternary sediments in the lower reach of Kushida River, Mie Prefecture, central Japan SATO Yoshiki .....	59
Field Survey on the Terraces in Chita Peninsula, central Japan KOMATSUBARA Taku .....	67
Preliminary report on seismic reflection survey across the “Tarusaka Fault” (uncertain active fault), in Yokkaichi City, Mie Prefecture, central Japan KOMATSUBARA Taku , AKINAGA Yasuhiko , SAWADA Motoki , SUEHIRO Masaki and TERADA Tatsuya .....	85

# 伊勢湾東部沿岸域における伊勢湾断層の位置・形状およびその活動性 Geometry and paleo-activity of the Ise Bay Fault at the coastal area in eastern Ise Bay

八木雅俊<sup>1\*</sup>・坂本 泉<sup>2</sup>・藤巻三樹雄<sup>3</sup>

YAGI Masatoshi<sup>1\*</sup>, SAKAMOTO Izumi<sup>2</sup> and FUJIMAKI Mikio<sup>3</sup>

**Abstract:** We performed a high-resolution stratigraphic survey to confirm the formation, distribution and displacement of geological structure at the coastal area in Ise Bay. In this study, the Ise Bay Fault was divided into three areas, A, B and C from north. In the section across the Ise Bay Fault, no activity was observed in the areas A and B for the past 20,000 years. On the other hand, a clear deformed structure was recognized in the area C. The average vertical displacement velocity was calculated to be 0.12-0.20 m/kyr from the deformation observed in the area C, and vertical displacement per event is estimated to be at least 0.8 m or more.

**Keywords:** Ise Bay Fault, Paleo-activity, High-resolution stratigraphic survey

## 要 旨

平成 29 年度より開始した伊勢湾・三河湾沿岸域を対象とした地質総合調査の最終年度として、伊勢湾中部から東部において分解能の高い SES2000 探査システムを用いた音波探査を実施した。本調査では伊勢湾断層を北から順に A, B, C 海域の 3 つに区分し、各海域において伊勢湾断層を横断する音波探査記録からその活動性を検討した。その結果、A 海域から B 海域にかけて、少なくとも 10 km 以上の区間においては約 20,000 年前以降の堆積層に明瞭な変位は確認されなかった。C 海域では完新統に撓曲変形が認められ、これを伊勢湾断層の活動を反映したものと仮定すると平均上下変位速度は 0.12 ~ 0.20 m/kyr と算出される。また、一度の活動に伴う隆起量は少なくとも 0.8 m 以上と推定される。

## 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 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を開始した。初年度は、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た。次年度には、初年度に認められた活構造を対象とし、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や柱状試料採取が実施された。以上の結果から、伊勢湾西部海域において確認された活構造の活動性評価に資するデータを得ること

ができていた。最終年度となる令和元年度においては、伊勢湾の中部から東部にかけて分布する伊勢湾断層及びその周辺の地質構造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、調査により取得した反射記録に基づき、対象地域に分布する活構造の位置・形状及びその活動性についてまとめる。

## 2. 地域概説

伊勢湾は、南北約 50 km、東西約 30 km の太平洋に開く内湾であり、本州のほぼ中央に位置している。湾内においては、これまでに多くの音波探査が実施されており、活構造の分布や伊勢湾の北側に広がる濃尾平野との地下層序の対比が試みられてきた（中条・高田, 1970 ; 桑原ほか, 1972 ; 岡田ほか, 2000）。本調査対象地域である伊勢湾東部沿岸域においては、中部国際空港建設に伴う地形・地質的調査が実施され、その結果が報告されている（財団法人中部空港調査会, 1994）。深浅測量による結果からは、中部国際空港周辺の海底地形は、水深 7 m 以浅の上部平坦面、水深 7 m ~ 15 m の海底急斜面及び水深 15 m 以深の沖合緩斜面に区分されている（豊蔵ほか, 1999）。また、音波探査結果とボーリング調査に基づき、地質構造が明らかにされてきた（例えば、岡田ほか, 2000）。

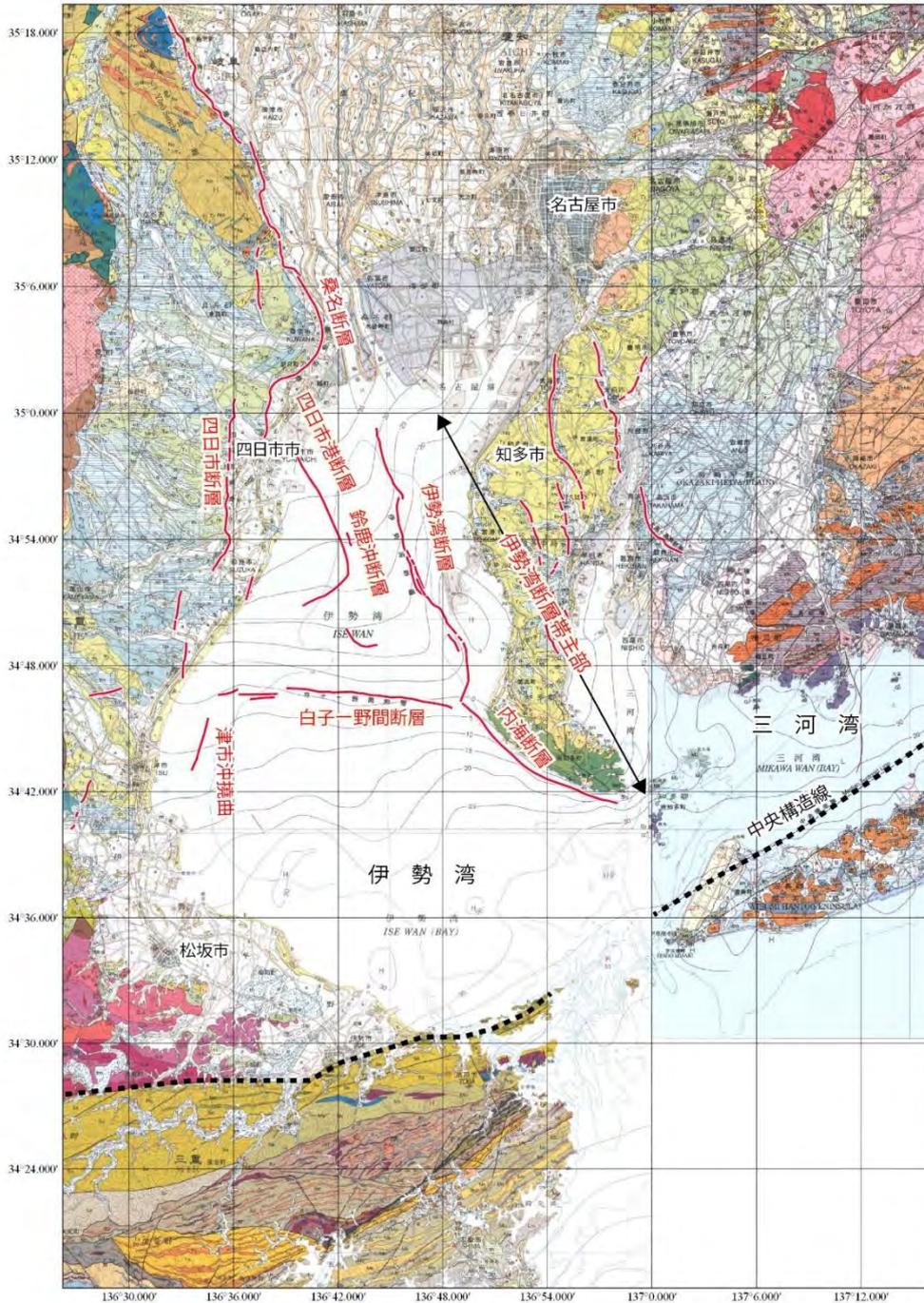
伊勢湾の中央付近には北西-南東方向に延びる伊勢湾断層が分布し、その南東に延びる内海断層を含めて伊勢湾断層帯主部と呼ばれている（地震調査研究推進

\*Correspondence

1 株式会社ジオシス (GEOSYS,INC)

2 東海大学 (Tokai University)

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

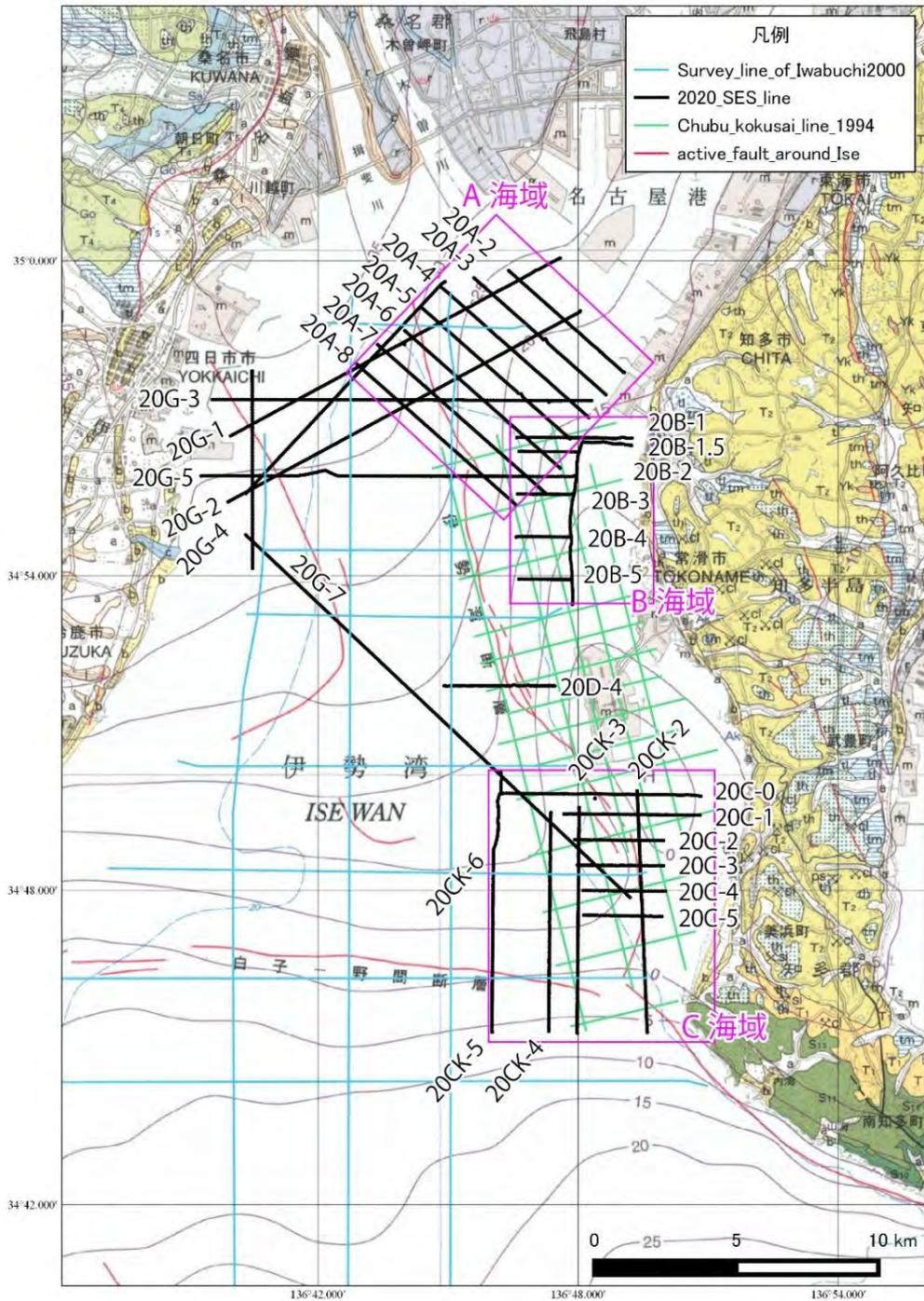


第1図 伊勢湾周辺の地質図及び活構造. 地質図は20万分の1地質図「名古屋」(水野ほか, 2009), 「伊勢」(西岡ほか, 2010), 「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)より.

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).

本部, 2005; 第1図). 知多半島の野間崎沖から白子沖にかけては, ほぼ東西方向で白子-野間断層が分布している. また, 伊勢湾の湾口周辺において, 渥美半島から志摩半島にかけて中央構造線が東北東-西南西方向で延びている(牧野内, 1976). 伊勢湾断層は, 北東

側が相対的に隆起する逆断層成分を有する長さ約25kmの断層で, 平均的な上下方向のずれ速度は0.1 m/kyr程度であり, その平均活動間隔は10,000年~15,000年程度とされている(地震調査研究推進本部, 2005). また, 伊勢湾断層の北端約10km区間においては, 20,000



第2図 SES2000による探査測線（黒線）。緑色の測線は財団法人中部空港調査会（1994）による探査測線，水色の測線は岩淵ほか（2000）による探査測線を示す。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. 2 Seismic survey lines by SES2000 (black line). Green line is survey line of The Chubu International Airport Research Foundation (1994), Blue line is survey line of Iwabuchi *et al.*, (2000). Geological sheet map 1:200,000 (Makimoto *et al.*, 2004; Mizuno *et al.*, 2009, Nishioka *et al.*, 2010).

年前以後の活動が確認されていないため（岩淵ほか，2000），本断層の活動性を明らかにするための資試料が必要である。

### 3. 調査概要

伊勢湾東部海域において，伊勢湾断層の位置・性状及びその活動履歴の把握を目的として，SES2000探査

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

		陸上地質 (土質工学会 中部支部, 1988)	財団法人中部空港調査会 (1994)	岩淵ほか (2000)	岡村ほか (2013)	八木ほか (2019)
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
第四紀	更新世	第一礫層 鳥居松礫層 大曾根層	上部砂礫層	ld	B2	B2
		熱田層	下部砂礫層	lla		
			粘性土層	llb		
	第二礫層	砂質土層	llc	B3	B3	
	海部累層 第三礫層 弥富累層		lll			
	東海層群		llv			
新第三紀	鮮新世			iv		
	中新世		常滑層群	v		
先新第三紀				vi		

システムを用いた音波探査を実施した。調査においては、必要に応じて測線の追加が可能のように、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。

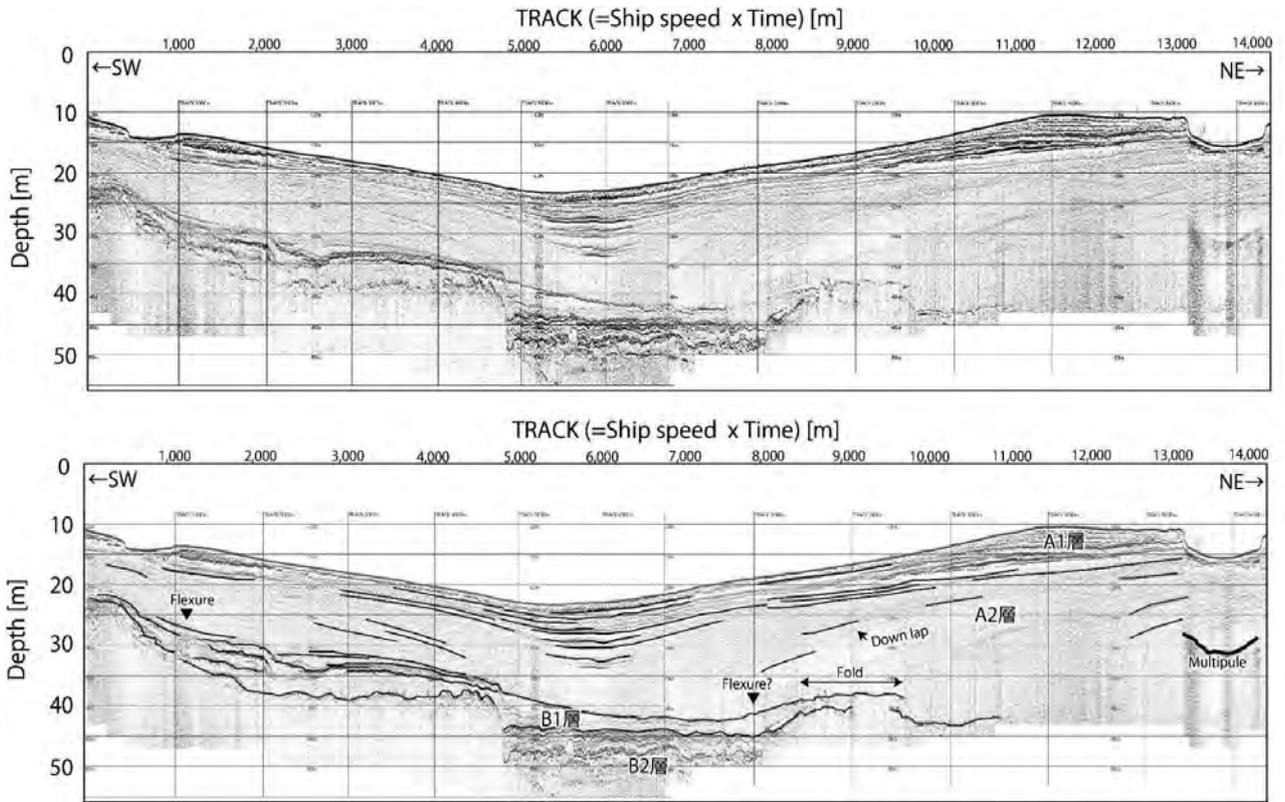
本調査は、2020年2月1日から同年2月5日にかけて実施した。調査範囲は、伊勢湾東部沿岸域を北部・中部・南部の3つのエリアに区切り、北部から順にA海域、B海域、C海域とした(第2図)。調査に用いたのはInnormar社製のSES2000である。船体の動揺はTSS社製ダイナミックモーションセンサー(DMS-05)を用いることで補正を行った。海上の位置決定にはHemisphere社製のD-GPS(VS100)を用い、調査船の誘導はHYPACK社製の統合型海洋測量・調査ソフトウェアから構成されるD-GPS測位システムを使用した。

SES2000探査システムによる調査測線は、伊勢湾断層を横断する東西断面およびこれらを繋ぐ検測線から構成され、その総測線長は、約232kmである。

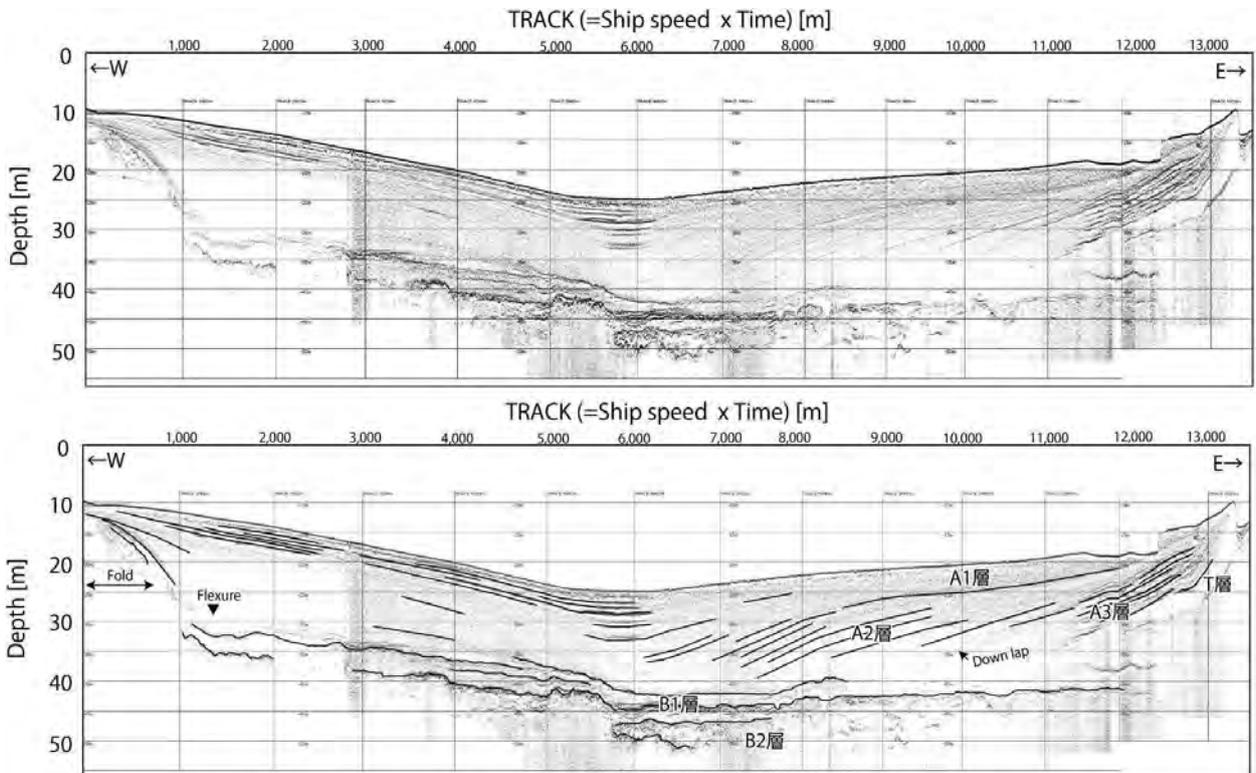
#### 4. 音波探査結果

##### 4.1 層序区分

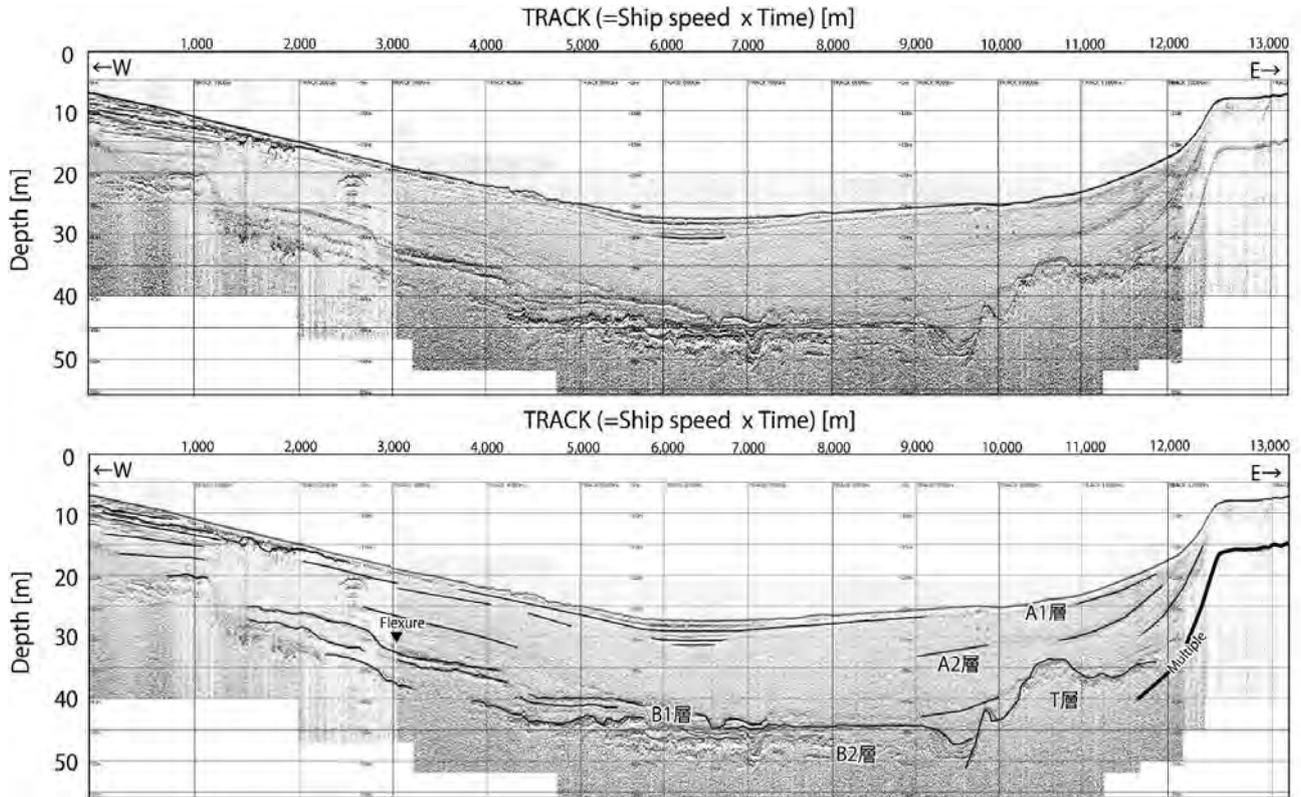
伊勢湾においては、反射法探査及び柱状試料採取の結果に基づき陸上地質との対比がなされてきた(例えば、財団法人中部空港調査会, 1994; 豊蔵ほか, 1999; 岩淵ほか, 2000)。その後、岡村ほか(2013)は伊勢湾西部沿岸域で実施されたSES2000探査システムによる音波探査結果から、調査海域の地質層序をA層及びB層に区分し、B層内をさらにB1~B3層に細分した。佐藤・古山(2018)はプーマー音源を用いたマルチチャンネル反射法探査結果に基づき、伊勢湾の地質層序をA層~C層に区分した。また、八木ほか(2019)は岡村ほか(2013)による区分を踏襲しつつ、堆積層の音響的特徴からA層内部をA1~A3層に細分し、各層の形成時期についてまとめている(第1表)。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、八木ほか(2019)による層序区分に従った。なお、B層よりも下位に位置する地層については分布や音響的特徴から東海層群と推定され、本稿ではT層として扱う。



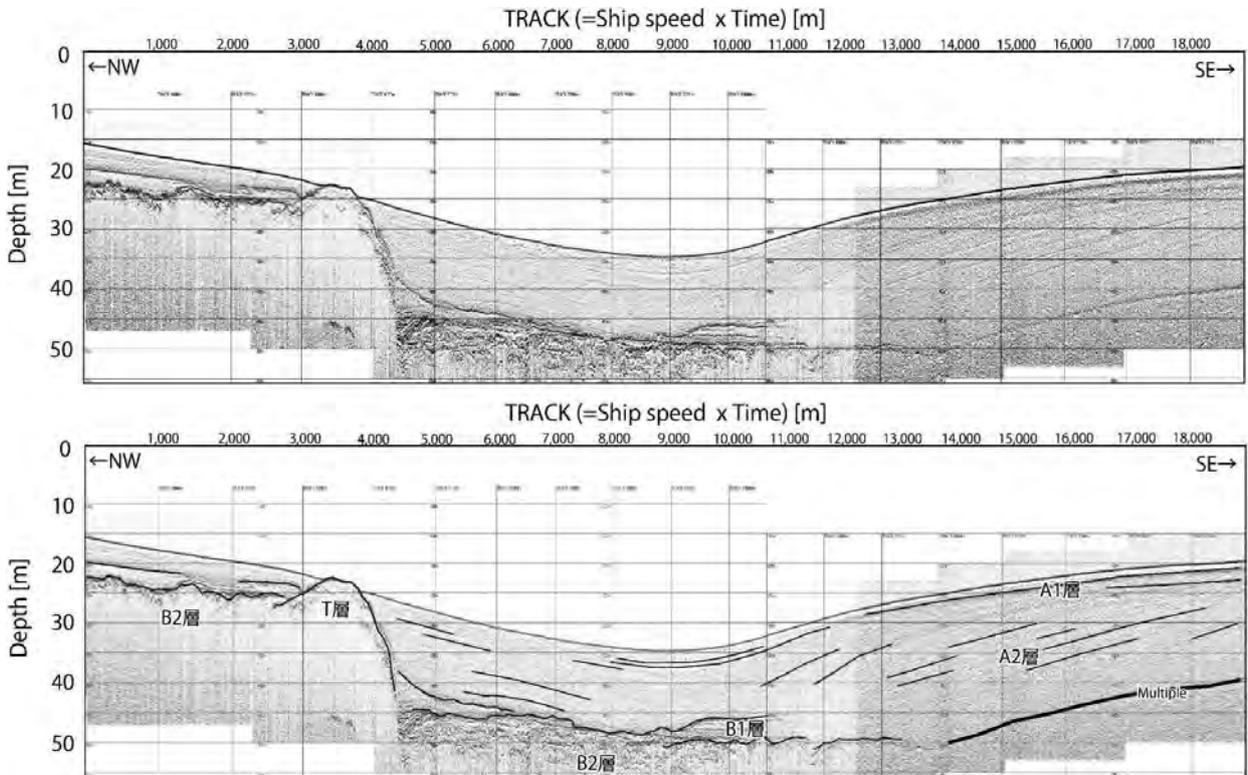
第3図 20G-1 測線における記録断面（上）とその解釈断面（下）。  
 Fig. 3 Seismic profile of line 20G-1 (upper) and the interpretation (lower).



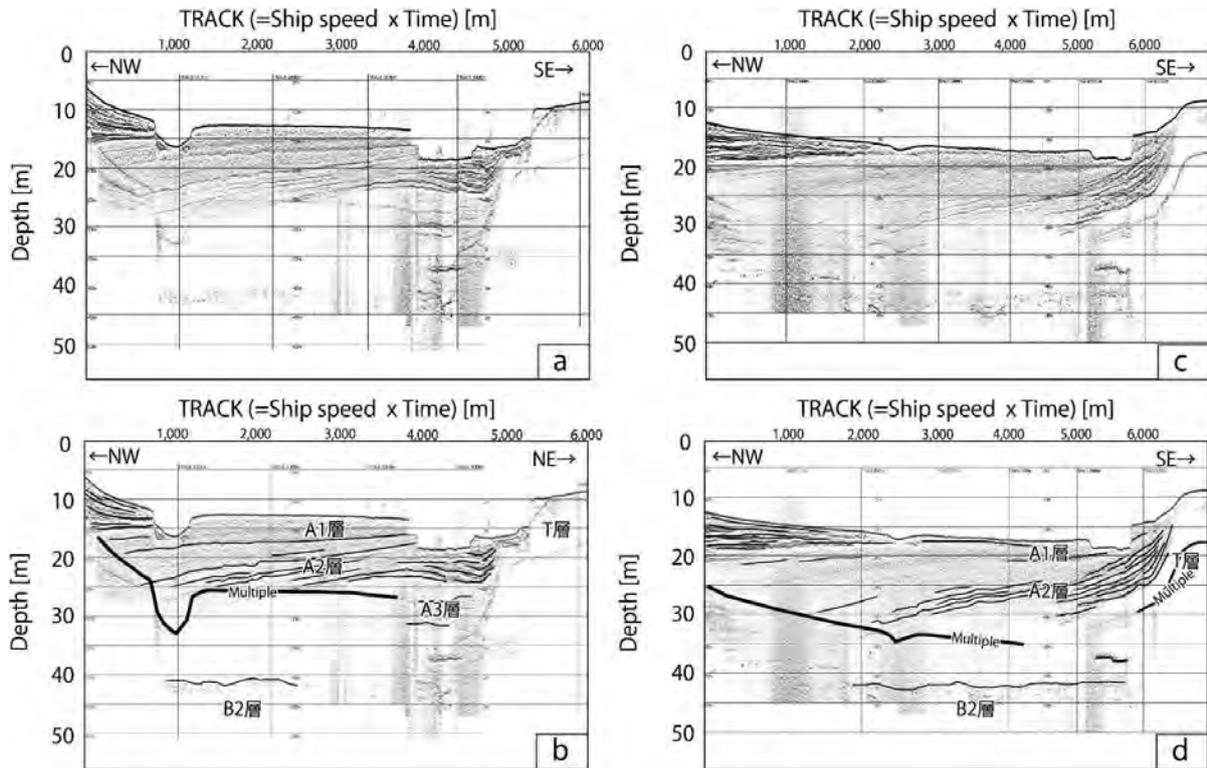
第4図 20G-3 測線における記録断面（上）とその解釈断面（下）。  
 Fig. 4 Seismic profile of line 20G-3 (upper) and the interpretation (lower).



第5図 20G-5 測線における記録断面（上）とその解釈断面（下）.  
 Fig. 5 Seismic profile of line 20G-5 (upper) and the interpretation (lower).



第6図 20G-7 測線における記録断面（上）とその解釈断面（下）.  
 Fig. 6 Seismic profile of line 20G-7 (upper) and the interpretation (lower).



第7図 20A-2 測線における記録断面 (a) とその解釈断面 (b) 及び 20A-4 測線における記録断面 (c) とその解釈断面 (d).  
Fig. 7 Seismic profile of line 20A-2 (a) and the interpretation (b), seismic profile of line 20A-4 (c) and the interpretation (d).

## 4.2 地質構造

本調査で取得した反射記録断面およびその解釈断面を第3図～第12図に抜粋し、各断面における地質構造の特徴を以下に示す。また、記録断面の縦軸は深度(メートル単位)を示し、5mおきに軸線を描画している。横軸は距離(メートル単位)を示しているが、船速から算出された距離であるため、軸線の幅がやや異なることに留意されたい。

### 4.2.1 概査測線断面

#### 【20G-1 測線】

伊勢湾北部で四日市港から名古屋港沖へと北東-南西方向に伊勢湾を横断する測線であり、既知の伊勢湾断層北端部を横断する測線である(第3図)。本記録断面のTRACK1,000m付近において、B2層上面からB1層に撓曲変形が認められる。また、TRACK8,000m～9,500m付近において、TRACK9,000m付近を頂部とする褶曲構造が認められる。

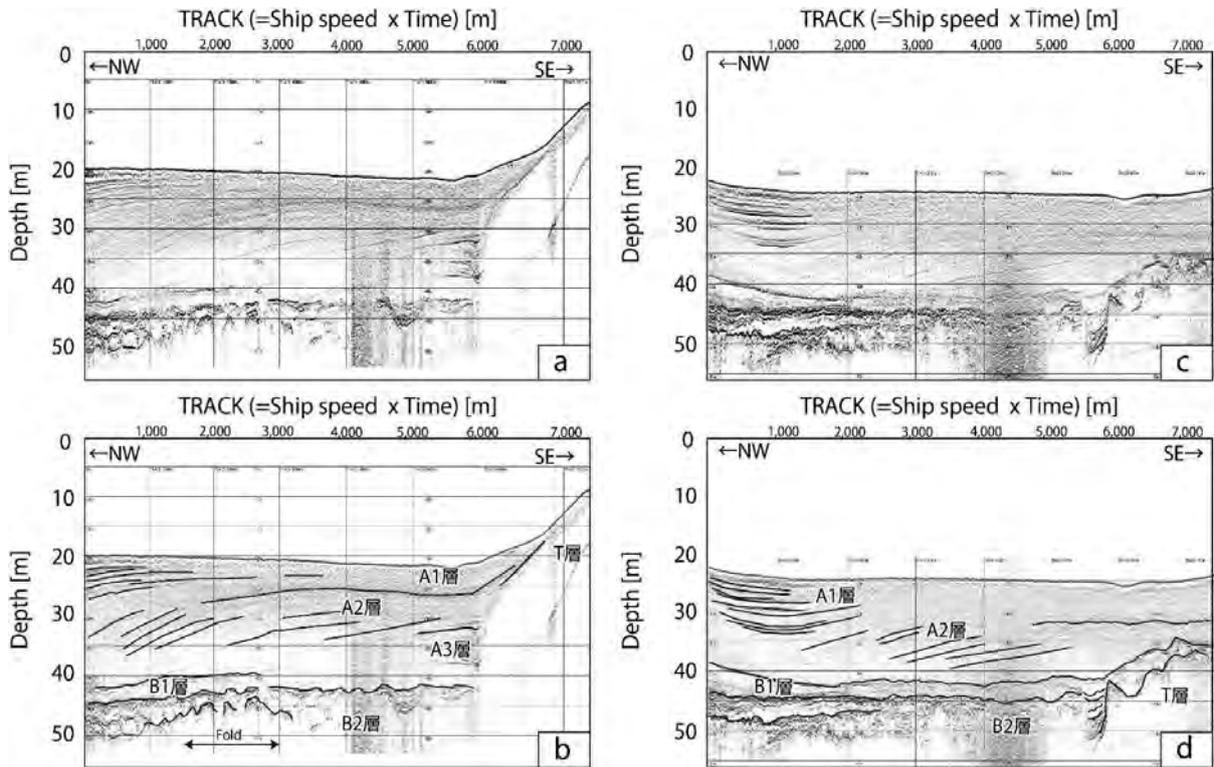
#### 【20G-3 測線】

伊勢湾北部で四日市港沖から名古屋港沖へと東西方向に伊勢湾を横断する測線であり、東端はA海域に到達する(第4図)。本測線は既知の断層である四日市港断層と伊勢湾断層にほぼ直交する。TRACK1,000m付

近で、B1層の撓曲変形が認められる。伊勢湾西部にあたるTRACK0m～6,000mのA1層内部は複数の強反射面による成層構造が卓越しているが、A2層内部の反射は弱く堆積構造が不明瞭である。伊勢湾東部のTRACK7,000m～11,000mでは、西部に比べA1層内部の反射強度は弱いものの、A2層内部の堆積構造が明瞭であり、西側へのダウンラップ構造が認められる。TRACK13,000m以東にT層の隆起が認められ、その斜面部であるTRACK11,000m～13,000mの範囲で、強反射面をもつA3層が斜面に沿うように分布している。

#### 【20G-5 測線】

G-3測線より3km程度南に位置する東西測線であり、東端はB海域に到達する(第5図)。TRACK0m～3,000m付近のA1層上部には複数の強反射面が認められる。TRACK3,000m付近を境としてA2/A3層境界付近までの堆積層に撓曲変形が認められる。TRACK10,000m～12,000mの深度35m付近に起伏に富んだB2層上面が認められ、B1層は以西に比べ薄いもしくは分布せず、A3層やA2層と不整合に接している。TRACK9,500m付近においては、約300mの幅でB2層上面にチャンネルとそれを埋積するB1層が認められる。20G-3測線に比べ伊勢湾東部においてA2、A3層内部の堆積構造は明瞭ではない。



第 8 図 20A-6 測線における記録断面 (a) とその解釈断面 (b) 及び 20A-8 測線における記録断面 (c) とその解釈断面 (d).  
 Fig. 8 Seismic profile of line 20A-6 (a) and the interpretation (b), seismic profile of line 20A-8 (c) and the interpretation (d).

【20G-7 測線】

四日市港沖から中部国際空港南方沖への北西－南東測線であり，東端はC海域に到達する（第6図）．既存の津市沖撓曲や伊勢湾断層を横断している．TRACK3,000 m～4,500 mにT層の隆起が認められ，その頂部は海底面に達している．この隆起部の東翼部のTRACK4,500 m付近を変曲点としてB1層からA2/A3層境界面付近までの撓曲変形が認められる．伊勢湾東部にあたるTRACK11,000 m～17,000 mの範囲において，A2層内部に西側へのダウンラップが顕著に認められるが，A3層より下位の堆積構造は不明瞭となる．

4.2.2 A 海域横断面

【20A-2 測線】

伊勢湾北東の名古屋港沖を対象としたA海域において，北東端にあたる北西－南東方向の測線である（第7図a,b）．TRACK1,000 m付近およびTRACK4,000 mの海底面に認められる溝は，船の航行のために実施された人工的な改変である．TRACK0 m～TRACK800 mの範囲で，A1層内部に強反射面が複数認められる．TRACK1,000 m～3,000 m付近のA2層内部には，北西側に向けて緩傾斜する反射面が複数認められる．TRACK4,500 m以東にT層の隆起が認められ，その斜面においてA2層およびA3層は強い反射強度を有し

ている．

【20A-4 測線】

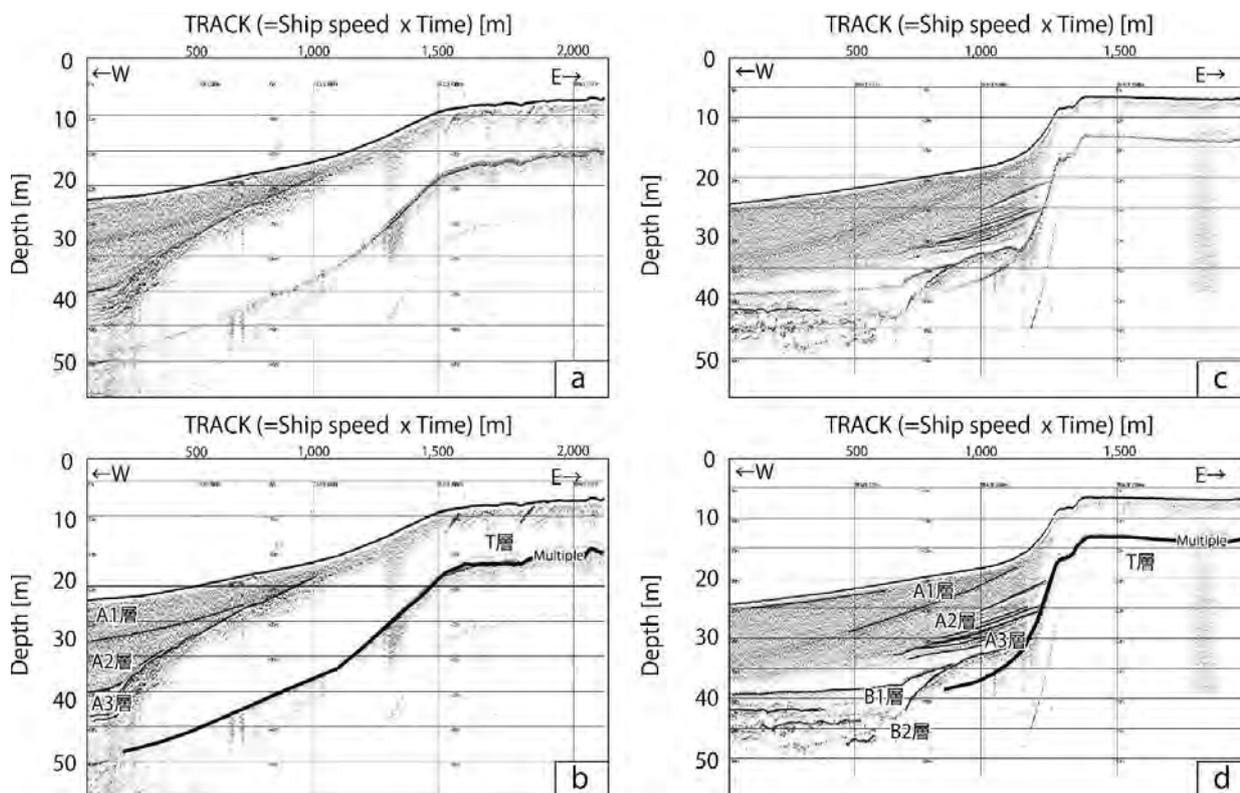
20A-2 測線から南西へ約2kmの北西－南東測線である（第7図c,d）．TRACK0 m～2,000 mの範囲において，A1層の層厚が南東側に向けてくさび状に薄層化する．TRACK6,000 m以東には，T層の隆起が認められ，その斜面部では，A2層およびA3層に強反射面が認められる．

【20A-6 測線】

20A-4 測線から南西へ約2 kmの北西－南東測線であり，既知の伊勢湾断層位置を横断する（第8図a,b）．全体として，A1層，A2層，B1層，B2層の内部構造が良好に記録されているが，A3層の分布は不明瞭となる．A2層内部のダウンラップ構造は，北西に向けて傾斜しており，南東側から北西側にかけてやや傾斜が急になる傾向がある．TRACK6,000 m以東でT層の隆起が認められ，その斜面部において局所的にA2層およびA3層が強い反射強度を有して認められる．

【20A-8 測線】

A海域の南西端を成す北西－南東方向の測線であり，既知の伊勢湾断層を横断する断面である（第8図c,d）．



第9図 20B-2 測線における記録断面 (a) とその解釈断面 (b) 及び 20B-4 測線における記録断面 (c) とその解釈断面 (d) .  
Fig. 9 Seismic profile of line 20B-2 (a) and the interpretation (b), seismic profile of line 20B-4 (c) and the interpretation (d).

