

海洋情報部研究報告

第 39 号

2003年
平成 15 年 3 月



海上保安庁

海洋情報部研究報告の刊行に当たって

海上保安庁海洋情報部長

西 田 英 男

海上保安庁は、新世紀にふさわしい行政組織を目指し、平成14年4月、「海上保安庁水路部」から「海上保安庁海洋情報部」へと名称を変えるとともに、組織の再編を行いました。

明治4年（1871年）の創立以来、海上交通の安全確保のために、海図をはじめとする水路図誌等の航海用刊行物を提供してまいりましたが、近年では、環境・防災並びに危機管理に対する関心の高まりから、特に地球温暖化などの環境問題、あるいは地震・火山噴火による災害防止への対応等などが求められています。

海洋情報部は、このような社会の変化とその多様なニーズに応え、しかも迅速かつ適切に海洋情報を提供することを目指し、ITを基盤とする情報化社会へ対応するための組織の再編を行うとともに、航空レーザー測深や海洋短波レーダー等の新たな技術を導入して、調査・観測手法の高度化を行い、情報の取得から提供までの時間を短縮し、得られた成果はタイムリーに社会へ発信することと致しました。

このため、昭和41年（1966年）から刊行してきました「水路部研究報告」についても、調査研究成果を時代に即して適確に提供する役割をさらに進めるため、「海洋情報部研究報告」と名称を変更することと致しました。

本報告が、今後も調査研究成果の公表としてだけでなく、海洋情報活用の一助として広く利用されることを期待します。

（平成15年3月）

REPORT OF HYDROGRAPHIC AND OCEANOGRAPHIC RESEARCHES

No. 39, March, 2003

CONTENTS

海洋情報部研究報告の刊行に当たって……………	海洋情報部長 西田英男	1
1. マリアナ弧北端部の南日吉海山周辺における海底地震観測 ……………	西澤あずさ・小野智三・笹原 昇・橋口 博・大谷康夫	3
Ocean bottom seismographic observation at Minami-Hiyoshi Seamount at the northern end of the Mariana arc ……………	Azusa NISHIZAWA, Tomozo ONO, Noboru SASAHARA, Hiroshi HASHIGUCHI and Yasuo OTANI	
2. 重力・地磁気異常から推定される福徳岡ノ場付近の地殻構造 ……………	小野寺健英・加藤 剛・瀬尾徳常	23
Crustal structure in the vicinities of Fukutoku-okanoba submarine volcano estimated from gravity and magnetic anomalies ……………	Ken-ei ONODERA, Tsuyoshi KATO and Noritsune SEO	
3. 有明海の潮流新旧比較観測結果について……………	小田巻 実・大庭幸広・柴田宣昭	33
Comparative tidal current observation in Ariake Bay with the previous results ……………	Minoru ODAMAKI, Yukihiro OONIWA, Noriaki SHIBATA	
総 説		
4. フィリピン海背弧拡大系のマントルカンラン岩……………	小原泰彦	63
Reviews on mantle peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems ……………	Yasuhiko OHARA	

JAPAN COAST GUARD
TOKYO, JAPAN

Older issues

<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KIKAKU/KENKYU/liste.html>

マリアナ弧北端部の南日吉海山周辺における海底地震観測[†]

西澤あずさ*, 小野智三**, 笹原 昇*, 橋口 博**, 大谷康夫**

Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount at the Northern End of the Mariana Arc[†]

Azusa NISHIZAWA *, Tomozo ONO **, Noboru SASAHARA *,
Hiroshi HASHIGUCHI ** and Yasuo OTANI **

Abstract

Minami-Hiyoshi Seamount is located at 1,400 km south of Tokyo, Japan, and it is one of the submarine volcanoes on the volcanic front of the northern Mariana arc. The seamount is also called Hiyoshi-okinoba. Submarine eruption was detected on Aug. 25, 1975 and widespread discolored water phenomenon was observed in 1977. Discolored water phenomena were observed in 1992 and 1996, too. No indications of the submarine eruption were detected since then.

We carried out several geophysical surveys to elucidate the present seismic and volcanic activity of Minami-Hiyoshi Seamount in Aug.-Sep. 2001. We deployed nine OBSs on and around Minami-Hiyoshi Seamount. Four airgun profiles with lengths of 50-70 km were surveyed. The obtained crustal model shows P wavespeeds are higher just beneath the summit than those around the seamount. The existence of low wavespeed materials was suggested at depths around 6 km beneath the seamount.

The seismicity around Minami-Hiyoshi Seamount was low during the observation period from Aug. 4 to Sep. 11, 2001. However, many very small seismic events were detected by the only OBS deployed at the summit of the seamount. Most of the determined hypocenters were located outside of the OBS array and they were distributed near Nikko Seamount located at 60 km southeast from Minami-Hiyoshi Seamount.

1. はじめに

「南日吉海山」は東京から南へおよそ1400 km, マリアナ弧北端部の火山フロント上の海底火山の一つであり (Fig.1), 「日吉沖の場」とも呼ばれている。1975年までは明確な噴火の記録はなく, 1975年8月25日に海底噴火, 1977年1月9日に8-10 km にわたる大規模変色水が観測されたが, 3

月には消滅した (小坂1991, 岩渕等1994, 土出等1999)。1977年1月10日および12日に海上保安庁航空機によって撮影された変色水の写真を Photo 1 に示した。南日吉海山海域において, 海洋情報部 (旧水路部) では1977年と1990年に測量船「昭洋」による測量を実施している。1977年3月には東京大学および京都大学により海底地震計3台を使用した6日間の観測も行われている

[†] Received January 6, 2003; Accepted March 18, 2003.

* 技術・国際課海洋研究室 Ocean Research Laboratory, Technology Planning and International Affairs Division

** 海洋調査課 Hydrographic Surveys Division

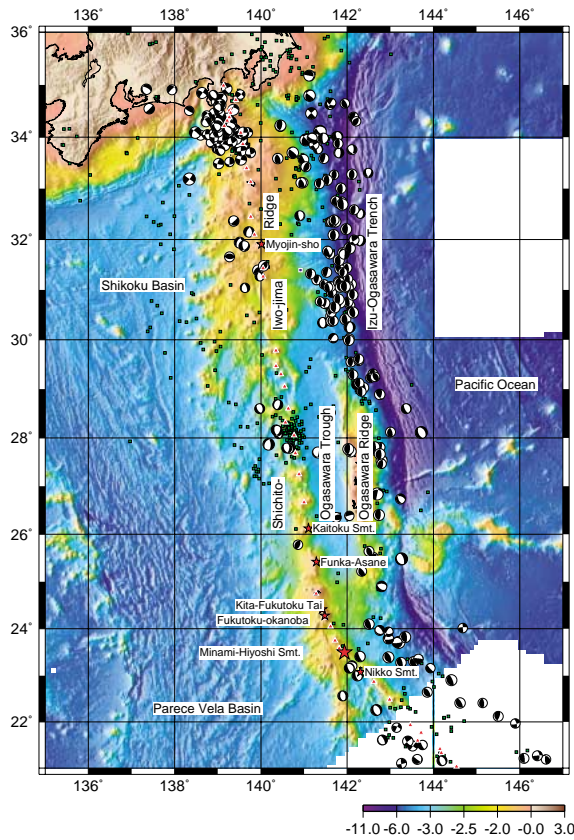


Fig. 1 Tectonic map around the Izu-Ogasawara (Bonin) island arc system. The bathymetry data are obtained mainly by SeaBeam system of Hydrographic and Oceanographic Department, Japan. Green squares are epicenters with $M \geq 5$ during 1980-1990 (data from National Geophysical Data Center (NOAA) earthquake database). Focal mechanisms of the earthquakes shallower than 50 km during 1977-2002 Aug. are by the Harvard centroid-moment tensor (CMT) catalog. Red triangles indicate volcanoes and asterisks are active submarine volcanoes monitored by Hydrographic and Oceanographic Department.

(小坂 1991). その後は 1992 年 2 月および 1996 年 1 月に変色水が観測されて以来、現在まで異常は検出されていない。

海洋情報部では火山噴火予知調査の一環として以前より海域火山の監視や調査を行ってきたが、1998 (平成 10) 年より従来の海底地形・反射法地震探査・地磁気・重力調査の他に、海底地震計を使った観測を実施するようになった。すなわち、海底火山の地震学的情報を新たに加えることにより、火山活動を引き起こすマグマの活動を海底下まで探ることが可能になってきた (西澤等 2000,



1977 Jan. 10



1977 Jan. 12



1977 Jan. 12

Photo. 1 Discolored water observed on Jan. 10 and 12, 1977.

2001, 2002, Nishizawa et al., 2002). 2001 年度は、南日吉海山の現在の火山活動度を把握するために、海底地形、反射法および屈折法地震波速さ構造、地震活動、地磁気、重力等のさまざまな調査を 8-9 月にかけて行った。本報告では、南日吉海山における海底地震計を用いた観測から得られた地震波速さ構造および自然地震活動の結果について述べる。

2. 調査

南日吉海山の火山噴火予知調査は、測量船「昭洋」により実施した。「昭洋」に搭載されているマルチビーム音響測深機 SeaBeam2112 によって、海山周辺域の精密水深および後方散乱強度の測定を行った。得られた水深データから作成した南日吉海山周辺域の 3 次元海底地形図を Fig. 2 に示す。また、南日吉海山および北日吉海山域に対する海底地形の陰影図と海底音響画像を Fig. 3 と Fig. 4 にそれぞれ示した。南日吉海山及びその北西の中日吉海山はともに円錐状で、北北西-南南

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

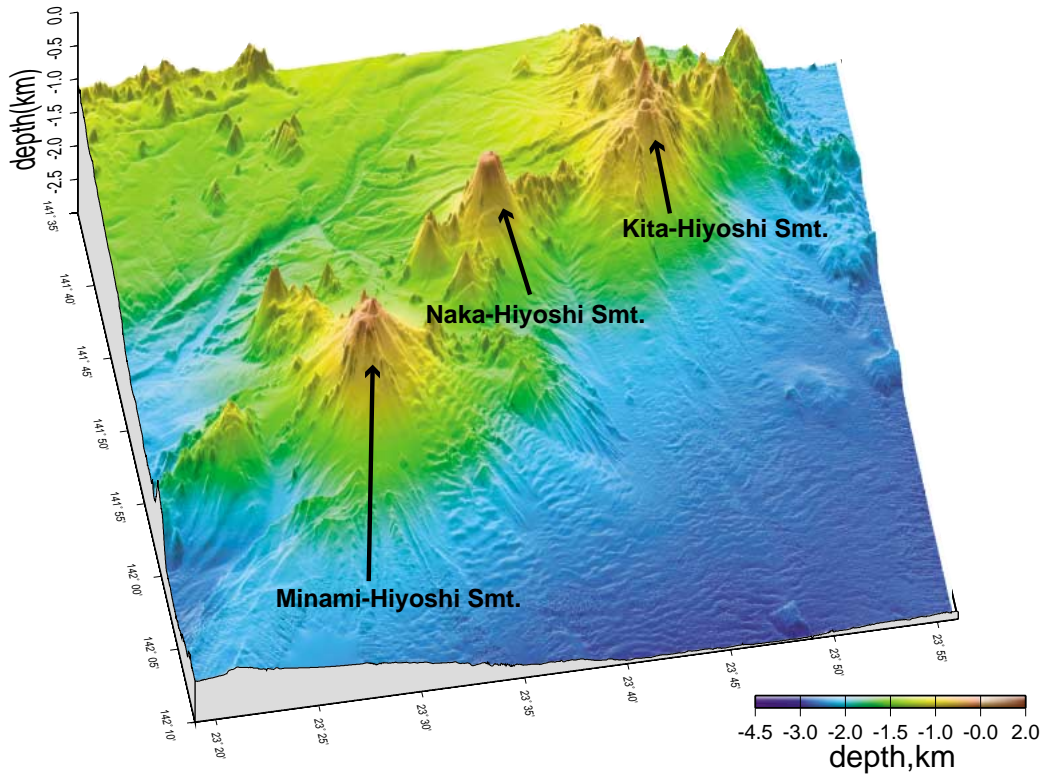


Fig. 2 Three dimensional view of the seafloor topography around Minami-Hiyoshi Seamount. Bathymetry data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V Shoyo.

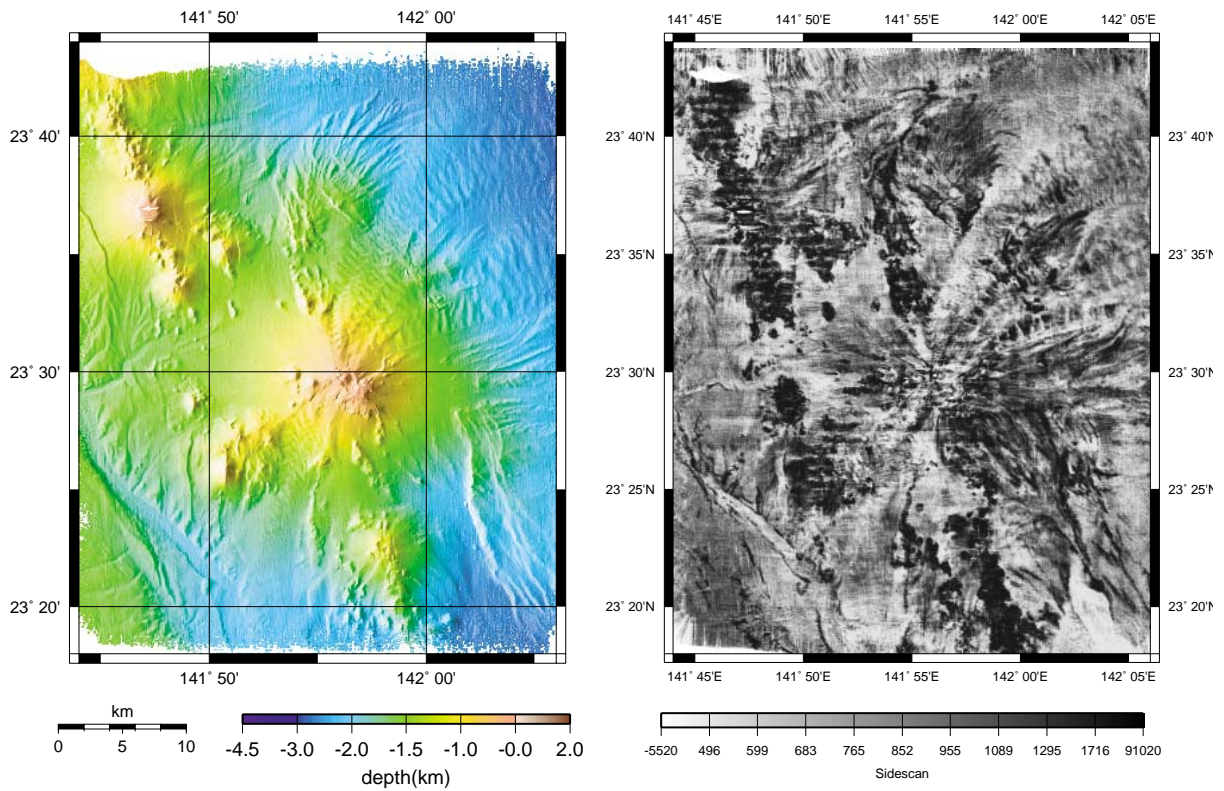


Fig. 3 Shaded bathymetry (left) and sidescan image (right) around Minami-Hiyoshi Seamount. The areas producing strong backscatter in the sidescan image are shown in dark tone. The data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V Shoyo.

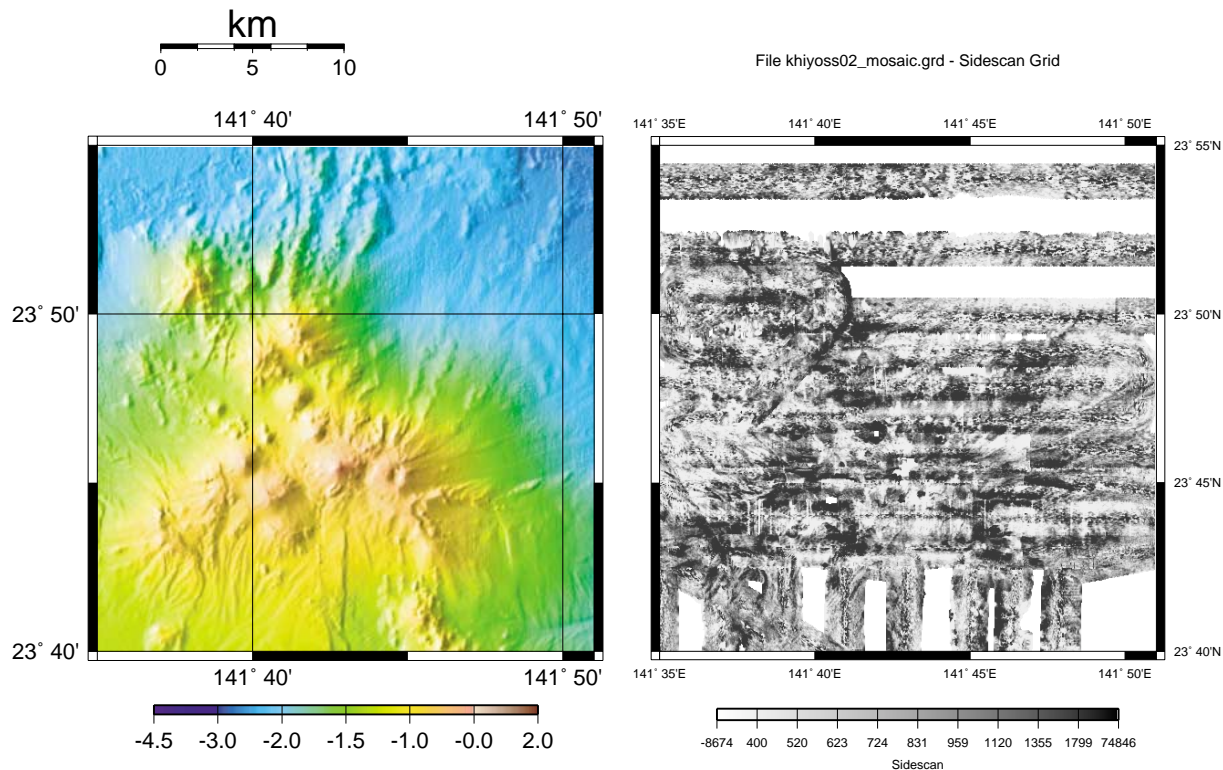


Fig. 4 Same as Fig. 3 but for Kita-Hiyoshi Seamount.

東方向に配列する側火山を有している。南日吉海山の頂部には直径約1 kmの火口があり、内部に中央火口丘（最浅水深84 m）が形成されている。反射強度は南日吉海山山頂（北緯23度30分，東経131度57分）から北北西-南南東の走行をもつ地形の高まりや海山の西-西南方向にある孤立した高まりで特に強く（右図の色の濃い部分），溶岩等の火山噴出物が露出していると推定される。海底地震観測において，合計9台の海底地震計（Ocean Bottom Seismograph：OBS）を，1台は南日吉海山頂部付近の平坦部（水深197 m）に，他の8台は南日吉海山を囲む領域に5-17 km間隔で設置した（Fig.5, Table 1）。Table 1に示されているMH 10はハイドロフォンのみをセンサーとする開発中の観測機器であり，本報告中ではそのデータについては言及しない。記録容量の小さいMH 2を除く8台のOBSの観測期間は2001年8月4日より9月11日までの39日間であった。

人工震源としてエアガンを用いた構造探査測線は長さ50-70 kmの範囲の4測線からなり，いずれも南日吉海山を横断する。このうちLine 1と

Line 2の2測線では容量4,000 inch³（65リットル）のエアガン（BOLT社800CT）を，Line 3とLine 4の2測線では容量1,000 inch³（17リットル）のエアガン（BOLT社1500LL）をそれぞれ40秒，約100 m間隔でショットした。OBSの設置及びエアガンの発震位置はGPSを用いて決定した。測線とOBSの位置測定および時計の校正は，GPS（Global Positioning System）を用いて行った。

観測に用いたOBSは音響切離装置付の自己浮上式であり，MH 8を除く8台のOBSはセンサーとして固有周期4.5 Hzの上下動地震計1成分および水平動直交2成分，さらにハイドロフォンを有する。MH 8は，PMD Scientific社PMD-2023WB型広帯域センサを使用している。PMD-2023WB型センサは電磁流体を利用したレベリング機構不要の速度センサで観測帯域は公称0.033 Hz（30 s）～20 Hzである。それぞれのセンサーの出力はDAT（デジタルオーディオテープ）あるいはハードディスクに16 bit，100 Hzで連続記録される（篠原等1993）。

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

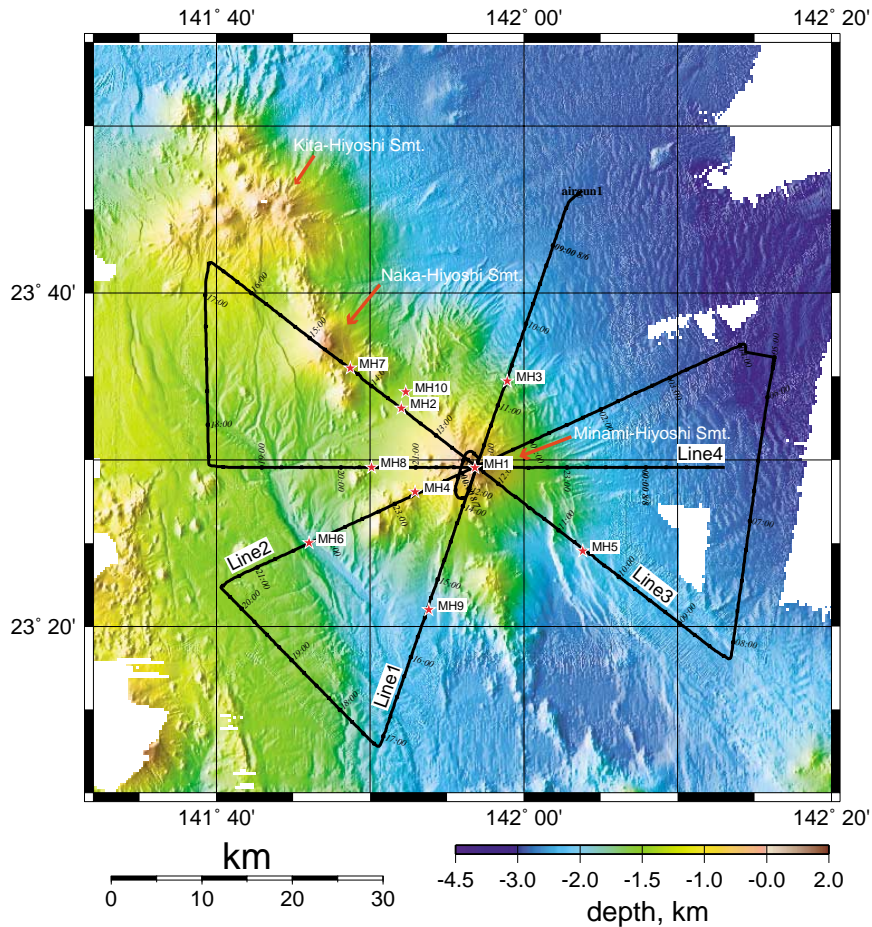


Fig. 5 Location of OBSs (asterisks) and refraction profiles (thick lines) on the shaded bathymetry.

Table 1. OBS parameters

OBS name	position (WGS84)		depth m	deployment (GMT)		retrieval	
	N	E		date	time	date	time
MH1	23° 29.516'	141° 56.815'	197	01.8.3	22:36	01.9.12	0:33
MH2	23° 33.090'	141° 51.996'	1380	01.8.3	23:53	01.9.11	1:51
MH3	23° 34.715'	141° 58.940'	1705	01.8.4	3:30	01.9.11	3:33
MH4	23° 28.078'	141° 52.950'	1018	01.8.3	23:06	01.9.11	23:44
MH5	23° 24.528'	141° 3.864'	1967	01.8.4	2:35	01.9.11	5:35
MH6	23° 25.019'	141° 46.044'	1863	01.8.4	1:08	01.9.11	8:58
MH7	23° 35.502'	141° 48.708'	1109	01.8.4	0:17	01.9.10	23:29
MH8	23° 29.541'	141° 50.088'	1437	01.8.3	23:29	01.9.11	23:29 *
MH9	23° 21.000'	141° 53.803'	2036	01.8.4	1:45	01.9.11	22:27
MH10	23° 34.083'	141° 52.316'	1457	01.8.6	4:21	01.9.11	9:43

* PMD sensor

3. 解析および結果

3-1 上部地殻構造

屈折法地震探査各測線に対する反射地震断面図をFig.6に示す。山体の東側では南日吉海山山頂部から水深が深くなる方向に堆積層が厚くなって

いる。山腹のところどころに貫入岩体が存在しており（例：Fig.6のLine2左下拡大図），その数は山体の西側の方が多い。各OBSで得られたレコードセクションをFig.7に示す。人工震源として用いたエアガンの容量が4,000inch³であるLine1とLine2のレコードセクションは、1,000inch³の

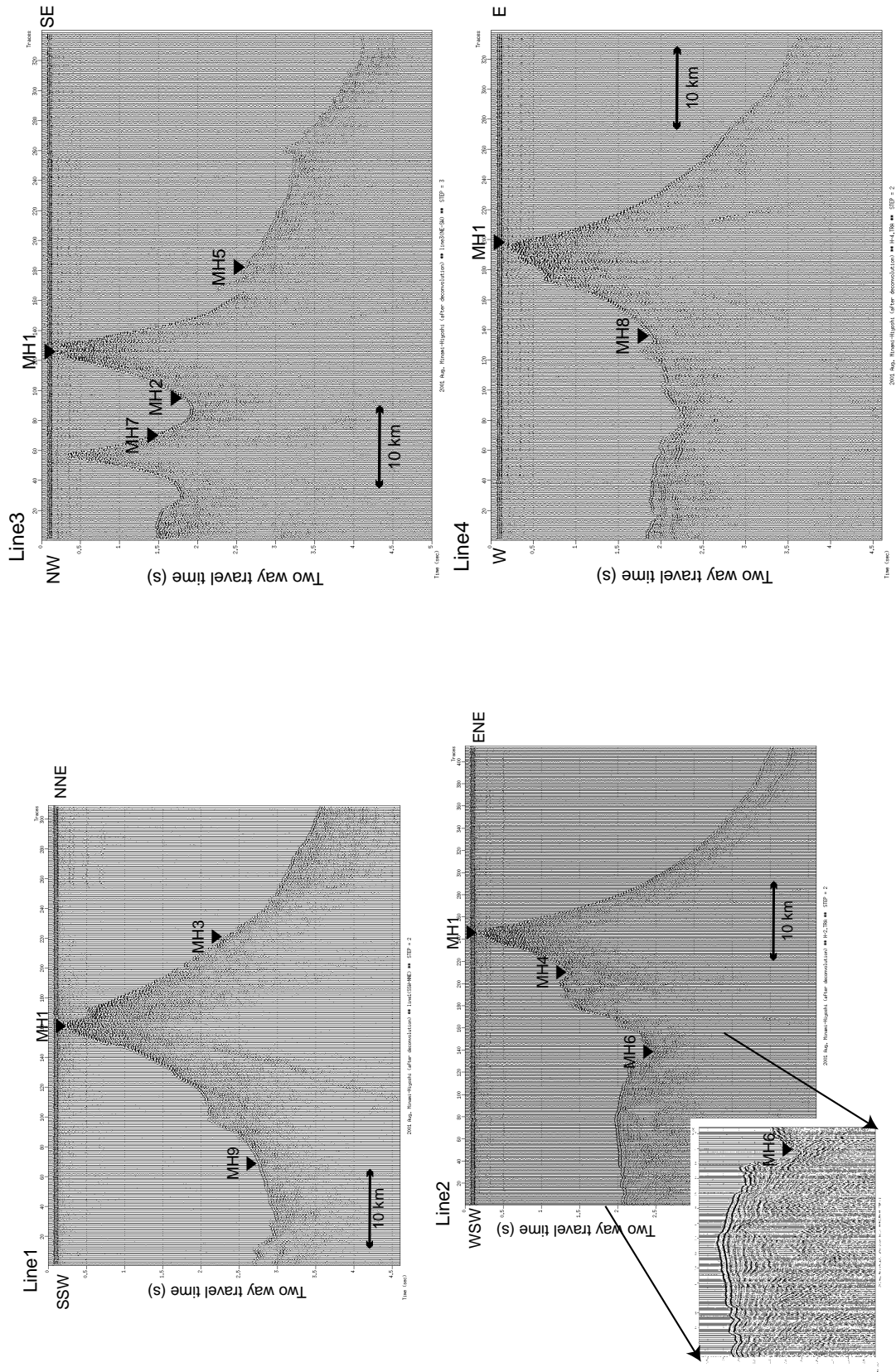


Fig. 6 Single channel reflection records for the airgun-OBS refraction profiles. The data have been deconvolved and passed Butterworth bandpass-filtered from 30-150 Hz. The position of each profile is shown in Fig.5. Inverted triangles indicate position of OBSs.

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

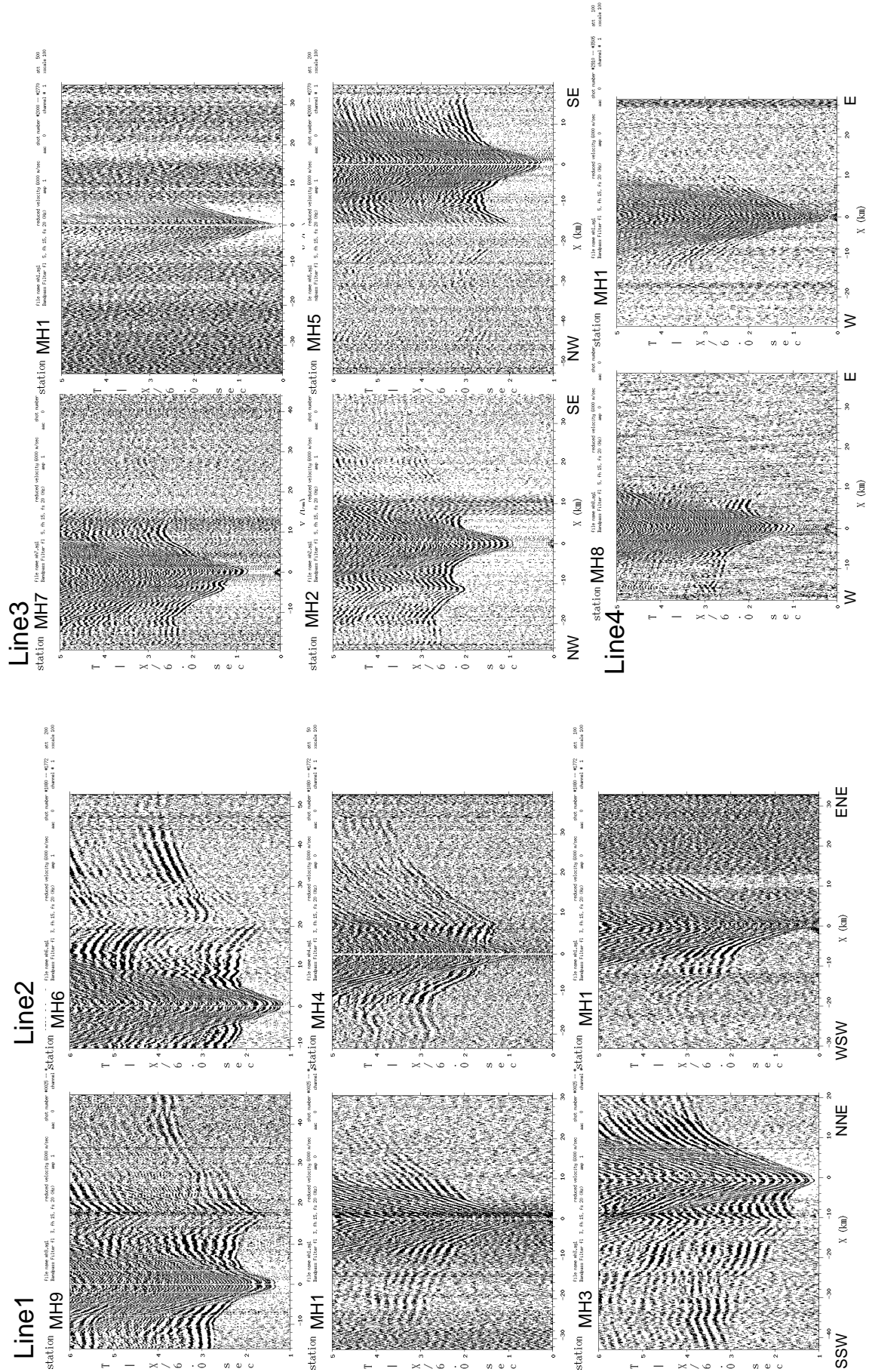


Fig. 7 Observed record sections of the OBSs for each profile. The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

Line3とLine4に比較してOBSからの距離40kmを越えても大振幅の信号が追跡できる。また、4,000inch³のエアガンの方が卓越周波数が低いことが特徴的である。山頂部に設置したOBS MH1の記録はノイズが非常に大きく、得られたレコードセクションは必ずしも質の高いものではない。MH1ではいずれの測線においても、山頂から麓に向かって急に深くなる水深の影響を反映して、初動は非常に遅いみかけ速度を示している。

各測線に対して測線上のそれぞれのOBSで得られたレコードセクションから読み取った観測走時と距離による振幅の変化を、2次元波線追跡法(Zelt and Ellis, 1988)を用いて計算した走時および振幅の情報と比較することにより、P波速さ構造モデルを推定した。各測線において得られたモデルに対するRMS走時残差は0.1秒以内である。Figures 8-11は各測線に対してそれぞれray diagramと観測走時およびモデルから計算した理論走時を示す。最上部層の厚さは反射地震探査の結果を参照して構造モデルに入力した。その速さは正確に決めることはできないが、その下に存在する層からの屈折波の走時を説明するためには、1.7-2.1 km/sの範囲であると推定される。それぞれの測線に対して得られたP波速さ構造モデルから計算された理論記象をFig.12に示した。また、Fig.13には各測線で得られた構造モデルをまとめて示してある。

Line1は南日吉海山をほぼ南北に横断する測線であり、MH3のある北側の方が、MH9のある南側よりもやや地形の傾斜が大きい。その傾向は、それぞれのOBSで得られたレコードセクションからも読み取れるが、みかけ速度の違いは地形の変化だけでは説明することができない。MH3の北側およびMH9の南側はいずれも片測線になるので正確な速度を求めることはできないが、北側の方が南側よりも海底下により速さの遅い物質があることが推定される。また、MH3の南側とMH9の北側の距離約30km以遠の走時を説明するためには、南日吉海山下深さ5.4kmに速さ4.5 km/s程度の低速層を置く必要がある (Fig.13左

上)。

Line2は南日吉海山を西南西-東北東方向に横断する測線である。この測線上ではOBSは海山の西側にのみ存在しており、MH6は地形の凹地に設置した。Fig.6の反射地震断面図ではMH6の西側に多くの貫入岩体が見られ、MH4の西側も地形が盛り上がっている。MH6のレコードセクションとLine1のMH9のレコードセクションは非常によく似ており (Fig.7)、MH6の東北東方向距離20km以遠で見られる後続相は、南日吉海山下から西側方向に深さ6km付近に速さ4.5 km/s程度の低速層を置くことによって説明することができる (Fig.13左下)。

Line3は南日吉海山を北西-南東方向に横断する測線であり、MH2は南日吉海山の麓、MH7は中日吉海山の山腹に設置されている。この測線では容量4,000 inch³のエアガンが故障し代わりに1,000 inch³のエアガンを使用したため、特に南日吉海山下を伝播する地震波の初動振幅が小さくなっている。この測線においてもLine1や2と同様に、MH7とMH2の南東側それぞれ距離13と20 km以遠で見られる後続相を説明するためには、南日吉海山下深さ約6km付近に速さ5.0 km/s程度の低速層をおかなければならない。Line3においては南日吉海山と中日吉海山の中間部、すなわちMH2とMH7の間には、6km以浅では周辺よりもやや遅い物質が存在する (Fig.13右上)。

Line4は南日吉海山を北西-南東方向に横断する測線である。測線上のOBSはMH8とMH1の2台だけであり、いずれのレコードセクションにおいても南日吉海山下を伝播する地震波は振幅が小さい。反射地震断面図で見られるMH8の西側の地形の高まりの部分 (Fig.6) は、周辺部に比べてやや遅い物質から成るようである (Fig.13右下)。

Fig.13で示した各測線に対するP波速さ構造モデルは、観測走時をRMS残差0.1秒以内で説明することができるが、観測波形の振幅のfittingが十分ではない部分があり、今後は山体下のQ値の空間分布も含めて検討する必要がある。現時点に

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

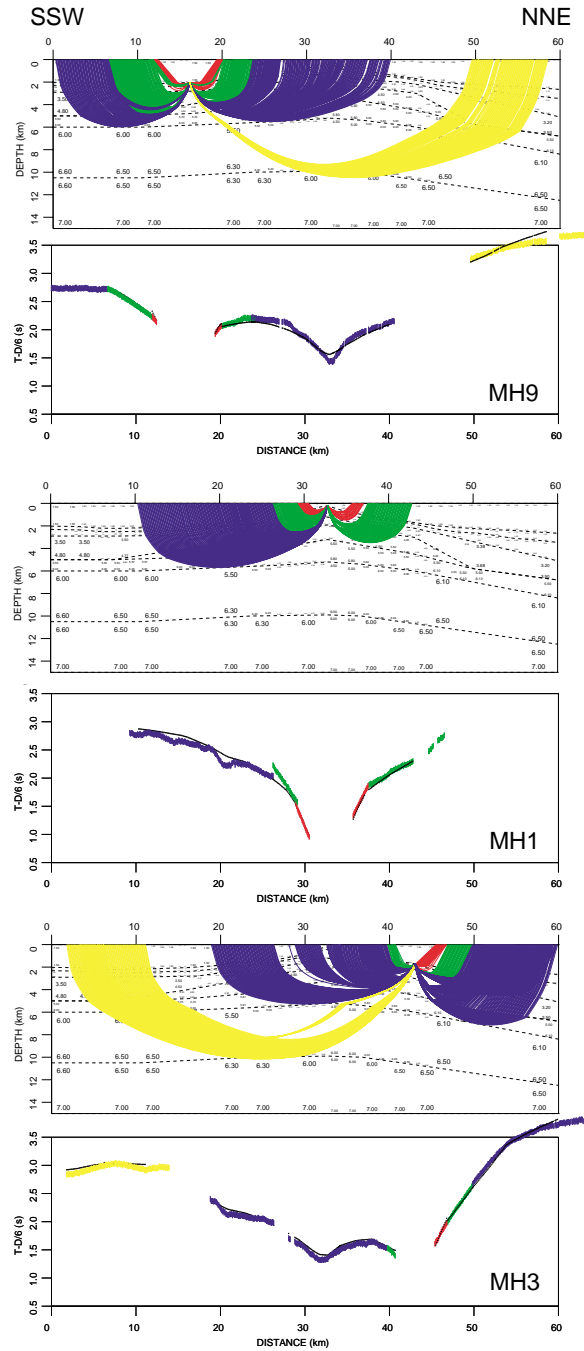


Fig. 8 Ray diagrams (top) and comparison between observed and calculated travel times for each OBS along Line 1 (bottom). The observed travel times are indicated by vertical bars and the calculated ones by lines. The reduction velocity is 6.0 km/s.

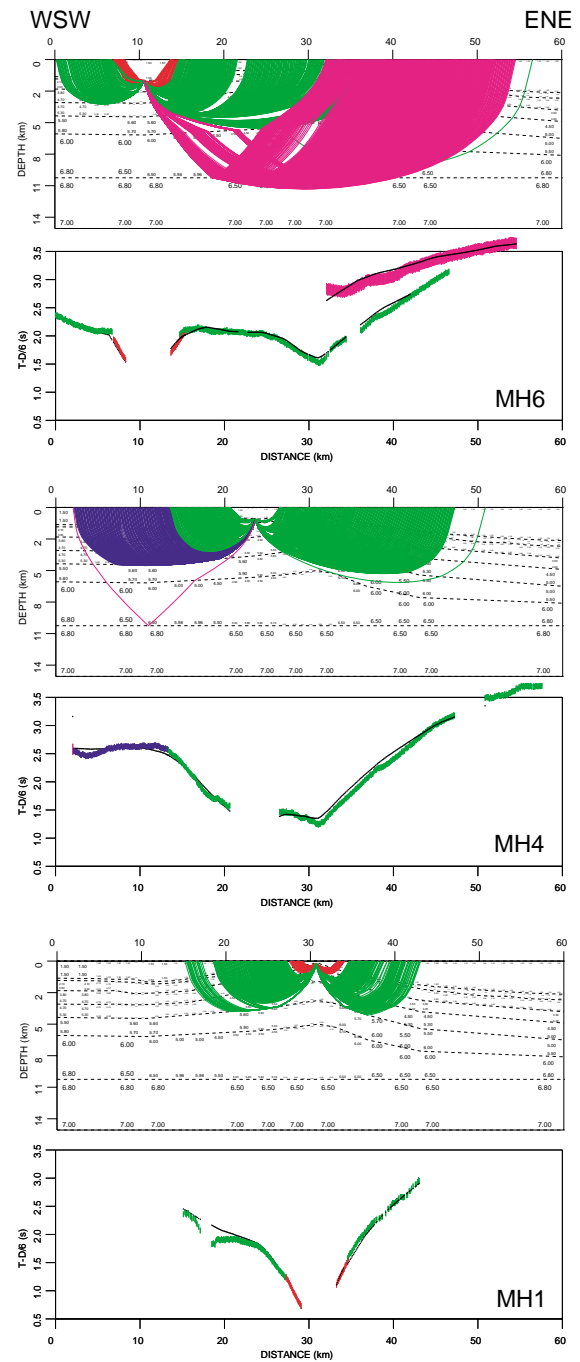


Fig. 9 Same as Fig. 8 but for Line 2.

