

平成 22 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 (FY2010)

脇田浩二・牧野雅彦（編）

Koji Wakita and Masahiko Makino (Editors)

平成 23 年 12 月
December 2011



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



緒 言

地質調査情報センター長 脇田浩二

平成 23 年 3 月 11 日の東日本大震災は、日本列島に住む私たちに多くの衝撃を与え、世界的にも地震や津波の被害の甚大さを強く印象づけた。東日本各地の被災地では今もがれきに埋もれた地区が多くあり、自宅や家族を津波に流された多くの被災者の方々が悲しみの中にいる。私たち地質や活断層の研究を行っている者としては、力及ばない所に多くの無念があり、その無念さこそ安全安心な社会へ向けた研究への使命を新たにしている礎になっている。私たちは、平成 20 年から平成 24 年までの 5 年計画で産業技術総合研究所の政策課題「沿岸海域の地質・活断層調査」を実施してきている。その目標こそは、日本の沿岸域の地質と活断層の実態を明らかにして、日本の安全安心に資することであった。私たちは、沿岸の海域と陸域を構造地質学・層序学・堆積学・地球物理学・地球化学・水文地質学など様々な手法で調査研究を行い、陸域から海域まで連続するシームレスな地質・活断層情報として整備することを研究目標としている。これまで、能登半島沖、新潟沿岸域と研究を進めてきて、プロジェクトの 3 年目に当たる平成 22 年度は福岡沿岸域の研究を中心に行ってきた。また、平行して北海道の石狩低地、関東平野の研究も実施してきている。

本報告には、21 件の研究成果の報告が収められている。福岡沿岸域における主な成果としては、沿岸海域の高分解能音波探査、陸棚域の改訂堆積物調査、陸域第四紀堆積物と活断層調査、陸域浅部地下構造調査、海底重力調査、浅層地盤ボーリングデータベース構築の成果が報告されている。新潟地域以外では、北海道南部における重力探査、反射方地震探査データ再処理、ボーリングコア解析やデータベース構築、関東平野における浅層地盤モデル、地下水システム、地盤の動的変形特性、地震波のモデリングと地震応答などの研究成果がある。また、より広域の研究成果としては、海溝型地震履歴解明、日本周辺海域の反射断面データベース構築、堆積平野の水理地質環境の研究報告もある。これまでの「沿岸域の地質・活断層調査研究報告」よりも、多彩な内容となっており、沿岸域の地質活断層の研究が新たなステージに到達し、次のステップへの準備を開始したことが、これらの研究報告書から読み取れる。

平成 23 年 3 月の東日本大震災は、未だに多くの人々の心に暗い影を投げかけている。我々研究者は、これまで以上に重要な責任を負って研究を遂行しなければならない。「沿岸域のシームレスな地質情報の構築は、国民の安全・安心な生活を守る防災と地盤の安全かつ効率的な利活用の見地から非常に重要である」と前報告書で述べたが、これまで以上に真摯な態度で研究し、これ以上多くの犠牲が日本でまた世界で出ることのないように、沿岸域の研究を遂行したい。その意気込みをこの報告書から読み取っていただきたい。

平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言

福岡県北部沿岸海域の高分解能音波探査

松本 弾・岡村行信 1

福岡沖陸棚域の海底堆積物

西田尚央・池原 研 13

福岡県日本海沿岸域における低活動度の活断層と平野地下の第四紀堆積物に関する地質調査

水野清秀・中村洋介・石原与四郎・田中甫脩・田辺 晋・中西利典・池田政人・細矢卓志 27

福岡市生の松原での浅部地下構造調査

加野直巳・山口和雄 41

福岡県沿岸域における海底重力調査

駒澤正夫・大熊茂雄・押田 淳 53

勇払平野周辺の活構造に関する研究の現状と問題

小松原 琢・小松原純子 63

石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査

横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 71

石狩低地東縁断層帯における重力探査

岡田真介・住田達哉・牧野雅彦・山口和雄・横倉隆伸 85

苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理

山口和雄・横倉隆伸・岡田真介 93

福岡平野と北海道石狩低地帯域の浅層地盤のボーリングデータベースの構築

木村克己・康 義英・花島裕樹 113

広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比

水野清秀・納谷友規 121

沖積層ボーリングコア GS-KSO-1（埼玉県川越市）の堆積相と堆積物物性

小松原純子 133

埼玉県川島町における反射法地震探査

伊藤 忍・山口和雄・横倉隆伸・伊東俊一郎 143

深谷断層周辺域での精密重力探査

駒澤正夫 149

関東平野における地下水システムの研究

安原正也・稲村明彦・森川徳敏・高橋 浩・宮越昭暢・牧野雅彦・塚本 齊・戸崎裕貴 151
水野清秀・Stephen B. Gingerich・林 武司・鈴木秀和・宮下雄次・藪崎志穂・鈴木裕一

関東平野沿岸域の浅層地盤モデルとその応用

木村克己・竹村貴人・関口春子・磯前陽介・石原与四郎・花島裕樹 159

埼玉県南東部における沖積層地盤の動的変形特性に関する実験的研究

竹村貴人・小田匡寛・濱本昌一郎・川本 健・赤間友哉・田井秀迪・木村克己 169

中川低地沖積層の S 波速度のモデリングと地震応答

関口春子・吉田邦一・木村克己 181

海溝型地震履歴解明の研究

穴倉正展・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一 189

日本周辺海域の反射断面データベース構築

佐藤智之・岡村行信・井上卓彦・荒井晃作 205

堆積平野の水理地質環境

内田洋平・吉岡真弓・町田 功・井川怜欧・越谷 賢・丸井敦尚・丸谷 薫 209
徳永貴大・利部 慎・嶋田 純・阿部博昭・近藤昭彦

Annual Report of Investigation Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2010)

Contents

Preface

| | |
|---|-----|
| High resolution seismic survey in the coastal sea area, northern Fukuoka. Dan Matsumoto and Yukinobu Okamura | 1 |
| Sedimentology and stratigraphy of shelf deposits off Fukuoka, Southwest Japan Naohisa Nishida and Ken Ikehara | 13 |
| Geological investigation of the low-activity faults and Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the Japan Sea, Fukuoka Prefecture, western Japan. Kiyohide Mizuno, Yosuke Nakamura, Yoshiro Ishihara, Masanobu Tanaka, Susumu Tanabe, Toshimichi Nakanishi, Masato Ikeda and Takashi Hosoya | 27 |
| Shallow seismic reflection survey at Ikinomatsubara area, Fukuoka City. Naomi Kano and Kazuo Yamaguchi..... | 41 |
| Sea Floor Gravity Survey of Coastal Area of Fukuoka Prefecture. Masao Komazawa, Shigeo Okuma and Atsushi Oshida | 53 |
| A review on former researches for active structures around Yuhutsu plain, central Hokkaido. Taku Komatsubara and Junko Komatsubara | 63 |
| Seismic Reflection Survey across the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan. Takanobu Yokokura, Kazuo Yamaguchi and Shinsuke Okada | 71 |
| Gravity Survey across the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Hokkaido. Shinsuke Okada, Tatsuya Sumita, Masahiko Makino, Kazuo Yamaguchi and Takanobu Yokokura | 85 |
| Re-processing of offshore and onshore seismic reflection survey data around Tomakomai, Hokkaido, Japan Kazuo Yamaguchi, Takanobu Yokokura and Shinsuke Okada | 93 |
| Borehole log database for shallow-level ground in the Fukuoka Plain and the Ishikari Lowland area Katsumi Kimura, Yoshihide Kou and Yuki Hanashima | 113 |
| Correlation of drilling cores in the central Kanto Plain, based on correlation of widespread tephras and recognition of marine horizons. Kiyohide Mizuno and Tomonori Naya..... | 121 |
| Sedimentary facies and physical/chemical properties of the latest Pleistocene to Holocene sediment core (GS-KSO-1) in the Arakawa Lowland, Kawagoe City, central Japan Junko Komatsubara | 133 |
| Seismic Reflection Survey at Kawajima, Saitama. Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi, Takanobu Yokokura and Shun'ichiro Ito | 143 |
| Precise gravity survey around Fukaya fault Masao Komazawa | 149 |

| | |
|--|-----|
| A study on groundwater system in the Kanto Plain, central Japan. Masaya Yasuhara, Akihiko Inamura, Noritoshi Morikawa, Hiroshi Takahashi, Akinobu Miyakoshi, Masahiko Makino, Hitoshi Tsukamoto, Yuki Tosaki, Kiyohide Mizuno, Stephen B. Gingerich, Takeshi Hayashi, Hidekazu Suzuki, Yuji Miyashita, Shiho Yabusaki and Yuichi Suzuki | 151 |
| Geologic model of shallow-ground and its application in the Kanto Plain Katsumi Kimura, Takato Takemura, Haruko Sekiguchi, Yosuke Isomae, Yoshiro Ishihara and Yuki Hanashima | 159 |
| Experimental study of Dynamic Deformation Characteristics of alluvial clayey soils in the southeast of Saitama prefecture, central Japan. Takato Takemura, Masanobu Oda, Shoichiro Hamamoto, Ken Kawamoto, Tomoya Akama, Hidemichi Tai and Katsumi Kimura | 169 |
| About Vs modeling and seismic response of the Chuseki-so in the Nakagawa Lowland, Kanto Plain. Haruko Sekiguchi, Kunikazu Yoshida and Katsumi Kimura | 181 |
| Study of subduction zone paleoearthquakes. Masanobu Shishikura, Yuki Sawai, Shigehiro Fujino and Yuichi Namegaya | 189 |
| Construction of database of seismic profiles around Japan. Tomoyuki Sato, Yukinobu Okamura, Takahiko Inoue and Kohsaku Arai | 205 |
| Hydrogeological environment in the sedimentary basin. Youhei Uchida, Mayumi Yoshioka, Isao Machida, Reo Ikawa, Masaru Koshigai, Atsunao Marui, Kaoru Marutani, Takahiro Tokunaga, Makoto Kagabu, Jun Shimada, Hiroaki Abe and Akihiko Kondo | 209 |

福岡県北部沿岸海域の高分解能音波探査

High resolution seismic survey in the coastal sea area, northern Fukuoka.

松本 弾^{1*}・岡村行信²

Dan Matsumoto^{1*} and Yukinobu Okamura²

Abstract: Boomer seismic survey was conducted in the coastal sea area, northern Fukuoka to compile geological map of this area. We used high frequency of the acoustic source (boomer) and multi-channel (12 and 24 channel) streamer, and obtained high-resolution seismic profile of offshore geological structures. The survey area is about 50 km along the coast (northeast-southwest) and 30 km perpendicular to the coast (northwest-southeast). The survey lines were set in a grid over the survey area, and the total length of the lines were about 850 km. In addition, Watergun seismic survey with 24-channel streamer was conducted along about 80 km long lines over the source area of the 2005 Fukuokaken-Seiho-Oki earthquake. These surveys show that this area is underlain by Cretaceous volcanic rocks, Cretaceous Kwanmon Group, Eocene to Oligocene sediments, Tertiary volcanic rocks, Pleistocene sediments and Holocene sediments in ascending order. Some active faults were identified on the seismic profiles near the source fault of the 2005 earthquake, though they are not always clear.

Keywords: Seismic survey, Boomer, Watergun, Coastal area, Kego Fault, Fukuoka

1. はじめに

産業技術総合研究所では従来地質情報の空白域であった沿岸海域の地質情報を整備するために、2008 年から沿岸海域の音波探査による地質構造調査を行っている。その一環としてこれまで能登半島北岸沿岸海域(2008 年度実施; 岡村ほか, 2009b), 新潟県北部沿岸海域(2009 年度実施; 井上・岡村, 2010)において沿岸海域の音波探査が行われてきた。2010 年度は福岡県北部沿岸の地質情報のシームレス統合化を目的として、本海域の地質層序、活断層の分布と構造等を明らかにするため、高分解能マルチチャンネル音波探査を行った。本調査海域西部の博多湾沖には断層が分布していることが知られており(海上保安庁水路部, 1996), これが福岡市内を走る警固断層の北西延長部である可能性が指摘されている。また 2005 年の福岡県西方沖地震は博多湾沖を震源域として発生している(Uehira et al., 2006)。調査ではブーマーを音源とするショートマルチチャンネル(村上ほか, 2004)とウォーターガンを音源とするマルチチャンネル音波探

査装置を使用した。本海域でこれまでに行われている音波探査は 2000 トン近い大型調査船を用いていたため、水深約 50m 以浅の沿岸域は未調査であった。また大型調査船で用いられる音源は高分解能音波探査には適さないエアガンであるため、活断層の海底近傍の構造は不明瞭であり、その活動度評価は困難であった。本調査では小型船舶を用いたことにより、海岸線から 30km 沖合の水深 70m 付近までの海域において、高分解能音波探査を行うことができた。本報告では、この音波探査により明らかになった調査海域の地質層序区分と地質構造の特徴について述べる。

2. 調査内容

2.1 調査方法

調査は福岡県の糸島半島東側から遠賀川沖合の北東-南西方向に約 50km, 北西-南東方向に約 30km の、水深がおおよそ 70m 以浅の範囲である。調査は川崎地質株式会社に委託し、2010 年 8 月 18 日~8 月 20 日および 9 月 1 日~11 月 7 日に実施した。

この調査では、調査海域全体の断層の分布・構造や、

* Correspondence

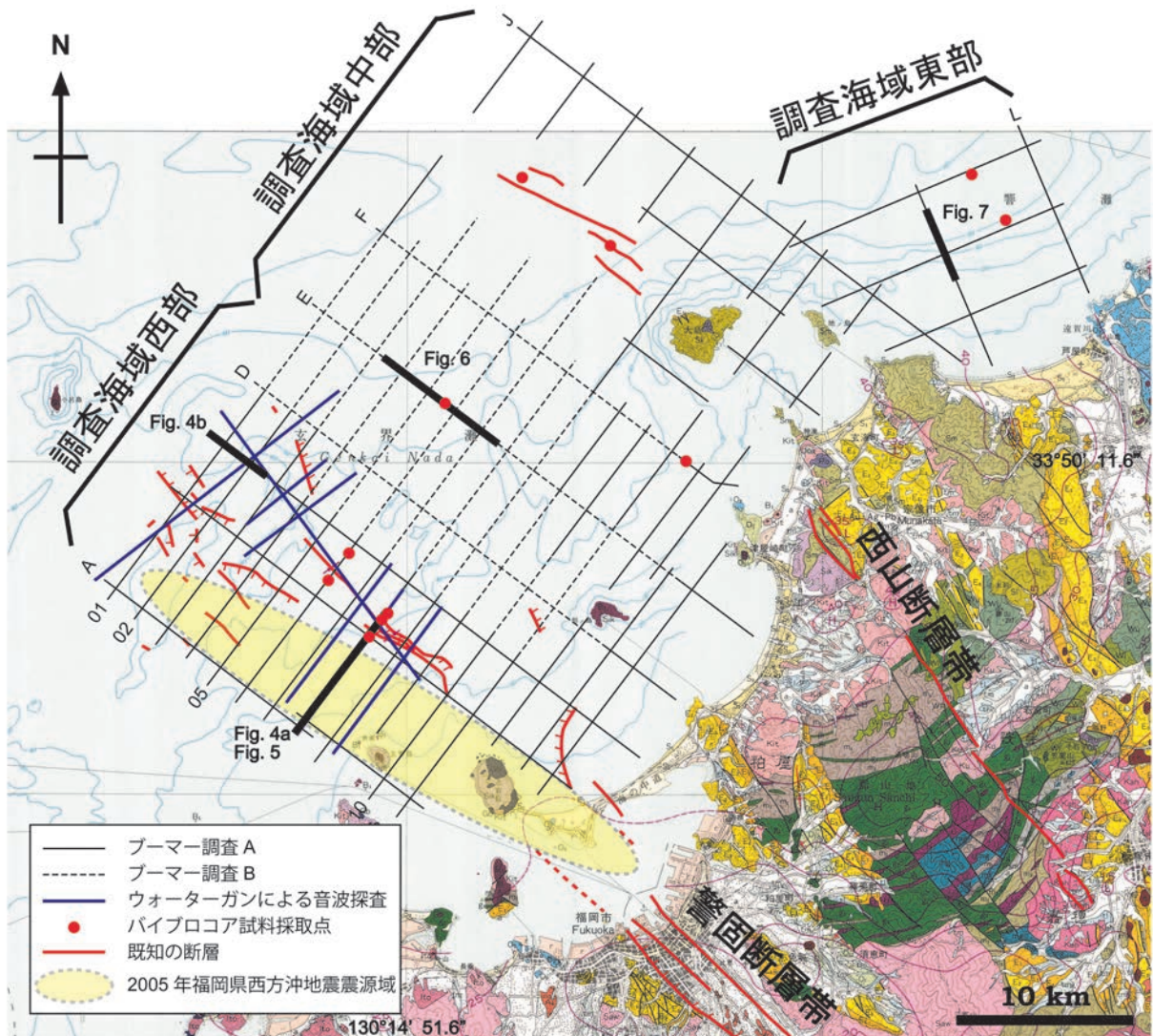
¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

比較的新しい時代の堆積物中に見られる地質構造をより高解像度で明らかにするためにブーマー音源のショートマルチチャンネル音波探査を主とし、海底近傍から海底下 100m 付近までの高分解能反射断面を得ることを目的とした。さらに 2005 年福岡県西方沖地震の震源域や、福岡市街に分布する警固断層の北西延長部と考えられている博多湾沖の断層が分布する海域では、断層のより深い部分の構造を明らかにすることを目的としてウォーターガン音源のロングマルチチャンネル音波探査を行った。音波探査の測線長はブーマー音波探査が 851.9km であり、ウォーターガン音波探査が 81.5km である (第 1 図)。

2.1.1 ブーマーによる音波探査

ブーマーによる音波探査測線は調査海域全体に配置した。特に遠賀川沖合周辺を除いた海域では海岸線に平行な北東-南西方向の測線と、海岸線に直交する北西-南東方向の測線を格子状に配置した (第 1 図)。遠賀川沖合周辺では東北東-西南西方向に 3 測線、北北西-南南東方向に 2 測線を配置した (第 1 図)。なお、大島北西沖の海域は、西山断層帯海域部の調査を目的とした音波探査が行われ (阿部ほか, 2010), その調査データを使用できることから本調査の測線は設定しなかった。これらのブーマーによる音波探査測線は、以下に述べるとおりブーマー調査 A とブーマー調査 B



第 1 図 2010 年に実施した福岡県北部沿岸海域の音波探査の調査測線。青線はウォーターガンによる音波探査測線、黒線はブーマーによる音波探査測線を示す。太線で示した測線の反射断面図を第 4 図～第 7 図で示している。博多湾沖の黄色の範囲は 2005 年福岡県西方沖地震の震源域のおおよその範囲を示す。陸域の地質図は 20 万分の 1 地質図「福岡」(久保ほか, 1993) を一部編集した。

Fig.1 Seismic profiling survey areas of the northern offshore of Fukuoka. Seismic survey lines are indicated by blue (watergun) and black (boomer) lines. Seismic profiles along the bold lines are shown in Figs. 4-7. Cream-colored area roughly indicates source areas of 2005 Fukuokaken-Seiho-Oki earthquake. Geological map (land area) is modified after Geological Map, 1:200,000, Fukuoka (Geological Survey of Japan, 1993).

という異なる2つの方法に分けて測定を実施した(第2図)。

ブーマー調査Aは小型船「きりしま」(第3図a)を用いて2010年9月1日より11月7日まで行った。ブーマー調査Aの測線長は559.4kmである(第1図)。AAE社製ブーマー(音源200J)を用い、12chストリーマーを用いて反射記録データの収録(収録長400ms)を行った(第2図)。チャンネル間隔・発振間隔ともに2.5mで音波探査を実施することにより、6チャンネル分の共通反射点を有する重合反射断面を得た(第2図)。

ブーマー調査Bは小型船「あきづき」(第3図b)を用いて2010年10月4日より11月6日まで行った。ブーマー調査Bの測線長は292.5kmである(第1図)。AAE社製ブーマー(音源200J)を用い、24chストリーマーを用いて反射記録データの収録(収録長400ms)を行った(第2図)。ただし19チャンネル(1chがニアチャンネル)は船位測定用のイベント信号の記録を行ったため、残りの23チャンネルで反射データの記録を行った。チャンネル間隔は3.125mであり、1秒間隔で発振を行った。1秒間に1.56m(チャンネル間隔の約半分の距離)進むように船速を調整して音波探査を実施することにより、23チャンネル分の共

通反射点を有する重合反射断面を得た(第2図)。

2.1.2 ウォーターガンによる音波探査

ウォーターガンによる音波探査は、博多湾沖の2005年福岡県西方沖地震の震源域周辺に集中的に配置した。断層が北西-南東方向に発達することから、断層を横切る北東-南西方向に6測線、断層に沿う北西-南東方向に1測線を配置した(第1図)。

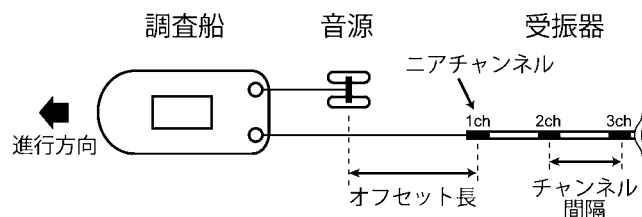
ウォーターガンを音源とする音波探査は2010年8月1日から8月20日まで行われた。調査船「挑洋丸」(第3図c)を使用して測線長81.5kmの調査を行った(第1図)。Sercel社製S-15型ウォーターガン(発振容量15inch³)を音源とし、24chのストリーマーカーケーブルを用いて収録した。チャンネル間隔・発振間隔ともに12.5mで音波探査を実施することにより、12チャンネル分の共通反射点を有する重合反射断面を得た(第2図)。

2.2 データ処理方法

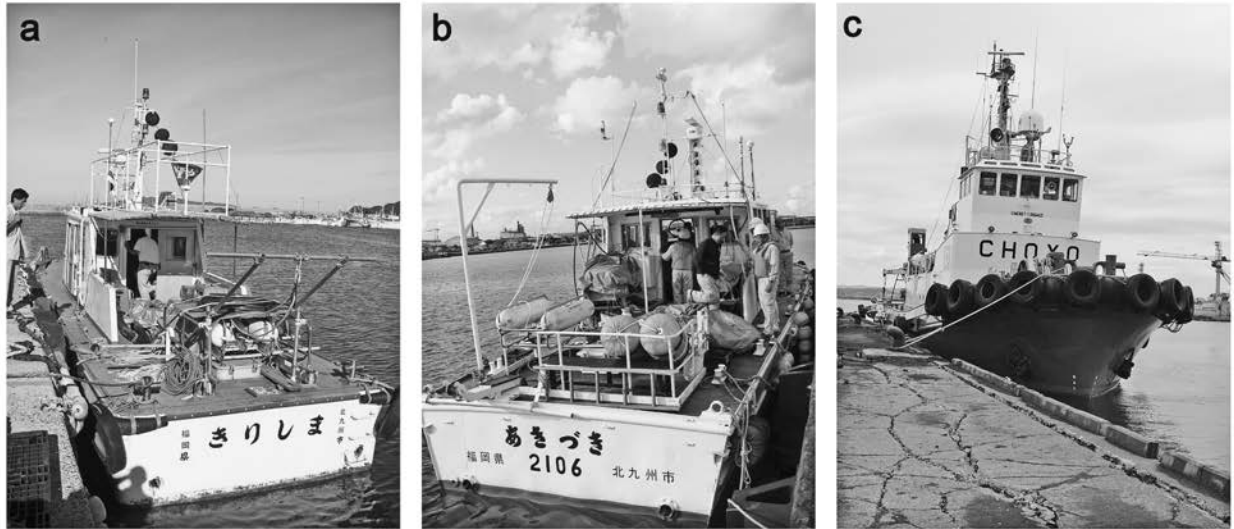
調査で得られた反射音はデジタル収録を行い、SEG-Yファイルで保存した。このデジタルデータはParallel Geoscience社製の音波探査処理アプリケーションSeismic Processing Workshop (SPW)を用いて以下の処理を行った。はじめに得られた信号のデータ

| | ブーマー調査A | ブーマー調査B | ウォーターガン調査 |
|-----------|------------|------------|------------------------------|
| 調査船 | きりしま | あきづき | 挑洋丸 |
| 音源 | ブーマー 200 J | ブーマー 200 J | ウォーターガン 15 inch ³ |
| 発振間隔 | 2.5 m | 1 s 注1) | 12.5 m |
| チャンネル数 | 12 ch | 24 ch | 24 ch |
| チャンネル間隔 | 2.5 m | 3.125 m | 12.5 m |
| オフセット長 | 5.0 m | 6.3m | 25 m |
| 収録長 | 0.4 s | 0.4 s | 2.05 s |
| サンプリングレート | 0.125 ms | 0.125 ms | 0.5 ms |
| 重合数 | 6 重合 | 23 重合 | 12 重合 |

注1) 1秒間におよそ1.56m進むように船速を調整



第2図 福岡県北部沿岸海域の音波探査測定パラメータ。
Fig.2 Measurement parameters in this seismic survey.



第 3 図 艦装した調査船の写真。(a) 調査船「きりしま」、(b) 調査船「あきづき」、(c) 調査船「挑洋丸」。

Fig.3 Photographs of research vessels. (a) Research vessel Kirishima, (b) Research vessel Akiduki, (c) Research vessel Choyomaru.

セットに適切なジオメトリーを設定後、海面から海底面までのノイズ信号の除去（ミュート処理）を行った。次にバンドパスフィルタを適用してノイズを抑制し、波形処理（デコンボリューション、振幅補償）を行った。その後音波の速度解析を行い、それに基づいた NMO 補正を行った。最後に共通反射点（CMP）ごとに編集を行い、重合反射断面を作成した。測線によっては重合後、適宜波浪の影響を除去するフィルタを適用した。

3. 調査海域周辺の地質

20 万分の 1 地質図「福岡」（久保ほか，1993）によると，調査海域周辺の陸域沿岸部では主に中生代から第四紀までの火成岩類と堆積層が分布する（第 1 表）。中生代の花崗岩を中心とした火成岩類は糸島半島から福津市にかけて広く分布する。また中生代の関門層群は神湊や大島周辺に分布する。これらの基盤の上に福岡市から遠賀川河口周辺にかけて始新世の宗像層群や漸新世の大辻層群・芦屋層群・姪浜層群が覆う。また福岡市など一部の沿岸部では第四紀の段丘堆積物や沖積層が発達する。また調査海域内に存在する島（玄界島・小呂島・相島など）は主に中生代の花崗岩や新生代の玄武岩といった火成岩類からなる。

調査海域の沖合の大陸棚海域では井上（1982）によって海域地質層序が取りまとめられているが，沿岸周辺では海洋地質図が未刊行のため調査海域全域の地質層序は十分に確立されていない。ここでは調査海域東部にあたる大島周辺から北九州にかけての層序は 5

万分の 1 沿岸の海の基本図「白島」（海上保安庁水路部，1983）を，西部にあたる糸島半島から壱岐島南沖にかけての層序は 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「壱岐南部」（海上保安庁水路部，1982）及び玄海原子力発電所敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造（九州電力，2009）の資料を用いて海域層序の概略を説明する（第 1 表）。海上保安庁水路部（1983）によると，調査海域東部にあたる大島から北九州にかけての海域では白亜紀の火成岩類（VIIs）のほかに，大きく分けて白亜紀の関門層群（VIs），始新世の宗像層群（Vs），漸新世の芦屋層群（IVs）に対比される堆積層が分布し，さらに更新世の 2 つの堆積層（IIIs・IIs）と完新世の堆積層（Is）が認識されている（第 1 表）。また九州電力（2009）によると，調査海域西部にあたる糸島半島周辺から壱岐南部にかけては，中・古生代の火成岩類（G），中新世～更新世の火山岩類（V1・V2）に加えて，大きく分けて漸新世～前期更新世にかけて 3 つの堆積層（C1-1～C1-3），更新世に 4 つの堆積層（B1～B4），完新世に 1 つの堆積層（A）が認識されている（第 1 表）。さらに海上保安庁水路部（1982）によると，調査海域の北西沖にあたる海域では中新世の火山岩類（VII）や鮮新世～更新世の火山岩類（VIII）に加えて，漸新世（VI），中新世（IVD），鮮新世～更新世前期（III I），更新世後期（II I），完新世（I I）の 5 つの堆積層が認識されている。

調査海域周辺では，警固断層帯や西山断層帯といった北西-南東方向の走向を持ち左横ずれを主体とする断層が発達する。陸域における警固断層帯は福岡市街

第 1 表 調査海域周辺の陸域と海域の地質層序.

Table 1 Stratigraphy of the land and offshore area around the survey area.

| 地質時代 | 陸域層序 | | 調査海域東部 | | 調査海域西部 | | 大陸棚海域 | | 本調査 | | | | |
|------|------|----------------------|--------------------|------------------------------------|------------------|--------------------|------------------|-----|----------------|------------------------------------|-----------------|----------------|-----|
| | 堆積岩類 | その他 | 海上保安庁 水路部(1983) | 阿部ほか (2010) | 九州電力 (2009) | 海上保安庁 水路部(1982) | 井上 (1982) | | | | | | |
| 第四紀 | 完新世 | (沖積層) | I _s | A | A | I ₁ | A層 | D層群 | A | | | | |
| | 更新世 | (段丘堆積物) | II _s | B ₁ | B ₁ | II ₁ | B層 | | B | B | | | |
| | | | III _s | B ₂ | B ₂ | | | | | | VI ₁ | | |
| | | | | B ₃ | B ₃ | | | | | | | | |
| 第三紀 | 鮮新世 | | | C ₁ | C ₁₋₁ | III ₁ | C層 | X層群 | E | | | | |
| | | | | 中新世 | | C ₂ | C ₁₋₂ | | | IV ₁ | IV層 | | |
| | 漸新世 | 姪浜層群 芦屋層群 大辻層群 | IV _s | | | D ₁ | C ₃ | | V ₁ | D層 | C | | |
| | | | | 始新世 | 宗像層群 | | | | | V _s | | D ₂ | K層群 |
| | | | | | | | | | | VI _s / VII _s | | E | G |
| | 中生代 | 関門層群 | 火成岩類 | VI _s / VII _s | E | G | | | 音響基盤 | D / F | | | |
| | 古生代 | 呼野層群 | 変成岩類 | | | | | | | | | | |

地から筑紫野市にかけて分布するおよそ 20km 伸びる活断層であり西側が相対的に隆起する左横ずれ断層である(中田・今泉, 2002). 海域においては, 海上保安庁水路部(1996)や岩淵ほか(1998), 岡村ほか(2009a)によって警固断層の北西延長部と考えられる断層が博多湾内や博多湾沖で認識されている. 警固断層帯の活動履歴については, 陸域(たとえば宮下ほか, 2007), 海域(岡村ほか, 2009a)などの研究で調査が行われており, どちらも 1 万年前以降少なくとも 2 回の活動があったことが報告されている.

陸域における西山断層帯は福津市・宗像市周辺におよそ 29km にわたって分布する左横ずれ型の活断層である(活断層研究会, 1991). 海域においては, 岩淵(1996)や海上保安庁水路部(1996)が大島北西沖に断層構造を報告している. この海域では阿部ほか(2010)が測線密度の高い音波探査を行い, 海域延長部の少なくとも一部は最終氷期最盛期以降に活動していることを明らかにした. また海上保安庁海洋情報部(2010)は同じ海域において海底地形調査を行い, 海底面に横ずれ断層の運動に伴って圧縮性屈曲部に形成したと考えられる高まり地形が北西-南東方向に伸びて発達していることを明らかにした.

4. 調査結果

本調査で行った音波探査では, ブーマーでは最大で海底下 70m まで, ウォーターガンでは海底下 350m までの地質構造を認識することができた. 調査海域で確認された地質は, 分布や内部の地質構造, 層序関係

に基づいて上位から順に A~F までの 6 つに区分した(第 1 表). 以下に各層の特徴を述べるとともに, 海上保安庁水路部(1983)や阿部(2010), 九州電力(2009)による反射断面記録と解釈を参考に, A~F 層の各層と陸域層序との対比を行った. なお, 反射断面の深度は水中・堆積物中での音波速度を 1500m/s と仮定して算出した.

A 層は海底面直下に累重する層であり, 調査海域のほぼ全域に広く分布する. 層厚は最大で 5m と非常に薄い. A 層内部にはほとんど反射面がみられないが, まれに海底面とほぼ平行な弱い反射面がみられることがある. A 層の基底は不規則に波打つ浸食面である. A 層は調査海域全域で多くの場合 B 層を浸食的に覆うが, 一部では C 層・D 層・E 層を浸食的に覆うことがある. A 層は最終氷期最盛期(LGM)以降の完新世の堆積物と考えられる.

B 層は内部にコントラストの強い明瞭な反射面がみられる層である. 反射面は海底面とほぼ平行であることが多いが, まれに緩く斜交する構造がみられることがある. また地形的な窪みを埋積している箇所では海底面に対し緩く斜交することがある. B 層は下位の C 層・D 層・E 層を浸食的に覆う. B 層は調査海域の東~中部では比較的厚く, 層厚が 30m 程度に達する箇所もあるが, 西部では局所的に B 層が厚く成層している箇所を除くと層厚は薄く, 欠落している場所もある. B 層は更新世の堆積物と考えられる.

C 層は内部に不明瞭な反射面がみられる層である. C 層は主に調査海域の東部~中部にかけて分布する.

C 層は少なくとも 50m 以上の層厚があり、海底面に
対し 5~10 度傾斜した反射面を示す場所や、背斜構
造を示す場所がある。C 層は始新世~漸新世の堆積岩
(宗像層群・大辻層群・芦屋層群相当層)と考えられる。

D 層は内部の反射面がほとんど認められない層で
あり、調査海域の音響基盤をなす層の 1 つである。D
層は主に調査海域の東部~中部に分布し、海域内のと
ころどころに背斜状の高まりを形成する。このことか
ら、D 層は内部の構造が不明ながら褶曲を被っている
可能性がある。D 層は中生代の堆積岩(関門層群相当
層)と考えられる。

E 層は内部に反射面が認められない層であり、調査
海域の音響基盤をなす層の 1 つである。E 層は相島や
玄界島などのごく近傍に分布し地形的な高まりを形成
していることから、これらの島を構成する鮮新世~完
新世の玄武岩を主体とした火山岩類と考えられる。

F 層は内部に反射面が認められない層であり、調査
海域の音響基盤をなす層の 1 つである。E 層は主に調
査海域の西部に分布し、比較的水平的な地形を形成す
る。E 層は中生代の花崗岩を主体とした火山岩類と考え
られる。

調査で得られた反射断面から、調査海域の西部・中
部・東部で地質構造や層序の特徴が異なることが明ら
かとなった。ここでは調査海域を西部・中部・東部の
3 つに区分し(第 1 図)、ブーマー音波探査による反
射断面をもとに、それぞれの海域ごとに海底地質層序
の解釈と地質構造の特徴を述べる。

4.1 調査海域西部

調査海域西部は、糸島半島のすぐ東側から、2005
年福岡県西方沖地震の震源域や博多湾沖の断層が分布
する海域までの範囲である(第 1 図)。玄界島の周辺
では、内部の反射面が認められない音響基盤(E 層)
が局所的に分布する。糸島半島に近い海域では、水
深 40m 程度の海底直下に内部の反射面が認識できな
い音響基盤(F 層)が水平に広く分布し、その上を覆
う A 層は極めて薄く厚さ数 m 以下である(第 4 図 a)。
ただし博多湾沖の断層が分布する海域では、北東-南
西の反射断面においてはフラワー構造を形成する数本
の断層に挟まれた部分で局地的に V 字状に B 層が厚
く堆積し、その上を A 層が薄く覆う(第 4 図 a)。ま
た同様の堆積様式が北西-南東方向の反射断面におい
ても確認できる(第 4 図 b)。このような場所では最
大で海底下約 70m の深さまで内部の構造が認識でき

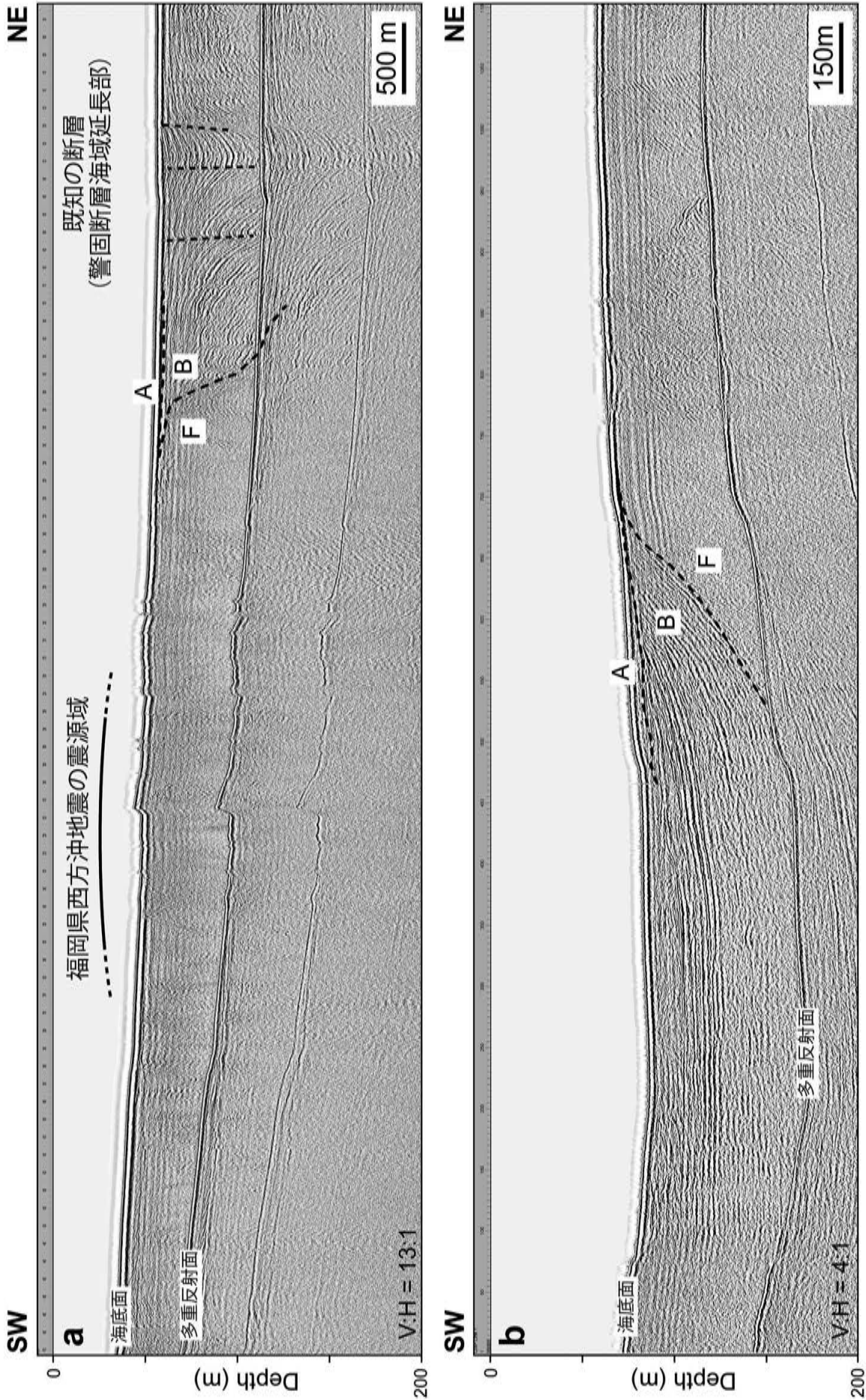
る。このようなフラワー構造は横ずれ断層に伴って中
央部が落ち込むことで形成したものと考えられる。

2005 年福岡県西方沖地震の震源域には、海底面直
下に火山岩類からなると考えられる音響基盤(F 層)
が分布しており、反射断面において地震に関連する明
瞭な地質構造は認識できない。博多湾沖の断層が分布
する海域では北西-南東方向に延びる断層構造が数本
見られた。たとえば北東-南西方向の測線 08 断面では、
フラワー構造中央部の凹部の東側に最大落差 20m 程
度の断層がみられ、西側にはやや落差の小さい断層
が 2 本認識された(第 4 図 a)。これらの断層の一部
は海底下浅部の完新世の堆積層まで変位を及ぼしてい
るものがあることから、最終氷期以降に活動履歴のあ
る活断層であると考えられる。この測線上の断層周辺
ではパイプロコアラールによる採泥調査が行われてお
り(第 1 図;西田・池原, 2011)、今後年代測定などの
調査が進めば断層の活動度を明らかにできる可能性が
ある。

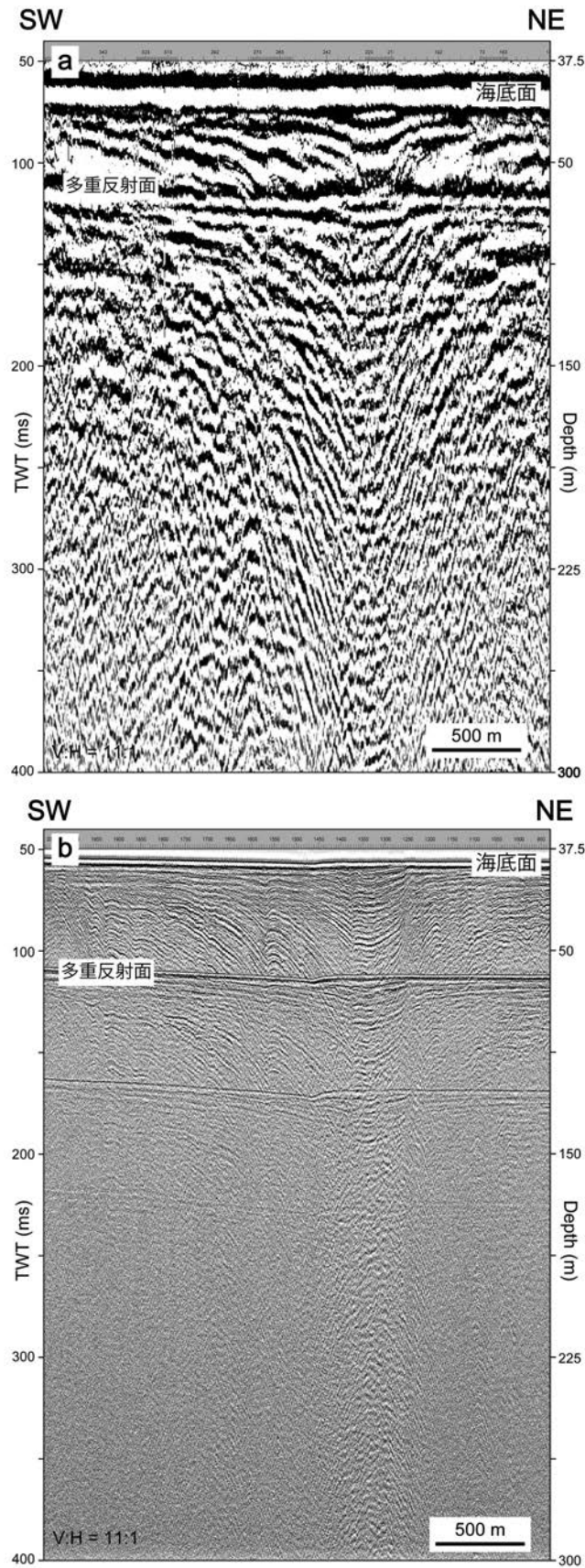
この海域ではブーマー音波探査に加え、ウォータ
ーガン音波探査も実施した。ウォーターガン音波探査
の測線 W4 と「きりしま」によるブーマー音波探査
測線 08 はともに北東-南西方向に伸びほぼ平行であ
り、お互いは最大で 50m 程度の乖離である。したが
ってほぼ同じ海底下の反射断面を得たと考えられるた
め、両者の分解能の比較を行った(第 5 図)。反射断
面における反射面の間隔はウォーターガンでは最小で
10m 程度であるのに対し、ブーマーでは最小で 1m
程度である。したがってブーマーのほうが垂直方向に
最大で 10 倍高分解能であるといえる。一方、今回の
調査ではウォーターガンは最も深いところで海底下約
150m までの構造が認識できるが、ブーマーでは海底
下約 70m までの構造しか認識することができなかった。

4.2 調査海域中部

調査海域中部は博多湾沖の断層よりも東側で、大島
周辺までの範囲である(第 1 図)。相島周辺では内部
の反射面が認められない音響基盤(E 層)が局所的に
分布する。この海域内では海底のところどころに、内
部の反射面が不明瞭な C 層の高まりが分布する。そ
の間の凹地には内部に明瞭な反射面がみられる B 層
が発達し、その上を A 層が薄く覆っている(第 6 図)。
B 層の層厚は最も厚いところで 30m に達する。一方、
高まりを形成する C 層は内部の構造がほとんど認識

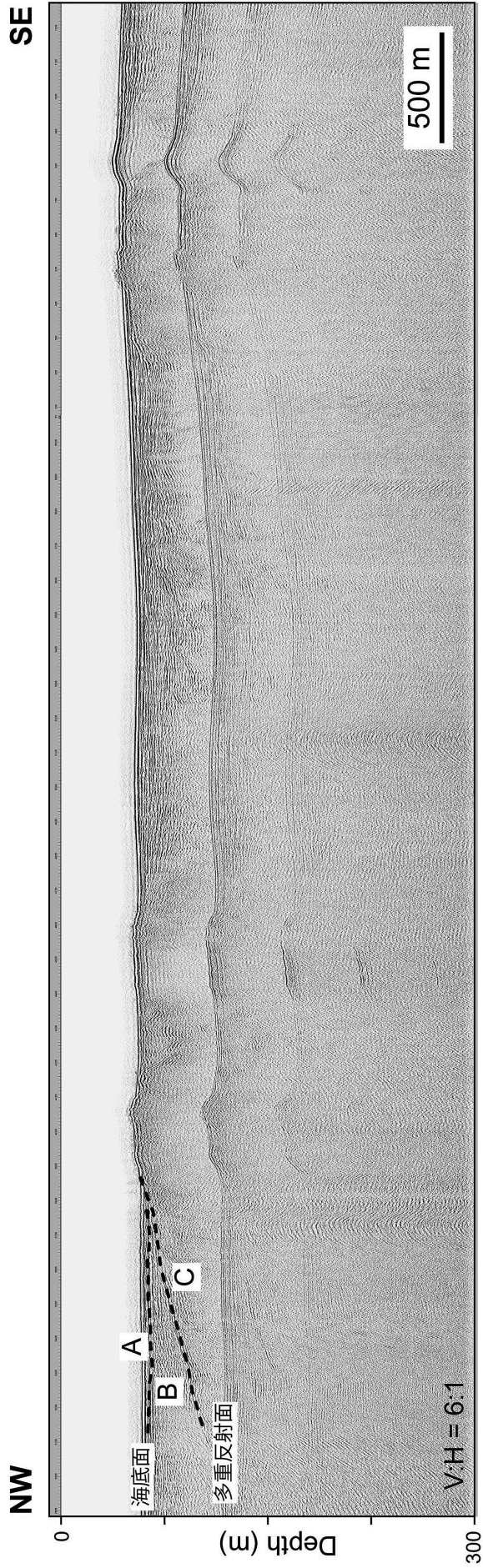


第4図 調査海域西部におけるブーマー音波探査Aの反射断面図。A:最終氷期最盛期(LGM)以降の堆積層;B:LGM以前の更新世の火山岩類;F:中生代の火山岩類。(a)測線08の反射断面、(b)測線C_3の反射断面。
 Fig.4 Boomer seismic profile (Line 08) and geological interpretation in western region of the survey area. A: Post-LGM (Last glacial maximum) deposit; B: Pre-LGM Pleistocene sediments; F: Cretaceous volcanic rocks. (a) Line 08, (b) Line C_3.



第 5 図 調査海域西部におけるウォーターガンとブーマーによる音波探査の反射断面の比較。警固断層の海域延長部における海岸線方向の断面（図 4a の断層部分）。両断面とも縦横軸を同じスケールにしてある。(a) ウォーターガン音波探査の反射断面（測線 W4）、(b) ブーマー音波探査 A の反射断面（測線 08）。

Fig.5 Comparison of vertical resolution and penetration between watergun and boomer seismic profile. (a) Watergun seismic profile (Line W4), (b) Boomer seismic profile (Line 08).



第6図 調査海域中部におけるブーマー音波探査Bの反射断面(測線E)と地質解釈. A: 最終氷期最盛期(LGM)以降の堆積物; B: LGM以前の更新世の堆積層; C: 始新世～漸新世の堆積層.

Fig.6 Boomer Seismic profile (Line E) and geological interpretation in middle region of the survey area. A: Post-LGM deposit; B: Pre-LGM Pleistocene sediments; C: Eocene to Oligocene sediments.

できないが、一部ではわずかに内部に境界面と平行な層状の反射面が認識できることから、比較的古い堆積層（始新統～漸新統）であると考えられる。この海域でみられる C 層は褶曲（背斜）構造を示しているが、その上位の堆積層には変形が認められないことから、これらは活褶曲ではないと考えられる。この海域の沖には鳥取・島根沖から対馬まで連なる新第三紀に活動した宍道褶曲帯が分布するため、今回みられた褶曲は宍道褶曲帯に関連した変形構造の可能性がある。

4.3 調査海域東部

調査海域東部は大島よりも東側から遠賀川沖までの範囲である（第 1 図）。この海域では遠賀川河口から沖方向に向かって緩やかな斜面が存在するが、海底のところどころに内部の反射面がほとんどみられない音響基盤（D 層）の高まりが分布する（第 7 図）。高まりの間の凹地には、海底面下 20m 程度以深に、北に 5～10 度程度傾斜した反射面を示す C 層が分布する。C 層を浸食的に覆うように、内部に水平に近い反射面がみられる B 層が発達し、それらの上を A 層が薄く覆う。B 層の層厚は最も厚いところで 30m に達する。

5. まとめ

2010 年 8 月から 11 月にかけて福岡県北部沿岸海域で実施した高分解能音波探査によって、これまで地質情報の空白域であった沿岸海域の地質情報を取得した。その結果、調査海域の地質層序を中世代から完新世にかけての火山岩類や堆積層に対比される A～F 層の 6 つの地質層序に区分できた。また調査海域西部の博多湾沖の断層分布域の反射断面にみられるフラワ－構造を形成する断層は活断層であることを明らかにすることができた。音波探査データの再処理や詳細な反射断面の解析を行うことで、今後この海域全域でのより詳細な海底地質層序を確立できる可能性がある。また褶曲や断層などの地質構造の分布を明らかにすることが期待される。さらに反射断面の詳細な解析と、活断層周辺の採泥試料の年代測定と組み合わせることで活断層の活動度を評価できる可能性がある。

文献

阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信（2010）西山断層帯海域延長部における断層分布と活動性について、活断層・古地震研究報告，10，119-148。
井上英二（1982）対馬海峡をめぐる白亜系・第三系

の地質学的問題—その 2—海域の地質と総括、地質ニュース，340，46-61。

井上卓彦・岡村行信（2010）能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書，海陸シームレス地質情報集数値地質図，地質調査総合センター。

岩淵 洋（1996）九州北岸，大島沖の海底活断層，地質学雑誌，102，271-274。

岩淵 洋・西川 公・田賀 傑・宮崎 進（1998）福岡湾付近の断層分布，水路部技法，16，95-99。

海上保安庁海洋情報部（2010）海底断層の活動に伴う変動地形を発見～福岡県西山断層帯～，平成 22 年 10 月 4 日広報資料。

海上保安庁水路部（1982）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「壱岐南部」。

海上保安庁水路部（1983）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「白島」。

海上保安庁水路部（1996）福岡湾付近の断層分布，地震予知連絡会会報，58，657-661。

活断層研究会 編（1991）新編日本の活断層—分布図と資料，東京大学出版会。

久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男（1993）20 万分の 1 地質図「福岡」，地質調査所。

九州電力（2009）玄海原子力発電所敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造，原子力安全委員会地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会会議資料，WG3，28-3。

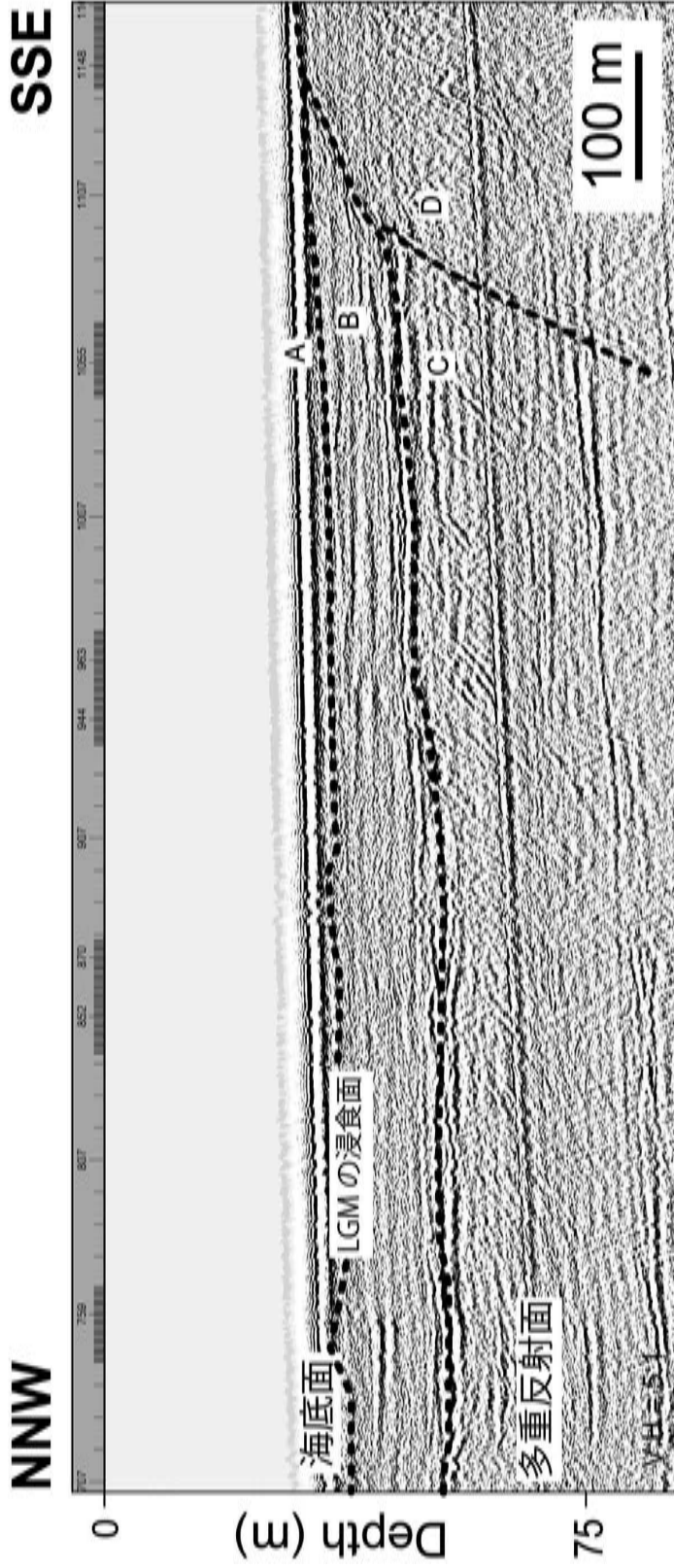
宮下由香里・吾妻 崇・二階堂 学・岡崎和彦（2007）警固断層の活動履歴—大野城市上大利トレンチ調査結果—，月刊地球，29，133-138。

村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭（2004）浅海域音波探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験，海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集，45-46。

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

西田尚央・池原 研（2011）福岡沖陸棚域の海底堆積物。平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告。

岡村 眞・松岡裕美・中島徹也・中田 高・千田 昇・平田和彦・島崎邦彦（2009a）博多湾における



第7図 調査海域東部におけるブーマー音波探査Aの反射断面(測線K_2)と地質解釈. A: 最終氷期最盛期(LGM)以降の堆積層; B: LGM以前の更新世の堆積層; C: 始新世の堆積層(宗像層群相当層); D: 白亜紀の堆積層(関門層群相当層).

Fig.7 Boomer Seismic profile (Line K_2) and geological interpretation. A: Post-LGM Pleistocene sediments; B: Pre-LGM Pleistocene sediments; C: Eocene Munakata Group. D: Cretaceous Kwanmon Group.

警固断層の活動履歴, 地震第 2 輯, 61, 175-190.

岡村行信・井上卓彦・村上文敏・木村治夫 (2009b) 能登半島北岸沿岸海域の高分解能音波探査. 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 1-8.

Uehira, K., Yamada, T., Shinohara, M., Nakahigashi, K., Miyamachi, H., Iio, Y., Okada, Y., Takahashi, H., Matsuwo, N., Uchida, K., Kanazawa, K. and Shimizu, H. (2006) Precise aftershock distribution of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake (M_j=7.0) using a dense onshore and offshore seismic network, Earth and Planets Space, 60, 1605-1610.

福岡沖陸棚域の海底堆積物

Sedimentology and stratigraphy of shelf deposits off Fukuoka, Southwest Japan.

西田尚央^{1*}・池原 研¹
Naohisa Nishida^{1*} and Ken Ikehara¹

Abstract: Shelf deposits distributed off Fukuoka (33-68 m water depth), Southwest Japan were investigated by using a vibrocorer. As a result, 1.5-4.9 m-long-core samples were obtained from 11 locations. These core samples are mainly characterized by bioturbated fine-medium sand in lower/middle part and coarse-grained sand and gravel containing shell fragments in upper part. Radiocarbon dating results indicate these deposits have been formed in 9-10 ky BP and after 6-8 ky BP, respectively. In conjunction with the lithological features and the radiocarbon dating, shelf deposits in the area are interpreted to be composed of (1) transgressive embayment/tidal flat deposits formed during the last deglaciation and (2) highstand shelf deposits formed during Holocene. At some locations, (3) coastal deposits formed before Last Glacial Maximum are also obtained.

Keywords: marine sediments, shelf, sedimentation, radiocarbon dating

要旨

福岡沖海域（水深 33-68m）を対象として、バイブロコアラを用いた柱状試料の採取による海底堆積物調査を行った。その結果、合計 11 地点から長さが 1.5-4.9m のコア試料が採取された。いずれの場合も、下部／中部が生痕の卓越する主に細粒-中粒砂で構成され、上部が貝殻片を含む砂礫質堆積物で特徴づけられる。放射性炭素年代は、下部／中部で主に 9-10ky BP の値を示すのに対して、上部では 6-8ky BP 以降の値を示す。したがって、下部／中部は最終氷期最盛期以降の海進期に形成された内湾あるいは干潟堆積物と解釈される。また、上部は最終氷期最盛期以降の高海水準期の陸棚堆積物と解釈される。これらに加えて、下部の一部は、最終氷期最盛期より前に沿岸域で形成された堆積物と解釈される。

1. はじめに

日本周辺海域の陸棚は、主に波浪作用の影響が卓越することで特徴づけられる。一般に、このような条件では波浪作用の影響がより沖合へ減少することにと

もなって、堆積物の粒度も減少傾向を示す (Walker and Plint, 1992 ; Plint, 2010)。このため、内側陸棚や外側陸棚の堆積物は、主に細粒砂や泥によって構成される。一方、海流が卓越する地域においては、より粗粒な堆積物で構成されることが報告されている (例えば、大隅海峡) (Ikehara and Kinoshita, 1994)。従来、このような砂質な陸棚域では、主にグラブ採泥によって表層堆積物の分布様式について詳しく検討されてきた。一方、砂質堆積物の柱状試料の採取は困難な場合が多いため、日本周辺海域の陸棚堆積物の形成時期および形成プロセスについて検討した例は、ごくわずかに限られる。近年、能登半島周辺海域の砂質な陸棚域（水深 74-100m）において、バイブロコアラを用いて柱状試料の採取が行われた (池原, 2010)。これにより、砂質な陸棚域で柱状試料を採取する場合のバイブロコアラの有効性が示された。

福岡沖海域の陸棚は、陸棚外縁が沿岸から北方へおよそ 300km の水深 160m 付近に位置するため、比較的幅が広いことが特徴である。このような陸棚の表層には、砂質-砂礫質堆積物が広く分布する (池原, 2001)。これらは主に過去の低海水準期に形成さ

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

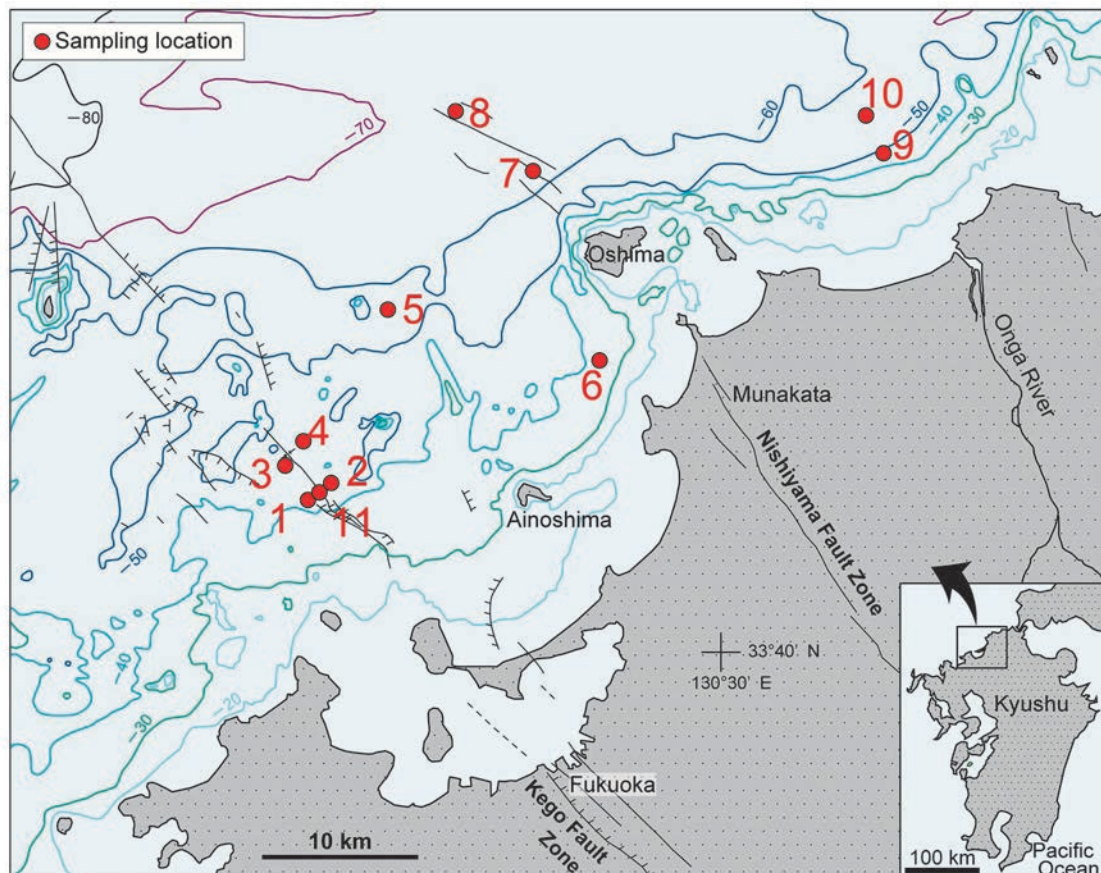
れた堆積物や、対馬海流の影響を受けて発達した最終氷期最盛期以降の堆積物と考えられている（池原，2001）。しかし、西山断層の延長部を対象とした近年の検討例（例えば，阿部ほか，2010）をのぞき、柱状試料の採取はほとんど行われてきていない。このため、この海域の陸棚堆積物の形成時期あるいは形成プロセスについて、必ずしも十分に理解されているとはいえない。特に、この海域には警固断層帯や前述の西山断層の延長部に相当する活断層が分布し（例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007），これらの活動度を検討するための基礎資料を得るためにも、陸棚堆積物の詳細な検討が必要不可欠である。

今回、このような福岡沖海域の陸棚を対象に、スミスマッキンタイヤー式グラブ採泥器を用いた表層堆積物採取およびバイプロコアラを用いた柱状試料の採取を行った。ここでは、主に柱状試料の岩相記載ならびに年代測定結果についてまとめる。また、これらの結果をふまえ、この海域に分布する陸棚堆積物の形成時期や堆積環境について議論する。

2. 調査・分析方法

本調査では、合計 11 地点で堆積物試料を採取した（第 1 図，第 1 表）。このうち、本海域南西部の福岡市沖の警固断層延長海域で 5 点（地点 1，2，3，4，11），中部の相ノ島北方沖で 2 点（地点 5，6），宗像大島沖の西山断層延長海域で 2 点（地点 7，8），北東部の遠賀川河口沖で 2 点（地点 9，10）を設定した。特に、福岡市沖の警固断層延長海域ならびに宗像大島沖の西山断層延長海域においては、従来の調査（例えば，地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007；阿部ほか，2010）により報告されている断層に対して交差する位置に採泥点を設定した。実際の採泥時に測定された各地点の水深は、地点 1 が 42m，地点 2 が 43m，地点 3 が 44m，地点 4 が 46m，地点 5 が 56m，地点 6 が 38m，地点 7 が 62m，地点 8 が 66m，地点 9 が 48m，地点 10 が 54m，地点 11 が 43m であった。

柱状試料の採取の前に採取地点の底質を確認するた



第 1 図 福岡沖海域におけるグラブ採泥ならびにバイプロコアの採取地点。断層の分布は、活断層研究会（1991）、海上保安庁（1996）、岩淵（1996）、岩淵ほか（1998）、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2007）に基づく。

Fig.1 Map showing locations for grab sampling and vibrocoreing off Fukuoka, Southwest Japan. Distribution of faults is based on Research Group for Active Faults of Japan (1991), Maritime Safety Agency (1996), Iwabuchi (1996), Iwabuchi et al. (1998), and Headquarters for Earthquake Research Promotion (2007).

第 1 表 サンプル採取地点および表層堆積物の粒度.

Table 1 Sampling locations and surfacial grain size.

| Core | Latitude | | Longitude | | | Water depth (m) | Surfacial grain size | |
|-----------|----------|------|-----------|------|------|-----------------|----------------------|-------------------------|
| | min. | sec. | | min. | sec. | | | |
| FV10-01 | 33 | 44 | 49.380 | 130 | 13 | 32.470 | 42 | very coarse sand |
| FV10-02 | 33 | 45 | 31.493 | 130 | 14 | 10.590 | 43 | very coarse-coarse sand |
| FV10-03-2 | 33 | 46 | 30.310 | 130 | 12 | 4.350 | 44 | very coarse sand |
| FV10-04 | 33 | 47 | 18.274 | 130 | 12 | 47.658 | 46 | coarse sand |
| FV10-05 | 33 | 51 | 50.515 | 130 | 16 | 21.503 | 56 | medium-fine sand |
| FV10-06-2 | 33 | 50 | 7.566 | 130 | 25 | 1.472 | 38 | fine sand |
| FV10-07-2 | 33 | 56 | 38.335 | 130 | 22 | 16.153 | 62 | coarse-medium sand |
| FV10-08 | 33 | 58 | 45.113 | 130 | 19 | 9.839 | 66 | coarse-medium sand |
| FV10-09 | 33 | 57 | 23.818 | 130 | 36 | 39.539 | 48 | medium-fine sand |
| FV10-10-2 | 33 | 58 | 44.701 | 130 | 35 | 26.552 | 54 | medium-fine sand |
| FV10-11 | 33 | 45 | 20.023 | 130 | 14 | 0.163 | 43 | coarse-medium sand |

め、スミスマッキンタイヤー式採泥器による表層堆積物の採取を行った。得られた表層堆積物について、現地で粒度や含まれる生物遺骸の特徴について確認した(第 1 表)。

柱状試料の採取は、バイプロコアラを用いて行った。一般に、本調査海域のように砂質堆積物が卓越す

る場合、ピストンコアラのような重力式コアラによる柱状試料の採取は困難であることが知られている。また、水深 30m を超える沖合域での海上ボーリングは困難で、時間と経費がかかる。このため、比較的簡便で効率的に柱状試料を採取できるバイプロコアラ(池原, 2010)を用いた。バイプロコアラは川崎地質株式会社所有のものを用いた。このコアラには、長さが 6m のパイプの先端に振動を与えるバイブレータがついている(第 2 図)。また今回は、OSL 年代測定を行うことを想定して外径 8.8cm で ABS 製の遮光性インナーチューブを用いた。今回の採泥調査では、地点 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10 について、位置をずらして合計 2 回ずつ採泥作業を行い、それぞれ



第 2 図 A : 柱状試料の採取に用いたバイプロコアラ。 B : バイプロコアラの先端部.

Fig.2 A: Vibrocooler used in this study. B: Lowermost part of the vibrocooler.

採取コア長の長いものを採用した。

採取されたコア試料は、現地地で行える限り露光を避けた状態で 1m ごとに分割した。それぞれについて両端をキャップで密封し、乾燥を防ぐためにラップで覆った状態で産業技術総合研究所に運搬した。運び込まれたコアは、暗室内でアクリルカッターを用いて縦割りにし、テグスで半割した。半割したコア試料の片側を研究用（ワーキングハーフ）、もう一方を保存用（アーカイブハーフ）とした。このうち保存用のコア試料については、OSL 年代測定のため暗室でアルミホイルで包み、保管した。一方、研究用のコア試料については、半割面を整形後に写真撮影を行い、肉眼記載、生痕相解析を行った。また、貝殻やウニの殻などを対象に、放射性炭素年代測定を行った。年代測定用に採取した試料は、ほぼ離弁で破片化したものであった。これらについて、超音波洗浄機を用いて純水中でおよそ 15 分洗浄後、40℃に設定した乾燥器で十分に乾燥させた。その後、(株)地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析法を用いて分析を行った。なお、ここでは暦年較正は行わず、測定値に同位体分別の効果の補正のみ行った放射性炭素年代値 (conventional radiocarbon age) で議論する。さらに、一部の泥質堆積物を対象に、粒度分析、軟 X 線写真撮影、および走査型電子顕微鏡 (SEM) を用いた粘土ファブリックの観察を行った。このうち、粒度分析はレーザー分光式粒度分析計 (シーラス社製 CILAS 6400) を用いた。また、SEM 観察は、試料をオープン乾燥法 (廣野ほか, 2000) にしたがって乾燥処理

し、白金-パラジウム蒸着をしたうえで日本電子社製 JSM-6390LV を用い、高真空条件で行った。

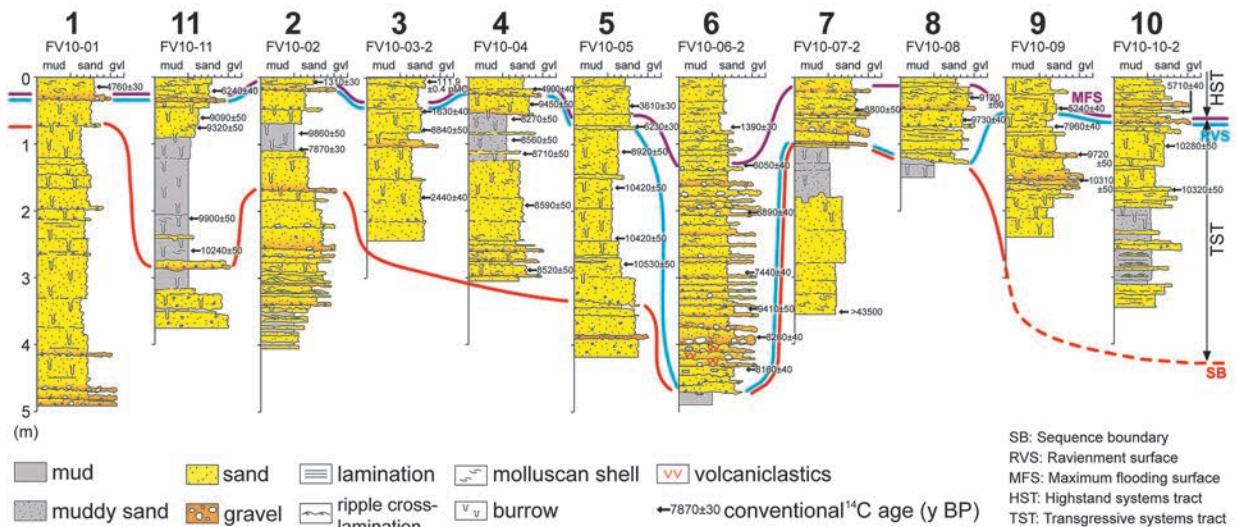
3. 結果

各地点から、長さが 1.5-4.9m のコア試料が採取された(第 3 図)。これらのコア試料について、はじめに、岩相の特徴についてまとめる。特に、(1) 福岡市沖 (警固断層延長海域)、(2) 相ノ島北方海域、(3) 宗像大島沖 (西山断層延長海域)、(4) 遠賀川河口沖の 4 つの海域ごとにまとめる。次に、放射性炭素年代測定の結果についてまとめる。

3.1 岩相の特徴

3.1.1 福岡市沖 (警固断層延長海域)

福岡市沖 (警固断層延長海域) に位置する地点 1, 2, 3, 4, 11 のコア試料は、いずれも中部に生痕が発達した泥-細粒砂によって構成され、上部には貝殻片をとこなう砂礫質堆積物が重なる。一方、下部は地点による違いが認められた。地点 1 のコア試料(FV10-01)は、長さが 490cm である。コア深度が 73.5-490cm に相当する下部は、中礫をとこなう淘汰の悪い細粒-極粗粒砂によって主に構成される。また、このほかの地点のコア試料に比べ、赤褐色-褐色系の色調を示すのが特徴である。一部で、コア採取時にインナーチューブの内壁に堆積物が引きずられたことを示すと考えられる変形構造が認められる。コア深度が 33-73.5cm に相当する中部は、*Thalassinoides isp.* など生痕の発達をとこなう淘汰の悪い主に中粒砂によって



第 3 図 各地点で得られたバイブコア試料の柱状図。コア採取地点は第 1 図を参照。

Fig.3 Columnar sections of vibrocore samples. See Figure 1 for sampling locations.

構成される。コア深度が 0-33cm に相当する上部は、中粒—粗粒砂によって構成される。イタヤガイ (*Pecten albicans*)、アケガイ (*Psphia vernicosa*) およびザルガイ (*Vasticardium burchardi*) の貝殻片を含む。

地点 2 のコア試料 (FV10-02) は、長さが 398.5cm である。コア深度が 169-398.5cm に相当する下部は、極細粒砂と泥の互層から細礫をともなう粗粒砂に上方細粒化する傾向を示す。砂泥互層を構成する極細粒砂には、リップル葉理の発達が認められる。また、一部で炭質物を含む。より上位の砂質堆積物には、*Thalassinoides* isp. や *Skolithos* isp. などの生痕が認められる。コア深度が 31.5-169cm に相当する中部は、*Thalassinoides* isp. や *Psiloichnus* isp. など生痕の顕著な発達をともなうシルト質泥—細粒砂によって構成される。一部の生痕中にキタノフキアゲアサリ (*Gomphina neastartoides*) やハイガイ (*Tegillarca granosa*) の貝殻片が認められる。コア深度が 0-31.5cm に相当する上部は、細粒—中粒砂によって構成される。イタヤガイ、マルヒナガイ (*Dosinorbis troscheli*) の貝殻片を含む。

地点 11 のコア試料 (FV10-11) は、長さが 374.5cm である。コア深度が 286.5-374.5cm に相当する下部は、極粗粒砂—細礫と、著しく生物擾乱を受けた粗粒砂、ならびに一部で植物根を含む黒色泥質堆積物によって構成される。コア深度が 34.5-286.5cm に相当する中部は、基底に粗粒砂—細礫をともなう下部に対して侵食的に重なる。主に *Thalassinoides* isp. による生痕が発達する泥—細粒砂によって構成される (第 4 図)。一部は著しく生物擾乱を受ける。色調は主にオリーブ黒色系で特徴づけられる。また、アサリ (*Ruditapes philippinarum*) やウミニナ (*Batillaria multiformis*) の貝殻片を一部で含む。コア深度が 0-34.5cm に相当する上部は、イタヤガイやサツマアカガイ (*Paphia amabilis*) などの貝殻片を含む主に中粒砂によって構成される。

地点 3 のコア試料 (FV10-03-2) は長さが 242cm で、大きく下部と上部に分けられる。コア深度が 56-242cm に相当する下部は、福岡市沖 (警固断層延長海域) におけるほかの地点のコア試料の中部と同様な特徴を示す。すなわち、*Thalassinoides* isp. などの生痕の発達をともなう細粒—中粒砂によって構成される (第 4 図)。また、クチベニガイ (*Solidicorbula erythron*) などの貝殻片を含む。コア深度が 0-56cm に相当する上部は、イタヤガイやフクレユキ

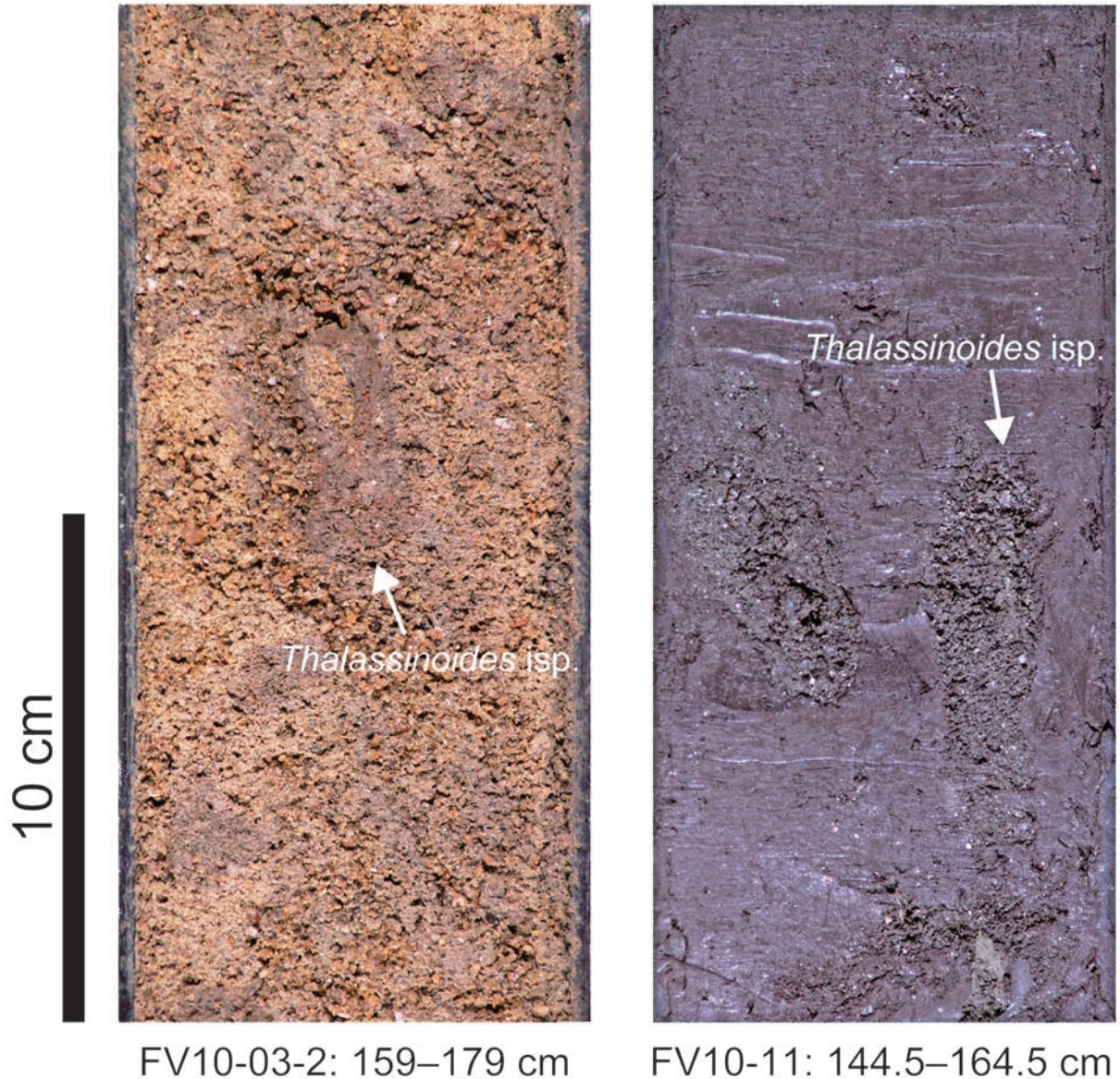
ミノガイ (*Limaria hakodatensis*) などの貝殻片をともなう主に中粒砂によって構成される (第 5 図)。一部は比較的淘汰がよく、弱いラミナが認められる。

地点 4 のコア試料 (FV10-04) は長さが 302.5cm で、大きく下部と上部に分けられる。コア深度が 25-302.5cm に相当する下部は、福岡市沖 (警固断層延長海域) におけるほかの地点のコア試料の中部と同様な特徴を示す。すなわち、*Thalassinoides* isp. あるいは *Ophiomorpha* isp. などの生痕の発達をともなう細粒—中粒砂と、これに重なる *Thalassinoides* isp. などの生痕が顕著に発達する泥質極細粒砂によって構成される。細粒—中粒砂には、一部でチゴバカガイ (*Mactra nipponica*) やカシパンウニの殻を含む。泥質極細粒砂には、イタヤガイ、チゴバカガイ、ならびにチョウセンハマグリ (*Meretrix lamarcki*) などの貝殻片を含む。コア深度が 0-25cm に相当する上部は、イタヤガイなどの貝殻片を含む中粒砂によって構成される。

3.1.2 相ノ島北方沖海域

相ノ島北方沖海域に位置する地点 5 および地点 6 のうち、地点 5 のコア試料は福岡市沖 (警固断層延長海域) のものと類似する特徴を示す。一方、地点 6 は水深が 37.2m とほかの地点に比べ最も浅く、コア試料の特徴もほかの地点とは大きく異なる。地点 5 のコア試料 (FV10-05) は、長さが 423.5cm である。コア深度が 334.5-423.5cm に相当する下部は、一部で中礫を含む主に中粒砂—細礫によって構成される。コア深度が 78.5-334.5cm に相当する中部は下部に対して侵食的に重なり、*Thalassinoides* isp. など生痕の発達をともなうシルト質極細粒砂—細粒砂によって構成される。一部では著しい生物擾乱を受ける。また、最下部にはアナジャコ (*Upogebia major*) の棲管の特徴を示す *Psilonichnus* isp. が認められる。コア深度が 0-78.5cm に相当する上部は、貝殻片を多量に含む主に中粒砂によって構成される。ここで認められる貝殻片には、イタヤガイ、アケガイ、ゲンロクソデガイ (*Saccella confuse*)、モモノハナガイ (*Moerella jedoensis*)、アデヤカヒメカノコアサリ (*Veremolpa minuta*)、トリガイ (*Fulvia mutica*) およびシラスナガイ (*Oblimopa japonica*) によるものが含まれる。

一方、地点 6 のコア試料 (FV10-06-2) は、長さが 488cm である。コア深度が 473-488cm に相当する下部は、シルト質泥によって構成される。コア深度が 86-473cm に相当する中部は、厚さがおよそ 10-20cm で基底に細礫をともなう淘汰の悪い主に中粒



第 4 図 各地点のコア試料の下部～中部に多く認められる生痕の発達をともなう泥質砂～砂質泥堆積物の例。

Fig.4 Examples of muddy sand and sandy mud deposits with burrows mainly characterizing the middle or lower part of each core sample.

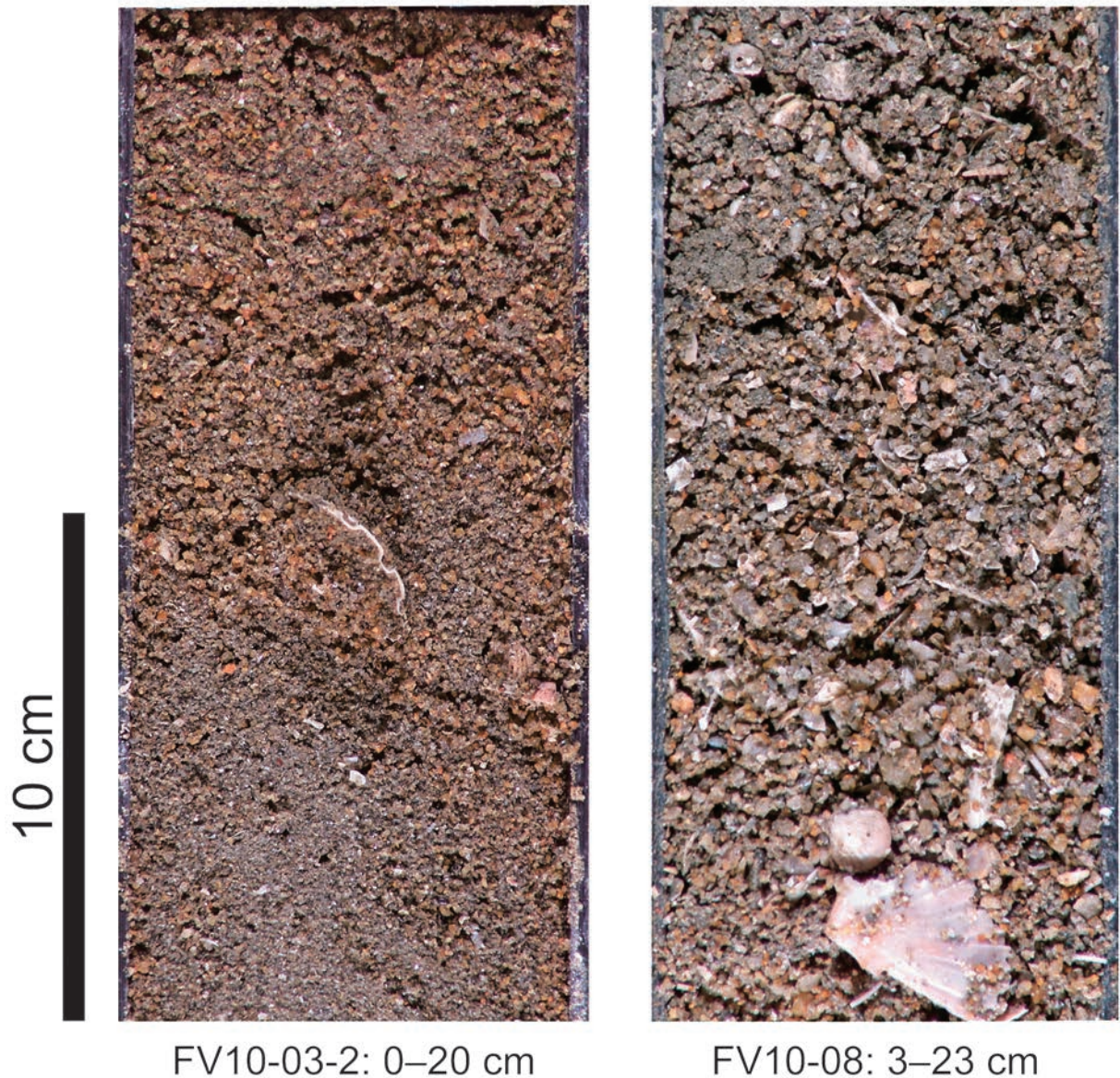
一細粒砂からなるユニットがくり返すことで特徴づけられる。特に、下位のユニットは、中礫や一部でカキ類 (ostreids) が付着した大礫が認められる。一部では、変質した火山起源と考えられる碎屑物粒子が認められる。最下部には炭質物を含む。また、ニッコウガイ類 (telinids)、トリガイ、サツマアカガイ、イワガキ (*Crassostrea nippona*)、カモジガイ (*Lutraria arcuata*)、アラウメノハナガイ (*Pillucina yokoyamai*)、アデヤカヒメノコアサリの貝殻片をともなう。上位のユニットには、トリガイ、ヌノメアサリ (*Protothaca euglypta*)、イタヤガイ、スダレモシオガイ (*Nipponocrassatella nana*)、アケガイなどの貝殻片を含む。コア深度が 0-86cm に相当する上部は、

極細粒砂によって構成され、中部に比べ全体に細粒であることで特徴づけられる。イタヤガイ、トリガイ、サツマアカガイ、アケガイの貝殻片を含む。

3.1.3 宗像大島沖 (西山断層延長海域)

宗像大島沖に位置し、西山断層の延長海域に相当する地点 7 ならびに地点 8 のコア試料は、いずれも下部に泥質堆積物が発達し、上部には明瞭な侵食面をともなう貝殻片を多く含む砂礫質堆積物が重なる。このような特徴は、同様に西山断層の延長部を対象として行われた近年の調査結果 (阿部ほか, 2010) とも一致する。

地点 7 のコア試料 (FV10-07-2) は、長さが 364cm である。コア深度が 105-364cm に相当する



第5図 各地点のコア試料の上部を構成する貝殻片をともなう粗粒な堆積物の例。

Fig.5 Examples of coarse-grained deposits with shell fragments characterizing the upper part of each core sample.

下部は、下位（コア深度 178-364cm）の淘汰の悪い主に極細粒砂—細粒砂と、これから漸移的に変化する上位の砂質泥—泥によって構成される。ここで認められる砂質泥—泥は青灰色系の色調を示し、福岡市沖（警固断層延長海域）の各地点のコア試料の中部を特徴づける泥質堆積物とは異なる。全体に生痕が著しく発達するのが特徴である。また、一部にはコア採取時に形成されたと考えられる変形構造が認められる。最下部にハタウネフミガイやイタヤガイの貝殻片を含む。コア深度が 24-105cm に相当する中部は、下部に対して侵食的に重なる。基底部に細礫—中礫や貝殻片を多量に含むユニットをともなう淘汰の悪い主に粗粒砂によって構成される。貝殻片は、イタヤガイ、アケガ

イ、スダレモシオガイ、ハタウネフミガイ、サツマアカガイ、シラスナガイ、ネズミノテガイ (*Plicatula simplex*)、ユキミノガイ (*Limaria basilanica*) ならびにツノガイ類 (scaphopods) の殻によって構成される。また、一部でサンゴ骨格片 (*Acropora*) を含む。コア深度が 0-24cm に相当する上部は、基底にイタヤガイなどの貝殻片を含む主に淘汰の悪い中粒—粗粒砂によって構成される。

地点 8 のコア試料 (FV10-08) は、長さが 149.5cm である。コア深度が 121-149.5cm に相当する下部は、*Thalassinoides* isp. など生痕の発達をともなう泥質堆積物によって構成される。この泥質堆積物は、FV10-07-2 で認められたものと同様に、青

灰色系の色調を示すのが特徴である。コア深度が 24-121cm に相当する中部は、ハタウネフミガイやアケガイなどの貝殻片を多量に含む主に粗粒砂によって特徴づけられる。下部とは明瞭な侵食面をともなって重なる。コア深度が 0-24cm に相当する上部は、貝殻片を含む淘汰の悪い主に細粒-粗粒砂によって構成される(第 5 図)。基底層は貝殻片を含む粗粒砂-細礫である。イタヤガイ、ネズミノテガイ、シラスナガイなどの貝殻片を含む。

3.1.4 遠賀川河口沖

遠賀川河口沖に位置する地点 9 ならびに 10 のコア試料は、基本的には福岡市沖(警固断層延長海域)から得られたコア試料と類似した特徴を示す。

地点 9 のコア試料(FV10-09)は長さが 239cm で、大きく下部と上部に分けられる。コア深度が 54-239cm に相当する下部は、全体に *Thalassinoides* isp. あるいは *Ophiomorpha* isp. などの生痕が認められる主に極細粒-細粒砂によって構成される。一部で礫やカキ類、チョウセンハマグリ、スダレモシオガイおよびトリガイの貝殻片を含む粗粒なユニットをともなう。コア深度が 0-54cm に相当する上部は主に細粒-中粒砂によって構成される。イタヤガイ、ミツカドカタビラガイ(*Myadora fluctuosa*)の貝殻片を含む。

地点 10 のコア試料(FV10-10-2)は長さが 347cm で、大きく下部と上部に分けられる。コア深度が 81-347cm に相当する下部は、炭質物や雲母を多く含む主に極細粒砂ならびに *Thalassinoides* isp. や *Skolithes* isp. などの生痕が顕著に発達する細粒砂によって構成される。一部の極細粒砂は、泥-シルト質泥質堆積物の挟在が認められるのが特徴である(第 6 図)。コア深度が 0-81cm に相当する上部は、基底層に礫や貝殻片を含むユニットをともない、全体に貝殻片を含む主に細粒砂によって構成される。基底層に認められる貝殻片は、イタヤガイ、ザルガイ、チョウセンハマグリ、シラスナガイ、ネズミノテガイ、タマキガイ(*Glycymeris vestita*)、ツノガイ類のものを含む。また、より上位の層準には、シラスナガイやサツマアカガイ、ならびにブンブクウニの殻片が認められる。

3.2 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定の結果は、各地点のコア試料における下部-中部で主に 9-10ky BP の値を示し、上部では 6-8ky BP 以降の値を示す傾向が認められる(第 2 表)。また、地点 7 のコア(FV10-07-2)の深度が

353cm から産出したハタウネフミガイの殻(試料番号 F30)は、全測定試料中で最も古い 43.5ky BP を超える年代値を示す。また、一部では同じコア試料の中で年代値が上下で逆転している場合が認められる。このうち、地点 3 のコア(FV10-03-2)の深度が 182cm から産出した貝殻(試料番号 F06)の年代値は、 2440 ± 40 y BP を示すが、より上位のコア深度が 78cm から産出したウニの殻(試料番号 F07)は、 8840 ± 50 y BP を示し、逆転が認められる。また、地点 4 のコア(FV10-04)の深度が 62cm から 295cm までの層準から産出した貝殻(試料番号 F10-F14)などの年代値は、 8270 ± 50 から 8710 ± 50 y BP を示すが、層準間での逆転が認められる。また、コア深度が 38cm から産出した貝殻片(試料番号 F15)は、 9450 ± 50 y BP を示し、より下位の 5 つの試料よりも古い。さらに、地点 6 のコア(FV10-06-2)の深度が 429.5cm から産出した貝殻(試料番号 F23)の年代値は 8160 ± 40 y BP、コア深度が 391m から産出した貝殻(試料番号 F24)は 8260 ± 40 y BP を示す一方で、より上位のコア深度が 345m から産出した貝殻(試料番号 F25)は 9410 ± 50 y BP を示し、年代値の逆転が認められる。

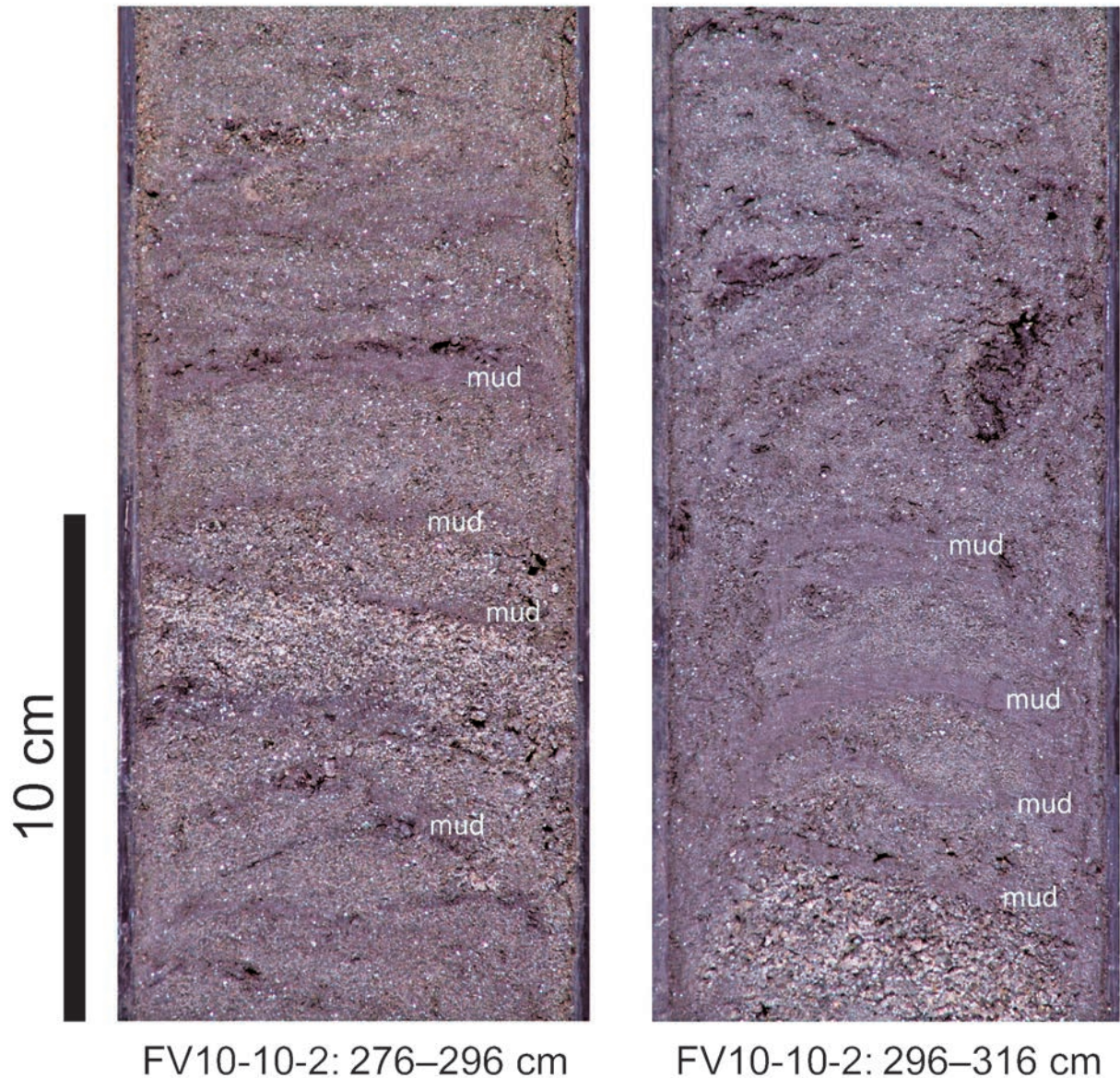
4. 考察：福岡沖陸棚堆積物の形成年代と堆積環境

(1) 最終氷期最盛期以前の堆積物

各地点から得られたコア試料のうち、地点 3, 4, 9 ならびに 10 をのぞく地点のコアの下部を構成する堆積物は、粒度や色調、化石の有無、あるいは放射性炭素年代値が得られたより上位の堆積物との境界面の特徴に基づくと、最終氷期最盛期(およそ 26-19ka)(Clark et al., 2009)以前に形成されたと考えられる。このため、これらの堆積物と上位の堆積物の境界は、シーケンス境界(Plint and Nummedal, 2000)に相当すると考えられる。それぞれの堆積物の堆積環境は、地点により違いがあると考えられる。

地点 1 のコア(FV10-01)は、深度が 463-490cm に相当する下部が、淘汰の悪い細粒-極粗粒砂で構成される。特に、赤褐色-褐色系の色調を示し、貝類の化石を全く産出しないことが特徴である。この堆積物の年代値は得られていないが、1 つの可能性として、最終氷期最盛期あるいはそれ以前の陸域、特に、砂丘堆積物が考えられる。

地点 11 のコア(FV10-11)は、深度が 286.5-374.5cm に相当する下部が、極粗粒砂-細礫と、著



第6図 地点10のコア試料 (FV10-10-2) の下部に認められる主に極細粒砂に挟在する泥質堆積物。

Fig.6 Muddy deposits interbedded with very fine sand which are characterizing the lower part of a core sample from Location 10 (FV10-10-2).

しく生物擾乱を受けた粗粒砂，ならびに一部で植物根を含む黒色泥質堆積物によって構成される．特に，植物根を含む黒色泥質堆積物は，陸域で形成されたと考えられる．

地点2のコア (FV10-02) は，深度が169-398.5cmに相当する下部が，極細粒砂と泥の互層から細礫をともなう粗粒砂に上方細粒化する傾向を示す．また，砂泥互層を構成する極細粒砂には，リップル葉理の発達が認められる．これらの堆積物の特徴は外浜堆積物を示唆する．この堆積物の年代値は得られていないが，最終氷期最盛期以前の外浜堆積物である可能性がある．

地点5のコア (FV10-05) は，深度が334.5-

423.5cmに相当する下部は，一部で中礫を含む主に中粒砂-細礫によって構成される．これらの特徴のみから堆積環境を解釈するのは困難であるが，上位の生痕が卓越する細粒堆積物との境界は，明瞭な侵食面で特徴づけられる．後述するように上位の堆積物は海進期の堆積物と解釈されることから，最終氷期最盛期より前に形成された堆積物の可能性が高いと考えられる．

地点7のコア (FV10-07-2) は，最下部に認められた貝殻片 (試料番号F30) が，43.5ky BPを超える年代値を示す．この貝殻片を含む砂質堆積物の上位には，整合的に泥質堆積物が重なり，さらにその上位にラグ堆積物をともなう明瞭な侵食面を境界として，後

第 2 表 放射性炭素年代測定結果.

Table 2 Results of radiocarbon age determination.

| Sample ID | Accession# | Core# | Core depth (cm) | Material | Conventional ¹⁴ C age | Notice |
|-----------|-------------|-----------|-----------------|--------------------|----------------------------------|---|
| F01 | Beta-291745 | FV10-01 | 11.5 | shell (bivalves) | 4,760 ± 30 | |
| F02 | Beta-291746 | FV10-02 | 109.0 | shell (bivalves) | 7,870 ± 30 | in a burrow |
| F03 | Beta-291747 | FV10-02 | 83.5 | shell (bivalves) | 9,860 ± 50 | in a burrow |
| F04 | Beta-291748 | FV10-02 | 47.0 | echinoids | 9,890 ± 50 | in a burrow |
| F05 | Beta-291749 | FV10-02 | 9.0 | shell (bivalves) | 1,310 ± 30 | |
| F06 | Beta-291750 | FV10-03-2 | 182.0 | shell (bivalves) | 2,440 ± 40 | |
| F07 | Beta-291751 | FV10-03-2 | 78.0 | echinoids | 8,840 ± 50 | |
| F08 | Beta-291752 | FV10-03-2 | 49.5 | shell (bivalves) | 1,630 ± 40 | |
| F09 | Beta-291753 | FV10-03-2 | 4.0 | shell (bivalves) | 111.9 ± 0.4 pMC | |
| F10 | Beta-291754 | FV10-04 | 295.0 | shell (bivalves) | 8,520 ± 50 | in a burrow |
| F11 | Beta-291755 | FV10-04 | 190.0 | shell (bivalves) | 8,590 ± 50 | |
| F12 | Beta-291756 | FV10-04 | 119.5 | shell (bivalves) | 8,710 ± 50 | |
| F13 | Beta-291757 | FV10-04 | 94.0 | echinoids | 8,560 ± 50 | in a burrow |
| F14 | Beta-291758 | FV10-04 | 62.0 | shell (bivalves) | 8,270 ± 50 | |
| F15 | Beta-291759 | FV10-04 | 38.0 | shell (bivalves) | 9,450 ± 50 | |
| F16 | Beta-291760 | FV10-04 | 20.5 | shell (bivalves) | 4,900 ± 40 | |
| F17 | Beta-291761 | FV10-05 | 278.5 | shell (bivalves) | 10,530 ± 50 | |
| F18 | Beta-291762 | FV10-05 | 241.5 | shell (bivalves) | 10,420 ± 50 | |
| F19 | Beta-291763 | FV10-05 | 164.0 | shell (bivalves) | 10,420 ± 50 | |
| F20 | Beta-291764 | FV10-05 | 115.0 | shell (bivalves) | 8,920 ± 50 | |
| F21 | Beta-291765 | FV10-05 | 74.5 | shell (scaphopods) | 6,230 ± 40 | |
| F22 | Beta-291766 | FV10-05 | 43.5 | shell (bivalves) | 3,610 ± 30 | |
| F23 | Beta-291767 | FV10-06-2 | 429.5 | shell (gastropods) | 8,160 ± 40 | |
| F24 | Beta-291768 | FV10-06-2 | 391.0 | shell (gastropods) | 8,260 ± 40 | |
| F25 | Beta-291769 | FV10-06-2 | 345.0 | shell (bivalves) | 9,410 ± 50 | covered by minerals or recrystallization? |
| F26 | Beta-291770 | FV10-06-2 | 300.0 | shell (bivalves) | 7,440 ± 40 | |
| F27 | Beta-291771 | FV10-06-2 | 200.0 | shell (bivalves) | 6,890 ± 40 | |
| F28 | Beta-291772 | FV10-06-2 | 129.0 | shell (bivalves) | 6,050 ± 40 | |
| F29 | Beta-291773 | FV10-06-2 | 51.0 | shell (bivalves) | 1,390 ± 30 | articulated |
| F30 | Beta-291774 | FV10-07-2 | 353.0 | shell (bivalves) | > 43,500 | |
| F31 | Beta-291775 | FV10-07-2 | 51.0 | shell (bivalves) | 8,800 ± 50 | |
| F32 | Beta-291776 | FV10-08 | 72.0 | shell (bivalves) | 9,730 ± 40 | |
| F33 | Beta-291777 | FV10-08 | 36.5 | shell (bivalves) | 9,120 ± 60 | |
| F34 | Beta-291778 | FV10-09 | 150.0 | shell (bivalves) | 10,310 ± 50 | |
| F35 | Beta-291779 | FV10-09 | 119.0 | shell (bivalves) | 9,720 ± 50 | |
| F36 | Beta-291780 | FV10-09 | 72.0 | shell (bivalves) | 7,960 ± 40 | |
| F37 | Beta-291781 | FV10-09 | 46.0 | shell (bivalves) | 5,240 ± 40 | |
| F38 | Beta-291782 | FV10-10-2 | 166.5 | shell (bivalves) | 10,320 ± 50 | weathered |
| F39 | Beta-291783 | FV10-10-2 | 107.0 | shell (bivalves) | 10,280 ± 50 | |
| F40 | Beta-291784 | FV10-10-2 | 54.0 | shell (bivalves) | 5,710 ± 40 | articulated |
| F41 | Beta-291785 | FV10-11 | 267.5 | shell (gastropods) | 10,240 ± 50 | |
| F42 | Beta-291786 | FV10-11 | 218.5 | shell (gastropods) | 9,900 ± 50 | |
| F43 | Beta-291787 | FV10-11 | 75.0 | shell (gastropods) | 9,320 ± 50 | |
| F44 | Beta-291788 | FV10-11 | 62.0 | shell (bivalves) | 9,090 ± 50 | in a burrow |
| F45 | Beta-291789 | FV10-11 | 22.0 | shell (bivalves) | 6,240 ± 40 | |

述する完新世の堆積物が重なる。したがって、最下部の砂質堆積物とその上位の泥質堆積物は、最終氷期最盛期以前の堆積物と考えられる。このことは、阿部ほか(2010)による放射性炭素年代測定の結果からも支持される。すなわち、地点7近傍の水深が58mの地点(NY3-2)から、全体の長さがおおよそ3mの柱状試料が採取されている(阿部ほか, 2010)。このうち、下部は、厚さがおおよそ0.2mの礫をともなう粗粒砂堆積物とこれに重なる厚さがおおよそ0.7mの泥質堆積物で、上部は、厚さがおおよそ2mの貝殻片を含む粗粒砂堆積物によってそれぞれ構成される。このような岩相の特徴は、FV10-07-2と類似する。さらに、下部の泥質堆積物に含まれる植物片は、43.5ky BPを超える放射性炭素年代値を示す(阿部ほか, 2010)。このことは、FV10-07-2の下部の上位を構成する泥質堆積物が、同様に最終氷期最盛期より前に形成されたことを示唆する。ただし、FV10-07-2で認められる堆積物は、一部でコア試料の採取時に堆積物が内壁に引きずられて変形したと考えられる構造が認められ、岩相の特徴から堆積環境を解釈するのは困難である。

地点8のコア(FV10-08)は、深度が121-149.5cmに相当する下部が、*Thalassinoides* isp. など生痕の発達をともなう泥質堆積物によって構成される。岩相の特徴から、FV10-07-2の中部に認められる泥質堆積物に対比される。このことから、このような泥質堆積物は、最終氷期最盛期以前の堆積物と考えられる。

(2) 最終氷期最盛期以降の海進期の堆積物

各地点から得られたコア試料のうち、地点1, 2, 5, 11のコアの中部、地点3, 4, 9, 10のコアの下部を構成する堆積物は、粒度や生痕相の特徴ならびに放射性炭素年代測定の結果に基づくと、最終氷期最盛期以降の海進期に形成された内湾/干潟堆積物と解釈される。また、このような海進期に形成されたと考えられる堆積物と上位の堆積物との境界はラビンメント面(Nummedal and Swift (1987)のwave ravinement surfaceに相当)と考えられ、この直上の厚さ1-5cmの粗粒な堆積物はラビンメント堆積物と考えられる。一方、地点6, 7, 8のコアでは内湾/干潟堆積物は認められない。すなわち、地点6のコアでは、海進期のサンドシート堆積物と解釈される砂礫質堆積物が発達し、地点7と8では、最終氷期最盛期より前に形成された堆積物の直上にラビンメント堆積物が比較的厚く発達するのが特徴である。これらについて、以

下に理由をまとめる。

地点1, 2, 5, 11のコアの中部および地点3, 4, 9, 10のコアの下部は、いずれも主に生痕が発達する淘汰の悪い泥質堆積物によって特徴づけられる。このような堆積物は、一部でチゴバカガイやイタヤガイあるいはチョウセンハマグリなど沿岸-浅海生種(波部, 1977)の貝殻片をともなうことや、*Thalassinoides* isp. あるいは*Ophiomorpha* isp. が卓越することが特徴である。また、年代測定の結果はおおよそ9-10ky BPを示す傾向がある。したがって、これらは、最終氷期最盛期以降の海進期に形成された内湾/干潟堆積物と解釈される。特に、本海域の等水深線は、宗像大島を境界とする南西側と北東側で、それぞれ現在の海岸線の形状と類似して陸側に凸の形態を示す。過去1万年間の構造運動はこれらの大局的な地形を大きく変えるほどではないと考えられるので、海進期にはこの海域に広く内湾/干潟環境が発達したことが示唆される。一部では年代測定の値が上下で逆転する場合が認められるが、測定対象とした試料はいずれも再堆積したものと考えられることがその要因と考えられる。

福岡市沖(警固断層延長海域)でみると、このような海進期に形成された内湾/干潟堆積物と解釈される泥質堆積物の厚さは、地点11のコア(FV10-11)では252cmで、ごく近傍に位置する地点1のコア(FV10-01)の40.5cm、地点2のコア(FV10-02)の137.5cmと比較して、より大きいことがわかる。このような厚さの違いは、断層活動の影響を反映している可能性が考えられる。すなわち、警固断層の延長では、断層の西側、東側、中央の順に沈降が大きかった可能性がある。

また、地点10のコア(FV10-11)の下部に注目すると、極細粒砂と泥質堆積物の互層で特徴づけられる。特に、このような泥質堆積物には次のような特徴が認められる。(1)上下の砂層と明瞭な境界面を持つ。(2)厚さは2-5mmである。(3)最も厚い部分の中央粒径は、16.9 μ mである。(4)内部にラミナや生痕は認められない。(5)炭質物や一部で植物片を含む。(6)粘土ファブリックは粒状構造の発達で特徴づけられる。このうち、上下の砂層との境界面が明瞭なことや、基本的に塊状であることは、1枚の泥層が速い堆積速度で形成されたことを示す。さらに、粒状構造を示す粘土ファブリックが観察されることは、fluid mudの堆積によって形成されたことを示す(西田・伊藤, 2009)。特に、炭質物や一部で植物片を含むことから、

陸源性であることが考えられる。したがって、このような fluid mud の形成をもたらす高濃度のサスペンションの供給プロセスとして、洪水流による影響が示唆される。

地点 6 のコア (FV10-06-2) の中部は、厚さがおおよそ 10-20cm で基底に細礫をともなう淘汰の悪い中粒-細粒砂によるユニットがくりかえし重なることで特徴づけられる。このような砂礫質堆積物は、ベッドフォームの移動にともなって形成された可能性が考えられる。また、潮間帯や潮下帯が生息水深の一部であるイワガキ、カモジガイ、ヌノメアサリならびにスダレモシオガイ (波部, 1977) が含まれることは、生息水深のより深い種が卓越する上部に比べ、堆積時の水深が浅いことを示す。さらに、このような特徴を示す FV10-06-2 の中部に含まれる貝殻片の放射性炭素年代値は、上下の層準で逆転が認められるものの 9.4-6.1ky BP を示す。一方、後述のように、FV10-06-2 を含む各コアの上部を構成する粗粒な堆積物は、岩相の特徴や貝殻片が示す水深から高海水準期に形成されたと考えられる。また、このような上部の堆積物に含まれる貝殻片などの放射性炭素年代は、6-8ky BP 以降の値を示し、FV10-06-2 の中部のものより新しい。したがって、このような岩相の特徴や、堆積時の水深ならびに放射性炭素年代値をふまえると、FV10-06-2 の中部の砂礫質堆積物は、最終氷期最盛期以降の海進期に形成されたサンドシート堆積物と解釈される。

なお、地点 3 のコア (FV10-03-2) の下部は、岩相の特徴からはほかの地点と同様内湾/干潟堆積物と解釈されるが、コア深度が 182cm から産出した貝殻 (試料番号 F06) の年代値が、 2440 ± 40 ky BP を示すこととは整合しない。このような年代値が得られたこと理由は現時点では不明である。

(3) 最終氷期最盛期以降の高海水準期の堆積物

各地点から得られたコア試料は、上部の 30-100cm のうち、前述のラビンメント面直上のラビンメント堆積物よりも上位が、貝殻片をともなう粗粒な堆積物によって構成される点で共通する。特に、ここで認められる貝殻片は、生息水深が主に 10-80m の浅海生種 (波部, 1977) のもので、現在の陸棚環境の水深とおおよそ等しい。一方、このような貝殻片の放射性炭素年代は、6-8ky BP 以降の値を示す。年代測定に用いた貝殻片などの試料は、いずれも破片化して粗粒な堆積物に含まれることから、再堆積が考えられる。このため、得られた年代値はいずれも下限で、実際には現在

にかけてのより新しい年代に形成された堆積物の可能性も考えられる。したがって、これらの堆積物は、最終氷期最盛期以降の高海水準期の陸棚堆積物と考えられる。なお、一般に、沿岸-浅海堆積環境で形成された海進期の堆積物と高海水準期の堆積物の境界、すなわち最大海汜濫面を厳密に認定するのは困難である。このため、地点 6 をのぞいた各地点のコアでは、ラビンメント面直上のラビンメント堆積物と解釈される粗粒な堆積物の上面を便宜的に最大海汜濫面とした。また、地点 6 は、サンドシート堆積物と解釈される中部の砂礫質堆積物とより細粒で主に極細粒砂によって構成される上部との境界を最大海汜濫面とした。

各地点のコア試料の上部を構成するこのような高海水準期の陸棚堆積物は、年代値に違いが認められる。特に、水深が大きいほど比較的年代値が古い傾向にあるといえる。例えば、水深が 54m の地点 10 ならびに水深が 56m の地点 5 の各コアでは、それぞれ 5.7ky BP および 3.6ky BP の年代値が得られているのに対して、水深が 38m の地点 6、水深が 41m の地点 1、ならびに水深が 43m の地点 2 の各コアでは、それぞれ 1.4ky BP、4.7ky BP、1.3ky BP の値が得られている。水深によるこのような年代値の違いは、これらの堆積物の形成時期の違いを示していると考えられる。現在の本調査海域を含む響灘海域には、一部でベッドフォームが認められ、対馬海流の影響を受けて発達したと考えられている (池原, 2001)。したがって、高海水準期の陸棚堆積物の形成時期の違いは、氷河性海水準の上昇にともなう対馬海流の流入時期の違いを反映している可能性が考えられる。

5. まとめ

水深が 38-66m の福岡沖の陸棚域において、パイプコアラを用いた柱状試料の採取を行った。その結果、合計 11 地点から長さが 1.5-4.9m のコア試料が得られた。このようなコア試料は、岩相の特徴や放射性炭素年代測定の結果をふまえると、次のような形成時期ならびに堆積環境が考えられる。すなわち、本調査海域の陸棚堆積物は、(1) 8-6ky BP 以降に形成された完新世の陸棚堆積物、(2) 主に 9-10ky BP の最終氷期最盛期以降の海進期に形成された内湾/干潟堆積物、(3) 最終氷期最盛期より前に形成された堆積物によって構成されることが明らかとなった。

謝辞

調査海域でのパイプロコアラを用いた堆積物採取は、半場康弘氏、久保尚大氏、加藤 勲氏、一井直弘氏（川崎地質株式会社）および堤 正光氏（ツツミ地研）に行っていただいた。また、作業船挑洋丸の乗組員の方々には調査全般を通じてお世話になった。生痕化石ならびに貝類の同定について、市原季彦氏（株式会社復建調査設計）にたいへんお世話になった。以上の方々にこの場を借りて厚くお礼申し上げます。

文献

- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信（2010）西山断層帯海域延長部における断層分布と活動性について。活断層・古地震研究報告, 10, 119-148.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. and McCabe, A.M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- 波部忠重（1977）日本産軟体動物分類学二枚貝綱／掘足綱。図鑑の北隆館，東京，372p.
- 廣野哲朗，塩野正道，小川勇二郎，坂本竜彦，中嶋悟，小泉 格，2000，走査型電子顕微鏡観察による含水未固結粘土の凍結乾燥法後およびオープン乾燥後の微細組織の比較。地質学雑誌，106，909-912.
- 池原 研（2001）響灘表層堆積図及び説明書。海洋地質図，no. 56，地質調査所，28p.
- 池原 研（2010）能登半島北方沖沿岸・陸棚域 20 万分の 1 表層堆積図及び説明書。海陸シームレス地質情報集，「能登半島北部沿岸域」。数値地質図 S-1，地質調査総合センター。
- Ikehara, K. and Kinoshita, Y. (1994) Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology*, 120, 75-87.
- 岩淵 洋（1996）九州北岸，大島沖の海底活断層。地質学雑誌，102，271-274.
- 岩淵 洋・西川 公・田賀 傑・宮寄 進（1998）福岡湾付近の断層分布，水路部技法，16，95-99.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2007）警固（けご）断層帯の長期評価について。32p.
- 海上保安庁水路部（1996）福岡湾付近の断層分布，地震予知連絡会会報，58，657-661.
- 活断層研究会（1991）新編日本の活断層一分布図と資料。東京大学出版会，437p.
- 西田尚央・伊藤 慎（2009）Fluid mud 堆積物の特徴とその地層解析における役割。地質学雑誌，115，149-167.
- Nummedal, D. and Swift, D.J.P. (1987) Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples, in Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D. eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. SEPM Special Publication no.41, 241-260.
- Plint, A.G. (2010) Wave- and storm-dominated shoreline and shallow marine systems, in James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., *Facies models 4*. Geological Association of Canada, 167-199.
- Plint, A.G. and Nummedal, D. (2000) The falling stage systems tract recognition and importance in sequence stratigraphic analysis, in Hunt, D. and Gawthorpe, R.L. eds., *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society Special Publication no.172, 1-17.
- Walker, R.G. and Plint, A.G. (1992) Wave- and storm-dominated shallow marine systems, in Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 219-238.