TRACK1,000 m を軸として A1 層～A3 層が下方に向きやや撓んでおり、この範囲は伊勢湾の中軸部に相当する。記録断面を通して B1 層および B2 層の分布は連続的に追跡される。TRACK5,500 m ～ 5,800 m の範囲において、チャンネルとそれを埋積する B1 層が確認される。TRACK6,000 m 以東では、B2 層上面が深度 40 m 付近に分布し、起伏に富んだ形状を成している。

#### 4.2.3 B 海域横断面

##### 【20B-2 測線】

中部国際空港の北側を対象とした B 海域の北部に位置する東西断面である (第9図 a,b)。本記録断面上における海底面は、財団法人中部空港調査会 (1994) による地形区分から TRACK1,500 m 以東は上部平坦面、TRACK1,000 m ～ 1,500 m は海底急斜面、TRACK0 m ～ 1,000 m は沖合緩斜面にそれぞれ相当している。TRACK1,500 m 以東の T 層内部には不連続に傾斜する反射面が部分的に認められる。

##### 【20B-4 測線】

20B-2 測線より約 3 km 南方に位置する東西断面である (第9図 c,d)。TRACK1,000 m 以東では T 層の隆起が認められ、TRACK1,500 m 付近の T 層内部には、傾斜する内部反射が不連続に認められる。この斜面部で

ある TRACK500 m ～ 1,200 m の範囲において、強い反射強度を有する内部反射が A2 層および A3 層に認められる。また、A2 層内部の反射面の傾斜に対して A3 層内部の反射面は緩傾斜であり、傾斜不整合の関係にある。B1 層および B2 層も斜面部に沿うように分布深度が 5 m 程度浅くなる。

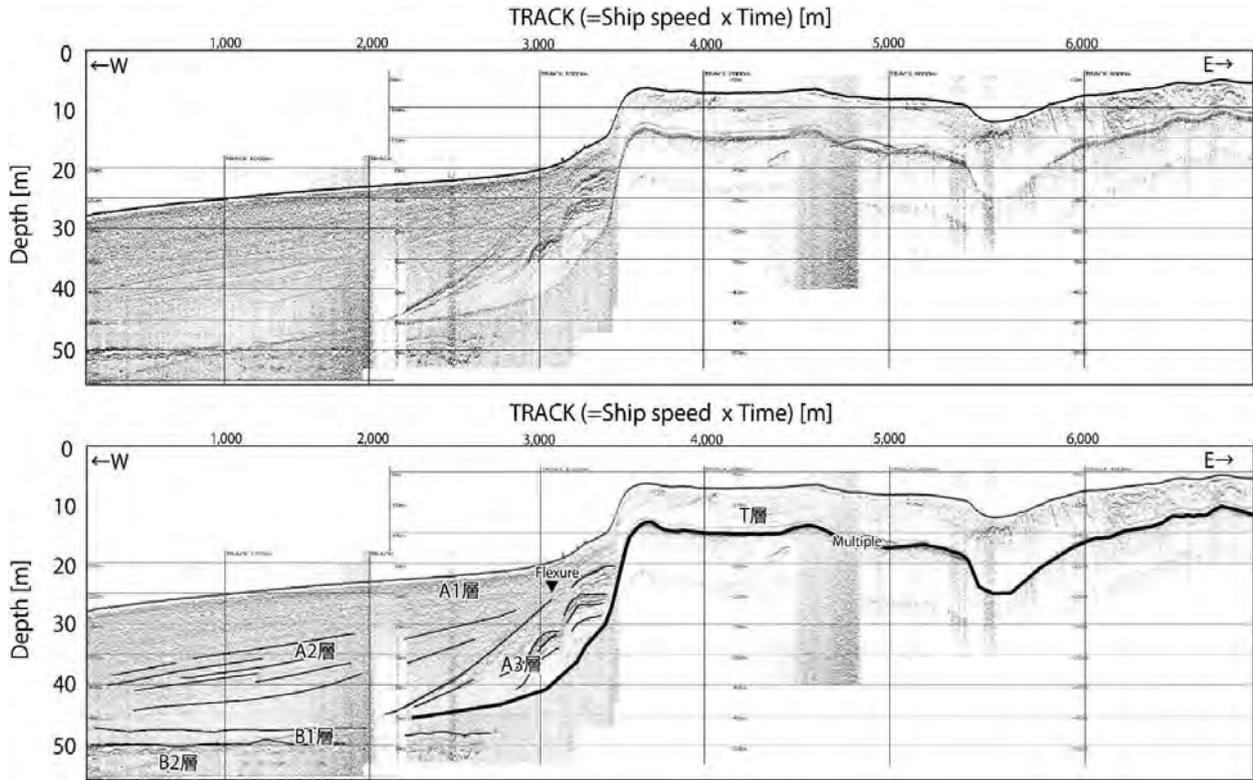
#### 4.2.4 C 海域断面

##### 【20C-0 測線】

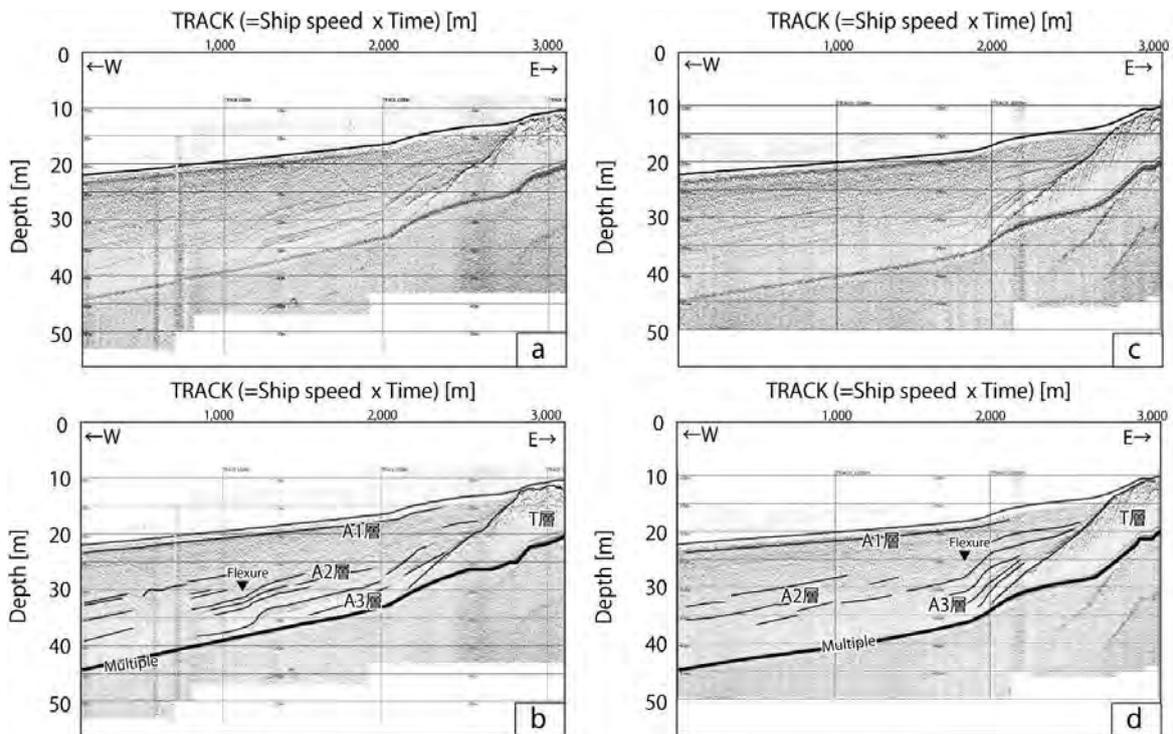
中部国際空港の南側を対象とした C 海域の北端部における東西測線であり、伊勢湾中軸部付近から既知の伊勢湾断層を横断する (第10図)。TRACK3,500 m 以東において T 層の隆起が認められ、T 層内部には断片的に傾斜する反射面が認められる。TRACK2,200 m ～ TRACK3,500 m の範囲において、A2 層および A3 層が隆起する T 層の斜面部に沿うように分布し、強い反射強度を呈している。また、TRACK1,000 m 付近の A2 層および A3 層内部反射面に傾斜変換点が認められ、これを境に見かけ上 2 m 程度の高度差が認められる。傾斜変換点直上の海底急斜面上には微小な起伏が認められる。

##### 【20C-2 測線】

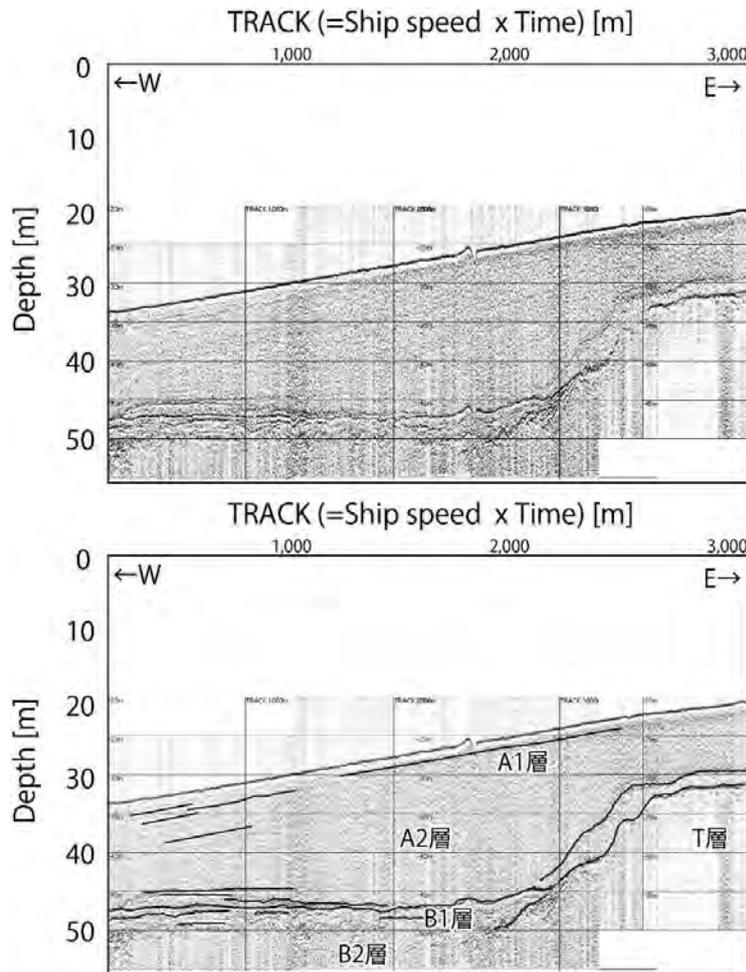
20C-0 測線より南方約 2 km に位置する東西測線で



第 10 図 20C-0 測線における記録断面 (上) とその解釈断面 (下).  
 Fig. 10 Seismic profile of line 20C-0 (upper) and the interpretation (lower).



第 11 図 20C-2 測線における記録断面 (a) とその解釈断面 (b) 及び 20C-3 測線における記録断面 (a) とその解釈断面 (b).  
 Fig. 11 Seismic profile of line 20C-2 (a) and the interpretation (b), seismic profile of line 20C-3 (c) and the interpretation (d).



第 12 図 20D-4 測線における記録断面（上）とその解釈断面（下）。  
Fig. 12 Seismic profile of line 20D-4 (upper) and the interpretation (lower).

あり、既知の伊勢湾断層を横断する（第 11 図 a,b）。TRACK2,000 m 以東には T 層の隆起が認められ、その斜面部にあたる TRACK2,000 m ~ 3,000 m の範囲では、A2 層および A3 層の内部反射面が強い反射を呈している。また、TRACK1,000 m 付近を軸として、東側が急斜面、西側が緩斜面となる傾斜変換点が認められる。この傾斜変換点を境とした見かけ上の高度差には累積性が認められ、下位から 2 m, 1.2 m 程度である。

#### 【20C-3 測線】

20C-2 測線より南方 1 km に位置する東西測線であり、既知の伊勢湾断層を横断する（第 11 図 c,d）。TRACK2,000 m 以東で T 層の隆起が認められる。この斜面部にあたる TRACK2,000 m ~ 3,000 m の範囲で A2 層および A3 層が明瞭な反射面を有して認められる。TRACK2,000 m 付近を境として、東側が急斜面、西側が緩斜面となる傾斜変換点が認められ、この直上の海底面には上に凸の起伏が発達している。この傾斜変換

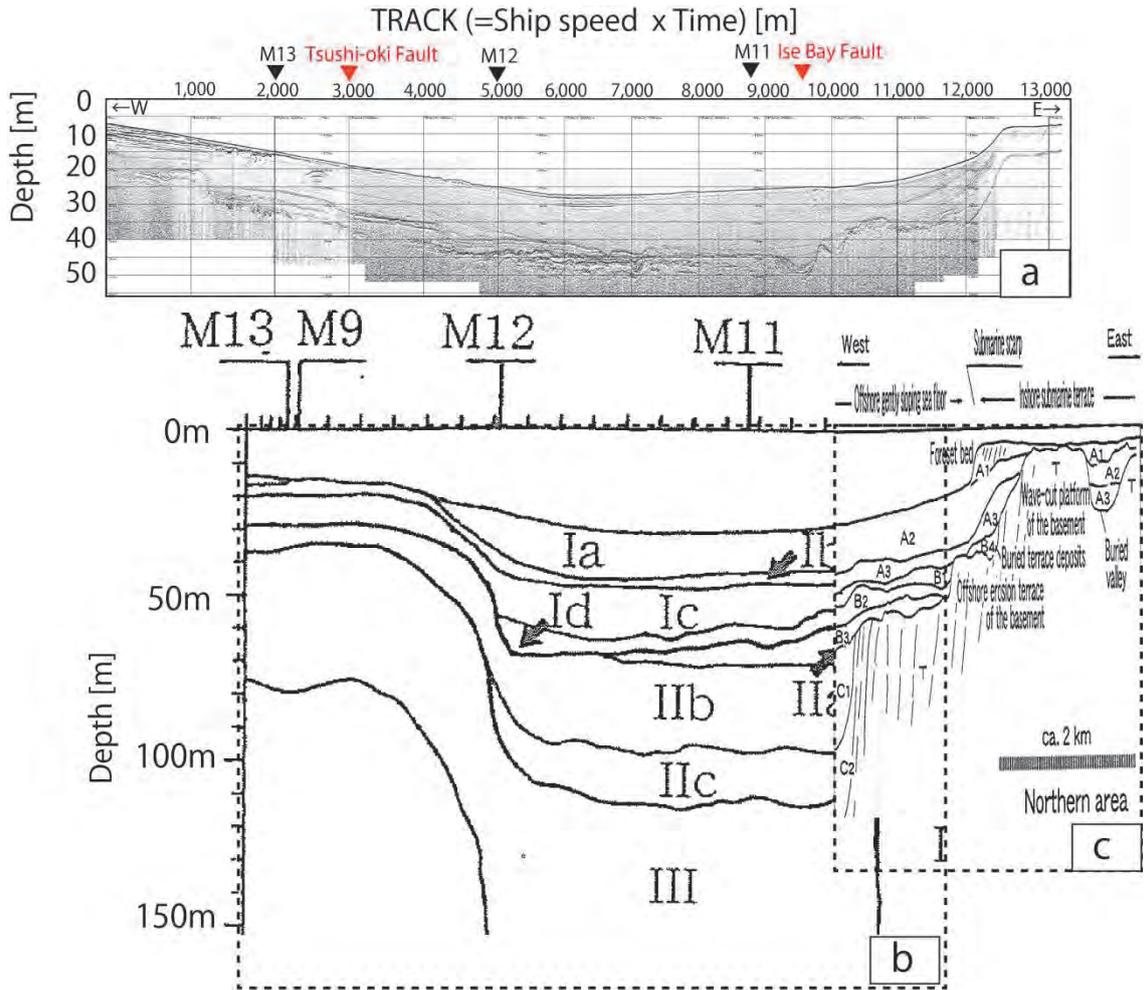
点を境とした A3 層の見かけ上の高度差は 2 m 程度である。

#### 4.2.5 B/C 海域中間部 【20D-4 測線】

上述の B 海域および C 海域の中間となる中部国際空港西側を対象とした東西断面であり、既知の伊勢湾断層を横断する（第 12 図）。全体として音響インピーダンスの差が小さく、A 層内部の堆積構造が不明瞭となる。TRACK3,000 m 付近を境として、東側が急斜面、西側が緩斜面となる傾斜変換点が認められ、東側の B2 層上面の分布深度が西側と比べ 10 m 程度浅くなる。

### 5. 活構造の位置・性状

M3 測線（岩淵ほか、2000）における SP700 付近には西側が相対的に沈降する撓曲が認められ、隆起側において T 層の削剝が顕著に認められる（第 13 図 b,c）。



第 13 図 20G-5 測線と M3 測線（岩淵ほか，2000 の Fig.26(A) を一部改変）及び中部空港周辺の模式断面図（財団法人中部空港調査会，1994 の図 3-4 を一部改変）の対比。

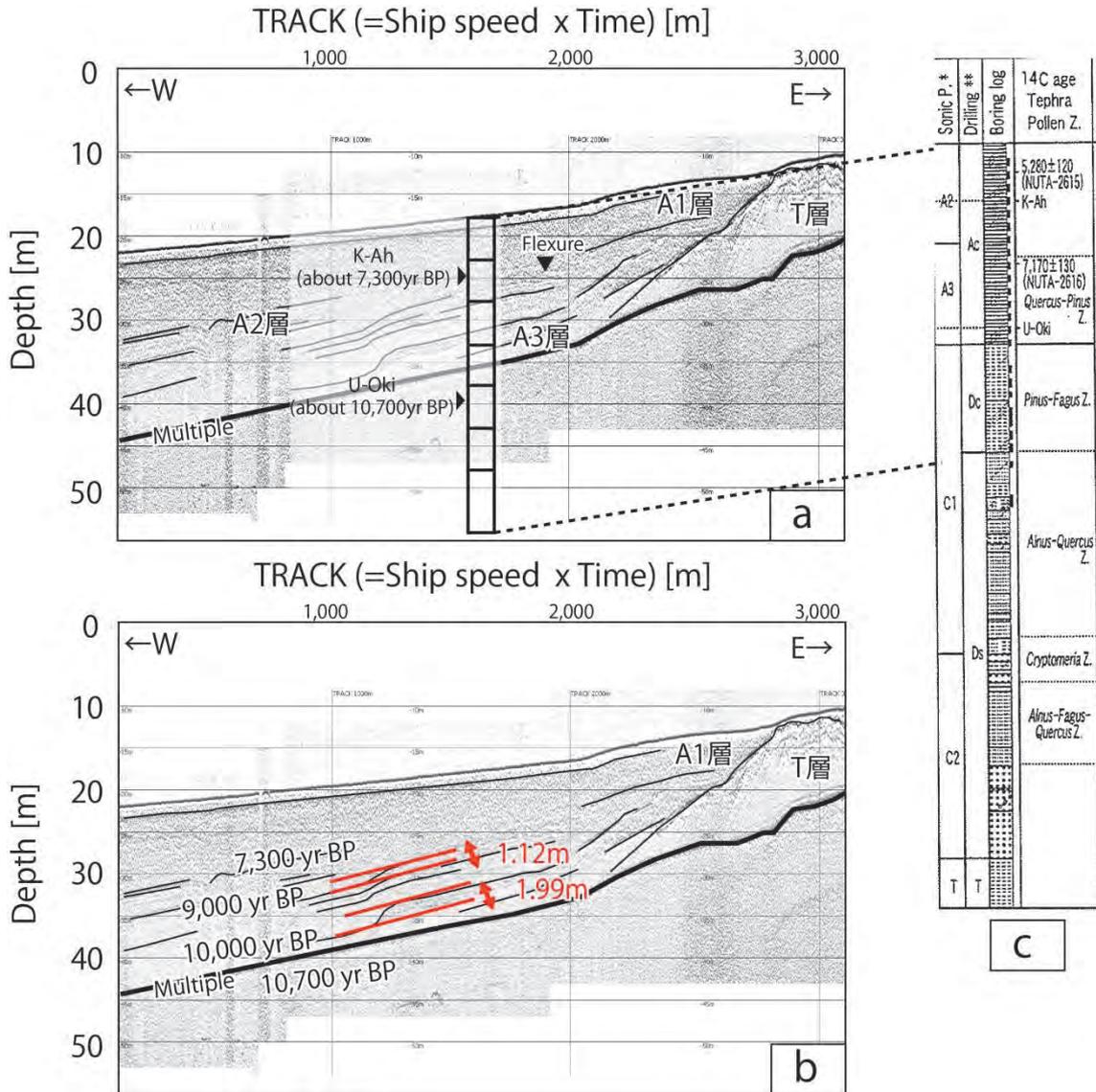
Fig. 13 Comparison the seismic profile of line 20G-5(a), line M3 (modified from Iwabuchi *et al.*, 2000) (b) and schematic profile (modified from The Chubu International Airport Research Foundation, 1994)(c).

この SP700 付近の撓曲変形は伊勢湾断層によるものとされており（岩淵ほか，2000），M3 測線に平行する 20G-5 測線の TRACK9,500 m 付近における T 層の褶曲構造位置と一致する（第 13 図 a）。こうした伊勢湾断層に伴う撓曲は，20D-4 測線における TRACK3,000 m 付近においても認められ，C 海域では A2 層までの堆積層を变形させている。以上のことから，伊勢湾断層に伴う撓曲変形は既存の分布位置と一致しており，南側から北側に向けて上位の堆積内における変形が認められなくなる傾向がある。

### 6. 活動性評価

20G-5 測線以北において，沖積層中に明瞭な変形構造が認められないことから，少なくとも伊勢湾断層の北端から約 17 km の区間においては約 2 万年前以降の活動がないと推定される。B 海域と C 海域の中間に位

置する 20D-4 測線では，A 層中の堆積構造が不明瞭であり，B2 層上面の隆起と B1 層がそれに沿うように堆積し層厚に変化が認められないことから，2 万年前以降における活動は不明瞭である。C 海域においては A 層中に明瞭な変形構造が認められ，20C-2 測線では見かけ上の上下変位として 1.12 m 及び 1.99 m が計測された（第 14 図 a,b）。伊勢湾東岸では，財団法人中部空港調査会（1994）によりボーリング調査が実施されており，その中で鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah：7,300 yr BP）や鬱陵隠岐火山灰（U-Oki:10,700 yr BP）が認められている（豊蔵ほか，1999；第 14 図 c）。両火山灰に挟まれた堆積層をその層厚から年代を内挿し平均上下変位速度を推定すると，0.12～0.20 m/kyr と算出され，変位の累積が約 10,000 年前と約 9,000 年前の層で 0.8 m 生じている。地震調査研究推進本部（2005）によれば，最新活動時期は 1,000 年前以後 500 年前以前で平均活動間隔が 10,000 年～15,000 年とされていることから，本調査



第 14 図 20C-2 測線の解釈断面 (a) と内部反射面の上下変位量 (b) 及びその周辺において実施されたボーリングコア結果 (財団法人中部空港調査会, 1994 の図 3-12 を一部改変) (c).

Fig. 14 Interpretation of line 20C-2 (a), displace of reflectors (b) and boring result around line 20C-2 (modified from The Chubu International Airport Research Foundation, 1994) (c).

で認められた変形構造は 1 つ前の活動を捉えたものと考えられ、少なくとも 0.8 m 以上の上下変位を伴うことは調和的な結果となった。

### 7. まとめ

伊勢湾断層帯主部を構成する伊勢湾断層の詳細な位置・形状およびその活動性を評価するため、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。その結果、既知の伊勢湾断層位置を横断する各記録断面上において、同位置において変形構造が認められたことで伊勢湾断層の分布形状が再確認された。また、伊勢湾断層の活動に伴う堆積層の撓曲変形は、C

海域で B2 層より上位で認められたがそれより北側の B 海域及び A 海域では明瞭には認められなかった。したがって、伊勢湾断層の北部約 17 km 区間には約 20,000 年前以降の活動が認められず、南部でのみ活動が認められる。C 海域における伊勢湾断層の平均変位速度は 0.12 ~ 0.20 m/kyr と算出され、最新活動時期の 1 つ前の活動として約 10,000 年前 ~ 約 9,000 年前が推定される。また、1 回の活動による上下変位量は少なくとも 0.8 m 以上であった可能性が示唆される。

### 文 献

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, 名古屋, 487p.
- 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](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm), 2020年3月28日確認.
- 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4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・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 牧野内 猛 (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動. 地質学雑誌, 82, 311-325.
- 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」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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.
- 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.
- 八木雅俊・坂本 泉・藤卷三樹雄 (2019) 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. 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, 13-27.
- 財団法人中部空港調査会 (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.

# 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査, データベース化の概要

## Preliminary results of the additional seismic reflection survey and the database in the coastal sea area of Ise Bay, Japan

佐藤智之<sup>1\*</sup>・鈴木克明<sup>1</sup>・古山精史朗<sup>2</sup>

SATO Tomoyuki<sup>1\*</sup>, SUZUKI Yoshiaki<sup>1</sup> and FURUYAMA Seishiro<sup>2</sup>

**Abstract:** Additional seismic reflection survey was conducted in Ise Bay based on the results of the surveys in 2017. We obtained seismic data to clarify the structures and the formation processes of the channels developed on the uplift side of the Shiroko-Noma Fault, the plateau-like structure where the upper surface of the A layer is higher than the surrounding area, and the structure off the Ise plain. We created a script that automatically creates polygons with seismic-section images attached, and that enables them to be three-dimensionally displayed in a kml viewer such as Google Earth. We created a database that can display the survey results since 2017 in three dimensions using it.

**Keywords:** seismic reflection survey, Ise Bay, Ise Bay fault group, active fault, coastal area, data display

### 要 旨

2017年度からの調査に基づき、伊勢湾にて反射法音波探査を追加で実施した。白子一野間断層の隆起側に発達するチャンネルやA層上面が周囲より高い“台地”状の箇所、伊勢平野沖の構造を明らかにするための地下断面を得ることができた。断面画像を張り付けたポリゴンを自動作成し、Google Earthなどのkmlビューアで三次元表示できるようにするスクリプトを作成し、2017年度以降の調査結果を三次元で一元表示できるデータベースを作成した。

### 1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターの重点プロジェクトの一つである「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として2017年度から3カ年で伊勢湾周辺の調査を行っている。海底地質図作成のための調査として、2017年度に地域の概要を把握すべく伊勢湾および三河湾全域を対象に反射法音波探査を実施した(佐藤・古山, 2018)。2018年度には、層序対比・年代測定のために伊勢湾中央部で掘削を行い(天野ほか, 2019)、活断層を精査するためにより高精度の反射法音波探査を行った(八木ほか, 2019)。それらの結果を踏まえ2019年度には、

地質図を完成させるために情報密度が不足していた地点を中心に反射法音波探査を追加実施した。

本報告では、追加実施した反射法音波探査の概要、および、これまでの探査記録を特別なソフトウェアを用いずに三次元表示できる形でデータベース化したのでその概要を報告する。

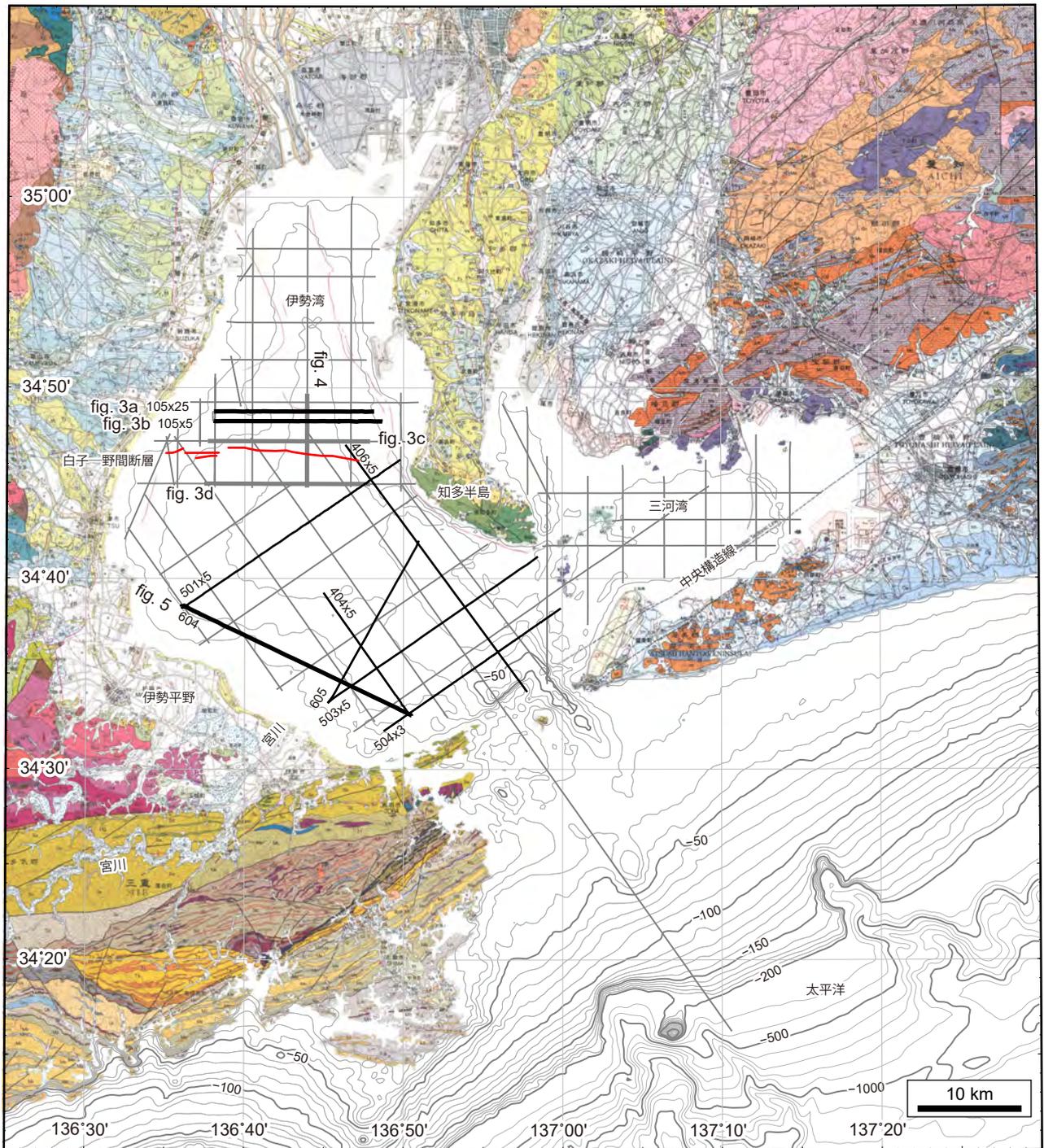
### 2. 地域概説

調査対象海域は伊勢湾および三河湾である(第1図)。伊勢湾は、南北約50 km、東西約30 kmで太平洋に対して南東側に開いた内湾である。湾の北部中央付近に南北に延び最大水深38 mの凹地があり、全体としてその凹地に向かって緩やかに傾斜する地形を示す。湾内では、地質調査所による音波探査(中条・高田, 1970)や重力探査(中条・須田, 1971, 1972)が1960年代になされ、桑原ほか(1972)はその結果をもとに伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子一野間断層の存在を明らかにした。その後、東部の伊勢湾断層の詳細な調査(中部空港調査会, 1994; 豊蔵ほか, 1999; 岡田ほか, 2000)が行われたほか、海上保安庁水路部が湾全体にわたって音波探査およびボーリング調査(海上保安庁, 1996; 岩淵ほか, 2000)を行い、鈴鹿沖断層の正確な位置と変位速度を明らかにしている。そのほか、国土地理院

\*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 東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部 (Tokyo University of Marine Science and Technology, Department of Marine Resources and Energy)

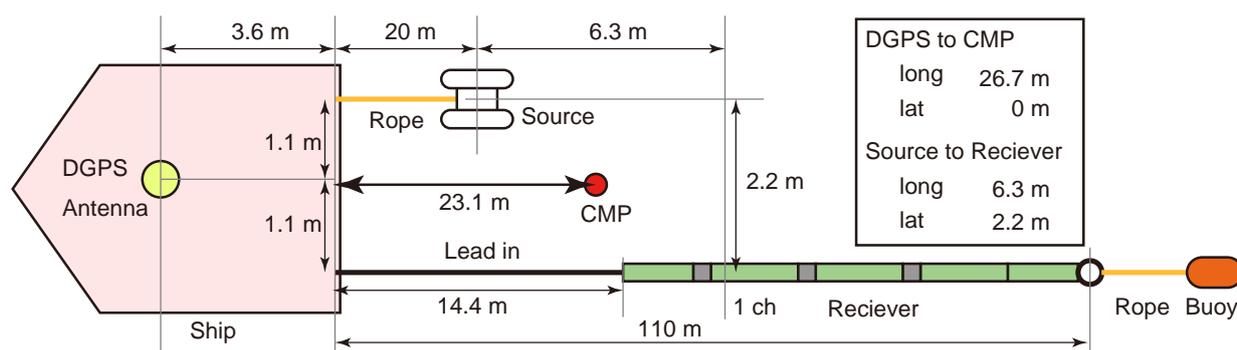


第 1 図 反射法音波探査測線図。黒線が 2019 年度、灰色線が 2017 年度に実施した反射法音波探査の測線を示す。それぞれの太線部は図 3 ~ 5 で参照した反射断面。陸域の地質図および海域の活断層は、牧本ほか (2004)、水野ほか (2009) および西岡ほか (2010) に基づく。

Fig. 1 Line map of the seismic survey. Black and gray lines represent the positions of the seismic lines obtained in 2019 and 2017, respectively. Broad parts of the lines represent the positions of the seismic sections referred in following figures. Geology in land and active faults in marine are based on Makimoto *et al.*, (2004), Mizuno *et al.*, (2009) and Nishioka *et al.* (2010).

も湾全域で音波探査を実施している (建設省国土地理院, 1973)。これら断層のうち、伊勢湾断層と白子-野間断層は伊勢湾断層帯として長期評価がなされている (地震調査研究推進本部, 2005)。

2017 年度の反射法音波探査によって暫定的に層序区分が行われており、下位から A 層, B 層, C 層と区分されている (佐藤・古山, 2018)。既存のボーリング調査 (海上保安庁, 1996) と対比することにより, C 層



第2図 反射法音波探査の探査機器設置図.  
Fig. 2 Equipment layout for the seismic reflection survey.

が上部更新統の熱田層から上部更新統の濃尾層，A層が完新統の南陽層とされている．B層については，チャンネル内部にのみ分布しボーリング資料との直接対比ができないため，上下関係からC層とA層の間とされている．

### 3. 調査方法

本研究の反射法音波探査は2019年10月1日から10月20日にかけて行った．発振装置はブーマー（Applied Acoustics Engineering社製AA251をCAT100に固定）を用い，出力は200 Jとした．受振用のストリーマケーブル（Geometrics社製GeoEel Solid）のチャンネル数は24，チャンネル間隔は3.125 mであり，発振間隔は1.56 mとした．収録長は0.25 sec，サンプリングレートは0.125 msecとした．位置情報については，調査船に設置したディファレンシャルGPS（Global Positioning System）を用いて発振ごとのアンテナ位置を得た．アンテナと共通反射点の距離は進行方向に約26.7 mであり，発振間隔が1.56 mなので，17発振分だけずらすことでアンテナと共通反射点の位置のずれを補正した（第2図）．

デジタル信号として受振した信号はオープンソフトウェアであるSeismic Unixを用いて以下のように処理を行った．まずバンドパスフィルタリング，直達波のミュート，ゲイン補償，デコンボリューションを行った．その後，速度解析と垂直動補正（Normal Move Out）を行って重合し，再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング，ゲインの正規化を行った．処理後のデータはSEG-Y形式，位置情報は重合後の共通反射点位置についてASCII形式で出力した．バンドパスフィルタの通過周波数などは調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが，300 Hz～2,000 Hzを基本とした．そのため，音速を1,500 m/sとした場合の波長は5 m以下であり，垂直方向の分解能はその4分の1となることから1 m程度である．

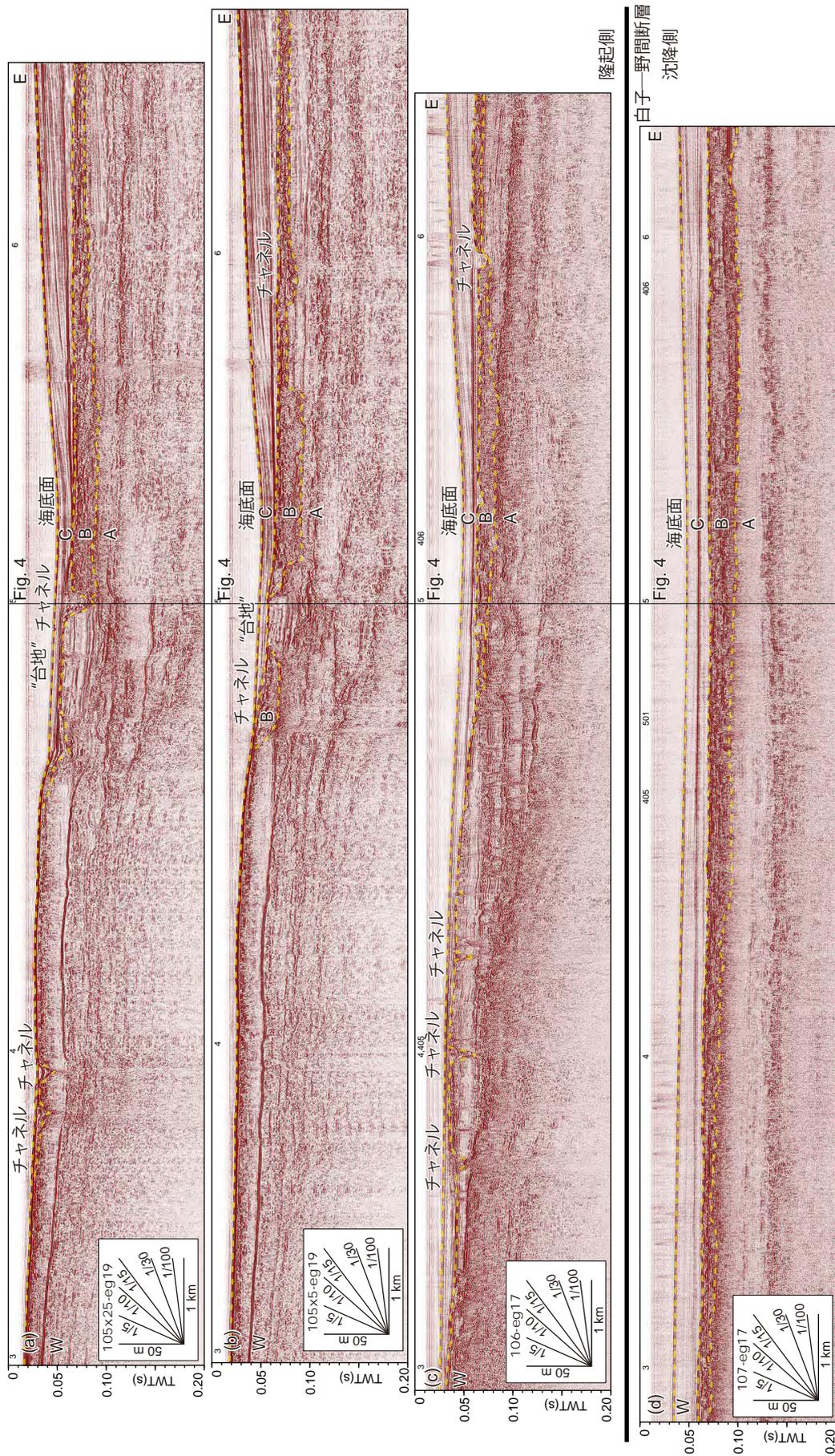
総発振数は125,866であり，そこから計算した総測線長は合計197 kmである（第1図）．調査測線によっては調査工程，海況に応じて複数回に分けて観測を行った場合もある．その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし，一連の断面として扱った．こうした断面の継ぎ目では，潮位や波浪条件の違いによって1 m未満の深度方向のずれや，ノイズレベルの違いが認められる．得た反射断面はpng形式のラスター画像に変換して解釈を行った．なお，ラスター画像化した断面の三次元表示データベースの作成方法については後述する．

### 4. 追加調査地点

今年度調査した地点は，2017年度に取得した反射断面に基づいて決定した．以下にそれぞれの探査で狙った構造と得られた概要について報告する．

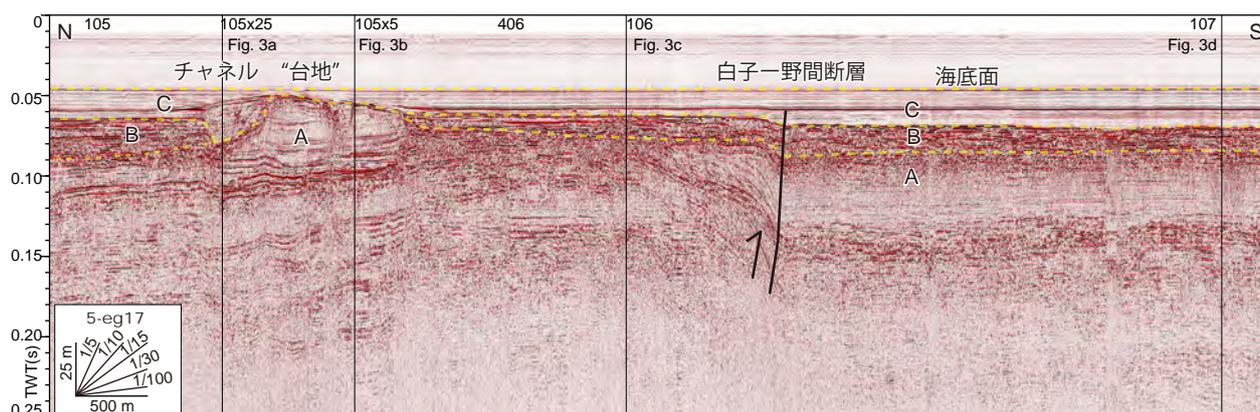
#### 4.1 伊勢湾中央部：白子－野間断層の隆起側に発達するチャンネル

まず，伊勢湾中央部やや北よりにおいて東西に2測線（第1図，第3図a, b）に沿って観測を行った．これらは白子－野間断層の北側の隆起側にのみ発達するチャンネル構造を狙ったものである．白子－野間断層を挟んでA層の上面深度が変化するが（第3図），隆起側では，沈降側よりも高いA層上面を削る大規模なチャンネルが発達しその内部だけにB層が堆積している（第3図a, b, c）．また，チャンネルの西側のA層が海底面直下に分布する地域でも，A層を削り込む小規模なチャンネルが数本発達している．これらのチャンネルは概ね南北に延びていると予想され，この分布を明らかにするため，105-eg17と106-eg17の間に測線を追加した．2測線の4分の1，および，中間の地点で観測したため，測線名については測線番号に小数を加えた．本来105.25-eg19と105.5-eg19とすべきところだが，後述



第3図 伊勢湾中央部を東西に横断する反射断面図。(a) 105x25-eg19, (b) 105x5-eg19, (c) 106-eg17, (d) 107-eg17.

Fig. 3 Transverse seismic section in the middle part of the Ise Bay. (a) 105x25-eg19, (b) 105x5-eg19, (c) 106-eg17, (d) 107-eg17. The positions of the sections are indicated in Fig. 1.



第4図 伊勢湾中央部を南北に横断する反射断面図(5-eg17). 断面の位置は第1図の灰色太線で示す.  
Fig. 4 Longitudinal seismic section (5-eg17) in the middle part of the Ise Bay. The position of the section is indicated in Fig. 1.

する自動処理の際に，小数点を意味するピリオドがファイル名と拡張子の区切り文字と誤認されることを避けるためにピリオドをxに代えた。

また，この付近でA層上面が“台地”状に周囲より高い地点がある(第4図)。A層の内部構造がほぼ水平で，このA層上面の比高と整合的な変形は認められず，断層による隆起とは考えられない。この形成要因の解明も目指した。

新しく得た断面でも，A層を削り込むチャネルが認められた(第3図a, b)。また，“台地”の東西断面も得られ，その三次元構造についての情報が得られた。この“台地”は円形と推測していたが，大規模チャネルの西側の壁につながる様子を示し(第3図a)，東西に延びた形状を示す可能性が高い。この地域の20mの等水深線が東に張り出している(第1図)こととの関連性が示唆される。今後，詳細な解析によって，チャネルの分布と連続性と合わせ，この“台地”の形状・成因を論じていきたい。

#### 4.2 伊勢湾南部：伊勢平野沖の構造

湾南部ではもともと測線密度が低かったが，伊勢平野の南縁において中央構造線に関連して断層の発達が予想されること，知多半島沿いにみつかったチャネルと伊勢平野およびそこに発達する河川との関係が不明瞭なことが課題として残っていた。そのため，湾南部にて2017年度の調査測線の間を探索することで，測線密度を増やした。ただ，最南部では定置網が特にたくさん設置されており，海岸付近の調査が限られてしまった。

2017年度の測線の間設定した測線については，上述の伊勢湾中央部の場合と同様に2017年度の測線名に小数を付して命名した。伊勢平野の海岸線に平行，および，直交に設定した測線は，他と方向性の異なる

測線としてそれぞれ，604-eg19，605-eg19とした。

今回得た断面では，宮川沖に幅2km，厚さ20msec(往復走時，音速を1,500m/sと仮定して15m程度)でC層が分布している他は，概ねA層が海底面直下に分布し，湾北部で認められるようなチャネルは認められなかった(第5図)。B層が埋積する大規模なチャネルが発達する湾北部との比較や，断層による変位を考慮に入れたうえで地形発達も含めた地史復元，および，その形成要因について今後検討していきたい。

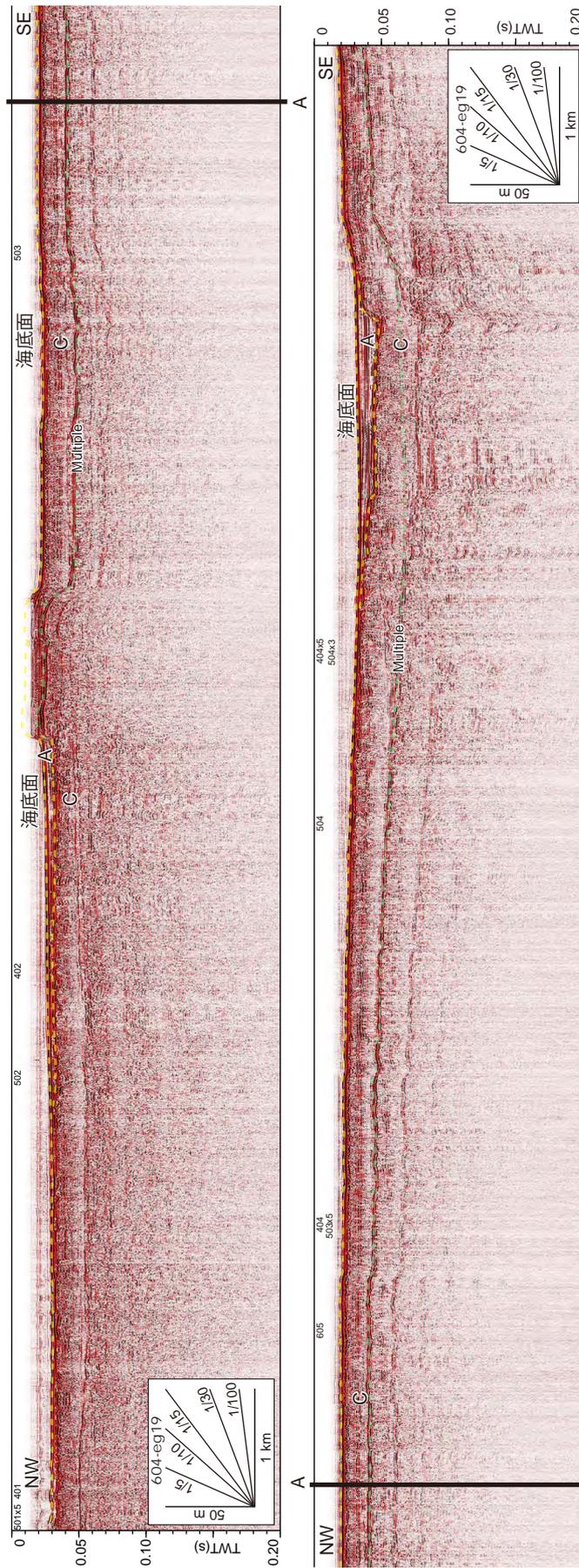
### 5. データベース化

2017年度以降得た地質情報について，データベース化したので以下に概要を報告する。得たデータは地質図を書くために解釈するためにも，地質図公開後にその根拠として公開するためにも，閲覧しやすい形で整っていると利便性が高い。

反射法音波探査記録のデータベース化と簡易閲覧については，佐藤ほか(2012)による位置情報の圧縮，佐藤・荒井(2013)による断面のpng形式への変換と位置情報のkml化を自動で行うことによるGoogle Earth等による簡易閲覧がなされている。

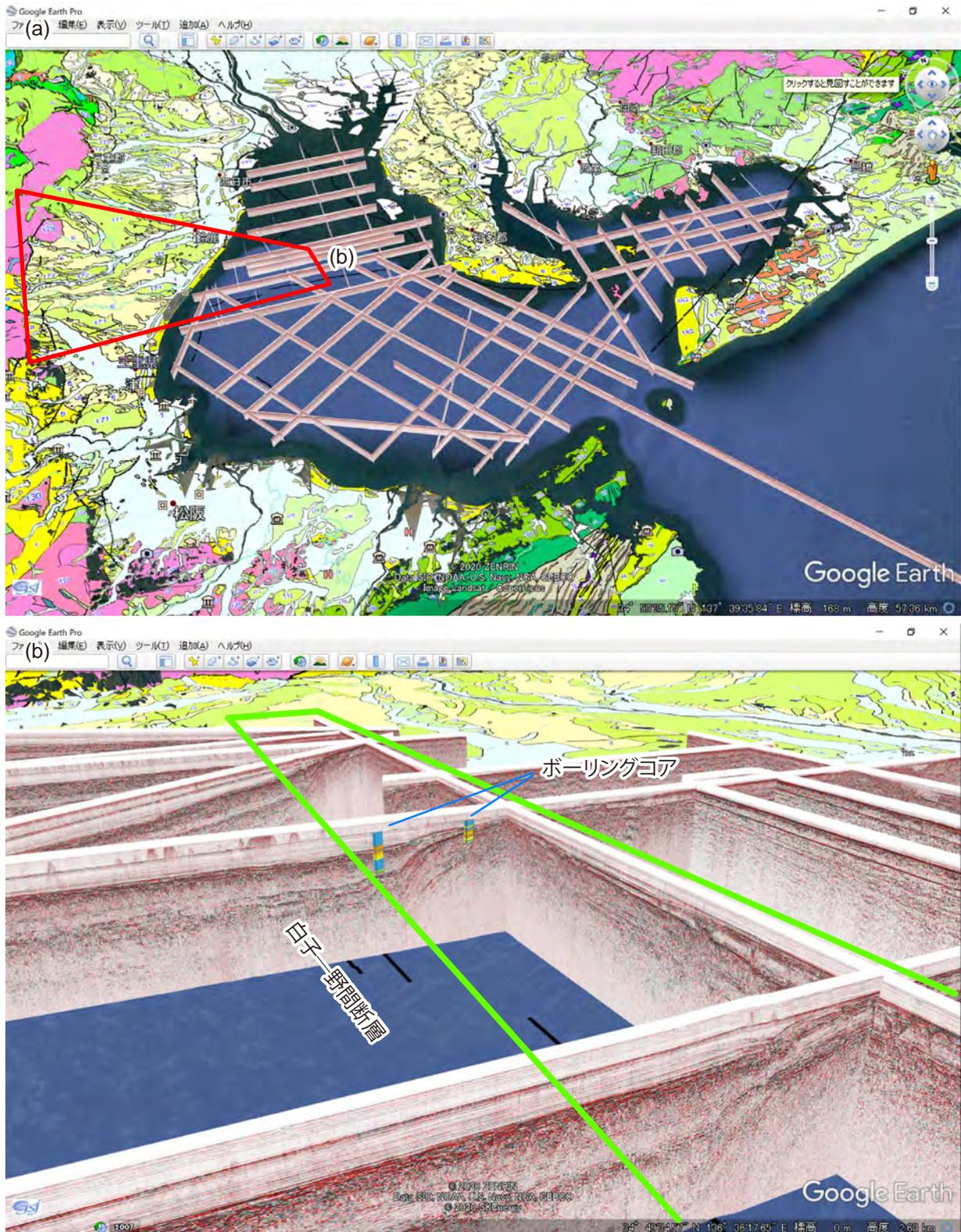
今回新たに，断面のポリゴン化によるGoogle Earthでの三次元閲覧システム(知的財産：産業技術総合研究所2020PRO-2477)を構築し，2017年度からの調査記録すべてを閲覧できる形に自動変換した(第6図a)。このシステムでは，調査で得られたASCII形式の位置情報とSEG-Y形式の反射断面から，Linuxのターミナルでスクリプトを一つ実行するだけでkmlへの変換が完全に自動で完了する。閲覧は生成されたファイルとGoogle Earthなどのkmlビューアだけでよい。

変換に関しては，まず測線の位置情報を佐藤ほか(2012)の方法で一定の精度を維持したまま間引き，そ



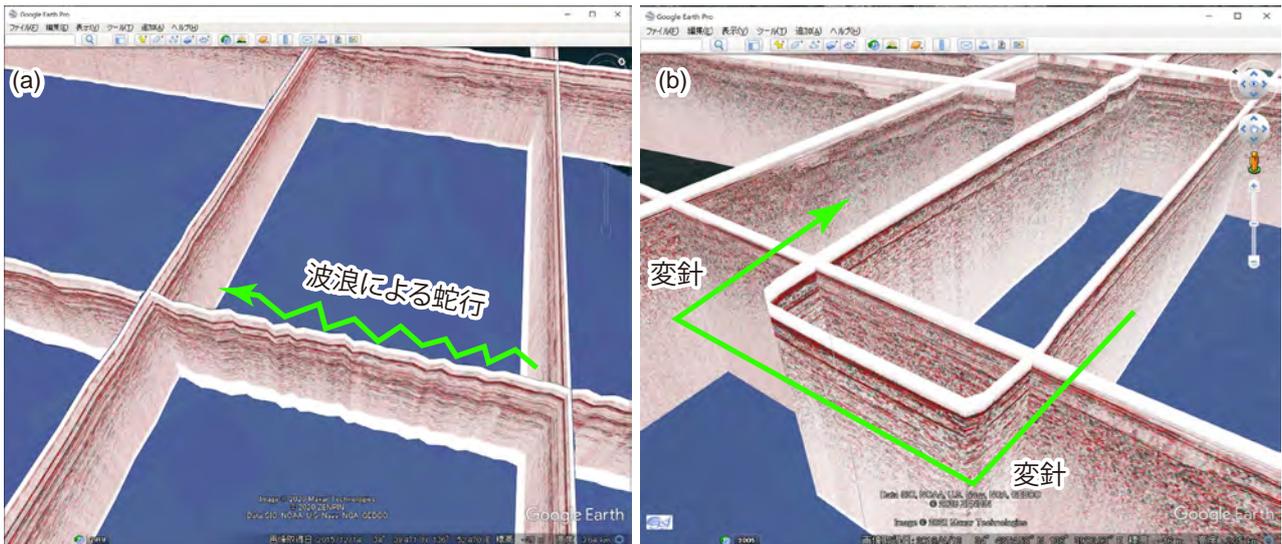
第5図 伊勢湾南部の伊勢平野海岸線に沿った反射断面図(604-eg19)。二つの反射断面は太線部(A)で連続する。断面の位置は第1図の黒色太線で示す。

Fig. 5 Seismic section (604-eg19) along the coastline of the Ise Plain in the southern part of the Ise Bay. The two sections are continued in the broad line(A). The position of the section is indicated in Fig. 1.



