

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 20, March, 1985

相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形

加藤 茂*・長井俊夫*・玉木 操*・近藤 忠*
富安義昭*・加藤 剛*・宗田幸次*・浅田 昭*

SUBMARINE TOPOGRAPHY OF THE EASTERN SAGAMI
TROUGH TO THE TRIPLE JUNCTION

Shigeru Kato*, Toshio Nagai*, Misao Tamaki*, Tadashi Kondo*
Yoshiaki Tomiyasu*, Go Kato*, Koji Muneda* and Akira Asada*

Abstract

This report summarizes the results of a sea-bottom survey in the eastern Sagami Trough to the triple junction of plates by the survey vessel "TAKUYO" on May and June, 1984.

The survey, using a multi narrow beam echo sounder (SEA BEAM), revealed that a meandering deep canyon, the Boso Canyon (BOC), exists along the north border of the Sagami Trough. Up to this time, the canyon had been thought to be composed of echelon depressions. The BOC is a part of a long canyon with a length of more than 300 kilometers (from Sagami Bay to the Izu-Ogasawara Trench). As the longitudinal profile of the bottom of the BOC shows no undulation, it suggests that the BOC is a transporting route of sediments gathered from a wide back area.

Another submarine canyon, the Awa Canyon (AWC), runs along the southern border of the Sagami Trough, parallel to the BOC. Its topography is in great contrast to the BOC. For instance, the AWC is a shallow valley with a gentle slope and is shallower than 4,500 meters (a singular canyon making small depressions of greater than 4,500 meters).

It is worth noting that the bottom of the Sagami Trough is the AWC in the shallower part, and it transfers to the BOC in the deeper parts. Considering the topographical features and the

Received 8 October 1984

*海洋 調査課 Ocean Surveys Division

seismic profiles, the material boundary of plates in the eastern Sagami Trough seems to be along the bottom of trough (as mentioned).

At the triple junction, three topographic belts parallel to the direction of the Izu-Ogasawara Trench, (wide trench floors, inner highs and small basins) are recognized.

1. はじめに

海上保安庁水路部では、1984年(昭和59年)5～6月、房総半島南東方の相模トラフ東部から伊豆・小笠原海溝までの精密な海底地形・地質構造等の調査を、測量船「拓洋」で実施した。

本報告では、この調査結果から得られた詳細な海底地形を中心に、これまでに明らかとなった事項について記述するとともに、海底地形の形成に関し若干の考察を試みた。

今回の調査は、地震予知計画の一環である「相模・南海トラフ海底活構造調査」として実施されたものである。第1図にこれまで水路部で実施した東海・南関東沖海域の精密な海底調査状況を示した。

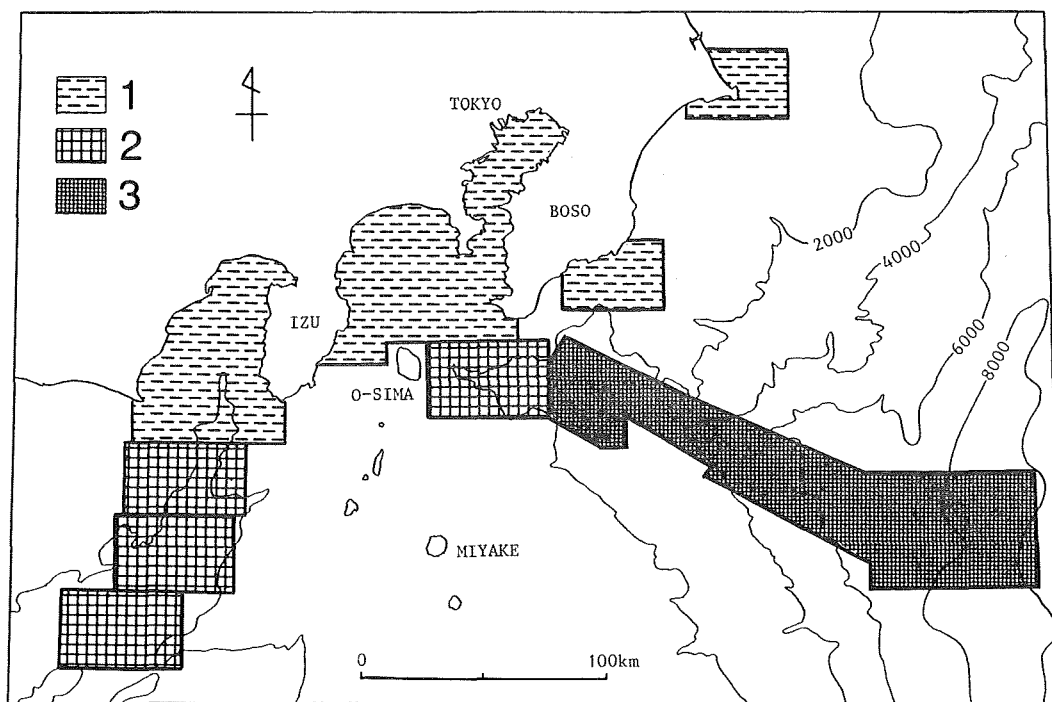


Figure 1 Close seabottom surveyed area off Kanto and Tokai district by the Hydrographic Department. 1: Survey for basic map of the sea coastal waters et al., 2: Survey of submarine active structure in the Sagami and Nankai Troughs from 1980 to 1983, 3: Same survey of 2 in 1984.

この海域は、わが国周辺海域のなかでも高密度の調査がなされている。このうち1980年から実施している「相模・南海トラフ海底活構造調査」として実施したのは、駿河トラフと南海トラフの接続部付近、野島崎南方の相模トラフ中部海域そして今回の相模トラフ東部から伊豆・小笠原海溝までの海域である。今回の調

査の特徴は1983年夏に就役した新鋭測量船「拓洋」を使用したことである。

「拓洋」は2600総トンの水路部では最大の測量船であり、ナローマルチビーム測深機（シービームシステム）、12チャンネルのマルチチャンネル反射法音波探査装置等各種の新しい海底調査機器を搭載している（中西，1984 a）。これらの新しい海底調査機器の導入は取得データの質の向上をもたらしたばかりでなく、従来に比べ格段に効率のよい調査が可能となった。とりわけ、ナローマルチビーム測深機は深海域調査に大いに威力を発揮し、今回の調査区域はこれまでにない広範囲をカバーすることができた（第1図）。

ナローマルチビーム測深機は従来の音響測深機と比較すると、ⅰ）測深ビームが非常に鋭く、ⅱ）同時に多数の測深ビームを用いて船の横方向のマルチ測深を行い、ⅲ）測深データの計算機処理により船上で任意の縮尺で等深線図を描くことができる点が主な特徴である。個々の測深ビーム幅は2°度、ビーム数は16、水深の約80%の幅、すなわち水深5000mのところでは航跡を中心として約4000mの幅の区域を同時に測量できる。従来の音響測深機の測深ビームが1本で、約10～20度とビーム幅が広がったのと比べると、測深密度が飛躍的に増大した。また、測線の設定に注意を払えば、未測部分のない面的測量が可能である。

2. 相模トラフ東部の測量史

この海域で組織的かつ近代的な水路測量がはじめて実施されたのは、昭和50年（1975年）の測量船「昭洋」による大陸棚の海の基本図測量である。測量船「昭洋」によるこの測量では、南北方向に2海里間隔の主測線を設定し、音響測深、エアガンを音源とするシングルチャンネル音波探査、地磁気及び重力測量等の総合的な海底調査が実施された。その成果は、20万分の1大陸棚の海の基本図の「房総半島東方」（No.6366）、「野島埼南東方」（No.6531）として海底地形図、海底地質構造図等が刊行されている。また、この測量の成果は、100万分の1海底地形図「中部日本」（No.6313）にも活用されたほか海底地質構造に関しては岩淵ほか（1976）が検討を加えている。

一方、大型測量船「拓洋」の就役にともない、「拓洋」に装備されたナローマルチビーム測深機のパフォーマンス海域として、非常に複雑な地形である房総海底崖付近が選ばれ、昭和59年4月に実施された。その結果、後述するように従来考えられていたものとは異なり、顕著な蛇行海底谷が予察的に明らかとなった。

そして、ここで報告する「相模・南海トラフ海底活構造調査」により、房総海底崖を含む相模トラフ東部の詳細な海底地形の全貌が明らかとなったのである。

3. 調査の概要

「昭和59年度相模・南海トラフ海底活構造調査」の現地作業班、使用機器等の概要は次のとおりである。

作業期間 昭和59年5月16日～6月4日（20日間）

実施船 拓洋（2600トン）

現地作業班 拓洋船長 吉田弘正ほか乗組員37名

玉木 操、富安義昭、石井 操、宗田幸次、加藤 剛（以上、海洋調査課）、上村由美子（航法測地課）

調査項目 海底地形、地質構造、地磁気、重力

使用機器 複合測位装置、ナローマルチビーム測深機、表層探査装置（3.5kHz）、深海用音波探査装置（シングルチャンネル、12チャンネル）、海上磁力計（GM123型）、海上重力計（KSS30）

調査実績 約2300海里、ただし、深海用音波探査（12チャンネル）は94海里。

なお、使用機器はいずれも拓洋に装備されているもので、その詳細については中西 (1984 a, 1984 b) にまとめられている。

今回の調査では海底地形の詳細な把握に重点がおかれ、未測深区域がないように測線を設定した。このため、測線間隔は水深に応じて変えた(第2図)。主測線間隔は1.5~4 kmである。

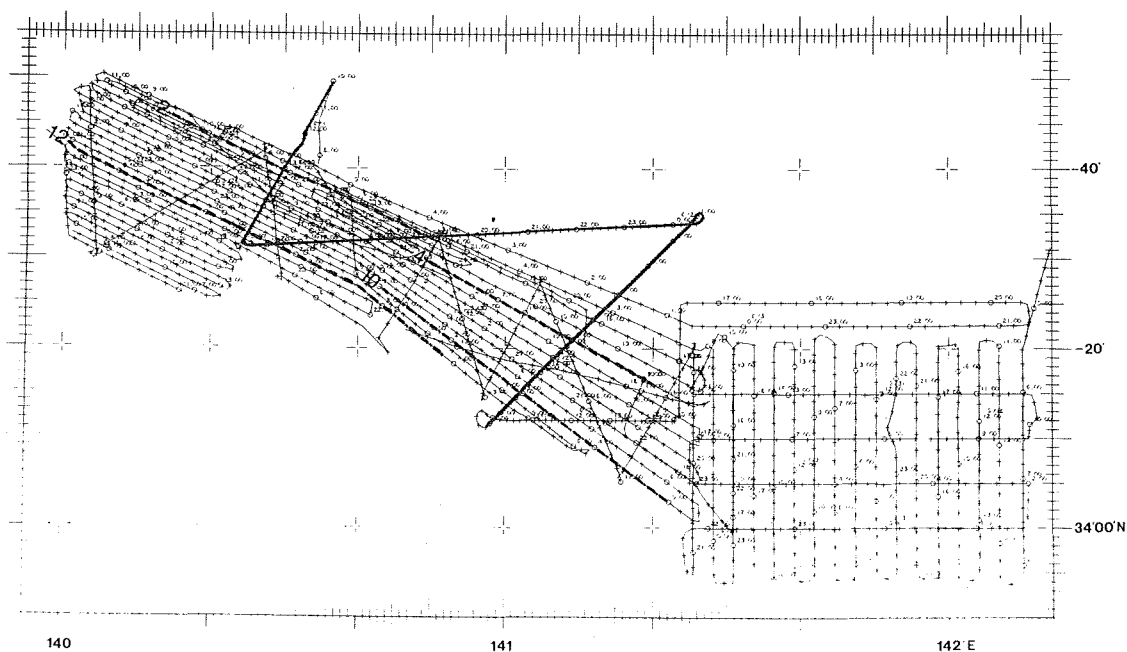


Figure 2 Surveyed tracks. Thick Line: 12-channel seismic profiling, Thick broken line: Seismic profiles in Figure 11 and 12.

4. 海底地形図の作成

ナローマルチビーム測深機では、測深と同時に等深線図を描く。従って、航跡図上にその地形図を貼っていくと、海底地形図が船上できていく。第3図は、こうして作られた地形図で、モザイク地形図と呼んでいるものである。この段階ですでに海底地形は概観することができる。しかし、最終的な地形図とするためには、船位の最終補正、船の進行方向と船首方向角との違いによるサイドビームの位置補正、明らかな不良データの削除、音速度による水深の補正を行う必要がある。これらの諸補正を電子計算機処理により行い作成したのが第4a~f図である。

また、海底地形の理解を助けるために三次元景観図を作成した。第5図は南側から相模トラフ海域を俯瞰したもので、第6図は南南東から海溝三重点を俯瞰したものである。

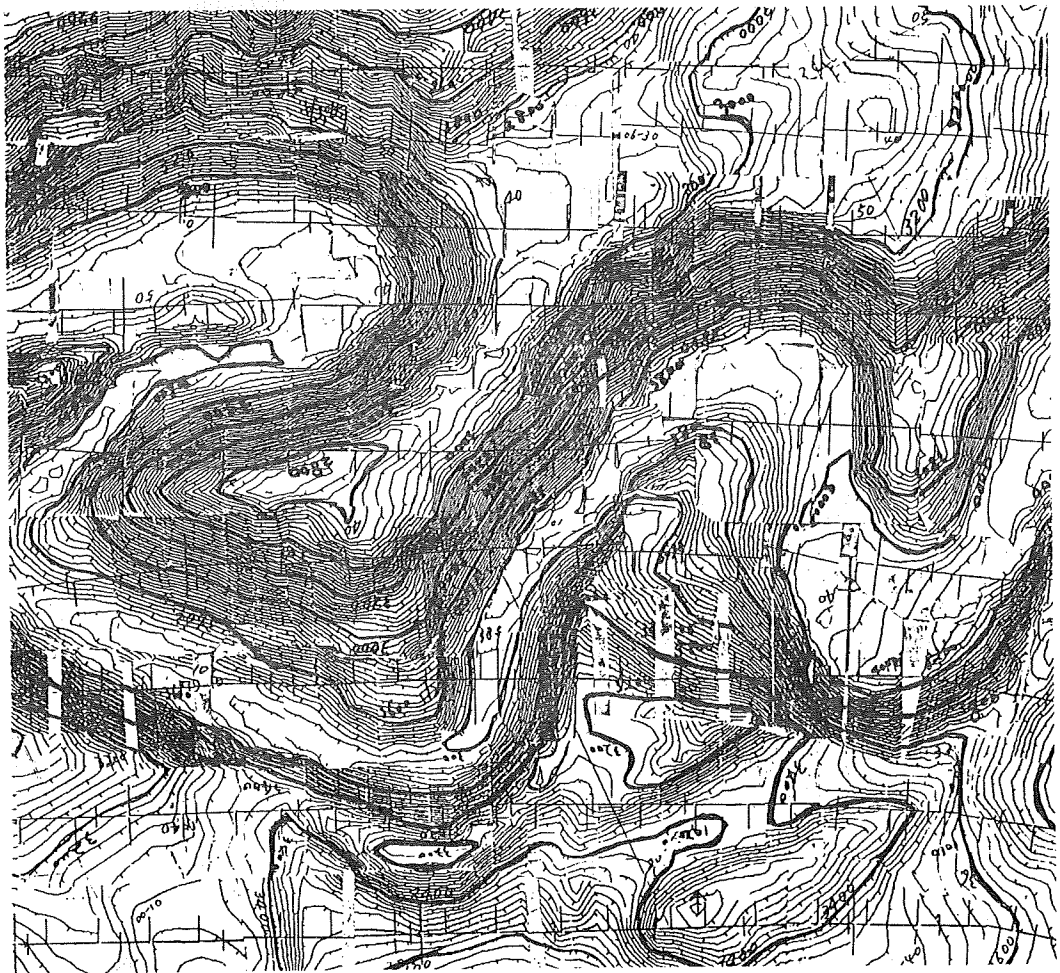


Figure 3 Mosaic map of the multi narrow beam echo sounder (SEA BEAM). Contour interval 20 meter, original map scale 1 : 50,000.

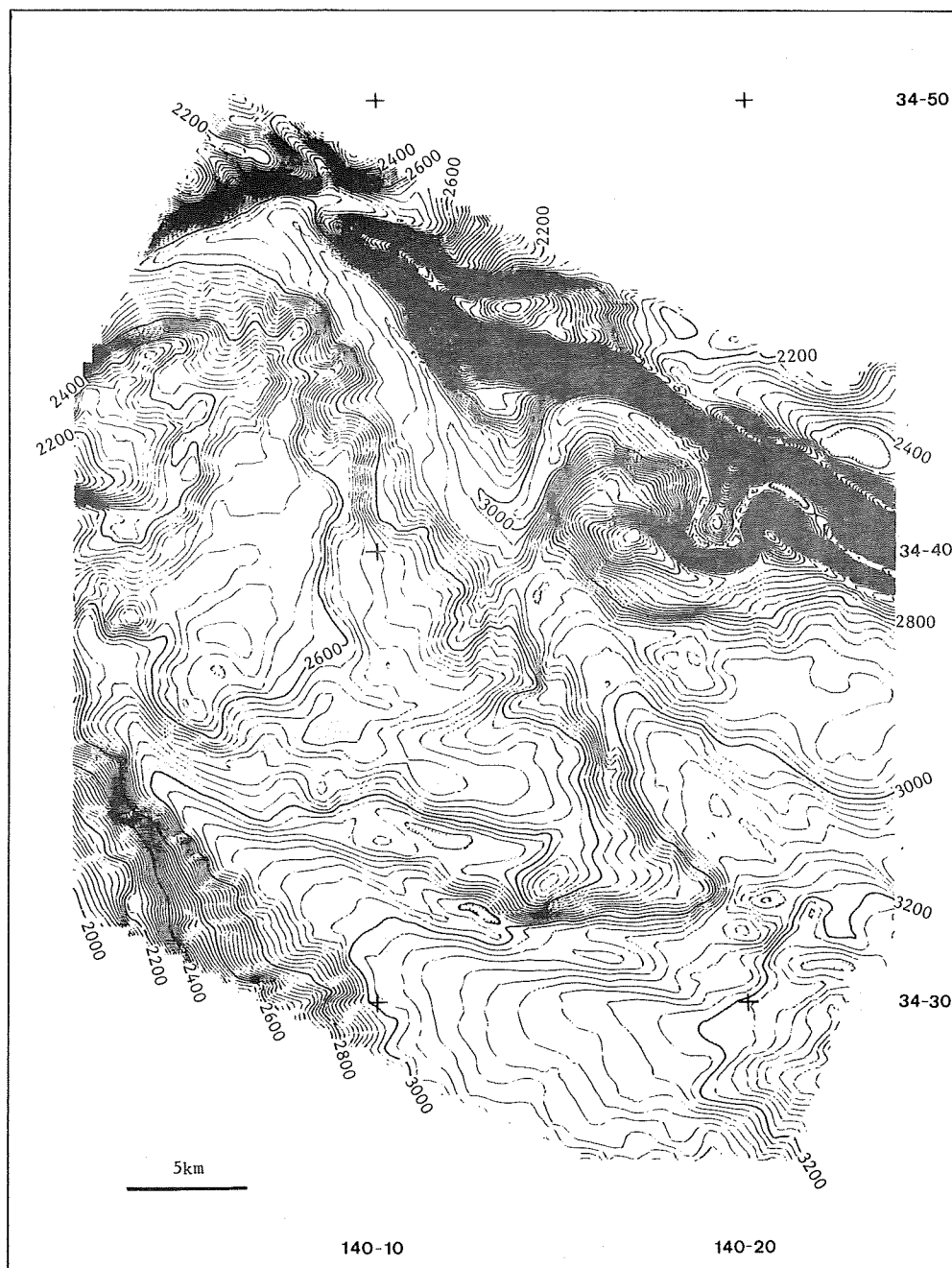


Figure 4(a) Computer-aided bathymetric map of the eastern Sagami Trough to the Triple Junction. Contour interval 20 meter.

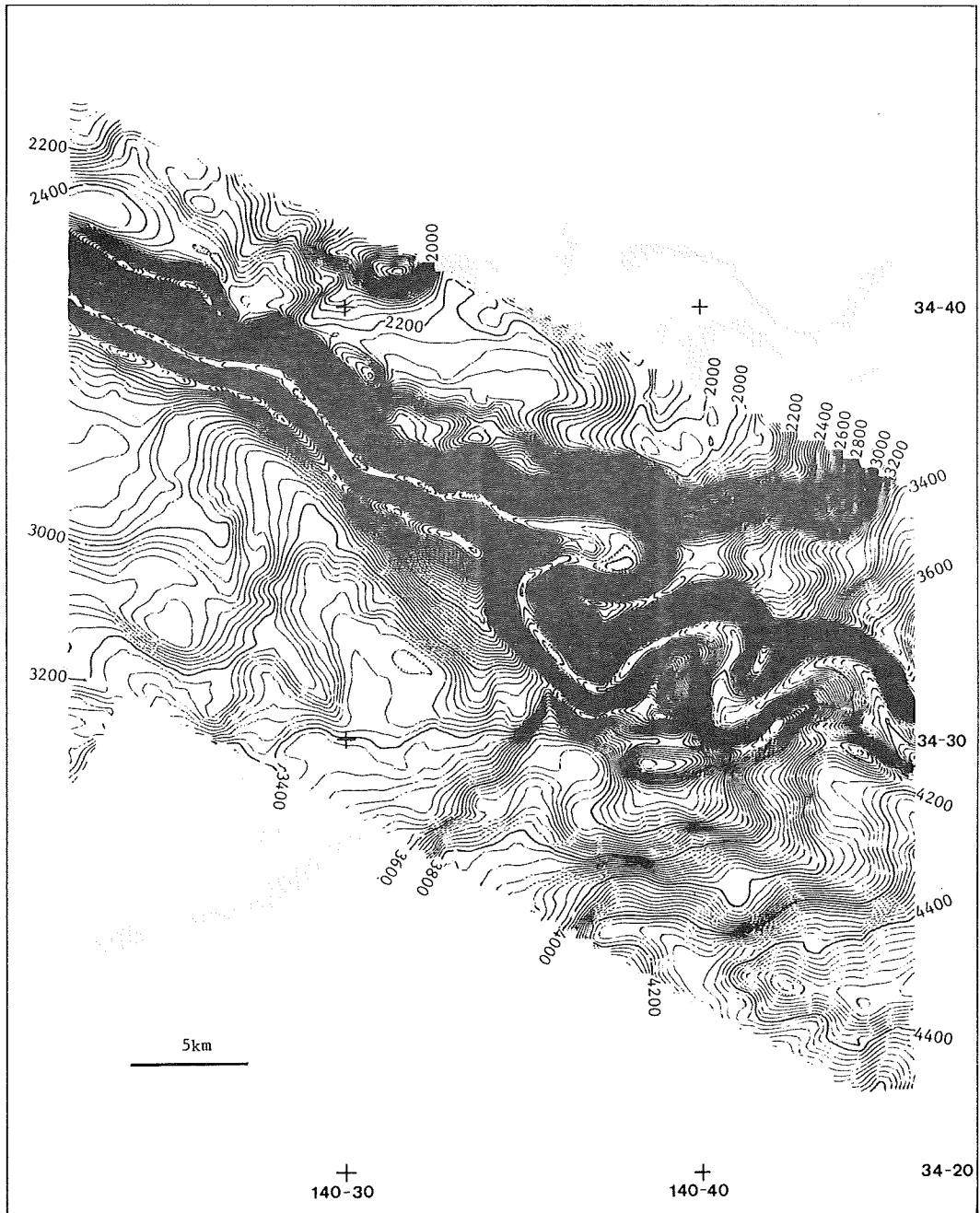


Figure 4(b) (continued)

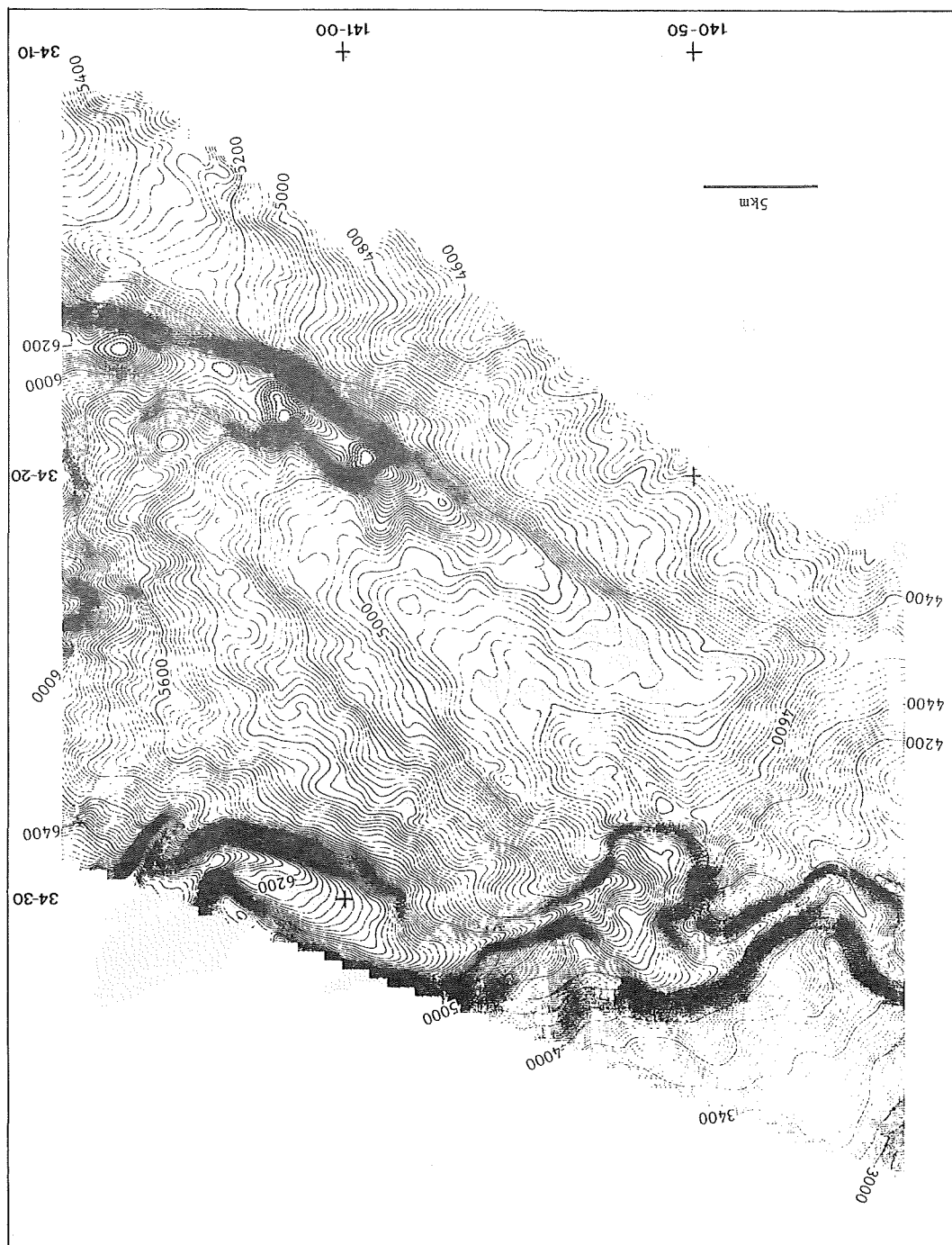


Figure 4(c) (continued)

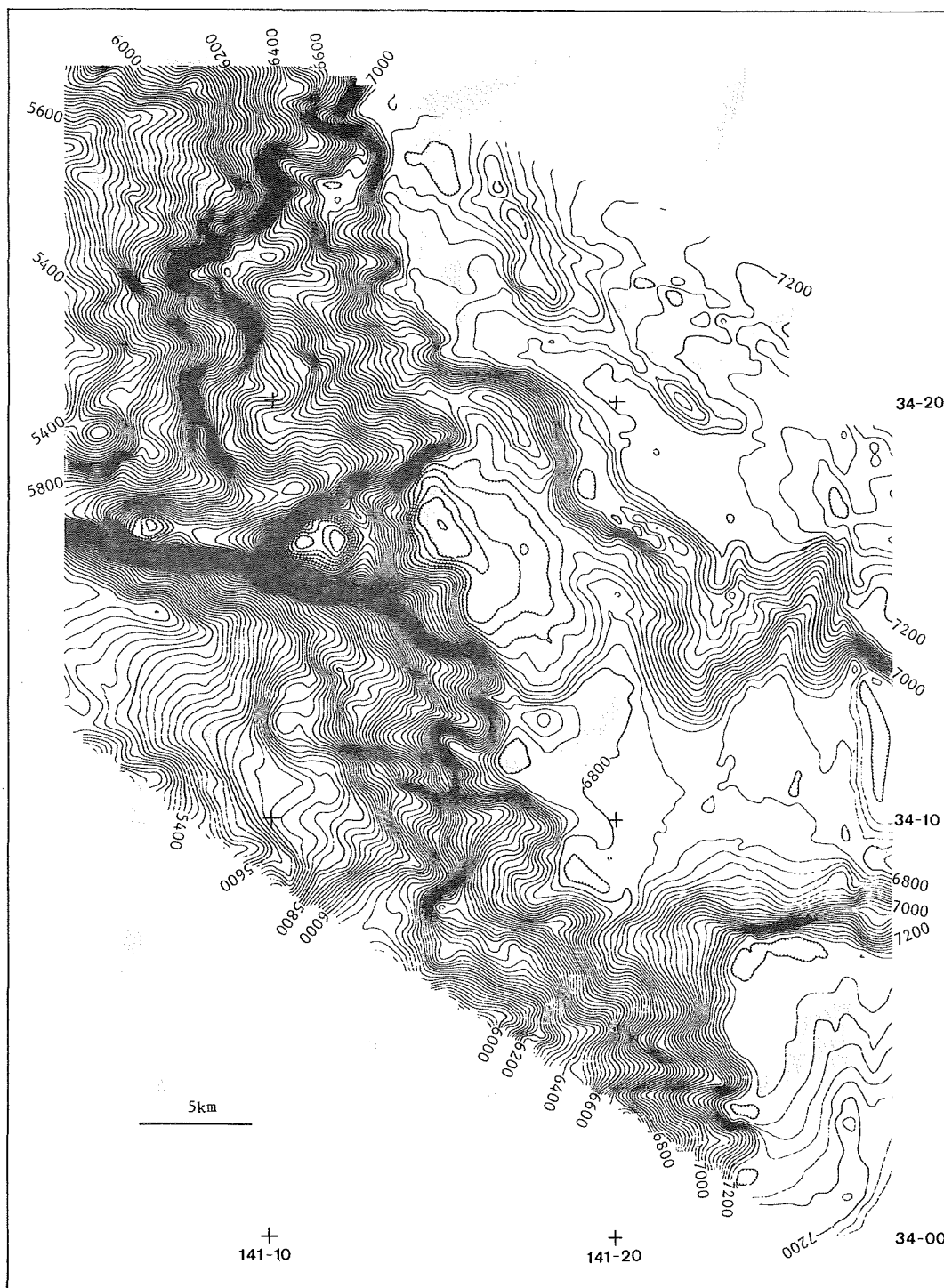


Figure 4(d) (continued)

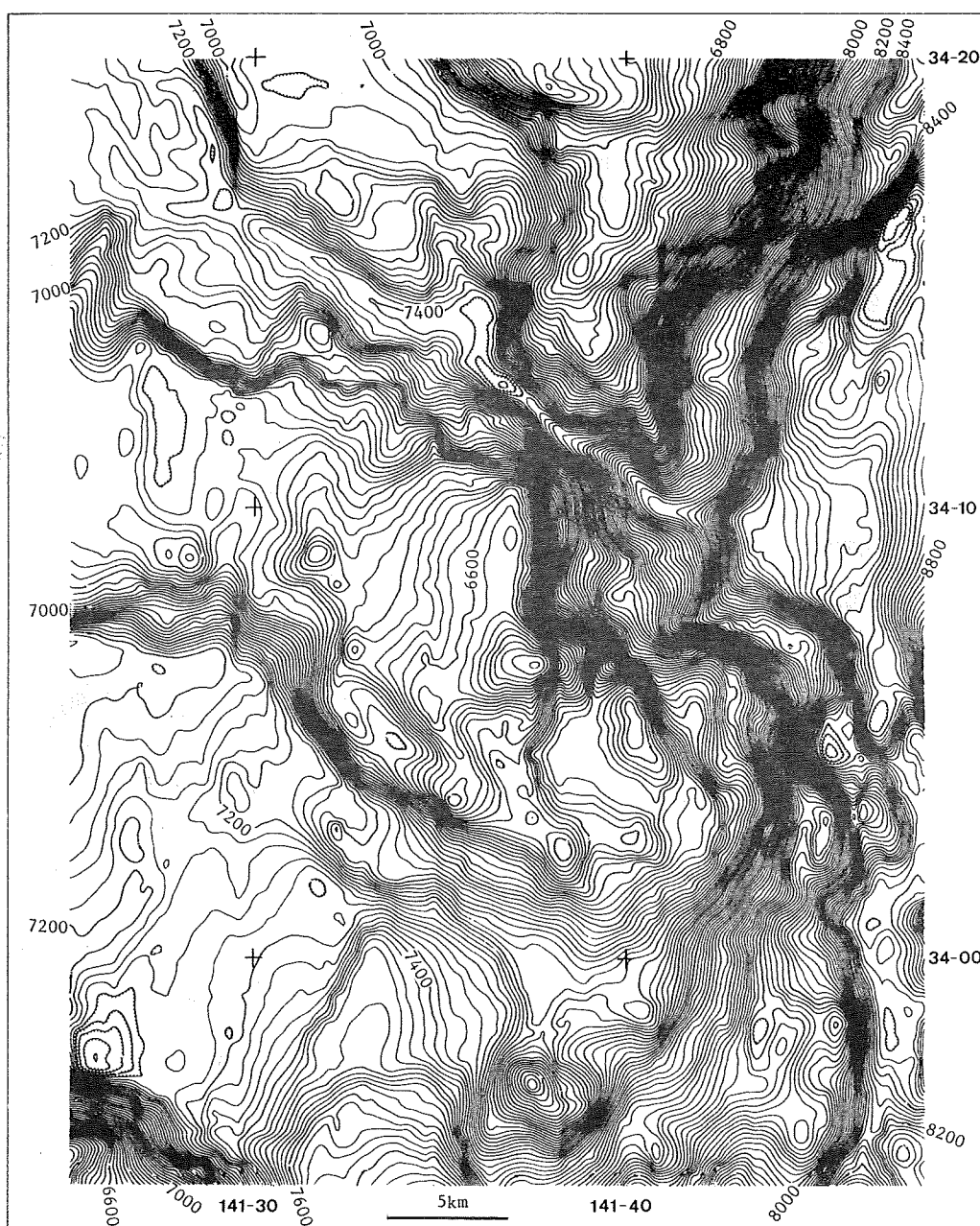


Figure 4(e) (continued)

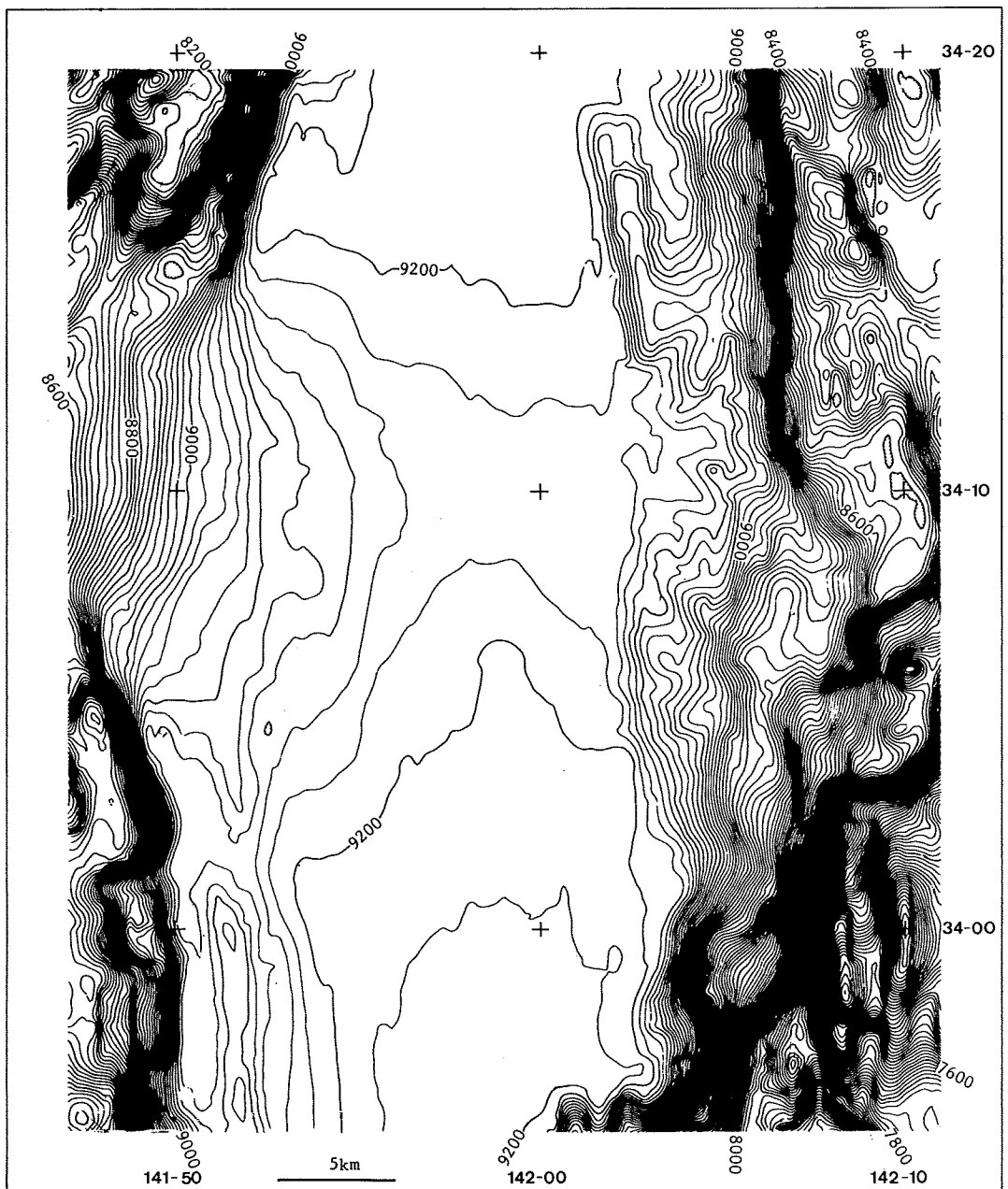


Figure 4(f) (continued)

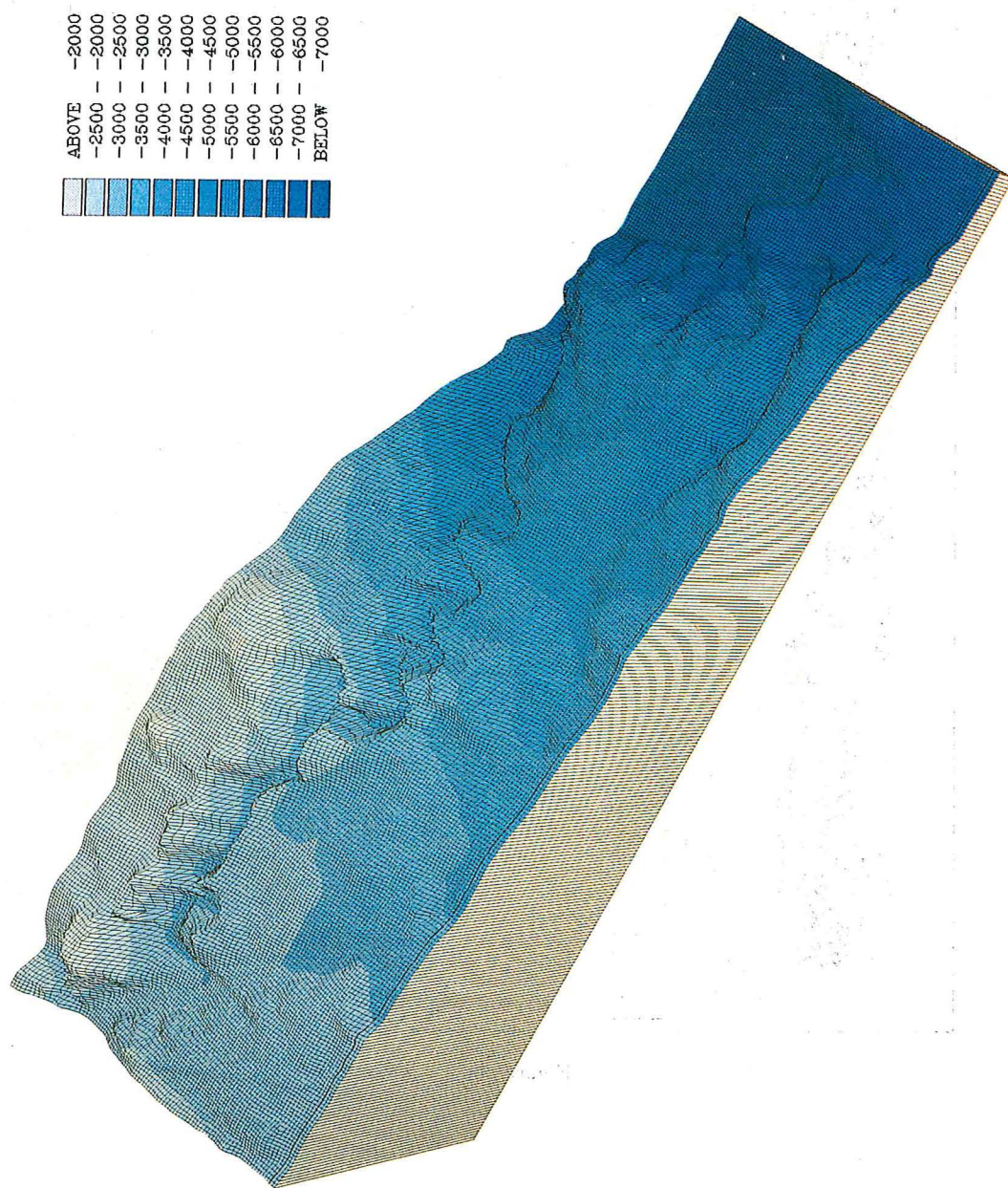


Figure 5 3-D view of the eastern Sagami Trough

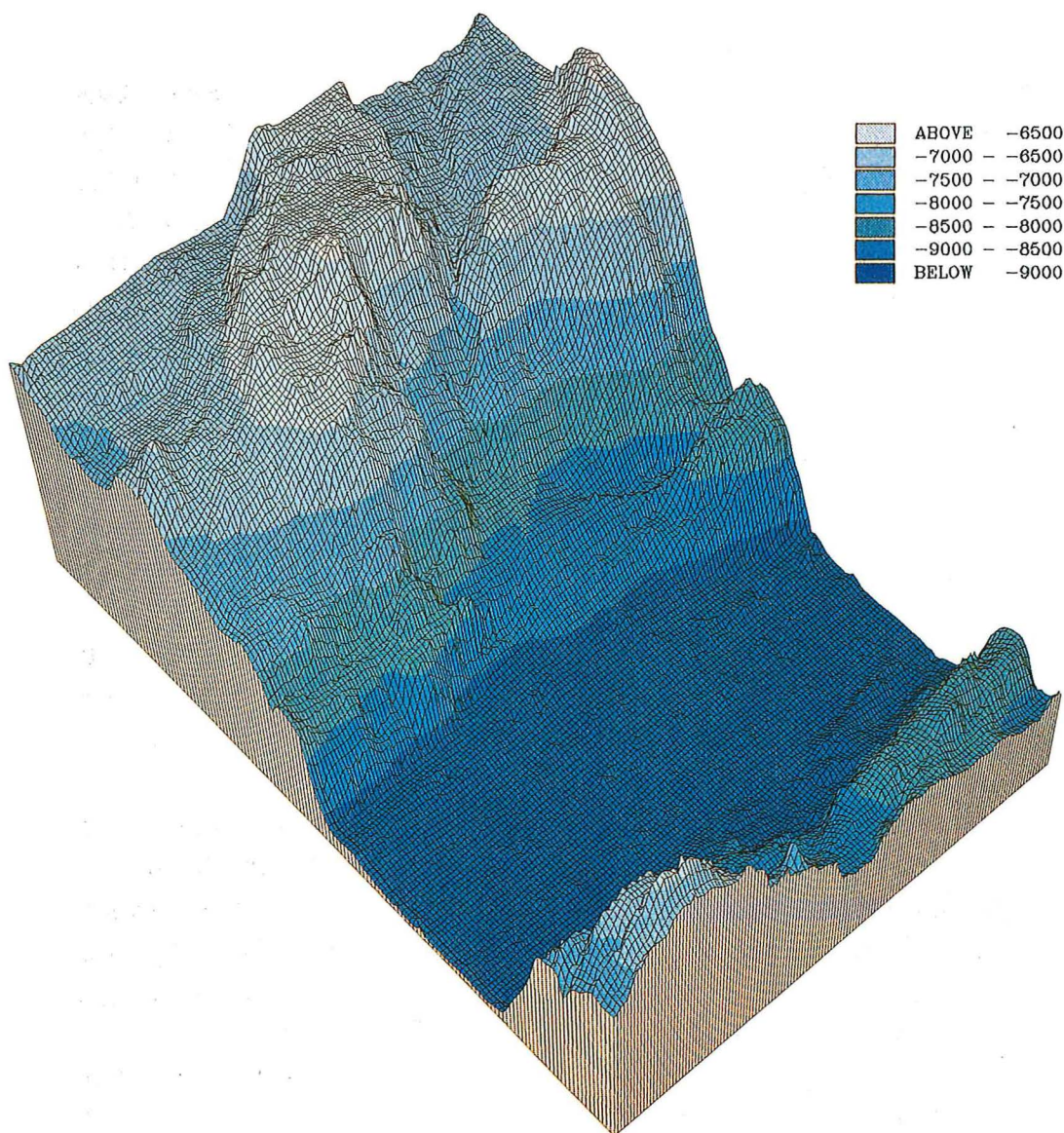


Figure 6 3-D view of the triple junction

5. 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形

調査海域は第1図に示すように相模トラフの軸に沿った細長い区域であり、海底地形を理解するうえには周辺海域の地形とともに見る必要がある。そこで、第7図に示す広域海底地形図を作成した。この図は、今回の測量成果や第1図に示す精密測量データをすべて組み入れた図である。

ここでは、まず、第7図を使って相模トラフを中心とするこの海域の海底地形を概観し、次に今回の調査海域の地形について記述することとする。

(1) 相模トラフ付近の海底地形の概観

相模トラフは日本列島と七島・硫黄島海嶺を区切る長大な深まりで、相模湾北西部から伊豆・小笠原海溝まで続く。トラフ軸は概して西北西―東南東方向に走るが、何度か屈曲が見られる。トラフ底は、房総半島南端の野島埼沖以西では幅の変化はあるものの一本の筋として引くことができるが、野島埼沖以東海溝近くまでは2本の海底谷がほぼ平行している。ここでは、「相模トラフ」という地形名をこの2本の海底を含む大きな凹地地形としてとらえることにする。また、2本の平行する谷については、北側の房総海底崖に沿う谷(谷底水深約3000~6500m)を房総海底谷(BOC)、南側の谷(谷底水深約2500~7000m)を安房海底谷(AWC)と仮称しておく。

相模トラフ付近には海底谷の発達が著しい。相模灘にも東京海底谷をはじめ相模トラフに続く海底谷が多いが、トラフ東部にも鴨川、新島、三宅海底谷などがトラフに注いでいる。また、トラフの北側斜面には片貝、御宿、勝浦海底谷、南側斜面には北御蔵、御蔵海底谷などが分布している。

トラフ南側斜面は、海底谷を除くと概して北東に傾く平滑な斜面で、トラフに近づくに従い傾斜を増す。北側斜面はこれよりやや複雑で、急崖や平坦な部分が認められる。

トラフの末端の海溝付近は、トラフ主要部とは異なる地形配列を示している。

今回の調査海域はBOCとAWCのほとんどをカバーし、東端は伊豆・小笠原海溝底平坦面を越えて、海溝東側斜面まで達している。以下に、BOC、AWCの両海底谷、その間の帯状地域(ここでは「トラフ中央帯」と呼ぶ)、そして海溝付近の順に地形的特徴を中心にみることにする。

(2) 房総海底谷(BOC)

今回の調査結果で最も注目されるのは、房総海底崖に沿ってひとつづきの大海底狭谷が発見されたことである。これまでの測量結果から作成されていた海底地形図(例えば海上保安庁水路部(1982))をみると、この海底谷の部分は雁行配列する細長い凹地群として描かれていた。これは、前述の昭和50年(1975年)の測量成果から描かれたものであり、2海里間隔の測深データに基づいているが、極めて複雑なこの海域の地形を十分に把握するには至らなかったためである。今回の調査で、明らかとなった房総海底谷(BOC)の地形的特徴をまとめると次のようになる。

- I 谷底は順傾斜で、著しく蛇行する部分では上に凸な縦断面を示している。第8図に示す谷底縦断面をみると、BOCは東に向かって順次深度を増し、蛇行部分のD~Lにかけての縦断面は、一般的な陸上河谷の安定した平衡河谷と異なり、いわば不安定なプロファイルとなっている。

谷底が順傾斜であるということは、陸上あるいは浅海域を供給源とする堆積物の深海域への移動経路として、現在も生きていくことを示すと考えられる。また、縦断プロファイルが不安定な凸の状態をしていることは、蛇行部分が相対的に隆起しているためと推定される。

- II 非常に深い谷で、谷壁斜面は急崖が続いている。このことは、浸食作用とりわけ下刻作用が激しいことのあらわれであり、浸食基準面の低下あるいはこの海域の相対的隆起を物語る。

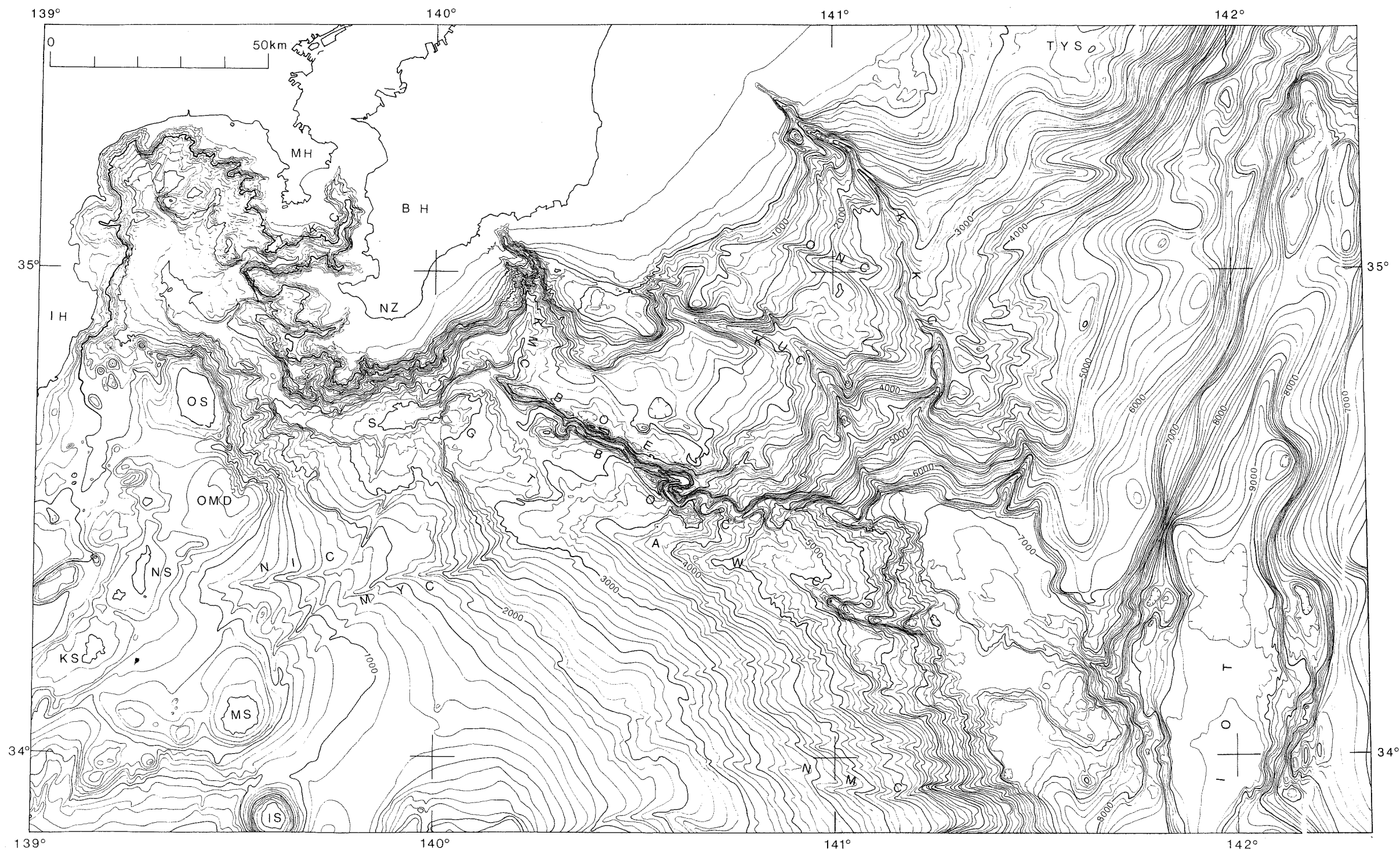


Figure 7 Bathymetric chart of the Sagami Trough and adjacent area, compiled by Go Kato. Contour interval 100 meter, original scale 1:500,000. This chart is compiled the close surveyed data and the bathymetric chart of Central Nippon (Hydrographic Department, M. S. A., 1982).

AWC: Awa Canyon (安房海底谷), BH: Boso Hanto (房総半島), BOC: Boso Canyon (房総海底谷), BOE: Boso Escarpment (房総海底崖), IH: Izu Hanto (伊豆半島), IOT: Izu-Ogasawara Trench (伊豆・小笠原海溝), IS: Mikura Sima (御蔵島), KCC: Katakai Canyon (片貝海底谷), KMC: Kamogawa Canyon (鴨川海底谷), KS: Kozu Sima (神津島), KUC: Katura Canyon (勝浦海底谷), MH: Miura Hanto (三浦半島), MS: Miyake Sima (三宅島), MYC: Miyake Canyon (三宅海底谷), NIC: Niizima Canyn (新島海底谷), NMC: Kita-Mikura Canyon (北御蔵海底谷), NS: Nii Sima (新島), NZ: Nozima Saki (野島崎), OMD: Oomuro Dasi (大室ダシ), ONC: Onzyuku Canyon (御宿海底谷), OS: O Sima (大島), SGT: Sagami Trough (相模トラフ), TKC: Tokyo Canyon (東京海底谷), TYS: Tyosi Spur (銚子海脚).

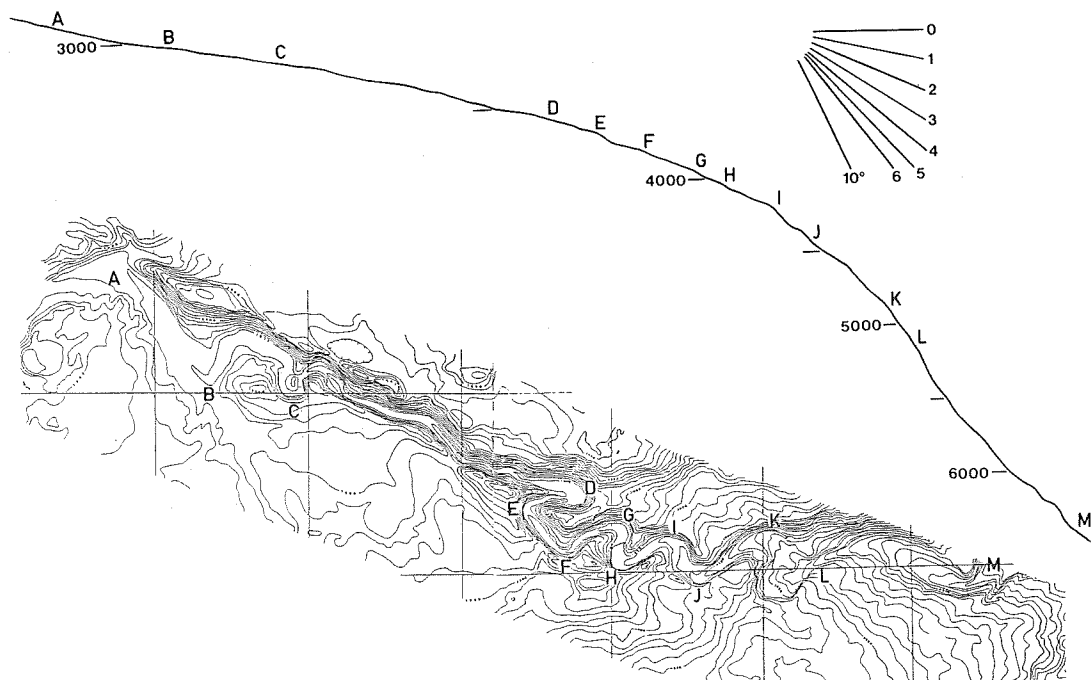


Figure 8 Longitudinal profile along the bottom of the Boso Canyon(BOC).

- iii 谷底水深が3500～4500m付近に大きな蛇行が認められる。一般に海底谷の成因については議論の多いところであり、また、それぞれの海底谷で異なるのであろうが、このBOCについては、この蛇行の存在により“流れ”による浸食をかなりのウェイトで考慮する必要がある。
- iv 後背流域面積が大きい。BOCはひとつづきの海底谷であり、広域に追跡すると（第7図）、この谷は、相模トラフの北西端から延々と300km以上の長さで、ここに流入する他の海底谷、さらに背後の陸上も含めた流域面積は広大なものであることがわかる。このことは、堆積物の供給が大きい可能性を示唆し、上記iiiの“流れ”を考える上で重要である。
- v トラフ全体の凹地地形のなかで、西部のBOCは斜面の途中に位置している。トラフの方向と直交して描いた横断面（第9図）に顕著にあらわれている。このことは、BOCの形成過程を考えるうえで重要な事項である。斜面の途中にあるということは、現在は必従的な谷ではないということ、また、谷としては不安定な位置といえる。BOCが海底谷としてもともとこのような位置にあったかどうかという問題が生じるであろう。
- vi 谷に沿ってこれと平行する高まりが両岸に継続している。谷の脇にある高まりとしては自然堤防が思い浮かぶが、この高まりは比高が数百mと大きく、自然堤防と考えるには無理がある。地殻変動によるものなど他の要因を考える必要があろう。

(3)安房海底谷 (AWC)

相模トラフ底の南限には、BOCと対照的な地形のAWCがBOCとほぼ平行して走る。AWCは水深約5000m付近を境に上流部と下流部で大きく異なる。

- i 上流域は緩い谷壁をもつ谷で、相模トラフの谷底に位置する。谷の南側斜面は平滑で、一様に北北東に傾斜している。谷の北側はトラフ中央帯の緩斜面である。

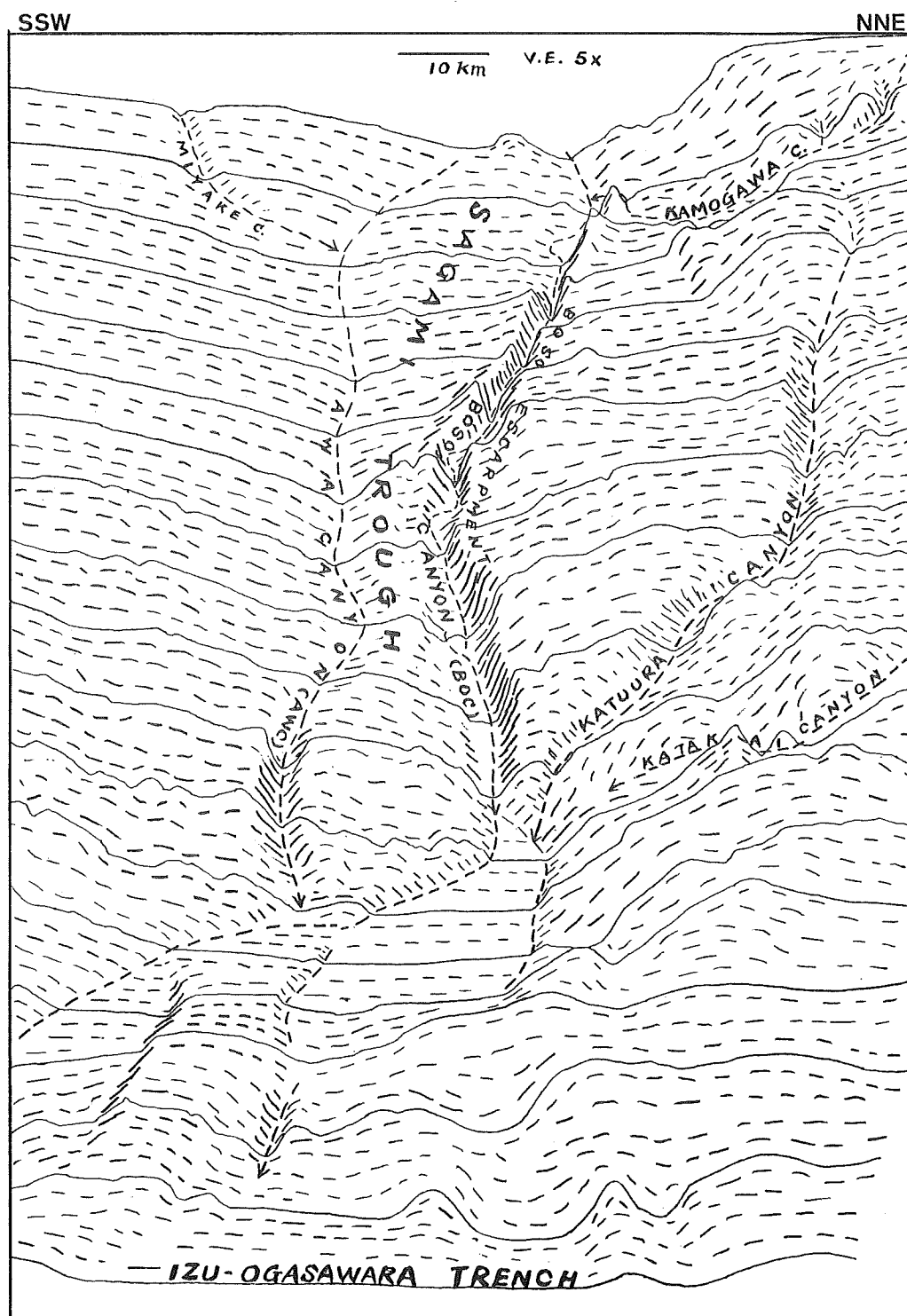


Figure 9 Topographic cross sections of the eastern Sagami Trough. Vertical exaggeration 1:5.

- ii 上流部はトラフ中央帯に支谷をもつ。AWCと支谷の谷頭部はBOCと鞍部で隔てられている。鞍部は比高100~200mである。
- iii 下流部は峡谷をなすが、BOCのような蛇行はみられない。
- iv 下流部の谷底は順傾斜でなく、7つの円形凹地が認められる。これはBOCと最も異なる特徴で、第10図の谷底縦断面によくあらわれている。今回のデータのように詳細な地形が明らかになっている海底谷はすくないが、海底谷としてあまり例をみないことであろう。円形凹地の存在はこの谷における堆積物の移動がほとんどないことを意味し、昔の谷が部分的な谷壁の崩壊等によって埋められたもの、あるいは構造的な成因を考えざるを得ない。
- v 下流部は必従谷ではない。5000mの等深線で代表されるように、谷をはさむトラフ中央帯と南側斜面はいずれも東北東に傾くのに対し、谷の方向は南東~東南東である。
- vi BOCと比較して後背流域面積はせまい。堆積物の供給がすくなく、従って「流れ」もBOCほど期待できない。

(4)トラフ中央帯

BOCとAWCにはさまれたトラフ中央帯は、水深4000~4500m付近の急傾斜部を境に西部と東部に区分できる。

西部はかなり平坦で概して南東に傾き、AWCに合流する数条の浅谷が認められる。この海域の音波探査記録(シングルチャンネル)をみると、この西部平坦面はかなり変位・変形を受けた堆積層が認められる(第11図No.12)。この記録と似た音波探査記録はBOCの北側にあらわれ(第11図No.2)、トラフ中央帯西部平坦面域は、トラフの北側斜面と同じ地質構造区に属すると考えられる。

一方、東部は西部に比較すると急な斜面をなし、概して東北東に傾斜した斜面で東に向うほど急傾斜となっている。この地形はAWCを隔てたトラフ南側斜面に類似し、AWCを埋めたと仮定すると、5000m以上の等深線はよくつながる。また、音波探査記録(第12図No.4)をみても、南側斜面の(第12図No.10)と同様、起伏のすくない音響的基盤と、その上のあまり変位・変形を受けていない透明層が存在している。トラフ中央帯東部は、トラフの南側斜面と同じ地質構造区に属すると考えられる。

(5)海溝付近

海溝付近の地形分類図を第13図に示す。この海域では南北方向の帯状配列が顕著である。東側から海溝東側斜面、海溝底平坦面、継続するリッジ、そしてその背後の小海盆である。小海盆の西側は七島・硫黄島海嶺の斜面麓部で区切られる。

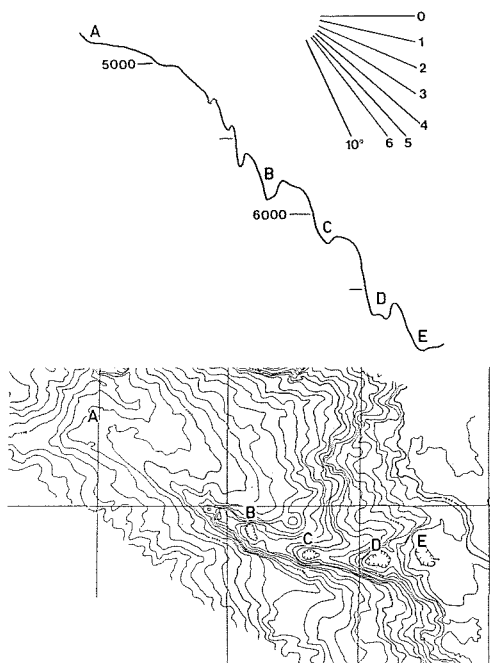


Figure 10 Longitudinal profile along the bottom of the eastern Awa Canyon(AWC).

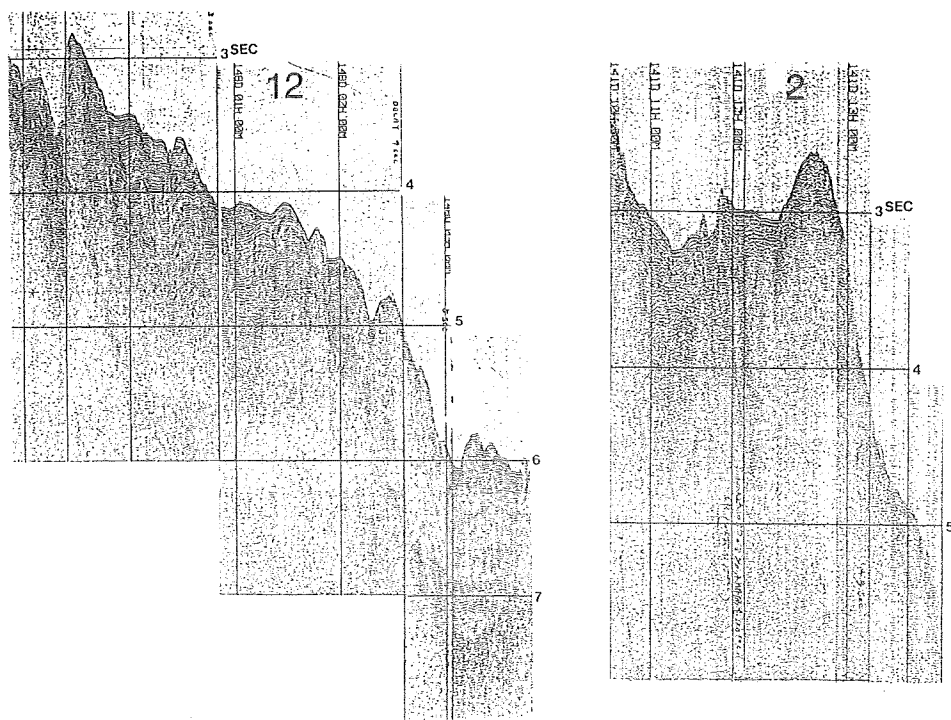


Figure 11 Single-channel seismic profiles of Line 12 and 2. Location is shown in Figure 2.

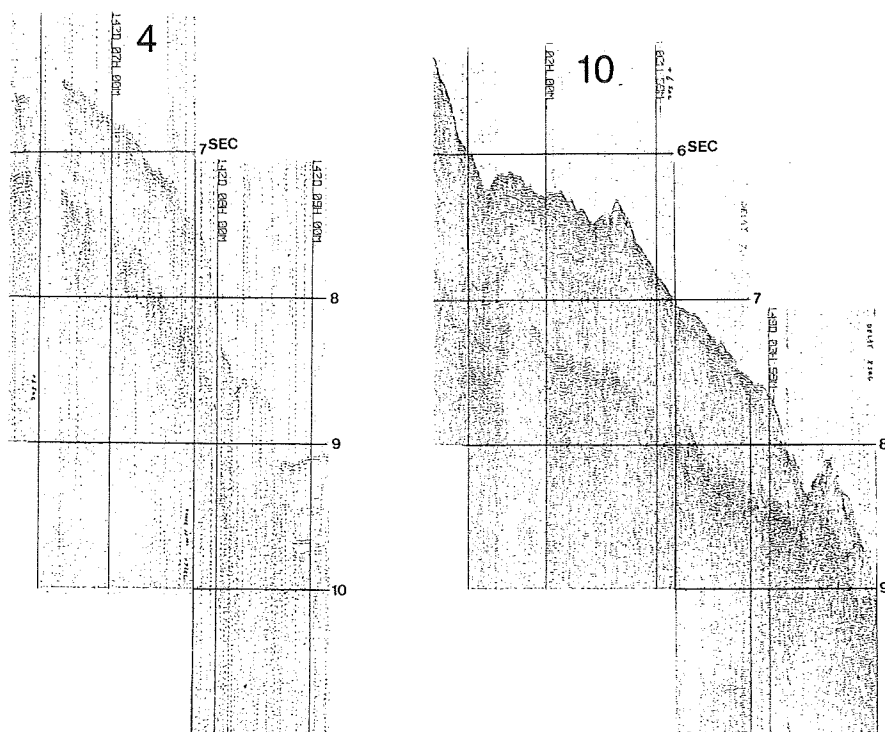


Figure 12 Single-channel seismic profiles of Line 4 and 10. Location is shown in Figure 2.



Figure 13 Map showing prominent topographic feature of the triple Junction.

- 1: Izu-Ogasawara Trench floor, 2: Fan, 3: Inner ridge along the trench,
- 4: Small Basin, 5: channel between the Boso Canyon (BOC) and the Izu-Ogasawara Trench.

海溝東側斜面は全体とては西に傾く急斜面であるが、南北方向に主軸をもつ起伏が認められる。海溝底平坦面は、幅約20kmと広い水深約9100～9200mの平坦面をなす。この海溝底の特徴はこの平坦面の広さで、日本海溝など他の海溝底と比べてもかなり広いところといえる。リッジは海溝底からの比高が2000mを超える高まりで、海溝側斜面はかなりの急斜面となっている。このリッジはこの区域では3つに分かれるが、北側の高まりは海脚状にのびた地形の末端部である。北側と中央の高まりの間には、北西の小海盆から続く先行谷状の狭谷が走り、その末端には扇状地地形が認められる。扇状地はよくみると多少歪んだ形をしている。等深線が直線に近く、扇状地の西部が東部に対し相対的に隆起する傾動運動があったことをうかがわせる。小海盆は頂部の平坦な台地で南北に分離している。海盆底は水深7000～7500m程度の水深で、リッジとの比高はあまりない。北の海盆底にはチャンネルが認められる。このチャンネルは、海盆に流入するBOCとリッジを切る狭谷とを連絡している。

6. 考 察

(1) プレート境界の位置

相模トラフは、七島・硫黄島海嶺側のフィリピン海プレートが日本列島下に沈みこむ境界であるという（中村・島崎, 1981）。プレートの収束境界の位置については、海溝軸に位置する物質境界と変形が集中する領域としての力学境界とを区別すべきであるとする中村・島崎（1981）、島崎他（1981）、Nakamura et al.

の考え方に従い、詳細な地形の明らかとなった相模トラフ東部での物質境界の位置について考えてみる。

物質境界の位置は、第14図に示すように西側ではAWCに、東側ではBOCに位置するものと考えられる。その根拠は、この境界を隔てた地形的特徴と音波探査記録にあらわれた地質構造の特徴であり、いずれも5(4)で述べたとおりである。従って物質境界は、水深約4500m付近でトラフ中央帯を横切り、またAWCの谷頭部では、比高約200mの鞍部(第14図A)を越えることとなる。物質境界の東端は、BOCの末端から北の小海盆に入るのであろう。

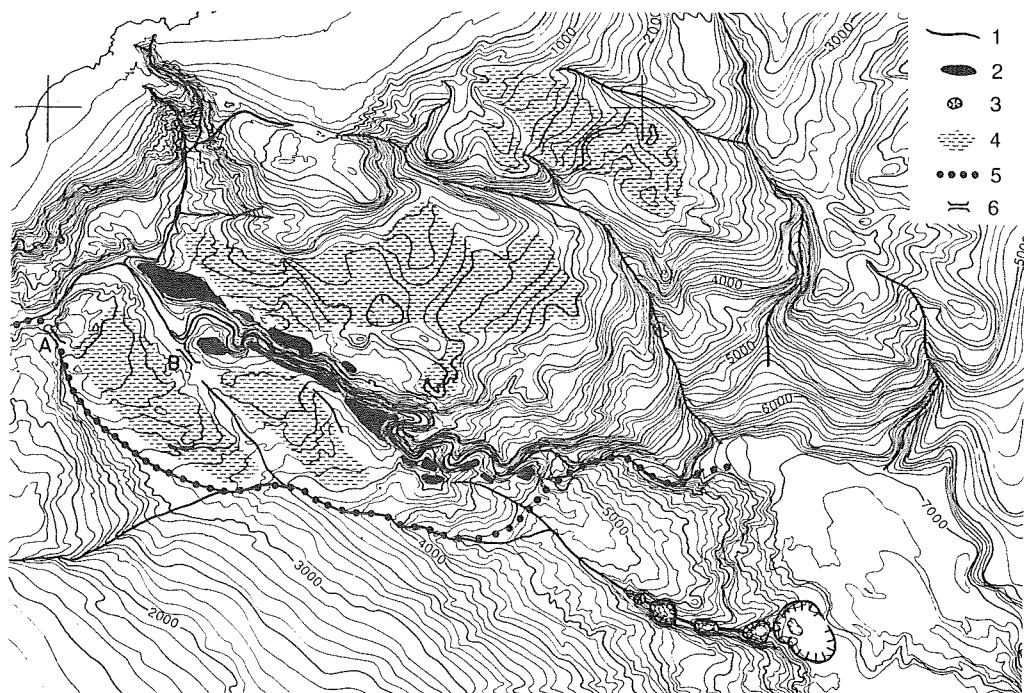


Figure 14 Map showing prominent topographic feature of the eastern Sagami Trough.