福岡県日本海沿岸域における低活動度の活断層と 平野地下の第四紀堆積物に関する地質調査

Geological investigation of the low-activity faults and Quaternary deposits underlying the plains in the coastal area of the Japan Sea, Fukuoka Prefecture, western Japan.

水野清秀^{1*}・中村洋介¹・石原与四郎²・田中甫脩²・田辺 晋¹・中西利典³
池田政人⁴・細矢卓志⁴

Kiyohide Mizuno^{1*}, Yosuke Nakamura¹, Yoshiro Ishihara², Masanobu Tanaka²,
Susumu Tanabe¹, Toshimichi Nakanishi³, Masato Ikeda⁴ and Takashi Hosoya⁴

Abstract: Geological investigation on the lineaments except already recognized as active faults and drilling surveys in the plains were conducted in Fukuoka Prefecture, western Japan. An outcrop of the fault which has cut terrace deposits was observed at Ikeda, Munakata City, and the fault is considered to be a reactivated geological fault. In the downstream basin of Shiiba River, Fukuoka City and around the Kasagi Dam, Iizuka City, the landform likely showing fault topographical feature was detected. In the downstream basin of Onga River, less than 30m thick cores of Quaternary deposits which contain the last interglacial and postglacial marine sediments were obtained by drilling survey, and at Ikinomatsubara, downstream of Muromi River, Fukuoka City, about 20m thick core of Quaternary deposits intercalating the Aso-4 pyroclastic flow deposits were obtained. But both areas are not thought to have subsided over a long duration.

キーワード: 活断層, リニアメント, 沿岸平野, ボーリング調査, 地下地質, 福岡県

Keywords: active fault, lineament, coastal plain, drilling survey, subsurface geology, Fukuoka Prefecture

1. はじめに

この研究は、「沿岸域の地質・活断層調査」のうちの「陸域の地質調査」の一部として実施されたものである。福岡県日本海沿岸陸域の活断層や平野地下地質の調査などを行い、活断層や未固結堆積物の分布などを別に行われた海域の調査結果などとあわせて、海陸を接合した統合地質情報として公表し、防災等の基礎資料として提供することを目的にしている。

福岡県の日本海側には、警固断層、宇美断層、西山断層、福智山断層、小倉東断層と呼ばれる北西-南東からほぼ南北走向に伸びる活断層があり(第1図)、そのうちのいくつかは日本海域にも延長することが指摘されている(活断層研究会, 1991; 千田ほか,

1996, 2004, 2005, 2008; 池田ほか, 2005; 岡村ほか, 2009; 阿部ほか, 2010など)。また、陸域に分布するこれらの活断層については、トレンチ調査・ボーリング調査・反射法探査などが実施されていて、断層の形状や活動度・活動時期などがある程度明らかになっている(下山ほか, 1999, 2005a, 2005b, 2008; 磯ほか, 2000; 千田ほか, 2001; 渡辺ほか, 2002; 加野ほか, 2006; 吾妻ほか, 2007など)。一方、活断層の可能性のある短いリニアメントが、これらの活断層以外にいくつか存在しており、たとえば古第三系と花崗岩類などの境界を画する地質断層に沿って、鞍部が点在するなどの地形が認められるところがある。このような、変位地形としてはそれほど明瞭ではないリニアメントが、どれも活断層ではないと言

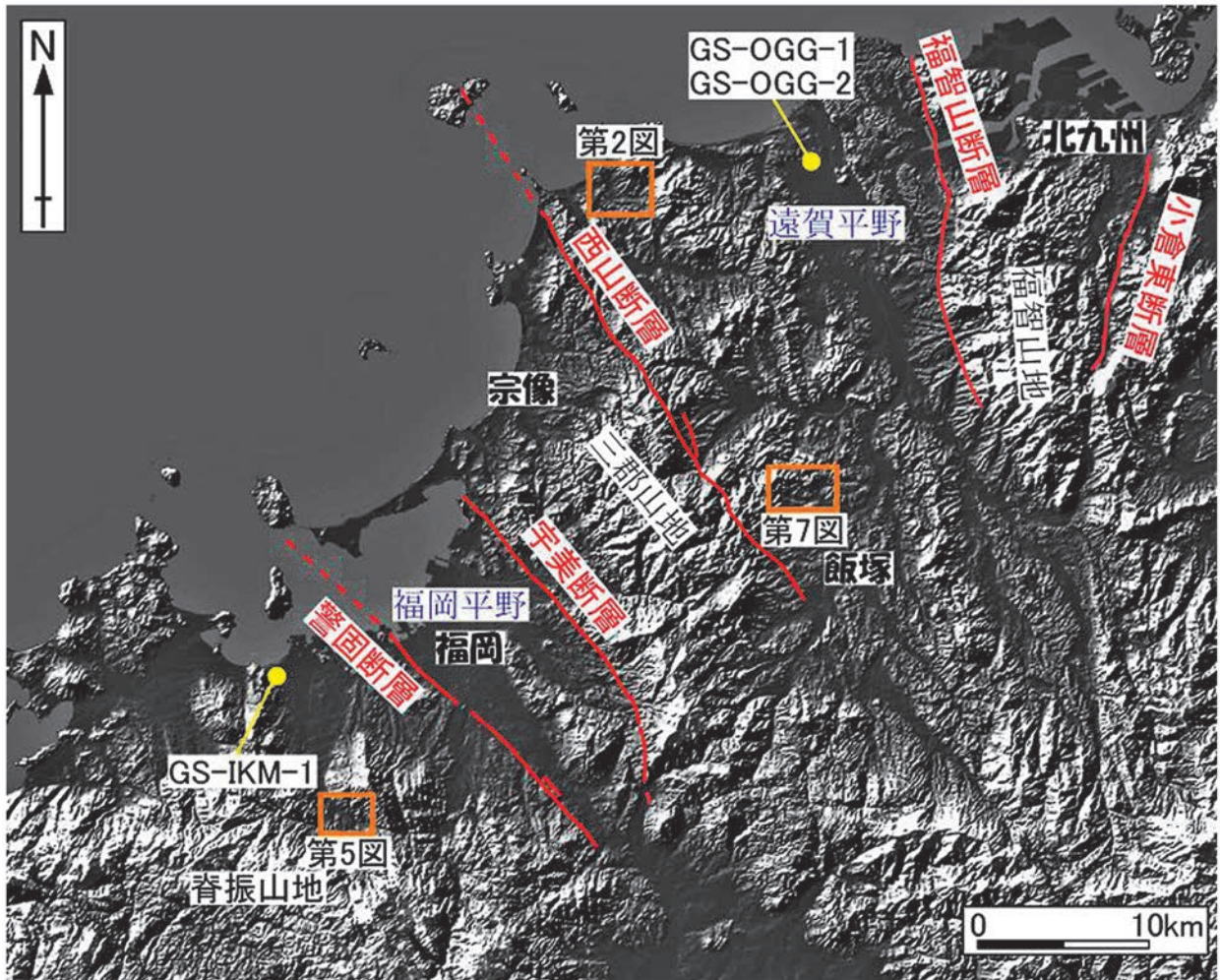
* Correspondence

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, Institute of Geology and Geoinformation)

²福岡大学理学部 (Department of Earth System Science, Fukuoka University)

³韓国地質資源研究院 (Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources)

⁴中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Corporation)



第 1 図 研究地域の陰影図と活断層の分布およびボーリング地点.

Fig.1 Shaded map showing distribution of active faults and drilling survey locations around the study area.

えるのか、明らかにする必要がある。また、警固断層に沿っては、断層運動の影響で平野地下に第四紀堆積物が周囲よりも厚く堆積している地域が認められている（福岡地盤図作成グループ，1981，1992；下山ほか，2005b など）。周囲に比べて第四系が相対的に厚く堆積している地域は、そのほかにも遠賀川下流低地（下山，2002）や福岡市西部の室見川下流低地の一部（福岡地盤図作成グループ，1981）があげられるが、これらの低地が断層運動によって沈降している地域かどうかはこれまでに十分検討されていない。

そこで本研究では、まず、これまで活断層として扱われていなかったリニアメントを広く空中写真判読などによって抽出し、野外調査によって確認作業を行った。また、遠賀川下流低地と室見川下流低地にて、ボーリング調査を行うとともに、平野内の既存ボーリング資料を収集・解析して平野域が沈降しているのかどうか、検討を行った。調査結果の概略を以下に示す。

これらの成果はまた広域に編集する 20 万分の 1 の地質図や第四紀堆積物深度分布図に反映させる予定である。

2. リニアメント・活断層調査結果

本研究では、先行研究において活断層として指摘されていない、いわゆる「未知の活断層」の検出を目的として調査を実施した。まず、空中写真（約 1/40,000 および約 1/20,000）の判読によって断層変位地形の疑いのある河成段丘面の変形やリニアメントの抽出を行った。その後、断層変位地形と疑わしいと判断した河成段丘面やリニアメントの現地調査を実施したところ、福岡県宗像市においてこれまで報告されていない活断層露頭を発見した。また、それ以外にも未知の活断層である可能性が高い断層露頭を 1 か所、未知の活断層によって変形を受けた可能性が高い段丘地形を 1 地域において確認した。以下にその詳

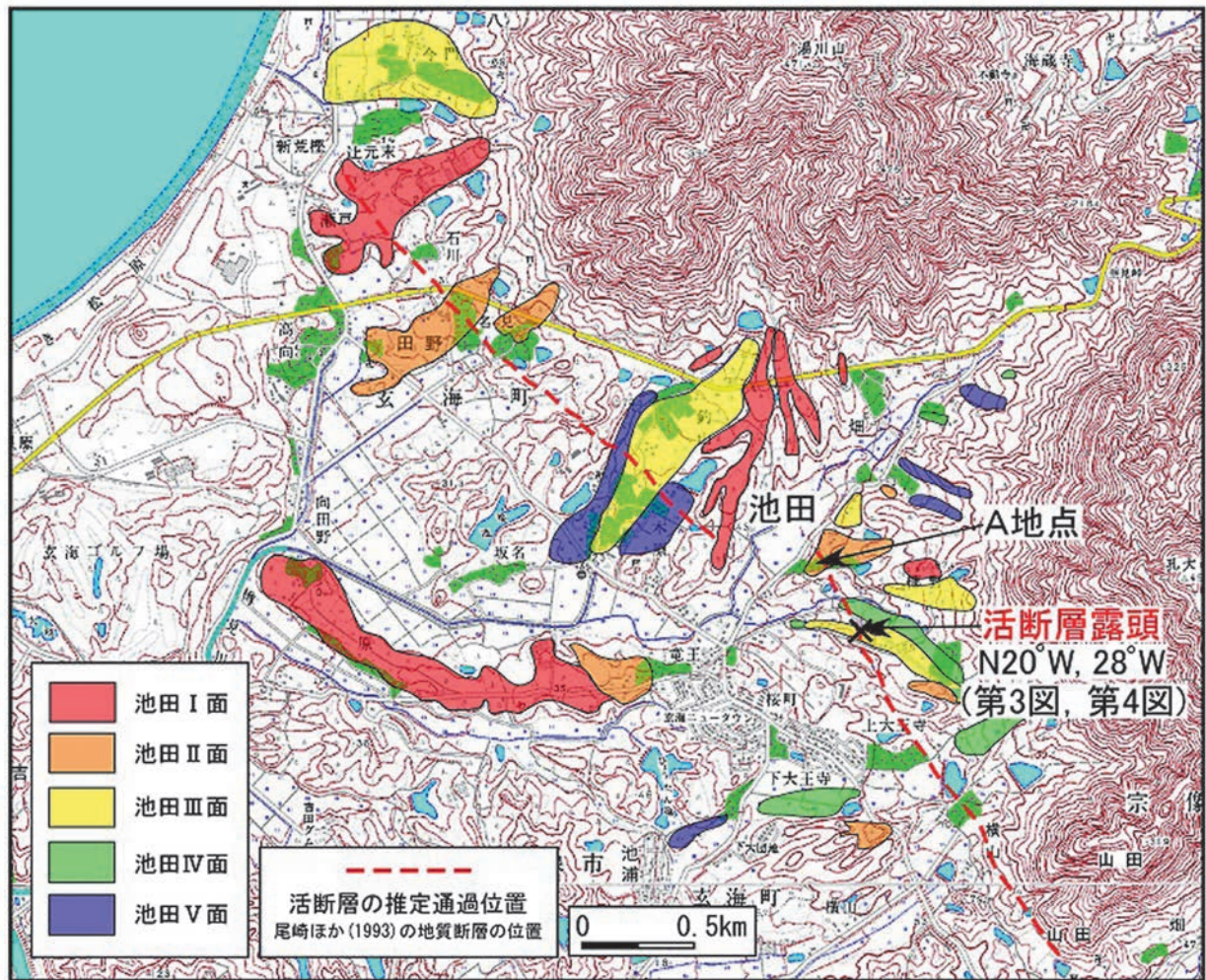
細を報告する。なお、段丘面の形成年代を推定するに当たり、段丘面を覆う土壌あるいは段丘構成層のマトリックス中に含まれる火山ガラス片を抽出し、屈折率測定とエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) による化学組成分析を行い、ガラス片の同定を行った。EDX 分析は、株式会社古澤地質に依頼した。

(1) 宗像市池田地区における活断層露頭

宗像市池田地区周辺には扇状地性の河成段丘面が発達する。本地域の河成段丘面は上位より池田 I 面～池田 V 面の 5 つの面に大きく区分できる。これらの段丘面のうち、池田 III 面を覆う土壌層の中から、始良 Tn テフラ (AT : 町田・新井, 2003) ならびに鬼界アカホヤテフラ (K-Ah : 町田・新井, 2003) 起源と考えられる火山ガラス片を検出したことから、同面は AT の降灰時期よりも古い時代に形成されたと考えられる。また、同面を構成するシルト層中から β 石英が検出されたこと、ならびにその層準の火山ガラスが

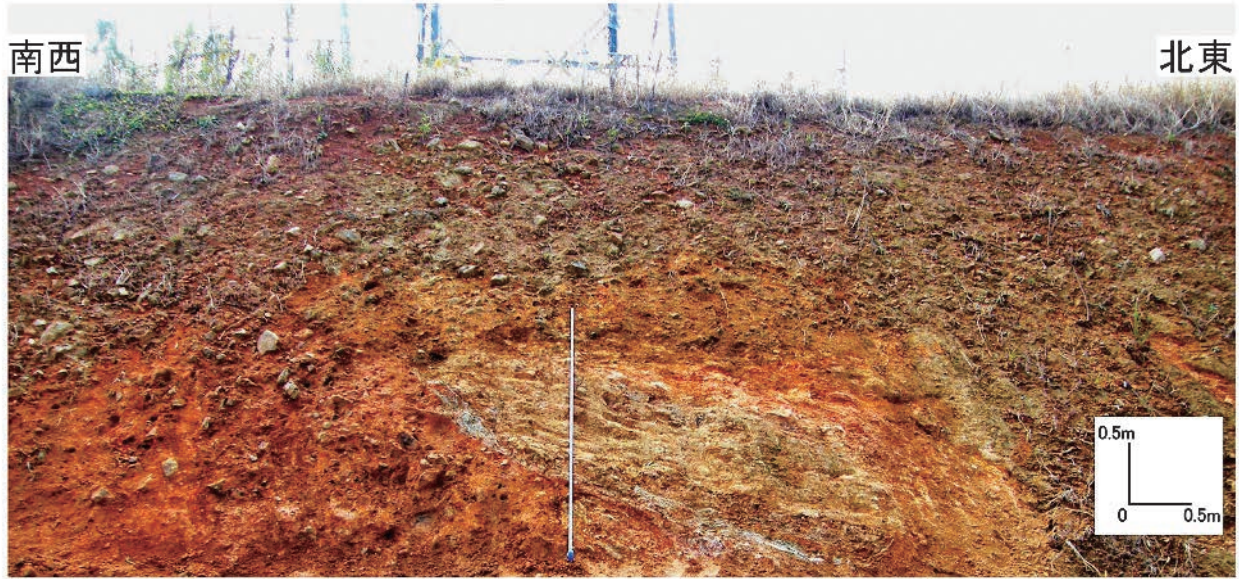
AT と同等もしくはやや低い値を示したことから、この β 石英や火山ガラスは約 9.5 万年前の鬼界葛原テフラ (K-Tz : 町田・新井, 2003) に由来する可能性がある。その場合は池田 III 面の形成時期は K-Tz 降灰直後に形成されたと推測される。同様に、池田 II 面以上の面は K-Tz 降灰以前に、また池田 IV 面以下の面は K-Tz 降灰以降 (武蔵野面～立川面相当) に形成されたと推測される。

今回の調査において、池田地区の採石場にて段丘礫層を変位させる活断層露頭を発見した。採石場は池田 III 面の段丘崖に位置する (第 2 図)。採石場では段丘礫層と古第三紀の堆積岩である池田層 (尾崎ほか, 1993) が観察できる (第 3 図)。段丘礫層は、砂岩 (凝灰質なものを含む)、シルト岩、花崗岩などの礫から構成される。平均粒径は 10-15cm 程度であり、やや風化が進んでいる。池田層は露頭の西側半分にのみ露出し、段丘礫層は露頭の東側ならびに池田層の上位に露出する。段丘礫層と池田層は露頭の西側では不整合



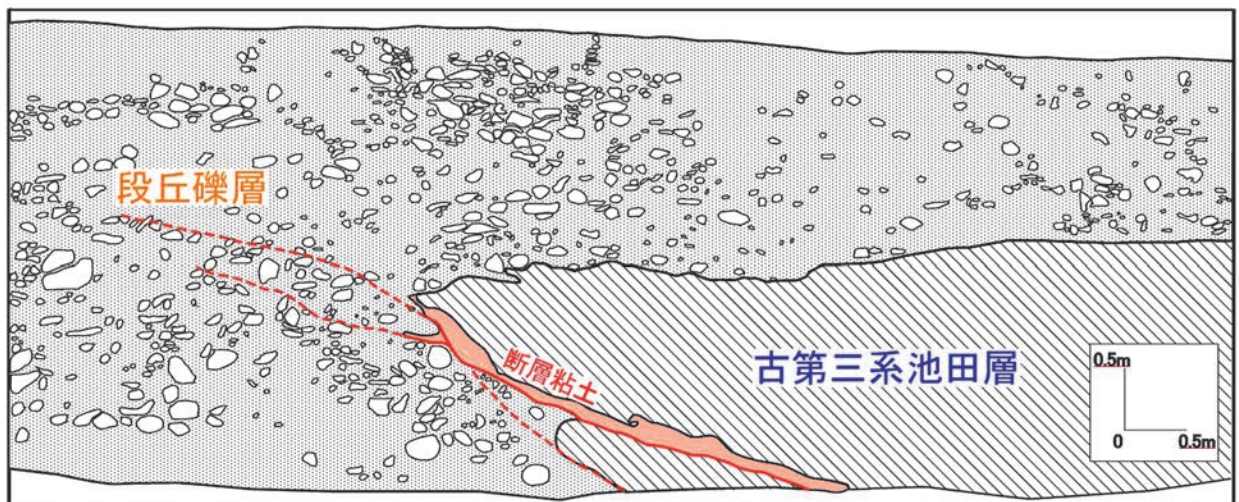
第 2 図 宗像市池田地区周辺の地形分類図。基図は数値地図 25000「福岡」を使用した。

Fig.2 Geomorphological map around the Ikeda, Munakata City.



第 3 図 宗像市池田における断層露頭の写真.

Fig.3 Photo of the fault outcrop at Ikeda, Munakata City.



第 4 図 池田での断層露頭のスケッチ.

Fig.4 Sketch of the fault outcrop at Ikeda.

で接し、露頭中央部では破碎帯を伴う断層で接している（第 4 図）。本断層は段丘礫層の上に池田層が乗り上げる逆断層であり、断層の走向ならびに傾斜はそれぞれ $N20^{\circ}W$ と $28^{\circ}W$ である。また、段丘礫層の断層による上下変位量は約 3m である。

今回発見された断層は、後期更新世の段丘礫層に古第三紀の池田層が衝上することから、地すべりなどの重力性のすべりでは説明がつかず、地震性地殻変動によって形成された活断層であると考えるのが妥当である。また、本断層露頭の上方の段丘面が断層の真上で逆傾斜する（河川の流下方向側が上流よりも高くなる）様子が空中写真から判読された（ただし、現在は断層

露頭付近の礫層の最上部が人工的に切り取られているために、現地では確認できない）ことも、造地形運動を伴う断層運動が過去に発生したことを示唆する。

また、段丘面の逆傾斜は断層の走向の北方延長 200m の地点でも確認ができる（第 2 図 A 地点）。ただし、両地点間の開析谷やその他の地域では段丘面の変形は認められない。本地域では白亜紀の花崗岩類と池田層を限る地質境界断層の存在が指摘されている（尾崎ほか、1993）。今回発見された露頭は下盤側の段丘礫層の下位に花崗岩類が認められることから、本断層は尾崎ほか（1993）が指摘した地質断層が再活動したものと考えられる。今回発見された活断層がど

こまでの範囲に及ぶのか明らかではないが、尾崎ほか(1993)によって指摘されている地質断層に沿って地表変位が現れている可能性がある(第2図)。

(2) 活断層である可能性が高い段丘変位地形ならびに断層露頭

I. 福岡市早良区(椎原川下流域)

福岡市早良区を流れる椎原川の下流域には、早良花崗岩から構成される山地・丘陵(久保ほか, 1993; 唐木田ほか, 1994)ならびにそれらを開析して形成された河成段丘群が分布する(第1図, 第5図)。本地域に分布する河成段丘面は大きく早良Ⅰ面~早良Ⅴ面に区分される。これらのうち、早良Ⅱ面を覆う土壌層の中からATならびにK-Ah テフラ起源と考えられる火山ガラス片を検出した。なお、AT起源のガラス片は土壌層の中位に濃集していることから、同面はAT降灰時期よりも有意に古いものと推測される。

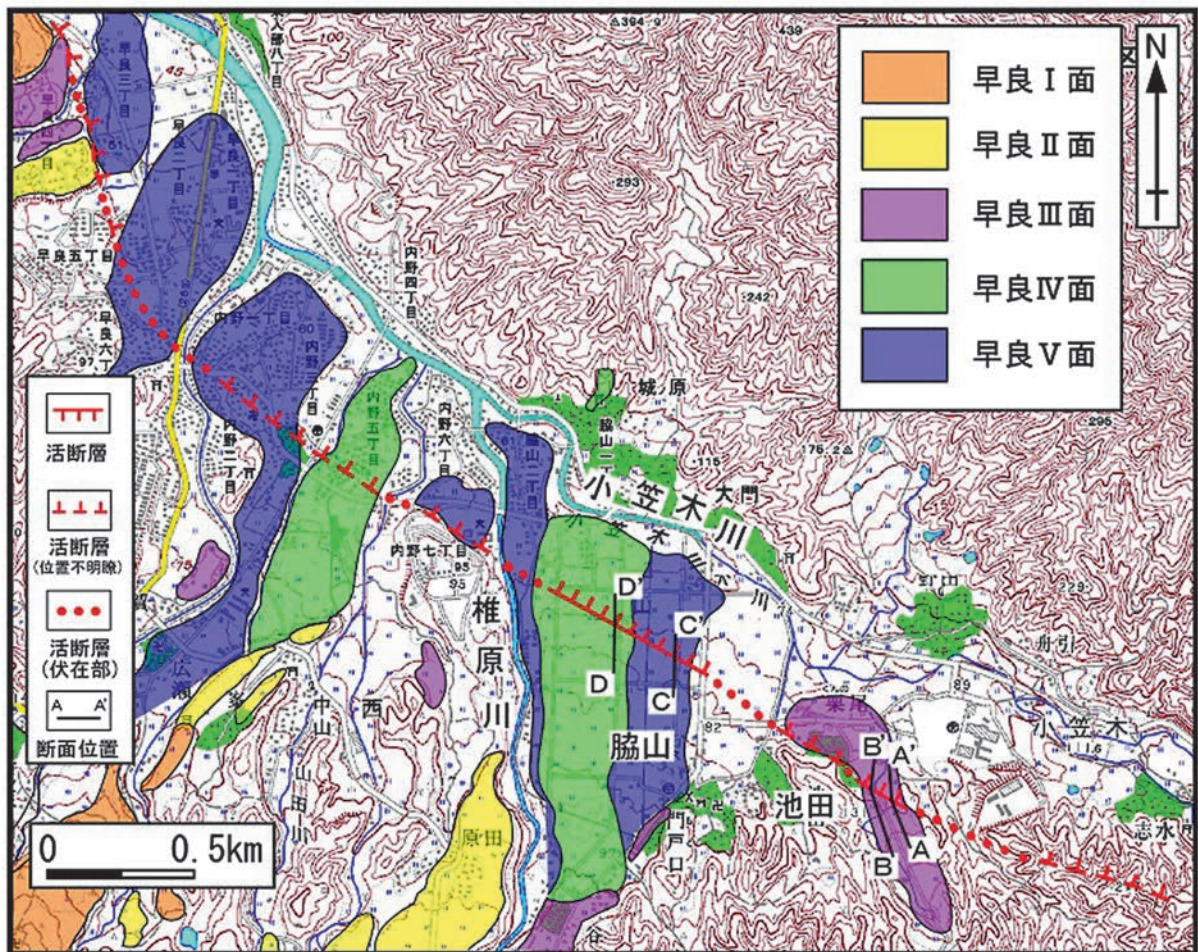
椎原川右岸の福岡市脇山では、椎原川の流下方向に

斜交する北東側低下の緩やかな崖が認められる。崖を挟んだ両側において段丘面の最大傾斜方向は北を示すことから、この崖が小笠木川の浸食によって形成されたとは考えにくい。また、同様の崖が脇山の東南方の池田においても認められること、椎原川流域において早良花崗岩の丘陵や孤立丘が直線状に並び、西北西-東南東方向の地形境界を形成していること、脇山ならびに池田における河成段丘上の崖の走向がこの地形境界とほぼ一致することより、脇山ならびに池田における緩やかな崖は河川の浸食によるものではなく、活断層によって形成された可能性が高い。

本地域では断層を挟んだA-A'~D-D'の4測線において地形断面測量を実施した(第6図)。その結果、2~4m程度の上変位量が測定され、形成年代が古いと考えられる段丘面ほど大きく変位していることから、変位の累積性が示唆される。

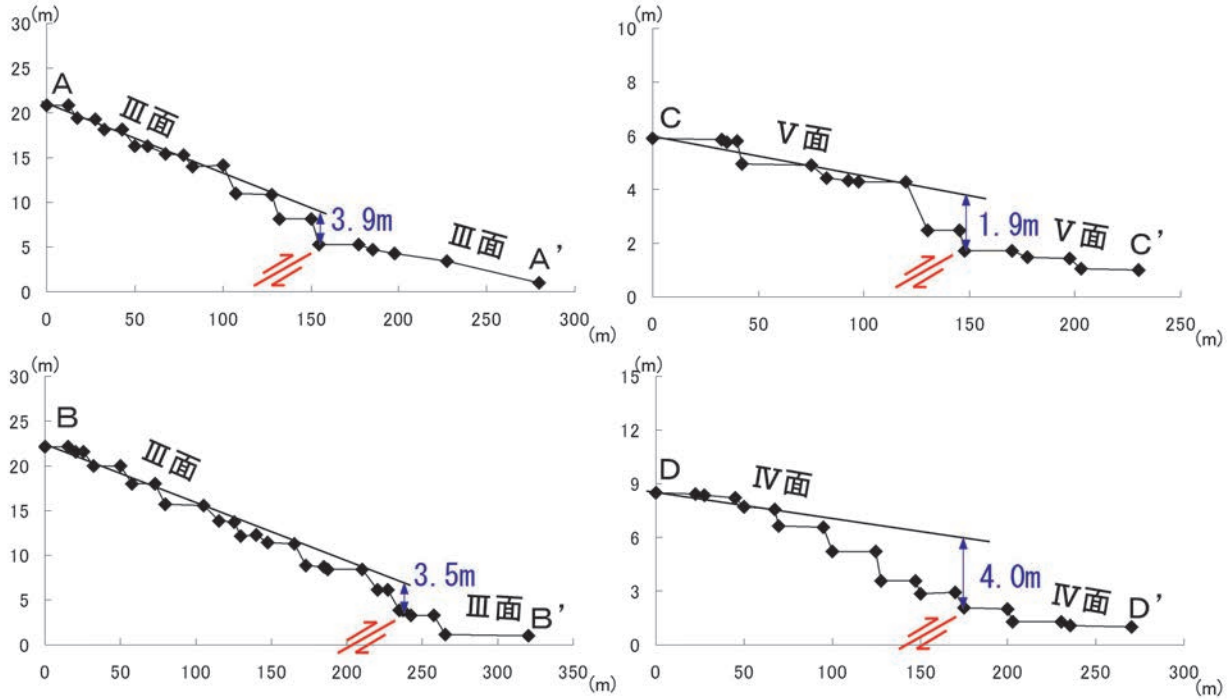
II. 飯塚市笠城ダム周辺

飯塚市の北方の笠城ダム周辺では5km以上の範囲



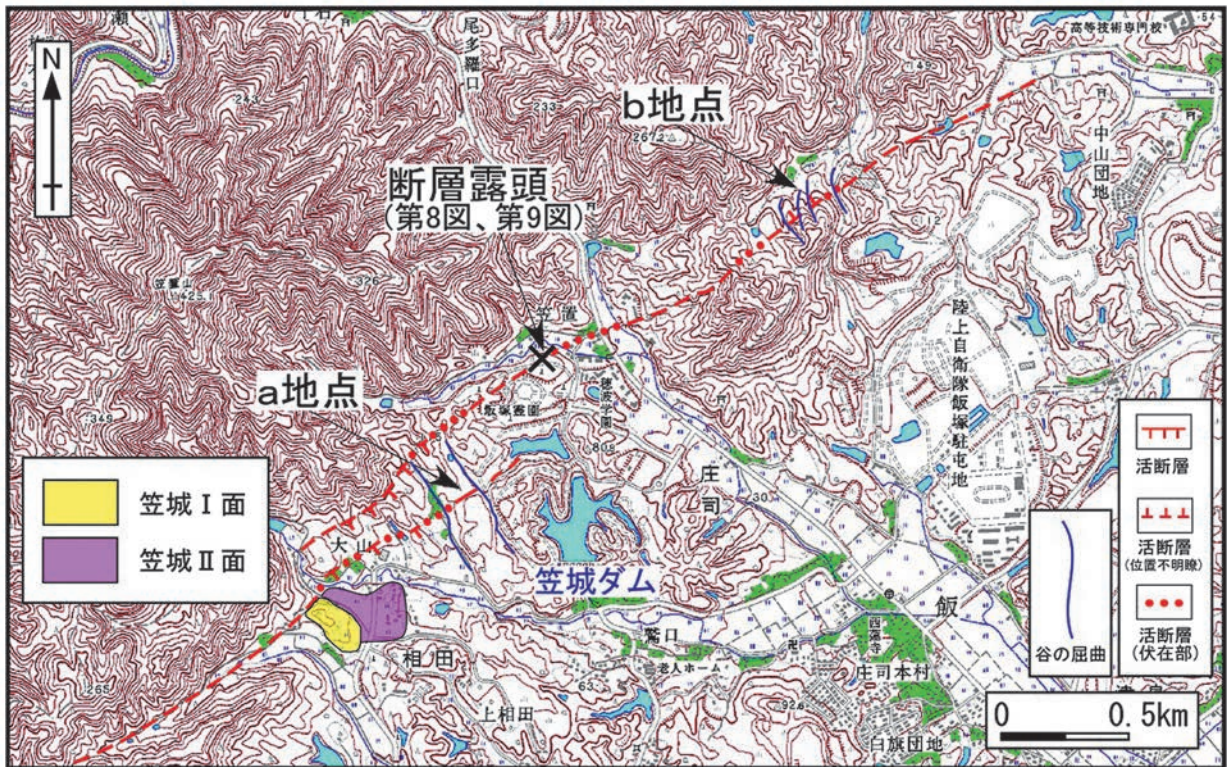
第5図 椎原川下流域の地形分類図。基図は数値地図25000「福岡」を使用した。

Fig.5 Geomorphological map around the Shiiba River basin, Fukuoka City.



第 6 図 河成段丘面の変形を示す地形断面. 断面の位置は第 5 図参照.

Fig.6 Topographic cross sections across the deformed fluvial terraces. Locations are shown in Fig.5.



第 7 図 笠城ダム周辺の地形分類図. 基図は数値地図 25000「福岡」を使用した.

Fig.7 Geomorphological map around the Kasagi Dam, Iizuka City.

にわたって直線状の急崖ならびに谷地形が連続的に認められる (第 1 図, 第 7 図). 特に大山や笠置東方では尾根や谷の系統的な右横ずれが認められ (第 7 図 a

地点, b 地点), 本地域における右横ずれ断層の存在を示唆する.

今回, 飯塚市笠置地区において, 段丘礫層に接する

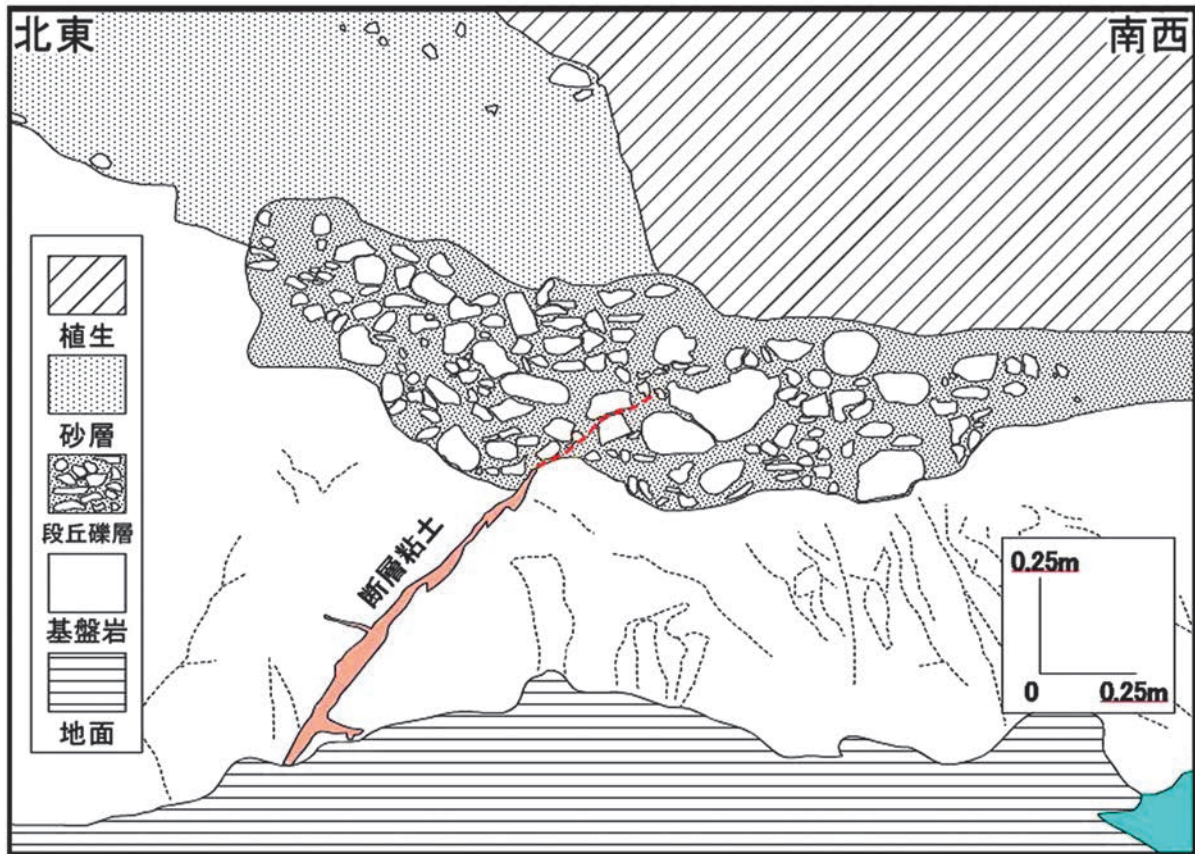
断層露頭を発見した（第7～9図）。基盤岩中に発達する断層粘土の直上に段丘礫層が堆積している。断層露頭付近には、主として泥岩から構成される基盤岩類とそれを不整合に覆う段丘礫層と未固結の砂層が分布

する（第9図）。段丘礫層は泥岩礫を主体とし、わずかに砂岩礫を含む。直径20cmを超えるものが多く、全体的に角ばっていて新鮮である。礫の隙間を充填するマトリックスを分析した結果、ATならびにK-Ah



第8図 飯塚市笠城における断層露頭の写真。

Fig.8 Photo of the fault outcrop at Kasagi, Iizuka City.



第9図 笠城での断層露頭のスケッチ。

Fig.9 Sketch of the fault outcrop at Kasagi.

テフラ起源と考えられる火山ガラスが検出されたことから、この礫層は完新世の堆積物と考えられる。

第 8 図の中央部に認められる断層の走向傾斜はそれぞれ N70°E ならびに 52°S であり、その先端は段丘礫層中に達しているように見える。段丘礫層が変位しているかどうかは今後の検討材料であるが、仮に段丘礫層が変位していたとしても、その上下変位量は 10cm 程度とごくわずかである（第 8 図、第 9 図）。その理由としては①今回発見した断層は主断層ではなく、副次的な断層である可能性が高いこと、②地形的に想定される断層は右ずれ成分が卓越する横ずれ断層であることから、上下変位量がそれほど大きくない可能性がある、の 2 点より説明することが可能である。

3. ボーリング調査および既存ボーリング資料解析結果

ボーリング調査は、以下の 2 地域で行った。

- ①遠賀川下流低地内に位置する遠賀町運動公園内の近接する 2 地点、GS-OGG-1（掘削長 24m、コア長 24m）と GS-OGG-2（掘削長 31m、コア長は下部の 16m）。
- ②室見川下流域低地の沿岸域に当たる、福岡市西区生の松原内の 1 地点、GS-IKM-1（掘削長 23m、コア長 23m）。

また、これらの掘削地点周辺地域のボーリング資料を収集し、地下地質について検討した。ボーリング掘削工事は、中央開発株式会社に依頼した。また、コアの解析は福岡大学において実施した。ボーリング地点の詳細位置を第 10 図に、また地質柱状図を第 11 図に示す。

(1) 遠賀川下流低地

掘削地点は遠賀川に沿って広がる低地（第 10 図 A）で、現遠賀川の左岸 500m の標高 2.94m（OGG-1）と 3.63m（OGG-2）の地点である。両地点はほぼ東西方向に約 125m 離れていて、西よりが OGG-1 である。OGG-1 と OGG-2 はこれらを構成する礫層や砂泥層、標高を元に対比できるので、ここでは、統合したユニット区分を示す。

OGG-1 は、下位から古第三系の砂岩（O-Unit 0；～地表より -22.60m）、基質支持の礫層～砂層を主体とする礫質河川相（段丘礫層）（O-Unit 3；-22.60m～-17.0m）、泥質基質に多くのカキの化石を含む泥質干潟（カキ礁）相（O-Unit 4A；-17.00m～-16.00m）、生物擾乱が発達し、貝化石を多く含む砂泥層からなる

砂質干潟相（O-Unit 4B；-16.00m～-12.50m）、貝化石や木片を多く含む泥層からなるラグーン相（O-Unit 5；-12.50m～-7.00m）、貝化石や植物根を含む泥層からなる塩水湿地相（O-Unit 6；-7.00m～-6.40m）、斜交葉理の発達する複数砂層のユニットの積み重なりおよび有機質の泥層からなるクレバスプレー / 氾濫原相（O-Unit 7；-6.40m～-3.40m）の 7 つの Unit からなる。O-Unit 0 は周辺地域に比べやや高い位置まで分布する基盤岩となり、それを直接覆う O-Unit 3 は基盤の高まりの縁に形成された段丘堆積物相当層、O-Unit 3 以浅ではおよそ 9,000 年前以降の放射性炭素年代値が連続的に得られていることから完新統と見なせる。

OGG-2 は下位から、砂岩からなる古第三系（O-Unit 0；-31.00m～-29.30m）、炭質物を含む淘汰の悪い泥質砂層からなる河口砂州？相（O-Unit 1；-29.30m～-27.00m）、炭質物片や貝化石を含む均質な泥層からなるラグーン相（O-Unit 2；-27.00m～-24.00m）、大礫を含む基質支持の砂礫からなる礫質河川相（段丘礫層）（O-Unit 3；-24.00m～-17.50m）、淘汰が悪い砂層からなる砂質干潟相（O-Unit 4B；-17.50m～-15.00m）の 5 つの Unit に分けることができる。O-Unit 1～Unit 3 は更新統、O-Unit 4 は完新統と考えられる。

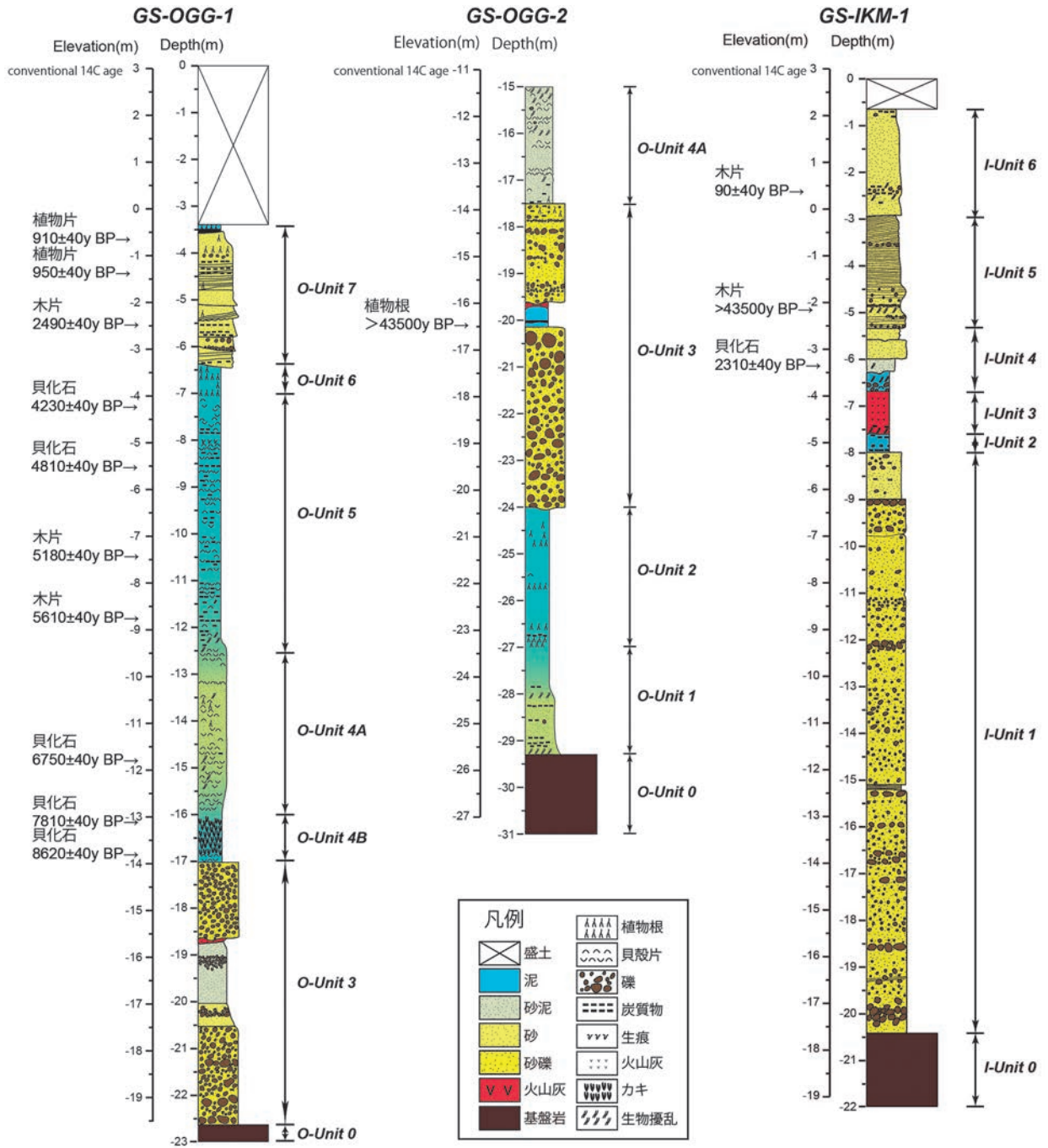
OGG-1 では O-Unit 3 の深度約 18.3m に厚さ 2cm の風化した火山灰層が挟まれているが、その重鉱物は褐色の普通角閃石 > 斜方輝石 > 普通輝石で、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.699\text{--}1.701$ と特徴的に低く（測定は株式会社古澤地質による、以下同様）、約 8.5～9 万年前の広域テフラである阿蘇 4 テフラ（町田・新井、2003）に対比される可能性がある。また OGG-2 の O-Unit 3 の深度約 19.65m にも厚さ 2cm ほどの風化した火山灰層があるが、その層位から、OGG-1 の深度 18.3m のテフラに対比されると考えられる。OGG-2 の O-Unit 1～2 の深度 24.75～27.30m の地層からは海棲・汽水棲の珪藻が産出している（第 12 図：分析はパリノ・サーヴェイ株式会社による）。また同層準の花粉分析では、コナラ亜属（*Quercus*）のほか、最終間氷期に特徴的なサルスベリ属（*Lagerstroemia*）花粉（辻、1986；Furutani、1989）が多産していることから（第 13 図）、この層準の地層は最終間氷期の海進堆積物と考えられる（分析は有限会社アルプス調査所による）。

OGG-1、OGG-2 ともに基盤の高まりに掘削されて



第 10 図 ボーリング位置詳細図. A : GS-OGG-1 と GS-OGG-2, B : GS-IKM-1. 基図は数値地図 25000 「福岡」を使用した.

Fig.10 Map showing drilling sites (A:GS-OGG-1,OGG-2 B:GS-IKM-1).



第 11 図 オールコアボーリングの柱状図。¹⁴C 年代値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正後の値。(測定は株式会社地球科学研究所による)

Fig.11 Geologic columnar section of cores (GS-OGG-1,2 and GS-IKM-1).

おり、沖積層では最下位に認められるべき低海水準期および海進初期の河川相を欠くこと、そして直接段丘礫層上に海成層が累重すること、段丘礫層の下位には、最終間氷期 5e の泥層である黒山泥層 (下山, 2002) と対比できる泥層 (O-Unit 1~2) を含むことが明らかになった。更新統・完新統ともに比較的内湾要素の大きい堆積環境が推定される。

比較的近距离にあるにも関わらず OGG-1, OGG-2 の基盤 (古第三系) 深度が大きく異なるという傾向

は、これらの周辺で得られた土質ボーリング調査結果とも調和的である。基盤深度は、遠賀川沿いの低地において、谷の軸方向にも横断方向にも起伏に富む。基盤深度が比較的深いところでは、標高 -20m 程度までは河川相と推定される砂質な堆積物が充填しており、それ以浅では O-Unit 4~5 に相当する泥層・砂層が分布する。最上位は河川相と推定される砂層が認められる場合と認められない場合があるが、いずれにせよ層厚は比較的薄いものが多い。下山 (2002) や池見は

か(2010)などによると、遠賀川下流低地の第四系の基底深度は最大で45m程度であるとされる。本ボーリング調査では、最深でも深度29mまでで、いずれも段丘礫層に当たっており、谷の軸部での海進期の地層がえられていない。しかしながら、下山(2002)によれば、海成層の分布範囲は最終間氷期で海岸から6km以上、完新世では約15km内陸側におよび、福岡平野などに比べてかなり内陸にまで海域が広がっていたと考えられる。

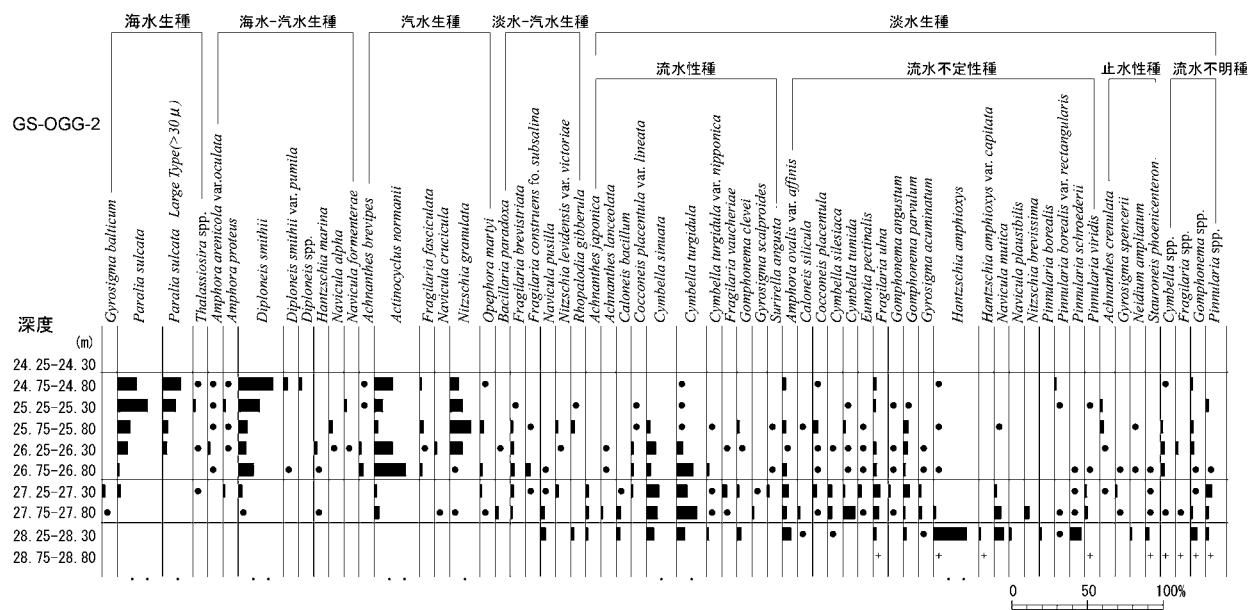
最終間氷期の最も海面が上昇した層準の標高は、さらに上位の阿蘇4に対比されるテフラを挟む礫層によって削剥されていると考えられることから明確ではない。ボーリング地点では最終間氷期や完新世の海面上昇期の堆積物は保存されているが、その間の最終氷期(6~2万年前頃)の地層はほとんど堆積していないか、削剥されたと考えられる。したがってボーリング地点周辺では、長期的に沈降域であるかどうかの判断は難しいが、少なくとも間氷期~氷期を通して連続的に地層が堆積し、保存されるほどの大きな沈降速度を有している地域であるとは言えない。

(2) 室見川下流域生の松原

掘削地点は、低地の最も西海岸よりの浜堤上であり(第10図B)、元寇防塁の内側に分布する現世の砂丘の上標高2.76mにあたる。下位から礫を含む砂岩からなる古第三系浜浜層(唐木田ほか, 1994: I-Unit 0; -22.00m~-20.40m)、厚い砂質礫層の繰

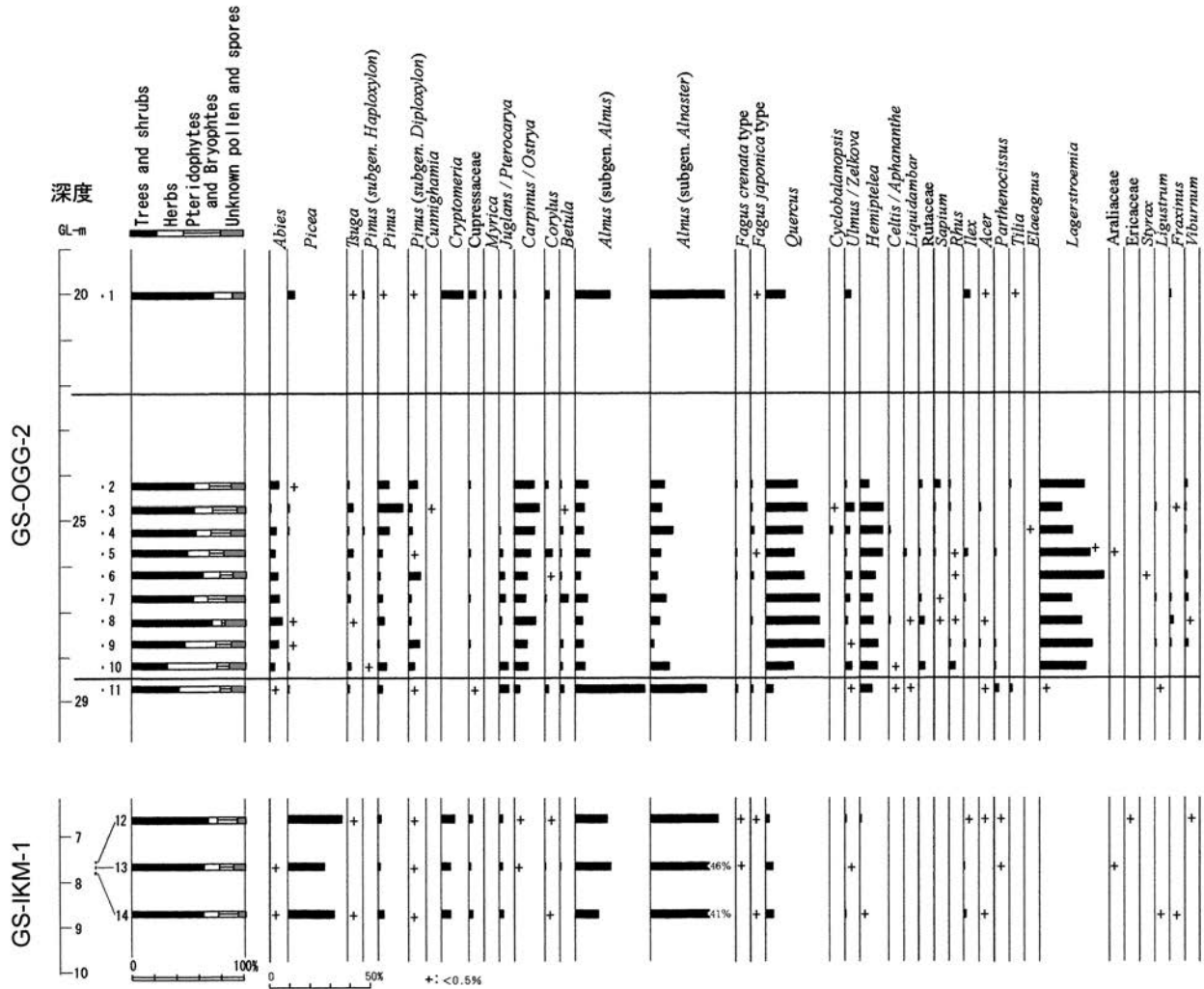
り返しと薄い泥層の挟みからなる礫質河川相(I-Unit 1; -20.40m~-8.00m)、有機質粘土からなる氾濫原相(I-Unit 2; -8.00m~-7.60m)、白色で帯磁率の高い火砕流堆積物(I-Unit 3; -7.60m~-6.70m)、貝化石を含む泥質砂からなる内湾相(I-Unit 4; -6.70m~-5.35m)、中粒~細粒砂からなりMacaronichnusの生痕化石を含む前浜相(I-Unit 5; -5.35m~-2.95m)、時折炭質物を含む層準のある非常に淘汰の良い砂層からなる砂丘相(I-Unit 6; -2.95m~-0.65m)の7つのUnitに分けることができる。これらのうち、I-Unit 4の内湾相からは2,310±40y BP、I-Unit 6の砂丘相中の炭質物から90±40y BPの年代値(δ¹³C補正年代値)が得られている。

GS-IKM-1では、比較的浅部に停滞期~海退期の堆積物に相当するI-Unit 4~Unit 6の海浜堆積物である沖積層が累積し、それ以降は更新統以前の堆積物になる。更新統は比較的厚い礫層からなり、扇状地性堆積物であると考えられる。一方で完新統は比較的薄く、火砕流堆積物からなる海蝕台上に累積したごく新しい地層である。I-Unit 3である火砕流堆積物は火山ガラスを主体とする特徴があり、火山ガラスは薄手のバブル型が多く、その屈折率はn=1.506-1.511である。含まれる重鉱物は褐色の普通角閃石、斜方輝石>単斜輝石であり、斜方輝石の屈折率はγ=1.699-1.702と特徴的に低い。これらの特徴は阿蘇4火砕流堆積物(町田・新井, 2003)のそれらと類似しており、対比さ



第12図 GS-OGG-2 下部の泥層から得られた珪藻化石群集ダイアグラム。分析はパリオ・サーヴェイ株式会社による。

Fig.12 Diatom diagram of the GS-OGG-2 core.



第 13 図 GS-OGG-2 および GS-IKM-1 の特定層準の木本花粉ダイアグラム。分析は、有限会社アルプス調査所による。

Fig.13 Arboreal pollen diagram of the GS-OGG-2 and GS-IKM-1 cores.

れる。

室見川下流の小田部では阿蘇 4 火砕流堆積物が地表に露出しているところがあり(唐木田ほか, 1994), その地域と比べると海岸近くでは阿蘇 4 火砕流堆積物の分布高度が低くなっているといえる。しかしボーリング地点では沖積層基底も基盤深度も浅く, この地域が沈降域であるという積極的な証拠は見出せなかった。IKM-1 と OGG-2 の阿蘇 4 テフラの対比が正しいとすると, I-Unit 1 の下半部の礫層が, OGG-2 の最終間氷期の海成層の層準に当たるかどうか重要であるが, 年代を示す具体的な資料は得られなかった。

4. まとめ

福岡県の日本海側沿岸域を中心にして, 既存の活断層以外にリニアメントを抽出し, 活断層かどうかの現地調査を実施した。また, 低地の 2 か所にて, ボー

リング調査を実施し, その地域が沈降域と言えるかどうか, 検討を行った。

1) 最終間氷期後半頃の段丘堆積物を上下方向に約 3m 変位させる活断層露頭を, 宗像市池田で発見した。この断層は, 地質断層が再活動したものと推定されるが, どの区間が活動したのかは明らかにできなかった。また, 福岡市早良区の椎原川下流域にて, 段丘面を変位させると考えられる地形を確認した。そのほか, 飯塚市笠置ダム周辺でも変位地形を認定し, その近傍にて段丘礫層を変位させるように見える断層露頭を確認した。これらの断層が, 既存の活断層とは独立して活動したのかどうかは明らかではなく, そのほかのリニアメントを含めて, さらに詳細な調査が必要である。

2) ボーリング調査は, 遠賀川下流低地内の遠賀町運動公園 (GS-OGG-1, 2) と福岡市西部の室見川下流低地内の生の松原 (GS-IKM-1) で実施した。遠賀川

下流域では、ボーリング地点の第四系の層厚は 30m 以内であり、既存資料をみても最大で 45m 程度である。最終間氷期と完新世の海進堆積物が確認されたが、その間の最終氷期の堆積物はほとんどないか、もしくは非常に薄く、堆積物が連続して保存されるような沈降速度を有している地域ではないと考えられる。生の松原のボーリング地点では深度約 20m で基盤岩に達し、完新世後期の堆積物のすぐ下位に阿蘇 4 火砕流堆積物と礫層があり、やはり沈降域と言える積極的な資料は得られなかった。

謝辞

ボーリング調査に当たっては、遠賀町教育委員会、九州大学農学部附属演習林の方々に便宜をはかっていた。九州大学の下山正一博士には、既存研究についてご教示いただいた。地質情報研究部門の中島礼氏には貝化石の鑑定をしていただいた。また同部門の小松原純子氏には、ボーリングコアの軟 X 線写真撮影に関する便宜をはかっていたかとともに、C/N 比の測定をしていただいた。これらの方々に深く感謝申し上げます。

文献

阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信 (2010) 西山断層帯海域延長部における断層分布と活動性について。活断層・古地震研究報告, 産総研地質調査総合センター, no.10, 119-148.

吾妻 崇・宮下由香里・二階堂 学・松浦和樹 (2007) 警固断層南端部, 筑紫野市武蔵地区における群列ボーリング調査。活断層・古地震研究報告, 産総研地質調査総合センター, no.7, 231-239.

千田 昇・池田安隆・堤 浩之・中田 高 (2004) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「直方」。国土地理院技術資料 D・1-No.435.

千田 昇・池田安隆・岡田篤正・鈴木康弘・中田 高 (2005) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「行橋」。国土地理院技術資料 D・1-No.449.

千田 昇・岡田篤正・中田 高・渡辺満久・鬼木史子 (1996) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「福岡」。国土地理院技術資料 D・1-No.333.

千田 昇・下山正一・松田時彦・鈴木貞臣・茂木 透・岡村 眞・渡辺満久 (2001) 福智山断層系の新期活動。活断層研究, no.20, 79-91.

千田 昇・渡辺満久・岡田篤正 (2008) 2.5 万分の

1 都市圏活断層図「小倉」(第 2 版)。国土地理院技術資料 D・1-No.502.

福岡地盤図作成グループ (1981) 福岡地盤図。九州地質調査業協会, 174p.

福岡地盤図作成グループ (1992) 福岡地盤図(南部編)。福岡県地質調査業協会, 132p.

Furutani, M. (1989) Stratigraphical subdivision and pollen zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the coastal area of Osaka Bay, Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., 32, 91-121.

池田安隆・千田 昇・越後智雄・中田 高 (2004) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「太宰府」。国土地理院技術資料 D・1-No.435.

池見洋明・Tu Anh TRAN・三谷泰浩・月原雅貴 (2010) 北部九州遠賀川流域における完新統の三次元分布。地理情報システム学会第 19 回研究発表大会講演要旨。

磯 望・下山正一・峯元 愛・千田 昇・松田時彦・松村一良・杉山雄一・鈴木貞臣・茂木 透・岡村 眞・熊井教寿・松山尚典・黒木瑞昭・川口小由美 (2000) 西山断層帯(福岡県)の津屋崎町および飯塚市におけるトレンチ調査報告。活断層研究, no.19, 91-101.

加野直巳・稲崎富士・山口和雄・田中明子 (2006) 警固断層南東部での極浅層反射法調査。活断層・古地震研究報告, 産総研地質調査総合センター, no.6, 143-152.

唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊 (1994) 福岡地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 192p.

活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層 - 分布図と資料。東京大学出版会, 437p.

久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男 (1993) 20 万分の 1 地質図幅「福岡」。地質調査所。

町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 336p.

岡村 眞・松岡裕美・中島徹也・中田 高・千田 昇・平田和彦・島崎邦彦 (2009) 博多湾における警固断層の活動履歴。地震 2, 61, 175-190.

尾崎正紀・濱崎聡志・吉井守正 (1993) 折尾地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 121p.

- 下山正一（1989）福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層. 九大理研報（地質），16，37-58.
- 下山正一（2002）遠賀川下流域の第四系. 低平地研究，佐賀大学低平地研究センター，no.11，5-10.
- 下山正一・松田時彦・千田 昇・杉山雄一・磯 望・松村一良・鈴木貞臣・茂木 透・岡村 眞・松山尚典・黒木瑞昭・蚊爪康典（1999）警固断層，大佐野地区（福岡県）でのトレンチ調査報告. 活断層研究，no.18，55-64.
- 下山正一・磯 望・松田時彦・市原季彦・千田 昇・岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢ヶ部秀美・樗木政昭・松浦一樹（2005a）警固断層，薬院地区（福岡市）でのトレンチ調査報告. 活断層研究，no.25，117-128.
- 下山正一・松田時彦・磯 望・市原季彦・千田 昇・岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢ヶ部秀美・樗木政昭・松浦一樹（2005b）福岡市街地の警固断層について. 九州大学西部地区自然災害資料センターニュース，no.33，7-12.
- 下山正一・磯 望・千田 昇・岡村 眞・松岡裕美・池田安隆・松田時彦・竹中博士・石村大輔・松未和之・松山尚典・山盛邦生（2008）福岡平野東縁部に位置する宇美断層の特徴について. 活断層研究，no.29，59-70.
- 辻 誠一郎（1986）大磯丘陵の更新世吉沢層の植物化石群集（I）. 第四紀研究，19，107-115.
- 渡辺満久・松田時彦・千田 昇・下山正一・岡村 眞・鈴木貞臣・北九州市防災対策部（2002）小倉東断層の活動性. 活断層研究，no.22，83-98.

福岡市生の松原での浅部地下構造調査

Shallow seismic reflection survey at Ikinomatsubara area, Fukuoka City.

加野直巳^{1*}・山口和雄¹

Naomi Kano^{1*} and Kazuo Yamaguchi¹

Abstract: We conducted a high-resolution shallow seismic reflection survey at Ikinomatsubara area, Fukuoka City to image the shallow basement structure. Two about 600m-long S-wave seismic lines were set along the coastal line. One was set in pine tree forest and the other was set just outside the forest and about 20m from the coastal line. The distance between the two lines was about 50m. As a result, CMP stacked sections profiled several continuous reflection events at the near surface. Line2 section profiled characteristics like fault. The drilled core data obtained at GS-IKM-1 site, which is just at the north-east end of the line 1, suggests that two strong reflections can be expected from the two interfaces (8m and 20m in depth) and two reflections in Line1 depth section have a good agreement with the expected depth. The profiles still have noises caused by strong direct-wave/surface-wave and surface statics. We still need to suppress these noises to have a good image of the basement.

Keywords: high-resolution shallow seismic reflection survey, S-wave

要旨

浅部の基盤構造をイメージすることを目的として、福岡市生の松原地区において高分解能反射法地震探査を実施した。九州大学演習林となっている松林の中とその外側海岸に沿ってのそれぞれ約 600m の測線において S 波探査を行った。一連の処理を施して得られた CMP 重合断面を暫定的に解釈した。測線 1 には、3つの比較的連続性の良い反射面が捉えられた。測線 2 には断層構造らしき特徴も認められた。測線 1 の北東端で掘削されたオールコアボーリング GS-IKM-1 のコア試料の堆積相解析結果と速度解析で求めた速度を用いての測線 1 の深度変換断面図と対比すると、中位の反射面が深度 20.4m の古第三系姪浜層のトップと礫質河川相の境界からのもの、上位の反射面が深度 8.0m の礫質河川相のトップと氾濫原層との境界からのものと考えられる。今後、下位の反射面が何であるかの検討と合わせて、注意深い静補正、直接波によるノイズの除去により、よりよい断面図を作成することが必要である。

1. はじめに

福岡平野付近には、警固断層など既知の活断層の他に、リニアメントや周囲に比べて第四系が相対的に厚く堆積する低地がある。水野ほか(2011)は、後者のような活断層と認定されていないリニアメントや低地について、空中写真判読、野外調査、ボーリング資料収集、2地域で新規のボーリング調査を行った。新規のボーリングのうち生の松原のボーリング地点付近で、地下構造調査として S 波反射法地震探査と表面波探査を実施した。地下構造調査の目的は、室見川下流域の低地帯である生の松原付近の基盤の上面形状をイメージすることにより、ボーリング地点から西方約 1km の区間での断層の存否、断層が存在する場合の変形様式などを解明することである。また、ボーリング調査で判明した地質層序と反射面等の境界面との対比も行う。

2. 調査の概要

本調査は 2011 年 2 月 2 日～7 日の 6 日間に実施した。測線は福岡市生の松原地区の九州大学演習林(松林)内の小道(測線 1)と演習林はずれの海岸の通路

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

(測線 2) のそれぞれ約 600m である (Fig. 1). 測線 1 は曲がりくねってはいるが, 海岸とほぼ平行であり, 2つの測線の距離はおおよそ 50m で, その一部は並行している. 両測線ともほぼ水平で, 測線 1 の標高は 1.4-4.2m, 測線 2 の標高は 2.7-4.1m である. また測線 1 の東北端を既存のボーリング GS-IKM-1 (水野ほか, 2011) の掘削地点とし, ボーリング資料と反射法断面との比較検討を可能にした. この 2つの測線の間には元寇防塁が走っており, これを横切っての調査は防塁によるノイズが大きいと判断し, 行わなかった. この 2つの測線に対し, カケヤによる板たたきを

S 波震源とした反射法調査 (測線 1 の 600m, 測線 2 の南西側 553m) および大カケヤを震源とした表面波探査 (測線 2 の 623m) を行った. 測線の設定を 2月 2日の午後に行い, S 波反射法調査を 3日朝から 6日午前 11時頃まで, 表面波探査を 7日午後 2時頃まで実施した. これは準備, 撤収の時間を含む. この報告では前者 S 波反射法調査の結果を報告する. Table1 に調査の測定諸元および使用した機器類を示す. 対象が極めて浅部 (深度およそ 20m) であることから震源として S 波を選択し, 鉛直方向の分解能の向上を図り, 測線長がそれほど長くないことから,



第 1 図 測線図.
基図は国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「福岡西南部」を使用
測線の数字は発震点・受振点番号.

Fig.1 Location map.
The Geographical map is “Fukuoka-Seinanbu” (1/25,000 in scale) by Geographical Survey of Japan.
Numbers on the survey lines are shot/receiver station numbers.

第 1 表 調査の概要.

Table 1 Survey parameters.

| | S-wave Line1 | S-wave Line2 | Surface-wave Line2 |
|-------------------|---------------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| Source | Plank striking by wood hammer | Plank striking by wood hammer | Big wood hammer |
| Shot points | 599shot points | 553 shot points | 614 shot points |
| Detector Stations | 600 stations | 554 stations | 611 stations |
| Record length | 2 s | | 2 s |
| Shot Interval | 1 m | | 1 m |
| Detector | GS-20DM (Geospace Technologies) | | L-15B (Mark Products) |
| Natural Frequency | 28 Hz | | 4.5 Hz |
| Detector interval | 1 m | | 1 m |
| Spread | Split-Spread shooting | | End-on shooting |
| Offset | -48 – 48m | | 3-50m |
| Recording System | DSS-12 (Suncoh) | | DSS-12 (Suncoh) |
| Sampling interval | 0.5 ms | | 0.5 ms |
| No. of channels | 96 | | 48 |

発振点・受振点間隔を 1m として水平方向の分解能向上を図った。また震源としては、松林内での操作性と対象深度がそれほど深くないことを考慮し、人力による板たたきとしたが、震源の力を増加させるため、小型ユンボの排土盤（一部測線 2 の松の枝が測線上に覆いかぶさっている部分はバケット）で板を押しつけ、摩擦力が大きくなるようにした (Fig. 2)。受振器は 28Hz の垂直用受振器に L 型ブラケットを取り付け、横向きにスパイクで地面に設置できるようにしたもの

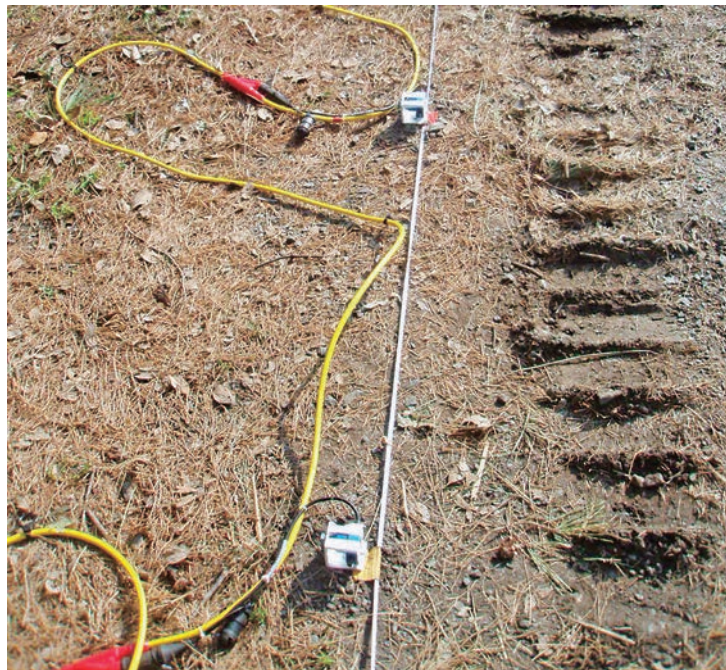
を使用した (Fig. 3)。展開は対象深度を考慮し、最大オフセットを 48m とし、水平重合数を増やし S/N を向上させるため、スプリットスプレッドを基本にデータを取得することとし、各発震点で 96ch のデータを取得した。

実質 3.5 日間の現地探査で取得した反射法調査データは、総発震点数 1152 点、合計 2304 ファイルとなった。



第 2 図 S 波震源.

Fig.2 S-wave source.



第 3 図 受振器.

Fig.3 Receivers.

3. 調査結果

取得データを Linux 上で動作する専用の反射法処理ソフトウェア Omega2 (WesternGeco 社製) を用いてデータ処理を実施した。データ処理の流れを Fig. 4 に、また各処理の概要を以下に記す。前述のように測線 1 は少し曲がりくねっていたので、測線に沿ったなめらかな曲線を CMP 重合測線とし、この測線に沿って共通反射点の編集を行った。測線 2 はほぼ直線であるので、CMP 重合測線はこの直線と一致させた。CMP の間隔は 0.5m とした。それぞれの測線の CMP 点数は 1153 と 1114 となった。

まず前処理としてトレース編集、同一発震点重合(ダイバーシティ重合)等を施し、次に測量作業によって求められた各受振点および発震点の座標データを入力し、ジオメトリを定義した。その後、振幅調整、バンドパスフィルタ(帯域通過フィルタ)等の処理を施し、反射イベントが強調されるようにした。暫定版として、静補正は地形補正のみを行い、屈折波走時を利用した静補正值の計算は行っていない。速度解析は、定速度走査センブル法計算法を用い、50CMP (25m) 毎に実施した。速度解析点数は 2 測線で合計 45 点である。速度を決定する際にはその速度による NMO カーブと CMP ギャザとの比較、その速度による NMO 補正後の CMP ギャザデータの確認を行った。この解析を経

て求めた重合速度構造を用いて NMO 補正、CMP 重合処理を施し時間断面を作成した。この重合後時間断面に対して、反射面の連続性を強調する FX 予測フィルタ処理を施し、さらに周波数帯域フィルタ処理等を加えた。また時間断面上の見かけの傾斜構造を真の構造に近い断面に変換する重合後時間マイグレーション処理を行った。この処理には速度解析で求めた重合速度構造データを用いた。

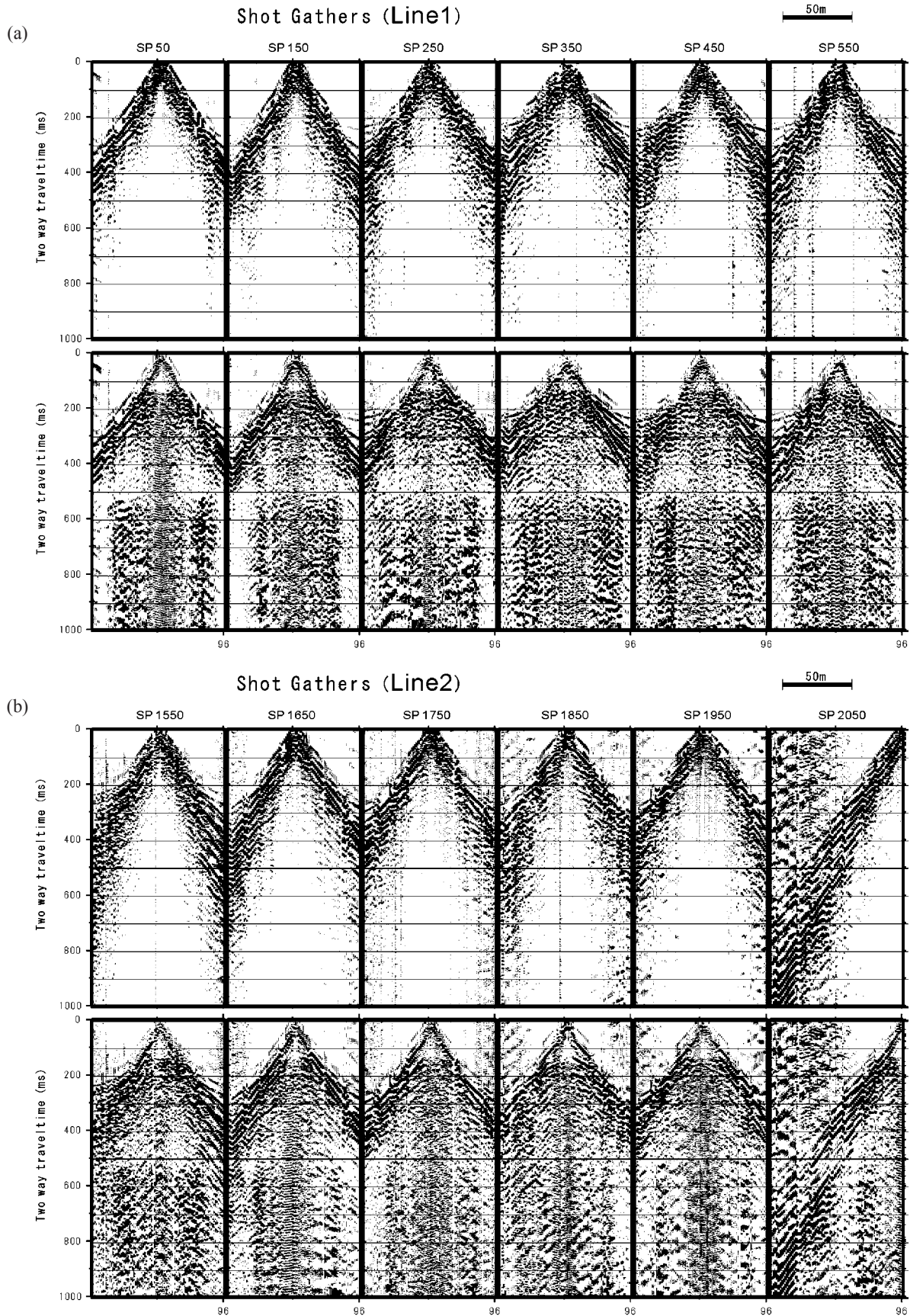
発震点ギャザと受振点ギャザの例を Fig. 5, 6 に示す。それぞれ 100m 間隔の記録である。それぞれのギャザの上段は垂直重合後のオリジナル、下段は時間方向の振幅補正を行ったあとの記録である。全般に S/N は良好であるが、オリジナルの記録では見かけ速度 140m/s 程度の直接波、あるいは表面波が卓越しており、反射波ははっきりしない。オフセットの大きいトレースには見かけ速度 700m/s 程度の屈折波のイベントが認められ、この屈折面での速度コントラストが大きいことが分かる。この記録に対して時間方向の振幅補正を適用することで、反射波らしき波群を観察することができるようになっている。

暫定的な時間断面図、時間マイグレーション断面図、深度マイグレーション断面図を Fig. 7 に示す。標高 10m を基準面としており、時間断面図、時間マイグレーション断面図では速度 125m/s を用いて標高補正を行っている。

| |
|--|
| Data Conversion(SEG2 → SEG Y) |
| Trace Edit(Dummy shot delete, Noisy trace delete etc.) |
| Vertical Stack(Diversity stack) |
| Geometry Apply |
| Amplitude balancing |
| Band-pass Filter |
| Elevation Correction |
| Velocity Analysis |
| NMO Correction |
| CMP Stack |
| FX Prediction Filter |
| Band-pass Filter |
| FX Time Migration |
| FX Depth Migration |

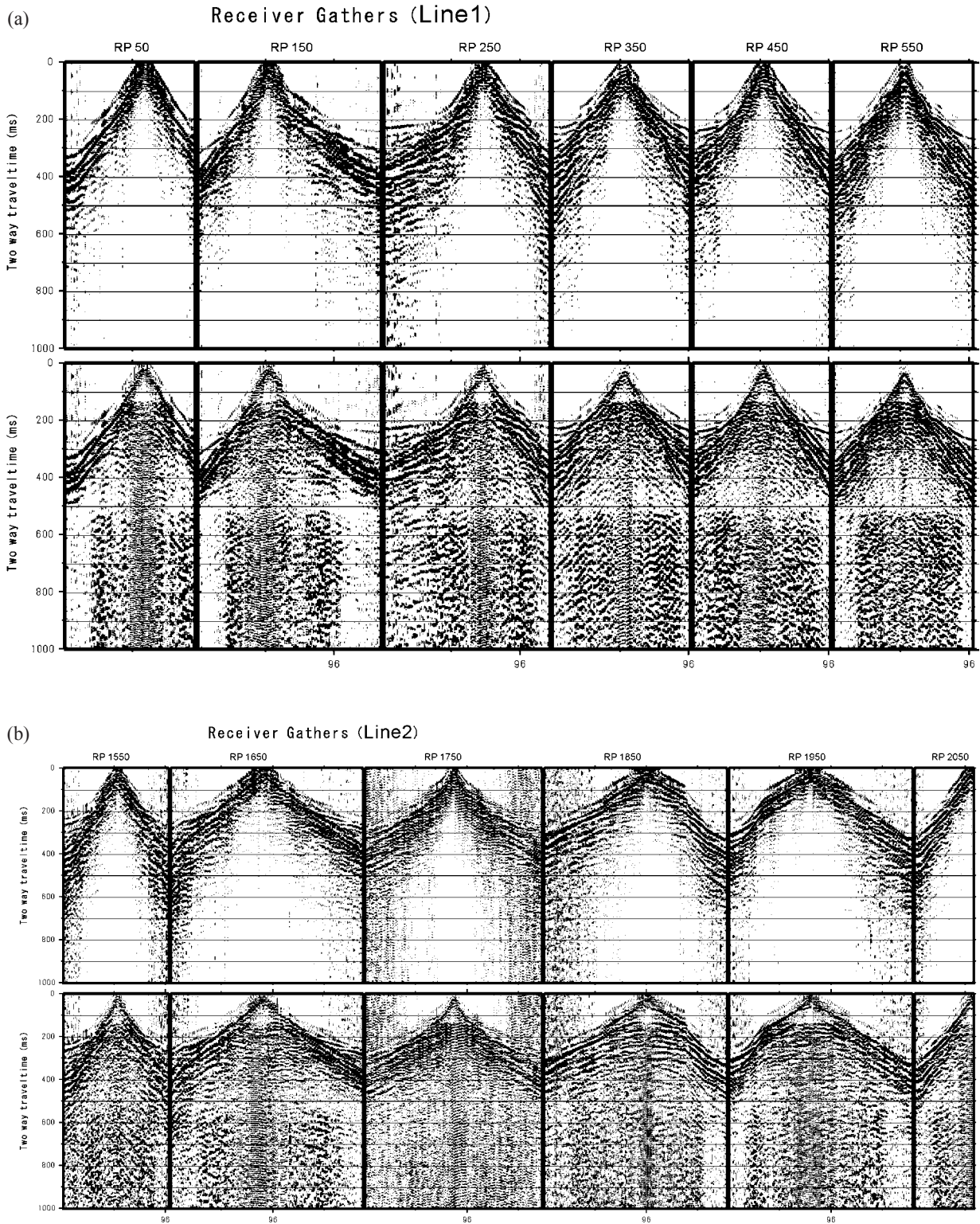
第 4 図 反射法データ処理の流れ図。

Fig.4 Processing flow chart.



第 5 図 発震点記録例.
 100m 間隔の発震点記録の例を示す. 上段は垂直重合後の記録, 下段は時間方向振幅調整後の記録である.
 a): 測線 1, b): 測線 2

Fig.5 Examples of shot gathers.
 Shot gathers in 100m interval. Top: After vertical stack. Bottom: After amplitude balancing.
 a): Line1, b): Line2



第 6 図 受振点記録例.

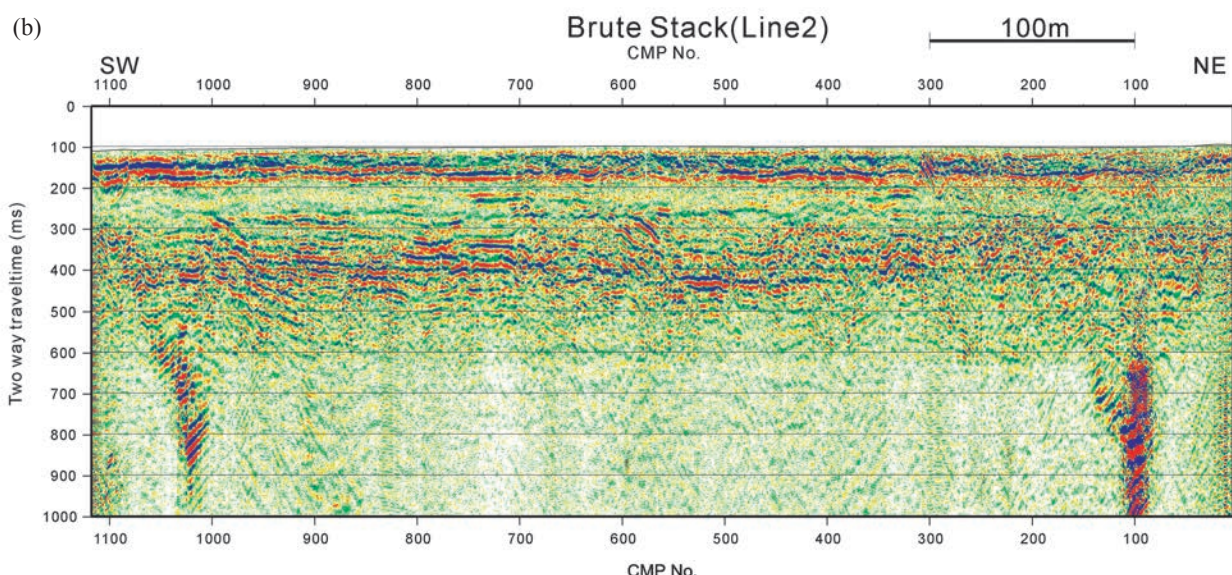
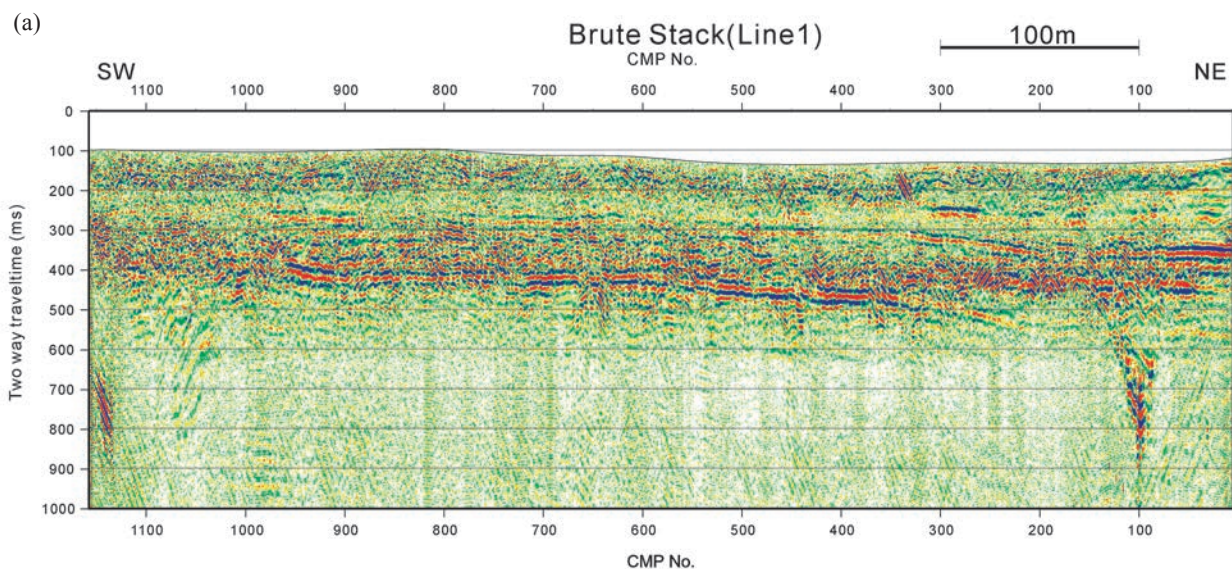
100m 間隔の受振点記録の例を示す. 上段は垂直重合後の記録, 下段は時間方向振幅調整後の記録である.

a): 測線 1, b): 測線 2

Fig.6 Examples of receiver gathers.

Receiver gathers in 100m interval. Top: After vertical stack. Bottom: After amplitude balancing.

a): Line1, b): Line2

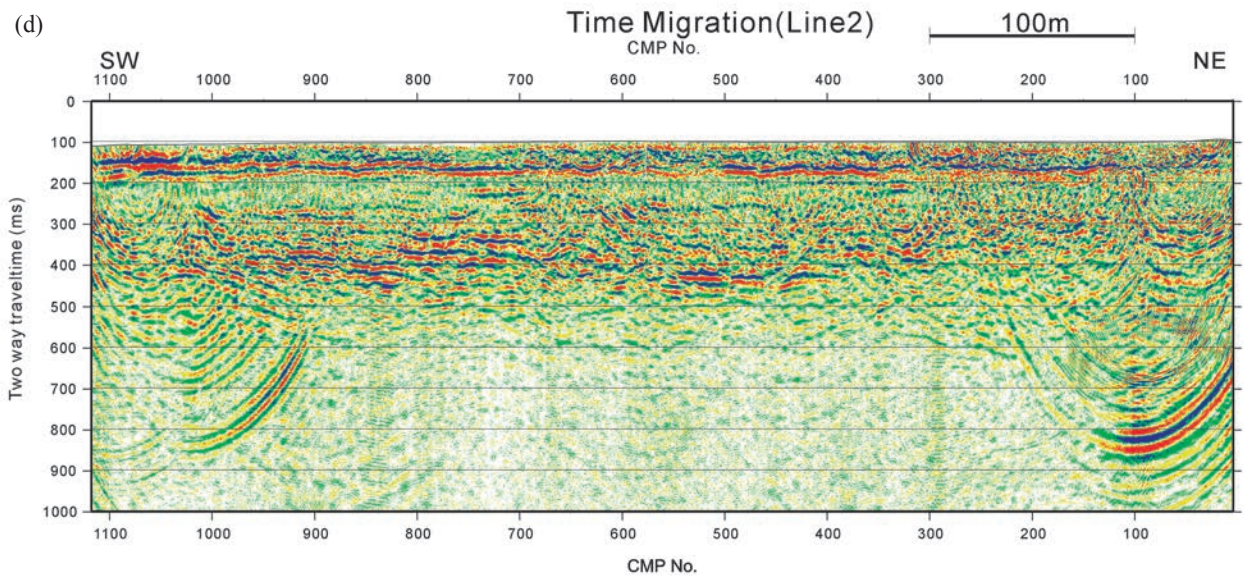
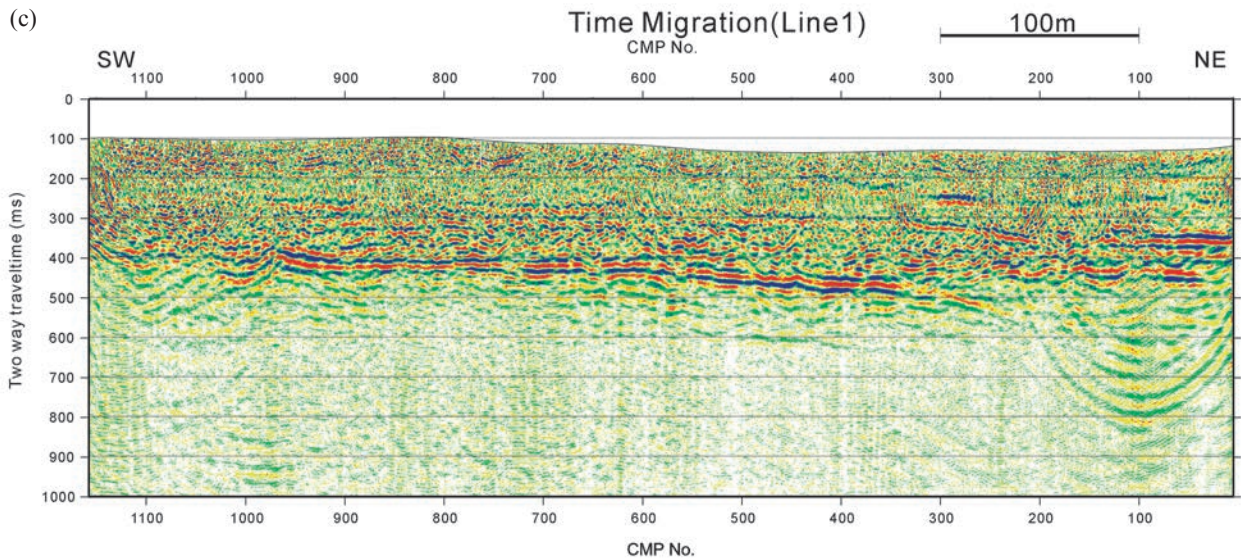


4. 考察

断面図ではオリジナルの記録で卓越していた直接波、あるいは表面波によると思われる急傾斜のイベントがノイズとして反射イベントの連続性を阻害している。時間マイグレーション断面図、深度マイグレーション断面図では不連続部分からマイグレーションによるノイズが発生しており、間違っただけの印象を与えやすくなっている。この影響を避けるため、まず時間断面図で検討を行った。Fig. 8は、それぞれの測線の時間断面図に対し、反射イベント群を暫定的に解釈したものである。

測線1では南西端付近での連続性が悪いが、強い2つの反射面とその上位にある少し振幅の小さい反射面

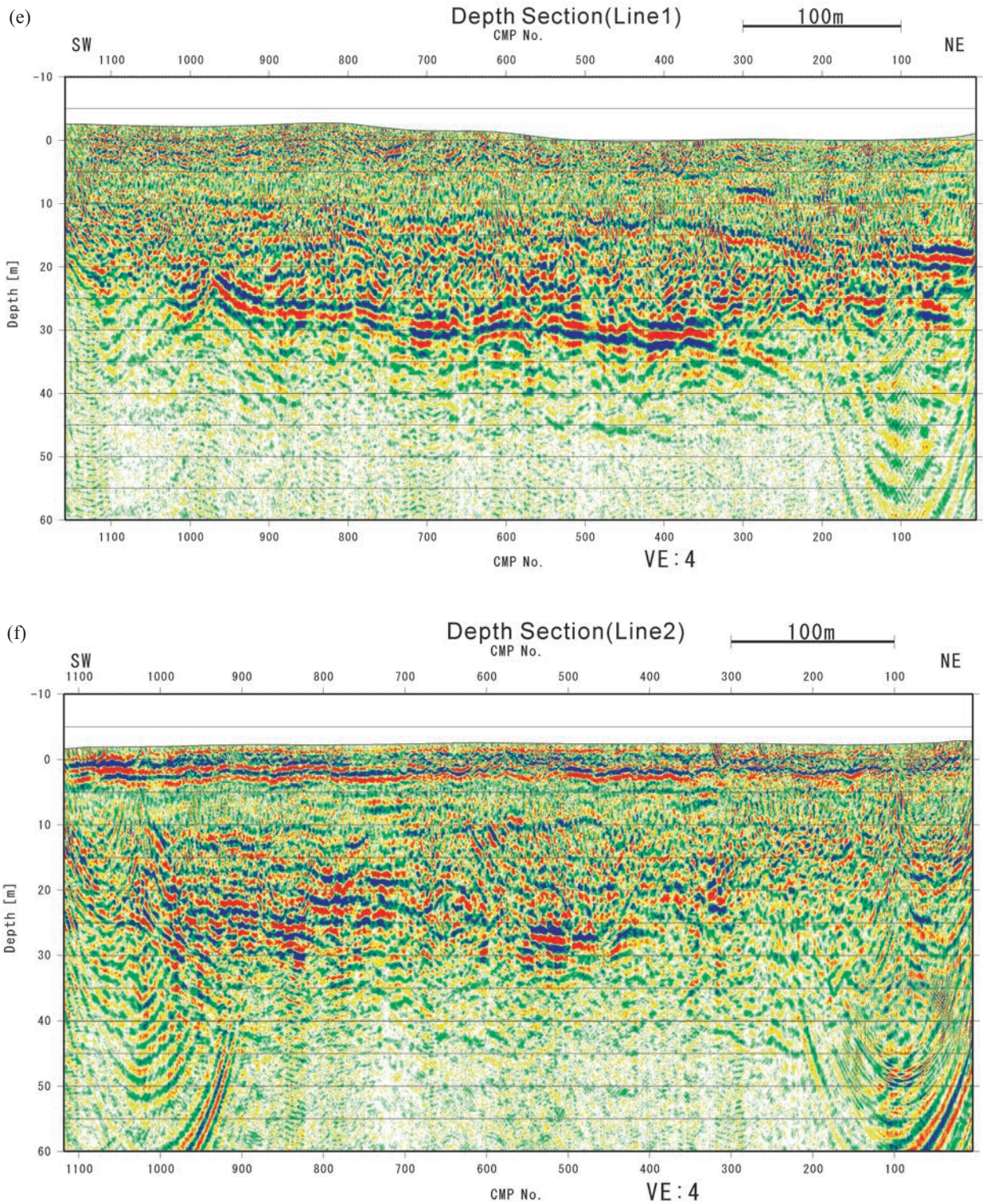
が特徴的である。一番上位の振幅の小さい反射面は北東端の往復走時 230ms から CMP250 付近の往復走時 260ms へと少し傾斜し、走時を大きくしている。CMP400 付近では往復走時 230ms 程度となり、それより南西でははっきりしなくなっている。浅い方の強い反射面は北東端では往復走時 370ms 程度で、ほぼ水平である。CMP200 付近から CMP350 付近まで少し傾斜し CMP350 付近では往復走時 300ms 程度となっている。CMP350 より南西では傾斜は緩やかになり南西端の CMP1153 では往復走時 250ms 程度となっている。深い方の強い反射面は北東端では往復走時 450ms 程度で、ほぼ水平である。CMP350 付近で波形が乱れていて連続性がはっきりしなくなっており、CMP370 付近では往復走時 470ms 程度となっ



ている。CMP370 から CMP600 付近まで少し傾斜し CMP600 付近では往復走時 420ms 程度となっている。CMP600 から CMP930 付近まではほぼ水平で、それより南西ではまた傾斜があり南西端の CMP1153 では往復走時 380ms 程度になっている。振幅がかなり弱いですが、CMP350 の往復走時 470ms から CMP200 で往復走時 560ms と傾斜し、それより北東側はほぼ水平となる反射面も認められる。深い方の強い反射面の CMP370 での反射面の乱れているところより北東側は、こちらに連続している可能性もある。

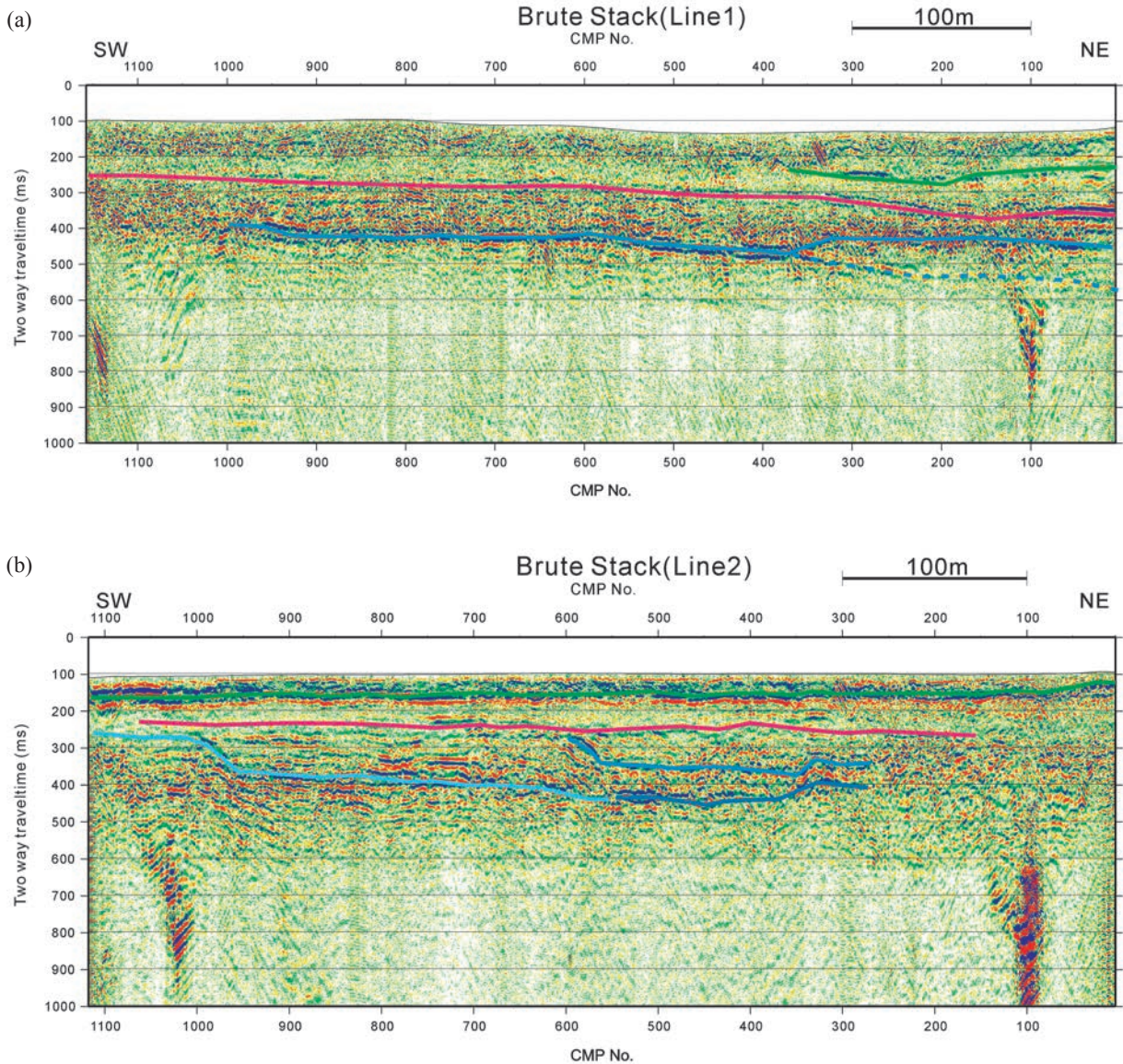
測線 2 では北東側半分の反射面は連続性が悪く、はっきりしないが、南西側では何枚もの強い反射のイベントあり、いくつか断層らしき構造が認められる。反射面が独立していないため、連続性が悪い部分での対応が取りにくいですが、暫定的解釈として、反射面を

結んだ。往復走時 150ms 付近に測線全体にわたってほぼ水平な反射面がある。往復走時 250ms 付近にも北東側の反射面がはっきりしない部分を除き測線全体にわたってほぼ水平な反射面がある。CMP300 付近で往復走時 350ms 付近の反射面は CMP330 付近で 50ms ほど南西に落ち、その南西では徐々に浅くなり、CMP550 から CMP600 にかけて、往復走時 350ms 付近から 280ms 付近まで持ち上がり、その上位の反射面と一緒にになっている。CMP300 付近で往復走時 400ms 付近の反射面は CMP330 付近で 30ms ほど南西に落ち、その後水平に連続し、CMP600 付近まで続く。CMP600 付近で連続性が悪くなっているが、見かけ上はこれとつながる形でその南西では徐々に浅くなり、CMP960 から CMP1000 にかけて、往復走時 380ms 付近から 280ms 付近まで断層らしき構造で持



第7図 暫定の反射調査結果。
 a) : 測線1 重合時間断面。
 b) : 測線2 重合時間断面。
 c) : 測線1 時間マイグレーション断面。
 d) : 測線2 時間マイグレーション断面。
 e) : 測線1 深度マイグレーション断面。
 f) : 測線2 深度マイグレーション断面。

Fig.7 Preliminary result of the seismic reflection survey.
 a): Stacked section Line1.
 b): Stacked section Line2.
 c): Time migrated section Line1.
 d): Time migrated section Line2.
 e): Depth migrated section Line1.
 f): Depth migrated section Line2.



第 8 図 解釈時間断面図。
a) : 測線 1, b) : 測線 2

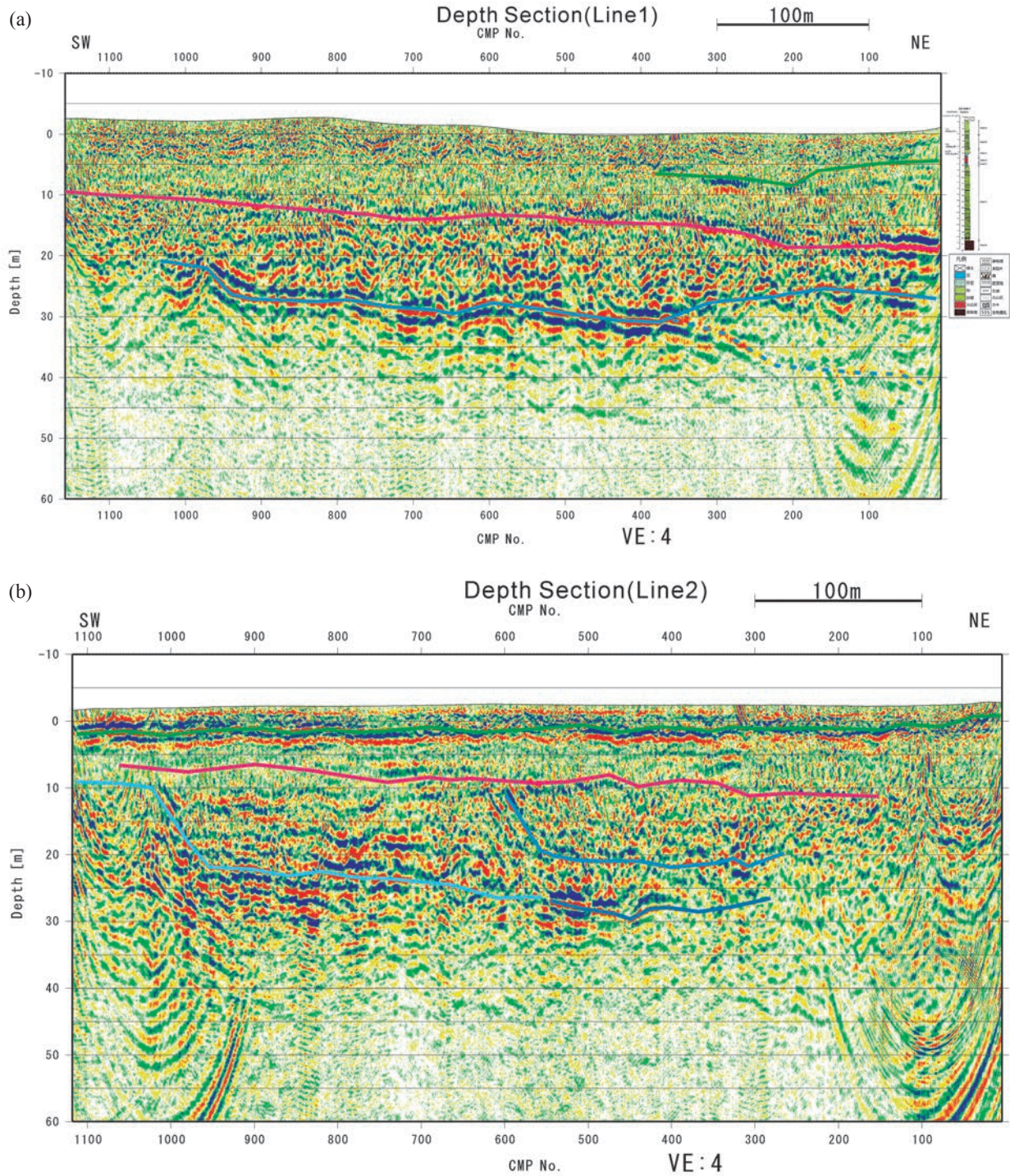
Fig.8 Interpreted stacked sections.
a): Line1, b): Line2

ち上がり, その南西ではほぼ水平となっている。2つの反射面の CMP330 付近の走時の変化はその上の反射面も乱れており, 地表付近の異常が影響しているかもしれない。CMP600 付近と CMP1000 付近の走時の変化は断層によるものではないかと考える。

測線 1 の北東端ではオールコアボーリング GS-IKM-1 が掘削されている (水野ほか, 2011)。Fig. 9 は, それぞれの測線の深度マイグレーション断面図に対し, 時間断面図で暫定的に解釈した反射面を書き入れたものである。測線 1 の北東端にこの GS-IKM-1 孔の簡易柱状図 (水野ほか, 2011 を加工) を示した。この柱状図から反射面の候補として考えられるのは深

度 8.0m の礫質河川相 (I-Unit 1) のトップと氾濫原層 (I-Unit 2) との境界と深度 20.4m の古第三系姪浜層 (I-Unit 0) のトップと礫質河川相 (I-Unit 1) との境界の 2 つである。深度断面図の測線 1 の一番上位の反射面と中位の強い反射面はそれぞれおよそ 8m と 20m となり, ほぼこれらの想定される反射面と対応する。

測線 1 の南西側 100m と測線 2 の北東側 100m はほぼ 50m 離れて並行しているが, どちらの部分も反射面の連続性が悪く, 残念ながら両者の反射面の対応は困難となっている。



第9図 解釈深度断面図。
a)：測線1 柱状図（水野ほか，2011 を加工），b)：測線2

Fig.9 Interpreted depth sections.
a): Line1 with boring data, b): Line2

5. おわりに

福岡市生の松原地区の九州大学演習林（松林）内で行ったそれぞれおよそ600mの2本の測線の数10mの深度を対象とした反射法探査の暫定処理結果を報告

した。暫定的な結果ではあるが、いくつかの反射面と断層らしき構造を捉えることができた。また測線の端で掘られているボーリングデータとの対比も良好である。今後、屈折波静補正、直接波・屈折波・表面波の抑制、ノイズの大きなトレースの除去などを行い、よ

りよい断面図を作成するとともに、基盤面の形状をはつきりさせていきたい。

謝辞

本調査の実施にあたり、九州大学福岡演習林、福岡市教育委員会の方々に多くのご協力をいただいた。上記関係機関の方々に心からの謝意を表します。

文献

水野清秀・中村洋介・石原与四郎・田中甫脩・田辺 晋・中西利典・池田政人・細矢卓志（2011）福岡県日本海沿岸域における低活動度の活断層と平野地下の第四紀堆積物に関する地質調査，平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報（本研究報告）。

福岡県沿岸域における海底重力調査

Sea Floor Gravity Survey of Coastal Area of Fukuoka Prefecture.