第 6 図 2017 年度から 2019 年度に取得したデータの三次元表示の例。(a) 全体図。(b) 白子 - 野間断層に沿った表示例。ボーリングコアの柱状図は天野ほか (2019)、陸上地質はシームレス地質図詳細版 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015) に基づく。

Fig. 6 Three-dimensional display of the data obtained from 2017 to 2019. (a) General view. (b) The view along the Shiroko-Noma Fault. Columnar sections of the borehole cores are based on Amano *et al.* (2019) and geological map in land area is based on the detailed version of Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000)(Geological Survey of Japan, 2015).



第 7 図 実際の航跡に沿った反射断面の三次元表示の例。(a) 波浪によって蛇行した例。(b) 変針した例。

Fig. 7 The examples of the three-dimensional display of the seismic sections along the actual track. (a) The example of the meandering due to the wave. (b) The example of the veering.

れをもとに測線上に立つ垂直の壁を COLLADA 形式のポリゴンとして作成する。そしてその壁に佐藤・荒井 (2013) と同様の方法で png 形式のラスター画像に変換した反射断面画像を外部リンクとしてテキストチャ貼り付けを行う。最後にそれらのテキストチャ付きポリゴンにリンクをつけた kml を生成する。

表示される断面画像については、相対パスで同じフォルダに存在する png 形式画像に外部リンクしてあるため、kml 作成後であっても、OS 上の通常動作で画像を差し替えて同じファイル名にするだけで閲覧時に表示される画像を差し替えることができる。また、作成されたファイルを一フォルダにまとめてさえあれば保存先や OS を問わず動作するため、データの受け渡しも簡単である。

断面は本来地中だが、それでは観察できないので上方にずらし上空に表示させている。スクリプト実行時に高さを指定することにより、表示される縦横比や、上空へのシフト量を調整できる。表示位置について、始点・終点だけではなく航跡そのものを利用して表示するため、避航や変針、船速変化をそのまま再現して表示できる (第 7 図) ため、蛇行に伴うノイズなどもわかりやすい。

また、掘削資料についても、掘削地点の位置と深度の情報を与えれば掘削地点に任意の画像を張り付けた三角柱のポリゴンを自動作成するスクリプトも作成した。これにより、反射法音波探査とボーリング調査の結果を三次元で同時に閲覧できるようになった (第 6 図 b)。

今回作成したデータベースによる三次元表示によ

て、活断層 (第 6 図 b) やチャンネルの空間分布が専用ソフトウェアなしで簡単に観察・把握できるようになった。仕様が公開されて一般的に利用されている kml 形式なので、データの受け渡しや閲覧に制限が少なく、20 万分の 1 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, 2017) をはじめ、ほかの地理情報との同時表示も簡単に行える。

これは第一には研究用だが、外部研究機関・官公庁向けの情報公開や一般向けのアウトリーチでの活用も見込んでいる。これまで、地質図出版と同時に反射断面をその解釈図をウェブ公開してきたが、これに今回自動作成したポリゴンファイルと kml ファイルを加えることで、この閲覧データベースもウェブ公開する予定である。自動変換スクリプトに関しても、産業技術総合研究所の第 4 期中期計画の方針に合わせ知的財産として登録し、いつでも外部提供できる態勢を整えた。

## 6. まとめ

2017 年度と 2018 年度の調査結果をもとに伊勢湾にて反射法音波探査を追加実施した。白子-野間断層の隆起側に発達するチャンネルや A 層上面が周囲より高い“台地”状の箇所、伊勢平野沖の構造を明らかにするための地下断面を得ることができた。

また、断面画像を張り付けたポリゴンを自動作成し、Google Earth などの kml ビューアで三次元表示できるようにするスクリプトを作成し、2017 年度以降の調査結果を三次元で一元表示できるデータベースを作成した。閲覧にライセンス認証の必要な専用ソフトも不要で、

データの受け渡しはフォルダごとコピーするだけで可能である。

今後詳細な解釈を行い，これらの活構造の分布や活動性などを明らかにしていくとともに堆積層の区分，分布の詳細など層序についても解明し，地質図を作成する予定である。

**謝辞：**反射法音波探査の実施にあたり，船長，大和探査技術株式会社の調査員の方々には大変お世話になった。また，愛知県，愛知県漁連，三重県，三重県漁連および地元の各漁協をはじめとする関係機関には調査にあたり，便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申しあげます。

## 文 献

- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要。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. 79，1-11.
- 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・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察。地質調査所月報，22，415-435.
- 中条純輔・須田芳朗 (1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察。地質調査所月報，23，573-594.
- 中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多湾の研究。地質調査所月報，21，187-218.
- 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 (2005) 伊勢湾断層帯の評価。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may\_ise/index.htm. 2020年4月17日閲覧
- 海上保安庁 (1996) 大都市周辺海域活断層調査－伊勢湾海上作業及び解析処理作業－報告書。海上保安庁。
- 建設省国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区)。建設省国土地理院，44P.
- 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，no. 7，61-76.
- 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。
- 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) 名古屋第3版，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。
- 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) 伊勢，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。
- 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。地学雑誌，109，10-26.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2017) 20万分の1日本シームレス地質図 V2。https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html. 2020年4月17日閲覧。
- 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詳細版。https://gbank.gsj.jp/seamless/kml/detailed.kml?lang=ja. 2020年4月17日閲覧。
- 佐藤智之・荒井晃作 (2013) 日本周辺海域の反射断面データベースへの資源調査，広域調査データの追加。平成24年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質情報総合センター速報，no. 62，129-132.
- 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.
- 佐藤智之・荒井晃作・岡村行信 (2012) 日本周辺海域の反射断面データベースの復旧と代替システムの構築。平成23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情報総合センター速報，no. 59，117-120.
- 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，108，589-615.
- 八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄 (2019) 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。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. 79，13-27.



## 伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序区分 Lithofacies and stratigraphy of boring cores collected in Ise Bay

天野敦子<sup>1\*</sup>・田村 亨<sup>1</sup>・佐藤善輝<sup>1</sup>・大上隆史<sup>2</sup>・佐藤智之<sup>1</sup>

AMANO Atsuko<sup>1\*</sup>, TAMURA Toru<sup>1</sup>, SATO Yoshiki<sup>1</sup>, OGAMI Takashi<sup>2</sup> and SATO Tomoyuki<sup>1</sup>

**Abstract:** To reconstruct the sedimentary environmental changes since the late Pleistocene, drill cores GS-IB18-1 and GS-IB18-2, 36 and 65 m long, respectively, were obtained from Ise Bay off Shiroko, Suzuka City. The drilling sites are located across the Shiroko-Noma Fault: GS-IB18-1 was obtained from the uplifting side while GS-IB18-2 from the subsiding side. These cores were described and analyzed with radiocarbon and OSL dating, and diatom fossil assemblages. As a result, GS-IB18-1 was divided into 6 sections and GS-IB18-2 into 7 sections. Aided by seismic profiles, these sections are corresponded to the Tokai Group, lower part of Atsuta Formation, First Gravel Formation, Nobi Formation and Nanyo Formation in ascending order.

**Keywords:** boring core, lithofacies, sedimentary environment, Ise bay

### 要 旨

2018年に伊勢湾の鈴鹿市白子町沖で掘削した2本のボーリング試料, GS-IB18-1(コア長36m), GS-IB18-2(65m)の岩相記載, 放射性炭素とOSLの年代測定, 珪藻化石群集分析を行い, 堆積環境の推定を行った。その結果, GS-IB18-1を6セクション, GS-IB18-2を7セクションに区分した。さらに, このボーリング結果と音波探査記録を対比し, 下位から東海層群, 熱田層下部, 第一礫層, 濃尾層, 南陽層に区分した。

### 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た。その一環として, 海底活断層の活動性評価と沿岸域の地下構造しろこの解明を行うために, 2018年に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。天野ほか(2019)では簡易的な記載と放射性炭素年代の結果を基に岩相記載を行った。本研究では, 詳細な岩相記載と年代測定の追加, 珪藻化石群集の概査を行い, 堆積環境について検討した。そして, この結果を基に, 音波探査記録の岩相と層序の推定を行った。

### 2. 調査海域と採取地点

調査海域は伊良湖水道により太平洋から隔てられた伊勢湾である(第1図)。伊良湖水道では水深が50m以深と急激に深くなるが, 伊勢湾内の主要部は40mよりも浅く, 湾央で深くなる。湾西部の白子沖約2kmの, 白子-野間断層を挟む2地点で2018年にボーリング掘削を行った(天野ほか, 2019)。GS-IB18-1は断層の上盤側, GS-IB18-2は下盤側に位置する。

### 3. 試料処理・分析方法

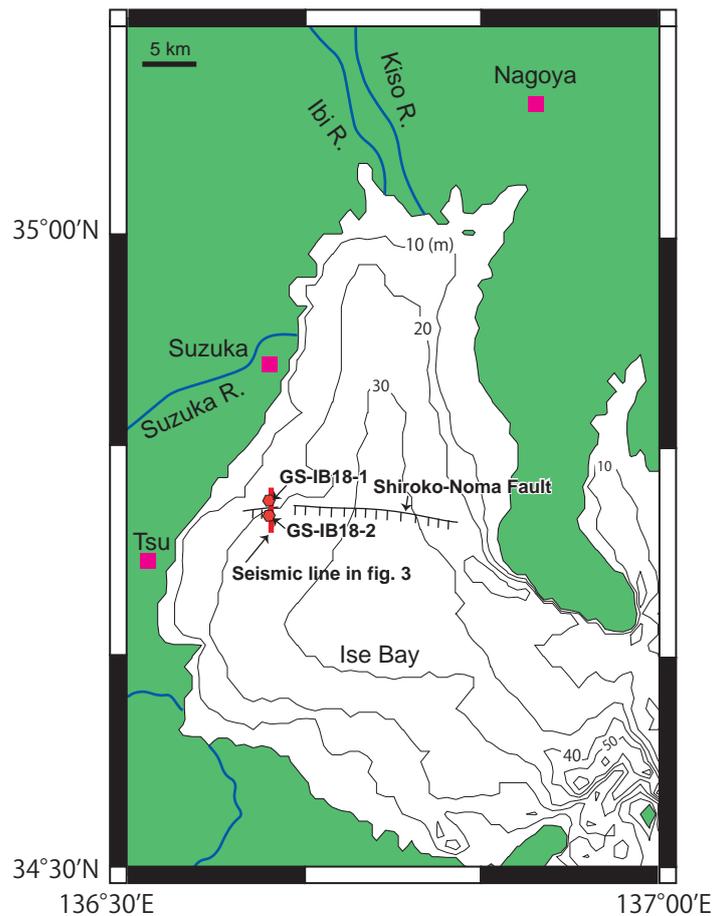
本報告では, 詳細な記載を行った結果を基に柱状図を作成した(第1図)。また, 新たに8試料について地球科学研究所に依頼して加速器質量分析計(Acceleration Mass Spectrometer; AMS)を用いた放射性炭素(<sup>14</sup>C)年代測定を行った(第1表)。得られた<sup>14</sup>C年代はIntcal13またはMarine13(Reimer *et al.*, 2013)( $\Delta R = 0$ )をデータセットとし, Calib(Stuiver and Reimer, 1993)を用いて暦年校正を行った。

GS-IB18-1では6試料, GS-IB18-2では3試料の予察的なOSL分析を産業技術総合研究所で行った。赤色光下の暗室内でボーリングコアを半裁し, コア中央部から遮光試料を採取した。試料は一部を含水率測定とICP-MS分析に用いて年間線量の推定に用い, 残りは塩酸・過酸化水素・沈降法により粒径4 $\mu\text{m}$ ~11 $\mu\text{m}$ の粒子を取り出し, Risø Automated TL/OSL Reader(DA-20)

\*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 調査海域とボーリング掘削点図. 白子-野間断層の位置は岩淵ほか (2000) から編集した.  
 Fig. 1 Map of study area and sampling sites. The position of Shiroko-Noma Fault was referred by Iwabuchi *et al.*, (2000).

を用いて OSL 計測を行った. 修正 SAR (Single-Aliquot Regenerative dose) 法 (Thomsen *et al.*, 2008; Buylaert *et al.*, 2009) により, 50 °C での IRSL (Infrared-Stimulated Luminescence) の発出の後に 290 °C で計測される post-IR IRSL<sub>50/290</sub> 信号を計測し, 等価線量を決定した. 等価線量を年間線量で割ることにより, OSL 年代を求めた. なお繰り返し測定による等価線量の決定やフェーディングテストを行っていないため, ここではフェーディング補正前の予察値を報告する.

また, GS-IB18-1 から 34 試料, GS-IB18-2 から 35 試料を分取してスミアスライドを作成し, 堆積物中に含まれる珪藻化石群集について概査した. 観察は光学顕微鏡を用いて 1,000 倍の倍率で行い, 珪藻化石の有無と, 産出する場合は卓越する種を調べた. 生息環境の解釈は千葉・澤井 (2014) などを参照した.

#### 4. ボーリング岩相と放射性炭素年代

第2図に柱状図, 粒度, 年代, 珪藻の予察結果を示す. この結果を基に GS-IB18-1 は6層に, GS-IB18-2 は

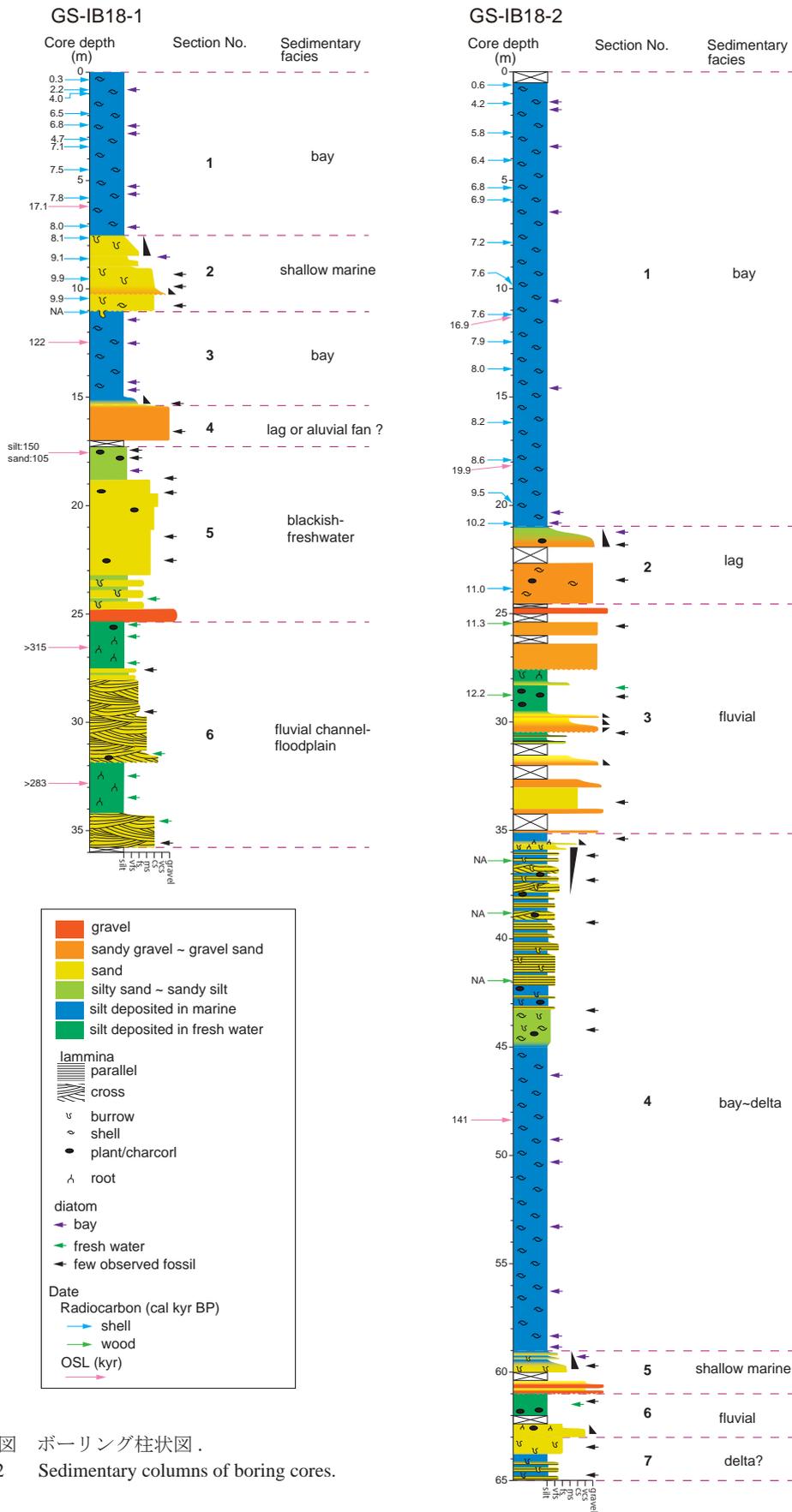
7層に区分し, 各層の岩相記載と堆積層の解釈について下記に説明する.

#### 4.1 GS-IB18-1

##### 4.1.1 セクション1 (深度: 0 cm ~ 755 cm)

このセクションは塊状の灰色~暗灰色の粘土~シルトから構成される. 全体的に 1 cm 以下の貝殻片が散在しているが, コア深度 0 cm ~ 100 cm ではシオガマガイやウミタケなどの 5 cm 程度の比較的に大きな貝殻を含む. 内湾指標種の *Paralia fenestrata* や *Cyclotella striata*, *Thalassiosira* 属, 外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* などの珪藻化石が産出する. <sup>14</sup>C 年代は 0.3 ~ 8.0 cal kyr BP を示す. 一方で, OSL 年代結果は 17.1 kyr を示し, <sup>14</sup>C 年代よりも約 10,000 年古い値を示す. 一般に pIRIR<sub>50/290</sub> 信号による年代は余剰線量により過大評価になりやすいことが知られるが, この堆積環境では 1 万年程度の過大評価と考えられる. 貝化石や珪藻化石から海成の泥質堆積物と考えられ, 年代測定値を考慮すると, 本セクションは完新世に形成された内湾で堆積したと推定される.

伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序区分



第2図 ボーリング柱状図.  
Fig. 2 Sedimentary columns of boring cores.

第1表 ボーリング試料の放射性炭素年代.  
Table 1 Radiocarbon age of boring cores.

Boring No.	core depth (cm)	type of material	Conventional <sup>14</sup> C Age (yr BP)	Calibrated <sup>14</sup> C Age (cal yr BP)	Laboratory number	reference
GS-IB18-1	38	shell	660 ± 30	402 - 253	Beta-519567	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	81	shell	2530 ± 30	2299 - 2113	Beta-519568	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	99	shell	3950 ± 30	4055 - 3840	Beta-516436	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	192	shell	6030 ± 30	6543 - 6353	Beta-516437	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	247	shell	6320 ± 30	6877 - 6685	Beta-519569	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	311	shell	4460 ± 30	4779 - 4530	Beta-516438	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	345	shell	6590 ± 30	7210 - 7005	Beta-519570	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	450	shell	7020 ± 30	7570 - 7439	Beta-517832	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	580	shell	7350 ± 30	7910 - 7726	Beta-516440	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	712	shell	7570 ± 30	8123 - 7948	Beta-519571	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	766	shell	7600 ± 30	8148 - 7975	Beta-516441	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	859	shell	8500 ± 40	9251 - 9003	Beta-516442	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	955	shell	9110 ± 30	10013 - 9686	Beta-516443	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	1043	shell	9140 ± 40	10103 - 9732	Beta-516444	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-1	1108	shell	> 43500		Beta-516445	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	60	shell	1010 ± 30	646 - 530	Beta-516446	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	145	shell	4150 ± 30	4348 - 4106	Beta-519572	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	284	shell	5370 ± 30	5850 - 5642	Beta-516447	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	403	shell	5970 ± 30	6458 - 6294	Beta-519573	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	535	shell	6380 ± 30	6945 - 6750	Beta-516448	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	593	shell	6420 ± 30	6992 - 6795	Beta-519578	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	788	shell	6680 ± 30	7282 - 7145	Beta-540640	This study
GS-IB18-2	978	shell	7090 ± 30	7640 - 7498	Beta-516449	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	1122	shell	7150 ± 30	7680 - 7556	Beta-540641	This study
GS-IB18-2	1244	shell	7460 ± 30	7990 - 7840	Beta-540641	This study
GS-IB18-2	1372	shell	7500 ± 30	8030 - 7874	Beta-519574	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	1620	shell	7760 ± 30	8316 - 8157	Beta-516450	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	1792	shell	8120 ± 30	8696 - 8486	Beta-519575	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	1903	shell	8350 ± 30	9013 - 8787	Beta-542786	This study
GS-IB18-2	1997	shell	8820 ± 30	9530 - 9425	Beta-540644	This study
GS-IB18-2	2085	shell	9330 ± 30	10230 - 10115	Beta-516451	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	2384	shell	9980 ± 30	11106 - 10802	Beta-516452	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	2549	plant material	9940 ± 30	11407 - 11245	Beta-519576	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	2877	wood	10380 ± 30	12399 - 12083	Beta-519577	Amano <i>et al.</i> (2019)
GS-IB18-2	3624	wood	> 43500		Beta-540645	This study
GS-IB18-2	3885	wood	> 43500		Beta-540646	This study
GS-IB18-2	4195	wood	> 43500		Beta-540647	This study

#### 4.1.2 セクション2 (コア深度 : 755 cm ~ 1,110 cm)

このセクションの深度 755 cm ~ 880 cm は薄いシルト層が共存する砂質シルト層, 880 cm ~ 1,110 cm は細礫を含む粗粒砂~極粗粒砂層から構成される。全体的に上方細粒化を示し, また直径 5 mm ~ 3 mm の泥または砂で充填された円状の生痕が確認される。コア深度 1,030 cm ~ 1,036 cm では極粗粒砂~細礫層があり, 下面は浸食面である。コア深度 1,100 cm のこのセクションの基底面も浸食面である。このセクションの <sup>14</sup>C 年代は 8.1 ~ 9.9 cal kyr BP を示す。また, 珪藻化石は全体的に産出数が少ない。コア深度 840.9 cm では少量ながら, 内湾指標種の *C. striata* や海水泥質干潟指標種の

*Diploneis smithii* が産出した。これらの汽水~海水生珪藻に加えて貝や生痕化石が確認され, <sup>14</sup>C 年代は海水準上昇期を示すため, 本セクションは定常的に波浪の影響を受ける浅海の内湾堆積物と解釈できる。また下に示す MIS5e の内湾堆積物を覆う基底侵食面はラビメント面と考えられる。

#### 4.1.3 セクション3 (コア深度 : 1,110 cm ~ 1,540 cm)

このセクションは上下に細分され, 上部のコア深度 1,010 cm ~ 1,500 cm が 2 mm ~ 3 mm の貝殻片を含む半固結した塊状の灰色~暗灰色の粘土~シルト層, 下部の 1,500 cm ~ 1,540 cm が上方細粒化を示す淘汰の悪い

泥質な細粒砂～小礫層によって構成される。上部の粘土～シルト層では *P. fenestrata*, *C. striata* などを内湾に生息する珪藻の殻が確認された。コア深度 1,108 cm の貝殻破片の  $^{14}\text{C}$  年代結果は、測定限界年代 (43 kyr) よりも古いことを示す。また OSL 年代は 122 kyr を示す。セクション 1 の  $^{14}\text{C}$  年代値との差分を考慮すると、122 kyr よりも 10,000 年程度若い堆積年代を示すと考えられる。含まれる珪藻化石から、内湾の泥質堆積物といえる。OSL 年代結果から、MIS5e の海進期から高海水準期に堆積したと考えられる。

#### 4.1.4 セクション 4 (コア深度 : 1,540 cm ~ 1,737 cm)

このセクションは灰色～暗灰色で中礫を含む淘汰の悪い礫質砂～砂質礫で構成される。本セクション中のコア深度 1,655 cm では珪藻化石が産出しなかった。本セクションの上位層との関係から海進期のラビンメント堆積物、または低海水準期の扇状地堆積物の可能性が考えられる。

#### 4.1.5 セクション 5 (コア深度 : 1,737 cm ~ 2,520 cm)

セクション 5 のコア深度 1,737 cm ~ 1,880 cm は塊状の砂質シルト層、1,880 cm ~ 1,960 cm は塊状の中粒砂からなり、両者とも黄色～オレンジ色を呈する。コア深度 1,960 cm ~ 2,315 cm は淘汰の悪い中粒～極粗粒砂層、2,315 cm ~ 2,480 cm は生痕が確認される砂泥互層、2,480 cm ~ 2,520 cm は細礫～小礫からなる礫層で、これらの層は灰色～緑灰色を呈する。このセクションは全体として含まれる珪藻殻が少ないものの、コア深度 1,840 cm では海水砂質干潟指標の *Planolithidium hauckianum* や内湾指標種の *C. striata* が、また 2,420 cm, 2,540 cm では淡水生種の *Eunotia* 属や *Navicula* 属が確認された。OSL の予察結果は、コア深度 1,850 cm で 150 kyr を示す。木炭が多く含まれ、淡水～内湾の珪藻が確認され、OSL 年代は MIS5 ~ 6 を示すため、このセクションは低海水準期から海進期にかけての淡水～汽水域で堆積したと考えられる。

#### 4.1.6 セクション 6 (コア深度 : 2,520 cm ~ 3,600 cm)

このセクションは植物根痕が確認される固結したシルト層 (コア深度 2,520 cm ~ 2,740 cm, 3,180 cm ~ 3,410 cm) と斜交層理が確認される細粒砂～粗粒砂層 (2,740 cm ~ 3,180 cm, 3,410 cm ~ 3,600 cm) で構成される。シルト層には淡水生種の *Aulacoseria* 属, *Pinnularia* 属, *Eunotia* 属, *Gomphonema* 属の珪藻化石が多産した。また、OSL 年代は測定限界値を超えており、コア深度 2,630 cm で > 315 kyr, 3,240 cm で > 283 kyr と、10,000 年の過大評価を考慮しても MIS7 よりも古い年代であることが示唆された。植物根痕、淡水生種の珪藻化石が確認

されるため、このセクションは淡水域で堆積したと考えられる。斜交層理が確認される細粒砂～粗粒砂層は強い一方向流を受けたことを示すことから、このセクションは河川流の影響を受けたと考えられる。そのため、このセクションは河川流路から氾濫原の堆積物と解釈される。

## 4.2 GS-IB18-2

### 4.2.1 セクション 1 (コア深度 : 0 cm ~ 2,100 cm)

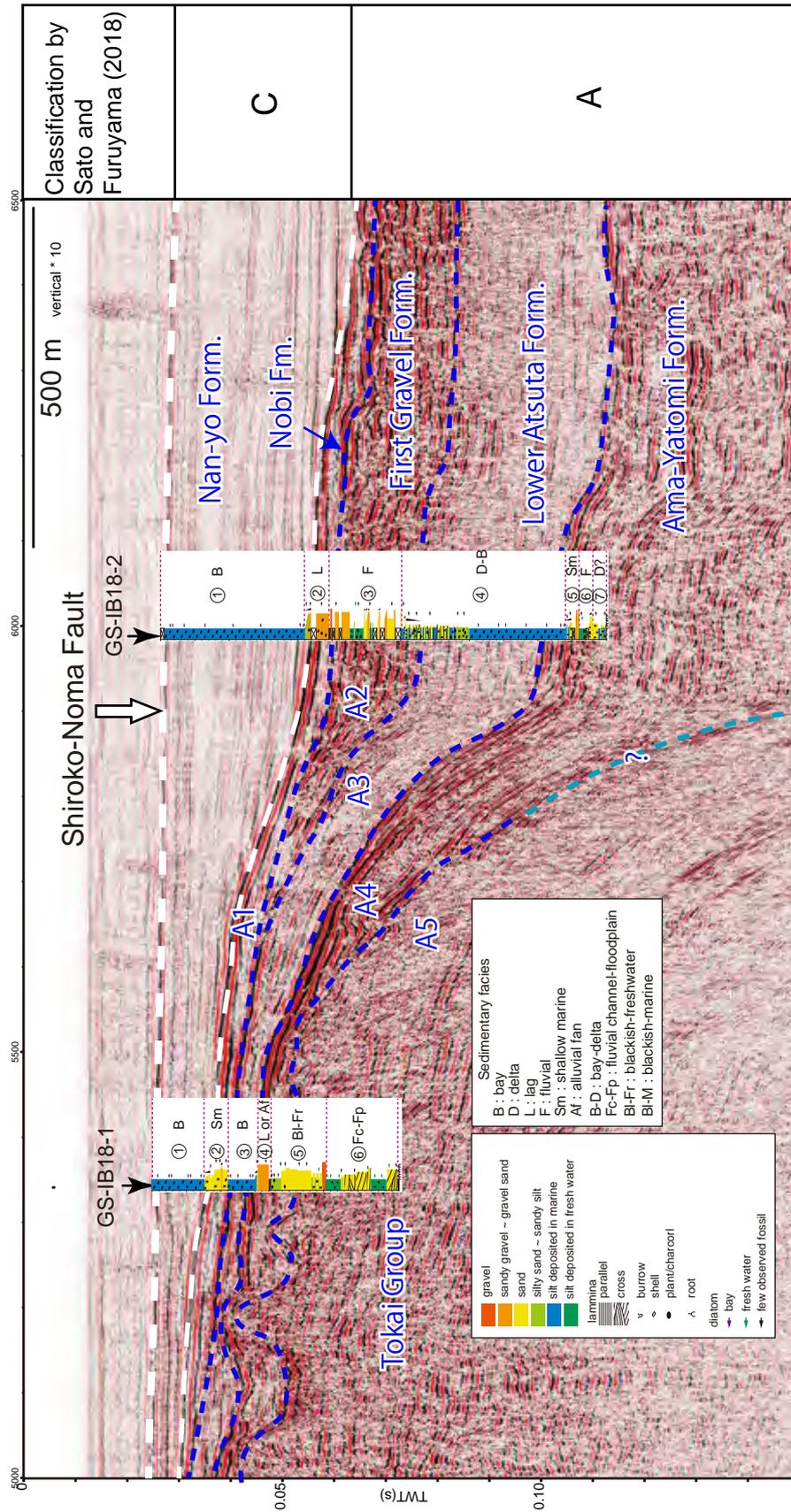
このセクションは灰色～暗灰色の塊状のシルトによって構成され、全体的に 1 cm 以下の大きさの貝やウニの破片を含む。コアの表層 100 cm では、5 cm 大の貝殻片が確認された。全体的に内湾に生息する *P. fenestrata*, *C. striata*, *Thalassiosira* 属が多産する。 $^{14}\text{C}$  年代は 0.6 ~ 10.2 cal kyr BP を示す。一方で、OSL 年代は 16.9 ~ 19.9 kyr を示し、GS-IB18-1 と同様に、 $^{14}\text{C}$  年代よりも約 10,000 年過大評価している。含まれる化石から完新世の内湾の泥質堆積物といえる。

### 4.2.2 セクション 2 (コア深度 : 2,100 cm ~ 2,455 cm)

このセクションは淘汰の悪い暗灰色の砂質礫で構成され、1 cm 大の貝殻破片や木炭を含む。コア深度 2,100 cm ~ 2,200 cm は中礫～中粒砂を含む砂礫から粗粒砂～中粒砂を含む砂質泥へと上方細粒化し、上位のシルト層との境界は不明瞭である。欠損部分が多く、下位層との境界は欠損により不明である。コア深度 2,122 cm から内湾指標種の *C. striata* や汽水～海水生種の *Diploneis* 属が多産し、これより下位では珪藻化石が産出しなかった。このセクションの  $^{14}\text{C}$  年代は 11.0 ~ 11.3 cal kyr BP を示す。岩相と年代、上位層との関係から、このセクションは海進期のラビンメント堆積物といえる。

### 4.2.3 セクション 3 (コア深度 : 2,455 cm ~ 3,510 cm)

このセクションは主に比較的淘汰の良い砂～砂礫で構成され、シルト層が狭在する。砂礫部分は欠損が多い。コア深度 2,475 cm ~ 2,500 cm は淘汰の良い中礫～細礫、2,542 cm ~ 2,755 cm は中礫交じりの細礫～中粒砂で構成される。コア深度 2,755 cm ~ 2,982 cm は主に暗灰色のシルト層で、2,825 cm ~ 2,832 cm, 2,960 cm ~ 2,982 cm に上方細粒化する砂礫層を挟む。このシルト層の 2,755 cm ~ 2,825 cm の植物根痕と生痕が確認され、2,832 cm ~ 2,960 cm では 5 cm 以下の大きさの木炭が多く含まれる。このセクションでは全体として珪藻化石の産出が少ないが、コア深度 2,755 cm ~ 2,982 cm のシルト層には比較的多くの珪藻化石が含まれ、主に淡水生種の *Eunotia* 属, *Pinnularia* 属, *Gomphonema* 属などが確認された。コア深度からなる。コア深度 2,982



第3図 白子一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. 3 Seismic profile across Shirako-Noma Fault with sedimentary columns of GS-IB18-1 and GS-IB18-2.

cm ~ 3,050 cm は塊状の中礫～細粒砂からなり、3,025 cm ~ 3,050 cm は上方粗粒化、2,982 cm ~ 3,025 cm は上方細粒化を示す。コア深度 3,050 cm ~ 3,100 cm は各層厚が 2 cm ~ 5 cm の砂泥互層で、砂層には平行葉理が確認される。コア深度 3,100 cm ~ 3,510 cm は淘汰の良い中礫～極粗粒砂の砂礫からなり、3,300 cm ~ 3,400 cm に淘汰の良い極粗粒～粗粒砂の砂層を挟む。コア深度 2,877 cm の  $^{14}\text{C}$  年代は 12.2 cal kyr BP を示すことから、最終氷期の低海水準期から海進期に形成されたと考えられる。植物根痕、木炭を多く含むことや淡水生種の珪藻化石が多産すること、砂礫が主体となることから本セクションは河川性の堆積物と考えられる。

#### 4.2.4 セクション 4 (コア深度 : 3,510 cm ~ 5,900 cm)

セクション 4 は上下に細分され、上部のコア深度 3,510 cm ~ 4,340 cm は平行または高角の斜交層理が確認される極細粒～細粒砂とシルトの砂泥互層で、下部の 4,340 cm ~ 5,900 cm は半固結した貝殻破片を含む粘土～シルトで構成される。上部の砂泥互層では全体的に生痕が確認される。コア深度 3,545 cm ~ 3,790 cm の砂層が上部に向かって粗粒化し、3,545 cm ~ 3,680 cm では植物根痕が確認される。また、コア深度 3,790 cm ~ 4,340 cm の砂層には黒雲母が多く含まれる。下部の粘土～シルト層ではコア深度 4,340 cm ~ 4,510 cm で生痕が確認され、内湾指標種の *C. striata*、*P. fenestrata*、*Thalassiosira* 属などが多産する。本セクション下部の粘土～シルト層は、内湾に特徴的な珪藻化石が多く泥質堆積物ということから、内湾の堆積物と推定される。本セクション下部の粘土～シルト層は、内湾に特徴的な珪藻化石が多く泥質堆積物ということから、内湾の堆積物といえる。上部の砂泥互層では、上方粗粒化を示し、最上部では植物根痕が確認されることから、上部に向かって堆積環境は浅海化し、淡水の影響を受けるデルタになったと解釈できる。本セクション中に含まれる木炭試料の  $^{14}\text{C}$  年代がいずれも測定限界年代を越えており、コア深度 4,840 cm の OSL 年代が 141 kyr を示すことから、このセクションは MIS5e に堆積したと考えられる。

#### 4.2.5 セクション 5 (コア深度 : 5,900 cm ~ 6,100 cm)

このセクションは上下に細分され、上部のコア深度 5,900 cm ~ 5,950 cm は細粒砂とシルトの砂泥互層、下部の 5,950 cm ~ 6,000 cm は塊状の細粒～中粒砂層で、上方細粒化を示す。両層に直径 1 cm ~ 2 cm の円状の生痕が確認される。コア深度 6,040 cm ~ 6,100 cm では花崗岩やチャートの中～大礫から中粒～極粗粒砂へと上方細粒化を示す層が 2 層確認される (6,000 cm ~ 6,040 cm は欠損)。下位層との境界は明瞭である。上部のコア深度 5,925 cm では内湾指標種の *P. fenestrata* や *C. stri-*

*ata* が産出した。上位層との関係から、上部の砂泥互層と砂層は海進期の浅海で堆積したと考えられる。一方、下部の砂礫層は海進期のラビメント堆積物と考えられるが、掘削時に混入したスライムの可能性も考えられる。

#### 4.2.6 セクション 6 (コア深度 : 6,100 cm ~ 6,300 cm)

このセクションは上下に細分され、上部のコア深度 6,100 cm ~ 6,200 cm は 1 cm ~ 5 cm 大の木炭を含む有機質な半固結したシルト層で、下部の 6,230 cm ~ 6,300 cm は極粗粒砂からシルト質細粒砂へと上方細粒化した砂層で構成される (6,200 cm ~ 6,230 cm は欠損)。下部の砂層には植物根痕が確認される。本セクションに含まれる珪藻化石の保存状態が悪く、産出数が少ないが、コア深度 6,185 cm のシルト層中からは淡水域に生息する *Eunotia* 属がわずかながら産出した。淡水生種の珪藻化石と植物根痕が確認されることから、このセクションは淡水域の堆積物と考えられる。

#### 4.2.7 セクション 7 (コア深度 : 6,300 cm ~ 6,500 cm)

このセクションは上下に細分され、上部のコア深度 6,300 cm ~ 6,385 cm はシルト質な細粒砂層、下部の 6,385 cm ~ 6,500 cm は平行および斜交葉理が確認される細粒～極粗粒砂とシルトの砂泥互層である。本セクションからは珪藻化石が産出しなかった。セクション全体で直径が 0.5 cm ~ 2 cm の円状で砂または泥で充填された生痕が確認される。このセクションはセクション 4 上部の砂泥互層と類似することから、デルタの堆積物の可能性が考えられる。今後、生痕の判定などを行い、堆積環境の推定を行う。

### 5. ボーリングコアの岩相と音波探査記録、濃尾平野の層序区分との対比

GS-IB18-1, 2 の岩相と解釈した堆積環境を、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波探査記録 (第 1 図, 佐藤・古山, 2018) と対比し、この記録の反射断面の岩相と年代を推定した (第 3 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比較すると、C 層は GS-IB18-1, 2 のセクション 1 (それぞれのコア深度は 0 cm ~ 755 cm, 0 cm ~ 2,100 cm) の完新世間の内湾に堆積した泥質堆積物、A 層はこれよりも下部層と対比される。

さらに A 層を第 3 図中の青破線で示したように、反射面の特徴から A1 ~ A5 の 5 層に区分した (第 3 図)。

Geological age		Stratigraphy	Lithofacies / Sedimentary environment (Makinouchi et al., 2005)
Holocene		Nan-yo Form.	Sand and mud with shell fraction / Delta front-prodelta
Pleistocene	Late	Nobi Form.	Sand / Non-marine
		First Gravel Form.	Sandy gravel / Regression
		Atsuta Form.	Upper part
	Lower part		Mud with shell fraction / Marine
	Middle	Ama-Yatomi Form.	Alternation of mud, sand and gravel / Marine
Early	Tokai Group	Alternation of mud, sand and gravel / Freshwater	
Pliocene			

第4図 濃尾平野の層序区分図, 牧野内ほか (2005) を基に作成した。  
Fig. 4 Stratigraphy of the Nobi Plain based on Makinouchi *et al.* (2005).

最上部のA1層は、層厚は薄いが連続性がよい成層構造が確認される。A1層の下位で白子-野間断層の下盤側でのみ確認される比較的反射面の強い層をA2層とした。断層の上盤側ではA1層の、下盤側ではA2層の下位で反射強度が弱く、白く抜けて見える層をA3層とした。A4層は強い反射強度で成層構造を示し、上盤側の層厚は10 m程度、下盤側は下位層との境界が不明であるが、上盤側よりも厚い。A5層は上盤側でのみ確認され不連続な反射面を示し、上位のA4層との境界は凹凸に富む。ボーリング試料と比較すると、A1層はGS-IB18-1, 2ともにセクション2 (コア深度755 cm ~ 1,100 cm, 2,100 cm ~ 2,455 cm) の海進期の砂層または砂礫層、A2層はGS-IB18-2のセクション3 (2,455 cm ~ 3,510 cm) の低海水準期から海進期の砂礫層、A3層はGS-IB18-1ではセクション3 (1,100 cm ~ 1,540 cm)、GS-IB18-2ではセクション4 (3,510 cm ~ 5,900 cm) のMIS5eのシルト層~砂泥互層、A4層はGS-IB18-1のセクション4, 5 (1,540 cm ~ 2,525 cm)、GS-IB18-2のセクション5, 6, 7 (5,900 cm ~ 6,500 cm) のMIS5e以前の海進期、低海水準期、海退期の砂礫~砂層、A5層はGS-IB18-1のセクション6 (2,525 cm ~ 3,600 cm)、鮮新世の淡水域の砂~シルト層に対比できる。

本結果を濃尾平野の層序 (第4図) と比較した。濃尾平野の第四紀の地層は上位から南陽層、濃尾層、第

一礫層、熱田層、海部・弥富累層に区分され、この下位に東海層群が分布する。沖積層の完新世の内湾堆積物であるC層は南陽層、A1層は海進期の堆積層であることから濃尾層に対比される。A2層は最終氷期の低海水準期に河川に堆積した砂礫からなることから第一礫層に対比できる。A3層はMIS5eの内湾堆積物であることから熱田層下部、A4層は更新世の前~中期に堆積した海部・弥富累層、A5層は鮮新世に形成された東海層群に対比できる。

## 6. まとめ

三重県鈴鹿沖の白子-野間断層を挟む2地点で掘削されたボーリング試料の詳細な岩相記載と年代と珪藻化石群集の分析を行った。岩相変化からGS-IB18-1を6セクション、GS-IB18-2を7セクションに区分した。このボーリング結果と音波探査記録を対比し、下位から東海層群、熱田層下部、第一礫層、濃尾層、南陽層に区分した。

謝辞：貝化石の同定は地質情報研究部門の中島 礼博士にご協力いただいた。深く感謝申し上げます。

## 文 献

- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要. 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, 1-11.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J. and Jain, M. (2009) Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, **44**, 560-565.
- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom*, **30**, 17-30.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智俊・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.
- 牧野内 猛・内園立男・塚本将康・濃尾地盤研究委員会断面WG (2005) 濃尾平野東縁部の地盤構成. 土と基礎 (地盤工学会誌), **53**, 567-569.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 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.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, **43**, 1474-1486.



# 伊勢湾・三河湾の表層コア試料に見られる堆積構造 Sedimentary structures in core samples obtained from seafloor surface in Ise and Mikawa bays

清家弘治<sup>1\*</sup>・天野敦子<sup>1</sup>  
SEIKE Koji<sup>1</sup> and AMANO Atsuko<sup>1</sup>

**Abstract:** This study examined sediment core samples using X-ray computed tomography scanning and grain size analysis to reveal the sedimentological characteristics of the sea bottoms in Ise and Mikawa bays. Biogenic sedimentary structures, or bioturbation structures, were seen throughout the study site. Images of X-ray CT showed <3-cm-diameter mud-filled burrows in the sediments, indicating that colonization of the seafloor sediment by large and deep-burrowing animals. On the other hand, physical sedimentary structures such as parallel laminations were rarely observed. Inner part and mouth of the bays were covered with silt and fine-grained sand layers, respectively.

