

水路部創立110周年記念論文特集の 刊行に当たって

海上保安庁水路部長 杉浦邦朗

水路部は、明治4年（1871）兵部省海軍部に水路局として設立され、本年9月12日には110周年を迎えた。これを記念して、水路部研究報告は第17号で、水路部が最近10年間に実施してきた業務に関する論文を特集することとした。

新海洋秩序・資源エネルギー事情等を背景に、最近では海洋調査に対する社会的関心が高まり、その要請も複雑・多様化してきている。また、特に電子技術の進歩に伴い、調査の手法・機器にも大きな変革がもたらされている。こうした情勢の下で、水路部はこの10年間に、従来からの事業に、海洋測地観測・マラッカ・シンガポール海峡調査・海洋汚染調査等の調査・観測を加え、海の基本図調査を更に充実させた。また、他機関との共同研究も含め、地震予知に関する諸研究・海底火山噴火予知に関する研究及び調査・黒潮の開発利用調査研究・人工衛星データ利用実証総合研究・自動観測システムの研究・人工衛星の画像解析手法の研究等、数十項にのぼる多くの研究業務を実施してきた。

これらの調査・研究を通じて得られた成果は、それぞれ成果報告書としてまとめられ、論文の一部は、本誌の前号までにもその都度多数掲載されてきたが、この特集号では、次の11編を新たにまとめ、創立110周年記念論文として掲載した。すなわち、海の基本図に関しては、地形・地質・地磁気の最近の調査報告4編と、集大成としての100万分の1海底地形図と重力異常についてそれぞれ1編、海流観測からは、特筆すべき現象として5年間にわたって持続した黒潮大蛇行に関する4編、マラッカ・シンガポール海峡調査の成果1編である。このほかに一般論文7編も併せて掲載した。

水路業務の遂行にとって、調査のための機器・技術の研究・開発は、調査資料や情報の収集・蓄積とともに必要不可欠なことである。このため、部内の研究・開発の総合報告書としての水路部研究報告は、内外の諸機関や研究者との情報交換をも目的として編集を行っており、一層の充実を図りたいと考えている。

水路部が、今後とも時代の要請に応えて最善の仕事を行っていくためにも、本誌を通じて皆様の一層の御指導・御支援を賜るようお願い申し上げます。

（昭和56年12月15日）

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 17, March, 1982

西七島海嶺北端部の造構造運動

桜井 操*・小川正泰*

TECTONIC MOVEMENT IN THE NORTHERN PART
OF THE NISI-SITITO RIDGE

Misao Sakurai* and Masahiro Ogawa*

Received 1981 August 31

Abstract

There are many small scale ridges known to be running from NE to SW or from ENE to WSW in echelon arrangement in the Izu-Ogasawara Ridge.

Based on data obtained by the survey of the basic map of the continental shelf made during 1974 to 1978, displacement of small scale ridges changing direction from NE-SW to ENE-WSW near the Zenisu Bank was found. Following tectonic movements were inferred in the Northern part of Nisi-sitito Ridge;

The Zenisu Ridge has moved along left lateral fault parallel to axis of the Nisi-sitito Ridge, and has turned clockwise about 10° near the Zenisu Bank. These were caused by a spreading of the area between the Nisi-sitito and Sitito Ridge. The age of this activity was considered as being after the deposition of the Yugasima Group correlatives in the Miocene Epoch.

1. はしがき

伊豆小笠原海嶺の西半部に多数の海丘・海峰からなる小規模なリッジ (ridge) 構造があり、NE-SW ないし ENE-WSW 方向に雁行配列していることが知られている (茂木, 1968; Iwabuchi and Mogi, 1973; 貝塚, 1972;

* 測量課 Surveying Division

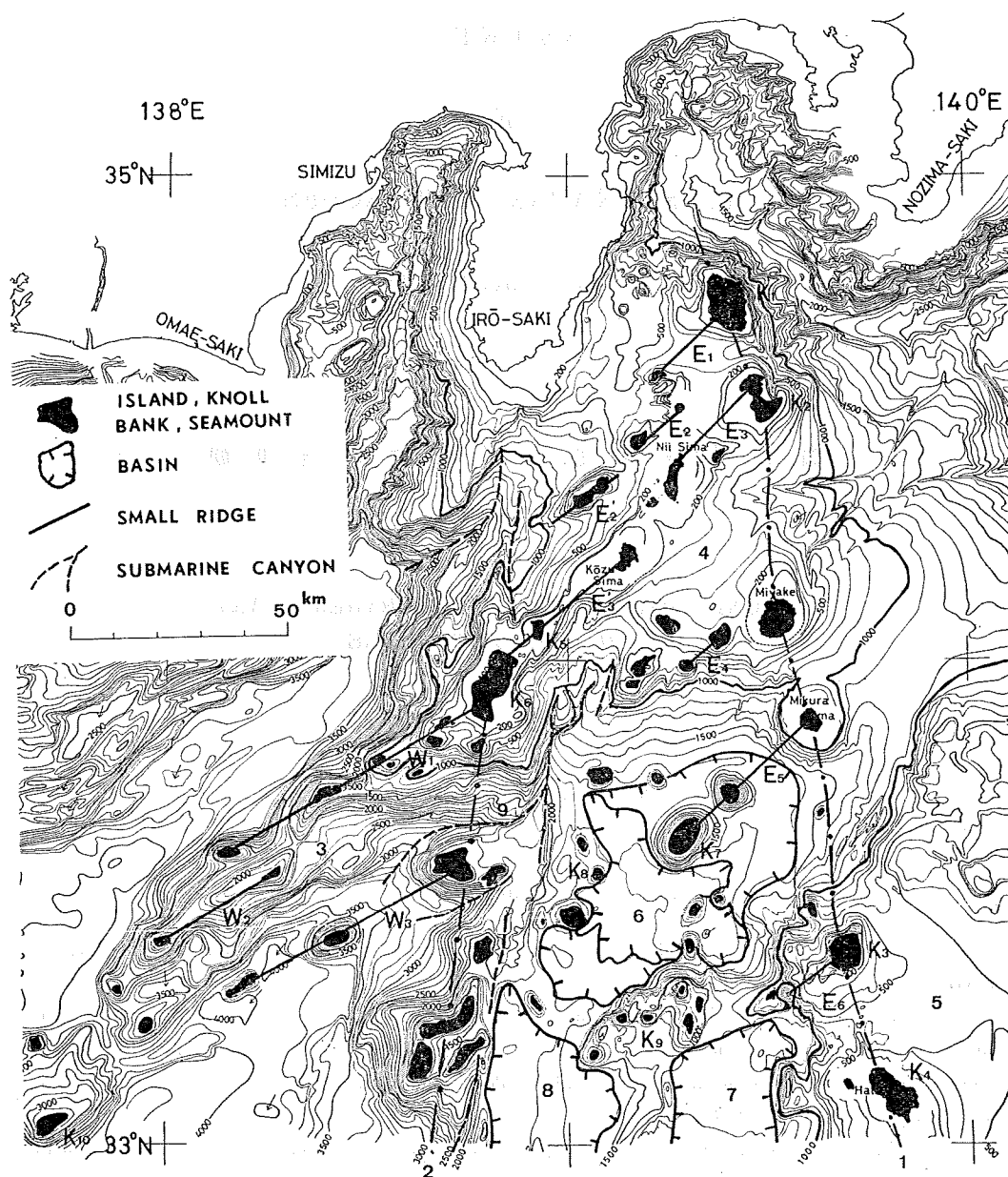


Figure 1 Submarine topography of the northern part of the Izu-Ogasawara Ridge and distribution of small ridges originated from volcano. Bathymetry is from HD, MSA (1979).

1 : Sitito Ridge 2 : Nisi-sitito Ridge 3 : Zenisu Ridge 4 : Niizima Rise* 5 : Hatizyo Rise*
 6 : Mikura Basin 7 : Hatizyo Basin 8 : Nisihatizyo Basin* 9 : Zenisu Submarine Canyon
 K₁ : Osima (island) K₂ : Omurodasi (bank) K₃ : Kurose (bank) K₄ : Hatizyozima (island)
 K₅ : Watarise (bank) K₆ : Zenisu (bank included some reef) K₇ : Inanba (island) K₈ : Inanba
 Knolls K₉ : Hatizyonisinose Knolls K₁₀ : Ensyunadaoki Sea Mount, * shows tentative name.

生出, 1974). 大陸棚の海の基本図(佐藤及び新妻, 1980)の測量成果によると, 大室出しから銭州海嶺にのびる高まりは全体として NE-SW 方向をとるが, 銭州西側の火山性の小規模なリッジは ENE-WSW と異なった方向をとっており, 地磁気全磁力異常(大島ほか, 1981)もこのことを支持していることがわかった。

伊豆小笠原海嶺北部はフィリピン海プレートの北端部に位置しており, プレートの進行方向・沈み込みの場所などその造構造運動をめぐって各種の地球物理学的観測や地質調査が行われ, 特に海底地形・音波探査からの追求が期待されているところである。

ここでは銭州付近における小規模なリッジの変位を手がかりにして, 西七島海嶺北端部の造構造運動を推定し, 海底地形及びエアガン音波探査の結果から考察した。使用した主な資料は, 水路部が1/20万大陸棚の海の基本図整備のため昭和49年から53年にかけて測量した成果とその資料である。

2. 海底地形地質の概要

伊豆小笠原海嶺(以下 伊豆海嶺)北部は, その尾根にあたる火山弧の七島硫黄島海嶺(以下 七島海嶺)を中央にして, 東翼に伊豆小笠原海溝への海溝斜面, 西翼に西七島海嶺を配して四国海盆と隣接する。第1図に海底地形図を示す。

伊豆海嶺北部には伊豆大島・三宅島・新島・神津島を含む地域が, 500m ないし 1,000m の等深線で示される隆起帯(以下 新島隆起帯)を形成し, その南西方に銭州海嶺が四国海盆に向かってのびている。また八丈島付近にはこの島を中心としておよそ 1,000m の等深線で示される隆起帯(以下 八丈隆起帯)があり, 新島隆起帯との間に御蔵・八丈・西八丈などの海盆を抱く。これらの隆起帯および海盆は, 海丘・海峰などやその小規模なリッジ(以下 リッジ)の雁行配列によって修飾されている。

エアガンの音波探査から, この海域の地層は上位から下位に向かってⅠ層・Ⅱ層およびこれらを貫く不透明層に区分できる。Ⅰ層は三宅島・蘭灘波(イナンバ)島・黒瀬・八丈島などの火山体や裾野を構成し, 山体に厚く裾野に薄い堆積形を示す。御蔵・八丈海盆などⅡ層の構造的な凹地にも比較的厚い堆積がみられる。層厚は厚いところで0.6秒(音波の往復に要する時間)に達する。大島・新島・神津島などの火山活動が始まったのは洪積世以後とされているので(久野, 1976; 猪郷ほか, 1981), 第四紀層に対比される。Ⅱ層は広く伊豆海嶺の基盤を構成している。特にⅡ層下部は大規模な変位変形を受けており, 隆起帯や海盆の原形を形成している。大島・新島・神津島などの基盤には伊豆半島に広く分布する中新世湯ヶ島層群に類似した層及び深成岩類が含まれるとされ(一色, 1978), 銭州の露岩でも観察されている(新野, 1935)。また駿河トラフのマルチチャンネル音波探査(海上保安庁水路部, 1981)や屈折法による伊豆半島周辺の数値構造(早川及び飯塚, 1972)は, Ⅱ層下部に相当する深度に湯ヶ島層群相当層の存在を認めている。これらを総合して, Ⅱ層は湯ヶ島層群を含む新第三紀層及びそれ以前の地層に対比させることができる。Ⅰ・Ⅱ層を貫く不透明層は七島海嶺以西の海峰や海丘としてみられ, これらが小規模なリッジを形成する。Ⅱ層下部から尖塔状に上昇していることや(第2図 e-e')火成岩が採取されていることから(青木及び岩淵 1972), 火山起源と考えられる。奥田ら(1977)も銭州海嶺及び付近にみられる不透明層を中新世一現世の火成岩としている。

3. リッジの配列と造構造運動

リッジは前述のように火山起源の島・海丘・海峰からなる火山列と考えられる。

リッジの雁行配列は西七島海嶺を境にして、七島—西七島海嶺間の NE-SW 系（以下 七島系）と西七島海嶺西側の ENE-WSW 系（以下 西七島系）に分けられる（第1図）。

七島系の中で明瞭な線状配列を示すのは、御蔵海盆内にある御蔵島—御蔵海山—イナンバ島 (E_3) である。大規模な火山体が長さ約 50km の列を形成する。同じ線状配列でも、新島隆起帯上のリッジは長さ 15~30km, 2~3 列の 2 次的リッジの左雁行によって構成されている。利島—高瀬 (E_2)、ヒョータン瀬 (E_2') の雁行や、大室出—新島—式根島 (E_3)、神津島—渡り瀬 (E_3') などがそれで、 E_3 や E_3' はさらに分けてみることも可能である。島棚や堆頂面の形状、隣接するリッジの雁行配列などから、2 次的リッジの境界には左横ずれ断層を伴っている可能性がある。また御蔵海盆と八丈隆起帯との境界域や、御蔵海盆西部に位置する八丈西ノ瀬海丘群 (K_9) 及びイナンバ海丘群 (K_8) のように線状配列の不明瞭なものもある。

西七島系のリッジは銭州海嶺を構成するリッジ ($W_1 \cdot W_2$) と、南側に約 30km 離れて並走するリッジ (W_3) がみられる（永野, 1977）。このうち、 $W_1 \cdot W_3$ の線状配列は明瞭で長さ約 60km に達する列を形成する。 W_1 は七島系の $E_3 \cdot E_3'$ と左雁行配列しているが、 W_3 の七島系リッジとの関係は不明瞭で、あたかも西七島海嶺の海丘を東北東端としてリッジを形成しているような形態を示す。銭州海嶺南西部の海山や海丘も西七島系の雁行配列を形成しているようにみえるが不明瞭である。

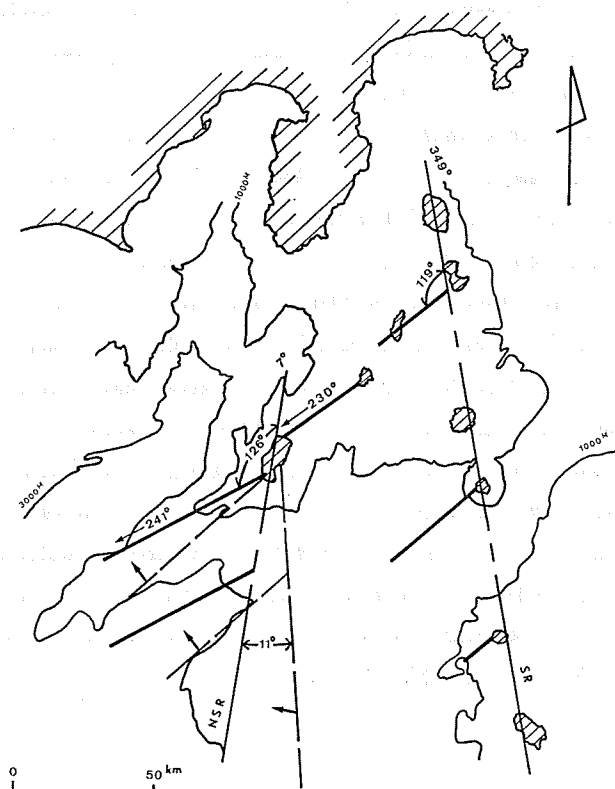


Figure 3 Tectonic movement of the Sitito Ridge (SR)/small ridge system and the Nisi-sitito Ridge (NSR)/small ridge one. If the Nisi-sitito Ridge turn about 10° anti-clockwise around near by the Zenisu Bank, the east and the westside small ridges would be set approximately on a line.

七島海嶺および西七島海嶺はそれぞれ 349° と 7° の方向をとるから、その間隔は南に向かって広がっている。七島系および西七島系リッジは、その両海嶺からそれぞれ反時計方向に 119° 及び 126° 回転した 230° 及び 241° 方向を指向している（第3図）。この角度は線のとり方によって多少変わるから数度程度の誤差は含まれよう。

ここで七島海嶺—七島系リッジ、西七島海嶺—西七島系リッジのなす角に注目したい。西七島系が 7° 大きいものの、海嶺・リッジの相対的な配置はよく似た関係にあることを示している。今ここで、銭州付近を中心にして西七島系リッジとの関係をこわさぬように西七島海嶺を反時計方向に 11° 回転させてみると、西七島海嶺は七島海嶺とはほぼ平行し、両系のリッジは同一方向となって大室出し—銭州海嶺間のリッジは一線上に配列する（第3図）。これは、かつて西七島海嶺が七島海嶺に平行しており、リッジの線状配列がこれと交差していたが、その後銭州付近を中心にして西七島海嶺—西七島系リッジをともに時計方向に回転させる造構造運動が起こったことを推察させる。

4. 周辺海域の地質構造

西七島海嶺北端部において、七島系および西七島系リッジを分けている最も顕著な構造は、銭州海底谷に沿う断層または断裂である。この海域のⅡ層の主な構造的境界を示す断裂または曲隆軸の分布を第4図に掲げる。

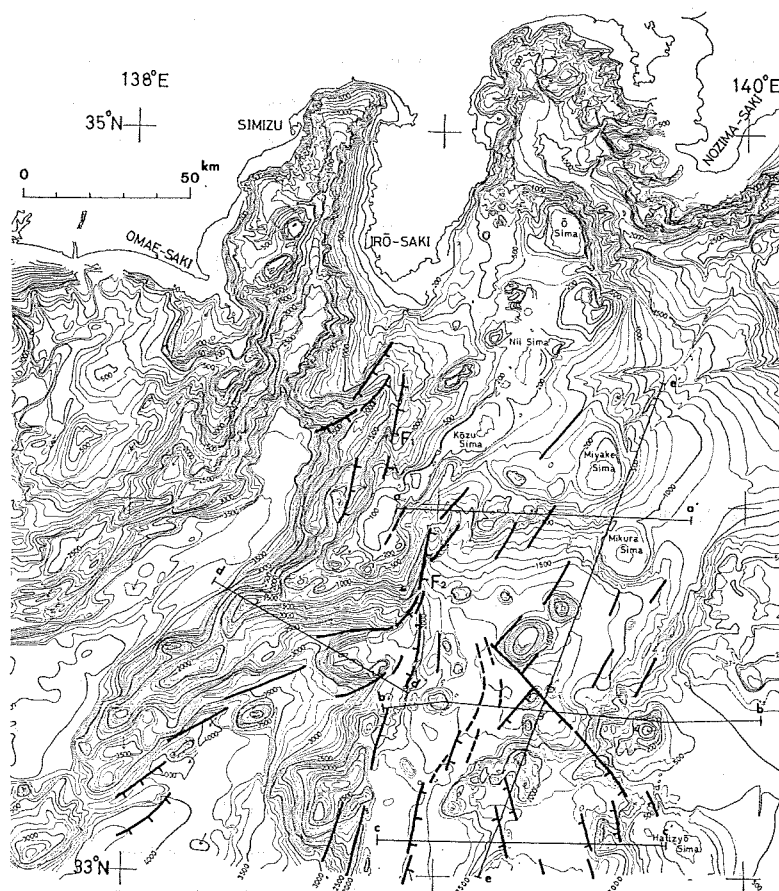


Figure 4 Distribution of major fractures in the northern part of the Nisi-sitito Ridge.

Thick line shows the fractures in the Tertiary correlatives and broken line is a small fault in the Quaternary correlatives.

銭州海底谷頭部の断層 (F_2) は、Ⅱ層が構成する銭州地塊の東南東斜面に著しい NNE-SSW 方向東南東落ちの断層崖を形成し、新島隆起帯南縁に分布する NE-SW 方向の構造軸をささげている(第2図, a-a'; G.S.J., 1976). また、銭州北方の伊豆海嶺西翼斜面上部には銭州海底谷沿いの F_2 と左雁行する NNE-SSW 東南東落ちの断層 (F_1) があり、銭州・渡り瀬間に NW-SE ないし NNW-SSW 方向の transverse fault の存在を示唆している。これはまさに大室出し—銭州海嶺の両リッジ系を直接区分する構造であり、リッジのずれの方向からみて左横ずれ断層であろう。

西七島海嶺が時計方向に約 10° 回転し、七島海嶺との間隔が南に向かって広がったとする考えに調和的な構造として、まず両海嶺にはさまれた御蔵・八丈・西八丈などの海盆の存在が挙げられる。御蔵海盆は新島隆起帯および八丈隆起帯に抱かれ、不明瞭ながらこれらの大地形にみられる NE-SW, NW-SE の構造方向に規制された沈降帯である。海盆内を走る NE-SW 方向南東落ち断層系と、NW-SE 方向南西落ち断層系が断層角盆地を形成しており(第2図 b-b'), 沈降帯であることを一層明確にしている。特に NW-SE 方向の断層は明瞭で、八丈海盆北東部、八丈島北部へかけての断裂を形成している。御蔵海盆の南側に位置する八丈・西八丈海盆は、同一断層系ながら方向を NNE-SSW および NNW-SSE に変えた断層に規制される半地溝状の構造盆地で(第2図, c-c'), 八丈隆起帯を切って形成されていることは注目される。これらの海盆がいずれも七島・西七島海嶺間に見事に納まっており、南に向かって面積を広げていることは両海嶺間の拡大を間接的に支持している。Tamaki et al. (1981) はこれらを active back arc depression として指摘している。御蔵海盆南部から八丈海盆海域にかけて NE-SW ないし ENE-WSW 方向の線状配列が不明瞭となっている。海域がややせまく明確ではないが、七島・西七島海嶺間の拡大あるいは西七島海嶺の運動と関係があるのかも知れない。

西七島海嶺を構成している海丘・海山の山体は、七島海嶺の島・堆に比べて著しく複雑な地形を示している。長軸方向の異なる複数の山体が NE-SW, あるいは NNE-SSW 方向の構造に規制され一つの山塊を形成している(第2図 d-d'). 地質構造が明らかではないのでその発達過程はよくわからないが、その地形の複雑さを回転する造構造運動と結びつけて考えることはできないであろうか。

西七島系のリッジが七島系のリッジに対して方向を変えた時期は、伊豆海嶺頂部の沈降帯が形成され、火山起源の大規模な海峰が形成されたⅡ層下部、すなわち中新世湯ヶ島層群相当層の堆積以後と考えられる。伊豆諸島の地質調査から火山活動の時期は更新世以降とされている。今後の検討が必要であろう。

5. 西七島海嶺の大地形

1/300 万海底地形図(水路部 1966)によって伊豆海嶺の大地形を大胆に眺めてみると、伊豆諸島の島々や堆が形成する NNW-SSE 方向の火山フロント、小規模なリッジが形成する NE-SW ないし NNE-SSW 方向の雁行配列、伊豆海嶺の西翼を限って南北にのびる西七島海嶺、及びリッジの西縁すなわち四国海盆の東縁を画する NNW-SSE 方向の境界線をみることができる。このうち西七島海嶺は、その西翼が全体として南北方向を示すものの、詳しくみると堆・海丘・海山などの NNE-SSW 方向の雁行配列がみられ、東翼は不明瞭ながら NNW-SSE 方向の雁行配列となっているようにみえる(第5図)。

海溝軸の代わりに比較的明瞭な火山フロントを基準にして西七島海嶺の東翼、および 4,000m 等深線で示される四国海盆の東縁までの距離を測ってみると、両者はそれぞれ約 100km 及び 200km のところにあり、火山フロントの雁行に伴うずれにたいしてもほぼその距離だけ平行移動して一定の間隔を維持しているようにみえる。このことは、火山フロント直下の深発地震面の深さが 90~150km に限られており、火山帯の幅が深発地震面の傾きに対応しているらしいといわれている(棚山及び久城, 1981) ことから理解できよう。

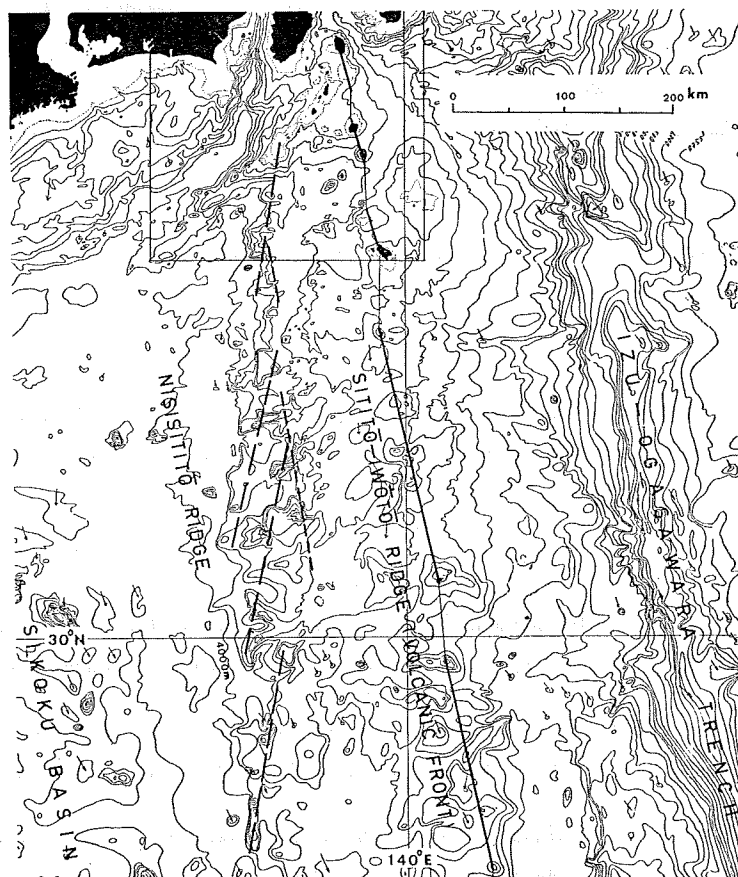


Figure 5 Large scale submarine topography of the Nisi-sitito Ridge. Bathymetry is from Hydrographic Department M.S.A. (1966).

ところが、西七島海嶺の西翼は火山フロントからの距離が南部の鳥島付近で約 170km、八丈島付近では約 100 km と北に向かって狭くなっている。そのうえ、西七島海嶺西翼の雁行配列は火山フロントの雁行によるずれとは無関係のように見える。このことは西七島海嶺の構造が単なる伊豆海嶺から西に傾斜している深発地震面、すなわち太平洋プレートとフィリピン海プレートとの相互作用だけでは説明し難く、ほかに成因を求める必要のあることを示唆しているようにみえる。

西七島海嶺北端部は上述した西七島海嶺西翼の雁行配列の一部である。当然のことながらその造構造運動もまたこの運動の一環としてみる必要がある。

6. まとめ

七島海嶺から南西にのびる小規模リッジが、銭州付近を境にして西南西にやや方向を変えていることがわかった。七島及び西七島海嶺に対する小規模リッジの配列方向が酷似していることから、西七島海嶺—西七島リッジ系（銭州海嶺）が銭州付近を中心にして時計方向に回転する造構造運動を推察した。海底地形及びエアガン音波探査の結果は、銭州東縁に沿って著しい断層が認められて、リッジの左横ずれ変位を伴う方向変換を裏づけ、七島—西七島海嶺間の海盆及び西七島海嶺の複雑な山体の地形が、同海嶺の変動を伴う七島・西七島海嶺間拡大の

可能性のあることを明らかにした。また西七島海嶺北部が大地形にみられる同海嶺西翼の雁行配列の一部であることを指摘した。

西七島海嶺北端部の造構造運動は次のようにまとめることができる。

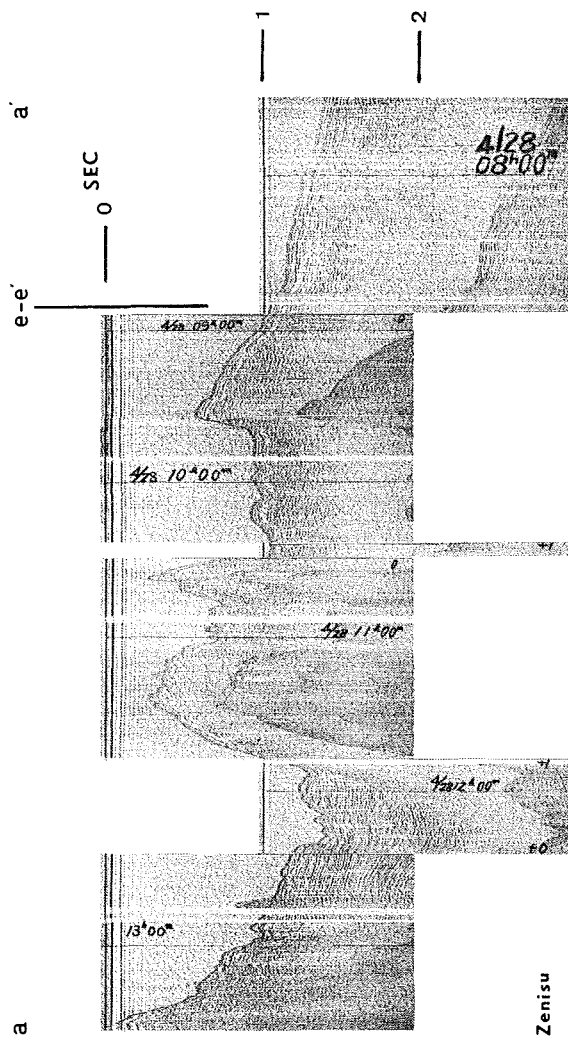
西七島海嶺は銭州海嶺との位置関係を保ったまま、西七島海嶺に平行する左横ずれ運動を行い、七島・西七島海嶺間の拡大を伴って海嶺軸の方向を時計方向に約 10° 回転した可能性がある。この運動の起こった時期は中新世湯ヶ島層群相当層堆積以後である。

ここでまとめた造構造運動は一試論にすぎない。今後この運動の機構を一層明確なものにするため、まだよく分かっていない西七島海嶺の構造や七島・西七島海嶺間の拡大などについて検討する必要がある。そして西七島海嶺北部の造構造運動をプレート境界域の造構造運動の一環としてみていく必要がある。

本論は水路部の大陸棚の海の基本図の測量成果によるものである。調査に従事した測量船「昭洋」及び「明洋」の船長以下乗組員の方々及び各測量班の方々に厚くお礼を申し上げる。また茂木昭夫測量課長には終始適切な御指導を頂いた。厚くお礼を申し上げる。

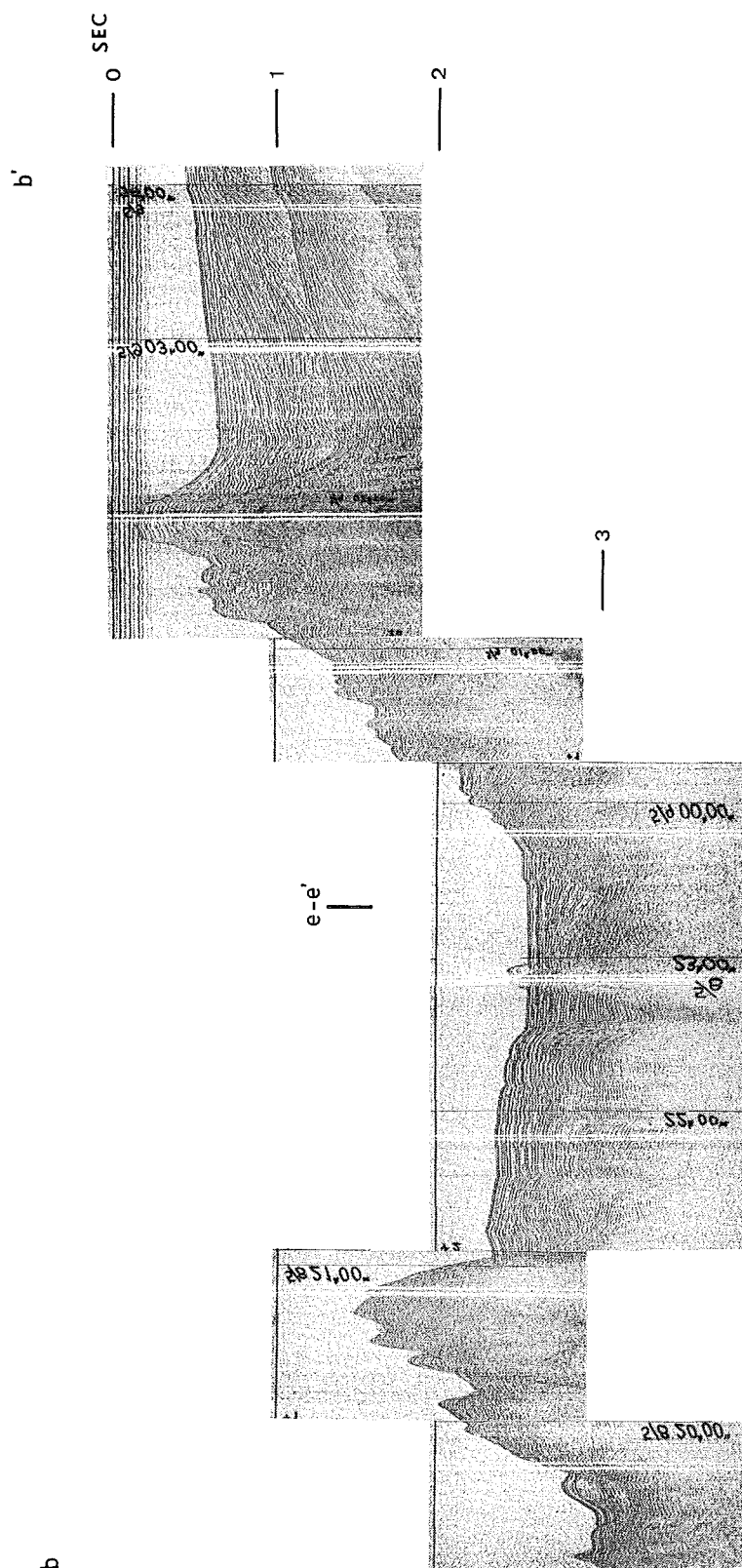
引用文献

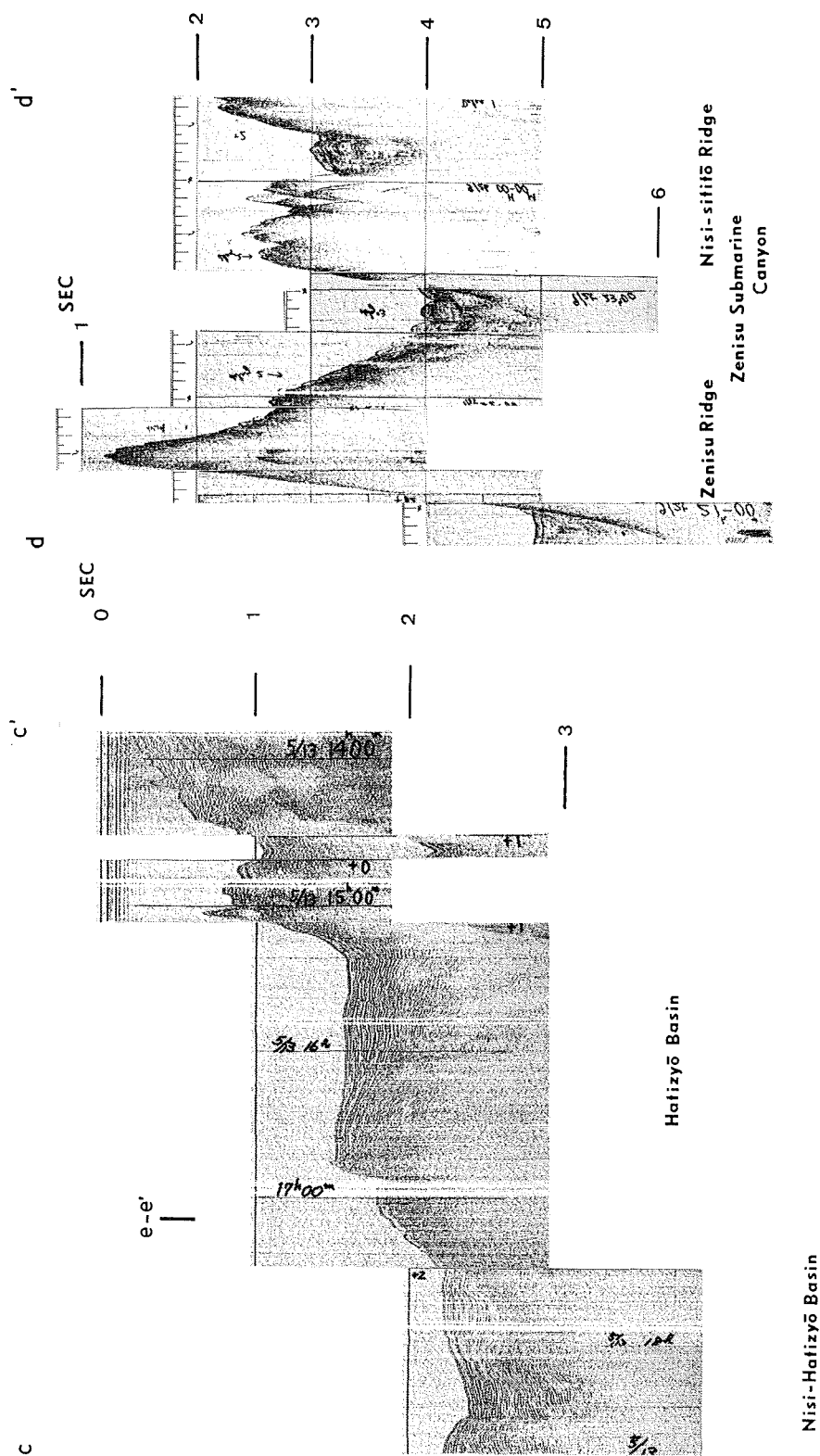
- 青木 斌・岩淵義郎 1972: 伊豆小笠原海嶺北部地域海底地質, 伊豆半島, 東海大出版会, 東京 311-320
- Geological Survey of Japan 1976: Izu-Ogasawara (Bonin) Arc and Trench Investigations, GH 74-3 and -6, 1-86.
- Hydrographic Department M.S.A. 1966: Bathymetric Chart of the Adjacent Seas of Nippon, Chart No. 6302.
- Hydrographic Department M.S.A. 1979: Bathymetric Chart of the Area Adjacent to Sagami and Nankai Trough
- 猪郷久義・菅野三郎・新藤静夫・渡部景隆 1980: 日本地方地質誌 関東地方, 朝倉書店, 東京 1-493.
- 一色直記 1978: 利島地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所. 1-32.
- wabuchi, Y., Mogi, A. 1973: Summerization of submarine geology in each zone of Japanese UMP, in the Crust and Upper Mantle of the Japanese Area—II, 138-162.
- 海上保安庁水路部・地質調査所 1981: 相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(1), 地震予知連絡会会報, 26, 212-215.
- 貝塚爽平 1972: 島弧系の大地形とプレートテクトニクス, 科学, 42, 573-581.
- 久野 久 1976: 火山及び火山岩, 岩波全書, 東京, 1-283.
- 茂木昭夫 1968: 伊豆海嶺, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料フォッサマグナ, 217-221.
- 永野真男・安城竜彦・登崎隆志 1977: 遠州灘の海底地質, 水路部研究報告, 第12号, 1-33.
- 新野 弘 1935: 伊豆諸島西南端銭州漁礁の底質に就て, 地学雑, 47, 590-595.
- 生出慶司 1974: 断裂と火山の線状配列, 地団研専報, 18, 63-74.
- 奥田義久 1977: 西南日本外帯沖広域海底地質図, 工業技術院地質調査所.
- 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, 第16号, 25-45.
- 柵山雅則・久城育夫 1981: 沈み込みと火山帯, 科学, 51-8, 499-507.
- 佐藤任弘・新妻信明 1980: 日本列島周辺海域の地形と地質, 岩波講座地球科学15, 東京, 251-302.
- Tamaki, K., Inoue, E., Yuasa, M., Honza, E. 1981: Possible Active Back-Arc Spreading of the Ogasawara (Bonin) Arc, Pre-print of "Symposium on Geotectonics of Sagami Trough-Suruga Trough Junction Area", Ocean Research Institute University of Tokyo.

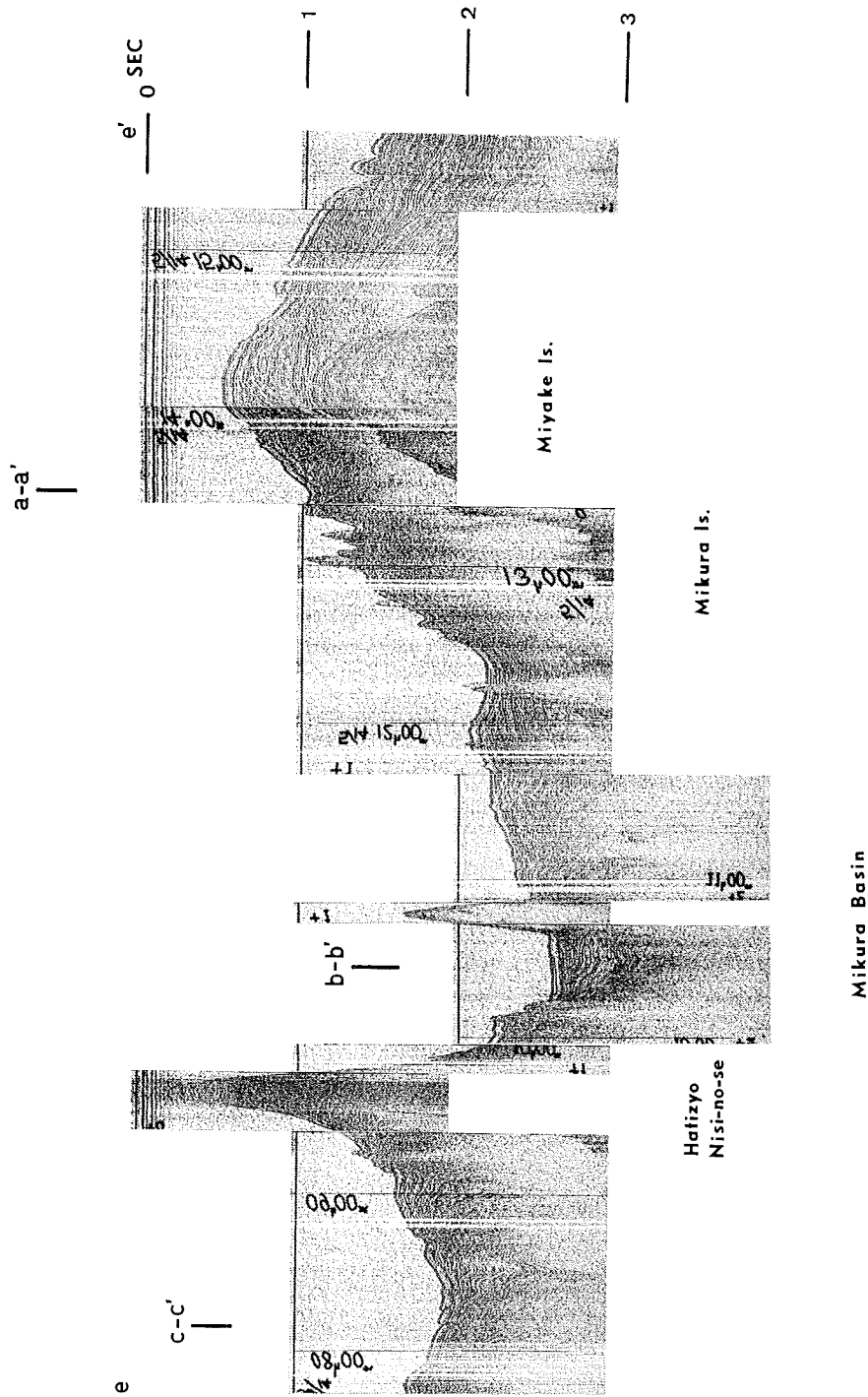


Zenisu Submarine Canyon

Figure 2 Seismic profiles in the northern part of the Izu-Ogasawara Ridge







第一鹿島海山と香取海山の地磁気異常解析*

—第一鹿島海山のサブダクション過程—

植田 義夫**

GEOMAGNETIC ANOMALY ANALYSIS ON THE SEAMOUNTS DAIITI-KASIMA AND KATORI, OFF KASIMANADA AROUND THE SOUTHERN PART OF JAPAN TRENCH

WITH SPECIAL REFERENCE TO SUBDUCTION PROCESS
OF SEAMOUNT DAIITI-KASHIMA

Yoshio Ueda

Received 1981 August 4

Abstract

As a part of "Basic Sea Map" project, and partly of the "Earthquake Prediction Plan", the detailed geomagnetic, hydrographic, geological, and gravitational survey, was carried out by the Hydrographic Department, Maritime Safety Agency of Japan, at sea in the southern part of Japan Trench from 1976 to 1977.

Making use of some of these results, the geomagnetic anomalies of both the Daiiti-Kasima and Katori seamounts were analyzed by means of the Talwanis method, with special reference to the subduction hypothesis of the Daiiti-Kasima seamount. Throughout these results, the following features were apparent.

1) The breakdown of the western half of Daiiti-Kasima seamount, which was proposed by Mogi and Nishizawa (1980a), may be considered as the depression of the magnetic body to the extent of more than 1000 m in line with the Japan Trench axis. The further consideration of its geomagnetic structure suggests us that the Daiiti-Kasima seamount has been suffering from "accretion process" during the subduction of the Pacific Plate.

2) A large amount of the uplift (3600 m to 5250 m) of the Daiiti-Kasima seamount is nonmagnetic as a whole, and the rest (5250 m to 7000 m) has a magnetization vector defined by $\text{dec} = -12.0^\circ$, $\text{inc} = 20.1^\circ$, $J = 1072 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$.

3) For the Katori seamount, the magnetization vector of the top portion (4200 m to 4750 m) is $\text{dec} = -15.2^\circ$, $\text{inc} = 18.3^\circ$, $J = 1390 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$, and the rest (4750 m to 7500 m) is $\text{dec} = 170.0^\circ$, $\text{inc} = 19.5^\circ$, $J = 520 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$. This shows that the Katori seamount has a memory of successive normal and reversal magnetic events.

* 本稿は昭和55年度春季火山学会において発表した内容を、一部修正加筆したものである

** 国際協力事業団

4) The VGP (Virtual Geomagnetic Pole) for Daiiti-Kasima is located at $N62^{\circ}$, $E349^{\circ}$, and that of the top portion of Katori is at $N60^{\circ}$, $E354^{\circ}$. These results are consistent with the mean VGP from other Cretaceous Pacific seamounts, and support the hypothesis of the northward drift of the Pacific Plate.

Key words: Solid earth geomagnetism, Japan Trench, Seamount, Paleomagnetism.

1. はじめに

「日本海溝南部、鹿島灘沖にある第一鹿島海山の西半分が崩壊し、日本海溝へ沈み込んでいるのではないか」という1980年2月の地震予知連絡会での海上保安庁水路部の発表（茂木及び西沢, 1980 a）は、日本海溝での海洋地殻の沈み込み（プレートのサブダクション）を実証する例として、関係者の間だけでなく広く一般にも大きな反響を招く結果となった。今でも、日本海溝周辺では三陸沖地震にみられるような正断層型地震が発生することが知られていたが、この考えによると、第一鹿島海山の西半分がまさしくこのような正断層により日本海溝へ沈み込んでいることとなる。茂木及び西沢（1980 a）のこの指摘は、地球科学の基本概念にもかかわる問題だけに、この仮説の各分野からの検証は今後の重要な課題であると考えられる。この意味で、友田及び藤本（1980）の重力異常の解析結果は、「第一鹿島海山の崩壊」を別の視点から検証した例として興味深い。本稿では、この問題に関し地磁気異常解析の立場から考案した結果を述べる。

一方、上記の問題以外にも、第一鹿島海山のような海洋性海山の地磁気異常解析は、北西太平洋の海洋底火成活動の歴史を知るうえで貴重な情報を我々に提供してくれる。海洋性海山は、大きく区分して、①ハワイ島から天皇海山列にみられる「ホットスポット」起源による海山 ②中央海嶺での火成活動に伴って生成する海山 ③起源は不明であるがその存在形態から上記二つの型とは異なると考えられる中部太平洋の海山の三つからなる。

北西太平洋、日本海溝沖の海山については過去において、東大海洋研等により調査されたものもある。その結果によると（Uyeda and Richards, 1966 ; Vacquier and Uyeda, 1967）、これらの海山は白亜紀に現在の磁気赤道付近にあったとされる旧海嶺上で生成し、その後、太平洋プレートの北上により現在の位置へ移動してきたものと考えられている。しかし、最近の深海掘削計画（IPOD）の成果では、今まで海洋性地磁気縞模様の原因と考えられていた海洋地殻第2層（Talwani : *et al.*, 1971）には、正・逆に磁化した玄武岩層の存在や、場合によっては、その間に堆積層が介在したりすることが判明し、従来の海洋底火成活動に対する考え方だけでは十分に説明できない事実のあることがわかってきた。このようなことから、かつての海洋底火成活動の「化石」と考えられる海山について、地磁気異常解析を行い、その磁気構造と古地磁気に関する情報を得ることは、海山生成のなぞの解明だけでなく地球科学の今後の進展にとっても大きな役割を果たしうると期待される。

今回、筆者は上記に述べた二つの観点から、水路部が実施した測量成果を基に鹿島灘沖の第一鹿島海山と香取海山について地磁気異常解析を行った。本稿はそれらの解析結果を述べ、その地球科学的意味を論ずるものである。

2. 測量成果の概要

今回解析を行った第一鹿島海山と香取海山周辺の海底地形図を第1図に示す。水路部は、1967年から大陸棚の海の基本図作成事業を実施しているが、現在その測量作業はほぼ終了している。第1図は、それらの測量成果のうち、測量船昭洋による1976年の鹿島灘（南部）と1977年の常磐沖南部の成果に基づくものである。これら両海区の測量は、特に地震予知計画参加事業の一環としても実施されたものである。

この測量では、海底地形・地質構造・地磁気・重力のそれぞれにつき、同一測線で同時に調査するため、総合的な「海底像」とでもいうべきものが得られる。高精度の成果を得るため、測量時の測線間隔は約2海里、測位方法は NNSS による衛星測位とロランCを用いた複合測位方式を用い、陸標の視認できる海域では六分儀による測位を併用している。

地磁気測量は曳航式プロトン磁力計により実施した。測量期間中の全磁力日変化補正は、この海域の緯度に比較的近い気象庁地磁気観測所（茨城県柿岡）の全磁力日変化データを用いている。地磁気全磁力図から地磁気異常図を作成する際の標準磁場は、1965.0年のIGRF値にその後の日本周辺の経年変化補正を行う方法（大島他、1980）によって算出した。この結果得られた地磁気異常図を第2図に示す。第1図の海底地形図によれば、第一鹿島海山の西側斜面は東側と比べ急斜面を形成しており、その西側には水深約5500mの平坦面が日本海溝を横切って広がっている。茂木及び西沢（1980b）は、この平坦面はもともと山頂部に広がる平坦面と連続したものであり、日本海溝への沈み込みにより1500m以上の段差を生じたものであると推論している。一方、その北北東約24海里にある香取海山は大洋側海溝斜面にあるが、第一鹿島海山に見られるような正断層の構造地形はみられない。

この海域の地磁気異常図（第2図）は、海底地形との対応から主に次のA, B, Cの3区に区分できる。A区は第一鹿島海山の地形的高まりに対応した地磁気異常で、正と負の極値間隔が地形から予想されるものと比べ非常に長いのが特徴である。B区はA区の地磁気異常が日本海溝を横切って陸側に伸びる部分で、何らかの磁気基盤が海溝部から陸側へ伸びているものと推定される。A区の東側には海洋性地磁気縞模様が広がっていることがアメリカ海軍の編集した地磁気異常図（No. 2207-3）から分かるが、A, B両区の地磁気異常の方向性（東一西）は、これらの縞模様の方向（東北東一西南西）とは一致しておらず、A, B両区の地磁気異常の主要な原因は第一鹿島海山そのものにあると考えられる。

一方、C区は香取海山に伴う地磁気異常で、正異常が卓越している。この海山山頂部から約20海里北方には-200nTの負異常があるが（大島他、1981）、この部分は香取海山による地磁気異常と考えるにはあまりにも山体から離れており、かつ、その方向性も海洋性地磁気縞模様のそれと符合することから、後者の一部分ではないかと考えられる。C区にはB区でみられるような海溝を横切る陸側への地磁気異常の伸長はみられない。

3. 解析方法

地磁気異常の解析を行う場合、どのような方法を用いるかは、その原因岩体が二次元的広がりをもつものか、あるいは三次元的なものかにより決定される。海山地形は普通三次元的特徴をもつから、その地磁気異常解析には三次元的方法による必要がある。Talwani（1965）は、このような海山の地磁気異常を求める方法として、海山を多角柱の積み重ねで近似し、その体積積分の数値計算により算出する方法を提唱した。この方法はVacquier（1963）の方法と比べ解析用データの作成が容易であり解析精度の面でも優れている（植田、1978）。今回、筆者はTalwaniの方法を応用し、海山の地形と地磁気異常から、海山の磁化ベクトルを求めた。この方法の詳細については、既に他の論文（Francheteau *et al.*, 1970）に述べられているので、ここでは本論文で用いる解析精度指数等の説明を中心に方法の概略だけを述べることにする。

第2図に示した地磁気異常図には、用いた標準磁場の任意性により海山自身による磁気異常（ δT_i ）の外に、その海域に特有の地域的地磁気異常（ D_i ）が含まれるので、測点*i*における地磁気異常 δF_i は次式で表現できる。

$$\delta F_i = \sum_m \delta T_i(m) + D_i \quad (1)$$

ここで \sum_m は地磁気異常の原因と考えられる各海山についての総和で、 $\delta T_i(m)$ とは測点 i に及ぼす m 番目の海山の作る磁気異常である。

今、 D_i を一次平面で近似できるとして(1)式を各海山の磁化ベクトルと積分変数で表すと

$$\delta F_i = \sum_m \{A_{1,i}(m) \cdot J_x(m) + A_{2,i}(m) \cdot J_y(m) + A_{3,i}(m) \cdot J_z(m)\} + B + C_n \cdot x_i + C_e \cdot y_i \quad (2)$$

となる。ここで、

$A_{1,i}(m), A_{2,i}(m), A_{3,i}(m)$: m 番目の海山の形状と測点 i 及びその付近の地球磁場方向 (偏角, 伏角) とできる体積積分変数

$J_x(m), J_y(m), J_z(m)$: m 番目の海山の磁化ベクトルの 3 成分

B, C_n, C_e : 地域的地磁気異常を一次平面近似した際の平面係数で、それぞれ、バイアス値、南北方向の傾斜係数、東西方向の傾斜係数である。

x_i, y_i : 測点 i の海面上の座標値で、 x_i は地理学的北方向を正、 y_i は地理学的東方向を正にしてある。

(2)式の左辺 δF_i は既知であり、右辺の各積分変数、座標値も求めることができるから、この式は最小二乗法で $J_x(m), J_y(m), J_z(m), B, C_n, C_e$ を求める際の観測方程式に相当する。このようにして、海山的地磁気異常からその磁化ベクトルと地域的地磁気異常 (一次平面) の係数、及び各値の確率誤差を求めることができる。

一方、このようにして求めた値を(2)式に代入することにより、測点 i での地磁気異常値を逆に計算で求めることができる。この値は一般に δF_i と異なり、それとの差は「モデル残差値」(E_i) と呼ばれている。地磁気異常値 (δF_i) から計算で求めた一次平面を除去したものは、主に海山本体による磁気異常を反映していると思われるので、特に「入力磁気異常値」(I_i) と呼ばれる。また、これに対応して、海山の磁化ベクトルから(1)式の $\sum_m \delta T_i(m)$ の部分を計算したものは、海山の作る磁気異常で「計算磁気異常値」(C_i) と呼ばれている。 $\delta F_i, D_i, E_i, I_i, C_i$ の関係を式を用いて表すと次式ようになる。

$$\delta F_i = I_i + D_i \quad (3)$$

$$E_i = \delta F_i - (C_i + D_i) = (\delta F_i - D_i) - C_i = I_i - C_i \quad (4)$$

海山的地磁気異常解析の精度を知る目安としては、上記の値を用いて、次のような精度指数が多く用いられている (Harrison, 1971)。

G 値 : “Goodness of fitting ratio” と呼ばれ $\sum |I_i| / \sum |E_i|$ で定義される。この定義からわかるように G 値は

大きい方が解析精度は良い。通常 1.8~2.0 以上であれば、その解析結果はかなりの精度をもつと考えられる。

$|R_{es}|$ 値 : “Absolute mean residual value” と呼ばれ E_i の絶対値の平均値、すなわち、 $\sum |E_i| / n$, n は測点数で定義される。この値は小さい方が解析精度が高い。

r_{ms} 値 : “Root mean square residual” と呼ばれ $(\sum E_i^2 / n)^{1/2}$ で定義される。 $|R_{es}|$ 値同様、小さい方が解析精度は良い。

これらの精度指数のうち、 G 値は一種の正規化された値であり、異なる解析領域同志の解析結果の精度を比較するのに多く用いられる。 $|R_{es}|, r_{ms}$ は nT (ナノテスラ) を単位とする値で、海山の磁気構造の推定の際に多く用いられる。

今回の解析方法は、以上に述べたとおりであるが、実際にこの方法を海山的地磁気異常解析に適用する際に

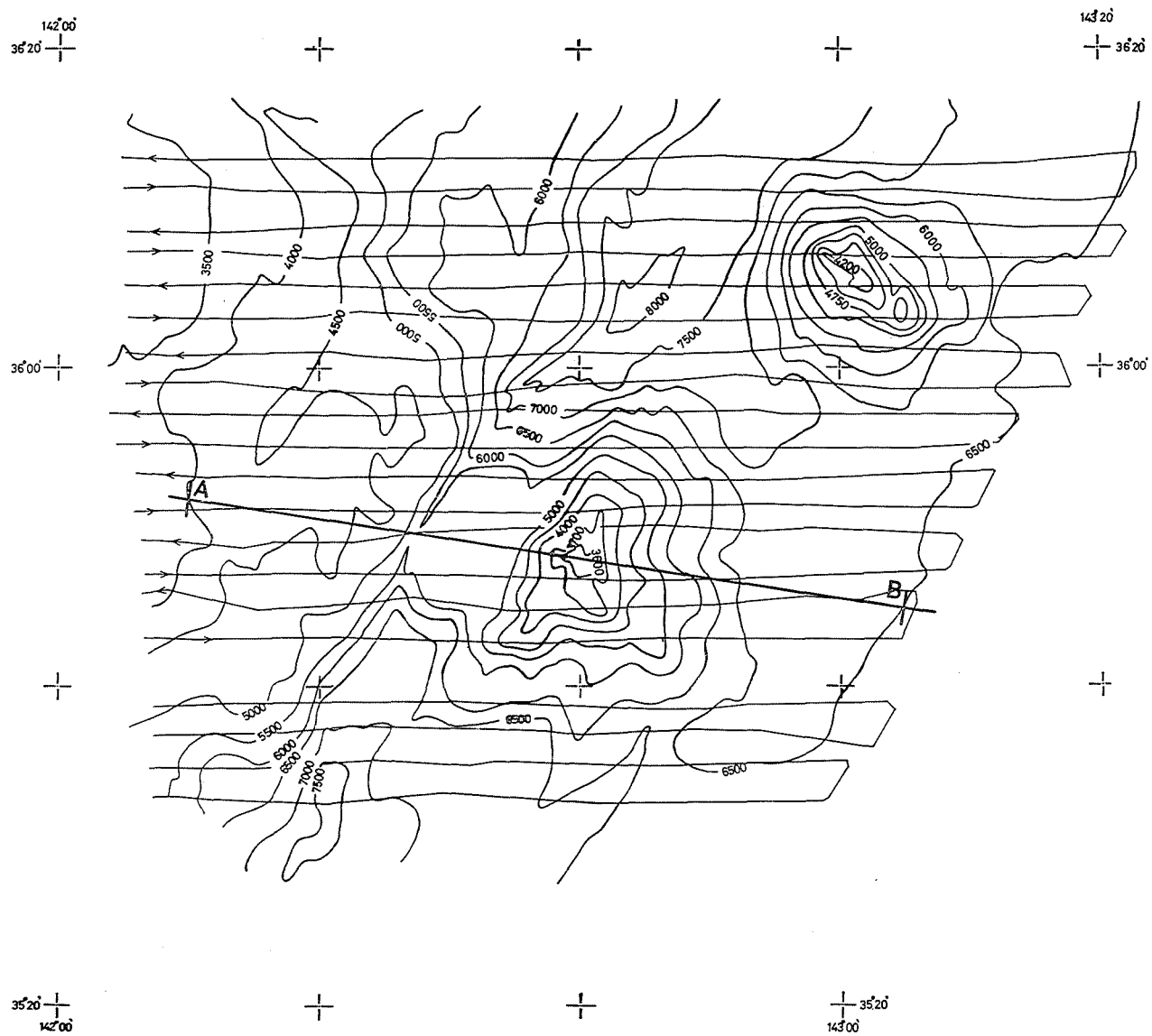


Figure 1. Trucklines and detailed topography around seamounts Daiiti-Kasima and Katori (depth unit in meter).

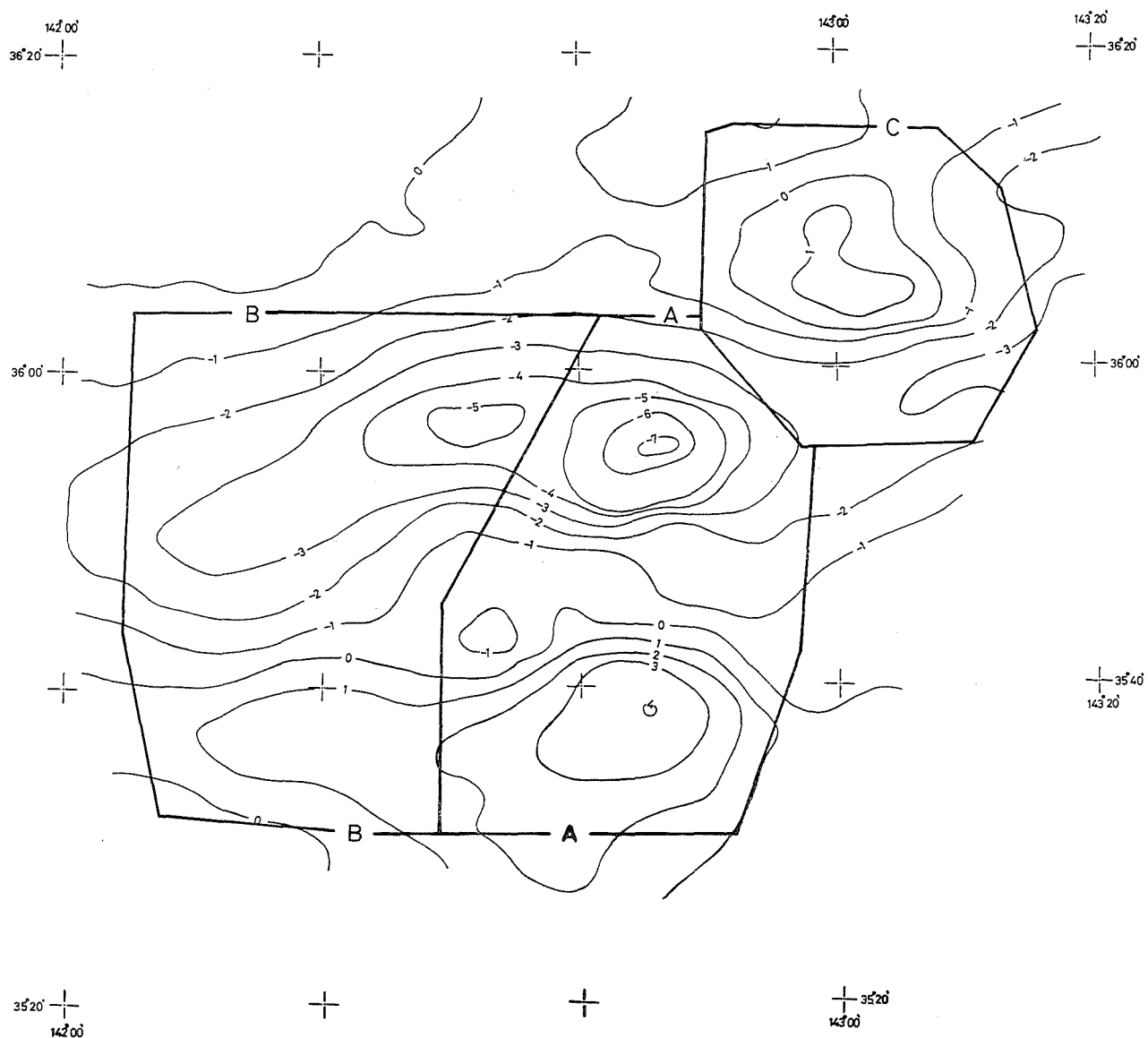


Figure 2. Magnetic anomaly field based on IGRF 1965 corrected by secular change around Japan (unit in 100nT).