駒澤正夫^{1*}・大熊茂雄¹・押田 淳²

Masao Komazawa^{1*}, Shigeo Okuma¹ and Atsushi Oshida²

Abstract: A sea floor gravity survey was carried out from September to October in 2010 along the northern coastal area of Fukuoka prefecture in order to understand a shallow and regional underground structure. The measurement points were arranged within 10km offshore at about 2.5km interval and the number of measurement points became 100 points. Unnatural local anomalies are not found in the survey area, so it is shown that the accuracy of the sea floor gravity data is high. As a characteristic Bouguer anomaly, the contour pattern of the sea side is smoothly connected with the land side. Kego Fault, which passes through Fukuoka city, has a steep gradient structure which is perpendicular to the coastline in the land and breaks off on the coastline. The contour pattern is parallel to the coastline in the Hakata Bay. The high gravity anomaly extends from Noko-shima to the Shikano-shima. The low gravity anomaly exists around Umino-nakamichi, and it seems to be in extension of Kego Fault. The epicentral area of the "2005 Fukuoka earthquake", which is about 20 km north of the Itoshima peninsula, seems to be on the west edge of the high gravity block which leads to the land side.

Keywords: sea floor gravity survey, Fukuoka Prefecture, Bouguer anomalies, graben structure

要旨

福岡県沖で浅部地下構造を広域的に把握するため 2010 年 9 月 9 日より 10 月 2 日にかけて海底重力調査を行った。測定点は沖合 10km, 海岸線に沿って 90km についてほぼ 2.5km 間隔に配置され, 総測点数は 100 点となった。調査域には不自然な局所異常は見られず海底重力データの精度が高いことを示している。特徴的なブーゲー異常として, 陸側からのコンターパターンが海側にもスムーズに繋がっている。つまり, 海岸部ではコンターは海岸線に平行するようなパターンがあまり見られない。例外として, 福岡市内をとおる警固断層は陸側では海岸線に直交するような急勾配構造を示しているが, 海岸線で途切れて博多湾では海岸線に平行なコンターパターンを示している。能古島から志賀島にかけては高重力異常が伸び, その東側の南北に伸びる低重力異常は警固断層の延長にあるように見える。糸島半島北方 20km の沖合の 2005 年福岡県西方沖地震の震源域は, 陸側につながる高重力ブロックの西縁にあるように見える。

1. はじめに

本調査は, 2005 年 3 月に発生した福岡県西方沖地震の震源域を含む福岡県沖の浅部地下構造を広域的に把握し, 更に, 福岡県沿岸部の海陸接合域の重力構造把握することを目的として実施された海底重力調査である。海底重力測定は, 船上重力測定に比べ測定精度が格段に良く重力図の編集においてフィルター処理など平滑化の必要がなく得られる重力異常も高精度で, 最近でも大阪湾(駒澤ほか, 1998), 播磨灘(上嶋ほか, 2006)及び能登半島北部沖(駒澤ほか, 2009)で海底重力調査が行われた。測定には, 観測船に搭載した海底重力計をウインチ操作で海底に着地させ, 静止状態で重力を測定する方法である。測定点は, 海岸線に沿って 90km, 沖合 10km について約 2.5km の測定点間隔に配置され, 総計 100 点の重力測定がなされた。現地調査は, 2010 年 9 月 3 日より始めたが, ロガー電池から重力計(CG-5)の内部電池への切り替えに不具合が生じて恒温槽の温度が低下する問題が生ずることが判明したため再測を余儀なく

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

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

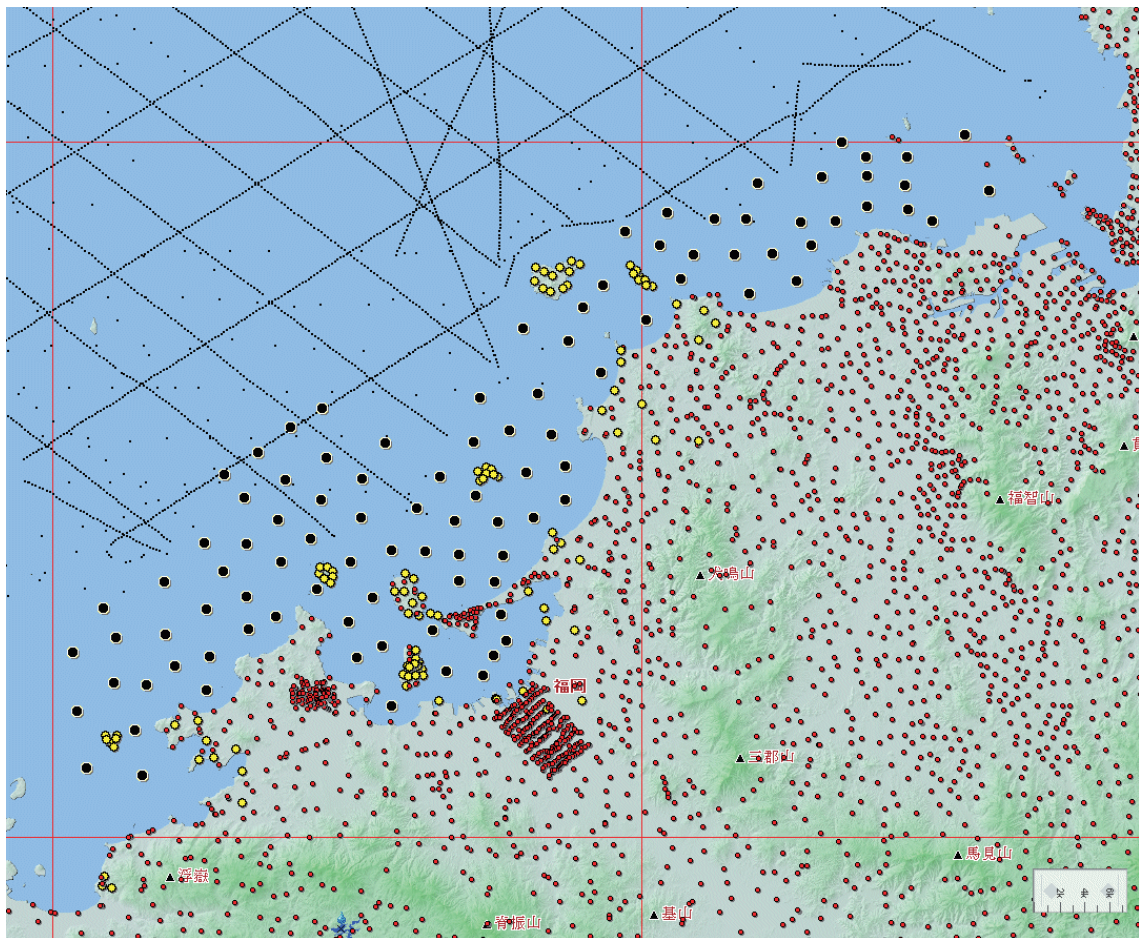
された。陸域において重力点と基点間の閉塞測定を内部電池のみを使う仕様に切り替えて9月8日に実施したが、問題が生じなかったためそれ以降その方式を採用した。荒天待機を含め有意な測定は、2010年9月9日より10月2日にかけて行った。当該地域での陸上重力調査によれば、海岸線に直交するようなコンターパターンが卓越するが、船上重力データと編集すると沖合では重力勾配の最も大きい構造が海岸線に沿うように存在するが判っている。ただ、船上重力調査のため位置や勾配の大きさなどの詳細な重力異常は不明瞭となっている。更に、調査船の進路変更に伴うエトベス効果の除去が不十分なため不自然な高重力異常も存在している。今回の調査は、かかる背景のもとでより高精度の測定が可能である海底重力計により鮮明な構造把握を目指して実施されたものである。

2. 調査地域

海底重力の調査範囲は、福岡県沖の海岸線に沿った

約90km×沖合約10km(約900km²)の玄界灘、響灘の沖合で、海底重力計を用いて重力調査を実施した。計画段階では分からなかった港湾区域(博多湾等)や埋め立てなど地形の改変がなされたところなどは、調査実施時に調査対象から外し、測定位置を1km程度移した。

測定点分布図を陸域データ、船上重力データとともに Fig.1 に示す。海底重力の測定点は、約2.5kmの測点間隔を計画配置したが、測定時の波高、水深、海底の地質、漁網等との状況を見て、実際の測定は計画地点に対し適宜変更している測点もある。測点配置に偏りがある訳でないので、数100m測点をずらしても、ブーゲー異常図を描くには問題はないと考えられる。海域の測定点数は100点となった。調査地域に含まれる姫島、玄界島、能古島、相島、大島及び地島の島嶼についても同時期に陸上重力計を用いて102点ほどの重力測定を実施し、重力図編集の精度を高めた。



第1図 測定点分布図。黒色丸：海底重力測点，黄色丸：新規陸上重力測点，赤小丸：既存陸上重力測点，黒ドット：船上重力測点。

Fig.1 Distribution of gravity stations. Black circles sea: floor observation points, Yellow circles: new land gravity survey points, Red small circles: existing land gravity survey points, Black dots: ship-borne gravity points.

3. 海底地形

本調査海域における水深は、沖合 10km でも総じて浅く（50m 以下）海底重力計の測定能力内に十分収まっており、ウインチも小型で済み測定能率も良好であった。調査域西部の唐津湾や博多湾は深いところでも水深は 20m 程度で測定は容易であった。大島から地島の周辺域は水深の浅い部分が海側へ張り出し、潮流も早く岩礁の露出があってワイヤーが絡むなど海底重力計の抑留の危険性があったため予定測点を変更した。

なお、重力の測定は、当初、水深 50m 以浅に限って計画したが、結果として、測定地点における水深値は 1.4～55.4m となった。

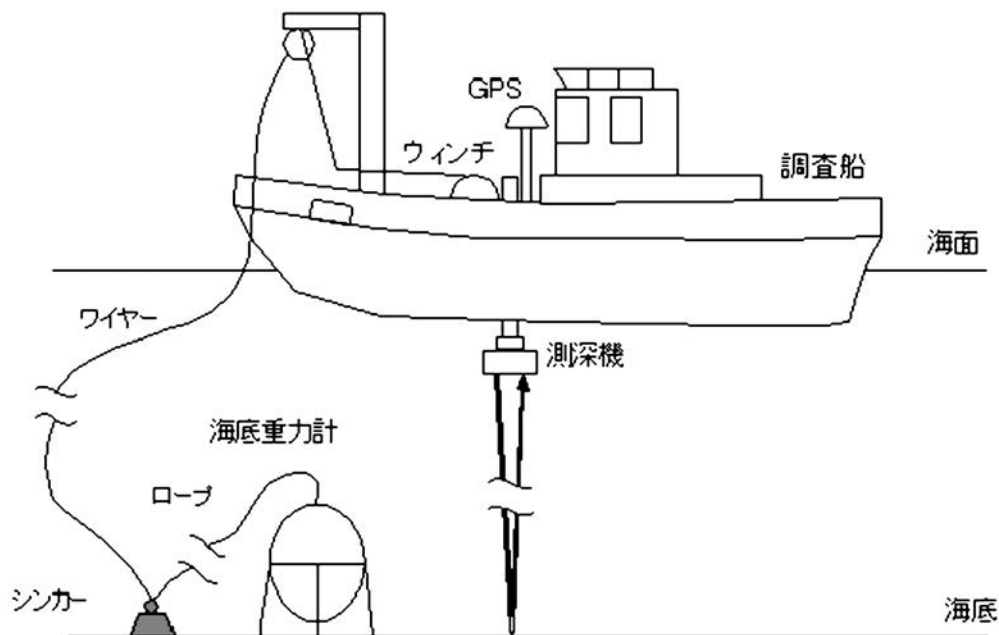
4. 調査の方法

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/SB 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。測定システムを Fig.2 及び Photo.1 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はるかに小型で済み特徴がある。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。

実際の測定は、海底重力システムを 5 トン級の調査船（祐進丸）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、5 分程度（調査後半では 8 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。調査地点までの誘導は、GPS 装置と音響測深器を併用した。測定の精度は、陸上重力計と同様に重力計が如何に水平に保持されるかにかかっているが、本システムでは耐圧容器内にある自動姿勢制御機構により水平が保持され、更に、重力値はレベル補正が施される。精度は、陸上用重力計と同じで、約 0.01mGal である。なお、海底重力計は、調査に先だって筑波山に設定した検定路線で器械常数のチェックを実施した。

調査船の基地港として調査域西部の福岡市東区志賀島にある志賀島漁港と東部の宗像市鐘崎にある鐘崎漁港の 2 ケ所を用いた。それら 2 基地の岸壁には閉塞測定（1 日 1 回以上）のための重力基準点を設けた。2 基点の絶対重力値（日本重力基準網 1975 に準拠）は、海底重力計のほか LaCoste & Romberg 社製の陸上重



第 2 図 海底重力調査の模式図.

Fig.2 Conceptual figure of measurement of sea floor gravity.



写真 1 海底重力調査.

Photo.1 Measurement of sea floor gravity.

力計（シリアル番号:G-304 と G-911）の 2 台も用い、計 3 台の重力計により福岡市中央区西公園内の駐車場（西公園中央駐車場）に便宜的に設けた重力点との閉塞測定より決めた。今回接続に用いた日本重力基準網 1975 の一等重力点「福岡」は、同公園内にある九州大学理学部地形変動観測所内に設置されているが、海底重力計の重量と大きさの制約から施設内に持ち込むことができないため G-304 による閉塞測定により西公園中央駐車場重力点（便直接続点）を設置した。

海底重力の測定地点の位置測量は、DGPS 航法システムで行った。DGPS 航法システムは、位置精度を高めることのほか、海底重力計を海底に設置している間、調査船が定点に留まらず重力計を牽引してしまう事態を避けるためにも利用した。位置精度は約 0.002'（実長約 4m）以内である。海底の重力測点の水深値は、音響測深機（千本電気 PDR-1300）で得られた水深値に潮位補正を施して 0.05m 以内の精度で決定した。潮位補正は海上保安庁所管の博多験潮所の 5 分データを使用した。

5. 重力データの処理手法及び編集

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

馬海峡 M7014 と JEGG500（メッシュデータ）から地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。本調査域の海底地形は比較的平坦で大きな誤差を生ずることはないと考えられるが、地形補正の精度を確保するため極近傍・近傍地形補正用の 200m メッシュの DEM を作成した。また、ブーゲー補正については、陸域と同じように海水準に一致する均質地球モデルからの残差密度がブーゲー異常に反映するよう海水を仮定密度の物質で置き換える操作をした。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 1985）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は、

$$\Delta g_0'' = g + T(\rho) + C_A \quad (g\text{-term})$$

$$- [\gamma - \beta h + 4\pi G \rho h H(h)] \quad (\gamma\text{-term})$$

ただし、

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

地殻の密度が ρ 、水の密度が ρ_w の陸域と海域の地形を合わせた全地形補正值 $T(\rho)$ は、

$$T(\rho) = \rho \cdot T_L + (\rho - \rho_w) \cdot T_w = \rho \cdot T_C - \rho_w \cdot T_w$$

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である。

6. ブーゲー異常

海域の調査エリアの海底は岩石の露出はあまり見られなかったが、陸域の表層の平均的な密度と考えられる 2.3g/cm^3 を仮定密度として編集し、ブーゲー異常図をカラーコンター表示として作成した（Fig.3）。ま

た、本調査の結果を Table.1 に示す。

概略の特徴を以下にのべる。海域については、水深が深くないので仮定密度を変えても見た目にはコンターのパターンの違いはあまりないが、沖合の船上重力データを編集すると海底地形に依存する構造を呈することが判っている。一方、陸側は基盤の露出が見られるところを中心に仮定密度が 2.3g/cm^3 程度でコンターのパターンが滑らかになることが判った。

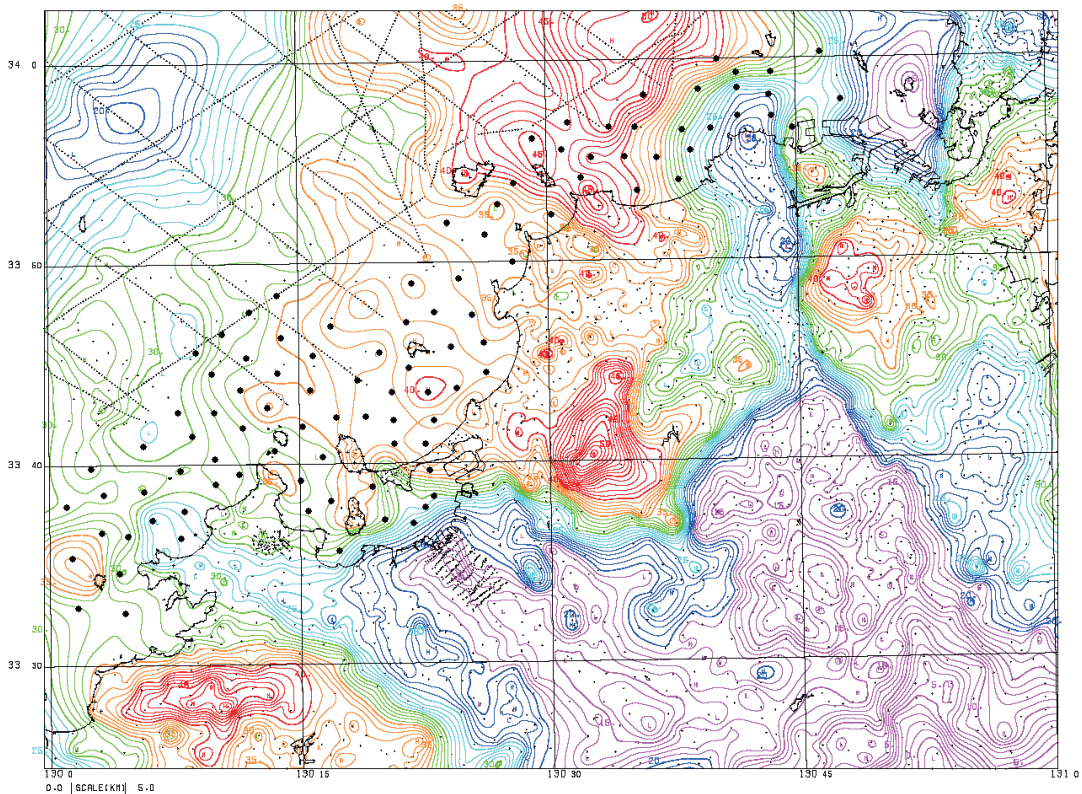
特徴的なブーゲー異常として、陸側からのコンターパターンが海側にもスムーズに繋がっている。つまり、海岸部ではコンターは海岸線に平行するようなパターンがあまり見られない。例外として、福岡市内をとおる警固断層は陸側では海岸線に直交するような急勾配構造を示しているが、海岸線で途切れて博多湾では海岸線に平行なコンターパターンを示している。能古島から志賀島にかけては高重力異常が伸び、その東側の南北に伸びる低重力異常は警固断層の延長にあるように見える。糸島半島北方 20km の沖合の 2005 年福岡県西方沖地震の震源域は、陸側につながる高重力ブロックの西縁にあるように見える。

浅部構造を抽出するため深部構造に由来する広域

傾向面を除去した残差重力図を作成し、Fig.4 に示す。広域傾向面を上方接続 1km と設定したため、ほぼ数 km 以浅の地質構造を示している。正值は赤色の、負値は青色のコンターで表示した。また、活断層（活断層研究会編、1991）を太い実線で併記した。残差重力の特徴としてゼロ値線が断層状構造の最急勾配構造を示し、福智山断層は明瞭に対応していることが判る。震源域は、高重力ブロックの西縁のゼロ値線上にある。

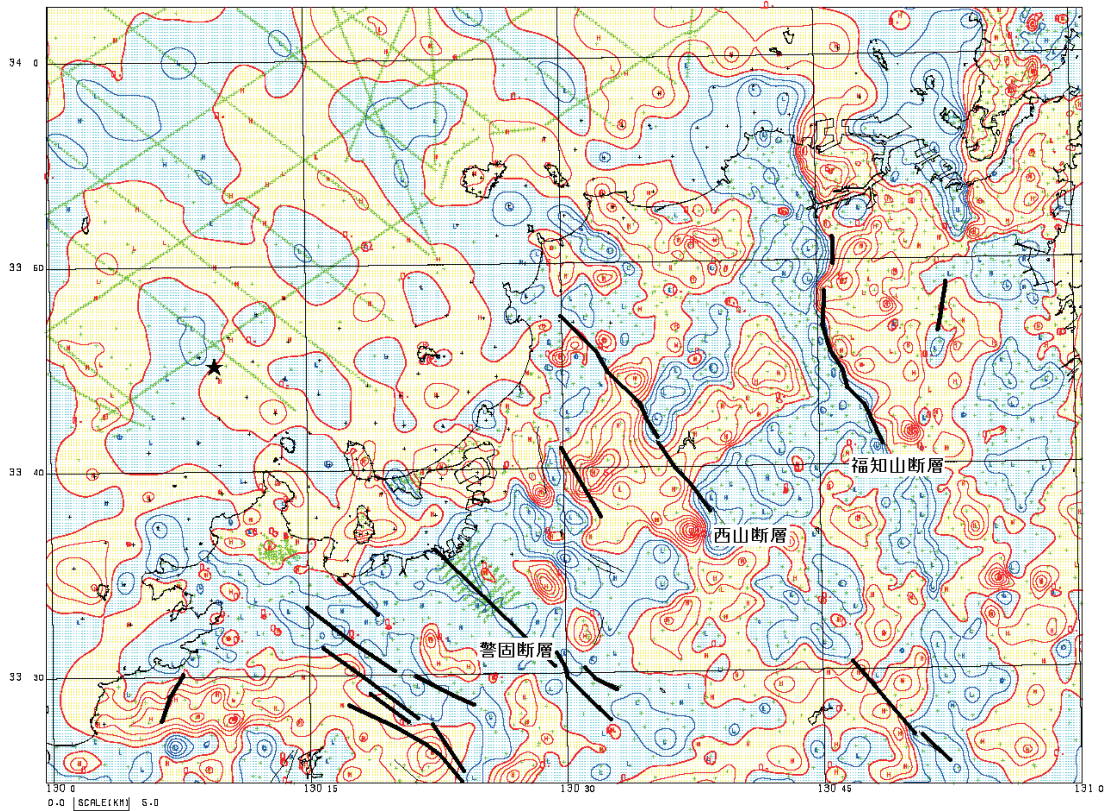
7. おわりに

最近では、海域での重力測定は船上重力計で実施されるケースが殆どであるが、微細な重力変化を抽出するためにはエトベス補正など解決しなければならない問題がある。つまり、オリジナルデータにノイズ除去のためのフィルター操作をしてスムージングをかけて重力図を作成することになる。実際には、図面が綺麗に見えても精度があるかどうかは、別の問題である。それに引き替え今回実施したように海底に着底させる海底重力計による測定は、陸上の重力測定と同じ精度が得られ、フィルター処理もないので測定値自体に精度の問題が生じない。そのため微細な重力異常の検出も



第3図 福岡県沖のブーゲー異常。仮定密度は 2.3g/cm^3 、コンター間隔は 1mgal 。黒色丸：海底重力測点。

Fig.3 Bouguer anomalies of Offshore Area of Fukuoka Prefecture. Assumed density is 2.3g/cm^3 , and contoured at 1mgal interval. Black dots: ship-borne gravity points.



第 4 図 福岡県沖の残差重力。上方接続 1km を広域トレンドとして除去し、コンター間隔は 1mgal で表示した。測定点分布：緑ドット。太い実線は活断層(活断層研究会編, 1991)。星印は、2005 年福岡県西方沖地震の震源。

Fig.4 Residuals of Offshore Area of Fukuoka Prefecture. Regional trend is removed with upward continuation of 1km, and contoured at 1mGal interval. Gravity stations: Green dots. Thick short solid lines indicate active faults. Star mark denotes the epicenter of 2005 Fukuoka earthquake.

可能で、実際に陸域データとの接合も問題なく行うことができる。

ブーゲー異常から、警固断層について陸側では海岸線に直交するような急勾配構造を示しているが、海岸線で途切れて博多湾では海岸線に平行なコンターパターンを示し、海側への連続性は確認されなかった。2005 年福岡県西方沖地震の震源域は、高重力ブロックの西縁にあることも判った。

謝辞

本調査は、海上保安庁第七管区若松海上保安部、同唐津海上保安部、同博多港事務所、福岡県漁業協同組合連合会、糸島漁業協同組合、福岡市漁業協同組合、北九州市漁業協同組合、遠賀漁業協同組合、ひびき灘漁業協同組合、ひびき灘漁業協同組合岩屋支所、鐘崎漁業協同組合、新宮漁業協同組合、福岡市漁業協同組合志賀島支所、宗像漁業協同組合、宗像漁業協同組合津屋支所、遠賀漁業協同組合波津支所等、多数の関係機関の協力により実施することができた。以上、上記

の方々に謝意を表します。

文献

- 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.
- 上嶋正人・石原丈実・小泉金一郎・島 伸和・押田 淳・藤本博巳・金沢敏彦 (2006) : 瀬戸内海播磨灘での海底重力測定, 海洋調査技術, 18, 1, 17-27.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 437p.
- 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) : 海水準下のブーゲー異常の考え方, 測地学会誌, 35, 349-351.
- 駒澤正夫・大田陽一・渋谷昭栄・熊井基・村上 稔 (2000) : 大阪湾の海底重力調査とその構造, 物理探査, 49, 459-473.

福岡県沿岸域における海底重力調査

第 1-1 表 成果表.

Table 1-1 Result of sea floor gravity survey.

| NO. | LAT. | LONG. | HEIGHT | ABS-G | NOR-G | TC | F-A | B-A |
|--------------------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|------|-------|-------|
| (DENSITY = 2.30) | | | | | | | | |
| 1 | 3344.51 | 13013.69 | -40.47 HP | 979667.75 | 979627.79 | 1.76 | 28.35 | 34.03 |
| 2 | 3345.41 | 13015.79 | -38.64 HP | 979670.04 | 979629.05 | 1.67 | 29.94 | 35.36 |
| 3 | 3345.40 | 13011.88 | -43.90 HP | 979669.31 | 979629.03 | 1.90 | 27.61 | 33.76 |
| 4 | 3346.55 | 13010.45 | -46.14 HP | 979669.91 | 979630.64 | 1.99 | 25.91 | 32.37 |
| 5 | 3335.38 | 13001.27 | -41.21 HP | 979659.20 | 979615.10 | 1.84 | 32.25 | 38.09 |
| 6 | 3346.33 | 13013.95 | -43.46 HP | 979672.05 | 979630.32 | 1.88 | 29.19 | 35.28 |
| 7 | 3348.45 | 13013.76 | -50.28 HP | 979675.67 | 979633.28 | 2.17 | 27.75 | 34.79 |
| 8 | 3345.61 | 13008.75 | -42.99 HP | 979664.55 | 979629.32 | 1.86 | 22.83 | 28.86 |
| 9 | 3337.91 | 13001.05 | -45.09 HP | 979655.79 | 979618.62 | 1.97 | 24.13 | 30.47 |
| 10 | 3332.93 | 13001.75 | -31.45 HP | 979648.97 | 979611.71 | 1.49 | 28.43 | 32.97 |
| 11 | 3339.84 | 13002.57 | -37.55 HP | 979659.45 | 979621.30 | 1.64 | 27.43 | 32.71 |
| 12 | 3336.63 | 13003.14 | -41.74 HP | 979657.21 | 979616.84 | 1.85 | 28.36 | 34.26 |
| 13 | 3338.58 | 13003.25 | -33.95 HP | 979654.76 | 979619.54 | 1.50 | 25.61 | 30.40 |
| 14 | 3346.97 | 13016.98 | -43.85 HP | 979675.59 | 979631.21 | 1.90 | 31.72 | 37.86 |
| 15 | 3332.61 | 13004.56 | -21.16 HP | 979647.53 | 979611.27 | 1.16 | 30.61 | 33.82 |
| 16 | 3334.57 | 13004.22 | -25.31 HP | 979647.25 | 979613.98 | 1.23 | 26.33 | 30.01 |
| 17 | 3336.51 | 13004.77 | -39.17 HP | 979654.56 | 979616.68 | 1.77 | 26.67 | 32.23 |
| 18 | 3347.68 | 13012.12 | -44.65 HP | 979671.14 | 979632.20 | 1.92 | 26.04 | 32.29 |
| 19 | 3338.68 | 13005.74 | -40.27 HP | 979657.52 | 979619.70 | 1.78 | 26.27 | 31.95 |
| 20 | 3340.97 | 13005.73 | -43.29 HP | 979658.38 | 979622.87 | 1.88 | 23.03 | 29.11 |
| 21 | 3344.61 | 13009.77 | -40.91 HP | 979667.10 | 979627.93 | 1.77 | 27.42 | 33.15 |
| 22 | 3337.32 | 13006.23 | -36.65 HP | 979649.26 | 979617.80 | 1.65 | 21.02 | 26.22 |
| 23 | 3343.65 | 13011.49 | -37.88 HP | 979666.95 | 979626.59 | 1.64 | 29.54 | 34.86 |
| 24 | 3342.66 | 13007.76 | -44.24 HP | 979661.43 | 979625.21 | 1.92 | 23.44 | 29.65 |
| 25 | 3336.28 | 13007.86 | -18.99 HP | 979645.84 | 979616.36 | 0.97 | 24.49 | 27.30 |
| 26 | 3339.79 | 13007.87 | -33.70 HP | 979657.05 | 979621.23 | 1.49 | 26.29 | 31.05 |
| 27 | 3337.74 | 13008.01 | -27.55 HP | 979650.62 | 979618.38 | 1.27 | 24.61 | 28.55 |
| 28 | 3341.45 | 13008.68 | -34.44 HP | 979658.45 | 979623.54 | 1.51 | 25.16 | 30.01 |
| 29 | 3338.95 | 13009.98 | -27.02 HP | 979654.70 | 979620.06 | 1.24 | 27.17 | 31.02 |
| 30 | 3340.33 | 13009.89 | -20.91 HP | 979655.82 | 979621.99 | 0.94 | 28.25 | 31.22 |

第 1-2 表 成果表.

Table 1-2 Result of sea floor gravity survey.

| NO. | LAT. | LONG. | HEIGHT | ABS-G | NOR-G | TC | F-A | B-A |
|--------------------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|------|-------|-------|
| (DENSITY = 2.30) | | | | | | | | |
| 31 | 3342.62 | 13009.87 | -34.76 HP | 979662.18 | 979625.16 | 1.52 | 27.17 | 32.05 |
| 32 | 3339.49 | 13011.37 | -23.50 HP | 979655.46 | 979620.81 | 1.09 | 28.27 | 31.63 |
| 33 | 3341.84 | 13011.63 | -27.50 HP | 979660.97 | 979624.08 | 1.21 | 29.28 | 33.16 |
| 34 | 3342.84 | 13013.17 | -22.71 HP | 979665.67 | 979625.47 | 1.01 | 34.06 | 37.27 |
| 35 | 3340.68 | 13013.46 | -9.75 HP | 979657.22 | 979622.47 | 0.50 | 32.61 | 34.06 |
| 36 | 3339.25 | 13015.06 | -22.33 HP | 979657.60 | 979620.48 | 1.04 | 31.11 | 34.31 |
| 37 | 3341.86 | 13015.18 | -26.03 HP | 979662.35 | 979624.11 | 1.16 | 31.08 | 34.77 |
| 38 | 3337.72 | 13015.49 | -17.48 HP | 979653.77 | 979618.36 | 0.86 | 30.89 | 33.44 |
| 39 | 3343.74 | 13015.72 | -28.94 HP | 979665.60 | 979626.72 | 1.27 | 30.82 | 34.89 |
| 40 | 3340.30 | 13016.28 | -18.44 HP | 979657.21 | 979621.94 | 0.85 | 30.46 | 33.09 |
| 41 | 3338.20 | 13016.81 | -18.25 HP | 979654.99 | 979619.02 | 0.88 | 31.21 | 33.86 |
| 42 | 3342.33 | 13017.27 | -21.14 HP | 979663.30 | 979624.77 | 0.94 | 32.88 | 35.88 |
| 43 | 3335.62 | 13017.28 | -8.49 HP | 979645.87 | 979615.44 | 0.58 | 28.68 | 30.08 |
| 44 | 3344.14 | 13018.56 | -36.25 HP | 979669.56 | 979627.28 | 1.58 | 31.96 | 37.06 |
| 45 | 3342.31 | 13019.01 | -30.24 HP | 979666.71 | 979624.73 | 1.34 | 33.52 | 37.79 |
| 46 | 3338.88 | 13019.34 | -13.41 HP | 979657.00 | 979619.96 | 0.66 | 33.77 | 35.72 |
| 47 | 3345.53 | 13019.75 | -35.85 HP | 979670.66 | 979629.22 | 1.56 | 31.25 | 36.29 |
| 48 | 3337.13 | 13020.05 | -8.61 HP | 979650.59 | 979617.54 | 0.47 | 31.27 | 32.58 |
| 49 | 3343.63 | 13020.51 | -28.09 HP | 979668.22 | 979626.56 | 1.24 | 33.86 | 37.82 |
| 50 | 3341.04 | 13020.70 | -20.00 HP | 979663.05 | 979622.97 | 0.91 | 34.78 | 37.62 |
| 51 | 3342.16 | 13020.67 | -27.84 HP | 979665.34 | 979624.52 | 1.24 | 33.10 | 37.03 |
| 52 | 3347.02 | 13021.45 | -38.42 HP | 979674.87 | 979631.29 | 1.67 | 32.60 | 38.00 |
| 53 | 3344.69 | 13021.56 | -30.58 HP | 979671.31 | 979628.05 | 1.35 | 34.70 | 39.01 |
| 54 | 3348.91 | 13021.76 | -41.61 HP | 979676.57 | 979633.92 | 1.80 | 30.68 | 36.52 |
| 55 | 3337.78 | 13022.47 | -7.45 HP | 979647.87 | 979618.43 | 0.40 | 28.01 | 29.13 |
| 56 | 3336.95 | 13021.91 | -8.19 HP | 979643.63 | 979617.29 | 0.44 | 24.68 | 25.92 |
| 57 | 3343.57 | 13022.66 | -24.93 HP | 979670.60 | 979626.49 | 1.11 | 37.29 | 40.82 |
| 58 | 3339.58 | 13022.85 | -4.47 HP | 979657.63 | 979620.94 | 0.25 | 36.18 | 36.87 |
| 59 | 3342.11 | 13022.97 | -18.96 HP | 979664.33 | 979624.45 | 0.86 | 34.90 | 37.60 |
| 60 | 3338.42 | 13023.10 | -5.94 HP | 979649.31 | 979619.33 | 0.33 | 29.02 | 29.92 |

福岡県沿岸域における海底重力調査

第 1-3 表 成果表.

Table 1-3 Result of sea floor gravity survey.

| NO. | LAT. | LONG. | HEIGHT | ABS-G | NOR-G | TC | F-A | B-A |
|--------------------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|------|-------|-------|
| (DENSITY = 2.30) | | | | | | | | |
| 61 | 3347.52 | 13023.28 | -36.62 HP | 979674.84 | 979631.98 | 1.60 | 32.43 | 37.57 |
| 62 | 3351.93 | 13023.96 | -40.35 HP | 979679.39 | 979638.12 | 1.75 | 29.69 | 35.35 |
| 63 | 3345.69 | 13024.14 | -22.28 HP | 979670.54 | 979629.44 | 0.99 | 35.10 | 38.25 |
| 64 | 3340.97 | 13022.52 | -13.60 HP | 979663.00 | 979622.86 | 0.64 | 36.81 | 38.76 |
| 65 | 3343.76 | 13024.49 | -16.45 HP | 979667.99 | 979626.76 | 0.76 | 37.03 | 39.38 |
| 66 | 3349.12 | 13024.73 | -38.48 HP | 979676.51 | 979634.21 | 1.68 | 31.30 | 36.70 |
| 67 | 3347.36 | 13025.42 | -19.75 HP | 979671.65 | 979631.76 | 0.89 | 34.66 | 37.47 |
| 68 | 3345.96 | 13026.09 | -19.10 HP | 979669.31 | 979629.81 | 0.88 | 34.48 | 37.21 |
| 69 | 3344.51 | 13026.14 | -14.80 HP | 979667.41 | 979627.79 | 0.71 | 35.92 | 38.07 |
| 70 | 3351.39 | 13026.29 | -26.11 HP | 979676.38 | 979637.37 | 1.15 | 31.82 | 35.50 |
| 71 | 3356.68 | 13035.32 | -42.15 HP | 979690.85 | 979644.75 | 1.83 | 33.97 | 39.89 |
| 72 | 3352.84 | 13027.02 | -30.15 HP | 979678.24 | 979639.39 | 1.34 | 30.42 | 34.68 |
| 73 | 3350.00 | 13027.94 | -17.14 HP | 979673.20 | 979635.44 | 0.79 | 33.35 | 35.80 |
| 74 | 3353.79 | 13028.02 | -22.81 HP | 979682.85 | 979640.72 | 1.01 | 35.96 | 39.18 |
| 75 | 3356.12 | 13029.14 | -33.81 HP | 979694.41 | 979643.97 | 1.48 | 40.88 | 45.63 |
| 76 | 3352.32 | 13030.23 | -13.64 HP | 979675.51 | 979638.66 | 0.65 | 33.51 | 35.48 |
| 77 | 3355.52 | 13030.95 | -32.49 HP | 979691.31 | 979643.14 | 1.43 | 39.02 | 43.59 |
| 78 | 3356.94 | 13031.32 | -55.44 HP | 979696.29 | 979645.11 | 2.40 | 34.95 | 42.72 |
| 79 | 3354.07 | 13031.98 | -15.36 HP | 979686.23 | 979641.11 | 0.75 | 41.25 | 43.48 |
| 80 | 3355.13 | 13032.63 | -28.92 HP | 979687.14 | 979642.58 | 1.28 | 36.51 | 40.59 |
| 81 | 3356.65 | 13033.74 | -45.38 HP | 979697.46 | 979644.70 | 1.97 | 39.63 | 46.00 |
| 82 | 3355.11 | 13034.72 | -25.36 HP | 979685.51 | 979642.56 | 1.13 | 36.00 | 39.58 |
| 83 | 3353.41 | 13035.49 | -15.99 HP | 979682.09 | 979640.19 | 0.78 | 37.84 | 40.17 |
| 84 | 3358.19 | 13035.90 | -55.01 HP | 979700.93 | 979646.86 | 2.37 | 37.97 | 45.68 |
| 85 | 3355.14 | 13036.65 | -24.53 HP | 979681.59 | 979642.60 | 1.08 | 32.29 | 35.75 |
| 86 | 3353.96 | 13037.87 | -17.60 HP | 979675.13 | 979640.95 | 0.80 | 29.62 | 32.12 |
| 87 | 3356.51 | 13038.13 | -29.72 HP | 979679.78 | 979644.51 | 1.30 | 26.97 | 31.15 |
| 88 | 3355.54 | 13038.67 | -22.58 HP | 979673.73 | 979643.16 | 1.00 | 24.48 | 27.67 |
| 89 | 3358.46 | 13039.16 | -47.11 HP | 979687.34 | 979647.24 | 2.04 | 26.44 | 33.04 |
| 90 | 3356.56 | 13039.90 | -23.74 HP | 979673.74 | 979644.59 | 1.04 | 22.70 | 26.05 |

第 1-4 表 成果表.

Table 1-4 Result of sea floor gravity survey.

| NO. | LAT. | LONG. | HEIGHT | ABS-G | NOR-G | TC | F-A | B-A |
|--------------------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|------|-------|-------|
| (DENSITY = 2.30) | | | | | | | | |
| 91 | 3359.99 | 13040.22 | -44.94 HP | 979696.67 | 979649.37 | 1.94 | 34.30 | 40.60 |
| 92 | 3358.52 | 13041.48 | -31.65 HP | 979677.27 | 979647.32 | 1.38 | 21.06 | 25.50 |
| 93 | 3357.21 | 13041.50 | -19.42 HP | 979670.30 | 979645.48 | 0.86 | 19.70 | 22.44 |
| 94 | 3358.10 | 13043.41 | -17.57 HP | 979672.07 | 979646.73 | 0.77 | 20.79 | 23.27 |
| 95 | 3357.08 | 13043.55 | -12.92 HP | 979668.96 | 979645.31 | 0.58 | 20.54 | 22.37 |
| 96 | 3356.54 | 13044.83 | -12.47 HP | 979677.55 | 979644.56 | 0.58 | 30.01 | 31.80 |
| 97 | 3359.34 | 13043.50 | -10.95 HP | 979681.24 | 979648.46 | 0.49 | 30.27 | 31.82 |
| 98 | 3359.32 | 13041.42 | -37.71 HP | 979686.96 | 979648.43 | 1.63 | 27.76 | 33.05 |
| 99 | 3400.29 | 13046.48 | -24.50 HP | 979683.87 | 979649.79 | 1.07 | 27.40 | 30.84 |
| 100 | 3357.88 | 13047.69 | -9.91 HP | 979674.30 | 979646.42 | 0.45 | 25.69 | 27.10 |

駒澤正夫・大熊茂雄・金澤敏彦・藤本博己 (2009) :

能登半島北部沖の海底重力調査, 平成 20 年度
沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査
総合センター速報 No.49, 71-80.

大熊茂雄・駒澤正夫・押田 淳 (2010) : 海底重力計

の製作と実海域試験, 平成 21 年度沿岸域の地
質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センタ
ー速報 No.54, 95-103.

勇払平野周辺の活構造に関する研究の現状と問題

A review on former researches for active structures around Yuhutsu plain, central Hokkaido.

小松原 琢^{1*}・小松原純子¹

Taku Komatsubara^{1*} and Junko Komatsubara¹

Abstract: We made clear assignments of future studies on the late Quaternary tectonics and geology in and around Yuhutsu plain, central Hokkaido. Former geological studies indicate that the last Interglacial or MIS7 coastal deposits are traceable under whole of Yuhutsu plain by former drilling logs, and late Holocene peaty deposits including tephra layers are distributed in the eastern part of Yuhutsu plain. These layers would be useful keys to criteria for the late Quaternary tectonic movements. The late Quaternary fold and thrust zones are prevailed in study area, however some structures are discontinuous and bending. The frontal structure in the fold and thrust belt would be highly active during the late Quaternary. We are trying to core 80m in depth and gathering drilling logs around that frontal structure as one step to the next study.

Keywords: active structure, fold and thrust belt, last interglacial deposits, Ishikari-teichi-toen fault zone, geological structure, echelon zone

1. はじめに

石狩低地帯東縁には、上部新生界を変位させる顕著な褶曲-衝上断層が認められ、その前縁部は活構造（石狩低地帯東縁断層帯）として認識されている（たとえば大津，2010）。石狩低地帯東縁断層帯は約 42～44ka（町田・新井，2003；以下テフラの年代は同書による）に噴出した支笏火砕流堆積物の堆積面（支笏火砕流台地）を変位させる複数の活褶曲と活断層からなる幅 5km 以上の変形帯をなしている（たとえば平川・越後，2002；石山ほか，2010）。一方、石狩低地帯東縁断層帯の南方延長上に当たる日高山地南西の沖合海底には、新生界を変位させる大規模な褶曲 - 衝上断層帯が存在する（たとえば吉田ほか，2007）。

しかし、石狩低地帯東縁断層帯と日高山地南西縁断層帯の間にあたる勇払平野周辺では第四紀後期の変位基準が見出されていないため、2つの断層帯の連続性や第四紀後期の活動の有無などの基礎的なデータが得られていない。石狩低地帯東縁断層帯および日高山地南西縁断層帯は、上述のように複数の褶曲を含む幅広い褶曲断層帯をなしているため、両者の連続性や活動性を評価し、

地震活動の長期評価の基礎とするには連続性の良い変位基準面を見出すことが重要な鍵となる。なかでも褶曲断層帯前縁の位置と変位量、変位形態は褶曲断層帯の活動性や地震動予測の上で重要な要素であるため、褶曲断層帯前縁部を中心として勇払平野周辺に分布する第四紀後期の変位基準について予察的に検討した。本稿では、勇払平野周辺における活構造や第四系に関連する既往研究成果をまとめ、問題点を整理する。

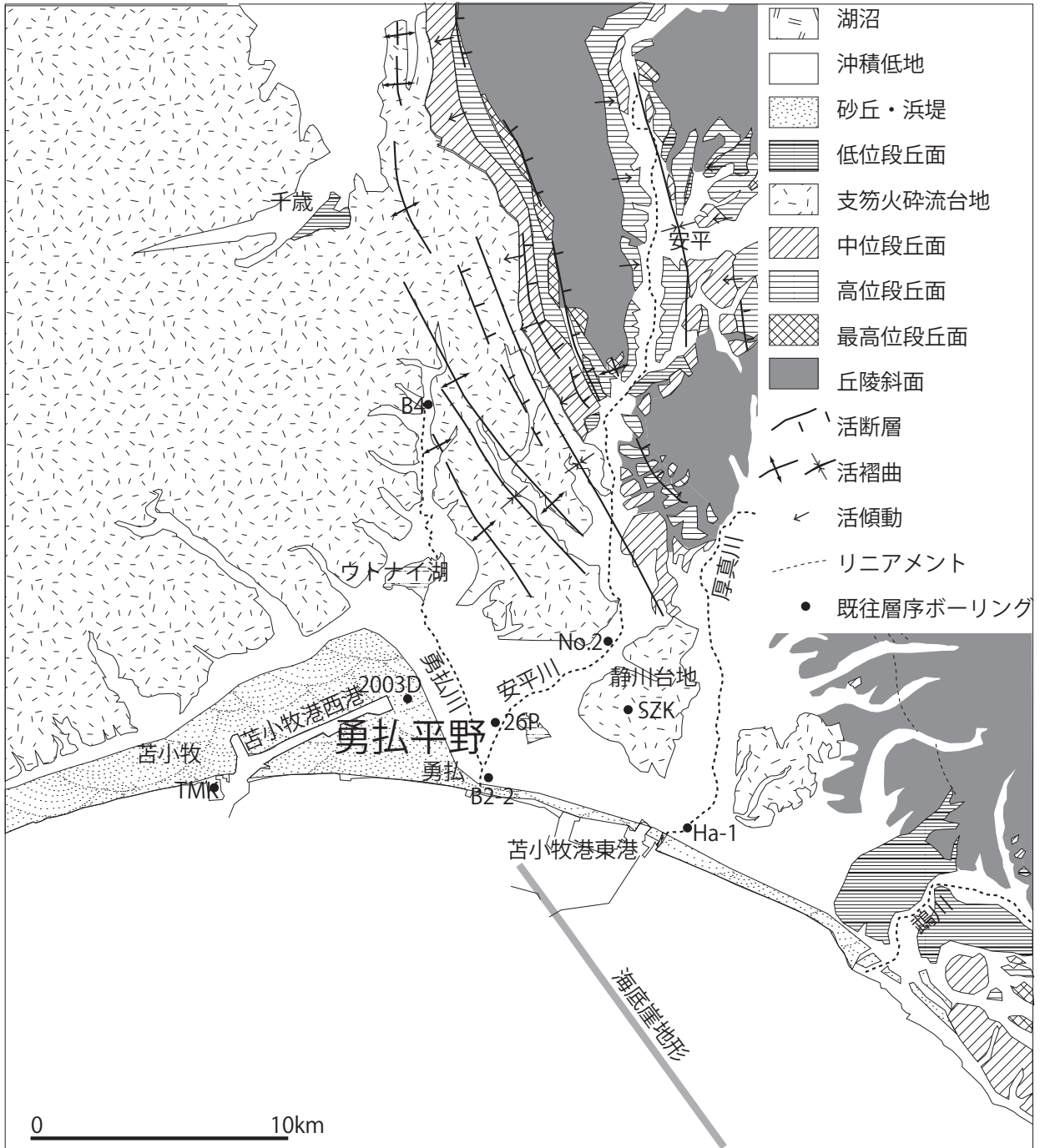
2. 勇払平野周辺陸域の地形と第四紀後期の変位基準

勇払平野は、支笏火砕流堆積物からなる北側の台地と、南側の太平洋に挟まれた幅 1～10km の海岸平野である（第 1 図）。勇払平野の南東方にあたる鶴川の海岸沿いには MIS ステージ 5e の海成段丘面が広く分布するが、勇払平野から鶴川以西にいたる地域では最終間氷期の海成段丘面は認められない（たとえば小池・町田，2001）。この MIS ステージ 5e の海成段丘面は北西方向に緩やかに傾斜しており、勇払平野では地下に埋没している可能性がある（近藤，1997；小池・町田，2001）。

勇払平野の西部（ほぼ勇払川以西）は、数十列の砂

* 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, Institute of Geology and Geoinformation）



第 1 図 調査地域周辺の地形・活構造と既往層序ボーリング。
活構造は平川・越後 (2002), 石山ほか (2010) に加筆。

Fig.1 Geomorphology, active structures and pre-existent coring cites.
Active structures are after Hirakawa and Echigo (2002), Ishiyama et al.(2010) and retouched.

や礫からなり完新世後期の火山噴出物に覆われる浜堤が沖積低地の大部分を占めるが、勇払平野の中部～西部は現成砂丘の内陸側に広い湿地帯が形成されている (たとえば Moriwaki, 1982; 池田ほか, 1995 など)。勇払平野の沖積層の層相は地表地質と似て、西部で砂や礫が卓越する一方、勇払川や安平川の両岸を中心に中部から東部では粘性土が比較的高い割合を占め、西

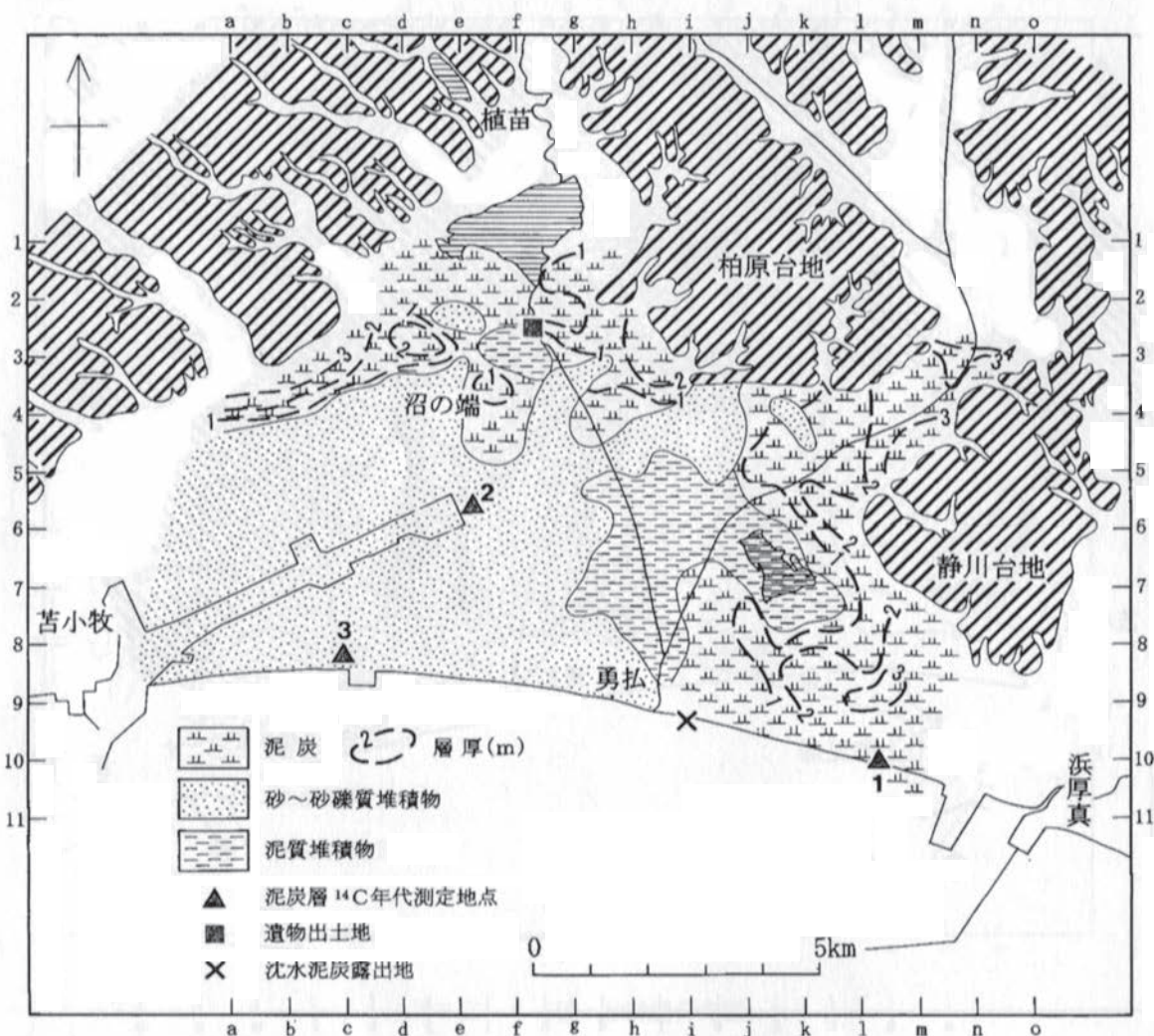
部の粗粒物質卓越域と中部の細粒物質卓越域の境界で層相が急変する (池田ほか, 1995)。また、沖積層は支笏軽石流堆積物を不整合に覆っており、沖積層の基底面は起伏に富んでいる。このような層相変化のため、沖積層中に勇払平野全体にわたって追跡できる変位基準面を見出すことは難しい。しかし、勇払川以東の沖積層上部には降下火山灰層を挟む泥炭層が広く分布す

る(第2図:池田ほか, 1995;嵯峨山ほか, 2008)ため, この地域に限っては完新世後期に形成された連続性の良い変位基準面を見出すことは可能である。

一方, 勇払平野地下の第四系の層序学的研究は, 勇払平野の北東に隣接する静川台地で掘削された静川ボーリング(近藤ほか, 1984)と苫小牧港西港で掘削された苫小牧ボーリング(近藤ほか, 1992;1996)の2孔のデータを基礎として進められてきた(近藤, 1993, 1997など)。両孔はともに層相, テフラ, 花粉, 古地磁気などの記載・分析が行われ, 対比・編年の根拠が記されている。特に静川コアの-25.54~-9.84mに出現するSZ-IV層は温暖な気候を示す花粉組成や貝化石の存在とAafa3(クッチャロ羽幌(Kc-Hb):115~120ka)の下位の層準であることを根拠として最終間氷期の浅海性堆積物に同定され(近藤ほか,

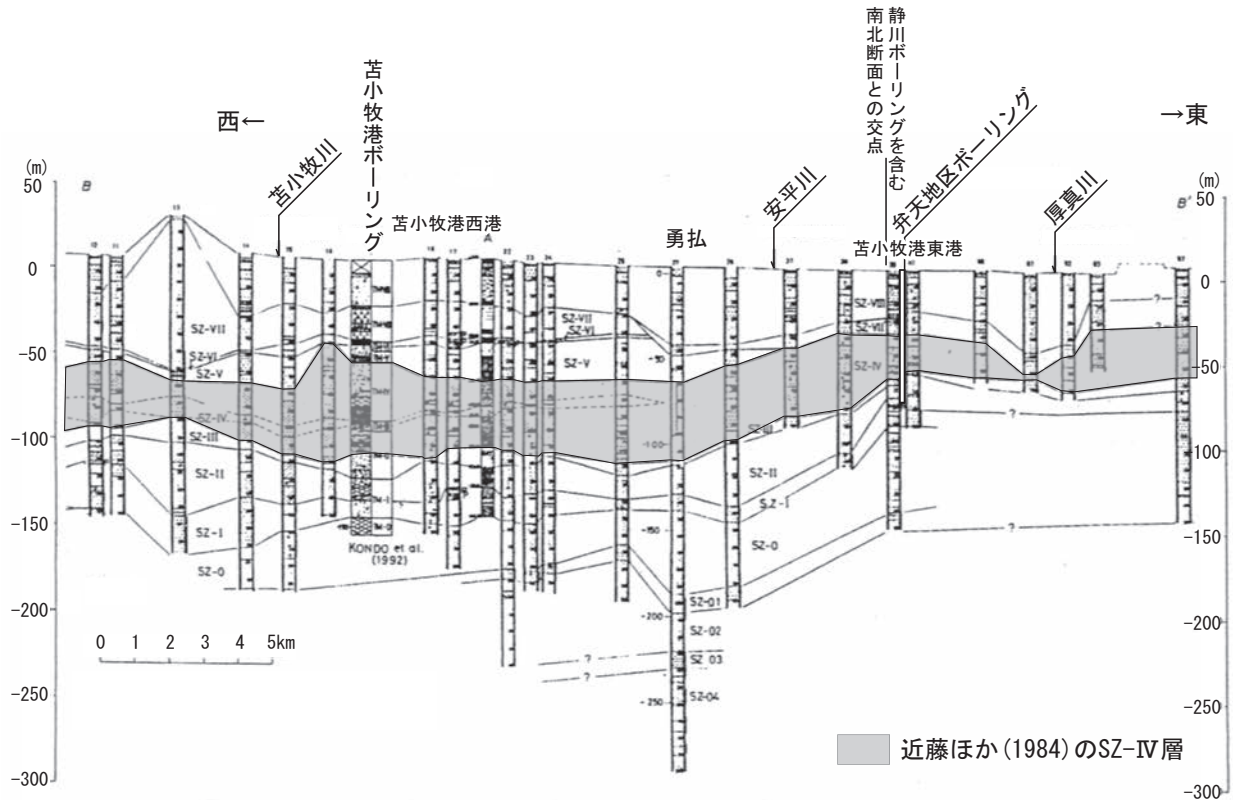
1984), さらに花粉化石を基に苫小牧ボーリングの標高-122.6~-55.4mに出現するTM-II~TM-IV層に対比されている(近藤ほか, 1992)。

こうした層序ボーリング資料に水井戸資料(たとえば山口ほか, 1963;山口, 1978)を参照しつつ近藤(1993, 1997)は, 勇払平野の海岸付近を東西に横断する地質断面図を描いている。それによるとSZ-IV層に対比される層準は苫小牧港東港付近を背斜軸とする褶曲に参加し, その西翼基部は安平川右岸付近に位置する(第3図)。しかし, 最終間氷期の指標テフラとされるKc-HbはSZ-IV層を覆う砂礫層の上位のSZ-VI層(標高+2.66~4.56m)中に混在しており, 静川ボーリングのSZ-IV層(標高-25.54~-9.84m)を最終間氷期堆積物とする編年には再検討の余地がある。SZ-IV層中に明瞭な寒冷期の堆積物が挟在することも



第2図 勇払平野東部における樽前b下位の層相。
池田ほか(1995)より引用。

Fig.2 Litho-facies just under the Tarumae-b tephra (AD.1663) after Ikeda et al.(1995)



第 3 図 勇払平野の海岸付近における地質断面と掘削中の弁天ボーリング。
地質断面は近藤（1993）を引用。

Fig.3 Geological section along coast of Yuhutsu plain and location of the Benten drilling.
Geological section is cited Kondo (1993).

この地層が最終間氷期の堆積物がむしろ MIS ステージ 7 の温暖期の堆積物である可能性を示唆する。

以上から、勇払平野地下においては上位から、①完新世後半に勇払平野中部以東（勇払川付近より東側）に堆積した泥炭質堆積物、②勇払平野地下に広く分布する最終間氷期ないしはその 1 つ前の間氷期（MIS7）の堆積物、が有力な変位基準となると推定される。特に後者は勇払平野北方の丘陵や鶴川以東に MIS ステージ 5e より上位の海成段丘面が分布することから（小池・町田，2001），広域的な地殻変動の基準となる可能性が高い。このような観点から、苫小牧港東港近く（後述する佐藤ほか，1998）の背斜軸近傍において現在深度 80m（SZ-IV相当層を掘り抜く深度）のオールコアボーリング（弁天ボーリング）を掘削している。また、安平川以東の海岸部に露出する泥炭質堆積物の露頭や短尺（数 m）のハンドボーリングによって完新世後期の地殻変動について検討することが必要と考えられる。

3. 勇払平野周辺の地質構造とその連続性に関する作業仮説

勇払平野周辺の南北で確認されている地質構造は、既に述べたように複数の背斜を含む褶曲-衝上断層帯からなる。また勇払平野の周辺では第 4 図に示すように石油探鉱などを目的とした反射法地震探査が行われており、変位地形や地表の地質構造が明らかでない地域についても多くの知見が得られている（石油公団，1987，1993，1996；佐藤ほか，1998）。

これら既往の反射法地震探査と変動地形調査で明らかにされている断層や褶曲軸の位置を第 4 図にまとめる。この図に示すように、勇払平野の地下や沿岸海域において反射法地震探査により見出された褶曲軸と、支笏火砕流堆積物を変位させる活褶曲軸は、勇払平野を挟んで単純に連続しない。むしろ勇払平野の南北の構造は、平野周辺において褶曲-断層帯が数 km 右雁行しているか、東西走向の断層によって変位していると考えたほうが合理的である。また、既往の反射法地震探査で明らかにされた沿岸部の地質構造（第 4

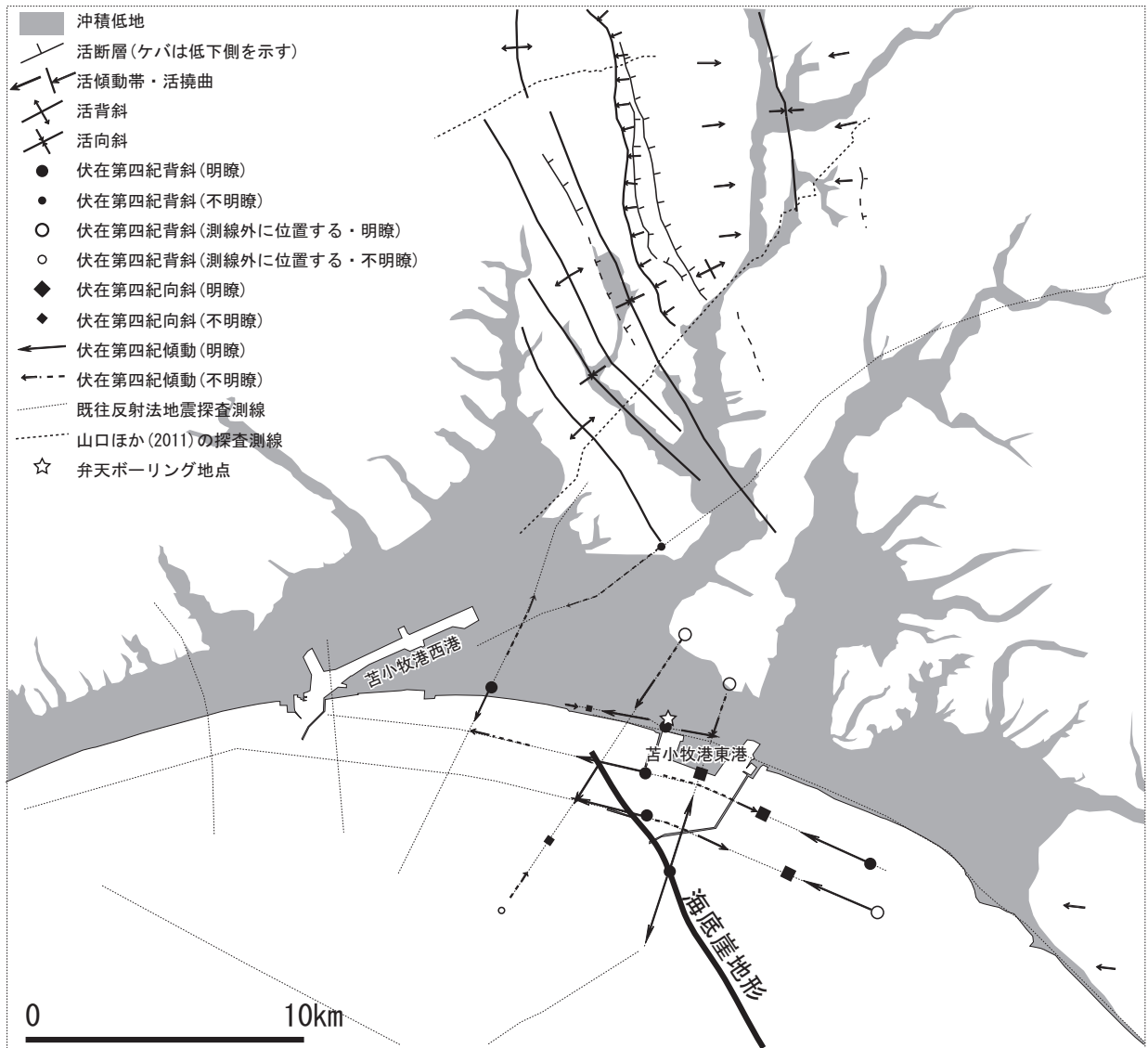
図)は、勇払平野沿岸部の褶曲群が長軸で一定走向の背斜・向斜からなるものではなく、冠線の起伏の大きな短軸の褶曲群からなることを示唆している。

ここで、深度変換断面をもとに平面地質構造を推定した(第5図)。地質構造の連続性は、1) 同じ層準が変位していること、2) 変位形態が似ていて3次元的にみても矛盾なくつなげられること、3) 矛盾なく連続すること、の3点を満たすか否かによって判定した。この地質構造解釈は産業技術総合研究所(2007)で想定されたものと若干異なっており、1つの作業仮説として捉えるべきものである。

このうち、最前縁(西縁)に当たる勇払西背斜(仮称)は海陸横断面(S195-4)で鶴川層基底を変位させ

ているが、海岸に並行する測線(S195-A)では深度800m以浅の層準に変位を与えていない。また海岸線に平行する沖合いの断面(S195-B)には変位が認められないことから、活動性の低い、不連続な構造である可能性が高い。

一方、東港背斜(仮称)は、1) 195-A, B, 5および佐藤ほか(1998)のいずれの測線でも判読できる範囲で最上位の層準まで変位させていること、2) 西翼が東翼に比べて急傾斜し、西翼基部付近に構造段丘状の小規模な平坦部ないし緩い東傾斜部を伴うこと、および褶曲軸の下付近に強い西傾斜の反射面(断層を示すと考えられる)が認められること、から軸は湾曲するものの一連の構造とみなすことができる。この背



第4図 勇払平野周辺の活構造と地震探査測線。
伏在構造の位置は石油公団(1988, 1993, 1996)に基づく。

Fig.4 Active structures and locations of seismic profiling in and around Yuhatsu plain.
Locations of concealed structures are based on JAPEX(1988,1993,1996).

斜を横断する佐藤ほか（1998）の断面と、近藤ほか（1993）などに示される上部第四系は調和的に変形しており、適切な変位基準を用いれば変位速度や変位形態を議論できる可能性が高いと考えられる。同時にほぼ同じ測線上の露頭で樽前 c（Ta-c：2.5～3ka）を挟み樽前 b（Ta-b：AD1667 年）に覆われる泥炭層の高度分布にも類似した傾向が認められる（嵯峨山ほか，2008）。また，第四紀後期の構造としては最前縁に位置しており，勇払平野北側の支笏火砕流台地の活褶曲との連続性や活動時期の同時性などを評価する上で重要な構造と考えられる。

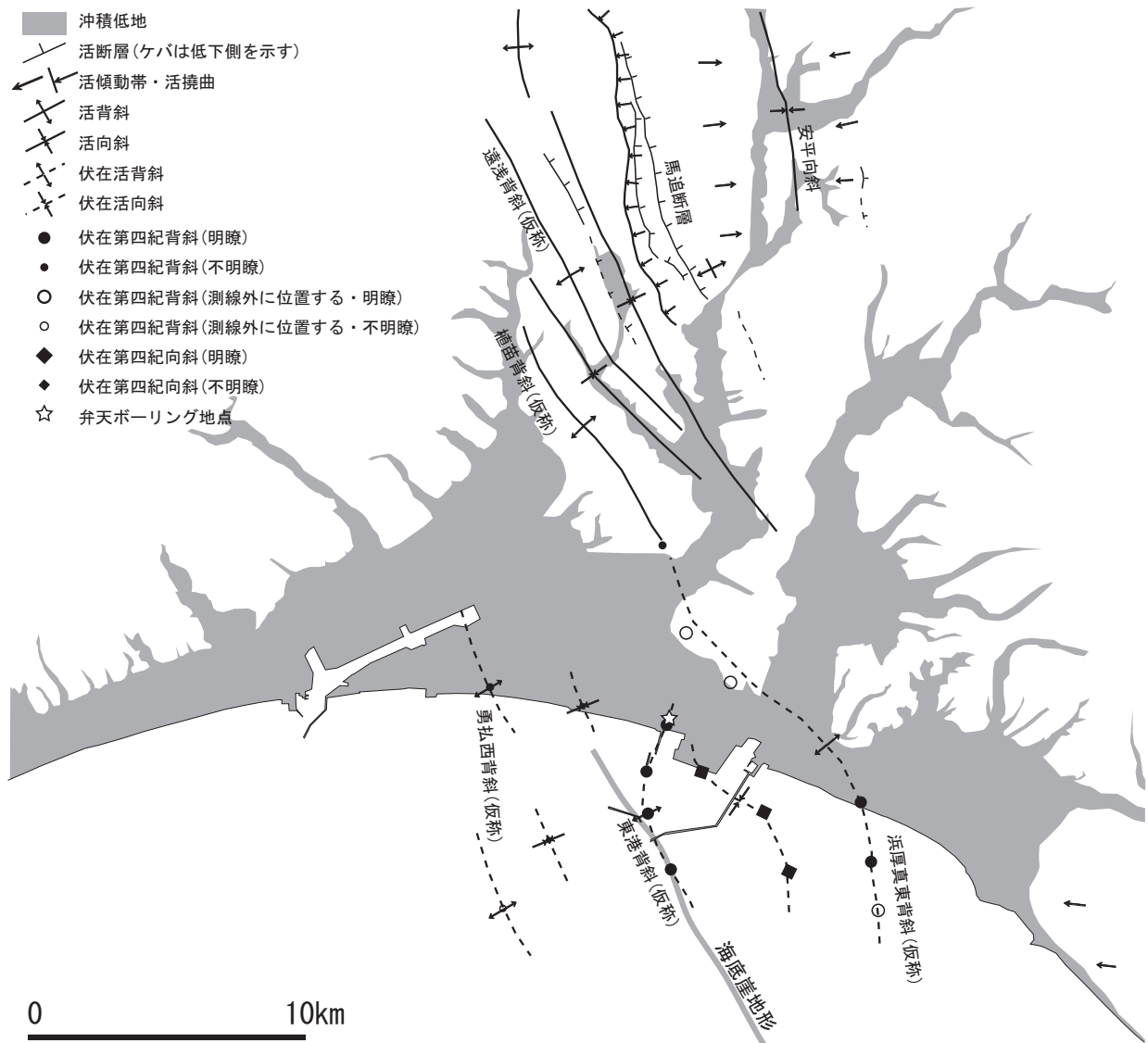
また浜厚真東背斜（仮称）は，いずれの断面においても 1) 最上位の層準まで変位していること，および西翼側の成長層（growth strata）は，東港背斜（仮称）よりも下位層準を含んでいること，などの共通性から

一連の構造とみなすことができる。この構造も S 字状に湾曲する軸をもつが勇払平野北方の支笏火砕流台地に見られる活背斜軸と連続する可能性がある。

以上の作業仮説を検証するにあたっては特に勇払西背斜（仮称）周辺の沿岸海域の探査と浜厚真東背斜（仮称）周辺の陸域の探査が実施可能でかつ重要なデータをもたらすと考えられる。それらの新しいデータ取得と同時に既往探査断面のより詳細な解析が問う地域の活構造の連続性の検証や活動過程の復元に必要と思われる。

4. 苫小牧港東港から南東に伸びる海底崖地形について

苫小牧港東港付近から南東に約 25km にわたって，直線状に比高 5～10m の西側下りの複数列か



第 5 図 勇払平野周辺南部周辺の推定地質構造。

Fig.5 Inferred geologic structures around southern part of Yuhutsu Plain.

らなる海底崖地形が認められる（海上保安庁水路部，1982）。この崖地形は大局的にみて東港背斜（仮称）の背斜軸近傍に位置している。この海底崖地形の成因については茂木（1964）やMoriwaki（1982）は堆積地形（浜堤）に由来するという考えを示し，一方で嵯峨山ほか（2008）は伏在褶曲の活動に伴う隆起がより本質的とみなす異なった見解を示している。仮にこの崖地形が断層崖であるなら，水深5～10m程度の浅い海底までが変位していることおよび直線状に伸びており侵食を受けた形跡が認められないことから，新しい地質時代に活動している可能性が指摘される。そこで，本研究では，この海底崖地形の北端部に位置し，崖地形を横断する苫小牧港東港の防波堤に関連する地質調査資料を同港港湾事務所より閲覧許可を受けて，収集・整理している。

5. まとめ

勇払平野周辺の活構造の位置，連続性や活動性などを解明するに当たって必要となる調査項目を検討するため，既往調査成果をまとめて問題点を整理した。その結果，勇払平野周辺の地下には最終間氷期ないしMIS7と考えられる浅海性堆積物が広く分布して一連の基準面として広く追跡できることが明らかになった。また，勇払平野の東部にはテフラを挟有する完新世後期の泥炭質堆積物が広く分布しており，これも地域を限定すれば有効な基準面として追跡できると考えられる。

一方，勇払平野周辺の第四紀後期の地質構造は，大局的には複数の平行する褶曲を含む褶曲衝上断層帯をなしているが，これらは連続性の良い構造となっていない。特に海岸付近では短軸で軸が湾曲した構造をなすか，冠線の起伏の大きな構造となっている可能性が高い。しかし，そのうち前縁部と見られる東港背斜（仮称）は最終間氷期ないしMIS7の浅海堆積物を変位させている可能性が高い。また東港背斜とほぼ平行して比高5～10mの開析されていない明瞭で直線状の海底崖地形が存在する。

今後，東港背斜の更新世以降の活動性や完新世後期における活動の有無などを明らかにすることを目的として，苫小牧港東港付近（弁天地区）において深度80mのオールコアボーリングや安平川以東の泥炭湿地においてハンドボーリングを実施すること，東港背斜にほぼ平行する海底崖地形の成因を明らかにするため，苫小牧港東港の防波堤地下の地質について再検討

することが必要と考えられる。

謝辞

国土交通省北海道地方整備局苫小牧港港湾事務所より苫小牧港東港のボーリング資料の閲覧と利用の許可を頂いた。株式会社苫東からはボーリング用地の借用許可を頂いた。独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構からは既往反射法地震探査結果報告書の閲覧・引用の許可を頂いた。北海道立総合研究機構地質研究所の大津直博士・岡崎紀俊博士・石丸聡博士および苫小牧市立博物館の荒川忠宏館長からは先行研究や現地の地質状況などについて非常に適切なお教示を賜った。産業技術総合研究所の岡田真介博士を初めとする地球物理探査担当者の方々には資料の閲覧や利用にあたって多大なお協力を頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文献

- 平川一臣・越後智雄（2002）：石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形。活断層研究，22，63-66。
- 広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷 薫（1996）北海道の地下水資源 石狩低地帯主部。北海道立地下資源調査所調査研究報告，27。
- 池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正（1995）：北海道勇払平野の完新統分布と地形発達。地質調査所月報，46，283-300。
- 石山達也・平川一臣・澤 祥（2010）：1：25,000都市圏活断層図 石狩低地帯東縁断層帯とその周辺「岩見沢」「長沼」「千歳」解説書。国土地理院技術資料D・1-No.539。
- 海上保安庁水路部（1982）沿岸の海の基本図（5万分の1）6374（5）号「苫小牧東部」。35p。海上保安庁。
- 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，2001。
- 近藤 務（1993）：苫小牧市静川台地・周辺地域の第四系の分布とその特徴。日本応用地質学会北海道支部研究発表講演予稿集，14，6-11。
- 近藤 努（1997）：石狩低地帯南東・静川台地とその周辺域の第四系—特に最終間氷期の相対的海水準変動および古地理変遷—。川村信人ほか編「加藤誠教授退官記念論文集」，297-315。

- 近藤 努・五十嵐八重子・吉田充夫・赤松守雄（1984）：北海道苫小牧市静川ボーリング・コアにみられる第四系. 第四紀研究, 22, 313-323.
- 近藤 努・五十嵐八重子・吉田充夫・井上俊和・山崎正道・嵯峨山 積・岡村 聡・前田寿嗣・平信行・菅原 誠（1992）：北海道苫小牧ボーリング（TMK）孔堆積物の第四紀層序. 日本地質学会北海道支部報第 3 号, 35-40.
- 近藤 努・五十嵐八重子・吉田充夫・井上俊和・平信行・山崎正道・岡村 聡・前田寿嗣・嵯峨山 積・菅原 誠・国分公貴・安井 賢（1996）石狩低地帯最南部の第四系—特に最終間氷期の相対的海水準変化の検討—. 地質学雑誌, 102, 312-329.
- 町田 洋・新井房雄（2003）新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- Moriwaki, H. (1982) Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., 17, 1-42.
- 茂木昭夫（1964）北海道勇払原野沖海底の沈水地形. 第四紀研究, 3, 141-152.
- 大津 直（2010）日高衝突帯前縁の変動地形. 日本地質学会編集「日本地方地質誌 1 北海道地方」287-288.
- 嵯峨山 積・荒川忠宏・亀山聖二・佐々木宏志（2008）北海道勇払低地の沖積層（最上部更新統～完新統）の層序と古環境. 地球科学, 62, 387-401.
- 産業技術総合研究所（2007）石狩低地帯東縁段相対の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・保管調査」成果報告書. No, H18-8, 35p.
- 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川猛（1998）苫小牧市勇払の伏在活断層. 石油技術協会誌, 63, 323-324.
- 石油公団（1987）昭和 61 年度国内石油天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書.
- 石油公団（1993）平成 3 年度国内石油天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書.
- 石油公団（1996）平成 7 年度国内石油天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書.
- 山口久之助（1978）：苫小牧東部の地下水について. 北海道立地下資源調査所報告, 50, 133-159.
- 山口久之助・二間瀬 洌・小原常弘・国府谷盛明・早川福利（1963）：北海道推理地質図幅説明書第 13 号 苫小牧・室蘭.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央（2007）長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の 3 次元堆積盆地構造モデル. 活断層古地震研究報告, No.7, 1-29.

石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査

Seismic Reflection Survey across the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan.

横倉隆伸^{1*}・山口和雄¹・岡田真介¹

Takanobu Yokokura^{1*}, Kazuo Yamaguchi¹ and Shinsuke Okada¹

Abstract: The Eastern Boundary Fault Zone of the Ishikari Lowland is a zone of N-S trending reverse faults and consists of two parts: one is called the major part of the fault zone with length of about 66 km, which borders the eastern margin of Ishikari lowland, and another is called the southern part of the fault zone with length of about 54 km, which is characterized by three active folds beneath the lowland. Active faulting on this fault zone shows the latest faulting of Hidaka fold-and-thrust belt that is a collision zone between the Northeast Japan arc and the fore-arc sliver of the Kuril arc driven by oblique subduction of the Pacific plate. To reveal the subsurface structure of the fault zone, we carried out two lines of seismic reflection survey. The survey line 1 has a length of 19.2 km and ranges from Hayakita-midorigaoka in Abira town, across the Umaoi Hills, and to Kashiwara in Tomakomai city. The survey line 2 has a length of 8.8 km and ranges from Kashiwadai-minami in Chitose city to the middle of the Umaoi Hills, through the Higashi-Chitose Self Defense Force Military Station. The source, receiver, and recording system used in this seismic survey were a large vibrator Y-2400 (IVI Inc.), SG-10 with natural frequency 10 Hz (Sercel Inc.), and the DSS-12 (Sunco Consultants Co. Ltd), respectively. Source and receiver intervals were 10 m and sampling rate was 2 ms. 240-ch geophone arrays were used for each recording. Data processing is still going on and some noise reduction methods are necessary to have final stacked sections. Preliminary stacked time-sections, however, show clear images of subsurface structure down to about 2 s in two-way traveltimes and have good correlation with the surrounding geology. In the survey line 1, strata beneath the Ishikari lowland are nearly horizontal with very gentle folding. Steeply west-dipping flexures are recognized on the western flank of the Umaoi Hills, while strata on the eastern flank are gently east-dipping and are accompanied by a large syncline in the east. In the survey line 2, strata beneath the lowland are gently west-dipping and steeply west-dipping flexures are also recognized on the western flank of the hills. The westernmost flexure is situated more than 1 km west from the active flexure mapped in some active fault maps.

キーワード: 反射法地震探査, 石狩低地東縁断層帯, 馬追丘陵, 地下構造, 逆断層, 褶曲, 背斜, 向斜

Keywords: Seismic reflection survey, Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Umaoi Hills, Subsurface structure, Thrust, Fold, Anticline, Syncline

1. はじめに

石狩低地東縁断層帯は、北海道石狩低地の東縁を画するように南北に発達する活断層帯である。この石狩低地東縁断層帯は、太平洋プレートの斜め沈み込みによって横ずれ運動する千島弧の前弧スリバーが東北日本弧に衝突している日高衝突帯（例えば、Kimura (1996), 伊藤ほか (1999), 伊藤 (2002), 伊藤・岩崎 (2002) を参照) のまさに最前面にあたり、そこでは最新の断層運動が生じている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) はすでに石狩低地東縁断層帯の長期評価を発表していたが、その後、産業技術総合研究所 (2007) の補完調査結果をふまえ、改訂版を公表した (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010)。それによれば、石狩低地東縁断層帯は、その分布形態から石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部に区別されている。石狩低地東縁断層帯主部は、美唄市から岩見沢市、夕張郡栗山町、夕張郡長沼町、夕張郡由仁町、千歳市を経て、勇払郡安平町に到る断層帯であり、その長さ

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

は約 66km で、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である。平均上下変位速度は 0.4m/千年以上、最新活動時期は 1739 年以後、1885 年以前であり、平均活動間隔は 1 千—2 千年程度である可能性があるとしてされている。石狩低地東縁断層帯南部は馬追丘陵の西方および南方に見出された 3 条の背斜構造に基づき推定された断層帯であり、千歳市から勇払郡安平町、苫小牧市、勇払郡厚真町を経て、沙流郡日高町沖合の海域に到る分布を持つ。長さは 54km 以上で、同じく東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である。平均上下変位速度は 0.2m/千年程度で、最新活動時期を含めた最近の活動履歴については不明であるとされている。

我々は、この石狩低地東縁断層帯の地下構造を明らかにするために、平成 22 年度に、馬追丘陵周辺において石狩低地東縁断層帯主部および南部にわたる 2 測線の反射法地震探査・重力探査と、同断層帯南部周辺の既存データの再処理とを実施した。また平成 23 年度には、主として同断層帯南部を対象として反射法地震探査・重力探査・データ再処理等の実施を予定している。本報告は、上記の馬追丘陵周辺において実施した 2 測線の反射法地震探査の概要および予備的処理結果に関する速報である。重力探査については本研究報告の岡田ほか（2011）に、また既存データ再処理については同じく山口ほか（2011）に報告されている。

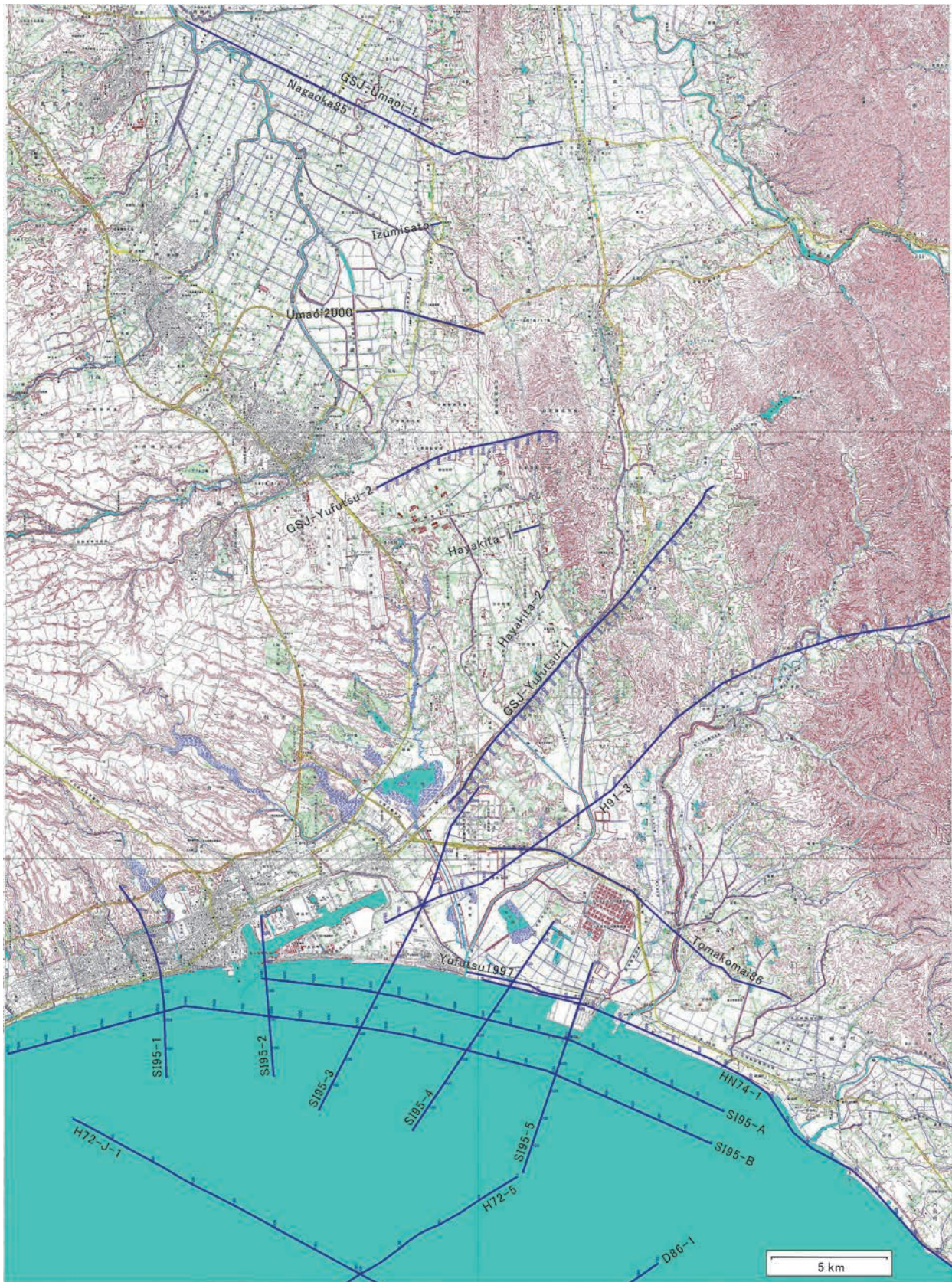
2. 探査地域周辺における既往反射法地震探査

石狩低地東縁断層帯およびその周辺における既往反射法地震探査としては、以下のものがある。陸域では、浅野ほか（1989）による夕張郡長沼町の国道 274 号線沿いの長沼 85 測線、同じく苫小牧市から勇払郡厚真町に到る苫小牧 86 測線、佃ほか（1993）による夕張郡長沼町南長沼の馬追測線 1、石油公団（1993）による基礎物理探査「日高地域」の H91-2 測線および H91-3 測線、加藤ほか（2002）・Kato et al.（2004）の馬追 2000 測線、北海道（2001）の岩見沢測線、早来測線 1、早来測線 2、泉郷測線がある。また北海道（2001）には、平成 8 年度基礎試錐「馬追」地質検討会資料（石油公団、1997）として、石油資源開発株式会社の馬追 95V-1 のマイグレーション時間断面と地質断面図が掲載されている。地質断面図は、栗田・横井（2000）にも掲載されている。海岸付近から浅海域にかけては、石油開発公団

（1975）による基礎物理探査「日高南部」のうち、苫小牧市勇払の安平川河口付近から、勇払郡鶴川町鶴川河口、沙流郡門別町沙流川河口を経て、新冠郡新冠町に到る HN74-1 測線、佐藤ほか（1998）・Kato et al.（2004）の勇払 1997 測線、石油公団（1997）による基礎物理探査「胆振浅海域」の SI95-1, 2, 3, 4, 5, A, B 測線がある。また詳細は明らかではないが、苫小牧港周辺において二酸化炭素地中貯留の実証試験に関わる調査も行われている（日本 CCS 調査株式会社、2009, 2010）。海域では、石油開発公団（1973）による基礎物理探査「日高—渡島」の H72-5 測線、H72-J 測線など、および石油公団（1987）による基礎物理探査「道南—下北沖」の D86-1 測線、D86-E 測線などの勇払沖測線群がある。その他、詳細は公表されていないが、石油探査関連の多くの測線が陸上・海上ともに存在している。

上記のうち、浅野ほか（1989）および石油・天然ガス基礎調査関連測線は深部構造を主な対象として実施されている。一方、馬追測線 1、勇払 1997 測線、馬追 2000 測線、岩見沢測線、早来測線 1、早来測線 2、泉郷測線は、浅部構造を高分解能で解明するために実施されている。馬追丘陵周辺で実施されたこれら反射法地震探査測線を第 1 図に示す。第 1 図には本報告の 2 測線もあわせて図示している。石油公団（1993）の H91-2 測線および北海道（2001）の岩見沢測線は第 1 図の範囲よりも北方に存在し、図示されていない。

馬追丘陵西縁付近の地表に見られる活断層はほとんどが西側上がりの逆断層である（例えば、活断層研究会（1991）、中田・今泉（2002））が、浅野ほか（1989）の長沼 85 測線では、地層は測線西側でほぼ水平成層を呈するものの、馬追丘陵の西縁で急激に立ち上がり、西に急傾斜する構造を示している。このことから、地表に見られる西側上がりの小規模な活断層は副次的なものであり、主たるものとして東側上がりの大逆断層が存在すると推定している。佃ほか（1993）の馬追測線 1 では、地表には達しないものの第四系を变形させている東側上がりの伏在逆断層が想定され、これを石狩低地帯東縁断層と呼んでいる。栗田・横井（2000）の地質断面図では、基盤ホルストの上に低角な逆断層が次々と東から衝上し、現在もっとも活発な低角伏在断層は馬追丘陵よりも数 km 西方の低地下にまで達していることを示している。また丘陵西縁付近の西上がり逆断層はこの低角逆断層のバックスラストに相当するとしている（栗田・横井、2000；池田ほか、



第 1 図 馬追丘陵周辺の反射法地震探査測線. 基図:国土地理院数値地図 50,000 「苫小牧」,「鶴川」,「千歳」,「早来」,「恵庭」,「追分」を使用.

Fig.1 Seismic reflection survey lines around the Umaoi hills. Base map: Tomakomai, Mukawa, Chitose, Hayakita, Eniwa and Oiwake, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.

2002). 加藤ほか (2002)・Kato et al. (2004) の馬追 2000 測線では、馬追丘陵の西上がりの逆断層と、さらに西方の低地側に存在する顕著な撓曲構造が見出されている。この西上がり逆断層は、馬追丘陵の隆起をもたらした地下の主断層に連続するものではなく、変形に伴って生じた二次的な層面すべり断層であるとされている。

南部の勇払周辺では、浅野ほか (1989) の苫小牧 86 測線、石油開発公団 (1975) の HN74-1 測線、佐藤ほか (1998)・Kato et al. (2004) の勇払 1997 測線、石油公団 (1997) の SI95 の各測線、石油公団 (1993) の H91-3 測線に、顕著な活褶曲が見られ、変形のフロントが更に西南方の地下におよんでいることを示している。H91-2 測線、H91-3 測線、SI95-A 測線に関する産業技術総合研究所 (2007) の再解釈では、栗田・横井 (2000) の低角逆断層構造と類似の解釈結果が出されており、伏在する背斜構造を良く説明している。また海域においても石油開発公団 (1973) の基礎物理探査「日高一渡島」および石油公団 (1987) の基礎物理探査「道南～下北沖」の勇払寄りの測線において、上記の陸上・浅海域に見られたものと同様な伏在褶曲構造が多数存在する。

3. 探査の概要

3.1 測線位置

本年度実施した反射法地震探査測線の詳細図を第 2 図に示す。図の緑点・赤点・青線はそれぞれ受振点・発震点・CMP 重合測線を表している。勇払測線 1 (苫小牧-安平測線) は、安平町早来緑ヶ丘付近から、国道 234 号線に沿って馬追丘陵を横断し、苫小牧市柏原付近に到るまでの 19.2km の測線である。当測線は石狩低地東縁断層帯主部の南端部付近を横断するように設定されている。また南西端付近で石油公団 (1997) の SI95-3 測線にほぼ接続するようにしてあり、石油公団 (1993) の H91-3 測線とは約 5km 離れて併走している。探査は北東側から南西側へ向かって実施した。

勇払測線 2 (東千歳駐屯地測線) は、そのほとんどが陸上自衛隊東千歳駐屯地内にあり、千歳市柏台南付近から東北東方向に向かい、馬追丘陵中心部付近に到る 8.8km の測線である。加藤ほか (2002)・Kato et al. (2004) の馬追 2000 測線と北海道 (2001) の早来測線 1 とのほぼ中間に設定されている。探査は西側から東側へ向かって実施した。

3.2 探査仕様

両測線ともに、震源には IVI 社製 Y-2400 大型パイプレータ 1 台を用い、受振器には Sercel 社製 SG-10 (固有周波数 10Hz) を用いた。発震点間隔および受振点間隔はどちらも 10m とした。また各発震あたり 240 チャンネルでデータを収録した。レコーディングシステムはサンコーコンサルタント (株) 製の分散型地震探査システム DSS-12 を使用し、サンプリング間隔は 2ms とした。スイープ長は 16s であり、リスニング長 4s とあわせ、コリレーション前の記録長は 20s である。探査仕様の詳細を第 1 表に示す。使用した震源、受振器、データ記録ユニットを第 3 図に示す。

データ QC を行う場合を除き、現場においてコリレーションおよび垂直重合を行わず、各発震の 20s 生記録をそのままハードディスクに記録した。なお、現場測定作業は、機材の設置・撤収を含め、平成 22 年 10 月 26 日～11 月 25 日の計 31 日間で行った。そのうち発震・データ収録作業を行ったのは 11 月 1 日～23 日の 23 日間であった。

3.3 データの質

測線 1 では、北東側の始点から国道 234 号に到るまでの区間において、人家がまばらであり車両の交通量も少なかったため、おおむね低ノイズ環境でデータを取得することができた。しかし国道 234 号線沿いは大型トレーラーなどの交通ノイズが激しく、かなりの高ノイズ環境であった。そのため初動すら判然としない記録が多々あった。測線 2 では、全区間にわたり人家はなく、一般車両の通行もなかったため、おおむね低ノイズ環境でデータを取得することができた。しかし測線の始点側が新千歳空港の滑走路に近いことによる旅客機のノイズや、自衛隊の訓練に伴う大砲・ヘリコプターなどのノイズが一部に混入している。

4. 予備的データ処理

現場の生記録にバイプロサイズ・コリレーションを施し、1 ショット点における複数のショット記録 (標準の場合は 4 記録) をダイバーシティ・スタックすることにより、そのショット点のショット記録とした。コリレーション後の記録長は 4s である。測線 1 の丘陵北東部、丘陵-低地境界部、低地南西部それぞれの 1km おきのショット記録例を第 4 図に、また測線 2 全体の 1km おきのショット記録例を第 5 図に示す。上述したように、測線 1 では国道の交通量が



第2図 詳細測線図 緑：受振点. 赤：発震点. 青：CMP 重合測線. 基図：国土地理院数値地図 50,000 「千歳」, 「早来」, 「恵庭」, 「追分」を使用.

Fig.2 Detailed survey map. Green: receiving points. Red: vibrating points. Blue: CMP stacking line. Base map: Chitose, Hayakita, Eniwa and Oiwake, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.

多かったためかなり高ノイズであるが、測線2では比較的lowノイズであることが良く分かる。また測線1に比較して、測線2では表面波の振幅が大きい、特に低地-丘陵境界部から丘陵側で大きいという特徴が

ある。

現在、データ処理は周波数解析、デコンボリューション、初動解析、静補正、第1次速度解析などが終わった程度であり、まだ十分なノイズ抑制ができてい

第 1 表 反射法地震探査の諸元.

Table 1 Field parameters of seismic reflection profiling.

| 測線番号 | 測線 1 | 測線 2 |
|-----------|-----------------------------------|----------|
| 測線名 | 苫小牧一安平測線 | 東千歳駐屯地測線 |
| 測線長 | 19.2 km | 8.8 km |
| 探査方向 | NE→SW | WSW→ENE |
| 震源 | Y-2400 (IVI 社) | |
| 台数 | 1 台 | |
| 発震点間隔 | 10 m | |
| スイープ周波数 | 10~100 Hz | |
| スイープ長 | 16 s | |
| 垂直重合数 | 4 (標準) | |
| 総発震点数 | 1,861 | 869 |
| 受振器 | SG-10 (Sercel 社) | |
| 固有周波数 | 10 Hz | |
| アレイ | 6 個バンチング | |
| 受振点間隔 | 10 m | |
| 展開 | エンドオン (測線終端部は固定展開) | |
| 総受振点数 | 1,920 | 876 |
| 中央記録ユニット | Latitude E5500 (Dell 社) | |
| 遠隔記録ユニット | DSS-12 (サンコーコンサルタント社) | |
| チャンネル数 | 240 ch | |
| サンプリング間隔 | 2 ms | |
| 記録長 | 20 s (コリレーション前) 4 s (コリレーション後) | |
| CMP 重合数 | 120 (標準) | |
| CMP 間隔 | 5 m | |
| CMP 数 | 3,599 | 1,656 |
| CMP 重合測線長 | 17,990 m | 8,275 m |



第 3 図 使用機材. (a) バイブレータ (Y-2400), (b) 受振器 (SG-10), (c) DSS-12 遠隔記録ユニット (橙色の箱) とバッテリーパック (黄色の箱).

Fig.3 Field equipments. (a) Vibrator (Y-2400), (b) Geophones (SG-10), and (c) DSS-12 remote acquisition unit (Orange box) and battery pack (Yellow box).

ない。現時点での測線 1 および測線 2 の重合後時間断面をそれぞれ第 6 図、第 7 図に示す。両者とも各 CMP ギャザーの平均標高を基準面として処理を実施し、図のプロットにさいしては replacement velocity を 1.6km/s とし、海拔 160m を往復走時 0ms の原点としている。またプロットサイズと分解能の関係から、プロットするトレース数を減らす必要があったため、隣り合う 3 トレースを 1:2:1 の重みを付けてミキシングしたのち、偶数番目のトレースのみを抜き出してプロットしている。すなわちこれら断面は CMP 間隔 10m に相当する断面となっている。縦横比は、時間断面のため正確ではないが、およそ 2 程度に相当する。

まだ十分なノイズ抑制ができていないため、両測線ともランダムノイズの除去、表面波の除去、初動付近のミュート、静補正のための初動読み取り、などに関して改善の余地がある。特に測線 2 では、エネルギーの大きい表面波の影響が十分に除去できていないため、低地-丘陵境界部や丘陵部の構造が乱されている。今後これら表面波の影響の除去や、正確な速度構造の解析、残留静補正の適用など、処理作業を更に進める必要がある。

5. 議論およびまとめ

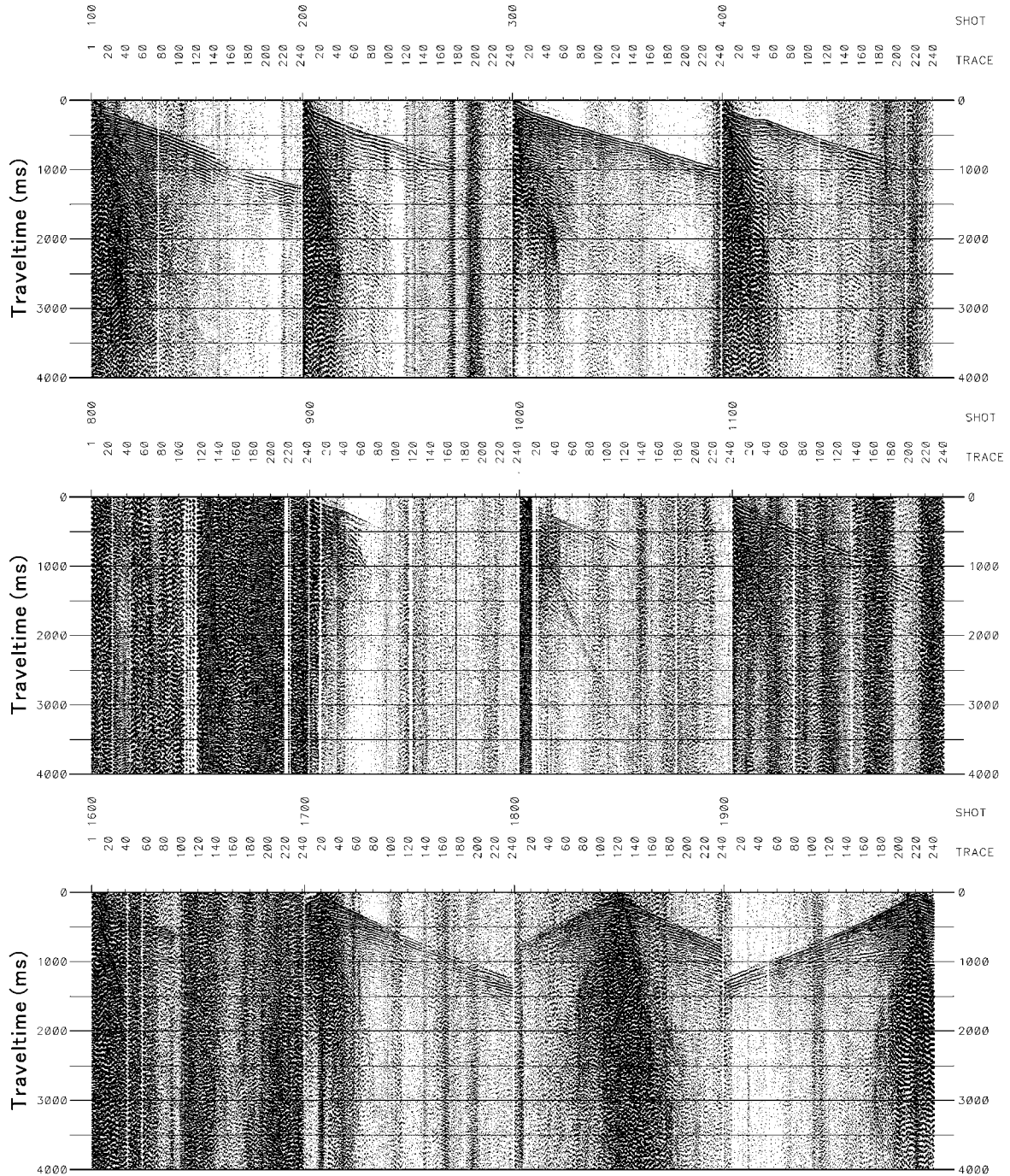
上記のように、処理はまだ予備的な段階であるが、この段階であってもある程度の構造解釈が可能である。測線 1 では、第 6 図にから分かるように馬追丘陵の前面に（すなわち西方に）層面すべりによると思われる西側上がり、東側下がりの断層群による撓曲構造が見られる。低地部の浅部 1s くらいまではほぼ水平成層であるが、子細に見ると非常に振幅の小さい褶曲構造を呈している。また南西側の 2~2.5 秒付近に緩やかに北東へ向かって傾き下がる反射面が見える。交通ノイズ等のため、現段階では深部の構造はそれほど明瞭ではないが、測線中央部にも北東側へ傾き下がるいくつかのイベントが存在していそうである。馬追丘陵背面には大きな向斜構造が見られ、その下位の約 2.3s 付近にも反射面が確認できる。この向斜構造を作る地表から約 1s 付近までの地層の構造および層厚は、低地部の約 1s までの地層の構造および層厚と非常に良く似ており、同じ年代の地層である可能性がある。ただし弾性波速度は前者の方が若干大きいという違いがある。

測線 1 は南西端で石油公団（1996）の SI95-3 測

線とはほぼ接続していることから、勇払 SK-2、南勇払 SK-1、南勇払 SK-2D などの坑井に基づいた石油公団（1996）の地層解釈を利用すると、第 6 図下段の左端に示したように対応する反射面を同定することができる。また、第 8 図に測線 1 と石油公団（1993）の H91-3 のほぼ対応する部分を並べて示した。全体的に見て変形の振幅は異なるが、測線 1 は H91-3 測線と良く似た形状を示していると言えそうである。H91-3 測線の CMP.4000 付近、CMP.4250 付近の伏在背斜に相当するものは、測線 1 の CMP.3000 付近、CMP.3400 付近の振幅の小さい背斜にそれぞれ対応すると考えられる。H91-3 測線の CMP.4000 付近と測線 1 の CMP.3000 付近を通る背斜は平川・越後（2002）の「B 褶曲」の位置と大体一致する（第 9 図）。ただし測線 1 では褶曲の振幅は非常に小さくなっているため、この背斜は測線 1 付近より北方では消滅していくものと考えられる。測線 1 の CMP.2500-2550 付近の緩やかな背斜は位置的に平川・越後（2002）の「A 褶曲」に相当する可能性がある。

測線 2 では、第 7 図のように、丘陵西側に測線 1 と同様な撓曲構造が見られるが、丘陵-低地境界部以東の構造は表面波の影響で今のところあまり判然としない。しかし形態的には、約 6km 北方の加藤ほか（2002）・Kato et al.（2004）の馬追 2000 測線と瓜二つとも言えるほど良く似た構造を示している。ただし低地下の地層が、馬追 2000 測線では測線西端付近でほぼ水平となるのに対し、測線 2 では西側への緩傾斜が続くという点で異なっている。測線 2 の CMP.200 付近の地層傾斜が西へ向かってやや大きくなる付近が、平川・越後（2002）の「A 褶曲」の位置とはほぼ一致している。測線 2 の CMP.1000 付近に見られる撓曲は既存の活断層図には掲載されていないもので、既掲載の撓曲よりも 1km 以上も西に位置している。この撓曲は、詳細測線図（第 2 図）の測線 1 と 2 の中間にある種苗管理センター胆振農場付近の等高線が密になったあたり（ここは既掲載の撓曲に相当する）から、北北西へと続くやや間隔の広がった等高線群の延長上に位置している。したがって、地形的に見ると、既掲載の撓曲から測線 2 で新たに見出された撓曲へと続く分岐がこの周辺に存在する可能性があると考えられる。

背斜軸に関しては、浅海域周辺のもの例えば産業技術総合研究所（2007）にまとめられている。また海域においても石油開発公団（1973）の H72-J 測

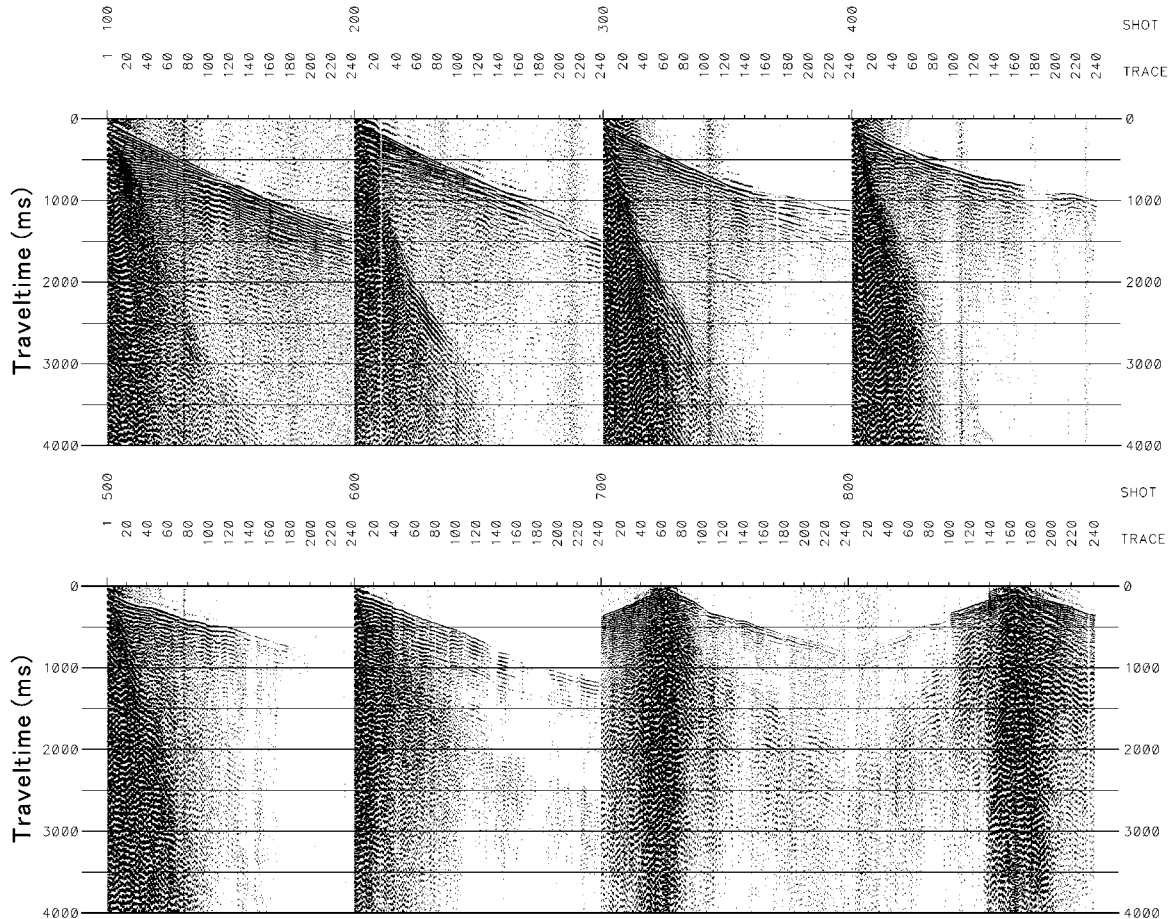


第 4 図 測線 1 のショット記録例。上段：測線北東部丘陵周辺のショット記録。中段：石狩低地東縁断層帯主部周辺のショット記録。下段：測線南西部低地周辺のショット記録。

Fig.4 Examples of shot gathers of survey Line-1. Top, middle and bottom are shot gathers in the hilly area of northeastern part, around the hill-lowland boundary, and in the lowland of southwestern part of the survey line, respectively.

