

水路部研究報告

第 38 号

水路部創立130周年記念号

2002年

平成 14 年 3 月



海上保安庁

Inquiries as to this publication may be addressed to :

Ocean Research Laboratory,

Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard,

5-3-1, Tsukiji, Chuo-ku, Tokyo, 104-0045 Japan

E-mail : kenkyu@jodc.go.jp

Older issues :

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

水路部創立130周年記念号の刊行に当たって

海上保安庁水路部長

我如古 康弘

水路部は、明治4年（1871年）9月12日に兵部省海軍部に水路局として設立され、平成13年（2001年）で130周年を迎えました。これを記念して水路部研究報告第38号を「130周年記念号」として刊行することにしました。

水路部は、創立以来一貫して、海上交通の安全確保に必要な水路図誌の編集刊行、そのための水路測量・海洋調査にあたる中心的機関としての役割を果たして来ました。近年では、従来の業務に加え、管轄海域確定、海底地殻構造・地殻変動調査や海域火山の調査、沿岸防災情報の整備、海洋環境の保全など調査目的も多様化するとともに、電子媒体での海洋情報の提供など時代に合わせて多角的な情報化を進めてきました。特に、この10年間には、国連海洋法条約の発効、兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災などの巨大災害、ナホトカ号油流出事故など歴史に残る数多くの事案が発生しましたが、その都度、水路部は持てる調査能力を発揮し、精力的に海洋調査・情報収集提供にあたってきました。最近でも、三宅島の噴火活動に伴う海底地殻変動調査を行うなど、海域の災害対策や海洋環境保全について、水路部に寄せられる期待は大きくなっています。

このような時代の要請に応じて、多様化・高度化する水路業務を行うために、水路部では、最先端技術の導入、研究開発、技術の改良に取り組んできました。特に、水路業務の根幹に関わる海底地形調査や漂流予測などの技術の開発にあたっては、プロジェクト研究体制を組み、集中した研究開発を行ってきました。

本記念号では、「水路技術に関する展望」として最近の発展を概観するとともに、プロジェクト研究の成果の一端を紹介するため「漂流予測手法の高度化に関する研究」など4編を特集すると共に、最近の水路業務の成果として、「2000年伊豆諸島の群発地震による地殻変動を説明するソースモデル」を含む、一般論文・研究ノート合わせて4編を掲載することにいたしました。

21世紀に入り、国連海洋法条約はじめ、海を取り巻く状況はますます国際化するとともに、沿岸海域での環境保全、さらには海域火山噴火や津波などの防災対策が緊急な課題として待ち望まれています。水路部は、従来の海上交通の安全確保はもちろんのことながら、これらの新しいニーズに応え、海洋情報を必要とするユーザーに的確に情報提供していくため、平成14年4月には「海洋情報部」として新しい組織に再編されることになりました。ユーザーのニーズや時代の要請に応えるためには、新しい組織での更なる不断の研究開発・技術革新が必要であり、また、調査の成果や研究開発成果の公表は、欠くことの出来ない業務であります。本「水路部研究報告」は、その一環としての重要な役割を今後も果たすものと確信しています。本報告が、海上交通安全や海上防災、海洋環境保全に役立つことを期待します。

（平成14年3月）

水路技術に関する展望†

小田巻 実*, 井本泰司*, 打田明雄*, 小川正泰*

An Overview on the Recent Research and Development for Hydrographic Works †

Minoru ODAMAKI*, Taiji IMOTO*, Akio UCHIDA* and Masahiro OGAWA*

1. はじめに

水路部研究報告28号（創立120周年記念号）には、同じ題目の報文が掲載されている。当時と比べると、海洋をめぐる状況は大きく様変わりした。国連海洋法条約の発効、甚大な被害をもたらした阪神大震災、日本海沿岸を広く汚染した「ナホトカ号」事故など、水路業務に関わる事案が次々に発生、関連する調査研究及び技術開発が活発に行われた。一方、水路業務に関する技術そのものの発展もめざましく、おそらく10年前には構想しかなかったものが実現し、既に現場で使われるようになった。水路業務の最も基本である海上位置測定についても、かつては、六分儀を使った専門技能であったが、いまやGPS（Global Positioning System）で誰でも高精度な位置を得ることが出来るようになった。現在では、一般船舶はもちろんボートなどでもGPSを備え、さらにはGPSの付いた携帯電話も現れた。GPSでいきなり緯度経度が測定されるようになると、地文航法には必須の道具であった海図も、GPSの時代

に合った情報形態が求められ、国際標準に適合する電子海図の編集刊行が進められた。一方、位置決定の基本となる測地系についても、経緯度原点をもとに三角測量で展開する日本測地系を採用していたが、GPSの時代に合わせて地球中心を原点にした世界測地系に改正され、世界測地系海図の改版刊行が進められた。

このような新しい技術がもたらす膨大なデータを効率よく整理解析し、使いやすい形で提供して行くには、単に個々の課題を研究するだけでなく、データ処理解析や提供技術の研究開発も必要となる。また、関連する技術や分野も広がり、しかもそれぞれに先端的な研究開発が必要になる。そこで、水路部では、個別に研究するだけでなく総合的に研究を推進するため、関連研究課題をまとめた「プロジェクト研究」を発足させた。第1表は、現在までのプロジェクト研究の課題である。各プロジェクト研究課題については、本報告中にレビュー、もしくは論文として所収される。

水路部では、以上のような時代の情勢に合った研究開発に取り組むとともに、21世紀を迎えた

第1表 プロジェクト研究課題一覧.

課 題 名	研究期間	9年度	10年度	11年度	12年度	13年度	14年度	15年度	16年度
漂流予測手法の高度化に関する研究	(9~13)	←					→		
地殻変動把握に関する新手法の開発研究	(9~10)	←	→						
デジタル水深測量の業務化に関する研究	(9~10)	←	→						
浅海用マルチビーム音響測深機の精度評価手法の研究	(11)			←	→				
海底地殻変動観測技術の高度化に関する研究	(12~14)				←	→			
沿岸域における海洋環境変動の監視と予測手法の開発研究	(14~16)						←	→	

† Received 2002 March 12th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

平成12年2月、「ハイドロイノベーション21」(Hi21, Hydro-innovation for 21st century)としてユーザー・オリエンテッドを基礎とした今後の水路業務の方向についてまとめた。本稿では、最近の水路技術の発展を辿るとともに、Hi21の方向、そして将来展望について概観することとした。

2. 海底調査技術の進展

2.1 マルチビーム測深技術の改良と実用化

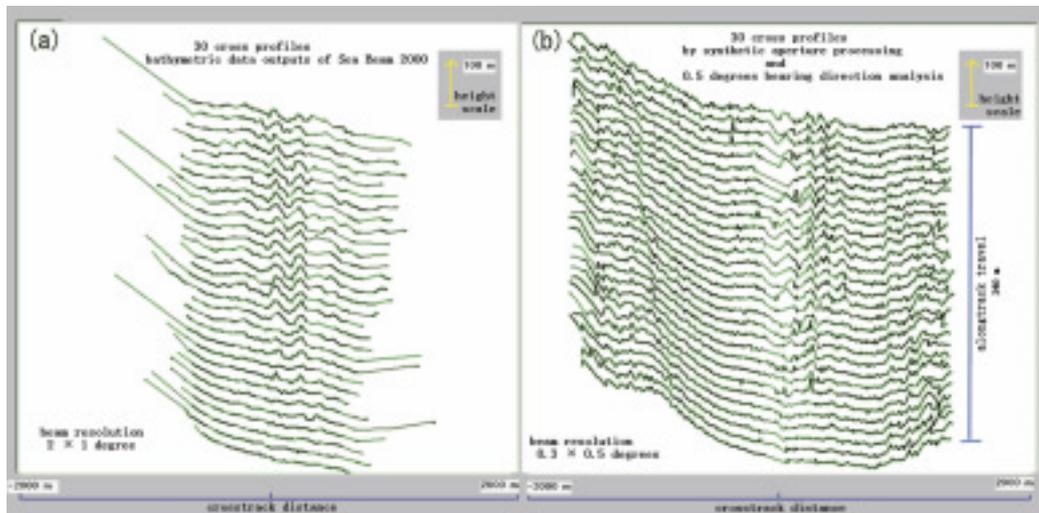
水路部では、大正13年から昭和5年に掛けて欧米から音響測深機を導入、昭和10年には音響測深データを海図に正式に取り入れた。戦後になってからは、各種の浅海用や深海用の音響測深機が開発され、水路測量に使用されるようになった。音響測深は、原理的には送波器から送信した音が海底で反射し受波器で受信するまでの時間を測定し、海中を伝わる音速度で水深に換算する。測量船の直下の海底を測深するのならば、原理的には最も早く海底で反射され返ってくる音を捉えればよい。しかしながら、斜めにいろいろな方向の水深を測定するのは簡単ではない。昭和58年に日本で初めて導入したSeaBeam（米国General Instrument社製）を始めとするマルチビーム測深では、直下方向を含め左右の斜め方向にも測深ビームを形成する測深方法が使用された。例えば、送波器列と受波器列を船底に直交して配置、送波ビームと受波ビームを直交させるクロスファンビームと呼ばれる方法を用い、各方向に鋭い測深ビームを形成することにより、どの方向の海底から反射して返ってきたのかを計測し、一回の送信で幅広い測深を可能とした。また、平成2年及び平成5年に導入したSeaBeam2000、平成10年に導入したSeaBeam2112では、送波器と受波器の個数を増やすことによりビームを絞って方向分解能をあげるとともに、コンピュータの発達に伴いビームフォーミングも改善され、SeaBeam2112では、水深に応じて90°から150°のスワ幅（測深幅）が得られるようになった。浅海域では、平成13年導入したSeaBat8125のようにビーム幅が

0.5°、ビーム本数240本の機種も現れた。このようにスワ幅が広がり且つビーム幅が鋭くなると、船の動揺をより正確に補正する必要がある。さらに、海水中の温度成層によって音速度も鉛直分布を持つことから、斜めに音波を発射した場合、音線が屈折するので、それに沿った伝搬時間の換算も必要になる。さらには、航走しながら測深するので、各種バイアスの測定及び音波の送受信時刻と位置測定や動揺計測との計測時間差(Latency)の検出が必要である。特に平成7年から導入を開始した浅海用のマルチビーム測深については、極めて重要である。このため、水路部では、平成13年に「浅海用マルチビーム測深実施指針(案)」を作成、使用機器の精度基準、各種補正精度、各種バイアス及び補正要素の測定、バイアス値の算出順序及びその検証、測深手順等の指針が示された。

また、近年のマルチビーム測深機は、測深機能とあわせてビームインテンシティー（反射強度）計測やサイドスキャン機能を備えているので、デジタル測深に加えて、海底面での音波の反射強度の変化から地形・地質の変化の把握が可能であり、深海域では、平成10年導入した深海用サイドスキャンソナーSystem09（通称、アンコウ）を含め海底地形解析の一助となっている。

さらに、マルチビーム測深の新たな技術として、航走しながら送波する機能を利用して、見かけ上、大きな送波器列を実現する開口合成手法の研究を行った。平成8年からはSeaBeam2000を使用し、5ピング（発信回数）のデータを使用して、送波アレイを開口合成し、7倍の開口長を実現し、送波ファンビームの指向幅を0.3度に向上できることを確認した（第1図）（Asada and Yabuki, 2001）。測量時の速力及び操船等の問題を抱えているが、地形を高分解能で計測できる可能性を示した。

水路測量用の測器は、取得データの検証・評価がきちんとできることが不可欠である。マルチビーム測深機では、機器導入から取得データの検証及び活用に関する問題点について、以上のよ



第1図 シービーム2000で得られたデータの合成開口処理結果。(a)は処理前、(b)は処理後の海底地形プロフィールである。調査海域は、相模湾真鶴岬から東約10km付近で、水深約900m。(b)には、より多くの詳細な谷筋、テラス地形など地形上の特徴が現われている (Asada and Yabuki, 2001)。

うな研究開発を行って克服し、ようやく総合的な測深システムとして実用化されてきた。マルチビーム測深は、測量船の姿勢や運動特性、操船等が測量精度に直接に関わることから、今後も解決すべき問題が残されているものの、面的に詳細な海底地形が捉えられることから、いまや海底地形調査には必須の技術となっている。

2.2 海底基準点の精密測量

水路部では、昭和39年の測地学審議会による「地震予知研究計画の実現について」の建議以来、地震予知計画に参画し、海底地形や海底地質構造などの調査を行い、海域での地震発生ポテンシャルを評価するための調査を推進するとともに、GPSを用いて離島基準点の位置を精密に測定することによって、我が国の本土及び離島の精確な位置を確定し、日本周辺の海洋プレートの動きを監視してきた。平成12年6月以来の三宅島周辺の地震活動とマグマ活動では、GPSによる南関東の地殻変動監視観測により、伊豆諸島周辺の群発地震に関連したマグマの活動による地殻変動を的確に捉えていた。しかしながら、このような島嶼の基準点だけでは、東海地震や南海地震のような海底での海底地殻変動を監視するには不足である。そこで、平成12年から、日本周辺の主な海域に海

底基準点を設け海洋プレートの動きを監視し、地震活動の原因となる地殻変動を監視するプロジェクトが始まった。

海底基準点の位置を精密に決めるには、海上にある測量船の位置を精密に決定する技術と測量船から基準点の位置を定める二つの技術が必要である。前者は、SLR (Satellite Laser Ranging) によって精密に測定されている下里の海洋測地本土基準点に対し、K-GPS (Kinematic GPS) を使用して船の位置 (緯度・経度・高さ) を精密に求め、後者は、ミラー式音響トランスポンダー (応答装置) による海底基準点に対し、船上から音響信号を送受して距離を求める。K-GPSでの船位測定と音響による船から海底基準点までの距離測定の多数のデータに対し、位置算出技術を駆使し、現段階では数cmの精度で海底基準点の位置 (経緯度) が決定できるまでに到達した。この技術は、海底地殻変動の監視だけでなく、海洋開発の基盤技術として多方面への応用が期待される。このプロジェクトに関する技術や研究開発に関しては、本研究報告において別項で報告される (矢吹, 2002)。

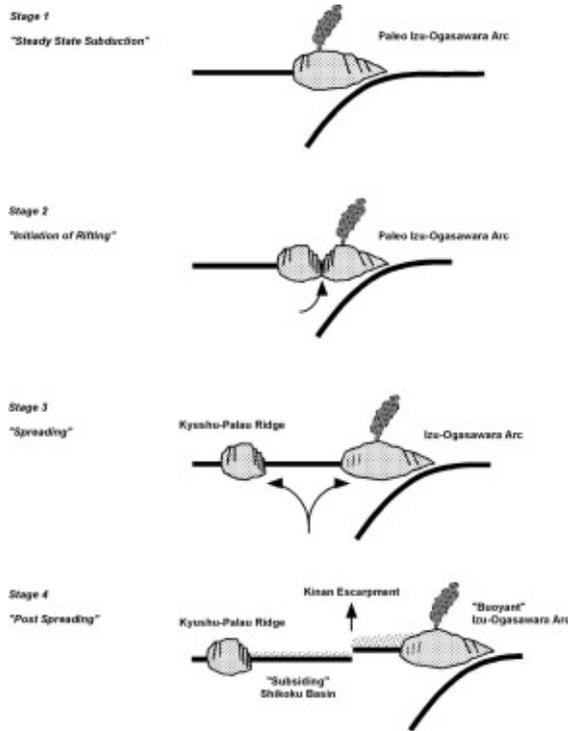
2.3 大陸棚調査の進展

国連海洋法条約は、発効に必要な批准国が60カ国に達し、平成6年11月に発効した。我が国で

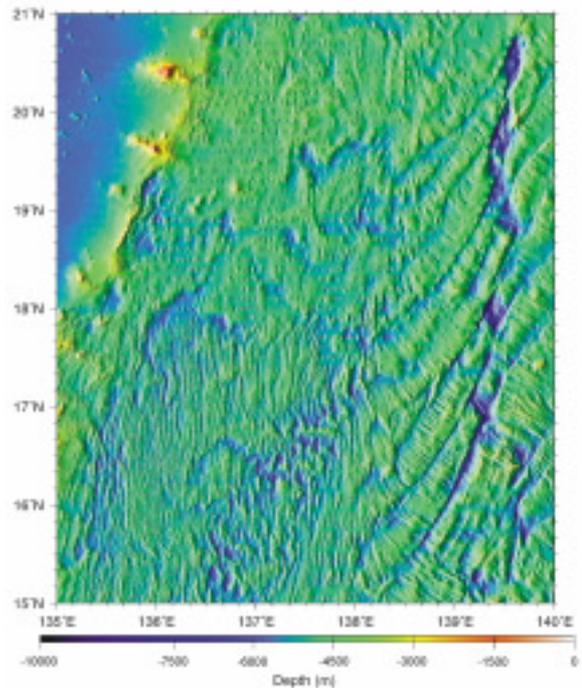
は、第136回国会で同条約の締結について承認され、平成8年6月に批准書を国連に寄託し、同年7月に我が国について効力を生じた。同時に「排他的経済水域及び大陸棚に関する法律」など関連する法令が整備された。同条約では、大陸棚の限界について、「大陸棚の外側の限界線は、堆積岩の厚さが大陸斜面の脚部までの距離の1%となる線又は大陸斜面の脚部から60海里の線まで200海里線を超えて延長できる。ただし、その限界線は、領海の幅を測定するための基線から350海里を、又は2500m等深線から100海里を超えてはならない」とされた。「沿岸国は、国連海洋法条約第76条の規定に従って自国の大陸棚の外側の限界を200海里を超えて設定する場合には、その科学的データを添えて、大陸棚の限界に関する委員会に資料を提出する」とこととされている。よって、大陸棚を領海基線から200海里を超えて主張するためには、大陸棚縁辺部が陸部の自然延長であるこ

との証明に足りる科学的根拠（地形・地磁気・重力・底質データ）を示すことが必要である。このため、水路部では、昭和58年から測量船「拓洋」により、大陸棚が200海里を超えて延長できる可能性がある日本南方海域を含む広大な海域について、概略的な大陸棚調査（概査）を開始した。平成11年5月には、国連の大陸棚の限界に関する委員会で「大陸棚の限界に関する委員会の科学的及び技術的ガイドライン」が策定され、同ガイドライン策定以前に批准した国の資料の提出期限は、策定後10年以内となり、平成21年までに延長された。

水路部では、平成14年度まで我が国の大陸棚について概査を行い、海底地形、地質構造、地磁気、重力に関する膨大なデータを収集して、フィリピン海プレートの島弧-背弧系の構造発達史や北西太平洋プレートの地質構造などを考える上で重要な調査成果が得られている（第2図、第3図、春日・小原,1997a, Kasuga and Ohara,1997b, 小



第2図 四国海盆の4段階の構造発達史。紀南海底崖は、活動を停止した「冷たい」四国海盆と、活動中で「浮揚性」の伊豆・小笠原弧との重力不均衡によって生じたと考えられる（春日・小原, 1997a）。



第3図 大陸棚調査によって得られた沖ノ鳥島海盆の詳細な海底地形陰影図。光源は270度方向。東経138度を境にして地形のトレンドが大きく異なり、沖ノ鳥島海盆の海底拡大の拡大方向が東西から北北東-南南西に変化していることを明瞭に示している（Ohara et al., 2001）。

原ほか,2001). 平成15年度以降は,本格的な屈折法音波探査を導入して精密な海底地殻構造を解明するなど,大陸棚の延長の科学的な根拠をより確実にするための精密な大陸棚調査(精査)が計画されている。

3. 海上防災・環境保全への対応と研究開発

海上保安庁「業務遂行方針2001」に掲げられている海上防災,海洋環境保全に資するため,水路部では,従来の活断層調査や沿岸防災情報図に加え,沿岸海域環境保全情報や津波防災情報の整備を進めており,単に従来技術の応用だけではなく,新しい技術開発や知見を駆使した取り組みが期待されている。

3.1 沿岸海域海底活断層調査の進展

平成7年1月17日には,淡路島北部を震源とするマグニチュード7.2の直下型地震(兵庫県南部地震)が発生,死者五千名を越える大災害となった。第五管区海上保安本部は自ら大きな被害を受けながらも,総力を挙げて救援と二次災害の防止にあたった。神戸港も激しく被災し,コンテナ流出などの災害も起きたため,五管区水路部は岸壁や航路の被害調査にあたりとともに救援にやって

くる船舶のために水路通報・航行警報などの情報を流し続けた。隣接管区水路部と本庁水路部では,測量船を緊急に派遣し,救援活動にあたりとともに,大阪湾の海底活断層の調査を実施した。この地震を通じて,人口と産業が密集した沿岸地域にある活断層の重要性があらためて認識され,水路部では平成7年度から沿岸海域海底活断層調査を開始した(第2表)。調査では,海底地形調査並びにスパーカーなどによる音波探査,ボーリングによる海底堆積物採取が行われ,その結果,延長37km以上にも及ぶ大阪湾断層や,伊勢湾では伊勢湾断層・鈴鹿沖断層・白子一野間断層の詳細が明らかにされた(岩渕ほか,2000a,2000b)。平成8年度以降は,各地の沿岸海域の活断層調査が続けられ,海域の地震ポテンシャル解明に期待が寄せられている(第4図)。

3.2 沿岸防災情報図

地震などの自然災害発生時には,大きな混乱が予想される陸上からの救援だけでなく,海上からの救援活動が有効と考えられる。島嶼部や後背地の少ない沿岸域の集落などに対する救援活動には特に重要と考えられ,巡視船艇の活動に必要な海図情報に加え,避難場所や災害危険個所を盛り込

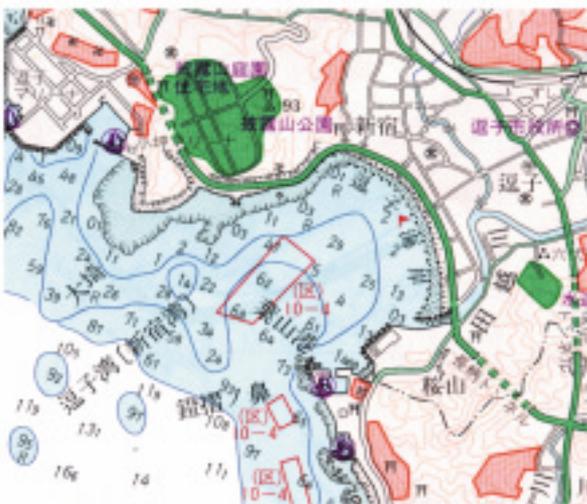
第2表 沿岸海域海底活断層調査海域一覧。

海 域	表層音波探査 (スパーカー)	深層音波探査 (マルチチャンネル)	堆積物採取
大阪湾	1994-1995	1995	1995/ボーリング
淡路島西部	1995	—	—
東京湾	1995	1995	1995/ボーリング
伊勢湾	1995	1995	1995/ボーリング
広島湾	1996	—	1999/ピストンコアリング
福岡湾	1996	—	2000/ボーリング
松山港周辺	1997	—	—
友ヶ島水道	1997	—	—
函館湾	1998	—	—
周防灘(宇部南部)	1998	—	2001/ピストンコアリング
周防灘(周防灘東部)	1999	—	—
秋田一本荘沖 その1	2000	—	—
秋田一本荘沖 その2	2001	—	—



第4図 沿岸海域海底活断層調査海域（調査年次及び調査項目は第2表参照）。

んだ沿岸防災情報図を整備している（第5図）。また、これらには災害時に必要な緊急連絡先などの社会情報も盛り込まれている。しかしながら、これらの防災情報は、防災対策の進展や社会状況の変化に応じて随時、見直しが行われ、最新維持される必要がある。さらに情報の交換、複製頒布も容易でなければならない。従って、従来のよう



第5図 沿岸防災情報図例。海域の情報以外に災害発生時に海からの救援活動に必要な避難場所や避難道路などが記載されている。

な紙の上での編集や印刷刊行では、最新維持や見直しが難しく、また情報の相互利用も不便なことから、最近では計算機上でのデジタル編集、印刷・刊行とともに、デジタルデータベースとしても保守管理されるようになってきている。

一方、沿岸海域環境保全情報などでは、沿岸域の生物分布や流動特性の自然情報や防災設備などの社会情報まで情報が多岐にわたるとともに、位置データを持つ情報であることから、当初からGIS（Geographical Information System；地理情報システム）情報として整備され、さらにはインターネット経由でどこからでもアクセスできるWeb-GISデータベースとして構築されつつある。

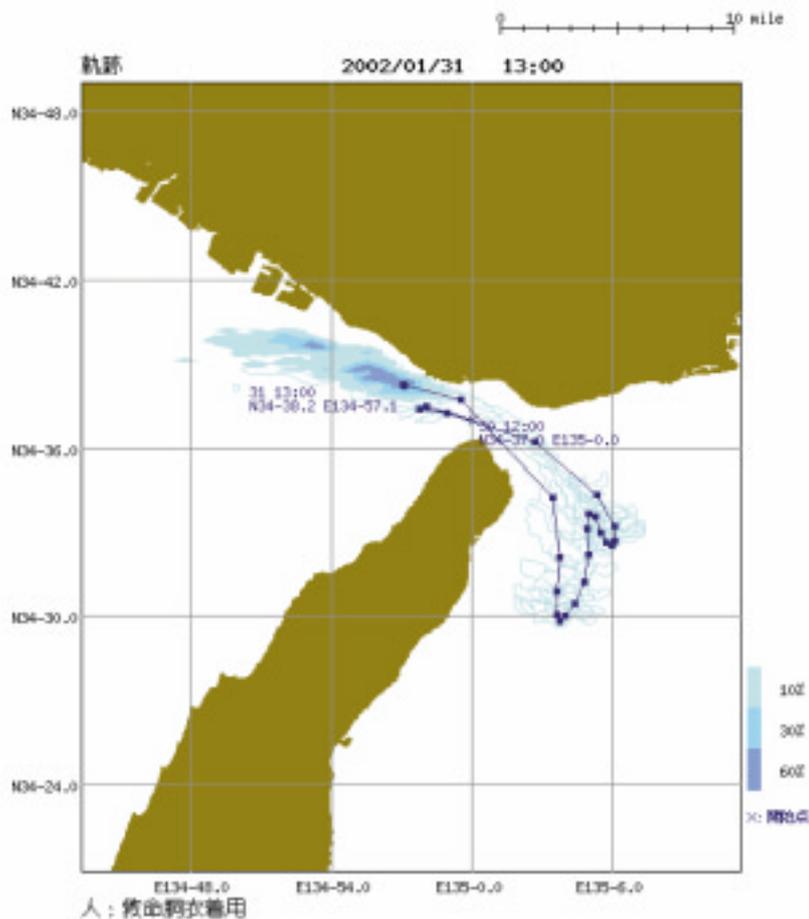
3.3 漂流予測の高度化

海上災害が発生すると、遭難者や積み荷などは海上に放出され、その場の流れや海上風によって漂流を始める。従って、捜索救難や防除活動を有効かつ的確に行うためには、現場の流況や海上風を推定し漂流経路・範囲を予測することが欠かせない。平成9年1月には、タンカー「ナホトカ号」が日本海で遭難、6240klのC重油が流出漂流、島根県から秋田県に至る日本海沿岸に漂着し、海岸部を広範囲に汚染した。同年4月には、対馬海峡で「オーソン号」からC重油1700klが流出する事故が発生、7月には、東京湾でタンカー「ダイヤモンドグレース号」が底触、貨物タンクの破口から原油約1550klが流出、湾内に広がった。このような大規模な油流出汚染事故では、影響が長期かつ広範囲にわたるため、流出油の動向を的確に把握・予測することが必要である。特に沿岸漁業などにも多大な影響が及ぶため、漂流予測は社会的にも注目され重要となる。水路部では、平成9年度から沿岸域の自然的・社会的情報等をデータベース化した沿岸海域環境保全情報の整備を開始するとともに、プロジェクト研究「漂流予測手法の高度化に関する研究」を開始した。研究の主要目標の一つは、少ない観測データによる流況の推定・予測の精度を向上させるためデータアシミレーション手法の導入である。このプロジェクト

研究の進捗状況と成果については別項で報告されている（寄高，2002）。

さらに平成10年9月には，海洋レジャー客が相模湾江ノ島の沖合いで遭難行方不明になり，巡視船航空機で捜索救難活動に当たったものの，約20時間後，熱海沖で漁船に救助される事件が発生した。この事件をきっかけに，より有効的確な捜索活動を行うために警備救難部と水路部は，「漂流予測に関する合同検討委員会」を設置し，精度向上方策を検討した（海上保安庁，1999）。その方策は，（1）警備救難部と水路部の連携体制の強化，（2）漂流予測計算システムの改良強化，（3）精度向上に必要なデータの蓄積，の課題毎にまとめられた。具体的には，精度向上の基礎となる海流データに関しては，巡視船からリアルタイムに気象・海象データを収集し伝送する「船舶観

測データ伝送装置」の増強配備，他の観測データも統合して収集整理するリアルタイム海況情報データベース並びにメッシュ化されたリアルタイム海況データベースの構築，前述のデータアシミュレーションの研究開発があげられた。さらに漂流予測計算や計算システムの改良が図られ，現在，庁内イントラネット経由で各地の部署でも漂流予測計算が可能となっている（第6図）。また，漂流予測の信頼性を確保するため，漂流ブイ等を用いた予測検証と逐次補正手法も検討され，GPSによる位置データを人工衛星経由で伝送するオーブコム・ブイが配備されるとともに，各地で漂流実験も行われた（中村・石村・宗田，2001）。一方，合成開口レーダーなどの新しい観測機器によって現場の気象海象を迅速的確に把握する可能性も検討された。さらに実施にあたっては，委員会を継続し



第6図 漂流予測計算例. 2002年1月30日12時に明石海峡中央で救命胴衣着用の人が海中転落し漂流したとの想定。一旦，上げ潮に乗って西に流されるが，転流した下げ潮で大阪湾に流され，再び転流し上げ潮で播磨灘に流される。海域の様子は推定存在確率分布を表している。

て具体的な方策と課題を検討することとなった。

以上の海難以降も、平成11年1月の漁船新生丸海難や平成12年7月の明石海峡でのプレジャーボート親子転落遭難などが発生、沖合の海流だけでなく沿岸内湾の潮流についてもさらなる推定・予測の精度向上が望まれ、海洋研究室だけでなく海洋調査課・沿岸調査課を中心に研究開発が進められている。

4. 地球規模の海洋・気候変動監視への参加

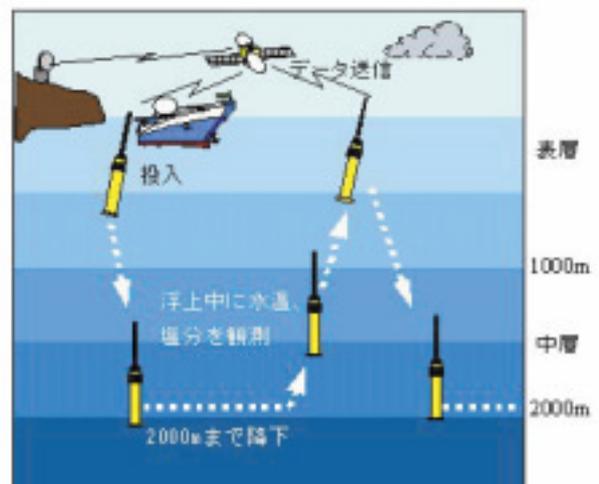
従来から、地球規模の気候変動をもたらすものとしてエルニーニョ現象が注目され、熱帯赤道域を中心とした大気海洋変動の観測調査・研究(TOGA; Tropical Ocean and Global Atmosphere, 熱帯海洋と地球大気変動に関する調査研究)が行われ、水路部でも政府間海洋学委員会(IOC)の西太平洋海域共同調査(WESTPAC)プログラムの一環として毎年、赤道域に至る海洋観測を行ってきた。近年では、より長期かつ大規模な気候変動が注目されるようになり、特に海洋の表層から深層までを巡るブロッカー循環など地球全体の海洋の状態をモニタリングすることの重要性が提起され、世界中の海洋を岸から岸まで海面から深海底までくまなく横断観測するWOCE(World Ocean Circulation Experiment; 世界海洋循環実験)計画が実施された。水路部では、これらの観測に参加するとともに、日本海洋データセンター(JODC; Japan Oceanographic Data Center)は、WESTPACのデータ管理センターやWOCEのADCPデータのDAC(Data Assembly Center)の業務を行っている。最近では、実際の気候海洋変動予測に結びついた観測計画が提唱され、世界的にはIOCの全地球海洋観測システム(GOOS; Global Ocean Observing System), WESTPAC海域では、NEAR-GOOS(North East Asian Region - GOOS)が組織化され、JODCは、NEAR-GOOSの遅延モードのデータセンター業務を行っている。

これらの観測研究プロジェクトにおいても、中層から深層に至る海洋の観測は測量船でCTDや

採水器などを上げ下げして観測するしかなく、観測海域や時期も限定されたものにならざるを得ない。そこで、IOCとWMO(世界気象機関)では、中層フロートを利用したアルゴ観測計画を提唱、推進することになった。

4.1 アルゴ計画への参加

アルゴ計画では、海面と深さ2000mの間を定期的に上下する中層フロートで海洋観測を行う(第7図)。通常は、深さ2000mぐらいを浮遊、約2週間に一度、海面に浮上、その間の水温塩分の鉛直分布を人工衛星経由で伝送する。計画では、2002年までに世界各国協力して全海洋上に3000個の中層フロートを流し、経緯度約3度、300km毎の海洋観測データを得ようというものである。すなわち、2週間毎の世界中の海洋観測データのセットが得られ、それをもとに海洋・気候変動モデルを動かす、気候変動を解明予測しようというわけである。日本では、旧運輸省と旧科学技術庁が中心となり、気象庁や海洋科学技術センターなどの関係機関に呼びかけてこの計画に参加することになった。水路部では、中層フロートの投入及び検証海洋観測で参加するとともに、この計画に合わせて黒潮域まで観測できる海洋短波レーダーを整備することとした。



第7図 中層フロートによる海洋観測。約2週間毎に浮上・潜行を繰り返しながら、その時の水温・塩分の鉛直分布を観測し、データを伝送する。

4.2 海洋短波レーダーによる海流観測

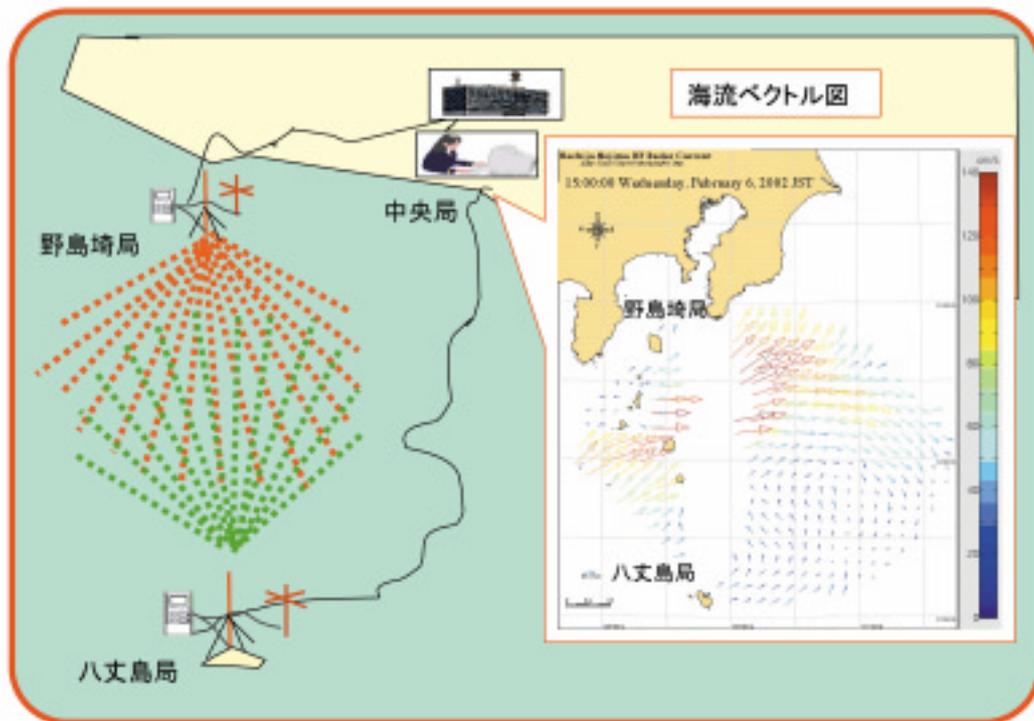
海洋短波レーダーによる海流観測の原理は、海面の波浪でレーダー電波が反射されることを利用したものである。まず、送信アンテナから特定周波数の電波を海面に向けて発射、海面ではいろいろな波長の波浪で反射・散乱が起きるが、波長が電波の波長のちょうど1/2になる波浪からの反射が、位相が重なることによって大きくなる(Bragg共鳴散乱)。つまり、波浪のある海面からのレーダー電波の反射スペクトルを取れば、ちょうど電波に対応する周波数のところにピークを持つが、この波浪は伝搬移動しているのでその速度に応じたドップラーシフトを起こす。さらに海面波浪の位相速度は波長から計算できるので、ドップラーシフトで観測された速度から位相速度を差し引けば海流の速度が求められる。

水路部では、千葉県野島埼と八丈島に海洋短波レーダーを設置し、平成13年9月から野島埼-八丈島間200kmの海流観測を開始した。このレーダーでは、5MHz帯を使用し、約10kmメッシュ内の3時間平均値として測定している。第8図は、

観測概念図及び観測結果の一例である。視線方向の速度を測定しているのので、二つのレーダー局を結ぶ線上では海流ベクトルは求められない。

アルゴ計画の中層フロートは、漂流しながら海流を測定するラグランジュ型観測であるが、海洋短波レーダーでは固定点でオイラー型の時系列データが得られ、ちょうどこの海域に入るフロート観測データの検証を行うとともに、より細かな時空間サイズでの変動を把握するのに役立つものと期待されている。

さらに、この海域は船舶の錯綜する海域の一つでもあり、リアルタイム海況情報データベースに登録され、データベース充実への寄与が期待される。また、沿岸調査課でも、海洋短波レーダーによる沿岸域の流れの観測が計画され、相模湾での設置が始まっている。今後、特定の重要な海域について、定常的にこのような海流データが得られるようになり、データ・アシミレーション手法の確立と相まって、漂流予測精度向上への貢献が期待される。



第8図 海洋短波レーダーの観測概念図及び観測結果例。

5. リモートセンシング技術の活用

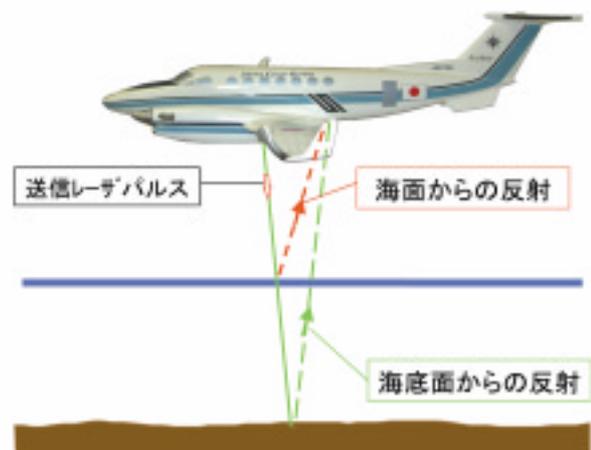
NOAA衛星の熱赤外画像を使つての海面水温分布観測は、かなり以前から実用化され、毎週の海洋速報等に活用されている。可視画像については、LANDSAT衛星などのものがリモートセンシング技術センター経由で比較的手軽に入手できる。最近では、地上分解能1mというようなイコノス衛星も利用可能となっている。さらにTOPEX-POSEIDON衛星の海面高度計(Altimeter)やRADARSAT衛星の合成開口レーダー(SAR; Synthetic Aperture Radar)など能動型センサーも実用化されている。従つて人工衛星リモートセンシングは、もはや一般的に画像を見る段階から、目的に合わせた衛星やセンサーを選択的に利用する段階に入ったと考えられる。

測量船による海洋観測や水路測量は、精度が高く詳細な観測データを得るためにはこれからも不可欠であるが、災害発生時に一刻も早く概況を知りたいときや海洋速報のように広域の海洋概況を定期的に把握したい場合などには、船舶だけではほぼ不可能に近い。例えば、「ナホトカ号」重油流出事故では、漂流油の分布把握には、船舶からの報告だけでなく、庁内外の航空機からの情報や人工衛星リモートセンシングデータが役に立った。すなわち、これからの海洋観測や水路測量に際しては、人工衛星や航空機によるリモートセンシングと測量船による現場観測・測量を有機的に組み合わせて行うこととなるであろう。水路部では、赤外画像を海洋速報に利用するだけでなく、可視画像を利用した火山変色水の監視、RADARSAT-SARによる流出油の把握(土出・井本・蔭山, 2000)や海水分布の把握などを行つてきた。中でも、人工衛星海面高度計については、海上重力分布や海底地形の推定(沖野, 1999)、海面高分布からの海流分布推定(寄高ほか, 2001)などの研究開発を行つてきた。平成13年末にはTOPEX-POSEIDONの後継機として海面高度計搭載のJASON-1衛星が打ち上げられ、さらに二つの人工衛星の距離を精密に測定して重力を測定

するGRACE計画も進められている。これらの衛星データを利用すれば一段と詳しい海流分布や海上重力・海底地形の推定が可能と考えられ、水路部としても積極的に研究を進めて行くこととしている。

5.1 航空機による水路測量技術

我が国の沿岸域における水路測量は、航路や港泊域など船舶航行に直接関わる海域について、従来から測量船により十分な精度を持った測量を行ってきたが、珊瑚礁海域などの極浅海域については、測量そのものが危険で難しくまた効率も上がらなかった。しかしながら、最近の海洋レジャーや沿岸開発の進展、さらにはGPS装置を過信した浅所への接近などにより座礁事故も起きようになり、航路筋以外の極浅海域でも十分な精度を持った測量が望まれるようになってきた。そこで水路部では、平成12年12月、航空レーザー測深システムSHOALS-1000(カナダOptech社製)を発注した。測量船では進入しにくい浅所や汀線近くの測量に活用することとなった。この測深原理は、航空機から緑色と近赤外のレーザー・パルスを発射し、緑色レーザーパルスは海中を透過して海底面で反射し、近赤外レーザーパルスは海面で反射して戻ってくるまでの時間を計測し、その時間差から水深が計算されるものである(第9図)。



第9図 航空レーザー測深概念図。近赤外と緑色のレーザーパルスを発射し、近赤外で海面を、緑色で海底面を検知。

航空機の位置や高度はK-GPSで測定されるので、その時の海底と海面が準拠楕円体上で求まり、別途、海図の水深基準面を準拠楕円体上で設定しておけば、ただちに水深値が求められることになる。このシステムは、現在、Optech社で製作されており、平成15年3月に納入され、平成15年度から国内において実際の運用に供されることになっている。この航空レーザー測深システムによって自然海岸域の浅所の測量が促進されるものと期待されるとともに、今後、データの検証のためのテスト海域の構築及び得られたデータを効率よく整理し、ユーザーに便利のように提供して行くのか、更なる研究開発が望まれる。

5.2 高解像度人工衛星画像の海図の最新維持・災害対策への利用

船舶がGPSに頼って浅所に近づいて行く状況を考えると、水深測量が航空機レーザー測深によって効率よく進められるのと同時に、海岸線や浅所の形状や位置についても今まで以上に精度よく最新維持されたものを提供して行く必要がある。従来のように航空写真測量を利用したとしても、全国の長い海岸線を把握・最新維持するのは難しく、近年、分解能が1mに達するようになったイコノスなどの人工衛星画像の利用が検討されている。中でも、宇宙開発事業団が平成16年に打ち上げる予定の陸域観測衛星（ALOS）では、地上分解能2.5mでステレオ画像が撮れるPRISMセンサーが搭載され、このデータを利用して全世界の陸域地形情報の精度向上・最新化が図られることになっており、海岸線情報の精度向上など水路業務への活用も期待される。

一方、最近の人工衛星では、センサーの向きを変えて特定の範囲を短い周期で撮影できるポイントング機能が付けられているものがある。例えば、RADARSAT-SARでは、衛星自体の回帰日数は24日であるが、ポイントング機能によって2~4日間隔で観測可能となる。他の衛星との組み合わせも考えれば、さらに短い周期での観測も可能で、油流出など災害時の緊急対応には数

時間で対応できると言われており、これからの海難事故や油流出などへの対応に際しては、必須の観測手段と考えられる。

6. 海域ダイナミックGISと電子海図の発展

海図を始めとして水路部が保有する情報のほとんどは、地理的位置と日時を属性として持っており、さらに新しい情報が入手され次第、情報の更新・最新維持が行われる。このような地理的な情報を扱うシステムをGIS（Geographical Information System）と呼び、近年の高度情報化社会の到来に伴い、国家的な事業として本格的な取り組みが進められている。水路部では、保有する海域地理情報とその最新維持機能に鑑み、海域ダイナミック地理情報システム（MD-GIS；Marine Dynamic-GIS）と位置づけて、そのための整備を進めている。このMD-GISでは、海図情報に限らずJODCで保管されている水深データなど測量・観測データを含むとともに、水路誌や水路通報などもGIS情報としての属性を付与されて、ユーザーがさまざまな目的で相互に利用できる空間データ基盤の構築をめざしている。さらに、測量原図に代表される測深データについても従来の原図ベースのものから電子測量原図としてデジタル化され、原記録から成果に至るまでの電子情報化が進められている。しかしながら、まだGISソフトに依存するデータ形式などの問題があり、今後、各ユーザーの相互利用が容易になるような共通基盤データとすることなど、さらなる検討が進められているところである。

海図情報の電子化については、紙海図のデジタルデータベースの構築とともに、国際標準に合った電子海図そのものが要望されていた。水路部では、平成7年に世界に先駆けて、水路電子データ交換基準S57ver.2に基づく電子海図第1号を刊行し、その後日本全国を覆う電子海図が続々と刊行され、平成13年度末で現在14種のもものが提供されている。電子海図のデータ・ベース構築から刊行に至るまでの経緯は、別項で報告される（清水、2002）。

7. 21世紀の水路業務 — Hi21 —

21世紀を迎えたのをきっかけに、海上警備、救難、環境・防災、航行安全などを柱とする海上保安業務遂行方針2001がまとめられ、水路部でも、ますます変化する社会的な情勢に対応した業務を展開するため、ユーザー・オリエンテッド (User Oriented) を基本指針とする「ハイドロ・イノベーション21」(Hi21) プランを策定した。新しい業務展開のためには、従来の業務遂行方法を見直すだけでなく、業務に合わせた技術革新、研究開発が必要となる。平成13年4月のHi21マスタープランⅡに唱われている次の8項目について、概要と具体的な取り組みについて紹介する。

(1) 海洋環境保全業務の充実・強化

海洋汚染や地球温暖化はもとより、漂流・漂着ゴミあるいはダイオキシンや環境ホルモンなど身近な海洋環境問題に対し、従来からの調査及び報告にとどまらず、庁内各部と連携して海洋環境の実態把握・原因究明・除去に至る総合的な海洋環境保全施策を推進する。具体的には、未処理下水道水流入問題などが発生している沿岸内湾域の環境保全に取り組み、主要海域において環境ホルモンの一種である有機スズやダイオキシンの調査を進めるとともに、関係機関とも協力して東京湾蘇生計画などを推進する。この中で水路部に蓄積された汚染分析(清水,2000, 岡野,2001)や、潮流や吹送流のモニタリング・解析・予測能力が活用されると期待されている(植田ほか,2000, 寄高ほか,2001, 戸澤ほか,2001)。

(2) 防災業務(自然災害)の充実・強化

水路部では、従来から海底活断層調査や海底地殻変動監視など地震予知や、沿岸防災情報図の作成など防災対策に資する業務を行ってきたが、最近では、東海地震や南海地震など海域の巨大地震及びそれに伴う津波の災害が懸念されており、Hi21をきっかけに津波防災に関する業務の充実・強化に取り組むこととなった。津波の伝搬速

度は水深で決まるので、概略の到達時刻を求めるのはさほど難しくはないが、海岸や港湾に近づくにつれ、様々に増幅したり反射・屈折し変化するため、具体的な被害の予測や対策の検討のためには、詳細な地形・水深に基づいた津波挙動シミュレーションが必要であり、水路部では、すでに研究に取り組んでいた(佐藤,1997,1999)。Hi21では、その経験を生かしてシミュレーションを行うとともに、関連情報も合わせて津波防災情報データベースにまとめ、防災対策検討や適切な初動体制の確立に資するとともに地方自治体等に提供してゆくこととなった。平成13年度は、塩釜港付近をモデルに津波防災情報データベースや津波防災情報図の検討が進められている。

(3) 高度海洋電子ネットワーク(海洋電子ハイウェイ)構想の推進

国際海事機関による海洋電子ハイウェイ(Marine Electronic Highway)は、国際海峡等の船舶輻輳海域における航海安全性向上のための航海支援情報提供システムで、気象・海象、航行警報、海図補正等の航海支援情報、港湾や物流状況等の運航支援情報、さらにはAIS(Automatic Identification System; 船舶自動識別システム)などの船舶通航情報などを、電子海図情報表示装置を核に統合・重畳表示することによって、航海者に適時に適切な情報を提供し、海上交通の安全性向上と効率化を図るものである。このような多様な情報にリアルタイムにアクセスし、表示可能とするには、現在よりも進んだ次世代型電子海図表示システムが必要となる。特に、AISは、通航船舶が自船の位置・速度をはじめ目的地や積荷などの情報を決められた規則に従ってリアルタイムに通報し、相互に認識することによって、衝突などを回避するシステムで、平成14年7月には一定の大きさ以上の新造船に搭載が義務づけられる。Hi21では、AIS情報の電子海図重畳表示の検討や、リアルタイム気象海象情報収集提供システムの試みとして関門海峡潮流予測提供システムの検討を進めるとともに、基盤となる電子海図についても

マラッカ・シンガポール海峡をはじめとし、日米・日韓・日豪など主要航路について、関係国と連携調整して刊行整備をめざすこととしている。

(4) 小型船用電子海図（巡視船艇用を含む）の開発

電子海図は、小型船の安全航行にもたいへん役立つにも関わらず、電子海図情報表示装置（ECDIS）上での利用が最初に考えられていたため、小型船用には簡易な電子参考図を搭載したGPSプロッターが先行普及している。しかしながら最近では、パーソナル・コンピューターの小型化・高性能化が進み、小型船にも持ち込み可能なものが出現するようになった。そこで、小型船が乗り上げ事故などを起こすことの多い沿岸域の大縮尺航海用電子海図（ENC）の整備を進めるとともに、潮汐や水路誌等の航行支援情報、マリナー等の利便付加情報が表示可能な小型船用電子海図表示装置の評価・検討を進め、民間による利用開発、普及活動にも協力支援することとしている。また、潮汐を加えた実際の水深を表示するダイナミック水深機能についても検討する。

小型船は、大型船が近づかない沿岸浅海域で活動することが多く、従来の海図情報だけでは不足するため、沿岸防災情報図や新たに始められる航空レーザー測深による測量成果を取り込んで、小型船用電子海図データベースの整備・構築を進めることとしている。一方、そのような沿岸浅海域でダイナミック水深機能を実現するためには、従来のような港毎の潮汐情報では誤差が多いため、潮汐分布モデルの開発が欠かせず、また楕円体高を利用する3次元GPSによる水路測量の実施に向けて、基本水準標の楕円体高測定や基準面分布の検討を進めることとしている。

このように小型船用電子海図の開発にあたっては、電子海図をベースとした機能の拡張だけでなく、従来の港湾・航路以外の沿岸域の測量並びに潮汐空間分布の検討など水路測量や潮汐観測に至る技術革新・研究開発が展開されている。

(5) 情報提供方法の高度化（Web-GISの推進）

大規模油流出事故対策などに必要な情報を網羅した沿岸海域環境保全情報の充実を進めるとともに、発災時における作業性や対応能力の向上を図るため、海洋短波レーダーの海況情報や漂流油分布情報などのリアルタイム情報の取り込みについて検討する。また、各種情報の収集提供手段を確立するため、Web上で利用できるWeb-GISシステムの構築を図るとともに、可能な情報からインターネットによる情報提供を行う。

(6) リアルタイム海洋情報の収集・提供

油流出などの災害発生時に効果的な防除活動を行うためには、現場の状況に即したリアルタイム及び近未来の気象海象情報が不可欠である。そのため、海洋短波レーダーや航路標識ブイセンサーを導入し付近の海況を常時監視するとともに、データアシミレーション等の解析予測手法を開発することによって、近未来の予測情報の提供を可能とする。さらに、一般航海者やマリナー関係者に対する安全・利便性向上を図るため、このような気象海象情報に加え、航行警報など安全に関わる情報などをインターネットや携帯電話を活用して迅速に提供する。

(7) Web Coast Guide システムの充実

Web Coast Guide システムは、沿岸域の情報を収集・整理し共有化することにより「業務遂行に必要な沿岸海域等基礎情報を表示できるプラットフォームの構築」及び「庁外に対する利便情報の提供」を実現する簡易Web-GISシステムである。現在、ラスタ海図や陸図をベースとして地名や航路標識、漁具定置箇所などの社会情報や航空写真などが検索表示できるようになっており、現在、イントラネットでの庁内利用が先行しているが、将来的には、マリナー・ユーザーなどにも「海のガイドブック」として活用されることが期待される。

(8) Hi21を支える新技術の導入

小型船用電子海図を始め、リアルタイム・近未来気象海象情報の提供、GISによる情報基盤の充実など、新しいニーズに対応して行くためには、GPSの例を見るまでもなく、調査観測から情報提供に至るまで新しい技術の導入が必要であり、今まで述べてきたように航空レーザー測深、海洋短波レーダーによる海流監視などの導入が具体化している。今後、これらの測量・観測技術だけでなく、データアシミレーションやGISなどのデータ解析・予測並びに情報提供技術についても技術革新が進み、総合的な情報収集解析提供体制の充実が期待される。

以上、Hi21の概要について述べたが、水路部では、「Hi21推進委員会」のもとに「Hi21推進室」及び各WGを設置し、庁内の各部並びに関係機関と連携・調整を図りつつ、各課題を推進して行くことにしている。

8. まとめ

この10年では、パーソナル・コンピュータは急速な発展を遂げ、いまや単なる電子計算機やワード・プロセッサから、インターネット経由で大きな情報データベースにもアクセスできる情報機器に変貌を遂げた。人工衛星利用による測位システムもGPSの出現で一挙に大衆化し、関連する航海・測量手法も紙海図から電子海図、さらには、測地系の改正など基本的なところまで技術革新が進んだ。

水路部では、このような状況変化に対応して技術開発や調査研究を進めるとともに、平成12年には「Hi21」として新しいユーザー・ニーズや技術状況に対応する業務革新の方向を取りまとめた。特に、MD-GISとして、時々刻々変化する海洋情報を如何に的確かつ有効にユーザーに提供して行くのか、そのためのデータベースの構築は如何にすべきかなど、検討が進められている。

一方、平成13年には、測地系改正を主眼に水路業務法の改正が行われ、また平成14年には、水路部の組織も海洋情報部として再編される。本

稿では、近年の発展を振り返るとともに、現在の研究開発の方向について概観した。今後、水路部が関連する技術、特にGISやインターネットなどの情報技術はますます発展するものと考えられ、安易な展望や予断を許さないが、現時点での水路部の技術開発・調査研究の動向を知る一助となれば幸いである。

なお、本稿は水路部としての公式見解ではなく、もし取り上げた項目に抜けや間違いがあれば、お詫びするとともに著者達の責任であることをお断りしておく。

参 考 文 献

〈本文中に引用されているものの他、関係の深い文献を含む〉

Asada A.: New Bathymetric Surveying and Processing System Based on Sea Beam 2000, 水路部研究報告, 29, 1-32, (1993).

Asada A. and Yabuki T.: Synthetic aperture technique applied to a multi-beam echosounder: *Earth, Planets and Space*, 53, 1-6, (2001).

廣瀬洋介・長尾道広: Web Coast Guideシステムに使用したインターネットGISプログラムの開発について, 水路部技報, 20, 印刷中, (2002).

岩淵洋・西川公・野田直樹・雪松隆夫・田賀傑・宮野正実・酒井建治・深沢満: 反射法音響探査に基づく大阪湾の基盤と活構造, 水路部研究報告, 36, 1-23, (2000a).

岩淵洋・西川公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤勲・安間恵・長田智・角谷昌洋: 伊勢湾における活断層調査, 水路部研究報告, 36, 73-96, (2000b).