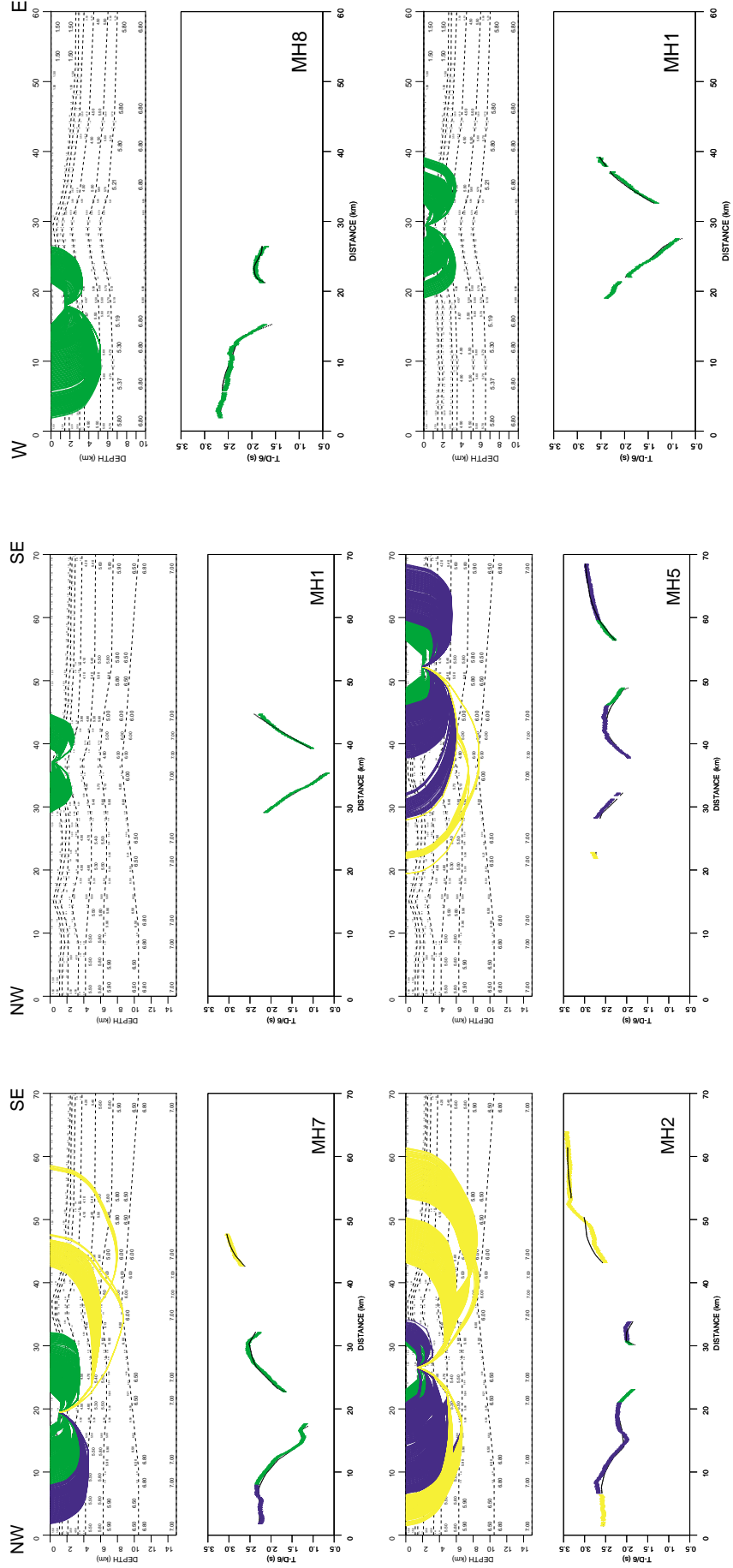


Fig. 10 Same as Fig. 8 but for Line 3.

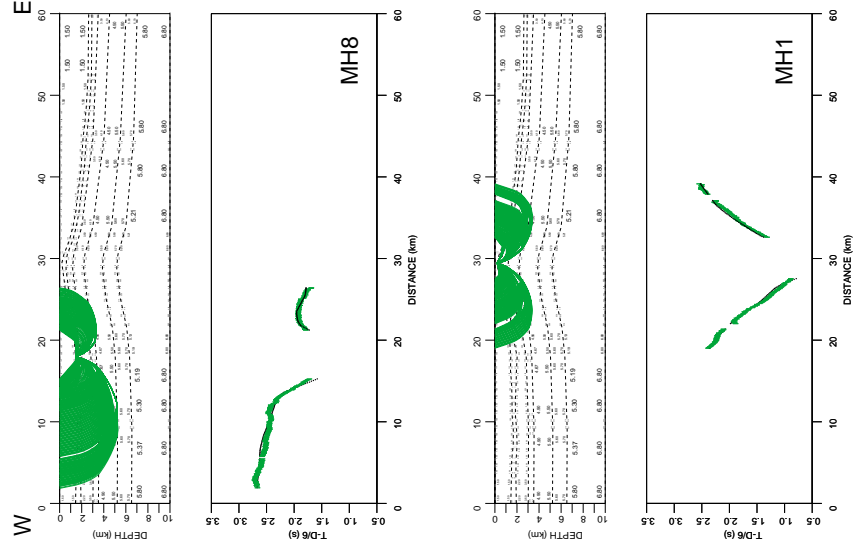


Fig. 11 Same as Fig. 8 but for Line 4.

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

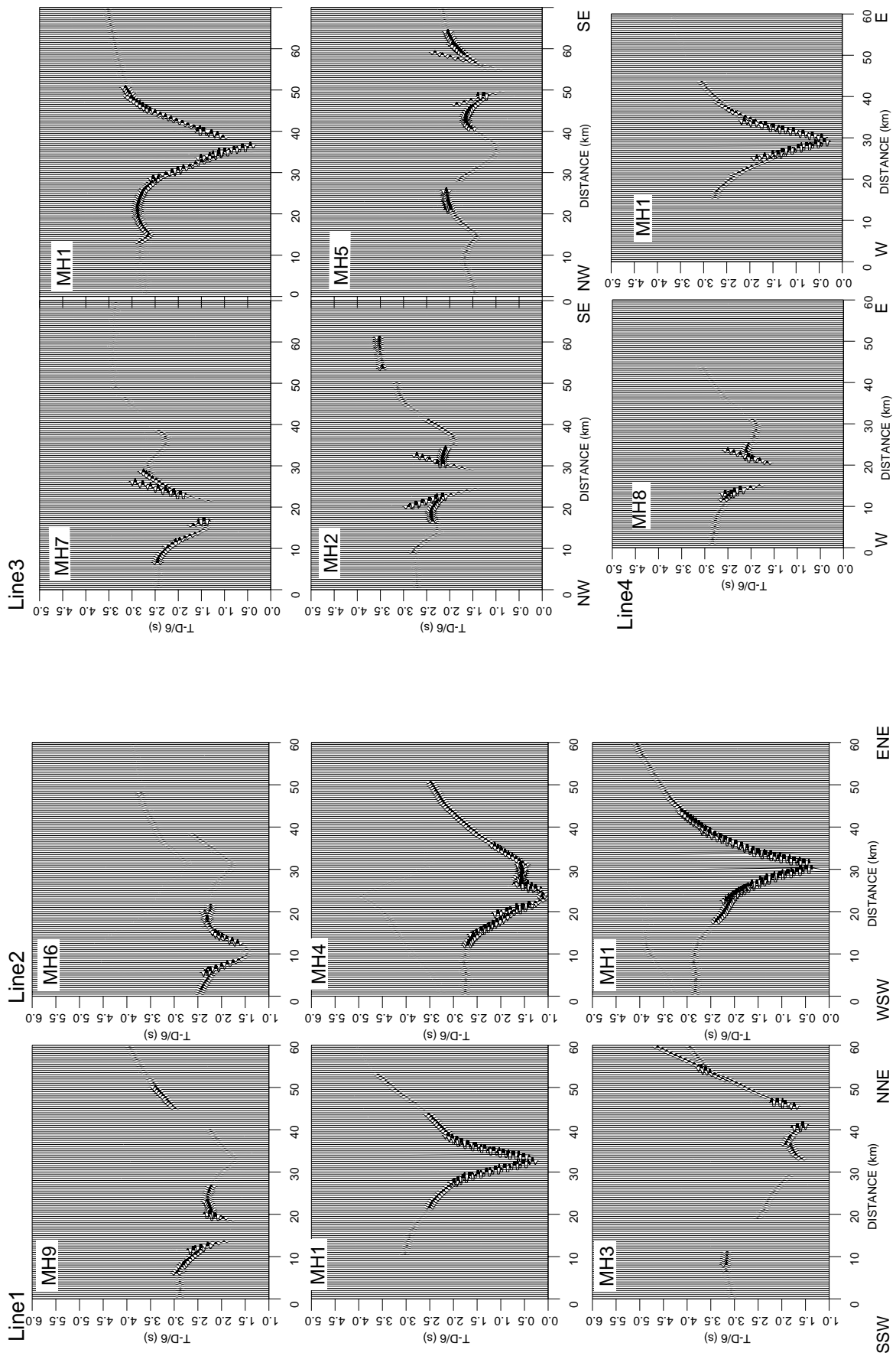


Fig. 12 Synthetic seismograms of the OBSs for each profile. The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

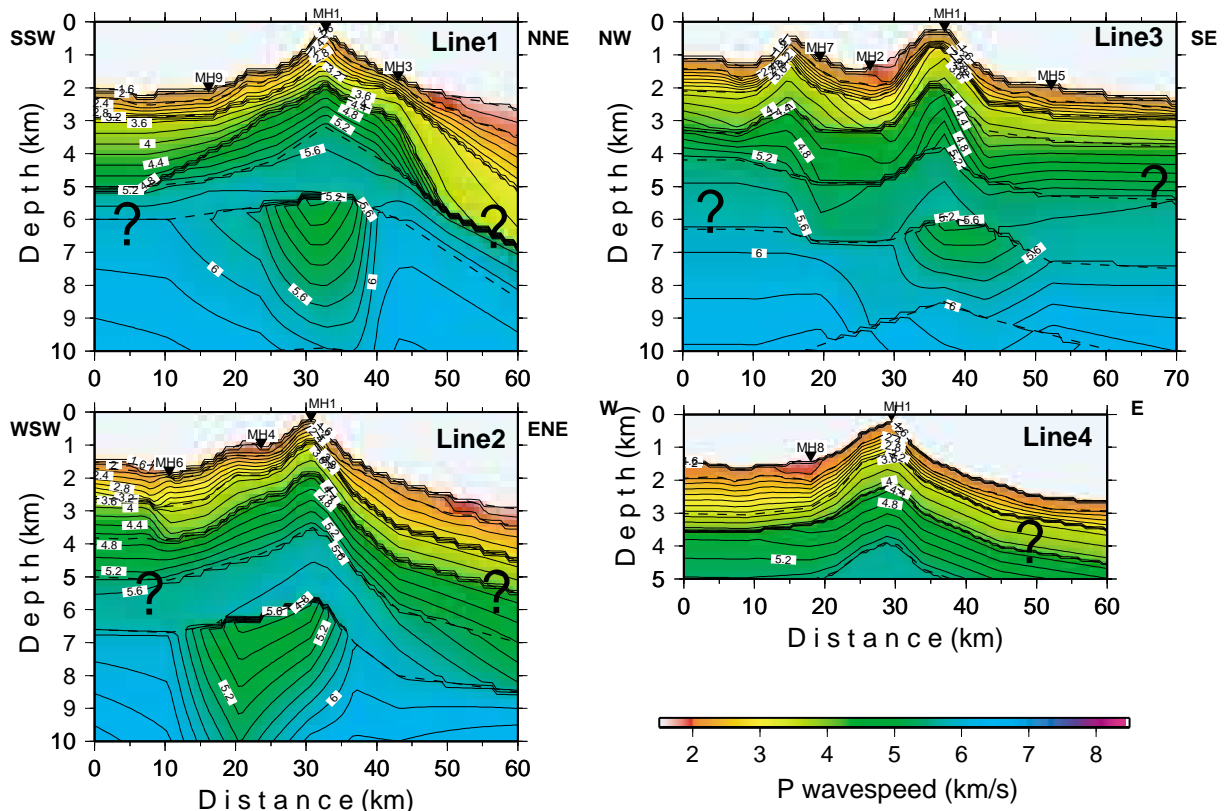


Fig. 13 P wavespeed models estimated for the all profiles. Question mark indicates the region where the wavespeed is not constrained in this study.

おける構造モデルの特徴は以下の通りである。南日吉海山の最上部堆積層の下には2.0-4.0km/sの層が厚さ2-3kmで存在し、その下には最上部の速さが4.5-6.0km/sの層が1-3kmで、いずれの層も山体頂部で浅くなるように分布していることがわかった。また、南日吉海山直下の深さ5.4km以深には、幅15-20kmの低速物質の存在が推定された。

3-2 自然地震活動

観測期間は2001年8月4日～9月11日の39日間である。観測期間中の各OBSの記録の特徴をつかむために、8月5日と9月7日のそれぞれ1日間の連続記録を作成した。Figs.14-16には水平地震計の出力例を、1時間分の記録が1つの直線上に並ぶように表示してある。各観測点のS/Nに応じてその間隔が変化するが、およそ26分毎にDATあるいはハードディスクレコーダ書き込み

時の振動が記録されている。OBS MH8のみは、地震計のセンサが広帯域のPMDであるため、5-30Hzのバンドパスフィルタをかけたものとかけてないものとの両方をFig.16に示した。観測期間中、地震活動度は全体的に低かったが、その中で8月5日は最も活動度が高い日であった。Fig.14からその活動はMH9の記録において最も顕著にみられ、南日吉海山の南方の活動であると推測される。

南日吉海山の山頂部では単独のOBSでのみ観測される極微小なイベントが数多く記録されていた。Fig.17にはMH1における9月8日の連続記録とその23時から1時間の部分を拡大したものを示す。上図でヒゲ状に見える記録のほとんどは、下図の拡大図ではOBSの極近傍で非常に小さな地震が連続的に発生していることに対応している。

比較的S/NのよいOBS MH9の記録に基づいて自然地震のイベントリストを作成したところ、イ

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

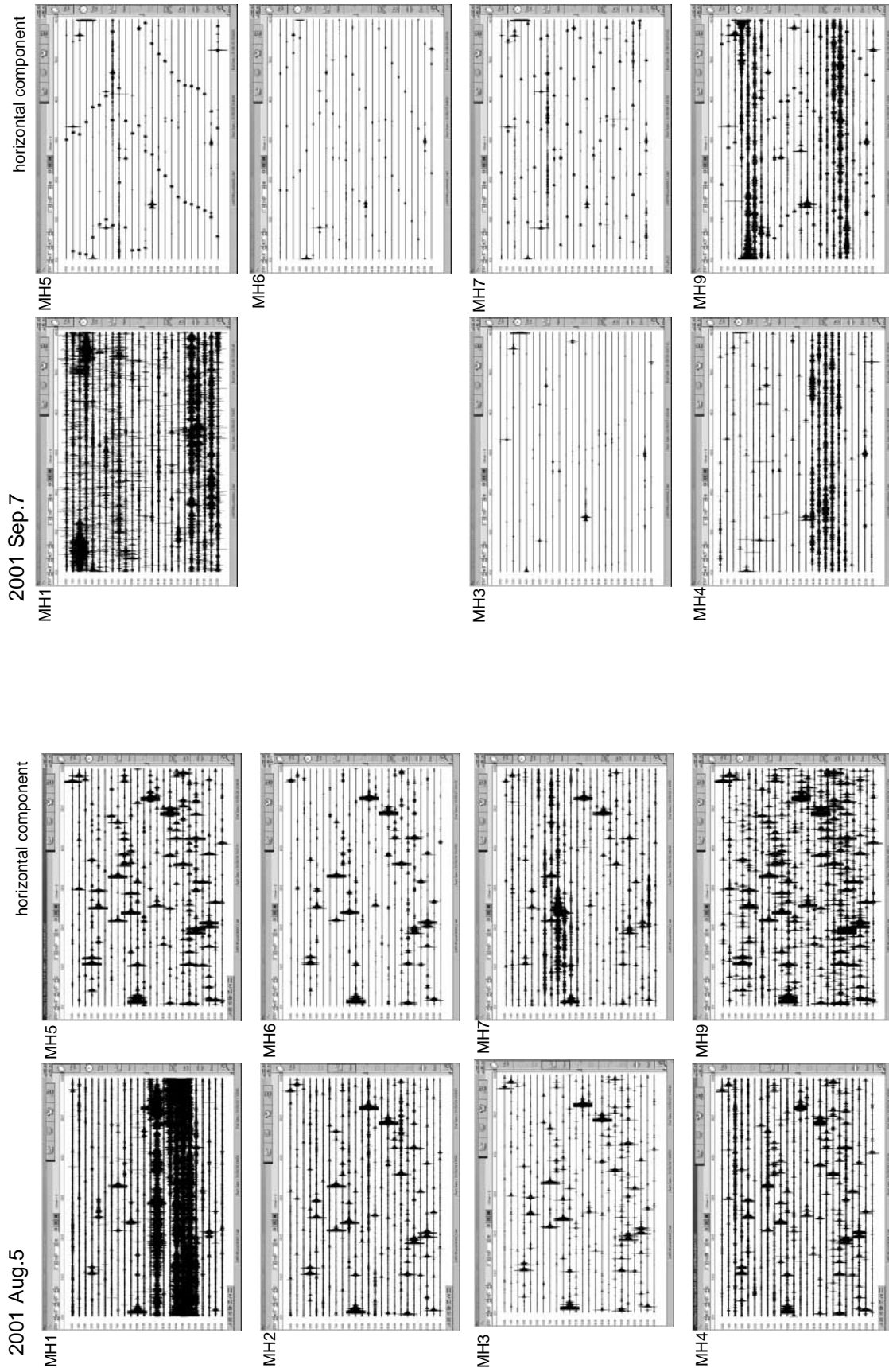


Fig. 14 Continuous records of Aug. 5, 2001, at each OBS except for MH8. The signal component is horizontal seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

Fig. 15 Continuous records Sep. 7, 2001, at each OBS except for MH2 and MH8. The signal component is horizontal seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

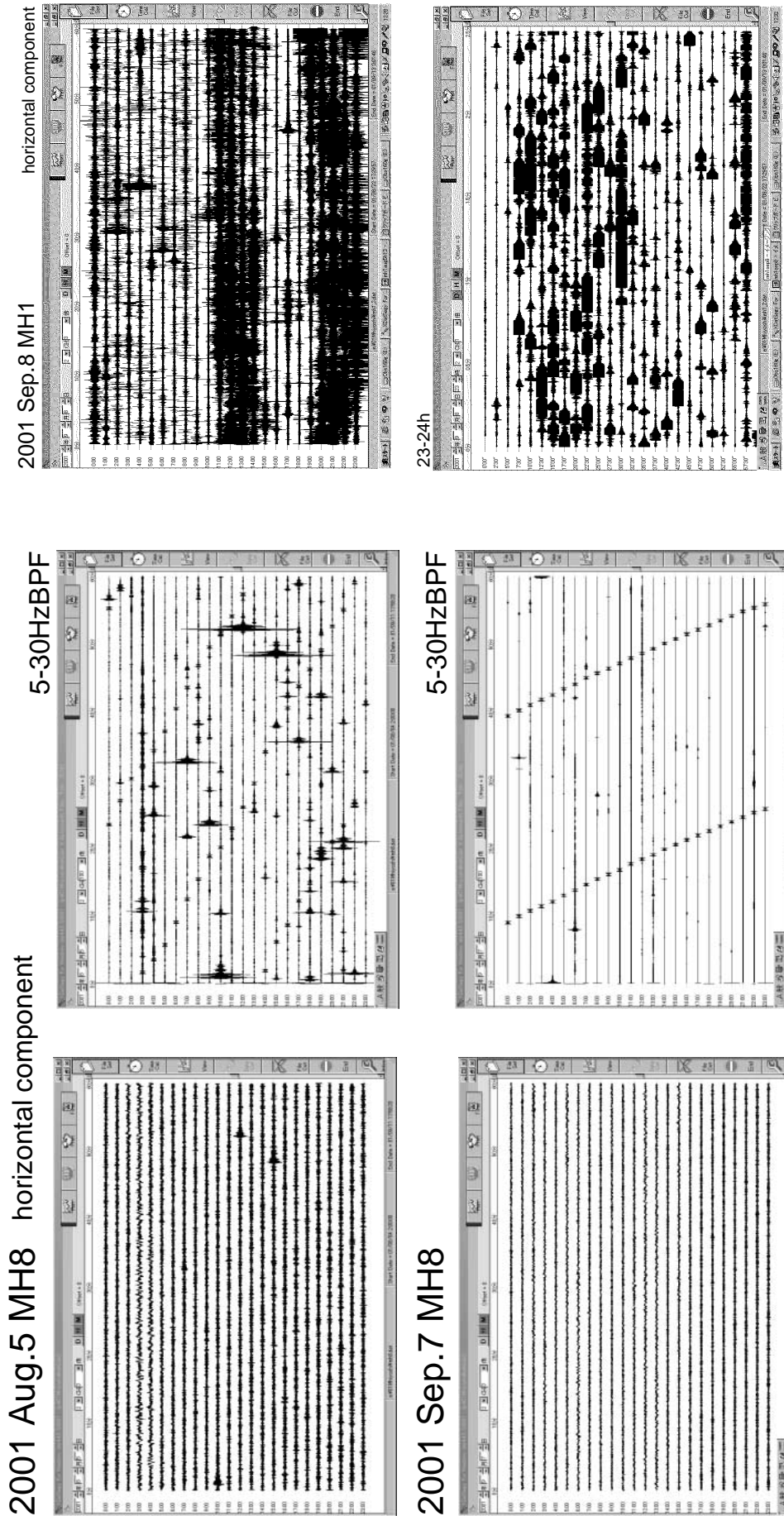


Fig. 16 Continuous records of Aug. 5 and Sep. 7, 2001, at OBS MH8 with PMD sensor. The signal component is horizontal seismometer. The left figures are for raw data and right for bandpass filtered from 5-30 Hz. The records for one hour are aligned on a trace.

Fig. 17 (top) Continuous records of Sep. 8, 2001, at OBS MH1 on the top of Minami-Hiyoshi Seamount. The signal component is horizontal seismometer. The records for one hour are aligned on a trace. (bottom) Continuous records of 23h. The records for 25 minutes are aligned on a trace.

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

イベント総数はノイズとの判別がつきにくい微小のものを含めて1043個であった。このイベントリストに基づいて各OBSデータを編集し、波形観測プログラムWIN（ト部及び東田，1992）を用いてP波及びS波の到着時刻の読み取りを行った。各OBSにおけるS-P時間分布をFig.18に示す。複数台のOBSで検知されかつS-P時間が10秒以内のイベントはそのほとんどが8月5日に南日吉海山の南方で活発な地震活動であった。この地震記象の例をFig.19に示した。

震源決定はHirata & Matsu'ura (1987) によってコーディングされたHYPOMHを用いて行った。P波の速さ構造モデルには、今回の航海で行ったエアガンを用いた地震探査の結果を簡略化した構造を使用した。Fig.20にはP波の読み取り値が5個以上あり、かつP波の到着時のO-C（観測値－計算値）時間の標準偏差が0.1秒以内の地震の震央分布を示した。この基準で決められた地震の数は189個であった。震源決定されたほとんどの地震はOBSアレイから東南方向の日光海山周

辺に位置する。これらの地震は特に世界標準時の8月5日に集中して発生していた。

4. 議論および結論

南日吉海山域において2次元波線追跡により推定されたP波速さ構造モデルでは、海底面下に2.0-4.0km/sの層が厚さ2-3kmで存在し、その下には最上部の速さが4.5-5.0km/sの層が山体頂部で浅くなるように分布していることがわかった。ここで南日吉海山と、その北北西約100kmの位置にある、頻繁に変色水が観測されている福徳岡ノ場で得られたP波速さ構造モデル（西澤等，2002）と比較してみる。Fig.21には、それぞれの構造探査測線の位置と構造断面図を示した。福徳岡ノ場では多くの測線において距離10km以内で初動が追跡できなくなるレコードセクションが得られ、海面下1.5-2km以深に低速あるいは減衰物質の存在が示唆された。南日吉海山域では地殻浅部における低速物質は存在せず、むしろ山体直下は周囲よりも高速である。この結果は地磁気・重力の解

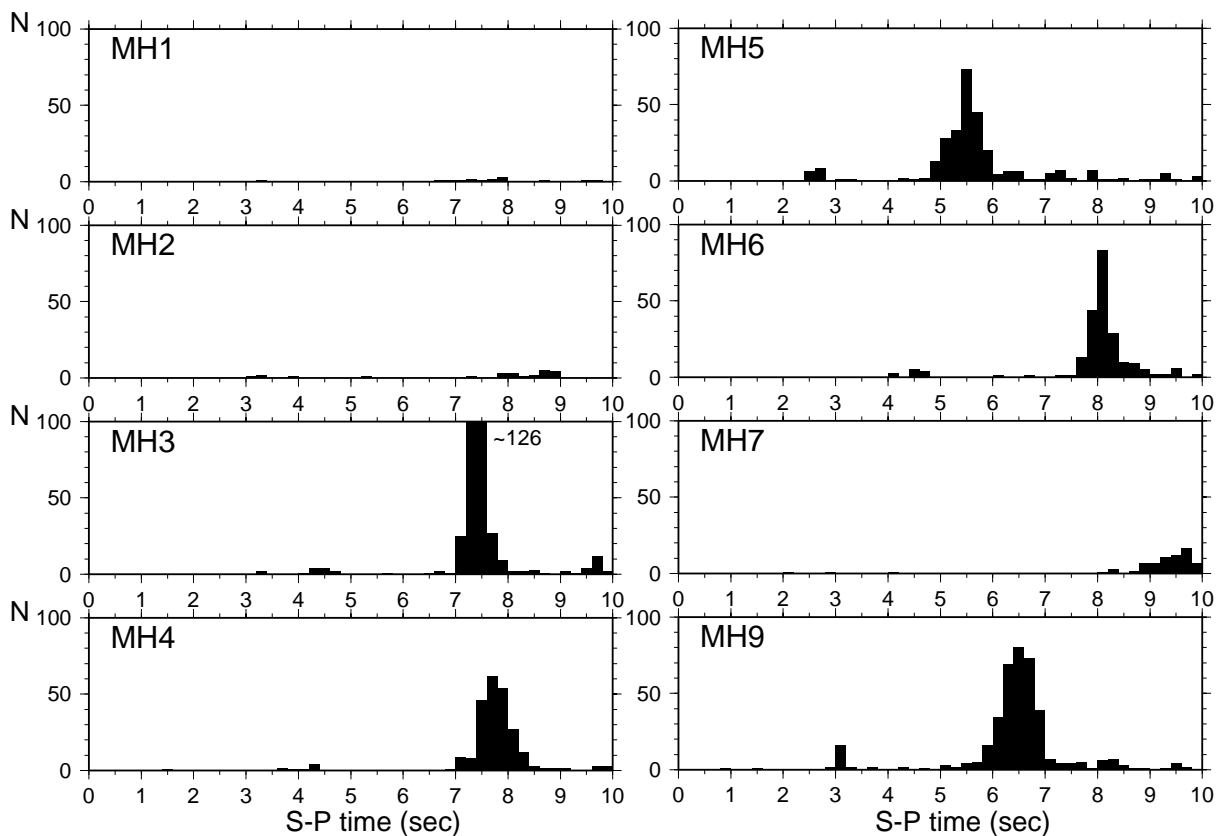


Fig. 18 S-P time distributions for each OBS.

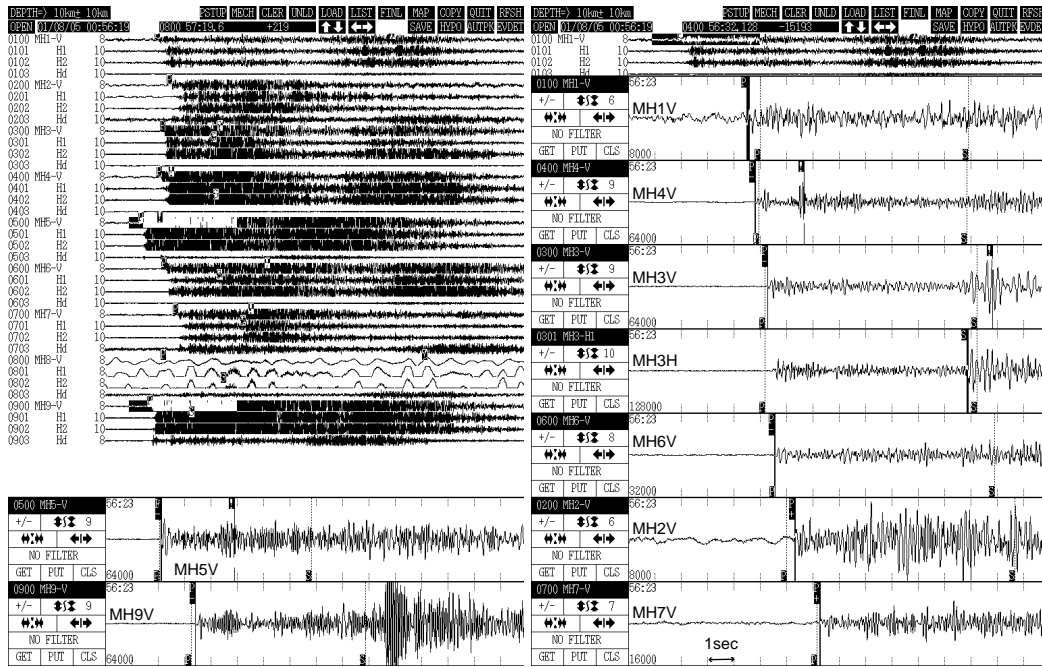


Fig. 19 An example of seismograms of the earthquake located to the south of Minami-Hiyoshi Seamount. The OBS name and sensor component are shown at the left of each trace. Tick interval corresponds to 1 s.

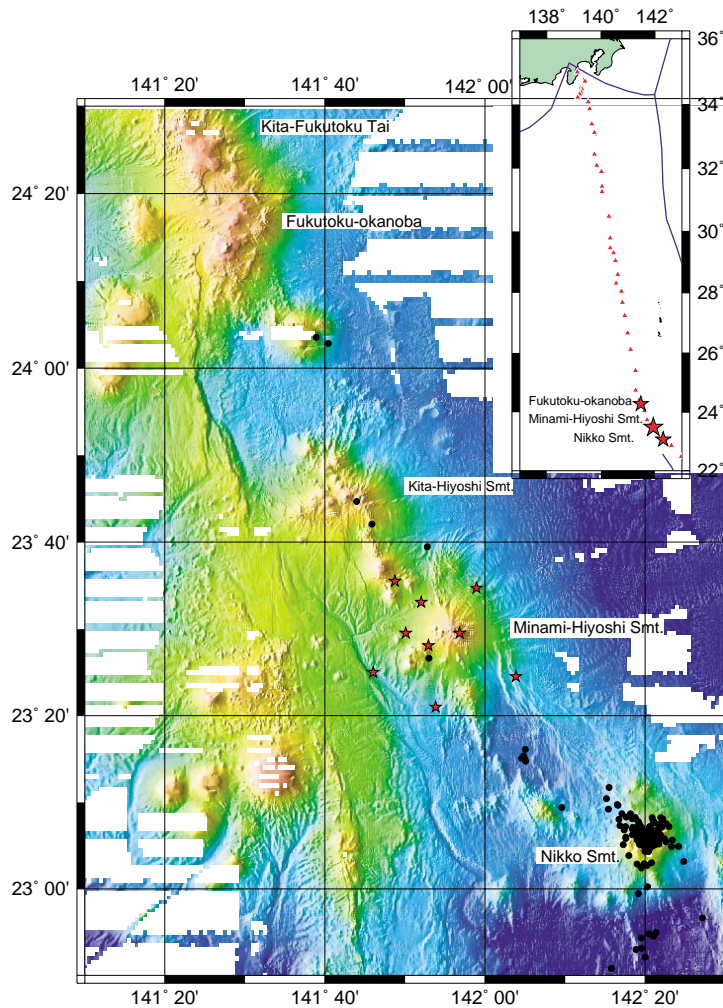


Fig. 20 Epicenter distribution (solid circles) by OBS observation during Aug. 5-Sep. 11, 2001. Asterisks show positions of the OBSs.

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

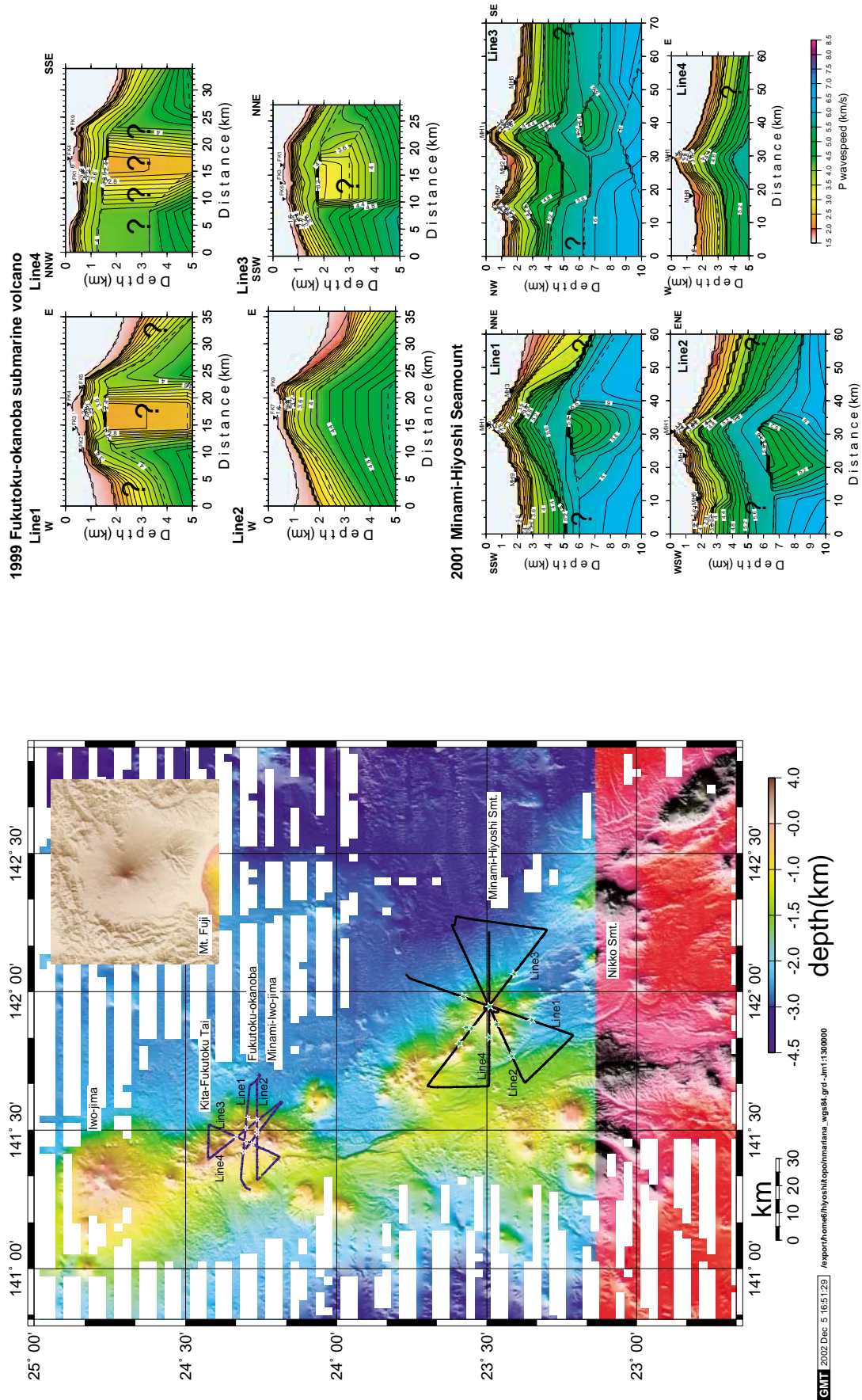


Fig. 21 Comparison of crustal structure between Minami-Hiyoshi Seamount and Fukutoku-okanoba submarine volcano. (left) Location of the profiles. Upper right shows Mt. Fuji with same scale. (right) P wavespeed models for Fukutoku-okanoba and Minami-Hiyoshi Seamount.

析結果とも調和的である（小野寺等，2002）。このような火山域の地殻浅部における高速域は、日本においては最近の tomography の結果から、東北の岩手山（Tanaka et al., 2002）や北海道の有珠火山直下（鬼澤等，2002）において検出されており、過去の火山活動において貫入したマグマが固化したものと推定されている。南日吉海山では地殻浅部には低速域はないが、深さおよそ6 km 付近には低速域が示唆され、これは南日吉海山下のマグマの存在に関連していると考えられる。

自然地震活動の観測期間である2001年8月4日～9月11日の39日間において地震活動度は全体的に低く、南日吉海山の山頂部では単独のOBSでのみ観測される極微小なイベントが数多く記録されていた。1999年の福徳岡ノ場での海底地震観測時（西澤等，2002）ほど顕著ではないが、ほぼ12時間周期でノイズレベルが高くなる現象が山頂部のOBS MH1で時々見られた。その原因は現時点でも不明である。

複数のOBSで観測され震源決定することのできたイベントは、ほとんどが日光海山周辺に位置することがわかった。これらの地震は8月5日に集中して発生していた。この活動はOBS観測網の外にあるためその震源の深さを正確に決めることはできないが、多くの記象でT相が見られることから、おそらく浅発地震であると推定される。しかしながら、日光海山の火山活動に関連するものであるかどうか現時点では不明である。Fig.1においてHarvard大学CMTカタログによる地震のメカニズム解の分布は、日光海山付近がマリアナトラフの伸張テクトニクスの支配下にあることを示唆している。すなわち、本報告での海底地震観測により検出された地震はriftingに関連した活動である可能性も否めない。日光海山は1979年7月12日に変色水が観測されてからごく最近まで活発な火山活動はないようであるが、今回検出された地震活動の原因を知るためには、日光海山付近の海底地震観測が急務であると考えられる。

謝 辞

本調査にあたり、測量船「昭洋」の船長をはじめ乗組員の方々には大変お世話になりました。2人の査読者の方には原稿をていねいに読んでいただき、改善することができました。ここに記して謝意を表します。なお地形図の作成にはGMT graphic package（Wessel and Smith, 1998）を使用しました。

要 約

マリアナ弧北端部の火山フロント上の海底火山の一つである南日吉海山において、海底地震計（OBS）による自然地震観測および人工震源としてエアガンを用いた上部地殻構造探査を実施した。地殻構造探査の結果からは、南日吉海山下の地殻浅部は周辺よりもP波の速さが大きい、山体下深さ約6kmには低速層が存在することが推定された。また自然地震観測結果は、海山近傍に震源決定できた地震の数は少ないが、南日吉海山の山頂部では単独のOBSでのみ観測される極微小なイベントが数多く発生していたことを示した。複数のOBSで観測され震源決定することのできたイベントは、ほとんどが南日吉海山の南東約60kmに存在する日光海山周辺に位置し、観測期間中では8月5日（世界標準時）が最も活動度が高かった。

文 献

- Hirata, N and M. Matsu'ura : Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Int.*, **47**, 50-61 (1987).
- 岩淵義郎・加藤茂・柴田厚：本邦海域火山通覧（改訂版），水路部研究報告，**30**，191-236（1994）。
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・古川博康：明神礁における海底地震観測，水路部研究報告，**36**，37-56（2000）。
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・志岐俊郎：

*Ocean Bottom Seismographic Observation at Minami-Hiyoshi Seamount
at the Northern End of the Mariana Arc*

- 2000年7月の三宅島・神津島・新島近海における海底地震観測（速報），水路部研究報告，**37**, 57-71 (2001).
- 西澤あずさ・小野智三・，坂本平治・松本良浩・大谷康夫：福徳岡ノ場における海底地震観測，水路部研究報告，**38**, 101-124 (2002).
- Nishizawa, A., T. Ono, and Y. Otani : Seismicity and crustal structure related to the Miyakejima volcanic activity in 2000, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015008 (2002).
- 鬼澤真也他：2001年有珠火山人工地震探査－3次元P波速度構造，月刊地球，号外**39**, 14-21 (2002).
- 小野智三・大谷康夫・鐘尾誠・西澤あずさ：火山噴火予知調査における「マンボウII」による調査，水路部技報，**20**, 71-80 (2002).
- 小野寺健英・西澤あずさ・加藤剛・瀬尾徳常・久保田隆二：福徳岡ノ場，南日吉海山の地磁気・重力異常および地震波速さ構造，月刊地球，号外**39**, 165-171 (2002).
- 小坂丈予：日本近海における海底火山の噴火，東海大学出版会，128-156 (1991).
- 篠原雅尚・末広潔・松田滋夫・小沢和男：DATレコーダを用いたデジタル大容量海底地震計，海洋調査技術，**5**, 21-31 (1993).
- Tanaka, S., H. Hamaguchi, T. Nishimura et al., Three dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi : 10. 1029 / 2002GL014983 (2002).
- 土出昌一・大谷康夫・柴田厚・加藤茂・岩淵義郎：本邦海域火山通覧（改訂第2版），水路部研究報告，**35**, 15-71 (1999).
- ト部卓，東田進也：win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム（強化版），地震学会講演予稿集，2, 331 (1992).
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. : New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579 (1998).
- Zelt, C. A. and Ellis, R. M. : Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travel-time and amplitude forward modeling, *Can. J. Explor. Geophys.*, **24**, 16-31 (1988).

重力・地磁気異常から推定される福徳岡ノ場付近の地殻構造[†]

小野寺健英, 加藤 剛, 瀬尾徳常*

Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-okanoba Submarine Volcano Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies[†]

Ken-ei ONODERA, Tsuyoshi KATO, Noritsune SEO*

Abstract

We report the gravity and magnetic surveys results conducted in 1999 in the vicinities of Fukutoku-Okanoba submarine volcano located on the volcanic front of the Izu-Ogasawara arc. The gravity data shows that a Bouguer gravity anomaly low exists some 3 km north of Fukutoku-Okanoba. The gravity basement estimated from two-layer structural analysis represents a caldera-like shape. The crustal magnetization shows that a low magnetization area also coincides with the Bouguer gravity anomaly low. A seismic crustal model also shows that there are low wavespeed materials and/or a seismic wave attenuating zone beneath the area. This observation suggests that Fukutoku-Okanoba is a part of an active submarine caldera, accommodating magma beneath it.

1. はじめに

海洋情報部では、火山活動の予測の基礎となるデータの整備等を目的とする「海域火山基礎情報図」作成のため、南方諸島の海底火山について、船舶等により地質学的及び地球物理学的調査を行っている。この一環として、1999年6月-7月に、測量船「昭洋」により福徳岡ノ場周辺の海底地形、地質、地震波探査、地磁気、重力等の総合的な調査が実施された(海上保安庁水路部, 2001)。

すでに地震波探査の結果については西澤等(2002)により、また、地磁気、重力の概要については小野寺等(2002)により報告されている。ここではさらに重力基盤構造の詳細な解析及び磁気構造についての再検討を行い、地震探査から推定される地震波速さ構造との関係から、福徳岡ノ場及びその周辺海域の地下構造について考察する。

福徳岡ノ場は北緯24度18分、東経141度29分、東京湾口から南へ約1300km、いわゆる火山列島と称される北硫黄島、硫黄島、南硫黄島のうち、南硫黄島の北5kmに位置する海底火山である(Fig.1)。火山活動の主なものとして、1904~05年、1914年に噴火があり、それぞれ高さ145m、周囲4.5km、高さ300m、周囲11.8kmの新島を形成した。ただし、いずれも1~2年程度で海中に没している。また、最近では、1986年1月に海底噴火により新島が形成されたが、同年3月に消滅している(小坂1991, 土出等1999)。この噴火以降福徳岡ノ場では、大きな火山活動は報告されていないが変色水は現在も頻繁に確認されている。

福徳岡ノ場周辺の海底地形及び海底地形の3次元表示をFig.2, Fig.3に示す。福徳岡ノ場は頂部が900m×1200mの楕円形をした台地状の地形

[†] Received December 26, 2002; Accepted March 18, 2003.