線, H72-6 測線, H72-H 測線および石油公団 (1987) の D86-1 測線, D86-8 測線, D86-3 測線などで, 陸上・浅海域に見られた活背斜の延長と見られる構造が存在する。これらのいくつかの海域測線について本年度に再処理を実施している (山口ほか, 2011)。現在の予備的解釈では, 反射断面に見られるいくつかの背

斜軸がどのように連続するのか, あるいは雁行状に分布するのか, などは必ずしも自明とは言えない。第 9 図には, 海底地形を考慮して, 産業技術総合研究所 (2007) や地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) の解釈に近い, あり得る一つの解釈を示している。これらの解釈では HN74-1 測線と勇払 1997



第5図 測線2のショット記録例.

Fig.5 Examples of shot gathers of survey Line-2.

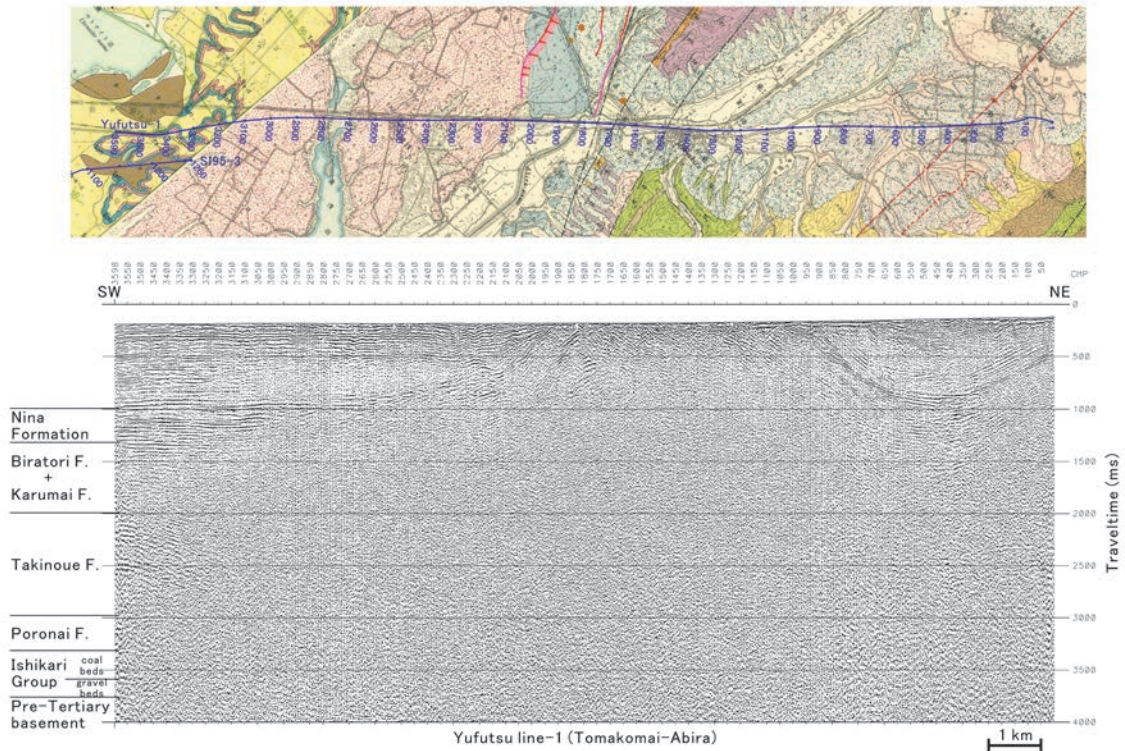
測線に見られる顕著な背斜は孤立したものと見なしている。しかしHN74-1測線には、この背斜の東方にもう1つの顕著な背斜が存在しており、SI95-A測線、SI95-B測線の東側部分に見られる2つの顕著な背斜構造と互いに良く似た形状を示す。しかもそれらの位置は互いにかなり近いところにある。もしこの2つの背斜がそれぞれ連続するものとするれば、第10図のように、第9図と全く異なった背斜の連続性を考える必要が出てくる。これらのどちらがより真実に近いかを確定するためには、苫東周辺で新たに反射法地震探査を実施する必要がある。さらに海域測線の再処理結果を含めて考えると、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)の示した背斜軸の連続性に関する見解と必ずしも一致しない可能性もあり、詳細な解析・解釈をさらに進める必要がある。

今後は、本報告の反射法データに対しノイズ低減のための各種処理を適用し、詳細な反射断面を得たいと

考えている。また平成22年度実施の反射法地震探査・重力探査・既存データ再処理、さらに平成23年度に予定される各種調査・解析をあわせ、石狩低地東縁断層帯主部の構造や勇払沖も含めた同断層帯南部の構造を明らかにして行きたい。

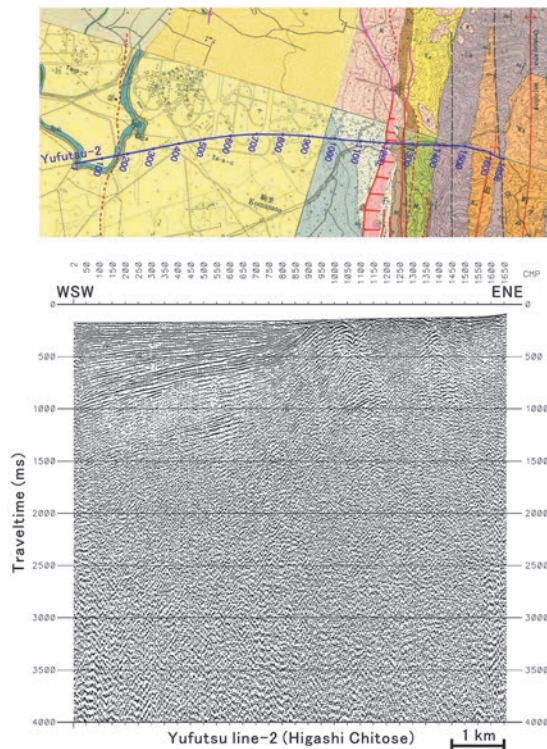
謝辞

本調査の実施にあたり、陸上自衛隊東千歳駐屯地、安平町役場、苫小牧市役所、北海道開発局苫小牧道路事務所の方々に多くのご協力をいただいた。また現地調査は、サンコーコンサルタント(株)に委託して実施した。本研究計画を進めるにあたり、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構には石油・天然ガス基礎調査関連の各種資料の貸与許可、およびそれらを利用した研究成果の公表許可を頂いた。上記関係機関の方々に心からの謝意を表します。



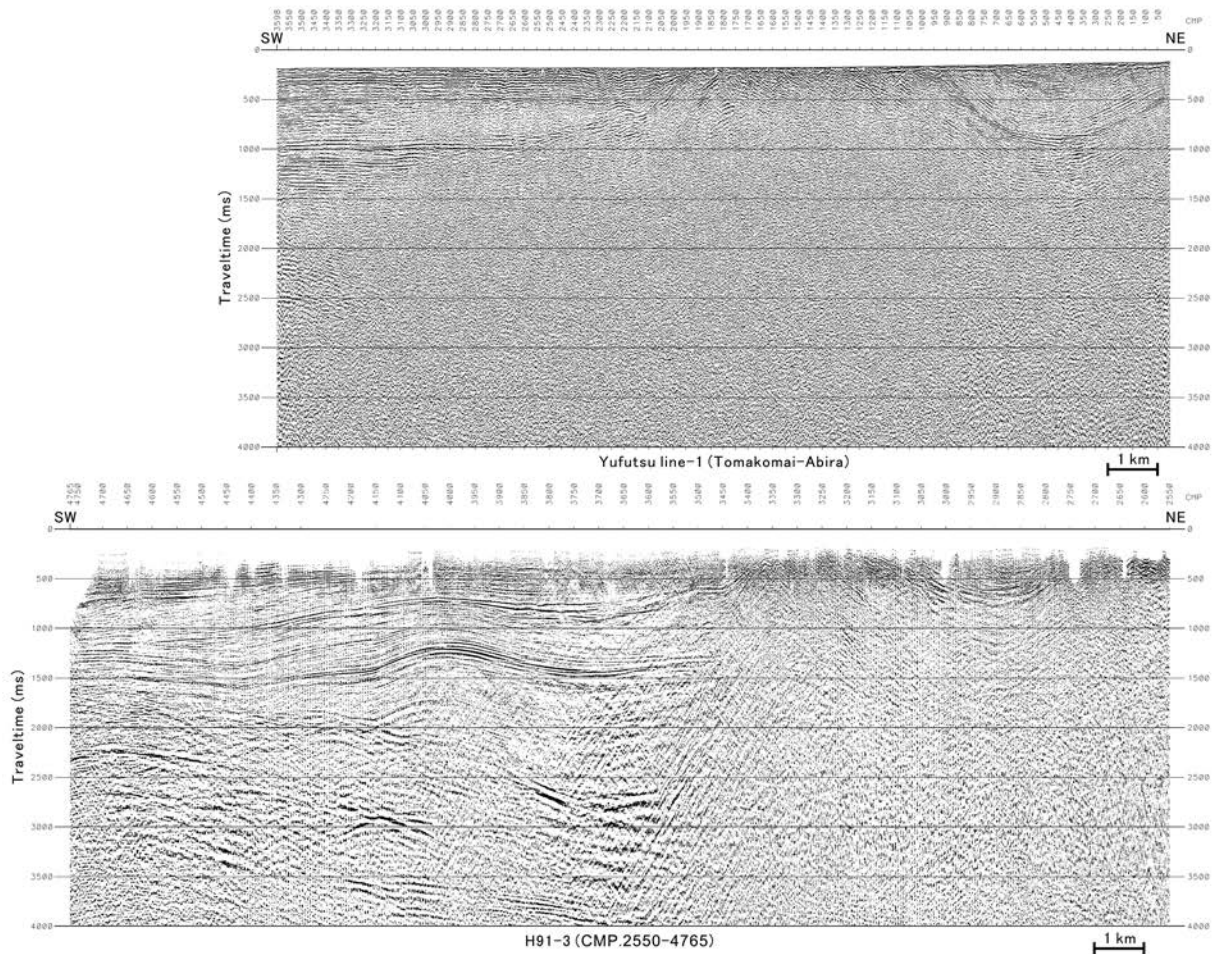
第 6 図 測線 1 の予備的重合断面。下段：測線 1 重合時間断面。左端の地層名は SI95-3 測線（石油公団，1996）の解釈を元に推定。縦横比はだいたい 2：1 に相当。上段：周辺地質および活断層。基図は 1/50,000 地質図幅「千歳」（曾屋・佐藤，1980），「早来」（松野・石田，1960）に，活断層分布は中田・今泉（2002）による。

Fig.6 Preliminary stacked time section of Line-1. Bottom: Stacked time section. Geologic strata at the left end are inferred from the interpretation of the SI95-3 (JNOC, 1996). Vertical exaggeration is about 2. Top: Geology and active faults around Line-1. Base map: 1/50,000 Geological Maps Chitose (Soya and Satou, 1980) and Hayakita (Matsuno and Ishida, 1960). Active faults: after Nakata and Imaizumi (2002).



第 7 図 測線 2 の予備的重合断面。下段：測線 2 重合時間断面。縦横比はだいたい 2：1 に相当。上段：周辺地質および活断層。基図は 1/50,000 地質図幅「千歳」（曾屋典・佐藤，1980），「早来」（松野・石田，1960），「恵庭」（長尾・小山内・石山，1959），「追分」（松野・秦，1960）に，活断層分布は中田・今泉（2002）による。

Fig.7 Preliminary stacked time section of Line-2. Bottom: Stacked time section. Vertical exaggeration is about 2. Base map: 1/50,000 Geological Maps Chitose (Soya and Satoh, 1980), Hayakita (Matsuno and Ishida, 1960), Eniwa (Nagao et al., 1959) and Oiwake (Matsuno and Hata, 1960). Active faults: after Nakata and Imaizumi (2002).



第 8 図 測線 1 と H91-3 測線（一部）の重合時間断面の比較.

Fig.8 Comparison between stacked time-sections of Line-1 and part of H91-3.

文献

浅野周三・嶋 悦三・松田時彦・吉井敏尅・斎藤正徳・岡田 広・小林啓美・瀬尾和夫・入倉孝次郎・鳥羽武文・朝倉夏夫・田村八洲夫・井川 猛・高橋明久・森谷武男・笹谷 努・松島 健・梅戸在明・岩田知孝(1989)地震動予測精密化のための地下深部構造の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, No.A-63-3, 163p.

土居繁雄(1959)苦小牧. 5万分の1地質図幅, 北海道開発庁.

平川一臣・越後智雄(2002)石狩低地南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形. 活断層研究, 22, 63-66.

北海道(2001)「石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説」. 北海道活断層図 No.3, 157p.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002)「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.

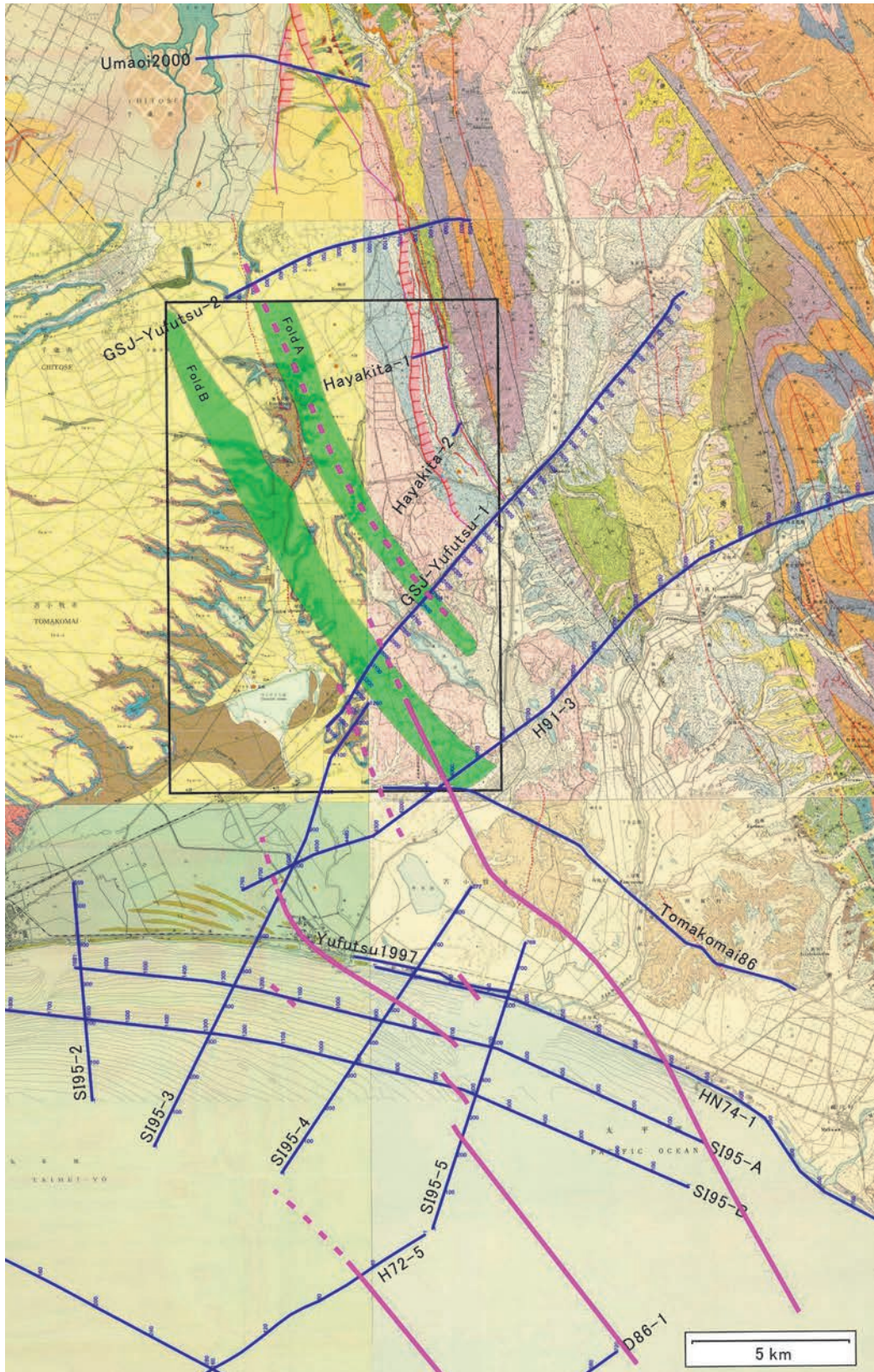
伊藤谷生・森谷武男・井川秀雅・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛(1999)日高衝突帯におけるデラミネーションウェッジ構造. 月刊地球, 21, 130-136.

伊藤谷生(2000)日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石油技術協会誌, 65, 103-109.

伊藤谷生・岩崎貴哉(2002)島弧衝突研究の新展開. 東京大学地震研究所彙報, 77, 87-96.

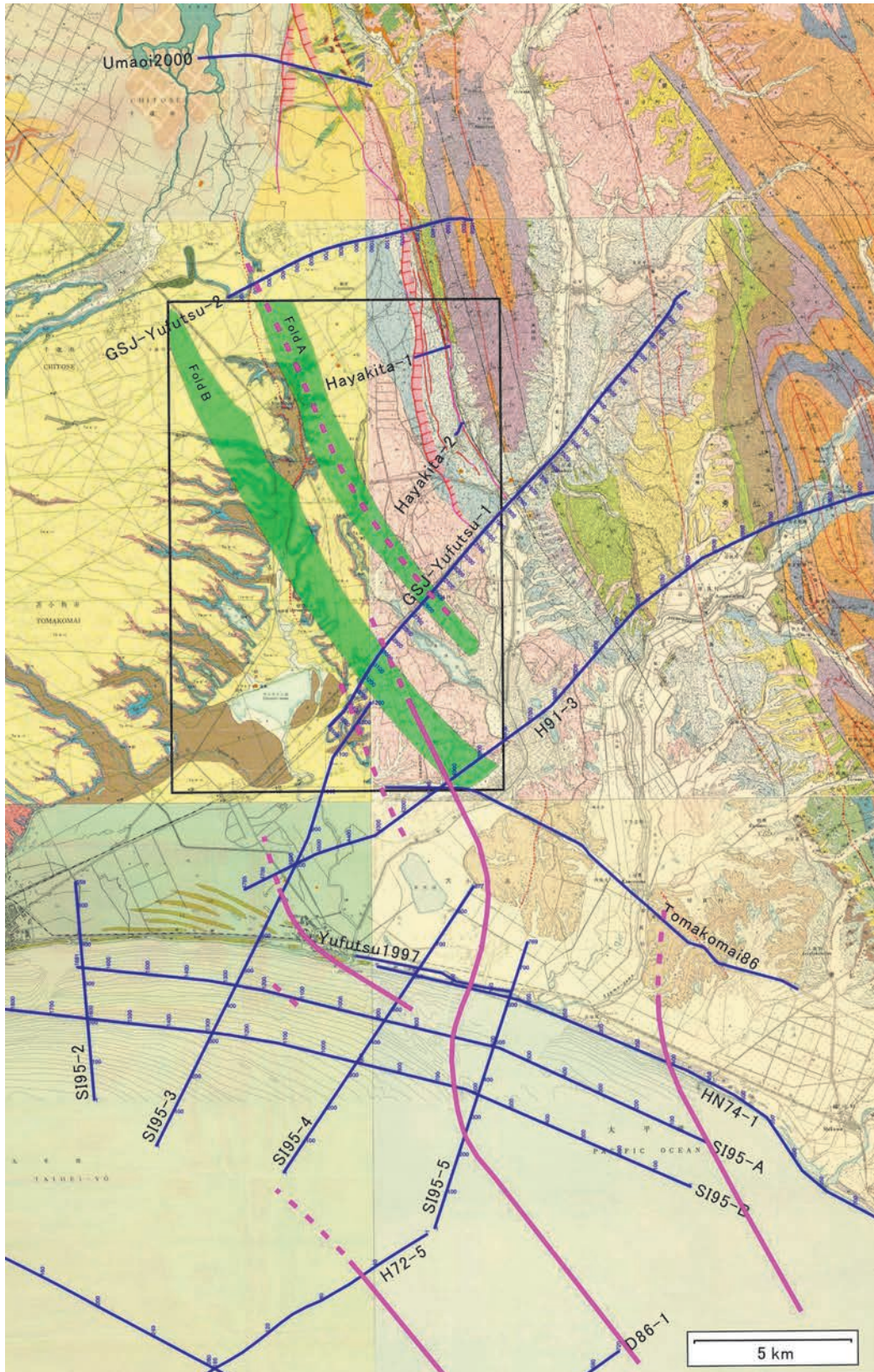
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003)「石狩低地東縁断層帯の評価」. 26p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)「石狩低地東縁断層帯の評価(一部改訂)」. 34p.



第 9 図 褶曲構造の連続性に関する一つの解釈。マゼンタ色の実線、波線はそれぞれ褶曲の振幅の大きいもの、小さいものを示す。緑色領域は平川・越後(2002)の第 2 図の背斜部を、矩形は第 2 図の範囲を示す。基図は 1/50,000 地質図幅「苦小牧」(土居, 1959), 「鶴川」(山口, 1960), 「千歳」(曾屋典・佐藤, 1980), 「早来」(松野・石田, 1960), 「恵庭」(長尾・小山内・石山, 1959), 「追分」(松野・秦, 1960) に、活断層分布は中田・今泉(2002)による。

Fig.9 A possible view of continuities of fold axes. Magenta solid and broken lines indicate large and small amplitude of folds, respectively. The green areas correspond to anticlines of Fig.2 in Hirakawa and Echigo (2002), and the rectangle shows an extent of the figure. Base map: 1/50,000 Geological Maps Tomakomai (Doi, 1959), Mukawa (Yamaguchi, 1960), Chitose (Soya and Satoh, 1980), Hayakita (Matsuno and Ishida, 1960), Niwa (Nagao et al., 1959) and Oiwake (Matsuno and Hata, 1960). Active faults: after Nakata and Imaizumi (2002).



第 10 図 褶曲構造の連続性に関するもう一つの解釈. 説明については第 9 図参照.

Fig.10 Another possible view of continuities of fold axes. As for explanations, see Fig.9.

- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鏡 顕正・川中 卓・井川 猛 (2002) 日高衝上断層系前縁部・馬追丘陵西縁を横切る反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, 77, 111-121.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p, 4sheets.
- Kimura, G. (1996) Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, 5, 262-275.
- 栗田裕司・横井 悟 (2000) 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石油技術協会誌, 65, 58-70.
- 松野久也・秦 光男 (1960) 追分. 5 万分の 1 地質図幅, 北海道開発庁.
- 松野久也・石田正夫 (1960) 早来. 5 万分の 1 地質図幅, 北海道開発庁.
- 長尾捨一・小山内熙・石山昭三 (1959) 恵庭. 5 万分の 1 地質図幅, 北海道開発庁.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM2 枚, 60p. 付図 1 葉.
- 日本 CCS 調査株式会社 (2009) 苫小牧沖 3 次元弾性波探査による CCS 可能性調査について. News Release, 平成 21 年 7 月 6 日.
- 日本 CCS 調査株式会社 (2010) 苫小牧地点での追加 3 次元弾性波探査の実施について. News Release, 平成 22 年 7 月 3 日.
- 岡田真介・住田達哉・牧野雅彦・山口和雄・横倉隆伸 (2011) 石狩低地東縁断層帯・馬追丘陵を横切る重力探査. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報(本研究報告).
- 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川猛 (1998) 苫小牧市勇払の伏在活断層. 平成 10 年度石油技術協会春季講演会個人講演要旨, 石油技術協会誌, 63, 323-324.
- 産業技術総合研究所 (2007) 石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-8, 35p.
- 石油開発公団 (1973) 昭和 47 年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高一渡島」調査報告書. 18p.
- 石油開発公団 (1975) 昭和 49 年度石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高南部」調査報告書. 19p.
- 石油公団 (1987) 昭和 61 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書. 36p.
- 石油公団 (1993) 平成 3 年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書. 25p.
- 石油公団 (1996) 平成 7 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書. 35p.
- 曾屋龍典・佐藤博之 (1980) 千歳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生 (1993) 北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨集, 505.
- 山口和雄・横倉隆伸・岡田真介 (2011) 苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 (本研究報告).
- 山口昇一 (1960) 鶴川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.

石狩低地東縁断層帯における重力探査

Gravity Survey across the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Hokkaido.

岡田真介^{1*}・住田達哉¹・牧野雅彦¹・山口和雄¹・横倉隆伸¹
Shinsuke Okada^{1*}, Tatsuya Sumita¹, Masahiko Makino¹,
Kazuo Yamaguchi¹ and Takanobu Yokokura¹

Abstract: There are several collision tectonics associated with plate subduction around the Japan arc. The Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland and Umaoi Hills, which are located in the forefront of the Hidaka Collision Zone, show Quaternary active faulting and folding, respectively. To reveal subsurface structure and its tectonic evolution of the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland and Umaoi Hills, we carried out seismic reflection survey and gravity survey across the fault zone in November 2010. In this report, we describe gravity survey in detail. Bouguer gravity anomalies of this survey show good correlation with the surrounding geology and seismic profiling images. At the middle of the survey line 1, high-bouguer anomaly corresponds with anticlinal structure of Umaoi Hills. In the survey line 2, two high-bouguer anomalies are found, one of which corresponds with Umaoiyama anticline, while another one corresponds with subsurface anticlinal structure that is shown by seismic profiling image. This gravity survey was carried out as a part of Coastal Geology and Active Fault Survey Project in Advanced Industrial Science and Technology.

Keywords: gravity survey, Bouguer gravity anomaly, Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Umaoi hills

1. はじめに

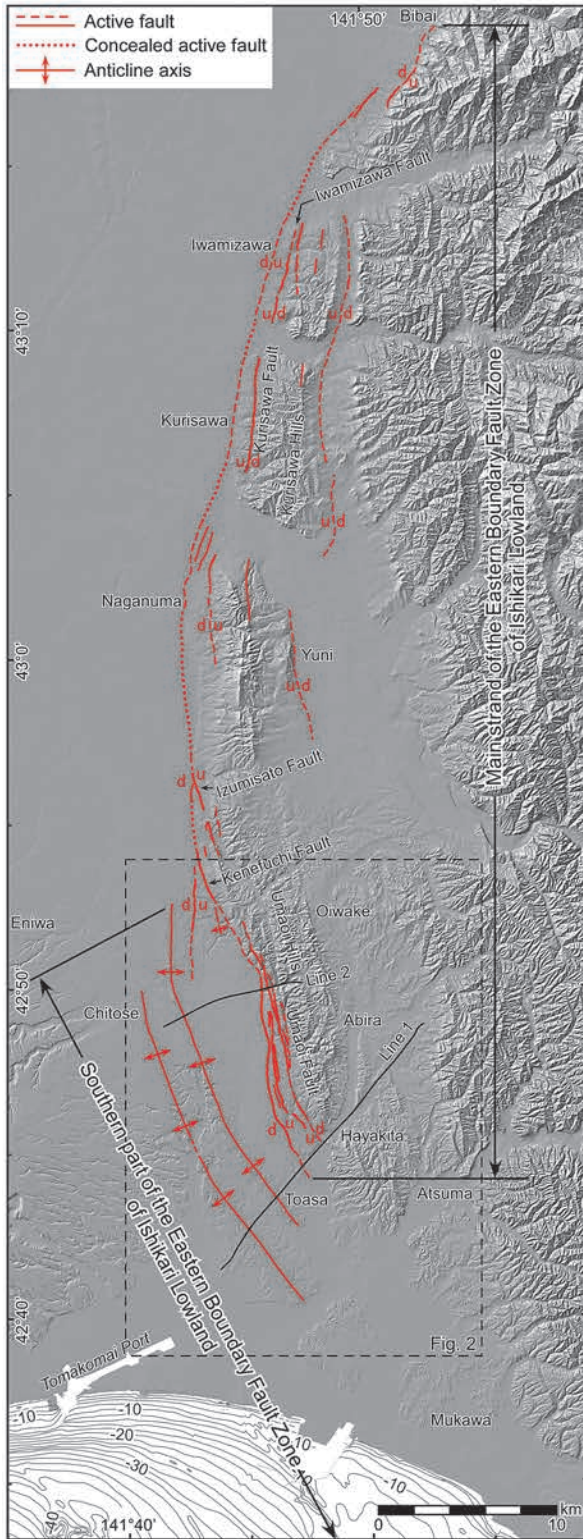
日本列島およびその周辺には、プレートの沈み込みに伴って生じている衝突のテクトニクスがいくつか存在する。その中でも、本調査の研究対象である石狩低地東縁断層帯は、太平洋プレートの斜め沈み込みに伴った千島弧の前弧スリバーが東北日本弧にぶつかっている日高衝突帯（例えば、Kimura, 1996; 伊藤ほか, 1999; 伊藤・岩崎, 2002 など）の最前面に位置しており、そこでは短縮変形を伴った最新の断層運動を見ることができる。石狩低地東縁断層帯は、地震調査推進本部地震調査委員会（2010）によると、活断層の分布形態から、石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部に区分している（第 1 図）。石狩低地東縁断層帯主部は、美唄市から勇払郡安平町に至る約 66km の断層帯であり、その平均的な上下変位速度は、0.4m/kyr 以上とされている。石狩低地東縁断層帯南部は、千歳市から南東方向に発達する活褶曲とその海域延長部の 54km 以上であり、平均的な上下変位速

度は 0.2m/kyr 程度とされている。また、石狩低地東縁断層帯主部における反射法地震探査の結果から、馬追丘陵は地下深部の低角な逆断層運動に伴った背斜であると解釈されている（地震調査推進本部地震調査委員会, 2010; Kato *et al.*, 2004）。また、同断層帯南部の 2 条の活褶曲は、平川・越後（2002）および池田ほか（2002）によって報告されており、約 4 万年前の支笏火砕流によって形成された地形面が変形を受けていることを根拠として、馬追丘陵よりも西方に、伏在した断層の存在が推定されている。

石狩低地東縁断層帯における最新の活断層運動の全貌を明らかにするためには、地下に存在する低角な逆断層運動に伴った短縮変形をイメージングし、その変形量を見積もる必要がある。本研究では同断層帯における地下構造を明らかにするために、2010 年 11 月に同断層帯主部および南部を横切る 2 測線の反射法地震探査・重力探査を行った。また、同断層帯南部周辺の既存反射法地震探査データの再処理を実施した。これらのうち本研究報告では重力探査について詳しく

* 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, Institute of Geology and Geoinformation）



第 1 図 石狩低地東縁断層帯に沿った地形陰影図。地形の陰影には国土地理院の 10m DEM を用いた。活断層の位置は、池田ほか (2002) による。

Fig.1 Shaded relief map along the Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari lowland, based on 10 m digital elevation model. Red lines, active faults (after Ikeda *et al.*, 2002).

報告する。2010 年に実施した反射法地震探査については、本研究報告の横倉ほか (2011) に、既存反射法地震探査データの再処理については、同じく山口ほか (2011) に報告されている。また本探査は「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として行われた。

2. 重力探査概要

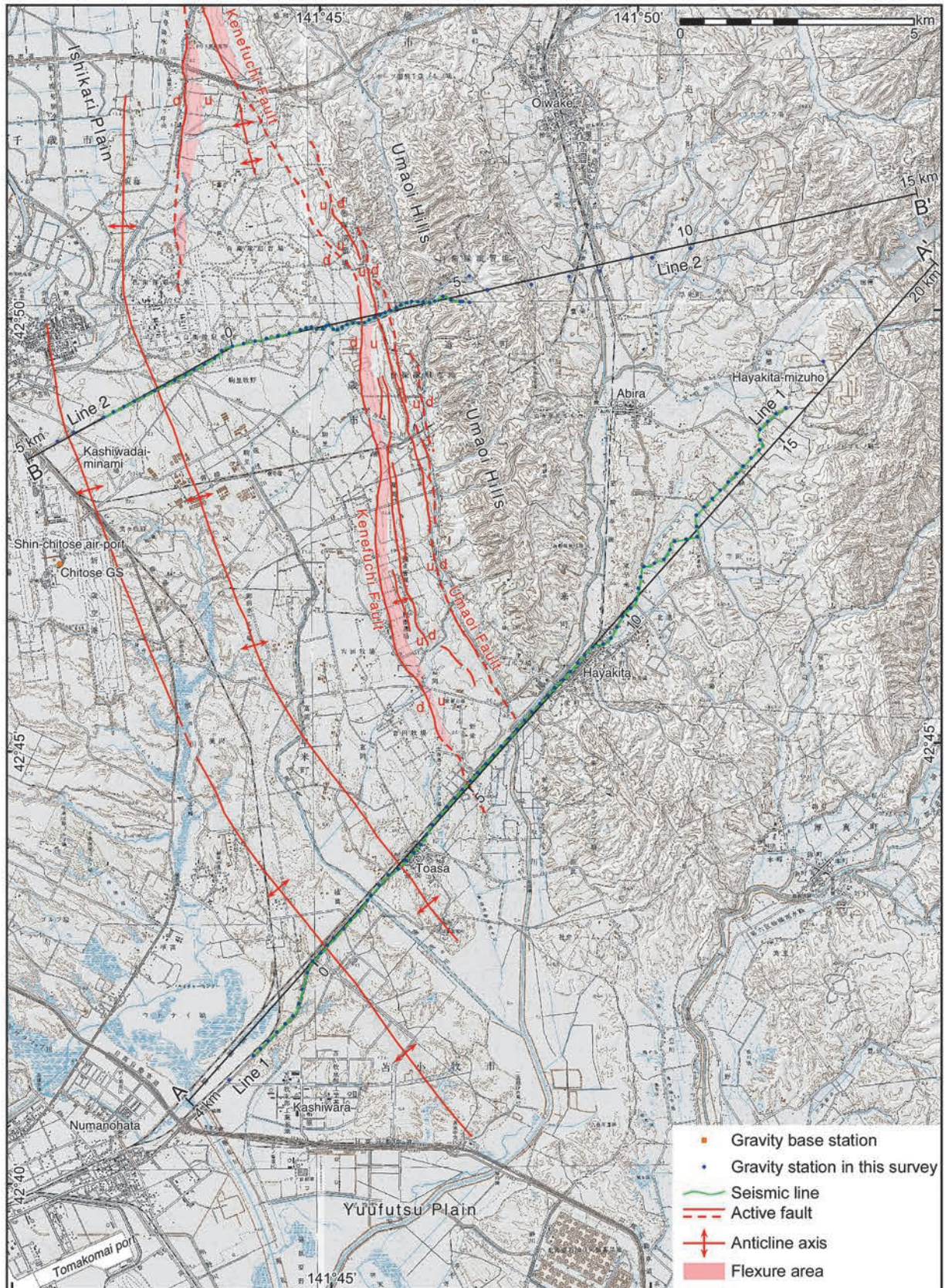
本重力探査は、勇払地域において取得した 2 測線の反射法地震探査 (2010 年 11 月 1 日～24 日実施；横倉ほか, 2011) に沿って、およそ 250m 間隔で通常の相対重力測定を行った。測線 1 は、2010 年 11 月 11 日から 15 日にかけての 5 日間で測定を終了し、79 点において測定を行った。測線 2 は、2010 年 11 月 16 日から 19 日にかけての 4 日間で測定を終了し、61 点の測定を行った。測定点の分布は第 2 図に示す。

重力基点は、宿泊施設である千歳エアポートホテルアネックスの玄関前を選択した。重力基点の位置およびその重力値の決定については、後に詳しく述べる。毎日の測定は、宿泊施設前の重力基点の測定より出発し、また同日の最終測定として同基点に戻るように環測定を実施した。使用した重力計は、LaCoste & Romberg 社製の D 型重力計 (D-205) である。実際の測定風景を写真 1 に示す。重力測定点の名称は、反射法地震探査の受振点番号と同じものを用いた。しかし、道路交通および路面凍結などの条件により、重力測定点を反射法地震探査受振点位置より数 m～10m 程度移動したものもある。このような測定点の名称には末尾に a を付加している。また測定点の移動はできるだけ反射法地震探査測線に対して直交する方向に移動した。

重力測定点の位置座標および楕円体高は、Trimble 社製 R8 GPS (写真 1 参照) を用いて、干渉測位 (高速静止測量) を行った (1 秒サンプリング, 10 分間測定を標準)。解析には、Trimble 社製のソフトウェア Trimble total control を用い、電子基準点厚真を基準として、その他周囲 6 つの電子基準点と測線上に置いた臨時基準点 1 つを利用することにより、網平均で位置座標および楕円体高を求めた。楕円体高から標高値へ変換するために必要なジオイド高は、国土地理院のソフトウェアパッケージ、日本のジオイド 2000 ver. 5 (国土地理院, 2010) を用いて計算した。

3. 重力基点について

本調査では、千歳エアポートホテルアネックス前



第2図 本重力探査における測定点の分布。青丸は重力測定位置、緑線は、反射法地震探査測線。赤線は、活断層の分布(池田ほか, 2002)を示す。背景には、陰影に国土地理院の10mDEMに用い、さらにその上に5万分の1地形図を用いた。

Fig.2 Distribution of gravity station in this survey. Small blue circle, gravity station; green line, seismic line; red lines, active faults (Ikeda *et al.*, 2002). 10mDEM of GSI was used for shaded relief and 1:50,000 topographic maps were used in the background.



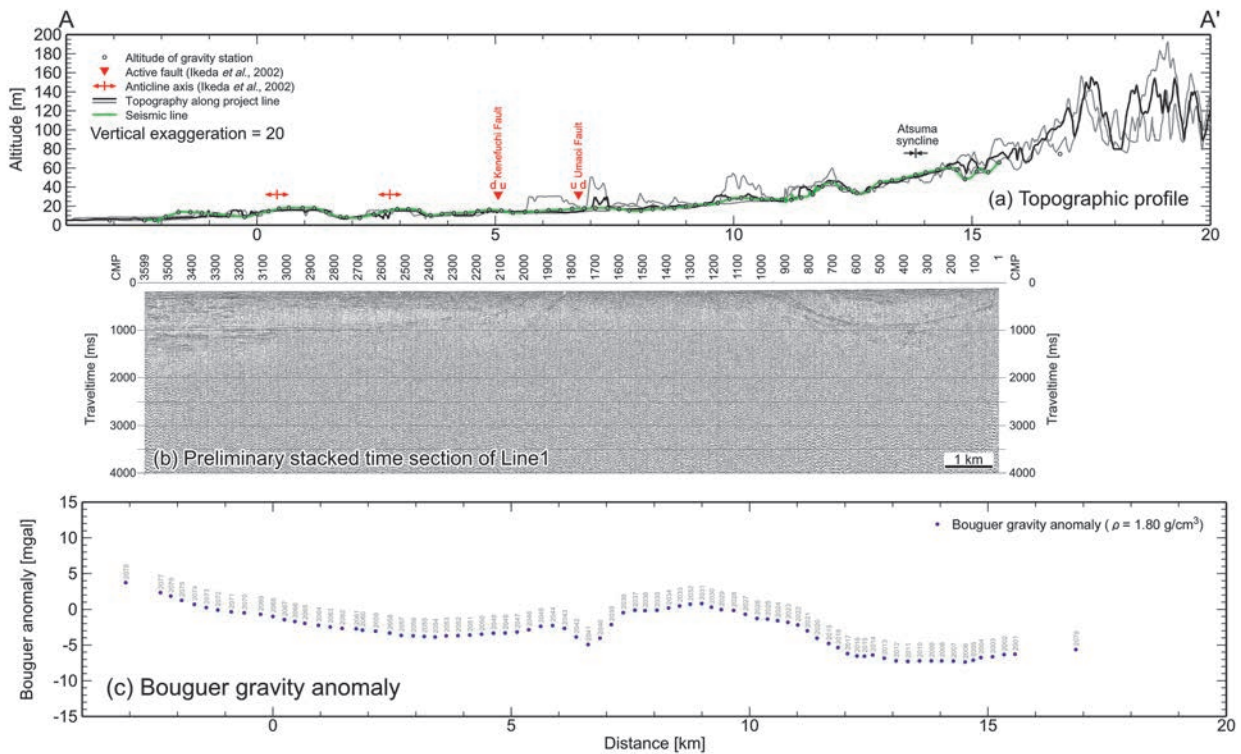
写真 1 本調査における重力測定風景（測線 2, csd0375a）。

Photo.1 Photograph of gravity data acquisition in this survey at the station of csd0375a on Line 2.

に重力基点を作成した。重力基点の重力値測定は、2010 年 11 月 19 日に実施し、重力基点の測定から出発し、千歳市役所庁舎横 6 等重力基準点および千歳空港内 1 等重力基準点を測定した後、再び重力基点を測定するようになった。測定を行った 2 つの重力値を用いて、千歳エアポートホテルアネックス前重力基点の重力値を、980431.990mgal と決定した。

4. データ処理

重力計の測定読取値からブーゲー異常値の算出までの処理は、地質調査所重力補正標準手順 SPECG1988（地質調査所重力探査グループ、1989）に基づいて行った。具体的には、測定読取値を重力単位に換算し、その後、潮汐補正・ドリフト補正を行い、測定点における重力値を決定した。さらに求めた重力値に対して、緯度補正・大気補正・高度補正・地形補正を計算し、フリーエア重力異常値およびブーゲー重力異常値を求めた。地形補正には、国土地理院作成の 50m メッシュおよび 250m メッシュを用いている（村田



第 3 図 断面 A-A' に沿った地形断面、反射法地震探査時間断面、およびブーゲー重力異常。(a) 地形断面。黒線は投影線 A-A' に沿った地形であり、10mDEM を用いた。灰色線は、投影線に平行に南北 250m 離れた地形である。黒丸は重力測定点の標高を示し、緑線は、反射法地震探査測線（横倉ほか、2011）の標高を示す。赤三角は活断層（池田ほか、2002）の位置を示す。(b) 測線 1 の予備的重合断面（横倉ほか、2011）。(c) ブーゲー重力異常。青丸は、本調査で得られたブーゲー異常値を A-A' に投影したものである。仮定密度には 1.80g/cm³ を用いた。

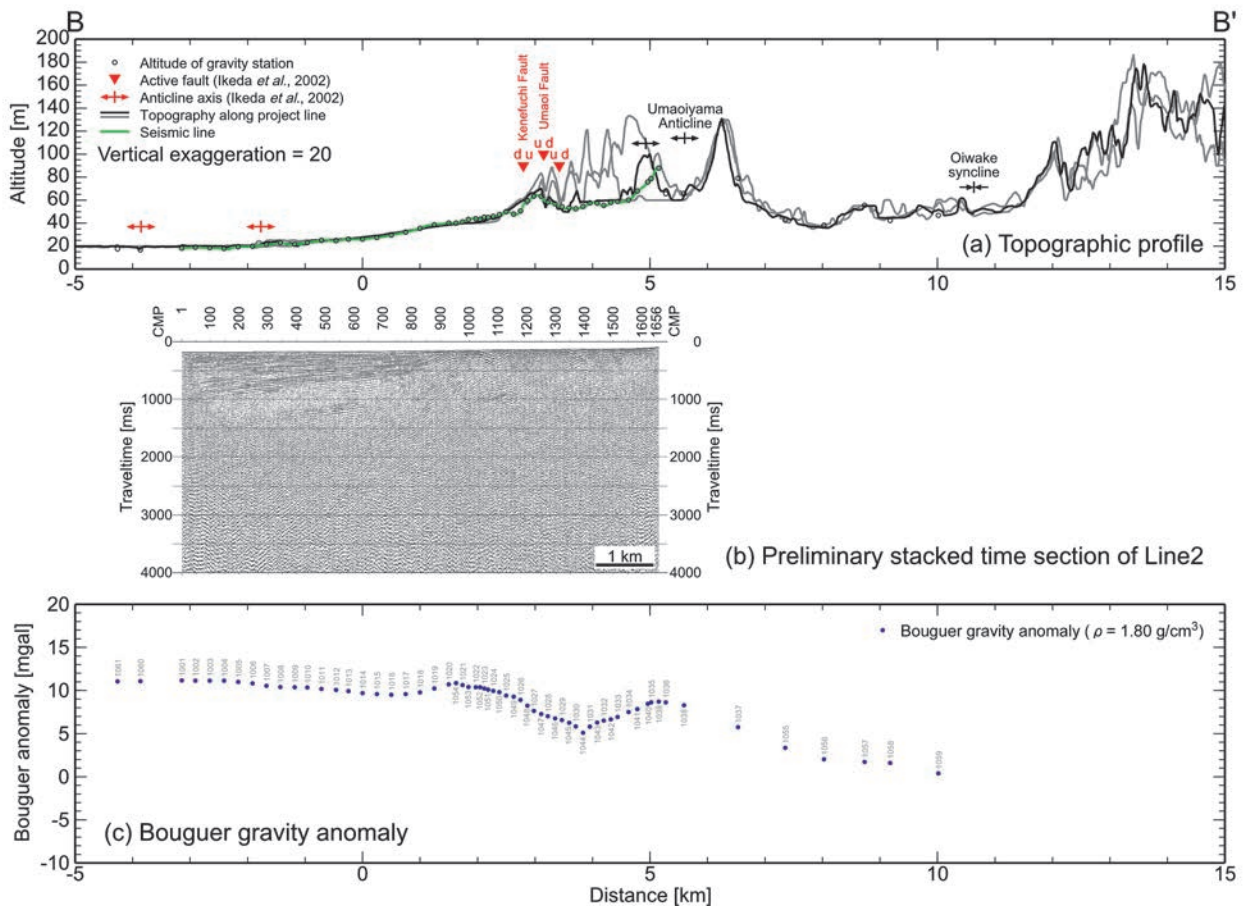
Fig.3 Gravity and topographic profile along project line A-A'. (a) Topographic profile. Black solid line, topography along project line A-A' using 10mDEM. Gray solid line, topography along 250 m north and south of project line A-A'; black open circle, altitude of gravity stations; green line, altitude of seismic line (Yokokura *et al.*, 2011); red triangle, active faults (Ikeda *et al.*, 2002). Note that vertical exaggeration of topography is 20. (b) Preliminary stacked time section of Line 1 (after Yokokura *et al.*, 2011). (c) Bouguer gravity anomaly. Blue small circle, bouguer gravity anomaly of this survey projected to project line A-A'. Reduction density of 1.80 g/cm³ was applied.

ほか, 1995). 測線 1 および 2 に沿った地表地質は, 馬追丘陵よりも東側では, 主に中新統後期から鮮新統の地層が分布しており, 一方, 西側 (石狩低地側) では低密度の支笏火砕流が広く分布している. 各種の補正に用いる仮定密度は, これらの地質分布も考慮し, 地形との相関がもっとも少ない 1.8g/cm^3 を採用した. またブーゲー補正には, 無限平板ではなく測点から 60km 以内の範囲で地球の曲率を考慮した方法を用いている. 測線 1 の各種補正值, フリーエア重力異常値およびブーゲー重力異常値を第 1 表に示し, 測線 2 については第 2 表に示す. それぞれの測線におけるブーゲー重力異常値を A-A' および B-B' の断面線に投影したものを第 3 図, 第 4 図に示す (断面線の位置と重力測定点の分布は, 第 2 図を参照). 読取値の誤差は, およそ 0.01mgal 程度である. GPS 測量

に伴う標高の測定誤差は, 10cm 以内であるので, それに伴う重力値の誤差は 0.03mgal 以下と見積もれる. 2010 年 11 月 11 日の測定のみ悪天候に起因して, 重力計のドリフトは 0.2mgal 程度と大きい, それ以外の測定日は, 0.05mgal 以下であった. また, GPS 測量から得られた標高と 50mDEM の標高の差は, 3 点を除いては 5m 以内であるため, 50mDEM を用いた地形補正計算は十分な精度を持っていると判断した. これらのことから, 得られたブーゲー重力異常値は 0.1mgal 以上の精度をほぼ達成できている.

5. 結果

本調査で得られた 2 測線のブーゲー重力異常は, 両測線ともに, 東下がり傾向を示している. これは東に緩く傾いた先新第三系基盤の形状を示している



第 4 図 断面 B-B' に沿ったブーゲー重力異常と地形断面. (a) 地形断面. 黒線は投影線 B-B' に沿った地形であり, 10mDEM を用いた. 灰色線は, 投影線に平行に南北 250m 離れた地形である. 黒丸は重力測定点の標高を示し, 緑線は, 反射法地震探査測線 (横倉ほか, 2011) の標高である. 赤三角は活断層 (池田ほか, 2002) の位置を示す. (b) 測線 1 の予備的重合断面 (横倉ほか, 2011). (c) ブーゲー重力異常. 青丸は, 本調査で得られたブーゲー異常値を B-B' に投影したものである. 仮定密度には 1.80g/cm^3 を用いた.

Fig.4 Gravity and topographic profile along project line B-B'. (a) Topographic profile. Black solid line, topography along project line B-B' using 10mDEM. Gray solid line, topography along 250 m north and south of project line B-B'; green line, altitude of seismic line (Yokokura *et al.*, 2011). black open circle, altitude of gravity stations; red triangle, active faults (Ikeda *et al.*, 2002). Note that vertical exaggeration of topography is 20. (b) Preliminary stacked time section of Line 2 (after Yokokura *et al.*, 2011). (c) Bouguer gravity anomaly. Blue small circle, bouguer gravity anomaly of this survey projected to project line B-B'. Reduction density of 1.80g/cm^3 was applied.

する高重力異常は、馬追山背斜と一致している。一方、西側の距離 1~3km に位置する高重力異常に対応する構造は、地表では認められていないが、反射法地震探査の結果からは CMP1000 を中心とした背斜構造が認められ、これとよく一致する。

ブーゲー重力解析は唯一の構造解を持たないが、反射法地震探査、地表地質および坑井データから得られる地質構造を拘束条件として用いることにより、ほぼ唯一の解を得ることができる。また重力データは、反射法地震探査では得られにくい深部構造に起因する情報も含んでおり、反射法地震探査から得られる地下構造のイメージングを強力に支持するデータである。反射法地震探査データ、重力データ、地表地質データ、および地表の変動地形のすべてを矛盾無く説明できる地下構造およびその発達史を説明する構造解釈をする必要がある。

謝辞

本調査は、陸上自衛隊東千歳駐屯地、安平町役場、苫小牧市役所、北海道開発局苫小牧道路事務所の方々に多くのご協力をいただき実施することができました。関係機関の方々に謝意を表します。

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, 254p, 東京大学出版会, 東京.
- 伊藤谷生・井川秀雄・在田一則・篠原雅尚・木村 学・清水信之・森谷武男・井川 崇・津村紀子・宮内崇裕・奥池司郎・井川 猛 (1999), 日高衝突帯におけるデラミネーション-ウェッジ構造, 月刊地球, **21**, 130-136.
- 伊藤谷生・岩崎貴哉 (2002), 島弧衝突研究の新展開, 77, 87-96.
- Kato, N., H. Sato, M. Orito, K. Hirakawa, Y. Ikeda, T. Ito (2004), Has the plate boundary shifted from central Hokkaido to the eastern part of the Sea of Japan?, *Tectonophysics*, 388, 75-84.
- Kimura, G. (1996), Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands, *Island Arc*, 5, 262-275.
- 国土地理院 (2010), 日本のジオイド 2000 GSIGEO2000 ver.5, 2010 年 12 月 12 日.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010)「石狩低地東縁断層帯の評価 (一部改訂)」
- 地質調査所重力探査グループ (1989), 地質調査所重力補正標準手順 SPECG1988 について, 地質調査所月報, **40**, 601-611.
- 地質調査総合センター (2004), 日本重力 CD-ROM 第 2 版, 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター.
- 平川一臣・越後智雄 (2002), 石狩低地南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形, 活断層研究, **22**, 63-66.
- 村田泰章・牧野雅彦・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・ト部厚志 (1995), 重力探査法による神戸市及び芦屋市の活断層調査, 物理探査学会第 93 回学術講演会論文集, 135-139.
- 山口和雄・横倉隆伸・岡田真介 (2011), 苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理, 平成 22 年度沿岸域の地質活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 (本研究報告).
- 横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 (2011), 石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査, 平成 22 年度沿岸域の地質活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 (本研究報告).

苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理

Re-processing of offshore and onshore seismic reflection survey data around Tomakomai, Hokkaido, Japan

山口和雄^{1*}・横倉隆伸¹・岡田真介¹

Kazuo Yamaguchi^{1*}, Takanobu Yokokura¹ and Shinsuke Okada¹

Abstract: We re-processed seismic reflection survey data in the coastal area of Tomakomai, Hokkaido, which had been acquired and processed by JNOC (Japan National Oil Corporation; presently Japan Oil, Gas and Metals National Corporation). They are seven offshore lines from “Hidaka-Oshima” in 1972, six offshore lines from “Donan~Shimokitaoki” in 1986 and one onshore line from “Hidaka-chiiki” in 1991. The total length of them is 613.15 km. The data of “Hidaka-Oshima” lines were reprocessed from shot gathers by conventional and the latest CMP stack method. The data of “Donan-Shimokitaoki” lines were reprocessed from CMP stacked time data with trace interpolation and migration, and four of them were scanned and digitized from paper sheets of seismic sections. As a result, we obtained CMP stack time sections, time migration sections and depth sections of each line with their SEG Y digital data. The data of “Hidaka-chiiki” line were pre-processed by conventional method, then processed by CRS (Common Reflection Surface) and MDRS (Multi-Dip Reflection Surface) methods. The results are MDRS stack time section, migration section and depth section. Data quality is remarkably improved and many reflectors can be perceived on the sections of “Hidaka-chiiki” and some of “Hidaka-Oshima”. These seismic sections will be geologically interpreted together with another pre-existing seismic data, new seismic and gravity survey data conducted in 2010 and so on.

キーワード: 反射法地震探査, データ処理, CMP 重合法, CRS, MDRS, 石狩低地東縁断層帯, 地下構造

Keywords: Seismic reflection survey, data processing, CMP stack method, CRS, MDRS, Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, subsurface structure.

1. 再解析調査測線の概要

北海道苫小牧周辺の海域と陸域の既存反射法地震探査データを再解析した。目的は、日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の先端部とみなされる石狩低地東縁断層帯の最前縁部（西縁）に関して、既存データの収集、整理、再解析を通じて、石狩低地東縁断層帯の南部から海域への延長形態を明確にし地質解釈資料を提示することである。対象としたデータは、石油開発公団・石油公団（現、独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構、JOGMEC）が実施した以下の3件の調査のそれぞれ一部である。

- ① 昭和 47 年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「日高一渡島」 海域
- ② 昭和 61 年度国内石油天然ガス基礎調査 海上基

礎物理探査「道南～下北沖」 海域

- ③ 平成 3 年度国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」 陸域

再解析に際しては、以下のことに留意した。

- ① 苫小牧付近の沿岸海域と陸域で実施された地下構造調査結果を広域的に収集し整理する。
- ② それらの地下構造データをデータ処理システムや地質解釈システムに入力可能な状態（SEG Y フォーマット等のデジタルデータ）に整備する。古い調査は断面図デジタルデータが存在しない場合があり、発震記録まで遡ってのデータ再解析あるいは断面図の紙面スキャンなどにより、改めて断面図デジタルデータを作成する。
- ③ 反射法のデータ処理技術は時代とともに進歩している。調査時期・データ処理時期が今から 40 年

* Correspondence

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

～20 年前頃の古いデータであっても、最新のデータ処理技術の適用により、既存解析結果と比較してより鮮明な地下構造イメージを得ることが可能である。

- ④ 予定されている海域での浅部高分解能音波探査を補完し深部の地下構造を把握する。

石狩低地東縁断層帯の周辺の既存反射法地震探査について横倉ほか（2011）にまとめられている。それらの測線の中から、苫小牧付近の沖合を通り陸域に近い海域測線 13 本と、海域に近接する陸域測線で既存データ解析では丘陵部付近が不鮮明だった測線 1 本を選択した。再解析した測線長は海域 565.5km、陸域 47.65km、総計 613.15km である。

対象とした反射法地震探査データは、データ処理内容、保管されているデータ種類、保管状態が必ずしも一様ではない。測線が海域か陸上か、調査域の推定地下構造の複雑さ、残存データの種類と使用可能性等の違いに応じて、次の 3 種類のデータ再解析を適用した。

- ① 通常の重合処理：「日高一渡島」の 7 測線

発震記録（SEG Y フォーマットのデジタルデータ）まで遡って通常の反射データ処理を適用した。既存解析では CMP 重合まで適用されているが、重合後のデジタルデータは存在しなかった。再解析と既存解析で異なる主な点は、トレース内挿により発震点間隔・受振点間隔が従来の半分のデータを疑似的に作成し CMP 間隔を 12.5m に半減（従来は 25m）、速度解析点間隔を 500m に細分化（同 5km）、新たに、多重反射波やコヒーレントノイズの除去、マイグレーション、深度変換を追加、等である。再解析では、CMP 重合時間断面、CMP 重合後マイグレーション時間断面、深度断面のそれぞれのデジタルデータと断面図を作成した。

- ② 図面 SEG Y 化と CMP 重合後処理：「道南～下北沖」の 6 測線

CMP 重合後時間断面データに対してマイグレーション、深度変換等を適用した。既存解析ではマイグレーションまで適用されている。一部の測線は CMP 重合後のデジタルデータが存在せず、紙面として残存する CMP 重合時間断面図をスキャンして重合後 SEG Y データを生成した。再解析では、新たに、CMP 重合後マイグレーション時間断面、深度断面のそれぞれのデジタルデータと断面図を作成した。2 測線が CMP 重合後 SEG Y データから、4 測線が重合時間断面の紙面スキャンからであった。これら測線では、発震記録

が使用出来ない区間があり、発震記録からの再解析では重合後に測線の一部でデータが欠損する恐れがあった。そこで、再解析はデータが欠損しない CMP 重合後からとした。

- ③ 高精度イメージング処理：「日高地域」の 1 測線

CRS（Common Reflection Surface）法およびその拡張である MDRS（Multi-Dip Reflection Surface）法による高精度イメージング処理を実施した。既存解析ではマイグレーションまで適用されている。再解析では、前処理として発震記録に対して通常処理を適用し、その後、CRS 法、MDRS 法を適用した。MDRS 法は、複数の交差する傾斜を持つ反射面のイメージングを向上させる手法である。新たに、MDRS 重合時間断面、MDRS 重合後マイグレーション時間断面、深度断面のそれぞれのデジタルデータと断面図を作成した。

本報では、データ再解析の詳細を記載し、それぞれの測線の深度断面を掲載する。データ再解析業務は（株）地球科学総合研究所に委託し、データ再解析には同社の地震探査データ解析ソフトウェア SuperX を使用した。

2. 通常の重合処理

2.1 データ概要

2.1.1 対象測線

基礎物理探査「日高一渡島」の内、H72-5、H72-6-1、H72-6-2、H72-H-1、H72-J-1、H72-J-2、H72-J-4 の 7 測線を対象とした。第 1 図に測線位置を示す。

2.1.2 データ取得仕様

第 1 表にデータ取得仕様を示す。

2.2 データ再処理

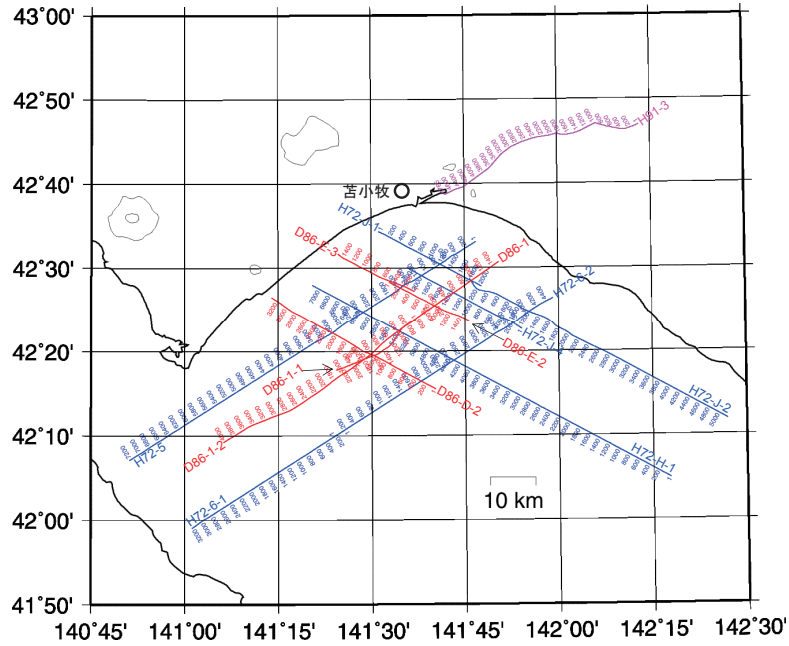
第 2 図に再解析フローを示す。また第 2 表に再解析パラメタを既存解析のパラメタと合わせて示す。パラメタテストは各メニューで必要に応じて実施した。

- (1) フォーマット変換およびデータ編集（Format Conversion and Trace Edit）

発震記録（SEG Y フォーマット）を、SuperX フォーマット（JGI Internal Format）へ変換した。

- (2) トレース内挿（Trace Interpolation）

後述の多重反射波抑制処理では、CMP アンサンブル上のトレース間隔が十分に密でない場合に、多重反射波のムーブアウトに起因するエリアジングノイズが発生する。これを回避するため、トレース内挿により疑似的に発震点間隔 25m・受振点間隔 25m の発震記録を



第 1 図 データ再解析の対象とした測線位置図。青線：日高一渡島，赤線：道南～下北，ピンク線：日高地域。CMP/MDRS 重合測線と CMP 番号を示す。

Fig.1 Seismic reflection survey lines which are re-processed. Blue lines: Hidaka-Oshima surveys, red lines: Donan~Shimokitaoki surveys, pink line: Hidaka-chiiki survey. The lines are CMP/MDRS lines with CMP numbers.

第 1 表 データ取得仕様。「日高一渡島」。

Table 1 Data acquisition specifications of the Hidaka-Oshima surveys.

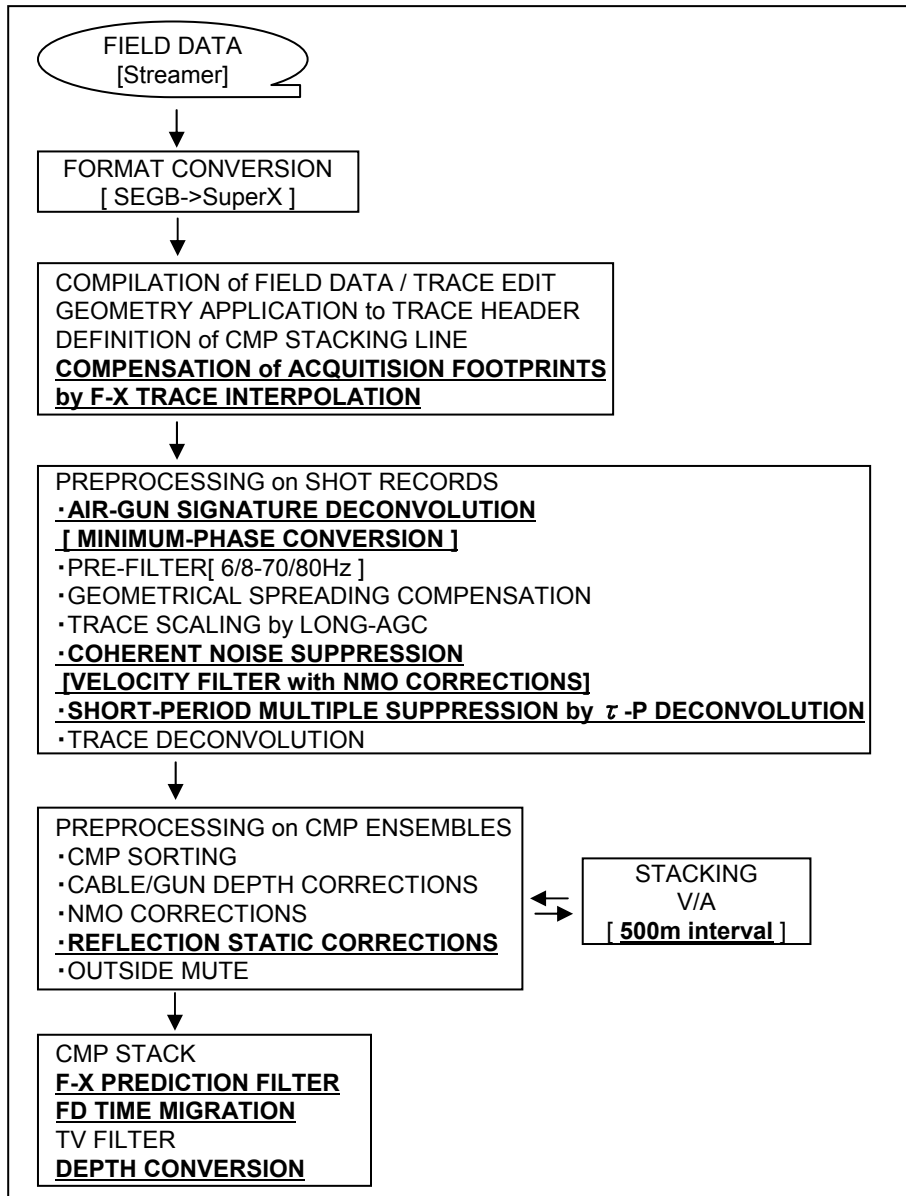
| Survey Name | | Hidaka-Oshima1972 | |
|---------------------------------|---------------------|----------------------|------------------------|
| Reflection Data to be processed | | Line Name | SP Range / Line Length |
| | | H72-5 | SP.1-1780(89.0km) |
| | | H72-6-1 | SP.1-780(39.0km) |
| | | H72-6-2 | SP.781-1890(55.5km) |
| | | H72-H-1 | SP.1-1760(88.0km) |
| | | H72-J-1 | SP.1-490(24.5km) |
| | | H72-J-2 | SP.451-1720(63.5km) |
| | | H72-J-4 | SP.1-550(27.5km) |
| Source | Type | Bolt Airgun | |
| | Gun Volume/Pressure | (810cu.in.,2000psi) | |
| | Gun Depth | 10m | |
| | SP Interval | 50m | |
| Receiver | Streamer System | SEG-Streamer 2350m | |
| | Near-offset Gap | 316m | |
| | Receiver | Hydrophone(10Hz) | |
| | Cable Depth | 14-16m | |
| | Receiver Interval | 50m | |
| | No. of Channels | 48 | |
| Recording | Vessel | TAKUYO-MARU | |
| | Recording System | TI-DFS-4 | |
| | Filter | 8/18-62/72Hz(dB/oct) | |
| | Gain Control | IFP | |
| | Sampling Rate | 4msec | |
| | Record Length | 5sec | |

作成した。周波数-空間予測フィルター理論に基づき、共通受振チャンネルギャザー内および共通発震点ギャザー内で、トレース間隔をそれぞれ 1/2 にする内挿を適用した。

(3) トレースヘッダーへの測線情報の入力 (Geometry

Application)

発震点および受振点のインデックス、オフセット距離等の測線情報を入力した。発震測線上において調査船の航跡は局所的に直線であると仮定している。ケーブルフェザリングによる受振点位置の偏倚は考慮して



第 2 図 データ処理フロー。「日高-渡島」に適用。太文字下線で示すメニューを再解析で新たに適用した。

Fig.2 Data processing flow of the Hidaka-Oshima surveys. Bold and underlined menus were newly applied.

いない。

(4) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

既知のエアガン波形 (同一エアガン構成および同一エアガン深度に対して他海域で測定されたもの) を用いて、フィールド記録を最小位相波形に変換した。

(5) 帯域通過フィルター (Bandpass Filter)

フィールド記録に含まれる主に低周波数帯域のノイズを抑制するため、最小位相型帯域通過フィルターを適用した。

(6) 振幅補償 (Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰, 多層構造内を透過, 多重反射することによる伝播損失および非弾性効果による減衰を補償することを目的として振

幅補償を行った。幾何減衰補償および自動振幅調整 (Instantaneous AGC) を適用した。

(7) コヒーレントノイズ抑制処理 (Coherent Noise Suppression)

エアガン発震とストリーマケーブルの記録で卓越する音波の除去, および, 海底崖等の起伏変化に起因する屈折多重反射波の除去を目的として, 速度フィルターを適用した。疎らなトレース間隔で生じる空間エリάζングを避けるため, 共通発震点記録内においてトレース間隔が 1/2 となるトレース内挿を実施した後にフィルター適用を行った。

(8) 多重反射波抑制 (Multiple Suppression by Tau-p Deconvolution)

第2表 データ再解析パラメタ。「日高一渡島」. 既存解析のパラメタと合わせて示す.

Table 2 Data processing parameters of the Hidaka-Oshima surveys.

| | 既存解析(1972) | 再解析(2011) |
|-------------------|---------------------------|------------------------------------|
| フォーマット変換及びデータ編集 | | |
| トレース内挿 | | |
| 適用領域 | - | CSG and CRG |
| オペレータ長 | - | 2traces |
| 空間ゲート長 | - | 8traces |
| 時間ゲート長 | - | 300msec |
| CMP編集 | | |
| アレイフォーミング | 100m | - |
| CMP間隔 | 50.0m | 12.5m |
| PRE-FILTER | | |
| 帯域周波数 | - | 6/8-70/80Hz |
| 振幅補償 | | |
| 幾何減衰補償 | - | Newman's Formula |
| AGC適用ゲート長 | 600msec | 1500msec |
| コヒーレントノイズ抑制処理 | | |
| アルゴリズム | - | Velocity Filter with NMO |
| 通過速度領域 | - | ±3000m/sec |
| サブアレイ長 | - | - |
| 多重反射波抑制処理 | | |
| アルゴリズム | - | Tau-p Deconvolution |
| デコンボリューション | | |
| アルゴリズム | 時間領域トレース単位適用型 | 最小位相変換 + 時間領域トレース単位 適用型 |
| 適用領域 | CMP ENSEMBLES / CMP STACK | SHOT RECORDS |
| 前提とするウェーブレット位相 | 最小位相 | 最小位相 |
| 予測距離 | 4.0msec | 4.0msec |
| 零オフセット位置における設計ゲート | 300-3300msec (Non-TV) | 250-2900msec/ 2600-5000msec(TV) |
| オペレータ長 | 300msec | 320msec |
| プリホワイトニングファクター | 0.5% | 1.0% |
| 速度解析 | | |
| 解析内容 | 重合速度 | 重合速度 |
| 解析点間隔 | 5000m | 500m |
| 解析速度数 | 25(1400-5400m/sec) | 40(1400-5000m/sec) |
| CMP重合 | | |
| NMOストレッチファクター | 1.8 | 5.0 |
| 重合前振幅調整 | - | AGC 400msec |
| 標準重合数 | 12 | 48 |
| 重合オフセット距離範囲 | 0-2666m | 0-2666m |
| 帯域通過フィルター | | |
| オペレータ長 | 300msec | 300msec |
| 周波数通過帯域 | Time-variant | Time-variant |
| 周波数-空間領域予測フィルター | | |
| オペレータ長 | - | 3 CDPs |
| 空間ウィンドー長 | - | 30 CDPs |
| 時間マイグレーション | | |
| アルゴリズム | - | 差分マイグレーション (F-D Time Migration) |
| 最大傾斜角度 | - | 45degree |

本調査海域では 50-100msec の周期を持つ短周期海底面多重反射が顕著であり、海底面直下の比較的浅部の解釈を阻害しているため、Tau-p 領域でデコンボリューション処理を実施する多重反射波抑制処理を適用した。以下に適用パラメタを記述する。

- 予測距離 : 24.0msec
- 零オフセット位置における設計ゲート : 200~2200msec[Non-TV]
- オペレータ長 : 240msec
- プリホワイトニングファクター : 1.0%
- アルゴリズム : トレース単位型

Tau-p 領域スローネストレース数 : 301
多重反射波抑制処理は H72-5 測線および H72-J-2 測線に適用した。

(9) デコンボリューション (Deconvolution)

基本波形を地震トレースから推定・除去し記録の分解能向上を図るため、トレース単位のデコンボリューションを適用した。パラメタテストは発震記録および重合記録断面について行った。

(10) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

上記 (3) で設定した受振点発震点位置に従って共通反射点編集を行った。

(11) 重合速度解析 (Stacking Velocity Analysis)

定速度重合法による速度解析を実施した。解析点間隔は既存解析の 1/10 の 500m 毎とした。

(12) NMO 補正 (Normal Moveout Corrections)

速度解析によって求められた重合速度-時間の関数を時間-空間方向に内挿し、その速度テーブルに従って NMO 補正を適用した。同時に、ストレッチミュートを適用した。

(13) ミュート (Outside Mute)

NMO 補正に伴う波形の伸長および Far オフセット側に残留する屈折波初動部分を抑制する目的で、ミュート処理を適用した。ミュートカーブは全速度解析点の CMP アンサンブルについて設計適用した。

(14) 共通反射点重合 (CMP Stack)

共通反射点アンサンブルに関して、全ての有効オフセット距離に関して CMP 重合処理を実施した。

(15) 帯域通過フィルター (Bandpass Filter)

零位相帯域通過フィルターを採用した。周波数通過帯域は以下に示す通り時間方向に可変とした。

| 往復走時 [ms] | 通過帯域 [Hz] | 遮断周波数 [Hz] |
|-----------|-----------|------------|
| 0 | 14 - 60 | 10, 68 |
| 700 | 14 - 60 | 10, 68 |
| 1100 | 6 - 60 | 4, 68 |
| 4000 | 6 - 30 | 4, 35 |
| 5000 | 6 - 30 | 4, 35 |

(16) 周波数-空間領域予測フィルター (F-X

Prediction Filter)

周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用して、ランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させる F-X 予測フィルター処理を実施した。

(17) 時間マイグレーション (Time Migration)

時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、差分マイグレーション (F-D Time Migration) を実施した。マイグレーション速度には、速度解析の結果得られた重合速度プロファイルを時間および空間方向に平滑化した重合速度を用いた。

(18) 深度変換 (Depth Conversion)

時間および空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、Vertical Stretch 法による深度変換を実施した。

以上の処理ステップを経て、CMP 重合時間断面、CMP 重合後マイグレーション時間断面、深度断面を作成した。

3. 図面 SEGY 化と重合後処理

3.1 データ概要

3.1.1 対象測線

海上基礎物理探査「道南～下北沖」の内、D86-E-3, D86-E-2, D86-1-1, D86-1-2, D86-1, D86-D-2 の 6 測線を対象とした。第 1 図に測線位置を示す。

第 3 表 データ取得仕様。「道南～下北沖」。

Table 3 Data acquisition specifications of the Donan~shimokitaoki surveys.

| Survey Name | | Donan~Shimokitaoki1986 | |
|---------------------------------|------|------------------------|----------------------|
| Reflection Data to be processed | | Line Name | Line Length |
| | | D86-E-3 | 18.7km |
| | | D86-E-2 | 19.7km |
| | | D86-1-1 | 28.7km |
| | | D86-1-2 | 50.2km |
| | | D86-1 | 19.2km |
| Source | | D86-D-2 | 42.0km |
| | | Type | Bolt Airgun |
| | | Gun Volume/Pressure | (3223cu.in.,2000psi) |
| | | Gun Depth | 8m |
| Receiver | | SP Interval | 25m |
| | | Streamer System | AMG-Streamer 2375m |
| | | Near-offset Gap | 289m |
| | | Receiver | Hydrophone(10Hz) |
| | | Cable Depth | 15m |
| | | Receiver Interval | 25m |
| Recording | | No. of Channels | 96 |
| | | Vessel | KAIYO-MARU |
| | | Recording System | TI-DFS-5 |
| | | Filter | OUT-64/70Hz(dB/oct) |
| | | Gain Control | IFP |
| | | Sampling Rate | 4msec |
| Record Length | 5sec | | |

3.1.2 データ取得仕様

第3表にデータ取得仕様を示す。

3.2 データ再処理

3.2.1 重合断面図から SEGY デジタルデータ作成

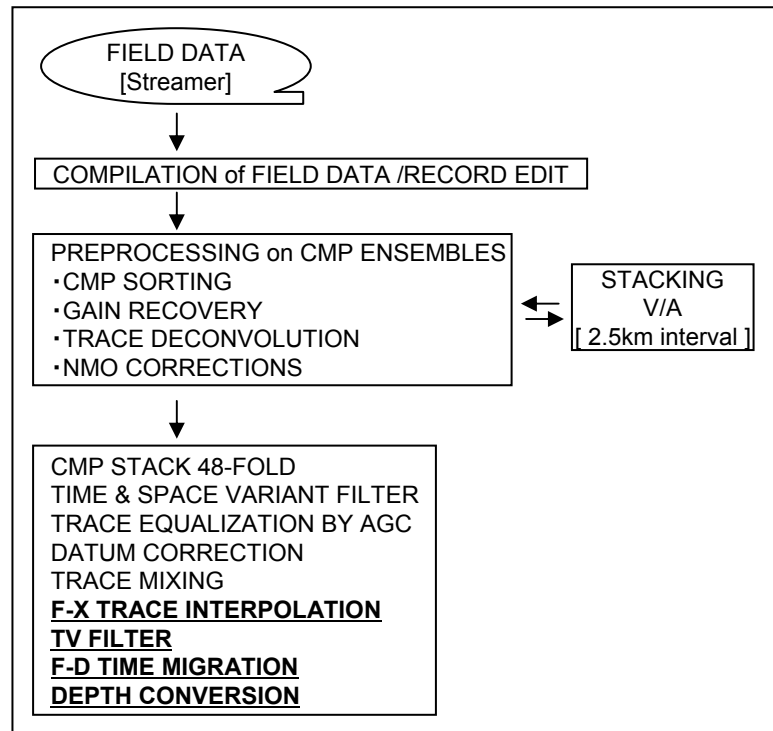
D86-E-3, D86-E-2, D86-1-1, D86-1-2 の4測線は、重合後デジタルデータが存在せず、紙面で残存する CMP 重合記録断面図をスキャンし SEGY フォーマットのデジタルデータを生成した。スキャンは 400dpi の精度で実施した。既存解析の CMP 間隔は 12.5m であるが、スキャンした断面図の表示では Trace Mixing が実施されているため、SEG Y 化した重合記録のトレース間隔は 25.0m となっている。このため、周波数-空間予測フィルターを用いたトレース内挿処理を実

施し、重合記録トレース間隔を 1/2 にし、CMP 間隔 12.5m のデータを生成した。パラメタは 2.2 (2) と同じである。

3.2.2 重合後処理

CMP 間隔 12.5m とした全 6 測線の CMP 重合記録に対して以下の処理を適用した。第3図に再解析フローを示す。また第4表に再解析パラメタを既存解析のパラメタと合わせて示す。

- (1) 帯域通過フィルター (Bandpass Filter)
手法、パラメタは 2.2 (15) と同じである。
- (2) 時間マイグレーション (Time Migration)
手法、パラメタは 2.2 (17) と同じである。
- (3) 深度変換 (Depth Conversion)
手法は 2.2 (18) と同じである。



第3図 データ処理フロー。「道南～下北沖」に適用。太文字下線で示すメニューを再解析で新たに適用した。

Fig.3 Data processing flow of the Donan~Shimokitaoki surveys.

第4表 データ再解析パラメタ。「道南～下北沖」。既存解析のパラメタと合わせて示す。

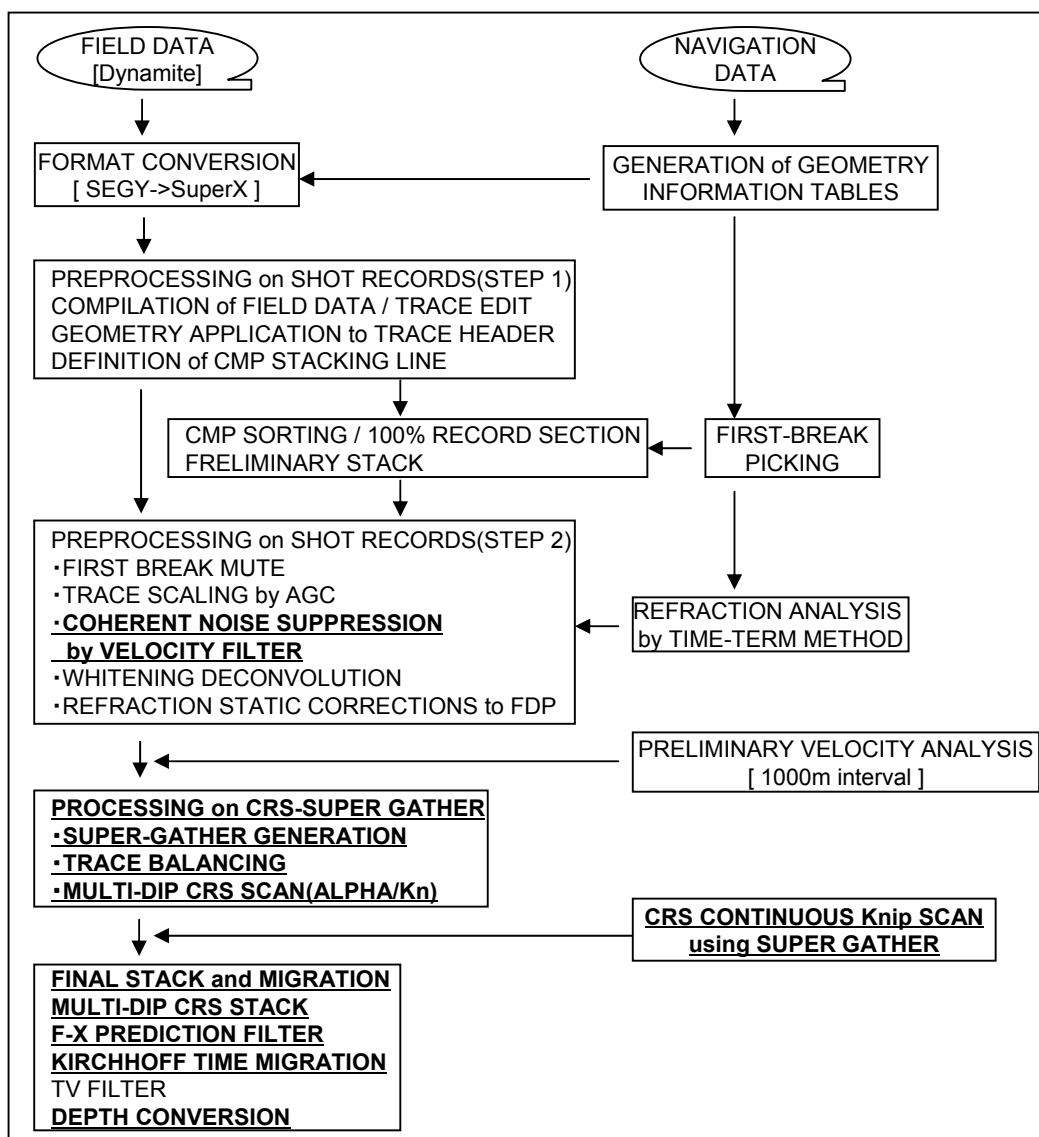
Table 4 Data processing parameters of the Donan~shimokitaoki surveys.

| | 既存解析(1986) | 再解析(2011) |
|---------------|---------------|---------------------------------|
| F-Xトレース内挿 | | |
| 予測フィルターオペレータ長 | - | 2traces |
| 予測フィルターゲート長 | - | 8traces |
| 予測フィルター時間ゲート長 | - | 300msec |
| 帯域通過フィルター | | |
| オペレータ長 | - | 300msec |
| 周波数通過帯域 | - | Time variant |
| 時間マイグレーション | | |
| アルゴリズム | F-K領域マイグレーション | 差分マイグレーション (F-D Time Migration) |
| 最大傾斜角度 | - | 45degree |

第 5 表 データ取得仕様. 「日高地域」.

Table 5 Data acquisition specifications of the Hidaka-chiiki survey.

| | | | |
|---------------------------------|-------------------------|--------------------------------|-------------|
| Survey Name | | Hidaka-Chiiki1991 | |
| Reflection Data to be processed | | Line Name | Line Length |
| | | H91-3 | 48.5km |
| Source | Type | Dynamite | |
| | Source Quantity | 15.6kg(5.2kg × 3Holes) | |
| | Source Depth | 32m(5.2kg) / 41m(8.2kg) | |
| | Source Array | 7m × 3Holes / 14m × 2Holes | |
| | SP Interval | 40m | |
| Receiver | Type | OYO McSEISIII(10Hz) | |
| | Receiver Point Interval | 20m | |
| | No.of Geophones/RP | 18Geophones(3s*6p) | |
| | Geophone Interval | 2m | |
| | No. of Channels | 260 | |
| Recording | Spread | 5.2km(West1.8km-East3.4km) | |
| | Sampling Rate | 4msec | |
| | Record Length | 6sec | |
| | Recording System | G-DAPS3 | |
| | Pre-amp Gain | 24dB | |
| | Filter | 4Hz(18dB/oct) - 90Hz(72dB/oct) | |
| | Polarity | Up-Movement='Negative' | |
| Format | SEGY | | |



第 4 図 データ処理フロー. 「日高地域」に適用. 太文字下線で示すメニューを再解析で新たに適用した.

Fig.4 Data processing flow of the Hidaka-chiiki survey. Bold and underlined menus were newly applied.

第6表 データ再解析パラメタ、「日高地域」、既存解析のパラメタと合わせて示す。

Table 6 Data processing parameters of the Hidaka-chiiki survey.

| | 既存解析(1991) | 再解析(2011) |
|---------------------|------------------------------------|---|
| フォーマット変換及びデータ編集 | | |
| 発震点範囲 | SP.936-1817 | SP.936-1817 |
| 受振点範囲 | RP.1-2426 | RP.1-2426 |
| トレースヘッダーへの測線情報の入力 | | |
| CMP間隔 | 10.0m | 10.0m |
| 重合測線からの最大許容偏倚 | 制限無し | 制限無し |
| 屈折初動解析 | | |
| 屈折初動読み取り位相 | 立下り | 立下り |
| 屈折波インバージョン実施オフセット範囲 | 400-1000m | 400-1000m |
| 表層基底速度を求める際の空間ブロック | 1000m | 1000m |
| 振幅補償 | | |
| AGC適用ゲート長 | 600msec | 600msec |
| コヒーレントノイズ抑制処理 | | |
| アルゴリズム | - | Velocity Filter with NMO |
| 通過速度領域 | - | ±3000m/sec |
| デコンボリューション | | |
| アルゴリズム | 最小位相変換 + 時間領域トレース単位適用型 | 最小位相変換 + 時間領域トレース単位適用型 |
| 前提とするウェーブレット位相 | 最小位相 | 最小位相 |
| 予測距離 | 4.0msec | 4.0msec |
| 零オフセット位置における設計ゲート | 300-3300msec/ 3000-6000msec(TV) | 300-3300msec/ 3000-6000msec(TV) |
| オペレータ長 | 300msec | 300msec |
| プリホワイトニングファクター | 0.5% | 0.5% |
| 浮動基準面に関する静補正 | | |
| 浮動基準面定義オフセット | 0-3400m | 0-3400m |
| 補正内容 | 表層補正及び標高補正 | 表層補正及び標高補正 |
| 速度解析 | | |
| 解析内容 | 重合速度 | CRS Knip Search |
| 解析点間隔 | 1000m | Continuous |
| 解析速度数 | 40(1400-5400m/sec) | Continuous |
| 残差静補正 | | |
| アルゴリズム | Linear Traveltime Inversion | - |
| 時間シフトの最大許容値 | 20msec | - |
| 時間ウィンドー | 400-4300msec(Space-variant) | - |
| CMP/CRS重合 | | |
| アルゴリズム | CMP Stack | CRS Scan + Multi-dip CRS Stack (No. of Dip Range=3) |
| NMOストレッチファクター | 1.8 | - |
| 重合前振幅調整 | - | AGC 300msec |
| 標準重合数 | 65 | 2665(41CMPs*65Folds) |
| 重合オフセット距離範囲 | 0-5200m | 0-5200m |
| 周波数-空間領域フィルター | | |
| 空間オペレータ長 | - | 5 CMPs |
| 空間ウィンドー長 | - | 50 CMPs |
| 時間ウィンドー長 | - | 1000msec |
| 帯域通過フィルター | | |
| オペレータ長 | 300msec | 300msec |
| 周波数通過帯域 | Time-variant | Time-variant |
| 時間マイグレーション | | |
| アルゴリズム | F-X 差分マイグレーション | Kirchhoffマイグレーション |
| 最大傾斜角度 | 45degree | 90degree |

以上の処理ステップを経て、CMP 重合後マイグレーション時間断面、深度断面を作成した。

4. 高精度イメージング処理

4.1 データ概要

4.1.1 対象測線概要

陸上基礎物理探査「日高地域」の内、H91-3 測線を対象とした。第1図に測線位置を示す。

4.1.2 データ取得仕様

第5表にデータ取得仕様を示す。

4.2 データ再処理

4.2.1 MDRS 解析前までの基本処理

第4図に再解析フローを示す。また第6表に再解析パラメタを既存解析のパラメタと合わせて示す。

(1) フォーマット変換およびデータ編集 (Format

Conversion and Trace Edit)

発震記録 (SEG Y フォーマット) を, SuperX フォーマット (JGI Internal Format) へ変換した。また, 分割発震となった発震点の記録は, 垂直重合処理を実施した。S/N 比が著しく低くノイズが多く含まれるトレースを処理対象から除外した。

(2) トレースヘッダーへの測線情報の入力 (Geometry Application)

発震点, 受振点および各 CMP のインデックス, 座標, 標高値, オフセット距離, 基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は平均海水面位置に設定した。CMP 重合測線は, 既存解析と同じ測線に設定した。

(3) 屈折波初動解析 (Refraction Analysis)

改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い, 受振点および発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。表層速度として 700m/sec を採用した。

(4) 初動ミュート (First-break Mute)

強振幅の屈折波初動部分を抑制する目的で, テーパー長 400msec で初動抑制処理を実施した。

(5) 振幅補償 (Gain Recovery)

弾性波の震源からの伝播に伴う幾何減衰, 多層構造内を透過, 多重反射することによる伝播損失および非弾性効果による減衰, さらには受振点, 発震点毎のカップリングの相違に起因する振幅特性の変化を補償することを目的として, 自動振幅調整による振幅補償を行った。

(6) コヒーレントノイズ抑制処理 (Suppression of Coherent Noise)

測線全域にわたって低速度のリニアノイズが卓越しているため, これらの除去を目的に速度フィルターを適用した。

(7) デコンボリューション (Deconvolution)

基本波形を地震トレースから推定・除去し, 記録の分解能向上を図るためトレース単位のデコンボリューションを適用した。

(8) 共通反射点編集 (Common Midpoint Sorting)

上述 (2) のパラメタによって, 共通反射点編集を行った。

(9) 浮動基準面に対する静補正 (Static Corrections to FDP)

静補正は, 標高補正量および表層補正量の和として与えられる。表層補正量は, 前述 (3) の屈折波初動解析による結果を用いて計算した。本調査の基準面

(Datum) は平均海水面位置に設定した。

4.2.2 MDRS 解析

4.2.1 の基本処理を適用したデータを入力として, CRS (Common Reflection Surface Stack) 法および MDRS (Multi-Dip Reflection Surface) 法による高精度イメージング処理を実施した。

(1) CRS 法

MDRS 法の第一段階として CRS 法 (Jager et al. (2001), Mann et al. (2007), Schleicher et al. (1993)) を適用した。CRS 法は, CMP に属するトレースだけではなく, その近傍の CMP を併せたいわゆる Super gather を重合処理することで従来の CMP 重合法と比べて飛躍的に高い重合数を得ることができる手法である。反射点の異なるトレースの重合を空間解像度の劣化を抑えつつ適切に行うため, CRS 法におけるムーブアウト補正ではゼロオフセットセクション上での反射波走時の傾きと曲率といった CMP 間の挙動が考慮される。このため複雑な地下構造への適用性も高い。CRS パラメタ探索では既存の速度解析結果を使用した。

(2) MDRS 法

本調査地域では, 褶曲構造および衝上断層群が卓越し, ゼロオフセット断面上で反射波が交差する状況 (コンフリクティング・ディップ) が予想される。このような状況に対応するため, 第二段階として, 高精度 CRS 解析として位置付けられる MDRS 法 (Aoki et al. (2010)) を適用し, 複数の交差する傾斜を持つ反射面に関わるイメージングの改善を実施した。MDRS 法ではまず予測した反射波の出現角の範囲を幾つかの領域に分割し, それぞれの領域で CRS 法を適用した CRS 重合記録 (MDRS サブセクション) を作成した。次に, CRS 法の副産物であるセンブランスアトリビュートを参照し, サンプル単位に MDRS サブセクションの並び替えを行うセンブランスソート法によって反射波イベントを抽出した。最後にこれらの重ね合わせを行って MDRS 重合時間記録を作成した。

(3) CRS による速度構造の推定

CRS 法のパラメタから RMS 速度プロファイルを推定した。

4.2.3 MDRS 重合後の処理

4.2.2 の MDRS 重合処理後に適用したパラメタを以下に示す。

(1) 帯域通過フィルター (Bandpass Filter)

零位相帯域通過フィルターを採用した。周波数通過

帯域は以下に示す通り時間方向に可変とした。

| 往復走時 [ms] | 通過帯域 [Hz] | 遮断周波数 [Hz] |
|-----------|-----------|------------|
| 900 | 10 - 80 | 6, 85 |
| 1200 | 10 - 60 | 6, 65 |
| 1700 | 10 - 50 | 6, 55 |
| 2800 | 10 - 40 | 6, 45 |
| 6000 | 10 - 30 | 6, 35 |

(2) 周波数 - 空間領域予測フィルター (F-X Prediction Filter)

周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用して、ランダムノイズを抑制し相対的に S/N を向上させる F-X 予測フィルター処理を実施した。

(3) 時間マイグレーション

既存解析で用いた速度を用いて、キルヒホッフ型時間マイグレーションを実施した。

(4) 深度変換 (Depth Conversion)

既存解析で用いた速度を用いて、Vertical Stretch 法による深度変換を実施した。

以上の処理ステップを経て、MDRS 重合時間断面、マイグレーション時間断面、深度断面を作成した。

5. 再解析結果

第 5-1~5-7 図に再解析で得られた各測線の深度断面を示す。縦横比は、海域断面は 2:1、陸上断面は 1:1.25 とした。

発震記録まで遡って再解析した基礎物理探査「日高一渡島」では、トレース内挿処理による稠密対称サンプリングの実現と重合処理の最適化が重合記録の品質向上に奏功した。擬似的に発震点および受振点間隔 25.0m の発震記録を全データについて構築することにより、トレース内挿処理を適用しない場合に卓越する浅部の Trace Jittering を低減し、また、48 重合の標準重合数、500m の稠密速度解析間隔を確保することにより、速度解析の精度向上および最適化重合による顕著な品質改善を実現した。さらに、トレース内挿後の共通発震記録に NMO 補正を伴う周波数-波数領域における速度フィルターを適用し、断層解釈を阻害する屈折多重反射波の抑制を実施した。

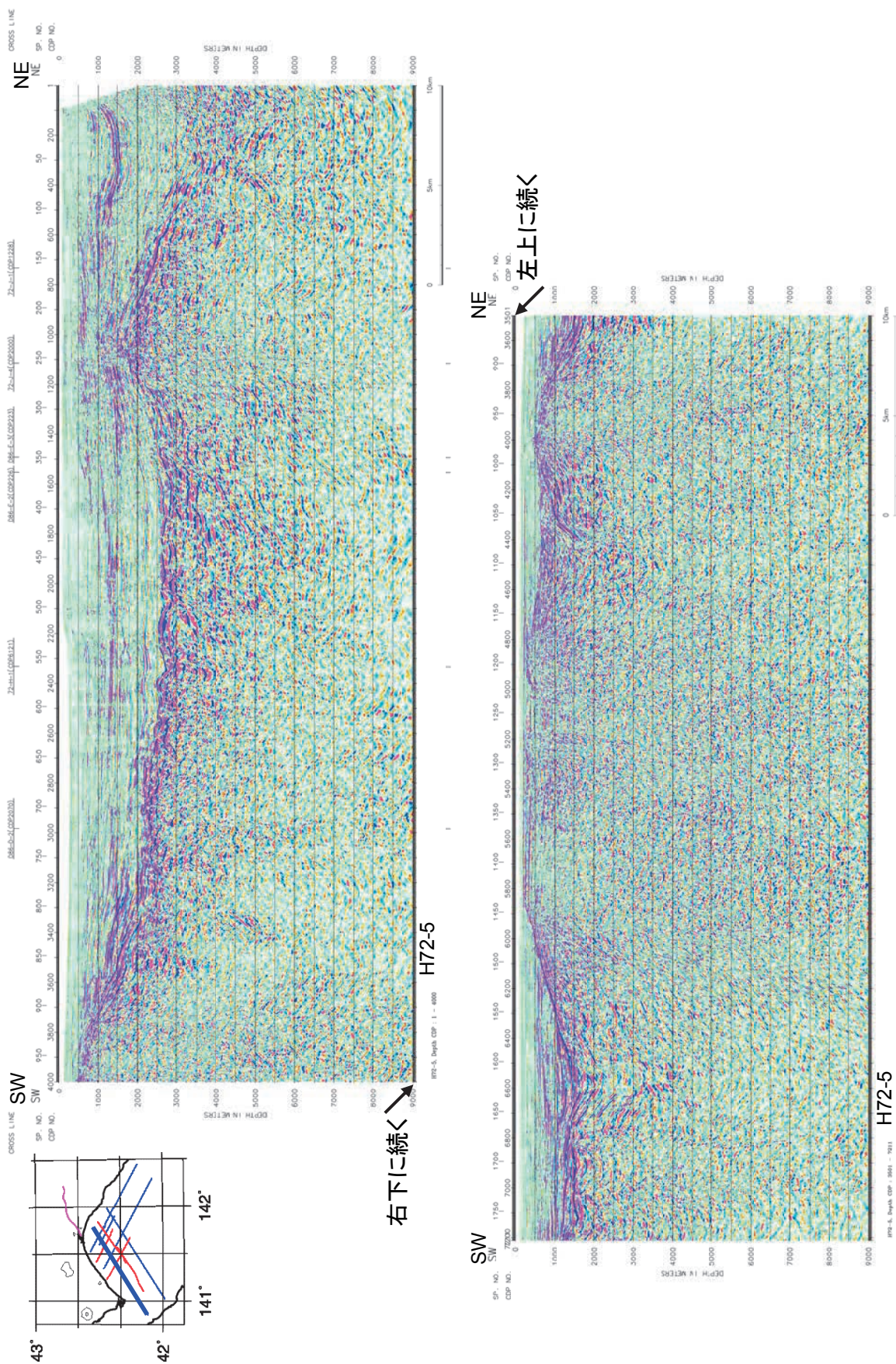
海域再解析測線の多くは南北方向の苫小牧リッジを横断する。それらの断面図から、苫小牧リッジは新第三系の堆積物で被覆され、北方へ緩やかにプランジし、雁行する正断層によって切られていることが確認

される。苫小牧リッジ東側では衝上断層および褶曲構造等の圧縮テクトニクスの影響が卓越し、日高海盆側では、千島弧西進に伴って形成された前弧堆積盆のデュプレックスを被覆する厚い堆積層の存在が示唆される。しかし、曳航ケーブル長が 2350m (最大オフセット 2666m) に限定されているため、必ずしも急傾斜反射波列は捕捉できず、石狩層群・音響基盤のイメージングに影響を与えている。海底面に見られる北西-南東方向の比高勾配の変化箇所(海底崖)は、H72-J-2 測線の CMP.1100 付近、および H72-6-2 測線の CMP.3980 付近を横断し、これは石狩低地東縁断層の海域延長に相当する可能性がある。上記 CMP 位置近傍の浅部においては速度不均質に起因するデータ S/N の低下が顕著であるが、その周辺の背斜両翼における高角反射波のイメージングは従来の解析結果と対比して、大きく向上した。

陸上基礎物理探査「日高地域」の H91-3 測線は、勇払平野から日高山地西縁部に至る測線である。測線西部の勇払地域は浅部における構造変形が相対的に乏しいが、測線東部の日高山地西縁部は深部にまで至る複数階建てのデュプレックス構造で特徴付けられる地域である。この両者の中間に位置する馬追丘陵部は、浅部ではスラストなどの圧縮性構造が発達するが、深部では正断層による伸張性構造の発達で特徴付けられる遷移域に相当する。既存解析結果では、この馬追丘陵部付近の中新統川端層および軽舞層の地表分布域 (CMP.801-2600) において、褶曲構造・衝上断層群の有意な反射波列を抽出することは困難であり、相対的に強反射を示す石狩層群に関しても、厚真向斜 (CMP.2700-3200) 直下を中心として部分的に確認が困難な区間が存在した。イメージング向上を目的として Multi-Dip 型 CRS (MDRS) 処理を適用した。それにより、厚真向斜を中心とする褶曲構造、厚真断層 (CMP.2700) とその地下深部延長を中心として、馬追丘陵区間のイメージング結果は大きく改善した。

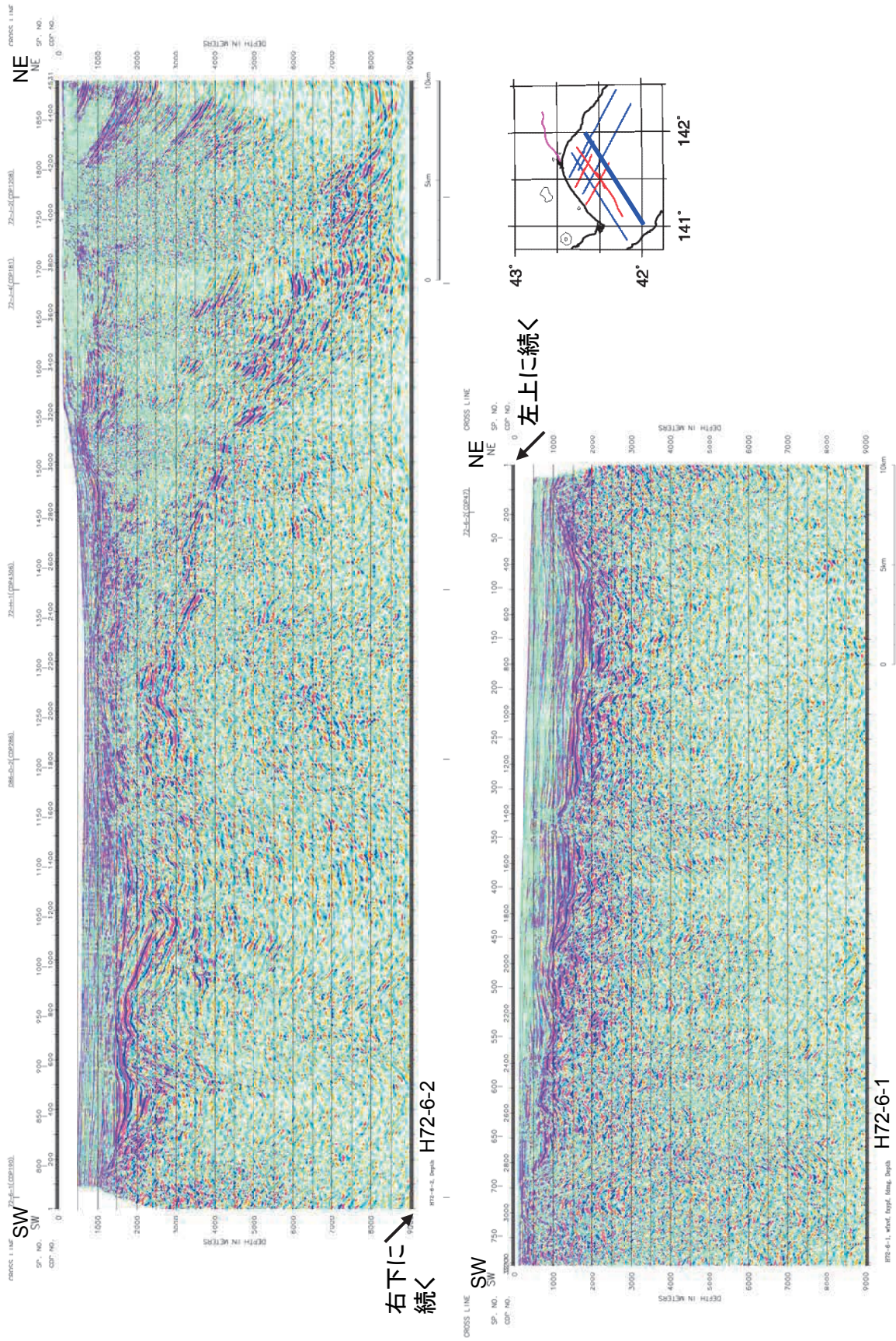
6. おわりに

石狩低地東縁断層帯の南部およびその延長域の既存反射法地震探査データ 14 測線を再解析した。海域の 13 測線のうち、7 測線は発震記録まで遡って再解析し、最新のデータ処理適用により特に高角反射波のイメージング結果が従来より大きく向上した。海域のほかの 6 測線は、CMP 重合時間断面 (2 測線はデジタルが存在、4 測線は断面図の紙面プロットをデジタル



第 5-1 図 H72-5. 深度断面. 縦横比は、海域断面は 2 : 1 とした.

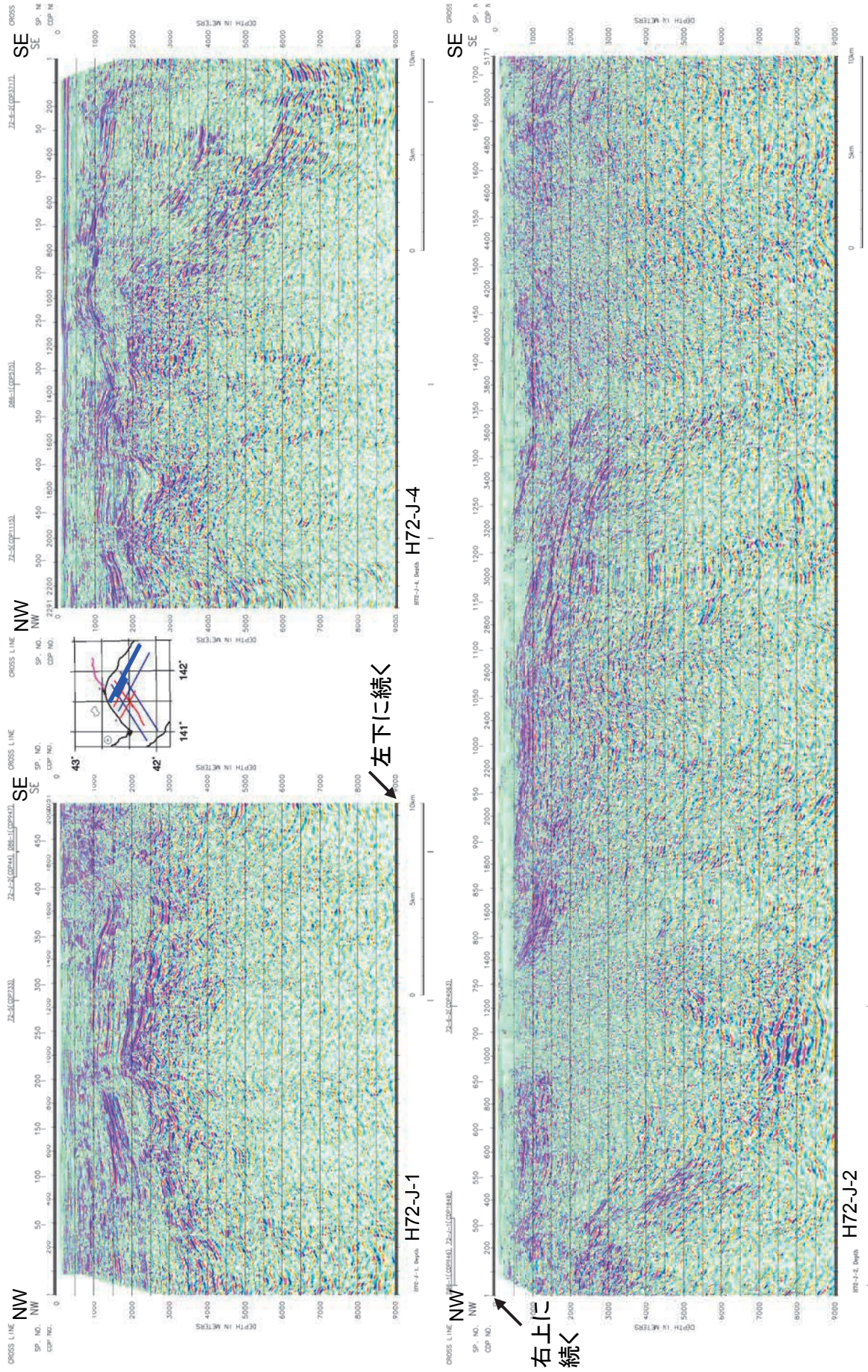
Fig.5-1 H72-5. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.



右下に
続く

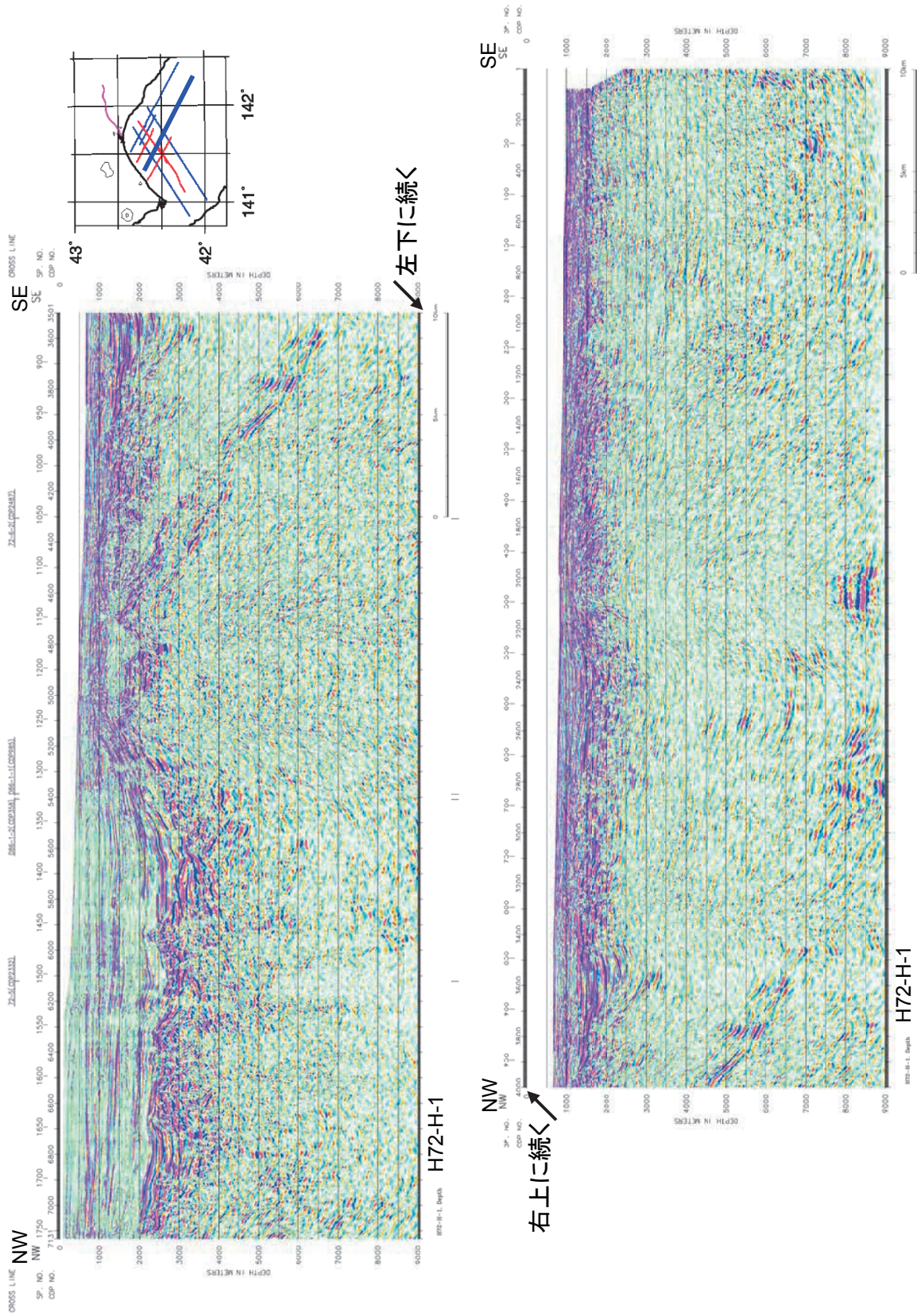
左上に続く

第 5-2 図 H72-6-1, H72-6-2. 深度断面. 縦横比は, 海域断面は 2 : 1 とした.
Fig. 5-2 H72-6-1, H72-6-2. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.