1: Canyons, 2: Ridges along the Boso Canyon (BOC), 3: Small depressions along the Awa Canyon (AWC), 4: Gentle slope range, 5: Material boundary between plates.

相模トラフ東部で最初にプレートの物質境界を引いたのは中村・島崎(1981)、島崎ほか(1981)であろう。これらには、物質境界がAWCの位置に引かれていた。しかし、最近になって、根拠については述べられていないが、中村ほか(1984)や中村(1984)では、第14図と同じ位置に引きなおされている。

伊豆・小笠原海溝は太平洋プレートの西縁の物質境界である。今回調査した伊豆・小笠原海溝に相模トラフが接続する部分は海溝三重点と呼ばれる、プレート収束境界の特異点と考えられている。この海溝三重点付近の詳細な調査・研究は、ここに接する3つのプレートの相互運動を解明するうえで極めて有効といえる。今回、これまでほんの概略しかわからなかった海底地形が、かなり詳細に把握できたことは、その第1歩を記したことになる。

海溝三重点付近の議論には、今回の調査区域では十分とは言えない。もうすこし広域に見る必要があろう。また、シングルチャネルの音波探査記録にも、第14図に示したたプレート境界東端から伊豆・小笠原海溝の

間についてプレート境界を引くための根拠となるような構造はあらわれていない。今回の調査で明らかとなった興味深いものは、小海盆の存在と七島・硫黄島海嶺東側の麓部の北北西—南南東方向の直線性である。

(2) 房総海底谷(BOC)の成因

房総海底谷(BOC)は5(2)で述べたように海底谷としてはかなり特異な特徴を持つ。これらの特徴から若干の考察を加えてみることにする。

BOCは、その西部で現在トラフ北側斜面に位置しているものの、現在も相模トラフ内の海底谷の本流であることから、もともとBOCはトラフ最深部に位置していたのではないかと推定される。その後、BOCの付近では南に傾く傾動運動が起こり、すなわち、トラフの最深部がだいに南側に移動し、その結果、BOCは現在の不安定な位置に存在するようになったと考えられる。BOCの位置では、蛇行部分を中心に相対的に隆起したことになる、穿入を形づくる下刻作用はこれによるものということになる。

この相対的隆起は、プレート境界の陸側斜面で変形の集中する力学境界域に位置し、日本列島側に対し、フィリピン海プレートが、現在は北西方向に移動している(中村・島崎, 1981; 貝塚, 1984)ためと考えられる。すなわち、フィリピン海プレートの一部であるトラフ中央帯東部が、北西に押すその前面に位置するBOC付近に最も影響を与えたと考えられる。

顕著な穿入蛇行については、蛇行が形成された後穿入したことになるが、蛇行は相模トラフ底の平坦地で自由蛇行していたものが原形となったか、あるいは、構造的な規則を受けて折れ曲った流路を持ったものが原形となったかの二つが考えられる。現在の流路からみると、後者では規則的方向性を求めたくなるが、それが鮮明でないことから、前者の考えがよさそうにみえる。ただ前者の自由蛇行を原形と考えた場合、流路に沿って断続する高まりの説明がつきにくい。この高まりのひとつで採取された泥岩は3—2 Maである(藤岡ほか, 1984)ことから、これより新しい時代に高まりとなったと考えられる。

(3) 安房海底谷(AWC)と房総海底谷(BOC)の関係

AWCとBOCは相模トラフの幅の広い凹地をほぼ平行に走るが、両者の地形的特徴は非常に対照的である。AWCとその支谷の谷頭は鞍部でBOCと隔てられる。明瞭な鞍部は2か所ある(第14図A, B)。

現在はBOCにある相模トラフの堆積物運搬経路は、いずれ、この2か所の鞍部から順次AWCに移移すると考えてはどうだろうか。その理由となるのは、①理在のBOCが斜面途中に位置し、トラフ凹地全体としてはAWCが谷底に位置していること、②第14図B鞍部の北側のBOCは、もともと直線に近い流路がカギ状に屈曲したような地形にみられることである。またBを越えて結ぶ北西—南東方向の谷線は直線的で、地溝や向斜といった新しい構造運動により形成されたもののようにみえる。

この地形図をはじめに見たとき、このB鞍部は非常に目につき、いわば河川争奪の跡とみられた。すなわち、一見、もともとAWCを流下していたものがBOCに移移したものとみえるのである。しかし、BOCの地形から、どうもあり得そうもないと考えられる。BOCが大きな蛇行をもつ深く下刻した谷であり、頻繁に流れを生じさせ、浸食力を与えなければ形成されない形状をしている。すなわち、以前から広い後背地を持っている必要があるからである。

(4) 相模トラフ及びその北側斜面の地形の共通性

御宿、勝浦、鴨川の各海底谷は、その流路を見ると、相模トラフの主軸方向(東南東)と斜面の必従方向(南南東)との組合せと見ることができる。片貝海底谷の支谷である御宿海底谷、勝浦海底谷の西半分とその谷頭延長部にある勝浦地溝谷、鴨川海底谷最上流部が、トラフ方向と同一で、これ以外は必従方向に流下する(第14図)。

また、もうひとつの共通性として、海底谷の間の区域に緩斜面域が存在することである。トラフ中央帯西部、勝浦海底谷とBOCにはさまれた水深1500~2500mの区域、御宿、勝浦両海底谷にはさまれた水深1200~2300mの区域である(第14図)。トラフ中央帯西部が、水深2500~3500mと最も深く、北東の緩斜面ほど浅くなっている。

これらのトラフ北側斜面の海底谷の流系と緩斜面の形状は、興味深い地形的特徴である。

7. おわりに

拓洋のナローマルチビーム測深機で得られた海底地形図から、相模トラフ東部付近の海底地形、地質構造について、その特徴を述べるとともに若干の考察を試みた。

この調査のデータ整理は、今まさに進行中である。従って、ここに示した海底地形図は、最終的なものではないことをお断わりしなければならない。また、3本の測線で実施されたマルチチャンネル(12ch)音波探査のデータ処理も進行中であり、この断面をふまえて、シングルチャンネルの記録を詳細に検討する予定である。

このような段階でこれをまとめたのは、BOCの蛇行谷の発見等海底地形学上大きな新知見を得たこと、また、この海域が日仏協力のKAIKO計画のひとつのターゲットになっており、また、気象庁が海底地震計の設置を進めていることなど、注目をあつめている海域であることから、早期に水路部のデータを提供し、今後の研究や業務の一助になればと考えたためである。

調査の実施に協力いただいた拓洋船長ほか乗組員の方々に心からお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 藤岡換太郎・ほか9名 1984: 房総海底崖付近の地質—KT83-20次航海報告—。震研集報, Vol. 59, 267—326ページ
- 岩淵義郎・桂忠彦・永野真男・桜井操 1976: フォツサ・マグナ地域の海底地質。海洋科学, Vol. 8, No. 8, 173—180ページ
- 海上保安庁水路部 1982: 海底地形図「中部日本」No. 6313, 1/100万。
- 貝塚爽平 1984: 南部フォツサマグナに関連する地形とその成立過程。第四紀研究, Vol. 23, No. 2, 71—76ページ
- 中村一明 1984: フィリピン海プレート北端の変動と三宅島噴火。月刊地球, Vol. 6, No. 12, 738—742ページ
- 中村一明・藤岡換太郎・竹内章ほかKAIKO LEG II 乗船者一同 1984: KAIKO LEG II (駿河・相模トラフ・海溝三重点) 速報。地震学会講演予稿集, 1984, No. 2, 25ページ
- 中村一明・島崎邦彦 1981: 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み。科学, Vol. 51, No. 8, 490—498ページ
- Nakamura, K., K. Shimazaki and N. Yonekura 1984: Subduction, bending and eduction. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. Bull. Soc. geol. France, 26, pp. 221—243.
- 中西 昭 1984a: 測量船「拓洋」と調査機器。最近の海底調査—その4—, シンポジウム資料, No. 4, 1—10ページ
- 中西 昭 1984b: シービーム精密測深システム。水路, Vol. 13, No. 3, 16—25ページ
- 島崎邦彦・中村一明・米倉伸之 1981: 駿河トラフと相模トラフ—測地学的・地形学的変動とプレート運動—。月刊地球, Vol. 3, No. 7, 455—463ページ

第1 鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面への もぐり込み現象

大島章一*・荻野卓司*・桂 忠彦*・池田 清*・内田摩利夫*
永野真男*・林田政和*・宗田賢二**・春日 茂*・谷 伸***

SUBDUCTION OF DAIITI-KASIMA SEAMOUNT INTO THE LANDWARD SLOPE OF THE JAPAN TRENCH

Shoichi Oshima*, Takuji Ogino*, Tadahiko Katsura*, Kiyoshi Ikeda*, Mario Uchida*
Manao Nagano*, Masakazu Hayashida*, Kenji Muneda**, Shigeru Kasuga* and Shin Tani***

Abstract

Daiiti-Kasima Seamount is a 3,000–4,000m high flat-topped seamount, and lies in the axis of the Japan Trench, located 220 kilometers east of Tokyo. In 1977, the Hydrographic Department of Japan conducted a survey over the seamount and adjacent waters. The average spacing of the tracks of the survey was 2 nautical miles, and it was done by the survey ship "SHOYO" as part of "The Basic Map of the Sea Project." It fairly revealed topography, geological structures, geomagnetic features and gravity anomalies of the seamount. Studies by Mogi and Nishizawa (1980) had provided a hypothesis that a breakdown had taken place, and the seamount was divided into two parts by a large NNE–SSW trending fault, while the western half of the seamount had subducted into the Japan Trench.

In 1983, the Hydrographic Department of Japan commissioned a new survey vessel "TAKUYO" (2,600 tons) in which a set of Sea Beam System, a single and multi-channel seismic profiler, a sub-bottom profiler, magnetometers, a gravimeter and a set of integrated positioning system were equipped. In December 1983, the Department carried out a detailed survey of Daiiti-Kasima Seamount by "TAKUYO" to confirm the subduction of the seamount. The survey was done along ten track lines parallel to the trench with a 1.5 nautical mile average spacing, and eight track lines perpendicular to the trench with 1 nautical mile average spacing.

A multi-beam bathymetric survey with Sea Beam System has provided detailed data of the seamount, and bathymetric charts on a scale of 1/40,000 with 50-meter-interval contours were drawn. In addition, single-channel seismic reflection, sub-bottom profile, geomagnetic total intensity and gravity were recorded along each track. A multi-channel seismic reflection survey was performed along a WNW–ESE trending track line crossing the western half of the seamount.

Previous researches could not provide clear evidence to show that the 1,600m high steep slope

Received 7 January 1985.

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office.

** 第八管区海上保安本部水路部 Hydrographic Dept. 8th Regional Maritime Safety Headquarters.

*** 海洋情報課 Oceanographic Data and Information Div.

running straight across the central part of the seamount is a fault scarp, but the multi-beam bathymetry confirmed the fault scarp characteristics of the slope. It also documented a lot of linear structures, which were considered to be faults, running parallel to the trench on the seamount. These faults indicate that the seamount had been affected by tension in the oceanic plate along the outer slope of the trench.

The subducted western half of the seamount was clearly shown beneath the landward slope of the trench on the records of both the single-channel and multi-channel seismic reflection surveys.

An asymmetrical steep V shaped depression, stretching parallel to the trench, was found along the edge of the landward slope of the trench. Horizontal sediments were absent in the bottom of the depression.

The sub-bottom profiler record, taken at a small-scale pond sediment on the landward slope of the trench, shows a nearly horizontal deposit on the surface and other underlying sediment layers dipping about 2 degrees toward the depression, below some 10 to 20 meters under the surface. It means that the lower part of the landward trench slope has been tilting toward the depression. From these facts, the depression was considered to be formed by tectonic erosion.

These results (provided by the detailed survey of "TAKUYO") confirm the subduction of the Daiiti-Kasima Seamount into the landward slope of the Japan Trench.

1. はじめに

第1鹿島海山は、犬吠埼東方約150 kmの日本海溝の海溝軸付近に位置し、比高3,000~4,000 mの平頂な海山である。1934年に海軍水路部の測量艦「駒橋」が日本海溝の延長上の浅所?として発見して以後、1940年同測量艦「駒橋」、1941年同測量艦「富山丸」、1942年同測量艦「陽光丸」、1957~1958年海上保安庁水路部測量船「明洋」、1959年同測量船「拓洋」が調査を行っている。この海山は山頂の水深が約3,500 m、基底の水深が6,500 m~7,000 mときわめて深く、しかも地形がきわめて複雑なため、その当時の測位技術と測深技術では全容を知る事は困難だったようである。関係者の間では、細長い奇妙な形の海山として、関心を持たれていた。

水路部では、1967年から、大陸棚の海の基本図測量を開始し、日本周辺で平均測線間隔2海里の海底調査を順次実施した。調査内容は音響測深機による海底地形測量、エアガンによるシングルチャンネル音波深査、プロトン磁力計による全磁力測量並びに重力の測量等である。1977年には測量船「昭洋」により、大陸棚の海の基本図測量の一環として第1鹿島海山とその付近海底の調査が実施された。この調査により、初めて第1鹿島海山の全容が明らかにされ、成果は縮尺20万分の1の海底地形図、地磁気異常図等としてまとめられた。Mogi and Nishizawa (1980)はこの成果から、第1鹿島海山はもともと円錐形の海山であったが、北東-南西方向の断層運動により崩壊し、西半部が長時間にわたって海溝底に沈み込んだものと結論し、仮説として発表した。この仮説は、海溝付近に達した海山の挙動を、プレートテクトニクス理論に沿って説明するものとして、大方の賛同を得たが、一部に反論もあり、より明瞭に仮説を実証する測量成果が必要となっていた。茂木(1980)は、仮説を実証するため、ナローマルチビーム測深機による地形調査や、マルチチャンネル音波深査装置による地質構造調査が有効であろうと指摘している。

海上保安庁では、1981年から3か年をかけ新鋭測量船(2,600総トン)を建造し、ナローマルチビーム測深機、マルチチャンネル音波深査装置、複合測位装置等の最新の調査機器を船内に装備した。同船は先代の拓洋を継いで「拓洋」と命名され、1983年8月に就役した。同年12月に、装備機器の性能テストを兼ねて、「拓

洋」による第1鹿島海山の詳細な調査が実施された。

これとは別に、東海大学では数次にわたって同海山の調査を実施し、多量の岩石サンプルを採取し、研究を進めている。また、1984年7月には、日仏共同調査・研究計画「KAIKO」の一環として、フランスの調査船 Jean Charcot 号（排水量2,200トン）による同海山付近の調査も実施された。

本論文は、「拓洋」の1983年12月の測量成果、並びにこの成果が Mogi and Nishizawa (1980)の仮説を実証するものであると考えられる事等について報告するものである。

2. 測 量

測量は「拓洋」(中川久船長)により、1983年12月5日から12月9日にかけて実施された。測線は第1図に示すとおり、海溝と直交する方向に1.5海里間隔の10測線、海溝と平行な方向に1海里間隔の8測線が設定され、これらの測線でナローマルチビーム測深機による地形調査、シングルチャンネル音波探査等による地質構造調査、プロトン磁力計による地磁気全磁力測量、海上重力計による重力測量が実施された。さらに、海溝と直交する第1図A3'測線の西半分について、マルチチャンネル音波探査を実施した(第1図のM1測線)。測位は主にロランC(ρ - ρ モード)及び衛星測位(NNSS)により行われ、測量後海底地形データ等によってチェックした結果、相対精度は±10m程度を達成していることがわかった。なお、「拓洋」とう載の主な測定機は、以下のとおりである。

複 合 測 位 装 置	Model-200 Integrated Navigation System (Magnavox)
	衛星測位装置 MX1107RS Dual Channel Satellite Navigator (Magnavox)
	衛星/オメガ測位装置 MX1105R Satellite/Omega Navigator (Magnavox)
	ロランC測位装置 ML-220 (Micrologic)
	デッカ受信機 MS-3 A (プロセッサDP-80)(セナー)
	セシウム周波数標準器 HP5061A (Hewlett Packard)
	慣性航法測位機 JINS-S 4 (日本航空電子)
	鉛直ジャイロ VG-103 (東京計器)
	結合計算機 11P-2117F (Hewlett Packard)
音 波 ロ グ	CI-20H (古野電気)
ナローマルチビーム測深機	SEA BEAM SYSTEM (853-E Narrow Beam Echo Sounder, 875-B Echo processor) (General Instrument)
表 層 探 査 装 置	CESP-III (Raytheon)
深海用音波探査装置	DFS-V System (Texas Instruments)
	エアガン 1500CT (Bolt Technology), コンプレッサー WH3-75 (設楽製作所), ストリーマケーブル 3743型12チャンネル (仏AMG)
海 上 重 力 計	Sea Gravity Meter System KSS-30 (Bodenseewerk)
海 上 磁 力 計	船用プロトン磁力計PMM-100 (国際電子工業), GM-123 (Barringer Res.)
地 殻 熱 流 量 計	NTS-8 (日本油脂)
深海用カメラシステム	Model 371 Deep Sea Utility Camera (Benthos)

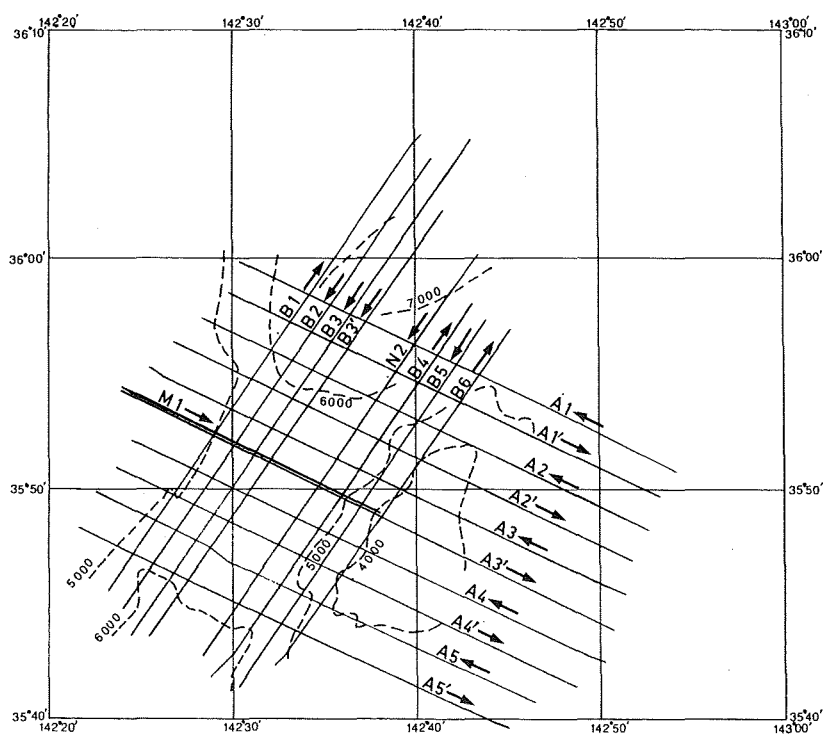


Figure 1 Tracks of the Survey Over Daiiti-Kasima Seamount.

3. 海底地形

房総半島からその東方沖の日本海溝、及び大洋底にかけての海底地形を第2図に示す。この図は水路部の大洋水深総図 (GEBCO) の資料をもとに、カラープロットを使って描いたもので、縦軸は横軸の14倍に強調してある。微細な地形は省略されているが、図の右側、つまり太平洋プレートが海溝に向かってなめらかに傾斜を増している様子がよくわかる。図の中央の海溝軸をまたいでいる海山が第1鹿島海山である。第1鹿島海山より北側 (図の向こう側) が日本海溝、同海山より南側が伊豆小笠原海溝と称されており、海底地形名の上では第1鹿島海山は両海溝を分けるものとされているが、海溝の地形・地質構造の特徴は連続している。陸側海溝斜面は起伏に富み、海溝付近ではきわめて急な斜面となっている。

次にナローマルチビーム測深機による第1鹿島海山の調査結果を第3図A, Bに示す。同海山は比高3,000～4,000 m、基底の直径約50kmの平頂海山である。海山の中央を海溝と平行な急斜面が横切っており、海山を東半部と西半部に分けている。その急斜面は比高約1,600 mで、傾斜は30度から45度である。急斜面のところどころに地すべりによると思われるわずかな斜面の後退が見られ、その後退した斜面の下に岩屑の堆積と思われる半円錐状の高まりがある。それらの微小地形を無視すると、この急斜面は平面に近い形状であり、海山の基底まで追跡でき、Mogi and Nishizawa (1980) の説のとおり、断層崖であると考えられる。

海山の東半部山頂の平坦面は水深3,550～3,800 mであり、最浅水深は3,520 mである。平坦面の範囲は地形図上で急斜面を直径とするつぶれた半円形で、直径の部分の長さは約20kmである。平坦面には小規模な起伏が見られるが、全体的にわずかに西に傾いている。

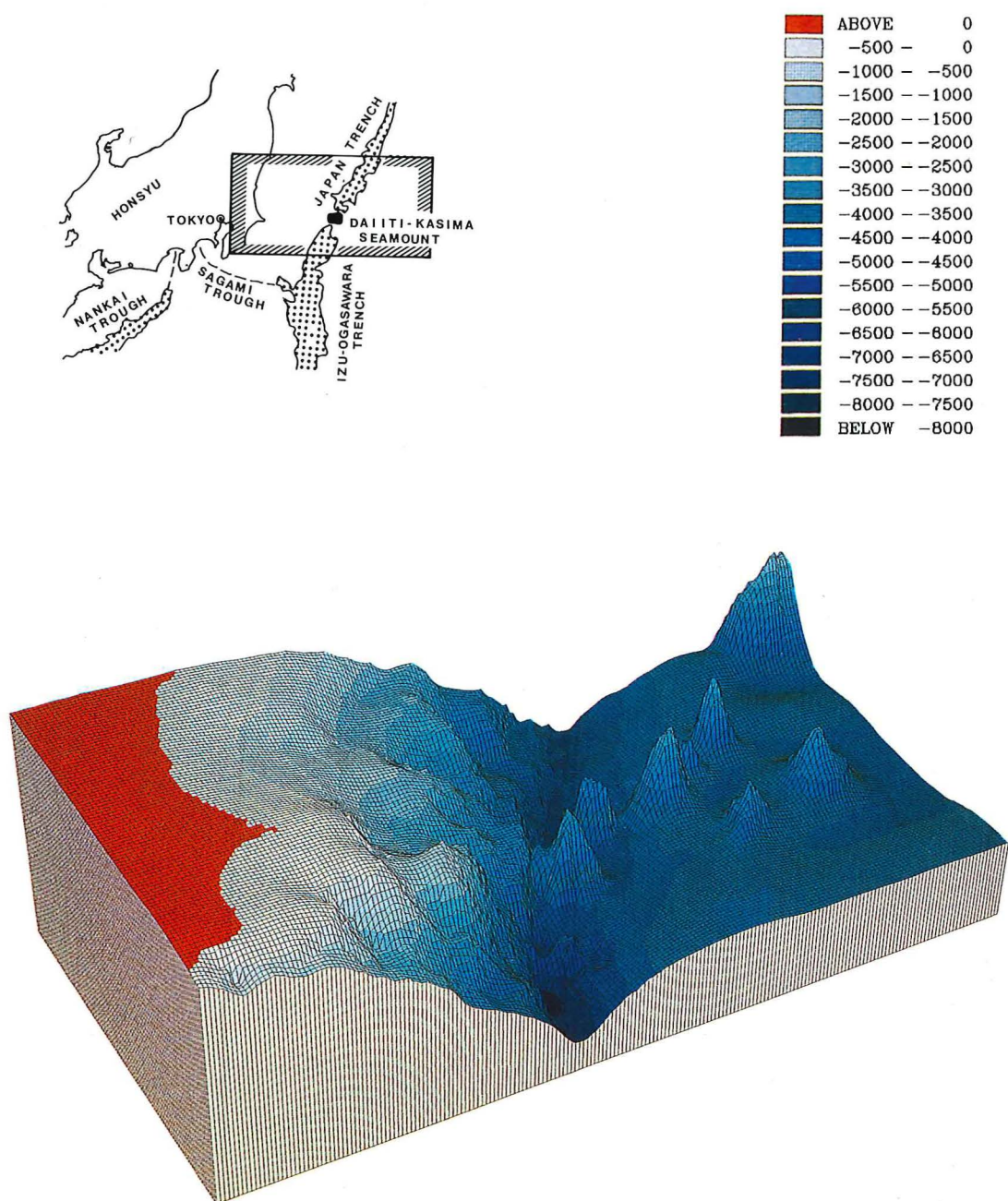


Figure 2 Bird's-Eye view of Daiiti-Kasima Seamount and the Adjacent Areas

S. OSHIMA, T. OGINO, T. KATSURA, K. IKEDA, M. UCHIDA
M. NAGANO, M. HAYASHIDA, K. MUNEDA, S. KASUGA, & S. TANI

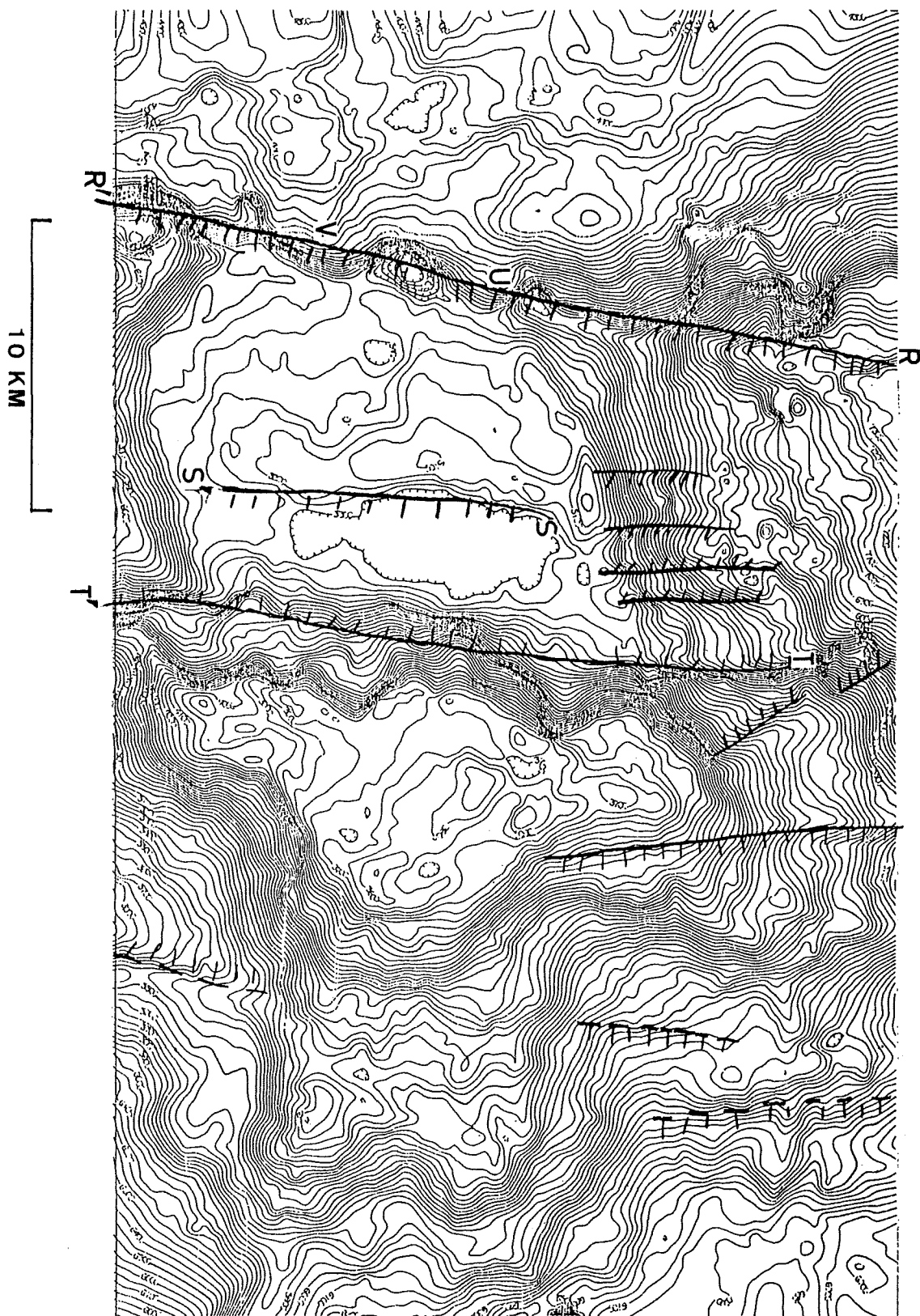


Figure 3A Topography of Daiiti-Kasima Seamount; An Output of Computer-Based Data Processing from Sea-Beam Data

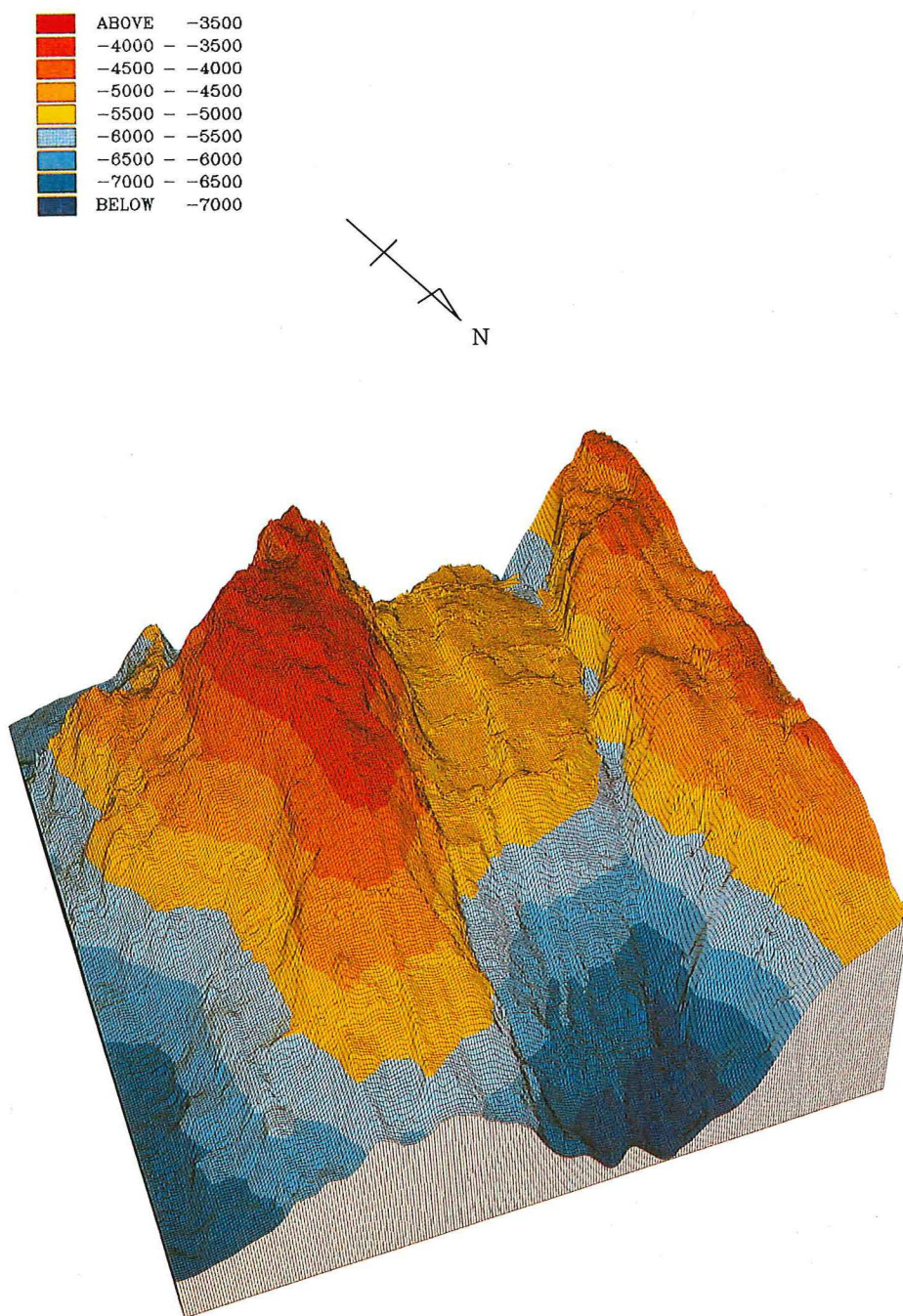


Figure 3 B Bird's-Eye view of Daiiti-Kasima Seamount

海山西半部の山頂の平坦な範囲は、急斜面基部の長さ約20kmを直径とする半円形である。ここでは東半部より起伏が少なく、平坦面全体として西へ約2度傾いている。水深は5,100~5,400mである。

第1鹿島海山には、地形図のうえでいくつかのリニエーションを見出すことができる。第3図Aにはそれらが断層または堆定断層の記号で描いてある。これらのうち、R-R'が逆断層であること、S-S'及びT-T'が正断層であることは音波探査記録で確認したものであり、その他のリニエーションについては地形の特徴から断層または堆定断層と判断したものである。これらのリニエーションのほとんどが海溝軸と平行である。

断層S-S'は、山体を2分する主断層T-T'のアンチセティック断層のように見え、それら両断層にはさまれた幅3~4km、長さ約10kmの地溝状の部分は堆積物で埋められ、地形は平坦になっている。

三陸沖では日本海溝の大洋側斜面から海溝周縁隆起帯に、比高200mに達する地溝や地塁が南北方向によく連続して発達しており、その長さは70km以上に及ぶことが知られている(中嶋, 1973)。一般的に、海溝の大洋側斜面ないし海溝周縁隆起帯では地溝状凹地群が見られ(岩渕, 1971)、海溝付近で下向きに、曲がる海洋地殻の表面に生じる張力によって、それら地溝状の地形が形成されと考えられている(岩渕, 1968, IWABUCHI, 1980)。

このような事から、第1鹿島海山の各部に見られるR-R'以外の断層は、張力によって生じた正断層と考えるのが最も自然であり、海山を2分する大断層T-T'もそれらの海溝周縁隆起帯に一般的な正断層と同じ性質のものであると考えられる。

海山の西半部西端と陸側海溝斜面が接するR-R'は、太平洋プレートとユーラシアプレートが接するところでもあり、ここでは陸側海溝斜面の末端が比高500mを越す急崖になっている。急崖はほぼ直線状に分布し、傾斜は一部で50度に達する。この急崖と海山西半部西端は、非対称のV字状断面を持つ凹地を形成し、凹地の北への延長と南への延長は共に海溝軸につながっている。陸側海溝斜面が東へ張出している部分(図のU及びV)では、急崖の傾斜がややゆるやかで、凹地の底が浅くなっている。図のUの北側、及びUとVの間では、直線状の凹地がさらに50~200m程深くなっており、そこでは陸側の斜面がきわめて急傾斜となっている。このR-R'沿いの直線状凹地の底には、平坦な部分は全く見られず、ナローマルチビーム測深機のアナログ記録にも、凹地の底は鋭角的なV字状の谷のように描かれている(第4図)。

後述する音波探査による地質構造調査結果によれば、海山西半部の平坦な頂部は、西端でその表層がやや下向きに傾斜を増しており、その傾斜を増した頂部から山腹にかけての山体が、陸側海溝斜面の中にもぐり込んでいる様子が明瞭に記録されている。すでに常磐沖ではマルチチャンネル反射法音波探査により、日本海溝の陸側斜面下に海洋地殻がもぐり込んでいる事を示す地質構造断面が得られているほか、多数の調査研究の結果、太平洋プレートが日本海溝付近からユーラシアプレート内に沈み込んでいるとの概念が広く受入れられている。これらの事から、R-R'沿いの断層は逆断層と考えられ、さらにR-R'沿いの直線状凹地の底がV字状であることから、ここでテクトニックエロージョンが起こっているとも考えられる。

4. 地質構造

シングルチャンネル反射法音波探査はすべての測線で行ったほか、陸側海溝斜面から第1鹿島海山西半部にかけてのM1測線でマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。第5図には以下で述べる測線の位置を示した。

第6図にはM1測線で得たマルチチャンネル反射法音波探査データのタイムマイグレーション処理の結果を示す。この結果には、海山西半部が陸側海溝斜面の中にもぐり込んでいる様子がきわめて明瞭に示され

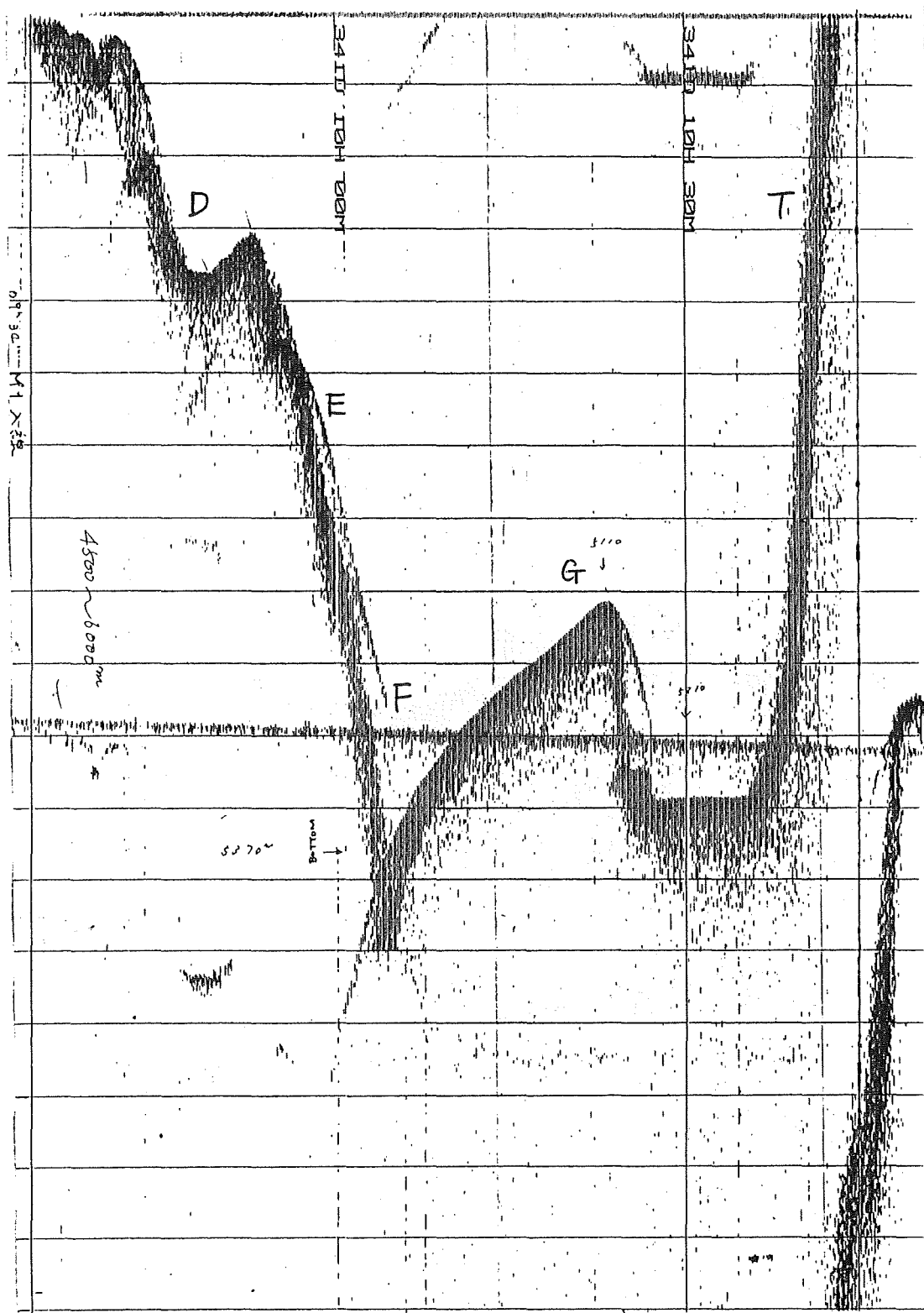


Figure 4 Analog Record of Sea-Beam across R-R' in Figure 3A

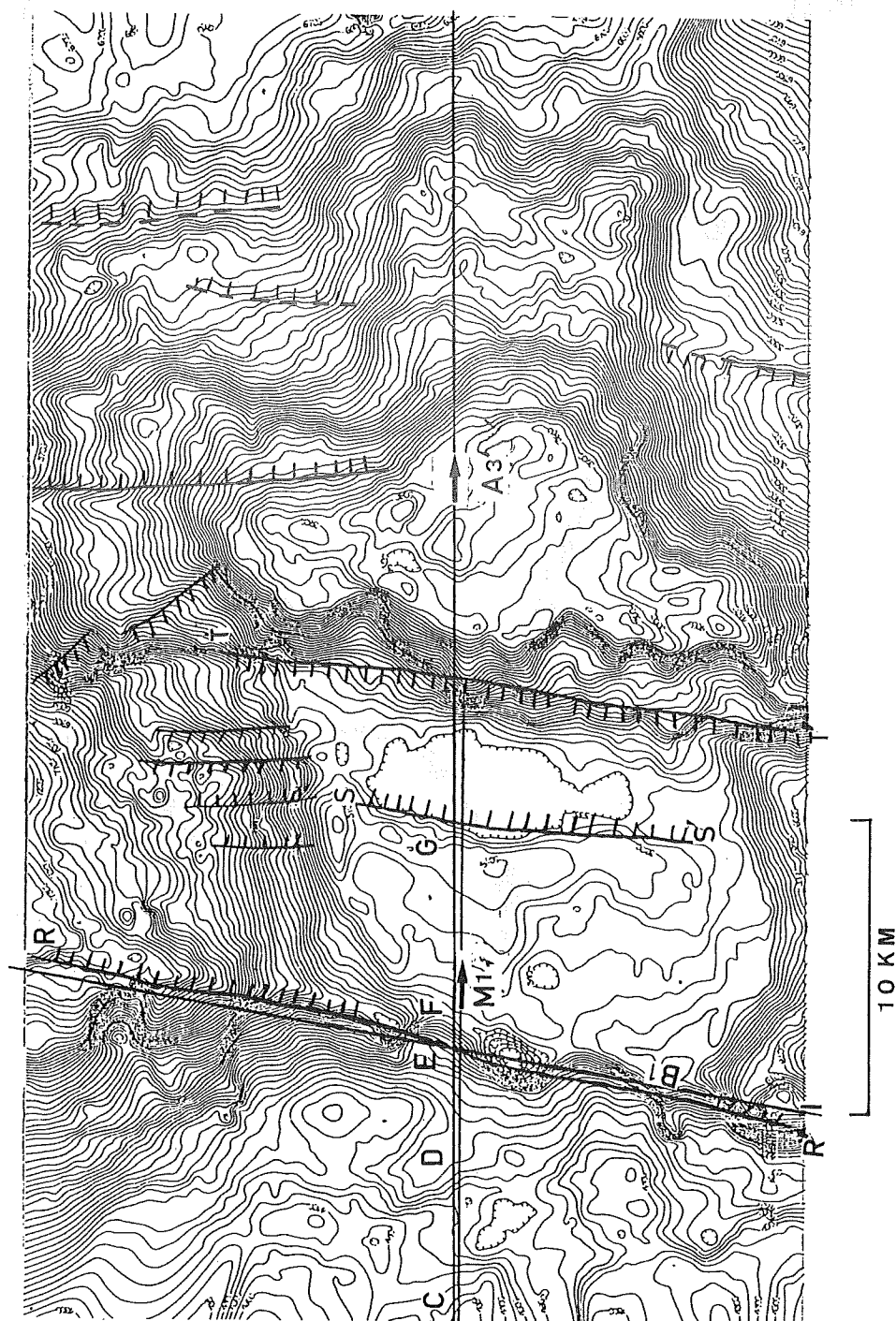


Figure 5 A Map Showing the Location of Figures Indicated in the Geological Section of Daiiti-Kasima Seamount

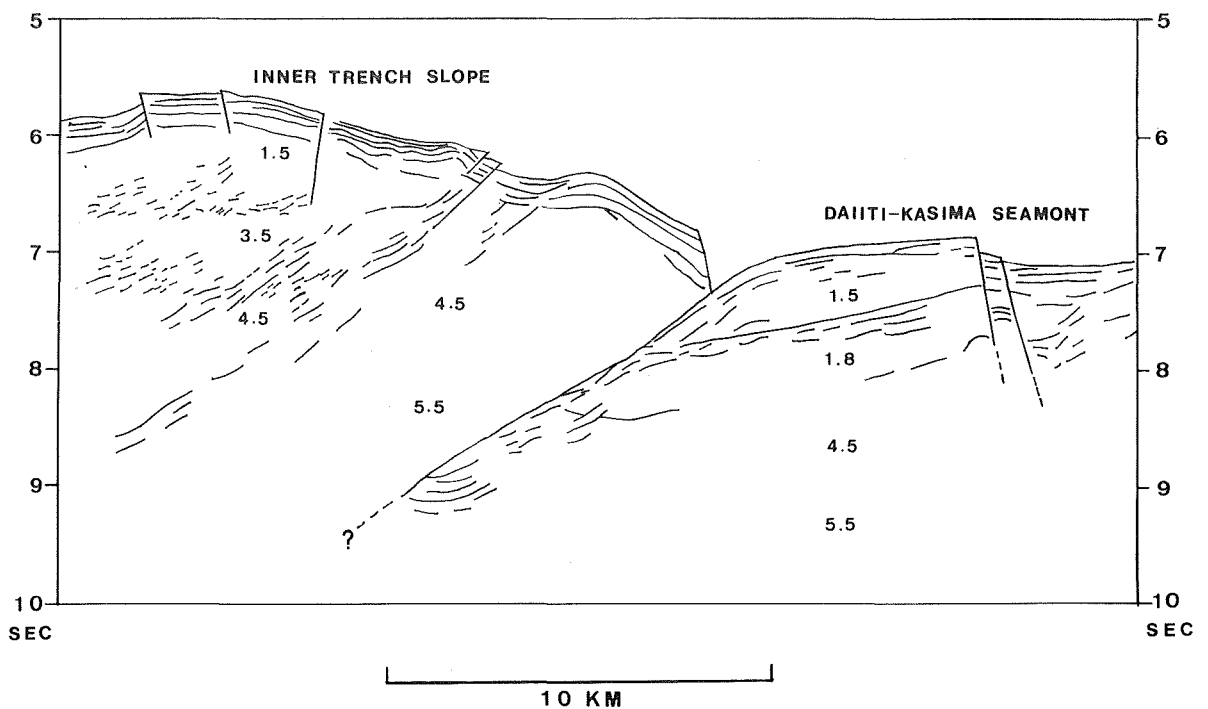
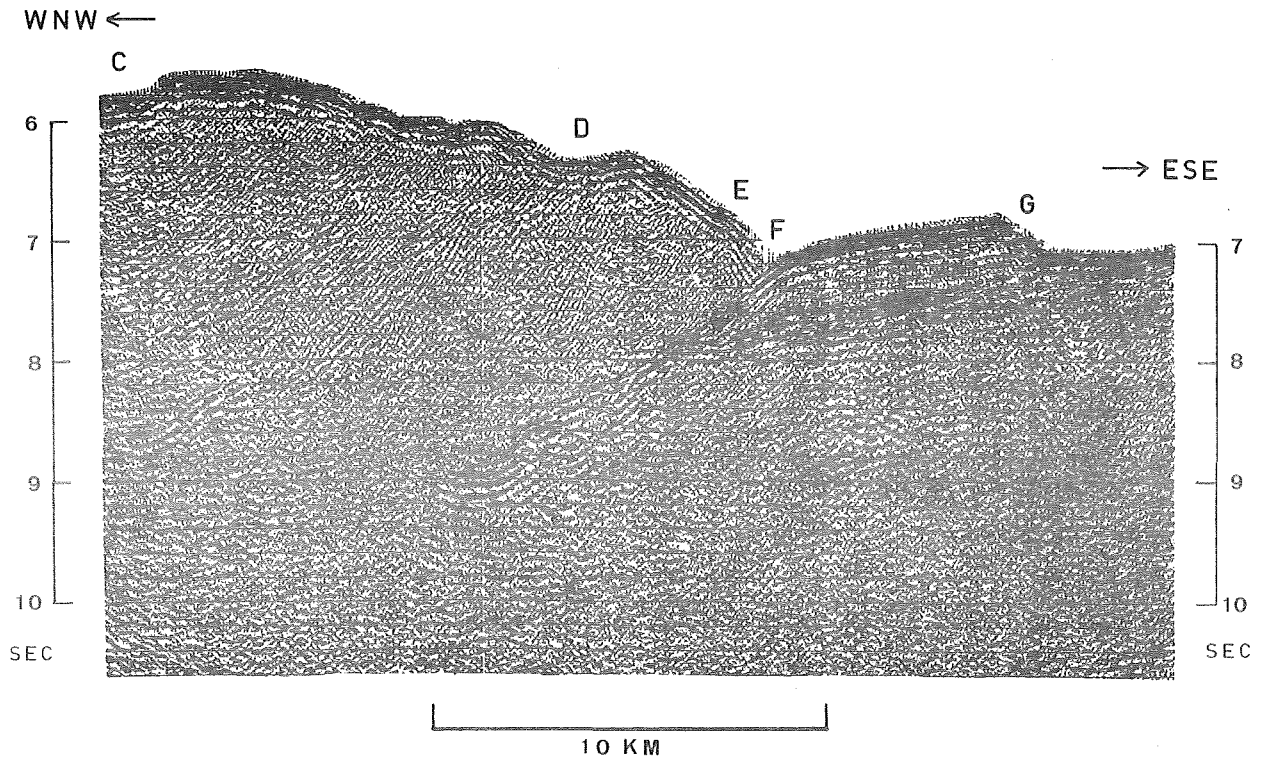


Figure 6 Migrated Time Section of the Multi-Channel Seismic Reflection Data of Daiiti-Kasima Seamount along M1 and its Interpretation.

Table 1

Acoustic Velocity in the Sub-Bottom structure used in the Processing
of Multi-Channel Seismic Reflection Data along M1

CDP No.	垂直走時 (Sec)	速度 (m/sec)	垂直走時 (Sec)	速度 (m/sec)	垂直走時 (Sec)	速度 (m/sec)	垂直走時 (Sec)	速度 (m/sec)
201	5.66	1500	6.60	3500	7.01	4500	8.00	5500
301	5.68	1500	6.60	3500	7.14	4500	8.00	5500
501	6.04	1500	6.30	3500	6.58	4500	8.00	5500
716	6.68	1500	7.74	3800	8.50	5500		
793	7.15	1500	7.69	1800	8.36	4500	9.00	5500
901	6.94	1500	7.48	1800	8.13	4500	9.00	5500
1151	7.10	1500	7.38	4500	8.00	5500		

ている。もぐり込んだ部分は、第5図のFから西へ約10km、深さで2秒のところまで記録されている。この記録に、第1表の速度による深度変換を行い、第7図の深度変換断面図を得た。なお、使用したストリーマーケーブルは、アクティブセクションが50m×12chと短かく、速度解析には不十分なものであるが、既存の資料（桜井他，1981）をも参照しながら速度を求めた。深度変換結果によれば、もぐり込んだ海山西半部の斜面は、陸側海溝斜面の海底下約8km（海面下約13km）まで記録されている。

第6図のEでは、陸側海溝斜面の表層がその東端で急にとぎれている。EからFにかけては、ナローマルチビーム測深機の記録で急斜面が描かれている場所であり、音波探査記録上でEからFにかけて、陸側海溝斜面の表層が不鮮明に続いているように描かれているが、この部分は雑音（双曲線効果等）である。

陸側海溝斜面のCからEに至る表層堆積層は、一貫して同一のパターンの、厚さ約400mの成層構造として記録されており、その数か所で比高数10～100m程の断層が認められる。（ただし、CDP No.660付近の断層様の部分は記録用磁気テープ交換のため生じた記録空白部の影響によるもので、断層ではない。）この厚さ約400mの表層が堆積した期間については、海山の沈み込みに伴う付加プリズムの形成は行われなかったものと考えられる。

陸側海溝斜面に見られる断層はいずれも逆断層と考えられる様子を示しており、第6図Dからは西に傾く音波の反射面が断続的に描かれている。この面は、もぐり込んだ海山の斜面とほぼ平行で、海面下11km程度の深さまで追跡できる。また、この反射面の西（図の左）では、音波探査の記録は複雑で、西に傾く小規模な反射面が多数分布しており、陸側海溝斜面の内部がかなり複雑な構造であることを示している。

海山西半部（図のF—G）では、海底下厚さ約400mが1.5km/s層、その下位厚さ約1.5kmが1.8km/s層、さらにその下位に4.5km/s層ないし5.5km/s層が分布している。すでに東海大学では数次にわたる第1鹿島海山の調査を行っており、東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団（1976）によれば、第1鹿島海山の表面（安間らは海溝底と呼んでいる）では、平行な反射面をもつ厚さ110mの層、その下位の厚さ160mの層などを記録している。また、同大学の1980年5月の調査では、海山西半部山頂平坦面の北西部で礫性石灰岩を得たという（亀井，1981）。また、伊津（1981）によれば、海山西半部山頂の水深5080mから石灰岩と黒色頁岩、海山西半部の北側の斜面の水深6280mでは、緑泥石一曹長石化作用を受け、著しく粘土化された火山岩類（かんらん石仮像普通輝石玄武岩を主体とする玄武岩類、輝石安山石、これらの凝灰角礫岩）やアルコース砂岩、黒雲母片麻岩が採取されている。

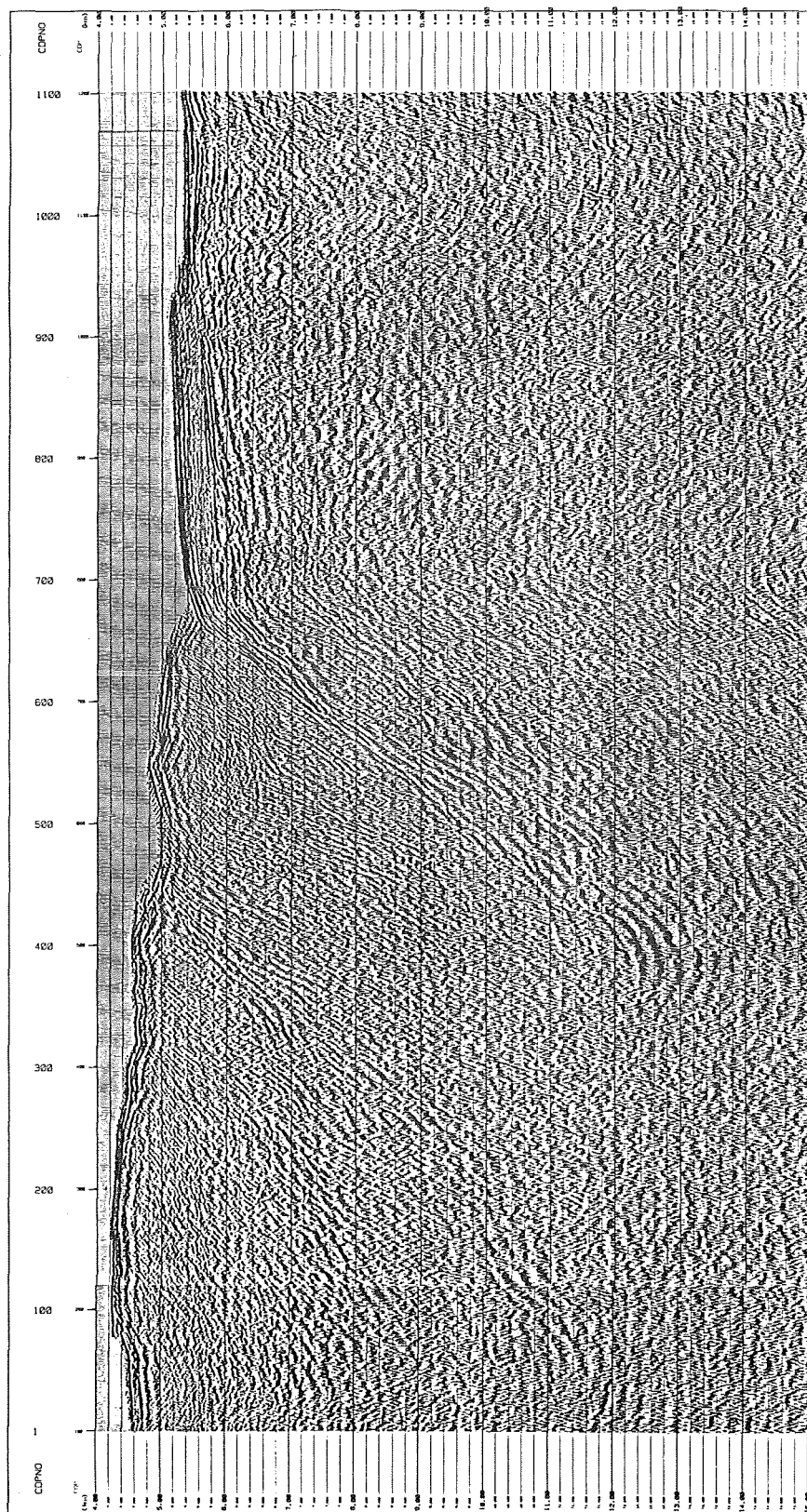


Figure 7 Migrated Depth Section of the Multi-Channel Seismic Reflection Data of Daiiti-Kasima
Seamount along M1

海山西半部の音波深査記録の特徴、音波速度、底質サンプルの種類を考え合わせると、最上位の層（厚さ約400m、音波速度1.5km/s）は石灰岩で、その下位の層（厚さ約1,500m、音波速度1.8km/s）は破碎された火山岩類等で構成されていると考えるのが現時点では最も妥当であろう。

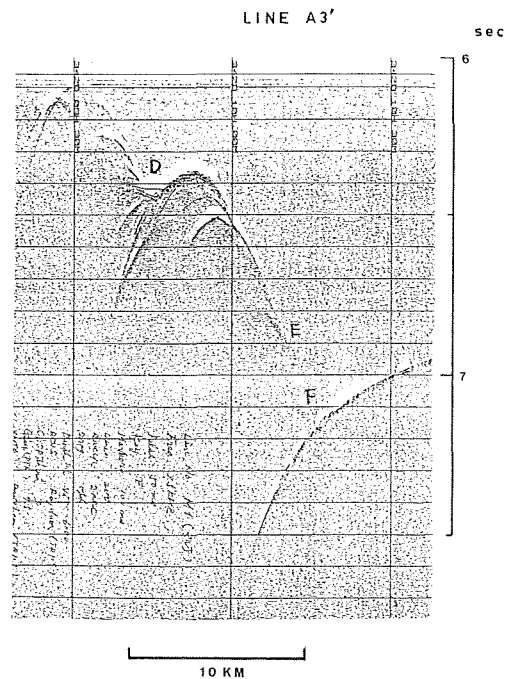
海山西半部のGでは正断層が、その東では地溝とそれを埋める堆積層が見られる。この堆積層は上位ではほぼ水平であるが下位では西に傾いている。

次に第6図Dの位置における表層深査装置の記録を第8図に示す。この記録はA3'測線で得られたものであり、使用音波の周波数は3.5 KHzである。ここでは陸側海溝斜面の小規模な凹地を埋める堆積層が鮮明に記録されている。堆積層の表面はごくわずかに海溝軸の方に傾いており、その下位の、海底下10~20mの層は海溝軸の方へ2度傾いている。このことは第6図のD~Fの部分（陸側海溝斜面の先端）が最近海溝軸の方へ傾いた事を示しているものと考えられる。

第9図に、A3'測線に沿うシングルチャンネル音波深査の記録を示す。A3'測線は東半分がM1測線と同じ位置で、その西へ海山西半部の山頂から西側の斜面に至る測線である。この記録は、マルチチャンネル音波深査（M1測線）の記録より縦横比が約12倍強調されている。同図の位置を示すC、D、E等の記号はM1測線の同じ記号に対応させてある。CからFまでは陸側海溝斜面で、その途中のDの位置に小規模な凹地とそれを埋める堆積物が見える。F-Gは海山西半部で、表層の約0.2secは成層構造、その下位約0.3secは音響的にやや透明な層、その下位にかなり強い反射を示す成層構造などが見分けられる。これははすべてM1測線のマルチチャンネル音波深査の記録と一致する。またG-T間の地溝状凹地を埋める堆積層は、上位の層はごくわずかに西（海溝軸の方向）に傾いており、海底下約50m以深の層はより強く西に傾いている。しかもその傾きは東側の急斜面Tに近い方で強く、Tに沿って海山西半部（F-T）が沈下した事によるものと考えられ、急斜面Tが断層崖である事を支持する事実の一つである。

Tより東の高まりは海山東半部で、山頂平坦面は西半部よりやや起伏に富んでいるが、表層付近に成層構造が見られる点は西半部とよく似ている。西半部の海底下0.5secの成層構造と類似の層は東半部でもかなり明瞭に記録されている。第9図の記録では東半部山頂は3つの小規模な高まりで構成されているが、その3つの高まりそれぞれの海底下0.5secのところに西に傾く成層構造が記録されている。その特徴は約3海里南のA4'測線でも同様であり、その様子を第10図に示した。

上記の測線と直交し、陸側海溝斜面先端付近を通るB1測線（位置は第6図のH-I）のシングルチャンネル音波深査の記録を第11図に示す。音波深査では指向角が広く、ハイドロホンを中心とするかなり広い範囲の海底からの反射を記録するため、第11図では陸側海溝斜面と海山西半部の断面が重複して描かれている。H、E、Iの記号は、それぞれ第6図の同じ記号の位置に対応している。Eのところで6.7秒付近に描かれているのが陸側海溝斜面、7.3秒付近に描かれているのが海山西半部の表面の記録である。海山西半部の表



Figures 8 Section of Sub-Bottom Profiling along A3'

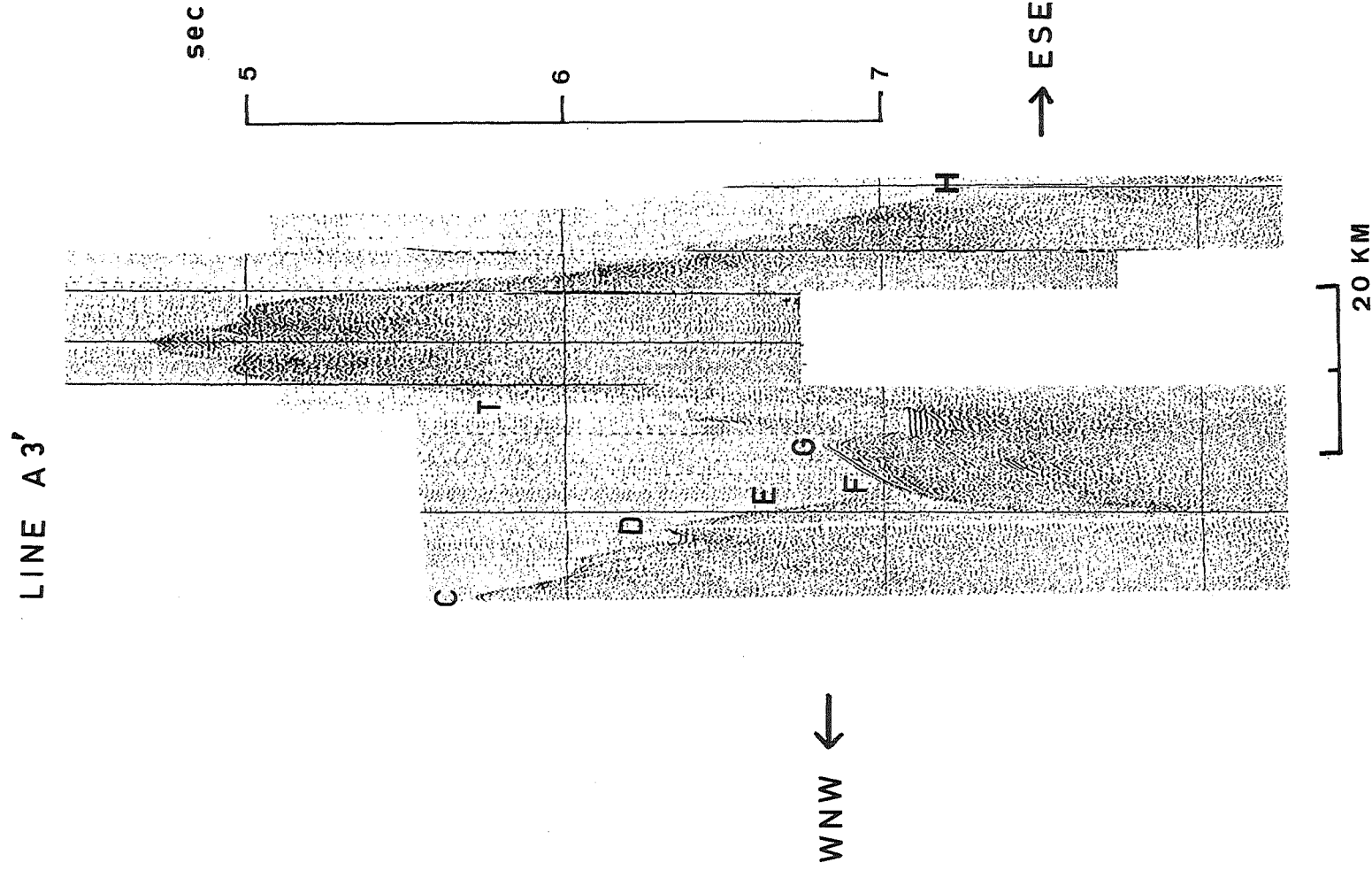


Figure 9 Section of Single-Channel Seismic Reflection along A3'

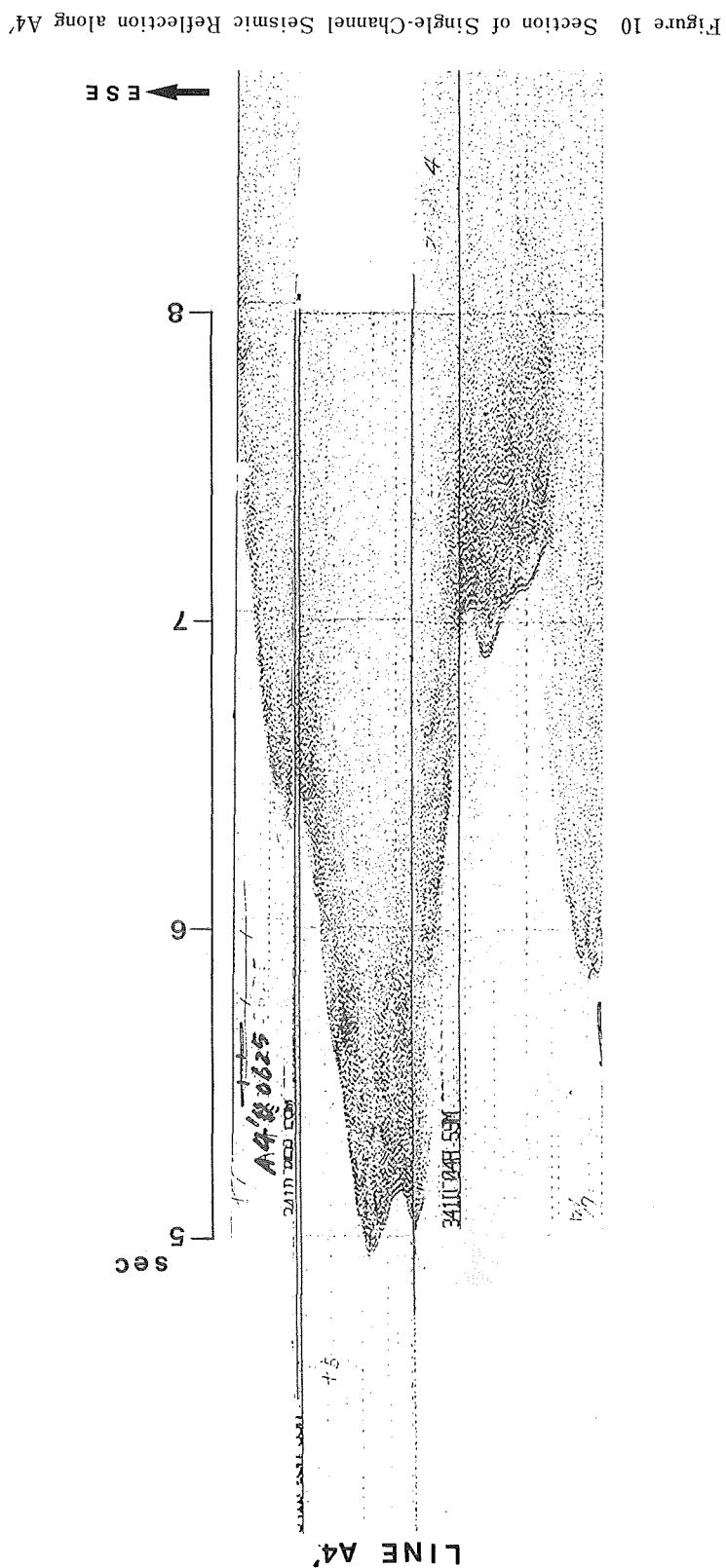


Figure 10 Section of Single-Channel Seismic Reflection along A4'

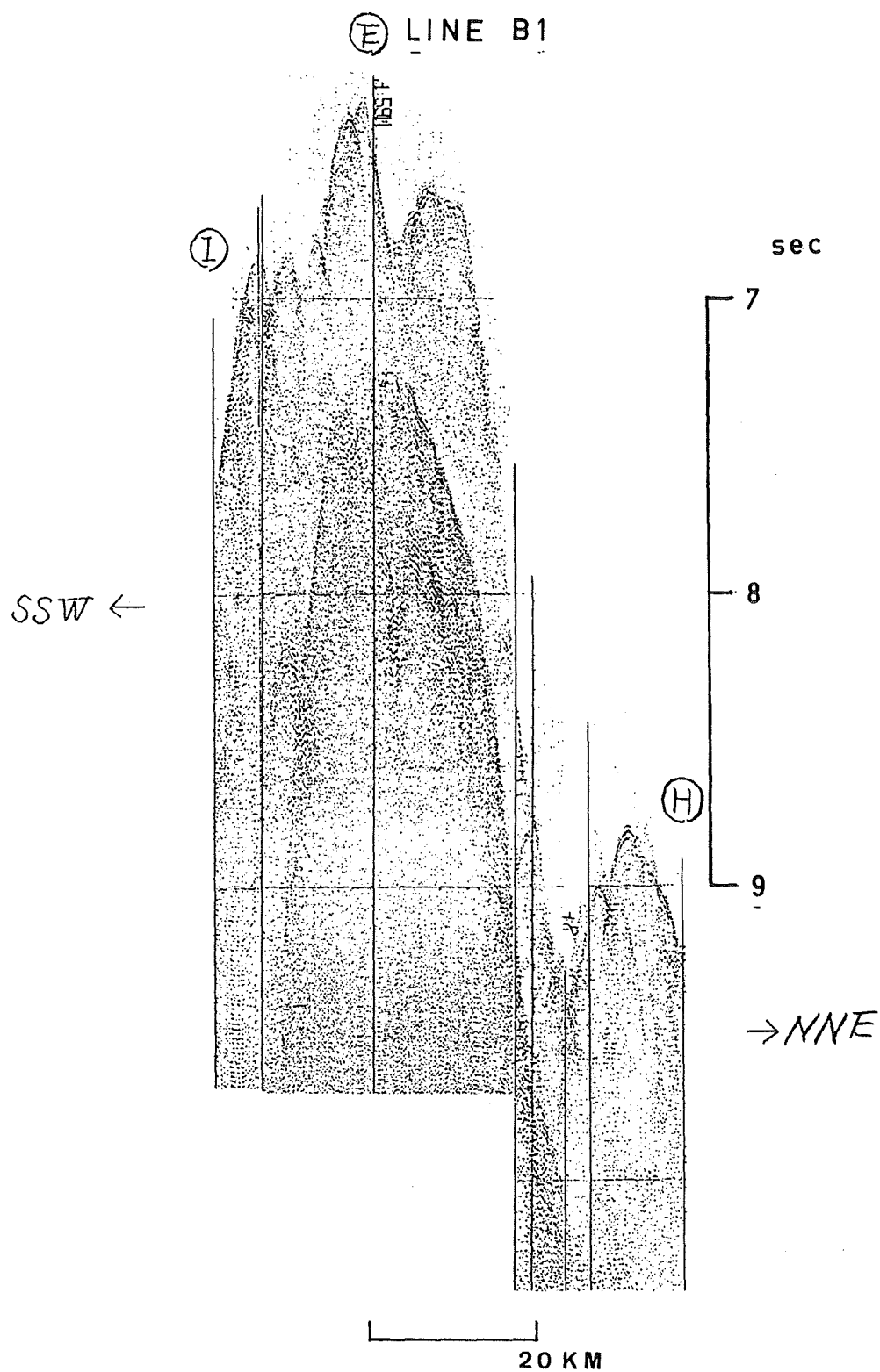


Figure 11 Section of Single-Channel Seismic Reflection along B1

面下位 0.5 秒程のところには、成層構造の反射面が描かれている。これらの B 1 測線の記録の特徴は、これに直交するすべての測線の記録ときわめてよく整合しており、信頼性の高いデータであると云える。

5. 地磁気異常

全測線で得られたプロトン磁力計の全磁力値から、IGRF 1980.0 を標準磁場とする地磁気全磁力異常図を作成した。その結果を第12図に示す。この海域では、すでに1977年に測量船「昭洋」によって2海里間隔の全磁力測量が行われており、その結果と今回の結果はきわめてよく一致している。ただし、今回きわめて密度の濃い測量を実施したため、負異常域の中心付近の、 -811nT 及び -624nT は、前回より 100nT 程度低く、極値を把握できたものと考えられる。