**Keywords:** multiple corer, bioturbation, enclosed system, X-ray CT, grain size

## 要 旨

伊勢湾および三河湾の18地点において、小型マルチプルコアラーを用いて海底表層の堆積物コアを採取した。そしてX線CTスキャナーによって、コア中に含まれる物理的堆積構造および生物源堆積構造(生痕)を観察した。その結果、全ての地点において、堆積物は底生生物の活動によって激しく攪拌されていることがわかった。その一方で、湾奥等の場所では、部分的ではあるが初成の物理的堆積構造も保存されていることがわかった。

## 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29年度から伊勢湾・三河湾沿岸域を対象として活断層や地下地質の情報整備に関する調査、例えば海上・平野ボーリング試料の収集・解析などを実施している。沿岸域の堆積物を扱うにあたり、その場での生物攪拌(バイオターベーション、生物擾乱とも呼ばれる)の実態を理解することは重要である。なぜなら、生物攪拌により堆積物は上下に混合され、また初成の物理的堆積構造が破壊され堆積相が変化してしまうからである(Seike *et al.*, 2016 など)。

本報告書では、平成30年度に伊勢湾および三河湾で採取された海底表層堆積物コア試料の堆積構造を解析した結果について、その概要を記載する。

## 2. 調査海域

調査の対象とした海域は、閉鎖性水域である伊勢湾および三河湾である(第1図)。伊勢湾のほとんどの部分は水深40mよりも浅く、湾口部は砂質堆積物が卓越する一方で湾奥部はシルト質堆積物で覆われている(天野ほか, 2019)。三河湾のほとんどの部分は水深15mよりも浅く、伊勢湾と同様に湾口部および湾奥部は砂質およびシルト質堆積物が卓越する(天野ほか, 2019)。

## 3. 堆積物コアの採取および分析方法

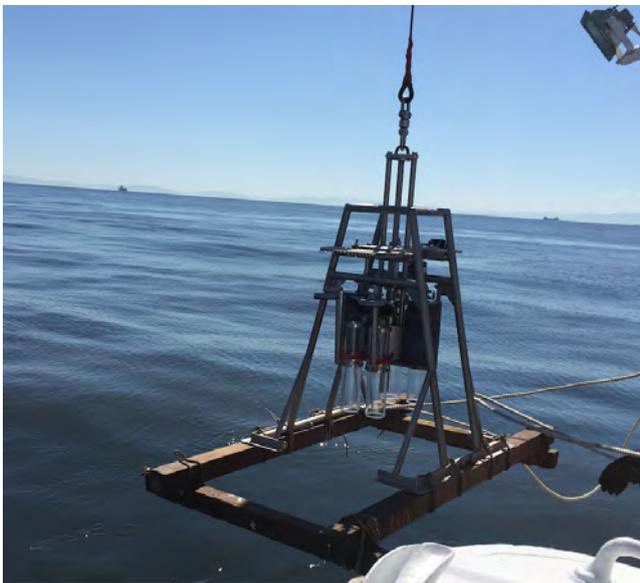
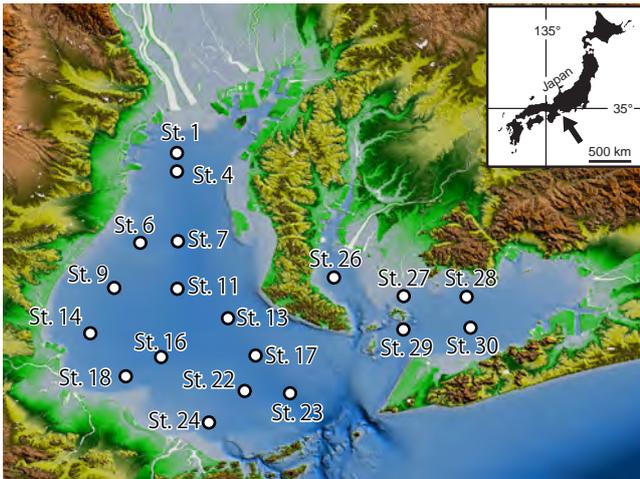
海底堆積物試料の採取は、2018年9月27~29日に第三開洋丸(海洋エンジニアリング社所有)によって実施された。伊勢湾および三河湾の全域をカバーするように18の調査地点を設定した(第1図)。調査地点の水深は11.0m~41.7mである(第1表)。この航海調査では、本研究で対象とする海底表層のコアに加えて、グラビティーカーの採取も実施された(天野ほか, 2019)。

### 3.1 小型マルチプルコアラーによる海底表層堆積物の採取

海底堆積物試料の採取には、海底をほぼ不攪乱で採取できる小型マルチプルコアラー(離合社製)を用いた。当調査海域は閉鎖性水域であり海底が軟泥で構成されることが予想された。そのため、コアラーが海底に深

\*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 調査地点図(上)とサンプリングの様子(下)。調査地点図の陸域は国土地理院の基盤地図情報(数値標高モデル)5 m/10 mメッシュによる。海域は日本水路協会(2015)に基づく。

Fig. 1 Sampling stations (upper) and sediment sampling using a multiple corer (lower). Land area is after 5 m/10 m grid digital elevation model (DEM) provided by Geospatial Information Authority of Japan. Sea area is based on Japan Hydrographic Association (2015).

く沈み込みすぎないように、木材の枠の「げた」を装着して採泥作業を実施した(第1図)。小型マルチプルコアラーは一度に4本のコア試料(パイプ直径約8 cm, 長さ40 cm)の採取が可能である。なお、本調査ではコアラーのフレームにアクションカメラGoPro Hero3を装着し海底状況の撮影を試みた。しかしながら、調査期間中の当海域は透明度が非常に悪く、海底状況を撮影することはできなかった。

### 3.2 粒度分析

各地点で採取されたコア4本のうち1本は、船上で

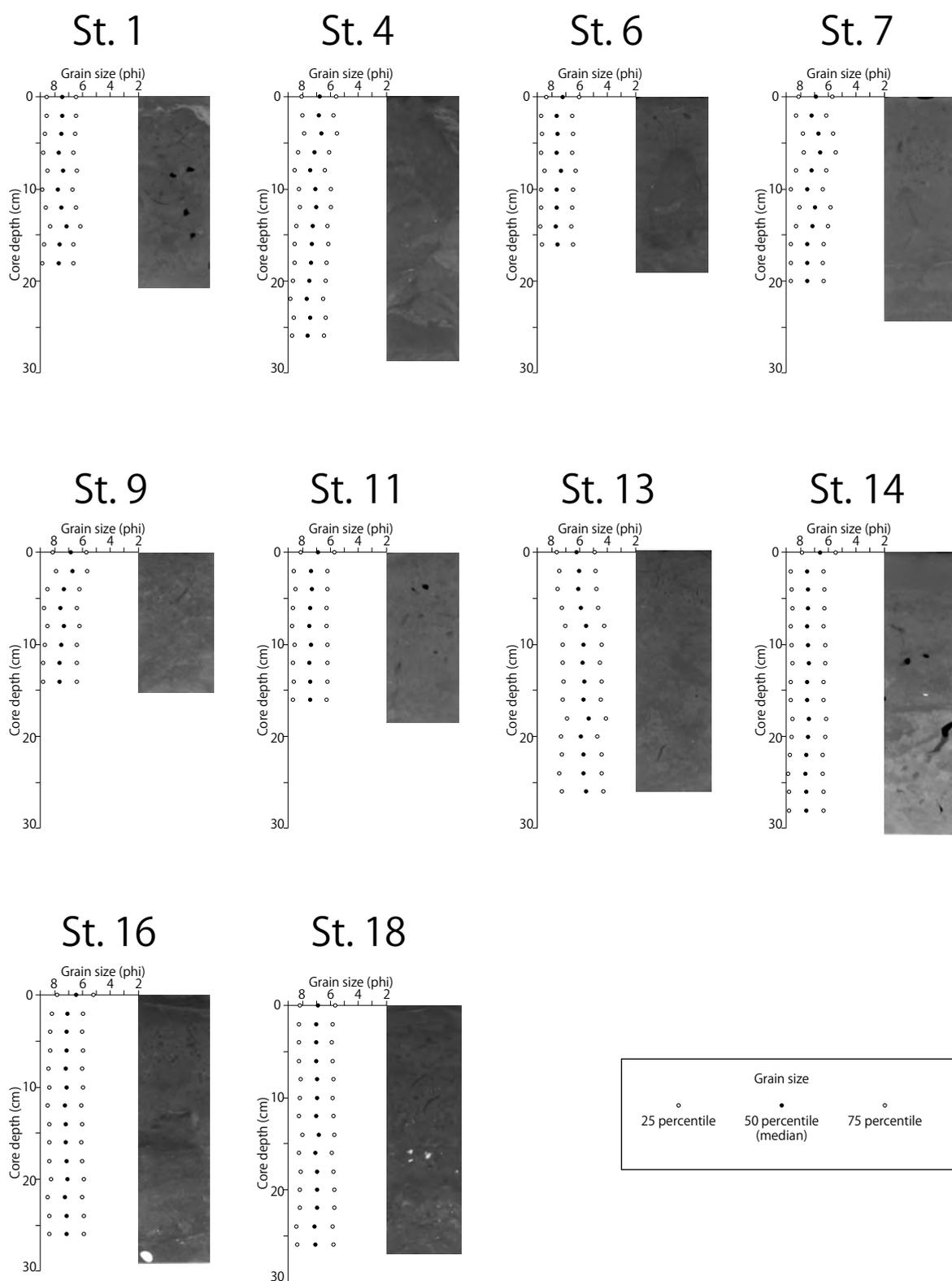
第1表 マルチプルコアラー試料の採取位置と水深。  
Table 1 Information for multiple-core sampling sites.

Site No.	Latitude N	Longitude E	Water depth (m)
St.1	34° 57.0083'	136° 43.4649'	26.9
St.4	34° 55.2116'	136° 43.5974'	31.9
St.6	34° 49.1571'	136° 40.2208'	24.2
St.7	34° 49.2019'	136° 43.5418'	35.3
St.9	34° 45.0236'	136° 38.0473'	28.8
St.11	34° 45.0131'	136° 43.4968'	37.8
St.13	34° 42.4757'	136° 48.3295'	34.0
St.14	34° 41.1086'	136° 36.0963'	27.0
St.16	34° 39.2678'	136° 42.2212'	32.3
St.17	34° 39.1929'	136° 50.4802'	34.3
St.18	34° 37.4132'	136° 39.0397'	20.6
St.22	34° 36.1003'	136° 49.5273'	30.8
St.23	34° 35.9224'	136° 53.6123'	41.7
St.26	34° 46.3395'	136° 57.5524'	16.0
St.27	34° 44.3210'	137° 3.5540'	11.0
St.28	34° 44.2979'	137° 9.0517'	14.4
St.29	34° 41.4317'	137° 3.6143'	19.4
St.30	34° 41.6207'	137° 9.2637'	16.9

深さ1 cm毎にスライスし分取された。そのうち、深さ2 cm毎の試料の粒度分析を実施した。例えば、深さ0 cm~1 cm, 2 cm~3 cm, 4 cm~5 cmというようにコア深度2 cm毎の試料の分析を実施した。分析には、島津製作所製のレーザー粒度分析装置SALD-2000を用いた。堆積物試料を蒸留水中に懸濁させ超音波を当て、粒子を分散させた状態で粒度測定を実施した。

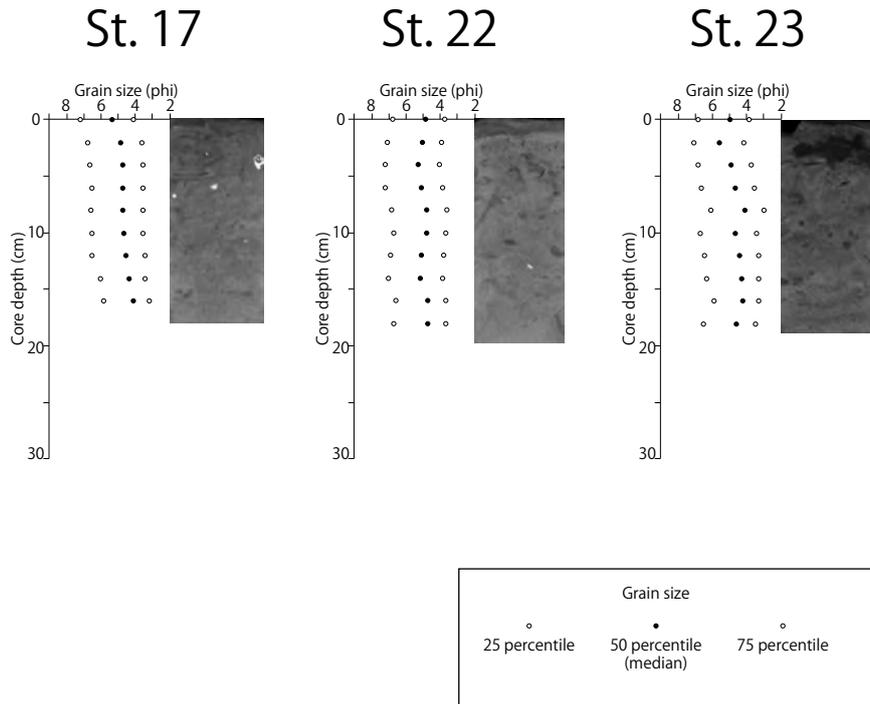
### 3.3 X線CTスキャンによる堆積構造の観察

X線CTスキャンを用いて堆積物コアを観察することで、通常の観察手法(例えばコアの縦断面の肉眼観察)では識別できないような不明瞭な堆積構造を観察できる(Seike *et al.*, 2016, 2018など)。各調査地点で採取されたコア試料4本のうち1本を、X線CTスキャン観察用とし、冷蔵状態(4°C以下)で保管・運搬した。持ち帰ったコア試料を、X線CTスキャナーSupria Grande(日立製作所製)を用いて観察した。得られたX線CTスキャンデータは画像解析ソフトウェアOsirix(Pixmeo SARL社製)を用いて画像処理し、堆積物コアの鉛直断面像を作成した。



第2図 伊勢湾の湾奥部における堆積物コアのX線CTスキャンイメージと粒度分布結果。

Fig. 2 X-ray CT images and grain-size distributions of the cores collected at the inner part of Ise Bay.



第3図 伊勢湾の湾口部における堆積物コアのX線CTスキャンイメージと粒度分布結果。  
Fig. 3 X-ray CT images and grain-size distributions of the cores collected at the mouth of Ise Bay.

#### 4. 解析結果

伊勢湾の湾奥部，伊勢湾の湾口部，および三河湾で採取されたコアの粒度分析およびX線CTスキャンについての結果をそれぞれ第2図に，第3図，第4図に示す。各地域の詳細は以下の通りである。

##### 4.1 伊勢湾・湾奥部

海底表面からコア下部まで中央粒径6～7φの中粒～細粒シルトから構成される。粒度は鉛直方向にほとんど変化せず，ほぼ一定である。ほとんどの箇所は激しい生物攪拌を受け直径が数mm～3cmのサイズの生痕が見られる。その一方で，不明瞭ではあるが，湾奥部では平行葉理が散見される。例えばSt.6やSt.7の深さ10cm～20cmの部分に，ぼんやりとした平行葉理が存在する。これは，湾奥の富栄養・貧酸素環境によって海底が底生生物不在となり生物攪拌が生じず，初成の堆積構造が残されたためと考えられる。

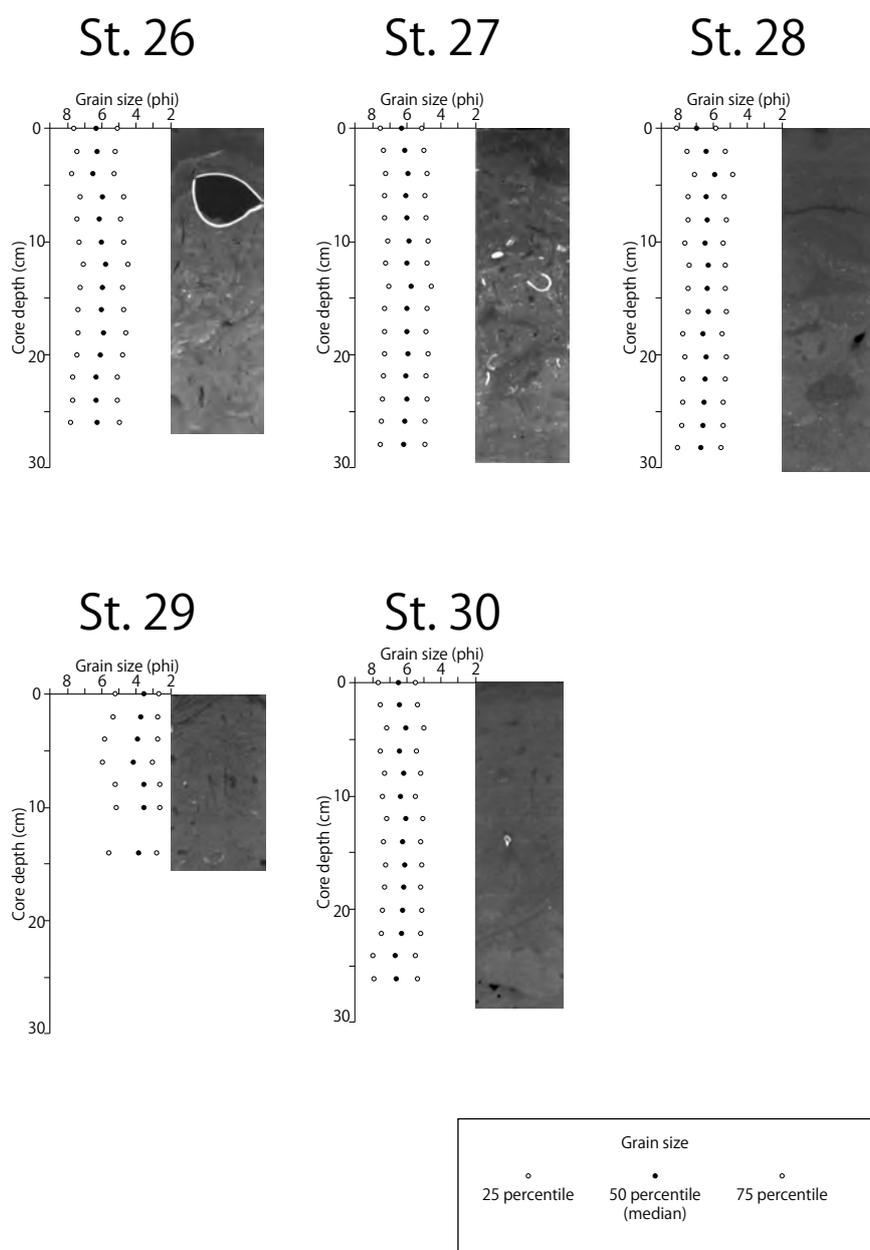
##### 4.2 伊勢湾・湾口部

海底表面からコア下部まで中央粒径4～5φの極細粒砂～粗粒シルトから構成される。粒度は鉛直方向に若干変化する地点も見られるものの，ほぼ一定である。ほとんどの箇所は激しい生物攪拌を受け直径2cm～3cmの生痕が見られる。St.22およびSt.23の深さ数センチ

の部分には，CT値の低い部分（暗色で示された部分，より泥質な堆積物で構成されていることを示す）が存在する。平行葉理やトラフ型斜交層理などの物理的堆積構造は観察されない。St.17およびSt.22には，所々に貝殻片が含まれる。また，St.17およびSt.23のコア下部には，不明瞭な平行葉理が存在する。これは，生物攪拌によって完全に堆積構造が破壊される前に，さらに堆積が生じたため堆積構造が保存されたと考えられる。

##### 4.3 三河湾

湾口部付近のSt.29以外は，海底表面からコア下部まで中央粒径6～7φの中粒～細粒シルトから構成される。St.29は中央粒径3～4φの細粒砂～極細粒砂から構成される。ほとんどの箇所は激しい生物攪拌を受け直径1cm～3cmの生痕が見られる。St.26およびSt.27のコアには貝殻片が多く含まれ，特にSt.26のコアでは海底表面付近に大型二枚貝が自生産状態で含まれている。St.28の海底面から深さ10cmにかけて，平行葉理が観察される。伊勢湾の湾奥部と同様に，湾奥の富栄養・貧酸素環境によって海底が底生生物不在となり生物攪拌が生じず，初成の堆積構造が残されたためと考えられる。



第4図 三河湾における堆積物コアのX線CTスキャンイメージと粒度分布結果  
 Fig. 4 X-ray CT images and grain-size distributions of the cores collected at Mikawa Bay.

## 5. まとめ

伊勢湾・三河湾において18地点で海底表層堆積物コア試料の採取をおこない、それぞれの地点における鉛直方向の粒度分布、堆積構造の観察を実施した。海底表面から深さ30 cmまでは、表層と同じ堆積物が分布していることが確認できた。全ての地点において、激しい生物攪拌が存在している。一方で、部分的には初成の堆積構造が残っていることが確認できた。今後、コアのX線CTスキャンデータのさらなる解析を実施

し、当海域における生物攪拌作用のより詳細な理解を目指す。

**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協力いただいた。第三開洋丸の採泥調査においては、東京大学大気海洋研究所の石山玄樹氏、大熊祐一氏、梶田展人氏、小林元樹氏、吉村由多加氏に協力いただいた。コアのX線CTスキャンおよび堆積物の粒度分析においては、

それぞれ地質情報研究部門の横井久美氏，松崎優佳氏に協力いただいた。東京大学大学院新領域創成科学研究科の須貝俊彦教授には，同研究室所有の粒度分析装置を使用させていただいた。以上の方に心からお礼申しあげる。なお，本調査航海の実施には，清家に与えられた文部科学省・卓越研究員事業研究費を使用した。

## 文 献

- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾海洋堆積物採取調査の概要。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. 79，1-11。
- 日本水路協会 (2015) 海底地形デジタルデータ M7002 ver.2.3 遠州灘。
- Seike, K., Kitahashi, T., Noguchi, T. (2016) Sedimentary features of Onagawa Bay, northeastern Japan after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: sediment mixing by recolonized benthic animals decreases the preservation potential of tsunami deposits. *J. Oceanogra.*, **72**, 141-149.
- Seike, K., Sassa, S., Shirai, K., Kubota, K. (2018) Lasting impact of a tsunami event on sediment-organism interactions in the ocean. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **123**, 1376-1392.

## 伊勢湾沿岸域における海底重力調査 Ocean bottom gravity survey in the coastal zone of the Ise Bay area, central Japan

大熊茂雄<sup>1\*</sup>・宮川歩夢<sup>1</sup>・駒澤正夫<sup>1</sup>・杉野由樹<sup>2</sup>・押田 淳<sup>3</sup>  
OKUMA Shigeo<sup>1\*</sup>, MIYAKAWA Ayumu<sup>1</sup>, KOMAZAWA Masao<sup>1</sup>, SUGINO Yoshiki<sup>2</sup>  
and OSHIDA Atsushi<sup>3</sup>

**Abstract:** To better understand the shallow subsurface structure of the coastal area of the Ise Bay, an ocean bottom gravity survey was conducted in July - August 2019. Seventy two measurement points were arranged offshore between Yokkaichi and Suzuka, Mie Pref., at an interval of 0.25 km from north to south. These newly measured ocean bottom gravity data were processed with a terrain correction, assuming a density of 2.3 g/cm<sup>3</sup> and the first-order residual bouguer gravity profile was created in addition to a bouguer gravity one. According to the profiles, the bouguer gravity increases steadily to the south, and the north-south difference amounted to around 35 mGal. Three highs were recognized on the first-order residual bouguer gravity profile. The southern part of the central one corresponds to the Shiroko-Noma Fault and the southern-most one may indicate a shallow basement there. The northern-most one shows the smallest amplitude and the southern part of the high may correspond to the Suzuka-oki Fault. However, further examination will be needed as there might have been some problems in the measurement. Comparing the gravity between new and past data, the latter which were measured a half century ago and both stations were closely located within 200 m with each other, no obvious differences were recognized. Therefore the newly observed data were merged with the existing ones to compile a complete bouguer gravity map.

**Keywords:** ocean bottom gravity survey, Bouguer anomalies, Ise Bay, Suzuka-oki Spur, Shiroko-oki Spur, active fault, Suzuka-oki Fault, Shiroko-Noma Fault, Ise Bay Fault

### 要 旨

伊勢湾沿岸域で浅部地下構造を広域的に把握するため2019年7月～8月に海底重力調査を実施した。三重県四日市市沖から鈴鹿市沖にかけての海域において250 mの測定間隔で測線上に測点を設け海底重力計を用いた重力調査を実施した。総測点数は72点である。新規に測定した重力データを処理し、地形補正も行って仮定密度2.3 g/cm<sup>3</sup>のブーゲー異常を求めた。また、一次傾向面残差も計算しプロファイル図を作成した。プロファイルデータを参照すると、ブーゲー異常は北部から南部に向かってほぼ一様に増大し、南北差は約35 mGalに及ぶ。ただし、一次傾向面残差のブーゲー異常を見ると3箇所で局所的な高まりがあり、中央の高まりの南側が白子-野間断層の位置に相当する。また、南部の高まりは3つのなかで最も顕著であるが、対応する表層の地質情報は認められず伏在する基盤構造に対応すると思われる。北部の高まりは3つのなかで最も振幅が小さく、その南側が鈴鹿沖断層の位置に対応するが、重力測定に付随する原因の可能性もあるため、

今後詳細に検討する必要がある。一方、今回新たに測定された海底重力データと約50年前に測定された既往の海底重力データについて200 m以下の近接した測点と比較すると大きな相違は認められないことが分かった。この後、新規測点データに既往の測点データを加えてブーゲー異常図を編集した。

### 1. はじめに

調査地の伊勢湾周辺は、渥美半島から紀伊半島は伊勢へ伸びる中央構造線の北部に位置し鈴鹿山脈、布引山地や美濃三河高原などの周囲を取り囲む山地に西南日本内帯の代表的な地質であるジュラ紀付加コンプレックス（美濃帯および丹波帯；水野ほか，2009）や領家帯を構成する領家変成岩類および領家深成岩類（牧本ほか，2004）が露出する。一方、伊勢湾は、上述を基盤として東海湖の構造的発展に伴い鮮新世-更新統の東海層群が堆積した後、更新世の間氷期の海面上昇に伴い古伊勢湾が形成された（桑原，1975）。

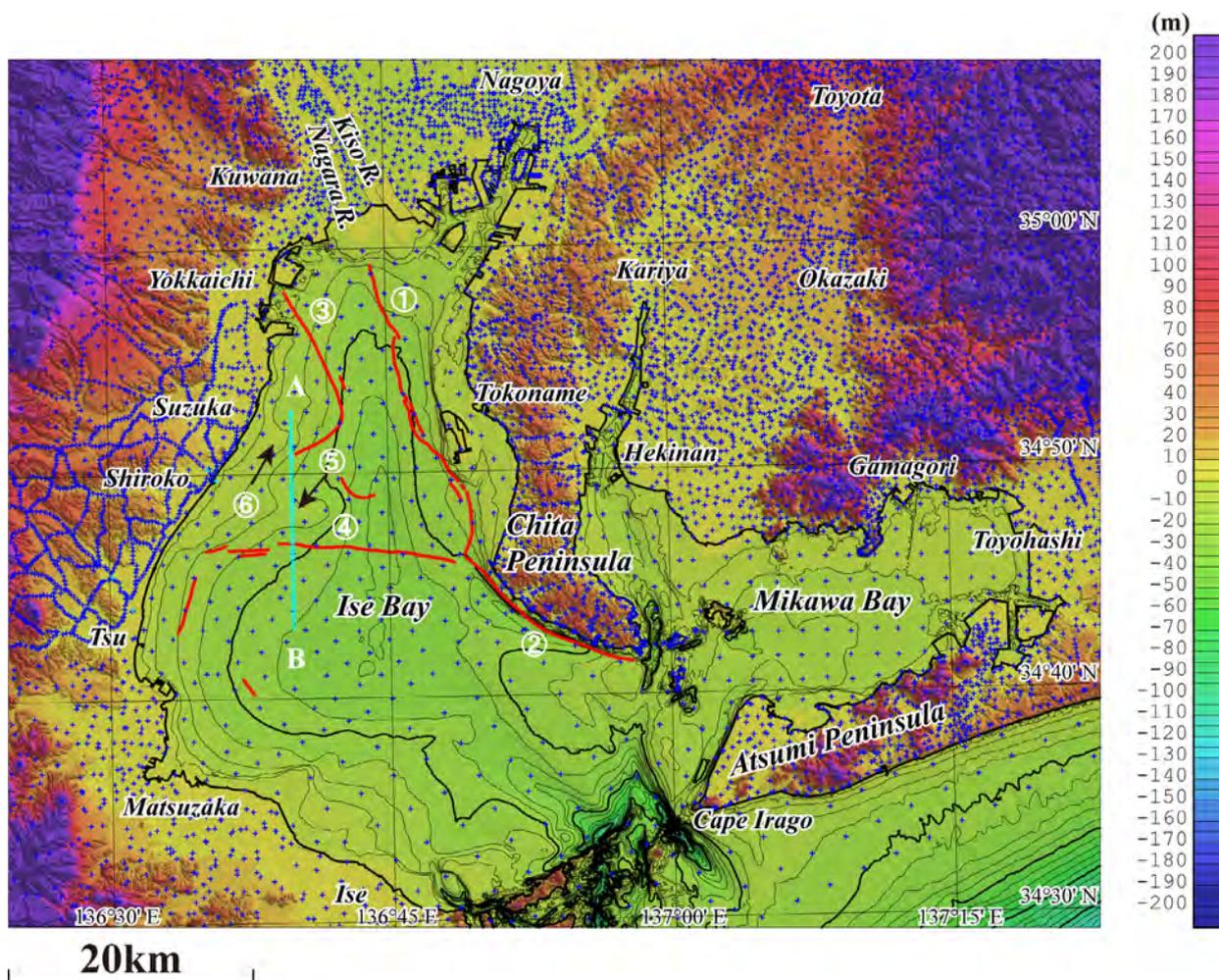
重力異常は、地下の密度構造を反映し、その分布形

\*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 元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 (previously AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

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



第1図 重力測定点分布図。背景の陰影図は地形。50 m メッシュ DEM (国土地理院, 1997) との海底地形デジタルデータ (日本海洋データセンター, 2012) を使用。水深のコンター間隔は 5 m。青の十字: 既存の重力測点。水色の十字: 海底重力測点および新規の陸上測点。A-B: 海底重力探査測線。赤の実線: 伊勢湾の活断層分布 (水野ほか, 2009)。①: 伊勢湾断層, ②: 内海断層, ③: 鈴鹿沖断層, ④: 白子-野間断層, ⑤: 白子沖海脚, ⑥: 鈴鹿沖海脚。

Fig. 1 Distribution of gravity stations. Shaded terrain relief is superimposed. The 50 m mesh DEM (GSI, 1997) and Bathymetry-Topography Digital Data (JODC, 2012) were used. Bathymetric contour interval is 5 m. Blue crosses: Pre-existing gravity stations. Light blue crosses: Ocean bottom gravity stations and newly land gravity stations. A-B: Ocean bottom gravity survey line. Red solid lines show offshore active faults after the Mizuno *et al.* (2009). Circled numbers show active faults (Mizuno *et al.*, 2009) and marine topography. 1: Ise Bay Fault, 2: Utsumi Fault, 3: Suzuka-oki Fault, 4: Shiroko-Noma Fault, 5: Shiroko-oki Spur, 6: Suzuka-oki Spur.

状や急変部の位置が断層分布と関連を持つ場合が多いことから、地下の断層構造を推定する有力な調査手法となっている。また、重力データの編集により、浅部地下構造も広域的かつ面的に把握することができる。伊勢湾東部には伊勢湾断層帯、西部には鈴鹿沖断層、湾中央部には東西方向に白子-野間断層等の存在が知られている。そこで、令和元年度には、伊勢湾沿岸域の三重県四日市市沖から鈴鹿市沖にかけての海域において、海底重力調査を実施した。当該海域では、半世紀前に海底重力調査が実施されており (中条・須田, 1971)、重力異常分布の概略が分かっている。しかしながら、測点間隔は 2 km ~ 3 km のため、詳細な重力異

常の変化を捉えられていない可能性もある。また、半世紀を経て重力計や位置測量装置も更新され、既往の測定データの信頼性を確認する必要もある。そこで、今回、上記の目的のため、加えて海陸に渡る断層の連続性や構造を明らかにするため、当該地域において測線上に測点を海底重力調査としては高密度に配置し海底重力測定を実施した。

## 2. 調査地域と編集データ

2019年7月下旬~8月上旬に伊勢湾沿岸域の四日市市沖から鈴鹿市沖の水深 50 m 以浅の海域で、250 m の

## 伊勢湾沿岸域における海底重力調査

第 1 表 伊勢湾沿岸域海底重力調査の仕様 .

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

Survey period	July 27 – August 9, 2019
Survey area	Refer to Fig.1
Survey vessel	Umikaze (No.295-46435), 19 tons, 17 m (Yamaguchi Marine Co., Ltd.)
Station number	72 points
Navigation / Station location recovery	DGPS
Base ports	Shiroko Port, Suzuka, Mie Pref.
Reference absolute gravity station	Tsu GS (TSU, 34°44'04"N, 136°31'12"E, -1.26 m, 979714.99 mGal (JGSN2016)) ( <a href="https://sokuseikagis1.gsi.go.jp/top.html">https://sokuseikagis1.gsi.go.jp/top.html</a> )
Survey instruments	<p><u>At sea</u></p> <p>Ocean bottom gravimeter: OBG-2 (Sensor: Scintrex CG-5 with custom software/hardware (No. 081240453), Canada)</p> <p>DGPS: Crescent R100, Hemisphere Inc., USA</p> <p>Navigation System: Navigation Software, Marimex Japan,</p> <p>Gyro: GyroTrac, KVH Industries, Inc., USA</p> <p>Echo sounder: PDR-1300, Senbon Denki, CVS-1410, Kodan Electronics Co., Ltd.</p> <p>Pressure sensor: miniIPS, Valeport Ltd., UK</p> <p>CTD (Conductivity Temperature Depth profiler): MIDAS CTD, Valeport Ltd., UK</p> <p><u>On ground</u></p> <p>Land gravimeter: Scintrex CG-5 (No. 300900050), Canada</p>
Contractor	Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.

測定間隔で測線上に測点を設けて海底重力計を用いた重力調査を実施した。当該地域では 1970 年代前半に当時の地質調査所により LaCoste& Romberg 社 H 型海底重力計を用いた重力調査が行われており (中条, 1971 ; 中条・須田, 1971, 1972), 伊勢湾では 326 点, 伊勢湾湾口部で 54 点, 三河湾で 143 点, 計 523 点の測定がなされている (中条・須田, 1972)。また, 併せて陸上でも重力調査が行われ, 383 点の測定がなされた (中条・須田, 1972)。また, 海底重力の測点間隔は 2 km ~ 3 km の格子状に近い配置がなされている。なお, 重力探査に用いられた探査機材の詳細については中条 (1971) に詳しい。これによると, 測位はオーディスターと呼ばれる電波測量機 (精度 10 cm) を用いて実施している。半世紀前とはいえ測点配置などの調査仕様は今日でも十分通用するものだが, 測位については現行の GNSS 測位に比べ実用精度に関しては劣る事が予想される。したがって, 当該地域で同程度の測点密度で海底重力測定が新たに実施できれば, 半世紀前のデータの精度を検証し, かつより詳細な重力異常分布が得られることが期待できる。しかしながら, 限られた予算のなかで上述の調査の実施は困難なため, 今回は伊勢湾で実施された音波探査測線に関連した測線を設定し, 測線状に重力調査を実施した。当初は, 複数の測線を想定したが, 沿岸域プロジェクトで新たに実施された音波探査結果を参考に, 効率の観点から単一の測線で調査を実施している。従来の海底重力調査では二次元分布

の測点配置をとっており, 今回が初めての測線配置での調査となった。

伊勢湾沿岸域では, 水深が浅く, かつ 250 m の測点間隔の測線上での測定であったため, 調査船の移動時間も少なく通常の海底重力調査と比べ効率的に調査が行えたのが特徴である。ちなみに, 測定点の水深の最深値は測点番号 72 の 31.98 m であった。

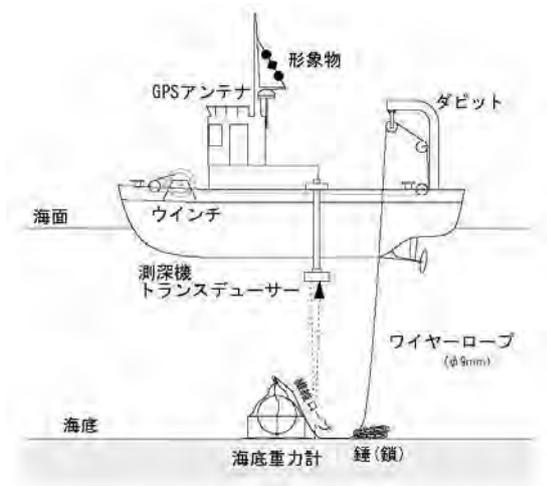
測定点分布図を陸域データ, 船上重力データとともに第 1 図に示す。海底重力の測定点数は 72 点となった。

### 3. 海底地形データ

海底重力データの補正で留意せねばならないのは, 測点周辺で精密な地形データによる地形補正が必要であることである。今回, 日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータ M7000 シリーズのうち当該地域である遠州灘 M7002 を基礎データとして用いて地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。地形補正の精度を確保するため沖合域も含め極近傍・近傍地形補正用の 200 m メッシュの DEM を作成した。なお, 重力の測定は, 伊勢湾の水深が浅いため, 水深値は 13.32 m ~ 31.98 m となった。

### 4. 調査の方法

今回の調査の仕様を第 1 表に示す。基本的に使用機



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



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

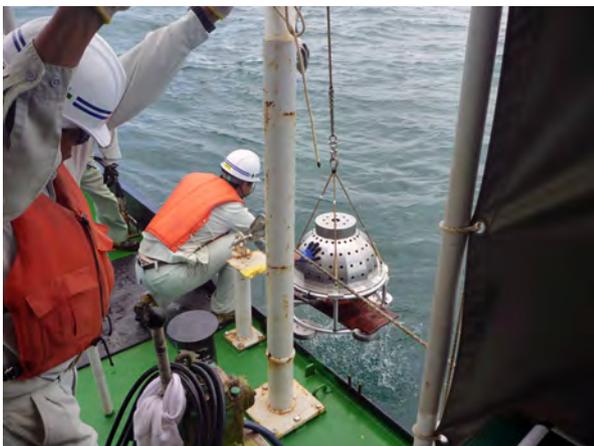


写真2 海底重力調査風景。  
Photo 2 Ocean bottom gravity measurements.

材などは相模湾での調査（大熊ほか，2016）と同様である。

海域での重力測定は，産業技術総合研究所で所有する海底重力計を使用した（平成21年度製作；大熊ほか，2010）。使用した海底重力計は，センサー部に Scintrex 社製の CG-5 にハードウェアとソフトウェアの一部にカスタマイズを施したものを利用し，更に，システム制御部やデータ収録部を加えて耐圧容器に収納されたものである。測定システムの概要を第2図に，測定に使用した調査船を写真1に，また調査の様子を写真2に示す。本システムは，海中に投入後は全てオフラインでデータを収録できるので船上から制御しながら測定せねばならない LaCoste & Romberg 社製の海底重力計（HG-22）システムに比べ簡便で，ウインチやケーブルも小型で済む特徴がある。なお，日本国内で使用可能な海底重力計としては東京大学地震研究所所有（藤本ほか，1998）のものがあり，平成20年度に本研究の一環として実施された能登半島北部沖の海底重力調査に使用された。また，最近では民間の応用地質（株）・総合地質調査（株）が Scintrex 社の INO 海底重力計を導入している。こちらはアーマード・ケーブルを介して船上の制御装置で重力観測値をリアルタイムで表示することが可能だが，ケーブルの太さから大きめのウインチが必要となるなど産総研の海底重力計に比べやや大がかりとなる。さらに，最近，川崎地質（株）は産総研所有の海底重力計と同様なセンサー部に Scintrex 社製の CG-5 にハードウェアを持つ海底重力計を開発し，海底熱水鉱床の調査等に適用している（押田ほか，2020）。

測定作業は令和元年7月27日～8月8日（移動日等も含む）に実施した。このうち，移動，陸上重力測定，艀装および艀装解除を除いた実質的な海底重力調査の期間は7月30日～8月7日の9日間である。内訳は調査実施日（出航日）が9日で待機日は0日であった。台風の影響で波高がやや高い日もあったが，調査地が内湾であったことに加えて，前回の相模湾東部と同様に使用した調査船（写真1）が今までよりもやや大型で安定性が高かったことで稼働率の高さにつながった。

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



写真3 白子港重力基点。  
Photo 3 Gravity base station at the Shiroko Port.



写真4 津第二地方合同庁舎地下室内に設置されている一等重力点 (津GS)。

Photo 4 First-order gravity station, Tsu GS (the second common building for government offices in Tsu, Tsu, Mie Pref.).

である。なお、海底重力計の器械定数チェックのための測定は、2019年7月18日に海底重力調査に先だって東京都港区の川崎地質(株)本社ビルと筑波山重力検定点との間で行った。今回の検定ルートは最大で189 mGalの重力差がある。

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

白子港に設置した重力基準点の絶対重力値(日本重力基準網1996に準拠)は、7月29日に実施した津第二地方合同庁舎地下室内に設置されている一等重力点(津GS)(写真4)を基点とした2往復の閉塞測定により求めた。

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

結果として、両者は数10 $\mu$ galで概ね整合したが、G-911は重力基準点での測定がなされていないので今回の絶対重力値の接続には反映させていない。

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

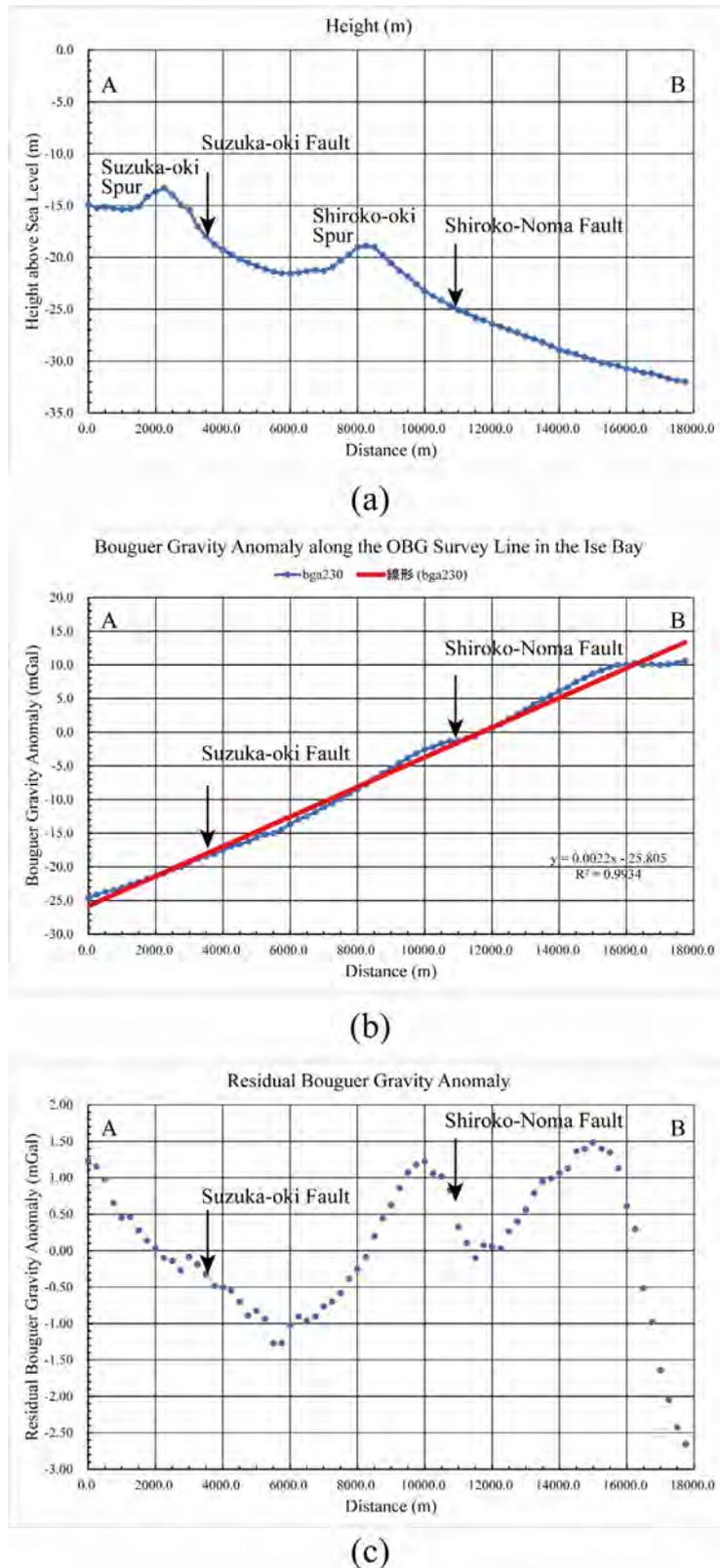
今回の調査海域は水深が浅く平坦な場所が多いことから、基本的に高精度の圧力計(Valeport社製miniIPS)により水深値を決定したが、念のため音響測深データも測定している。本調査で使用した音響測深機はPDR-1300(千本電気(株)製、発振周波数200 kHz、指向角6°)である。さらに補助として調査船装備の魚群探知機((株)光電製作所製CVS-1410、発振周波数50 kHz(指向角58°×20°)/200 kHz(指向角17°×6°))も使用した。PDR-1300とCVS-1410は測深値をデジタル収録した。なお、CTD(Conductivity Temperature Depth Profiler)による測定を1日に1回実施し、圧力計による測定値からの水深値への圧力補正を行った。また、同様にCTDの測定から音響測深機による水深データの音波補正を行っている。

測点の音響測深機による深度は調査船が測点の直上にいる海底重力計着底時の値とし、圧力計による深度は計測値が落ち着く離底直前の値を採用した。これに潮位補正を施して0.05 m以内の精度で決定した。潮位補正用のデータは国土地理院鳥羽験潮所の毎時の実測潮位データを国土地理院HPから入手し、必要な時刻の値をスプライン補間により求めた。

## 5. 重力データの処理手法および編集

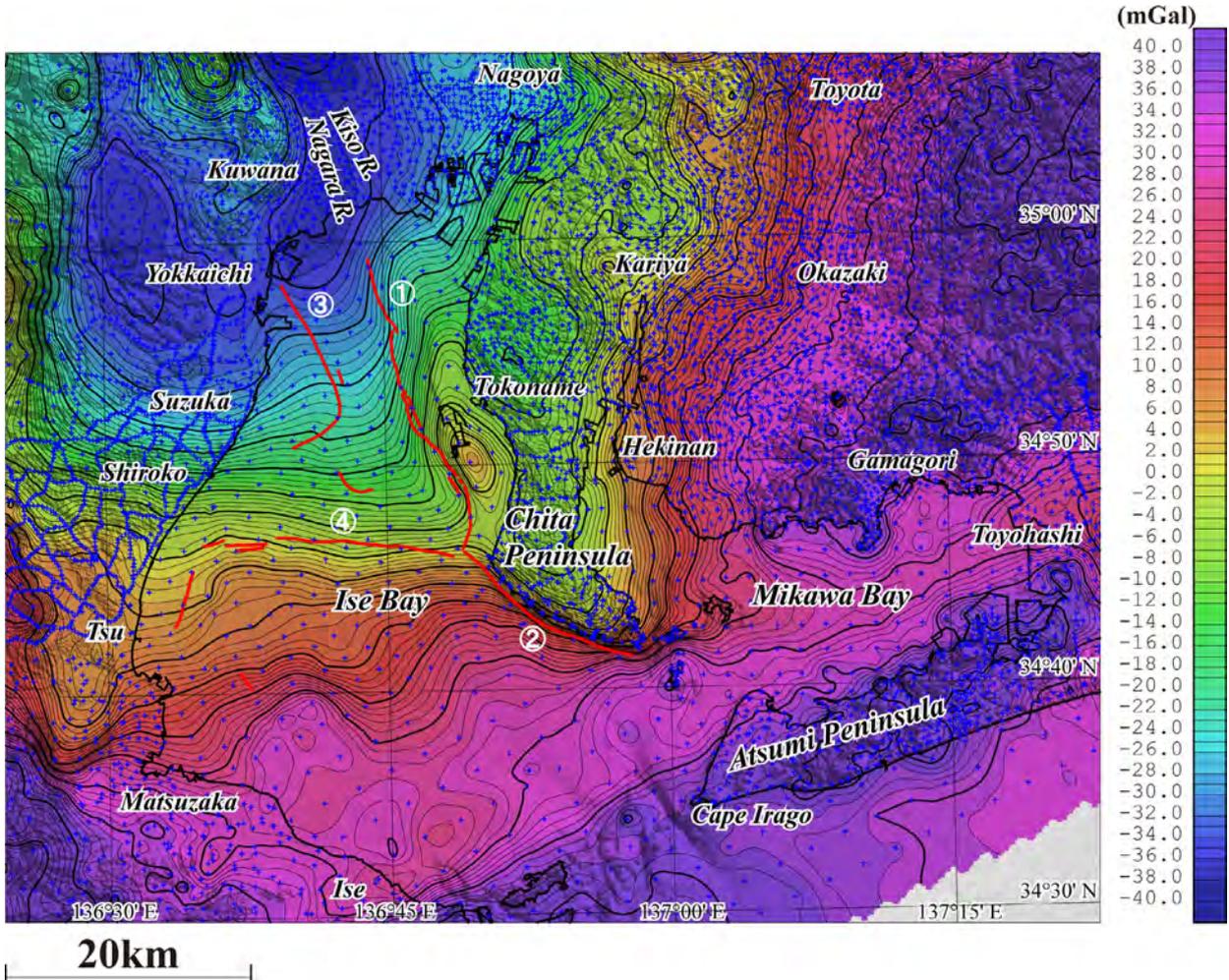
ブーゲー異常図を作成するに当たり、陸域も含めて統一した手法によって各種補正を行い、重力データを編集した。地形補正に関しては、陸域・海域とも地球の曲率による地形の球面効果を考慮した仮想扇形の集合体で近似する方法で実施した(駒澤, 1988)。地形補正に用いた標高(水深)データについては、陸域は国土地理院作成の50 mメッシュを用い、海域については、日本海洋データセンターによる海底地形デジタルデータM7000シリーズのうち当該地域である遠州灘M7002を基礎データとして用いて地形補正に使用するDEMのメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。

本調査域では、地形補正の精度を確保するため極近傍・近傍地形補正用の200 mメッシュのDEMを作成した。また、ブーゲー補正については、陸域と同じように海水準に一致する均質地球モデルからの残差密度



第3図 新規海底重力測点による伊勢湾沿岸域のブーゲー異常プロファイル。仮定密度は $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ 。プロファイル位置は第1図参照。(a) 標高断面, (b) ブーゲー異常プロファイル (青点と青線) とその一次トレンド (赤線), (c) 残差ブーゲー異常プロファイル。

Fig. 3 Bouguer anomaly profile in the coastal zone of the Ise Bay area compiled from the newly observed data. Assumed density is  $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ . See the location of the profile in Fig. 1. (a) Topographic cross-section, (b) Bouguer gravity anomaly (blue dot and line) and its linear trend (red line), (c) Residual Bouguer gravity anomaly by a subtraction of the linear trend from the Bouguer gravity anomaly.