は、地磁気異常図の解析領域を海山地形と比較してどの程度の範囲まで考慮すべきかという問題が生じる。海山地形の広がり範囲と比べ解析領域を広くとりすぎることは、海山以外に起因する磁気異常が混在する可能性を招き、ひいては解析精度の低下をもたらす。ここでは、三次元角柱のつくる地磁気異常分布を考慮し、海山に起因する磁気異常は、その地形的広がりの範囲で最も強くその特徴を反映すると考え、解析領域を第2図のように3区に区分したのである。

4. 解析手順及び解析結果

(1) 第一鹿島海山のモデル解析

まず最初に、比較的地形的対応が明瞭なA区についてモデル解析を実施し、その後、A・B両区を統一的に説明するための総合モデル解析を行った。以下その解析手順と解析結果について説明する。

i A区のモデル解析

A区のモデル解析結果を第1表にまとめて示した。この第1表の中のモデル1からモデル7は、第一鹿島海山の磁気基盤が海底面下にすそ野をもっていると考え、その底面深度を5500mから7500mまで500m間隔で拡大していったものである。この結果、精度指数 $|R_{es}|$ と r_{ms} は底面深度7000m(モデル5)で最小値をとり、底面深度をそれ以深に拡大してもあまり大きな変化は見られない。このことから、この部分の磁気基盤は一応海面下7000m付近まで広がっていると推察される。しかし、モデル5のG値は1.41で、G値としての標準値(1.8~2.0)と比べかなり低く、解析精度は十分であるとはいえない。

次に、解析精度の向上を図るため、Harrison(1971)がギニア湾の海山について解析した例を参考にし、海山山頂部を逐次除去しながら解析したのが第1表のモデル8から12である。この解析では、モデルの底面深度を7000mに固定し、その上面深度を4500mから5750mの範囲で変えてある。この結果、モデル上面部を5250m(モデル10)にした場合に、もっともG値が高く(2.16)、かつ $|R_{es}|$, r_{ms} の各精度指数も最小値をとることが分かった。

更に、モデル10の際に除去した海山山頂部(3600m~5250m)がどのように磁化しているかを推定するため、海山を上部層(3600m~5250m)と下部層(5250m~7000m)の2層に分け、それぞれが独立に磁化していると考えて解析した結果が第1表のモデル13である。この結果、上部層の磁化強度は $49 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$ で、他の解析結果と比べ一桁程度小さく、かつその確率誤差範囲($SD_m = 62 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$)以内の値であること、上部層の磁化強度は $771 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$ で、モデル10の値($766 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$)とよく一致していること、精度指数はモデル13とモデル10とでは、ほとんど変化がないこと、等がわかる。以上のことから、上部層は海上で観測される磁気異常にほとんど寄与していないと判断される。

ii A, B両区の総合モデル解析

B区での地磁気異常分布を説明するため、第一鹿島海山西側の平坦面下に磁気基盤が存在していると仮定し解析した結果を第2表にまとめた。モデル1からモデル4は、A区については前節iで求めたモデル10(第1表)を設定し、B区のモデルについて、上面深度を5500m、底面深度を7000mから8500mまで地形を考慮して拡大したものである。この解析ではA区・B区に設定した両モデルを独立した磁気基盤として扱っており、相互に異なる磁化ベクトルを持つことができる。このモデル1から4の解析結果から、次のことを読みとることができる。すなわち、

① 精度指数とモデル底面深度との関係から、B区の磁気基盤は8000m付近まで広がっていること(モデル3)

Table 1 Results of Calculations on Daiiti-Kasima Seamount (area A)

Shape	Model	Top and Bottom (m)	Decli E°	Incli Down°	Magnetization vector			Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
					SDa® (°)	Intensity 10 ⁻² Am ⁻¹	SDm® 10 ⁻² Am ⁻¹	Cn (nT/km)	Ce	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°
Topogra- phic	1	3600-5500	-1.4	15.2	9.9	311	54	18.8	0.1	1.01	86.0	108.3	61.9	325.7
	2	3600-6000	1.3	15.9	7.8	311	42	17.8	0.0	1.14	82.3	103.6	62.3	320.0
	3	3600-6500	4.7	17.8	6.4	324	36	16.5	-0.3	1.31	77.9	98.9	63.0	312.4
Bottom- extended	4	3600-6750	6.6	18.5	6.1	329	35	15.8	-0.5	1.37	76.3	97.5	63.0	308.2
	5	3600-7000	7.8	18.7	5.8	332	34	15.2	-0.6	1.41	75.5	96.3	62.9	305.6
	6	3600-7250	9.0	18.8	5.8	333	34	14.6	-0.8	1.40	75.7	96.6	62.6	303.1
	7	3600-7500	10.7	19.6	5.9	338	35	14.1	-1.1	1.40	75.6	97.4	62.5	299.4
Top- truncated	8	4500-7000	8.2	18.8	5.0	477	42	13.5	-0.8	1.68	69.8	91.2	62.8	304.8
	9	5000-7000	9.3	20.4	4.5	652	52	12.0	-1.2	2.08	64.6	87.0	63.4	302.0
	10	5250-7000	10.3	22.1	4.5	766	60	11.3	-1.5	2.16	63.9	86.0	64.0	299.2
	11	5500-7000	11.8	23.9	4.8	903	75	10.9	-1.8	2.09	64.5	87.1	64.4	295.2
	12	5750-7000	14.7	25.8	5.3	1071	99	10.8	-2.4	1.85	66.9	90.0	64.2	288.2
Two layers	13	3600-5250	105.8	34.0	73.1	49	62	11.2	-1.1	2.17	63.5	85.9	1.3*	28.5*
		5250-7000	6.8	20.9	5.6	771	75						64.3	307.2

Notes: @ Standard deviation of magnetization vector (Franchteau et al., 1970)

* South pole position. C_n: Trend coefficient in north direction.1 Am=10⁻³ emu/cm³ C_e: Trend coefficient in east direction.1 nT=10⁻⁵ Gauss

Table 2 Results of Synthetic Model Studies on A and B areas

Model	Top and Bottom A area B area		Magnetization vector						Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
			Decli E°	Incli Down°	SDa (°)	Intensity 10^{-2}Am^{-1}	SDm 10^{-2}Am^{-1}	Angle difference (°)	Cn (nT/km)	Ce	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°
1	5250-7000	5500-7000	A -11.5	14.8	2.0	1133	40	36.7	6.0	0.7	2.45	66.8	87.4		
			B -37.7	44.0	4.2	1137	84								
2	"	5500-7500	A -14.0	13.6	1.9	1160	39	27.8	5.6	0.9	2.62	64.1	84.1		
			B -35.0	33.9	3.6	1005	63								
3	"	5500-8000	A -16.9	13.8	1.9	1179	39	23.8	5.4	1.2	2.72	62.3	82.0		
			B -38.0	27.2	3.3	911	52								
4	"	5500-8500	A -20.9	14.8	1.9	1189	40	25.1	5.6	1.6	2.70	63.2	82.1		
			B -46.5	21.6	3.0	853	45								
5	"	5500-8000	- -16.3	20.2	1.9	939	31	-	4.3	1.1	2.68	63.5	83.8	60.6	357.0
6	"	6000-8000	- -14.7	20.1	1.7	1023	30	-	3.8	1.0	2.96	58.9	77.7	61.3	354.0
7	"	6250-8000	- -12.6	20.1	1.6	1064	30	-	3.7	0.9	3.06	57.2	76.1	62.1	350.0
8	"	6500-8000	- -12.0	20.1	1.6	1072	30	-	3.7	0.8	3.07	57.2	76.2	62.3	348.8
9	"	6750-8000	- -8.9	20.4	1.7	1086	32	-	3.8	0.6	2.94	59.1	78.8	63.5	342.6
10	"	7000-8000	- -6.1	20.4	1.7	1086	33	-	4.0	0.4	2.80	61.3	81.5	64.1	336.6
11	5000-7000	6500-8000	- -10.2	20.7	4.3	704	53	-	9.1	0.8	2.61	60.2	81.3	63.3	345.4
12	5250-8000	6500-8000	- -0.3	22.3	1.7	906	27	-	2.5	0.0	2.91	64.1	82.8	65.8	323.4

② A区・B区の各モデルの磁化強度にはあまり大きな相違はないこと

③ A区・B区の各モデルの磁化ベクトルの方向差（大圏角度差）は、解析精度が良くなるにつれ、その最小値（ 23.8° ）に近づくこと

の3点である。このうち、特に②、③はA区・B区のそれぞれの磁気基盤が同一起源であることを示していると思われる。

次に、上記の結果をもとに、A区・B区の各モデルが同一の磁化ベクトルを持つと考え、B区のモデル上面深度を5500mから6500mまで変えて解析した結果をモデル5から10に示した。この結果、解析精度は、モデル7か8の場合に最も良く、G値も3.06、3.07の高い値をとることが分かる。第3図の(a),(b),(c)には、G値がもっとも高いモデル8について、それぞれ入力磁気異常図、計算磁気異常図、及びモデル残差図を示す。また、この場合の第一鹿島海山の磁気構造モデル断面図（第1図のA-Bに沿う）を第4図に示した。

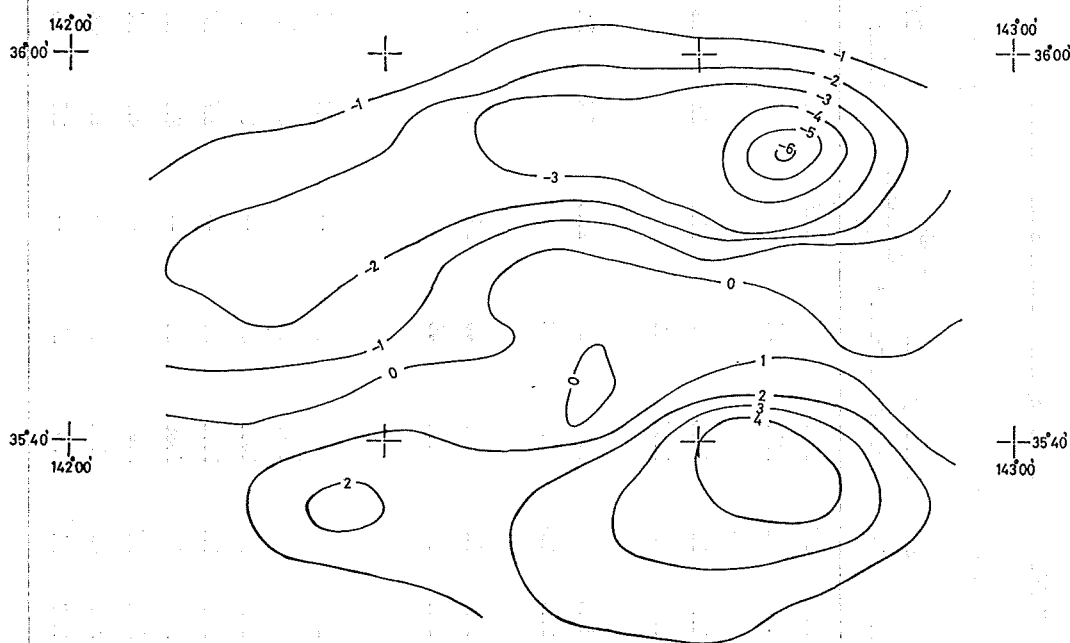


Figure 3(a) Input magnetic anomaly field (reduced by self calculated planar trend) on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT.

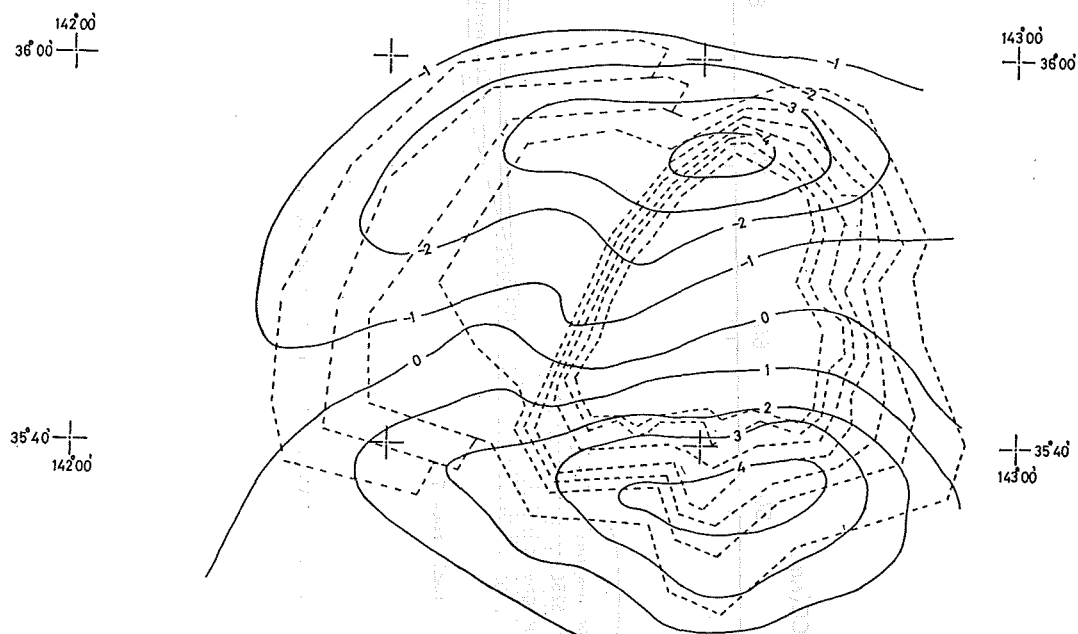


Figure 3(b) Calculated anomaly field on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT, model shape is indicated by dotted polygons.

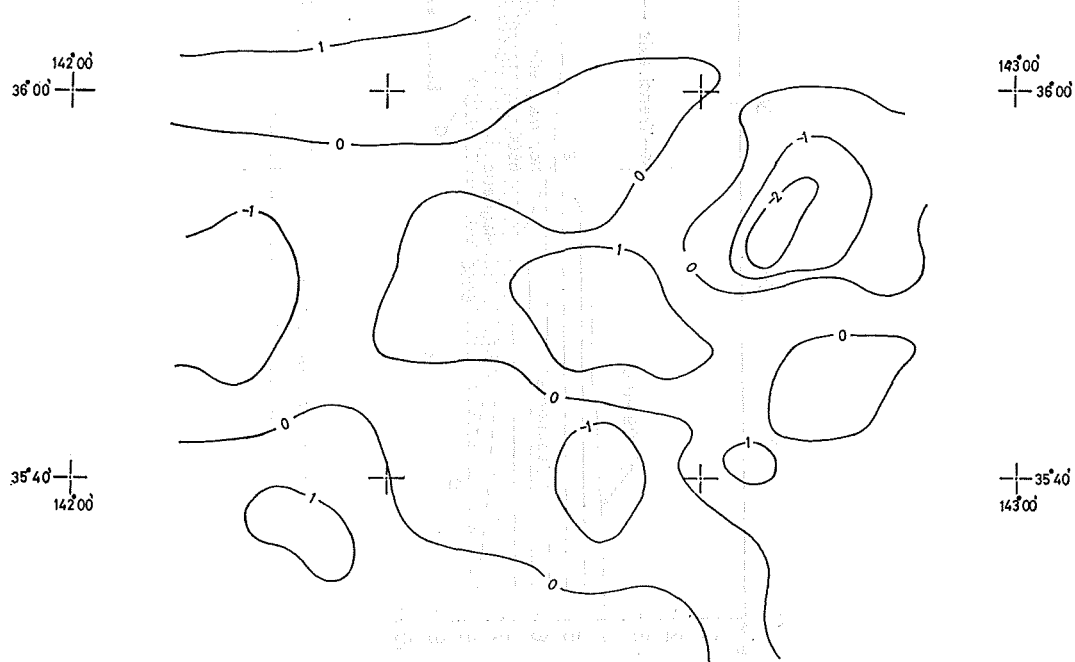


Figure 3(c) Residual field on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT.

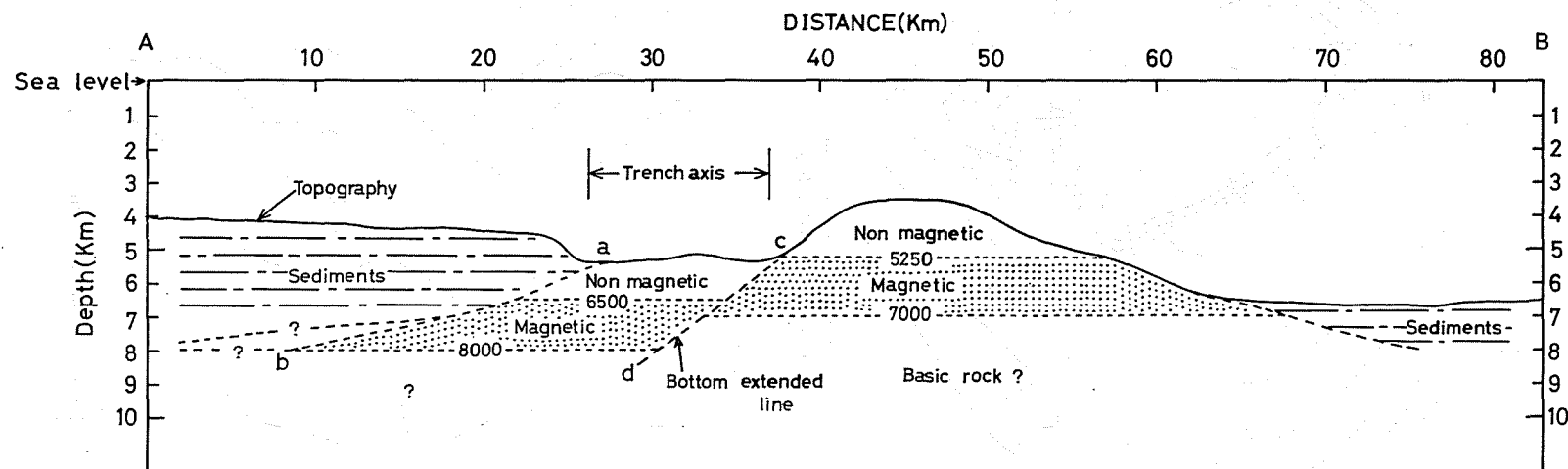


Figure 4 Cross-section of the magnetic structure of Daiiti-Kasima seamount by the result on model 8 in table 2, the line A-B is shown in Figure 1.

Table 3 Results of Calculations on Katori Seamount (area C)

Shape	Model	Top and Bottom (m)	Decli E°	Incli Down°	Magnetization vector			Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
					SDa® (°)	Intensity 10 ⁻² Am ⁻¹	SDm® 10 ⁻² Am ⁻¹	Cn (nT/km)	Ce	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°
Topographic	1	4200—6500	164.8	31.1	2.7	604	28	-4.2	1.3	2.12	44.6	58.1	35.2*	340.9*
	2	4200—7000	165.5	30.0	2.5	494	21	-4.0	1.4	2.36	41.6	52.8	36.0*	340.3*
Bottom	3	4200—7250	166.5	29.6	2.5	458	20	-3.9	1.6	2.45	41.2	51.5	36.5*	339.2*
extended	4	4200—7500	167.6	29.6	2.5	432	19	-3.8	1.8	2.54	40.9	50.7	36.7*	337.9*
	5	4200—7750	168.6	29.7	2.5	414	19	-3.6	1.9	2.63	41.0	50.5	36.9*	336.8*
Top	6	4500—7500	167.9	29.2	2.4	442	19	-3.7	1.8	2.58	40.7	50.1	37.0*	337.7*
	7	4750—7500	168.5	28.6	2.4	461	20	-3.5	1.8	2.59	40.6	49.6	37.5*	337.0*
	8	5000—7500	168.9	28.1	2.5	487	21	-3.4	1.9	2.50	41.5	50.0	37.9*	336.6*
truncated	9	5250—7500	169.4	27.4	2.6	527	24	-3.3	2.0	2.43	42.3	50.6	38.4*	336.1*
Two	10	4200—4750	-15.2	18.3	10.6	1390	258	-2.3	2.0	2.82	37.9	47.1	59.9	354.1
layers		4750—7500	170.0	19.5	2.8	520	26						42.9*	336.5*

Notes: @ Standard deviation of magnetization vector (Francheteau et al., 1970).

* South pole position. C_n: Trend coefficient in north direction.

1 Am⁻¹=10⁻³ emu/cm³ C_e: Trend coefficient in east direction.

1 nT=10⁻⁵ Gauss

(2) 香取海山のモデル解析

香取海山についても第一鹿島海山(AZ)の解析手順に従い解析を行った, その結果を第3表に示す. ここに示した各モデルと精度指数との関係から, 香取海山の磁気構造の特徴として次のことがあげられる.

- ① 香取海山の上部層(4250m~4750m)と下部層(4750m~7500m)は, それぞれ正, 逆の向に磁化していると考えられる(モデル10).
- ② 香取海山には第一鹿島海山にみられるような頂部非磁性構造はみられない.
- ③ 香取海山の磁気基盤は海面下約7500m近くまでのびていると推定される. 一方, 同海山周辺の水深値は6500m前後であることから, この付近の堆積層の厚さは約1km近くあると思われる.

(3) 古地磁気極の算出結果

地磁気異常解析から得られた海山の磁化ベクトルは, 一般に熱残留磁化と誘導磁化の合成されたものである. この両者の比(熱残留磁化/誘導磁化)はQ値(Königsberger ratio)と呼ばれ, 岩石の熱残留磁化の強さを表す指数として用いられる. 今まで海洋底から採取された玄武岩等の岩石磁気学的研究によると, Q値は, 通常2.0以上の値をもつことが知られている. いま, 第一鹿島海山, 香取海山の構成岩体についても, この条件を満たすものと考えると地磁気異常解析から得られた海山の磁化ベクトルの方向は, 第一近似としてそれが生成したときの地球磁場方向を記憶しそのものと考えてよい(Uyeda and Richard, 1966).

更に, 海山生成時の地球磁場分布が地心双極子磁場で近似できると考えると, 海山の磁化ベクトル方向から海山生成時の古地磁気極を求めることができる. そのようにして求めた古地磁気極を各第1, 2, 3表の右欄に示した.

5. 考察と結論

(1) 第一鹿島海山のサブダクション過程

第4図の第一鹿島海山の磁気構造断面図をみると, A区・B区とも非磁性と磁性の2層の岩体から構成されていることがわかる. これらの厚さは両区で若干の相違が見られるが解析に用いた仮定や数値計算の精度等を考えた場合, この相違が本質的な問題とは思われない. むしろ第4図に表れた重要な点は, 地形学的考察から推定される正断層が, 磁気基盤の1000m以上のぼる段差として確認されるということであろう. このことから, 茂木及び西沢(1980b)の「第一鹿島海山の崩壊」は磁気構造モデルからも支持する結果が得られたと結論できよう.

このようなことが明らかになったが, 今回のモデル解析でも, なお説明できない部分もある. B区の地磁気異常は陸側へ長く伸びているが, 得られた計算磁気異常図・モデル残差図(第3図)をみると, この陸側部分へ伸びた地磁気異常の近似は十分でないことがわかる. それゆえ, この部分の地磁気異常を説明するには, 第一鹿島海山の沈降した磁気基盤が, 現在のモデル(モデル8, 第2表)よりさらに陸側部分に伸びていると考える必要がある. しかし, このような推定は一方で別の新たな問題を提起することになる. すなわち, 沈み込んだ第一鹿島海山が海洋プレート上にあるとすると, プレートの日本海溝への沈み込み角度は, 日本海溝付近の震源分布の平均勾配(宇津, 1974)や三陸沖の地磁気縞模様から推定される沈み込み角度(歌代他, 1976)と比べ非常に浅くなってしまふのである. しかし, この一見矛盾した問題は, 海洋プレートの日本海溝への沈み込み機構を考えるうえで重要な示唆を与えるものと考えられる. 海洋プレートが日本海溝へ沈み込む際, プレート上の深海堆積物は, 今まで, 陸側海溝斜面に付加体(アクリンション・プリズム)を形成するという考えが主流であった. しかし, 日本海溝付近で行われた深海掘削(IPOD. Leg 56; 岡田及び酒井, 1979)は,

陸側海溝斜面はむしろ陸源堆積物が主であり、今までの考え方に対し否定的な結果を示している。このことから最近では深海堆積物は、プレートの沈み込みにそって海溝深く「のみ込まれる」とする新たな説も提起されるに至っている(村内, 1979)。一方、プレート上の海山が、その沈み込みに際しどのような過程をたどるかは深海堆積物の場合と同様、重要な問題である。深海堆積物の「付加構造形成モデル」が考えられていたころは、海山もまた、沈み込みに伴い「付加帯」を形成すると考えられていた(木村, 1979)。この問題と関連してかつての海洋島であった伊豆半島が、海溝部へ沈み込まず陸側へ衝突したのではないかとする説は興味深い。富士山以上の大きさを有する第一鹿島海山が深海堆積物と同じように海溝へのみ込まれてしまうのであろうか。筆者は、第一鹿島海山に関しては、今回の解析結果を考えた場合、むしろ「付加帯構造形成モデル」で説明できるのではないかと考えている。

「海山のような巨大な山体が海溝へ沈み込もうとすると、海山前面は陸側海溝斜面で大きな抵抗をうける。一方、海洋プレートは依然沈み込もうとする。この相反する二つの作用は、結局海山を海洋プレートから離させ陸側海溝斜面へ付加帯として形成する役目をする。そして、その過程が進行すると海山はその自重の支えを失い、正断層型地形の形成を伴う海山の崩壊が起こる」。このような考えは、従来考えられていた、海洋プレートの海溝部での応力変化のために生じる正断層型地震以外に、別の原因による正断層型地震の可能性を示唆する。このように考えたとき、香取海山に断層地形が見られないことも、それが陸側海溝斜面への付加帯を形成する以前のものであると考えることにより説明できる。

最近、ペルー海溝沿いの海山についても正断層型地震が発生しているという報告(金森, 1980 非公式情報)もある。海溝付近の海山と正断層型地震のこのような関連性は、上記のような付加帯形成過程によるのではないだろうか。

(2) 古地磁気学的考察

前章、4-(3)で求めた両海山の古地磁気極は、第一鹿島海山が $N62.1^{\circ}$, $E350.0^{\circ}$ (第2表, モデル7)、香取海山に関しては、上部層(4200m~4750m)と下部層(4750m~7500m)が、正・逆に磁化しており、それぞれの古地磁気極は、 $N59.9^{\circ}$, $E354.1^{\circ}$ 及び $N42.9^{\circ}$, $E336.5^{\circ}$ S (極)である。これら両海山のうち、第一鹿島海山に関しては山頂部から石灰岩の採取試料が得られており、その中には、白亜紀有孔虫化石が含まれている(東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団, 1976)。香取海山については、岩石試料の採取は行われていないが、他の北西太平洋日本海溝沖の海山のほとんどが白亜紀の化石を産することから、この海山も白亜紀に生成したのではないかと推察される。

Harrison 他(1975)は、北西太平洋の35個の海山の古地磁気成果から白亜紀の平均値古地磁気極として、 $N58^{\circ}$, $E350^{\circ}$, $\alpha_{95}=5^{\circ}$ (α_{95} とは求めた位置から地心角度で α_{95}° の範囲内に95%の信頼度をもって古地磁気極が存在することを示す)であることを報告している。今回の両海山の古地磁気極は、一応 Harrison の求めた古地磁気極の範囲におさまっており、他の北西太平洋の海山と同様に南方生成説を裏づけている。ただ香取海山下部層の古地磁気極は、この平均的古地磁気極から有意にずれており地磁気逆転期の極移動の影響とも考えられる。

今まで解析された北西太平洋の海山については、なぜか正方向に磁化したものがほとんどであるが、今回の香取海山の例は、正・逆の両磁極期を記憶したものとして貴重である。香取海山の上部層(正磁化部分)と下部層(逆磁化部分)の磁化強度を比較すると、前者が $1390 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ であるのに対し、後者はその半分以下の $520 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ である。この原因は構成岩体の相違と考えるよりは、既に述べたように、白亜紀の地磁気逆転期の極移動の総和がこのような磁化強度の低下を招いたと思われる。更に、両海山の解析結果の比較から得

られる興味ある事実は第一鹿島海山の磁化方向・磁化強度が、香取海山上部層のそれと非常に良い一致を示していることである。このことは、これらの山体部が同じ磁極期に生成したことを意味しているのかもしれない。

今回の解析結果は従来考えられていた海山の南方生成説を裏づけるものである。しかし、北西太平洋の海山のうち、小笠原海台沖の海山群については、白亜紀の平均的古地磁気極から大きくずれることがわかっており、今後、この海域での調査の進展が期待される。

(3) 頂部非磁性海山

第一鹿島海山の地磁気異常解析から得られた重要な成果の一つは、同海山の地形的高まりの大部分(3600m~5250m)が非磁性構造を示すことである。第2図のA区における正・負の地磁気異常間隔が地形から予想されるものとは比べ異常に長いのは、まさしくこの構造を反映したものである。このような海山の頂部非磁性構造が最初に問題にされたのは、大西洋ギニア湾にある海山であった。Harrison (1971) はギニア湾の海山に関する詳細な地磁気異常の解析から、海山山頂部の厚さ 500m の部分が非磁性であると考えた方が実際の地磁気異常を説明するのに都合が良いことを指摘した。更に彼はその同じ論文の中で、このような頂部非磁性構造が他の太平洋の海山についても多く認められること、かつ、この頂部非磁性海山の原因として、「海底火山活動後期には、マグマ溜りから海底噴出するまでのマグマの移動距離がふえるため、マグマが冷却し粘性が増加する。この粘性の増加したマグマが海水と反応することにより、非磁性に近いガラス質で、粘土鉱物化しやすいハイロクラスタイトを形成する」とする Bonatti (1967) の仮説を引用している。しかし、ギニア湾の海山山頂部がこのようなハイロクラスタイトからなっているかどうかは未だ確認されてはいない。

第一鹿島海山の場合、山頂部の約 1500m が非磁性で、ギニア湾の海山と比べ、その規模において非常に大きな相違があり、上記の仮説だけで説明できるとする考えには異論もある。第一鹿島海山の地形をみると山頂部は平坦面を形成しており、かつて浅海で波蝕を受けていたと推定される。このような平頂海山は「ギョー」と呼ばれており、そのいくつかに関しては屈折法地震探査が実施されている。それによると、海山中心部は海洋地殻と似た伝播速度(主に 5.5 km/sec 前後)を示し、その上の厚さ 1 km ないし 3 km の部分は伝播速度 2.3 km/sec から 4.0 km/sec の岩石で構成されていることが分かっている(堀田, 1972)。第一鹿島海山の地震波速度分布は、今のところまだ知られていないが、上記のような構造があてはまるとすれば、第一鹿島海山の頂部非磁性層に相当するのは地震波速度の 2.3 km/sec から 4.0 km/sec の岩石であると思われる。

一方、第一鹿島海山の水深約 4600m の西側斜面からは、石灰岩や各種火山岩(かんらん石玄武岩、粗面岩、粗面安山岩等)が採取されている(東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団, 1976)。このうち石灰岩については、他の山頂部からも得られており、山頂部の主要な構成岩体の一部と考えられる。また、採取された火山岩の多くは、一部分粘土鉱物化している。更に、今までの海底調査からは海洋性海山の基盤上部を構成する主要岩体は、海洋性地殻を代表するソレイアイト玄武岩ではなく、むしろアルカリ玄武岩であることもわかっている。

以上に述べた諸事実の対比から、第一鹿島海山の頂部非磁性構造の原因として、次のようなことが考えられる。すなわち、第一鹿島海山の基盤岩体は主にアルカリ玄武岩で、 K^+ や Na^+ のイオン半径の大きい原子をその構成鉱物中に多く含んでいると推定される。そのため、その溶脱や水和反応による粘土鉱物化はソレイアイト玄武岩の場合と比べ比較的容易であり、アルカリ玄武岩の上部層は、Harrison (1971) が一部述べたように粘土鉱物化が進行していると思われる。そして、このような粘土鉱物化は、一方で地震波速度の低下(5.5 km/sec から 4.0 km/sec)をもたらすと推測される。また、粘土鉱物層より上部の石灰岩補償深度(約 4500m)以浅には、他のギョーにみられるように石灰岩を主としたチョーク等により構成されている可能性が大と思われる。以上に述

べたような第一鹿島海山山頂部の低磁性の構成岩体が大規模な頂部非磁性構造の原因ではないだろうか。

頂部非磁性構造の説明としては、このような考え以外に、海山生成時に地磁気の正・逆の反転がひんばんに生じ、そのため全体として非磁性構造を示すと考える説や、地球磁場強度が低下した等の考えもある。これらの場合には、海山の構成岩体は非磁性部分と磁性部分とで変化はないことになる。

この頂部非磁性構造は、海底火山の噴火様式と関連した問題とも考えられ、今後の実証的手段による調査に期待したい。

本稿は、海上保安庁水路部が実施した海底調査の成果にもとづくものである。稿をおわるにあたり、調査に従事された測量船「昭洋」の船長・乗組員及び観測班の皆様に厚くお礼申し上げる。また、測量結果の資料整理を担当された測量課の方々に深く謝意を表したい。最後に、本稿のとりまとめに際し多大の御教示をいただいた水路部測量課茂木課長、および同部監理課大島補佐官に深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- Bonatti, E. 1967 : Mechanism of deep sea volcanism in the South Pacific, *Res. in Geochemistry*, 2, 453-491.
- Francheteau, J., Harrison, C.G.A. 1970 : Magnetization of Pacific seamounts; A preliminary polar curve for the north eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, 75, 2035-2061.
- Harrison, C.G.A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, 349-357.
- Harrison, C.G.A., Jarrard, R.D. 1975 : Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 42, 859-882.
- 堀田 宏 1972 : 西太平洋の地殻構造, 友田好文編, 海底物理, 東京大学出版会, 東京, 49-50.
- 木村政昭 1979 : 地球科学雑感一海と陸の境界一, 月刊地球, 1, 33-38.
- 茂木昭夫, 西沢邦和 1980 a : 日本海溝における第一鹿島海山の崩壊, 地震予知連絡会会報, 24, 70-72.
- Mogi, A., Nishizawa, K. 1980 b : Breakdown of a seamount on the slope of the Japan Trench, *Proc. Japan Acad.*, 56, Ser. B, 257-259.
- 村内必典 1979 : 日本海溝におけるサブダクションの機構, 月刊海洋科学, 120, 799-806.
- 岡田博有, 酒井豊三郎 1979 : Leg 56, 日本海溝の深海掘削-1, 月刊海洋科学, 119, 756-762.
- 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, 第15号, 33-54.
- 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, 第16号, 25-45.
- Talwani, M. 1965 : Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 30, 797-817.
- Talwani, M., Windisch, C.C., Langseth, M.G. 1971 : Reykjanes ridge crest a detailed geophysical study, *Jour. Geophys. Res.*, 76, 473-517.
- 東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団 1976 : 第一鹿島海山の地形・地質, 地球科学, 30, 222-240.
- 友田好文, 藤本博己 1980 : 西太平洋のフリーエツとブーゲー異常, 測地学会誌, 26, 258-266.
- 植田義夫 1978 : 銭州沖海山の磁気異常解析結果およびオホーツク海南部における負磁気異常について, 水路部研究報告, 第13号, 59-66.

- 歌代慎吉, 大島章一, 近藤 忠 1976 : 北西太平洋と日本海の地磁気異常について, 海上保安大学校25周年記念論文集, 169-189.
- 宇津徳治 1974 : 日本周辺の震源分布, 科学, 44, 739-746.
- Uyeda, S., Richards, M.L. 1966 : Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 179-213.
- Vacquier, V. 1963 : A machine method for computing the magnitude and the direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey, *Proc. Benedum Earth Magnetism Symposium*, 1962, Univ. Pittsburgh press, 123-137.
- Vacquier, V., Uyeda, S. 1967 : Paleomagnetism of nine seamounts in the western Pacific and of three volcanoes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, 815-848.

沖縄本島周辺の海底地質

加藤 茂*・桂 忠彦*・平野賢治*

SUBMARINE GEOLOGY OFF OKINAWA ISLAND

Shigeru Kato*, Tadahiko Katsura* and Kenji Hirano*

Received 1981, August 17

Abstract

The Hydrographic Department, M.S.A., carried out detailed survey for submarine geology and topography in the vicinity of the Okinawa sea area in 1975 and 1976. The surveyed area, located in the central area of Nansei-syoto (Ryukyu island arc) is shown in figure 1, and survey lines are shown in figure 3.

The survey lines are 2 nautical mile spacing in an E-W direction, and echo-sounding and seismic profiling by the air-gun method, etc., have been done on all lines. The submarine topographic chart and submarine geological map are shown in figures 4 and 5, which were compiled by the results of this survey.

In general, the submarine topography and geological structure in this area is controlled by the NE-SW direction of the main structure of the island arc. This area is divided into four geological provinces. The trench wall region of the outer landward zone, has well developed submarine canyons. The Island region, being the axis zone of the island arc, has several small basins which formed by tilting movements. The southwestern end of the survey area lined by the Kerama Gap across the island arc in a WNW-ESE direction. The southern end of the Gap terminated by the escarpment of the Kerama fault. There are many small sea knolls that seem to be Quaternary volcanos in the NE-SW direction inside of the Island region. The Okinawa Trough partly appears in the northwestern margin of area.

The tectonic movement in the NE-SW direction is considered to have become active in the late Miocene to Pliocene, and the tectonics of the Kerama fault movement crossing the former direction became active from after the Pliocene to the early Pleistocene.

1. はじめに

海上保安庁水路部は、昭和50年4～5月及び昭和51年4～5月に、大陸棚の海の基本図測量の一環として、沖縄本島周辺海域について、海底地形・地質構造・地磁気及び重力の調査を実施した。この報告では、沖縄本島を含め徳之島から慶良間海裂までの海域について、海底地形及び地質構造をまとめるとともに、地質構造発達史について言及した。なお、ここで報告する海域の南西に続く宮古・八重山諸島周辺海域については、既に浜本等(1979)の報告がある。

* 測量課 Surveying Division

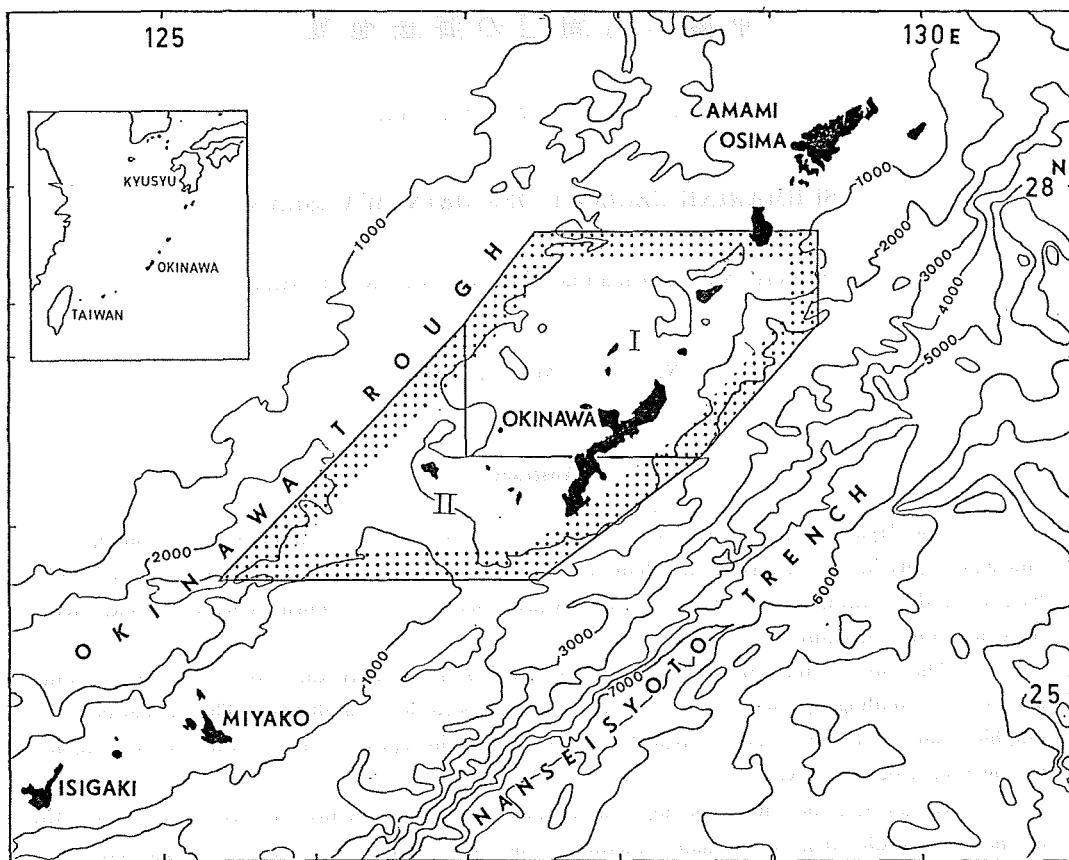


Figure 1 Map of surveyed Area off Okinawa (Contour interval 1,000 m)

2. 調査区域および調査方法

調査区域は、第1図に示すように、南西諸島海溝と沖縄舟状海盆（トラフ）にはさまれた琉球弧中央部の沖縄本島周辺の海域である。調査区域には、北東から徳之島・沖永良部島・与論島・沖縄本島・久米島などのさんご礁の取巻く島々が含まれている。調査区域の北東部（第1図中のI）は昭和50年4～5月、南西部（同II）は昭和51年4～5月、いずれも水路部測量船「昭洋」により実施された。調査測線は、東西方向を2海里間隔にとり主測線としたほか、これと交差する測線も設けた。調査測線の総延長は8,395海里である（第3図）。

測位は、昭和50年（区域I）にはロランC及びNNSSを、昭和51年（区域II）には ρ - ρ 方式によるロランC及びNNSSの複合測位システムをおもに使用し、可能な限り陸測（おもに三点両角法）による照合を行った。

測深には、浅海用音響測深機（NS-77）及び深海用音響測深機（NS-16）を用い、全航程で連続測深記録が得られた。水深の読み取り単位は、1,000 m以浅を1 m、1,000 m以深を10 mとし、読取値には音速度補正及び潮高補正（200 m以浅に適用）を行った。音速度補正には海洋資料センターの統計資料により桑原方式で算出した値を用い、潮高補正は那覇港平均水面下1.18 mを基本水準面として行った。

音波探査は、ラモント型エアガンを音源とする深海用連続音波探査装置（サイズミック・プロファイラー）を使用した。記録は、2 sec レンジ及び3 sec レンジを併用した。記録解析にはおもに2 sec レンジを用い、末尾に掲げた音波探査記録抜粋も2 sec レンジのものである。

底質採取は、音響的基盤岩や下部堆積岩の採取を目的とし、チェーンバック型及び円筒型採泥器を使用して11地点で行った。

3. 海底地形

調査海域は、九州から台湾に連なる南西諸島の中央部に位置し、南西諸島のなかで最大の島である沖縄本島とその周辺に点在する徳之島・沖永良部島・与論島・伊平屋島・伊是名島・伊江島・栗国島・久米島・慶良間列島などを含む海域である。沖縄本島をはじめほとんどの島は現成さんご礁に縁取られ、島にも隆起さんご礁石灰岩が広く分布し、極浅海海域と島の地形に大きな特徴を与えている。調査海域は大地形でみると、南東側に南西諸島海溝（琉球海溝）、北西側に沖縄トラフの2つの北東—南西方向にのびる凹地にはさまれた海域であり（第1図）、調査海域内も北東—南西方向の帯状配列が認められる。南東側（南西諸島側）から順に、海溝壁帯・群島帯・海丘帯・沖縄トラフと大きく4区分できる。この中で、群島帯は調査海域南西端でこれを横切る凹地である慶良間海裂により乱されている。以下4つの帯状地形区ごとに説明を加える。海底地形図は第4図に示した。

(1) 海溝壁帯

海溝壁帯は、徳之島・沖永良部島・与論島・沖縄本島と連なる主軸島列の南東側に位置し、大陸棚外縁から南西諸島海溝に向けて下降する斜面であり、調査海域は海溝軸まで至らず、海溝に面する斜面の中腹までである（第1図）。この斜面の最も大きな特徴は、海底谷の発達がよくことであり、その数は20条を超え、主な海底谷については、第2図及び第1表のように命名されている（跡部，1978；伊藤，1979）。それぞれの谷頭水深、谷の最大比深及び長さは第2表に示す。谷頭水深は300～1,000 m にあり、後述の2つの段丘状平坦面の前面にある海底谷は600～900 m と深く、沖縄本島沖のそれは400～500 m と浅い。また、谷の最大比深は、沖永良部海底谷や慶良間海底谷群第3谷のように500 m を超えるものもあるが、多くは約200 m で、かなりそろっているといえる。海底谷の多くは調査区域外へ続いており、第2表に掲げる長さは、調査区域内の長さを示してあるので、実際はこれより長い。ほとんどの谷は斜面の傾斜方向に直線的にのびている。谷の間隔は、慶良間海底谷群付近で5～6 km と狭く、沖縄本島沖とこれ以北で10～20 km と広い。

海溝壁帯には、2つの段丘状平坦面が認められる。徳之島南方の平坦面は水深300～500 m、35×35 km の規模であり、一方の与論島東方の平坦面は水深800～900 m、35×20 km の規模である。いずれも中央部は周囲よりわずかに高くなっている。

Table 1 Explanation of Figure 2

1 Okinoerabu Canyon (沖永良部 海底谷)	5 Kunigami Canyon (国頭 海底谷)	9 Tinen Canyon (知念 海底谷)
2 Kita-yoron Canyon (北与論 海底谷)	6 Oora Canyon (大浦 海底谷群)	10 Gusigami Canyon (具志頭 海底谷)
3 Naka-yoron Canyon (中与論 海底谷)	7 Kin Canyon (金武 海底谷)	11 Itoman Canyon (糸満 海底谷)
4 Minami-yoron Canyon (南与論 海底谷)	8 Nakagusuku Canyon (中城 海底谷)	12 Kerama Canyons (慶良間 海底谷群)

	Location	Depth (m)
13 Okinoerabu Basin (沖永良部 海盆)	N of Okinoerabu Sima	1140

14	Yoron Basin (与論 海盆)	W of Okinoerabu Sima and N of Yoron Sima	1370
15	Kita-torisima Basin (北島島 海盆)	N of Tori Sima	2110
16	Nisi-torisima Basin (西島島 海盆)	W of Tori Sima	1940
17	Aguni Basin (栗国 海盆)	SW of Aguni Sima	1900
18	Kerama Gap (慶良間 海裂)	S of Kume Sima	2100
19	Iheva Tai (伊平屋 堆)	27°29' N., 127°42' E.	132
20	Aino Sone (相 曾根)	27°33' N., 127°52' E.	347
21	Igyo Sone (偉業 曾根)	27°29' N., 128°06' E.	132
22	Izena Tai (伊是名 堆)	27°04' N., 127°12' E.	173
23	Ie Tai (伊江 堆)	26°55' N., 127°15' E.	177
24	Ryu-kyu Sone (琉球 曾根)	26°50' N., 126°58' E.	398
25	Daini-ryukyu Sone (第二琉球 曾根)	26°13' N., 126°58' E.	670
26	Kerama Tai (慶良間 堆)	25°58' N., 127°13' E.	74
27	Kita-daikyu Tai (北大九 堆)	25°52' N., 126°45' E.	177
28	Daini-torisima Knoll (第二島島 海丘)	26°53' N., 126°47' E.	912
29	Daiiti-torisima Knoll (第一島島 海丘)	26°51' N., 126°52' E.	785
30	Nisi-torisima Knoll (西島島 海丘)	26°39' N., 126°36' E.	1030
31	Daiiti-kume Knoll (第一久米 海丘)	26°27' N., 126°28' E.	1240
32	Daini-kume Knoll (第二久米 海丘)	26°25' N., 126°21' E.	944
33	Daisan-kume Knoll (第三久米 海丘)	26°17' N., 126°28' E.	822
34	Daiyon-kume Knoll (第四久米 海丘)	26°11' N., 126°26' E.	795
35	Daigo-kume Knoll (第五久米 海丘)	26°05' N., 126°03' E.	1410
36	Daigo-miyako Knoll (第五宮古 海丘)	25°58' N., 125°50' E.	1800
37	Daisan-miyako Knoll (第三宮古 海丘)	25°49' N., 125°48' E.	943
38	Daiyon-miyako Knoll (第四宮古 海丘)	25°48' N., 126°01' E.	867

39 Daini-miyako Knoll
(第二宮古 海丘)

25°43' N., 125°39' E.

1630

40 Okinoerabu Spur
(沖永良部 海脚)

NW of Okinoerabu Sima

Ag Aguni Sima
(栗国島)Ke Kerama Retto
(慶良間列島)Tk Tokuno Sima
(徳之島)Ie Ie Sima
(伊江島)Ku Kume Sima.
(久米島)Tn Tonaki Sima
(渡名喜島)Ih Iheya Sima
(伊平屋島)Oe Okinoerabu Sima
(沖永良部島)Tr Tori Sima
(鳥島)Iz Izena Sima
(伊是名島)Ok Okinawa Sima
(沖縄島)Yo Yoron Sima
(与論島)

Table 2 Form of Canyons

	Depth of canyon head	Length in surveyed area	Maximum height of canyon wall	Width of interval of two canyons
	(m)	(km)	(m)	(km)
Okinoerabu Canyon	600, 800, 900	60	510	22
Kita-yoron Canyon	900	30	250	5
Naka-yoron Canyon	900	25	300	11
A canyon between Naka and Minami-yoron Canyon	900	33	320	7
Minami-yoron Canyon	<500	48	350	12
Kunigami Canyon	400	45	200	50
Oora Canyons (N)	400	30	150	5
" (S)	<500	30	120	12
Kin Canyon	<500	22	200	11
Nakagusuku Canyon	500	15	200	18
Tinen Canyon	500	12	120	9
Gusigami Canyon	<400	14	150	11
Itoman Canyon	<400	18	200	20
Kerama Canyons 1	300	33	220	8
" 2	400	17	120	5
" 3	400, 600	27	500	6
" 4	1000	16	250	6
" 5	400	17	200	5
" 6	700	14	100	5
" 7	700	13	120	5

(2) 群島帯

海溝壁帯の北西側には、沖縄本島を中心として多くの島が点在するが、これらの島を含めた北東—南西方向にのびる幅約 70~90 km の海域を群島帯と呼ぶこととする。島の周囲には狭い島棚が存在するが、今回の調査では、島棚上及び外縁付近の地形を把握できたところはわずかであるため、島棚に関する詳細な記述はできない。

群島帯は、全体的にみると、南西諸島海溝と沖縄トラフにはさまれた尾根にあたる。この尾根は南東端が最

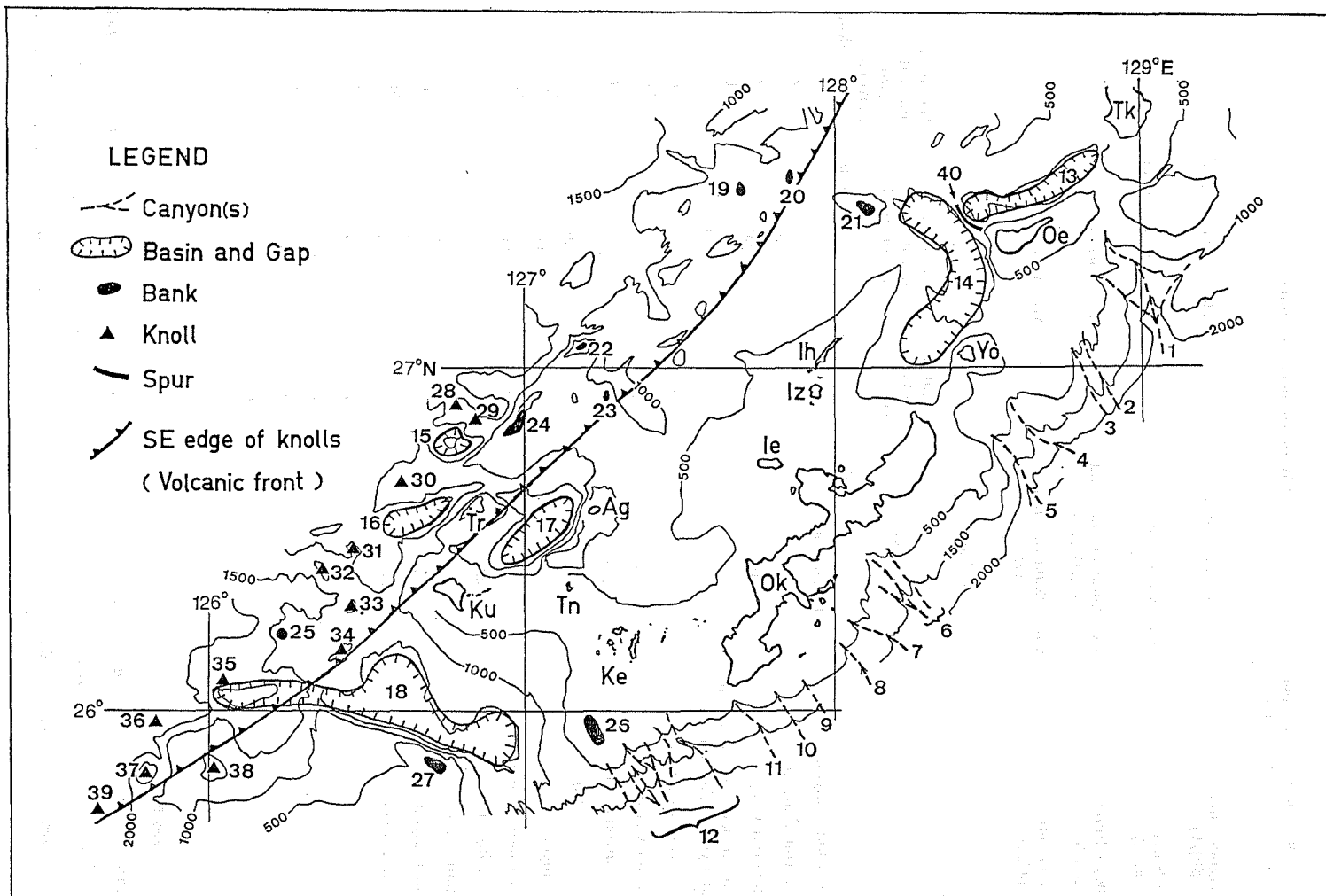


Figure 2 Geographical Names of Submarine Topography off Okinawa (Contour interval 500 m, explanation is Table 1)

も高く、ここに沖縄本島・沖縄永良部島などの南西諸島主軸島列がある。

群島帯には、いくつかの屈曲した楕円形の花盆がある。花盆のなかには、水深1,000 mを超えるものもあり、その長軸方向はさまざまであるが、形状は両翼が非対称形となっている。特に、沖縄永良部花盆の東南縁、与論花盆の東縁、栗国花盆の東南縁は顕著な急斜面となっており、いずれも比高1,000 mを超える。沖縄永良部花盆と与論花盆は、いずれも逆C字型に屈曲しており、沖縄本島南部の西方沖にある花盆や慶良間花盆東部ともあわせてみると、律動的配列をしている。この花盆の律動的配列は、慶良間断層以北の群島帯の海底地形上の大きな特徴である。栗国花盆は、この花盆列からやや北西側に位置している。

群島帯北部には、この花盆のほかには特徴ある地形は少ない。伊平屋島北方の俣業曾根をはさんで南と北に水深500~800 mの平坦面がある程度である。わずかに認められる海底谷も、小規模で短く、また、堆や海丘といった顕著な地形の高まりもほとんどない。

群島帯の南西部には特異な地形がある。それは、幅50 km以上もある群島帯を横切る凹地で、従来から宮古凹地と呼ばれていた(小西, 1965など)。今回の調査で詳細な海底地形が明らかとなり、この凹地は、海嶺を横切る狭い切目という地形的特徴から第10回海底地名打ち合わせ会で慶良間海裂(ギャップ)と命名された(伊藤, 1979)。慶良間海裂は、3つの花盆が東西に連なる形をしており、各花盆の最深部は、西から2,100 m, 1,870 m, 1,940 mである。群島帯の尾根は、この慶良間海裂で分断されており、鞍部の最浅所は慶良間堆の南西で1,220 mである。慶良間海裂の北斜面は、これと平行するように連なる久米島・渡名喜島・慶良間列島まで緩傾斜であるのに対し、南縁は、西北西—東南東方向の長さ約65 km、最大比高1,300 mの直線状急崖で区切られている。

(3) 海丘帯

琉球弧の屋根である群島帯の北西縁には、多くの海丘や堆が集中して連なっており、ここを海丘帯と呼ぶこととする。これらの海丘列は、西琉球海丘列と総称されている(伊藤, 1979)。海丘帯の堆や海丘の数は、調査区域内で30以上数えることができる。また、海丘や堆の間には、北島花盆・西島花盆などの小規模な花盆も数多く認められる。4つに分けた地形帯の中では、この海丘帯が最も地形単元が小さく、複雑である。海丘は、円形や楕円形をしているものが多いが、第一宮古海丘や伊是名堆のように複雑な形をしたものもある。また、久米島北方の鳥島ののり地塊、琉球曾根・伊是名堆と続く海丘群は、北東—南西方向にのび、南東側に緩く北西側に急な傾動地塊状を呈し、北西側の急斜面は、北東—南西方向に直線上に断続的に続いている。海丘は、調査海域の西側に南北の両端まで続いており、群島帯を分断している慶良間海裂は、この海丘帯に地形的には影響を与えていない。海丘帯の東南縁は北東—南西方向の線(第2図)で表すことができる。

(4) 沖縄トラフ

調査海域の西縁は、わずかに沖縄トラフ底にかかっている。沖縄トラフの主軸は調査区域外にあり、南西諸島海溝や群島帯と同様に北東—南西方向にのび、水深は南西ほど深い(第1図)。調査海域内のトラフ底の水深はこれと同様に、北部で約1,500 mであるのに対し、南部では約2,000 mと深くなっている。トラフ底は極めて平坦な海底である。前述の海丘帯とは南西部で交差し、トラフ域内に第五宮古海丘や第二宮古海丘といった海丘が分布している。

4. 陸上地質の概要

南西諸島は弧状列島のひとつであり琉球弧と呼ばれ、その地質構造は、小西(1965)などにより弧に平行な帯状配列として整理されている。外側(南東側)から、琉球海溝・琉球地背斜区・琉球火山帯・古期琉球火山岩区

・琉球後背海盆区等と区分され、また、琉球弧の脊梁山地に相当する琉球地背斜区は、更に新第三系下の基盤岩類により、外側から甌島・石垣・本部・国頭・島尻・熊毛の各累帯に区分されている。内側から外側に向かい、基盤岩類は順に新しくなっている。調査海域に点在する島は、久米島・粟国島が石垣累帯に、徳之島・沖永良部島・与論島・沖縄本島の本部半島と西海岸の岬部、それに、伊江島・伊是名島・伊平屋島・渡名喜島が本部累帯に、沖縄本島脊梁山地・慶良間列島が国頭累帯に、沖縄本島南部が島尻累帯に区分されている。久米島と粟国島は、更に古期琉球火山岩区にも属している。それぞれの島の基盤岩は古生代、中生代あるいは古第三紀の堆積岩や貫入岩などからなっている。その上に海成の砂岩・シルト岩を主体とする鮮新統の島尻層群が不整合に重なっている。この島尻層群は、調査海域の島の中では、沖縄本島南部と久米島に分布しているが、南西諸島に広く分布している地層である。島尻層群を堆積した海は島尻海と呼ばれ、南西諸島はもとより、東シナ海に広がっていた(木崎・大城, 1977)、島尻層群の分布しない沖縄本島南部と久米島を除く島々は陸域であったと考えられている。島尻層群やそれ以前の基盤岩類の上には、琉球層群と呼ばれる更新統が不整合に覆っている。琉球層群は、さんごや石灰藻などからなる石灰岩を主としている。更新世に形成されたさんご礁が陸域のかかなりの高度に分布し、また、このさんご礁により形成された更新世後期の海岸段丘高度からも、多くの島で隆起していることが認められている(木庭, 1980, 太田・堀, 1980)。

5. 海底地質

(1) 地層区分

音波探査記録断面上において、調査海域の地層を上位から Ao, Bo, Co 層の3層に区分した。各層の音響的層相及び分布概要は以下のとおりである。

〔Ao 層〕 記録断面上で縞模様の比較的明瞭な音響的に透明、不透明層の互層を呈し、ほぼ水平に堆積している地層を Ao 層とした。Ao 層は、水平層がほとんどであるが、ゆるやかな斜面では斜面に平行して現れることもある。沖縄トラフ底・沖永良部海盆・与論海盆などの凹地に薄く分布している。

〔Bo 層〕 Ao 層同様音響的に透明、不透明の互層を呈するが、その縞模様が不鮮明な層を Bo 層とした。Bo 層を詳細にみると、上部と下部に分けることができる。上部 Bo 層は、縞模様の連続がよく、海盆や堆積性平坦面を構成する主な堆積層である。Bo 層は、海盆などの凹地では Ao 層の下位に位置し、両者は整合関係にあるが、凹地周辺部では不整合関係にある場合もある。下部 Bo 層は縞模様がより不鮮明で連続性も悪く、大きな変形を受けていることが多い。

〔Co 層〕 音響的に透明あるいは不透明な層で、音響的基盤となっている層を Co 層とした。島の周辺、西琉球海丘列では、Co 層が浅くなるか露出している。上位の Bo 層とは不整合関係にあり、海盆周辺部の急斜面では Bo 層が Co 層に対しアバットしていることが多い。音響的に透明な Co 層は西琉球海丘列に多く現れ、不透明な Co 層は東部の島周辺に認められる。

(2) 地層の分布と地質構造

この海域の地質構造を規制する一次的な方向は、南西諸島の連なる北東—南西方向である。徳之島から沖縄本島に続く尾根の音響的基盤(Co 層)の露出域の方向、西琉球海丘列の音響的基盤の露出域の連なりなどがこれを代表している。この北東—南西方向の地質構造の主方向に直交又は斜交する二次的な構造方向には、海域の南西部に顕著に現れる西北西—東南東方向の慶良間海裂南限の断層(以下、慶良間断層という)や、同方向の久米島・渡名喜島・慶良間列島と続く音響的基盤の露出域の方向がある。また、北部海域には、沖永良部海域や沖永良部海底谷の方向である北北西—南南東方向の構造が顕著である。一次的な地質構造方向である北

東—南西方向により区分される地質構造区は、海底地形上の4区分と同じことになる。以下に、各地質構造区ごとに島弧の外側から内側へ順に、地層の分布状況と地質構造について述べる。なお、地質構造区の名称は海底地形区で用いた名称をそのまま用いた。

a 海溝壁帯

徳之島から沖縄本島にのびる南西諸島の主軸の南東斜面は、沖永良部海底谷の周辺域と沖縄本島以南の斜面域とに分けられる。

沖永良部海底谷周辺域は、断層や褶曲の示す地質構造方向をみると南北方向が卓越する。斜面の最浅部すなわち島の付近は Co 層が露出し、Ao 層が平坦面と海底谷底に認められる外は Bo 層が広がっている。この海域には2つの平坦面があるが、その地質構造は異なり、徳之島南方平坦面は下部 Bo 層が露出し、海底面は小起伏を持ち浸食面であるのに対し、与論島東方平坦面は厚い上部 Bo 層の上を Ao 層が薄く覆い、平滑な堆積面となっている。沖永良部海底谷は支谷の発達がよく、この海域では特異な海底谷である。谷上部は V 字谷を呈し Bo 層が露出しているのに対し、下部は U 字谷を呈し Ao 層が谷底を埋めている。Ao 層はわずかに東に傾き、西斜面には尖滅し、のり上げているのに対し、東斜面はアバットしている。東斜面は急崖をなし、西落ちの断層が考えられる。

沖縄本島以南の斜面域は、南西諸島海溝に落ちる単純な斜面で、北部浅海域で Co 層が露出する外は Bo 層下部が露出している。この斜面の南西域には比較的浅い谷が一定間隔で並び、蛇行の小さい直線状を呈している。この海底谷群付近の音波探査記録は不明瞭であるが、沖縄本島の断層（太田及び堀，1980）の延長上に位置するものが多いことから、断層谷であると考えられる。

b 群島帯

南西諸島の主軸であるこの群島帯は、地質構造上久米島から沖縄本島南端を結ぶ線以北の海域と、これ以南の慶良間海裂周辺域とに分けられる。北部海域では、島と島を結ぶ Co 層露出帯あるいは島からのびる Co 層露出帯等が主構造方向である北東—南西方向にのびている。徳之島から沖縄本島に続く鞍部、伊平屋・伊是名島から北東にのびる海脚などがこれにあたる。Co 層の露出域はこの外、複雑に入り組んで分布し、全体的に Co 層の露出域の面積は広い。Co 層露出域の間は、Ao 層の被覆する海盆や平坦面が存在している。この海域にある沖永良部海盆・与論海盆そして粟国海盆は、地質構造上非常に似ていることが大きな特徴である。すなわち、主な堆積層である上部 Bo 層が西から東に向けて厚さを増していること、堆積層は、その南東縁あるいは東縁の急崖下にアバットし、傾動地塊状を呈していることから、急崖のふもとには大断層が存在していると考えられる。沖永良部海盆と与論海盆内の堆積形態は第6図に示した。

この海域にも、沖永良部島の西に位置する偉業曾根をはさんで北と南に平坦面がある。北側の平坦面は西半分では堆積物が厚く最上部を Ao 層が覆うものの東半分は下部 Bo 層が露出している。これに対し、偉業曾根南方の平坦面は堆積物が厚く Ao 層も広くその上を覆っている。群島帯北部において主構造方向に直交あるいは斜交する方向にのびる構造としては、沖縄本島本部半島から伊江島を通りその延長上の Co 層露出帯まで続く尾根、この尾根のさらに沖合にある伊江堆の北東隣りにある海盆、さらに、伊平屋堆の北西方の急崖を伴う断層などがあげられ、いずれも北北西—南南東方向にのびている。

群島帯北部が北東—南西方向に規制された地質構造を示すのに対し、群島帯南部の慶良間海裂と慶良間断層はこれを横断する大きな構造である。慶良間海裂周辺はほとんど Bo 層で構成され、凹地底にわずかに Ao 層が存在している。慶良間断層は、西北西—東南東方向にみごとに直線状に走り、北落ちの極めて鋭い急崖を形成している。慶良間断層の南側は、浜本等（1979）の宮古曾根北方の水深 200~400 m 面に続く平坦面

である。群島帯北部で認められた北東—南西方向の地質構造は、この慶良間海裂で切られているが、慶良間海裂東方の慶良間列島、慶良間堆から続く鞍部、慶良間海裂の最深部凹地を分断する粟国島・渡名喜島から続く鞍部にわずかに認められる。また、海溝壁帯南部の海底谷群は慶良間海裂に近い南部ほど密度を増し、慶良間断層の運動と密接に関連していると考えられる。

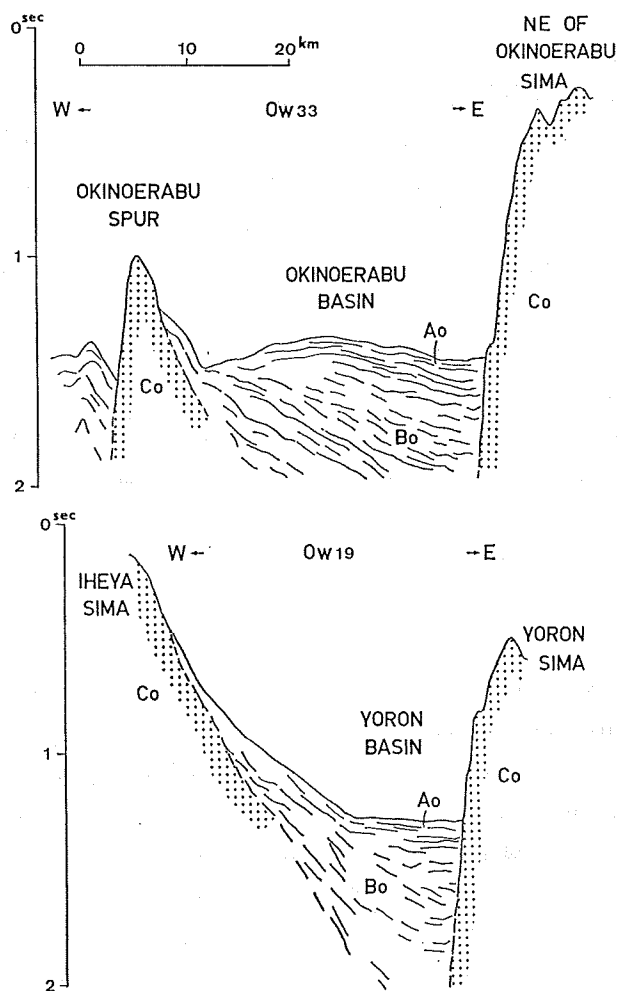


Figure 6 Sedimentary Structure of Okinoerabu and Yoron Basin

c 海丘帯

群島帯の北西側には、大小の海丘が多数北東—南西方向に連なる。この海丘群の多くは Co 層が露出している。海丘を構成する Co 層は音響的に透明であるものが多く、沖縄本島などの島の周辺に露出する Co 層が不透明であるのと対照的である。海丘帯のなかで Ao 層はごく限られたところに分布し、面積も狭い。海丘帯は、Co 層と Bo 層がパッチ状に分布しているが、Co 層の占める面積は北東側ほど広がる。

d 沖縄トラフ

調査海域の西縁は、部分的に沖縄トラフ域を含んでいる。地質図（第5図）では西端の Ao 層分布域がこれに当たり、これまでみてきたどの場所より水平堆積層が顕著である。慶良間断層西方のトラフ底には第五宮古海丘と第二宮古海丘がこの水平堆積層を貫き、Co 層の露出する海丘となっている。

(3) 地層の対比

ここで分類した Ao, Bo, Co 層は, この海域全体を通じて音響的層相により区分したが, 浜本等 (1979) がまとめた宮古・八重山諸島周辺の Ay, By, Cy 層とは 1 対 1 の対応をしていない. Co 層と Cy 層は, いずれも音響的基盤層であり同じものと考えられるが, Ao 層と Bo 層の境界は Ay 層と By 層の境界に比べ新しいようである.