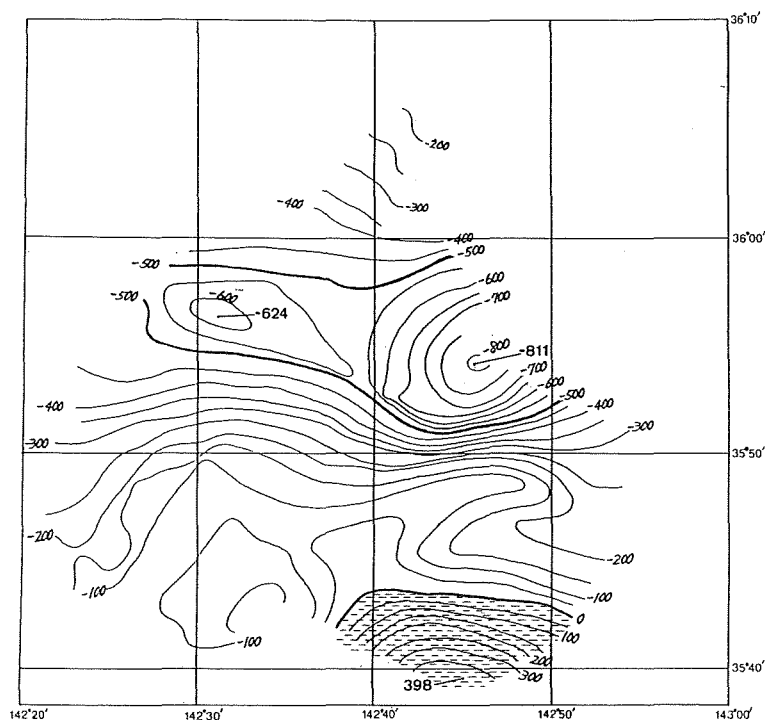


Figure 12 Geomagnetic Total Intensity Anomalies of Daiiti-Kasima Seamount

植田 (1982) は1977年の測量データを解析し、第1鹿島海山は上部層が非磁性であり、海山西半部では、山頂（水深約5,200m）から深さ6,500mまでの厚さ1,300mが、海山東半部では山頂（水深約3,700m）から深さ5,250mまでの厚さ約1,500mが、その非磁性の層であると推定している。また、第1鹿島海山の全磁力異常分布を最も良く近似できるモデルは、西半部の深さ6,500~8,000mの層と東半部の深さ5,250~7,000mの層が12度西、20度下向きの方に、約 11Am^{-1} の強さに帯磁しているモデルであるとしている。また、第1鹿島海山の磁化の方向から推定される古地磁気極は北緯62度、西経10度であるとされている。この推定値が正しいとすると、第1鹿島海山は北緯10度付近で生成されたことになる。

すでに述べた音波探査の結果では、海山西半部には厚さ1,900m程の音波速度の遅い層があり、上位の厚さ400mが石灰岩、下位の厚さ1,500mが破碎された火山岩類と考えられ、これと植田 (1982) の結論は、層

の厚さが厳密に一致するところまで致っていないが、かなり良く合っていると云えるだろう。

Harrison (1971) は海山の地磁気異常分布から、山体の上部が非磁性であると考えられる海山が多数存在することを、Bonatti (1967) は海山が生成される過程でハイアロクラスタイトを形成し、これが粘土鉱物化しやすい事を指摘している。第1 鹿島海山でも、山体上部の火山岩の粘土鉱物化が、非磁性の原因なのかもしれない。

6. 重力異常

第13図に、フリーエア重力異常図を示す。測量中、重力計は安定して作動し、測位精度も満足できるものであったため、測量直後にフリーエア異常図を得ることができた。第1 鹿島海山は基底付近で-120m gal、東半部山頂付近で-23m galのフリーエア異常を示す。1977年の測量船「昭洋」の測量で、この付近の海溝沿いの負の異常と、それに重複する第1 鹿島海山の正異常はほぼ明らかにされていたが、今回局地的な第1 鹿島海山の正異常の分布を明確にすることができた。第1 鹿島海山の及ぼす局地的な正異常の振幅は100m gal程度で、山体は西半部と東半部に分けられたような地形であるが、重力異常の等値線はかなり単純な同心円状になる。この正異常と周辺部の異常の解析はまだ途中であるが、第1 鹿島海山がアイソスタティックでない可能性が強く、海洋プレート上の余剰な質量として、沈み込み易い状態にあるのかもしれない、今後検討していく必要がある。

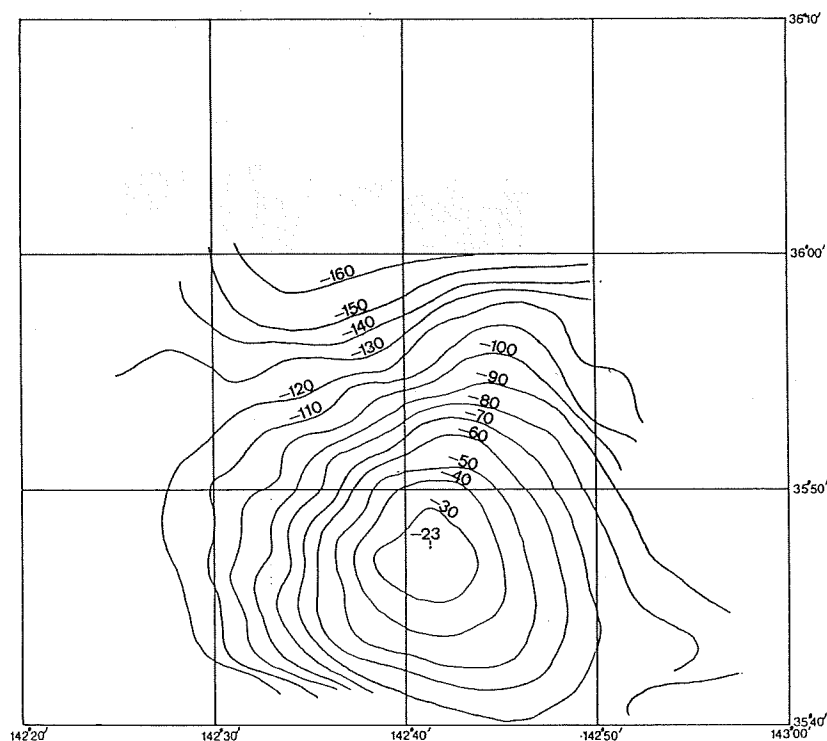


Figure 13 Free-Air Gravity Anomalies of Daiiti-Kasima Seamount

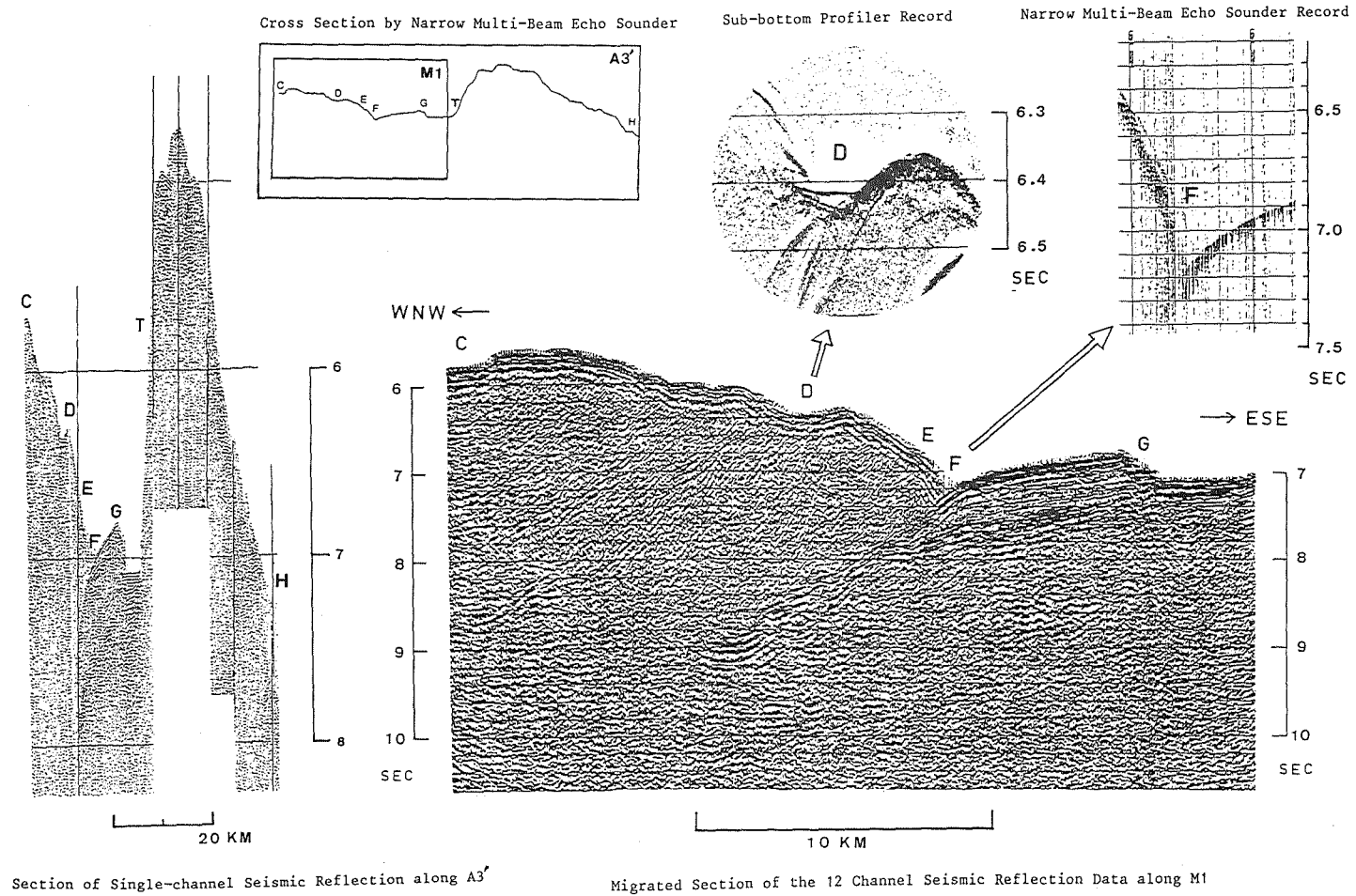


Figure 14 Geological Section of Daiiti-Kasima Seamount and the Adjacent Inner Trench Slope

7. ま と め

今回の海底地形及び地質構造の調査結果を第14図に要約した。陸側海溝斜面のC—D間には、圧縮力によると思われるいくつかの逆断層が見られ、内部はかなり激しくもめている。Dの小規模な平坦面表層の地質構造は、最近陸側海溝斜面下部（多分D—F間）が海溝軸の方（東側）に傾いた事を示している。Fの直線状凹地は陸側が50度に達する急斜面で、凹地の底に水平堆積層は見られない。Fの下には、第1鹿島海山西半部の西斜面が陸側海溝斜面にもぐり込んでいる様子が明瞭に記録されている。これらの事からFの凹地はテクトニックエロージョンにより形成された可能性がある。海山西半部山頂（F—G）は表層の厚さ約400 mが石灰岩、その下位の厚さ約1,500 mが破碎され、粘土化の進んだ火山岩類で構成されていると考えられる。G—T間の地溝を埋める堆積層は、下位の層が西に傾き、急斜面Tに沿う断層運動があった事を示している。またナローマルチビーム測深機により明らかにされた急斜面Tの特徴は、これが断層崖である事を示している。海山東半部山頂（T—H）は、西半部山頂（F—G）と音波探査記録の特徴がよく似ており、両山頂部の地質構造はほぼ同じなのではないかと考えられる。

これらの結果は、第1鹿島海山が崩壊し、西半部が滑落して海溝底に沈み込んだとする Mogi and Nishizawa(1980)の説を裏付けるものであるが、海山もぐり込みの過程が解明できたわけではなく、今後同海山周辺の広範囲の地形及び重力異常の詳細、深部地殻構造等を調査する必要があるだろう。

8. おわりに

本論で使用したデータは、測量船「拓洋」が4日間の機器テストの航海で取得したものであり、同船はきわめて優れた調査能力を持っていると云える。また、海況がかなり悪かったにもかかわらず、調査に尽力された中川久船長以下乗組員諸氏、調査機器の性能チェックにかかわった海洋調査課、航法測地課諸氏に負うところ大である。記して感謝の意を表明する。

参 考 文 献

- Bonatti, E. 1967: Mechanism of deep sea volcanism in the South Pacific, Res. in Geochemistry, 2, PP. 453—491
- Harrison, C.G.A. 1971: A seamount with a nonmagnetic top, Geophysics, 36, PP. 349—357
- Hilde, T.W.C., Uyeda, S. and Kroenke, L. 1977: Evolution of the Western Pacific and its margins, Tectonophys., 38, PP. 145—165
- 岩渕義郎 1968: 日本列島東方沖の海溝地形について, 地学雑誌, 74, 1, 37—46ページ
- 岩渕義郎 1971: 北西太平洋の海溝地形地質に関する研究, 日本海洋学会誌, 27, 3, 128—135ページ
- Iwabuchi, Y. 1980: Topography of Trenches in the Adjacent Seas of Japan, Marine Geodesy, 4, 2, PP. 121—140
- 伊津信之介 1981: 第1鹿島海山第三次調査結果について（その3）—岩石—, 1981年日本地質学会第88年学術大会講演要旨
- 亀井順一, 1981: 第1鹿島海山第三次調査結果について（その2）—採取化石—, 1981年日本地質学会第88年学術大会講演要旨
- Mogi, A and Nishizawa, K. 1980: Breakdown of a Seamount on the Slope of the Japan Trench, Proc. of the Japan Academy, 56, Ser. B, 5, PP. 257—259

中嶋 逞, 1973: 三陸南部沖の海底地形について, 地学雑誌, 82, 3, 22—33ページ

桜井操, 茂木昭夫, 中条純輔, 宮崎光旗 1981: 常磐沖のマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 16, 1—24ページ

東海大学海洋学部第1鹿島海山調査団 1976: 第1鹿島海山の地形・地質, 地球科学, 30, 4, 222—240ページ

東海大学海洋学部第1鹿島海山調査団 1985: 第1鹿島海山

植田義夫 1982: 第1鹿島海山と香取海山の地磁気異常解析, 水路部研究報告, 17, 13—30ページ

海德海山の海底火山活動

土出昌一*・加藤 茂**・打田明雄*・佐藤寛和*
小西直樹*・小坂丈予***・平林順一***

SUBMARINE VOLCANIC ACTIVITY AT THE KAITOKU SEAMOUNT IN 1984

Masakazu Tsuchide*, Shigeru Kato**, Akio Uchida*, Hirokazu Sato*
Naoki Konishi*, Joyo Ossaka*** and Jun-ichi Hirabayashi***

Abstract

The Izu-Ogasawara Ridge is an island arc along the Izu-Ogasawara Trench where the Pacific Plate subducts beneath the Philippine Sea Plate. Many active volcanic islands and submarine volcanoes exist in a line on the Izu-Ogasawara Ridge, and form a typical volcanic front. New volcanoes have been discovered on the front caused by volcanic activities at points where volcanic activity has never been reported.

Recently, submarine eruption occurred at $26^{\circ}07.3'N$, $141^{\circ}06.1'E$, 80km north of the Kita-Io Sima. As this area is a good fishing ground, many fishing boats of Japan work there. A fishing boat named Kaitoku-Maru (85 tons) discovered the shoal at $26^{\circ}08.8'N$, $141^{\circ}06.6'E$ in April 1927, and at $26^{\circ}03.1'N$, $140^{\circ}56.0'E$ in June, 1927. Two shoals have been called the Higasi-Kaitoku-Ba and Nisi-Kaitoku-Ba, respectively.

This area has no reliable report regarding eruption, except one time at $26^{\circ}00'N$, $140^{\circ}46'E$ in 1543. Consequently, the Nisi-Kaitoku-Ba is supposed to be a submarine volcano. Accordingly, the eruption at the Higasi-Kaitoku-Ba is the first confirmation of submarine volcanic activity at this location.

Submarine topographic data for this area is very little; however, it is supposed that one seamount has two summits (east and west). Therefore, the Maritime Safety Agency gave the name Kaitoku Seamount.

The progress of the eruption at the Kaitoku Seamount, the survey around the Kaitoku Seamount, the thermal distribution of discolored water, and the chemical composition of rocks and discolored water from the Kaitoku Seamount are discussed below.

Received 7 November 1984.

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division.

** 海洋調査課 Ocean Surveys Division

*** 東京工業大学工学部 Faculty of Engineering, Tokyo Institute of Technology

1. はじめに

1984年3～6月、南方諸島の火山列島北硫黄島から北北西約80kmの地点で、大規模な海底火山活動があった。海徳海山と命名されたこの海底火山は、有史以来はじめての噴火活動を記録したことになる。3月7日に火山性変色水が最初に確認されて以来、海上保安庁を中心に航空機や船舶による活動状況の監視や科学的な調査が行われた。この報告は、海徳海山の今回の海底火山活動の推移、航空機及び測量船「昭洋」による調査結果をまとめたものである。

2. 海徳海山の海底火山活動の推移

海徳海山の海底火山活動について最初に発見、報告したのは、3月7日に海上自衛隊機による変色水の視認である。本文末付表は船舶や航空機、更に人工衛星によって観測された状況などを日時を追って詳細に記録したものである。このなかで、巡視船「うらが」及び搭載ヘリコプター（3月13日～3月19日）、測量船「昭洋」（3月22日～3月24日）、そして巡視船「のじま」（3月25日～3月26日）による観測は、期間中はほぼ常時行われていたものである。（付表参照）

海底火山の活動状況は、常時監視されておらず、従って記録される機会はすくない。付近を航行する船舶や航空機からときおり伝えられる情報によって知ることができる程度である。それでも、1973年の西之島新島が形成されたのを契機に海上保安庁の航空機による定期的監視活動が行われ、また、海上自衛隊の航空機による協力も得て、以前に比べれば、発見される機会は飛躍的に増加した。

海徳海山付近について、確実な噴火記録はない。わずかに、1543年に26°00'N, 140°46'Eに海底噴火の報告があり、西海徳場が海底火山であるかも知れないと推測されていた。東海徳場においては、今回の活動が歴史上はじめて確認された海底火山活動である。

今回の火山活動は、付表に示すように、密度の濃い監視及び観測が続けられた。これらの成果は、今後の海底火山の調査・研究への貴重な資料を提供するはずである。

3. 海徳海山付近の海底地形

海徳海山は、伊豆・小笠原弧と呼ばれる島弧の中央を走る七島・硫黄島海嶺上に位置している（第1図）。伊豆・小笠原弧には三列の海嶺、すなわち東から、小笠原海嶺、七島・硫黄島海嶺そして西七島海嶺が並走している。小笠原海嶺は、小笠原諸島の父島や母島を乗せる海嶺で、堆積岩類（大型有孔虫を含む石灰岩など）を伴う、主として古第三紀の火山岩類からなる（湯浅, 1983）が、新しい火山はない。この小笠原海嶺と小笠原舟状海盆を隔てた七島・硫黄島海嶺は、伊豆・小笠原弧の主軸をなす海嶺で、火山帯のフロントにあたり、北は伊豆諸島の活火山列から途中切れることなく火山列島まで続いている（茂木, 1977）。

七島・硫黄島海嶺に乗る大島、三宅島、明神礁、鳥島、西之島新島などでは、最近の火山活動が数多く記録されている。海徳海山は、これらの活火山列上に位置し、いわば火山活動がいつ起こっても不思議のない海山であった。

海徳海山付近は、これまで組織的な海底地形測量は実施されておらず、海山地形は概略のみを捕えているに過ぎない。数少ない測深資料から描いた海底地形図を第2図に示す。後述の「昭洋」による部分的な測量結果とこの図に示された海底地形は、かなりよく一致している。

この図から、海徳海山は、比高約2000m、麓径約40kmの海山で、頂上部付近は水深1000m以深の深みで2分されている。2つの浅瀬は、東海徳場（最浅所水深289m）と西海徳場（同103m）と呼ばれている。今回の火山活動の噴出地点は、東海徳場の山頂の南東端である。

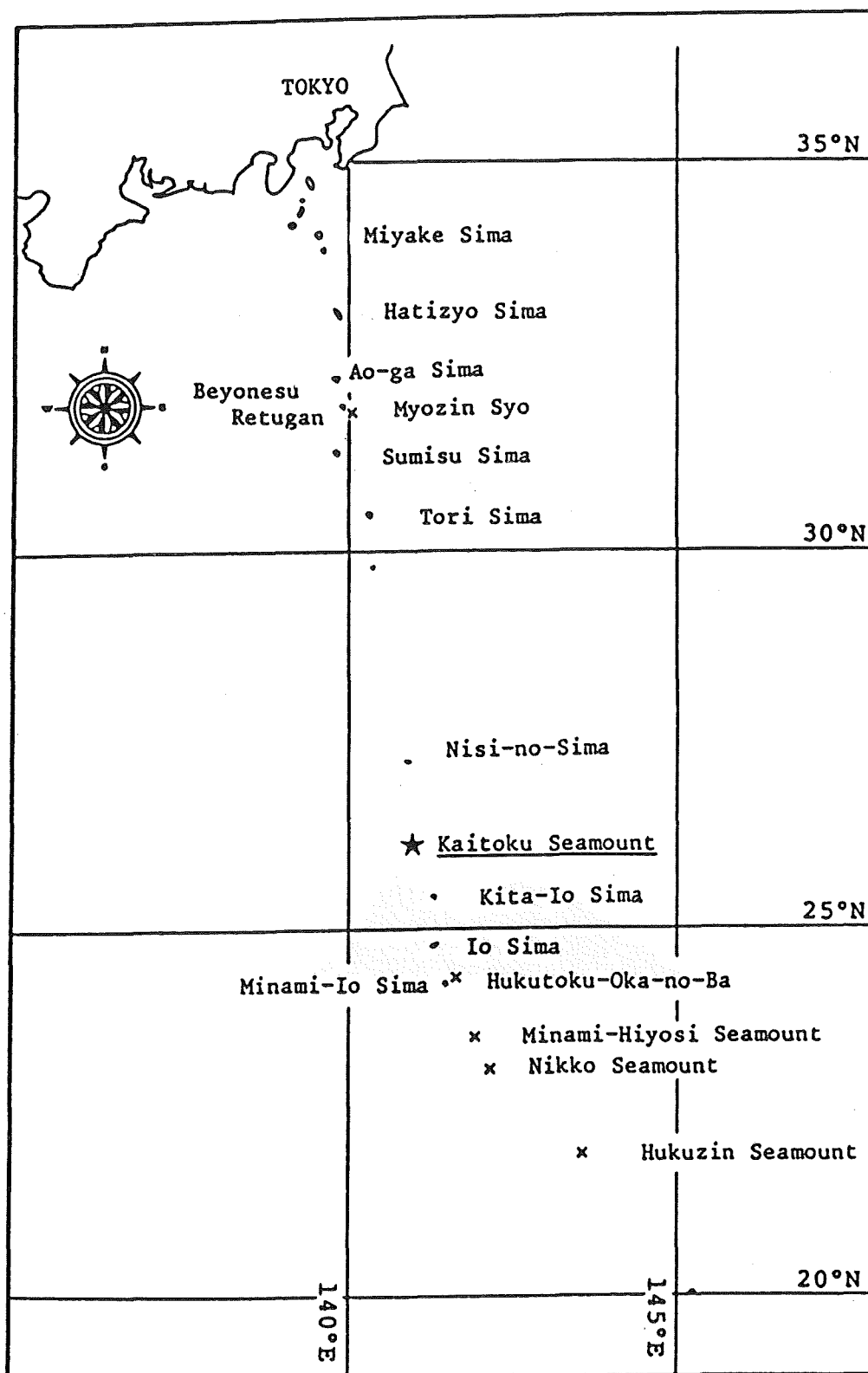


Figure 1 Position of the Kaitoku Seamount and the distribution of active volcanoes in the Nanpo Syoto.

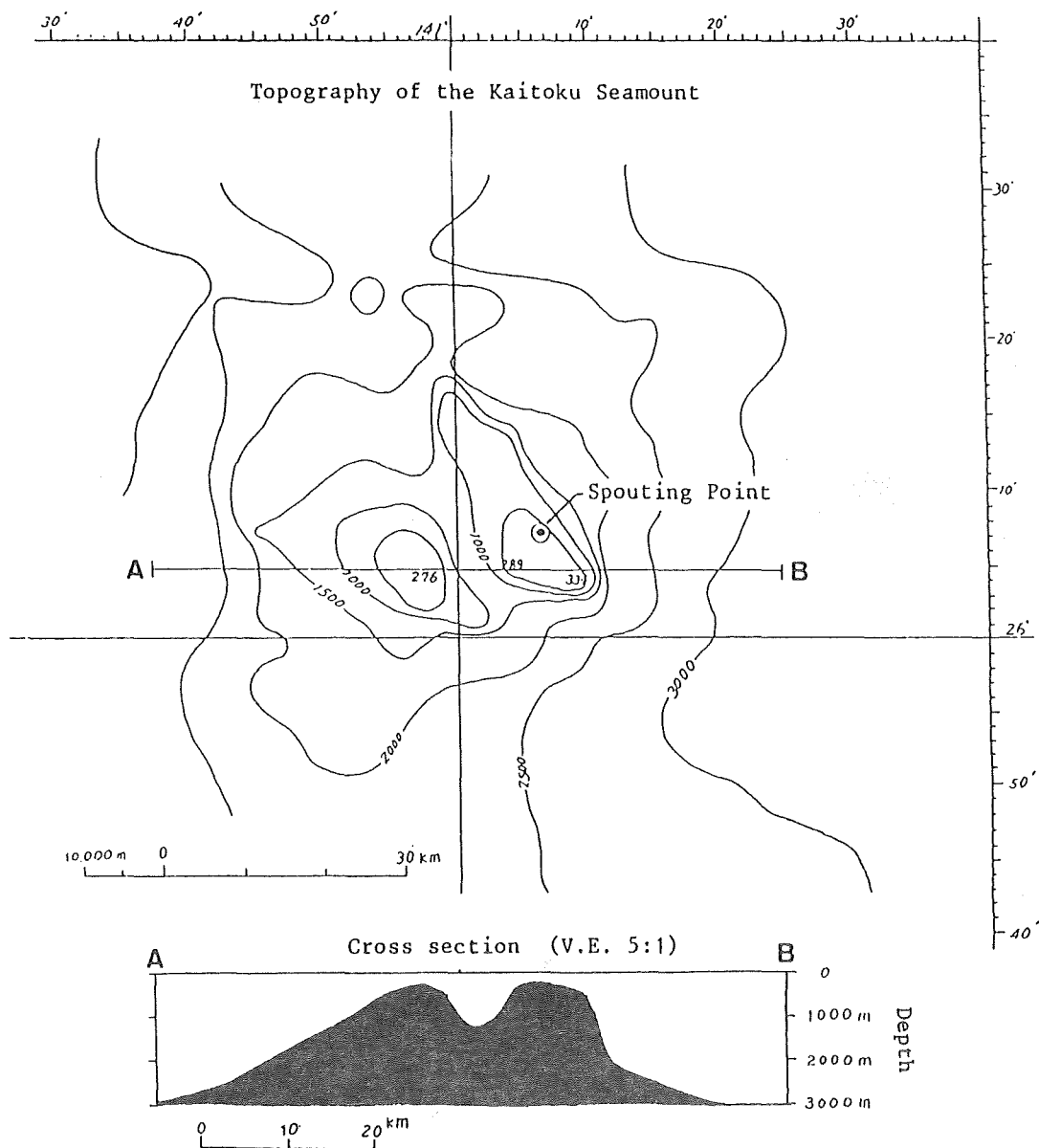


Figure 2 Topography of the Kaitoku Seamount and the location of spouting point.
Contour interval 500m.

4. 「昭洋」による海底火山活動の調査

(1) 概要

海上保安庁水路部は、1984年3月22日～24日に、海徳海山の火山活動調査を測量船「昭洋」により実施した。調査項目は、次のとおりである。

- ①. 目視による調査
- ②. 水深調査
- ③. 変色水域での採水・测温

④. 浮遊物の採取

⑤. 採泥

(2) 調査区域および調査方法

調査区域は、第3図に示すように、海徳海山の噴出点（噴煙および変色水を吹上げている地点）から、半径10海里以上離れた海域から20海里付近の区域（第3図斜線部分）である。調査は、半径10海里の円に接する東西・南北の正方形の外側を2海里間隔で行い（主測線）、また、調査海域が、噴出点より遠ざかるのを避

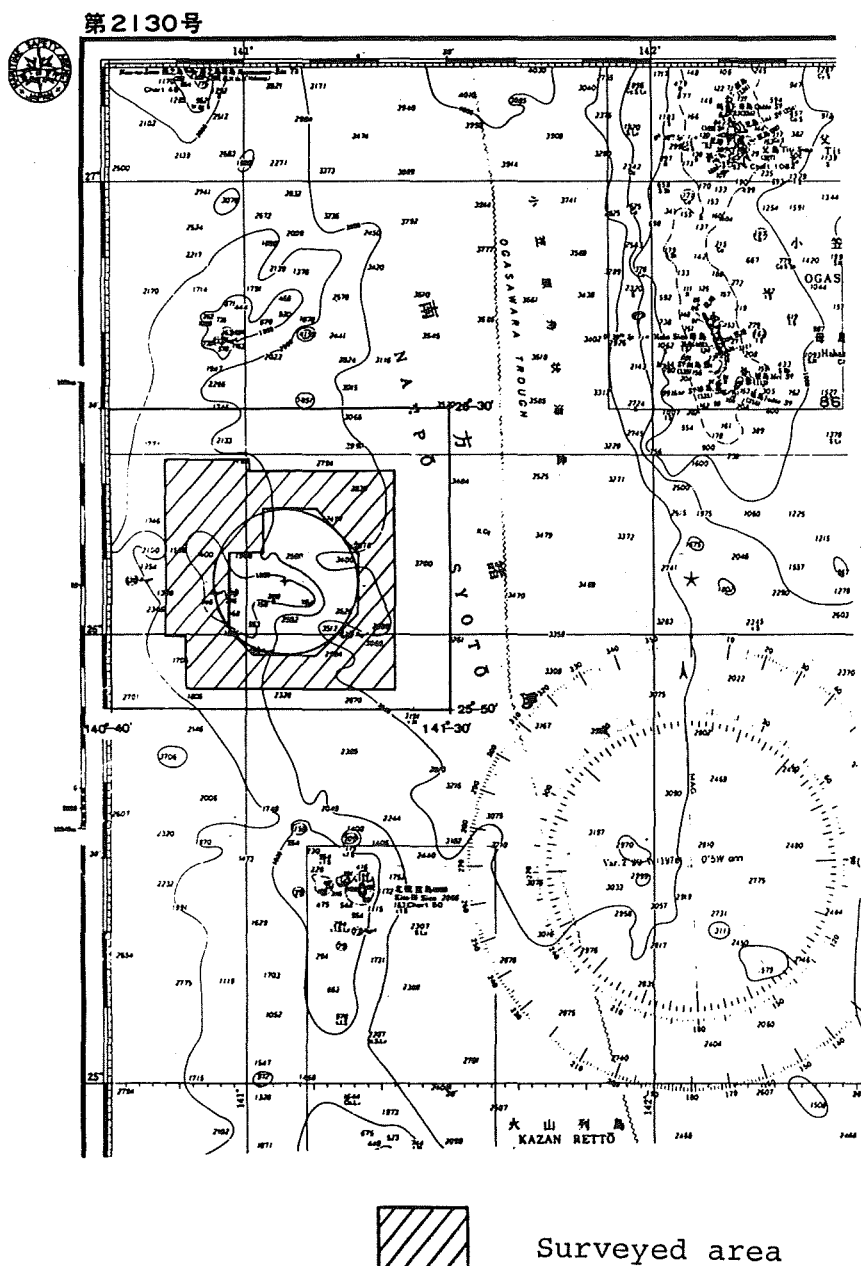


Figure 3 Surveyed area by the survey vessel "SHOYO" on the chart No. 2130.

けるためと、交差測線を兼ねた半径10海里の円に外接し、主測線に45度傾けた測線も設定した。また、変色水の調査のため、一日一回は昼間に噴出点近傍10海里付近を調査般が通るよう計画した(第4図)。調査測線の総延長は585海里である。

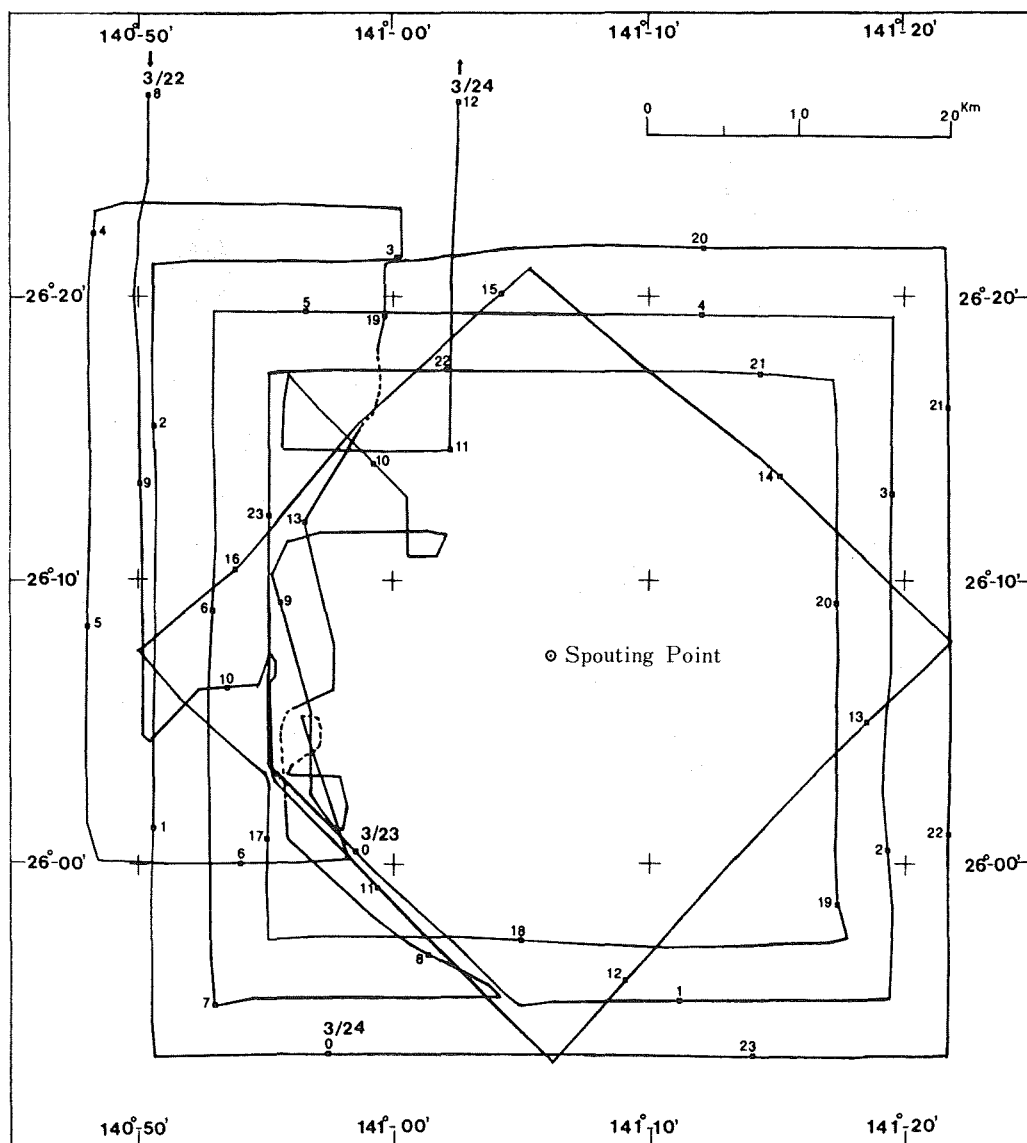


Figure 4 Sounding tracks by "SHOYO"

測位は長距離電波測位装置によるロランC・ ρ - ρ 方式とNNSSとの複合測位および双曲線方式によるロランC(LLC-80)を使用した。

測深には浅海用音響測深機(NS-77)および精密深海用音響測深機を使用した。また、海底の起伏が激しい場合にも対処することが出来るように、表層探査装置を記録レンジ3000mで使用した。水深の読取り単位は1000m以浅を1m、1000m以深を10mとし、読取值には音速度補正および潮高改正(200m以浅に適用)を行った。

音速度補正には、音響測深補正表NP139の53を使用し、200m以浅は昭和59年3月24日調査海域におけるXBT資料と海洋データセンターの統計資料MSQ-094,60,61の塩分資料により算出した値を用い、潮高改正は、硫黄島平均水面下0.65mを基本水準面とした推算値により行った。

噴煙の方位測定にはジャイロコンパスを使用した。

底質採取は海山を構成している基盤石の採取を目的とし、チェーンバック型および円筒型採泥器を使用して2地点で行った。

変色水域における採水は0.5ℓの採水容器2本を用い5地点で行った。

測温は変色水域に入る前、変色水域内および測線の変換点において計15地点で行った。

また、噴煙の形状および変色水の状況を記録するため35mmカメラおよびビデオカメラによる撮影を行った。

(3) 目視による調査

本調査では航空機による支援が受けられなかったため、当初、変色水の視認および噴出点付近の状況調査に多少の不安を抱いていたが、調査海域に入ると比較的容易に変色水および噴煙を視認することができ、目視調査は順調に行なわれた。しかし、特に、噴出点の状況確認、変色水の流域、浮遊物の採取および火山活動が活発でない場合等については、船だけによる調査は難しいと思われ、航空機との協同調査が必要不可欠と考えられる。

i 噴煙および光芒

噴煙は第5図の如く3月22日10時頃から3月23日16時頃まで、光芒については、3月22日19時頃から3月23日4時頃まで頻繁に視認した。噴煙の色は白色（水蒸気煙）が一般的であるが、3月22日14時17分から16時06分の間に黒色を帯びた噴煙を5回視認した。夜間は赤色噴煙に続き光芒を数分から十数分間連続して視認したが、3月23日の夜は噴出点から14～20海里離れたため確認が困難であった。3月24日6時30分頃には噴出点から7～10海里付近まで接近したが、3月22日～23日に視認した様な噴煙は回数も少なく、8時32分が観測した最後の噴煙であり、活動は次第に沈静化していると思われた。

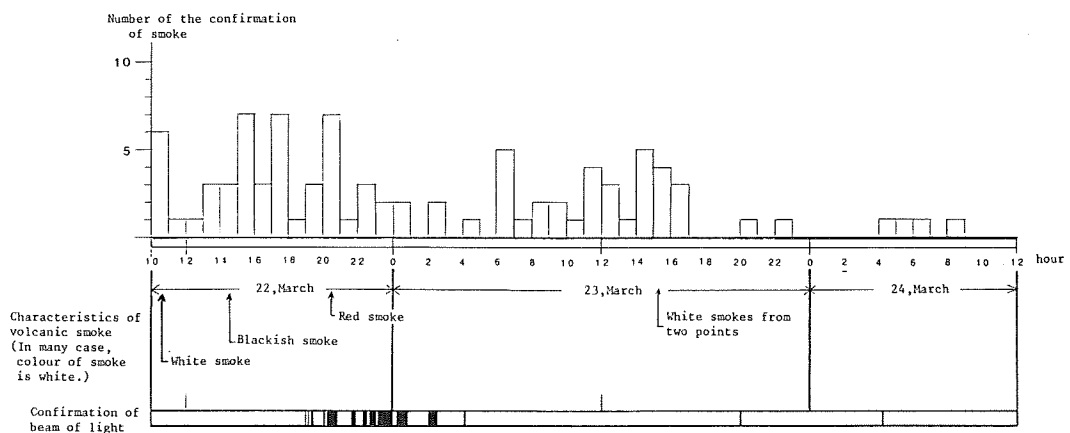


Figure 5 Frequency distribution of spouting smokes and shafts of light observed by "SHOYO."

白色噴煙の形状は写真13, 14のとおりであったが、3月22日13時33分には数本、3月23日4時06分には2本（約215m間隔）、3月24日6時24分には5本（最大幅350m、高さ600m）の複数の噴煙が同時に立ち上るのを

視認した。なお、白色噴煙の幅及び高さは双眼鏡の分画により測定したものである。

ii 噴出点の方位測定

噴出点の位置は1984年3月14日に巡視船「うらが」がロランCを使用して測定しているが、本調査においても噴煙を視認すると同時に方位を観測することによる噴出点の位置測定を試みた。視認した58本の方位線により各方位線ごとの交点(1226点)を求め、その平均値を算出して噴出点の位置とした。この場合各方位線の交角が $0^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 、 $170^{\circ}\sim 190^{\circ}$ 、 $350^{\circ}\sim 360^{\circ}$ の範囲にある場合は精度が悪くなるため計算から除外した。

噴出点の計算結果並びに交点はそれぞれ第1表及び第6図に示すとおりである。

Table 1 Comparison of the measured positions of spouting point between "SHOYO" and "URAGA."

	SHOYO	URAGA	Δ'	Date
Lat.	$26^{\circ} 07.3'N$	$26^{\circ} 07.3'N$	± 0.0	March 14, 1984
Long.	$141^{\circ} 06.4'E$	$141^{\circ} 06.1'E$	$+ 0.3$	March 22~24, 1984

第1表の結果から、噴出点より10海里以上離れた海域から噴煙を観測したものであるとともに、噴煙が、一点ではなく広範囲から立ち上がったことを考慮すれば、今回用いた方法は今後の噴出点の位置測定に有効な手段を提供するものと考えられる。

iii 水深調査

測深は、噴出点より約10海里を半径とする円外海域を約2海里間隔で行ったが、東海徳場から北方に延びる海脚状の高まりについては7海里付近まで測深を行った。測深結果に基づく海底地形図を第7図に示す。

海徳海山の東側は小笠原舟状海盆に至る比較的なだらかな斜面を呈しており、西側は西海徳場から西方に延びる海脚状の高まりが見られる。また、東海徳場からは北方に延びる顕著な海脚状の高まりが見られる。

西海徳場と東海徳場の間には1000m前後の谷が存在する。西海徳場については約280mの測線間隔で測深を行い第2表に示す浅所を測得した。

Table 2 Position and depth of the shallowest point in the eastern part of the Kaitoku Seamount (Nisi-Kaitoku-Ba).

Date	Time	Latitude	Longitude	Depth
March 24, 1984	07 ^h 38 ^m	$26^{\circ} 03.54'N$	$140^{\circ} 56.76'E$	103m

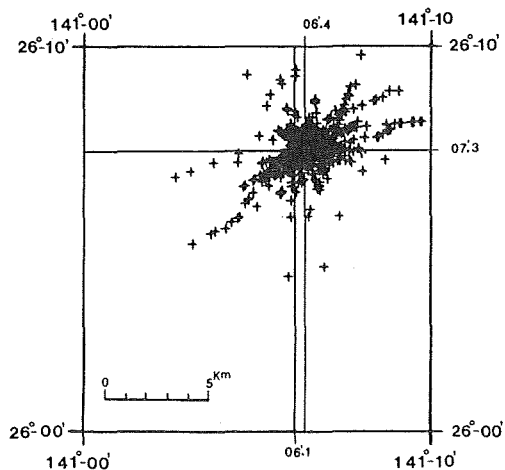


Figure 6 Distribution of cross bearing positions of the spouting point listed in Table 1

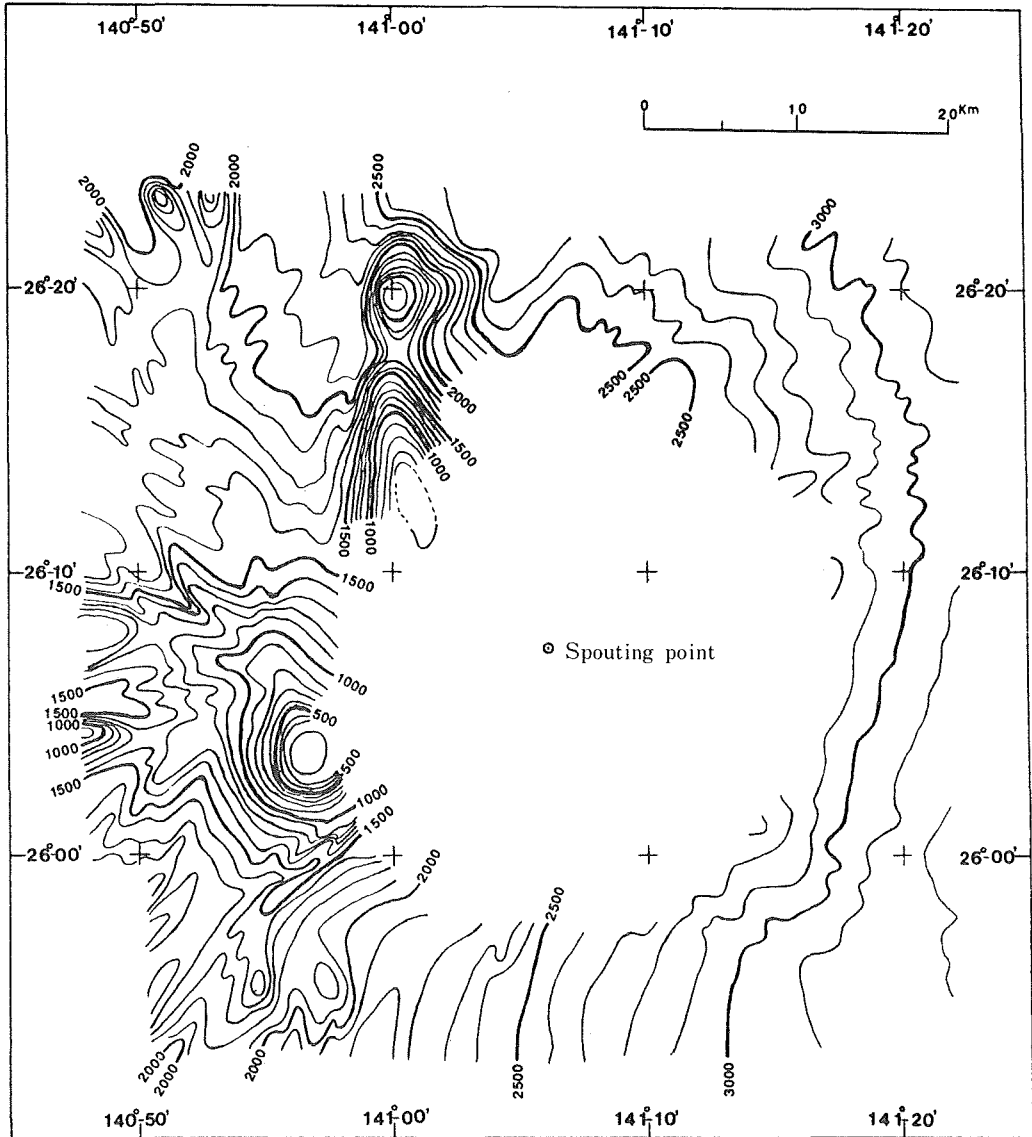


Figure 7 Topography around the Kaitoku Seamount surveyed by "SHOYO," Contour interval 100m

写真16は精密深海用音響測深機による西海徳場の記録であり中央付近にその浅所が見られる。時間マークは10分間隔、深度目盛は50mである。第8図は西海徳場の断面(140°56.8'E)を示しておりその深度と水平距離の比は2対1である。

IV 採水・测温

採水・测温地点は第3表に示すとおりである。测温地点は噴出点から約10海里以上離れていることもあり、変色水域内と変色水域外との差はほとんど認められなかった。

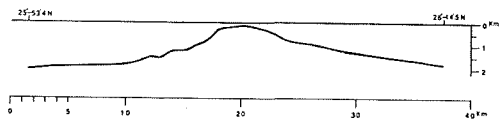


Figure 8 Cross section of the eastern part of the Kaitoku Seamount(Nisi-Kaitoku-Ba).
Vartical exaggeration 1:2.

Table 3 Positions of temperature measurement and water sampling by "SHOYO."

Date	Time	Latitude	Longitude	Temperature
March 22, 1984	07-46	26°30.46'N	140°50.46'E	19.6*
	09-00	26°13.45'N	140°50.08'E	19.9*
	09-20	26°08.99'N	140°50.14'E	19.1**
	09-41	26°04.36'N	140°50.16'E	18.9*
	10-10	26°07.28'N	140°55.08'E	19.2**
	17-20	25°57.38'N	140°55.59'E	19.3*
	17-50	25°57.45'N	141°02.61'E	19.1*
	20-20	26°17.11'N	141°16.45'E	19.4*
	23-30	26°17.39'N	140°56.04'E	19.3*
March 23, 1984	00-44	25°55.21'N	141°07.26'E	19.2*
	02-33	26°07.41'N	141°19.50'E	19.1*
	04-25	26°19.43'N	141°05.58'E	19.5*
	12-20	26°05.48'N	140°56.05'E	19.3*
	12-32	26°06.14'N	140°57.64'E	19.1**
	12-42	26°08.09'N	140°57.58'E	19.3*
	12-49	26°09.61'N	140°57.16'E	19.4*
	13-15	26°14.84'N	140°58.36'E	19.4*
March 24, 1984	06-30	26°02.86'N	140°57.32'E	19.0**
	07-34	26°03.64'N	140°57.48'E	19.2**
	08-49	26°06.67'N	140°56.33'E	19.2*

* Out of discolored water

** In discolored water

V 浮遊物の採取

本調査期間中に浮遊物は認められなかった。

VI 採 泥

西海徳場西側斜面および東海徳場から北方に延びる海脚状の高まりの西側斜面の2地点において採泥を実施した。採取試料は第4表に示すとおりであり、そのうち試料2の岩石についての化学分析結果を他の試料と共に第6表に示す。

Table 4 List of dredged sites by "SHOYO."

No.	Date	Latitude	Longitude	Depth	Bottom material
1	March 23, 1984	26°03.03'N	140°55.67'E	305m	S G Co
2	March 23, 1984	26°17.18'N	140°59.62'E	1690m	R Sp

5. 変色水の温度分布

火山調査に熱測定の有効なことは明白でありこれまで数多くの調査報告（例えば国土地理院の火山基本図）がなされている。しかし、その測定対象はもっぱら陸上火山であり、海底火山を対象としたものは以外と例が少なく、我が国の例としては明神礁（森本、小坂、1970）、西之島（関岡、1974；久保寺ほか、1974）、福徳

岡の場（海上保安庁，1982；土出ほか，1984）程度である．

今回の海徳海山の噴火においては3月9日，3月13日，3月29日の3日にわたり航空機から海徳海山の火山性変色水の温度分布を測定することができたため，その概要を報告する．

測定はいずれもアガ社のサーモビジョン780を海上保安庁羽田航空基地所属のYS-11に搭載して行った．サーモビジョン780（熱赤外放射温度計と呼んでいる）の諸元は第5表のとおりである（土出ほか，1984）．幾何的分解能（瞬間視野角）は3.4ミリラジアンであるから，例えば高度1,000mからの測定では直径3.4mの円の平均水温を測定していることになる．

Table 5 Specification of the Thermal Infrared Radiometer.

Item	Specification
Scanner	HgCdTe sensor thermal resolution 0.1°C spectral band 8μm-14μm
Lens	field of view 20°×20° geometrical resolution 3.4 milliradian focal distance 33mm
Monitor	black and white CRT screen size 50mm×50mm sensitivity 2°C-1000°C with isotherm function
Digital recording equipment (MT)	1/2 inch 9 tracks reel size 7 inch density 1600bpi record size 1024 characters picture elements 112×64
Monitor (visible images)	color video camera with color video monitor

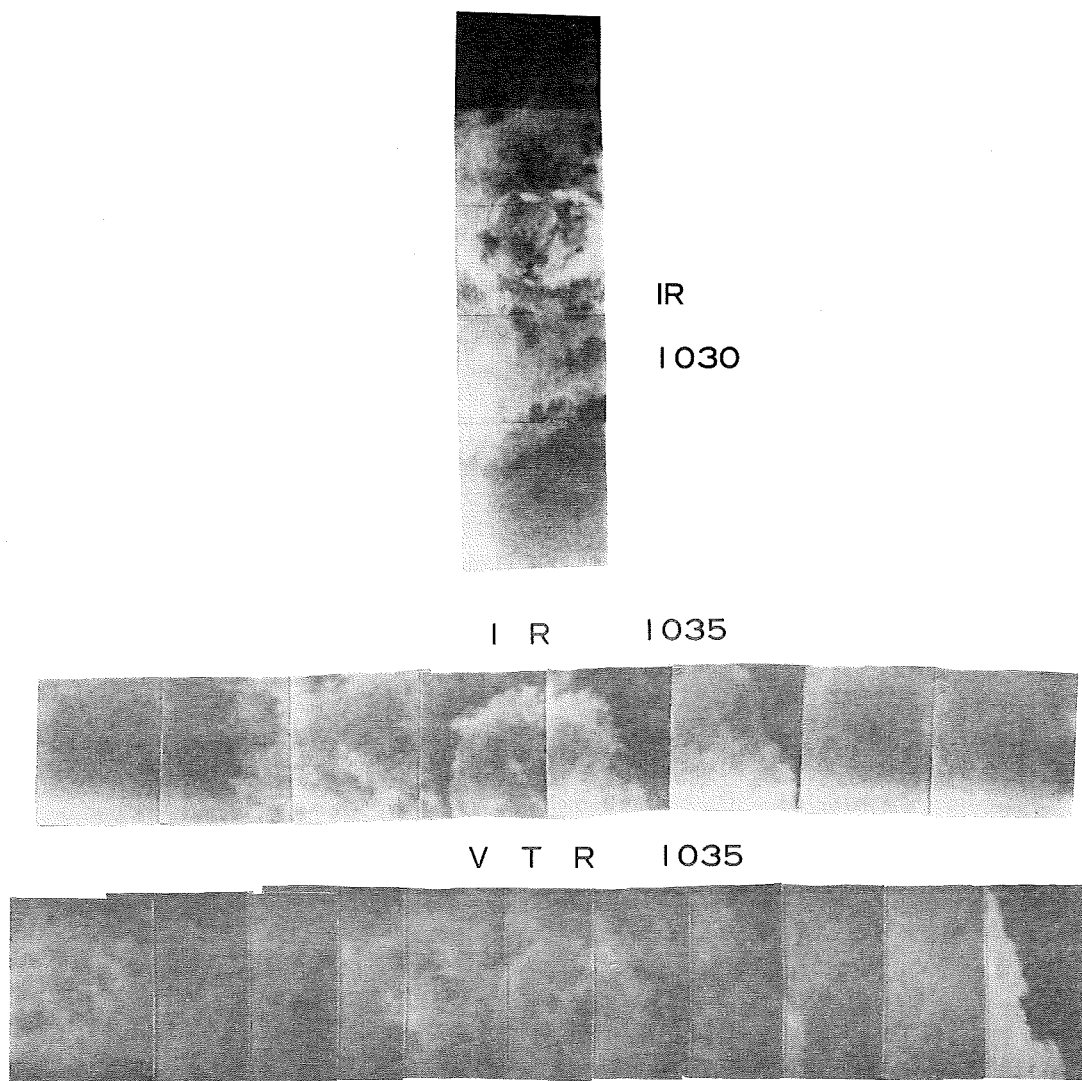
熱赤外線を用いて温度測定を行う場合，その温度を決定するためには被測定物体の放射率やセンサと被測定物体の間に存在する水蒸気等による吸収や散乱等についての補正が必要（増谷，1974）であるが，海洋上の火山性変色水の調査についてはこれらの補正を施すことは不可能に近い．したがって，ここでは何の補正も行っていない単なる機械の指示値を測定温度として表現したが，これは温度映像内における相対的な温度差の目安として解釈すべきものであり，測定日の異なる変色水相互の微細な温度差についての比較はあまり意味をもたない．

(1) 3月9日

3月9日の変色水の温度分布の状況を第9図に示す．

図中のIRは熱赤外放射温度計のモニタ画像，すなわち熱映像を表わし，VTRはビデオテープレコーダのモニタ画像，すなわち可視像を表す．また0620等の数字は測定時刻（この場合午前6時20分測定）である．

3月9日は天候が悪く海徳海山付近は雨雲がたれこめていたため，雨雲よりも低空，すなわち高度300mで測定を実施した．



KAITOKU SEAMOUNT

Mar. 9, 1984 300m

Figure 9 Thermal Pattern of the Kaitoku Seamount on Mar. 9, 1984.

第10図は計算機処理をした10時30分測定の変色水の噴出部である。測定時には写真1に見られるように変色水は海面下方から次々と湧き出しているような状態にあり、温度分布は環状（直径約100m）に高温になっている。環状の部分は周囲の海水にくらべて1.5℃以上高温であるが、環の内部は海水と同程度から環と同程度の温度まで個々に水塊状となって複雑な温度分布をしており、変色水が一樣な上昇・拡散を行っていない。

いことを示唆している。

第9図の左側、あるいは第10図の下側が白く（高温）になっているのは、以後の観測データにも見られるものであるが、センサーの傾き、センサー誤差、あるいは航空機の機体による太陽輻射の影響等によって生じたものと考えられるが原因は不明である。原因が何であるにせよ海面の温度勾配を表わしているものではないことは確かである。

第11図は計算機処理をした10時35分測定の変色水である。変色水を横断するコースで測定を行ったため映像はすべて変色水であり海水は示されていない。第10図にくらべて環状の高温部分は崩れており、周囲への拡散が進んだため温度差が小さくなっている。また環の内部はむしろ低温化が進行しており、高温の変色水が下方から湧き上ってきて環状に拡散したあとに、冷たい海水が変色水にひきずられて湧き出してきたものと解釈される。

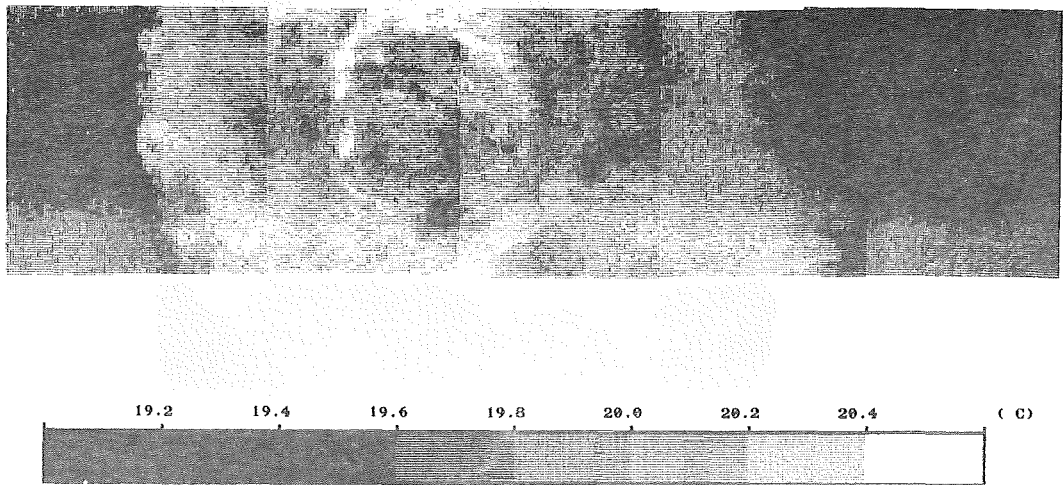


Figure 10 Digital Analyzed Thermal Map at 1030 on Mar. 9, 1984.

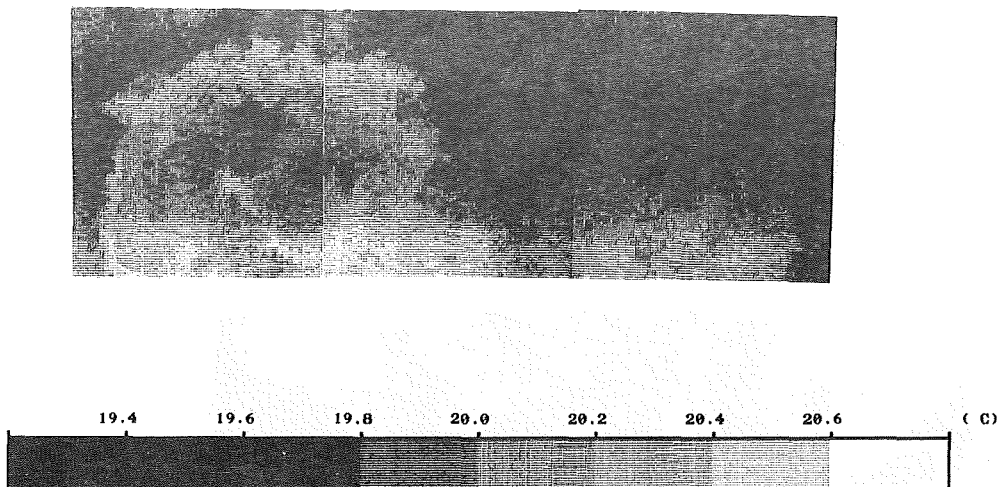


Figure 11 Digital Analyzed Thermal Map at 1035 on Mar. 9, 1984.

(2) 3月13日

3月13日の変色水の温度分布を第12図に示す。IR, VTR及び数字は第9図と同じ意味である。

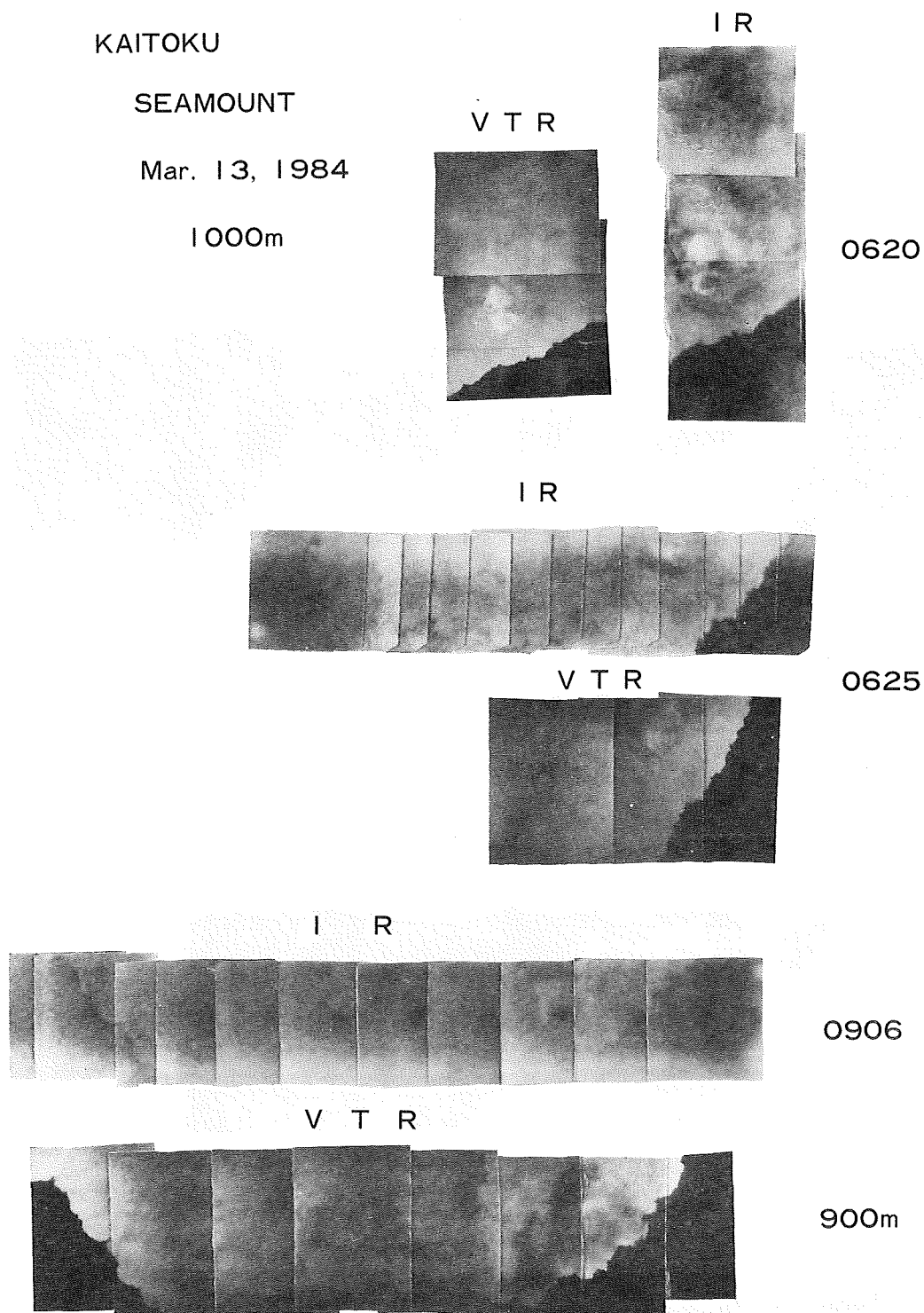


Figure 12 Thermal Pattern of the Kaitoku Seamount on Mar. 13, 1984.

この日は比較的天候が良く高度1,000m前後で測定を実施した。

第13図は計算機処理をした6時20分測定の変色水の噴出部付近であり、変色水が下方から湧き上ってきた直後に測定したものである。2°Cレンジで測定を行っていたため海水にくらべて2°C以上高温であった噴出直後の変色水のデータは温度的に飽和している。

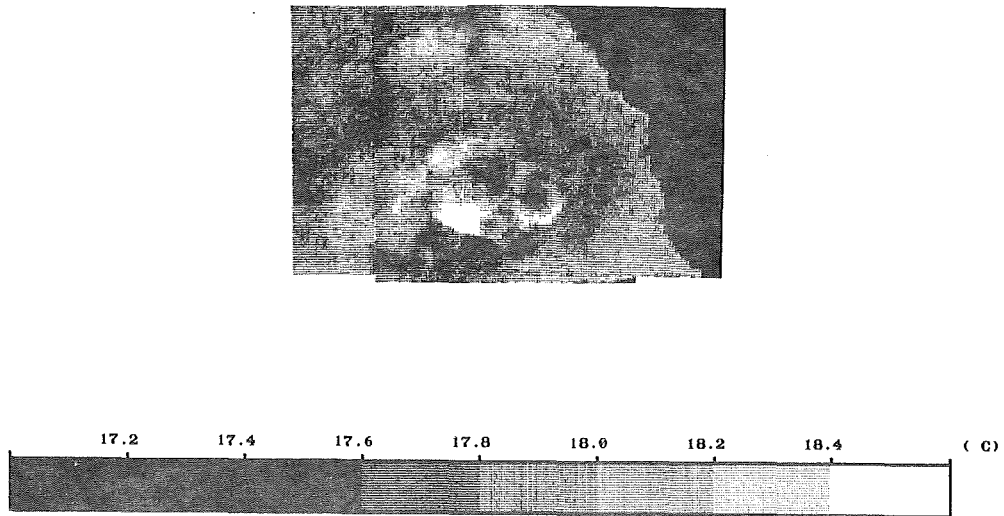


Figure 13 Digital Analyzed Thermal Map at 620 on Mar. 13, 1984.

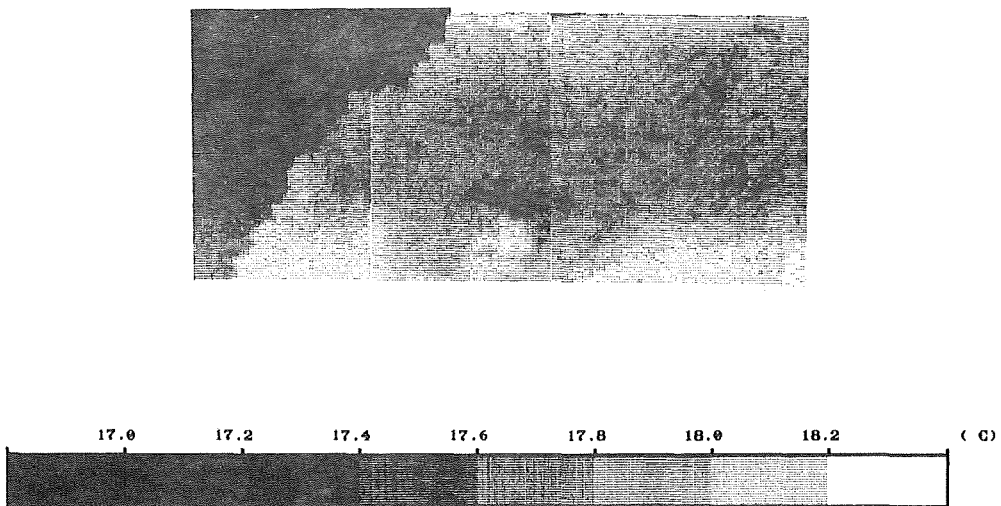


Figure 14 Digital Analyzed Thermal Map at 625 on Mar. 13, 1984.

第13図からは噴出点が左右にわかれて2つあるように見えるが写真3, 写真4, あるいは第12図の変色水の拡散状態からは噴出点は1つにも見える。2つと見れば左右の高温環の直径はそれぞれ約120m, 約60mであり, 1つと見ればその高温環の大きさは約120×200mの楕円形になるがそのいずれにせよ環の内部に低温

部分が存在することは3月9日の場合と同様である。特に第13図において環の下方にかなり広い範囲にわたって低温部分が存在しその最低温度が周囲の海水と一致することは、変色水の湧き出しとほぼ同時に海水も湧き出すことを強く示唆する。

第14図は6時25分測定の変色水の熱映像であるが、わずか5分の違いでその温度分布は第13図と全く異なっている。噴出による高温部分は約60mと小さく、またその温度差も機械上で1℃強でしかない。さらには、変色水全体の温度パターンも第13図にくらべて単調である。しかし、高温部脇の低温部分はあまり形状を変化させずに存在している（第12図を見ればその位置は若干移動したかのように見える）。

3月9日の場合は5分の違いで噴出部分の温度分布はかなり変化したが生体的な温度分布は似た傾向を示していた。3月13日には、測定高度が3月9日にくらべて約3倍も高かったため変色水の細かい温度分布は測定できず生体的な温度分布を測定したにもかかわらずその傾向は異なっていた。波浪、風等現地の自然条件の違いによるものと考えられるが今後さらに検討を続ける必要のある問題である。

第12図には9時6分の変色水の温度分布の状況も示したが、6時25分の時と同じように変色水全体の温度分布は単調である。

(3) 3月29日

3月29日の温度分布を第15図に示す。測定高度は3月9日と3月13日の場合のほぼ中間の700mである。

航空機に搭載した熱赤外放射温度計による温度測定においては、測定高度が低い方が幾何的分解能がよく、また水蒸気等の影響が少なくなるため正確な測定が行えるが、視野が狭くなるため広範囲の温度分布を捕えるには飛行回数が増加し時間がかかるうえに飛行コースに余裕がなくなり目標物の直上を飛行することも困難になる。また対地速度が見掛け上速くなるため映像のブレが生じるようになり、かえって分解能が悪くなる場合もある。海徳海山の変色水の場合、付表にみられるように、その大きさは幅数100m～数km、長さ数10kmと極めて大規模であり、その全体を1回の測定で捕えるには視野角20度の機械（第5表）では高度10km以上が要求されYS-11では不可能である。また熱赤外計測では雲を透過しての計測はできない。今回の海徳海山の場合は噴出の大きさが100m程度であったため、その測定に重点をおきいくらか余裕をとって高度1,000m（1回の飛行での測定幅は約375m）での測定を考えていたのであるが現地は雲の多い天候であったため、雲の下での測定を行った結果3日間の測定高度がすべて異なってしまった。海洋計測における計測条件の設定の難かしさ、及び同一条件でのくり返し測定（再現性）の困難さを示す一例である。

さて、3月29日の状況であるが火山活動はかなり穏やかになり写真11に見られるように噴出の中心が定かでなくなった。温度測定にもこのことが現われており、12時56分測定の第16図及び13時3分測定の第17図のいずれにおいても噴出を示す環状の高温部は認められず、変色水全体が0.4℃程度高温の極めて単調な温度分布を示すのみである。

第17図においては熱映像の中央付近に海水と同温に近い低温部分があり、3月9日あるいは3月13日の例から解釈すればこの周辺の高温部分が噴出点であることが考えられる。3月29日の観測では温度測定を終了し羽田空港に向かうとしたところ突然海中から変色水が湧き上がりみるまに写真12のようなきれいな円形の変色域を形成した。運悪くこの変色域形成時の温度測定を行うことができなかったが、もしタイミングよくこの事象の温度測定に成功していれば3月29日の火山活動については今回とは異なった結果が報告されたであろう。

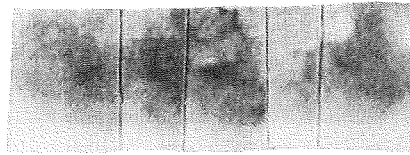
海底での噴火が絶え間なく、あるいはせめて数分間隔で行なわれていれば航空機上からその活動状況を視認し測定することは容易である。しかし活動間隔が数10分以上になると事象が再発するまで上空で待機して

いるだけの時間的余裕がないため、測定時間内での出来事が事象のすべてとなってしまう。時系列的に火山活動の推移を追跡する現在の火山監視の方法では測定時間の制限、あるいは測定の欠如は致命的な問題ではあるが航空機による測定方式を用いる限りは避けることのできない問題であり、その資料解析には常に細心の注意を払うと共に他の情報収集にも努め総合的に解釈することが肝要である。

Mar. 29, 1984

700m

I R



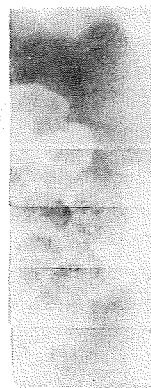
V T R

1256



V T R

I R



1303

Figure 15 Thermal Pattern of the Kaitoku Seamunt on Mar. 29, 1984.

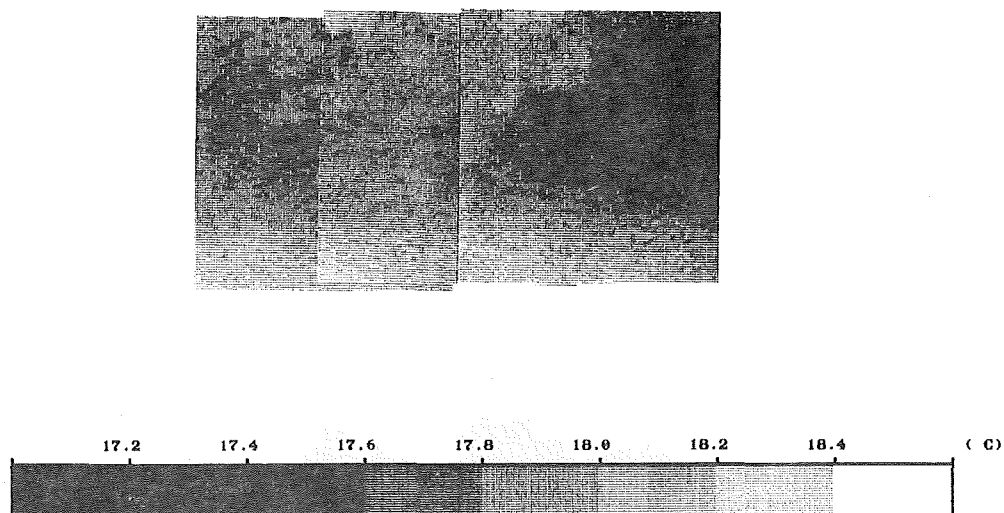


Figure 16 Digital Analyzed Thermal Map at 1256 on Mar. 29, 1984.