* 海洋調査課航法測地室 Geodesy and Geophysics Office, Hydrographic Surveys Division

で、最浅水深は22mである。Fig.4は調査海域全域の音響基盤の深度分布、Fig.5はFig.4に示すLine a-a'~Line c-c'の音波探査記録及び解析結果

の例でF_Ⅱ層とF_Ⅲ層を音響基盤としている。ここでF_Ⅱ層とF_Ⅲ層の違いは、F_Ⅲ層が山体元来の火山岩であるのに対し、F_Ⅱ層は元の山体頂部を構

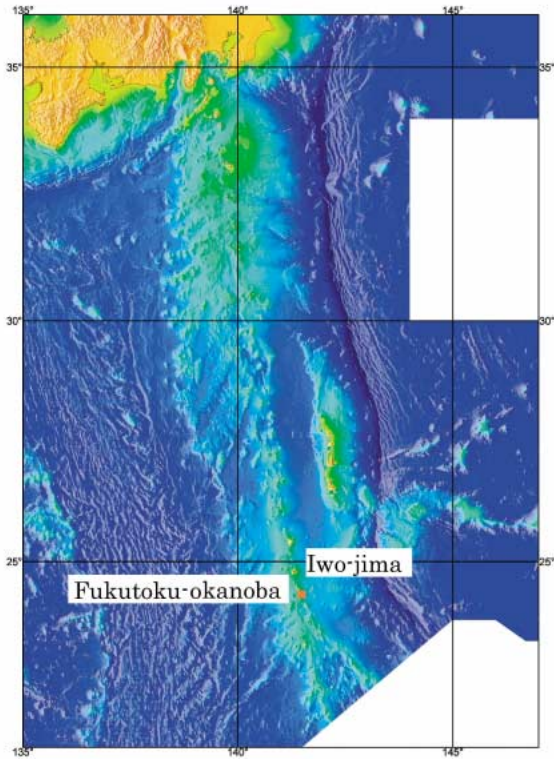


Fig. 1 Location of Fukutoku-okanoba submarine volcano.

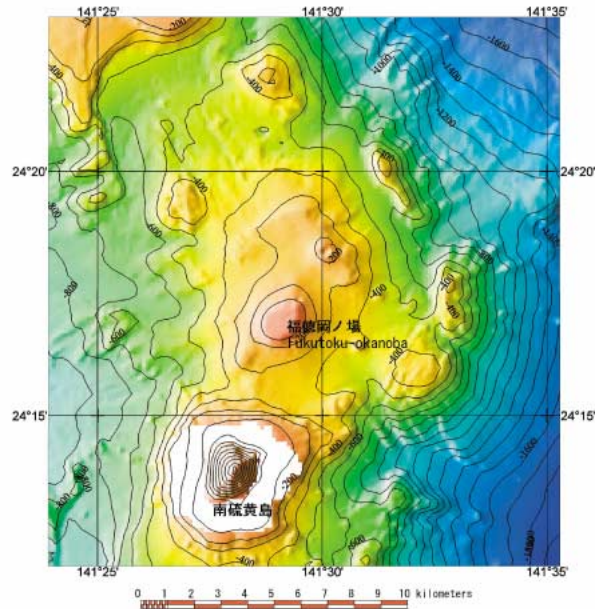


Fig. 2 Bathymetric map. Contour interval is 100m.

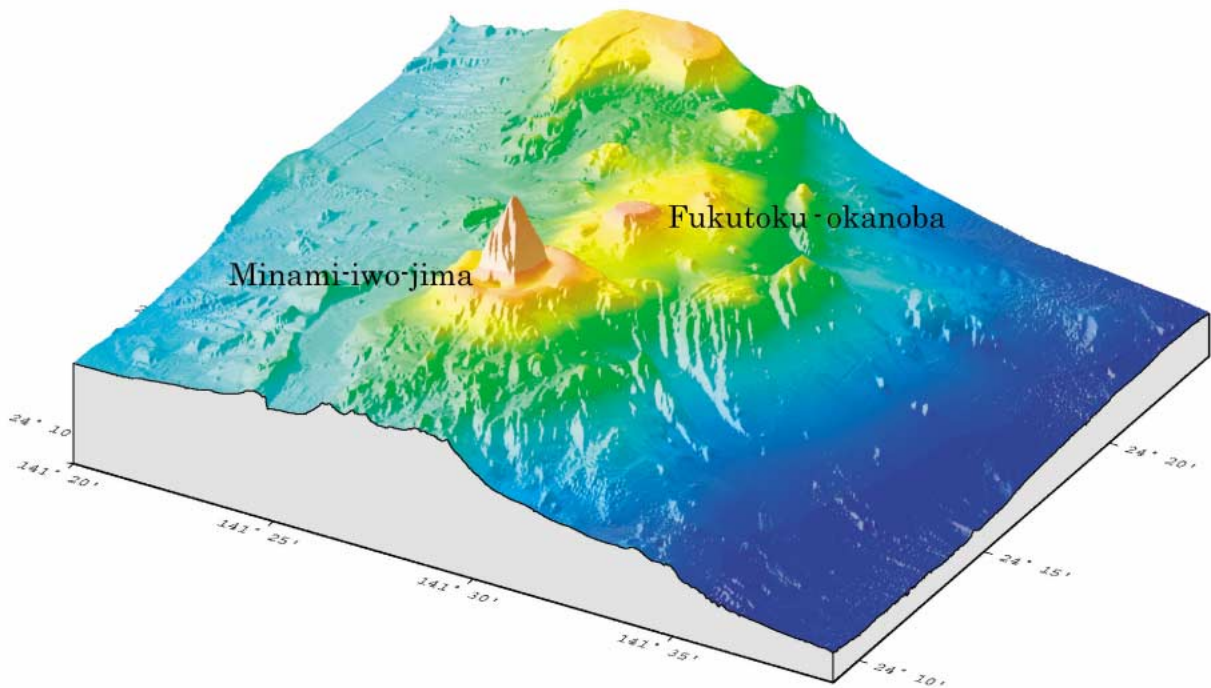


Fig. 3 3-D view of the seafloor topography (after Nishizawa et al., 2002).

*Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies*

成していた火山岩類が陥没したものと解釈されている。音響基盤は福徳岡ノ場付近で凹地形を示す。(海上保安庁水路部, 2001)

なお、海底地形調査にはマルチビーム音響測深機 SeaBeam2112 及び特殊搭載艇 (マンボウ II) の音響測深機が、また、地質構造調査には深海用音波探査装置 (エアガン Bolt1500 LL) が使用された。測線間隔は緯度方向 30", 経度方向 1' である。また、海底の岩石はドレッジにより、15 点で採取された。

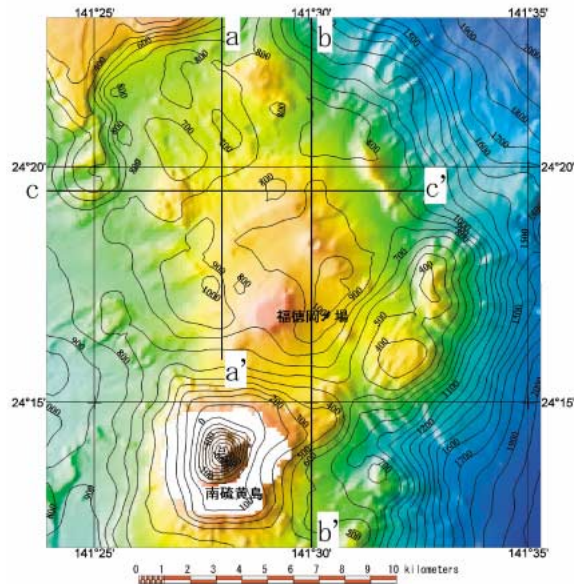


Fig. 4 Acoustic basement and locations of three single-channel airgun reflection profiles (after Hydrographic and Oceanographic Department of Japan, 2001). Contour interval is 100m.

2. 調査・データ処理

2. 1 海上重力

海上重力は KSS31 (BODENSEEWERK) により 5 秒毎に測定した。絶対値への変換は海洋情報部基準点と昭洋係留岸壁測点の重力値を携帯型重力計 CG-3M (SCINTREX) で測定、接続した。また、出港日及び入港日にこの測定を行ない、差を重力計のドリフトとして補正した。エトベス補正は、エラー処理された測位 (GPS) データから再計算を行い、変針点等精度の落ちるデータは削除してある。

なお、福徳岡ノ場直上付近は測量できなかったため、空白としているが、周辺の重力分布及び地磁気異常分布等から大きな異常は無いと思われる。フリーエア重力異常の算出には測地基準系 1980 に基づく正規重力式を用いた。

2. 2 海上磁気

海上磁気測量は、曳航式プロトン磁力計 (PMM-200) により、地磁気全磁力を 20 秒毎に測定した。検出器は船体磁気の影響を極力小さくするため本船から 280 m 離して曳航し、さらに 8 方位走行によって得られた船体磁気の補正を施した。福徳岡ノ場直上及び南硫黄島は第三管区海上保安本部羽田航空基地所属「L A 701」号機による航空磁気測量の結果をハイカットフィルターに

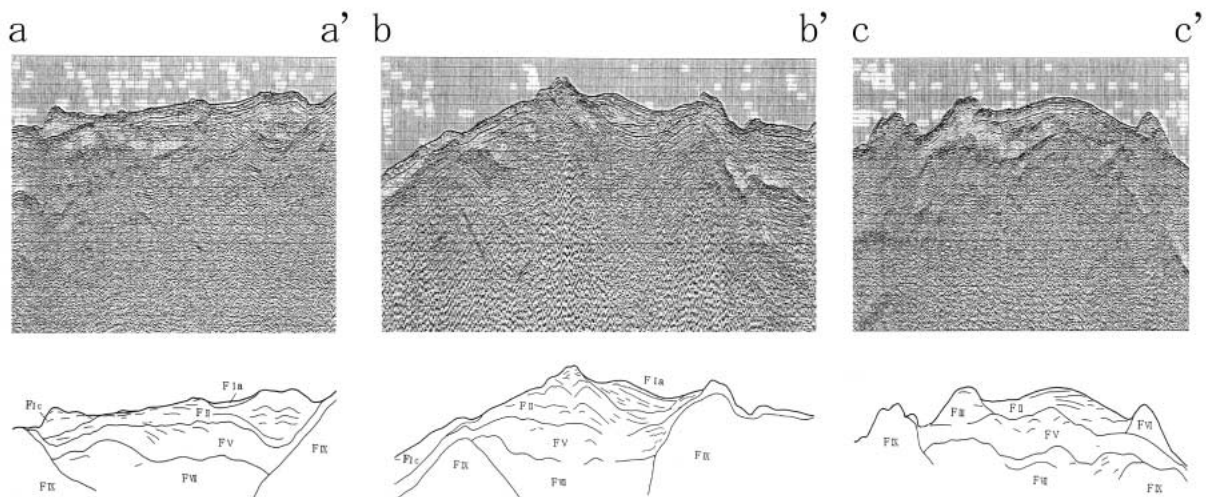


Fig. 5 Records of single-channel airgun reflection profiles along survey lines shown in Fig.4.

より、高周波成分を取り除いて、海面上に下方接続した。日変化補正は八丈水路観測所のデータを、また、地磁気異常値の算出には標準磁場としてIGRF1995を使用した。

3. 重力基盤構造解析

フリーエア重力異常及びブーゲー重力異常を Fig.6, Fig.7に示す。フリーエア重力異常は福徳

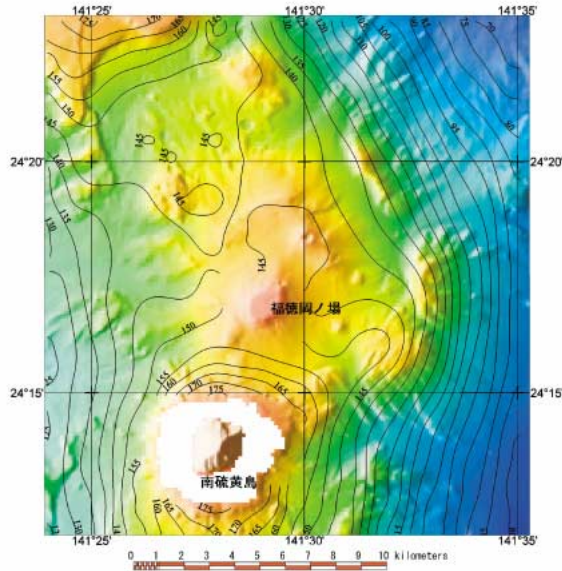


Fig. 6 Free air gravity anomaly map. Contour interval is 5 mgal.

岡ノ場で平坦な分布を示し、福徳岡ノ場の地形的な高まりに対応する顕著な異常はみられない。ブーゲー重力異常は福徳岡ノ場の北方約3kmの地点に局所的な低重力異常の中心が存在し、重力はすり鉢状に周辺に向かって大きくなっている。ブーゲー重力異常の計算には、仮定ブーゲー密度として、調査海域のG-H相関（重力-水深相関）か

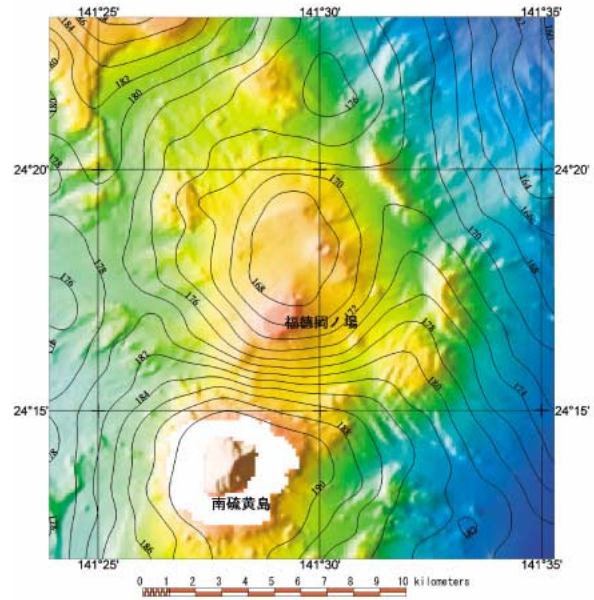


Fig. 7 Bouguer gravity anomaly map. The subsurface density is assumed to be 2.39 g/cm³. Contour interval is 2 mgal.

Table 1 Magnetic and other physical properties of dredged rock samples in the vicinity of Fukutoku-Okanoba.

Site No.	Lat.		Lng.		Depth m	Sample No.	Susceptibility 10 ⁻³ SI	NRM(A/ m)	Density g/cm ³	Type of rock
	deg.	min.	deg.	min.						
1	24	23.1	141	26.5	125				scoria breccia	
2	24	22.3	141	24.6	265	FTO-2-1	0.5	0.05	2.21	Hyaloclastite
3	24	21.9	141	28.5	285					—
4	24	19.9	141	31.4	345					pumice
5	24	19.4	141	34.9	1150					carbonate crust
6	24	20.4	141	25.2	485					pumice
7	24	19.5	141	27.2	400					scoria sand
8	24	19.0	141	29.6	215					pumice,
9	24	18.3	141	30.2	192					pumice, fragment of coral
10	24	17.5	141	33.1	555					pumice
11	24	15.7	141	32.1	340	FTO-11-1	3.2	0.26	2.27	Hyaloclastite
a	24	15.7	141	32.1	350					rock fragments
b	24	16.0	141	28.3	260	FTO-b-1	2.1	5.50	2.11	basalt?
						FTO-b-2	3.1	2.50	2.46	basalt
c	24	16.8	141	25.5	550					scoria sand
d	24	13.7	141	24.6	795	FTO-d-1	10.5	5.00	2.55	basalt(ankaramite?)
						FTO-d-2	9.7	4.40	2.51	„
e	24	13.1	141	31.4	687	FTO-e-1	8.8	2.40	2.71	basaltic andesite
						FTO-e-2	14.1	2.30	2.15	„

**Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies**

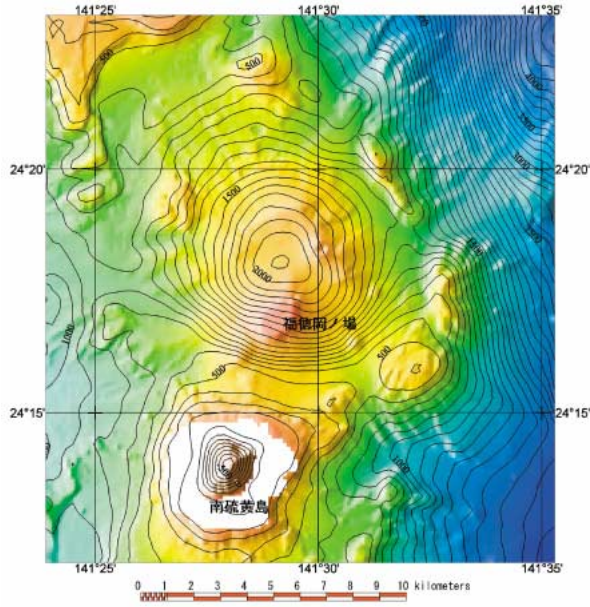


Fig. 8 Gravity basement estimated by the inverse method using two dimensional fast Fourier transform method with $\Delta \rho$ of 0.3g/cm^3 . Contour interval is 100m.

らもとめた 2.39g/cm^3 を用いたが、Table 1（海上保安庁水路部，2001）に示した採取岩石の密度の単純平均は 2.37g/cm^3 であり，採取の場所，個数にもよるが，G-H相関による密度と近い値となっている．なお，地形補正は格子化した地形を角柱で近似して各測点における重力の効果を計算する萩原（1978）の方法を用い，補正範囲は観測点から半径30kmまでを考慮した．

次に，福德岡ノ場の重力基盤の形状を求めるため，ブーゲー重力異常から2次元高速フーリエ変換によるインバース法（久保田，2000）により，二層構造解析を行なった．Fig.8は二層の密度差を， 0.3g/cm^3 として求めた重力基盤深度分布であるが，基盤最深深度は海面下2.1kmとなる．なお，平均深度はブーゲー重力異常の平均値の位置に対応する音響基盤深度の800mとしたが，Fig.9に示すようにブーゲー異常のパワースペクトルから得られた平均深度も800m程度となり，妥当な値であると思われる．

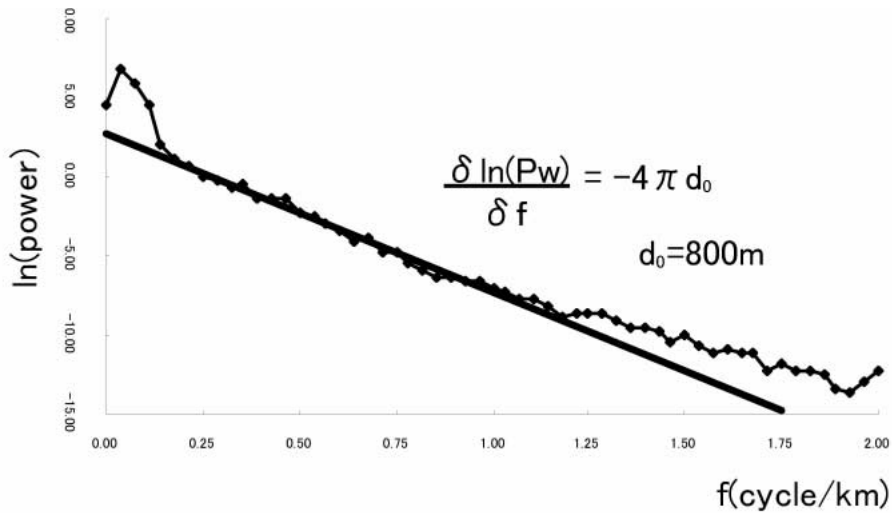


Fig. 9 Radially averaged power spectrum of Bouguer gravity anomaly.

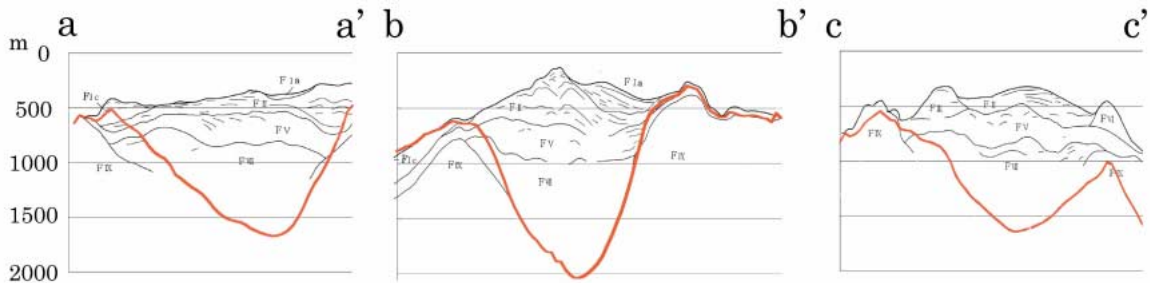


Fig. 10 Profiles of single-channel airgun reflection and gravity basement (red line) along survey lines shown in Fig. 4.

重力基盤は福徳岡ノ場の北方約2kmに中心を持つほぼ円錐状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。Fig.10は前出の音波探査記録Line a-a', Line b-b'及びLine c-c'の解析結果に重力基盤の断面を重ねあわせたものである。いずれも断面中央部付近では、音響基盤最下層のF_{IV}層の形状は不明であるが、重力基盤の急傾斜部に着目すると、F_{IV}層とはLine a-a', Line c-c'でそれぞれ測線の北側及び海溝側で少し差があるものの、Line b-b'等全体的に比較的良好一致を示していることが分かる。このことは音響基盤に分類されているF_{III}層が、重力基盤の上位にあることを示しており、また、福徳岡ノ場周辺の低重力異常はF_{III}層を含むそれ以浅のカルデラ内に堆積した火山砕屑物、陥没した火山岩等に起因していると考えられる。

なお、解析に用いたパラメータのうち、二層の密度差を0.4g/cm³, 0.5g/cm³とした場合の基盤上面の最深深度はそれぞれ海面下1.7km, 1.4kmとなるが、何れの場合もF_{III}層の上面深度より深くなる。

4. 磁気構造の検討

地磁気全磁力異常分布をFig.11に示す。福徳岡ノ場周辺は比較的平坦に分布する負の異常域であるが、これを囲むようにして南側には南硫黄島、北西には北福徳堆、そして東側には地形的な高まり(外輪山)にそれぞれ対応する正の異常域が存在する。特に玄武岩等で構成されている南硫黄島(湯浅及び玉木, 1982)に起因するダイポール型異常が顕著であり、振幅は3000nTに及ぶ。これに対して福徳岡ノ場は重力異常分布と同様、その地形的な高まりに対応した磁気異常が見られないことから、比較的磁化の小さい岩石等で構成されていることがうかがえる。

さて、今、平均磁化強度を与えて二層構造モデルにより磁気基盤深度分布を求めてみると、平均磁化強度が3A/mの場合、磁気基盤の深さが4.7km, 5A/mで3.2km, 8A/mで2.1kmとなる。今回の調査結果によれば、福徳岡ノ場の北側海域ではパミス (Site No.8, 9 in Table 1), スコリア

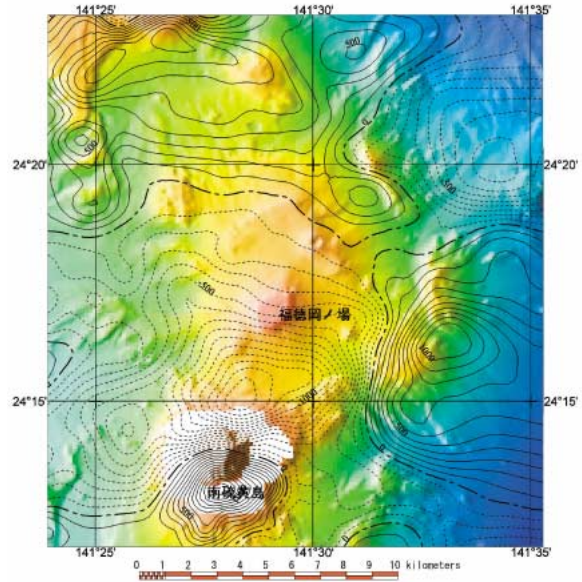


Fig. 11 Geomagnetic total intensity anomaly map. Contour interval is 100 nT.

(Site No.7) が、また、南側及び南硫黄島周辺では玄武岩(磁化強度4.4~5.5A/m) (Site No.11b, d), 玄武岩質安山岩(2.3~2.5A/m) (Site No.11b, e) が採取されている (Table 1). 平均磁化強度を3A/m以下とすると、磁気基盤は4.7kmよりさらに深くなり、音波探査の調査結果や重力基盤解析結果と矛盾し、また現実的でない。そこで磁気基盤の形状をあらかじめ仮定して、インバース法(久保田, 2000)によって基盤の磁化の分布を求めてみる。Fig.12はFig.4に示した音響基盤を磁気基盤と仮定し、また、磁化と外部磁場の方向を現在と等しくとり(偏角2.4° W, 伏角30.8°), さらに帯磁の層厚を2kmとした場合の磁化強度分布である(層厚は、2km以上であればほとんど結果に影響しない)。

その結果、前述した周辺域の地形高まり部に対応する磁気異常が認められる部分では、概ね3A/m以上の磁化強度を示すのに対し、福徳岡ノ場から北西にかけては、卵型に広がる低磁化強度域が見られ、その中心部付近では1A/m前後にまで低下する。また、Fig.8に示す重力基盤を磁気基盤として求めた磁化強度分布 (Fig.13) も、仮定した基盤の深度、形状が異なるため、分布の形が少し異なっているもののほぼ同様の分布傾向を示す。

**Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies**

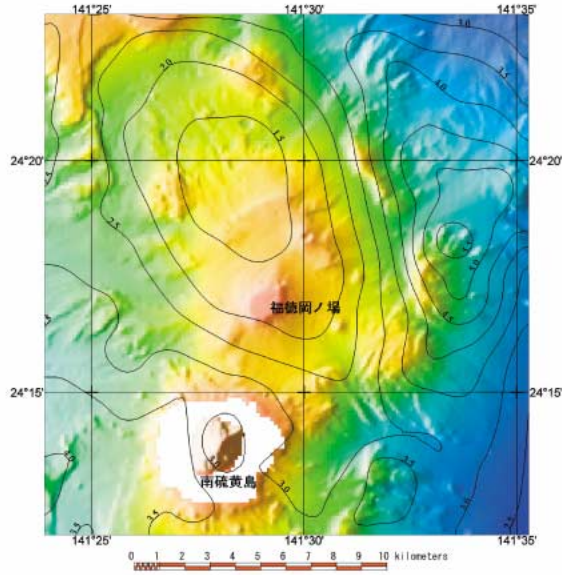


Fig. 12 Magnetization calculated by the inverse method assuming the acoustic basement as a magnetic basement. Contour interval is 0.5 A/m.

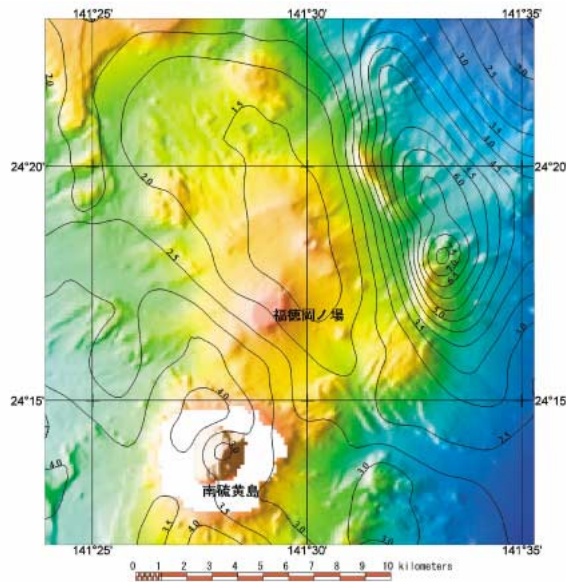


Fig. 13 Magnetization calculated by the inverse method assuming the gravity basement as a magnetic basement. Contour interval is 0.5 A/m.

周辺域の地形高まり部の磁化強度は、採取された火山岩のそれによく対応しており、したがってこれらの値が本海域の基盤岩を構成する火成岩の平均的な磁化強度とすると、福徳岡ノ場周辺直下で認められる基盤岩の低磁化強度域は、熱消磁による影響を示唆しているものと考えられる。

5. 議 論

重力、地磁気の解析結果はつぎのとおりである。

- ①福徳岡ノ場付近は低重力異常域であり、また、重力基盤深度分布は福徳岡ノ場付近が、深さ2km程度のすり鉢状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。
- ②福徳岡ノ場の北から北西域に基盤の低磁化強度域が存在し、この区域では地下で熱消磁が起きている可能性がある。

一方、西澤等（2002）は、屈折法地震探査結果から推定した福徳岡ノ場北側付近のP波速さ構造モデルは、最上部層のP波速さが1.6-2.0km/s程度で、その下に2-4km/sの層が存在し（Fig.14）、これらはそれぞれ火山砕屑物、アルカリ岩の中性-酸性岩であるトラカイト（海上保安庁水路部、2001）に対応すると推定している。また、さらにその下部の、海面下1.5-2km以深には地震波の低速・高減衰域が存在し、そのP波速さ（2.4-3.2km/s）から、この低速・高減衰域には地殻を構成する岩石の溶融体が存在する可能性を指摘している。

Fig.15に福徳岡ノ場付近の低磁化強度域と地震波の低速・高減衰域（測線の橙色で表示した範囲）を重ねたものを示す。今回得た基盤の低磁化強度域は、ほぼこの低速・高減衰域に一致しており、岩石の溶融体（マグマ）等の存在を支持する結果

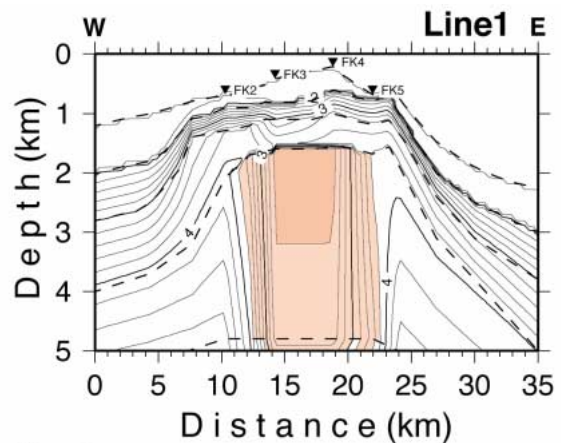


Fig. 14 P-wavespeed model for Line 1 (after Nishizawa et al, 2002). See location of Line1 for Fig 15.

と言える。

Fig.16に以上の結果から推定される福德岡ノ場の模式化した地殻構造モデルを示す。基盤上面はすり鉢状でカルデラの形状を示し、内部は低速 (Low V), 低密度 (Low ρ), 低磁化 (Low M) の火山砕屑物等で埋められている。カルデラ直下には、低速 (Low V) /高減衰域 (Low Q), 高密度 (High ρ) の岩石の溶融体 (マグマ) が存在

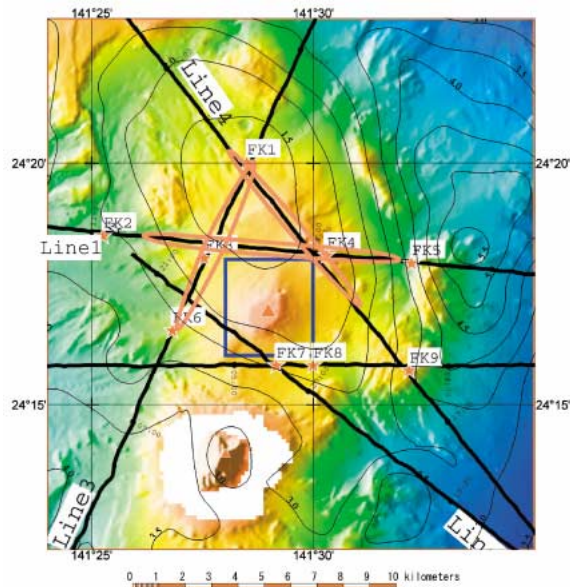


Fig. 15 Seismic low wavespeed and/or seismic wave attenuating zone (red rectangle) superimposed on the magnetization map assuming the acoustic basement as a magnetic basement. The location of seismic refraction method also shown.

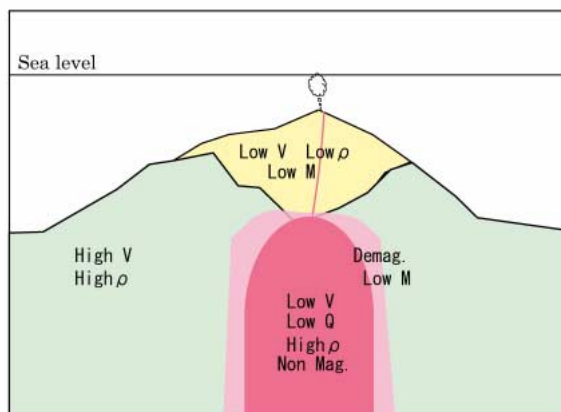


Fig. 16 Schematic model of a crustal structure. V: Velocity, ρ : Density, M: Magnetization, Q: Quality factor, Demag.: Thermal demagnetization, Non Mag.: Non magnetic.

し、この熱により基盤の一部が熱消磁している。ただし、この例では、地震波の低速・高減衰域の上面の深さを2kmとしており、この場合地震波の低速・高減衰域の物質の密度は基盤と同程度の大きさとなる。マグマの密度は化学組成、圧力、温度により変化するが(藤井1978, Murase and McBirney, 1973), 玄武岩質マグマであれば2.7g/cm³程度の値を取り得る。しかし、安山岩質であれば密度はやや小さくなるため、重力基盤解析における仮定密度差等の検討が必要となる。

今回は重力基盤解析を二層構造問題として扱ったが、本来、表層の構造、例えば、ボーリング等による基盤(カルデラ底)の深さ、層序構造等により詳細な情報がわかっていたら、それから期待される異常分を差し引いた残差重力異常から深部(基盤下)の密度構造を議論できる(Carle, 1988)。しかし、このためには前述の情報が必要であり、今後の課題の一つである。

福德岡ノ場は現在も活動中の火山であるが、今回の重力、地磁気等の解析結果は福德岡ノ場における火山活動の活発化等に関し、今後とも十二分な注意、監視が必要であることを裏付ける。

なお、福德岡ノ場については、その地形の形成過程も含め、特に硫黄島、南硫黄島との関連について明らかにすべきとの指摘がある。このためには北福德堆、日吉海山列等をも視野に入れ、地形学、地質学、火山学等のより総合的な考察、議論が必要となるが、このことについては今後他の機会に報告が予定されており、今回の報告がその一助となることを期待したい。

要 約

火山活動の予測の基礎となるデータの整備等を目的とする「海域火山基礎情報図」作成等のため、1999年6月-7月、測量船「昭洋」により実施された福德岡ノ場周辺の、主として重力、地磁気に関する調査及び解析結果について報告する。

ブーゲー重力異常は福德岡ノ場周辺が低重力異常域であり、二層構造解析により得られた重力基盤深度分布は、福德岡ノ場の北約2kmを中心と

*Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies*

する半径約5kmの範囲がほぼすり鉢状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。また、地磁気異常から求めた磁化強度分布によれば、基盤の低磁化強度域が福德岡ノ場からその北西域にかけて存在し、この区域では地下における熱消磁の影響が考えられる。一方、福德岡ノ場については既に地震波の低速・高減衰域が地下に存在することが報告されており、これらの結果は、福德岡ノ場の地下にマグマ等岩石の溶融体が存在する可能性を示唆する。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、調査に従事された測量船「昭洋」乗組員、第三管区海上保安本部羽田航空基地搭乗員の方々にお礼申し上げます。川崎地質(株)久保田隆二氏にはインバージョンによる解析手法、地下構造に関する議論等内容全般に関し、また、海洋研究室西澤あずさ氏には地震波速さ構造及び資料の提供等につきましてそれぞれ大変有益な助言、支援を頂きました。査読者の方には解析及び表現方法、課題等も含めまして、重要な指摘を頂きました。深く感謝申し上げます。さらに、小坂丈予東工大名誉教授には貴重なお話を伺いました。また、資料・情報を提供して頂いた海洋調査課大谷康夫、小野智三、伊藤弘志の各氏にこの場を借りて感謝申し上げます。

参 考 文 献

Carle, S. F. : Three-dimensional gravity modeling of the geologic structure of Long Valley Caldera, *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 13237-13250 (1988).

海上保安庁水路部 : 平成12年度南方諸島海域火山基礎情報図「福德岡ノ場」及び資料整理報告書, (2001).

Murase, T., and A. R., McBirney : Properties of common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563-3592, (1973).

西澤あずさ・小野智三・坂本平治・松本良浩・大

谷康夫 : 海底火山「福德岡ノ場」における海底地震観測, 水路部研究報告, **38**, 101-123, (2002).

小野寺健英・西澤あずさ・加藤剛・瀬尾徳常・久保田隆二 : 福德岡ノ場, 南日吉海山の地磁気・重力異常及び地震波速さ構造, 月刊地球/号外 **39**, 165-171, (2002).

小坂丈予:日本近海における海底火山の噴火, 東海大学出版会, 202-215, (1991).

土出昌一・大谷康夫・芝田厚・加藤茂・岩淵義郎 : 本邦海域火山通覧 (改訂第2版), 水路部研究報告, **35**, 15-71, (1999).

湯浅真人・玉木賢策 : 南硫黄島の玄武岩, 地調月報, **33**, 531-540 (1982).

久保田隆二 : 2次元高速フーリエ変換による重力・磁力分布の解析 (その3), 第11回海洋調査技術学会講演予稿集, (2000).

萩原幸男 : 地球重力論, 118-129, 共立出版, (1978).

藤井敏嗣 : マグマの粘性・密度と上昇速度 117-130, 火山第2集, **23**, 2, (1978).

有明海の潮流新旧比較観測結果について†

小田巻実*, 大庭幸広**, 柴田宣昭***

Comparative Tidal Current Observation in Ariake Bay with the Previous Results †

Minoru ODAMAKI*, Yukihiro OONIWA** and Noriaki SHIBATA***

Abstract

Ariake Bay is a semi-enclosed bay located in the west coast of Kyushu, where it is well known that the largest tide in Japan occurs. It is called Shimabara-Wan in nautical chart and its inner area Ariake-Kai, but we call it Ariake Bay in this paper as used for general purpose.

In autumn 2000, seaweed plants in Ariake Bay were severely damaged by extra-ordinary blooming of phyto-plankton, and people were afraid of the marine environment getting worse. Recently, tendency of tidal amplitude reduction has been pointed out and suspected as one of the causes of marine environment deterioration. Furthermore the reduction of tidal current is also doubted concerned to the tidal amplitude reduction. Hydrographic and Oceanographic Department, JCG, was requested to carry out tidal current observation in order to check the change comparing the previous tidal current in the bay observed in August - September 1973. Therefore HOD carried out tidal current observations of 15 days at 12 stations from 10th to 28th in May 2001, including vertical current profile observations at 3 stations using WorkHorse ADCP. Their locations were set as close as the previous stations. The data obtained in previous observation were re-processed using the same calculation software as for new data.

Considering the result that the tidal currents were getting strong in some place and weak in other place, it was not concluded that the tendency of tidal current reduction was distinguished so definitely. However, mean current flowing out along the peninsula coast of Shimabara was definitely reduced as 1/3 as that of previous one. Comparing the vertical profiles at the off-Shimabara station, it was remarked that tidal current was getting strong in the surface layer 3m below the sea surface, but unchanged in the sub-surface layer of 10m. While low saline water was distributed in the surface layer of the central area of the bay in 1973 and 2001 observations, its value was getting saline in 2001. Besides, the river discharge in 1973 was about 4 times larger than that in 2001 and possibly made the coastal sea water less saline. Less saline water possibly tends to flow in surface layer on the saline and denser water in the subsurface layer as density current. Therefore such larger river discharge might strengthen the mean current flowing in the surface layer in 1973. Furthermore the flood current may be suppressed by this strengthened mean current in the surface layer but not so influenced in the subsurface layer. Then the reason of weak tidal current in the surface layer in 1973 compared to that in 2001 could be explained by this larger river discharge too. Although the difference of river discharge was not made clear by seasonal or year-to-year change, it was indicated that the river discharge could influence not only to the less saline water distribution and the mean current flow but also to the tidal current through the vertical distribution change.

† Received January 6, 2003 ; Accepted March 18, 2003.

* 技術・国際課海洋研究室 Ocean Research Laboratory, Technology Planning and International Affairs Division

** 航海情報課水路通報室 Notices to Mariners Office, Chart and Navigational Information Division

*** 環境調査課 Environmental and Oceanographic Research Division

1. はじめに

島原湾は、湾口の早崎瀬戸から湾奥の住之江に至る全長約90kmの湾である(第1図a)。狭義の有明海は、島原湾のうち三池港より奥の海域を指すが、最近では島原湾そのものを有明海ということが多いため、本稿では島原湾全体を有明海と呼ぶこととする。

有明海では、近年、海洋環境の悪化が懸念されていたが、平成12年秋・冬には大規模なノリ不作が発生し、社会的な問題となった。このような海洋環境悪化に関連する現象として、潮汐振幅の減少が指摘されるとともに、潮流の減衰も懸念さ

れるようになった(宇野木 2002)。このような状況に鑑み、海上保安庁海洋情報部では、国土総合開発事業調整費による有明海海域環境調査の一環として、平成13年5月に潮流の現況把握観測を行った。観測の目的は、昭和48年8、9月に行った潮流観測結果(海上保安庁水路部 1974)と比較し、潮流の変化を把握することである。そのため、測点ではできるだけ前回の近傍とし、大潮・小潮の変動も考慮して15昼夜連続観測を計12点で実施した。その結果、潮流については、場所によって強くなっているところも弱くなっているところもあり、必ずしも減衰しているとは言えなかった。平均流については、前回、顕著であった島原半島

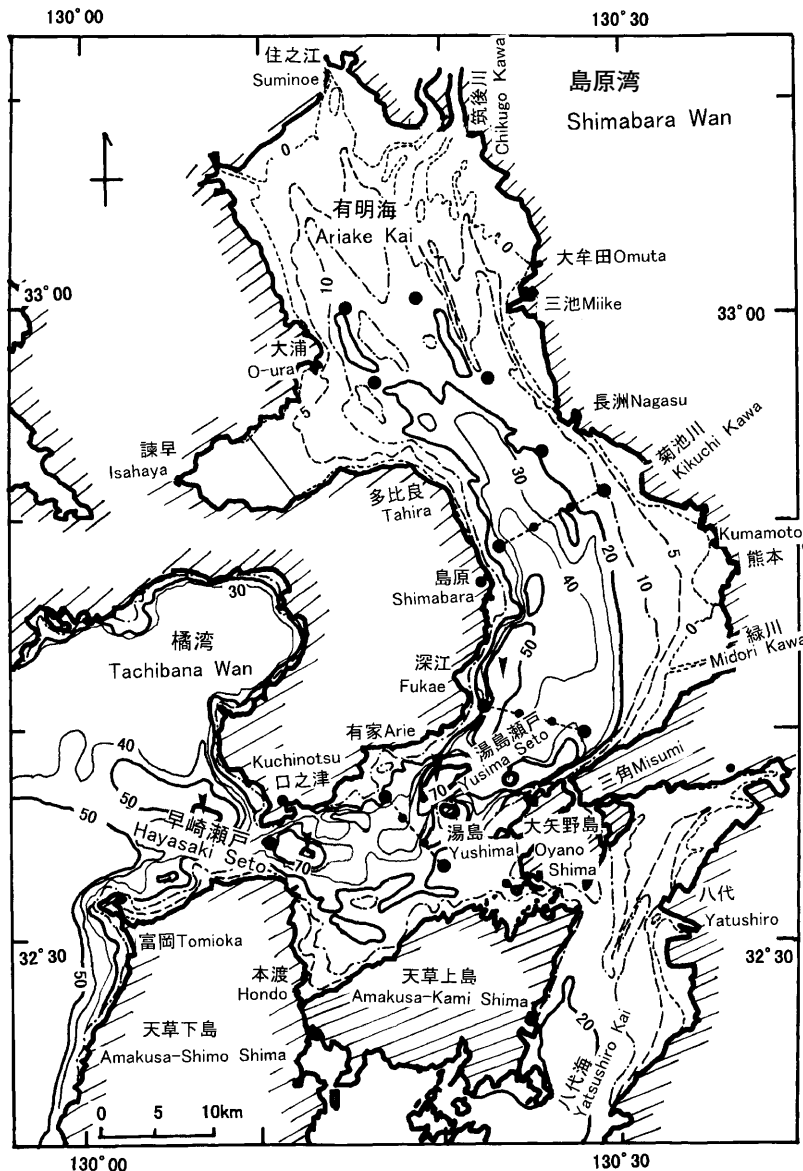


Fig. 1a. Location map of Ariake Bay

沿いの沿岸流は、流速が約1/3に弱くなっていた。さらに、潮流の鉛直分布について見ると、島原沖の測点では、表層で強くなっているのに10m層はほとんど変化していないなど、特徴的な変化が認められた。また、湾中央部の水温・塩分の断面観測では、新旧ともに表層に低塩水が分布していたが、今回は前回よりも高塩であった。また、湾口付近の水温・塩分分布の傾向も変化していた。塩

分や水温分布は、降水量などの気象条件でも変化するため単純な比較はできないが、潮流の鉛直分布の変化や沿岸流の強弱にも影響している可能性がある。

本稿では、今回の潮流観測結果を概括するとともに、新旧比較並びにその変化の原因について考察する。

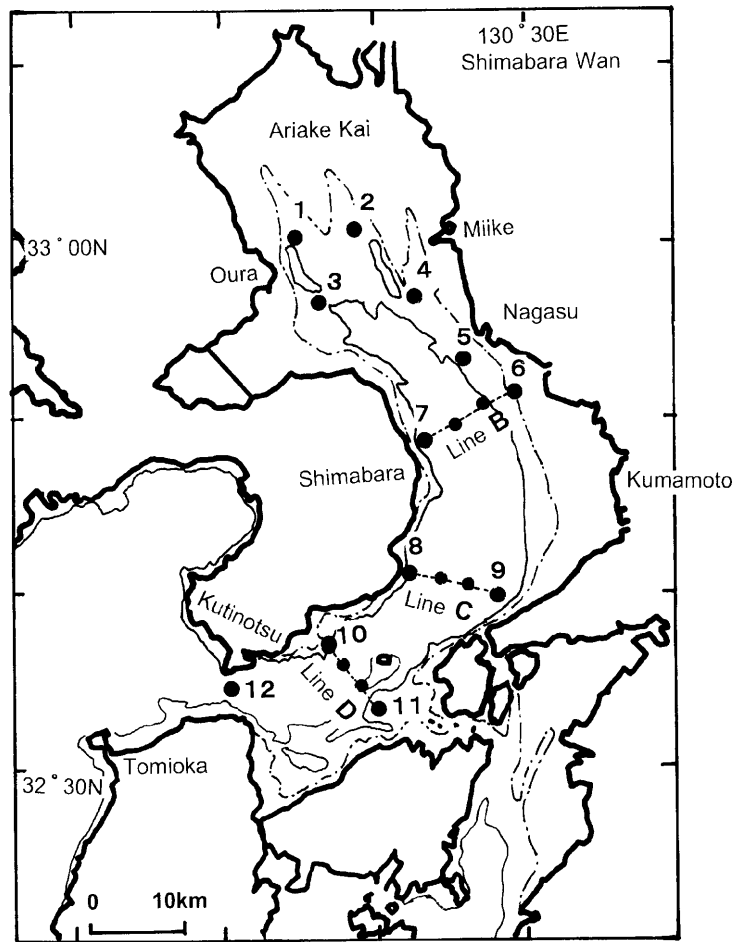


Fig. 1b. Tidal current stations and CTD observation lines in May 2001.