Table 3 Results of Dredging

St.No	Date	Position		Depth m	Topography	Samples
		Lat.N.	Long.E.			
OK-1	May 8, 1975	26°30.0'	127°09.1'	1400	Aguni fault scarp, southeast of Aguni Sima	yellowish brown silty clay
OK-2	May 8, 1975	26°55.5'	127°00.2'	1250	Steep slope of north of Ryukyu Sone	sandy mud, foraminifera
OK-3	May 6, 1975	27°20.9'	127°30.4'	665	Slope of small knoll, northeast of Iheya Sima	Two pumice brocks (#30, 20cm) with flow structure, containing many quartz and some hornblende, grains having fresh surface (It seemed dredged from outcropped rock.)
OK-4	May 6, 1975	27°29.6'	127°42.6'	140	Top of Iheya Tai	dark gray or brown colored three pumice brocks (#25, 20, 15cm), much rounded pumice gravel
OK-5	May 6, 1975	27°28.2'	128°26.7'	1050	West end of Okinoerabu Basin	dark greenish gray sandy mudstones (max. #6cm) with boring hole (#2-3cm), sponge
OK-6	May 7, 1975	27°10.7'	128°23.7'	1190	Center of Yoron Basin	gray clay, sandy mud
OK-7	May 7, 1975	26°58.8'	128°22.2'	500	Steep slope faced Yoron Basin between Yoron and Okinawa Sima	gray sandy mud, shell fragments
OK-8	May 7, 1975	27°02.2'	128°48.9'	1040	Wall of Kita-Yoron canyon	Manganese coated mudstone (#20cm), having boring holes on one side. Sandy mud
OK-II-4	May 14, 1976	26°46.5'	126°53.6'	773	Southwestern cliff of Ryukyu Sone	Sandy mud
OK-II-5	May 14, 1976	26°13.2'	126°13.1'	670	Top of Daini-Ryukyu Sone	Porous pumice brocks (max. #30cm)
OK-II-6	May 14, 1976	25°52.2'	126°45.5'	767	Steep cliff of southern end of Kerama Gap	Hard limestones (max. #21cm), one of them has manganese coating surface, many mud-stone (max. #10cm) with fissility

地層の年代を推定するうえで重要な底質採取結果を第 3 表に示す. この中で, OK-II-6 の泥岩は鮮新統の島尻層群に対比され (浜本等, 1979), 北与論海底谷で採取された泥岩も固結度や岩相など OK-II-6 の泥岩とよく似ていることから島尻層群に対比される可能性がある. これらの泥岩が島尻層群に対比されれば, Bo 層は島尻層群を含んでいることとなる. この 2 地点付近の Bo 層は, 音響的層理の不明瞭な下部 Bo 層である. また, OK-3, OK-4, OK-II-5 では, いずれも 20 cm を超す新鮮な軽石塊が採取された. 各地点はそれぞれ伊平

屋島北西方の小海丘，伊平屋堆，第二琉球曾根の頂上または斜面にあたり，西琉球海丘列の一員である。地質図（第5図）では Co 層露出域で，これらの海丘や堆は新しい時代，おそらく第四紀の酸性火山岩体であると考えられる。このことは，西琉球海丘列の海丘群のうち多くが新期火山体からなることを示唆し，海丘帯の Co 層の多くはこれら火山岩であることを意味する。第2図に引いた海丘帯東縁線は火山フロントに当たろう。これに対し，島の周辺に分布する群島帯の Co 層は，島の基盤を構成する古期岩類に対比されよう。以上から陸上地質層序と対比を試みると第4表のようになる。

Table 4 Tentative correlation of Stratigraphy

		Central Ryukyu Islands	Off Okinawa Island	
			Knoll zone	Other area
Quaternary	Recent	Ryukyu Group	Co formation (Volcanics)	Ao formation
	Pleistocene			Bo formation
Neogene	Pliocene	Shimajiri Group		Bo formation
	Miocene			
Pre-Neogene		Basement	Co formation	Co formation

(4) 地質構造発達史

これまで述べてきた地形・地質構造・地層の分布状況と対比をもとに，この海域の地質構造の発達史は次のように推定される。

調査海域の中北部では，島の周辺に露出する基盤岩類（Co 層）形成後隆起し，Bo 層堆積期以前すなわち中新世後期以前にはかなり陸域が広がっていた。下部 Bo 層堆積期すなわち中新世後期から鮮新世にかけては，浅海が広がり下部 Bo 層が堆積した。調査海域の中北部では，このころ大きな傾動運動により沖永良部海盆・与論海盆そして栗国海盆が形成された。また，海溝壁帯では下部 Bo 層の堆積とともに海溝側に増傾斜していた。群島帯南部の慶良間海裂周辺は一面の浅海域が広がり，厚い下部 Bo 層が堆積した。調査海域の一次的な地質構造方向である北東—南西方向の大構造はこのころ形成された。その後，上部 Bo 層堆積期すなわち鮮新世から更新世前期にかけては，広範囲に広がっていた海も狭まり，海盆地や現在堆積性平坦面となっている堆積盆に上部 Bo 層が堆積した。慶良間海裂周辺海域では，慶良間断層の活動が顕著となり，慶良間海裂が形成されるとともに，沖縄南部から久米島に続く尾根が慶良間海裂の深化に呼応するように隆起した。群島帯南部にみられる西北西—東南東の琉球弧を横切る構造は，おもにこのころ形成された。こうしてこの海域の大きな地質構造と地形がほぼ現在の姿になった。その後，更新世中後期には，汎地球的な海面変動により海水準に対応した地形である大陸棚が形成され，また，凹地として残された海盆や平坦面上には Ao 層が堆積した。海丘帯では，火山活動が活発に繰り返され，更新世にも続いていた。

6. まとめ

沖縄本島周辺海域における大陸棚の海の基本図測量の結果から明らかとなった海底地形・地質構造は，以下のようによまとめられる。

- (1) 沖縄本島周辺海域，すなわち琉球弧中央部の海底地形・地質構造は，島弧の外側から海溝壁帯・群島帯・海丘帯そして沖縄トラフと4つの带状区に分けられる。
- (2) 海溝壁帯は，南西諸島海溝に向かう単傾斜の斜面で，多くの構造的な海底谷が発達し，ほとんど下部

Bo 層（ほぼ鮮新統相当層）からなっている。

（３）群島帯は、南西諸島の主軸をなし北東—南西方向の構造に支配されるが、南部には西北西—東南東方向の慶良間海裂が存在し、群島帯を横切る構造を示している。

（４）群島帯中北部には、沖永良部海盆・与論海盆そして粟国海盆の３つの水深 1,000 m を超える屈曲した楕円形海盆があり、地形からも堆積層の構造からも両翼が非対称構造を示し、東南縁あるいは東縁が断層による急崖で区切られ、傾動運動により形成されたと考えられる。

（５）海丘帯は、数多くの海丘や堆が集中して並ぶ。これらの海丘は第四紀火山体が多くを占めるようであり、海丘帯東南縁は明瞭で火山フロントと考えられる。

本稿を終わるに当たり、本調査に従事された測量船昭洋の船長 重広敏氏（沖縄沖Ⅰ調査時）、中泉勇氏（沖縄沖Ⅱ調査時）をはじめ乗組員の方々、沖縄沖Ⅰ調査の班長 長島光長氏、沖縄沖Ⅱ調査の班長 西橋大作氏をはじめとする測量班の方々、また、本稿をまとめるうえで種々の御助言、御指導をいただいた測量課長 茂木昭夫氏に心から感謝する。

記録写真について

本記録写真は、この調査により得られた音波探査記録である。紙面の都合上、抜粋し、かつ複写縮小してある。測線番号は、第 3 図と対応し、左側が西であり、北の測線から順に配列した。記録レンジは 2 sec で縦横は 27:1 に誇張されている。

引用文献

- 跡部 治 1978: 第 9 回海洋地名打合せ会で決定した海底地形名称について, 水路要報, 第 98 号, pp. 113-123
 浜本文隆・桜井 操・永野真男 1979: 宮古・八重山諸島周辺の海底地質, 水路部研究報告, 第 14 号, pp. 1-38
 伊藤房雄 1979: 第 10 回海洋地名打合せ会で決定した海底地形名称について, 水路要報, 第 99 号, pp. 101-108
 木崎甲子郎・大城逸朗 1977: 琉球列島の古地理, 海洋科学 9 巻, 8 号, pp. 38-45
 木庭元晴 1980: 琉球層群と海岸段丘, 第四紀研究 18 巻, 4 号, pp. 189-208
 小西健二 1965: 琉球列島（南西諸島）の構造区分, 地質雑 71 巻, 840 号, pp. 437-457
 太田陽子・堀 信行 1980: 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察, 第四紀研究 18 巻, 4 号, pp. 221

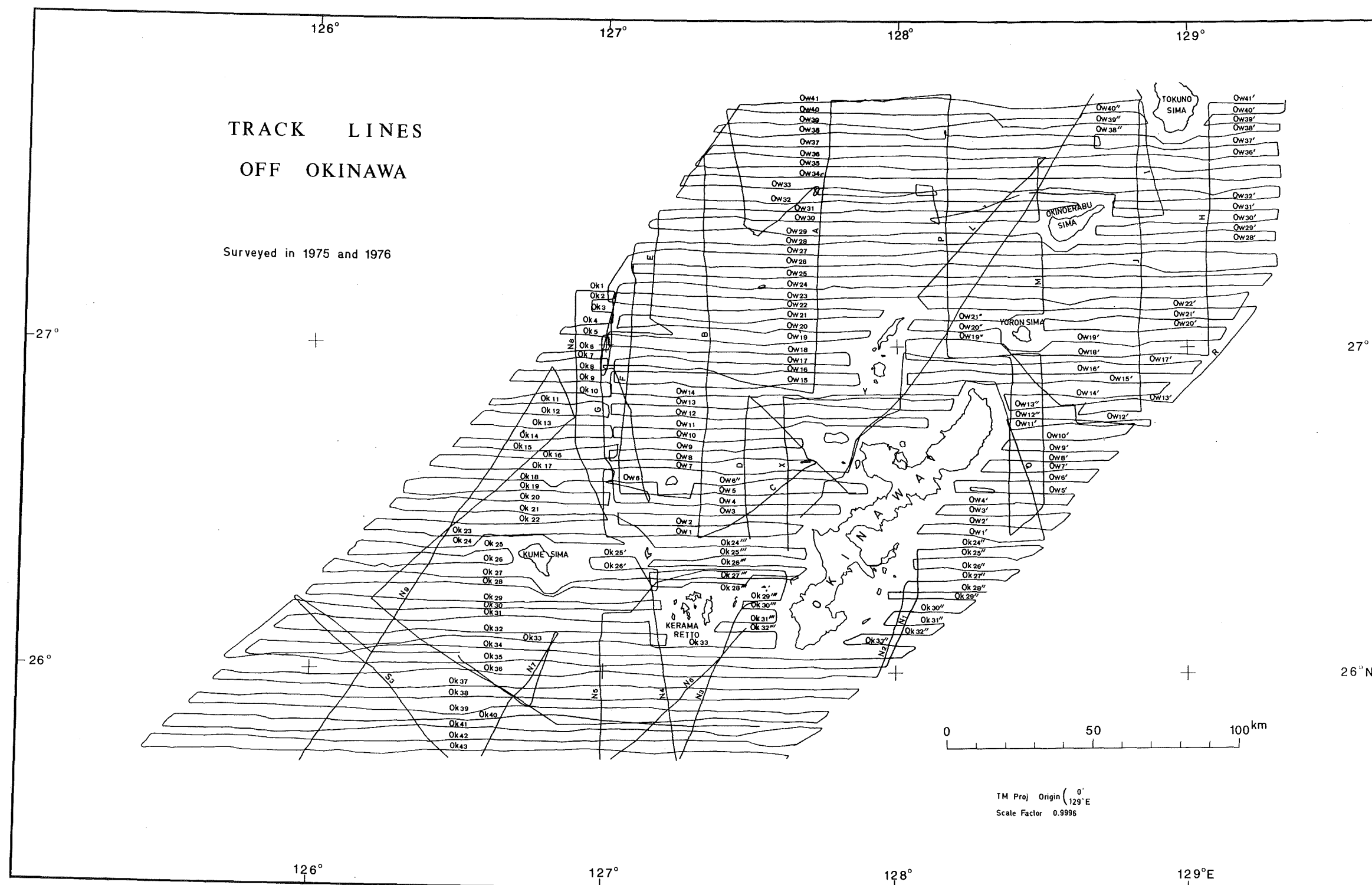


Figure 3 Tracks of Survey off Okinawa

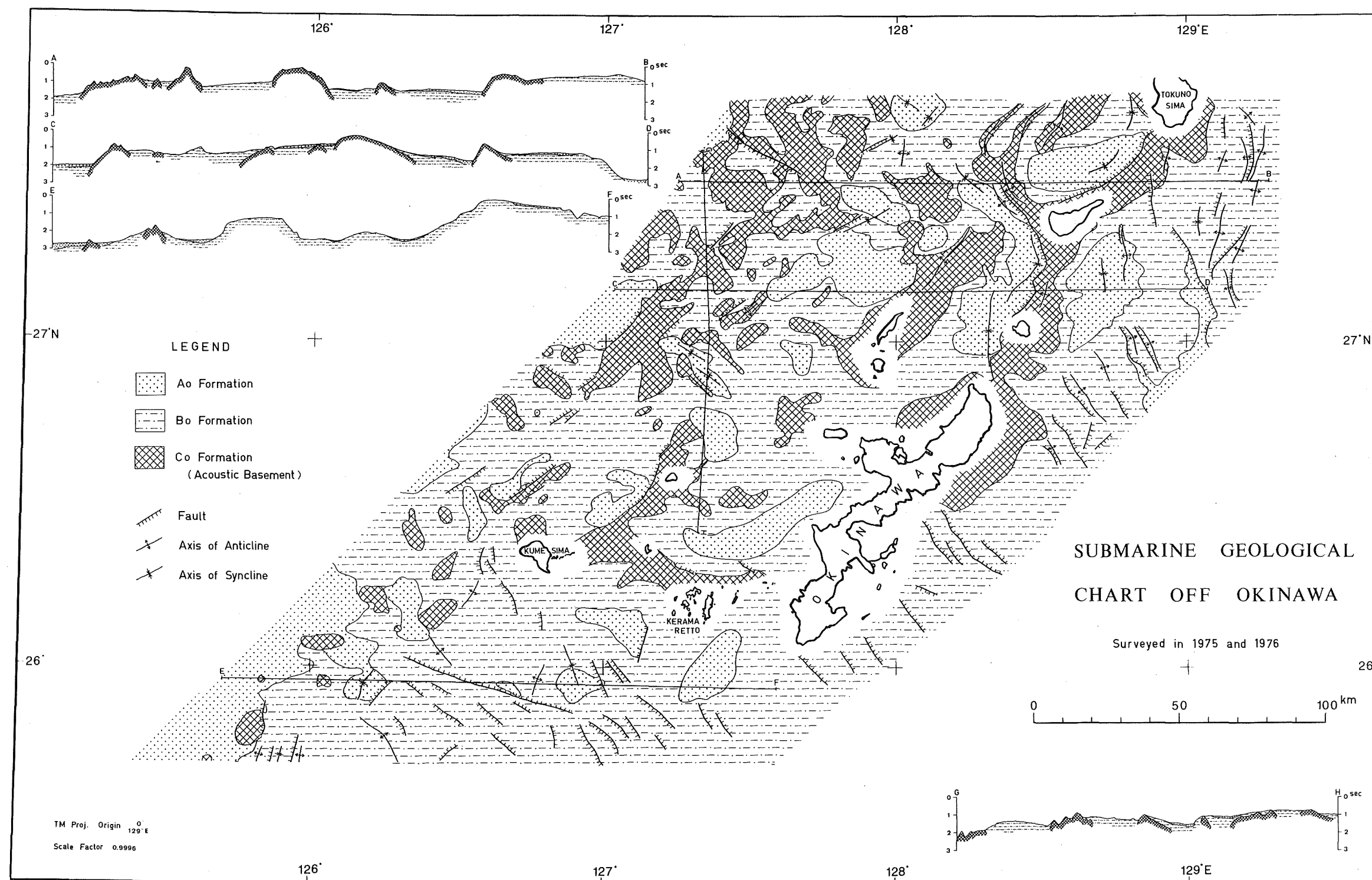


Figure 5 Submarine Geological map off Okinawa

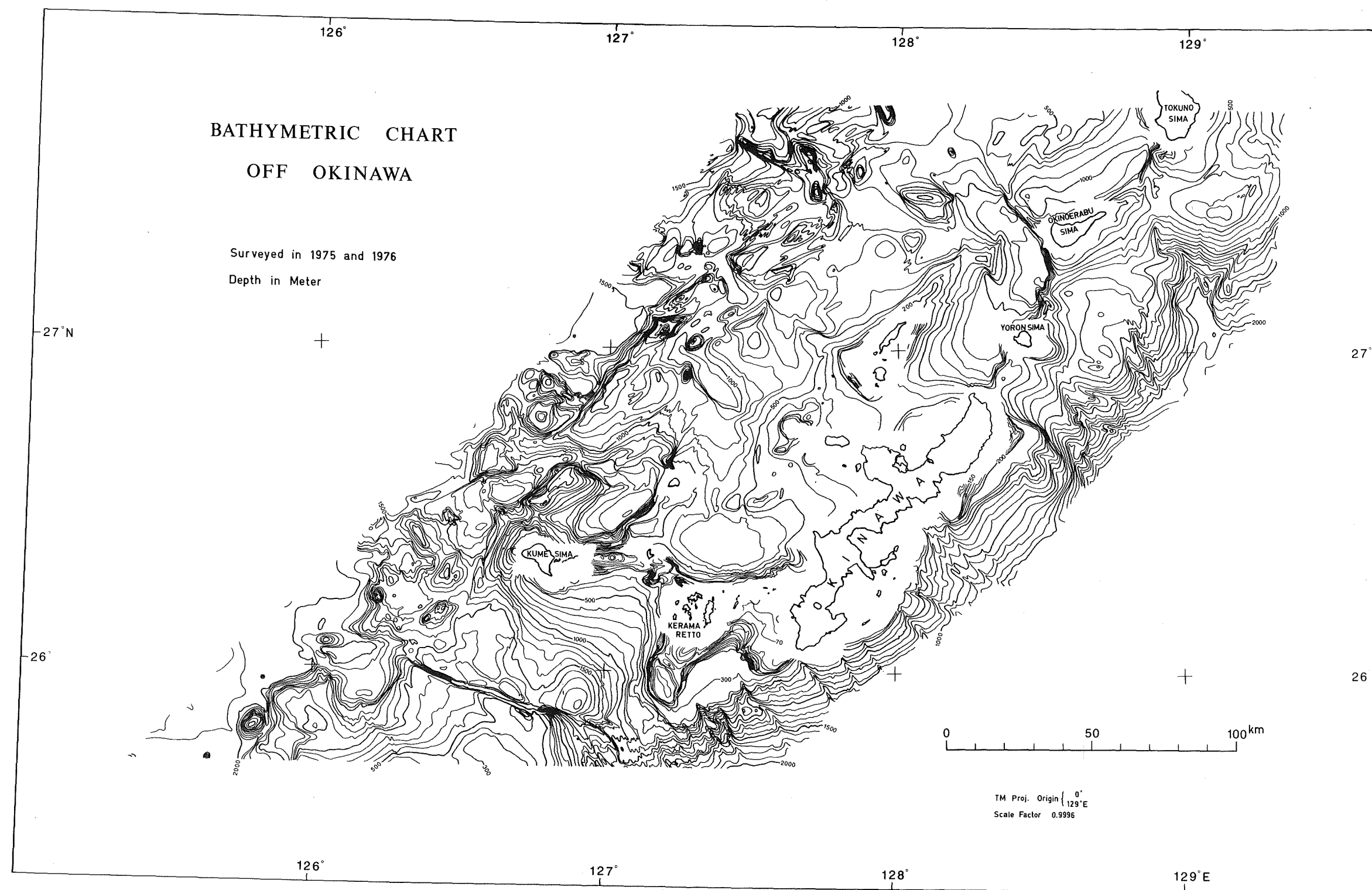
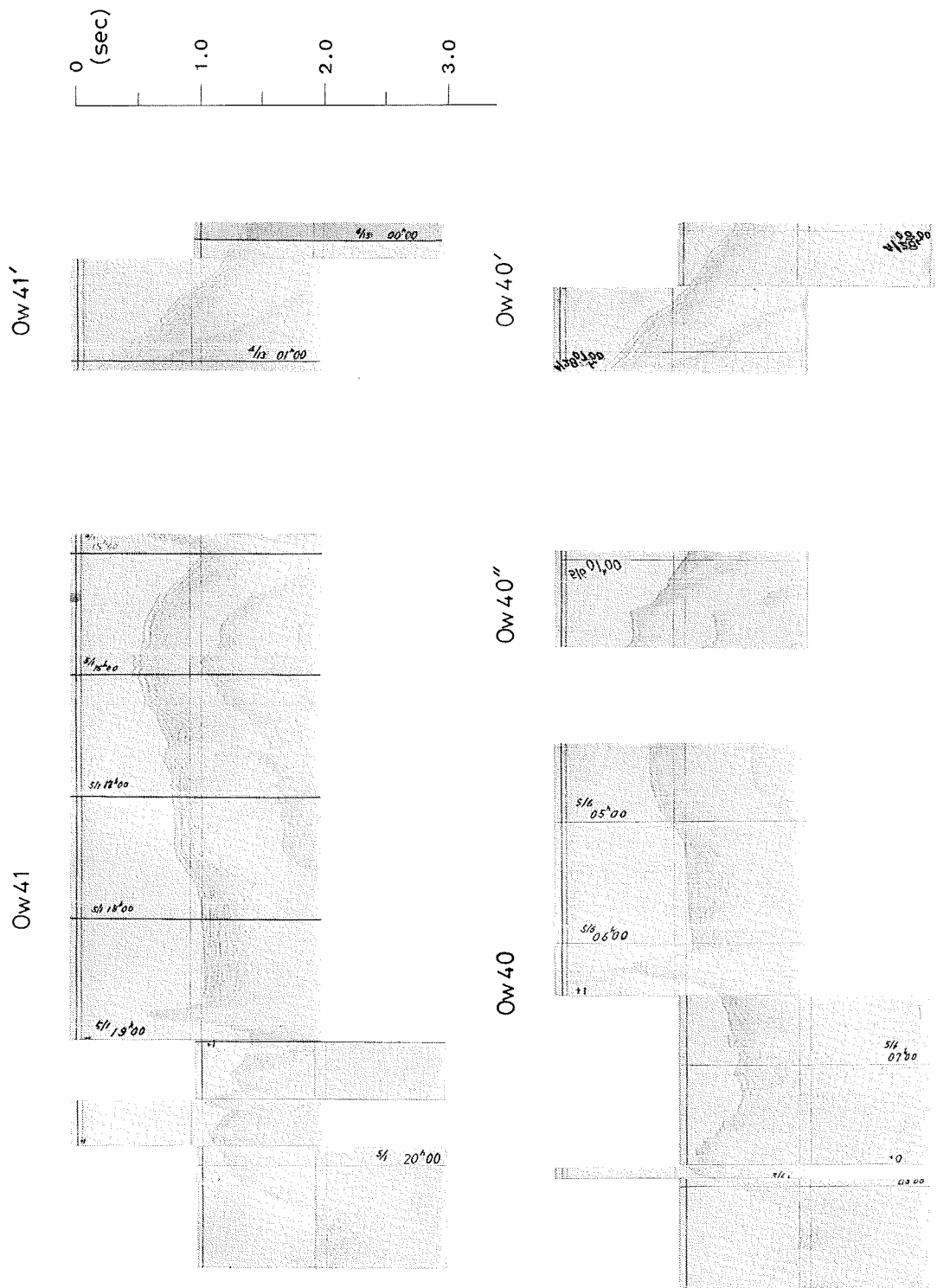
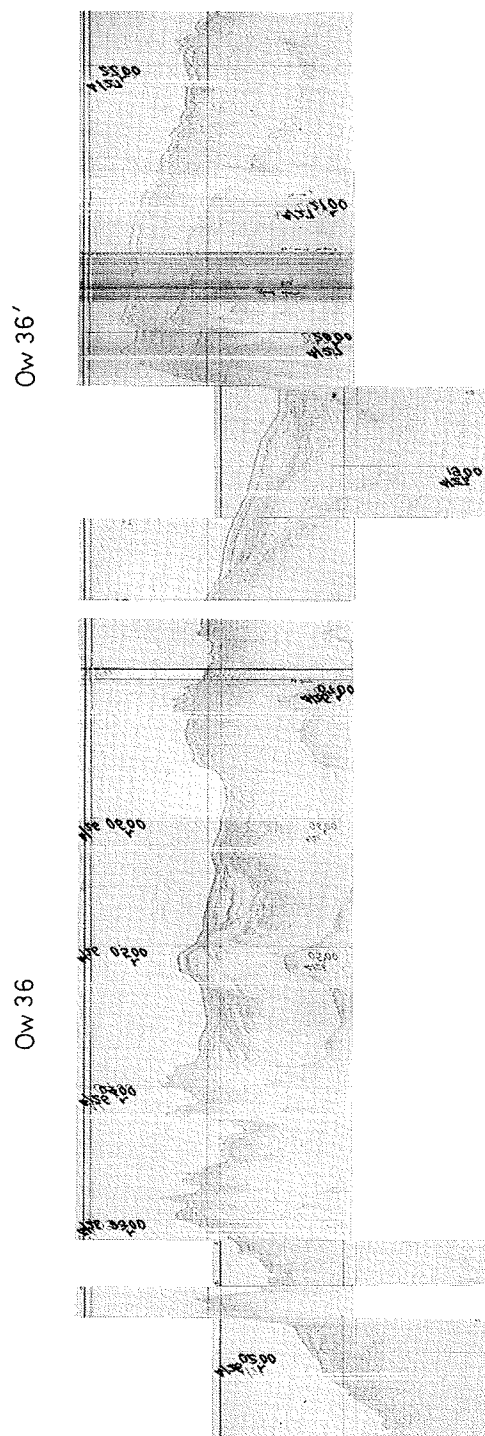
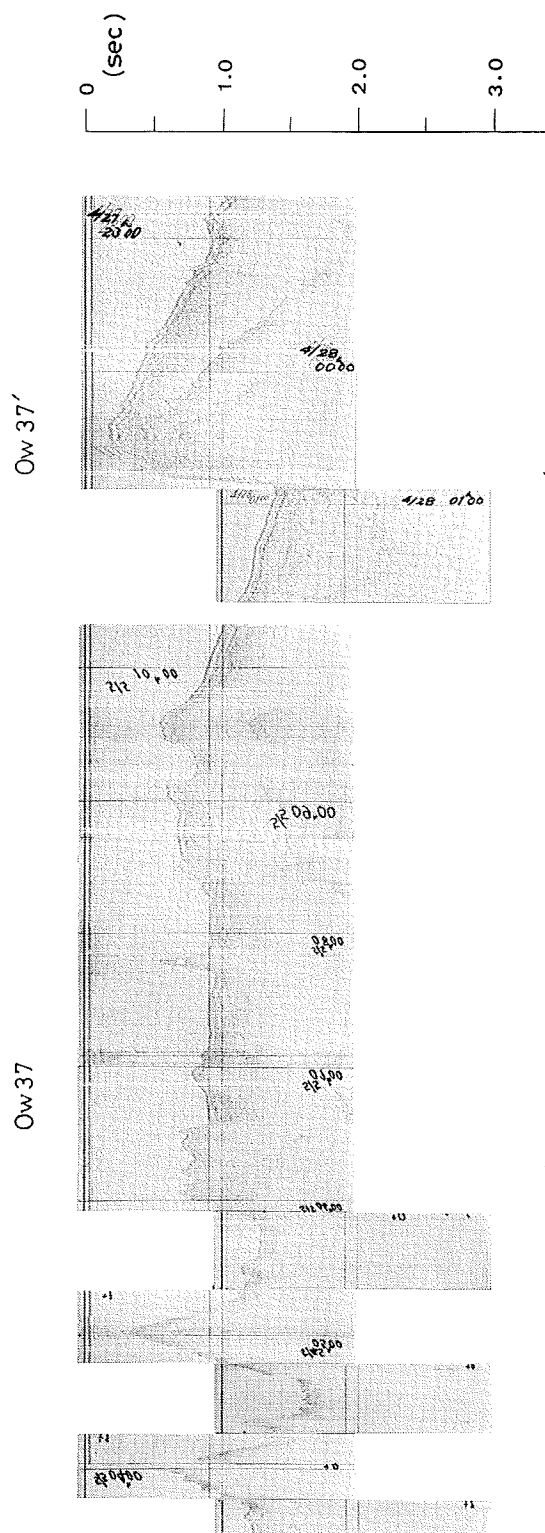
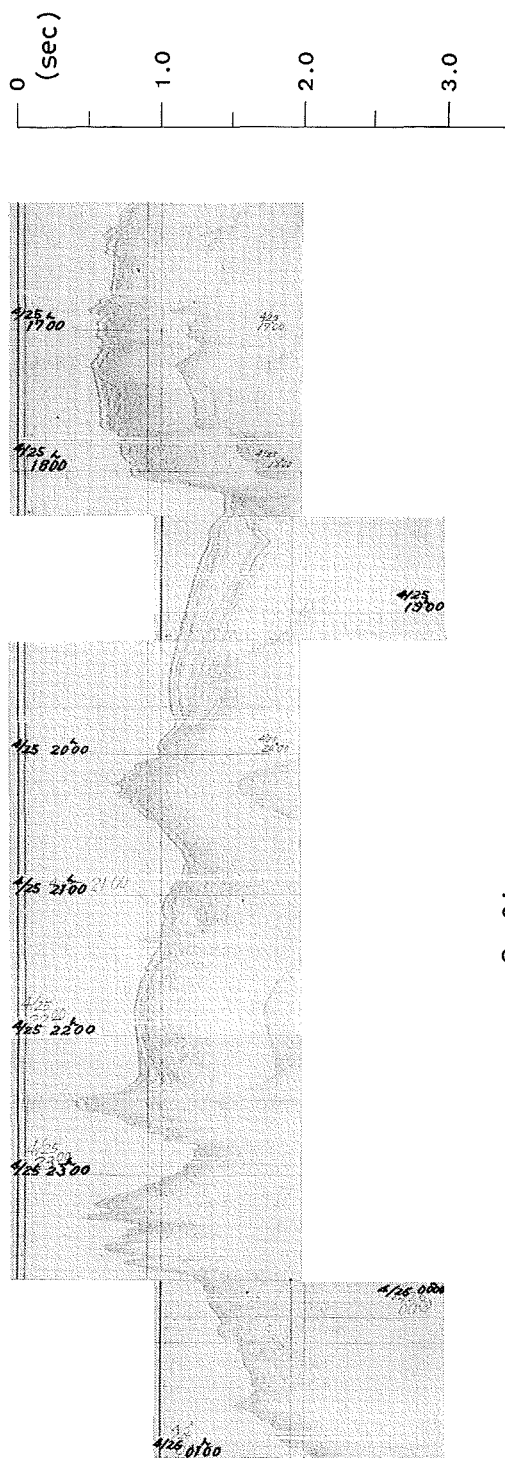


Figure 4 Bathymetric Chart off Okinawa

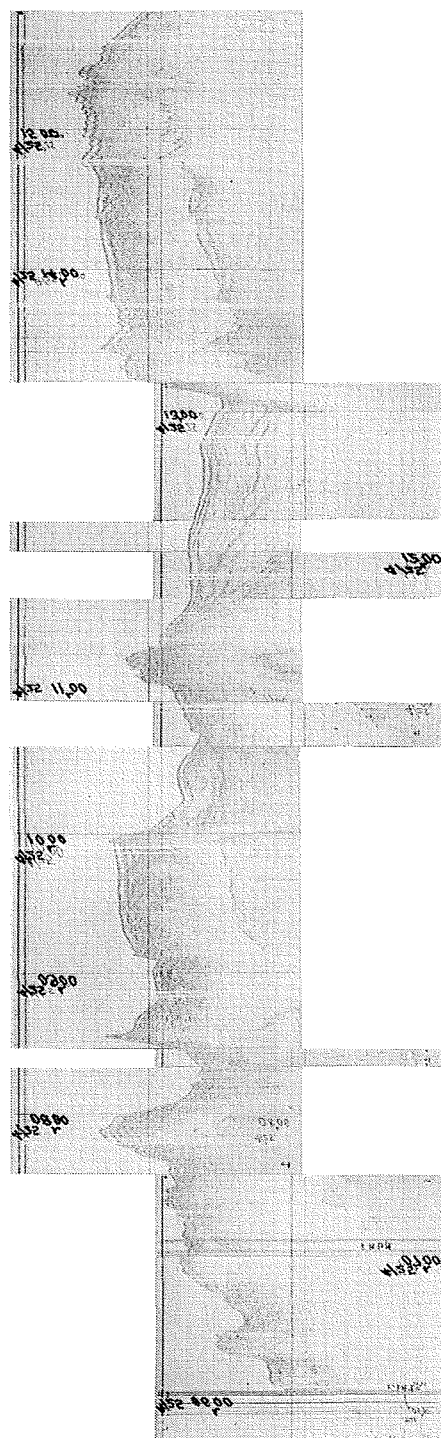


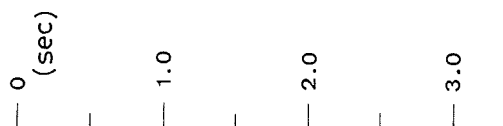


Ow 35



Ow 34

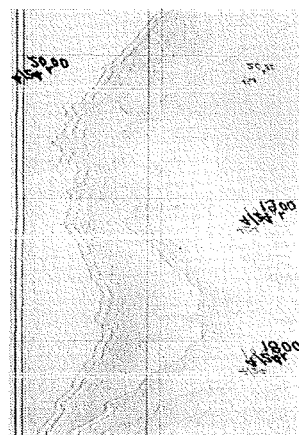




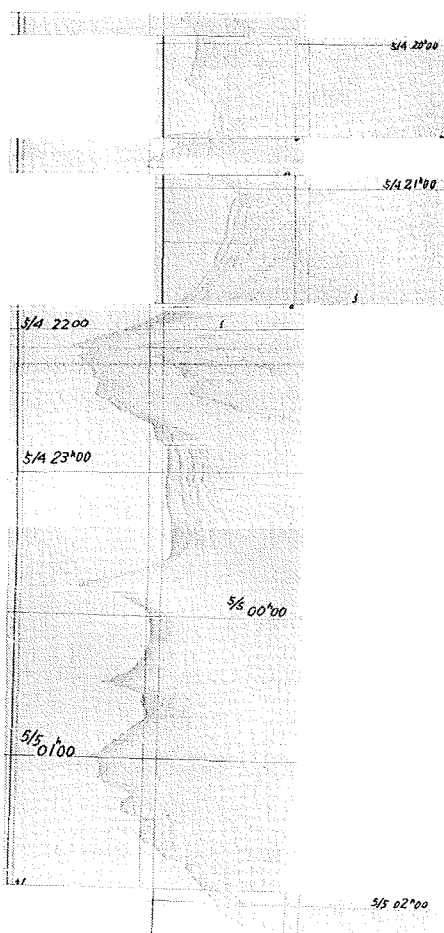
Ow 33

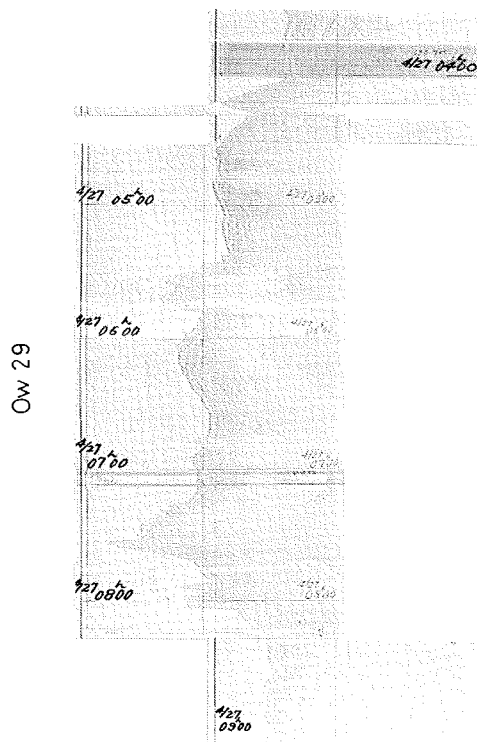
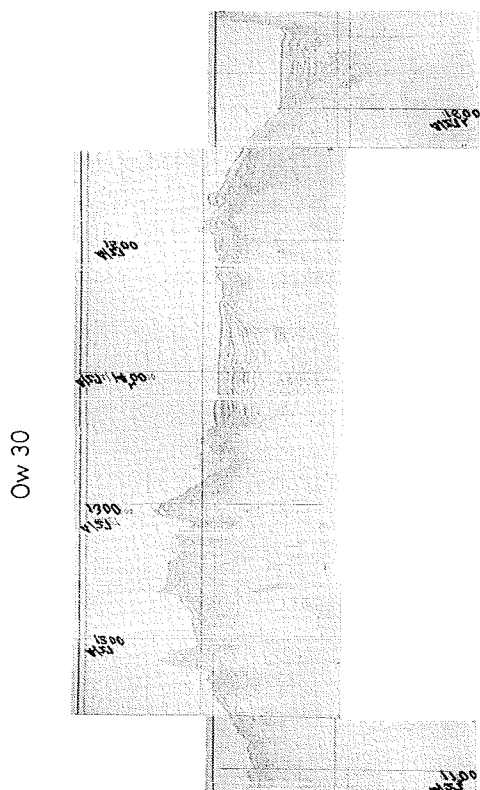
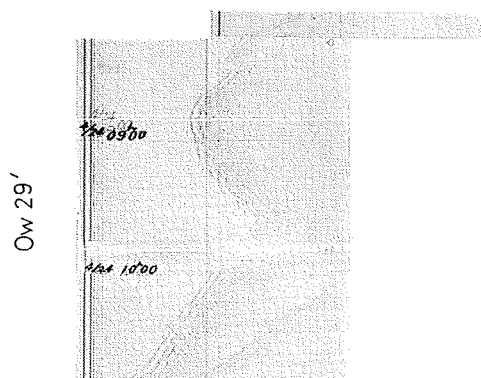
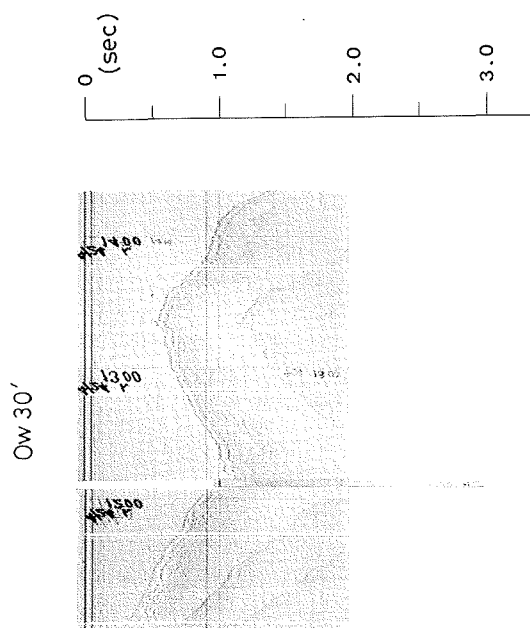


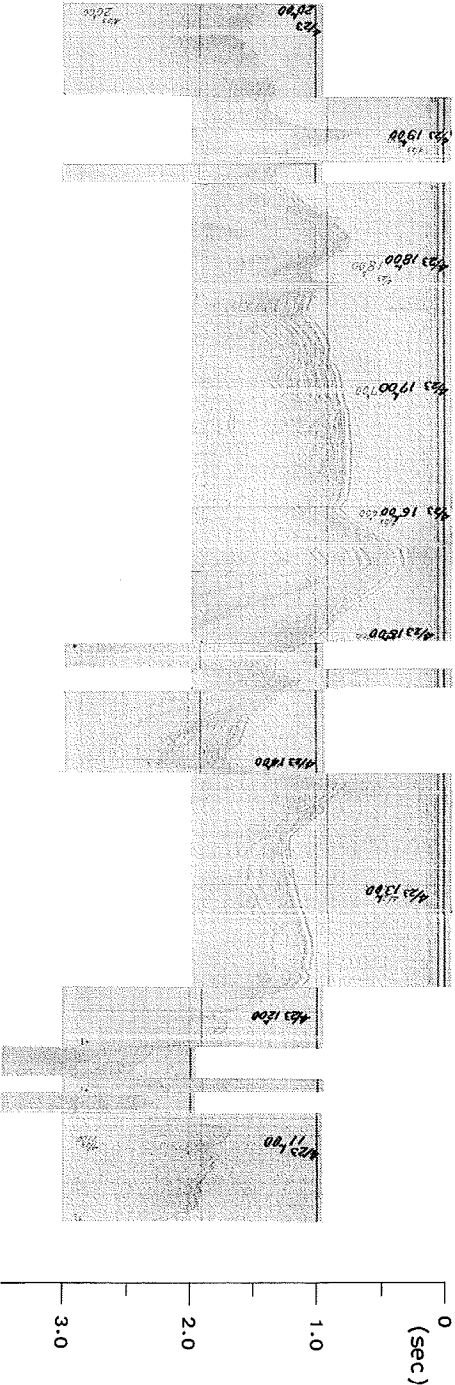
Ow 32'



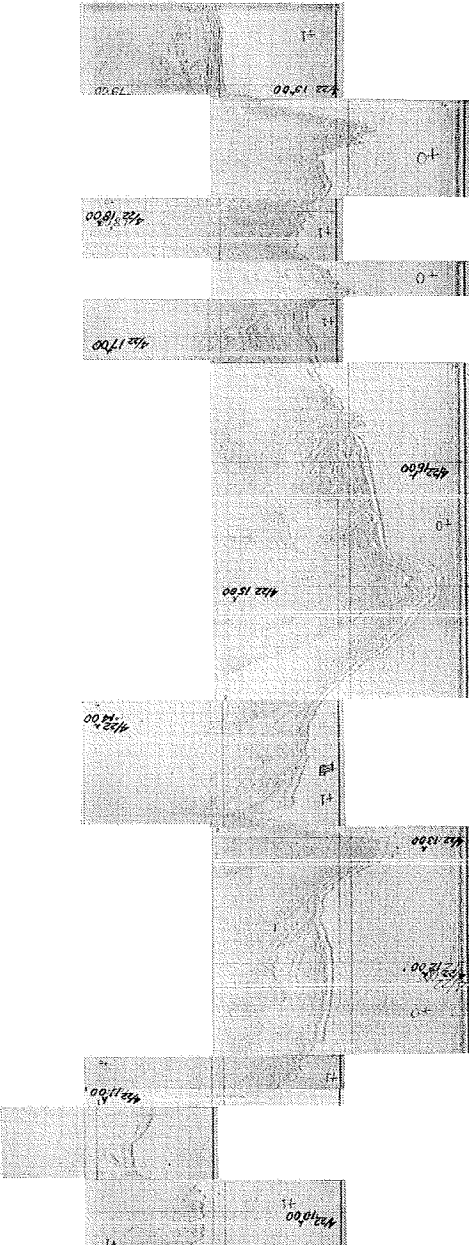
Ow 32

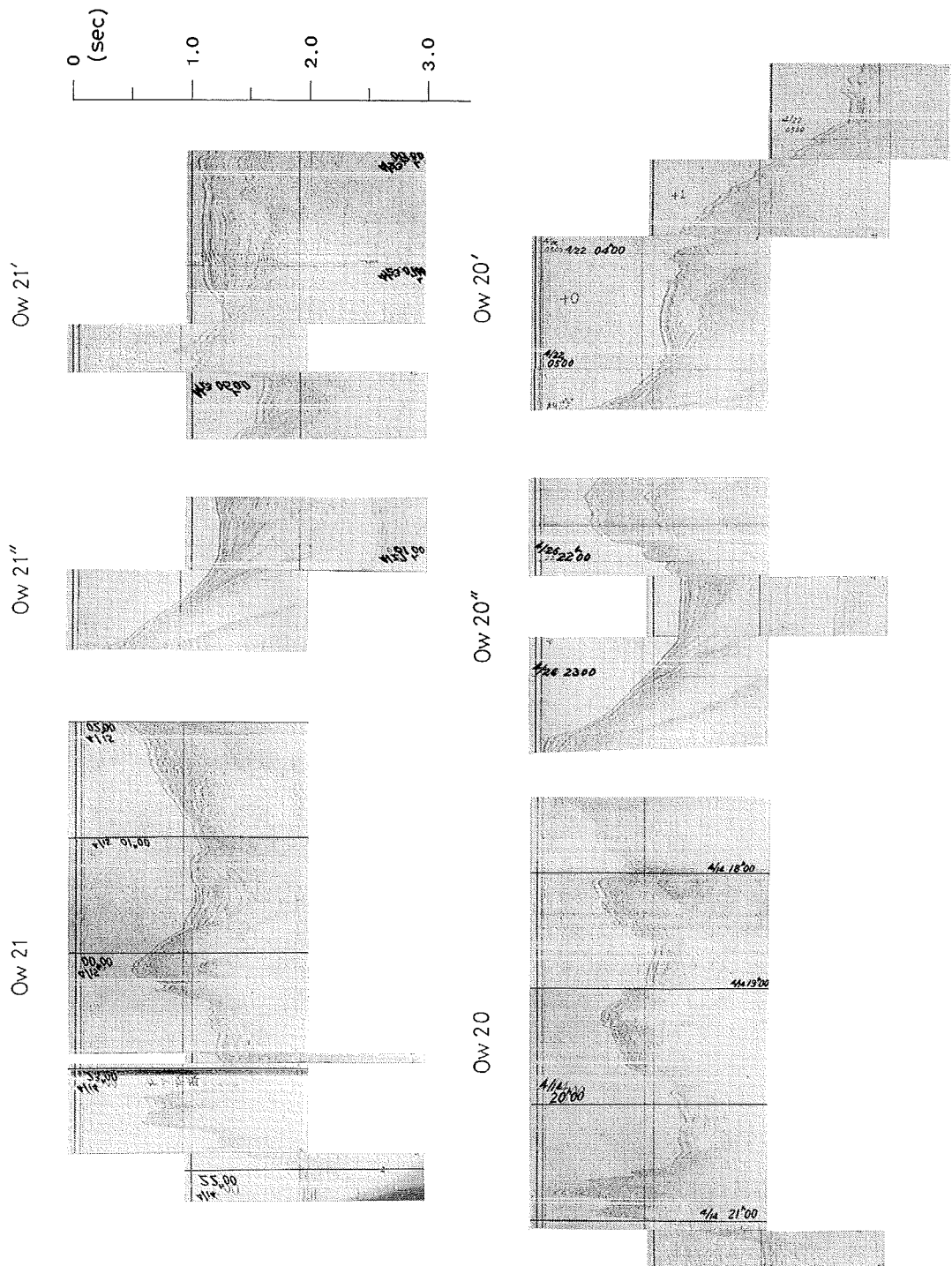


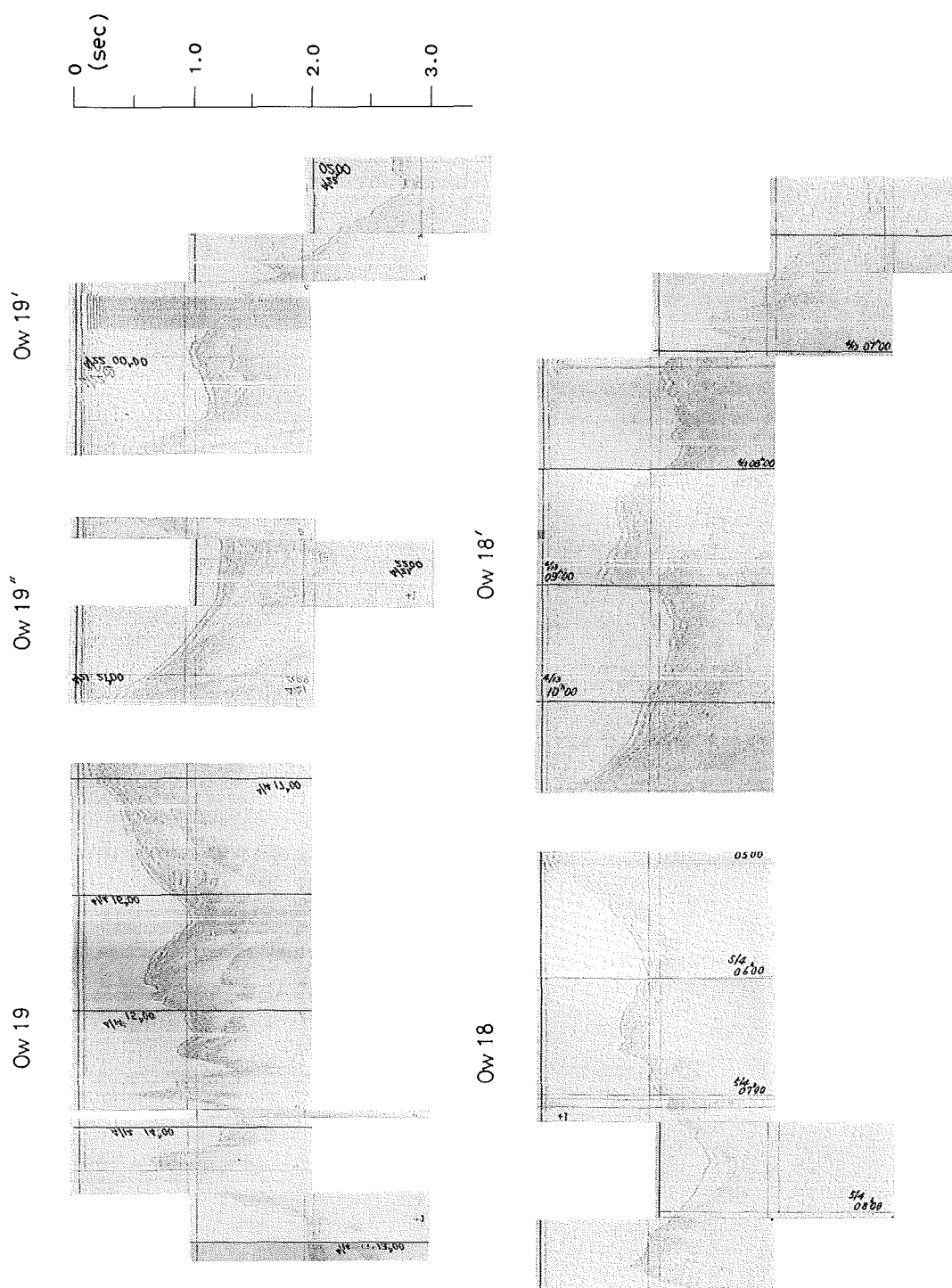


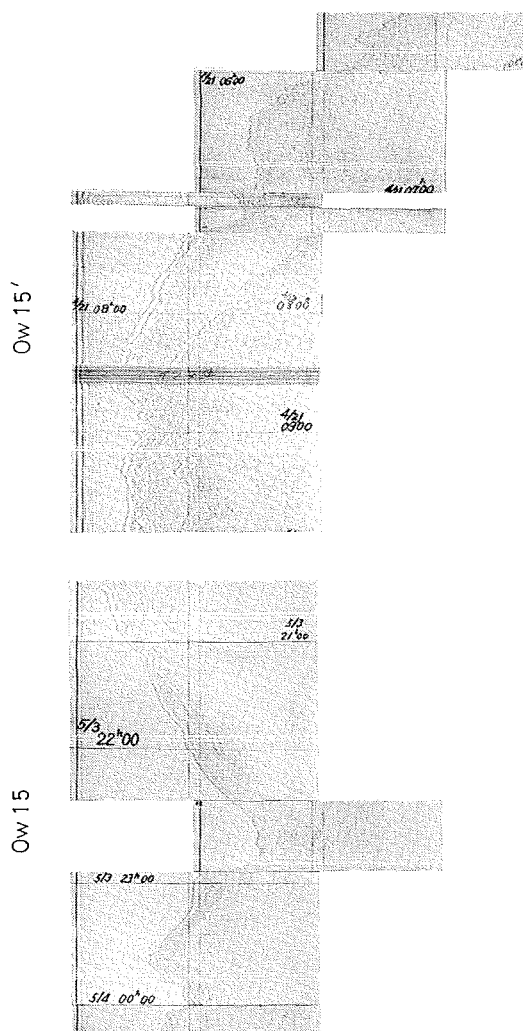


Ow 23

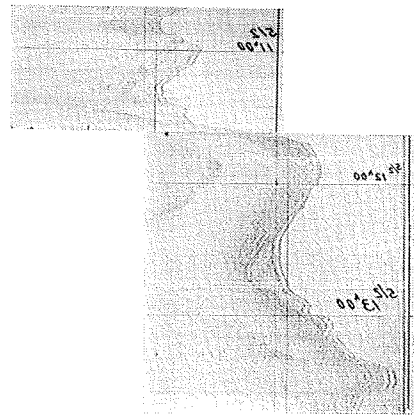




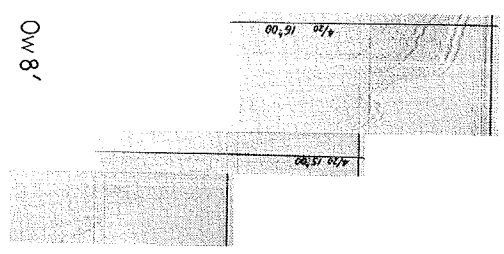




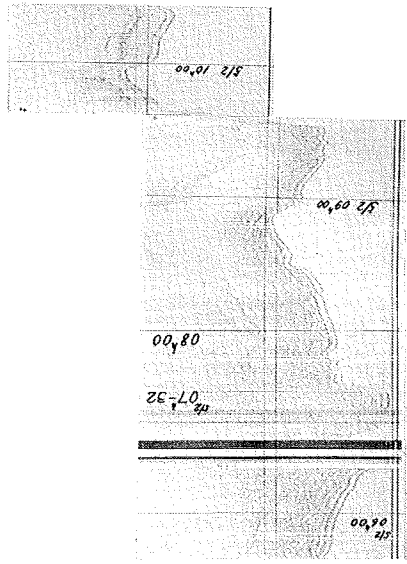
Ow 9



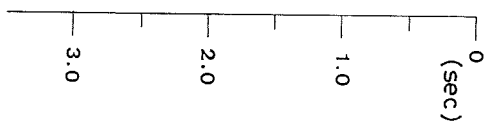
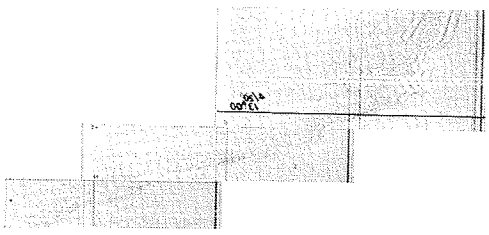
Ow 9'



Ow 8

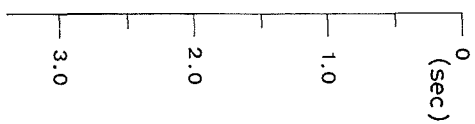


Ow 8'



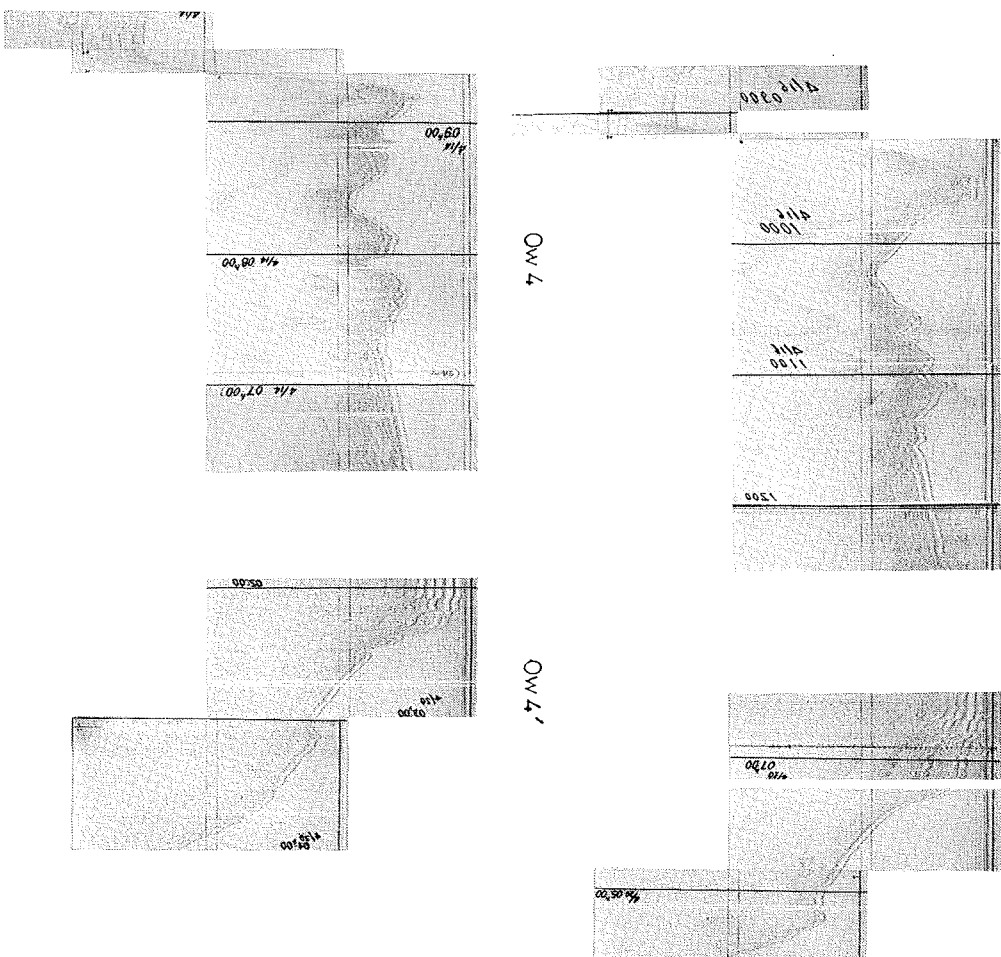
Ow 5

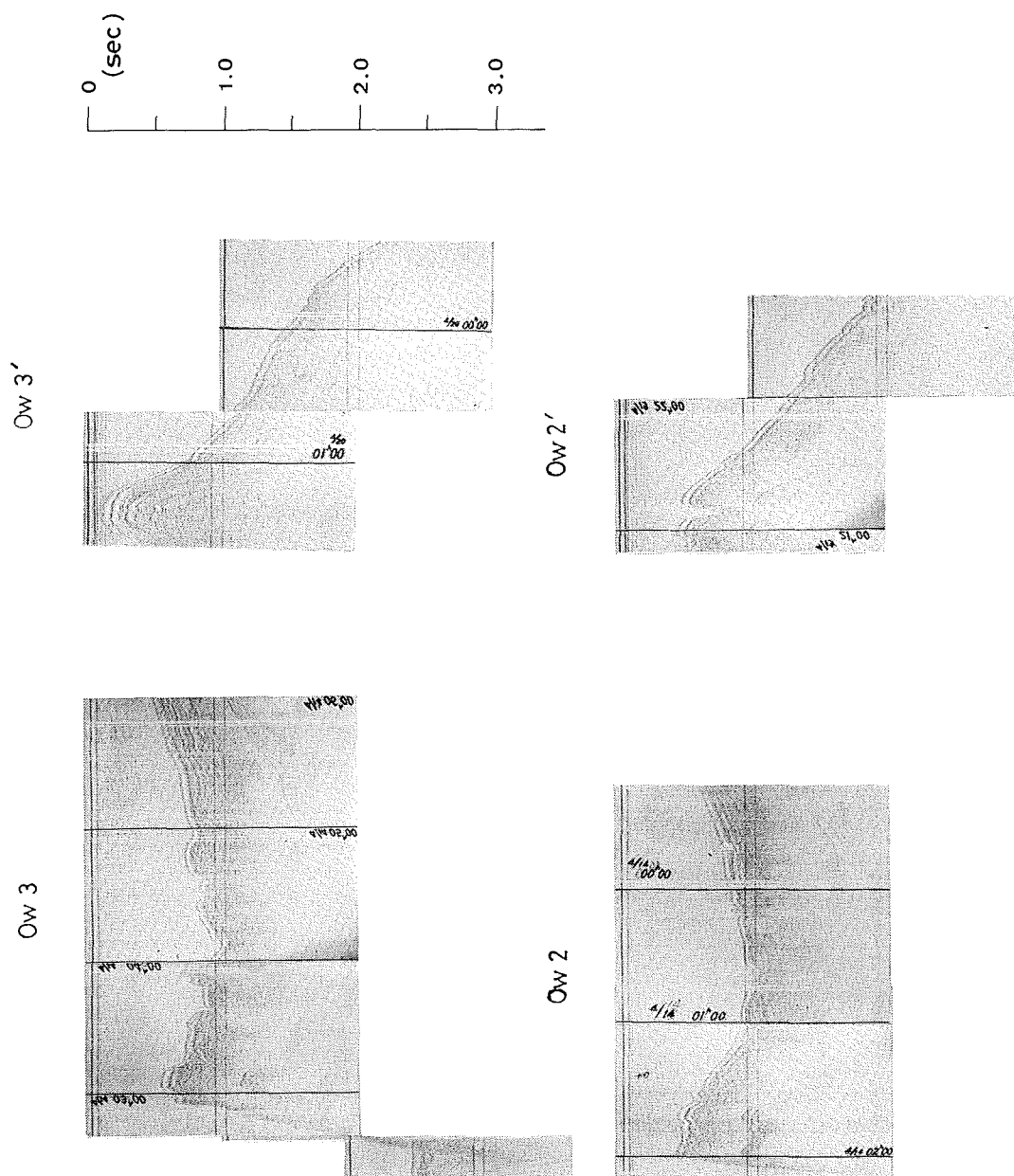
Ow 5'

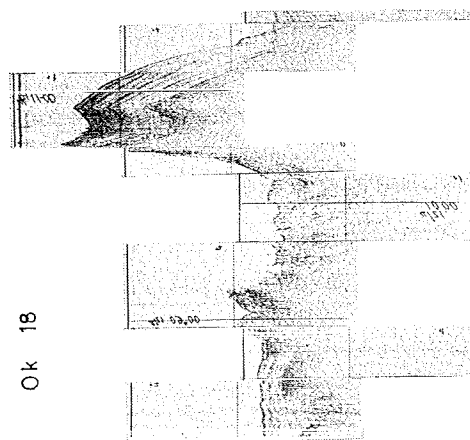
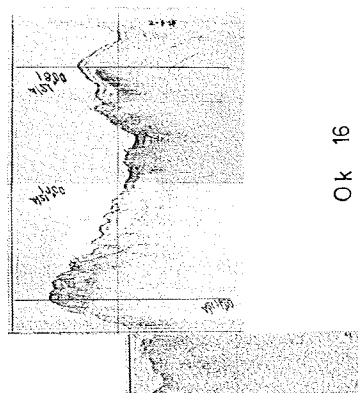
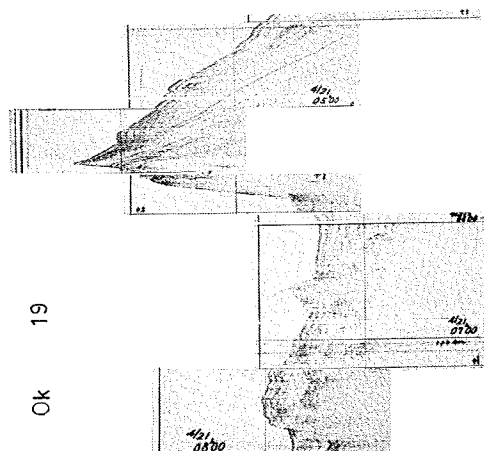
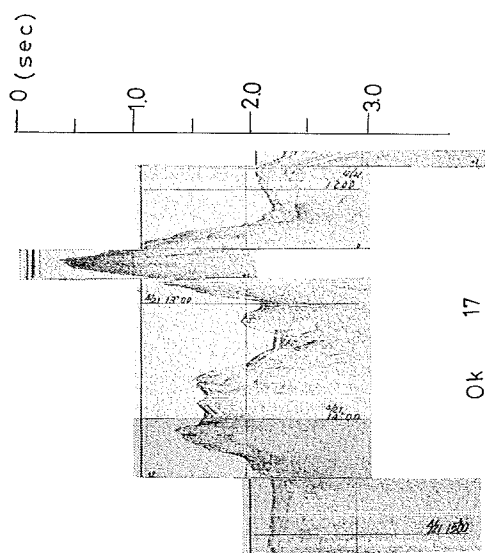