春日茂・林田政和・大陸棚調査室員: 日本近海地磁気・重力異常図の刊行と日本南方海域の地磁気異常分布, 水路部研究報告, 30, 329-343, (1994).

春日茂・霜鳥史郎・大陸棚調査室員: 小笠原海

- 台周辺海域の海底地形とテクトニクス,水路部研究報告, **31**, 23-44, (1995).
- 春日茂・井上渉 : フィリピン海沖ノ鳥島海盆の地球物理学的特徴と形成過程, 水路部研究報告, **32**, 101-118, (1996).
- 春日茂・小原泰彦 : 日本南方海域の背弧海盆に存在する急崖の形成過程 - 沈む背弧海盆と浮揚性島弧との力学的境界 -, 水路部研究報告, **33**, 39-51, (1997a).
- 桂忠彦・島村国雅・大陸棚調査室員一同: 大陸棚海底サンプルの地質学地球化学的研究 (その1) - 大陸棚調査で得られた海底サンプルの予察的研究 -, 水路部研究報告, **30**, 345-379, (1994).
- 川鍋元二・矢沼隆: 港湾域における津波の挙動の調査研究を終えて, 季刊「水路」, **28**, 2, 26-27, (1999).
- 中村啓美・石村孝三・宗田幸次: 漂流ブイを用いた漂流実験, 水路部技報, **19**, 69-76, (2001).
- 長屋好治: 音波を利用した海底での歪測定に関する基礎的考察, 水路部研究報告, **31**, 67-76, (1995).
- 長屋好治・矢吹哲一郎・小野房吉・浅田昭 : 海底音響測距計の開発, 水路部研究報告, **32**, 89-99, (1996).
- 長屋好治: 音響測距計の水温補正, 水路部技報, **15**, 60-63, (1997).
- 西澤あずさ: マルチビーム音響測深機 SeaBeam2000でみる海底地形 (1) 沈み込み帯の海底地形の統計パラメタを推定する試み, 水路部研究報告, **33**, 61-83, (1997).
- 西澤あずさ : マルチビーム音響測深器 SeaBeam2000でみる海底地形 (2) プレート境界域の精密海底地形と浅発地震の震央分布, 水路部研究報告, **35**, 109-124, (1999).
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・志岐俊郎 : 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).
- 岡野博文・清水潤子・野坂琢磨・當重弘・青木繁・佐々木康仁・信國正勝・茂木由夫 : 駿河湾海底堆積物中のPCB調査, 水路部技報, **19**, 84-89, (2001).
- Okino, K., Shimakawa, Y., and Nagaoka, S. : Evolution of the Shikoku Basin, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **46**, 463-479, (1994)
- 沖野郷子・山本富士夫・加藤幸弘 : 海底地形解析の新技术 ~音響画像データと地形データから立体視画像をつくる~, 水路部研究報告, **34**, 71-83, (1998)
- Okino, K., Kasuga, S., and Ohara, Y. : A new scenario of the Parece Vela Basin Genesis, *Marine Geophysical Researches*, **20**, 21-40, (1998).
- Okino, K., Ohara, Y., Kasuga, S., and Kato, Y. : The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins, *Geophysical Research Letters*, **26**, 2287-2290, (1999).
- 沖野郷子: 衛星高度計から得られる重力・地形データと船舶データとの比較, 水路部技報, **17**, 65-69, (1999).
- 小原泰彦・春日茂・大陸棚調査室員: 100万分の1大陸棚海の基本図「南西諸島東方」に見る日本南方海域の島弧海溝系・背弧海盆の特徴, 地質学雑誌, **101**, XXVII-XXX, (1995).
- Ohara, Y., Kasuga, S., and Ishii, T. : Peridotites from the Parece Vela Rift in the Philippine Sea: upper mantle material exposed in an extinct back-arc basin, *Proceedings of Japan Academy, Series B72*, 118-123, (1996).
- Ohara, Y., Kasuga, S., Okino, K., and Kato, Y. : Survey maps Philippine Sea structure, *EOS Transactions, AGU*, **78**, 555, (1997).
- Ohara Yasuhiko : Report of multi-channel seismic reflection and submersible Shinkai 6500

- studies at Kyushu-Palau Ridge, 水路部研究報告, **33**, 85-93, (1997b).
- 小原泰彦・吉田剛・加藤幸弘・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).
- 大島章一 : 海底地形調査の歴史と現状, 地学雑誌, **103**, 3, 474-482, (2000).
- 佐藤敏 : 秋田港津波シミュレーションの動画, 水路部技報, **15**, 29-31, (1997).
- 佐藤 敏 : 酒田港津波シミュレーションの動画, 水路部技報, **17**, 41-43, (1999).
- Sengoku A., Fujita Masayuki, Matsumoto Kunio, Terai Koji and Sasaki Minoru : Determination of precise positions of the mainlands and isolated islands in the Japanese territory - A review of marine geodetic control network deployed by the Hydrographic Department -, 水路部研究報告, **35**, 79-95, (1999).
- 清水潤子 : GC/MSを用いた海水中における有機スズ化合物の定量法の検討, 水路部技報, **18**, 36-41, (2000).
- 仙石新・加藤剛・福良博子・小山薫・藤田雅之・矢吹哲一郎 : Lageos I 及び Lageos II の long-arc 解析による本土海洋測地基準点座標決定と日本測地系と世界測地系の変換パラメータの再決定, 水路部研究報告, **36**, 97-109, (2000).
- 高山守弘 : 船舶自動識別システム (AIS) と船舶通航業務 (VIS), 季刊「水路」, **26**, 4, 10-17, (1997).
- 寺井孝二・矢吹哲一郎・笹原昇・河合晃司・深野慶太・佐藤まりこ・仙石新 : 伊豆諸島の岩礁における地殻変動観測及び三宅島噴火による周辺海域の地殻変動, 水路部研究報告, **37**, 73-86, (2001).
- 戸澤実・木村琢磨・山崎哲也・小嶋哲哉 : 伊勢湾北部の漂流ブイによる表層流観測, 水路部技報, **19**, 51-54, (2001).
- 土出昌一・井本泰司・蔭山邦幸 : 人工衛星データによる油汚染の検出, 水路部技報, **18**, 47-65, (2000).
- 土出昌一・大谷康夫・蔭山邦幸 : 人工衛星 SAR による火山性変色水の検出可能性についての検討, 水路部技報, **18**, 66-73, (2000).
- 植田義夫・峯正之・中田尚宏・清水顕太郎 : 相模湾・城ヶ島沖定点観測ブイ付近の流況解析, 水路部研究報告, **36**, 57-72, (2000).
- 寄高博行・橋間武彦・工藤宏之 : 相模湾における漂流実験と吹送流について, 水路部技報, **19**, 55-60, (2001).
- 寄高博行 : 漂流予測の高度化に関する研究, 水路部研究報告, **38**, 印刷中, (2002).
- 吉宣好・寄高博行・橋間武彦 : 大阪湾漂流予測プログラムの改良について, 水路部技報, **19**, 69-76, (2001).

電子海図の作製とその取り組み†

清水敬治*

Electronic Navigational Chart (ENC) Production of Japan and Its Correspondence †

Keiji SHIMIZU*

1. 概要

水路部の電子海図への取り組みは、平成元年(1989)に水路部で開催した先進各国の専門家による電子海図作製セミナーに始まる。その後、平成4年度(1992)から電子海図作製に関する予算要求の他、紙海図の数値化を開始した。翌、平成5年度(平成6年1月(1994))に「電子海図システム」を導入し、電子海図作製体制を確立した。電子海図システム導入後の平成6年度(1994)から電子海図編集を開始し、平成7年3月(1995) IHOの電子海図作製基準(「デジタル水路データのためのIHO転送基準」(IHO Transfer Standard for Digital Hydrographic Data, Ver.2)(S-57 Ver.2))に基づく航海用電子海図第1号「東京湾至足摺岬」E7001をCD-ROM記録媒体に収録して刊行した。S-57 Ver.2は、更新方法などが記述されていなかったことから不完全な基準ではあったが、公式な電子海図として発行したのは日本水路部が初めてであった。以後、引き続きS-57 Ver.2に基づく小縮尺航海用電子海図の刊行を続け、平成10年3月(1998)にはS-57 Ed.3に基づく大縮尺航海用電子海図E3011「東京湾」を刊行した。現在、S-57 Ed.3に基づく日本周辺海域の小縮尺航海用電子海図4版、主要な海域、港湾、航路及び日本沿岸諸港の大縮尺航海用電子海図10版をCD-ROM記録媒体に収録して刊行している。平成13年度中に15版目の電子海図を刊行する予定である。

電子海図においても最新維持は重要で不可欠な

ため、大縮尺航海用電子海図の刊行開始後、紙海図の水路通報に該当する「電子水路通報」の提供を行っている。

電子海図は、平成14年7月1日(2002)からの改正SOLASの中で紙海図同等物として取り扱われる予定である。

2. 電子海図の出現

1970年代中頃から我が国や欧米の電子機器メーカーによりディスプレイ上に海岸線、等深線、経緯度線などの簡易な海図情報と自船位置を重畳表示するシステムが開発された。このシステムは自船の位置や航跡が自動的に画面上に表示されるなどの利便性や価格が比較的廉価であったためか急速に普及した。1980年代中頃から北欧の先進水路諸国の間で本格的な電子海図についての研究が行われるようになり、国際海事機関(International Maritime Organization: IMO)や国際水路機関(International Hydrographic Organization: IHO)は電子化された海図の重要性を認め、IHOは昭和60年(1985)、IMOに対し電子海図の取り扱いについて法的検討を要請した。こうして、公式な電子海図の検討が開始されることとなった。

3. 電子海図の定義

電子海図という用語は、1991年のIHOによるデジタルデータ転送に係わる基準の制定まで明確な定義はなく、小型船等で使われている簡易なものから、紙海図と同等の情報量と精度を持つ高級

† Received 2001 November 27th. ; Accepted 2002 February 1st.

* 沿岸調査課海図編集室 Coastal Surveys and Cartography Division, Cartography Office.

なものまで区別なく全て電子海図と呼ばれていた。

現在、電子海図とは、「ハードウェアとしての海図表示装置と海図データベースなどのソフトウェアを含んだ全部または一部を示すもの」と規定されている。電子海図に関する用語は、「電子海図表示システムの表示と海図内容に関する仕様書 (IHO Special Publication 52: S-52)」の中で決められている。S-52において電子海図表示システム (Electronic Chart Display and Information System: ECDIS) は、航海用センサーより得られる船位情報と共に、航海用電子海図を変換したシステム航海用電子海図 (System ENC: SENC) から選択された情報を表示し、航海計画と航行監視において必要に応じ付加的な航海関係情報を表示し航海者を援助するものであるとし、1974年 SOLAS条約付属書第V章第20規則で要求される「更新された海図」に適合するものとして受け入れられる航海用情報装置であるとしている。また、航海用電子海図 (Electronic Navigational Chart: ENC) は、内容、構成、フォーマット等が標準化されたデータベースであり、航海安全に必要な海図情報全てを含み、また、紙海図に含まれるその他の情報を含むものであると規定している。

4. 電子海図及びデジタル化海図作製の体制整備

電子海図作製は、水路部が刊行している紙海図 (約860版) や収集・蓄積している海図情報を数値化し電子海図データベースを作製すること、この作製したデータベースから必要なデータを検索・編集する装置を用いてS-57に基づき電子海図編集、最新維持等の作業を行い「航海用電子海図」を作製するものであり、このために新たなシステムの整備を必要とした。

一方、紙海図の作製は、熟練度の高い技術者により手作業で行うものであるが、近年においては熟練技術者の減少のため製図能力の低下が著しく、コンピュータ支援による紙海図の作製工程、及び補正図作製業務の数値化処理の推進が必要になっていった。

こうしたことから、電子海図作製業務を始める

に当たり、電子海図作製とデジタル化による海図作製の両方の業務を遂行することができるシステム構築の他、海図数値化作業実施等のための体制を整備するとともに、要員の配置を行った。

(1) 編集等要員の配置

電子海図の編集・作製、海図の数値化及び紙海図のデジタル編集等の業務は、平成4年度から表1のような要員の配置によって業務を進めている。

表1 電子海図等の編集要員。

	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13
電子海図編集	5	6	7	6	6	6	5	5	6	5
紙海図編集	0	0	1	2	2	4	8	14	20	21

(2) システムの整備

電子海図システムの導入にあたっては、平成4年度 (1992)、武藤工業株式会社によりデータベース、システム管理等のソフトウェアの他、海図・ENC編集ソフトウェア等についての分析により、最適システムの技術的調査を行った。翌、平成5年度 (1993) は前年度の分析・調査結果に基づき、国際入札によって広く一般から電子海図システムの導入を求めた。その結果、国内製品と外国製品とが競合したが、入札結果により日本ユニシスの「電子海図システム」を導入することとなった。電子海図システムは、編集ソフトのバージョンアップへの対応、コンピュータ機器の目まぐるしい機能アップ、保守体制の確立、システムの陳腐化による電子海図編集機能の低下等を防止するため、5年間のレンタルで整備している。

当初、電子海図システムは平成3年6月 (1991) に発行の S-57 Ver.1に基づいた仕様で開発したが、平成5年11月 (1993) S-57 Ver.2の発行に伴い急遽新仕様に変更した。

電子海図システムは、さらに、平成8年11月 (1996) S-57 Ver.2がS-57 Ed.3にバージョン変更されたことに伴い、平成9年度にS-57 Ed.3対応に改修した。

当初（平成6年1月）に整備した電子海図システムの主要構成機器は次のとおりである。

- ・電子海図システムのサーバとして全体の管理を行う「電子海図システム管理装置」
 - ・リニアスキャナー（400DPI）、カラー・ドラム・スキャナー（1000DPI）及びデジタイザからの図面データ入力制御を行う「入力制御装置」
 - ・システム全体の出力サーバ機能を有し、カラー静電プロッター（400DPI）、光磁気ディスク（5インチ）、CD-ROM書き込み装置及びレーザープリンタを制御する「出力制御装置」
 - ・航海用電子海図及び紙海図の計画図の作成並びに属性付与されたベクトルデータを航海用電子海図、紙海図仕様に編集する機能を持つ「海図編集装置」
 - ・海図編集装置と同等の機能及び補正図の編集に関する機能を持つ「補正図編集装置」
 - ・海図編集装置と同等の機能を持ち航海用電子海図の作製を主とする「電子海図作製装置」
 - ・電子海図作製装置と同等の機能及び航海用電子海図の審査機能を持つ「電子海図審査装置」
- 等である。

これらの装置に加え、平成6年度以降、データベース管理・検索機能を持つ海図調査装置、海図原図のフィルム出力を行うための光プロッタ装置の他、海図編集装置、海図審査装置及び補正図編集装置等を増強整備している。また、航海用電子海図は、ECDISに読み込んで海図情報を表示した時に初めて機能が確認できる。このため、平成6年度にENCの機能確認のための動作確認装置（トキメック製ECDIS EC6000）を整備した。

導入当初の電子海図システムは、多くのデータ処理に対して安定的に稼働するUNIXシステムを採用していたが、近年のめざましいパソコンの処理能力の向上により、平成10年度（平成11年2月）以降は、Windows NTで稼働するパソコンに換装している。この換装によって、操作性が飛躍的に向上し、編集者が習熟し易いシステムになった。また、省エネや健康対策等から、平成12

年度導入の一部の機器に初めて液晶表示のディスプレイを導入した。今後は、順次液晶表示タイプ・ディスプレイを導入する予定である。

電子海図システムは、平成5年度に海図編集室（4階）の一部屋及び隣接の倉庫を改装して設置し、平成6年1月26日の岩淵水路部長（当時）の火入れによって運用を始めた。その後、毎年増強整備される電子海図システム構成機器のため既存の部屋が手狭になり、平成12年度に4階エレベータ前の研究室が使用していた部屋を改装し増設機器を設置した。

編集ソフトウェアは、CADシステムをベースにして開発されており、海図データに対して図形編集、属性付加等を行う機能を持っている。図面などの編集資料はデータベース化し管理する。編集工程は、加工のし易さや出力の際の高解像度出力でも粗さが出ないなどの利点があるため、全てベクターデータで処理している。図1は、電子海図システムの中で使用している編集ソフトウェア

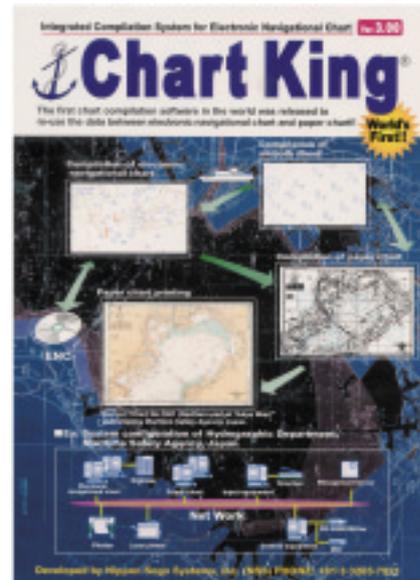


図1 電子海図システムの電子海図、紙海図編集ソフトウェア（日本総合システムパンフレットより）。

である。また、図2は、現在使用している電子海図システムの構成装置の概要を示したものである。写真1～5は、現在使用中の電子海図システム構成装置の一部を示したものである。

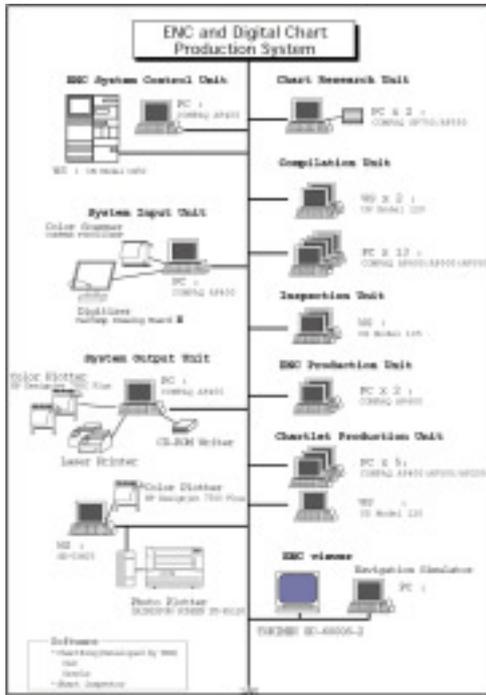


図2 現在使用中の電子海図システムの構成装置.



写真3 出力制御装置 (インクジェットプロッタ).



写真4 動作確認装置。
(最手前の装置. 電子海図の機能チェックを行う)



写真1 電子海図作製装置.



写真5 光プロッタ装置。
(紙海図用印刷フィルム出力する)



写真2 入力制御装置 (スキャナー).

(3) 紙海図の数値化

水路部が刊行している海図は全紙に換算すると約495図になり、これらの海図を数値化して海図データベースを作製するには多くの作業時間と経費を必要とするため、数値化作業は10ヶ年の長期にわたる計画で進めている。数値化は、国際基準に基づいて実施し、電子海図に必要な「面（ポリゴン）」の作成等に多くの処理時間を要するため、数値化作業は部内勢力だけでは処理できず、外注によって実施している。数値化を始めた頃は受注業者の技術力が低く、数値化データに多くの修正を加える必要があったが、近年においては受注業者の技術力や処理能力が向上し、良好な数値化海図データが納入されるようになってきている。電子海図ではシームレスにデータを編集するため、海図が重複する場合は、データが重ならないようにどれか1つの海図データのみを採用する。このため、全ての編集対称海図の各々について、海図全面のデータを数値化する訳ではない。なお、電子海図ではGPS等を利用して船位を求めるため、地文航法に必要な陸上の等高線や道路等地形や物標は必要ないものとして、これまで数値化の対象にしてこなかった。表2は、システムの整備計画と海図数値化の年次計画を示したものである。なお、平成9年度に数値化の計画変更が行われている。

表2 年次計画。

(数字は全紙換算図数を示す)

区 分	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10	H11	H12	H13	H14
システム設計	↔										
ソフトウェア作成		↔									
紙海図数値化	←15	30	58	56	56	46	43	36	72	42	41
装置の整備(借入)		←									

5. 電子海図作製仕様

(1) IHO ENC 製品仕様の概要

電子海図は、S-57付録「ENC製品仕様 (IHO ENC Product Specification)」の規定に基づき編集する。この仕様の中で、セルとはENCデータを含む地理的区域であること、ENCは意図する

航海のために船舶に備置される公式データの最新版であること等の他、オブジェクトと属性、地図作製の枠組み、データ提供アプリケーションプロファイル等が定義されている。主な仕様は次のとおりである。

- ・使用する言語は英語でなければならない。ただし、名称や文による情報は本国語の併記が許されている。本国語は、ISO10646に規定するUCS2 (ユニコード) によらなければならない。
 - ・測地系は、WGS-84を使用する。ただし、ENC及びENC更新データ以外の情報を扱う場合は変換パラメータによってWGS-84に変換することが可能である。
 - ・投影法は使用しない。
 - ・位置座標は小数点形式による緯度、経度を使用する。ただし、位置座標は小数点形式から座標変換係数によって整数に変換するが、小数点以下の桁数は作製機関が選択する。我が国は、107を変換係数に用いている。例えば、北緯34°15′30.13″ (34.25836944°) は、34.25836944 × 10,000,000=342583694とする。
 - ・深さ、高さの単位にはメートルを使用する。
 - ・距離の単位には小数点形式による海里またはメートルを使用する。
 - ・水深値はメートル単位の小数点形式で表示するが、これを変換係数によって整数化して扱うものとする。変換係数値は10としている。例えば、水深 10.5mは105として扱う。
 - ・水深、干出、岸線及び高さの基準面は、紙海図と同じ基準面を使用する。
 - ・ENCは、CD-ROMまたは3.5インチフロッピーディスク (MS-DOSフォーマット) 磁気媒体に記録する。
 - ・ENCは通信回線を介した提供が可能である。
 - ・ENCデータを取り扱う場合は、暗号化を使用することができる。
 - ・圧縮アルゴリズムは使用しない。
 - ・デジタイズの分解能は編集縮尺で0.3mmを越えてコード化してはならない。
- 等である。

(2) 電子海図のセル

電子海図ではデータ処理を容易にするため、ある一定の地理的範囲をセルとして扱う。S-57では、セルは8文字のコードで表すことになっている。例えば、ENCのセル名がJP34ojbcの場合、

JP : 作製機関コード (Japan) を表す。
3 : 航海目的区分 (表4参照) を表す。
4ojbc : セルコードを表す。

(セルコード)

日本水路部では、10進数で表した7桁数の「編集用セルコード」を32進数で5桁数に変換した値をセルコードとして用いている。

(編集用セルコード)

編集用セルコードは、ENCデータベースを地球上でユニークにするため7桁のコード番号と縮尺を組み合わせたものであり、編集用セルコードはS-57 Ver.2で定義された方法である。最初にローマ字1文字でセルの縮尺コードを表し、次に緯度を3桁で、経度を4桁で表す。緯度は南極を基準とし、経度はグリニッジ子午線を基準に右回りにそれぞれ15分メッシュを基本単位としている。この付与法は、水路部がS-57 Ver.2の時代からデータベースを作成していたための名残である。

例えば、横浜付近 (北緯35度30分、東経139度20分) の場合の航海目的3の「編集用セルコード」及び「セルコード」は、次のように求める。

「編集用セルコード」は、最初に該当位置の経緯度を分単位で求め、

$$[\text{緯度}] : (35+90) \times 60+30=7530'$$

$$[\text{経度}] : 139 \times 60+20=8360'$$

これをそれぞれ整数倍値に変換する。

$$[\text{緯度}] : \text{int} (7530' / 60) \times 60=7500$$

$$[\text{経度}] : \text{int} (8360' / 60) \times 60=8340$$

そして、経緯度をそれぞれ緯度3桁、経度4桁の15分メッシュによる基本単位で表し (緯度: $7500/15$), 経度: $8340/15$), さらに緯経度で結合表示する ($(7500/15) \times 10000+8340/15$)。これに表3から航海目的区分「3」に対応する縮尺コ

ードを付与すると、「編集用セルコード」= C5000556が得られる。

次に、7桁表示の「編集用セルコード」を32進法 (32進法の各桁は0~9, A~Vの32文字で表現する) で5桁の「セルコード」に変換する。

「編集用セルコード」= C5000556は、
 $5000556/32=156267 \dots \dots \dots$ 余り 12 → C
 $156267/32=4883 \dots \dots \dots$ 余り 11 → B
 $4883/32=152 \dots \dots \dots$ 余り 19 → J
 $152/32=4 \dots \dots \dots$ 余り 24 → O
 $4/32=0 \dots \dots \dots$ 余り 4 → 4

となり、これに表3から縮尺コードCに対応する航海目的区分「3」を付加すれば、該当位置の「セルコード」= JP34ojbcが得られる。

表3は、縮尺コードと航海目的区分の関係を表示したものである。

表3 縮尺コードと航海目的。

縮尺コード	A	B	C	D	I	N
航海目的	1	2	3	4	5	6

6. 電子海図作製

(1) 電子海図の航海目的の区分

電子海図は、6種類の航海目的に分けて作製するようにS-57 Ed.3で規定している。6種類の航海目的区分には、それぞれにどのような縮尺の海図を割り当てるかの具体的な縮尺は明示されておらず、概観図、一般航海等の使用の目的に応じた区分にするように規定されている。編集縮尺をどのように割り当てるかは作製機関に任されている。このため、日本水路部は電子海図の航海目的区分を表4のように設定している。

(2) 電子海図のセルデータ

イ. セルに含む海図データ

電子海図では、航海目的の同じ隣り合うセルの情報をシームレスに連続させている。1つのセルは複数の海図を用いて編集するが、編集に使用す

表4 航海目的, 編集海図及びセルの関係.

区分	航海目的	編集海図	セルサイズ
1	概観	<1/1,500,001	8度
2	一般航海	1/1,500,000 ~ 1/300,001	4度
3	沿岸航海	1/300,000 ~ 1/80,001	1度
4	アプローチ	1/80,000 ~ 1/25,001	30分(15分)
5	入港	1/25,000 ~ 1/7,501	15分(15分)
6	停泊	1/7,500<	15分(15分)

る海図は測量年, 刊行年, 総描等がそれぞれ異なっている. このような内容の異なる海図を数値化し, その数値化データを使用して海岸線, 等深線等をつなぎ合わせ, セルを編集する. セル内にはいろいろな編集対象海図が存在するが, セル内ではデータは重複してはならないと規定されている. このため, セル内のデータ編集にあたっては, 該当するセルに含まれる編集対象海図の中で最も大縮尺の海図を優先して採用し, さらに同じ縮尺の編集対象海図が存在する場合は刊行年の新しい海図を採用する.

なお, セルに含まれる編集対象海図によって, データ量の多いセルやデータ量の少ないセルが生じ, セルに含まれるデータ量は一様ではない.

ロ. セルサイズ

S-57 Ed.3で規定するセルの地理的な範囲は, 次の様に規定されている.

- ・2つの経度線と2つの緯度線で囲まれた四角形であること
- ・一つのセルに5MB以上のデータを含んではならないこと
- ・セルの数が膨大にならないように, セルサイズは余り小さくしてはならないこと
- ・航海の目的が同じセルは, オーバーラップできるが, データはオーバーラップしてはならないこと等である.

水路部は, この基準に従いセルを設定しているが, データのみならずセルについてもオーバーラップしないようにしている. このため, 日本のセ

ルは同じサイズのタイルを整然と並べたように並ぶことが大きな特徴である.

1つのセルでデータ容量が5MBを超える場合は, 該当セルを分割することになる. 電子海図システムで分割できるセルは, 前述(5.(2)電子海図のセル)の縮尺コードの制約を受け, 縮尺コード(表3 縮尺コードと航海目的参照)がD, I, N(航海目的の区分4, 5, 6)に区分されるセルであり, これらのセルは4つに分割できるようになっている. 電子海図システムは, 最小セルとして7.5分メッシュサイズのセルまで作製することが可能である.

現状の電子海図システムは, 任意のセルサイズ, 例えば, 紙海図単位のセルサイズENCを作製することは不可能である. 任意サイズセルENCを作製するためには電子海図システムの改修が必要になる. また, 現在のセル作製ルールの変更を行うと, 電子水路通報(7.航海用電子海図の最新維持参照)による既刊行ENCの最新維持が不可能になる等のため, 既刊行ENCの取り扱いにまで影響がでる.

(3) 航海用電子海図

電子海図刊行計画では, 利用の形態, 編集に用いる海図の縮尺等から小縮尺航海用電子海図と大縮尺航海用電子海図の2つに分けている.

航海用電子海図の刊行等は, 「航海用電子海図刊行に関する当面の基本方針」(保水企第13号, 平成7年2月15日), 及び「『航海用電子海図』第二次刊行計画の策定について」(保水企第66号, 平成9年3月19日)によって進めている.

「航海用電子海図刊行に関する当面の基本方針」の中で, 「航海用電子海図(ENC)の水路業務法上の位置付け」(管理課調整係), 「ENC及び最新維持情報の国有財産上の取り扱い」(海洋情報課), 航海用電子海図最新維持に関する対応方針(水路通報課), 「ENC及び最新維持情報の販売提供について」(海洋情報課)等が定められている.

イ. 小縮尺航海用電子海図

○S-57 Ver.2に基づくENC

小縮尺航海用電子海図は、1/8万より小縮尺の海岸図、航海図等の中小縮尺の海図30枚程度を使用して編集した航海用電子海図である。小縮尺航海用電子海図は、広範な利用者の利便を図ること、短期的普及拡大を図ること等から日本を4つのブロックに分けて刊行している。S-57 Ver.2に基づいて作製した航海用電子海図は次の通りである。

- ①平成7年3月 E7001
- ②平成8年2月 E7002
- ③平成8年3月 E7003
- ④平成9年2月 E7004

○S-57 Ed.3に基づくENC

S-57 Ver.2は、平成8年11月S-57 Ed.3に改訂され、次のように変更された。

- ・最新維持が完備された。
- ・セルサイズが海図単位などの任意サイズに設定できるようになった。
- ・データ構造の大幅な変更によりS-57 Ver.2との互換性がなくなった。

新仕様は、旧仕様と比べて劇的とも言えるほど大きな変更であったが、既存の海図数値化データベースの変更や電子海図システムの改修及び動作

表5 小縮尺航海用電子海図一覧。

番号	Version	刊行日	航海目的	セル数	(2001.7.1)	
					<n>: re-issue数	[n]: 重複数
E3001 東京湾至足摺岬 Re-issue	Edi.3	1998/9/17 (H10.9.17) 2000/3/31	1 (a)	6	1.1	2 [2]
			2 (b)	11	3.7	13 [8]
			3 (c)	38	15.0	23 [9]
			計	55	19.8	38 [19]
E3002 北九州至石垣島 Re-issue	Edi.3	1999/11/18 (H11.11.18) 2000/3/31	1 (a)	4 <2>	1.8	2 [2]
			2 (b)	9	4.7	14 [8]
			3 (c)	52	29.5	29 [13]
			計	65 <2>	20.3	45 [23]
E3003 瀬戸内海及対馬 至佐渡海峡 Re-issue	Edi.3	1999/11/18 (H11.11.18) 2000/3/31	1 (a)	2 <2>	1.0	2 [2]
			2 (b)	5 <3>	5.5	13 [11]
			3 (c)	33 <7>	32.0	31 [17]
			計	40 <2>	38.5	46 [30]
E3004 日本海北部及宗 谷海峡至南島島	Edi.3	2000/9/21 (H12.9.21)	1 (a)	10	1.4	5 [2]
			2 (b)	16	4.3	25 [7]
			3 (c)	62	17.5	28 [5]
			計	88	23.2	58 [14]

確認装置の改修等を行い、新仕様に基づく航海用電子海図の作製に対応した。

また、既刊行海域の小縮尺航海用電子海図についても新仕様で新たに刊行することとし、既刊行のS-57 Ver.2に基づく航海用電子海図のデータベースをバッチ処理で機械的に新仕様に変更することを試みたが困難であった。このため、S-57 Ver.2で刊行していた海域の航海用電子海図をS-57 Ed.3で刊行することについては新たな編集が必要になり、編集作業に多くの時間を必要とした。

なお、旧仕様となったS-57 Ver.2に基づく既刊行航海用電子海図の取り扱いについては、小縮尺航海用電子海図E7000番台4版のうち、E7001～E7003は平成12年12月(2000)に、E7004は平成13年3月末にそれぞれ全て廃版扱いとなった。表5は、S-57 Ed.3に基づいて作製している小縮尺航海用電子海図の詳細を示したものである。図3～9は、小縮尺航海用電子海図の刊行区域と航海目的毎の航海用電子海図の表示例を示したものである。

ロ. 大縮尺航海用電子海図

大縮尺航海用電子海図は、1/8万より大縮尺のアプローチ図、港泊図等の海図15枚程度を使用して編集する航海用電子海図である。大縮尺航海用電子海図の刊行海域は、次のとおりである。

・主要7海域航海用電子海図

日本沿岸海域を7つの海域に分け、次の諸条件を満たす海域をE3011～E3017で刊行している。

- ①ユーザーの要望の多い海域
- ②500トン以上の船舶による年間1万トン以上の入港実績のある港を含む海域
- ③過去5ヶ年の紙海図需要が年平均約500枚以上の海域
- ④港泊図、海岸図の整備されている海域

・日本沿岸諸港航海用電子海図

前記7海域の区分に該当しない海域で、次の諸条件を満たす海域をE3018～E3021で刊行している。

- ①特定重要港湾、特定港等法令上重要とされている海域

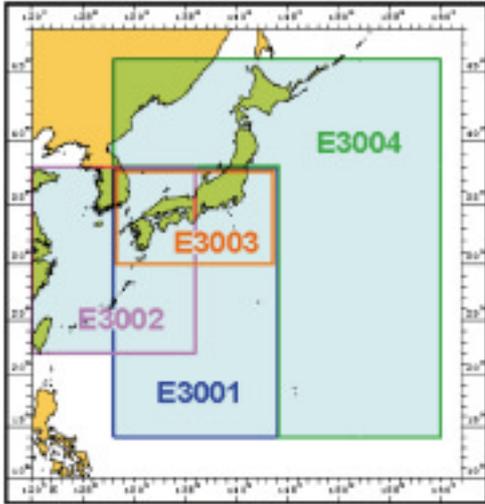


図3 小縮尺航海用電子海図の刊行区域。

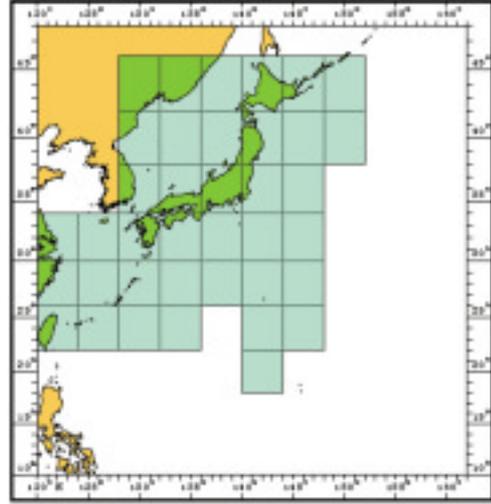


図6 航海目的2（セルサイズは4°メッシュ）で刊行されている航海用電子海図の海域。

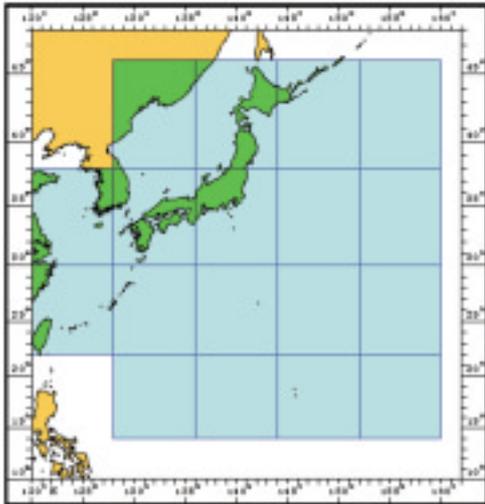


図4 航海目的1（セルサイズは8°メッシュ）で刊行されている航海用電子海図の海域。

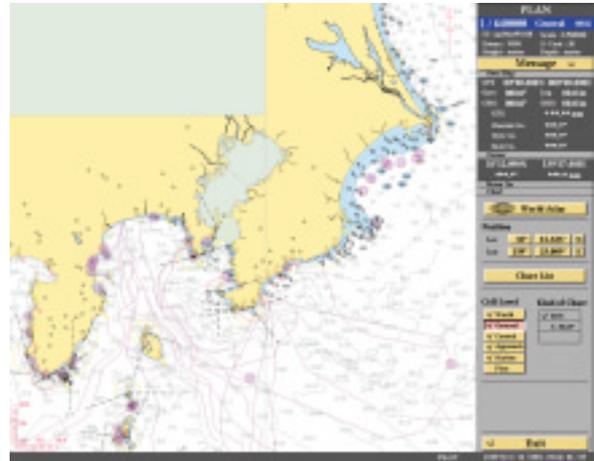


図7 航海目的2の航海用電子海図。

（一般航海用の図であるため、沿岸付近の情報はやや細かく記載されているが、湾内等の情報は記載されていない）

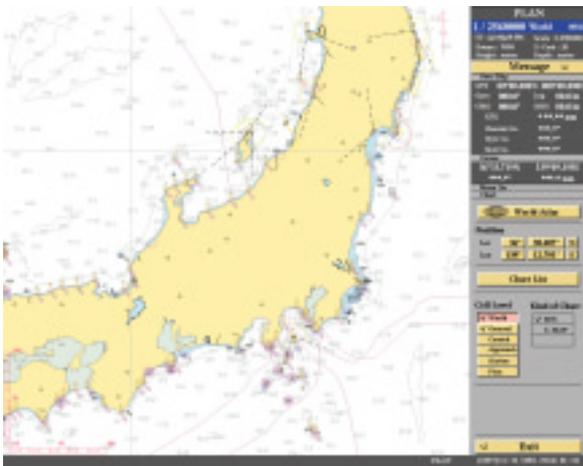


図5 航海目的1の航海用電子海図。

（概観図であるため、沿岸海域の詳細な情報は記載されていない）

- ②管区本部所在地，大型巡視船定係港海域
- ③総入港船舶隻数が1万隻を超える海域
- ④長距離フェリーの発着数が全国的に上位にランクされる海域
- ⑤危険物搭載船の入港隻数及び取り扱い荷役量が全国的に上位にランクされる海域
- ⑥過去5ヶ年の紙海図需要が年平均約180枚以上の海域

・平成14年度以降
前記以外のこれまでに刊行されていない小港湾

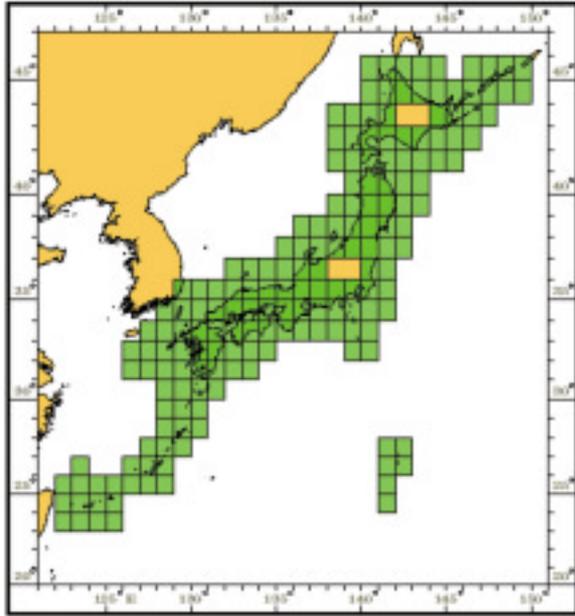


図8 航海目的3（セルサイズは30′メッシュ）で刊行している航海用電子海図の海域。

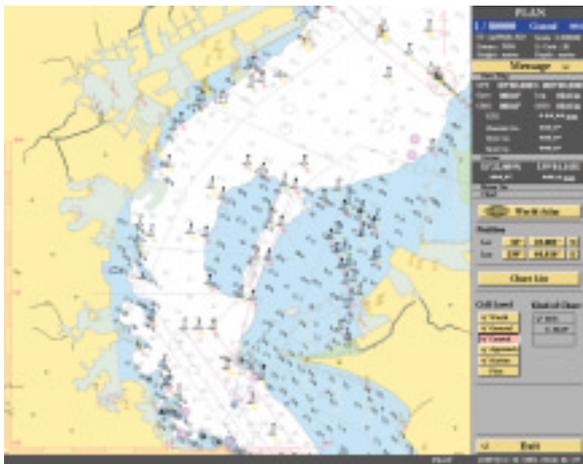


図9 航海目的3の航海用電子海図。
（沿岸航海用の図であるため、航路の情報まで細かく記載されているが、港湾、泊地の情報までは記載されていない）

等で重要な海域、必要度の高い海域について、順次航海用電子海図を刊行する予定である。表6は、大縮尺航海用電子海図の刊行に関する詳細を示したものである。図10～15は、大縮尺航海用電子海図の刊行区域及び大縮尺航海用電子海図の航海目的ごとの表示例を示したものである。

表6 大縮尺航海用電子海図一覧。

(2001.7.1) <n> : re-issue数 [n] : 重複数

番号	Version	刊行日	航海目的	セル数	データ量(MB)	採用海図数
E3011 東京湾 Re-issue	Edi.3	1998/3/5 (H10.3.5) 2000/3/31	4 (d)	4	4.1	3
			5 (i)	10	14.5	13
			計	14	18.6	16
E3012 伊勢湾 Re-issue	Edi.3	1999/1/21 (H11.1.21) 2000/3/31	4 (d)	5	4.6	3
			5 (i)	11	10.3	10
			計	16	14.9	13
E3013 大阪湾及播磨灘 Re-issue	Edi.3	1999/3/18 (H11.3.18) 2000/3/31	4 (d)	6	6.2	7
			5 (i)	15	14.7	15
			計	21	20.9	22
E3014 備讃瀬戸 Re-issue	Edi.3	1999/8/19 (H11.8.19) 2000/3/31	4 (d)	7	10.1	8
			5 (i)	10	8.2	9
			計	17	18.3	17
E3015 備後灘及安芸灘	Edi.3	2000/6/30 (H12.6.30)	4 (d)	10	15.7	11
			5 (i)	10	11.2	12
			計	20	26.9	23
E3016 伊予灘及豊後水道	Edi.3	2000/11/16 (H12.11.16)	3 (c)	2	5.4	6
			4 (d)	9	8.7	7
			5 (i)	15	10.0	14
			計	26	24.1	25
E3017 関門海峡及付近	Edi.3	2000/2/17 (H12.2.17)	4 (d)	7	5.5	6
			5 (i)	13	8.3	11
			計	20	13.8	17
E3018 本州南・東岸及四 国南岸諸港	Edi.3	2001/3/22 (H13.3.22)	4 (d)	9	4.6	3
			5 (i)	13	5.7	7
			計	22	10.3	10
E3019 本州北西岸諸港	Edi.3	2001/6/21 (H13.6.21)	4 (d)	15	3.4	4
			5 (i)	13	4.9	7
			計	28	8.3	11

(4) 隣接外国海域データの処理

IHOは、平成9年4月18日（1997）の第15回国際水路会議提案43で議決された「航海用製品の交換と複製のための協定」において、他国のデータを使用する場合は双務協定を結ぶことを勧告している。しかしながら、我が国は「第6回東アジア水路委員会決議第1号」において、ENCから外国海域情報を除いた場合、レーダー画像では海岸線等の映像が確認できるにもかかわらずECDISの画面上には海図情報が表示されない等による航海者の不安を払拭し、船舶の安全航行を重視する目的のために「小縮尺航海用電子海図を作製する場合には、航海の安全を図るため1/50万より小縮尺の海図を自由に利用できること」を提案した。本提案に対する各国の意見は出されず、各国は我が国の意見に理解を示した。こうした経緯のもとに我が国はE7002、E7003の刊行に際し、韓国、中国に対し、我が国が電子海図を作製する旨のレターを送付して対処した。対馬海峡付近の航海用電子海図編集では、ENCデータの重複を回避するため、編集範囲をどの程度に留めるかについて

議論したが、第6回東アジア水路委員会会議での我が国の提案を考慮し、編集海図の縮尺が1/50万よりも大縮尺の場合は、境界線の範囲内までを編集することとした。しかしながら、日韓両国の境界線は明確でないことから、暫定境界線として「日本国と大韓民国との間の両国に隣接する大陸棚の北部の境界画定に関する協定」（昭和53年6月22日号外条約第7号：第24編条約第三章二国間条約）の境界線を使用した。

なお、1/50万よりも小縮尺の海図を使用した航海用電子海図の編集では、関係沿岸国の主権を尊重するため、水深30メートル以浅の海域について海岸線、主要な航路標識及び顕著な危険物のみを編集している。

7. 航海用電子海図の最新維持

平成10年（1998）から港泊図及びアプローチ図を中心とした大縮尺航海用電子海図の刊行を始めたが、大縮尺航海用電子海図では紙海図と同様に最新維持が欠かせないため、6ヶ月間の試行期間後の同年9月25日から「電子水路通報」による最新維持情報の提供を開始した。電子水路通報は、毎月1回月末の最終金曜日にCD-ROM記録媒体に収録して発行している。電子水路通報は累積更新（Cumulative update）方式である。累積更新方式は電子海図の最新版発行以降、同電子海図が改版されるまでの間の更新情報を全て収録するものである。利用者は何らかの理由により電子水路通報を入手することができなくても、最新の電子水路通報を取得すれば電子海図データベースを最新維持することが可能である。なお、紙海図と同様に水路通報を使用して手入力で電子海図を更新することも可能である。ただし、手動で入力したデータは海図情報と重畳表示することはできるが、電子海図のデータベースを書きかえるものではない。従って、データベースを更新するためには、電子水路通報が必要である。

最新維持では、ファイル名の拡張子が重要な役割を担っている。ENCの新刊、再版もしくは改版のファイルには、拡張子「000」が割り当てら

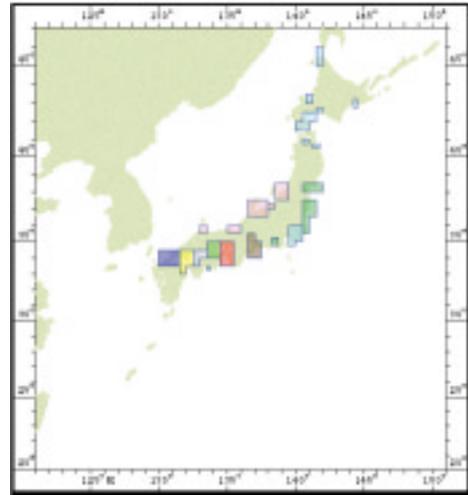


図10 大縮尺航海用電子海図の刊行海域。
(E3011～E3020の刊行範囲を示している)

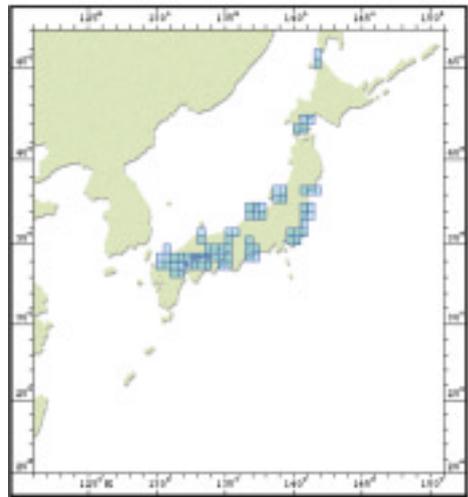


図11 航海目的4（セルサイズは30′メッシュ）で刊行されている航海用電子海図の海域。



図12 航海目的4の航海用電子海図。

（アプローチ図であるが、この海域にはこれよりも大縮尺の図があるため、港湾の情報は記載されていない）

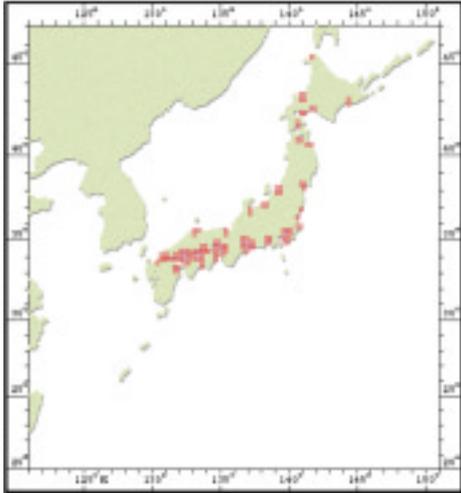


図13 航海目的5（セルサイズは15′メッシュ）で刊行されている航海用電子海図の海域。

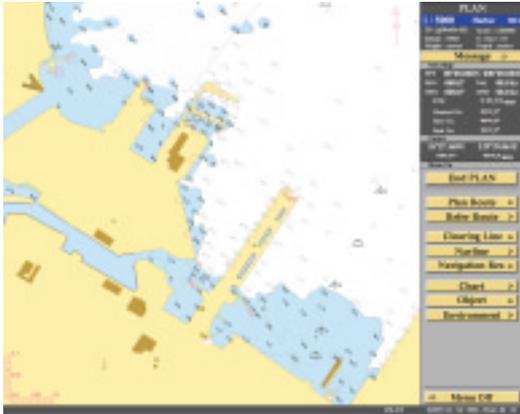


図14 航海目的5の航海用電子海図。
（通常、港湾・泊地用の図として用いられる。接岸施設情報まで詳細に記載されている）



図15 航海用電子海図の夜間モード表示例。

れる。拡張子は更新回数を表し、拡張子番号には「001」から「999」までの連続した番号を用いる。改版するまでに再版を行う場合も、番号が途切れることはなく連続する。更新回数が999回を越えると該当ファイルの改版が必要になる。表7は、新刊、再版、改版、最新維持と拡張子の関係を示したものである。図16～18は、電子水路通報により最新維持を実施した時のECDISの画面を示したものである。

表7 新刊、再版、改版、最新維持の拡張子。

種類	拡張子	Edi. No.	Update No.
新刊	CCNXXXX	.000	0
	U date 1	.001	1
	U date 2	.002	2

	U date 31	.003	31
再版	CCNXXXX	.000	31
	U date 32	.032	32

	U date 45	.045	45
改版	CCNXXXX	.000	0
	U date 1	.001	1

8. 電子海図に関する基準と国際会議等

(1) 電子海図表示情報システム委員会 (Committee on ECDIS: COE)

IHOは、電子海図の表示基準等を検討するために昭和61年（1986）「電子海図表示情報システム委員会 (Committee on ECDIS: COE)」を設置した。COEは、ECDISの海図内容や画像表示の仕様に関する統合的な委員会であり、その傘下にECDIS仕様作業部会 (WGES)、最新維持作業部会 (UWG)、色彩と記号メンテナンス作業部会 (C&SMWG)、用語集作業部会 (GWG)、データベース作業部会 (DBWG)、データ品質作業部会 (DQWG) の6つの作業部会を設けて表示基準等を検討した。COEはECDISで航海用電子海図を表示するときの仕様である「電子海図表示システムの表示と海図内容に関する仕様書第1版 (Specifications for Chart Content and Display

Aspects of ECDIS) (S-52)」を平成2年5月(1990)に発行した。S-52は、海図データの数値化密度、信頼性などデータベースに必要とされる特性、海図データとその他の航海情報の全世界的な互換性、ENC表示の最低限及び補足的なデータ内容、記号、色等の記述の基準を規定している。S-52は、平成4年(1992)にS-52 Ver.2暫定基準が決められた後、翌年9月(1993)IMOの第39回航行安全小委員会(NAV)でECDIS性能基準S-52 Ver.3が決定され、IMO決議事項として承認された。その後、平成6年12月(1994)にVer.4に変更され、平成7年11月(1995)に開催された第19回IMO総会において「ECDIS性能基準(IMO Performance Standard :PS)」として採択(総会決議A817(19))された。

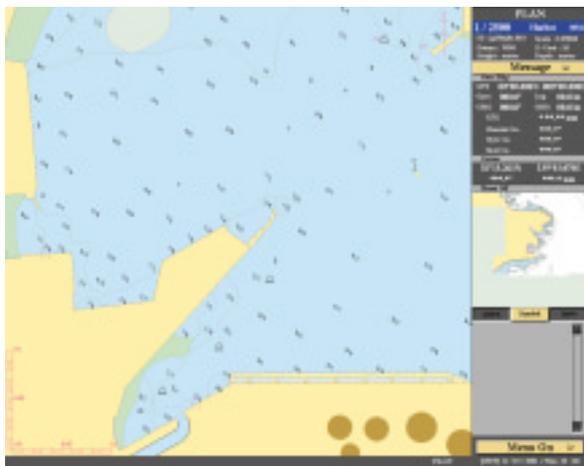


図16 最新維持実施前のECDIS画面。

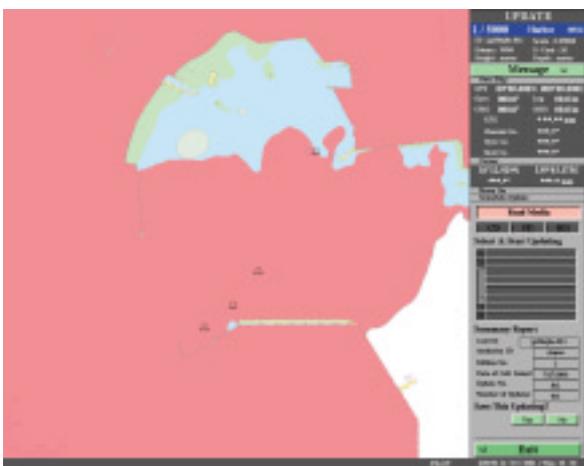


図17 最新維持実施中のECDIS画面。
(更新実施のオブジェクトが赤色に変化する)

このPSの中で「適切なバックアップ装置を備えたECDISは、1974年SOLAS条約付属書第V章第20規則で要求される『更新された海図』に該当するものとして承認できるものである」として海図同等物としてのECDISを定義すると共にECDISの基本的な性能を定めている。この性能基準は、S-52 Annex Bにも記載されており、表示画面の大きさ、表示項目(Display Base, Standard Display等)、警報機能、航海記録、バックアップ方法等が規定されている。S-52はさらに改正され、平成8年12月(1996)、S-52 Ver.5が発行された。

(2) デジタルデータ交換委員会(Committee on the Exchange of Digital Data: CEDD)

IHOは、航海用電子海図のデータ標準化のための詳細な基準を決めるため、昭和58年(1983)「デジタルデータ交換委員会(Committee on the Exchange of Digital Data: CEDD)」を設置した。CEDDは、電子海図作製の基準である国際水路局特殊刊行物No.57「デジタル水路データのためのIHO転送基準」(IHO Transfer Standard for Digital Hydrographic Data, Ver.1) (S-57)」を平成3年(1991)に公表した。S-57は、その後改良が行われ平成5年11月(1993)S-57 Ver.2が発行された。S-57 Ver.2までは、この基準のフォーマ

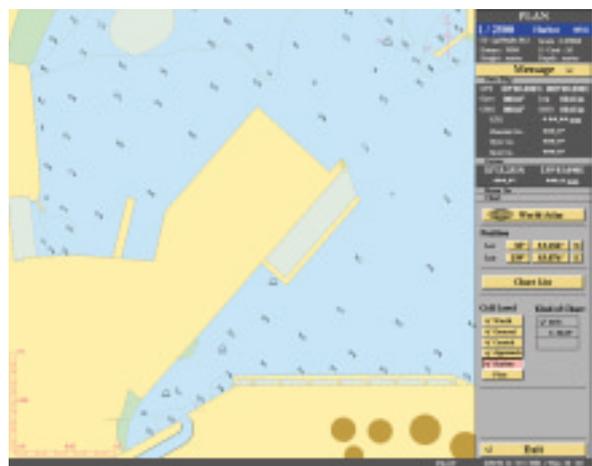


図18 最新維持実施後のECDIS画面。
(中央部の岸壁及び周辺の形状が最新維持により大きく変わった)

ットをDX90と呼んでいた。この仕様書は、ENCのために特別に開発されたものではなく、各国間で海図情報や測量原図等をデジタルな形で交換するためのものである。

(3) 電子情報システムに関する水路学的要求委員会 (Committee on Hydrographic Requirements for Information System: CHRIS)