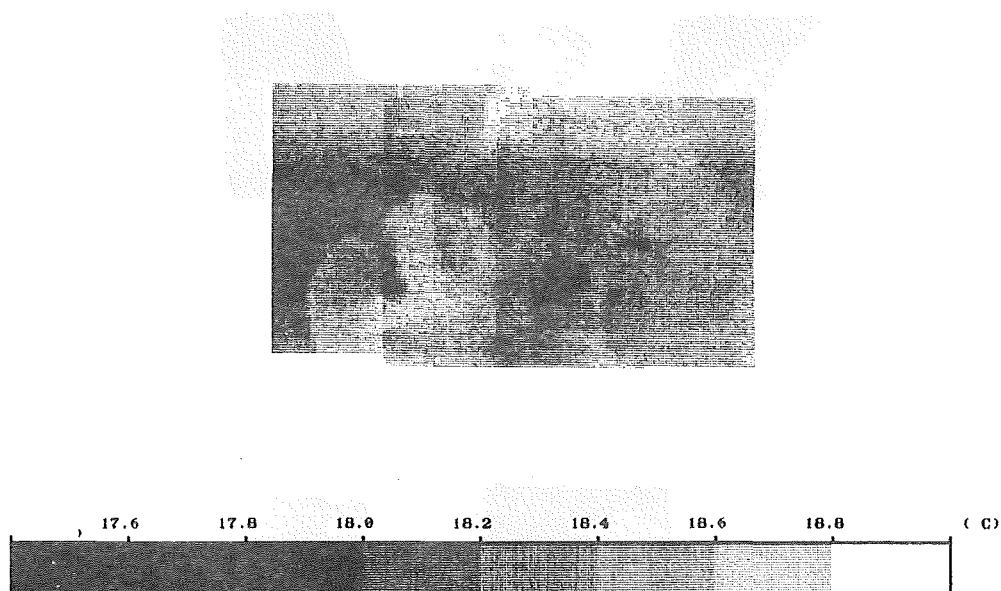


Figure 17 Digital Analyzed Thermal Map at 1303 on Mar. 29, 1984.

(4) まとめ

海徳海山の海底火山活動による変色水の温度分布の測定を3月9日、3月13日及び3月29日に実施した。その結果、

- i 変色水は海水にくらべて機械上0.5℃程度高温である。
- ii 噴出点の温度は海水にくらべて2℃以上高温である。
- iii 変色水は噴出直後は極めて複雑な温度分布を示すが時間が経つと単調になる。
- iv 変色水の温度分布の時間変化は早い、特に噴出直後は著るしく、5分後には全く別の温度分布を示す。したがって測定のタイミングによりその温度分布は全く異なったものとして解釈される可能性がある。

- V 噴出点のすぐ傍に海水温度とほぼ等しい温度を示す低温部分が存在する。これは変色水の噴出に引きずられて海中にある海水も一緒に、あるいは少し遅れて湧き出すためである。
- VI 噴出による高温部はほぼ同心円状に拡散する。

6. 噴出軽石と変色海水の分析結果

海徳海山の今回の活動中に採取し得た噴出岩石と変色海水について、各種の分析を行い、その結果にもとづいて若干の解釈を行ったので、以下に報告する。

(1) 噴出岩片について

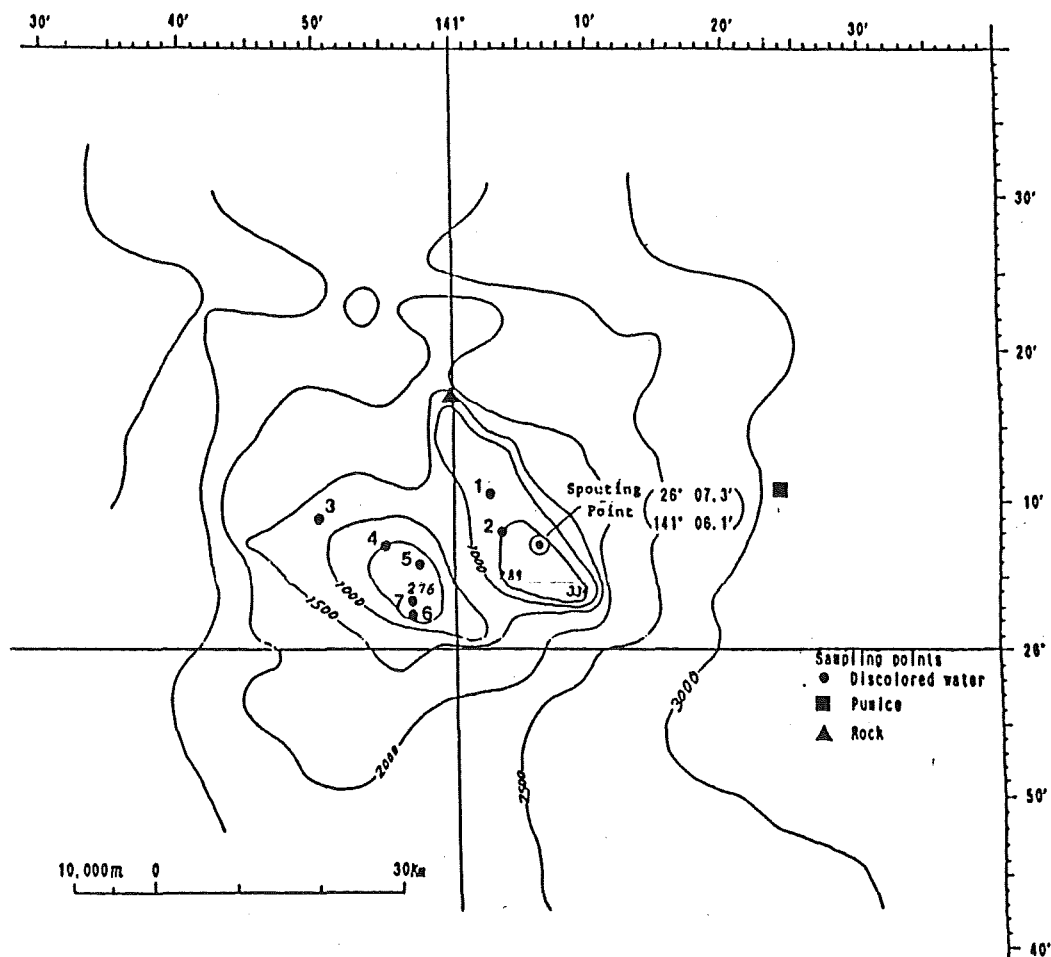


Figure 18 Topographic map of the Kaitoku Seamount and the sampling points of discolored water, pumice and dredged rock.

i 試料の採取状況

1984年3月26日午前0時50分及び同6時00分東海徳海山の東北東約30km, $26^{\circ}11.0'N$, $141^{\circ}23.5'E$ 付近の海面において、巡視船「のじま」(船長 坂本博)が浮遊している径数mmから数cmの大きさの軽石多数を採取した(第18図)。その報告によれば同船が上記位置に漂泊中、0時40分頃より船側に小さな軽石が幅約1m長さ約3mの塊となり、帯状に浮流していた。なお軽石は時間の経過とともに大きな塊(径約20cm程度)が含まれるようになり、6時30分にはそれらが本船付近に広く拡散し、この位置を離れた10時45分までは浮流していた。同地域の変色海水は、今回の活動期間中、同海山山頂付近と考えられる噴出点から、海流の方向に従って主として北西ないし南西の方向に拡散していたが、これに対し浮流軽石の移動方向は風向による影響が大きいと考えられ、数日前からの風向・風速と、同海山の活動状況を考慮すれば、それらの噴出物が軽石採取時にこの地点まで移動する事は充分予想される。また浮流軽石に付着していたエボシ貝の体長からの推定でも(海上保安庁, 1953)、さらにこの軽石自体に細くてもろい繊維状の火山ガラス片(ペレーの髪の毛)が付着したままであることなどから、噴出後長期間を経過したものではないと考えられる。しかもこの期間中同海域近辺で類似の海底火山活動の発生が報じられていない事なども併せて考えると、この軽石は海徳海山のこのたびの活動による噴出物であろうと推定される。

また比較検討のため、測量船「昭洋」(船長 吉田弘正)が噴出点の北西約20kmの地点において、3月26日採取した底質岩石についても分析を行った。

ii 形状、構成物

今回採取された軽石試料の大きさは長径数cmから数mmにわたる大小さまざまで、わずかに褐色を帯びた灰白色を呈し、その発泡度は著しく大きく、その空孔部には火山ガラスの激しく引き伸ばされた繊維状の、いわゆるペレーの髪の毛が多数認められるものもあった。細粒のものの中には既にかどの一部が摩耗されているものもあったが、大部分の試料は未だ表面に光沢を帯びた極めて新鮮なものと見うけられた。(写真17)

原岩の大部分は球形に近い気泡を大量に含む非晶質の火山ガラスよりなり、それにごくわずかの斜長石、角輝石、磁鉄鉱の斑晶を含むものもあった。(写真18)。

iii 化学分析の結果と検討

化学分析は一応水洗・風乾した試料について行った。第6表に示す分析結果のPumice がそれで、 SiO_2 62%の石英安山岩(デイサイト)質の軽石であることが判明した。その成分特徴は他の南方諸島海域の火山岩の成分とともに第19図に示した通りで、この図によると今回の同海山噴出の軽石は非アルカリのデイサイト(石英安山岩)に分類される。その他の諸成分を同じ火山帯に属し、類似の産状を呈する明神礁の石英安山岩質軽石のうち、 SiO_2 成分の近似するものの化学成分と比較すると(森本・小坂, 1970)本試料の Na_2O , K_2O が若干多く、 MgO , CaO において若干低い傾向にある。

比較のため「昭洋」によって採取された底質岩石の化学成分を第6表のRockに示した、この方は SiO_2 48%の著しく塩基性の岩石で、同じく第19図によればこの成分は非アルカリ玄武岩の領域に属することになる。本試料は第18図によれば、海底地形的には今回活動したと考えられる東海徳海山の北西山麓にあたる地点で採取されたものであり、今回噴出した軽石と同様非アルカリ岩系に属する類似の成分特徴を示すことなどからも、この両者の間には何らかの関係が期待されるが、何分とも海面下の事であり、その詳細は今後さらに資料の集積を待って、検討を進めるよりほかにない。

Table 6 Chemical compositions in Rocks from the Kaitoku Seamount

	Pumice	Rock
SiO ₂	62.38	47.81
Al ₂ O ₃	16.13	19.86
Fe ₂ O ₃	0.51	1.60
FeO	5.77	7.81
MgO	1.53	5.80
CaO	4.01	12.02
Na ₂ O	5.16	1.96
K ₂ O	1.35	0.40
H ₂ O ⁺	1.21	1.11
H ₂ O ⁻	0.15	0.54
TiO ₂	0.73	0.75
MnO	0.23	0.21
P ₂ O ₅	0.26	0.12
Total	99.42	99.99

Position	26°11.0'N 141°23.5'E	26°17.2'N 140°59.6'E
Date.	Mar. 26, 1984	Mar. 23, 1984
Collector	Patrol vessel "NOZIMA"	Survey vessel "SHOYO"

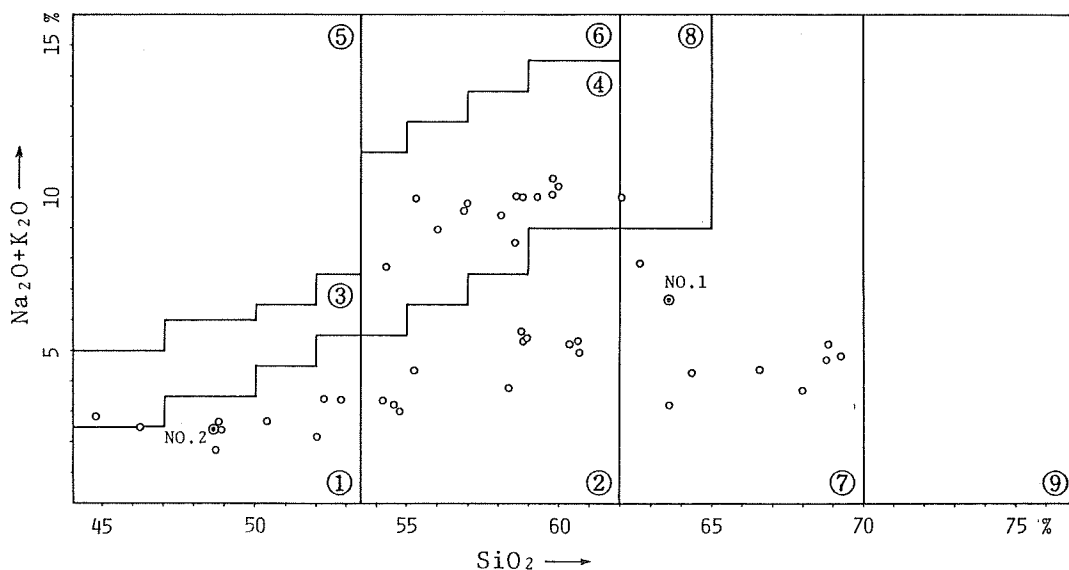


Figure 19 Total alkalis- SiO₂ relation in volcanic rocks collected from the Nampo-shoto

(2) 変色海水の成分について

Ⅰ 試料採取時の状況

今回の海徳海山の活動にともなう変色水は、1984年3月14, 15日には巡視船「うらが」(船長 岩堀邦雄)搭載のヘリコプターにより、また同年3月22, 23, 24日には測量船「昭洋」(船長 吉田弘正)により採取さ

れた。その採取地点、採取日等は第18図、第7表に示したが、同海山の活動による変色水の大きさ、噴出点よりの方位などは日によって夫々ことなるので、採取点もそれにとまってまちまちになっている。

Table 7 Sampling positions of discolored waters from the Kaitoku Seamount

Sample No.	Date	Position	Distance from the spouting point (km)	Collector
1	Mar. 14, 1984	26°10.2' N 141°02.5' E	9	Patrol vessel "URAGA"
2	Mar. 15, 1984	26°07.9' N 141°03.3' E	5	"
3	Mar. 22, 1984	26°09.0' N 140°50.1' E	27	Survey vessel "SHOYO"
4	"	26°07.3' N 140°55.1' E	18	"
5	Mar. 23, 1984	26°06.1' N 140°57.6' E	14	"
6	Mar. 24, 1984	26°02.9' N 140°57.3' E	18	"
7	"	26°03.6' N 140°57.5' E	17	"

ii 変色水の化学分析の結果とその検討

研究室に到着した試料水は直ちにpHを測定し、そのまま分析に供した。結果は第8表に示した。このほかにも Al_2O_3 の分析も試みたがいずれも通常の方法では定量限界以下であった。それによるとpH値はNo.2の7.39が最も小さく海水としては著しく酸性の側にある値であり、またその試料のFeが最も大きく、 SiO_2 も大きな値を示した。また試料No.6がこれらの試料中ではpH値8.15で最も大きな値であり、Feはこの試料が最小であった。

Table 8 Chemical compositions in discolored waters from the Kaitoku Seamount

Sample No.	pH	Fe (mg/ℓ)	SiO_2 (mg/ℓ)
1	7.8	0.28	0.37
2	7.39	0.32	0.58
3	7.99	0.05	
4	7.49	0.17	
5	8.01	0.04	
6	8.15	0.01	
7	8.11	0.02	

海徳海山の海底火山活動は刻々変化しているものであり、また変色海水の規模や、その時々海流の方向等によってもその状況が刻々変動するので、上記のように採取日時、位置の夫々ことなる試料を一概に比較することは困難であるが、それでも第20図に示すように噴出原点から近い距離にあるものほどpH値が低く、酸性の程度が強いと考えられる。特に同一の日時に、同方向へ向うものについての比較では、この傾向はより著しく示される。またFeの含有量については、pH値の小さなものほど（即ち酸性傾向の強いものほど）多く、逆にpH値が大きくなり、酸性の傾向が弱まるほどFeの量が減少することも判明した（第21図）。これらの結果はこれまで2～3の海底火山活動等で得られた知見と一致する（小坂, 1975; 小坂ほか, 1977; 小坂, 1977）。

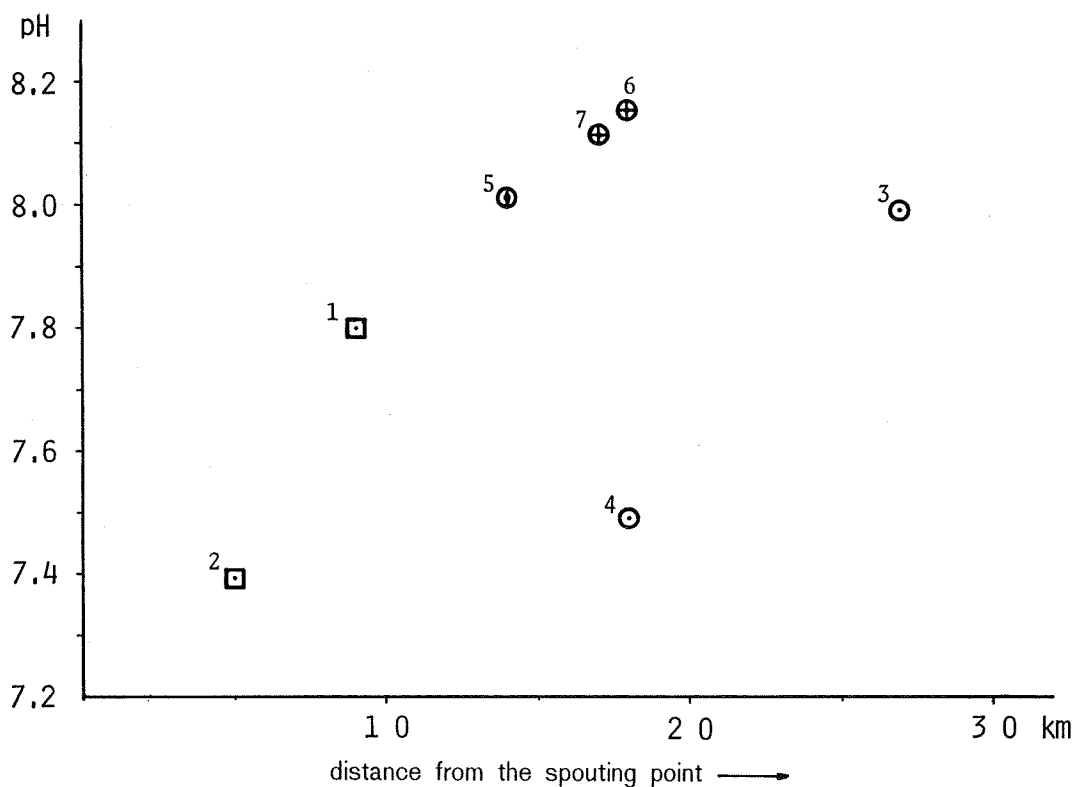


Figure 20 Relation between pH value in discolored waters and distance from the spouting point of the Kaitoku Seamount

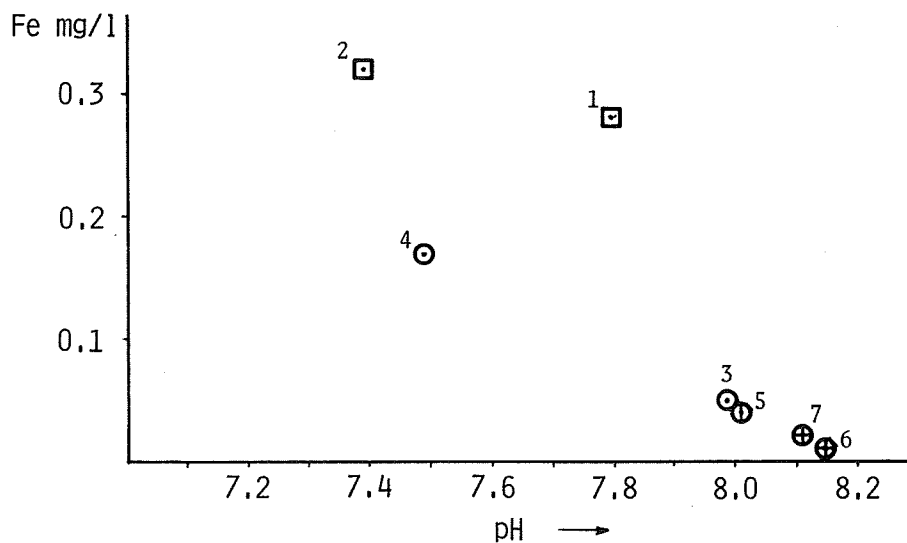


Figure 21 Relation between Fe content and pH value in discolored waters.

iii 結果の考察

以上のような変色水の分析結果から、そのFe分の含有量、或はpH値の大小により、海底火山の活動状況を推定する試みをこれまでも行ってきた（大谷ほか、1983）。今回の結果もこれまでのものと比較して見ると

第9表のようになり、この値から判断すると、今回の海徳海山の海底火山活動の強さは数ヶ月で100mの海底から火山島を形成した西之島海底火山活動や、強酸性泉を多量に海中に放出している薩摩硫黄島海岸の変色活動よりは著しく弱いものであり、また十数年にわたって海底火山活動を継続しながら、水深40mの山頂が一向に上昇しそうにない福徳岡の場海底活動よりは強く、一時は水深3mと言われながら、現在まで時々海底活動のみをくりかえしている福神海山よりはわずかに弱い程度の活動ではなかったかと推察される。

Table 9 Fe content and pH value in discolored waters from several submarine volcanoes.

Locality	(Sampling date)	pH	Fe (mg/ℓ)
Hukuzin Seamount	(Jan., 1981)	4.30~5.20	0.52~0.83
Hukutoku-Oka-no-Ba	(Mar., 1977)	7.9 ~8.0	0.13~0.15
Nis i-no-Sima	(Mar., 1974)	——	23.9~45.7
Satuma-Io-Zima	(Jul., 1963)	4.32~5.89	4.2~14.8
Kaitoku Seamount	(Mar., 1984)	7.39~7.8	0.28~0.32

7. おわりに

活動状況をたえず通報された海上自衛隊第四航空群の各位をはじめ、測量の実施や試料の採取にあたった「うらが」岩堀邦雄船長、「昭洋」吉田弘正船長、「のじま」坂本博船長ほか乗組員の方々、海徳海山の海底地形図の作成にあたり終始支援して下さった海洋調査課池田勉主任海洋調査官、採取試料について助言を頂いた監理課菊池真一図書館分館長、航空機による調査でお世話になった第三管区海上保安本部羽田航空基地の方々、特に勾坂正久、野々山邦雄、浜本武男、清水尊志の各機長に、深く感謝の意を表します。



Photo 1. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 9, 1984 (Around the Spouting Point).



Photo 4. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 13, 1984 (Spreading Center).



Photo 2. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 9, 1984.



Photo 5. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 15, 1984.



Photo 3. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 13, 1984 (Just after the Spouting).



Photo 6. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 15, 1984.



Photo 7. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 17, 1984.



Photo 10. Steam from the ejecta spouted by the Kaitoku Seamount volcanic activity on Mar. 17, 1984.



Photo 8. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 17, 1984.



Photo 11. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 29, 1984.



Photo 9. Steam from the ejecta spouted by the Kaitoku Seamount volcanic activity on Mar. 17, 1984.



Photo 12. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 29, 1984 (Circular Type).



Photo 13. Steam from the spouting point of the Kaitoku Seamount on Mar. 23, 1984.

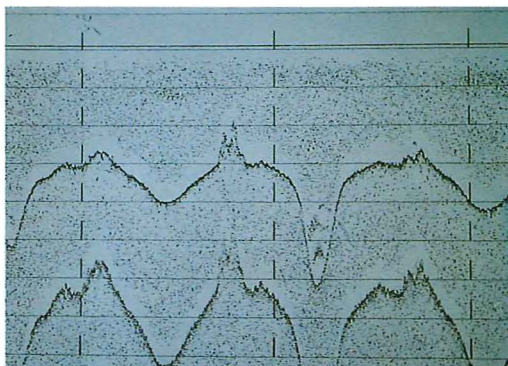


Photo 16. Echograms on the eastern part of the Kaitoku Seamount (Nisi-Kaitoku-Ba).



Photo 14. Steam from the spouting point of the Kaitoku Seamount on Mar. 23, 1984.



Photo 17. Pumice collected by the patrol vessel "NOZIMA" on Mar. 26, 1984.



Photo 15. Discolored Water from the Kaitoku Seamount on Mar. 23, 1984.



Photo 18. Barnacles on a pumice collected by the patrol vessel "NOZIMA" on Mar. 26, 1984.

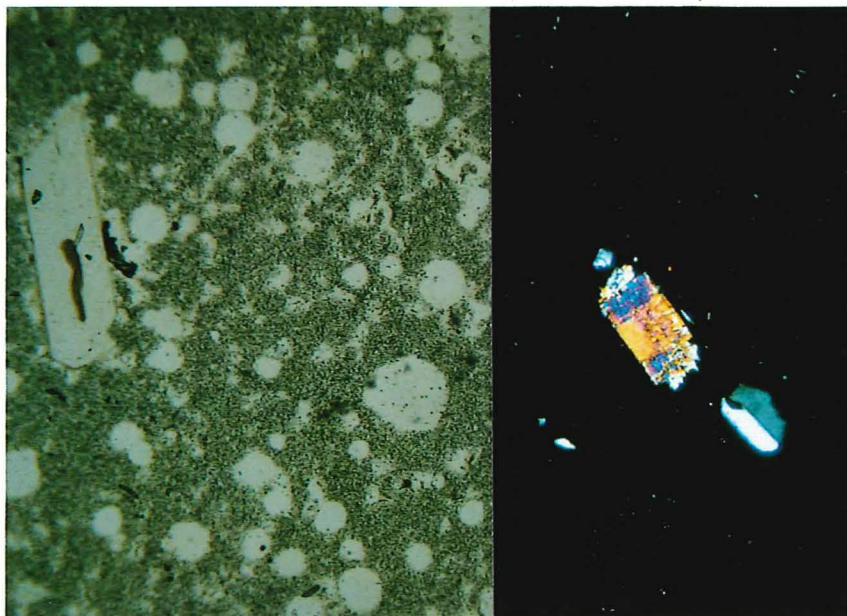


Photo 19. Microphotograph of the pumice collected by the patrol vessel "NOZIMA" on Mar. 26, 1984.



Photo 20. Pumice showing Pele's hair.

SUBMARINE VOLCANIC ACTIVITY AT THE
KAITOKU SEAMOUNT IN 1984

75

Annexed table Progress of the submarine volcanic activity at the Kaitoku Seamount in 1984.

年 月 日	内 容	観 測 機 関	観 測 者
59. 3. 7	0728～約15分間 高度約850kmから測定したNOAA映像を、海面のアルベード（反射率）や海水温のデータをもとに、気象庁気象衛星センターが映像化したところ、周囲の海域（反射率約2%）より少し高い2.5%の反射率を持つ異常海域が東西約30km、西北約20kmにわたって広がっており、この内部では4%まで反射率が等高線状に徐々に高くなっている。西側にも、直径数km程度の小さな異常海域が点々と散在している。 海面の反射率が局所的に高い理由として、①水蒸気が海面ストレスに広がっている、②海底が盛り上がり水深が浅くなっている、③海底火山からの噴出物が表面近くに浮遊している、などが考えられるという。いずれも、この直下の海底で海底火山の爆発が起きていることを裏付けるものだ。 東北端には反射率の極めて高い海域があることから、噴火口はこの辺りにあるのではないかとみている。（朝日新聞3月19日夕刊） 1230 26°04'N, 141°08'Eにおいて変色水発見。流れの方向西南西、長さ約15マイル。噴火点から末広がり最大幅約5マイル。噴火口（陸地）は視認できない。	米気象衛星 ノア8号	
59. 3. 8	時刻不明 変色水あり。新聞に写真掲載。 0600 26°07.7'N, 141°07.5'E（湧出点）。流れの方向西南西、長さ約30マイル。幅約500～3000m。 0650 黄色の混ったようなエメラルドグリーンの変色水。変色水の長さ50km以上。流出点付近は直径約50mにわたって泡立っように白っぽく、水蒸気が立ち昇っているように見える。硫黄の匂いがする。流出点から遠ざかるにつれて黄土色、白っぽい緑色と入り組んでいる。 0830～0915 湧出点の位置、変色水域の形状は0600と同じ。湧出点の大きさは約70～200mの間で変化している。湧出点の色は灰色、黄褐色を約10分間隔で繰返している。噴煙、蒸気、浮遊物は視認できない。湧出点の東は半月状に波が立っている。変色水域西端より西約2マイル付近には茶色の帯状（南北方向）の変色水が点在する。しかし、これは火山性とは確認できない。変色水域の色は、灰色、乳白色、黄褐色が入り混っている。 1139～1142 撮影したVTRを見た結果、噴出点で岩が噴き上げていた。その数は約20個である。噴出後、水面上には岩は認められない。 1650 乳白色の輪、白、薄緑、黄土色とだんだらのしま模様を作り、扇形に南へ延びている。海中から白いクラゲのようなものが二つわきあがり乳白色の輪を作った。輪は一つになり、輪のふちが波立ち、白い湯気がのぼるのが肉眼ではっきり見える。	海上自衛隊 第61航空隊 YS-11定期便 東京新聞社 はやたか二世機 海上保安庁 YS-11(LA702) 機長 勾坂 〃 海上自衛隊 P3C機 朝日新聞社 千早機	佐藤, 小西, 久保, 鈴木 〃
59. 3. 9	0605～0700 湧出点位置26°10.1'N, 141°04.4'E。南西から西北西の範囲に広がり、方向は西南西。幅5～7マイル。長さ15.2マイル。海底、水蒸気、漂流物は視認できない。岩、土砂等は吹き上げていない。噴出点付近の変色水は、乳白色水、褐色、黄緑色が入り混っている。境界明瞭、その後は次第に混合し、均一な緑黄色になり、又境界が拡散する。離れた距離にある別の変色水も同一源と考えられる。	海上保安庁 YS-11(LA702) 機長 野々山	土出, 小西, 青山, 小坂, 宇平

59. 3.12	1010~1140 噴出点の位置, 変色水の範囲は0605~0700と同じ。噴出点における活動状況は, 前記に比べてやや活発化の傾向にある。噴出点の中央部は白から白っぽい灰色が濃厚であり, これを中心にして黄褐色水域の面積が拡大している。噴出点周囲には若干の泡立ちが認められ, また乳白色水域が西方に拡大している。熱赤外放射温度計による表面海水温度の計測を実施した。海底, 水蒸気, 噴煙, 漂流物, 水柱は認められず, 岩, 土砂等は噴上げていない。現在の海底火山活動は規模が大きく, かなり活発な連続噴出活動と認められる。(写真1, 2 参照)	海上保安庁 YS-11(LA702) 機長 野々山	土出, 小西, 青山, 小坂, 宇平
	1020 5~10分周期で噴火が強くなったり, おさまったりしている。黄緑色で周辺は乳白色の円形。幅は東側先端から10km先で約4 km幅に広がり, 数十kmも真西の方向へ流れている。	毎日新聞社 特別機	
	1050~1105 26°06' N, 141°06' E. 噴煙の高さ100m. 西南西方向幅4 マイル, 長さ15マイル, 黄褐色。約10個の岩礁が浮き沈みしている。	海上自衛隊 P 2 J 機	
59. 3.13	1245 噴出筒所に岩礁らしきものが見える。約2 分間隔で噴気があり, 高さは100~150m. 付近約200mに黒い浮遊物あり。変色水の幅約8 マイル, 長さ約25マイル。	海上自衛隊 P 2 J 機	
	未 明 小さな赤い輝きは様々な形に変化している。海面に顔を出した火の玉が輝きながら大きな輪を作って消えた。数十秒ごとにその繰返し。	読売新聞社機	
	0550~0650 噴出点位置26°07.4' N, 141°05.4' E. 変色水は噴出点より北へ7 マイルのび, その地点から南南西方向へのびている。幅1~5 マイル, 長さ20マイル。噴出点の中央部は乳白色で, 直径約100mの範囲で断続的な湧き上りが見られる。海底, 水蒸気, 噴石など空中への固型物の放出, 海面浮遊物, 水柱は認められない。活動は3月8日の観測時に比べておだやかである。	海上保安庁 YS-11(LA780) 機長 浜本	加藤, 佐藤, 鈴木
	0720 乳白色の泡立ち。	読売新聞社機	
	0730 白い噴煙が上り, 黒い岩礁のようなものが海面から顔を出す。その数, 十数個。	〃	
	0900~1030 噴出点の位置, 変色水の範囲は0550~0650と同じ。噴出点は直径約100mの円形で断続的に乳白色又は灰色がかった白色変色水が湧き上っており, わずかに泡立ちが認められる。噴出点から緑がかった黄色の変色水が北に広がっている。幅約5 マイル, 長さ7 マイル, 変色水域の縁は曲りくねっている。ところによっては薄い黄褐色の部分もある。変色水域はこの北端で折れ曲り, 幅約1 マイルの緑がかった黄色の変色水域が南南西方向へ約20マイル曲りくねって続いている。折れ曲り地点に噴出点は認められない。この折曲りは, 海水の複雑な流れに起因すると考えられる。熱赤外放射温度計の測定を実施した。海底, 水蒸気, 噴煙, 軽石, スコリア等の浮遊物は認められず。変色水の外縁にとところどころ黄色, 橙色の筋状の浮遊物が認められた。火山性のものかどうか不明。海底火山活動は, 前記とほとんど変化していない。(写真3, 4 参照)	海上保安庁 YS-11(LA780) 機長 浜本	加藤, 佐藤, 鈴木
	1230 26°07.7' N, 141°07.5' E. 海底火山活動による水蒸気を確認, 火山礫も水面上に浮遊しているが島の形成はまだない。	商 船 三 井	
	1445~1610 噴出点26°08.9' N, 141°05.2' E. 変色海域④26°09.2' N, 141°04' Eを中心とする半径1 マイルの円, ⑤26°09.6' N,	にっぽん丸 巡視船「うらが」	

SUBMARINE VOLCANIC ACTIVITY AT THE
KAITOKU SEAMOUNT IN 1984

77

	141°00.7'E; 26°09.4'N, 141°55.5'E; 26°19.0'N, 140°54.4'E; 26°23.2'N, 140°59.5'Eを順に結んだ台形状, ㊦26°11.4'N, 140°51.3'E; 26°08.0'N, 140°48.2'E; 26°00'N, 140°45.0'E; 25°54.0'N, 140°40.0'E; 25°50.8'N, 140°37.8'Eを順に結んだ带状, 幅1~2マイル, 長さ約25マイル. ㊦㊧の海域は㊦の先端で東西に幅0.5マイルの带状部でつながっており, 又, ㊧㊨の海域は㊨の東端部で東西に幅0.2マイルの带状でつながっている. ㊧㊨の水域とも緑がかった黄色であるが, ㊦㊧㊨の順で薄くなっており, ㊦については黄褐色の部分7割をしめている. また, ㊦の東端部付近にある噴出点からは間欠的に灰色がかった黒色の変色水が湧き上っており, その径は約100m, 湧出間隔は約10分である. また, 噴出点はこの1か所のみである. 海底, 水蒸気, 噴煙は認められず. 変色水域の外縁に, ところどころ, 黄色, 橙色の浮遊物が筋状に認められた.	搭載ヘリコプター
59. 3.13	「海徳海山」(通称 海徳場)と呼称する.	海上保安庁
59. 3.14	0920~1000 26°07.3'N, 141°06.1'E (ロランC), 26°07.1'N, 141°07.5'E (NNSS). ロランCの方が信頼度あり. 変色水域の内外において, 海水温度の変化を認めず. 海水を採取した. 0900~1110 26°07.3'N, 141°06.1'E (噴出点). 変色水域㊦噴出点と26°19.0'N, 140°56.1'Eを結んだ带状, 幅1~2マイル, 長さ約15マイル. ㊧26°18.0'N, 140°53.0'E; 26°27.0'N, 140°56.0'Eを結ぶ带状, 幅2~3マイル, 長さ9マイル. ㊨26°21.1'N, 140°55.7'E; 26°22.0'N, 140°59.2'Eを結ぶ带状, 幅1~3マイル, 長さ約9マイル. ㊧㊨の水域は薄い黄緑色, ㊦の水域は黄色で, 噴出点から北西3マイルまで黄褐色, 噴出点は1か所であり, 約3分の等間隔で噴出している. 油が湧き上がってくるように海面で黄褐色, もしくは白味がかった灰色の輪となって広がっている. 噴出の力は弱く海面の盛り上りはない. 海底, 水蒸気, 噴煙, 浮遊物は認められない.	巡視船「うらが」 船長 岩堀 巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター
59. 3.15	0850~0950 26°07.3'N, 141°06.1'E (噴出点) 噴出点から西北西へ幅1~7マイル, 長さ約18マイルの蛇行した带状の変色水海域. 全体に黄緑色であるが, 噴出点から5マイル位まで黄褐色, 10マイル位まで黄色となっている. 噴出点は1か所であり約2分15秒の周期で海面上に黄褐色の輪が広がっている. 噴出の力は弱く海面の盛り上りはない. 変色水域の外縁ところどころに白色粉末が带状となって浮遊している. 0945 26°07.9'N. 141°03.3'Eにて海水を採取した. (写真5, 6参照) 1523~1537 湧出点の径450m. 周期不明. 西北西方向に16マイルの変色域. 湧出岩約40個.	巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター 巡視船「うらが」 船長 岩堀 海上自衛隊 P3C機
59. 3.16	0840~1010 26°07.3'N, 141°06.1'E (噴出点). 変色水域は噴出点から北西へ幅1~8マイル, 長さ23マイルの蛇行した带状. 全体に黄緑色であるが, 噴出点から5マイル位まで黄褐色となっている. 噴出点は1か所であり約2分間の周期で海面上に黄褐色の輪が広がっている. 0945 噴出点の西方約300mに黒い岩礁らしきものを認めた. 双	巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター 〃

	眼鏡で確認したところ、岩礁らしきものは海面から約1 m程度出ており波しぶきがぶつかっていたが0952 海面下に消滅した。海面下の様子については、黄褐色の変色水のため確認できない。浮遊物認めず。	
	0909, 0912, 0927, 0937の4回にわたり26°00'N, 141°10'E (本船)から335度方向に白色噴煙を認めた。	巡視船「うらが」 船長 岩堀
	0942以後噴煙は消滅して認められない。	
	1020~1120 噴出点付近を調査したところ、1042噴出点の北西50 m付近にて水蒸気煙が上り(高度20~30m), 1045水蒸気煙は消滅した。水蒸気が出ている間、3個の黒色岩らしきものを同一海上に認めたが、水蒸気煙消滅後約30秒たって海面に消滅した。	巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター
	1115 上記位置に黒い軽石(大きさ径1 m)らしきものが浮いている。	"
	1445~1535 噴出点は1か所であり、約50分の調査時間で2回の噴出を認めた。噴出の力は弱く海面の盛り上りはない。噴出回数が減ったことと、1回の噴出量が小さくなったためか、噴出点の変色水は噴出点の北西500 mを中心とする円内のみ黄褐色もしくは茶褐色であり、その他の変色水域は黄緑色である。また、噴出点から北西方向へ続いている帯状の変色水域は噴出点から5マイルまで幅が0.5マイルから1マイルと細くなりところどころ切れている部分も認められる。水蒸気煙、海底、軽石等の噴出物は認められない。	"
59. 3. 17	08~09 噴出点は1か所であり、5~6分間隔で噴出し海面上に黄褐色または茶褐色の輪を広げている。	巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター
	0843 噴出点北西約50 mに4個の黒い軽石らしきものが噴出している。それぞれ径約1 mのもの3個、約2 mのもの1個、そのうち1番大きいものからは、0843から約3分間水蒸気煙が出ていた。噴出点南西約70 mに4個の黒い軽石らしきものが浮遊している。それぞれ径約1 mのもの2個、径2 mのもの2個、そのうち一番大きいものから、0843から約2分間水蒸気煙が出ていた。	"
	0900~1100 26°07.3'N, 141°06.1'E(噴出点)。変色水位置① 噴出点から西北西方向へ幅1~3マイル、長さ18マイルの帯状海域黄緑色、噴出点から西北西約5マイルまでは黄色もしくは黄褐色。②26°13'N, 141°42'Eを中心とし、頂点を26°16'N, 140°43'Eとする1辺約5マイルの正三角形海域、黄緑色。③26°17'N, 140°33'Eから北東方へ幅約3~5マイル、長さ約11マイルの帯状海域、薄い緑色。	"
	1000~1110 1000~1015の間3回噴出。海面上に黄褐色の輪を広げたが1015~1047まで噴出はおさまっている。	"
	1020 噴出点の東北東方約50 mから水蒸気煙が上った。双眼鏡で確認すると、径約3 mくらいの大きな黒味をおびた茶褐色の軽石らしきものが波浪に揺れながら浮遊しており、水蒸気煙はこの軽石らしきものから風下へ長さ約10 m位たなびいていた。	"
	1037 同水蒸気煙消滅。更に噴出点の東北東50 mの間には、同色の軽石らしきもの(径約0.5~1.5 m)が13個浮遊しており、大きめのものからは小さな水蒸気煙が出ていた。	"
	1047, 1055, 1058, 1103, 1108 にそれぞれ噴出海面上に黄褐	"

	色の輪を広めた。浮遊物は前項の軽石らしきもののほか、噴出点付近の変色水域の外縁に白色粉末状のものがところどころに浮遊していた以外認められない。(写真7～10参照)	
59. 3. 18	0840～1010 噴出点の位置26°07.3'N, 141°06.1'E 変色水域は、噴出点, 26°02'N・140°49'E, 26°05'N・140°41'E, 26°13'N・140°35'Eの各点を順に結んだ帯状の海域, 幅1～3マイル, 長さ約35マイルで黄緑色, 噴出点から西方へ約5マイルについては黄褐色。 0925～1010 噴出点は1か所であり, 約3分の周期で白い褐色の輪が海面に広がっている。噴出力は強めで海面が盛り上っているためか20～30mの径になるまで円形の白波が波高1m程度で認められる。 0925 海面の褐色の輪の東端・北端・南端に各1個黒い噴石が浮んでいるのを認めた。それぞれ水蒸気煙(東端のものは風下側10～30m, 他の2個は約5m)を上げている。東端のものはかなり大きく(径約3m)表面には3か所とがった部分があった。その他のものについては, 昨日の直径約1m程度の黒い軽石らしきものと同じである。 0931 水蒸気煙の消滅と共に3個の噴石は海面下に沈んだ。噴出点から約2マイルまでの変色水域の風下側外縁に白色粉末が帯状となって浮遊している。	巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター " "
59. 3. 19	093040 ランドサットで周辺海域を撮影したが, ほぼ全域が雲のため真っ白であった。特殊な画像処理を行い画面に色付けした結果, 北硫黄島の北々西約80kmの雲の切れ目に, 長さ約20km, 幅は太い所で2～3kmの変色海域らしきものを確認した。 宇宙開発事業団地球観測センター 毎日新聞 3月20日付朝刊 1305～1450 噴出点の位置 26°07.3'N, 141°06.1'E 1305～1400 変色水域の色は(1)噴出点を中心として長径(北西-南東)9マイル, 短径(北東-南西)3マイルの楕円形の海域では黄緑色及び黄褐色, 噴出点付近を中心とする直径約1kmの円内は茶褐色である。(2)26°12'N・140°50'E, 26°08'N・140°16'E, 26°07'N・140°38'E, を順次結んだ幅1～3マイルの帯状海域では黄緑色である。(3)26°10'N・140°32'E, 26°03'N・140°20'Eを結んだ幅約3マイルの帯状海域では緑色を帯びた黄緑色である。 1350～1450 噴出点は1か所であり5～10分間隔で茶褐色の輪が海上に広がっている。 1354, 1435, 1440, 1442の4回海面が盛り上り, 5～20個の噴石が海面上に現われ, 水蒸気煙をあげたがそれぞれ5分で水蒸気煙は消滅し噴石も海面下に沈んだ。1442の噴出が最も大きく海面上に出た噴石の数は約20個(直径1～3m, 水蒸気煙の高さ約50～100m)であった。 浮遊物は前記の噴石のほかにはない。 1450～1541 5～10分間隔で茶褐色の輪を海面に広げていた。噴出力は弱く海面の盛り上りはない。また, 茶褐色の輪も径が小さく, 約100m程度に広がったところで円形がくずれる。 1541 海面の盛り上りと共に水蒸気煙(高さ20～100m)を伴った黒い噴石22個(直径1～3m)が海面上に浮き上り, 1545に黒い軽石らしきもの1個を残して海面に消滅した。	LANDSAT 4号 巡視船「うらが」 搭載ヘリコプター " " " "

59. 3. 22	0910	26°11.2'N, 140°50.1'Eにて変色水域に入り南下.	測量船「昭洋」
	0935	26°05.7'N, 140°50'Eで同海域を抜けたが, 同海域内では硫黄の匂いがした.	船長 吉田
		変色水域は噴出点から13マイル付近までは西方に延び, 以後北西に転向している模様で, 幅は2~3.5マイル, 色は薄緑色で噴出点から10マイル付近では黄緑色を呈していた.	"
		浮遊物は認めなかった.	
	1013~1600	26°07.3'N, 141°05.1'Eの方向に1~3分間隔で視認した白色の水蒸気煙は高さ60~100mに達していた.	"
	1420	黒煙らしきものを視認した.	"
		双眼鏡の分角による測定では, 水蒸気煙の最大のものは高さ約180m, 幅約220mであった.	
		薄明後は, 噴出の際黄色ないし赤橙色の光が伴い, 1910及び1922の噴出は特に顕著で, 共に約4分間明瞭であった.	
		夜間には間欠的に黄橙色, あるいは赤色の噴煙及びそれに続く光芒を視認した.	
	2440	昭洋の位置 26°00'N, 140°58'E	"
59. 3. 23	0400	昭洋の位置 26°19'N, 141°12'E	測量船「昭洋」
	0408	赤橙色が特に顕著な噴出を認めた.	船長 吉田
	0617	西方12マイルからの測定において, 高さ約160m, 幅約230mのこれまで最大の噴出を認めた. この水蒸気煙は7mの北風により南方に高さ約230m, 長さ約1000m流されて消滅した.	"
	0800	昭洋の位置 25°57'N, 141°01'E	"
	1200	昭洋の位置 26°03'N, 140°55'E	"
	1226	26°05.8'N, 140°56.9'Eにて変色水域に入り北上,	"
	1235	26°06.3'N, 140°57.8'Eで同海域を抜けた. 濃い緑色の変色水域は, 噴出点から上記通過海域を西端として存在し幅は約1マイルであった. また, その北方にも変色海域が広がっていたが, その限界は不明である. 浮遊物は認めなかった.	"
	1420	水蒸気煙が約215m離れた2か所から同時に吹上げるのを視認した.	"
	1606	昭洋の位置 26°17.0'N, 140°59.7'E	"
	0626	26°01.9'N, 140°57.5'Eにて変色水域に入り,	測量船「昭洋」
59. 3. 24	0855	26°08.0'N, 140°55.8'Eで同海域を抜けた.	船長 吉田
		変色水域は噴出点から西南西にのび, 西海徳場周辺一帯に広がっており, 緑色と淡青色の変色水が交互に入り混って存在していた. 浮遊物は認めなかった.	"
		夜間は14~20マイル離れていたため白色の光芒がわずかに認められただけである.	
	0624	噴出は距離10マイルから確認することができ, 5本の水蒸気煙の水平幅は約210mで高さは約600mに達した. また水蒸気煙の最大の拡がり約350mであった.	"
	0838	小規模な噴出が1回あったあと1200まで水蒸気煙を視認していない. 22日~23日1600の間においては水蒸気煙の噴出が休止していた最大時間(間隔)は2時間9分であった.	"
	1420~1421	かけ水蒸気煙の噴出を認めたが, それ以後は視認していない. 変色水は付近海面に認められない.	巡視船「のじま」
	1600	のじまの位置 26°07'N, 141°18'E	船長 坂本
			"

SUBMARINE VOLCANIC ACTIVITY AT THE
KAITOKU SEAMOUNT IN 1984

81

59. 3. 26	0050 付近海面に直径数ミリから数センチの多数の軽石らしき浮遊物を認め、これを採取した。 0000 のじまの位置 26°05'N, 141°19'E 0400 のじまの位置 26°11'N, 141°24'E 0800 のじまの位置 26°09'N, 141°18'E 現在、軽石は付近海域一帯にかろうじて視認できる程度にまばらに散在し、漂流している。	巡視船「のじま」 船長 坂本 " " "	
59. 3. 29	1250~1355 噴出点は1か所で、1331から1~3分毎に変色水の噴出をくり返している。色は若干褐色がかった白色で、噴出時は円状に湧き上るように観測された。なお、円の外縁は波立っていた。円の大きさはみるみる拡大し、15分で直径約500mに広がった。なお、1331以前には噴出は認められなかった。 噴煙、水蒸気、海面の盛り上り、浮遊物、海底はいずれも視認できなかった。 変色水域は、噴出点から西ないし西南西の方向に4~5個の円に近い楕円がひょうたん状に連なっていた。色は噴出点付近から黄白色、濃黄色、黄緑色に変化していた。変色水の円は噴出点から遠ざかるに従い、直径100m, 600~700m, 1500~2000m, 2000~3000mと拡大している。 熱赤外放射温度計による測定を実施した。13日の観測にくらべて噴出の状況はあまり変わらないが、変色水の分布には断続的な噴出が認められた。(写真11, 12参照)	海上保安庁 YS-11(LA-702) 機長 清水	加藤, 佐藤, 菱田, 小坂, 白井
59. 4. 1	海徳海山から半径10マイルの円に沿って哨戒を行ったが変色海域等は確認できなかった。	巡視船「するが」	
59. 4. 9	1230 幅300m, 長さ約5kmの淡い緑色の変色水を認める。 東工大小坂教授によると「活動はかなり衰え沈静化している。色もかなり薄くなっており、活動状態は5段階だと1ランク(最低)である」	朝日新聞社機 (千早)	小坂
59. 4. 13	1130~1700 海徳海山周辺(10マイル以遠)を哨戒したが、何ら異常を認めなかった。	巡視船「みうら」	
59. 4. 20	巡視船「のじま」採取の軽石及び測量船「昭洋」採取の変色水の分析結果を公表。軽石は石英安山岩質であり西之島新島の溶岩に近いものであった。	水 路 部	
59. 5. 9	1048 直径約300mの乳白色の変色水と煙を1本認めた。	海上自衛隊P2J	
59. 5. 10	直径約300mの変色水及びその西約150mに新たな噴出を認めた。	海上自衛隊P2J	
59. 5. 15	1536 半径約2マイルの白色の湧き上りと青色変色水を3マイル離れたところから視認した。	オーストラリア船 EMBLEM号	
59. 5. 18	1137~1150 流出幅160m程度の乳白色変色水を認めた。	海上自衛隊四空群	
59. 6. 9	1038~1045 150m×50m程度の楕円形の淡緑色変色水域を認める。	海上自衛隊P3C	
59. 7. 10	1219~1226 変色水域を認めず。	海上自衛隊P3C	
59. 7. 31	1410~1435 変色水域を認めず。	海上保安庁 YS-11(LA701) 機長 小松	土出, 佐藤, 樋渡, 小西, 小坂, 鈴木
59. 8. 1	1435~1455 変色水域を認めず。	"	"
59. 9. 6	1545 変色水域を認めず。	海上自衛隊P2J	
59. 9. 26	1529 変色水域を認めず。	海上自衛隊P2J	
59. 10. 24	1053~1100 変色水域を認めず。	海上自衛隊P3C	

59.12.12	変色水域を認めず.	海上自衛隊P3C	
59.12.23	0850 26°07'N, 141°06'Eの母島の西南西70マイルにある東海 徳場付近で海底から湧出する硫黄を確認した.	鯉 漁 船 第25伸光丸	
59.12.24	0830~0950 26°07'N, 141°06'Eを中心として半径15マイルの 円の海域を綿密に調査したが, 何ら変色水等の異常を認めなかつ た.	海上保安庁 YS-11(LA702)	鈴木
60. 1. 9	1312 変色水域を認めず.	海上自衛隊 第四航空群	

参 考 文 献

- 海上保安庁水路部 1953: 第五海洋遭難調査報告書, 112ページ
- 海上保安庁水路部 1982: 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動について, 火山噴火予知連絡会会報, No.25, 53-56ページ
- 久保寺章・田中康裕・小坂丈予 1974: 赤外線エアボーン方式による西之島火山の温度測定, 火山, 第2集, Vol. 19, No.2, 83-92ページ
- 増谷光正 1974: 海洋のリモートセンシング, 和達清夫他編「リモートセンシング」, キヤノンイメージ編集室, 229-258ページ
- 茂木昭夫 1977: 日本近海海底地形誌, 東大出版会, 90ページ
- 森本良平・小坂丈予 1970: 明神礁最近の活動について, 地学雑, Vol. 79, No.6, 301-320ページ
- 小坂丈予 1975: 西之島海底火山の噴火と地球化学, 現代化学, No.55, 12-20ページ
- 小坂丈予 1977: 海底火山の活動と新島の誕生, 化学と工業, Vol.30, No.9, 108-110ページ
- 小坂丈予・太平洋子・平林順一・森 彰 1977: 海中で生成したシリカーアルミナ含水低結晶物質と沈殿アロフェンとの比較, 鉱物学雑誌, Vol.13, 特別号, 178-186ページ
- 大谷康夫・加藤 茂・佐藤寛和・小坂丈予・平林順一 1983: 航空機および人工衛星による海底火山の監視, 最近の海底調査, No.3, 7-15ページ
- 佐藤任弘 1969: 海底地形学, ラティス, 191ページ
- 関岡 満 1974: 赤外線放射温度計による西之島付近海域の表面温度測定, 地熱, Vol. 11, 37-40ページ
- 土出昌一・佐藤寛和・小西直樹 1984: 火山噴火予知調査に用いる熱赤外放射温度計について, 水路部技報, Vol. 2, 23-29ページ
- 湯浅真人 1983: 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立, 月刊地球, Vol.5, No.8, 459-463ページ

銭州海嶺・駿河トラフ周辺の地磁気異常と深部構造

植田義夫*・登崎隆志**・兼子俊朗***

GEOMAGNETIC ANOMALIES AROUND THE ZENISU RIDGE AND THE SURUGA TROUGH AND THEIR TECTONIC IMPLICATIONS

Yoshio Ueda*, Takashi Tozaki**, Toshiro Kaneko***

Abstract

Magnetic anomalies around the Zenisu ridge, the southern part of the Suruga trough and the Suruga Bay were analyzed to obtain the magnetic basement structures and magnetic susceptibility distributions beneath the sea floor. The six magnetic profiles (both on the Zenisu ridge and the southern part of the Suruga trough) and the seven magnetic profiles in the Suruga Bay were analyzed in terms of a curve-matching method using the standard magnetic anomaly curves of three dimensional vertical-prism models and/or two-dimensional dyke models.

The analyses on the Zenisu ridge reveal that the magnetic basement of the ridge is composed of intrusive rocks belonging to the acidic from intermediate rock besides the basement is intersected into several blocks by the lateral fault displacement.

In the southern part of the Suruga trough, we found a large-scale magnetic basement crossing the Suruga trough in the E-W direction, whose length and width are about 40 and 10 km, respectively. The magnetic basement seems to be intersected by three major lateral faults and shows a block-like structure. The origin of such a significant magnetic belt has not been discovered as yet; however, it is noteworthy that the belt is located geographically in an area where the subduction angle of the Philippine plate varies sharply from 23° in the north to 13° in the south of the belt as inferred from the multichannel seismic profiles.

The acidic intrusive bodies exist in the lower basement of the Seno-umi bank and the Kanesuno-se bank. These banks are thought to belong the uplift belt encircling the north of the Izu peninsula. In the uplift belt of the Tanzawa mountain, an intrusive body of quartz diorite reaches the ground surface forming the axis of the uplift. We also found a similar intrusive structure for the Okinoyamatai (bank), which is one of the members of the uplift belt in the Sagami Bay. These facts suggest that the acidic intrusive body forming the lower basement of the uplift belt zone is thought to be significant for the consideration of the origin of such topographic features as well as tectonics in the northern margin of the Philippine plate.

Received 9 October 1984

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Div.

** 水路通報課 Notices to Mariners Div.

*** 第三管区海上保安本部水路部 Hydrographic Div. 3rd Regional Maritime Safety Head quarters.

1. はじめに

駿河湾西岸から東海・紀伊半島沖にかけては、歴史上巨大地震がくり返し発生している海域で、特に駿河湾は1944年の東南海地震の際にも、その蓄積された歪が開放されておらず、近い将来に巨大地震の発生が懸念される海域である。今年から始まった第5次地震予知計画でも、駿河湾とその周辺は、引き続き観測強化地域に指定され、陸域海域を含めて、他に類例を見ない密度で各種の観測調査が実施されつつある。予想される震源域は海底下であるため、その地震発生機構の解明には、陸域とともに海域を含めた地下構造の総合的把握とそれに基づくテクトニクスの理解が不可欠である。

水路部では、駿河湾から遠州灘沖の海域において、1974年に大陸棚の海の基本図計画並びに地震予知計画参加事業の一環として、海底地形・地質構造・地磁気・重力の各項目にわたる測量を実施した。また、1977年からは特に東海地震の予知と関連して南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフへと連なる海域において、5万分の1の精密海底地形図・地質構造図作成のための組織的調査を実施している。一方、1980年、1981年には、マルチチャンネル音波探査も実施され、駿河トラフ南部で伊豆半島側の基盤が駿河トラフ底に沈み込む様子がとらえられた(加藤ほか, 1983)。このように駿河湾とその周辺海域については、海底地形・音波探査等の成果についてはほぼ出そろった観がある。しかし、これらは物理的にみれば海底下の音響インピーダンスの構造であり、総合的な地下構造の把握のためには地磁気・重力等の他の観測結果からの検討も必要である。

水路部では、「相模・南海トラフ海底活構造調査」の一環として、昭和55年度、56年度、57年度の3か年にかけて、遠州灘沖から駿河湾にかけての地磁気異常解析を行い、同海域の磁気基盤構造の解析を実施してきた。構造モデルの作成は、海上保安庁水路部の指導監督のもと、住鉱コンサルタント(株)に実施させたものである。この結果は従来の音響的手段ではとらえることのできなかった音響基盤内部の構造と地下深部構造を求めるうえで重要な意味をもつものであり、その一部は既に地震予知連絡会でも発表されている。本論文は、以上の解析結果を紹介するとともに、それから推論されるフィリピン海北端部の構造論上の問題について若干の考察を加えたものである。

3. 解析作業の概要

今回、解析を行った海域は、第1図のⅠ区～Ⅲ区の海域である。Ⅰ区は南海トラフ東端部・銭州海嶺・西七島海嶺の一部を含む。Ⅱ区は駿河トラフ南部の伊豆海脚と御前埼海脚が接する付近、Ⅲ区は駿河湾内である。解析作業は、Ⅰ区を昭和56年度、Ⅱ区を昭和55年度、Ⅲ区を昭和57年度にそれぞれ実施した。第2図は、解析区を包含する海域の地磁気異常図である。本海域の地磁気異常は、大陸棚の海の基本図及び地震予知計画参加事業による測量成果に基づくもので、既に大島ほか(1980, 1981)により編集・作図され、その概要が報告されている。なお、地磁気異常値の計算には、IGRF 1965モデルに日本周辺の経年変化補正を加えたものが用いられており、現在IAGAが勧告しているDGRFモデルを用いた場合には全体に約30nT減じる必要がある。Ⅱ区については、5万分の1の海底地形・地質構造測量と合わせて、地磁気全磁力の測量も実施されており、本区の解析にはこれらの成果を使用した。第3図はこれにもとづくⅡ区の地磁気全磁力異常図である。

解析はⅢ区の2断面を除き地球磁場方向に沿う南北断面で実施した。各区の断面は、Ⅰ区ではA～Fの6断面、Ⅱ区ではA～Gの7断面、Ⅲ区ではA～Fの6断面である。解析方法は3次元プリズムモデル及び2次元ダイクモデルの磁気異常標準曲線を作成し、それらと実際の磁気異常プロファイルとの比較から、磁気異常の原因となる岩体モデルの水平面内の大きさや頂面深度等の構造変数を推定するという一種の曲線照合

GEOMAGNETIC ANOMALIES AROUND THE ZENISU
RIDGE AND THE SURUGA TROUGH AND THEIR
TECTONIC IMPLICATIONS

85

法である。なお、ダイクモデルはⅢ区のA, Fの2断面について適用し、その他はすべて3次元プリズムモデルによる解析である。

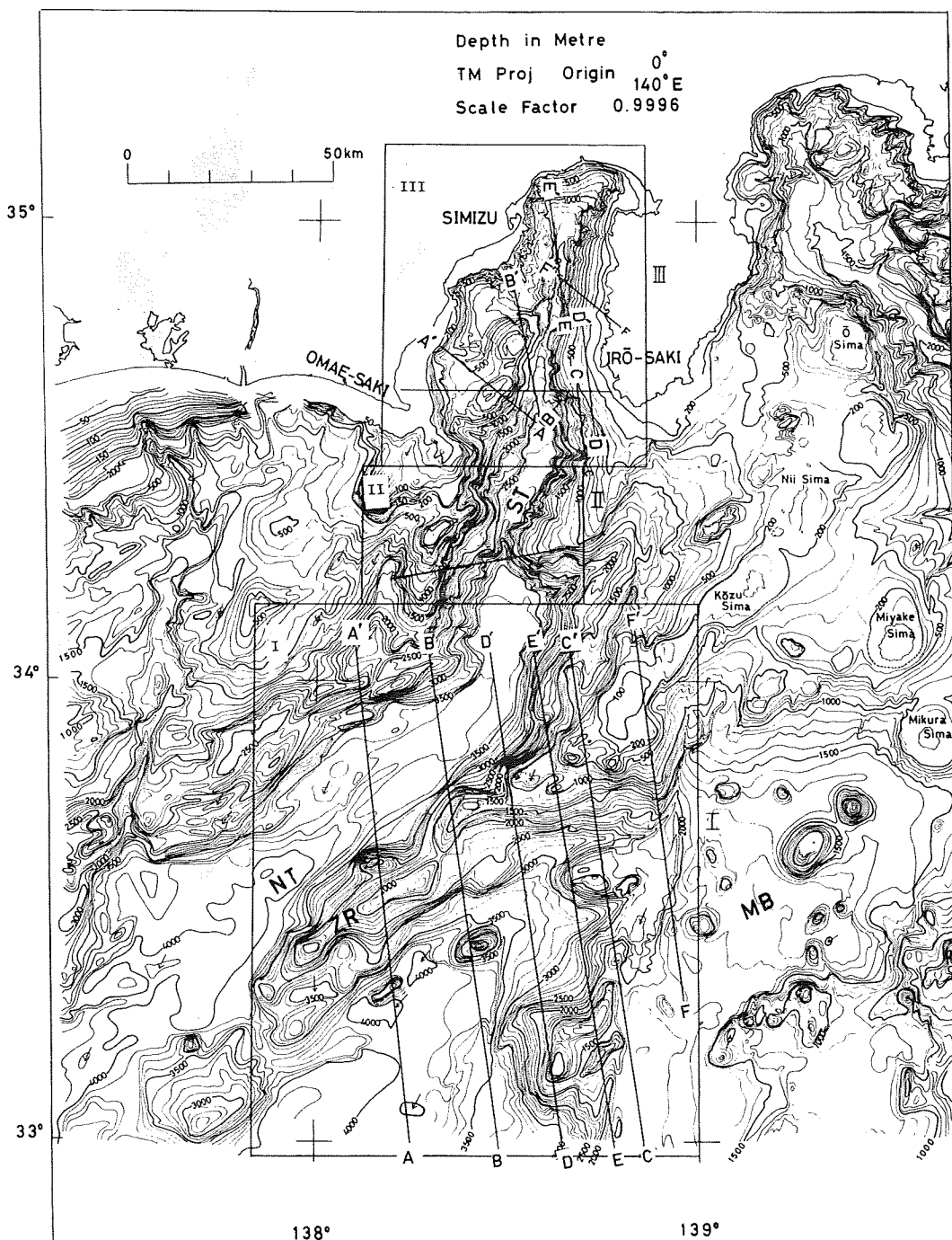


Figure 1 Bathymetric chart offing of the Izu-Tokai district, central Japan (from bathymetric chart No. 6313 "Central" Nippon" compiled by JHD).

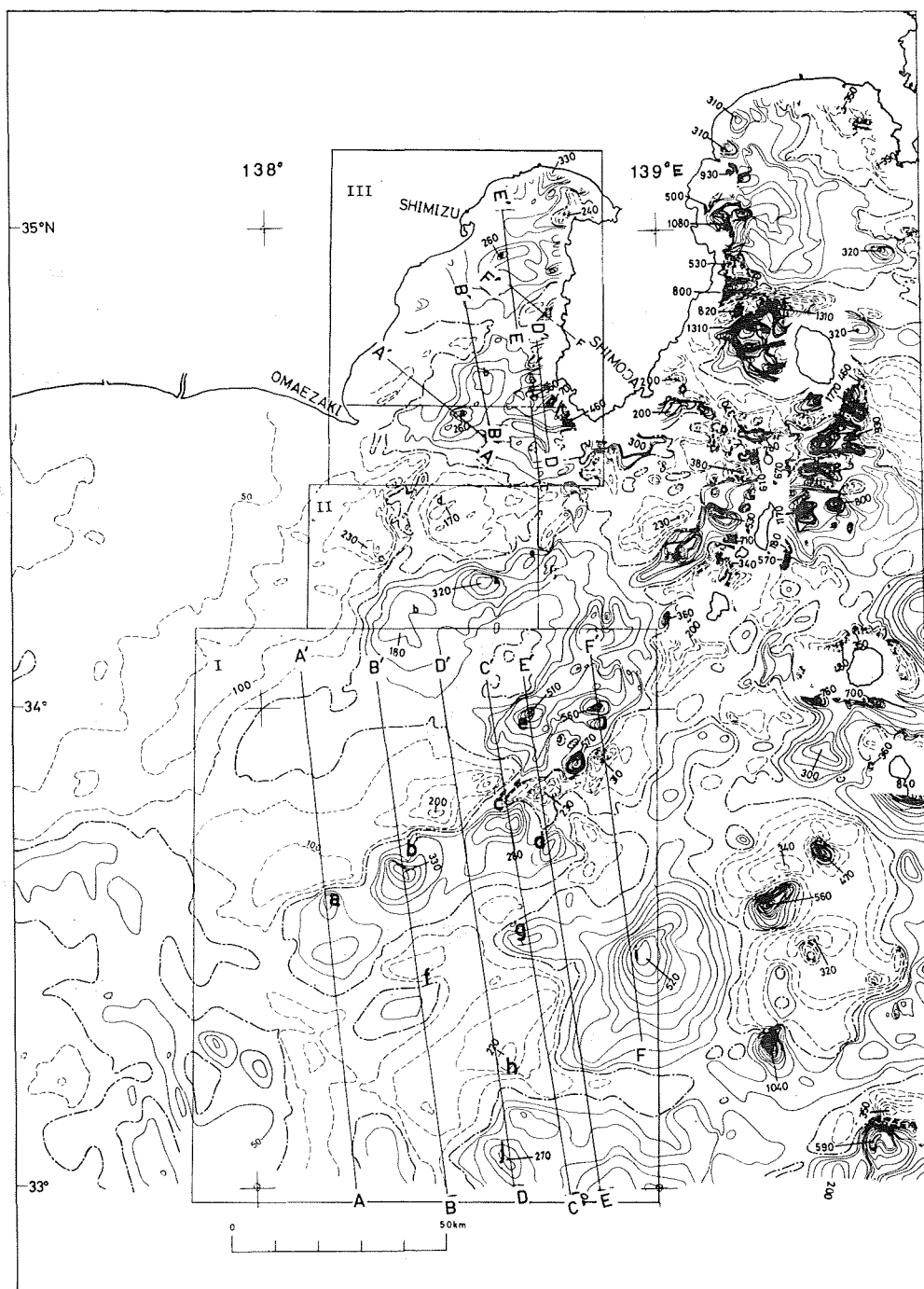


Figure 2 Geomagnetic total intensity anomalies offing of the Izu-Tokai district, central Japan (modified from Oshima et al., 1980, 1981)

火成岩体による磁気異常の原因としては、誘導磁化と残留磁化の二つの原因がある。今回の解析では、誘導磁化をその原因と考え帯磁率 κ を求めることとした。このようにして得られた結果は、残留磁化が現在の地球磁場方向と一致するものと考えて解釈することも可能である。解析海域での全磁力は約45,000nTである

3. 各海域の概要と磁気基盤構造

I区～III区の各海域の地形・地質及び磁気異常分布の概要を記載し、今回の解析結果の一部並びに最終的に求められた各区の磁気基盤構造を以下にまとめた。なお、遠州灘沖の海底地形・地質並びに駿河湾から南海トラフのマランチャンネル探査結果は、永野ほか(1974)、桜井及び茂木(1980)、加藤ほか(1983)によりまとめられており、ここではそれらを参考にした。

(1) 銭州海嶺周辺海域 (I区)

i 地形・地質及び地磁気異常分布の概要

銭州海嶺を横切るマランチャンネル音波探査断面によると銭州海嶺の北西側斜面は、NW落ちの幾つかの正断層で切られており、その基盤は $3^{\circ}\sim 5^{\circ}$ の傾斜で南海トラフ底へとつづいている。同海嶺南西端から12km程離れた海丘を横断するマランチャンネル音波探査断面では、表層堆積層をのせる海洋性基盤に約3kmに及ぶ南落ちの段差構造が認められており、そのさらに南西側の断面でも同様の構造が確かめられている。佐藤(1984)は、このような海洋性基盤の段差構造の成因として、南海トラフに沈み込んフィリピン海プレートの曲りによってプレート上面に張力場が生じ、それがこのような正断層状の構造を形成したと解釈している。

銭州海嶺の走向は $N33^{\circ}40'$ 付近で北寄りに屈曲しており地磁気異常分布にも、屈曲部を境にその様相が異なることが認められる。この屈曲部の南西側の地磁気異常は、海嶺の深部基盤によるとみられる振幅100～150 nT、波長30～40kmの緩やかな異常に、トラフに面した海嶺北西側の隆起部に伴う局地的異常が重畳して分布する。個々の磁気異常分布(第2図, I区, a, b, c, d)は南側に正、北側に負の傾向を示し、全体的に現在の地球磁場方向に帯磁しているものと考えられる。

銭州海嶺の南側の凹地は、四国海盆から銭州海底谷、さらにその東側にひろがる水深1500m前後の御蔵海盆へと連なる。桜井・小川(1982)は、七島一硫黄島海嶺と西七島海嶺との間の背弧海盆拡大の可能性を指摘するとともに銭州海嶺がこの拡大に伴い時計回りに約 10° 回転したのではないかと推論している。西七島海嶺の西縁は急崖となって四国海盆に落ち込んでいる。西七島海嶺沿いには左横ずれの2列の西七島断層帯の存在が推定されており(茂木, 1968), 第2図I区のg, h, jで示した磁気異常もこの断層に沿った貫入火成岩体によるものと考えられる。御蔵海盆の西縁には+520 nTの正異常域が分布する(第2図I区, i)。予想される岩体は水平規模30km～50kmの深成岩体で、その磁気異常の分布からその西縁が西七島断層帯によって切られているものと推察される。

南海トラフから陸側へは、陸側斜面・Outer ridge・前弧海盆へと配列する。陸側斜面から outer ridge にかけては、岩淵(1970)のいう ridge and trough zone に相当し、付加体構造を示す楔状堆積物の構造が認められる。この付近の磁気異常は厚い堆積層を反映して全体的に平坦な分布を示すが、-100 nTの等値線がほぼ Outer ridge と平行して分布することは注目に値する。

ii 磁気基盤構造

銭州海嶺をほぼ南北に横断する6断面について解析を行った。第1表はこの結果をとりまとめたものである。ここではそのなかの代表的なA-A', B-B', C-C', F-F'の解析結果を紹介する。

[A-A'断面] Figure (5a)

第5図(a)はA-A'断面の磁気異常プロファイル及び、その解析から求めた構造モデルを示したものである。全体の磁気異常プロファイルは、その波長、形状、振幅等によりA-1からA-4の個々の異常に分離できる。銭州海嶺の磁気異常は、A-1がその大部分を占めそれにA-2, A-3の小規模な異常が重畳している。A-1の異常は、南北幅10km, 東西幅20kmの二つのプリズムモデルの重ね合わせで近似でき、頂面深度は海面下

5kmで、北から南へ傾斜した構造を有する。帯磁率は $\kappa=2.0 \times 10^{-3}$ で構成岩体としては珪長質に富む酸性火成岩体と思われる。A-2に対する構造は南北幅5.7km, 東西幅7.6kmのプリズムモデルで、岩体の最浅深度は1.9kmである。帯磁率は $\kappa=0.8 \times 10^{-3}$ でA-1に対する値の半分以下である。A-3の異常は最浅深度2.4km, 南北幅3.2km, 東西幅6.4kmのプリズムモデルで近似でき、その帯磁率は 1.7×10^{-3} である。A-1とA-3の構造が重なる部分の帯磁率は、両者の合成された値(3.7×10^{-3})となるため、その周囲よりも大きな帯磁率を有することとなる。

A-A'断面の南海トラフの陸側には振幅約100nTの緩やかな起伏が認められる。マルチチャンネル音波探査によれば、一旦南海トラフ底へと沈み込んだ海洋性基盤が陸側斜面下でふたたび凸状の隆起部を形成しているところがあり。このような深部構造を反映しているものとも考えられる。

[B-B'断面](第5図b)

本断面の磁気異常は、全体の傾向を支配するB-1の異常と、それに重畳する小規模な異常B-2, B-3に分離できる。B-1, B-2は銭州海嶺の磁気異常(I区, b)に相当するもので、B-3は銭州沖海山の異常(I区, f)に対応する。それぞれの異常は第5図(b)の下段に示したプリズムモデルで近似できる。B-1の異常は南北幅70

km, 東西幅10.5km, 頂面深度7.0kmの単一のプリズムモデルで近似できる。帯磁率は 7.1×10^{-3} で酸性～中性の火成岩体と推定される。B-2に対する構造は、南北幅1.8km, 東西幅5.4kmのプリズムモデルで、その頂面深度はほぼ海底面に達している。帯磁率は 3.0×10^{-3} でB-1岩体のそれと比べてやや珪長質に富む酸性岩体と推察される。

[C-C'断面](第5図c)

本断面の磁気異常は、C-1, C-2, C-3に分離できる。C-1, C-2は銭州海嶺の異常(I区, c)に対応し、C-3は西七島海嶺の異常(I区, g)に対応する。それぞれの振幅はC-1で約130nT, C-2が270nT, C-3が約240nTである。各々の異常に対応するモデルは第5図(c)の下段に示すとおりである。C-1, C-2に対する構造は一体の岩体と考えられ、海底面付近にまで上昇貫入した火成岩体の存在が予想される。帯磁率はそれぞれ 1.2×10^{-3} , 1.0×10^{-3} である。C-3に対する構造は、南北幅7.0km, 東西幅14.0km, 頂面深度2.8kmのプリズムモデルで近似でき、その帯磁率は 1.4×10^{-3} である。以上述べたように、C-1～C-3の磁気異常原因岩体は得られた帯磁率の大きさから判断して珪長質に富む酸性火成岩体と思われる。

[F-F'断面](第5図d)

本断面は御蔵海盆の西縁にみられる正異常(I区, i)のほぼ南北断面である。磁気異常は、三つのプリズムモデルの重ね合わせでほぼ近似できる。磁性岩体までの深度は、海面下6.0km, 12.0km, 18.0kmで、西七島

Table 1 Results of magnetic analyses on 6 magnetic anomaly profiles across the Zenisu ridge. Positions of each profile are shown in Figure 1.