第4図 既存測点による伊勢湾沿岸域のブーゲー異常。仮定密度は  $2.3 \text{ g/cm}^3$ 。コンター間隔は  $1 \text{ mGal}$ 。①～④は第1図参照。  
 Fig. 4 Bouguer anomalies of the coastal zone of the Ise Bay area compiled from pre-existing data. Assumed density is  $2.3 \text{ g/cm}^3$ . Contour interval is  $1 \text{ mGal}$ . See also Fig.1 for the circled numbers.

がブーゲー異常に反映するよう海水を仮定密度の物質で置き換える操作を行った。補正式については、無限平板ではなく地形補正と同じ範囲の有限の球殻（球帽）による方法によった。測定重力値は、日本重力基準網1996 (JGSN96) に準拠させ、地球規模の広域トレンド除去（緯度補正）には正規重力式による値（測地基準系1980）を用いた。なお、これらの処理にはフリーエア補正も含まれているが、それは厳密にはポテンシャル論的なりダクションでないためブーゲー異常値を海水準での値と考えるのは誤りで、あくまで海底（陸域については地表面）の測定点での値と考えるべきものである。

以上をまとめるとブーゲー異常  $\Delta g_0''$  は、

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

[ g-term ]            [  $\gamma$ -term ]

となる。ただし、 $g$  は測定重力値、 $\rho$  は地殻の密度（仮定密度）、 $B_s$  は球面ブーゲー補正值、 $C_A$  は大気補正值、

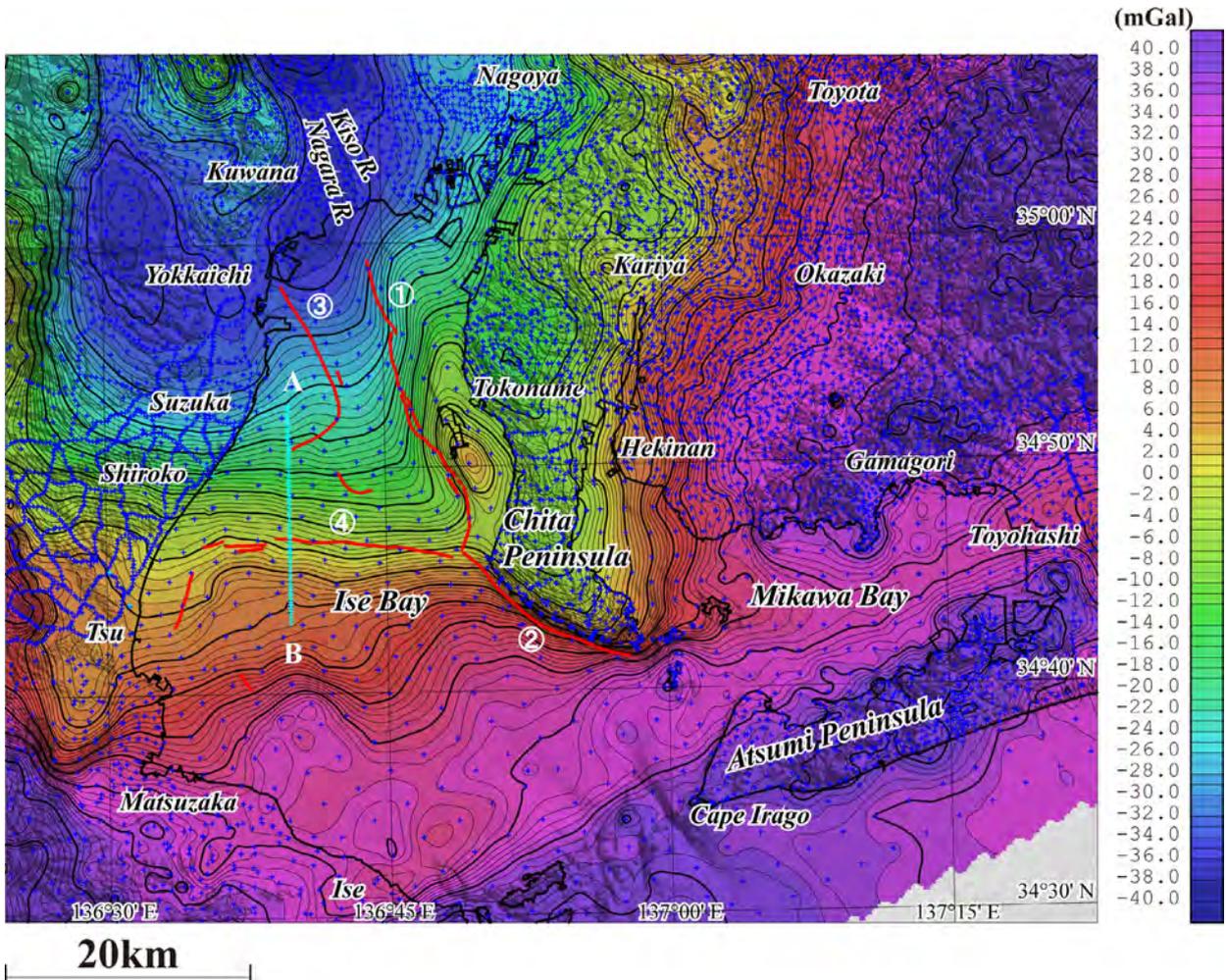
$\gamma$  は正規重力値、 $\beta$  は鉛直勾配、 $h$  は標高（深度の場合には負値）で、 $H(h)$  は、以下とする。

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

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

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

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



第 5 図 既存および新規測点による伊勢湾沿岸域のブーゲー異常。仮定密度は  $2.3 \text{ g/cm}^3$ 。コンター間隔は  $1 \text{ mGal}$ 。測線 A-B および①～④は第 1 図参照。

Fig. 5 Bouguer anomalies of the coastal zone of the Ise Bay area compiled from the pre-existing and newly observed data. Assumed density is  $2.3 \text{ g/cm}^3$ . Contour interval is  $1 \text{ mGal}$ . See also Fig.1 for the line A-B and circled numbers.

## 6. ブーゲー異常

仮定密度を変えて検討を行ったところ、 $2.3 \text{ g/cm}^3$  の場合に陸域の基盤岩の露出地域で重力異常のコンターパターンが滑らかになることから、陸域の表層の平均的な密度として  $2.3 \text{ g/cm}^3$  を採用した。この仮定密度に基づきデータを編集して、海底重力測線に沿ったプロファイル図（水深（標高値）、ブーゲー異常、一次傾向面残差重力異常）を作成し第 3 図に示す。また、既存の陸域および海底の測点データから作成したブーゲー異常図（第 4 図）と、既存の測点に今回新たに実施した海底重力調査の測点を加えて作成したブーゲー異常図（第 5 図）とを作成した。

重力データは以下の要領で編集を行った。編集面積は約  $6,400 \text{ km}^2$  で編集に用いた重力データの総数は 7,715 点である。今回の編集では、日本重力 DVD-ROM（地質調査総合センター、2013）による地質調査所と新エ

ネルギー・産業技術総合開発機構のデータ、国際石油開発帝石（株）、（株）中日スタジアム、米国国家地理空間情報局（National Geospatial-Intelligence Agency）、名古屋大学の測定資料（Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001）、および国土交通省国土地理院の閲覧資料を用いた。また、伊勢湾については海底重力計によるため通常の陸域測定と統一した精度で編集されている。

2019 年に実施した海底重力調査結果について、第 3 図を参照して簡単に述べる。水深プロファイル（第 3 図 (a)）をみると、水深は北部の湾奥から南部の湾口に向けて水深を増し、その途中の 2 箇所（各々鈴鹿沖海脚と白子沖海脚（岡村ほか、2013）に相当する。また、それら海脚の南方脚部においては、各々鈴鹿沖断層と白子-野間断層（岩淵、2000；水野ほか、2009）が分布する。ブーゲー異常プロファイル（第 3 図 (b)）においては、ブーゲー異常

第2表 既存および新規取得海底重力データの比較.

Table 2 Comparison between the gravity values of the previously and newly observed data.

Previously observed data (Chujo and Suda, 1971)					Newly observed data (this study)					Differences		
NST	x1 (m)	y1 (m)	Ht1 (m)	BGA1 (mGal)	NST	x2 (m)	y2 (m)	Ht2 (m)	BGA2 (mGal)	Dist. (m)	Ht (m)	BGA (mGal)
94	652368.23	3853653.98	-21.40	-10.596	30	652168.37	3853668.79	-20.93	-10.554	200.41	0.47	0.042
97	652287.94	3849308.08	-25.90	-0.067	48	652244.34	3849167.94	-26.07	0.126	146.77	-0.17	0.193
145	652274.59	3844593.52	-30.90	10.170	66	652317.45	3844669.30	-30.87	10.241	87.06	0.03	0.071

NST: gravity station number, (x, y): x and y coordinate values in UTM 53 N, Ht: Height, BGA: Bouguer gravity anomaly, Dist.: distance.

は北部から南部に向かってほぼ一様に増大し、南北差は約 35 mGal に及ぶ。ただし、一次傾向面残差の重力プロファイル（第3図(c)）を見ると3箇所局所的な高まりがあり、中央の高まりの南脚部が白子-野間断層の位置に相当する。また、南部の高まりは3つのなかで最も顕著であるが、対応する表層の地質情報は認められない。北部の高まりは3つのなかで最も振幅が小さく、その南脚部が鈴鹿沖断層の位置に対応するが、丁度調査日の境界(7/31と8/1)でもあることから、重力測定に付随する原因の可能性もある。いずれにしても、密度コントラストを考慮すると、重力異常は表層の堆積層分布と言うよりは、佐藤・古山(2018)にあるような音波探査による反射断面図での音響基盤の分布を反映していると考えられる。このため、今後、音波探査結果との比較検討を実施する予定である。

また、第4図と第5図とを比較すると、少なくともこのスケール(原寸50万分の1)での1 mGalコンターの重力図において大きな相違は認められず、伊勢湾における既往の海底重力測点が従来どおり使用可能であることを示している。事実、距離が大凡200 m以内の近接した測点間における重力値(ブーゲー異常値)の差は、数10  $\mu$ Gal程度であるが、場合によっては100  $\mu$ Galを超える点もある(第2表)。

次に、第5図を参照してブーゲー異常分布の概略の特徴を述べる。

重力異常は、フィリピン海プレートの沈み込みによる南から北に向かって重力異常が小さくなる広域傾向面を除けば、概ね地形と相関を示している(駒澤, 2009)。知多半島以東の領家変成岩類および領家花崗岩類の分布域では高重力異常が分布する。また、渥美半島から志摩半島方向に中央構造線南方に高重力異常が分布し、三波川変成岩類の分布と対応する。知多半島とその北方は低重力域となるが、常滑市の西方海域の伊勢湾では、局所的な高重力域が海岸線と平行に北北西-南南東方向に分布する。付近に建設された中部国際空港の事前調査で、当該海域には常滑層群(知多半

島の東海層群)が音波探査の基盤として認められ、またボーリングによってもその存在が確認されており、高重力域は常滑層群の分布域に対応する可能性がある。

一方、濃尾平野や伊勢平野では低重力異常域となり、ボーリング調査により濃尾平野の地下には中新統を覆って最大層厚1,500 m以上の未~半固結堆積物(東海層群および中部更新統以上の地層)が分布する(小松原, 2009)ことから、これらの分布に対応すると考えられる。図面北西端および西端付近は、養老山地、鈴鹿山脈(共に図画外)の縁辺部に位置し、高重力異常が分布し、各々美濃帯付加コンプレックスおよび領家変成・深成岩類の分布に対応する。

伊勢湾およびその周辺においては、湾口から湾奥の濃尾平野および伊勢平野北部に向かってブーゲー異常値が小さくなり、その範囲は大凡-37.8 mGal ~ 38.4 mGalでその差は約76 mGalに及ぶ。前述のように湾奥から知多半島の西方海域に約5 mGalの高重力異常が分布し、その西端付近に北北西-南南東方向の伊勢湾断層が分布する。一方、知多半島南端部の伊勢湾断層延長部には、内海断層が方向を北西-南東に変え海岸線付近に分布するが、そこは重力異常の急変帯となり重力値は大凡15 mGal陸側が低くなる。伊勢湾のほぼ中央、白子と津の中間地点の東方海域には東西方向に白子-野間断層が分布し、詳細に見るとこの南北で重力異常分布の特徴が異なる。断層の北側では大凡北方への単調減少となるが、南側では水深が30 mを超える部分の東西に各々局所的な高重力異常帯が認められることから、当該海域では基盤深度が浅くなることが推察される。

## 7. まとめ

伊勢湾沿岸域で浅部地下構造を把握するため海底重力調査を測線上の72点で実施した。新規に測定した重力データを処理し、地形補正も行って仮定密度2.3 g/cm<sup>3</sup>のブーゲー異常を求めた。処理結果のプロファイル

データを参照すると、ブーゲー異常は北部から南部に向かってほぼ一様に増大し、南北差は約 35 mGal に及ぶ。ただし、一次傾向面残差の重力異常を見ると 3 箇所局所的な高まりがあり、中央の高まりの南側が白子-野間断層の位置に相当する。また、南部の高まりは 3 つのなかで最も顕著であるが、対応する表層の地質情報は認められず伏在する基盤構造に対応すると思われる。北部の高まりは 3 つのなかで最も振幅が小さく、その南側が鈴鹿沖断層の位置に対応するが、重力測定に付随する原因の可能性もあるため、今後詳細に検討する必要がある。一方、今回新たに測定された海底重力データと約 50 年前に測定された既往の海底重力データとを比較すると大きな相違は認められず、親和性が高いことが分かった。

**謝辞：**本調査に関連して地元漁業協同組合（三重県四日市市，同鈴鹿市，同白塚，以上 3 漁協）にご協力いただいた。ここに記して感謝申し上げます。

## 文 献

- 地質調査総合センター（2013）日本重力データベース DVD 版。数値地質図 P-2，産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 中条純輔（1971）伊勢湾北部の重力探査と海底重力計。地質ニュース，no. 201，5，1-13。
- 中条純輔・須田芳朗（1971）伊勢湾北部の重力分布とその考察。地調月報，22，8，415-435。
- 中条純輔・須田芳朗（1972）伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察。地調月報，23，10，573-594。
- 藤本博巳・押田淳・古田俊夫・金沢敏彦（1998）海底重力計の開発。海洋調査技術，10，1，25-38。
- Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Ryuichi Shichi and Akihiko Yamamoto) (2001) Gravity Measurements and Database of Nagoya University and Kyoto University, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM). *Bull Nagoya University Museum, Special Rept.*, no. 9.
- 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。
- 国土地理院（1997）数値地図 50 m メッシュ（標高），日本 II。
- 小松原琢（2009）3.8 地下地質。20 万部の 1 地質図「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。
- 駒澤正夫（1988）仮想扇形地形による重力地形補正法。測地学会誌，34，11-23。
- 駒澤正夫（1989）海水準下測定のブーゲー異常の考え方。測地学会誌，35，349-351。
- 駒澤正夫（2009）6. 重力異常。20 万部の 1 地質図「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。
- 桑原 徹（1975）濃尾形動盆地と濃尾平野。アーバンクボタ，no. 11，18-20。
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久（2004）20 万部の 1 地質図「豊橋及び伊良湖岬」。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 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 万部の 1 地質図「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。
- 日本海洋データセンター（2012）海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ（アスキーファイル）。M7002 Ver. 2.0 遠州灘。
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚久・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。
- 大熊茂雄・駒澤正夫・押田 淳（2010）海底重力計の製作と実海域試験。平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no. 54，95-103。
- 大熊茂雄・駒澤正夫・伊藤 忍・押田 淳（2016）相模湾東部沿岸域における海底重力調査。平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no. 71，129-137。
- 押田 淳・立花冬威・角 知則・久保田隆二（2020）海底重力計の開発と海底熱水鉱床探査への適用。物理探査，73，23-32。
- 佐藤智之・古山精史朗（2018）伊勢湾沿岸域における反射法地震探査の概要。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。

# 鈴鹿市南部における第四系ボーリングコア試料の<sup>14</sup>C年代測定と花粉分析 (速報)

Preliminary report of radiocarbon ages and pollen fossil analysis of Quaternary sediments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan

佐藤善輝<sup>1\*</sup>・興津昌宏<sup>2</sup>・田中義文<sup>2</sup>

SATO Yoshiki<sup>1\*</sup>, OKITSU Masahiro<sup>2</sup> and TANAKA Norifumi<sup>2</sup>

**Abstract:** Radiocarbon dating and pollen fossil analyses were carried out on two core samples, GS-SZK-1 and 2, drilled in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan to clarify the depositional environments and ages. The radiocarbon ages indicate that the units above the Unit 1-4 of GS-SZK-1 are likely to be Holocene deposit, while the Unit 1-5 is fluvial sediments during the Marine Oxygen Isotope Stage [MIS] 2. The radiocarbon ages and pollen fossil assemblage suggest that the Units 2-3 to 2-7 are Pleistocene. Abundance of *Lagerstroemia* indicates that the Unit 2-6 is MIS5 marine deposit. The results suggest that the comparison between the GS-SZK-1 and 2 cores in the previous work should be modified, and that there is no vertical displacement between them in Pleistocene, especially MIS5 marine deposit. This shows the possibility that the Suzuka-oki Fault, which located in the Ise Bay, does not extend into the land toward southwest.

**Keywords:** Ise Plain, Quaternary, pollen fossil, radiocarbon age, Suzuka-oki Fault

## 要 旨

鈴鹿市南部の計2箇所掘削されたボーリングコア試料(GS-SZK-1, 2)について、放射性炭素年代測定および花粉化石分析を行い、堆積環境と堆積年代について検討した。得られた年代測定値から、GS-SZK-1 コアは少なくともユニット1-4がMIS1の海成層であり、ユニット1-5はMIS2の河川堆積物である可能性が高い。また、GS-SZK-2 コアはユニット2-3が更新統で、サルスベリ属などの温暖な気候に特徴的な花粉化石を多産することからユニット2-5および2-6がMIS5の堆積物に対比される。この結果は、昨年度のGS-SZK-1・2 コア間の地層対比に誤りがあることを示しており、両コア間に地層の上下変位は認められない。このことは、対象地域東側の海域に存在する鈴鹿沖断層の南西側延長は陸域までは到達していない可能性が高いことを示唆する。

## 1. はじめに

本報告では、「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の第四系ボーリングコア試料の放射性炭素(<sup>14</sup>C)年代測定並びに花粉化石分析の結果

果について予察的に報告する。

鈴鹿市南部周辺では、陸域に養老一四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北端の千里断層、海域に鈴鹿沖断層が分布する(第1図;岩淵ほか, 2000;岡村ほか, 2013など)。このうち、鈴鹿沖断層南西側の陸域延長部については資料が不足しており、本断層の連続性に関する検討が進んでいなかった。

このような問題点を踏まえ、活構造分布の議論に資する資料を拡充することを目的として、著者らはこれまで鈴鹿市南部における第四系地下地質分布に関する調査を実施してきた(佐藤・水野, 2018;佐藤ほか, 2019)。佐藤ほか(2019)は計2箇所(GS-SZK-1, 2)でボーリング掘削調査を実施し、両コアに海洋酸素同位体ステージ(以下、MIS)5の海成層が含まれる可能性を指摘した。しかしながら、佐藤ほか(2019)では年代資料が十分に得られておらず、堆積年代に関する議論は不十分であった。そこで、両コアについて<sup>14</sup>C年代測定および花粉化石分析を実施したところ、佐藤ほか(2019)の解釈に誤りがあることが明らかになったので、本稿で報告する。

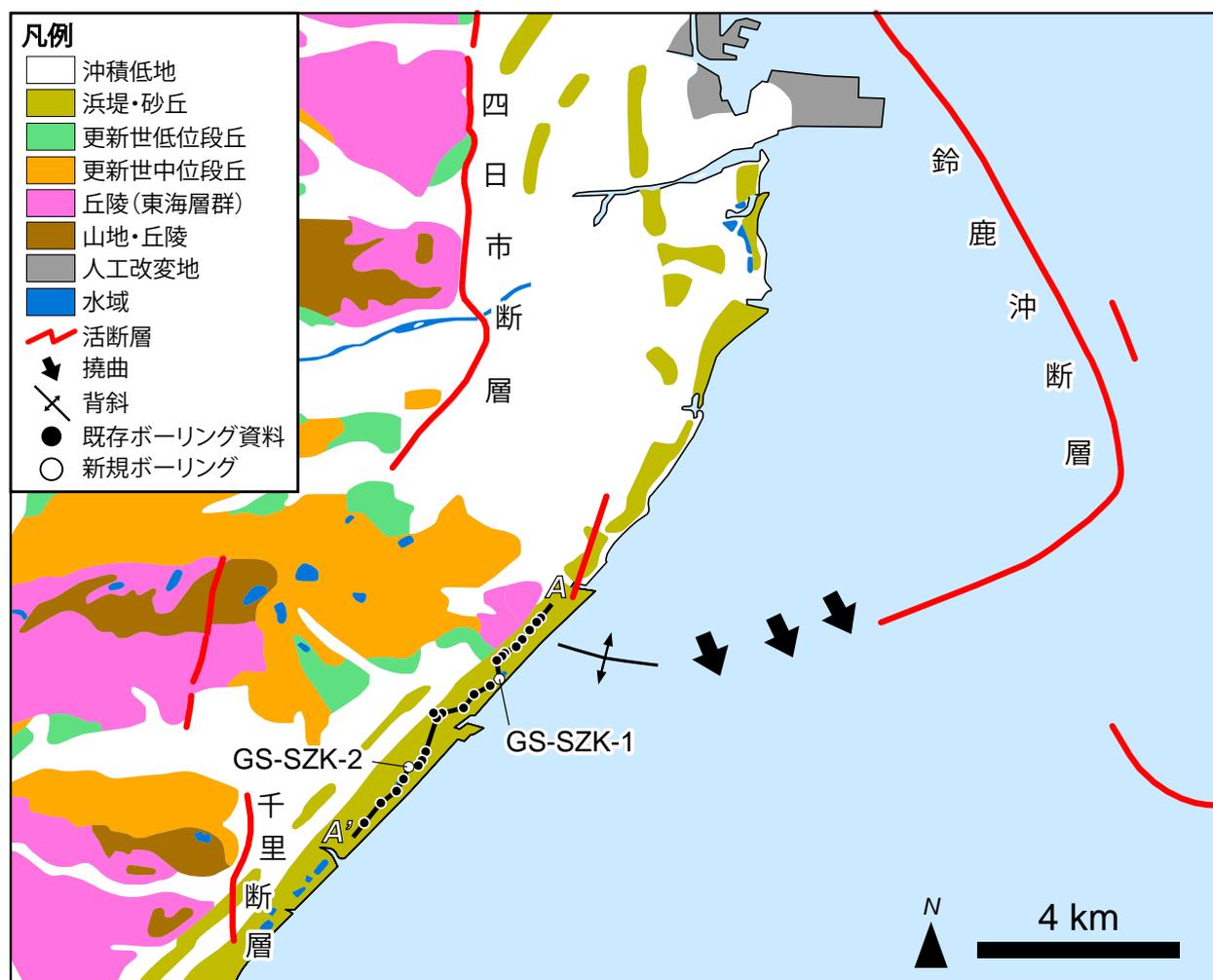
## 2. 試 料

GS-SZK-1 コアは鈴鹿市江島公園(北緯34°50'

\*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 パリノ・サーヴェイ株式会社 (PALYNOSURVEY Co. Ltd)



第1図 対象地域周辺の地質概況および地質断面図測線位置。地質分布は20万分の1日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015）を簡略化して作成。

Fig. 1 Geological map around the study area and location of geological section. Geological map is modified from GSJ, AIST (2015).

15.4873", 東経 136° 35' 55.6934"; 孔口標高 3.05 m) で掘削された(第1図)。掘削深度は24.75 mである。佐藤ほか(2019)は層相と火山灰分析結果からユニット1-1～1-6の計6ユニットに区分し、それぞれユニット1-1(深度0.00 m～2.70 m)が盛土, ユニット1-2(深度2.70 m～3.72 m)が埋土, ユニット1-3(深度3.72 m～5.51 m)が始良丹沢テフラ(AT; 29,498～30,148 cal BP, Smith *et al.*, 2013)以前に堆積した低位段丘構成層, ユニット1-4(深度5.51 m～8.61 m)がMIS5期の沿岸砂州堆積物, ユニット1-5(深度8.61 m～14.83 m)がMIS6以前の河川堆積物, ユニット1-6(深度14.83 m～24.75 m)が東海層群と解釈した。

GS-SZK-2 コアは鈴鹿市鼓ヶ浦駐車場(北緯 34° 49' 18.2447", 東経 136° 34' 57.0183"; 孔口標高 1.68 m) で掘削された(第1図)。掘削深度は34.12 mである。層相からユニット2-1～2-7の計7ユニットに区分し、それぞれユニット2-1(深度0.00 m～2.57 m)が埋土,

ユニット2-2(深度2.57 m～4.65 m)が湖沼(養殖池)堆積物と完新世の河川堆積物, ユニット2-3～5(深度4.65 m～16.53 m)が低位段丘構成層, ユニット2-6(深度16.53 m～19.72 m)がMIS5期の潮間帯干潟堆積物, ユニット2-7(深度20.00 m～34.12 m)が東海層群と解釈した。

### 3. 方法

GS-SZK-1 および2 コアからそれぞれ3点の年代測定試料を採取し, 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実施した。年代測定結果はCALIB 7.1 (Stuiver *et al.*, 2019)を用いて行い, 暦年較正のためのデータセットとして陸域試料にはInt-Cal13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を, 海域試料(貝化石)にはMarine13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を使用した。

また, GS-SZK-1 および2 コアからプラスチック製

第1表 放射性炭素年代測定値一覧.  
Table 1 List of radiocarbon ages.

Site	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (yrBP)	Calibrated age (cal BP)	Probability %	Median Probability (cal BP)	Dataset						
GS-SZK-1	3.89-3.92	plant fragments	$-26.34 \pm 0.21$	$190 \pm 20$	0 - 20	18.6	178	IntCal13						
					144 - 215	60.0								
					267 - 289	21.4								
GS-SZK-1	6.49	plant fragments	$-9.64 \pm 0.29$	$1910 \pm 20$	1819 - 1896	100.0	1857	IntCal13						
					8.42-8.47	shell			$-0.53 \pm 0.24$	$2520 \pm 20$	2117 - 2286	100.0	2197	Marine13
					GS-SZK-2	3.10-3.20			plant fragments	$-27.09 \pm 0.25$	Modern			
7.40-7.48	wood fragments	$-28.13 \pm 0.21$	$>54010$											
							13.38-13.43	wood fragments				$-26.85 \pm 0.21$	$>54010$	

キューブを用いてそれぞれ4, 11点の試料を分取し、花粉化石分析に用いた。各試料から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、アセトリス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。残渣をグリセリンゼリー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同定・計数した。同定は現生標本、Erdman (1952, 1957), Faegri and Iversen (1989), 島倉 (1973), 中村 (1980), 藤木・小澤 (2007) などを参照した。

#### 4. 結果

##### 1) $^{14}\text{C}$ 年代測定 (第1表)

GS-SZK-1 コアでは、深度3.89 m ~ 3.92 mの植物片から0 ~ 289 cal BP (2 $\sigma$ , 以下同様)、深度6.49 mの植物片から1,819 ~ 1,896 cal BP、深度8.42 m ~ 8.47 mの貝化石から2,117 ~ 2,286 cal BPの年代測定値が得られた(第2図A, 第1表)。

GS-SZK-2 コアでは、深度3.10 m ~ 3.20 mの植物片がmodernを示し、深度7.40 m ~ 7.48 mおよび深度13.38 m ~ 13.43 mから採取した木片は測定限界よりも古い年代測定値(54,010 cal BPよりも前)を示した(第2図B, 第1表)。

##### 2) 花粉化石分析

###### GS-SZK-1

深度15.25 m ~ 15.27 m, 深度16.70 m ~ 16.72 m, 深度17.70 m ~ 17.72 mおよび深度24.20 m ~ 24.22 mの試料について分析を実施したが、いずれの試料からも花粉化石が検出されなかった(第2図A)。

###### GS-SZK-2

花粉化石は、最上位の1点(深度5.72 m ~ 5.74 m)を除くすべての試料から検出された。花粉化石群集の

傾向は組成が連続して変化しギャップはみられないものの、花粉組成より大きく上部・中部・下部の3つの花粉帯にわけることができる(第2図B)。

花粉帯上部(深度7.54 m ~ 7.56 mから深度8.40 m ~ 8.42 m)は木本花粉が多く、スギ属 *Cryptomeria*, ハンノキ属 *Alnus*, コナラ亜属 *Lepidobalanus* が多くみられる。草本花粉は少ない。

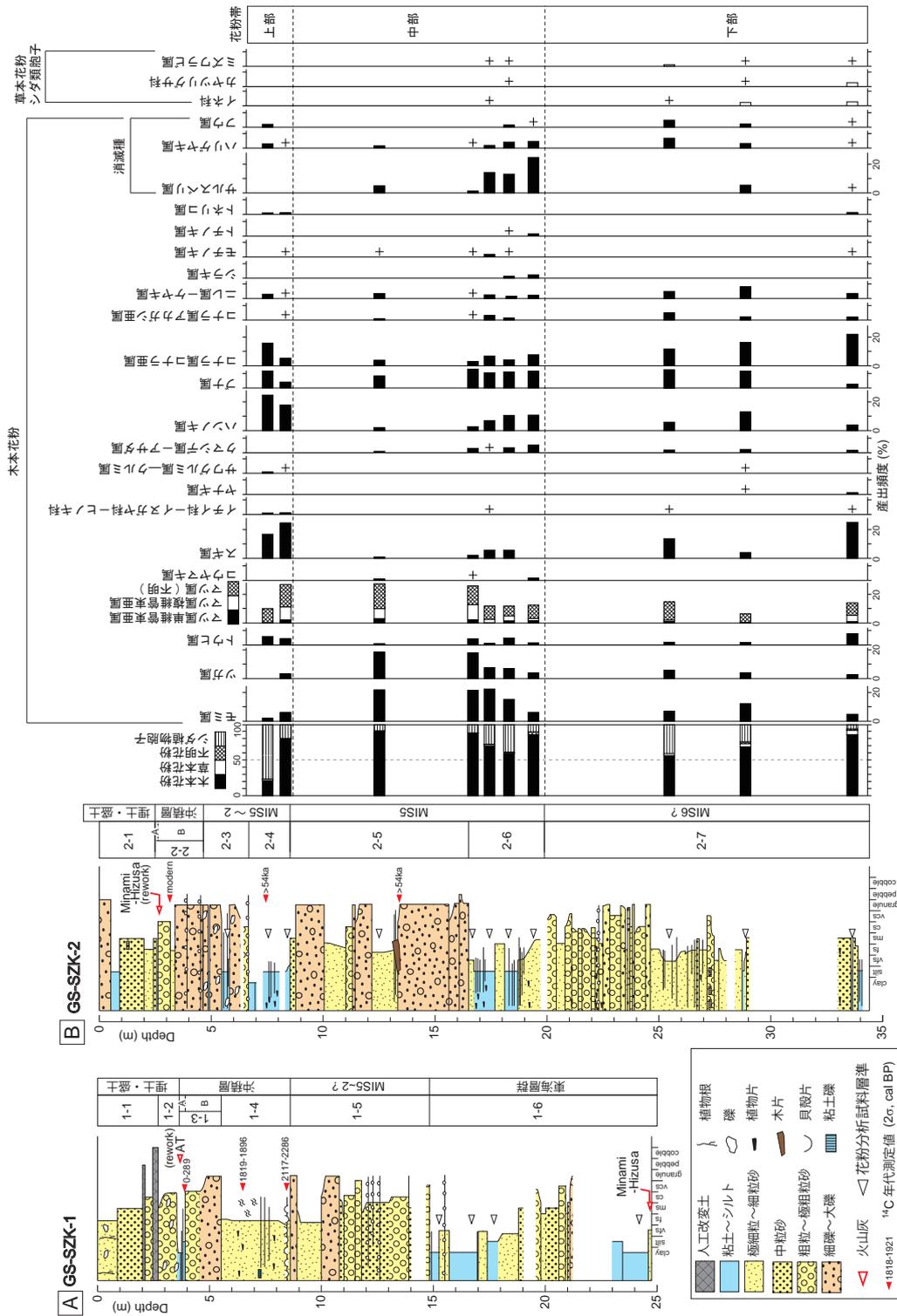
花粉帯中部(深度12.50 m ~ 12.52 mから深度19.38 m ~ 19.40 m)は木本花粉が多く、サルスベリ属 *Lagerstroemia*, ブナ属 *Fagus*, ハンノキ属 *Alnus*, マツ属 *Pinus* などが産出する。木本花粉のうち、ハリゲヤキ属 *Hemiptelea*, フウ属 *Liquidambar*, サルスベリ属は消滅種である。草本花粉はほとんど産出しない。深度17.42 m ~ 17.44 m以浅の3点は有機物の分析残渣が下位に比べてやや多く、モミ属 *Abies*, ツガ属 *Tsuga*, マツ属などの針葉樹花粉が多い。

花粉帯下部(深度25.45 m ~ 25.47 mから深度34.61 m ~ 34.67 m)は木本花粉が多く、スギ属とコナラ亜属がやや多い特徴を示し、これらに加えてモミ属, マツ属, ハンノキ属, ニレ属 *Ulmaceae*—ケヤキ属 *Zelkova* などを含む。また、消滅種であるハリゲヤキ属, フウ属, サルスベリ属も少量ではあるが産出する。草本花粉ではイネ科 *Oryza* やカヤツリグサ科 *Cyperaceae* などを含むが、いずれも低率である。水生シダ植物であるミズワラビ属 *Ceratopteris* の胞子が産出する。

#### 5. 考察

##### 1) GS-SZK-1 コアの堆積時期

佐藤ほか(2019)はユニット1-3中の深度3.73 m ~ 3.75 mにATテフラが挟在することから、これよりも上位のユニット1-2および1-1を盛土・埋土を含む沖積層と解釈した。しかしながら、本研究でユニット1-4中の深度6.49 mや深度8.47 mから得られた年代測定値は、少なくともユニット1-4以浅がMIS5eの海成層ではなく、MIS1の海成層であることを示している。従って、ユニット1-3最上部で見いだされたATテフラは再堆積したも



第2図 GS-SZK-1, 2コアの地質柱状図および花粉化石ダイアグラム。  
 A: GS-SZK-1コア, B: GS-SZK-2コア。複数種をハイフンで結んだものは種類間の区別が困難なものを示す。木本花粉は木本花粉総数を、草本花粉・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出現率を算出した。+印は産出頻度が1%未満であることを示す。

Fig. 2 Geological columns and pollen fossil diagram.  
 A: GS-SZK-1 core, B: GS-SZK-2 core. Pollen connected by hyphens indicates that it is difficult to distinguish between them. Each pollen frequency (%) of trees and shrub pollen is based on the total sum of them, that of herbs and ferns pollen is based on the total sum of all pollen except for unknown pollen. The plus sign (+) indicates that the frequency is less than 1%.

のである可能性が高い。ユニット1-3は、砂礫を主体とする下部（深度3.92 m～5.51 m）とシルトを主体とする上部（深度3.93 m以浅）に細分され（佐藤ほか，2019），ユニット1-3上部は基底部に黒色を呈する腐植質シルトを伴っている。このコアの掘削地点がかつて養殖池として利用されていたことや上述した年代測定値を考慮すると，ユニット1-3上部は養殖池の堆積物とそれを覆う埋土層と考えるのが妥当である。ユニット1-4が沖積層の一部と推定されることから，ユニット1-5はMIS6ではなく，少なくともMIS5よりも新しい海退期～最終氷期（MIS2）の河川堆積物である可能性が高い。

## 2) GS-SZK-2 コアの堆積環境・堆積時期

佐藤ほか（2019）はGS-SZK-2 コアのユニット2-2以浅を埋土を含む沖積層と解釈した。本研究で得られた<sup>14</sup>C年代測定値からユニット2-2が沖積層，ユニット2-4および2-5が更新統であることを示唆する。また，ユニット2-4以深の花粉化石組成は，温暖な場所に生育する樹木（アカガシ亜属やサルスベリ属など），冷涼な場所に生育する落葉樹（ブナ属やコナラ亜属など），針葉樹（マツ属やモミ属，ツガ属など）が混在しており，最終間氷期よりも古い堆積物の特徴（那須，1991）と一致する。従って，<sup>14</sup>C年代測定値と花粉化石分析結果は佐藤ほか（2019）の解釈と調和的であるといえる。

次に，各花粉帯の組成から堆積環境や堆積年代について考察する。花粉帯下部は佐藤ほか（2019）のユニット2-7に相当し，水生シダ植物を含み，スギ属，ハンノキ属，コナラ亜属などの河畔や湿地に飼育する木本類や水生シダ植物のミズワラビ属を産出する。これらの特徴から，花粉帯下部（ユニット2-7）は河口付近の沼沢地で堆積したと推定される。本花粉帯は，消滅種であるサルスベリ属やハリゲヤキ属，フウ属が産出する。なかでも，温暖な気候を示唆するサルスベリ属は，現在の本州の自然植生では存在しないものの，MIS5では多産する事例が多く報告されている（例えば，水野ほか，2004；Hayashi *et al.*，2010など）。上位の花粉帯中部が海成層と推定されること（後述）を考慮すると，花粉帯下部はMIS6からMIS5にかけての堆積物である可能性がある。なお，フウ属は本州各地でMIS13～MIS15頃を境としてほとんどみられなくなることが報告されており（楡井・本郷，2018など），東海層群などの古い地層から再堆積したと推定される。

花粉帯中部はユニット2-5および2-6（佐藤ほか，2019）に相当し，サルスベリ属が多く産出することで特徴づけられる。サルスベリ属のほかには，ブナ属，ハンノキ属などの花粉が産出するが，際だって多い種類は認められない。これは，集水域が広く，様々な場

所から花粉化石が流されて堆積した可能性を示唆する。また，深度12.50 m～12.52 m，深度16.65 m～16.68 mおよび深度17.42 m～17.44 mではマツ属，モミ属，ツガ属などの針葉樹のマツ科花粉が多い。マツ科の花粉は風媒花で生産量が多く，かつスポロポレニンの含有量が高く風化に強いいため，相対的に堆積物中に残りやすい。また，マツ属花粉は浮遊しやすく水の動きに敏感であり，沖合ほどその割合が高くなるとされる（松下，1981など）。従って，花粉化石が陸域から海域に流されて堆積した結果，マツ科の割合が相対的に高くなった可能性が考えられる。佐藤ほか（2019）はユニット2-6で*Paralia sulcata*などの汽水～海水生珪藻が多産することを報告しており，この推論と調和的である。これらの特徴から，花粉帯中部に相当するユニット2-6はMIS5の海成層である可能性が極めて高いと考えられる。ユニット2-5は海成層を覆う砂礫層であることから，MIS5以降に堆積した粗粒なデルタ堆積物または海浜堆積物と推定される。

花粉帯上部はユニット2-4（佐藤ほか，2019）に相当する。スギ属，ハンノキ属などの湿地を好む木本類が多産することから，海水の影響が及ばない淡水域になったと推定される。下位の花粉帯中部がMIS5の海成層であるとする，この層位は少なくともMIS5d以降の海退期に堆積したと考えられる。

## 3) 地下地質分布

ここまでの議論から，佐藤ほか（2019）の示したGS-SZK-1，2 コアの地層対比に誤りがあったことが明らかになった。佐藤ほか（2019）は，GS-SZK-1 コアのユニット1-4とGS-SZK-2 コアのユニット2-6をともにMIS5の海成層と解釈し，これが約11 m～12 mの高度差を持つことから両地点間に活断層が存在する可能性を指摘した。しかしながら，GS-SZK-1 コアのユニット1-4はMIS1の海成層と考えられることから，両ユニットは対比されない。

前節までの堆積環境・堆積時期の解釈を踏まえて，佐藤ほか（2019）の地質断面図の解釈を修正した（第3図）。GS-SZK-2 コアのユニット2-6は，貝化石や汽水～海水生珪藻の産出（佐藤・水野，2018）から測線中央部のSSU-2 コアのユニットB-1まで連続的に追跡できる。この地層は，GS-SZK-1 コアのユニット1-6を含む東海層群にアバットするように分布する。これよりも上位は，GS-SZK-2 コアのユニット2-5および2-3に対比される2層の砂礫層とユニット2-4に対比される1層の砂泥層から成り，側方に比較的良好に連続する。GS-SZK-1 コアのユニット1-5のうち，深度10 mより下位の粗粒な層準がユニット2-5の砂礫層に，上位のやや細粒な層準がユニット2-4に対比される可能性がある。



これらの地層のうち、上位の砂礫層はGS-SZK-1コアの約600m南西側で連続性が不明瞭になるものの、下位の2層準についてはさらに北東側に連続し、GS-SZK-1コアよりも約600m北東側で東海層群にアバットする。沖積層の基底は標高-2m前後に位置し平坦面を成しているが、GS-SZK-1コア周辺では標高-5m前後とやや深くなっている。

上述の地下地質分布の解釈からはMIS5海成層を含む更新統に顕著な上下変位は認められない。このため、GS-SZK-1, 2コア間に活構造が存在しているとは考えにくく、鈴鹿沖断層は陸側に延長しない可能性が高い。地質断面図（第3図）からは、MIS5海成層が南端部で標高約-8m、GS-SZK-2コアで標高約-15m（ユニット2-6の頂部）、SSU-2で標高約-13.5mに位置しており、緩やかに北側に傾斜することが読み取れる。三重県（2005）は本研究の対象地域の約3km西を北端とする南北約10kmの測線において反射法地震探査を実施し、東海層群相当層と第四紀層が北傾斜することを示している。本研究で確認されたMIS5海成層の分布傾向は、三重県（2005）の示した大局的な地下地質構造と調和的であるといえる。

## 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), 147p.
- Fægri, K. and Iversen, J. (1989) Textbook of Pollen Analysis. *The Blackburn Press*, 328p.
- 藤木利之・小澤智生（2007）琉球列島産植物花粉図鑑。アクアコーラル企画，155p.
- Hayashi, R., Takahara, H., Yoshikawa, S., Inouchi, Y. (2010) Orbital-scale vegetation variability during MIS 6, 5, 4, and 3 based on a pollen record from the Takashima-oki core in Lake Biwa, western Japan. *日本花粉学会誌*, **56**, 5–12.
- 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。
- 松下まり子（1981）播磨灘表層堆積物の花粉分析－花粉組成と現存植生の比較－。第四紀研究，**20**，89–100。
- 三重県（2005）平成16年度地震関係基礎調査交付金伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書。 <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm>。（閲覧日：2020年6月18日）
- 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・仲里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤 努・松島紘子・細矢卓志（2004）ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性。活断層・古地震研究報告，**4**，69–83。
- 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・13集，大阪市立博物館。
- 那須孝悌（1991）ナウマンゾウをめぐる古環境。亀井節夫編「日本の長鼻類化石」築地書館，170–179。
- 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。
- 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。
- 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., Hafflison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 佐藤善輝・水野清秀（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。
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼（2019）三重県鈴鹿市南部における第四系ボーリング調査（速報）。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.79，95–106。
- 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。
- 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.

Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W. (2019) CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org/calib/>. (閲覧日：2020年4月24日)

## 三重県松阪市, 櫛田川下流域における第四系ボーリング調査 (速報) Preliminary report of coring survey of Quaternary sediments in the lower reach of Kushida River, Mie Prefecture, central Japan

佐藤善輝<sup>1\*</sup>  
SATO Yoshiki<sup>1\*</sup>

**Abstract:** To clarify the stratigraphy and ages of the subsurface geology in the lower reach of Kushida River, Matsusaka City, central Japan, a 40 m-long core, GS-KSD-1, was obtained. Core observation, X-ray CT imaging and soft X-ray imaging were performed on the core materials. The GS-KSD-1 core is roughly divided into 3 units, Units A to C in descending order. Unit A is Late Pleistocene to Holocene alluvial deposits, so-called “Chuseki-so”, and is subdivided into three subunits A-1 to A-3: Subunit A-1 is delta front and delta plain deposits, subunit A-2 is prodelta deposits, and subunit A-3 is wave cut terrace or tidal flat deposit. Units B and C are suggested to be gravely fluvial deposits and flood plain deposits, respectively. These units seem to be laterally continuous. The subunit A-2 is distributed about 4 km inland from the present coastline, suggesting that the area overlaps the maximum sea flooding area during the post-glacial transgression. The Unit B seems to be corresponding to the lower terrace deposits in the Tokuwa district, eastern Matsusaka City, but not to the lower terraces located in the central area of Matsusaka City. This suggests that the two terraces were formed at different time. The Unit C can be an incised valley fill before or during the Last interglacial.