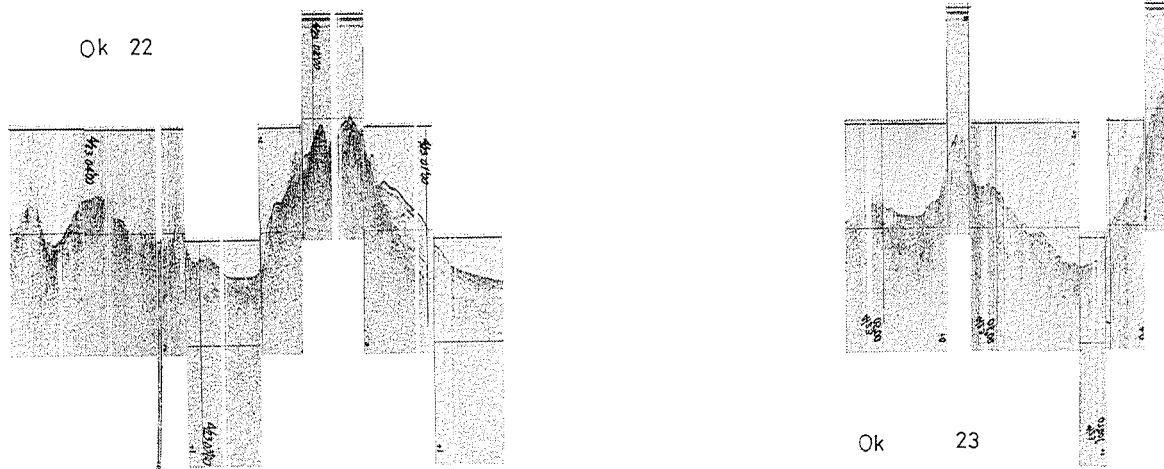
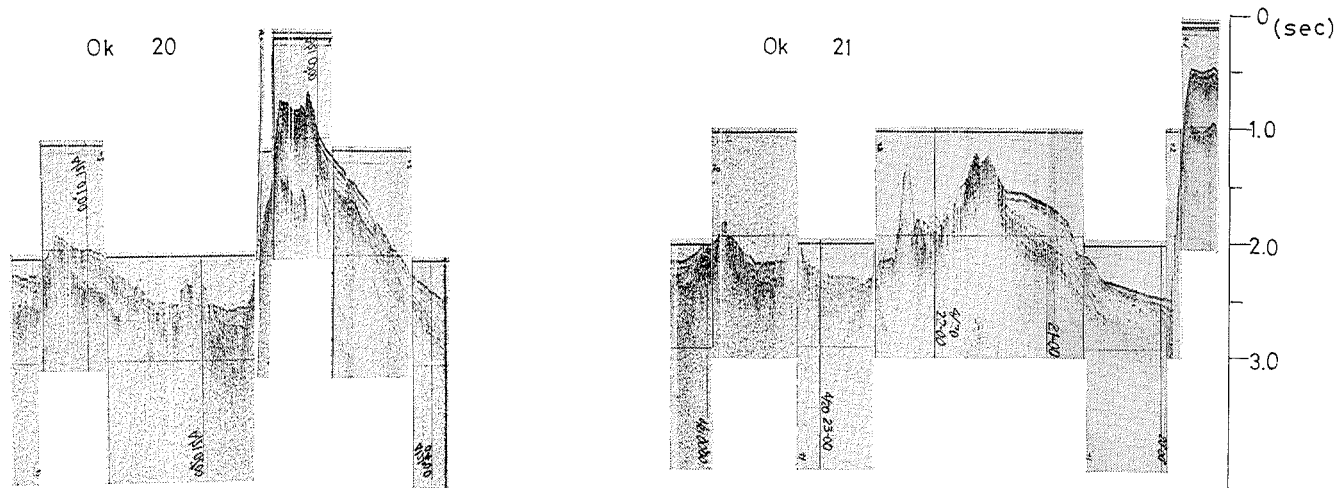
Ow 4

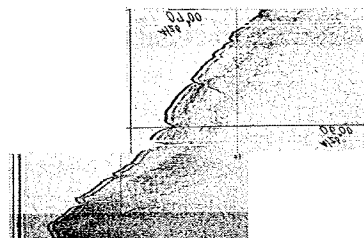
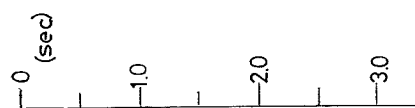
Ow 4'



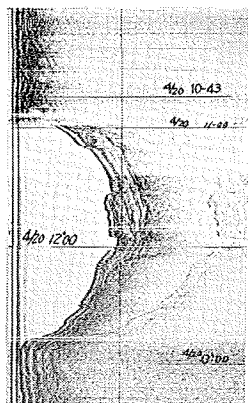




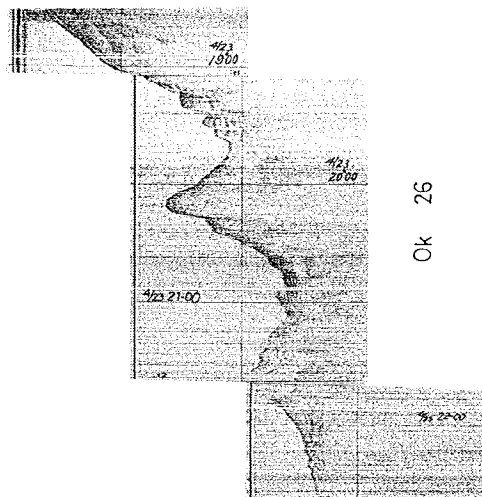




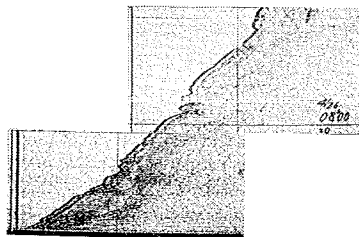
Ok 26



Ok 26



Ok 26



Ok 27

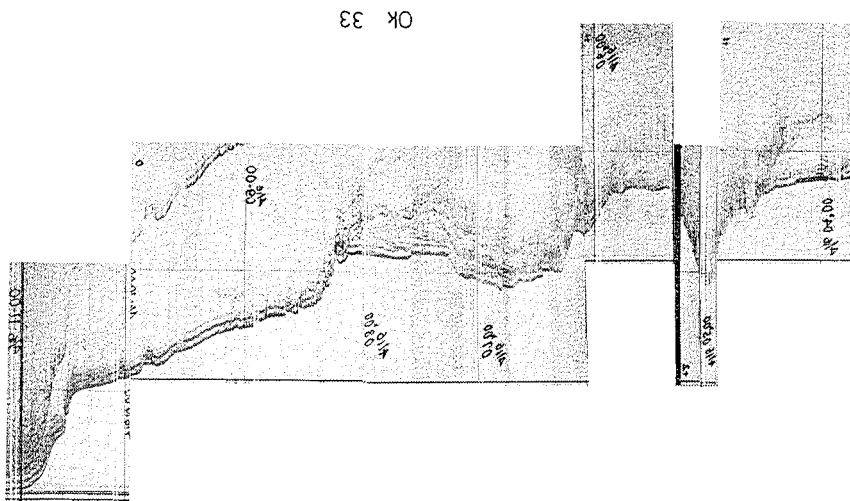
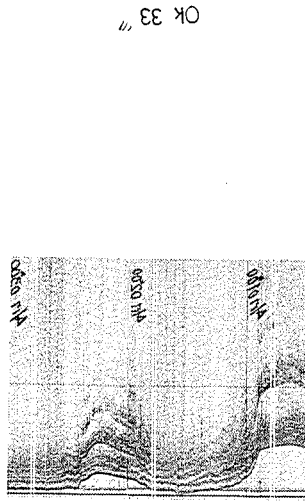
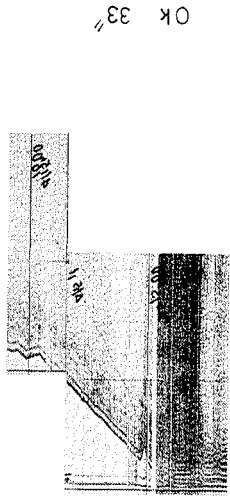
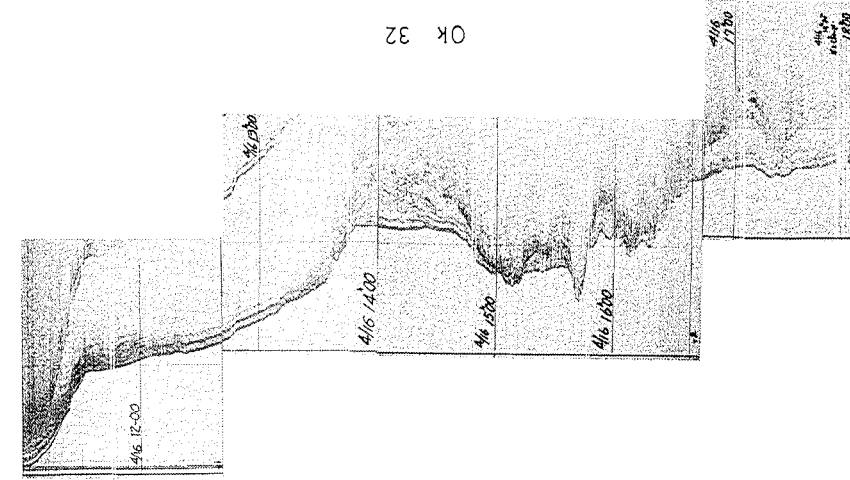
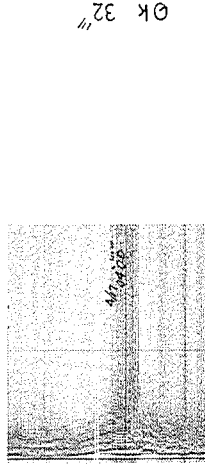
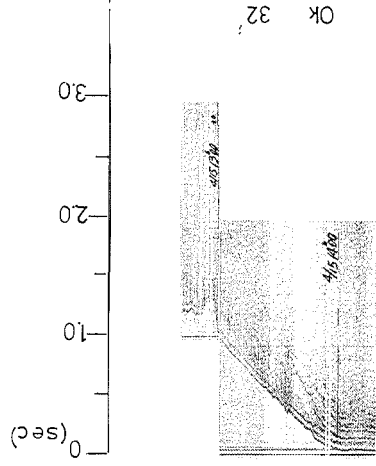


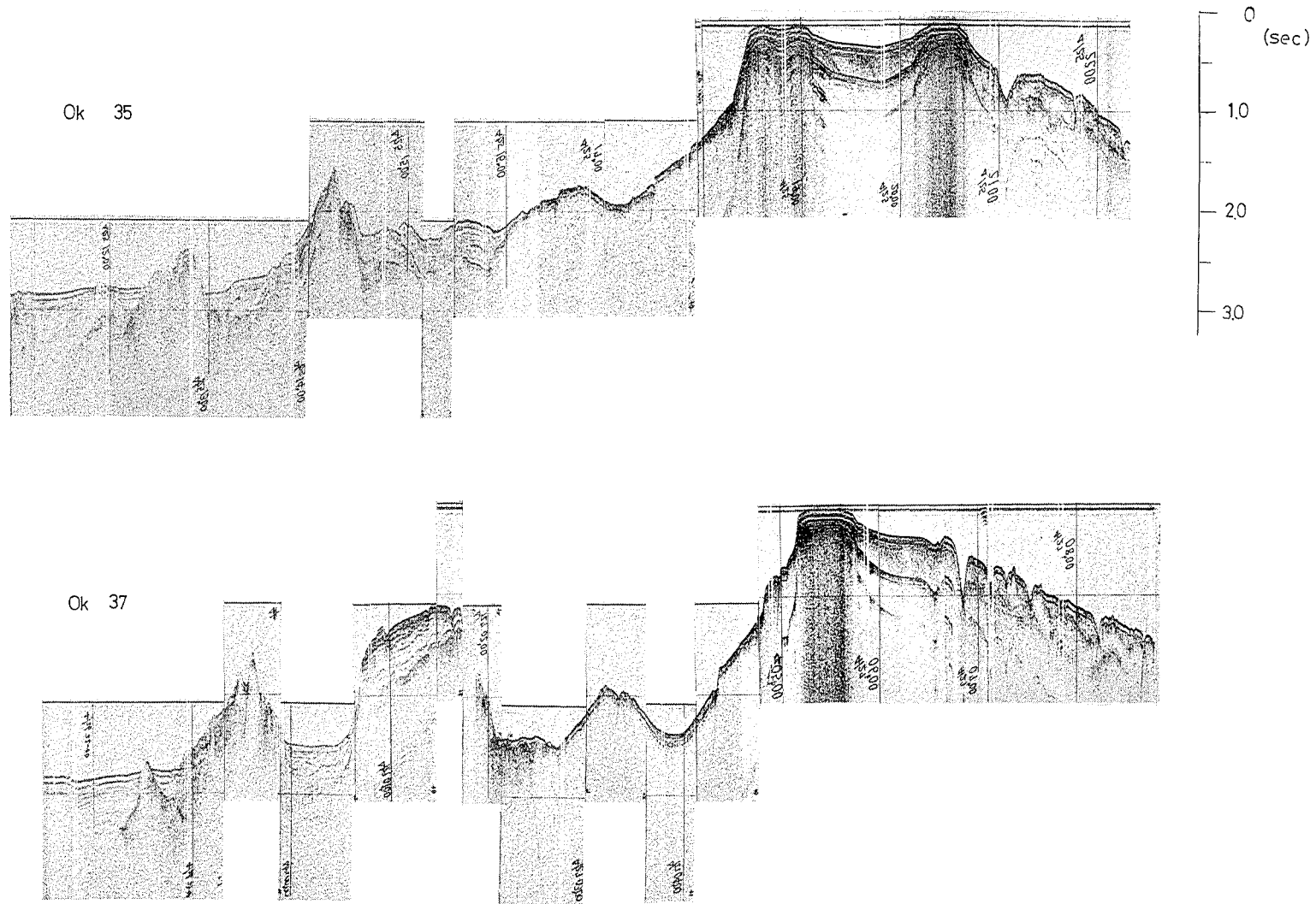
Ok 27

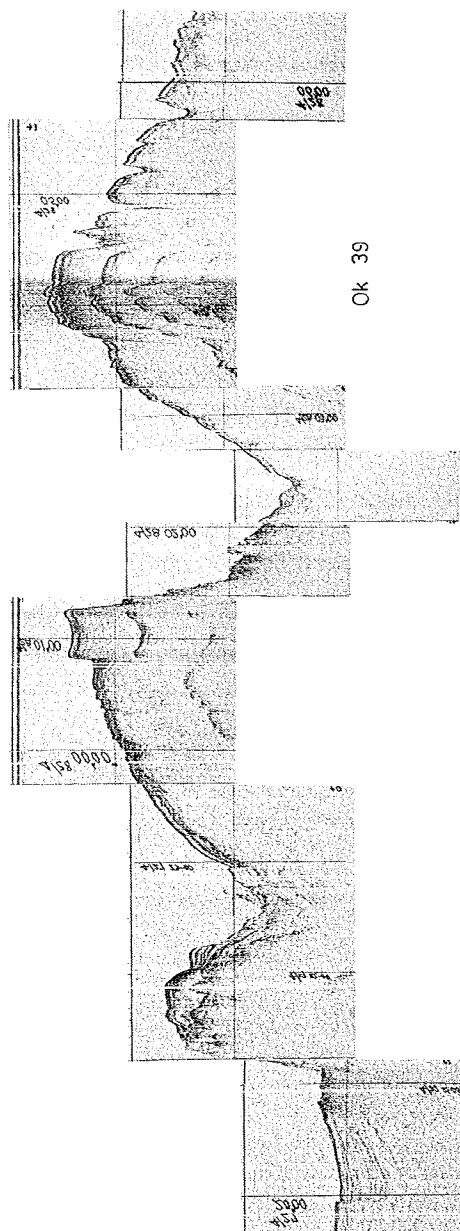
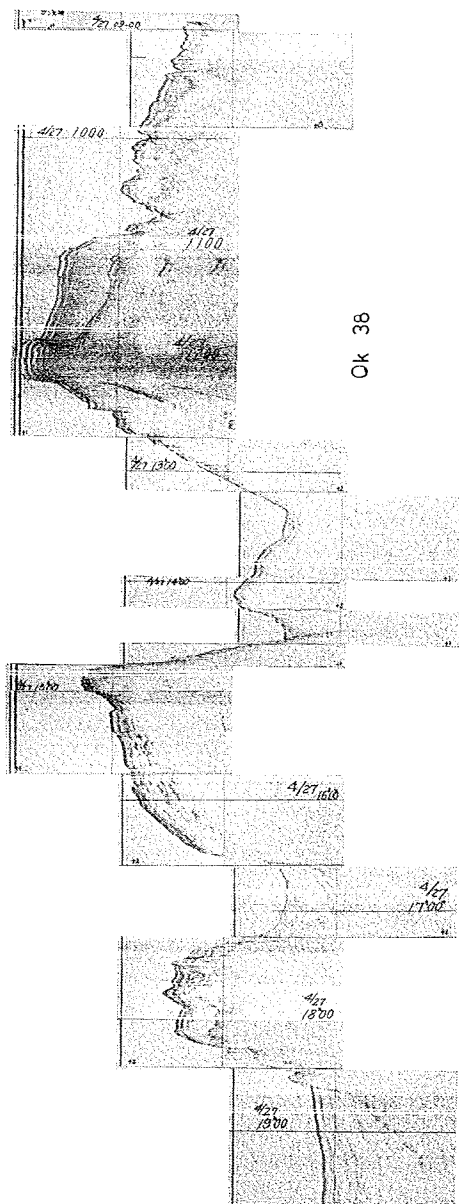
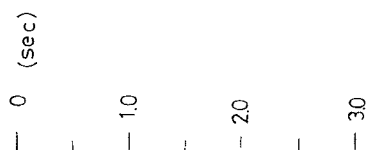


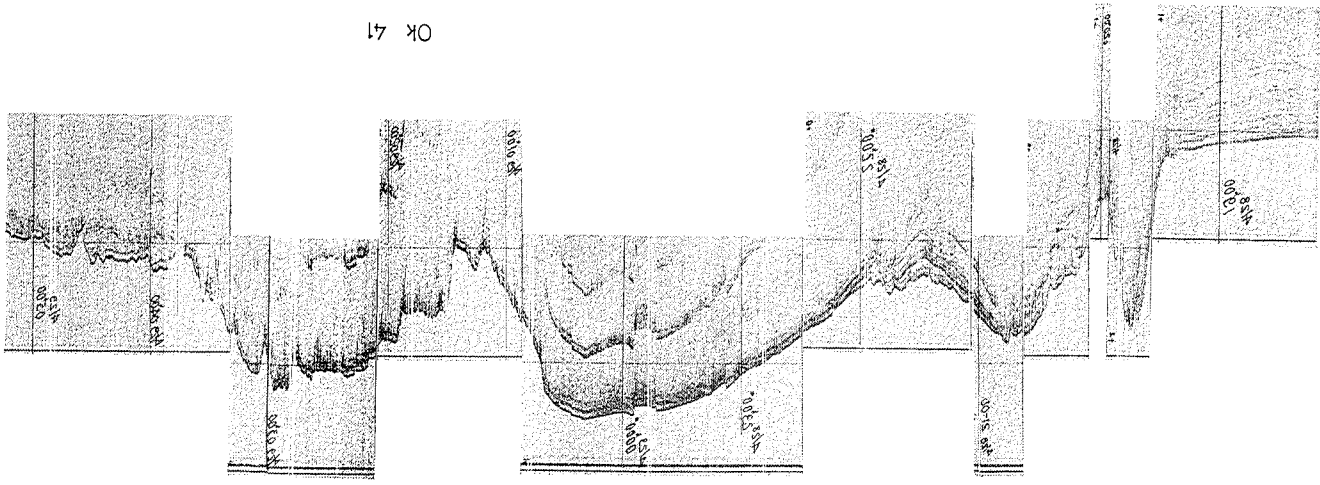
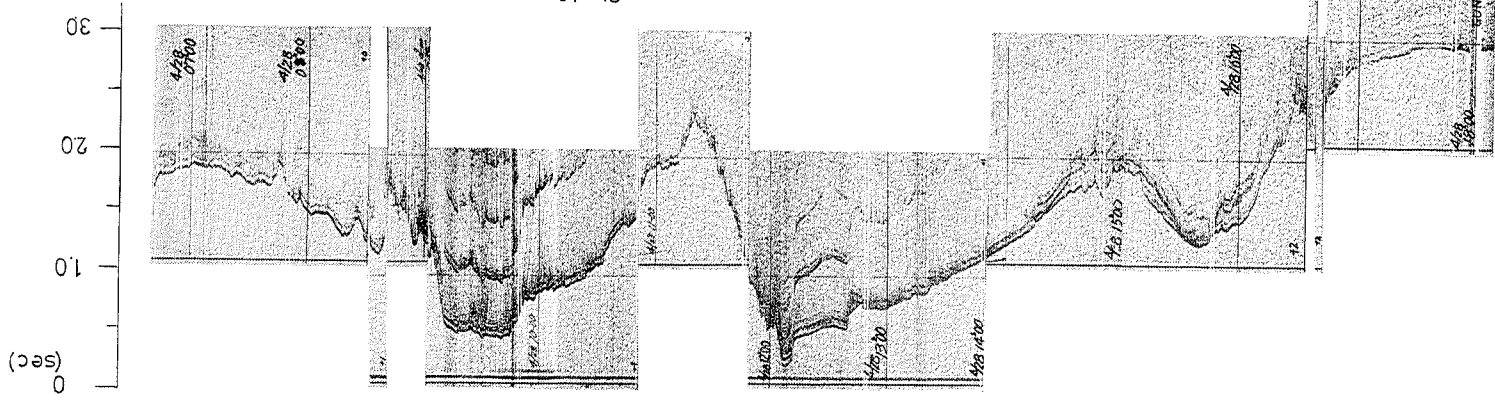
Ok 27



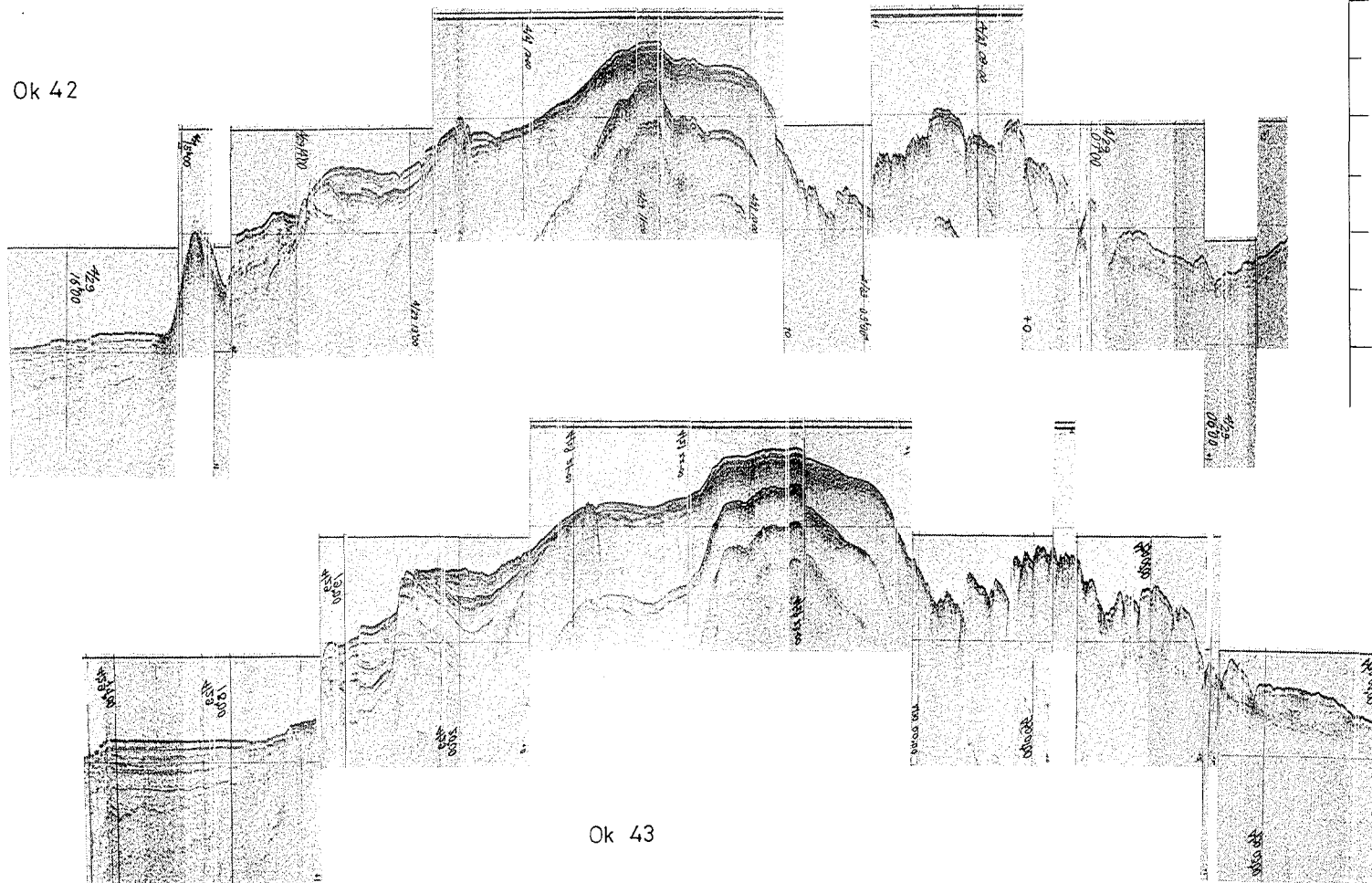








0
(sec) 70
1.0
2.0
3.0



五島陸棚谷群の形態

桂 忠彦*・永野真男**

GEOMORPHOLOGY OF GOTO SHELF CHANNELS OFF NORTHERN KYUSYU, JAPAN

Tadahiko Katsura and Manao Nagano

Received 1981, August 27

Abstract

The remarkable shelf channels, named Goto shelf channels, were confirmed on the bottom on the southern Tusima strait area off western Kyusyu by the detailed survey of the Hydrographic Department of Japan. These channels consist of three major channel groups from the east to west side of the area, those names are Higasi Goto Shelf Channel, Tyuo Goto Shelf Channel, and Nisi Goto Shelf Channel. The three shelf channels are in junction with each other in the west off Hukue-Sima of Goto Retto and reach to the Goto basin through the Goto submarine canyon.

The existence area of the shelf channels was effected by the Philippine Sea plate tectonic movement as a plate boundary of the Asian and Philippine Sea plate. Also, eustatic sea level changes in the glacial age effected the sea bottom configuration due to submarine erosion, transportation and deposition. During the regression of the glacial age, the channel became narrow, or land between the Korean and Kyusyu districts. At that time, the mouth of the shelf channels formed deltas, estuaries and sandbanks near coastal areas. At the present time, some topographic relict remain, and tidal currents have reformed the submarine topography. Regional tectonic movement reformed bottom configurations as an additional effect.

1. まえがき

昭和48～49年の2か年間、水路部では九州西方の福岡～長崎沖において、1/20万の海底地形地質測量を実施した。その結果、注目すべき陸棚谷・海底谷が測量海域中央に発見された。これまで、詳しい海底測量の進展とともに日本周辺陸棚には多数の陸棚谷や陸棚埋積谷が発見されているが、今回発見されたものはこれらの谷と異なる異常なものである。これまでの陸棚谷は氷期の沈水谷とされていたが、五島陸棚谷は沈水谷だけでは説明がつかない水深にあり、また、これと類似する形態の谷の報告はこれまでほとんどなされていない。さらに、この陸棚谷群の存在する場所が朝鮮半島と九州を結ぶ中間地点にあることと相まって、多くの興味深い海底地形・地質学的問題を提起している。

* 測量課 Surveying Division

** 第三管区海上保安本部 水路部 3rd R.M.S.H., Hydro. Dept.

調査は水路部所属の測量船「明洋 (450 トン)」と「昭洋 (1,950 トン)」により、大陸棚の海の基本図計画の一環として行われたもので、2 海里間隔とそれに交差する全調査測線上において、精密音響測深、エアガン式音波探査、プロトン磁力計と海上重力計 (TSSG) による物理探査が連続的に実施された。測位には ± 0.1 海里以内の精度を持つといわれるデッカシステム (北九州デッカチェーン) が主に利用された。実施精度は検討の結果 0.2 海里 (370 m) 以下であった (中嶋他, 1974)。

2. 調査海域周辺の海底地形

五島陸棚谷の存在する海底は、中国大陸から朝鮮半島を取りまく東海大陸棚と、五島列島を含む九州西岸の大陸棚の接合部にあたる。この部分は朝鮮半島南端から対馬を経て九州に至る水深 100 m 前後の浅い大陸棚面となり、氷河期には陸橋になった所と考えられている。

五島陸棚谷群はこの陸棚上から陸棚斜面上部に発達している。東海大陸棚は外縁水深 100 m ~ 120 m 以浅の広大な平坦面で、黄海・東シナ海底へと広がる。北側の朝鮮半島南端沖には済州島があり、半島とその間には海峡が存在する。それは調査域内に発見された西五島陸棚谷の上流にあたる。この東側には、北一南方向に発達する中央五島陸棚谷や北東一南西方向の東五島陸棚谷が存在している。東五島陸棚谷は朝鮮半島と九州を分断する対馬海峡の延長方向と調和している。これらの陸棚谷群は五島列島福江島の西側で合流し、五島海底谷と名称を変えて南東方向へ向かい五島海盆に至る。水深 700 ~ 800 m の五島海盆は、南西諸島の西側の沖縄トラフの最北

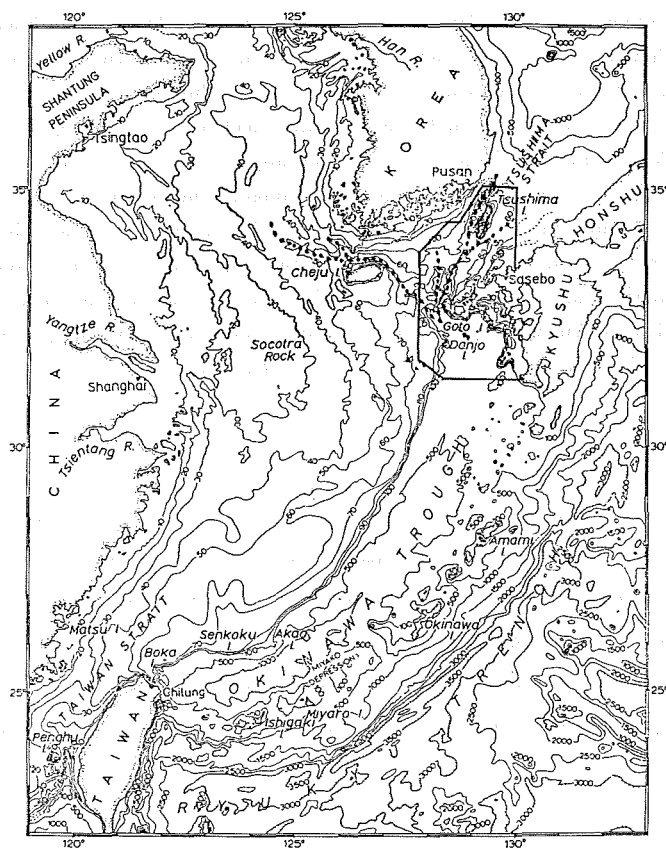


Figure 1 General submarine topographic chart of Tōkai shelf area including investigation area (enclosed by solid line) (After Wageman, et al. 1970)

東端にあたり、地形もその構造規制を受けている。沖縄トラフはフィリピン海プレートの琉球弧への沈み込み背後の開口部と考えられており、構造運動も活発である。第1図に今回の調査対象海域を含む東海大陸棚～琉球列島海域の海底地形を示した (Wageman *et al.*, 1970)。

第2図には、より詳しい本調査海域の海底地形図を示す。この図上で明らかなように、方向の異なる3群の陸

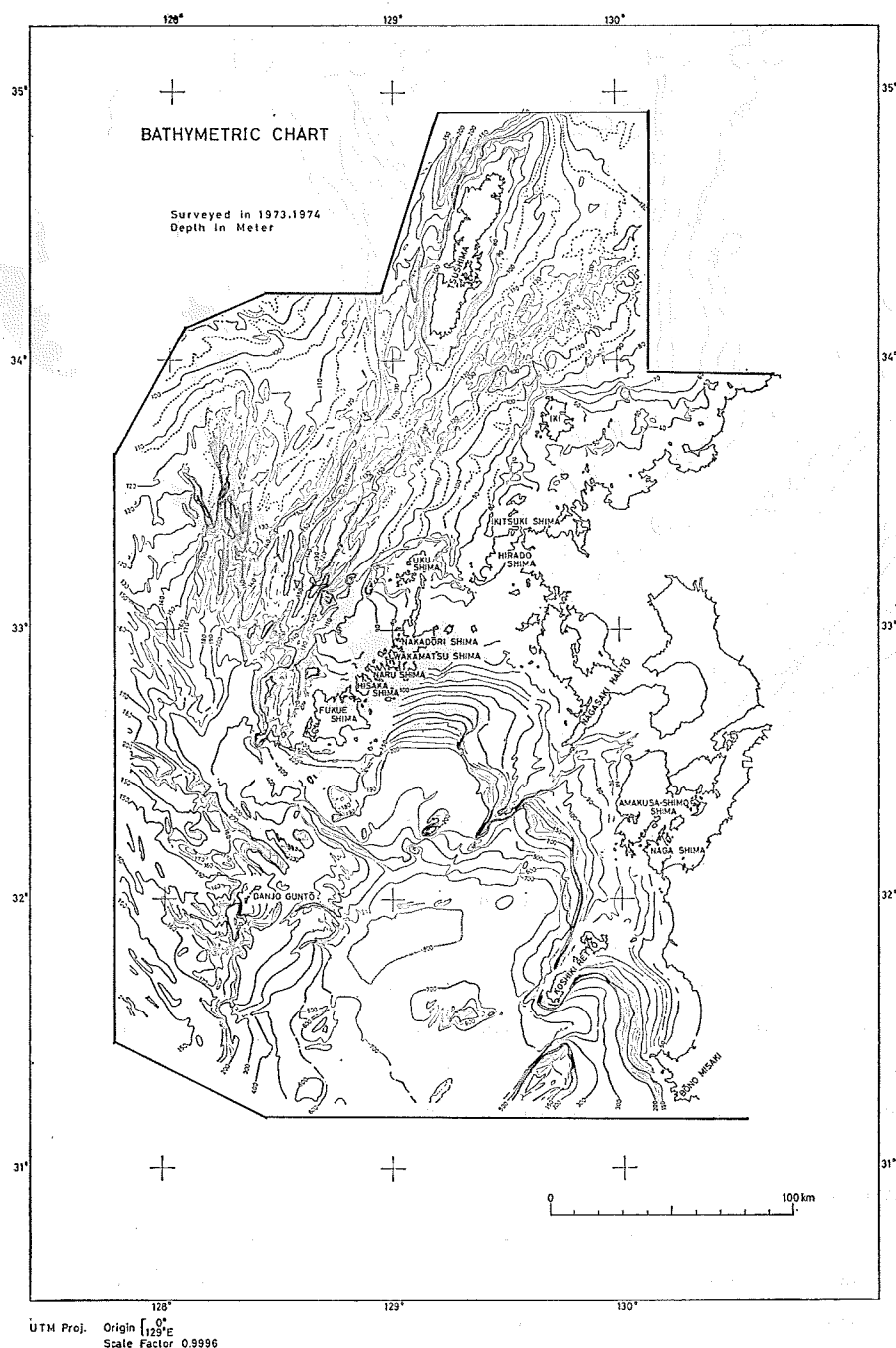


Figure 2 Submarine topographic chart of surveyed area off western Kyûsû. Contour interval is 10 m each less than 200 m depth and 100 m each deeper than 200 m. (After Nagano *et al.* 1976)

棚谷群とそれらの下流が合流した海底谷，その延長部の海盆が認められる。陸棚谷群は，東から東五島陸棚谷群（主流軸は C1, C2, C3），中央五島陸棚谷群（C4, C5, C6 の 3 本と C4 の東側に長さは短い明瞭な溝状地形（C4E）がある）及び西五島陸棚谷群（C7, C8, C9）に分けられ，それらが五島海底谷の谷筋をへて五島海盆に至る。第 3 図にそれらの谷筋・堆，及びサンドウェーブの認められた地点を示す。図から明らかなように各陸棚

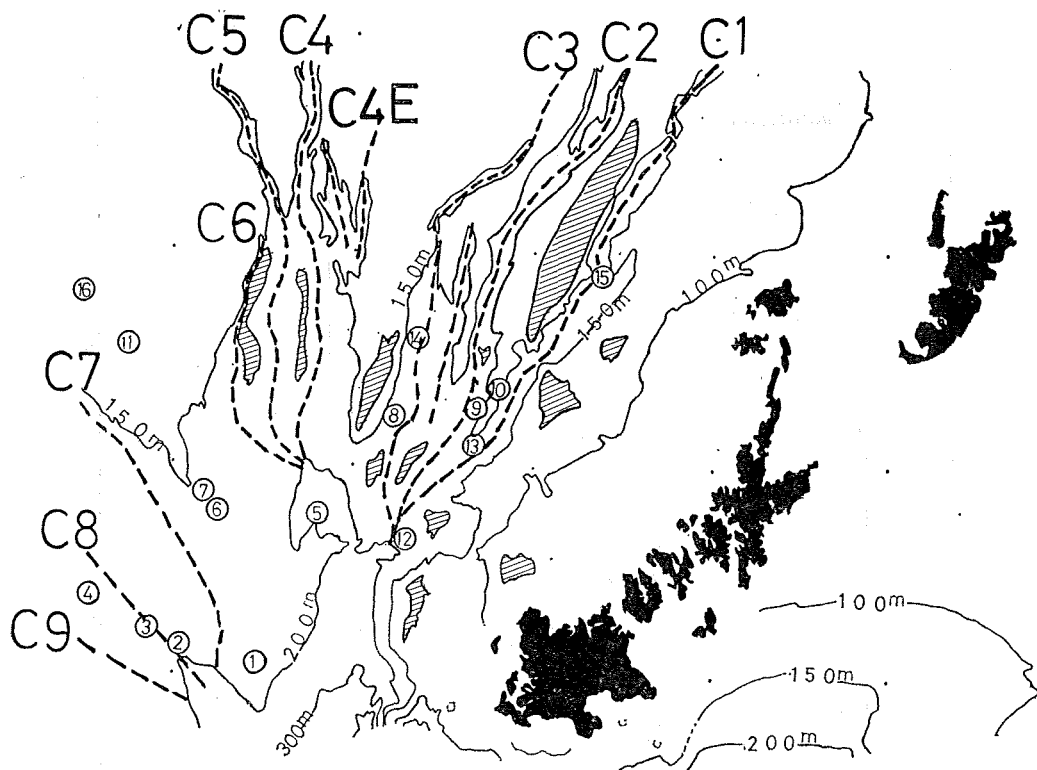


Figure 3 A location map of shelf channels (dashed line), banks (slant line) and sand wave like topography (rounded number)

谷はそれぞれ，北東方向・北方向・北西方向に延び福江島西方海底で 1 本に合流している。

これら陸棚谷群の下流部には，各流路に挟まれた何種類かの形態の異なる堆群が存在する。あるものは川の中洲状となり，あるものは基盤が突出した堆頂部を持つ堆となる。概観的には，調査区域中央部に存在するものは中洲のような形を示す堆積性の細長い堆であり，東側に存在するものは，基盤の高まりを核としてその周囲に堆積層をのせるものが多い。前者の例として，第 5 五島堆・第 6 五島堆など，後者として第 1～第 4 五島堆・福江堆などが挙げられる。Shepard (1973) や Heezen and Hollister (1971) により報告されているように海底の谷地形の底には，しばしば著しい底層流の存在を示すリップルマークやサンドウェーブが認められるが，この五島陸棚谷や海底谷の谷底にも，水深 120～220 m にサンドウェーブ状地形が見い出される。その大半のものは谷底にあるが，まれには堆頂部付近にも認められる。これらのサンドウェーブ状地形の見い出された地点が第 3 図に，その代表的形態が第 4 図の①から⑯に示してある。これらの形態は，次の 3 種に分けられる。

- A: 対称的形態を示すもの (例) ④, ⑤, ⑦, ⑧, ⑨, ⑩, ⑫, ⑬, ⑭
- B: 頂部がとがり，谷底の平らなもの (例) ⑥, ⑪, ⑯
- C: 鋸歯状を示す非対称形のもの (例) ①, ③

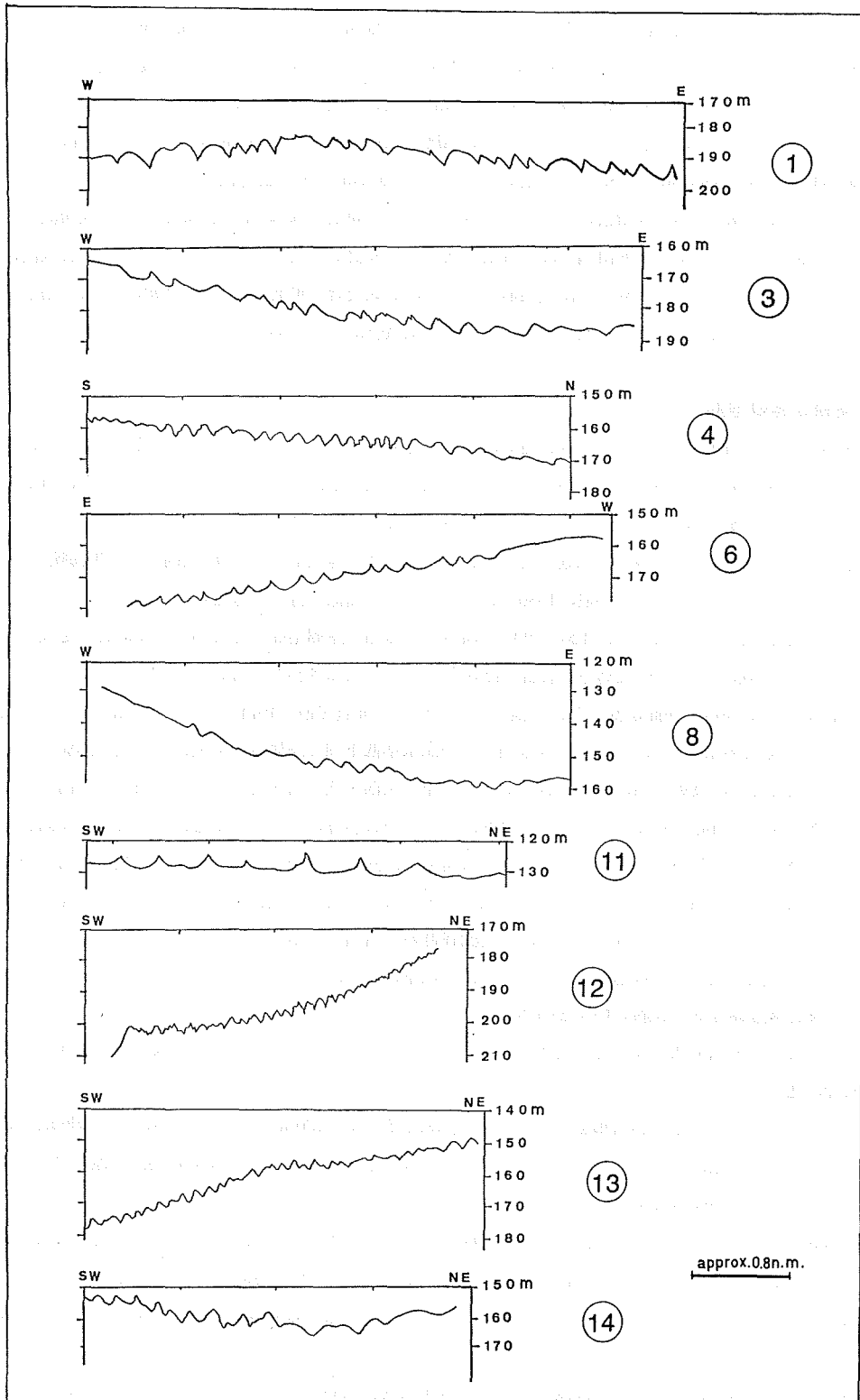


Figure 4 Topographic cross sections of typical sand wave like shape.

これらのうち、西五島陸棚谷付近に見られるものは波高 18~20 m、波長 500~700 m、東五島陸棚谷底の水深 160~180 m 付近に見られるものは波高 4~5 m から 2~3 m を示す。⑩、⑪のように東海陸棚上に見られるものは水深 120~130 m、波高 4~7 m、波長 600~700 m の鋭い尖頂部と平らな谷底を示す。一般にサンドウェーブ状地形を形成するには、淘汰の良い細礫から中砂程度の底質の分布と、10 cm/sec 以上の底層流の存在が期待される。Heezen and Hollister (1971) の調査によれば、約 20 cm/sec の底層流の観測されたパーミューダライズの北端で斜交層理を示す堆積構造の列が報告されている。同様に本調査海域の海底に強い底層流の存在を推定させる根拠として、第 1 五島堆南端と高麗曾根に挟まれた基盤からなる鞍部では、東五島陸棚谷底内に屈曲した海釜様の凹地がある。ここは双生型海釜地形と見られ、海底侵食の可能性が茂木 (1981) により指摘されている。しかしこのすぐ北の谷内では、逆に周囲から細粒の堆積物が谷を埋めていることも事実である。

3. 陸棚谷群の地形

東、中央、西五島陸棚谷に区分された各谷地形は、詳しく見るとそれぞれにその特徴が異なる部分と、すべてに共通する部分がある。これから、全陸棚谷が同一の成因又は条件下におかれていると考えることは難しいと思われる。まず、全陸棚谷群について述べると、共通する特徴として次の 3 点が挙げられる。

(i) 陸棚谷群の存在する地理的位置は九州と朝鮮半島を結ぶ地峡部にあたり、陸棚谷と対馬海峡の形成は、約 8 千年前と考えられている (大場他, 1980) こととは密接な関係を持つと考えられる。

(ii) 陸棚谷の存在する水深は、120~200 m 前後の大陸棚~陸棚斜面上部である。陸棚谷の定義からすると、陸棚のみを刻む谷ではない五島陸棚谷群を陸棚谷と呼ぶのはふさわしくないかもしれない。ただし、約 1 万 5 千年前に最大 140 m 海面が低下したと推定されている (加賀美他, 1971) ウルム氷期には、この五島陸棚谷群の存在域は陸棚部にあたり、ウルム氷期などの海水準低下期と陸棚谷の形成には密接な関係があろう。

(iii) 陸棚谷群は、東から順にそれぞれおよそ北東-南西・北-南・北西-南東の異なる方向を示し、それらは各々複数の谷筋群よりなっている。一般的にこれらの谷筋群の上流から中流にかけては各陸棚谷群の差が地形上認められる。しかし下流部では各谷筋とも緩やかな凹地の連続となり、最後には福江島西方の水深ほぼ 200 m の海底で合流してしまう。このことは、上・中流と異なり下流部ではかなり同一の条件下に陸棚谷群が置かれていることを示唆する。第 5 図に各陸棚谷群の縦断面図を示す。

これらの共通点を除いた各陸棚谷それぞれの特徴を以下に記す。

(1) 東五島陸棚谷群 (谷筋 C1・C2・C3)

この谷は東から C1, C2, C3 と便宜上 3 本の軸に分けられ、これらの集合として東五島陸棚谷群と命名された (永野, 他, 1976)。

C1 は対馬海峡中央を通る緩い凹地から連続し、宍岐西方、水深 130 m 付近から次第に谷状の凹地を形づくり、第 1 五島堆の東縁に沿って南西に下り、北緯 33° 付近の中通島西方、水深 180 m 地点で他の C2, C3 と合流する。途中、水深 264 m に達する海釜状地形も認められ、これらから谷底は順傾斜を示さない。

水深 130 m 付近の谷頭部は断層群によって地形を乱されはつきりしない。その上流部付近では地形断面が緩やかな凹地地形を示すのに、中流から第 1 五島堆東縁に沿う部分では V 字地形を示す。堆側谷壁は落差約 50 m で、五島層群と考えられる硬い堆構成層が露出し、この面は堆東縁を縁取る断層線崖と見られる。硬い断層線崖を侵食する谷状地形は、アルゼンチン-ブラジル海盆を結ぶベーマチャンネルなどの例が報告されている (Embley *et al.*, 1970)。これは底層掃流の存在による海底侵食地形と考えられている。氏家 (1971) は対馬海峡部の底質の再移動、堆積を浮遊性有孔虫殻の分布から報告しており、これから C1 の谷筋付近には対馬海峡

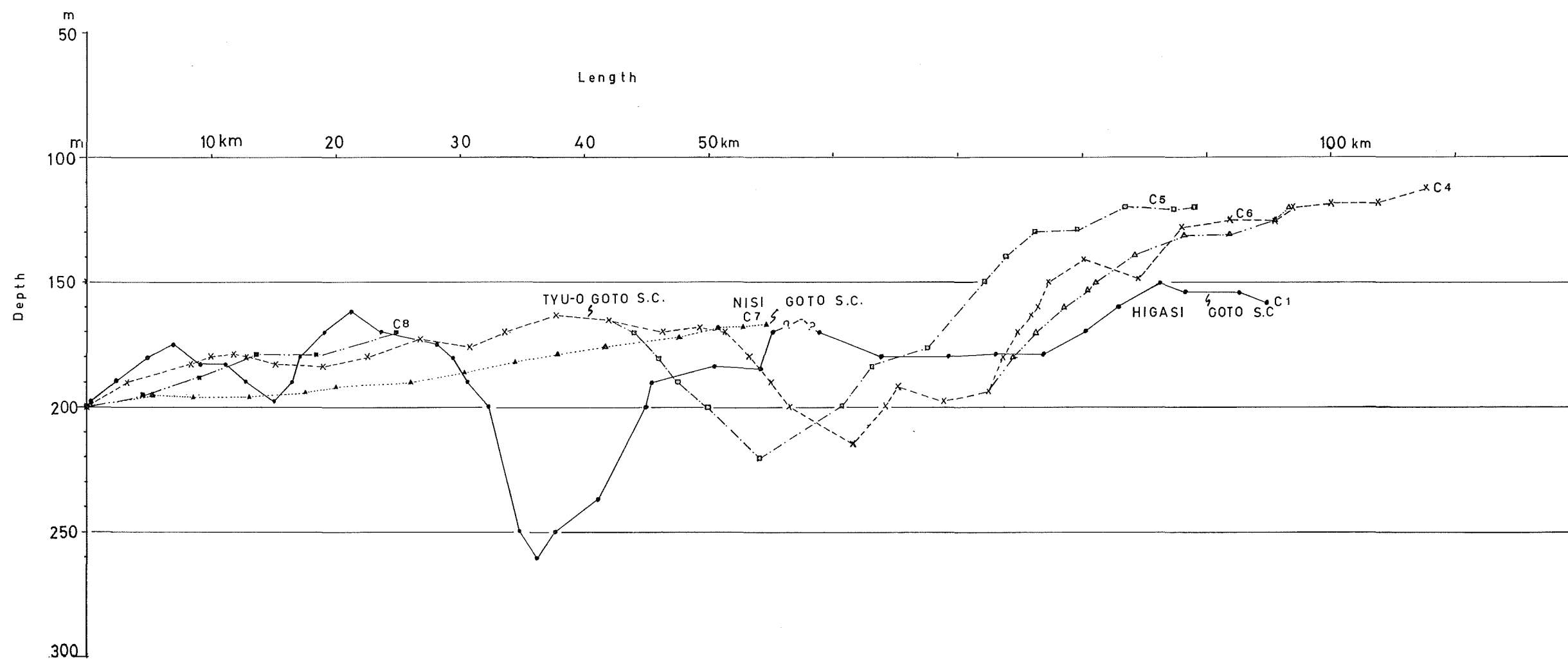


Figure 5 Longitudinal section of each shelf channel

を通過する海水流動の影響が読みとれる。

C2も対馬西側の対馬トラフから続く浅い凹地が水深120 m以浅の陸棚上に連続し、南に下り水深140 m付近でその凹地形がはっきりする。これもC1と同様、北東—南西に延びるが、第1五島堆西側をすぎると真南に向きを変え、水深180 m付近で第2五島堆と久賀堆の間を通りC1に合流している。C2も途中に独立深所があり、順傾斜を示していない。

C3は比較的流路が短く、C2に平行に南に下る谷筋である。谷頭は第1五島堆北西方にあり、第2五島堆と第3五島堆の間を抜け五島海底谷に至る緩やかなU字断面を示す谷で、比深は約10~20 mである。

(2) 中央五島陸棚谷群 (谷筋 C4・C5・C6および溝地形としての C4E)

この陸棚谷群も大きくC4~C6の3谷筋に分けられるが、C4の東側に、連続した谷とは見られぬが顕著な溝地形があり、便宜上それをC4Eと名づけた。このC4Eの形態は谷の下流が埋没して独立した溝状地をつくったのか、構造的起源の断層トラフのようなものか不明である。

C4は水深120 mの平坦な大陸棚面を刻む顕著な樹枝状谷頭部を持つ谷筋である。これは水深130 m付近で、比深80 m、幅約4~5 kmの谷に収斂する。谷壁は垂直に近く、軟らかい第四紀層を刻み箱型からU字型

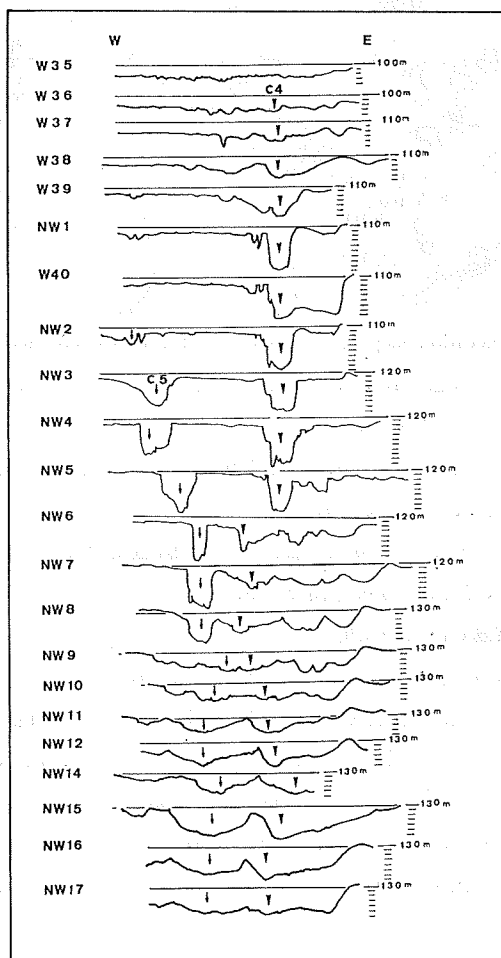


Figure 6 Topographic cross section of Chû-ô Gotô shelf channel. Depth is 10 m each and their locations are shown in Figure 7.

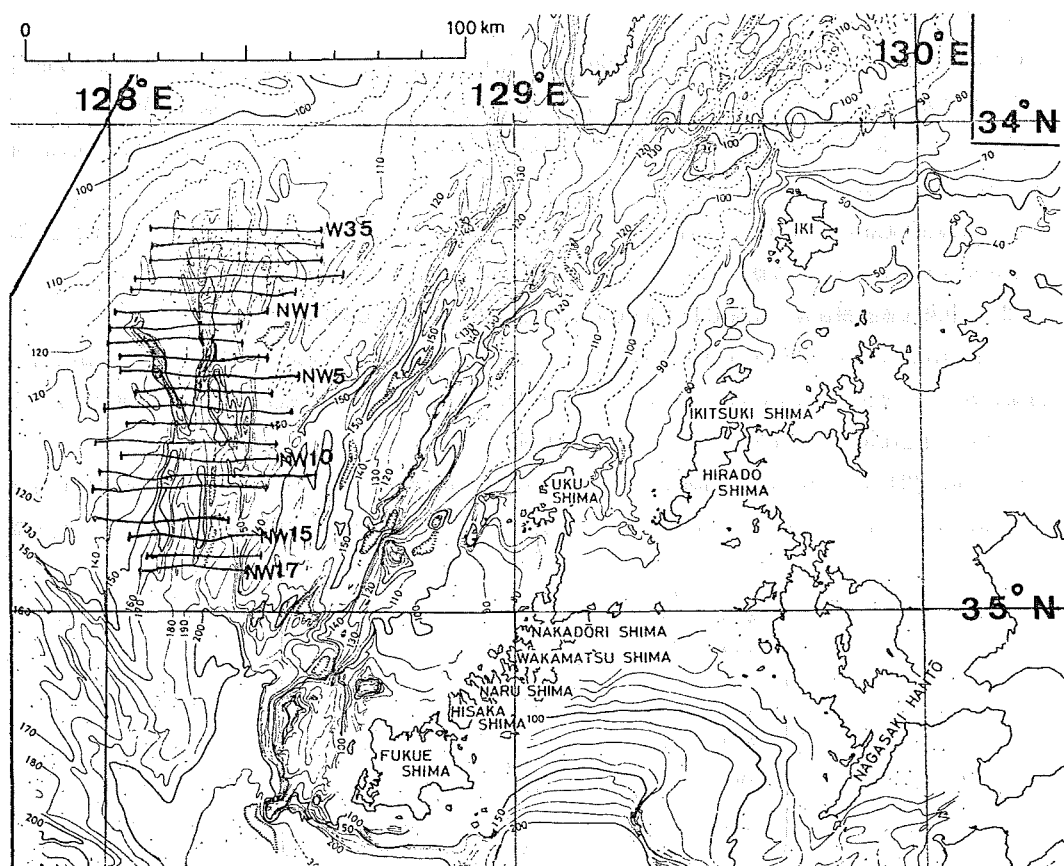


Figure 7 Location map of cross section of Chû-ô Gotô shelf channel.

地形断面を持つ。第6図にその形態を示した。この谷は下流ではしだいに緩やかな凹地形となり、左右に堆積性の凸地、第5・第6五島堆を伴っている。

C5はC4とほぼ同様の形態的特徴を有する。水深130 m付近が谷頭で、上流はU字谷でC4とほぼ平行して南に下り、水深140 m付近でC4と合流する。

C6は氾濫原状の下流域内に存在する第6五島堆とその西側陸棚斜面部に挟まれた南北に延びる谷である。断面も緩やかなU字形を示し、比深も10 m未満である。

(3) 西五島陸棚谷群 (谷筋C7・C8・C9)

本調査域の西端に認められる谷筋群で、C7～C9の3谷筋が確認されている。谷軸はすべて北西—南東で五島海底谷の方向と調和し、谷底は順傾斜を示す。谷幅は8 km前後で緩い凹地形の連続となっている。第14図で明らかなように、全体として大きく見ると五島海底谷につながる湾入部を示している。Wagemanら(前出)の海底地形図で明らかなように、この西五島陸棚谷は、黄海陸棚から済州島の北側を回って本調査域に至る長い谷筋の末端部として位置付けられている。このことから、この谷は他の陸棚谷群とは違って、明らかに陸源性堆積物を大陸斜面麓に運搬する谷筋として働いているものと考えられ、順傾斜地形がそれを裏付けている(第5図)。

4. 陸棚谷群の層序と構造

五島陸棚谷群のある地域の地質層序は、地質調査所 (Inoue *et al.*, 1975)・水路部 (永野他, 1976) などの組織的調査によりかなり明らかとなっている。一般にこの海域の音響的層序は次のように区分されている。詳しくは第1表に示す。

A層 上部第四系 (現世堆積物)

B層 下部第四系

C層 鮮新統

D層 上部中新統

E層 中部中新統以下

Table 1 Stratigraphy of Tsushima-Gotô area and its vicinity area.

Land area surrounding the area surveyed.					Sea area surrounding Islands.		
	Goto Islands	northwest Kyushu	north Kyushu	Iki, Tsushima	E. Tsushima	W. Tsushima	Goto
Quaternary	Alluvium	Alluvium	Alluvium	Alluvium	A'f	A'n	A'n
	Volcanic rocks	Basalt Lower terrace dep. Yame Clay Volcanics Terrace dep. Kuchinotsu f. Higashimatsura B. Nagasaki volc. Kiramatsura b. Sand & gravel Hirado f.	Uso sd. & gravel Suku f. Kasuga f. Kurume f. ?	Basalt		An	An
						Bn	Bn
						Cn	Cn
Pliocene					Cf		
Neogene	Granitic rocks	Dolerite Diorite Andesite Nojima group Saseba group Ainoura group		Acidic volcanics Iki formation Taishu group		Dn	Dn
						En	En
Paleogene							
Paleocene							
Eocene							
Upper Cretaceous							
Middle Cretaceous							
Lower Cretaceous							
Paleozoic							

(After E. INOUE *et al.*, 1975)

E層は対馬周辺海域では対州層群に、五島列島周辺海域では五島層群に対比され、この海域の音響的基盤とされている層である。第1表中では「点々」で記されている。

サイスミック・プロファイラの記録から東五島陸棚谷の構造をみると、その谷頭部はA層の凹地で形成されている。このうちC1の上流では流路が向斜軸部にあり、C2・C3も向斜部の存在と関係するように見える。

このことは東五島陸棚谷の形成の要因として、第1五島堆を形成した基盤の高まりや、それをもたらした構造運動が第1段階の谷地形形成と関連することを推定させる。谷の性格がはっきりする第1五島堆東縁の側壁に沿った谷は、傾動した基盤の東側急斜面に沿うが、C2・C3はこの緩やかに西に傾く基盤背面上の凹地として存在する。このためC1の谷壁では西側の基盤層と東側のB層以上の上部層が露出し、構造的弱線が底層掃流により

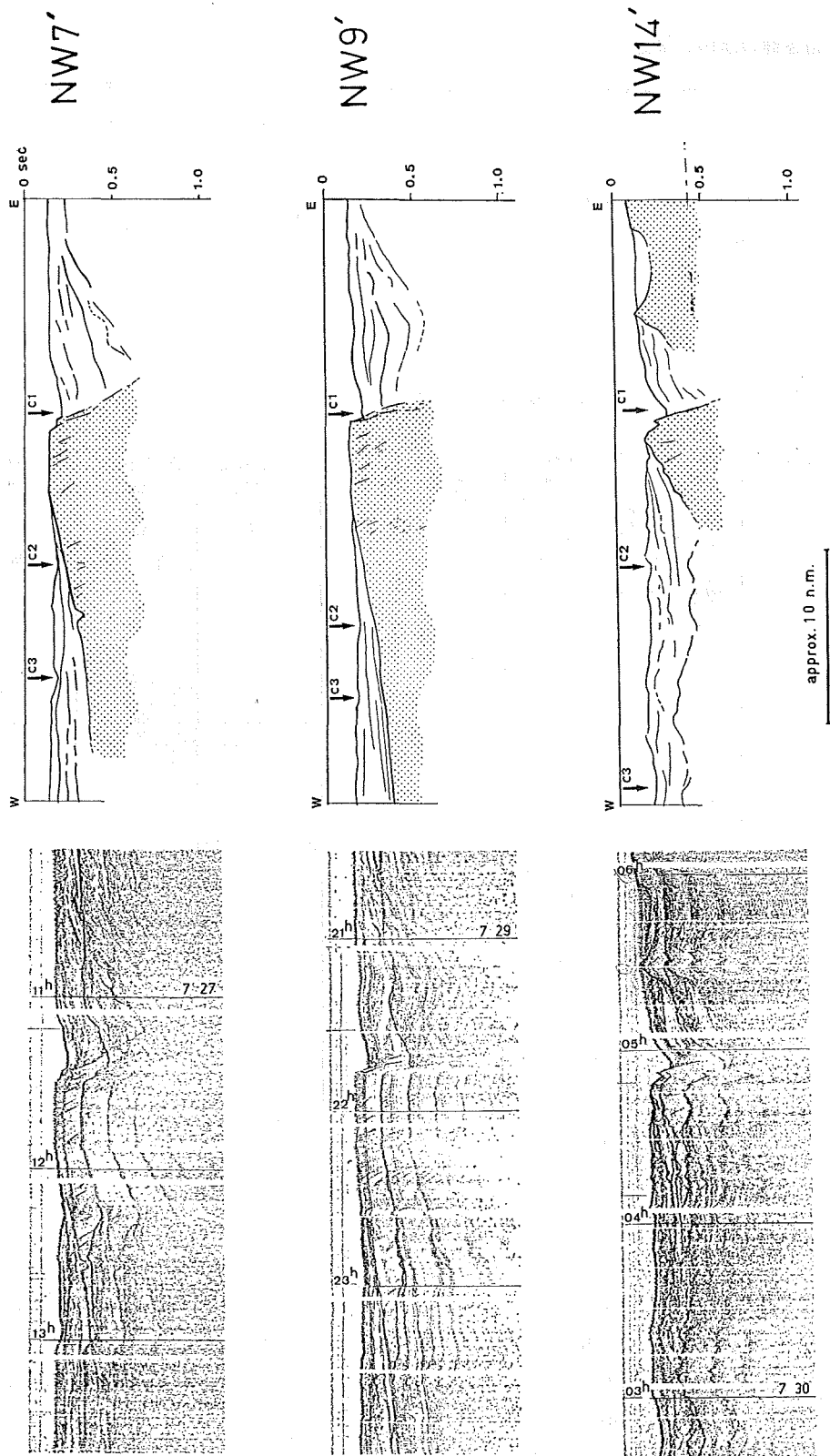


Figure 8 Geological cross section of Higasi Gotô shelf channel (C1, C2 and C3). Acoustic basement is shown by dotted area.

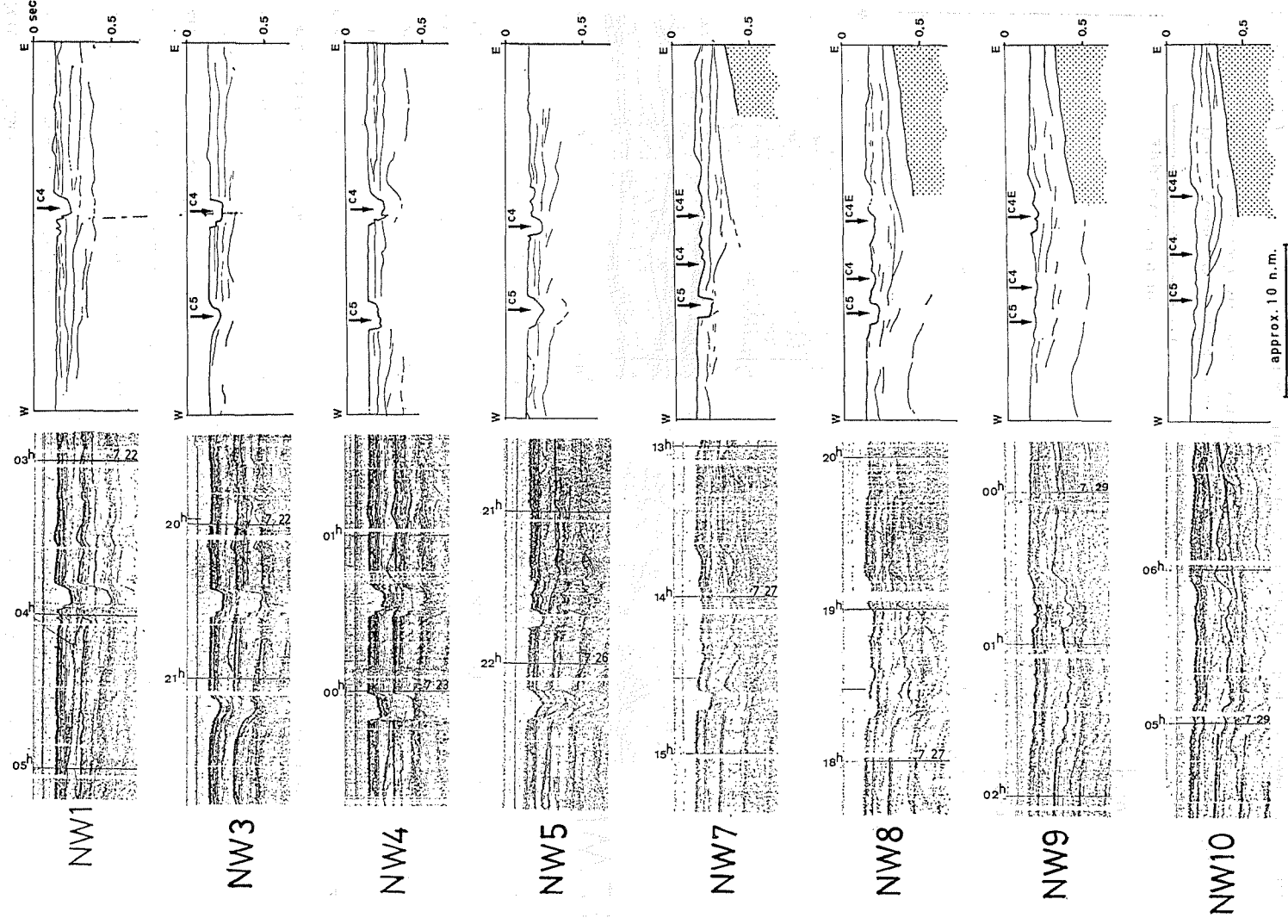


Figure 9 Geological cross section of Chû-ô Gotô shelf channel (C4, C5 and C4E).
Acoustic basement is shown by dotted area.