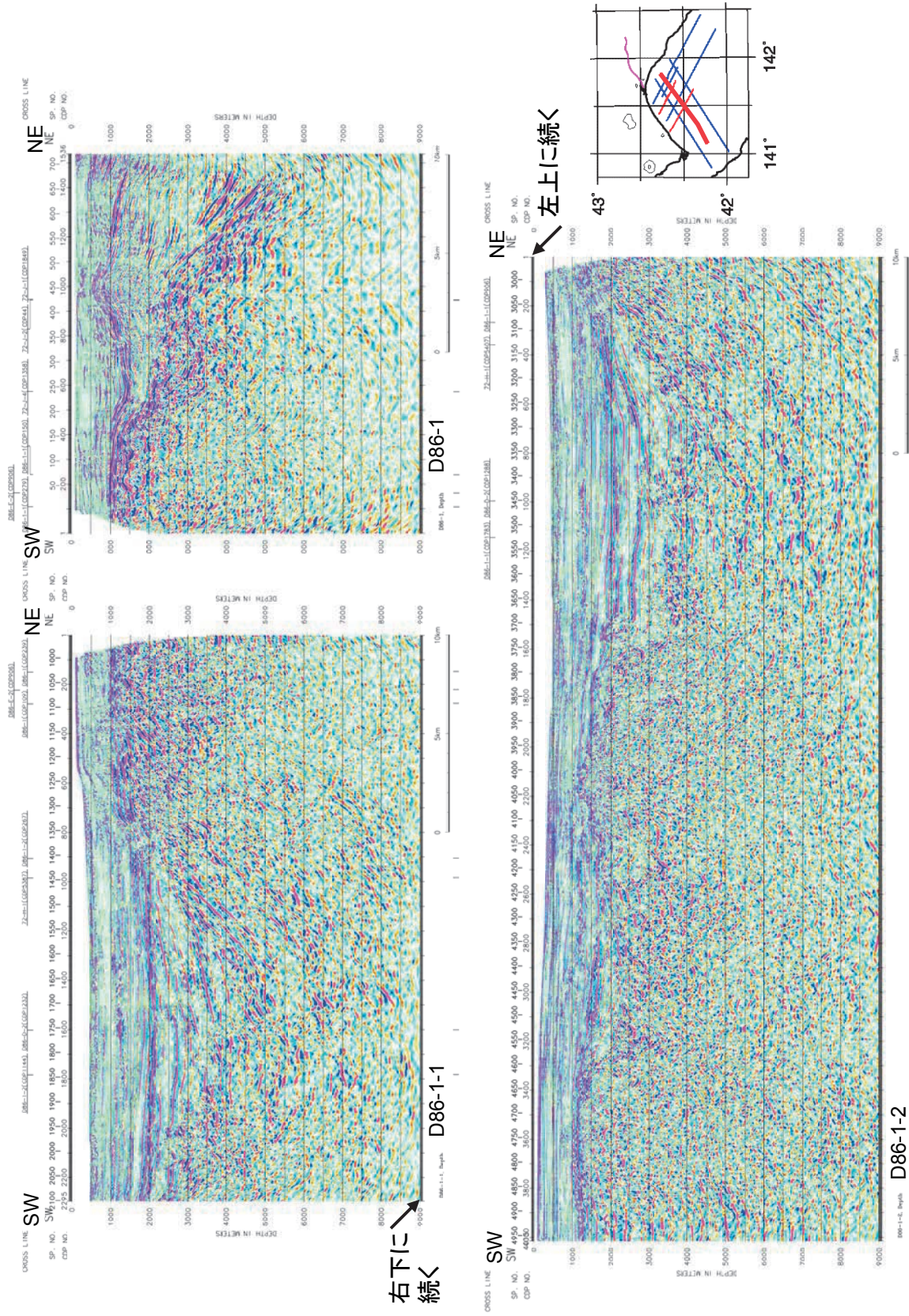
第 5-3 図 H72-J-1, H72-J-2, H72-J-3, H72-J-4. 深度断面。縦横断面は 2 : 1 とした。

Fig. 5-3 H72-J-1, H72-J-2, H72-J-3, H72-J-4. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.



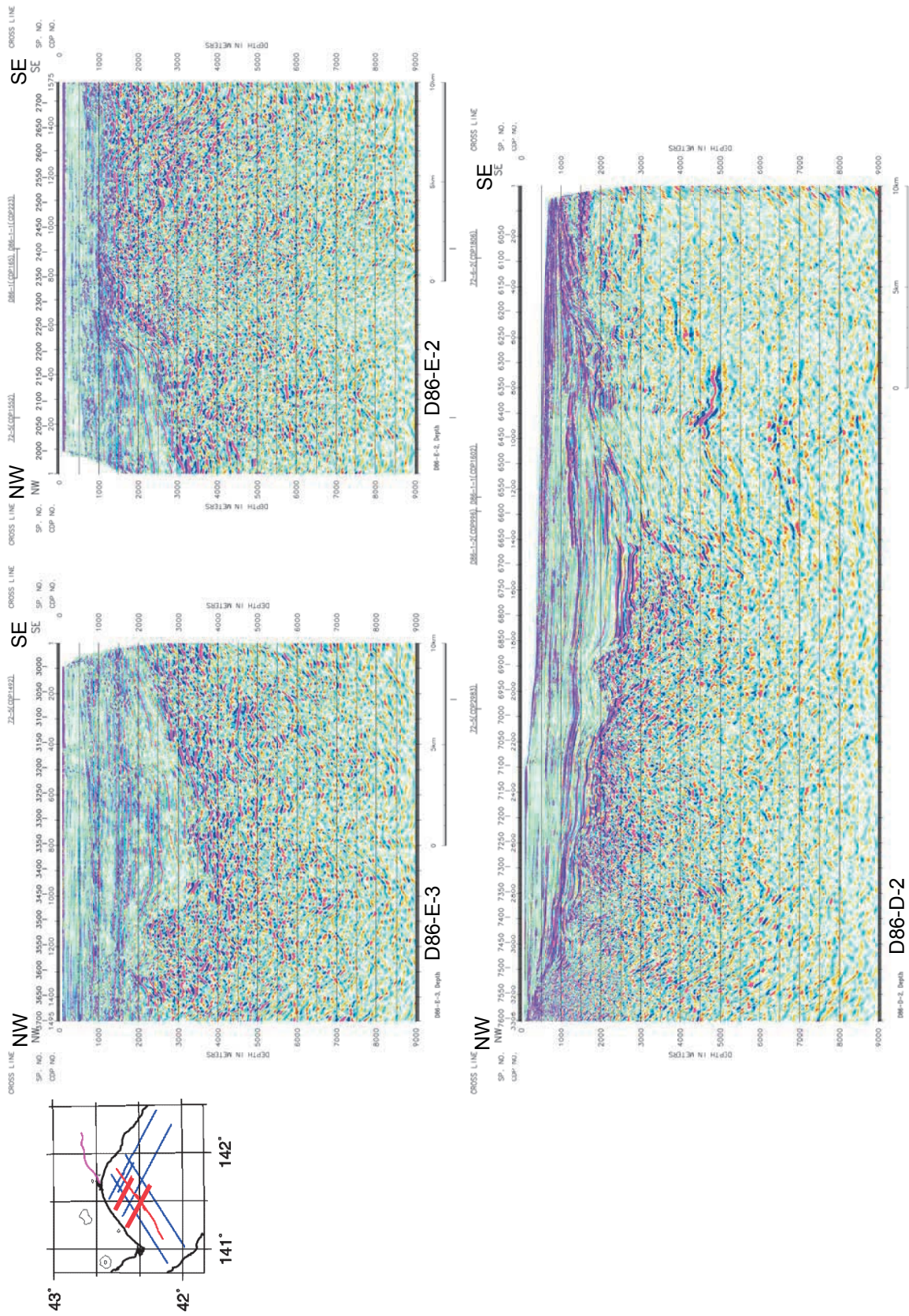
第 5-4 図 H72-H-1. 深度断面. 縦横比は、海域断面は 2 : 1 とした.

Fig.5-4 H72-H-1. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.

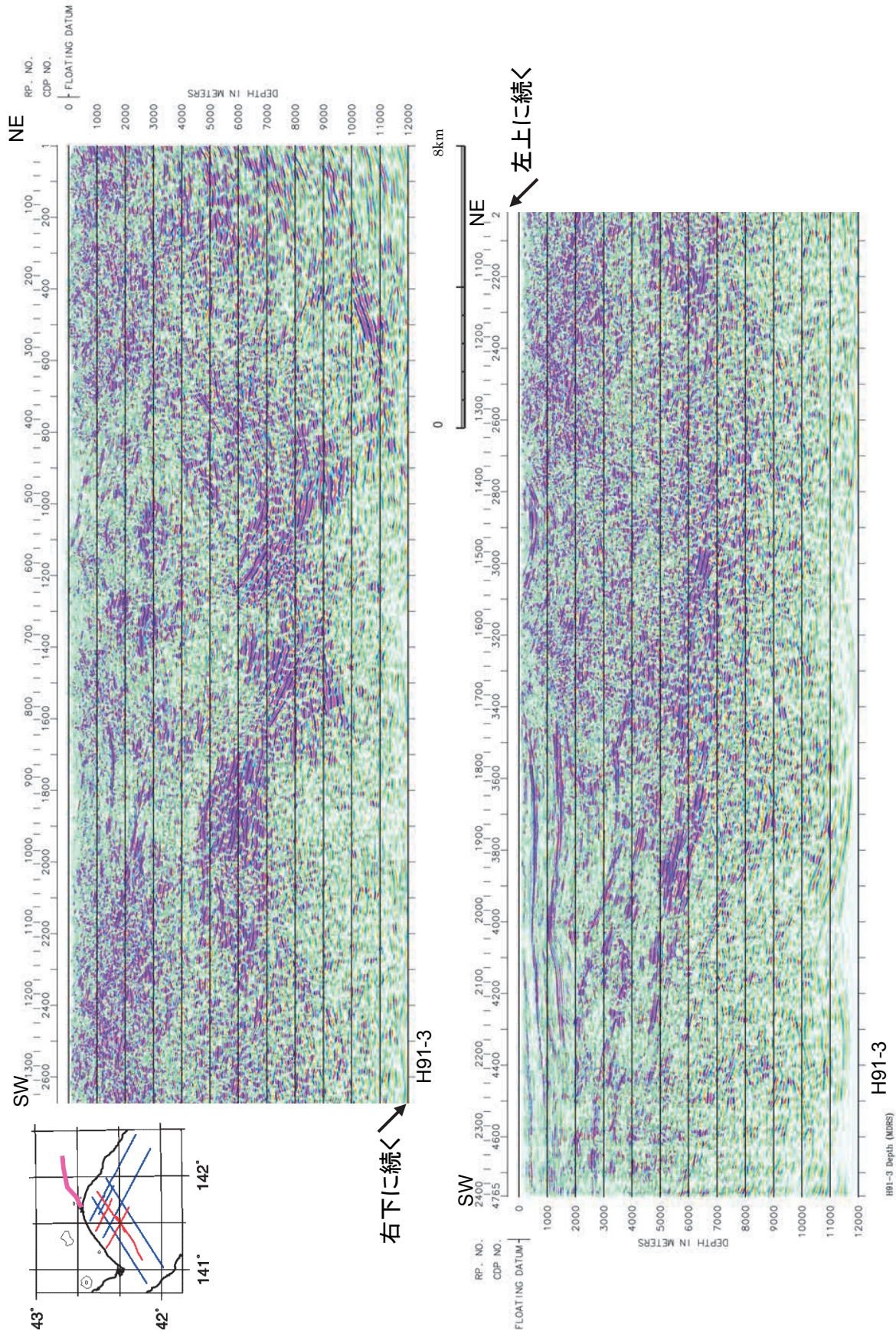


第 5-5 図 D86-1, D86-1-1, D86-1-2. 深度断面. 縦横比は、海域断面は 2 : 1 とした.

Fig.5-5 D86-1, D86-1-1, D86-1-2. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.



第 5-6 図 D86-D-2, D86-E-2, D86-E-3. 深度断面. 縦横断面は 2 : 1 とした.
 Fig.5-6 D86-D-2, D86-E-2, D86-E-3. Depth sections. The vertical exaggeration is 2 for offshore sections.



第 5-7 図 H91-3. 深度断面. 縦横比は, 陸上断面は 1 : 1.25 とした.

Fig.5-7 H91-3. Depth sections. The vertical exaggeration is 0.8 for onshore section.

化) のデータにマイグレーション、深度変換等を適用した。以上により、苫小牧周辺沿岸海域の広域的な地下構造データ収集と整理が実現した。陸域の1測線では、MDRS法の適用により、従来は不鮮明だった馬追丘陵部のイメージング結果が大きく改善された。

今後は、今回の再解析結果、再解析の対象外の周辺既存地下構造データ、平成22年度に実施した2測線での反射法地震探査(横倉ほか, 2011)と重力探査(岡田ほか, 2011)等を合わせて、石狩低地東縁断層帯の地下構造を明らかにする。

謝辞

本研究を進めるにあたり、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構には石油・天然ガス基礎調査関連の各種資料の貸与許可、およびそれらを利用した研究成果の公表許可を頂いた。同機構に心からの謝意を表します。

文献

- Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A. and Nishiki, T. (2010) Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Expanded Abstract.
- Jager, R., Mann, J., Hocht, G. and Hubral, P. (2001) Common-reflection-surface stack: Image and attributes, Geophysics, Vol. 66(1), pp. 97-109.
- Mann, J., Schleicher, J., and Hertweck, T. (2007) CRS Stacking - A Simplified Explanation, In Extended abstracts, 69th Conf. Eur. Assn. Geosci. Eng. B044.
- 岡田真介・住田達哉・牧野雅彦・山口和雄・横倉隆伸 (2011) 石狩低地東縁断層帯・馬追丘陵を横切る重力探査. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報(本研究報告).
- Schleicher, J., Tygel, M., dan Hubral, P.: Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint traveltimes in 3d media, Geophysical Prospecting, (41) : 495-5, 1993.
- 石油開発公団 (1973) 昭和47年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高一渡島」調査報告書, 18p.
- 石油公団 (1987) 昭和61年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書, 36p.
- 石油公団 (1993) 平成3年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書, 25p.
- 横倉隆伸, 山口和雄, 岡田真介 (2011) 石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査, 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報 (本研究報告).

福岡平野と北海道石狩低地帯域の浅層地盤の ボーリングデータベースの構築

Borehole log database for shallow-level ground in the Fukuoka Plain and the Ishikari Lowland area

木村克己^{1*}・康 義英¹・花島裕樹²
Katsumi Kimura^{1*}, Yoshihide Kou¹ and Yuki Hanashima²

Abstract: In order to construct 3-D geologic models of a shallow-level ground in the Fukuoka Plain and the Ishikari Lowland belt of Hokkaido, we carried on collecting and digitizing borehole log data to make the database. The research was assisted by Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Development Bureau and Civil Engineering Research Institute for Cold Region in Hokkaido area and Kyushu Ground Information System Association, the Kyushu Regional Development Bureau in the Fukuoka Plain. As a result, digitized newly were the borehole data of 1300 logs in the Fukuoka Plain and 1500 logs in the Hokkaido, respectively, and the borehole database was updated with existing data. These borehole log data have been digitized according to the standard format provided by Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism. The attribute information consists of investigation subject, organization, address, latitude—longitude of position, altitude and digging length for headline information, and soil division, description of core, N value and groundwater level for property.

Keywords: borehole log, database, Fukuoka plain, Ishikari Lowland, shallow-level ground

要旨

福岡平野および北海道の石狩低地帯域の浅層地盤モデル構築を目的に、同地域のボーリング柱状図資料の収集・データベース化に関わる研究を実施した。福岡平野では、九州地盤情報システム協議会、九州地方整備局、九州地質調査業協会、石狩低地帯では、北海道立総合研究機構地質研究所、北海道開発局、寒地土木研究所の協力を得て、ボーリング柱状図資料を収集・整理し、地質地盤モデルを作成する上で有用なボーリング柱状図を抽出し、電子化を実施した。その結果、福岡平野域では 1300 点、石狩低地帯域では 1500 点のボーリング柱状図を新規に電子化し、既存データと合わせてボーリングデータベースを整備・更新した。電子化されたボーリングデータには、調査件名・発注機関・位置・標高・掘進長などの標題情報、土質区分と記事、N 値・地下水位などの地盤の属性情報が、国交省の電子納品要領で定められたボーリング交換用デ

ータ形式 (xml: ver2.10) で整理されている。福岡平野については、既存の地盤資料を基にして 2 万 5 千分の 1 地形図を基図とした沖積層・更新統・基盤岩類の分布区分図を作成し、沖積層基底面と基盤上面に関する三次元のサーフェスモデルの作成を開始した。

1. はじめに

本研究の目的は、沿岸域課題における調査対象地域となっている福岡平野域および北海道の石狩低地帯域において、地元に関連機関の協力を得て、地域の基盤となる地質地盤情報となるように、高密度で品質の高いボーリングデータベースを構築するとともに、対象平野域の三次元の浅層地盤モデルを構築することである。今回は速報として、両地域におけるボーリングデータ構築に関わる研究成果を報告する。

1.1 福岡平野域

福岡平野域は、北側は福岡湾に面し、海岸線に沿っ

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 筑波大学生命環境科学研究所 (Department of Earth and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Graduate)

て 15km 長、海岸線に直交する方向には最大 10km にわたって広がり、政令指定都市である福岡市の市街地が位置する。その中の主要な平野である福岡平野はおおよそ標高 40m 以下の丘陵、台地、低地から構成され、他の三方は花崗岩や古第三系堆積岩からなる基盤岩山地に囲まれる。平野域内も、南北から北西-南東方向に延長する基盤岩の尾根筋で平野の分布が分断され、同方向に流れる河川沿いには谷底低地と段丘面が分布する。海岸線に沿っては、海浜および海浜砂丘が 500m~1500m の幅で発達している。福岡平野の地質構成は、基盤岩類は白亜紀花崗岩と古第三系堆積岩類からなり、それを不整合に覆って、第四系が分布する（唐木田ほか、1994 ほか）。同平野の地下構造では、福岡地盤図作成グループ（1981）の基盤岩表面等高線図を参照すると、基盤岩類の上面標高は 0~-50m であり、内陸から博多湾に向かって傾斜し、標高 0~-20m と次第に深く成る傾向があり、平野の中央部付近を北西-南東方向に横断する警固断層に沿って -20~-50m と幅の狭い地溝状をなしている。この地溝状凹地は天神凹地と呼ばれている（福岡地盤図作成グループ、1981）。この基盤岩は第四系の中・上部更新統と沖積層によって被覆される。中・上部更新統は、臨海部で最大約 20m であり、礫・砂・泥からなり、最上部に約 9 万年前の阿蘇 4 火砕流堆積物を挟む（唐木田ほか、1994）。時代がどこまでさかのぼるかについては確かな時代を示すデータは得られていないが、最終間氷期頃と推定されている（唐木田ほか、1994）。沖積層は、福岡地盤図作成グループ（1981）の沖積層基底面等高線図によれば、臨海部付近では標高 0-14m で、基盤岩上面と同様に、内陸側から海岸線方向に次第に深くなる傾向があり、警固断層に沿った基盤岩上面の天神凹地では、その凹地状の構造を反映した等高線分布をなす。

福岡平野でのボーリング柱状図集ないしボーリングデータベースとして公開された文献としては、福岡市地盤図作成委員会（1976）、福岡地盤図作成グループ（1981）、福岡地盤図作成グループ（1992）、地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会（2005）がある。福岡市地盤図作成委員会（1976）は、福岡県建築士会の事業として、2400 本の土質柱状図の土質と N 値を示した簡略柱状図およびその位置図をとりまとめている。福岡地盤図作成グループ（1981）においては、代表者の向山教授および九州地質調査業協会のメンバーが新たにボーリング柱状図の収集（約

10000 本のボーリング柱状図）、地表調査、室内分析などを実施し、福岡平野では最初の地質地盤図を作成した成果が盛り込まれている。同文献には、東西 22 枚、南北 21 枚の地質断面図、2 万分の 1 縮尺で表現された沖積層基底面等高線図と基盤岩表面等高線図、主要ボーリング柱状図の位置図が添付されている。その中で、福岡平野の地下地質構造では、基盤岩上面および沖積層基底面の等高線が地溝状の凹地をなすことなどから、警固断層の存在を明らかにし、それが活断層であるという重要な知見が紹介されている。その後、福岡地盤図作成グループ（1992）には、1980 年代頃に都市整備が進んだ福岡南部地区について、ボーリング資料の収集と地表調査に基づいて編纂された地質地盤図、1062 本のボーリング資料の簡易柱状図集が盛り込まれている。地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会（2005）は、国交省のデータを主とする九州の 3 万本のボーリングデータが XML 形式で登録された CD-ROM 出版物であり、地盤工学会九州支部、九州地方整備局、自治体（主に県）、鉄道・高速関連の法人による産学官連携により、ボーリング柱状図資料の収集・整理が実施されて編集された。同出版物には、福岡平野域および遠賀川低地域における 4600 本のボーリングデータが収録されている。また、現在、地盤工学会九州支部および九州地盤情報システム協議会では、九州地方のボーリングデータベース CD-ROM の第二版出版に向けて編纂作業を実施している。

1.2 北海道石狩低地帯

北海道の石狩低地帯は、北海道の日高西縁構造帯の西に隣接して、太平洋沿岸から日本海沿岸まで幅 10-15km、延長約 80km の帯状をなす平野である。石狩低地帯内の主要な平野には、北から南へ、石狩川流域の石狩平野、砂川低地帯、千歳川流域の長沼低地、勇払川流域の勇払平野があり（岡、2006）、石狩平野には札幌市、長沼低地には千歳市、勇払平野には苫小牧市などの北海道の主要都市圏が広がっている。

石狩低地帯でのボーリング柱状図集としては、建築士会などによる市の行政単位で収集された簡易柱状図集が数点認められる（北海道建築士会、1983、1999；北海道立寒地建築研究所、1988；など）。市の行政単位を越えた広域のボーリング柱状図集としては、地盤工学会北海道支部「北海道地盤情報のデータベース化委員会」が最初に、土木学会、北海道士木技

術会、応用地質学会北海道支部、建築士会北海道支部の協賛と北海道開発局、北海道、札幌市の後援を得て、道央地区における電子化されたボーリング柱状図データをCD-ROMとして編纂し1996年に公開した（地盤工学会北海道支部、1996）。同委員会は、2003年に室蘭市域まで収集域を拡大し、第二版を出版・公開した（地盤工学会北海道支部、2003）。これには石狩低地帯内における15000本のボーリングデータが登録された。なお、これらのボーリングデータはCSV形式であり、ボーリング交換用データではない。

両地域における公開されたボーリング柱状図資料は、他地域と比較して決して少なくはない。しかし、福岡平野のみと、電子化されたボーリングデータではその数は4600本と限られ、しかもそれらの地点の多くは国道、河川沿い、海岸沿いに集中しているため、陸域でデータのない空白域が広大に残されている。一方、石狩低地帯では、地盤工学会北海道支部（2003）によるCD-ROMに登録されたボーリングデータの数量は15000本と多いが、そのうち1万本程が扇状地上に立地する札幌市付近に集中しており、その他の低地域では限られた数が国道や河川沿い、海岸沿いに分布する状況である。

本研究では、地元の関連機関・自治体の協力を得て、新たにボーリング柱状図資料を収集し、電子化することで、高密度で品質の高いボーリングデータベースの構築に関わる研究を実施した。その手法と成果を以下に報告する。

なお、ボーリング柱状図資料の収集にあたって、福岡平野および遠賀川の平野域については、九州地盤情報システム協議会、国交省九州地方整備局、福岡県、福岡市、九州地質調査業協会、北海道の石狩低地帯では、北海道開発局および独立行政法人寒地土木研究所、北海道立地質研究所の協力を得た。これらの機関および協力・支援していただきました方々に深く感謝する次第です。

2. ボーリング柱状図資料の収集と電子化

2.1 ボーリング柱状図資料の収集

福岡平野および遠賀川の平野域：九州地盤情報システム協議会の協力を得るとともに、同協議会を通じて、同協議会に加盟している九州地方整備局、福岡県、福岡市からボーリング柱状図資料の収集と利用の許可を得た。その結果、同協議会からは、福岡県と福岡市の

852点の柱状図資料（266点の電子データを含む）、九州地方整備局からは884点の柱状図資料（全柱状図の電子データを含む）を収集することができ、福岡地盤図で収集・保管されていたボーリング柱状図資料2500点分を九州地質調査業協会から借用することができた。また、既存の電子ボーリングデータとして、地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会（2005）のCD-ROMに登録されたボーリングデータ（XMLファイル）4600本、別経費でこれまでに電子化を実施したボーリングデータ（XMLファイル）57本を集約した。

北海道石狩低地帯：都市地質研究プロジェクト（木村、2004）で管理している旧地質調査所北海道支所で収集・保管されたボーリング柱状図資料より、対象地域内のボーリング柱状図333点を抽出し電子化を行った。北海道開発局からは、地質調査報告書、マイクロフィルムの形式でのボーリング柱状図資料の提供を受け、これらの資料のうちボーリング柱状図資料に該当する頁を抽出してそれらのPDFファイルを作成し、合計4500点分のボーリング柱状図資料のリストを作成した。そのうち、新たにデータベース構築に有用と判断した1167本のボーリング柱状図を抽出し、電子化を行った。その他、地盤工学会北海道支部（2003）のCD-ROMに登録されたボーリングデータについて、同支部の許可を得てXMLファイル形式のデータ12,587本分を北海道立地質研究所経由で入手した。

2.2 ボーリング柱状図資料の整理と電子化

入手したボーリング柱状図資料については、つぎの内容で整理・電子化の作業を実施した。

①ボーリング柱状図資料として、ボーリング柱状図とその位置図は必ず収集し、その他入手できる場合には、有用なデータとして土質試験データリスト、地質断面図も収集する。これらの資料はすべてドキュメントスキャナーを使ってPDF化し、地質調査報告書単位で一つのファイルとしてまとめる。

②収集した各ボーリング柱状図について、調査件名、発注機関、位置の住所、調査年月、掘進長、孔口標高、緯度・経度の各情報を整理しボーリング柱状図リストを作成する。緯度・経度、孔口標高が抜けている柱状図については、該当する詳細位置図より、マップソフトないしGISを利用して緯度・経度の読み取りを行い、データを補填する。そして、位置情報のチェックとし

第 1 表 福岡平野域において収集された浅層地盤のボーリング柱状図資料。

Table 1 Borehole log data list in the Fukuoka Plain, Kyushu in this study.

| 出典 | 地域名 | ボーリング柱状図資料 | | |
|----------------|----------------|------------|---------------|-------|
| | | 紙資料だけ | 電子ファイル(XML)有り | 新規電子化 |
| 九州地盤情報システム協議会 | 福岡平野 | 852 | 266 | 242 |
| 福岡地盤図 | 福岡平野 | 2500 | 57 | 1058 |
| 国交省九州地方整備局 | 遠賀川低地 | 0 | 884 | 0 |
| 九州地盤情報共有データベース | 福岡平野 ・遠賀川低地 | 0 | 4600 | 0 |
| 合計 | | 3352 | 5807 | 1300 |

第 2 表 北海道石狩低地帯域において収集された浅層地盤のボーリング柱状図資料。

Table 2 Borehole log data list in the Ishikari lowland area, Hokkaido in this study.

| 出典 | 地域 | ボーリング柱状図資料 | | |
|---------------------|-------|------------|---------------|-------|
| | | 紙資料だけ | 電子ファイル(XML)有り | 新規電子化 |
| 北海道開発局 | 石狩低地帯 | 4500 | 327 | 1167 |
| 旧地質調査所北海道 支部収集資料 | 石狩低地帯 | 2000 | 1082 | 333 |
| 北海道地盤情報データベース | 石狩低地帯 | 0 | 12587 | 0 |
| 合計 | | 6500 | 13996 | 1500 |

て、GIS を使って全ボーリング柱状図資料の位置を地形図上に表示し、住所および調査件名との整合性を検討し、不適格なものは再度詳細位置図を参照し、緯度・経度情報を更新、ないしエラーデータとして処理を行う。

③こうして収集した緯度・経度情報が確かなボーリング柱状図のうち、50m メッシュに 1 点以下、250m メッシュに 1 点以上、N 値 50 の支持層以深で、掘進長の長さ 15m 以上、N 値・土質・記事の属性情報がそろっていることなどを基準にして、ボーリング柱状図を選択し、電子化を行う。電子化は、国交省の電子納品要領で定められたボーリング交換用データ形式 (xml : ver2.10) (国交省, 2004) に準拠する。

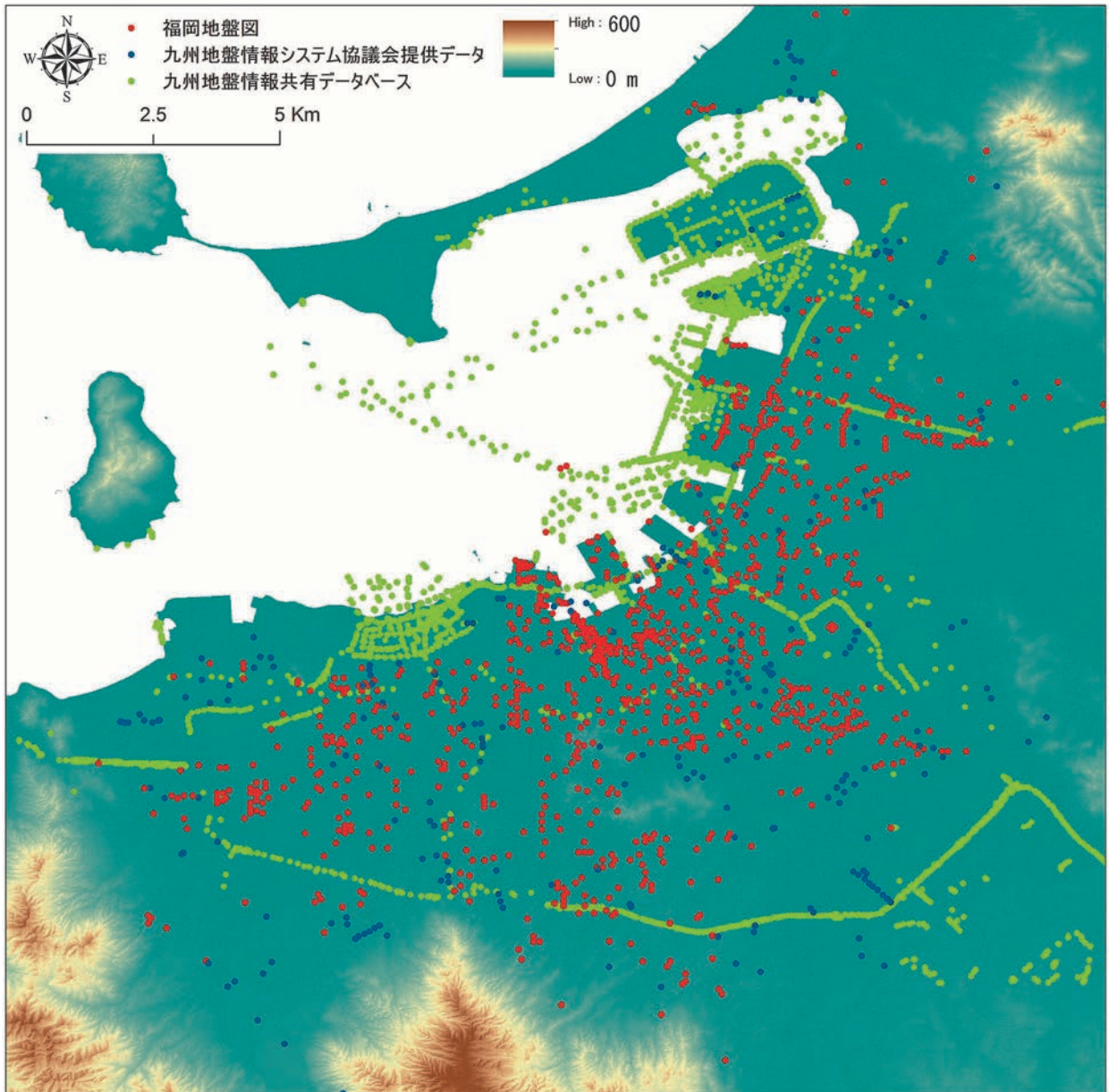
④電子化されたボーリングデータについて、産業技術総合研究所と防災科学技術研究所で整備されたボーリングデータ処理システム (産総研, 2010; 防災科研, 2010) を利用して、ボーリング交換用データの形式と内容、土質区分の名称とコード、標高・位置・地質との整合性などについて、品質確認とエラーがある場合その内容の修正・補填を行う。

2.3 結果

以上で、今回集約できたボーリング柱状図資料・データは、福岡平野および遠賀川の平野域では、ボーリング柱状図で全約 10,500 本、そのうち XML ファイルは 7,100 本分 (新規 1,300 本)、北海道の石狩低地帯では、ボーリング柱状図で全約 22,000 本、そのうち XML ファイルとして約 15,500 本分 (新規 1,500 本) である (第 1, 2 表)。ボーリング柱状図データのうち、XML ファイルとしてデータベースに登録したボーリングデータ地点を第 1 図と第 2 図に示す。

3. 今後の課題

今回収集・整理したボーリングデータについては、それぞれボーリング柱状図資料の所有機関に返還・提供し、必要に応じて、ボーリングデータ処理に関わるツールの紹介も含めて、ボーリングデータの利用に関して支援する予定である。また、地元の諸機関との連携を継続し、ボーリングデータベースの更新を継続的に進める。それとともに、今後、ボーリングデータベースを利用して、既存の地質地盤情報を集約し対象地域の浅層地盤に関する三次元地質モデルを構築する計



第1図 福岡平野域において収集・電子化を行ったボーリングデータ地点。
 出典別：九州地盤情報システム協議会提供データ 508点，九州地質調査業協会 508点，九州地方整備局 884点，
 地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会 4600点（遠賀川域内も含む）。
 背景図は国土地理院 50mDEM を利用して作成した地形標高陰影図。

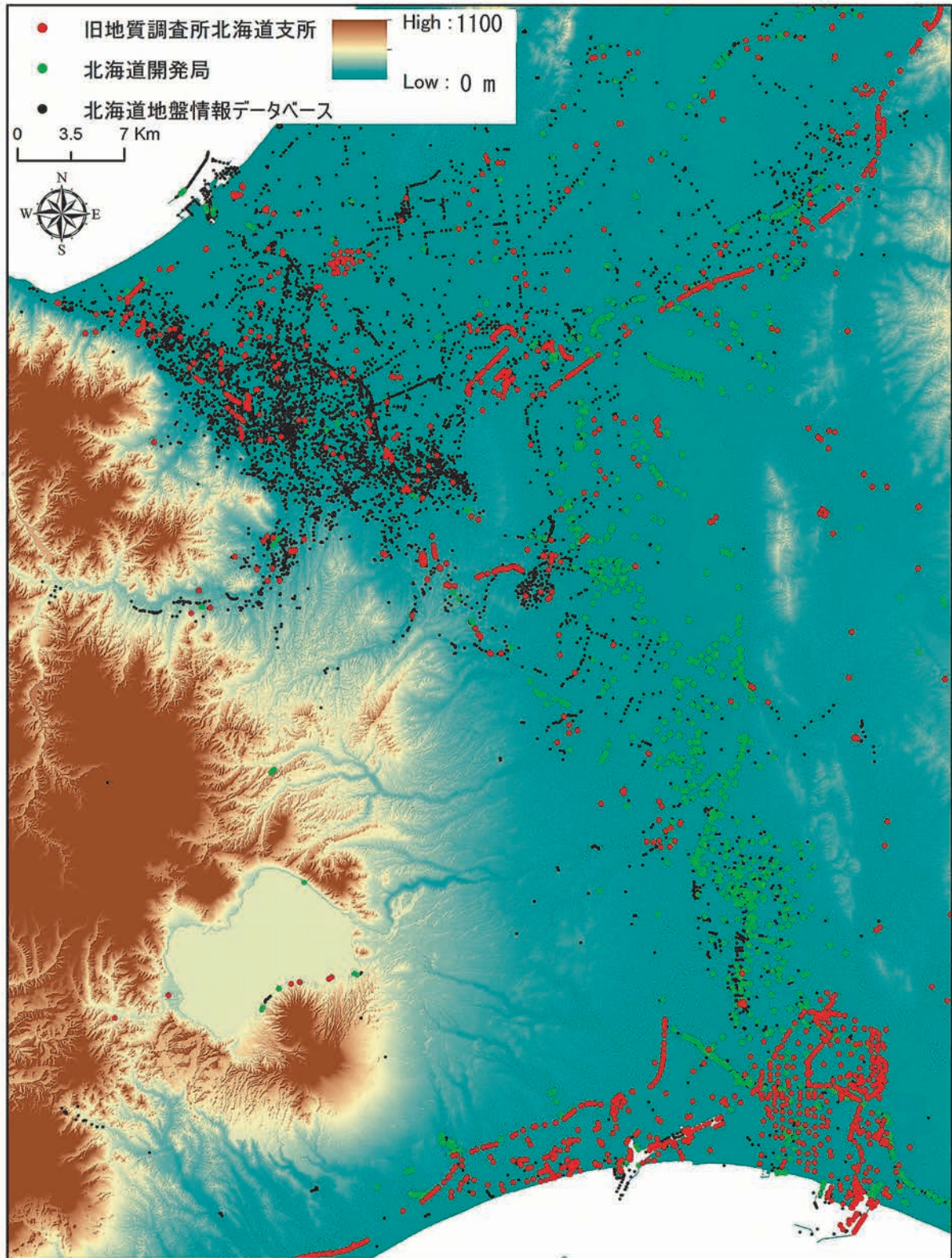
Fig.1 Locality map of borehole log data collected in this study, in the Fukuoka Plain, Kyushu in this study.

画である。

文献

防災科学技術研究所 (2010) ボーリングデータ処理システム, <http://www.geo-stn.bosai.go.jp/software/boring/index.html>
 福岡地盤図作成グループ (1981) 福岡地盤図, 九州地質調査業協会, 174p.
 福岡地盤図作成グループ (1992) 福岡地盤図 (南部編), 社団法人福岡県地質調査業協会, 132p.

福岡市地盤図作成委員会 (1976) 福岡市地盤図, 福岡県建築士会, 244p.
 北海道建築士会 (1983) 苫小牧市土質柱状図集, (社)北海道建築士会苫小牧支部.
 北海道建築士会 (1999) 岩見沢市の地盤調査資料, (社)北海道建築士会空知支部岩見沢分会.
 北海道立寒地建築研究所 (1988) 札幌市の地盤資料集 (札幌及び札幌近郊), 北海道立寒地建築研究所.
 地盤工学会北海道支部「北海道地盤情報のデータベース」



第2図 北海道石狩低地帯域において収集・電子化を行ったボーリングデータ地点。
出典別：北海道開発局 1494 点，旧地質調査所北海道支所 1415 点，北海道地盤情報データベース Ver.2003：12587 点。背景図は国土地理院 50mDEM を利用して作成した地形標高陰影図。

Fig.2 Locality map of borehole log data collected in this study, in the Ishikari lowland area, Hokkaido.

- ス化委員会」(1996) 北海道(道央地区)地盤情報データベース, 地盤工学会北海道支部.
- 地盤工学会北海道支部「北海道地盤情報のデータベース化委員会」(2003) 北海道地盤情報データベース Ver.2003, 地盤工学会北海道支部.
- 地盤工学会九州支部・九州地盤情報システム協議会(2005) 九州地盤情報共有データベース 2005, CD-ROM 出版物, 社団法人地盤工学会支部, 九州地盤情報システム協議会.
- 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊(1994) 福岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 192p.
- 木村克己(2004) 巻頭言: 都市地質研究の展開. 地質調査研究報告, 55, 181-182.
- 国土交通省(2004) 地質・土質調査電子納品要領(案) 平成16年8月, 135p.
- 岡 孝雄(2006) 北海道沿岸域の沖積層研究の現状, 地質学論集, no.59, 53-72.
- 産業技術総合研究所(2010) ボーリングデータ処理システム, <http://gsj3dm.muse.aist.go.jp/software/boring/index.html>

広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部の ボーリングコアの対比

Correlation of drilling cores in the central Kanto Plain, based on correlation of widespread tephra and recognition of marine horizons.

水野清秀^{1*}・納谷友規¹

Kiyohide Mizuno^{1*} and Tomonori Naya¹

Abstract: Characteristics and chemical composition of vitric ash layers were listed from the cores reaching 300 to 600m in depth in the central Kanto Plain, the lower to middle Pleistocene Kazusa and Shimosa Groups in the Boso Peninsula, Hanno and Bushi Formations in Ohme and Kaji Hills. More than ten layers of tephra in the cores were correlated and identified. Based on the correlation of tephra and diatom assemblage analysis, some marine horizons were recognized in the cores, and the occurrence of a marine fossil diatom *Lancineis rectilatus* is considered to be useful to constrain the sedimentary age.

キーワード: 地下地質, ボーリングコア, 広域テフラ, 海成層, 珪藻, 関東平野

Keywords: subsurface geology, drilling core, widespread tephra, marine sediment, diatom, Kanto Plain

要旨

関東平野中央部の深度 300~600m 級のボーリングコアに挟まるガラス質火山灰層と、鮮新・更新統の模式地のひとつである房総半島の上総層群・下総層群、さらに西部の青梅~加治丘陵に分布する飯能層・仏子層中のガラス質火山灰層の火山ガラスの化学組成などのリストを作成した。そのうえでコア中のテフラと周辺に分布するテフラとの対比を行い、10 枚程度のテフラが対比された。またコアの珪藻分析などから、海成層層準を識別した。上総層群の海成層は、地域によってその数や層準が大きく異なることが分かった。また海生珪藻化石 *Lancineis rectilatus* の産出から、その地層の年代を限定できる可能性が示された。

1. はじめに

関東平野中央部の地下 1km 程度までの層序と地質構造を明らかにする目的で、掘削長 300~600m のボーリングコアの解析を進めてきた。コアの層相、テフラ、珪藻・花粉化石等の解析や古地磁気測定を行い、既存文献と併せて標準層序を確立し、また地層の対比を行って、それらを基に地質構造の解明を進めている。

最終的には、この研究で明らかにするそれぞれの地層の分布と、反射法探査で求められた反射断面との対比を行い、さらに地下水の水理学的な特性をあわせて、地下地質構造を総合的に解釈し、モデル化することを目標にしている。

平成 22 年度には、主要なボーリングコア中の広域テフラと考えられるガラス質火山灰層の特徴を整理し、カタログ化を行った。また、関東地方の下部・中部更新統の模式地である房総半島の上総層群、下総層群に挟まる主要なガラス質火山灰層の化学組成値などをリストとしてまとめた。さらに関東平野西部の丘陵地に分布している鮮新・更新統中のガラス質火山灰層についても同様にリスト化し、層位や化学組成値などに基づいてボーリングコア中のテフラとの対比を行った。一方、ボーリングコアの珪藻分析を行い、海成層と考えられる層準の抽出を行うとともに、テフラの対比やそのほかの層位学的な資料を基に、海成層の対比も進めた。これらの結果を報告する。なお、テフラのエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) による化学組成分析と花粉分析は、主として科学技術振興調整費「統合化地下構造データベースの構築」の予算を用いて行ったものである。さらに同研究では、

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

標準コアの対比とボーリングデータベースを用いて、地質構造モデルの作成を進めた。

2. ガラス質火山灰層のカタログの作成

ボーリングコア中のガラス質火山灰層と房総半島などの模式地でのガラス質火山灰層のカタログの作成を進めた。特にその記載岩石学的特徴（ガラス片の形状、重鉱物組成、火山ガラスの屈折率など）と火山ガラスの化学組成値を示した。火山ガラスの形状は、吉川（1976）にしたがい、扁平型、中間型、多孔質型に区分した。火山ガラスの屈折率は、(株)京都フィッシュン・トラック製の屈折率測定装置 RIMS87（檀原，1991）及び(株)古澤地質製の MAIOT（古澤，1995）を用いて測定した。どちらも標準ガラスを用いて浸液の屈折率チェックを行った。また火山ガラス片の EDX 分析は、(株)古澤地質に測定を依頼した。その方法や測定誤差は入谷ほか（2005）に記載されている。さらに、火山ガラスの主成分・微量成分組成を ICP（誘導結合プラズマ）発光分析法と原子吸光法

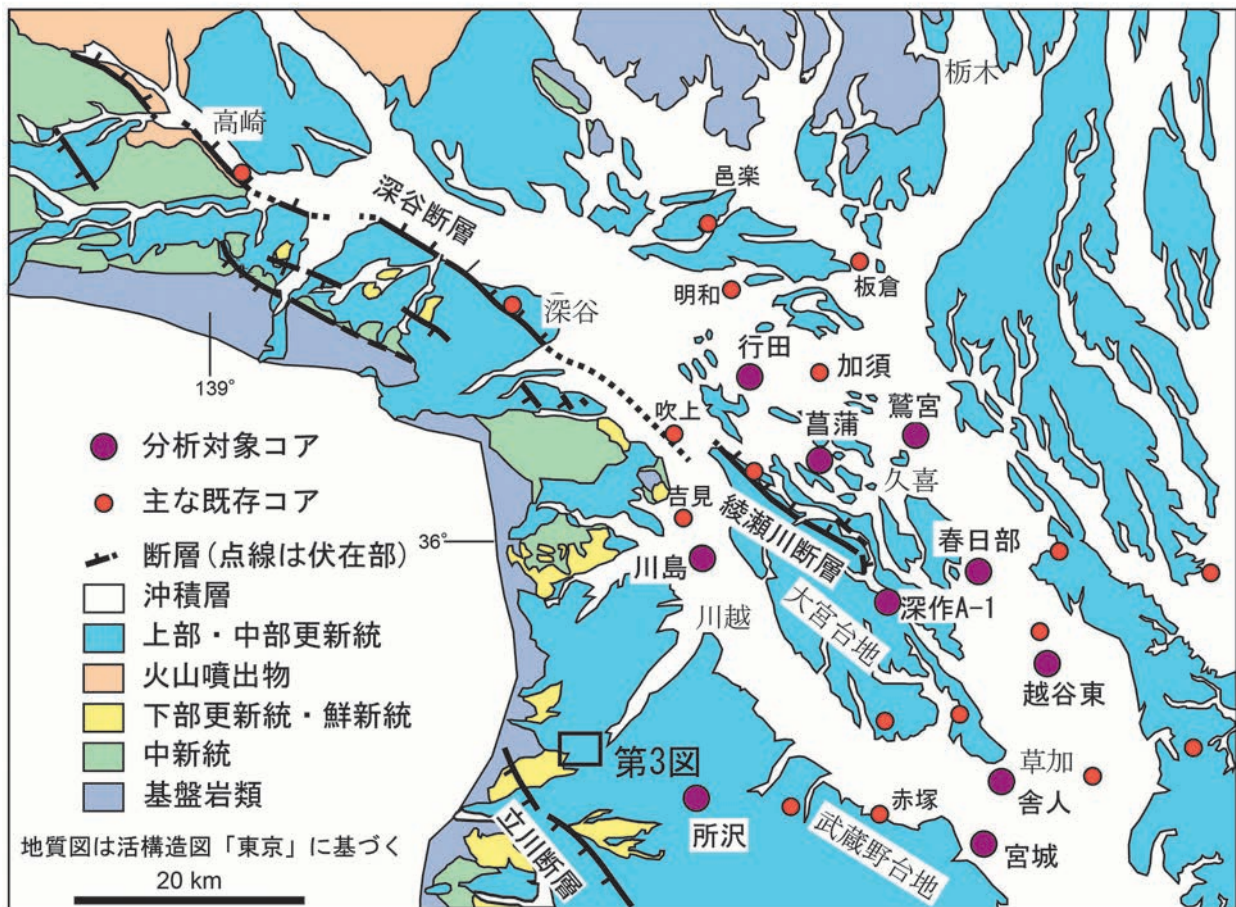
により求めた。測定は三菱マテリアルテクノ株式会社に依頼した。詳細な分析方法及び測定誤差は Tamura *et al.*（2008）に示されている。

1) ボーリングコア中の主なテフラ

本研究で分析を行ったコアは、産総研が掘削した菖蒲コア（山口ほか，2009），埼玉県が掘削した深作 A-1 コア（埼玉県環境部地震対策課，1996），鷲宮，春日部，川島，行田，所沢の各コア（関東平野中央部地質研究会，1994；平社，2008a, b など），東京都が掘削した舎人及び宮城コア（東京都土木技術研究所，1996）である。各ボーリング地点を第 1 図に、また簡略化した柱状図を第 2 図に示す。各コアには多数のテフラ層が挟まれているが、そのうち広域テフラと考えられる細粒でガラス質の火山灰層について、その名前（コア記号と深度のセットで表現）、深度、火山ガラスの屈折率、化学組成値を示した（第 1 表）。

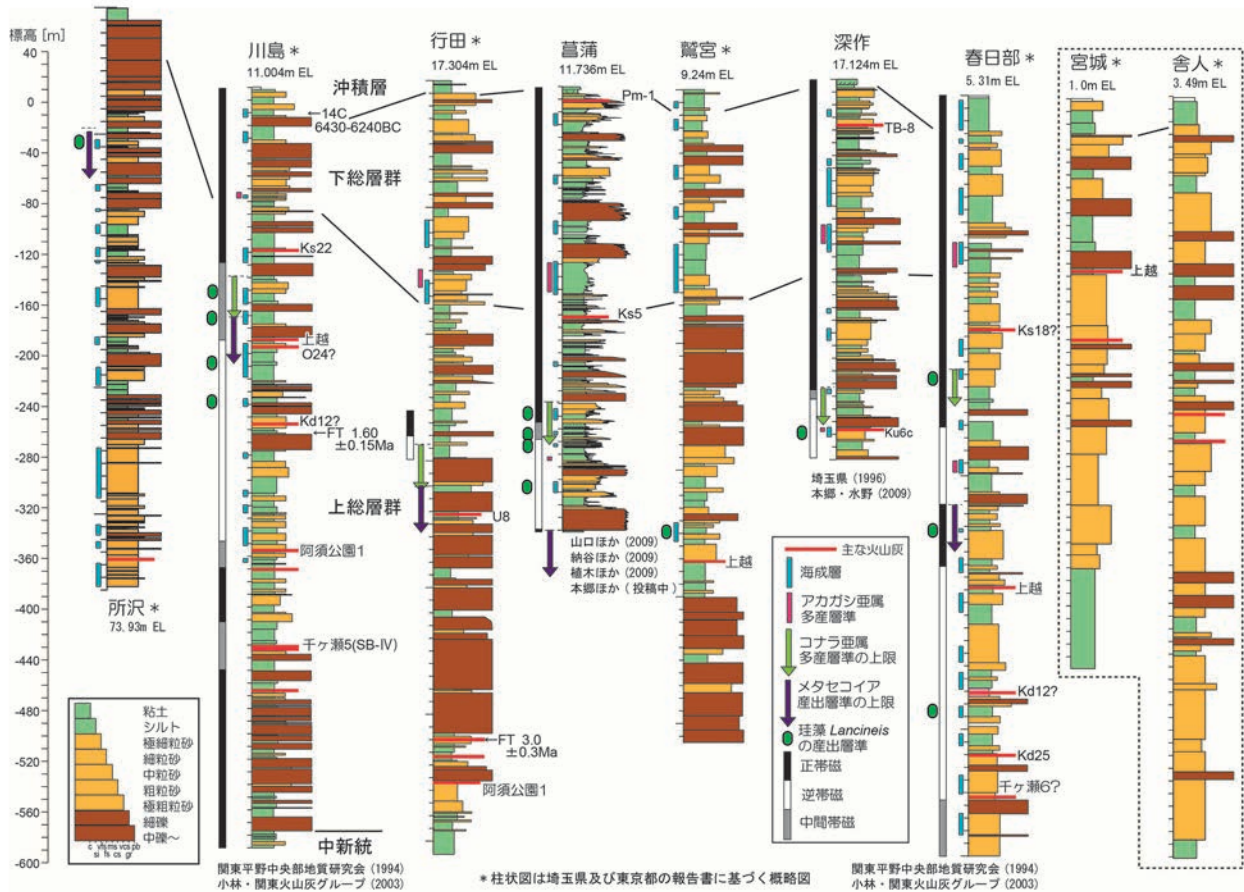
2) 房総半島上総層群・下総層群の主なテフラ

ボーリングコアに認められるガラス質火山灰層の対比を行うため、下部～中部更新統の模式となる房総半



第 1 図 関東平野中央部の地質概略図と主なボーリング地点。
地質図は杉山ほか（1997）に基づく。

Fig.1 Map showing general geology and location of main drilling cores in the central Kanto Plain.



第2図 関東平野中央部ボーリングコアの地質柱状図。

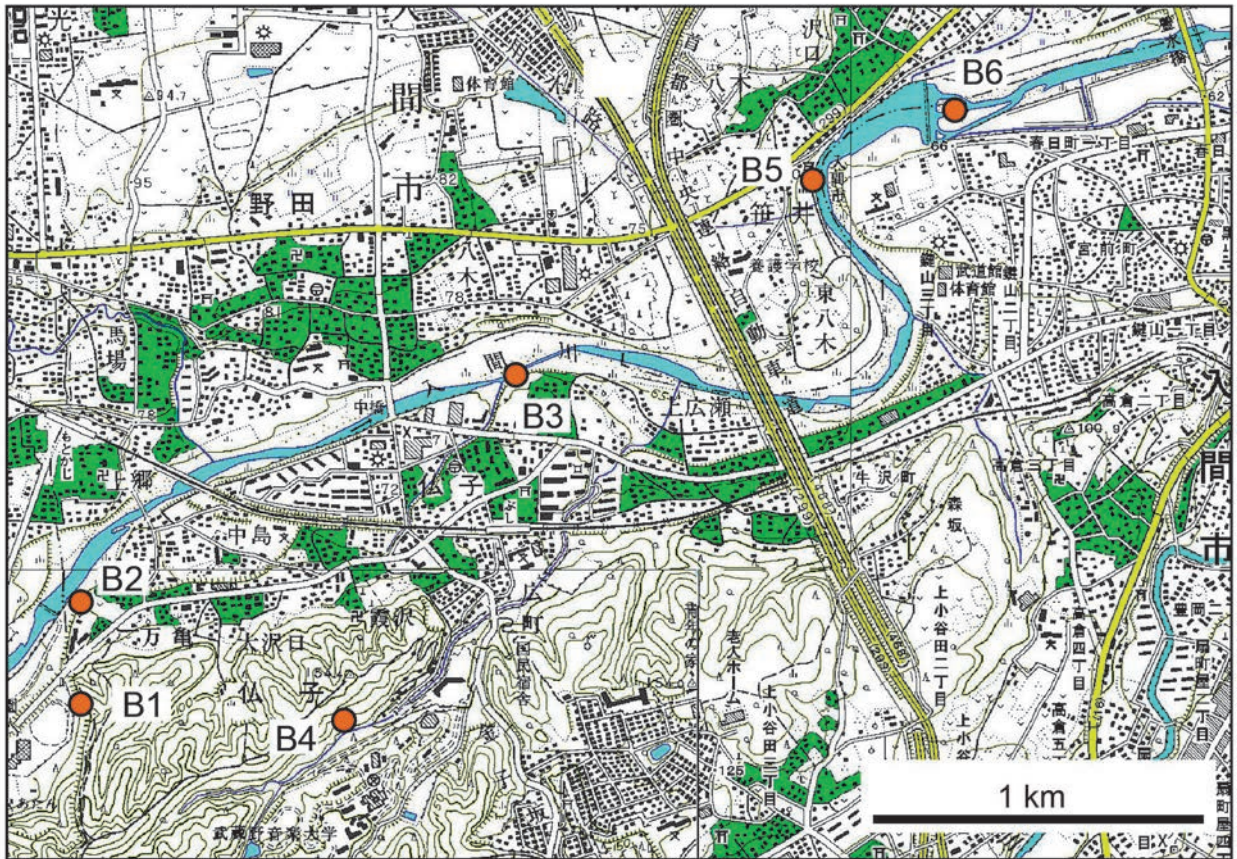
Fig.2 Geologic columnar sections of drilling cores in the central Kanto Plain.

島に分布する上総層群・下総層群のガラス質火山灰層の化学組成をリストにまとめた(第2表)。分析方法は上述したとおりである。下総層群及び上総層群上部に挟まるテフラは、主に徳橋・遠藤(1984)、上総層群下部のテフラは、三梨ほか(1959)、地質調査所(1971)、千葉県立中央博物館(1991)、里口(1995)に基づいて、採取を行った。テフラの分析結果からは、黄和田層中のKd10~Kd18間の層位関係がおかしく、同じテフラを別物として扱っている可能性が高いと考えられた。Kd16とKd10は化学組成が非常に似ていて、またカミングトン閃石を含むなどの特徴を含めて、大分に分布する敷戸火砕流や大阪のイエローI火山灰層に酷似していることから、同じテフラであると考えられている(水野, 2007)。さらに下位のKd13とKd18は相互に下位の軽石層とシルト層を挟んで上位の細粒火山灰層からなるという層相や、上位の火山灰層の化学組成が類似していて、同じテフラと考えられる。上総層群の模式地のひとつである養老川ルートでは、Kd16より上位のテフラはKd8までの間が欠如して(三梨ほか, 1959)、不自然である。

Kd16~Kd18間の層準では、スランピングや小断層があり、テフラ層序が不確かであるが、少なくとも4枚の厚さ15cm以下の薄い火山灰層を識別した。それらを仮に上位からKd16-18A, B, C, Dと呼ぶ。このうちKd16-18CとKd16-18Aの組み合わせは、Kd12とKd11の組み合わせと似ている。これらどれもが化学組成ではTiO₂やMgOが少なく、K₂Oが多いなど非常に似ているが、火山ガラスの形態が、Kd16-18CとKd12では、中間型が主体であるのに対して、Kd16-18AとKd11では多孔質型が多いという特徴がよく一致していて、互に対比される。

3) 青梅~加治丘陵の主なテフラ

関東平野西縁の丘陵地に分布する上部鮮新統~下部更新統中のガラス質テフラについても、屈折率測定や化学分析を行って、カタログ化を進めた(第3表)。青梅市街地の周辺から加治丘陵にかけての地域には、飯能層(飯能礫層及び仏子(粘土)層)などと呼ばれる地層が分布している(福田・高野, 1951;堀口ほか, 1977;正田ほか, 2005;植木・酒井, 2007;関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2010など)。この



第 3 図 加治丘陵地域での地質柱状図作成地点位置図。
基図は国土地理院発行数値地図 25000「東京」を使用。

Fig.3 Location map of geologic columnar sections in the Kaji Hills.

灰白色粗粒火山灰～極細粒軽石からなる。関東平野西縁丘陵団体研究グループ（2010）の AZU100 テフラに相当する。阿須公園 5 テフラは、さらに 3m ほど上位の火山灰質シルト中に挟まる厚さ 10cm ほどの黄灰白色細粒火山灰層である。

上広瀬 1～2 テフラ（新称）

入間川右岸の B3 地点に露出する火山灰層を下位より上広瀬 1, 2 テフラと呼ぶ。上広瀬 1 テフラは、河床に露出している材化石を含む有機質シルト中に厚さ 5cm 程度のレンズとして挟まれている灰白色細粒火山灰層である。上広瀬 2 テフラは、上位に重なるサンドパイプの発達した砂質シルトのさらに上位の有機質シルト中に、厚さ 5cm 以下のレンズ状の灰白色細粒火山灰層としてみられるものである。

AZU400 テフラ

AZU400 テフラは、関東平野西縁丘陵団体研究グループ（2010）が定義したもので、武蔵野音楽大学の北方、B4 地点に露出する。最初に植木ほか（2006）が房総半島上総層群の Kd44 に対比したテフラであり、厚さ約 60cm の黄灰白色細粒火山灰からなり、そ

の上位に火山灰質シルト層が重なっている。

笹井ガラス質テフラ（SSI）

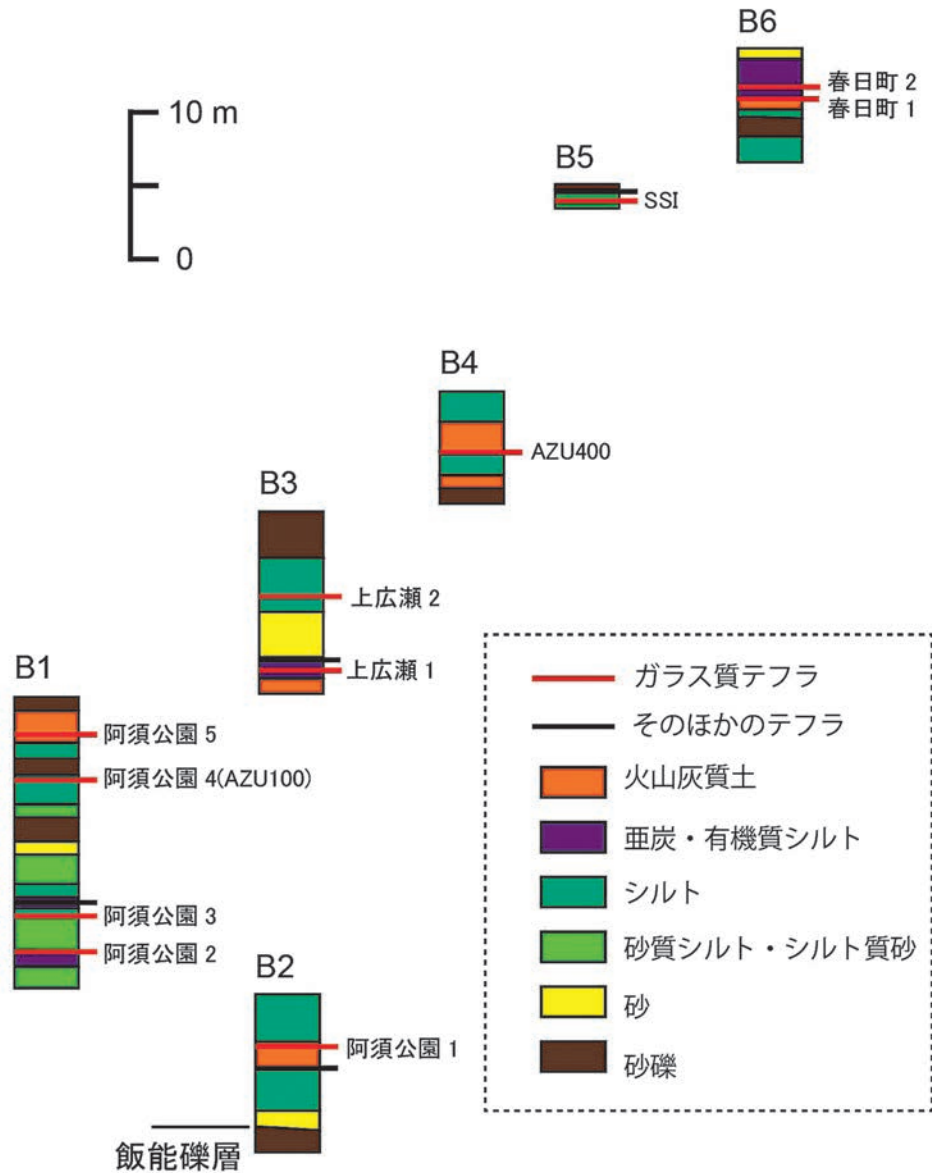
笹井ガラス質テフラ（SSI）は、狭山市笹井の入間川岸（B5 地点）に露出していて、正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ（2008）によって命名され、房総半島上総層群中の Kd25 テフラに対比されている。厚さ 15cm 程度で、黄灰白色を呈し、中・下部は粗粒、上部は細粒な火山灰からなる。

春日町 1～2 テフラ（新称）

春日町 1～2 テフラは、入間市春日町一丁目の入間川堰堤下流側の中州（B6 地点）に露出する。春日町 1 テフラは、黄灰色で厚さ 40cm 以下の全体に風化した火山灰層であり、一部新鮮な部分ではガラス質である。春日町 2 テフラは、春日町 1 テフラの直上に発達する厚さ 250cm 程度の垂炭層下部にレンズ状に挟まる厚さ 5cm 以下の灰白色細粒の火山灰層である。

3. ガラス質火山灰層の対比

火山灰層の記載岩石学的特徴や化学組成の類似性に基づいて、下記のようなボーリングコアに挟まる主要



第4図 加治丘陵地域での仏子層地質柱状図.

Fig.4 Geologic columnar sections of the Bushi Formation in the Kaji Hills.

なガラス質火山灰層と陸上にみられるテフラとの対比が考えられた。火山ガラスの屈折率，化学組成などの比較を第4表に示す。

1) 上越テフラに対比できるもの (WMT-373.0, KJT-197.5, MGT-137.5)

小林・関東火山灰グループ(2003)は，新潟地域の下部更新統に挟まる上越火山灰(あるいはSK030)(黒川ほか，1981；Kurokawa and Hirata，1986)に対比されるテフラを関東平野の春日部コア中に見出した。新潟県長岡市芝ノ又川で採取したSK030テフラの化学分析値などを第4表に示した。このテフラは，堇青石を少量含む極めて特徴的なもので，ほかのテフラには堇青石を含むものはないため，重要な指標にな

ると考えられる。堇青石を含むテフラには，ほかに鷺宮コアのWMT-373.0があり，対比される。堇青石の含有率は極めて少ないため，ほかの特徴でも対比が可能かどうか検討した。これらのテフラは，中間型及び多孔質型の火山ガラスが多く，また重鉱物としては黒雲母，カミングトン閃石，普通角閃石，斜方輝石，単斜輝石が含まれている。さらに火山ガラスの化学組成では，TiO₂が0.08%前後，CaOが0.3~0.5%と特徴的に低く，ほかのテフラと識別が可能である(水野ほか，2008)。このような特徴を持つテフラには，川島コアのKJT-197.5，宮城コアのMGT-137.5があり，どちらも上越テフラに対比できる(第4表)。上越テフラの房総半島上総層群における層準は大田代層

O18 テフラの直下とされている（小林・関東火山灰グループ, 2003）。

2) 阿須公園 1 テフラに対比できるもの (KJT-366.3, GDT-553.1)

鮮新世から前期更新世の間で中部山岳地域から噴出したと推定されるテフラの中には、火山ガラスがほとんどを占め、重鉱物の含有量が少ない、重鉱物に黒雲母を含む、火山ガラスの屈折率が 1.500 前後またはそれ以下、火山ガラスの化学組成では TiO_2 や MgO が少なく、 K_2O が比較的多いものがよくみられる（水野・田村, 2007, Tamura *et al.*, 2008）。阿須公園 1 テフラは、そのようなテフラの一つであるが、微量成分の含有量も含めると、川島コアの KJT-366.3 及び行田コアの GDT-553.1 と非常によく似ていて、相互に対比される。重鉱物には斜方輝石、単斜輝石、黒雲母のほか、普通角閃石が含まれることもある。このテフラは、近畿地方に分布する古琵琶湖層群中の鎌掛火山灰層（古琵琶湖団体研究グループ, 1977）に対比された（水野・田村, 2008）もので、降灰時期は松山逆磁極期の初めごろに位置付けられており、川島コアの古地磁気極性（会田ほか, 1994）とも矛盾していない。なお第 4 表には、滋賀県甲賀市水口町虫生野で採取した鎌掛火山灰層の分析値を併せて示した。

3) Kd12 テフラに対比できるもの (KJT-266.8, KKT-471.5)

房総半島上総層群の Kd12 テフラは、阿須公園 1 テフラと同様に火山ガラスの含有量が高く、また化学組成も似ているが、微量成分をみると、Sc, Sr, Y の値が異なっている。一方、Kd12 テフラと川島コアの KJT-266.8 及び春日部コアの KKT-471.5 は微量成分もよく一致している。すでに述べたように、Kd12 と Kd11 は化学組成が類似しているが火山ガラスの形状が異なり、Kd12 は中間型ガラスが主体となっている。KJT-266.8 及び KKT-471.5 は中間型ガラスが主体であり、相互に対比できる可能性が高い。少量含まれる重鉱物は、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母で、普通角閃石を含むこともある。なお、仏子層中の春日町 1, 2 テフラの組み合わせは、Kd12, Kd11 の組み合わせと類似していて、春日町 1 テフラも Kd12 に対比される。

4) Kd25 テフラに対比できるもの (KKT-520.7)

房総半島上総層群の Kd12 より下位に位置する Kd25 の火山ガラスも、Kd12 と類似した化学組成を持つが、微量成分の違いによって識別できる。また

Kd25 と直上の層位の Kd24 とは TiO_2 の値などによって識別が可能である（第 2 表）。春日部コアの KKT-520.7 テフラは、Kd25 とよく似ていて、対比される可能性が高い。重鉱物として斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、黒雲母が含まれている。

5) 千ヶ瀬 5 テフラに対比できるもの (KJT-444.7)

青梅地域の千ヶ瀬 5 テフラの火山ガラスは、屈折率がやや高めであることと、 K_2O が低いことが特徴としてあげられる。また重鉱物では、斜方輝石、単斜輝石が主体である。このテフラに類似するものは、川島コアの KJT-444.7 テフラであり、対比される。千ヶ瀬 5 テフラの層位は、その上位の友田 2 テフラがガウス正磁極帯最上部に位置すると考えられる大阪層群の朝代テフラに対比される（Tamura *et al.*, 2008）ことから、層位的にはガウス正磁極帯にあたり、川島コアの古地磁気層序と矛盾はない（会田ほか, 1994）。KJT-444.7 は清水ほか（1994）では SB-IV と呼ばれ、複数のコアとの対比が行われており、重要な鍵テフラとなる可能性が高い。

6) 千ヶ瀬 6 テフラに対比される可能性があるもの (KKT-553.2)

千ヶ瀬 6 テフラと春日部コアの KKT-553.2 テフラは、ガラスの屈折率や化学組成が類似しており、対比される可能性がある。特に両テフラでは、火山ガラスに褐色を帯びた塊状のタイプを含むことが特徴的である。ただし、KKT-553.2 は Kd25 に対比される KKT520.7 の 30m ほど下位にあり、Kd25 が約 165 万年前と考えられている（長橋ほか, 2000）のに対して、千ヶ瀬 6 はガウス正磁極帯になり、対比が正しいとすると、両者の間に堆積間隙が存在するかあるいは堆積速度が著しく遅くなることになり、検討の余地がある。

7) O24 テフラに対比される可能性があるもの (KJT-205.6)

房総半島上総層群の O24 テフラと川島コアの KJT-205.6 テフラは、共に上越テフラに対比されるテフラの少し下位に位置し、火山ガラスの屈折率や化学組成も類似していて、対比される可能性がある。火山ガラスの形状はどちらも中間型が主体であり、重鉱物は主に斜方輝石、単斜輝石である。

8) Ks22 テフラに対比できるもの (KJT-130.0)

房総半島上総層群笠森層中の Ks22 テフラと川島コアの KJT-130.0 テフラは、火山ガラスの屈折率や化学組成が類似していて、中部山岳起源の特徴を示すが、

それ以外に火山ガラスの含有量が鈹物と同量程度であり、また肉眼的に黒雲母を多量に含むやや粗粒のテフラである。このような特徴の類似性から対比される。

9) Ks18 に対比される可能性があるもの (KKT-185.0)

春日部コア中の KKT-185.0 テフラは、火山ガラスの屈折率、化学組成とも房総半島上総層群笠森層の Ks18 テフラ及び Ks10 テフラに類似している。Ks18 と Ks10 は鈹物組成も普通角閃石 > 斜方輝石と類似していて識別が難しい。しかし、近くで掘削された産総研の越谷 GS-KS-1 コアで Ks10 より下位にあたる Ks11 が深度 161m 付近に認められていること（中澤ほか、2009 など）から、Ks18 テフラのほうが層準的に近いと推定した。

10) そのほかのテフラの対比

そのほかに、行田コアの GDT-342.5 テフラと上総層群の U8 テフラ及び深作 A-1 コアの FS1T-277.0 テフラと Ku6C テフラとの対比（水野ほか、2006）、菖蒲コアの SBT-182.87 テフラと Ks5 テフラとの対比（山口ほか、2009）が行われている。

4. 海成層準の認定と対比

菖蒲コアについては、海生貝化石や珪藻群集などから海成層の層準を認定した（山口ほか、2009；納谷ほか、2009）。また、川島、春日部、深作 A-1 コアについては、既に関東平野中央部地質研究会（1994）や埼玉県（1996）が、貝化石、珪藻、有孔虫、硫黄分析などから、海成層準について示している。今回、川島、深作 A-1、春日部、鷺宮コアに対して、主に珪藻群集から海成層準を見直した。また、所沢コアについては、層相と一部珪藻群集から、暫定的に海成層準を示した。これらの結果は、第 2 図に示されている。なお、各コアの対比には既存文献資料や花粉分析、古地磁気測定結果の一部（木村ほか、2010）なども含まれている。

下総層群地蔵堂層の温暖期層準は、花粉群集ではアカガシ垂属花粉が多産する特徴があり（本郷・水野、2009；本郷ほか、投稿中）、それらの特徴をもとに広く対比ができる。その結果、荒川より西側の台地・丘陵地を除いて、東側にはこの層準の海成層が広く連続することがわかる（平社、2008a, b；松島ほか、2009 など）。さらにその上位に海成層準が最大 4 層準あり、最上位は沖積層にあたるが、その間の海成層準の対比は、必ずしも明らかではない。一方、上総層群の層準では、海成層の数や層準には、地域による偏

りがみられる。特に行田コアや鷺宮コアでは、ほとんど海成層がなく、鷺宮コアの上越テフラの少し上位に認められる海成層が唯一確認できたものである。

川島コアや所沢コアでは、海成層準が断続的に認められ、おそらく寒暖の繰り返しの温暖期に対応していると考えられるが、個々の層準の正確な対比は今後の課題である。加治丘陵における仏子層での海成層準は、関東平野西縁丘陵団体研究グループ（2010）によってまとめられており、最下部から SSI テフラまでの間に 5 層準認められている。その最初の海成層は阿須公園 1 テフラの直上からと考えられ、テフラの対比に基づくと、川島コアでも類似した層準から海成層が出現していることになる。所沢コアでは、ほかのコアと対比できるテフラがないために、現段階では正確な対比ができない。

菖蒲コアおよび深作 A-1 コアからは、海生珪藻化石 *Lancineis rectilatus* が新たに記載された（Naya, 2010）。本種は、菖蒲・深作 A-1 両コアにおいて、ブリュン-松山地磁気逆転境界よりやや上位の海成層を上限とし、それより下位の海成層からのみ産出する（Naya, 2010）。菖蒲・深作 A-1 コア以外では、川島、鷺宮、春日部コアからも本種の産出が認められ（納谷・水野、2009）、さらに所沢コアにおいても産出が認められた（第 2 図）。それぞれのコアにおける本種の産出層準は限られており（第 2 図）、本種の産出帯（化石帯）によって、下部-中部更新統の海成層を識別できる可能性がある。今後、テフラと *L. rectilatus* の産出層準の層位関係をより明確にすることにより、海成層の新たな層序指標となることが期待される。

謝辞

ボーリングコアの記載や試料採取に当たっては、埼玉県環境科学国際センターの八戸昭一氏および東京都土木技術センターの川島眞一氏に便宜をはかっていただいた。飯田市美術博物館の小泉明裕氏には、青梅地域の千ヶ瀬 1 テフラ試料を提供していただいた。テフラの対比については首都大学東京の田村糸子氏から様々な助言をいただいた。またコアの記載や解析は、地質情報研究部門の木村克己、植木岳雪、松島紘子、山口正秋（当時）、本郷美佐緒（当時）の各氏との共同作業によるところが大きい。これらの方々には深く感謝申し上げる。

文献

- 会田信行・野村 哲・北爪智啓 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの古地磁気層序. 地団研専報, no.42, 48-55.
- 千葉県立中央博物館 (1991) 上総層群下部鍵層集 (1990年版). 218p.
- 地質調査所 (1971) 日本油田・ガス田図 10「茂原」. 檀原 徹 (1991) RIMSによる屈折率測定とその応用. 月刊地球, 13, 193-200.
- 福田 理・高野 貞 (1951) 東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質. 地質学雑誌, 57, 459-472.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計学的な解析. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- 平社定夫 (2008a) 関東平野中央部における中・上部更新統の堆積相および堆積シーケンス. 地球科学, 62, 29-41.
- 平社定夫 (2008b) 関東平野中央部における中・上部更新統の層序および構造運動. 地球科学, 62, 43-55.
- 本郷美佐緒・水野清秀 (2009) 埼玉県さいたま市で掘削された深作 A-1 ボーリングコアの花粉化石群集. 地質調査研究報告, 60, 559-579.
- 本郷美佐緒・納谷友規・山口正秋・水野清秀 (投稿中) 関東平野中央部菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) から産出した花粉化石群集. 地質調査研究報告.
- 堀口万吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要. 地団研専報, no.42, 1-16.
- 堀口万吉・角田史雄・清水康守・駒井 潔・坂東尋子・栗原陽子 (1977) 関東平野西部入間川沿いに発達する仏子粘土層の再検討. 埼玉大学紀要自然科学篇, 13, 93-98.
- 入谷 剛・北川陽一・大井信夫・古澤 明・宮脇理一郎 (2005) 長野県北部, 上部更新統高野層のテフラと花粉分析に基づく環境変遷. 第四紀研究, 44, 323-338.
- 関東平野中央部地質研究会 (1994) 関東平野中央部の地下地質—ボーリングコアによる解析—. 地団研専報, no.42, 180p.
- 関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010) 関東平野西縁, 加治丘陵に分布する下部更新統仏子層下部の層相と古環境. 地球科学, 64, 159-174.
- 木村克己・水野清秀・山口和雄・駒澤正夫・安原正也・小松原純子・竹村貴人・関口春子 (2010) 関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.54, 167-187.
- 小林雅弘・関東火山灰グループ (2003) 関東平野中央部の地下および房総半島で新たに発見された前期更新世の含董青石テフラ. 地球科学, 57, 155-160.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, 31, 115-129.
- 黒川勝己・遠藤敦子・山下由紀子 (1981) 魚沼層群および灰爪層中の火山灰層から董青石とカミングトン閃石の発見. 地球科学, 35, 253-258.
- Kurokawa, K. and Hirata, I. (1986) Grain-size characteristics of the Joetsu Ash (Unit I), a subaqueous ash flow turbidite of early Pleistocene, central Japan. *Mem. Fac. Educ. Niigata Univ. (Natural Sciences)*, 28, 15-24.
- 松島紘子・須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一 (2009) 関東平野内陸部, 吹上～行田地域における中・上部更新統の地下層序と堆積環境変化. 第四紀研究, 48, 59-74.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地質調査所月報, 10, 83-98.
- 水野清秀 (2007) 中部九州起源の前期更新世広域火山灰, 敷戸—イエロー 1 テフラ. 山崎晴雄 (研究代表者)「鮮新・更新世古地理の高精度復元」, 平成 16 年度～18 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B)) 研究成果報告書, 53-58.
- 水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島紘子・八戸昭一・中里裕臣・細矢卓志 (2006) 深谷—綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, 28, 31-37.
- 水野清秀・田村糸子 (2007) 関東に分布する上部鮮新統～下部更新統中の鍵火山灰層—特に中部山岳地域起源ガラス質テフラの識別—. 「関東地方の地質」第 1 回研究発表会講演資料集, 日本地質学会関東支部, 52-53.
- 水野清秀・山口正秋・八戸昭一・川島眞一 (2008)

- 関東平野のボーリングコア中に見出された上越テフラ (SK030) の深度分布と、それから推定される堆積盆地の地質構造. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 196.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, 106, 51-69.
- 中澤 努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示 (2009) 関東平野中央部における上総-下総層群境界: 越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定. 地質学雑誌, 115, 49-63.
- Naya, T. (2010) *Lancineis rectilatus* sp. nov., a new fossil species from Pleistocene sediments in Japan. *Diatom Research*, 25, 111-124.
- 納谷友規・八戸昭一・水野清秀 (2009) 関東平野のボーリングコアにおける化石珪藻 *Lancineis* sp. の分布. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 242.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-19) の珪藻化石産出層準と淡水成層準及び海成層準の識別. 地質調査研究報告, 60, 245-256.
- 埼玉県環境部地震対策課 (1996) 埼玉県活断層調査報告書, 200p.
- 里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, 101, 767-782.
- 清水康守・長谷川 寛・松本昭二 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの火山灰. 地団研専報, no.42, 17-28.
- 正田浩司・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2008) 仏子層中に挟在する笹井ガラス質テフラ層 (SSI) の記載と広域対比. 「関東地方の地質」第 2 回研究発表会講演資料集, 日本地質学会関東支部, 44-45.
- 正田浩司・菊地隆男・鈴木毅彦・竹越 智・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2005) 関東平野西縁に分布する飯能礫層下部層のテフラ層序と広域対比. 地球科学, 59, 339-356.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 昭・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版). 地質調査所, 34p.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan. *Quaternary International*, 178, 85-99.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 136p.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下の地盤. 東京都 (区部) 大深度地下地盤図, 東京都地質図集 6, 66p.
- 植木岳雪・酒井 彰 (2007) 青梅地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 189p.
- 植木岳雪・鈴木毅彦・水野清秀 (2006) 古地磁気, 広域テフラによる関東平野西縁, 加治 (阿須山) 丘陵の鮮新-下部更新統の層序と編年. 日本第四紀学会講演要旨集, no.36, 100-101.
- 植木岳雪・山口正秋・本郷美佐緒・納谷友規・水野清秀 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された GS-SB-1 コアの古地磁気・岩石磁気測定. 地質調査研究報告, 60, 199-243.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性. 地質調査研究報告, 60, 147-197.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.

沖積層ボーリングコア GS-KSO-1 (埼玉県川越市) の堆積相と堆積物物性

Sedimentary facies and physical/chemical properties of the latest Pleistocene to Holocene sediment core (GS-KSO-1) in the Arakawa Lowland, Kawagoe City, central Japan

小松原純子
Junko Komatsubara

Abstract: The sedimentary core GS-KSO-1 is obtained as a part of the research on depositional model of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills in the Arakawa Lowland, in Kawagoe City, central Japan. The stratigraphy and sedimentary environments are revealed based on sedimentary facies, CNS analysis, grain-size distribution, and radiocarbon dating.

Keywords: latest Pleistocene to Holocene, incised-valley fill, Saitama, Kawagoe, Arakawa Lowland, sedimentary facies, CNS analysis, radiocarbon dating

要旨

首都圏の沖積低地で沖積層の堆積モデルを作成するための調査の一環として、埼玉県川越市にてオールコアボーリング調査を行った。コア名は GS-KSO-1、掘削地点は川越市の川越運動公園内である。得られたコア試料について堆積相記載、炭素・窒素含有量分析、放射性年代測定を行ったのでその結果について報告する。

1. はじめに

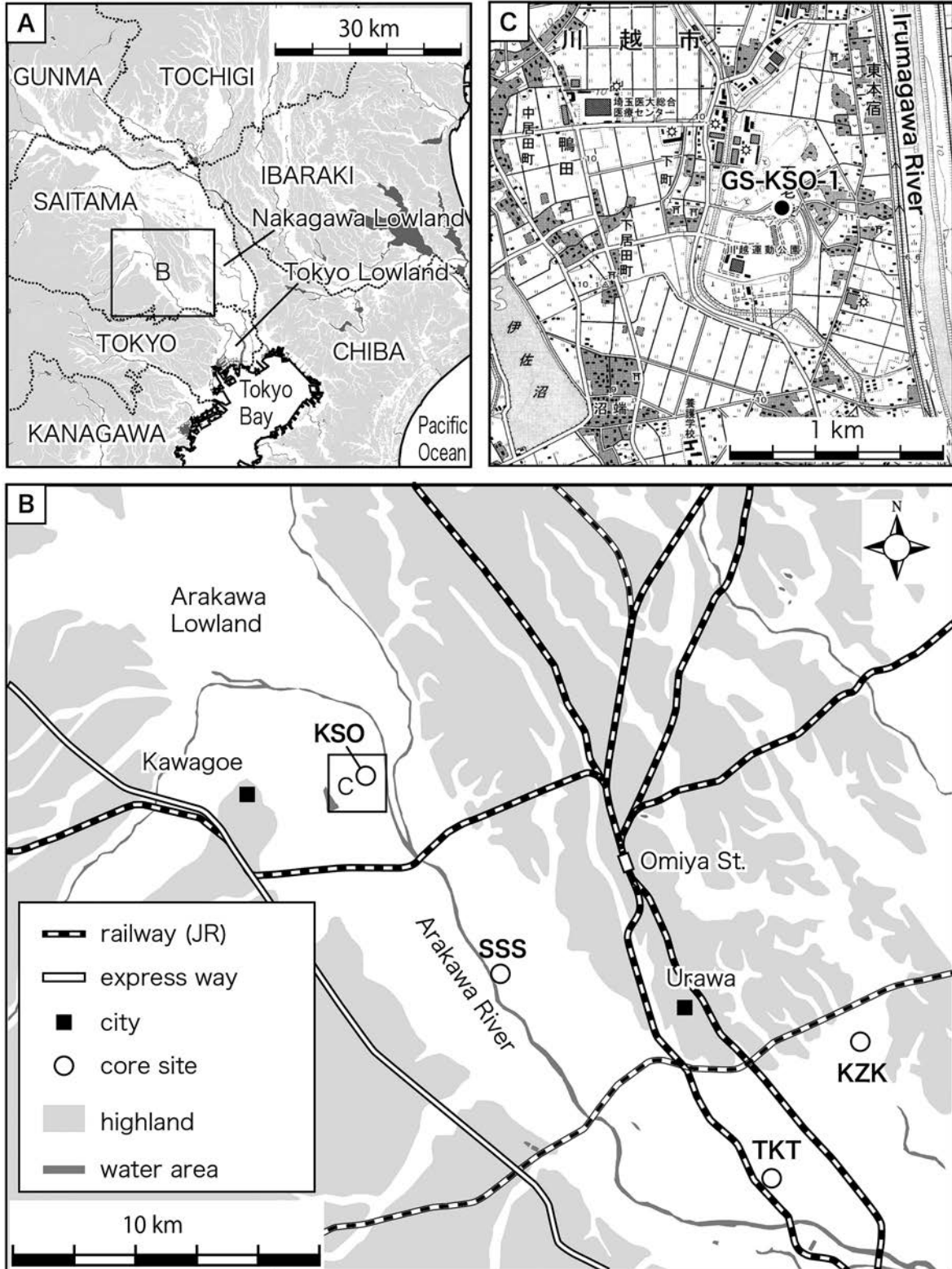
荒川低地は埼玉県熊谷市から東京都北区付近にかけての荒川ぞいに分布する沖積低地である。大宮台地を挟んで隣接する中川低地、および中川低地と荒川低地との合流点から下流にあたる東京低地については、田辺ほか(2010)などにより模式層序ボーリング調査と詳細な放射性炭素年代測定に基づいた沖積層のシーケンス層序学的モデルが提示されている。

最終氷期以降、荒川低地には利根川と荒川という二つの大規模河川が流れていたが、中川低地には当時このような河川の流入はなかった(菊地, 1981)。このように荒川低地と中川低地とは形成時の地理的・地質的条件が異なり、沖積層も荒川低地のほうがより粗粒であることが知られているが(松田, 1993)、荒

川低地では中川低地のようなシーケンス層序学的堆積モデルは確立されていない。荒川低地の沖積層堆積モデルを確立し、地理的・地質学的条件と堆積相との関係を検討するために、都市地質プロジェクトでは、平成 19 年度に埼玉県戸田市(GS-TKT-1, 小松原ほか 2009)、20 年度にはさいたま市(GS-SSS-1, 小松原ほか 2010a)、21 年度には川口市(GS-KZK-1, 小松原ほか 2010b)でオールコアボーリング調査を行っている。平成 22 年度はこれまでの調査地点からさらに上流の川越市で同様のオールコアボーリング調査を行い、得られたコアについて堆積物の堆積相、含水率、有機炭素・窒素・硫黄含有量、放射性炭素年代の測定を行ったのでその結果について報告する。

2. コア採取地点の概略

GS-KSO-1 の掘削地点は埼玉県川越市下老袋 388-1 川越運動公園敷地内である(第 1 図)。緯度および経度は北緯 35 度 55 分 49.92 秒、東経 139 度 31 分 45.96 秒(世界測地系)、標高は T.P.+9.77m である。掘削地点を含む荒川低地は北東側を大宮台地に、南西側を武蔵野台地に挟まれている。大宮台地および武蔵野台地は中～上部更新統の下総層群から構成され、新时期丘堆積物および新时期関東ローム層に覆われている(中澤・遠藤, 2002)。沖積層堆積時、海は埼玉県



第 1 図 A: 荒川低地の位置. B: これまで都市地質で調査したボーリングコア(一部)の位置. C: GS-KSO-1 の位置. 国土地理院発行数値地図 25000 (地図画像) と野を改変.

Fig.1 A: The Location of Arakawa Lowland. B: The Location of boring cores in previous studies. C: The Location of GS-KSO-1, revised from Digital Map 25,000 (Map Image), Yono, published by Geographic Survey Institute.

川島町付近まで進入したことが珪藻化石によって明らかにされている(安藤・方違, 1997)。これは GS-KSO-1 の掘削地点から荒川沿いに約 5km 上流にあたる。

3. 手法

3.1 コア試料の掘削

コア試料の掘削は中央開発株式会社に依頼して 2010 年 11 月に行った。掘削深度は 40.0m である。深度 0.0-3.1m は盛り土のためコアを採取していない。深度 3.1-40.0m は外径 86mm, 内径 65mm の打ち込みサンプラーを用いて採取した。スライムを除いたコア試料の回収率は 99.3% である。

3.2 コア試料の解析

コア試料は半裁し、半分の試料については写真撮影、記載、はぎ取り標本の採取を行った。残りの半分については軟 X 線写真撮影用のスラブ試料とプラスチックキューブ試料を採取した後、10cm もしくは 5cm の深度ごとに元素分析用の試料を採取した。

キューブ試料採取には有限会社ヤキルス製のプラスチックキューブ(容積 7cc)を用いた。キューブ試料は半裁したコアから礫の多い層準を除き 5cm おきに採取した。採取直後に重量を測定した後、乾燥機で 60℃ 48 時間乾燥させて再度重量を測定し、その差から含水率を求めた。その後 63 μ m のふるい上で水洗後、重量を測定し含泥率を求め、さらに残渣を 250 μ m と 2mm のふるいでふるって砂の粒度組成を求めた。

はぎ取り試料の作成には東邦化学工業株式会社製グライウト剤 OH-1AX を水で 10-20% に希釈したものを使用した。軟 X 線写真撮影用のスラブ試料採取には厚さ 1cm, 幅 6cm, 長さ 25cm の株式会社理学製の透明プラスチックケースを用いた。撮影時の X 線の条件は電圧 40kV, 電流 3mA, 照射時間は 8-20 秒, センサーはアールエフ株式会社製デジタル X 線センサー NAOMI を用いた。

全体でスラブ試料は 124 個, キューブ試料は 601 個(うち含泥率・粒度組成を求めるのに用いた数は 156 個)であった。

有機炭素・硫黄・および窒素含有量測定には泥質堆積物 26 試料を用いた。これらは約 100g を 80℃ の高温乾燥機でじゅうぶん乾燥させた後、メノウ乳鉢でシルトサイズ以下の粉末にした。有機炭素およ

び窒素含有量は、粉末試料を約 300mg 秤量し、株式会社柳本製作所製 CHN コーダ MT-5 型を使用して測定した。測定限界は炭素が 0.0043wt%, 窒素が 0.0016wt%, 燃焼温度は 1000℃ である。硫黄含有量は同様に作成した粉末試料を Sn コンテナに 10-20mg 秤量し、Thermo Electron Corporation 製元素分析装置 Flash-EA1112 を使用して測定した。測定限界は 0.005wt%, 燃焼温度は 1800℃ である。

年代測定は堆積物中の植物片を拾い出してイオン交換水で洗浄し、(株)地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社に AMS での測定を依頼した。本稿で用いる年代値はすべて Intcal 04 (Reimer et al., 2004) および Talma and Vogel (1993) の計算式を用いて暦年較正した値である。

4. 結果

4.1 堆積相

採取したコアは最上部の盛り土部分(地表から 3.1m)を除き、堆積相に基づいて大きく 10 のユニットに分けられる(第 2 図)。これを下位から順にユニット 1~10 と呼ぶ。このうち、最下位のユニット 1~2 は更新統下総層群に属する。沖積層に相当するのはユニット 3~10 である。第 3 図に各ユニットのコア写真・はぎ取り写真・軟 X 線写真、第 1 表に放射性炭素年代値を示した。

4.1.1 ユニット 1 (礫質河川堆積物:更新統下総層群) 深度 40.0-38.8m

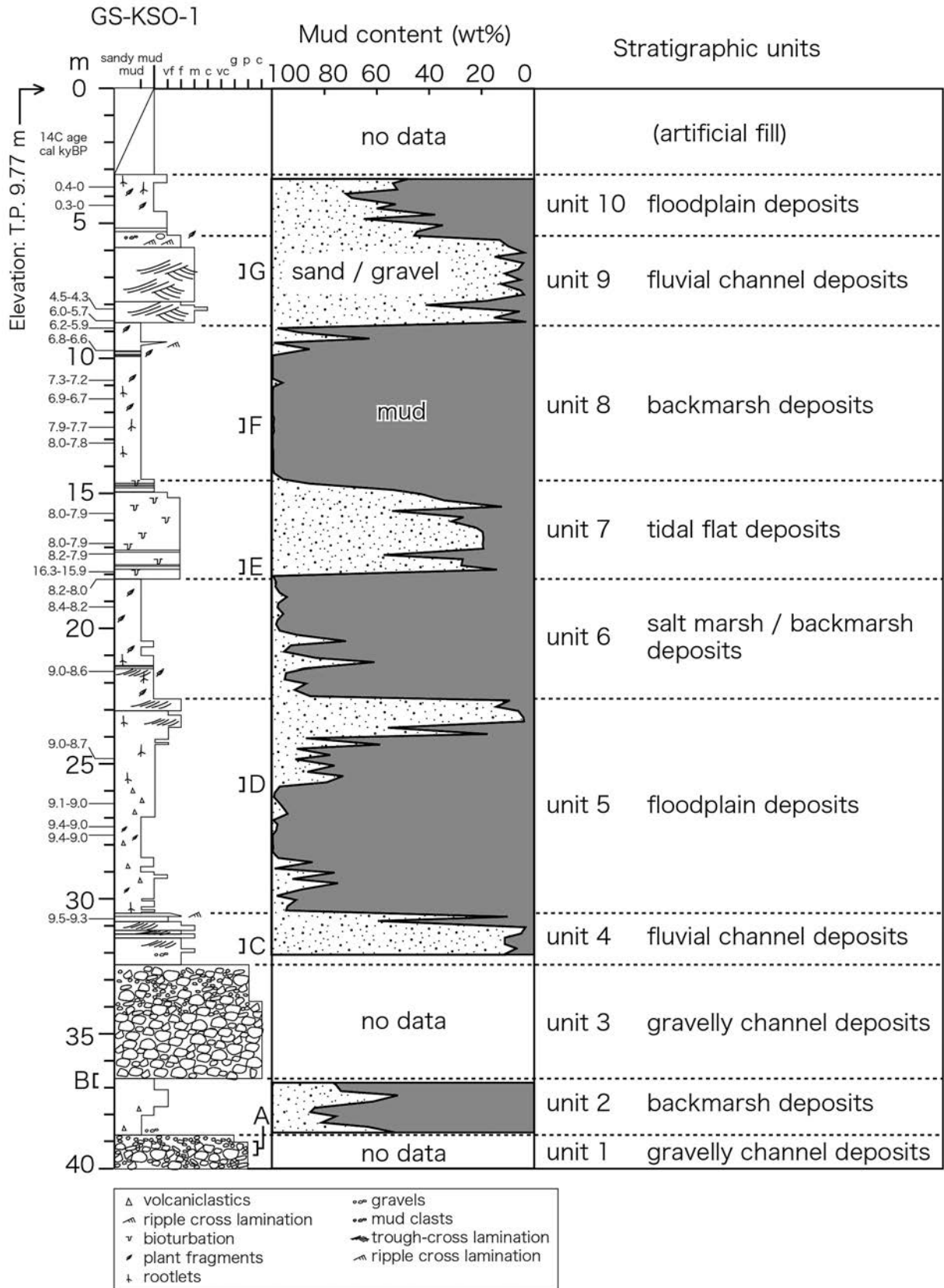
記載: 本ユニットは礫層からなる。最大礫径は深度 40.0-39.0m で 3.5-4.0cm 程度、深度 39.0-38.8m では 0.6-1.2cm 程度であり、礫支持である。基質は中粒砂~粗粒砂からなる。堆積構造ははっきりとしない。

解釈: 礫支持であること、礫径がある程度そろっており、上部で上方細粒化することから、礫質河川堆積物と考えられる。分布深度と堆積相から、本ユニットは中澤・遠藤(2002)の下総層群 C 層基底の礫層に対比できる。

4.1.2 ユニット 2 (後背湿地堆積物?:更新統下総層群) 深度 38.8-36.8m

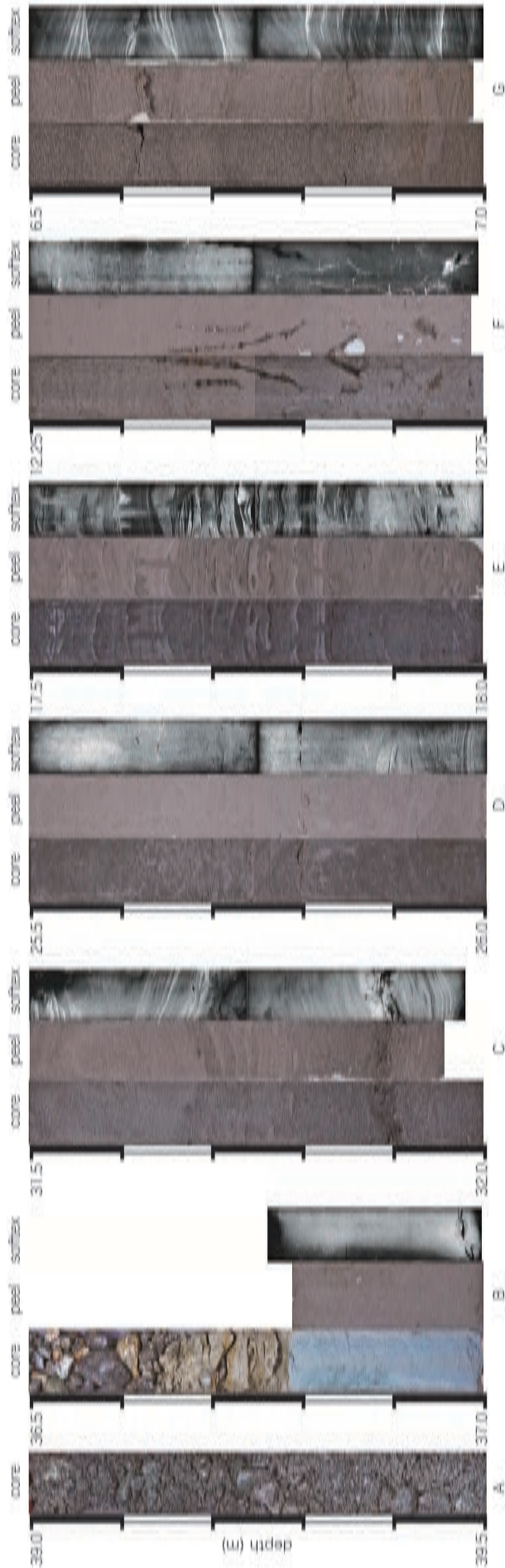
記載: 本ユニットは塊状で青灰色の砂質泥層~泥質極細粒砂層からなる。深度 38.8-38.5m は最大径が 6mm 程度の小礫を含む。深度 38.5-37.7m はパミス粒子が散在する。

解釈: 化石や堆積構造の手がかりがないので堆積環境は不明である。下位に礫質河川堆積物を伴うので、陸



第 2 図 GS-KSO-1 の柱状図と層序ユニット。A~G の文字は第 3 図の写真の層準を示す。

Fig.2 The Columnar section of GS-KSO-1 and stratigraphic units. A~G show the horizons of photographs in Fig. 3.



第3図 GS-KSO-1の写真, 半割したコアの表面 (core), はぎ取り試料 (peel), 軟X線写真 (softex). A: 深度 39.0-39.5m, 礫支持の礫層 (ユニット1, 礫質河川堆積物). B: 深度 36.5-37.0m, 塊状泥層 (ユニット2, 後背湿地堆積物) と礫支持の礫層 (ユニット3, 礫質河川堆積物) の境界部. C: 深度 31.5-32.0m, 深度トラフ状斜交層理の見られる濁汰のよい中粒砂層 (ユニット4, 河川流路堆積物). D: 深度 25.5-26.0m, 塊状もしくはラミナのある, 植物根化石のある, 植物根化石を含む砂質泥層 (ユニット5, 氾濫原堆積物). E: 深度 17.5-18.0m, 薄い泥層を受けた細粒砂層 (ユニット7, 潮汐低地堆積物). F: 深度 12.25-12.75m, 塊状で植物根化石のある泥層 (ユニット8, 後背湿地堆積物). G: 深度 6.5-7.0m, トラフ型斜交層理の見られる, 濁汰のよい中粒砂, 脱水構造を伴う (ユニット9, 河川流路堆積物).

Fig.3 Photographs of GS-KSO-1. Split core surface (core) and soft x-ray photographs (softex). A: depth 39.0 - 39.5 m, clast-supported conglomerates (unit 1, gravely channel-fill deposits). B: depth 36.5 - 37.0 m, massive mud (unit 2, backmarsh deposits), overlain by clast-supported conglomerates (unit 3, gravely channel-fill deposits). C: depth 31.5 - 32.0 m, trough-cross bedded, well-sorted medium-grained sand (unit 4, fluvial channel deposits). D: depth 25.5 - 26.0 m, massive or poorly-laminated sandy mud with rootlets (unit 5, floodplain deposits). E: depth 17.5 - 18.0 m, fine-grained sand intercalated by thin mud layers, disturbed by bioturbation (unit 7, tidal flat deposits). F: depth 12.25 - 12.75 m, massive mud with rootlets (unit 8, marsh deposits). G: 6.5 - 7.0 m, trough-cross bedded, well-sorted medium-grained sand with dewatering structures (unit 9, fluvial channel deposits).

第 1 表 GS-KSO-1 の放射性炭素年代.

Table 1 Radiocarbon date in GS-KSO-1.

| Depth (m) | Elevation (m) | Sample No. | Laboratory No. | Conventional Age (y BP, 1std. dev.) | | Calibrated Age (cal BP, 2std. dev.) | | Dated Material |
|--------------|------------------|---------------|-------------------|--|------|--|----------------------------|-------------------|
| 3.72 | 6.05 | KSO-0372 | Beta-290517 | 230 | ± 40 | 420 - 320 210 - 140 20 - 0 | 400 - 270 140 - 0 | plant |
| 4.23 | 5.54 | KSO-0423 | Beta-290518 | 150 | ± 40 | 290 | 0 | plant |
| 8.11 | 1.66 | KSO-0811 | Beta-291589 | 3940 | ± 30 | 4500 | 4290 | plant |
| 8.72 | 1.05 | KSO-0872 | Beta-290520 | 5140 | ± 40 | 5980 - 5940 5820 - 5730 | 5970 - 5880 | plant |
| 8.95 | 0.82 | KSO-0895 | Beta-292226 | 5220 | ± 40 | 6170 - 6110 6060 - 6020 | 6150 - 6070 6050 - 5920 | plant |
| 9.84 | -0.07 | KSO-0984 | Beta-290521 | 5890 | ± 40 | 6790 | 6640 | charred material |
| 10.87 | -1.10 | KSO-1087 | Beta-290522 | 6290 | ± 40 | 7280 | 7160 | plant |
| 11.64 | -1.87 | KSO-1164 | Beta-290523 | 5930 | ± 40 | 6860 | 6660 | plant |
| 12.67 | -2.90 | KSO-1267 | Beta-290524 | 6930 | ± 40 | 7850 | 7680 | plant |
| 13.15 | -3.38 | KSO-1315 | Beta-290525 | 7060 | ± 40 | 7960 | 7830 | plant |
| 15.80 | -6.03 | KSO-1580 | Beta-290526 | 7090 | ± 40 | 7980 | 7850 | charred material |
| 16.96 | -7.19 | KSO-1696 | Beta-292227 | 7140 | ± 50 | 8020 - 7900 | 7920 - 7860 | plant |
| 17.27 | -7.50 | KSO-1727 | Beta-290527 | 7200 | ± 50 | 8160 - 8070 | 8080 - 7940 | plant |
| 17.93 | -8.16 | KSO-1793 | Beta-292228 | 13550 | ± 70 | 16250 | 15890 | plant |
| 18.19 | -8.42 | KSO-1819 | Beta-292229 | 7350 | ± 40 | 8190 | 8020 | plant |
| 19.21 | -9.44 | KSO-1921 | Beta-290528 | 7460 | ± 50 | 8380 | 8180 | plant |
| 21.64 | -11.87 | KSO-2164 | Beta-290529 | 7940 | ± 50 | 9000 | 8600 | plant |
| 24.92 | -15.15 | KSO-2492 | Beta-290530 | 8000 | ± 50 | 9020 | 8650 | plant |
| 26.50 | -16.73 | KSO-2650 | Beta-290531 | 8110 | ± 50 | 9130 | 8990 | plant |
| 27.35 | -17.58 | KSO-2735 | Beta-292230 | 7990 | ± 50 | 9400 - 9320 | 9360 - 9020 | charred material |
| 27.72 | -17.95 | KSO-2772 | Beta-292678 | 8260 | ± 50 | 9420 - 9050 | 9080 - 9040 | plant |
| 30.88 | -21.11 | KSO-3088 | Beta-290533 | 8420 | ± 50 | 9530 - 9360 | 9400 - 9320 | plant |

上の後背湿地堆積物かもしれない。分布深度と堆積相から、本ユニットは中澤・遠藤（2002）の下総層群 C 層の礫層よりも上の層準に対比できる。

4.1.3 ユニット 3（礫質河川堆積物）深度 36.8-32.3m

記載：本ユニットは最大径 6cm を越える礫からなる。礫は礫支持の円礫～亜角礫で、明瞭な粒径の変化は見られず、堆積構造もはっきりしない。基底部（深度 36.8-36.7）は下位のユニット 2 の青灰色砂質泥の破片からなり、中礫を含む。

解釈：下位を浸食していること、礫支持の礫層であること、上位に砂質河川流路堆積物や氾濫原堆積物を伴

うことから、本ユニットは礫質河川堆積物と考えられる。上位のユニット 4 から 9500 年前より若い年代値が得られていること、隣接する標準層序ボーリングコア GS-SSS-1 との対比から、本ユニットは沖積層の基底礫層に相当する。

4.1.4 ユニット 4（砂質河川流路堆積物）深度 32.3-30.8m

記載：本ユニットは斜交層理の発達した泥質極細粒砂～中粒砂からなる。31.2-32.2m は細粒砂と中粒砂の互層からなり、最大径 2.5cm の礫を含み、一部に未固結変形が見られる（31.3-32.6m）。最上部の 10cm にはリップルが見られ、植物片を含む。

本ユニットからは 9500-9300cal yBP の年代値が得られている。

解釈: 礫を含み、斜交層理が発達した砂層からなること、上位に氾濫原堆積物を伴うことから、本ユニットは河川流路堆積物と考えられる。

4.1.5 ユニット 5 (氾濫原堆積物) 深度 30.8-22.6m

記載: 本ユニットは主に塊状の泥～細粒砂からなり、植物片が散在する。30.6-30.1m, 26.5-23.7m には植物根化石が見られる。29.4-25.2m にはパミスが散在する。最上部の 23.6-22.6m は斜交層理の発達した細粒砂からなり、未固結変形が見られる (23.5-23.3m)。

本ユニットからは 9400-8700cal yBP の年代値が得られている。

解釈: 塊状で植物片・植物根化石が見られること、斜交層理の発達した細粒砂を伴うことから、本ユニットは氾濫原堆積物と考えられる。斜交層理の発達した細粒砂層は洪水成堆積物と考えられる。

4.1.6 ユニット 6 (後背湿地～塩性湿地堆積物) 深度 22.6-18.1m

記載: 本ユニットは植物片が散在する塊状の泥～砂質泥からなる。21.8-20.6m には植物根化石が見られる。

本ユニットからは 9000-8000cal yBP の年代値が得られている。

解釈: 塊状の泥層で植物片・植物根化石を含み、砂層を挟まないことから、後背湿地堆積物と考えられる。硫黄・炭素含有量からは最上部に海水の影響があったことがわかる。このため最上部は塩性湿地堆積物と考えられる。

4.1.7 ユニット 7 (潮汐低地堆積物) 深度 18.1-14.5m

記載: 本ユニットは主に淘汰の悪い細粒砂からなる。1-3mm 程度の厚さの泥層が全体に挟在するが、生痕で攪乱されており、層準によっては塊状になっている。上部の 14.9-14.5m は砂質泥からなり、極細粒砂層を挟む。

本ユニットからは 8200-7900cal yBP の年代値が得られている。深度 17.93m の試料からは 16000cal yBP の年代値が得られているが、これは上下の層準の値から大きく外れるため、再堆積した試料と考えられる。

解釈: 全体に生痕が発達し、砂層が主体で泥層の薄いはさみが多いこと、上下のユニットが後背湿地堆積物であることから、本ユニットは潮汐低地堆積物と考えられる。

4.1.8 ユニット 8 (後背湿地堆積物) 深度 14.5-8.7m

記載: 本ユニットは植物片と植物根化石に富む塊状の泥層からなる。9.9-9.7m には植物片が濃集しラミナを形成している。9.4m 付近にはリップルを伴う極細粒砂層が見られる。

本ユニットからは 8000-5700cal yBP の年代値が得られている。

解釈: 植物片と植物根化石に富み塊状であることから、本ユニットは後背湿地堆積物と考えられる。

4.1.9 ユニット 9 (河川流路堆積物) 深度 8.7-5.6m

記載: 本ユニットは淘汰が良く斜交層理の発達した中粒砂からなる。一部未固結変形の見られる層準 (8.6-8.4m, 7.2m 付近) がある。上部の 5.9-5.6m にはリップルが見られる。下位のユニット 8 とは明瞭な基底面をもって接する。本ユニットからは 4500-4300cal yBP の年代値が得られている。

解釈: 基底が明瞭な境界を持つこと、最上部が上方細粒化し、堆積構造も小さくなること、斜交層理が発達し淘汰の良い砂層からなることから、本ユニットは河川流路堆積物と考えられる。

4.1.10 ユニット 10 (氾濫原堆積物) 深度 5.6-3.1m

記載: 本ユニットは下位より泥質細粒砂、砂質泥、泥、細粒砂からなる。全体に塊状で、植物片に富む。基底に直径 6cm を超える礫と泥の同時礫を伴う。上部の 3.7-3.1m には植物根化石が発達する。

本ユニットからは 400-0cal yBP の年代値が得られている。

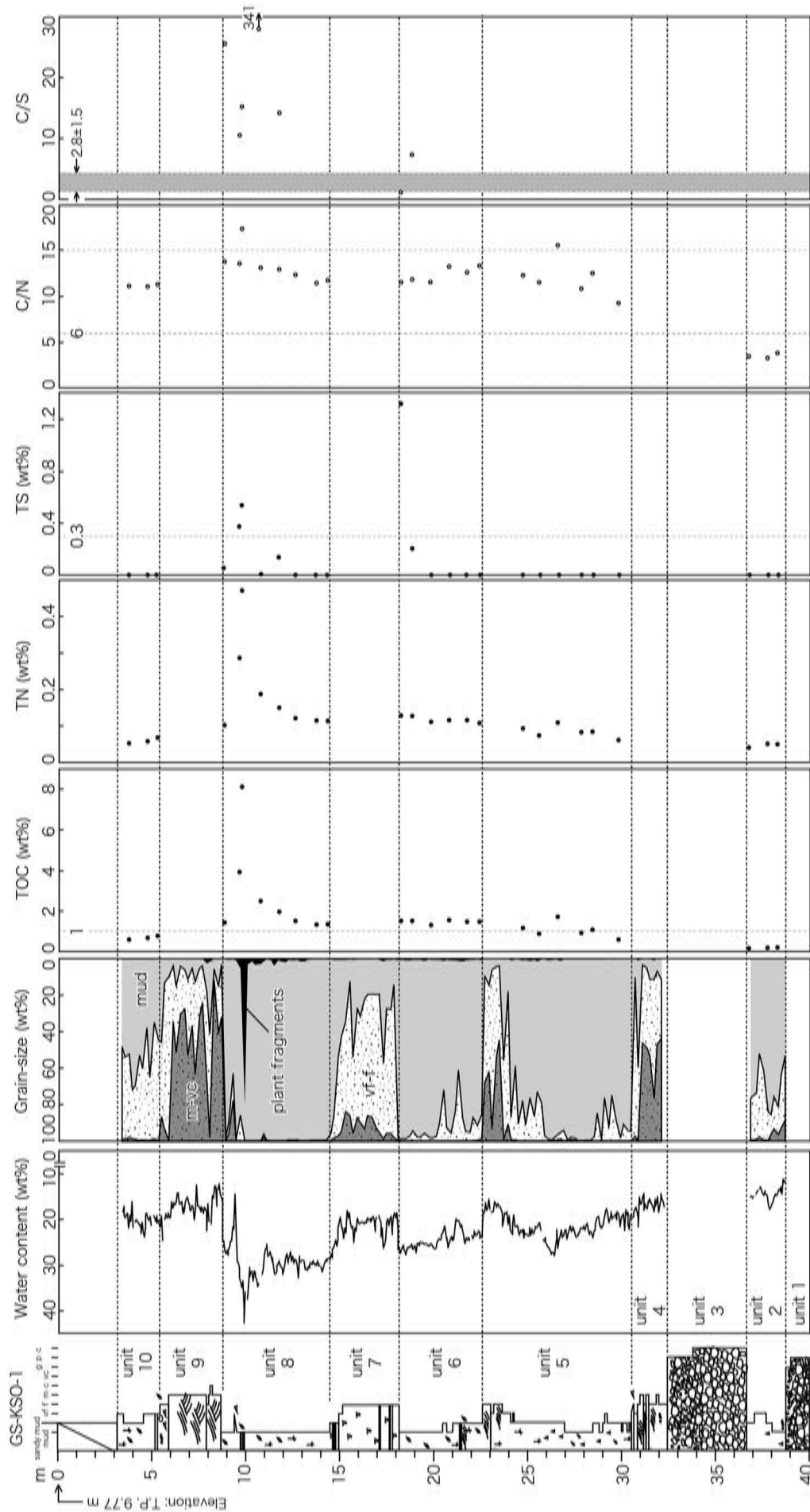
解釈: 植物片と植物根化石に富み塊状であること、下位に河川流路堆積物を伴うことから、本ユニットは氾濫原堆積物と考えられる。

4.2 堆積物物性

GS-KSO-1 の含泥率、含水率について、各ユニットごとの特徴と全体の傾向について述べる。グラフは第 4 図に示した。

4.2.1 含水率

含水率はおおむね堆積物の粒子径と相関があるため、含泥率と同じ変化傾向を示す。すなわち、含水率の高い層準は含泥率の高い層準と一致する。GS-KSO-1 の含水率はおおむね泥層で 20.0-35.0wt%、砂層で 15.0-20.0wt%、植物片に富むユニット 8 上部では 40.0wt% 以上の値を示す。



第 4 図 GS-KSO-1 の物性値。含水率，粒径分布，総有機炭素，窒素，硫黄含有量，C/N 比，C/S 比。ユニット区分については第 2 図を参照のこと。

Fig. 4 Physical properties of GS-KSO-1. Water content, grain-size distribution, total organic carbon, total nitrogen, total sulfur, C/N ratio and C/S ratio. See Fig. 2 for units.