**Keywords:** Kushida River, Chuseki-so, Quaternary, Ise Plain, Matsusaka City

### 要 旨

地下地質の堆積年代を明らかにすることを目的として、三重県松阪市の櫛田川下流域においてボーリング調査を実施し、掘削長40mのオールコア試料(GS-KSD-1コア)を採取した。得られたコア試料について、コア観察とX線CT画像撮影、軟X線写真撮影を実施した。コアは大きくユニットA～Cに区分される。ユニットAは沖積層で、さらに3つのサブユニットA-1～3に細分される。サブユニットA-1がデルタフロント堆積物およびデルタプレーン堆積物、サブユニットA-2がプロデルタ堆積物、サブユニットA-3が波蝕棚あるいは干潟堆積物と推定される。また、ユニットBは礫質堆積物、ユニットCは氾濫原堆積物と考えられる。各ユニットは側方に連続的に追跡できる。ユニットA-2は現在の海岸線から約4km内陸側まで分布し、縄文海進によって形成された海域を近似的に示す。ユニットBは松阪市徳和周辺の低位段丘面構成層に連続する一方、松阪市街地の立地する低位段丘面とは連続しないことから、両地形面の形成年代が異なる可能性が示唆される。ユニットCは最終間氷期以前の谷埋め堆積物である可能性がある。

### 1. はじめに

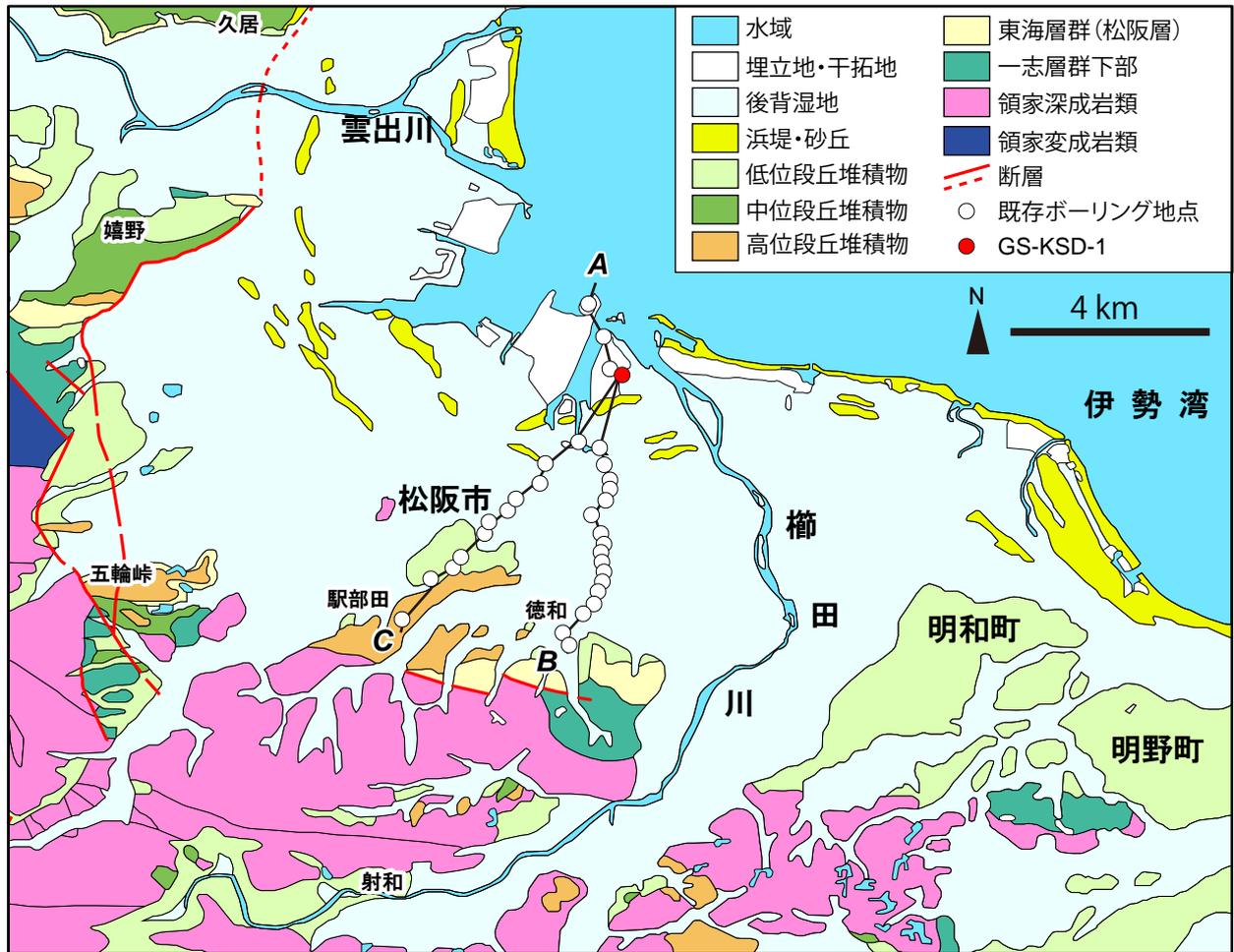
本稿では、「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトのうちサブテーマ「平野域の地質調査」として実施した三重県松阪市、櫛田川下流域における第四系ボーリング調査の結果について予察的に報告する。

伊勢湾南岸に位置する雲出川から宮川にかけての沿岸部には、海陸方向の幅約3km～8kmの臨海平野が断続的に発達する(第1図;西岡ほか,2010)。この臨海平野は、西縁～南縁を主に領家深成岩類や一志層群下部から構成される山地・丘陵と、東海層群基底部の松阪層(森,1970;吉田1990)からなる丘陵によって区切られ、その海側に更新世段丘面と沖積低地が分布する。沖積低地はさらに氾濫原と浜堤・砂丘列に細分される(西岡ほか,2010)。

対象地域周辺の更新世段丘面は主に河成段丘で、大きく高位、中位、低位段丘面の3面に区分される(荒木ほか,1963;木村・竹原,1965;木村,1968;Kimura,1971,1972;西岡ほか,2010)。高位段丘面は松阪市駅前田町付近から東側に断続的に分布し、標高は20m～25m前後である(第1図;木村,1968;Kimura,1971,1972;西岡ほか,2010)。高位段丘面を構成する

\*Correspondence

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



第1図 対象地域周辺の地質概況と調査地点および地質断面図測線位置。地質分布は20万分の1日本シームレス地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015)を簡略化して作成。

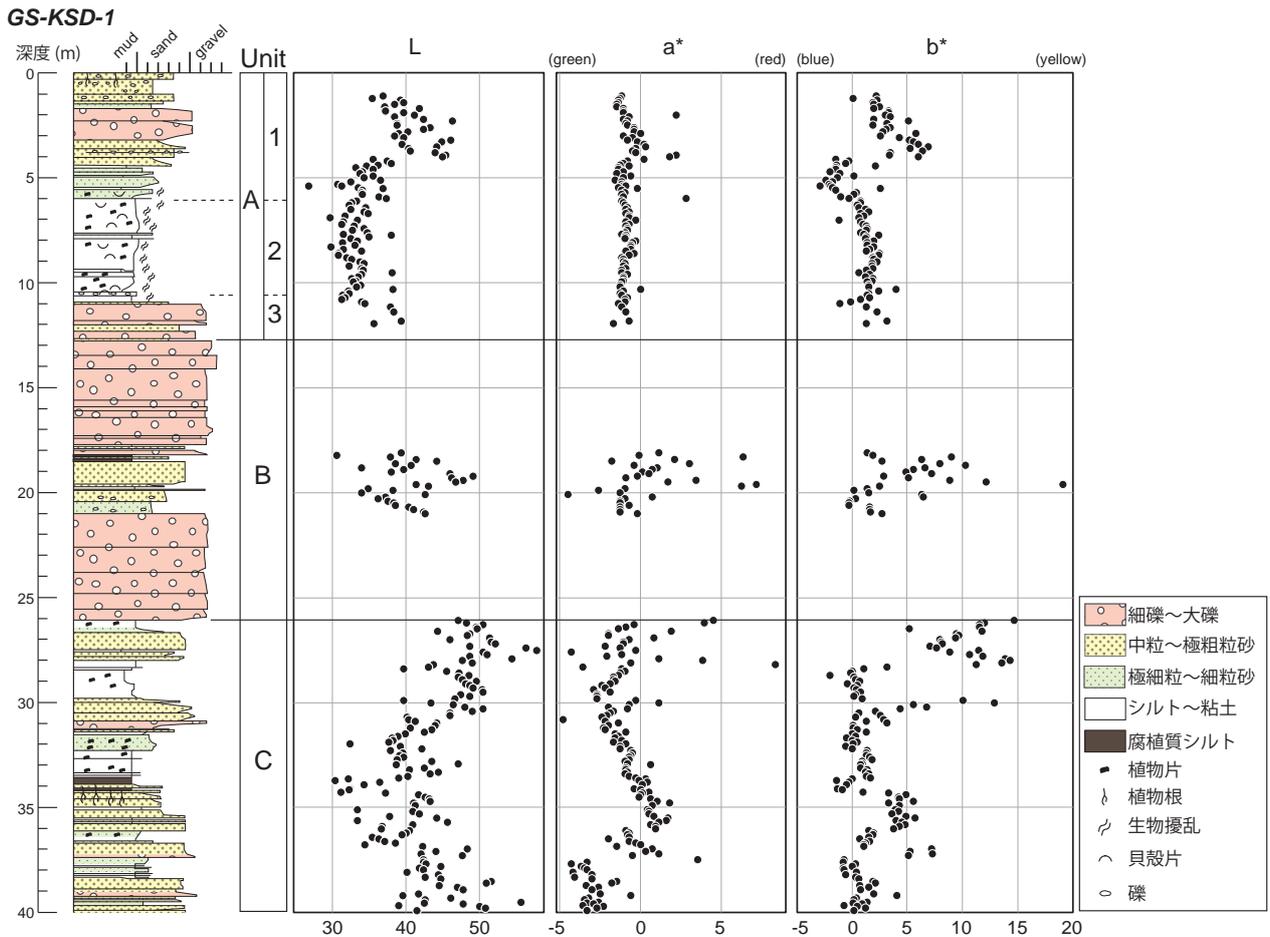
Fig. 1 Geological map around the study area and location of GS-KSD-1 and geological section. Geological map is modified from GSJ, AIST (2015).

地層は駅部田礫層(木村, 1968)と呼ばれ, 松阪層を不整合に覆う砂礫層で, 風化した花崗岩や片麻岩の垂円礫を多く含む。これらは五輪峠付近の高位段丘面を構成する地層(五輪峠礫層; 山田, 1953)よりも新期と推定されているが(木村・竹原, 1965; 木村, 1968), 詳しい堆積年代は明らかにされていない。

中位段丘面と低位段丘面については, 地形面対比に統一的な見解が得られておらず, 詳しい形成時期も不明である。中位段丘面は津市久居付近から嬉野付近に海成段丘面が広く分布するが, これよりも南側では分布が不明瞭となる。木村・竹原(1965), 木村(1968)およびKimura(1971, 1972)は明和町~明野町付近に分布する段丘面(明野原面)を中位段丘面と解釈したが, 西岡ほか(2010)はこれらを低位段丘面と解釈している。明野原面は北側に傾斜して沖積低地との比高を減じ, 沿岸部で沖積低地下に埋没する。榑田川沿いの松阪市射和付近に広く分布する段丘面はいずれの研究で

も低位段丘面と解釈されているが, これよりも榑田川の下流側では分布が局所的である。木村(1968)や西岡ほか(2010)は松阪市徳和付近や松阪市市街地付近に分布する段丘面を低位段丘面と解釈したが, いずれも形成年代に関する資料は得られていない。

当該地域の地下地質については鈴木・日吉(1962)や赤嶺・日吉(1962)の研究がある。鈴木・日吉(1962)は多数のボーリングデータを整理し, 更新統を海成層である古伊勢湾層(赤嶺・日吉(1962)の下部粘土層)と陸成層の平田層および伊勢神戸層(赤嶺・日吉(1962)の下部砂礫層)に区分した。伊勢神戸層は平田層よりも新期の堆積物で, 基底に砂層を伴うとされている。松阪市付近では古伊勢湾層を欠いており, 基盤岩類(東海層群)を平田層が直接覆うと考えられている。平田層および伊勢神戸層は中位あるいは低位段丘面の構成層と考えられるが, 鈴木・日吉(1962)や赤嶺・日吉(1962)ではそれぞれの具体的な堆積年代を示す資料は示され



第2図 GS-KSD-1 コアの地質柱状図。  
Fig. 2 Geological columnar of GS-KSD-1 core.

ておらず，地形面との関係性は明らかになっていない。  
本研究では，上述した地形面やその構成層の編年に関する問題点を踏まえ，沖積平野下に分布する堆積物の堆積年代を明らかにすることを目的として，榎田川下流域で沖積層とその下位の細粒層を貫くオールコア試料を採取した。本稿では，得られたコア試料の粒度や堆積構造，色調などについて概況を報告する。

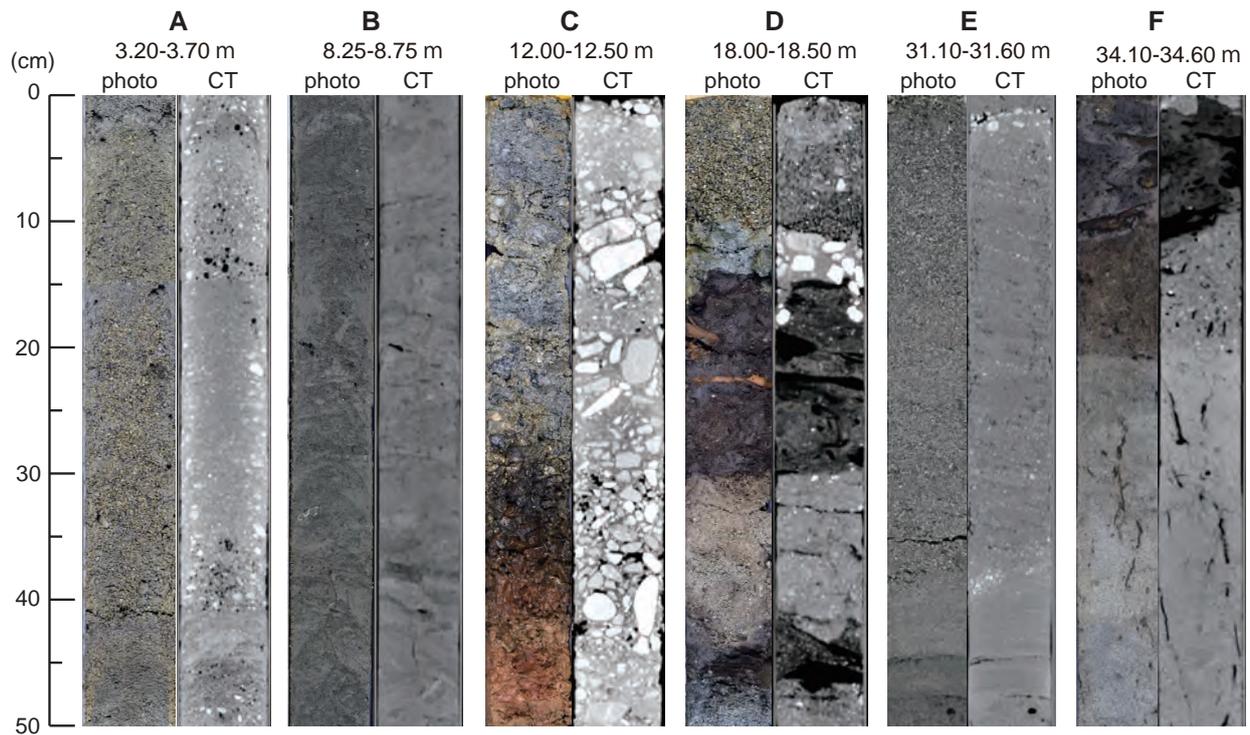
## 2. 調査方法

三重県松阪市の高須町多目的公園敷地内において，孔径 86 mm，掘削深度 40 m のオールコアボーリングを行った（第1図）。掘削はロータリー式油圧型試錐機を用いて実施した。また，GPS 測量によりボーリング孔の孔口標高と位置座標を測定した。孔口の位置は北緯 34°35'56.82"，東経 136°34'06.81" で，孔口標高は 0.63 m である。

採取したコア試料を産総研に運搬し，X線CT画像の撮影，コア観察を実施した。X線CT画像撮影は，Supria Grande（日立製作所製）を用いて，撮影時の電

圧 80 kV，電流 120 mA の条件で実施し，スライス厚は 0.625 mm とした。得られた X 線 CT データは画像解析ソフトウェア OsiriX（Pixmeo SARRL 社製）を用いて処理し，試料の鉛直断面画像を作成した。X線CT画像撮影後，コア試料を縦方向に半分に切断し，コア切断面の写真撮影と粒度，色調，含有物などの観察，各種分析用試料の採取を行った。また，土色計（コニカミノルタ製 SPAD-503）を用いて，コア表面の色調（明度 L\*，a\*，b\*）を計測した。一部の試料については軟 X 線写真撮影を実施した。撮影は電圧 40～45 kV，電流 1.5 A，照射時間 5～20 秒の条件下で行い，センサーはアールエフ株式会社製デジタル X 線センサー NAOMI を用いた。

また，公的機関や地元自治体が所有する雲出川～宮川流域の既存ボーリングデータを収集し，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。提供元の内訳は，三重県が 255 本，松阪市が 122 本，防災科学技術研究所が 302 本である。本稿ではこのうち，松阪市街地周辺の 32 本分のデータを用いた。



第3図 GS-KSD-1 コアのコア写真およびX線CT画像  
Fig. 3 Core photo and X-ray CT images of GS-KSD-1 core.

### 3. コアの記載と解釈

GS-KSD-1 コアは、層序・層相に基づき上位から順に大きくユニットA～Cの3つに区分される(第2図)。ユニットAはさらにA-1～3の3つのサブユニットに細分される。

#### 1. ユニットA(深度0.00 m～12.29 m)

##### 1) A-1(深度0.00 m～5.97 m)

本サブユニットは未固結で灰色～オリーブ灰色を呈するシルト質極細粒砂～中礫からなり、上方粗粒化する(第3図A)。下位のサブユニットA-2との地層境界は不明瞭である。深度4.00 m以深はやや腐植質で、明度が40未満でやや暗く、植物片や貝殻片が混じる。また、一部、平行葉理や生物擾乱が認められる。深度2.31 m以浅は細礫～中礫混じりの粗粒～極粗粒砂を主体とし、淘汰が悪い。深度0.75 m以浅は褐色を呈し、角礫や植物片が混じる。

このサブユニットは掘削地点が沖積低地に位置することから、人工改変土を含む沖積層最上部を構成すると考えられる。下位のサブユニットA-2に比べて粗粒で、上方粗粒化すること、基底部は貝化石を含み海域で堆積したことが示唆されることから、デルタフロント堆積物(深度2.31 m以深)とそれを覆うデルタプレーン堆積物に対比される可能性が高い。深度0.75 m以浅

は人工改変土と推定される。

##### 2) A-2(深度5.97 m～10.65 m)

本サブユニットは、未固結でオリーブ灰色～オリーブ黒色を呈する極細粒砂混じりシルトからなり、植物片や貝殻片を多く含む。また、全体に生物擾乱が認められる(第3図B)。色調はサブユニットA-1に比べて明度が小さく、 $b^*$ が大きい。本サブユニット基底(深度10.45 m～10.65 m)にはオリーブ黒色を呈する淘汰不良の粗粒砂～中礫混じり粘土がみられ、貝殻片を多く含む。下位のサブユニットA-3との地層境界は明瞭である。

このサブユニットは、未固結で貝化石を多く含むことから、後氷期の海進によって形成された海域の堆積物と推定され、細粒堆積物が卓越することからプロデルタ堆積物であると考えられる。サブユニット最下部の深度10.45 m～10.65 mは、海進ラグ堆積物の可能性がある。

##### 3) A-3(深度10.65 m～12.29 m)

本サブユニットは、未固結で、オリーブ灰色を呈する淘汰の悪いシルト～粘土混じり砂礫からなる。礫は径0.5 cm～2 cm(最大で径4 cm)の亜円～円礫が多く、砂岩、花崗岩類を主体とする。まれに細かい貝殻片が混入することがある。後述する下位のユニットBとは

色調の違いによって明瞭に区別でき、還元的な色調を示す（第3図C）。サブユニット最上部の深度11.0 m以浅はやや細粒で、オリーブ黒色のシルト混じり中粒～粗粒砂とそれを覆う黒色の腐植質な極細粒砂混じりシルトからなる。

本サブユニットは未固結で緩い砂礫層からなることから沖積層であると考えられる。貝化石を含有することは、本サブユニットが陸域の礫質河川堆積物（＝沖積層基底礫層）ではなく、潮汐や波浪など、海水の影響下で堆積した可能性を示唆する。詳細な堆積環境の解釈は微化石分析などを実施して検討する必要があるが、波蝕棚あるいは干潟などの環境が考えられる。下位のユニットBが砂礫質であることを考慮すると、本サブユニットを構成する砂礫は下位からの再堆積である可能性がある。

## 2. ユニットB（深度12.29 m～26.11 m）

本ユニットは、黄褐色～暗オリーブ灰色を呈する細礫～大礫を主体とする。礫は径1 cm～5 cmの垂円～円礫が多く、ところどころ径10 cm以上の玉石を含む。また、基質支持礫層と礫質支持礫層の互層を示す。最上部の深度12.29 m～12.70 mは褐色～黒色を帯びる（第3図C）。深度17.67 m～21.00 mは細粒で、シルトと中粒～極粗粒砂の互層からなる。土色計による色調測定結果は、この層準が上位のユニットAに比べてやや明るく、赤・黄色の成分が強いことを示している。深度18.13 m～18.30 mおよび深度18.40 m～18.47 mには腐植質で明度が小さく、木片や植物片などが多く混じる（第3図D）。下位のユニットCとの地層境界は明瞭である。

ユニットBは砂礫質で、基質支持礫層と礫質支持礫層の互層を示すことから礫質河川堆積物と推定できる。ユニット中に挟在するやや細粒な層準は、腐植質な層相を示すことから、流路から外れた湿地で堆積した可能性が高い。

## 3. ユニットC（深度26.11 m～40.00 m）

本ユニットは、オリーブ灰色あるいは灰オリーブ色を呈し、粘土～極細粒砂混じりシルトからなる泥層と主に細粒砂～粗粒砂からなる砂層との互層から構成される。砂層ではところどころ平行葉理あるいは低角斜交葉理が認められる（第3図E）。砂層は層厚10 cm～数10 cmの上方粗粒化あるいは上方細粒化を示す砂層の累積によって構成されている。また、まれに径0.5 cm前後の垂角礫の細礫が混じる。泥層はしばしば植物片を含んでおり、深度33.61 m～34.20 mは特に植物片や木片が多く、灰色を呈する腐植質シルトからなる。その下位の砂層中には、上位から混入したと推定され

る植物根痕が多数認められる（第3図F）。色調は全体にユニットA・Bと比べてばらつきが大きく、深度30 m付近を境として下位では上方に明度および $a^*$ が減少する傾向を示す。深度30 m付近より上位では、明度が45以上、 $b^*$ が5以上を示す層準が増加する。

本ユニットは、貝化石を含まず、腐植質な層準が認められること、上方粗粒化する砂層が多数認められることなどから、氾濫原堆積物と推定される。

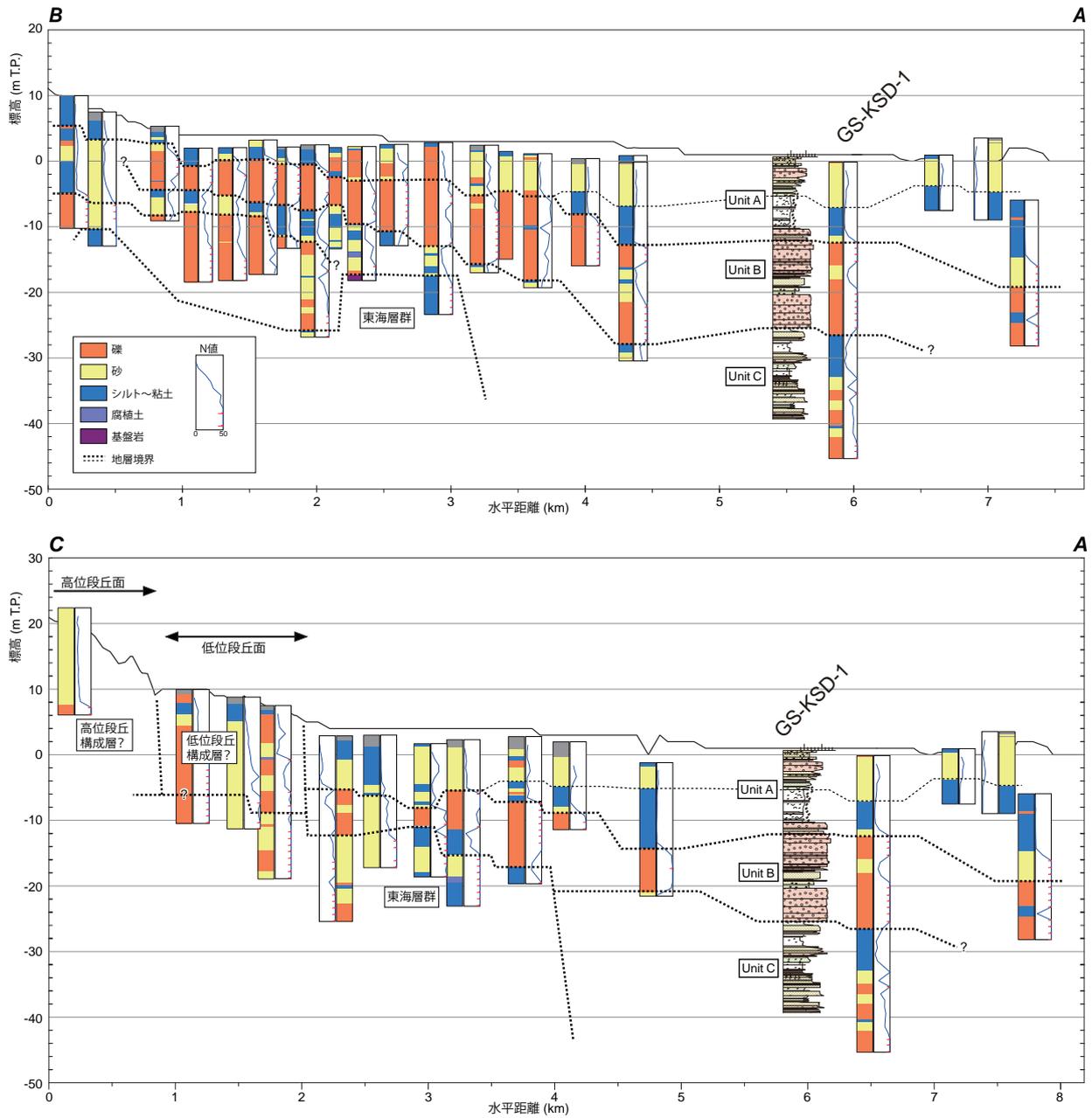
## 4. 地下地質分布

既存ボーリングデータとGS-KSD-1コアの観察結果に基づき作成した測線A-Bおよび測線A-Cにおける地質断面図を第4図に示す。各測線の位置は第1図に示す。

GS-KSD-1コアでみられたユニットA（沖積層）とユニットBの境界は、いずれの測線においても連続的に追跡することができる。ユニットAは大局的にみると、内陸側に向かって薄層化する傾向を示す。また、サブユニットA-2はGS-KSD-1コアよりも約2.5 km内陸側（現在の海岸線から約4 km内陸側）まで分布しており、縄文海進時に形成された内湾域を近似的に示すと推定される。

次に、ユニットBの頂部に着目すると、両測線において若干の差異が認められる。測線A-Bでは、ユニットB頂部はほぼ連続的に断面図南端まで連続しており、すぐ上流側に低位段丘面が分布すること（第1図）を考慮すると、低位段丘面構成層に対比する可能性が高いと考えられる。層相や分布高度が類似することから、ユニットBは鈴木・日吉(1962)の平田層および伊勢神戸層に対比されると考えられる。GS-KSD-1コアを含む下流側では礫層中に薄い砂層あるいは泥層を挟在することから、これよりも上位が伊勢神戸層に対比される可能性がある。また、ユニットBの一部には沖積層基底礫層が含まれる可能性もある。一方、測線A-CではユニットB頂部を上流側にそのまま連続して追跡することはできず、西岡ほか(2010)が低位段丘面とした地形面と沖積低地との間で礫層頂面の高度に約10 mの不連続がある。西岡ほか(2010)の低位段丘面では、既存ボーリングデータからユニットBよりも明度の大きい黄褐色～茶褐色を呈する砂礫層を主体とし、半固結する砂層を含む。従って、この「低位段丘面」構成層はユニットBよりも古い可能性があり、ユニットBはこれらの地層を浸食して堆積している可能性が示唆される。この場合、松阪市街地の立地する低位段丘面と松阪市徳和付近の低位段丘面とは異なる時代の地形面と考えなくてはならない。

ユニットCは測線A-BにおいてユニットBの下位に連続的に追跡することができる。測線上流側ではユニッ



第4図 測線 A-B および A-C における地質断面図。  
 Fig. 4 Geological sections along the A-B and A-C lines.

ト C の下に  $N$  値 50 未満の砂礫層が分布し、 $N$  値 50 以上の固結した泥層を含む基盤岩（東海層群）を覆う。ユニット C も上位の地層と同様に上流側に向かって薄層化する。ユニット C は氾濫原堆積物と考えられ、海成層の古伊勢湾層（鈴木・日吉, 1962）には対比されない。このことは鈴木・日吉 (1962) や赤嶺・日吉 (1962) の示した古伊勢湾層の分布と調和的である。一方、ユニット C に対比される砂泥層は既存研究では報告されておらず、 $N$  値 10 以下の軟弱な泥層を含むことを考慮すると（第 4 図）、当該地域の地下地質分布は再検討さ

れる必要があるだろう。ユニット C は層序・層相から最終間氷期以前の谷埋め堆積物に対比される可能性がある。

今後、放射性炭素年代測定、花粉化石分析、珪藻化石分析などを実施し、堆積年代や堆積環境を明らかにしていく予定である。

謝辞：ボーリング調査にあたっては、松阪市上下水道部に便宜を図って頂いた。ボーリング作業は阪神コンサルタント株式会社により実施された。コア観察作業

では地質情報研究部門の國本節子氏と諏訪有彩氏にご協力頂いた。X線CT画像撮影では地質情報研究部門の横井久美氏にご協力頂いた。既存ボーリングデータの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

- 赤嶺秀雄・日吉 直（1962）第3章 伊勢湾南部臨海地帯の地盤地質。建設省計画局・三重県編「伊勢湾南部臨海地帯の地盤（都市地盤調査報告書第2巻）」大蔵省印刷局。8-11.
- 荒木慶雄・山田 純・木村一朗（1963）三重県の第四系。日本地質学会関西支部報，**51**，21-22.
- 木村克己（2011）ボーリングデータ処理システムの公開。産業技術総合研究所 TODAY，**11**，no.1，19.
- 木村一朗（1968）三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形。愛知教育大学研究報告（自然科学編），**17**，81-91.
- Kimura, I. (1971) Pleistocene Sediments and Geomorphic Development in the West Coast Area of Ise Bay, Japan Part 1. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **20**, 165-181.
- Kimura, I. (1972) Pleistocene Sediments and Geomorphic Development in the West Coast Area of Ise Bay, Japan Part 2. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **21**, 125-150.
- 木村一朗・竹原平一（1965）伊勢湾南部沿岸の段丘。第四紀研究，**4**，69-81.
- 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「伊勢」。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 森 一郎（1970）奄芸層群基底礫層（とくに供給経路）。名古屋地学，no. 26-27，49-60.
- 鈴木好一・日吉 直（1962）第2章 伊勢湾南部臨海地帯の地質構造。建設省計画局・三重県編「伊勢湾南部臨海地帯の地盤（都市地盤調査報告書第2巻）」大蔵省印刷局。4-7.
- 山田 純（1953）南勢の新生界。三重大学学芸学部研究紀要，**10**，69-71.
- 吉田史郎（1990）東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷。地質調査所月報，**41**，303-340.



## 知多半島の段丘の地表調査 Field Survey on the Terraces in Chita Peninsula, central Japan

小松原 琢<sup>1\*</sup>  
KOMATSUBARA Taku<sup>1\*</sup>

**Abstract:** There are several continuous Pleistocene marine and fluvial terraces in Chita Peninsula, Aichi Prefecture, central Japan. The Pleistocene terraces are subdivided into Higher 1 terrace (river terrace), Higher 2 terrace (marine terrace), Higher 3 terrace (marine and river mouth terrace), Middle 1 terrace (marine terrace), Middle 1' terrace (river mouth terrace), Middle 2 terrace (marine terrace) Middle 3 terrace (marine terrace) and Middle fluvial terrace from higher to lower order.

The Higher 1 terrace forms a dividing ridge between Kinuura (Chita) and Ise bays. The deposits contain rhyolitic welded tuff gravels and yields a pollen assemblage including warm and temperate plants such as *Quercus* Subgen, *Cyclobalanopsis* and *Castanopsis* / *Pasania*. The Higher 2 terrace is characterized by bioturbated fine deposits and reddish soil, and yields a pollen assemblage including warm and temperate plants such as *Lagerstroemia*. The Higher 3 terrace has thick (up to 20m) deposits including two marine layers and reddish soil (2.5 YR to 5 YR in Munsell color chart). The gravels in the Higher 3 terrace are generally hard-weathered, most of the chert gravels are bleached. The Middle 1 and 1' terraces have one or two marine layers and they are characterized by un-bleached chert gravels and reddish brownish soil (5 YR to 7.5 YR in Munsell color chart). These terraces are widely developed along the coast, and their directions show the former shoreline angle. The Middle 2, 3 terraces and the Middle fluvial terrace are partially distributed. These terraces are tectonically uplifted and deformed by active faults and are tilted eastward.

**Keywords:** marine terrace, river terrace, river mouth terrace, Pleistocene, tectonic movement, Chita Peninsula

### 要 旨

知多半島には数段の連続性の良い海成・河成段丘が発達する。更新世段丘は、高位から順に高位1段丘（河成）、高位2段丘（海成）、高位3段丘（海成および河口成）、中位1段丘（海成）、中位1'段丘（河口成）、中位2段丘（海成）、中位3段丘（海成）および河成中位段丘に区分できる。高位1段丘は、衣浦（知多）湾と伊勢湾の分水界をなし、流紋岩質溶結凝灰岩礫を含み、アカガシ亜属やシノキ属・マテバシイ属のような暖温帯植物を含む花粉組成を示す。高位2段丘は、生物擾乱を受けた細粒堆積物と赤色土壌で特徴づけられ、サルスベリ属のような暖温帯植物花粉を産する。高位3段丘は、場所により20 mに達する厚い、2層の海成層を挟む堆積物と、マンセル色表示で2.5 YR～5 YRの色相を占め赤色土壌で特徴づけられる。この堆積物中の礫は一般に強く風化しており、チャート礫は漂白されている。中位1および1'段丘は、1層ないし2層の海成層をもち、漂白されていないチャート礫と5 YR～7.5 YRの赤褐色土壌で特徴づけられる。これらは海岸沿いに知多半島全域に広く分布し、明瞭な旧汀線アン

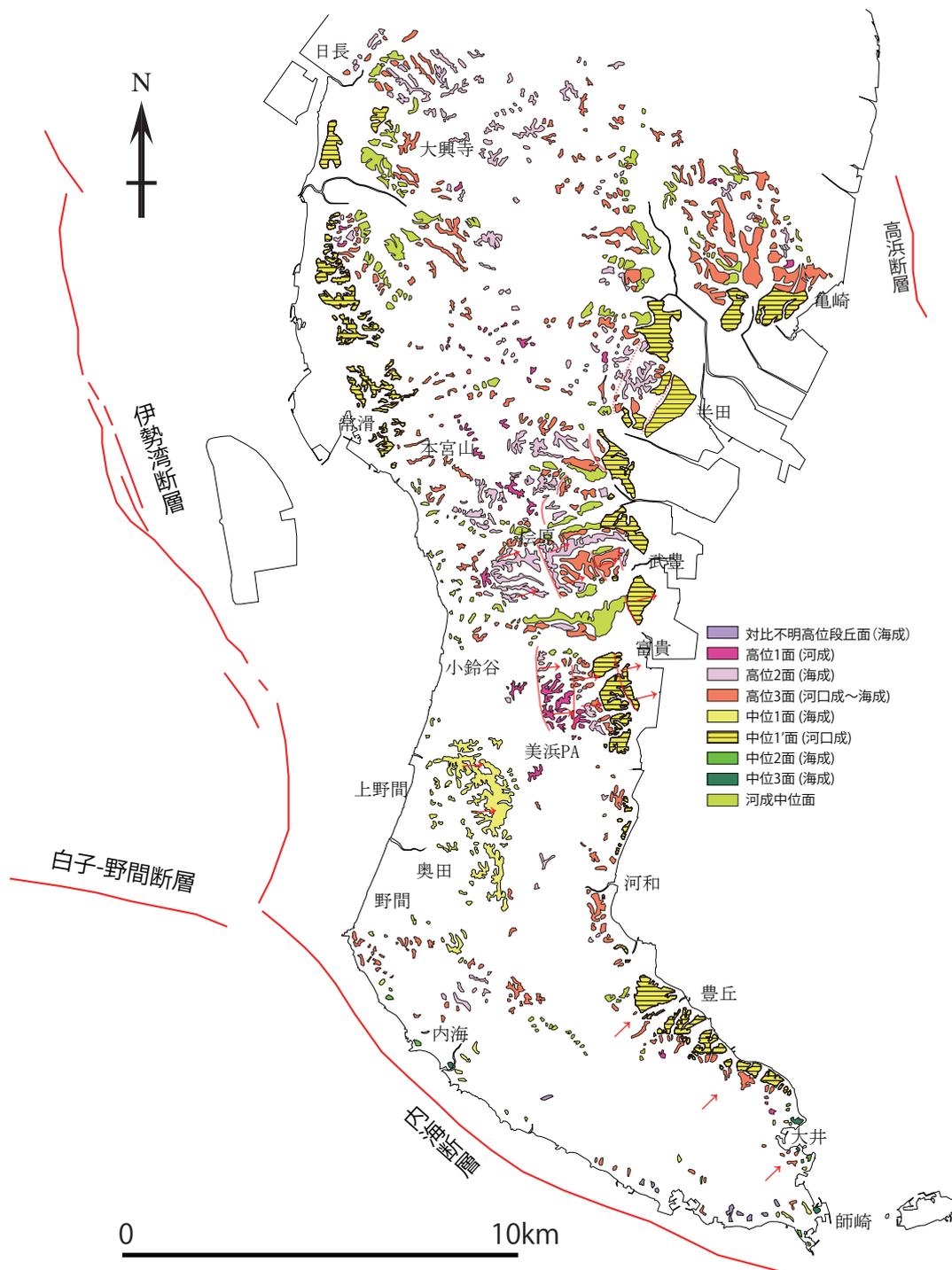
グルをもつ。中位2・3段丘及び河成中位段丘は、狭く局所的にしか分布しない段丘である。これらの段丘は、地殻変動に伴って隆起し、活断層による変位と東傾動を受けている。

### 1. はじめに

知多半島には数段の比較的連続性の良い段丘面が発達する。これらの段丘面と堆積物に関しては、国土地理院（1968）、松田（1969）の地形学的研究、牧野内（1975, 1980, 1985など）の地質学的研究と、愛知県（1978, 1988）、近藤・木村（1987）などの地質図・地形分類図作成に関連する調査報告、および小池・町田（2001）の全国の海成段丘調査成果の取りまとめに関連したものなど、多くの研究がなされてきた。この地域は、1960年代～80年代前後の高度成長期に多くの大規模な人工露頭が出現し、貴重な知見が記載されたが、主として中軸部に分布する最高位の段丘に関しては好露頭が少なかったためか、さまざまな見解が示されていた（たとえば牧野内, 1975, 1985）。近年、人工露頭の多くは被覆されたり削り取られたりして消滅した一方、

\*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 知多半島の主要段丘区分図.  
Fig. 1 Major terrace classification in the Chita Peninsula.

露出が限られていた半島中軸部で土砂採取や電源開発に伴って大規模な露頭が出現し、これまで十分でなかった最高位段丘堆積物に関して、新しい資料が得られるようになっている。

筆者は、知多半島の段丘面とその堆積物を空中写真判読と地表地質踏査によって調査し、いくつかの新知見を得た。知多半島の主要段丘面区分図を第1図に示す。

## 2. 調査方法

知多半島では高度成長期の開発によって自然地形が広範囲で失われてしまっている。このため、1947年米軍撮影の縮尺約 1/10,000 空中写真と 1970 年代国土地理作成の 1/25,000 旧版地形図を用いて写真判読図を作成し、それを現在の地形図に重ね合わせて踏査に供した。

知多半島の段丘の地表調査

第1表 既往研究と本研究の対比概要.

Table 1 Comparison of terraces in the Chita Peninsula.

松田 (1969)	牧野内 (1975)	愛知県 (1978)	Makinouchi (1979)	牧野内 (1980)					吉田・尾崎 (1986)	近藤・木村 (1987)	愛知県 (1988)	本報告
緒川面		神戸川面							緒川段丘堆積物		神戸川面	
岩滑面		緒川面 常滑面 新舞子面							岩滑段丘堆積物		緒川面	
半田面	中位段丘堆積物		Middle terrace d.							中位段丘堆積物 (新田層・矢梨層)		中位3段丘 中位2段丘
		半田面	Sinden F.	多屋累層	野間層	矢梨累層	浦戸累層		半田段丘堆積物	中位段丘堆積物 (野間層・浦戸層)	半田面 野間面	中位1'段丘 中位1段丘
亀崎面	高位段丘堆積物	亀崎面	Higher terrace d.	高位段丘堆積物			時志累層	富貴累層	亀崎段丘堆積物	高位段丘堆積物 (時志層)	亀崎面	高位3段丘
武豊面	武豊層	横須賀面 武豊面	Taketoyo F.	武豊層				武豊層	武豊層	武豊層	武豊面	高位2段丘 高位1段丘

第2表 段丘面・堆積物の特徴.

Table 2 Characteristics of terrace surfaces and their deposits in the Chita Peninsula.

段丘名	堆積・形成場	特徴	特徴的な花粉化石	半島中部における段丘面の高度
高位1段丘	河成	厚さ10~20mの礫層を主体とする堆積段丘 他の段丘堆積物より径の大きな礫が多い	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> ) (コナラ属アカガシ亜属)、 <i>Castanopsis</i> / <i>Pasania</i> (シイノキ属/マテバシイ属) を産する	80m前後
高位2段丘	海成	顕著な海成堆積物を伴う 漂白されたチャート礫を伴う	<i>Lagerstroemia</i> (サルスベリ属) を産する	65m前後
高位3段丘	河口~海成	2.5~5YRの表土を伴う 2層の海成堆積物を伴う.厚さ20m以上の堆積物からなる.チャート礫は割れている.中部に古土壤層を挟有する	下部の海成層は <i>Quercus</i> (Subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> ), <i>Castanopsis</i> / <i>Pasania</i> などを産する 上部の海成層はRhamnaceae (クロウメモドキ科) が優勢で、 <i>Podocarpus</i> (イヌマキ属) を伴う	45~50m
中位1段丘	海成	7.5~5YRの表土を伴う.クサリ礫を含まない. 間にチャネル状の砂礫を挟む2層の海成堆積物からなる.	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> ) がわずかに産出	40m前後 (西岸)
中位1'段丘	河口成	海成堆積物を厚さ10~15mの礫層が覆う. 段丘面は海に向かって緩く傾斜する.	<i>Podocarpus</i> がわずかに産出	20m前後 (東岸)
中位2段丘	海成	半島南端部でのみ識別できる. 薄い段丘堆積物を伴う.		
中位3段丘	海成	半島南端部でのみ識別できる.		
河成中位段丘	河成	厚さ10m以上の礫層を主体とする.		
低位段丘面群	河成	地形・地質が大きく改変されている.本調査の対象外とする.		

踏査にあたっては、自治体発行の1/2,500都市計画図(等高線間隔2m)で露頭の標高を読み取りつつ、縮尺1/100~1/20の柱状図を作成した。

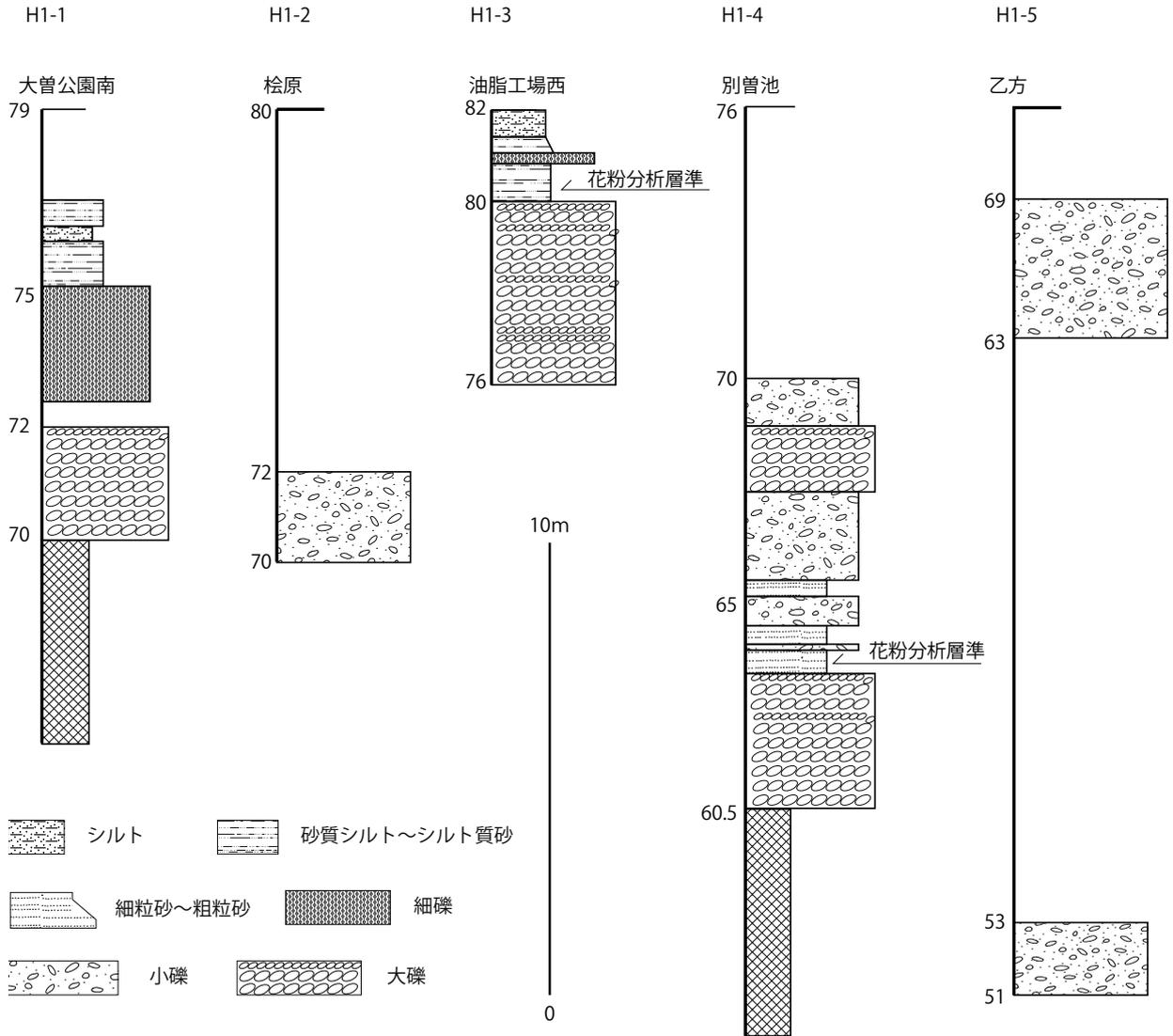
3. 段丘堆積物の記載

知多半島には全域を通じて4段の連続性の良い河成・海成の中~高位段丘が分布するほか、場所によっては中位段丘が2~3段に段化している。また、これらの

段丘面を開析して2~3面の河成低位段丘面が分布する。低位段丘面の大部分は圃場整備などによって改変され露頭も少ないため、現在地表踏査による地質調査は困難である。本調査では、中位・高位段丘を対象として踏査を主とする調査を行った。

段丘面区分を第1図に、段丘面・堆積物の概要を第1表、第2表に記す。

以下、各段丘面と堆積物について記載する。



第2図 高位1段丘堆積物の柱状図．柱状図の位置は第13図を参照．

Fig. 2 Columnar sections of the Higher 1 terrace deposits. Locations of sections are shown in Fig. 13.