侵食された形態を示す。これに対し、他のC2・C3ではA層のみが僅かに侵食されて地形的に緩やかな凹地となっており、谷を形成しているように見える。

C2は上流部ではC1と類似の構造を示すが、第1五島堆付近からはA層と基盤の不整合露頭部を削っている谷のように見える。すなわち西側へ傾動した基盤上でA層が東へ尖滅している部分に谷筋が形成されている。しかし、この下流部は比深10 m前後のA層が緩くたわんだ浅い凹地となっている。C3は全流路がC1・C2の下流部とはほぼ同様に浅い凹地となっている。

中央五島陸棚谷群では、水平な堆積層理を示すA層を明らかに切って谷軸が延びている。谷頭付近では層内の水平な反射面を切って、V字谷底と垂直に近い谷壁を持つ。33° 30' N 付近の最も谷の狭い部分では、谷底下方の深部反射面が左右に連続するかどうかとらえられない。したがって、この垂直な谷壁が断層によるものか、侵食によるものかは確定できなかった。ただし、谷壁上部から肩部には崩落地塊によるテラスや、谷底への地塊の埋積が認められることから、現在も谷底が侵食されているか、又は壁に沿う断層運動が継続してこのような壁の崩落現象を起こしていると思われる。下流部では上・中流部と異なり、他の谷筋と同様緩やかな地形的凹地に対応する反射面のうねりが認められるが断層などはない。これは東五島陸棚谷群の場合とも同じである。

西五島陸棚谷を切るサイスミックプロファイラの記録は、緩やかな凹地形の陸棚谷とその下部に埋積されたフォセットベッド状の傾斜層理を示す。この傾斜層理はBg層と区分された第四紀下部層内に見られ、その見掛け

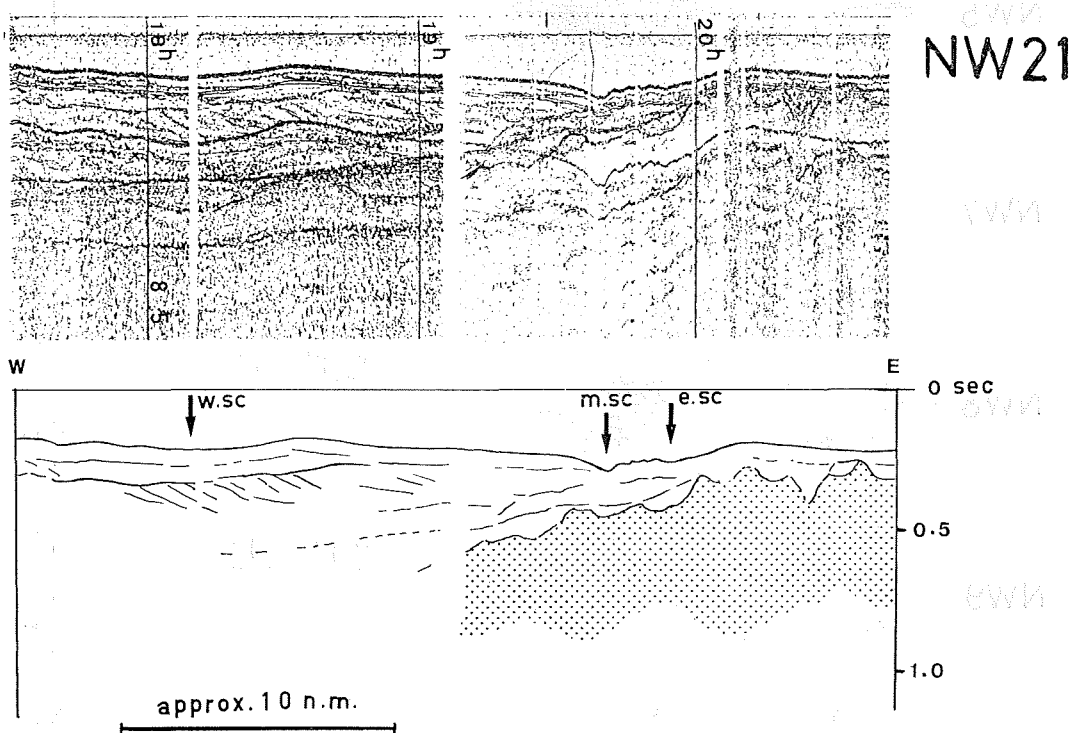


Figure 10 Inclined bedding layer of Bg formation which observed on the NW21 survey line. CW, CM and CE show each Nisi (west), Chû-ô (central) and Higasi (east) Gotô shelf channels.

上の傾きは東方である。また、その分布域は水深160~180 mの西五島陸棚谷の末端から五島海底谷の谷頭付近である。この層の存在は、西五島陸棚谷の末端が三角州など傾斜層理を形成する堆積環境にあったことを示唆する。西五島陸棚谷の3本の谷筋は、いずれもA層を下刻してできたというより、A層を初めとする地層の撓曲部

が流路となっている。これはこの谷筋の下刻作用がそう大きくないことを物語っている。

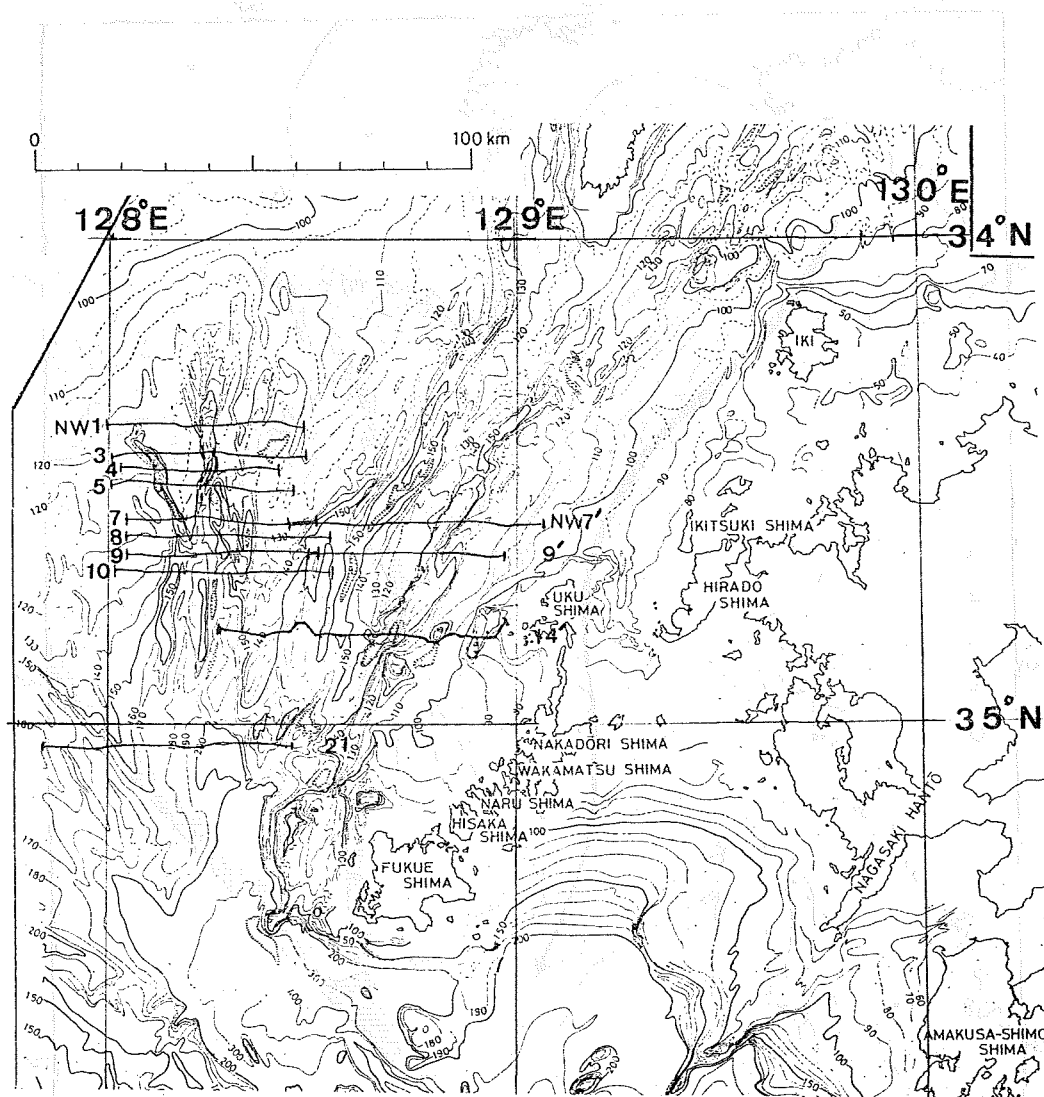


Figure 11 Location map of cross sections in Figure 8 to 10.

5. 海底堆積物の分布

五島陸棚谷群の分布する海域は、水深 120 m 台までの平坦面から緩やかに南に深くなる斜面の地形を反映した底質分布を示している。一般に水深 120 m 位までは貝殻片、有孔虫殻の混じる砂質底質が卓越する。陸棚谷群の存在する地域では中～細粒砂が広く分布するが一部泥質物も見られる。五島陸棚の周縁部分では泥質砂の分布が見られる (Inoue, *et al.*, 前出)。調査海域付近では、全般に対馬海峡に流入する海・潮流と、大陸河川によって供給され黄海を南下する冷水系が底質分布に影響を与え、暖流と冷水塊などの接する部分の潮目では泥質堆積物が卓越するといわれる (Ewery *et al.*, 1969)。しかし、五島陸棚谷の周囲の海底環境について細かい議論を行うには、その谷底に沿った底質分布の状況が、十分明らかとはなっていない。

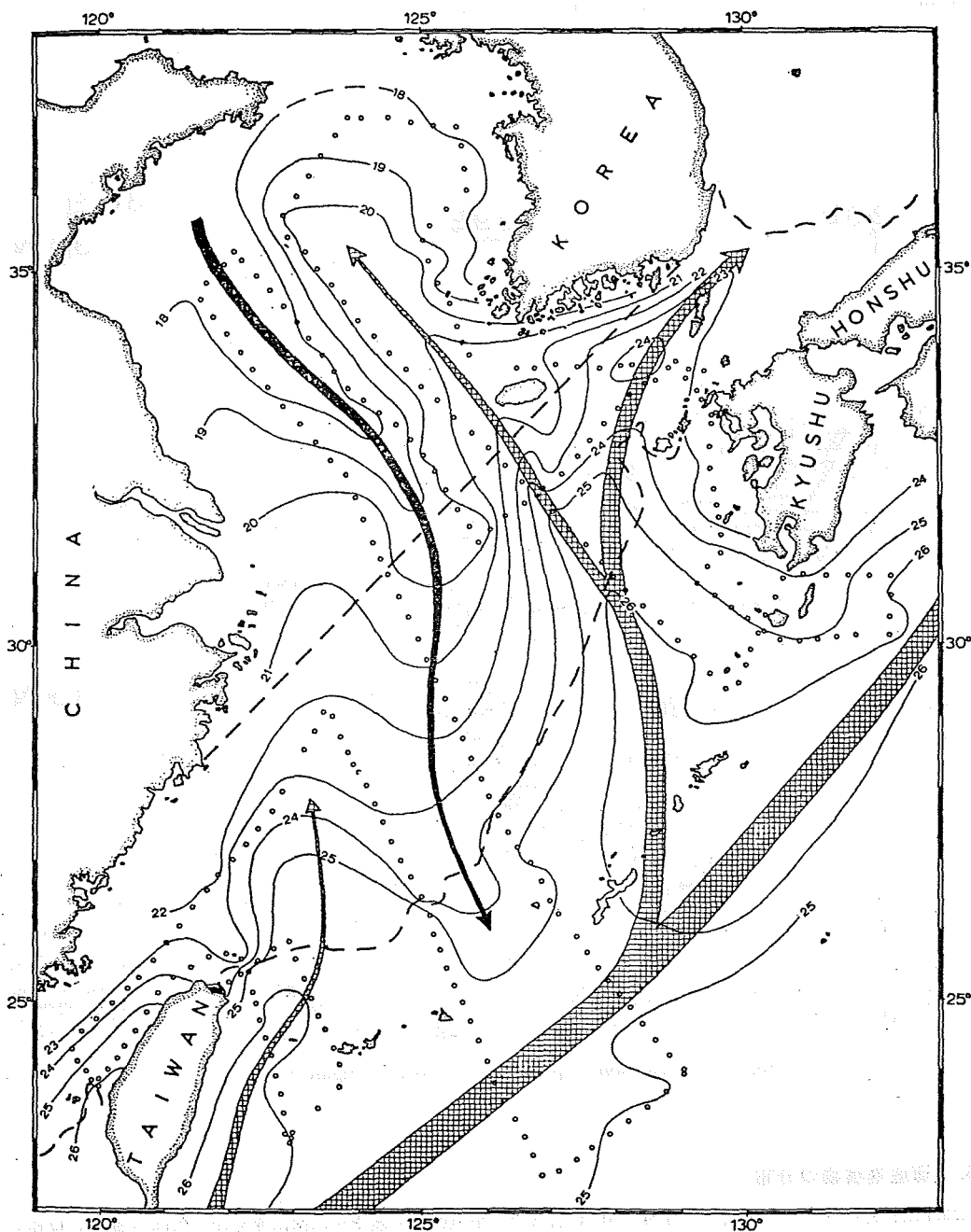


Figure 12 Current stream of Tōkai shelf area including of surveyed area. Arrow by net shows Kuroshio warm stream and arrow by solid line shows cold stream from Yellow sea (After Emery, K. O. 1969).

6. 陸棚谷の成因

(1) 五島陸棚谷の特異な点

従来、陸棚谷の成因は主として、氷期の海水準位下期の陸上侵食谷が後氷期の海面上昇とともに沈水し、陸棚上に残存した谷と考えられていた。それは陸棚谷が、現在の陸上河川と良く連続すること、氷期に陸化した120~130 m 以浅の陸棚上に刻みこまれていることから考えられてきたものである。その代表的例として、米国東岸沖のハドソン陸棚谷が有名である。ハドソン川沖合の大陸棚を刻むこの谷は、大陸斜面上に発達する海底谷と連続し、陸源物質をコンチネンタルライズに運び込んでいる。もう一つの著名な陸棚谷の例として、スマトラ・ボルネオ間の水深30~80 m の平坦な陸棚上に発達する見事な陸棚谷がある(Ph. H. Kuenen, 1950)。この谷も陸上の河川と良く連続し、その一部の流路は潮流の侵食により深くえぐられている。

五島陸棚谷がこれらの谷と違う点は東五島、中央五島陸棚谷では直接連続する陸上河川が間近に見当たらないこと、また、一般的に陸棚谷の谷頭水深は20 m 前後といわれるが、東五島陸棚谷では谷頭部がはっきりせず、現在の平坦な水深100~130 m の陸棚上では連続性のやや不明瞭な浅い凹地となり、120 m 以深の部分から次第に谷地形がはっきりする点がある。特に中央五島陸棚谷谷頭部は水深120 m 付近の樹枝状を示す形状が注目されるが、これは陸上侵食により形成された可能性が高い。

東・中央・西五島陸棚谷が異なる3方向から福江島西方で1つに合流して五島海底谷に収斂し、さらに深い五島海盆に向かう形態的必然性は、この地域を支配する造構造運動の構造規制によると考えられる。すなわち、この地域は対馬五島構造線が北東-南西に走り、東五島陸棚谷の谷軸を規制しているからである(桂, 永野, 1976)。また、前述のように沖縄トラフ北東端に位置する五島海盆から福江島西方にかけては、海底のサイスミックプロファイラ記録から、第四紀に少なくとも125 m 以上の沈降が生じ、その沈降軸はB層堆積項から西方に移動したことが読み取れ、これから33° 00' N., 128° 20' E. 付近一帯は現在活発な沈降運動を継続しており、それにより、五島陸棚谷群が1点に合流するという可能性が考えられる。

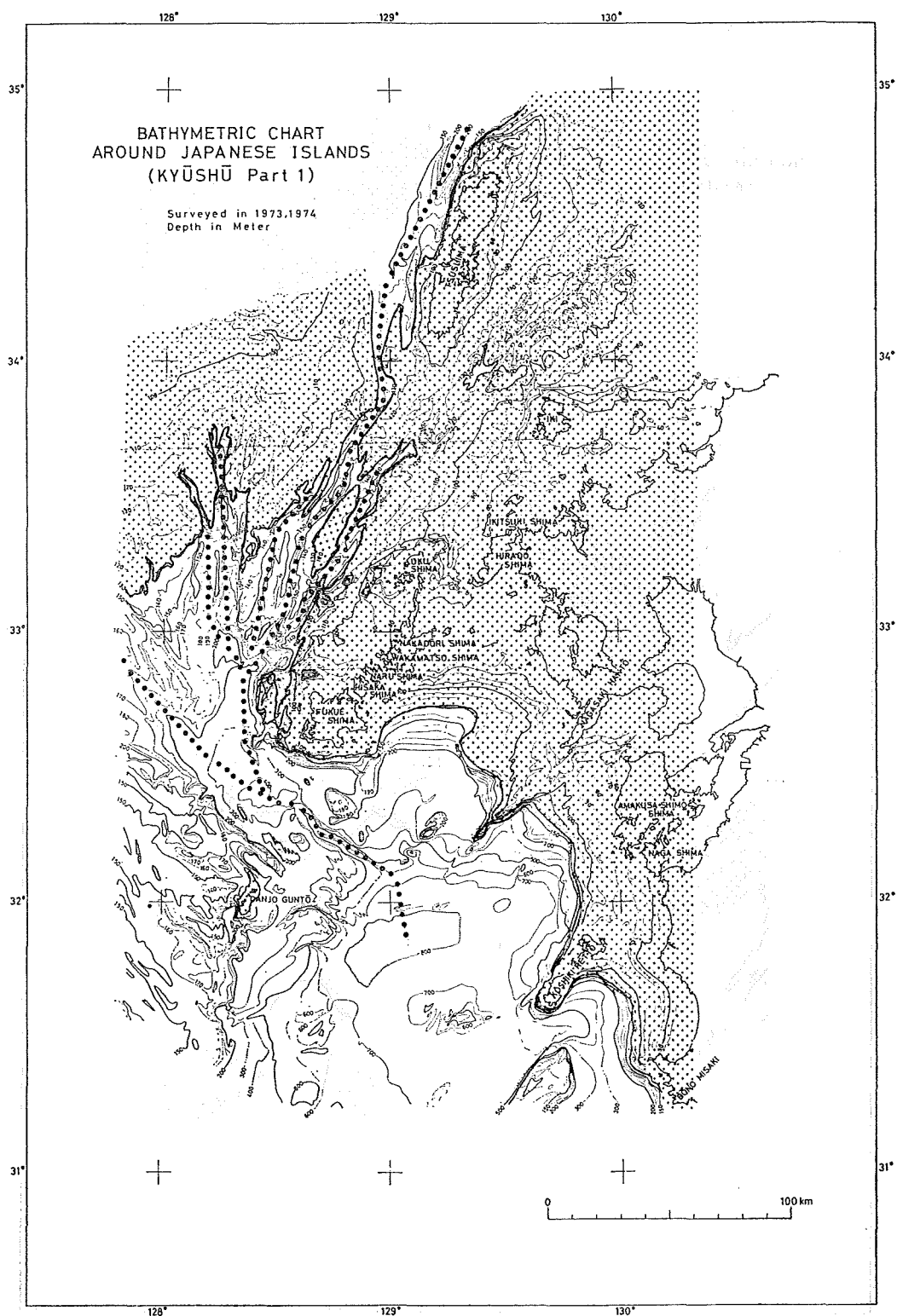
(2) 氷期の海水準変動による地形の変化

第13~15図には、現海水面が-120 m, -130 m, -150 m 低下した時の海陸分布と、それに伴う五島陸棚谷群の形態的変遷を示した。-120 m の海面低下では、対馬海峡は対馬舟状海盆側の深所のみが水路となっており、日本海と東支那海を結ぶ。対馬と奄岐・九州間は低地帯となり、間に沼沢地または深い入江を有する地形となる。この状況下では、対馬水路を通る海・潮流により、東五島陸棚谷のC2では、谷筋の洗掘などが生じたと考えられる。

水面が-130 m に低下すると、水路の幅はより狭くなり、また中央五島陸棚谷の上流の流路がはっきりする。恐らく、中央五島陸棚谷谷頭部の樹枝状地形はこの程度の海水準の位置の時期に、陸上侵食により形成されたものであろう。

さらに-150 m に海面が低下すると対馬西側の水路は消滅し、朝鮮半島から九州を結ぶ陸橋が形成される。これにより東五島陸棚谷、中央五島陸棚谷群は福江島西方の湾内に注ぐ大きな川の下流としての性格をはっきりさせる。

約1万5千年前、-140 m 海面が低下したウルム氷期の最大海退期には、東・中央五島陸棚谷は陸上の川・谷として地形を侵食し、その末端が河口として東シナ海に開口し西五島陸棚谷の下流部では、三角州様の傾斜層理を堆積した。堆積性の第5、第6福江堆などは中央五島陸棚谷の流路洲としてその当時形成され、現在その原形を保って沈水しているのであろう。



(3) 後氷期の海面上昇と海底侵食

五島陸棚谷の分布する地域では次のような事実から、過去・現在にわたって海・潮流により海底が侵食されたり、また堆積物の運搬・再移動・再堆積の現象が起ったりしてきたと考えられる。これは五島陸棚谷群の形成後の地形の修飾に大きな影響を与えている。

(i) サンドウェーブ状地形の存在

第2節で詳述したように水深120~220 mの谷底・堆部にみられるが、これは少なくとも数 cm/sec以上の底層流が存在することを意味する。

(ii) 侵食V字谷の存在

第1五島堆東側を流れる東五島陸棚谷中流部に見られるもので、ベーマ・チャンネルなどの侵食谷の例と類似する。

(iii) 双生型海釜地形の存在や、東・中央五島陸棚谷にみられる独立深所点の存在

これらは谷筋に沿って流れる海・潮流の底層掃流によって形成されたものと考えられる。しかし現在のところ、その確定的データはない。

(iv) 氏家(1971)による対馬海峡における底質の移動・再堆積の事実の指摘

これらから、五島陸棚谷群は過去から現在にわたり、強い海・潮流の流入・流出に伴い少なからぬ海底地形の修飾が行われていることは間違いない。この海底地形の変化は、五島陸棚谷群が対馬海峡の南部の大陸棚斜面に存在するという地理的位置が大きな要因となっている。

7. まとめ

水路部の測量により発見された五島陸棚谷群は、その形態の複雑さ、水深の大きさなどから、従来報告されている陸棚谷と様相を異にする。その大きな理由として、対馬海峡付近が大きな構造的境界となり、構造変動を受けている位置にあること、日本海の形成と関連して対馬海峡付近の氷期・後氷期における陸上および海底地形の侵食作用の影響が残存していること、が挙げられる。しかし、この五島陸棚谷群の成因、及び形態的問題をすべて明らかにするためには、観測データが十分とはいえない。したがって、確定的見解ではないが、本稿の結論として次の4点を挙げておく。

(i) 東五島陸棚谷群は対馬—五島構造線(桂, 永野, 1976)により、北東—南西方向に谷の基本的性格が規定され、今もその構造規制を受けている。また、対馬海峡の形成とともに、陸上にあった川や谷は沈水し、海底侵食により谷地形の埋積と洗掘が生じる。このような経過により東五島陸棚谷群は現在の形態をとっている。

(ii) 中央五島陸棚谷群は上流部は一部分埋積された沈水谷、中流部は侵食谷又は断層性構造谷、下流部は侵食と堆積作用の複合した形態を示す。

(iii) 西五島陸棚谷群は済州島の北側を迂回し、五島海底谷、海盆に至る陸棚谷の端部である。この谷は現在も陸源物質を海盆に供給する谷筋として存在しているように見える。他の2陸棚谷群ではこの役割は不完全にしか機能していない。

(iv) (1)~(3)に述べたように、五島陸棚谷群は、それぞれに現在の状況も異なっているが、その成因の違いが、方向の異なった谷筋群を形成したものと考えられる。

本稿を執筆するに当たり、我々が海底について、いかに乏しい知識と情報しか保持していないかを痛感した。

しかし、前にも述べたように、海底谷・陸棚谷等海底の地形の成因や環境を詳細に論ずるに足る精密な観測・調査の実施は、現状では極めて難しい。調査のための技術や機器の開発がまず必要であり、それによって必要な情報が得られるようになることを期待したい。

本稿を終えるに当たって、指導と助言を賜った測量課長 茂木昭夫博士をはじめ、実際の測量を担当された測量船「明洋」及び「昭洋」の船長以下乗組員の方々、並びに測量班の各位にお礼申し上げる。

付 記

本文中の地名のローマ字表記は訓令式によって記述したが、付図等については既にヘボン式で記述されているため、同一地名でもローマ字表記が異なっている。御了承願いたい。

参 考 文 献

- Embley, R.W., Ewing, J.I., Ewing, M. 1970 : The Vidal Deep sea channel and its relationship to the Demerara and Baracuda abyssal plain, *Deep Sea Res.*, **17**, 539-552.
- Emery, K.O. 1969 : Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea, *ECAFE Tech. Bull.*, **2**, 3-43.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. 1971 : *The face of the Deep*, Oxford Univ. Press, p. 659.
- Inoue, E. 1975 : Gotô-nada sea and Tsushima strait investigation, northern Kyushu, 1972-73, *Geol. Surv. Japan, Cruise Rep.* No. 2, p. 68.
- 桂 忠彦・永野真男 1976 : 九州北西海域の海底地形と地質構造運動, 日本海洋学会誌, **32**, 139-150.
- 加賀美英雄・奈須紀幸・新野 弘 1971 : 東支那海の海底地質, 地学関係5学会シンポジウム資料集, 81-87.
- Kuenen, Ph. H. 1950 : *Marine Geology*, Jonh Wiley & Sons, Inc. New York, p. 568.
- 茂木昭夫 1981 : 対馬海峡大陸棚の地形発達, 一対馬陸橋に関して一, 第四紀研究 (印刷中).
- 永野真男・桜井 操・桂 忠彦・中村啓美・北原祥二・小野寺健英 1976 : 九州西岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 第11号, 1-38.
- 中嶋 逞 1974 : 長崎沖(I)測量報告(手記), 水路部測量課内資料.
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 1980 : 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析, 考古学と自然科学, No. 13, 31-49.
- Shepard, F.P. 1973 : *Submarine Geology (3rd ed.)*, Harper & Row, Pub. New York.
- 氏家 宏 1971 : 対馬海峡における浮遊性有孔虫殻の堆積状況, 地学関係5学会シンポジウム資料集, 55-59.
- Wageman, J.M., Hilde, T.W.C., Emery, K.O. 1970 : Structure framework of east China sea and Yellow sea, *AAPG Bull.*, **54** (4), 1161-1643.

100万分の1 海底地形図「北海道」・「東北日本」と海底地形

八島邦夫*・今井健三*・西沢邦和*

1 : 1,000,000 BATHYMETRIC CHARTS "HOKKAIDŌ", "NORTH-EAST NIPPON" AND SUBMARINE TOPOGRAPHY

Kunio Yashima*, Kenzō Imai* and Kunikazu Nishizawa*

Received 1981 September 11

Abstract

The Hydrographic Department of Japan (Nippon) is planning to publish a 1:1,000,000 bathymetric chart series which covers the continental margin around Japan in five sheets. Of those sheets planned, two sheets ("HOKKAIDŌ" and "NORTH-EAST NIPPON") have already been published. This bathymetric chart series is the first one to represent the details of the continental margin including trenches and back arc basins around Japan by 100 meter-interval depth contours, and from this viewpoint, may have historical significance on the history of bathymetric chart preparation in Japan.

Taking this opportunity, the authors tried to discuss the basic specifications of preparing this series, and to summarize the characteristic submarine topography covered by the two sheets by way of regional description.

The basic specifications discussed are as follows:

The overall publication plan, expression of data control, projection, graticule and graduation, depth contours and soundings, representation of land features, nomenclatures and geographical names of sea bottom features and color expression are presented.

Submarine topography of the sea area studied is divided into three provinces by characteristics and origin.

1. Japan Sea side (Hokkaidō, North-East Nippon)
2. Sea of Okhotsk side (Hokkaidō)
3. Pacific Ocean side (Hokkaidō, North-East Nippon)

In the present paper, the characteristics of submarine topography (continental shelf, continental slope, continental borderland, deep sea basin, trench and others) based on the results of morphometry and reference, were first described for each province, and then problems relating to the origin of the Japan Sea, deep continental shelf, old sea level, wave-like distribution of continental shelf edge, origin of deep sea plains, etc., were additionally discussed.

1. はじめに

わが国における海底地形図の作成は、1925年に東京で開催された第3回汎太平洋学術会議の際に、水路部の

* 海図課 Chart Division

小倉伸吉博士が1923年までに水路部に収集された多くの水深値に基づいて編さん作成し、提出した「日本近海の深さの図」¹⁾が初めてである。

その後、1929年には、この図を基に1928年までの資料を加えて「日本近海水深図」²⁾が刊行され、1952年には田中吉郎法による浮彫式の「日本近海深浅図」³⁾が刊行された。この図では日本周辺の大地形の概要が立体的に表現されて、世界的にも好評を博したが、1971年に水路部創立100周年を記念して改版され、表題も「日本近海海底地形図(浮彫式)」と変わった。これらの図のほかには1966年から1968年に、主としてGEBCO資料に基づいて4図から成る「日本近海海底地形図第1～第4」⁴⁾が作成刊行された。

これらの海底地形図はすべて、航海用の海図を作成するために収集した多くの水深値に基づいて編さん作成されたものであった。

これに対し、初めから海底地形調査を目的として作成された海底地形図は、1954、1955年に日本国有鉄道の要請により津軽海峡で実施した成果に基づく2万分の1の海底地形図「白神岬東方」⁵⁾、「竜飛埼」が最初である。その後、1967年、1975年にそれぞれ作成を開始した大陸棚及び沿岸の海の基本図シリーズの海底地形図では初めから海底地形図作成を目的として調査が行われている。

以上の諸図は日本における海底地形図を議論するうえで、それぞれの意味において大きな歴史的意義を持つもので、見落とすことのできない図である。

今回、作成が計画された100万分の1の海底地形図シリーズは、主として20万分の1大陸棚の海の基本図の測量成果を集大成することを目的とし、基本図成果及びGEBCO資料等に基づいて、海溝域から島弧背後の海盆地までの日本列島周辺の海底地形を詳細に表現することを意図している。これまでの同地域を描いた図(300万分の1シリーズ)での等深線間隔500mに比べ、今回は100mであり、このシリーズは海底地形図作成を目的とする成果を主として用い、日本列島周辺の大陸縁辺部が詳細に表現された初めての図といえることができる。そして、しばらくの間、統一仕様による系統的成果に基づいて当海域全体の等深線が描き改められる見込みはなく、こういった意味でも、このシリーズの意義は大きい。

「日本近海の深さの図」や「日本近海深浅図」作成に際しては小倉(1925)、田中(1952)、田山(1952)が図の表現法や海底地形の概観について報告しているが、今回も図作成に際して、このシリーズの作成仕様、及びすでに刊行された「北海道」、「東北日本」図幅に含まれる海底地形について概説することとし、図上作業の成果及び文献から、当海域の海底地形の地形誌的とりまとめを行うことにした。

2. 100万分の1海底地形図シリーズの作成仕様

海底地形図は、種々の目的に使用されることを意図して作成される海の一般図であり、各種の海の地図の基図として使用されることも多く、よく検討された一定の仕様に基づいて作成される必要がある。この点で従来のシリーズの場合、不十分な点もあり表現内容が不適切だった面も少なくない。

このシリーズでも一部適用した、大縮尺図を含む望ましい海底地形図作成の仕様と、このシリーズの表現法の詳細は日本国際地図学会海洋図専門部会(1977)とImayoshi *et al.*, (1981)により報告されているので、ここでは作成仕様の考え方と表現法の要旨のみを述べることにする。

- 1) 約850万分の1 (基準緯度 0°)
- 2) 825万分の1 (基準緯度 35°) で1936年に改版
- 3) 800万分の1 (基準緯度 35°)
- 4) 300万分の1 (基準緯度 35°)

(i) 全体的刊行計画

海底地形図は海の一般図であり、行政区画あるいは地形区を考慮した、全体的刊行計画が必要である。当シリーズは日本列島周辺の海溝を含む大陸縁辺部全体を、地形区を考慮して、できるだけ重複を少なくして、5図で包含するように計画された (Figure 1)。

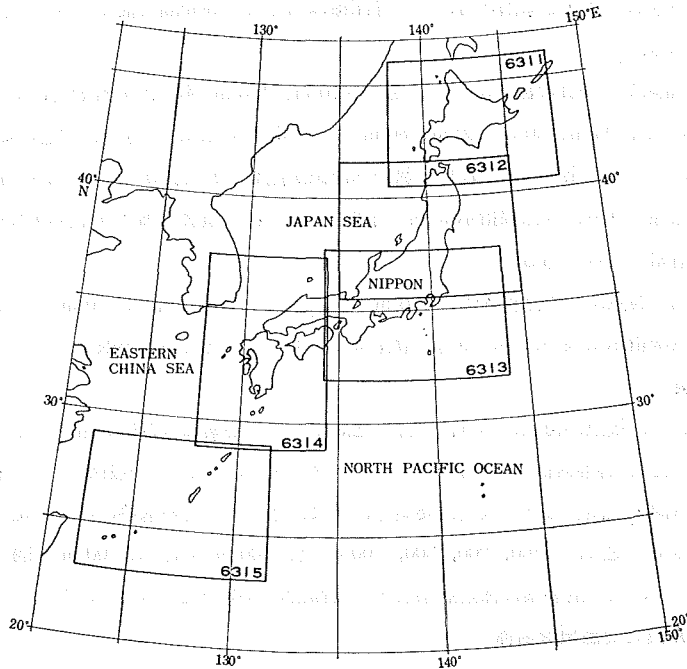


Figure 1 Publication plan of 1:1,000,000 bathymetric chart series

(ii) データコントロール表現*

海底地形測量は線の測量であり、測線の間は既存の水深や地球科学的データに基づき、等深線描画がなされている。この場合でも現在の地球科学的知識に基づく解釈の図にすぎないわけで、どのような資料に基づき等深線を描いたかを示し、別の解釈もありうることを明示する必要がある。このシリーズでは図中に密測区域（基本図測量）・測線・測点を灰色で等深線と重ね合わせて図示し、欄外には資料索引図を用いて資料の種類・年代の区別を明示した。

(iii) 投影法

航海用の海図の場合や、位置記入の容易さなどメルカトル図法はすぐれた長所をもつが、この図法では高緯度でのひずみが大きく、異なる緯度間の地形の比較等には適当ではない。それぞれの図法には種々の特徴があるが、図の目的に最も適した図法を選ぶ必要がある。このシリーズでは異なる緯度間の面積比較等ができることも考慮し、正角図法であり、かつ面積のひずみも小さい2標準緯線型のランベルト正角円錐図法を採用した。標準緯線はシリーズ全体が連続図になるよう考慮し、5図共通の30°と43°にした。

(iv) 経緯度格線および目盛

海底地形図が海の一般図として広く利用されるには、計画線やデータを容易に図上に記入できるような配慮が必要である。ランベルト正角円錐図法の場合、経線は直線であるが、緯線は曲線であり、位置の記入等がしにく

* 等深線がどのような資料に基づき描画されたかを示すため、資料の密度や配置を表現すること。

い欠点がある。そこで経緯度格線は1°間隔とし、輪郭および図の中央の経緯線にも1'間隔で目盛を施すことにした。

(v) 等深線・水深値

海底地形図では、しばしば、浅くて平坦な所では等深線間隔は狭く、深くて急な所では広く描かれる。これは傾斜について錯覚をひきおこさせる原因ともなる。等深線はあくまで等間隔で描くべきで、浅くて平坦な所は補助等深線とすべきである。

また、この場合の間隔は、後日の編さん等の見地から10 m, 100 m等の十等分法を採用すべきで、25 m, 50 m, 75 mなどの4等分法、20 m, 40 m, 60 m, 80 mなどの5等分法は、できるだけ避けるべきである。

水深値については、しばしば余り意味のない多数の水深値が記載された図がみられるが、海底地形図における海底表現の基本は等深線であり、等深線指示水深、閉曲線で示される顕著な高まりや深み以外の水深は、図を繁雑にするだけであり省略すべきである。

当シリーズでは上記の観点から等深線間隔は100 mとし、浅くて平坦な所では50 mの補助等深線を用いた。

また水深値は、等深線指示水深のほかは海溝の最深所、海山の頂など必要最小限のものにとどめた。

(vi) 陸部の表現

航海用の海図の場合は、視点が海上にあり内陸部の地形や人文的要素は大幅に省略される。海底地形図では、陸上地形との比較のうえでも内陸部の地形も表現されるべきであり、また、一般図として集落・交通・公共施設・行政管理区分・資源・危険物などの人文的要素も、縮尺に応じて一定の基準に従い表現されるべきである。

当シリーズでは、陸上の地形は、100, 200, 300, 500 m及び500 m以上では500 m間隔の等高線と、主要水系・湖沼を全域にわたり、人文的要素は都道府県名・主要都市のみを表現することにした。

(vii) 海底地形用語と海底地形名称

海底の地形では、しばしば同一の地形に対し異なった用語・名称が付与されている。これは種々の点で不都合であり、積極的に標準化・統一を進める必要がある。このような観点から当シリーズ記載の用語・名称は、海洋地名打合せ会で決定されたもののみとし、縮尺を考慮し、できるだけ詳しく記載するようにした。

(viii) 色表現

色の使用は立体感等の表現能力を高めるが、使用する色や段彩の区分の仕方に十分考慮する必要がある。このシリーズでは輪郭・表題等には墨、陸上の等高線はセピア、等深線は藍、データコントロール表現には灰色を用い、陸部は3色6段彩(0~200 m, 200~500 m, 500~1,000 m, 1,000~2,000 m, 2,000 m~3,000 m, 3,000 m以上)、海部は3色9段彩(0~200 m, 200~1,000 m, 1,000 m以深は1,000 m間隔)により大陸棚や海溝・大洋底の区別が容易で起伏感が出るような色の濃淡に工夫を行うこととした。

3. 北海道・東北日本周辺の海底地形

「北海道」・「東北日本」図幅に含まれる海域はFigure 2, 3に示したが、これらの図から、太平洋側・日本海側・オホーツク海側では海底の様子が全く異なっていることが分かる。

太平洋側は地形単元が大きく、地形が比較的単調で、島弧に平行して、7,000 mの水深で弧状に連なる海溝、陸側から海溝に向かって緩やかに傾斜する大陸斜面、海溝海側に5,000 mの水深で広がる大洋底とそこに散在する海山により特徴づけられる。

これに対して日本海側は、水深が浅く、大陸棚から深海底に向かう大陸斜面の部分に、地形単元も小さく不規則な起伏を有する大陸境界地の地形が島弧に雁行して走り、この境界地の沖合には水深3,500~3,600 mで低平

な深海盆が横たわっている。つまり日本海側は、対照的な大陸境界地と深海盆の地形により特徴づけられる。

千島列島・樺太・北海道にはさまれて位置するオホーツク海側の地形は、非常に単調で広い大陸棚と緩やかに傾斜する大陸斜面、水深3,000 mで低平な深海盆により特徴づけられ、日本海側とも対照的である。

プレートテクトニクスによると、日本列島周辺はアジア大陸と太平洋のプレートの境界域に当たり、両プレートの相互作用の観点から活動縁領域とされ、島弧と縁海に特徴づけられたプレートの沈み込み帯が存在する。

つまり、太平洋側では、太平洋のプレートが千島—カムチャッカ海溝、日本海溝において大陸のプレートの下に沈み込み、それに伴って種々の地形が形成され、あるいは変化を受ける。日本海・オホーツク海はいずれも縁海で、沈み込み帯背面の地殻内に何らかの原因で伸張力が生じた結果、拡大して形成された海である。そして、日本海とオホーツク海では、形成時あるいはその後の発達過程が異なるため、両者の間に差異が生じたとされる。

以上のように、北海道・東北日本周辺の海底地形は、特徴や成因から大きく3つの地形区に分けることができる。以下、各地形区ごとに、20万分の1の海の基本図、100万分の1の海底地形図から作成した断面図・図上での地形計測の値・文献等から各地形要素を記載し、その後で現在、問題となっている二、三の点についてふれることにする。

4. 日本海側の海底地形

(1) 海底地形の概観 (Figure 4)

日本海海底地形を概観すると、水深2,000~3,500 mの広大な平坦部を示す深海盆と日本海を取り巻く島

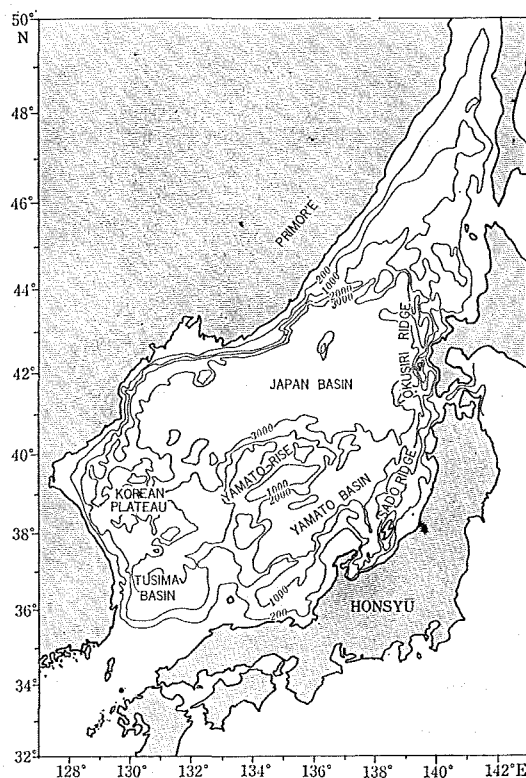


Figure 4 Outline of bathymetry of the Japan Sea

弧、大陸沿岸の大陸棚から深海盆に至る大陸縁辺部さらに深海盆中の大きな高まりの3つに大別できる。

(i) 深海盆

日本海北部を占める日本海盆は、水深3,000~3,600 mの広大な深海盆でところどころに海山を有し、中でも目立つのは北東部にあるボゴロフ海嶺(図幅外)で比高2,300 mを示す。海盆底は大陸側が浅く、北海道側で深く全体として大陸側から島弧に向かって緩やかに傾斜している。南部には、この深海盆から延びる湾入部があり、南東部の大和海盆、南西部の対馬海盆(図幅外)の2つが顕著であるが、いずれも水深は2,000~3,000 mで日本海盆より浅い。

(ii) 大陸縁辺部

大陸側と島弧側では様相を異にする。大陸側では、ほぼ海岸線に平行して発達する大陸棚から急傾斜で深海部に達する地形が大半を占めるが、朝鮮半島東側には水深1,000~1,500 mの台地状の朝鮮海台が張り出している(図幅外)。島弧側では水深1,000 m以浅の地形が複雑で、典型的な大陸境界地をなし、北海道沖の奥尻海嶺・東北日本沖の佐渡海嶺・西南日本沖の隠岐海嶺などの海底山脈が発達する。

大陸棚の形態は、大陸側では外縁水深100~200 m、幅約30 km内外で単調な大陸斜面に続いている(川上, 1970)。島弧側は富山舟状海盆を境にして異なり、その以東ではほとんどの地域が外縁水深100~160 mで大陸斜面と明瞭に区別されるが、能登半島以西では外縁が不明瞭な地形が水深500 m付近までみられ、深い大陸棚の地域となる。

(iii) 深海盆の高まり

日本海のはば中央に位置し、巨大な長円形の高まりをなす大和海嶺は、比高約2,700 m級の大海底山脈で、山陰沖から隠岐諸島をのせて北に延びる海底の高まりに続いている。

(2) 大陸縁辺部

日本海側の大陸縁辺部は、(i)能登半島以西、(ii)富山湾沿岸、(iii)富山湾以東から津軽半島まで、(iv)北海道西方の4つの地域に区分できる。

(i) 大陸棚 (Tables 1, 2)

(i) 能登半島以西から越前岬

能登半島以西では、大陸棚外縁が不明瞭な緩傾斜の地形が水深500 m付近まで続き、大陸棚外縁が異常に深いことが茂木(1953)により指摘された。この海域の外縁水深は230~500 m、幅は30~70 kmであるが、能登半島北方及び若狭湾沖(越前岬北西方)では、それぞれ230~270 m、350 mとやや浅い。この深い大陸棚は当初、通常の大陸棚が構造運動により沈んでいったと推定されたが、その後、この大陸棚上の水深140 m前後に段丘面が見つかったことから、この段丘面が通常の大陸棚に相当し、深い大陸棚はそれ以前の段丘面が構造運動により沈んでいったと考えられるようになった(佐藤, 1970a)。

深い大陸棚の地質構造をみると、外縁水深270~460 mの能登半島北西方では、傾斜した地層を切る明瞭な傾斜不整合面があり、その上に堆積物がのり、この堆積層が深い大陸棚を形成している(田口ほか, 1973)。

また、能登半島から隠岐諸島に至る大陸棚地域には厚い堆積層があり、堆積層中に古海水準を示すと思われる不整合面が存在する(Katsura and Kitahara, 1977)。これは全体的な沈降を示すものであろうし、事実、山陰地方では海岸付近における顕著な沈降運動が予想されていた(山陰第四紀研究グループ, 1969)。また、ここでの深い大陸棚を岩淵(1973)は縁辺台地と呼んだが、後述する三陸沖南部の大陸棚と同様の理由から、深い大陸棚として扱う方が妥当であろうと考えられる。しかし不整合面の形成年代、三陸沖南部の深い大陸棚との関係などは分かっていない。

(ロ) 富山湾沿岸

この海域は一般に大陸棚の発達不良で、幅は狭く、外縁水深は100 m前後と浅い。飯田湾、七尾湾沖では比較的幅が広く7~20 km、その他では2~5 kmと日本海側沿岸中で最も狭い。富山湾奥沿岸には、大陸棚外縁から大陸斜面を深く刻む海底谷が多数見られ、その谷頭は現陸上河川の河口近くに迫っているものが多く、溺れ谷だとされている(田山・佐野, 1952, 星野・岩淵, 1966)。

この海域で外縁水深が浅いのは、黒部川などの急流河川による粗粒堆積物が真の外縁部を被覆しているためであり、幅の狭さは、この海域での湾奥に向かったの向斜運動(奈須ほか, 1966)を反映しているのであろう。この運動は魚津の埋没林(藤井・島倉, 1963)の深さなどからみて現在も続いているらしい。

(ハ) 富山湾以東から津軽半島

この海域の外縁水深は100~160 mで平均140 m前後を示す。大陸棚の幅は越後平野、庄内平野、津軽平野の沖で約20~50 kmと広く、最大は新潟から粟島に至る沖合いで40~50 kmに達する。山地が迫る山麓海岸沖ではほぼ5~15 km程度と狭くなる。平坦面は不明瞭ながら9段に識別されるという(岩淵, 1968 a)。

この海域のうち、新潟から秋田にかけては馬の背付近を除き外縁水深は140 m前後にあるが、ここでは大陸棚の幅の広い所では、常に外縁付近に基盤の高まりや褶曲構造がみられ、その間を堆積物が埋めていることから、大陸棚の幅は大陸棚の内部構造により規定されていることが分かる(佐藤, 1970 a)。またこの海域の特色として、大陸棚外縁から大陸斜面を経て深海盆に至る地域には、起伏の激しい大陸境界地の地形が発達する。

(ニ) 北海道西方 (Table 2)

大陸棚は積丹岬を境にその南側では一般に発達が悪い。津軽海峡付近で20 km程度の幅をもつほかは10 km以下で、茂津多岬付近ではほとんど発達をみない。外縁水深は場所によりバラツキがあるがほぼ150 m前後である。

津軽海峡はわが国で初めて本格的な海底地形測量が実施された所で、小向(1956)、佐々(1969)など多数の報告があり、多くの段丘面が詳しい海底地形図から識別され、わが国の後水期海面変動の研究の端緒になった(湊, 1966)。また、この付近の大陸棚上には顕著な海盆が存在する。

積丹岬の北側は石狩湾から宗谷海峡にかけ広い大陸棚が発達している。その幅は石狩湾で約50 km、利尻島付近で約70 kmに達する。外縁水深は150 m前後である。増毛沖から利尻島にかけての大陸棚は外縁部に背斜構造(利尻・暑寒別隆起帯)をもつ堆積盆からなっており(佐藤ほか, 1973)、このような構造が幅の広い大陸棚

Table 1* Continental shelf (Japan Sea side, North-East Nippon)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge (m)	depth range (m)	mean gradient
W. of Kodomari Saki (小泊岬西方)	22	130	130~1,800	3.8°
Off Tugaru Plain (津軽平野沖)	20	150	150~1,800	3.9°
Off Henasi Saki (鱸作埼沖)	5	150	150~1,800	5.5°
Tigoki Saki ~ Oga Hantō (チゴキ埼~男鹿半島)	20	100~110	110~1,200	4.2°
Off Oga Hantō (男鹿半島沖)	7	160	160~1,400	4.7°

S. of Oga Hantō (男鹿半島南方)	32	160	—	—
Honzyō ~ Konoura (本荘~金浦)	11~18	140	130~400	3.0°
Vicinity of Kisakata (象潟付近)	9	130	130~400	2.2°
Hukura ~ Sakata (吹浦~酒田)	18~20	130~140	140~600	1.5°
Sakata ~ Atumi (酒田~温海)	17~21	150~170	170~600	1.4°
Atumi ~ Awa Sima (温海~栗島)	26	150	150~600	1.1°
Vicinity of Awa Sima (栗島付近)	24	110	110~700	1.4°
Awa Sima~Niigata (栗島~新潟)	50	140~190	150~600	2.2°
Off Kakuda Yama (角田山沖)	30	140	140~500	2.3°
Off Yahiko (弥彦沖)	10	140~150	150~500	4.0°
Honsyū side of Sado Kaikyō (佐渡海峡本州側)	10	130~140	140~400	1.9°
N. of Sado Sima (佐渡島北方)	26	150~160	160~600	3.7°
S. of Sado Sima (佐渡島南方)	11	110~120	120~800	5.6°
Kasiwazaki ~ Naoetu (柏崎~直江津)	15	120~130	130~1,000	4.5°
N. of the mouth of Kurobe Kawa (黒部川川口北方)	2	60~90	90~900	6.6°
Inside of Toyama Wan (富山湾奥部)	2~4	80~100	100~900	3.5°
Vicinity of Nanao (七尾付近)	7	110~120	120~1,000	10.0°
Vicinity of Noto Ogi (能登小木付近)	4	100	100~1,000	2.4°
Iida Wan (飯田湾)	18	120	120~600	1.5°
Off Suzu (珠洲沖)	9	110	110~1,500	3.5°
location	submarine terrace		(deep) continental shelf	
	width (km)	depth at terrace edge(m)	width (km)	depth at shelf edge(m)
N. of Noto Hantō (能登半島北方)	40	130~160	40~60	230~270
NW. of Noto Hantō (能登半島北西方)	60	160	50~60	270~460
W. of Noto Hantō (能登半島西方)	15	160	50	460~500
NW. of Kanazawa (金沢北西方)	25	130	70	500
Off Wakasa Wan (若狭湾沖)	3~30	120~140	30~70	350

* partly after Sato *et al.* (1971)

Table 2* Continental shelf (Japan Sea side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
W. coast of Rebun Tō (Mototi) (礼文島西岸(元地))	4	140	140~500	2.4°
W. coast of Risiri Tō (Kutugata) (利尻島西岸(峯形))	14	140		
Off Tesio Kawa (天塩川沖)	67	160	160~220	0.5°
Off Tomamae (苫前沖)	38	160	160~320	2.6°
Off Ohuyu Misaki (雄冬岬沖)	8	140	140~650	0.8°
NW. of the mouth of Isikari Kawa (石狩川口北西方)	55	165	165~770	1.3°
N. of Yoiti (余市北方)	23	150	150~750	4.1°
Off Syakotan Misaki (積丹岬沖)	10	150	150~770	3.4°
Off Iwanai (岩内沖)	9	140	140~400	3.0°
Off Motta Misaki (茂津多岬沖)	2	140	140~3,200	12.3°
Off Esasi (江差沖)	9	130	130~1,200	8.7°
Off Matumae (松前沖)	9	140	140~1,300	9.4°

* partly after Sato *et al.* (1973)

をもたらしと思われるが、北部の海域では外縁部まで完全には埋め尽くされていない(茂木・佐藤, 1975)。

海底段丘は各地でその存在が知られているが、詳しい調査の行われた石狩湾では水深 20~30 m, 35~50 m, 55~65 m, 75~85 m の 4 面が認められる(佐藤・茂木, 1981)。なお、奥尻島南方には大陸棚に対比される外縁水深 120~150 m の島棚が発達する。さらに、大陸棚の沖合に広がる大陸境界地の諸堆のうち、武蔵堆・小樽堆は大陸棚に対比される平頂面を有し、水深 180 m 前後に外縁に相当する傾斜変換点がある。

(ii) 大陸境界地 (Figures 7, 8, 9, 10)

大陸境界地の地形にも富山舟状海盆を境にして、その西側と東側では大きな違いがある。

(i) 能登半島以西から越前岬 (Figure 7, Figure 8a ①~⑩)

この海域は前述の深い大陸棚から急傾斜の大陸斜面をへて深海盆に達するが、能登半島北方では水深 200~1,000 m の緩やかな傾斜の台地を経た後、急傾斜で水深 2,500 m の大和海盆に達している。

若狭湾の北方には北東-南西の方向性を有する 3 列の高まりがある。これらは大陸棚外縁部に当たる越前堆列(水深 10.9~107 m)、深い大陸棚の外縁に続く若狭海丘列(水深 619~1,200 m)、さらに隠岐舟状海盆を挟んで隠岐海嶺の北東部(水深 373~1,500 m)であり、若狭湾口部には埋没した北東-南西方向の基盤の高まりもみられる(茂木, 1977)。これらの同一方向を示す高まりは、後述する「大和堆方向」を示しているようにも思われるが、地質構造的に能登半島・富山湾・若狭湾以西にどのようにつながるのか、またその意味合いはどのようなのかといった点については良く分かっていない。

隠岐海嶺と若狭海丘列に取り囲まれた隠岐舟状海盆の東半部は、幅 10~20 km、水深 1,700 m の平坦な海盆

底を有し、上縁との比高は 1,300 m を示す。海盆東縁部は水深 1,500~1,600 m のシル (sill) で大和海盆と境されている。

白山瀬は、能登半島北方沖の深い大陸棚から延びる緩やかな台地につながる高まりで、北西—南東の方向性を有する長径 43 km、短径 13 km のほぼ長方形をなす地塊である。500 m 等深線によって最浅水深 239 m の西堆と 252 m の東堆に分けられる。堆の形態は西、東堆の高まりが地塁状、その間の低地が地溝状を呈している。白山瀬を構成する諸堆は、富山舟状海盆を境にして向かい合う佐渡海嶺の諸堆と同時代の同様岩石から成るが、互いに逆ハの字状に雁行して配列している (茂木, 1977)。この点については (5) でもふれる。

この海域の大陸斜面には直線的な構造的な海底谷が 2 条見られる。東—西方向の西能登海底谷 (仮称) とほぼ北東—南西方向を有する南大和海底谷 (仮称) で、それぞれ長さは 55 km, 27 km、平均傾斜は 2.6° , 1.5° を示している。

(c) 富山湾沿岸

大陸境界地の発達はないので省略する。

(c) 富山湾以東から津軽半島

前述のとおり、この海域では大陸棚と深海盆の間の地域に、起伏の激しい典型的な大陸境界地が発達するが、起伏の度合い、大陸境界地地形の表れる深度によって以下の 2 つの海域に区分し、さらに前者を 2 つに細分した。

① 柏崎沖～男鹿半島沖

① a 柏崎沖～新潟沖 (佐渡島南半部を含む)

① b 新潟沖～男鹿半島沖 (佐渡島北半部を含む)

② 能代沖～津軽半島沖

① a 柏崎沖～新潟沖 (Figure 8b, ⑪～⑬)

この海域は地形の起伏も単調でかつ比高も 200~300 m と小さい。南—北方向に長径 10 km、最浅水深 105 m の佐渡堆と、佐渡島の南東岸と本州の間にある長径 30 km、短径 15 km の 500 m 等深線で囲まれた楕円形の平坦な海盆底を有する佐渡海盆 (最水深 523 m) がみられる程度で、外縁部は急斜面を経て富山舟状海盆に達する。米山 (高さ 993 m) から佐渡堆を経て佐渡島へと続く高まりは、その後海面下に没して佐渡海嶺につながっている。

① b 新潟沖～男鹿半島沖 (Figures 8b, c, ⑭～⑲)

新潟沖と佐渡島北半部を結んだ線から男鹿半島沖にかけての海底は、日本海でも有数の起伏に富んだ大陸境界地を形成しており、地形断面から南部と北部の 2 つのグループに分類される。

前者 (Figure 8b, ⑭～⑲) は佐渡島北半部から最上堆までの南半部の海域で、地形の比高は 500~1,000 m で起伏に富む。堆頂面は良く発達し、地塁・地溝より成る多数の堆列と海盆が連続して分布する。また堆頂面の水深は西側にいくにつれて階段状に深くなる傾向を示している。

後者 (Figures 8b, c, ⑲～⑳) は最上堆から男鹿半島沖までの北半部で、比高 1,800~2,700 m と大きく起伏に富んだ地形が前者に比べかなり深い所まで及んでいる。堆の発達は飛鳥から北に延びる堆列では良好であるが、その他の所では堆頂面の発達が悪く、南半部のような明瞭な地塁・地溝状地形を示していない。

この海域の地形は、海岸線の方向に沿って、ほぼ北北東—南南西の方向性をもつ佐渡海嶺と奥尻海嶺南部、及びこの両者に挟まれた最上舟状海盆とから成り、これらの地形はさらに多くの諸堆列、小海盆、海底谷などを伴っている。

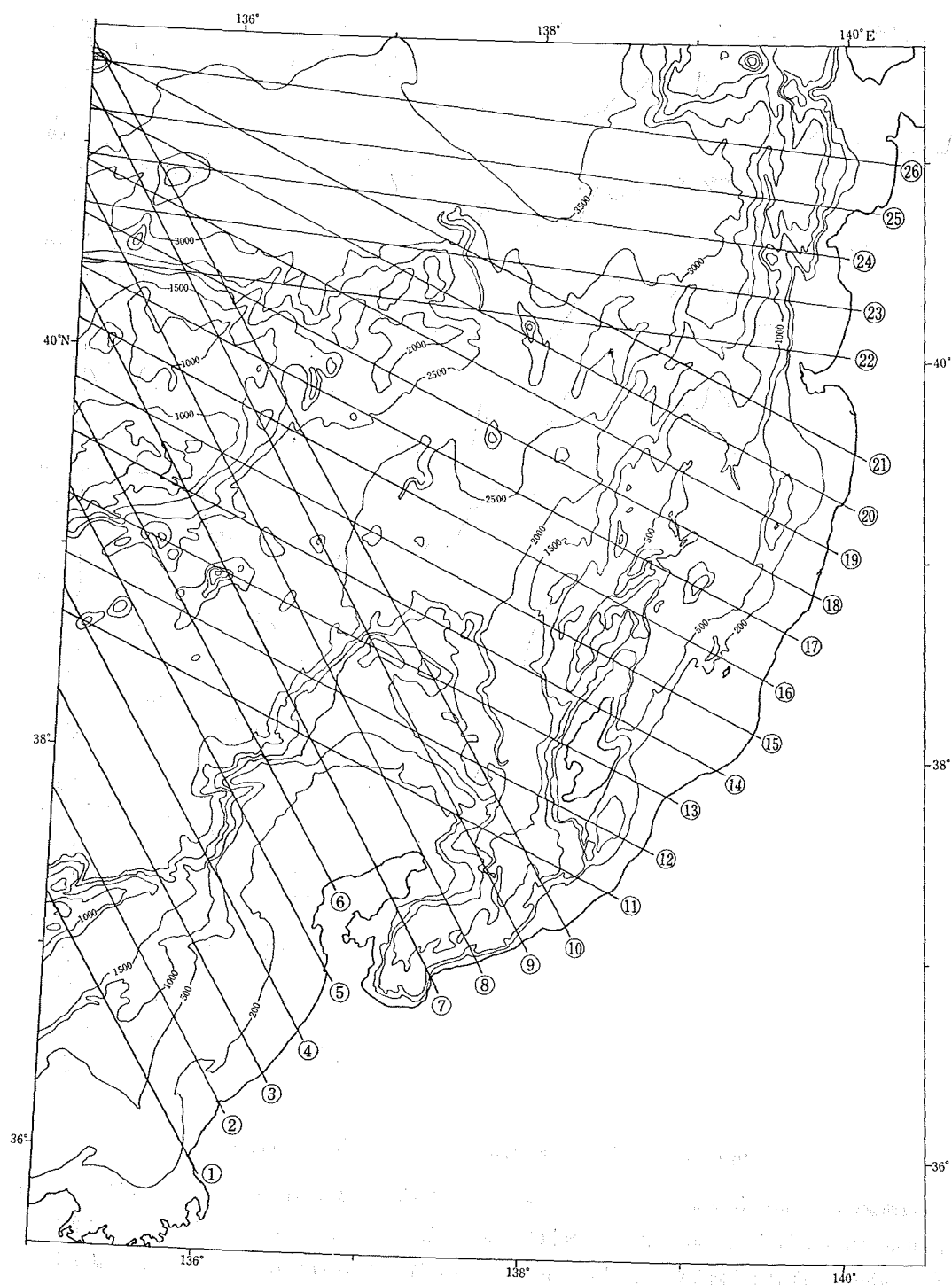


Figure 7 Location of profiles (Japan Sea side, North-East Nippon)

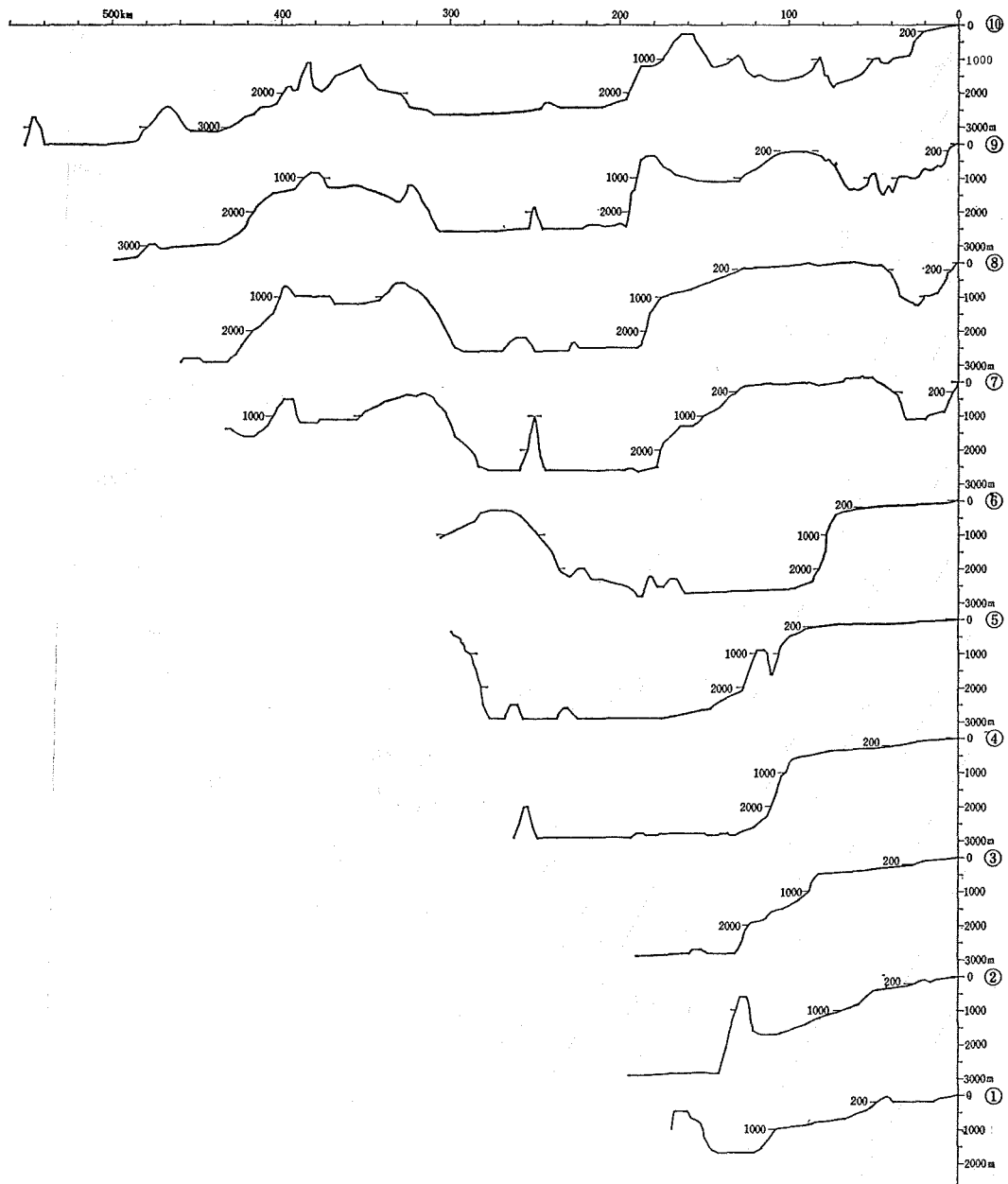


Figure 8a Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

佐渡海嶺は、米山から佐渡島をのせる高まりに続く全長約 240 km の海底山脈で、北端はチゴキ埼沖で、水深 3,200 m の日本海盆に埋没する。全体として海嶺の東部と佐渡島周辺で浅く、西方と北方に向かって次第に深くなる。海嶺中の諸堆は主方向とやや斜交し、北東—南西方向に雁行状に配列するが、北部の諸堆は東側が東落ちの断層で切られた傾動地塊（茂木・佐藤，1958）であり、最上堆はその代表的なものである。なお、粟島付近では新潟地震の前後に海底地形測量が実施されたが、地震時の動きはまさに同方向の傾動を示しており（Mogi *et al.*, 1964）、この海域の大陸境界地の地形は、新潟地震時のような動きの累積により形成されたと考えられる。