2. 観測及び資料整理概要

観測は、平成13年5月10日～28日まで15昼夜潮流連続観測12点を行うとともに、大潮期（20-22日）に3測線で、上げ潮・下げ潮それぞれの水温・塩分・ADCPの断面観測を実施した（第

1表、第1図b）。潮流測点は、できるだけ昭和48年の測点に近くに設定した。資料整理にあたっては、新旧で比較するため、前回の資料も再整理して同じ計算処理を行った。

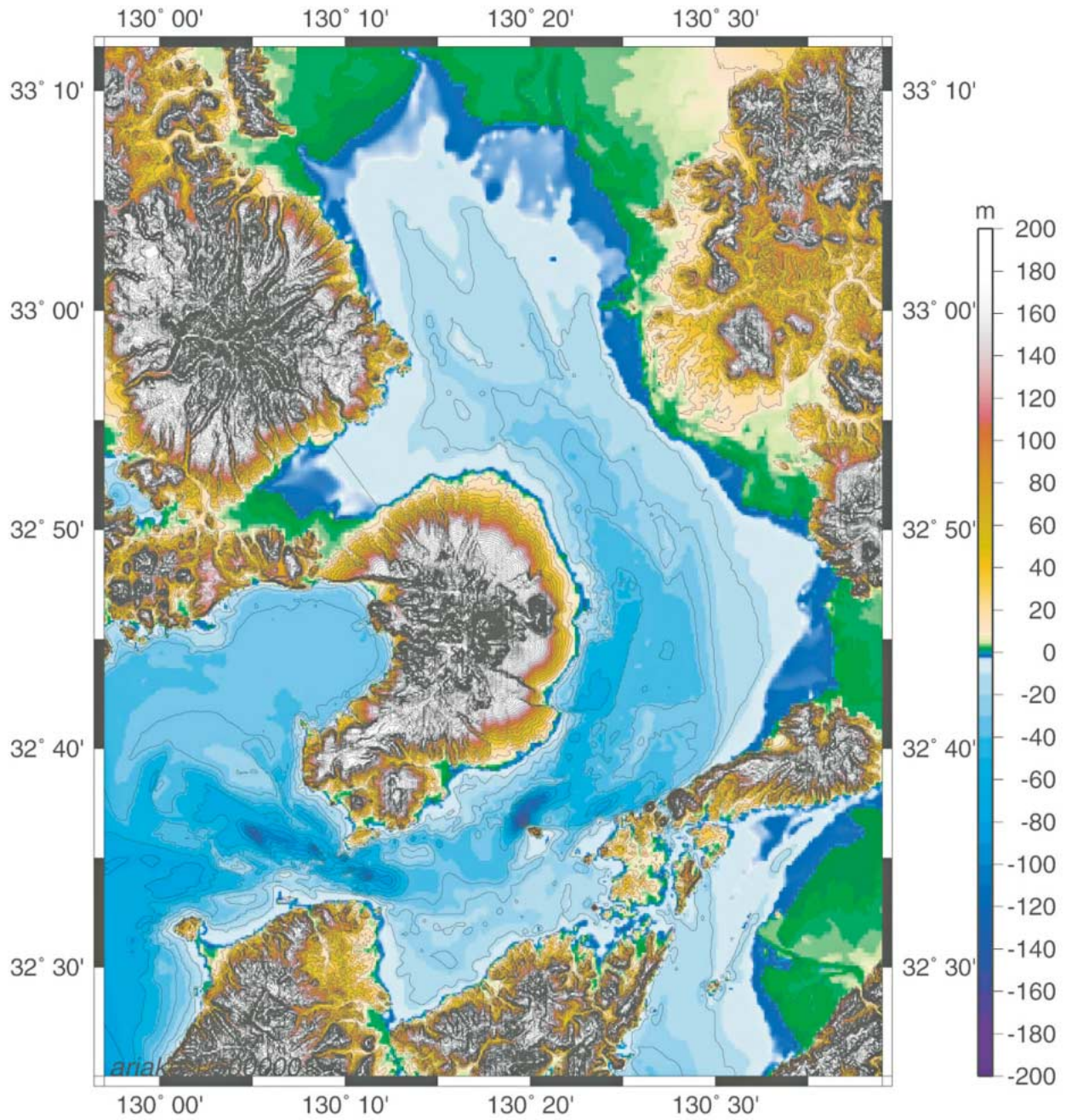


Fig. 1c. Topographical map of Ariake Bay, drawn by N. SASAHARA using GMT graphic package (Wessel and Smith, 1998) with J-BIRD depth data from Japan Oceanographic Data Center and digital land height data from Geographical Survey Institute.

2. 1 資料整理及び解析

潮流の測定間隔は10分または20分とし、短周期雑音を除くため重み付き移動平均による平滑処理（注1）を行った後、毎時値を取り出し、基本データとした。15昼夜観測データについては、東方分速・北方分速毎に最小自乗法により10分潮に調和分解（小田巻 1980）、さらに主方向統一常数を算出した（第2表、潮流調和分解成果）。昭和48年観測データについても、読み取りデータから同様に処理しなおしたが、測点5,6に関しては、欠測や不良データがあったため数昼夜調和分解とし、8分潮の算出にとどめた。昭和48年の一昼夜観測データは、半日、1日、1/4日周潮に分解した。半日周潮成分等を比較するには、月

齢による変化を補正する必要があることから、最寄りの15昼夜点の調和常数によって平均大潮（ M_2+S_2 ）に換算した。同様に、15昼夜点についても平均大潮（ M_2+S_2 ）の潮流を求めて比較した。

なお、関連データとして大浦・三角・口之津の験潮資料並びに周辺の海上風資料、筑後川・菊池川の河川流量資料を収集した。

（注1）平滑処理の計算式：流速観測データ V_i （添字 i は、データ番号）として、平滑値 V_i' は、 $i = i-3 \sim i+3$ の七個のデータを使って、

$$V_i' = \{-2(V_{i-3} + V_{i+3}) + 3(V_{i-2} + V_{i+2}) + 6(V_{i-1} + V_{i+1}) + 7V_i\} / 21$$

とした。

Table 1. Elements of tidal current observation in Ariake Bay, May 2001. See Figure 1 b.

(1) Observation date	from 2001 May 10th to 28th (18 days)
(2) Tidal current observation (15 days) : 12 stations	
1 layer observation	: current meter moored at 3 m below the sea surface
Station	: 1, 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12
Current meter	: Ono-type (MTC-III, Kyowa-Shoko ltd.)
Multi layer observation	: ADCP current meter moored at 1 m below the sea surface
Station	: 4, 7, 10.
Current meter	: Acoustic Doppler Current Profiler (WorkHorse, RDI), directed to downward.
(3) Temperature and salinity observation by CTD : 3 lines	
Line B	: at the flood and ebb of May 21st
Line C	: at the flood and ebb of May 20th
Line D	: at the flood and ebb of May 22nd
Observation timing	: From 1 hour before the time of maximum flood or ebb current to just before the time at Hayasaki-seto. After T/S observation, current profile observation was carried out along the line using ship mounted ADCP at the time of maximum flood and ebb current.
(4) Observation Ship	: HL05 "Kaiyo" (550ton)

Table 2. Harmonic Constants table of tidal currents (1) Results of 15 days observations in 2001 and 1973 re-analyzed

Tidal Current Observation / Harmonic Cnst		M ₂	S ₂	K ₂	N ₂	K ₁	O ₁	P ₁	Q ₁	M ₄	MS ₄	S ₀	Const.	
Station 1 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 11~ 5. 26 Position 33° 0' 12"N 130° 14' 48"E	North Cmp.	V (kn)	0.509	0.248	0.067	0.115	0.069	0.054	0.023	0.024	0.048	0.046	-0.021	
		K (°)	191.3	218.7	218.7	190.9	166.7	171.4	166.7	101.3	285.8	277.2		
	East Cmp.	V (kn)	0.246	0.095	0.026	0.037	0.014	0.027	0.005	0.004	0.024	0.032	0.046	
		K (°)	357.6	10.2	10.2	32.2	344.7	325.3	344.7	148.3	15.1	45.9		
	Main dir. 338°	V (kn)	0.562	0.262	0.071	0.120	0.069	0.059	0.023	0.021	0.045	0.051	-0.037	114.7
		K (°)	189.1	214.9	214.9	193.3	166.5	167.1	166.5	98.7	274.2	266.6		0.05
Station 2 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 11~ 5. 26 Position 33° 0' 42"N 130° 18' 30"E	North Cmp.	V (kn)	0.773	0.381	0.104	0.157	0.072	0.067	0.024	0.006	0.066	0.052	-0.059	
		K (°)	180.0	214.0	214.0	190.4	132.3	138.8	132.3	24.0	288.3	296.6		
	East Cmp.	V (kn)	0.339	0.128	0.035	0.068	0.008	0.034	0.003	0.019	0.024	0.016	0.052	
		K (°)	341.2	10.3	10.3	348.5	49.9	289.6	49.9	344.7	43.0	65.9		
	Main dir. 340°	V (kn)	0.837	0.399	0.108	0.169	0.067	0.073	0.022	0.004	0.066	0.052	-0.073	138.6
		K (°)	177.5	211.5	211.5	187.5	134.6	134.4	134.6	106.0	282.0	292.0		0.079
Station 3 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 11~ 5. 26 Position 32° 56' 30"N 130° 16' 24"E	North Cmp.	V (kn)	0.592	0.273	0.074	0.148	0.068	0.061	0.022	0.015	0.008	0.037	0.001	
		K (°)	187.1	225.5	225.5	202.9	126.3	180.2	126.3	153.0	181.2	270.5		
	East Cmp.	V (kn)	0.550	0.257	0.070	0.094	0.028	0.082	0.009	0.032	0.021	0.025	-0.006	
		K (°)	350.7	28.3	28.3	355.2	2.0	339.7	2.0	354.6	222.5	283.8		
	Main dir. 318°	V (kn)	0.800	0.371	0.101	0.168	0.063	0.099	0.021	0.032	0.011	0.012	0.005	276.2
		K (°)	179.7	217.7	217.7	192.9	140.5	169.0	140.5	167.3	64.6	252.1		0.006
Station 4 Layer 5.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 56' 48"N 130° 22' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.996	0.432	0.118	0.079	0.063	0.063	0.021	0.026	0.028	0.023	-0.073	
		K (°)	164.6	201.2	201.2	133.4	101.8	95.4	101.8	219.2	257.3	257.3		
	East Cmp.	V (kn)	0.324	0.177	0.048	0.034	0.012	0.033	0.004	0.004	0.022	0.019	-0.040	
		K (°)	336.1	19.1	19.1	4.5	297.1	266.6	297.1	73.8	254.0	346.2		
	Main dir. 341°	V (kn)	1.046	0.466	0.127	0.082	0.063	0.071	0.021	0.026	0.020	0.023	-0.056	208.4
		K (°)	163.7	200.9	200.9	139.5	102.7	94.1	102.7	221.0	258.5	241.0		0.083
Station 4 Layer 5.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 56' 48"N 130° 22' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.976	0.418	0.114	0.077	0.060	0.072	0.020	0.026	0.029	0.017	-0.049	
		K (°)	161.9	195.9	195.9	130.9	114.9	75.2	114.9	221.7	262.8	273.5		
	East Cmp.	V (kn)	0.344	0.148	0.040	0.040	0.027	0.019	0.009	0.004	0.015	0.003	-0.009	
		K (°)	338.6	20.9	20.9	12.4	291.8	247.5	291.8	2.0	266.4	218.8		
	Main dir. 341°	V (kn)	1.035	0.443	0.121	0.079	0.066	0.074	0.022	0.026	0.022	0.016	-0.043	190.9
		K (°)	161.5	196.4	196.4	139.3	114.4	74.5	114.4	219.7	262.0	276.9		0.05
Station 4 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 56' 48"N 130° 22' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.540	0.189	0.051	0.063	0.026	0.010	0.009	0.030	0.123	0.116	-0.075	
		K (°)	156.4	199.9	199.9	244.1	163.6	331.0	163.6	221.5	64.8	88.6		
	East Cmp.	V (kn)	0.058	0.016	0.029	0.035	0.033	0.012	0.026	0.046	0.040	0.082		
		K (°)	346.9	38.8	38.8	356.3	269.8	160.2	269.8	95.1	242.8	255.3		
	Main dir. 334°	V (kn)	0.591	0.194	0.053	0.062	0.032	0.024	0.010	0.035	0.130	0.121	-0.103	132.1
		K (°)	158.3	202.3	202.3	233.2	135.4	336.7	135.4	236.9	64.5	86.7		0.111
Station 5 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 11~ 5. 26 Position 32° 53' 18"N 130° 25' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.953	0.421	0.115	0.177	0.045	0.098	0.015	0.019	0.049	0.007	-0.071	
		K (°)	173.7	205.3	205.3	163.5	141.3	112.6	141.3	117.7	101.1	150.6		
	East Cmp.	V (kn)	0.569	0.217	0.059	0.075	0.042	0.047	0.014	0.039	0.002	0.017	0.088	
		K (°)	348.5	14.4	14.4	350.2	346.8	288.0	346.8	257.3	87.9	8.3		
	Main dir. 330°	V (kn)	1.109	0.472	0.128	0.190	0.059	0.108	0.019	0.033	0.042	0.014	-0.106	129.1
		K (°)	172.4	202.8	202.8	164.8	150.1	111.6	150.1	95.5	101.4	172.8		0.113
Station 6 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 11~ 5. 26 Position 32° 51' 24"N 130° 29' 12"E	North Cmp.	V (kn)	0.773	0.317	0.086	0.107	0.047	0.085	0.016	0.020	0.039	0.029	-0.040	
		K (°)	167.0	197.8	197.8	173.9	138.8	99.0	138.8	302.7	141.8	227.9		
	East Cmp.	V (kn)	0.330	0.118	0.032	0.051	0.015	0.026	0.005	0.015	0.019	0.038	-0.031	
		K (°)	333.9	5.6	5.6	339.6	254.7	241.3	254.7	8.0	283.4	19.9		
	Main dir. 339°	V (kn)	0.837	0.338	0.092	0.118	0.047	0.087	0.015	0.017	0.042	0.040	-0.027	217.5
		K (°)	165.2	196.3	196.3	171.7	133.0	95.3	133.0	286.8	136.1	218.6		0.051
Station 7 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 48' 42"N 130° 23' 18"E	North Cmp.	V (kn)	0.586	0.270	0.074	0.173	0.013	0.082	0.004	0.034	0.096	0.103	-0.083	
		K (°)	169.1	204.1	204.1	145.3	201.7	44.7	201.7	14.1	198.1	199.3		
	East Cmp.	V (kn)	0.079	0.122	0.033	0.208	0.030	0.039	0.010	0.052	0.056	0.033	0.038	
		K (°)	28.0	48.2	48.2	349.3	234.2	154.8	234.2	9.0	242.1	339.8		
	Main dir. 351°	V (kn)	0.588	0.285	0.078	0.202	0.010	0.084	0.003	0.025	0.089	0.106	-0.088	155.5
		K (°)	169.8	205.7	205.7	149.1	185.8	40.7	185.8	15.8	194.1	197.5		0.091
Station 7 Layer 5.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 48' 42"N 130° 23' 18"E	North Cmp.	V (kn)	0.627	0.296	0.080	0.184	0.025	0.093	0.008	0.004	0.087	0.109	-0.114	
		K (°)	168.5	204.4	204.4	157.0	188.1	47.2	188.1	134.7	219.1	208.9		
	East Cmp.	V (kn)	0.204	0.156	0.042	0.178	0.041	0.031	0.013	0.058	0.041	0.045	0.032	
		K (°)	347.5	26.5	26.5	349.9	284.5	177.5	284.5	24.5	210.9	12.4		
	Main dir. 336°	V (kn)	0.656	0.334	0.091	0.239	0.030	0.094	0.010	0.025	0.064	0.117	-0.117	164.4
		K (°)	168.4	204.8	204.8	160.8	155.0	41.3	155.0	195.9	221.2	206.4		0.118
Station 7 Layer 10.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 48' 42"N 130° 23' 18"E	North Cmp.	V (kn)	0.866	0.360	0.098	0.131	0.063	0.063	0.021	0.041	0.051	0.060	-0.130	
		K (°)	159.4	191.3	191.3	128.4	140.6	78.0	140.6	100.0	264.2	259.5		
	East Cmp.	V (kn)	0.422	0.169	0.046	0.048	0.050	0.019	0.017	0.006	0.015	0.024	0.012	
		K (°)	335.6	4.9	4.9	279.9	295.3	320.2	295.3	276.6	131.6	133.2		
	Main dir. 334°	V (kn)	0.963	0.397	0.108	0.136	0.077	0.061	0.026	0.039	0.051	0.061	-0.122	174.9
		K (°)	158.7	190.1	190.1	124.2	133.7	84.7	133.7	99.8	269.7	267.3		0.131
Station 8 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32° 41' 6"N 130° 22' 30"E	North Cmp.	V (kn)	1.510	0.643	0.175	0.168	0.075	0.099	0.025	0.021	0.194	0.103	-0.232	
		K (°)	153.1	186.4	186.4	148.2	120.9	93.9	120.9	104.0	318.0	324.1		
	East Cmp.	V (kn)	0.693	0.284	0.077	0.149	0.116	0.090	0.038	0.027	0.106	0.103	-0.086	
		K (°)	170.3	203.8	203.8	183.9	78.4	37.9	78.4	298.0	89.6	118.0		
	Main dir. 27°	V (kn)	1.649	0.697	0.190	0.208	0.111	0.116	0.037	0.008	0.146	0.054	-0.246	200.3
		K (°)	156.3	189.5	189.5	159.0	102.5	77.1	102.5	82.0	332.1	345.9		0.248

Comparative Tidal Current Observation in Ariake Bay with the Previous Results

Table 2. (1) , Continued

Tidal Current Observation / Harmonic Cnst		M ₂	S ₂	K ₂	N ₂	K ₁	O ₁	P ₁	Q ₁	M ₄	MS ₄	S ₀	Const.
Station 9 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°39' 54"N 130°27' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.667	0.311	0.084	0.167	0.029	0.064	0.010	0.011	0.032	0.032	-0.026
		K (°)	179.6	221.3	221.3	210.0	127.5	111.3	127.5	43.4	154.3	231.1	
	East Cmp.	V (kn)	0.420	0.146	0.040	0.077	0.078	0.037	0.026	0.016	0.010	0.011	-0.059
		K (°)	184.8	232.4	232.4	234.3	103.4	128.6	103.4	272.1	39.1	119.0	
	Main dir. 33°	V (kn)	0.787	0.339	0.092	0.179	0.066	0.073	0.022	0.007	0.025	0.025	-0.054
		K (°)	181.1	223.9	223.9	215.5	112.2	116.0	112.2	338.9	143.4	218.6	
Station 10 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°36' 42"N 130°17' 0"E	North Cmp.	V (kn)	1.147	0.440	0.120	0.107	0.079	0.044	0.026	0.008	0.085	0.040	-0.113
		K (°)	160.6	200.5	200.5	128.9	128.5	99.5	128.5	324.2	301.7	303.0	
	East Cmp.	V (kn)	1.089	0.474	0.129	0.452	0.110	0.083	0.037	0.069	0.098	0.078	-0.096
		K (°)	172.8	217.6	217.6	149.3	141.8	130.1	141.8	122.6	195.1	220.3	
	Main dir. 46°	V (kn)	1.571	0.639	0.174	0.396	0.134	0.088	0.044	0.045	0.078	0.066	-0.147
		K (°)	166.7	209.6	209.6	145.6	136.3	119.9	136.3	120.1	241.4	244.8	
Station 10 Layer 5.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°36' 42"N 130°17' 0"E	North Cmp.	V (kn)	1.100	0.494	0.134	0.147	0.103	0.040	0.034	0.018	0.083	0.027	-0.108
		K (°)	160.4	200.7	200.7	129.0	134.0	69.4	134.0	231.9	294.1	276.6	
	East Cmp.	V (kn)	1.207	0.592	0.161	0.462	0.091	0.095	0.030	0.021	0.065	0.087	-0.100
		K (°)	172.1	198.6	198.6	163.6	139.8	105.1	139.8	5.0	211.7	226.5	
	Main dir. 49°	V (kn)	1.624	0.770	0.210	0.431	0.136	0.094	0.045	0.012	0.078	0.078	-0.146
		K (°)	166.9	199.5	199.5	156.3	136.9	95.8	136.9	315.9	255.5	236.5	
Station 10 Layer 10.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°36' 42"N 130°17' 0"E	North Cmp.	V (kn)	1.134	0.495	0.135	0.104	0.108	0.030	0.036	0.025	0.069	0.048	-0.124
		K (°)	160.5	194.4	194.4	170.4	144.0	90.3	144.0	247.7	301.2	293.2	
	East Cmp.	V (kn)	1.557	0.650	0.177	0.179	0.118	0.063	0.039	0.048	0.030	0.032	-0.064
		K (°)	162.9	194.9	194.9	169.0	147.3	86.0	147.3	268.7	323.9	251.8	
	Main dir. 53°	V (kn)	1.926	0.817	0.222	0.206	0.159	0.069	0.053	0.053	0.064	0.051	-0.125
		K (°)	162.1	194.7	194.7	169.4	145.9	87.1	145.9	262.8	309.5	273.5	
Station 11 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°33' 36"N 130°19' 54"E	North Cmp.	V (kn)	0.467	0.188	0.051	0.060	0.036	0.013	0.012	0.022	0.017	0.017	-0.041
		K (°)	163.7	192.1	192.1	162.4	130.9	290.6	130.9	195.3	209.1	249.7	
	East Cmp.	V (kn)	1.172	0.481	0.131	0.099	0.151	0.052	0.050	0.051	0.031	0.035	-0.038
		K (°)	157.1	188.3	188.3	179.5	137.7	101.7	137.7	210.2	89.0	83.2	
	Main dir. 70°	V (kn)	1.260	0.517	0.141	0.112	0.154	0.044	0.051	0.055	0.027	0.027	-0.049
		K (°)	157.9	188.8	188.8	176.5	137.2	100.8	137.2	208.1	99.8	86.0	
Station 12 Layer 3.0 m Date 2001. 5. 12~ 5. 27 Position 32°34' 36"N 130°10' 42"E	North Cmp.	V (kn)	0.537	0.304	0.083	0.082	0.104	0.097	0.035	0.028	0.321	0.127	-0.283
		K (°)	8.7	37.1	37.1	35.7	302.5	251.6	302.5	188.3	220.3	237.3	
	East Cmp.	V (kn)	2.602	1.043	0.284	0.330	0.290	0.217	0.096	0.072	0.199	0.126	-0.171
		K (°)	165.5	197.4	197.4	197.3	121.5	121.2	121.5	165.0	286.1	314.1	
	Main dir. 283°	V (kn)	2.646	1.081	0.294	0.339	0.306	0.226	0.101	0.064	0.177	0.119	0.101
		K (°)	346.5	18.7	18.7	18.3	301.5	296.8	301.5	342.7	128.5	147.9	
Station S1 Layer 3.0 m Date 1973. 8. 26~ 9. 10 Position 33° 4' 30"N 130°14' 48"E	North Cmp.	V (kn)	0.537	0.235	0.064	0.087	0.069	0.013	0.023	0.050	0.049	0.068	0.031
		K (°)	180.3	209.4	209.4	237.6	141.9	285.3	141.9	19.4	223.3	220.5	
	East Cmp.	V (kn)	0.265	0.104	0.028	0.107	0.035	0.045	0.012	0.049	0.004	0.036	-0.002
		K (°)	329.8	357.0	357.0	345.2	279.2	39.0	279.2	145.1	176.8	242.7	
	Main dir. 334°	V (kn)	0.585	0.251	0.068	0.102	0.074	0.026	0.024	0.060	0.043	0.047	0.029
		K (°)	174.6	203.9	203.9	211.9	133.7	243.2	133.7	2.8	225.0	213.3	
Station S2/4 (H13) Layer 3.0 m Date 1973. 8. 26~ 9. 10 Position 32°57' 6"N 130°22' 36"E	North Cmp.	V (kn)	0.661	0.358	0.097	0.120	0.048	0.057	0.016	0.024	0.022	0.024	-0.066
		K (°)	174.1	192.0	192.0	272.4	104.4	93.9	104.4	13.9	312.2	348.5	
	East Cmp.	V (kn)	0.178	0.052	0.014	0.057	0.012	0.007	0.004	0.011	0.033	0.061	0.038
		K (°)	349.2	352.4	352.4	56.3	257.4	119.4	257.4	105.0	335.6	1.9	
	Main dir. 349°	V (kn)	0.683	0.360	0.098	0.127	0.049	0.054	0.016	0.023	0.016	0.012	-0.072
		K (°)	173.8	191.5	191.5	269.4	103.2	93.3	103.2	8.8	302.8	335.1	
Station S3 Layer 3.0 m Date 1973. 8. 28~ 9. 12 Position 32°51' 24"N 130°29' 12"E	North Cmp.	V (kn)	0.650	0.275	0.075	0.121	0.017	0.035	0.005	0.022	0.023	0.011	-0.006
		K (°)	173.6	198.8	198.8	203.5	93.5	105.7	93.5	299.8	333.7	241.9	
	East Cmp.	V (kn)	0.269	0.121	0.033	0.057	0.039	0.017	0.013	0.006	0.021	0.008	-0.046
		K (°)	337.3	11.6	11.6	354.1	251.0	287.0	251.0	190.4	94.9	15.3	
	Main dir. 335°	V (kn)	0.700	0.300	0.082	0.131	0.031	0.039	0.010	0.021	0.026	0.013	0.014
		K (°)	171.0	197.6	197.6	198.4	81.7	106.0	81.7	305.8	317.3	231.0	
Station S4/7 (H13) Layer 3.0 m Date 1973. 8. 28~ 9. 12 Position 32°48' 42"N 130°23' 18"E	North Cmp.	V (kn)	0.378	0.176	0.048	0.052	0.031	0.050	0.010	0.042	0.031	0.041	-0.225
		K (°)	164.2	203.6	203.6	333.4	118.0	75.6	118.0	78.6	223.3	248.4	
	East Cmp.	V (kn)	0.346	0.142	0.039	0.045	0.033	0.021	0.011	0.015	0.023	0.053	0.017
		K (°)	352.4	23.4	23.4	105.9	279.3	182.1	279.3	142.7	152.5	178.0	
	Main dir. 320°	V (kn)	0.511	0.226	0.062	0.063	0.044	0.044	0.015	0.030	0.024	0.038	-0.184
		K (°)	167.7	203.5	203.5	313.7	109.2	58.8	109.2	61.0	259.4	306.5	
Station S5/10 (H13) Layer 3.0 m Date 1973. 9. 2~ 9. 13 Position 32°36' 48"N 130°16' 54"E	North Cmp.	V (kn)	1.014	0.391	0.106	-	0.045	0.026	0.015	-	0.040	0.056	-0.487
		K (°)	112.8	139.4	139.4	-	33.4	61.5	33.4	-	130.7	152.9	
	East Cmp.	V (kn)	1.227	0.523	0.142	-	0.069	0.042	0.023	-	0.034	0.025	-0.320
		K (°)	133.0	150.4	150.4	-	84.3	76.7	84.3	-	188.9	133.1	
	Main dir. 52°	V (kn)	1.567	0.650	0.177	-	0.075	0.049	0.025	-	0.045	0.053	-0.551
		K (°)	125.2	146.4	146.4	-	67.7	71.9	67.7	-	161.5	145.6	
Station S6 Layer 3.0 m Date (11Days) 1973. 9. 2~ 9. 13 Position 32°34' 42"N 130°10' 48"E	North Cmp.	V (kn)	0.484	0.234	0.064	-	0.059	0.074	0.020	-	0.270	0.151	-0.550
		K (°)	140.6	148.3	148.3	-	171.4	50.1	171.4	-	161.6	157.3	
	East Cmp.	V (kn)	1.373	0.581	0.158	-	0.180	0.077	0.060	-	0.232	0.258	-0.829
		K (°)	138.4	175.0	175.0	-	88.8	106.7	88.8	-	209.8	228.5	
	Main dir. 71°	V (kn)	1.455	0.618	0.168	-	0.174	0.089	0.058	-	0.285	0.264	-0.962
		K (°)	138.6	171.8	171.8	-	95.1	93.5	95.1	-	196.5	218.4	

Table 2. Harmonic Constants table of tidal currents (2) Results of 1 day observations re-analyzed

Station	Layer	Position	Obs. Date	Axis	Diurnal			Semi-diurnal			1/4-diurnal			Mean Flow	
					Dir. (°)	Vel. (knot)	Lag (°)	Dir. (°)	Vel. (knot)	Lag (°)	Dir. (°)	Vel. (knot)	Lag (°)	Dir. (°)	Vel. (knot)
S2(H4)	5	32°57'6"N 130°22'36"E	1973.8.26~27	L	52.5	0.094	308.9	326.3	0.871	183.1	49.6	0.070	166.2	218.2	0.234
				S	142.5	0.016	38.9	56.3	0.021	273.1	139.6	0.021	256.2		
S2(H4)	10	32°57'6"N 130°22'36"E	1973.8.26~27	L	338.3	0.204	130.8	343.8	1.078	174.9	37.9	0.017	288.0	230.9	0.049
				S	68.3	0.043	40.8	73.8	0.054	84.9	127.9	0.000	18.0		
S4(H7)	5	32°48'42"N 130°23'18"E	1973.8.31~9.1	L	339.8	0.152	213.2	317.6	0.904	139.5	313.3	0.180	225.7	178.4	0.203
				S	69.8	0.004	123.2	47.6	0.099	49.5	43.3	0.051	135.7		
S4(H7)	10	32°48'42"N 130°23'18"E	1973.8.31~9.1	L	320.0	0.084	207.0	336.5	1.371	139.8	357.0	0.225	207.2	181.7	0.231
				S	50.0	0.010	297.0	66.5	0.034	49.8	87.0	0.065	117.2		
S5(H10)	5	32°36'36"N 130°16'42"E	1973.9.11~12	L	52.9	0.071	300.5	53.6	1.777	145.8	74.6	0.199	101.0	222.2	0.638
				S	142.9	0.001	210.5	143.6	0.190	235.8	164.6	0.039	11.0		
S5(H10)	10	32°36'36"N 130°16'42"E	1973.9.11~12	L	30.1	0.036	272.8	35.7	1.418	142.7	21.8	0.273	89.4	198.3	0.606
				S	120.1	0.005	2.8	125.7	0.170	232.7	111.8	0.028	359.4		
S16	3	33°43'6"N 130°18'6"E	1973.9.10~11	L	61.9	0.051	288.8	355.1	0.639	200.7	303.7	0.081	56.7	270.9	0.151
				S	151.9	0.014	198.8	85.1	0.191	290.7	33.7	0.057	146.7		
S24	3	32°41'6"N 130°22'36"E	1973.8.30~31	L	318.3	0.121	142.2	16.3	2.599	149.7	341.4	0.330	291.7	185	0.556
				S	48.3	0.008	52.2	106.3	0.409	239.7	71.4	0.040	21.7		
S24	3	32°41'6"N 130°22'36"E	1973.9.7~8	L	68.6	0.077	339.5	47.6	1.096	180.2	21.5	0.077	316.9	177.6	0.05
				S	158.6	0.021	249.5	137.6	0.067	90.2	111.5	0.041	46.9		
S25	3	32°38'18"N 130°27'0"E	1973.8.30~31	L	9.0	0.098	24.6	38.4	1.342	176.9	22.1	0.076	261.3	221.6	0.05
				S	99.0	0.022	114.6	128.4	0.129	266.9	112.1	0.024	351.3		
S25	3	32°38'18"N 130°27'0"E	1973.9.7~8	L	312.8	0.066	349.2	52.2	0.646	156.7	88.6	0.095	322.6	212	0.147
				S	42.8	0.013	259.2	142.2	0.123	246.7	178.6	0.023	52.6		
S26	3	32°33'18"N 130°18'42"E	1973.8.29~30	L	47.1	0.092	187.5	66.8	1.707	158.9	305.2	0.144	205.0	250.3	0.019
				S	137.1	0.005	97.5	156.8	0.019	68.9	35.2	0.005	115.0		
S26	3	32°33'18"N 130°18'42"E	1973.9.6~7	L	49.2	0.293	317.7	63.4	0.468	219.1	32.5	0.064	293.5	252.3	0.454
				S	139.2	0.026	47.7	153.4	0.041	309.1	122.5	0.019	203.5		

Table 2. Harmonic Constants table of tidal currents (3) Reference tidal current harmonic constants of Hayasaki Seto.

Tidal Current Observation / Harmonic Cnst		M ₂	S ₂	K ₂	N ₂	K ₁	O ₁	P ₁	Q ₁	M ₄	MS ₄	S ₀	Const.
Station Hayasaki Layer 4.0 m	North Cmp.	V (kn)	2.427	0.913	0.249		0.238	0.074	0.079		0.433	0.243	-1.060
		K (°)	355.2	16.3	16.3		314.3	252.5	314.3		205.8	199.1	
Date 1955. 5. 19~ 6. 3	East Cmp.	V (kn)	3.560	1.066	0.290		0.251	0.179	0.084		0.417	0.257	-0.720
		K (°)	172.7	197.0	197.0		137.7	136.5	137.7		196.8	193.8	
Position 32°34'23"N 130°9'43"E	Main dir. 117°	V (kn)	4.274	1.364	0.372		0.331	0.177	0.110		0.180	0.120	
		K (°)	173.3	196.8	196.8		136.5	126.7	136.5		186.7	189.1	

3. 有明海の潮汐・潮流概要

新旧比較の前に、前回の観測結果（海上保安庁水路部 1974）並びに既存の報告（海上保安庁水路部 1951, 1959, 1994）をもとに有明海の地形並びに潮汐・潮流の概要について述べる。

3.1 地形概要

有明海は、全長約90kmに対し幅が約16km、面積約1500km²、容積約31km³、平均水深が約20mの細長く湾曲した湾となっている（第1図a）。湾の幅を見ると、多比良-長洲、有家-大矢野島の二つの狭窄部があり、湾口の早崎瀬戸は、幅約5kmと著しく狭くなっている。

海底地形（第1図c）を見ると、湾北部は、水深5m以浅の浅海域が拡がり、住之江川や筑後川に繋がる滞筋と干潟が顕著である。三池港から大浦に至る付近では、湾軸に沿った列状の高まり（海底砂州）と深み（海釜）が並んでおり、その北側は前述の滞筋に繋がっている。海底砂州の水深は10mよりも浅く、海釜の水深は20mよりも深くなっており、海底砂州は西側で海釜に向かって急傾斜となっている。大浦から多比良に至る諫早湾口付近にも海底砂州がある。これらの干潟や滞筋、海底砂州や海釜は、潮流分布に関係していると言われている（水路部 1959）。湾中央部の熊本沿岸にも干潟や緑川に繋がる滞筋が発達している。湾中央部から早崎瀬戸に向けて島原半島沿いに

水深30m以深の深みが広がっているが、この深みは、早崎瀬戸西部の鞍部で切れており、外海とは繋がっていない。この深みの主要部は、湯島の北側を通り、湯島の南側で天草上島北側の海域は比較的浅くなっている。湯島の北側、湯島瀬戸には最大水深120m近い海釜がある。湾口の早崎瀬戸は、有明海の容積に比べて断面積が小さく、大潮時には5ノット以上に達する潮流が発達するため、早崎瀬戸西部の鞍部を挟んで東西に延びた二つの細長い海釜が見られるが、南側には天草下島北側から富岡に至る浅所が分布し、北側には島原半島南端の岬（瀬詰埼）が張り出しているため、はなはだ複雑な地形となっている。さらに、早崎瀬戸西側の海釜の南北には、潮流の反流渦によると見られる海底地形の高まりがある。

このような干潟や滯筋、海底砂州や海釜の形成には、潮汐・潮流が関係しているが、逆に、この

ような地形が潮流分布などに影響し、多少の場所のズレでも流れが大きく異なる可能性があることに注意しなければならない。

なお、第1図cの海底地形図は、地形図描画ソフト（GMT graphic package (Wessel and Smith, 1998)）を使って、海域は日本海洋データセンターのJ-BIRD水深データ、陸域は国土地理院 数値地図50mメッシュ（標高）データをもとに、笹原昇主任研究官が編集作成した。

3.2 潮汐概要

有明海は、日本有数の潮汐の大きい海である。海図の水深の基準面（最低水面）は、潮汐を考慮して決められる。日本では、主要四分潮（ M_2 , S_2 , K_1 , O_1 ）の振幅和（ $H_m+H_s+H^l+H_o$ ）を Z_0 （平均水面と最低水面の差）の基準としており、潮汐の大きさの指標になる。第2図に有明海の Z_0 の区分

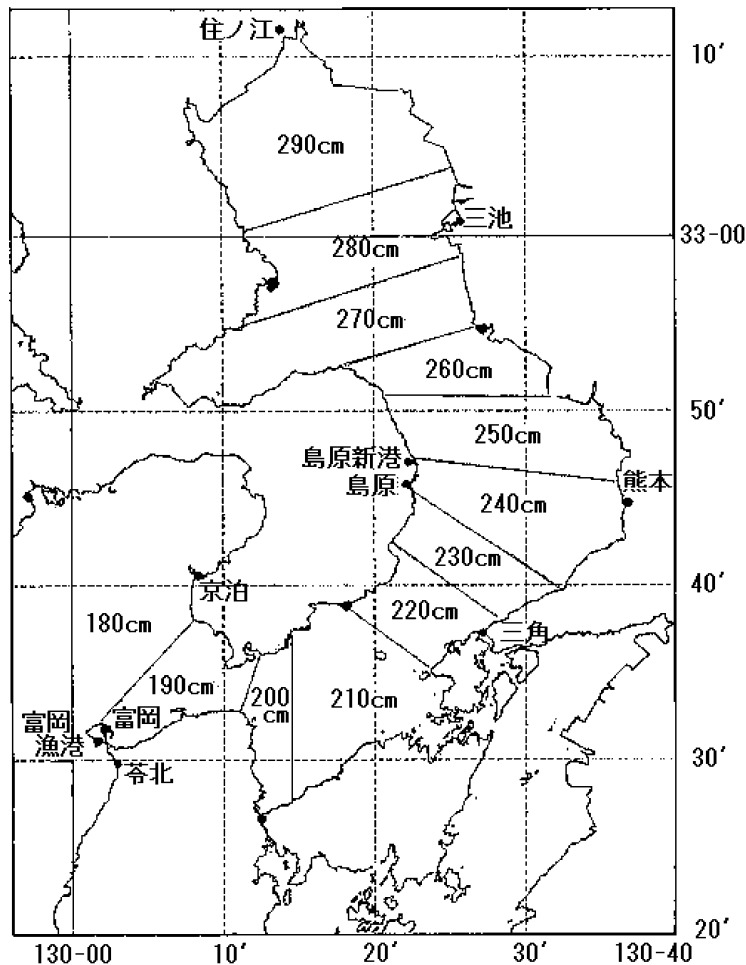


Fig. 2. Z_0 (Distance from Datum Level for chart depth to mean sea level) distribution in Ariake Bay.