IHOは、情報社会という環境における航海者の要求にかなう公式なデジタル製品、サービスの開発の促進及び調整の必要性を鑑みてCOEとCEDDをそれぞれ解体し、新たにCOEとCEDDを統合した「電子情報システムに関する水路学的要求委員会 (Committee on Hydrographic Requirements for Information System: CHRIS)」を平成7年(1995)に設立した。CHRISのもとには、転送基準の保守及びアプリケーションの開発作業部会 (Transfer Standard Maintenance and Application Development WG: TSMADWG)、色彩と記号に関する仕様の保守作業部会 (Colour and Symbol Maintenance WG: C&SWG)、データの品質作業部会 (Data Quality WG: DQWG)、技術評価作業部会 (Technology Assessment WG: TAWG) 及び航海用出版物の標準化作業部会 (Standardisation of Nautical Publication WG: SNPWG) の5つの作業部会が設けられている。CHRISは、平成8年11月(1996) S-57の大規模な仕様変更を行いS-57 Ed.3を発行した。S-57は、平成12年11月(2000)に最新リビジョンであるS-57 Ed.3.1に改正されている。S-57 Ed.3.1は、属性値の追加のみの小規模な改正であったため、我が国は大きな影響を受けることはなかった。表8は、CHRIS出席の実績を示したものである。

(TSMADWG)

TSMADWGは、COEに設置されていたDBWGの業務を引き継ぐものであり、CHRISのもとに設置された作業部会の中で、事実上電子海図の基準を決める作業部会である。

このため、TSMADWGには各国の電子海図作

表8 COE及びCHRIS会議への出席実績。

年度	名称	開催時期	開催地	出席者(委員:○)
S62	COE 第1回	1987.5	Monaco	欠席
S62	COE 第2回	1987.6	Oslo	欠席
S63	COE 第3回	1988.1	Hague	欠席
H1	COE 第4回 (COE, CEDD合同 第1回)	1989.1	Tokyo	○大島沿岸課長
H2	COE 第5回 (COE, CEDD合同 第2回)	1990.11	Washington	○大島沿岸課長
H3	COE 第6回 (COE, CEDD合同 第3回)	1991.11	Sydney	○我如古沿岸課長
H4	COE 第7回 (COE, CEDD合同 第4回)	1992.11	Monaco	○我如古沿岸課長
H5	COE 第8回 (COE, CEDD合同 第5回)	1993.11	Vancouver	○我如古沿岸課長
H6	COE 第9回 (COE, CEDD合同 第6回)	1994.11	Monaco	○我如古沿岸課長
H7	COE 第10回 (COE, CEDD合同 第7回)	1995.11	Monaco	○菊池海図編集室長
H8	CHRIS第8回	1996.11	Monaco	○菊池海図編集室長
H9	CHRIS第9回	1997.11	Monaco	○菊池海図編集室長
H10	CHRIS第10回	1998.1	Singapore	○菊池海図編集室長
H11	CHRIS第11回	1999.11	Monaco	○菊池海図編集室長
H12	CHRIS第12回	2000.1	Valparaiso	○西沢海図編集室長
H13	CHRIS第13回	2001.9	Athens	○西沢海図編集室長

製技術者が集まり、電子海図作製に関する技術的検討を行う最も重要な作業部会になっている。TSMADWGの第1回会議は、1997年(平成9)ヘルシンキで開催された。電子海図を作製する上でTSMADWG会議は重要であるため、水路部は第1回会議出席後も継続的に出席するように努力している。表9は、TSMADWG会議出席の実績を示したものである。

表9 DBWG及びTSMADWG出席の実績。

年度	名称	開催時期	開催地	出席者
H7	DBWG Meeting	1996.2	Wollongong	菊池編集室長 梶村編集官
H8	DBWG Meeting	1996.9	Monaco	菊池編集室長 小山氏(トキメック)
H9	第1回TSMAD WG	1997.9	Helsinki	梶村編集官 石原編集官付
H10	第2回TSMAD WG	1998.5	Monaco	川井編集官
H10	第3回TSMAD WG	1998.10	Monaco	川井編集官
H11	第4回TSMAD WG	1999.6	Ostend	川井編集官
H12	第5回TSMAD WG	2000.4	Wollongong	欠席
H12	第6回TSMAD WG	2000.9	Monaco	川井編集官
H13	第7回TSMAD WG	2001.4	Monaco	川井編集官
H13	第8回TSMAD WG	2001.12	Cape Town	欠席

(4) 世界電子海図データベース委員会
(Worldwide Electronic Navigational Chart Database: WEND)

IHOは、平成4年11月(1992)開催の第14回国際水路会議において、IHOのもとに加盟国活動の調整を図ること、管理、法律、財政その他の事項を地域電子海図調整センター(RENCs)で検討すること、他の国際水路機関との協議をすること等のために「世界電子海図データベース委員会(Worldwide Electronic Navigational Chart Database: WEND)」を設立した。当初、ノルウェーによって全世界のデータベースを独占的に管理、提供する案が検討されたが、日本を始めとした多くの反対国によって、現在は地域ごとに地域電子海図調整センター(RENC)を設け、地域の特性に応じた運用を図ることとしている。

表10は、WEND会議出席の実績を示したものである。

表10 WEND会議出席の実績。

年度	名称	開催時期	開催地	出席者(○:委員)
H4	WEND特別準備委員会	1992.11	Monaco	○我如古沿岸課長
H4	WEND第1回特別委員会	1993.2	Hamburg	○我如古沿岸課長
H5	WEND第2回特別委員会	1993.9	Taunton	(水協) 岡田氏
H6	WEND第3回特別委員会	1994.5	Monaco	欠席
H6	WEND委員会第1回	1995.3	New Orleans	○我如古沿岸課長
H7	WEND委員会第2回	1996.2	Tokyo	○久保沿岸課長
H9	WEND委員会第3回	1998.1	Goa	○西田沿岸課長
H10	WEND委員会第4回	1999.1	Sydney	○八島沿岸課長
H11	WEND委員会第5回	2000.3	Monaco	○八島沿岸課長
H13	WEND委員会第6回	2001.5	Norfolk	西沢編集室長

(5) 電子海図及びECDISに関する国際機関

図19は、電子海図等に関する国際機関の相互の関係を示したものである。

(6) 日本の技術的貢献

水路部は、昭和56年(1981)に海上保安庁独

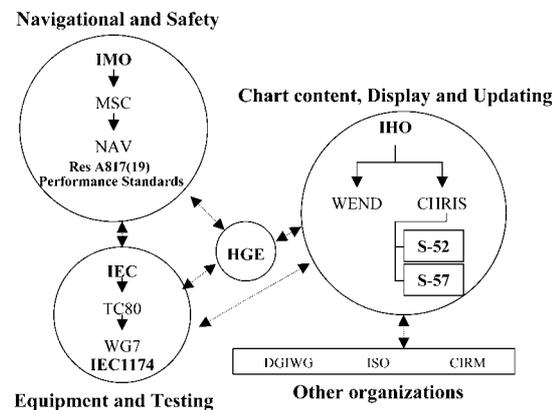


図19 電子海図、ECDISに関する国際機関。

自のシステムとして、ディスプレイに航海情報を表示するためのフォーマットを開発した。この第1号が警備救難情報装置として巡視船「ちくぜん」に搭載され、日本水路協会が発行している航海用電子参考図(ERC)作製のきっかけになっている(水路部技法第2号参照)。こうした技術的基盤の蓄積等から、我が国は電子海図作製の基準作成に関し、IHOの用意した測地系変換の定義の不備、バイリンガル構造による表記の必要性の指摘の他、アップデートの推測データ量の推算等を行った。また、ECDISに使用しているENCフォーマット用「デジタル辞書」開発を担当したほか、技術的会議において多くの意見、指摘や提案を行い電子海図の開発に貢献してきた。我が国は世界で最初に電子海図を刊行したが、このことはその後の世界各国の電子海図開発の発展に大きな影響を与え、この分野における我が国技術の先進性を証明した。

9. 電子海図に係わる諸外国との技術交換等

(1) 対米国

平成4年から2ヶ年にわたり米国商務省海洋大気庁(NOAA)海洋業務局沿岸測地部(NOS)の海図部門との間で「電子海図データベースの作製システム等に関する共同研究」を実施した。初年度は、平成4年11月(1992)、科学技術振興調整費個別重要共同研究経費により沿岸調査課海図編集室の職員2名を米国ワシントン、ニューポートに派遣し米国における海図の自動化システムの

開発状況、日本作製の電子海図テストデータの表示実験、米国でテスト中の電子海図テストベッドプロジェクトの船上実験及びロードアイランド大学のリアルタイム地理情報システムの見学等を行い相互に意見交換を行った。2年目は、翌年2月(1993)、同経費により米国NOAA沿岸測地部海図部門ECDIS開発担当者を東京に招聘し、電子海図データベースの作製・管理及び米国ENCの表示実験等について情報交換を行った。

また、電子海図標準データフォーマット(DX90)の基準について、平成7年3月(1995)、電子海図専門家を米国NOSに派遣しENC基準の互換性に関する検証を行った。

海図編集室及び水路通報課と米国NOAAは、平成7年度(1995)から「電子海図の最新維持データの作製手法及びデータ転送に関する共同研究」を2ヶ年計画で実施した。初年度は、平成8年2月(1996)科学技術振興調整費による個別重要国際共同研究により米国から電子海図関係技術者を招聘し、両国の電子海図関係者が測量船「海洋」に搭載のECDISを使用して最新維持に関する実海域実験を行った。同実験において我が国は差分ファイルを作る「パッチ方式」、セル毎の最新ファイルを作る「セル交換方式」の2種類の最新維持データをNOSと協力して作製した。この作製したデータを、伊勢湾-東京湾間を航行する測量船「海洋」搭載のECDISに水路部から公衆回線で転送し、電子海図データの更新実験を行った。翌年度(1996)は、米国NOAAと共同して最新維持データの作製、相互のデータ交換に係わるデータ量や互換性に関する評価を行った。特に、ISDN回線を利用した最新維持データ転送の信頼性、効率性等について、両国の専門家が相互に訪問して意見交換、実験の評価を行った。

(2) 対ドイツ

「ECDISのバックアップに関する研究」を行うため、平成9年度(1997)科学技術振興調整費国際共同研究総合推進制度(二国間)により、電子海図作製担当者をドイツ水路部(ハンブルグ)

に派遣し、ECDISのバックアップシステムに必要な条件と機能について情報及び意見交換を行った。同年12月(1997)、ドイツ水路部から電子海図担当技術者を我が国に招聘し、電子海図のバックアップシステムに関する共同研究を行った。

また、両国は「ECDISのバックアップシステムの実用化」に関する共同研究を行うため、平成10年度(1998)に両国の研究者が相互に訪問し、S-57 Ed.3データの取込の容易性や表示の妥当性及び最新維持データの取込等について評価を行った。さらに、ECDISのバックアップシステムの評価、分析を行うと共にヨーロッパ各国の電子海図を取り巻く状況について意見交換した。

(3) 対カナダ

電子海図の作製に関する情報交換を行うため、平成6年10月(1994)、科学技術振興調整費により電子海図作製担当者をカナダ(バンクーバー)、米国(シアトル)に派遣し、日加両国の電子海図について、電子海図専門家と意見交換を行った。翌7年3月(1995)、電子海図作製担当者をカナダ水路部(オタワ、トロント)に派遣し、電子海図表示システムで使用する記号、ライブラリについて情報交換を行った。さらに、平成8年12月(1996)、電子海図作製担当者をカナダ水路部に派遣し、カナダ水路部におけるCARISシステムを使用した電子海図の作製方法に関する情報収集を行った。

(4) 対ノルウェー

平成5年10月(1993)、科学技術振興調整費により電子海図作製担当者をノルウェー(スタバンゲル)に派遣し、ノルウェー電子海図センターの専門家と電子海図作製に関する技術的な意見・情報交換及びノルウェーにおけるECDISの開発状況調査を行った。

(5) 対オーストラリア

電子海図表示システムでの時間変化情報の表示に関する研究を行うため、科学技術庁国際共同総

合推進制度（国際交流育成事業）経費により、平成9年3月（1997）、潮汐・潮流・海流などの時間変化情報について、先導的に研究開発を実施しているオーストラリア水路部に職員を派遣し情報及び意見交換を行った。

（6）東アジア各国に対する技術協力

（イ）電子海図技術セミナー開催

電子海図に関するIMO、IHOの国際的な基準が確立する中で東アジア沿岸諸国は、同海域を航行する船舶の安全を確保するため早急に電子海図を整備し、その最新維持を図るための技術的基盤を確立することが求められた。我が国は東アジア諸国の「電子海図」の早期導入及び電子海図作製に関する技術的支援を図るため、平成6年度から3ヶ年計画で東アジア沿岸諸国を対称にODA関連予算により電子海図技術責任者を招聘し、輸送安全協力交流「電子海図技術セミナー」を開催した。セミナー第1回目は、マレーシア、フィリピン、タイの3ヶ国を招聘して平成6年11月（1994）に開催した。同セミナーにはIHB理事アダム・カー氏（当時）も参加した。次年度セミナーには、中国、インドネシア、シンガポール、韓国の4ヶ国を招聘して翌年10月（1995）に開催した。同セミナーにはマレーシアが自費で参加した。最終年度セミナーには、インドネシア、マレーシア、シンガポールの各国水路部長及びフィリピン沿岸測地部長を招聘して平成8年10月（1996）に開催した。同セミナーには韓国が自費で参加した。

（ロ）電子海図技術セミナーフォローアップ

平成6年度から3ヶ年計画で関係国技術者を招聘して我が国が実施した電子海図技術セミナーの効果を高め、東アジアにおける電子海図の早期導入を図るため、平成7年3月（1995）輸送安全協力交流（専門家派遣）経費により水路部専門家をフィリピン、タイ、マレーシアの3ヶ国に派遣し、電子海図の編集システム等について技術指導を行った。翌年3月（1996）には、我が国の電子海図技術者をインドネシア及びシンガポールの各水路

部に派遣し、電子海図に関する技術指導を実施した。さらに、平成9年3月（1997）我が国の電子海図技術者を中国交通部海上安全監督局（北京）及び韓国国立海洋調査院（仁川）に派遣し、電子海図の編集システムやソフトウェア開発について技術指導及び意見交換を行った。

（7）マラッカ・シンガポール海峡電子海図作製技術協力

日本及びインドネシア、マレーシア、シンガポールのマ・シ海峡沿岸3ヶ国は、マ・シ海峡の再測量結果に基づき、マ・シ海峡の電子海図を刊行することとした。しかしながら、マ・シ海峡沿岸3ヶ国の電子海図作製に関する技術力は十分でないため、我が国は開発途上国運輸研究交流事業により、平成10年1月マレーシアから1名を、平成11年2月及び平成12年2月にインドネシア、マレーシアのそれぞれから1名の技術者を招聘し、技術指導を行いながら共同測量結果による最新の資料に基づいて最新維持された関係海図の数値化作業及び電子海図作製を協力して進めた。

さらに、科学技術庁国際共同研究総合推進制度（国際交流育成事業）を利用し、平成10年3月インドネシア、マレーシアのそれぞれから1名の技術者を招聘し、電子海図作製に関する技術指導を実施した。

また、平成10年度笹川平和財団助成金事業により、平成10年9月インドネシア、マレーシアの電子海図作製関係者をそれぞれ1名ずつ招聘し、電子海図作製技術の研修を行った。

関係国技術者との共同作業により作製したマラッカ・シンガポール海峡電子海図は、各国で最終的な修正が加えられ完成した。現在、同電子海図は関係国において頒布に関する最終的な調整が進められている。

マラッカ・シンガポール海峡電子海図のセルは海図単位で作製されており、関係する紙海図は、No.622A、No.622B、621、749、750、751（いずれも日本海図）の6図である。従って、同海峡の電子海図は6つのセルで構成している。同電子海図

はマラッカ海峡のほぼ東半分をカバーしている。

(8) フィリピン国への電子海図作製技術協力

フィリピン国水路部は、海洋法の整備等世界各国の動きに合わせた自国海洋関係業務の近代化のため、スペイン国からのローンにより1996年度から最新鋭測量船2隻を建造したほか、近代的海図作製のシステムを整備して海図作製のデジタル化を図った。電子海図の作製にも取り掛かることとしたが、電子海図の作製については未経験であり、電子海図技術において先進的な日本に技術支援を求めてきた。我が国はODA関連予算により、平成12年6月(2000)フィリピン国水路部と電子海図作製に関する技術移転について、フィリピン国「電子海図作製技術移転計画」に署名し、3年間の電子海図作製に関する技術移転プロジェクトをスタートさせた。

また、同プロジェクトに関連して、フィリピン国の電子海図作製技術者を対象とした3ヶ月間3年間の国別特設研修を設け、その第1回目として平成13年9月(2001)から3ヶ月間電子海図編集者2名の研修を行った(写真6)。本研修で特筆されることは、フィリピン国が導入している電子海図作製システムはSevenCs社製で我が国のシステムとは異なり、我が国のシステムを使用して研修を行うことができなかったことである。このため、水路部では、これまでに諸外国とのENCの交換及びデータ構造分析のために整備していたSevenCs社製ソフトのバージョンアップを図り、これに対応した。水路部以外のシステムを使用して電子海図作製の研修を行ったのは初めてのことである。

(9) 韓国との技術協力

我が国は、韓国の電子海図の早期刊行を促すと共に日韓間における電子海図の接続海域について意見交換を行うため、平成10年度科学技術庁国際共同研究総合推進制度(国際交流育成事業)の利用により、平成10年3月韓国(大韓民国国立海洋調査院)の電子海図関係専門家を招聘し、電子



写真6 フィリピン国国別特設研修の研修生。

海図作製について協議及び意見交換を行った。

日韓では、水路技術の開発、相互支援、技術上の問題解決を図るため「日韓水路技術会議」を毎年開催している。この中で電子海図に関する意見交換が行われていたが、平成11年(1999)に開催の第11回日韓水路技術会議(開催地:韓国)において、日韓電子海図共同海上実験の提案が行われ、両国は提案事項に合意した。同会議の合意に基づき、日韓相互でそれぞれに作製した電子海図を使用して、平成12年8月(2000)日韓電子海図共同海上実験を行った。海上実験は、博多-釜山間を定期運行しているカメラライン(株)のフェリー「かめりあ」(写真7)に設置のECDIS(トキメック製)を使用して行った。この実験を行うに当たり両国は相互のデータ重複を避けるため、「日本国と大韓民国との間の両国に隣接する大陸棚の北部の境界画定に関する協定」(6.(3)隣接外国海域データ処理参照)を暫定データ境界として、それぞれの自国海域内のENCを作製した。我が国は1/30万~1/150万の海図を使用して編集した「航海目的2」のセルjp24nc80及びjp24ig00に暫定境界線を適用して実験データを作製した。

また、同12月(2000)、科学技術振興調整費により水路部電子海図技術者が韓国(仁川)を訪問し、電子海図データの連続性や電子海図作製技術に関する意見交換を行った。図20~21は、日韓電子海図共同海上実験に係わるものである。



写真7 日韓電子海図共同海上実験で使用したフェリー「かめりあ」(15,439トン)。

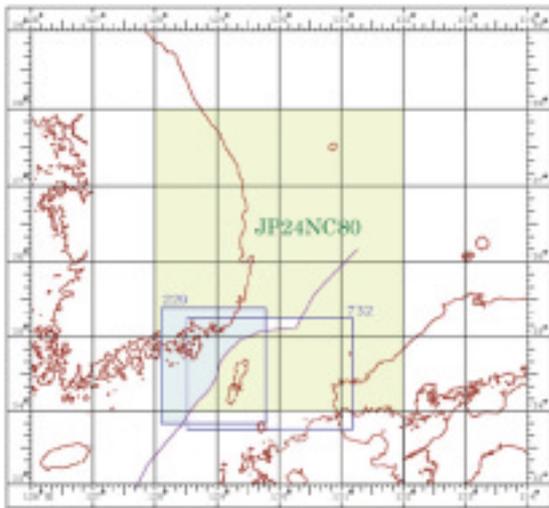


図20 日韓電子海図共同海上実験に使用した電子海図のセルの範囲。対馬の北側にある北東から南西に延びる線が日韓相互で暫定の境界としたセルの境界線。

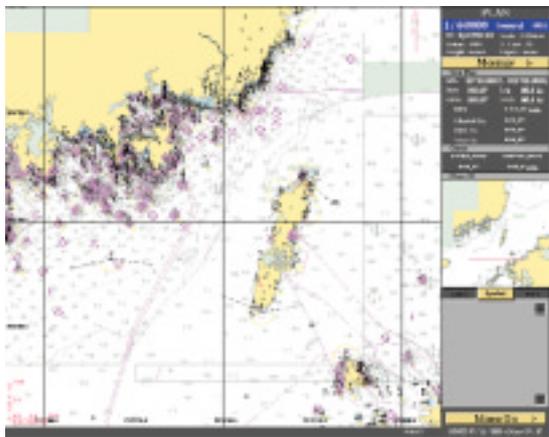


図21 日韓両国で作製した電子海図の表示画面。韓国側の編集海図が日本の海図よりも大縮尺であったため、韓国側の情報が詳細に表示されている。

(10) 電子海図普及のための活動

各国の電子海図作製状況は、2000年10月のIHOの調査によれば表11のとおりである。

表11 各国の電子海図作製状況 (2000年10月IHOの調査による)。

	IHO加盟国	ENCセル数 (編集紙海図数)	最新維持 (実施中:Y, 未実施:N)	市販 (実施中:Y, 未実施:N)
1	Australia	48 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N
2	Belgium	1 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N
3	Brazil	3 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N ⁽³⁾
4	Canada	249	Y	Y
5	Chile	38	Y	Y
6	China	81 ⁽¹⁾	Y	N
7	Croatia	--		
8	Cuba	5 ⁽¹⁾	N	N
9	Denmark	35	Y ⁽²⁾	Y ⁽²⁾
10	Estonia	9 ⁽¹⁾	Y	Y ⁽²⁾
11	Finland	5	Y ⁽²⁾	Y ⁽²⁾
12	France	33	Y ⁽²⁾	Y ⁽²⁾
13	Germany	16	Y	Y ⁽²⁾
14	Greece	--		
15	India	100 ⁽¹⁾	Y	N
16	Indonesia ⁽⁴⁾		N	N
17	Italy	56 ⁽¹⁾	Y	N
18	Japan ⁽⁴⁾	174	Y	Y
19	Korea(Rep.)	210 ⁽¹⁾	N	N
20	Malaysia ⁽⁴⁾	2 ⁽¹⁾		
21	Netherlands	6 ⁽¹⁾	Y ⁽²⁾	Y ⁽²⁾
22	New Zealand	3 ⁽¹⁾	N	N
23	Norway(NHS)	30	Y ⁽²⁾	Y ⁽²⁾
24	Peru	85 ⁽¹⁾	Y	N
25	Philippines	--		
26	Portugal	2	Y	Y ⁽²⁾
27	Russia	2000	Y ⁽³⁾	N ⁽³⁾
28	Singapore ⁽⁴⁾	14	Y	Y
29	Soth Africa	3 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N
30	Spain ⁽⁵⁾	14 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N ⁽³⁾
31	Sweden	16 ⁽¹⁾	N ⁽³⁾	N ⁽⁵⁾
32	Turkey	5 ⁽¹⁾	Y ⁽³⁾	N
33	Ukraine	10 ⁽¹⁾	N	N
34	UK	120 ⁽¹⁾	Y	Y ⁽²⁾
35	USA(NOAA)	65 ⁽¹⁾	Y ⁽³⁾	N ⁽³⁾
実施国の合計		11ヶ国	20ヶ国	13ヶ国

(1) 試験データ (品質管理済み、未発行)

(2) PRIMARを通して配布(北欧RENC)

(3) 開発中

(4) インドネシア、シンガポール、マレーシア、日本が共同で作製したマシ海峡ENC6セル

(5) PRIMARを通して配布予定

10. 電子海図に係わる諸外国との技術交換等

(1) 電子海図作製セミナーの開催

我が国は、平成元年10月(1989)、将来の海上交通の確保に不可欠なものとなる電子海図に関して海上実験の成果等の最新技術動向について意見交換を行い、電子海図の発展、電子海図データベースの整備、国際仕様の促進等に寄与することに

より水路技術の分野に於ける国際交流，国際協力の推進に資するため，水路部庁舎において先進各国の専門家によるセミナーを開催した。セミナーには，中国，韓国，シンガポール，オーストラリア，南アフリカ，デンマーク，フランス，西ドイツ，ギリシャ，オランダ，ノルウェー，イギリス，カナダ，アメリカ，アルゼンチン，IHB及び国内の船舶運航関係，造船関係，電子機器製造関係，情報処理関係，測量関係，地図出版関係，海事関係，諸官公庁（運輸省，建設省，防衛庁，商船大学）等の関係者約470名が参加した。（写真8は，電子海図作製セミナー参加者）



写真8 電子海図作製セミナー参加者。

（2）簡易型電子海図表示装置の開発

水路部は，平成2年5月（1990），将来のENC提供を想定した試みとして一般に使用されていた簡易型電子海図表示装置で使用できるように数値化海図データを試験的に作製し提供した。また，同7月水洋会（船用機器に関する団体）協力による展示会，懇談会を実施し，関係先と簡易型電子海図表示装置について意見交換を行った。同10月には，海図の補助用として航行安全上必要な海図情報をCRT表示装置に表示する小型艇用航行情報表示システム（巡視艇）の開発を行った。同システムは，平成3年1月（1991）に第三管区海上保安本部PC型巡視艇に搭載して実証実験を行った。

（3）電子海図データベースの評価及び電子海図デモンストレーション

航海用電子海図の刊行に伴い，航海用電子海図の最新維持機能の動作確認を行う必要性から，平成7年3月測量船「海洋」に初めてECDIS（トキメック製EC6000）を搭載した（写真9）。

このECDISを使用して広く一般に電子海図の紹介を行い，電子海図の普及促進を図るため，同年12月，測量船「海洋」が名古屋に寄港した機会をとらえ，報道関係者及び海事関係者を対象に名古屋港及び伊勢湾において電子海図のデモンストレーションを行った。



写真9 測量船「海洋」に搭載のECDIS。

（4）電子海図の利用に関する訪問調査

電子海図に関するユーザーの関心，あるいは使用に関する意見等を把握し電子海図の普及促進に役立てるため，平成8年8月（1996）調査班（2名1組4班）を編成し，1万トン以上の船舶を所有もしくは運行している船会社，フェリー・旅客船会社を訪問し，電子海図に関する聞き取り調査を実施した。調査班が訪問した船会社等は，タンカー，大型危険物搭載船等の外航船を所有・運行している会社であったが，ECDISを搭載していた船舶は2隻と少なく，電子海図の知名度も低かった。調査対象先として70ヶ所をリストアップしたが，38ヶ所はオーナー会社または経理事務のみ，あるいは電子海図に全く関心を持たないし導入計画もないとの理由で訪問を拒否された。また，事務

所移転や会社の連絡先不明等の理由があったため、実際に調査できた訪問先は32ヶ所であった。

(5) 試験用ENCの提供

電子海図の改良、関連技術の開発を促進するため、平成7年6月(1995)電子海図の試験用データセット(「東京湾及び付近S-57 Ver.2」の航海目的3のセル4セル分)をCD-ROMで作製し、28の外国水路部及び機関と国内関係機関の研究者等に提供した。

また、平成9年7月(1997)IHBが発行したS-57 Ed.3に基づく電子海図テストデータ及び更新用テストデータを作製し、カナダ、ドイツ、英国、エストニア、フィンランド、NIMA、NOAA、ノルウェー、オーストラリア、フィリピン、シンガポール、韓国、IHB、SevenCs及び水洋会へ提供し、電子海図表示システム関係のソフトウェア開発の促進を図った。

(6) 最新維持検討会の開催

電子海図の最新維持を図るため、平成5年度(平成6年1月(1994))に「電子海図システム最新維持勉強会」を開催し、水洋会関係者(関係メーカー等12社1団体が参加した)と電子海図の最新維持に関する意見交換を行った。また、電子海図の最新維持について調査検討するため、電子海図システム検討委員会を平成6年度(1994)から3ヶ年計画で開催した。検討会は平成6年度に2回(平成6年9月及び同7年3月)、次年度(1995)に2回(平成7年10月及び同8年3月)、最終年の平成8年度(1996)に1回(平成8年11月)それぞれ開催した。

(7) 電子海図の調査研究

イ. 電子海図データの実海域における評価実施

編集した電子海図データの機能評価を行うため、平成7年12月(1995)測量船「海洋」が名古屋から東京向け回航する際、電子海図編集担当者2名が「海洋」に乗船し、「海洋」に搭載のECDISを用いて電子海図データベースの機能評

価を行った。また、平成9年11月(1997)測量船「海洋」が京浜港から函館向け回航する際に電子海図編集担当者が乗船し、電子海図データベースの評価を行った。さらに、平成10年1月及び2月(1998)測量船「海洋」に電子海図編集担当者が乗船し、京浜港東京から横浜、浦賀水道、横須賀及び館山、木更津、千葉、東京港等の海域において電子海図の表示内容、レーダー画面との重畳、表示色、警報機能等に関する実海域でのENCの評価を実施した。

ロ. 電子海図データベースの評価及び最新維持データの転送実験

電子海図データベースの評価及び最新維持データの転送実験を行うため、平成8年8月(1996)、測量船「海洋」が舞鶴から東京向け回航する際、電子海図編集担当者が測量船「海洋」に乗船し、船舶電話で受信した最新維持情報によりECDISの最新維持実験を行った。本実験では、最新維持のデータ量や海域特性による転送への影響等を主として調査した。

ハ. 水路協会との調査研究

ENCは、信頼性が高い高品質の地図情報でありこれを航海目的以外の分野で利用するために、平成7年度から9年度までの3ヶ年において、パソコン上に電子海図を表示するための調査研究を水路協会による調査研究事業(パソコンによるENCの表示ソフトの開発)で実施した。初年度は、市販の地理情報システム(GIS)を利用して電子海図や市販の各種地理情報データ、航空写真などを重畳するシステムの調査研究を実施し、次年度(1996)は、平成7年度の研究成果をベースとしてGPS位置情報、各種データを重畳表示するシステムの研究を行った。最終年度(1997)は、既作製ソフトウェアをS-57 Ed.3仕様に変更すると共に、電子海図の補正情報取り入れのためのメニュー作成等に関する研究を実施した。

本研究において、GISソフトウェアには、パソコンで使用できること、1つのファイルの中にベ

クトルデータ、ラスタデータ、テキストデータ等複数のデータ（オブジェクト）が混在できること、3次元データが扱え電子海図との親和性が高いこと等の多彩な機能を持っていることから、米国 MicroImage 社開発の TNTmips を採用した。TNTmips は多くの機能を持っていたことと、ラスタ／ベクター変換等に優れ電子海図データとの相互変換が可能であったため、管区水路部のデジタル測量原図作製に採用され、現在使用されている。

11. 電子海図の課題と問題点

（1）S-57 のバージョン変更

電子海図の作製については、効率性、利便性を考慮し、最新技術に合わせた技術的検討が行われており、S-57 は4年毎に改訂されることになっている。最近では、平成12年11月（2000）に S-57 Ed.3.1 にマイナーチェンジされており、平成14年（2002）にはさらにバージョンアップが見込まれている。電子海図では、ユーザーの使用している電子海図と、提供機関が刊行する電子海図の作製バージョンがそれぞれ異なったバージョンで作製されたものであると、ユーザーの持っている電子海図は、電子海図を最新維持するための電子水路通報で更新することができなくなる。通常、バージョン変更に対応するためには改版が必要になる。しかしながら、改版はユーザーに経済的負担等の多大な影響を与える。このため、電子海図作製基準を変更することは非常に重大なことである。

（2）日本測地系の歪み

電子海図の測地系は、WGS-84 に基づいているが、電子海図作製開始の頃は日本測地系の歪み補正方法が確立されていなかったため、編集データは日本測地系の歪みを含んだものである。この影響は、大縮尺航海用電子海図（航海目的の区分が4, 5, 6に該当する ENC）に顕著に現れる。このため、できるだけ早い時期に日本測地系の歪みを除去した電子海図を提供する必要がある。しかしながら、このためには電子海図システムの改修、

既編集データの修正等の他、既刊行 ENC の改版も視野に入れる必要があり影響は大きい。

12. 今後の電子海図

（1）小型船用電子海図の開発等

水路部は、小型船の航行安全に大変有効な電子海図の利用促進を図るため、沿岸域の水深等の海図情報が充実した大縮尺航海用電子海図の整備を図るとともに、潮汐や水路誌等の航行支援情報を取り込んだ小型船用電子海図の開発を進めている。

今後、小型船用電子海図の普及促進を図るため、小範囲データの提供、ユーザーの求めに応じた範囲のデータ提供、改ざんを防止するための暗号化あるいは通信回線による提供体制の構築等について検討を始めている。

一方、小型船用電子海図の普及促進については公的な認知が有効と考えられることから、その性能基準について海事局等の関係機関との調整が必要になる。

（2）次世代型電子海図の開発

IMO による海洋電子ハイウェイ（MEH：Marine Electronic Highway）プロジェクトは、国際海峡等の船舶が輻輳する海域における航海の安全性向上のための航海支援情報提供システムである。この MEH は、次世代航海システムに必要な情報のネットワーク化をめざした高度海洋電子ネットワーク構想の基盤をなしている。

MEH システムは、気象・海象、航行警報、海図補正等の航海支援情報、港湾や物流状況等の運航支援情報、さらには AIS などの船舶通航情報などを電子海図情報表示装置に統合・重畳表示することによって、操船者に適時適切な情報を提供し、海上交通の効率化及び安全性向上を図るものである。このような多様かつリアルタイムな情報表示を可能とするには、現在よりも進んだ次世代型電子海図表示システムの開発が必要となる。現在、そのための次世代型電子海図の調査・検討・試作並びに実証実験が行われている。

(3) ワールドワイドな電子海図の必要性

我が国は船舶交通の安全確保あるいは利便性のため、小縮尺による世界的に広域な海域をカバーする電子海図の必要性を唱えてきている。最近では我が国以外の国々からも世界的な小縮尺電子海図の必要性が唱えられ、IHOの関係する会議で取り上げられるようになってきている。また、世界各国のENCがシームレスに連続するように、一定の共通縮尺で電子海図を作製すべきであるとする提案を行っている国も現れている。今後、自国以外の海域を含む電子海図作製について、諸問題の解決が必要である。

13. おわりに

E7000番台の電子海図作製を編集していた頃は、ソフト、ハード共に脆弱であり編集の途中に度々データが壊れることがあった。また、コンピュータ (UNIX) のデータ処理が遅く、データ容量の大きなセルでは、退庁時にデータの審査処理をスタートさせたものが、1日半もかかってやっと処理を終了すると言った具合で、1セルの審査処理に4~5時間以上かかることは普通であった。電子海図の発行日が迫ってくると、包含する全てのデータを取り扱うためデータ処理が重くなり、処理に長時間を要したほか、マシンがトラブルを起こすことが度々あった。このため、発行日直前に3~4日の徹夜が続くこともあり、予定通りに発行できるかどうか薄氷を踏む思いであった。

こうした中で、我如古沿岸調査課長 (当時) ほか電子海図作製グループが、我が国の運輸行政の分野において優れた業績をあげたことが評価され、平成8年1月20日「広瀬真一賞」を受賞したことは、誠に名誉なことであり業務の励みとなった。

最近では、以前に比べはるかに処理項目が増大しているにもかかわらず、コンピュータの性能・機能の向上、編集ソフトの機能アップの他、高機能チェックソフトの導入等に伴い、審査処理は長くても3時間程度であり、審査処理に要する時間

が大幅に短縮し、初期の頃に比べると隔世の感がある。

電子海図は、最近では多くの国や機関で作製されるようになり、電子海図の暗号化による提供あるいはECDIS内部に展開されたSENC情報による提供などが国際会議で取り上げられ実施されようとしている。

今後、ENCは通信回線等の利用によりいつでもどこへでもリアルタイムで提供され、海域における地図資源として、GISのベースマップとしての利用あるいは画像データとの組み合わせ利用等さらに各界での利用が広がるものと期待される。

電子海図が公式に利用されるようになれば、電子海図作製機関の責任も必然的に問われるようになり、さらなる編集の正確さや品質の高い電子海図の提供が必要になるものと考えられる。

参 考 文 献

今井健三・川井孝之：電子海図の表示仕様と表現上の問題，日本航海学会誌，119，78-87，(1994)。

海上保安庁：電子海図最新維持検討委員会報告書，1-17，(1998)。

海上保安庁水路部：MARINER'S GUIDE No.2，水路要報，114，2-8，(1995)。

海上保安庁水路部：電子海図概論，6-26，(1998)。

菊池眞一：情報としての電子海図，海と安全，平成10年3月号，1-4，(1998)。

菊池眞一：国際電子海図の地図学的発展，地図，Vol.39，No.1，1-11，(2001)。

この他にも多くの資料や報告書等を参考にしたが、印刷物として刊行されているもののみを記した。

漂流予測手法の高度化に関する研究†

寄高博行*

Progress in Trajectory Prediction of Drifting Matter†

Hiroyuki YORITAKA*

1. はじめに

捜索・救助活動が必要とされる船舶・遭難者の漂流予測については、昭和60年に運用を開始された海洋情報システム内に構築されている捜索区域設定のための計算機能が用いられてきた。海況の推定等専門的な知識を要する場合には本庁・管区の水路部において別途パソコンを用いた計算が行われていたが、平成9年1月に起きたナホトカ号の海難事故への対応を契機として、漂流予測の高精度化・多機能化のための見直しを開始された。水路部においては平成9年度からプロジェク

ト研究として「漂流予測手法の高度化に関する研究」が立ち上げられ、海洋研究室、海洋調査課、沿岸調査課のメンバーが連携して漂流予測システムの改善に取り組む体制が整えられた。本報告では開始以降平成12年度までに実施された研究の成果を概説する。

2. 拡散漂流予測プログラムの開発

海上を浮遊する物体は、大気から受ける力と海水から受ける力がバランスする速度で漂流すると考えられる。漂流予測を高精度化するためには漂流の駆動力となる海上風と海潮流の推定精度を上

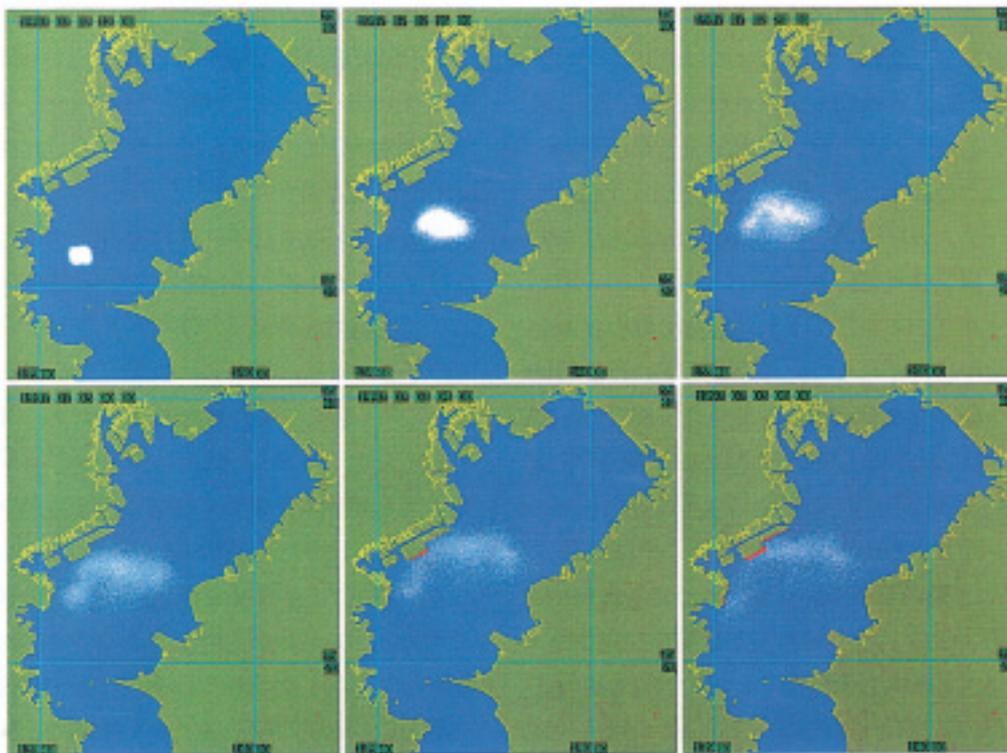


Fig. 1 Sample of trajectory prediction with particle diffusion (after Sato, 1998).

† Received 2001 December 28th. ; Accepted 2002 January 30th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

Table 1. Source and method for tidal, wind-driven and ocean current used in trajectory prediction with particle diffusion in each area.

海域	潮流調和定数		吹送流		海流等	
	データ・ソース	出典	手法	出典	データ・ソース	出典
東京湾	観測値内挿	小田巻・熊谷(1986)	応答関数	日本水路協会(1984)	—	—
瀬戸内海	観測値内挿	小田巻・熊谷(1986)	係数・偏角	—	—	—
鹿児島湾	観測値内挿	小田巻・熊谷(1986)	係数・偏角	—	—	—
有明海	観測値内挿	小田巻・熊谷(1986)	係数・偏角	—	—	—
大阪湾	観測値内挿	日本水路協会(1987)	応答関数	日本水路協会(1987)	—	—
伊勢湾	観測値内挿	伊勢湾海難防止協会(1990)	係数・偏角	—	季節別推定表層流	伊勢湾海難防止協会(1990)
対馬海峡	数値モデル	日本水路協会(1990)	応答関数	日本水路協会(1990)	統計値	日本水路協会(1990)
津軽海峡	数値モデル	日本水路協会(1993)	応答関数	日本水路協会(1993)	季節別統計値	日本水路協会(1993)
東シナ海	数値モデル	小田巻・佐藤(1986)	係数・偏角	—	統計値	(海洋研究室作成)
仙台湾	—	—	係数・偏角	—	パターン別統計値	(二管区水路部作成)
十一管管内	—	—	係数・偏角	—	実測値+統計値	(十一管区作成)
外洋域	—	—	係数・偏角	—	統計値	(海洋研究室作成)

げる必要があるが、精度向上には多くの時間を要することが想定されたため、第1段階としては海上風と海潮流の推定値に大きな誤差が含まれることを前提として、ユーザーに漂流予測結果を誤差を含めて示すためのプログラムが開発された。これは乱流による拡散効果をシミュレートするのと同じ方法で、多数の粒子の漂流計算において移流に加えてランダム・ウォークを与え、粒子密度を表示する手法を取り入れている (Fig.1)。この拡散を考慮した漂流予測プログラムは、Table 1に示すとおりこれまで本庁水路部、管区水路部、日本水路協会、伊勢湾海難防止協会が行ってきた調査研究の成果などを取り入れ、ワークステーションで計算できるように作成された (佐藤, 1998)。

3. 海上風・海潮流データの充実

3. 1 リアルタイムデータベースの構築

平成9年度から巡視船の風向・風速計及びADCPによるデータを、人手を介さず送付する船舶観測データ伝送装置の設置が開始されたのを受け、他機関から収集していた観測データも含めて収集・管理するデータベースが平成11年度に構築された。このリアルタイムデータベース内では船舶観測データ伝送装置からのデータの他、他機関から電子メールで送付されるデータ、手動で入力されたデータが集積され、メッシュデータが作成される。空白メッシュについては月別、日本南岸域においてはさらに黒潮流路 (接岸, 離岸, 大蛇行) 別に作成された統計値が用いられ、フルメッシュデータとして漂流予測計算に使用される。

また、気象庁で作成された海上風の予報値も利用可能となり、緯度・経度30分メッシュで6時間毎の海上風向・風速値が3日後まで得られるようになった。

3. 2 観測空白域の補完

リアルタイムデータベースでは海流の観測空白域を統計値で補っているが、実測データに比して精度が落ちる。過去の観測データの密度から統計値の空間分解能を上げることに限界があり (佐藤, 1999)、海流データ以外からも海流推定を行う手法の開発が進められた。広域にわたるデータの取得には人工衛星による観測が挙げられるが、水路部でも受信しているNOAA衛星のAVHRR (改良型高解像度放射計) によるデータから計算される表面水温分布は、海況パターン把握には利用できるものの流速を算出することは難しい (寄高, 2001; 寄高ほか, 2002a)。流速に直接結びつく海面高度計データを利用するため、絶対力学的海面高を算出するための平均力学的海面高の整備 (寄高ほか, 1999)、海面高度計搭載衛星の軌道間で、力学的海面高データを得るための表層水温との相関解析 (寄高, 2001) を実施し、データ利用の基盤を整えた。これらの力学的海面高データとADCPによる直接測流データが力学的に整合するような流速及び力学的海面高分布を求めるデータ・アシミレーション手法の開発を進めている。複数のデータ・ソースから整合性のある分布を求めるためにはそれぞれのデータに含まれる誤差の見積もりが必要となり、ADCPによる測流デ

ータに含まれる系統的誤差の補正及び残差の見積もりを行った（工藤・寄高，2001）。

3. 3 特定海域における海潮流推定

津軽海峡においてはTable 1に示したように季節別の海流分布パターンが準備されているが、津軽暖流の変動と津軽海峡西口における水位差変動との間に相関があるとの仮説から、水位差を指標とした海流分布のパターン分けが試みられた（吉，1998；熊谷，1998；吉・佐藤，1999）。

東京湾、大阪湾等においては一様風に対する応答関数の和として吹送流が計算されるが、気象庁からの30分メッシュの海上風予報値が得られたのを受け、大阪湾を対象として空間的に変化する海上風に対する応答が2層数値モデルを用いて調べられた（吉ほか，2001）。

また、内湾域の潮流調和定数がほぼ整備されているのに比べて、外洋でも潮流が大きいとされる伊豆小笠原海嶺周辺海域を対象として順圧数値モデルが開発された。

4. 機能付加

拡散漂流予測プログラムが、ユーザーがネットワークを通じて起動・結果出力を行う形式の漂流予測計算プログラムに平成11年度に移植された後に、警備救難部と水路部の漂流予測に関する合同検討委員会における検討結果を受けていくつかの機能が付加された。

そのうちの一つは、拡散漂流予測プログラムによる計算結果の粒子密度を利用して、漂流物の存在確率分布を表示する機能で、吉ほか（2001）に手法が記述されている。また、流出油の蒸発・含水などの物性変化を計算する機能（寄高ほか，2002b）も組み込まれた。

5. 検証実験

平成11年度にはオーブコム衛星通信を利用した漂流ブイが導入され、本庁・管区で漂流予測計算の検証実験が活発に行われるようになった（e.g. 中村ほか，2001；寄高ほか，2001）。海上

風・海潮流の推定値や各パラメータを定量的かつ統計的に論ずるだけの資料は未だ蓄積されていないが、海上風の予報値及び海流の統計値には大きな誤差が含まれるケースが多いことが示されている。一方、海上風・海潮流に実測値を用いた場合の誤差は小さく、現行の漂流予測計算方法及び各パラメータは妥当と考えられる。

6. おわりに

漂流予測計算の手法は確立されつつあり、海上風・海潮流の、特に観測データ密度の小さい海域での推定精度を上げるという課題に引き続き取り組んでいく必要が示された。

プロジェクト研究の成果の多くは実用システムに供されている。これは担当したメンバーが実用化を想定して研究を進めたことと同時に、システム構築に携わった方々のご理解とご努力があった。関係各位に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 伊勢湾海難防止協会：伊勢湾、三河湾及び周辺海域における海潮流に関する調査研究報告書，pp147，(1990)。
- 工藤宏之，寄高博行：船舶搭載ADCP測流データの偏り誤差補正について，水路部技報，19，77-80，(2001)。
- 熊谷 武：竜飛，吉岡の水位差と津軽暖流について，水路部技報，16，35-39，(1998)。
- 中村啓美，石村孝三，宗田幸次：漂流ブイを用いた漂流実験，水路部技報，19，61-68，(2001)。
- 日本水路協会：沿岸域の流況及び漂流の予測並びに提供システムの研究，pp133，(1984)。
- 日本水路協会：大阪湾の流況予測用データテーブルの作成作業報告書，pp54，(1987)。
- 日本水路協会：重要海域の流況予測用データテーブルの整備（対馬海峡を中心とする九州北西岸域），pp161，(1990)。
- 日本水路協会：重要海域の流況予測用データテーブルの整備（津軽海峡付近），pp192，(1993)。
- 小田巻 実，熊谷 武：海洋情報システムにおけ

- る潮流・潮汐予報, 水路部技報, 4, 51-56, (1986).
- 小田 卷 実, 佐藤 敏: 黄海・東シナ海の潮汐・潮流 (I), 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書 (その9), 135-166, (1986).
- 佐藤 敏: 東京湾漂流計算プログラムについて, 水路部技報, 16, 40-42, (1998).
- 佐藤 敏: 日本近海5分メッシュ海流統計値, 水路部技報, 17, 37-40, (1999).
- 寄高博行, 工藤宏之, 矢沼 隆, 大島ゆう子: TOPEX/POSEIDON海面高度計データを用いた海流推定について, 水路部技報, 17, 31-36, (1999).
- 寄高博行: 西部北太平洋における表層水温と力学的海面高の相関, 水路部研究報告, 37, 1-8, (2001).
- 寄高博行, 橋間武彦, 工藤宏之: 相模湾における漂流実験と吹送流について, 水路部技報, 19, 55-60, (2001).
- 寄高博行, 工藤宏之, 矢沼 隆: 日本周辺海域における海面水温変動特性, 水路部技報, 20, (2002a), 投稿中.
- 寄高博行, 岡野博文, 宗田幸次, 澤井幸保: 漂流予測における流出油の性状変化について, 水路部技報, 20, (2002b), 投稿中.
- 吉 宣好: 人工衛星画像による沿岸域の海況解析について (津軽海峡), 水路部技報, 16, 30-34, (1998).
- 吉 宣好, 佐藤 敏: 津軽暖流張り出しパターンと竜飛・吉岡間の水位差, 水路部技報, 17, 26-30, (1999).
- 吉 宣好, 寄高博行, 橋間武彦: 大阪湾漂流予測プログラムの改良について, 水路部技報, 19, 69-76, (2001).