Anom. No.	Model No.	B/A	H/A	A (km)	B (km)	H (km)	$\kappa \times 10^{-3}$ (ga/cc)	D (km) *
A-1	①	4.0	1.5	5.0	20.0	7.5	2.0	1.6~5.6
	②	4.0	1.0	5.0	20.0	5.0	2.0	
A-2	③	4.0	1.0	1.9	7.6	1.9	0.8	0~1.2
	④**	4.0	1.5	1.9	7.6	2.85	0.8	
A-3	⑤	4.0	1.5	1.6	6.4	2.4	1.7	0~2.0
	⑥	4.0	2.5	1.6	6.4	4.0	1.7	
A-4	A-4	1.0	0.5	8.0	8.0	4.2	1.3	0~0.8
B-1	B-1	1.5	1.0	7.0	10.5	7.0	7.1	4.8~5.8
B-2	B-2	3.0	1.0	1.8	5.4	1.8	3.0	0
B-3	B-3	4.0	0.85	4.8	19.2	4.0	2.6	0.8~1.4
C-1	C-1	2.0	0.6	11.2	22.4	6.8	1.2	0.3~0.4
C-2	C-2	2.0	0.2	6.0	12.0	1.2	1.0	
C-3	C-3	2.0	0.4	7.0	14.0	2.8	1.4	0~0.5
D-1	⑦	4.0	1.25	4.0	16.0	5.0	1.9	0.4~3.8
	⑧	4.0	0.75	4.0	16.0	3.0	1.9	
D-2	D-2	1.0	0.5	6.0	6.0	3.0	1.0	
D-3	⑨	4.0	0.7	10.6	42.4	7.4	2.9	0~6.4
	⑩	4.0	2.0	10.6	42.4	21.0	2.9	
D-4	⑪	4.0	1.0	2.4	9.6	2.4	2.9	0~1.6
	⑫	4.0	1.5	2.4	9.6	3.6	2.9	
	⑬	4.0	2.0	2.4	9.6	4.8	2.9	
E-1	E-1	3.0	0.4	6.8	20.4	3.0	1.8	0~2.0
E-2	⑭	4.0	2.3	1.8	7.2	4.2	2.1	
	⑮	4.0	1.4	1.8	7.2	2.5	2.1	
E-3	⑯	4.0	0.9	1.8	7.2	1.6	2.1	0~1.6
	⑰	4.0	2.0	3.0	12.0	5.8	3.1	
E-4	⑱	4.0	0.7	3.0	12.0	2.2	3.1	3.6~16.0
	E-4	1.0	0.5	1.6	1.6	0.8	3.1	
F	⑲	4.0	1.0	6.0	24.0	6.0	5.2	3.6~16.0
	⑳	4.0	2.0	6.0	24.0	12.0	5.2	
	㉑	4.0	3.0	6.0	24.0	18.0	5.2	

* depth from the sea floor

notes: A is the width along the magnetic north direction and B is the width perpendicular to this. H is the depth to the top of the model from the sea surface.

断層で切られている様子がうかがえる。全体としての水平面内の大きさは南北18km, 東西24kmで、富士山の規模に匹敵する。帯磁率は 5.2×10^{-3} で、銭州海嶺のそれと比べて幾分大きい。

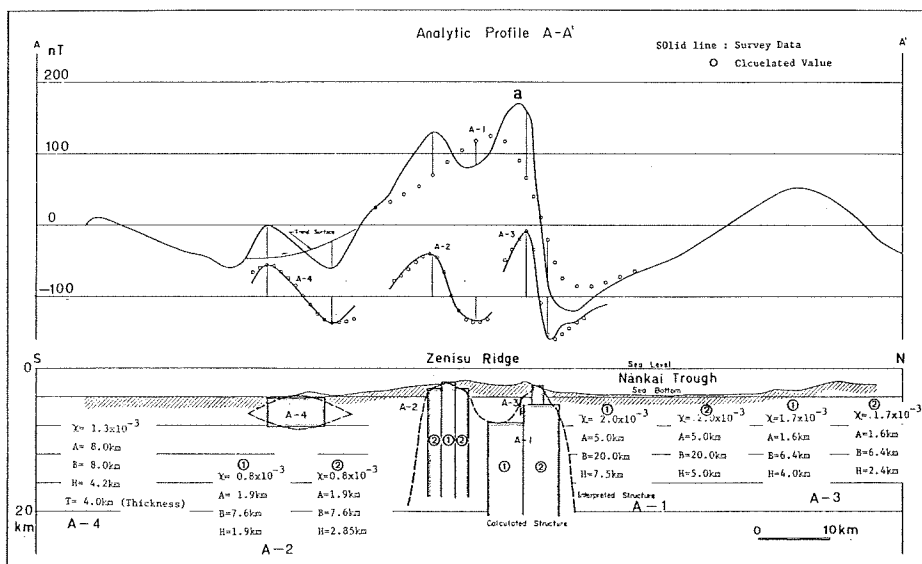
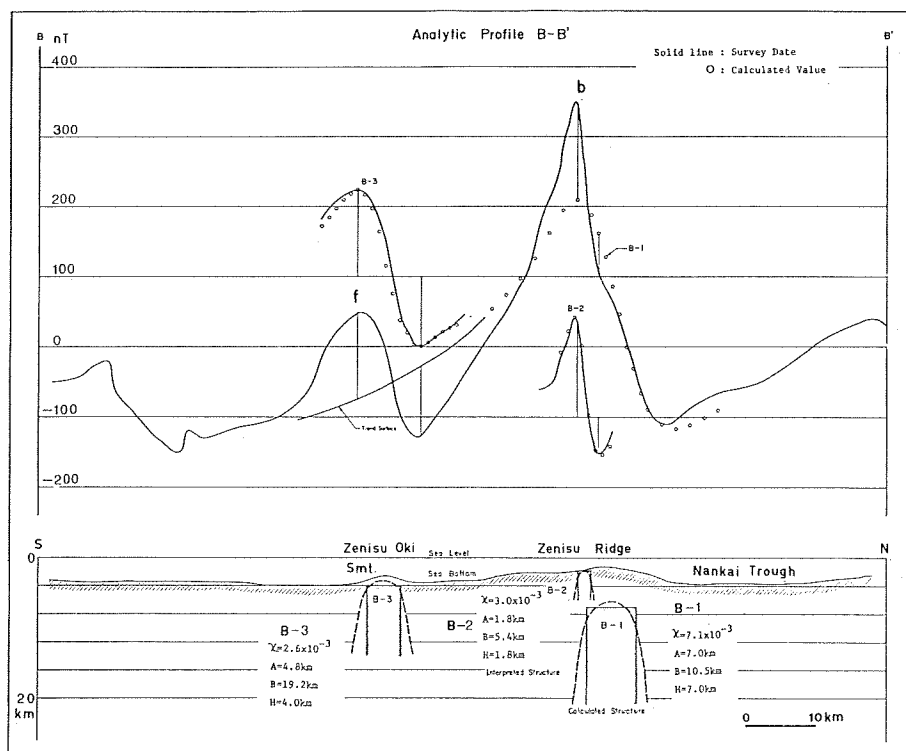


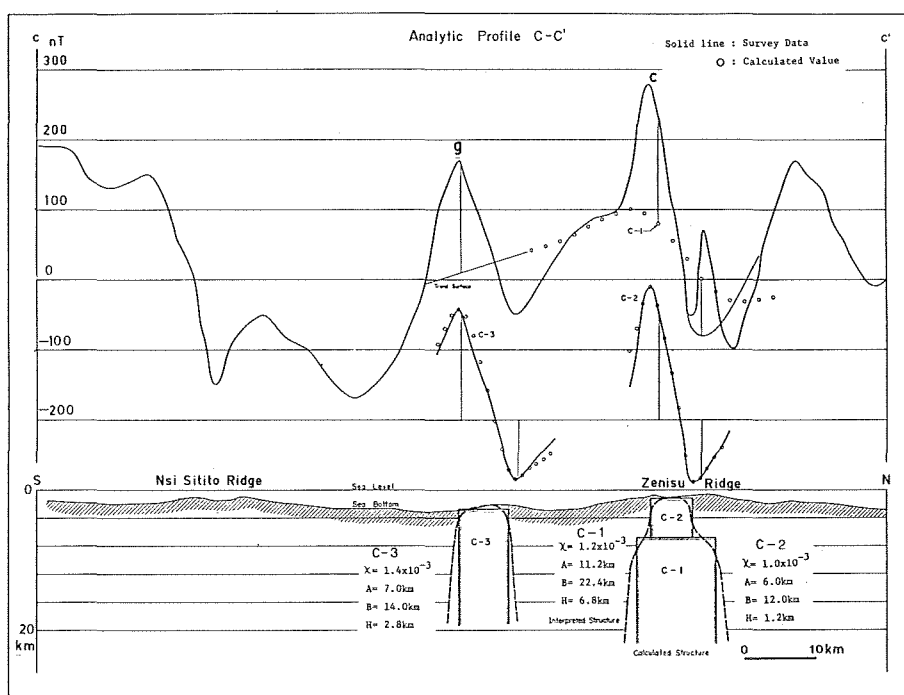
Figure 5 Magnetic anomaly profiles and magnetic structures on the Zenisu ridge.
(a) Analytic profile A-A' in area I (see Fig. 1).



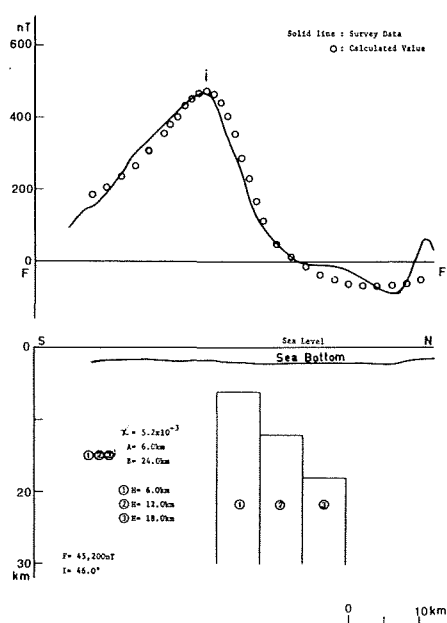
(b) Analytic profile B-B' in area I (see Fig. 1).

GEOMAGNETIC ANOMALIES AROUND THE ZENISU RIDGE AND THE SURUGA TROUGH AND THEIR TECTONIC IMPLICATIONS

91



(c) Analytic profile C-C' in area I (see Fig. 1).



(d) Analytic profile F-F' in area I (see Fig. 1).

〔I区のまとめ〕

各断面の解析結果にもとづき、地磁気異常分布の特徴並びに同海域周辺の地質構造図を考慮して銭州海嶺周辺の磁気基盤深度図を作成した。この結果を第6図に示す。この図からは、銭州海嶺をほぼ南北に切る三つの断層の存在が推定されるとともに、銭州海嶺がそれらの断層を境に横ずれ変位し、ブロック化しているものと思われる。また、今回の解析結果からは、磁性岩体の賦存域が地形的にも凸状の地形とよい対応を示しており、銭州海嶺の地壘状の地形が、深部貫入火成活動により形成されたものであることを示唆する。銭州海嶺の構成岩体の帯磁率は全体的に $10^{-3} \sim 10^{-4}$ オーダーの値を示し、大部分が珪長質に富む酸性岩体であると考えられる。

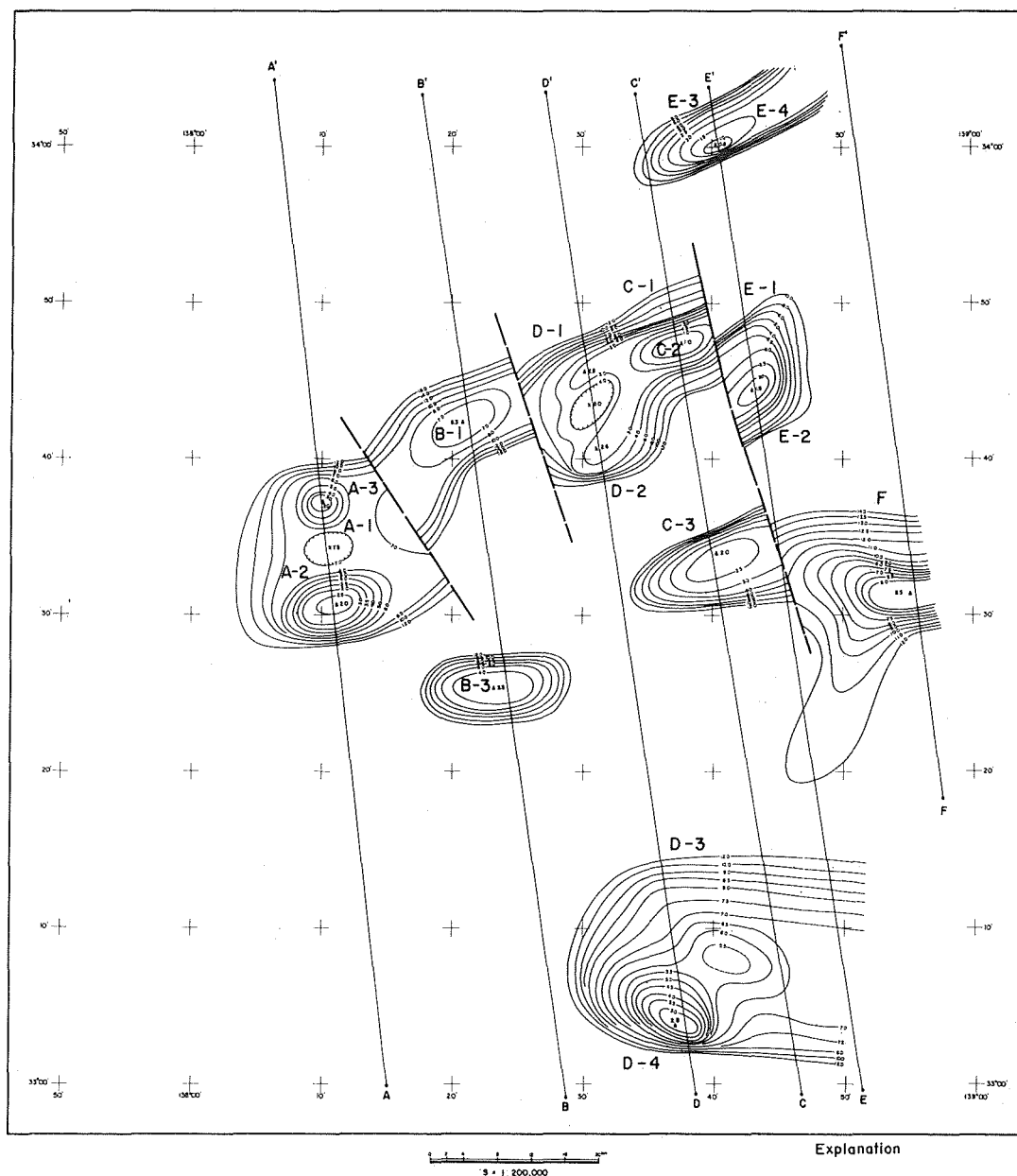


Figure 6 Iso-depth line of the magnetic basement structure around the Zenisu ridge, depth unit in kilometer. The results of analyses on each profile are summarized in Table 1.

- A—A' Situation of analytic profile
 — Probable fault
 — Iso-depth line of magnetic structure from sea level (km)
 A-1 Name of magnetic structure

(2) 駿河トラフ南部付近 (Ⅱ区)

i 地形・地質及び地磁気異常分布の概要

本区では、縮尺5万分の1の海底地形図・地磁気全磁力異常図の各測量原図が作成されている。後者については、1980年9月、東京大学海洋研究所友田好文教授をはじめ同研究所の関係者の協力を得て、測量船「昭洋」により地磁気全磁力の測量を実施したものである。地形的には、石廊崎沖からWSW方向にのびる伊豆海脚と御前埼海脚から連なる金州の瀬の高まりが駿河トラフ軸付近で近接し、トラフの軸は極端に狭まっている。金州の瀬は沖側outer ridgeに相当し、駿河湾内の石花海堆へと雁行状に配列する隆起帯と考えられている(茂木, 1975)。本区の北縁にあたる北緯34°27'付近で駿河トラフをほぼ東西に横断するマルチチャンネル音波探査結果では、伊豆海脚側の基盤が約23°の急傾斜で御前埼側の斜面下約5kmの深さまでのびていることが確認されている。

本区の磁気異常では、伊豆海脚付近からWSWへとつづく連続性の良い正異常域(Ⅱ区, a, b, e)及び金州の瀬や御前埼海脚のトラフ側斜面に沿って分布する異常域(Ⅱ区, c, d)等が特徴的である。特に前者の正異常域は、航空磁気測量結果から田島及び関口(1968)らによってもその存在が指適されていたものである。異常域は駿河トラフを横断して御前埼側の大陸斜面基部までのびており、この付近の構造運動を考察するうえで重要な意味をもつものと考えられる。また、金州の瀬に沿ってみられる磁気異常は、その下部に火成岩体の存在を示唆しており、堆列の形成過程を考察するうえで示唆に富む。

ii 磁気基盤構造

磁気異常の解析は、第3図のA~Eの5断面、並びに補助断面F, Gの計7断面について実施した。その結果を第2表にまとめた。以下には、代表的A-A', C-C', D-D'の3断面の解析結果を紹介する。

[A-A'断面](Fig. 7a)

本断面は駿河トラフ陸側斜面から金州の瀬東側斜面にかけてのほぼ南北方向の断面である。磁気異常プロファイルは全体的傾向を支配するA-1の異常と、それに重畳するA-2の異常に分離できる。A-1の異常は、頂面深度がそれぞれ5.0km, 7.5km, 10.0kmで北落ちの三つのプリズムモデルの重ね合せで近似できる。全体の構造は、南北15km, 東西20kmに及び、大規模な貫入岩体の存在を示唆する。帯磁率は 2.90×10^{-3} で、酸性岩のそれに対比できる。

A-1に重なるA-2の異常は、南北0.6km, 東西2.4km, 頂面深度が南側から0.6km, 0.9km, 0.6kmの三つのプリズムモデルの重ね合わせで近似できる。全体の構造は南北1.8km, 東西2.4km, 中心部が凸状の貫入岩体で、その帯磁率は 1.6×10^{-3} である。A-1, A-2に対する各々の構造断面から判断して、A-2の構造はもともとはA-1と一体のものであったが、その後の火成活動によりA-1の一部が分離・上昇し海底面近くまで貫入したのと考えられる。

Table 2 Results of magnetic analyses on 7 magnetic anomaly profiles over the southern part of the Suruga Trough. Positions of each profile are shown in Figure 3.

Anom. No.	Model No.	B/A	H/A	A (km)	B (km)	H (km)	$\chi \times 10^{-3}$ (cgs/cg)	D (km)
A-1	M ₁	4.0	1.0	5.0	20.0	5.0	290	3.0
	M ₂	4.0	1.5	5.0	20.0	7.5	290	6.5-8.5
	M ₃	4.0	2.0	5.0	20.0	10.0	290	10.0
A-2	M ₁	4.0	1.0	0.6	2.4	0.6	160	0.3-0.4
	M ₂	4.0	1.5	0.6	2.4	0.9	160	0.5-0.8
B-1	M ₁	3.0	0.5	3.1	9.3	1.55	0.70	0.8-2.3
B-2	M ₁	0.5	0.5	4.75	2.35	2.35	280	2.2
C	M ₁	4.0	1.0	3.0	12.0	3.0	394	1.3
	M ₂	4.0	1.5	3.0	12.0	4.5	394	3.0
	M ₃	4.0	2.0	3.0	12.0	6.0	394	4.0
D-1	M ₁	4.0	1.0	4.5	18.0	4.5	240	0.6-0.7
	M ₂	4.0	1.3	4.5	18.0	5.85	240	0.9
D-2	M ₁	3.0	0.5	4.2	12.6	2.1	0.76	0.6-0.8
E	M ₁	0.5	0.5	3.3	1.65	1.65	220	0-0.5
F	M ₁	4.0	1.0	0.7	2.8	0.7	0.73	0
	M ₂	4.0	2.0	0.7	2.8	1.4	0.73	0.7-0.8
G	M ₁	4.0	1.0	1.15	4.6	1.15	0.58	0-0.3
	M ₂	4.0	1.3	1.15	4.6	1.5	0.58	0.7-1.0

note: See to Table 1 for the meaning of each abbreviation.

〔C—C'断面〕(第7図b)

伊豆海脚南側斜面から駿河トラフ底にかけて分布する正異常域を、ほぼ南北に横断するのが本断面である。A—A'断面と同様、頂面深度が3.0km, 4.5km, 6.0kmの北側へ傾斜した三つのプリズムモデルの重ね合せで近似できる。全体の構造は南北9.0km, 東西12kmの貫入岩体モデルで、帯磁率は 3.94×10^{-3} である。A—A'断面での構造と比べやや規模は小さく、また、頂面深度も2~4km浅い傾向を示す。

〔D—D'断面〕(第7図c)

石廊崎海底谷から伊豆海脚をほぼ南北に横断する断面で、磁気異常プロファイルは全体的傾向を支配するD-1の異常と、それに重畳するD-2の異常に分離できる。各々の異常に対応するモデルは第7図cの下段に示すとおりで、D-1は頂面深度4.5kmと5.85kmの北落ちの二つのプリズムモデルの重ね合せで近似できる。全体的規模は南北9.0km, 東西18kmの貫入岩体モデルで、帯磁率は 2.40×10^{-3} である。これらの貫入岩体の推定される位置は、地形的にも伊豆海脚の隆起部と良い対応を示す。D-2の異常は、南北4.2km- 東西12.6km, 頂面深度2.1kmのプリズムモデルで近似でき、その帯磁率は 0.76×10^{-3} である。

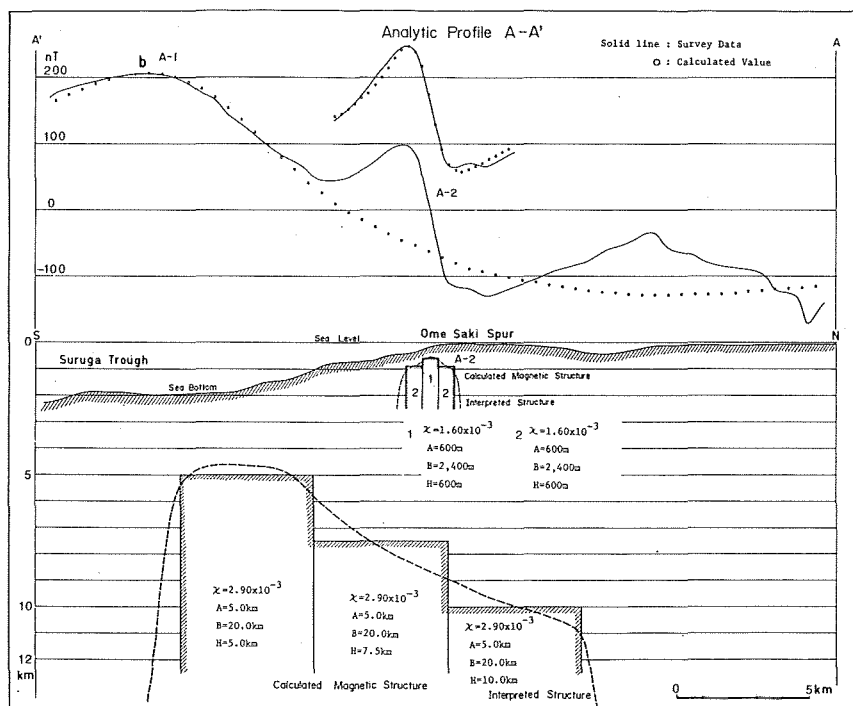
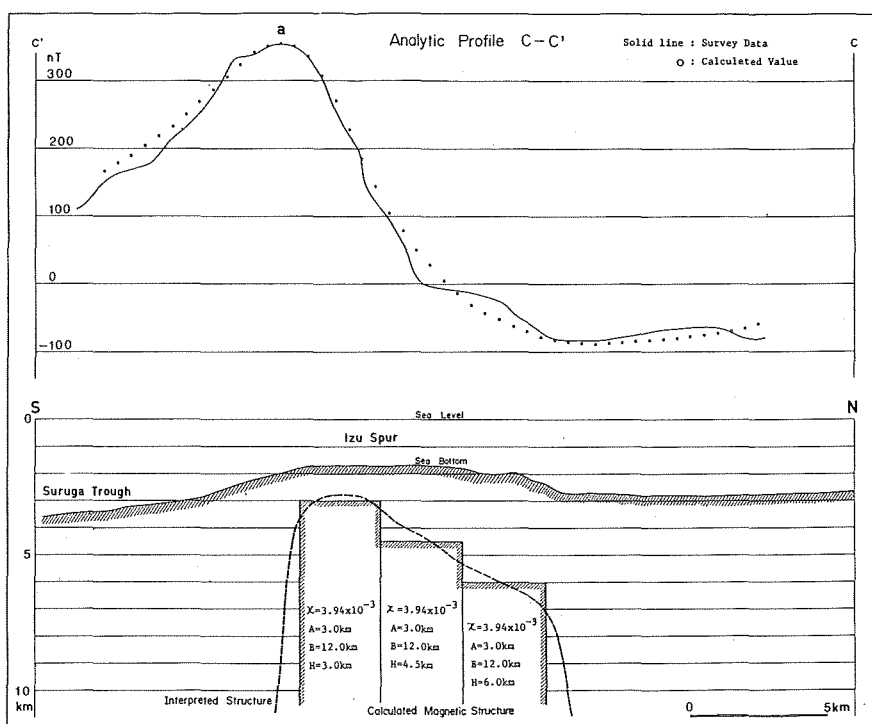


Figure 7 Magnetic anomaly profiles and magnetic structures around the southern part of the Suruga Trough.

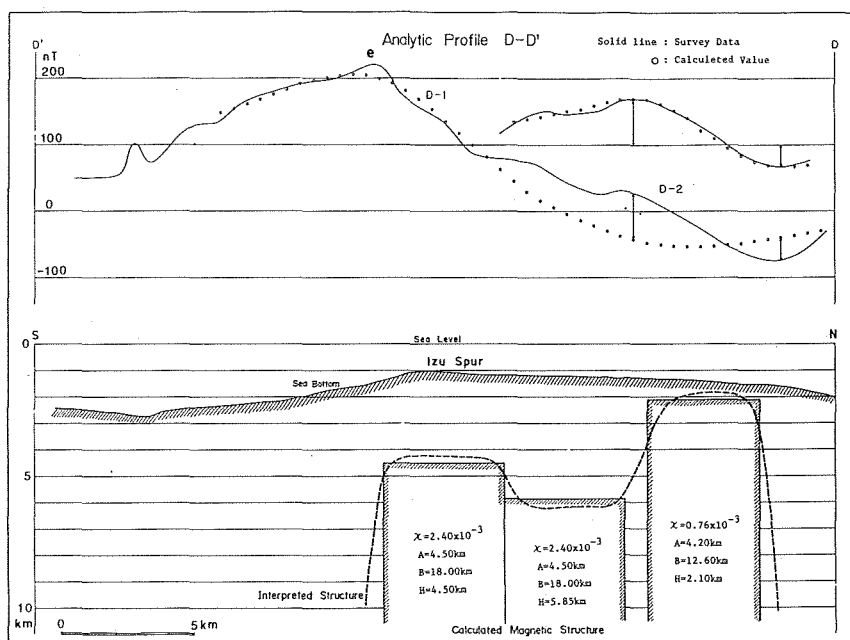
(a) Analytic profile A—A' in area II (See Fig. 3).

GEOMAGNETIC ANOMALIES AROUND THE ZENISU RIDGE AND THE SURUGA TROUGH AND THIR TECTONIC IMPLICATIONS

95



(b) Analytic profile C-C' in area II (See Fig. 3).



(c) Analytic profile D-D' in area II (See Fig. 3).

〔Ⅱ区のまとめ〕(第8図)

第8図は各断面の解析結果，地磁気異常分布の特徴並びに海底地形・地質構造等を考慮して作成した本区の磁気基盤深度図である．この図から，A-1，C，D-1等の構造は，もともと東西に連なる単一の磁気基盤であったものが，その後の構造運動によりブロック化している様子がわかる．また，A-2，B-1，Gの構造はA-1の構造から派生した小構造で，ここでも各々の構造が断層によりブロック化している様子が推察できる．

A-1，C，D-1の一連の磁気基盤構造は，東西約40km，南北約10kmで，駿河トラフをほぼ東西に横断する．このような構造は，駿河トラフの形成過程を考察するうえで重要な意義を有しており，ここでは，そのもつ意義と構造の規模を考慮し，特に「石廊崎沖磁気ベルト」と呼ぶこととする．

第2図の地磁気異常図をみると，A-1岩体の西側を境に磁気異常は極めて平坦な分布となっており，A-1岩体の西側に推定される断層が火成活動の境界としての意味を有するものと考えられる．

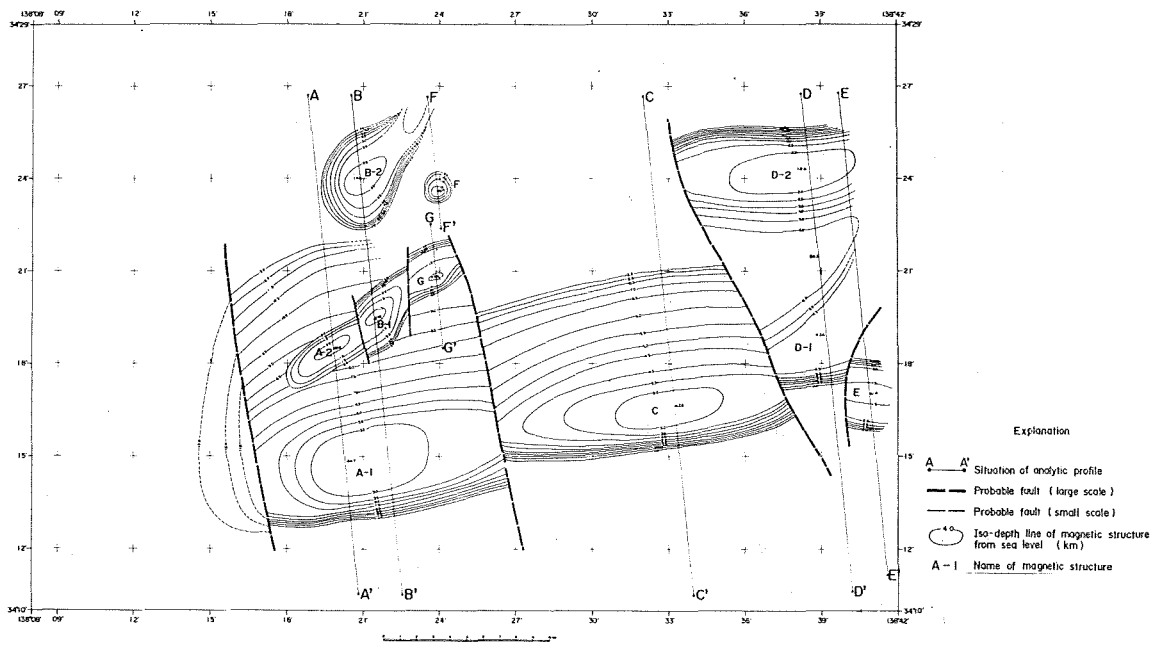


Figure 8 Iso-depth line of the magnetic basement structure around the southern part of the Suruga Trough, depth unit in kilometer. The results of analyses on each profile are summarized in Table 2.

(3) 駿河湾

Ⅰ 地形・地質と地磁気異常分布の概要

駿河トラフの水深は湾口部から湾奥部にかけて，2,600mから1,000m前後へと段階的に浅くなる．トラフの幅も，伊豆側斜面とトラフ陸側斜面とに狭まれ極端に狭くなっており，駿河湾中央部ではV字型の地形断面を示す．湾中央部付近では，駿河トラフ陸側斜面は比高2,000mに及ぶ急崖となり，その陸側には石花海堆が，ほぼNNE-SSW方向の堆列を形成している．石花海堆の頂部水深は100m以浅で，その頂部から採取された泥岩中の底生有孔虫化石からは更新世中期以降の200m～700mの隆起が推定されている(桜井ほか，1981)．

石花海堆の西側には、水深500m～800mの石花海海盆の凹地が、堆列とほぼ平行にのびており、石花海北堆の北側で駿河トラフへとつづいている。石花海堆をほぼ東西に横断する音波探査結果によると、石花海堆付近は背斜構造を示し、堆の西側斜面との間に断層が推定されている。また、基盤岩散乱層以深には貫入岩体によるとみられる反射層が認められ、地磁気異常を伴うことが報告されている（安間、1968；三澤、1972）

伊豆側斜面は駿河トラフ陸側斜面と異なり全体的に平滑な急斜面で、幾分上方へたわみながら駿河トラフ底へと沈み込んでいる。茂木・桜井（1980）は、伊豆半島西岸の大陸棚外縁深度が、半島つけ根付近では-150m前後を示すが、南部では-200m～-250mと深さを増すことを指摘するとともに、この相違は、北部での衝突型、南部での沈み込み形のプレート境界付近の運動を反映したものであると見なした。

本区での磁気異常は駿河トラフを境にその様相を異にする。伊豆側の陸側斜面では、短波長の異常が数多く分布するが、静岡側では、比較的波長の長い異常（波長10km前後）が分布する。本区、a、bで示す異常（第2図Ⅲ区）は、それぞれ石花海南堆・北堆に伴う異常で、各々の堆の基底に貫入火成岩体の存在が予想される。この異常域の西側にあたる石花海海盆から陸棚にかけては、厚い堆積層を反映し、磁氣的に極めて平坦な海域である。静岡側の大陸棚付近や御前崎海脚付近では、水深は50m～100mと浅いが、磁気異常には顕著なものは見られない。フォッサマグナの西縁をなす糸魚川-静岡線の海域への延長部がどこにあたるかは問題の多いところであるが、磁気異常の分布、並びに予想される断層等から、石花海海盆西縁の断層沿に南下するものと思われる。

Table 3 Results of magnetic analyses on 6 magnetic anomaly profiles in the Suruga Bay. positions of each profile are shown in Figure 1.

Anom. Name	Model No.	B/A	H/A	A (km)	B (km)	H (km)	D (km)	$\sigma(\times 10^{-3} \text{ gauss/cm})$	d (km)
A-1	A-1	-	0.5	8.0	-	4.0	90°	1.1	1.6
A-2	A-2	-	1.0	2.0	-	2.0	112.5°	2.7	3.9
B	①	4.0	1.0	4.0	1.60	4.0	-	2.9	3.8
	②	4.0	2.0	4.0	1.60	8.0	-	2.9	
C	①	4.0	1.0	2.0	8.0	2.0	-	2.2	0.8
	②	4.0	2.0	2.0	8.0	4.0	-	2.2	
D	①	4.0	1.0	2.8	11.2	2.8	-	3.2	2.5
	②	4.0	1.5	2.8	11.2	4.2	-	3.2	
E	①	4.0	1.0	1.3	5.6	1.3	-	1.5	0.2
	②	4.0	1.5	1.3	5.6	1.95	-	1.5	
	③	4.0	2.0	1.3	5.6	2.6	-	1.5	
F	F	-	1.0	1.1	-	1.1	112.5°	2.7	0.7

note : See to table 1 for the meaning of each abbreviation.

II 磁気基盤構造

本区ではA～Fの6断面について解析を行った．その結果を第3表に示す．ここでは，そのなかの代表的なA—A'，B—B'，E—E'，F—F'の各断面の解析結果を紹介する．

〔A—A'断面〕(第9図(a))

本断面は石花海南堆をほぼNW—SE方向に切る断面で，解析は2次元ダイクモデルで実施した．第9図(a)には，磁気異常プロファイルとそれから推定される構造モデルを示してある．本断面の異常はA-1の異常と，それに重畳するA-2の異常に分離できる．A-1の異常は幅8.0km，頂面深度4.0km，水平面からの傾斜角 90° の2次元ダイクモデルで近似でき，その帯磁率は 1.1×10^{-3} である．

A-2の異常に対する構造は，幅2.0km，頂面深度2.0km，傾斜角 112.5° ，帯磁率 2.7×10^{-3} の2次元ダイクモデルである．実際には，A-1，A-2の構造は点線で示すような一体の構造を有するものと考えられる．本断面の解析結果からは，石花海堆の深部構造として酸性岩体からなる貫入構造が堆察され，石花海堆の隆起現象との関連が注目される．

〔B—B'断面〕(第9図(b))

本断面は，石花海北堆東縁部をほぼ南北に横切る断面で，解析は3次元プリズムモデルで実施した．磁気異常に対する構造は，南北4.0km，東西16.0km，頂面深度が北側が4.0km，南側が8.0kmの二つのプリズムモデルの重ね合せで，その帯磁率は 2.9×10^{-3} である．実際の構造としては破線で示すような酸性貫入岩体モデルで，貫入岩体頂部は地形的にも浅部となっており石花海南堆でみられた構造と類似している．

〔E—E'断面〕(第9図(c))

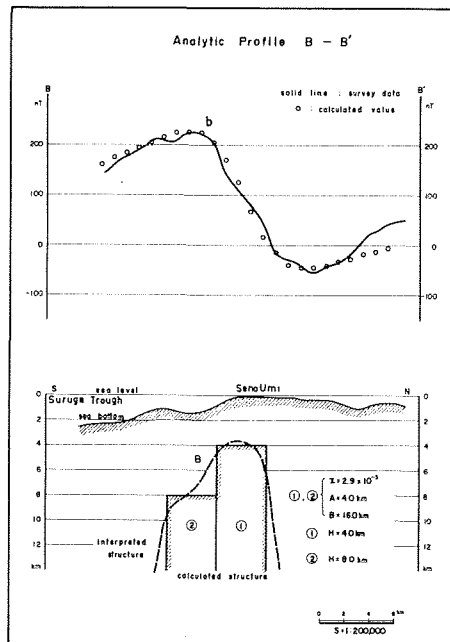
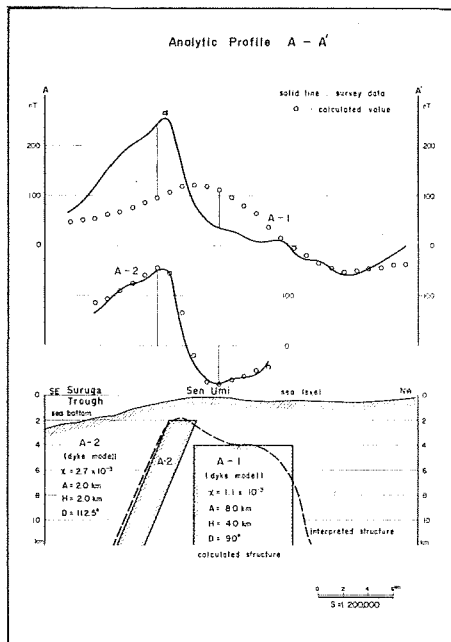


Figure 9 Magnetic anomaly profiles and magnetic structures in the Suruga Bay.

(a) Analytic profile A—A' in area III (See Fig. 1).

(b) Analytic profile B—B' in area III (See Fig. 1).

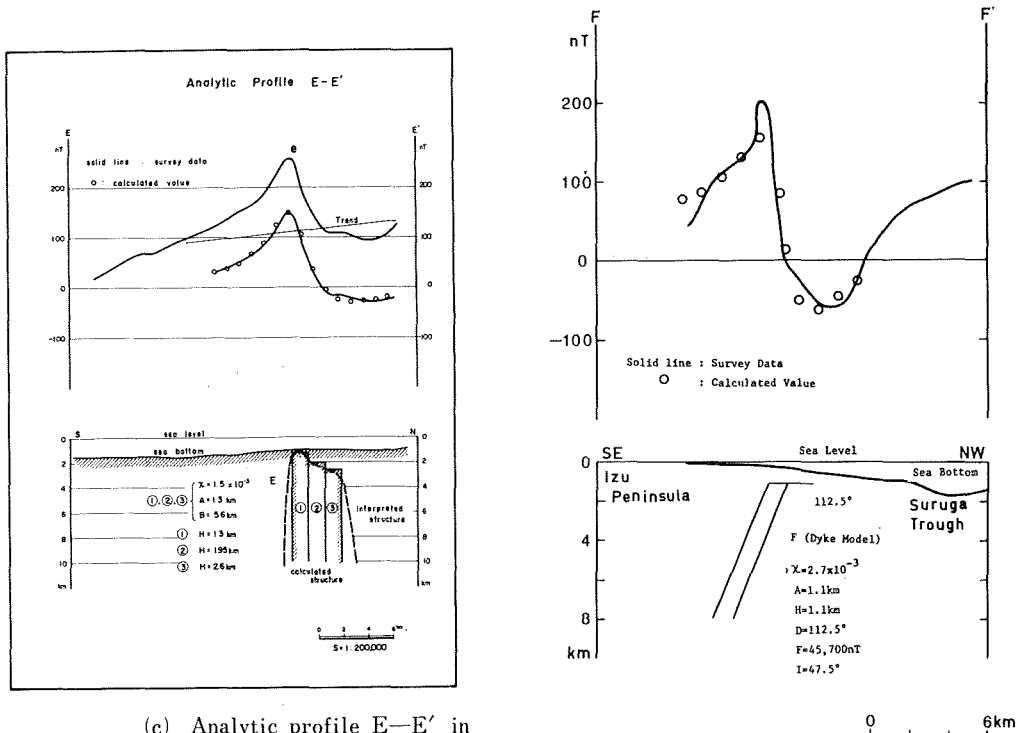
清水沖の陸側斜面をほぼ南北に切るのが本断面である。一次傾斜トレンドを除去した磁気異常は「○」で示すプロファイルとなる。この異常に対する構造は、頂面深度が南側から1.3km, 1.95km, 2.6kmの三つのプリズムモデルの重ね合せで近似でき、実際の構造としては破線に示すような貫入岩体モデルと推察される。全体としての構造規模は、南北約4.0km, 東西5.6kmで、頂面深度が北側へ傾斜した構造を有する。帯磁率は 1.5×10^{-3} で酸性岩体に対比できる。磁性岩体の分布域をほぼ東西に横切るマルチチャンネル音波探査断面が桜井・茂木(1980)により報告されているが、記録のS/N比が悪く、磁気基盤構造に対比できるような構造は認められない。なを、本断面では推定される貫入岩体付近の海底地形は必ずしも凸状地形を示さず、A—A', B—B'の断面の解析結果とは異なる。

[F—F'断面](第9図(d))

本断面は、伊豆半島西岸、堂ヶ島海岸沖に、ほぼNE—SW方向にのびる磁気異常の断面で、解析は2次元ダイクモデルにより実施した。磁気異常に対する構造は、幅1.1km, 頂面深度1.1km, で南東方向へ傾斜したダイクモデルである。得られた帯磁率は $\chi = 2.7 \times 10^{-3}$ で、伊豆半島西岸に部分的に貫入している石英安山岩と同じ組成と考えられる。御前崎側の構造と異なり、貫入岩体は地形に起伏等の影響を与えていない。またその構造規模も、御前崎のそれに比べ小規模である。

[まとめ](第10図)

各断面の解析結果・地磁気異常分布の特徴及び地形・地質構造等を参考にし、Ⅱ区の磁気基盤深度図を作成した。その結果を第10図に示す。この図から、A-1, A-2岩体とB岩体はひとつづきの岩体で、石花海堆の深部基盤を形成していることが理解される。予想される岩体は、その帯磁率の大きさ並びにその貫入構造から判断して、酸性岩質の花コウ岩～閃緑岩の岩体と思われる。伊豆側のF, D岩体は、伊豆半島の基盤である白浜層群・湯ヶ島層群を部分的に貫入する石英安山岩と推察される。



(c) Analytic profile E—E' in area III (See Fig. 1).

(d) Analytic profile F—F' in area III (See Fig. 1).

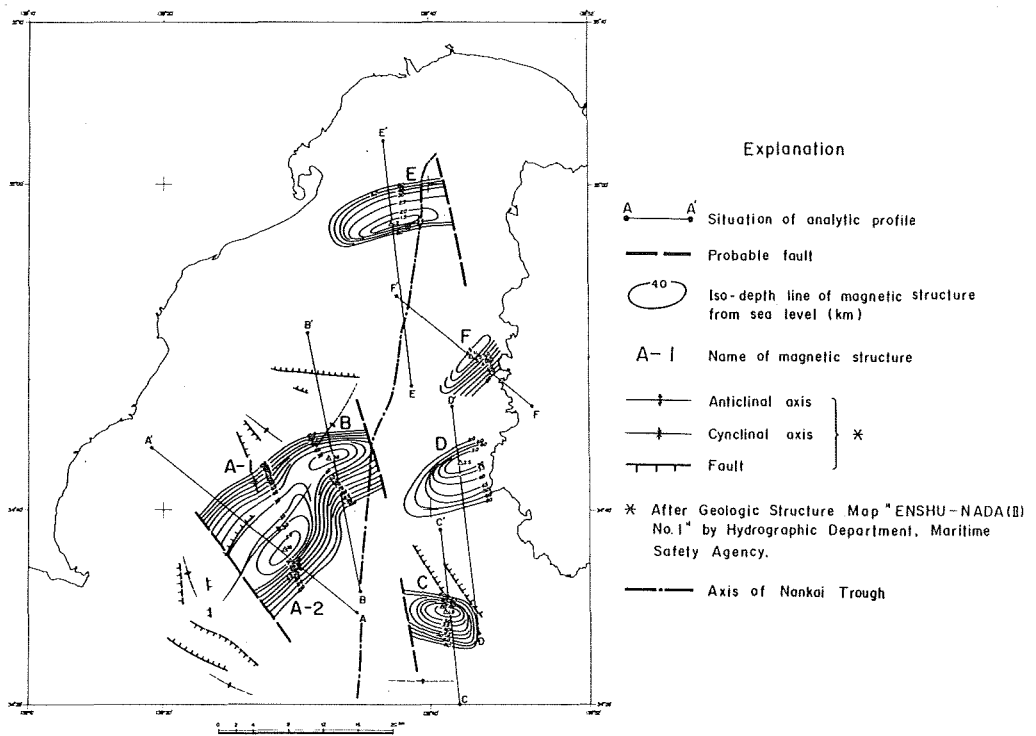


Figure 10 Iso-depth line of the magnetic basement structures in the Suruga Bay, depth unit in kilometer. The results of analyses on each profile are summarized in Table 3.

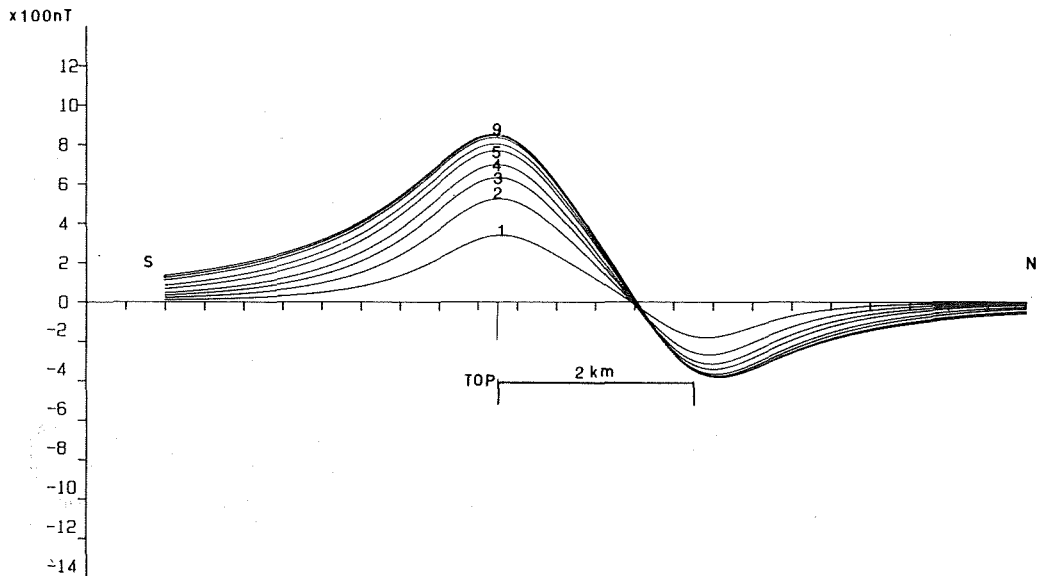


Figure 11 Magnetic anomaly profiles in N—S direction caused by prism shaped bodies. The numbers denoted in figures correspond to index numbers in Table 4. The bottom depth is made deeper gradually from model 1 to 9, while the top depth maintained constant at the 2km depth.

4. 考 察

(1) 銭州海嶺の構造とその形成過程

今回の解析結果から得られた銭州海嶺の帯磁率は $0.8 \sim 7.1 \times 10^{-3}$ の範囲で、平均値は 2.3×10^{-3} である。この帯磁率から推定される誘導磁気は約 $1.0 \times 10^{-3} \text{ emu/cc}$ で、これがすべて熱残留磁気によるものとしても、その構成岩体として玄武岩等の塩基岩体を予想するのは困難である。このように全体的に低い帯磁率が得られた原因としては、解析段階でその底面深度を無限に深いものと仮定したことによるとも考えられる。ここでは、底面深度を有限の深さに設定した場合と、30kmの場合との簡単な比較を行った。その結果の一例を第11図に示す。ここに示した例は、水平面内の大きさ南北・東西共に 5 km、頂面深度 2.0 km の 3 次元プリズムモデルで外部磁場方向 $\text{Dip}=45^\circ$, $\text{Dec}=0^\circ$ 、磁化方向は外部磁場方向と一致し、磁化の大きさ $J=0.005 \text{ emu/cc}$ とした場合に、その中心を通る南北断面の磁気異常プロファイルである。なお図中の各番号は第 4 表のモデル番号に対応したものである。この結果から、底面深度 3.0 km の場合と、ほぼ無限大に近い 30km の場合とでは、振幅比で 3 倍程度の差が生じることがわかる。このことから、同じ振幅を持つ異常を厚さ 1.0 km とほぼ無限大の場合 (28km) とで近似する際には、磁化の大きさにも、3 倍程度の差が生じることになる。これらのことを考慮すると、銭州海嶺の平均的な帯磁率 2.3×10^{-3} も、その底面深度を有限なものと仮定することで、数倍程度の増加が期待されるが、この場合でも玄武岩等の塩基性岩体を考えることは困難である。

銭州海嶺の延長上にある新島や神津島は流紋岩質の熔岩の噴出によってできた熔岩円頂丘の複合体である。また、銭州礁から採取された岩石には、流紋岩・輝石安山岩・角閃石安山岩などが含まれており、そのなかでも流紋岩の礫が特に多い (木材政昭, 1976)。このように銭州海嶺の磁気異常並びにドレッジ試料からは、同海嶺を構成するのは比較的珪長質に富む酸性岩～中性岩であろうと考えられる。

銭州海嶺の成因については、フィリピン海プレートの沈み込みの際のプレート上面の曲りと、それに伴う正断層により形成された地塁地形とする考え (佐藤, 1984) や、海溝外縁隆起帯などのプレートの曲りそのものであるとする考え (米倉, 1979) などがある。しかし、このような考えによれば、銭州海嶺の構成岩体はプレート上面を構成する玄武岩などの塩基性岩体でなければならない。今回の結果は、このような考えを支持しない。四国海盆は、北太平洋プレートと異なり、日本海などと同じ一種の緑海と考えられている。熱流量なども北太平洋海盆の低熱流量値に比べ、比較的高い値を示し、部分的には 3.0 HFU を越える高熱流量域も存在する。このようなことから、フィリピン海プレート上面付近は現在でも温度は高く、圧力低下等の条件があれば、プレート上層部の部分溶融も可能と考えられる。フィリピン海プレート上面が、沈み込みに伴ってわん曲すれば、その上面には引張力の方が発生する。これはプレート上面での融点の低下をもたらし、

Table 4 Amplitudes of the magnetic anomaly by prism shaped bodies and their dependence on the bottom depth of the bodies.

No.	Top (km)	Bottom (km)	Vertical width (km)	Amp.(nT)
1	2.0	3.0	1.0	519
2	〃	4.0	2.0	791
3	〃	5.0	3.0	945
4	〃	6.0	4.0	1038
5	〃	8.0	6.0	1133
6	〃	10.0	8.0	1177
7	〃	15.0	13.0	1216
8	〃	20.0	18.0	1227
9	〃	30.0	20.0	1232

$$|J| = 0.005 \text{ emu/cc}$$

The width of the prism body in north and south direction is 5.0km.

Magnetized direction: $\text{Dip}=45^\circ$, $\text{Dec}=0^\circ$

Field direction: $\text{Dip}=45^\circ$, $\text{Dec}=0^\circ$

その一部には部分溶融も生じるであろう。Ringwood (1974) によれば、沈み込む海洋プレート上層部の部分溶融によってできるマグマは、普通は安山岩であるが、それが地中でそのまま固化すれば珉長質に富む閃緑岩となる。銭州海嶺の構成岩体は、海洋地殻と考えるよりもむしろこのような部分溶融によってできた珉長質に富む岩体ではなかろうか。プレートの曲りに伴う引張力の発生と、プレートそのものが十分に冷え切っていないという条件が、日本海溝外縁にはみられない銭州海嶺の隆起帯を形成したのではないだろうか。

(2) 石廊崎沖磁気ベルトの意義

駿河トラフ南部の磁気異常解析から、同トラフを横断する磁気ベルトの存在が明らかとなった。磁気ベルトの構造は、南から北へ向けその上面が傾斜しており、伊豆海脚側から御前崎側にかけて上面深度が段階的に深くなり、フィリピン海プレートの沈み込みを示唆するようにみえる。(水路部, 1982)。ただ、御前崎側の部分では、プレート沈み込み角度から推定される深度と比べ、その磁気基盤上面深度はやや浅くなっており、一部は沈み込めずに大陸側へのし上っているようにもみえる。

恒石 (1984) は石廊崎沖磁気ベルトが、ほぼ南北の断層で切れ、それを境に横ずれ変位が生じていることに注目し、駿河トラフが沈み込み境界よりもむしろ富士川断層へとつながる左横ずれ断層であるとしているが、先に述べたような沈み込み構造も推察されており、又、現に伊豆半島側の大陸棚外縁深度が、沈降傾向を示すことなどを考えると、説得力に欠く。

この付近の海底地形からは、伊豆側・御前崎側ともに、凸状の地形を示し、それらが駿河トラフ付近では接している様子がわかる。このような地形的特徴も、その深部に推定される磁気ベルトの構造が、地形に反映したものであろう。石廊崎沖磁気ベルトを挟んで、その南北・両側で実施されたマルチチャンネル音波探査結果によると、伊豆側の海洋性基盤はその北側で23度、その南側で13度の傾斜で御前崎側へ沈み込んでいる。このように、この付近は海洋性基盤の沈み込み角度が急変する部分に相当しており、磁気ベルトの成因との関連が注目される。本来、一枚の剛体であると考えられるプレートに、このような沈み込み角度の急変が生じれば、プレート内部には歪が蓄積し、極端な場合にはプレートそのものに亀裂や、割れ目等が生じるものと予想される。石廊崎沖磁気ベルトは、このようなプレート内部の割れ目を通じて、部分溶融したマグマが上昇固化してできた閃緑岩質の貫入岩体ではないだろうか。本来一枚岩であるプレートが、沈み込みの際にブロック化し、単柵状の構造を示すことは、南米・チリ海溝でのプレート沈み込み機構の研究からも明らかにされている (Carret et al., 1974)。東北日本弧外帯にあたる日本海溝陸側斜面から深海平担面にかけてもブロック化による地塊構造が指適されており (本座, 1974)、プレートの単柵化を示唆するものとも考えられる。このようにみえてくるとフィリピン海プレートも単一枚板の剛板と考えるより、一部にブロック化が生じ、それぞれが相対的にかなりの独自性をもって沈み込んでいるものと思われる。特に石廊崎沖磁気ベルトは、駿河トラフと南海トラフの会合付近に位置し、そこを境に南北両側で沈み込み角度が急変していることを考えるなら、そこがプレート内部の境界となっている可能性は大である。フィリピン海プレート北縁沿いには過去において巨大地震がしばしば発生しているが、その震源域も複数のブロックに分れることが最近の研究で明らかにされつつある (藤井, 1984)。1944年の東南海地震の際に駿河湾周辺の歪が解放されなかったことも単に偶然の現象ではなく、以上に述べたことを反映した必然的現象ではなかろうか。石廊崎沖磁気ベルトはプレート内境界として一種のちようつがいの役割を果しており、プレート内部の歪がそこである程度解放されているのではないだろうか。

石廊崎沖磁気ベルトの成因としては、このような考え以外に、例えば西七島海嶺の一部がフィリピン海プレートの北西進に伴って駿河トラフに沈み込んでいるものとも考えることも可能である。いづれにしろ今後

の、熱流量や地震波速度構造等の多方面からの調査が、この問題の解明に不可欠と思われる。

(3) Outer ridge の深部構造と成因

今回の解析結果から得られた重要な知見の一つは、石花海堆、金州の瀬等の outer ridge の深部基盤に、酸性火成岩体の貫入構造が推定されるという事実である。このことは、今までにも部分的に石花海南堆の基盤に進入岩体の存在が三澤 (1972) によって指摘されていたものであるが、今回の意義は、このような構造がほかの ridge についても存在し、それがかなり一般的な構造であることを明らかにした点にある。outer ridge 成因については、沈み込むプレート上の海洋性堆積物が陸側に付加され、このような付加体の陸側への押し込みによって生じた隆起地形と考えられていた。このような考え方の特殊な場合として、プレート上の火山島などが陸側斜面に付加され、それが outer ridge の深部基盤を形成しているとすれば、先に述べた磁気異常を伴う点についても一応の説明が可能であるが、予想される帯磁率が、火山島のものとするには小さ過ぎる。

第12図には、石花海堆をほぼ東西に横断する地形断面と磁気基盤構造の断面を示した。この図から推定されるように、石花海堆の磁気基盤は駿河トラフへ沈み込んだフィリピン海プレート上面をつき破って、陸側斜面下部に上昇・貫入した火成岩体のように見える。Matsuda (1962)は、石花海堆にみられる隆起帯が、伊豆半島の北側の丹沢隆起帯を経て、相模湾の沖の山堆列の隆起帯に連なるとした。丹沢隆起帯には、新第三系の石英閃緑岩の大規模な貫入岩体が地表に露出しており、各隆起帯の連続性を考えれば、石花海堆の深部基盤に推定される貫入岩体も、これと同じ石英閃緑岩から構成されるものと推察される。このような考えから、沖の山堆列周辺の地磁気異常に注目すると、やはり沖の山堆にも振幅 500nT のダイポール形の異常が認められる。このように伊豆半島をとり囲んで分布する金州の瀬から石花海堆・丹沢隆起帯をへて沖の山堆列に連なる一連の隆起帯の深部には、酸性貫入岩体の存在が予想され、これらの隆起帯の形成が貫入火成活動と深くかかわっていることが理解される。

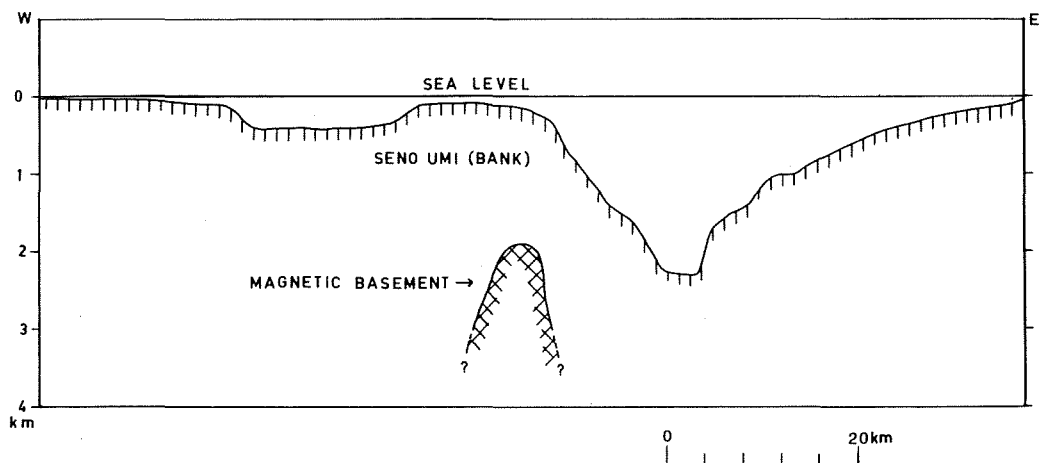


Figure 12 Cross sectional view of the Senoumi ridge in E—W direction.

The magnetized basement of the Senoumi ridge is shown by cross pattern.

5. 結 論

今回の解析結果に基づき、銭州海嶺の構造と成因、駿河トラフを横断する磁気ベルト（石廊崎沖磁気ベルト）の意義、石花海堆、金州の瀬などの outer ridge の構造と成因等について考察した。結論は以下のとおりである。

- (1) 銭州海嶺の深部磁気基盤は、珪長質に富む酸性～中性の火成岩体で構成されており、全体が南北方向の断層で切られブロック化している。海嶺の成因としては、フィリピン海プレートの沈み込みに伴うプレート上面の湾曲と張力場の発生、そしてそれにより誘起されたプレート上層部でのマグマの貫入活動に起因するものと考えられる。
- (2) 駿河トラフ南部では、トラフを東西に横断する長さ40km、幅10kmの大規模な磁気基盤構造の存在が明らかとなった。磁気基盤の上面は北へ傾斜しながらドラフ軸部から御前崎側斜面にかけ約6°の角度で次第に深くなっている。地理的には、フィリピン海プレートの沈み込み角度の急変部に相当し、プレートの単柵化ブロック化に伴う構造とも考えられる。
- (3) 石花海堆・金州の瀬などの outer ridge の深部基盤には、酸性貫入岩体の存在が予想される。outer ridge のつづきとみられる丹沢隆起帯には新第三系の石英閃緑岩が地表まで貫入しており、さらに相模湾の沖の山堆にも同様の構造が推察される。このような outer ridge の成因については未だ不明な点も多いが、フィリピン海プレート北縁部の貫入火成岩活動に起因するものとも考えられる。

おわりに、本論文は、海上保安庁水路部が「相模・南海トラフ海底活構造調査」の一環として実施した、昭和55年度、56年度、57年度の地磁気資料整理作業の成果をもとに、銭州海嶺から駿河トラフ周辺海域の構造とテクトニクスについて考察したものである。本調査の実施に尽力された水路部大島章一氏ほかの皆様に厚くお礼申し上げる。住鉦コンサルタント(株)高橋満弥氏には、解析作業の実施、並びに一部資料の提供等の御協力をいただいた。また、駿河トラフ南部の海上磁気測量の実施に際しては、測量船「昭洋」船長以下乗組員、測量班の方々をはじめ、東京大学海洋研究所友田好文教授ほかの方々にもご協力いただいた。ここに改めて深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- 安間 恵 1968：駿河湾の地磁気異常について，日本地質学会第75年秋期学術大会総合討論会資料“フォッサ・マグナ”，209-210ページ
- B.K. Bhattacharyya 1964：Magnetic anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, 29, pp. 517-531.
- Carr, M.J., Stoiber, R.E. and Drake, C.L. 1974：The segmented nature of some continental margins, in *The Geology of Continental Margins* (C.A. Burk and C.L. Drake eds.), Springer, New York, pp. 105-114.
- 藤井陽一郎 1984：東海地震長期予測の問題点，“東海地震”防災シンポジウム1984講演要旨集，5-8ページ
- 本座栄一 1974：地殻構造単位について——東北日本近海の地殻変動，地質学論集，10号，55-61ページ。
- 岩淵義郎 1970：紀伊半島沖の地形・地質，島弧と海洋（東海大学出版会）星野通平・青木 斌 編，149-154ページ。

- 岩淵義郎・桂忠彦・永野真男・桜井操 1976: フォッサマグナ地域の海底地質, 海洋科学, vol. 8, No. 8, 45-52ページ
- 加藤茂・佐藤任弘・桜井操 1983: 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, No. 18, 1-23ページ.
- 木村政昭 1976: 南関東周辺の地質構造, 海洋地質 (東京大学出版会), 奈須紀幸編, 155-182ページ
- Matsuda, T. 1962: Crustal deformation and igneous activity in the south Fossa Magna Magna, Japan, Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr., 6, pp. 140-150
- 三澤良文 1972: 駿河湾西部の海底地形, 伊豆半島 (東海大学出版会), 星野通平・青木斌 編, 257-267ページ
- 茂木昭夫 1968: 伊豆海嶺, 「フォッサマグナ」日本地質学会第75年秋季学術大会総会討論会資料, 217-221ページ
- 茂木昭夫 1975: フィリピン海北縁部の海底地形—Outer Ridge について—, 海洋科学 vel. 7, No. 8, 27-32ページ
- 茂木昭夫・桜井操 1980: 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について—駿河トラフでのサブダクションを示唆する—, 地震予知研究シンポジウム, 117-121ページ
- 永野真男・安城龍彦・登崎隆志 1977: 遠州灘の海底地質, 水路部研究報告, 12, 1-33ページ
- 小川克郎・石和田靖章 1976: 大陸棚におけるフォッサマグナの延長, 海洋科学, vol. 8, No. 9, 47-54ページ
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英 1980: 西南日本周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, No. 15, 33-54ページ
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・植田義夫 1981: 北陸地方・中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, No. 16, 25-45ページ
- Reford, M.S. 1964: Magnetic anomalies over thir sheet, Geophysics, 29, pp. 532-536.
- Ringwood, A.E. 1974: The petrological evolution of island arc system, J. Geol. Soc. London, 130, pp. 183-204
- 桜井操・茂木昭夫 1980: 駿河トラフ (舟状海盆) のマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, No. 15, 1-21ページ
- 桜井操・小川正泰 1982: 西七島海嶺北部の造構造運動, 水路部研究報告, No. 17, 1-12ページ.
- 桜井操・片山維新・鈴木久義 1982: 石花海北堆の海底地形・底質調査, 最近の海底調査—その2—, 日本水路協会, 129-151ページ
- 佐藤任弘 1984: フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造, 第四紀研究, 第23巻, 71-76ページ
- 水路部 1982: 駿河トラフ南部の地磁気異常, 地震予知連絡会会報, 28, 250-257ページ
- 水路部 1984: 銭州海嶺付近の磁気基盤構造, 地震予知連絡会会報, 31, 370-377ページ
- 恒石幸正 1984: “東海地震”に関連する特A級活断層, 第四紀研究, 第23巻, 145-150ページ
- 田島稔・関口昌雄 1968: 航空磁気測量から得られた伊豆・東海地方の磁気異常特性, 測地学会誌, 13, 125-135ページ
- 米倉伸之 1979: 東海沖の海底活断層, 月刊地球, 1, No. 8, 577-582ページ

付 録

1. 3次元プリズムモデル及び2次元ダイクモデルの磁気異常計算式

(1) 3次元プリズムモデルの磁気異常

地球磁場の水平面内の方向を x 軸, それに直角方向を y 軸, $x-y$ 座標の原点をプリズムモデルの測定面内の中心とする. 又鉛直下向を z 軸にとり, 測定面を $Z=0$ で表わすとする. 今, 底面深度が無限大の3次元プリズムモデルが, 誘導磁化により地球磁場方向に帯磁しているとする, 測定面内 ($Z=0$) の x 軸上の磁気異常は, 次式で表わされる (B.K. Bhattacharyya, 1964).

$$F(x, 0, 0) / J_p = \left[\cos^2 \delta \cdot \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{r_0 h} \right) - \sin^2 \delta \cdot \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_1^2 + r_0 h + h^2} \right) + \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot \log \left(\frac{r_0 - \beta_1}{r_0 + \beta_1} \right) \right] \begin{vmatrix} \alpha_u & \beta_u \\ \alpha_l & \beta_l \end{vmatrix}$$

ここで,

$F(x, 0, 0)$: 測定面 $Z=0$ 上の点 $P(x, 0)$ での全磁力異常

J_p : 磁化の強さ $= xF$, x : 帯磁率

F : 地球磁場全磁力値

$\delta = 90^\circ - I$, I : 磁化ベクトルの伏角 = 地球磁場の伏角

$r_0^2 = \alpha_1^2 + \beta_1^2 + (h-z)^2$, $\alpha_1 = \alpha - x$, $\beta_1 = \beta - y$

h : 測定面からプリズム頂面までの深さ

α_u, β_u : α_1, β_1 の上限; α_l, β_l : α_1, β_1 の下限

(2) 2次元ダイクモデルの磁気異常

2次元ダイクの走向に直角方向を測定面内の x 軸にとり, 測定面内でのダイク頂面の中心線を $x=0$ とする. このようなダイクが地球磁場方向に帯磁している場合の x 軸上の磁気異常は次式で表わされる (M.S. Reford, 1964).

$$F(x, 0, 0) / J_p = 2 \cdot C \cdot \sin d \left[\sin \phi \cdot \left(\tan^{-1} \frac{x+a}{h} - \tan^{-1} \frac{x-a}{h} \right) + \log(r_2/r_1) \cdot \cos \phi \right]$$

ここで,

$F(x, 0, 0)$: 測定面 $Z=0$ 上の点 $P(x, 0)$ での全磁力異常

J_p : 磁化の強さ $= xF$, x は帯磁率, F は地球磁場全磁力値

$C = 1 - \cos^2 I \cdot \cos^2 A$, I は地球磁場伏角, A はダイクの走向と磁北のなす角

d : 水平面内から測ったダイクの傾斜角

$\phi = 2i - d$, $i = \tan^{-1}(\tan I / \sin A)$

a : ダイクの幅の1/2, $r_1 = \sqrt{(x+a)^2 + h^2}$, $r_2 = \sqrt{(x-a)^2 + h^2}$

h : ダイク頂面の深度

x : ダイクの走向に直角方向にとった x 軸上の測点の座標

2. 標準曲線の例

3次元プリズムモデルの磁気異常, 並びに2次元ダイクモデルの磁気異常を, 帯磁率が $1.0 \times 10^{-3} \text{ cgs/cc}$ として, H/A が異なる5組について計算した, その結果を第13図, 第14図に示す. 図中の各記号の意味は, 次のとおりである.

A : プリズムモデルでは地磁気南北幅, ダイクモデルではダイクの幅

B : プリズムモデルの地磁気の東西幅

H : 測定面とプリズムまたはダイクの頂面までの深さ

D : ダイクモデルの水平面内から測った傾斜角

なを, 2次元ダイクモデルの走向はN45°Eとして計算したものである.

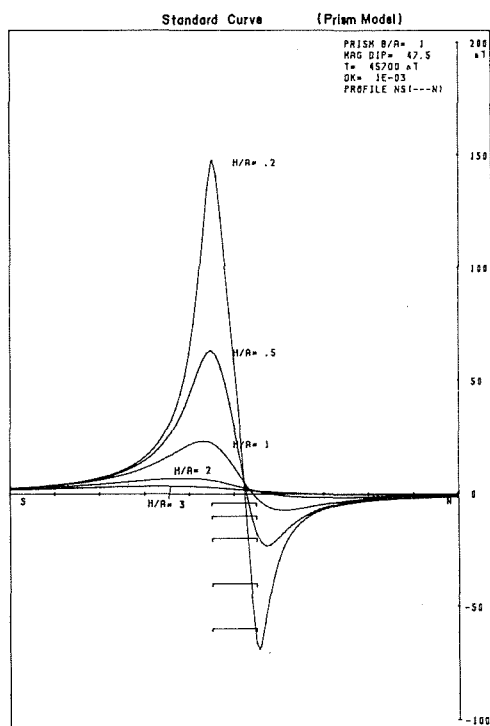


Figure 13 Standard curves of the magnetic anomalies caused by prism shaped body

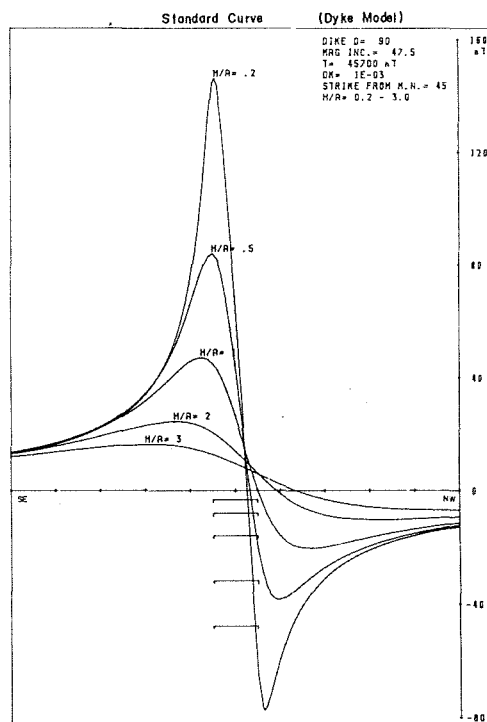


Figure 14 Standard curves of the magnetic anomalies caused by 2-dimensional dyke models.

A LOCATION ALGORITHM FOR DCS DRIFTING BUOY

Hideo Nishida*

Abstract

A location algorithm for DCS drifting buoy is presented. It is developed as a part of LUT (Local User's Terminal) and designed to be used in a micro-computer. An experiment in which real drifting buoy data were used verified the usefulness of this algorithm.

1. Introduction

A DCS aboard the satellites in polar orbit can detect the position of a platform. Since the first DCS experiment on NIMBUS-7, this characteristic has been recognized to be quite useful for movable observation platform. Presently, ARGOS undertakes a function of DCS center and provides sensor and location data to the users in the world.

On the other hand, usefulness of a handy real time receiver terminal which catches a satellite down-link transmission wave has become to be recognized gradually. This handy receiver terminal is called LUT (Local User's Terminal) and is useful when we need real time data and a platform location. Japanese Hydrographic Department has been conducting buoy experiment since 1980 aiming at Kuroshio Current fluctuation using ARGOS. The department also initiated a development of LUT in 1982.

This paper describes an algorithm for locationing of a drifting buoy, which is a part of the LUT system. The algorithm uses basically the same principle as NNSS. An outline of NNSS locationing system can be found in many articles (for example, Kimura 1976). The difference between DCS location and NNSS location is that the former uses the Doppler effect of transmission wave from a platform while the latter uses the effect of wave from satellites. The same idea as in the DCS location is studied in SAR (Search and Rescue system) using polar orbit satellites. (Migaki 1981). In this paper, location algorithm especially for ocean observation platform like drifting buoys is discussed and location experiment using real data is given. The computation can be conducted on low cost micro computer. This fact is useful to the users who can not enjoy large computer service.