4.2.2 含泥率および粒度組成

GS-KSO-1 の含泥率は測定していないユニット 1・3 を除き、泥層では概ね 70.0-100.0wt%，砂層では 5.0-50.0wt% の値を示し、含水率と同じ変化傾向を示す。

粒度組成では全体では泥の割合がもっとも多く、砂粒子は極細粒～細粒砂がほとんどだが、もっとも砂質なユニット 9 では中粒砂～極粗粒砂が 50wt% 以上を占める。ユニット 8 の 9.9-9.7m には植物片が濃集している。

4.2.3 CNS 元素分析

海成の有機物は主に海棲プランクトン起源であり、陸源の有機物は淡水棲プランクトンと陸上高等植物からなる。海棲プランクトンの有機炭素含有量と窒素含有量の重量比（以下 C/N 比）は 6 前後である。その一方で陸上高等植物は窒素を含まない有機物を主体とするため、海成堆積物に比べ淡水成堆積物の C/N 比は高い値となり、一般に 15 以上の値を示すことが知られている (Bordovskiy, 1965; 中井ほか, 1982)。

また、海水中には淡水に比べて大量の硫酸イオン (SO_4^{2-}) が溶存しており、堆積物中の有機物の量に応じて黄鉄鉱 (FeS_2) の形で固定される。熱変成や強い風化作用を受けていない場合、淡水成堆積物と通常の（酸化的な）海成堆積物を、有機炭素含有量と硫黄含有量の重量比（以下 C/S 比）によって識別することができる (Berner, 1984, 1985; Berner and Raiswell, 1984; 狛, 1992)。Berner and Raiswell (1984) によれば有機炭素含有量が 1wt% 以上の場合、海成堆積物の C/S 比は 2.8 ± 1.5 で、淡水成堆積物の C/S 比は 5 以上である。

ユニット 2 および 4～10 の泥質堆積物について有機炭素含有量、窒素含有量、硫黄含有量を測定した。有機炭素含有量は 0.141-8.166wt%，窒素含有量は 0.041-0.466wt%，硫黄含有量は 0.000-1.313wt% の範囲で変動する。

C/N 比は 3.2-17.4 を示し、ユニット 5～10 では概ね 10-15 の間に治まる。ユニット 8 では下位から上位へ向かって徐々に高くなり、深度 9.7m で 17.4 と最も高い値を取る。ユニット 2 では C/N 比は 3.5 前後の非常に低い値を示すが、理由は不明である。

C/S 比はユニット 6 の最上部（深度 18.2m）で 1.1 の値を示すほかは、すべて 5 以上で淡水成の値を示す。ユニット 8 上部（深度 10.7m）では 341 と非常に高い値を示す。

5. GS-KSO-1 掘削地点における環境変遷

最上部の盛り土部分を除いた GS-KSO-1 の堆積物は以下のような堆積環境の変遷によって形成されたと考えられる。

河川堆積物からなる更新統下総層群(ユニット 1・2)の上位に不整合面が形成され、不整合面上には最終氷期以降の河川堆積物(ユニット 3・4・5)が堆積し、その後後背湿地～塩性湿地(ユニット 6)、潮汐低地(ユニット 7)、後背湿地(ユニット 8)、河川(ユニット 9・10)と変遷する環境下で沖積層が形成された。海水の浸入は 8200 年前頃、淡水化は 8000 年前頃である。4000 年前には現在の地表(盛り土含む)から地下数 m のところまで埋積が進み、谷の埋め立てはほぼ終了していたと考えられる。

6. まとめ

荒川低地の埼玉県川越市下老袋の川越運動公園において掘削されたボーリングコア GS-KSO-1 は更新統下総層群とそれに不整合に重なる沖積層からなる。沖積層の堆積環境は下位から礫質河川、砂質河川流路、氾濫原、後背湿地、砂質干潟、後背湿地、河川流路、氾濫原と変化した。

今後は前年度までに得られている標準層序ボーリングと既存ボーリングデータを用いて三次元地質モデルを作成し、最終氷期以降現在に至るまでの低地の形成史を明らかにする予定である。

謝辞

GS-KSO-1 の掘削にあたっては川越市役所公園管理事務所の方々に便宜を図っていただいた。東京大学大学院理学系研究科の戸丸仁氏には硫黄含有量の測定に関して、産業技術総合研究所地質情報研究部門の國本節子氏には粒度分析、含水率測定、元素分析に関してお世話になった。以上の方々に御礼申し上げます。

文献

- 安藤一男・方違重治, 1997, 珪藻遺骸群集による縄文海進期の想定海岸線と貝塚分布との関係—埼玉県荒川低地上流域を例にして—. 季刊地理学, 49, 231-246.
- Berner, A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 605-615.

- Berner, R.A., 1985, Sulphate reduction, organic matter decomposition and pyrite formation. Philosophical Transactions Royal Society of London, A315 25-38.
- Berner, R.A. and Raiswell, R., 1984, C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, 12 365-368.
- Bordovskiy, O.K., 1965, Accumulation of organic matter in bottom sediments. *Marine Geology*, 3 33-82.
- 菊地隆男, 1981, 先史時代の利根川水系とその変遷. *アーバンクボタ*, 19, 2-5.
- 小松原純子・木村克己・福岡詩織・石原与四郎, 2010, 沖積層ボーリングコア GS-SSS-1 (埼玉県さいたま市) の堆積相と堆積物物性. *堆積学研究*, 3-15.
- 小松原純子・中島 礼・木村克己, 2009, 沖積層ボーリングコア GS-TKT-1 (埼玉県戸田市) の堆積相と堆積物物性. *堆積学研究*, 68, 1, 13-25.
- 小松原純子・中島 礼・木村克己, 2010, 埼玉県川口市在家町地区から採取した芝川低地の沖積層ボーリングコア (GS-KZK-1) の堆積相および堆積物物性. *堆積学研究*, 69, 2, 73-84.
- 松田磐余, 1993, 第 3 章 東京湾と周辺の沖積層. 貝塚爽平, 東京湾の地形・地質と水, 67-109.
- 中井信之・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫, 1982, 堆積物コアの炭素同位対比, C/N 比および FeS₂ 含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動. *第四紀研究*, 21, 3, 169-177.
- 中澤 努・遠藤秀典, 2002, 大宮地域の地質. *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*. 41.
- Talma, A.S. and Vogel, J.C., 1993, simplified approach to calibrating ¹⁴C dates. *Radiocarbon*, 35 317-322.
- 田辺 晋・中西利典・中島 礼・石原与四郎・内田昌男・柴田康行, 2010, 埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式. *地質学雑誌*, 116, 5, 252-269.

埼玉県川島町における反射法地震探査

Seismic Reflection Survey at Kawajima, Saitama.

伊藤 忍^{1*}・山口和雄¹・横倉隆伸¹・伊東俊一郎²
Shinobu Ito^{1*}, Kazuo Yamaguchi¹, Takanobu Yokokura¹ and Shun'ichiro Ito²

Abstract: We conducted a seismic reflection survey at Kawajima, Saitama in December 2010. The length of the survey line is about 7600m from the Iruma River to the Ichino River by way of a well for subsidence monitoring, and the direction of the survey line is South to North. AIST conducted another survey along the Iruma River in 2006. The purpose of this study is the comparison of the geologic structure between the previous survey line and the well. In the results of the constant velocity stack with velocities less than 2000m/s, a flat event can be seen at 200ms in the south of the survey line, and it might be the boundary between the Shimosa Group and the Kazusa Group. A south-dipping event also can be seen at 200ms to 400ms around the north end, and at 400ms to 700ms around the south end of the survey line. The former event might be the boundary between the Kazusa Group and the Miura Group. In the results of the constant velocity stack with velocities more than 2100m/s, south-dipping events also can be seen at 700ms around the north end of the survey line, and at 1300ms around the center of the line. Moreover, clear events can be seen at around 1500ms in the north of the survey line, and can be traced to the south of the line.

Keywords: seismic reflection survey, Arakawa fault, Arakawa lowland

1. はじめに

北西-南東方向のトレンドを持つ荒川低地には荒川断層の存在が古くから想定されてきたが、堆積層に覆われていることから地形判読や地表の踏査のみでその存否を議論することは難しい。近年、荒川低地を含む測線での反射法地震探査も実施されてきたが、断層構造は明瞭には捉えられなかった。現時点で、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)の長期評価では、大宮大地を隆起させる「荒川断層」は存在しないとされている。山口ほか(2006)は荒川低地北部の小畔川と入間川に沿った、北東-南西方向の長さ約9kmの測線(Kawagoe1 測線)で反射法地震探査を実施しているが、その断面にはいくつかの変形構造が存在しており、「荒川断層」の存在を強く示唆している。しかしその結果を解釈するにあたりコントロールデータとなり得るボーリングデータの量と質が不足しているため、詳細かつ信頼できる解釈が困難である。山口ほか(2006)が、解釈にあたり参考にしているボーリング

データは、測線から北方に約4km離れた川島町内の川島84KJ坑井の層序(堀口, 1994)である。構造が北西-南東方向のトレンドを持つと考えられることから、北方に離れた坑井の層序を解釈の参考にすることには合理性があるものの、十分な信頼を持って参考にするには4kmという距離はやや大き過ぎる。

本調査は、山口ほか(2006)によって得られたKawagoe1 測線の反射断面を解釈するにあたり、川島84KJ坑井の層序との比較をより信頼できるものにするを目的とする。Kawagoe1 測線と川島84KJ坑井の地下構造を結びつけることのできる反射断面を得るために、2010年12月にこれらをつなぐ測線で反射法地震探査を実施した。

2. 調査地域の概要

山口ほか(2006)の解析結果によると、下総層群(中・後期更新世)、上総層群(末期鮮新世~前期更新世)、三浦層群(鮮新世)が北東側に低下している。上総層群は北東側に向かって層厚が増加しているのに

* Correspondence

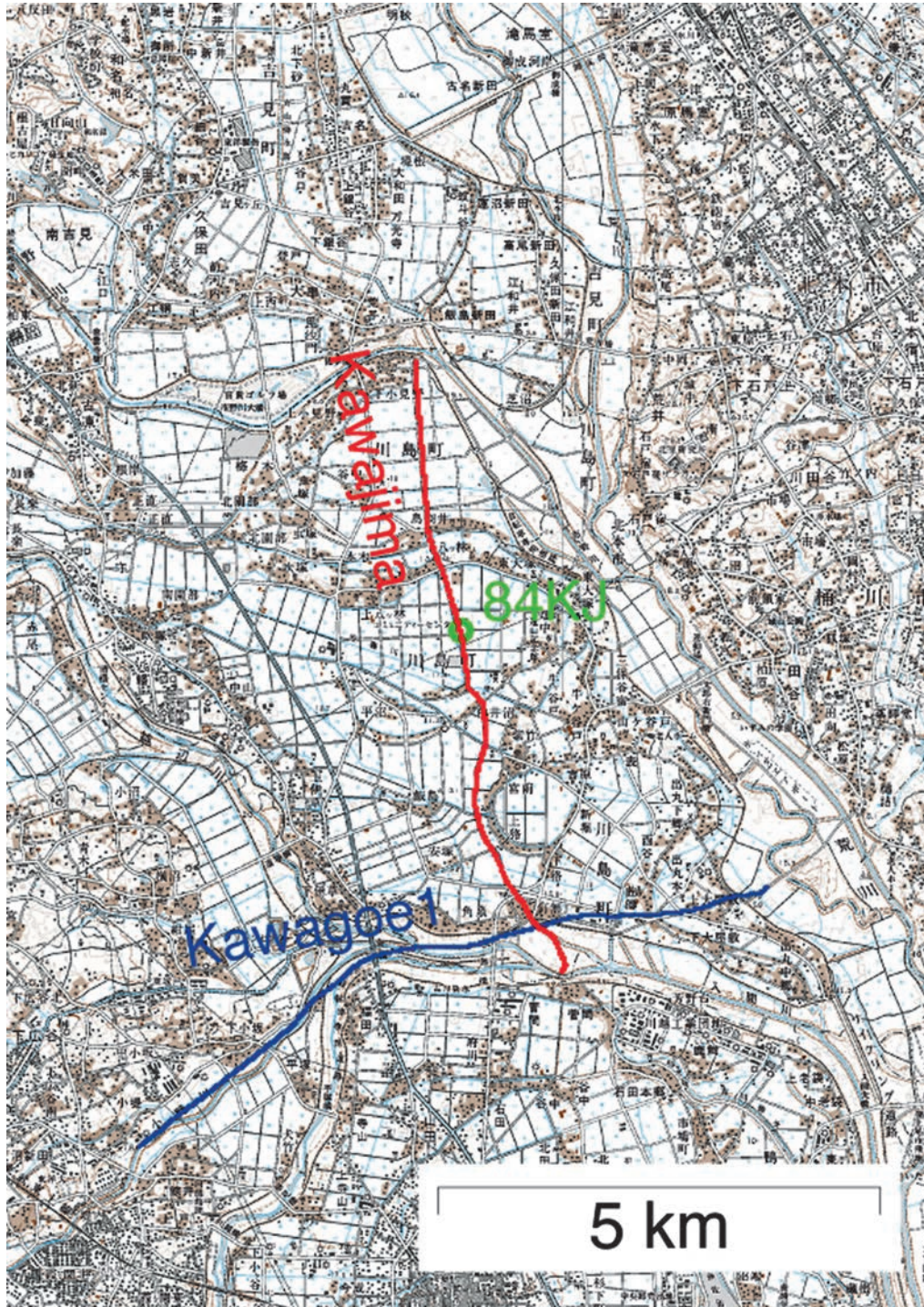
¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

²サンコーコンサルタント株式会社 (Sunco Consultants Co., Ltd)

対し、三浦層群以下はほぼ一定である。この地層対比は、調査路線から北に約 4km 離れた川島町内の川島 84KJ 坑井の層序(堀口, 1994)を反射断面に投影させることによって得られたものである。反射断面を解釈する際に坑井の層序をコントロールデータにする場合は、調査路線上に坑井があることが望ましい。しか

しながら、実際の調査路線と坑井の位置の選択にはそれぞれ制約があり、理想的なデータセットを得られるとは限らない。

本研究では、入間川の釘無橋下流の河川敷から川島 84KJ 坑井を経て、市野川に至る南北約 7600m で反射法地震探査を実施した (Fig. 1)。



第 1 図 本研究の測線位置 (赤)。基図として国土地理院発行の 1 : 25,000 地形図を使用。山口ほか (2006) による Kawagoe1 測線を青で示す。川島 84KJ 坑井を緑で示す。

Fig.1 Location of the seismic survey line of this study (red). The Kawagoe1 survey line and Kawajima 84KJ borehole are shown in blue and green, respectively.

3. 調査諸元

受振器は Sercel 社製の固有周波数 10Hz のジオフォン SG-10 を 6 連のグループで使用し、測点間隔は 10m とした。波形記録の収録にはサンコーコンサルタント株式会社製の分散型記録装置 DSS-12 を使用した。サンプリング間隔は 1ms とした。震源は IVI 社製のミニバイブレータ T-15000 を 1 台使用した。発震は 10m ごととし、各点における発震回数は 6 回を基本とした。スイープ周波数は 15-120Hz、スイープ長は 16 秒、リスニング長は 3 秒とした。各発震点における標準受振点数は 156 点とした。

4. 処理内容

スイープ波形記録との相互相関をとり、ダイバーシティスタックを行った。本稿では示さないが、相互相関およびダイバーシティスタック後のショット記録では、測線の全域において、すべての受振点で初動が明瞭である。また、測線のほぼ全域において、往復走時 0.6 秒から 0.8 秒付近に明瞭な反射波が見られる。さらに、測線の北部では往復走時 1.6 秒付近に強い反射波が見られる。その後、ジオメトリの編集を行い、不良チャンネルのエディット、最小位相への補正を行った。AGC、15Hz から 120Hz のバンドパスフィルター処理を行った。

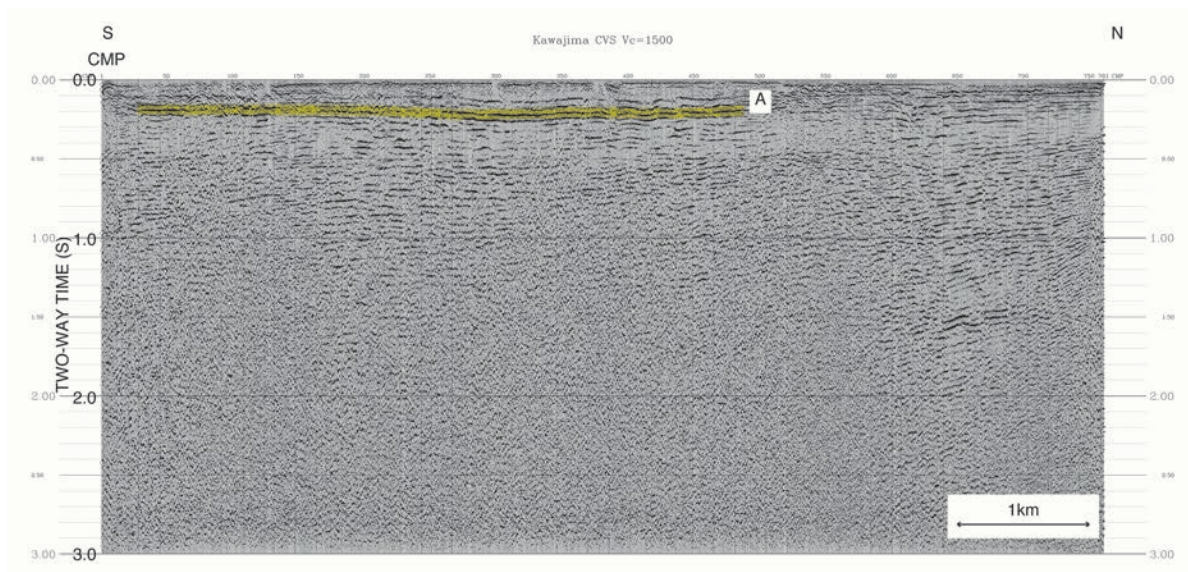
予備的な断面を得るために、複数の定速度および山口ほか (2006) による Kawagoe1 測線の CMP2000 における重合速度を用いて NMO 補正および CMP 重合を行った。

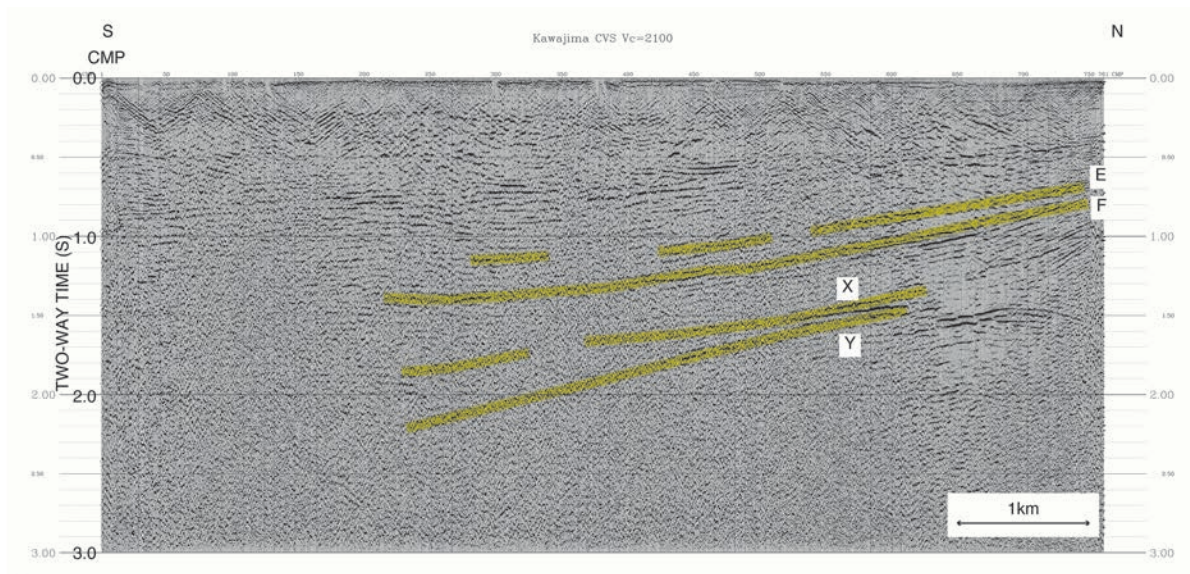
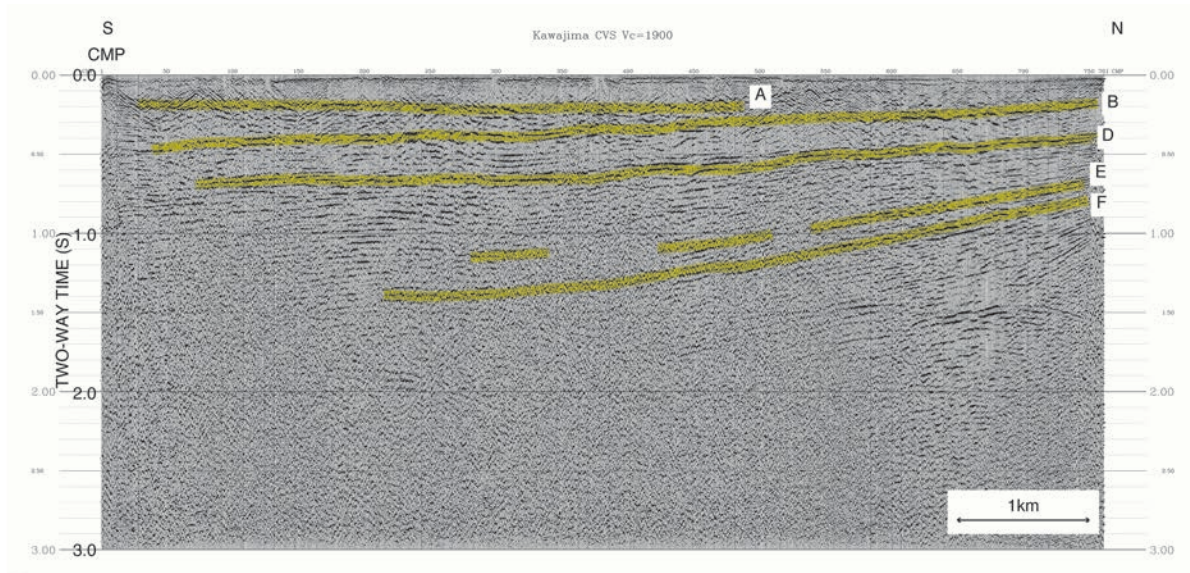
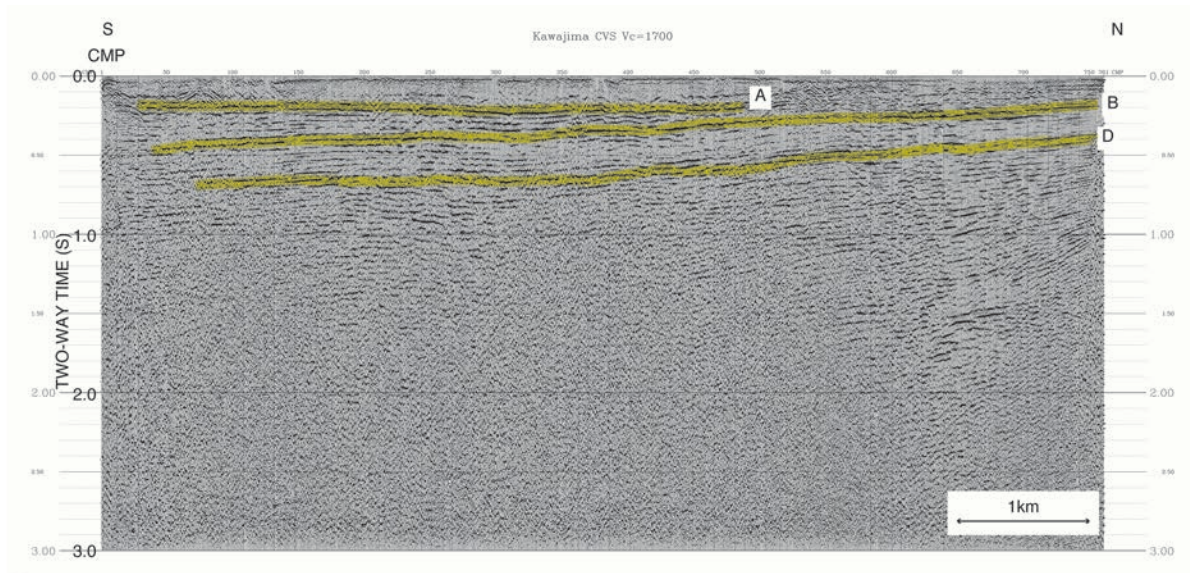
5. 結果

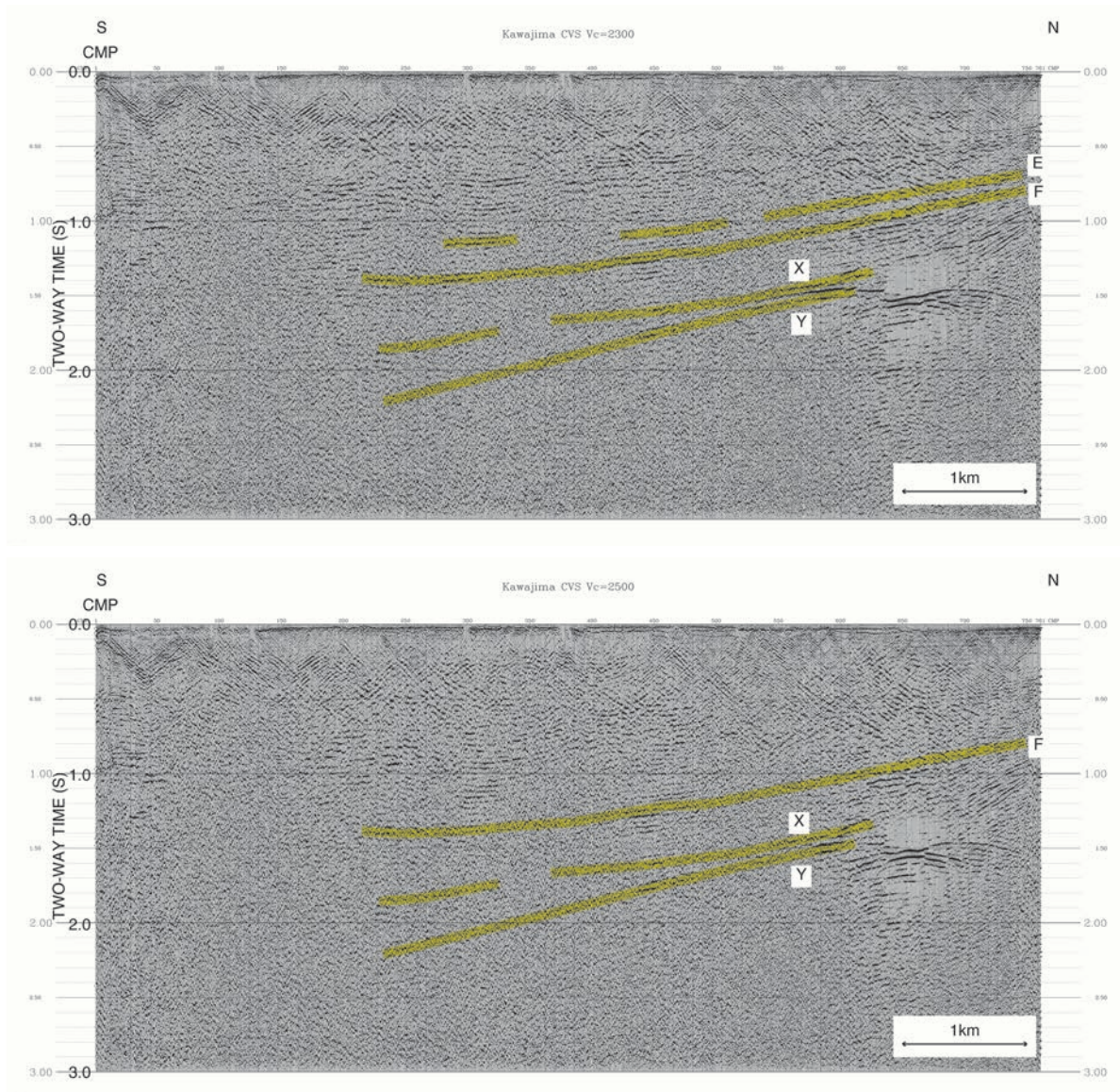
定速度 (1500m/s, 1700m/s, 1900m/s, 2100m/s, 2300m/s, 2500m/s) で NMO 補正および CMP 重合を行った結果を Fig. 2 に示す。また、山口ほか (2006) による Kawagoe1 測線の CMP2000 における重合速度を用いて NMO 補正および CMP 重合を行った結果を Fig. 3 に示す。1500m/s から 1900m/s での定速度重合による断面では、測線の南側約 3 分の 2 において 200ms 付近に比較的平坦なイベント (Fig. 2, Fig. 3 中の A) が見られる。1700m/s および 1900m/s での定速度重合断面では、測線の北端で 200ms から南に向けて 400ms に至る緩く傾斜するイベント (Fig. 2, Fig. 3 中の B) が見られる。また、測線の北端で 400ms から同じく南に向けて 700ms 付近まで緩く傾斜するイベント (Fig. 2, Fig. 3 中の D) が見られる。

また、2100m/s での定速度重合による断面では、測線の北端で 700ms および 800ms から測線の中央付近で 1100ms および 1300ms に至る、同じく南に傾斜する 2 つのイベント (Fig. 2, Fig. 3 中の E および F) が見られる。

さらに、2100m/s から 2500m/s での定速度重合による断面の、測線の北部にあたる CMP500 より大きい領域には、1500ms 付近に 2 つの明瞭なイベント (Fig. 2, Fig. 3 中の X および Y) が見られる。予備的な断面においては、このイベントは測線の中央部まで容易に追跡でき、南部まで追跡可能であるように見える。







第2図 定速度重合による時間断面。明瞭なイベントをA, B, D, E, F, XおよびYで示す。A, B, D, E, Fは山口ほか(2006)によって示されたA, B, D, E, Fのイベントにそれぞれ対応すると考えられる。

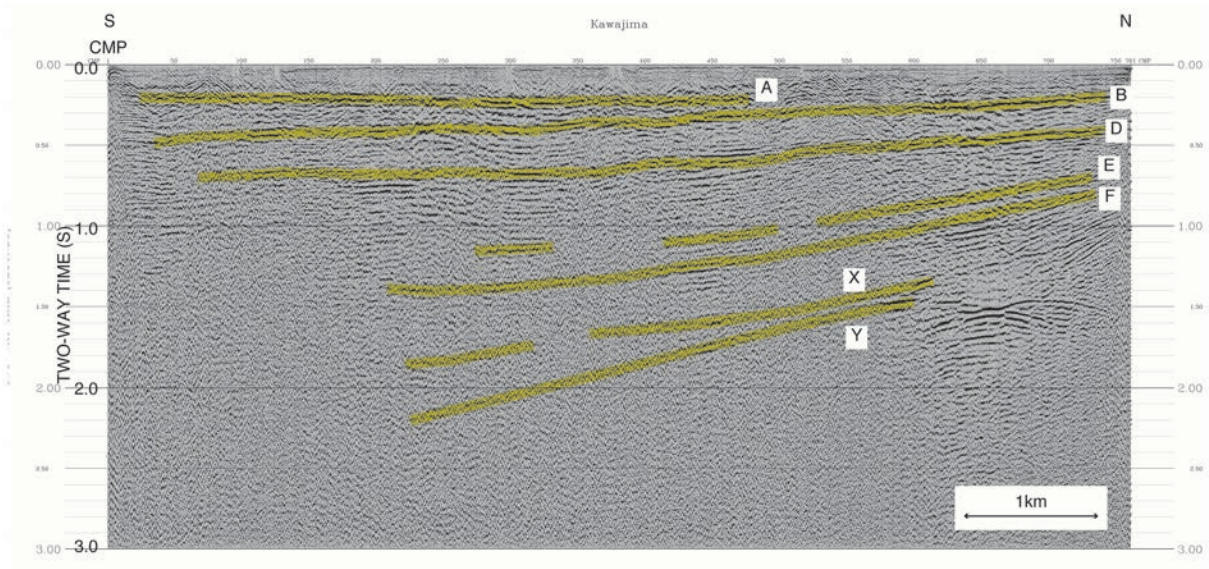
Fig.2 Time profiles with constant stacking velocity stack. Clear events are shown in A, B, D, E, F, X and Y. The events of A, B, D, E, F correspond to the events of A, B, D, E, F shown by Yamaguchi et. al. (2006), respectively.

6. 考察

本稿においては速度解析を行っていない。山口ほか(2006)は Kawagoe1 測線の深度断面を用いて川島84KJ 坑井から層序を推定しているが、その深度断面の解釈を山口ほか(2006)による時間断面中のイベントと対比させつつ解釈を試みることにする。測線の北端で200ms付近に見られるイベントBは、深度にしておよそ150mからせいぜい200m程度と考えられる。Kawagoe1 測線と交差する測線の南端付近までほぼ追跡することが可能で、その深度は400m程度

と予想される。従って、このイベントは上総層群と三浦層群の境界面であると予想される。その上位に位置するイベントAは、深度が200mから250m程度であること、他に有力な候補がないことから、下総層群と上総層群の境界面であると考えられる。

測線の北端で400ms付近に見られるイベントDは、深度にしておよそ300mからせいぜい400m程度と考えられる。このイベントは、Kawagoe1 測線と交差する測線南端付近まで追跡可能で、その深度はおよそ700m程度と考えられる。従って、このイベントは山口ほか(2006)で示されたDのイベントに対応する



第 3 図 山口ほか (2006) による測線との交点における速度を用いて重合した時間断面. A, B, D, E, F, X および Y は第 2 図と同様.

Fig.3 Time profile with the stacking velocity at the cross point of the previous survey (Yamaguchi et. al., 2006). The events of A, B, D, E, F, X and Y are the same as the Fig. 2.

と考えられる.

測線の北端で 700ms および 800ms 付近に見られるイベント E および F は、測線の中央付近まではほぼ追跡可能であるものの、南部では不明瞭である. 連続性がよくないものの、測線の南部でイベント F は 1300ms 程度でほぼ水平であるように見える. 深度にすると 1000m を超えることから、Kawagoe1 測線ではイベント E および F にそれぞれ対応する可能性がある.

測線の北部で 1500ms 付近に見られるイベント X および Y は、深度にして 1500m よりも深いと考えられる. 予備的処理の断面からは、測線の中央までは容易に追跡可能で、南部にかけても追跡可能であるように見える. 仮に本研究の測線が荒川断層と交差しているとすると、その累積変位は深部ほど大きいことが予想される. 連続性がはっきりしないイベントを往復走時のみで同定することは難しいが、X あるいは Y のいずれかのイベントが、山口ほか (2006) で示された G のイベントに対応する可能性がある.

山口ほか (2006) が三浦層群と中新統の境界面であると推定したイベント C に対応するものは、予備的な断面からは特定できなかった.

7. まとめ

埼玉県比企郡川島町の、入間川の釘無橋下流の河川敷から川島 84KJ 坑井を経て、市野川に至る南北約

7600m で反射法地震探査を実施した. 測線の北端で往復走時 200ms 付近から南に緩く傾斜している、上総層群と三浦層群との境界面であると考えられるイベントが見られた. その上位に見られるイベントは、下総層群と上総層群との境界面であると考えられる.

謝辞

本調査の実施に際して、川島町役場、国土交通省荒川上流河川事務所にご協力いただいた. 記して感謝の意を表す.

文献

- 堀口萬吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要, 地団研専報, 42, 1-16.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 荒川断層の評価. 13p.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・大滝壽樹・伊藤 忍 (2006) 荒川低地北部の浅部地下構造, 活断層・古地震研究報告, 6, 11-20.

深谷断層周辺域での精密重力探査

Precise gravity survey around Fukaya fault

駒澤正夫
Masao Komazawa

Abstract: A gravity survey was carried out in February and March in 2011 around Fukaya fault and along the seismic survey line of Kawashima town in order to understand a shallow and whole underground structure. The 36 measurement points were arranged at every 200m interval on the seismic survey line, and the 90 measurement points were distributed at the sparse area of the Fukaya fault. The characteristic Bouguer anomalies are that the gravity low anomalies extend from NW to SE are located from Gyoda city to Shobu town with the steep gradients structure which locates around Fukaya fault.

Keywords: Fukaya fault, gravity survey, Kato Plain, Bouguer anomalies, graben structure

1. はじめに

関東平野の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究の一環として、深度 1km 程度までの地下構造を明らかにする目的で重力探査を行った。従来より関東平野中西部等での精密重力探査を実施し、密度構造モデルを作成してその検証及び改訂を行ってきた。今年度は、調査エリアとして H21 度の調査域の鴻巣-菖蒲地域に隣接する深谷断層地域で重力調査を実施した。

2. 平成 22 年度の調査と編集

関東地域においては 20 万分の 1 関東地域重力図(駒澤, 1985; 地質調査所, 2000) が出版されているが、測点間隔が密なところでも 500m 程度で詳細な地質構造を議論するには不十分であった。本研究では詳細な地質構造把握を目的に埼玉県川島町で行われた反射法地震探査測線上で補間測定を実施した。

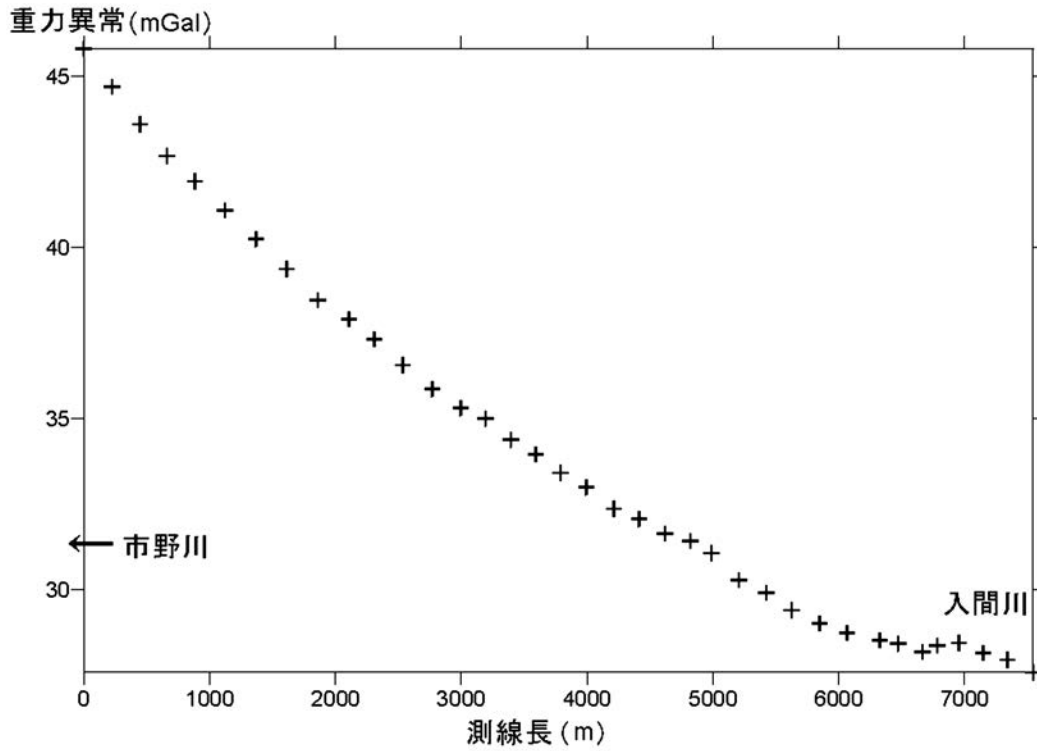
川島町反射法地震探査測線について測線長約 7.5km をほぼ 200m に測点間隔を取って重力測定を 36 点実施した。更に、深谷断層を含む関東平野西縁部でも 90 点ほどの補足調査を行った。位置と標高については Ashtech 社製の DGPS 装置である ProMark3 を用いた。精度は数 cm 程度で重力異常の算出には問題ないレベルである。川島町測線については測線に沿ったブーゲー異常を第 1 図に示す。その結果、荒川支流

の市野川右岸(測線の北端にあたる)で最大値を示し、3.5mgal/km ほどの重力勾配で南に向かって重力異常が減少している。重力勾配は南ほど緩くなり 4km 地点では 2mgal/km になっている。南端部の入間川河川敷では重力異常の変化がなくなっている。これらの重力異常のパターンは東松山周辺に見られる高重力異常域に対応する高密度層(もしくは、高密度岩体)が急激に深度を増すが、南に向かって徐々に勾配が小さくなって入間川河川敷周辺では、ほぼ水平になることを示している。

深谷断層を含む広域の重力異常図を第 2 図に示す。平成 22 年度に測定したのものについては、測点を黒色にして示した。また、平成 12 年度に実施した 330 点ほどの深谷断層域の重力調査、平成 19~21 年度に実施した鴻巣・行田周辺域の重力調査データも編集している。重力的には、鴻巣から行田にかけて深度数 km の盆状構造による低重力異常と深谷断層周辺の階段状の断層構造が鮮明に示されている。

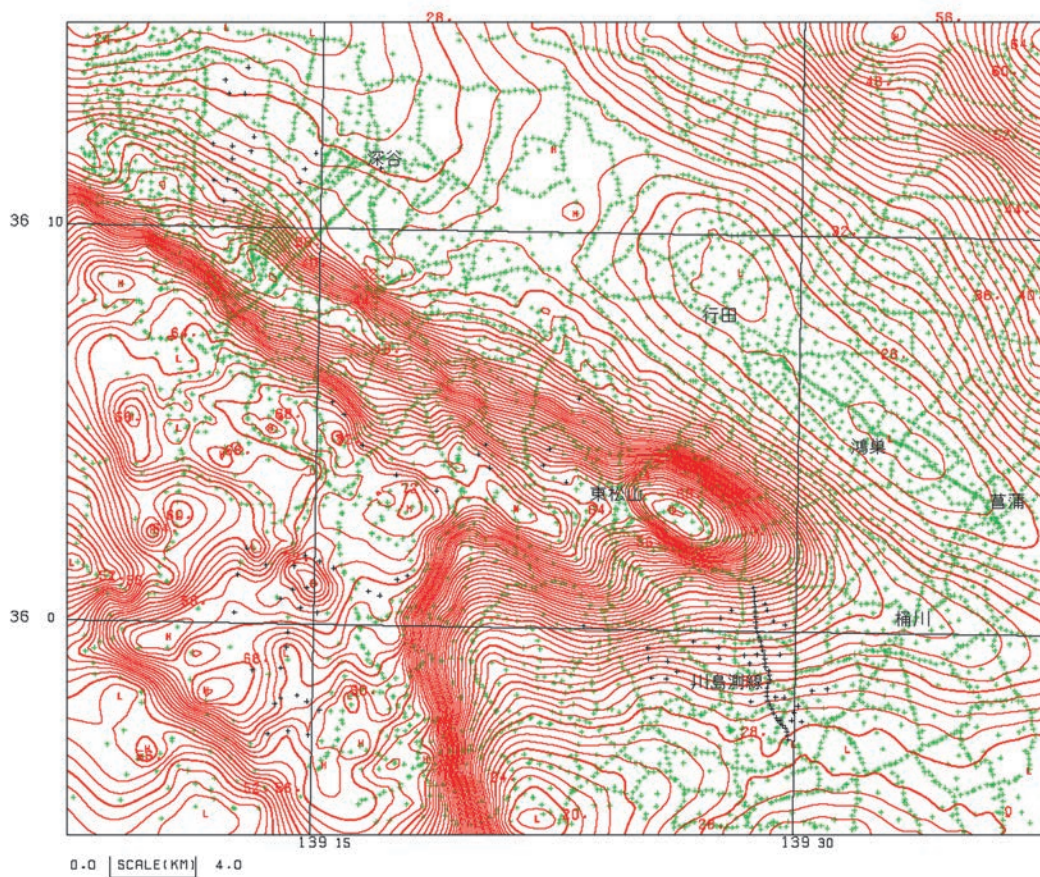
文献

駒澤正夫(1985) 関東地域重力図(ブーゲー異常図), 特殊地質図, no.24, 地質調査所。
地質調査所(2000) 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2.



第 1 図 川島測線の重力異常. 重力異常 (ブーゲー異常の仮定密度は 2.3).
測線長は測線に沿った長さ.

Fig.1 Gravity anomalies along Kawashima profile. Assumed density:2.3.
Profile length is the length along gravity stations.



第 2 図 深谷断層周辺の重力異常. 本研究の測点を黒で表示. 緑は産業技術総合研究所, 国土地理院, 地震研究所, 石油資源開発 (株) 及び帝国石油 (株) による既存点 (地質調査所 (2000)).

Fig.2 Gravity anomalies around Fukaya fault. Stations of this financial year are shown with black cross. Green cross marks are the existing stations of AIST, GSI, ERI, JAPEx and Teikoku Oil Co.,

関東平野における地下水システムの研究

A study on groundwater system in the Kanto Plain, central Japan.

安原正也^{1*}・稲村明彦¹・森川徳敏¹・高橋 浩¹・宮越昭暢²・牧野雅彦¹・塚本 齊¹・戸崎裕貴¹・水野清秀¹・Stephen B. Gingerich³・林 武司⁴・鈴木秀和⁵・宮下雄次⁵・藪崎志穂⁶・鈴木裕一⁶
Masaya Yasuhara^{1*}, Akihiko Inamura¹, Noritoshi Morikawa¹, Hiroshi Takahashi¹, Akinobu Miyakoshi², Masahiko Makino¹, Hitoshi Tsukamoto¹, Yuki Tosaki¹, Kiyohide Mizuno¹, Stephen B. Gingerich³, Takeshi Hayashi⁴, Hidekazu Suzuki⁵, Yuji Miyashita⁵, Shiho Yabusaki⁶ and Yuichi Suzuki⁶

Abstract: In the Kanto plain, central Japan, there are three regions in which artesian groundwater is characterized by a high Cl⁻ concentration up to a couple of 100mg/l: 1) central Kanto plain (eastern parts of Saitama Prefecture), 2) lower reaches of Tone River (southern parts of Ibaraki Prefecture and northwestern parts of Chiba Prefecture), and 3) northwestern Kanto plain (southeastern parts of Gunma Prefecture and southern parts of Tochigi Prefecture). A geochemical study based on water chemistry, $\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H , ^{13}C , ^{14}C , ^4He and $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, has been in progress to elucidate the groundwater system of the respective regions with special reference to origins and residence times of both water and Cl⁻. For the fiscal year 2010, as a part of the preliminary study, eighty water samples from the lower reaches of Tone River and the northwestern Kanto plain were analyzed to have a clear grasp of the geochemical status quo of groundwater in both regions. As a result, uneven distribution of water chemistry and isotope analyses was strongly in evidence, indicating water and Cl⁻ has a wide range of origins and residence times within the region as well as between the regions. The results from the above-mentioned three Cl⁻-rich groundwater regions will be put together in the future to help an overall understanding of the long-term groundwater system development in the whole Kanto plain in the last 500,000 yrs.

キーワード: 関東平野, 被圧地下水, 地下水システム, 水質, マルチアイソトープ手法, 滞留時間, 水と Cl の起源

Keywords: Kanto plain, artesian groundwater, groundwater system, water chemistry, multi-isotope study, residence time, origins of water and Cl⁻

1. はじめに

本研究は、「関東平野地下地質調査手法開発」の1サブテーマとして、関東平野における地下水システムの解明を目的として実施したものである。昨年度までの研究により、埼玉県東部を中心とする関東平野中央部の被圧地下水について、その起源ならびに地層堆積時から現在に至るまでの時間軸を組み入れた地球化学

的進化プロセスを解明することができた (Yasuhara et al., 2007; 安原ほか, 2010)。また、地下水システム解明の過程で、各種同位体とならんで塩化物イオン (Cl) が重要なパラメータになることが明らかとなった。今年度は、関東平野中央部と同様に高 Cl 濃度の地下水の分布が確認されている利根川下流東部地域 (茨城県南部・千葉県北部) ならびに関東平野北西部地域 (群馬県南東部・栃木県南部) を対象に現地調査

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

³ アメリカ合衆国地質調査所 (U.S. Geological Survey, Hawaii)

⁴ 秋田大学教育文化学部 (Akita University, Faculty of Education and Human Studies)

⁵ 神奈川県温泉地学研究所 (Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture)

⁶ 立正大学地球環境科学部 (Rissho University, Faculty of Geo-Environmental Science)

を実施し、両地域における地下水の地球化学的特性の把握と地下水システムの解明に向けて予察を行った。

2. 利根川下流地域

茨城県南部と千葉県北部の利根川周辺地域において地下水試料採取を行った水源井 22 本の位置と、その一般水質の Stiff ダイアグラムを第 1 図に示す。図中括弧内の数字は井戸深度である。また、Piper ダイアグラムを第 2 図に示した。利根川低地と周辺の洪積台地では地下水の水質が明らかに異なることがわかる。利根川左岸低地に位置する河内町の地下水（地点 529；深度 30–40m 程度）の Cl 濃度は 768mg/l と非常に高く（第 1 図）、海水のそれと極めて類似した Na-Cl 型の水質組成を呈する（第 2 図）。利根町の地点 530, 531, 532（深度 80–150m）においても Cl 濃度は 62–173mg/l と一般的な地下水に比べてかなり高濃度であり、水質組成も Na-HCO₃・Cl 型である。これら利根川低地の地下水は SO₄ 濃度が極めて低いという特徴も有する。対照的に、洪積台地の地下水（深度 63–290m）の Cl 濃度は 5–15mg/l と低い。また、水質組成は Ca・Mg-HCO₃ 型であり、利根川低地のそれと比較して SO₄ と Mg に富む傾向が認められる。

利根町から河内町にかけての利根川低地の沖積層の厚さは、既存文献（遠藤ほか、1983）では左岸地域でおよそ 40m 前後とされている。利根川低地の詳細な地下地質構造については来年度以降に予定される本プロジェクトによる調査の結果を待ちたいが、仮にここで沖積層厚約 40m という上述の文献値に基づくと、地点 529 では有楽町層相当層あるいは七号地層相当層中に賦存する埋没谷内の地下水を、一方地点 530, 531, 532 では埋没谷より下位の下総層群中の地下水を対象としているものと考えられる。

酸素同位体比でみると、前者（地点 529：-7.4‰）と後者（地点 530, 531, 532：-9.9～-9.5‰）の地下水の間には 2.1～2.5‰の差が認められる（第 3 図）。また、周辺の洪積台地の地下水と比較しても、地点 530, 531, 532 の地下水の酸素同位体比は 2.2～2.7‰程度軽い（第 3 図）。一般に平均気温の低下に伴い涵養される地下水の酸素同位体比が軽くなる。したがって、利根川低地の埋没谷下位の下総層群中には、現在より平均気温が低かった時代に涵養された地下水塊がポケット状に残存しているとみなすことが可能である。

地点 531 の地下水の放射性炭素に基づく ¹⁴C 年代

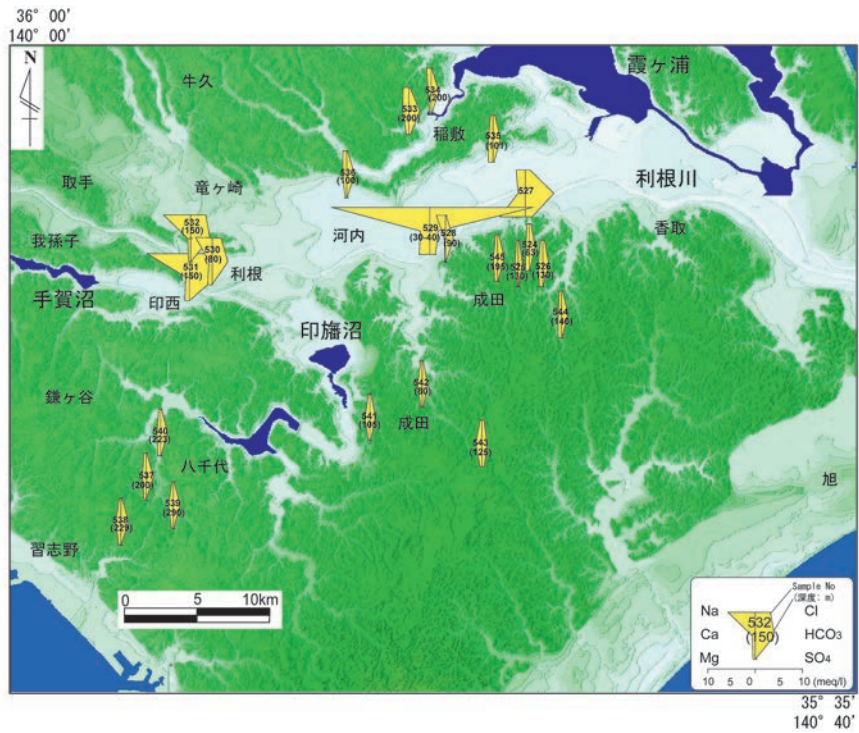
値（未補正值）は約 10,000 年（29pMC）であった。ただし、0.9TU とトリチウムも同時に検出されることから、最近の降水によって涵養された新しい地下水が混入していることは明らかである。このことから、新しい地下水と混合する前の地点 531 の“真”の地下水年代は 10,000 年よりさらに古く、最終氷期末期の比較的寒冷な気候環境下における降水に起源があるものと推定される。一方、洪積台地上の地点 533, 539, 544 ではそれぞれ約 4,000 年（60pMC）、7,000 年（42pMC）、1,000 年（89pMC）と、現在により近い温暖期における涵養を示す新しい ¹⁴C 年代値が得られている。過去数万年の気温変動を考慮すると、このような ¹⁴C の結果は酸素同位体比のそれと整合的といえる。

地下水中の Cl の起源について、³⁶Cl/Cl 比に基づく検討を試みた。地点 529 の沖積層中の地下水（Cl 濃度：768mg/l）は非常に低い ³⁶Cl/Cl 比（ 8×10^{-16} ）を示し（第 4 図）、a) 最近の表層水（5mg/l 程度の低い Cl 濃度と宇宙線起源の非常に高い ³⁶Cl/Cl 比を有する）と b) 現海水あるいは地層中に取り込まれて間もない海水との混合線付近にプロットされている。この沖積層中の地下水に比べ、埋没谷下位の下総層群中の地下水（地点 531, 532）は 6.8×10^{-15} という相対的に高い ³⁶Cl/Cl 比を有する。これら地点 531 と地点 532 については、混合過程における高 Cl 側の端成分として、地層中にとりこまれてからそれなりの時間が経過した海水（永続平衡値に向かって ³⁶Cl/Cl 比がある程度増加した海水、すなわち、より古い時代の海水）を考える必要があるかもしれない。利根川とその周辺における地下水中の Cl の起源については、今後さらに多くの地点で ³⁶Cl/Cl 比を測定することにより明らかにし得るものと考えられる。

利根川流域では、上流の取手市や竜ヶ崎市においても最高で 1,000mg/l に達する高 Cl 濃度を有する地下水の存在が指摘されている（高瀬、1971）。来年度は調査範囲をこれらの上流域にまで広げ、今回の予察的な研究によって明らかとなった洪積台地と沖積低地の地下水の地球化学的な性状や起源、滞留時間の相違についてさらに詳細な検討を進める予定である。

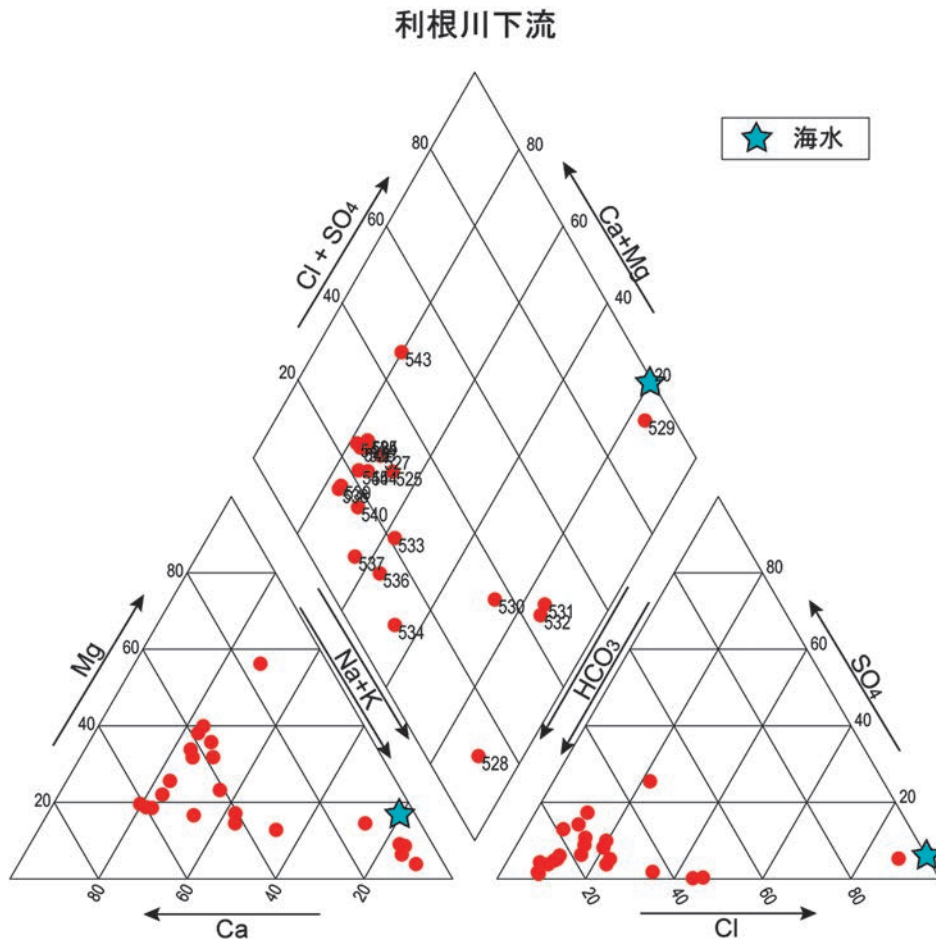
3. 関東平野北西部地域

伊勢崎市から館林市にかけての群馬県南東部と小山市から真岡市にかけての栃木県南部において、合計 58 本の水位観測井（深度 30–450m）から地下水試



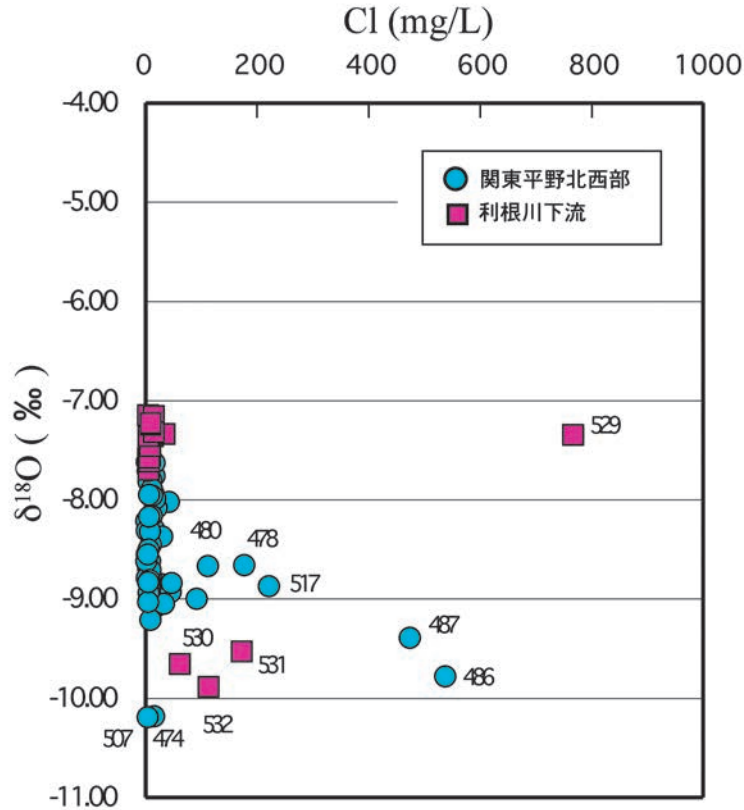
第 1 図 利根川下流地域の地下水試料採取地点と水質の Stiff ダイアグラム.

Fig.1 Location of sampled boreholes and Stiff diagram illustrating groundwater chemistry in the lower reaches of Tone River. Figures in parentheses are borehole depths in meter.



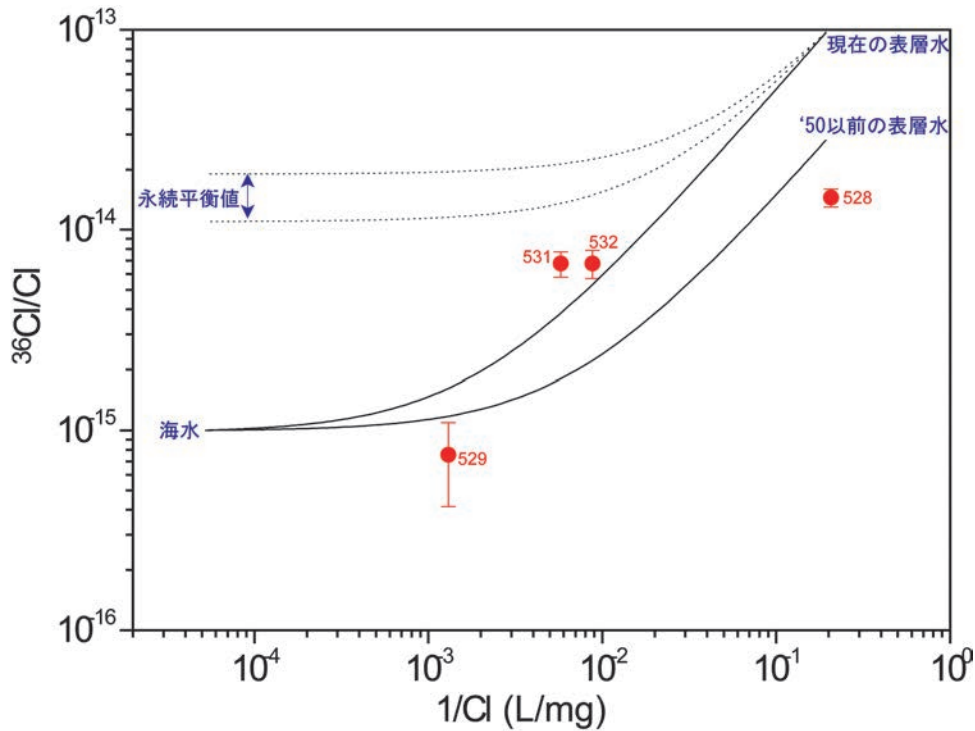
第 2 図 利根川下流地域の地下水水質の Piper ダイアグラム. ポイント脇の数字は調査地点番号 (第 1 図参照).

Fig.2 Piper diagram illustrating groundwater chemistry in the lower reaches of Tone River. Numbers beside the points correspond to those in Fig.1.



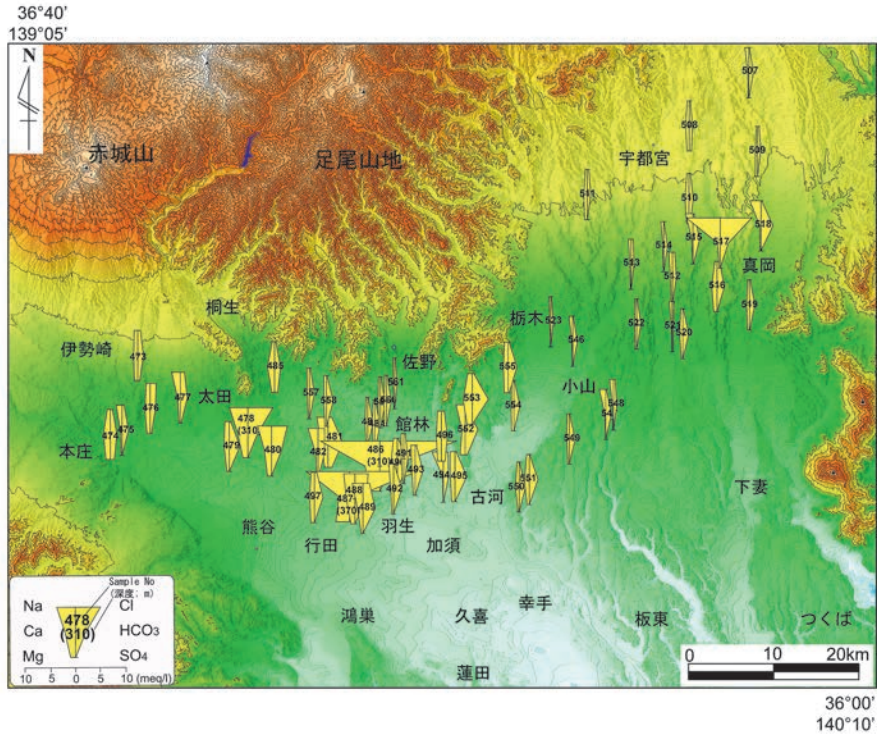
第 3 図 利根川下流地域と関東平野北西部地域の地下水の酸素同位体比と Cl 濃度の関係。ポイント脇の数字は調査地点番号（第 1 図ならびに第 5 図参照）。

Fig.3 Oxygen isotopic ratio ($\delta^{18}\text{O}$) in ‰ as a function of Cl concentration (mg/l) for groundwater samples in the lower reaches of Tone River and the northwestern Kanto Plain. Numbers beside the points correspond to those in Figs.1 and 5.



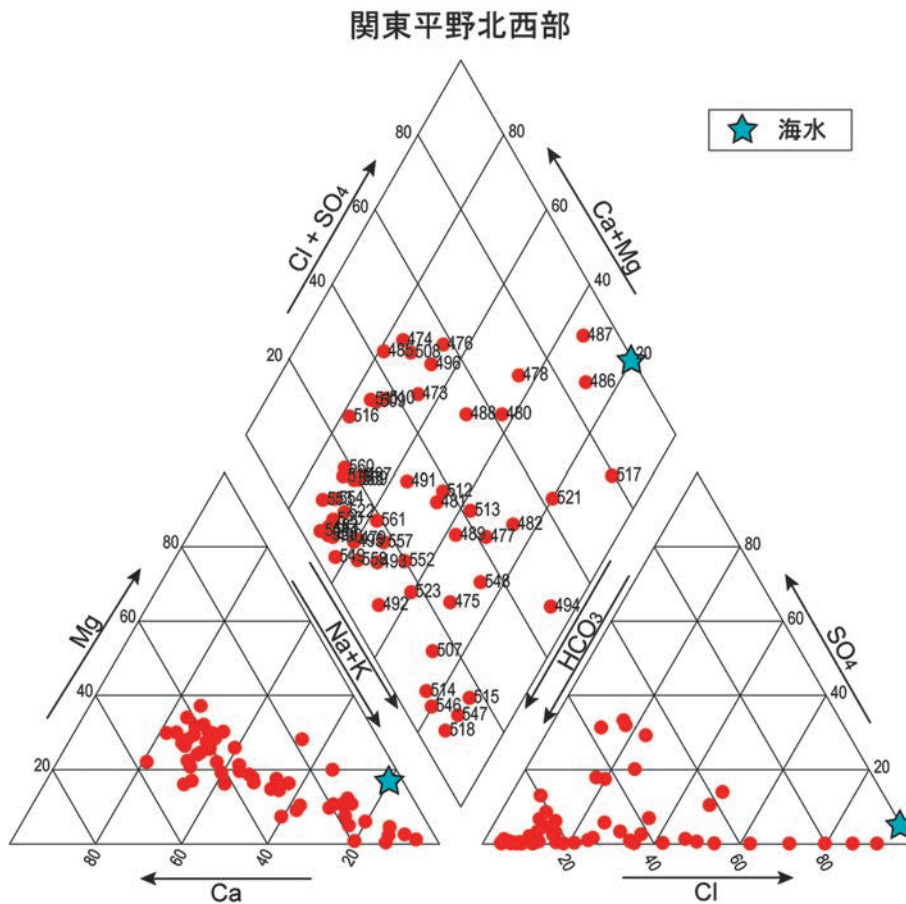
第 4 図 利根川下流地域の地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ と Cl 濃度の逆数の関係。永続平衡値は埼玉県旧菖蒲町におけるコア（山口ほか，2009）を用いて決定された上総層群上部～中部の値。

Fig.4 Plot of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs. reciprocal Cl concentrations for groundwaters in the lower reaches of Tone River. Equilibrium values of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ for seawater trapped in aquifers are obtained on the basis of sediment core samples provided by Yamaguchi et al. (2009) from upper and middle parts of the Kazusa Formation in Shobu Town, Saitama Prefecture.



第 5 図 関東平野北西部地域の地下水試料採取地点と水質の Stiff ダイアグラム.

Fig.5 Location of sampled boreholes and Stiff diagram illustrating groundwater chemistry in the northwestern Kanto Plain. Figures in parentheses are borehole depths in meter.



第 6 図 関東平野北西部地域の地下水水質の Piper ダイアグラム. ポイント脇の数字は調査地点番号(第 5 図参照).

Fig.6 Piper diagram illustrating groundwater chemistry in the northwestern Kanto Plain. Numbers beside the points correspond to those in Fig.5.

料の採取を行った。調査地点分布と水質の Stiff ダイアグラムを第 5 図に、また Piper ダイアグラムを第 6 図に示す。すでに池田 (1984) や村下 (1988) によって指摘されている通り、今回の調査でも太田市、邑楽町、明和町、館林市において 100mg/l を超える高い Cl 濃度を有する Na-Cl 型の地下水の存在が確認された。深度 150m より浅いところに高 Cl 濃度地下水が存在する利根川東部下流域と異なり、群馬県南東部では高 Cl 濃度の地下水は深度 200m 以深に分布することが特徴的である。ちなみに、Cl 濃度の最高値は館林市の地点 486 (深度 310m) における 540mg/l であった。一方、栃木県でも 220mg/l という高 Cl 濃度を有する Na-Cl 型の地下水が真岡市の地点 517 (深度 208m) において認められた。 $\delta^{13}\text{C}$ 分布をみると、Cl 濃度が高い太田市から館林市付近で -8.5~0.3 ‰と比較的値が高く、また真岡市付近でも -7.3~2.0 ‰と高い値を示した。

酸素同位体比と Cl 濃度の関係 (第 3 図) から、地点 474 と 507 を除いて、関東平野北西部地域においては Cl 濃度の増加に伴い酸素同位体比が小さくなる傾向が明らかである。第 3 図と同じ傾向は、利根川を挟んで同地域の南東側に位置する関東平野中央部でも認められる (Yasuhara et al., 1997)。この関東平野中央部の上総層群上部から中部の地下水については、1) 年平均気温が現在より 4~5℃低い時代に涵養され (酸素同位体比が軽く)、Cl 濃度が高く滞留時間が長い停滞性の端成分と、2) 酸素同位体比が重く、低 Cl 濃度で滞留時間が短い流動性の端成分の 2 成分混合によって形成されるものと推定されている (安原ほか, 2010)。今回の関東平野北西部地域においても、Cl 濃度が最も高い地点 486 の地下水の ^{14}C 年代値が 19,000 年 (9pMC) と最大であり、続いて地点 487 (Cl 濃度; 488mg/l)、地点 478 (同 177mg/l)、地点 480 (同 112mg/l) と Cl 濃度の低下と共に ^{14}C 年代値も 16,000 年 (13pMC) から 10,000 年 (28pMC) 前後へと次第に若くなる。さらに、Cl 濃度が 33mg/l の地点 494 では ^{14}C 年代値は約 4,000 年 (63pMC) とさらに小さい値を示す。このことから、関東平野中央部と同様に、関東平野北西部地域の地下水についても、Cl 濃度、酸素同位体比さらには滞留時間が異なる上述した 1) と 2) のような 2 端成分の混合による水質形成・進化プロセスが卓越しているものと推定される。なお、関東平野北西部地域の地下水はその Cl 濃度が関東平野中央部の 2 倍以上と高濃

度であるにもかかわらず、 ^{14}C 年代値は関東平野中央部の 25,000~30,000 年 (安原ほか, 2010) と比べてかなり小さい。現時点ではその理由は不明である。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比に基づく Cl の起源の解明も含め、来年度以降の課題としたい。また、地点 474 (伊勢崎市; 深度 400m) と地点 507 (高根沢町; 深度 100m) の地下水は、低 Cl 濃度 (前者で 16mg/l; 後者で 4mg/l) にもかかわらず酸素同位体比は -10‰以下と極めて軽い特異な値を示す (第 3 図)。前者では利根川からの河川伏没水、また後者では周辺の高標高山地帯を起源とする地下水による涵養の可能性が考えられるが、これらについては水文地質学的な妥当性の検討が今後の課題となる。

4. おわりに

利根川下流域と関東平野北西部地域における予察調査の結果、両地域ともその地下水の地球化学的特性分布には著しい不均質性・地域性が認められた。また、関東平野中央部も含め、これら三地域では高 Cl 濃度地下水の賦存深度がそれぞれ異なることも明らかとなった。地域の水文地質学的構造、特に上総層群や下総層群の堆積環境についての情報を加味しながら、来年度以降も各種水質とマルチアイソトープ手法に基づき、両地域さらには関東平野全域における地下水システムの解明に向けて研究を継続させる予定である。

文献

- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の《沖積層》。アーバンクボタ, 21, 26-43.
- 池田喜代治 (1984) 関東構造盆地中央部の被圧地下水の水質。ハイドロロジー, 14, 36-49.
- 村下敏夫 (1988) 群馬県太田および館林における基盤岩層の水と基底礫層の水の関係。工業用水, 363, 5-8.
- 高瀬一男 (1971) 地下水の地球化学的研究 (第 2 報) - 利根川流域の竜ヶ崎・取手市付近に分布する地下水の化学的性格について -。茨城大学教育学部紀要, 21, 159-171.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性。地質調査研究報告, 60, 147-197.

Yasuhara M., Inamura A., Takahashi M., Hayashi T., Takahashi H., Makino M., Handa H., and Nakamura T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan. IAH Selected Papers, 10, 281-288.

安原正也・稲村明彦・高橋 浩・森川徳敏・高橋正明・大和田道子・風早康平・宮越昭暢・塚本 斉・戸崎裕貴・Stephen B. Gingerich・林 武司・鈴木秀和・宮下雄次・藪崎志穂・鈴木裕一(2010) 関東平野中央部の被圧地下水—水と塩化物イオンの起源—。日本水文科学会 2010 年度学術大会発表要旨集 25, 56-57.

関東平野沿岸域の浅層地盤モデルとその応用

Geologic model of shallow-ground and its application in the Kanto Plain

木村克己^{1*}・竹村貴人²・関口春子³・磯前陽介²・石原与四郎⁴・花島裕樹¹
Katsumi Kimura^{1*}, Takato Takemura², Haruko Sekiguchi³, Yosuke Isomae²,
Yoshiro Ishihara⁴ and Yuki Hanashima¹

Abstract: This research has executed the 3-D geologic modeling and the evaluation of both geotechnical engineering and seismic ground motion amplification properties of the Chuseki-so in and around the Tokyo Lowland, Kanto Plain. There are two main research results in 2010 fiscal year, that is, a 80m-long borehole survey and the development of methodology for 3-D modeling. The borehole survey has got a 80-m long stratigraphic core at the site of the coastal area of Tokyo Bay. Its core has been analyzed and tested from both a geological and an engineering viewpoint. The result of the properties will be reported in the other article written by cooperative researchers. The methodology of the 3-D modeling has been developed in the following two points. The one is to control borehole data with the digital surface model of the base of the Chuseki-so, and the other is to use only N-value correlated to the maximum frequent soil division of each grid node in borehole data for calculation of a grid node.

Keywords: Kanto plain, Chuseki-so, Holocene, borehole survey, grid model, geophysical properties

要旨

本研究課題は、関東平野の臨海部に位置する東京低地、およびそれに隣接する中川低地・荒川低地下流部の浅層地盤を構成する沖積層を研究対象として、その地質学的特徴の解明、ボーリングデータベースの構築とそれらに基づく三次元地質モデリングの構築、そして、これらの地質学的研究成果を基礎に、沖積層の地盤工学的特性、沖積層を原因とする地震動増幅特性の評価研究を実施している。平成 22 年度においては、つぎの二つの研究を実施した。第一に、人工的な影響を被っていない沖積層の工学的特性を検討するために、東京低地の臨海部の埋め立て地南端にて、沖積層の基底礫層まで到達する 80m 長のオールコアのボーリング調査を実施し、コア試料の堆積相と基本的な土質特性を検討した。第二に、ボーリングデータを利用した三次元グリッドモデルの構築手法について、江藤

ほか(2008)らの手法の問題を解決するため、沖積層基底面を境界面として、沖積層とその基盤層とにボーリングデータを分離してグリッドモデルを作成し、両モデルを同面で上下に統合するとともに、N 値については、各グリッドの最頻値の土質にあたるボーリングデータの N 値だけを計算対象とするという改訂を行った。本速報では、これらの研究成果の概要を紹介する。なお、地盤工学的特性、そして地震動の増幅特性を主とする研究成果については、別途報告する(竹村ほか, 2011)。

1. はじめに

関東平野中央部に位置する東京低地、およびそれに隣接する中川低地・荒川低地下流部の浅層地盤を構成する第四系、おもに沖積層を研究対象としている。研究目的は、その地質学的特徴を最新の研究手法により高精度・高分解度で明らかにし、それを基礎に、応用

* 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, Institute of Geology and Geoinformation)

² 日本大学文理学部 (Nihon University, College of Humanities and Sciences)

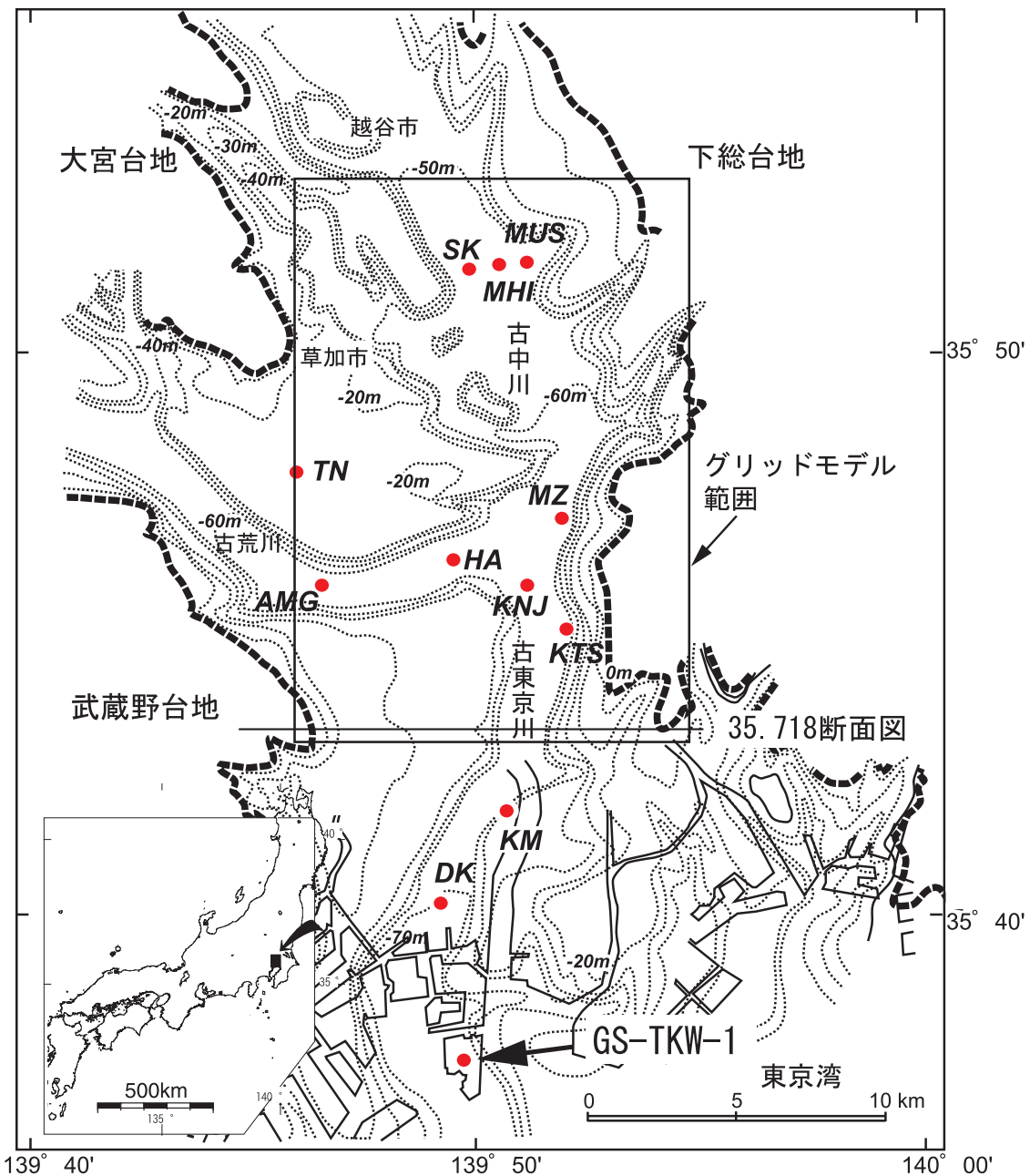
³ 京都大学防災研究所 (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

⁴ 福岡大学理学部 (Department of Earth System Science, Fukuoka University)

課題として沖積層の地盤工学的特性、沖積層を原因とする地震動増幅特性の評価研究を統合的に実施することである。こうした統合的研究は、沖積層の堆積環境の違いによる地層形成が工学的特性、および地震動増幅幅の違いに反映されること、および、沖積層の成り立ちや堆積環境に関する知見やモデルにより、沖積層の地盤物性の空間分布を高精度に補間することができることを基礎に進めている。

沖積層の地質学的研究では、堆積相、年代・岩相層

序、地質・物性対比の標準、沖積層の堆積モデルの構築を目的にして、層序ボーリング調査とコア解析、原位置における PS 検層を実施してきた（石原ほか、2004a, 2004b；木村、2004；宮地ほか、2004；田辺ほか、2006b；中西ほか、2011a, 2011b ほか）。これまでに 15 地点において層序ボーリング調査（35-85m 長）、これらの地点を含む 22 地点のオールコアの観察と各種分析を実施し、それらの結果に基づく層序・堆積環境に関する論文をまとめている（第 1



第 1 図 東京低地から中川低地付近における層序ボーリングコア地点とモデル地域の位置図。
 沖積層基底等標高線は遠藤ほか（1992）に基づいて編集。
 石原ほか（2004）から転載し、一部修正・追記。層序ボーリングコアは都市地質研究プロジェクトで実施したボーリング調査及びコア解析の地点を示す。

Fig.1 Location map of borehole survey for geology in the Tokyo and the Nakagawa Lowlands.

図；木村ほか，2006；木村・石原，2009；田辺ほか，2006a，2008 ほか）。これまでの研究によって，東京低地およびそれに隣接する中川低地・荒川低地下流部に分布する沖積層について，その岩相層序と堆積システム区分，およびその縦断方向での岩相層序・堆積システム境界の空間分布と1000年精度での時間変遷が明らかにされてきた。また，建築・土木事業で得られる土質ボーリング柱状図資料を自治体などの協力を得て，収集・電子化することで，15000本のボーリングデータからなるデータベースを構築した。このボーリングデータベースを利用して，沖積層基底面モデルの作成（中西ほか，2006；田辺ほか，2008），N値・土質の三次元グリッドモデルによる浅層地盤の可視化などの研究成果をあげた（田辺ほか，2006b；江藤ほか，2008；木村・石原，2009）。

地質学的な三次元グリッドモデルの構築手法は，始めに Eto et al. (2007) で報告され，続いて江藤ほか（2008）では地質学的な応用例を加えて整理された。江藤ほか（2008）による三次元グリッドモデルの構築手法は，①ボーリング柱状図の数値情報の抽出とデータベースの再構築，②土質情報の細区分と数値化，③深度方向に等間隔なデータセットの作成，④水平方向に等間隔なデータセットの作成とその重合，の手順からなる。しかし，江藤ほか（2008）の手法には，N値と土質の空間モデルを直接地震動予測などの応用課題に利用する場合において改良を要する課題があった。第一に，ボーリングデータについて，沖積層とその基盤をなす更新統とを区別せずに計算処理を実施しているため，沖積層基底面境界付近では，その上位・下位のN値と土質が区別されずに平均化された値になる傾向がある。第二に，各グリッドのN値と土質とを独立に求めているため，各グリッドのN値はその土質のN値を必ずしも反映していないことである。

一方，地震動の増幅や地盤沈下・液状化などの要因となる軟弱な沖積層の工学特性は，堆積環境やその地層形成史と密接な関係があり，本課題では，堆積環境や堆積年代が明らかになった沖積層の堆積物試料を利用して，工学的特性の発現機構やその動的特性を明らかにすることを目的として研究を進めている。その中で，田中ほか（2006）において，沖積層の粘性土の圧密特性が堆積環境の変遷に密接に関係していることを示し，圧密特性が与える影響を続成作用の物理的プロセスと化学的プロセスに区分して検討できる可能性を示すことができた。

今年度はつぎの2つの課題について研究を行った。第一に，人工的な影響を被っていない沖積層の工学的すなわち，特性を検討するために，東京低地の臨海部である埋め立て地南端に位置する若洲公園にて，層序ボーリング調査を実施し，コア試料の堆積相と基本的な土質特性を検討すること，第二に，ボーリングデータを利用した三次元グリッドモデルの構築手法について，江藤ほか（2008）らの手法の問題を解決するため，同手法の改訂を行い，それに基づいてモデルを構築すること（木村ほか，2011）である。本速報では，これらの研究成果の概要を紹介する。なお，地盤工学的特性，そして地震動の増幅特性を主とする研究成果については，別途報告する（竹村ほか，2011；関口・木村，2011）。

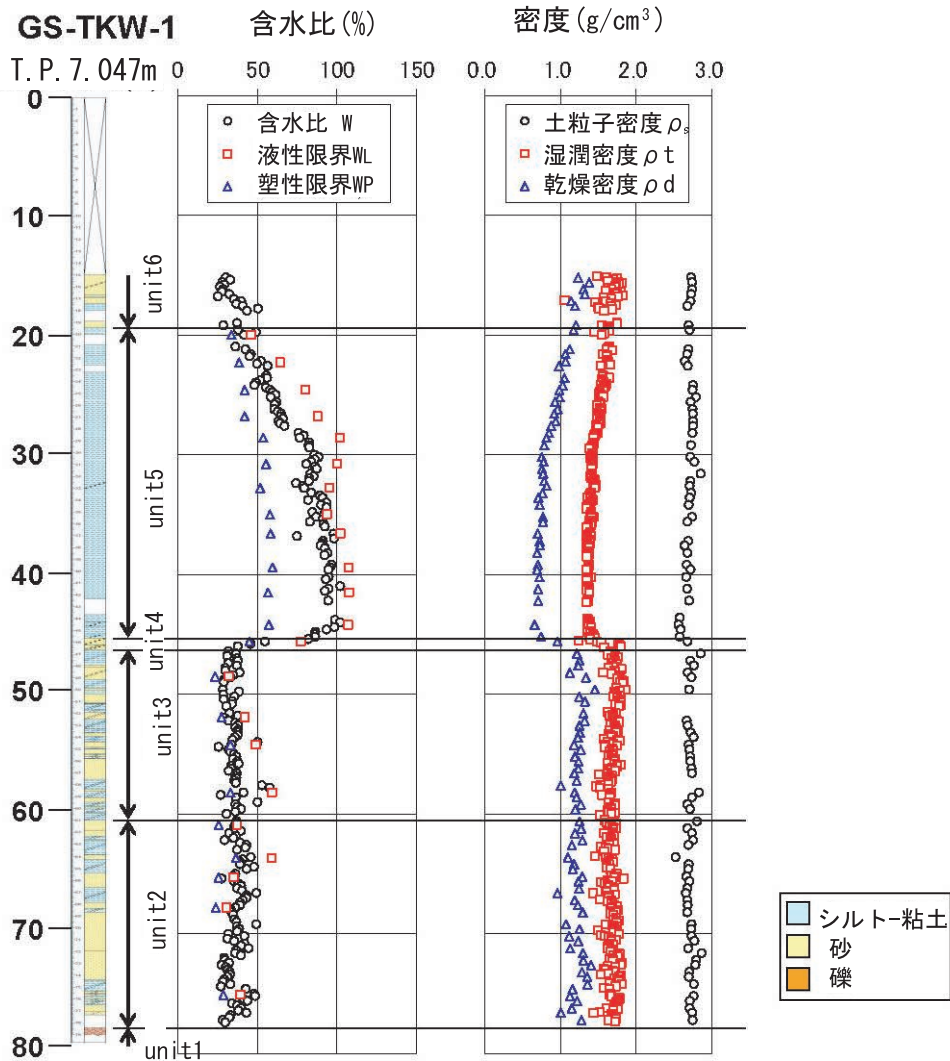
2. ボーリング調査とコア解析

2.1 ボーリング調査地点

ボーリング調査（GS-TKW-1）は，平成22年7月15日～8月20日に，東京都江東区若洲海浜公園地区内にて（第1図），79m長の掘削を行い，高品質のボーリング試料を採取した。掘削地点の孔口標高は7.047m（T.P.），緯度・経度は，北緯35度37分20.95秒，東経139度49分58.59秒である。担当業者は中央開発（株）であった。調査地点は，臨海部の埋め立てされた平坦な裸地であり，表層から深度15mまでが埋土であった。コア採取法は，ダブルコアチューブにて，深度15.0-18.0m，19.45-20.0m，43.65-77.30m，78.45-79.00m，シンウオールにて，深度18.0-19.45m，20.0-43.65mである。なお，深度0-15.0m，77.30-78.45mはノンコアである。コアの解析は日大文理学部地球システム学科の実験室にて，主に磯前が実施した。コアの解析として，コア観察，貝化石・腐植物の採取（C14年代および化石鑑定用），内部堆積構造の観察を目的とした軟X線撮影を行うとともに，土質特性として，含水比，コンシステンシー試験，土粒子・湿潤・乾燥の各密度試験を行った。第2図にコア解析の結果概要を示す。

2.2 コアの岩相層序と堆積システム

GS-TKW-1は深度15mまでの埋土をのぞくと，下位から上位へ，ユニット1～ユニット6の6つの岩相ユニットに区分できる。ユニット1は砂礫層からなる。ユニット2は砂泥互層であり，砂が卓越する。泥には腐植物が含まれる。最下部には厚さ6mほどの



第 2 図 東京都江東区の若洲海浜公園敷地にて採取したボーリングコアの岩相柱状図と土質試験結果。沖積層について、ユニット 1～ユニット 6 に区分されている。

Fig.2 Lithologic clumn of the borehole core drilled at the Wakasu coastal Park of Tokyo.

厚い砂層を挟む。ユニット 3 は砂と泥との互層であり、泥層が卓越する。泥には腐植物が含まれる。ユニット 2 からユニット 3 に向かって砂層が薄くなり、泥の割合が増加するという上方細粒化の傾向が認められる。ユニット 4 は厚さ 1m ほどの砂層でカキ礁を伴う。ユニット 5 はシルト質粘土からなる泥層であり、海成の貝殻片を頻繁に含む。深度 30m から上方に向かって粗粒化する。ユニット 6 は砂が卓越する砂泥互層である。

コアの岩相と含有化石、および上方への粒度変化の特徴に基づいて、木村ほか (2006) の沖積層の堆積システムと対比すると、ユニット 1 は沖積層基底礫層に相当する網状河川システム、ユニット 2 からユニット 3 は蛇行河川システム、ユニット 4 はエスチ

ユアリーシステム、ユニット 5 はその最下部の上方細粒化部はエスチュアリーシステム、その上位はデルタシステム (プロデルタからデルタフロント相当)、ユニット 6 はデルタシステム (デルタフロント相当) にそれぞれ対比することができる。

2.3 コアの土質特性

コアの堆積物のうち、含水比、液性限界・塑性限界、土粒子密度、湿潤・乾燥密度について土質試験を行った。なお、液性限界・塑性限界は粘性土についてだけ実施した (第 2 図)。

コアの土質特性は岩相ユニットに対応して変化する。含水比、液性限界、塑性限界および湿潤・乾燥密度は、ユニット 2～ユニット 3 ではこれらの土質特

性はほぼ一定しているが、ユニット4からユニット5最下部にかけて、含水比、液性限界、塑性限界は急増、湿潤・乾燥密度は低下する。そして、ユニット5下部の一定した区間を挟んで、ユニット5上部からユニット6にかけて、含水比、液性限界、塑性限界は漸移的に低下、湿潤・乾燥密度は増加するという明瞭な傾向を示す。ユニット4からユニット6における土質特性の垂直変化は、粒度の垂直変化と対応している。

淡水成環境のユニット2から3と海成環境のユニット5の泥層はその含水比、液性・塑性限界、乾燥密度で著しく異なる特徴を示している。特にユニット5下部のプロデルタ相当（内湾底）の泥層は、含水比が80-100%と大きくほぼ液性限界の値に匹敵し、液性指数はほぼ1を示す。同層準の泥層は圧縮性が大きく、鋭敏性も高いものと考えられる。

3. ボーリングデータを利用した3次元グリッドモデルとその構築手法の改良

3.1 三次元グリッドモデル構築手法の改訂

今回、三次元グリッドモデルに関する江藤ほか(2008)の作成手法を改訂した。本改訂手法の詳細は、木村ほか(2011)ですでに報告した。以下、その概要を紹介する。

江藤ほか(2008)では、沖積層とその基盤をなす更新統とを分けずにグリッドモデルを作成していたが、今回、沖積層基底面モデルを作成し、それを境界面として上位の沖積層と下位の基盤の更新統とをそれぞれ別々にグリッドモデルを計算して求め、そのあとで沖積層基底面モデルを介して統合することとした。このことにより、開析谷地形をなす沖積層基底面を境にした急激な土質・N値の変化をグリッドモデルでよりの確に表現できることになった。そして、江藤ほか(2008)では、N値のグリッドモデルの計算において、そのグリッドの土質にかかわらずすべての参照データのN値を対象として計算処理を行っていたが、各グリッドの最頻値となった土質に相当するN値のデータだけを対象として、グリッドのN値の計算処理が行えるように変更した。このことにより、土質とN値との相関性を個々のグリッドの値として表現できるようになった。

3.2 改訂三次元グリッドモデルの内容

今回作成した三次元グリッドモデルは、水平面内

は、東西13.2km, 94グリッド(東経139.772~139.915度)(第1図)、南北17.4km, 148グリッド(北緯35.716~35.872度)からなり、垂直方向は-70~20mまで、垂直1m間隔のグリッドから構成される。N値は0~50、土質は人工土と礫、砂、砂泥、泥、腐植土、ロームについてそれぞれ沖積層と沖積基盤にあたる更新統の土質について区分した。

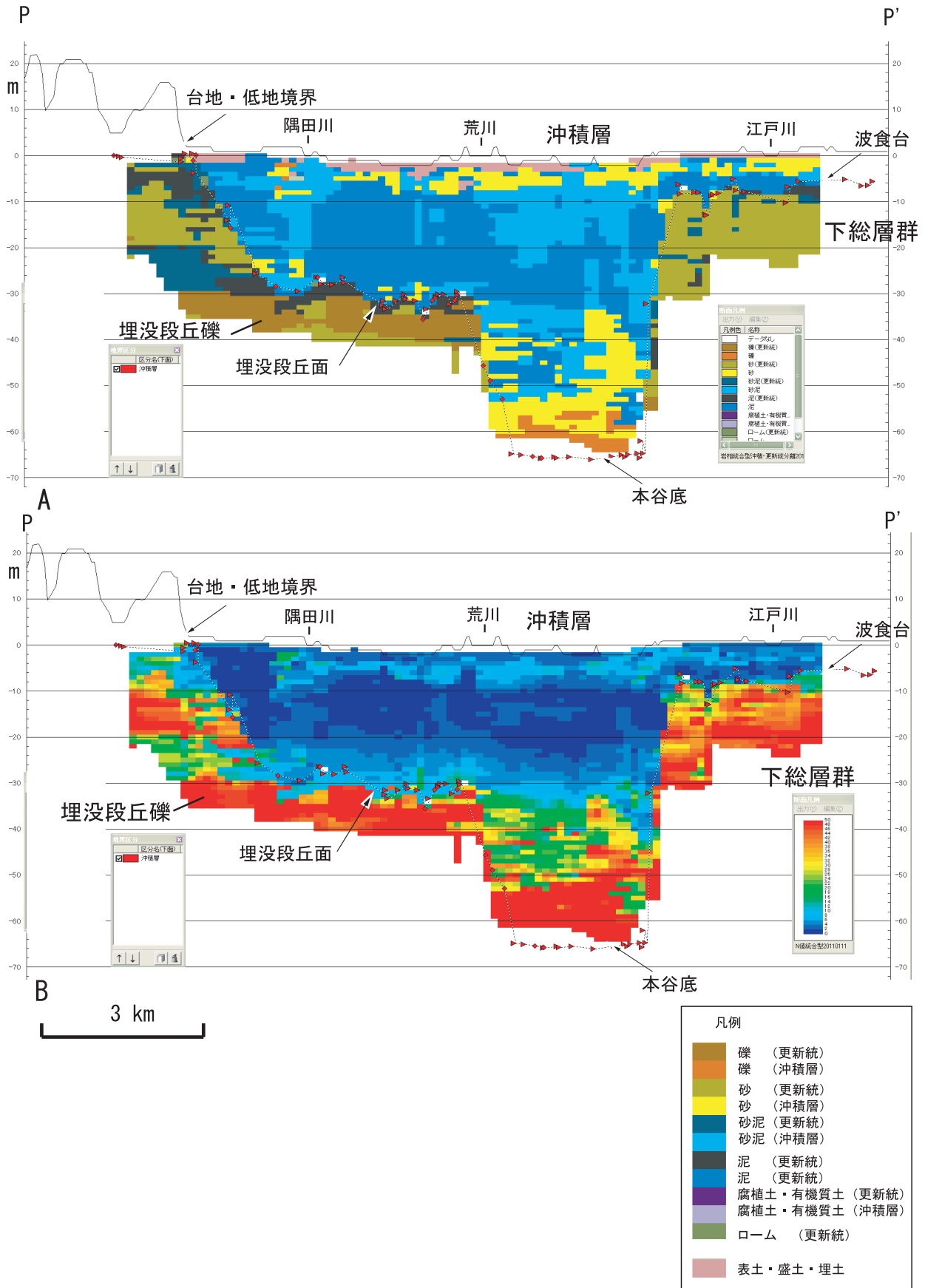
代表的な事例として、北緯35.718度に平行に沿ったN値および土質断面図と水平断面図を示す。なお、各断面図における一つのボクセルのサイズは、横約125m、縦1mである。その中央に個々のグリッドが位置する。

北緯35.718度の地質断面図(第3図; 木村ほか, 2011)

武蔵野台地の北東縁から東京低地の東端付近までを横断する。沖積層基底面は、西縁の台地と低地の境界をなす段丘崖から東方へ標高0mから-30mまで下り、埋没段丘面に相当する-30m付近の平坦面をなす。その東側は本谷底にあたる最深部が標高-65mの凹状形をなし、急斜面を経て標高-10~-6mの波食台にあたる平坦面となる。

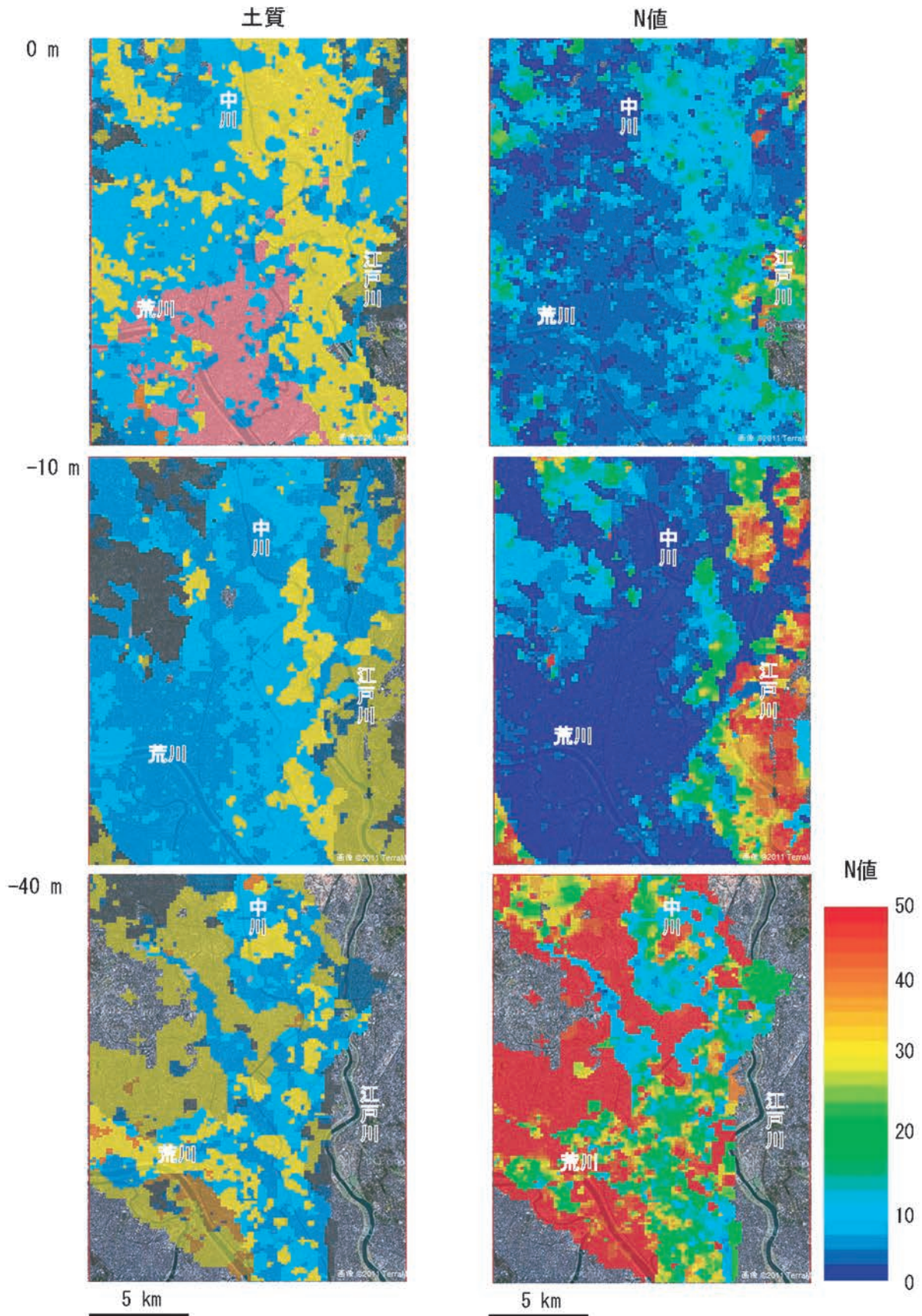
更新統は、段丘堆積物と下総層群相当層からなる。下総層群相当は、沖積層および埋没段丘・台地の基盤を構成する。断面図では、両サイドの標高-35m以浅の分布域しか表現されていない。主に砂層からなり、砂泥・泥・礫を伴い、ほぼ水平成層している。礫・砂のN値では標高-20m以浅では25~50で-20m以深では45以上を示す。埋没段丘堆積物は、下部の礫層とその上位に重なる砂と泥から構成される。その直下の下総層群は断面図では表現されていない。

沖積層は標高-32m以浅とそれ以深とでN値や土質の特性が異なる。標高-32m以浅は、海成の泥・砂泥層が卓越し、最上部に分布する砂層は河成である。N値で見ると、標高-32~-15mでは上方に向かってN値が低下し、その上位では逆に上記の砂層基底付近までN値が増加していることがわかる。これらは土質の地質断面をみると、それぞれ砂泥から泥への上方細粒化と泥→砂泥→砂への上方粗粒化に相当している。下部のN値の上方低下と上方細粒化、上部のN値の上方増加と上方粗粒化はそれぞれ海進期の深海化(エスチュアリー→プロデルタ)、海退期の浅海化(プロデルタ→デルタプレーン)に相当する(木村ほか, 2006ほか)。一方、-32m以深は、凹状の本谷底域内に分布が限られている。その基底部に基底礫層相当の



第 3 図 北緯 35.718 度に沿った地質断面図 (木村ほか, 2011).
N 値と土質のグリッドモデルから切り出した垂直断面図である。本断面図は、産総研の柱状図解析システム (産業技術総合研究所, 2010) を利用して可視化したものである。

Fig.3 Geologic vertical section of N-value and lithology along the lat. 35.718°N line in the Tokyo and the Nakagawa Lowlands. The sections are due to 3-D grid model formed based on a borehole database.



第4図 東京低地北部から中川低地南部におけるN値と土質のグリッドモデルの水平断面。
本水平断面図は産総研の三次元統合システム（試験公開中，作成者：根本達也・木村克己）を利用して作成。

Fig.4 Geologic horizontal sections of N-value and lithology in the Tokyo and the Nakagawa Lowlands.
The sections are due to 3-D grid model formed based on a borehole database.

礫、その上位に砂・砂泥・泥とが混ざり合った分布を示すが、全体に上方に泥が多くなり、N 値が低下する傾向が認められる。これらは、沖積層の堆積システムモデルと比較すると、基底礫層が網状河川システム、その上位の砂・砂泥・泥が蛇行河川システムから一部エスチュアリーシステムの堆積環境に相当する（木村ほか、2006 ほか）。

水平断面図（第 4 図；木村ほか、2011）

沖積層最上部の蛇行河川の堆積環境に相当する標高 0m、デルタシステムの内湾性の堆積環境にあたる標高 -10m、沖積層下部の蛇行河川の堆積環境に相当する標高 -40m の各水平断面図を第 3 図に示す。本図は産総研の三次元統合システム（試験公開中、作成者：根本達也・木村克己）を利用して作成した。なお、同図は Google Map の航空写真を背景図としているため、データのない場所にはそれが表示されている。

沖積層基底面およびその形状でイメージされている開析谷地形は、沖積層とその基盤をなす更新統とが区分されている土質モデルの図で表現されている。古中川と古荒川が流れる本谷が合流し、古東京川となる本谷の形状は、標高 -10m と -40m の水平断面図において明瞭に認められる。標高 -40m の水平断面図では、標高 -10m に比較して、谷幅が半分ほどと狭い。こうした沖積層分布の垂直変化は、第 2 図の断面図に表示されているように、埋没段丘面・本谷底の地形形状の反映である。標高 -10m の水平断面図では、古中川谷の右岸・左岸から合流する支流の谷地形が認められる。同図の左岸側に、南北にのびる砂体は、砂嘴をなすものと考えられている（田辺ほか、2006b）。更新統では、標高 -10m の水平断面図では、下総台地側では砂が卓越しているのに対して、大宮台地側では泥が卓越しているという違いが明瞭である。この大宮台地側で卓越する泥は、中澤・遠藤（2002）の層序と比較すると、大宮台地を北西―南東方向に分布する木下層の泥層に対比できる。標高 0m の水平断面図では南部域に人工土が広く分布している。この地域はいわゆるゼロメートル地帯にあたり、同標高はほとんど人工土の盛り土であることを反映したものである。

4. 最後に

平成 23 年に、本研究成果についてとりまとめ、高精度な地質モデル、地質形成プロセス、地震動評価に関する研究成果を公表する予定である。

文献

- Eto, C., Ishihara, Y., Tanabe, S., Kimura, K. and Nakayama, T., 2007, Three-dimensional models of lithofacies and N-values of alluvial deposits obtained using borehole logs: An example of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills in northern part of the Tokyo Lowland, central Japan. *Jour. Sediment. Soc. Japan*, 64, 9-13.
- 江藤稚佳子・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・中山俊雄（2008）ボーリング柱状図資料を用いた N 値と岩相の 3 次元分布モデル―東京低地北部における沖積層の例―，地質学雑誌，114，187-199.
- 石原与四郎・木村克己・中島 礼・宮地良典・田辺 晋・中山俊雄・斎藤文紀（2004a）東京低地と荒川低地から得られた 3 本のボーリングコアの堆積相と放射性炭素年代：DK コア（江東区新砂），TN コア（足立区舎人公園），HA コア（東綾瀬公園）。地調研報，55，221-235.
- 石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一（2004b）埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア（GS-SK-1）の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代。地質調査研究報告，55，183-200.
- 木村克己（2004）巻頭言：都市地質研究の展開，地質調査研究報告，55，181-182.
- 木村克己（2011）ボーリングデータ処理システムの公開―国土基盤情報としてのボーリングデータの利活用を目指して―，産業技術総合研究所 TODAY，11-2.
- 木村克己・石原与四郎（2009）東京低地付近の沖積層を例とした沖積層研究の新展開，土と基礎，57，no.2，4-7.
- 木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一（2006）東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序，地質学論集，no.59，1-18.
- 木村克己・石原与四郎・花島裕樹・根本達也（2011）沖積層の三次元グリッドモデルとその作成手法（概要）―東京低地北部から中川低地南部の例―，地質調査総合センター研究資料集，

- no.539, 29p.
- 宮地良典・木村克己・石原与四郎・田辺 晋・中島 礼・堀 和明・中山俊雄・斎藤文紀 (2004) 東京都江戸川区小松川地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-KM-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, 55, 201-219.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011a) 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値, 地質調査研究報告, 62 (1/2), 3-46.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011b) 埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相, 珪藻化石群集, 物性, 放射性炭素年代値, 地質調査研究報告, 62 (1/2), 47-84.
- 中西利典・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・八戸昭一・稲崎富士 (2007) ボーリング柱状図資料の解釈による中川低地南部の沖積層基底図, 地質調査総合センター研究資料集, no.454, 36p.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41p. 産業技術総合研究所 (2010) ボーリングデータ処理システム <http://gsj3dm.muse.aist.go.jp/software/boring/index.html>
- 関口春子・田辺 晋・石原与四郎・中西利典・吉田邦一・木村克己 (2007) 中川低地～東京低地における 1923 年関東地震の広帯域地震動の再現計算, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, P3-064.
- 関口春子・吉田邦一・木村克己 (2011) 中川低地沖積層の S 波速度のモデリングと地震応答, 平成 22 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, 181-187.
- 竹村貴人・小田匡寛・濱本昌一郎・川本 健・赤間友哉・田井秀迪・木村克己 (2011) 埼玉県南東部における沖積層地盤の動的変形特性に関する実験的研究, 平成 22 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, 169-179.
- 田辺 晋・石原園子・中島 礼・宮地良典・木村克己 (2006a) 東京低地中央部における沖積層の間砂層の形成機構. 地質学論集, no.59, 35-52.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・石原与四郎・宮地良典・木村克己・中山俊雄・柴田康行 (2006b) 東京都葛飾区における沖積層の堆積相と堆積物物性: 奥東京湾口の砂嘴堆積物の時空間分布. 地質調査研究報告, 57 (9/10), 261-288.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査報告, 59, 497-508.
- 田中勝法・竹村貴人・木村克己 (2006) 堆積環境の変遷から見た沖積層の圧密特性, 地質学論集, no.59, 191-204.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—, 東京都土木技術研究所, 66p.
- 吉田邦一・関口春子 (2007) 草加地震計アレイ観測点による 2007 年新潟県中越沖地震の観測記録—関東平野の長周期地震動—, 活断層研究センターウェブサイト: <http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/niigata070716/report/yoshida/index070723.html>
- 吉田邦一・関口春子 (2008) 埼玉県草加市におけるアレイ観測による地震動記録と微動アレイ記録から求めた位相速度の比較, 物理探査学会第 118 回学術講演会, 5 月.