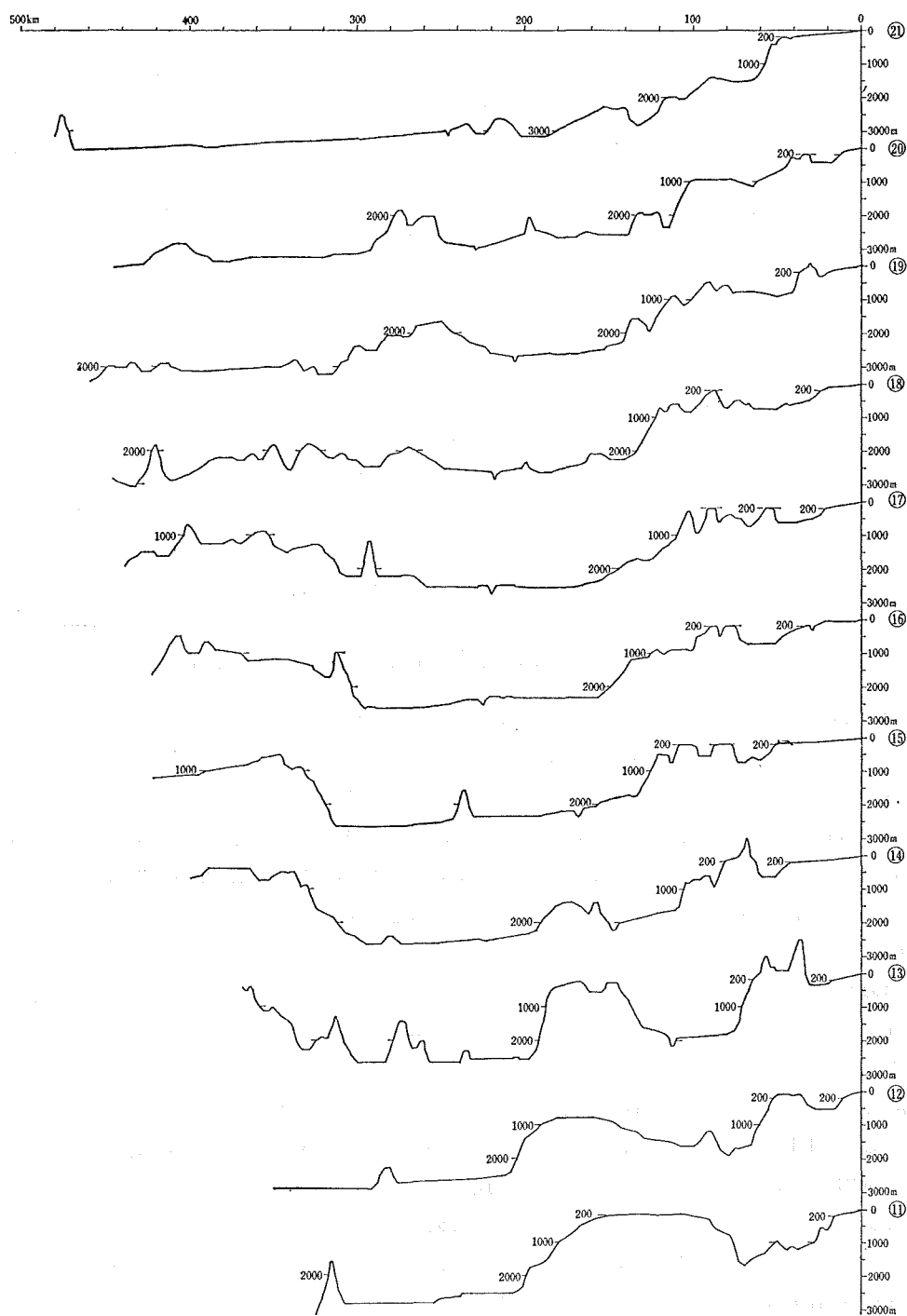


Figure 8b Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

海嶺北西方には、2,500 m 等深線により H 字型に示される堆状の地形（最浅部は 2,200 m 閉曲線）がみられるが、Figures 8b, c, ㉑㉒によれば、佐渡海嶺の北西方への延長が日本海盆中に頭を出している高まりと思われる。

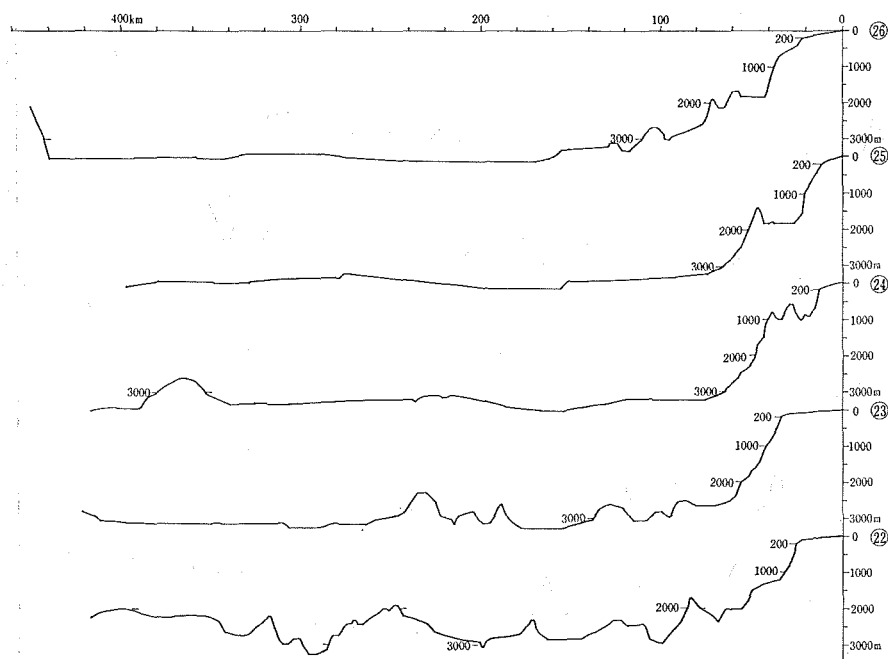


Figure 8c Profiles of the Japan Sea side (North-East Nippon)

最上舟状海盆は、佐渡海嶺東側の諸堆列と東北日本沿岸の大陸棚の間を、両津湾沖から北へ、水深3,000 m前後の日本海盆に開口する全長約280 kmの舟状海盆である。海盆の主軸は南側では北北東—南南西方向であるが、男鹿半島沖より北側では、北北西—南南東方向に緩やかな弧を描く。海盆底の幅は10~45 kmで新磯の西側で狭く10 km未満である。海盆底は堆積物による埋積や多数の海底谷により起伏に富むが、北方に向かって深くなり、数百メートルの落差をもつ斜面で水深700~1,000 m, 1,300~1,500 m, 2,500~2,700 mの面などに区別される(岩淵, 1968 a)。そして平坦面の境の部分には基盤の高まりがあることが知られている(桜井・佐藤, 1971)。

最上深海長谷は、最上舟状海盆の平坦面の部分では浅く刻み、境の斜面の部分では深く刻んで(岩淵, 1968 a)、断続しながら水深3,000 mの日本海盆に達する全長185 kmの海底谷である。この谷の上流部は逆Y字型を成す2つの支流から成る。

東側の谷は直線状に水深800~1,000 mの海盆底を刻み、西側の谷は最上堆の東側斜面上部から始まり、斜面の基部に沿って北上し、両者は水深1,100 m付近で合流する。水深1,300 m付近では不明瞭となるが1,600 m付近より顕著になり、2,500 m付近に至って再び不明瞭となる。

奥尻海嶺は、飛鳥の高まりから北方に延びて新磯・男鹿向瀬に至り、それより北側は一たん大陸棚外縁に隠れるがチゴキ埼沖から再び出現してさらに北に向かう。堆頂面の発達は良く、水深はほぼ大陸棚外縁と一致する。

② 能代沖~津軽半島沖 (Figure 8c, ②③~②⑥)

この海域の南半部は、前述の佐渡海嶺と最上舟状海盆がほぼ日本海盆に消失した場所に当たり幅の狭い大陸棚から大陸斜面に移行する単調な地形を呈する。しかし鱧作埼から始まる北半部は、チゴキ埼から続く奥尻海嶺の高まりが出現し、この付近から北海道西方にかけては再び起伏に富む典型的な大陸境界地が発達する。南半部はFigure 8c, ②③で示すように、幅約35 kmの大陸棚から比較的急斜面で2,500 mの深海盆に達する。水深2,500~

3,000 m には佐渡海嶺・最上舟状海盆の延長とみられる地形が残されている。

北半部では、奥尻海嶺の出現による堆列の高まりと西津軽海盆や小海盆の配列により、地形はしだいに複雑化するようになる。地形の比高は2,000 m と大きく、水深2,000 m 前後の深所で大陸境界地地形の凹凸がみられる。

この範囲の奥尻海嶺は、水深800~1,900 m ではほぼ北一南の方向性を有し、堆頂面の発達は余り良くないが、一部に地塁・地溝状の地形が見られる。

奥尻海嶺東側斜面と津軽半島沖合い大陸斜面とに挟まれた西津軽海盆は、北東一南西方向に延びる細長い海盆で長径は50 km、短径は15 km を示している。海盆底は、大部分が水深1,800 m 前後で平坦であるが、中心部では1,900 m とやや深い。

(二) 北海道西方 (Figures 9, 10)

この地域の大陸境界地は、西方の日本海盆との境を南北400 km 近くにも及ぶ奥尻海嶺に限られる幅60~150 km の海域である。地形的には、北部の石狩海盆から利尻舟状海盆に至る水深200 m から800 m の浅い部分と、その沖合から南部にかけて広がる水深1,000 m から3,300 m に及ぶ深い部分とからなる。南部では浅い部分を欠いているため、大陸棚外縁から水深3,600 m に達する急斜面が形成されている場所もある。

北部の浅い部分では利尻舟状海盆にのぞむ利尻島西方を除いて顕著な大陸斜面は存在しない。大陸棚の沖合には広大な堆がひろがり、このうち武蔵堆の一部と小樽堆は前に述べたように大陸棚に対比される。これらの諸堆は、地質学的には地層の複雑なつながりで形成されている(佐藤ほか, 1973)が、地形的には比較的ゆるやかな起伏をもった一続きの単純な形態を有している。また堆の間に広がる海盆・舟状海盆も、利尻舟状海盆が水深300 m 付近から始まる幅の広い谷状の地形をなすほかは、天売舟状海盆が水深300 m に、石狩海盆が水深700~800 m に平坦面をもつ穏やかな深まりである。

武蔵海盆から南に広がり西側で奥尻海嶺に限られる幅60~150 km ほどの海域では、海山・海盆等の比高が大きくなり、しかも全体としてはほぼ南北方向の配列をもつとはいえ、個々の地形は複雑な配置を示し、起伏に富む大陸境界地を形成している。成因上は数列の断層と褶曲により生じた地形群であって、海嶺・海山等は傾動地塊または背斜部、その間の海盆等は断層角盆地または向斜部とされ、石油開発公団などの調査結果は石狩湾から武蔵堆西部に至る大陸境界地がグリンタフ地域^{グリンタフ}の海域への延長部であることを示している(奥田, 1979)という。

積丹岬以西では大陸斜面を刻む利尻・石狩・積丹の海底谷がみられるが、規模はいずれも小さい。北部の積丹海丘群は比高300~500 m ほどの数個の深い堆からなり、地形的には武蔵堆に連なっている。このうち東積丹海丘は西側に傾く堆頂面を有する。また、その西方の忍路海山・海洋海山は奥尻海嶺の延長部とみられる。後志海丘群のうち、後志海山は山体の直径が10 km あまりと小規模ながら、1,500 m 以上の比高を有する円錐状の顕著な海山である。後志海山の南には水深3,200~3,300 m に広大な平坦面を有する後志舟状海盆が広がる。

海盆底は厚い堆積物で埋積されており、タービダイト海盆と推定される。この海盆の東側には比高3,000 m 以上の大陸斜面がみられ、寿都海底谷・茂津多海底谷をはじめとするいくつかの海底谷が刻んでいるが、谷線が直線的であることなどから構造的な成因をもつもの(茂木, 1977)と考えられる。また、寿都海底谷は大陸棚上に始まり海盆底近くまで連続する直線的な流路をもっている。南部の奥尻海盆も水深1,300 m 付近に広大な平坦面を有するタービダイト海盆である。この海盆の北側にも構造的な江差・熊石・乙部^{くまいし おとべ}などの海底谷(陽・星野・北川, 1954)が知られている。

東西方向に広がる松前海台はこの海域としては特異な地形で、松前大島と一連の火山地形と推定される。これ

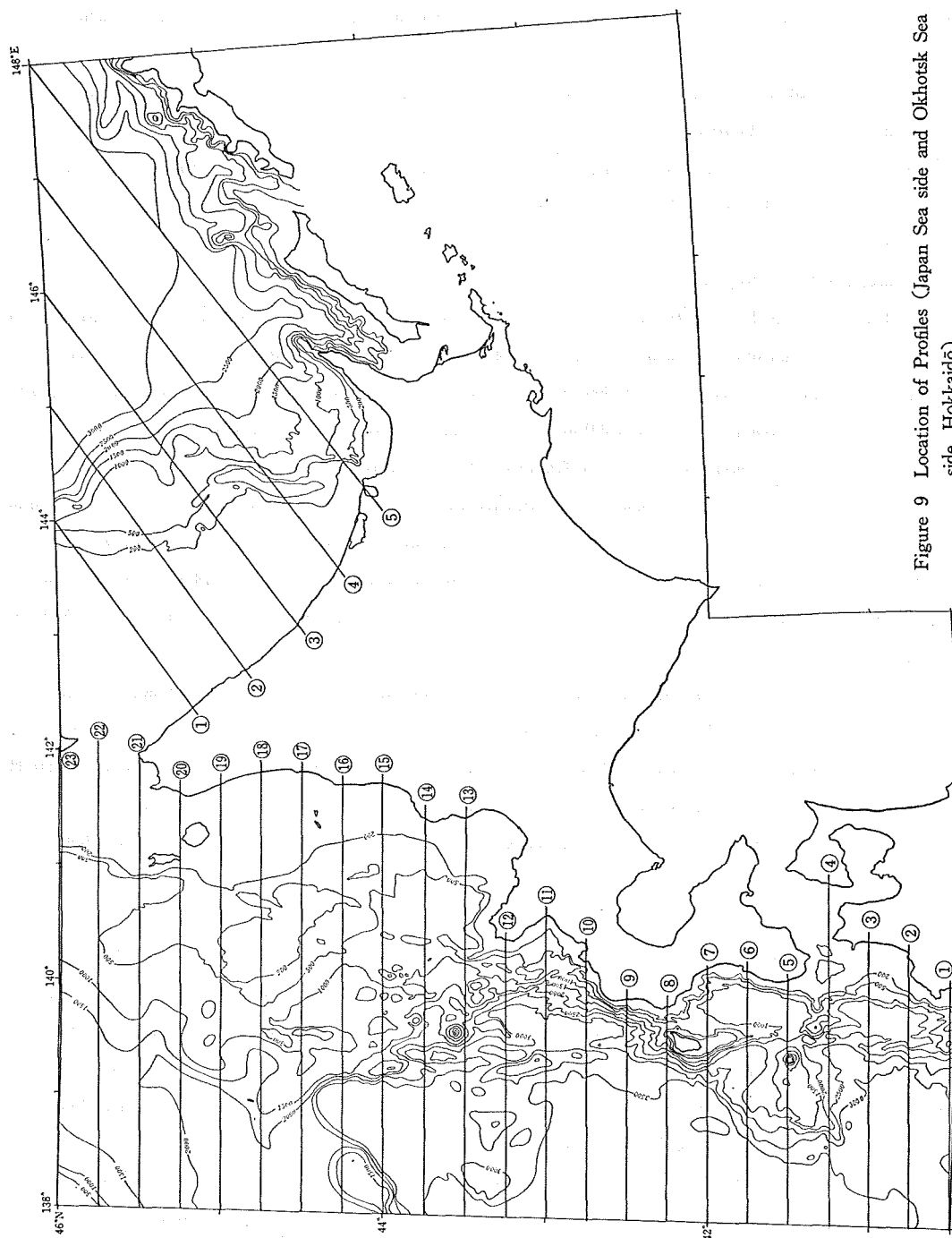


Figure 9 Location of Profiles (Japan Sea side and Okhotsk Sea side, Hokkaido)

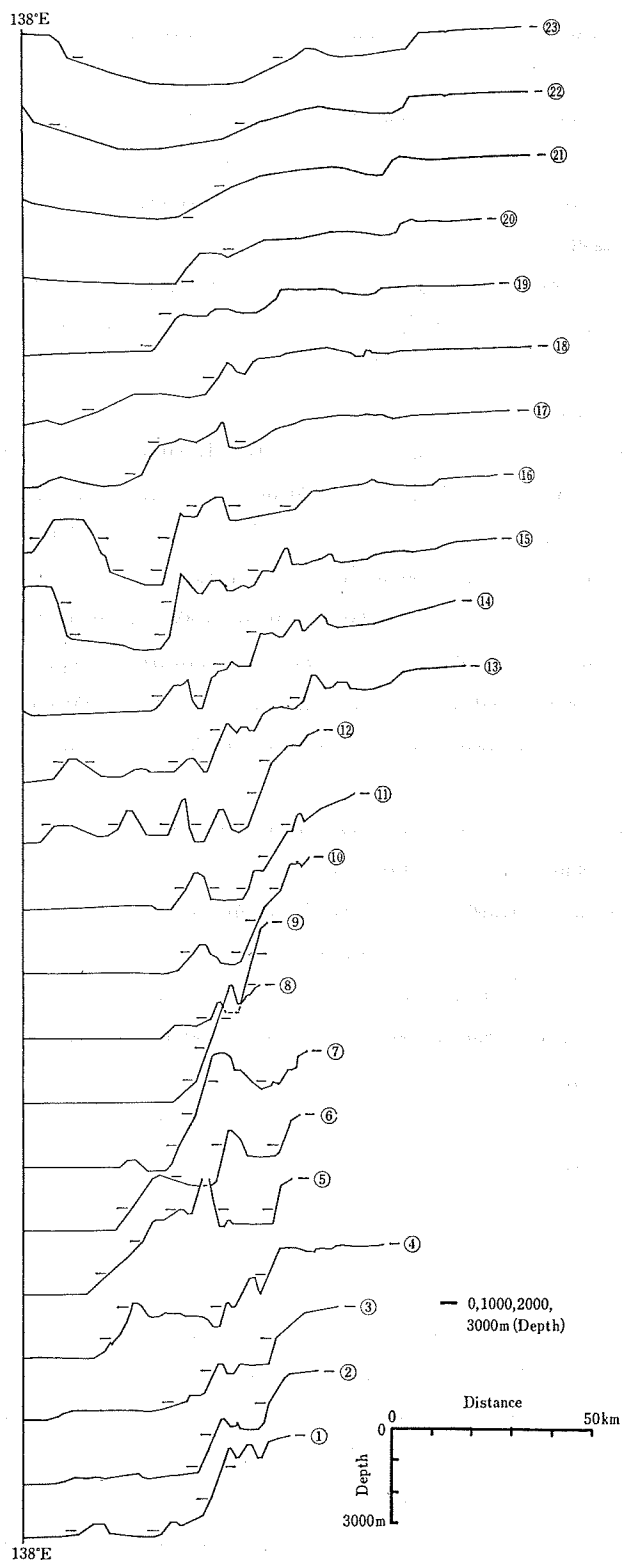


Figure 10 Profiles of the Japan Sea side (Hokkaidō)

らの地形の西縁をなす奥尻海嶺は傾動地塊で、北北東—南南西の方向に延び、佐藤(1979a)のいういわゆる「朝鮮方向」を示すもので、西側斜面は急崖となって日本海盆に至る。方向性については(5)でもふれる。

この付近の海底地形の全般の方向はこの「朝鮮方向」である。しかしただ一つ、この方向と斜交する急斜面が茂津多岬から奥尻島西方を通り、南西方に延びている。茂木(1977)はこの急斜面を茂津多海底崖と呼び、この線を境として海底の様子が異なることを指摘したが、この線の地質構造的意味合いは良く分かっていない。

(iii) タービダイト盆地

日本海の大陸縁辺部とその周辺には、構造的な凹地が陸側からの混濁流の堆積作用によって埋積されたタービダイト海盆が発達している。なお、大陸境界地内のタービダイト海盆(最上舟状海盆、奥尻海盆等)についてはすでに述べたので省略する。

(i) 富山舟状海盆と富山深海長谷

全長約 230 km、幅 20~45 km の富山舟状海盆は、水深 1,000~1,200 m の富山湾底から水深 2,000 m の大和海盆に達する海盆である。富山湾から糸魚川沖までは約 80 km の長さを有し北東—南西の方向性をもつが、糸魚川沖では南—北方向に向きを変え、糸魚川沖から舟状海盆末端までの長さは約 150 km である。富山湾奥部では大陸棚外縁を切る海底谷により、水深 1,200 m 以深では富山深海長谷により刻まれている。海盆底は南から北へ階段状に深くなり、ほぼ 3 段の平坦面(水深 800~1,000 m, 1,000~1,200 m, 1,600~1,800 m)に区分される(岩淵, 1968a)。深海長谷が大和海盆に達する部分には富山深海扇状地が発達している。この扇状地は白山瀬北東約 40 km の水深 2,000~2,100 m の狭あい部付近を扇頂とし、半径約 100 km で水深 2,500 m 付近まで扇形の広がりをもつ。扇状地の地形断面は深海長谷の西側では階段状をなすが、東側では自然堤防が卓越し、非対称形をなす。

タービダイト盆地の特徴としては、①海盆底堆積物の層理は水平な縞目模様を示し、構造的な両側斜面の基底面にアバットしている。②堆積物は海底下の凹地をほぼ水平におおっており、海盆底は平坦な地形をなす。③平坦面の表面には混濁流の流路である深海長谷が見られ、谷の両側には周囲より盛り上った自然堤防を有し、さらに扇状地の発達に加わることもある、などの性状が見られる。

珠州岬の北東方 60 km 付近から白山瀬に調和する方向に、富山舟状海盆から北西に分岐する長さ 70 km、幅 15 km の舟状海盆がある。水深は 1,000~1,700 m で、1,400~1,500 m に平坦面がみられるが、この海盆の形成は白山瀬の形成と密接に関係しているのだろう。

富山舟状海盆の位置はフォッサマグナの北方延長にあり、ここを境にして東北日本・西南日本の大陸棚、地形の方向性等、大陸縁辺部の様相が一変する。

富山舟状海盆の成因については、日本列島が折れ曲ったため、その割れ目として生じたとする考え方をはじめ種々あるが確定されたものはない。ただ、構造的なものであることはほぼ確実で、日本列島の骨格にかかわる性質のもので今後の重要な研究課題である。なお、この点については(5)でも若干ふれる。

富山深海長谷は、富山湾底の水深 1,200 m 付近から現れ、ゆるく蛇行しながら富山舟状海盆を北上して富山深海扇状地にいたる。扇状地扇端付近から著しい蛇行を繰り返し、大和海嶺の東側を迂回する。迂回した後は再び扇状地上に流路をとり、蛇行しながら水深 3,400 m 前後の日本海盆中に達する。この谷は全長約 670 km、比高 2,200 m、平均傾斜 11.2° の極めて緩やかな流路をもち、ほぼ全域にわたって自然堤防の発達をみる。とくに蛇行部分で発達が著しいが、左岸よりも右岸の方が発達が良く地形断面は非対称形をなす(岩淵, 1968a)。深海長谷の成因は明らかに海底侵食谷(田口ほか, 1973)であるが、地形断面の非対称形の原因については不明である。

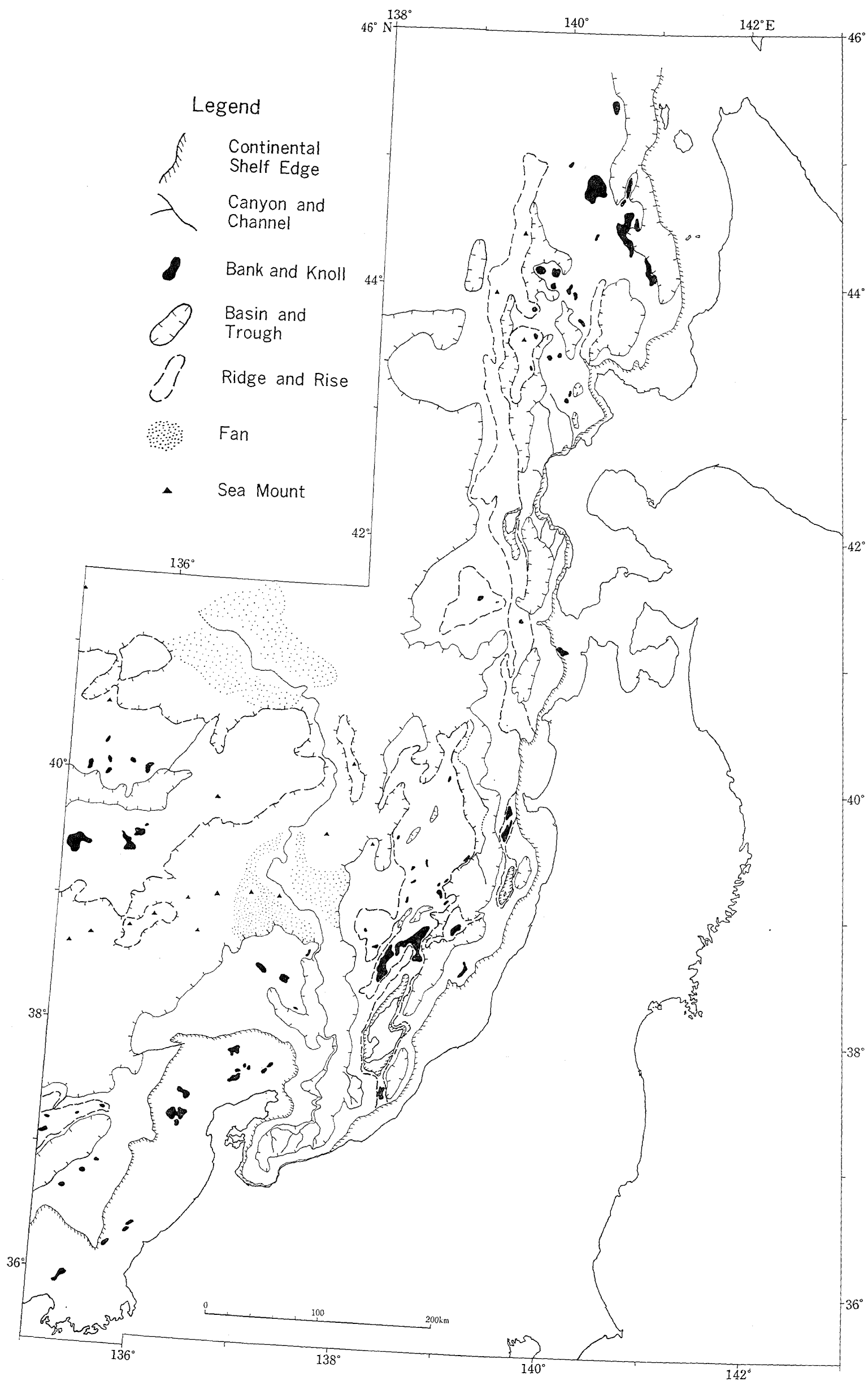


Figure 11 Morphological divisions of the Japan Sea side (Hokkaido and North-East Nippon)

(ii) 大和海盆 (東部)

図幅内には大和海盆の東部が含まれている。この海盆は北側を大和海嶺、南側を隠岐海嶺と能登沖の大陸斜面、東側を佐渡海嶺に境され、東部には富山深海扇状地もみられる。海盆は北東—南西方向に長軸を有し、その長さは470 kmで幅は最大180 kmである。縦断方向の地形断面は扇状地の部分で浅く、水深2,200~2,500 mを示すが、扇状地の南西、北東側では次第に深くなり水深2,900~3,000 mとなる。横断面形 (Figures 8a, b, ②~⑩) は本州側から大和海嶺側に向かって緩やかに傾斜しているが、これは本州側から堆積物が供給されていることを示しているであろう。

海盆地には、堆積物の埋積からまぬがれた大和海山・明洋海山・第2明洋海山・第3明洋海山・マツ海山等の比高400~1,800 mの海山・海丘が多数みられる。なお、この海盆の地殻は日本海盆同様海洋性であることが知られている。

(iv) 大陸縁辺部のまとめ

- ① 東北日本日本海側の大陸棚の輪郭は、海岸線の輪郭と密接な関係を有し、海岸線が浅く湾入している沖積平野海岸で張り出し、海岸線が突出している山麓海岸で湾入しているという逆の関係を示している (茂木・佐藤, 1975)。これはこの地域に特徴的な地体構造 (断層盆地と地塁山脈の配列) の影響が大陸棚に現れたものであろう。
- ② 富山湾の大陸棚の発達が悪いのは、富山側から湾中央部に向かっての傾動運動の結果であり、また外縁水深が浅いのは扇状地堆積物が大陸棚上に厚く堆積しているためである。
- ③ 能登半島以西には深い大陸棚が存在するが、水深140 m前後に段丘面が見つかっており、これが通常の大陸棚外縁に相当し、深い大陸棚はそれ以前の段丘面が沈降運動により沈んでいったもので通常の氷河性海面変化による大陸棚と異なり構造運動の所産といえる。なお、深い大陸棚については6(5)(i)でもふれる。
- ④ 大陸棚の形成は全世界的な氷河性海面変化に由来しているが、能登半島以東の大陸棚の幅は外縁部の地塁状の高まりやこれと海岸との間の堆積物の流入の割合によって規定されており (茂木・佐藤, 1975)、結果として大陸棚は氷河性海面変化と地質構造の二つの要素の重なり合いによって形成されている。
- ⑤ 大陸棚外縁の深さは平均すると140 m前後で分布しているが、大嶋 (1978) は16,000 ± 1,000 年前の海面低下は80 m程度であり、最大海面低下はリス氷期 (1×10^5 年前) の120 ± 10 mであるとする考えを述べている。日本海側のこれまでの事例では、この考え方は無理があるようだが、この点については6(5)(ii)でもふれる。
- ⑥ 東北日本から北海道にかけての日本海側で見られる典型的な大陸境界地は、この海域の断層・褶曲などの構造運動・方向性・規模が陸上の新第三系と類似している点が多い (佐藤, 1971)。すなわちこの海域の地形は海水におおわれている点を除いて陸上と同一の構造発達史をもつグリーンタフ地質区に属するものと考えられ、大陸棚や堆は海面上に現れていたため平坦化されたが、大陸境界地は海面下で形成されたため、構造地形の原形を保っているのである。
- ⑦ 海盆は堆積物の堆積と同時に形成された向斜構造または断層角盆地で、海盆底の表面は新期堆積物の埋積により、平坦化されている。

(3) 日本海深海盆

図幅内には日本海盆の東縁及び南東縁部が含まれている。南東縁部では、ほぼ3,000 m等深線で大和海盆・最上舟状海盆と接している。この付近から北に向かって徐々に深さを増して、水深3,600 mの平坦部に至る。特に目立つのは、富山深海長谷が大和海盆を横断し、大和海嶺の東端を右に迂回して北西方に流路を変えるあた

りから、扇状地状地形を形成していることである。

東縁部では深海盆は北海道西方の大陸境界地西側の急斜面により境されている。奥尻島西方約 30 km の 3,700 m 等深線で囲まれた深みは、最大水深 3,704 m を示し、現在のところ日本海の最深所となっている。日本海盆の深所は、北海道西方の大陸境界地に続く大陸斜面が深海盆に落ちこんだ所の沖合いにみられる。日本海が東側で深いのは大陸境界地で陸側からの堆積物がトラップ (trap) されているからであろう。

日本海における深海掘削は 1973 年 6～8 月の間に、大和海盆中の富山深海長谷 (Site 299)、日本海盆 (Site 301)、北大和堆北東部 (Site 302) で行われたが、上部中新統に達したのみで堆積物の下限は確認されていない (小泉, 1977)。なお、ここでの地殻は海洋性であることが確認されている。

(4) 大陸性の高まり

日本海中央部には、北東—南西の方向性を持つ長径約 400 km、短径約 200 km の長円形の大きな高まりがある。最浅部の水深は 236 m で、水深 3,000 m の深海盆からそびえ立つ比高約 2,700 m 級の大山脈である。この高まりの真ん中を長円の長軸方向に水深約 2,000 m の細長い地溝状の落ちこみが走り、高まりを二分している。

北側が北大和堆、南側が大和堆で両方を大和海嶺と総称している。地震探査の成果によれば、大和堆と北大和堆の下には花崗岩層に特有な速度の層 (数 km と薄い) が見られ、この地殻が大陸性のものであることを示している。しかし、大和堆と北大和堆の間の落ちこみの地殻構造は、花崗岩層がなく海洋性地殻であるらしい (小林・佐藤, 1979)。

図幅内に含まれる大和海嶺は、135°E 以東の大和堆東部、拓洋堆および東に延びる高まりである。これらは海嶺主方向と若干、斜交する東北東—西南西を示し、隠岐海嶺北東部とは調和するが佐渡海嶺とは斜交する。南側斜面は水深 2,500 m で大和海盆に、北側斜面は 3,000～3,400 m で日本海盆と接している。

北大和堆と大和堆の間の地溝状の落ちこみに続く地形は、東側では水深 1,100～1,500 m と浅くなり平坦な階段状を呈する。その南側には堆頂面水深 300～500 m (最浅水深 236 m) の大和堆東部が、北側には堆頂面 500～800 m の拓洋堆があり、これらのさらに東方には堆頂面 1,000～1,700 m の孤立する数個の堆が見られる。堆頂面の発達には西側が良く東側に行くに従い悪くなる。この結果、西側は比高 2,000 m 近い台形状の地塊を示し、東側は比高 1,000 m 前後の波状の起伏に富む地形がみられる。

大和堆周辺の堆頂面には、後述するように熔結凝灰岩を含む酸性火山岩類の礫や岩盤の露出が認められ、これらは飛騨山地や中国山地を構成する岩石と類似性のあることが知られている。

拓洋堆から北方に延びる尾根に沿っては全長 60 km、比高 1,800 m、平均傾斜 1.7° の直線状の大和海底谷 (仮称) がみられ、構造性的なものと思われるが堆の斜面を刻んで日本海盆に達している。

(5) 日本海側の海底地形に関する諸問題

日本海側の海底地形に関しては、富山舟状海盆の成因、舟状海盆を境とする大陸縁辺部の相違をもたらした原因、能登半島以西の深い大陸棚の起源等、数多くの問題があるが、ここでは日本海の起源について若干議論する。

最近では、前述のように大和海嶺は大陸性地殻から成り、深海盆の部分は海洋性地殻から成ることが明らかにされているが、以前から日本海の大和堆・隠岐堆・能登西方など山陰地方の日本海側には熔結凝灰岩を含む酸性火山岩類の礫や岩盤が広く分布することが佐藤・小野 (1964) により指摘され、これらは濃飛流紋岩類に対比された。これらの火山活動は後期中生代から古第三紀にかけて日本列島の日本海側と沿海州で行われ、熔結凝灰岩を含むことから陸上での火山活動であることが知られている。その後、濃飛流紋岩型の熔結凝灰岩は白山嶺 (星野・本間, 1966)・武蔵堆 (Yuasa *et al.*, 1978)・奥尻島でも知られるようになり、この時期には日本海は大陸

と陸続きであり、海になったのはこの時期以降である。この点については余り異論はない。

日本海に海が進出した時代については、古第三紀以降で日本海周辺の陸地に残されている最古の海成層の時代で限定する方法と、現在の日本海でみられる堆積物のうち、最古の海成層の時代で限定する方法がある。北村(1979)によると、日本海側に初めて海成層が形成されたのは中新世初期の西黒沢層の時代である。しかし、それ以前から沈降運動は起こっていたが海面下に達しなかったということである。前述のように日本海での深海掘削では最下層まで達しなかったが、分かった範囲で最古の地層は中新世後期のものである。これらのことから、日本海に海が進出したのは濃飛流紋岩以降で中新世初期までに限定されてくるが、この時代で最も重大なできごととはグリーンタフ活動の開始である。

時期については一応の限定がなされたが、問題はどのようにして海が進出してきたかである。これについては従来から諸説があるが、①島弧背後の拡大 ②太平洋プレートの取り込まれ ③陥没後の大陸地殻の海洋化に大別できる。第2の説明は地磁気異常の型が太平洋とは非常に異なり、第3の説明は海洋化作用の説得力の点で困難とされ、日本海の拡大という第1の説明が有力であるが、これにもいくつかの考え方がある。

上田・金森(1978)によると縁辺海の生成には大陸プレートの後退か、沈み込み帯の進化が必要である。大陸プレートの後退の立場に立つと、このようなプレートの運動方向の変化は、かなり世界的なプレートの再配列や世界的な大変動に伴っていることが予想される。上田ほか(1976)は地磁気縞模様を頼りにして太平洋の発達史を組み立てた。これによると、65 m.y.(億年)前にはクラップレートがアリューシャン海溝に沈み込んでいったが、天皇海山群とハワイ海嶺の曲りにより明らかにされた42 m.y.前には運動方向を西北西に変え、これ以後西太平洋には南北性の島弧一海溝系が形成された。そして佐藤(1979a)は、太平洋プレートの運動方向の変化とプレートの再配列により、大陸のプレートが後退し、大陸縁辺部には、割れ目が生じてグリーンタフ活動が始まり、日本海の拡大も開始されたと考えた。

また、佐藤(1971)によると、東北日本日本海側ではかなり一様な厚さをもつ音響的透明層がある。佐渡海嶺の多くの堆は、東側が東落ちの断層で切られた傾動地塊をなすが、これらの堆は頂部に透明層とその上の不透明層をのせ断層で切られている。この傾動地塊は、正断層による張力テクトニクス、あるいは日本海の深化に伴うものと考えられる。しかし、これらの傾動地塊間に堆積する上部透明層と最上部不透明層は、堆積しながら褶曲する構造を示しており、この時代には圧縮テクトニクスの場に変っている。現在の日本海の地震の発生様式も圧縮テクトニクスであるらしい。

以上のように、日本海は、古第三紀から中新世初期の間に拡大を開始し、前述の上部透明層堆積以降拡大は停止したらしいことが分かるが、拡大の様式にも種々のものが考えられる。Kobayashi and Isezaki(1976)、伊勢崎(1979)ほかにより、地磁気異常の縞模様から、いろいろの推定がなされているが、まだ確立されたものはない。

そこで、ここでは日本海の高底地形の方向性に着目して若干の議論を行う。茂木・川上(1966)は日本海の高底地形にみられる直線的な地形をリニアリティと称した。

一見、複雑にみえる日本海の高底地形も、その方向性に注目すると、いくつかのグループに整理することができる。その一つは、奥尻海嶺や佐渡海嶺北部に代表される北北西—南南東の配列で、これは東北日本の陸上第三系の方向とも協調的である。佐藤(1979a)が、この方向と朝鮮半島の地形配列が同様なことに着目して「朝鮮方向」と呼んだことは前に述べた。他の一つは大和堆・隠岐海嶺に代表される東北東—西南西の地形配列であって、陸上の地形としては能登半島の山地や邑知地溝に反映している。この方向を仮に「大和堆方向」と呼ぶ。「朝鮮方向」と「大和堆方向」がほぼ直交関係にあり、日本海の両端部に「朝鮮方向」が、その間に「大和堆方向」の

地形が卓越することは、日本海の成因について一つの示唆を与えるものかもしれない。すなわち、佐藤（1979 a）によれば拡大センターの両端にそれと直交するトランスフォーム断層があると日本海の拡大はスムーズに進行することになる。この考えに立つと、上述の地形の配列様式は「大和堆方向」の拡大軸と「朝鮮方向」のトランスフォーム断層を反映しているといえないだろうか。フォッサマグナの延長と考えられる富山舟状海盆は「大和堆方向」の地形を切って「朝鮮方向」に延びており、一種のトランスフォーム断層の性格を持った構造帯の可能性がある。つまり、日本海には「大和堆方向」の拡大軸が存在し、それとほぼ直交関係にある何本かのトランスフォーム断層の存在により拡大がスムーズに進行していったと推定できるかもしれない。また西北西—東南東という特異な方向性を有する白山瀬は、元来、周囲の地形と同じ「大和堆方向」を示していたが、富山舟状海盆のフォッサマグナ同様の右横ずれ構造運動により時計回りにひきずられて形成された可能性がある。

5. オホーツク海側の海底地形

(1) 海底地形の概観

「北海道」図幅にはオホーツク海南西部の一部のみが含まれているが、オホーツク海は海底地形は幅の広い大陸棚の部分と、千島列島に沿って細長い三角形に分布する水深 3,200~3,300 m の深海盆と、両者の中間部にある水深 200~1,500 m のなだらかな地形の部分に分けられる。大陸棚はオホーツク海の面積の 40% を占め、非常に広大である。深海盆は極めて平坦であるが海山もみられる。中間部の部分は、傾斜はなだらかであるが、最浅水深 940 m の IO (Institute Okeanologii) 海膨、最浅水深 894 m の AN (Akademii Nauk) 海膨、最深水深 1,744 m のデュギン海盆などの地形がみられる。

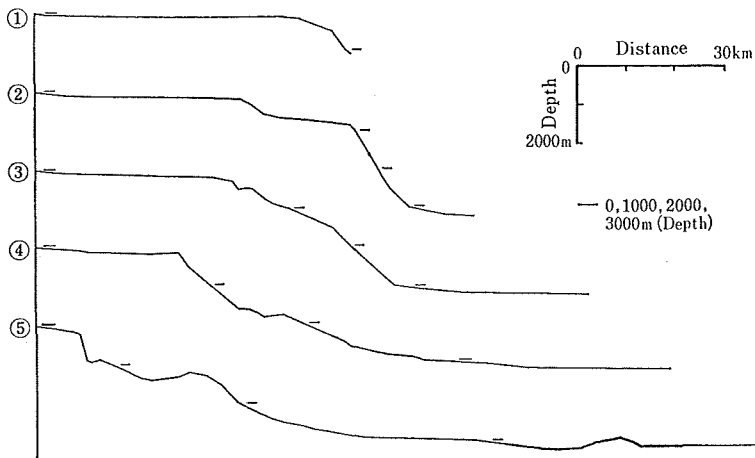


Figure 12 Profiles of the Okhotsk Sea side (Hokkaido)

(2) 大陸縁辺部 (Figures 9, 12)

(i) 大陸棚 (Table 3)

この海域の大陸棚は、能取岬以西の海岸線の形状とは関係なく、サハリン方向から続く非常に幅の広い大陸棚で特徴づけられる。宗谷海峡付近では幅は 180 km 前後にも達し、日本沿岸で最も広い海域となっている。大陸棚の外縁は不明瞭な所が多いが水深 170~210 m にあり深い。

大陸棚上には 2 面から 4 面の海底段丘がみられるが、その深さは一様ではなく（永野ほか，1974），沿岸部から中央部にかけては宗谷堆・紋別海脚などの高まりや 150 m 等深線で囲まれる凹地が存在し、起伏のある地形が

形成されている。中央部は沿岸部に比べ平坦で、この傾斜変換点は水深110~150 m付近にある。また、外縁部には紋別堆・湧別堆^{ゆうべつ}・北見大和堆がある。このうち北見大和堆はこの海域の東縁をなす長さ75 km、幅10 kmに及ぶ長大な堆で南北方向の褶曲構造で形成され東西両縁には断層を伴う。

この海域の大陸棚の地質構造は、外縁背斜部とその内側の中央向斜部に分けられ、中央向斜部の堆積物は層厚2 km以上に達し、外縁の背斜部は北へ延びてサハリンの中知床半島へと続いている（佐藤・新妻, 1980）といわれ、このような地質構造が幅の広い大陸棚をもたらしたのであろう。

能取岬沖から知床半島にかけては、大陸棚は能取岬沖の東方で急に折れ曲り、網走沖からは海岸線に平行して分布し知床半島に至る。大陸棚の幅は20 km以下となるが、知床半島沿いでは特に発達が悪い。大陸棚の外縁は明瞭で、水深135~150 mと通常の深さになる。能取岬北方には能取海脚があり水深120~130 m付近に平坦面がある。また、知床岬沖合いには知床堆が北東に延び半島の延長をなす。

Table 3* Continental shelf (Okhotsk Sea side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
E. of Sōya Misaki (宗谷岬東方)	135	170	170~3,000	1.8°
E. of Tonbetu (頓別東方)	108	190	190~3,000	1.6°
NE. of Monbetu (紋別北東方)	72	210	210~3,000	1.6°
Off Notoro (能取沖)	16	150	150~3,000	1.0°
Off Syari (斜里沖)	16	135~140	140~3,000	1.0°

* partly after Nagano *et al.* (1973)

(ii) 大陸斜面

紋別堆から湧別堆にかけての大陸棚外縁に沿っては水深200~300 mに平坦面がある。その下部にはさらに、500 m、700~800 m及び900 m付近にも平坦面がみられ、一般に水深1,000 m付近まで緩傾斜の大陸斜面を形成している。1,100 m以深は単調な急斜面をなし、水深約3,200~3,300 mの千島海盆に続く。北見大和堆と湧別堆の間には北見海底谷が、また紋別堆の南にも海底谷があり、これらは合流して1,000 m以深の大陸斜面まで続いていると推定されるが詳細は不明である。

北見大和堆東方の大陸斜面は舟状海盆状をなし、能取海脚を除き顕著な平坦面は見当たらない。この海域では水深2,000 m付近までが急斜面で、それより沖では緩傾斜となり千島海盆に続く。斜面には海脚や海底谷状の地形が数多く発達し複雑な海底地形をなす。このうち、能取海脚には水深200~300 m付近に平坦面がみられ、この海脚と北見大和堆南部の間には、北見大和堆を取りまくような特異な流路をもつ能取海底谷がある。また、網走海底谷、斜里海底谷は、その谷頭が大陸棚外縁を切る全長がそれぞれ75 km、20 kmの海底谷で前者は水深1,900 mまで達している。

(iii) 深海盆

島弧である千島列島の縁海をなす千島海盆は、オホーツク海の南西部を占め、「北海道」図幅には、その一部が含まれるだけである。最深水深3,374 mのこの海盆は、大部分が水深3,200~3,300 mにあり平坦で、音波探査によると、この海底下には3,000 mを越す堆積物が埋積し、深海平原の様相を呈している (Geol. Surv., Japan,

1978). なお、この海盆も日本海盆同様の海洋性地殻構造をもつという。

6. 太平洋側の海底地形

(1) 海底地形の概観

この海域では、太平洋のプレートが千島―カムチャッカ海溝、日本海溝で大陸のプレートの下に沈み込む。海溝の陸側には、200 km 前後の距離に島弧がほぼ平行して配列し、千島列島・北海道東部・本州北東部が対応する島弧である。沈み込み境界域における島弧―海溝系にも種々の型のものがみられるが、当海域では海側から、海溝周縁隆起帯・海側海溝斜面・海溝底・陸側海溝斜面・深海平坦面・非火山性外弧・火山性内弧・縁海という地形要素がそろっている。北海道は単一の島弧により構成されておらず複雑である。海溝は襟裳海山付近で、千島―カムチャッカ海溝、日本海溝に2分され、両海溝の会合部付近には大規模な舟状海盆もみられる。

太平洋側の大陸縁辺部は北海道と東北日本とでは多少性格が異なるので、別々に記載し、そのあとで海溝周辺の地形について記載することにする。

(2) 北海道側の大陸縁辺部

(i) 大陸棚 (Table 4)

大陸棚は内浦湾湾口沖・襟裳岬沖・釧路海底谷谷頭付近を除き、25 km 前後の幅で海岸線に平行して帯状に分布し、大陸棚の外縁水深は70~210 mの間を変化するが、130~150 mの所が多い。

恵山^{えさん}岬沖での外縁水深は130 m、幅は2 kmである。最深水深96 mの内浦湾湾口沖では、外縁水深は恵山岬沖と変わらないが、幅は湾内部を含めると最大80 kmに達する。白老^{しらおい}沖では幅が16 kmとやや狭くなり、外縁水深も120 mと浅くなるが、日高沿岸に沿って襟裳岬方向に次第に深くなり、襟裳岬南方では水深160~170 mに達する。襟裳岬沖での幅は30 km前後に達し広がるが、外縁の形状は岬のとがった形の海岸線とは非調和的な台状を示し、岬の南方では東西方向の直線で大陸斜面と接している。また、この付近では水深10~30 m、30~40 m、40~60 m、120~140 mの4面の海底段丘の存在(星野, 1957)と、基盤が直接侵食されて大陸棚が形成された(茂木・佐藤, 1975)ことが知られている。

襟裳岬沖から十勝沿岸にかけては、幅は26 km前後で日高沿岸に比べて幾分広く、130~140 mの外縁水深を

Table 4* Continental shelf (Pacific Ocean side, Hokkaidō)

location	continental shelf		continental slope	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	depth range (m)	mean gradient
Off Esan Misaki (恵山岬沖)	2	130	130~800	1.0°
Off Sikabe (鹿部沖)	30	140	140~800	0.9°
Off Siraoi (白老沖)	16	120	120~400	2.3°
Off Mukawa (鵠川沖)	18	130	130~700	3.0°
Off Mituisi (三石沖)	12	130	130~900	2.9°
SW. of Erimo Misaki (襟裳岬南西方)	36	150	150~700	3.9°
S. of Erimo Misaki (襟裳岬南方)	32	170	170~2,000	2.8°

E. of Erimo Misaki (襟裳岬東方)	28	160	—	—
Off Hiroo (広尾沖)	26	140	140~2,100	1.3°
Off Kusiro (Valley head of Kusiro Canyon) 釧路沖(釧路海底谷谷頭)	13	70~80	—	—
Off Akkesi (厚岸沖)	28	210	210~3,600	2.7°
Off Otiisi (落石沖)	24	140	140~3,300	2.4°

* partly after Sakurai *et al.* (1975)

有するが、釧路海底谷谷頭付近では大陸棚は谷により深くえぐられ、幅は13 km、外縁水深は70~80 mとなる。釧路海底谷以東では、幅はほぼ25 km以上となり、ほぼ一様であるが、外縁水深は厚岸沖で210 mといったらん深くなり落石沖で140 mと再び浅くなる。

北海道南東部の陸上地形と大陸棚の外縁水深の関係をみると、隆起運動が知られている襟裳岬沖と厚岸沖では深く、造盆地運動が知られている釧路平野沖では浅いというように陸と海で逆方向の動きがみられ、また南西部の勇払平野付近では、いわゆる縄文海進以降の海面低下を上回る傾動運動(茂木, 1964)も知られている。襟裳岬沖では、音波探査の成果から南南東方向への傾動運動、厚岸沖では地震震央の大陸棚外縁付近への集中分布から地震による沈降の可能性(桜井, 1973)が指摘されている。

以上のことから、この地域では傾動運動が行われているのは確かであるが、勇払付近から南北方向に延びる日高山脈の周辺をとりまいて釧路方面に通じるヒンジラインが存在し、この位置の相違により各地域特有の動きがもたらされていると推定される。

(ii) 大陸斜面 (Figures 13, 14)

Figure 13の海底地形区分図、Figure 14の海底地形断面図からも明らかなように襟裳岬以東の大陸斜面の地形は釧路海底谷により2分される。

釧路海底谷以東では等深線は千島列島方向に平行し、地形断面は大陸棚外縁から2,000 m前後の深海平坦面まで急崖をなし、区別が明瞭な大陸斜面と深海平坦面を2~3回繰り返して、水深が7,000 mを超す海溝底に至る。ここでの大陸斜面外縁は水深3,000~3,800 mにあり、平均傾斜は2.4°~3.2°である。

一方、釧路海底谷以西での大陸斜面部の等深線は、十勝沿岸に平行し、大陸棚外縁からほとんど同じ緩やかな傾斜で水深2,000 m前後の深海平坦面末端に至り、平坦面末端から7,000 m以深の海溝底までは急斜面をなす。ここでの大陸斜面外縁は水深2,000~2,500 mにあり、平均傾斜は1.3°前後である。

深海平坦面は、釧路海底谷以東では海溝軸に沿って細長く帯状に発達し、釧路海底谷から納沙布岬沖では、水深2,000~2,300 m, 3,000~3,300 m, 3,600~3,800 m面が、納沙布岬沖から色丹島沖では1,500~1,700 m, 1,900~2,100 m, 2,000~2,200 m, 2,500~3,000 m, 2,700~3,000 m面がみられ、海溝軸に沿って帯状に分布することから、成因は海溝形成に伴う構造的凹地を埋めた通常のタービダイト盆地だと考えられている。

釧路海底谷以西の深海平坦面は以東のものに比べて大規模で、幅約100 kmの塊状形の平坦面で水深700~2,100 mに発達する。この平坦面は、十勝海盆とも呼ばれているが、通常のタービダイト盆地ではなく、基盤の上に水平に堆積した地層が海(東)側への傾動運動により現在の形になったもので、斜面そのものが大陸縁辺部における撓曲運動の結果を示している(佐藤・茂木, 1975)。そして海盆表面には北西—南東方向の褶曲構造と関連する多数の小海底谷が刻まれ、海盆南部には同方向に延びる隆起帯が海脚をなし、これに沿って広尾海底谷な

どが刻まれている（佐藤・新妻，1980）。

前述の対照的な大陸斜面の境界部に位置する釧路海底谷は、水深 70~80 m の谷頭付近で大陸棚を深く刻み、深海平坦面とは無関係に水深 6,500 m まで至り、ほぼ海溝底（水深 7,000 m）に達している。水系は支谷が少なく直線的で、谷の深さは数百メートルにも及ぶ、全長約 190 km、比高約 6,400 m の海底谷である。この海底谷は規模が世界的にも第 1 級であるだけでなく、多くの海底谷でみられる大陸斜面の傾斜に必従的で深海平坦面で終わるという特徴にもあてはまらない特異な海底谷である。

成因については、その水系の特徴や海底谷の両側での地質構造の差異から、構造性（佐藤，1962，桜井ほか，1975）といわれ、大きな地形区の境をなす構造線と考えられる。

釧路海底谷の西側にみられる広尾海底谷は谷頭を水深 800 m 付近に有し、水深 4,000 m まで至る全長 110 km の海底谷である。水系は樹枝状をなし、谷の深さは 100 m 以内で浅い。成因的には、この谷も構造性である（桜井ほか，1975）といわれているが、茂木（1977）は、広尾海底谷以外の小海底谷も含め、十勝海盆の成因から考

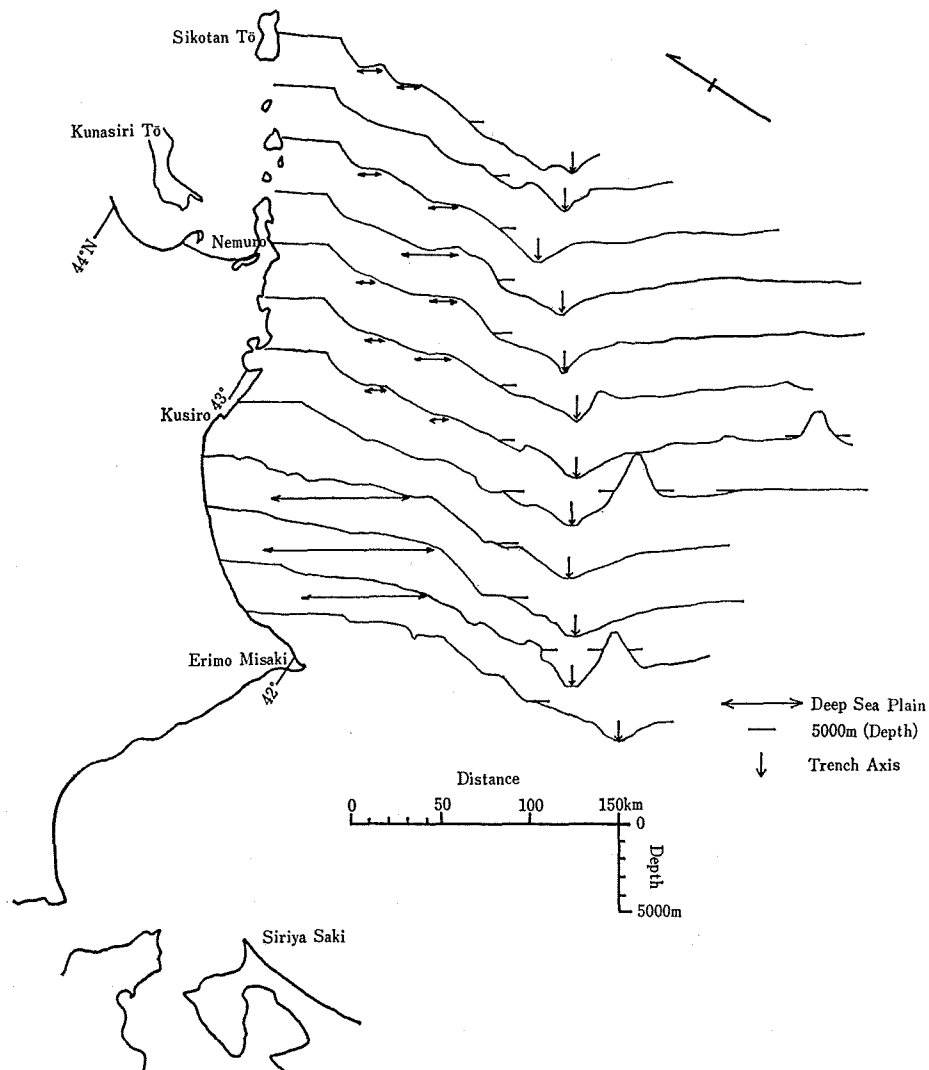


Figure 14 Profiles of the Pacific Ocean side (Hokkaidō)

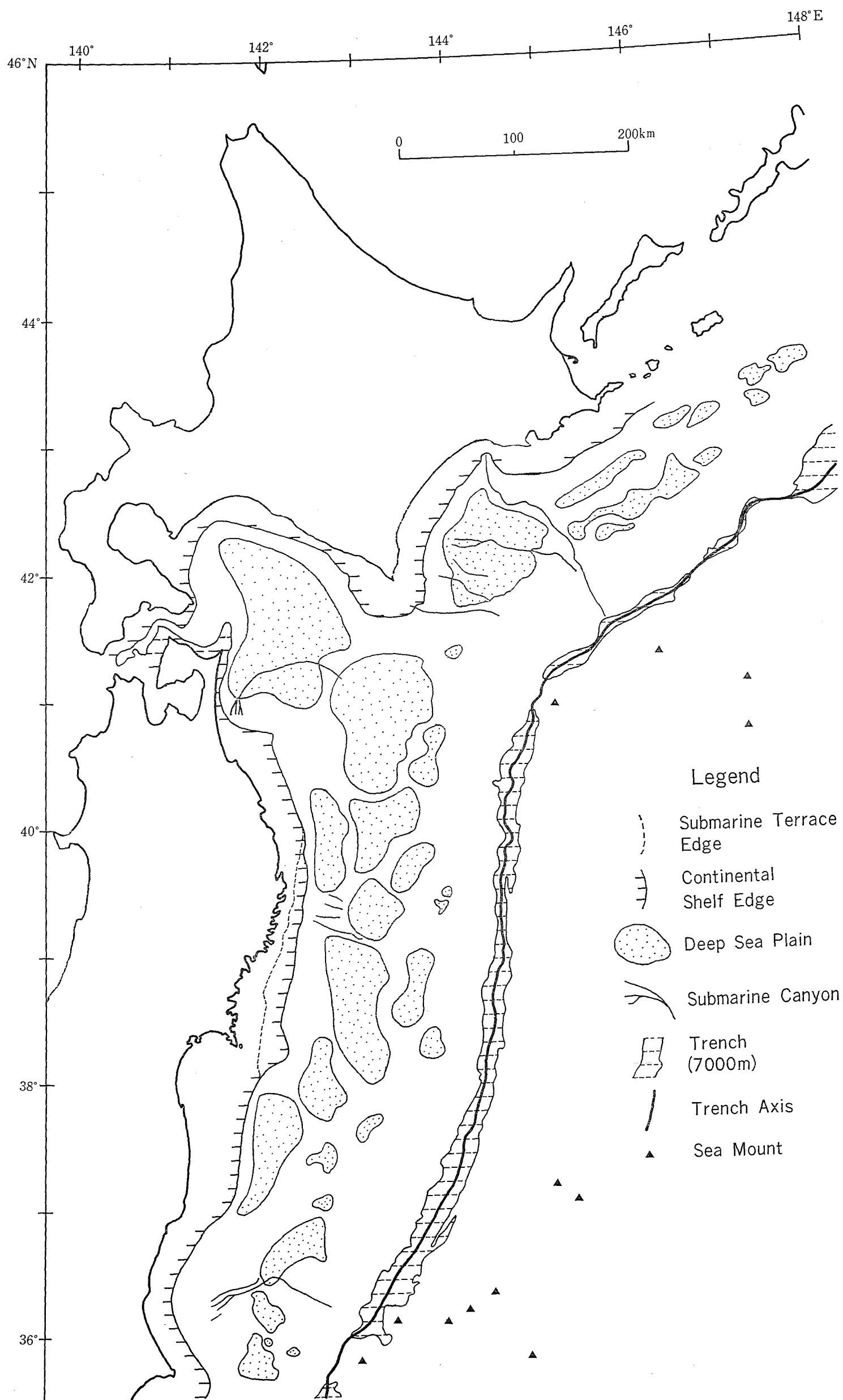


Figure 13 Morphological divisions of the Pacific Ocean side (Hokkaidō and North-East Nippon)

Table 5 Continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon)

location	continental shelf		(deep) continental shelf	
	width (km)	depth at shelf edge(m)	width (km)	depth at shelf edge(m)
Siriya Spur (尻屋海脚)	10	120	—	—
Off Siriya Saki (尻屋埼沖)	8	110	—	—
Off Siranuka (白糠沖)	3	100	—	—
Off Misawa (三沢沖)	45	160	—	—
Off Hatinohe (八戸沖)	34	150	—	—
Off Kuzi (久慈沖)	26	170	—	—
NE. of Miyako (宮古北東方)	20	190*	22	220
Off Miyako (宮古沖)	12	180*	17	260
Off Yamada (山田沖)	7	170*	18	400
Off Kamaisi (釜石沖)	7	155*	18	400
Off Ōhunato (大船渡沖)	15	155*	27	365
Off Kesennuria (気仙沼沖)	23	180*	34	360
Off Sizugawa (志津川沖)	22	175*	39	375
Off Ogatu (雄勝沖)	24	185*	38	330
Off Kinkasan (金華山沖)	16	160*	36	330
Off the mouth of the Abukuma Kawa (阿武隈川川口沖)	70	180*	71	200
Off Sōma (相馬沖)	57	150	—	—
Off Hisanohama (久之浜沖)	44	195	—	—
Off Sioya Saki (塩屋埼沖)	30	180	—	—
Off Hitati (日立沖)	26	140	—	—
Off Nakaminato (那珂湊沖)	22	130	—	—
Off Kasima (鹿島沖)	24	150	—	—
ESE. of Kasima (鹿島東南東方)	24	160	—	—
Off Tyōsi (銚子沖)	27	150	—	—
Off Kuzyūkuri Hama (九十九里浜沖)	55	150	—	—

* submarine terrace

えると陸上谷が沈水した可能性も否定できないとしている。ただし、現在までのところ、ここでは侵食面や不整合面は確認されていない。

襟裳岬沖では地形的にも地質的にも日高山脈の延長が海底にも追跡でき、その方向を南北から東西に転じていることが明らかにされている（桂，1973）が、その地形、地質学的意味合いは十分に明らかではない。

襟裳岬以西の日高沿岸から渡島半島沿いの湾入部には日高舟状海盆が発達する。この海盆は幅 120 km、長さ 150 km の規模を有し、水深 800, 900~1,500 m に分布するが、局地的に湾入する下北半島沿い及び白老沖では水深 500 m 付近まで分布する。ここでは平坦面を構成する堆積物が斜面をはい上がって、大陸斜面そのものをなし、日高沿岸では 3° 近い傾斜を有するが、渡島半島沿いでは大陸棚外縁から水深 400 m 付近まで台形の地形が張り出し、傾斜は 1° 以下と緩やかである。日高舟状海盆は、大きな向斜構造をなして厚い堆積物が存在し、

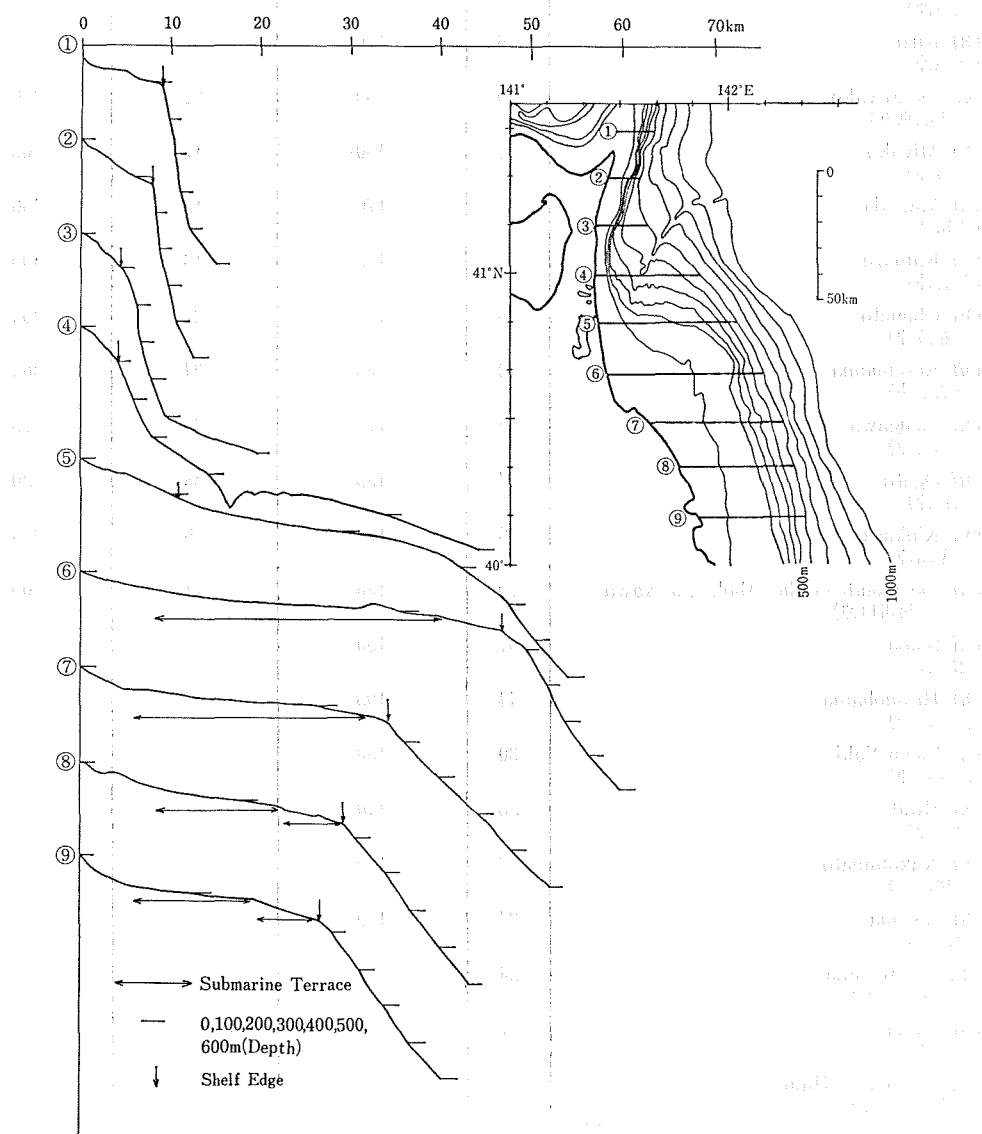


Figure 15 Profiles of continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon, part I)