2. Algorithm

(1) Principles

As is explained in every textbook of physics, Doppler shift of frequency depends on the relative speed of transmitter and receiver. In DCS, the transmitter is on a platform and the receiver is on-board DCS itself. The situation is expressed in Fig. 1. The Doppler shift in Fig. 1 situation is given as follows.

$$F_d = \frac{v}{c} \cos \theta F \quad \dots\dots\dots (2, 1)$$

315
The transmitter which gives a certain value of Doppler shift lies on the cone on which $\cos \theta$ in eq. (2,1) is constant. Therefore, the platform should be on the intersection curve of the above cone and sea surface. ARGOS platform transmits a signal sporadically at every one minutes. When multiple receipts of signal at different satellite positions are obtained, the platform position can be determined as an intersection point of several intersection curves. It should be noted that there are two equivalent solutions on both sides of a satellite orbit and we can not determine which the correct one is from the Doppler data only.

Although in practical computation the above theoretical method is not used. One of the reason is that precise frequency value is not usually available from a buoy which has drifted for a long time with no maintenance.

(2) Practical Procedure

First we give a rough estimate of a position and frequency and compute the frequency which should be received by DCS. The difference between computed frequency and observed frequency gives an error which is utilized to compute the first order correction on position and frequency. These corrections are applied to the assumed position and frequency. The new set of position and frequency is put in a same procedure. This convergence process continues to a certain limit where corrections become smaller than the preset values. A flow chart of the procedure is given below.

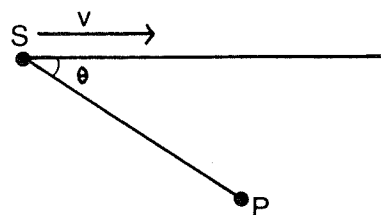
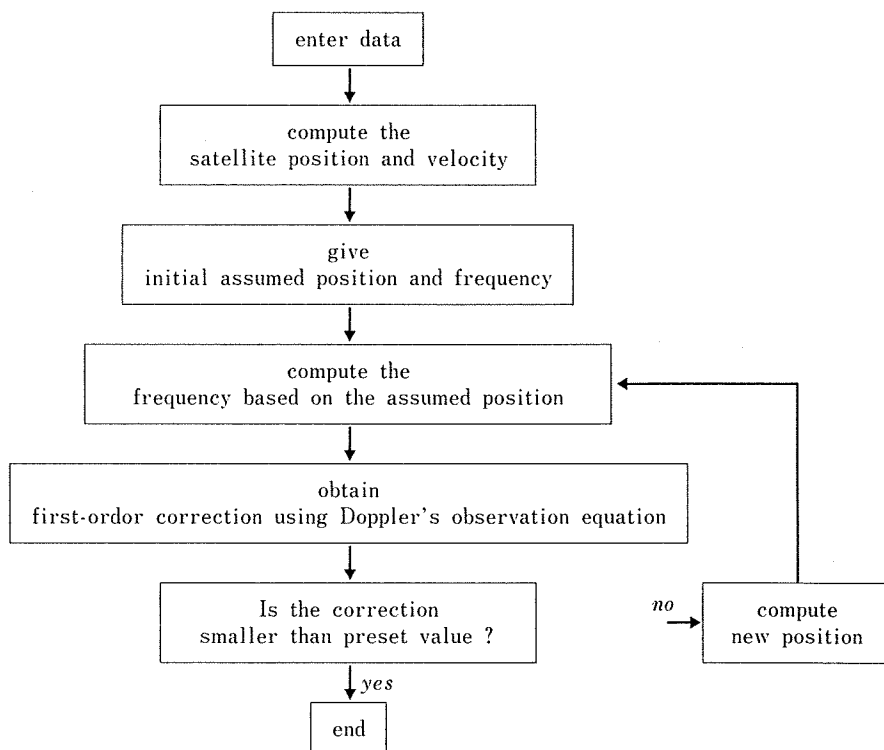


Figure 1 Satellite and platform configuration. S stands for satellite and P for platform. The satellite is moving at the velocity of v .



(3) Data

The time and received frequency values are transmitted from satellites on down-link transmission wave (136.77 and 137.77 MHz). Usually several set of data are available. Satellite orbit elements, which is used to compute the satellite position and velocity, should be obtained from a certain national satellite center. In Japan JMA (Japan Meteorological Agency) can provide those information.

(4) Satellite Position and Velocity

Satellite orbit is calculated on the basis of osculating element concept. Six orbital elements with its first-order time derivative are used to give the position and velocity of satellite. Suppose there are n data set (time and frequency) in one satellite pass. We compute the satellite position and velocity at each time point. First we compute the satellite position on orbital plane (Fig. 2). Detailed formulas are given in the Appendix. This set of data is transformed into a geocentric equatorial coordinate (Fig. 3). Transformation matrix is as follows.

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \Omega & -\sin \Omega & 0 \\ \sin \Omega & \cos \Omega & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos i & -\sin i \\ 0 & \sin i & \cos i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos w & -\sin w & 0 \\ \sin w & \cos w & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \\ 0 \end{pmatrix} \dots\dots\dots (2 \cdot 2)$$

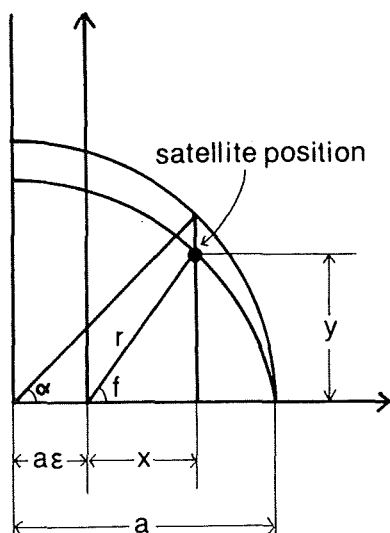


Figure 2 Satellite position in orbital plane.

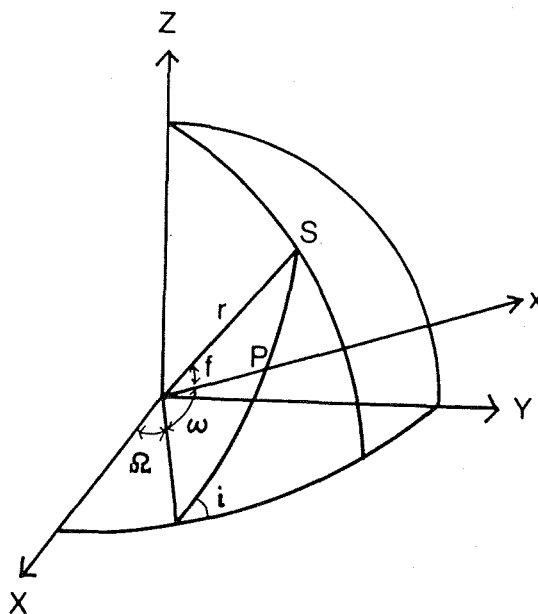


Figure 3 Transformation from satellite orbital plane to equatorial rectangular coordinate. X-axis is directed to vernal equinox, and Z-axis is directed to polaris.

(5) Initial Assumed Position

There are several ways to give an initial assumed position and frequency. In every day operation former day's position and frequency is usually available. These data are good approximation for true values. When these data are not available, we can roughly estimate the position from frequency difference between successive receipts (Migaki 1981). Furthermore, we can even divide ocean surface into a mesh, and try every grid point one by one until we find a point which produces convergence.

(6) Doppler's Observation Equation

Doppler shift (Fd) can be expressed with a platform latitude (ϕ), longitude (λ) and frequency (F). Observed frequency is :

$$f = F + Fd = F + g(\phi, \lambda, F) \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 3)$$

The difference between observed frequency and calculated frequency based on assumed position can be expanded with the differences of latitude ($\Delta\phi$), longitude ($\Delta\lambda$) and frequency (ΔF) as :

$$\Delta f = \frac{df}{d\phi} \Delta\phi + \frac{df}{d\lambda} \Delta\lambda + \frac{df}{dF} \Delta F = \frac{dg}{d\phi} \Delta\phi + \frac{dg}{d\lambda} \Delta\lambda + \left(H \frac{dg}{dF} \right) \Delta F \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 4)$$

Considering (2 · 1), $\frac{dg}{d\phi}$, $\frac{dg}{d\lambda}$, $\frac{dg}{dF}$ can be expressed as :

$$\left. \begin{aligned} \frac{dg}{d\phi} &= \frac{vF}{c} \frac{d(\cos\theta)}{d\phi} \\ \frac{dg}{d\lambda} &= \frac{vF}{c} \frac{d(\cos\theta)}{d\lambda} \\ \frac{dg}{dF} &= \frac{v}{c} \cos\theta \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 5)$$

In order to execute the differentiation in (2 · 5), we must have $\cos\theta$ expressed apparently with (ϕ, λ, F). In equatorial rectangular coordinate, $\cos\theta$ can be expressed as :

$$\cos\theta = \frac{\frac{dX_s}{dt}(X_p - X_s) + \frac{dY_s}{dt}(Y_p - Y_s) + \frac{dZ_s}{dt}(Z_p - Z_s)}{\sqrt{\left(\frac{dX_s}{dt}\right)^2 + \left(\frac{dY_s}{dt}\right)^2 + \left(\frac{dZ_s}{dt}\right)^2} \sqrt{(X_p - X_s)^2 + (Y_p - Y_s)^2 + (Z_p - X_s)^2}} \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 6)$$

where (X_s, Y_s, Z_s) is a satellite position, $\left(\frac{dX_s}{dt}, \frac{dY_s}{dt}, \frac{dZ_s}{dt}\right)$ is a satellite velocity and (X_p, Y_p, Z_p) is a platform position. Transformation from (ϕ, λ) to equatorial rectangular coordinate can be made using the equation (Tsubokawa 1974),

$$\begin{pmatrix} X_p \\ Y_p \\ X_p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (N + hg) \cos\phi \cos(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ (N + hg) \cos\phi \sin(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ (1 - e^2)N + hg \sin\phi \end{pmatrix} \quad \dots\dots\dots (2 \cdot 7)$$

where $N = a(1 - e^2) \sin^2\phi$

where a is semi major-axis of the reference ellipsoid

e is eccentricity of the reference ellipsoid

hg is geoid height from reference ellipsoid

ω is angular velocity of the Earth

and λ_0 is Greenwich sidereal time

Constants for reference ellipsoid WGS-72 are given in Appendix.

With the use of (2 · 6) and (2 · 7), the differentiation in (2 · 5) can be made. Complete expression is given in Appendix. We conduct a computation at each receiving time, and obtain a set of equations in the form of (2 · 4). Usually the number of equations is greater than three, that is, the number

of unknown variables. In that case, we apply least square method to the set of equations to obtain correction values ($\Delta\phi$, $\Delta\lambda$, ΔF). With the use of these correction values, we have a new set of position and frequency. As is explained in 2 · 2, this procedure repeats until we have sufficiently precise values.

3. Experiment

An experiment was made using data taken in Oct. 1, 1981. The platform was a drifting buoy (ID, No. 2029) launched by the Hydrographic Department. A satellite pass and the receiving points are shown in Fig. 4. Five data were above noise level. After some trial and error, the computation converged and a platform position (24.81°N , 141.70°E) and frequency (401650216Hz) were obtained. This position is shown as a solid triangle in Fig. 4. In order to investigate the effect of a choice of an initial assumed position on the convergence, every one-degree grid point in the area enclosed by 35° and 5° latitude and 125° and 163° longitude were tested as an initial assumed position.

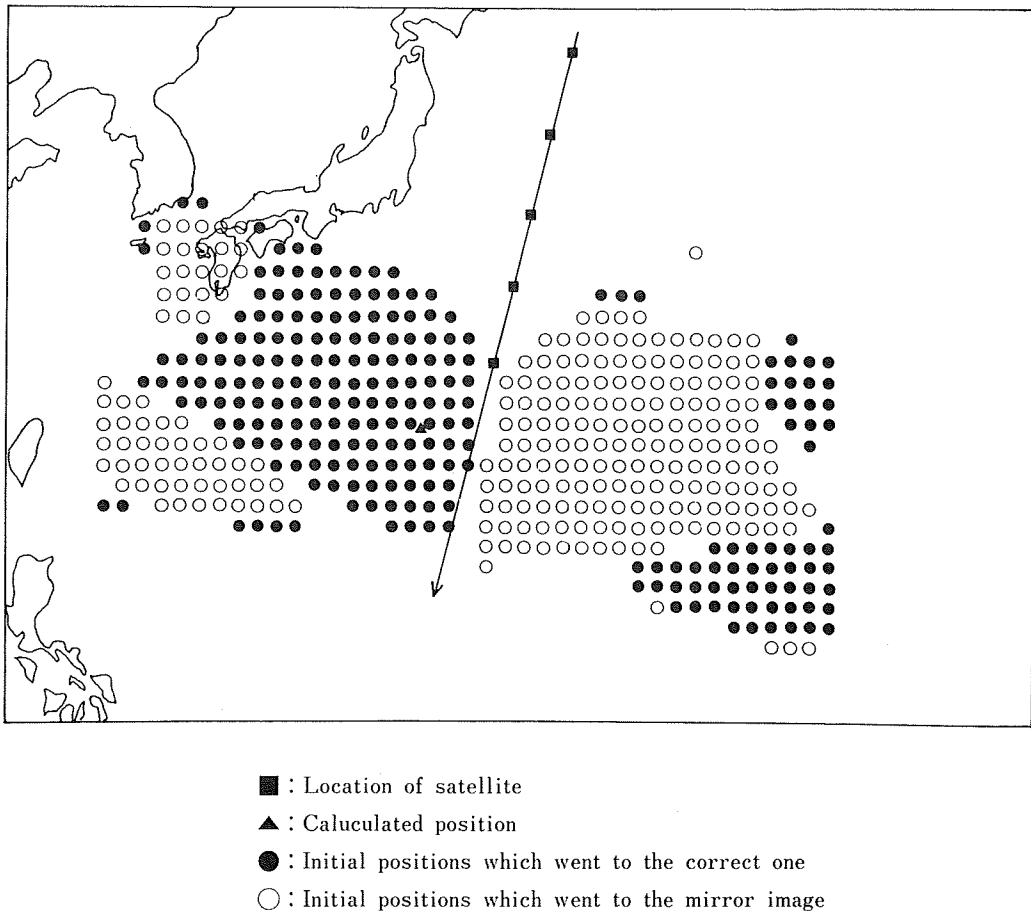


Figure 4 Map showing the dependence of choice of initial-position upon the convergence computation. For details see the text.

As an initial frequency, the true value that is, 401650216Hz adopted. In this computation final convergence is judged when correction values (of latitude and longitude) became less than 10^{-5} rad. And also, when the number of repetition went over twenty, the computation was judged as divergence. Solid circles in Fig. 4 show points from where computation converged into the true point. Open circles show points from where the computation converged into the mirror point. As is shown in Fig. 4, a very large area can be taken as an initial assumed position. All the time when convergence was reached, the number of repetition was less than ten. Using a personal computer (NEC model PC-8800), a convergence computation was accomplished in less than two minutes.

Appendix 1

Satellite position in orbital plane is obtained in the following way. The position (X,Y) in Fig. 2 is expressed with semi-major axis (a), eccentric anomaly (α) and eccentricity (ϵ) as :

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r \cos f \\ r \sin f \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a(\cos \alpha - \epsilon) \\ a\sqrt{1-\epsilon^2} \sin \alpha \end{pmatrix}$$

We have a relation between eccentric anomaly (α) and mean anomaly (M) as :

$$M = \alpha - \epsilon \sin \alpha$$

Mean anomaly (M) can be expressed as a function of time as :

$$M = \frac{2\pi}{T}(t - t_p)$$

Where T is period and t_p is time when crossing perigee. First we calculate mean anomaly using (A · 3), then we calculate eccentric anomaly (α) using (A · 2). In solving (A · 2), we use iterative method because (A · 2) is a transcendental equation. When we have eccentric anomaly (α), the position can be easily obtained using (A · 1).

Satellite velocity in orbital plane can be obtained as follows. Differentiation of (A · 1) with time gives us,

$$\begin{pmatrix} \frac{dX}{dt} \\ \frac{dY}{dt} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a \sin \alpha \frac{d\alpha}{dt} \\ a(1-\epsilon^2) \frac{1}{2} \cos \alpha \frac{d\alpha}{dt} \end{pmatrix}$$

Differentiating (A · 2) with time, we derive after some manipulation,

$$\frac{d\alpha}{dt} = \frac{\frac{dM}{dt}}{1 - \epsilon \cos \alpha}$$

$\frac{dM}{dt}$ can be easily obtained using (A · 3). With the use of (A · 5), we can have a velocity in a orbital plane $\left(\frac{dX}{dt}, \frac{dY}{dt}\right)$. Those two data (X · Y), $\left(\frac{dX}{dt}, \frac{dY}{dt}\right)$ can be transformed into the equatorial rectangular coordinates using (2 · 2).

Appendix 2

Apparent form of $\frac{d(\cos \theta)}{d\varphi}$ and $\frac{d(\cos \theta)}{d\lambda}$ in (2.5) are obtained as follows. We differentiate equation (2.6) with φ and λ . Because satellite position (X_s, Y_s, Z_s) and satellite velocity $\left(\frac{dX_s}{dt}, \frac{dY_s}{dt}, \frac{dZ_s}{dt}\right)$ are both independent of (φ, λ) , the differentiation gives us for,

$$\begin{aligned} \frac{d(\cos \theta)}{d\varphi} &= \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{dX_s}{dt}\right)^2 + \left(\frac{dY_s}{dt}\right)^2 + \left(\frac{dZ_s}{dt}\right)^2}} \times X_d^2 + Y_d^2 + Z_d^2 \frac{A^*}{X_d^2 + Y_d^2 + Z_d^2} \\ A^* &= \left(\frac{dX_s}{dt} \frac{dX_d}{d\varphi} + \frac{dY_s}{dt} \frac{dY_d}{d\varphi} + \frac{dZ_s}{dt} \frac{dZ_d}{d\varphi}\right) \sqrt{X_d^2 + Y_d^2 + Z_d^2} \\ &\quad - \left(\frac{dX_s}{dt} X_d + \frac{dY_s}{dt} Y_d + \frac{dZ_s}{dt} Z_d\right) \frac{1}{2} \left(X_d^2 + Y_d^2 + Z_d^2\right)^{-\frac{1}{2}} \frac{\alpha}{\alpha\varphi} \left(X_d^2 + Y_d^2 + Z_d^2\right) \end{aligned}$$

where

$$\begin{pmatrix} X_d \\ Y_d \\ Z_d \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_p - X_s \\ Y_p - Y_s \\ X_p - Z_s \end{pmatrix}$$

We have completely the same equation as (A.6) for λ except φ should be λ . replaced by λ . Upon inspection of equation (A.6), we know that the terms which we need are $\frac{dX_d}{d\varphi}, \frac{dY_d}{d\varphi}, \frac{dZ_d}{d\varphi}$. The situation is the same for λ -terms, and finally we arrive to calculate six terms, i.e., $\frac{dX_d}{d\varphi}, \frac{dX_d}{d\lambda}, \frac{dY_d}{d\varphi}, \frac{dY_d}{d\lambda}, \frac{dZ_d}{d\varphi}, \frac{dZ_d}{d\lambda}$.

The calculation can be made using (2.7),

$$\begin{aligned} \begin{pmatrix} \frac{dX_d}{d\varphi} \\ \frac{dY_d}{d\varphi} \\ \frac{dZ_d}{d\varphi} \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} \frac{dX_p}{d\varphi} \\ \frac{dY_p}{d\varphi} \\ \frac{dZ_p}{d\varphi} \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} \frac{dN}{d\varphi} \cos\psi \cos(\lambda_0 + \omega t + \lambda) - (N + hg) \sin\psi \cos(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ \frac{dN}{d\varphi} \cos\psi \sin(\lambda_0 + \omega t + \lambda) - (N + hg) \sin\psi \sin(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ (1 - e^2) \frac{dN}{d\varphi} \sin\psi + \{(1 - e^2)N + hg\} \cos\psi \end{pmatrix} \\ \begin{pmatrix} \frac{dX_d}{d\lambda} \\ \frac{dY_d}{d\lambda} \\ \frac{dZ_d}{d\lambda} \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} \frac{dX_p}{d\lambda} \\ \frac{dY_p}{d\lambda} \\ \frac{dZ_p}{d\lambda} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -(N + hg) \cos\psi \sin(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ (N + h) \cos\psi \cos(\lambda_0 + \omega t + \lambda) \\ \end{pmatrix} \end{aligned}$$

where

$$\frac{dN}{d\varphi} = a(1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{-\frac{3}{2}} e^2 \sin\psi \cos\psi$$

Appendix 3

Least square method as applied to (2·4) is the following. Equations in the form of (2·4) derived for different time points form simultaneous liner equations for the unknown variables. ($\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$, ΔF).

$$\Delta f_k = \left(\frac{dg}{d\psi}\right)_k \Delta\psi + \left(\frac{dg}{d\lambda}\right)_k \Delta\lambda + \left(1 + \frac{dg}{dF}\right)_k \Delta F$$

$$(K = 1, \dots, n)$$

When the number n is greater than three, we apply least square method. Normal equations for (A·11) are :

$$\begin{pmatrix} \sum a_k \Delta f_k \\ \sum b_k \Delta f_k \\ \sum c_k \Delta f_k \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum a_k a_k & \sum a_k b_k & \sum a_k c_k \\ \sum b_k a_k & \sum b_k b_k & \sum b_k c_k \\ \sum c_k a_k & \sum c_k b_k & \sum c_k c_k \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta\psi \\ \Delta\lambda \\ \Delta F \end{pmatrix}$$

where

$$a_k = \left(\frac{dg}{d\psi}\right)_k, \quad b_k = \left(\frac{dg}{d\lambda}\right)_k, \quad c_k = \left(1 + \frac{dg}{dF}\right)_k$$

Appendix 4

Constants of the reference ellipsoid WGS-72 are as follows.

$$a = 6378135.00 \text{ (meter)}$$

$$f \text{ (flattening coeff.)} = 1/298.2600$$

Eccentricity (e) can be obtained from f using the relation :

$$e^2 = (2-f) f$$

References

- Kimura, K. 1977 : satellite Navigation (in Japanese), Kaibundo, Tokyo, pp190.
 Migaki, M. 1981 : On a method of position location for a Search and Rescue System with an orbiting satellite, Electronic Navigation Res. Inst. Pap., No. 34, pp. 37-60.
 Mueller, I.I. 1964 : Introduction to Satellite Geodesy, Frederic Ungar Publishing Co., New York, pp. 415.
 Tsubokawa, I. 1974 : Outline of Geodesy (in Japanese), Japan Geodetic Society, Tokyo, pp. 511.

漂流プイの位置算出アルゴリズム (要旨)

西 田 英 男

DCSを利用した漂流プイの位置算出アルゴリズムを作成した。これはLUTの一部として開発したもので、マイクロコンピュータで使用できるようになっている。実際の漂流プイデータを利用して計算を行った結果、満足できる精度が得られた。

三沢沖の沿岸流について

小田 巻 実*

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA NORTH EAST COAST OF JAPAN

Minoru Odamaki*

Abstract

The coastal current off MISAWA which is located at the north east coast of Japan (Fig. 1), usually flows southward along the coast and shows various fluctuations influenced by the Tsugaru warm current and seasonal winds.

This paper shows the results of current observations which were carried out in that area during winter (from Dec. 1978 to Jan. 1979) and in autumn (from Aug. to Nov. 1979).

In winter, current directions are almost limited to north or south (Fig. 5), and several day period and diurnal period fluctuations are dominant (Fig. 7).

In autumn, east west components normal to the coast, add to the north south current (Fig. 8). Specially, a semidiurnal tidal current appears in the east west components (Fig. 11). It is indicated that these phenomena are caused by an internal wave mode with seasonal thermocline. This is because the water temperature record at the site also shows a semi-diurnal fluctuation.

1. はじめに — 三沢沖の流況の背景となる津軽暖水の挙動

外洋性沿岸域あるいは開放型沿岸域という術語は、単に地形的に外海に面している沿岸域を意味しているだけではない。流れを見ても、内湾域のように潮流が卓越するのではなく、外洋の海流や気象の影響を受けた流れが潮流成分以上に混在している。このような流れは海潮流あるいは沿岸流と呼ばれることが多い。その意味で外洋性沿岸域とは、潮流推算によってある程度まで流況予報の可能な内湾域と異なり、外からの影響を受けやすく、流れの不確定要素が多い海域ということができよう。本報告で取りあげる三沢沖も外洋性沿岸域の一種と考えられ、そこでの流況の背景をなす津軽暖水についてあらかじめ紹介しておくこととする。

三沢が位置する尻屋崎から八戸・鮫角にかけての海域(第1図)は、岸線がほぼ南北に走るもの200m等等深線は三沢の北側で沖に張り出し、三沢付近は陸棚状の地形となっている。ここには、日本海を北上した対馬暖流系の海水が津軽海峡を抜け、岸に沿って南下している。この海水は、周囲の親潮系の海水に比べて

Received 7 January 1985.

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

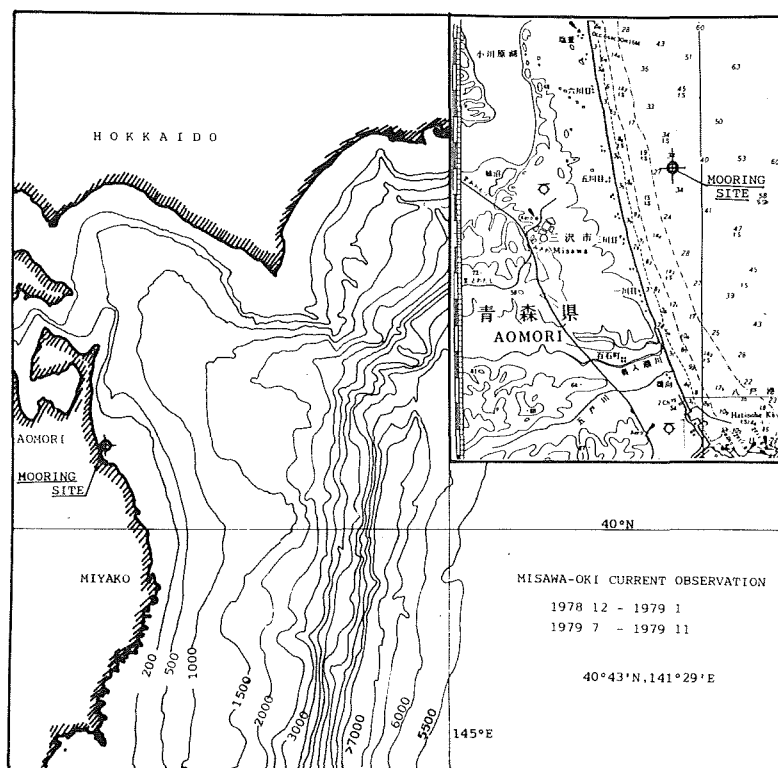


Figure 1 The location of observation point and bottom topography.

高温なので津軽暖水と呼ばれ、その分布形態には沿岸域に捕捉された沿岸モード(Coastal mode)と沖に張り出して暖水塊を形成する渦流モード(Gyre mode)があると言われている(第2図, CONLON, 1982). 秦(1973)によると、津軽暖水の張り出しは、津軽海峡の通過流量と密接な関係があり、7月頃に通過流量が増大した後、2ヶ月ほど遅れて9月頃に大きくなるようである。最近、杉本・川崎(1984)は、水理模型実験によって津軽暖水の分布形態をさらに分類し、沿岸に沿うモード(J)と、流れは岸から剥離するが円形の渦としては十分に発達しない右旋ループ流のモード(L)、円形の渦が大きく発達し続ける渦流モード(G)の三形態に分け(第3図)、津軽海峡の通過流量の増加に従ってJからL、LからGへと変化することを示した。一方、湊(1982, 1983)は、津軽暖水の張り出しを直線的な沿岸域に放出された低密度水の地衡流調節(geostrophic adjustment)の問題として理論的に扱い、張り出しが広いほど地衡流として安定しやすいことを示し、さらに渦流モードを作るには、津軽海峡を通過する海水の運動量よりも

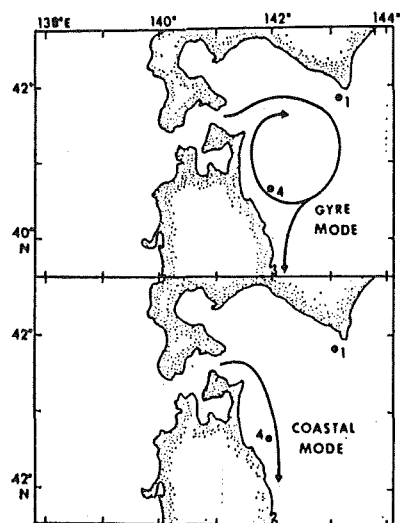
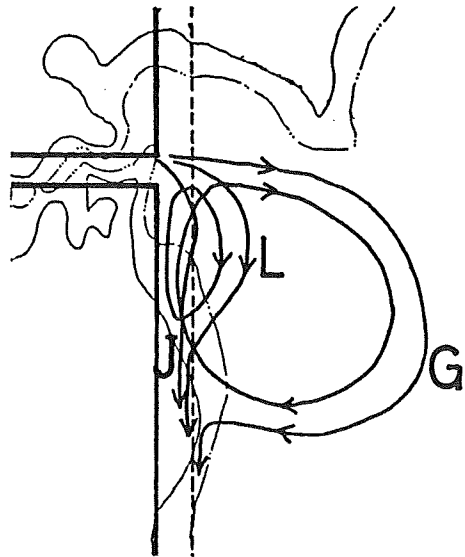


Figure 2 Tsugaru warm water and current pattern (CONLON, 1982).
above: Gyre mode, below: Coastal mode.

量としての流量が重要であることを明らかにした。また花輪(1984)は、「沿岸境界流」に関する総説の中で津軽暖水と親潮第1分枝との間の前線の波動状じょう乱について、沿岸フェリーの航走水温記録から、津軽海峡での張り出しの後に、親潮系水が三陸沿岸へ接近するような、言わば前線の波打ち現象が存在することを示唆した。すなわち、津軽暖水は、基本的には前述の分布形態となるものの、ほとんど常に前線のじょう乱を伴っていると考えるのがよさそうである。

本報告では、1978~79年の三沢沖の測流結果にもとづき、三沢沖沿岸流況、とくに津軽暖水の分布形態と水温構造の変化に関係した沿岸流況の変動について述べることにする。



2. 青森県三沢沖における長期測流

水路部および第二管区海上保安本部水路部では、1978年12月から1979年1月にかけての2ヶ月間と、

1979年7月から11月の夏、秋に亘って青森県三沢市沖 約3海里的地点(第1図)で沿岸流の観測を実施した。

流速計(ベルゲン・ローター型)は、海底から5m、海面からほぼ30mの所に立ち上げ方式(第4図)で設置された。

連続して観測したのはこの1点1層だけであるが、夏と秋には数点の短期測流、GEK・BT観測を実施して補助資料とした。

(1) 冬期の観測結果

第5図(a)の流速記録では、周期的に南北に流向を変える数10cm/s程度の流れが現われている。12月4日から8日までは、1日周期の変化が顕著であるが、12月9日から15日にかけてはその上に1日おきに南流と北流が交代して現われている。12月16日から24日にかけては、弱い南流の上に1日周期成分が重なり、一日に数時間の北流以外は南流である。26~27日頃は荒天で流向が乱れるものの、北流傾向となる。その後、1月3日ぐらいまでは、2、3日単位で交代する南流と北流が顕著である。1月3日から6日頃までは、流速も弱く一日周期成分が顕在化するが、1月8日から1月15日までは南流が卓越する。16日から21日までは、2日周期の南北流が現われる。

第5図(b)は、1日以下の短周期成分を除去するために25時間移動平均をかけたものである。北流の持続する期間は1日から3日ほどで、南流は北流に比べ長い期間継続する傾向がある。変動の周期としては2~3日周期が見られ、12月5日から12日頃、12月27日から31日頃、1月16日から21日頃に顕著である。

第5図(c)は、流速計に付いている水温計の記録である。観測開始時は12℃台であったが、終了期には8℃にまで降温した。この水温記録では、全期間ゆるやかな降温傾向にあったが、時々0.5℃ほどの楔状の低温状態が現われることがある。例えば12月13日前後、19日頃、1月4日5日頃、1月12日前後、1月21日頃である。そして、この楔状の低温状態は、第5図(a)と対応させると、南流の開始あるいは増大の直後や数時間

Figure 3 Current pattern of Tsugaru warm water by hydraulic model (Sugimoto and Kawasaki 1984). J: coastal jet, L: clockwise loop current, G: gyre mode.

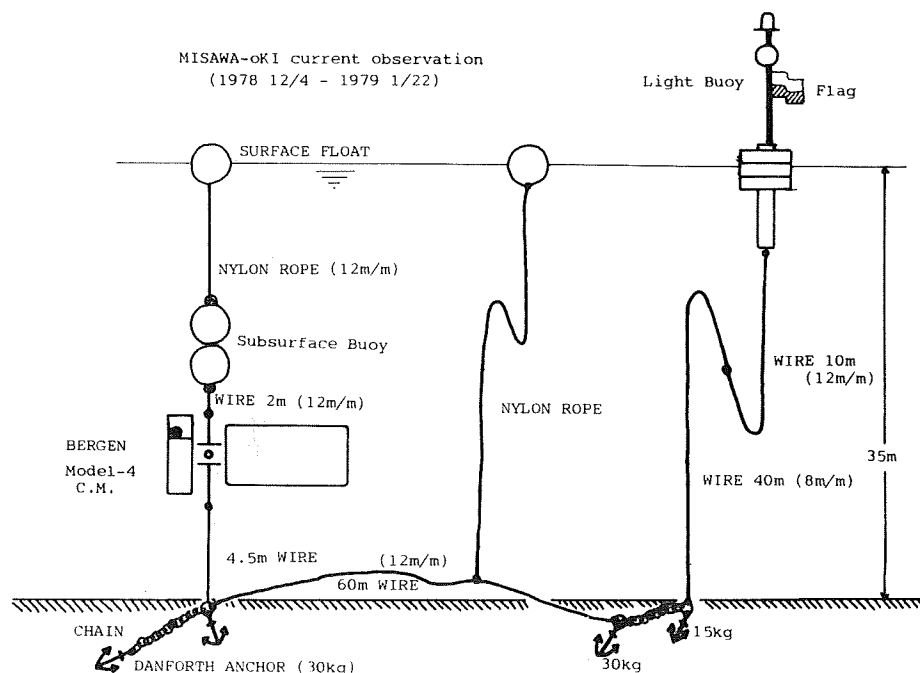


Figure 4 Current meter mooring set.

後に起っているようである。また、12月9日には観測期間中で唯一回約 1°C 以上の突然の昇温が見られ、その後この高温値が平常状態となる。この突然昇温は南流の最大値出現と同時に起きている。第6図は、観測期間中の表面水温分布の変化を示したものである。12月6日から10日の状態に比べ次の11日から15日の図では、津軽暖水の張り出しが強まり、水温も約 1°C 上昇している。この期間以外は津軽暖水の勢力は弱く、等温線の凝集した前線部は沿岸部に押しつけられた形となっている。すなわち、12月9日の昇温と南流の増大は、この津軽暖水の張り出しと対応したものと考えられる。

第7図は、流速変動の相関関数(a)、パワースペクトル(b)、コヒーレンスと回転係数(c)である。南北成分の自己相関には、1日周期がたいへん顕著であるが、東西成分の自己相関では、一日周期とともに極短周期成分が見られる。パワースペクトル(b)では、南北成分は1日周期成分が最も顕著で、2～3日周期が続く、半日周期も小さいピークを作る。東西成分は、どの周期においても南北成分よりも弱く、1日周期のピークも顕著であるが、その大きさは南北成分の10分の1以下である。東西成分の半日周期には、ピークがない。1日周期の南北・東西成分のコヒーレンス(c)は1に近く、安定して存在することを示している。

(2) 夏の観測結果

第8図(a)の夏の流速記録でも様々な周期変動が現われている。観測開始から1ヶ月後ぐらいまでは、1日周期が顕著であり、数日周期の南北流の変動の上に重なっている。第5図の冬期の結果と比べると東西方向の流れも現われるようになっていく。8月26日前後には南北流が弱く、半日周期の東西成分が顕在化する。その後9月上旬には南流が強くなり、特に9日から10日頃は1ノット以上の南流が出現する。9月の下

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA NORTH EAST COAST OF JAPAN

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION

(40-43:1 N, 141-28:5 E)

121

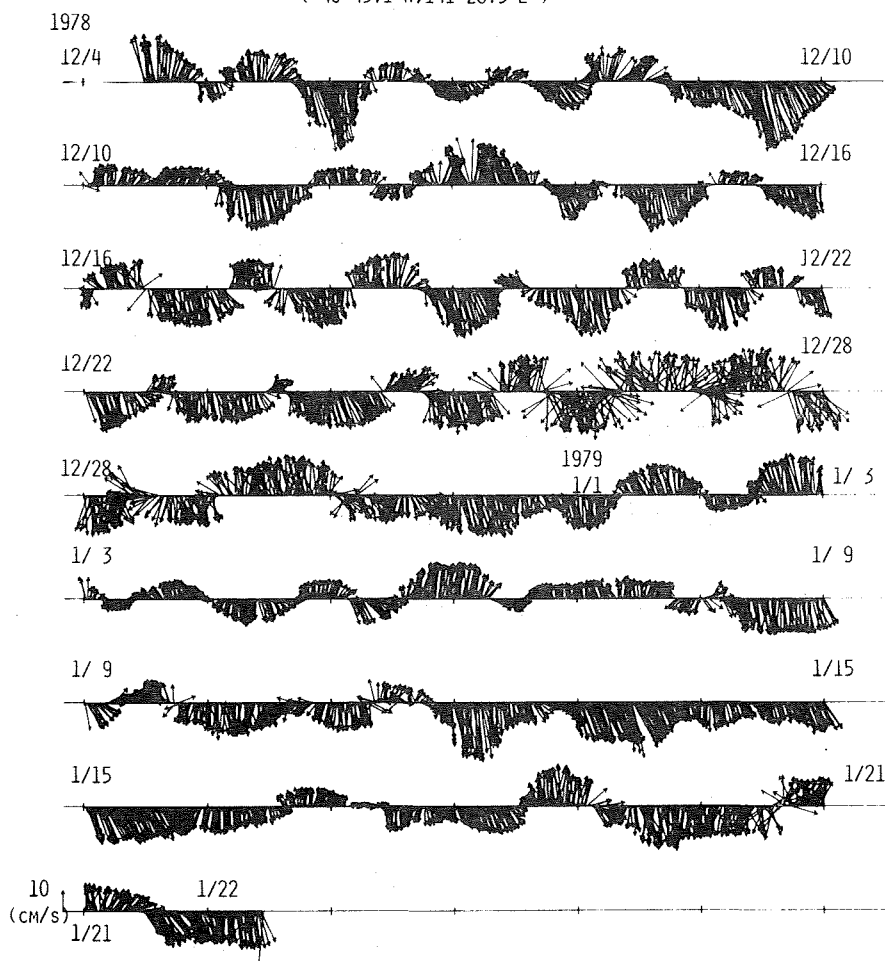


Figure 5 (a) raw current data from 1978 Dec. to 1979 Jan.

旬では、弱い北流傾向となる。10月以降は再び1日周期成分が現われる。なお、この時期は流速計に海草や貝類が付着して見かけ上流速が弱くなっている可能性がある。

第8図(b)の25時間移動平均流では、継続期間の長い南北流の変化の上に2、3日周期の変動が重なっているようである。第9図は、流れのベクトルを次々につなぎ合わせた進行ベクトル図である。(a)は、8月19日から9月8日のもので、8月20日まで南流、26日まで北流、26日以降南流の傾向にあり、その上に短周期変化が重なっていることがわかる。例えば、21日から25日までは1日2回のループを描き、26日から29日にかけては、東西方向の1日2回の変化によってW形の軌跡を作る。第9図(b)は9月8日から10月10日のものである。9月8日から13日までは南流、20日まで北流、25日まで南流、10月7日まで北流が続く。興味深いのは、この期間には強い南流が出現するが、積算すると約1ヶ月間の移動量がほとんどないことである。

第8図(c)は同期間の水温の記録である。全体的な傾向としては8月20日頃まで昇温し、そのまま9月25日頃まで高温を維持した後、ゆるやかな降温に転ずる。8月4日から9月1日までの期間は、短期変動が顕著である。8月4日や6日、8日の約1℃の突然の降温は、岸に向かう西むきの流れの出現(第8図(a))と

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION
 (40-43:11 N , 141-28:5 E)
 25-Hr RUNNING MEAN VELOCITY
 1978 Dec. - 1979 Jan.

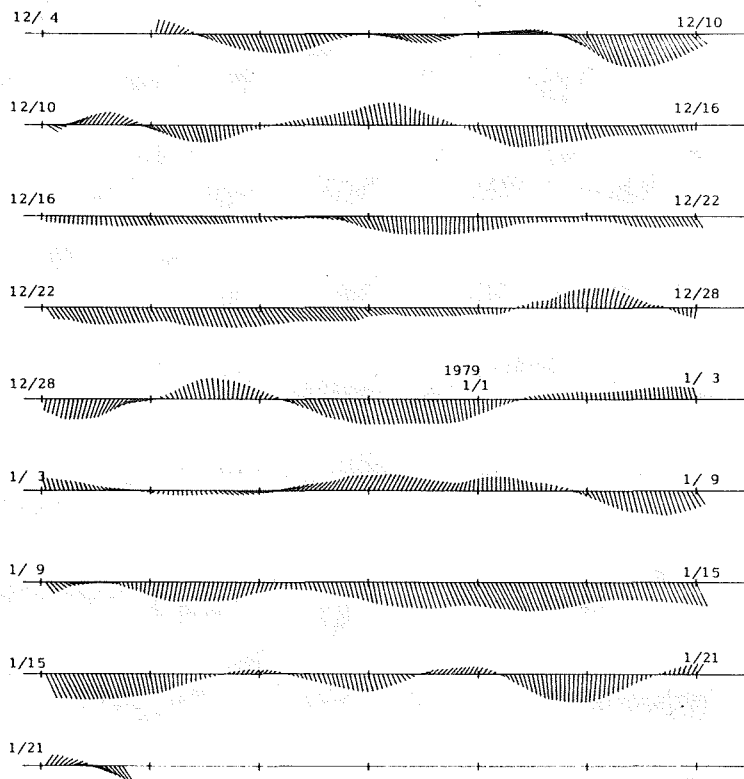


Figure 5 (b) 25 hour running mean in winter.

対応し、東向きの流れに転ずると昇温傾向となる。その後の9月1日頃までの水温変化もこれと同様に、岸に向かう流れの成分が現われると降温、沖向きの成分が現われると昇温となる傾向にある。

第10図は流速計設置時と揚収時の水温分布とGEK流量である。設置時の観測では津軽暖水は大きく張り出した渦流モード（第10図(a)）となっていて、下層に広がる親潮系の低温水との間に強い水温躍層、あるいは水温前線（第10図(c)）を形成している。揚収時には、津軽暖水の勢力は弱く、右旋ループ流もしくは沿岸モード（第10図(b)）となっていて、設置時ほど顕著な水温躍層や前線は見られなかった（第10図(d)）。この水温躍層の変化から考えて、第8図(c)の9月1日頃までの水温短期変動は水温躍層の動きの反映であり、その後に短期変動が現われなくなったのは水温躍層が解消されてしまったからではないかと思われる。

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION
(40-43'1N, 141-28'5E)

TEMPERATURE

1978 Dec. - 1979 Jan.

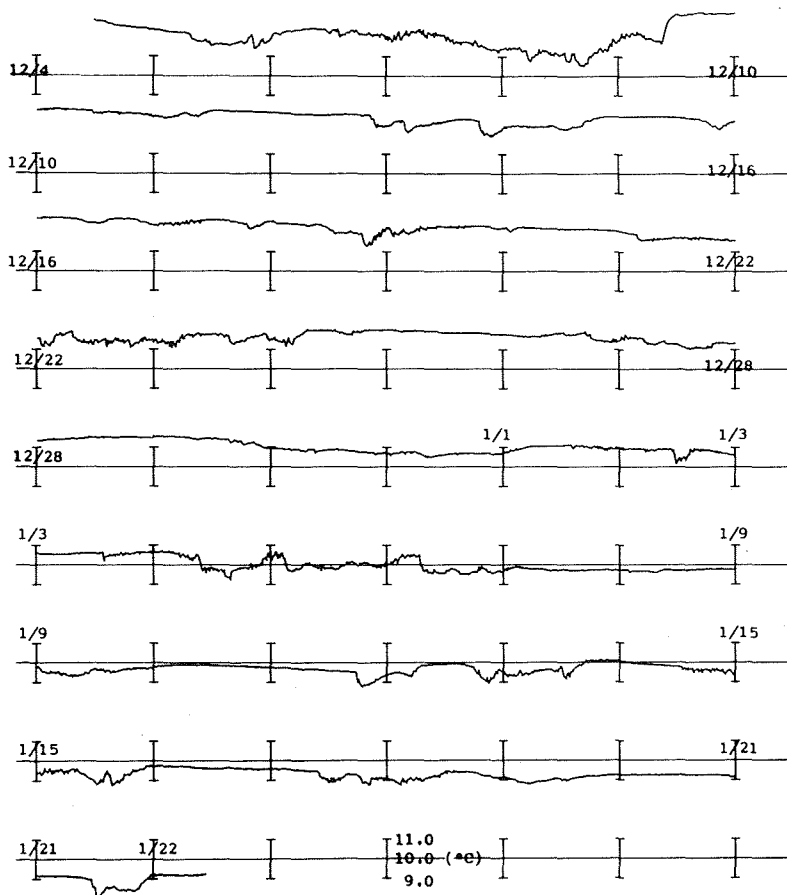


Figure 5(c) temperature in winter.

第11図は、冬期（第7図）と同じく流速変動の時系列解析を行なったものである。南北成分の自己相関（第11図(a)）には、1日周期の変動が理れているが、冬期のもの（第7図(a)）と比べてなかなかマイナス側に転ぜず、長周期の変動が強いことを示している。東西成分で特徴的なのは、冬期には見られなかった半日周期が顕著に現われることである。南北成分のパワースペクトル（第11図(b)）では1日周期のピークは変化がないが、半日周期のピークは冬期（第7図(b)）よりも大きくなっている。東西成分のパワースペクトルでは、冬期には見られなかった半日周期のピークが出現している。この半日周期は、コヒーレンス（第11図(c)）も高く、1日周期は回転係数が0近くで直線的な運動なのに対し、回転係数がマイナス側で時計まわりの円に近い橢円運動を示している。

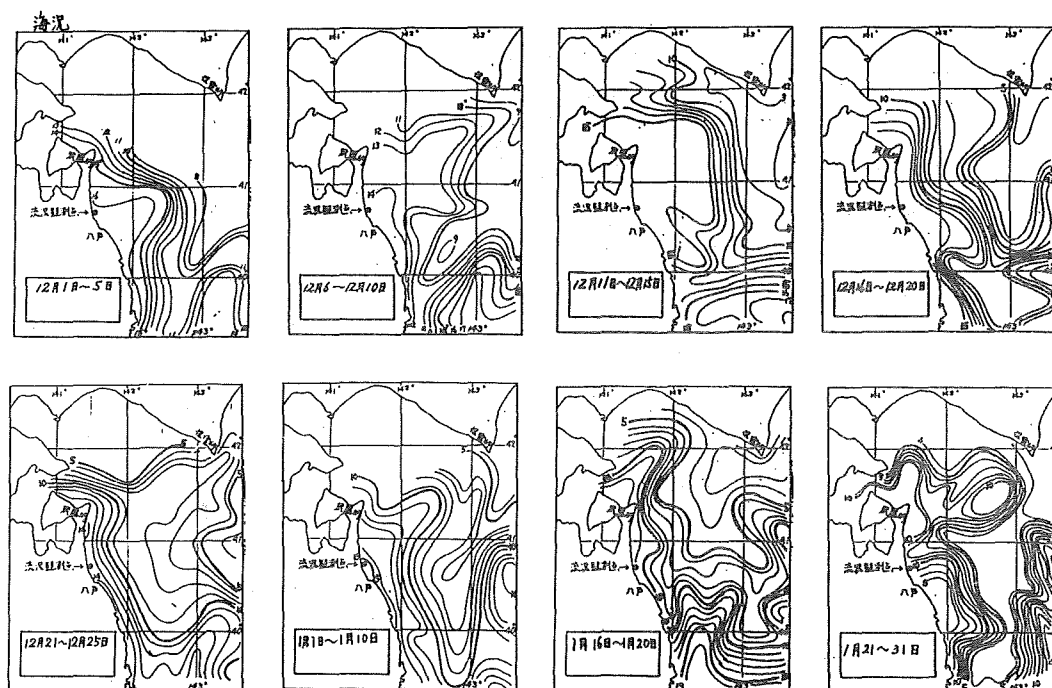


Figure 6 Fluctuation of surface temperature distribution in the same period as fig. 5.
(from Gyokaikyo-sokuhou).

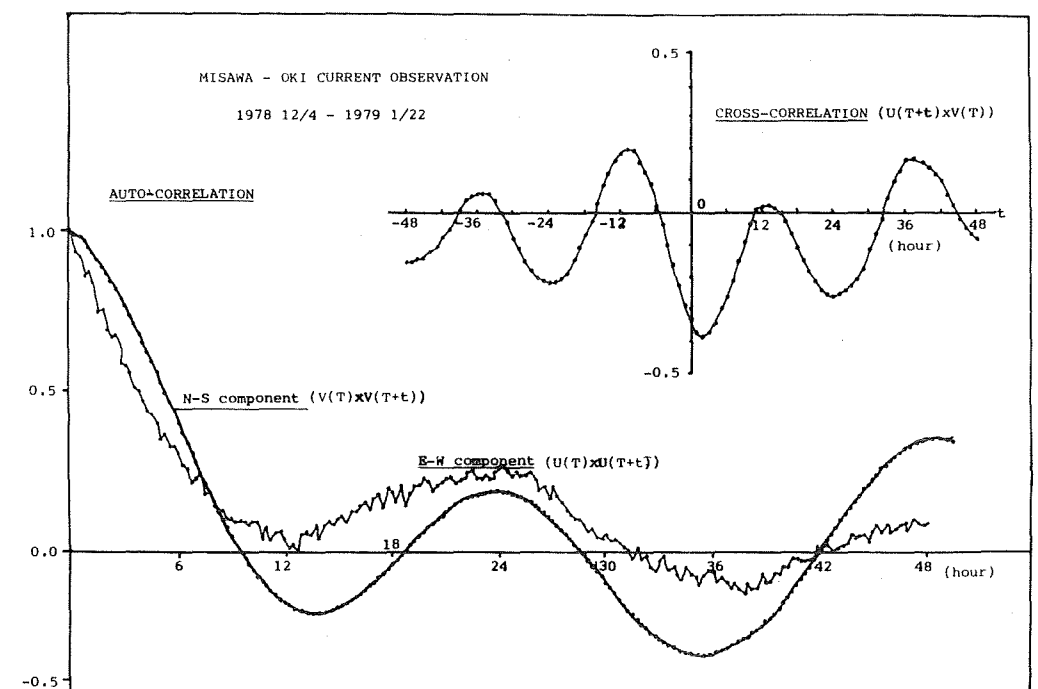


Figure 7(a) Auto and Cross correlations of EW and NS components in winter.

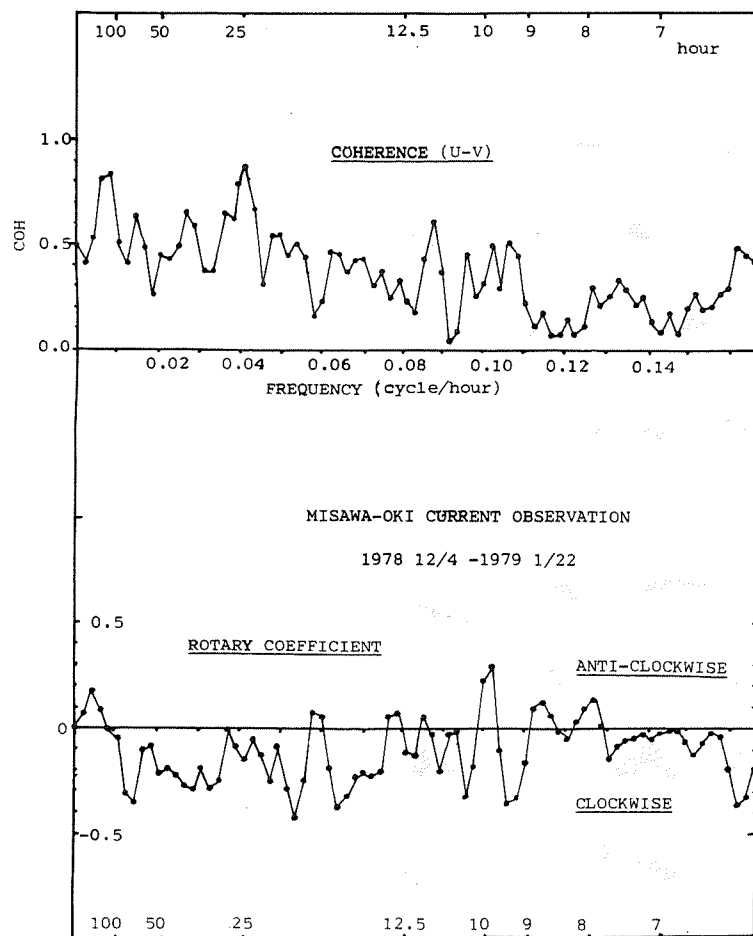


Figure 7(c) coherence and rotary coefficient of current in winter.

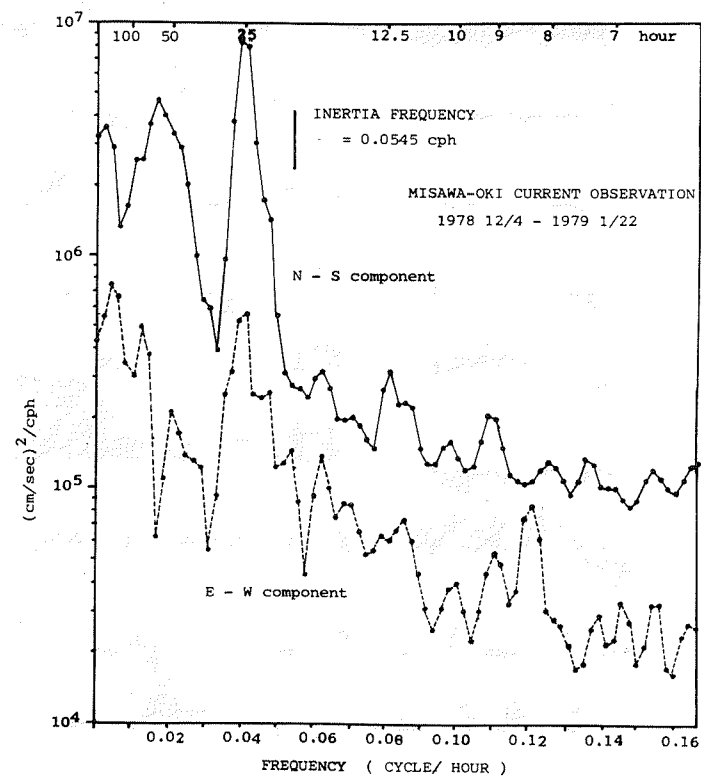


Figure 7(b) Power spectrum of each component in winter.

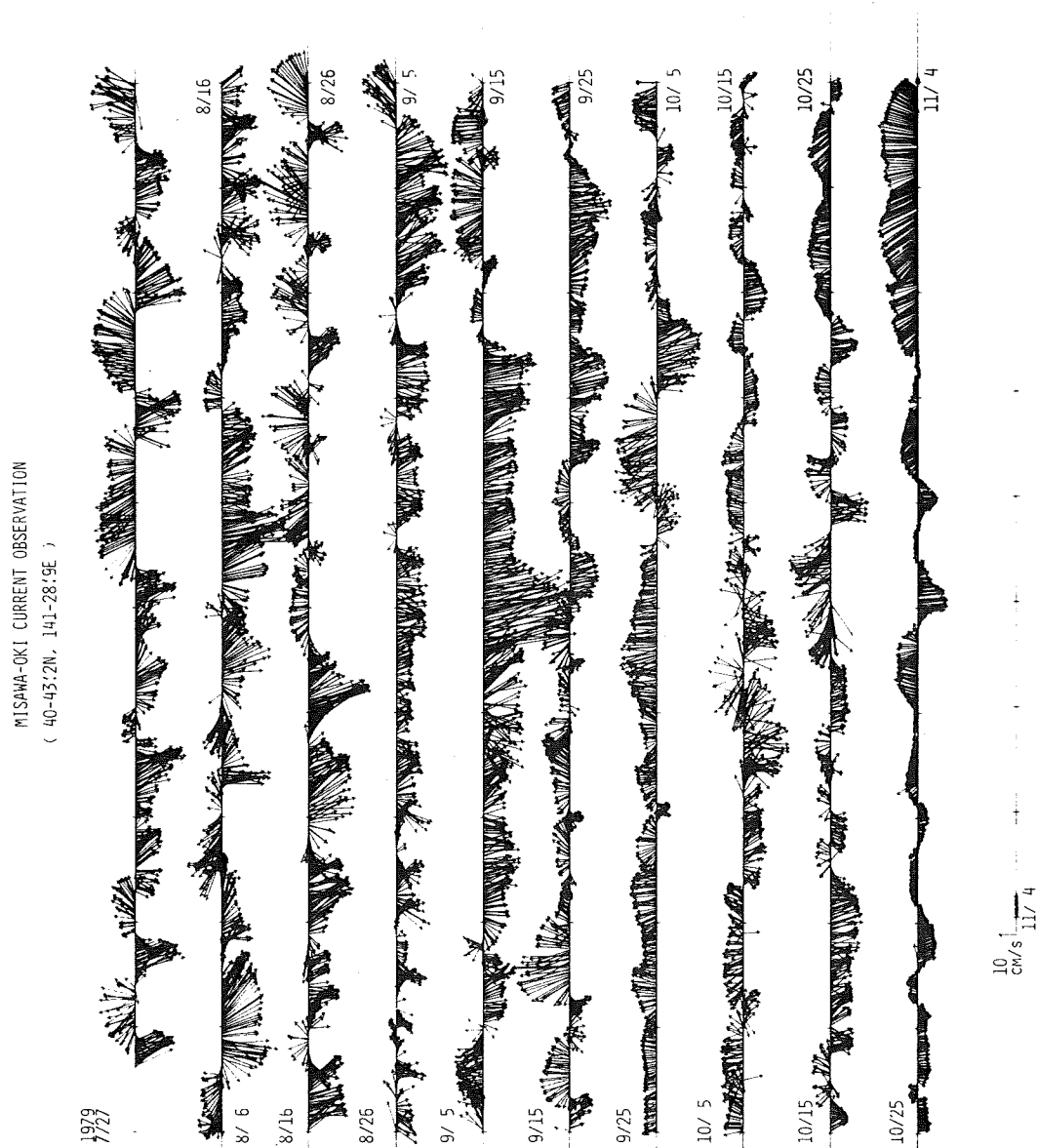


Figure 8(a) raw current data from July to Nov. 1979.

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA NORTH EAST COAST OF JAPAN

127

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION

(40-43.12N , 141-28.19E)

25 Hr. RUNNING MEAN VELOCITY

1979 7/27 - 11/4

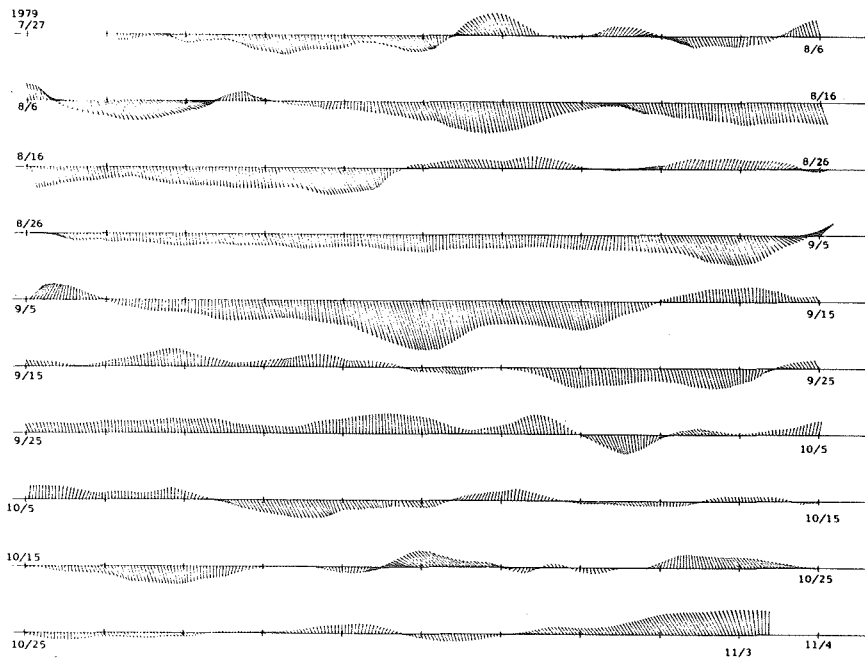


Figure 8(b) 25 hour running mean current in summer.

MISAWA-OKI CURRENT OBSERVATION

(40-43.2N , 141-28.9E)

TEMPERATURE

1979 7/27- 11/4

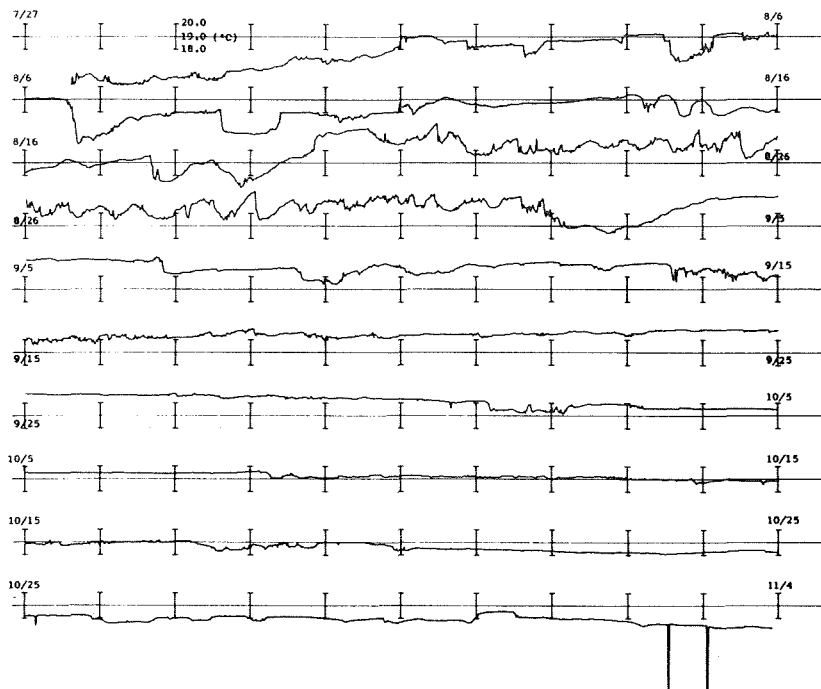


Figure 8(c) temperature in summer.

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM

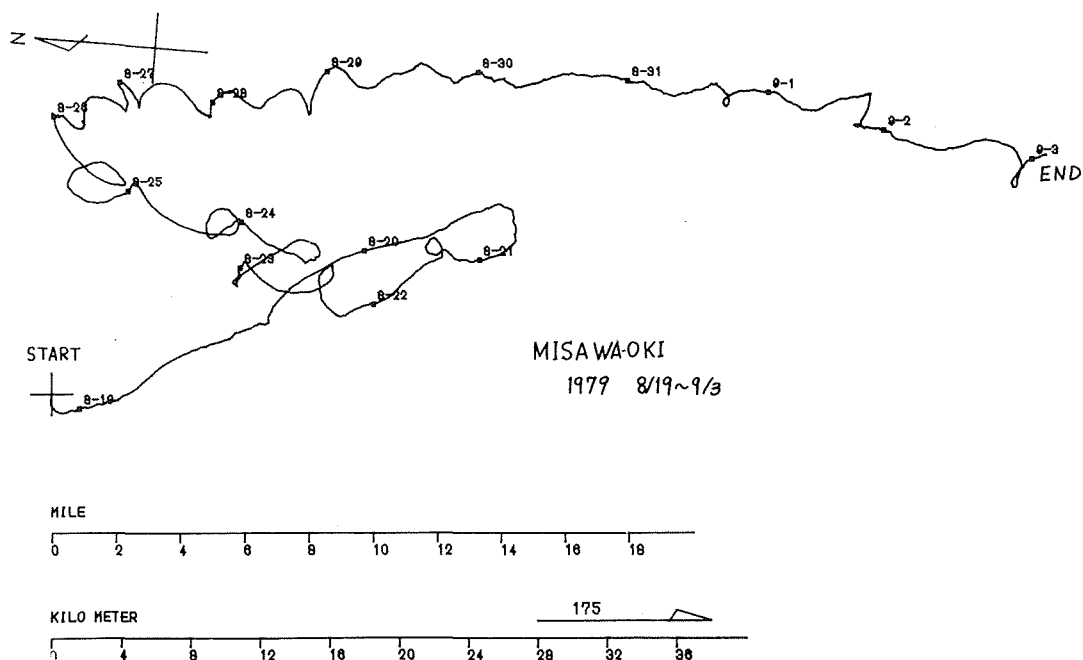


Figure 9(a) Progressive current vector Aug. 10th~Sept. 3rd.

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM

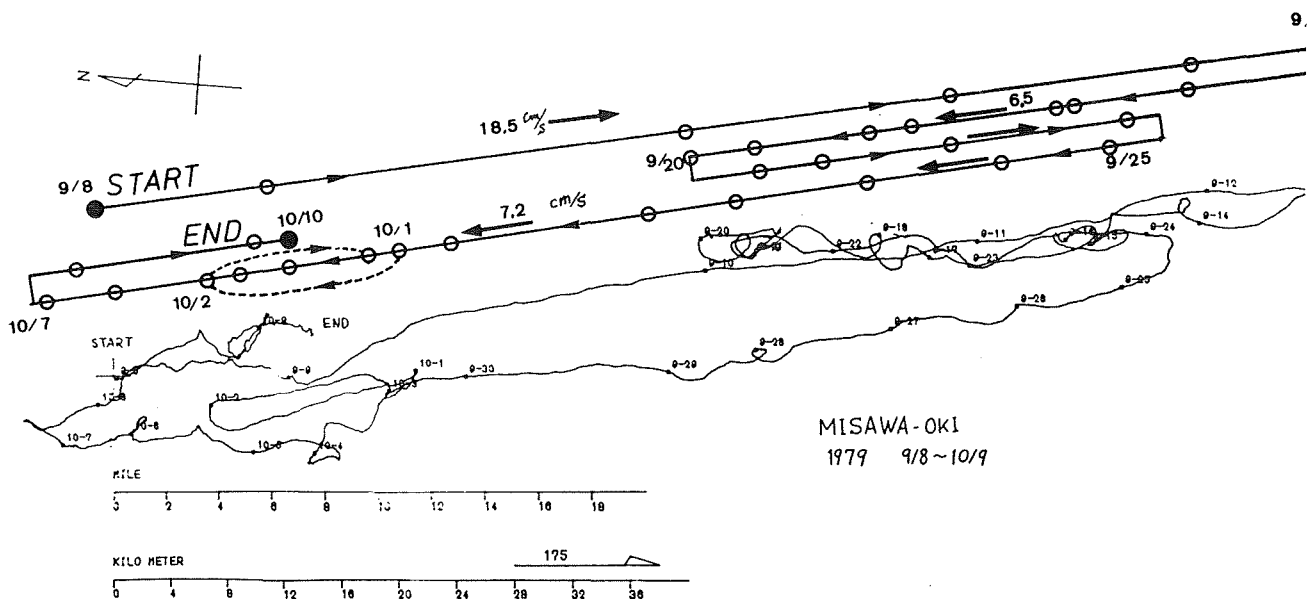


Figure 9(b) Progressive current vector Sept. 8th~Oct. 10th.

COASTAL CURRENT IN THE OFF MISAWA NORTH-EAST COAST OF JAPAN

129

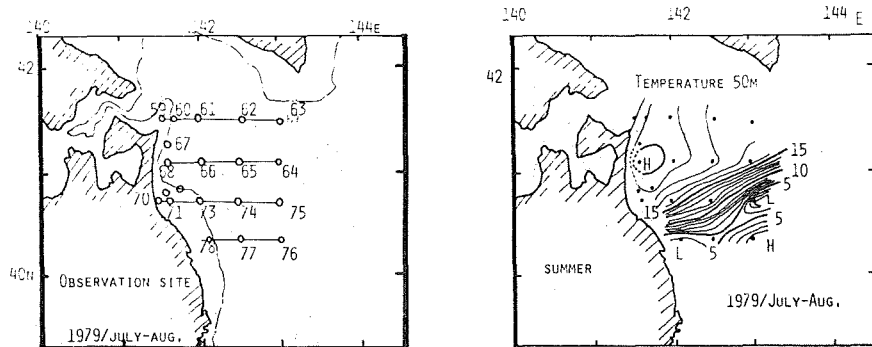


Figure 10(a) G.E.K. current and 50m temperature 1979 July.

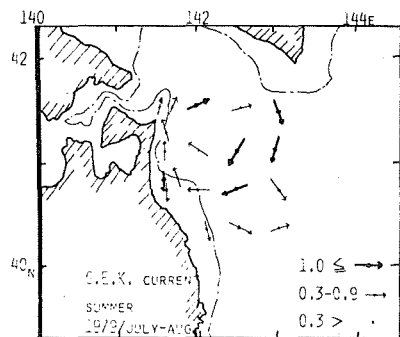
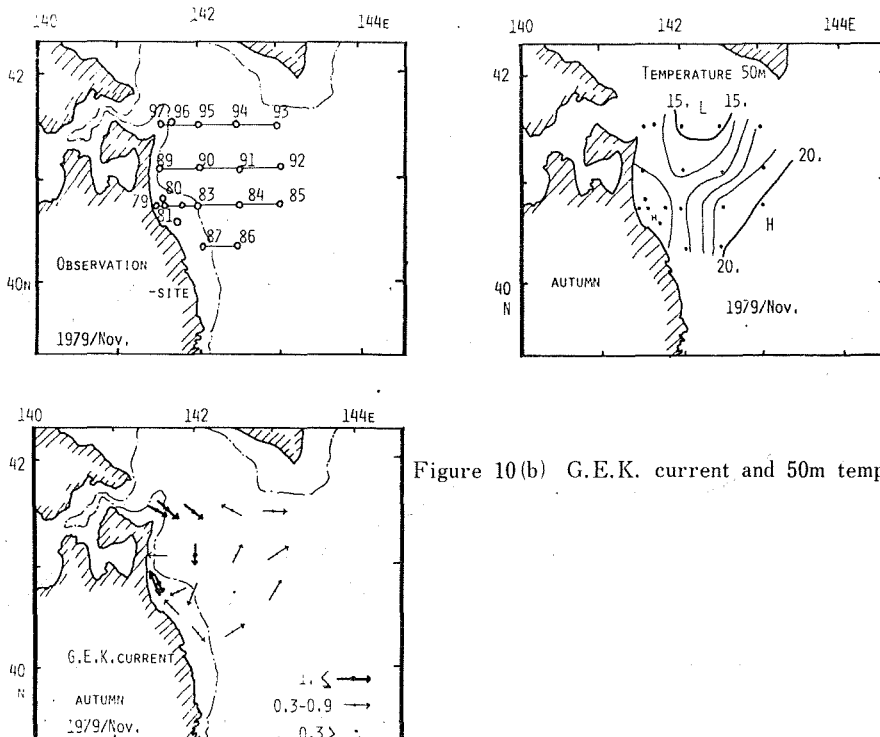


Figure 10(b) G.E.K. current and 50m temperature 1979 Nov.



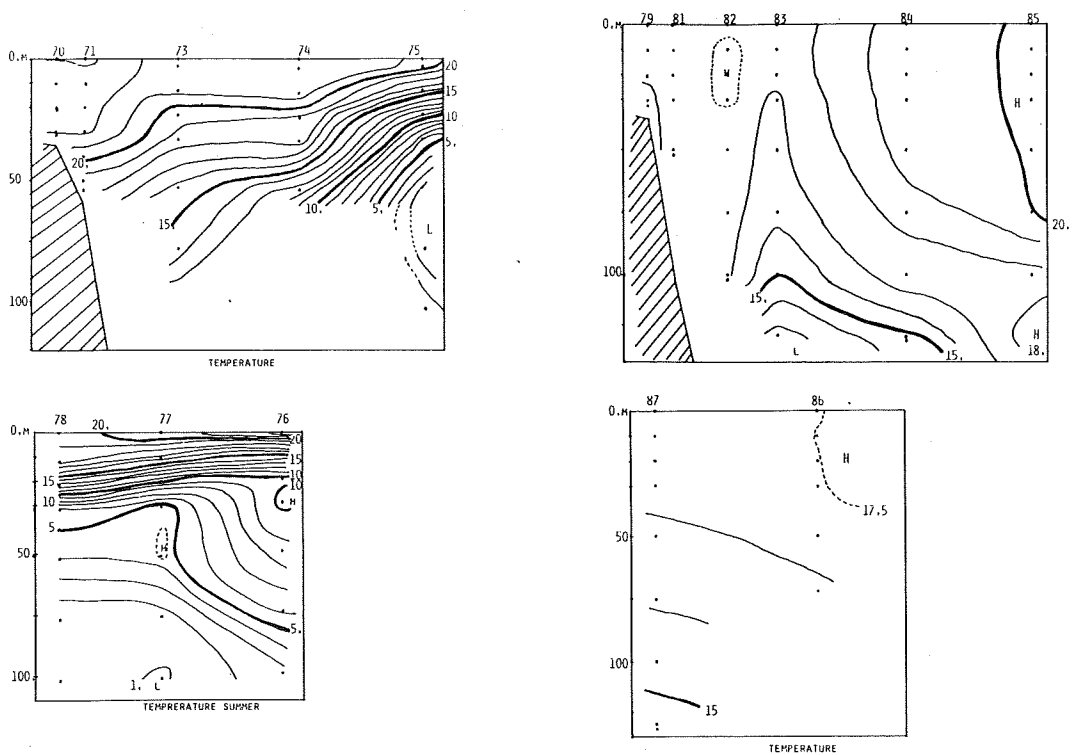


Figure 10(c),(d) Vertical temperature distribution, left: (c) July, right: (d) Nov.