海底地殻変動観測を目指した音響技術開発†

矢吹哲一朗*

Challenges to Observe Sea Bottom Crustal Deformations with Acoustic Ranging Technique †

Tetsuichiro YABUKI*

1. はじめに

二十世紀の後半になって人工衛星の軌道追跡や電波天文学が測地に利用されるようになり、SLR (Satellite Laser Ranging), VLBI (Very Long Baseline Interferometry), さらにはGPS (Global Positioning System) などの宇宙技術を利用した地球規模の高精度測地手法が実用化された。特に、1990年代に完成されたGPSにより、地表のプレート境界近傍の地殻変動帯で、年間に数センチメートル程度の大きさの変動を詳細に捉えられるようになったことは画期的なことである。

測地学とは別に、二十世紀の半ばから主に海底の地質学・地球物理学的調査により、数百万年を超えるような時間をかけて生じた地球表面の変動が解明され、プレートテクトニクス理論が誕生するとともに、それらが現在の地震や火山噴火などのダイナミックな地表変動と密接に関係していることが明らかにされた。そして(驚くべきことであるが)、宇宙技術で測られたこの数年間の大陸の動きと、主に地質的な証拠から予想される(すなわち数百万年かそれ以上の時間をかけて生じた)動きが、概略において一致していることが明らかとなった。

測地学とプレートテクトニクス理論から、地震や火山活動を含む地表のダイナミックな変動が理解されるにつれて、それらの将来予測が大きなテーマとなってきた。特に、日本のように変動が大

きく、地震や火山災害にたびたび見舞われてきた国にとって重要な課題である。

ところで、宇宙測地技術は、電磁波を利用しているため海底はその対象外となる。水中では、測地に利用できるような波長の短い電磁波はせいぜい数十メートル程度しか届かないのである。その結果、現在では、陸上で高精度・高密度に地殻変動を測ることができるにもかかわらず、一步、海底に踏み出すとほとんどデータがないアンバランスな状態が生じている。海域は観測の空白域として取り残されてしまった。けれども、宇宙測地技術、特にGPS固定観測ネットワークを用いた地殻変動観測の有効性が明らかになるにつれ、それを海域に拡大しようという試みが行われるようになり、電磁波の代わりに水中音響を用いる海底音響測地というべきものの開発がされるようになっていく。

水中音響技術は、水深測量に用いられるほか、潜水艦ソナーのように海中での活動にはかかせないものである。波動現象を用いるという意味において、それまでの(電磁波)測地技術の延長であり、画期的にあたらしい概念が必要であったわけではない。つまり、水中音響技術を利用して海底測地を試みるために必要だったことは、用いる技術要素の見直しと高度化を行い、それらを組み合わせることで海底でも用いることのできる頑強で実用的で精密な技術をコスト的に許容できる範囲内で実現する努力であった。

† Received 2002 January 9th.; Accepted 2002 March 25th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

本稿では、海上保安庁水路部の取り組みを中心にして、この10年間の海底音響測地技術の発展を概観するが、その前に、特に地震防災の観点から、海底地殻変動観測に対する期待を概観する。

なお、本稿は、筆者らがInternational Hydrographic Review 誌に寄稿した報告記事(Yabuki et al, 2000)の内容を大幅に書き直したものであり、一部に内容の重なりがあることをお断りする。

2. 海底地殻変動の観測が目指すこと

日本列島の周辺でのプレートのぶつかりに起因する地殻変動は、特に国土地理院のGPS固定観測網(GEONET)によるこの数年間のGPS観測から詳細に明らかになった(例えば、村上ほか, 2000)。主な成果としては、(1)大きな地震のあとの余効変動が精密に観測されたこと(例えば、Heki et al., 1997)、(2)ダイナミックな地震波動を伴わない、しかし、地震と同様に蓄積された応力を開放する断層運動、いわゆるゆっくり地震が観測されたこと(例えば、Ozawa et al., 2001)、(3)地域による変動の違いが明らかになり日本列島全体を見わたしたときの地殻変動の不均質性が明らかになったこと(例えば、鷺谷ほか, 1999)であろう。総合すれば、地震時の応力解放および地震と地震の間の応力蓄積過程について、時間・空間特性が明らかにされ、そのメカニズムの解明も行われるようになってきた。そして、地殻変動の時間発展と大地震の発生にいたる過程の議論が可能となりつつある。地震発生の長期的な将来予測に大きく貢献するものである。

ところで、日本列島で地殻変動を引き起こす主な原因の一つは、周辺のプレート境界でのプレート相対運動であるが、プレートどうしがぶつかり合う場所の大部分は海底にあり、陸域の地殻変動観測だけでは全貌を明らかにすることは困難である。地殻変動の状況を適切に把握し理解するためには、海底の地殻変動を観測することが重要である。もし、主なプレート境界に沿って、海底の地殻変動を観測することができれば、日本列島の広

域の地殻応力の状態を支配している沈み込みプレート境界での応力の蓄積・開放の過程を詳細に明らかにできるであろう。このような、大地震に至る地殻活動の全貌を、(海底地殻変動も含めた)観測と解析、シミュレーションにより把握し理解することが地震調査研究の大きな課題となっている(測地学審議会, 1997)。

たとえば、これまで100~200年の間隔で繰り返しマグニチュード8級の地震が発生している南海トラフについて、応力蓄積過程の解明、もし前兆的な地殻変動が起きるとすればその把握、地震で開放される応力の実態の解明が期待される。特に、この地域では次回の大地震が今世紀前半に発生する可能性があると予想され(地震調査委員会, 2001)、今後、海底地殻変動観測への期待はますます高まると考えられる。一方、東北沖の日本海溝沿いの地域は、プレート間地震の起こり方が地域性が強く複雑である(地震調査委員会, 1999)。本稿でその詳細の議論はできないが(現在、この付近のプレート間地震の長期評価が地震調査委員会で議論されている)、海底地殻変動観測からプレートの動態を明らかにすることが大いに期待されている所以である。

もちろん、地震予知と防災のためには(海底)地殻変動観測だけを実施すればよいわけではない。地殻内部のさまざまな物理的、化学的現象を総合的に観測調査し、シミュレーション等の手法も用いて明らかにすることが必要である。地殻変動観測は、そのような総合調査のなかの項目にすぎないともいえるが、しかし、もっとも重要な項目の一つである。今後、日本列島とその周辺海域を覆うような広域観測を(例えば南海トラフでは百年以上に及ぶ)地震発生サイクルの中で継続し明らかにするような、世代をこえる長期観測が必要となるかもしれない。

3. 水中音響技術と海底地殻変動観測

測地測量の応用という意味では、上記のように海底地殻変動観測の基礎は水中音響技術である。(Spiess, 1980, 1985a, 1985b; 藤本, 1995; 長屋,

1996). 海上保安庁水路部では、マルチビーム測深機を用いた船からの海底リモートセンシングの成功により水中音響技術の能力を実感していたため、その利用は当然のことと考えられた。しかし、音響シグナルの伝播時間測定は比較的容易であるものの、測定された時間を距離に変換するためには、別に音速度構造の情報が必要であり、この精度の確保は簡単ではない。また、音波は水中で減衰が大きく伝達距離に限られる。さらに、後述のように、音速構造の不均質性のために音響シグナルの届かない領域ができる場合もある。何よりも海中で観測するには高度で精密な技術が要求され、決して容易ではない。

この分野の先駆的研究は、米国スクリップス海洋研究所の Spiess らのグループにより行われている。1960年頃から音響を用いた海底の精密測位に関する研究を続け、Spiess(1985a)では、音響を用いた海底地殻変動観測を、(1) 海底の2点間の直接測距 (Direct Path Acoustic Ranging: DPAR) と、(2) 海底—海面—宇宙の機器を測距で結合する方法 (GPS/Acoustic Ranging: G/AR), そして、(3) これらの中間的な方法、すなわち海底と海中の機器の間を測距で結合するもの (Interrogating Underwater vehicle Ranging: IUR) に分類している。

Table 1に各手法の特徴をまとめる。

海底の2点間の測距 (DPAR法) は、機器が設置されれば自動繰り返し観測が可能で地殻変動の時間的推移を追跡できる有効な方法である。また、

深海での観測では、音速度がほとんど変動しないので、精度を確保することが比較的容易である。しかし、2点の間の見通しを確保する必要から基線を長くすることが困難であり、したがって、広域の変動を把握することは難しい。なぜならば、ある程度深い海の中では水圧の上昇に伴って深くなるほど音速度が増大し、結果として水平の音線 (音響シグナルの通る道筋) が上に曲げられるからである。このように、音波のエネルギーが上に逃げてしまうことと、音波の減衰の問題のため、基線長は地形にもよるがそれほど長くはできないし、2点の音響的な視通を確保するため、機器を設置する場所の詳細な地形に気を配らなければならない。観測のターゲットを、特定の断層、あるいは開口割れ目等の変動帯に限定して測定することが必要である。

2つ目の海底—海面—宇宙の機器を測距で結合する方法 (G/AR法) は、具体的にはGPS/音響測距の結合手法と呼ばれるもので、海上の船舶等の位置をGPSで求め、それを基準にして海底の音響基準点 (特定の呼び出しシグナルを受けて特定の応答シグナルを返す音響トランスポンダー) の位置を決めるものである。この手法は、目標精度はともかくとして古くからアイデアはあり、海底の位置 (緯度・経度) を決める原始的な方法ともいえる (Yamazaki, 1975; Spiess, 1985a; 山崎, 1991)。地殻変動観測の観点からは、GPSによる移動体高精度測位が実用的化された1990年台半ば以降に急速に進歩している。GPS移動体の高

Table 1 Comparison of three acoustic systems for sea bottom geodesy.
(音響測距技術を用いた広域の海底地殻変動観測手法の比較)

手 法	観測範囲	観測機会	観測システム	海面付近の複雑な音速度構造
海底2点間直接音響測距 (DPAR)	狭・短	多	単純	影響はない
海底基準点—海上移動体海上移動体—人工衛星測距の結合 (G/AR)	広・長	少	複雑	影響あり
海底基準点—海中移動体音響測距 (IUR)	中	少	複雑	影響の可能性あり

精度測位は広範囲で可能であり（矢吹,1995; Colombo, 1998; Han, 1997), 広域に音響基準点ネットワークを展開し観測をすることが可能になる。その代わり海上に船かブイが必要であるため, 観測を常時行うことは不可能ではないが難しい。また, 音響測距に加えて, GPS測定, 船の動揺の測定, また, 海中の音速度構造の測定を行い, それらを総合的に解析処理しなければならないため, 観測は大掛かりでデータ解析は複雑となり, 長期にわたり継続して実施するには組織的な観測・解析体制の構築が必要である。

もう一つ, これら2つの方法の中間的な方法(IUR法)がある。これは, 海底2点間の直接音響測距をあきらめて, 海中に浮遊するプラットフォーム(たとえば, 船舶からつりさげ曳航する)を用い, 海底の4個以上の音響基準点との間で測距を行って, 海中プラットフォームの測位と海底基準点の幾何学的形状を求めるものである(Spiess, 1985b)。先のDPAR法よりも, 基線長を長くできるものの, それでも音波の減衰のためせいぜい20km程度と見られ, しかも, G/AR法の問題点をそのまま引き継いでいる。また, 曳航プラットフォームが浅いと(浅い方が観測作業は楽である), 海面付近の複雑な音速度構造の影響を受ける可能性もある。

このIUR法は潜水艇のような海中移動体の局所的な高精度測位方法を応用したもので, かなり以前から地殻変動観測への応用の可能性が指摘され, 手法が概念的に論じられシミュレーションも行われていた(たとえば, Yamazaki,1975; Spiess, 1985b)。しかし, 観測システムが大掛かりになるものの成果がそれほど期待できないために, 研究開始の初期ハードルが高かったようで, 日本では本格的なフィールド実験が実施された例を知らない。

次節以降で, 最近になっていくつかの成果が得られている(1)と(2)の手法について概観する。

4. 海底の2点間を結ぶ基線の音響測距

この方法は, 比較的早くから, いくつかの機関

で検討され実験が行われている(例えば, Spiess, 1980; Chadwick et al., 1994; Fujimoto, 1990; 藤本ほか, 1995)。以下で, 海上保安庁水路部の開発研究を中心に概説する。

4.1 海底ステーションシステムの開発

海上保安庁水路部と(財)日本船舶振興会の補助を受けた(財)日本水路協会は共同で, 「海底ステーションシステムの開発研究」プロジェクトを開始し, 海底地殻変動観測を目的にフィールド実験を視野に入れた海底2点間音響測距技術開発を1989年に始めた(浅田ほか, 1991)。基線の長さ1キロメートルで1センチメートルの精度を目指した。要求される精度を満たす技術的な仕様を定め, 測機を試作する取り組みが中心で, 既に存在する技術的確で注意深い組み合わせによる測定装置の試作と, その実用試験から, 海底地殻変動観測の可能性を明らかにすることを目的とした。

しかし浅海試験などは成功したものの, 深海での海域実験は期間内にはできなかった(日本水路協会, 1993)。その大きな原因は, 要求精度が厳しく, また機材の深海底への設置や回収機能も必要であるために当時の技術では機器が複雑で巨大で扱いにくいものになったこと, さらに, 開発した機器の海域試験が年に1~2回程度しかできずしかも深海底に複雑な機材を計画通りに設置することは限られた予算の中では困難だったことである。つまり, 机上プランに基づいた現実的な観測機材を製作することができなかった。しかしながら, この研究プロジェクトにおいて, 基本的な測定装置の試作と基礎データ収集を行うことができ, 先導的な研究として十分に意義のある成果を残した。

4.2 東太平洋海膨実験

3節に述べたように, 2点間の音響測距は, ターゲットを絞り込んだ狭い領域の測定では大きな力を発揮する。その観点からいくつかの機関で, 特に, 海底の拡大プレート境界での測定が試みられデータ取得に成功している(Fig.1)(Nagaya

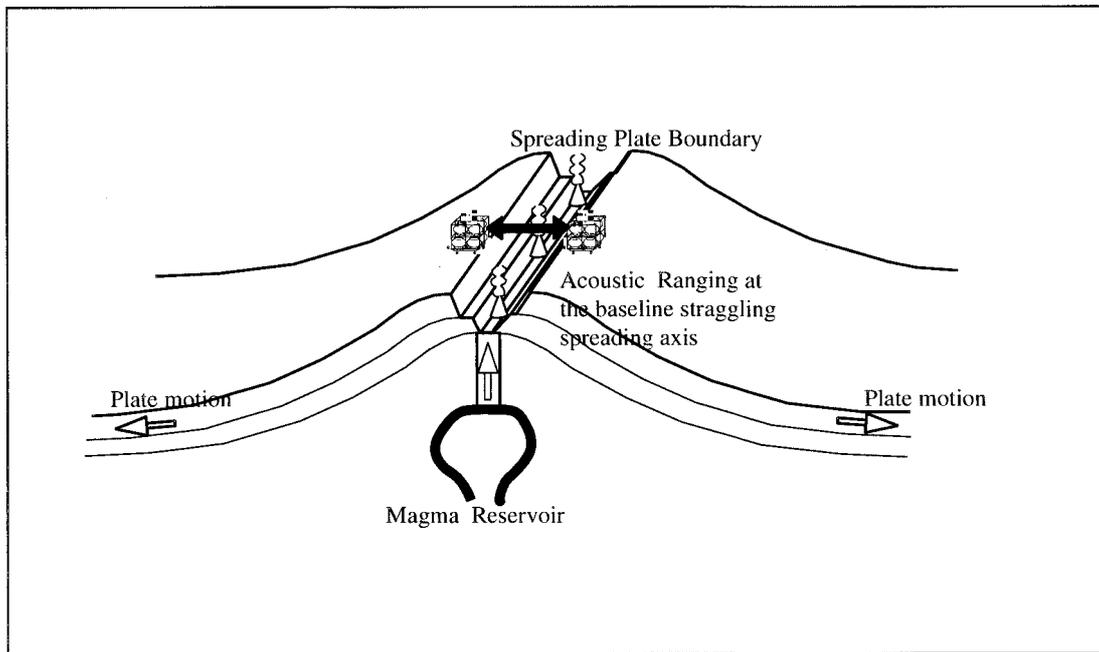


Fig. 1 Schematic Image of the observation of spreading process with direct path acoustic ranging at the baseline straggling over the spreading plate boundary.

et al., 1999; 長屋, 2000a; Chadwell et al., 1999; 藤本, 1999).

海上保安庁水路部は、科学技術振興調整費「海嶺におけるエネルギー物質フラックスの解明に関する国際共同研究 (Ridge Flux 計画)」(平成5年度~10年度)に参加し、先の(財)日本水路協会と水路部の共同研究で試作した機器をベースにして改良を加えることにより基線長1km程度、測定繰り返し間隔1時間で1年以上にわたって継続観測が可能な機器を作成し、SeaFAR (SeaFloor Acoustic Ranging System)と名付けた(Yabuki et al., 1994; 長屋ほか, 1994; 矢吹ほか, 1995; 長屋ほか, 1996; 長屋, 1997)。そして、1997~1998年に東太平洋海膨南緯18度付近の水深およそ2700mの海底で観測を成功させた(Figs. 2-4)(Nagaya et al., 1999; 長屋, 2000a)。このときは、設置を海洋科学技術センターの潜水艇「しんかい6500」を用いて実施している(浦辺ほか, 1999)。測定には、30-50kHz チャープ信号を使い、分解能1cm以上での測定である。この海域は、プレート拡大速度が年間約16cmと世界でもっとも速

く、また、拡大領域が幅にして数キロメートルそこそこの帯状領域に限られる場所で、拡大のプレートダイナミクスを測定するには理想的な場所であった。数千キロにわたって拡大プレート境界が連る場所のプレート運動とマグマ活動の実態を明らかにすることは、地球環境の観点から大きな意味をもつ。

SeaFARによる観測は、日本から遠くはなれた海域でただ一度のチャンスに成功させなければならないことや、トラブルが生じても船上に限られた資材と人員と時間で解決しなければならないなど、多くの困難をとまなうものであった。結果として、1年間の測定でプレート拡大ではなく地下のマグマ溜まりが冷えたために生じたと見られる収縮(基線長の減少)を検出した。その結果は、同時に行われた水温や圧力などの測定と整合し、得られた結果が正しかったと見られている(藤本, 1999)。個々の距離測定から長期的な変動をのぞいた残りのばらつきは1cm以下となり、当初の予測を超える良いものであった。

なお、米国でも同様の試みが東太平洋北部の

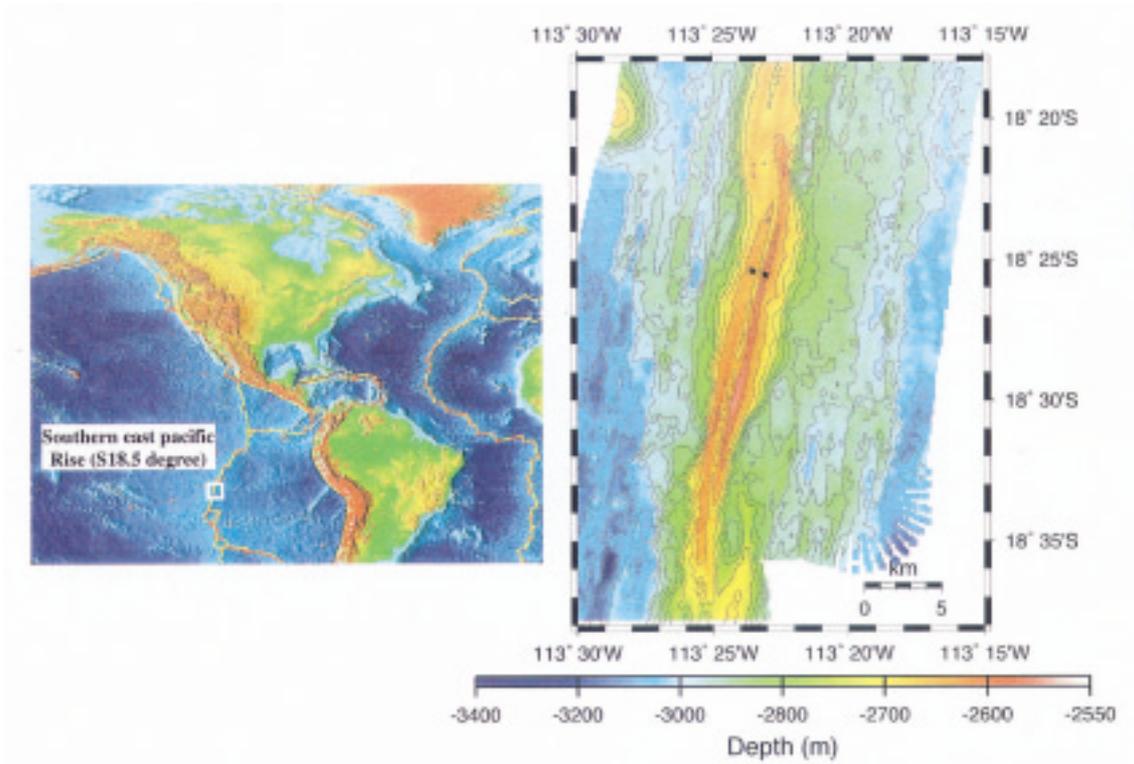


Fig. 2 Location map showing the field experiment point with SeaFAR in 1997-1998 at Southern East Pacific Rise spreading boundary. The distance between the two points (stars in the right figure) was measured repeatedly for more than 400 days.



Fig. 3 Photo of SeaFAR (one of twin unit) just before the placement on the sea floor in 1997 at Southern East Pacific Rise.

Juan de Fuca リッジで実施され、スクリップス海洋研究所のグループは、同様の測定を成功させた。偶然であるが、これも拡大軸での基線長の収縮を測定している (Chadwell et al., 1999)。

4. 3 プレート収束の測定に向けて

プレート拡大境界での観測の成功は、2点間直接音響測距が海底の現象を捉えるのに有効であることを示している。成功要因のひとつは、深海の水温がほとんど一定で変化が少ないことである。プレート拡大境界は陸地から遠く離れた場所にあることが多く、環境変動の大きい陸地の影響を受けにくい。大洋中央の深海は、火山活動を除けば環境変動の要因が少ない場所である。

これに対し、日本近海のプレート収束域は、陸(すなわち日本列島)に近く陸上の環境変動の影響を受けやすい(長屋, 1997)。さらに、プレート収束境界周辺の変動帯は、場所によるものの、広い場所では数百キロメートルに分散してしまうこともある。このため、海上保安庁水路部では海

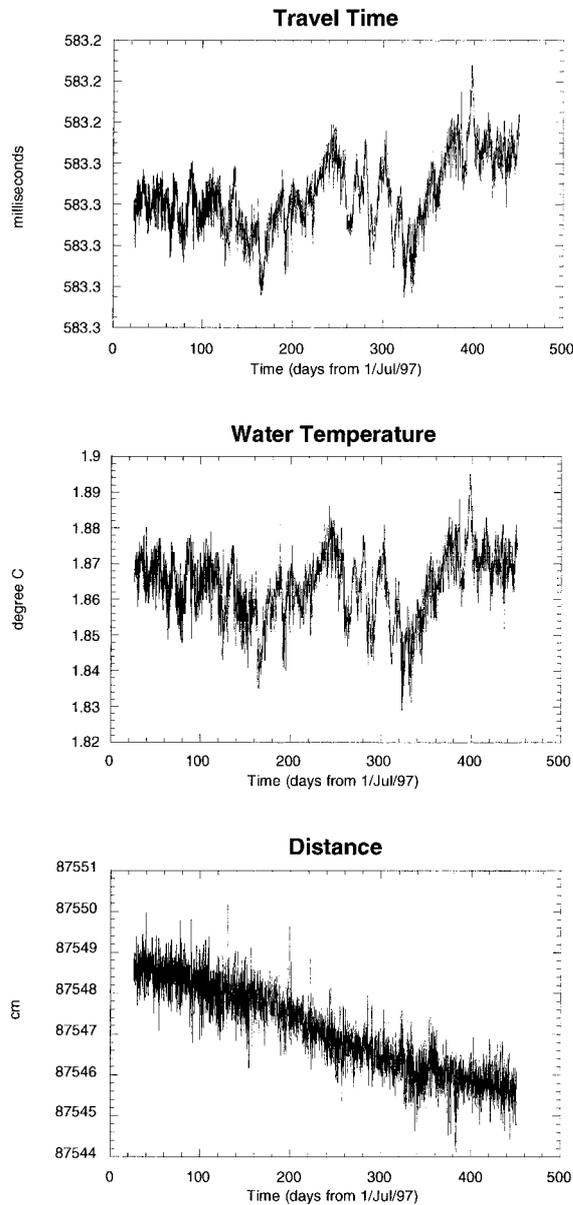


Fig. 4 Observed variations of water temperature, travel time of acoustic signal and estimated distance of baseline at Southern East Pacific Rise by using SeaFAR. Distance is calculated with the assumption of constant salinity (35 ppt) and pressure changes based on global ocean tide model. The trend of distance changes suggests the shortening of baseline, because of the cooling down process of sub-sea bottom magma reservoir.

底の2点間の音響測距による日本近海プレート収束境界での地殻変動観測を実用化するために、水温に加えて塩分も含めた深海の環境変動測定と、測距信号の周波数を40kHz から10kHz程度に低

くし音波の到達距離を拡大することにより（精度が多少落ちるものの）基線長を5km程度に延ばす地殻変動観測実験を実施しつつある。

前述のように、深海では水平方向に出た音線は上に曲げられることから、水平音響測距の音線は下に凸の湾曲したものになる。例えば、水深3千メートルで水平基線を5kmとした場合、中央での音波の下方への垂れ下がり40m程度、基線長10kmの場合はおよそ150mである（長屋, 1996）。このため、日本近海での海底2点間直接測距は、限定された場所で観測ターゲットを絞って実施することが必要である。海底の地殻構造等をもとにその場所で期待される変動を推測し、地形も考慮して実施しなければならない。

また、SeaFARでは、測定データはすべて内蔵メモリに保存し、機材の回収後に取り出している。しかし、日本近海の地震防災を視野に入れた地殻変動調査では、リアルタイムのデータ受信も期待される場所である。もし、海底ケーブルを用いてデータ受信のみならず電力供給ができれば、回収作業もなくなり長期にわたり安定してデータを取得することも夢ではなくなる。海上保安庁水路部では、科学技術振興調整費「海底ケーブルを用いた地震等多目的地球環境モニターネットワークの開発に関する研究（VENUS計画）」（平成7年度～11年度）に参加し、沖縄沖の深海底で海底ケーブルを利用した音響測距の観測実験を行っている（Nagaya and Yabuki, 1997; Nagaya, 2000b）。しかし、このような海底ケーブルを用いた観測は、新たなケーブル設置の検討も必要で、大規模な体制の構築を伴うものとなる。

5. GPS測位と音響測距のリンク

G/AR法（Fig.5）は、地殻変動観測の観点からは、1990年頃まではほとんど机上議論のみで実際に試みられることはなかった。海上で船船の位置を（地殻変動観測で期待するような）高い精度で測定する現実的な手法は存在しなかった。IUR法を用いて海底地殻変動の広域化を推進するほうが、当面、成功の可能性が高いと見られてい

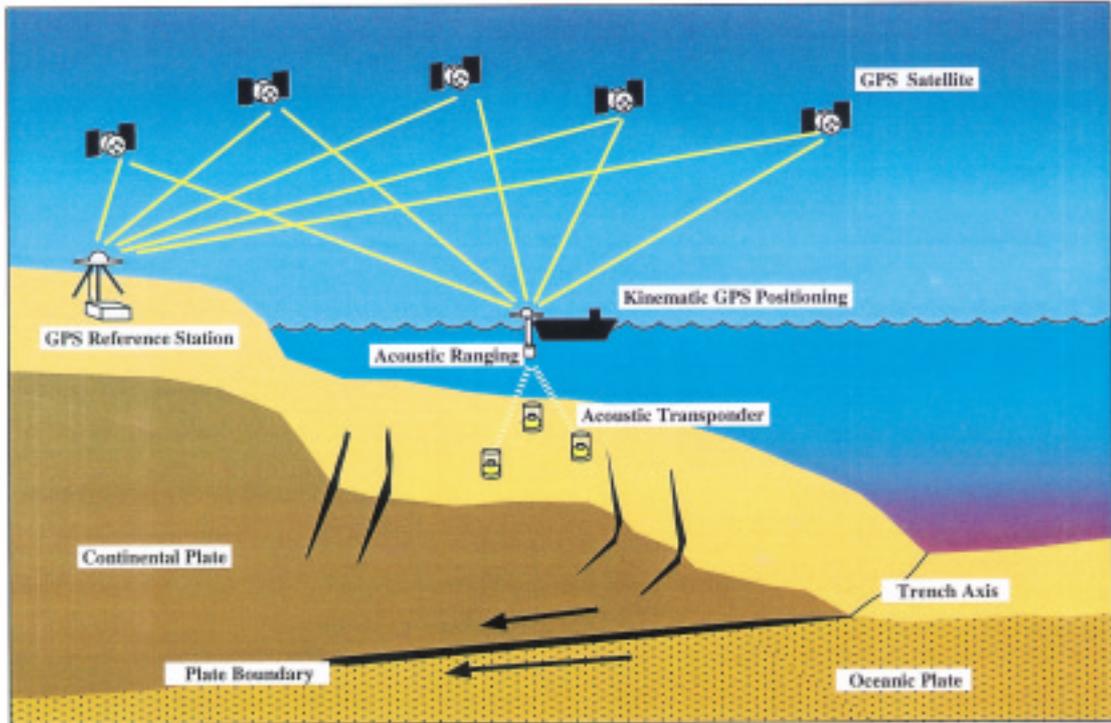


Fig. 5 Schematic Image of the observation of sea bottom crustal deformations with GPS/Acoustic ranging method at the vicinity of convergence plate boundary.

たようである (Spiess, 1985b). しかし, GPSの登場で, 事態は劇的に変化した.

最初に, G/AR法によりプレート運動モデルと比較できる観測結果を実現したのも, 米国のスクリップス海洋研究所の Spiessらのグループである. 当初は, IUR法の確立を目指し, 音響トランスポンダの独自開発から行っていたが, その間にGPSが1993年にシステムとして完成し, 海上での24時間精密測位が実現したことからのこのG/AR法を試みて, 東太平洋北部のJuan de Fucaリッジでの観測に成功した (Spiess and Hildebrand, 1995; Spiess et al., 1998).

日本では, 地震予知の観点から海底地殻変動観測に対する大きな期待があり, 京都大学のグループは試験的に機器の開発とテストを行い可能性を探った (Obana, 1998). 海上保安庁水路部と(財)日本船舶振興会の補助を受けた(財)日本水路協会も, 共同で, 「精密海底調査による海底変動の検出手法の研究」を実施し, その可能性を追求した (日本水路協会, 1996; 矢吹・亀谷, 1996).

その後, 科学技術振興調整費「南海トラフにおける海溝型巨大地震災害軽減のための地震発生機構のモデル化・観測システムの高度化に関する総合研究」(平成8年度~12年度)において, 大学グループと水路部で開発研究が継続されている (Asada and Yabuki, 1999, 2001b; 浅田・矢吹, 2000, 2001a; Obana et al., 1999; 田所ほか, 2001). この結果, 南海トラフに近い熊野灘の水深2千メートルの海域に開発したトランスポンダーを設置し, 2000年5月と8月に観測を行った (Figs. 6 and 7). その繰り返し再現性 (つまり, 3ヶ月間に地殻変動がなかったと見られることから理想的にはゼロとなるべき量) がおよそ2センチメートルであると報告されている. これに並行して, 海上保安庁水路部では, 東北沖の日本海溝沿いの陸側斜面にも観測点を設置して観測を開始している.

この方法が, 最近, 日本で大きく注目されているのは, プレート収束境界での海底地殻変動観測にとって有効な方法と考えられるからである. 既に述べたようにプレート沈み込み帯の変動を観測

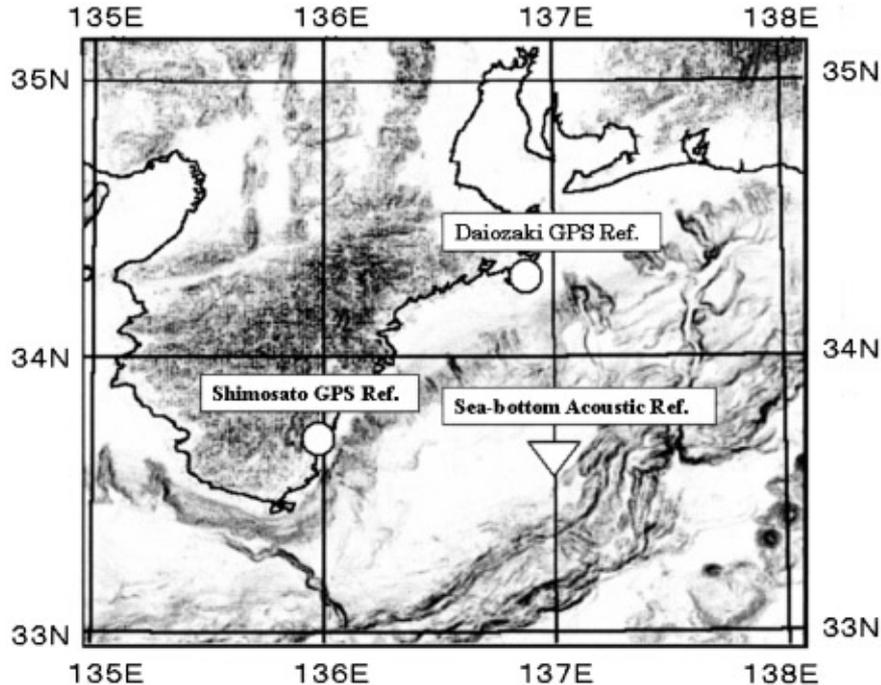


Fig. 6 Location of sea bottom geodetic station established with three transponders in February 2000 (Triangle). GPS reference points for sea surface precise positioning are shown(circles). (After Asada and Yabuki 2001b)



Fig. 7 Photo of a precise transponder just before the placement on the sea floor in 2000 at Kumanonada.

のターゲットとすると、たとえば日本近海の場合、日本海溝沿いに長さ千キロメートル、幅二百キロメートル以上の広い範囲で、少なくとも数十年間わたって観測を継続することが求められるかもしれない。このような広域での長期観測は、3節で述べた3つの方法の中でG/AR法がもっとも有効

である。

しかし、もちろん問題点も多い。先に述べたように、今のところデータ取得が間欠的で年に数回というような頻度でしか取れない。高い頻度のデータ取得のためには、電源、データ取得等の大きな問題を多数抱えており、ケーブル敷設や海上ブイ設置等も含め今後の課題である。

また、システムが複雑で大掛かりであり、多くの計測を結びつけて解析するので誤差要因が数多くなる。この方法の鍵となる技術は、船舶のGPS高精度測位と動揺計測、そして、音響測距と音速度計測の4つであり、成果はこれらの観測データを結合して得られる。したがって、観測結果で得られた変動が真の海底地殻変動かどうかを判断し、もし、何らかの誤差が混入した場合、どこにその原因があるかを確認するには、相当の努力が必要である。特に、GPS測位と音響測距では信号がある程度の距離を伝搬するため、その経路の途中で何かの異常（擾乱）が生じると海底基準局の測位結果に影響を与える。この影響と真の地殻変

動の区別ができない場合が問題である。

例えばGPS測位では、人工衛星や受信機の問題に加え、電波伝搬経路の電離層、大気、そして障害物やマルチパスの影響が見かけ上の変動を与える原因となりうる。これらは、海上船舶の位置測定にとっては誤差要因である。陸上基準点と海上移動点のGPSデータの注意深い評価と適切な対策が必要であろう。

また、音響測距についても、音波伝搬経路での音速度構造の擾乱を問題にしなければならない。仮に表層の100mまでの深さのところでは音速構造に0.1パーセント(1.5m/s)の誤差があった場合、(音線が垂直ならば)片道で約10cmの測距誤差が生じる。表層は、特に音速構造の変動が激しく、厳密にどのような振る舞い(変動の特性)を持つのか、その実体を明らかにする必要がある。

このように、GPSについても音響測距についても、測定データを収集し、その分析から、音速度構造の変動のような誤差要因に関する情報を定量的に得て、モデル化、補正データの収集、統計処理などによりその影響を取り除くことが必要と考えられる。

6. おわりに

この10年の海底地殻変動観測の発展を、特に水中音響の手法に限って概観した。10年以上前のSpiess(1985a)を読むと、さまざまなアイデアを議論しながらも、机上の議論だけでフィールド観測データがないことがもどかしく感じられる。可能性を追求しながらも、実際に実現するには大きなハードルがいくつも存在していた。現在でもこのような海底地殻変動観測に取り組んでいる機関は、世界的に見ても数少ない。

この10年の間には、日本では1995年に阪神淡路大震災があり、科学技術に依存する都市が地震災害に対して盤石でないこと、地震予知の試みが社会に貢献できるような能力をいまだ備えていないことが明らかとなった。今も、この状況が大幅に改善されたとはいえない。それでも、地殻内部の現象解明は、特にGPS観測網と高帯域地震観

測網の整備により画期的に前進しつつある。その一方で、観測空白域としての海域の重要性をきわだたせるようになっている。事実上、日本ほど海底地殻変動観測への要求が高い場所は世界に類を見ない。本稿で述べたような研究開発は、たとえば音響技術にしるGPSにしる、特に、米国の軍事技術、宇宙技術で開発された部分がかかなりの割合で入っているものの、それらを利用した地震現象の解明は日本が積極的に推進すべきものである。

水中音響技術を用いた方法が真に有効であるかどうか、それは今後の展開を見なければわからない。そのためには、技術的な改良を加え観測データの信頼性を高めることだけで不十分であり、観測に必要な負荷を少なくするとともに、観測体制を人的・経済的に支える社会基盤の整備も重要である。社会の期待と信頼を前提として、それに答える技術的・組織的努力とともに、社会と観測実施機関のつながりを常に維持することが必要であろう。

最後に、本稿をまとめるにあたり、海上保安庁水路部の小田巻実、打田明雄、仙石 新、岡野博文の各氏にお世話になりました。記して感謝します。

参 考 文 献

- 浅田 昭・小野房吉・長屋好治・植田義夫：水路部における海底観測計画，月刊海洋，23，255-263，(1991)。
- Asada, A. and T. Yabuki: Acoustic ranging system for ocean bottom geodesy and synthetic aperture technique of a multi-beam echosounder, *Proc. of "International Workshop on recurrence of great interplate earthquakes and its mechanism"*, 65-75, (1999).
- 浅田 昭・矢吹哲一朗：海底音響基準ネット，生産研究，52，293-296，(2000)。
- 浅田 昭・矢吹哲一朗：熊野トラフにおける長期地殻変動観測技術の高度化，地学雑誌，

- 110 (4), 529-543, (2001a).
- Asada, A. and T. Yabuki: Centimeter Level Positioning on the Seafloor, *Proc. Japan Academy*, **77**, 7-12, (2001b).
- Colombo, O. L.: Long-Distance Kinematic GPS, in "GPS for Geodesy 2nd Edition", edited by P. J. E. Teunissen and A. Kleusberg, Springer, 537-568, (1998).
- Chadwell, C. D., J. A. Hildebrand, F. N. Spiess, J. L. Morton, W. R. Normark and C. A. Reiss: No Spreading across the Southern Juan de Fuca ridge axial cleft during 1994-1996, *Geophys. Res. Lett.*, **26(16)**, 2525-2528, (1999).
- Chadwick, W., H. B. Milburn and R. W. Embley: Acoustic extensometer: measuring mid-ocean spreading, *Sea Technology*, **36**, 33-38, (1995).
- Fujimoto, H., J. Segawa, T. Furuta and H. Murakami: Installation of Ocean Floor Bases for observation of seafloor crustal movement, *Marine Geodesy*, **14**, 177-184, (1990).
- 藤本博巳・金沢敏彦・村上英幸：海底精密音響測距－その可能性を示す観測結果－, *地震* **2**, **48**, 289-292, (1995).
- 藤本博巳：海底精密音響測距, 水平方向の海底地殻変動観測, *海洋調査技術*, **7(2)**, 1-9, (1995).
- 藤本博巳：南部太平洋海膨の拡大軸を横断する海底圧力・測距の長期観測, *JAMSTEC 深海研究*, **14**, 35-42, (1999).
- Han, S.: Carrier phase-based long range GPS kinematic positioning, Report from School of Geomatic Engineering, University of New South Wales, Sydney, NSW 2052, Australia, (1997).
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji: Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598, (1997).
- 地震調査委員会：日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－ 追補版, *地震調査研究推進本部 地震調査委員会*, (1999).
- 地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について, *地震調査研究推進本部 地震調査委員会*, (2001).
- 村上 亮・小澤慎三郎・西村卓也・宮崎真一・鷲谷威・多田堯：GPS連続観測による地殻変動観測の地震・火山研究への応用, *地学雑誌*, **109**, 971-982, (2000).
- 長屋好治・矢吹哲一朗・小野房吉・浅田昭・田尻克之：水路部における海底地殻変動観測への取り組み, *月刊地球*, **16(6)**, 309-314, (1994).
- 長屋好治：音波を利用した海底での歪測定に関する基礎的考察, *水路部研究報告*, **31**, 67-76, (1996).
- 長屋好治・矢吹哲一朗・小野房吉・浅田昭：海底音響測距計の開発, *水路部研究報告*, **32**, 89-99, (1996).
- 長屋好治：音響測距計の水温補正, *水路部技報*, **15**, 60-63, (1997).
- Nagaya, Y. and T. Yabuki: Detection of the Crustal Deformation on the Seafloor by Acoustic Ranging, *Proceedings of International Workshop on Scientific Use of Submersible Cables*, 189-191, (1997).
- Nagaya, Y., T. Urabe and T. Yabuki: Crustal Deformation Observation at the Crest of EPR 18.5S with the Seafloor Acoustic Ranging Method, *EOS Trans, AGU*, 1999 Fall Meeting, **80**, No.46, (1999).
- 長屋好治：海嶺における地殻変動の長期観測, 海嶺におけるエネルギー物資フラックスの海面に関する国際共同研究成果報告書, *科学技術庁*, 140-151, (2000a).
- 長屋好治：海底音響測距システムによる観測, VENUS計画成果報告書, VENUS計画研究推進委員会, 148-151, (2000b).
- 日本水路協会：海底ステーションシステムの研究開発, *日本水路協会*, 52p, (1993).
- 日本水路協会：精密海底調査による海底変動の検

- 出手法の研究, その2, 日本水路協会, 89p, (1996).
- Obana, K.: Development of Seafloor Positioning System with GPS-acoustic Link for Crustal Dynamics Observation, D. Thesis, Kyoto University, Japan, 99p, (1998).
- Obana, K., H. Katao and M. Ando: Seafloor positioning for Crustal Dynamics Observation, *Proc. of "International Workshop on recurrence of great interplate earthquakes and its mechanism"*, 76-83, (1999).
- Ozawa, S., M. Murakami and T. Tada: Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802, (2001).
- 鷺谷 威・宮崎真一・多田 堯: GPSで見た日本列島の変形, 月刊地球, **21**, 236-243, (1999).
- 測地学審議会: 地震予知のための新たな観測研究計画の推進について(建議), 測地学審議会, (1997).
- Spiess, F. N.: Acoustic Technique for Marine Geodesy, *Marine Geodesy*, **4**, 13-27, (1980).
- Spiess, F. N.: Suboceanic Geodetic Measurement, *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing GE23*, **4**, 502-510, (1985a).
- Spiess, F. N.: Analysis of a possible Sea Floor Strain Measurement System, *Marine Geodesy*, **9**, 385-398, (1985b).
- Spiess, F. N. and J. A. Hildebrand: Employing Geodesy to Study Temporal Variability at a Mid-Ocean Ridge, *EOS Trans., AGU*, **76**, No.45, 451, 455, (1995).
- Spiess, F. N., C. D. Chadwell, J. A. Hildebrand, L. E. Young, G. H. Percell Jr. and H. Dragert: Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **108**, 101-112, (1998).
- 田所敬一・安藤雅孝・佐藤一敏・山田卓司・奥田隆・片尾 浩・岸本清行: 音響測距 - GPSリンクによる海底地殻変動観測システムの開発 -, 地学雑誌, **110**, 521-528, (2001).
- 浦辺徹郎・藤岡換太郎・満沢巨彦・RidgeFlux'97航海参加研究者: 超高速拡大軸である東太平洋海膨南部における海底長期観測ステーションの設置について, JAMSTEC 深海研究, **14**, 1-19, (1999).
- Yabuki T., Y. Nagaya, F. Ono, A. Asada and K. Tajiri: Development of a Seabottom Horizontal Distance Meter for Observation of Seafloor Movements by the Hydrographic Department of Japan, *Proceedings of International Symposium on Marine Positioning 1994*, Hannover, Germany, (1994).
- 矢吹哲一朗: GPSを用いた海上移動体の測位技術の開発と応用, 海洋調査技術, **7**(1), 47-54, (1995).
- 矢吹哲一朗・長屋好治・田尻克之: 深海底での超音波による精密音響測距の試み, - 相模湾での試験観測結果 -, 海洋調査技術, **7**(2), 29-32, (1995).
- 矢吹哲一朗・亀谷雅幸: 海底基準点の測地測量に関する基礎実験: 海洋調査技術, **8**(2), 11-21, (1996).
- Yabuki, T., Y. Nagaya and A. Asada: Approach for the realization of sea bottom crustal deformation observation: Targets and Tactics in waters around Japan, *International Hydrographic Review*, **1**(2) (New Series), 62-70, (2000).
- Yamazaki, A.: Position determination of Marine Control Points, *J. Geod. Soc. Japan*, **21**, 159-169, (1975).
- 山崎 昭: 海底基準点の位置決定シミュレーション, 海洋調査技術, **2**(2), 11-20, (1990).

函館湾の海底断層†

森下泰成*, 渡辺一樹**, 富田輝勝*, 田中喜年***, 藤澤 豪****

The Submarine Faults in Hakodate Bay †

Taisei MORISHITA*, Kazuki WATANABE**, Terukatsu TOMITA*,
Kitoshi TANAKA*** and Takeshi FUJISAWA****

Abstract

Four faults 1 to 3 km in length were found off the western shore of Hakodate Bay. They are reverse faults with down throw to east, striking N-S to NNW-SSE roughly. They show an en echelon form trending in N-S direction. On the basis of their distribution and deformational features, these faults are considered to be the seaward extension of the active fault zone on the western margin of Hakodate Plain. This shows that the fault zone extends seaward to at least 10 km. It is probable that these submarine faults have been active in the Holocene.

1. はじめに

中央構造線をはじめ、六甲・淡路島断層帯など陸域の活断層が海域へ連続することは珍しくない。函館平野とその西側の上磯山地の境界を走る函館平野西縁断層帯も1つの例であり、その南方延長は函館湾へと連続している可能性が指摘されていたものの（例えば、活断層研究会，1980），その南限は不明であった。一般に、活断層の長さとはそれから発生しうる地震の最大規模には一定の関係があることが経験的に分かっている（松田ほか，1975）。従って、陸域における既知の活断層が海域にどれだけ延長されるかを把握することは、その活断層が引き起こす地震の最大規模を見積もり、さらに地震動による災害を予測し、防災対策を講ずる上で必要不可欠である。

今回、平成10年に函館平野西縁断層帯の南限を明らかにすることを目的として、函館湾周辺海

域において音波探査による活断層調査を実施したので、その結果を報告する。

なお、函館平野西縁断層帯は、地震に関する基盤調査観測計画における基盤的観測の対象断層（全国98主要活断層帯）の1つであり、函館平野西縁断層帯の長期評価（地震調査研究推進本部，2001）では、本調査で確認された海底断層が当該断層帯の海域延長部と見なされた。さらに、同断層帯の総延長が陸域と海域とを合わせて約24kmとなったことから、M7.0 - 7.5程度の地震が発生する可能性が指摘されている。

2. 函館平野西縁断層帯について

函館平野は北海道南西端に位置し、亀田半島と上磯山地に挟まれた南に向かって開く三角形の沖積平野で、その東西両側には数段の海成段丘が形成されている（太田ほか，1994）。函館平野西縁断層帯は、その函館平野と上磯山地の境界部を

† Received 2001 November 13th.; Accepted 2002 March 13th.

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

** 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

*** 第五管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept., 5th R. C. G. Hqs.

**** 白浜水路観測所 Shirahama Hydrographic Observatory

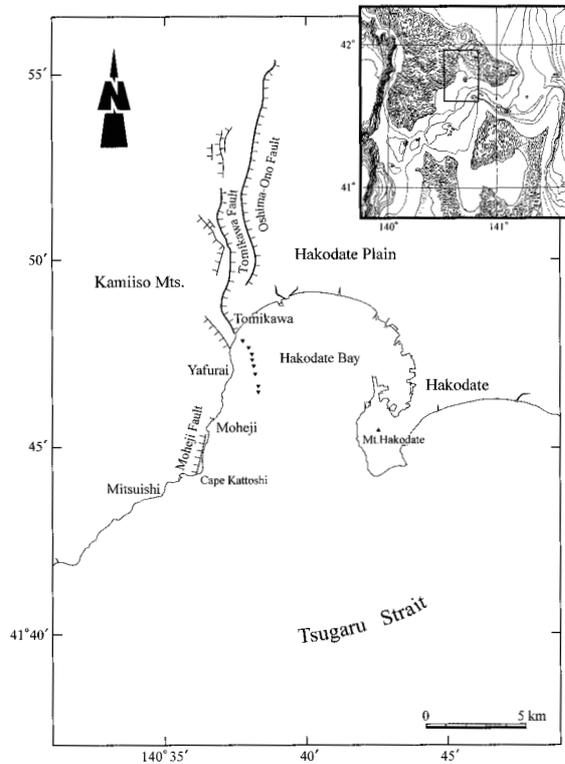


Fig.1 The fault distributions in land area of the active fault zone on the western margin of the Hakodate Plain.

Traces of the faults are based on the Headquarters for Earthquake Research Promotion of Japan (2001) and Active Faults Research Group (1991). Upside-down filled triangles in the western part of Hakodate Bay show the geological boundary presumed to be the seaward extension of Tomikawa Fault by Uchida et al. (1997).

南北に走る活動度B級の断層帯である。断層帯は、平野北端付近より更新世の海成段丘を変形させながら南西端の上磯町富川に至り、函館湾に没するが、さらに南の陸上部で確認されている茂辺地断層（寒川ほか，1982）までを含むとされている（Fig.1）。断層帯は併走する2つの主断層から構成されており（活断層研究会，1980；太田ほか，1994），東側に位置するものを渡島大野断層，西側のものを富川断層と呼ぶ（太田ほか，1994）。またこれら断層の西側に長さ4km未満の副次的断層が断続的に分布している。渡島大野断層と富川断層はともに西傾斜，西側隆起の逆断層で，地表では撓曲崖を形成している。副次的断層は西落

ちの逆向き低断層崖として認められ，渡島大野断層及び富川断層の運動に伴ってその背後に形成されたバックスラストとみられる（北海道，1999）。

一方，断層帯が海域に延長される可能性は指摘されているものの，これまで明確には断層は確認されていない。寒川ほか（1982）は，陸上の茂辺地から葛登支岬付近へと伸びる北北東-南南西走向の逆向き低断層崖（茂辺地断層）の存在から，その海側により活動度の大きな東落ちの撓曲崖の存在を推定している。また，北海道立地下資源調査所によって富川から茂辺地に至る沿岸海域でソノプローブによる音波探査が実施され，断層は明確には認められなかったものの，富川断層の変位地形に対応した東に地層が撓み下がる構造が，富川沖から矢不來沖まで約4km確認されている（内田ほか，1997）。

断層帯の活動については，太田ほか（1994）が詳細な地形調査に基づき，新旧の段丘面を変位基準として渡島大野断層の変位速度を0.2～0.9m/kaと求めている。1995年には北海道教育大学函館校のグループにより渡島大野断層のトレンチ調査が実施され，2.3万年～1.7万年前と1.2万年前以降の2回の活動が確認された（鴈澤・紀藤，1996；田近，1996）。北海道は1996から1997年にわたり反射法弾性波探査やトレンチ掘削調査等を精力的に実施し，富川断層では活動時期を示す成果は得られなかったものの，渡島大野断層については3箇所のトレンチ調査から，最新活動期7800～8800yBP，活動間隔5000～9000年，1回の上下変位量1～1.5m，平均上下変位速度0.2m/1000年と見積もった（北海道，1999）。一方，地震調査研究推進本部（2001）は，断層帯の長期評価に際して上述のトレンチ調査の再検討を行い，北海道（1999）が断層運動によると解釈した「変形」は不確実だとして最新活動期を12000yBP（暦年補正をすると1万4000年前）とした。さらに，活動一回当たりの上下変位量を地形面の変位に基づき約3mと推定し，断層の平均活動間隔を，活動一回当たりの上下変位量と形成時代の判明している地形面の変位量とから，約1万3000年～1万

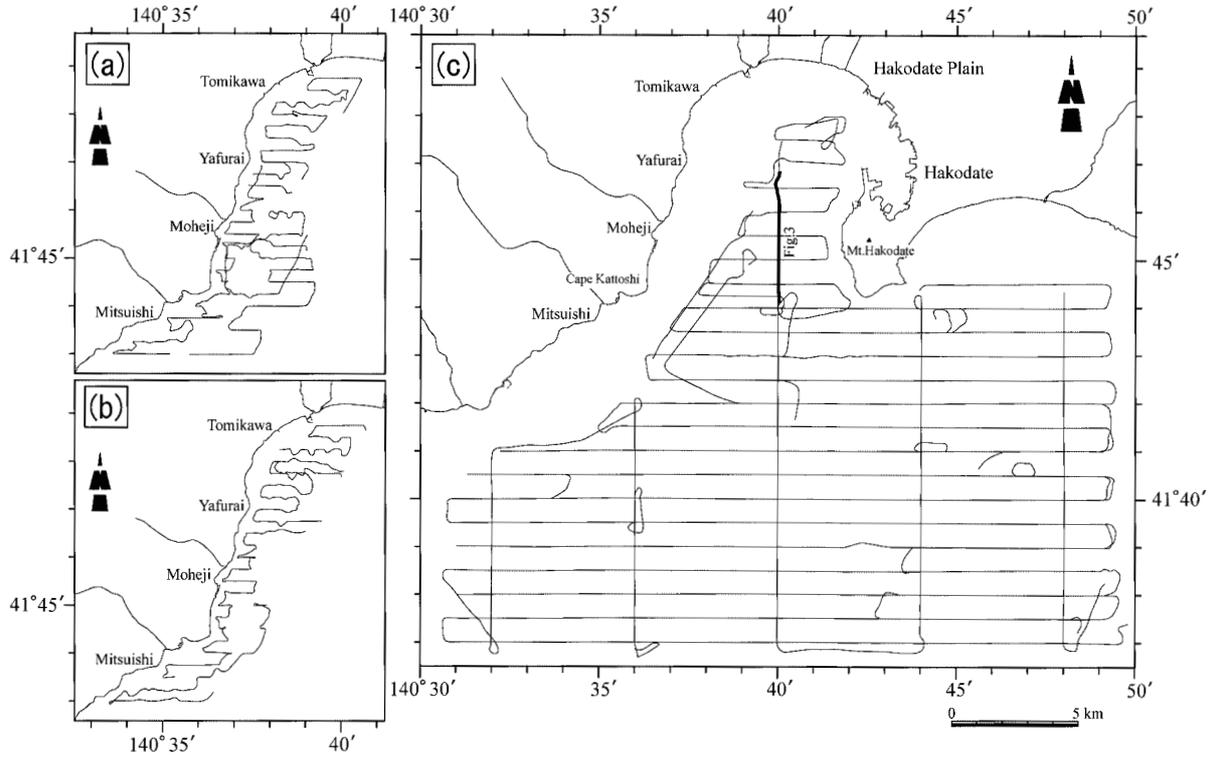


Fig. 2 Track lines of the seismic surveys.
 (a)Uniboom, (b)Chirp sonar, (c)Sparker and Chirp sonar

7000年と見積もった。

3. 調査方法

調査は1998年10月～11月に実施した。調査区域を沖合部と函館湾西岸沿岸部（水深20m以浅）に分け、沖合部は測量船「天洋」本船により、沿岸部は天洋の搭載艇により実施した。測線は、東西方向の主測線を沖合部では0.5海里間隔、沿岸部では0.25海里間隔で設定し、沖合部については主測線に交差する南北方向の測線を3海里間隔で設けた。測線をFig.2(a)～(c)に示す。音波探査の音源には、スパーク（沖合部、発振エネルギー：1000J、発振間隔：1秒、周波数域：200～1000Hz）、チャープソナー（沖合部及び沿岸部、発振エネルギー：30J、発振間隔：0.25秒、周波数域：3.5kHz）及びユニブーム（沿岸部、発振エネルギー：300J、発振間隔：0.5秒、周波数域：0.5～2kHz、受信装置：ハイドロフォンケーブル25m）を用いた。

ユニブームの使用に当たっては、搭載艇の電力

不足を補うため5kVA発電機を搭載艇の屋根に設置して調査を実施した。記録に50～60kHz及び100～120kHzの周期的なノイズが出たため、発電機を含む全ての装置にアース線を付けるとともに、周波数フィルター等の調整を行ったが、ノイズを除去できなかった。これは搭載艇が小さいために、ハイドロフォンケーブルをノイズの発生源（エンジン、発電機、トランス）から十分な距離を置いて設置できなかったためではないかと考えられる。また、スパークについては、ハイドロフォンケーブルが接続されているプリアンプに不具合があったため、記録に細かな周期的なノイズが出てしまった。その結果、記録の解析は可能であったものの、地層内部の反射パターンの判読が難しくなった。

また、沿岸部（特に矢不來～茂辺地の沖合2～3km付近）では定置網が数多く設置されていたため、漁網を避けながら調査することとなった（Fig.2a, b）。

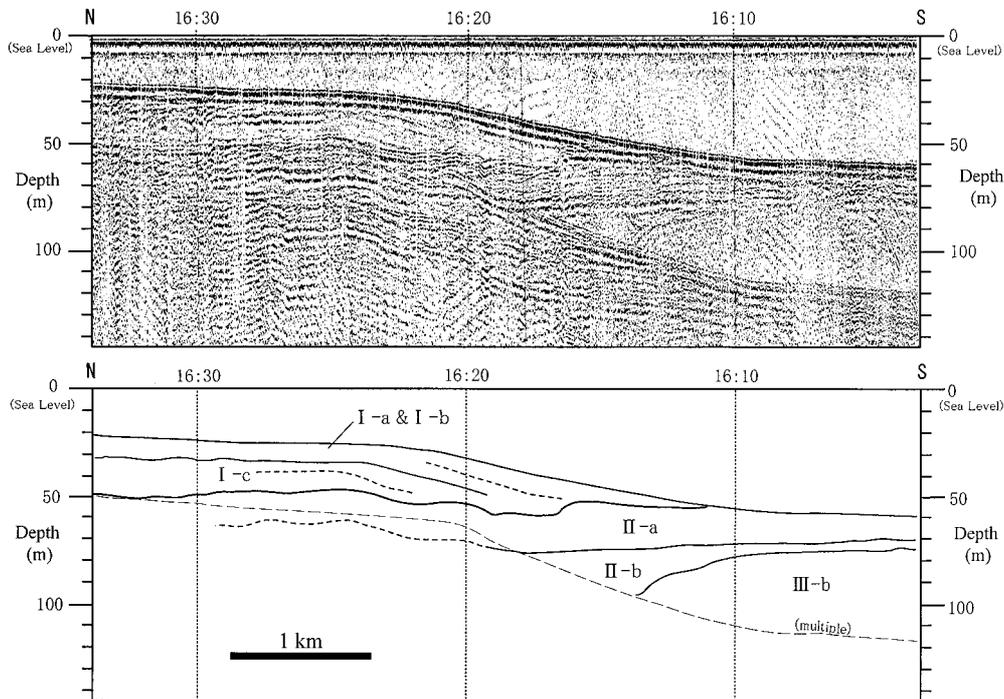


Fig. 3 Representative seismic profile (Sparker-record) of alluvium in Hakodate Bay. The location of the section is shown in Fig. 2.

Table 1 Correlation of submarine seismic stratigraphy in the present study with onshore geology in the Oshima Peninsula and the Shimokita Peninsula.

Geological age		Stratigraphy in the land area		Seismic stratigraphy in the sea area	
		Oshima district	Shimokita district	Sedimentary rocks	Volcanic rocks
Quaternary	Holocene	Alluvium Fan deposits Dune deposits Alluvial terrace deposits	Alluvium	I-a I-b I-c	
	Pleistocene	Terrace deposits Zenigamesawa Pyroclastic Flow Deposit	Terrace deposits	II-a II-b	
		Motomachi Formation Fumizuki Formation		III-a III-b	
Neogene	Pliocene	Tomikawa Formation	Hakodateyama Volcanic Rocks	IV	VII
		Mohejigawa Formation		V	VIII
	Miocene	Todagawa Formation	Matsukura Agglomerate	VI	
		Shiodomarigawa Formation			

4. 層序区分及び地層対比

音波探査記録に認められる不整合面をもって調査海域の海底地質を上位よりⅠ～Ⅷ層に区分した (Table 1). 函館湾中央部を南北に横切るスパーカー測線 (Fig.3) において, 海面下深度50m付近の顕著な浸食面を沖積層の基底面として, 沖積層であるⅠ層を識別し, その測線を基準として全海域に展開した. さらにⅠ層をその音響パターンの違いにより, Ⅰ-a, Ⅰ-b, Ⅰ-cの3層に区分した. Ⅰ-a層は薄いため, チャープソナーかユニブームにより識別可能である. チャープソナーにおいて, Ⅰ-a層は白く抜ける反射パターンを示し, Ⅰ-b, Ⅰ-c層はやや散乱した黒いパターンを示す. Ⅱ層はスパーカーにおいて縞状パターンを示し, その下位のⅢ層は淡い縞状の反射面を有し, 前置層的な斜層理が特徴的であるこ

とから, 両層を区分した. Ⅱ層及びⅢ層は, 層内の顕著な反射面をもって, Ⅱ-a, Ⅱ-b, Ⅲ-a, Ⅲ-bにそれぞれ区分することができる. Ⅱ～Ⅲ層は直接陸上との連続性などからは1対1の対応はできないが, Ⅰ層と後述するⅣ層との間にあることから, 文月層以降の更新世の段丘堆積物に対比した. Ⅳ層は縞状の反射パターンを有し, 沖合部では緩やかな褶曲構造を呈する. 西部海域では褶曲の発達するⅤ層にアバットする. 調査区域の北西部沿岸部で, 陸域の富川層に連続することから同層に対比できる. Ⅴ層は強い縞状の反射パターンを示し, NNW-SSE方向の褶曲構造が発達する. 海域西部の矢不來から三ツ石の沿岸付近に分布し, 函館湾西岸に露出する中新世～鮮新世の茂辺地川層の分布域に繋がることから同層に対比できる. Ⅵ層～Ⅷ層はいずれも強い散乱パターンを示す. Ⅵ層は海域東部の沿岸から沖合において

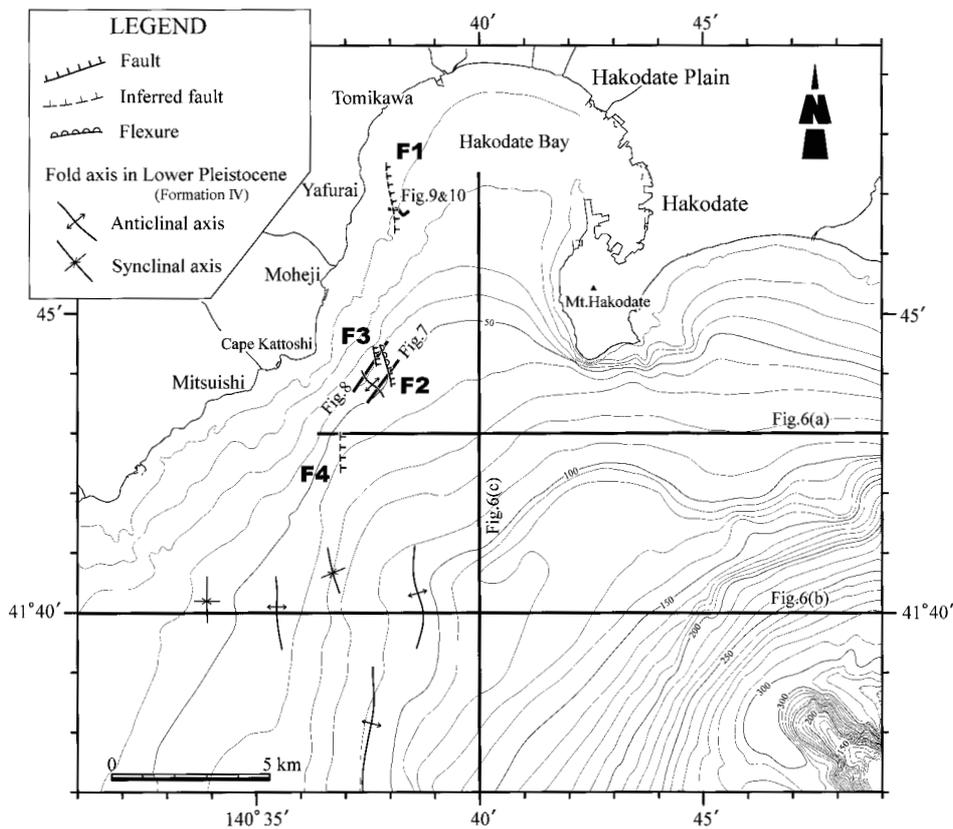


Fig. 4 Geological structure map of Hakodate Bay and the adjacent area. Bathymetric contour interval is 10 m. Thick solid lines show the locations of the examples of seismic profiles.