図を示す。有明海の Z_0 は、湾外の富岡漁港で 1.7m、湾口部の口之津で 1.9m、湾奥の住之江で 2.9m と、湾外の 1.7 倍に増幅される。第 3 図に示すように、日周潮の振幅 $H'+H_0$ は比較的一様であり、有明海の大さな潮汐は、半日周潮 H_m+H_s の増幅によるものである。

潮時 ($K_m/29$) は、湾外で 7.8 時間、湾口で 8.6、湾奥で 9.2 時間となっている。湾内各地の潮時差は約 30 分以内で、湾内でほぼ一斉に高潮・低潮になる定常振動の様相を呈している。

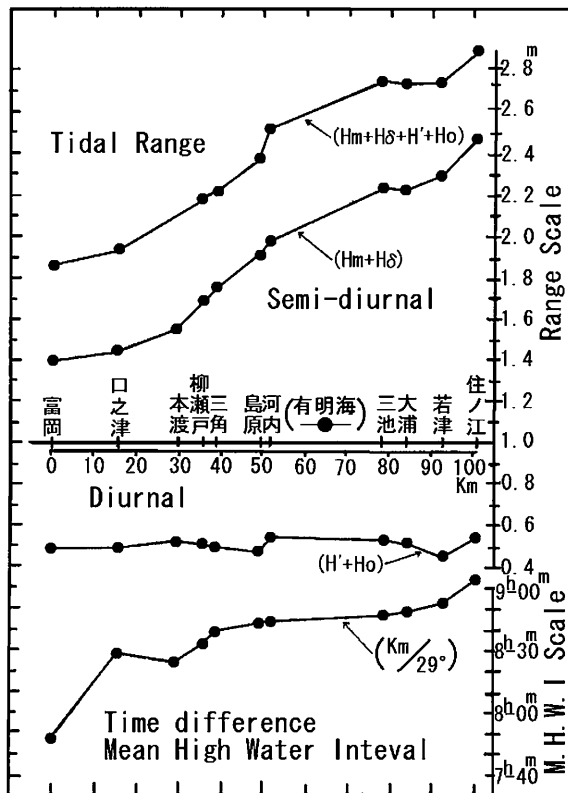


Fig. 3. Tidal range (upper) and phase lag (lower) distribution in Ariake Bay according to Maritime Safety Agency 1974.

3.3 潮流概要

有明海の潮汐の主要成分が半日周潮の定常振動になっていることに伴い、早崎瀬戸並びに湾内の潮流は、湾内の高低潮時に憩流、低潮後 3 時間で上げ潮流最強、高潮後 3 時間で下げ潮流最強となる。潮流の各分潮成分も、半日周潮が卓越する潮汐の特性を反映し、日周潮流は弱く、半日周潮流が卓越している。第 4-1, 2 図は、平均大潮

(M_2+S_2 の半日周潮と 1/4 日周潮成分) に換算した潮流を描いたもので、それぞれ早崎瀬戸の上げ潮流最強時、下げ潮流最強時の潮流分布を表している。観測層は表層 (ほとんどが海面下 3m) で、流速ベクトルには平均流 (恒流) を含んでいる。

上げ潮流 (第 4-1 図) では、湾外の富岡港沖まで 2-3 ノットの強流域が延びている。湾口部では、早崎瀬戸中央部で流速 5.4 ノットに達し、最狭部を通過した後は、島原半島側に沿って流速 2-3 ノットの潮流が見られる。三角から深江に至る海域では、島原半島側が強く、三角側が弱くなっている。その後、島原から熊本付近の海域では幅が広がって 2 ノット以下の流速となるが、長洲から有明にかけての狭窄部では、再び 2 ノット近くにまで流速が強くなる。三池から住之江にかけての湾奥部では、広がって流速が弱くなるものの、かなり奥部に至るまで 1 ノット近くの流速を保つ。

下げ潮流 (第 4-2 図) でも、湾最奥部で 1 ノット近い潮流が見られ、長洲から多比良にかけての狭窄部では 2 ノット以上の潮流が見られる。湾中央部では、島原半島に沿って流れ、熊本側よりも島原側の方が潮流が強い。その後、湾口に向けて流速が徐々に増し、有家から大矢野島に至る狭窄部では、湯島の南側よりも北側の湯島瀬戸が強い流速分布となっている。湾口付近では、早崎瀬戸で 7.1 ノットに達した後、湾外の富岡港沖まで 3 ノット近くの強流域が延びている。

第 5-1 図の潮流流速分布 (V_m+V_s) では、湾口に 6-7 ノットの最強部があり、湾奥に向かって徐々に弱くなっているが、湾の最奥部でも 1 ノット以上の流速が見られる。また湾中央部では、最深部に沿って流速の大きいところが延びている。

第 5-2 図の潮流潮時差分布 (早崎瀬戸基準) では、湾の中心軸に沿って潮時差 0 もしくは 0.5 時間遅れ程度の部分が湾奥まで延びている。諫早湾口南側から島原半島に沿って早崎瀬戸に至る岸沿い、及び三池港から熊本港に至る岸沿い、並びに柳の瀬戸から早崎瀬戸に至る沿岸部には、1 時間進みの領域が分布している。

このように有明海の潮流では、湾口の早崎瀬戸

で強い潮流が発生するだけでなく、2カ所の狭窄部の存在や、干潟や濠筋の発達した地形のために湾最奥部までかなりの流速を持った潮流が分布しており、さらに島原半島と熊本県側の岸寄りには、

1時間程度の潮流潮時進みの部分が見られるなど、第3図の潮汐分布に比べ複雑な様相となっている。

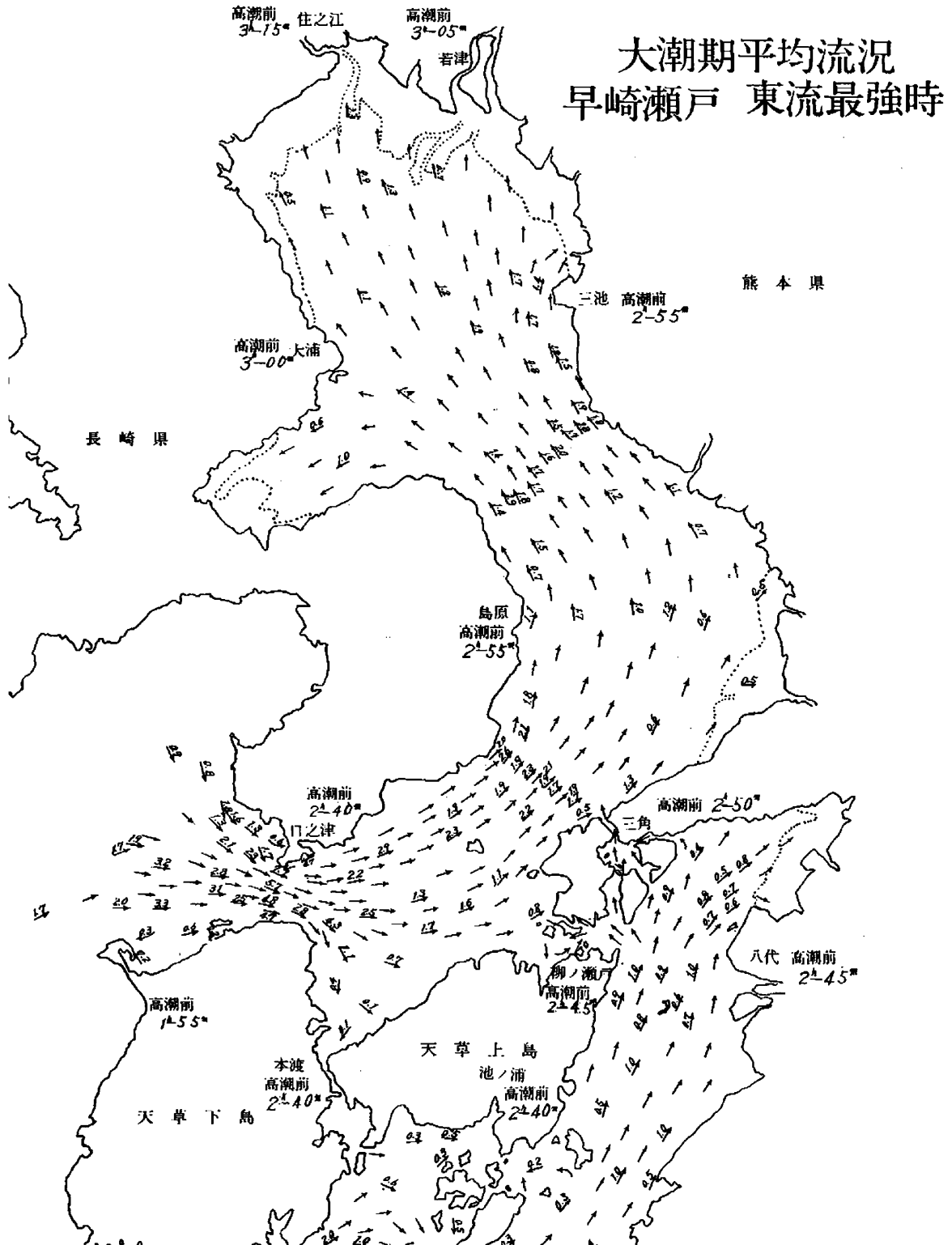


Fig. 4-1. Maximum flood tidal current chart 3m below the sea surface at the time of eastward current maximum in Hayasaki Seto according to MSA 1974.

3.4 平均流（恒流）概要

第6図は、有明海の表層平均流（海面下約3m層）の分布である。ただし観測期間は、一昼夜あるいは15昼夜などまちまちである。湾奥では、三池港付近から左遷する平均流が表れているが、

流速は0.1ノット以下である。湾中央部では、島原半島沿岸の南下流が顕著で、流速は中央部で0.2～0.6ノット、湾口付近では0.9ノットに達している。

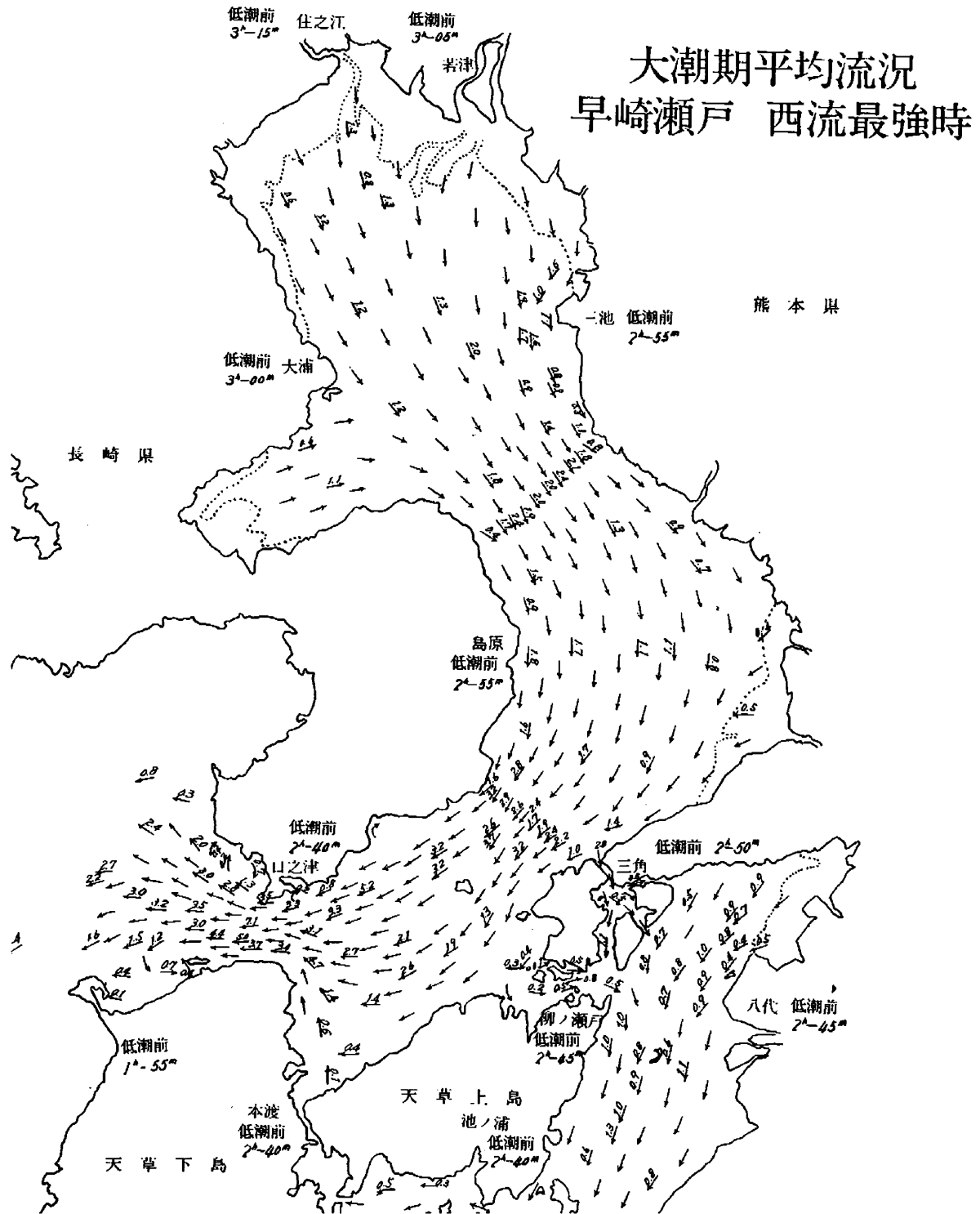


Fig. 4-2. Maximum ebb tidal current chart in 3m below sea surface in the time of westward current maximum in Hayasaki-Seto according to MSA 1974.

4. 今回の観測結果と旧資料の比較

4.1 上げ潮流・下げ潮流分布の比較

第7-1図は、昭和48年と平成13年の上げ潮流分布（早崎瀬戸東流最強時）の比較である。各点の潮流は、平均流は含まず、平均大潮に換算されている。三池港沖では1.1ノットが1.5ノットに増大している。湾中央域では、島原沖で0.8ノットから0.7ノット、深江沖で2.7ノットから2.5ノット、三角付近で1.3ノットが1.1ノットに減少している。口之津東方では1.4ノットから2.2ノットに増大し、湾口近くの測点12では、昭和48年の1.3ノットに対し平成13年は3.9ノットと著しく強くなっている。

第7-2図は、下げ潮流分布（早崎瀬戸西流最強時）の比較である。三池港沖では上げ潮流と同様に1.0ノットから1.5ノットに増大している。湾中央部では、島原沖で0.7ノットから1.0ノット、三角

沖では1.1ノットから1.2ノットに増大しているものの、深江沖では2.2ノットから2.0ノットに減じており、増減まちまちである。湾口付近では、口之津東方で1.6ノットから2.3ノットに増大し、測点12では、昭和48年の2.2ノットから3.5ノットと増大傾向を示した。

なお、平均大潮に換算した潮流流速が、上げ潮流と下げ潮流で異なるのは、1/4日周潮流成分に起因し、上げ潮流と下げ潮流で地形によって生ずる流れの偏りが異なることなどによる。

4.2 平均流（恒流）分布の比較

第8図は、15昼夜観測の平均流の比較である。湾中央から湾口にかけては、いずれの年も島原半島沿岸沿いの南下流が顕著であったが、平成13年の流速は平均0.2ノット程度だったのに対し、昭和48年では平均0.6ノットと3倍となっていた。

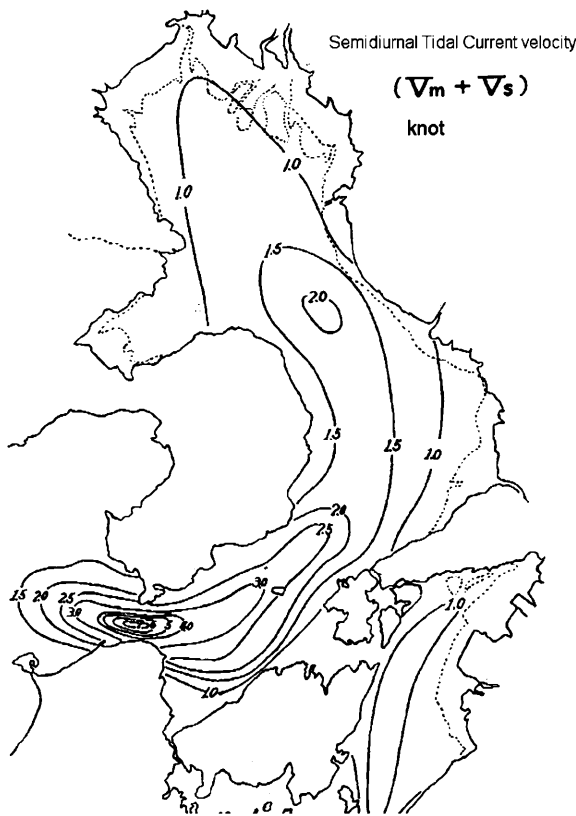


Fig. 5-1. Semi-diurnal tidal current range $V_m + V_s$ according to MSA 1974.

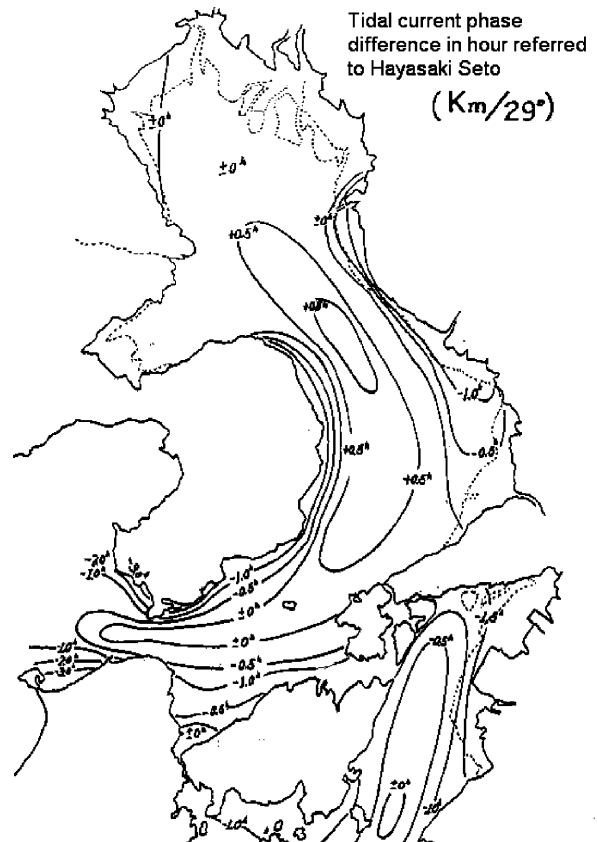


Fig. 5-2 Tidal current phase difference in hour referred to Hayasaki Seto according to MSA 1974.

4.3 潮流楕円水平分布の比較

海面下3m層の半日周潮流（平均大潮）楕円分布の新旧比較を第9図に示す。湾奥の三池港付近の潮流（測点4）では、平成13年の長軸長は、

昭和48年よりも約3割増大している。また、湾中央の島原から三角付近の楕円長軸は、やや増大傾向にあるもののほぼ同じである。湾口（測点12）の楕円長軸は、昭和48年の2.1ノットに対し、平成

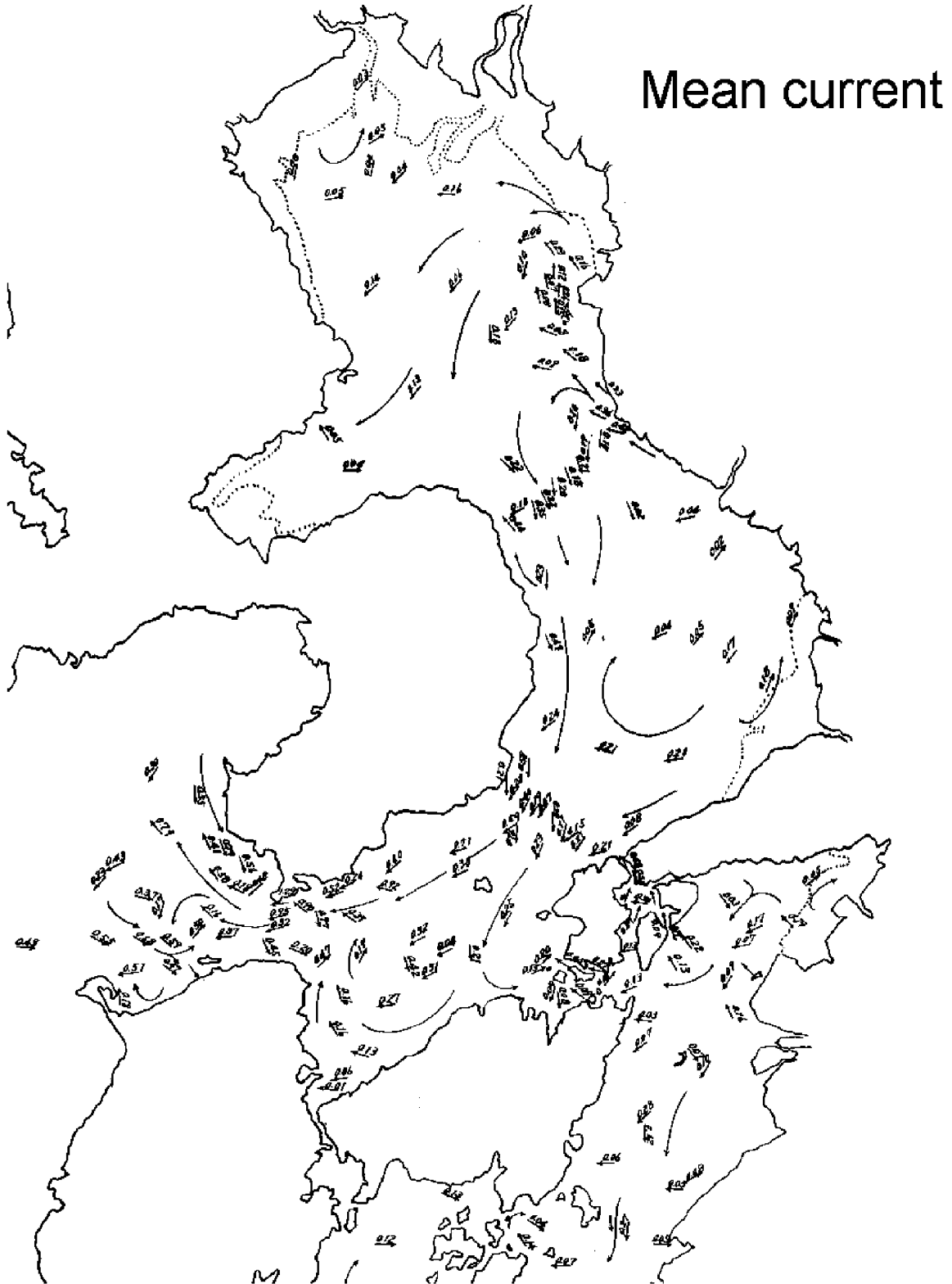


Fig. 6. Mean current 3m below the sea surface, according to MSA 1974.

13年は3.7ノットと約8割の増大を示した。

第9図の潮流楕円に付した数値は、早崎瀬戸予報点に対する潮流潮時差である。湾奥の三池付近では、平成13年が昭和48年よりも約0.2時間進みの傾向を示した。湾奥から湾口にかけては、島原半島沿岸で、昭和48年の平均1.2時間の進みに対し、平成13年では平均0.3時間の進みとなっており、湾口の早崎瀬戸予報点の潮時に約0.9時間近くなった。湾口近くの測点12における楕円長軸流速の著しい増大と、この潮時差の縮小は、第5-1, 2図の流速と潮時差分布に表れているように、同じ測点であっても、昭和48年は岸に近い潮流特性、平成13年は瀬戸中央の主流に近い特性となっていることを示唆している。

4.4 潮流鉛直分布の比較

昭和33年の潮流断面観測結果（海上保安庁水路部 1959）などにも表れているように、表層が必ずしも潮流最強となるわけではない。昭和48年の観測では、3測点において海面下3m層の15昼夜連続観測とともに5m層と10m層の一昼夜観

測を行い、鉛直分布比較を行っている。平成13年には、同じ3測点でADCP流速計による15昼夜観測を行って、1m毎の鉛直分布を観測した。

三池沖測点4（第10-1図）では、昭和48年は、3m層から下層になるに従って楕円長軸が大きくなり潮時も約1時間進む。それに対し、平成13年は、3m層の楕円長軸が大きく下層になるに従って小さくなり、10m層は3m層の半分程度になる。潮時は、上下であまり違いがない。

島原沖測点7（第10-2図）では、昭和48年は、各層の潮時はほとんど変化がないが、楕円長軸は下層ほど大きくなり、10m層は3m層の2倍になる。平成13年でも、楕円長軸が下層に行くほど大きくなる傾向は同じだが、3m層の楕円長軸は昭和48年よりも大きくなっており、10m層は3m層の1.6倍程度である。10m層の楕円長軸は、昭和48年と平成13年でほぼ同じである。

口之津東方の測点10（第10-3図）では、昭和48年は、各層の潮時差は-1.3から-1.6時で違いがなく、楕円長軸は、3m層で2.2ノットなのに対し10m層で1.6ノットと2/3に減少している。平

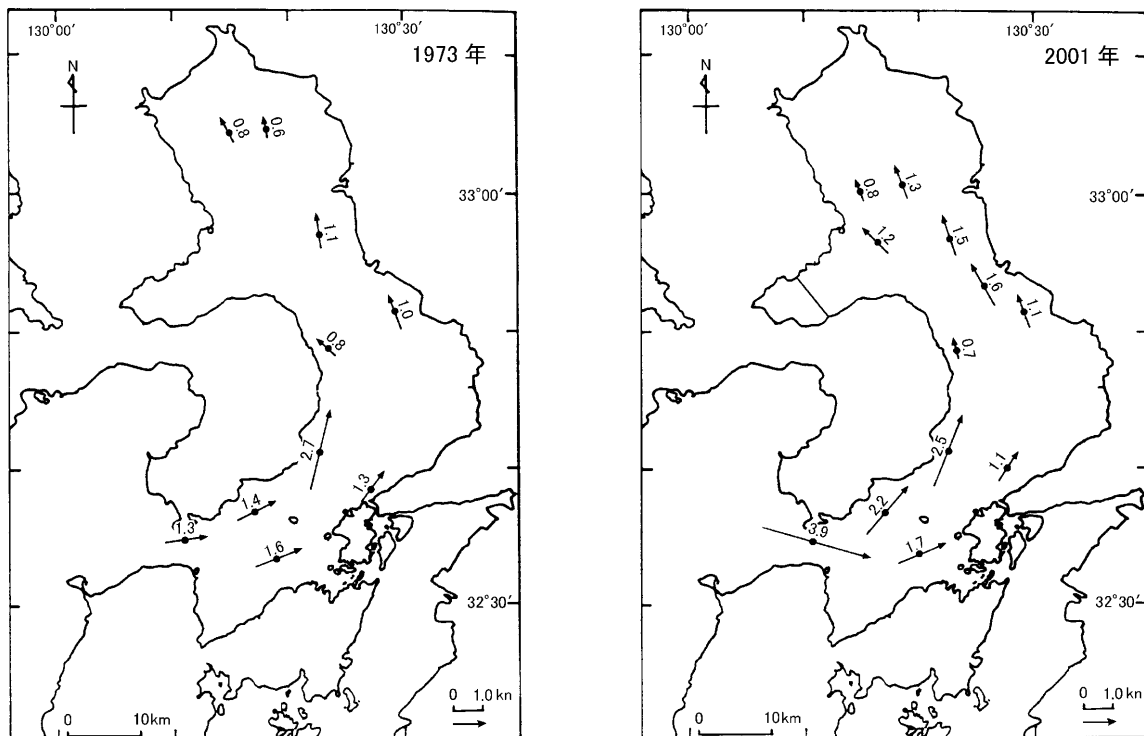


Fig. 7-1. Comparison of flood tidal currents 3m below the sea surface in the mean spring tide condition of M_2+S_2 , not including the mean current. Left : 1973 and Right : 2001.

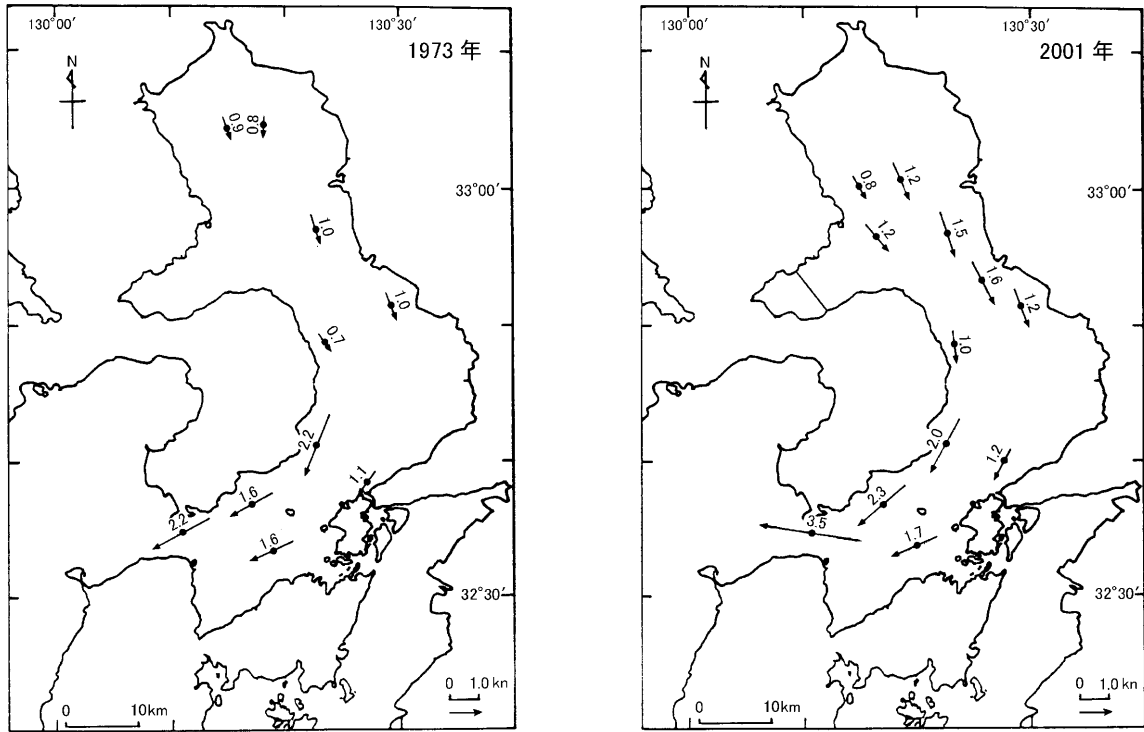


Fig. 7-2. Comparison of ebb tidal currents 3m below the sea surface, in the mean spring tide condition of M_2+S_2 , not including the mean current. Left : 1973 and Right : 2001.

成13年は、各層の潮時はいずれも約5.5時で違いないが、昭和48年よりも1.5時間遅れている。楕円長軸は、3m層は2.4ノットと昭和48年と同じであったが、10m層は2.8ノットと1.3倍に増大

している。すなわち、昭和48年では下層ほど小さくなっているのに対し、平成13年では下層ほど大きくなっている。

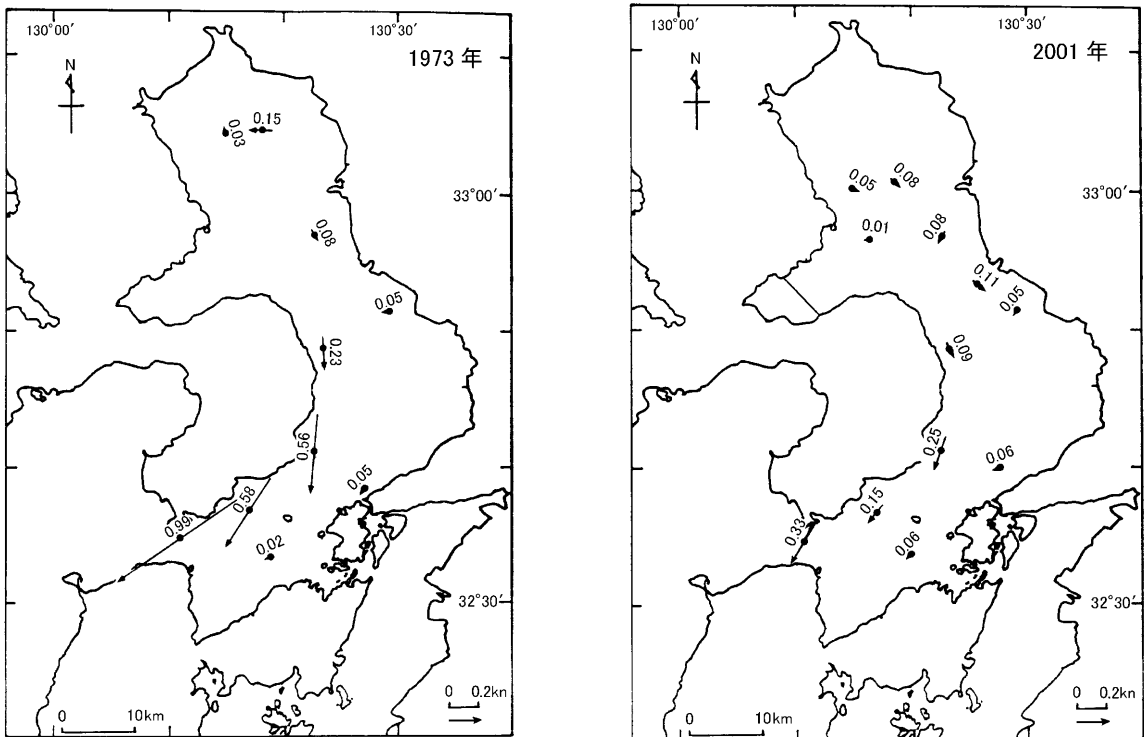


Fig. 8. Comparison of mean currents 3m below the sea surface, averaged 15 days. Left : 1973 and Right : 2001.

4.5 水温・塩分断面分布の比較

昭和48年には、高潮・低潮時を基準に観測したが、平成13年には、上げ・下げ潮流最強時を基準として、その1.2時間前から約1時間の間に観測した。潮流による流跡を計算すると、平成13年の上げ・下げ潮流時の観測は、それぞれ湾口に向かって流出した状態と湾奥に向かって流入した状態に相当することから、昭和48年の低潮と高潮に対応するとした。

[高潮時の水温・塩分分布 (第11-1, 11-2図)]

湾口に近いD断面では、強い潮流による潮汐混合のため水温・塩分の鉛直分布差は小さい。昭和48年では、中央部下層に25.9℃・33.4psuの低温・高塩水、表層・中層に26.5℃・33.1psuの高温・低塩分水が分布している。平成13年では、水温はほとんど一様化しており、断面底層に18.4℃台のやや高温傾向が見られる。塩分では、断面中央底層に33.9psuの高塩分傾向が見られ、表層では、33.5psu台の低塩分水が天草側に分布している。

C断面では、水温・塩分躍層が見られるようになる。昭和48年では、断面西側中層の32.4psu台の低塩水のほかは32.7-32.8psuとなっており、D断面にあった33.0psu以上の高塩分水は見られない。水温も、底層が26.3℃で表層が26.7-27.0℃となっており、D断面よりも高温となっている。平成13年では、5m～15m深に水温・塩分の弱い躍層があり、上層は約18.9℃・33.0psuの高温・低塩分水、下層は18.0℃以下で約33.4psuの低温・高塩分水となっている。昭和48年と同様に、D断面にあった33.6psu以上の高塩分水は見られない。

湾奥のB断面では、水温・塩分躍層が他断面よりもはっきりしている。昭和48年には、27.3-28.3℃・32.0-31.5psuの高温・低塩分水が東側の表層から断面中央の極表層に広がっているほか、底層は26.8-27.2℃・32.3psuの低温・高塩分水となっている。平成13年には、5m深から10m深付近に水温・塩分躍層があり、その上層には19.0-20.0℃・32.1-32.6psuの高温・低塩分水が東側から

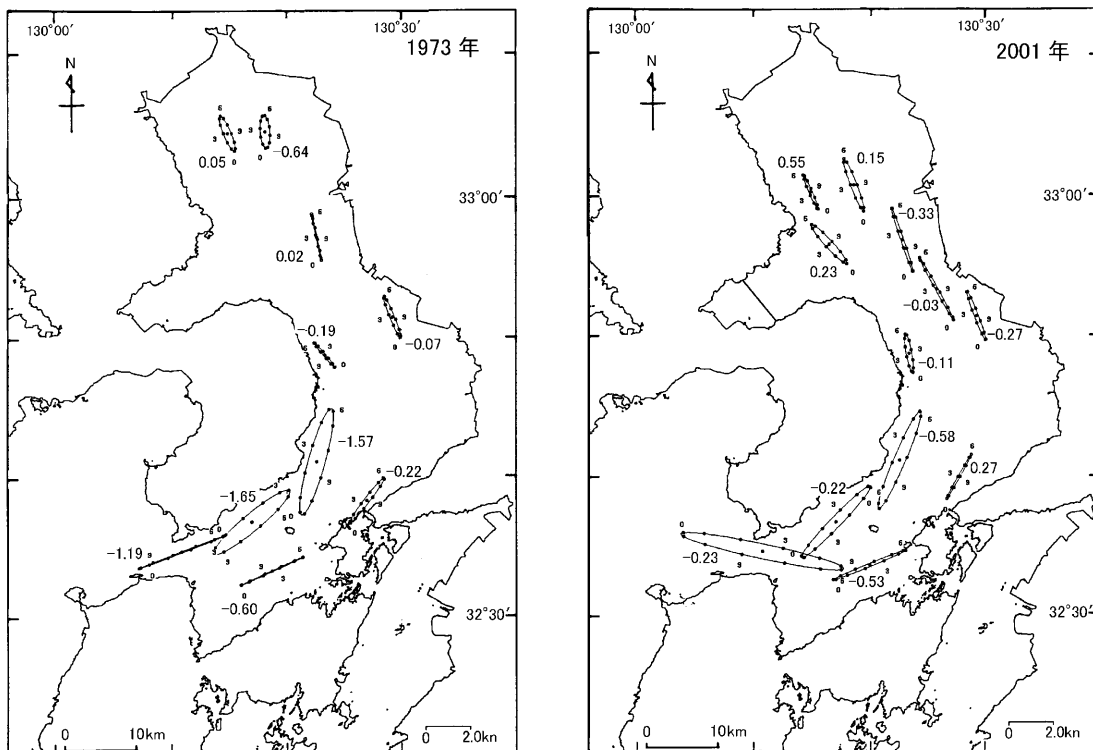


Fig. 9. Comparison of semidiurnal tidal current ellipses 3m below the sea surface, in the mean spring tide condition of M_2+S_2 . Left : 1973 and Right : 2001. Attached figure to the ellipse means tidal current phase difference in hour referred to Hayasaki Seto.

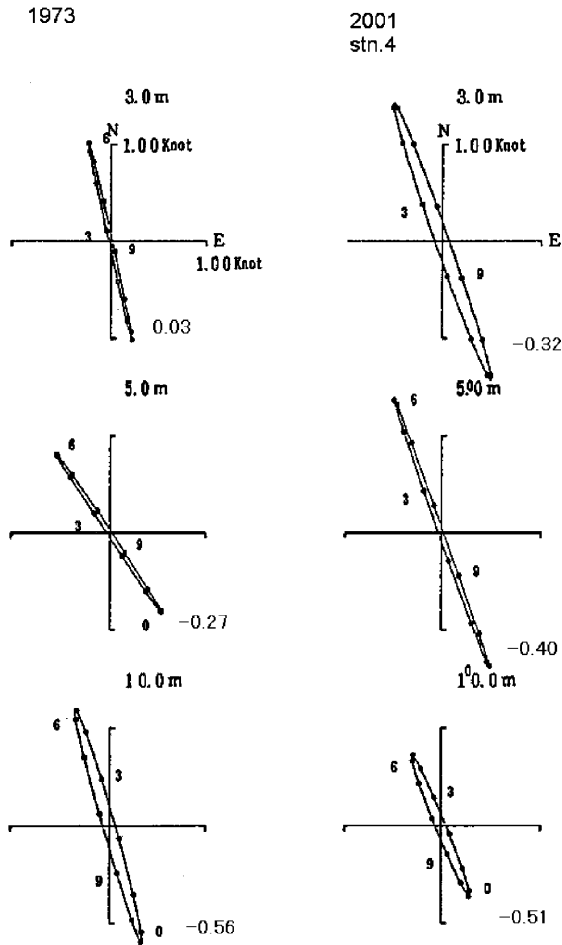


Fig. 10-1. Comparison of vertical distribution of semi-diurnal tidal current ellipses 3m, 5m and 10m below the sea surface in the mean spring tide condition of M_2+S_2 , at station 4, off-Miike. Left: 1973 and Right: 2001. Attached figure to the ellipse means tidal current phase difference in hour referred to Hayasaki Seto.

広がり、下層には 18.0°C 以下で $33.0-33.2\text{psu}$ の低温・高塩分水が広がっている。

昭和48年と平成13年を比較すると、湾奥側では、表層に高温・低塩分水、下層に低温・高塩分水が分布し、湾口付近は比較的上下に一様化し低温・高塩分水が分布する傾向は、両年とも同様であるが、昭和48年は、各断面とも平成13年よりも高温かつ低塩となっている。

[低潮時の水温・塩分分布 (第11-3, 11-4図)]

D断面では、昭和48年には $26.7^{\circ}\text{C} \cdot 32.6\text{psu}$ の高温・低塩分水が西側に、 $26.3^{\circ}\text{C} \cdot 33.0\text{psu}$ の低温・高塩分水が東側に分布していた。それに対し、平成13年には、断面中央表層部にある $18.5^{\circ}\text{C} \cdot 33.2\text{psu}$

の高温・低塩分水のほかは、 $18.6^{\circ}\text{C} \cdot 33.5\text{psu}$ の低温・高塩分水が占めている。

C断面では、昭和48年には、5mから10m層に弱い水温躍層が見られ、表層には $28.0^{\circ}\text{C} \cdot 32.4\text{psu}$ の高温・低塩分水が東側から張り出し、下層に約 $27.0^{\circ}\text{C} \cdot 32.8\text{psu}$ の低温・高塩分水が分布していた。平成13年でも、5mから10m層に水温・塩分躍層が見られ、表層には $18.5-20.0^{\circ}\text{C} \cdot 32.6-33.0\text{psu}$ の高温・低塩分水が東側から断面中央に延び、下層には $17.7-18.0^{\circ}\text{C} \cdot 33.1-33.4\text{psu}$ の低温・高塩分水が分布していた。

B断面では、昭和48年には、 $28.0^{\circ}\text{C} \cdot 31.5\text{psu}$ の低塩分水が東側の表層を中心に広がり、下層には西側を中心に $27.0^{\circ}\text{C} \cdot 31.9\text{psu}$ の低温・高塩分水が分布していた。平成13年には、 $18.0-19.0^{\circ}\text{C} \cdot 33.0-32.5\text{psu}$ の水温・塩分躍層が見られ、上層には東側の表層から $19.5-20.0^{\circ}\text{C} \cdot 32.1-32.5\text{psu}$ の高温・低

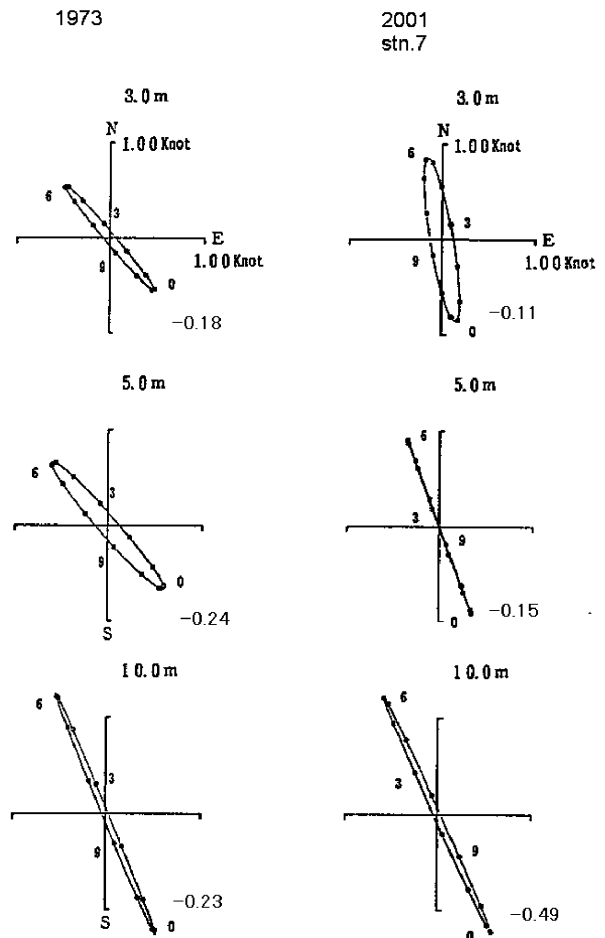


Fig. 10-2. Same as Figure 10-1 except for at station 7, off-Shimabara.