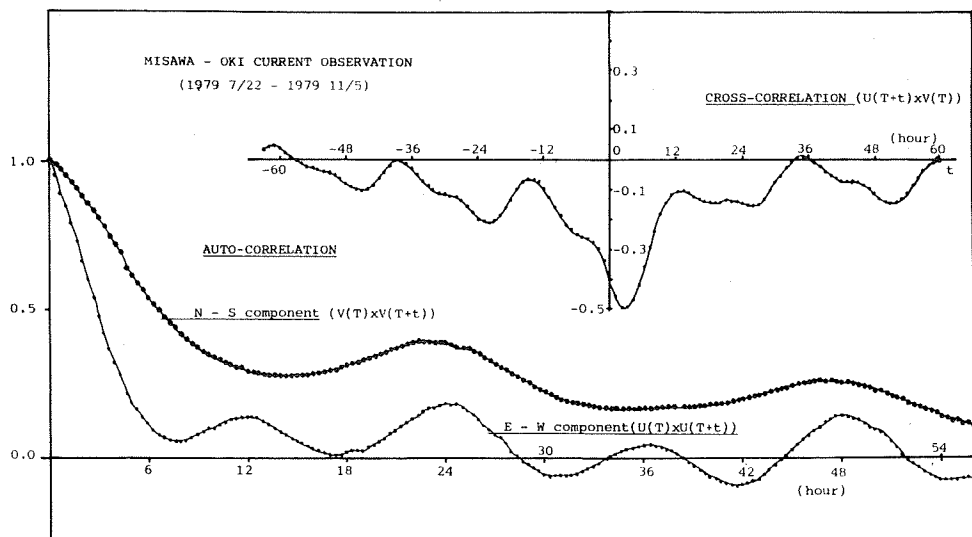


Figure 11(a) Auto and Cross correlation of EW and NS components in summer.

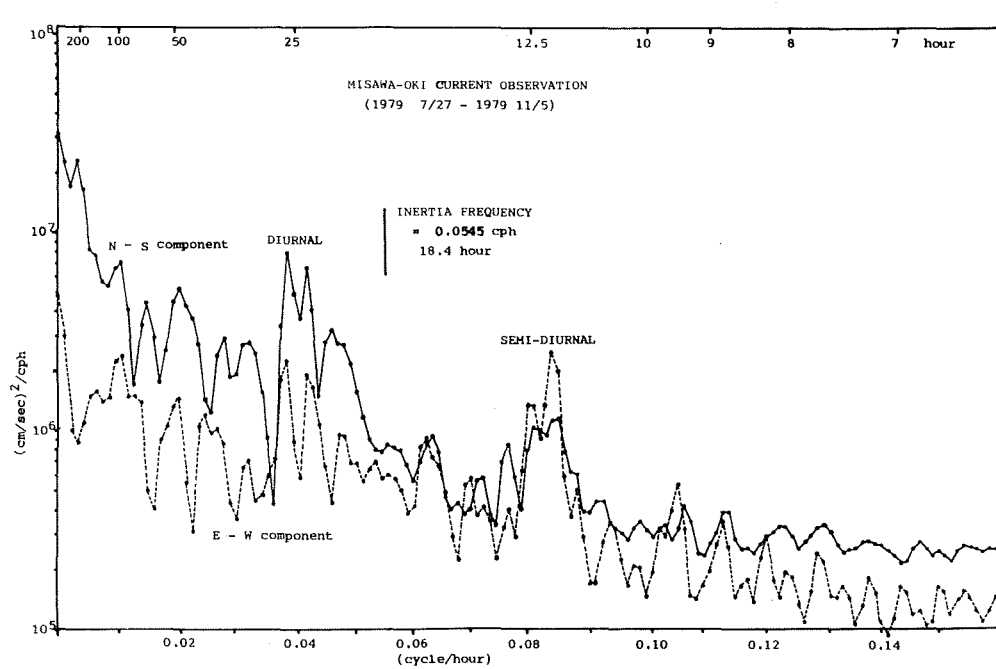


Figure 11(b) Power spectrum in summer.

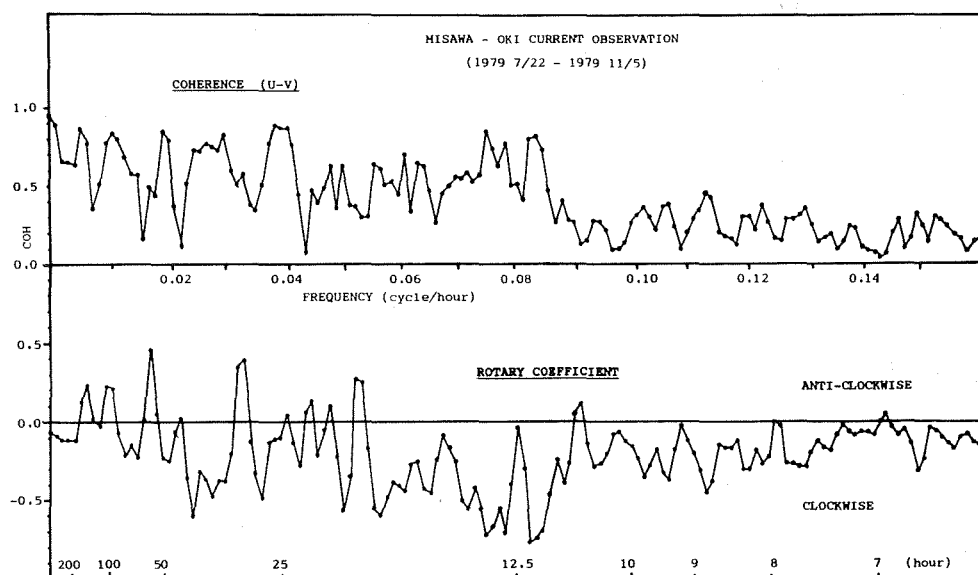


Figure 11(c) coherence and rotary coefficient of current in summer.

3. 流れの変動とその機構

第12図は、各観測期の流向頻度と各方向の平均流速である。各季節とも南北方向の流れが卓越し、南南東の流向頻度が最多であり、その平均流速は20cm/sである。各季節の流向頻度を比較すると、冬期は30%近くが南南東を示すのに対し、夏期のものは20%となっている。また、第2モードの流向は、冬期は北なのに対し、夏期は北北西となっている。そして全体の形を比較すると、両期ともに東西方向の頻度が小さいのは同じであるが、冬期は北と南南東が卓越して縦に延びた細長い形であるのに対し、夏期は南寄りの頻度が小さくなり、北寄りの北北西や北西方向が増えていて8の字形の分布となっている。この相違は、前章で述べたように東西方向の半日周潮流成分が夏期に出現していることによる。このように流向頻度だけをとっていても各季節による違いは大きく、第7図と第11図のスペクトルから流れの周期性の季節的な相違は明確である。以下では、潮流の季節的な変化と、次に長周期の流れと風および潮位の関係を見てみる。

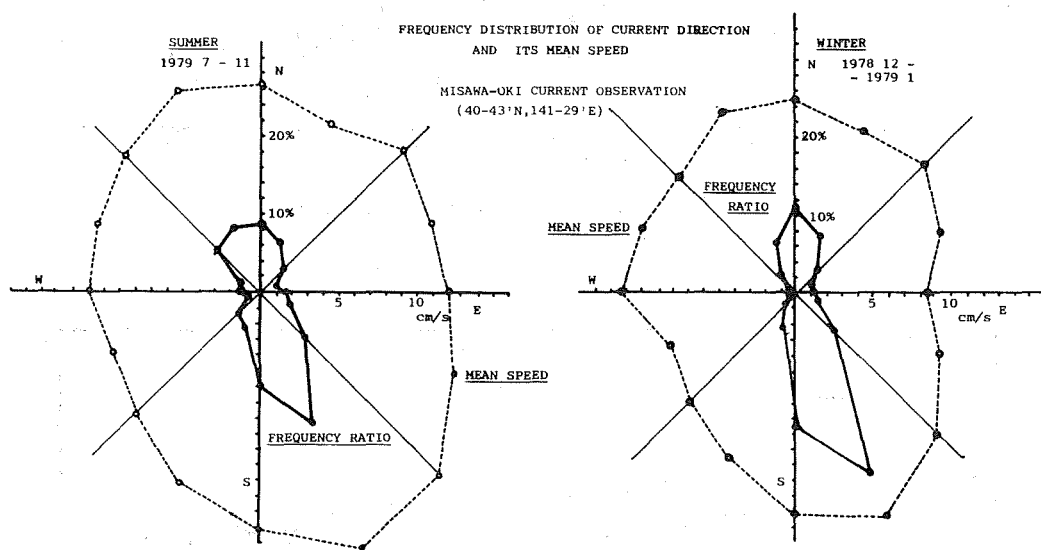


Figure 12 Current rose and mean velocity for each direction. Left: summer, Right: winter.

(1) 内部潮汐と季節変化

通常の意味の潮汐とは、月および太陽の起潮力に起因して海面が周期的に昇降することを指している。内部潮汐とは、海中に存在する水温躍層などの密度の境界面が潮汐周期で昇降をくり返す現象を指す。前章の、夏期の8月26日前後の記録(第8図(a), (c), 第9図(a))には、半日周期の流速および水温の変動が認められる。例えば8月26日(第13図)では、深夜の0時頃に流れが止まると北東流から南西流に転じ、水温は極大となる。6時頃に南流となり、その後東流となる。同時に水温は極小となる。12時頃に南東流から南流・南南西流に転じ、水温は20.5℃台で極大となる。18時頃に南西流から東流に転じ水温は極小となる。深夜24時頃に再び東北東流から南西流に転じ、水温は極大となる。この時、八戸の潮位すなわち海面が高潮の時、底層の水温は極小となる。この時の流れは、東西成分の西から東の転流となっている。逆に、海面が低潮の時の底層の水温は極大となり流れは東から西の転流となっている。水温の変化を第10図(c)の水温躍層の上下運動と対応させて考えると、海面の昇降と躍層の昇降は同位相となっている。第13図の下欄は、水温躍層の動

きと潮位および流れの関係を模式的に示したものである。

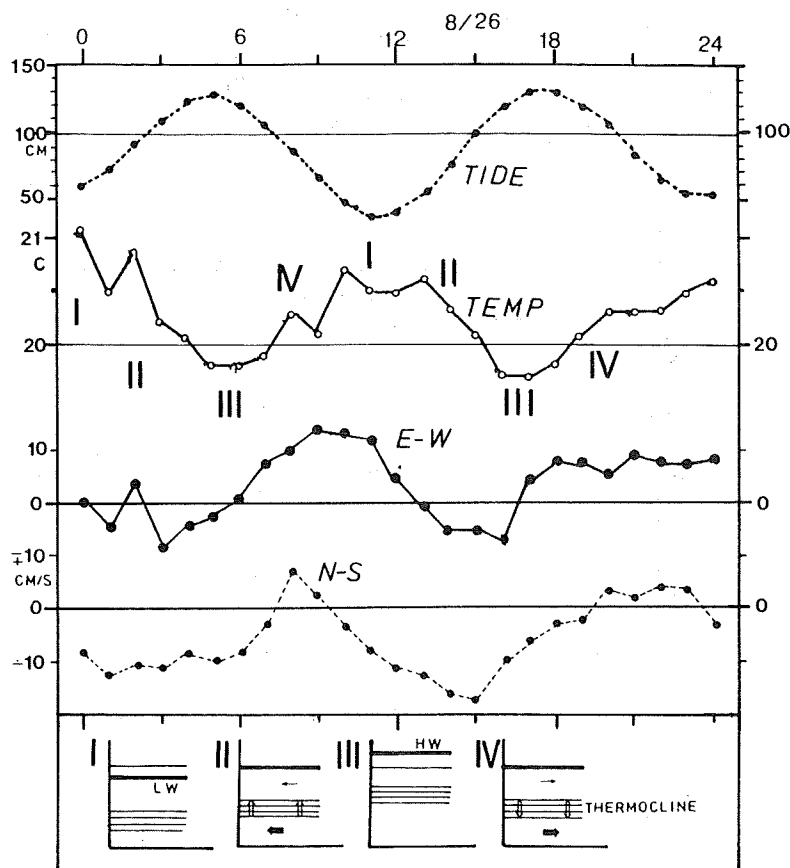


Figure 13 Relation of temperature fluctuation and current, Aug. 26, 1979.

Tide at Hatinohe, temperature, EW component, NS component, and their relation.

水温躍層は、内部潮汐でどのような働きをしているのだろうか。大陸棚にまっすぐに入射する潮汐波を考える。大陸棚上に作られる共働潮汐 (co-operating tide) は、一次元の内湾の共働潮汐 (例えば彦坂, 1971) と同じく、潮汐周期 (T_t) と固有振動周期 (T_e) との比 (T_e/T_t) で決まる。この比が1もしくはそれ以上の整数になれば、大陸棚上の潮汐は共振を起して大きく発達することができる。外部重力波の場合の T_e は、

$$T_e = 4L/\sqrt{gH} \quad (L: \text{大陸棚の幅}, g: \text{重力加速度}, H: \text{水深})$$

として求められる。三沢沖の地形を $L=20\text{km}$, $H=100\text{m}$ とすると $T_e=0.7$ 時間、 $T_e/T_t \ll 1$ となり、大陸棚端近くでのみ潮流が発達し、陸岸近くでは、ほとんど潮流は消える。第14図は、Redfield(1958)による北米東岸の大陸棚上の潮汐の計算例で、陸岸に直交する流れが大陸棚端で大きく、陸岸で小さいことがわかる。簡単な二層モデルによる内部重力波の固有振動 T_{ei} を考えると (彦坂1971),

$$T_{ei} = 4L/\sqrt{gh_1h_2/(h_1+h_2) \cdot \Delta\rho/\rho} \quad (h_1, h_2: \text{上下層の厚さ}, \rho, \Delta\rho: \text{密度と密度差})$$

となり、いま仮に $h_1=h_2=50\text{m}$, $\rho=1$, $\Delta\rho=10^{-3}(\text{g/cm}^3)$ とすると、 $T_{ei}=44.9$ 時間、半日周期 (約12.5時間) の場合 $T_{ei}/T_t=3.6$ となり、大陸棚上に複数個の節を持つ振動系を作ることが可能となる。このように

固有振動周期が長い場合は、地球自転の効果を考えねばならず、単純には解が求められない(梶浦1978)が、内部重力波により、陸岸近くでも岸に直交する流れの強い所を作る可能性が出てくる。これが、冬期にはほ

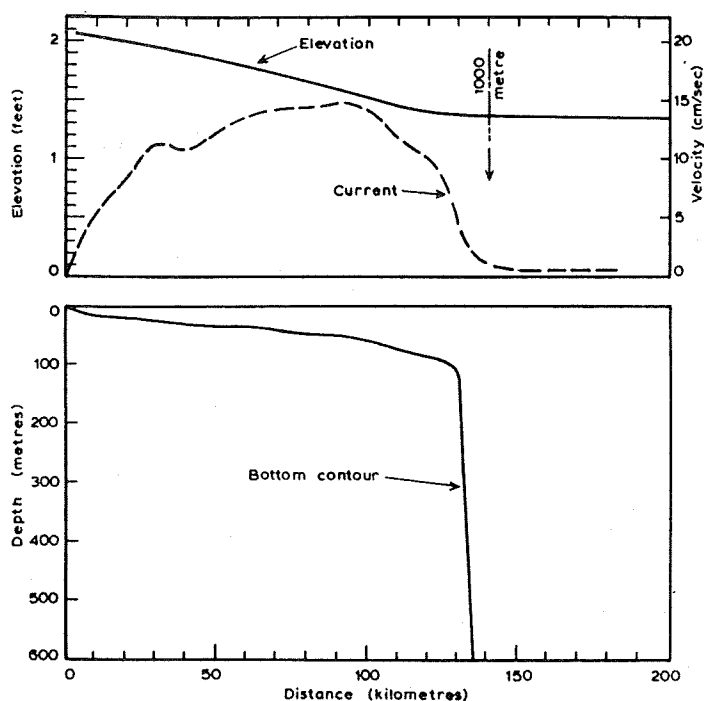


Figure 14 Deformation of tidal wave incident to continental shelf in North Atlantic coast of America (Redfield, 1958).

とんど見られなかった半日周潮流が夏期に発達した理由である。

半日周潮流に季節的な違いが顕著なのに対し、日周潮流のスペクトル(第7図(b), 第11図(c))には、あまり違いが見られない。これは、もともと太平洋岸の日周潮が岸を右に見る進行波(小倉1932)となっていて、ケルビン波のように岸近くに岸に平行な流れを持つ波動となっているためと思われる。半日周期は、伊豆海嶺の東側に節を作り本州東北岸では大陸棚に平行に入射する傾向にある(小倉1932)ので、前述のように成層のない場合には陸岸近くに強い流れを作ることができない(第14図)。また八戸などの本州東北岸の潮型(K_1+O_1/M_2+S_2)が0.9から1.0なのに対し潮流では日周潮流が卓越するもの、このような波動の伝播特性の相違によるものと思われる。

(2) 沿岸流と風・潮位の関係

各季節の流れには、前節の潮流に優るとも劣らない数日周期の流れが重畳している。以下では、この潮汐周期以上の周期を持つ流れを沿岸流と呼ぶことにする。この沿岸流の変動の原因としては、(i)津軽暖水の分布形態の変化の影響、(ii)風による沿岸湧昇の影響、(iii)他の海域からの陸棚波の伝播、などが考えられる。冬期の12月9日に生じた水温上昇を伴う南下流の増大(第5図)は、第6図に見られるような津軽暖水の強化と関係していた。しかし、夏期の沿岸流の変動には、8月4日前後の水温変動などに見られるように岸に直交する流れの成分が関与しているようである。ここでは、夏期の沿岸流と八戸の潮位と風の対応を調べてみた。なお、すべての量は、3時間毎に抽出された後8個毎(24時間)の移動平均がかけられている。

第15図(a)は、八戸の風(W_n , W_e)と潮位(T_i)および三沢沖の沿岸流(V_n , V_e)との自己相関および相互相関である。風の自己相関では、東西成分 W_e の分散が大きく、5日前後で相関が0となり、この時期の東西風の継続期間が約5日であることを示している。風の南北成分 W_n は、2日程度の短周期変動を示している。沿岸流では、南北成分 V_n は分散が大きく5日で相関が0となるのに対し、東西成分 V_e は約2日で相関が0となる。風と沿岸流の各自自己相関関数では、東西と南北が入れ換わって相似している。八戸の潮位 T_i では約5日で相関が0となり、関数形としては、 W_e , V_n とよく似てている。すなわち、 V_n , W_e , T_i では継続時間が約5日と長く、 W_n と V_e では約2日と短いようである。

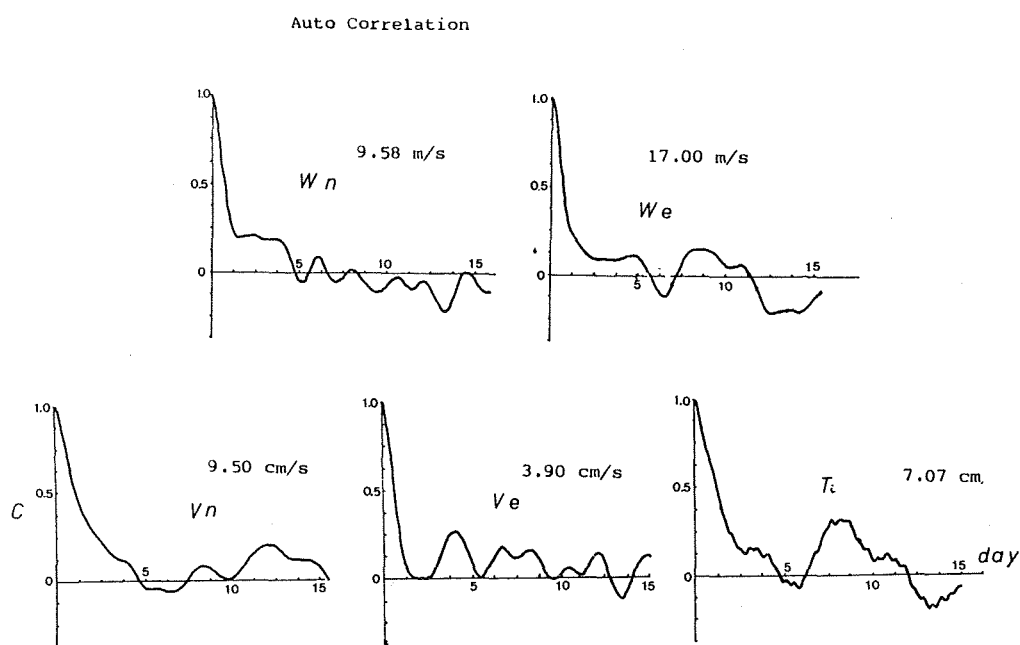


Figure 15 (a) Auto correlation, current, wind and tide in Hatinohe.

第15図(b)は、各観測値の相互相関である。 V_e と W_e の相関係数は -0.2 で、約9時間の遅れがある。すなわち、東向き風は、西向き流れの出現を伴う傾向にある。 V_n と W_n の相関係数は 0.1 で、あまり有意でない。注目されるのは、 V_e と W_n の相関で、ほとんど時間ずれがなく、 -0.37 と比較的大きい。すなわち、北向きの風が吹けば、すぐに西向き流れが出現する傾向がある。ちなみに、図には示さないが水温と W_n の相関係数は -0.17 で、北向きの風により水温が下がる傾向を示す。 V_n と W_e の相関係数は約 0.1 であり、 T_i と V_n 、 T_i と V_e の相関はさらに低く、これらには有意な傾向が見られない。

以上の関係をまとめると、 V_e と W_e 、 V_e と W_n は負の相関を示し、沖向き風に対しては岸に向く流れ、岸に平行な風に対しては風下に向って左向きの流れが生ずることを意味している。これは、風によるエクマン流の右向き流れとは逆であり、観測が底層であるため表層とは逆の流れが生じているものと思われる。すなわち、岸に平行な北向きの風が吹くと表層にはコリオリの力により沖向きの流出を生じ、底層ではその補流として岸に向かう流れを生じていると考えられる。さらに、 V_e と W_e の関係では、沖に向かう風により表層に沖向きの流れが生じ、底層で補流として岸向きの流れが生じている。実際には、 W_n と V_e 、 W_e と V_e の

両方の効果が加わって北東方向の風（南西風）によって底層に岸向きの流れが形成され、沿岸部で湧昇が起きることから水温が低くなるものと思われる。

4. まとめと今後の課題

この報告で紹介した三沢沖の沿岸流の観測は1点1層でたいへん限定されたものであったが、延べ5ヶ月以上も観測できたため、沿岸流況の様々な季節変動を捉えることができた。冬期の流れがほぼ南北方向に限られているのに対し、夏秋期では東西方向の流れも出現するようになる（例えば第12図の流向頻度分布）。そして、最も注目されるのは、冬期には見られなかった半日周潮流が岸に直交する方向で夏秋期に現われることである（第7図(d), 第11図(b)）。また岸に平行な風によっても岸に向かう流れが夏秋期に出現していることが示された。これらの現象は、夏から秋にかけて津軽暖水の張り出しが発達するのに合わせ、水温躍層が強化されることにより、上層・下層の違いが強調されることに由来すると思われる。特に半日周潮流の季節的な変化は、内部波モードの振動系の生成を考えない限り説明できない。

今後は、このような成層構造の重要性を踏まえ、沿岸流の空間的な分布と、季節や周辺海況によるその変動について、観測と理論の両面から明らかにしてゆきたい。

最後に、長期の観測を精力的に実施し資料収集に尽力された、岩佐部長を始めとする当時の第二管区水路部の職員諸兄に対し深く感謝し、そのご努力にこの報告が答えることができれば幸いである。

なお、この観測は、科学技術庁の研究調整費「大型海峡および周辺海域における海水流動と底質環境の変動に関する総合研究」の一環として行なわれた。

参 考 文 献

- CONLON, D. M. 1982: On the outflow modes of Tsugaru Warm Current. *La mer*, 20, 60—64
- 秦 克己 1973: 津軽海峡隣接海域における海況変動について, 研究時報25巻, 467—479ページ
- 杉本隆成・川崎康寛 1984: 津軽暖流の季節・経年変動とその力学的解釈, 沿岸海洋研究ノート第22巻第1号, 1—11ページ
- MINATO, S. 1982: Geostrophic adjustment near the coast. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 225—235.
- MINATO, S. 1983: Geostrophic response near coast. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 141—149.

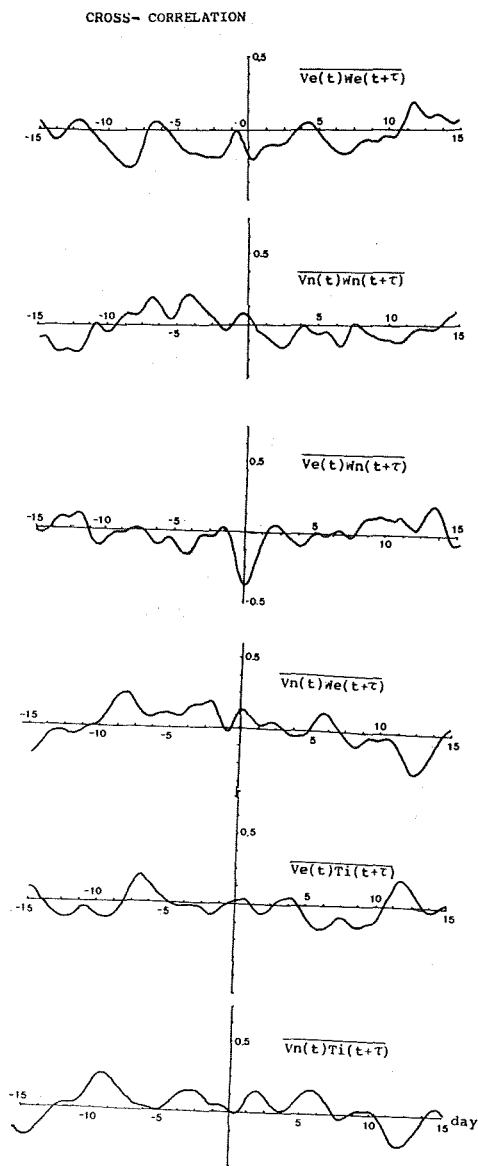


Figure 15(b) Cross correlation current, wind and tide.

花輪公雄 1984 : 沿岸境界流, 沿岸海洋研究ノート第22巻, 第1号, 67—82ページ

彦坂繁雄 1971 : 潮汐, 海洋科学基礎講座, 海洋物理Ⅲ, 東海大学出版会, 227—230ページ

梶浦欣二郎 1978 : 海洋における地形性モード波, 気象研究ノート第135号, 日本気象学会, 97—127ページ

小倉伸吉 1932 : 日本近海の潮汐, 水路部報告第7巻.

Redfield, A, C, 1958 : Influence of the continental shelf on tides of the Atlantic coast of the United States., J. Mar. Res., 17, 432—448.

短周期摂動の二次元性 (一次の理論, 円運動の場合)

仙石 新*

THE TWO DIMENSIONAL SHORT PERIODIC PERTURBATIONS ON THE CIRCULAR ARTIFICIAL SATELLITES

Arata Sengoku*

Abstract

In the artificial satellite motion, it has been found that most kinds of short periodic perturbations are restricted within the orbital plane when the eccentricity is sufficiently small.

First, the perpendicular component of the equation of motion is solved for the two types of perturbing forces, the one is a sine-curve-type force with the orbital period, the other is a constant force. If the reference plane is properly chosen, the solution is the order of the eccentricity compared with the perturbation in the plane. Then, the physical meanings are discussed.

Finally, it is shown that the main parts of well-known perturbation forces correspond to either of these (the geopotential, the third-body attraction and the Earth's tide are the former; the radiation pressure is the latter).

1. はじめに

人工衛星に加わる摂動には、地球の偏平度、月・太陽の重力、太陽の輻射圧、潮汐など実に様々な要因があり、その結果もバラエティに富んでいて、一般にケプラー要素の摂動の形で与えられる。

しかし、このままでは煩雑で各摂動間の類似点や現象の物理的本質が見えにくい。

ここでは座標の摂動の手法を用いて、2つのタイプの摂動力を考える。1つは公転周期と等しい周期の三角関数的な摂動力、もう1つは一定の摂動力である。このとき、人工衛星が円運動に近いなら、短周期摂動は二次元でよく近似できることを示し、その物理的意味合いを考察する。

さらに、多くの摂動力の主要項は上記のタイプに該当しており（地球の偏平度、月・太陽の重力、潮汐による摂動力は前者、太陽の輻射圧は後者にあたる）、したがって短周期摂動は二次元でよく近似できる。

また、軌道面の方向を決めるケプラー要素（昇交点経度と軌道傾斜角）の時間微分は、円運動の場合、座標の摂動の理論から定量的に求まる。

2. z の運動方程式

平均軌道要素で与えられる軌道面に垂直方向に z をとる。 z は微小量にとどまるので、

$$z = \delta z$$

と書き表わすことにする。

z の運動方程式は、

$$\frac{d^2}{dt^2} \delta z + \frac{\mu}{r^3} \delta z = \frac{\partial R}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (1)$$

($\mu=GM$, M : 地球の質量, r : 地心距離, G : 重力定数, R : 摂動関数, Figure 1 参照)

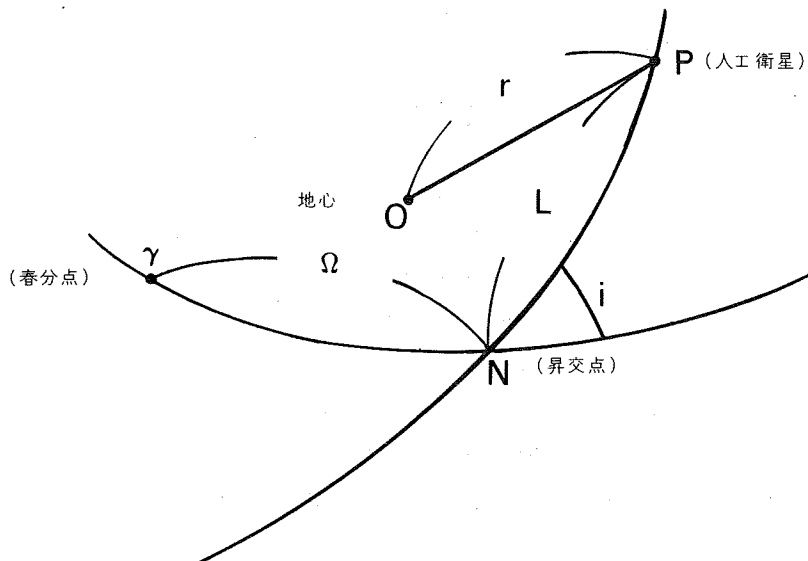


Figure 1

軌道が円に近い場合 ($r \sim a$: 長半径), 上式は近似的に、

$$\frac{d^2}{dt^2} \delta z + n^2 \delta z = \frac{\partial R}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (2)$$

(n : 平均運動)

ここで人工衛星は平均軌道要素で与えられるケプラー運動をしていることにすると、右辺は時間の関数として与えられる。従って(2)は強制振動の方程式に帰着する。

3. z の共鳴

特に(2)の右辺が (1) $a \cos L + \beta \sin L$ ($L = f + \omega$: 緯度引数, α, β : 定数) (2) const. の2つの場合について考える。

(1) $\frac{\partial R}{\partial z} = \alpha \cos L + \beta \sin L$ の場合

軌道が円に近いので $f \sim \ell = nt + \ell_0$.

$$\therefore \frac{\partial R}{\partial z} = \alpha \cos L + \beta \sin L = \alpha \cos(nt + \ell_0 + \omega) + \beta \sin(nt + \ell_0 + \omega)$$

したがって(2)式は共鳴の方程式になっている。その解は、

$$\begin{aligned} \delta z &= -\frac{\beta}{2n} t \cos(nt + \ell_0 + \omega) + \frac{\alpha}{2n} t \sin(nt + \ell_0 + \omega) + C_1 \cos(nt + \ell_0 + \omega) + C_2 \sin(nt + \ell_0 + \omega) \\ &= -\frac{\beta}{2n} t \cos L + \frac{\alpha}{2n} t \sin L + C_1 \cos L + C_2 \sin L \quad (C_1, C_2 \text{ は積分定数}) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ところで (Brouwer and Clemence, 1961)

$$\delta z = r \sin L \delta i - r \sin i \cos L \delta \Omega \quad \dots\dots\dots (4)$$

上式において、

$$\begin{aligned} \delta i &= \dot{i} t + \delta i_0 \\ \delta \Omega &= \dot{\Omega} t + \delta \Omega_0 \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (5)$$

とおき、 $r = a$ とすれば直ちに、

$$\delta z = a \dot{i} t \sin L - a \dot{\Omega} t \sin i \cos L + a \delta i_0 \sin L - a \delta \Omega_0 \sin i \cos L \quad \dots\dots\dots (6)$$

(3), (6)を比較すると、

$$\left\{ \begin{aligned} \dot{i} &= \frac{\alpha}{2na} \\ \dot{\Omega} &= \frac{\beta}{2na \sin i} \\ \delta i_0 &= \frac{C_2}{a} \\ \delta \Omega_0 &= -\frac{C_1}{a \sin i} \end{aligned} \right. \quad \dots\dots\dots (7)$$

これより微分方程式(2)の特殊解である共鳴項は i , Ω の永年摂動を意味し、一般解は i , Ω を定数分微小にズラせることと等価であることがわかる。

したがって、

$$\left(\begin{aligned} i &= i_0 + \dot{i} t + \delta i_0 \\ \Omega &= \Omega_0 + \dot{\Omega} t + \delta \Omega_0 \end{aligned} \right. \quad \dots\dots\dots (8)$$

($\dot{i}, \dot{\Omega}, \delta i_0, \delta \Omega_0$ は(7)式で与える。 i_0, Ω_0 は平均軌道要素)

によって軌道傾斜角と昇交点経度を与えると z の摂動を 0 にすることができる。すなわち、1 次の理論の範囲で円運動に近いならば ($O(e)$ を無視する近似で)、人工衛星の運動は二次元である、と考えて差支えない。摂動のうち軌道面内の成分に比して面に垂直方向の成分は e のオーダーになっている。

z 方向に力が加わったのにもかかわらず、平面運動しているのは、 z 方向の力が軌道面を回転させるトルクのみを与えたためである。(Figure 2, 3 参照, Figure 2: z 方向の力 $\beta \sin L$ (図中 F) によって P は

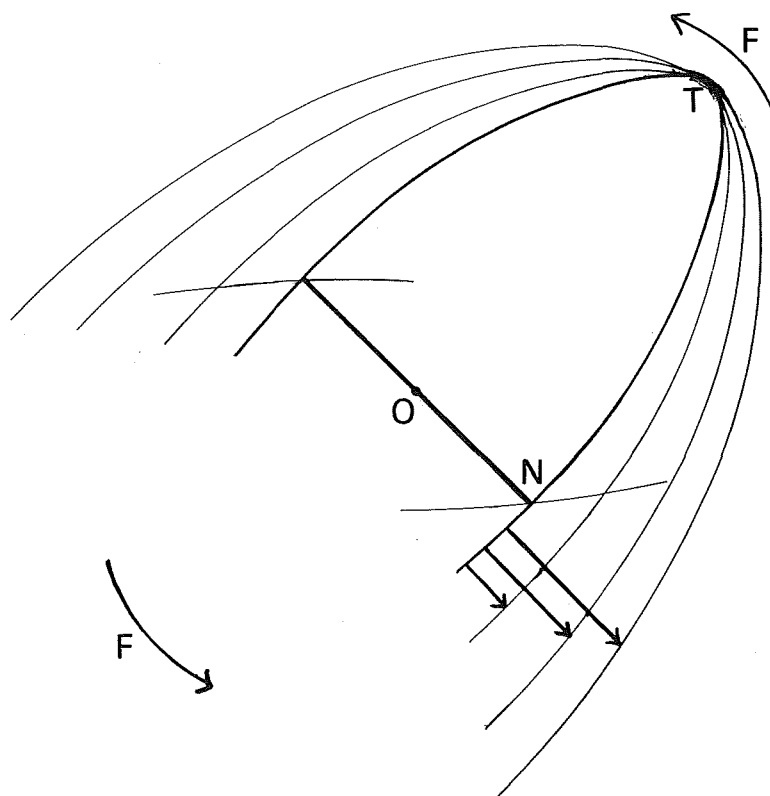


Figure 2

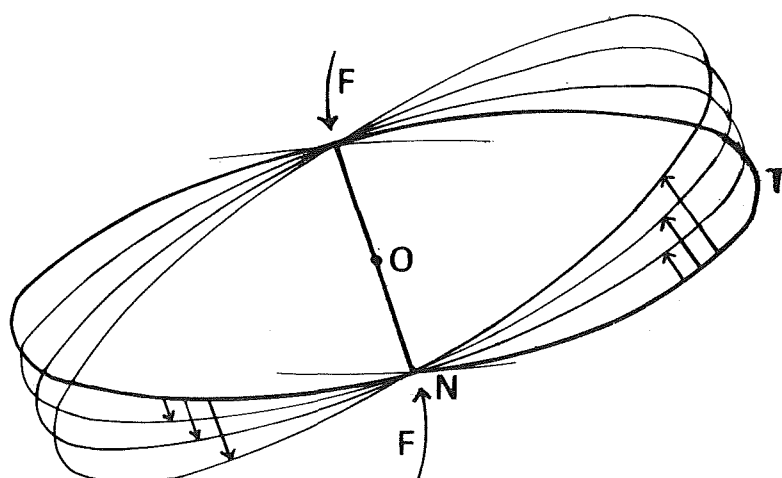


Figure 3

ON 方向のトルクを受け、軌道面は OT を軸として回転するため Ω に永年摂動が生じる。Figure 3: z 方向の力 $\alpha \cos L$ (図中 F)によって P は TO 方向のトルクを受け、軌道面は ON を軸として回転するため i に永年摂動を生じる。)

z の共鳴の幾何学的意味あいは軌道面の回転であると解釈できる。

(2) $\frac{\partial R}{\partial z} = C$ (定数) の場合

微分方程式(2)の解は明らかに、

$$\delta z = \frac{C}{n^2} + C_3 \cos L + C_4 \sin L \quad \dots\dots\dots (9)$$

(C_3, C_4 は積分定数)

第二、第三項は(1)と同様に解釈される。第一項は定数であるから、この場合もやはり人工衛星の軌道はある平面内に収まっている。

この場合は、 z 方向に一定の力を受けることによって、軌道面が平行移動した、と解釈される。(Figure 4 参照)

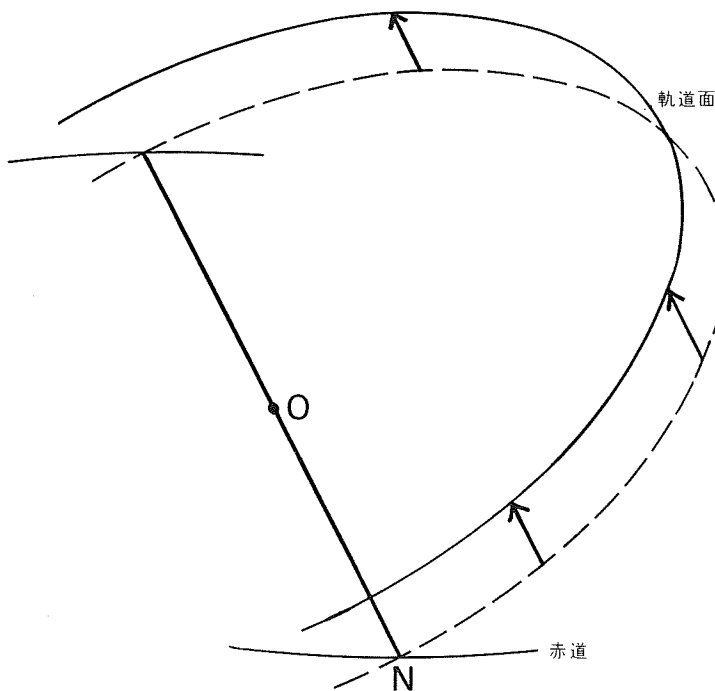


Figure 4

(1), (2) 共、人工衛星の軌道は、短いタイムスケールなら、一次の理論、 e を無視する近似で、平面運動をしていることがわかる。

ところで、ほとんどの人工衛星に加わる摂動の主要部は(1), (2)のいずれかに該当している。

地球の重力場、月・太陽の重力場、潮汐による摂動などの主要部分は(1)の場合に、太陽の輻射圧による摂動の主要部分は(2)の場合に各々当たっている。

さらに、主要項ではないが、地球の重力場および月・太陽の摂動の高次の項からも(1), (2)のタームが出てくる。偶数次からは(1), 奇数次からは(2)が各々出てくる。高次では上記以外の項もあるので摂動は二次元にならないが、 Ω に現われる永年項は上と同様に定量的に説明できる。

4. 地球の偏平さによる摂動(主要項)

地球のポテンシャルは緯度 φ のみによる部分と、経度 λ にも依存する部分に分けられて、

$$U = \frac{\mu}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^n J_n P_n(\sin \varphi) + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=1}^n \left(\frac{a_e}{r} \right)^n P_n^m(\sin \varphi) (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) \right\} \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$\left(\begin{array}{l} P_n : \text{Legendre の多項式, } P_n^m : \text{Legendre の陪多項式} \\ a_e : \text{地球の赤道半径} \end{array} \right)$$

第二項は緯度のみによる部分、第三項は経度にも依存する部分で、第一項は二体問題のポテンシャルにほかならない。

第二項以下の主要項は緯度のみによる項のうち $n=2$ の場合(以下 J_2 による摂動と書く)で、他の約1000倍の大きさを持っている。

ここでは J_2 による摂動のみを考えよう。

$$R = -\frac{\mu}{r^3} J_2 P_2(\sin \varphi)$$

$$= \frac{\mu}{r^3} J_2 \left(\frac{1}{2} - \frac{3}{4} \sin^2 i + \frac{3}{4} \sin^2 i \cos 2(f+\omega) \right) \quad \dots\dots\dots (11)$$

ところで、

$$\frac{\partial R}{\partial z} = \frac{1}{r \sin(f+\omega)} \frac{\partial R}{\partial i} \quad \dots\dots\dots (12)$$

であるから、(11)より、

$$\frac{\partial R}{\partial z} = -\frac{3}{2} \frac{\mu}{r^4} J_2 \sin 2i \sin(f+\omega)$$

$r \sim a$ とすると、

$$\frac{\partial R}{\partial z} = -\frac{3}{2} \frac{\mu}{a^4} J_2 \sin 2i \sin L \quad \dots\dots\dots (13)$$

これは前節(1)で $\alpha = 0$, $\beta = -\frac{3}{2} \frac{\mu}{a^4} J_2 \sin 2i$ とおいた場合に相当し、短周期摂動は二次元になる。

(7)を用いると、

$$\left(\begin{array}{l} \dot{i} = 0 \\ \dot{\Omega} = -\frac{3}{2} \frac{J_2 \cos i}{a^4} n \end{array} \right) \quad \dots\dots\dots (14)$$

と求まる。これはもちろん他の摂動論から求めた結果と $e \rightarrow 0$ の極限で一致する。

地球のポテンシャルのうち J_2 以外の項からは、 $\sin 2L$, $\cos 3L$ など高い周波数の摂動が出てきて、軌道は z 方向にも振動する。このため高次の摂動は二次元ではない。

5. 月・太陽による摂動 (主要項)

月または太陽の赤経 α , 赤緯 δ を用いると人工衛星—地心—月(または太陽)のなす角 S は (古在, 1973)

$$\cos S = A \cos L + B \sin L \quad \dots\dots\dots (15)$$

$$\begin{pmatrix} A = \cos \delta \cos(\varrho - \alpha) \\ B = -\cos \delta \cos i \sin(\varrho - \alpha) + \sin \delta \sin i \end{pmatrix} \quad \dots\dots\dots (16)$$

で与えられる. 月・太陽の摂動関数は

$$R = n'^2 r^2 \beta \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \left\{ P_2(\cos S) + \frac{r}{r'} P_3(\cos S) + \left(\frac{r}{r'} \right)^2 P_4(\cos S) + \dots\dots \right\} \quad \dots\dots\dots (17)$$

$$\begin{pmatrix} ' \text{は月または太陽を表わす.} \\ \beta = \frac{m'}{m' + M} = 0.0123 \quad (\text{月}) \\ = 1 \quad (\text{太陽}) \end{pmatrix}$$

ここでも最大の大きさをもつ第一項のみを考える.

$$R = n'^2 r^2 \beta \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \left[\frac{1}{4} \{ 3(A^2 + B^2) - 2 \} + \frac{3}{4} \{ (A^2 - B^2) \cos 2L + 2AB \sin 2L \} \right] \quad \dots\dots\dots (18)$$

(12)を用いると,

$$\frac{\partial R}{\partial z} = 3n'^2 \beta r \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} (A \cos L + B \sin L)$$

$r \sim a$ として,

$$\frac{\partial R}{\partial z} = 3n'^2 \beta a \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} (A \cos L + B \sin L) \quad \dots\dots\dots (19)$$

月・太陽の位置は短い期間なら一定とみて差支えないから, $A, B, \frac{\partial B}{\partial i}, r'$ は定数とみなせて上式は
 $\alpha = 3n'^2 \beta a \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} A, \quad \beta = 3n'^2 \beta a \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} B$ とおいた場合になっている. よって短周期摂動は二次元である. (7)より直ちに i と ϱ の時間微分が求まる.

$$\begin{pmatrix} \dot{i} = \frac{3n'^2}{2n} \beta \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} A \\ \dot{\varrho} = \frac{3n'^2}{2n} \beta \left(\frac{a'}{r'} \right)^3 \frac{\partial B}{\partial i} B \frac{1}{\sin i} \end{pmatrix} \quad \dots\dots\dots (20)$$

これも他の摂動論と $e \rightarrow 0$ で一致する.

上式からは月・太陽の位置が実際は変化するために長周期項と永年項が生ずる. i については永年項はない.

6. 潮汐による摂動 (主要項)

月・太陽によって誘起された地球の潮汐による摂動関数の主要項は、(古在, 1979)

$$R = \frac{Gm' a_e^5}{r^3 r^{*3}} k_2 P_2(\cos S^*) \dots\dots\dots (21)$$

$$= \frac{n'^2}{r^3} \beta a_e^5 \left(\frac{a'}{r^*}\right)^3 k_2 P_2(\cos S^*)$$

(* は潮汐の遅れを差引いた仮想的な月・太陽を表わす.)
 k_2 : ラブ係数

(12)を用いて,

$$\frac{\partial R}{\partial z} = 3n'^2 \beta \frac{a_e^5}{a^4} \left(\frac{a'}{r^*}\right)^3 k_2 \frac{\partial B^*}{\partial i} (A^* \cos L + B^* \sin L) \dots\dots\dots (22)$$

これもまた, $\alpha = 3n'^2 \beta \frac{a_e^5}{a^4} \left(\frac{a'}{r^*}\right)^3 k_2 \frac{\partial B^*}{\partial i} A^*$, $\beta = 3n'^2 \beta \frac{a_e^5}{a^4} \left(\frac{a'}{r^*}\right)^3 k_2 \frac{\partial B^*}{\partial i} B^*$ とおいた場合に等しいから, 短周期摂動は二次元である.

7. 太陽の輻射圧による摂動

太陽の輻射圧の面に垂直方向の方向余弦を W とすると,

$$\frac{\partial R}{\partial z} = \mu F W \dots\dots\dots (23)$$

(μF : 単位質量あたりの輻射圧による力)

F , W は定数と見なすと, 輻射圧による摂動は 3 項の(2)に該当し, 二次元である.

また(9)より, 軌道面は z 方向に,

$$\delta z = \frac{\mu F W}{n^2} \dots\dots\dots (24)$$

だけ浮き上がっていることになる.

8. 地球の偏平さによる摂動 (高次)

地球のポテンシャル(10)のうち緯度のみに依存する項 (zonal part) からは(1), (2)の両方が出てくる.

(1) n が偶数の場合 ($n=2r$)

$$\sin \varphi = \sin i \sin L \dots\dots\dots (25)$$

より, (10)は, (古在, 1979)

$$R = -\frac{\mu J_{2r}}{r^{2r+1}} \left[\sum_{j=0}^r (-1)^{r+j} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{(\sin i)^{2j}}{2^{2j}} \frac{1}{(j!)^2} \right. \\ \left. + \sum_{k=1}^r \cos 2kL \sum_{j=k}^r (-1)^{r+j-k} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{(\sin i)^{2j}}{2^{2j-1}} \frac{1}{(j-k)!(j+k)!} \right] \dots\dots (26)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial R}{\partial z} &= \frac{1}{r \sin L} \frac{\partial R}{\partial i} \\ &= -\frac{\mu J_{2r}}{r^{2r+2} \sin L} \left\{ \sum_{j=0}^r (-1)^{r+j} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{2j(\sin i)^{2j-1} \cos i}{2^{2j}} \frac{1}{(j!)^2} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{k=1}^r \cos 2kL \sum_{j=k}^r (-1)^{r+j-k} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{2j(\sin i)^{2j-1} \cos i}{2^{2j-1}} \frac{1}{(j-k)!(j+k)!} \right\} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (27)$$

ここで $e \sim 0$ とし、右辺を L でフーリエ展開すると、下式の形になっていることがわかる。

$$\frac{\partial R}{\partial z} = -\frac{\mu J_{2r}}{a^{2r+2}} \sum_{j=1}^r \beta_j \sin(2j-1)L \quad \dots\dots\dots (28)$$

$j=1$ からは z の共鳴項が得られる。 $r=1$ の時は共鳴項のみとなる。

$r \geq 2$ の時は $\sin 3L$, $\sin 5L$ などが現われ摂動は二次元にならない。(27), (28) を比較して、

$$\beta_1 = 2 \sum_{j=0}^r (-1)^{r+j} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{j(\sin i)^{2j-1} \cos i}{2^{2j-1}} \frac{1}{(j!)^2} \quad \dots\dots\dots (29)$$

(7) より $\mathcal{Q}$ の永年摂動が計算できる。

$$\dot{\mathcal{Q}} = -\frac{J_{2r}}{a^{2r}} n \cos i \sum_{j=1}^r (-1)^{r+j} \frac{(2r+2j-1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{(\sin i)^{2j-2}}{2^{2j-1}(j!)^2} \quad \dots\dots\dots (30)$$

これは $e \rightarrow 0$ で正しい結果を与えている。

$j=1$ の共鳴項のみから永年摂動が生じ、 $j \geq 2$ からは生じない理由は、以下のように考えることができる。

ON 方向 (Figure 1 参照) に x 軸、軌道面内にあり x 軸に垂直方向に y 軸をとり、 z 方向の力を、
 $F_z = \sum_j (a_j \cos jL + b_j \sin jL)$ とおく。軌道面を回転させるトルクの平均値は、

$$\begin{aligned} \langle T_x \rangle &= \frac{1}{\tau} \int_0^\tau (yF_z - zF_y) dt \\ &= \frac{1}{\tau} \int_0^\tau yF_z dt \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} a \sin L \sum_j (a_j \cos jL + b_j \sin jL) dL \\ &= \frac{a}{2} b_1 \\ \langle T_y \rangle &= \frac{1}{\tau} \int_0^\tau (zF_x - xF_z) dt \\ &= -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} a \cos L \sum_j (a_j \cos jL + b_j \sin jL) dL \\ &= -\frac{a}{2} a_1 \end{aligned}$$

$j \geq 2$ の高次の項によるトルクは平均すると 0 となり、永年摂動には寄与しない。

したがって $\mathcal{Q}$, j の永年摂動 (軌道面の回転) は共鳴項 ($j=1$) のみから生じていることがわかる。

(2) n が奇数の場合 ($n = 2r+1$)

$$R = -\frac{\mu J_{2r+1}}{r^{2r+2}} \sum_{k=0}^r \sin(2k+1)L \sum_{j=k}^r (-1)^{r+j-k} \frac{(2r+2j+1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{(\sin i)^{2j+1}}{2^{2j}} \frac{1}{(j-k)!(j+k+1)!} \dots \quad (31)$$

$$\frac{\partial R}{\partial z} = -\frac{\mu J_{2r+1}}{r^{2r+3} \sin L} \sum_{k=0}^r \sin(2k+1)L \sum_{j=k}^r (-1)^{r+j-k} \frac{(2r+2j+1)!!}{(2r-2j)!!} \frac{(2j+1)(\sin i)^{2j} \cos i}{2^{2j}} \frac{1}{(j-k)!(j+k+1)!} \dots \quad (32)$$

$e \sim 0$ で右辺をフーリエ展開すると下の形になる.

$$\frac{\partial R}{\partial z} = -\frac{\mu J_{2r+1}}{a^{2r+3}} \sum_{j=0}^r \alpha_j \cos 2jL \dots \quad (33)$$

$j=0$ からは軌道面が定数

$$\delta z = -\frac{\mu J_{2r+1}}{a^{2r+3}} \frac{\alpha_0}{n^2} \dots \quad (34)$$

だけ浮き上がる摂動が加わる. Ω , i には永年項は現われない.

ここでも $r \geq 1$ の場合は摂動は二次元にならない.

9. 他の高次の摂動

月・太陽の摂動, 潮汐による摂動についても同様にポテンシャルの偶数次からは軌道面を回転させる項 (3項の(1))が現われ, 奇数次からは面を平行移動させる項 (3項の(2))が生じる.

10. 考 察

具体例をあげてみると, 測地衛星ラジオス ($a=1.2 \times 10^7 \text{m}$, $e=0.004$, $i=107^\circ$) は面内の短周期摂動は600mの振幅を持つが, 面に垂直方向には3mほどに過ぎない, 航行衛星GPS ($a=2.6 \times 10^7 \text{m}$, $e=0.003$, $i=63^\circ$)では前者が300m, 後者が7mである.

多くの人工衛星は円軌道に近いので, 精度をさほど要しない場合は, 摂動が二次元であることを利用して予報形式を簡素化できる.

月・太陽の位置は動くから, 半月および半年のタイムスケールで α, β は変化している. したがって軌道面は半月ほどでフラつきながら, 平均的には一定の角速度で動いていることになる.

以上の議論は円運動かつ一次の理論に限る.

$e \neq 0$ では運動方程式(1)が単振動にならず, 共鳴など物理的解釈がスッキリとできない.

高次の理論では, 摂動を小さくするよう改めて軌道要素を定義しなおすことになり, この取扱いでは煩雑である.

筆者がこの問題に気付いたのはGPSの軌道パラメーターを解析的に計算している時であった. まず J_2 , 次に月・太陽とほとんどすべての摂動の主要部は二次元であることは驚きであった. これを現象論でなく, 何とか物理的に解釈できないか, と思い本稿に至った.

*THE TWO DIMENSIONAL
SHORT PERIODIC PERTURBATIONS
ON THE CIRCULAR ARTIFICIAL SATELLITES*

149

参 考 文 献

Brouwer and Clemence 1961 : Methods of Celestial Mechanics, Academic Press.

古在由秀 1979 : 人工衛星の軌道 宇宙開発事業団

古在由秀 1973 :

A new method to compute lunisolar perterbations in satellite motion, SAO special report 349.

K.Aksnes 1976 : Celestial Mechanics, 13, 89.

ロランC電波の陸上伝播効果とその評価に基づく補正図の作成

小野房吉*・長森享二**

EFFECT OF LORAN C WAVE PROPAGATION ON LAND AND PREPARATION OF CORRECTION CHART BASED ON ITS EVALUATION

Fusakichi Ono*, Kyozi Nagamori**

Abstract

The LORAN C is a radio navigation aid system operated by the Coast Guard of the U.S.A., using long waves to measure the position of ships and airplanes. It gives hope for the usable range of ground waves allowing stable propagation up to a radius of 2,000km from a LORAN C station and permits a high-accuracy use over a wide area. However, a systematic error is caused in measured results if land is included in the wave-propagation route, and the accuracy of position measuring becomes lower. In this report, we analyze data from the LORAN C regarding the North-West Pacific chain that were obtained by the survey ship "SYOYO" during navigation in the sea south of Hatizyo island and from Simizu port via Nozimazaki coast to Hatinohe coast. Also, the effects of land propagation waves included in incoming waves are evaluated and the preparation of the correction chart of the same chain in the Japanese waters based on the analyzed results are described.

Evaluation results

- (1) As a propagation speed of LC waves in the sea, $299.715\text{m}/\mu\text{s}$ (greater than the conventional value, $299.691\text{m}/\mu\text{s}$) is suitable.
- (2) The propagation speed of waves on land is less than that in the sea, and the wave-propagation time increases by 6 ns/km compared with that in the sea. A conversion of this value to the wave-propagation speed corresponds to $299.18\text{m}/\mu\text{s}$.

1. まえがき

ロランC電波 (100KHz, マルチパルス) の地表波は、伝播経路が海上か陸上かによって伝播速度が異なるから、これを利用する電波航法測位や、時計比較では、当該電波の伝播経路の特性を考慮した正確な補正が行われなければ、高精度は期待できない。しかし、この補正が正しく行われるならば、測位で $\pm 10\text{m}$ 、時計比較で50ns程度の精度は十分可能である。海上と陸上では導電率が異なるから、伝播速度が異っても当然なのであるが、従来これらの量的な評価は導電率を仮定した理論的推定以外にあまりなされていなかった。特

Received 25 September 1984

* 海洋情報課 Oceanographic Data and Information Division.

** 企画課 Planing Division

に広い海上では技術的困難もあって、実測データに基づく評価は殆どなされていなかった。今回、八丈島南方及び清水港から犬吠埼東方、金華山沖を経て津軽海峡に到る海域で取得したロランCデータ(1983, 5～6測量船「昭洋」: 船長・吉田弘正)を解析し、陸上伝播に起因したと思われる電波伝播時間の増加を検出するとともに、その量がほぼkm当たり6.0 nsであることがわかった。近畿地方から東北地方に到るかなり広い地域を通過した電波で、ほぼ一定の値を示したのである。当初、陸上の地形の影響を受けるはずであるから、一定にはなるまいと予想したのであるが、意外であった。この波長帯では、地形の影響を受けるとしても、その量は、もっと小さいオーダーのことと思われる。ただし電波の到来方向の至近距離に高山がある場合は、その効果が現われ、さらに補正値が大きくなるので注意が必要である。

2. 評価の方法

ロランC(以下LCと云う)北西太平洋チェーンは主局と、これに対して一定の関係で同期した電波を発射する四つの従局が、主局を中心にはほぼ対角線状に配置されているが、この全従局の時間差(TD)データが同時取得できる受信機で、データを取得することとし、このうち陸上伝播を含まない3局以上のデータ(双曲線方式データでは2)が取得できる海域でのデータで解析を行なうことにした。この考え方は、陸上伝播誤差を含まない三つのデータで測地位置を決定し、その位置を推定位置として、他の陸上伝播誤差を含むと思われるデータの(O-C)を求めれば、その量が誤差がなければ“0”あるとすれば、それはプラスで当該電波の陸上伝播距離に比例した量を示すであろうと云うことである。

3. データの取得海域及び受信収録装置

八丈島南方: 経度が八丈島より東に当る海域は、全データに陸上伝播分が殆ど含まれないが、これより西に行くにしたがい、北海道(X)局からの伝播経路に、八丈島及び犬吠埼から房総半島にかけての陸上伝播分が次第に大きく含まれる。

八丈島—清水港: (X)局からの電波に關東、東北地方の陸上分が加わり陸上伝播距離は数100キロメートルに達する。

犬吠埼東方—津軽海峡: 沖縄(Y)局からの到来電波に、北上するにしたがい、關東、東海、近畿及び東北地方の陸上伝播分が次第に増加し、八戸沖付近まで北上すると、900キロメートル近くになる。

受信収録装置: LR-719型, LC受信機(光電製作所), HC-20型ハンドヘルドCPU(EPSON), マイクロCMT収録

4. 測位原理

取得データを $TD_i (i=m, w, x, y, z)$ とし、各データにつき受信点 (λ_x, ϕ_x) の推定位置 (λ_0, ϕ_0) を与えて(O-C)を計算する。従局にED(Emission Delay)がある場合は、それも当然差し引く。この(O-C)に関し観測方程式は、測定基準パルスの主局発射時に対する同期誤差を ΔT としたとき、

$$(O-C)_i = \Delta\phi' \cos Z_i + \Delta\lambda' \sin Z_i + \Delta T \quad (1)$$

ただし、 $\Delta\phi = \alpha\Delta\phi'$: 受信点と推定位置との緯度偏差

$\Delta\lambda = \gamma\Delta\lambda'$: 経度偏差

α, γ : 単位変換係数

Z : 推定位置から見た電波発射局の北から東回りに測った計算方位

EFFECT OF LORAN C WAVE PROPAGATION ON LAND
AND PREPARATION OF
CORRECTION CHART BASED ON ITS EVALUATION

153

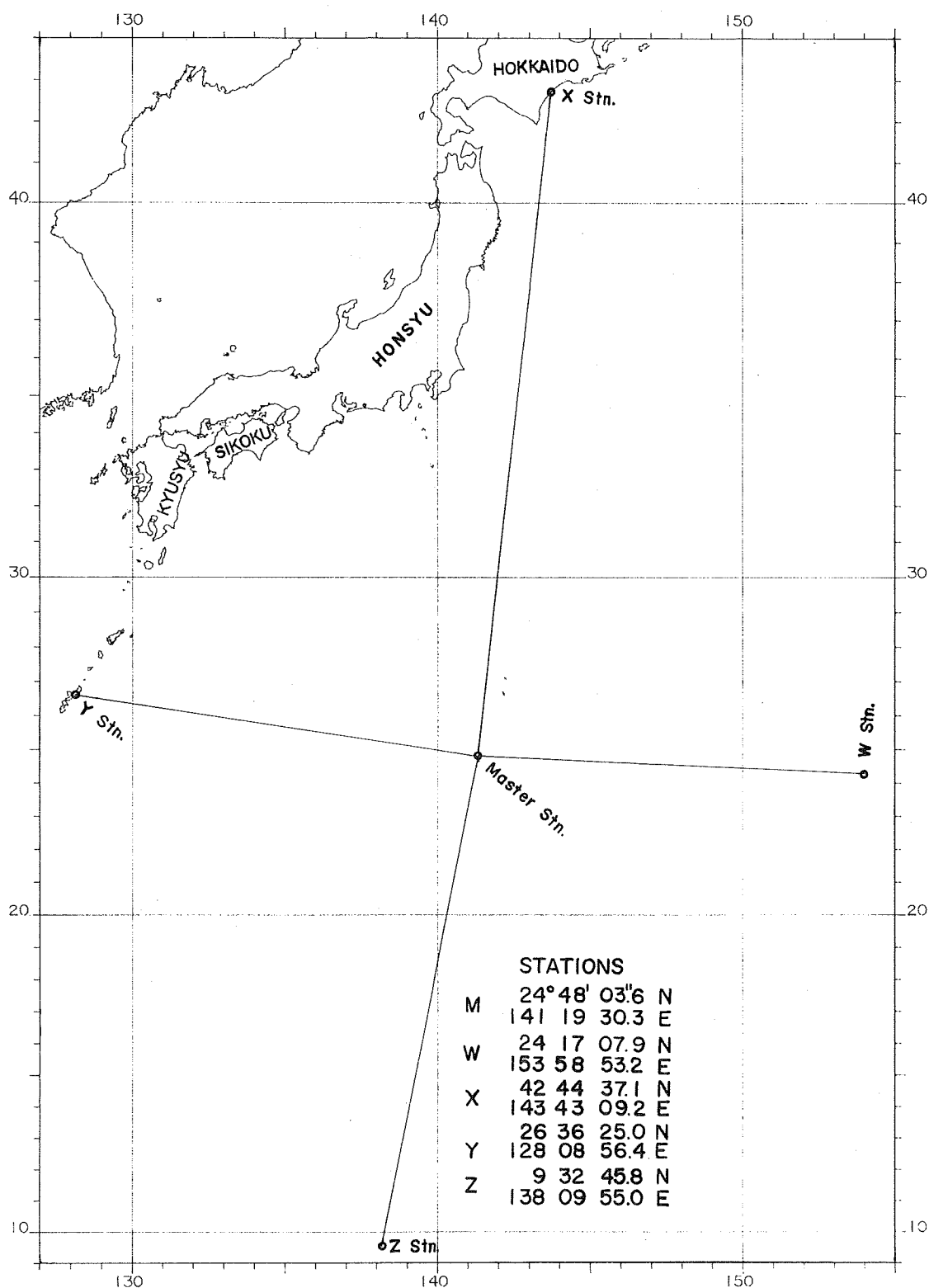


Figure 1 LORAN-C North West Pacific chain GRI 99700 $\mu\text{s}/\text{sec}$.

この観測方程式で、未知数は $\Delta\lambda$, $\Delta\phi$, ΔT の3つであるから、互いに異った方向から到来した電波の取得データが少なくとも3つあると、すべての未知数の解が得られる。この場合3つ以上多ければ多いほどよい。

解き方： $\cos Z_i = a_i$, $\sin Z_i = b_i$, $1 = c_i$, $(O-C)_i = d_i$ と置き $[p a_i a_i]$, $[p b_i a_i]$, $[p c_i a_i]$

$[p d_i a_i]$, $[p d_i b_i]$, $[p c_i b_i]$, $[p d_i b_i]$, $[p c_i c_i]$, $[p d_i c_i]$ を計算する。

ここで p はデータの“重み”である。

これより正規方程式は

$$\begin{aligned} [p a_i a_i] \Delta\phi' + [p b_i a_i] \Delta\lambda' + [p c_i a_i] \Delta T &= [p d_i a_i] \\ [p a_i b_i] \Delta\phi' + [p b_i b_i] \Delta\lambda' + [p c_i b_i] \Delta T &= [p d_i b_i] \\ [p a_i c_i] \Delta\phi' + [p b_i c_i] \Delta\lambda' + [p c_i c_i] \Delta T &= [p d_i c_i] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\therefore \Delta\phi' = 1/D \begin{vmatrix} [p d_i a_i] & [p b_i a_i] & [p c_i a_i] \\ [p d_i b_i] & [p b_i b_i] & [p c_i b_i] \\ [p d_i c_i] & [p b_i c_i] & [p c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (3)$$

$$\Delta\lambda' = 1/D \begin{vmatrix} [p a_i a_i] & [p d_i a_i] & [p c_i a_i] \\ [p a_i b_i] & [p d_i b_i] & [p c_i b_i] \\ [p a_i c_i] & [p d_i c_i] & [p c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (4)$$

$$\Delta T = 1/D \begin{vmatrix} [p a_i a_i] & [p b_i a_i] & [p d_i a_i] \\ [p a_i b_i] & [p b_i b_i] & [p d_i b_i] \\ [p a_i c_i] & [p b_i c_i] & [p d_i c_i] \end{vmatrix} \quad (5)$$

$$\text{ただし } D = \begin{vmatrix} [p a_i a_i] & [p b_i a_i] & [p c_i a_i] \\ [p a_i b_i] & [p b_i b_i] & [p c_i b_i] \\ [p a_i c_i] & [p b_i c_i] & [p c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (6)$$

ここで、求めた $\Delta\phi'$, $\Delta\lambda'$ にそれぞれ、 $\alpha = 0.002697$, $\lambda = \alpha / \cos \phi_0$ の定数を乗じて経緯度単位の $\Delta\phi$, $\Delta\lambda$ に変換する。

従って受信点の経緯度 (λ_s , ϕ_s) は

$$\left. \begin{aligned} \lambda_s &= \lambda_0 + \Delta\lambda \\ \phi_s &= \phi_0 + \Delta\phi \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

この測位計算は、受信点の近傍で平面で近似しているから、推定位置と真の受信点が離れ過ぎている場合は、一回の計算では誤差が出るから、通常、逐次近似法による収斂計算を行なう。

“重み” p の与え方：この論文のテーマは測位ではなく、陸上伝播効果の評価である。従って、陸上伝播を含むデータについて $p = 0$ として解くが、参考までに、一般の測位計算で p をどのようにして与えるか考え方を述べておく。

確実に地表波が受信できる地点までは“1”、これを超えるデータについて実用的に次式で計算する。

$$\begin{aligned} p &= (d_0/d)^n \\ \text{ただし } p &> 1 \text{ のときは } p = 1 \\ d_0 &: \text{地表波が受信できる最大距離} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで n の次数のとり方で p は急激にあるいは緩慢に減少する。

※ 取得データが双曲線データ（主局に対する従局の到来時間差）の場合は、主局データは取得されないが $TD_M = 0$ のデータとして計算にとりこむ。

5. 誤差分離の方法

観測方程式の未知数は3であるから、データが3個（双曲線データでは2個）で、すべて解け、4個目のデータに地表波伝播による誤差が含まれているとして、これを分離するには、そのデータに関して $p=0$ として扱えば、このデータは位置決定に寄与しないので、その他のデータに誤差がなければ、正確な位置は、それらのデータだけで求まり、そのデータに含まれる遅延誤差が(O-C)に反映してくる。もちろん、これはシステムの同期誤差も含むので必ずしも伝播誤差と1:1に対応しないが、この誤差は受信点の位置に関係がなく一定であると考えられるから、受信点の移動による変化分は伝播誤差と考えてよい。そこで、伝播誤差は分離しようとする局のデータについて、重みを“0”として前述の方法で位置を求め、その位置とデータに対応する局までの、電波伝播時間を計算し、次式を求める。

$$\delta_i = TD_i - ED_i - \tau_i + \Delta T \quad (9)$$

6. 測地線、電波伝播時間、方位の計算に用いた諸式

- (1) 二点の測地位置 (ϕ_1, λ_1) , (ϕ_2, λ_2) を与えて、その間の測地線の距離 d を求めること

$$\beta = \tan^{-1}(\tan \phi \, b/a) \quad (10)$$

$$\chi_{\text{rad}} = \cos^{-1} \{ \sin \beta_1 \cdot \sin \beta_2 + \cos \beta_1 \cdot \cos \beta_2 \cdot \cos(\lambda_1 - \lambda_2) \} \quad (11)$$

$$A_0 = (\sin \beta_1 + \sin \beta_2) \quad (12)$$

$$B_0 = (\sin \beta_1 - \sin \beta_2) \quad (13)$$

$$P = (a-b)(x - \sin x) / \{ 4(1 - \cos x) \} \quad (14)$$

$$Q = (a-b)(x + \sin x) / \{ 4(1 + \cos x) \} \quad (15)$$

$$d = ax - A_0 P - B_0 Q \quad (16)$$

ただし、 a ; 地球の長半径、 b ; 地球の短半径
 λ, ϕ ; 測地経緯度

地球の長半径をkmで与えれば(16)式はkm単位で求まる。

- (2) 電波伝播時間 τ を求める実験式

$$\tau = d/v + \alpha d + \beta + \gamma/d \quad (\mu s) \quad (17)$$

ただし、 v ; 電波伝播速度 ($= .299715 \text{ km}/\mu s$)
 α ; ($= 0.002155 \mu s/\text{km}$)
 β ; ($= -0.4076 \mu s$)
 γ ; ($= 38.67 \mu s \cdot \text{km}$)

- (3) 真方位：位置 (ϕ_2, λ_2) からみた位置 (ϕ_1, λ_1) の北から東回りに測った真方位 Z

$$\theta = \cos^{-1} \{ (\sin \phi_1 - \sin \phi_1 \cdot \cos x) / (\sin x \cdot \cos \phi_2) \} \quad (18)$$

$$Z = \theta \quad \text{ただし、} \quad \sin(\lambda_1 - \lambda_2) \geq 0$$

$$Z = 2\pi - \theta \quad \sin(\lambda_1 - \lambda_2) < 0$$

x は2点間の角距離で(11)式で求めた値をそのまま使う。

TABLE 1. Example of calculations :Estimation of land propagation effect at LORAN-C waves "Y&Z"

Coordinate :TOKYO Datum

Sea area :East to HATTINOHE

Date					*---measurement (μ SEC.)-----*					Latitude		Longitude		SD	REF.	*- SYSTEM ERROR			(μ SEC.)---*		Velocity
M	D	H	M	S	M	W	X	Y	Z	°	'	°	'	m	μ SEC.	M	W	X	Y	Z	KM/ μ S
05/2819:55:00					0.0	16623.7	33009.5	60563.9	86505.9	38	48.602	142	12.228	0	-5194.27	0.02	0.04	-0.00	4.10	45.77	.299715
05/2820:01:00					0.0	16621.0	32995.5	60563.1	86506.1	38	49.709	142	12.631	2	-5201.21	0.02	0.04	-0.00	4.11	45.92	.299715
05/2820:06:00					0.0	16618.1	32981.5	60562.2	86506.3	38	50.804	142	13.090	1	-5208.10	0.02	0.04	-0.00	4.15	46.07	.299715
05/2820:10:00					0.0	16615.3	32967.7	60561.3	86506.6	38	51.890	142	13.513	3	-5214.92	0.02	0.04	-0.00	4.15	46.20	.299715
05/2820:16:00					0.0	16612.7	32953.8	60560.7	86506.8	38	52.993	142	13.854	1	-5221.82	0.02	0.05	-0.01	4.14	46.33	.299715
05/2820:21:00					0.0	16609.9	32940.0	60559.9	86506.9	38	54.067	142	14.299	1	-5228.56	0.02	0.05	-0.01	4.23	46.46	.299715
05/2820:26:00					0.0	16607.1	32926.4	60559.1	86507.2	38	55.135	142	14.745	2	-5235.28	0.02	0.05	-0.01	4.29	46.57	.299715
05/2820:31:00					0.0	16604.4	32912.5	60558.2	86507.3	38	56.230	142	15.138	2	-5242.14	0.02	0.04	-0.01	4.32	46.67	.299715
05/2820:36:00					0.0	16601.8	32899.1	60557.1	86507.5	38	57.284	142	15.523	1	-5248.76	0.02	0.04	-0.01	4.35	46.77	.299715
05/2820:41:00					0.0	16599.2	32885.6	60556.8	86507.7	38	58.351	142	15.907	2	-5255.44	0.02	0.04	-0.01	4.33	46.87	.299715
05/2820:46:00					0.0	16596.6	32872.0	60556.2	86507.8	38	59.418	142	16.300	0	-5262.13	0.02	0.04	-0.00	4.42	46.96	.299715
05/2820:51:00					0.0	16594.0	32858.4	60554.6	86507.9	39	0.496	142	16.683	2	-5268.88	0.02	0.04	-0.00	4.56	47.04	.299715
05/2820:56:00					0.0	16591.4	32844.6	60554.0	86508.1	39	1.583	142	17.071	2	-5275.72	0.02	0.04	-0.00	4.54	47.11	.299715
05/2821:01:00					0.0	16588.7	32830.9	60553.4	86508.2	39	2.659	142	17.471	2	-5282.46	0.02	0.04	-0.01	4.59	47.19	.299715
05/2821:06:00					0.0	16586.0	32817.3	60551.9	86508.3	39	3.727	142	17.894	4	-5289.19	0.02	0.04	-0.01	4.68	47.25	.299715
05/2821:11:00					0.0	16583.4	32803.7	60551.7	86508.4	39	4.795	142	18.292	1	-5295.88	0.02	0.04	-0.01	4.61	47.30	.299715
05/2821:16:00					0.0	16580.8	32789.9	60551.2	86508.6	39	5.879	142	18.695	1	-5302.68	0.02	0.04	-0.01	4.68	47.35	.299715
05/2821:20:00					0.0	16578.1	32776.1	60549.8	86508.7	39	6.969	142	19.099	0	-5309.53	0.02	0.04	-0.01	4.81	47.38	.299715
05/2821:26:00					0.0	16575.6	32762.0	60548.3	86508.8	39	8.084	142	19.460	3	-5316.51	0.02	0.04	-0.01	4.82	47.41	.299715
05/2821:31:00					0.0	16573.0	32748.2	60547.5	86509.0	39	9.168	142	19.855	5	-5323.31	0.03	0.04	-0.01	4.73	47.44	.299715
05/2821:36:00					0.0	16570.3	32734.5	60547.0	86509.1	39	10.253	142	20.252	3	-5330.13	0.02	0.04	-0.01	4.67	47.47	.299715
05/2821:41:00					0.0	16567.5	32720.5	60546.5	86509.3	39	11.348	142	20.728	2	-5337.01	0.02	0.03	-0.01	4.70	47.51	.299715
05/2821:46:00					0.0	16564.8	32706.3	60544.8	86509.4	39	12.459	142	21.134	1	-5344.00	0.02	0.03	-0.01	4.77	47.56	.299715
05/2821:51:00					0.0	16562.2	32692.3	60544.2	86509.4	39	13.564	142	21.518	0	-5350.93	0.02	0.04	-0.01	4.67	47.59	.299715
05/2821:56:00					0.0	16559.7	32678.5	60543.7	86509.6	39	14.658	142	21.895	4	-5357.79	0.02	0.04	-0.01	4.66	47.61	.299715
05/2822:01:00					0.0	16556.9	32664.5	60542.1	86509.6	39	15.753	142	22.355	3	-5364.68	0.02	0.03	-0.01	4.74	47.64	.299715
05/2822:06:00					0.0	16553.8	32651.0	60541.6	86509.9	39	16.792	142	22.906	1	-5371.27	0.02	0.03	-0.01	4.63	47.66	.299715
05/2822:11:00					0.0	16550.7	32637.5	60542.0	86510.1	39	17.823	142	23.520	0	-5377.81	0.02	0.03	-0.01	4.49	47.68	.299715
05/2822:16:00					0.0	16547.2	32624.1	60542.2	86510.4	39	18.841	142	24.218	1	-5384.32	0.02	0.03	-0.01	4.48	47.72	.299715
05/2822:21:00					0.0	16544.2	32610.4	60542.3	86510.7	39	19.896	142	24.757	1	-5390.99	0.02	0.03	-0.01	4.47	47.75	.299715
05/2822:25:00					0.0	16541.7	32596.4	60541.3	86510.8	39	21.004	142	25.137	1	-5397.94	0.02	0.03	-0.01	4.55	47.80	.299715
05/2822:31:00					0.0	16539.5	32582.5	60539.0	86510.9	39	22.117	142	25.387	3	-5404.90	0.01	0.03	-0.01	4.61	47.86	.299715
05/2822:35:00					0.0	16537.6	32568.5	60537.2	86511.1	39	23.246	142	25.583	1	-5411.89	0.01	0.03	-0.00	4.49	47.91	.299715
05/2822:41:00					0.0	16535.7	32554.5	60537.2	86511.2	39	24.374	142	25.765	3	-5418.92	0.01	0.02	-0.00	4.35	47.99	.299715
05/2822:46:00					0.0	16534.7	32541.2	60534.2	86511.0	39	25.497	142	25.651	2	-5425.80	0.01	0.03	-0.01	4.58	48.09	.299715
05/2822:51:00					0.0	16534.9	32528.6	60529.0	86510.8	39	26.602	142	25.181	0	-5432.47	0.01	0.03	-0.01	4.66	48.13	.299715
05/2822:56:00					0.0	16535.2	32516.1	60525.9	86510.6	39	27.704	142	24.669	2	-5439.07	0.01	0.02	-0.01	4.43	48.18	.299715
05/2823:01:00					0.0	16535.1	32503.6	60523.2	86510.3	39	28.795	142	24.272	2	-5445.69	0.02	0.02	-0.01	4.38	48.23	.299715
05/2823:06:00					0.0	16535.4	32491.2	60519.9	86510.2	39	29.894	142	23.779	8	-5452.30	0.02	0.03	-0.01	4.49	48.25	.299715
05/2823:11:00					0.0	16535.4	32478.9	60516.6	86509.9	39	30.959	142	23.380	3	-5458.74	0.03	0.04	-0.02	4.65	48.30	.299715
05/2823:15:00					0.0	16535.4	32466.9	60512.0	86509.8	39	32.020	142	22.968	7	-5465.15	0.02	0.03	-0.02	4.79	48.31	.299715
05/2823:21:00					0.0	16535.7	32454.9	60508.2	86509.5	39	33.077	142	22.496	4	-5471.51	0.03	0.04	-0.02	4.67	48.34	.299715
05/2823:26:00					0.0	16535.7	32443.0	60506.5	86509.2	39	34.122	142	22.092	3	-5477.84	0.03	0.04	-0.02	4.51	48.36	.299715
05/2823:31:00					0.0	16535.9	32431.2	60503.4	86509.2	39	35.168	142	21.628	6	-5484.14	0.02	0.04	-0.01	4.72	48.36	.299715
05/2823:36:00					0.0	16536.0	32419.4	60499.2	86508.7	39	36.209	142	21.202	2	-5490.43	0.03	0.04	-0.02	4.97	48.40	.299715

7. 実測データによる電波伝播誤差の評価結果

電子計算機による計算例を第1表に示す。SDは決定位置をもとに計算した各データの (O-C) の標準偏差をメートルに換算した値、REF. は(5)式から決定された ΔT である。SYSTEM ERROR の欄は各局データの (O-C) そのものである。Z局のデータから $50\mu s$ 近い偏差が分離されているが、これは送受信点間の距離が $3,000km$ をはるかに超えており、明らかに空間波による遅延である。電波伝播速度は従来、 $0.2996912km/\mu s$ が採用されていたが、陸上伝播が含まれない海域でのデータから (O-C) が最少になる伝播速度を求めたところ、表記のようになったので、暫定的にこの値を採用した。

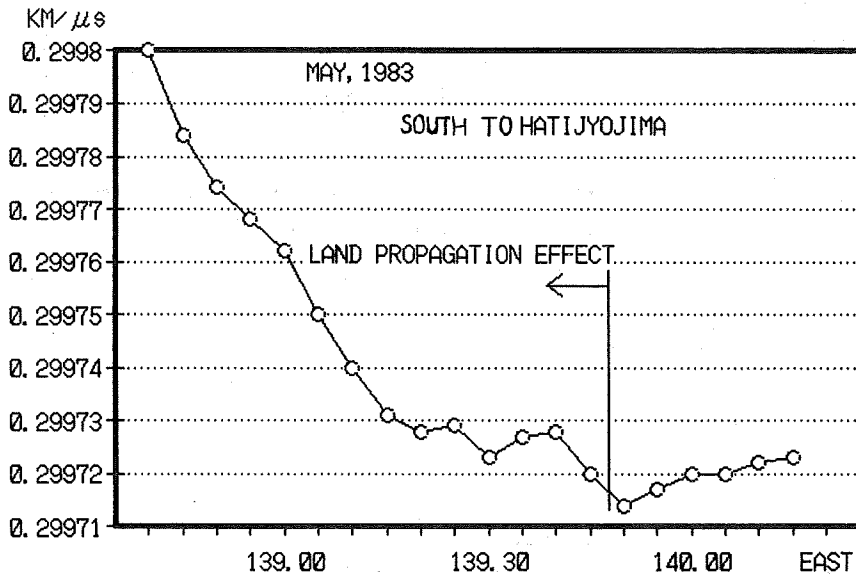


Figure 2 The wave propagation speed where (O-C) is minimized is obtained. A rise near $139^{\circ} 40' E$ seems affected by the Hatizyo island and a steep rise in the west of the island by the land from Inobozaki to Boso peninsula.