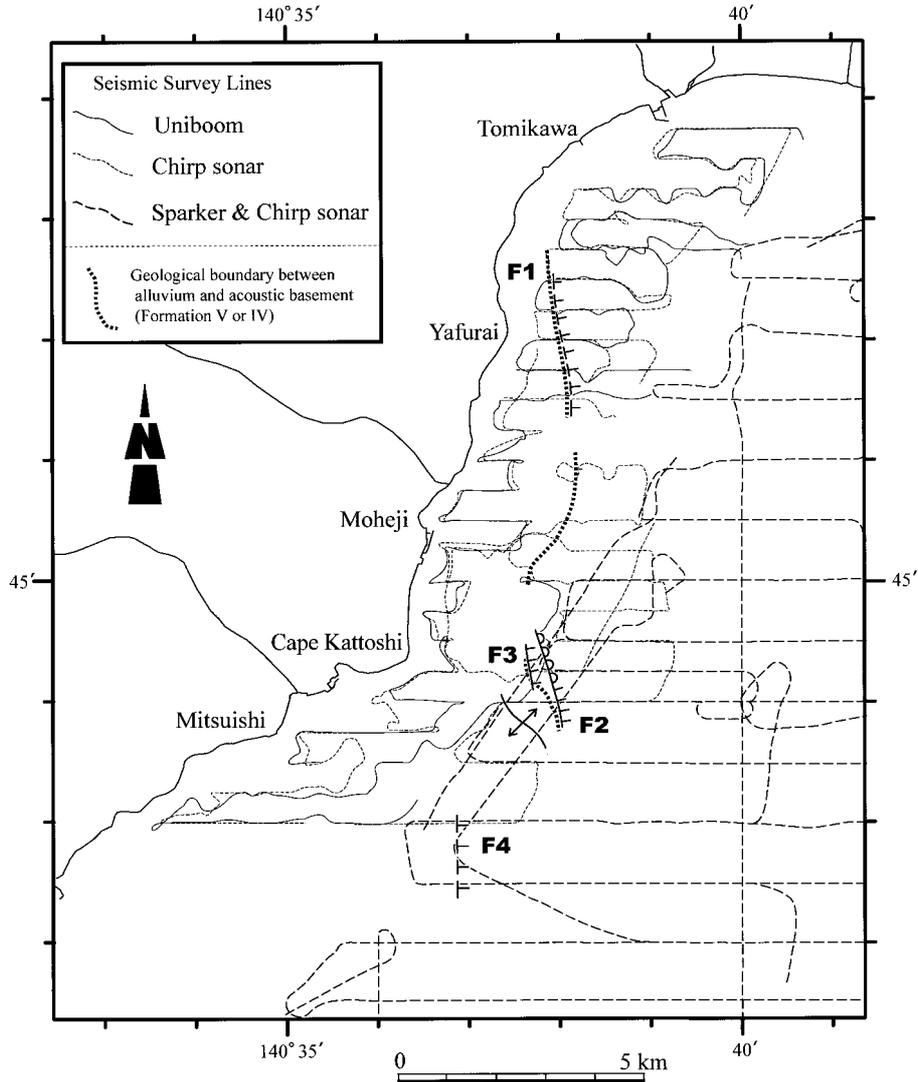


Fig. 5 Distributions of the faults and seismic survey lines in the northwestern part of the surveyed area. This figure also shows the geological boundary between alluvium and acoustic basement (Formation V or IV) detected by the chirp-sonar survey.

IV層に覆われて分布することから中新世の松倉集塊岩もしくは汐泊川層に、VII層は函館山周辺域のみに分布することから前期更新世の函館山火山岩類に、VIII層は津軽海峡軸部の南に分布することから下北半島北部に露出する鮮新世の易国間安山岩類に、それぞれ対比できる。

5. 地質構造

調査海域の海底地形、断層及び褶曲等の構造分布をFig.4に、函館湾西岸付近の断層分布をその根拠になった音波探査測線と共にFig.5に示す。

また、代表的な地質断面図をFig.6(a)~(c)に示す。I層は主として函館湾内に厚く堆積しており、I-a、I-b、I-cの3層に区分可能である(Fig.6(c))。I層は湾奥では層厚30~40mに達する。III層にはしばしば前置層的な内部構造が認められる(Fig.6(a), (c))。海域南部では、IV層に南北方向に軸をもつ緩やかな波状褶曲が認められる(Fig.4, Fig.6(b))。V層には褶曲構造が発達するが(Fig.6(b))、その褶曲軸は中新世~鮮新世の茂辺地川層と同様にNNW-SSE方向であり、V層のみに見られる構造であるため、活構造若しくは活構造の可能性のある構造を把握するという観点

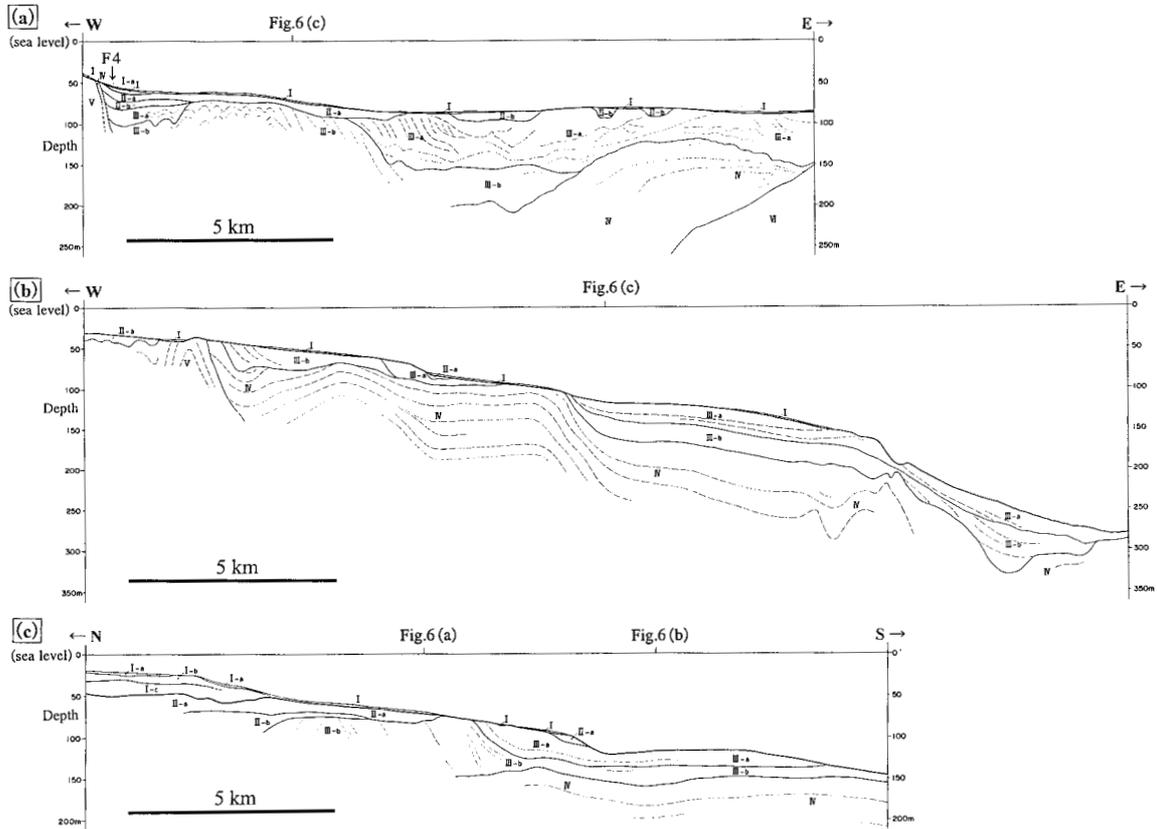


Fig. 6 Representative geological cross sections. The locations of the sections are shown in Fig.4.

から Fig.4 には記載していない。

調査海域の断層はいずれも南北方向の走向を持ち、長さ0.6km～2km程度で、函館湾西縁の矢不來沖から湾口部の葛登支岬南東沖にかけて断続的に分布している (Fig.4, 5)。この分布域は陸域の渡島大野断層及び富川断層の海域延長上にあたる。いずれも西側隆起の逆断層で、断層面は西傾斜と推定される。Fig.7～10にこれらの断層の音波探査記録例を示す。音波探査記録上は、断層の東側に分布するⅡ層、Ⅲ層 (上部更新統) が西側 (陸側) に向かって層厚を増しながら逆傾斜し、断層の西側では背斜構造を伴ってⅣ層、Ⅴ層 (鮮新統～下部更新統) が隆起する変形構造を示す。Fig.7では、断層F2の西側の背斜構造を伴った隆起地塊に向かって、東側からⅡ～Ⅲ層が逆傾斜している。背斜の東翼は断層によって断ち切られている。Fig.8も同様に、F2及びF3の西側にそれぞれ背斜構造が認められ下位層が隆起している。F3は、Ⅳ層及びⅤ層が形成する背斜の東翼を断

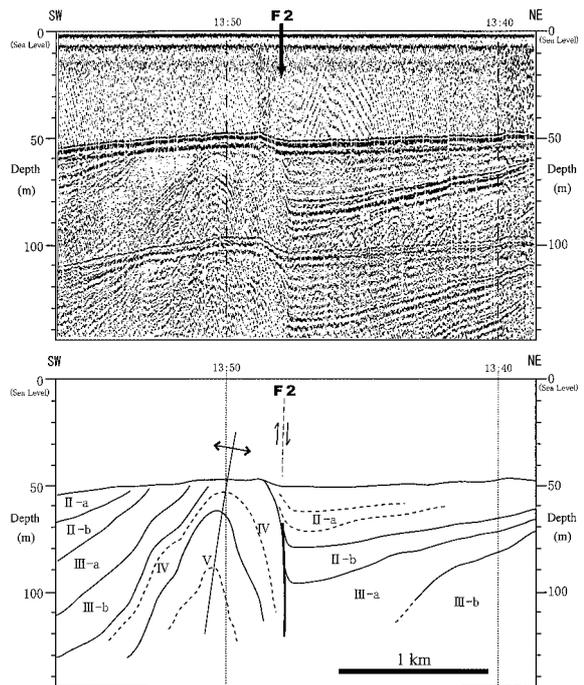


Fig. 7 An example of seismic profile (Sparker-record) across the fault F2 and its geological cross section. The location of the section is shown in Fig.4.

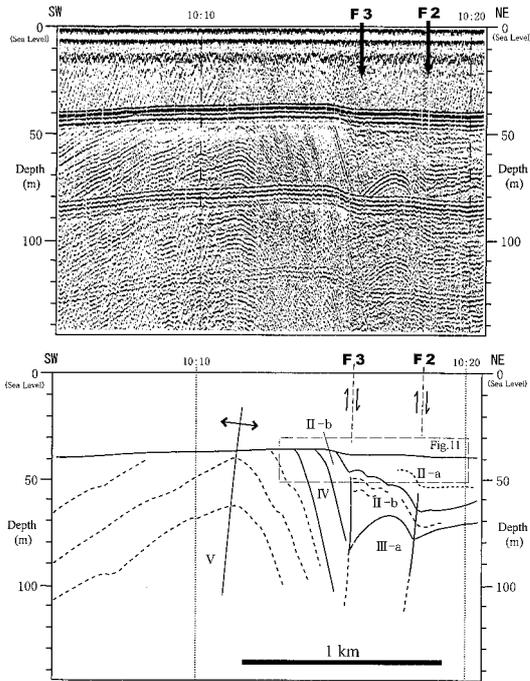


Fig. 8 An example of seismic profile (Sparker-record) across the fault F2 and F3 and its geological cross section. The location of the section is shown in Fig.4.

ち切り，少なくともⅡ-a層まで変形を及ぼしている。この記録では沖積層のⅠ層はその層厚が薄いため識別できないが，Ⅰ層の変形の有無については後述する。下位層準ほどF2及びF3による大きい変形を被っており，変位の累積性が認められる。しかし，断層の両側で明確な変位基準面が存在しないため変位量は不明である。なお，F2，F3の北方延長部は定置網のために調査不可能であったため，断層は北方に延長される可能性がある (Fig.5)。

矢不來沖の推定断層F1はF2の北4kmに位置する。本調査のチャープソナーの記録 (Fig.9) では，陸側 (西側) から沖合に向かって緩やかに傾斜する音響基盤のV層がF1を境にして落ち込み，その東側でⅠ-a層が分布する。Fig.9とほぼ同一測線のユニブームの記録 (Fig.10) では，音響基盤のV層がF1のところで急激に落ち込み，その東側では追跡できなくなる。また，F1の東側に分布するⅡ層の内部反射面が，沖合から陸側

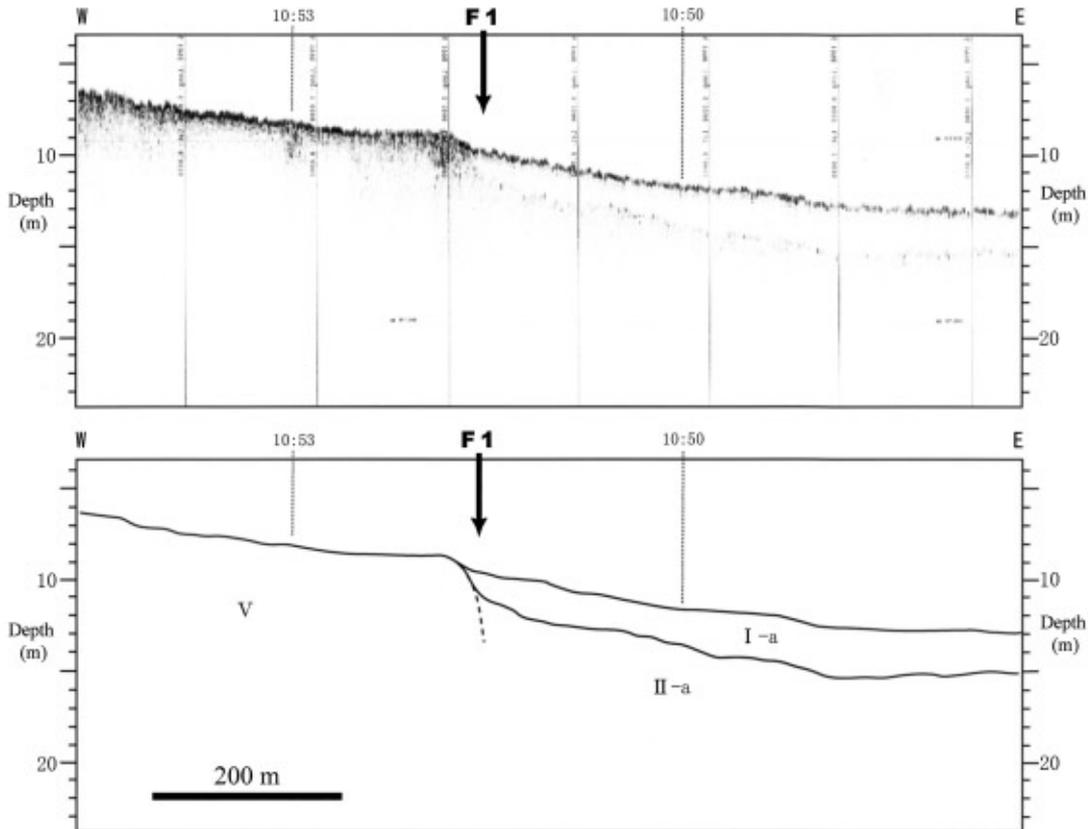


Fig. 9 An example of seismic profile (Chirp-sonar-record) across the inferred fault F1 and its geological cross section. The location of the section is referred to Fig.4.

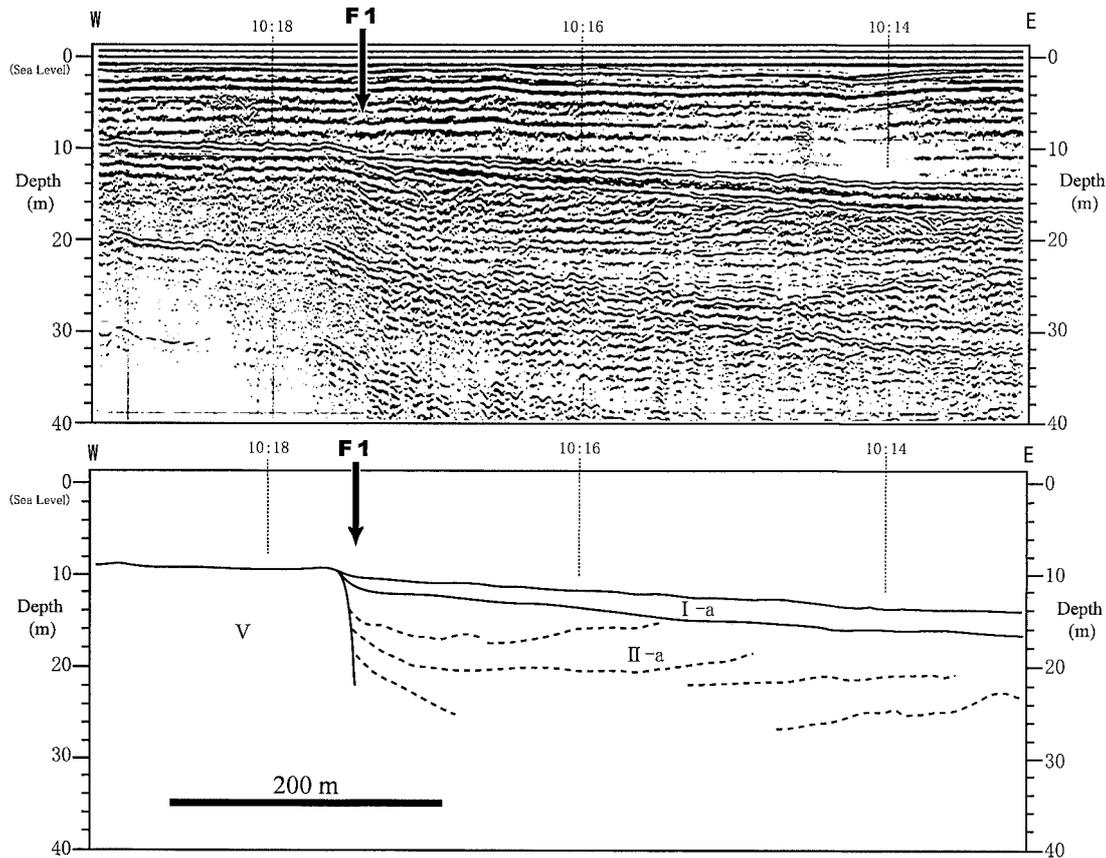


Fig. 10 Seismic profile (Uniboom-record) across the inferred fault F1 and its geological cross section. The location of the section is the same as Fig.9.

(西側)のF1に向かって緩やかに逆傾斜し、さらにF1の近傍でV層に対して駆け上がるように変形しているのが認められる。これらは海底下30mまでの非常に浅い部分の記録であり、変位の累積性が確認できないこと、さらにV層の急崖が埋積された海食崖である可能性も完全には否定できないため、F1を推定断層とした。このF1は、その位置及び記録の特徴から、内田ほか(1997)が陸域の富川断層の変位地形に対応するとして記載した構造(Fig.1)と同一のものと考えられる。

F1の南方延長部には、蛇行したチャープソナーによる探査測線しか存在しない。しかしながら、Fig.9に見られるような海底面におけるV層とI-a層の地層境界は、F1の延長上の位置から茂辺地沖で南西方に湾曲し、F3の方に延びている。この事実は、F1とF3の間にも断層が、函館平野西縁に見られる断層と同様に走向を変化させながら、連続していることを示唆する。

三ツ石埼南東沖の推定断層F4は、F2、F3の南西方3km沖合に位置する。ここではII層以下の層準が逆傾斜しており、向斜状の構造を形成して下位のV層及びIV層よりなる基盤の高まりに接している(Fig.6(a))。深部の情報が得られず、記録上明瞭な断層としては確認できなかったものの、西に逆傾斜しながらIV層及びV層と接するのはF2やF3の場合と同じであることから、単なる不整合ではなく断層を推定した。

6. 断層帯の活動時期

断層帯の活動履歴については、前述の通り、北海道(1999)と地震調査研究推進本部(2001)が陸部において異なる推定をしており、それぞれ、最新活動期を7800~8800yBPと12000yBP、活動一回当たりの上下変位量を1~1.5mと3m、平均活動間隔を5000~9000年と13000~17000年と見積もっている。地震調査研究推進本部(2001)は、

松田ほか(1980)の次の経験式

$D = 10^4 \times L$ (ただし, L :地震断層の長さ,
 D :一回の地震の最大変位量)

において, D を3mとした場合に L が30km程度
となることから, 本断層帯は海域を含めた全長
24kmの断層全体が一度に動くとして推定した。この
推定のとおり一回の活動で断層帯の全区間が動く
とすれば, 本調査により海域から見出された断層
にも, 陸部で推定された最新活動期(更新世末
期-完新世)に活動した痕跡が音波探査記録上認
められる可能性がある。

断層F2及びF3については, スーパーカー記録上
で少なくともII-a層までは変形させていることが
確認された(Fig.7, 8)。Fig.11にFig.8と同一
測線上のチャープソナー記録を示す。I層はII層
上面の浸食面を埋積し滑らかな海底面を形成して
いる。I層は海底を広く覆うI-a層と, チャネル
を埋積するI-b層よりなる。I-a層は白く
抜ける音響パターンを示し, I-b層は, 多くの

場合, 全体として黒く, チャネル壁面に斜交する
弱い縞状パターンを示す。I-a層とI-b層の
境界に反射面が一枚確認できる。I層の層厚は,
局所的には5mに達するが, 2~3mほどと薄い。
海底面には, F2付近で約1m, F3付近で約2.5m
の高低差をもって撓み下がる様子が認められ, こ
れらの海底面の撓み下がりが, それぞれの断層の
変位を表している可能性がある。F3では, 断層
の上盤側(南西側)にI層が分布しておらず,
I-a層内に変形の基準面になるような反射面が
見られないため, 既に形成されていた撓曲崖をI
層が埋積している可能性も考えられる。一方,
F2付近にあるチャネル埋積部の上面は, 海底面
と同様に下盤側(北東側)に約1.5m撓んでいる。
断層の上盤側(南西側)では, I-a層とI-b
層の境界面がF3に向かって緩やかに傾斜してい
る。これらはF2の活動により上盤側が1.5mほど
隆起したことを示す可能性が指摘できる。

推定断層F1についてみると, 先に示したチャ

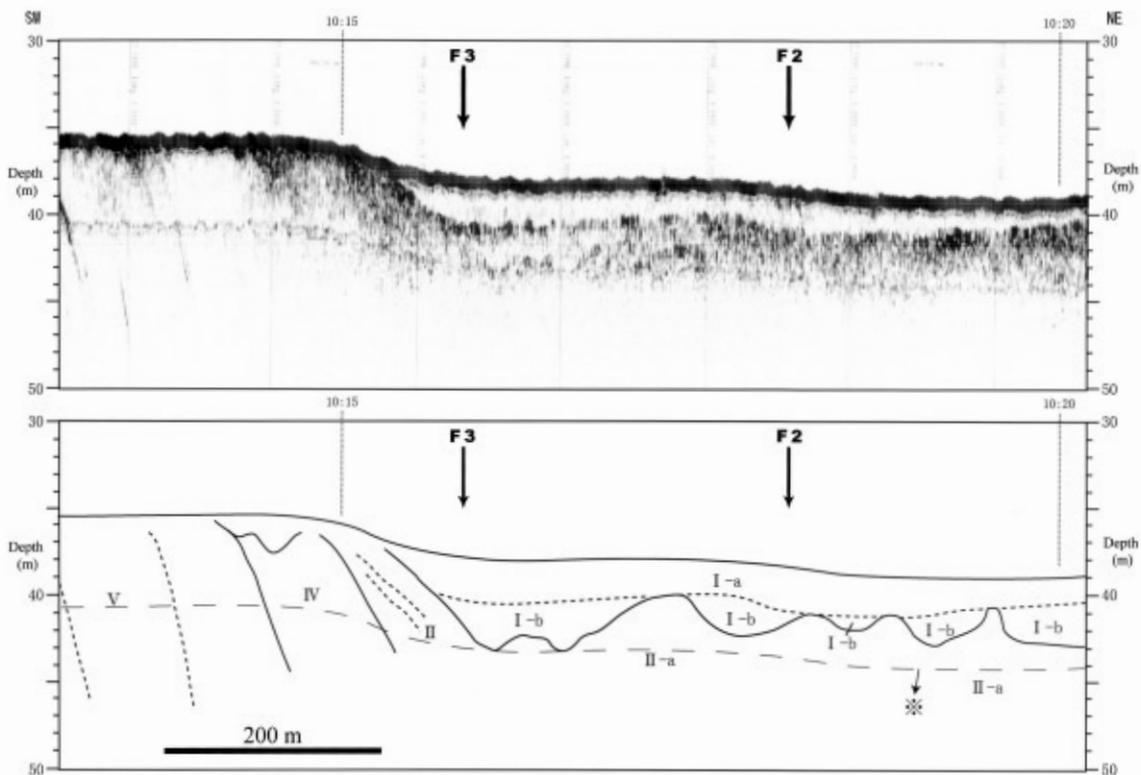


Fig. 11 Seismic profile (Chirp-sonar-record) across the fault F2 and F3 and its geological cross section. The location of this section is shown in Fig.8. Note that the marked (*) reflection represents the echo from the sea bottom reflected on the survey vessel.

ープソナーの記録 (Fig.9) において, V層とI層の境界付近で海底面に約1mほどの落差が認められる。しかし, I層は白く抜けた音響パターンを示し, 2mほどの層厚で湾の中央部に向かって緩く傾斜しているが, I層が変形を被っていることを示す積極的な証拠はない。おそらく, 既存の断層崖をI層が埋積している構造と捉えられる。最も南に位置する断層F4についても, 沖合のため断層付近を覆うI層は薄く, I層における断層変位の有無は確認できない。

以上から, 本海域の断層には一部で沖積層の堆積中に活動した痕跡が認められるものの, ほとんどの場合, 明瞭な断層変位が認められるのは上部更新統までである。Fig.11におけるI-a層とI-b層の境界面の撓み約1.5mが完新世の断層活動に起因するならば, 北海道 (1999) が函館平野西縁断層帯の陸上部で推定した, 活動時期7800~8800yBP, 及び活動一回の当たりの上下変位量1~1.5mの結果と調和的である。

7. まとめ

本調査海域の断層は, 陸域の富川断層の海域延長上に位置し, いずれも南北方向の走向を持ち, かつ西側隆起の逆断層であるという点で, 陸域の渡島大野断層, 富川断層と同様の特徴を示す。5km以内で断続又は並走する断層群を1つの起震断層とみなす (松田, 1990) と, 本海域の断層は函館平野西縁断層帯の一部となり, 同断層帯は海域に10km以上延長されることが明らかになった。断層活動の時期については, 一部で完新世の断層活動を示唆する構造が認められたものの, 多くの場合, 明瞭に断層変位が認められるのは上部更新統までであった。

地震調査研究推進本部 (2001) により本断層帯の長期評価がなされたところであるが, 海域での断層の活動履歴の詳細は依然として不明であり, 今後, マルチチャンネル音波探査により当該海域の深部の地質構造を明らかにするとともに, ボーリング調査などにより断層の詳細な活動履歴が解明されることを期待したい。

謝 辞

本調査に際しては, 測量船「天洋」の船長以下乗組員の方々には多大なご協力を得た。調査及び解析にあたり, 企画課岩淵洋氏, 加藤幸弘氏には貴重なご助言・ご支援を頂いた。本論をまとめるにあたり, 北海道立地質研究所の内田康人博士には文献資料を頂いた。資料の解析作業に従事された国際航業株式会社海洋エンジニアリング部深澤満技師にご努力によるところが大きい。さらに査読者の方には有益なご意見を頂いた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

要 約

函館湾西岸付近の海底に長さ1~3kmの4条の断層を見出した。いずれも, 概ね南北走向で西側隆起の逆断層であり, 南北方向に雁行配列をしている。断層分布及び変形の特徴から, これらの海底断層は, 従来より存在が予想された函館平野西縁断層帯の海域延長部と考えられ, 同断層帯は海域に10km以上延長されることとなった。海底断層の最新活動時期は完新世である可能性がある。

参 考 文 献

- 鴈澤好博・紀藤典夫: 渡島大野活断層の変形構造と活動史, 鴈澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西北海道の地震・火山活動」, 北海道教育大学函館校, 13-22, (1996).
- 北海道: 「函館平野西縁断層帯 活断層図とその解説」, 北海道活断層図No.2, 65p.+1図葉, (1999).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 「函館西縁断層帯の評価」, (2001).
- 活断層研究会: 「日本の活断層-分布図と資料-」, 東京大学出版会, 363p, (1980).
- 活断層研究会: 「新編日本の活断層-分布図と資料-」, 東京大学出版会, 437p, (1991).
- 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第2輯, 28, 269-283, (1975).

- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文：
1896年陸羽地震の地震断層．地震研究所彙報，55，795-855，(1980).
- 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，東大地震研彙報，65，289-319，(1990).
- 太田陽子・佐藤 賢・渡島半島活断層研究グループ：函館平野とその周辺の地形－特に西縁の活断層に関連して，第四紀研究，33，243-259，(1994).
- 寒川 旭・衣笠善博・垣見俊弘・八木浩司・奥村晃史：渡島半島の海岸線に沿う逆向き低断層崖について，地理学会予稿集，22，100-101，(1982).
- 田近 淳：渡島大野活断層の地表近くの形態．鴈澤好博・貞方 昇・紀藤典夫編「西南北海道地震・火山活動」，北海道教育大学函館校，23-30，(1996).
- 内田康人・嵯峨山積・大澤賢人・菅 和哉・浜田誠一：函館湾上磯沖における富川断層延長部の音波探査，物理探査学会第97回学術講演会論文集，23-26，(1997).

2000年伊豆諸島の群発地震による地殻変動を説明するソースモデル†

佐藤まりこ*, 河合晃司*, 深野慶太*, 笹原 昇*, 矢吹哲一朗**, 仙石 新*

A Source Model to Explain Crustal Deformations by Earthquake Swarm around Izu-shoto in 2000 †

Mariko SATO*, Koji KAWAI*, Keita FUKANO*, Noboru SASAHARA*,
Tetsuichiro YABUKI** and Arata SENGOKU*

Abstract

We used GPS observations to obtain crustal deformations by volcanic activity of Miyake-jima and earthquake swarm around Izu-shoto since the end of June, 2000. The results showed movements extending in a northeast-southwest direction between Miyake-jima and Kozu-shima.

In this report, we carried out an inversion analysis of the GPS results and suggested a source model to explain observed crustal deformations. Although it is very difficult to decide a unique model because of few stations and partial locations of the stations, the proposed model is consistent with the GPS results. Results suggest that a dike of about 7-8m in width intruded between Miyake-jima and Kozu-shima.

In addition, the model is also consistent with results of dense GPS observations that was carried out at Kozu-shima in June, 2001.

1. はじめに

2000年6月27日に始まった三宅島の火山活動、地震活動は、新島・神津島近海や三宅島南西沖にまで及び、三宅島－神津島間の海域において群発地震を発生させた。これらの領域では、2000年8月末までにM6クラスの地震が5個、M5クラスの地震は36個発生し（気象庁、2001b）、近代で最も活発な群発地震活動となっている（気象庁、2001a）。8月末以降は大きな地震がかなり少なくなり、M2クラスの地震が主となったが、地震活動は2001年5月末現在でも継続している（気象庁、2001c）。このような中、現在までにこれらの火山活動、地震活動による地殻変動が水路部や国土地

理院等のGPS観測で明らかになり、地震予知連絡会や学会等で多数報告されている（水路部、2001、国土地理院、2001）。

特に、水路部が行っている年に1、2度の岩礁におけるGPSキャンペーン観測は、海域での観測データの少なさを補い、より面的に地殻変動を捉えることを可能にした。これまでに神津島周辺の南西への変位や新島周辺の北東への変位が観測されている（寺井等、2001）。この結果を考察するため、寺井等（2001）では断層運動とダイクの貫入を仮定したモデルを提案し、フォワード解析により観測結果に合うようなモデルパラメータの推定を行った。その結果、三宅島の噴火に伴うダイクの貫入によって、三宅島－神津島間の海底が

† Received 2001 November 19th. ; Accepted 2002 March 18th.

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

** 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

北東-南西方向に押し広げられたことが示唆され、2000年8月の時点でのダイクの貫入による開口量は約8mであると推定された。しかし、フォワードによる解析では震源域の近くに位置する祇苗島と式根島で観測された変位の方向を両方同時に満たすことができず、この問題を解決し、より適切なモデルを推定するためには観測点の数を増やして、インバージョンによる解析を行うことが必要であった。

また、同様のソースモデルの提案は国土地理院や大学等でも行われており、Nishimura et al. (2001) では、国土地理院の電子基準点30箇所以上のGPS観測データから推定した三宅島の山頂部の収縮量や三宅島-神津島間でのダイクの貫入による開口量、神津島東方海域での右横ずれ断層のすべり量が示されている。

本稿では、群発地震の領域が伊豆諸島の海域であることから、震源に近いGPS観測データを多く利用する必要があると考え、水路部のGPS観測データに加えて、伊豆諸島や房総半島で得られた国土地理院の電子基準点9箇所のGPS観測データも利用し、その結果のインバージョン解析を行

うことにより、一連の地殻変動のメカニズムをより適切に説明するソースモデルの提案を行う。そして、そのモデルから最終的なダイクの貫入による開口量を推定する。

さらに、モデルを神津島島内の局所的な地殻変動に適用し、神津島の稠密観測により得られた地殻変動との整合性についても検討する。

2. 2000年三宅島の火山活動及び三宅島-神津島間の群発地震による地殻変動

本稿で使用したGPS観測データは、年に1, 2度GPS観測を行っているキャンペーン観測点 (Fig.1の○) のうち、神津島周辺の岩礁 (祇苗島, 恩馳島, 銭洲) におけるGPS観測データ (基準観測1999年7月, 比較観測2000年8月) と新島周辺の岩礁 (鵜渡根島, 地内島) におけるGPS観測データ (基準観測1999年9月, 比較観測2000年10月), 定常的にGPS観測を行っている固定観測点6ヶ所 (Fig.1の●) のGPS観測データ, 及び国土地理院の電子基準点9ヶ所のGPS観測データ (Fig.2) である。

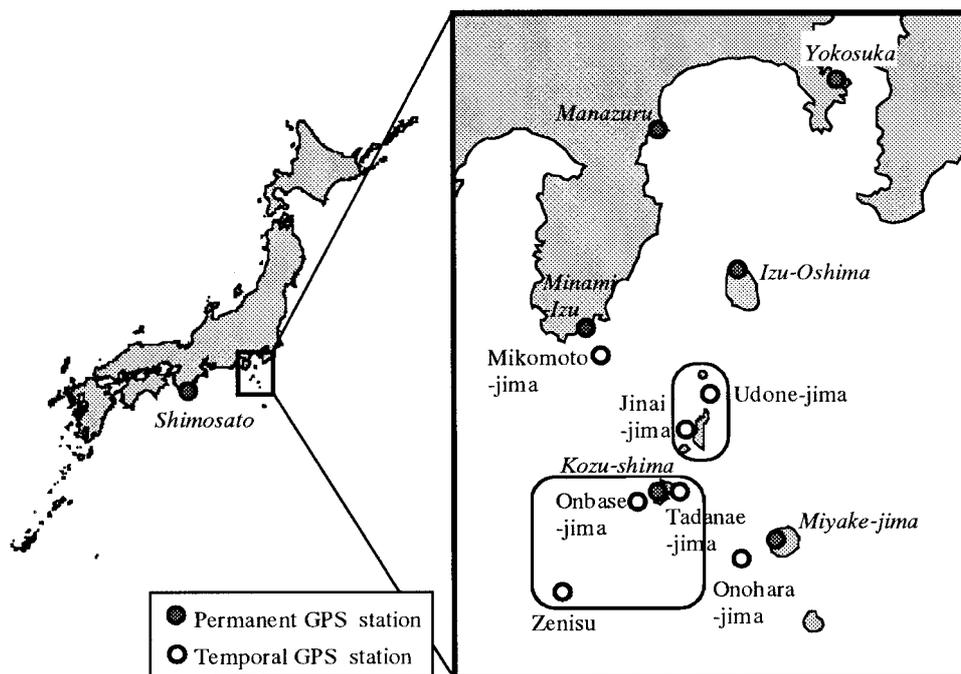


Fig. 1 GPS observation points of JHD in the southern Kanto district.

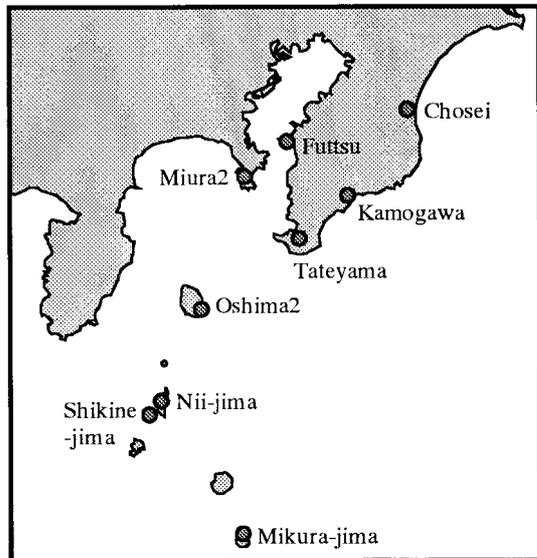


Fig. 2 Used GPS observation points of GSL.

GPS観測データの解析は、固定観測点と国土地理院の電子基準点については和歌山県の下里を基準点としてBernese Ver.4.0により行い、キャンペーン観測点については最寄りの固定観測点である神津島を基準点としてGPSurvey Ver.2.35により行った。なお、全ての解析に精密暦を使用した。

まず、1999年7月から2001年4月までの間の連続的な伊豆諸島の動きを把握するため、GPS固定観測点である三宅島、神津島と下里との基線長の時系列変化をFig.3に示す。三宅島、神津島のいずれにおいても三宅島が火山活動を開始した2000年6月末以前には特に目立った基線長の変化は見られないが、三宅島の活動開始直後から9月半ばにかけて急激な基線長の変化が見られ、その後も収束しつつあるとはいえ、地殻変動は継続している。2001年4月までに下里-三宅島間の基線長は約30cm伸び、下里-神津島間の基線長は約60cm縮んだことが観測された。また、これにGPSのキャンペーン観測を行った時期を照らし合わせてみると、神津島周辺の岩礁でGPS観測を行った2000年8月(Fig.3の赤い矢印)は火山活動、地震活動共に活発な時期で、まさに地殻が大きく動いている時期であり、新島周辺の岩礁でGPS観測を行った同年10月

(Fig.3の青い矢印)は、地殻変動が鈍くなり始めた時期であることが分かる。

次に、2000年8月と同年10月のGPS観測で得られた地殻変動の変位ベクトルをFig.4に、それぞれの観測点における変位量をTable.1に示す。先に示したように三宅島、神津島において2000年6月末以前に大きな変動が見られないことから、観測された約1年間の地殻変動は三宅島の火山活動とそれに伴う群発地震による変動を表していると考えられる。Fig.4(a)より、2000年8月の時点では、水平方向は、神津島周辺で南西に40~50cm、式根島で南東に約20cm、新島で北北東に約30cmの変位が見られ、千葉県房総半島でも北東に数cmの変位が観測された。2000年10月には、神津島では8月の観測時の方向とほぼ同じ方向を保ったままさらに約13cm程度移動していることから、8月から10月の間に特に地殻変動の方向を変えるようなイベントはなく、8月までの地震活動と同様の活動が継続していたと考えられる。また、10月にキャンペーン観測を行った鵜渡根島では北東に約30cmの変位が見られ、これは新島で観測された8月までの変位と調和的である。一方で、新島のすぐ西に位置する地内島では東南東に8cmと新島の変位と大きく異なっており、かなり特徴的な変位を示している。

また、広域的に見ると、三宅島-神津島間の海底を境に南関東全体が北東-南西方向に拡大し、北西-南東方向に縮むような地殻変動が見られ、三宅島-神津島間でのマグマ活動によって地殻が北東-南西方向に押し広げられたこと示している。

一方、Fig.4(b)より、垂直方向は神津島、新島周辺で隆起が観測されたが、隆起量は大きく異なっており、新島周辺では約3cm、神津島周辺では約20cmである。また、三宅島では10月の時点で活動前に比べて47cm沈降が見られ、これは山頂部における収縮の影響であると考えられる。

これらの観測結果に基づき次節でソースモデルの推定を行う。

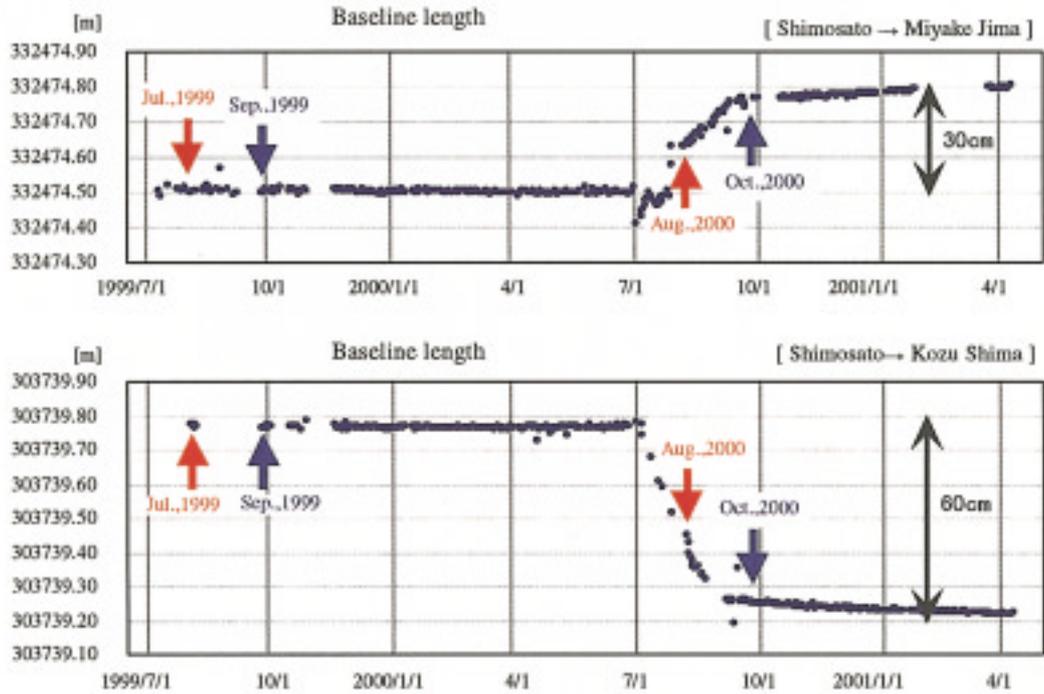


Fig. 3 Time series of observed baseline lengths between Shimosato and Miyake-jima (upper) and between Shimosato and Kozu-shima (lower). Arrows show the time that we carried out GPS observations at the temporal stations.

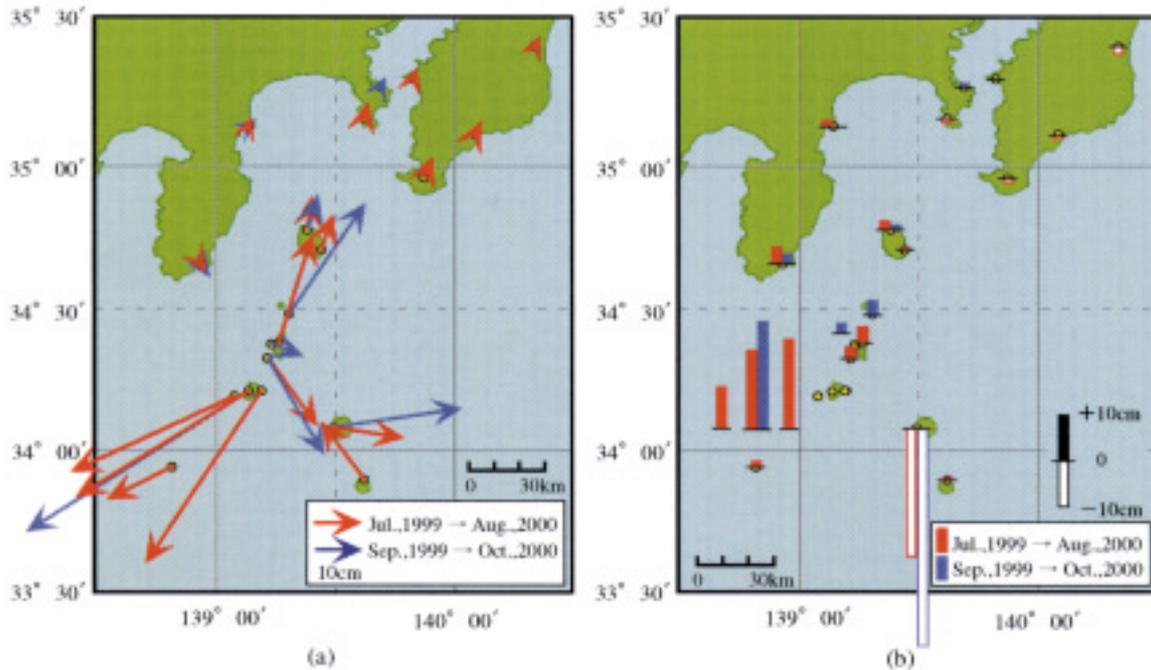


Fig.4 Displacements in the southern Kanto district, derived from the comparison of the previous observations (1999) and the latest observations (2000). (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Shimosato is fixed.

A Source Model to Explain Crustal Deformations by Earthquake Swarm around Izu-shoto in 2000

Table1 Displacements of each station, derived from the comparison of the previous observations (1999) and the latest observations (2000). Shimosato is fixed.

	Station	Horizontal Displacements						Vertical Displacements		
		Eastward [cm]	S.D. [cm]	Northward [cm]	S.D. [cm]	Amplitude [cm]	Azimuth [°]	Upward [cm]	S.D. [cm]	
Jul., 1999 → Aug., 2000	JHD	Izu-Oshima	1.0	1.5	7.1	0.8	7.2	8	1.8	2.0
		Manazuru	0.4	0.5	1.1	0.5	1.2	17	1.0	1.1
		Minami-Izu	1.1	0.7	-1.7	0.3	2.0	146	3.3	2.4
		Miyake-jima	15.1	1.0	-2.4	0.5	15.3	99	-27.7	1.9
		Kozu-shima	-36.7	3.1	-23.2	1.6	43.4	238	17.1	1.6
		Onbase-jima	-34.7	0.6	-16.5	0.3	38.4	245	9.0	0.7
		Tadanae-jima	-24.6	0.4	-37.6	0.3	45.0	213	19.5	0.8
		Zenisu	-14.0	1.5	-7.3	0.6	15.8	243	1.2	1.2
	GSI	Nishi-Izu	1.1	0.2	-0.5	0.3	1.3	114	-1.3	0.7
		Shikine-jima	10.5	0.3	-14.9	0.4	18.2	145	2.5	0.7
		Mikura-jima	-9.3	0.4	12.7	0.5	15.8	324	0.5	0.8
		Miura2	0.8	0.1	3.3	0.4	3.4	14	-0.7	0.7
		Oshima2	2.6	0.1	7.8	0.5	8.2	18	0.5	0.7
		Nii-jima	7.3	0.4	23.8	1.1	24.9	17	3.4	0.4
		Chosei	0.8	0.2	1.8	0.4	1.9	23	-1.5	0.6
		Futtsu	0.7	0.1	2.1	0.4	2.2	18	0.3	0.9
		Kamogawa	1.4	0.2	2.9	0.5	3.2	26	-0.7	0.9
		Tateyama	1.8	0.1	4.5	0.3	4.9	22	-0.8	0.8
		Sep., 1999 → Oct., 2000	JHD	Izu-Oshima	2.1	0.4	7.3	0.3	7.6	16
Manazuru	1.0			0.4	0.8	0.3	1.3	52	0.0	1.1
Yokosuka	1.2			0.3	2.3	0.3	2.6	28	0.9	0.8
Minami-Izu	2.2			0.4	-3.1	0.3	3.8	145	2.0	1.1
Miyake-jima	27.2			0.5	4.1	0.2	27.5	81	-47.1	1.1
Kozu-shima	-47.3			0.2	-30.8	0.2	56.4	237	23.5	0.7
Jinai-jima	7.1			2.1	-2.9	0.9	7.7	112	2.2	2.9
Udone-jima	16.3			1.0	24.2	0.6	29.2	34	3.3	1.5

3. 地殻変動を説明する一モデル

(1) 2000年8月の時点での地殻変動を説明するモデル

2000年8月の時点での地殻変動のメカニズムをなるべく簡単なソースモデルを用いて説明するため、断層運動と三宅島-神津島間のダイクの貫入を仮定し、観測データのインバージョン解析によりモデルパラメータを推定する。但し、本稿では複雑化を避けるため、三宅島西部におけるダイクの貫入や三宅島の雄山山頂部の収縮は考慮していない。そのため、三宅島の火山活動の影響を強く受けていると思われる三宅島と御蔵島のGPS観測結果はインバージョン解析には用いないこととする。

また、本稿においてソースモデルを推定する際に重要であるとしたポイントが2つある (Fig.5)。一つ目のポイントは寺井等 (2001) で報告されていることであるが、群発地震の震源地に最も近い観測点である祇苗島と式根島で観測された地殻変動を説明すること、そしてもう一つは約3kmしか離れていない新島と地内島で観測された地殻変動が方向、大きさ共に大きく異なるという結果を

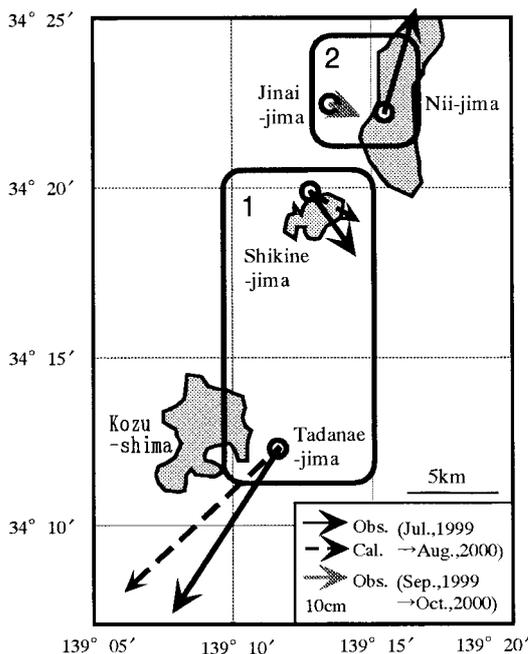


Fig.5 Two important points when we presume a source model. Dashed lines are calculated displacements by the previous model.

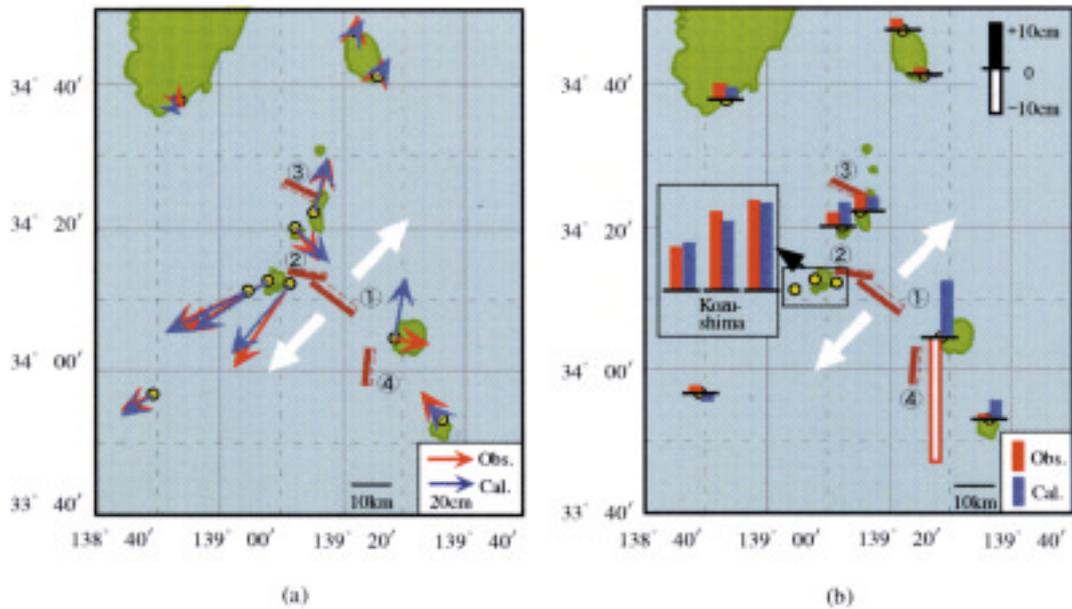
説明することである。これらの2点について、推定したモデルを評価する。

今回仮定した4つのモデルを Fig.6 に示す。まず、三宅島-神津島間に地殻変動に最も大きな影響を与えたと思われるダイク貫入モデル (Fig.6, ①) を仮定した。しかし、これだけでは観測により得られた地殻変動を説明することができず、三宅島近海から神津島・新島近海にかけて発生した4つのM6クラスの地震に対応する断層モデルを仮定した。神津島東方で7月1日と7月9日に発生したM6クラスの地震に対応する右横ずれ断層モデル (Fig.6, ②), 新島近傍で7月15日に発生したM6.3の地震に対応する右横ずれ断層モデル (Fig.6, ③), 三宅島南西沖で7月30日に発生したM6.4の地震に対応する左横ずれ断層モデル (Fig.6, ④) である。これにより、Fig.6 に示すように観測結果と大変調和的なモデルとなった。

こうして仮定した4つのソースモデルについて、それぞれ断層の位置、大きさを既知として与えて観測結果のインバージョン解析を行い、断層のすべり量、ダイクの貫入による開口量を推定した。なお、既知として与えた断層等のパラメータは東京大学地震研究所の震源分布を元に決定し、インバージョン解析には Yabuki and Matsu'ura (1992) のプログラムを使用した。

インバージョン解析の結果として得られたそれぞれの断層のすべり量とダイクの開口量を、仮定したモデルのパラメータと共に Fig.6 の下部に示す。これによると、火山活動、地震活動が活発であった2000年8月の時点で、幅6.8mに及ぶダイクの貫入があったと推定される。これは体積にして1.14km³に相当し、Nishimura et al. (2001) のソースモデルで推定された1.04km³ (2000年6月26日~8月31日) と調和的である。

また、神津島東方での断層 (Fig.6, ②) のすべり量は4.5mと推定され、M6クラスの地震2つにしてはかなり大きいと思われるが、この付近ではM6クラスの地震2つに加えて群発的に多数の地震が起きており、これらにより地殻が徐々に滑っていったことが示唆される。



- ①. Right strike-slip fault model and Dyke model
Length 14.0km, Width 12.0km, Depth 3.0km, Dip angle 75° . Dislocation 2.0m, Open 6.8m
- ②. Right strike-slip fault model
Length 10.0km, Width 12.0km, Depth 2.5km, Dip angle 80° . Dislocation 4.5m
- ③. Right strike-slip fault model
Length 10.0km, Width 7.0km, Depth 1.0km, Dip angle 80° . Dislocation 0.72m
- ④. Left strike-slip fault model
Length 10.3km, Width 7.0km, Depth 1.0km, Dip angle 87° . Dislocation 1.9m

Fig. 6 A presumed source model and calculated displacements by the model in August, 2000. (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Shimosato is fixed.