### 3.1 高位1段丘

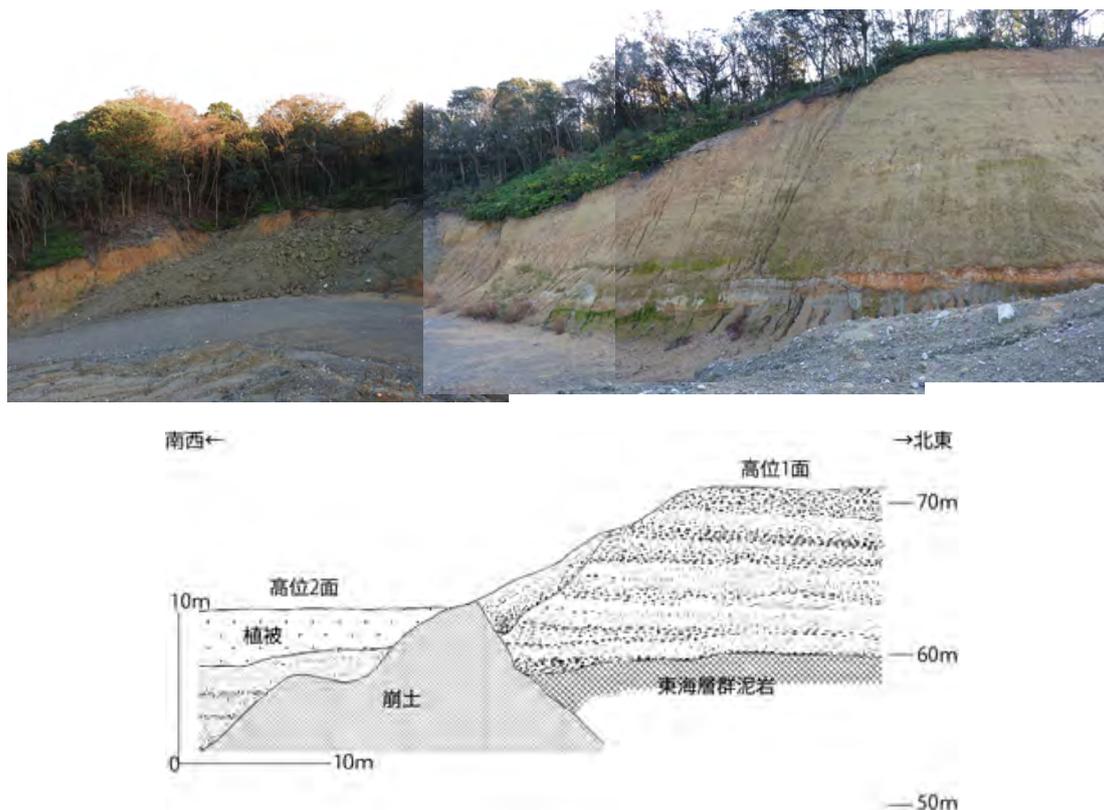
高位1段丘面は、最高位に位置する、開析された尾根状の標高70m～90mの段丘面であり、多くの場所で知多半島の分水界をなす。この段丘面は、松田(1969)の武豊面のうち、比高10m～15mの段丘崖によって2段に区分できる場所では高位のものに相当する。

高位1段丘堆積物は牧野内(1975, 1985)の武豊層に相当するが、本調査で確認された露頭より、牧野内(1975, 1985)の記載とは異なり、海成層を挟まず河成の堆積物だけによって構成される段丘堆積物であることが明らかになった(第3図, 第4図)。なお、知多半島中部を対象とする、牧野内(1975, 1985)や吉田・尾崎(1986)、近藤・木村(1987)の先行研究において、海成層(相)を含む地層が記載された露頭は、すべて次に述べる高位2段丘堆積物の分布域にあり、高位2

段丘堆積物の露頭と考えられる。

#### 3.1.1 堆積物の層相

高位1段丘堆積物は、厚さ10m～20mの成層した礫層および砂層を主体とし、シルト層を挟有する。礫層には、漂白されて割れ目の入ったチャート礫が多く、流紋岩礫が10～20%、そのほか花崗岩、粘板岩・砂岩など堆積岩の礫など多種のものが含まれる。チャート以外の礫の多くはクサリ礫ないし半クサリ礫となっている。礫層は、最大径30cm程度の、円～亜円礫を主とし、基質は不淘汰な泥まじり砂～砂まじり泥からなる。大径の礫は、堆積岩礫に多く、チャート礫は径数cm以下のものが多い。砂層は、しばしば細礫を含み、トラフ状ないし波状～平行状の層理をもつ、アルコース質のものを主体とする。シルト層は砂層中にレンズ



第3図 武豊町別曾池付近の大露頭 (H2-3) で認められた高位1段丘面・堆積物と、高位2段丘面・堆積物の関係。  
 Fig. 3 A large outcrop in where the relationship between the Higher terrace 1 and Higher terrace 2 can be observed near Besso-ike, Taketoyo town

状に挟在するほか、最上部に層状に分布する。

なお、今回の調査では、生物擾乱など海成堆積物であることを示唆する特徴は認められなかった。

### 3.1.2 花粉化石

知多半島中部中軸部の武豊町別曾池西方の大露頭 (H1-4) において、本層中部の礫層に挟在するレンズ状シルト層より少量の、同じく中軸部の武豊町油脂工場西方の尾根上部の露頭 (H1-3) において本層上部の層状砂質シルトから多量の花粉化石が得られた。

H1-4の本層中下部からは、温帯常緑針葉樹の *Pinus* (マツ属) が、温帯落葉広葉樹の *Sciadopitys* (コウヤマキ属), *Cryptomeria* (スギ属), 温帯落葉広葉樹の *Betula* (カバノキ属), *Alnus* (ハンノキ属), *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*) (コナラ属コナラ亜属) および冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* (ブナ属) を伴う花粉群集が認められた。

H1-3の本層上部からは、温帯落葉広葉樹の *Clathra* (リョウブ属) が極めて優勢で、温帯落葉広葉樹の *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*), *Alnus*, *Cryptomeria* が随伴し、暖温帯常緑広葉樹の *Q. Subgen. Cyclobalanopsis* (コナラ属アカガシ亜属) や *Castanopsis / Pania* (シイノキ属/マテバシイ属) を低率に伴う。一方、冷

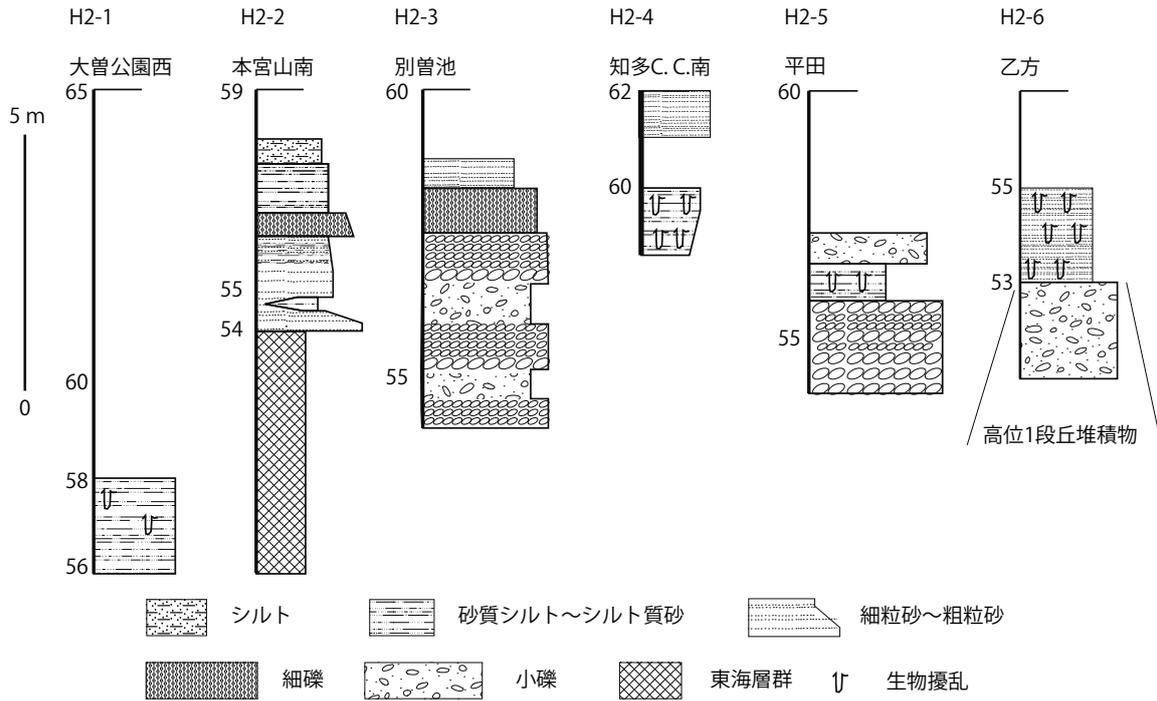
温帯落葉広葉樹の *Fagus* はほとんど産出しない。また、草本およびシダ・コケ植物の胞子の占める割合が高い。

### 3.2 高位2段丘

高位2段丘は、高位1段丘面を10m～15m下刻して尾根脇に段丘面 (高位2段丘面) を構成する。従来の研究 (松田, 1969; 牧野内, 1975, 1985 など) では、高位2段丘堆積物は、武豊層として高位1段丘堆積物と一括されていた。しかし、知多半島中部の武豊町別曾池西方 (H2-3) に出現した第2図の大露頭や、そのほか多くの露頭や地形面に関するデータから、高位1段丘面を構成する堆積物 (武豊層) とは異なる、主として海成堆積物からなる段丘堆積物を高位2段丘堆積物として区別する。

なお、従来の研究において高位2段丘が上位の高位1段丘と区分されていなかった背景には、両者ともに開析が進み段丘崖と段丘面の識別が困難な場所が多く、かつ両者の関係を明確に観察できる大露頭がなかったことに加え、武豊層模式地 (知多カントリークラブ北東) 付近では地殻変動によって第四系・堆積面が傾動しているために段丘崖が特に認めにくくなっていることが挙げられる。

高位2段丘面は、知多半島のほぼ全域に分布し、一部



第4図 高位2段丘堆積物の柱状図．柱状図の位置は第13図を参照．

Fig. 4 Columnar sections of the Higher 2 terrace deposits Locations of sections are shown in Fig. 13.



第5図 高位2段丘堆積物上部にしばしば認められる生物擾乱．

Fig. 5 Bioturbation in the upper part of the Higher 2 terrace deposits.

は谷の中に入り込むような形で分布する．段丘面は開析され，樹枝状の小さな谷が入り込んでいる．高位1段丘面や背後斜面との間の汀線アングル（旧汀線）の高度は，知多半島中部で約65mである．

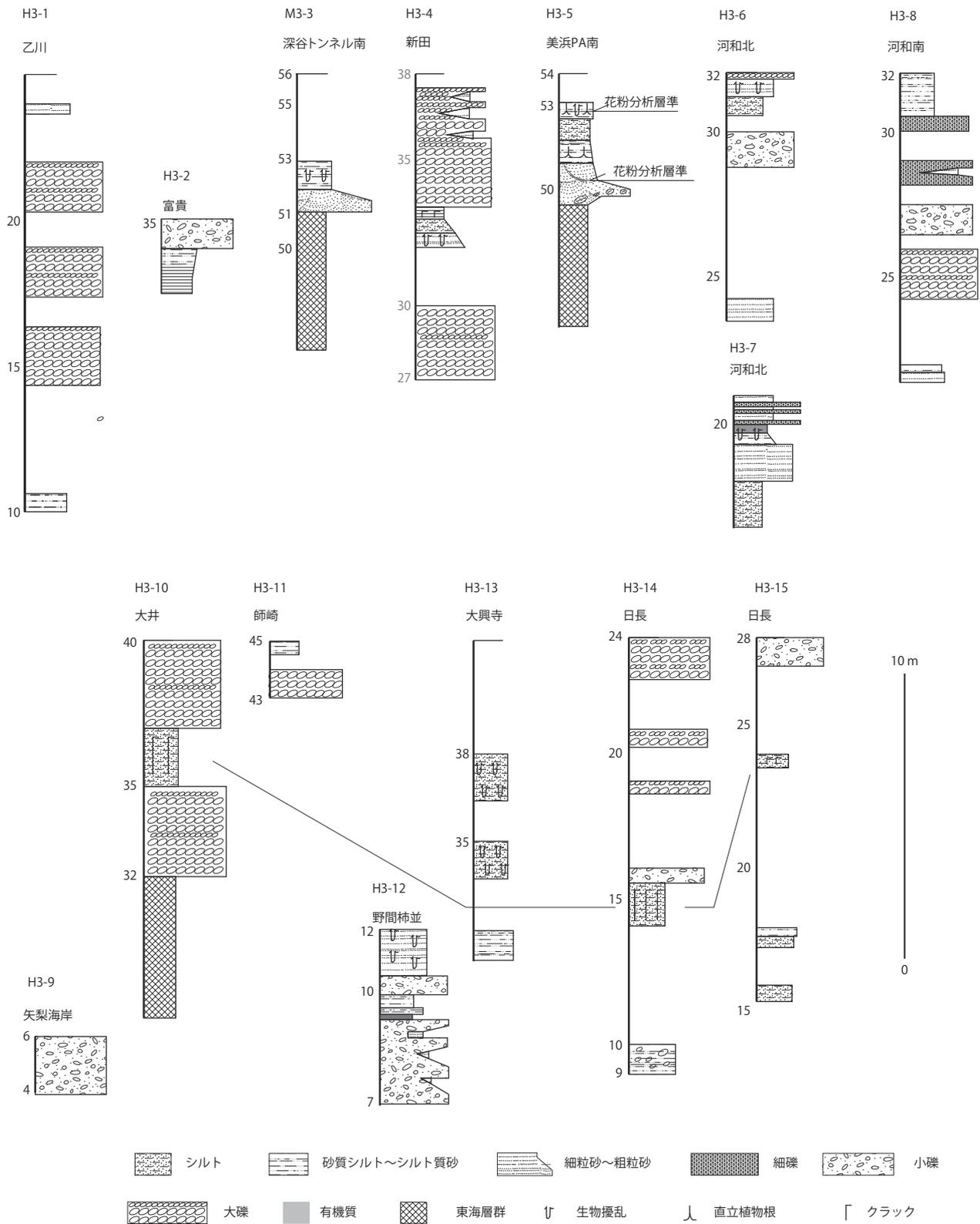
### 3.2.1 堆積物の層相

高位2段丘堆積物は，下部がチャート，粘板岩，砂岩，花崗岩などの礫を主体とする砂礫層および砂礫層中に挟在するシルト層からなり，上部は淘汰の良い砂層と砂質シルト～シルト層からなる．表層にマンセル色表示で2.5YRの色相（赤褐色）を呈する表土を伴う．下部の礫層中の花崗岩や砂岩の礫はクサリ礫が多く，チャート礫は漂白された状態にあり，割れ目が認められる．上部の砂層，シルト層にはしばしば直径10mm～20mm程度の巣穴化石や球状生痕化石などの生物擾乱が認められる（第4図，第5図）．高位2面が丘陵に谷状に入り込んだ場所（たとえば常滑市本宮山南：第3図のH2-2）では径60mm以下の礫をレンズ状に伴い，不淘汰で礫や砂を伴うシルト層およびクラックの入った埋没土壌状のシルト層が認められた．また，所により「ローズ斑」を伴う赤色土壌が挟在する．

### 3.2.2 珪藻および花粉化石

今回の調査時点では既に露頭は失われていたが，知多半島中部の武豊町桜ヶ丘のシルト層における珪藻化石分析の結果，沿岸域・汽水性の *Cyclotella striata*,

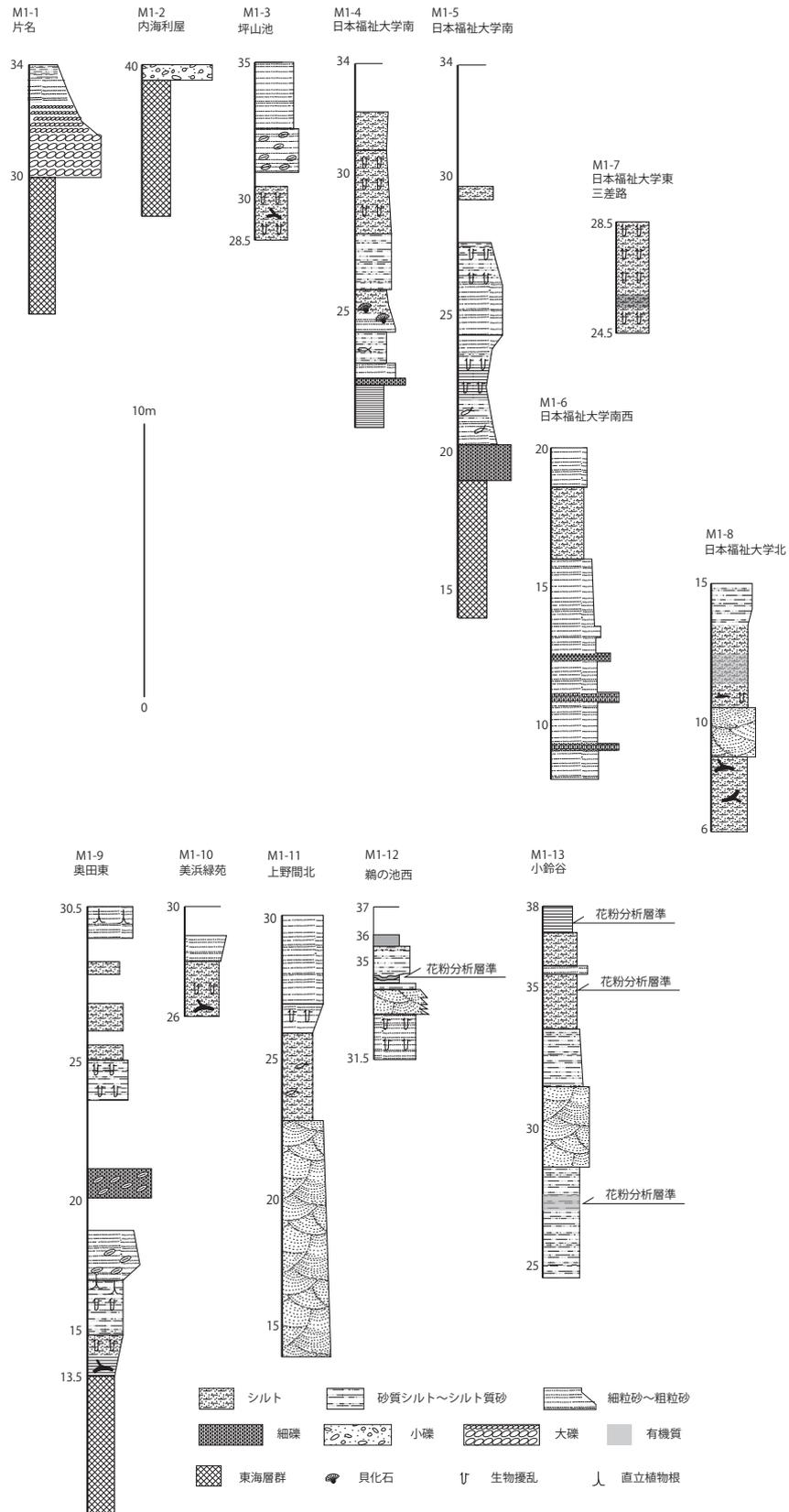
知多半島の段丘の地表調査



第 6 図 高位 3 段丘堆積物の柱状図．柱状図の位置は第 13 図を参照．

Fig. 6 Columnar sections of the Higher 3 terrace deposits. Locations of sections are shown in Fig. 13.

小松原 琢



第7図 中位1段丘堆積物の柱状図．柱状図の位置は第13図を参照．  
Fig. 7 Columnar sections of the Middle 1 terrace deposits Locations of sections are shown in Fig. 13.

*Melosira sulcata* が最上部層中から、および *Achnanthes*, *Caloneis*, *Eunotia*, *Rhopalodia* が中部シルト層から報告されている(森, 1980)。また、同じ層準の花粉分析では、*Fagus* (ブナ属), *Quercus* (コナラ属), *Alnus* (ハンノキ属), *Ulmus-Zelkova* (ケヤキ属), *Corylus* (ハシバミ属), *Carpinus* (シデ属), *Lagerstroemia* (サルスベリ属), *Pinus* (マツ属), *Tsuga* (ツガ属), *Picea* (トウヒ属), *Sciadopitys* (コウヤマキ属) が最上部層から、*Quercus*, *Alnus*, *Ulmus-Zelkova*, *Corylus* が中部シルト層から得られている(吉野・丹羽, 1976)。

### 3.3 高位3段丘

高位3段丘面は、「亀崎面(松田, 1969)」と呼ばれ、知多半島全域に分布する、開析途上の平坦な段丘面をなしている。段丘面は、知多半島の中軸部を取り巻いて海岸に平行して分布するほか、丘陵を開析する谷の中に入り込むように分布する。このような分布上の特徴から、地形的には高海面期に形成された海成段丘面としての特徴をもつが、少なくとも三河湾沿いの地域では海成堆積物の上位を陸成堆積物が覆っており、後述する「河口段丘」の特徴をもつ。段丘面の高さは30 m ~ 50 m 程度である。高位3段丘堆積物は、マンセル色表示で2.5 YR ~ 5 YR の色相を示す表土を伴うこと、漂白され割れ目の入ったチャート礫を多く含むこと、で特徴づけられる。本層は、知多半島南部東海岸の「浦戸累層(牧野内, 1980)」「富貴累層(Makinouchi, 1979)」「時志累層(牧野内, 1980)」に相当する。

#### 3.3.1 堆積物の層相

高位3段丘堆積物は、場所によってかなり異なった層相をもつが、場所により厚さ20 m以上に達する厚い堆積物を有すること、クサリ礫は多くないが割れ目をもつチャート礫が多いことなどの特徴から、中位段丘堆積物とは確実に識別できる。また、堆積物の中部に2.5 YR ないし5 YR の色相を呈し、ロース斑が発達する古土壌が認められる。堆積物の下部と上部に生物擾乱を受けたシルト層や淘汰の良い細粒~中粒砂層が認められる。このうち特に上位のシルト~砂層の一部では、生物擾乱とともに直立した植物根跡が認められる。これらの生物擾乱をもつシルト層ないし砂層を、厚さ10 m程度のチャート礫を多く含む亜円礫主体の礫層が覆う。知多半島中軸部の美浜パーキングエリア南の丘陵尾根の露頭(H3-5)では、土石流性とみられる礫・マッドクラストまじりの有機質土層が基底に挟在する。知多半島南部西岸の美浜町野間柿並(H3-12)では、段丘面は削剥されているが、チャネル状の堆積構造をもちクサリ礫を含む砂礫層上を、直立根を伴うシルト層とクラックをもつ土壌質のシルト層が覆い、この上位に

最大径40 mm程度の巣穴状生痕化石を伴うシルト層が認められた。この露頭の南側の尾根上には高位3段丘が分布することから、本シルト層は高位3段丘堆積物下部の海成層と考えられる。柿並の巣穴状生痕化石を伴うシルト層からは暖温帯性の花粉組成が得られた(後述)。

#### 3.3.2 花粉化石

下位の海成層に相当すると考えられる野間柿並(H3-12)の、段丘面を直接構成していない(上位が削剥されている)シルト層から、温帯常緑針葉樹の *Cryptomeria* が優勢で、*Pinus* および暖温帯常緑広葉樹の *Quercus* (Subgen. *Cyclobalanopsis*), *Castanopsis* / *Pasania*, 暖温帯常緑針葉樹の *Podocarpus* を伴う花粉群集が得られた。

上位の海成層に相当する美浜パーキングエリア南の露頭(H3-5)において、段丘堆積物下部の土石流性有機質土層から、暖温帯常緑広葉樹の *Rhamnaceae* (クロウメモドキ科) が極めて優勢であり、温帯常緑針葉樹の *Sciadopitys* および温帯落葉広葉樹の *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*) がこれに次ぐ花粉組成が得られた。また、段丘堆積物最上部の砂まじりシルト層からは、温帯常緑針葉樹の *Pinus* が極めて優勢であり、*Cryptomeria* および温帯落葉広葉樹の *Betula* を低率に、暖温帯常緑針葉樹の *Podocarpus* (イヌマキ属) をごくわずかに伴う花粉組成が得られた。

### 3.4 中位1段丘

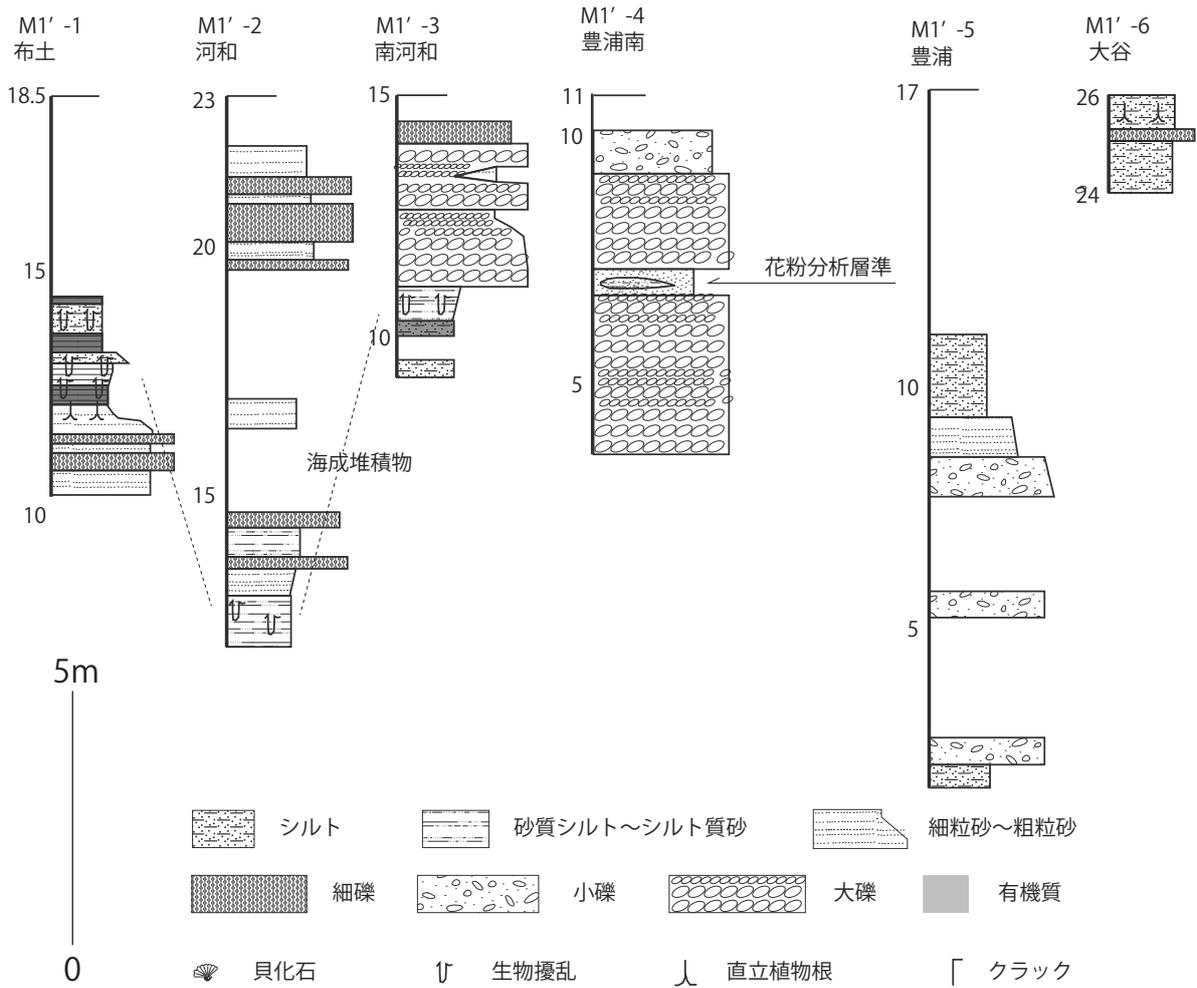
中位1段丘と中位1'段丘は、知多半島中~南部全域の海岸を縁取って広く分布する。両者は地形的に連続し、地形のみで識別することは難しい。また、これらに連続して丘陵を開析する谷に沿いに、両面に連続する河成段丘面(河成中位面)が分布する。

本稿では、マンセル色表示で5 YR ~ 7.5 YR (赤褐色)の色相を呈する表土を伴い、海成堆積物を有する段丘堆積物のうち、海成堆積物が直接堆積面を構成する地形面・堆積物を中位1段丘面・堆積物とし、海成堆積物を河成堆積物が覆い、それが堆積面を構成する地形面・堆積物を中位1'段丘面・堆積物として別々に記載する。

中位1段丘は、知多半島東岸では先端部の南知多町大井以南に、西岸では常滑市小鈴谷以南に分布する。段丘面の高さは20 m ~ 45 m である。

#### 3.4.1 堆積物の層相

中位1段丘堆積物は、基底部に砂礫を伴い、2層の生物擾乱を受けたシルトないし粘土からなる部分を主とし、2層の細粒層の間にマッドクラストや細礫を伴うチャネル状の砂層を挟有する。半島先端部では薄い礫



第 8 図 中位 1' 段丘堆積物の柱状図．柱状図の位置は第 13 図を参照．  
 Fig. 8 Columnar sections of the Middle 1' terrace deposits Locations of sections are shown in Fig. 13.

層や砂層からなる．

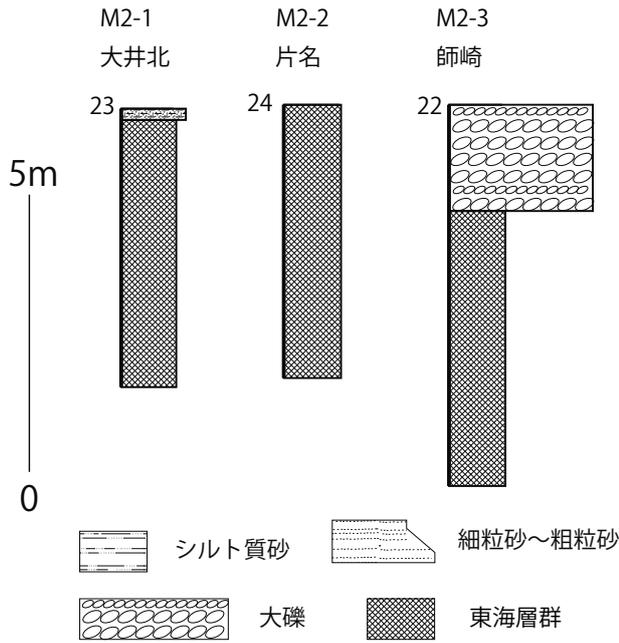
知多半島中部西岸の美浜町・日本福祉大学南 (M1-4 および 5) と奥田東 (M1-9) では、東海層群の谷を埋めて堆積した本段丘堆積物全体が観察できた．そこでは、基底にマッドクラストを多量に含む礫層 (基底礫層: 0 m ~ 2m) を伴い、下部から生物擾乱を受けたシルト ~ 粘土層 (下部粘土層: 3 m ~ 5m), 木片を含むチャンネル状砂層 (中部砂層: 0 m ~ 5m), 淘汰の良い砂層 (中部砂層: 3m), 生物擾乱を受けた砂質シルト ~ シルト層 (上部シルト層: 3 m ~ 5m), および生物擾乱を伴わないシルト質砂層 (最上部砂層: 3 m ~ 4 m) からなる．このうち下部粘土層は基底の形態と調和して標高 10 m ~ 25 m の様々な高度に出現するが、上部シルト層は標高 25 m ~ 30 m の一定の高度に出現する．中部砂層は厚さが場所によって大きく変化し、下部粘土層と側方に層相が変化する．中部砂層の情半部には上野間北 (M1-11) など所によってくさび状ラミナが発達する．上部シルト層と最上部砂層は漸移することが多い．最上

部砂層には、ところによってレンズ状に有機質シルト層やマッドクラスト密集層が挟在する．

なお、牧野内 (1988, 1995), 牧野内ほか (1991, 1992) は、野間層下部粘土層についてクリプトテフラの分析を行い、Ata-Th に対比される可能性を持つ火山ガラス粒子を見出している (牧野内, 1995)．しかし、濃尾平野地下の最終間氷期相当層 (熱田層下部) から、類似したテフラが得られており (牧野内ほか, 1999, 2001), 本堆積物中のクリプトテフラの同定については今後の課題とする．

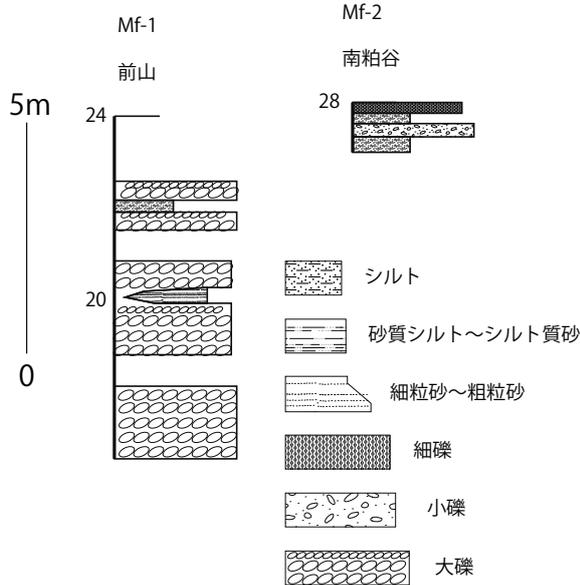
### 3.4.2 花粉化石

常滑市小鈴谷 (M1-13) の下部粘土層 1 層準と上部シルト層の 2 層準、および美浜町鵜の池西方の最上部砂層中に挟在する有機質シルト層の 1 層準について花粉分析を行った．しかし、小鈴谷の露頭の下部粘土層と上部シルト層下部の 2 層準からは、*Pericardium* (ダクリディウム属), *Sequoia* (セコイア属), *Metasequoia* (メ



第9図 中位2段丘堆積物の柱状図。柱状図の位置は第13図を参照。

Fig. 9 Columnar sections of the Middle 2 terrace deposits. Locations of sections are shown in Fig. 13.



第10図 河成中位段丘堆積物の柱状図。柱状図の位置は第13図を参照。

Fig. 10 Columnar sections of the fluvial Middle terrace deposits. Locations of sections are shown in Fig. 13.

タセコイア属), *Carya* (ペカン属), *Liquidambar* (フウ属) および *Nyssa* (ヌマミズキ属) という, 現在の日本列島には自生しない植物群が多く産出したことから, 理由は明らかでないが, 周囲に分布している東海層群から多量に二次堆積物が混入したと考えられる。また, 小鈴谷の上部シルト層上部からは, 木本花粉の量は少

ないが, 温帯常緑針葉樹の *Pinus*, *Cryptomeria* および温帯落葉広葉樹の *Alnus*, *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*) を産し, 暖温帯常緑広葉樹の *Q.* (Subgen. *Cyclobalanopsis*) および冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* がこれらに伴って産出した。鶴の池西方の段丘堆積物最上部から得られた花粉は, 栽培植物である *Rutaceae* (ミカン科) を除くと木本植物の花粉は極めて少なく, 暖温帯常緑針葉樹の *Podocarpus* および温帯常緑針葉樹の *Pinus*, *Cryptomeria* が極めてわずかに産出するのみであった。

### 3.5 中位1' 段丘

中位1' 段丘は, 中位1 段丘と同じく, 5 YR ~ 7.5 YR (赤褐色) の色相を呈する表土を伴う。海側に向かって緩く傾斜する段丘面をなす。中位1' 段丘堆積物は, 従来「半田層」「多屋累層 (牧野内, 1980)」「新田累層 (Makinouchi, 1979)」「矢梨累層 (牧野内, 1980)」と呼ばれていた地層を含む。段丘面の高度は 10 m ~ 36 m である。

#### 3.5.1 堆積物の層相

中位1' 段丘堆積物が基底から最上部まで全体を観察できる露頭は, 今回の調査では確認できなかった。しかし, 知多半島東岸の美浜町布土 (M1'-1) や河和 (M1'-2)・南河和 (M1'-3) では, 生物擾乱を受けたシルト質堆積物を, 厚さ 3 m ~ 10 m の細礫~亜円礫を主体とする礫層が覆う。シルト質堆積物の一部は有機質で直立した植物根を伴う。礫層は砂まじり泥ないし泥まじり砂を基質とする。南知多町豊浜 (M1'-4) では, 上部の礫層が生物擾乱を伴うシルト質層を削って堆積するが, 礫層中にレンズ状に灰色シルト層が挟在する。

#### 3.5.2 花粉群集

南知多町豊浜の礫層中に挟在するシルト層より, 暖温帯常緑針葉樹の *Podocarpus* および温帯常緑針葉樹の *Pinus*, *Cryptomeria* が極めてわずかに産出した。

### 3.6 中位2 段丘

中位2 段丘面は, 知多半島先端の南知多町師崎周辺にのみ認められる。この段丘面は中位1 面の1 段低位に狭い浸食段丘面をなす。旧汀線高度 20 m ~ 24 m である。

堆積物は, 厚さ数 m 以下の, 背後斜面起源とみられる泥岩の礫を主とし花崗岩や砂岩・粘板岩などの礫を伴う円礫層ないし砂層からなる。最上部にマンセル色表示で 7.5 YR ~ 5 YR の色相の表土を伴う。

### 3.7 中位3 段丘

中位3 段丘面は, 師崎周辺で中位2 段丘よりも1 段低位の, 旧汀線高度 10 m ~ 15 m の段丘面をなす。固



第 11 図 段丘面と旧汀線の高度(全更新世段丘)。

Fig. 11 Elevation of terraces and their former shorelines (All Pleistocene terraces).

有の堆積物は今回の調査では確認されなかった。

### 3.8 河成中位段丘

河成中位段丘面は、中位 1 面ないし中位 1' 面に連続

し、丘陵を開析する川に沿って分布する。堆積物は、弱風化した亜円～亜角礫を主体とする径 60 mm 以下の礫層と、それを覆う砂まじりシルト層からなる堆積物が確認された。堆積物上部の砂まじりシルト層は、マ

ンセル色表示で 5 YR ~ 7.5YR の色相を示し、クラックを伴う。

### 3.9 そのほかの段丘面・堆積物

知多半島南部・南知多町大井集落西方では、標高 50 m 付近に亜円～亜角礫を多く含む礫層と、直立植物根を伴うシルト層などからなる陸生の段丘堆積物が認められた。また、知多半島南部の南知多町師崎から山海に至る海岸沿いでは標高 70 m ~ 80 m の尾根上に小規模な段丘上の地形が認められるが、堆積物は確認できなかった。これらの段丘面・堆積物については、今後さらに綿密な調査が必要と考えられる。

低位段丘面に相当すると考えられる岩滑面・新舞子面および緒川面は、人工改変に伴って露頭が大部分消失している。

## 4. 考察

### 4.1 中位 1 段丘と中位 1' 段丘について

ここでは、知多半島の段丘のうち、地殻変動を議論する上で重要な、中位 1 段丘と中位 1' 段丘について形成過程を考察する。

従来の研究では、この 2 つの段丘は、従来「中位段丘」と一括され、海成層を挟有することや、海岸線に沿って分布することから、「海成（中位）段丘」として記載されてきた（たとえば小池・町田，2001）。しかし、M1' 段丘面・堆積物は、海成層を覆って、泥分を含む亜円礫主体の礫層や直立根を伴うシルト層を含む地層に覆われており、少なくとも最終的に離水した段階では陸水の影響を受けた堆積段丘とみなされる。ここで、堆積物の特徴や周辺の段丘面や段丘堆積物との対比を通じて、M1' 段丘の形成過程について検討する。

M1' 段丘面堆積物の表層には 7.5 YR ~ 5YR の色相を呈する表土が認められるが、この特徴は M1 段丘面や M2 段丘面のような海成段丘面の特徴と同様で、西三河の碧海層や濃尾平野東部の熱田層と共通することから、これらは最終間氷期に離水した段丘であることが示唆される。知多半島の段丘からは、未だに形成年代を特定できる資料は得られていないが、M1、M2 および M1' 段丘面は最終間氷期に離水した可能性が高い。

ところで碧海層下部層～中部層と熱田層下部はともに海成の粘土層を主体とし、その上位の碧海層上部層と熱田層上部は、砂泥互層ないし砂を主体とする（たとえば森山，1994；桑原，1968）。碧海層の上部は硫化鉄含有量が少なく、海棲珪藻を産しないこと（森山，1994；森山ほか，1996）、熱田層上部からは淡水棲珪藻化石群集が得られること（森，1972）などから、両者は基本的に陸水成の地層と考えられる。また、碧海層

上部層からは K-Tz が（森山ほか，1996）、熱田層の上部からは On-Pm1 が（桑原，1968）得られており、これらは下位の海成層を堆積盆地上流側で若干削削する（濃尾平野第四紀研究グループ，1977）ものの、基本的には整合的に累重する。このことから、この 2 つの地層は最終間氷期極相期（MIS 5e）に内湾で堆積した海成層を、その後の海面低下期（MIS 5 後半）に堆積した、デルタフロント～デルタ頂置層と陸水デルタの堆積物とみなすことができる。知多半島の M1' 段丘についても、同様の形成過程で説明できる。特に、知多湾を隔てて碧海面に向き合う知多半島東岸では、半島の南部まで M1' 面が分布する一方、海域の幅が広い西岸では知多半島の中部以南に海浜堆積物が堆積面を直接構成している M1 面が発達することとも矛盾しない。

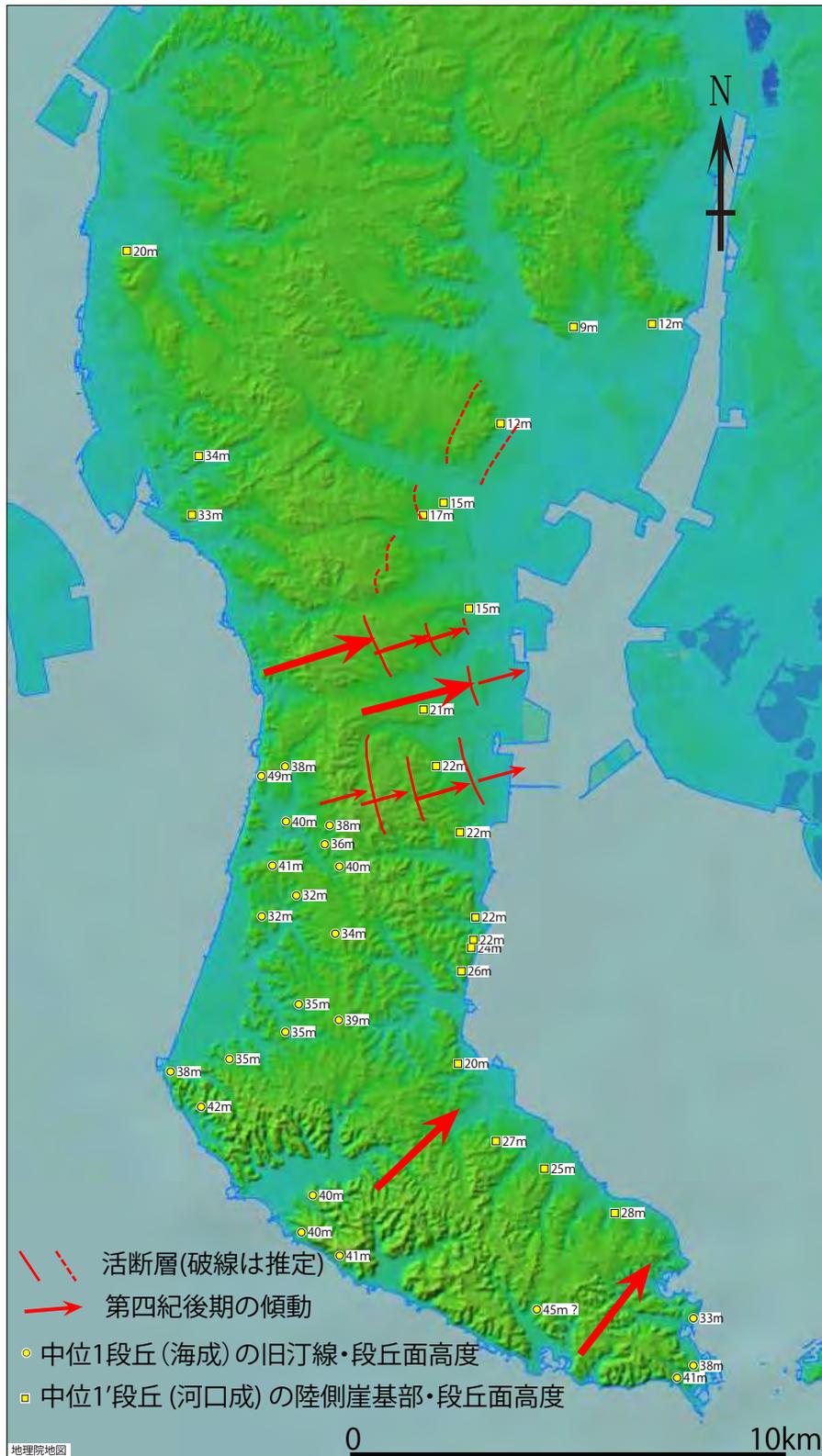
従来の段丘発達過程に関する研究では、M1' 段丘面のような海成層上に陸成層が整合的に累重して堆積面を構成する段丘は、間氷期中の最高海面期に形成された海成段丘面として扱われてきた（たとえば小池・町田，2001）。しかし、厳密に言えばこれらは陸水成の段丘面であり、海成段丘とも典型的な河成段丘とも異なった範疇の段丘として認識したほうが実態に即しているのではないだろうか。本稿では、このタイプの段丘に対して「河口段丘」という名称を用いる。河口段丘は、堆積物供給量が多く、隆起速度が比較的遅い地域で普遍的に認められる可能性が高い。たとえば石狩川下流部の「石狩段（小松原・安斎，1998）」、雄物川下流～男鹿半島付け根の「潟西層（たとえば潟西層団体研究グループ，1977）」関東平野の「常総層（たとえば秋山ほか，2015）」、淀川下流部の「上町段丘（たとえば吉川・樽野，1992）」が、それに該当すると考えられる。

### 4.2 段丘面高度および旧汀線高度と地殻変動について

先述したように知多半島では人工地形改変が激しく、特に半島中部地域については広範囲に自然地形が失われている。このため、本調査では 1947 年撮影空中写真時の残されている汀線アングルが現在も大きく改変されずに残されている場所を抽出して、1/2,500 都市計画図の等高線や標高点からその高度を読み取った（第 11 図，第 12 図）。

特に中位段丘とその旧汀線高度（第 12 図）について、若干考察する。

第 12 図には海成の中位 1 段丘面だけでなく、河口成の中位 1' 段丘面の高度と陸側の段丘崖基部高度も記載している。既に述べたように、これは陸成面であるため、地殻変動の基準としては不適切である。また、その離水時期も明らかではない。しかし、以下の考えから、おおむね最終間氷期極相期の旧汀線高度に近い地殻変動の指標として参考とすることが可能性はないだろう



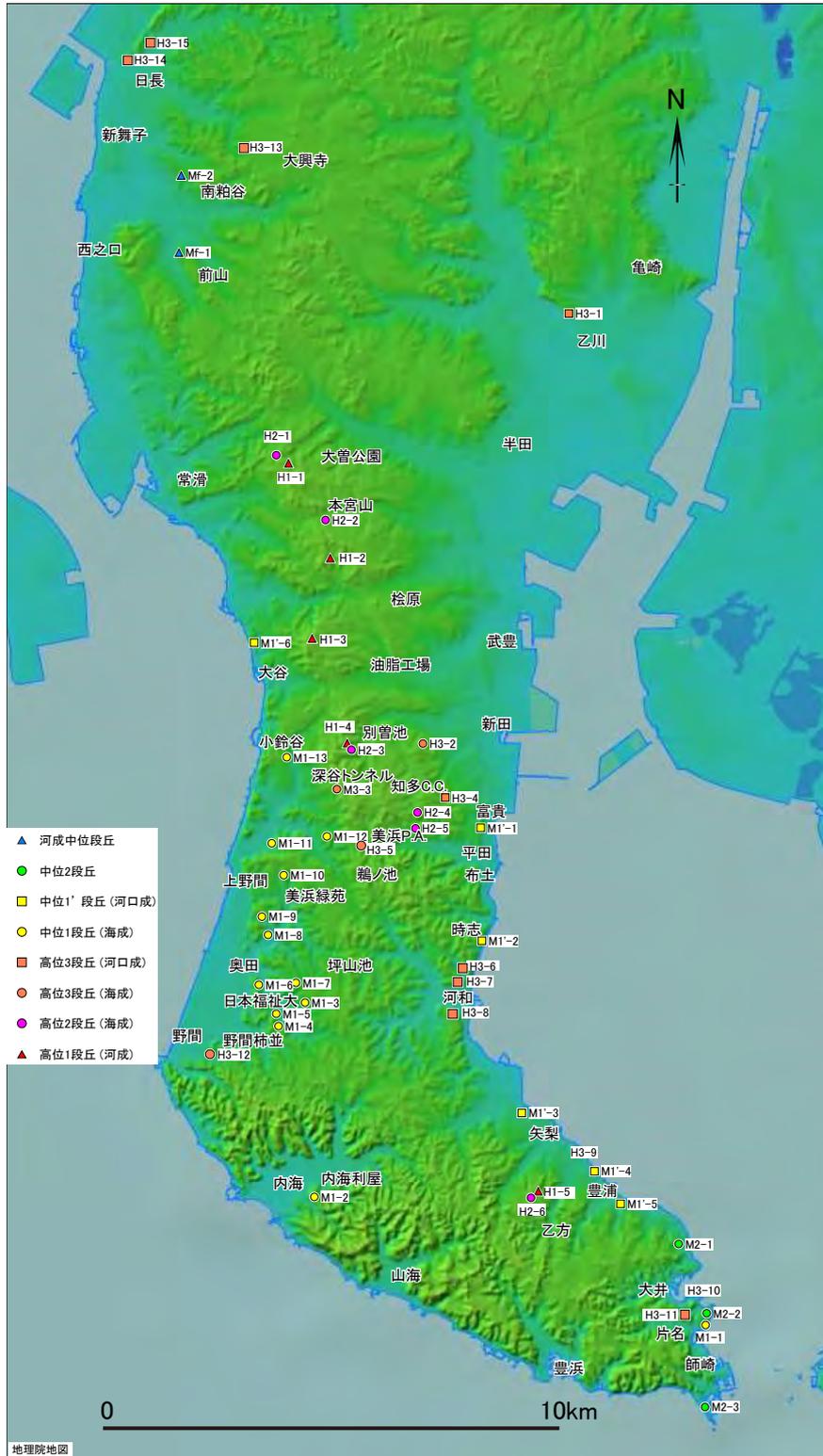
第 12 図 中位 1 および中位 1' 段丘面の高度と活構造。  
 Fig. 12 Elevation of the Middle 1 and Middle 1' terraces and active structures.