※ 電波伝播速度 0.2996912 は標準大気屈折率が 1.000338 に相当し、 0.299712 は 1.000268 に相当する。因みに理科年表では波長により異なるが 1.00027 程度を与えている。

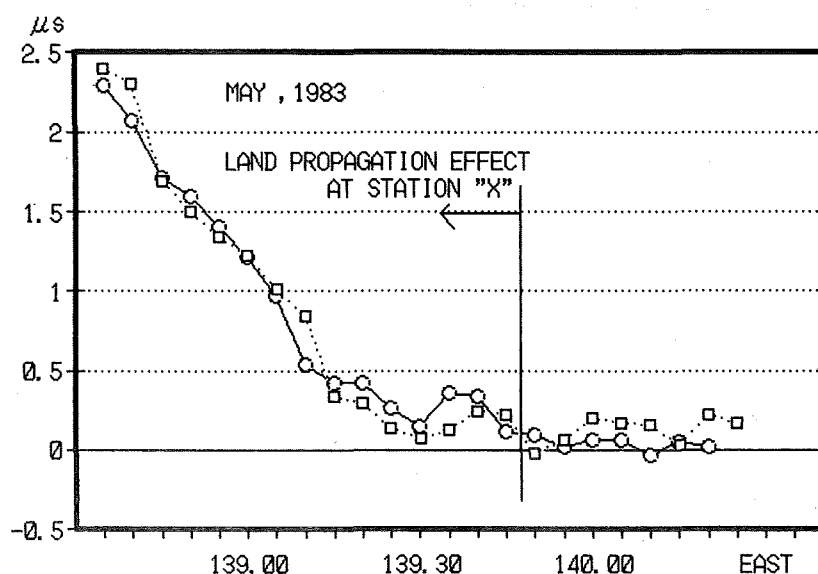


Figure 3 Increase of a delay of LC wave propagation on land. A rise near $139^{\circ} 40' E$ seems affected by the Hatizyo island and a rise in the west of the same island by the Boso peninsula. A circle ($\circ$) shows the navigation to the west and box ($\square$) shows the navigation to the east. Note the reproducibility in accordance with locations.

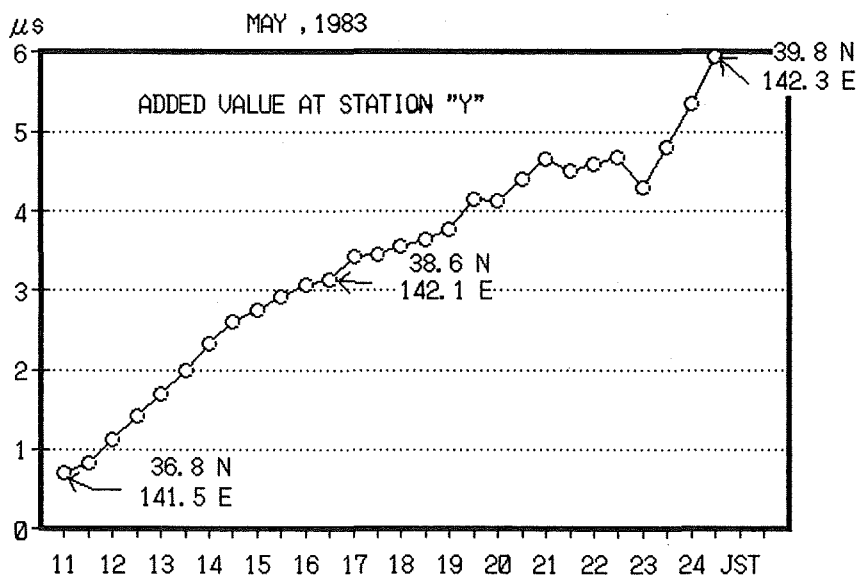


Figure 4 Increase of a delay by LC propagation on land. Data in the north navigation in the east sea off east Japan.

8. 陸上伝播距離の計算

第4図を第1図のロランC局配置図と対照して見ると伝播経路に含まれる陸上距離に比例して電波伝播時間が増加しているらしいことが分かる。ある点から発射した電波が実際にどのような経路を辿って、他の点に到達するか分からないが、一応電波は測地線（地球上2点を結ぶ最短距離）に沿って伝播すると考え、これに含まれる陸上距離を計算し、増分を評価することにする。

陸上距離は適当地図にコンパスを当てて、概略求めることができるが、一般に地図上に測地線を引くと直線とはならないから、ロランCチェーン全体が入るような小尺の図からこのような方法で求めても誤差が大きく精度が期待できない。ここではもっと正確に陸上距離を求めることにする。とはいっても、伝播時間の増分は陸地10km当たり $0.1\mu s$ より小さいので $\pm 5\text{ km}$ を越えなければ十分である。当部佐藤航法測地課長は、このような目的に使用できる地図データファイル形式及び測地線上に含まれる陸上距離を電子計算機で求めるアルゴリズムを開発した。そこで、ここではこのプログラムを使って陸上距離を計算した。使用した地図データファイルは経緯度を $2' \times 2'$ のマスキュラに切り、そのブロック全部が海の時“0”、陸の時“1”、南側が連続して海で北側が陸の時“3”、南側が連続して陸で北側が海の時“4”、前記以外の海陸混合の時“2”とコードしファイル化したものである。この地図データファイル上で、2点を結ぶ測地線のブロック毎に変わる方位線をA点からB点まで追跡し、次々に方位線が切る陸とコードされたマスキュラの陸距離をブロック毎に計算しそれを全部積算して陸上距離を求める。（詳しくは文献(1)、(2)を参照されたい）

この方法で求めた陸上部分の距離は、原理的に $\pm 2\text{ km}$ 程度の誤差を含むが、この場合問題にならない。

9. 陸上伝播による増分の評価

前記の方法で求めた各点の陸上距離に対応した、電波伝播時間の増分から、増加率を計算したところ第2表のとおりとなり、ほぼ一定の値を示すことが分かった。なお増加率のうち5.1は一つだけ離れているので不採用とした。

Table 2 Outline of the land propagation distance at each point and increment

Stn.	Latitude	Longitude	Land D.	Increase	Rate of Inc.	Average
	N	E	km	μs	ns/km	ns/km
Y	37.8°	141.9	447	2.69	6.0	6.0 ± 0.05
	38.9	142.2	664	4.02	6.1	
	39.1	142.3	740	4.67	6.3	
	39.4	142.4	809	4.13	5.1	
	39.6	142.3	853	5.25	6.1	
	40.0	142.2	913	5.52	6.0	

ここではX局による評価例は掲げないが、ほぼ同様な結果であったことを付記しておく。

10. 陸上固定点における測定との整合性

海上保安庁の下里水路観測所（以後 SHO とよぶ：所在地・和歌山県那智勝浦町）は、LC北西太平洋チェーン5局のうち一局のみ、大きく陸上伝播部分が含まれる受信点に位置し、陸上伝播の影響を評価するのに都合の良い配置になっている。しかも SHO では測地衛星ラジオスの、国際共同観測に必要な協定世界時を維持するため、年間を通してロランC電波の受信を行っている。ここでの受信データのうち、北海道（X局）からの到来電波には、約880kmの陸上部分がふくまれている。このO-Cから陸上伝播による増加率を計

算してみると下表のようになり，前節の評価値によく一致していることが分かる。

下里水路観測所 $\phi = 33^{\circ} 34' 39''$ N

$\lambda = 135^{\circ} 56' 12''$ E

Table 3 Land distance at the Simosato Hydrographic Observatory and increase ratio of the wave propagation time based on the effect

LC Stn.	Measured	Cal	Land D.	Rate Of Inc.
	μs	μs	km	ns/km
W Stn.	18387.25	-0.04	0	
X Stn.	37088.18	5.25	880	6.0

($v=0.299715\text{km}/\mu s$)

11. ロランC受信位相の季節変動

ロランCシステムを高精度で利用するためには，季節変動についても評価しておく必要がある．電波は海上や陸上の大気中を伝播して受信点に到達し，伝播経路の状況は気象条件によって日々変化するから，電波伝播速度に日周変動や季節変動が考えられるわけである．この量が大きいのか小さいのか，補正できる性質のものか，そうでないものか？これらのことはロランCシステムを出来るだけ有効に利用するため，ぜひとも知っておくべき情報の一つである．このような情報は，固定点における長期の連続測定から知ることができる．

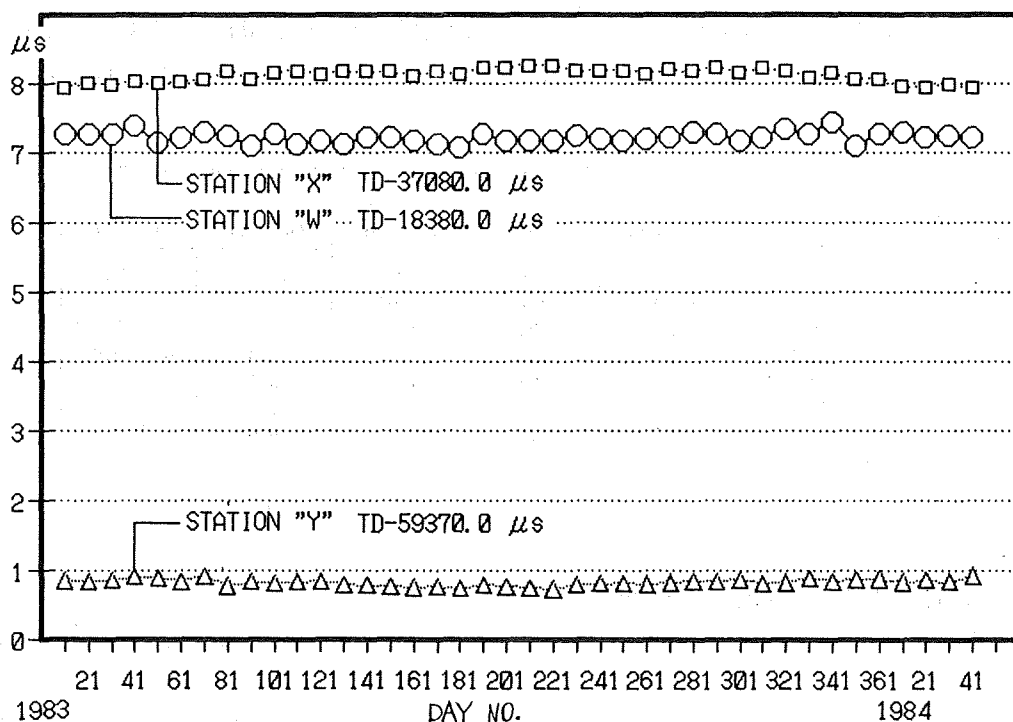


Figure 5 Seasonal Variation of LORAN C in phase observed at the Simosato Hydrographic Observatory.

下里水路部観測所における測定結果を更に、詳しく調べてみることにする。第5図はSHOにおける1983年の1年間におけるロランC到来時間差測定結果をプロットしたものである。SHOのロランC受信値は、普通の航海用のLC受信機で主局に対する従局W, X, Yの到来時間差及び受信点の比較基準に対する時間差を連続測定し、毎30分値をプリントアウトする形で取得されている。この24時間平均値を10日毎にプロットしたのがこれらの図である。

これを見ると、ロランC地表波の季節的な受信位相変動は、いずれの局も $\pm 0.15\mu\text{s}$ より小さいらしいことがうづける。最もこの結果は、たまたま1年間のものであり、本図の信頼性の確認は、なお数年間のデータの蓄積を待たねばならない。

12. 陸上伝播補正図の作成

第2表の結果は、全国的なものではなく、一時期の部分的なものであり、これだけで一般的なことを云うには、多少強引のそしりを免れないが、この結果は部分的といっても近畿地方から東の本州を縦断する形のかなり広い地域が関与し、季節変化は少ないのであるから、それがほぼ一定の値を示したと云うことは一般化しても、大勢において、間違いはないとおもわれる。そこで、以上の結果をもとにLC北西太平洋チェーン(GRI 9970)の日本付近におけるLC地表波陸上伝播補正図を作成した。本図の原計算は経緯度の $5' \times 5'$ で実行しMTにファイルした。更に細かい補正値が必要な場合には連絡されたい。

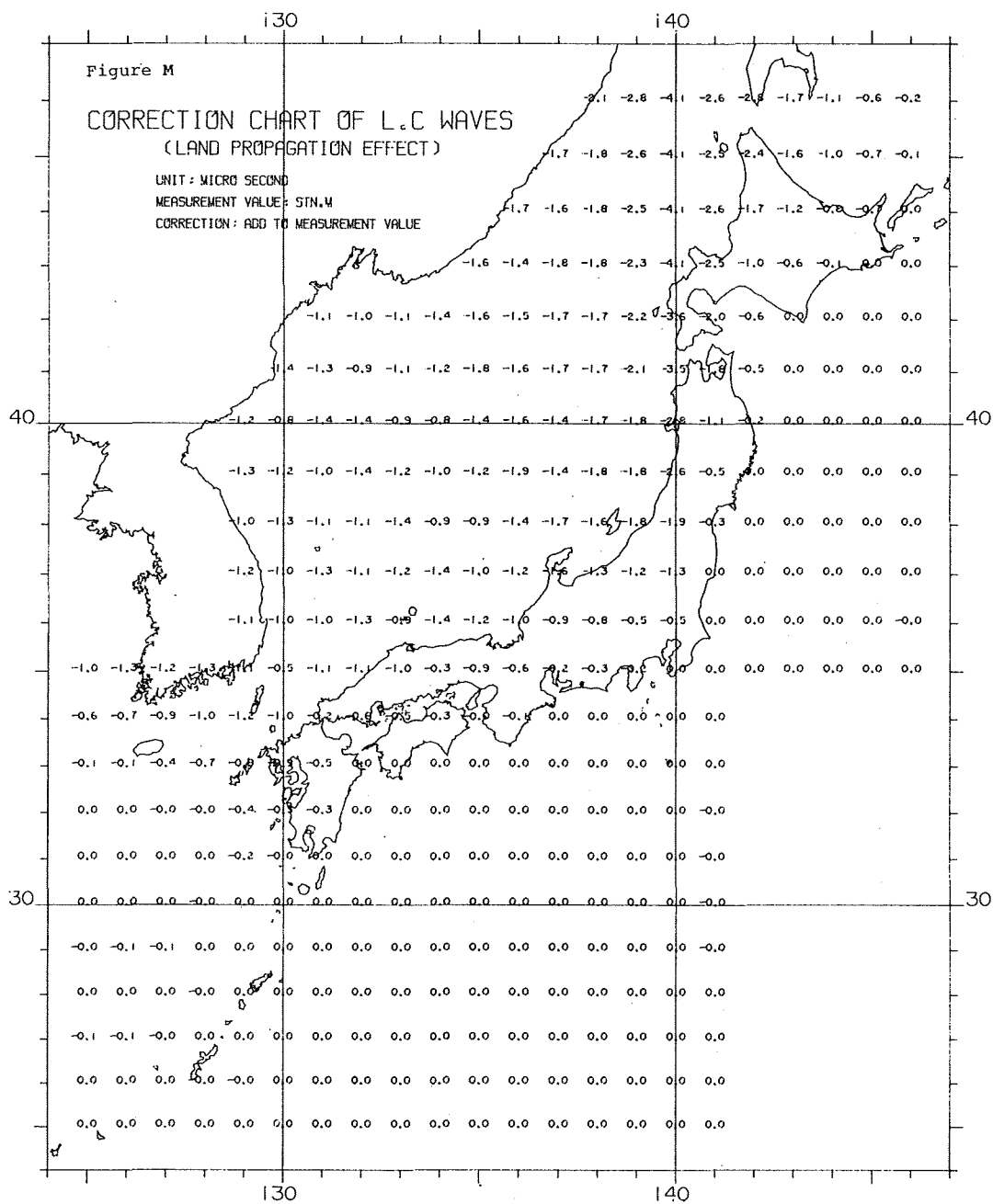
特定の経緯度格子点からロランC局までの測地線に含まれる陸上距離は前述の方法でもとめた。求めた陸上距離(km)に6 nsを乗じて補正値を計算した。図W~Yは双曲線航法用受信機で取得したデータに対する補正値で、主局対応陸上距離が差し引かれている。補正は取得データから対応する本図の数値を減ずる。図Mは主局電波を受信して時計比較を行う場合の補正値であり、計算電波伝播時間に本図の数値を加えたものが実際の電波伝播時間となる。

13. あとがき

ここで作成した補正図は、キメが粗く、精度的に十分とはいえないが、それでも補正の大きい海域では、1桁程度の測位精度の改善が得られるものと思う。このことは注意深い読者なら、すでにお気づきでしょうが、もう一度図を見て頂きましょうか。東海地方から九州にかけての西日本南方洋上でX局、東北から北海道にかけての東日本東方海上でのY局の補正値が、数 μs に達する大きなものとなっている。従って、もしこれらの海域で、陸上伝播による補正が無視されるなら、それによる測位値の系統誤差は数100メートルから1,000メートルに達してもおかしくありません。ここで作成した補正図が出来ただけおおくの方々の目にとまり、テストされることを願っている。そして、その評価結果がお聞かせ頂けるなら筆者として、これに過ぐる喜びはありません。

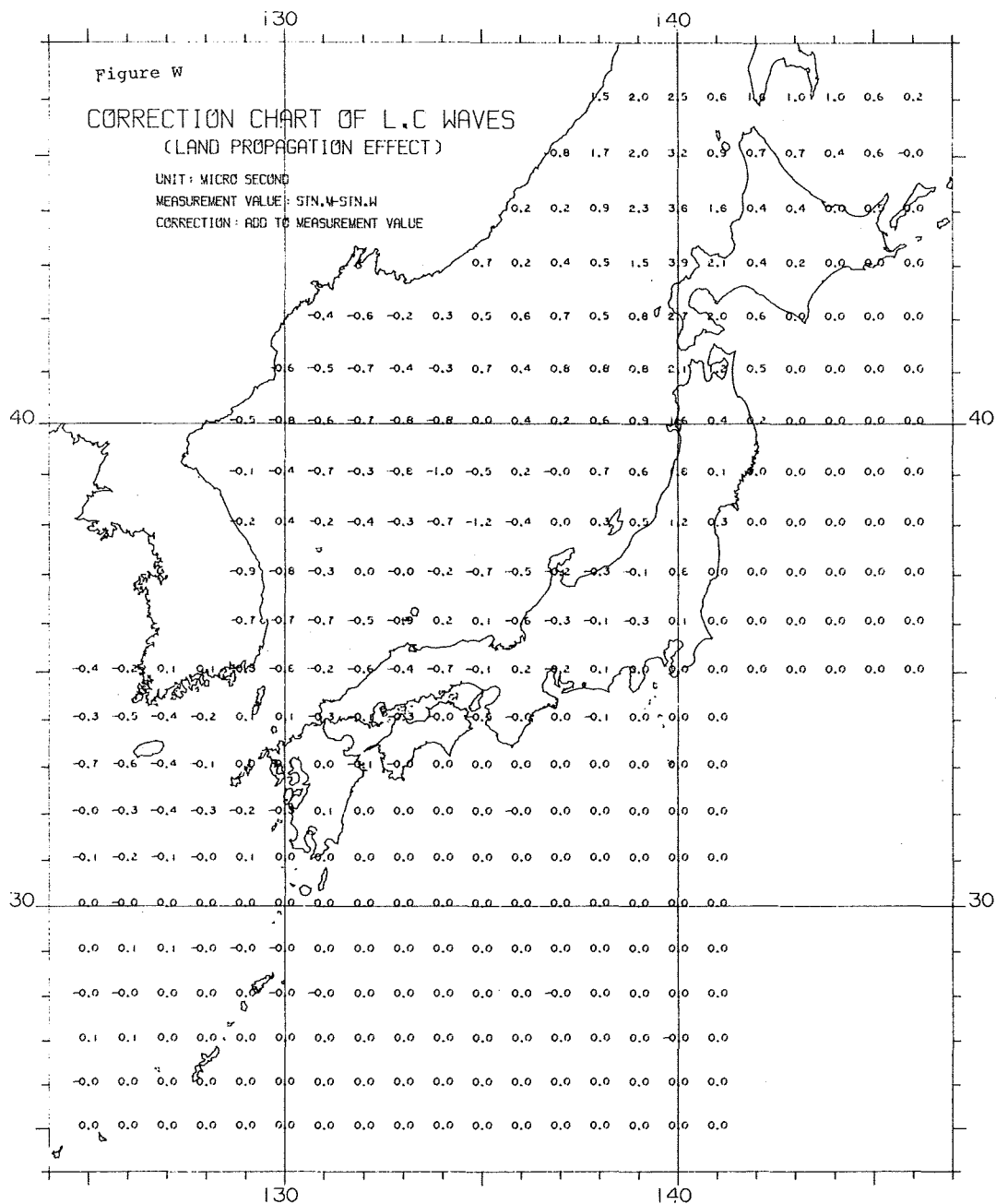
本論文の結果は、特定海域、特定日時のものであって、決してこれでよしと考えているわけではありません。正確にはなお長期、広域的な調査による検証が必要と考えます。こうした調査の実施は、従来の電波航法あるいは、時計比較の精度を飛躍的に向上させ、航行援助システムの投資効果を高めると考えるので、更に本格的な調査による細かいオーダーでの議論が望まれる。

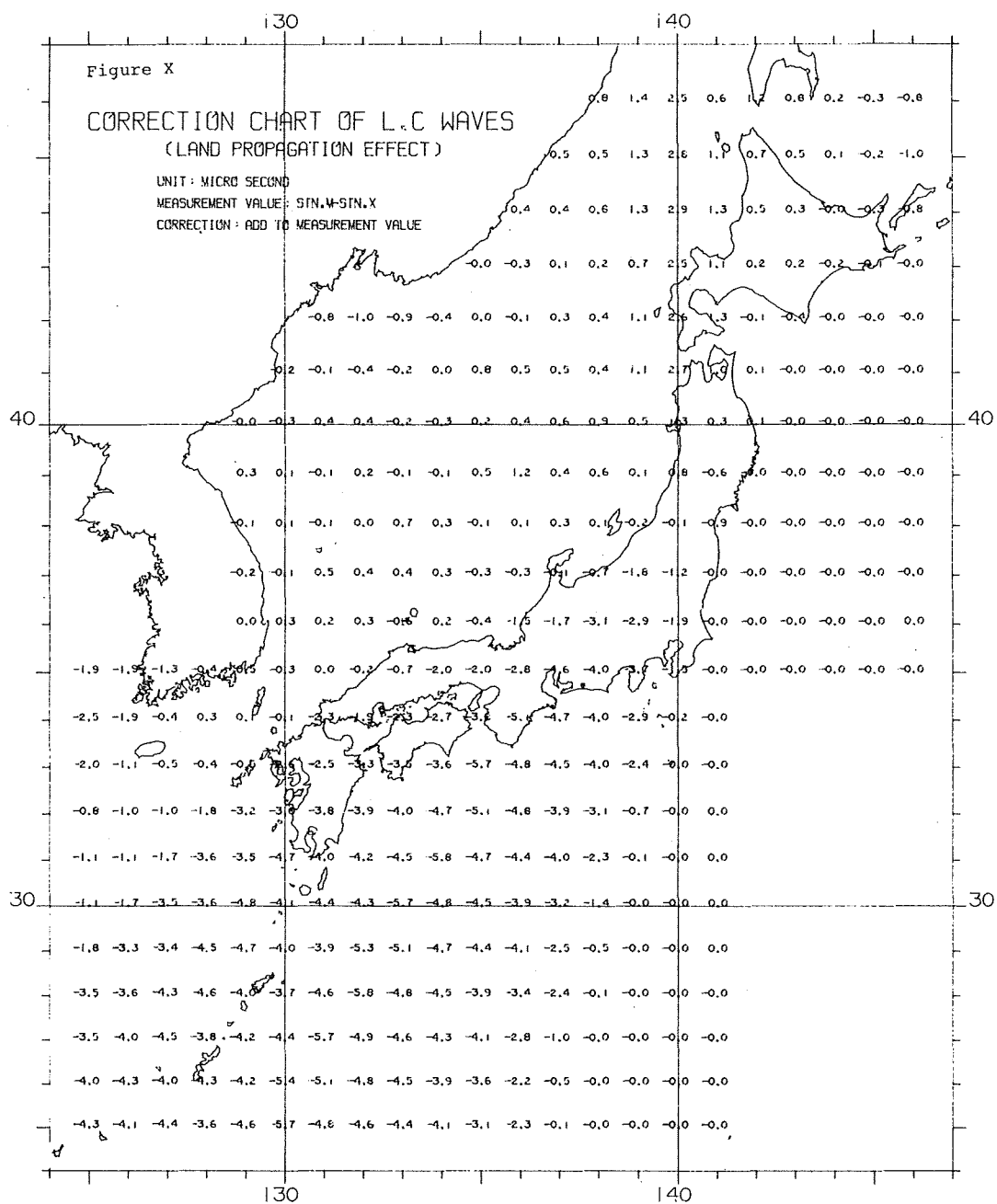
本稿の作成にあたって、二点を結ぶ測地線上に含まれる陸上部分の算定には、当部佐藤航法測地課長、海上におけるデータの取得には測量船「昭洋」の観測科の皆様、データ取得収録装置については光電製作所の関係者に大変お世話になりました。ここに厚く感謝致します。



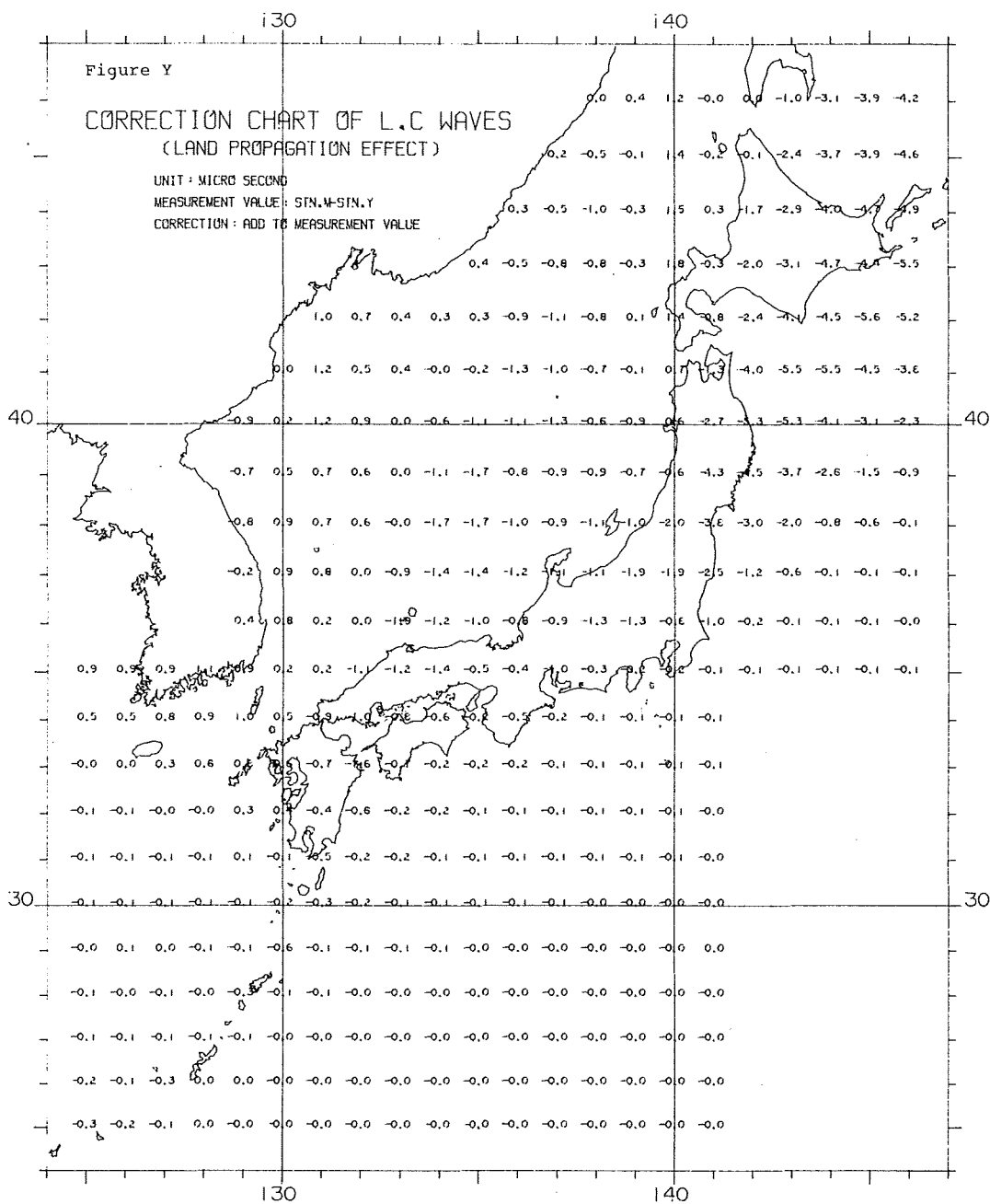
EFFECT OF LORAN C WAVE PROPAGATION ON LAND
AND PREPARATION OF
CORRECTION CHART BASED ON ITS EVALUATION

163





165



参 考 文 献

- 佐藤典彦 1967: デッカ海図の計算, HITACユーザー研究会第4回大会記念論文集, 159~176ページ.
- 佐藤典彦 1969: デジタル型計算機による地図の読みとり, HITACユーザー研究会第6回大会記念論文集, 209~233ページ.
- Grant, S. T. 1973: RHO-RHO Loran C Combined With Satellite Navigation for offshore Surveys. International Hydrogr. Review, 50, 2.
- Corst Guard 1980: Radio Navigation System pp. 30~37, Department of Transportation
- 小野房吉 1983: 電波航法の新しい測位原理 (一般解) 水路部研究報告, 第18号 133~144ページ
- 小野房吉 1984: 電波航法の新しい測位原理と測位精度の評価, 航海学会誌「航海」第79号 35~40ページ

地名表記とJIS漢字

佐藤典彦*

ON THE EXPRESSION OF PLACE NAME AND JIS CHINESE CHARACTERS

Tsunehiko Sato*

Abstract

The greater part of place name in Japan is expressed in Chinese characters. The care of place names necessary for the compilation of charts and sailing directions has been made using hand-written cards until now. To maintain up-to-date name cards, much labor has been required and the exactness and efficiency necessary for maintenance by computer processing has been expected for a long time.

The use of Chinese characters in many computer systems has gradually been popularized during the last several years; hence, an investigation of Chinese characters used for the expression of place names has been made to explore the possibility of computer use. The contents and results of the investigation are presented in this report.

The Chinese characters used by a computer are referred to in the table named "Code of the Japanese Graphic Character Set for Information Interchange" as Japanese Industrial Standard JIS-C- 6226. The table contains 6,353 Chinese characters used in ordinary Japanese sentences.

The results of the investigation show that the number of kinds of Chinese characters used for the expression of place names is around 3,000. Around 2,600 kinds of characters, among them, are included in the table. The sufficient possibility of using a computer for place names after the adoption of around 50 additional characters to such a table is shown. The frequency of use of the remaining 400 characters is extremely low.

Besides this, several points regarding this kind of investigation for place names found during the process are mentioned.

1. まえがき

日本の地名は、大部分が漢字を使って表記されている。海図や水路誌に必要な多数の地名は、これまで地名カード等によって整理され、保管されてきたが、その維持・管理には多大な労力を要するため、必ずしも十分には行き届かないうみがあった。

地名管理のためのコンピュータ利用は、担当者にとって以前から強い関心事であったが、コンピュータの

Received 5 October 1984.

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

側での漢字処理が極く限られた範囲であったため、実現はほぼ不可能な状態であった。しかし、ここ数年、コンピュータ側の事情は大きく変わり、漢字使用が一般化し、地名管理のコンピュータ処理は十分可能となってきた。

コンピュータが扱える漢字は、通常、日本工業規格 JIS C 6226「情報交換用漢字符号系」(以下JISという)に準拠している。JISは、適用範囲として、通常の国語の文章の表記に用いる文字とその符号について規定した規格で、6,353字の漢字を含んではいるが、地名表記に用いられる漢字は、「通常の国語の文章の表記」に用いられる字種とは少し異なるものであることが予想される。

そこで、コンピュータによる地名管理のために、JISとの関係を主として地名に現れる漢字について調べた。その結果、当部のコンピュータ ACOS-650 で使用している日本語情報処理システム(以下JIPSという)の漢字表が、地名管理用にほぼ十分であることが分かった。以下、調査の内容・方法を紹介し、併せて、いくつかの問題点について所見を述べることにする。

2. 調査に用いた資料

(1) 日本地名索引：アボック社、金井弘夫

B 5 判、上巻653下巻1566ページの大冊で、20万分1地勢図による収録地名数は124,578にのぼる。収録地名に現れるすべての漢字を、部首ごとにまとめた字画索引があり、本調査ではこれを基本資料として用いた。字画索引の字種数は2,642であるが、記号(「々」「メ」)や同一とみなせる文字を除く2,636字を調査対象とした。以下、この資料を地名索引という。

(2) 日本沿岸地名表：水路部

B 5 判314ページで、自然地名と港湾名10,967が収録されている。地名の最初の文字1,091字の総画索引が巻末にあるが、本調査では全ページから2字目以下の漢字も拾い出し、総数1,380字を調査対象とした。以下、この資料を沿岸表という。

(3) 地名用漢字表(年次不明)

私的に入手した地名用漢字表で、JISに含まれていない漢字316字が掲載されているものであり、参考に使用した。以下、この資料を参考表という。

3. 日本工業規格 JIS C 6226「情報交換用漢字符号系」

「情報交換用漢字符号系」は、JIS C 6226⁻¹⁹⁷⁸として昭和53年1月1日に制定された。その後、常用漢字表及び改正人名用漢字別表の施行(56. 10. 1)があったこと等に伴い、58年9月1日付で内容が改められ、JIS C 6226⁻¹⁹⁸³が定められた。以下、必要があれば、JIS 78、JIS 83と略記して区別する。

JISは、適用範囲として「通常の国語の文章の表記に用いる図形文字の集合とその符号について規定する」としている。したがって、漢字以外に、平仮名・片仮名・数字・ローマ字等を含んでいる。ただし、備考では「個々の文字の具体的字形設計等は適用範囲としない」とあって、地名表記については微妙な問題があり、後に述べることにする。

漢字は二つの水準に分けられている。内閣告示や日本工業規格等に根拠があるか、又は使用頻度が高い漢字2,965字が第1水準に、その他の漢字3,388字が第2水準に、合計6,353字がJIS83に含まれている。JIS 78では第2水準が4字少なく、合計6,349字であった。

漢字の選定は、収集した各種の漢字表の収録文字を解析して行われた。集められた漢字表は、IBM 2245漢

字印刷装置文字セット一覧表(6,792字)をはじめ、各種の漢字使用頻度調査・活字表・符号表等37個である。なお、JIS C 6260(都道府県コード)及びJIS C 6261(市区町村コード)にある都道府県名・郡名・市区町村名の漢字は、すべて第1水準に含まれている。

4. 調査の方法

- 1) 地名索引の字画索引に記載されている全字種2,636字を、第1水準・第2水準・表外字(ここではJISに含まれない字をいう)の3種に分類した。
- 2) 沿岸表記載の全字種1,380字について、1)と同様の調査を行った。
- 3) 1)2)の結果の表外字95字のすべてについて、使用例を調べた。調査は、現行の20万分1、5万分1、2.5万分1の陸図や海図における該当地名の表記と呼び方で、行政地名については、国土行政区画総覧もできるだけ参照した。
- 4) また、3)の95字に参考表の316字を加えた411字の表外字については、JIPSに掲載されているかどうかを調べた。その際、角川漢和辞典や広辞苑も参考にした。

5. 調査の結果

- 1) JISに含まれている漢字、表外字、地名索引と沿岸表のそれぞれについてJIS漢字と表外字等、分類別の字数を表1に示す。()は第2水準の文字の内数であり、第2列の重複とは両表に重複している字数の意味である。

表のとおり、地名表記に使われている漢字は2,703字と思ったより少なく、しかも、そのうち2,608字(96%)はJIS漢字であり、第2水準492字はJIS漢字の19%に過ぎない。

なお、表1のほかに参考表の316字のうち重複分を除いた253字の表外字があり、表1の95字と合わせると表外字は合計348字となる。

- 2) 表2には、沿岸表に含まれる表外字13字のうち、鯤・鯨・鰐を除く10字について地名例を掲げた。鯤・鯨は表3に載せた。鰐は地名索引に鰐島だけ6例あるが、掲載は省略した。表2の漢字は、大部分使う必要があると考えられるが、岬・岨については、字体の項で後述する。

夕瀬港は、萩港の一部の通称で、58. 8 改版の海図1175では記載が削除された。吐噶喇群島は、陸図では一列島としている。

- 3) 表3には、地名索引の表外字のうち、現行陸図もほぼ同一表記の文字についての地名例を掲げた。29字のうち、16字はJIPSに含まれている。

缺は缺の誤り、駟は驢の略体であろうが、使用することには疑問がある。

- 4) 表4には、地名索引の表外字のうち、現行の表記や呼び方と多少相違のある文字を掲げた。19字のうち、12字がJIPSに含まれている。

仔邑→予邑、埤田→屯田、野闌→野冠は、いずれも左側が陸図、右側が国土行政区画総覧(以下総覧という)の表記で、行政名の文字が置き換えられたことも考えられる。

表1 分類別字数

JIS漢字	地名索引	1,241
	重複	1,305
	沿岸表	62
表外字	地名索引	82
	重複	8
	沿岸表	5
地名索引	JIS漢字	2,546(461)
	表外字	90
	計	2,636
沿岸表	JIS漢字	1,367(120)
	表外字	13
	計	1,380
総計	JIS漢字	2,608(492)
	表外字	95
	計	2,703

()は第2水準の字数

- 5) 表5には、地名索引の表外字のうち、現行表記が改められている地名や疑問のかなり強い文字等を掲げた。ここでもしかし、28字中18字がJIPSに含まれている。

留意点はたくさんあるが、数例を挙げておく。堀は陸図ではすべて泥だが、56年刊の海図56では堀が使われている。傍示配の配の部分は、陸図では3者3様で、表記の揺れを示すものとも思われる。脛永は総覧では脛永で、文字・呼び方ともに地名索引と異なっている。褶は3例とも手偏の誤りだろうが、呼び方がすべて地名索引とは違っている。櫛山は、地名索引・陸図・総覧の表記がばらばらだが、木偏の櫛が正しいのだろう。足山は、陸図では3者3様である。鯨は3)項のと同様の略体だが、併せて字体の項で述べる。薦も同じく字体の項で後述する。

- 6) 表6には、地名索引の表外字の残りで、明らかな誤字等12字を掲げた。JIPSにも漢和辞典にもなく、地名表記には使わないものと考えてよい。

個々については省くが、夔・端が縦書きの2字を合わせた誤りとみられること、忉利天上寺を小刀利天上寺と分解した誤りがあることには注意を要する。

- 7) 表7には、参考表の文字のうち、地名索引・沿岸表と重複しない253字を3群に分けて掲げた。第1群は、JIPS又は漢和辞典にある文字で113字、第2群は、()内が正字かと思われる誤字等57字、第3群は、ほぼ誤字等で使用しなくてよいと考えられる83字である。

ただし、第1群にも誤字らしい字や旧字体や俗字が含まれ、すべてを使う必要はなく、第2群についても同様である。また、第3群には入れたが、使用例のある磯(宮城県)のような文字もあり、すべてが不用の文字とはいいい切れない。

6. 調査結果のまとめ

調査結果を一応まとめてみると、次のようになる。

- 1) 地名用漢字は、約3,000字と考えられる。
- 2) 地名用漢字の約90%はJISに含まれ、JISの文字のうち第2水準の漢字は2割弱である。
- 3) 表外字は、この調査では348字であった。このうち153字(44%)はJIPSに含まれている。
- 4) 表外字348字中約200字はJIPSに含まれていない。このうちには不用の文字もあるので、この調査で扱えなかった文字を考慮しても、JIPSは、200字程度の追加で地名表記に十分活用できるものと思う。なお、当面は30~50字追加すれば、一応の用に足りると考えられる。

7. 所見

調査を通じて浮かんできた地名の表記や調査等に関する問題点と所見をまとめてみる。例示は、代表的な数個を挙げるだけとする。

- 1) 字体について

i 誤字・作り字

全体として誤字や作り字が非常に多いという印象であった。陸図・海図を合わせて地図上での誤り、地名索引に採取する際の書き違い、また、誤字等のまま地元が使ってきた場合等さまざまな原因があり得るが、表6・表7には多くの例が示してある。

誤字とみられる文字には、点画の脱落や余分な付加(黍, 黠), 類似の形との書き違い(睦, 粃), 不注意(馱, 蔬), 俗字体(様, 處), 部首の書き違い(褶, 裙)等がある。誤りやすい部首には、艹とㄣ,

禾と 禾, 禾と 禾, 日と 日と 日, 禾と 禾, 禾と 禾などがある。

意味や発音から作ったとみられる文字には、埒・坭・鰐などがある。

これらの誤字等は、地名調査の際に少し注意すれば防げるものである。

II 略字体の字体

個々の文字を識別する要素としての点画の組み合わせ方が字体で、これを具体的に書いたり印刷したりして実現した図形が字形である、とJISの解説では定義しているが、ここではあまり厳密に区別はしない。

常用漢字表では、当用漢字字体表を引き継ぎ、新たに追加された文字も含めて略字体が多数採用されている。略字体には、全く異なる形、類似の形、旧字体の一部分、点画の省略などいろいろな種類はあるが、ほぼすべて字画数が減って、読みやすく特に書きやすい字体となっている。

そのため、常用漢字以外の漢字であっても、偏や旁（つくり）など字体の一部に略体を使っている文字（芦、鶯、桧、捆など）が一般にはかなり通用している。JIS83は、これらの字体でも慣用の度合いが熟していると考えられる文字は積極的に採用し、JIS78の字体の変更や入れ替えを行っている。

地名においても、こうした略字体による表記は極めて多い。例えば、表2の峙・嶮、表3の駟、表4の埧・閼、表5の脛などである。これらの多くは、市町村や地図作成機関の地名担当者の不注意や気軽な扱いに起因するものらしいことが、表から推定できる。略字体等の無制限な使用は、地名表記の混乱を助長するものであるから、何らかの基準が必要であると考ええる。

駟や駟は、蘆→芦の例と同じ略し方だろうが、芦の場合とは違って使用が一般化しているとは思われない。鶯は表5でも見られるとおり、鶯・鶯などの混乱がある（この2字はどちらも〔うぐいす〕である）。〔うそ〕は本来、鶯であるから、學→学の例にならって鶯ノ口と書いたのだろうが、地元の人以外ならこれを〔うそのくち〕とは読まない。総覧の鶯ノ口も、恐らくこれが原因となった誤記であろう。JISでは、これらは驢・鱷・鶯となっている。また、上記の峙・嶮・埧・閼等も採用されていない。

2) 漢字の基準

地名表記用漢字の基準は、JISによるのが適当であると考ええる。その理由は次のとおりである。

- 今後の地名管理にはコンピュータが不可欠であり、コンピュータの使用漢字がJISに準拠していること。
- JISには、地名用漢字約3,000字種のうちほぼ90%が含まれている。地名索引の12.5万個の地名中、表外字を含むものは約120（0.1%）だから、JISで表記できる割合は、99.9%に達すること。
- JISの字種や字形は、常用漢字（人名用を含む）以外でも、専門家による十分な調査と検討によって選ばれていること。

ただし、JISを基準とする場合でも注意が必要と思われる点があるので、以下に挙げておく。

i 部首の形

JISでは、艸（くさかんむり）をすべて艸で表し、艸は使っていない。他の部首の文字の一部分にある場合も、砒・寔のように書いている。

食の部での偏には食と食、示の部には示と示と、それぞれ二通りの字体がある。いずれも、筆記体の字形が常用漢字に採用されているからだろう。

一方、筆記体で言と書く言偏（ごんべん）は、すべて言に統一されている。

また、彡部（しんしょう）の活字体には、彡と彡の2種がある。当用漢字以降彡が採用されたから

であり、JISでは常用漢字以外でも、辻・迂・迄・迪など慣用されている文字には辻の字体を使っている。筆記体はいずれも区別せず、辻の字形で書くので注意を要する。

ii 異体字

JISでは、「意味・音訓・起源等を同じくするが、字形にかなりの違いがあり、区別する習慣の認められるものは独立に採用する。」とし、峰と峯、曾と曾、個と箇、竜と龍などは、いずれも両方を採用している。また、新字体と旧字体、正字と略字・俗字なども、互に対応することが明らかなものは両方を採用している。

しかし、甌・尊・樽・蹲などはそれぞれこの字形だけで、甌・尊等の対応形は載せていないことに注意を要する。また、鶯・鶯はともにあるが、鷗はこれだけで正字鷗は載せていない。

iii 地図表記用の字体

表4の例にある閼野川は、総覧では正字の閼野川となっている。JISでも、閼が採用され閼はない。このように字画の込み入った文字は、海図や地図上ではつぶれて読みにくくなるので、表記用には略字体を使用することもやむを得ないかと考える。

しかし、この場合は、明確な適用基準を設けることと、運用には十分慎重であることが望まれる。また、地名の原票には正字で登録し、表記用には略字体を用いたことを記録しておく必要がある。

iv 表外字

JISに記載されていない表外字を採用する場合は、漢和辞典を調べ根拠の明らかな字形を選ぶべきで、この点JIPSは必ずしも十分とはいえない。根拠の求められない文字をやむを得ず用いる場合は、十分な調査をし、その経緯を記録しておく必要がある。

3) 地名調査

文字の調査を行ってみると、地名調査の際の不注意や手落ちがたびたび感じられた。地名調査について以下少し所見を述べる。

地名は、現地現用、つまりその地域で現在使われている書き方と呼び方を採用することが原則とされている。しかし、正規の手続を踏んで登録される行政地名は別としても、小字や旧称・通称、更に自然地名となると、書き方・呼び方ともにかなりの揺れがあることは否定できない。同一の地物を示す名も、地域によって呼び方が違うことがあり、年齢や性別によって異なる場合もある。

地名は、歴史・宗教・文化・生活等を背景として生まれ、意味・発音等を総合した方言によって表現される。したがって、これを的確に把握し、何を採用するかは、地元の研究者の協力を得て機関の専門家が現地調査を行うのが望ましい。しかし、経費や時間の制約もあり、現実の地名調査は、調査票を現地市町村に送り、正誤を確かめ誤りがあれば正し、市町村長の確認印を押して返送してもらう形式で行われている。この方法には、調査に対する現地市町村側の意識をはじめ、多くの問題点がある。そのため、調査結果の採用に当たっては、少なくとも以下のような注意が必要であると考えられる。

1) 文字

誤字には、前述したように、点画の脱落や付加、書き違いなどのほか、通用していない作り字や俗字を無意識に使う例などがあり、地名調査票にもしばしば見受けられるので、担当者は、調査表の一字一字をJISその他の基準と細心に照合してみる必要がある。誤字や疑問の文字があった場合には、正しいと考えられる文字を示し、その理由の十分な説明を付して再調査すべきであろう。

ii 熟語

地名には、背景となっている文化や宗教上の熟語が含まれていることが多い。表5、6の地名では、初利天や賽ノ神は宗教、傍示は歴史又は文化、山葵や犢牛は生活の用語である。地名調査に当たっては、漢和辞典や国語辞典を参照して熟語の正しい表記を常に確かめるべきである。

iii 呼び方

地名、特に自然地名は、本来口に出して区別のためにとなえられるものであって、大部分の表記は、呼び名が定着した後に文字を当てられたものである。したがって、地名は、「書き方と読み方」ではなく、「呼び方と書き方」と意識すべきものである。

文字による表記は、多くの利便をもたらしたが、一方、「地名を読む」という観念が生じ、呼び方に混乱を招く原因となっている。漢字の読みに引きずられて、もとの呼び方が変わっていく例は数多い。

また、口でとなえ、耳で聞いて区別するという本来の形では、すぐ近くに同じ呼び名の地名が存在することは無いといえる。仮名で書いて同じでも、その地域の言葉では、アクセントや発音に違いがある等の区別があると考えられる。

これらの揺れや近隣での同名などにも、調査の際には十分注意しなければならない。

iv 方言

方言とは、ある地域で使われている言語体系であって、名詞や動詞など個々の単語の違いばかりでなく、発音や、生活習慣に基づく「言い分け」の違いまで、すべてを含んでいる。「言い分け」とは、例えば、家畜を雌雄・年齢・色・形・模様等で細かく区分したり、農作業に合わせて一日の時間を細かく呼び分けたりする地域の特徴である。地名にも、これらが反映されている。

表4の標原は、(くにき)も(はる)もともにこの地方の方言と考えられる。この場合、通常の漢字の読みとは異なる呼び方が行われていることになる。地形を表す用語にも、方言的色彩がよく見かけられる。表4の堰・埒・屹などはそれである。

現地での呼び方が方言によっている場合、地名調査表には、回答の際その旨の説明を記入してもらうことが望ましい。

v その他

鱒ノ鼻・鯉ヶ崎などの小文字ノツケ(助字という)を書くかどうか、片仮名か平仮名かなども、不注意に扱われやすい。

以上、正しい呼び方と書き方を調べるためには、地名調査表の記入に当たり、現地で十分な注意を払えるよう、調査の趣旨や記入上の注意等の説明をつけ、特異な文字や呼び方には、その理由等を注記してもらうようにすべきであると考えられる。また、記載の文字や表記等に上述のような疑問があるときは、調査機関側の詳細な意見等を付して再調査すべきである。

4) 資料について

i 地名索引

膨大な採録地名数とその分類・検索の方法の工夫等では、敬服に値する労作であり、有用な資料である。しかし、使用の際は次の諸点に注意を要するといえる。

ア) 原資料が古いこと。使用した20万分1地勢図146図中、南西諸島10図が昭和40年代のほかは、大部分

昭和22~31年の刊行で、現在はなくなったり変更されたりした地名がかなりある。

イ) 編者をはじめ、56名の校閲協力者は、地名の専門家ではないらしい。また、緒言でも断っている

ように、「読みや綴りについて十分な検討が加えられていない」とのことで、疑問のある表記や呼び方が掲載されている。

ウ) 凡例には、大きな行政区画名(県名・郡名)を除くすべての地名を採録したとあるが、阿武隈高地・房総半島などの広域自然地名も採られていない。

エ) 2図以上にそれぞれ表記がある場合、図幅ごとに採録したため、同一名が2回以上重複して掲載されている。例えば、室蘭・信濃川などである。

ii 沿岸表

表記・漢字に関して、二三の所見があるが、詳細については、機会を改めて述べることにしたい。

表2～表7の説明

他 出：他の資料にもその文字があることを示す。地は地名索引、沿は沿岸表、参は参考表。

辞 書：○はJIPSに、○は角川漢和中辞典にあることを示す。

類 字：似た形の文字を掲げる。右下小文字のJはJIS、Kは角川漢和中辞典、NはJIPS。

読 み：JIPS又は角川漢和中辞典の読み、片仮名は音、平仮名は訓。

地名例：沿岸表又は地名索引に掲げられた地名例。()内は都府県名、北海道については支庁名。

1/20万：

1/5万：

1/2.5万：

それぞれの縮尺の陸図における地名注記。○は地名例と同一、一は記載なし。

海 図：海図における記載。数字は海図番号。○、一は上記に同じ。

行政区画総覧：(財)国土地理協会編の国土行政区画総覧に記載されている行政地名。一は該当地名がないことを示す。[]内は海図における記載。

表 2 沿岸表の表外字

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	海図
噶	地参				とから 吐噶喇群島(鹿児島)	吐噶喇列島	吐噶喇列島	—	○182A
屿	地		嶼		吐噶喇海峡(ク)	○	—	—	
嶼	地		嶼		せきびしよ 赤尾嶼(沖縄)	赤尾嶼	○		赤尾嶼 1203
嶼	地	○	嶼	ケン・けわしい	こうびしよ 黄尾嶼(ク)	黄尾嶼	○		黄尾嶼 1203
楞	参				けんぽう 嶼幕帰島(釧路)	嶼幕帰島	けんぽう 嶼幕帰島	同左	嶼幕帰島 25
湘	参				おかしま 楞島(長崎)	○	○	○	○1249
磴	地参	◎	筌	セン・かおりぐさ	ゆうなぎこう 夕湘港(山口)	○	—	—	—1175
荃	参				おおぞね 大磴根(福岡)	—	—	—	○35, 1263
飯	参				ちやせんやま 茶荃山(島根)	○	○	○	○1189
罽	参				むらいばえ 飯罽(高知)	—	—	—	○110
罽	参	○	罽	シン・えい	えいの はな 罽ノ鼻(長崎)	—	○	○	○1232, 1233
研	参				きなる 研(大分)	—	—	—	○151

表 3 地名索引の表外字(1)

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
拱	参	○	拱	ぬかり	おおだか(福島)	○	○	○	矢祭町大拱
堦		○	堦	ヨウ・そね・おつち	おおたか(高知)	○	○	○	南国市大堦
塔	参	○		はざま	くまきこ 熊塔(島取)	○	○	○	—
埴	参	◎		タ・かたつち	さつた 薩埴(静岡)	—	薩埴 ^{山峠}	同左	[薩埴山 1075]
					おたるやま 男埴山(長野)	○	～	同左	—
峴	参		峴 ^{K.N}		いしづの 石峴沢山(福島)	—	○	○	
崱	参		崱		せんごくぐら だいじやぐら 千石崱, 大蛇崱,	{ すべて○ }	{ すべて○ }	{ すべて○ }	
					せいろうぐら びうどうぐら 蒸籠崱, 平等崱 ^(奈良) ^(三重)				
嶠	参	○		ホウ・くづれる	ほうき 嶠崎(福井)	○	○	○	—
抓		○		ソウ・ショウ	はのきだ 抓木田(岩手)	○	○	○	—
					はのきだ 抓木沢(宮城)	○	○	○	—
楠					かろ 楠(長野)	—	○	○	—
缺	参		缺		かきざき 缺崎(三重)	○	○	○	[欠崎 76]
犬		○		ギン・えぞ	えんだて 犬館(岩手)	○	○	○	—
研	沿				むらばえ なかばえ 村研, 流研	{ すべて○ }	{ すべて○ }	{ すべて○ }	[村箸, 流箸 151]
					ほか 7 か所(大分)				
碑		◎		シャ	いたかき 碑(新潟)	○	○	○	—
拱		○		コウ	すくも 拱田(福島)	—	○	○	—

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
親					ほあつけ 親付(栃木)	—	○	○	馬頭町親付大河内
芋					とろのき 芋ノ木(長野)	○	○	○	富士見町芋の木
苳	参	○		コ・まこも	うりゅう 苳生(宮崎)	○	上(中)苳生	同左	—
蒨	参	○		ひえ・ひ	ひえじま 蒨島(大阪)	○	○	○	門真市蒨島
					ひえたの 蒨田野(京都)	○	蒨田野町	同左	亀岡市蒨田野町
蒨	参				つづらがわ 蒨川(愛媛)	○	○	○	
駒	参				とどしま 海駒島(新潟)	○	○	○	
					とどのみね 海駒ノ峰(々)	—	—	—	
氈	沿参	○			とどがき 氈ヶ崎(岩手)	○	○	○	[~埼 53, 54, 71]
					とどしま 氈登島(々)	○	○	○	[氈登岩 71]
					とどしま 氈島(青森)	○	○	○	[○10, 53]
鰯	参	○		フン・えび	とどあな 鰯穴(新潟)	—	○	○	弥彦村鰯穴
鮎					かしくだけ 鮎岳(青森)	○	○	○	
鰾	参	○	鰾 _K	うぐい	うぐいがわ 鰾川(長野)	○	○	○	
鯨	参	◎		カン・あめのうお	あめすがわ 鯨川(釧路)	○	○	○	
鯨					あびこあじろ 鯨網代(長崎)	○	○	○	—[○1212]
鰻	参	○		カン・あめのうお	えのめ 鰻目(石川)	○	○	○	能登島町鰻目(○12)
鯉	沿参				むさばし 鯉落(高知)	○	○	○	[○151]
鵜	参	○		シン・みさ	みさどき 鵜崎(岩手)	—	○	○	—

表4 地名索引の表外字(2)

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
仔	参	◎		ヨ・うつくしい	よむら 仔邑(奈良)	○	○	○	下市町予邑
咩	参	○		ビ	はくさん り め じんじゅ 白山比咩神社(石川)	○	○	白山~	
埴					とんでん 埴田(広島)	—	○	埴田	東条町埴田
坂		○	埴 _J		まました 坂下(神奈川)	—	○	○	南足柄市埴下
埴					はけした 埴下(埼玉)	—	(大埴)	同左	—
屹			屹 _J		おとみだわやま 狼屹山(和歌山)	○	○	狼屹山	
峴	参		峴 _{K,N}		とうのへつ 塔ノ峴(福島)	—	塔ノ峴	同左	
岐	参	○		カイ・キ	はがゆ 岐湯(熊本)	ハケノユ 岐湯	はがゆ 岐湯	同左	—
抓		○			はのきだて 抓ノ木立(岩手)	抓木立	抓木立	○	—
撫		○		ボ・ぶな	ふなだち 撫平(福島)	○	撫平	○	
檔			檔 _J		まてがやま 檔ヶ山(鹿児島)	檔ヶ山	同左	同左	大崎町檔ヶ山
檫	参	◎		カイ・かしわ	くしはら 檫原(福岡)	檫原	同左	同左	—
穢		○		—	さい 穢(岡山)	—	○	穢東町一丁目	岡山市穢東町

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
鰻	参	◎		カン・からみ	からみ ない ざわ こく ゆう りん 鰻見内沢国宥林(秋田)	カウミナイ 鰻内沢	同左	同左	—
闌					の かわ 野闌(広島)	ノ カノキ 野闌	○	○	広島市野冠
闌			闌J	キュウ・くじ	くじ の かわ 闌野川(和歌山)	○	○	○	串本町闌野川 〔闌野川99〕
駮		◎		セイ・あか	あこうじ 駮牛(鳥取)	○	○	あこうし 駮牛	—
鰯					いさな だめ 鰯留(長野)	鰯留小屋	同左	同左	岩魚留沢
鵯	参	○		チュウ・チュ	びいこ だ 鵯岳(鹿児島)	ビシヤゴ 鵯岳	○	びいこ 鵯岳	—

表5 地名索引の表外字(3)

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
佗		○		ショウ・おおやけ	あお ぶ な や ま 青佗山(青森)	ア オ ブ ナ 青撫山	同左	同左	—
坨			泥J		どろ はい じ ま 坨這島(宮城)	泥這島	同左	同左	〔坨這島56〕
岬	参	◎		キ・はげやま	ほう じ が た わ 傍示岬(岡山)	タワ 傍示岬	ほう じ が た わ 傍示岬	ほう じ が た わ 傍示岬	—
脛		○	脛J	ケイ・すね・はぎ	すね な が 脛永(岐阜)	脛水	○	○	揖斐川町脛永
					すね ない 脛内(日高)	—	—	—	—
					つる は ゑ の む 鶴脛ノ湯(山形)	鶴脛の湯	同左	同左	上山市(鶴脛町)
栴			栴K		ひしき が わ 栴川(三重)	ヒシキ 栴川	同左	栴川	上野市栴川
榊			榊K		つげ や ま 榊山(石狩)	ソゲ 榊山	同左	同左	—
榎	参	○	榎J	カ・ケ・くい	こ と ど こ 小榎子(留萌)	—	小榎子川	同左	—
					とど か わ 榎川(檜山)	榎川	同左	同左	江差町榎川町
					とど や ま 榎山(根室)	—	—	—	〔摺ノ濱1201〕
摺		○		シュウ	かい の は ま 摺ノ浜(鹿児島)	摺ヶ浜	摺ヶ浜	同左	〔摺ノ濱1201〕 指宿市摺ヶ浜南
					かい ぎ 摺木(ク)	摺木	摺木	同左	穎娃町摺木
					すくの お 摺尾(熊本)	—	摺尾	すくの 摺尾	久木野村摺尾
榑		◎		ルイ・かんじき ・わりご	かんじき ね 榑根(岐阜)	—	—	—	—
櫛	参	○	櫛J	たも	たも や ま 櫛山(山形)	○	櫛山	同左	村山市櫛山
橐			橐J		さい の か み 橐ノ神(秋田)	—	—	賽ノ神	大館市賽ノ神
					こて は し 橐橋(千葉)	○	○	○	千葉市橐橋町
					こつ とい だけ 橐牛岳(福岡)	コツトイ 橐牛岳	同左	同左	—
缺	参		缺J		かけ の て 缺山(岩手)	缺山	同左	同左	—
璫			璫K		こん でん や ま 璫殿山(石川)	—	権殿山	同左	—
麓		○			ふもと 麓(熊本)	麓	同左	同左	旭志村麓
筋	参	○		キン・ほね	あざ ぼ る 筋原(佐賀)	アサミ 筋原	同左	同左	多久市筋原
					あざ わ ら 上(下)筋原(兵庫)	上(下)筋原	同左	同左	新宮町下筋原
菡		◎		カン	かん たん かん 菡萏湾(大分)	—	—	—	—

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
苜		○		タン	かんたんわん 苜蓿湾(大分)	—	—	—	
蜚	参	○		シャ	こらぎ 蜚(長野)	—	—	—	—
羸					たかふしやま 高羸山(福島)	高羸山	高羸山	高羸山	
跼		◎		ク・ダ・つまずく	さだみね 蹉跎岬(高知)	—	—	—	
鈴		◎		キン・くさび	すじ 鈴(鹿児島)	鈴	同左	同左	喜入町鈴
					すじかわ 鈴川(々)	—	鈴川	同左	—
採	参				ほったさい 堀田採(長崎)	堀田	同左	同左	—
雀		○	雀J	コウ・カク・あがく	つるがきか 雀ヶ坂(福岡)	鶴ヶ坂	同左	同左	—
雞	参	◎		ケイ・にわとり	とりあしやま 雞足山(茨城)	鶏足山	雞足山	雞足山	
鰐		○	鰐J		すきがいけ 鰐ヶ池(新潟)	—	鰐ヶ池	同左	
鮎	参				かけ 鮎(宮城)	カケ 磯	かけ 磯	かけ 磯	若柳町磯
鮠		○			ほっけま 鮠潤(後志)	—	—	—	—
鶯			鶯J		うそのくろ 鶯ノ口(長野)	鶯ノ口	同左	同左	八千穂村鶯ノ口

表 6 地名索引の表外字(4)

文字	他出	辞書	類字	読み	地名例	1/20万	1/5万	1/2.5万	行政区画総覧
葵					わびだに 葵谷(新潟)	ワサビダニ 山葵谷	同左	同左	栃尾市山葵谷
忒			忒 _{K,N}		とうりてんじうじ 忒利天上寺(兵庫)	忒利天上寺	—	小刀利天上寺	
梔					しすの 梔野(秋田)	シオウジ 梔野	しすの 梔野	梔野	—
梔			梔J		たふかわ 梔川(鹿児島)	○	梔川	同左	上屋久町梔川 〔○1222〕
梯			梯J		いっほんおなやま 一本梯山(岩手)	一本梯山	同左	同左	
窠					もがほつ 明窠(鹿児島)	—	明ヶ窪	同左	鹿児島市明穴堀
蔣			蔣J		こもだ 蔣田(大分)	コモ 蔣田	同左	同左	—
蘓					そうれい 草蘓(富山)	草蘓	同左	同左	利賀村草蘓
驢			驢J		あしかだてばな 海驢立鼻(東京)	アシカ 海驢立鼻	あしかだてばな 海驢立鼻	同左	
鴝			鴝J		とうこ 鴝子(福島)	トウノコ 鴝子	同左	同左	平田村鴝子
鷗			鷗J		ひしこばな 鷗鼻(長崎)	ビシャゴ鼻	同左		
烟			烟J		きんざうりや 金三郎烟(渡島)	—	—	—	

表7 参考表の文字

开仿但佻份 徇捷倆允兜 姦勉喆土圻 峯麥裔姑媼 奈屺庾弮弮 忒憭拋睨皙
 暘眺臍忼杙 拖桉柏桓槩 榘樺梠櫓 汨泓汶冷淩 濱熁煒熒熒 狃珷珊琇瑁
 瑁瑗璉璣皛 睨睭碰私祗 穰穰突竈笄 筓筭筭 筋箒笄 簞簞笄 蕝蕝蕝 蕝
 鄧釗釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗 釗釗釗

假(假)叉(叉)呱(呱)巒(巒)巢(巢)麇(麇)懸(懸)杓(杓)捌(捌)撓(撓)揆(揆)搔(搔)撓(撓)咬(咬)肱(肱)
 桎(桎)桤(桤)梅(梅)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)桤(桤)
 睦(睦)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)祓(祓)
 葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)葦(葦)

淚 厭 啞 嗆 噍 姁 嫗 嬖 寅 寅 窳 剗 峪 峪 趿 廖 黑 憫 捅 臄 臄 扶 挾 榜 梗 櫨 漆 榆 檣 槐
 榶 櫛 櫨 櫨 汙 淫 滂 漑 滄 漚 灶 炆 烽 燹 燧 玃 狃 狃 痿 首 顒 磻 磬 积 箒 粃 粃 絀 苳 苳
 萆 莆 葢 菽 屨 螻 蝻 輪 逵 緦 鈇 鍾 陴 陴 陴 飊 鄒 鰲 鰲 鵠 鷗 鷗 鷗

8. おわりに

地名の管理とは、調査し、記録し、維持（加除訂正）することであり、各種の目的に応じて利用しやすいように保管することであろう。利用のため、ファイルには、呼び方・書き方と併せて、地名の種別・位置・属する行政区・範囲・長さ・高さ・深さ・面積・掲載図種番号その他の属性を記録しなければならないが、その種類や形式等については、今後研究を要する課題である。

この報告では、このうち書き方（呼び方）に関する調査と考え方や基準についての提案を示したものであるが、その他の属性や記録手法等の研究を進めて、コンピュータの能力を生かした地名管理の早期実現を望むものである。

参 考 文 献

日本工業標準調査会 1978：情報交換用漢字符号系 JIS C 6226⁻¹⁹⁷⁸，日本規格協会

“ 1983： “ JIS C 6226⁻¹⁹⁸³， “

野村雅昭 1984：JIS C 6226情報交換用漢字符号系の改正，標準化ジャーナル 1984. 3.

海上保安庁 1982：日本沿岸地名表

金井弘夫 1981：日本地名索引第二版，アボック社出版局

貝塚茂樹他 1966：角川漢和中辞典，角川書店

小川環樹他 1984：角川新字源，角川書店

新村 出 1971：広辞苑 第二版，岩波書店

三省堂編修所 1982：新しい国語表記ハンドブック 第二版，三省堂

日本電気㈱ 1983：日本電気標準文字セット辞書〈基本〉，日本電気株式会社

“ 1983： “ 〈拡張〉， “