(2) 推定したソースモデルの評価

今回推定したソースモデルが、前項に示したモデルを推定する上で重要な2つのポイントを説明できているかを検討するために、ソースモデルから神津島、新島周辺での水平変位を密に計算した結果をFig.7に示す。Fig.7より、この辺りでは式根島と神津島の間では南東方向へ変位し、新島の東側は北東方向へ、神津島の南側では南西方向へと渦状に変位していることが分かる。

まず、1つ目のポイントであった祇苗島と式根島の変位の方向について見てみると、従来のモデル(寺井等, 2001)よりも観測結果と良い一致を示していることが分かる。

次に、2点目のポイントである新島と地内島の変位量については、観測結果と計算結果は非常に良く一致しており、約3kmしか離れていないにもかかわらず、変位量が大きく異なるということ

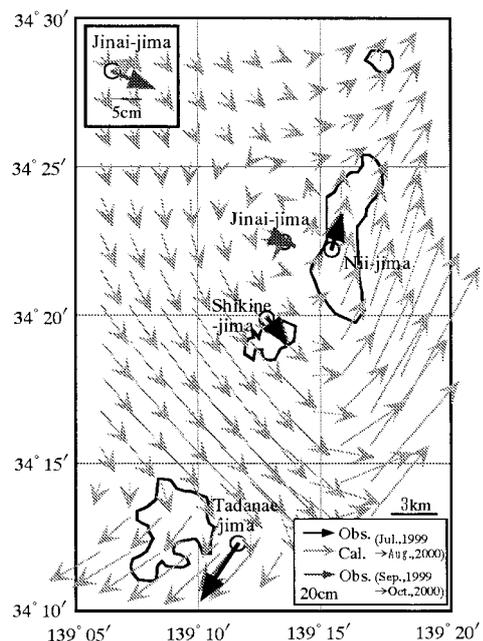


Fig. 7 Horizontal displacements calculated by the presumed model around Kozu-shima and Nii-jima. Shimosato is fixed.

が説明できている。変位の方向については地内島においてはやや異なるが、水平変位のベクトル場から地内島はベクトル場の渦の中心付近に位置し、変位の方向が大きく変わるところにある。従って、モデルパラメータを少し変えたと地内島の変位の方向は大きく変わることが予想され、この点についてはさらにモデルの改良の余地があると思われる。また、このような変位の量や方向の急激な変化は、仮定したモデルのうち、北東-南西方向に拡大し、北西-南東方向に収縮するような地殻変動をもたらすダイク貫入モデル (Fig.6の①) の影響であると考えられる。

(3) 伊豆諸島周辺海域で推定される地殻変動

Fig.8にソースモデルから計算した伊豆諸島の周辺海域で推定される変位量を示す。Fig.8(a)より、水平方向については、北東-南西方向に引張られ、北西-南東方向に縮むような地殻の変形がかなり広い範囲で起きたことが分かる。最も大きく変位したと推定される地点は、ダイクが貫入した中心付近で、最大約2mの変位が起きたと推

定される。

また、Fig.8(b)より、垂直方向の変位は、ダイクの貫入を示すようにダイクを中心として隆起している。特に、ダイクの北側が最も隆起が大きく、最大約1.4mの隆起があったことが推定される。一方で、神津島の北方では沈降が推定されたが、その辺りにはGPS観測点がないため、実際に沈降しているかどうかは現時点では明らかではない。また、三宅島の推定値が観測結果である約30cmの沈降と異なっていることについては、今回の提案したモデルが、三宅島西方でのダイクの貫入や山頂部の収縮を考慮していないためである。

(4) 最終的なダイクの貫入量の推定

今回提案したモデルは、火山活動、地震活動が活発であった時期に対応するものであるため、活動全体のダイクによる開口量や断層のすべり量はもっと大きいはずである。その値を見積もるため、2000年8月の時点でのモデルを地殻変動が落ち着いた2000年10月の観測結果に適用すること

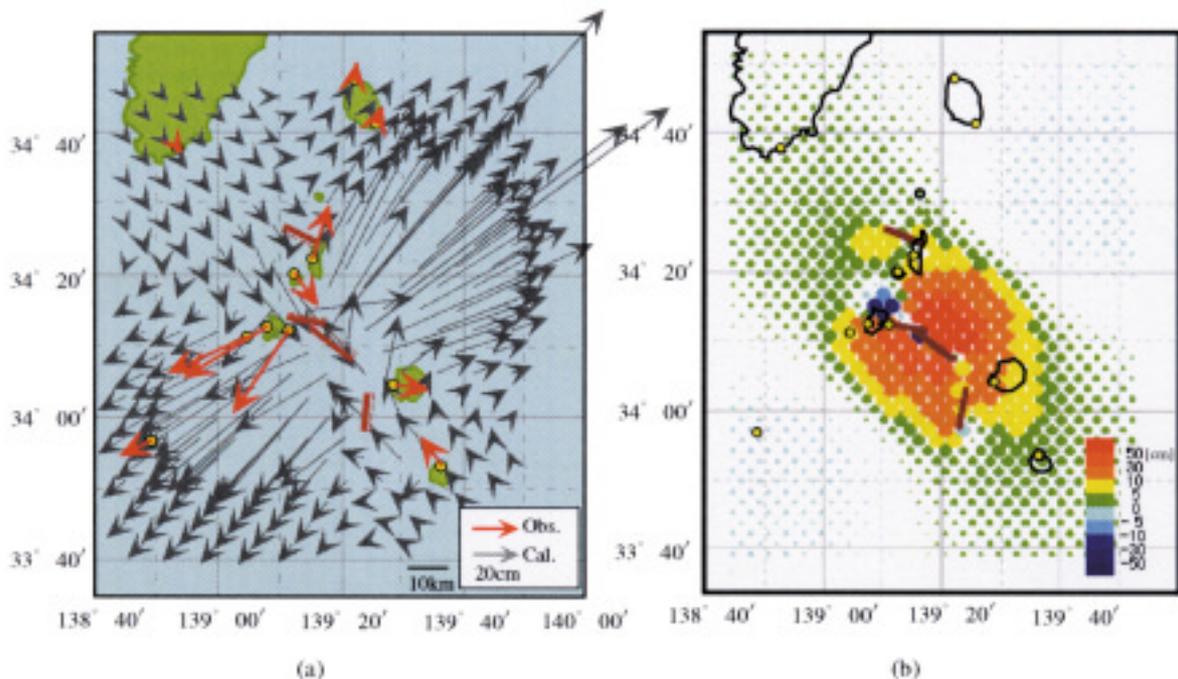


Fig. 8 Displacements calculated by the presumed model around Izu-shoto. (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Shimosato is fixed.

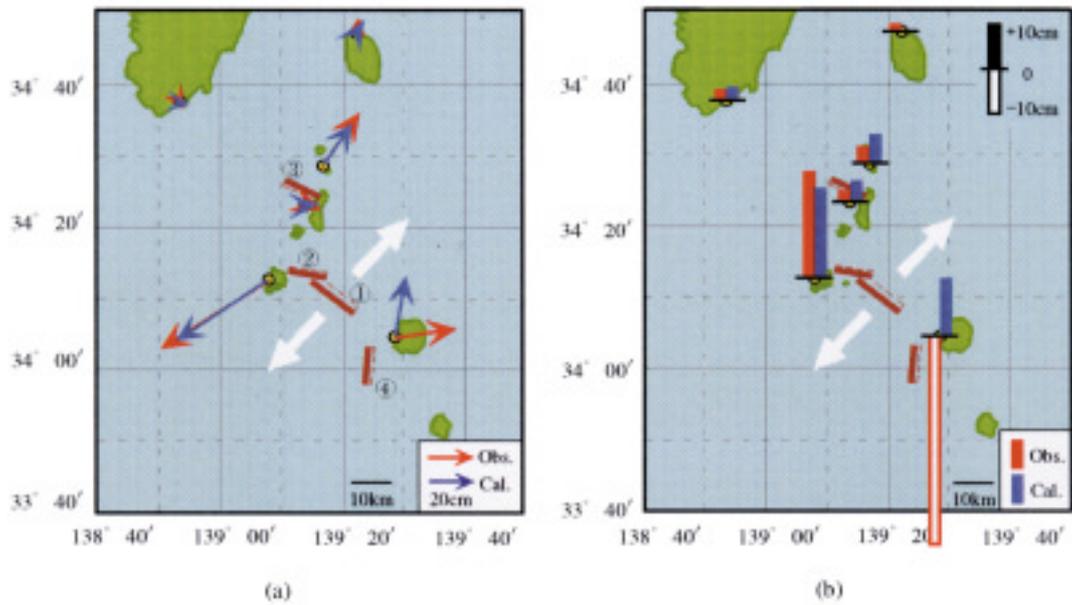


Fig. 9 Calculated displacements when we applied the model to the GPS results in Oct., 2000. Presumed open dislocation of the fault ① is 7.5m and presumed shear dislocation of the fault ② is 6.0m. (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Shimosato is fixed.

を試みる。2 (2) で示したように8月以降変位の方向を大きく変えるようなイベントは存在せず、この間の地殻変動に影響を与えたのはダイクによる貫入と神津島東方での群発地震であると考えられる。そのため、8月の結果から推定したソースモデルのパラメータのうち、ダイクによる開口量と神津島東方の右横ずれ断層のすべり量だけを変化させて、2000年10月の観測結果に最も良く一致する値を求めた。その結果をFig.9に示す。推定の結果、ダイクの貫入による開口量は7.5m (体積にして1.26km³)、断層のすべり量は6mと推定された。2000年10月以降も緩やかな地殻変

動は見られるが、終息しつつあることから、最終的なダイクの開口量や断層のすべり量もおおよそ10月の時点での量と同程度であると思われる。

(5) 以前発生した割れ目噴火との比較

最後に、今回の地震・火山活動の規模の大きさを示すため、同じくダイクの貫入が推定された1986年の伊豆大島の噴火、1989年の伊東沖の火山活動と比較してみる。Table.2にそれぞれの活動ごとにM6クラスの地震の数、M5クラスの地震の数、ダイクが貫入したとされる地点と最寄りの観測地点との距離、観測された最大水平変位量、

Table 2 The comparison of this activity and previous volcanic activities with open dislocations.

	Earth swarm and volcanic activity in Izu-shoto in 2000	Eruption of Izu-Oshima in 1986	Volcanic activity off Ito in 1989
Number of earthquakes of $M \geq 6.0$	5	1	0
Number of earthquakes of $5.0 \leq M < 6.0$	37	2	2
The distance between the point of dike intrusion and the nearest observation point	10~20km	~1km	5~10km
The observed maximum horizontal displacements	50~60cm	about 40cm	about 10cm
The open dislocation	7.5m	2m	a little over 1m

モデルにより推定されたダイクの貫入による開口量を示す。伊豆大島の噴火時の地震の数は気象庁(1987), モデルは石原(1990)によるもので, 伊東沖の火山活動時の地震の数は気象庁(1990), モデルは防災科学技術研究所(1991)によるものである。また, 今回の活動については, 2000年10月の時点での値である。Table.2より, 今回の活動は, 伊豆大島の噴火や伊東沖の火山活動の時に比べてはるかに規模の大きな活動であることが分かる。

4. 2001年6月神津島稠密GPS観測結果との整合性

水路部では, 1997年より神津島の島内7箇所において年に一度GPS稠密観測を行っている。神津島の北東には, 点圧力源があることが示唆されており(木股等, 1999), それを裏付けるかように水路部の過去4回の観測でも年間数cm程度の島の緩やかな膨張が確認されている(Fig.10)。

最近では, 2000年2月と2001年6月に観測を行っており, その変化量は2000年6月からの一連の火山活動, 地震活動による地殻変動を大きく反映したものであることが予想される。そこで, 本節



Fig. 10 The results of GPS dense observation at Kozu-shima from Jan., 1997 to Feb., 2000. Western Mt.Tenjo is fixed.

では, この神津島島内のGPS稠密観測の結果と2000年10月の時点でのソースモデルにより推定される変位量とを比較し, 局所的な神津島島内の地殻変動について考察する。ただし, 神津島の北東にある観測点では, 2000年7月の地震で道路が塞がってしまい, 2001年6月には観測できなかったため, この点を除く6箇所について議論を行う。

まず, 神津島全体の変位を把握するため, 下里を固定した時の各観測点の変位をFig.11に示す。神津島全体は2000年2月から2001年6月までに, 南西に50~80cm移動し, 20~30cm隆起しており, これは2(2)で示したキャンペーン観測の結果と調和的である。

次に, 島内の局所的な変位を調べるため, 神津島の中心付近にある天上山西口点を固定した時の各観測点の変位(観測値)をFig.12に示す。また, 3(4)のソースモデルにより推定される変位量(計算値), 観測値と計算値との差も同図に示す。

Fig.12(a)の観測結果は, Fig.10に示された2000年2月までの年間数cmの島の膨張と大きく異なり, 2000年6月以降の地震活動で神津島島内において非常に特徴的な右回りに回転するような10cmから20cmの変形が見られることが分かる。ソースモデルによる計算結果も完全に一致しているというわけではないが, ほぼ同様な変位を示しており, 観測結果を良く表している。また, この右回りの変位はFig.7で示した神津島, 新島周辺の水平変位ベクトル場の流れとも調和的である。

一方, もしかつて観測されていた島の膨張が継続的なものならば, 観測結果から計算結果を除いた変位は神津島の膨張を表すことが予想されるが, Fig.12(a)の観測値と計算値との差はFig.10で示したような膨張を示していない。このソースモデルは2000年6月から10月までの変位を説明するものであり, 現在のところ今回の地震活動が神津島の膨張のメカニズムを変化させたかどうかは明らかではないが, このことに関しては, 今後の稠密観測により明らかになると期待される。

また, 島内の垂直方向の変位は, Fig.12(b)より, 隆起の量は島の南東側の方が大きいことが分か

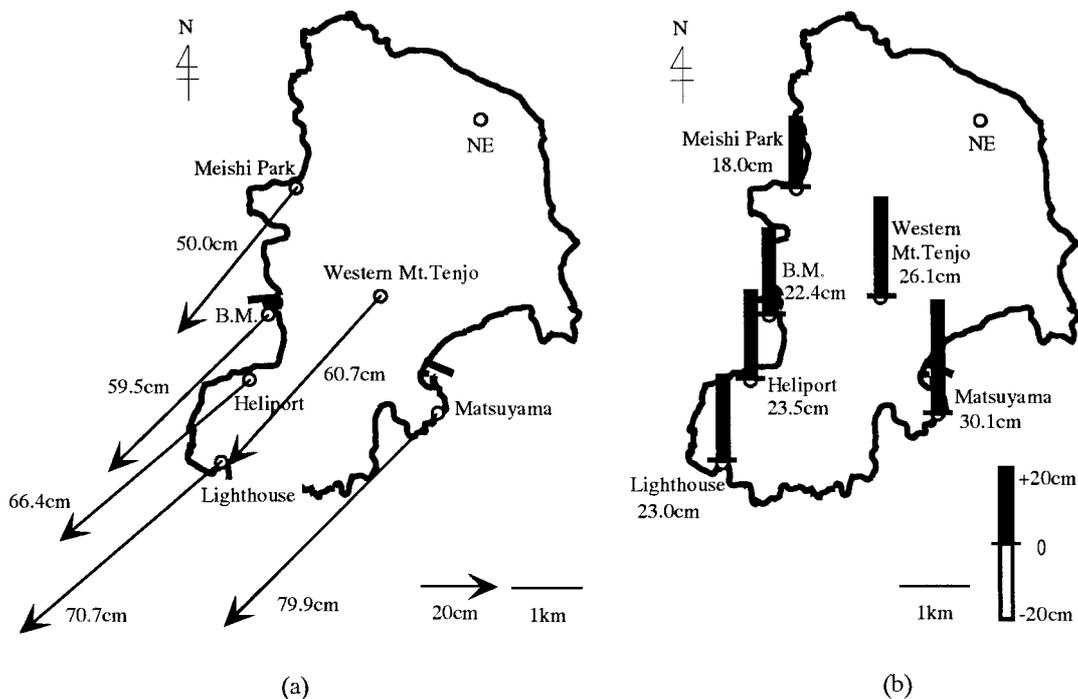


Fig. 11 Displacements in Kozu-shima, derived from the comparison of the previous observations (Feb., 2000) and the latest observations (Jun., 2001). (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Shimosato is fixed.

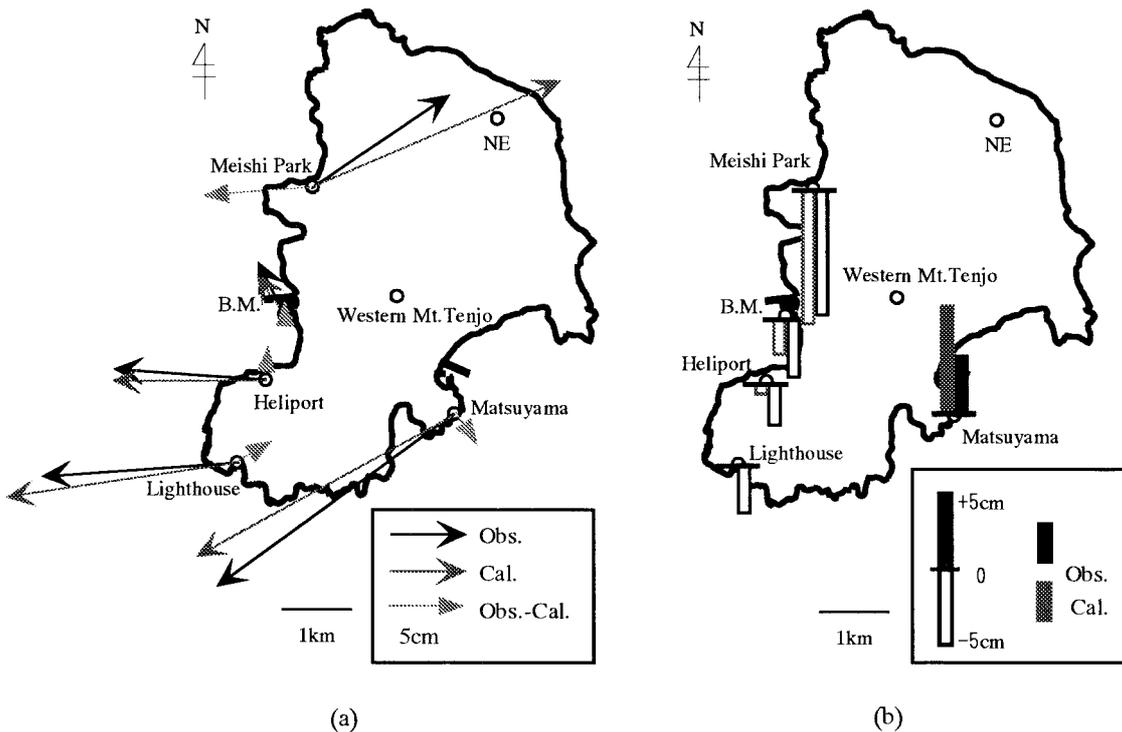


Fig. 12 Displacements in Kozu-shima, derived from the comparison of the previous observations (Feb., 2000) and the latest observations (Jun., 2001), and calculated displacements by the model applied to the GPS results in Oct., 2000. (a) Horizontal displacements. (b) Vertical displacements. Western Mt. Tenjo is fixed.

る。ダイクが貫入したと推定されるところに近い方が大きく隆起していることから、ダイクの貫入に伴い地殻が隆起していることを示している。また、ソースモデルによる計算結果も観測結果と同じ傾向を示している。

以上より、神津島島内では、水平方向は右回りに回転するような変形をしながら、島全体が南西へ約60cm移動し、垂直方向は島全体として20~30cm隆起しており、隆起の量は島の南東ほど大きいことが分かった。また、南関東を含めたGPS観測結果から推定したソースモデルは、局所的な神津島島内の地殻の変形とも調和的であることが確認できた。

5. まとめ

今回、海域における観測データの不足を補うため、水路部の観測点（固定観測点、キャンペーン観測点）のデータだけでなく、伊豆諸島や房総半島で得られた国土地理院の電子基準点のデータも用いることで、2000年6月末以降の三宅島の火山活動とそれに伴う伊豆諸島における地震活動による地殻変動をより面的に捉えることができた。さらに、その結果を用いてインバージョン解析を行うことにより、観測結果を説明する一つのソースモデルを提示した。その結果、三宅島-神津島間のダイクの貫入による開口量は7~8mに及ぶことが推定された。また、このモデルは火山活動、地震活動が活発な2000年8月の結果を用いたものであったが、地殻変動が落ち着いてきた同年10月の観測結果や局所的な神津島島内の地殻の変形とも非常に調和的であることが確認できた。

但し、今回の活動域が海域であったため、観測点と震源地との距離も遠く、観測データの量も決して十分であったとは言えず、ここで示したモデルの位置や大きさ等のパラメータを一意的に決定することは非常に困難であるということに注意する必要がある。しかし、各観測結果との整合性を見る限りにおいて、仮定したダイク貫入モデル、横ずれ断層モデルは妥当であり、また推定されたダイクの開口量及び断層のすべり量も有意な値で

あると考えられる。

6. 終わりに

本稿におけるソースモデルの決定に際しては、新島と地内島、祇苗島と式根島のように数km~十数kmしか離れていないにもかかわらず、観測された変位の量や方向が大きく異なるという観測結果が非常に重要であり、水路部が年に1度行っている岩礁でのGPSキャンペーン観測の重要性を再認識した。海域における地殻変動のメカニズムを解明するためにも今後一層のGPS観測体制の強化、継続が望まれる。

謝 辞

本稿の作成にあたり、東京大学地震研究所の震源分布、国土地理院の電子基準点データを利用して頂きました。深く感謝いたします。

要 約

伊豆諸島と南関東におけるGPS観測データのインバージョン解析を行い、2000年6月末以降の三宅島の火山活動とそれに伴う伊豆諸島の群発地震による地殻変動を説明するソースモデルの推定を行った。観測点の少なさや配置の偏りから、モデルを一意的に決定することは困難であるが、開口割れ目に加えて地震に伴う横ずれ断層を加えることで観測結果を良く説明できた。推定の結果、三宅島-神津島間ではダイクの貫入により、北東-南西方向に7~8mの開口があったと考えられる。また、この推定されたモデルは2001年6月に実施した局所的な神津島のGPS稠密観測による結果とも非常に調和的で、モデルが有意であることが示された。

参 考 文 献

Nishimura, T., S. Ozawa, M. Murakami, T. Sagiya, T. Tada, M. Kaidzu and M. Ukawa : Crustal Deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, *GRL*, **28**, 3745-3748, (2001).

- Yabuki, T. and Matsu'ura, M.: Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375, (1992).
- 石原和弘：地殻変動・重力等の測定によるマグマ活動の検知, 火山, **34**, S235-S246, (1990).
- 海上保安庁水路部：海上保安庁のGPS地殻変動監視観測, 地震予知連絡会会報, **65**, 279-288, (2001).
- 気象庁地震予知情報課：伊豆大島近海の地震活動 (1986年11月～12月), 地震予知連絡会会報, **38**, 230-236, (1987).
- 気象庁地震予知情報課：伊豆半島およびその周辺の地震活動 (1989年5月～10月), 地震予知連絡会会報, **43**, 140-156, (1990).
- 気象庁地震予知情報課：1885年からの三宅島及び新島・神津島近海のM6以上の地震と震度分布, 地震予知連絡会会報, **65**, 162-165, (2001).
- 気象庁地震予知情報課：日本周辺のM5以上の地震と主な地震のメカニズム解 (2000年5月～2000年10月), 地震予知連絡会会報, **65**, 688-695, (2001).
- 気象庁地震予知情報課：関東・中部地方とその周辺の地震活動 (2000年11月～2001年4月), 地震予知連絡会会報, **66**, 114-122, (2001).
- 木股文昭, 仮屋新一, 藤田雅之, 松本邦雄, 田部井隆雄, 瀬川爾朗, 山田晃子：GPS観測による神津島島内における地殻変動 (1996年7月-1997年11月), 火山, **44**, 13-22, (1999).
- 国土地理院：伊豆半島およびその周辺の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **65**, 170-269, (2001).
- 寺井孝二, 矢吹哲一朗, 笹原昇, 河合晃司, 深野慶太, 佐藤まりこ, 仙石新：伊豆諸島の岩礁における地殻変動観測及び三宅島噴火による周辺海域の地殻変動, 水路部研究報告, **37**, 73-86, (2001).
- 東京大学地震研究所：三宅島火山, 神津島・新島地震活動情報, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/MIYAKE/index.shtml>
- 防災科学技術研究所：地殻変動より見た1989年伊東沖の地震・火山活動, 地震予知連絡会会報, **44**, 159-171, (1991).

Improved Co-tidal Charts around Osaka Bay, Seto Inland Sea. - Influence of Coriolis force on the tidal distribution -[†]

Minoru ODAMAKI*

Abstract

Using the equation of motion for tide and tidal current around Osaka Bay, momentum balance of tidal waves are investigated and precise co-tidal charts are edited. Some distinctive characteristics are recognized in the charts such as nodal area of M_2 tide shifted to the northern corner of Awajishima. These distributions are almost explained by the influence of Coriolis force on tidal current. In addition, generation of shallow water tide of M_4 around Akashi-strait, which was first introduced by S. Ogura(1933), is quantitatively discussed based on tidal current data.

1. Introduction

Osaka Bay is a semi-enclosed bay located in the eastern end of the Seto Inland Sea and communicates with Kii-channel and Harimanada through Tomogashima- and Akashi-straits as shown in Fig. 1. Around the latter strait, there is unique sea bottom topography such as caldrons and sand waves, concerned to erosion, transport and sedimentation by tidal current (Yashima 1992). Thus tide and tidal current are basically important for marine environment in this area, and they show unique phenomena in physical oceanography, too. For example, a node of semidiurnal tide appears in Akashi-strait (Ogura 1933a), where its amplitude becomes in minimum. In contrary, tidal current is developed intensively and its speed reaches about 7 knots in maximum. Further, shallow water tides are developed in the bay and the straits, which may be induced by this strong semidiurnal current. Ogura (1933a) investigated these features of node and shallow water tides based on the

tidal harmonic constants but could not use tidal current observation data.

Therefore, using, tide and tidal current data collected in the Hydrographic Department of Japan, tidal oscillations around Osaka Bay are re-investigated in this paper. Applying the equation of motion in hydrodynamics to the tidal current data, directions of co-tidal and co-amplitude lines are obtained in each observation site as explained in the section 3. Using its results, co-tidal charts in this area are revised and described in the section 4. Tidal wave characteristics are discussed in the section 5.1 focussing the momentum balances and the relation of tide and tidal current in the straits. Particularly, the influence of earth rotation, i.e., Coriolis effect is pointed out, to be indispensable for tides even in the shallow and narrow seas like Osaka Bay. In addition, generation of shallow water tide M_4 is quantitatively discussed in the section 5.2, using the Bernoulli equation and the curved stream effect of tidal current. In the section 6, the results and future subjects are summarized.

[†] Received 2001 December 20th. ; Accepted 2002 February 5th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

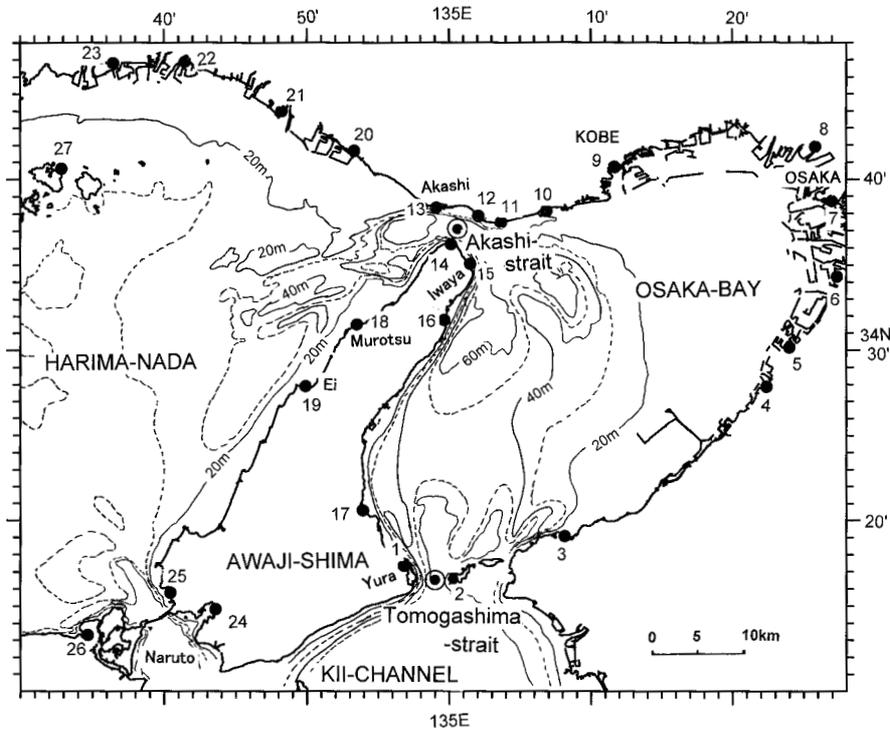


Fig. 1 Location Map of tidal stations.

2. Data source

Tidal harmonic constants in this paper are listed in Table 1, which are almost referred to the publication, No.742 Tidal Harmonic Constants Tables in Japanese coasts (MSA 1992) and the tidal observation reports of the Hydrographic Department and the 5th Regional Japan Coast Guards Headquarters. For some ports, harmonic constants were newly calculated.

Tidal current harmonic constants at 55 stations used for the following analysis are taken from the data collected in the Coastal Surveys and Cartography Division of the Hydrographic Department, and from some tidal current observation reports published by the 5th Reg. JCG Hdqrs. (1996). They are selected from the data observed longer than 15 days to analyze for more than 10 harmonic constituents. For reference, harmonic constants of 4 principal constituents in Akashi- and Tomogashima-

straits are listed in Table 2.

In Table 1 and 2, phase lag κ is expressed as lag angle referred to the local transit time in each observation site. For the co-tidal hour referred to Japanese Standard Longitude 135E, the time is adjusted using the formula; Co-tidal hour = $(\kappa + (\lambda - 135)) / 15n$, where, λ is the east longitude and n is tidal species' number, 2 for semidiurnal and 1 for diurnal tide. Denominator 15n means an hour angle of each tidal constituent.

3. Evaluation of co-tidal and co-amplitude lines

Directions of co-tidal and co-amplitude lines at the tidal current station can be evaluated using its harmonic constants and adding tidal harmonic constants (Ogura 1933b, Doodson and Warburg 1950, Odamaki 1989). Assuming advection terms are negligibly small, equation of motion for vertically averaged velocities becomes;

Table 1 Tidal Harmonic Constants around Osaka Bay. Locations of tide stations are shown in Figure 1.

Place	Location	M2		S2		K1		O1		MO3		M4		2MS6		Ref.
		cm	deg.	cm	deg.	cm	deg.	cm	deg.	cm	deg.	cm	deg.	cm	deg.	
1	Yura	30.6	193.1	16.2	211.0	24.2	206.9	17.8	179.8	0.0	---	0.0	---	0.0	---	(4)
2	Okinoshima	38.8	192.5	19.8	215.4	25.3	201.1	18.7	181.9	---	---	1.8	231.0	---	---	(1)
3	Tannowa	32.3	204.2	17.7	221.6	25.2	200.7	19.0	178.8	1.4	304.8	1.2	34.6	1.2	243.9	(1)
4	Kishiwada	31.4	211.8	16.7	227.4	26.0	203.7	19.8	180.6	1.7	304.7	1.3	48.5	1.5	267.0	(1)
5	Izumi-Otsu	30.4	213.6	17.3	226.4	25.9	203.1	19.2	180.9	2.0	319.8	1.4	44.4	1.8	249.8	(1)
6	Sakai	30.6	213.7	17.3	228.4	26.3	202.7	19.7	181.2	1.5	321.4	1.2	50.4	1.6	268.1	(1)
7	Osaka	29.9	215.2	16.9	228.2	26.1	203.9	19.8	181.6	1.8	314.6	1.4	38.6	2.0	259.1	(3)
8	Amagasaki	30.3	215.7	17.2	229.5	25.9	204.0	19.3	181.8	1.7	316.1	1.3	84.2	2.0	261.5	(1)
9	Kobe	28.8	216.3	16.4	228.8	26.0	204.2	19.7	181.8	1.7	311.8	1.3	33.9	1.6	257.8	(3)
10	Suma	23.2	224.0	16.0	234.6	24.6	206.5	19.7	179.7	1.1	309.4	1.1	30.2	1.4	259.8	(4)
11	Tarumi	26.2	227.5	14.6	234.9	26.7	206.5	20.8	188.6	1.5	281.3	2.9	287.3	0.9	249.0	(4)
12	Maiko	24.8	225.6	14.1	231.5	26.8	197.1	16.5	178.8	---	---	4.1	253.1	0.7	218.1	(5)
13	Akashi	15.7	243.4	8.5	238.9	26.1	216.7	22.3	191.9	---	---	1.8	302.5	---	---	(2)
14	Esaki	13.2	239.9	9.4	235.4	25.4	221.7	20.0	202.6	---	---	5.0	279.5	---	---	(1)
15	Iwaya	16.4	227.5	11.2	231.1	27.7	218.6	22.0	195.2	---	---	7.6	287.0	---	---	(2)
16	Kariya	27.8	204.9	17.7	213.4	25.3	208.2	20.5	184.4	---	---	1.9	21.8	---	---	(1)
17	Sumoto	30.5	193.2	17.0	215.0	24.1	204.1	18.4	182.0	1.1	317.4	0.9	48.3	1.0	238.9	(1)
18	Murotsu	22.0	335.0	8.0	286.0	26.0	228.0	23.0	206.0	---	---	---	---	---	---	(1)
19	Ei	25.0	333.6	5.6	326.0	27.6	230.9	20.4	206.6	---	---	0.8	88.0	---	---	(1)
20	Futami	20.4	291.1	7.8	280.5	27.4	223.5	23.0	196.6	---	---	0.9	23.1	---	---	(1)
21	Takasago	27.4	313.4	7.7	306.5	27.9	225.9	20.4	200.5	1.2	320.7	1.0	65.2	0.9	142.1	(1)
22	Shikama	31.1	315.8	8.7	313.4	28.2	226.0	20.8	202.3	1.1	293.0	1.3	72.0	0.8	129.0	(1)
23	Hirohata	33.0	322.6	7.0	311.5	28.0	226.2	23.0	207.1	---	---	---	---	---	---	(1)
24	Fukura	44.8	191.0	20.9	213.1	23.0	195.5	18.6	26.0	0.5	230.4	0.4	230.0	1.9	148.4	(4)
25	Anaga-Ura	32.4	340.6	7.8	351.5	29.1	231.4	21.7	204.1	1.1	309.4	1.1	30.2	1.4	259.8	(1)
26	Kitadomari	17.0	277.0	8.7	263.5	25.5	216.7	19.1	191.5	0.6	278.2	1.4	201.5	1.4	164.1	(1)
27	Ie-shima	31.2	318.8	8.6	318.2	28.2	226.6	20.6	200.7	---	---	1.2	85.8	---	---	(1)

(1) Tidal Harmonic Constant Table(1992), (2)Hiraiwa et al.(1996), (3) from Tidal Data Base of Head Office,
(4) New calculation using tidal data by 5th regional office, (5) New calculation but data length is short, only 7days.

$$(1) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{h} \tau_{bx} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{h} \tau_{by} \end{array} \right.$$

where u is horizontal velocity of x -axis, v : that of y -axis, f : Coriolis coefficient, g : gravity acceleration, η : sea surface elevation, τ_b : bottom stress. Applying tidal oscillation of frequency σ , time variables are expressed as $u = U_c \cos(\sigma t - \kappa_u) = U_c \cos(\sigma t) + U_s \sin(\sigma t)$, $[U_c = U_c \cos(\kappa_u), U_s = U_s \sin(\kappa_u)]$, $\eta = H \cos(\sigma t - \kappa) = H_c \cos(\sigma t) + H_s \sin(\sigma t)$, $[H_c = H \cos(\kappa), H_s = H \sin(\kappa)]$, and so on. Bottom stresses are also expressed as \sin and \cos components, as explained in the last of this section.

Considering separation of \cos and \sin function, each equation becomes;

$$(2) \left\{ \begin{array}{l} -\sigma U_c - fV_s = -g \frac{\partial}{\partial x} H_s - \frac{1}{h} \tau_{bxs} \\ \sigma U_s - fV_c = -g \frac{\partial}{\partial x} H_c - \frac{1}{h} \tau_{bxc} \\ -\sigma V_c + fU_s = -g \frac{\partial}{\partial y} H_s - \frac{1}{h} \tau_{bys} \\ \sigma V_s + fU_c = -g \frac{\partial}{\partial y} H_c - \frac{1}{h} \tau_{byc} \end{array} \right. \begin{array}{l} (a) \\ (b) \\ (c) \\ (d) \end{array}$$

where (a) indicates time variable, (b) Coriolis, (c) pressure gradient, and (d) bottom stress terms.

Transferring terms, we can get the gradients of \cos and \sin components of elevation,

$$(3) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial H_s}{\partial x} = \frac{1}{g} \left\{ \sigma U_c + fV_s - \frac{1}{h} \tau_{bxs} \right\} \\ \frac{\partial H_c}{\partial x} = \frac{1}{g} \left\{ -\sigma U_s + fV_c - \frac{1}{h} \tau_{bxc} \right\} \\ \frac{\partial H_s}{\partial y} = \frac{1}{g} \left\{ \sigma V_c - fU_s - \frac{1}{h} \tau_{bys} \right\} \\ \frac{\partial H_c}{\partial y} = \frac{1}{g} \left\{ -\sigma V_s - fU_c - \frac{1}{h} \tau_{byc} \right\} \end{array} \right.$$

Right-hand terms of this equation are known

using tidal current harmonic constants.

Besides, horizontal derivatives in x -direction of each component of elevation, H_c and H_s , are expressed by composites of amplitude H and phase lag κ ;

$$(4) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial H_c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (H \cos \kappa) = \frac{\partial H}{\partial x} \cos \kappa - H \sin \kappa \frac{\partial \kappa}{\partial x} \\ \frac{\partial H_s}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (H \sin \kappa) = \frac{\partial H}{\partial x} \sin \kappa + H \cos \kappa \frac{\partial \kappa}{\partial x} \end{array} \right.$$

If x is exchanged with y , derivative for y -direction is obtained.

From this formula (4), horizontal gradients of H and κ are expressed as,

$$(5) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{H} \left\{ H_c \frac{\partial H_c}{\partial x} + H_s \frac{\partial H_s}{\partial x} \right\} \\ \frac{\partial \kappa}{\partial x} = \frac{1}{H^2} \left\{ -H_s \frac{\partial H_c}{\partial x} + H_c \frac{\partial H_s}{\partial x} \right\} \end{array} \right.$$

Inserting the values of (3) to (5), the horizontal gradients of H and κ , i.e., directions of co-tidal and co-amplitude lines are finally obtained.

Assuming the linearity for brevity according to Unoki (1993), the bottom stress terms are expressed;

$$(6) \left\{ \begin{array}{l} \tau_{bx} = \frac{8}{3\pi} \gamma_b \cdot \sqrt{U^2 + V^2} \cdot u \\ \tau_{by} = \frac{8}{3\pi} \gamma_b \cdot \sqrt{U^2 + V^2} \cdot v \end{array} \right.$$

where $8/3\pi$ is the integral coefficient and γ_b is the drag coefficient 0.0026. u and v are velocity components in x and y directions as same as (1), and U and V are their amplitudes respectively.

4. Co-tidal and Co-amplitude charts

Co-tidal and co-amplitude charts of M_2 , S_2 , K_1 , and O_1 are shown in Fig. 2 to 5. Arrow with bar in each chart means direction of increasing

for co-tidal hour or tidal amplitude, which is estimated from tidal current harmonic constants using the equation (5) as mentioned above. Length of arrow indicates magnitude of increasing rate and bar indicates the direction of co-amplitude or co-tidal line.

Naruto-kaikyo is a very narrow strait con-

necting Kii-channel and Harima-nada. Both sides of Naruto-kaikyo, tides are so different that many co-tidal and co-amplitude lines should be drawn. But tide around Naruto-kaikyo is not discussed in this paper so the lines were not drawn there in the charts.

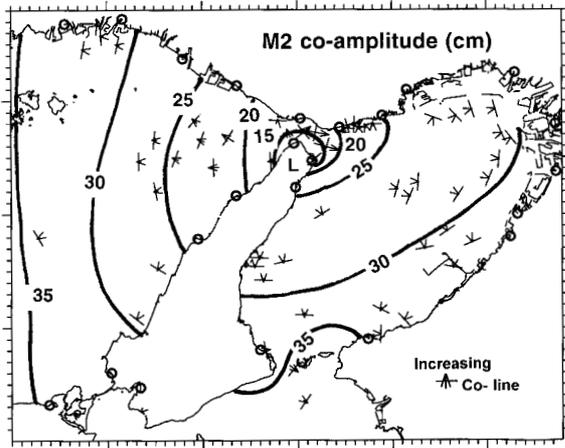


Fig. 2(a) Co-amplitude chart for M_2 tide. Contour interval is 5cm. Arrow with small bar means the direction and magnitude of gradient for M_2 tidal amplitude.

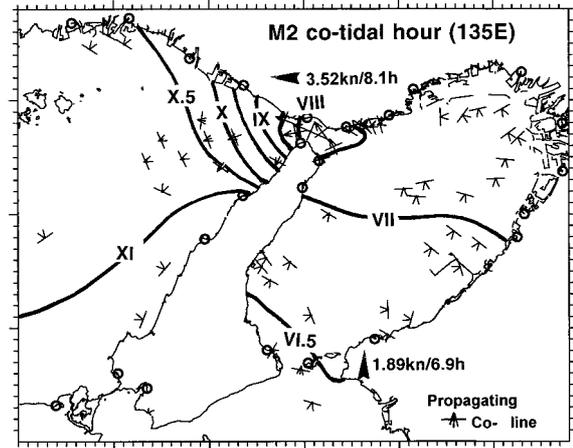


Fig. 2(b) Co-tidal chart for M_2 tide. Roman numeral attached to co-tidal line means the lapse hour (15 degrees per hour) from the transit of M_2 at 135E longitude to High water at the site. Arrow with small bar means the direction and magnitude of gradient for M_2 phase lag.

4. 1 M_2 tide

As shown in the co-amplitude chart of Fig. 2(a), M_2 tidal amplitude is about 35cm in the south of Tomogashima-strait and decreases toward inner side of Osaka Bay. As well known, M_2 tidal amplitude becomes in minimum 15-20 cm in Akashi-strait, and increases 35 cm in the central area of Harima-nada. Then co-amplitude lines expand both sides of Akashi-strait like concentric circles. Particularly, in Akashi-strait tidal amplitude at the southern coast is smaller than that at the northern coast and co-amplitude line of 15cm surrounds the northern corner of Awaji-shima. Thus, tidal amplitude at the right-hand side of propagating

direction is larger than that at the left-hand side even in the narrow strait such as Akashi-strait. Similarly, in Tomogashima-strait, M_2 tidal amplitude at the right-hand side, eastern coast, is larger than that at the left-hand side, western coast.

M_2 co-tidal chart of Fig. 2(b) shows the propagation of tidal wave from the south of Tomogashima-strait 6.5 hours through Osaka Bay about 7 hours to Harima-nada about 10.5 to 11 hours. In Akashi-strait, co-tidal lines are gathered closely and its difference of both sides reaches about 3.5 hours. This distribution indicates stationary like a node of standing oscillation. But if a node were physically com-

plete balanced with incident and reflected waves, co-tidal hour would change 6 hours (opposite phase) across the node and would not show propagation. Thereby this co-tidal line distribution can be considered to consist of the incident wave from Osaka Bay principally, and that from Harima-nada subsidiary. As shown in Fig. 2(b), generally, this partial node is not just located at the narrowest of the strait but shifted to the Harima-nada side. Thus co-tidal lines spread along the northeastern coast of Harima-nada and concentrate to Awaji-shima coast. This concentration suggests a virtual amphidromic point located in Awaji-shima as same as in the Irish sea pointed by Hendshott and Speranza (1971).

Looking into the detail of Fig. 2(a) and 2(b) around Akashi-strait, magnitude of gradient of tidal phase and amplitude become in maximum at the narrowest of the strait where tidal current is almost strongest. But most closely dis-

tribution of co-tidal lines is not located there as mentioned above. This discrepancy is considered due to the assumption of neglecting non-linear and horizontal friction terms because the current is flowing into narrow passage and varied in place to place. Furthermore, in general the amplitude decreases to the strait as shown in Fig. 2(a), but in local it increases along the coast from Suma to Tarumi as indicated by the arrows of gradient. This fact is recognized in Table 1 too, in which the amplitude increases from Suma 23.2cm to Tarumi 26.2cm and Maiko 24.8cm. This opposite tendency along the coast is considered due to the counter-current eddy existing there and the assumption of neglecting non-linear terms. As discussed in the later section, in Akashi-strait, M_4 tide caused by non-linear effect is extremely developed. In return, non-linear terms will not be negligible for M_2 tide.

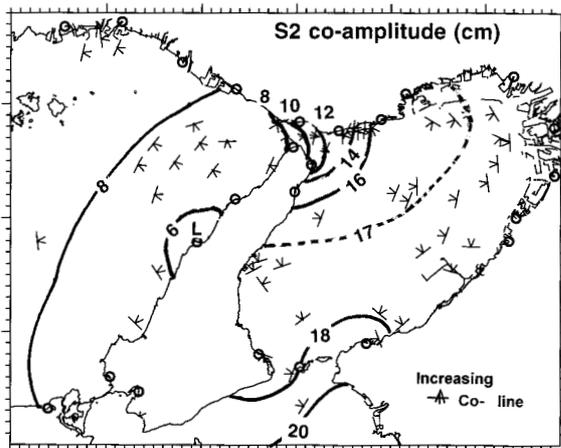


Fig. 3(a) Co-amplitude chart for S_2 .

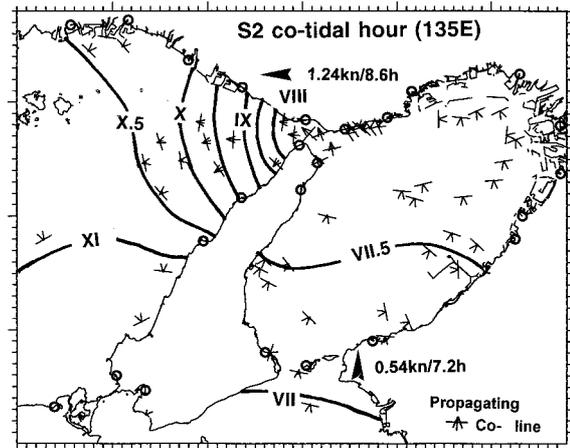


Fig. 3(b) Co-tidal charts for S_2 .

4.2 S_2 tide

Almost same as M_2 tide, S_2 tidal amplitude decreases from the south of Tomogashima-strait to the inner area of Osaka Bay, shown in Fig. 3a. But the amplitude minimum zone is

moved from Akashi-strait to the western coast of Awaji-shima around Ei. For M_2 tide, co-amplitude lines are distributed almost symmetrical to Akashi-strait, but for S_2 tide those distribution are asymmetrical because of the west

shift of amplitude minimum zone.

S_2 co-tidal lines also show propagation in Fig. 3(a) from the south of Tomogashima-strait to Harima-nada through Osaka Bay, almost same as those of M_2 . But the crowded zone of co-tidal lines are shifted to west from Akashi-strait as same as the amplitude minimum. Further, comparing co-tidal hour between M_2 and S_2 , S_2 advances about half-hour to M_2 in Osaka Bay, but is almost same in Harima-nada.

The reason of difference of M_2 and S_2 tidal distribution is considered principally due to the difference of tidal response of the Seto Inland Sea to the tidal inputs of M_2 and S_2 periods. For S_2 tide, its period is 12.00 hours shorter than that of M_2 tide 12.42 hours so that its wave length become shorter than that of M_2 . Then S_2 tidal oscillation is realized in shorter scale than that of M_2 , and S_2 node is shifted to inner area comparing to M_2 .

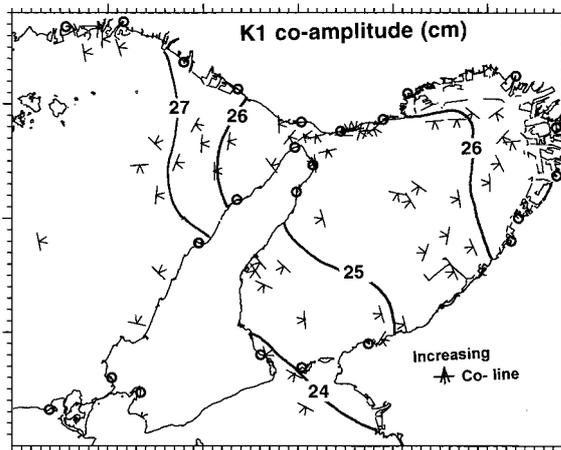


Fig. 4(a) Co-amplitude chart for K_1 .

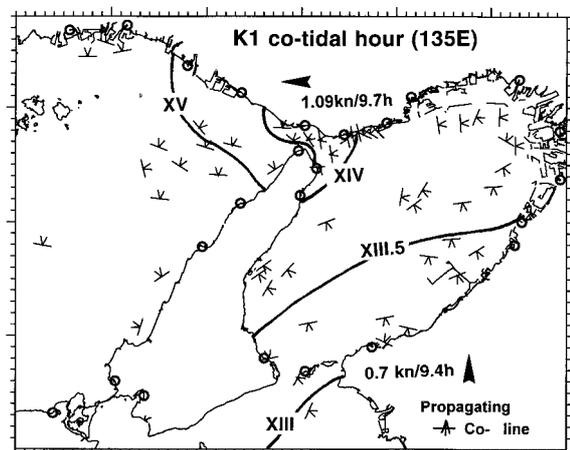


Fig. 4(b) Co-tidal charts for K_1 .

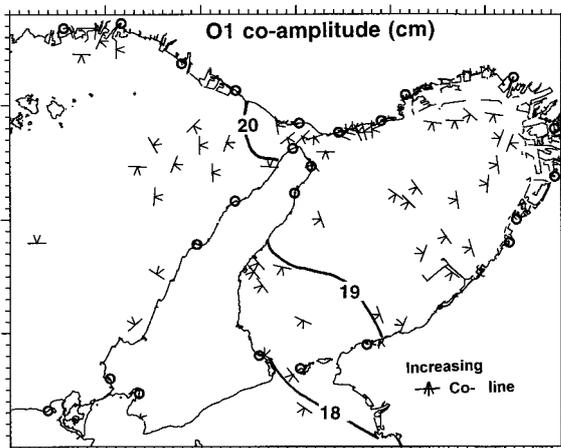


Fig. 5(a) Co-amplitude chart for O_1 .

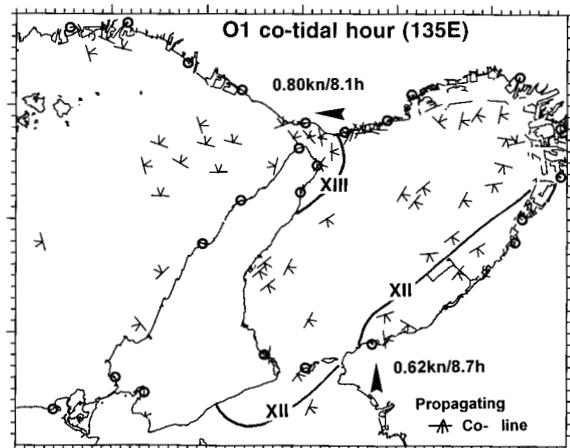


Fig. 5(b) Co-tidal charts for O_1 .

4.3 K_1 tide

As shown in Fig. 4(a), contrary to those of semidiurnal tides M_2 and S_2 , K_1 tidal amplitude increases gradually from the south of Tomogashima-strait 24 cm to the inner area of Osaka Bay 26 cm and to Harima-nada 27cm. In Tomogashima-strait and Osaka Bay, K_1 tidal amplitude at the right-hand side of propagating direction looks slightly larger than at the left-hand side.

K_1 co-tidal lines show propagation from Kii-channel to the inner area of Osaka Bay in Fig. 4(b), which are also not so varied compared to those of semidiurnal tides. In Akashi-strait, its propagation is slowed, but it takes only about 1 hour (15 degrees) for passing. In Osaka Bay, co-tidal hour at the right-hand side advances slightly to that at the left-hand side.

4.4 O_1 tide

O_1 tidal amplitude also increases gradually from the south of Tomogashima-strait 18cm to Harima-nada 20cm, and is almost same in that area. O_1 co-tidal hours are not so varied compared to that of the same diurnal tide K_1 . In Osaka Bay, co-tidal hour in its southeastern coast is slightly earlier than that around Akashi-strait.

4.5 Shallow water tides

In Osaka Bay, tidal curve is modified to irregular shape by shallow water tides. As shown in Table 1, shallow water tides such as fourth, third and sixth diurnal tides are developed more than 1cm in the innermost area. Major tides such as M_2 are reduced there as described above, so shallow water tides become noticeable for tidal prediction.

M_4 tidal amplitudes are 1.3-1.5 cm and their phase lags 30-50 degrees around the innermost

of Osaka Bay. M_4 tide is further developed adjacent to Akashi-strait, and its amplitude reaches 5cm and 7.6cm in Esaki and Iwaya of Awaji-shima respectively. This M_4 development will be discussed in the later section.

Sixth-diurnal tides are also developed around the innermost of Osaka Bay. Particularly amplitude of $2MS_6$ reaches 2cm and phase lag is about 250-268 degrees there. Third-diurnal tides, compound tides of semidiurnal and diurnal tides, are also developed, where amplitudes of MK_3 and MO_3 are amplified to near 2cm.

5. Discussion

5.1 Influence of earth rotation on tides and tidal currents in the narrow strait

Akashi-strait.

As shown in Fig. 2(a), co-amplitude line of 15cm encircles around the northern corner of Awaji-shima, where M_2 amplitude is smaller than surroundings. Fig. 6 shows schematic distribution of M_2 tidal harmonic constants around Akashi-strait. M_2 amplitude at Akashi is about 2.5cm larger than that at Esaki, and M_2 phase lags are almost same at both place. M_2 amplitude at Maiko is about 7cm larger than that at Iwaya. Thus it is recognized that amplitude along northern coast of the strait is apparently larger than that along southern coast.