埼玉県南東部における沖積層地盤の動的変形特性に関する実験的研究

Experimental study of Dynamic Deformation Characteristics of alluvial clayey soils in the southeast of Saitama prefecture, central Japan.

竹村貴人^{1*}・小田匡寛²・濱本昌一郎²・川本 健²・赤間友哉²・田井秀迪²・木村克己³
Takato Takemura^{1*}, Masanobu Oda², Shoichiro Hamamoto², Ken Kawamoto²,
Tomoya Akama², Hidemichi Tai² and Katsumi Kimura³

Abstract: In order to clarify an effect of the depositional environment and the formation process of the Chuseki-so (Latest Pleistocene and Holocene deposits) on soil mechanical properties, we carried out experiments such as physical properties tests, consolidation test and cyclic triaxial test. As a result, the liquidity index of the marine clay, which is the delta deposit, is high, and the formation process of that clay may be different from quick clay in Northern Europe. The results of cyclic triaxial test indicate that the dynamic properties could depend on the depositional environment and the over-consolidation ratio. Therefore, the depositional environment and the formation process, such as salt leaching and consolidation history, are important to ever better understanding dynamic properties of the Chuseki-so.

キーワード: 沖積層, 堆積環境, 粘性土, 動的特性

Keywords: Chuseki-so, depositional environment, clay, dynamic properties

要旨

本研究では、沖積層の形成過程や堆積環境が土質特性へ与える影響を明らかにすることを目的とした実験を行なった。その結果、堆積環境が海成である試料ほど、液性指数が高く軟弱な粘性土であり、その形成過程は北欧で見られるようなクイッククレイとは異なるものである可能性が示された。粘性土におけるせん断剛性と減衰定数のせん断ひずみ依存性をはじめとする動的特性は、堆積環境と過圧密比の2つに依存している可能性を示唆する結果が得られた。従って、沖積層の動的特性をより詳細に理解するためには、堆積環境のみならず、圧密や地下水流動による塩分の溶脱などを取り入れた沖積層の形成過程（時間軸）を考慮に入れる必要があるといえる。

1. はじめに

本研究は、沿岸域の地質・活断層調査研究に不可欠

な研究手法の開発を目的として実施される、関東平野臨海部の浅層地盤を対象とする研究課題の一つである。本研究では、沖積層の堆積環境と地盤工学特性とに密接な関係があることを踏まえて、堆積環境の影響が地盤工学特性および動的特性にどのように発現されるか、そのメカニズムの解明に関わる研究を行った。

埼玉県南東部の現在の低地の地下浅部は、最終氷期に開析された谷を埋積する未固結で軟弱な堆積物である沖積層により構成されている。これらの低地は大宮台地の東は中川低地、西は荒川低地にあたり、沖積層の厚さは深いところで50mに及ぶ地域もあるとされている。1923年に発生した関東大震災では、埼玉県南東部においては、これらの沖積層地盤上の建造物に被害が多くみられ、沖積層と地震被害の間には高い相関があるとされている(武村・諸井, 2002)。

関東平野における沖積層の地下地質構造や堆積環境は、Endo et al. (1982) や遠藤ほか (1983) による沖積層基底の分布やその形成史に関する一連の研究に

* Correspondence

¹ 日本大学文理学部 (Nihon University, College of Humanities and Sciences)

² 埼玉大学大学院理工学研究科 (Saitama University, Graduate School of Science and Engineering)

³ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology Geoinformation)

加えて、木村ほか（2006）、田辺ほか（2008）の堆積相を中心とした研究から明らかにされつつある。また、各機関のボーリングデータの収集からそのデータベースも公開されており、データ整備が行われつつある。これらの沖積層の形成過程、堆積環境や空間分布に関する研究が、近年に急速に展開されているが、沖積層の土質特性に堆積環境やその形成過程に関する情報が系統的に反映されていないのが現状である。本研究では、沖積層の形成過程や堆積環境が土質特性へ与える影響を明らかにすることを目的とした実験を行なった。このうち、特に、地震動への影響に焦点をあてるため、堆積環境の動的特性への影響についての実験結果の報告を行う。

2. 試料

本研究では中川低地においては、埼玉県春日部市の正善小学校敷地内（GS-KBH-2）、荒川低地においては埼玉県戸田市の東町公園内（GS-TKT-2）の 2 箇所における不攪乱ボーリング試料を用いた。各試料の堆積環境は以下の通りである。

GS-KBH-2：本コアは 2005 年 6 月に掘削された GS-KBH-1 のボーリング孔から約 1m 離れた地点で不攪乱ボーリング試料として掘削されたものである。本ボーリングコア（GS-KBH-2）の堆積環境は、GS-KBH-1 のボーリングコアで解釈されたものと同じであるとし、中西ほか（2011）により報告されている GS-KBH-1 の堆積環境を参考とした。中西ほか（2011）によれば、GS-KBH-1 のボーリングコアの堆積環境は、堆積相・化石相・放射性炭素年代の解析等から、次の 8 つのユニットに分けられる。深度 49.9-48.3m はユニット 1（浅海成中部更新統）、深度 48.3-42.3m はユニット 2（網状河川堆積物）、深度 42.3-33.9m はユニット 3（氾濫原堆積物）、深度 33.9-27.4m はユニット 4（干潟堆積物）、深度 27.4-19.5m はユニット 5（内湾堆積物）、深度 19.5-8.2m はユニット 6（浅海底堆積物）、深度 8.2-6.3m はユニット 7（塩水湿地堆積物）、深度 6.3-1.9m はユニット 8（氾濫原堆積物）そして、深度 1.9m 以浅は盛り土である。

GS-TKT-2：本コアは 2007 年 11 月に掘削された GS-TKT-1 のボーリング孔から約 1m 離れた地点で不攪乱ボーリング試料として掘削されたものである。本ボーリングコア（GS-TKT-2）の堆積環境は、GS-TKT-1 のボーリングコアで解釈されたものと同じであるとし、小松原ほか（2009）により報告されている GS-TKT-1

の堆積環境を参考とした。小松原ほか（2009）によれば、GS-TKT-1 のボーリングコアの堆積環境は堆積相・化石相の解析等から、大きく次の 5 つのユニットに分けられる。深度 51.0-50.6m はユニット 1（更新統下総層群）、深度 50.6-37.8m はユニット 2（礫質河川堆積物）、深度 37.8-25.0m はユニット 3（砂質河川～塩性湿地堆積物）、深度 25.0-7.3m はユニット 4（内湾～デルタフロント堆積物）、深度 7.3-1.3m はユニット 5（砂質河川堆積物）そして、1.3m 以浅は盛り土である。

実験に用いた不攪乱ボーリング試料は、GS-KBH-2、GS-TKT-2 共に不攪乱試料であり、試料の採取にはロータリー式試錐機を用いて行い、サンプラーは固定式シンウォールサンプラーを使用し、試料の採取や運搬による乱れは極力避けるようにした。ボーリングにより採取された不攪乱試料は、所定の深度から実験用の供試体として 12cm 切り取った後、ラップで包み、空気などの影響を受けないようにパラフィンでコーティングし、3℃の冷蔵庫で実験に供するまで保管した。

3. 実験方法

3.1 物理・化学特性および圧密特性

基本的な物理・化学特性を得るため、以下の試験を行った。

土の含水比試験：JIS A 1203 の規格に従い含水比試験を行った（地盤工学会編，2004）。試料は供試体作成時、トリミングによって切り取られたものを用いた。また、冷蔵保存された試料であるため表面に水滴が付き、含水比を正確に測定できなくなる可能性があるため、表面の土の使用は避けた。

液性・塑性限界試験：JIS A 1205 の規格に従い液性・塑性限界試験を行った（地盤工学会編，2004）。液性限界、塑性限界は土粒子の粒径が小さくなるほど、また、その量が多くなるほど大きな値を示す。また、交換性陽イオン、有機物量、粘土鉱物の種類にも関係する。

土粒子の密度試験：JIS A 1202 の規格に従い土粒子の密度試験を行った（地盤工学会編，2004）。試料は供試体作成時、トリミングによって切り取られたものを用いた。無機質土の土粒子密度は一般に 2.60～2.75g/cm³ の値を示す。土を構成する鉱物のほとんどが 2.7g/cm³ 付近の密度を示すため、有機物の含有量が多くなるほど土粒子密度は小さくなる。トリミングした供試体の質量と体積から湿潤密度 ρ_t を求め、こ

れと含水比 w_n , 土粒子密度 ρ_s から, 土の性質を表す基本的な指標である間隙比 e , 飽和度 S_r を以下の式により求めることができる。

$$e = \frac{\rho_s}{\rho_t} \left(1 + \frac{w}{100} \right) - 1 \quad (1)$$

$$S_r = \frac{1}{e} \frac{w}{100} \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (\%) \quad (2)$$

土の粒度試験: JIS A 1204 の規格に従い, 粒度試験を行った (地盤工学会編, 2004)。土を構成する土粒子の粒径分布状態を粒度といい, 土粒子の分布状態を粒径とその粒径より小さい土粒子の質量百分率の関係を示した粒径加積曲線で表される。

土の強熱減量試験: JIS A 1226 の規格に従い, 土の強熱減量試験を行った (地盤工学会編, 2004)。強熱減量とは, 700~800 度で炉乾燥試料土を強熱した時の減少質量を強熱前の質量に対する百分率で表したものである。泥炭のような土の強熱減量はほぼ有機物量と等しいため, 有機物含有量を簡便に判定できる。

土懸濁液の pH・電気伝導率試験: JGS 0211 と JGS 0212 の規格に従い, 土懸濁液の pH・電気伝導率試験を行った (地盤工学会編, 2004)。

ゼータ電位: ζ 電位計 (Model 502, 日本ルフト (株) 製) を用いて顕微鏡電気泳動法で電気泳動度の測定を行い, Smoluchowski の式を用いて算出した (例えば古澤, 2004)。

X 線回折分析: JGS0251-200 の規格に従い, 試料を作成し (地盤工学会編, 2004), 地盤工学会 (1989) による方法により分析を行った。実験装置は Rigaku 製 RINT 2100S であり, 管電圧/電流の測定条件は 50kV/250mA である。

土の圧密試験: JIS A 1217 の規格に従い, 土の圧密試験を行った (地盤工学会編, 2004)。直径 6cm, 高さ 2cm の供試体を用いて, 一次元圧密条件下で圧密応力 p を段階的に 1,280kPa まで載荷した。圧密試験は各深度の不攪乱試料を用いて行なった。圧密応力の各段階での変位量から求めた間隙比 e と圧密応力 p の関係 (e -log p 曲線) から沈下量や沈下時間の推定に必要な圧縮指数 C_c , 圧密係数 C_v および圧密降伏応力 P_C を求めた。ここで, 圧密係数 C_v は, 変位量と時間の関係から \sqrt{t} 法により求め, 圧密降伏応力 P_C は, e -log p 曲線より三笠法により求めた。また, 有効土被り圧と実験で得られた圧密降伏応力 P_C の比から過圧密比 OCR を求めた。

3.2 繰り返し非排水三軸試験方法

JGS 0541-2000 の規格に従い土の繰り返し非排水三軸試験を行った (地盤工学会編, 2004)。本研究では等方圧密後に繰り返し荷重を制御して行った荷重制御試験と, K_0 圧密後に軸変位を制御して行った変位制御試験の 2 種類の試験を行った。試験に用いた供試体は所定の深度のコア試料の中心部から直径 50mm 高さ 100mm の円柱状に切り出したものを用いた。それぞれの実験の手順は以下のとおりである。

荷重制御試験: 本実験では, 三軸試験機 (株式会社誠研舎) により軸荷重を油圧サーボコントローラーで制御することで繰り返し応力を発生させた。試験は実験試料の採取深度の有効応力状態を等方状態で再現した等方圧密を行った後, 試料内を非排水条件にし, 繰り返し応力を載荷するという手順で行った。ここで, 載荷した繰り返しせん断応力比 τ_d/σ'_z は以下の式で算定した (足立, 2002)。

$$\frac{\tau_d}{\sigma'_z} = r_n \frac{\alpha_{max}}{g} \frac{\sigma_z}{\sigma'_z} r_d \quad (3)$$

τ_d : せん断応力

α_{max} : 最大加速度

g : 重力加速度

σ_z : 鉛直全応力

σ'_z : 鉛直有効応力

$r_n = 0.1(M - 1)$

$r_d = 1 - 0.015z$

ここで, M は想定マグニチュード, z は深度 (m) である。本研究では, 想定マグニチュードは関東地震 (1923 年) の $M=7.9$ とし, 最大加速度 α_{max} は建築基礎構造設計指針 (日本建築学会, 2001) に記されている終局限界検討用の水平加速度 350cm/s^2 を用いた。繰り返し回数は春日部コア試料が 100 回, 戸田コア試料が 25 回とし, 実験中に変位, 荷重, 間隙水圧に関するデータを取得した。繰り返し回数は, 制御の精度を維持するため, 途中で試験を中止したものがあつた。設定回数に満たない実験もある。実験から得られる結果から, せん断応力 τ , せん断ひずみ γ を以下の式で求めた。

$$\tau = \frac{1}{2} \Delta \sigma \quad (4)$$

$$\gamma = \frac{3}{2} \varepsilon_a \quad (5)$$

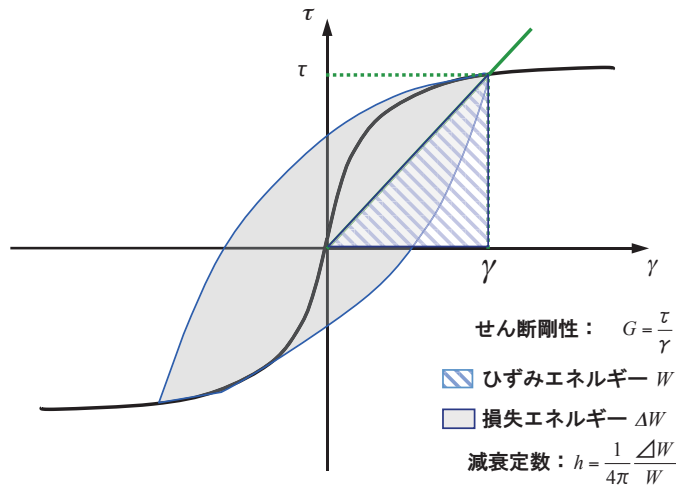
ここで、 $\Delta\sigma$ は偏差応力、 ε_a は軸ひずみである。また、せん断ひずみは非排水の条件（体積ひずみ $\varepsilon_v=0$ ）を考慮して求めた。せん断応力とせん断ひずみを用いて、繰り返し回数ごとにせん断応力-せん断ひずみ曲線を描き、原点と最大ひずみ点を結ぶ傾きで得られるせん断剛性 G と以下の式で定義される減衰定数 h を求めた。

$$G = \frac{\tau}{\gamma} \quad (6)$$

$$h = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W}{W} \quad (7)$$

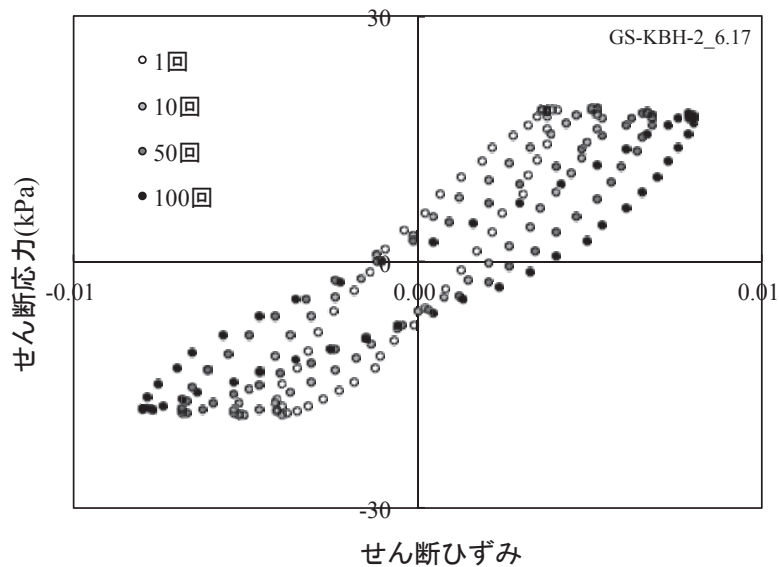
ここで、 ΔW は損失エネルギー、 W はひずみエネルギー

ギーである。Fig. 1 にせん断応力-せん断ひずみ曲線（ τ - γ 曲線）からせん断剛性と損失係数を求めるためのモデル図を示した。図中の灰色部が損失エネルギーであり、斜線部がひずみエネルギーに相当する。Fig. 2 には、実験から得られる実データの一例として春日部コア試料（GS-KBH-2）の中心部も深度が 6.17m に位置する試料のせん断応力-せん断ひずみ曲線である。曲線は繰り返し回数 1 回、10 回、50 回、100 回の代表的な 4 種類を示した。また、Fig. 3 には同試料の実験中に計測された、繰り返し応力、軸ひずみ、過剰間隙水圧比の繰り返し回数の変化である。ここで、過剰間隙水圧比は初期の有効鉛直応力 σ'_{z0} と発生した間隙水圧 u の比であり、 u/σ'_{z0} で表される。



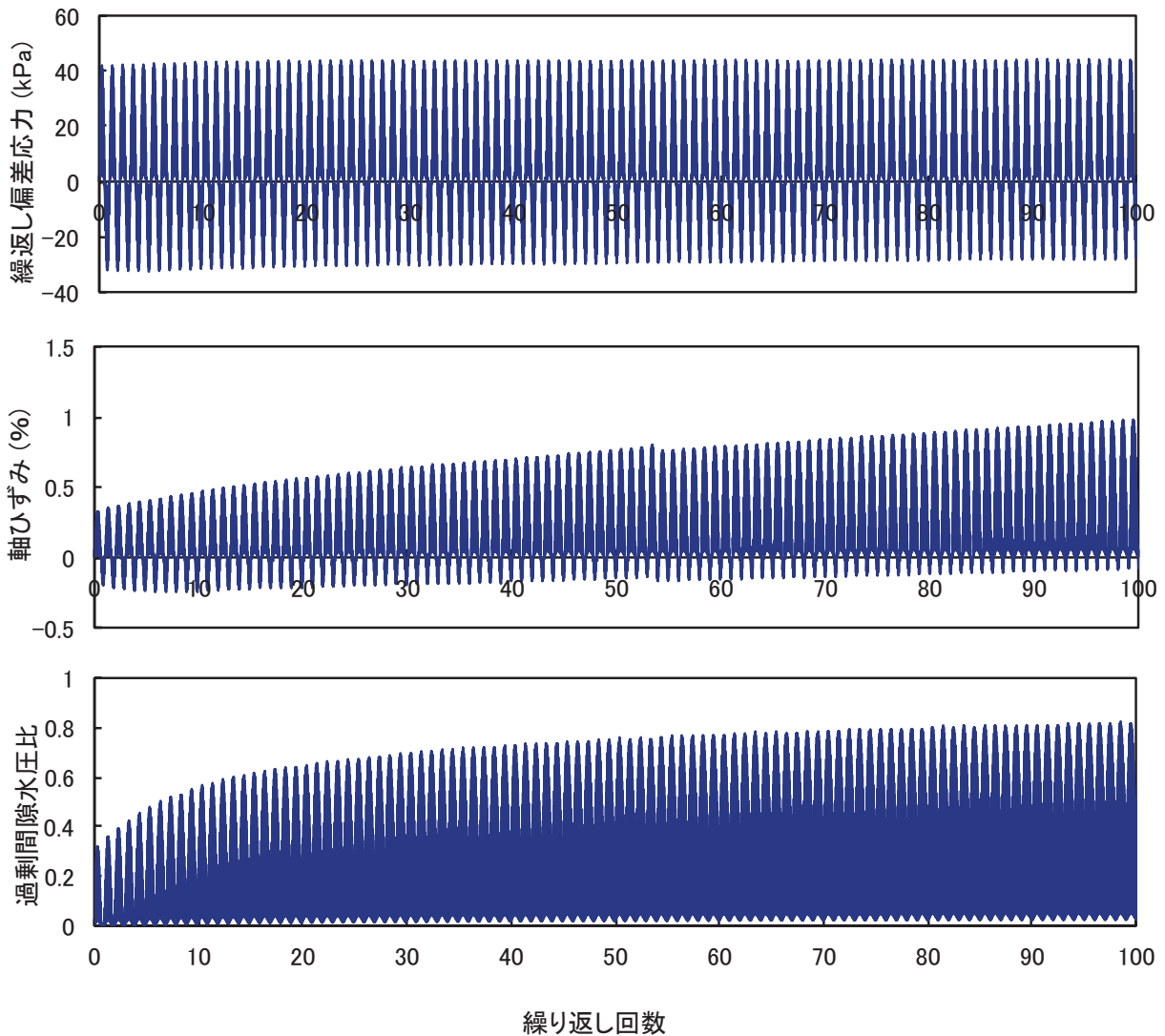
第 1 図 土の動的試験から得られる τ - γ 曲線。

Fig.1 Observed and idealized dynamic behavior of soil. The dynamic shear modulus and damping coefficient were calculated by τ - γ curve.



第 2 図 動的試験から得られる τ - γ 曲線の一例（GS-KBH-2_6.17m）

Fig.2 Typical τ - γ curve of dynamic behavior test (GS-KBH-2_6.17m).



第3図 動的試験から得られる繰返し偏差応力，軸ひずみ，過剰間隙水圧比の一例（GS-KBH-2_6.17m）

Fig.3 Differential stress, axial strain and excess porewater pressure ratio versus number of loading cycles for typical results of dynamic behavior test (GS-KBH-2_6.17m).

変位制御試験：本実験では，三軸試験機（株式会社誠研舎製）により軸変位を空圧サーボコントローラーで制御することで繰返し試験を行った。実験は，実験試料の採取深度の有効応力状態を K_0 圧密で再現した K_0 圧密試験を行った後，試料内を非排水条件にし，繰返し試験を行うという手順で行った。ここで， K_0 圧密試験は，側方方向のひずみを LDT（局所変位計：Local Deformation Transducer）により拘束制御することにより行った。繰返し試験は軸荷重を変位で制御することにより载荷した。各繰返し载荷で，変位は，片振幅で 0.001, 0.002, 0.004, 0.008, 0.016, 0.032, 0.064, 0.128, 0.256, 0.512, 1.024, 2.048mm と漸増させた。各繰返し試験の終了後，過剰間隙水圧を解放させ，試験を継続

することで各段階の繰返し試験中の変位，荷重，間隙水圧に関するデータの取得を行った。ここで，軸ひずみ ε_a は LDT の変位から計算し，せん断ひずみは，(5) 式から計算した。また，せん断剛性と減衰定数は，荷重制御試験の時と同様にせん断応力－せん断ひずみ曲線から求めた。本実験は，変位を制御した繰返し試験であるため，得られた結果はせん断ひずみにより整理することができ，せん断剛性および減衰定数のせん断ひずみ依存性を得ることができる。

4. 結果

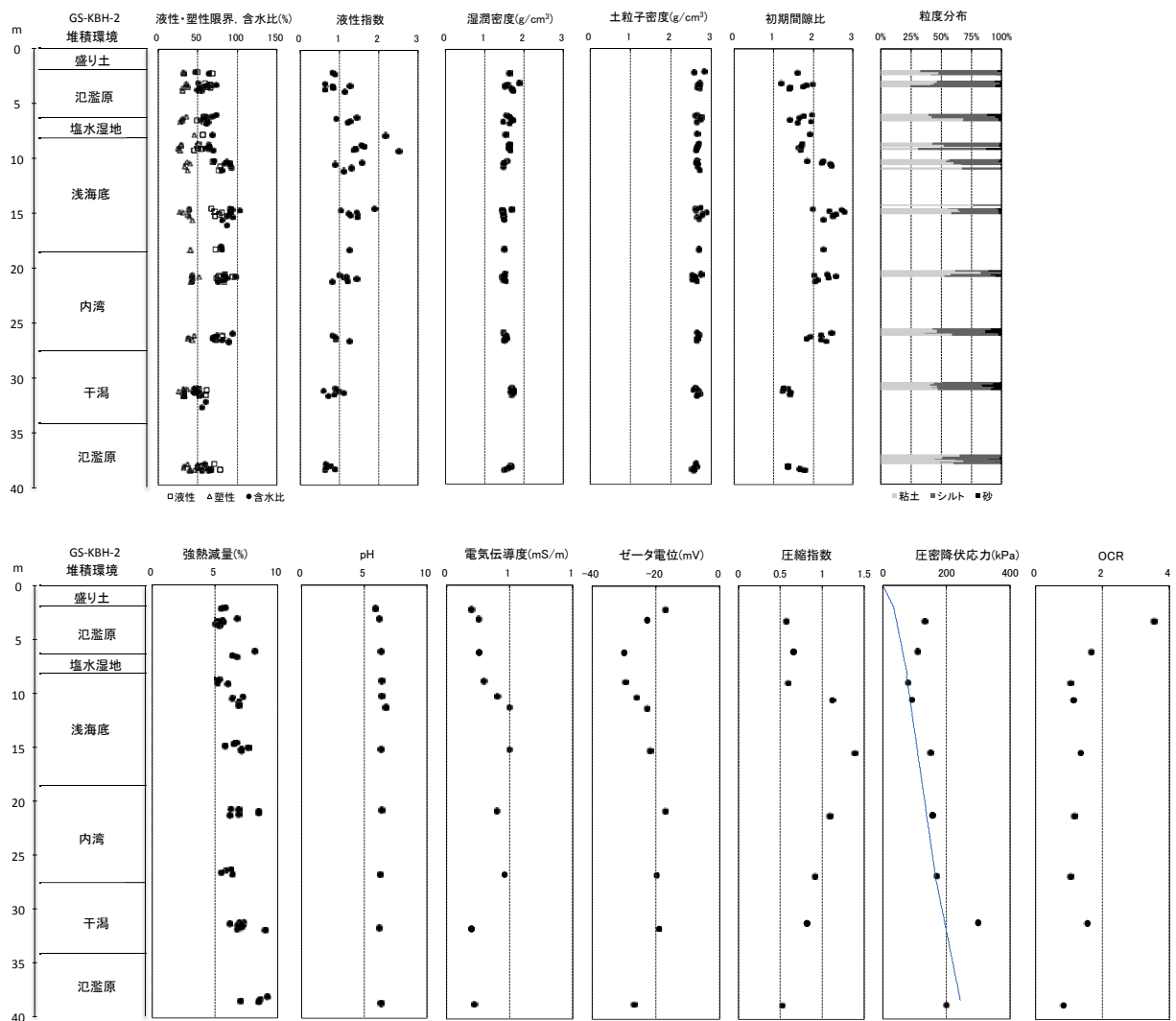
4.1 物理・化学特性および圧密特性

春日部，戸田のコア試料の物理・化学特性の結果を Fig. 4, 5 に示す。図中の堆積環境は小松原ほか

(2009), 中西ほか (2011) により報告された堆積環境である。

2 地点での堆積環境については内湾の海成環境について名称や区分の仕方が違うので名称と堆積環境の内容を統一するために、以下比較する。内湾の海成環境について、戸田コア試料では、深度 25.0m ~7.3m が内湾の海成環境の層準に相当し、内湾底 ~デルタフロントと記載されている (小松原ほか, 2009)。このうち、デルタフロントは、内湾底のなかで、最上部の上方へ粗粒化する、すなわち粘性土が卓越する岩相から次第に砂質な岩相に変化する層準 (深度 15.9~7.3m) とされている。一方、春日部コア試料では、深度 27.4~8.2m が内湾の海成環境の層準に相当し、深度 27.4~19.5m の上方へ深海化する内湾泥底環境、深度 19.5~8.2m の上方へ浅海化する浅海底環境に区分され、このうち深度 10.0~8.2m におい

て上方に粗粒化している (中西ほか, 2011)。戸田コア試料と春日部コア試料の堆積環境の対応では、産出する貝化石、粒度・堆積相、¹⁴C 年代の堆積曲線から判断すると、春日部コア試料の海成環境にあたる深度 27.4~8.2m の全区間が戸田コア試料の内湾底環境に対比され、戸田コア試料に認められる上方粗粒化を示す層準は、春日部コア試料では最上部の深度 10~8.2m に限られる。したがって、両コアで堆積環境の表記を統一させるため、戸田コア試料 (GS-TKT-2 コア) を基準とすると、海成環境を浅海底~内湾環境とし、そのうち、最上部に認められる上方粗粒化を示す層準を特にデルタフロントと呼称することにする。その結果、戸田コア試料では、深度 25.0m~15.9m は内湾底環境、深度 15.9~7.3m はデルタフロント、春日部コア試料では、深度 27.4~10.0m は内湾底環境、深度 10.0~8.2m はデルタフロントとなる。



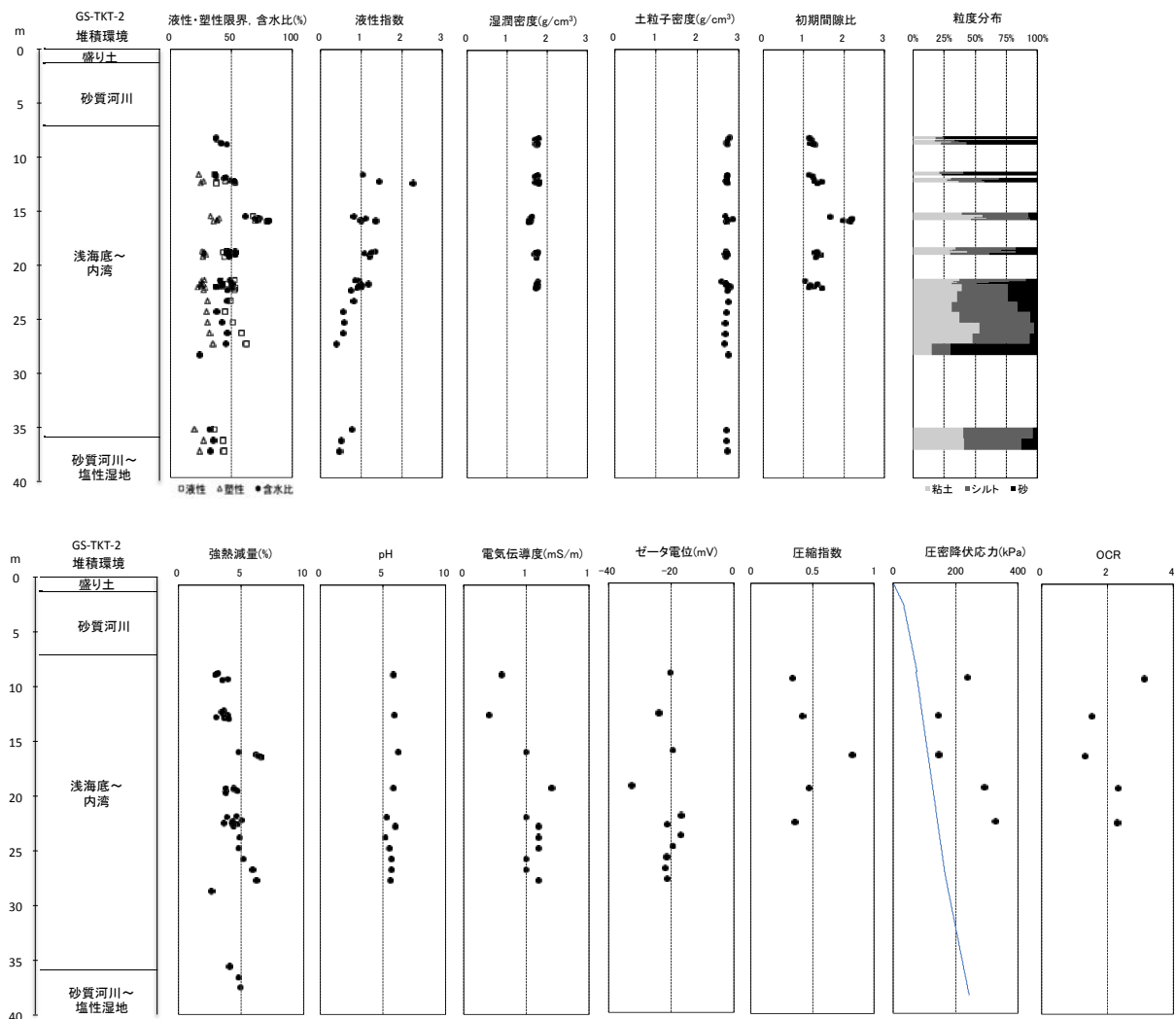
第 4 図 春日部コア試料 GS-KBH-2 の物理・化学特性と圧密特性。

Fig.4 Physical, chemical and consolidation properties of Kasukabe sample (GS-KBH-2).

海成環境で堆積した内湾底およびデルタフロントの堆積物は間隙比、自然含水比、液性指数、圧縮指数を見ると淡水成環境である河川で堆積された層より高い値になっており比較的軟弱な層であるといえる。春日部コア試料では、自然含水比は内湾底およびデルタフロントの泥底堆積物で液性限界を超えており（液性指数が1以上）、繰り返しただけで液状になる非常に軟弱な性質を示す。海成環境であるがゆえに塩分が多く、pHと電気伝導度が高い。内山ほか（2011）によれば、堆積物試料の懸濁水のpHとECは堆積環境によって変化し、海成環境の試料ではpH8-10と弱アルカリ性でECが高いのに対して、淡水成環境の試料では、pH7前後と中性でECが低いことが明らかにされている。本研究で測定したpHは層準によらずにpH6前後を示すが、これは測定した堆積物試料の酸化状態が影響（内山ほか、2011）したものと考えられる。液

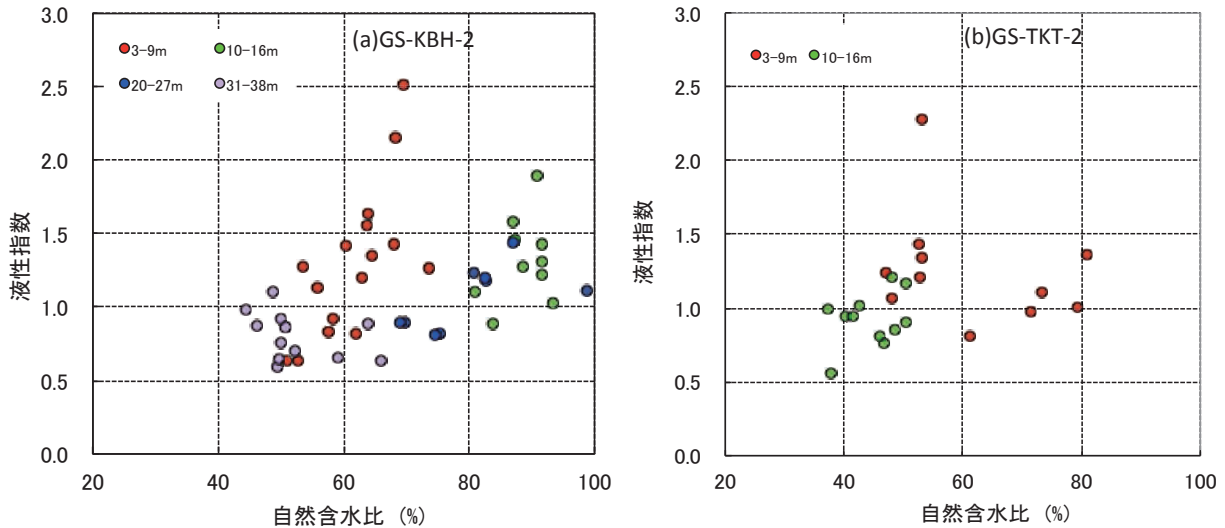
性指数の高い粘性土は鋭敏性が高く、振動などの外力で液体状になる性質を持っている。このような粘性土として北欧のクイッククレイが有名であり、その形成過程は海成環境で堆積した粘性土が隆起により陸上に現れ、雨などの影響で塩類が溶脱されることによるとされている（例えば足立、2002）。しかしながら、本地域での海成環境で堆積された液性指数の高い粘性土は、淡水成環境と比べ高い電気伝導度であることより溶脱は北欧のクイッククレイほどは進んでいないと考えられる。従って、本地域の液性限界の高い粘性土は北欧のクイッククレイとは異なる形成過程によるものと考えられる。

Fig. 6に塑性図と活性度を示す。塑性図と土質特性の圧縮指数の項目からも分かるように、海成もしくは汽水成環境で堆積された試料は淡水成環境で堆積された試料に比べて圧縮性と塑性が大きい傾向にある。ま



第5図 戸田コア試料 GS-TKT-2 の物理・化学特性と圧密特性.

Fig.5 Physical, chemical and consolidation properties of Toda sample (GS-TKT-2).



第 6 図 液性指数と自然含水比の関係。(a) GS-KBH-2, (b) GS-TKT-2.

Fig.6 Relationship between liquidity index and natural water content: (a) GS-KBH-2, (b) GS-TKT-2.

た、ばらつきこそあるものの、いずれも普通粘土～非活性粘土であることが分かる。春日部コア試料と戸田コア試料のデルタフロントに相当する層準の試料の X 線回折分析の結果、いずれの試料にも活性度が低く膨潤性の低いイライトやカオリナイトが含まれていることを確認した。

4.2 繰り返し载荷試験

Fig. 7, 8 に応力制御試験による繰り返し試験の結果から得られた、せん断剛性、過剰間隙水圧比と繰り返し回数との関係とせん断剛性と有効応力の関係を示した。春日部コア試料と戸田コア試料を比べると、せん断剛性と過剰間隙水圧比ともに戸田コア試料の方が低い値を示している。これは、春日部コア試料に対して、戸田コア試料の方が砂分含有率が高いため、繰り返し载荷中に発生する過剰間隙水圧が大きくなることの原因であると考えられる。このことは、戸田コア試料の方が少ない繰り返し回数でせん断剛性の減少が収束することからも示唆される。

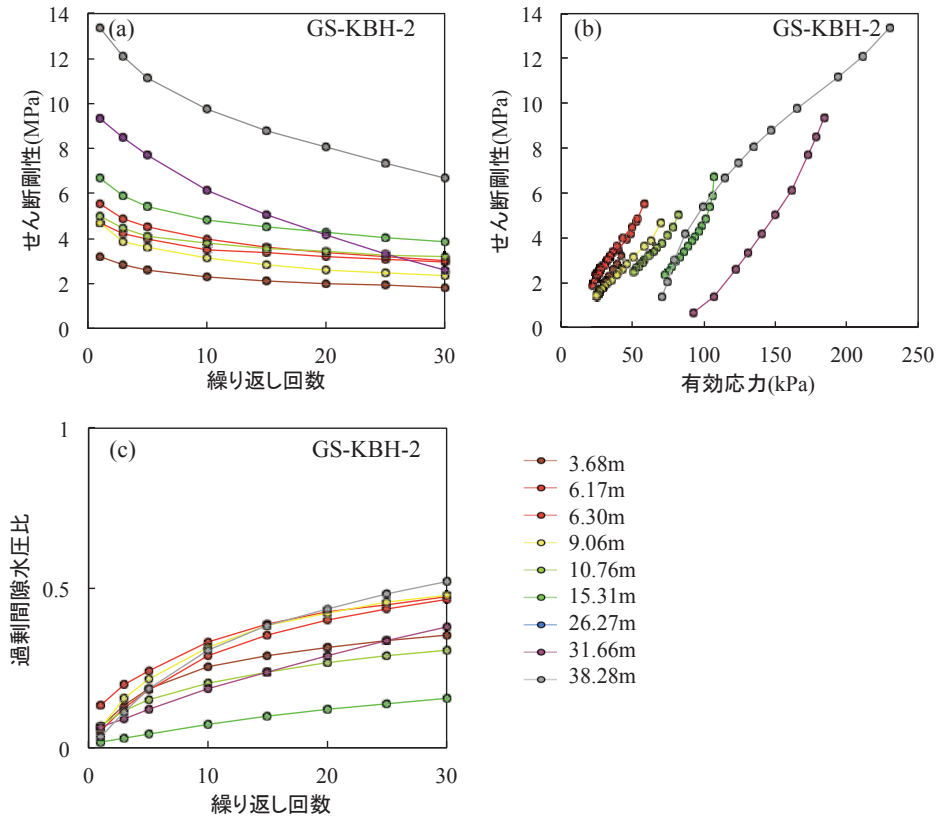
Fig. 9, 10 に繰り返し载荷中のせん断剛性および減衰定数とせん断ひずみの関係を示した。LDT (局所変位計) を用いてせん断ひずみを求めているが、せん断剛性比と減衰定数ともにせん断ひずみが 10^{-4} 以下でデータのばらつきが顕著である理由は、LDT の精度を超えているためである。また、ひずみレベルが大きくなると繰り返し荷重の制御精度が低下することで、実験精度が落ちていると考えられる。従って、本実験で精度の高いデータが保障されているせん断ひず

み区間は 10^{-4} から約 2×10^{-1} までの間であると言える。せん断剛性と減衰定数のひずみ依存性は液性限界や粒度の影響を受けることが知られており、本研究での実験結果からも液性限界と粒度、特に砂分、の影響を受けていることが分かる。春日部コア試料では砂分の影響はあまりなく、液性限界の影響を強く受けており、Fig. 10 (a) 中の曲線の右側から順に液性指数が高いものとなっている。また、戸田コア試料における 19m と 21m の試料は過圧密比 OCR が 2 を超えており、OCR が動的特性になんらかの影響を与えている可能性が示唆される。

せん断剛性と減衰定数のひずみ依存性の違いを堆積環境で違いをみると、海成環境で堆積された試料ほど右、汽水環境で堆積したデルタフロントや砂質干潟・砂州が中間、デルタプレーンや蛇行・網状河川などの淡水成環境で堆積された層のものほど左へ寄る傾向であることが分かる。堆積環境の違いは、液性指数を始めとする物理・化学特性に影響を与えた結果として、繰り返し試験から得られる動的特性にも影響を与えていると考えられる。

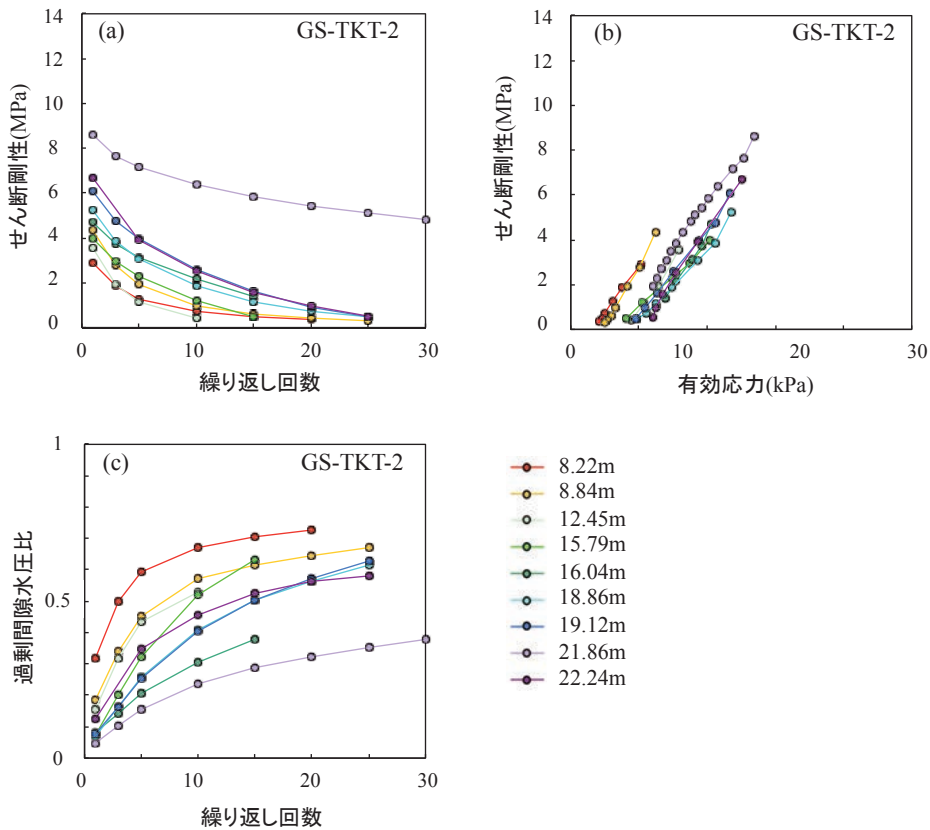
5. まとめ

本研究では、沖積層の形成過程や堆積環境が土質特性へ与える影響への依存性を明らかにすることを目的として、物理・化学特性の測定、圧密試験そして動的試験として制御方法の異なる 2 種類の繰り返し試験を行なった。その結果、堆積環境が海成である試料ほど、液性指数が高く軟弱な粘性土であり、その形成過程は



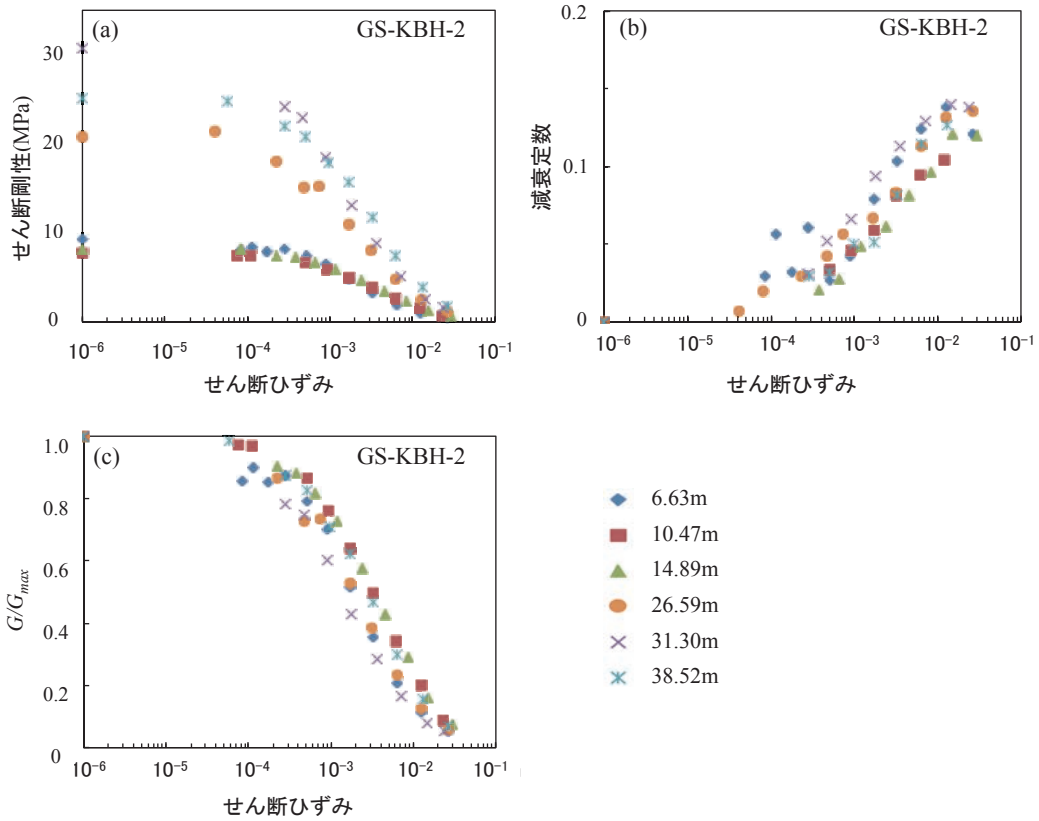
第7図 (a)せん断剛性-繰り返し回数曲線, (b)せん断剛性-有効応力曲線, (c)せん断剛性-繰り返し回数曲線(GS-KBH-2).

Fig.7 (a) Shear modulus - number of loading cycles curve, (b) Shear modulus - effective stress curve and (c) excess porewater pressure ratio - number of loading cycles curve (GS-KBH-2).



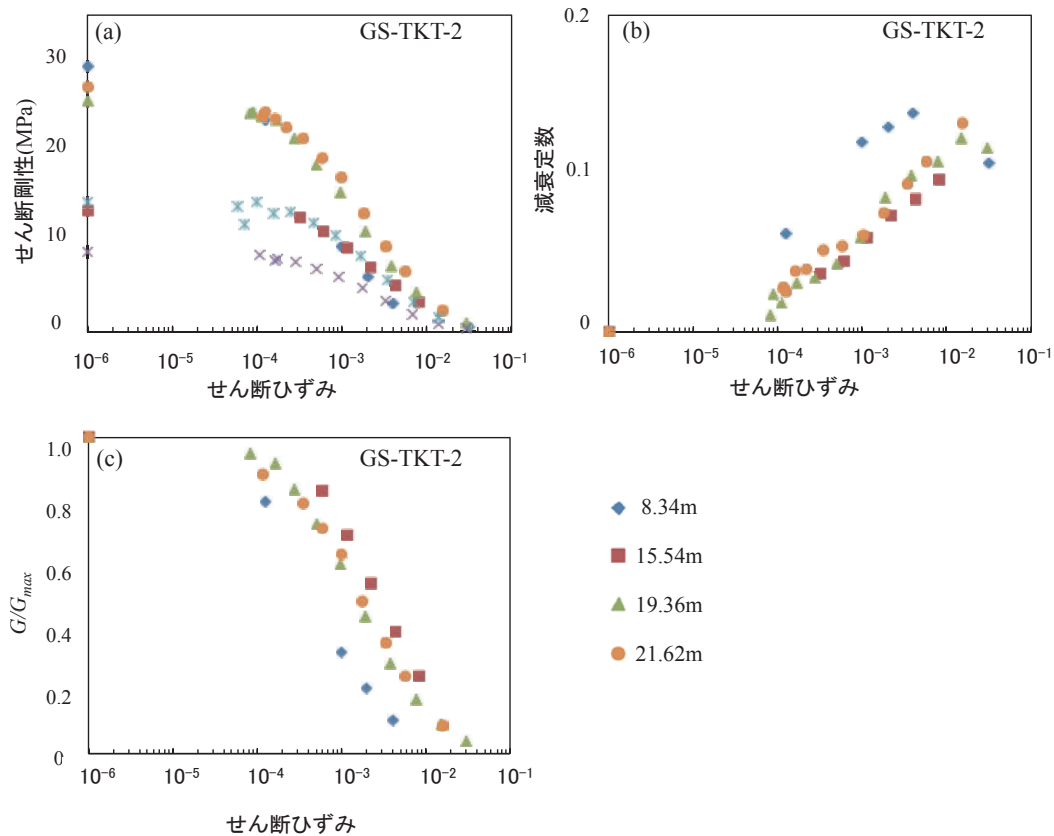
第8図 (a)せん断剛性-繰り返し回数曲線, (b)せん断剛性-有効応力曲線, (c)せん断剛性-繰り返し回数曲線(GS-TKT-2).

Fig.8 (a) Shear modulus - number of loading cycles curve, (b) Shear modulus - effective stress curve and (c) excess porewater pressure ratio - number of loading cycles curve (GS-TKT-2).



第 9 図 せん断剛性 (a), 減衰定数 (b) とせん断剛性比 G/G_{max} (c) のせん断ひずみ依存性図 (GS-KBH-2).

Fig.9 Shear modulus (a), damping coefficient (b) and normalized shear modulus G/G_{max} (c) as function of the shear strain for GS-KBH-2.



第 10 図 せん断剛性 (a), 減衰定数 (b) とせん断剛性比 G/G_{max} (c) のせん断ひずみ依存性図 (GS-TKT-2).

Fig.10 Shear modulus (a), damping coefficient (b) and normalized shear modulus G/G_{max} (c) as function of the shear strain for GS-TKT-2.

北欧で見られるようなクイッククレイとは異なるものである可能性が示された。また、せん断剛性と減衰定数のせん断ひずみ依存性が液性指数の影響を強く受けていることを考えると、堆積環境の違いは、液性指数を始めとした物理・化学特性に影響を与えた結果として、動的特性にも影響を与えていると考えられる。しかしながら、戸田コア試料の結果は、本研究でいう堆積環境とは関係の薄い過圧密比 OCR も動的特性に影響を与えている可能性を示唆している。OCR は、本研究でいう堆積環境との関連性より、むしろ堆積後の環境や沖積層の形成過程との関連性の方が高いと考えられる。粘性土におけるせん断剛性と減衰定数のせん断ひずみ依存性をはじめとする動的特性を議論する上では、堆積環境と OCR の 2 つを考慮して評価する必要があると考えられる。従って、沖積層の動的特性をより詳細に理解するためには、堆積環境のみならず、圧密や地下水流動による塩分の溶脱などを取り入れた沖積層の形成過程（時間軸）を考慮にいれた実験を行い、力学のフレームワークで地質情報を取り扱っていくべきであろう。

文献

- 足立格一郎 (2002) 土質力学 (テキストシリーズ土木工学). 共立出版, 282p.
- Bjerrum, L. (1967) Engineering geology of Norwegian normally- consolidated marine clays as related to settlements of buildings, seventh rankine lecture. *Geotechnique*, 17, 81-118.
- Endo, K., Sekimoto, K. and Takano, T. (1982): Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon transgression. *Proceedings of the Institute of Natural Sciences, Nihon University, Earth Sciences*, 17, 1-16.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) : 関東平野の沖積層. *アーバンクボタ*, 21, 26-43.
- 古澤邦夫 (2004) ζ 電位の測定. *ぶんせき*, 2004.5, 247-254.
- 地盤工学会編 (1989) 岩の調査と試験. 丸善, 540p.
- 地盤工学会編 (2004) 土質試験の方法と解説 (第 1 回改訂版訂正版), 902p.
- 木村克己・石原与一郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. *地質学論集*, 59, 1-18.
- 小松原純子・中島 礼・木村克己 (2009) 沖積層ボーリングコア GS-TKT-1 (埼玉県戸田市) の堆積相と堆積物物性. *堆積学研究*, 68, 13-25.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011) 埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相, 珪藻化石群集, 物性, 放射性炭素年代値. *地質調査研究報告*, 62, 47-84.
- 日本建築学会 (2001) 建築基礎構造設計指針. 日本建築学会, 485p.
- 武村雅之・諸井孝文 (2002) 地質調査所データに基づく 1923 年関東地震の詳細震度分布その 2. 埼玉県. *日本地震工学会論文集*, 2, 55-73.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形. *地質調査研究報告*, 59, 497-508.
- 内山美恵子・原未来也・竹内美緒・木村克己 (2011) 東京低地と中川低地の沖積層堆積物で作成した懸濁液の水素イオン濃度指数及び電気伝導度. *地質調査研究報告*, 62, 85-104.

中川低地沖積層の S 波速度のモデリングと地震応答

About Vs modeling and seismic response of the Chuseki-so in the Nakagawa Lowland, Kanto Plain.

関口春子^{1*}・吉田邦一²・木村克己³

Haruko Sekiguchi^{1*}, Kunikazu Yoshida² and Katsumi Kimura³

Abstract: This report consists of two subjects, examination of N-value to Vs empirical model for the Nakagawa lowland and preliminary survey of ground response of the Nakagawa and nearby lowlands.

To construct a 3D Vs structure model based on the 3D N-value structure model, here, We examined the applicability of an empirical formula to get Vs from N-value using borehole data for the second year. Again, We found that the formula VX in Ohta and Goto (1978) is highly applicable in average. We noticed big discrepancy between measured and estimated Vs when N-value is saturated; N-value is usually set to 50 when it exceeds 50.

We compared ground motion in and around the Nakagawa, Arakawa, Tone river middle reaches, and Tokyo Lowlands during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. The difference of JMA intensity in and around the lowlands is not remarkable. Preliminary comparison of velocity spectrum indicates that the ground motion in the Nakagawa lowland is about 2 times larger in the period around 1 sec.

Keywords: Nakagawa lowland, seismic response, S-wave velocity, N-value, ground motion simulation

要旨

中川低地帯における N 値-S 波速度経験式の検討、および、中川低地帯とその周辺の低地帯の 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震時の地震動応答に関する概観を報告する。H22 年度に引き続き、東京低地北部から中川低地南部地域にかけての 3 次元沖積層物性値構造モデルの改良のため、PS 検層などの物性値探査が行われたボーリングデータを用いて、当該地域に適した N 値-S 波速度関係式を検討した。昨年度の検討で適用性が良かった太田・後藤（1978）の XV 式が、今回用いたデータにも大局的には良く適合した。しかし、N 値が頭打ちをしている部分で推定誤差が大きくなる。中川低地帯とそれに続く、荒川低地帯、東京低地帯、利根川中流域低地帯とその周囲における 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の地震動を比較したところ、利根川中流域低地帯では周囲より震度が大きいようだが、それ以外では顕著な差が見ら

れなかった。中川低地南部の観測記録を比較したところ、低地内外で地震動の周期数分布に違いがみられ、低地内では 1 秒付近の周期が低地外より増幅していることがわかった。

1. 中川低地沖積層の物性値構造のモデル化

関東平野における沿岸域課題として、H21 年度に引き続き、東京低地北部から中川低地南部地域にかけての 3 次元沖積層物性値構造モデルの改良のため、PS 検層などの物性値探査が行われたボーリングデータを用いて、当該地域に適した N 値-S 波速度関係式を検討した。

H21 年度には、産業技術総合研究所によって掘削されたボーリング孔での検層値を用いて、土質の違いなども考慮されている 4 つの既存の N 値-S 波速度関係式（経験式）、大田・後藤（1978）の XIII 式および XV 式、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」（2001）の式、吉田・ほか（2006）の適用性を

* Correspondence

¹ 京都大学防災研究所（Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University）

² 地域地盤環境研究所（Geo-Research Institute）

³ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation）

検討したところ、総合的に見て、太田・後藤（1978）の XV 式、

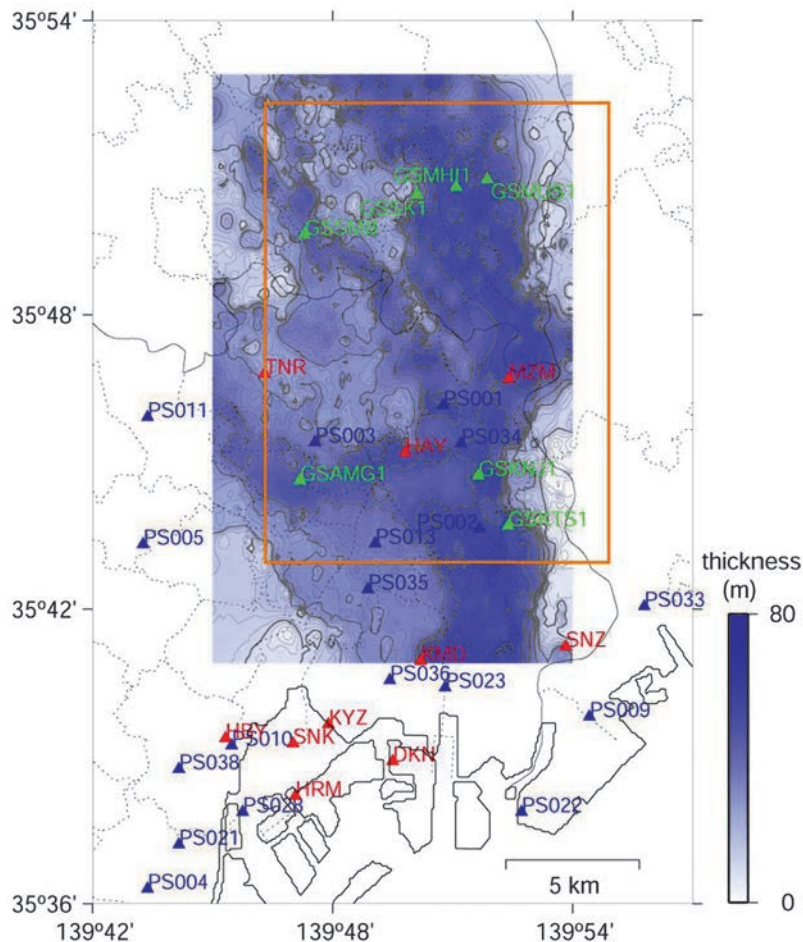
$$V_s = 68.91 * N^{0.713} * dep^{0.228} * \left\{ \begin{array}{l} 1.000(clay) \\ 1.085(sand) \\ 1.306(diluvium) \end{array} \right\} * \left\{ \begin{array}{l} 1.000(clay) \\ 1.085(sand) \\ 1.189(gravel) \end{array} \right\}$$

が最もよく適合していることがわかった。\$V_s\$ は S 波速度、\$N\$ は \$N\$ 値、\$dep\$ は深さである。また、この式では、\$N\$ 値がゼロのとき S 波速度がゼロと計算され、実際の S 波速度から大きく外れるが、このような場合の補正方法としては、ゼロの \$N\$ 値を 1 に置き換えることにより妥当にモデル化されるということがわかった。

H22 年度は、東京都土木技術研究所（現：土木技術支援・人材育成センター；以下、都土研）が独自に実施したボーリング調査データ、および、東京都が地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の一環で収

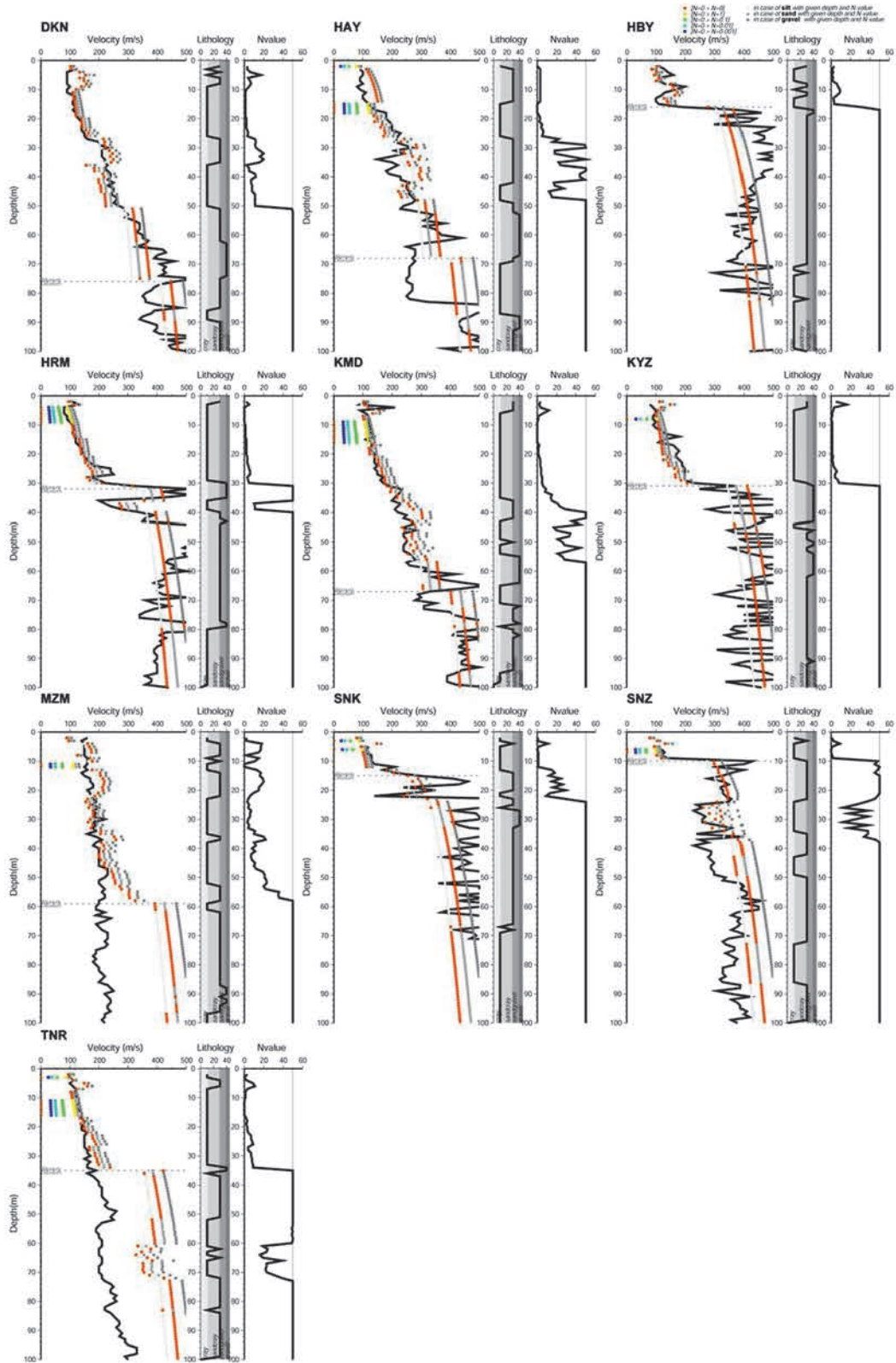
集・整理した既存ボーリング調査データのうち、東京低地～中川低地南部地域のものを使用し、太田・後藤（1978）XV 式の適用性を検討した。用いたボーリング地点の位置を、第 1 図に示す（図は用いなかった地点も含む）。

第 2 図と第 3 図に、それぞれ、都土研および、東京都のボーリングデータについて、計測された S 波速度と、\$N\$ 値・深さ・土質区分から太田・後藤（1978）の XV 式で計算された S 波速度の比較を示す。なお、昨年度検討に用いた産総研のボーリングデータでは、泥分含有率を有していたため、泥と砂の割合に応じて、太田・後藤（1978）XV 式の最後の係数を比例配分して足し合わせていたが、今回はそのようなことはしていない。なお、土質区分は、ボーリングデータによって表現が異なるが、泥・砂・礫の中から主要な成分と思われるものを選んで区分けた。



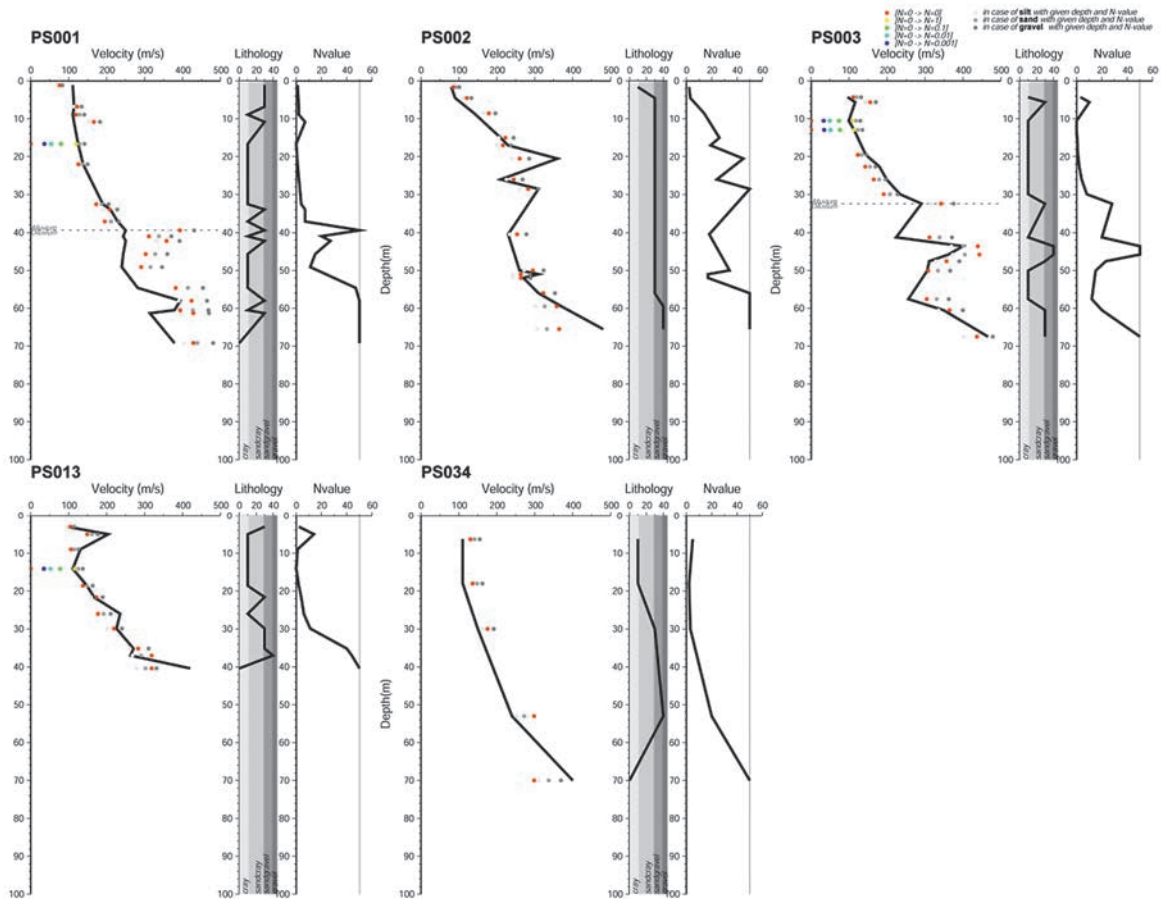
第 1 図 \$N\$ 値－S 波速度関係式の検討に用いたボーリングの地点。赤は東京都土木技術研究所実施のボーリング（東京都土木技術研究所，1996）。青は東京都が収集したボーリング。緑は産業技術総合研究所が実施したボーリングで、昨年度の検討で用いた。背景には中川低地帯の沖積層厚分布（田辺ほか，2005）を示す。

Fig.1 Borehole sites used to examine an empirical formula estimating S-wave velocity from N-value. Red triangles are boreholes by the Institute of Civil Engineering of the Tokyo Metropolitan Government. Blue triangles indicates boreholes whose data are compiled by Tokyo Metropolitan Government. Green triangles are the boreholes conducted by GSJ/AIST which are used in the last year's examination. Background blue color shows the distribution of alluvium width (Tanabe et al., 2005).



第2図 東京都土木研究所のボーリング調査による計測されたS波速度（黒実線）と経験式から計算したS波速度との比較。橙丸が、地点のN値・土質区分・深さをを用いた計算値。3段階の灰色丸は、データのN値・深さをを用い、土質区分をclay, sand, gravelとした場合の計算値。青、青緑、緑、黄色の丸は、それぞれ、N値がゼロのデータで、データの土質区分と深さをを用い、N値を0.001, 0.01, 0.1, 1.0に置き換えた場合の計算値。

Fig.2 Comparison of the S-wave velocities measured at boreholes by the Institute of Civil Engineering of the Tokyo Metropolitan Government (black lines) and estimated from N-value data there (circles). Orange circles are calculated using N-value, granulosity and depth at each point. Three different grade gray circles are calculated using N-value and depth at each point and assuming the soil as (from light to dark gray) clay, sand and gravel respectively. Blue, blue green, green and yellow circle values are calculated giving N-value in the empirical formula to be 0.001, 0.01, 0.1 and 1.0 when measured N-value is 0.



第 3 図 東京都が収集したボアホール PS 検層による S 波速度（黒実線）と経験式から計算した S 波速度との比較。

Fig.3 Comparison of the S-wave velocities measured at boreholes which are compiled by the Tokyo Metropolitan Government (black lines) and estimated from N-value data there (circles).

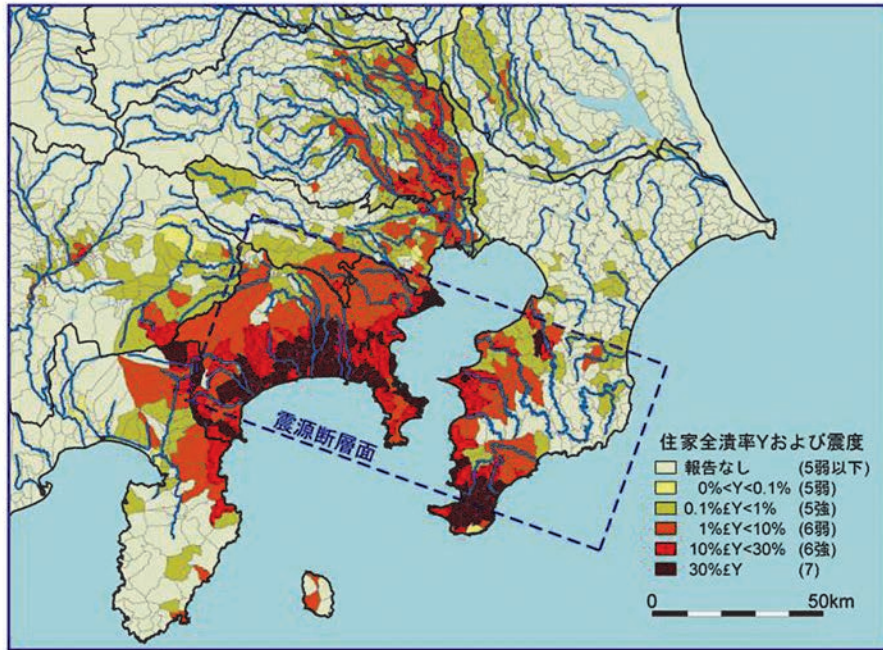
都土研のデータのうち、TRN、および、MZM の計測 S 波速度は土質の粒度および深度に鑑みて適切な値ではないと考えられるが、それ以外の地点では、概ね、太田・後藤(1978)XV 式でよく表現できている。特に、沖積層部分は良く表現できている。計測値と計算値の差が最も大きいのは、N 値が飽和して（N 値は一般に、50 以上は十分硬いとして、打ち止めにするため）いるところ、および、標準貫入試験が打ち切られたところである。昨年度の検討で用いた産総研のボーリングでは、50 を超えて N 値を計測しているため S 波速度の大きなところでの変動幅が N 値の変化を通して反映できていたが、一般に 50 以上の N 値が計測されることはまれであるので、N 値を用いた経験式を適用する場合の N 値 50 以上の部分には、注意が必要である。また、標準貫入試件は、N 値が 50 を超えてしばらくすると、打ち切りになることが多く、HAY の 72m 以深、KMD の 67m 以深、および、SNZ の 44m 以深は N 値が計測されていない。ここでは、便宜的に N 値 50 と

して S 波速度を計算したが、そうすると誤差が大きくなることわかる。

2. 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の際の地震動

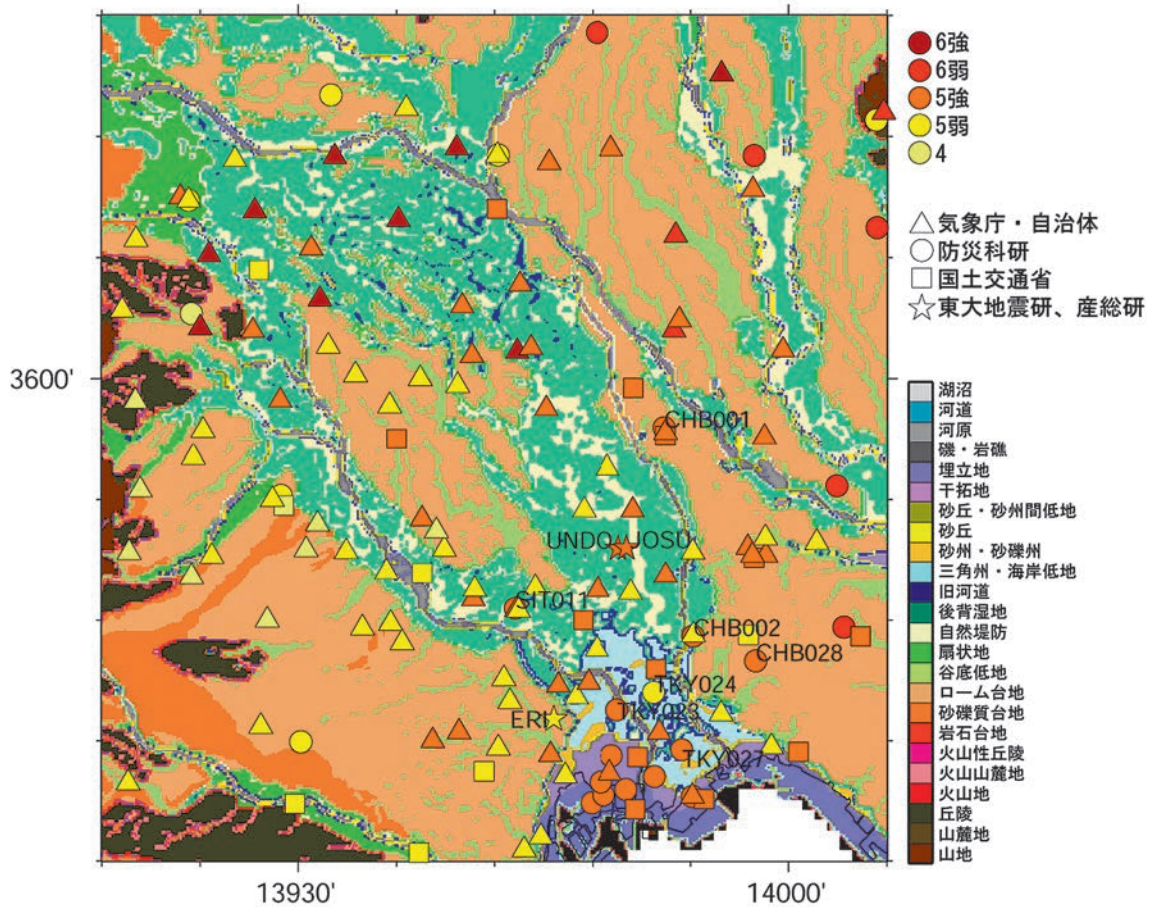
1923 年大正関東地震の際、中川低地帯・荒川低地帯に当たる地域はその震源からの距離の割に大きな被害を受けた。住家全潰率から経験式により推定された震度分布（第 4 図）でも、中川低地帯は異常振動域として浮かび上がっている。このように、震度が周囲より大きくなる現象は、2004 年新潟県中越地震とその余震や、関東平野下で起こる中規模地震の際にも見られた。その主たる原因は、厚く堆積する沖積層による増幅と考えられている。

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した東北地方太平洋沖地震では、中川低地帯の地震動はどのようなであったか、ここでは、現状入手できたデータをもとに見てみることにする。ただし、本研究で実施している



第4図 住家全潰率より推定された1923年大正関東地震の震度分布(諸井・武村, 2002).

Fig.4 Seismic intensity distribution for the 1923 Kanto earthquake estimated from the wooden house collapse rate (Moroi and Takemura, 2002).



第5図 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の中川低地帯, 荒川低地帯, 利根川中流域低地帯とその周辺の計測震度分布.

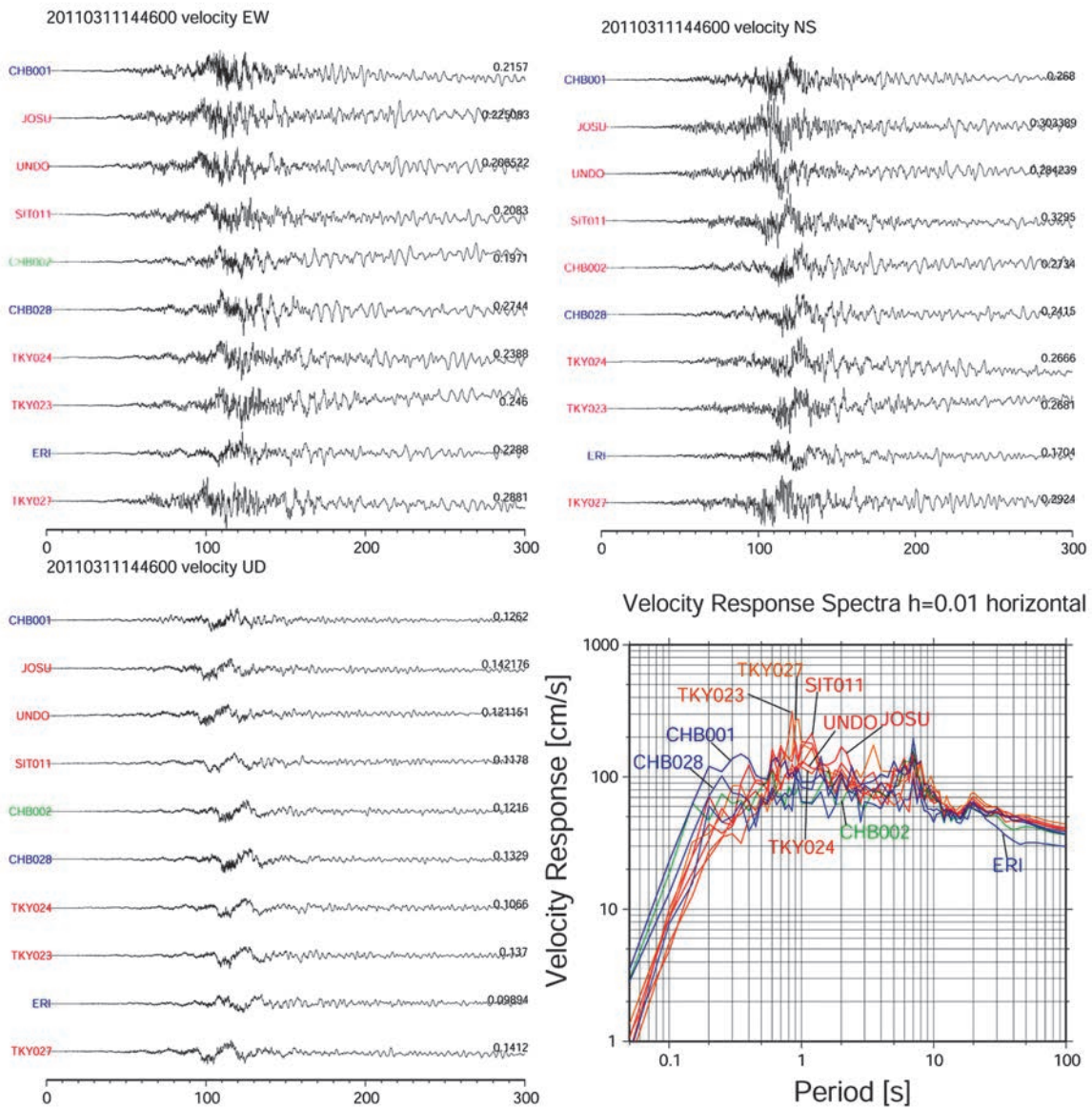
Fig.5 Seismic intensity in and around the Nakagawa, Arakawa, Tone river middle reaches, and Tokyo lowlands during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake.

中川低地帯の定常地震観測の観測点の記録も、14 地点中 2 地点しか回収できておらず、また、多機関の観測データでも未収集のものがあり、今後、検討を続けて行く必要がある。

まず、中川低地帯周辺部分にフォーカスして震度分布を図示した(第 5 図)。ここでは、気象庁発表の震度情報から気象庁および自治体の計測震度発表値(ただし、2011 年 3 月 30 日発表の修正を考慮。また、地点位置情報が得られなかったものを除く)、防災科学技術研究所の K-NET 観測点の記録から計算した計測震度値、国土交通省の河川・道路等施設の地震計ネットワークの計測震度発表値、および東京大学地

震研究所の計測震度公表値を、250m メッシュ地形・地盤分類(7.5-Arc-Second JEGM)(松岡他, 2005; Wakamatsu and Matsuoka, 2006)上にプロットした。この図からは、利根川中流低地(埼玉県北部)では低地帯内部の震度がその周囲の台地に比べ、大きめになっている傾向があるが、中川低地や荒川低地(埼玉県南東部)ではその傾向は極めて弱いように見える。

次に、中川低地帯南部で低地帯内外の観測記録を比較した。低地帯内部の観測点としては、K-NET の SIT011, CHB002, TKY023, TKY024, TKY027 観測点と、産総研の中川低地帯観測網の JOSU, UNDO 観測点がある。低地帯外の近傍地点としては、K-NET



第 6 図 中川低地帯南部の低地内外の観測記録の比較。速度波形の 3 成分と、速度応答スペクトルの水平成分を示す。赤は低地内部の観測点、青は外部の観測点を示す。観測点位置は、第 5 図に示す。

Fig.6 Comparison of the records in and around the Nakagawa lowland at the southern part of the lowland. Velocity waveforms and velocity response are shown. Red indicates stations inside the lowland and blue indicates stations outside. The location of the stations are shown in Figure 5.

のCHB001, CHB028 および、東京大学地震研究所のERI観測点がある。なお、産総研の観測網は低地帯内と周辺に14点あるが、電話回線による吸い上げで現在までに上記2地点しか回収できていない。これらの観測記録を速度に変換したものを、および、速度応答スペクトルの水平動成分（東西、南北成分の2乗和の2乗根）を第6図に示す。波形を比較すると、低地帯外の観測点のほうが、若干短周期がちに見える。どの地点でも、主要動部分以降に周期7, 8秒の後続波が長く続いているが、これは、応答スペクトルでこのあたりの周期に全地点で共通したピークとして見えている。低地帯内外の系統的な違いは、応答スペクトルの1秒付近にも見られる。低地帯内部の記録は、このあたりの周期で低地帯外の記録を上回っている（最大2~3倍）。ただし、この図から中川低地帯内部とみられるCHB002の応答スペクトルは、低地帯外の観測点のそれと同レベルである。これは、低地帯の縁に近く沖積層が薄いために、他の内部の地点と沖積層による応答の周期が大きく違っていた可能性も考えられる。

3. 今後の課題

今回は予察的な比較しかできなかったが、今後、産総研の中川低地帯観測網の残りの地点の記録を回収し、また、各地点のローカルな地盤状況も考慮して、より詳細な比較検討を行う予定である。

文献

太田 裕, 後藤典俊 (1978) 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探鉱, 31, 8-17.

国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワーク 情報, <http://www.nilim.go.jp/japanese/database/nwdb/index.htm>

田辺 晋・石原与四郎・江藤稚佳子・中西利典・木村克己・中山俊雄・八戸昭一 (2005) 東京低地から中川低地における沖積層の3次元堆積モデル. 日本地質学会第112年学術大会講演要旨, 197.

中央防災会議 (2001) 「東海地震に関する専門調査会」第10回, 資料2-2, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/10/siryou2-2.pdf>

東京都 (2004) : 平成15年度資料収集調査に関する調査成果報告書, 地震調査研究推進本部ウェブ

サイト <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Dfrm.htm>

東京都土木研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集6—層序試錐の土性およびPS検層, 76p.

松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎 (2005) 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, 239-251.

瀧澤一起・古村孝志・坂上 実・三宅弘恵 (2011) 2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録, <http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/20110311eq/data.html>

諸井孝文・武村雅之 (2002) 関東地震 (1923年9月1日) による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, 日本地震工学論文集, 2 (3), 35-71.

吉田邦一・山本浩司・関口春子 (2006) 強震動予測のための大阪堆積盆地の浅層地盤構造モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, 123-141.

Wakamatsu, K. and Matsuoka, M. (2006) Development of the 7.5-Arc-Second Engineering Geomorphologic Classification Database and its Application to Seismic Microzoning, Bulletin of Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 81, 317-324.

海溝型地震履歴解明の研究

Study of subduction zone paleoearthquakes.

宍倉正展^{1*}・澤井祐紀¹・藤野滋弘^{1,2}・行谷佑一¹

Masanobu Shishikura^{1*}, Yuki Sawai¹, Shigehiro Fujino^{1,2} and Yuichi Namegaya¹

Abstract: Recent results of paleoseismological study in coastal area show that rupture area of repeated interplate earthquakes is variable. We study history and source of such subduction zone paleoearthquake in Japan Islands. In Hokkaido, Nemuro facing the Kuril Trench, we obtained 11 radiocarbon samples from marsh deposit to reveal crustal deformation cycle related with multi-segment earthquake. Along the Pacific coast of Tohoku, we have studied tsunami deposit of the 869 Jogan and precedent large earthquakes since 2004. In 2009, we analyzed 10 radiocarbon samples from Minamisoma, Fukushima prefecture, to reconstruct inundation area of past tsunami including the 869 Jogan. Furthermore we surveyed at 34 sites in Hitachi, Ibaraki prefecture, and found three sand sheets dated to be after 869 Jogan. In the Miura and Boso peninsulas, we reevaluate the height and ages of emerged shoreline topography which have recorded repeated interplate earthquakes such as 1923 and 1703 Kanto earthquakes. Along the coast of Nankai Trough, we conducted tsunami deposit survey in three sites of Numazu, Shima Peninsula and Ishima (Kii strait), and uplifted coast survey in two sites of the southern part of Kii peninsula and around Ashizuri cape to reveal history and rupture extent of past interplate earthquakes.

キーワード: 海溝型地震, 津波堆積物, 隆起海岸, 千島海溝, 日本海溝, 相模トラフ, 南海トラフ

Keywords: subduction zone earthquake, tsunami deposit, uplifted coast, Kuril trench, Japan trench, Sagami trough, Nankai trough

1. はじめに

近年, 海溝沿いのプレート境界で繰り返し発生する地震には, 破壊領域に多様性があることが明らかになりつつある. すなわち隣り合う震源が, 時折連動して巨大化するものである. 一つの震源は通常は数十年から 100 年程度の間隔で繰り返すが, 連動型地震は数百年かそれ以上の間隔で生じている. そのような長い間隔の地震の履歴は歴史記録に残りにくいため, 地形, 地質に残された痕跡から解明する必要がある. 本稿では千島海溝, 日本海溝, 相模トラフ, 南海トラフに面する沿岸でそれぞれ実施した古地震調査について報告する. 千島海溝沿いでは北海道根室市の湿原における掘削調査, 日本海溝沿いでは常磐海岸沿いの福島県南相馬市小高区と茨城県日立市十王において津波堆積物調査, 相模トラフ沿いでは三浦半島及び房総半島南部において離水海岸地形の調査, 南海トラフ沿いでは津

波堆積物調査を静岡県沼津市, 志摩半島(三重県鳥羽市), 徳島県阿南市伊島において, 隆起海岸調査を紀伊半島南部(和歌山県那智勝浦町)と足摺岬周辺(高知県土佐清水市)においてそれぞれ行った(第1図).

2. 千島海溝—北海道東部における地震性地殻変動の復元—

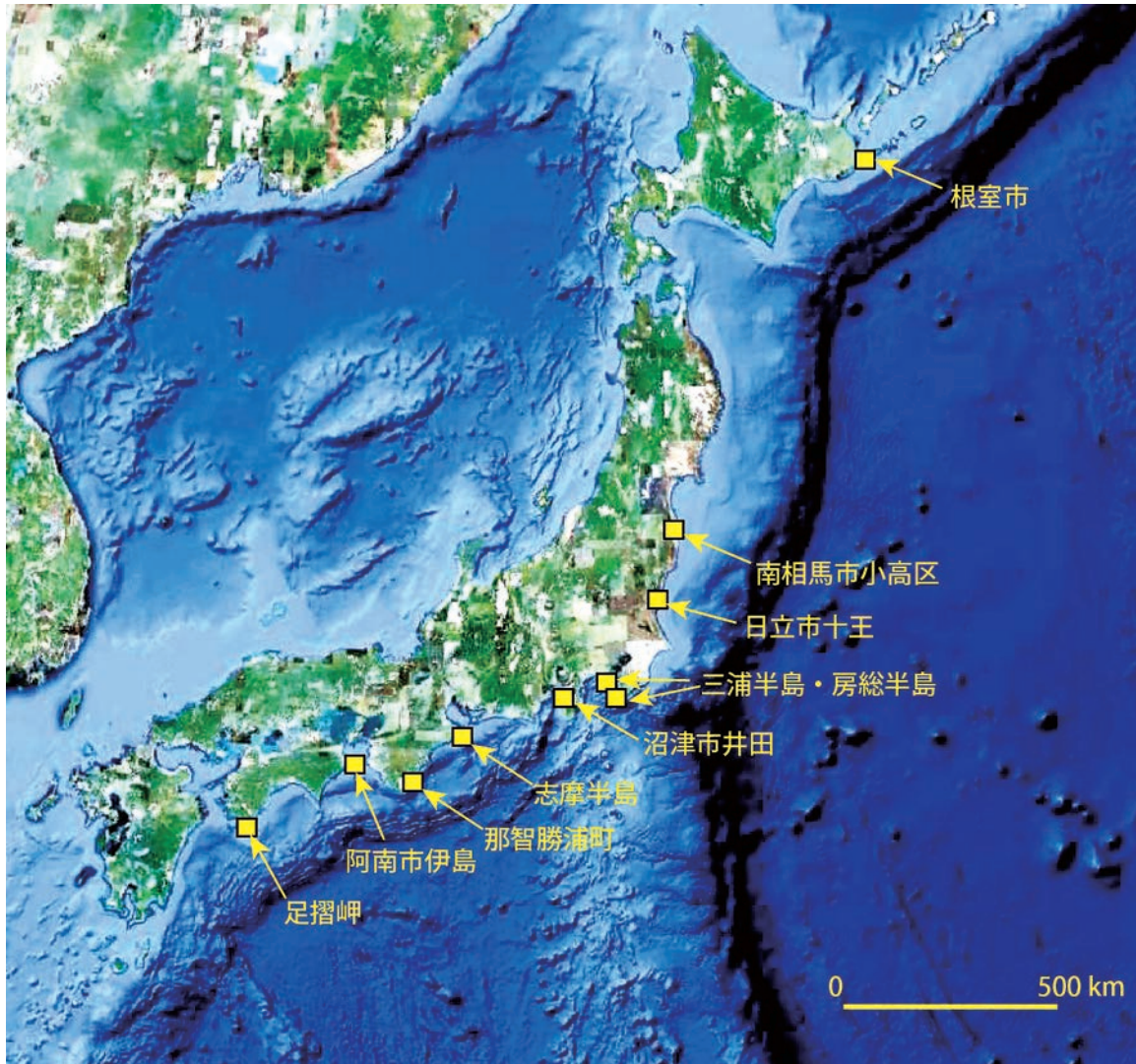
2.1 目的と背景

近年の研究成果により, 千島海溝南部における海溝型地震の多様性が明らかにされてきた. 千島海溝南部では, 十勝沖で 1843 年, 1952 年, 2003 年に, 根室沖で 1894 年と 1973 年に M8 クラスの巨大地震が発生しており, これらの地震に関しては津波波形の解析からそれぞれの震源域が異なっていたことが明らかになっている. こうした観測記録に基づいた研究に加え, 最近 10 年間の古地震学的な研究は, 17 世紀に千島海溝南部で発生した連動型巨大地震の存在を明ら

* Correspondence

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japn, Active Fault and Earthquake Research Center)

²2010 年 12 月より筑波大学大学院生命環境科学研究科 (Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)



第 1 図 調査地域.

Fig.1 Survey areas.

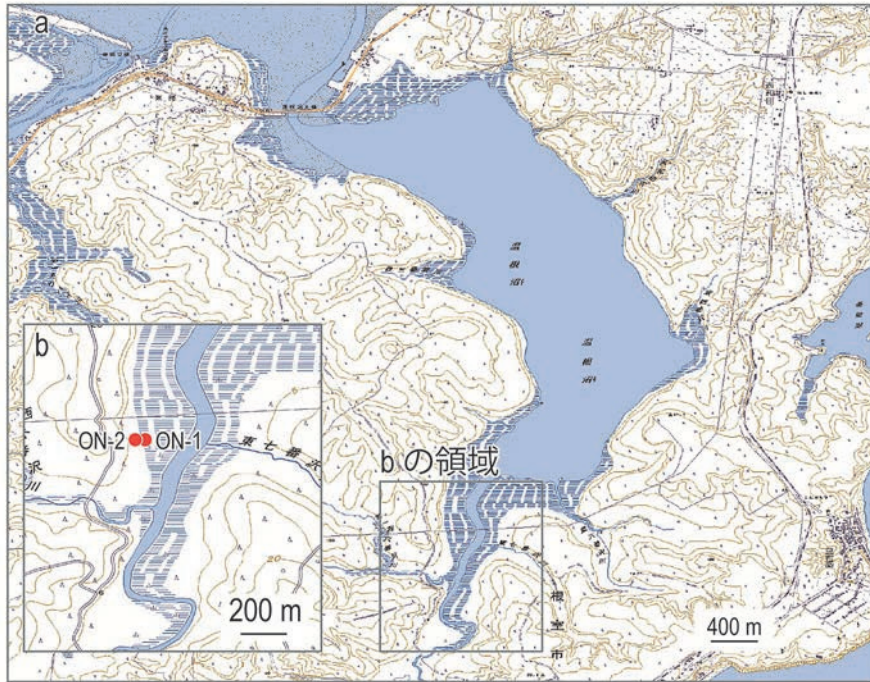
かにしている。

北海道の湿原堆積物中に残された津波堆積物を詳細に検討した Sawai et al. (2009) は、過去 5500 年間に 15 回の巨大津波が浜中町霧多布湿原を浸水しており、それらの多くは 17 世紀に発生したような連動型地震によるものと考えている。一方、浜中町藻散布沼の相対的海水準変動を復元した Sawai et al. (2004) によれば、17 世紀に発生した連動型地震の余効変動により海岸が大きく隆起していたことが推定されている。こうした津波堆積物と離水イベントの繰り返しから、千島海溝南部では、17 世紀に発生したような連動型地震のたびに大きな海岸の隆起が発生していた可能性がある。この仮説を検証するため、活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームは、北海道東部の低湿地において連続柱状堆積物を採取し、それら

を用いて連続的且つ高精度な地殻変動復元を行おうとしている。

2.2 調査内容

昨年度までは、北海道厚岸湿原において連続柱状堆積物を採取し、海成層－陸成層境界の年代を詳細に検討した。本年度は、厚岸地方との比較を行うため、根室市における湿地で連続柱状堆積物を採取した(第 2 図)。この結果、同地域の地下堆積物は、厚岸地方と同様に泥炭層と泥層(あるいは泥炭質泥層)の互層からなることが明らかになった(第 3 図)。得られた試料から種子や果実などの大型植物化石を拾い出し、合計 11 件の放射性炭素年代測定を行った結果、根室地域の湿原堆積物は過去 2500 年間の環境変化を連続的に記録していることが明らかになった。また、各地点



第2図 根室市における掘削地点.

Fig.2 Coring sites in Nemuro city.

における堆積曲線を描いた結果、地点 ON-1 では堆積速度が 0.004~0.153cm/year の間で大きく変化していることが明らかになった。また、地点 ON-2 においても堆積速度が 0.027~0.240cm/year の間で変化していることが明らかになった(第3図)。来年度以降は、堆積曲線を描いた地点において微化石分析を行い、相対的海水準変動の復元を連続的・定量的に行っていく予定である。

3. 【日本海溝】—常磐海岸における古地震痕跡調査—

3.1 目的と背景

宮城県南部の仙台平野から福島県の常磐海岸にかけては、三陸海岸に比べて津波による被害が少ないと考えられている。例えば、1933年3月3日の昭和三陸津波の際には、岩手県大船渡市で28m超の津波が観測されたのに対して、仙台平野では山元町磯地域での3.9mが最大だった(東京大学地震研究所, 1934)。また、1896年明治三陸津波の際も、大船渡市で38.2m(一説には50m以上)の津波が観測されたのに対し、仙台平野では5m以下であった(羽鳥, 1995)。このような近年の観測結果に対して、平安時代に編纂された日本三代実録には、貞観十一年五月二十六日(西暦(ユリウス暦)869年7月9日)に巨大な津波が仙台平野を襲ったという記述がある。この地震に関係していると思われる伝承の記録は、茨城

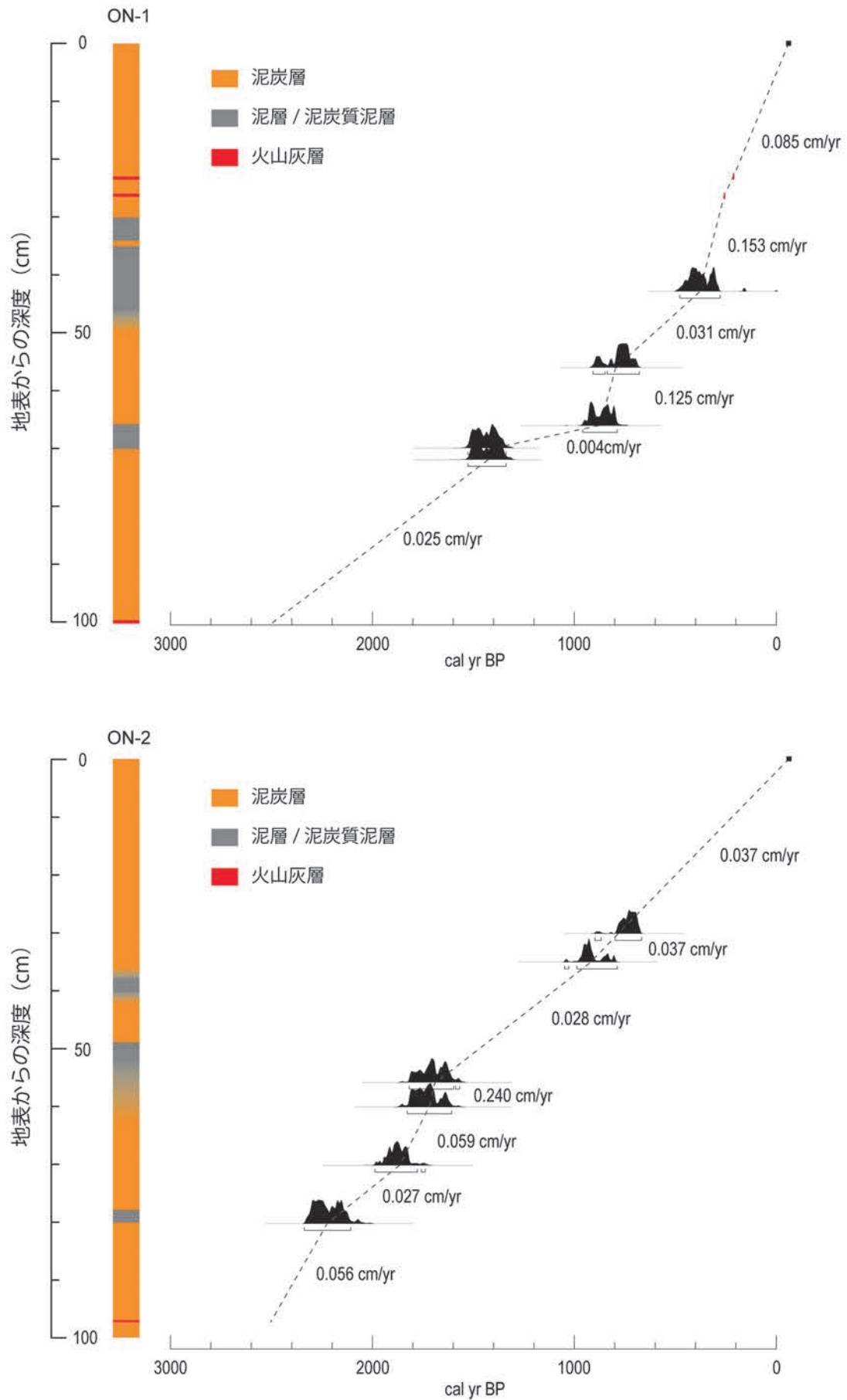
県、福島県、宮城県の沿岸部に広く残されている(渡邊, 2000, 2001など)が、津波(貞観津波)の实体はよくわかっていない。

活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームでは、文部科学省「宮城県沖地震における重点的調査観測(平成18年~平成21年度)(代表:東北大学)」の一環として、貞観津波を含めた巨大津波の浸水履歴を明らかにするため、宮城県~福島県沿岸において地形・地質調査を行ってきた。本年度は、この成果を補完するために既存の試料の年代測定と茨城県日立市における地質調査を行った。

3.2 調査内容と結果

福島県南相馬市

昨年度に行った南相馬市小高区のジオスライサー調査から、本地域では貞観の津波堆積物を含んだ3層の明瞭な砂層が見ついている。これらの砂層の平面的な広がりを検討するため、既存の試料から大型植物化石(種子や果実など)を拾い出し、10件の放射性炭素年代測定を行った。得られた年代値から、他の調査地点から見つかった砂層が貞観に相当することが推定され、それまで考えられていた(第4図のA-A')よりも内陸まで(第4図のB-B')津波堆積物が分布していることが分かった。



第 3 図 根室市において採取された試料の地質柱状図と堆積曲線.

Fig.3 Columnar section and accumulation curve of cores obtained in Nemuro city.

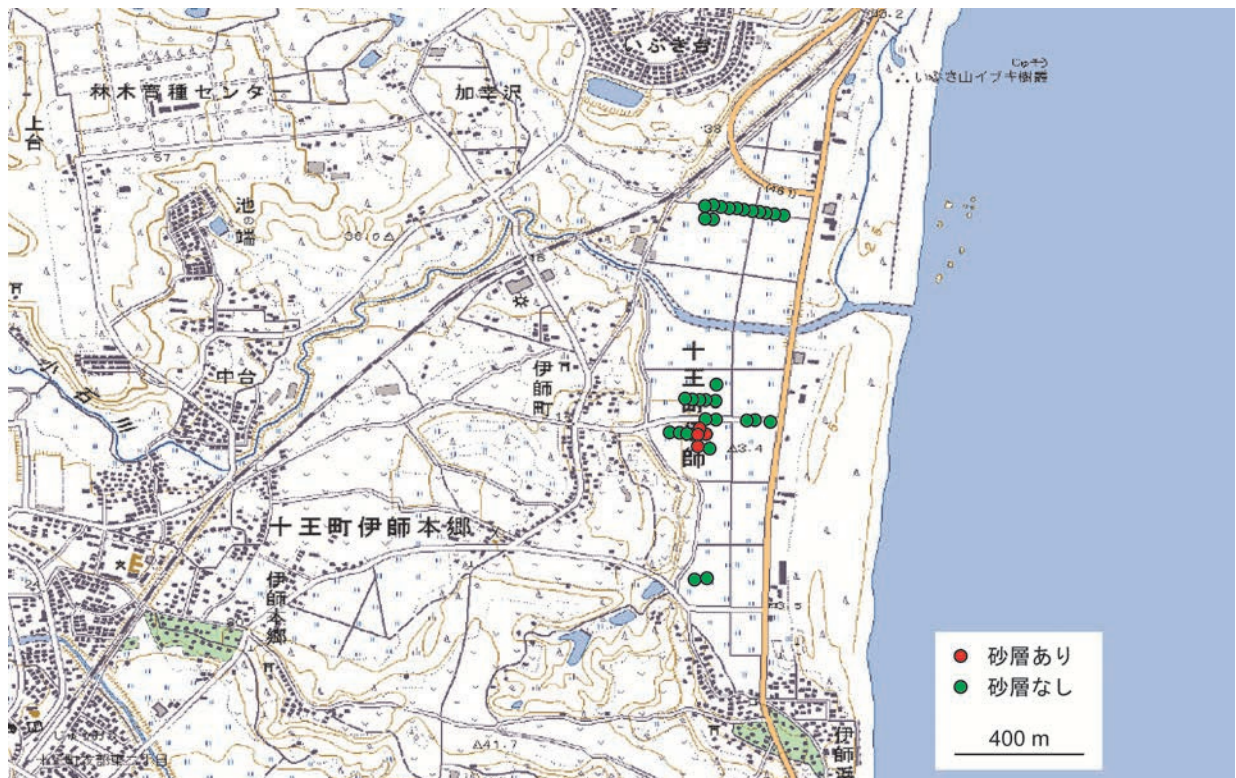
南相馬市小高区



- 平成 21 年度の掘削地点 (ハンディジオスライサー, ハンドコアラー)
- 平成 21 年度の掘削地点 (大型ジオスライサー)
- 平成 20 年度の掘削地点

第 4 図 福島県南相馬市小高区における掘削地点と、貞観の津波堆積物の分布。

Fig.4 Coring sites in Odaka area, Minamisoma city, Fukushima prefecture and distribution of tsunami deposit associated with the Jogan earthquake.



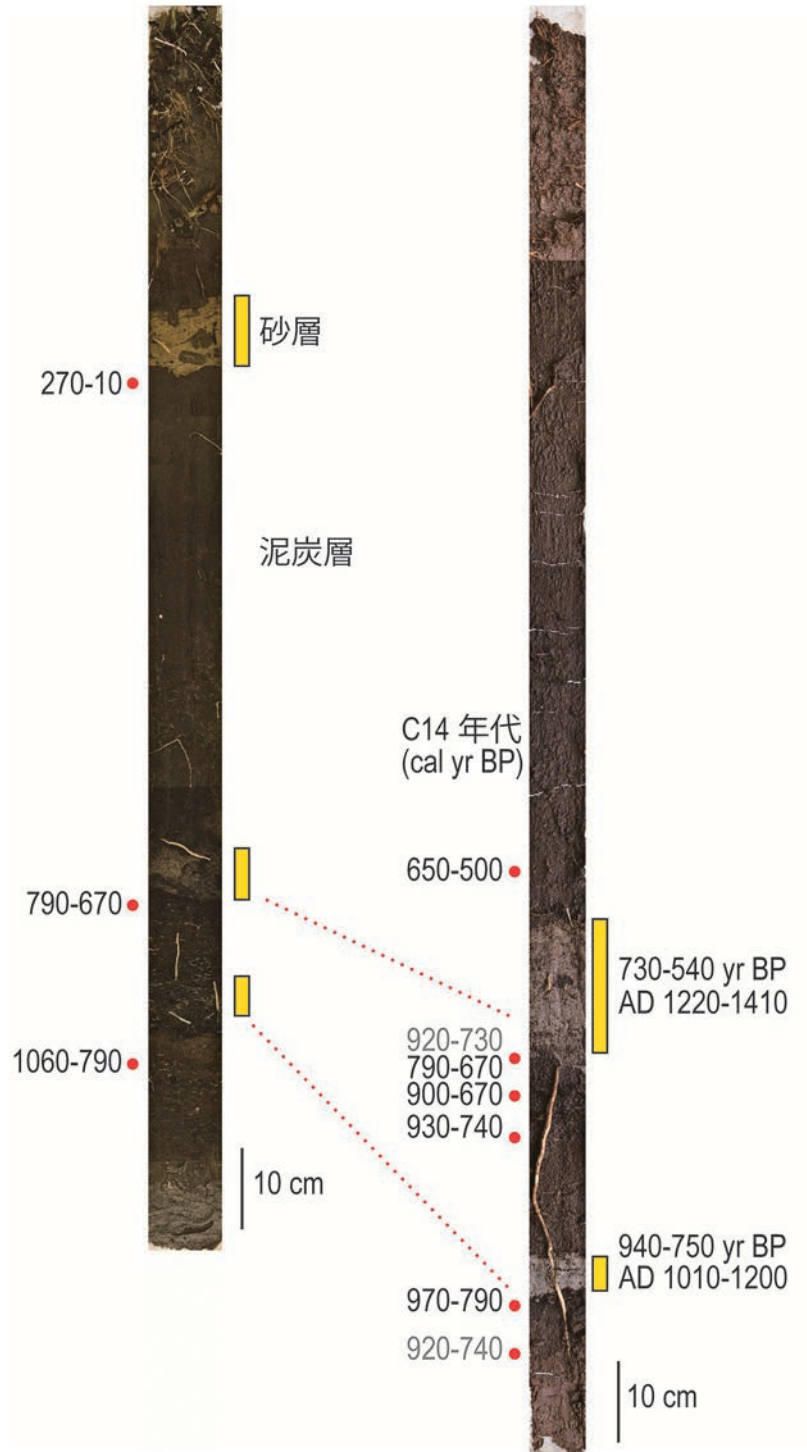
第 5 図 茨城県日立市における掘削地点。

Fig.5 Coring sites in Hitachi city, Ibaraki prefecture.

茨城県日立市

日立市の小規模な海岸低地において、ハンドコアラーおよびハンディジオスライサーを用いて合計 34 地点で掘削調査を行った（第 5 図）。その結果、泥炭層の中に 3 層の砂層を検出することができた（第 6 図）。これらの砂層の堆積年代を推定するため、砂層の上下の地層から大型植物化石を拾い出し、放射性炭素年

代測定を行った。その結果、最上位の砂層は、270-10cal yr BP 以降に堆積したと推定された。中位と下位の砂層の堆積年代について、コンピュータプログラム OxCal version 3.10 を用いてベイズ統計理論に基づく砂層の堆積年代を推定したところ、2つの層はそれぞれ 730-540cal yr BP, 940-750cal yr BP に堆積したことが推定された。以上の結果は、本地域で認めら



第 6 図 茨城県日立市において得られた連続柱状堆積物。

Fig.6 Columnar sections sampled in Hitachi city, Ibaraki prefecture.