斜面全域にわたり海底地すべりに起因すると思われる地形や堆積物がみられ、前述のように斜面に堆積物がはい上がっていることや、後述する小川原海底谷との関係から大きなタービダイト盆地だと考えられている（佐藤・新妻, 1980）。

（３） 東北日本側の大陸縁辺部

（い） 大陸棚（Table 5, Figures 15, 16, 17, 18, 19）

東北日本太平洋側の大陸棚では、大部分の海域において、20 万分の 1 の基本図成果に基づく報告がなされていないので、地形断面図を作成するなどして、他の海域より少し詳しく記載することにした。

この海域での大陸棚は、下北半島のつけ根付近、仙台湾付近などを除いては、ほぼ海岸線に平行して帯状に発達するが、幅は 3~80 km、外縁水深は 100~400 m と海域による変化が大きく、地形断面も各海域特有の形状を示している。さらに大陸棚上には明瞭な形で海底段丘・陸棚谷がみられるのもこの海域の特徴である。

下北半島沿いでは大陸棚の幅は 3~8 km と狭く、外縁水深は 100~120 m と浅いが、地形断面も外縁付近から水深 500 m まで急崖をなす（Figure 15）。尻屋埼から延びる尻屋海脚は背斜構造をなし、頂部は波食を受けた幅 10 km、外縁水深 120 m の大陸棚となり、小規模ながら水深 40~80 m、90~120 m の海底段丘がみられるが、津軽海峡側と太平洋側で地形断面は非対称形をなす。外縁水深は尻屋埼から南へ次第に浅くなり白糖沖で 100 m となり、幅も 3 km と、この海域で最も狭くなるが、下北半島のつけ根の小川原湖沖から次第に広くなり、小川原湖沖付近から八戸にかけての海岸線は北東方に凹形をなすのに対して、大陸棚外縁線は凸形をなし非調和的である。ここでの幅の最大は八戸北東方（三沢沖）の 45 km であり、外縁水深は 150~160 m を示す。

八戸から宮古にかけての三陸沖北部は、久慈と宮古の中間付近（39°55'N）の宮古北東方を境として分けて記載する。

八戸沖から宮古北東方にかけては、幅は 25 km 前後まで次第に狭くなり、外縁水深は 200 m 近くまで深くなる。海底段丘は水深 60~120 m、130~170 m 付近に認められ、南側ほど深くなって 80~120 m、130~190 m と変わるが、全域を通じて上位面は 13~14 km、下位面は 5~6 km の幅を有する。地形断面は大陸棚外縁付近で急斜面をなし、外縁の決定は容易である。

宮古北東方から仙台湾に至る大陸棚の海底地形図及び地形断面図を Figures 16, 17 に示す。この海域では、水深約 100 m 付近から 600 m 付近まで緩やかな傾斜の斜面が続き、地形図や地形断面から大陸棚の外縁を即座に決定するのは容易ではない。

宮古北東方（Figure 17, ②）での外縁水深は 200 m 近くに達するが、ここでは外縁付近に 190 m と 220 m の二つの傾斜変換点がみられ、この二つの変換点は三陸沖南部を通じて、それぞれ水深 150~190 m、200~400 m の間に追跡され、仙台湾の阿武隈川川口沖（Figure 17, ⑭）で同一のものになる。

岩淵（1972）は前者の変換点を大陸棚外縁、後者の変換点を縁辺台地外縁としたが、佐藤（1979 b）は前者を海底段丘外縁、後者を大陸棚外縁とした。ここでは佐藤（1979 b）の考えに従い、深い大陸棚として記載するが、この点については（５）（い）でもふれる。

宮古北東方から宮古沖にかけては、幅は 20 km 前後まで狭くなり、外縁水深も 190 m から 260 m と深くなる。ここでも水深 80~120 m と 130~180 m 付近に海底段丘がみられるが、大陸棚外縁は南側ほど深くなるのに対し、海底段丘外縁は南側ほど浅くなり、両者の変化様式は平行的ではない。

宮古から金華山に至る三陸沖南部では、幅は 17~40 km の間を変化し、釜石沖で最も狭いが、南側へ向かって次第に広くなり、気仙沼沖から金華山沖では 40 km 前後を示す。外縁水深は 260~400 m の間を変化し、山田沖から気仙沼湾湾口沖にかけては、途中で 350 m 前後までいったん浅くなるが、おおむね水深 400 m を示し、気仙

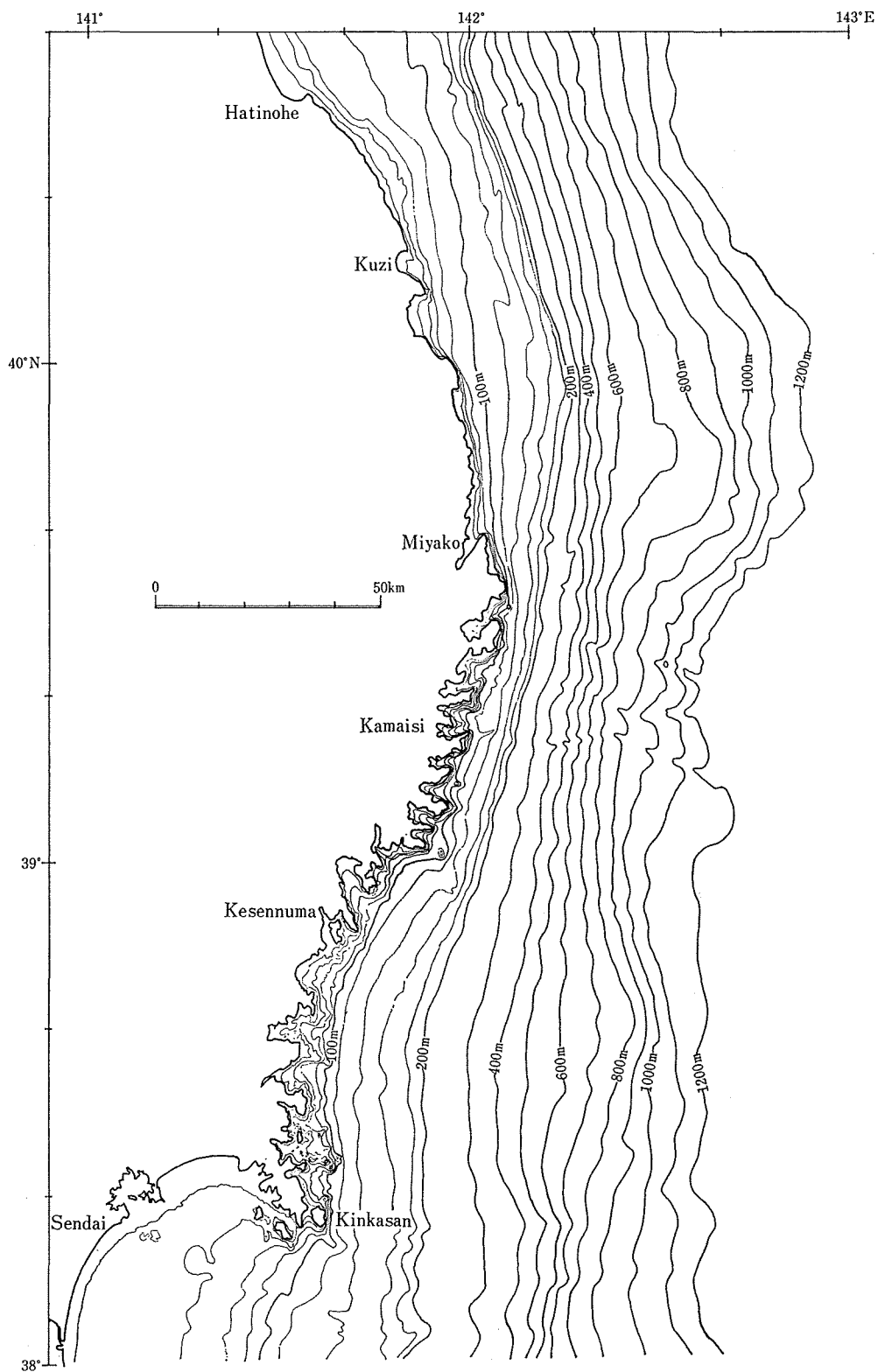


Figure 16 Shelf topography off the Sanriku District

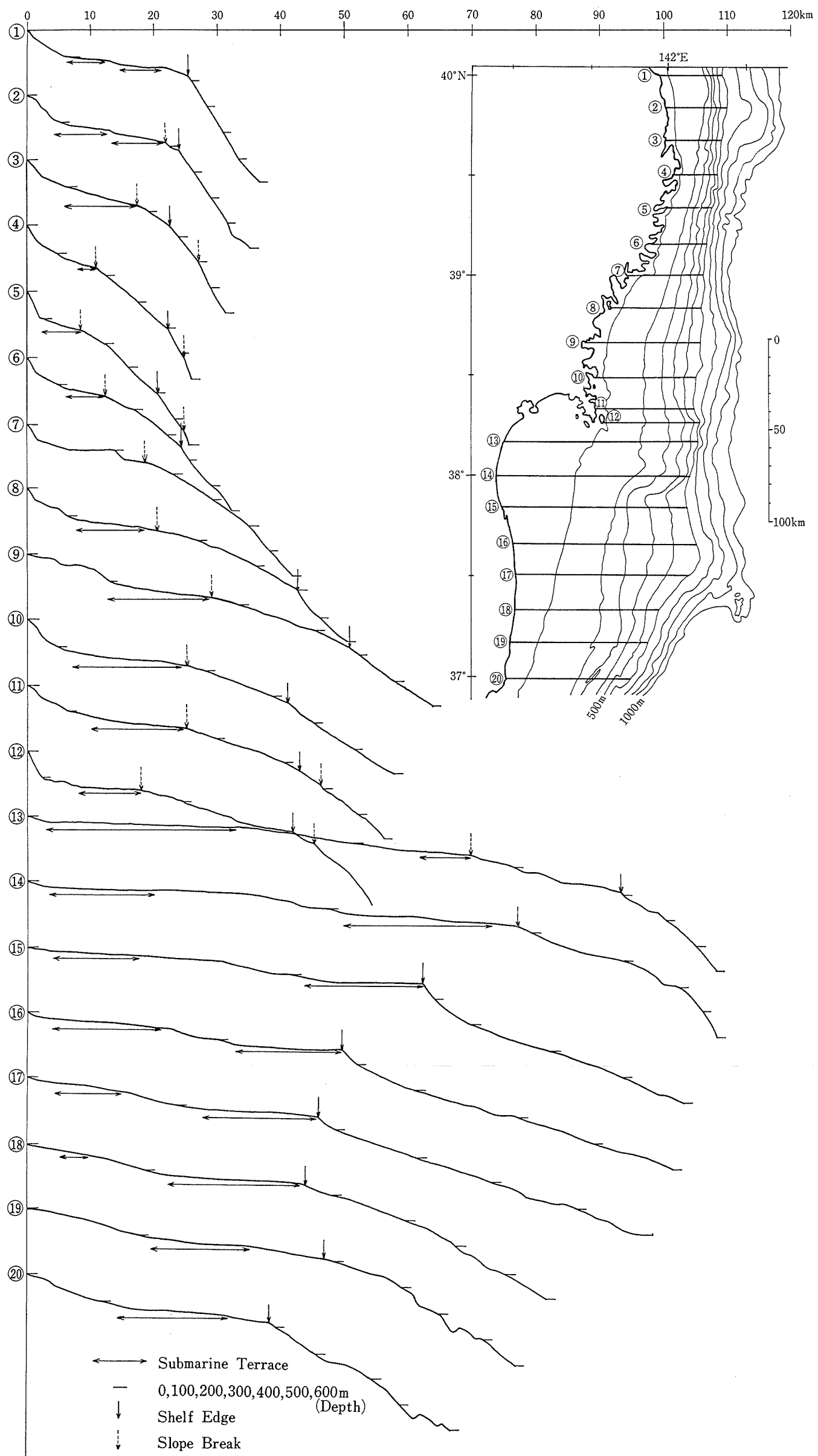


Figure 17 Profiles of the continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon part II)

沼湾湾口沖から金華山沖では水深 400 m から 330 m まで浅くなる。ここでの海底段丘は水深 100 m から 160~180 m の間にある海底段丘外縁までの一面である。

海底段丘外縁は宮古沖から釜石沖では水深 180 m から 155 m まで浅くなり、釜石沖から気仙沼湾湾口沖では、150~180 m を示し、気仙沼湾湾口沖から金華山沖では、いつたん 180 m 前後まで深くなった後、金華山沖での 160 m と変化する。

三陸沖南部の海底段丘外縁・大陸棚外縁の水深は、以上のように変化するが、両者の変化様式は調和的ではない。

金華山から阿武隈川川口にかけての仙台湾沖では、大陸棚はこの海域中最大の幅 80 km を有し、外縁水深は、330 m から 180 m まで浅くなる。海底段丘は水深 0~20 m, 20~60 m, 120~160 m の 3 つの面が認められ、特に中位面の発達がよく、幅 30 km に達する。阿武隈川川口沖では海底段丘外縁も水深 180 m まで深くなり、宮古北東方での例のように、海底段丘外縁と大陸棚外縁は同一のものになる。ここでの地形断面は緩やかな斜面をなし、外縁部の地形は丸みをもっている。

阿武隈川川口から塩屋崎にかけての常磐沖北部では、大陸棚の幅は南側の海域ほど狭くなるが、それでも南端の塩屋崎沖で 30 km 前後を示す。外縁水深は、相馬沖の 150 m から塩屋崎沖の 180 m と南ほど深くなるが、最深部は塩屋崎のやや北に位置する久之浜沖の 195 m である。海底段丘は、水深 0~20 m, 25~50 m, 120~150 (160) m の 3 面が認められる。このうち、下位面は最も発達が良く、一定の幅で連続的に分布するが、上位面・中位面は外縁水深が深くなる南側の海域では消失する。この海域では、25~50 m 段丘面上にのみ谷形を有する陸棚谷の存在が知られ、茂木・岩淵 (1961) は、陸棚谷との関係等から 25~50 m の中位の段丘面は、ウルムの最大氷期以降の海水準上昇途中の停滞期に対応して形成されたとした。この論文作成の基になった測量は相馬付近では 50 m 以浅の海域で実施されたが、20 万分の 1 の基本図成果からは相馬沖の阿武隈川延長方向の水深 45~70 m, 140 m 等深線の部分にも陸棚谷が存在するを読みとることができる (Figure 18)。この海域の地形断面の特色は、以北の海域と異なり、大陸棚外縁付近に明瞭な傾斜変換点がみられることであるが、南側で外縁水深が深くなるにつれて、やや不明瞭になる。

塩屋崎から那珂湊にかけての常磐沖南部では、大陸棚は海岸線にはほぼ平行して幅 25 km 前後でみられ、外縁水深は 180 m から 130 m へと徐々に浅くなる。この海域でも常磐沖北部に対比される 3 つの海底段丘が知られているが、加賀美・奈須 (1964) は久慈川沖の音波探査の結果、古久慈川が大陸棚の下に延長していることを確かめ、この陸棚埋積谷の縦断面等から考察し、中位面はウルムの最大氷期以前の海水準低下途中の停滞期に対応して形成されたとした。ここでの地形断面も大陸棚外縁付近に明瞭な傾斜変換点がみられ、外縁の決定は容易である。

那珂湊から犬吠埼にかけての鹿島灘でも、ほぼ海岸線に平行する幅 25 km 前後の大陸棚がみられ、外縁水深は南側に向かって次第に深くなり 160 m に達する。この海域でも水深 0~20 m, 25~50 m, 110~(130)150 m の 3 つの海底段丘がみられ、25~50 m 段丘面上には常磐沖北部同様の陸棚谷が存在する。茂木 (1973) は鹿島港付近の陸上地質資料と陸棚谷の関係から、中位の段丘面はウルムの最大氷期以降に形成されたとした前述の考えを裏付けた。この海域での地形断面は外縁から急斜面をなすことを示している。

犬吠埼以南の九十九里浜沖は、図幅には一部が含まれるだけであるが、この海域では 50 km に達する幅の広い大陸棚がみられ、同様に幅の広い水深 10~50 m, 100~150 m の海底段丘がみられる。外縁水深は 140~150 m と犬吠埼沖よりやや浅くなり、地形断面は外縁付近より急崖となることを示している。

(ii) 大陸斜面 (Figures 13, 20)

本座 (1976) によると、東北日本太平洋側の大陸棚・大陸斜面域は、全域を通じて大陸棚から水深 1,000 m くらいまでの傾動隆起帯、大陸斜面外縁の隆起帯、その中間の沈降帯の 3 帯に分けられる。Figure 20 の地形断面を

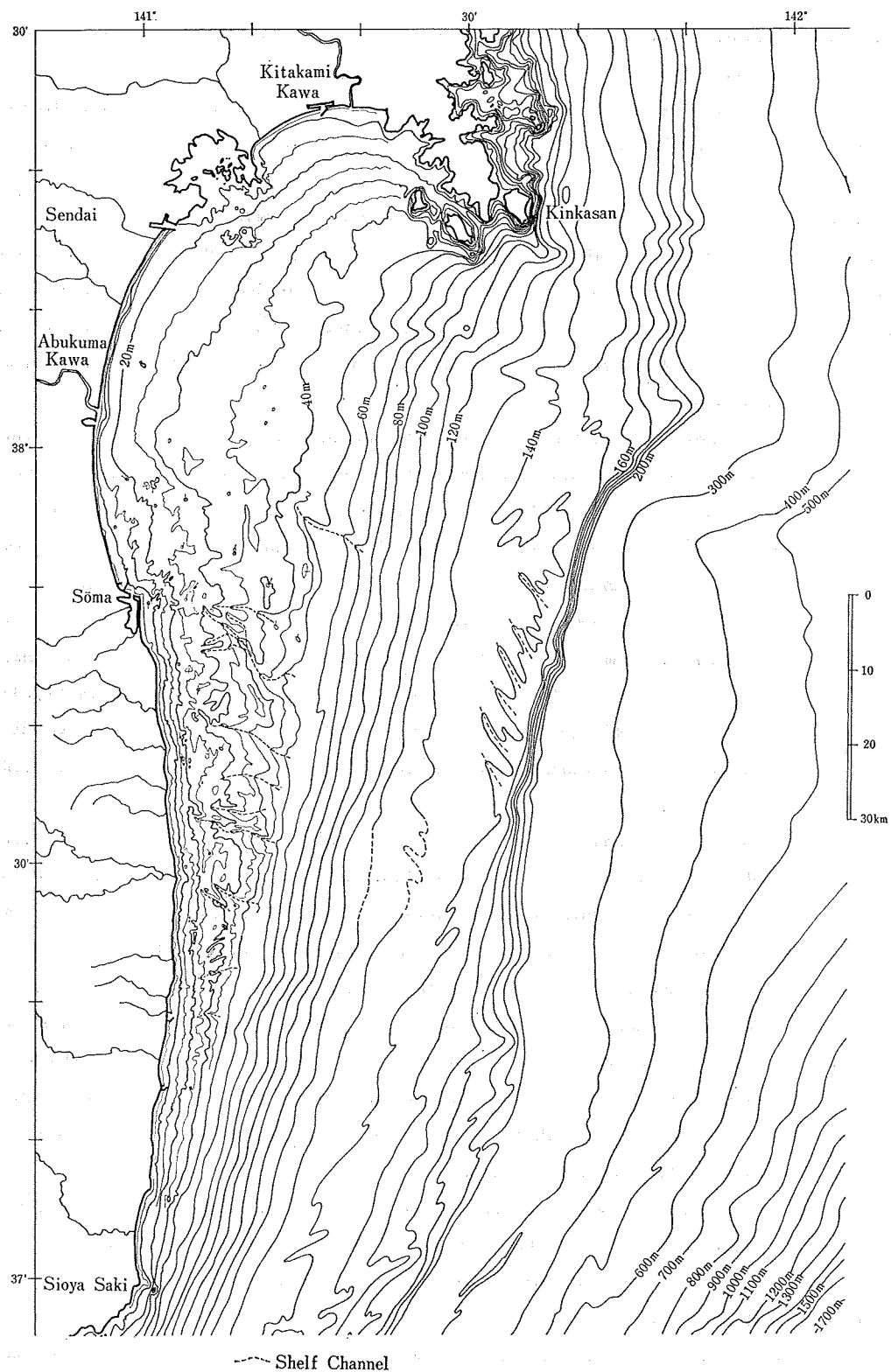


Figure 18 Shelf topography off the Northern part of Zyōban District and Sendai Bay

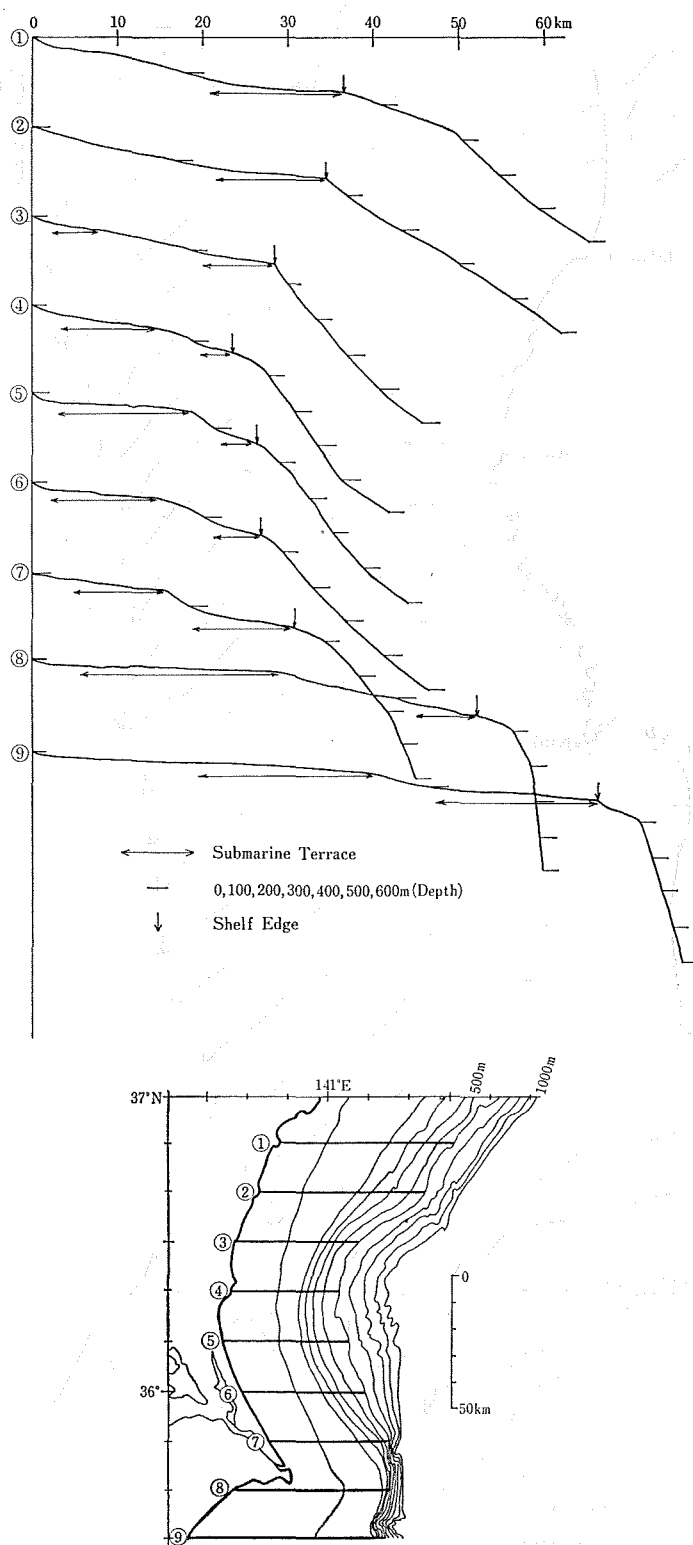


Figure 19 Profiles of the continental shelf (Pacific Ocean side, North-East Nippon, part III)

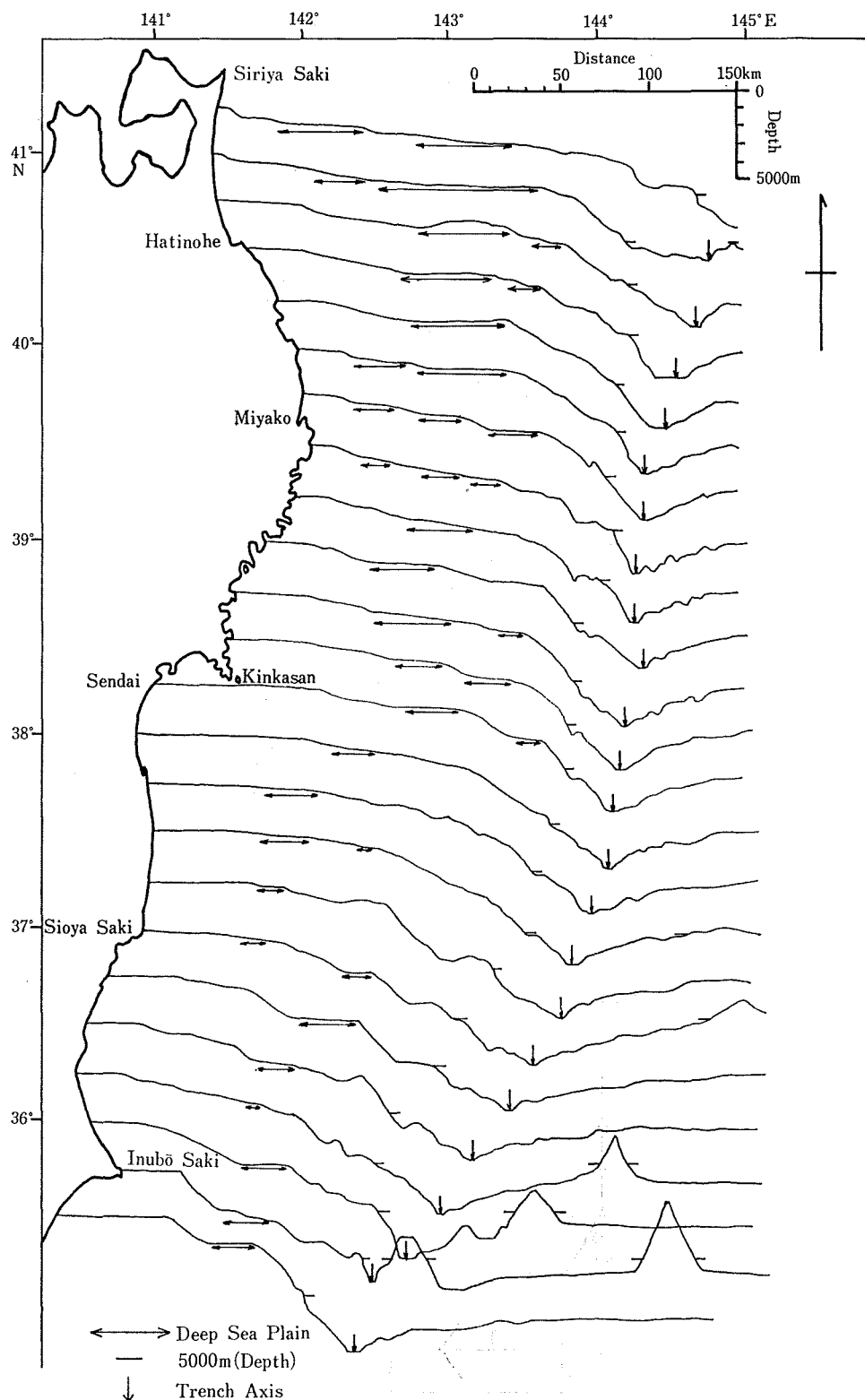


Figure 20 Profiles of the Pacific Ocean side (North-East Nippon)

みても、大陸棚・深海平坦面を有する大陸斜面・ベンチを有する陸側海溝斜面・海溝底・小地溝を有する海側海溝斜面・なだらかな海溝縁隆起帯といった地形要素が規則的に配列し、基本的には同じようにみえる。

しかし、詳細にみるといくつかの変化がみられる。すなわち、陸側から海溝に向かっての典型的な地形断面は三陸沖にみることができるが、海溝軸がやや西よりに向きを変え、陸地と海溝までの距離が以北に比べ短くなる塩屋埼以南の海域では、大陸斜面以深の地形が不規則に変化に富んでいるが、この度合は南側ほど大きい。そのほか大陸斜面上には陸側に向かって逆傾斜している部分もみられ、八戸沖・塩屋埼沖の場合は、それぞれ、水深 1,300 m の高まり、牡鹿半島から南東へ延びる高まりに対応している。

この海域では、大陸斜面と陸側海溝斜面の間の傾斜変換点が明瞭でない場所もあり大陸斜面外縁を決定するのは容易ではないが、一応求めた値を以下に示す。大陸斜面外縁と大陸斜面の平均傾斜は、この海域全体を通じてそれぞれ、水深 1,700~4,400 m, 0.6° ~ 3.0° の間にあるが、海域によって変化する。海域ごとの値は、下北半島沖 2,000~2,500 m, 0.6° ~ 1.0° 、三陸沖北部 1,700~2,400 m, 0.8° ~ 1.0° 、三陸沖南部 2,200~3,500 m, 1.0° ~ 1.4° 、仙台湾沖 3,500~4,400 m, 1.4° ~ 1.6° 、常磐沖北部 1,900~3,800 m, 1.1° ~ 1.6° 、常磐沖南部 2,600~3,500 m, 1.4° ~ 1.5° 、鹿島灘沖 2,400 m 前後, 1.3° ~ 1.6° 、犬吠埼沖 3,000 m 前後, 3.0° であり、下北半島~三陸沖北部では比較的傾斜が緩やかで、常磐沖南部より南の海域で比較的傾斜が急となっている。

この海域の大陸斜面の特徴の一つとしては、深海平坦面の発達が良いことが挙げられ、水深 300~3,400 m にみられるが、海域により規模や深度分布に変化がみられる (Figures 13, 24)。

下北半島沖では、水深 500~1,400 m, 1,500~2,200 m の 2 面、三陸沖北部の八戸沖では水深 1,500~2,000 m, 2,000~2,500 m の 2 面が発達し、2,000 m 以浅のものは塊状をなし規模も大きい。三陸沖南部の宮古沖では水深 600~1,000 m, 1,100~1,500 m, 2,000~2,400 m の 3 面、釜石沖では水深 1,500~2,000 m, 3,000~3,400 m の 2 面、釜石以南の三陸沖南部では水深 1,100~1,700 m, 2,100~2,500 m, 3,000~3,400 m の 3 面がみられ、1,100~1,700 m 面は幅 50 km, 長さ 130 km に達する。

仙台湾沖では水深 700~1,100 m, 1,100~1,600 m の 2 面、常磐沖北部では水深 300~600 m, 900~1,000 m, 2,000~2,400 m の 3 面がみられるが、常磐沖南部・鹿島灘沖・犬吠埼沖では、それぞれ水深 2,100~2,600 m, 1,700~2,300 m, 2,400~3,000 m の 1 面がみられるのみである。

以上のように各海域において深海平坦面の分布がみられるが、規模や分布様式には幾つの特徴を見出すことができる。規模の点では、三陸沖以北のものは大きく、塩屋埼以南のものは小さいが、これは前述の地形断面の特徴からも想定される。

分布様式は、下北半島沖のものを除いては海溝軸に平行して分布しているが、横方向に隣接する平坦面は互いに連続せず、上・中・下位面はちょうどジグゾーパズルのように、お互いが補間的に分布する。上位、下位の平坦面間の水深差は深海平坦面の発達が良く沈降域である三陸沖で最も大きい。

後でもふれるが、以上のような深海平坦面の規模や分布様式の特徴から、いくつかの議論がなされている。海溝軸に平行して分布することからは、海溝形成に伴う構造的凹地を埋めた地形であることが想定されるが、事実、音波探査でも、このことが確認されており、八戸沖では凹地を埋める堆積物が緩く傾斜し、斜面にはい上がつていることが報告されている (佐藤・茂木, 1975)。深海平坦面の水深の不均一性や、北側と南側の規模の大小差については、岩淵 (1968b) は海溝形成に伴い大陸斜面が異なる規模でブロック化したためであるとした。また、星野 (1970) は分布様式と 10 km 以浅の極浅発地震発生域とを比較し、両者の間には有意の関係がみられ、それらは地質条件に規定されているとした。

この海域の海底谷としては、従来、小川原海底谷が知られるのみであった。しかし、20 万分の 1 の基本図成果

からは、従来海底谷が存在しないといわれた三陸沖（星野・岩淵，1966）と鹿島灘沖にみることができる。小川原海底谷は、谷頭を小川原湖沖の水深 180 m 付近に有し、日高舟状海盆を流下して、水深 1,700 m の海底に至る全長 125 km の谷で、海底谷末端に頂部を有する深海扇状地の存在、海底谷周辺の堆積層の整合的はい上がりからみて、海底下の混濁流により形成されたものである（桜井ほか，1974）。

三陸海底谷群（仮称）は、釜石沖の水深 600~900 m の大陸斜面に谷頭を有し、1,500~2,000 m の深海平坦面に注ぐ全長 40 km の海底谷である。一方、鹿島海底谷群（仮称）は、谷頭を水深 800 m の大陸斜面に有し、2,100~2,600 m の深海平坦面に注ぎ、この中の谷はさらに水深 5,000 m の海底まで達する全長 110 km の海底谷である。

（４）海溝周辺の海底地形

（i）海底地形の概観（Figure 13）

太平洋側の海底を東へたどれば、大陸棚・大陸斜面を経て海溝に至る。また、海溝は太平洋プレートの終着点でもある。海溝は 7,000 m 以上の水深を有する文字どおりの海底の溝である。北海道から千島列島にかけての沖合いは千島—カムチャッカ海溝が、東北日本の沖合いには日本海溝が、それぞれ島弧にほぼ平行に延び、襟裳岬沖の 41°N 付近で、2つの海溝はほぼ 120°の角度で接している。

（ii）千島—カムチャッカ海溝（Figure 14）

本海溝は北東—南西方向に延び総延長は 2,200 km に及ぶ。全体にわたる精密な測量が実施されていないので、その詳細な地形は不明であるが、海溝最浅部は日本海溝との接合部付近で約 7,000 m の深さを持ち、北部にいくに従い階段状に深くなって 8,000 m を超え、最深部は 44°08.5'N, 150°30'E の 9,550 m であるといわれている（岩淵，1968b）。図幅内での海溝軸はわずかながら蛇行し、水深 7,000 m 前後の平坦部と狭く部が繰り返して現れる。陸側海溝斜面は水深 2,000~3,800 m から始まり、釧路海底谷や塊状の高まりの混在する複雑な地形をなすが、釧路海底谷以東には水深 4,500~5,900 m に海溝軸に平行なかなり広い平坦面がみられ、ここでの陸側海溝斜面の平均傾斜は 2.8°~4.3°である。海底谷以西にも、海溝軸に平行する水深 4,700~5,400 m の平坦面がみられ、ここでの陸側海溝斜面の平均傾斜は 3.6°~3.9°である。

一方、海側海溝斜面は、陸側海溝斜面に比べ緩やかな斜面をなして、5,500 m の等深線で示される海溝周縁隆起帯としての北海道海膨につながっている。この海側の斜面には幾つかの海山がみられ、いずれも太平洋プレートとともに移動してきたギョーと考えられるが、このうち日本海溝との接合部付近に位置する比高約 2,800 m の襟裳海山は海溝底付近に達しており、その頂部水深は 3,735 m と深い。山頂の一部は平坦化され、その平坦面はプレートの沈み込み方向と同じ北西側に傾斜している（Tsuchi and Kuroda, 1973）。また、その頂部付近からは火山岩および白亜紀の化石が採取されている。このほか、頂部水深 2,565 m、比高約 2,900 m の拓洋第 1 海山、頂部水深 1,345 m、比高約 3,800 m の凌風第 2 海山などがみられる。

（iii）日本海溝（Figures 20, 21, 22）

本海溝は、襟裳海山付近から東北日本の島弧に沿って、わずかに弓なりになって房総半島沖の伊豆—小笠原海溝との接合部まで続く全長約 890 km の海溝である。陸岸から海溝軸までの距離は、三陸沖で約 200 km であるが、南に向かって幾分狭まり犬吠埼沖では約 150 km となる。海溝軸はわずかながら蛇行し、分枝している所もある。海溝底は一般に V 字形をなし堆積物は少ない。水深は北部から南部に向かって深くなり、北部では約 7,500 m、南部では 8,000 m を越え、第 1 鹿島海山の北側（36°01'N, 142°38.5'E）で 8,130 m の最深部に達する。この縦断面は階段状であるが、これは海溝軸に沿って北側から運ばれてくる堆積物が海溝底内のシルと呼ばれる高まりでせき止められるためといわれる（佐藤・新妻，1980）。

海溝底から深海平坦面までの陸側海溝斜面は、岩淵ほか（1976）が ridge and trough zone と呼んだ急峻かつ

複雑な地形の区域で、これらの地形は全体としては海溝に平行あるいは雁行する高まりと凹みととらえることができるが、必ずしも一様なものではない。Figure 20 の地形断面からも分かるように、全域を通じて、大なり小なり、ベンチが認められるが、岩淵 (1968 b) によると三陸沖南部では水深 4,700~4,800 m 付近に幅 16 km 前後の顕著なものがみられる。そして、これらのベンチは単なる平らな面ではなく、ベンチの中ほどが凹地をなすものや、ベンチの外縁に高まりがみられるものなどがある。

なお、この海域の陸側海溝斜面は、水深 1,700~4,400 m から始まるが、その平均傾斜は八戸東方で 3.9° ~ 5.0° 、三陸沖で 4.9° ~ 6.0° 、常磐沖で 3.2° ~ 4.4° 、鹿島灘沖で 3.9° ~ 5.0° 、犬吠埼沖で 8° 前後となっている。

一方、海側海溝斜面は、陸側海溝斜面に比べ緩傾斜 (1° ~ 2°) で地形も比較的単純であるが、ここで特徴的なものは海溝軸に平行な多数の細長い溝である。海側斜面におけるこのような凹みの存在は古くから知られており、三陸沖については、岩淵 (1968 b) が、水深 7,100 m 付近と 6,300 m 付近において長さ 90 km 近くに達する海溝軸に平行な凹みが存在し、前者では幅は 1.9 km、深さは 200~400 m であることを報告している。

ここでは、その後、詳細な調査の実施された常磐沖 ($35^{\circ}40'N$ ~ $38^{\circ}00'N$) について述べよう。凹みの分布は Figure 22 に示すとおりで、海溝最深部から 15 km 程度離れた水深 7,000 m 付近及びその東方の 6,800 m、6,600 m 付近に分布する。これらの凹みは、幅約 2 km、深さ 50~250 m で海溝軸にほぼ平行に延長 70 km に達するものもあるが、多くは 10 km 以下で連続性は悪い。これらの溝状地形は、音波探査によって堆積層を切る正断層であることが知られているが、海溝軸にほぼ平行にこのような多数の正断層が存在することは、海溝の大洋側のリソスフェアの表面に、海溝軸に直角な水平向きの張力が働いていることを示している (小林・佐藤, 1979)。

また、大洋側の斜面には、第 1 鹿島海山 (頂部水深 3,550 m、比高約 3,000 m)・香取海山 (頂部水深 4,110 m、比高約 2,400 m)・第 2 鹿島海山 (頂部水深 2,662 m、比高約 3,100 m)・第 3 鹿島海山 (頂部水深 4,138 m、比高約 1,000 m)・第 4 鹿島海山 (頂部水深 2,783 m、比高約 2,800 m)・第 5 鹿島海山 (頂部水深 1,425 m、比高約 4,200 m)・磐城海山 (頂部水深 3,563 m、3,710 m、比高約 1,600 m) がみられる。これらはいずれもギョーと推定されるが、頂部水深はその多くが 3,000 m 前後と、太平洋の海山の一般的な深さより 1,500 m 余り深い。

これらの海山のうち、南部に位置する香取海山と第 1 鹿島海山については詳細な調査が行われ、詳しい地形が明らかにされている。特に後者は海溝軸付近に位置し、その頂部から白亜紀~中新世の化石が得られており (東海大学第一鹿島海山調査団, 1976)、また、その地形・地質構造から、山体の左半分が海溝内に沈みつつある海山であることが知られた (Mogi and Nishizawa, 1980)。これは海洋のプレートの海溝での沈み込みを、世界で初めて実証的に示すものとして注目を浴びた。しかし、詳細については不明な点も少なくなく、今後の調査が期待されている。

(5) 太平洋側の海底地形に関する諸問題

この海域には、大陸棚・大陸斜面・海溝の形成機構・古海水準・プレートの沈み込み機構等、数多くの問題がある。ここでは、この中から 2, 3 の問題を取り上げて議論する。

(i) 三陸沖南部の深い大陸棚

宮古北東方から三陸沖南部を通して仙台湾に至る海域には、水深 150~190 m と 200~400 m に 2 つの傾斜変換点がみられ、岩淵 (1972) と佐藤 (1979 b) では見解が異なることを前にのべた。佐藤 (1979 b) は、本来の意味での縁辺台地 (marginal plateau) はこの海域には存在せず、岩淵 (1972) の考えは不適当とした。

一般的に大陸棚は、低潮線から始まり深所に向かって著しい傾斜の増大が起こる水深までの海域と定義され、著しい傾斜の増大が起こる場所を連ねた線が外縁である。これはあくまで地形上のもので時代的な意味は含まれない。Figure 23 には陸岸から水深 1,000 m までの地形断面を示したが、上記の定義から明らかに水深 200~400 m 変換点を大陸棚外縁とした方がよい断面がある一方、いずれとも決め難い断面もあることが分かる。

しかし、三陸沖北部方向から、あるいは常磐沖北部方向から地形的な連続性を追跡すると、大陸棚外縁は水深 200~400 m 変換点に連なり、深い大陸棚として佐藤 (1979 b) の考え方に従うのが妥当と思われる。ただし、この場合でもウルムの最大氷期に対応するのは、水深 150~190 m の海底段丘外縁であるのは論をまたない。

中嶋 (1973) は、三陸沖南部では大陸棚構成層の下に不整合面があり、南側の地域ではこの面が直接海底に露出していることを指摘したが、この波食面が水深 200~400 m の傾斜変換点となって地形断面に表われている。

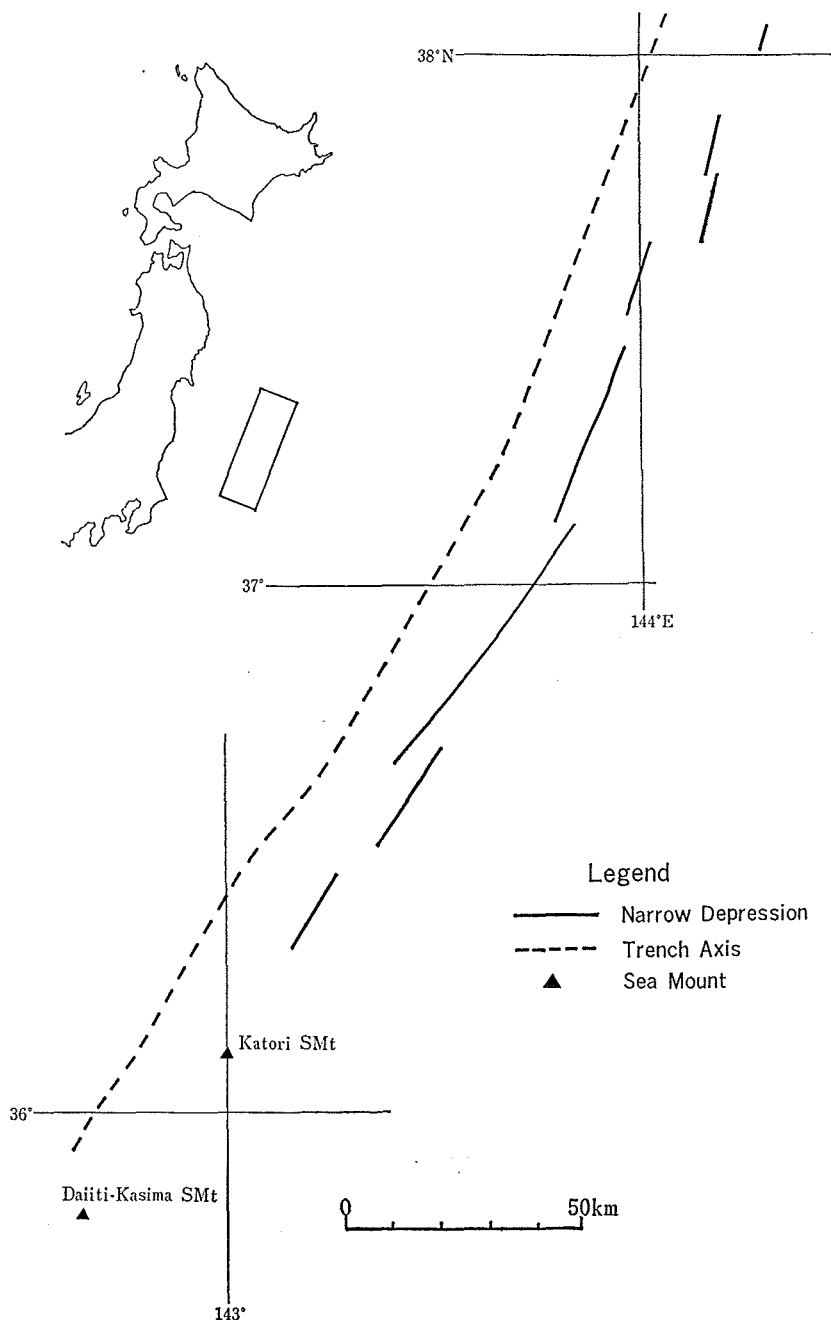


Figure 22 Distribution of the small narrow depressions

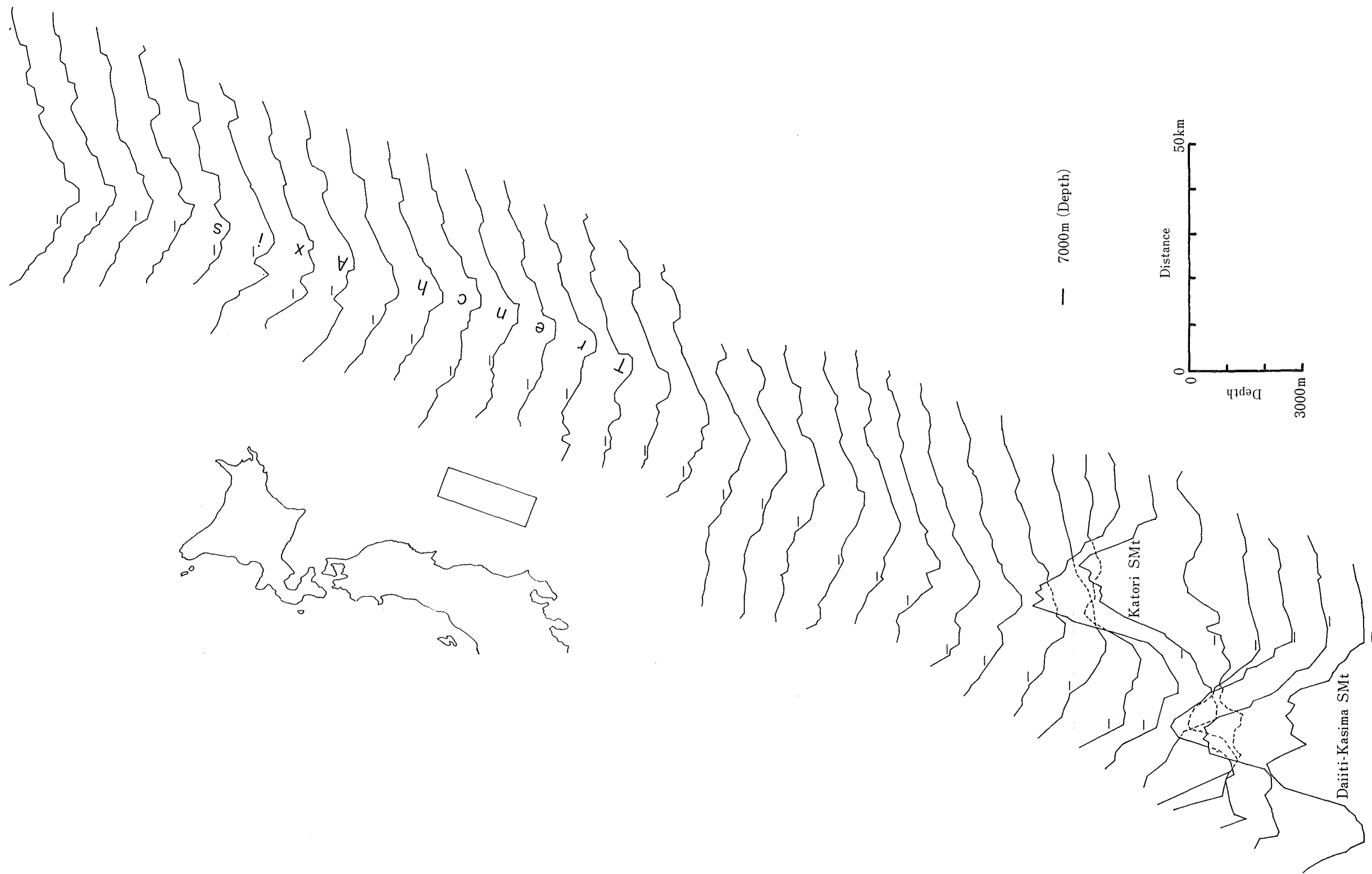


Figure 21 Profiles across the Japan trench (off the Jōban District)

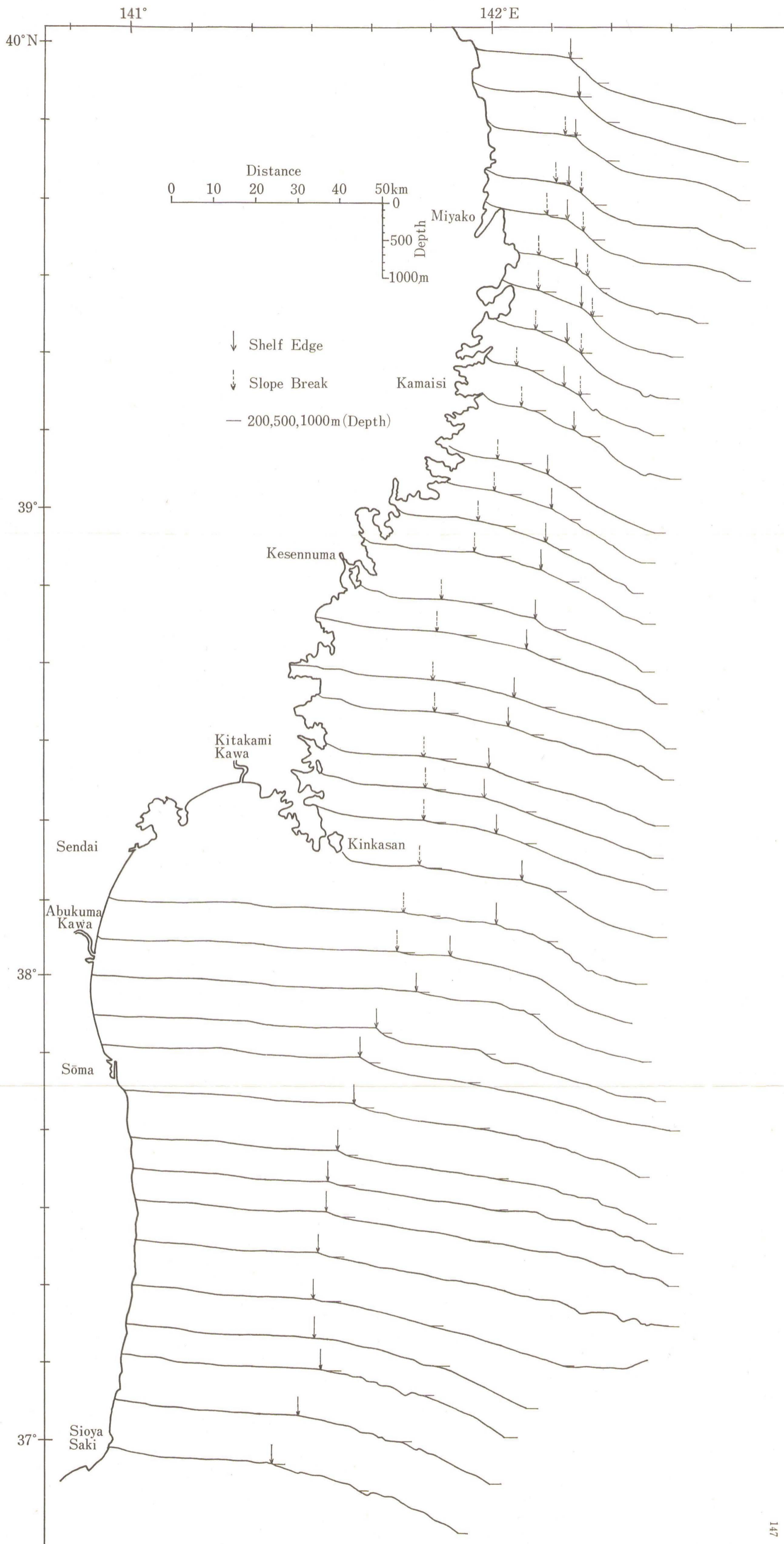


Figure 23 Profiles of the continental shelf (off the Sanriku and Jōban District)

三陸沖北部では、この不整合面は完全に大陸棚の下に埋没し、水深 250~300 m の所に存在する。そして、この面は次第に浅くなり、下北半島のつけ根付近では、水深 140~150 m の大陸棚外縁そのものになっている（佐藤・新妻, 1980）。また、ここで採られた岩石は中新世中期（桜井ほか, 1975）を示しており、三陸沖南部の深い大陸棚外縁、北部の埋没不整合面の形成時期は、少なくとも中新世中期以後でウルムの最大氷期以前に限定することができる。

同様の不整合面の存在は沈降域とされている山陰沖・日向灘・遠州灘などでも知られているが、これらの面の最終的な分布域はどうなっているのか、これらの面はお互いに対比されるのか、形成時期はいつかなど、これらは重要な地形面と思われるので、今後の検討が必要であろう。

また、大陸棚形成直前の侵食面が隆起地形としての海岸段丘として現れているが、この深い侵食面は海岸段丘と時代的にどのような関係にあり、海岸段丘とは逆の沈降地形として現れているかを明らかにするのは、陸上を含む沿岸域の地形発達を考えるうえで重要な課題となろう。

(ii) 古海水準について

海底では、海底に残された平坦面・堆積物・海底谷（陸棚谷を含む）との関係から、かつての海水準を議論する試みがなされてきた。一つは大陸棚を、一つは深海平坦面を対象として行われている。

深海平坦面に関しては、奈須（1961）は、飯島・加賀美（1961）の成果と田山（1950）が四国沖で発見した海段を結びつけ、日本周縁の水深約 2,000 m には昔の海水準を示す日本太平洋海棚がかつて存在し、地殻変動により現在の形になったと考えた。また Hoshino（1967）は、中新世末期には全世界的に水深約 2,000 m の所に海水準があったが、その後の海水準上昇により深海平坦面と海底谷が形成されたとした。

しかし、各地での音波探査の成果（佐藤, 1970 b ほか多数）、水深の不均一性（300~3,800 m）、地形面としての不連続性などから、大部分の深海平坦面が昔の海水準を示すものでないことは、確実にってきた。

大陸棚に関しては、外縁と海底段丘について議論がなされてきた。杉村（1950）は、沖積平野下の埋積谷基底が大陸棚外縁深度につながる可能性を指摘し、その後、貝塚（1955）・井関（1956）・星野（1957）等により支持され、大陸棚外縁水深は約 140 m にあって、これは 18,000 年前のウルムの最大氷期に形成されたとする考え方が有力である。このウルムの最大氷期の前後に水深約 50 m 付近に海水準の停滞があったことは前に述べた。

これに対し、大嶋（1978）は 16,000±1,000 年前の海面低下は 80 m 程度であり、最大海面低下はリス氷期（ 1×10^5 年前）の 120±10 m であるという考えを述べている。海底地形としては、海水準より 20 m 前後深い所に変化が現れると思われるので、この考えに従うと、水深 100 m の海底段丘外縁、水深 140 m の大陸棚外縁が普遍的に分布し、それらはそれぞれ、ウルム氷期、リス氷期に対応することになる。

地殻変動の影響を別にして、東北日本太平洋側の大陸棚外縁水深をみると、140 m より浅いのは鹿島灘の那珂湊沖と下北半島沿いの部分のみであり、ほとんどの海域は水深 150 m より深い。しかし、吉川（1969）によると、日本における第四紀の隆起・沈降の速さは 1~2 mm/年であり±20 m 程度のズレは通常の変動範囲に入ることになる。こういった観点からすると、下北半島沿いの一部・八戸沖・釜石~大船渡沖・仙台湾沖の一部・常磐沖の大部分・鹿島灘の全域が 140±20 m の範囲に入ることになり、140 m の大陸棚外縁は普遍的であるといえる。

一方、海底段丘外縁についてみると、大部分が前述の範囲に入る仙台湾~鹿島灘では水深 100 m は海底段丘外縁の部分ではなく、海底段丘の上限の部分に当たっている。この範囲から外れる三陸沖南部では水深 100~180 m に海底段丘がみられ、ここでも水深 100 m は海底段丘の上限部分に当たっている。ただし、この範囲に入っている八戸沖には水深 50~120 m の海底段丘がみられ、ここでは水深 100 m はほぼ海底段丘の外縁部分に当た

っている。

以上のように東北日本太平洋側の例に関しては、水深 140 m の部分は、大部分の海域において大陸棚の外縁部分に当たるといえることができるが、水深 100 m の部分は海底段丘の外縁部分ではなくて、上限部分に当たっているといえることができるだろう。

しかし、問題はそれらの水深の普遍性もさることながら、それらの面が形成された時代であろう。この海域で直接手がかりとなるのは、仙台湾の older sand の年代、常磐沖南部の古久慈川の例ぐらいであるが、前者では水深 120~160 m 海底段丘上の水深 132 m 地点の older sand の年代が $10,230 \pm 220$ 年 (Hattori, 1967) を示し、後者では沖積層基底の陸棚埋積谷が水深 105 m の部分まで追跡できることが報告されている (加賀美・奈須, 1964)。

また、日本海側の事例を調査した佐藤・茂木 (1981) によると、沖積層の基底をなす陸棚埋積谷は水深 80 m で必ずしも終るものではなく、対馬東岸の例では水深 105~110 m に達している。そして、水深 80 m での海水準の停滞は確かに顕著で、地形面からもその影響を読み取ることができるが、これはウルムの最大氷期以降の海水準上昇途中の停滞によって形成されたものである。

以上のように大嶋 (1978) の考え方には無理があるように思われるが、日本列島周辺は地殻変動の激しい地域に当たっており、今後、数多くの事例で沖積層の基底をなす陸棚埋積谷の末端水深を比較検討していく必要があるだろう。

古海水準に関しては、前述の三陸沖南部でみられた深い大陸棚の埋没不整合面の問題もある。これらの不整合面はある時期の海水準を示しているのは間違いないが、この地域の沈降性から考えて、絶対的海水準を示すものではなく、不整合面が形成されて以降、現在の深さに沈んでいったのであろう。

(iii) 大陸棚外縁水深の波状分布

大陸棚の外縁は約 18,000 年前のウルムの最大氷期に形成され、その水深は 140 m であるという考え方が有力であることは前にも述べた。厳密には、外縁部はその後に受けた侵食・堆積作用などのため、必ずしも同一の旧汀線を示すものではないが、現在の水深は、おおよそ、その後の地殻変動の結果とみることもできるであろう。

このような観点から、東北日本太平洋側の外縁水深を記入したのが Figure 24 である。ここではウルムの最大氷期を対象とするので、三陸沖では海底段丘外縁に着目する必要があるが、犬吠埼から尻屋埼にかけて、外縁水深の深度分布をみると、鹿島東南東方 ($35^{\circ}50'N$)、塩屋埼南東方 (久之浜付近)、阿武隈川川口沖、気仙沼沖、宮古北東方 ($39^{\circ}55'N$)、三沢沖等で周囲の水深より深い所がみられ、各地点間の緯度間隔は $45' \sim 80'$ である。各地点間の距離は鹿島東南東方~塩屋埼南東方; 150 km, 塩屋埼南東方~阿武隈川川口沖; 95 km, 阿武隈川川口沖~気仙沼沖; 100 km, 気仙沼沖~宮古北東方; 115 km, 宮古北東方~三沢沖; 90 km で $90 \sim 150$ km の間を変化するが、一番南側の例を除いて 100 km 前後にあり、その間の水深変化様式は波状をなす。

このように、この地域の外縁水深は 100 km 前後のかなり規則的な間隔で波状の変化を行っていることが分かる。

Figure 24 の下欄には深海平坦面・大陸斜面外縁・主要なベンチ・海溝底の深度分布も併せて図示してみた。これらの地形要素は大陸棚外縁の水深と異なり、時代的な意味合いは持っていないが、興味深いことに、これらの要素も同様の間隔で波状の分布をしているように思われる。

このような波状分布をもたらし原因については不明であるが、次のようなことが考えられないだろうか。つまり、小林・佐藤 (1979) によると、海洋のプレートが地球表面上で、1,000 km 以上の長さにとわり、面積を変えないで海溝に沈み込むとすると、沈み込みの角度と海溝軸の曲率半径には一定の関係があるはずであるが、実

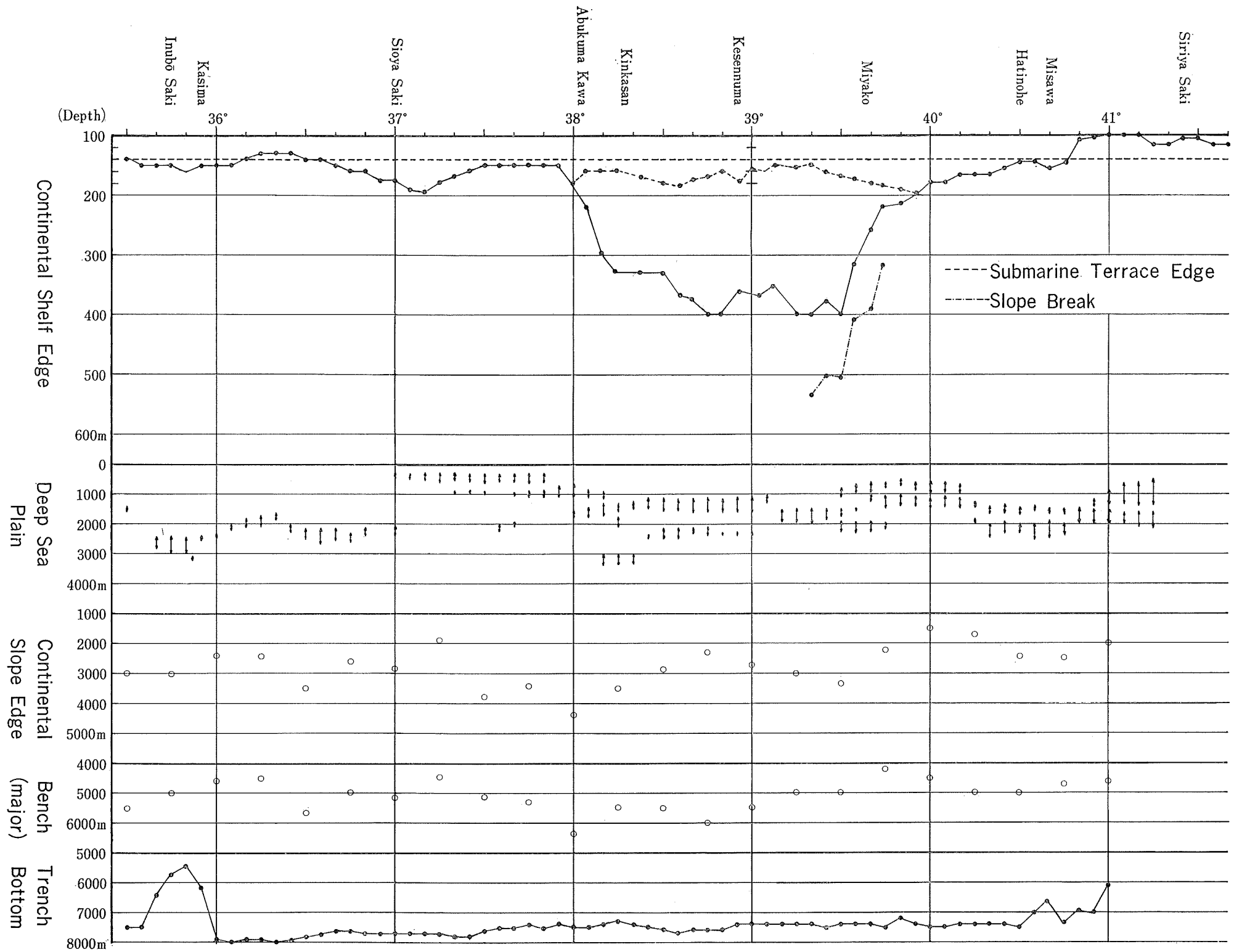


Figure 24 Depth of the shelf edge of the Pacific Ocean side (North-East Nippon)

際の例ではこのようにはなっていないという。そこで考えられるのは、プレートは面積を変えずにそのまま沈み込むのではなく、割れて短冊型になって沈み込んでいるのではないかということである。実際、チリ海溝の例ではプレートは200~700 kmの小帯に割れて沈み込んでいることが知られている。