In order to investigate characteristics of M_2 tidal wave, each term of momentum equation (2) is evaluated and listed in Table 2 as absolute value. Along major axis, the pressure gradient (c) is almost balanced with the time variable term (a), and along minor axis the pressure term (c) with the Coriolis term (b). Thereby, tidal current of major axis is recognized to behave as an oscillation along the strait. Tidal current of minor axis is so weak that pressure gradient (c) is geostrophically

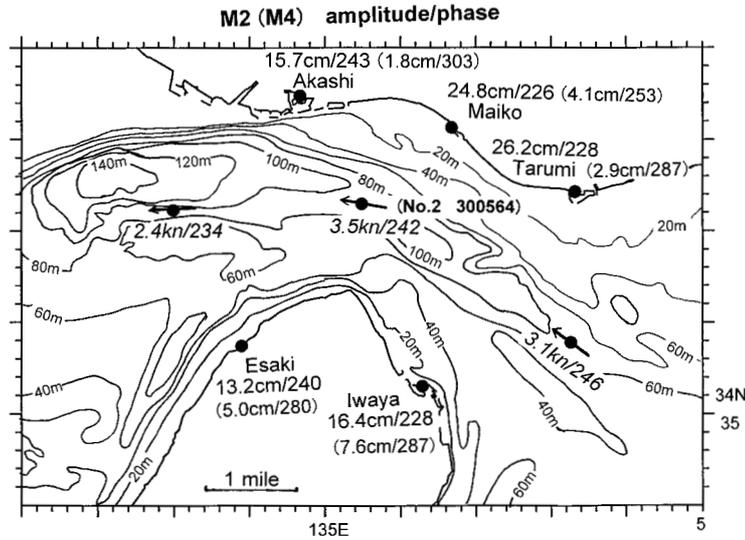


Fig. 6 Tidal Harmonic Constants Distribution of M_2 in Akashi-strait. Dot in the coast indicates the location of tide station and dot with arrow in the off coast indicates that of tidal current station. Numerals in brackets are those for M_4 tide. Numerals in the center of the strait are tidal current harmonic constants of M_2 .

balanced with Coriolis force (b). Then, across the strait, sea surface is inclined to the left-hand side of current direction in proportion to the current speed in the northern hemisphere. This type of wave is well known as a Kelvin wave. Further, as shown in Fig. 6 and Table 2, since the phase of M_2 tide is almost same as that of M_2 tidal current, maximum flood current flowing to west occurs in High water and sea surface inclines from north to south. Maximum ebb current flowing to east occurs in Low water and sea surface inclines from south to north. Thereby tidal amplitude is amplified in the northern coast and reduced in the southern coast as shown in Fig. 7(a). Assuming the width of the strait $\Delta x=4\text{km}$ and averaged current speed $u=2\text{kn}$ as about half of the strongest current at the center of the strait, the difference of sea levels Δh between at the northern and southern coasts becomes 3.5cm according to geostrophic balance $\Delta h = f \cdot u \cdot \Delta x / g$. This value agrees fairly well with the observed differences of 2.5cm between Akashi and Esaki, or 7cm between Maiko and Iwaya in Fig. 6. Further the esti-

mated arrows of gradients in the strait of Fig. 2(a) also confirm this tendency. Therefore distributions of co-amplitude lines and co-tidal lines shown in Fig. 2(a) and 2(b) respectively are well explained by the influence of earth rotation.

For S_2 , tidal current is 25 degrees delayed to that of tide. Then flood current becomes in maximum after High water, and makes high water continued and co-tidal hour delayed in the northern coast of the strait. Therefore S_2 co-tidal lines are shifted to west in the northern coast as shown Fig. 3(b). Concerned to this shift, S_2 nodal area is located in the western coast of Awaji-shima as shown Fig. 3(a). Thus the location of S_2 nodal area are distinctively different from that of M_2 tide. This difference of S_2 and M_2 is considered due to the tidal response difference of the whole Seto Inland Sea to various tidal periods input, which is suspected particularly sensitive around Akashi-strait to semidiurnal tides. Tidal response of the whole Seto Inland Sea is remained for further investigation.

For diurnal tides, K_1 and O_1 , their periods

Table 2 Tidal Current Harmonic Constants and Evaluation of terms of equation of motion in Akashi- and Tomogashima-straits.

Place	Akashi Strait No.2 300564	Tomogashima-Strait 300150
	34°37'12"N, 135° 0'42"E Depth 100m f=0.829 10 ⁻⁴ /s Layer= 5m	34°16'18"N 134°59'36"E Depth 80m f=0.821 10 ⁻⁴ /s Layer=5m
M2	Sg=1.41 10 ⁻⁴ /s N 1.38kn(245) E 3.23kn(61) Major 293° 1.81m/s(242) 0.020 Minor 203° 0.04m/s(152) Tide 15.0cm(240) ----- V.G 0.167 Dir 51 K.G 1.689 Dir 294 ----- L (a) 2.54 (b) 0.03 (c) 2.60 (d) 0.69 S (a) 0.05 (b) 1.50 (c) 1.44 (d) 0.01	Sg=1.41 10 ⁻⁴ /s N 1.89kn(206) E 0.04kn(206) Major 1° 0.97m/s(206) 0.000 Minor 270° 0.00m/s(116) Tide 36.0cm(191) ----- V.G 0.100 Dir 129 K.G 0.361 Dir 11 ----- L (a) 1.37 (b) 0.00 (c) 1.39 (d) 0.25 S (a) 0.00 (b) 0.80 (c) 0.80 (d) 0.00
S2	Sg=1.45 10 ⁻⁴ /s N 0.55kn(264) E 1.11kn(78) Major 296° 0.64m/s(259) 0.042 Minor 206° 0.03m/s(169) Tide 9.5cm(234) ----- V.G 0.065 Dir 72 K.G 0.870 Dir 311 ----- L (a) 0.93 (b) 0.02 (c) 0.91 (d) 0.09 S (a) 0.04 (b) 0.53 (c) 0.49 (d) 0.00	Sg=1.45 10 ⁻⁴ /s N 0.53kn(217) E 0.10kn(236) Major 10°0.28m/s(218) 0.058 Minor 280 0.02m/s(128) Tide 18.5cm(215) ----- V.G 0.021 Dir 111 K.G 0.213 Dir 11 ----- L (a) 0.40 (b) 0.01 (c) 0.39 (d) 0.02 S (a) 0.02 (b) 0.23 (c) 0.20 (d) 0.00
K1	Sg=0.73 10 ⁻⁴ /s N 0.58kn(138) E 0.94kn(329) Major 302° 0.56m/s(146) -0.085 Minor 212° 0.05m/s(236) Tide 25.0cm(217) ----- V.G 0.045 Dir 324 K.G 0.211 Dir 235 ----- L (a) 0.41 (b) 0.04 (c) 0.46 (d) 0.07 S (a) 0.03 (b) 0.47 (c) 0.50 (d) 0.01	Sg=0.73 10 ⁻⁴ /s N 0.70kn(141) E 0.06kn(262) Major 358° 0.36m/s(141) 0.067 Minor 88° 0.02m/s(231) Tide 24.0cm(204) ----- V.G 0.024 Dir 30 K.G 0.122 Dir 297 ----- L (a) 0.26 (b) 0.02 (c) 0.25 (d) 0.03 S (a) 0.02 (b) 0.30 (c) 0.28 (d) 0.00
O1	Sg=0.68 10 ⁻⁴ /s N 0.46kn(107) E 0.66kn(307) Major 304° 0.41m/s(121) -0.168 Minor 214° 0.07m/s(211) Tide 18.0cm(202) ----- V.G 0.034 Dir 316 K.G 0.219 Dir 227 ----- L (a) 0.27 (b) 0.06 (c) 0.33 (d) 0.04 S (a) 0.05 (b) 0.34 (c) 0.38 (d) 0.01	Sg=0.68 10 ⁻⁴ /s N 0.62kn(129) E 0.11kn(210) Major 2° 0.32m/s(130) 0.173 Minor 92° 0.06m/s(220) Tide 18.5cm(181) ----- V.G 0.018 Dir 52 K.G 0.121 Dir 307 ----- L (a) 0.22 (b) 0.05 (c) 0.17 (d) 0.03 S (a) 0.04 (b) 0.26 (c) 0.22 (d) 0.00

f: (10⁻⁴/s)Coriolis coefficient, Sg: (10⁻⁴radian/s), Angular speed of each tide.

N: North component's amplitude(knot) and phase lag(degree), E: East component's.

Major: major axis elements of tidal current ellipse, direction(degree), amplitude(m/s), phase lag(degree), amplitude ratio of minor/major in which positive means clockwise rotation and negative means counter-clockwise. Minor: same as Major except for minor axis element.

Tide: given tidal amplitude and phase lag for calculation of gradient of amplitude and phase lag.

V.G: maginitude (10⁻⁴ m/m, non-dimension) and direction (degree) of gradient of amplitude

K.G: maginitude (10⁻⁴ radian/m) and direction (degree) of gradient of tidal phase lag.

L: magnitudes (10⁻⁴ms⁻³) of (a)time change, (b)Coriolis force, (c)pressure gradient and (d)bottom stress terms of the equation (2) for major axis. See the section 3.

S: same as above explanation for L except for minor axis.

**Geostrophic Inclination of Sea Surface
due to phase difference of tide and tidal current**

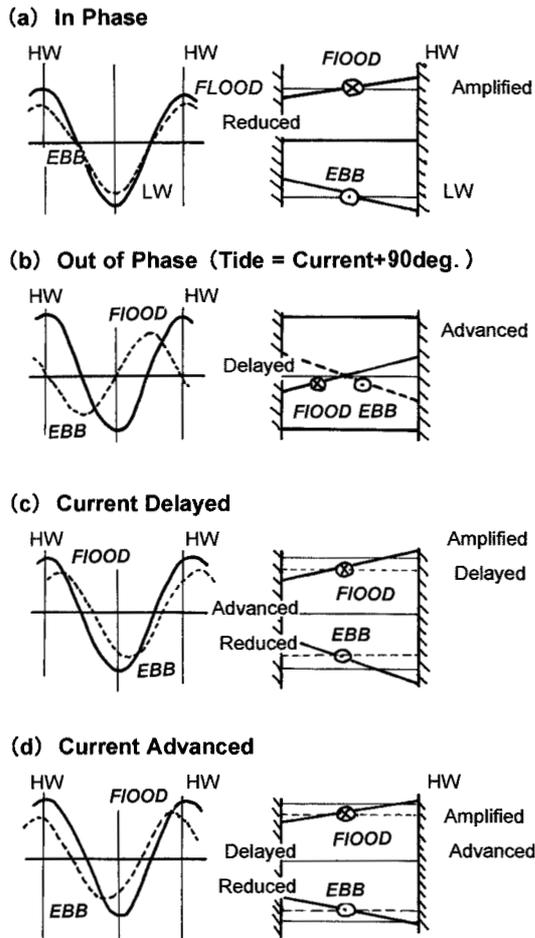


Fig. 7 Schematic diagram for geostrophic inclination. (a) Flood and ebb currents occur in phase with High and Low waters respectively. (b) Flood current occurs at mid time between High water and Low water. (c) Flood current occurs before High water. (d) Flood current occurs after High water.

are longer than inertia period 21.1 hours at the 34.6 degrees North, so that Coriolis term (b) to the time variable term (a) is expected to be more effective compared with the case of semi-diurnal tide. As shown in Table 2, the term balance for diurnal tides suggests an oscillation along the strait and geostrophic inclination across the strait, too. But the phase difference of tide and tidal current is 71 degrees in K_1 and 81 degrees in O_1 , which is large compared

to those of semi-diurnal tides. Then their currents are almost slack in their High water and Low water. Their maximum flood or ebb current occurs at the time of near mean water. Fig. 7(b) shows the conceptual relation of their tide and tidal current. Flood current tends to make tidal phase of High water advanced in the northern coast of the strait and delayed in the southern coast. Oppositely, ebb current tends to make tidal phase of Low water advanced in the northern coast and delayed in the southern coast. Therefore according to the influence of earth rotation, co-tidal hour is advanced in the northern coast and delayed in the southern coast, which is well agreed with Fig. 4(b) and 5(b).

Tomogashima-strait

M_2 tidal amplitude in the western coast of the strait is larger than that in the eastern coast as shown in Fig. 2(a), and M_2 co-tidal hour in the western coast advances to that in the eastern coast in Fig. 2(b). Major axis of tidal current directs to north. According to the term balances shown in Table 2, tidal current is considered to behave as an oscillation along the strait, and in geostrophic balance with surface elevation across the strait as same as that in Akashi-strait. But in Tomogashima-strait M_2 tidal current phase is delayed 15 degrees about 0.5 hour to M_2 tidal phase, while both phases are same in Akashi-strait. This means that maximum flood current direct to north occurs after High water and simultaneously sea surface inclines from east to west. Maximum ebb current direct to south occurs after Low water and simultaneously sea surface inclines from west to east. Therefore M_2 co-tidal hour is delayed in the eastern coast and advanced in the western coast according to this geostrophic

inclination. Fig. 7(c) explains this relation conceptually.

S_2 tidal current phase is almost same as its tidal phase, which is already explained in the case of Fig. 7(a). Therefore, S_2 amplitude increases in the eastern coast and decreases in the western coast, and its co-tidal hour is not so changed within the strait.

Co-tidal hours of K_1 and O_1 tidal currents are advanced about 4.2 and 3.4 hours (63 and 51 degrees) to those of K_1 and O_1 tides, respectively. Then maximum flood tidal currents occur some hours after their High water, and simultaneously sea surface is inclined east to west in order to balance with the Coriolis force, as shown in Fig. 7(d). Oppositely maximum ebb tidal currents occur some hours after their Low water, and sea surface is inclined west to east. Therefore, in the western coast, High and Low waters are postponed and reduced, and in the eastern coast they are set forward and amplified. These relations agree well with the amplitude and co-tidal hour distribution of Fig. 4(a), 4(b), 5(a) and 5(b) around the strait. Further, these relations of tide and tidal current are extended to the inner area of Osaka Bay, so that co-amplitude lines are drawn from NW to SE in Fig. 4(a) and 5(a) and co-tidal lines from NE to SW in Fig. 4(b) and 5(b).

5.2 Generation of M_4 tide in Akashi-strait

Ogura(1933) already explained the M_4 generation and distribution due to the non-linear effect by tidal current. Its distribution and generation are discussed again here based on the recent tidal current data.

M_4 tidal amplitudes and phase lags are shown in Fig. 6, representing the values within the brackets. Its amplitudes at Iwaya and Esaki in the southern coast of the strait are 7.6

and 5.0cm, which are apparently larger than those at Akashi, Maiko and Tarumi in the northern coast, 1.8, 4.1 and 2.9cm, respectively. Its phase lags are from 253 to 303 degrees.

According to Ogura(1933), M_4 tide generation is concerned to two types of hydrodynamics. First is originated to the inertia term, sometimes called advection term. As mentioned above, maximum flood current and High water of M_2 tide occur simultaneously in Akashi-strait. Maximum ebb current and Low water occur simultaneously too. At High and Low waters, time change of sea surface is so little that the hydraulic equation of Bernoulli is applied assuming steady condition;

$$(7) \quad P_a/(\rho \cdot g) + H + v^2/2g = \text{constant.}$$

$P_a/(\rho \cdot g)$ means pressure head, H : elevation, and $v^2/2g$: velocity head. In here, P_a is atmospheric pressure, ρ : sea water density, v : current speed and g : gravity acceleration. Since atmospheric pressure is assumed almost same in the whole area, the equation (7) means that $H+v^2/2g$ is conserved along the stream. The elevation H is linear and the velocity head $v^2/2g$ is non-linear of quadratic. Then M_2 tidal current set in v can generate M_4 tide according to the non-linear effect of velocity head. Applying this relation to the M_2 tidal current in the center of Akashi-strait (1.81m/s, 242 degrees), the elevation H become;

$$(8) \quad \begin{aligned} H &= \text{constant} - v^2/2g \\ &= c. - (1.81 \cdot \cos(\sigma t - 242))^2/2g \\ &= c. - 0.08 \{ \cos(2 \sigma t - 484) + 1 \} \\ &= c. + 0.08 \cos(2 \sigma t - 304) - 0.08. \end{aligned}$$

Where, σ is the angular speed of M_2 . Thereby M_4 tide is generated through (8), angular speed

is 2σ , amplitude 8cm and phase lag 304 degrees. This estimated M_4 tide agrees well in order with the averaged distribution of M_4 as shown in Fig. 6.

Second, the difference of M_4 tide between in the northern coast and the southern coast of the strait is explained by the centrifugal force of the curved streamline. M_2 tidal current turns around the northern corner of Awajishima in both of flood and ebb. Water mass on the streamline is forced to outside by centrifugal force accompanied with this curved streamline. Then sea surface is expected to balance to this centrifugal force and to incline to the center of the curvature across the strait in both times of flood and ebb. This inclination occurs two times of flood and ebb during M_2 tidal current period, so that M_4 tide is generated. Assuming its radius R is 3 nautical miles and width of the strait L is 2 nautical miles as shown in Fig. 8, sea surface difference Δ between outside and inside is estimated from the balance of gravity and centrifugal forces in Fig. 8(b) as follows;

$$\begin{aligned} \Delta / L &= v^2 / gR \\ \Delta &= v^2 / gR \cdot L = (1.81 \cdot \cos(\sigma t - 242))^2 / (9.8 \cdot 3) \cdot 2 \\ &= 0.11 \cdot \cos(2\sigma t - 124) \end{aligned}$$

In the times of flood and ebb, sea surface rises outside, and falls inside simultaneously. Then M_4 of amplitude 5cm and phase lag 124 degrees is induced outside (north) coast, and 5cm and 304 degrees inside (south) coast. Combined with the former M_4 component by the velocity head of M_2 tidal current, M_4 amplitude increases 13cm in the southern coast and decreases 3cm in the northern coast. These estimates are a little extreme but agree well with the tendency of M_4 tidal distribution in the strait in Fig. 6.

6. Summary and future subjects

Traditional co-tidal charts around Osaka Bay were drawn mainly based on the tidal harmonic constants. In this paper, gradients of tidal amplitude and co-tidal hour are evaluated based on the equation of motion using the tidal current harmonic constants. In results, co-tidal and co-amplitude charts have been improved and some distinctive features have been recognized as follows;

1. According to the concentration of M_2 co-tidal lines and the minimization of amplitude around the northern corner of Awajishima, a partial node of M_2 tide is recognized to shift to Awaji-shima and suspect-

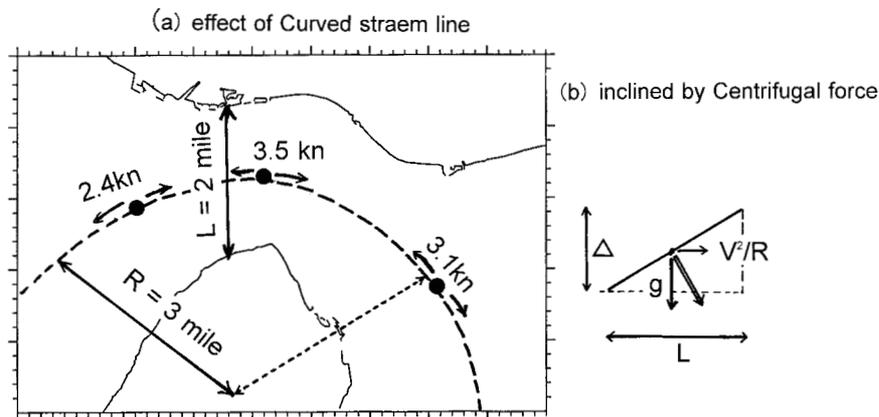


Fig. 8 Schematic diagram for the effect of curved streamline. (a) Assumed curvature of streamline, (b) Surface inclination by centrifugal force.

ed a virtual amphidrome like that in the Irish sea.

2. S_2 nodal area is recognized to shift to the western coast of Awaji-shima.
3. Diurnal tidal amplitudes of K_1 and O_1 tend to become large in the right-hand coast of propagation compared to that in the left-hand coast. Diurnal tidal phases tend to advance in the right-hand coast and delay in the left-hand coast.
4. Shallow water tides of fourth, sixth and third diurnal tides are developed in Osaka Bay. Particularly intensive development of M_4 tide occurs in Akashi-strait.

Through the analysis of tidal current and tide based on the equation of motion, it is concluded that tidal oscillation is controlled with the oscillating and the pressure terms along the strait, and with the Coriolis and the pressure terms across the strait. Therefore it is recognized that the locations of partial nodes depend on the mode distributions of individual tidal oscillations along the long axis of the Seto Inland Sea. Further, asymmetric distribution of tidal amplitude and phase lag in the charts across the strait is explained with this geostrophic control by Coriolis force, and the phase difference of tide and tidal current.

For the shallow water tide in Akashi-strait, it is concluded that M_4 tide is generated through the non-linear effect of velocity head from originated tides of M_2 . Additionally, curved streamline induces the centrifugal force on water mass and makes the sea surface inclined across the strait in two times of flood and ebb. Thus tidal current in Akashi-strait can explain successfully the M_4 tide generation.

As mentioned above, principal characters of tides in Osaka Bay and surroundings are made clear and the improved co-tidal charts are pro-

posed. But further investigation is necessary as follows;

- a) Difference of nodal area of M_2 and S_2 indicates tide and tidal current distribution will be changed place to place by lunar condition. Other significant tides than M_2 and S_2 remain in this semidiurnal tidal band. Then tidal distributions for other semidiurnal tides and tidal change by lunar condition should be made clear.
- b) Recently the change of tidal harmonic constants is pointed out and suspected due to the change of tidal response by geometric change of the sea such as land reclamation or dredging (Yoshida and Takasugi 2001). Then, since tidal distribution around Akashi-strait is sensitive as mentioned in this paper, its sensitivity should be investigated for such geometric change.
- c) Around Akashi-strait, there are counter current eddy and strong current shear varied by place to place. Generation of M_4 tide is explained by tidal current distribution but its detail remains unknown. Then further tidal current observation and investigation are necessary to make fine tidal distribution.

Nowadays, various oceanographers and civil engineers try to make a numerical simulation model for tide and tidal current in the Seto Inland Sea, but its results are not often compared with actual co-tidal charts. Therefore author hopes this improved co-tidal charts to be utilized for such trial as validation.

Acknowledgement

Author thanks the reviewer for his critical reading and useful comments, and the staffs of Hydrographic Department JCG and 5th Regional JCG Hdqrs. for their efforts to collect

almost data used in this paper.

Data Sources

- (1) Maritime Safety Agency : Tidal Harmonic Constant Tables Japanese coast, Pub. N0.742, 267p., (1992).
- (2) Hiraiwa T., S. Saito, I. Fukuyama, N.Yoza, R. Goto, K. Ito and T. Kurokawa : Change of height of banch marks due to "the Hyogoken-nanbu Earthquake on January 17, 1995", Technical Bulletin on Hydrography 14, 111-118, (1996). (in Japanese)
- (3) 5th Regional Maritime Safety Headquarters : Tidal Current Observation Report for Akashi-strait, (1995). (in Japanese)

References

- Doodson, A. T. and H. D. Warburg : Admiralty Manual of Tides, *Hydrogr. Dep. Admiralty*, London, 270pp, (1941), reprinted in 1980.
- Hendershott, M.C. and A. Speranza : Co-oscillating tides in long, narrow bays; the Taylor problem revisited, *Deep Sea Research*, **18**, 959-980, (1971).
- Odamaki, M. : Tides and tidal currents in the Tusima Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **45**, 65-82, (1989).
- Ogura S. : The tides in the seas adjacent to Japan. *Bull. Hydrogr. Dept.*, **7**, 1-189, (1933a).
- Ogura S. : On Tides and Tidal Currents in the north of Yellow Sea, *Suiro-Youhou* vol. **125**, 137-145, (1933b). (in Japanese)
- Unoki S. : Coastal Physical Oceanography, 672pp, *Tokai Univ. Press*, (1993). (in Japanese)
- Yashima K. : Some problems on the Sand Banks and Currents around Akashi Strait, *Technical Bulletin on Hydrography*, **10**, 79-89, (1992). (in Japanese)
- Yoshida M. and Y. Takasugi : Tidal

Variations due to Coastal Development in the Seto Inland Sea, - Inter-annual Change of Tide in the Last 30 Years -, *Umi-no-Kenkyu*, **10**, 123-135, (2001). (in Japanese)

大阪湾の同時潮図について

—コリオリカの影響—

小田 卷 実

要 約

潮流観測データに運動方程式を適用して潮汐振動特性を論じると共に同時潮図を精密に描きなおした。その結果、 M_2 振動の最小振幅の位置が淡路島北端側に偏っていることなどがわかった。この海域の潮汐分布には、コリオリカの影響がかなり効いている。また、小倉(1933)が初めて論じた明石海峡の M_4 分潮の発生についても、潮流観測データに基づき定量的に論じた。

研究ノート

海底火山「福德岡ノ場」における海底地震観測[†]

西澤あずさ*, 小野智三**, 坂本平治**, 松本良浩**, 大谷康夫**

Ocean Bottom Seismographic Observation at the Fukutoku-okanoba Submarine Volcano[†]

Azusa NISHIZAWA*, Tomozo ONO**, Heiji SAKAMOTO**,
Yoshihiro MATSUMOTO** and Yasuo OTANI**

Abstract

An ocean bottom seismographic (OBS) investigation was carried out to obtain seismic characteristics around the Fukutoku-okanoba, one of the active submarine volcanoes on the southern end of the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc.

Crustal structure was estimated by seismic refraction survey using an airgun and OBS system. First arrivals were hardly detected within an offset of 10 km in several record sections, although an airgun with large capacity of 4000 inch³ was used. This suggests that there are low wavespeed materials and/or seismic wave attenuated zone beneath the topographically depressed region around the Fukutoku-okanoba submarine volcano.

The seismicity in and around the Fukutoku-okanoba region was low during the observation period from Jun. 28 to Aug. 1, 1999. Most of the hypocenters were located outside of the OBS array and they were distributed in the connected region between the Ogasawara Ridge and Mariana Ridge. Many microearthquakes with monotonic frequency of 7-14 Hz, so-called long period event (LPE) popular in volcanic regions, were recorded at several OBSs but independently.

1. はじめに

福德岡ノ場は東京から南へ約1,300 km, 南硫黄島の北北東約5 kmの位置にある, 伊豆・小笠原弧の火山フロント南端部上の海底火山であり (Fig. 1), この付近の海底火山のうちでも特にたびたび活動を繰り返している。1904年, 1914年には海底火山活動が活発化し, 一時期それぞれ新火山島を形成した (小坂1991, 岩渕等1994, 土出等1999)。その後1950年頃からは海底での火山活動を示す変色海域がほぼ常時認められるように

なり, 1986年1月18日頃からその活動が再び活発化し, 同月20日には新島の生成が認められた。しかしその後火山活動は急速に衰え, 同年3月には新島も海中に没した。以来変色水はたびたび確認されている (Photo 1) が, 活発な活動はなく現在にいたっている。

一方, 太平洋海盆北部に展開されている NOAA/PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) のハイドロフォンアレイでは, 火山性微動が1998年5月以降1999年12月までに断続的に延べ30日間観測されており, その震源が福

[†] Received 2001 December 26th.; Accepted 2002 March 22th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

** 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division.

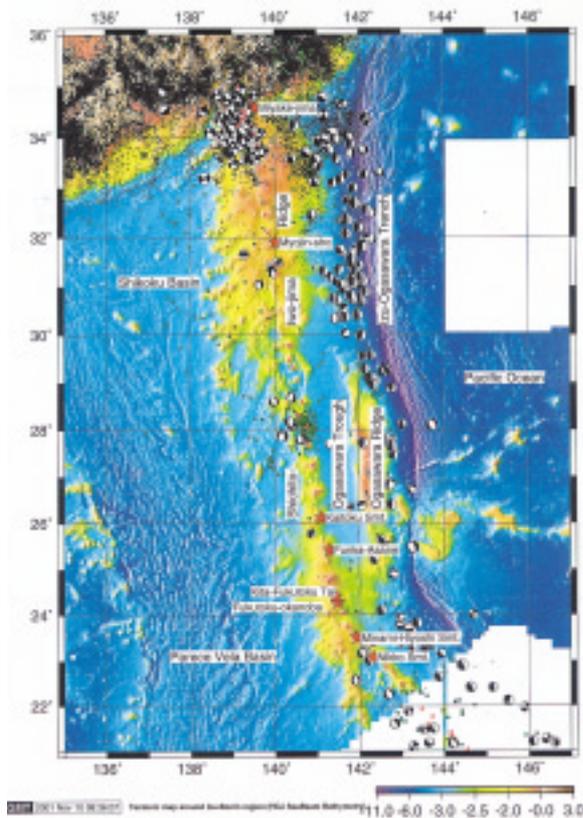


Fig. 1 Tectonic map around the Izu-Ogasawara (Bonin) island arc system. The bathymetry data are obtained mainly by SeaBeam system of Hydrographic Department, Japan. Small circles are epicenters with $M \geq 2$ and depth ≤ 50 km by JMA during 1926 - 1998 July. Green squares are epicenters with $M \geq 5$ during 1980-1990 (data from National Geophysical Data Center (NOAA) earthquake database). Focal mechanisms of the earthquakes shallower than 50 km during 1977-2001 Mar. are by the Harvard centroid-moment tensor (CMT) catalog.

徳岡ノ場や北硫黄島近傍の南北 500 km, 東西 300 km の領域であると推定している (Smithsonian Institution, 1999) が, 対応するような明瞭な火山活動はこれまでに確認されていない。

1999 年夏に海上保安庁水路部では火山噴火予知調査の一環として, この福德岡ノ場近傍における現在の海底火山活動を把握するために, 海底地形, 反射法および屈折法地震波速度構造, 地震活動, 地磁気, 重力等のさまざまな調査を行った。ここでは, 主に海底地震計を用いた観測から得られた上部地殻の地震波速さ構造および地震活動の結果について報告する。



Photo. 1 Discolored water observed on Mar. 6, 2001.

2. 調査

調査は, 1999 年 6-7 月に海上保安庁水路部の測量船「昭洋」による火山噴火予知調査の際に行われた。1998 年に就航した新測量船「昭洋」には特殊搭載艇 (愛称マンボウ II) が装備されており, 危険な火山付近ではあらかじめプログラムされた命令に従って無人で海底地形, 水温, 採水などの調査が可能である。福德岡ノ場を中心とした約 2 km の領域内では, マンボウ II に搭載されている音響測深機 (エコトラック MkII 型: 送信周波数 24 kHz) による海底地形調査が行われた (小野等, 2002)。この領域外においては「昭洋」に搭載されているマルチビーム音響測深機 SeaBeam2112 により精密水深および後方散乱強度の測定を行った。マンボウ II と SeaBeam の水深データから得られた海底地形図を Fig. 2 および Fig. 3 に SeaBeam から得られた海底音響画像を Fig. 4 に示す。

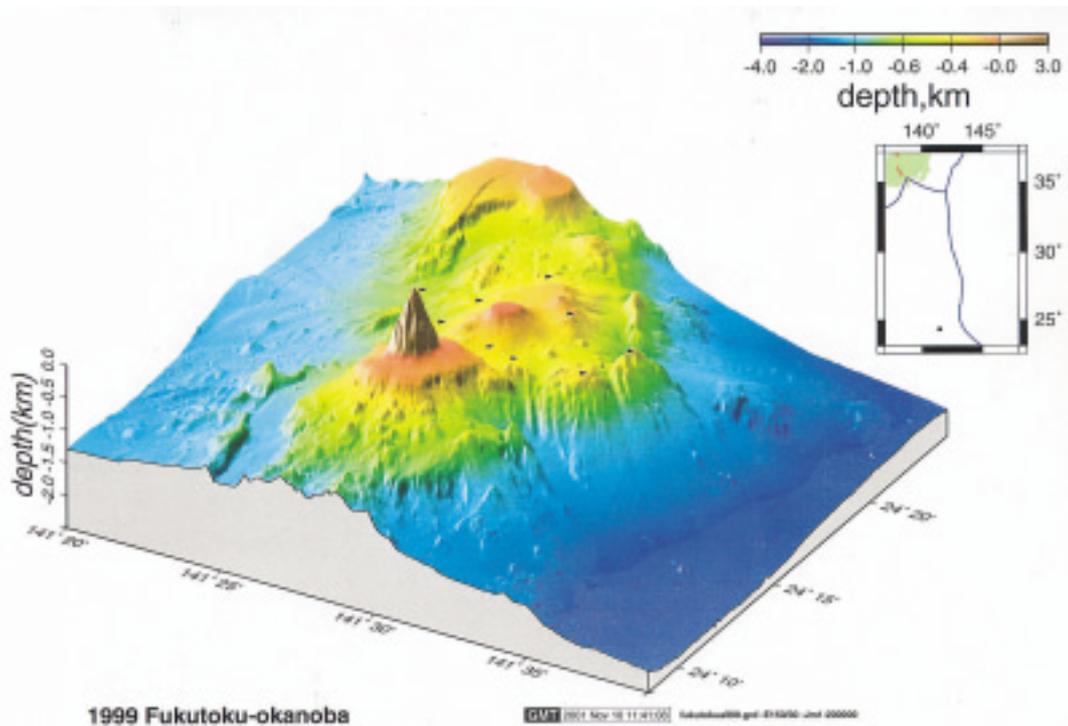


Fig. 2 Three dimensional view of the seafloor topography. Bathymetry data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V *Shoyo* and by Echo Track MkII on unmanned, radio controlled vehicle, *Manbo II*.

調査において、9台の海底地震計（Ocean Bottom Seismograph:OBS）を福德岡ノ場を囲む領域に平均約5 km間隔で設置し（Figs. 2 and 3）、そのうち8台で記録を得ることができた（Table 1）。観測期間は1999年6月28日より8月1日までの35日間であった。

地殻の地震波速さ構造を求めるための屈折法地震探査では、人工震源として容量4,000 inch³（65リットル）のエアガン（BOLT社800CT）を使用した。測線は、測量船が運航できない福德岡ノ場の直上を避けてかつ多方向の構造断面図が得られるように、Fig.3に示す5測線を実施した。全測線において、エアガンは30秒、およそ70 m間隔でショットしたが、測線5の実施中にエアガンのエアホースが破断したため測線を終了せざるを得なくなった。測線長は20-35 kmである。エアガンの信号は、OBSで記録すると同時に、船から曳航した hidroフォンストリーマーからも反射法地震探査のデータとして収録した。

用いたOBSは音響切離装置付の自己浮上式であり、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。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）上に16 bit、100 Hzで記録される（篠原等、1993）。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。

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.5に示す。測線に沿って海底地形は大きく変化し、最上部堆積層の厚さは局所的に異なっていることがわかる。各OBSで得られたレコードセクションをFig.6に示す。後述するように、多くのOBS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。人工震源として用いたエアガンの容量も4000 inch³とかなり大きいにもかかわらず、初動の到達距離はかなり小さいことが特徴的である。例えばOBS FK6のLine3に対するレコードセクションにおいて、FK6の北北東側ではオフ

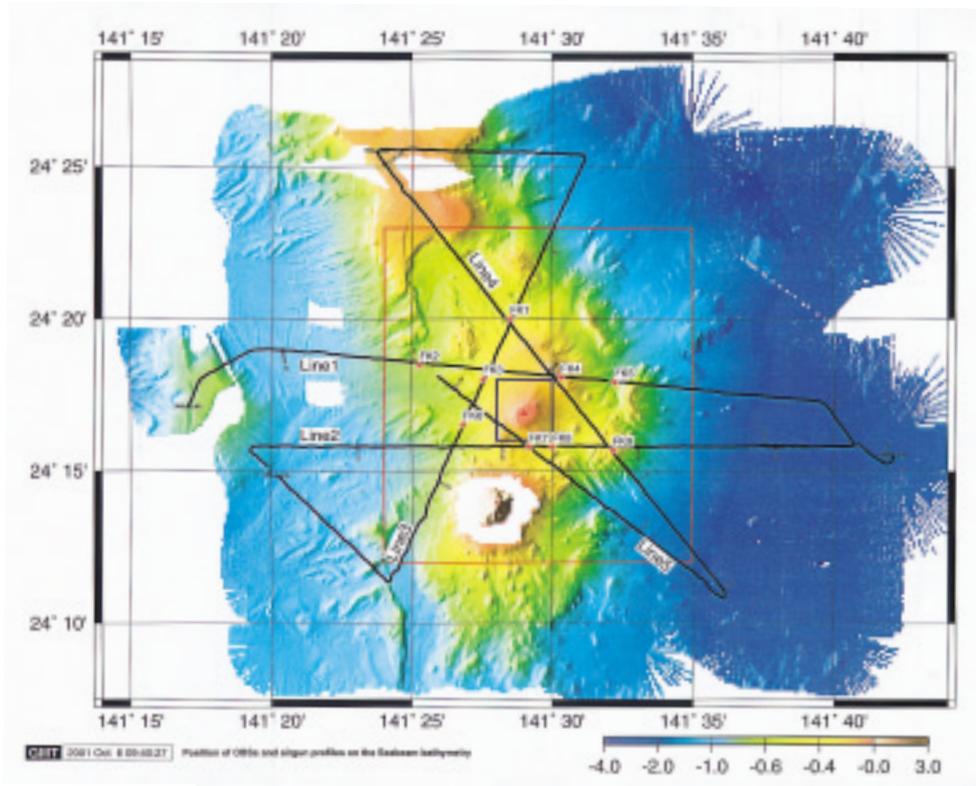


Fig. 3 Location of the Fukutoku-Okanojima submarine volcano (inside blue square), OBSs (asterisks) and refraction profiles (thick lines) on the shaded bathymetry.

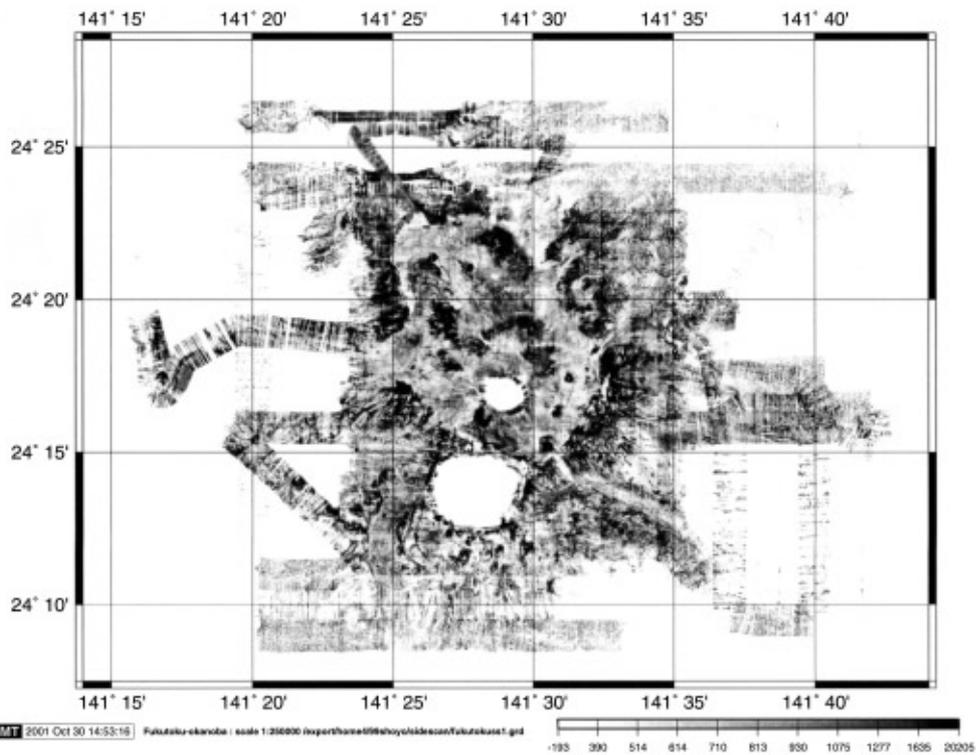


Fig. 4 Sidescan image around the Fukutoku-Okanojima area. The blank areas of the Fukutoku-Okanojima and Minami-Iwojima on the image are data gaps and areas producing strong backscatter are shown in dark tone. The data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V *Shoyo*.

Table 1

St.	deployment(GMT)	Lat. (°N)	Lon.(°E)	depth(m)	retrieval(GMT)	Lat. (°N)	Lon.(°E)
FK1	99/6/28 06:42:00	24 20.0047	141 28.4790	426	99/8/01 2:26	24 19.9	141 28.4
FK2	99/6/28 07:18:18	24 18.5670	141 25.3254	678	99/8/01 3:41	24 18.3	141 25.10
FK3	99/6/28 07:48:47	24 18.0290	141 27.5310	423	99/7/10 5:17	24 17.8	141 28.1
FK4	99/6/28 09:36:43	24 18.0936	141 30.3438	211	99/8/01 23:27	24 18.2	141 30.4
FK5	99/6/28 10:03:56	24 17.9236	141 32.1933	683	99/8/01 8:38	24 17.9	141 32.0
FK6	99/6/28 08:12:06	24 16.5816	141 26.8452	527	99/8/01 4:40	24 16.5	141 26.6
FK7	99/6/28 08:50:34	24 15.8029	141 29.1682	339	99/8/01 5:58	24 15.8	141 28.6
FK8	99/6/28 09:06:43	24 15.8022	141 29.9851	421			
FK9	99/6/28 10:31:15	24 15.7020	141 32.1437	360	99/8/01 7:47	24 15.6	141 32.0

セット約7 kmで初動が中断している。FK1, 3, 4の直下, FK2の東側およびFK5, 9の西側でも同様な記録が得られており, カルデラ状の地形の内側では全体的に地殻上部に低速度あるいは地震波を減衰させる物質が存在することを示唆する。

各OBSで得られたレコードセクションから2次元波線追跡法 (Zelt and Ellis, 1988) を用いて, 各測線に対して観測走時および振幅の情報を計算値と比較することにより, P波速さ構造モデルを推定した (Figs. 7-11)。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P波速さ2-4 km/s層からの屈折波の走時を説明するためには, 1.6-2.0 km/sの範囲であると推定される。2-4 km/s層は, 速度勾配の大きい上部と小さい下部の2つに分けられ, 厚さは全体で1-2 kmである。

Line1, 3, および4において, 初動が距離10 km以内で中断するレコードセクションを説明するためには, 海面より深さおよそ1.5-2 kmに低速度物質を置くことによって可能となる。低速度の値は決めることができないが, Line1のFK2の東側の距離10-20 kmで得られた信号が低速域内部を伝播してきたと仮定すると, 測線下にP波速さ2.4 km/s程度の物質の存在が推定される。このモデルから計算された理論記象をFig.12に示す。

同様にLine 3ではFK6の北北東側の距離10

km以遠で得られた信号が低速域内部を伝播してきたと仮定すると, 測線下に3.2 km/s程度の物質の存在が推定される。Line4では, 現時点では低速度の値を推定できていないが, 海底面下およそ2 kmに低速域をおくと, 観測記象において初動が見えなくなるオフセット値を説明することができる。各測線について得られたP波速さ構造モデルをFig. 13にまとめて示した。

3-2 自然地震活動

観測期間中の地震活動の全容をつかむために, OBS FK4の連続記録を作成した。Fig. 14には上下動地震計の出力例を, 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。およそ26分毎にDATレコーダ書き込み時の振動が記録されている。7月4, 5, 7, 8, 9日は構造探査のためのエアガンの振動を記録している。

いくつかのOBSでは, ほぼ12時間周期で記録が飽和してしまう振動が記録されている。Fig. 15にはFK2における7月12日と13日の2日間の連続記録を示す。両日とも3-7時および15-19時(GMT)の時間帯の記録が飽和している。振動の原因が不明であるため, ここではこれをノイズとして分類する。このノイズが大きくなる時間帯と海洋潮汐の変化との相関を調べた結果をFig. 16に示した。FK2においてノイズが大きくなる時刻は海面が上昇する時刻に対応している。一方,

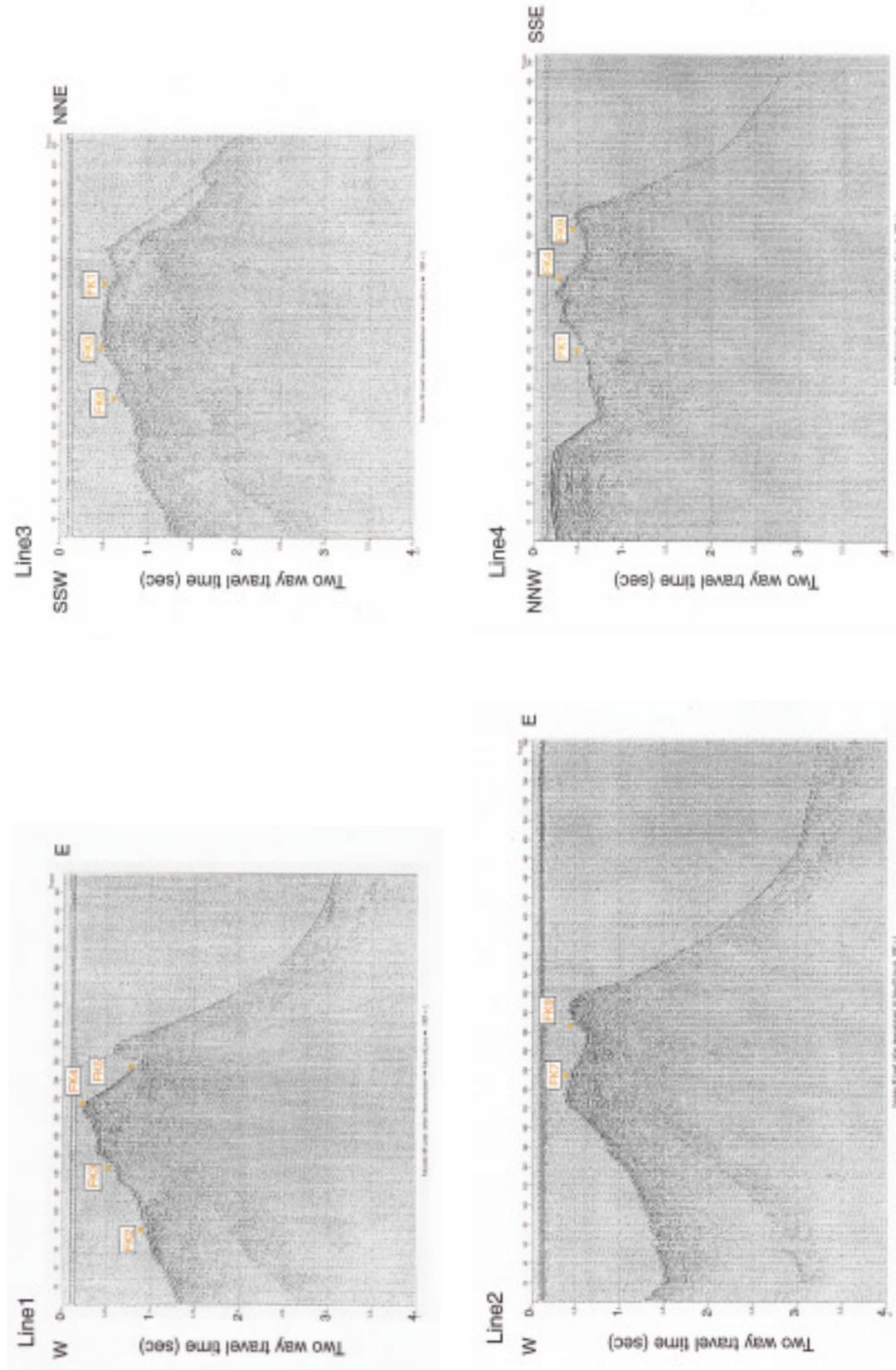


Fig. 5 Single channel reflection records for the airgun-OBS refraction profiles. The data have been deconvolved and passed Butterworth bandpass-filtered from 30-150 Hz. The position of each profile is shown in Fig.3. Inverted triangles indicate position of OBSs.

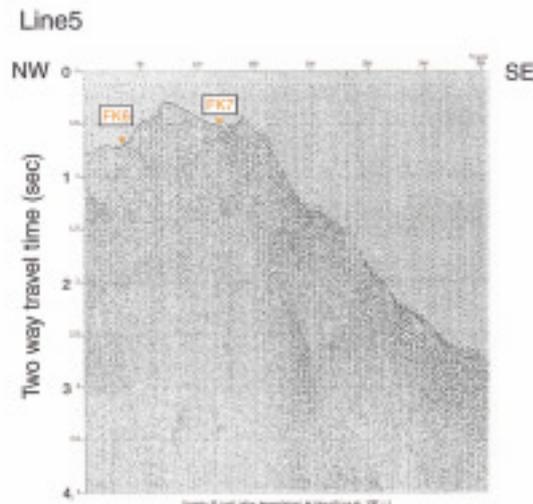


Fig. 5 continued.

FK7ではノイズが大きくなる時間帯は海面が下降する時に対応する。また、FK9では海面が上昇する時間帯にノイズが大きくなる傾向があるものの観測期間を通して一様に相関が見られるわけではなく、各OBSによって異なっていることがわかる (Fig. 16, bottom)。FK1は観測期間全体でノイズが大きいが、海洋潮汐の変動が小さくなる7月7日および21日のあたりではややノイズが小さくなる傾向がある。OBSの各設置点におけるカップリングが悪いために、潮汐の変化に起因した局所的な流れがOBSを振動させることにより、ノイズを発生している可能性もある。

観測記録の特徴として、火山域においてしばしばみられる、単一周波数 (約7-14 Hz) の減衰波形を示す、単独のOBSでのみ検知される微小な振動がいくつものOBSで検知されたことが挙げられる。特に、福徳岡ノ場の中心部より北東へ約5 km、水深211 mの地点に設置されたFK4で最も多く記録されていた (Fig. 17)。このOBSの北西数100 m以内にはSeaBeamのデータから火口と見られる地形が検出されており、その火山活動に関連しているのかもしれない。

Fig. 17で示した7月11日のノイズのやや大きな時間帯である9h45m30sから約10分間の記録のスペクトルを調べたものがFig. 18である。この記録では、顕著ではないが13 Hz付近がやや卓越し

ているように見える。同時刻の他のOBSについて同様にスペクトルをとると、FK1では5-6 Hz, FK2では6-8および10 Hz, FK5では7および12 Hz, FK6では6 Hzに卓越周波数がみられ、OBSによってばらついている。Fig. 19ではFK9でのみ観測された極微小なイベントの周波数成分を調べた。イベント#1と#2では、7 Hz付近が卓越している。

比較的S/NのよいOBS FK2, FK5, およびFK9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170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.20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ほとんどなかった。かろうじて震源決定が可能なS-P時間が10秒近傍の地震記象の例をFig. 21に示した。

震源決定はLienert et al. (1986) によってコーディングされたHYPOCENTER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。震源決定時には、到着時刻の読み取り誤差0.1, 0.2, 0.3, 0.5秒に対して重みをそれぞれ

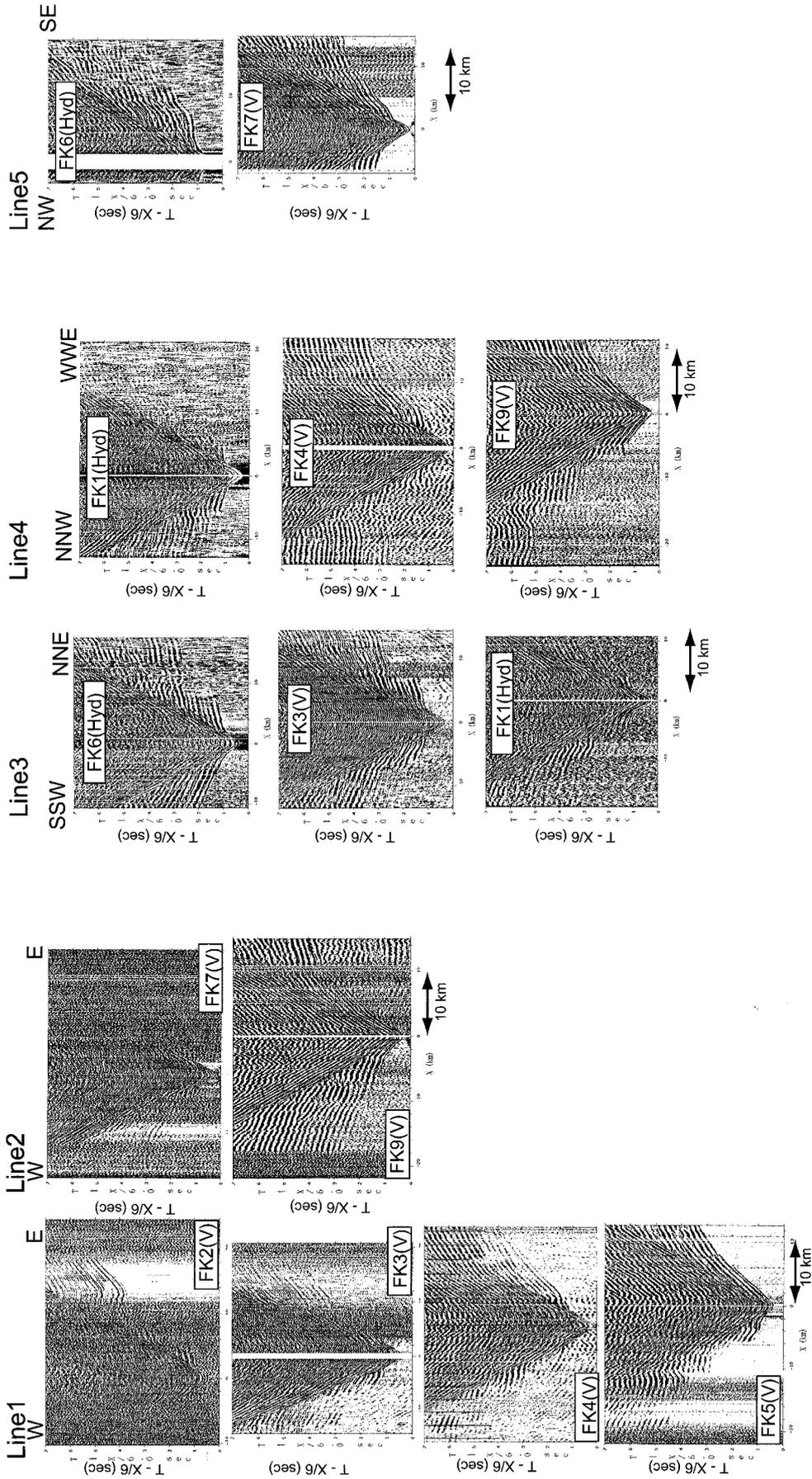


Fig. 6 Observed record sections of the OBSs for each profile. The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

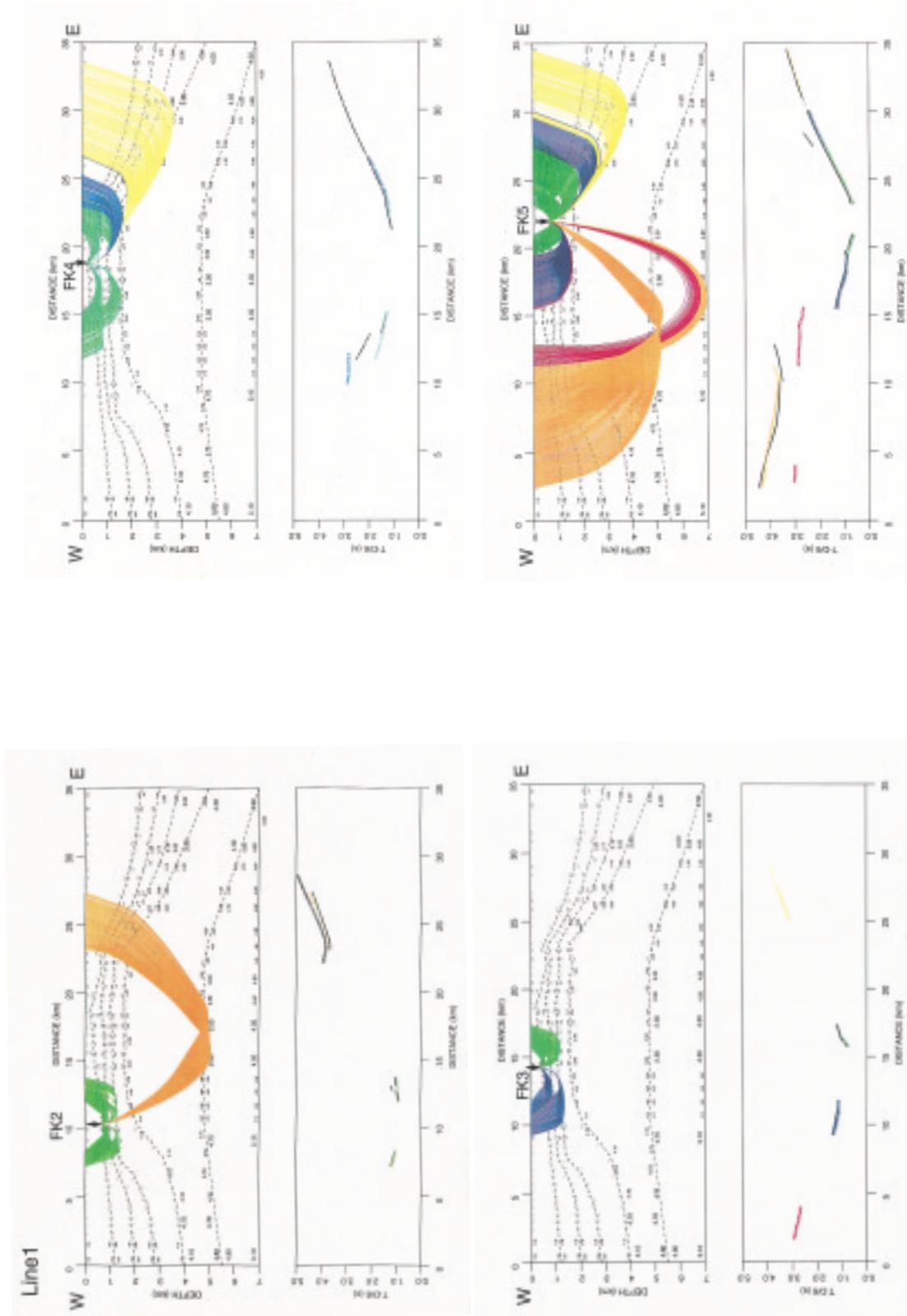


Fig. 7 Ray diagrams (top) and comparison between observed and calculated travel times (bottom) for each OBS along Line 1. The observed travel times are indicated by vertical bars and the calculated ones by dots. The reduction velocity is 6.0 km/s.