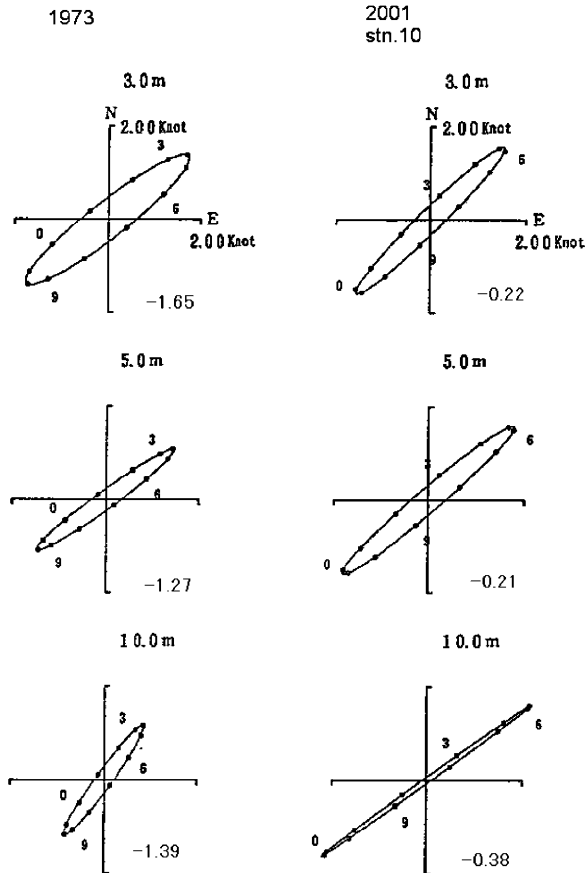


Fig. 10-3. Same as Figure 10-1 except for at station 10, east of Kuchinotsu.

塩分水が広がり、下層には $17.7^{\circ}\text{C} \cdot 33.0\text{psu}$ の低温・高塩分水が分布していた。

新旧各断面の水温・塩分分布を比較すると、全体的に平成13年は、昭和48年よりも約 8°C 低温で、約 1psu 高塩分となっている。

[高潮時と低潮時の塩分分布の比較(第11-2, 4図)]

昭和48年では、B断面を見ると、高潮時にあった底層の 32.3psu の高塩分水が、低潮時には見えなくなり、表層の 31.5psu の低塩分水が広がっている。C断面では、高潮時に断面の大半を占めていた $32.7-8\text{psu}$ の高塩分水が、低潮時には底層に見られるだけになり、表層は 32.5psu の低塩分水が広がる。D断面では、高潮時には見られなかった 32.7psu 以下の低塩分水が、低潮時には西側に大きく現れるとともに、等塩分線が鉛直に走り、上下に一様化している。すなわち、高潮時には上げ潮で流入した高塩分水がD断面・C断面の大半

を占め、低潮時には下げ潮で流出した低塩分水がB断面からC断面の表層を占めて、D断面では低潮時に上下混合が進むものの島原半島側に低塩分水が見られる。

平成13年では、B断面では、高潮時にあった底層の 33.2psu の高塩分水は、低潮時には分布域が狭まる。表層の 32.3psu 以下の低塩分水も、低潮時には表層で広がっている。C断面では、高潮時には中央の表層に限定されていた 33.0psu の低塩分水が、低潮時には中央部から東側の 15m までの表層に大きく広がっている。高潮時には深度 15m 付近にまで上昇した 33.4psu 以上の底層高塩分水も、低潮時には 30m 以深に下降していた。D断面では、高潮時には見られなかった 33.5psu 以下の低塩分水が、低潮時に断面中央表層部に出現している。すなわち、低潮時には、 33.1psu 以下の低塩分水が舌状にC断面からD断面の表層中央に延びるのに対し、高潮時にはC断面よりも奥に引き込み、D断面は 33.6psu よりも高塩分の海水で満たされる。

D断面の低潮時の塩分分布では、昭和48年は低塩分水と高塩分水が北西側と南東側に水平的に分布しているのに対し、平成13年では、断面中央の表層に低塩分水が上下に分布している。

4.6 平均流の経日変化

平均流(恒流)とは、1日以上平均操作を行って、潮汐周期の変動を除いた流れを指す。第8図は、15日平均流を示しているが、15日間ずっと同じ流れが続いているわけではなく、実は日々の変化や深さによる違いが大きい。毎時の潮流観測値に25時間移動平均を施し、測点4,7,10の平均流の経日変化と鉛直分布を調べた。

測点4(第12-1図)では、 3m 層と 5m 層は、前半に南下流が見られるものの後半は弱くなる。それに対し、 10m 層では逆に前半が弱く後半に強くなっており、 $3\text{m} \cdot 5\text{m}$ 層とは逆になっている。この平均流の変化について、大牟田の平均風と比較したが、あまり対応していない。

測点7(第12-2図)では、後半には各層とも

Temperature: 1973/8/29-30 (High water) 2001/5/20-22

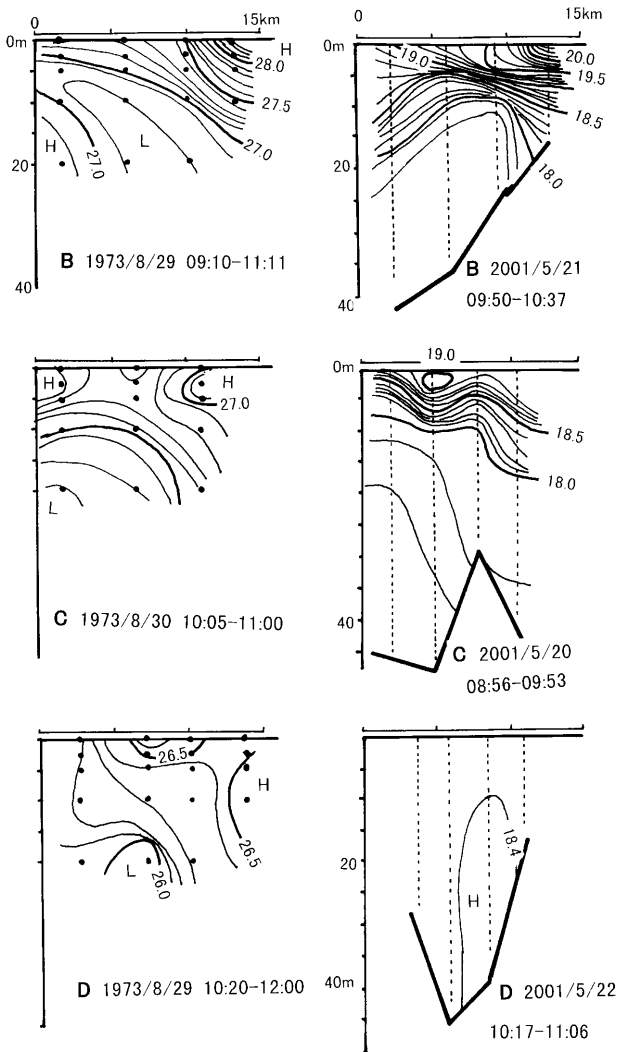


Fig. 11-1. Comparison of temperature distributions in the sections B, C and D in High Water. Upper : May 2001, Lower : August-Sept. 1973.

に南下流が発達するものの、前半の5月16日頃に出現する北上流は3m・5m層にのみ表れ、10m層には出ない。総じて、3m・5m層の平均流は、2日間程度の短期変動が表れるものの、10m層はあまり短期変動が出ない傾向にある。測点4と同様に、測点7でも平均風との対応はよくない。

測点10(第12-3図)では、南流ないし南西流となっており、後半に湾口に向かう南西流が強くなる。また、測点7と同様に、3m・5m層に比べて、10m層は短期変動が小さくなる傾向にある。

Salinity :1973/8/29-30 (High water) 2001/5/20-22

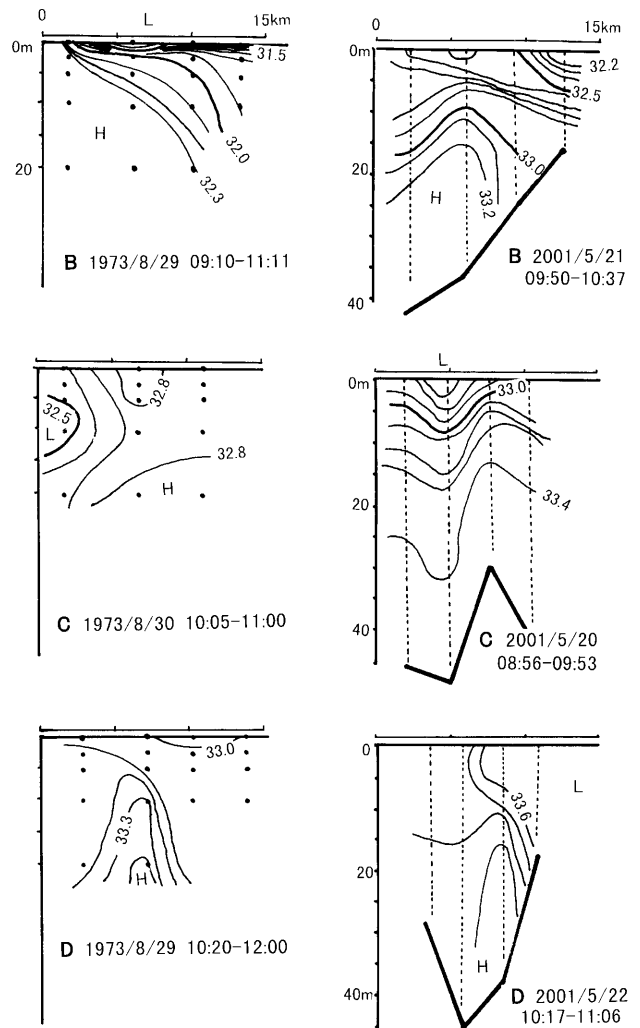


Fig. 11-2. Comparison of salinity distributions in the sections B, C and D in High Water. Upper : May 2001, Lower : August-Sept. 1973.

5. 変化と原因の考察

昭和48年と平成13年の潮流を比較して、全体的に弱くなるような一方的な変化傾向は見られなかった。しかしながら、各測点で鉛直分布を比較すると、測点7のように10m層の潮流は顕著な変化はないものの、3m層では流速が増加するなど、明らかな変化が見られた。測点4の潮流では、昭和48年では下層ほど増大するのに対し、平成13年では下層ほど減少していた。また、島原半島沿岸の15日間平均流は、平成13年では、昭和48年の約1/3になっていた。このような変化の原

Temperature : 1973/8/29-30 (Low water) 2001/5/20-22

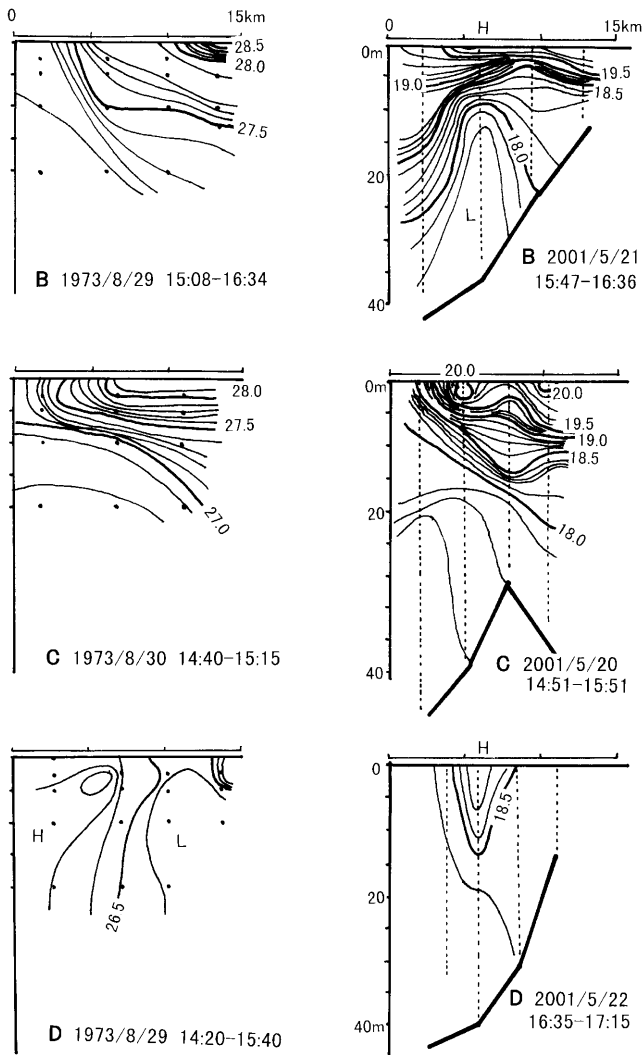


Fig. 11-3. Comparison of temperature distributions in the sections B, C and D in Low Water. Upper : May 2001, Lower : August-Sept. 1973.

Salinity : 1973/8/29-30 (Low water) 2001/5/20-22

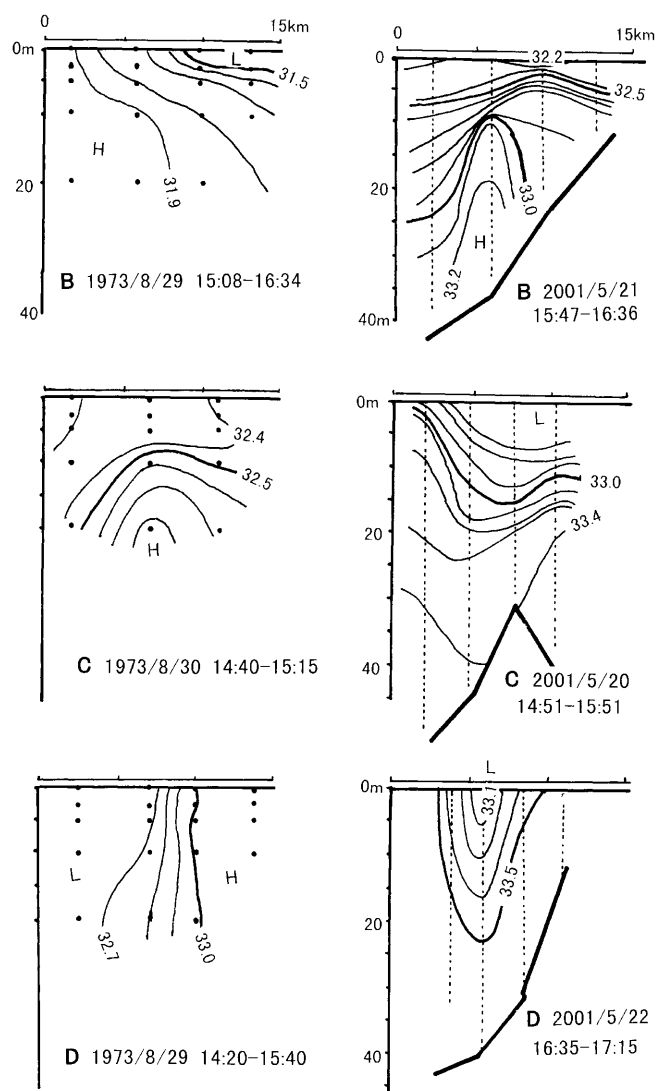


Fig. 11-4. Comparison of salinity distributions in the sections B, C and D in Low Water. Upper : May 2001, Lower : August-Sept. 1973.

因について考える。

5.1 島原沖の潮流鉛直分布変化

第13-1図は、島原沖測点7の潮流ベクトル時系列変化図である。3m層では、北に向かう上げ潮流は、最強時でも0.5ノット程度で流速が頭打ちになっているのに対し、南南東に向かう下げ潮流は、2ノットに達する時期もあり、下げ潮流が卓越する「片潮」傾向となっている。5m層でも、同様の傾向が見える。10m層になると、上げ潮流の流速も1ノット以上に達するようになり、上げ

下げ対称の規則的な潮流に近くなっている。すなわち、下げ潮流を見ると深度による違いは少ないのに対し、上げ潮流では、3m・5m層の流速が頭打ちになり、10m層の流速が速くなる。その結果、潮流楕円の鉛直分布（第10-2図）では、10m層に比べて、3m・5m層の潮流楕円長が小さくなったと考えられる。

一方、昭和48年の同点3m層の潮流（第13-2図）でも「片潮」傾向が見られ、特に9月5日から8日の頃は上げ潮の北流が出現せず、終日、南東流になっている。また、一昼夜観測ではあるが、

平成13年と同様、5m・10mと下層になるほど潮流が強くなる傾向が表れている。各層毎に見ると、3m層では平成13年よりも弱いものに対し、10m層では同程度の流速が現れている。その結果、第10-2図のように、10m層の潮流楕円は、昭和48年と平成13年はほぼ同じなのに対し、3m・5m層では昭和48年よりも平成13年が大きくなっていた。

このような上げ潮・下げ潮で潮流の鉛直分布が異なる現象は、河川からの淡水と海水が接する河口フロントなどでも見かけられ、海水の密度分布やそれに伴う密度流分布と密接な関係がある(宇野木1993)。今回の観測でも、各断面の水温・塩分分布にかなりの相違があることから、海水密度勾配とそれに伴う密度流が潮流に及ぼす影響について検討することとした。

5.2 海水密度分布が潮流鉛直分布に及ぼす影響の検討

4.5節で見たように、湾央のB断面の表層には

高温・低塩分の密度の小さい海水、湾口近くのD断面には低温・高塩分の密度の大きい海水がある。しかも、D断面付近では、強い潮流による鉛直混合で上下一様化する傾向がある。このような密度差のある海水が水平に接した場合は、密度の小さい湾奥の海水は上層を広がり、湾口付近まで行き上下混合されて、密度の大きい湾口付近の海水は下層を奥に向かうようになる。このような海水密度(重さ)の違いが引き起こす流れを重力循環といい、密度差が駆動力となった流れを密度流と言う。宇野木(1993)によれば、密度 ρ_1 と ρ_2 の海水が、第14-1図のように距離 l 、水深 h で接した場合、この重力循環に伴う密度流(水平流) U の強さは、

$$(1) \quad U \sim \Delta \rho \cdot gh^3 / (\rho Kz \cdot l)$$

程度と見積もられる。ここで、 ρ は平均的な海水密度、 $\Delta \rho$ は $(\rho_2 - \rho_1)$ 、 Kz は鉛直渦動粘性係数である。すなわち、水深 h が大きいほど、また密度差 $\Delta \rho$ が大きいほど発達する。この重力循環に鉛直一様な潮流が加わった場合(第14-2図)

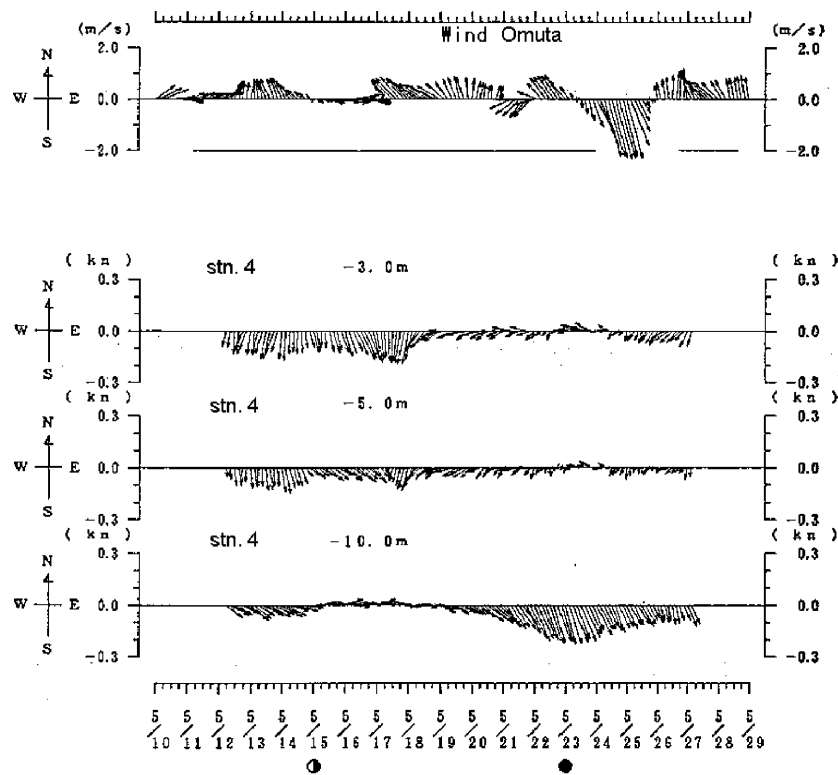


Fig. 12-1. 25 hours running mean current diagram 3m, 5m and 10m below the sea surface at station 4. Upper : wind vector diagram at Omuta.

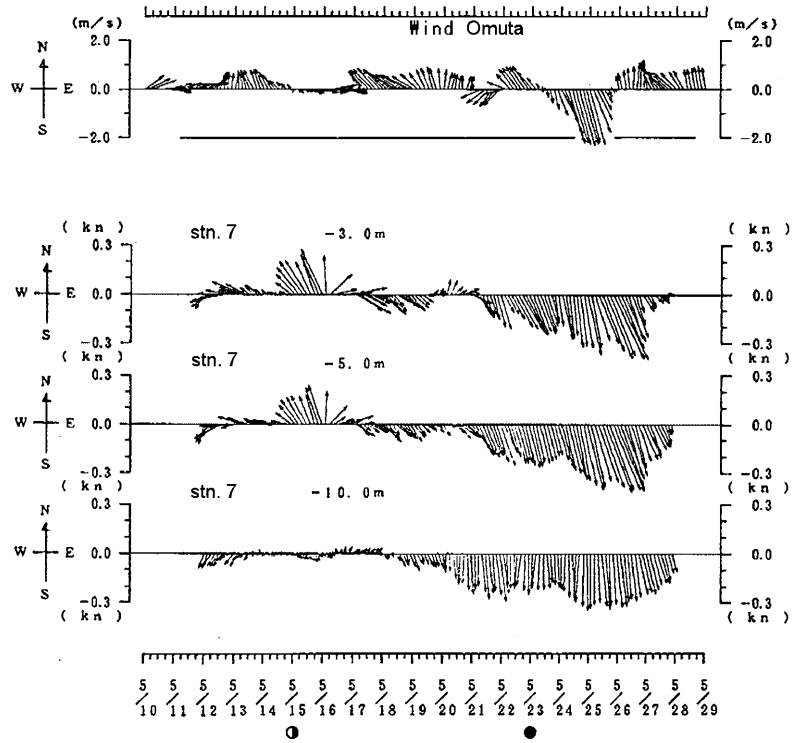


Fig. 12-2. Same as Figure 12-1 except for at station 7.

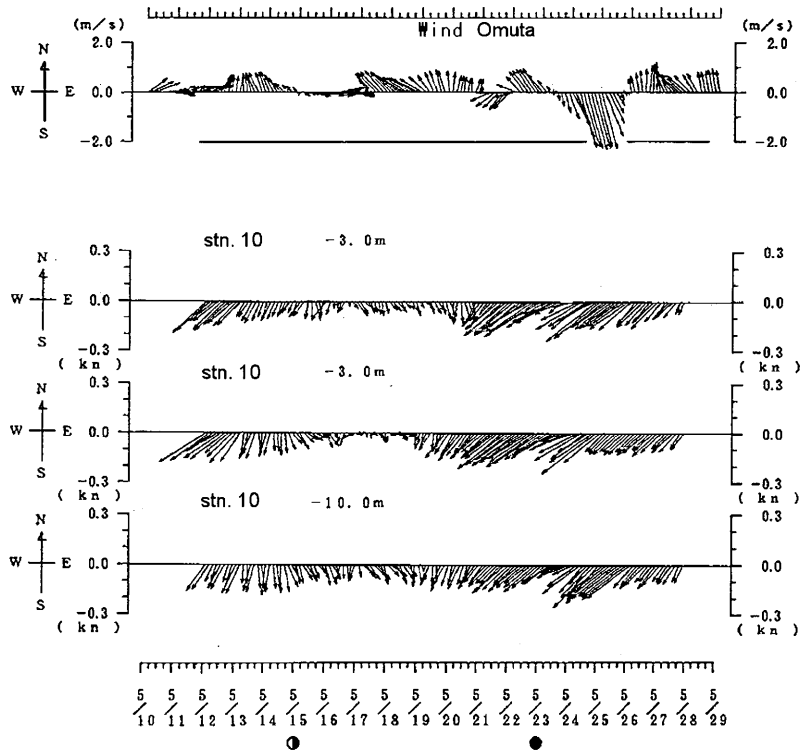


Fig. 12-3. Same as Figure 12-1 except for at station 10.

を考える。重力循環の密度流に時間変化がなければ、見かけ上、表層には下げ潮流に、下層には上げ潮流に「片潮」傾向が表れるものの、潮流成分

には鉛直的な違いはない。(1)の重力循環の見積もりは時間変化を考慮していないが、仮に重力循環が上げ潮流で強く、下げ潮流で弱くなると考える

と、第14-3図のように上層の潮流は小さく、下層の潮流は大きくなる。第15-1図は、平成13年の水温・塩分分布（第11図）から計算した、B-C-D断面の島原側に沿った密度の水平分布である。測点7のあるB断面からC断面にかけて、上げ潮の密度勾配は、明らかに下げ潮よりも大きくなっている。昭和48年（第15-2図）でも、下げ潮（低潮）よりも上げ潮（高潮）の密度勾配が大きくなっており、第14-3図のような密度流分布の変化を通して表層が下層よりも小さい潮流楕円鉛直分

布を作り出している可能性が考えられる。逆に、下げ潮の密度勾配が大きい場合には、第14-4図のように表層が下層よりも大きい潮流楕円分布となると考えられる。

一方、河口フロントなどの密度差や重力循環は、それ自体が時間変化しなくても、上げ潮・下げ潮で水平移動することによって見かけ上の時間変化を生じることが考えられる。流速計を係留した固定点での潮流観測では、その密度流の時間変化が、第14-3図や第14-4図のような潮流楕円の鉛直分

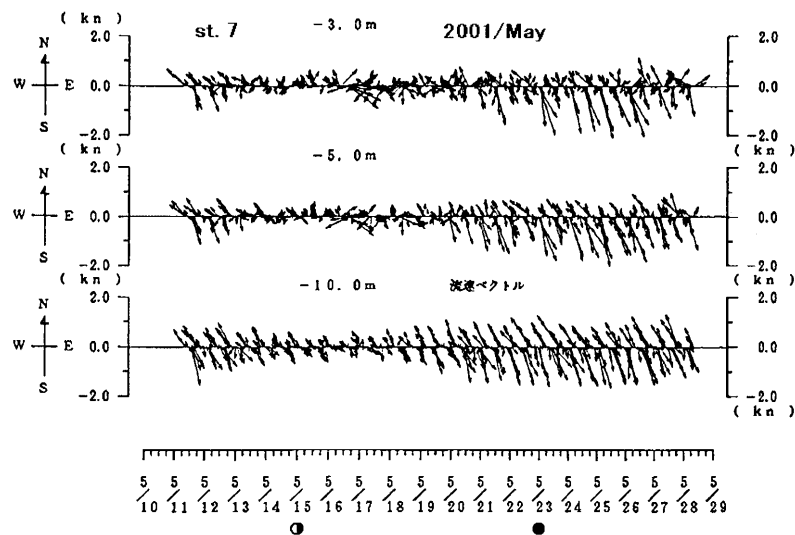


Fig. 13-1. Hourly tidal current vector diagrams 3m, 5m and 10m below the sea surface at station 7 off-Shimabara, May 2001.

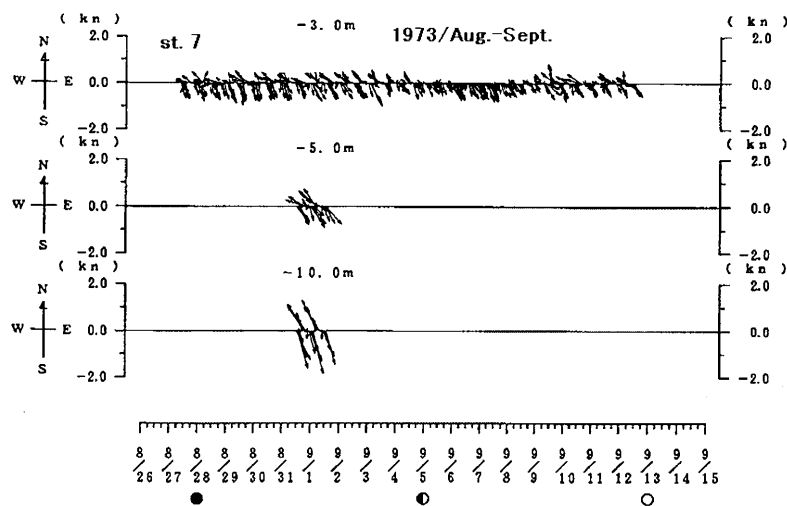


Fig. 13-2. Hourly tidal current vector diagrams 3m, 5m and 10m below the sea surface at station 7, in August-September 1973. Diagrams at 5m and 10m are only 1 day and night.

布として現れる可能性が考えられる。しかしながら、このような重力循環と潮流の相互作用に関しては、海水混合や潮汐フロントなど複雑な過程が関与しており、今のところ定性的な議論の域を出ず、今後、さらにに検討を進める必要がある。

5.3 淡水流入と密度勾配分布への影響

この重力循環に伴う密度流の大きさは、(1)式及び第14-1図のように両側の密度勾配(差)に依存する。B断面表層の低塩・高温水は、有明海に流入する淡水の影響によるものと考えられ、重力循環を駆動する密度勾配は、淡水流入の影響で変化する。そこで淡水流入の指標として、河川流量年表から昭和48年と平成13年の両観測期間の河川流入の状況を調べた(第16図)。昭和48年の

観測は、河川流量の多い8,9月に行われ、9月1日~11日の筑後川・菊池川の合計流量平均は207m³/sに達した。9月6-8日には、小潮時の水温・塩分断面分布の観測が行われたが、降雨による淡水流入の影響が現れていた。すなわち、高潮時(第17-1図)では、B断面の表層には30psu以下の低塩分水があり、低潮時(第17-2図)にはさらに低塩分化するとともに、西側表層には低塩・低温分水が出現し、下層の高塩分水との間に逆転層を生じている。この30psu以下の低塩分水は、低潮時にはC断面の表層にまで流下している。この時の島原半島沿いの海水密度分布(第18図)では、海面から5mぐらいまでの表層には密度の小さい海水が分布し、8月29-30日の分布(第15-2図)と比べ、表層の密度勾配も1.8倍と著しく大きくなっている。さらに第13-2図では、この時期に0.5ノットに近い南南西平均流と「片潮」傾向が出現している。

平成13年の観測は、河川流量の多くない5月に行われ(第16図)、5月12-24日の合計流量平均は47m³/sであった。すなわち、観測期間中に有明海に流入した淡水量は、昭和48年は平成13年の4倍程度となっていたと考えられる。この多い淡水流入は、4.5節で述べたような水温・塩分分布の違いに表れるだけでなく、大きな密度差による密度流として平均流(第8図)の増大に影響している可能性がある。

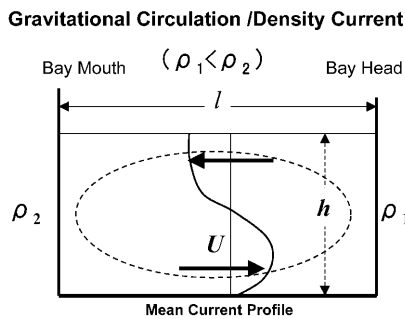


Fig. 14-1. Schematic gravitational circulation induced by horizontal difference of sea water density according to S. Unoki 1993.

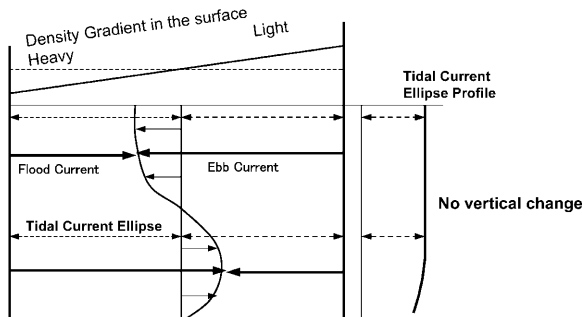


Fig. 14-2. Relation of gravitational circulation and vertical distribution of tidal current ellipse in the case of time independent density gradient and gravitational circulation. Tidal current ellipses are not vertically changed.

5.4 各測点の潮流鉛直分布変化と淡水流入

測点4の潮流楕円鉛直分布比較(第10-1図)では、昭和48年では下層に行くほど潮流が強くなり、潮時も早くなるのに対し、平成13年では表層の潮流が強く潮時も上下で差がない。すなわち、前述の淡水流入の違いを考えると、昭和48年は、淡水流入による重力循環の影響を受けて、測点7と同様に、上層よりも下層の潮流が強くなり、平成13年は、淡水流入が少なくて重力循環が弱く、しかも上げ潮時に密度勾配が小さい第14-4図のような状態になり、上層が強く下層が弱い潮流となっていたのではないかと考えられ

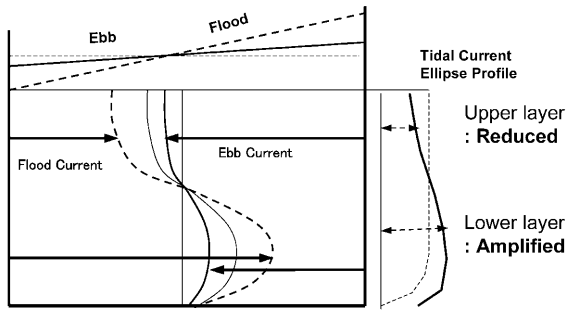


Fig. 14-3. As same as Figure 14-2 but in the case of density gradient and gravitational circulation strengthened at flood tide and weakened at ebb tide. Tidal current ellipse is reduced at upper layer and amplified at lower layer.

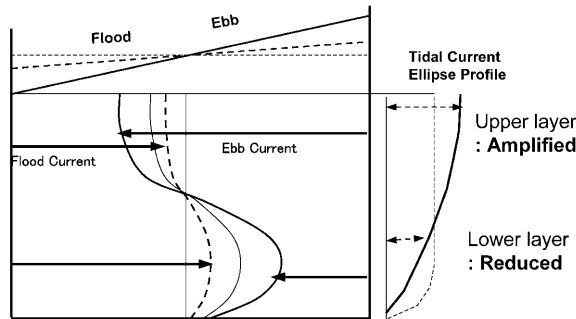


Fig. 14-4. As same as Figure 14-2 but in the case of density gradient and gravitational circulation weakened at flood tide and strengthened at ebb tide. Tidal current ellipse is amplified at upper layer and reduced at lower layer.

る。

測点10（第10-3図）では、平成13年は下層になるほど潮流が強くなるのに対し、昭和48年は、下層に行くほど潮流が弱くなっている。すなわち、測点4とは逆に、昭和48年は第14-4図のような状態になっているのに対し、平成13年は第14-3図のような状態となっていたと考えられる。従って、淡水流入の影響の現れ方が逆のように思われる。しかしながら、潮流楕円の大きさを見ると、各層ともに昭和48年の方が小さくなっており、潮時も昭和48年は平成13年よりも約1.5時間進んでいる。すなわち、第5-1図のように半日周潮流の流速は岸寄り小さく、第5-2図のようにその潮時は岸寄りが1時間以上進んでおり、同位置の測点であっても、昭和48年は岸寄りで陸岸の影

響範囲にあったと考えられる。さらに、昭和48年は、第11-4図のようにD断面西側に低塩分水が張り出しており、島原半島沿いに波及してきた低塩分水塊の中に測点10があったと考えられる。そして、この低塩分水の中では、第14-4図のように上げ潮時に密度勾配が弱くなる状況があり、上層が強く下層が弱くなるような潮流鉛直分布となっていたと想像される。一方、平成13年では、低塩分水はD断面中央の表層に分布しており、測点10付近は表層に低塩分傾向が残るだけである。従って、平成13年の測点10は、陸岸の影響から離れて主流域に属するようになるとともに、測点7と同様、上げ潮時に密度勾配が大きくなって、第14-3図のように下層が上層よりも強くなる潮流鉛直分布になっていたと考えられる。

6. まとめと今後の課題

平成13年の潮流観測結果と昭和48年の結果を比較したところ、潮汐について指摘されているような一方的な減衰傾向は見られず、場所によって強くなっているところもあり、明確な変化傾向は得られなかった。しかしながら、島原半島に沿って南下する沿岸流の流速は約3分の1となっており、各測点の潮流鉛直分布についても特徴的な変化が現れていた。

一方、両観測時期の河川流量を調べたところ、平成13年5月の流量は、昭和48年8、9月の約4分の1になっており、昭和48年の観測結果は、淡水流入の影響を強く受けているようであった。すなわち、有明海に流入した淡水は、表層を拡がって湾口付近に来ると、強い潮流による鉛直混合で混ぜ合わされ、その結果、密度の水平勾配が大きくなり、第14-1図のような重力循環が強くなって、平均流が密度流として強化されている可能性が考えられた。同時に、この強い密度勾配が、潮流の上げ下げに合わせて増減をすることにより潮流の鉛直の分布差を生じる可能性が示された。各点の潮流鉛直分布の新旧の違いは、この重力循環と潮流の相互作用で説明される可能性がある。一方、潮汐混合で一様化されやすい湾口周辺では、

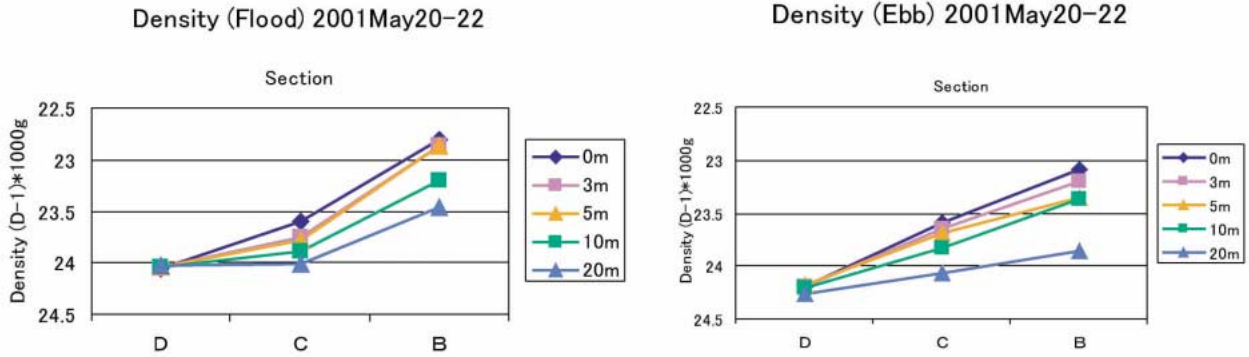


Fig. 15-1. Sea water density gradient between the sections B, C and D along the Shimabara peninsula in 20th - 22nd May 2001. Vertical axis is sigma-t ($\rho-1$) $\times 10^3$, unit 10^3 g/cm³

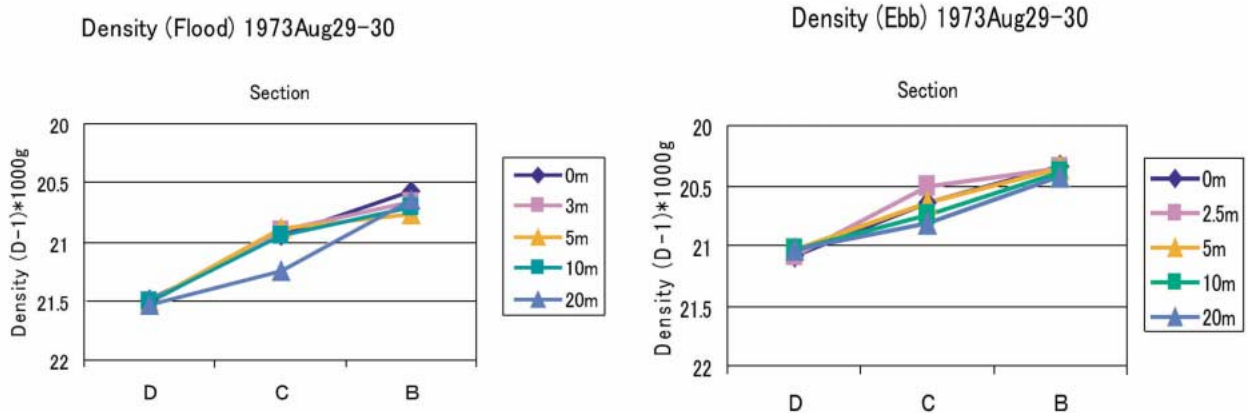


Fig. 15-2. As same as Figure 15-1 but in 29th - 30th August 1973.