れた砂層のすべてが貞観津波以降に堆積したことを示している。また、砂層のうち1層は、石巻平野や仙台平野で検出されている室町時代の津波堆積物に対比されることも示している。

4. 【相模トラフ】—三浦・房総半島における隆起海岸調査—

4.1 目的と背景

相模トラフ沿いでは、歴史的に1703年元禄関東地震(M8.2)と1923年大正関東地震(M7.9)の2回のM8クラスの地震が知られている。大正の震源はおもに相模湾内にあり、相模湾沿岸から三浦半島および房総半島南部を隆起させる。元禄地震は大正地震と比べ、房総半島南部を特に大きく隆起させ、また外房地域に大きな津波を伴うことから、その震源は大正のそれを含み、さらに房総沖に拡がっていると考えられる(穴倉, 2003など)。元禄地震より前の地震については明確な歴史記録がないため、これまで過去の地震の履歴は地形、地質の痕跡から明らかにされてきた。房総半島南部沿岸に分布する完新世海岸段丘の年代から、相模湾内の震源からは平均400年間隔で地震が発生し、2000~2700年間隔で房総沖まで震源域が拡がる元禄型の地震が発生していると考えられた(穴倉, 2003)。しかし元禄型地震がこのような長い間隔で発生しているとすれば平均すべり速度は年間1cm未満で、測地的に知られるプレートのすべり欠損速度(年間2~3cm; Sagiya, 2004)に対して、収支が合わないという問題がある。このことから従来の元禄型、大正型という2つのタイプが必ずしも一定のすべり量、破壊領域を持つわけではなく、それぞれに多様性がある可能性も考慮しなければならない。この仮説の検証のためには、過去の関東地震に関する地形、地質学的な証拠の再検討を行う必要がある。そこで三浦半島および房総半島において、離水海岸地形および隆起生物遺骸群集の調査を行った。

4.2 調査内容と結果

三浦半島

三浦半島では、神奈川県横須賀市荒崎海岸において標高3.5~4.3mに分布する離水ノッチおよびベンチを発見した(第7, 8図)。また離水ノッチの壁面にはカンザシゴカイ類の化石が固着していることも確認した。その一部について放射性炭素同位体年代測定を行ったところ、4370-4130cal yBPという年代を得た。

また同地点において、現成および1923年大正関東地震で隆起、離水したベンチ、カンザシゴカイ類についてそれぞれ高度の測定を行った結果、標高値で現成ベンチ:-0.2-0.2m, 現成カンザシゴカイ類上限:0.1-0.2m, 大正ベンチ:0.8-1.3m, 大正カンザシゴカイ類上限:1.2-1.3mであった。これらの結果により、今回発見した離水ノッチ、ベンチ、カンザシゴカイ類の高度から、過去4300-4200年におけるネット隆起量は、現成との比較で4m程度である。大正ベンチ、カンザシゴカイ類が示す隆起量が約1mであることから、単純に見て少なくとも4回分の大正型の隆起が推定されるが、その場合、平均再来間隔は約1400年と長くなり、従来知られている再来間隔(400年)より長い。これはこの地域における単純な大正型地震の繰り返しを否定するデータとなっている。

房総半島

房総半島では千葉県館山市見物海岸において、穴倉(2003)が示した元禄段丘および大正ベンチについて、高度の再測量を行った(第9, 10図)。その結果、従来1.5mとされてきた大正ベンチは、2.0-2.3m, 4.5mとされてきた元禄段丘は4.7-5.4mと計測され、それぞれ0.2-0.9m高いことが明らかになった。一方、同地点におけるカンザシゴカイ類について現成、大正、元禄のものをそれぞれ群集上限で高度測定した結果、現成:0.3-0.6m, 大正:1.7-1.8m, 元禄:4.6-4.8mであった。したがってカンザシゴカイ類の高度の比較から見たネット隆起量は、大正で1.1-1.5m, 元禄で4.0-4.5mとなり、従来、段丘の高度から推定されてきた隆起量とほぼ同じ値となった。

5. 【南海トラフ】

5.1 西伊豆地域における古津波痕跡調査

5.1.1 目的と背景

南海トラフから駿河トラフにかけての海溝型巨大地震は概ね100年~150年間隔で繰り返すとされているが、実際には多様な繰り返しパターンが見られる。例えば、東海地震(駿河トラフ)・東南海地震(紀伊半島中部から愛知県東部)・南海地震(高知から紀伊半島西部)はしばしば連動して発生し、巨大地震を起こすことが知られている。1707年宝永地震はそのような震源域が連動して破壊した例で、地震動や津波が異常に大きかった。一方で、1944年東南海地震の際には東海地震の領域は破壊しなかった。こうした多様性を歴史・先史時代を通して明らかにするため、活断



第 7 図 三浦半島荒崎海岸の隆起海岸調査地点.

Fig.7 Survey site of uplifted coast in Arasaki, Miura peninsula.



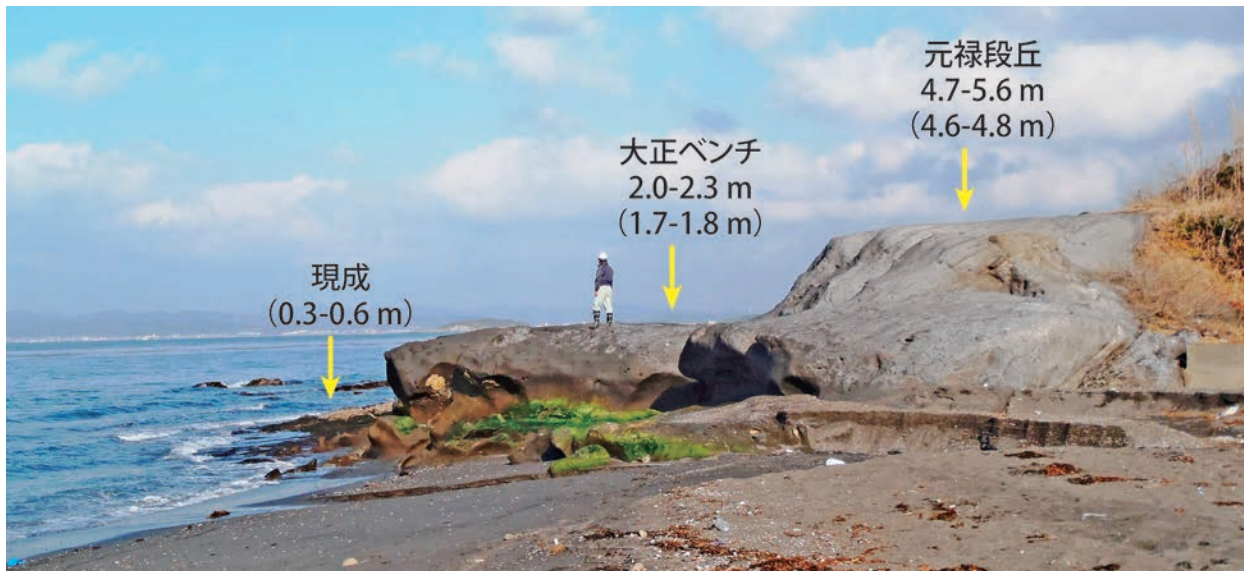
第 8 図 三浦半島荒崎海岸における離水ノッチ・ベンチの写真と高度.

Fig.8 Photo of emerged notch and bench, and their height in Arasaki, Miura peninsula.



第9図 房総半島南部見物海岸の隆起海岸調査地点.

Fig.9 Survey site of uplifted coast in Kenbutsu, southern part of Boso peninsula.



第10図 房総半島南部見物海岸における海岸段丘の写真と高度。括弧内の数字はカンザシゴカイ類の上限高度を示す。

Fig.10 Photo of marine terraces and their heights in Kenbutsu, southern part of the Boso peninsula. Numerals in parenthesis represent upper limit of height of *Pomatoleios kraussii*.

層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームでは、浮島ヶ原の沈降履歴などを解明しようとしてきた（藤原ほか 2007 など）。本研究では、そうした地殻変動の記録だけでなく、巨大津波の証拠である津波堆積物を検出するために、西伊豆地域の低地帯で地質調査を行った。

5.1.2 調査内容と結果

沼津市井田において、ハンドコアラを用いて合計 9 地点で柱状堆積物試料の採取を行った（第 11 図）。すべての地点において、深さ 50cm 程度まで耕作土の分布が確認された。それより下位には、砂質あるいは有機質の泥層が深さ約 250cm まで認められた。この泥層には、深さ 100cm 程度の層準に明瞭な砂層が挟まれる場合があり、砂層より約 20~30cm 下位より得られた放射性炭素年代は 930-760cal yr BP を示した。今後は、こうした砂層の認定を詳細に行うとともに、放射性炭素年代測定値を増やして砂層の平面的な広がりを把握する予定である。

5.2 三重県志摩半島における古津波堆積物調査

5.2.1 背景と目的

南海トラフでは、過去の地震は主に文献史料に基づいて明らかにされており、現時点の南海トラフにおけるプレート境界型地震の発生時期や破壊域の予測は、文献史料から得られた情報に強く依存している。しか

しながら、地震発生時期や規模の長期的予測のためには文献史料から得られる情報は十分とは言えない。それは主に以下 2 つの理由による。一つは文献史料自体の不完全さである。特に江戸時代以前のは特定の地域に関する記述しか発見されていないことも多く、地震の破壊域がどこまで及んでいたかなどについて不明確な点は多い。もう一つは史料が残されている期間の短さである。日本には約 1300 年間にもわたる地震の記録があるとはいえ、百~数百年の間隔で発生する地震の繰り返しパターンを論じるには数千年間にわたる記録が必要になる。

本研究の目的は、津波堆積物調査によって東南海地域での津波浸水履歴を解明することである。地層に記録された痕跡から過去数千年まで遡って南海トラフで起きた津波の履歴を復元する。特に歴史記録の残されている過去約 1300 年間の津波については詳細な年代測定を行い、これまでに行われた津波堆積物調査や文献史料調査、地震考古学調査の結果と対比・補完することで歴史地震の破壊域を解明することを目指している。

5.2.2 調査内容と結果

活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームでは平成 21 年度までに三重県志摩市阿児町において約 30 地点でハンドコアラリングやボーリングコア試料採取を行い、約 4000 年前から 500 年前までに



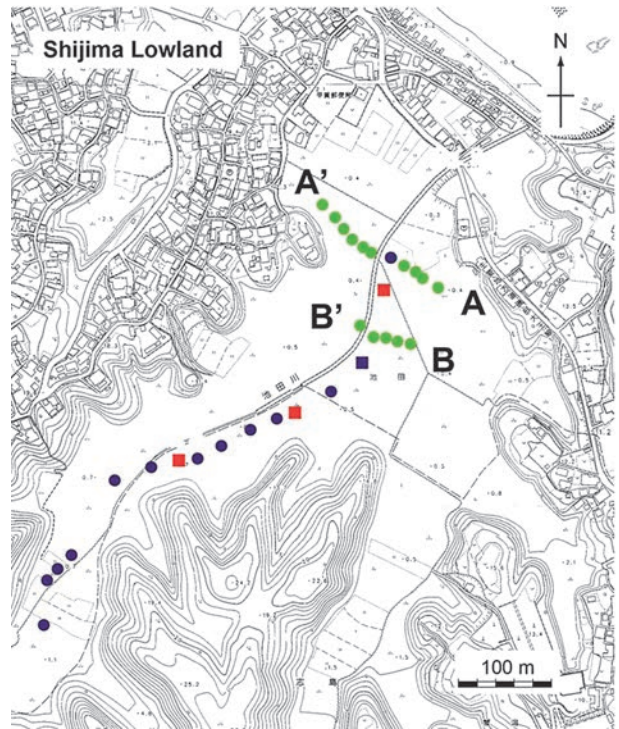
第 11 図 沼津市における掘削地点。

Fig.11 Coring sites in Numazu city.

堆積した少なくとも9層の古津波堆積物を発見した。それらの内、上位3層は歴史記録のある約1300年前以降に堆積したものであることが分かっている。平成22年度には調査地の海岸に近い15地点（第12図の緑丸の地点）で採取されたコア試料について年代測定を行い、これまでに発見されていた津波堆積物、特に歴史時代に堆積したものが平面的に連続していることを確認した。

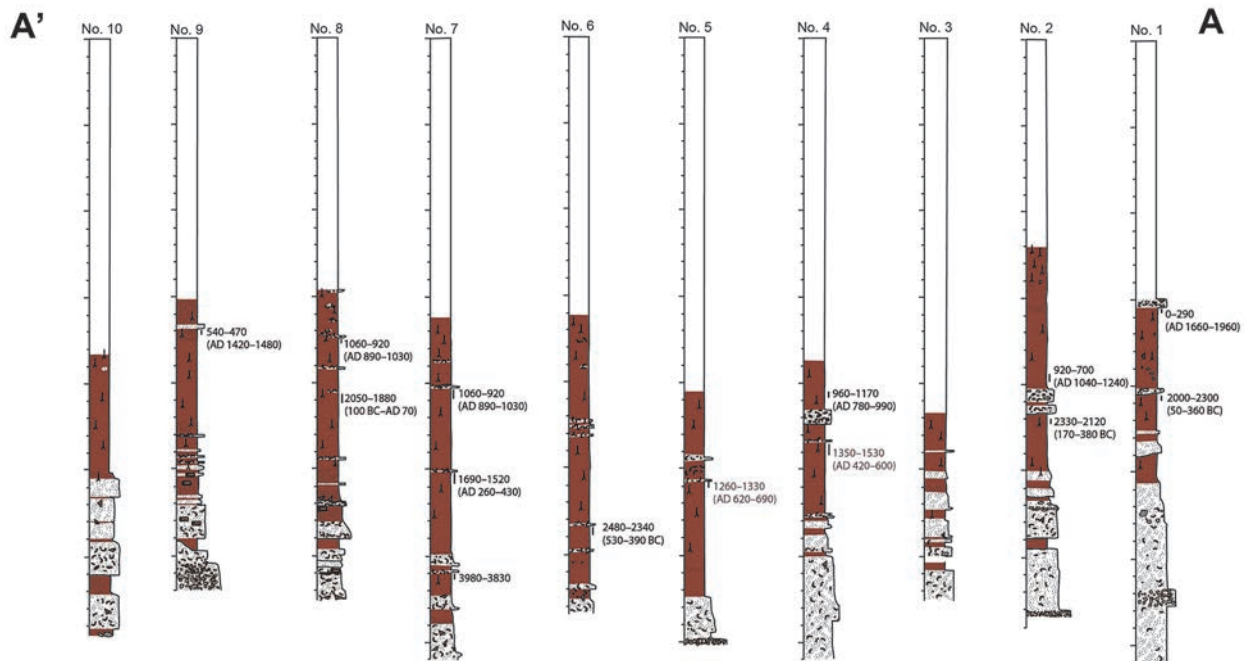
歴史時代の津波堆積物は放射性炭素年代測定の結果から白鳳地震津波（西暦684年）、永長東海地震津波（西暦1096年）、明応地震津波（西暦1498年）によるものと考えられていた。しかしながら白鳳地震津波（西暦684年）、永長東海地震津波（西暦1096年）の堆積物については限られた地点でしか見つかった。

泥炭層中に挟まれる海棲生物の遺骸を含んだ砂層（津波堆積物）の直下、直上の層準から得られた試料について年代測定を行ったところ、複数の地点で白鳳地震津波（西暦684年）や永長東海地震津波（西暦1096年）に対比される津波堆積物があることが分かった（白鳳地震津波：第13図の地点No. 4, 5 第14図の地点100225-01）（永長東海地震津波：第13図の地点No. 4, 7, 8 第14図の地点100224-01, 100225-01）。また明応地震津波（西暦1498年）に対比されるものも見つかった（第13図の地点No. 9）。



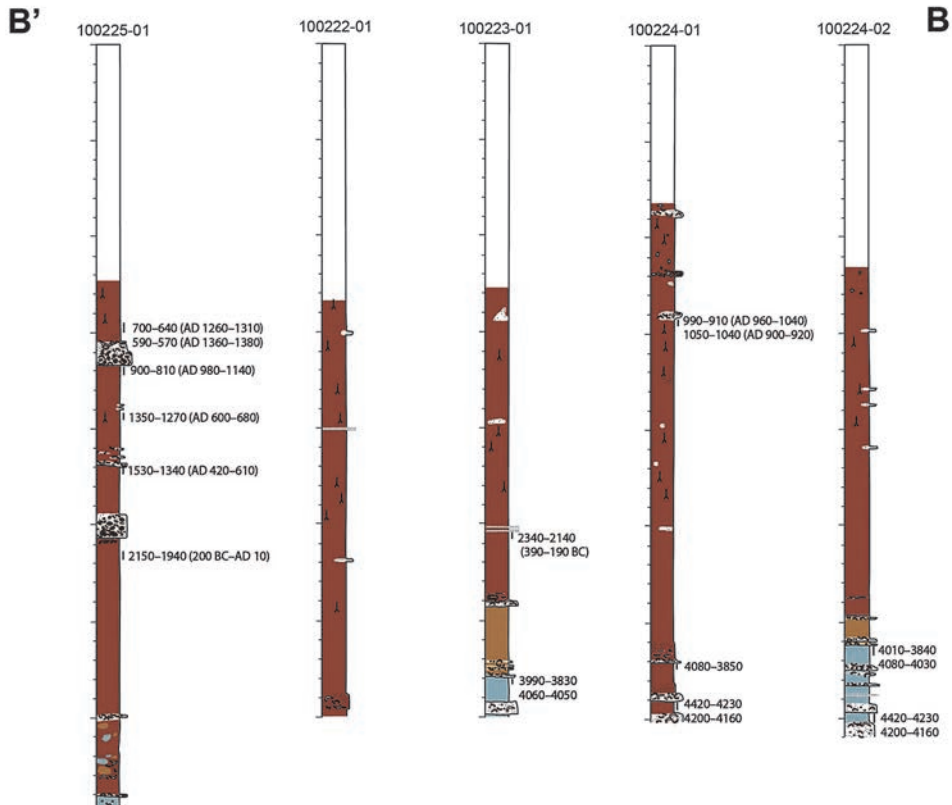
第12図 三重県志摩市阿児町の沿岸低地における調査地点。青で示された点は平成21年度までにハンドコアリングを行った地点、赤で示された点はボーリングコア掘削を行った地点、緑で示された点は図13、14に示す柱状試料を採取した地点。

Fig.12 Coring sites in coastal lowland in Ago-cho, Shima city, Mie prefecture. Blue point represents the sites surveyed by hand-coring until 2009. Red point represents the sites surveyed by hand-coring. Green point represents the coring sites shown in fig.13 and 14.



第13図 第12図中のA-A'間の10地点で得られた試料の柱状図と年代測定値 (cal yrBP)。

Fig.13 Columnar sections and radiocarbon dating results obtained at 10 sites between A-A' line in fig. 12.



第 14 図 第 12 図中の B-B' 間の 5 地点で得られた試料の柱状図と年代測定値 (cal yrBP)。

Fig.14 Columnar sections and radiocarbon dating results obtained at 5 sites between B-B' line in fig. 12.

永長東海地震（西暦 1096 年）、明応地震（西暦 1498 年）については調査地を含む東南海地域を津波が襲ったことが文献史料に記されているが、白鳳地震（西暦 684 年）については東南海地域にまで破壊域が及んでいたかどうか議論が分かれていた。本研究の結果は白鳳地震（西暦 684 年）の破壊域が南海地域のみならず東南海地域にまで及んでいたことを強く示唆する。また、この結果は地震考古学調査から得られた結果（寒川 2004 など）とも整合的である。

5.3 紀伊半島南部における隆起海岸調査

5.3.1 目的と背景

南海トラフ沿いに繰り返し発生するプレート間地震では、御前崎や潮岬、室戸岬、足摺岬といった太平洋に突き出た岬及び周辺において地殻の隆起を伴うことが知られている。しかしこの地震性隆起は、地震間の沈降運動によってほぼキャンセルされ、ほとんど残留しないか、してもわずかであると考えられている。一方でこれらの地域では、従来から海成段丘の分布が確認されており、通常のプレート間地震とは異なる隆起が残留するタイプの地震が推定され、それがプレート内の分岐断層によるものである可能性が指摘された

（前空，1992 など）。実際に室戸半島や足摺半島の東沖には海底活断層の存在が指摘されている（岡村ほか，1990 など）が、紀伊半島沖には明確な断層は知られていない。宍倉ほか（2008）は紀伊半島南部沿岸で隆起生物遺骸群集の高度と年代に関する調査から、連動型地震と言われる 1707 年宝永地震では、通常地震より隆起量が大きかった可能性を指摘し、そのような地震が 400～600 年間隔で起こっている可能性を示した。しかし紀伊半島南部の隆起様式が分岐断層によるものか、連動型のプレート間巨大地震によるものかを判断するには、十分な資料が揃っておらず、より広域でより多くのデータを収集する必要がある。そこで紀伊半島南部において隆起海岸の調査を行った。

5.3.2 調査内容と結果

和歌山県那智勝浦町の沿岸において、おもに隆起生物遺骸群集の調査を行い、高度測定と試料採取を行った。その結果、17 地点で新たな隆起痕跡を発見した（第 15 図）。浦神周辺の海岸では、標高 1.5～3.5m の間にやや風化の進んだカンザシゴカイ類の化石群集が見られた。これは宍倉ほか（2008）が示した群集 I（5400-4500cal yrBP）または群集 II（3000-1700cal yrBP）に相当すると考えられる。また標高 0.5～1.5m



第 15 図 和歌山県那智勝浦町における隆起海岸の調査地点.

Fig.15 Survey sites of uplifted coast in Nachikatsuura town, Wakayama prefecture.

や 0~0.7m には比較的新鮮な化石群集が見られ、穴倉ほか (2008) の群集Ⅲ (1700cal yBP-AD1361) と群集Ⅳ (AD1361 以降) にそれぞれ対比できると考えられる。また山見鼻周辺でも標高 0.6~1.4m に群集Ⅲに相当するもの、0~0.6m に群集Ⅳに相当するものが観察された。今回発見した化石群集の中には厚く発達したものも多く、今後これらの構造解析と年代測定から地殻変動の履歴解明を行っていく予定である。

5.4 徳島県 (紀伊水道) における古津波痕跡調査

5.4.1 目的と背景

南海トラフ沿岸域では、海溝型巨大地震が 100~150 年程度の間隔で繰り返し発生しており、それらに伴った津波による被害を受けてきた (宇佐美,

2003)。こうした津波の浸水履歴は、低地や湖沼の堆積物に残されており、例えば三重県志摩半島などではその詳細が検討されている。しかしながら、こうした津波堆積物の報告例は、東南海地震の想定破壊領域 (紀伊半島中部から愛知県東部) に集中しており (例えば Komatsubara et al., 2008; 藤野ほか 2008; 岡橋ほか 2001 など)、南海地震の破壊領域 (高知から紀伊半島西部) 周辺では岡村ほか (1997) や七山ほか (2000) などに限られている。本研究では、津波堆積物の研究報告に乏しい紀伊水道を研究対象とし、歴史および先史時代における津波浸水履歴を明らかにするために徳島県阿南市において地質調査を行った。

5.4.2 調査内容と結果

歴史および先史時代における津波浸水履歴を明らかにするため、徳島県阿南市伊島の低地においてハンド



第 16 図 徳島県阿南市伊島における掘削地点.

Fig.16 Coring sites in Ishima, Anan city, Tokushima prefecture.

コアラーおよびシンウォールサンプラーを用いて連続柱状堆積物を採取した。合計 21 地点で掘削した結果（第 16 図）、厚さ約 3m の泥炭層の中に 6～7 層の薄い砂層（あるいは礫層）が認められた。3 件の放射性炭素年代測定を行った結果、これらの砂層（あるいは礫層）は過去 3500 年の間に堆積したものであることが分かった。今後は、得られた試料の年代測定を細かく行うことによって、掘削地点間の対比を行っていく予定である。

5.5 足摺岬周辺における隆起海岸調査

5.5.1 目的と背景

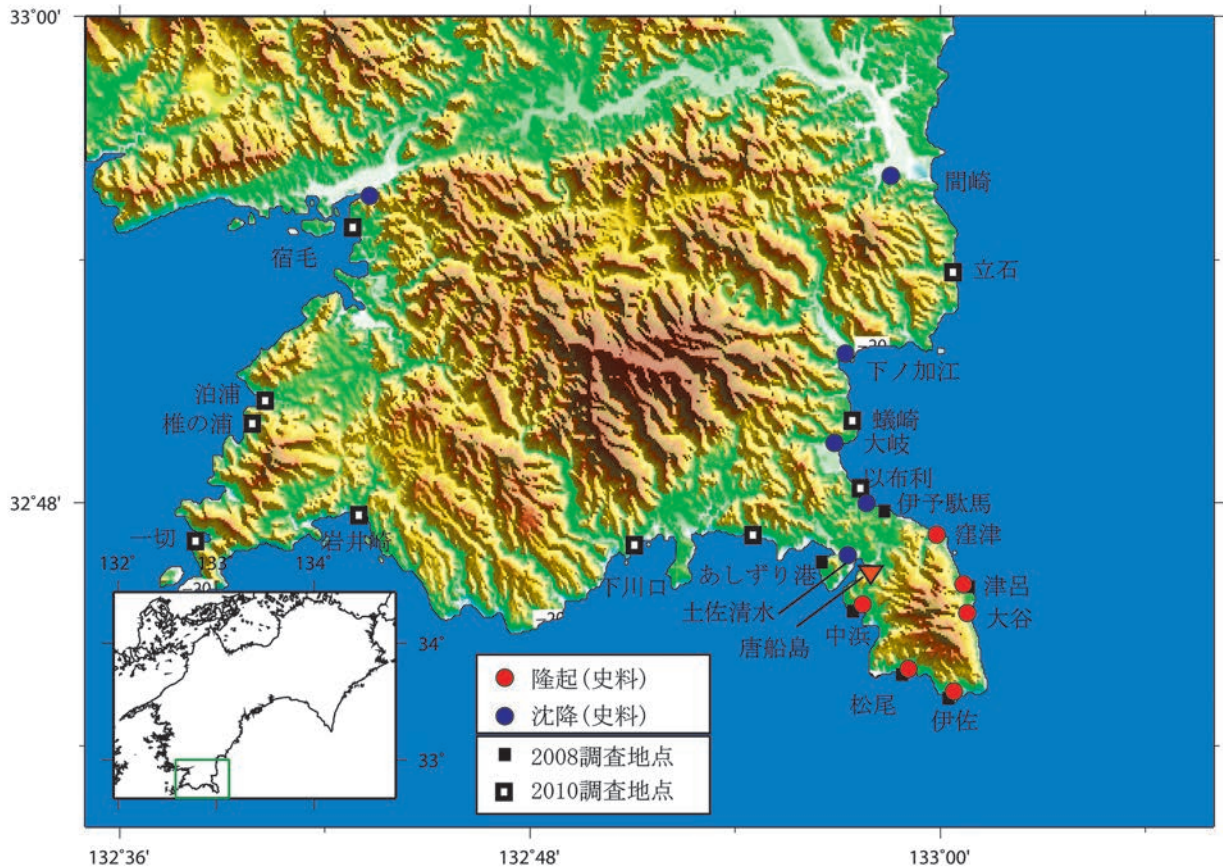
南海トラフ沿いでは、海溝型巨大地震が 100～150 年程度の間隔で繰り返し発生しており、南海地震について歴史的に遡ると 1946 年昭和、1854 年安政、1707 年宝永という地震が記録されている。さらに 684 年白鳳地震まで記録はあるが、比較的よく知られている昭和、安政、宝永について注目すると、それぞれの津波の規模や地殻変動は異なっている（河角、1956 など）。このことから破壊領域の拡がりそれぞれに異なっていた可能性がある。そこで過去の南海地震の破壊領域の拡がり进行评估するため、想定震源域の西端付近に位置する足摺岬周辺において、過去の南海地震に伴う地殻変動の調査を行った。

5.5.2 調査内容と結果

足摺岬周辺では 2008 年度に、おもに足摺半島において歴史資料の記載の確認と隆起生物遺骸群集の調査を行っており、その中で 1946 年昭和と 1854 年安政の南海地震の地殻変動が足摺半島の付け根付近で明確に異なること、1707 年宝永の隆起痕跡が見つからないことなどを明らかにした。2010 年度の調査ではさらに調査範囲を広げ、足摺半島より西側では宿毛まで 7 地点、東側では土佐佐賀まで 4 地点において隆起海岸調査を行った（第 17 図）。その結果、史料では 1854 年安政で沈降したとされるこれらの地域で隆起痕跡を確認した。下川口、落窪などでも平均海面上 0.7-0.9m に離水波食棚を確認しているが、年代試料は得られていない。以布利では平均海面上 0.5-0.9m カンザシゴカイ類からなる隆起生物遺骸群集を発見した。風化の程度から判断して比較的時代に離水したと考えられることから、歴史地震との関係が注目され、今後年代測定を行って検討する必要がある。

文献

藤野滋弘・小松原純子・穴倉正展・木村治夫・行谷佑一（2008）志摩半島におけるハンドコアラーを用いた古津波堆積物調査報告。活断層・古地震研究報告，8，255-265。



第 17 図 足摺岬周辺における隆起海岸の調査地点。

Fig.17 Survey sites of uplifted coast in and around the Ashizuri cape.

藤原 治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平 (2007) 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告 7, 91-118.

羽鳥徳太郎 (1995) 岩手県沿岸における慶長 (1611) 三陸津波の調査. 歴史地震, 11, 55-66.

河角 廣 (1956) 昭和二十一年十二月二十一日南海大地震当時及びその後に行った四国地方地盤変動の実態, 四国地方総合開発審議会, 3-16.

Komatsubara, J., Fujiwara, O., Takada, K., Sawai, Y., Aung, T.T. (2008) Historical tsunamis and storms recorded in coastal lowland deposits along the Nankai Trough southwestern Japan. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.00964.x

前李英明 (1992) 西南日本外帯南部の完新世地殻変動, 第四紀研究, 31, 285-296.

七山 太・佐竹健治・佃 栄吉・杉山雄一・中田 高 (2000) 南海トラフ沿岸地域における地震津波イベント堆積物の予察的検討—紀淡海峡友ヶ

島, 深蛇池における研究例—。地質調査所速報, no.EQ/00/02 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p195-206.

岡橋久世・吉川周作・三田村宗樹・兵頭政幸・内山 高・内山美恵子・原口 強 (2001) 鳥羽市相差の湿地堆積物中に見出された東海地震津波の痕跡とその古地磁気年代. 第四紀研究, 40, 193-202.

岡村 真・栗本貴生・松岡祐美 (1997) 地殻変動のモニターとしての沿岸・湖沼堆積物. 月刊地球, 19, 469-473.

岡村行信 (1990) 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動, 地質学雑誌, 96, 223-237.

寒川 旭 (2004) 遺跡で検出される地震の痕跡. 地質学論集, 58, 11-18.

Sagiya, T., (2004) Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 2327-2342.

- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B.F., Horton, B.P., Kelsey, H.M., Nagumo, T., Yamaguchi, M. (2004) Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. *Science* 306, 1918-1920.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K.H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J., Aung, T.T. (2009) . Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01319, doi:10.1029/2007JB005503
- 宍倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. *地震研究所彙報*, 78, 245-254.
- 宍倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也 (2008) 紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代—南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元—, 活断層古地震研究報告, No.8 (2008 年), 267-280, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 東京大学地震研究所 (1934) 昭和八年三月三日三陸地方津波に関する論文及報告. 東京大学地震研究所彙報. 別冊. 1, 9-250.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-201. 東京大学出版会, 605pp.
- 渡邊偉夫 (2000) 869 (貞観 11) 年の地震・津波と推定される津波の波源域. *津波工学研究報告*, 17, 27-37.
- 渡邊偉夫 (2001) 伝承から地震・津波の実態をどこまで解明できるか—貞観十一年 (869 年) の地震・津波を例として—. *歴史地震*, 17, 130-146.

日本周辺海域の反射断面データベース構築

Construction of database of seismic profiles around Japan.

佐藤智之^{1*}・岡村行信²・井上卓彦¹・荒井晃作¹
Tomoyuki Sato^{1*}, Yukinobu Okamura², Takahiko Inoue¹ and Kohsaku Arai¹

Abstract: Database of seismic reflection profiles has been constructed. Seismic profiles loaded into the database are 6218 lines which have been collected during the last 34 years by the Geological Survey of Japan for compiling marine geological maps and for near shore mapping. The data is composed of 57 groups, and any of seismic profiles can be shown by selecting the survey lines on the display. We commenced the operation and deal with data reference from other organizations based on the database.

Keywords: database, seismic section, around Japan

1. はじめに

海域の地質構造を知るには反射断面を見るのが最もわかりやすい。産総研では、旧地質調査所の時代から30年以上にわたり反射法音波探査を行い、膨大なデータを集めてきた。現在までのところ、南西諸島を除く日本周辺海域の調査はほぼ完了している。成果は主に海底地質図として公表されているが、それで元の反射断面が持つ情報をすべて活かしきれているわけではない。学問の進展、社会情勢の変化による新しい問題意識、目的に沿った視点で見直すことで、この網羅的な反射断面データはさまざまな利用価値を持つ。しかし、必要な海域の反射断面を効率的に取りだして見ることができるシステムは作られていなかったため、データは十分に活用されているとは言えない状況であった。そのため、海洋地質図としてまとめられた情報としてのみ利用されることが多く、元の反射断面が持つさらに詳しい情報は埋もれていた。

反射断面は海底の露頭のデータに相当すると言って過言でない。断面上には断層や不整合のみならず、堆積構造や地質構造も観察できる。海洋地質図は、それら情報を解釈し、重要な情報を抽出しつつ余分な情報をそぎ落とす形で作成されている。目的に応じて反射断面を再解析すれば、そぎ落とされた情報から今まで

知られていない事実が明らかにできる可能性もある。既存の反射断面データを活用するためには、断面をすぐに見ることができるだけでなく、位置を正確に特定できる測線図や地形図が必要になる。

また、今後沿岸海域での反射探査が数多く実施されるようになると、古いデータと新しいデータを用いて、総合的な解釈を行う必要がある。さらに、陸上の地質データとの対比やシームレスな解釈も必要になってくる。これらの必要性を満たすため、反射断面データをデータベース化するリナックスベースのシステムを2008年度導入し、既存の反射断面データを入力してきた(岡村ほか, 2009)。しかしながら、データの登録方法によっては反射断面の閲覧に長い時間がかかることが明らかになり、より実用的なデータの登録方法を検討してきた(佐藤ほか, 2010)。現在はデータベース構築に関する問題がほぼ解決され、未登録データの追加登録や不良データの除去、実用に即した利便性の検討を行う段階にある。今年度の作業の進捗状況について報告する。

2. データベース構築進捗状況

主に白嶺丸、第2白嶺丸を利用した「GH航海」で取得した反射断面を対象に2008年度よりデータ登録を進めてきた。2009年度の段階でほぼ日本周辺全海

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, 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・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

域を網羅する状態に近づいたのだが、登録データが増えるにつれ、データの参照に非常に時間がかかってしまい、計算機の動作が不安定になるという問題に直面した。これは全データが一括して登録されていることによってデータ検索に時間を要するためであることがわかったため、データを適切にグループ分けし、利用時に必要なグループのみを選択することで計算機の負荷を低減する方法を取った(佐藤ほか, 2010)。

今年度は、未統合であった日本海側のデータの統合など、グループの最適化と新規データの追加登録を進めた。現在の登録データ数は、測線数 6218 本(内訳: 整形済み測線 4359 本, 原記録 1859 本)であり、調査海域ごとに 2 群 57 のグループに分けられている(第 1 図, 第 1 表)。実際の利用の際はこのグループをほとんど意識することなくデータにアクセスできるように利用法を工夫しており、閲覧のみであれば日本周辺の全海域を同時に扱うことが可能である。データベース上での解釈や、バンドパスフィルタなどといった反射断面の画像処理を行う際には計算機負荷の問題から海域を絞る必要があるが、実際の運用では後述のような別途解釈ソフトを利用する機会が多いため、ほとんど問題にならないと考える。また、不具合の調整によって今年度末から Windows ベースの反射断面解釈ソフト GeoGraphix 社製「SeisVision」へ直接データ転送が可能になったため、データ閲覧から解釈作業へとよりスムーズに移行できるようになった。デジタル化可能な既存データの登録は今年度で終了し、反射断面

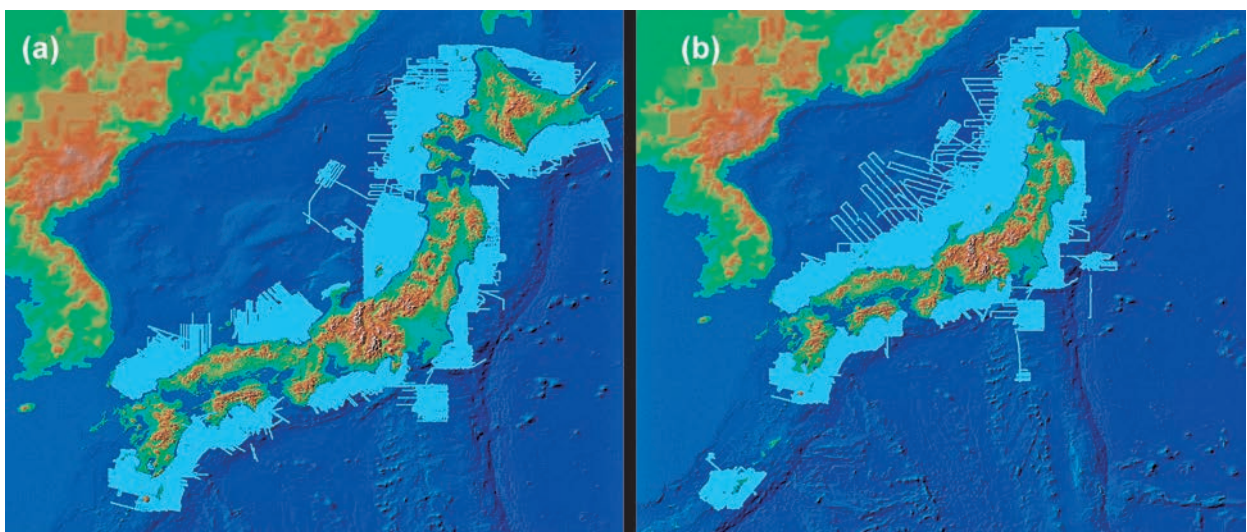
図の整合性の検証、不良データの発見と修正、再登録、新取得データの登録が進行中である。

3. 実際の利用

実際の運用を開始しており、今年度に数件あった外部からのデータ提供依頼に対し、本データベースを利用して対応できるようになった。研究所内外との共同研究でのデータ利用においても本データベースから直接データ提供ができる状態になっており、海陸を繋ぐ沿岸域調査や地質図のシームレス化に際してデータ提供の窓口として機能しうる。現在はデータベースアプリケーションの操作が煩雑であり、なおかつ作業中であるため、担当者が利用者に代わって操作しデータを提供しているが、今後、担当者不在時でも利用できるよう、利用のみに特化した詳細かつ簡便な操作マニュアル、操作ツールを作成し、利用環境を整備する予定である。

文献

- 岡村行信・辻野 匠・荒井晃作・井上卓彦(2009) 海域反射断面データベースの構築。地質調査総合センター速報, 49, 141-145.
- 佐藤智之・岡村行信・辻野 匠・井上卓彦・荒井晃作・木村治夫(2010) 地質情報データの統合化: 海域反射断面データベースの構築。地質情報総合センター速報, 54, 195-200.



第 1 図 登録済みの反射断面測線図。

実際の調査航路に沿った原記録の反射断面 (a) と直線ごとに測線を切り分け、整形した反射断面 (b) とに分けてある。原記録は調査工程の事情から測線がジグザグであるが、生データに近く情報量が多い。一方、整形後の記録は測線が直線であるため解釈がしやすい。

Fig.1 The line map of loaded seismic profiles. (a) The map of raw data. (b) The map of split data which are split into straight lines. Split data are easy to interpret. On the other hand, raw data contain more information.

第 1 表 登録済み反射断面の一覧。DAYSLINE（整形前）と AIST（整形後）との 2 群に分けてあり、その下位に航海、あるいは海域ごとのグループ（Survey）に整理されている。現状では位置情報の座標系について Tokyo と WGS84 の二つが混在している。データベース上では内部で WGS84 へ変換・統一されて表示されるが、データ書き出しの際は元の座標系になるので注意を要する。

Table 1 The list of loaded seismic profiles. They are divided into two clusters, which are DAYSLINE (raw data) and AIST (split data). And the clusters are subdivided based on cruise or survey area. Geographical coordinate system of some data are Tokyo datum.

DAYSLINE (整形前データ)

| Survey Name | Number | Sample Rate | Datum |
|----------------------|--------|----------------------|-------|
| gh08_OkiNawa_Days | 32 | 2ms (27) / 500ns (5) | WGS84 |
| gh09n10_OkiNawa_Days | 39 | 1ms (4) / 2ms (35) | WGS84 |
| gh782n3_Days | 134 | 2ms | Tokyo |
| gh852HakaTa_Days | 92 | 2ms | Tokyo |
| gh854HakaTa_Days | 39 | 2ms | Tokyo |
| gh862n4_Days | 122 | 2ms | Tokyo |
| gh872n4_Days | 106 | 2ms | Tokyo |
| gh882n4_Days | 128 | 4ms | Tokyo |
| gh892AkiTa_Days | 87 | 3ms (85) / 4ms (2) | WGS84 |
| gh894AkiTa_Days | 46 | 2ms (3) / 3ms (43) | WGS84 |
| gh90_Days | 57 | 3ms (47) / 4ms (10) | WGS84 |
| gh91_Days | 59 | 3ms (42) / 4ms (17) | WGS84 |
| gh92_Days | 22 | 4ms | WGS84 |
| gh93-NiHonKai_Days | 31 | 4ms | Tokyo |
| IsiKari_Days | 27 | 4ms | Tokyo |
| KaSima-BauSou_Days | 90 | 2ms | Tokyo |
| KumaNo_Days | 51 | 2ms | Tokyo |
| KuroSe_Days | 58 | 2ms | Tokyo |
| MiyaZaki_Days | 111 | 2ms | Tokyo |
| MuroTo_Days | 45 | 2ms | Tokyo |
| OkuSiri_Days | 38 | 2ms | Tokyo |
| SanRikuOki_Days | 164 | 2ms | Tokyo |
| SyakoTan_Days | 28 | 4ms | Tokyo |
| TeSio_Days | 39 | 2ms | Tokyo |
| TouKai_Days | 60 | 2ms (21) / 4ms (39) | Tokyo |
| WoSima_Days | 31 | 4ms | Tokyo |
| YakuTane_Days | 123 | 2ms | Tokyo |

AIST (整形後データ)

| Survey Name | Number | Sample Rate | Datum |
|------------------|--------|--------------------------------|-------|
| gh00gh01 | 108 | 2ms | WGS84 |
| gh02 | 58 | 2ms | WGS84 |
| gh03 | 83 | 2ms | WGS84 |
| gh04 | 89 | 2ms | WGS84 |
| gh06 | 58 | 2ms | WGS84 |
| gh821_MuroTo | 157 | 2ms | Tokyo |
| gh93 | 114 | 4ms | Tokyo |
| gh95_SyakoTan | 136 | 4ms | Tokyo |
| gh97ga97_TouKai | 284 | 2ms (33) / 4ms (251) | Tokyo |
| gh98n9_TeSio | 288 | 2ms | Tokyo |
| gh852n4_HakaTa | 315 | 2ms | Tokyo |
| HatinoHe | 67 | 2ms | Tokyo |
| gh96_IsiKariWan | 176 | 4ms | Tokyo |
| KamalsiOki | 76 | 2ms | Tokyo |
| KaSimaOki | 71 | 2ms | Tokyo |
| KimKaZan | 155 | 2ms | Tokyo |
| KumaNo | 106 | 2ms | Tokyo |
| gh803n4_KuroSe | 72 | 2ms | Tokyo |
| gh831n2_MiyaZaki | 402 | 2ms | Tokyo |
| OkuSiri | 118 | 2ms (115) / 4ms (3) | Tokyo |
| SioYa | 120 | 2ms | Tokyo |
| SotoBauSou | 147 | 2ms | Tokyo |
| gh94_WoSima | 126 | 4ms | Tokyo |
| gh841n3_YaKuTane | 259 | 2ms | Tokyo |
| AkiTaOki | 164 | 2ms (4) / 3ms (118) / 4ms (42) | WGS84 |
| gh862n4_TotTori | 88 | 2ms | WGS84 |
| gh872n4_HukuWi | 137 | 2ms | WGS84 |
| NoTo_EnGan | 33 | 0.082ms | WGS84 |
| | 104 | 0.2ms | WGS84 |
| TyuuWetu | 79 | 3ms (71) / 4ms (8) | WGS84 |
| YamaGata | 169 | 3ms (148) / 4ms (21) | WGS84 |

堆積平野の水理地質環境

Hydrogeological environment in the sedimentary basin.

内田洋平^{1*}・吉岡真弓¹・町田 功¹・井川怜欧¹・越谷 賢¹・丸井敦尚¹・丸谷 薫²

徳永貴大³・利部 慎³・嶋田 純³・阿部博昭⁴・近藤昭彦⁴

Youhei Uchida^{1*}, Mayumi Yoshioka¹, Isao Machida¹, Reo Ikawa¹, Masaru Koshigai¹,
Atsunao Marui¹, Kaoru Marutani², Takahiro Tokunaga³, Makoto Kagabu³, Jun Shimada³,
Hiroaki Abe⁴ and Akihiko Kondo⁴

Abstract: Three-dimensional hydrogeological database of Ishikari Plain, Kumamoto Plain and Fukuoka Plain were constructed to understand hydrogeological environment and correlation with active faults in the plain. As for the Ishikari Plain, three-dimensional hydrogeological model was constructed using existing geological database, boring data and seismic exploration data. Then, groundwater quality data had been compiled and input to the three-dimensional model to classify groundwater quality into stratigraphically. As for the Kumamoto Plain, groundwater samplings for chemical analysis and subsurface temperature measurements for thermal analysis had been carried out in situ. Moreover, existing hydrological data in the Fukuoka Plain had been compiled to estimate relation between groundwater chemical composition and fault zones.

Keywords: sedimentary basin, hydrogeological environment, subsurface temperature, groundwater quality

要旨

石狩平野、熊本平野および福岡平野における水理地質環境を高精度に把握し、活断層や潜在する断層との関連について確認するため、地下水の調査・研究を実施した。石狩平野については、沿岸域堆積平野の水理地質構造を既存のデータベース、基礎試錘データや地震探査データ等から地球統計学的手法に基づき推定し、三次元水理地質モデルを作成した。次に作成した三次元水理地質モデルにコンパイルした水質データを入力し、地質区分毎に水質を確認した。熊本平野については、現地において水文調査を実施し、一般水質と酸素・水素安定同位体比分析のための地下水サンプリング、および地下温度構造解析のための地下温度測定を実施し、水文環境データの収集・解析を行った。また、福岡平野については、平野の北部に分布する活断層と水質との関係を把握するため、既存の水文データを収集しコンパイルした。

1. はじめに

沿岸域の地下水は、塩水と淡水のそれぞれが異なるドライビング・フォースを持って存在しているため、その環境は複雑である。また、浅層部に断層などの構造が存在する場合、地下水の流動はその影響を受け、地下水環境をより複雑にする。断層は、地質層序境界と同様に地下水流動の境界となる可能性がある。断層の存在は地下水流動を阻害するだけでなく、反対に水みちとして地下水流動を卓越させる場合もあり、地下水データの広域分布には、断層に沿った地下水データの異常値の分布が確認されることがある。このように、地下水データの分布から断層の存在を推定することが可能であるが、一般に地下水データの取得地点は井戸の分布に制限されるため、広域における地下水データを把握・解析するためには、既存の資料収集とデータベース化が不可欠である。

本研究においては、平成 21 年度に引き続き北海道・

* Correspondence

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 地下水研究グループ (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment, Groundwater Research Group)

²(地独) 北海道立総合研究機構地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido)

³熊本大学自然科学研究科 (Graduate School of Science & Technology, Kumamoto Univ.)

⁴千葉大学環境リモートセンシング研究センター (Center for Environmental Remote Sensing, Chiba Univ.)

石狩平野，九州・熊本平野および福岡平野を対象とし，水文データの収集（現地調査と既存の過去データ）およびコンパイルを行った．石狩平野については，三次元水理地質構造を把握するため，当該モデルを作成した．同時に，作成した三次元水理地質構造モデルへ入力することにより，第四系内の水理地質環境の三次元的なデータの可視化を行った．

2. 石狩平野における水文データベース構築

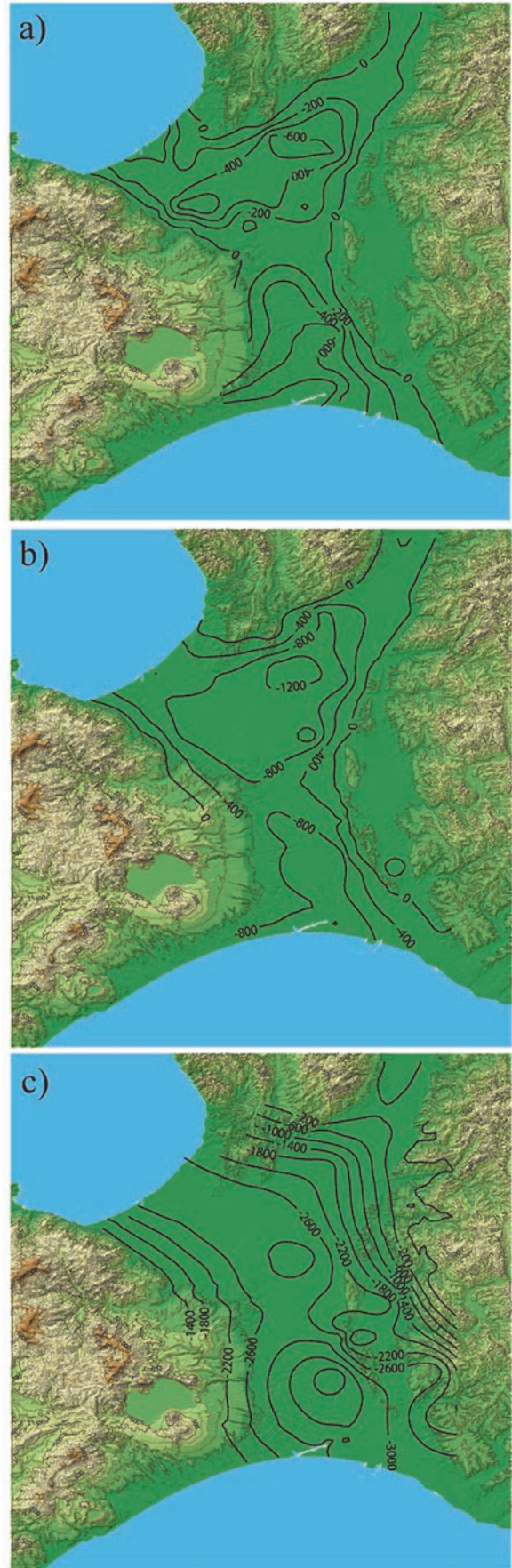
石狩平野においては，堆積層の三次元水理地質構造モデルに加え，水文データベースを構築した．入力したデータは北海道立地下資源調査所（1996）を用い，コンパイルしたデータの総数は，現時点で約 2300 件である．昨年度は第四系内の地下水水質分布を示したが，本年度は鮮新統および中新統内の地下水の水質分布を述べる．加えて，201～800m 深と 800m 以深の領域に区分したときの水質分布を報告する．

2.1 3次元地質構造の推定および水文データ

ある深井戸から採取されている地下水が，第四系，鮮新統，中新統のうち，いずれの地層に胚胎されているものなのかを決定することは難しい．なぜなら，その地点の地質年代の鉛直変化が明らかになっていることは少ないためである．

鮮新統もしくは中新統内の地下水水質分布を求めるといった目的を達成するためには，まず 3 次元的な地下地質分布を明らかにし，この地下地質分布と井戸スクリーン深度を比較する必要がある．3 次元的な地下地質構造については，現在，越谷（未発表）が，既存ボーリングからクリギング法による補間をおこなうことによって推定をおこなっている（越谷モデル）．越谷モデルに用いられているボーリング資料は，矢野ほか（1989），坂川ほか（2004），防災科学技術研究所（2009），丸井（2000），その他の論文および報告書である．

越谷モデルでは，地層を H（完新統），Q3（上部更新統），Q2（中部更新統），Q1（下部更新統），N3（鮮新統），N2（上部～中部中新統），N1（中部～下部中新統）に区分しているが，本報告に関連するのは，Q1 と N3 の間と N3 と N1 の間の深度領域である．そこで，Q1，N3，N1 の基底面を描画した（Fig. 1）．これら 3 つの基底面の大きな違いとして，Q1 では長沼町～広島町間を境界として南北に 2 つの凹構造が認められるのに対し，N1 では 2 つの凹構造が南北に



第 1 図 石狩平野における第四系および新第三系基底面図（m）： a) Q1 基底面，b) N3 基底面，c) N1 基底面．

Fig.1 Contour maps of base plain of the Quaternary and Tertiary system (m): a) Q1, b) Q2, and c) N1, respectively.

延びる谷構造となり、最深部は千歳空港付近になっている。

井戸および水質データは、酒匂ほか（1977）、松波ほか（1979）、二間・松波（1985）、北海道立地下資源調査所（1995）、北海道立地下資源調査所（2004）、山口ほか（1964）、山口ほか（1963）、小原（1992）、深見（2009）、国土交通省全国地下水資料台帳を用いた（2583 データ）。これらの資料には緯度・経度情報（あるいは緯度・経度を推定できる情報）が掲載されている。したがって、各井戸地点の地質構造を越谷モデルによって推定することができる。そしてスクリーン情報がある井戸については、スクリーン上部と下部の中間点の深度を地下水採取深度とし、スクリーン

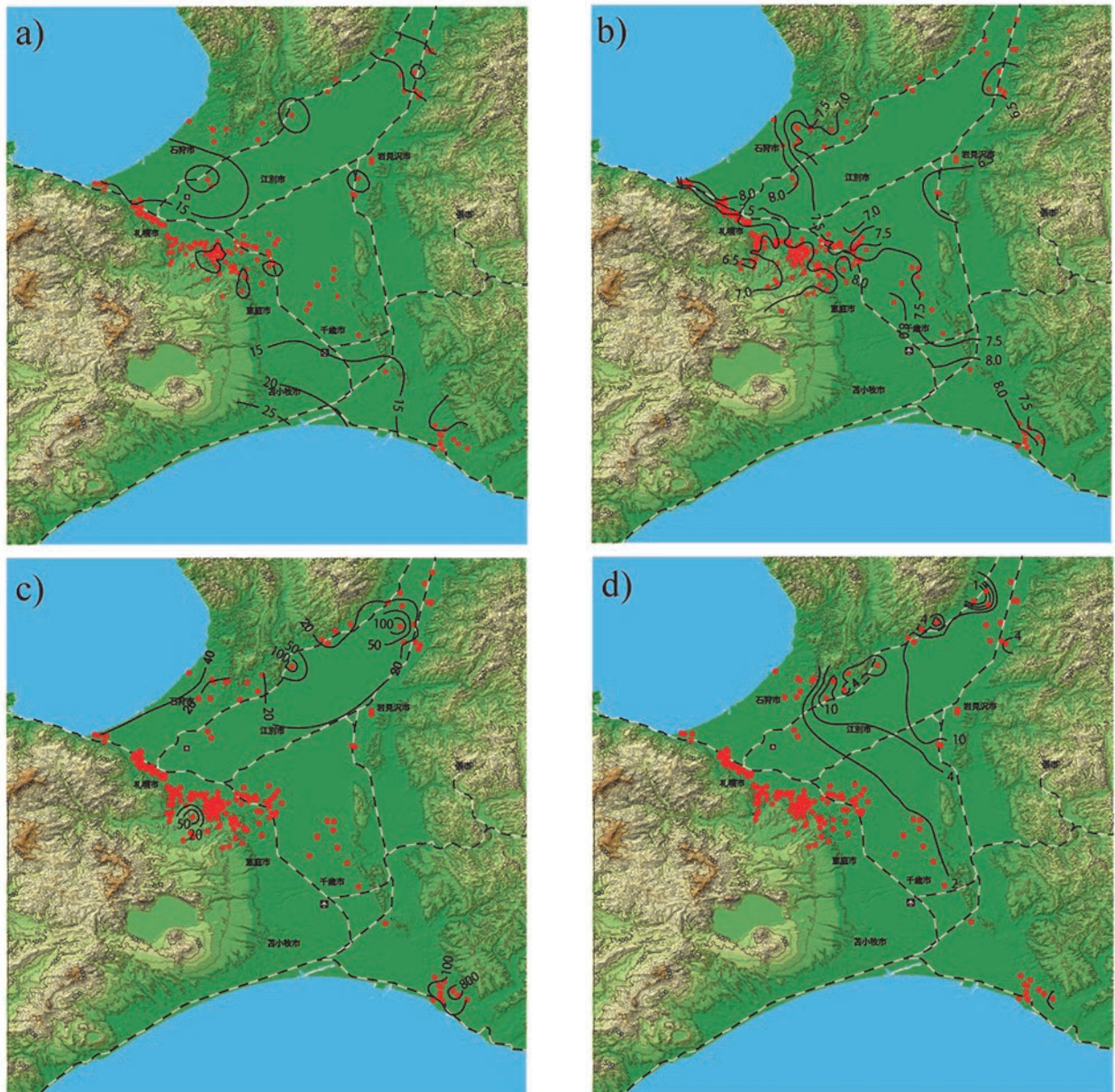
情報がないものについては、井戸底を地下水の採取深度と仮定して地下水を採取している地層を判別した。

2.2 各地層区分における水質分布特性

鮮新統および中新統から採取されている地下水について、水温、pH、Cl、全Feの濃度分布を描いた。データの性質上、図のコンターは等間隔にはなっていない。

・鮮新統

地下水温は15℃前後である（Fig. 2a）。南西部にやや温度が高い領域が認められるが、これは支笏湖南に位置する温泉の影響を受けているためと考えられる。pH分布（Fig. 2b）については、盆地全域で概ね



第2図 鮮新統における水質分布：a) 水温（℃）、b) pH、c) Cl（ppm）、d) Fe（ppm）。

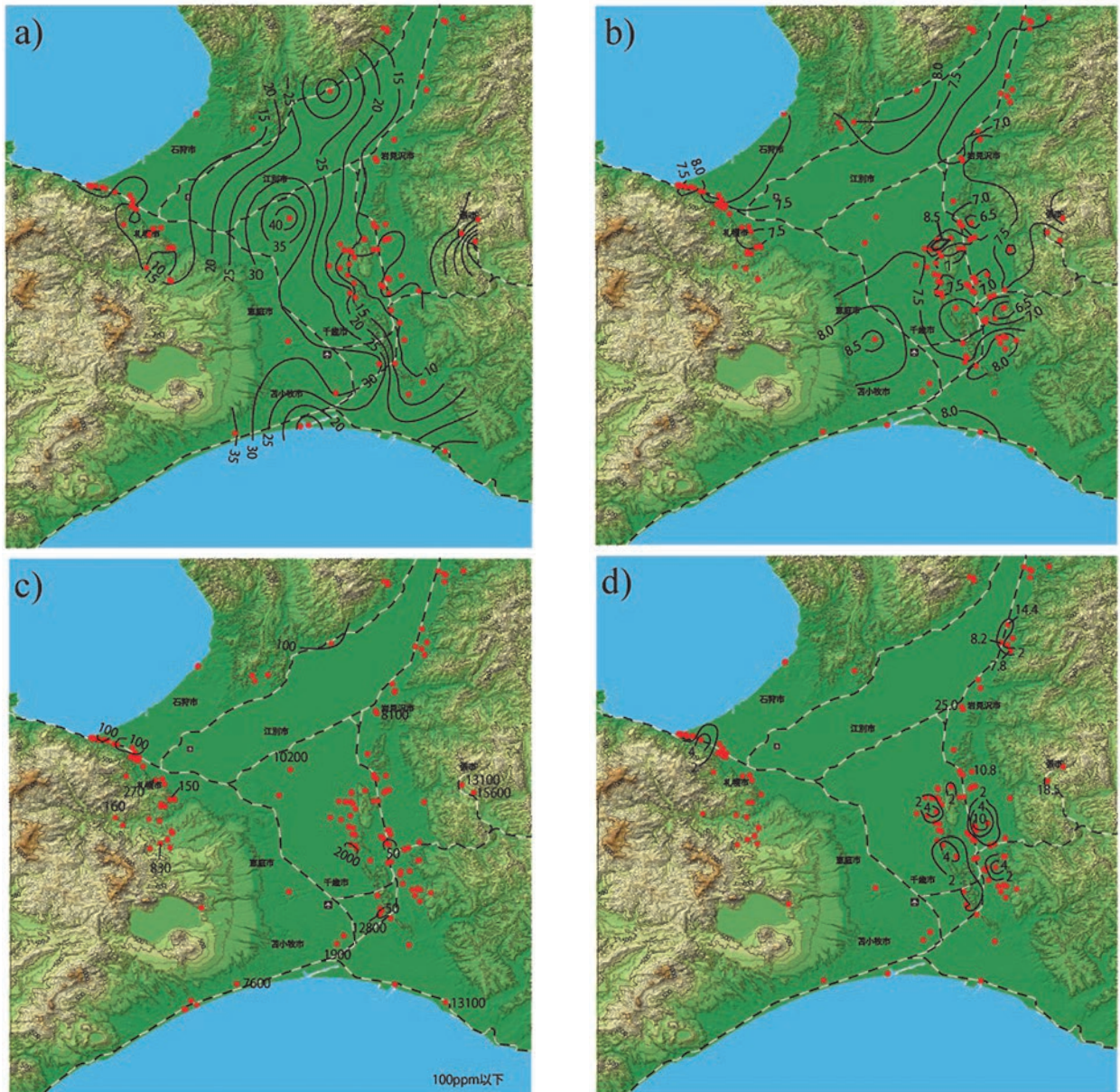
Fig.2 Distribution of groundwater qualities in the Pliocene : a) temperature (°C), b) pH, c) Cl (ppm), and d) Fe (ppm), respectively.

pH=6.5~7.5 前後であるが、盆地の東でやや低く南北で高い。Cl 濃度 (Fig. 2c) は平野中央で 20ppm 以下の領域が多いが、北東の空知においては 20ppm 以上の領域が認められ、濃度の高い地点が存在する。また、南東沿岸にて 800ppm 以上の領域が見られる。全 Fe 濃度 (Fig. 2d) は平野中央では 2ppm の領域が大半であるが、Cl 濃度分布と同様に空知では 4ppm 以上の領域が支配的である。

・中新統

地下水温は地点によって変動し、追分町周辺では 10℃以下と低く、盆地中央部で 30℃以上の領域が認められる (Fig. 3a)。これは、N1 の基底面標高から判断されるように、盆地中央部にて中新統がより深部に

分布するためと考えられる。pH2 分布 (Fig. 3b) は中性が卓越しているが、鮮新統と比較して若干上昇し、pH=7.0~7.5 前後の領域が大きいのに見える。Cl 濃度 (Fig. 3c) については、地点毎の違いが大きいためからコンター図を描くことができなかった。大部分の地点で 100ppm 以下であるが、10000ppm 近くあるいはそれ以上の地点が点在する。このような局所的に濃度が高い地点については数値を記載した。全 Fe 濃度 (Fig. 3d) については、馬追丘陵付近で濃度高い地点が見られ、鮮新統で認められた分布とは明らかに異なっている。また、HCO₃ 濃度については、盆地中央部に向かうに従い上昇する傾向が認められるが、江別周辺のデータが少ないため明確ではない。



第 3 図 中新統における水質分布 : a) 水温 (°C), b) pH, c) Cl (ppm), d) Fe (ppm).

Fig.3 Distribution of groundwater qualities in the Miocene : a) temperature (°C), b) pH, c) Cl (ppm), and d) Fe (ppm), respectively.

2.3 深度区分における水質分布特性

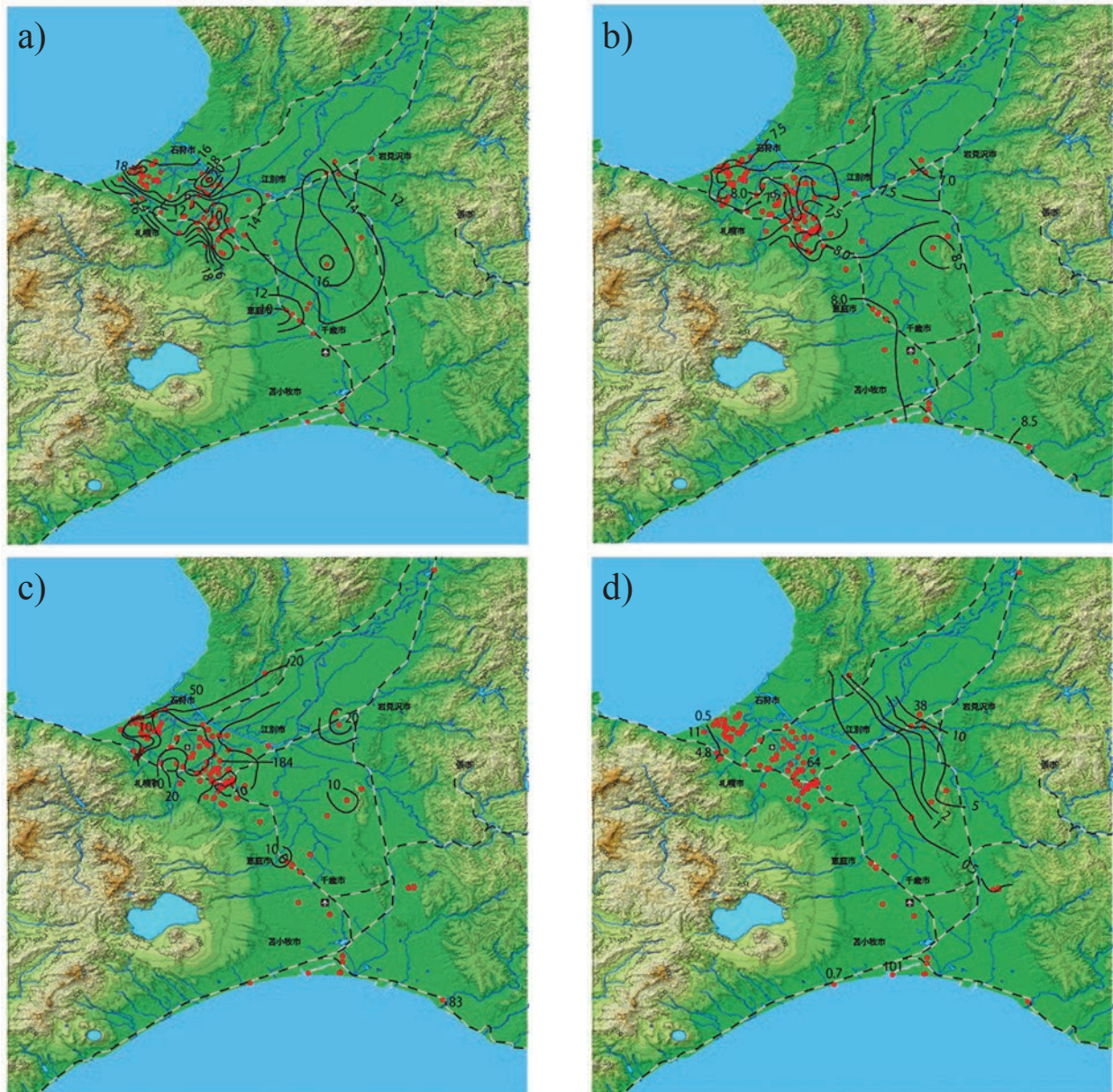
・201~800m深

地下水温に関して、札幌市およびその周辺で 12℃、海岸近くでは 18℃以上の領域が認められる (Fig. 4a)。平野の東側には地点数は多くはないが、西側については盆地の周縁で温度が低く、中央部で高い傾向が見られる。pH 分布 (Fig. 4b) は 7.0~8.5 前後であるが、北部では pH=8.0 以下が卓越しているのに対し、南部では 8.0 以上であり、その分布に差が認められる。Cl 濃度 (Fig. 4c) については、沿岸部を除き 20ppm 以下の地点が多いが、局所的に 184ppm を示す地点が見られる。全 Fe 濃度 (Fig. 4d) については、空知では全体的に濃度が高い傾向は明瞭であるものの、Cl

濃度と同様に局所的な高濃度を示す地点が存在する。

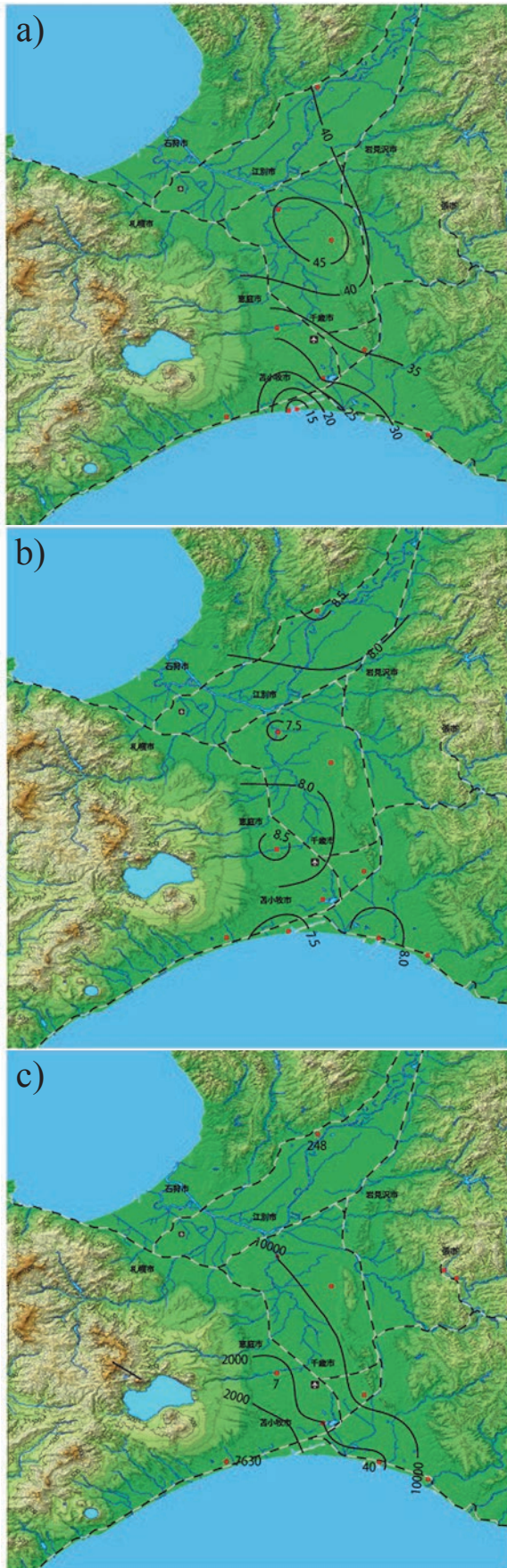
・801m以深

801m 以深のデータ数は少ない。地下水温 (Fig. 5a) は上記の 201~800m での分布と比較して明らかに温度が高く、盆地中央部では 45℃に達する。盆地南部では 40℃以下を示している。pH 分布 (Fig. 5b) は 8.0 以上の地点が多い。Cl 濃度 (Fig. 5c) は場所による違いが大きく、盆地東部では 10000ppm を超える領域がある一方、西部では 7ppm と極めて低い地点もある。全 Fe 濃度については調査地点が少なく、コンター図を描けなかった。調査地点は平野南部に 4 地点のみであり、その全てが 0.5ppm 以下を示している。



第4図 201~800m 深における水質分布 : a) 水温 (°C), b) pH, c) Cl (ppm), d) Fe (ppm).

Fig.4 Distribution of groundwater qualities at the depths from 201 to 800m : a) temperature (°C), b) pH, c) Cl (ppm), and d) Fe (ppm), respectively.



第 5 図 801m 以深における水質分布:a) 水温 (°C), b) pH, c) Cl (ppm).

Fig.5 Distribution of groundwater qualities at the depths under 801m : a) temperature (°C), b) pH, and c) Cl (ppm), respectively.

3. 石狩平野の地下温度構造

地下水位・地盤沈下観測井において、デジタルサーミスタ温度計（分解能 0.01℃）を用いて、観測井内の水面から孔底まで 2m 間隔で水温を測定した。測定された孔内水温を用いて地下温度を議論するにあたり、観測井孔内の対流による温度攪乱の影響を排除する必要がある。谷口（1987）は、半径 10cm 以下の観測井において、井戸孔内の自己対流による温度攪乱の影響は無視できるとした検証結果を示した。今回、測定の対象とした観測井の半径は全て 10cm 以内であり、したがって、各深度の孔内水温はその周囲の地下温度（地層温度）として扱うことが可能であると判断した。

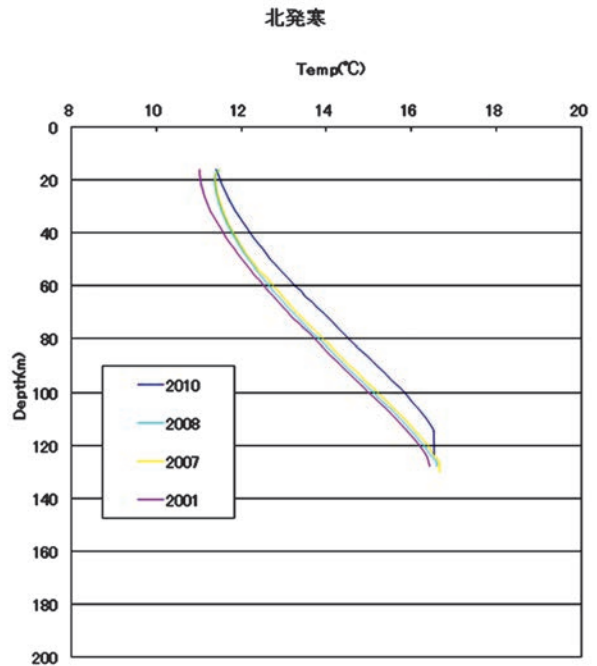
地下温度－深度プロファイルのカーブタイプを用いた地下水流動解析は、Bredehoeft and Papadopulos（1965）をはじめとして多くの方法が提案されている。ここでは図解法により（1）凹曲線－涵養型、（2）凸曲線－流出型、（3）直線－滞留または側方流動型、および（4）その他の 4 種類に分類した（長谷川, 2009）。北発寒（Fig. 6）は（1）涵養型の代表的なタイプである。このようなタイプの観測井は平野西部の山麓域に分布する。（2）流出型は平野北東部の石狩川沿いの地域、（3）中間型はおもに平野中央部に分布する。地下温度プロファイルタイプの空間分布（Fig. 7）から、平野西部付近で地下水が涵養され、中央部を経て北東部に流出する大局的な地下水流動系の存在が推定される。

2008 年の平面地下温度分布（Fig. 8）から、平野中央部で相対的に温度が低く、平野東部の石狩川沿いで最も温度が高くなることが明らかとなった。平野西部の山麓付近での高温域は、研究地周辺の地熱環境に影響されていると考えられる。石狩低地中央とその西側の山地ではそれぞれ極めて低い熱流量、極めて高い熱流量地帯が局在することが報告されており（西田, 2007）、この 2 つの地域では地温勾配も大きく異なることが推測される。平野西部山麓付近の高温ゾーンには、山地の高い熱流量を有する地域で涵養された地下水がこの地域の深層へ流入している可能性が高い。海岸付近で高温域が東側へ張り出していることも、山地からの地下水供給の影響を裏付けているものと考えられる。一方、研究地の南部には 10.0～11.0℃の広範囲な低温帯が形成されている。この地域では豊平川の比較的低温な河川水が涵養され、扇状地地下に

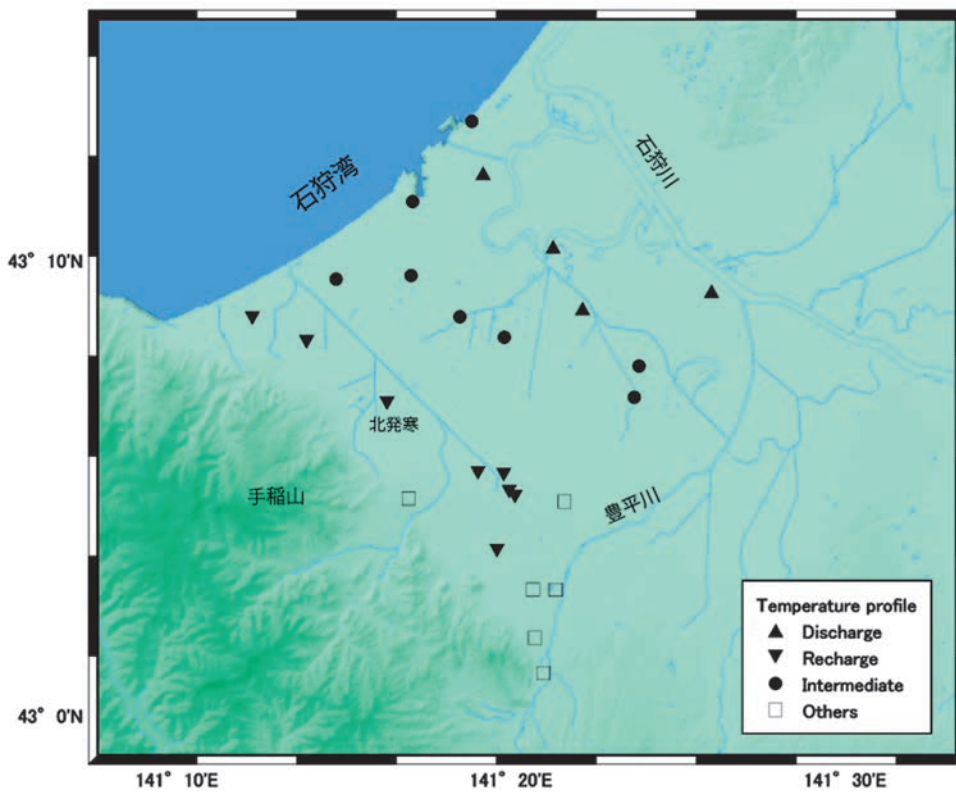
その影響が及んでいると考えられる。豊平川河川水の伏流は尾崎ほか（1965）の調査でも指摘されており、藻岩山付近から豊平橋に至るまでの区間でその傾向が認められると報告されている。

北発寒（Fig. 6）では2001～2010年の10年間に地下温度の上昇傾向が確認されている。こうした温度変化の要因としては、揚水による地下温度の攪乱や市街地化による表面－地中熱流量の変化が挙げられる。内田（1999）は数値解析の結果、一定量の揚水条件下において、地下温度分布に揚水の影響が明確に現れるには約100年という時間を要することを明らかにしている。石狩平野で地下水位の低下が明らかになったのは1960年代頃である。また、札幌市北部から石狩湾岸地域にかけて自噴帯の存在が報告されている（山口，1964）。これらの事実を考慮すると、平野内の揚水は本格化してから最大で50年程度しか経過していないと考えられ、したがって地下温度分布変化に対する地下水揚水の影響の程度は少ないと思われる。地下温度変化タイプの空間分布（Fig. 9）から、温度が上昇した地点はいずれも都市域もしくはそれに隣接した宅地であり、地表面の土地利用変化が進行している地域である。反対に温度変化が認められなかった地

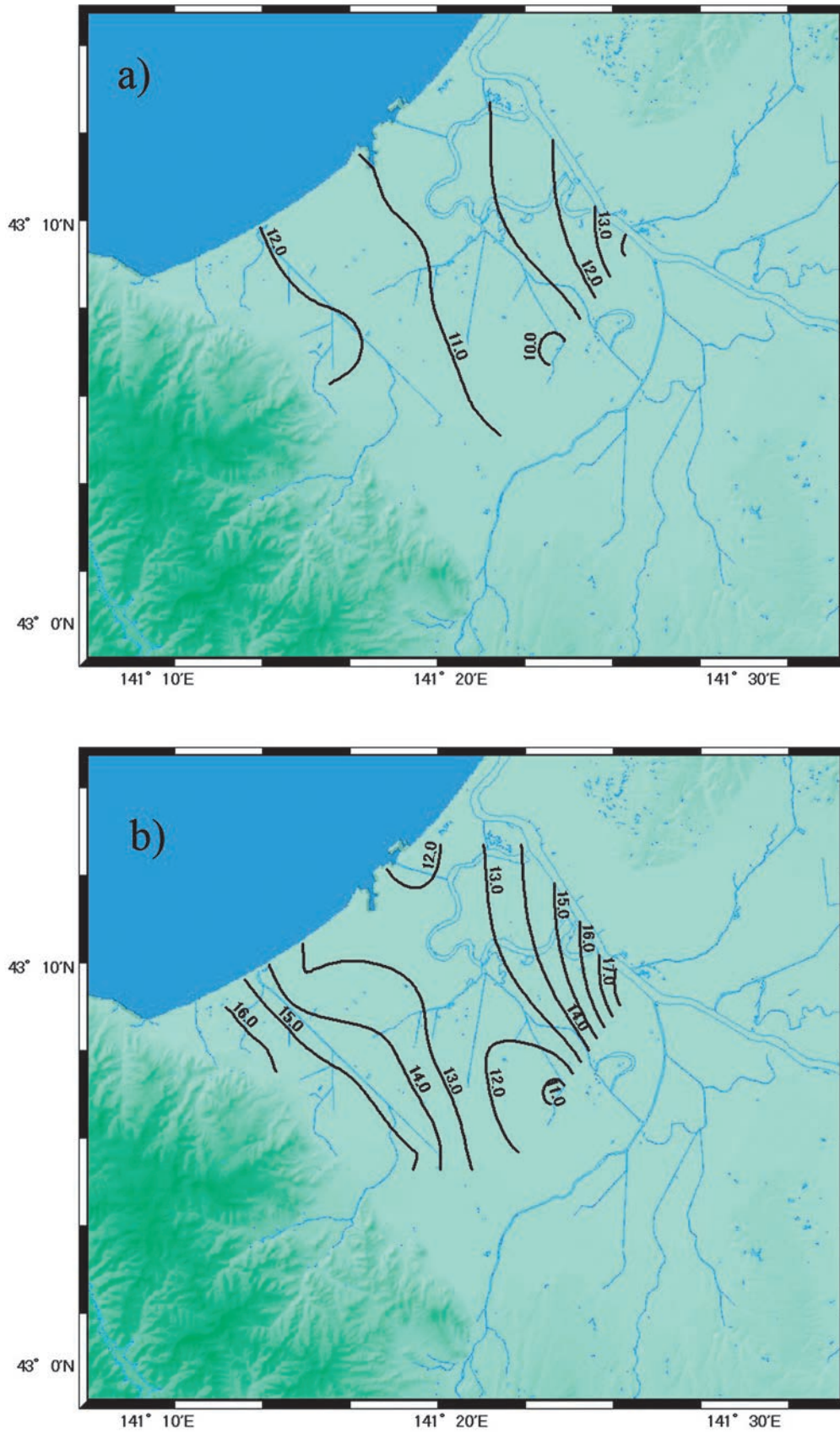
点は海岸地域に集中している。このことから、地下温度の経年上昇は地表面の市街地化による地中熱流量の変化が原因と推察される。



第6図 地下温度プロファイル（北発寒）.
Fig.6 Temperature - depth profile at Kitahassamu.

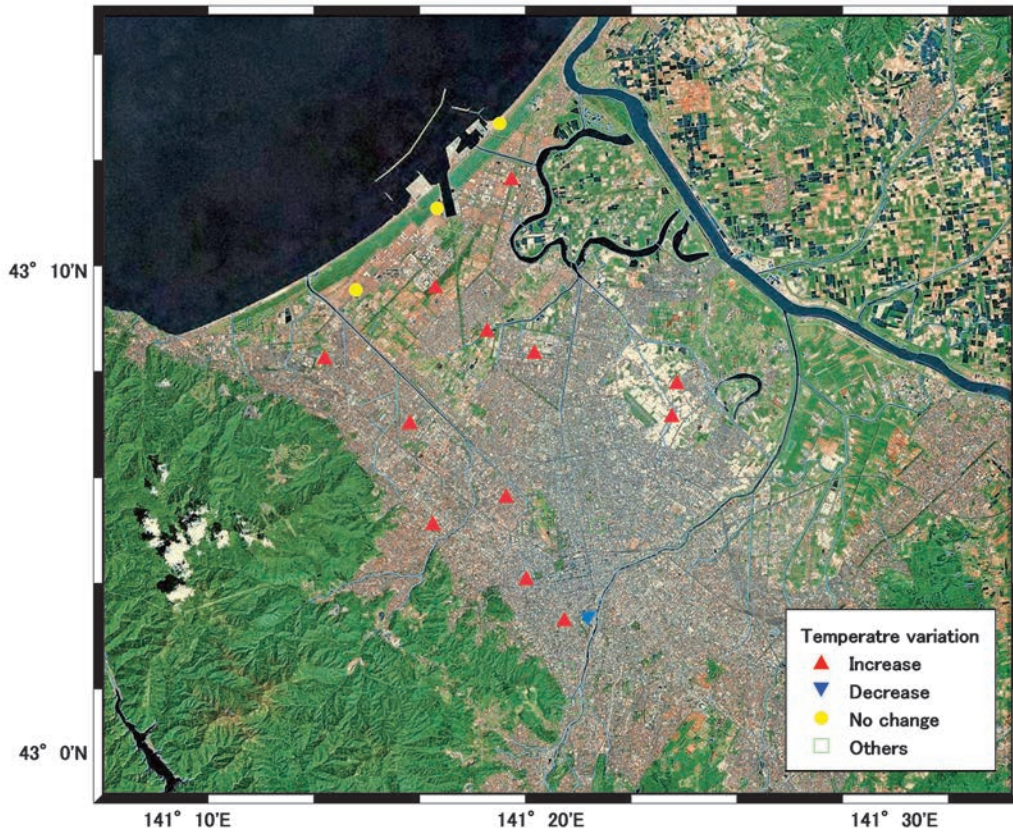


第7図 地下温度プロファイルタイプの空間分布.
Fig.7 Distribution of temperature profiles as classified into four types.



第 8 図 地下温度分布 : a) 標高-50m, b) 標高-100m

Fig.8 Horizontal distribution of subsurface temperature (°C) at a) 50m and b) 100m below sea level.



第9図 地下温度経年変化タイプの空間分布。

Fig.9 Distribution of temperature variation as classified into four types.

4. 熊本平野における地下温度および地下水質データ調査

熊本平野の地下温度データおよび地下水質データを収集するため、2009～2010年にかけて、熊本県が管理する井戸（8点）、国土交通省が管理する井戸（14点）および熊本市が管理する井戸（12点）の地下水質の測定および地下温度プロファイルの測定を行った。測定地点を Fig. 10 に示す。ここでは、第一帯水層の地下水を浅井戸、第二帯水層の地下水を深井戸と区分する。なお、本報告の一部は、日本水文科学会学術大会（徳永ほか、2010）において発表したものである。

4.1 地下温度データ

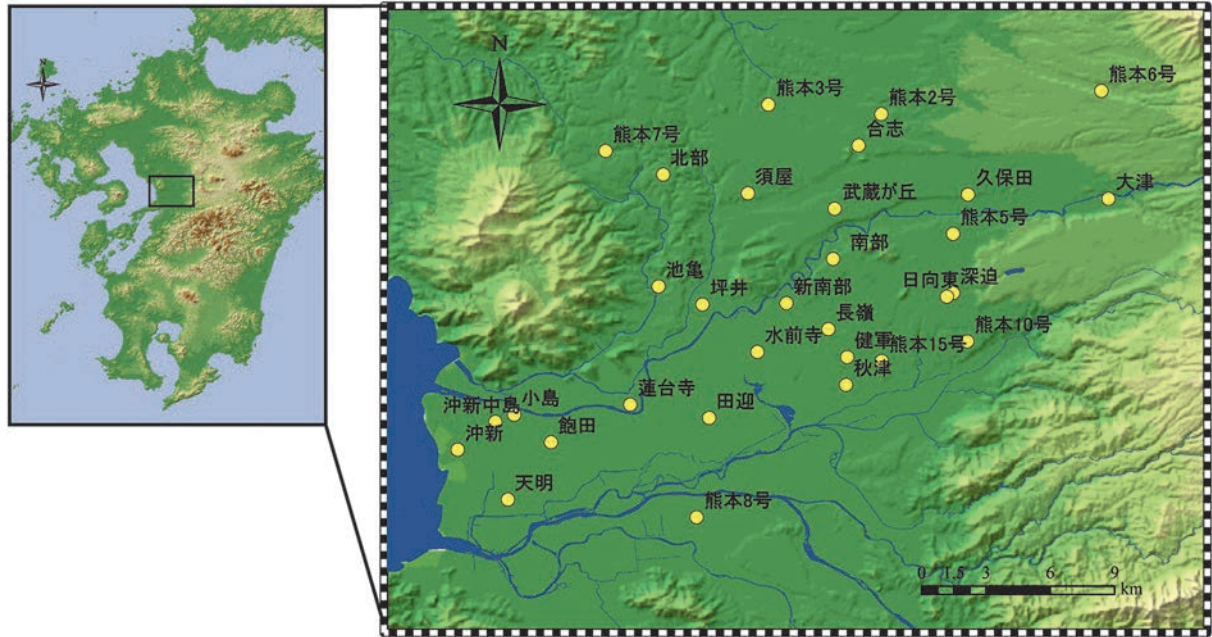
地下温度プロファイルを測定できた井戸は、上記の井戸のうち、合計 23 点であった。温度測定にはデジタル・サーミスタ温度計（測定精度±0.01℃）を使用し、地下水水面下 1～2m のところから深度 2m 毎に観測井内の水温を計測した。

各地点の地下水温度プロファイルを Fig. 11 に示す。

測定点のうち、観測井の構造上、浅部のみしか測定できなかった点については示していない。本研究地域では、地下水温の鉛直プロファイルの形状と温度勾配から流出域型、涵養域型、中間型の 3 つに分類できることが報告されている（島野ほか、1989；谷口ほか 1989；Taniguchi et al., 2003）。今回の測定では、熊本平野西部から南西部で流出域の特徴を持つ温度プロファイルが得られた。また、北部では涵養域の特徴を示す温度分布が得られており、これらの分布は、Taniguchi et al. (2003) で報告されている温度分布形状と整合的であった。

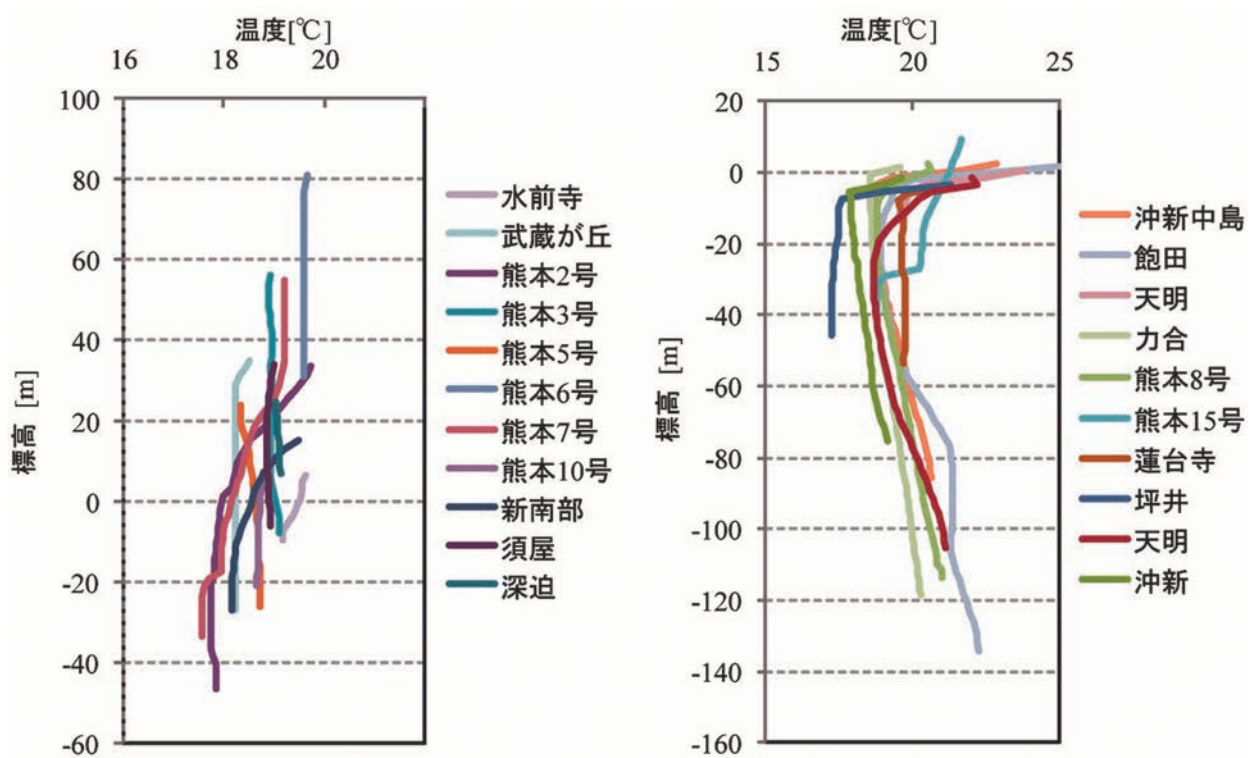
4.2 水質データ

水質調査に関しては、2009年11月に行った熊本県および国土交通省の観測井のうち、採水が可能であった 20 地点の結果について報告する。熊本県の井戸についてはベラー（採水器）を、国土交通省の井戸についてはエアリフトおよびエンジンポンプを用いて、水質、酸素・水素安定同位体比の分析用の採水（各 100ml）を行った。現地では、電気伝導度、pH、ORP および DO の測定を行った。



第 10 図 熊本平野における測定地点の分布.

Fig.10 Location of observation wells in Kumamoto Plain.



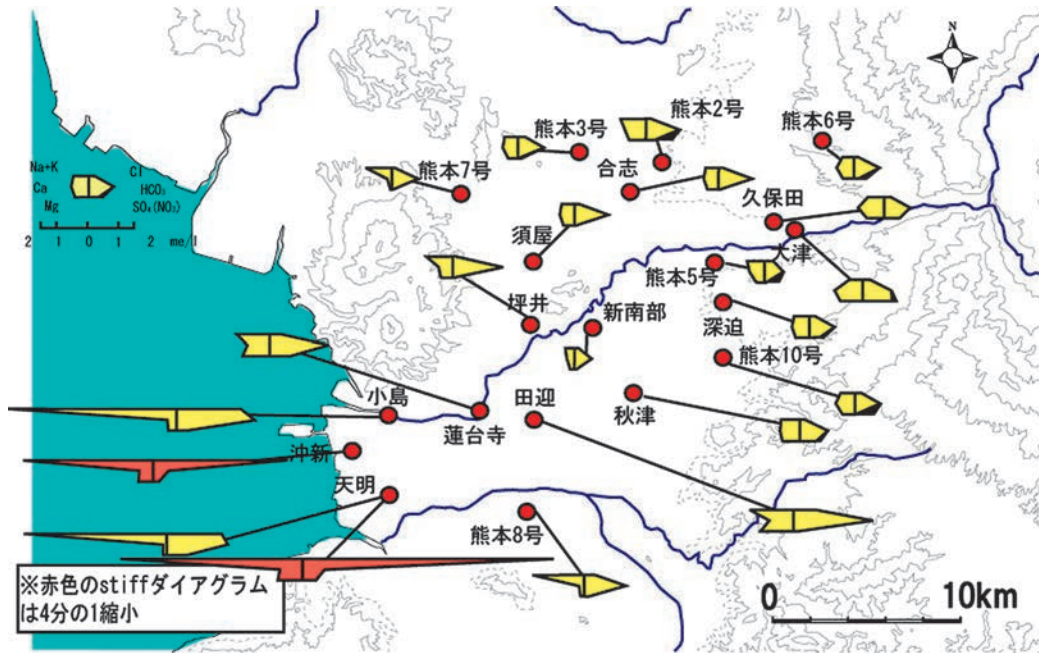
第 11 図 地下温度プロファイル.

Fig.11 Temperature-depth profiles.

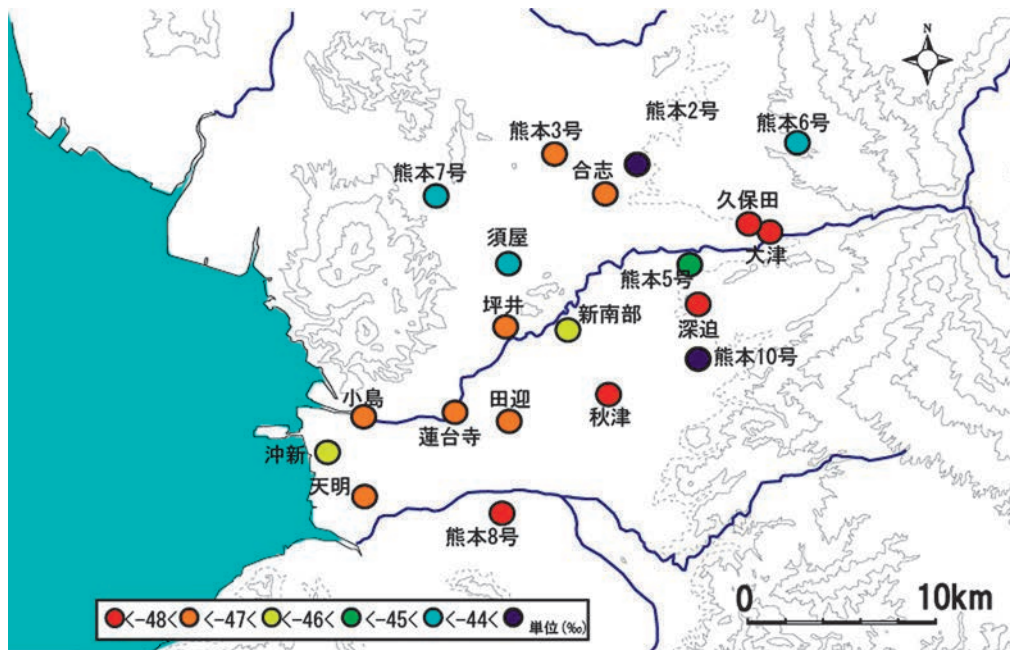
深井戸における stiff ダイアグラムを Fig. 12 に示す。台地から低地へと向かう地下水の流動に伴って溶存イオン量が増加していく傾向が認められる。海岸付近では、Na-HCO₃ 型を示す滞留時間の長いと考えられる地下水や、Na-Cl 型を示す海水の混入が推定される地下水の存在が認められた。また、白川中流域以南の地下水は比較的 SO₄ 濃度が高く、この特徴は江津湖周

辺の地下水にまで続いている。これは、阿蘇火山に源流域をもち、相対的に高濃度の SO₄ を有する白川の河川水が灌漑等で涵養されることに起因していると考えられる。

深井戸の水素安定同位体比の平面分布図を Fig. 13 に示す。水質と同様に白川中流域から秋津付近にかけて相対的に同位体比の軽い地下水が存在している



第 12 図 深井戸における stiff ダイアグラム.
Fig.12 Distribution of Stiff diagrams in deep wells.



第 13 図 深井戸における水素安定同位体比の平面分布図.
Fig.13 Horizontal distribution of δD in deep wells.

ことが分かる。白川の安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$: -8.1‰, δD : -52‰) が軽いことを考慮すると、灌漑用水等により涵養された白川の河川水が寄与していると思われる。

Fig. 14 に A-A' 断面 (Fig.10) の水質と水素安定同位体比の鉛直分布を示す。採水した深度毎に stiff ダイアグラムをプロットし、同時に水素安定同位体比を示している。涵養域である大津や深迫の SO_4 濃度が秋津まで高い濃度であるため、白川中流域低地で涵養された灌漑用水の影響が及んでいると考えられる。また、水素安定同位体比も -49‰前後の値を示すことから、大津からの流れが江津湖周辺で流出すると推察される。また、江津湖は田迎と類似した水質パターンを示すことから、江津湖に湧出した水が再び第一帯水層中に涵養していると考えられる。

田迎の深井戸の溶存イオン成分と水素安定同位体比をみると、蓮台寺における深井戸の地下水と類似している。どちらの試料も Aso-4 と称される阿蘇火砕流堆積物中の帯水層から採水されたため、地下水が田迎から蓮台寺に向かって Aso-4 帯水層中を流動していると思われる。

蓮台寺の鉛直地下水温度をみると深さ 28m~30m で 0.17℃と急激に温度が変化する位置が存在している。このことから、深度 29m 辺りを境に帯水層が分かれていることが考えられる。蓮台寺の深井戸の地下水は、田迎からの地下水と推定されるが、田迎では鉛

直地下水温に同様の変化は見られず、蓮台寺の浅井戸の地下水は別のルートから流動してきた可能性がある。水質や安定同位体比の値が坪井の地下水と類似していることから、白川より北部から地下水が流動してきた可能性もある。

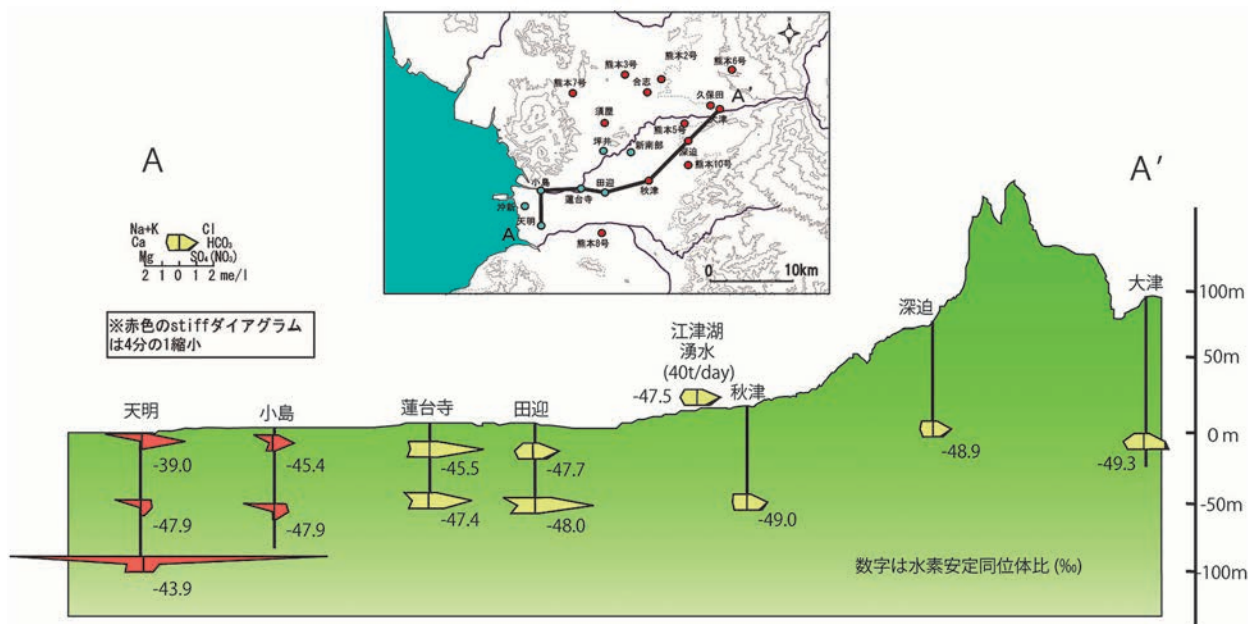
海岸付近の地下水は溶存イオン成分が高く、 Na-HCO_3 型と Na-Cl 型を示し、流動性に乏しく停滞性の地下水と考えられる。

5. 福岡平野周辺の地下水観測井および水質データ

福岡平野およびその周辺に存在する地下水質データの収集を行った。地下水観測井および水質データは、以下の資料・文献から総数 802 個のデータを収集した。

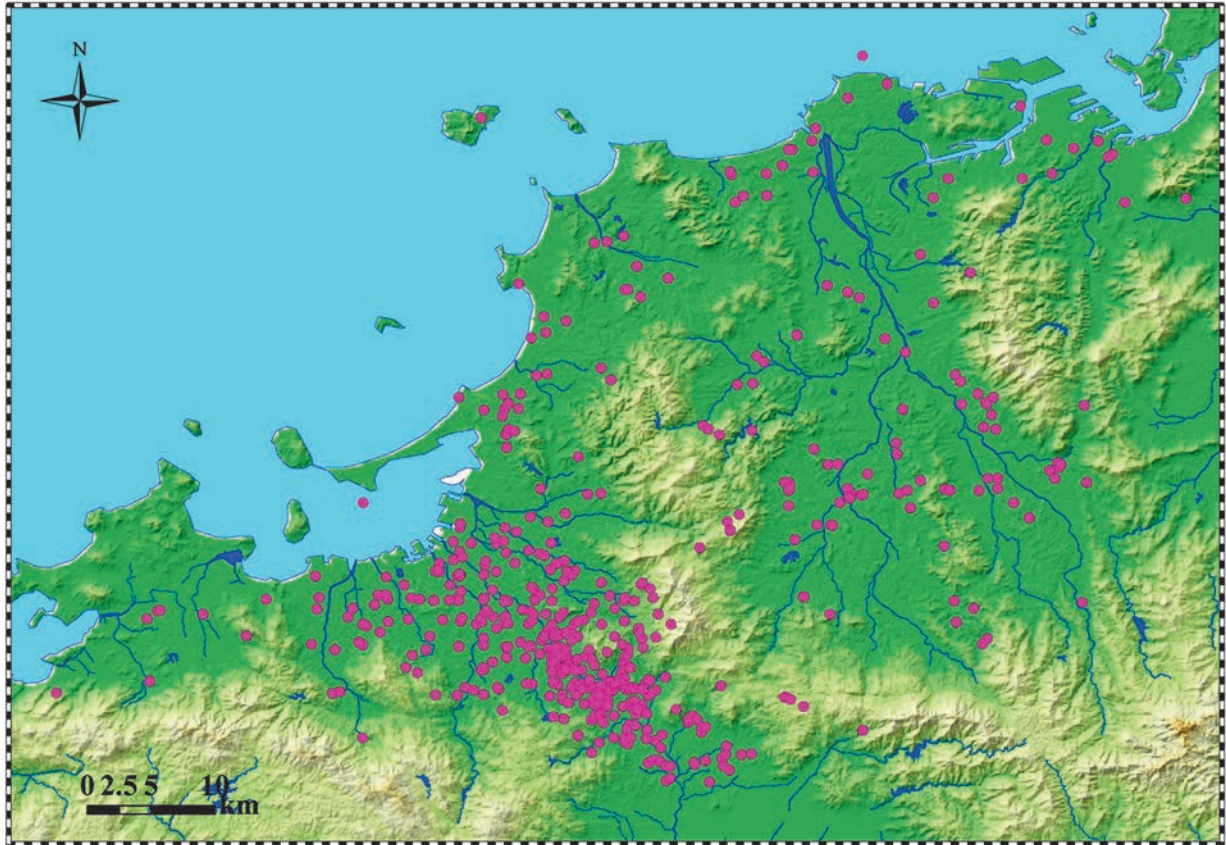
- 独) 産業技術総合研究所「いどじびき」
- 地質調査所(1986)「温泉分析書 福岡県(1)」
- 建設省河川局編(1986)「地下水技術協会」
- 地調月報(1966)「佐賀・福岡県筑後平野東部地域における工業用地下水源」
- 福岡県衛生研究所報(1953)「温泉中分析試験」
- 福岡県衛生研究所報(1956)「福岡県下に於ける温泉分析例」
- 福岡県衛生研究所報(1968)「温泉分析」
- 福岡県衛生研究所報(1959)「温泉分析試験」
- 福岡県衛生研究所報(1965)「鉱泉分析」

これらのデータのうち、井戸深度やスクリーン情



第 14 図 主要イオン成分、水素安定同位対比の鉛直分布。

Fig.14 Vertical profiles of Stiff diagram and δD .



第 15 図 福岡平野における水質データ分布。

Fig.15 Distribution of data point in the Fukuoka Plain.

報がないものを除き、最終的には地下水質に関する 769 個のデータをコンパイルした。コンパイルした観測井の位置を Fig. 15 に示す。

6. まとめ

沿岸域の地質・活断層と水文環境との関係を明らかにするため、昨年度に引き続き、石狩平野において、作成した三次元水理地質モデルにコンパイルした水質データを入力し、地質区分毎に水質を確認した。また、地下温度構造解析を行い、同平野の地下温度分布には広域地下水流動系の影響が現れていること、過去 10 年間の地下温度の変化は、土地利用の変化や都市化の影響が現れていることを明らかにした。熊本平野については、現地において水文調査を実施し、一般水質と酸素・水素安定同位体比分析のための地下水サンプリング、および地下温度構造解析のための地下温度測定を実施し、水文環境データの収集・解析を行った。水質、酸素・水素安定同位体比と地下水温を複合的に用いることで、より詳細に地下水流動を推定することが可能になるとと思われる。また、福岡平野については、平野

の北部に分布する活断層と水質との関係を把握するため、既存の水文データを収集しコンパイルした。

H23 年度は、収集・コンパイルした水文データと活断層との分布を比較検討し、水質の分布特性と活断層との関係を明らかにする予定である。

文献

Bredehoeft JD, Papadopulos IS (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from earth's thermal profile. *Water Resour Res*, 1 (2), 326-328.

国交省全国地下水資料台帳。

小原常弘 (1992) 地質系統と水理定数・水質—北海道の畑作振興地下水調査から—, 地下資源調査所調査研究報告, No.24, 99p.

酒匂純俊, 和気 徹, 早川福利, 二間瀬 洸, 横山英二, 松波武雄, 齊藤尚志, 内田 豊 (1977) 北海道の地熱・温泉 (B) 西南北海道北部, 地下資源調査所調査研究報告, 4, 198, 2sheets, 北海道立地下資源調査所。

- 二間瀬 洌, 松波武雄 (1985) 北海道の地熱・温泉
— 1985 年・I 版—, 北海道立地下資源調査所
研究報告, No.15, 98p., 北海道立地下資源調
査所.
- 深見浩司 (2009) 地質系統と水理常数・水質その 2
—北海道の畑佐久振興深層地下水調査から—,
北海道立地質研究所報告, No.80, pp.187-
183.
- 長谷川雄太 (2009) 北海道石狩低地における地下の
熱環境変化と地下水流動系. 千葉大学大学院理
学研究科修士論文, 50p.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) 北海道市町村の地
熱・温泉ボーリング—地域エネルギー開発利用
施設整備事業— (昭和 55 年度～平成 5 年度),
256p., 北海道立地下資源調査所.
- 北海道立地質研究所 (2004) 北海道市町村の地熱・
温泉ボーリングデータ集, 220p., 北海道立地
質研究所.
- 松波武雄, 和気 徹, 早川福利, 二間瀬 洌, 横山英二,
内田 豊, 酒匂純俊, 斎藤尚志 (1979) 北海
道の地熱・温泉 (C) 北海道中央部, 地下資源
調査所調査研究報告, 7, 192p., 2sheets, 北
海道立地下資源調査所.
- 西田泰典, 橋本武志 (2007) 北海道における地殻,
上部マントルの熱的構造: 総合報告. 北海道大
学地球物理学研究報告, 70, 1-12.
- 尾崎次男, 岸 和男, 狛 武, 横田節也 (1965) 豊
平川扇状地および発寒川扇状地の地下水—主と
して地下水の供給量について—. 地質調査所月
報, 16 (1), 1-24.
- 島野安雄, 谷口真人, 榎根 勇 (1989) 阿蘇西麓台
地における地下水温の分布特性について, ハド
ロロジー (日本水文科学会誌), 第 19 巻, 第 3 号,
155-169.
- 谷口真人 (1987) 長岡平野における地下水温の形成
機構. 地理学評論, 60 (11), 725-738.
- 谷口真人, 島野安雄, 榎根 勇 (1989) 地下水温を
用いた阿蘇西麓台地の地下水流動解析, ハイド
ロロジー (日本水文科学会誌), 第 19 巻, 第 3 号,
171-179.
- Taniguchi M., Shimada J. and Uemura T. (2003)
Transient effects of surface temperature and
groundwater flow on subsurface temperature
in Kumamoto Plain, Japan, *Physics and
Chemistry of the Earth*, 28, pp.477-486.
- 徳永貴大 (熊本大)・嶋田 純 (同)・内田洋平 (産総
研)・吉岡真弓 (同)・利部 慎 (熊本大), 水質,
安定同位体, 地下水温から見た熊本地域の広域
地下水流動特性, 日本水文科学会学術大会発表
要旨, p.127-130, 2010.
- 内田洋平 (1999) 地下水流動と地下温度分布の関係.
地下水技術, 41 (8), 114-123.
- 山口久之助 (1970) 石狩湾岸低地の地下構造と地下水.
地下資源調査所報告, 41, 1-33.
- 山口久之助, 早川福利, 小原常弘, 二間瀬 洌, 佐
藤 巖, 横山英二, 国府谷盛明, 鈴木 守, 松
下勝秀 (1963) 水理地質図「苫小牧・室蘭」
1:100,000 及び説明書. 北海道水理地質図,
No.13, 51p., 北海道立地下資源調査所.
- 山口久之助, 佐藤 巖, 小山内熙, 二間瀬 洌, 小原
常弘, 松下勝秀, 国府谷盛明, 早川福利, 横山
英二 (1964) 水理地質図「札幌」1:100,000
及び説明書, 北海道水理地質図, No.8,
110p., 北海道立地下資源調査所.

平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 23 年12月28日

発行 独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1
中央第 7

印刷 谷田部印刷株式会社

お問い合わせ 独立行政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。