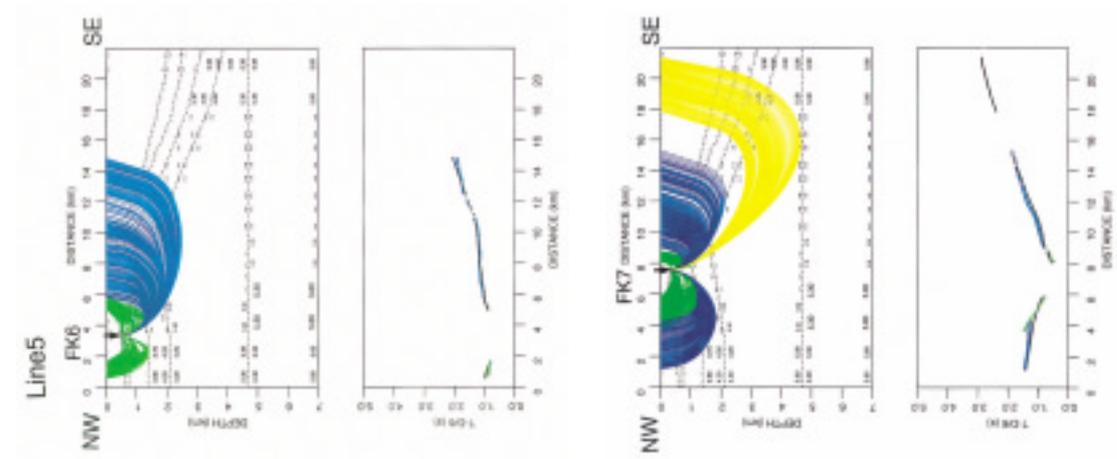


Fig. 11 Same as Fig. 7 but for Line 5.

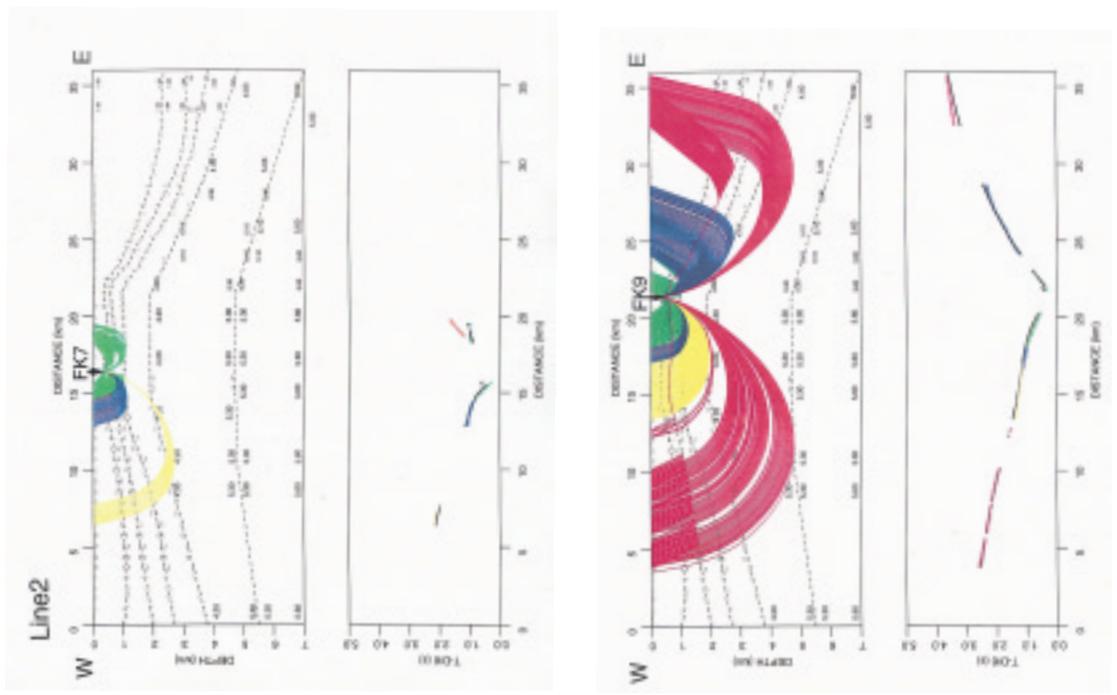


Fig. 8 Same as Fig. 7 but for Line 2.

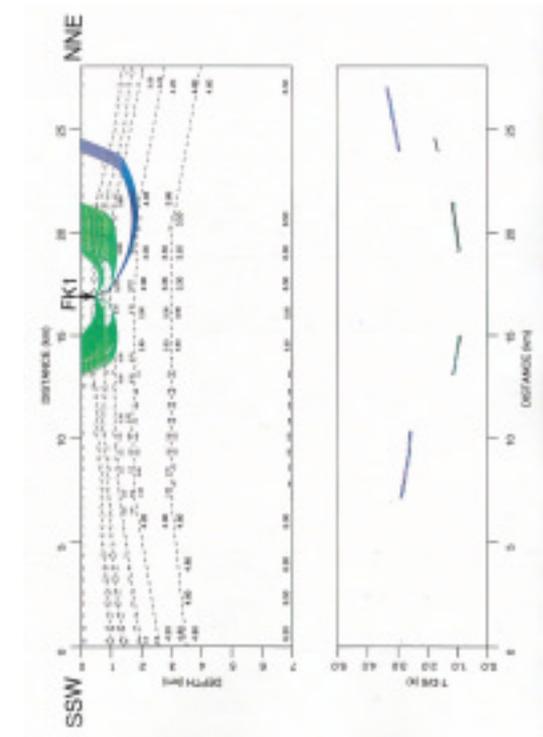
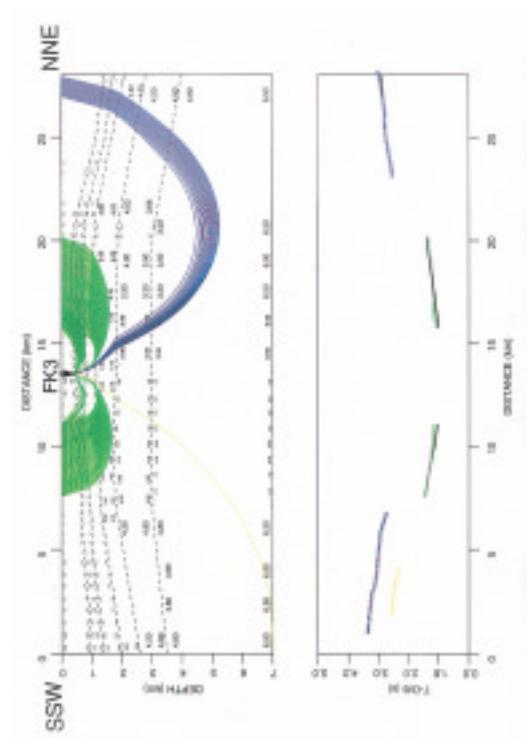
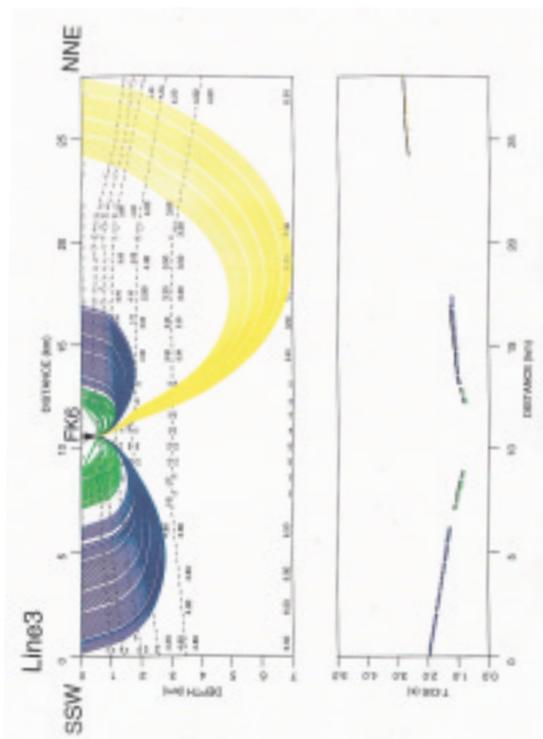


Fig. 9 Same as Fig. 7 but for Line 3.



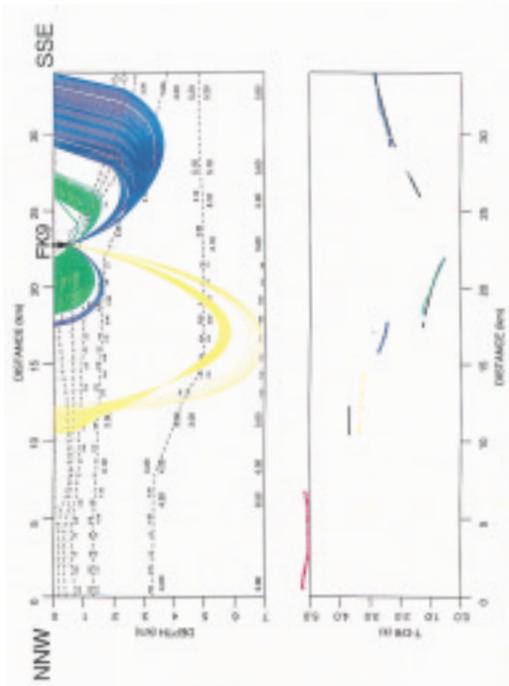
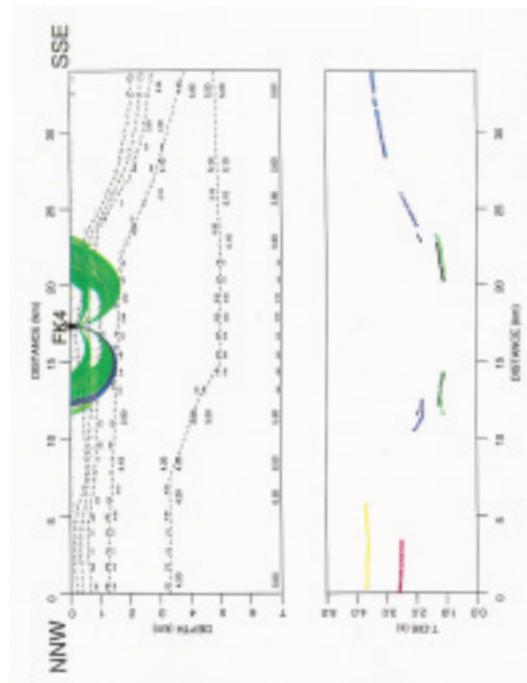
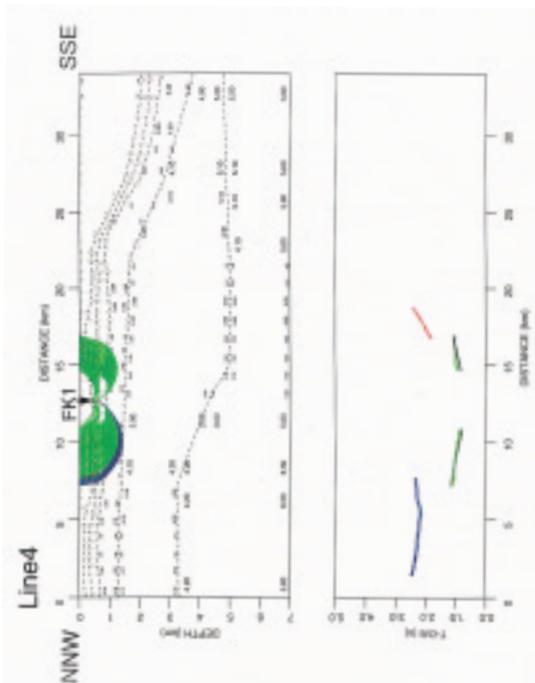


Fig. 10 Same as Fig. 7 but for Line 4.



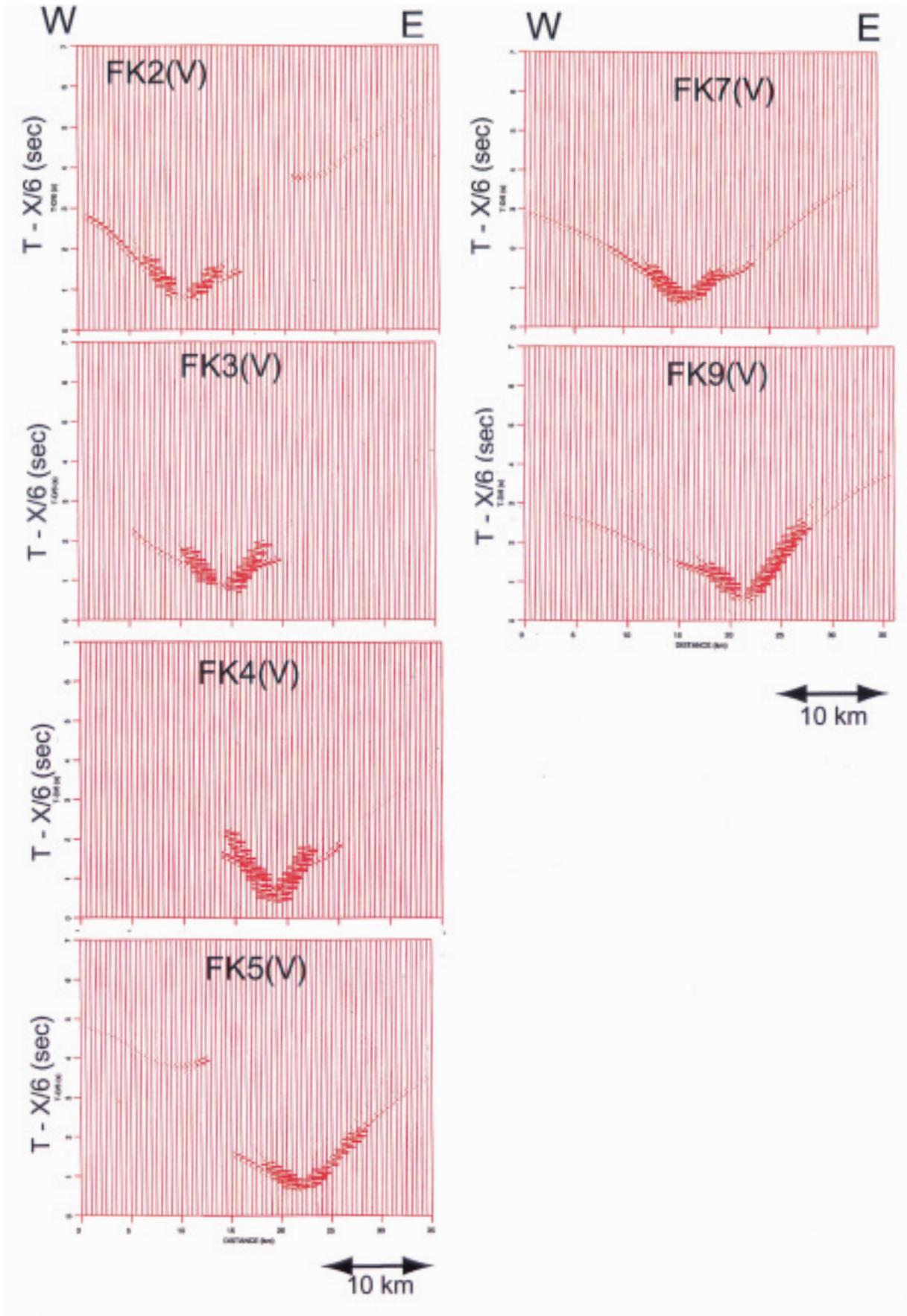


Fig. 12 Synthetic seismograms for Line1 (a) and for Line2 (b). The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

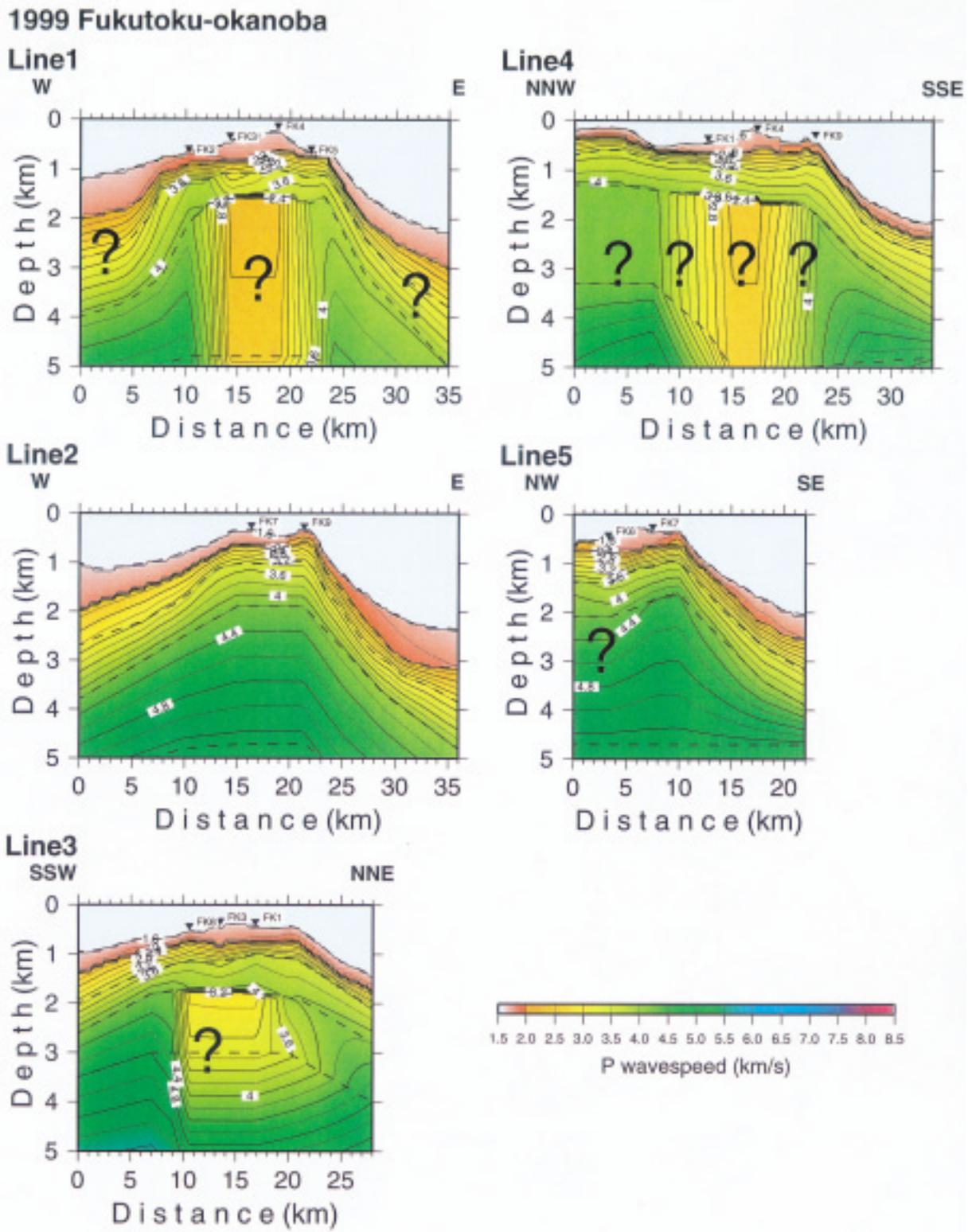


Fig. 13 P wavespeed models estimated for the all profiles. Question mark indicates the region where is not constrained in this study.

Ocean Bottom Seismographic Observation at the Fukutoku-Okano Submarine Volcano.

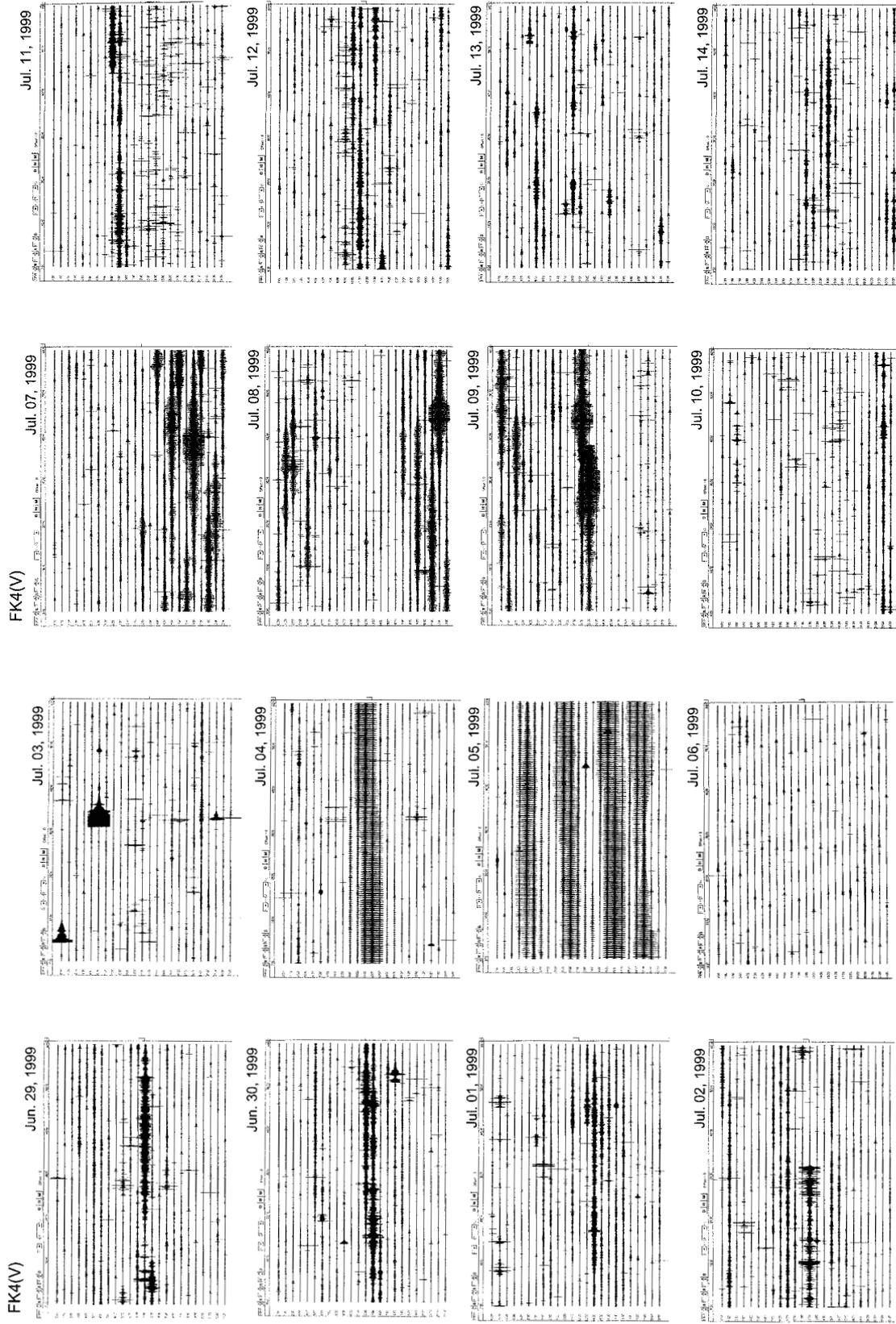


Fig. 14 Continuous records during June 28-Aug. 1, 1999, at OBS FK4. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

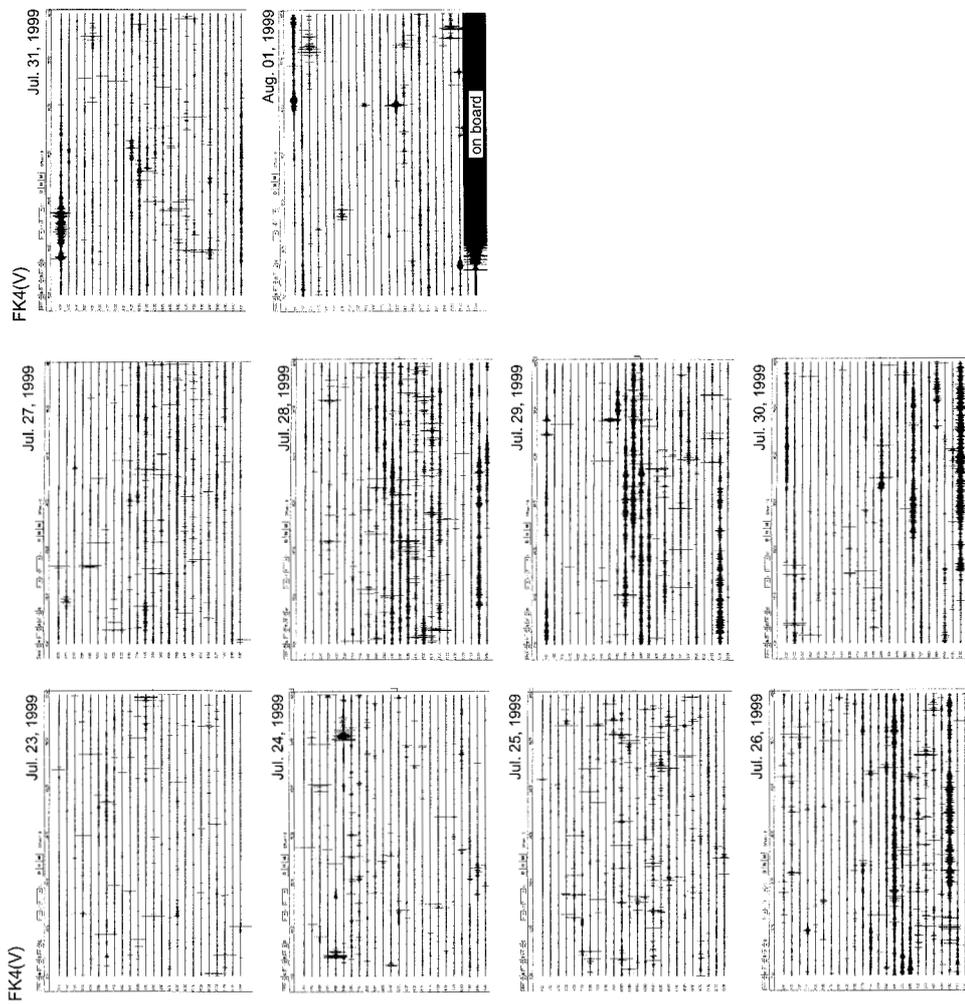


Fig. 14 Continued.

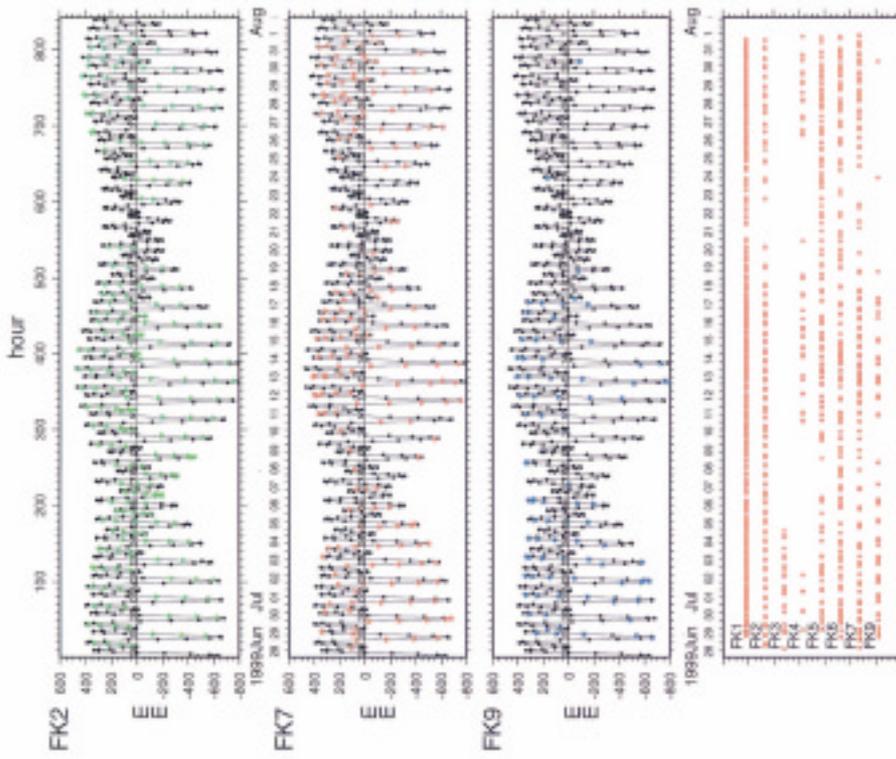


Fig. 16 Relation between noisy record (asterisks) and calculated ocean tide (dots and curve) for OBS FK2, FK7 and FK9. The tide was calculated on the basis of the CSR3 model by Eanes (personal communication). The bottom figure shows noisy record (red dots) for each OBS during the observation period. Further explanation is shown in the text.

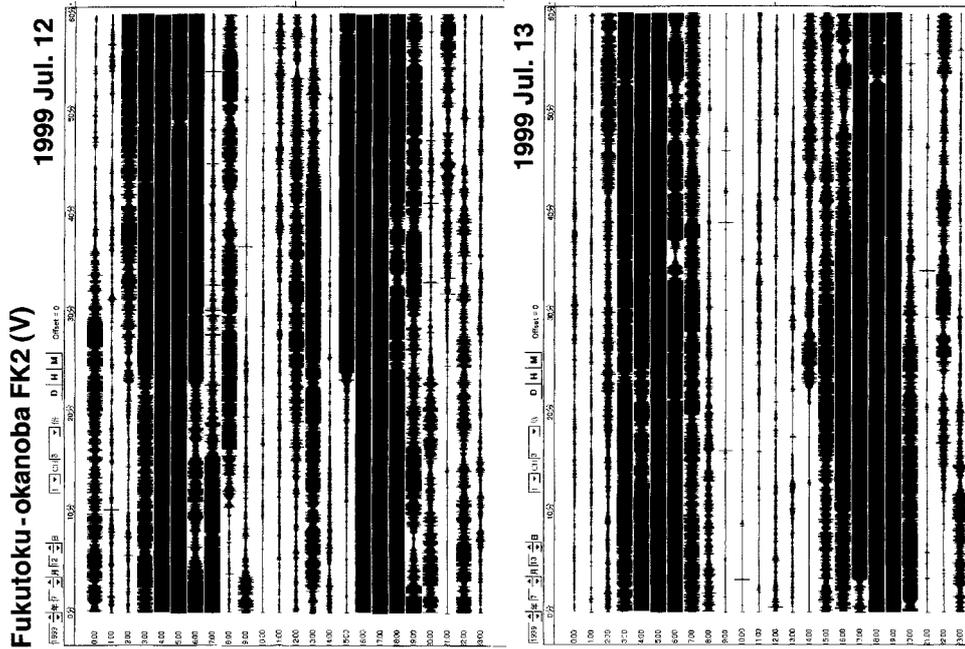


Fig. 15 Continuous records on July 12 and 13, 1999, at OBS FK2. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

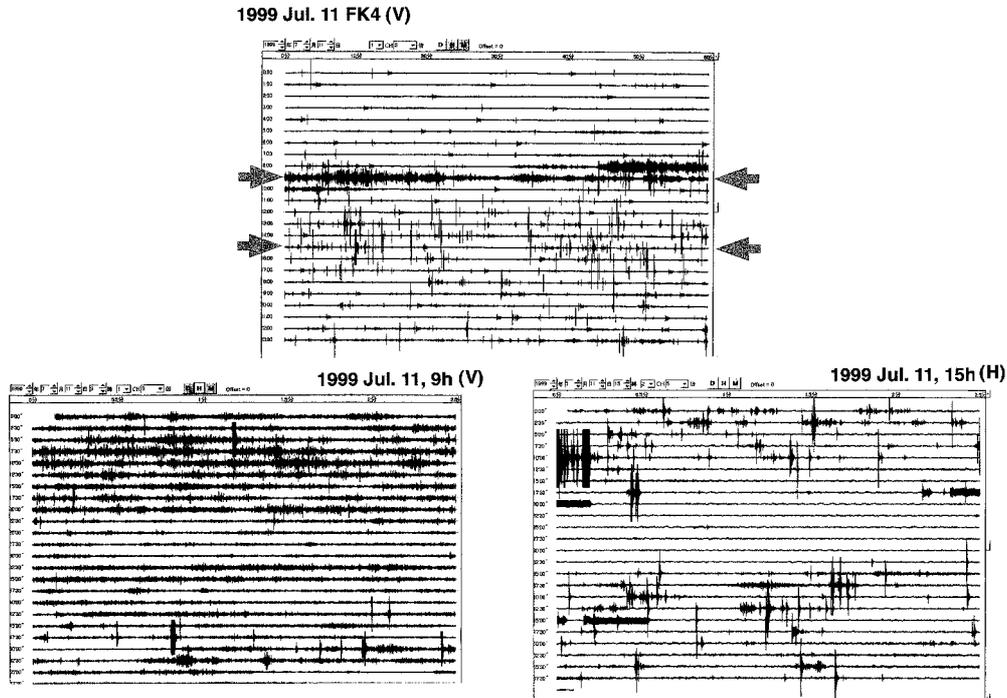


Fig. 17 Several types of events observed at OBS FK4. (upper) Continuous records on July 11, 1999. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace. (bottom left) Continuous records of 9h. The records for 2.5 min are aligned on a trace. (bottom right) Continuous records of 15h.

れ1, 0.5, 0.25, 0.125とし、さらにP波読み取りに対するS波の読み取りの重みを0.2として計算している。また、堆積層の V_p/V_s は3.0、それ以深では1.73を仮定した。Fig. 22にはP波およびS波の読み取りが5個以上の地震の震源分布を示す。震源決定されたほとんどの地震はOBSアレイの外側の東南部、小笠原海嶺とマリアナ海嶺の会合部域で発生していることがわかった。

4. 議論および結論

本研究の上部地殻地震波速さ構造解析においては、OBS記録のS/Nが悪い上に人工震源のエネルギーが伝播しにくい低速あるいは減衰物質の存在が推定され、必ずしも精度の高い結果が得られていない。しかしながら、これまで得られた結果をまとめて問題点を明確にすることは、今後の火山噴火予知調査の策定において必要不可欠である。

今回得られたP波速さ構造モデルと福徳岡ノ場

下に存在する物質との関連は、海域火山基礎情報図「福徳岡ノ場」資料整理報告書（海上保安庁水路部，2001）を参照すると、地殻最上部のP波速さ1.6-2.0 km/sの物質は火山性碎屑物に、2-4 km/s層はアルカリ岩の中性-酸性岩であるトラカイトに対応すると推定される。

オフセット10 km以内で初動が追跡できなくなるレコードセクションは、年間10 cm以上の超高速で拡大している東太平洋海膨の海膨軸直上のOBSで得られたものによく似ている（西澤等，1996）。東太平洋海膨の海膨軸直下には溶融体が存在しているためであり、福徳岡ノ場下にも溶融体が存在する可能性もある。福徳岡ノ場下で推定された低速物質の速さは2.4-3.2 km/sであり、これは地殻を構成する岩石が溶融した場合に取りうる速度値である（Murase and McBirney, 1973）。北緯25度の火山フロント上に存在する硫黄島では深さ約2 kmまで高熱貫入岩体の存在が示唆されており（江原，1985）、福徳岡ノ場周辺の凹状

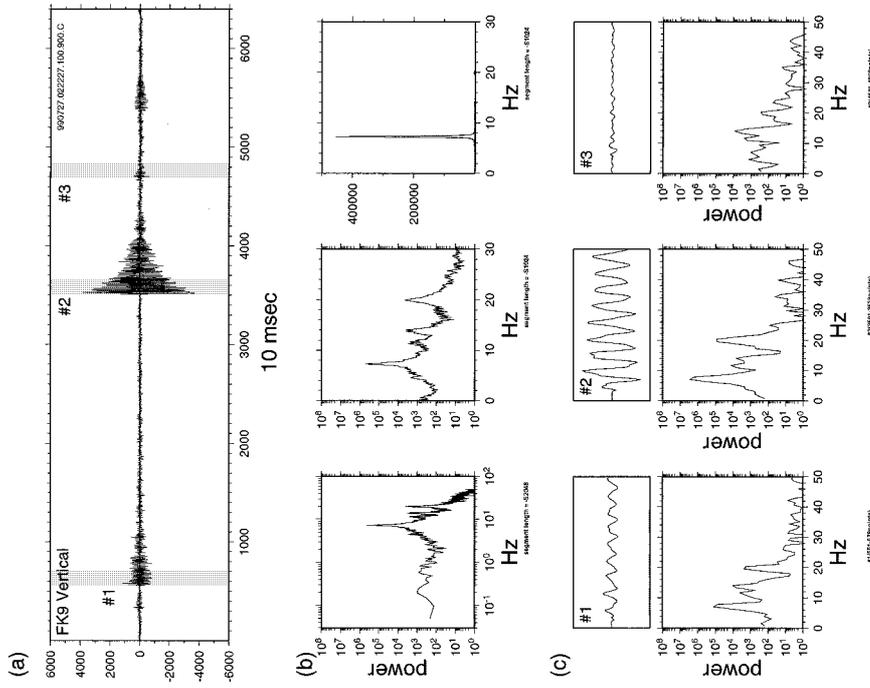


Fig. 19 Same as Fig. 18 but for the seismogram observed at 02h22m37s, July 27, 1999 at OBS FK4. The record length is 6400 points (64 sec).

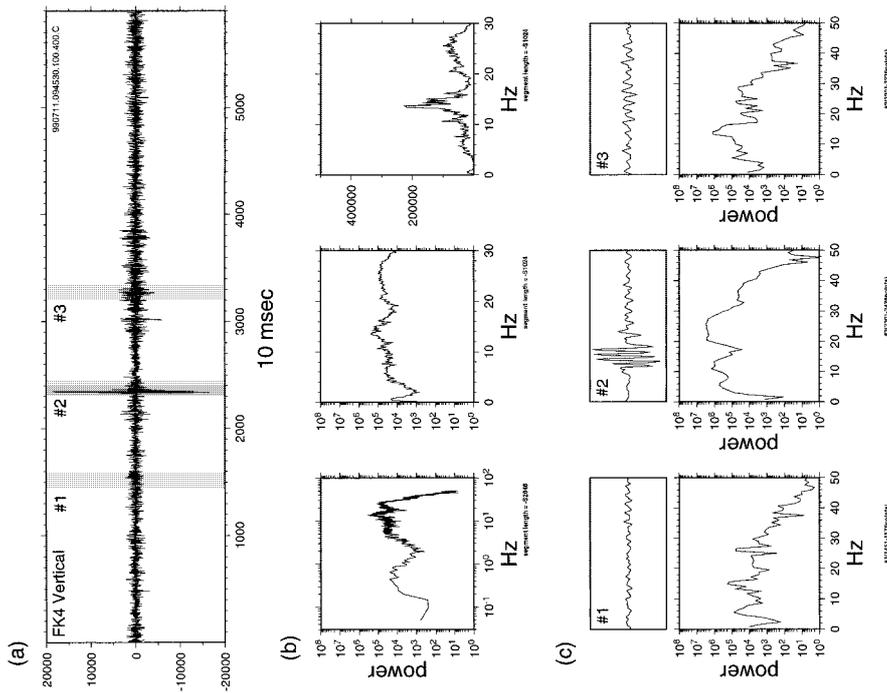


Fig. 18 (a) Vertical seismogram observed at 09h45m30s, July 11, 1999 at OBS FK4. (b) Power spectra for the period shown in (a). The record length is 5900 points (59 sec). Representation of axis is different in the three figures. (c) Power spectra for each portion selected in (a). The record length is 128 points (1.28 sec).

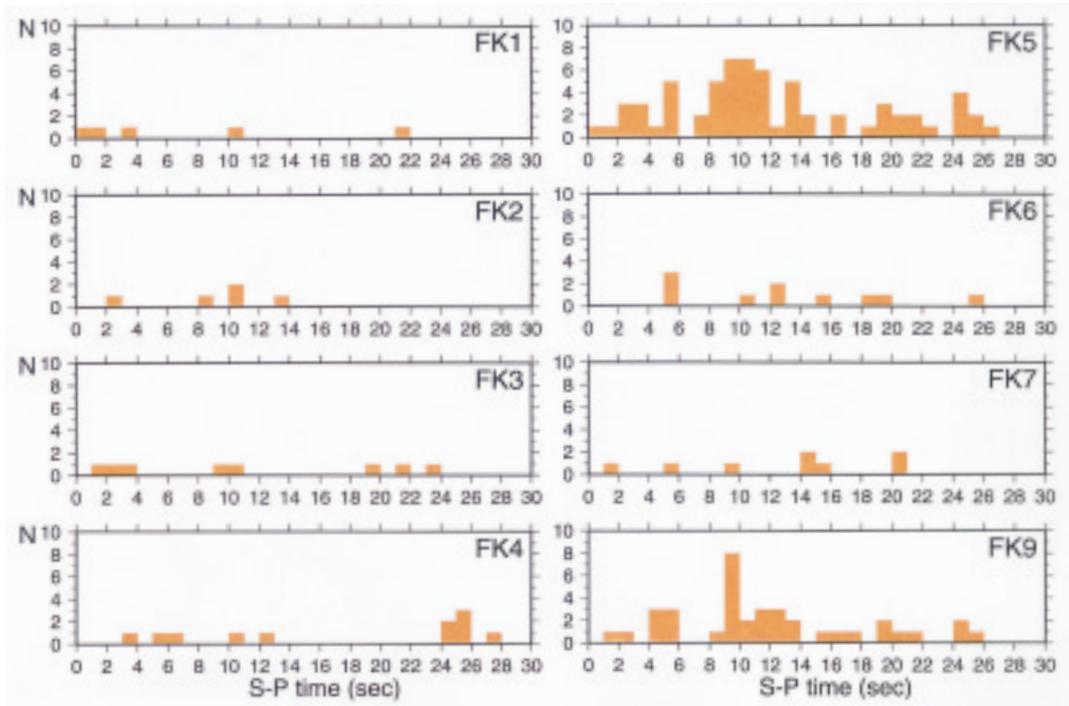


Fig. 20 S-P time distributions for each OBS.

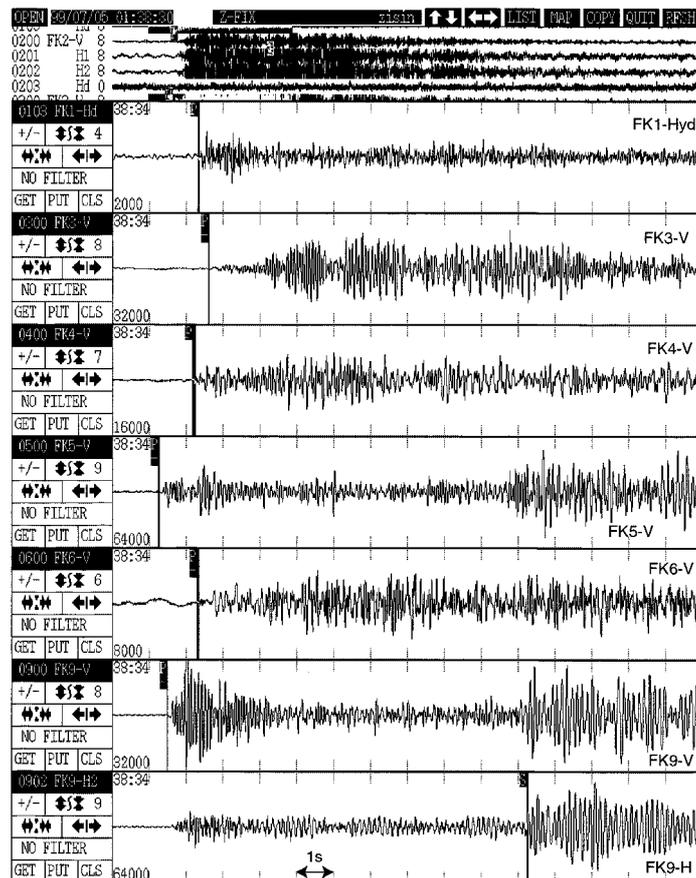


Fig. 21 An example of seismograms of the earthquake with S-P travel time of about 10 s. The OBS name and sensor component are shown at the right of each trace. Tick interval corresponds to 1 s.

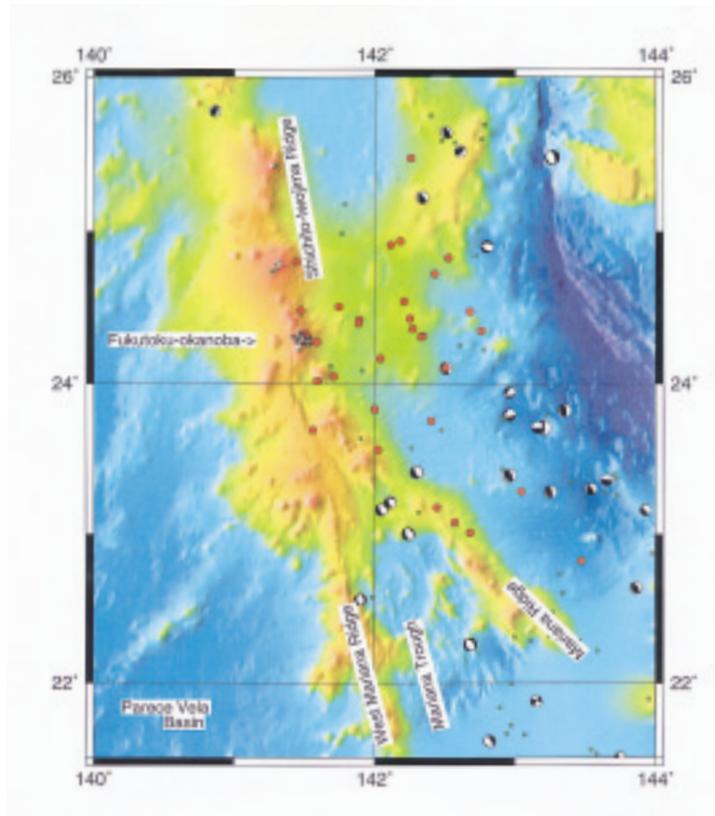


Fig. 22 Epicenter distribution (circles) by OBS observation during 1999 Jun.28-Jul.31. Focal mechanisms : Harvard CMT catalog (1977-2001 Mar, depth ≤ 50 km). Green small squares : epicenters by NOAA NGDC database (1980-1990, $M \geq 5$).

の地形の下にも同様な高温の貫入岩体が存在するかもしれない。または、推定された速さは非常に小さいので、海底下熱水系の存在を示唆している可能性もある。しかしながら、前述したようにこの速さの値は精度よく求められていないので今後の検討課題である。2002（平成14）年には、福德岡ノ場の北北東約15 kmの北福德堆で同様な調査を実施する予定であり、その際は構造探査測線をより長く取り、低速域の下限が存在するかを調査する予定である。

福德岡ノ場の北約850 kmにある明神礁海底火山近傍において、1998年の火山噴火予知調査の一環として実施された地震波速さ構造探査結果（西澤等，2000）では、水深1,500 mの基底部の構造モデルは、最上部層がP波の速さ1.9 km/sで厚さ約1 km、その下に2.5-5.5 km/sの速度勾配の大きい層が厚さ3.4 kmで存在し、海面から深さ5.8 kmで5.6 km/s層に達することを示した。一方火

山体ブロック下の構造モデルは、基底部で検出された2.5-5.5 km/s層が、厚さ1.5-2 kmの2.5-4.5 km/s層と2-2.5 km厚の4.5-5.5 km/sの2つの層に分かれていることによって特徴づけられていた。明神礁の調査では探査測線が火山体中心部を通過していないため測線下には低速物質は検出されなかったが、Fan shootingの記録は明神礁直下に地震波を減衰させる物質の存在を示唆した。福德岡ノ場では火山体中心部近傍に測線があり、探査測線の配置が明神礁とは異なるため、2つの海底火山の構造の比較をすることは困難であるが、福德岡ノ場で得られた速さ構造モデルは明神礁の火山体ブロック下で得られた構造に近い。また、福德岡ノ場の構造モデルでは、明神礁の各測線で共通に存在した5.6 km/s層に対応する層は検出されなかった。上述した高温貫入岩体や5.6 km/s層の存在を検出するなどの上部構造を精密に求めるためにはOBSの配置をより密にし、海底面上で

火薬などを用いたよりエネルギーの大きい人工震源を用いた探査を実施するとともに、海底面直上での地磁気・重力測定を行うことが有効であろう。

福徳岡ノ場における観測期間中、各OBSの記録は、1998年の明神礁近傍で得られた記録（西澤等, 1999）と比較して、全体的に非常にノイズが大きかった。ノイズの大きい時間帯は海洋潮汐の変動と関連しているものとそうでないものがあった。海底熱水活動域では、しばしば熱水活動と海洋潮汐あるいは地球潮汐との関連性が示唆されている（例えば、西澤等, 1995）が、福徳岡ノ場では海底地形の変化による局所的な流れによる振動の可能性も否定できない。ROV（Remotely Operated Vehicle）等を用いてOBSの海底とのカップリング状況を検証した上での議論が必要である。

いくつかの地震記象についてスペクトルを調べてみたが、NOAA/PMELのハイドロフォンアレイで記録されたような、4-5分間の孤立したパケット状で各パケット間に約30秒の静穏期があり、かつ10, 20, 30, 40 Hzにスペクトルピークを持つような火山性微動は、OBSでは検出されなかった。OBS観測期間中はNOAAのハイドロフォンアレイでも観測されていないので、火山性微動の震源がどこかはいまだ不明である。今後もこの海域の地震活動を注意深く監視する必要がある。

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。地震波速さ構造と地磁気および重力調査との関連に関して、航法測地課小野寺健英、加藤剛さんらによる議論は有益でした。九州大学の清水洋教授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

現在でもしばしば変色水が観測されている活動的な海底火山である福徳岡ノ場において海底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。地殻構造探査では、大容量エアガンを人工震源として用いたにもかかわらず初動の到達距離はかなり小さいことから、福徳岡ノ場の周辺部、凹状の地形の内部の海面下1.5-2 km以深に低速あるいは地震波を減衰させる物質が存在することが示唆される。また自然地震観測結果から、福徳岡ノ場近傍における観測期間の地震活動度は低く、複数のOBSで観測されるS-P時間10秒程度の地震はマリアナ海嶺と小笠原海嶺の会合部域で発生していることがわかった。一方、火山地域でよく観測される、単一周波数（約7-14 Hz）の減衰波形を示す、単独のOBSでのみ検知される微小な振動がいくつものOBSで観測された。

参 考 文 献

- 江原幸雄：特集 硫黄島の地学、地熱、硫黄島の地熱活動、地学雑誌, 94, 114-125, (1985).
- 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). 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「福徳岡ノ場」資料整理報告書, pp77, (2001).
- Lienert, B.R., E. Berg and L. N. Frazer : Hypocenter; An earthquake location method using centered scaled and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 771-783, (1986).
- Murase, T. and McBirney A. R. : Properties of common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3563-3592, (1973).
- 西澤あずさ・佐藤利典・笠原順三・藤岡換太郎：TAG熱水マウンドの潮汐に同期した活動—OBSHによる観測結果, JAMSTEC 深海研究, 11, 125-135, (1995).
- 西澤あずさ・海宝由佳・岸本清行・篠原雅尚：超

- 高速拡大軸における海洋地殻の地震波速度構造, 月刊地球, **18**, 471-477, (1996).
- 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).
- 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**, 投稿中, (2002).
- 小坂文予: 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).
- Smithsonian Institution: Global Volcanism Program, Volcanic Activity Reports, False or Unknown Volcano Reports,
<http://www.volcano.si.edu/gvp/volcano/region20/unknown/var.htm#2411>, (1999).
- 土出昌一・大谷康夫・柴田厚・加藤茂・岩渕義郎: 本邦海域火山通覧 (改訂第2版), 水路部研究報告, **35**, 15-71, (1999).
- 卜部卓, 東田進也: win-微小地震観測網波形観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).

— 転載許可等の問い合わせ先 —

〒104-0045
東京都中央区築地5丁目3番1号
海上保安庁 水路部 企画課 海洋研究室
水路部研究報告担当
電話 (03) 3541-4387, FAX (03) 3541-3870

平成14年3月30日 発行

発行者 海上保安庁 水路部
東京都中央区築地5丁目3番1号
郵便番号 104-0045
電 話 03-3541-4387

編集者 水路部研究報告編集委員会
東京都中央区築地5丁目3番1号
郵便番号 104-0045
電 話 03-3541-4387

印刷所 株式会社 じんのう
東京都新宿区市谷本村町3番26号1F
郵便番号 162-0845
電 話 03-5261-9051

本号掲載の著作物の無断転載・複製を禁ず。

REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 38, March, 2002

130th Anniversary Issue

CONTENTS

水路部創立130周年記念号の刊行に当たって……………	水路部長 我如古康弘	1
特集記事		
水路技術に関する展望……………	小田巻 実・井本泰司・打田明雄・小川正泰	3
An Overview on the Recent Research and Development for Hydrographic Works. …………… Minoru ODAMAKI, Taiji IMOTO, Akio UCHIDA and Masahiro OGAWA		
電子海図の作製とその取り組み……………	清水敬治	19
Electronic Navigational Chart (ENC) Production of Japan and Its Correspondence. …………… Keiji SHIMIZU		
漂流予測手法の高度化に関する研究……………	寄高博行	43
Progress in Trajectory Prediction of Drifting Matter…………… Hiroyuki YORITAKA		
海底地殻変動観測を目指した音響技術開発……………	矢吹哲一朗	47
Challenges to Observe Sea Bottom Crustal Deformations with Acoustic Ranging Technique…………… Tetsuichiro YABUKI		
原著論文		
1. 函館湾の海底断層……………	森下泰成・渡辺一樹・富田輝勝・田中喜年・藤澤 豪	59
The Submarine Faults in Hakodate Bay. …………… Taisei MORISHITA, Kazuki WATANABE, Terukatsu TOMITA, Kitoshi TANAKA and Takeshi FUJISAWA		
2. 2000年伊豆諸島の群発地震による地殻変動を説明するソースモデル ……………	佐藤まりこ・河合晃司・深野慶太・笹原 昇・矢吹哲一朗・仙石 新	71
A Source Model to Explain Crustal Deformations by Earthquake Swarm around Izu-shoto in 2000. …………… Mariko SATO, Koji KAWAI, Keita FUKANO, Noboru SASAHARA, Tetsuichiro YABUKI and Arata SENGOKU		
3. 大阪湾の同時潮図について—コリオリカの影響— (英文) ……	小田巻 実	85
Improved Co-tidal Charts around Osaka Bay, Seto Inland Sea. – Influence of Coriolis force on the tidal distribution – (in English)…………… Minoru ODAMAKI		
研究ノート		
4. 海底火山「福徳岡ノ場」における海底地震観測 ……………	西澤あずさ・小野智三・坂本平治・松本良浩・大谷康夫	101
Ocean Bottom Seismographic Observation at Fukutoku-okanoba Submarine Volcano. …………… Azusa NISHIZAWA, Tomozo ONO, Heiji SAKAMOTO, Yoshihiro MATSUMOTO and Yasuo OTANI		

JAPAN COAST GUARD
TOKYO, JAPAN

Older issues

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