昭和48年は流入した淡水の影響が幅広く表れ、逆に、平成13年では淡水流入が少なく、沿岸部まで主流域の潮流分布特性に近くなっていたと解釈された。

このように、今回の新旧の潮流観測結果の違いは、淡水流入条件による重力循環（密度流）の違いによる可能性が大きいですが、淡水流入は季節や日々の気象によって大きく変化し、年毎の違いも大きいので、この違いが経年的な長期変化かどうかは、今のところ判断できない。また、平均流についても、場所によっては15日平均よりも数日程度の短期変動の方が大きく、また上下層での違いが顕著になる場合もあり、このような変動が、風などの気象条件によるものか、密度流の変化に起因するものか、今後、さらに検討する必要がある。また、場所や水深による違いも大きいと考え

られるので、今回のような鉛直2次元の考察ではなく、3次元的な考察を進める必要がある。

今回の新旧比較観測結果では、潮流分布の変化に淡水流入による重力循環の強さが関係している可能性が示されたが、沿岸海洋環境のアセスメントに使われる数値モデルでは、潮汐・潮流は淡水流入とは別個に扱われることも多く、モデルと観測の照合や検証には注意する必要がある。

謝 辞

この観測は、平成13年度国土総合開発事業調整費による有明海海域環境調査の一環として行った。本調査の企画・準備には、陶正史 課長を始めとする沿岸調査課（当時）があたり、現地観測作業は、測量船「海洋」が実施した。資料収集には、庁内並びに国土交通省、水産庁などの関係者

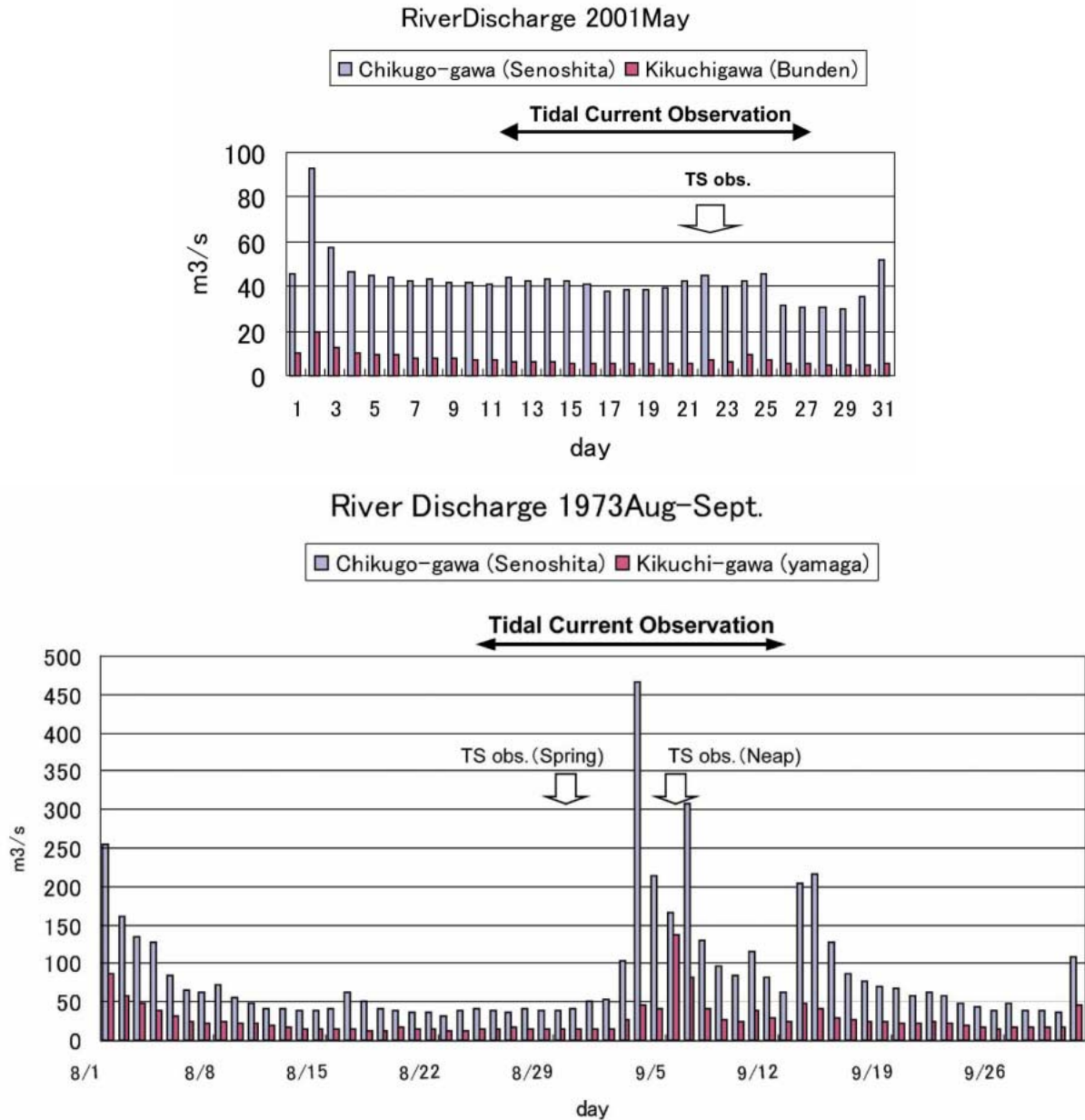


Fig. 16. Daily river discharges of Chikugo-gawa and Kikuchi-gawa in the rate of volume flux m³/s. Upper : May 2001, Lower : August-September 1973

の協力を得た。また、資料整理解析作業は、大半を三洋テクノマリン（株）に外注し、特に渡辺秀俊・山口初代両氏の協力を得た。部内に於いても、海底地形図作成には笹原昇主任研究官、観測準備や資料整理には下平保直主任環境調査官、溝口真希環境調査官付ほかの協力を得た。さらに、二人の査読者には、有益かつ示唆に富むコメントを頂いた。

ここに記して、関係各位に感謝する。

参 考 文 献

- 宇野木早苗：有明海における潮汐と流れの変化，海と空，78-1，19-30，（2002）
- 宇野木早苗：沿岸の海洋物理学，全672頁，東海大学出版会（1993）。
- 海上保安庁水路部：島原海湾の潮汐と潮流，水路要報22，1-11，（1951）
- 海上保安庁水路部：島原海湾の海底地形・底質分布および潮流，海上保安庁水路部調査報告，全62頁，（1959）

Comparative Tidal Current Observation in Ariake Bay with the Previous Results

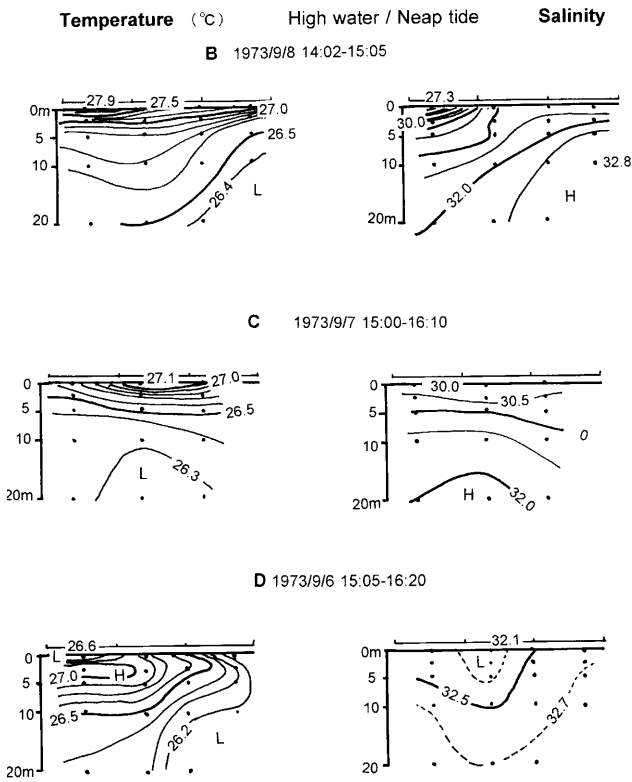


Fig. 17-1. Temperature and salinity distributions of High Water at neap tide in 6th-8th September 1973, which are influenced by the large river discharge during the observation. See Figures 16 and 13-2.

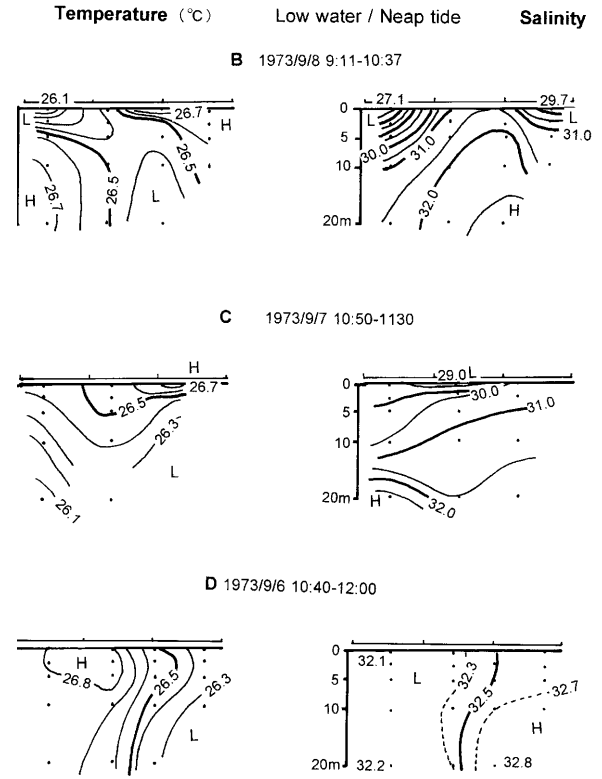


Fig. 17-2. Same as Fig.17-1 except of Low Water.

海上保安庁水路部：有明海，八代海海象調査報告書，全39頁，(1974)。

海上保安庁水路部：有明海，八代海潮流図（有明海，八代海海象調査報告書別冊），全15頁，(1974)。

海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「橋湾」，全25頁

(1992)

Wessel, P. and Smith, W.H.F. : New, Improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79,579, (1998).

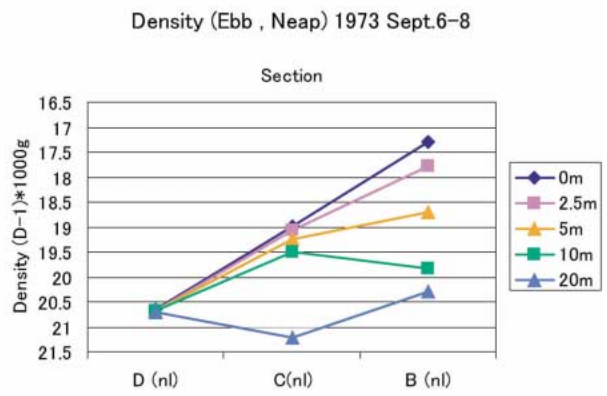
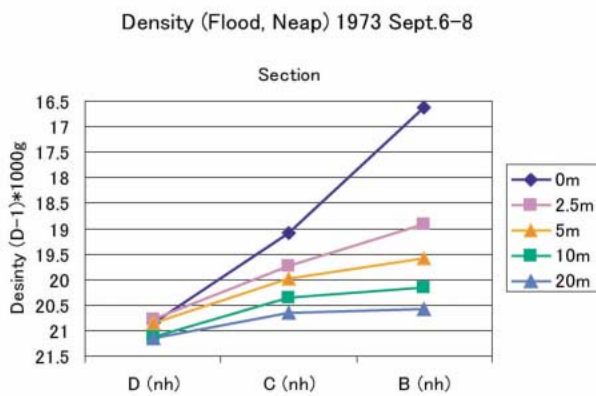


Fig. 18. As same as Figure 15-1 but in 6th-8th September 1973. Density gradient is severe compared with those in Figures 15-1 and 15-2. See Figure 13-2.

〔総説〕 フィリピン海背弧拡大系のマントルカンラン岩[†]

小原泰彦*

Reviews on mantle peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems[†]

Yasuhiko OHARA*

Abstract

This article presents a review on mantle peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems. Reports of peridotite exposures in the Philippine Sea backarc spreading systems are only known in the Parece Vela Rift, the Mariana Trough, the Central Basin Fault, and the Nishi-no-shima Rift. Distinct mantle processes occur beneath the Parece Vela Rift and the Mariana Trough. These are named the "Parece Vela Rift-type mantle process" and the "Mariana Trough-type mantle process", respectively. The Parece Vela Rift-type mantle process is an extraordinary process beneath a segment mid-point, basically accompanying fertile peridotite, plagioclase-bearing peridotite, and dunite. On the other hand, the Mariana Trough-type mantle process is an ordinary process at a ridge-transform intersection of a typical slow-spreading ridge, basically accompanying abundant wall-rock peridotite and subordinate impregnated peridotite with gabbroic vein. The present review shows that the Philippine Sea backarc basin peridotites are essentially undepleted and are more similar to slow-spreading ridge abyssal peridotites, and unlike peridotites from most arcs and forearcs.

1. はじめに

大西洋中央海嶺に代表される、世界の海底拡大系は、海洋底の大構造を形成しており、1960年代から科学的な研究の対象となってきた。海底拡大系は、海洋プレートの生産の場として、体積比として地球全体の相当部分の火成活動を担っており、また地球内部からの熱発散の場として地球進化の歴史の中で重要な役割を占めてきた。海底拡大系における火成活動は、海洋や、大気の大循環や、地球システム全体の物質循環、さらには、生物の進化に対しても重要な影響を与えてきたと考えられている。従って、海底拡大系を理解するこ

とは、地球システムを理解することの重要なステップの一つである。

中央海嶺玄武岩 (Mid-Oceanic Ridge Basalt; MORB) は、海洋性地殻の主要構成物であり、地球上で最も大量に存在しているマグマである。このMORBマグマは、マントル物質の部分融解によって生じた初生マグマであることが、様々な研究によって明らかになっている。そこでMORBを理解することによって、中央海嶺の海底拡大ダイナミクスを理解できるのではないかと、という期待の下に、MORBについての多種多様な研究がこれまでになされている。しかし、MORBは上部マントルで生成した初生マグマで

[†] Received January 6, 2003 ; Accepted March 18, 2003.

* 技術・国際課海洋研究室 Ocean Research Laboratory, Technology Planning and International Affairs Division

あるが、地殻内でのマグマ分化や、マグマ混合の影響を被っており、MORBのみで海底拡大ダイナミクスを支配するマントルにおける諸現象を理解することは困難である。中央海嶺の海底拡大ダイナミクスをより直接的に探るためには、マントル物質を研究する手法が必要である。1940年代から大西洋中央海嶺を始めとする低速拡大海嶺の多くの断裂帯から上部マントル物質である蛇紋岩化したカンラン岩の産出が知られており、「海洋底カンラン岩 (abyssal peridotite)」と呼ばれて来た (Miyashiro et al., 1969; Aumento and Loubat, 1970; Dick and Bullen, 1984; Michael and Bonatti, 1984; Dick, 1989)。

西太平洋は、伊豆・小笠原海溝、マリアナ海溝を始めとする沈み込み帯の存在に伴い、一般に海

底拡大によって形成される背弧海盆が島弧の背後に発達し、背弧-島弧-海溝系を形成している。西太平洋の中でも、特にフィリピン海 (Fig.1) は、複数の背弧海盆で構成され、それらの海底拡大ダイナミクスを理解することで、世界の海底拡大系の海底拡大ダイナミクスに対する理解をより深めることができるはずである。世界の海底拡大系において、背弧海盆に対する理解は、中央海嶺のそれに対して未だ遅れている。特に背弧海盆のカンラン岩については、これまで詳しいことは未詳であった。しかし、海上保安庁海洋情報部の大陸棚調査プロジェクトの進展によってフィリピン海背弧海盆のテクトニクスの詳細が明らかになり (Kasuga and Ohara, 1997; Ohara et al., 1997; 2001; Okino et al., 1994; 1998; 1999),

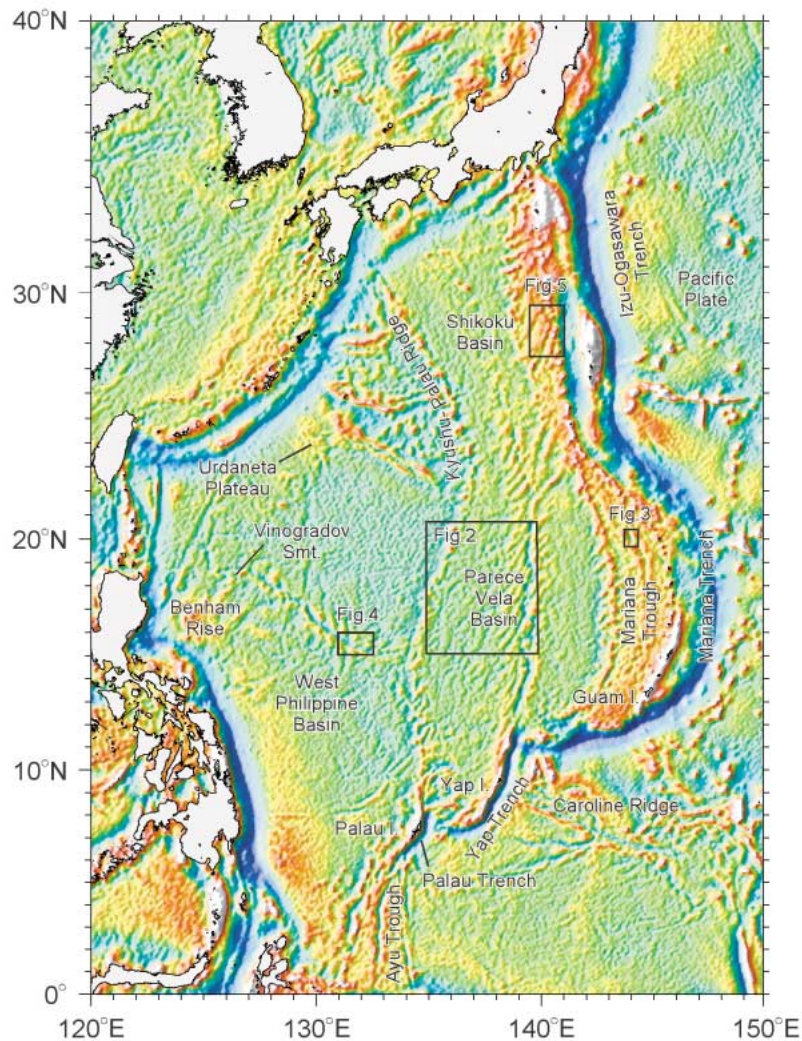


Fig. 1 Satellite altimetry map showing the tectonic feature of the Philippine Sea (data from Sandwell and Smith, 1997). The rectangles show the locations of Figs. 2-5. The locations of the Benham Rise, the Urdaneta Plateau, and the Vinogradov Seamount are indicated (see section 4-3).

Ohara and othersの最近の研究により、限られた数の背弧海盆カンラン岩について詳細が明らかにされつつある (Ohara et al., 1996; 2002a; 2002b; submitted; Ohara and Stern, submitted).

本論ではそれらの結果を踏まえ、現在明らかになっているフィリピン海背弧拡大系カンラン岩の特徴を紹介する。2003年から我が国が主導するIODP計画が始動し、新しいMohole計画が期待されている。また国連大陸棚限界委員会への我が国からの大陸棚調査資料の提出期限が2009年に決定した。このような状況の下で、フィリピン海背弧拡大系リソスフェア研究をまとめておくことは有意義であると考え。なお、これまでの海洋底カンラン岩研究については、荒井 (1989・1995・1997・1999)、小沢 (1986)・小沢ほか (1990) に既にレビューされている。

2. 海洋底カンラン岩の岩石学

上部マントルの構成物質は、地殻のものとは大きく異なり、Mgに富む超マフィック岩類であることが知られている。それらの代表的なものが、カンラン岩類である。カンラン岩は、主にカンラン石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルの4つの鉱物組成からなり、斜長石・角閃石を含む場合もある。カンラン岩は比較的単純な化学組成を持ち、 SiO_2 ・ MgO ・ FeO ・ CaO ・ Al_2O_3 が主要成分で、微量成分として、 Cr_2O_3 ・ TiO_2 などを含む。カンラン石・斜方輝石・単斜輝石のモード組成 (体積比) によって、カンラン岩類の名称が決まっている。海洋底カンラン岩は、これまでの研究により、主にレールゾライト・ハルツパーガイトから成ることが知られている。

MORBマグマはある初生的なカンラン岩が部分融解することによって生じるが、マグマが抜けた後の融け残りカンラン岩は、一般に残留岩 (refractory residue) と呼ばれている。レールゾライト・ハルツパーガイトから成る海洋底カンラン岩のほとんどは、このような残留岩であると考えられている。ある初生的なカンラン岩の部分融解の進行につれて、その残留岩のモード組成では、

まず単斜輝石が減少し、次に斜方輝石に減少し、ついには輝石類が消失する。それら鉱物の化学組成は、部分融解の進行につれて、インコンパティブル元素に乏しくなり、コンパティブル元素に富むようになる。これらの関係を容易に見ることのできる「岩石学的インディケーター」として、スピネルのCr # ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 比) が広く用いられている (Dick and Bullen, 1984)。すなわち、部分融解度の高い残留岩ほど、コンパティブル元素であるCrに富むので、そのスピネルのCr # は高くなる。イオンマイクロプローブを用いると、カンラン岩の部分融解に関するさらに有用な情報を単斜輝石から得ることができる。希土類元素 (Rare Earth Element; REE) はカンラン岩の構成鉱物中では単斜輝石に濃集することが知られている。Johnson et al. (1990) は海洋底カンラン岩の研究に初めてイオンマイクロプローブを用いて、単斜輝石に濃集したREEの代表的なパターンを求め、実験で既知となっている各REEの固液分配係数を用いた理論的な計算から、海洋底カンラン岩の部分融解度を定量的に計算することに成功した。

大西洋中央海嶺・南西インド洋海嶺を中心として、海嶺軸に沿った海洋底カンラン岩の組成変化を論じた最初の研究はDick et al. (1984) と Michael and Bonatti (1985) である。これらの研究では、カンラン岩のモード組成やスピネル・輝石の化学組成に、海嶺軸に沿って長波長 (約1000kmのオーダー) の組成変化が存在することが示された。これらの組成変化は、カンラン岩に伴って産するMORBの組成や、海嶺軸の水深、残留ジオイド異常と密接に関係しており、大西洋中央海嶺下の上部マントルの部分融解がアゾレスホットスポット・アイスランドホットスポットの影響を強く受けていることが示唆された。すなわち、大西洋中央海嶺の北緯34度-45度の地域は、大西洋中央海嶺のその他の地域に比べ、より高い部分融解度を被っている (より「枯渇」している) ことがカンラン岩・MORBのデータから示された。Niu and Hekinian (1997) は、低速拡大海嶺と高速拡

大海嶺のカンラン岩と MORB の組成をコンパイルし、海嶺の拡大速度と上部マントルの枯渇度に明瞭な正の相関関係があることを示した。一方 Bonatti and Michael (1989) は、世界の海洋底のカンラン岩の岩石学的特徴をコンパイルし、前海洋性リフト (紅海), 受動的大陸縁辺部 (イベリアマージン), 中央海嶺 (大西洋中央海嶺), 沈み込み帯 (マリアナ前弧), の順にカンラン岩が枯渇して行くことを明らかにした。

3. 背弧拡大系におけるカンラン岩の分布

大西洋を中心とする低速拡大海嶺およびそれに

伴う断裂帯沿いから非常に数多くのマントルカンラン岩の産出が知られているのに対し、背弧海盆からの報告は極めて限られている。世界のその他の中央海嶺系に比べ、西太平洋に主に分布する背弧海盆においては調査の絶対数が少ないことが、一つの理由であると思われる。

西太平洋のフィリピン海 (Fig.1) は幾つかの背弧海盆と古島弧・島弧から構成されているが、そのうち、既に活動を停止したパレスベラ海盆 (Fig.2) (Ohara et al, 1996; submitted; Ohara and Stern, submitted) と、現在背弧拡大中のマリアナトラフ (Fig.3) (Ohara et al, 2002b; Ohara and

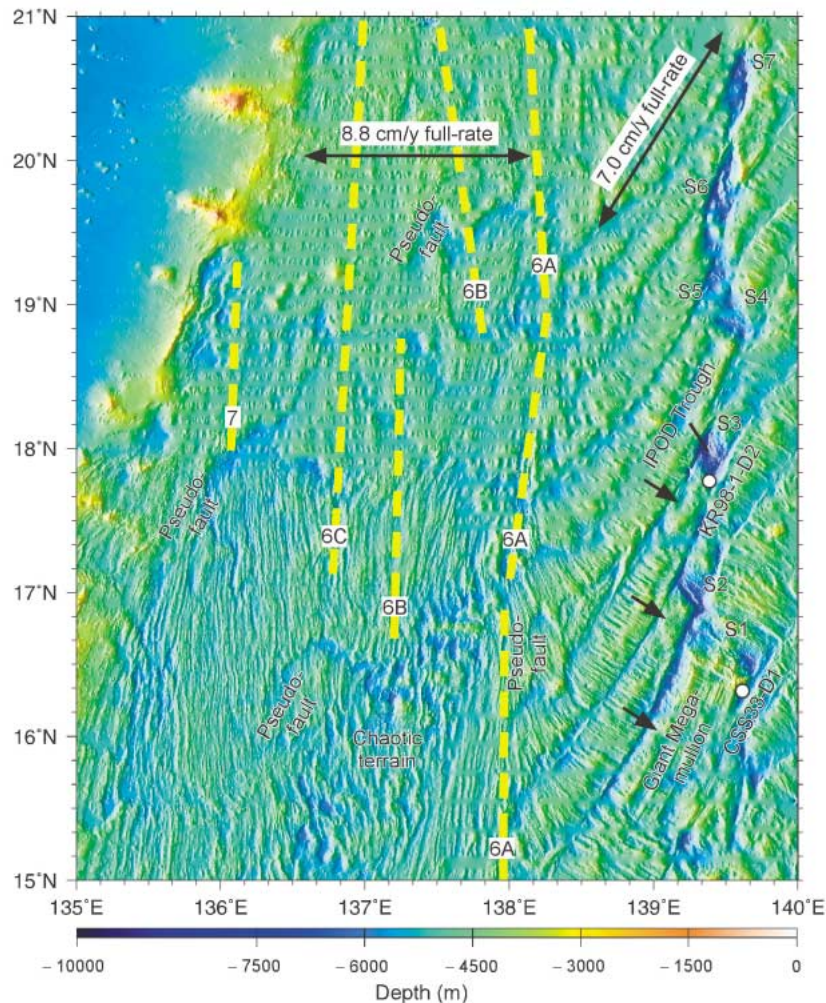


Fig. 2 Interpreted shaded structural image of the Parece Vela Basin illuminated from 270° (after Ohara and Stern, submitted). Dotted yellow lines are magnetic anomaly isochrons with anomaly number taken from Okino et al. (1998). The short, first-order segments are labeled as S1-S7 (Ohara et al., 2001). Distinct mullion structures indicated by short arrows, are developed along the full-length of each segment (S1-S3) (Ohara et al., 2001). The chaotic terrain characterized by rough bathymetry is identified in the western Parece Vela Basin, also suggesting amagmatic extension occurred there (see discussion for Ohara et al. (2001)). Some notable pseudofaults are indicated. The dredge haul CSS33-D1 by S/V Takuyo recovered peridotites and gabbros, whereas KR98-1-D2 by R/V Kairei only peridotites (Ohara et al., 1996; submitted).

Stern, submitted) からのマントルカンラン岩について、詳細な岩石学的な検討が成されている。パレスベラ海盆と同様に既に活動を停止している西フィリピン海盆のかつての拡大軸であるセントラルベースンフォールト (Fig.4) からロシア

船によるマントルカンラン岩のドレッジの記録がある (Shcheka et al., 1995)。伊豆・小笠原弧内の活動的島弧内リフトである、西ノ島リフト (Fig.5) から最近カンラン岩が発見された (湯浅ほか, 1999a, b)。

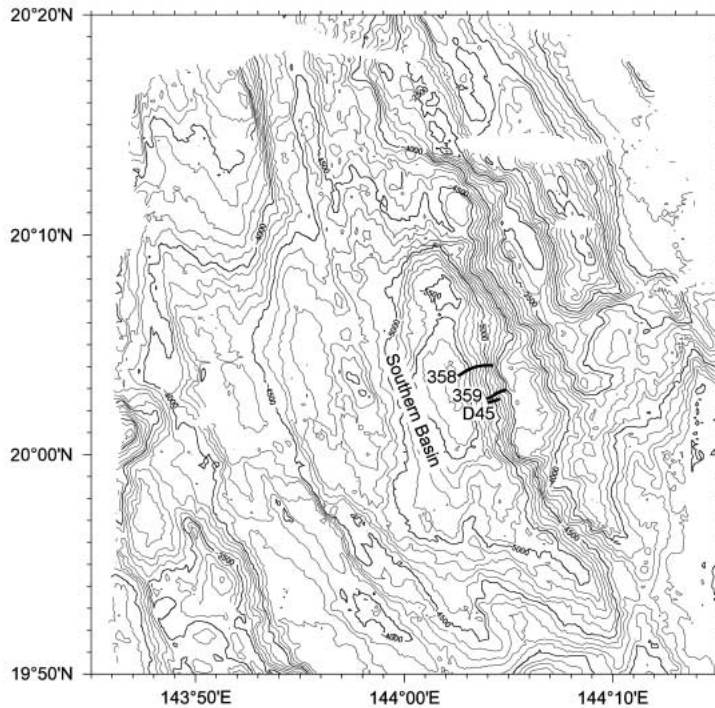


Fig. 3 Bathymetry of the Southern Basin of the Central Graben, Mariana Trough, and track lines of DSV Shinkai 6500 dives 358 and 359 (after Ohara et al., 2002b). D45 represents the approximate line of the Tunes 7 dredge 45 by R/V Thomas Washington (Stern et al., 1996). Contours in 100 m intervals.

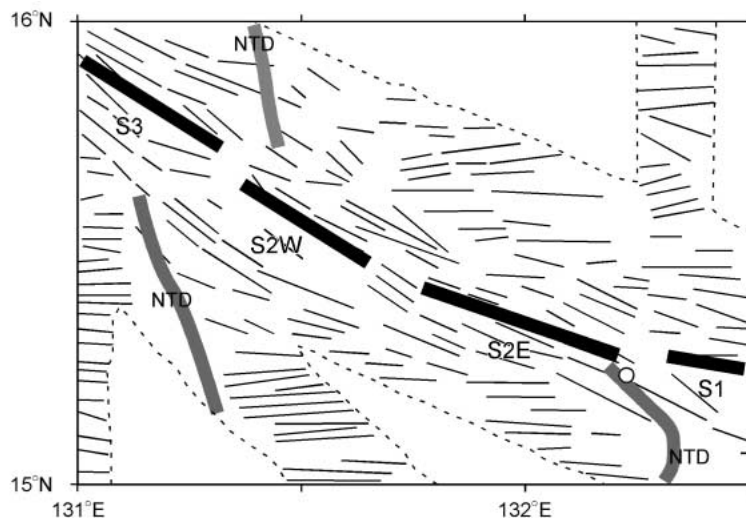


Fig. 4 Tectonic interpretation of the Central Basin Fault after the base bathymetric map of Deschamps et al. (2002). The rift valleys are indicated by thick black lines, lineaments by thin black lines, and non-transform discontinuities (NTD) are thick gray lines. Segment names (S1, S2E, S2W, and S3) are after Okino and Fujioka (2003). The small circle indicates the dredge location by R/V Academic Alexander Nesmeyanov (Shcheka et al., 1995). Note that the approximately NW-SE aligned rift valleys cut the E-W tectonic fabrics off-axis (Deschamps et al., 2002; Okino and Fujioka, 2003).

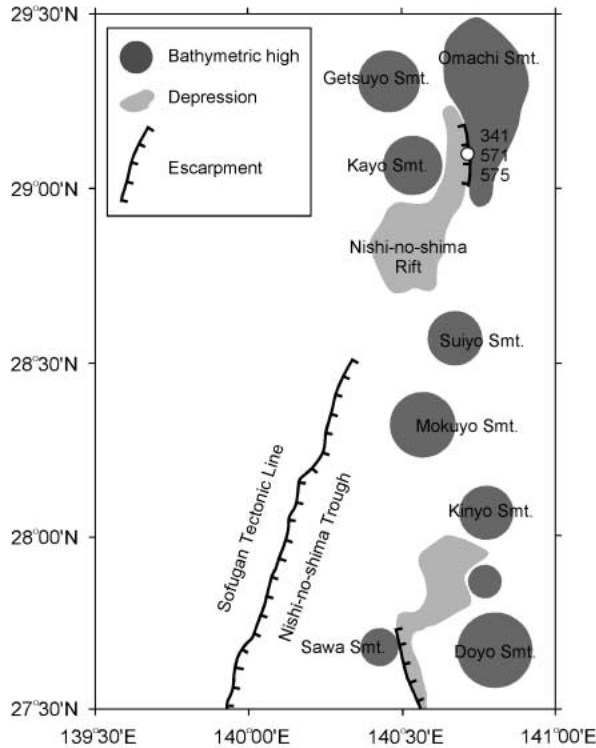


Fig. 5 Schematic tectonic map showing the location of the Nishi-no-shima Rift after the base bathymetric map of Sakamoto et al. (2001). Approximate location of DSV Shinkai 6500 dives 341, 571, and 575 is indicated by a small circle. The Shichiyo Seamounts Chain (Getsuyo, Kayo, Suiyo, Mokuyo, Kinyo, and Doyo Seamounts) represents a part of the volcanic front of the present Izu-Ogasawara (Bonin) arc.

西大西洋のカリブ海の中央ケイマンライズからマンタルカンラン岩およびガブロが報告されている (Perfit and Heezen, 1978; Elthon, 1987; Arai et al., 1997) が、中央ケイマンライズは背弧拡大系のテクトニックセッティングではないようである (Tamaki and Honza (1991) では背弧海盆に分類されている)。地中海のティレニア海 (バビロフ海盆) では、ODP Leg 107による深海掘削が実施されている。地球物理学的データはティレニア海が背弧海盆であることを示しているが (Faccenna et al. 2001), ティレニア海カンラン岩は極めて枯渇しており (Bonatti et al., 1990), 岩石学的には沈み込み帯 (前弧) のものと類似している。

4. フィリピン海背弧拡大系のカンラン岩

4-1. パレスベラリフトカンラン岩

パレスベラ海盆 (Fig.2) は、29-12 Maに背弧拡大を行った背弧海盆であり (Okino et al., 1998; 1999), その拡大中心は、パレスベラリフトと呼ばれている (Mrozowski and Hayes, 1979). パレスベラリフトは、右横ずれ雁行配列の短い1次セグメントとそれらを密に挟む北東-南西方向の断裂帯から形成される (Kasuga and Ohara, 1997; Ohara et al., 1997; 2001; Okino et al., 1998; 1999). それらのセグメントは、低速拡大海嶺に見られるような、ラフな地形・深い水深 (最大水深約7500m) で特徴付けられ (Ohara et al., 2001), ドレッジによってマンタルカンラン岩・ガブロが採取されている (Ohara et al., 1996; submitted). 大西洋中央海嶺では、下部地殻-上部マントルが非マグマ的拡大により低角デタッチメント断層の下盤ブロックとして、海嶺軸・トランスフォーム断層会合点 (Ridge-Transform Intersection; RTI) に位置した「メガマリオン」と呼ばれる構造が最近発見された (Cann et al., 1997; Blackman et al., 1998; Mitchell et al., 1998; Tucholke et al., 1998). パレスベラリフトにおいて、背弧海盆拡大系では初めてメガマリオンが発見された (Ohara et al., 2001; 小原ほか, 2001). パレスベラリフトのメガマリオンは大西洋中央海嶺のものに比べ約10倍の空間的スケールを持つ世界最大のメガマリオンであって、「ジャイアントメガマリオン」と命名されている (Ohara et al., 2001; 小原ほか, 2001). パレスベラ海盆は、拡大前期として29-21 Maまでは、年間8.8cm (両側拡大速度) で東西方向にリフティング・拡大を行った (Okino et al., 1998). この時期はスムーズな海底地形と拡大軸のジャンプやプロパゲーションで特徴付けられ、マンタルフロー (あるいはメルトの供給) が活発であったことが示唆される (Ohara et al., 2001). 拡大後期は、拡大軸の反時計回りの回転が生じ、19-12 Maまで、年間7cm (両側拡大速度) で北東-南西方向に拡大を生じた (Ohara et al.,

2001). 拡大後期はパレスベラリフトの形成で代表される, 基本的には非マグマ的拡大で特徴付けられる. パレスベラ海盆のテクトニックな特徴は以下の点で大西洋中央海嶺と顕著に異なっている (Ohara et al., 2001; submitted) :

- (1) 年間両側拡大速度8.8 – 7cmという比較的高速な拡大環境の下で非マグマ的拡大が生じた (大西洋中央海嶺では低速拡大環境である),
- (2) 「メガマリオン」はセグメントの全長に渡って発達している (大西洋中央海嶺では一般にRTIに出現している (Tucholke et al., 1998)),
- (3) カンラン岩が1次のセグメント中央部に露出している (大西洋中央海嶺のモデルではセグメント中央部はマグマ活動が活発である (Lin et al., 1990)).

パレスベラリフトカンラン岩は1976年にロシアのR/V Dmitry Mendeleevによりドレッジされ (Bogdanov et al., 1977; Dietrich et al., 1978), 1984年にもR/V Akademik Vinogradovによりドレッジされた (Shcheka et al., 1995) が, いずれも詳細な岩石学的な記載はなされていない. その後, Ohara and othersによって, ジャイアントメガマリオンと1次セグメントのセグメント中央からドレッジがなされ, 詳細な岩石記載が行われた (Fig. 2; Ohara et al., 1996; submitted; Ohara and Stern, submitted). カンラン岩は, 一般的な海洋底カンラン岩と同様に著しく蛇紋岩化を被り, 特にダナイトは風化程度も激しい. 特にカンラン石はすべて変質し, 初生的な部分が残存していない. 変質を免れた単斜輝石・斜方輝石の組織から推定すると, パレスベラリフトカンラン岩の多くはポーフィロクラスティック組織を示し, カンラン岩のモード組成はレールズライトあるいはハルツパーサイトであることを示している.

パレスベラリフトカンラン岩の岩石学的な特徴を以下の通りまとめることができる (Ohara and Stern, submitted; Ohara et al., submitted) :

- (1) 1つのドレッジ中に3種の異なった岩相 (F・P・D-type) が混在する,
- (2) F-type (Fertile-type) のスピネルやマフィ

ック鉱物の組成は, 最も肥沃な海洋底カンラン岩の組成にはほぼ一致し, スピネルはCr # = 0.17に組成集中がある (Fig.6),

- (3) Interstitialな斜長石を含むP-type (Plagioclase bearing-type; 含斜長石カンラン岩) が多い (Fig.7a),
- (4) D-type (Dunite; ダナイト) が多い,
- (5) F-typeとP・D-typeはマフィック鉱物の組成が, 顕著なバイモーダルな分布を示し, 特にP・D-typeのスピネルはTiO₂に富んでいる (Fig.6),
- (6) P-typeの一部はinterstitialなフログサイト・パーサイトを含み, F-typeの一部はinterstitialなパーサイトを含む.

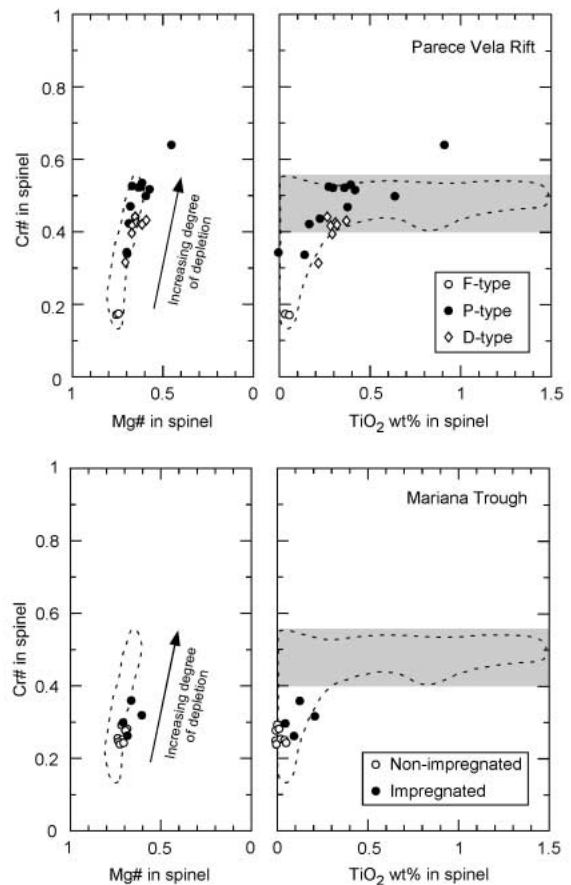


Fig. 6 Spinel compositional plots for Parece Vela Rift (upper) and Mariana Trough (lower) peridotites (after Ohara and Stern, submitted), with fields for abyssal peridotites indicated by dotted line for comparison (Dick and Bullen, 1984). Hatched area is the TiO₂ compositional range for most abyssal plagioclase-bearing peridotites (Dick and Bullen, 1984).

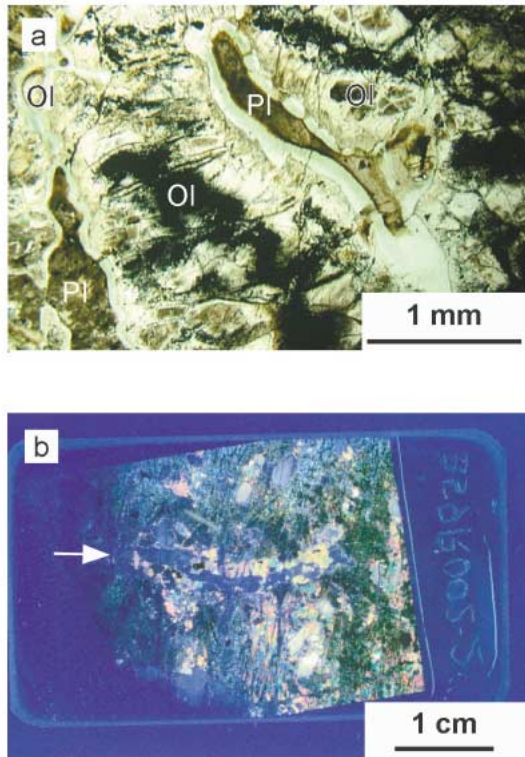


Fig. 7 Microphotograph of thin section and enlarged photo of thin section, all taken with transmitted light. (a) Altered plagioclase in P-type peridotite from the Parece Vela Rift (after Ohara et al., submitted). Open polarizers. Ol, olivine; Pl, plagioclase. (b) Veined harzburgite from the Mariana Trough (after Ohara et al., 2002b). Crossed polarizers. The vein (indicated by white arrow) clearly cuts the original porphyroclastic texture.

F-type が厳密な意味の残留岩としてのパレスベラリフトカンラン岩であって、MORB タイプソースマンタルの3-4%のnear-fractional meltingによって形成されたとモデリングが可能である。一方、D-typeは上部マンタル中のメルトの抽出チャンネル (Kelemen et al., 1995) として解釈でき、斜長石がinterstitialであるP-typeはF-typeに比較的大量のメルトが浸透的に反応した(メルト-マンタル相互反応を行った) ことにより形成された、と解釈できる (Ohara et al., submitted; Ohara and Stern, submitted).

F-typeの低い部分融解度とP-typeが大量に存在する事実は、パレスベラリフト下の上部マンタルが「冷たかった」ということを示唆している。

上記 (1) - (5) のパレスベラリフトカンラン岩の岩石学的特徴は、大西洋中央海嶺の一般的な海洋底カンラン岩とは顕著に異なり、超低速拡大海嶺である南西インド洋海嶺 (Dick et al., 2002) やマンタルコールドスポットの存在が議論されている赤道大西洋中央海嶺のRomanche断裂帯 (Seyler and Bonatti, 1997) の海洋底カンラン岩に類似している。

海洋底カンラン岩からフロゴサイト・パーガサイトなどのinterstitialな「初生的」含水鉱物が記載された例は極めて限られている。特にフロゴサイトについては、前海洋性リフトのセッティングである紅海Zabargad島のレールズライト (Bonatti et al., 1986) を除くと、大西洋中央海嶺アトランティス断裂帯でドレッジされたハルツバーサイト (Arai and Takahashi, 1987) と、ODP Leg 125で掘削された鳥島前弧海山のハルツバーサイト (Parkinson and Pearce, 1998) の2点があるのみである。ただしArai and Matsukage (1996) とArai et al. (1997) は、ヘスディーブと中央ケイマンライズのハルツバーサイトのスピネル中のインクルージョンとしてのフロゴサイトとパーガサイトを記載している。パレスベラリフトの個々のフロゴサイトは組成のばらつきが大きく、またその出現が一部の試料に限られていること、メルト-マンタル相互反応を免れたF-typeにパーガサイトが出現していることから、パレスベラリフトカンラン岩中の「初生的」含水鉱物は、マンタルメタソマティズムによるものではなく、海底近傍における熱水活動によるものであると結論された (Ohara et al., submitted).