か。

①濃尾平野と矢作川下流の沖積低地において MIS 1 の海進堆積物が分布する範囲は、地下水くみ上げによ

る地盤沈下を除いた標高 0 m ~ 10 m 以下の範囲にあり、河口域における最終間氷期とその後の海面低下期の陸水成堆積物の分布標高も最終間氷期極相期の海面高度

知多半島の段丘の地表調査



第 13 図 露頭位置図.  
Fig. 13 Location map of outcrops.

と大きく異なるものではない可能性が高い。

②知多半島東岸（武豊町～美浜町の知多湾沿岸の露頭）における海成層上面高度から、段丘面の陸側崖基

部までの比高はおおむね 10 m ～ 15 m 程度であり、現在の伊勢湾奥におけるデルタ前面（デルタ底置面とデルタ前置面の境界）の深度（10 m ～ 20 m：国土地理院、

1973) と大きく異なる。

中位 1 段丘面の陸側段丘崖基部の高度を最終間氷期極相期の旧汀線高度と同様に地殻変動の指標とすることができるとするならば、知多半島中部の東岸(武豊町～美浜町付近)の陸側段丘崖基部の高度は 20 m ～ 25 m 前後、西岸(常滑市南部～美浜町野間付近)の中位 1 段丘面の旧汀線高度は 35 m ～ 40 m 前後であり、東岸は西岸と比較して隆起量が小さい。すなわち知多半島は東傾動しつつ隆起してきた可能性が高いと言える。さらに、知多半島中部東岸の高位 3 段丘面高度(35 m ～ 40 m)は、西岸の中位 1 段丘の旧汀線高度と同程度であることを考慮すると、この東傾動は確実といえる。

以上は、段丘面の対比に違いがあるものの、牧野内(1979)が明らかにした地殻変動像を追認したものである。広域的テクトニクスの観点からは、濃尾傾動地塊運動(桑原, 1968)や中部傾動地塊運動(桑原, 1968; 須貝, 2001)のように西傾動が卓越する伊勢湾周辺地域にあって、知多半島が東傾動していることは、興味深い。

#### 4.3 高位 3 段丘堆積物に認められる 2 層の海成層について

先に述べたように高位 3 段丘堆積物は、厚さ 20 m 以上に達する厚い堆積物からなり、その中に少なくとも 2 層の海成層と考えられる生物擾乱を受けた細粒堆積物が挟在する。段丘面を確認することはできないものの、段丘礫の風化程度からみて半島南部西岸・美浜町野間柿並(H3-12)のチャンネル状堆積構造を持つ礫層と巣穴状生痕化石を伴うシルト層も高位 3 段丘堆積物のものである可能性が高い。

このことは、高位 3 段丘堆積物の対比・編年上有用な情報と考えられる。

町田ほか(2003)によると、深海底コアの酸素同位体比変動曲線からみて、MIS 5 と MIS 7 では 1 間氷期ステージ内に複数の高温期が明確に認められるが、MIS 11 では 1 つの極高温期しか認められない。また MIS 9 では 1 つのピークしか認められないコアと、複数のピークが認められるコアがある。また、濃尾平野の層序コア(須貝ほか, 1999)では MIS 7 と考えられる層準中に礫層が挟在することを示している。このような古海洋学的なデータおよび濃尾平野の層序ボーリング資料からみて、高位 3 段丘堆積物は、MIS 7 (ないし MIS 5?) に相当する可能性が高い。

知多半島の段丘面・堆積物の編年・対比については、中位 1 段丘堆積物中のクリプトテフラ分析や花粉分析結果などを総合して今後さらに検討していきたい。

謝辞：花粉は有限会社アルプス調査所の本郷美佐緒博

士に分析していただいた。記して謝意を表します。

#### 文 献

- 愛知県(1978) 土地分類基本調査「半田」。愛知県, 75p.
- 愛知県(1988) 土地分類基本調査「師崎・蒲郡」。愛知県, 109p.
- 秋山大地・須貝俊彦・岡崎浩子・中里裕臣・大井信三(2015) 関東平野猿島・筑波台地に分布する上部更新統下総層群常総層にみられる MIS 5c の指標テフラ含有層。地学雑誌, **128**, 905–920.
- 潟西層団体研究グループ(1977) 潟西層の海生軟体動物化石と堆積環境。地球科学, **31**, 83–86.
- 小池一之・町田 洋(2001) 日本の海成段丘アトラス。東京大学出版会, CD3 枚, 説明書 105p.
- 国土地理院(1968) 土地条件図「中京地域」土地条件図および報告書。建設省国土地理院, 166p.
- 国土地理院(1973) 1:25,000 沿岸海域土地条件図四日市。建設省国土地理院。
- 小松原 琢・安斎正人(1998) 石狩丘陵の更新世地殻変動。東北地理, **50**, 311–328.
- 近藤善教・木村一朗(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, 93p.
- 桑原 徹(1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動。第四紀研究, **7**, 235–247.
- Makinouchi, Takeshi(1979) Chita Movements, the Tectonic Movements Preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Memoirs of Science of the Kyoto University. Serise of geology and mineralogy*, **46**, 61–106.
- 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・河村善也・百原 新・成瀬敏郎・福沢仁之・増田耕一(2003) 第四紀学。朝倉書店, 323p.
- 牧野内 猛(1975) 知多半島南部の武豊層。地質学雑誌, **81**, 185–196.
- 牧野内 猛(1979) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動。地質学雑誌, **82**, 311–325.
- 牧野内 猛(1980) 知多半島中・南部の第四系。軽石学雑誌, **6**, 27–40.
- 牧野内 猛(1985) 知多半島武豊丘陵の中部最新統武豊層一層序・地質構造の改訂と高位段丘層の再検討一。地質学雑誌, **91**, 141–153.
- 牧野内 猛(1988) 知多半島野間層における下部海成粘土中の火山ガラス屈折率(予報)。日本地質学会第 95 年学術大会講演要旨集, 113.
- 牧野内 猛(1995) 知多半島 野間層の層序と堆積年代。日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨集, 106.

- 牧野内 猛・壇原 徹・山下 透・古澤 明 (1991) 知多半島野間層における海成粘土層中の火山ガラス. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨集, 217.
- 牧野内 猛・吉野道彦・壇原 徹・山下 透・古澤 明 (1992) 知多半島野間層における海成粘土層中の火山ガラス-泥質堆積物から検出した火山ガラスの屈折率・形状に基づく地層の対比. 瑞浪市化石博物館研究報告, **19**, 483-494.
- 牧野内 猛・森 忍・竹村恵二・壇原 徹・坪田邦治・松澤 宏・濃尾地盤研究委員会 (1999) 最新地盤情報からみた濃尾平野臨海部の地下地質 (3) テフラ・珪藻分析に基づく成果. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 316.
- 牧野内 猛・森 忍・竹村恵二・壇原 徹・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代-臨海部-ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果. 地質学雑誌, **107**, 283-295.
- 松田博幸 (1969) 知多半島の地形発達. 東北地理, **21**, 5-16.
- 森 忍 (1972) 熱田層中の淡水成泥層について. 地質学会第 72 年学術大会講演要旨集, 223.
- 森 忍 (1980) 濃尾平野中部更新統のケイソウ群集. 第四紀研究, **19**, 173-183.
- 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, **67**, 723-744.
- 森山昭雄・渡辺崇・鈴木毅彦 (1996) 西三河平野碧海層中の鬼界-葛原テフラ (K-Tz) の発見とその意義. 日本第四紀学会講演要旨集, **26**, 84-85.
- 濃尾平野第四紀研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集, No. 14, 161-183.
- 須貝俊彦 (2001) 中期更新世テフラによる濃尾平野の地下層序編年と中部傾動地塊運動. 山崎晴雄「山地形成史の研究-第四紀火山噴出物を手掛かりにして-平成 10~12 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (1) 研究成果報告書)」, 58-64.
- 須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀 (1999) 深度 600 m ボーリング (GS-NB-1) の分析に基づく過去 90 万年間の濃尾平野の地下層序. 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 69-76.
- 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.
- 吉川周作・樽野博幸 (1992) 大阪平野の中位段丘層と火山灰層. 第四紀, **24**, 61-67.
- 吉野道彦・丹羽俊二 (1976) 愛知県知多半島及びその関連層の花粉分析について. 日本地質学会第 83 年大会講演要旨, 112.



## 三重県四日市市垂坂断層の反射法地震探査速報 Preliminary report on seismic reflection survey across the “Tarusaka Fault” (uncertain active fault), in Yokkaichi City, Mie Prefecture, central Japan

小松原 琢<sup>1\*</sup>・秋永康彦<sup>2</sup>・澤田基貴<sup>2</sup>・末廣匡基<sup>2</sup>・寺田龍矢<sup>3</sup>  
KOMATSUBARA Taku<sup>1\*</sup>, AKINAGA Yasuhiko<sup>2</sup>, SAWADA Motoki<sup>2</sup>, SUEHIROMasaki<sup>2</sup> and  
TERADA Tatsuya<sup>3</sup>

**Abstract:** The Tarusaka Fault is an estimated active fault in a densely populated urban area just north of the center of Yokkaichi City. A seismic reflection survey was conducted across this fault to clarify whether it is an actual active fault or not. The result shows that the fault scarp-like slope is not an active fault scarp but a terrace scarp, that this slope is located in a broad active tilting, and that this active tilting has developed since late Quaternary. However, it is still unresolved whether this active tilting is seismogenic or not. We hope to continue studying this subject by interpreting the drilling data.

**Keywords:** uncertain active fault, active fault in urban area, seismic reflection survey, Yokkaichi City, active tilting

### 要 旨

四日市市中心街北側に分布する垂坂断層が、活断層であるかどうかを明確にするため、推定断層を横切る測線で反射法地震探査を実施した。その結果、1) 断層崖とみられていた斜面は活断層崖ではなく、段丘崖であること、2) この斜面はブロードな活傾動帯の中に生じたものであること、3) 活傾動は第四紀後期以来活動しているものであること、が明らかになった。しかし、この活傾動が地震を引き起こすものか否かはいまだ解明できていない。この点について、ボーリングデータの解析により、さらに研究を進めたいと希望する。

### 1. はじめに

桑名断層と四日市断層は、四日市市中心市街地の北で右雁行配列する。鈴木ほか(1996a)は、両断層の接合部に北西-南東走向の「垂坂断層」を記載した(第1図)。岡田・東郷(2000)は、この見解を踏襲して、垂坂断層を長さ2.5 km、確実度 I、平均変位速度0.2 mm/年の確実な活断層として記載した。しかし、池田ほか(2002)、鈴木ほか(2010)、今泉ほか(2018)には「垂坂断層」は記載されていない。また、三重県が地震防災のために整備した活断層図(三重県, 2005b)にも「垂坂断層」は記載されていない。しかし、現状ではその存在を否定する根拠もまた示されていない。「垂坂断層」は、四日市市中心市街地北側の人口密集地を通る推定断層である。仮にこの推定断層が活断層であるなら、大地震を発生させるリスクや地震規模などの評価、ならびにこの活断層の社会的な認知が必要である。

筆者らは、「垂坂断層」の存否を明らかにするために、四日市市西阿倉川町においてボーリングとP波反射法地震探査を実施した。

### 2. 探査測線

「垂坂断層」は、ほぼ全体が市街地に位置しており(第2図)、断層推定地点を横断する道路は交通量のわりに幅員の狭いものが多く、かつ多くの道路で埋設管が敷設されているため、反射法探査測線は、慎重に決めなければならなかった。

探査前には、厚さ最大1,900 mの堆積層(東海層群~沖積層)が高角の断層を中心として幅200 m程度(第2図に「垂坂断層」と記した撓曲崖状の傾斜地形の幅と同じ)の南西傾斜の引きずり構造を伴って変形している可能性があるとして想定していた。このため、断層想定位置よりも南側にやや長めに、長さ1 km以上の測線長をとることができ、推定断層に直交する北東-南西方向に伸びる測線候補を求めた。

実際の探査にあたって最初、片側1車線で歩道があるものの大口径の工業用水道が敷設されているA測線で探査を試みたが、良い記録が得られないと判断され

\*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 株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co., LTD.)

3 東京大学新領域創成科学研究科 (Graduate School of Frontier Sciences, the University of Tokyo)



第1図 「垂坂断層」とその周辺の活断層．活断層は鈴木ほか（1996a,b,2010）による．背景地図は地理院地図による．  
 Fig. 1 Location map of the Tarusaka Fault and its surrounding active faults Active faults are after Suzuki *et al.*, (1996 a, b, 2010). Base map is after the “Chiriin-Chizu (GSI Maps)”

たため、その北西に隣接平行するB測線（最も狭い部分では幅員約2 mと狭く、断層推定位置を含む約550 m区間に径40 cmの上水道が敷設されている）で探査を実施した。B測線は、ボーリング調査地点（寺田ほか、2020）の約60 m南東を通る。またこの測線の南西端（CMP番号1：海蔵川左岸堤防）は、三重県が実施した地下構造調査（三重県、2004）の探査測線と接する。

### 3. 探査の概要

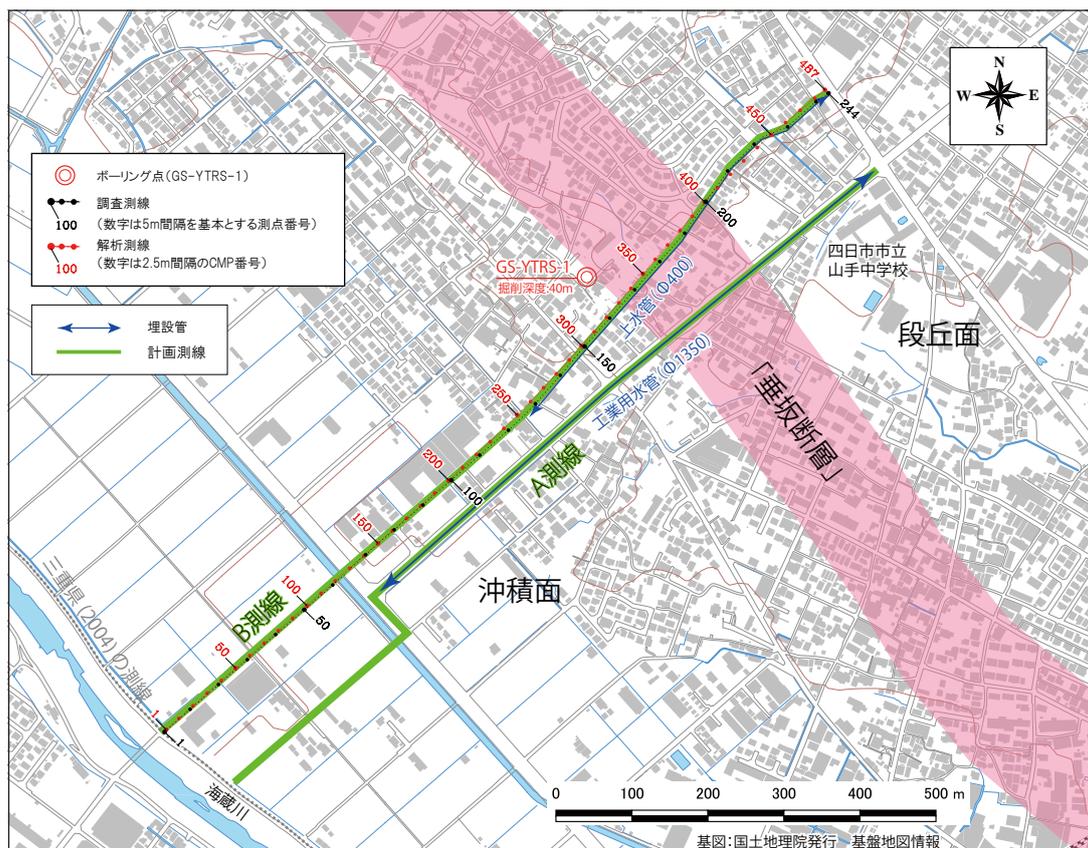
#### 3.1 探査仕様

探査にあたっては、堆積層中～下部（深度数100 m～1,000 m程度）以浅の構造を明確に求めることを目的とし、住宅地内という測線の条件を考慮して、第1表に示す機材を用い、第2表に示す仕様でP波による探査を行った。データ取得測線（B測線）における探査は、

2020年1月8日から12日にかけて行った。なお探査仕様の詳細は、A測線で行った予察探査の結果に基づいて決定した。

#### 3.2 データの質

測線北東部の約550 mの区間（CMP No. 250～487）には直径40 cmの上水管が埋設されており、かつ住家が密集しているため大出力の発震ができないという条件があり、この区間ではS/N比が低く、浅部の分解能は低い。測線南西部の約330 mの区間（CMP No. 1～125）では交通量が多かったものの、周囲に住家が少なく大出力の発震が可能であったため、結果的には比較的良好なデータが得られた（第3図）。



第2図 探査測線位置図。

Fig. 2 Location of seismic survey line.

#### 4. データ処理

一般に多用される共通中間点（CMP）重合法により S/N 比を高めた時間断面（第7図）を作成し、次いで重合速度構造（第6図）に基づきマイグレーション処理を施し時間断面中の反射面を正しい位置に戻した上で、さらに、深度変換によりマイグレーション処理後の時間断面（第8図）を深度断面（第9図、第10図）に変換した。データ処理及び解析は、株式会社阪神コンサルタントで開発したプログラムを用いて行った。データ解析長は2秒とした。また、速度構造が複雑な表層付近の影響を取り除くため表層静補正を行った。なお、表層静補正のために、受振距離約200mまでの初動走時について、表層を小さなセルに分割しトモグラフィ解析により個々のセルの弾性波速度を求め、表層の速度構造図（第4図）を作成し、同時に静補正量（第5図）を求めた。

第3表にデータ処理に用いたパラメータを示す。

#### 5. 探査結果

第6図に重合速度構造を、第7図に重合後時間断面

を、第8図にマイグレーション処理後時間断面を、第9図に深度断面を示す。

#### 6. 考察

##### 6.1 地質構造

深度断面図（第9図）では、「垂坂断層」推定地点（CMP No.330～400付近）の周辺に急傾斜する反射面は認められず、測線のほぼ全体を通じて6°～15°南西に傾斜する反射面が認められる。浅部の速度構造と深度断面の図（第10図）からは、「垂坂断層」が想定される比高10mの傾斜地形を境に北東側（段丘上）で低速度層が厚く、南西側（沖積低地側）で低速度層が薄いことが読み取られる。

これらから、鈴木ほか（1996a）および岡田・東郷（2000）で「垂坂断層」と記載された傾斜地形は、構造性的なもの（断層崖・撓曲崖）ではなく、幅1kmないしそれ以上の南西傾斜帯の一部に形成された浸食性の崖（段丘崖）であると判断される。

深度断面に示された南西傾斜構造は、測線中央（CMP No.260地点付近）において深度1,500m付近を通る反射面を境に下位では傾斜15°程度、上位では傾斜10°程

第1表 探査機材一覧.

Table 1 Field acquisition systems.

種類	形式	製品名	製造社	主な仕様
震源	中型バイブ レーター	EnviroVibe	IVI	実用周波数範囲：8 Hz～200 Hz
				最大ストローク：6.99 cm
				ホールドダウン重量：約7.5トン
				リアクションマス重量：約0.8トン
				ベースプレート設置面積：約1.1 m <sup>2</sup>
				総重量：8.4トン
受振器	ジオフォン	OMNI-2400	Geospace	速度型地震計（1成分）
				固有周波数：15 Hz
				グルーピング：3個
探鉱機	独立型レ コーダー	GSR (GSX)	Geospace	A/D分解能：24ビット
				サンプリング間隔：
				0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0 msec
				保存データ形式：SEG-D, SEG-2
				周波数特性：3 kHz～1.6 kHz
				プリアンプゲイン：
0, 6, 12, 18, 24, 36 dB				

第2表 探査仕様一覧.

Table 2 Specifications of the acquisition system.

項目	内容	備考
探査手法	P波反射法地震探査	
測線名	GS-YTRS測線	第2図のB測線
測線長	上段：測定	A測線で行った予察探査結果を基に決定 (他の仕様も同様)
	下段：解析	
探査目標深度	500 m以上	東海層群中部ないし下部以上の層準
標準発震点間隔	5 m	交差点は発震をカット，隣接家屋等の状況に応じ調整
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て設置
標準収録チャンネル数	240（固定展開）	
収録記録長	2 秒	
サンプリング間隔	1 msec	
収録様式	SEG-D	
標準垂直重合数	標準10回	状況に応じ発震回数を5回に変更
標準スイープ長	16 秒	
スイープ周波数	10 Hz～100 Hz	

度の傾斜不整合面が認められるが、この面より上位に関していえば、若干上部ほど傾斜が緩くなる傾向が認められるものの、明瞭な傾斜不整合は認められず、測線中央において深度約 100 m の反射面の傾斜と深度約 500 m の反射面の傾斜はともに 6° 程度であり、両者間に違いは認めがたい。ただし、浅部に関して言えば、第 10 図の CMP No.100 の標高 -40 m 付近において緩い（不明瞭な）傾斜不整合を認めることができる。

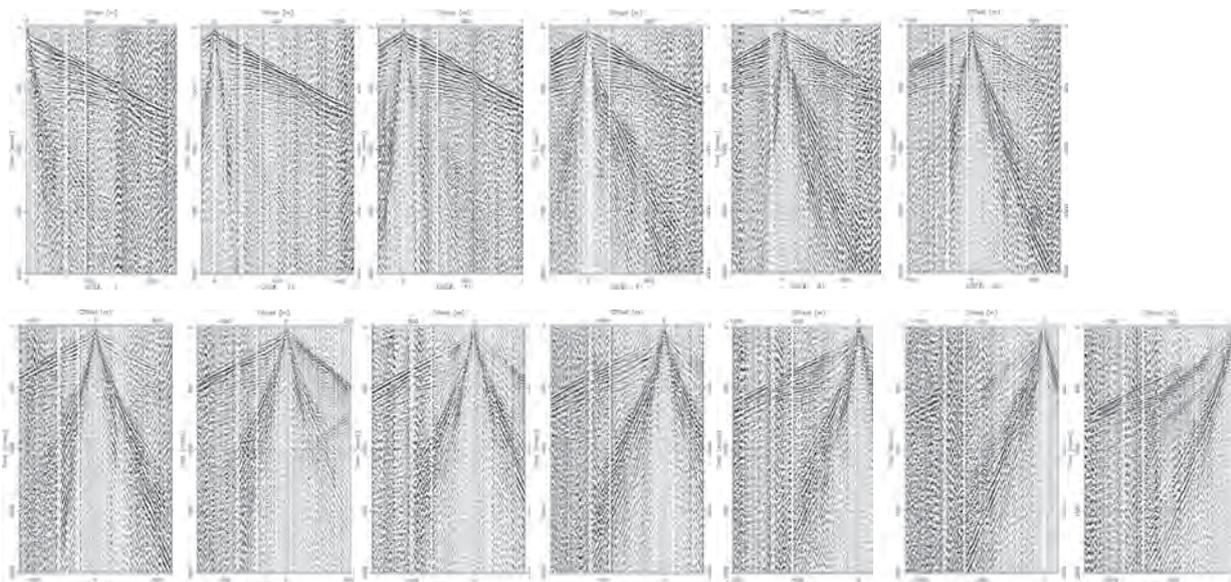
## 6.2 地層と反射面の対比

調査地点周辺では、三重県（2004, 2005a）の反射法地震探査や微動アレー調査による地下構造調査や、吉田（1984）、吉田ほか（1991）の地質調査が行われており、

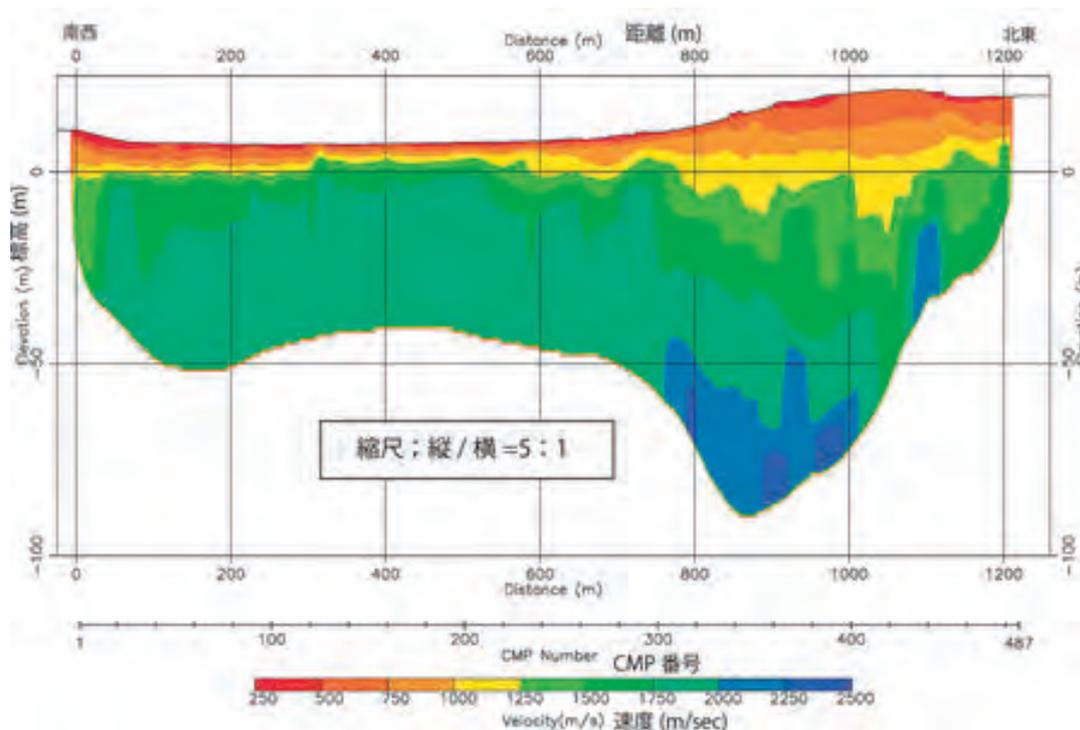
それらと本調査測線で得られた速度層を対比する。

既存のボーリング情報としては、測線南端から約 3.5 km 南の四日市市街地に位置する四日市温泉（第 1 図）の深度 800 m まで掘削したボーリング情報が公表されている。吉田（1984）によれば、このボーリングの深度 468 m 以浅の砂礫を挟む上部は東海層群中部の泊累層（最上部鮮新統～最下部更新統）、砂泥互層からなる下部は同下部の八王子（あるいは亀山）累層（上部鮮新統）に対比可能であるとされている。

また、測線北端の約 1 km 北西の垂坂山周辺では、砂泥互層を主とする東海層群中部・大泉累層（泊累層に対比される）を傾斜不整合に覆って泥礫互層からなる見当山累層（中部更新統）が分布する（吉田，1984）。



第3図 発震記録の例.  
Fig. 3 Examples of shot gathers.



第4図 表層の速度構造.  
Fig. 4 Tomographic surface velocity model.

しかし、測線近傍の YTRS-1 ボーリングでは深度 37 m ~ 40 m に半固結泥岩が認められている、これは露頭で認められる見当山累層と比較して固結程度が高く、東海層群に相当する可能性が高い。

現段階では、今回の探査で得られた反射面と丘陵に露出する地層を確実に対比することは困難であるが、以上の知見から、先述した CMP No.100 において標高

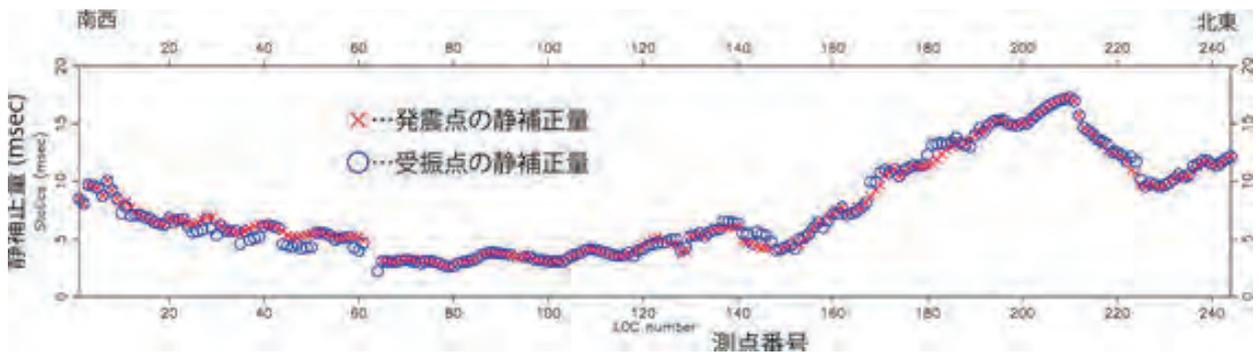
-40 m 付近から深度 1,500 m 付近に至る層準は東海層群に対比される可能性が高い。

#### 7. 調査結果のまとめと今後の課題

本調査によって、一時「垂坂断層」と認定されていた傾斜地形は活断層ではなく、幅広い南西傾斜構造の

第3表 データ処理に用いたパラメータ.  
Table 3 Examples of shot gathers.

処理名	パラメータ	設定値		備考
		GS-YTRS測線		
プレフィルタ	バンドパス フィルタ帯域	20 Hz～120 Hz		
位相補正	—	インパルスに変換するオペレータを設計し適用		
振幅回復	ゲインカーブ 算出用時間 ウィンドウ幅	25 msec		
デコンボリユー ション	自己相関演算用ゲート長	1,500 msec		タイムバリエーション
	フィルタ長	150 msec		スペクトラル
	ホワイトノイズ	1%		ホワイトニング <sup>6</sup> 等
静補正	メッシュサイズ	1 m×1 m		
	初期速度モデル	深度と共に単調増加 (100 m/s～1,200 m/s)		
	最大オフセット距離	200 m		
	再構成速度範囲	100 m/s～3,500 m/s		
	トモグラフィ繰り返し回数	80回		
	置換速度	1,500 m/s		
	標高補正用速度	1,500 m/s		
速度フィルタ	種類	<tau-p フィルタ>		
		チューブウェーブノイズを抑制するため、 1,200 m/s以下の速度を除去するように適用		
残差静補正	最大許容時間/shot量 (1回当)	適用せず		補正量を自動算出
	繰り返し算出回数	適用せず		
NMO補正	ストレッチミュート適用比率	1.75		
帯域通過フィル タ	タイムバリエーションフィルタ	0 msec～200 msec ; 20 Hz～250 Hz		マイグレーション 処理後の時間断面 に適用
		200 msec～1,100 msec ; 10 Hz～120 Hz		
		1,100 msec～ ; 5 Hz～90 Hz		



第5図 静補正量分布.  
Fig. 5 Static correction profile.

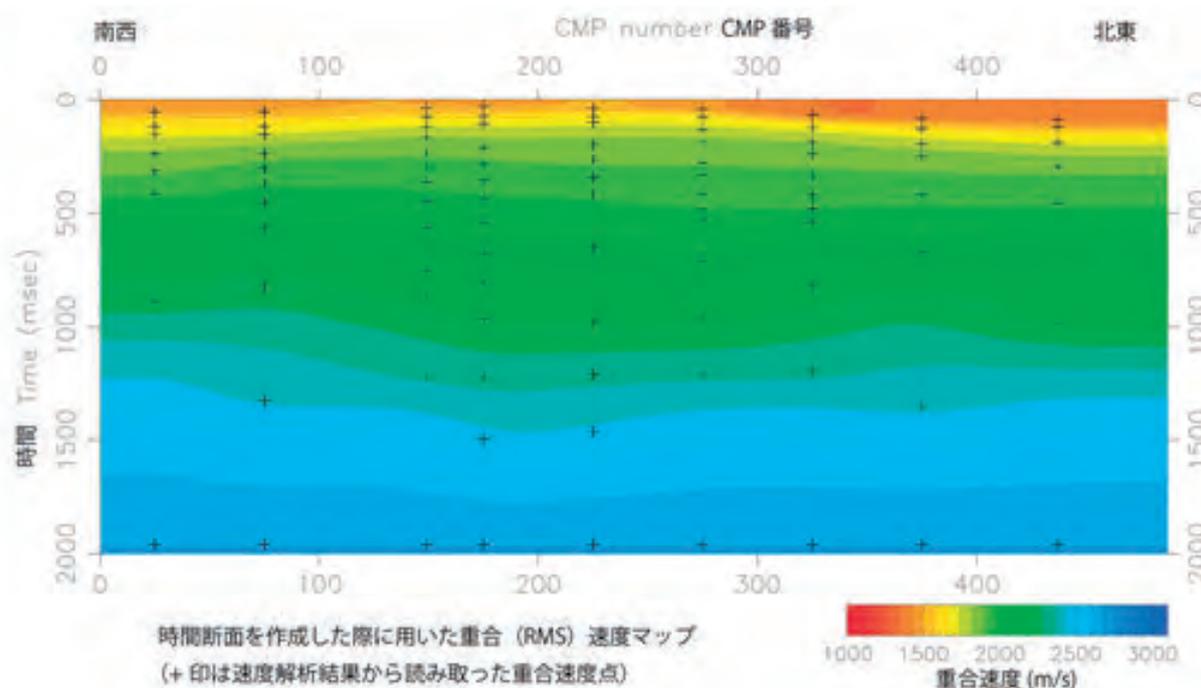
中の段丘崖であることが明らかになった。

しかし、「幅広い南西傾斜構造」は、東海層群上部以上の地層を一様に傾動させていることから、ごく最近の地質時代（おそらく第四紀後半）になって活動を開始した活傾動運動によるものであることも確かといえる。

この「幅広い傾動運動」が、どのような運動様式に

よるものか（特に地震性地殻変動によるものか、非地震性変動によるものか）を明らかにすることは、今後に残された重要な課題である。

また、この反射法地震探査では、測線北東部を中心として浅部の解像度は高くない。このため、既往ボーリング資料の検討などの調査を通じて、浅部の地質構造その年代を解明することは、「幅広い傾動運動」の活



第6図 重合速度構造図．時間断面を作成した際に用いた重合 (RMS) 速度マップ．  
Fig. 6 RMS velocity model for processing time seismic section.

動性を評価する上でも大変重要な課題である．

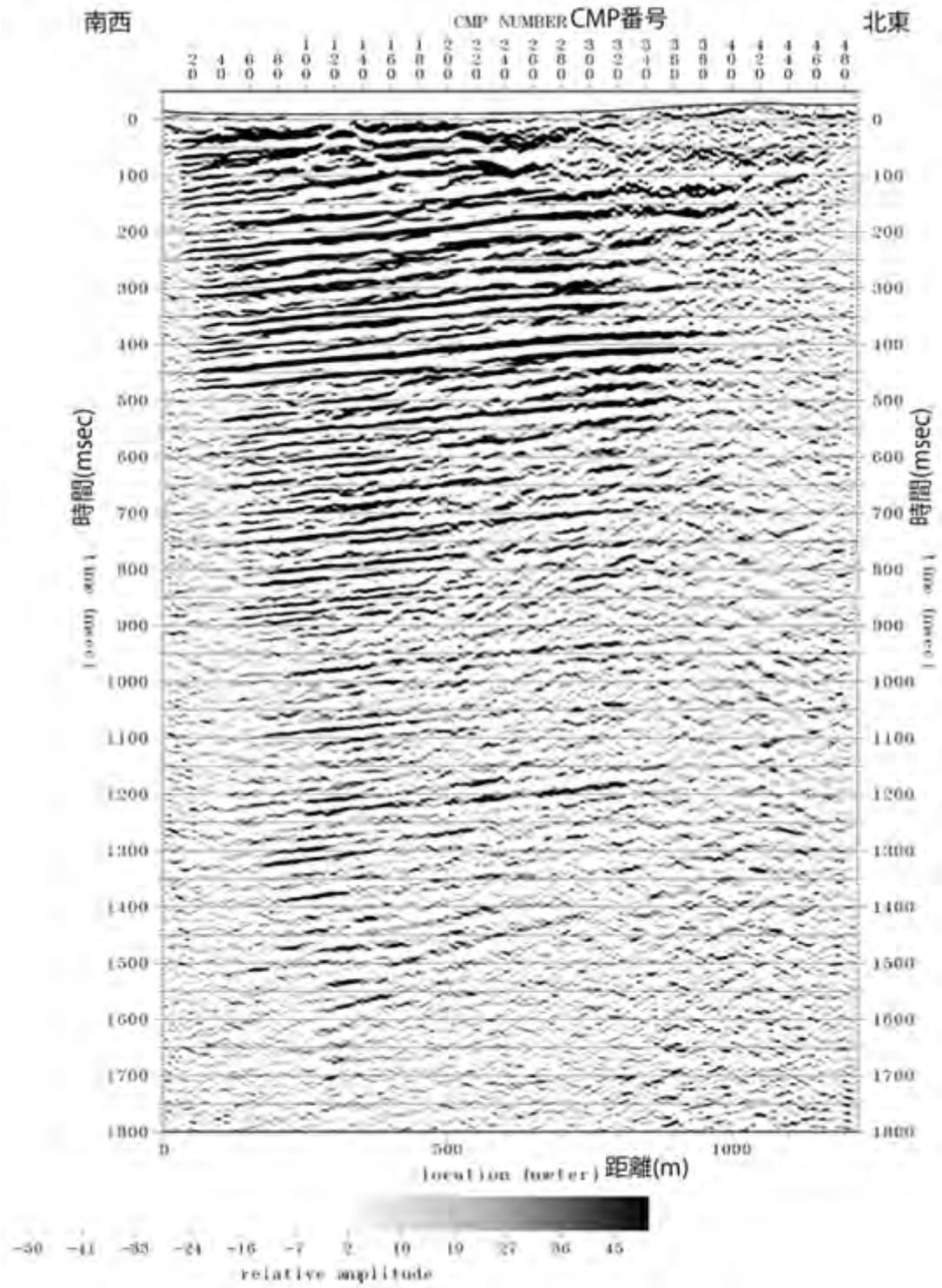
以上の課題解決を通じて、さらに当地域の地震危険性評価の精度を向上させていきたい．

**謝辞：**本調査にあたり、海蔵地区連合自治会の水谷重信会長、西阿倉川連合自治会の羽場誓司会長、松が丘地区自治会の小津誠会長には関係地域住民の皆様のご理解・ご協力をいただくために大きなご助力をいただいた。西阿倉川地区および松が丘地区の皆様には、調査にご理解・ご協力をいただいた。四日市市危機管理室の田中宏和主幹と中山宗行様・同海蔵地区市民センター田中良和館長と上杉達也副館長・同農水振興課の山中詩織様・同道路管理課の小林孝行主幹・川村茂樹様、三重県四日市建設事務所の井坂将太主事・下村沙耶主事各位からは、地元交渉や道路使用にあたって大きなご協力を賜った。四日市北警察署よりは道路使用許可などの法令許可をいただいた。以上の地元各位のご協力に心より感謝申し上げます。

## 文 献

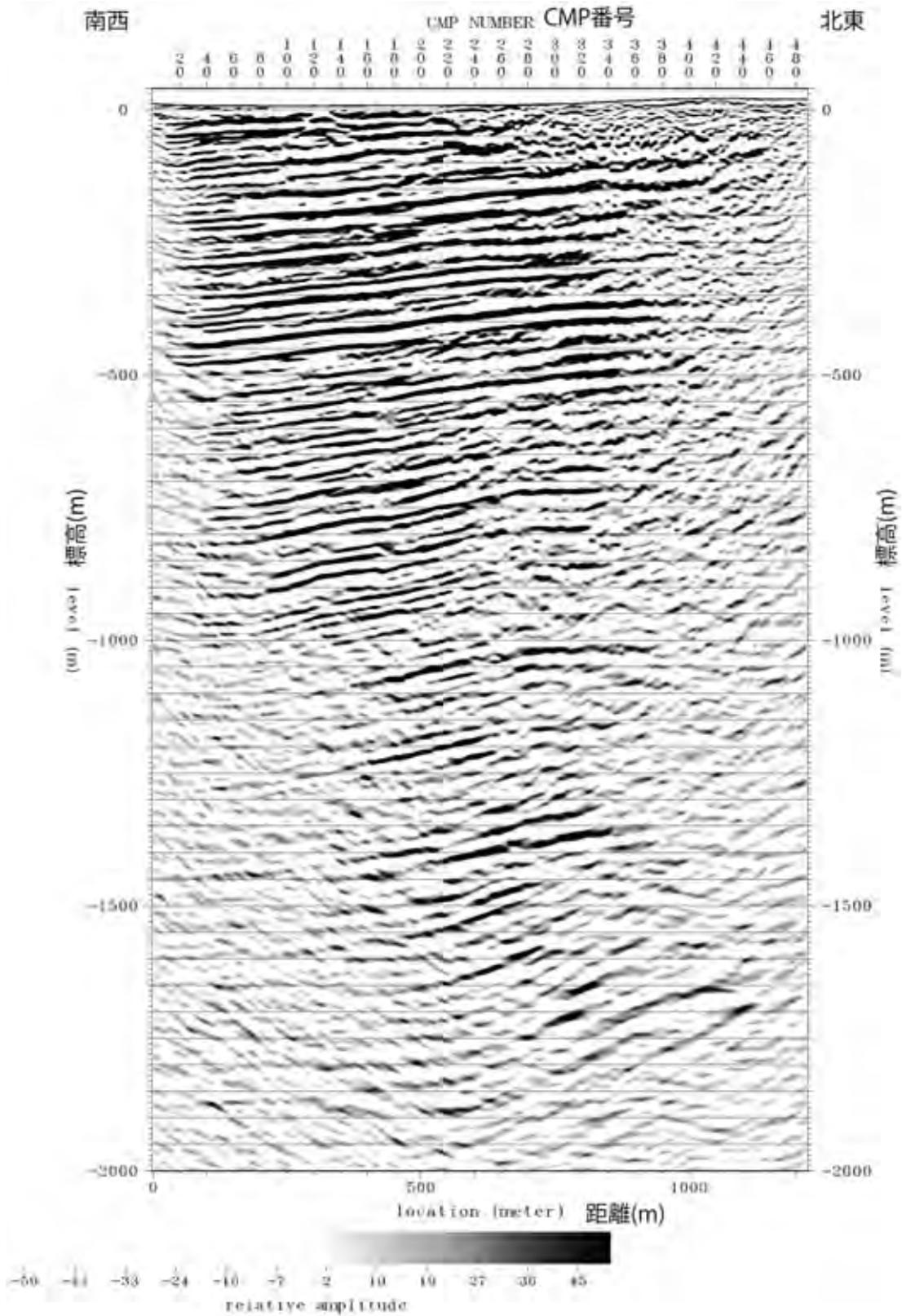
池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002) 第四紀逆断層アトラス．東京大学出版会，254p.  
今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ [新編]．東京大学出版会，フラッシュメモリ + 説明書，141p.

三重県 (2004) 平成 15 年度 伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書．【<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm>】 (2020 年 4 月 22 日閲覧)  
三重県 (2005a) 平成 16 年度 伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書．【<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm>】 (2020 年 4 月 22 日閲覧)  
三重県 (2005b) 三重県内活断層図 (北勢地域)．防災みえ.jp. 【[www.bosaimie.jp/static/X\\_MIE\\_mhc00](http://www.bosaimie.jp/static/X_MIE_mhc00)】 (2020 年 4 月 23 日閲覧)  
岡田篤正・東郷正美 (2000) 近畿の逆断層．東京大学出版会年，395p.  
鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「四日市」．国土地理院．  
鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久・岡田篤正 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「桑名」．国土地理院．  
鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久・岡田篤正・中田 高・熊原康博・後藤秀昭・杉戸信彦・廣内大助・八木浩司・池田安隆 (2010) 都市圏活断層図 伊勢平野の活断層「四日市 (第 2 版)」．国土地理院．  
吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質．地域地質研究報 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，81p.  
吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質．地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，154 p.

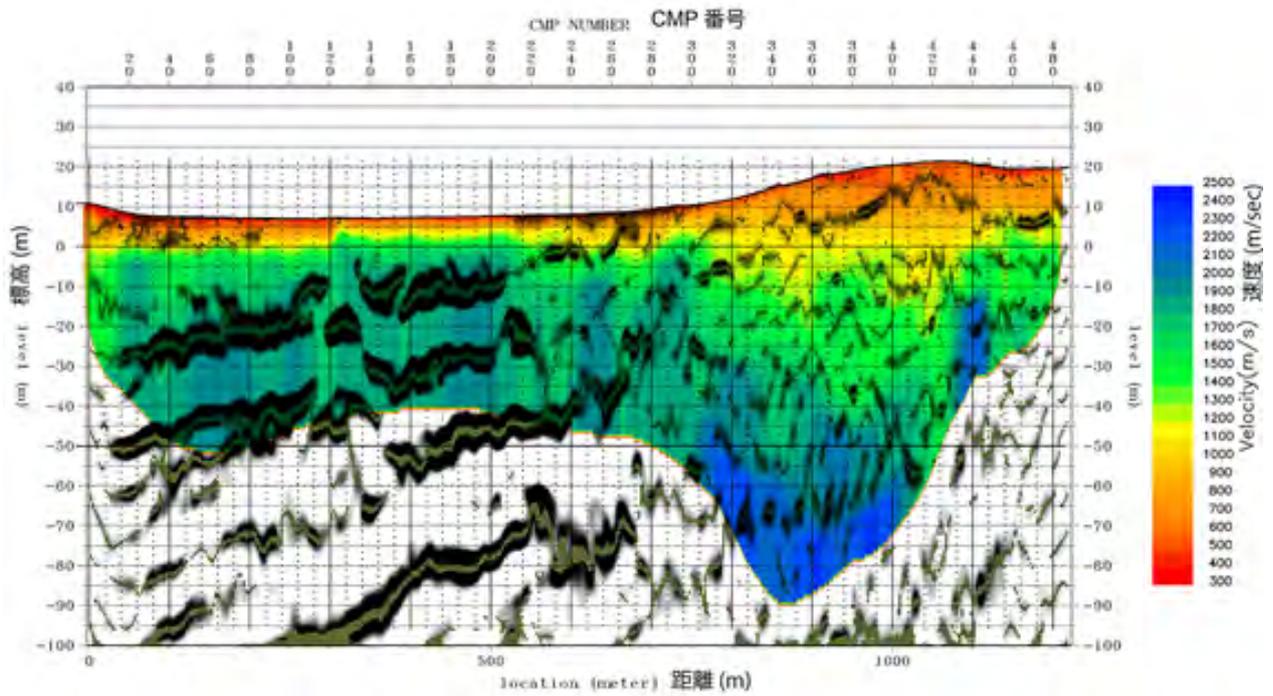


第7図 重合後時間断面図。  
Fig. 7 Time stacked seismic section.





第9図 深度断面図．縦横比は1：1。  
 Fig. 9 Depth converted seismic section.No vertical exaggeration.



第 10 図 浅部の深度断面図にトモグラフィー解析から得られた速度構造を重ねた図．縦横比は 1 : 1.  
Fig. 10 Depth converted seismic section of surface layer overlaid with tomographic velocity model.  
No vertical exaggeration.



地質調査総合センター速報 No.81

**令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告**

編 集 佐藤美子

発行日 令和2年9月3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。