4-2. マリアナトラフカンラン岩

マリアナトラフは、北に向かって拡大軸の伝播が起こっているために、トラフの伸長方向(南北)に沿って、その地球物理学的特徴およびマグマの組成が顕著に異なっている (Martinez et al., 1995; Gribble et al., 1998). そのうち、北緯21-19度40分付近はセントラルグラーベンと呼ばれる4個の非対称な凹地(ハーフグラーベン)から構成さ

れる、背弧リフティングによって形成された地域である (Martinez et al., 1995). セントラルグラーベン内の4個の凹地の一つは、最大水深が5700 mに達し、ドレッジ・潜水船によってカンラン岩・ガブロが採取されている (Fig.3; Southern Basin; Stern et al., 1996, 1997; Ohara et al., 2002b). マリアナトラフではセントラルグラーベンを境にして、その北部では火山弧の影響を受けたリフティングが進行中であり、その南部では背弧海底拡大が進行中である。最新の調査結果によれば、セントラルグラーベン近傍の北緯20 - 19度では、西側へ年間1 cm, 東側へ年間0.6 cmの非対称な拡大が生じていることが明らかになった (Yamazaki et al., 1999). 非マグマ的なりフティングは、セントラルグラーベンのみで進行していると考えられる (Stern et al., 1996). Yamazaki et al. (1999)・山崎俊嗣 (私信) では、セントラルグラーベンを1次のセグメント境界に位置している、と考えている。しかし、現在公表されている地形図 (Yamazaki et al., 1993; Martinez et al., 1995) ではセントラルグラーベンは、非トランスフォーム境界 (non transform discontinuity) (2次セグメント) のセグメント端に位置しているように見える。

マリアナトラフは、活動的背弧海盆の典型として、背弧海盆玄武岩についての多くの研究がなされて来た (Hart et al., 1972; Hawkins and Melchior, 1985; Hawkins et al., 1990; Sinton and Fryer, 1987; Volpe et al., 1987; 1990; Stern et al., 1990; Stolper and Newman, 1994; Gribble et al., 1996; 1998). 一方、カンラン岩・ガブロはセントラルグラーベんでドレッジされ、簡単な報告がなされた (Stern et al., 1996). その結果を受け潜水船による潜航調査が行われ、背弧海盆では初めてとなるカンラン岩の露頭が目視観察され (Stern et al., 1997), カンラン岩・ガブロについて詳細な岩石学的な検討がなされた (Ohara et al., 2002b).

カンラン岩は、一般的な海洋底カンラン岩と同様に著しく蛇紋岩化を被っているが、その多くはポーフィロクラスティック組織を示し、構成鉱物

であるカンラン石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルのいずれもが変質を免れたレリク部分が残されている。カンラン岩のモード組成・鉱物化学組成とも、マリアナトラフカンラン岩は典型的なハルツバーガイトであることを示しているが、パレスベラリフトカンラン岩とは異なり、マリアナトラフカンラン岩は岩相の変化に乏しいことが特徴である。すなわち、マリアナトラフカンラン岩は、多量に存在するハルツバーガイト (壁岩ハルツバーガイト) に、ガブロ質の貫入脈を持つハルツバーガイト (Fig.7b) が少量伴うことが大きな特徴となっている。Ohara et al. (2002b) ではダナイトは発見されていない。

マリアナトラフカンラン岩の岩石学的な特徴を以下の通りまとめることができる (Ohara et al., 2002b) :

- (1) 壁岩ハルツバーガイトのスピネルやマフィック鉱物の組成は、比較的肥沃な海洋底カンラン岩の組成に一致し、スピネルのCr # = 0.25付近に組成集中が見られる (Fig.6),
- (2) 貫入脈を持つハルツバーガイトのスピネルはCr # = 0.25 - 0.35に分布し、TiO₂含有量が有意に高い (Fig.6),
- (3) 壁岩ハルツバーガイトと貫入脈を持つハルツバーガイトのマフィック鉱物を比べると、前者に比べ後者のMg # が有意に小さい。

壁岩ハルツバーガイトが残留岩としてのマリアナトラフカンラン岩であって、MORBタイプソースマンタルの約7%のnear-fractional meltingによって形成されたとモデリングが可能である (Ohara et al., 2002b). 貫入脈の近傍では分化した少量のメルトが壁岩に一方通行的に付加する形態の反応が起こっていると解釈できる (Ohara et al., 2002b). これら (1) - (3) の岩石学的特徴は、大西洋中央海嶺 (特にMARK地域; Mid-Atlantic Ridge Kane) で一般的に記載されている事実 (Niida, 1997) と良く類似している。

4-3. セントラルベースンフォールトカンラン岩

現在既に活動を停止した西フィリピン海盆は、フィリピン海で最大の背弧海盆である。その起源については、「背弧拡大説 (Karig, 1975)」と「トラップされた太平洋底説 (Uyeda and Ben-Avraham, 1972; Hilde and Lee, 1984)」があり、論争が続いていたが、最近の調査結果は背弧拡大説を支持している (Fujioka et al., 1999; Deschamps et al., 2002; Okino and Fujioka, 2003)。西フィリピン海盆の拡大軸は、Hess (1948) によって最初に記載され、「セントラルベースンフォールト」と名づけられた。いずれの起源説にせよ、地磁気異常の同定に基づく解釈では、西フィリピン海盆ではセントラルベースンフォールトにおけるNE-SW拡大が生じた後 (60-45 Ma), N-Sの拡大が生じた (45-35 Ma) された (Hilde and Lee, 1984)。

セントラルベースンフォールトにおいて、潜水船による潜航調査および詳細なマッピング調査が最近行われ、西フィリピン海盆の拡大末期のテクトニクスが明らかになってきた (Fujioka et al., 1999; Deschamps et al., 2002; Okino and Fujioka, 2003)。それら調査結果によれば、セントラルベースンフォールトでは、その伸張方向 (ほぼ東西) に沿って、ジオダイナミックな特徴が大きく変化することが明らかとなった。拡大末期の拡大速度は、低速拡大である年間3.6 cm (両側拡大速度) (Hilde and Lee, 1984) が得られている。しかし、海盆の西部では低速拡大を行ったにも関わらず、重複拡大軸の存在で代表されるように高速拡大軸の特徴を示している (Okino and Fujioka, 2003)。一方、海盆の東部では非トランスフォーム境界による拡大軸のセグメンテーションが見られ、低速拡大を行った事実と調和的である (Okino and Fujioka, 2003)。海盆西部の「高速拡大軸的な特徴」は、ベンナム海台・ウルダネタ海台・ビノグラードフ海山 (Fig. 1) の存在から示唆されるように、小規模なマンテルプルームによる、比較的大規模なマグマ活動によって生じた (Okino and Fujioka, 2003)。現在のセントラルベースンフォ

ールトを形作る深い水深のリフトバレー (最大水深7900 m) はN-S拡大で生じた東西方向の地形のリニアメントを切っており、Deschamps et al. (2002) と Okino and Fujioka (2003) では、N-S拡大の時期の後に再びNE-SWの非マグマ的拡大が生じたことが議論されている。

セントラルベースンフォールトでは、1984年にロシアのR/V Academic Alexander Nesmeyanovによって、カンラン岩をはじめ、玄武岩・ガブロ・角閃岩等の変成岩などがドレッジされた記録があるが詳細な岩石記載はなされていない (Shcheka et al., 1995)。そのドレッジ点は、非マグマ的拡大を行った海盆東方のセグメントS2E (2次セグメント) のセグメント端に位置している (Fig. 4; Okino and Fujioka, 2003)。セグメントS2Eはマンテルブーゲー異常の極大地点に相当し (Okino and Fujioka, 2003)、カンラン岩がドレッジされていることと調和的である。

Shcheka et al. (1995) では、2個のカンラン岩のスピネルの組成のみがリストされている。それによれば、スピネルのCr #は0.3程度であり (Fig. 8), TiO_2 含有量はほとんどゼロである。しかし、これ以上の詳細な岩石学的情報は皆無である。

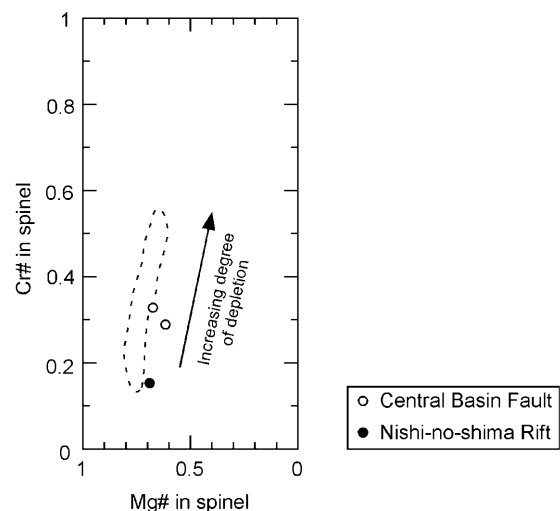


Fig. 8 Spinel compositional plots for Central Basin Fault (after Shcheka et al., 1995) and Nishi-no-shima Rift (after Yuasa et al., 1999a) peridotites, with field for abyssal peridotites indicated by dotted line for comparison (Dick and Bullen, 1984).

4-4. 大町海山カンラン岩（西ノ島リフトカンラン岩）

伊豆・小笠原弧は、孀婦岩構造線（Yuasa, 1985）を境に、その南北でジオダイナミックな特徴に大きな相違が存在する。孀婦岩構造線近傍の火山フロント（七島・硫黄島海嶺）の海山として七曜海山列が分布するが、大町海山は火曜海山の北東約30kmに、火山フロントからやや前弧側に外れて位置する（Fig.5；湯浅ほか, 1999a, b）。大町海山においては、ドレッジが3回、潜水船による潜航調査が4回実施され、そのうち海山南部を切る西落ちの急崖における潜航調査によってカンラン岩が得られている（湯浅ほか, 1999a, b; 富士原ほか, 2001; 新井田ほか, 2001）。

伊豆・小笠原弧の大きな特徴の一つは、火山フロント直近の西方に数個の凹地が存在することである。それらは背弧凹地（backarc depression）として島弧内リフティングの可能性が指摘された（玉木ほか, 1981）。それらの背弧凹地の一つ、スミス凹地（スミスリフト）では掘削前の事前調査（Taylor et al., 1991）、およびODP Leg 126による深海掘削（Fujioka et al., 1992）、によって島弧内リフティングの発達過程が明らかにされた。大町海山は、「海山本体」と、本体から「南方へ延びる地形的高まり」の2つのメンバーから構成され、それらはいずれも西方を西落ちの正断層によって切られている（Fig.5；湯浅ほか, 1999a, b）。大町海山直近の南西方、火曜海山と水曜海山の間にも水深3400mの凹地が発達し、西ノ島リフトと名付けられている（Fig.5；Taylor et al., 1991）。

大町海山の海山本体からドレッジされた安山岩の年代は、32-33Maであり（湯浅ほか, 1999a）、パレスベラ海盆拡大以前の古九州・パラオ海嶺（古伊豆・小笠原弧）の上に形成された火山体であると解釈されている（湯浅ほか, 1999a）。南方へ延びる地形的高まりからは弱変成岩もドレッジされ、パレスベラ海盆のリフティングに先立って存在した海洋性島弧の基盤岩の一部であったと解釈された（Yuasa et al., 1992）。潜航調査によっ

て、南方へ延びる地形的高まりからレーolzライト・ウェールライト・カンラン石単斜輝岩・単斜輝岩・角閃岩が採取された（湯浅ほか, 1999a, b; 新井田ほか, 2001）。

ソノブイを用いた地殻構造データによれば、西ノ島トラフ（Fig. 5; 孀婦岩構造線の東方に沿う谷地形）の北緯27度50分では、モホ面を与える7.9 km/s層の上面が地下約10 kmという浅所に存在しているようである（宮崎, 1985）。Tamaki (1995) は、背弧拡大の開始の前段階として、島弧地殻の伸長が必要であると議論している。湯浅ほか (1999a, b) は、大町海山カンラン岩を「パレスベラ海盆の初期リフティングの際に断片化された海洋性島弧リソフェアの破片」と考えた。しかし、大町海山カンラン岩は、西ノ島リフトを構成する西落ちの正断層（低角デタッチメント断層）沿いに、島弧内リフティングに伴って露出しているのが合理的であろう。その意味で、「大町海山カンラン岩」ではなく、「西ノ島リフトカンラン岩」と記載すべきであろう。

レーolzライトは、一般的な海洋底カンラン岩と同様に著しく蛇紋岩化を被っているが、その多くはプロトグラニューラー組織を示し、カンラン石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルのいずれもが変質を免れたレリックな部分が残されている（新井田ほか, 2001）。ウェールライト・カンラン石単斜輝岩・単斜輝岩は、明瞭な集積岩の組織を示す（新井田ほか, 2001）。レーolzライト中には、カンラン石単斜輝岩の貫入脈を認めることができる（新井田ほか, 2001）。貫入脈には角閃石を伴う場合があり、その場合は角閃石単斜輝岩の貫入脈となっている（新井田ほか, 2001）。角閃岩とレーolzライトの露頭における関係は不明であるが、鏡下における観察では、角閃岩の角閃石と、レーolzライトに貫入した角閃石単斜輝岩の角閃石とは区別できない（新井田ほか, 2001）。

西ノ島リフトカンラン岩の岩石学的特徴は次の通りまとめることができる：

(1) レールolzライトのスピネルの組成は最も肥沃

- な海洋底カンラン岩の組成に一致し, Cr # = 0.15である (Fig. 8; 湯浅ほか, 1999a),
- (2) レールズライトのその他のマフィック鉱物も比較的肥沃な組成を示す. 単斜輝石の組成は, ほぼ大西洋中央海嶺カンラン岩に一致するが, TiO₂量は広いばらつきが存在する (新井田ほか, 2001),
 - (3) 角閃石単斜輝岩脈を持つレールズライトのカンラン石にはMg #の減少が認められる (最小約Mg # = 0.88) (新井田ほか, 2001),
 - (4) ウェールライトのカンラン石は, 鉄に富み (Mg # = 0.87-0.89) (新井田ほか, 2001), やや分化した集積岩であることを示している,
 - (5) レールズライトのカンラン石は cleavable olivine (Hawkes, 1946) である場合が多い (新井田ほか, 2001),
 - (6) 角閃岩や角閃石単斜輝岩の角閃石は, エデナイト質である (新井田ほか, 2001). これらは, Naに富む, 高温・高圧タイプの角閃石 (Niida and Green, 1999) で, 上部マントルカンラン岩と平衡共存可能であることを示している (新井田ほか, 2001).

上記 (1) - (4) の岩石学的特徴は, マリアナトラフカンラン岩のものに類似している. 一方, cleavable olivineやエデナイト質角閃石の存在は, マリアナ海溝前弧蛇紋岩海山 (Ishii et al., 1992) や, 南部マリアナ海溝陸側斜面 (Ohara and Ishii, 1998) から報告されている. 大江山カンラン岩体において, 宇田 (1984) は cleavable olivineの成因を花崗岩の貫入による接触変成作用に求めた. マリアナ海溝前弧蛇紋岩海山・南部マリアナ海溝陸側斜面や西ノ島リフトにおいて, そのような熱源を求めることは困難であり, 接触変成作用以外にも cleavable olivineが生成することを示している. Cleavable olivineやエデナイト質角閃石は, 純粋な「背弧拡大系」に比べ, より流体 (水) の付加の影響があったことを示しているのかも知れない. その成因の説明は今後の課題である.

5. 議論

5-1. 背弧拡大系におけるマントルプロセスとそのグローバルな意義

パレスベラリフトの顕著なテクトニックな特徴 (メガマリオンがセグメント全体に発達していること・カンラン岩がセグメント中央に露出していること) と, パレスベラリフトカンラン岩の岩石学的特徴が, 大西洋中央海嶺の一般的な海洋底カンラン岩とは顕著に異なることから, Ohara and Stern (submitted) はパレスベラリフトにおけるマントルプロセスは, 「特殊な」セグメント中央におけるプロセスであると解釈した. 一般にセグメント中央部は, 海嶺システム全体の中でマグマ活動が最も活発な箇所である (Lin et al., 1990). しかし, 超低速拡大海嶺である南西インド洋海嶺では, セグメント中央部におけるカンラン岩の露出が報告されており (10° -16° Eの "oblique supersegment"; Dick et al., 2002), セグメント中央が非マグマ的に拡大する時期が存在していることを示している. 南西インド洋海嶺で知られる一般に肥沃な組成のカンラン岩は, そのような時期を代表するものであろう. 一方, セグメント中央部においてマグマ活動が再開したときに, 肥沃な組成のカンラン岩と比較的大量のメルトが浸透的に反応し, 含斜長石カンラン岩が形成され, メルトの抽出通路はダナイトとして残ったと解釈できる.

すなわち「パレスベラリフト型マントルプロセス」は, 一般的には超低速拡大海嶺に期待される, セグメント中央における特殊なマントルプロセスであり, 基本的には, 肥沃な組成のカンラン岩・含斜長石カンラン岩・ダナイトという岩相で代表される (Ohara and Stern, submitted).

パレスベラリフトにおいては, 短い1次セグメントが密に分布する断裂帯に挟まれたセッティングが顕著である (Fig. 2; Ohara et al., 2001; submitted; Ohara and Stern, submitted). そのような短い1次セグメントは, トランスフォーム断層効果 (e.g., Phipps Morgan and Forsyth, 1988;

Ghose et al., 1996) がより一層顕著に作用したことにより、「冷たい」上部マントルが出現したことが予想される(トランスフォームサンドイッチ効果仮説; Ohara et al., submitted; Ohara and Stern, submitted). パレスベラリフトにおいては、比較的高速拡大を行ったにも関わらず、トランスフォームサンドイッチ効果によって、短い1次セグメント全長に渡り非マグマ的に拡大する時期が出現したのであろう。この仮説によって、セグメント全長に発達するメガマリオンが存在や、セグメント中央部に産出するカンラン岩と、その肥沃な組成を合理的に説明可能である。一方、超低速拡大海嶺と同様に、セグメント中央部においてマグマ活動が再開したときに、肥沃な組成のカンラン岩と比較的大量のメルトが浸透的に反応し、含斜長石カンラン岩が形成され、メルトの抽出通路はダナイトとして残ったと解釈できる(Ohara et al., 2001; submitted; Ohara and Stern, submitted). パレスベラリフトにおける、再開したマグマ活動の痕跡は、幾つかのセグメント(S1, S2, S6; Fig. 2)に見られる neovolcanic zone (Ohara et al., 2001) として残されている。

ヘスディーブでは高速拡大海嶺である東太平洋海膨の上部マントルが露出していると考えられ、ハルツバーガイト・トロクトライト・ダナイトという岩相で特徴付けられる(Arai and Matsukage, 1996; Dick and Natland, 1996). 西方へ伝播性拡大を行っているココス・ナスカ海嶺の先端部が東太平洋海膨のセグメント中央に衝突している地点にヘスディーブが存在していると考えられる(Hey et al., 1972). トランスフォーム断層効果は、伝播性拡大軸の先端部においても存在することが議論されている(Sinton et al., 1983). すなわち、ヘスディーブは、定常的にマグマ活動が活発な東太平洋海膨のセグメント中央に伝播性拡大軸が衝突することによって生じた、特殊なセグメント中央のセッティングであり、それゆえパレスベラリフト型マントルプロセスが作用していると解釈できる(Ohara and Stern, submitted). ヘスディーブにおけるトロクトライトは、含斜長

石カンラン岩に対応すると解釈可能であり、ヘスディーブはパレスベラリフト型の岩相で代表されている。

一方、マリアナトラフカンラン岩は、MARK地域の海洋底カンラン岩の岩石学的特徴(Niida, 1997)に良く類似している(Ohara and Stern, submitted). MARK地域は1次セグメント末端部として、RTIの典型的な特徴を示す(Karson et al., 1987; Cannat et al., 1995; Tucholke et al., 1998). セグメント末端部は、セグメント中央部に比べ、一般にマグマ生産量が小さい(Lin et al., 1990). すなわち「マリアナトラフ型マントルプロセス」は、一般的な低速拡大海嶺のRTIにおける伝導的に冷却されたリソスフェリックな上部マントルにおける、マグマに乏しいプロセスを示している(Ohara and Stern, submitted). マリアナトラフにおいては、トランスフォーム断層は認められないので、マリアナトラフカンラン岩は、実際には非トランスフォーム境界の2次セグメント末端部におけるそのようなマントルプロセスを代表していると解釈できる。セグメント末端部では、未熟かつ一時的なマグマ溜りを構成する分化した少量のメルトが、マグマ溜りを囲む壁岩であるカンラン岩に貫入し、限られた範囲のみに一方通行的な組成変化をもたらすと考えられる。すなわちマリアナトラフ型マントルプロセスは、基本的には、大量に存在する組成の一樣なカンラン岩(壁岩カンラン岩)・分化したガブロ質の貫入脈を持つ少量のカンラン岩という岩相で代表される(Ohara and Stern, submitted).

セントラルベースンフォールトカンラン岩のデータは極めて限られているが、非トランスフォーム境界に産出しているようであり、マリアナトラフ型マントルプロセスが支配していたことが予想できる。また、新井田ほか(2001)のデータによれば、西ノ島リフト下のマントルプロセスがマリアナトラフ型であることを示している。

高速拡大海嶺である東太平洋海膨の上部マントルは、ヘスディーブ以外にはギャレー断層帯に産出しており(Constantin, 1999), マリアナトラフ

型マントルプロセスに期待される岩相を示す (Ohara and Stern, submitted). ギャレー断裂帯では, 高速拡大海嶺である東太平洋海膨が, トランスフォーム断層効果によって, 低速拡大海嶺の RTI と同様なセッティングが達成され, マリアナトラフ型マントルプロセスが発生しているのであろう (Ohara and Stern, submitted).

5-2. フィリピン海ウェッジマントルの組成

Bloomer and Hawkins (1983), Ishii (1985), Ishii et al. (1992), Ohara and Ishii (1998), Parkinson and Pearce (1998) などによって, 沈み込み帯 (前弧) のカンラン岩は, 一般にスピネルの Cr # = 0.6 を超える枯渇した組成であることが明らかになっている. Bonatti and Michael (1989) のコンパイルでは, 背弧海盆カンラン岩のデータが欠落しており, 背弧海盆カンラン岩が, 沈み込み帯 (前弧) の性質を持つのか, あるいは海底拡大系の性質を持つのか, 不明であった. 現状ではデータの数が極めて限られており確定的なことを断言できる段階にはないが, 本論で概観して来たように, フィリピン海背弧海盆のカンラン岩は第一次近似的には, 枯渇の程度が小さく, 低速拡大海嶺の上部マントルカンラン岩に類似する, と結論できる (Ohara and Stern, submitted).

本レビューによって明らかになった事実は, フィリピン海背弧海盆のオリジナルなウェッジマントルの組成は相当に均質である可能性がある, ということである. すなわち, ウェッジマントルの組成は, 前弧域のみ枯渇度が高いが, 島弧下あるいは背弧拡大系下の上部マントルは基本的に枯渇の程度は低い. すなわち, ウェッジマントルは, 一般には肥沃な上部マントルから構成されており, 見掛け上の枯渇程度の変化は, マントルカンラン岩とメルト・流体との相互反応や, リソスフェア浅部におけるテクトニクスによってもたらされる, と結論できるであろう.

6. 結論

現段階では限られたデータしか存在しないが,

フィリピン海背弧拡大系のマントルカンラン岩研究をレビューし以下のことが明らかになった:

- (1) フィリピン海背弧拡大系のカンラン岩は, パレスベラリフト, マリアナトラフ, セントラルベースンフォールト, 西ノ島リフト (大町海山) から得られている. それらは, いずれもスピネルの Cr # が小さく (0.15 - 0.5), 第一次近似としては, 枯渇の程度は小さく, 低速拡大海嶺の上部マントルカンラン岩に類似する, と結論できる.
- (2) パレスベラリフトにおいては, 「トランスフォームサンドイッチ効果」によって, 「冷たい」上部マントルが達成され, マントルはほとんど部分融解をしていない.
- (3) パレスベラリフトにおいては, 「トランスフォームサンドイッチ効果」のために, 1次セグメント中央部において, カンラン岩が露出している. セグメント中央部において, カンラン岩はメルトと浸透的に反応し含斜長石カンラン岩を形成し, 上部マントル中のメルトの抽出チャンネルとしてダナイトが形成された, と解釈できる (パレスベラリフト型マントルプロセス). パレスベラリフト型マントルプロセスは, 一般的には超低速拡大海嶺に期待される, セグメント中央におけるマントルプロセスである.
- (4) マリアナトラフにおいては, 一般的な低速拡大海嶺と同様のマントルプロセスが進行中である. すなわち, RTI におけるローカルに「冷たい」環境の下で, 分化した少量のメルトが壁岩のカンラン岩に一方通行的に付加する形のマントルプロセスが起こっている (マリアナトラフ型マントルプロセス).
- (5) セントラルベースンフォールトカンラン岩のデータは極めて限られているが, 非トランスフォーム境界に産出しているようであり, マリアナトラフ型のマントルプロセスが支配していたことが予想できる.
- (6) 西ノ島リフト (大町海山) カンラン岩は, 火山フロント近傍の「島弧内リフティング」の

セッティングを表わしている。岩石学的性質は、マリアナトラフ型マントルプロセスによる結果として理解できる一方で、cleavable olivineやエデナイト質角閃石の存在は、マリアナ海溝前弧蛇紋岩海山・南部マリアナ海溝陸側斜面のカンラン岩に極めて類似している。Cleavable olivineやエデナイト質角閃石は、純粋な「背弧拡大系」に比べ、より流体(水)の付加の影響があったことを示しているのかも知れない。

謝 辞

玉木賢策・石井輝秋・徳山英一・沖野郷子(東京大学海洋研究所)・小澤一仁(東京大学)・荒井章司(金沢大学)・Robert J. Stern(テキサス大学ダラス校)・Henry J. B. Dick・Nobumichi Shimizu(ウッズホール海洋研究所)・藤岡換太郎(海洋科学技術センター)・吉田剛・加藤幸弘(海上保安庁海洋情報部)・山崎俊嗣(産業技術総合研究所)・坂本尚義(東京工業大学)各博士らに、本論に関連して日々の励まし・議論を頂いた。西澤あずさ博士(海上保安庁海洋情報部)には、伊豆・小笠原弧の地殻構造について議論して頂いた。新井田清信博士(北海道大学)の査読により、本論は改善された。

要 約

フィリピン海背弧海盆拡大系のマントルカンラン岩についてのレビューを行った。現在までにカンラン岩試料が得られているフィリピン海背弧海盆拡大系は、パレスベラリフト・マリアナトラフ・セントラルベースンフォールト・西ノ島リフトである。パレスベラリフトとマリアナトラフ下のマントルプロセスには顕著な相違が存在し、それぞれパレスベラリフト型・マリアナトラフ型マントルプロセスと名付けられている。前者は、超低速拡大海嶺に期待される、拡大セグメント中央における特殊なプロセスで、基本的に肥沃なカンラン岩・含斜長石カンラン岩・ダナイトという岩相で特徴づけられる。後者は、低速拡大海嶺の海

嶺軸・トランスフォーム断層会合点における一般的なプロセスで、基本的に大量に存在する組成の一般的なカンラン岩(壁岩カンラン岩)・分化したガブロ質の貫入脈を持つ少量のカンラン岩という岩相で特徴づけられる。いずれにせよ、フィリピン海背弧海盆のカンラン岩は第一次近似的には、枯渇の程度が小さく、低速拡大海嶺の上部マントルカンラン岩に類似する、と結論できる。

引 用 文 献

- 荒井章司, オフィオライトかんらん岩の成因, 地学雑誌, 98, 45-54, 1989.
- 荒井章司, 海洋リソスフェアとオフィオライト: 類似点と相違点, 地学雑誌, 104, 361-380, 1995.
- 荒井章司, マントル/マグマ相互反応の重要性, 火山, マグマ特別号, 42, S87-S95, 1997.
- 荒井章司, 海洋底およびオフィオライトの深部岩石からみたMORBの成因, 月刊地球, 21, 333-338, 1999.
- Arai, S., and K. Matsukage, Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, Equatorial Pacific: implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere, in Proc. ODP Sci. Results, 147, edited by C. Mével, K. M. Gillis, J. F. Allan, and P. S. Meyer, pp. 135-155, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996.
- Arai, S., K. Matsukage, E. Isobe, and S. Vysotskiy, Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite, Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 671-675, 1997.
- Arai S., and N. Takahashi, Phlogopites in the solid intrusive peridotites; their modes of occurrence and chemical characteristics, Sci. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B, 8, 75-92, 1987.
- Aumento, F., and H. Loubat, The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, XVI: serpentinized ultra-

- mafic intrusions, *Can. J. Earth Sci.*, 8, 631-663, 1970.
- Blackman, D., J. R. Cann, B. Janssen, and D. Smith, Origin of extensional core complexes: evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, 103, 21315-21333, 1998.
- Bloomer, S.H., and J. W. Hawkins, Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite, in *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands: Part 2*, edited by D. E. Hayes, pp. 294-317, *Geophys. Monogr.*, 27, AGU, Washington, D. C., 1983.
- Bogdanov, N. (Ed.) (Shipboard Party), Initial report of the geological study of the oceanic crust of the Philippine Sea floor: investigations by the international working group on the IGCP project "Ophiolites" (R/V Dmitry Mendeleev cruise 17, June-August 1976), *Ophiolites*, 2, 137-168, 1977.
- Bonatti, E., and P. Michael, Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 297-311, 1989.
- Bonatti, E., M. Seyler, J. Channell, J. Giraudeau, and G. Mascle, Peridotites drilled from the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107, in *Proc. ODP Sci. Results*, 107, edited by K. A. Kastens, J. Mascle et al., pp. 37-47, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1990.
- Bonatti E., G. Ottonello, and P. R. Hamlyn, Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry, *J. Geophys. Res.*, 91, 599-631, 1986.
- Bonatti, E., A. Peyve, P. Kepezhinskas, N. Kurentsova, M. Seyler, S. Skolotnev, S., and G. Udintsev, Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0° -15° N. *J. Geophys. Res.*, 97, 4461-4476, 1992.
- Cann, J. R., D. K. Blackman, D. K. Smith, E. McAllister, B. Janssen, S. Mello, E. Avgerinos, A. R. Pascoe, and J. Escartín, Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 385, 329-332, 1997.
- Cannat, M., C. Mével, M. Maia, C. Deplus, C. Durand, P. Gente, P. Agrinier, A. Belarouchi, G. Dubuisson, E. Humler, and J. Reynolds, Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22° -24° N), *Geology*, 23, 49-52, 1995.
- Constantin, M., Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgites from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 111-130, 1999.
- Deschamps, A., K. Okino, and K. Fujioka, Late amagmatic extension along the central and eastern segments of the West Philippine Basin fossil spreading axis, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 203, 277-293, 2002.
- Dietrich, V., R. Emmermann, R. Oberhansli, and H. Puchelt, Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the west Mariana Trench, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 127-144, 1978.
- Dick, H. J. B., Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism, in *Magmatism in the ocean basins*, edited by A. D. Saunders, and M. J. Norry, pp. 71-105, *Geol. Soc. Spec. Pub.* 42, 1989.
- Dick, H. J. B., and T. Bullen, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76, 1984.
- Dick, H.J.B., R. L. Fisher, R.L., and W. B. Bryan, Mineralogic variability of the uppermost

- mantle along mid-ocean ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 88-106, 1984.
- Dick, H. J. B., J. Lin, and H. Schouten, Amagmatic and magmatic spreading in an ultra-slow-spreading environment, in *InterRidge Southwest Indian Ridge Workshop (Southampton) Abstr.*, 2002.
- Elthon, D., Petrology of gabbroic rocks from Mid-Cayman Rise spreading center, *J. Geophys. Res.*, 92, 658-682, 1987.
- Faccenna, C., F. Funiciello, D. Giardini, and P. Lucente, Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 105-116, 2001.
- Fujioka, K., K. Okino, T. Kanamatsu, Y. Ohara, O. Ishizuka, S. Haraguchi, and T. Ishii, An enigmatic extinct spreading center in the West Philippine backarc basin unveiled, *Geology*, 27, 1135-1138, 1999.
- 富士原敏也・湯浅真人・渡辺暉夫・新井田清信・西村昭・坂本泉・石塚治・今村牧子・佃薫・伊豆・小笠原弧, 孀婦岩構造線周辺の潜航調査, *JAMSTEC 深海研究*, 18, 71-82, 2001.
- Ghose, I., M. Cannat, and M. Seyler, Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform), *Geology*, 24, 1139-1142, 1996.
- Gribble, R.F., R. J. Stern, S. H. Bloomer, D. Stuben, T. O'Hearn, and S. Newman, MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough backarc basin, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 2153-2166, 1996.
- Gribble, R.F., R. J. Stern, S. Newman, S. H. Bloomer, and T. O'Hearn, Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in backarc basins, *J. Petrol.*, 39, 125-154, 1998.
- Hart, S. R., W. E. Glassley and D. E. Karig, Basalts and sea floor spreading behind the Mariana Island Arc, *Earth Planet. Sci. Lett.* 15, 12-18, 1972.
- Hawkes, H. E., Jr., Olivine from northern California showing perfect cleavage, *Am. Mineral.* 31, 276-283, 1946.
- Hawkins, J. W., J. D. Macdougall, and A. M. Volpe, Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 226-250, 1990.
- Hawkins, J. W., and J. T. Melchior, Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts. *J. Geophys. Res.*, 90, 11431-11468, 1985.
- Hey, R. N., K. S. Deffeyes, G. L. Johnson, A. Lowrie, The Galapagos triple junction and plate motions in the East Pacific, *Nature*, 237, 20-22, 1972.
- Hess, H. H., Major structural features of the western north Pacific, and interpretation of H.O. 5989 bathymetric chart, Korea to New Guinea, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, 417-446, 1948.
- Hilde, T. W. C., and C. S. Lee, Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation, *Tectonophysics*, 102, 85-104, 1984.
- Ishii, T., Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount, or "Ogasawara paleoland"- "Fore-arc ophiolite", in *Formation of active ocean margins*, in *Formation of active ocean margins*, edited by n. Nasu, K. Kobayashi, S. Uyeda, I. Kushiro, and H. Kagami, pp. 307-342, Terra Sci. Pub. Co. (Terrapub), Tokyo, 1985.
- Ishii, T., P. T. Robinson, H. Maekawa, and R. Fiske, Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125, in *Proc. ODP Sci. Results*, 125, edited by P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking et al., pp.

- 445-485, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992.
- Johnson, K. T. M., H. J. B. Dick, and N. Shimizu, Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, 95, 2661-2678, 1990.
- Karson, J. A., G. Thompson, S. E. Humphris, J. M. Edmond, W. B. Bryan, J. R. Brown, A. T. Winters, R. A. Pockalny, J. F. Casey, A. C. Campbell, G. Klinkhammer, M. R. Palmer, R. J. Kinzler, and M. M. Sulanowska, Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area, *Nature*, 328, 681-685, 1987.
- Kasuga, S., and Y. Ohara, A new model of back-arc spreading in the Parece Vela Basin, northwest Pacific margin, *The Island Arc*, 6, 316-326, 1997.
- Kelemen, P. B., N. Shimizu, V. J. M. Salters, Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels, *Nature*, 375, 747-753, 1995.
- Lin, J., G. M. Purdy, H. Schouten, J.-C. Sempere, and C. Zervas, Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 344, 627-623, 1990.
- Martinez, F., P. Fryer, N. A. Baker, and T. Yamazaki, Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°-24° N, *J. Geophys. Res.*, 100, 3807-3827, 1995.
- Michael, P. J., and E. Bonatti, Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 91-104, 1984.
- Mitchell, N., J. Escartín, and S. Allerton, Detachment faults at mid-ocean ridges garner interest, *EOS Trans. AGU*, 79, 127, 1998.
- Miyashiro, A., F. Shido, and M. Ewing, Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 117-127, 1969.
- 宮崎光旗, 4) ソノブイによる屈折法探査, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究 (昭和59年度研究報告書), 地質調査所, 23-25/70-71/99, 1985.
- Mrozowski, C. L., and D. Hayes, The evolution of the Parece Vela Basin, eastern Philippine Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 49-67, 1979.
- Niida, K., Mineralogy of MARK peridotites: replacement through magma channeling examined from Hole 920D MARK area, in *Proc. ODP Sci. Results*, 153, edited by J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller, and D. Elthon, pp. 265-275, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1997.
- 新井田清信・湯浅 真人・西村昭・富士原敏也・渡辺暉夫, 大町海山の蛇紋岩-伊豆・小笠原弧の基盤リソスフェアの性質, *JAMSTEC 深海研究*, 19, 77-86, 2001.
- Niu, Y., and R. Hekinian, Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges, *Nature*, 385, 326-329, 1997.
- Ohara, Y., K. Fujioka, T. Ishii, and H. Yurimoto, submitted.
- Ohara, Y., and T. Ishii, Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in mantle wedge, *The Island Arc*, 7, 541-558, 1998.
- Ohara, Y., S. Kasuga, and T. Ishii, Peridotites from the Parece Vela Rift in the Philippine Sea: upper mantle material exposed in an extinct backarc basin, *Proc. Japan Acad., Series B* 72, 118-123, 1996.
- Ohara, Y., S. Kasuga, K. Okino, and Y. Kato, Survey maps Philippine Sea structure, *EOS*

- Trans. AGU, 78, 555, 1997.
- Ohara, Y., and R. J. Stern, submitted.
- Ohara, Y., J. E. Snow, K. Okino, and K. Fujioka, Kairei KR03-01: mantle peridotite in a backarc basin setting, *InterRidge News*, 11 (2), 34-37, 2002a.
- Ohara, Y., R. J. Stern, T. Ishii, H. Yurimoto, and T. Yamazaki, Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active backarc basin, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 1-18, 2002b.
- Ohara, Y., T. Yoshida, Y. Kato, and S. Kasuga, Giant megamullion in the Parece Vela backarc basin, *Mar. Geophys. Res.*, 22, 47-61, 2001.
- 小原泰彦・吉田剛・加藤幸広・春日茂, パレスベラ海盆の特異な地形, *水路部研究報告*, 37, 9-18, 2001.
- Okino, K., and K. Fujioka, The Central Basin Spreading Center, the Philippine Sea: structure of an extinct spreading center and implications for marginal basin formation, *J. Geophys. Res.*, 108 (B1), 2040, DOI:10.1029/2001JB001095, 2003.
- Okino, K., S. Kasuga, and Y. Ohara, A new scenario of the Parece Vela Basin Genesis, *Mar. Geophys. Res.*, 20, 21-40, 1998.
- Okino, K., Y. Ohara, S. Kasuga, and Y. Kato, The Philippine Sea: new survey results reveal the structure and the history of the marginal basins, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2287-2290, 1999.
- Okino, K., Y. Shimakawa, and S. Nagaoka, Evolution of the Shikoku Basin, *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 463-479, 1994.
- 小沢一仁, 超苦鉄質岩から見た海嶺下の上部マントル, *月刊地球*, 8, 476-479, 1986.
- 小沢一仁・川幡穂高・中西正男, 海洋底形成論と拡大速度, *科学*, 60, 661-669, 1990.
- Parkinson, I. J., and J. A. Pearce, Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, *J. Petrol.*, 39, 1577-1618, 1998.
- Perfit M. R., and B. C. Heezen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1155-1174, 1978.
- Phipps Morgan, J., and D. W. Forsyth, Three-dimensional flow and temperature perturbations due to a transform offset: effects on oceanic crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.*, 93, 2955-2966, 1988.
- 坂本泉・富士原敏也・石塚治, 伊豆・小笠原弧, 孺婦岩構造線地域の地形・地質的特徴, *JAM-STECC 深海研究*, 18, 55-69, 2001.
- Sandwell, D.T., and W. H. F. Smith, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054, 1997.
- Seyler, M., and E. Bonatti, Regional-scale melt-rock interaction in lherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 273-287, 1997.
- Shcheka, S. A., S. V. Vysotskiy, V. T. S'edin, and I. A. Tararin, Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea floor, in *Geology and geophysics of the Philippine Sea*, edited by H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, S. Vysotskiy, R. Kulinich, B. Karp, E. Lelikov, K. Fujioka, and G. Liu, pp. 251-278, Terra Sci. Pub. Co. (Terrapub), Tokyo, 1995.
- Sinton, J. M., and P. Fryer, Mariana Trough lavas from 18°N: implications for the origin of back arc basin basalts, *J. Geophys. Res.*, 92, 12782-12802, 1987.
- Sinton, J. M., D. S. Wilson, D. M. Christie, R. N. Hey, J. T. Delaney, Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading centers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 193-207, 1983.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry

- and ship depth soundings, *Science*, 277, 1957-1962, 1997.
- Stern, R. J., S. H. Bloomer, F. Martinez, T. Yamazaki, and T. M. Harrison, The composition of backarc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough: a first report, *The Island Arc*, 5, 354-372, 1996.
- Stern, R. J., P. Lin, J. D. Morris, M. C. Jackson, P. Fryer, S. H. Bloomer, and E. Ito, Enriched backarc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of backarc basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 210-225, 1990.
- Stern, R. J., T. Yamazaki, S. Danishwar, and C.-H. Sun, Backarc basin lower crust and upper mantle in the northern Mariana Trough studied with "Shinkai 6500", *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, 13, 47-61, 1997.
- Stolper, E. and S. Newman, The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 293-325, 1994.
- 玉木賢策・井上英二・湯浅真人・棚橋 学・本座 栄一, 小笠原弧の第四紀背弧拡大活動の可能性について, *月刊地球*, 3, 421-431, 1981.
- Tamaki, K., Opening tectonics of the Japan Sea, in *Backarc basins: tectonics and magmatism*, edited by B. Taylor, pp. 407-420, Plenum Press, New York, 1995.
- Tamaki, K., and E. Honza, Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific, *Episodes*, 14, 224-230, 1991.
- Taylor, B., A. Klaus, G. R. Brown, G. F. Moore, Y. Okamura, and F. Murakami, Structural development of Sumisu Rift, Izu-Bonin arc, *J. Geophys. Res.*, 96, 113-129, 1991.
- Tucholke, B., J. Lin, and M. Kleinrock, Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge, *J. Geophys. Res.*, 103, 9857-9866, 1998.
- 宇田聡, 大江山超塩基性岩体のカコウ岩による接触変成作用および"cleavable olivine"の成因について, *地質雑*, 90, 393-410, 1984.
- Uyeda, S., and Z. Ben-Avraham, Origin and development of the Philippine Sea, *Nature*, 240, 176-178, 1972.
- Volpe, A. M., J. D. Macdougall, and J. W. Hawkins, Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 241-254, 1987.
- Volpe, A. M., J. D. Macdougall, G. W. Lugmair, J. W. Hawkins, and P. Lonsdale, Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 251-264, 1990.
- Yamazaki, T., F. Murakami, and E. Saito, Mode of seafloor spreading in the northern Mariana Trough, *Tectonophys*, 221, 207-222, 1993.
- Yamazaki, T., K. Okino, Y. Hasegawa, H. Saitake, and M. Ito, Geophysical mapping of Mariana Trough and West Philippine Basin: a preliminary report of Kairei KR98-12 cruise, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, 15 (II), 63-72, 1999.
- Yuasa, M., Sofugan Tectonic Line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) arc, north-west Pacific, in *Formation of active ocean margins*, edited by N. Nasu, K. Kobayashi, S. Uyeda, I. Kushiro, and H. Kagami, pp. 483-496, Terra Sci. Pub. Co. (Terrapub), Tokyo, 1985.
- 湯浅真人・西村昭・新井田清信・石塚治, 伊豆・小笠原弧中央部, 火山フロント近傍の第三系一大町海山の地質, *月刊地球*, 号外23, 107-115, 1999a.
- 湯浅真人・西村昭・新井田清信・石塚治, もう一

つの島弧蛇紋岩海山 (しんかい6500 # 341 潜航), JAMSTEC 深海研究, 14, 269-277, 1999b.

Yuasa, M., and M. Nohara, Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc, Bull. Geol. Surv. Japan, 43, 421-456, 1992.