日本列島では沈み込み帯の短冊構造はまだ確認されていないが、もし仮にプレートが割れて沈み込んでいるとすれば、プレート上面の地塊は何らかの影響を受けることになるだろう。本座(1976)は東北日本太平洋側の大陸斜面の褶曲構造の分布境界域と、Nagumo(1970)が1968年の十勝沖地震時の余震域の分布から求めた三陸沖の地塊境界域とはよく一致するとした。さらに、この延長は大陸棚外縁の異常水深域ともほぼ一致し、この境界域は大陸斜面の地殻構造単位を示すとした。しかし、この報告での大陸棚外縁水深や褶曲構造分布などは疎な調査結果から導かれ、また三陸沖以南の海域では褶曲構造の分布のみから境界が求められており、正確さの点で若干の問題がないわけでもなかった。

今回、Figure 24に示した大陸棚の外縁水深は、20万分の1の海の基本図成果から、およそ5'間隔で求めたものである。この図と本座(1976)の大陸斜面の地殻構造単位の図とを比較してみると、三陸沖では、本座(1976)は大陸棚部分の境界を大陸斜面の境界から海岸線に向かって北よりに推定しているが、大陸斜面での境界をそのまま海岸線に延長すると、まさに前に述べた6か所の周囲より外縁水深の深い場所と一致することになる。

三陸沖以南では褶曲構造の分布のみから境界が推定されているが、この推定線の海岸線方向の延長は、まさに前述の周囲より外縁水深の深い場所と一致している。また常磐北部の海岸には海岸段丘が広く分布するが、中川(1961)による下末吉相当面の高度の変化と今回求めた大陸棚外縁の水深変化様式は、おおむね一致し、本座(1976)の推定境界線を海岸線まで延長した部分で、海岸段丘高度も急に低くなっており、大陸斜面の境界が陸上にも及んでいる可能性を示している。

今後、三陸沖以南の海域で余震域の分布との関係等、検証すべき点は多いと思われるが、東北日本太平洋側の地殻が沿岸部までも含めてブロック化している可能性は十分考えられる。

以上の点から、東北日本太平洋側のプレートは、短冊構造で沈み込み、これに伴いプレート上の地殻はブロック化し、その地表面への現れとして大陸棚の外縁水深の波状分布などがもたらされたと推論できる。

(iv) 深海平坦面の成因

各地で行われた音波探査の成果から、大部分の深海平坦面は、構造的凹地を埋めた堆積盆地であることが分かってきた。堆積盆地の形成には、相対的な盆地の沈降が必要であるが、これには外縁部の上昇と盆地部の沈降という2つの考え方がある。

外縁部の上昇という立場に立ち、海溝を有する活動的大陸縁辺部の深海平坦面の成因を説明する有力な理論として付加ブリズム理論がある。これによると、プレートの沈み込みに伴い、大洋底堆積物が陸側の先端部でかき上げられ、圧縮力により楔形に変形しながら盛り上がって付加ブリズムが形成される。そしてこの付加ブリズムの背後に形成されたタービダイト盆地が深海平坦面ということになる。

これに対して、プレートの沈み込みにより島弧の外縁部が海溝中にまきこまれて消費されるという考え方がある。これは村内・浅沼(1970)が、常磐沖の大陸斜面・深海平坦面にみられる基盤の方向が海溝と斜交し、海溝を境に消失している点に着目して考え出した理論である。

最近、グロマーチャレンジャー号により三陸沖で深海掘削が行われたが、八戸東方の深海平坦面外縁部では、この付近に古第三紀の終り頃まで存在した親潮古陸が、新第三紀、第四紀を通じて沈降したこと及び深海平坦面外縁部の相対的高まりの部分さえも、絶対的には沈降していることが明らかにされた(奈須ほか, 1979)。

また宮古沖の深海掘削では、いわゆる付加プリズム体は小規模であり、陸源物質が主体をなすことが明らかにされて(岡田・酒井, 1979), 日本海溝の沈み込み帯に付加プリズムモデルを単純に適用することは困難であることが判明し、沈降説に有利なデータが得られている。

深海掘削以前にも、金華山沖の深海平坦面外縁部の水深 2,350 m からは、中新世末期から鮮新世初期の珪藻泥岩が得られ、その表面に、海岸付近の波浪や風による侵食模様が刻まれていたことと、この基盤岩と一緒に採れた礫の組成から、この海域は鮮新世末期以降に 2,000 m 以上の沈降が起こったと考えられた(飯島・加賀美, 1961)。

これに対し、佐藤(1973)は、ここで得られた風蝕礫と村内・浅沼(1970)の考え方、音波探査の成果等から、かつて三陸沖には東方陸地が存在し、中新世末期以降の撓曲によって沈下し、海溝中に沈み込んでいったと考え、風蝕礫はこの陸地からもたらされたとした。このほか、襟裳岬南方の深海平坦面下で発見された不整合面の存在(石和田, 1974)も沈降説に有利なデータである。

以上のように三陸沖の大陸縁辺部は、新第三紀のある時期以降、沈降しているのは確実であるが、親潮古陸と東方陸地の関係、その広がりなどは分かっていない。

上記の問題とは観点を異にするが、茂木(1980)は、東北日本太平洋側の深海平坦面を分析し、これらは海盆構造の集合体であり、西南日本太平洋側で岬と湾入部の周期的繰り返しという特徴ある海岸線を出した沖合い

Table 6 Bank Shoal, Plateau, Spur

No.	geographical name	location	depth(m)	bank top(m)
1	Urasima Guri (浦島礁)	35°58'N 135°21'E	110	107
2	Gentatu Se (ゲンタツ瀬)	36°14'N 135°45'E	20	10.9
3	Matu Dasi (松出シ)	36°20'N 135°56'E	60~70	59
4	Ō Guri (大グリ)	36°24'N 136°00'E	80	73
5	Mai-no-Se (前ノ瀬)	37°13'N 136°20'E	130	135
6	Oki-no-Se (沖ノ瀬)	37°16'N 136°18'E	130	125
7	Nagahira Guri (長平礁)	37°20'N 136°20'E	130	128
8	Naka-no-Se (中ノ瀬)	37°34'N 136°28'E	140	137
9	Kita-Yamato Tai (北大和堆)	About 350km NW. of Noto Hantō	400~500	397
10	Yamato Tai (大和堆)	About 250km NNW. of Noto Hantō	300~500	236
11	Takuyō Tai (拓洋堆)	About 300km NNW. of Noto Hantō	500~800	428
12	Hakusan Se (白山瀬)	About 100km N. of Suzu Misaki	250~300	239, 252
13	Yome Guri (嫁礁)	37°40'N 137°12'E	10	3.5
14	Sado Tai (佐渡堆)	37°35'N 138°23'E	120	105
15	Kosizi Syō (越路礁)	38°43'N 138°15'E	300	270

16	Hyōtan Guri (瓢箪礁)	38°37'N 138°20'E	120~130	87
17	Mukō Se (向瀬)	38°48'N 138°40'E	120~150	104
18	Gassan Guri (月山礁)	38°39'N 138°43'E	150	143
19	Awasima Guri (粟島礁)	38°34'N 139°10'E	130~140	115
20	O Se (大瀬)	38°39'N 139°23'E	40~60	27
21	Torimi Guri (鳥海礁)	38°53'N 139°05'E	130~140	136
22	Kama Guri (鎌礁)	39°01'N 138°40'E	150	149
23	Yahiko Tai (弥彦堆)	39°06'N 138°33'E	200~300	157
24	Mogami Tai (最上堆)	39°12'N 138°53'E	200~250	136
25	Akasi Guri (明石礁)	39°00'N 139°41'E	40	22
26	Sin Guri (新礁)	39°42'N 139°34'E	140~150	135
27	Oga-Mukō Se (男鹿向瀬)	39°51'N 139°34'E	100~120	96
28	Nisi-Tugaru Tai (西津軽堆)	41°09'N 140°03'E	70	68
29	Kozima Tai (小島堆)	41°21'N 139°38'E	300	182
30	Matumae Plateau (松前海台)	W. of Ō sima	1,000~1,500	934
31	Okusiri Spur (奥尻海脚)	S. of Okusiri Tō	20~1,200	—
32	Motta Spur (茂津多海脚)	N. of Motta Misaki	110~2,200	—
33	Iwanai Tai (岩内堆)	43°07'N 140°02'E	300	263
34	Kamoenai Tai (神恵内堆)	43°11'N 140°04.5'E	300	252
35	Kamui Spur (神威海脚)	NW. of Kamui Misaki	160~400	—
36	Yoiti Spur (余市海脚)	N. of Yoiti	110~400	—
37	Syakotan Tai (積丹堆)	43°59'N 140°02'E	200	111
38	Otaru Tai (小樽堆)	44°09'N 140°54'E	170	124
39	Tengu-no-Ago (天狗のあご)	44°17'N 140°42'E	150	119
40	Sanzyūroku Kyōdō Tai (36共同堆)	44°25'N 140°19'E	170	170
41	Minami-Musasi Tai (南武蔵堆)	44°27'N 140°35'E	130~140	126
42	Teuri Tai (天売堆)	44°30'N 140°45'E	140~150	118
43	Kita-Musasi Tai (北武蔵堆)	44°47'N 140°19'E	40~50	10
44	Tengu-no-Hana (天狗の鼻)	44°50'N 140°40'E	200	137
45	Oki-Musasi Tai (沖武蔵堆)	44°58'N 140°00'E	150	149
46	Senpōsi Tai (仙法志堆)	45°01'N 150°53'E	100~120	42

47	Rebun Tai (礼文堆)	45°26'N 140°29'E	210	206
48	Sōya Tai (宗谷堆)	45°30'N 142°15'E	30	16
49	Monbetu Tai (紋別堆)	45°19'N 143°47'E	180~190	178
50	Monbetu Spur (紋別海脚)	44°38'N 143°27'E	90~130	—
51	Yūbetu Tai (湧別堆)	44°53'N 144°15'E	140	134
52	Kitami-Yamato Tai (北見大和堆)	N. of Notoro Misaki	130~150	123
53	Notoro Spur (能取海脚)	44°11'N 144°20'E	100~300	—
54	Siretoko Tai (知床堆)	44°24'N 145°24'E	100~200	16
55	Hiroo Spur (広尾海脚)	42°08'N 144°00'E	900~1,400	—
56	Minami-Hiroo Spur (南広尾海脚)	41°56'N 143°55'E	600~1,200	—
57	Erimo Tai (襟裳堆)	41°37'N 143°38'E	170	162
58	Siriya Spur (尻屋海脚)	41°35'N 141°32'E	40~200	—
59	Tyōsi Spur (銚子海脚)	35°30'N 141°35'E	1,500~2,500	—

Table 7 Submarine canyon

No.	geographical name	length of valley (km)	depth of valley head (m)	depth of valley end (m)	mean gradient
1	Minami-Yamato Canyon* (南大和海底谷)	27	1,100	2,800	3.6°
2	Yamato Canyon* (大和海底谷)	60	1,400	3,200	1.7°
3	Nisi-Noto Canyon* (西能登海底谷)	55	300	2,800	2.6°
4	Toyama Deep Sea Channel (富山深海長谷)	670	1,200	3,300~3,400	0.2°
5	Sado Canyon* (佐渡海底谷)	40	600	1,500	1.3°
6	Mogami Deep Sea Channel (最上深海長谷)	185	300	3,000	0.8°
7	Esasi Canyon (江差海底谷)	18	200	1,000	2.5°
8	Kumaisi Canyon (熊石海底谷)	16	120	1,100	3.5°
9	Kaminokuni Canyon* (上ノ国海底谷)	8	100	1,100	7.1°
10	Motta Canyon* (茂津多海底谷)	5	400	1,200	9.1°
11	Suttu Canyon (寿都海底谷)	50	200	2,600	2.7°
12	Syakotan Canyon* (横丹海底谷)	16	300	700	1.4°
13	Yōiti Canyon* (余市海底谷)	9	200	470	1.7°

14	Isikari Canyon* (石狩海底谷)	28	200	770	1.2°
15	Risiri Canyon* (利尻海底谷)	28	200	400	0.4°
16	Kitami Canyon (北見海底谷)	54	250	1,000	0.8°
17	Notoro Canyon (能取海底谷)	50	250	1,100	1.0°
18	Abasiri Canyon (網走海底谷)	75	120	1,900	1.4°
19	Syari Canyon (斜里海底谷)	20	90	1,000	2.6°
20	Kusiro Canyon (釧路海底谷)	190	70~80	6,500	1.9°
21	Hiroo Canyon (広尾海底谷)	110	800	4,000	1.7°
22	Erimo Canyon (襟裳海底谷)	85	150	2,900	1.9°
23	Ogawara Canyon (小川原海底谷)	125	180	1,700	0.7°
24	Sanriku Canyon Group* (三陸海底谷群)	40	600~900	1,500	1.3°
25	Kasima Canyon Group* (鹿島海底谷群)	110	800	5,000	2.2°

* provisional designation

Table 8 Basin, Trough

No.	geographical name	location	depth(m)	basin bottom (m)	size(km)
1	Oki Trough (隠岐舟状海盆)	ENE. of Oki Syotō	1,000~1,700	1,740	40×180
2	Yamato Basin (大和海盆)	S. of Yamato Tai	2,000~2,900	2,985	180×470
3	Toyama Trough (富山舟状海盆)	Between Toyama Wan and the E. of Hakusan Se	1,000~2,000	2,000	20~45×230
4	Sado Basin (佐渡海盆)	In Sado Kaikyō	400~500	537	15×30
5	Mogami Trough (最上舟状海盆)	Between Sado Sima and Kyūroku Sima	600~3,000	3,000	10~40×280
6	Tobisima Basin (飛島海盆)	NE. of Tobi Sima	400	447	10×30
7	Nisi-Tugaru Basin (西津輕海盆)	W. of Tugaru Hantō	1,800~1,900	1,900	15×50
8	Japan Basin (日本海盆)	N. of Yamato Rise	3,000~3,600	3,704	400×900
9	Tugaru Basin (津輕海盆)	In Tugaru Kaikyō	200~220	294	10×50
10	Okusiri Basin (奥尻海盆)	W. of Osima Hantō	1,300	1,390	20×55
11	Siribesi Trough (後志舟状海盆)	NW. of Motta Misaki	3,200~3,300	3,398	20×90
12	Kamui Trough (神威舟状海盆)	NW. of Kamui Misaki	1,300~1,400	1,440	10×50
13	Isikari Basin (石狩海盆)	N. of Syakotan Misaki	700~800	805	30×55
14	Musasi Basin (武蔵海盆)	110 km NW. of Syakotan Misaki	1,200~1,600	1,670	40×80

15	Teuri Trough (天売舟状海盆)	SW. of Teuri Tō	300	330	15×80
16	Risiri Trough (利尻舟状海盆)	W. of Risiri Tō	300~900	1,000?	50×?
17	Rebun Trough (礼文舟状海盆)	NE. of Rebun Tō	100~150	151	20×?
18	Kuril Basin (千岛海盆)	Southern part of Okhotsk Sea	3,200~3,300	3,374	250×660
19	Hidaka Trough (日高舟状海盆)	E. of Tugaru Kaikyō	500~1,500	1,500	120×150

Table 9 Sea mount, Knoll, Ridge

No.	geographical name	location	depth(m)	relative height(m)
1	Yamato Rise (大和海嶺)	N. of Noto Hantō	236~3,000	—
2	Yamato SMt (大和海山)	38°53'N, 135°59'E	785	1,800
3	Oki Ridge (隠岐海嶺)	ENE. of Oki Syotō	259~2,700	—
4	Wakasa Sea Knoll Chain (若狭海丘列)	S. of Oki Trough	619~1,200	—
5	Meiyō SMt (明洋海山)	39°06'N 136°58'E	1,485	800
6	Meiyō-Daini SMt (明洋第2海山)	39°36'N 137°43'E	1,345	1,200
7	Meiyō-Daisan SMt (明洋第3海山)	40°09'N 137°57'E	1,215	1,200
8	Matu SMt (マツ海山)	39°33'N 138°08'E	915	1,100
9	Sado Ridge (佐渡海嶺)	N. of Sado Sima	87~3,200	—
10	Okusiri Ridge (奥尻海嶺)	Between Osyoro SMt and N. of Tobu Sima	96~3,600	—
11	Minami-Siribesi Knoll (南後志海丘)	43°12'N 139°38'E	2,060	400
12	Hutago Knoll (二子海丘)	43°29'N 139°56'E 43°27'N 139°49'E	378 412	700 800
13	Siribesi SMt (後志海山)	43°34'N 139°33'E	131	1,500
14	Kita-Siribesi Knoll (北後志海丘)	43°50'N 139°39'E	872	500
15	Kaiyō SMt (海洋海山)	43°57'N 139°15'E	962	700
16	Kamui Ridge (神威海嶺)	NNW. of Syakotan Misaki	376~700	—
17	Kamui Knoll (神威海丘)	43°44'N 140°05'E	482	300
18	Minami-Syakotan Knoll (南積丹海丘)	43°53'N 140°02'E	492	500
19	Higasi-Syakotan Knoll (東積丹海丘)	43°57'N 140°06'E	337	500
20	Nisi-Syakotan Knoll (西積丹海丘)	44°01'N 139°52'E	904	300

21	Kita-Syakotan Knoll (北積丹海丘)	44°07' N 139°51' E	730	500
22	Osyoro SMt (忍路海山)	44°25' N 139°32' E	214	800
23	Esan Knoll (恵山海丘)	41°49' N 141°32' E	246	150
24	Takuyō-Daiiti SMt (拓洋第1海山)	41°16' N 145°57' E	2,565	2,900
25	Erimo SMt (襟裳海山)	40°54' N 144°57' E	3,735	2,800
26	Ryōhū-Daini SMt (凌風第2海山)	40°38' N 146°51' E	1,345	3,800
27	Iwaki SMt (磐城海山)	37°09' N 144°39' E 36°59' N 144°50' E	3,710 3,563	1,600
28	Daiyon-Kasima SMt (第4鹿島海山)	36°16' N 143°59' E	2,783	2,800
29	Daisan-Kasima SMt (第3鹿島海山)	36°09' N 143°15' E	4,138	1,000
30	Katori SMt (香取海山)	36°05' N 143°02' E	4,110	2,400
31	Daini-Kasima SMt (第2鹿島海山)	36°05' N 143°28' E	2,662	3,100
32	Daiiti-Kasima SMt (第1鹿島海山)	35°49' N 142°40' E	3,550	3,000
33	Daigo-Kasima SMt (第5鹿島海山)	35°46' N 144°19' E	1,425	4,200

の海盆構造と、本質的には変わりのあるものではなく、東北日本の場合、海溝から海岸までの距離が西南日本の場合より長い、海岸線の形状には表れなかったに過ぎないとした。西南日本の特徴ある海岸線について吉川ほか(1964)は地震性地殻変動により、土(1975)は波曲運動により説明している。そして吉川(1974)は、東北日本の深海平坦面の部分も地震性地殻変動区である可能性を示唆しているが、果たして西南日本と同様の変動や運動が東北日本にも存在し、本質的に変わらないのかどうかは今後の検証にかかっているだろう。

以上のように、深海平坦面の成因をはじめ未解決の問題は多いが、島弧—海溝系の地形は、海溝の形成、プレート沈み込み機構と密接に関係していることは間違いない。海溝周辺の性質の多様性を、上田・金森(1978)はアセノスフェアに対する大陸プレートの動きにより、小林(1974)は沈み込み境界の進化モデルで説明している。これらの理論は魅力に富む仮説であるが、十分に説明できない点も含んでおり、今後の研究が期待されている。

終わりに当たり、本稿作成に際し、終始有益なご教示・助言を下された佐藤任弘海図課長に深く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 藤井昭二・島倉巳三郎 1963: 黒部川東部の埋没林と富山湾岸の汀線移動, 地質雑 69, 814, 330.
- Geological Survey of Japan 1978: Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, Cruise Report No. 11.
- Hattori, M. 1967: Recent Sediments of Sendai Bay, Miyagi Prefecture Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 39, 1, 1-61.
- 本座栄一 1976: 東北(日本)島弧系の新第三紀以降の構造発達史, 奈須紀幸編, 海洋地質, 海洋学講座5, 東京大学出版会, 東京, 137-154.
- 星野通平 1957: 日本近海の大陸棚について—とくに, その形成機構と形成時代について—, 地理評, 30, 53-65.

- Hoshino, M. 1967: Deep-sea Terraces, *Jour. Mar. Sci. Tech., Tokai Univ.*, **2**, 57-84.
- 星野通平 1970: 大陸斜面, 深海地質学, 海洋科学基礎講座 8, 東海大学出版会, 東京, 1-143.
- 星野通平・岩淵義郎 1966: 大陸斜面の地形について, 東海大海洋学部紀要, **1**, 37-49.
- 星野通平・本間弘次 1966: 日本海の礁堆の地質について, 地球科学, **82**, 10-16.
- 飯島 東・加賀美英雄 1961: 三陸沖・釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史, 地質雑, **67**, 561-577.
- Imayoshi, B., Atobe, O., Horikoshi, M., Imai, K., Irahara, A., Ishii, K., Ito, F., Nakamura, O., Nishizawa, K., Sato, T., Shoji, H. and Yashima, K. 1981: Representations on bathymetric charts, *I.H. Rev.*, **LVIII**, 2, 77-88.
- 井関弘太郎 1956: 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について, 名古屋大学文学部研究論集, **14**, 85-102.
- 伊勢崎修弘 1979: 日本海盆の Spreading Center と年代について, 研究連絡紙「日本海」, **10**, 111-119.
- 石和田靖章 1974: 日本周辺海域の石油地質, 石油技協, **39**, 16-21.
- 岩淵義郎 1968 a: 日本海南東部の海底地質, 東北大地質古生物研究邦文報告, **66**, 1-76.
- 岩淵義郎 1968 b: 日本列島東方沖の海溝地形について, 地質雑, **71**, 37-46.
- 岩淵義郎 1972: 三陸沖の海底地質, 地質学会講演要旨, 122.
- 岩淵義郎 1973: 日本海南東部の海底地形, 海洋科学, **5**, 12, 19-23.
- 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, **8**, 8, 45-52.
- 加賀美英雄・奈須紀幸 1964: 古久慈川—後氷期海面上昇による埋積谷, 日高教授還暦記念論文集, 538-549.
- 貝塚爽平 1955: 関東南岸の陸棚形成時代に関する一考察, 地理評, **28**, 15-24.
- 桂 忠彦 1973: 北海道襟裳岬沖の海底地形と地質構造, 海洋科学, **5**, 12, 26-31.
- Katsura, T. and Kitahara, S. 1977: Geological structure of the marginal plateau off Tottori, southern-west of Honshu, *Japan Jour. Oceanogr. Soc. Jap.*, **33**, 259-266.
- 川上喜代四 1969: 日本海東部海底の地形学のおよび地球物理学的研究, 水路部研究報告, 第5号, 1-46.
- 北村 信 1979: 後期白亜紀以降の地殻変動—縁海の成因に関連して, 研究連絡誌「日本海」, **10**, 103-110.
- 小林和男 1974: 四国海盆の拡大と日本列島, 海洋科学, **6**, 531-539.
- Kobayashi, K. and Isezaki, N. 1976: Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku Basin: Possible tectonic implications, *Am. Geophys. Union Monogr.*, **19**, 235-251.
- 小林和男・佐藤任弘 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達(I), 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斎藤常正編, 地球科学11, 変動する地球Ⅱ—海洋底—, 岩波書店, 東京, 175-252.
- 小泉 格 1977: 深海堆積物と日本海の歴史—氷期に日本海は淡水化したか—, 科学, **47**, 45-51.
- 小向良七 1956: 津軽海峡西口付近の海底地形・底質分布の研究, 水路部調査報告, 1-45.
- 湊 正雄 1966: 日本列島の最後の陸橋, 地球科学, **85**, **86**, 2-11.
- 茂木昭夫 1953: 日本海沿岸における大陸棚外縁の深さについて, 水路要報, 増刊第12号, 115-127.
- 茂木昭夫 1964: 北海道勇払原野沖海底の沈水地形, 第四紀研究, **3**, 141-152.
- 茂木昭夫 1973: 海底地形発達に関する最近の問題, 海洋科学, **5**, 12, 13-18.
- 茂木昭夫 1977: 日本近海海底地形誌—海底俯瞰図集, 東京大学出版会, 東京, (第1版), 1-90.
- 茂木昭夫 1980: 東北日本太平洋岸の forearc basin について, 最近の海底調査—その技術と成果—, 日本水路協会, 東京, 95-104.
- 茂木昭夫・佐藤任弘 1958: 最上堆付近の海底地形と底質, 水路要報, 第55号, 37-53.

- 茂木昭夫・岩淵義郎 1961: 常磐沖ならびに鹿島灘陸棚の海底地形と底質, 地埋評, **34**, 39-58.
- Mogi, A., Kawamura, B. and Iwabuchi, Y. 1964: Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa Shima Islands, Japan Sea, *Jour. Geod. Soc. Japan*, **10** (3-4), 180-186.
- 茂木昭夫・川上喜代四 1966: 日本海の海底地形の諸問題, 「日本海地域の地学的諸問題」, 地質学会討論資料, 7-16.
- 茂木昭夫・佐藤任弘 1975: 日本周辺大陸縁辺部の海底 I, 科学, **45**, 551-559.
- Mogi, A. and Nishizawa, K. 1980: Break down of a seamount on the slope of the Japan Trench, *Proc. Japan Acad.*, **56**, Ser. B, 5, 257-259.
- 村内必典・浅沼敏夫 1970: 房総常磐沖海域における seismic profiler 観測と 2, 3 の考察, 科博研究報, **13**, 337-356.
- 永野真男・桜井 操・内田摩利夫・池田 清・田口 広・大森哲雄 1973: 北海道北東岸の海底地質, 水路部研究報告, 第 9 号, 1-31.
- Nagumo, S. 1970: Development of the aftershock area and the block structure of the focal region of 1978 Tokachi-Oki earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 759-768.
- 中川久夫 1961: 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年, 東北大地質古生物研究邦文報告, **54**, 1-61.
- 中嶋 逞 1973: 三陸南部沖の海底地形について, 地学雑, **82**, 136-147.
- 奈須紀幸 1961: 海底, 地球の構成, 岩波書店, 東京, 113-141.
- 奈須紀幸・藤井昭二・本座栄一・木村政昭 1966: 富山湾陸棚部の海底地質, 「日本海地域の地学的諸問題」, 地質学会討論資料, 191-202.
- 奈須紀幸・本座栄一・藤岡換太郎・佐藤俊二 1979: 日本海溝の深海掘削-2 一親潮古陸の発見一, 海洋科学, **2**, 10, 807-815.
- 日本国際地図学会海洋図専門部会 1977: 海の地図における表現法の研究(その 3) 一望ましい海底地形図はいかにあるべきか一, 地図, **15**, 3, 35-38.
- 小倉伸吉 1925: 日本近海の深さに就いて, 水路要報, 第 28 号, 116-122.
- 岡田博有・酒井豊三郎 1979: 日本海溝の深海掘削-1, 海洋科学, **2**, 9, 756-806.
- 奥田義久 1979: 地震探査からみた日本海海底, 研究連絡紙「日本海」, **10**, 3-9.
- 大嶋和雄 1978: 北海道周辺の海峡が形成した時期, 北海道考古学, **14**, 11-12.
- 桜井 操 1973: 大陸棚外縁水深の変化にみる釧路沖の地盤変動, 海洋科学, **5**, 12, 24-30.
- 桜井 操・佐藤任弘 1971: 最上舟状海盆の地質構造と発達史, 地質雑, **77**, 489-496.
- 桜井 操・佐藤任弘・池田 清・永野真男 1974: 下北半島沖の深海扇状地について, 地質雑, **80**, 411-419.
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清 1975: 北海道南岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 第 10 号, 1-37.
- 山陰第四紀研究グループ 1969: 山陰海岸地方の第四系, 日本の第四系, 地団研専報, **15**, 355-376.
- 佐々保雄 1969: 津軽海峡(西口)の海底地質 I, 科学, **39**, 70-78.
- 佐藤任弘 1962: 釧路沖海底谷付近の深海地形, 地質雑, **68**, 563-572.
- 佐藤任弘 1970 a: 海洋と大陸棚, 共立出版, 東京, 1-193.

- 佐藤任弘 1970 b : 大陸斜面の構造, 海洋科学, **2**, 1, 29-34.
- 佐藤任弘 1971 : 東北日本海沿岸の海底調査, 地学雑, **80**, 285-301.
- 佐藤任弘 1973 : 深海平坦面について 2, 3 の考察, 海洋科学, **5**, 10, 55-59.
- 佐藤任弘 1979 a : 日本海の起源について一考察, 研究連絡誌「日本海」, **10**, 179-182.
- 佐藤任弘 1979 b : 日本周縁の海底地形と地質からみた海水準変化, 地球, **1**, 392-397.
- 佐藤任弘・小野晃司 1964 : 日本海山陰沖海域の海底地質, 地質雑, **70**, 434-445.
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄 1973 : 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質, 水路部研究報告, 第 8 号, 1-49.
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1975 : 日本周辺大陸縁辺部の海底Ⅱ, 科学, **45**, 622-629.
- 佐藤任弘・新妻信明 1980 : 日本列島周辺海域の地形と地質, 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編, 地球科学 15, 日本の地質, 岩波書店, 東京, 251-301.
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1981 : 海底地形からみた日本海の海水準変化, 日本第四紀学会講演要旨集, 17-20.
- 杉村 新 1950 : 関東地方周辺の海底段丘その他について, 地理評, **23**, 21-28.
- 田口 広・永野真男・佐藤任弘・桜井 操・内田摩利夫 1973 : 日本海白山瀬付近の構造発達史, 地質雑, **79**, 287-298.
- 田中吉郎 1952 : 日本近海深浅図の深浅の表示法について一彫塑的水平曲線地図法の解説, 水路要報, 第 32 号, 157-159.
- 田山利三郎 1950 : 四国沖の海底地形, 特に大陸斜面の形態について, 水路要報増刊, 第 17 号, 1-17.
- 田山利三郎 1952 : 日本近海深浅図について (北西太平洋の海底地形概観), 水路要報, 第 32 号, 160-201.
- 田山利三郎・佐野義久 1952 : 富山湾の海底地形ならびに底質の調査研究, 水路要報, 第 28 号, 403-425, 第 29 号, 1-21, 第 30 号, 50-58.
- 東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団 1976 : 第一鹿島海山の地形・地質, 地球科学, **30**, 222-240.
- 土 隆一 1975 : 西南日本太平洋岸の第四紀地殻変動「フィリピン海域の地質学的諸問題」, 地質学会討論資料, 17-25.
- Tsuchi, R. and Kuroda, N. 1973 : Erimo (Sysoev) Seamount and its relation to the tectonic history of Pacific Ocean Basin, *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry* (P.J. Coleman ed.), Univ. West Australia Press, 57-64.
- 上田誠也, Hilde, T.W.C. and Kroenke, L. 1976 : 西太平洋 および その縁海の進化について, 海洋科学, **8**, 331-339.
- 上田誠也・金森博雄 1978 : 海洋プレートの沈み込みと縁海の形成, 科学, **48**, 91-102.
- 陽 清・星野通平・北川芳男 1954 : 日本海北東部の海底地形と底質について, 水路要報, 第 42 号, 121-138.
- 吉川虎雄 1969 : 海面変化と地形発達, 西村嘉助編, 自然地理学Ⅱ, 朝倉地理学講座 5, 朝倉書店, 東京, 120-143.
- 吉川虎雄 1974 : 地震性地殻変動と海成段丘面の変位, 海洋科学, **6**, 10, 23-28.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 1964 : 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動, 地理評, **37**, 627-648.
- Yuasa, M., Tamaki, K., Nishimura, K. and Honza, E. 1978 : Welded Tuff dredged from Musashi Bank, northern Japan Sea, and its K-Ar age, *Jour. Geol. Soc. Jap.*, **84**, 375-377.

GRAVITY ANOMALIES AROUND JAPAN

Yasuhiro Ganeko* and Yukio Harada

Received 1981 August 3

Abstract

A free-air gravity anomaly map in the vicinity of the continental shelf around Japan was compiled based on dense gravity surveys made by the Hydrographic Department of Japan (JHD). The map is presented as a supplement of the present paper. Some 92,800 gravity data contributed to the compilation of the map.

A $10' \times 10'$ block mean gravity anomaly data file was produced based on the JHDGF-T81 gravity data file which includes some 540,000 gravity sites in the western and southern Pacific areas. $10' \times 10'$ block mean anomalies were computed in a rectangular area bordered by the parallels $N20^\circ$ and $N50^\circ$, and the meridians $E120^\circ$ and $E150^\circ$. The least-squares estimation technique was adopted in computation. The block mean gravity anomalies are shown symbolically in figures. The data file of mean gravity anomalies can be used for the computation of a detailed gravimetric geoid and for other geophysical uses.

1. Introduction

The Hydrographic Department of Japan (JHD) has been carrying out gravity measurements at sea since 1964 by use of two sets of vibrating string-type sea gravity meters, which are called T.S.S.G. (Tokyo Surface Ship Gravity Meter) developed by the Ocean Research Institute, University of Tokyo (Tomoda and Kanamori, 1962; Segawa, 1970a, b; Fujimoto, 1976). The fully organized gravity surveys by JHD have been carried out for the publication of the Basic Map of the Sea over the continental shelf around Japan since 1967. The series of the Basic Map of the Sea are composed of four 1/200,000 scale maps corresponding to four items, the bathymetric topography, the sub-bottom structure, the total magnetic force and the free-air gravity anomaly. Two survey ships owned by JHD have been engaged in this large project, which are *Shoyo* (1852 gross tons) and *Meiyo* (361 gross tons). The information of gravity surveys can be referred to the Data Report of Hydrographic Observations, Series of Astronomy and Geodesy published every year. The number of published gravity anomaly maps of the Basic Map of the Sea amounts to 47 sheets at the time March 1981.

Some of individual data were published in the data report mentioned above. Because of the recent large amount of data, publication of individual data in the printed form has become impossible, so all the gravity data have been compiled in a machine readable magnetic tape form. The status of the gravity data file of JHD and the recording format of the file are found in Ganeko and Koyama (1981). Some 92,800 gravity data observed by JHD have been compiled in the data file at present. The gravity survey cruises are listed in Table 1 which includes the name of cruise,

* Astronomical Division

Table 1 Gravity survey cruises of JHD and the number of observation sites

Name of Cruise	Year	Cruise Ident.	Number of Sites
Vicinity of Yamato-Tai	1965	65YT	347
Offing of Tokati and Tohoku	1968	68TK	1370
Offing of Akita	1968	68AK	884
Offing of Niigata	1968	68NI	2014
Offing of Isikari and Rumoi	1970	70IR	3287
South Offing of Sanriku	1970	70SN	1389
Offing of Soya and Abasiri	1971	71SA	1727
Offing of Monbetu	1972	72MO	447
Offing of Hukui	1972	72HU	1877
Offing of Kusiuro	1972	72KU	2405
Offing of Hiyama	1972	72HI	1519
Offing of Hidaka and Iburi	1972	72HD	2635
Offing of Hukuoka	1973	73HK	1664
Offing of Kagosima	1973	73KG	4158
Offing of Miyazaki	1973	73MI	4109
Offing of Koti	1973	73KO	2452
Offing of Nagasaki	1974	74NG	5525
Offing of Tottori	1974	74TR	1430
Offing of Kagosima	1974	74KG	3450
Offing of Okinawa	1975	75OK	3595
Offing of Yamaguti	1975	75YM	2762
Offing of Simane	1975	75SI	2957
Offing of Boso	1975	75BO	6154
Vicinity of South Io-Sima	1976	76IK	1463
Offing of Okinawa	1976	76OK	4831
Vicinity of Miyako-Sima	1976	76MY	3287
Offing of Kasima-Nada	1976	76IK	3215
South Offing of Joban	1977	77JO	6017
North Offing of Joban	1978	78JO	6701
Offing of Kisyu and Tokai	1980	80KT	4226
Offing of Isikawa	1980	80IS-A	3532
Offing of Simane	1980	80IS-B	1377
Total			92807

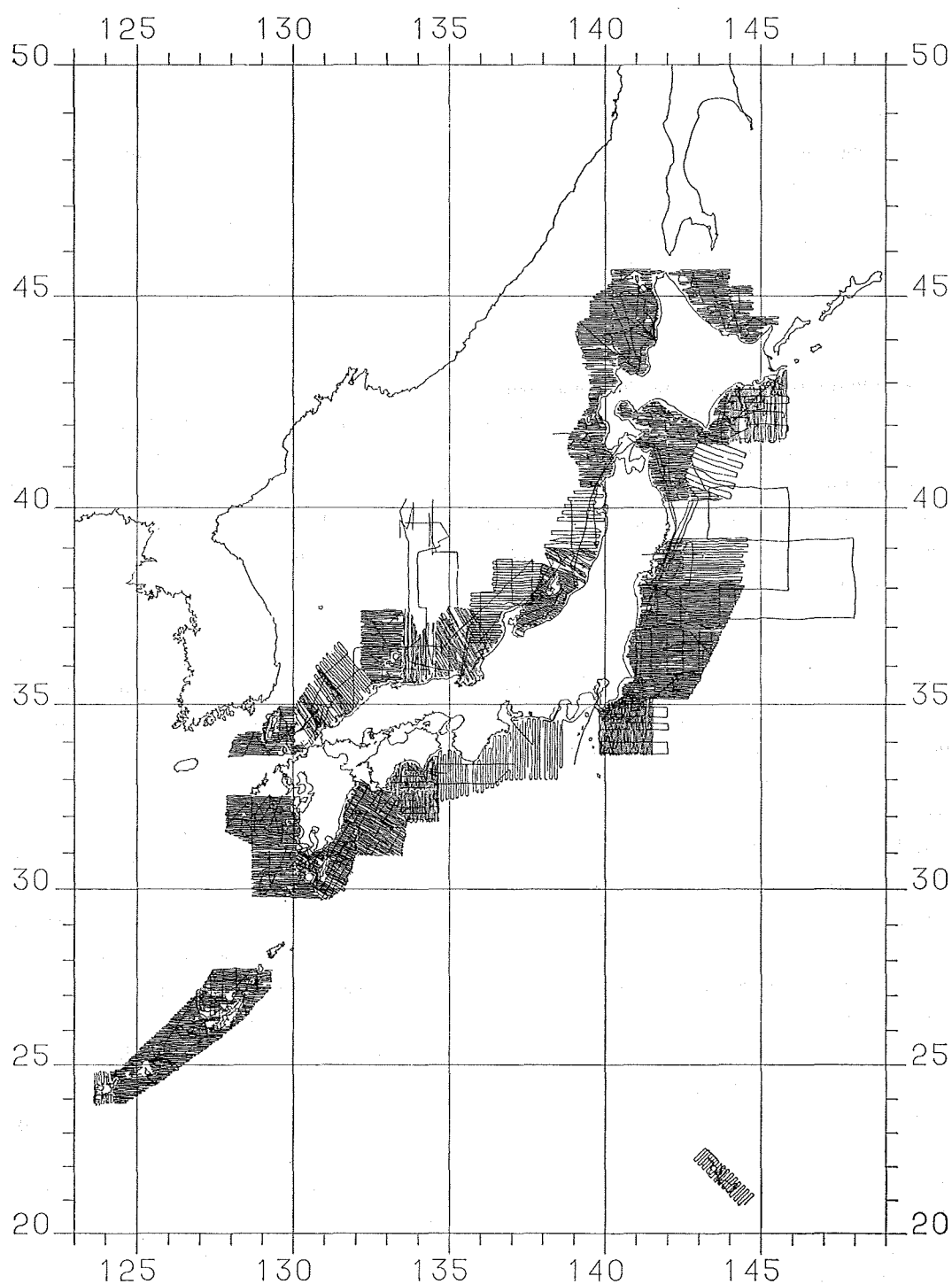


Figure 1 Gravity survey track chart of the cruises made by JHD during 1964-1980

observation year, cruise identification and number of gravity observation sites for each cruise. Figure 1 is the track chart of above cruises showing the survey areas and the observation density. Some vacant areas are unsurveyed or under data processing areas. The spacing of the survey tracks was taken as two nautical miles as a rule, but four or five nautical miles spacing was sometimes adopted to save ship time. The gravity observation by the sea gravity meter is made every five or ten minutes, which is necessary to filter out the disturbing vertical acceleration. The obtained gravity value, therefore, is the mean value during the observation interval. Since the surveying speed of the ship is usually 9 to 11 knots, the gravity observation sites are spaced out 1.4 to 3.4 km apart along the survey track. A brief explanation of the sea gravity meter and the observation method can be seen in Ganeko et al. (1978).

2. Compilation of gravity anomaly map

The raw gravity data measured on board the survey ship are calibrated by the gravity values of the base ports. The differences between the outputs of the gravity meter and the base gravities after the initial calibration are considered to be some drifts of the gravity meter and the drifts are corrected under the linear assumption between port calibrations. Then the fundamental gravity data file is created. The track chart and the water depth data taken along the gravity survey are stored in digital forms after the cruise, so the position and the depth data files are created. Above three data files are the basic data for the successive data processing.

The Eötvös corrections and the normal gravities are calculated from the position data file and the Bouguer corrections are obtained from the depth data file. The finally produced gravity data file comprises observation time, position, depth, gravity, free-air anomaly, Bouguer anomaly and other cruise information. The procedure of the data processing at JHD should be referred to Ganeko et al. (1978). After the creation of the final data file, numerical figures of gravity anomalies are plotted on a 1/200,000 reduced scale map by use of a machine, and the contour maps of free-air and Bouguer anomaly are produced by hand with 10 mGals contour interval. In this procedure the reliability of the gravity survey is examined by the gravity differences at intersecting points of survey tracks, and unreasonable data, if found, are deleted from the data file. The produced contour map of free-air gravity anomaly is adopted as the basis of the publication of the Basic Map of the Sea.

One of the purposes of the present paper is to arrange a free-air gravity anomaly map showing the feature of the anomaly field around Japan at a glance by rearranging the 1/200,000 scale gravity anomaly maps prepared for the publication of the Basic Map of the Sea. The 1/200,000 scale maps are converted photographically to 1/1,000,000 scale maps. Five sheets of 1/1,000,000 scale gravity anomaly maps for different areas are arranged by combining the maps photographically reduced. In this procedure 20 mGal contour interval is adopted. The five anomaly maps are combined together again, and finally a sheet of gravity anomaly map on 1/3,000,000 scale is produced. A copy of the map is presented as a supplement of the present paper. In the map, positive and negative anomalies are expressed by red and blue contour lines, respectively. The wide red lines correspond to zero anomaly. This map is the first one showing the detailed feature of the gravity anomaly field in the vicinity of the continental shelf almost all around Japan, and may be good for the geodetic and geophysical use. For convenience' sake the five anomaly maps which are the basis of the compilation of the 1/3,000,000 scale map are shown in Figures 2a, 2b, 2c, 2d and 2e.



Figure 2a Free-air gravity anomalies around Hokkaido. Contour interval is 20 mGal

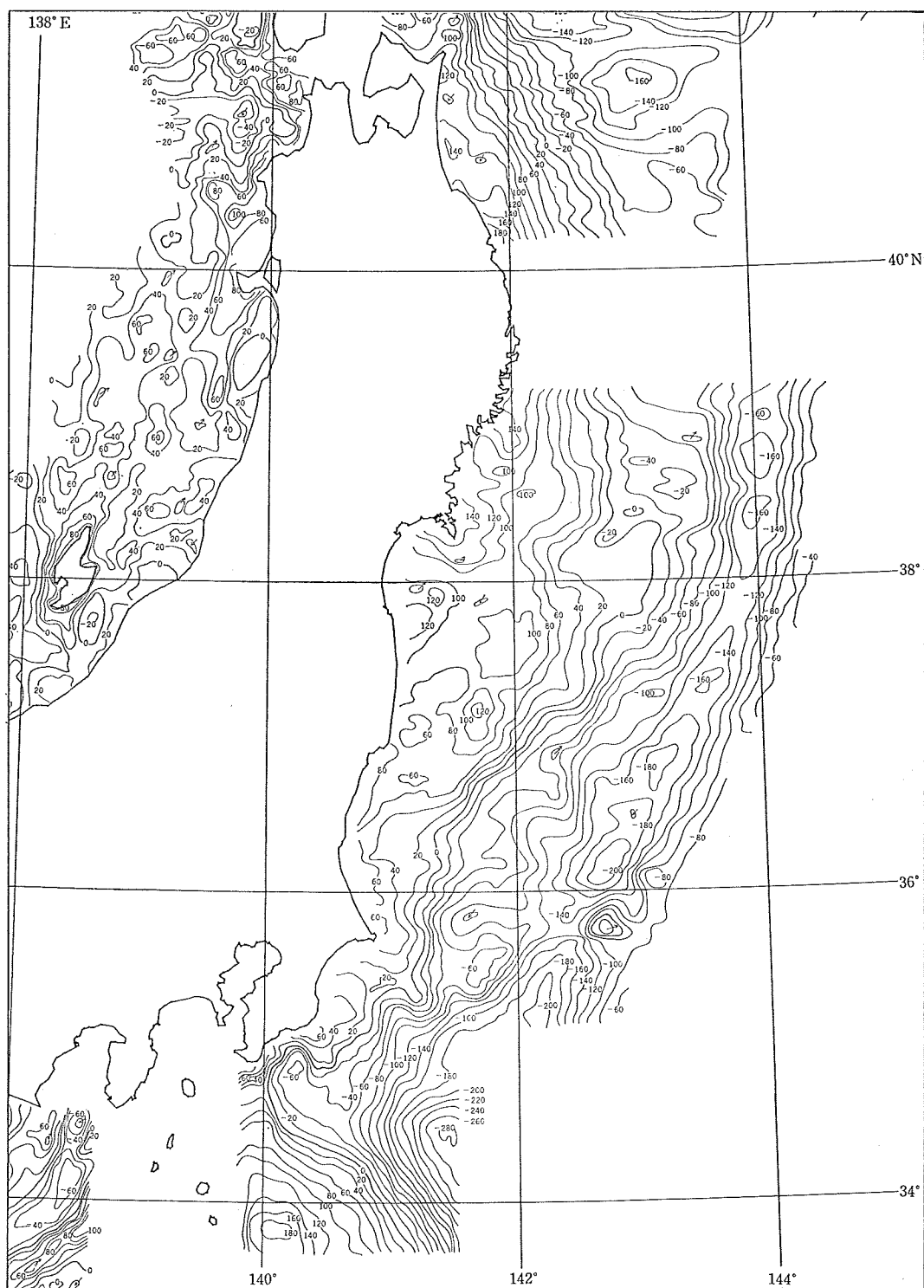


Figure 2b Free-air gravity anomalies around northern half of Honshu. Contour interval is 20 mGal



Figure 2c Free-air gravity anomalies around western half of Honshu. Contour interval is 20 mGal

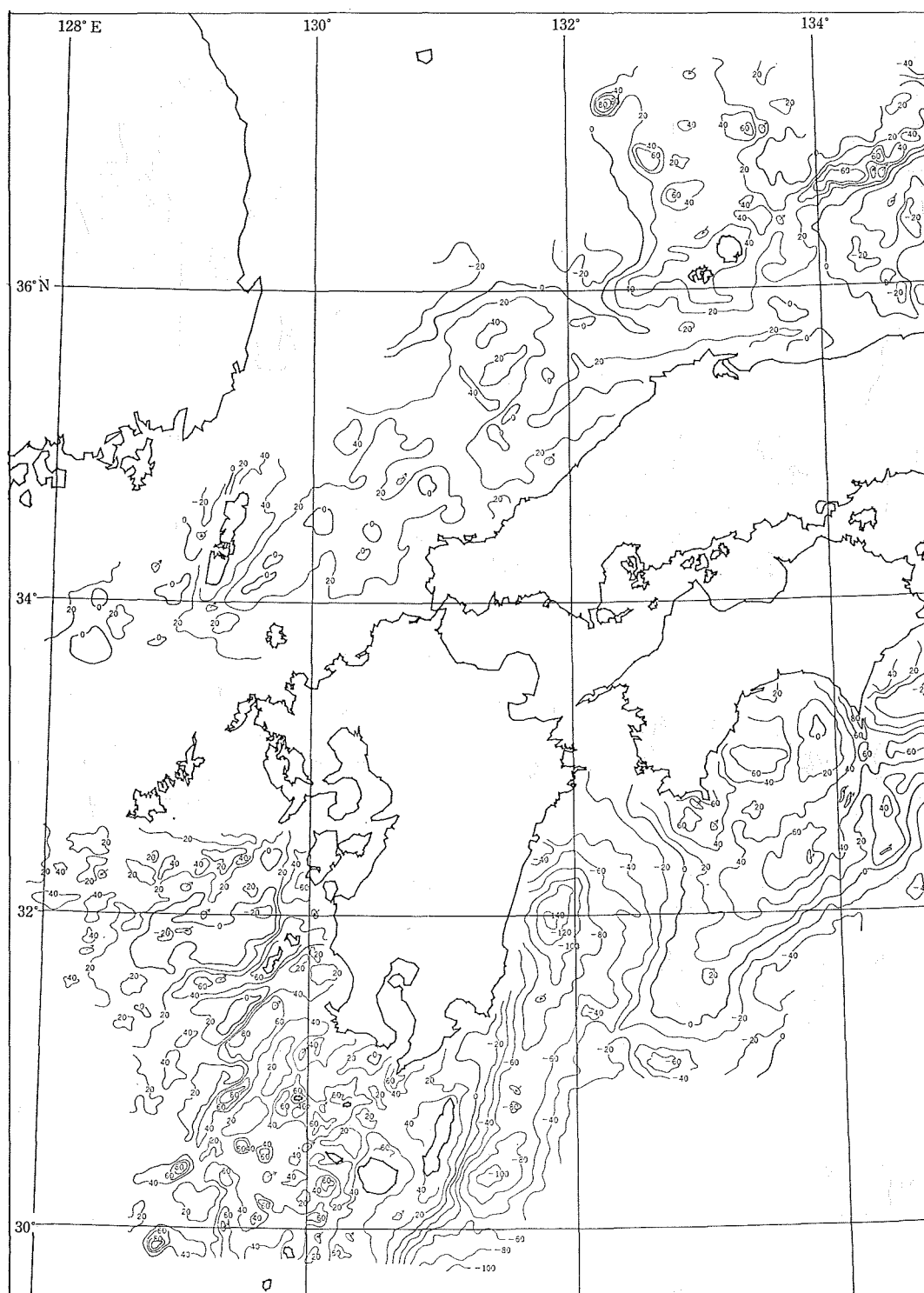


Figure 2d Free-air gravity anomalies around Sikoku and Kyusyu. Contour interval is 20 mGal

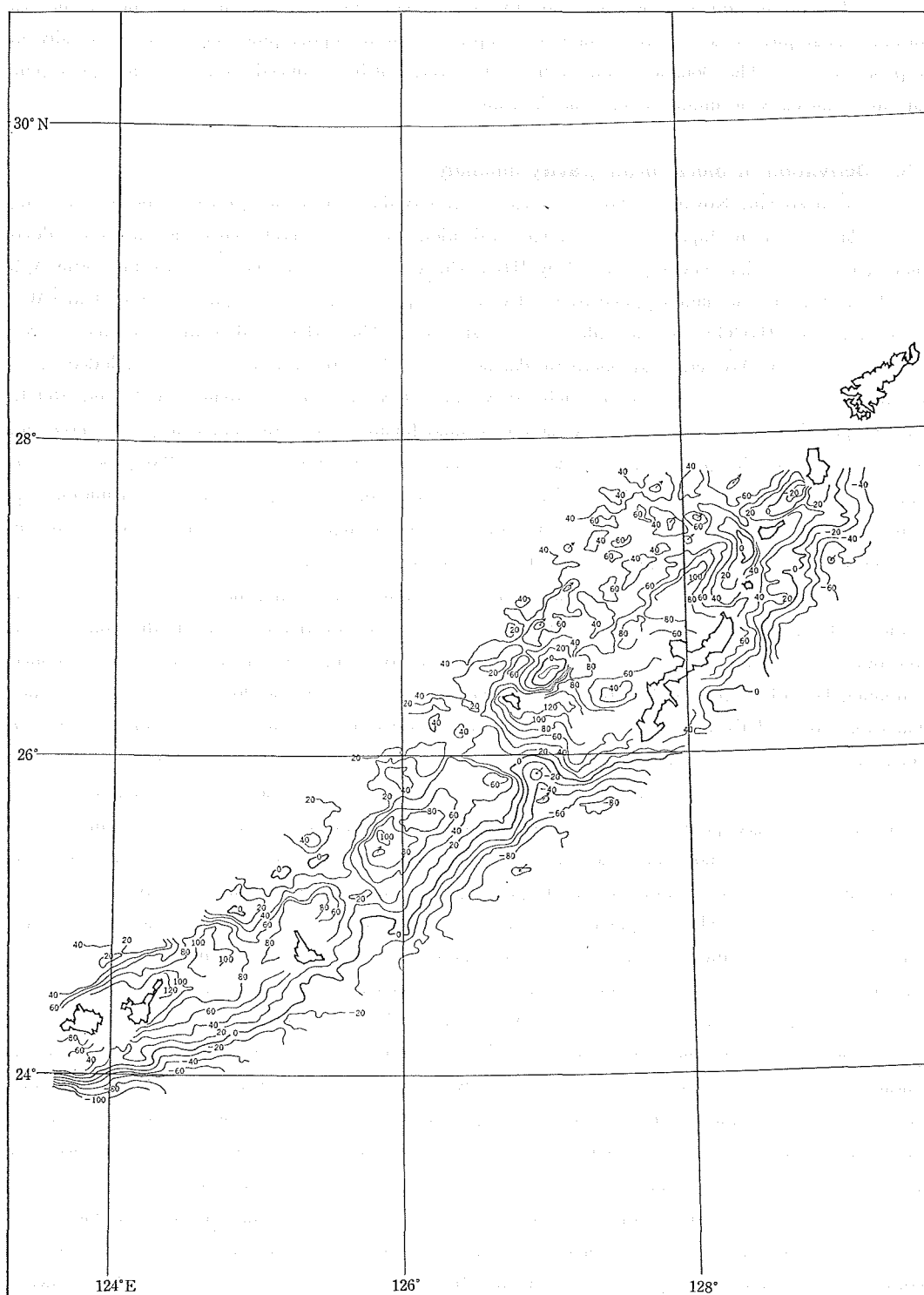


Figure 2c Free-air gravity anomalies around Nansei Syoto. Contour interval is 20 mGal

The production of a Bouguer anomaly map is not done because the data file of the sea bottom topography is not ready enough to compute accurate topographic corrections especially in deep ocean areas. The Bouguer anomaly map, however, will be produced soon after the topographic data are sufficiently accumulated into the data file.

3. Derivation of block mean gravity anomaly

Ganeko and Koyama (1981) arranged a gravity data file named JHDGF-T80 by collecting gravity data taken by Japanese and foreign institutions as well as JHD. Since then we have added some 9,000 gravity data newly processed by JHD, which are cruises labeled as 80KT and 80IS-A, B (see Table 1), and the data supplied by the Defence Mapping Agency Aerospace Center (DMAAC) to the data file. JHDGF-T81 data file is newly produced. The JHDGF-T81 comprises some 540,000 gravity sites in the Western and Southern Pacific area. 262,200 gravity sites are included in a rectangular area bordered by the parallels 20°N and 50°N and the meridians 120°E and 160°E. The computation of accurate geoid undulations around Japan is one of the major targets of JHD, and the arrangement of the gravity data file has been done along the target. Ganeko (1980) pointed out that 10'×10' block mean anomalies at least are necessary for the computation of geoid undulations with a relative accuracy of 10 cm. We, therefore, try to arrange a 10'×10' block mean anomaly data file as a basis of the computation of the gravimetric geoid around Japan.

To derive block mean gravity anomalies from point gravity data, the least-squares estimation method (Heiskanen and Moritz, 1967; Moritz, 1972) can be effectively used. In the computation procedure an anomaly covariance function is necessary. We adopt the anomaly covariance obtained combining GEM8 geopotential model (Wagner et al., 1976) with the local anomaly covariance (Ganeko, 1980). This anomaly covariance was used already to make test computations of 10'×10' block mean anomalies in Ganeko and Koyama (1981).

Adopting the same method as theirs, we compute 10'×10' block mean anomalies by use of the newly arranged point gravity data file JHDGF-T81. Point gravity data distributed in and 2.5' around each 10'×10' block are adopted in the least-squares estimation procedure, and 7.5 mGals random error is assumed uniformly for the point gravity data. Any systematic gravity measurement error is not assumed. The computed block means may sustain effect of systematic gravity data errors of several to a few tens mGals as well as random errors especially in the data sparse areas. The least-squares estimation method estimate errors of block means scattering in the range 2 to 20 mGals depending on the gravity sites distribution on the basis of only the assumed random gravity errors. Block means occasionally cannot be estimated under the formerly adopted data distribution condition in the data sparse areas. In such cases we try to estimate block means by use the block mean anomalies computed already and can adopt the least-squares estimation technique again for this second step. The covariance function of 10'×10' block mean anomalies is necessary this time and it can be derived from the point anomaly covariance function used in the first step (e.g. see Ganeko and Koyama, 1981). Although the block covariance depends on the absolute block size we adopt for convenience' sake the block covariance function based on the block size of 10'×10' block at 30° latitude for the use around Japan. It is possible because the estimated block means by the least-squares estimation method weakly depend on a slight change of the covariance function. In the actual computation procedure, three block covariance functions are numerically prepared in

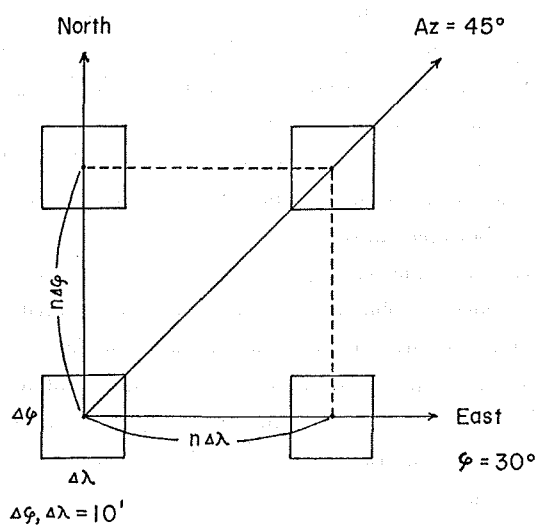


Figure 3a Three directions in which block anomaly covariance functions are computed

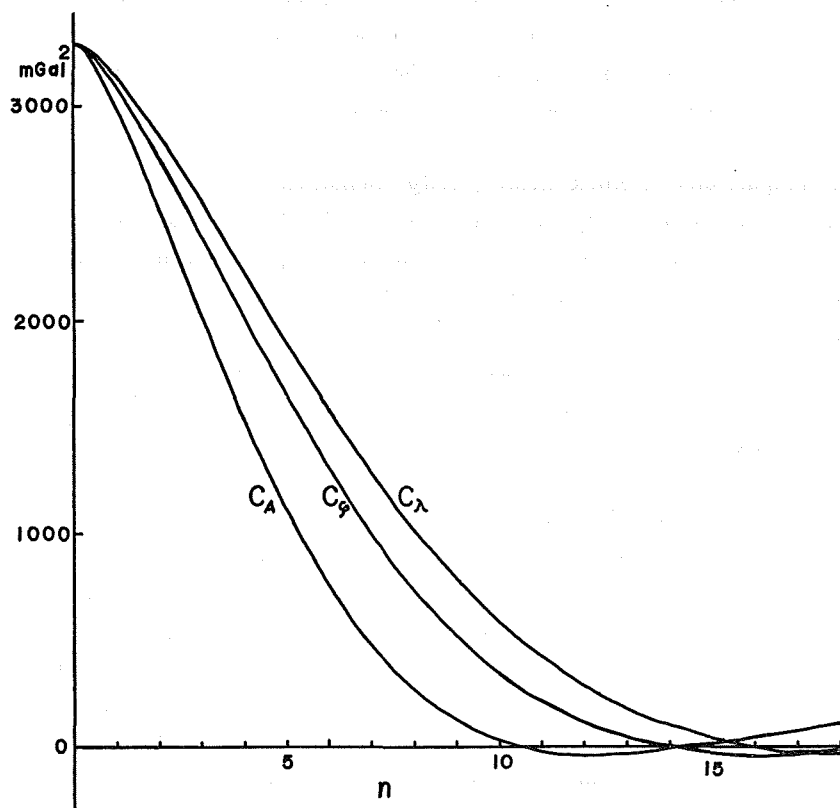


Figure 3b Block anomaly covariance functions in three directions: C_N -North, C_E -East (West), C_A -Azimuth 45° . n is the distance between two blocks in the unit of the block size.

advance which are corresponding to three directions of block spacing as shown in Figure 3a. The covariance values are stored in the memory of the electronic computer. Figure 3b shows corresponding three block covariance functions labeled C_ϕ (North direction), C_λ (East direction) and C_A (azimuth 45° direction). The positional relation of two blocks is actually approximated to one of the three cases, and the covariance value of the two blocks is obtained by the interpolation based on the distance between the blocks by use of the tabulated covariance values. Above procedure includes naturally an assumption of isotropic statistical characteristics of the gravity anomaly field.

After the application of the least-squares estimation technique twice to the gravity data file JHDGF-T81 as explained above, we obtain a $10' \times 10'$ block mean gravity anomaly file identified as JHDGF-T81-BL10. JHDGF-T81-BL10 is symbolically shown in Figure 4 to indicate the feature of the gravity anomaly field near Japan. Symbols are assigned as follows: \odot for $|\overline{\Delta g}| \geq 200$ mGal; \square for $100 \leq |\overline{\Delta g}| < 200$; \triangle for $50 \leq |\overline{\Delta g}| < 100$; \circ for $25 \leq |\overline{\Delta g}| < 50$; $+$ for $10 \leq |\overline{\Delta g}| < 25$; \times for $|\overline{\Delta g}| < 10$. Positive and negative anomalies are distinguished by red and black, respectively. On the symbolical back ground, gravity anomalies are colored according to three anomaly ranges; $25 \text{ mGal} \leq |\overline{\Delta g}| < 100 \text{ mGal}$, $100 \leq |\overline{\Delta g}| < 200$ and $|\overline{\Delta g}| \geq 200$, by using warm colors for positive anomalies and cool colors for negative anomalies.

The largest positive anomalies occur near the Ogasawara Islands and the largest negative anomalies occur along the axes of the Izu-Ogasawara Trench and the Kuril-Kamchatka Trench. We see apparently that large negative anomalies are accompanied with large positive anomalies and the low level positive anomalies occurring seaward of the trenches are also apparent. These gravity highs are interpreted geophysically as a motive of the subduction of the ocean lithosphere (Fujimoto, 1976; Tomoda et al., 1980; Tomoda and Fujimoto, 1980).

4. Some comparisons of block mean gravity anomalies

$1^\circ \times 1^\circ$ block mean gravity anomalies are calculated from the $10' \times 10'$ block means (JHDGF-T81-BL10) obtained in the previous section by a simple averaging of the $10' \times 10'$ block means included in each $1^\circ \times 1^\circ$ block. The calculated $1^\circ \times 1^\circ$ block mean gravity anomalies are identified by JHDGF-T81-BL60.

There are some files of $1^\circ \times 1^\circ$ block anomalies covering the area near Japan. We compare JHDGF-T81-BL60 with (a) DMAAC's data (1981)*, (b) LAMONT's data (Watts and Leeds, 1977) and (c) JHDGF-1 (Ganeko, 1980). The results of the comparisons are shown in Table 2 and Figures 5a, 5b and 5c. In the comparison with DMAAC's data there occurred one abnormally large difference of 150 mGals and the difference is deleted from Table 2. In three cases the number of comparisons with difference less than 5 mGals is always around 50% of the total comparisons. The JHDGF-1 agrees best with JHDGF-T81-BL60, which is reasonable because the JHDGF-1 is mainly based on the free-air gravity anomaly maps published around Japan and the maps were produced on the basis of the common gravity data compiled into JHDGF-T81. The mean differences -0.2 , -1.0 and -0.3 mGals are all small and the sources of these differences cannot be made clear taking the density of the gravity observation sites and the accuracy of sea gravity measurements into consideration. Such small differences however cannot be neglected in the computation of the

* Defence Mapping Agency Aerospace Center $1^\circ \times 1^\circ$ mean gravity anomaly field, January 1981.

gravimetric geoid. The gravimetric geoidal height is obtained through the integration of gravity anomaly data in a vast area, and consequently the effect of a small systematic difference is not negligible. For example, the effect amounts to almost 2 meters when the mean difference of 0.3 mGals is taken as a systematic gravity data error over the cap area with 15° angular radius. The detection of such small systematic error is quite difficult under the present sea gravimetry. We may, therefore, be able to point out that the absolute gravimetric geoidal height cannot be determined more accurately than 1 meter for

Table 2 Comparison of JHDGF-T81-BL60 $1^\circ \times 1^\circ$ block mean anomalies with DMAAC, LAMONT and JHDGF-1 block means

	DMAAC*	LAMONT	JHDGF-1
Number of Blocks Compared	463	592	353
Mean Difference	-0.2 mGals	-1.0 mGals	-0.3 mGals
RMS Difference	12.0	13.6	10.4
Maximum Positive Difference	61	87	29
Maximum Negative Difference	-66	-58	-44
Number of Blocks Diff. ≤ 3 mGals	225 (49%)	308 (52%)	183 (52%)
Number of Blocks Diff. > 35 mGals	9 (2%)	22 (4%)	4 (2%)

* after one abnormally large difference of 150 mGals is deleted.

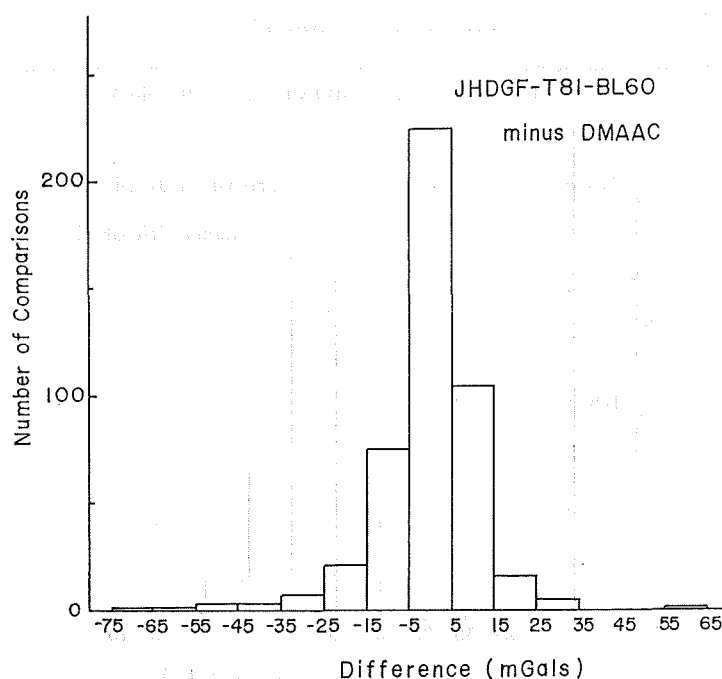


Figure 5a Comparison of $1^\circ \times 1^\circ$ block mean gravity anomalies between JHDGF-T81-BL60 and DMAAC data - 463 blocks

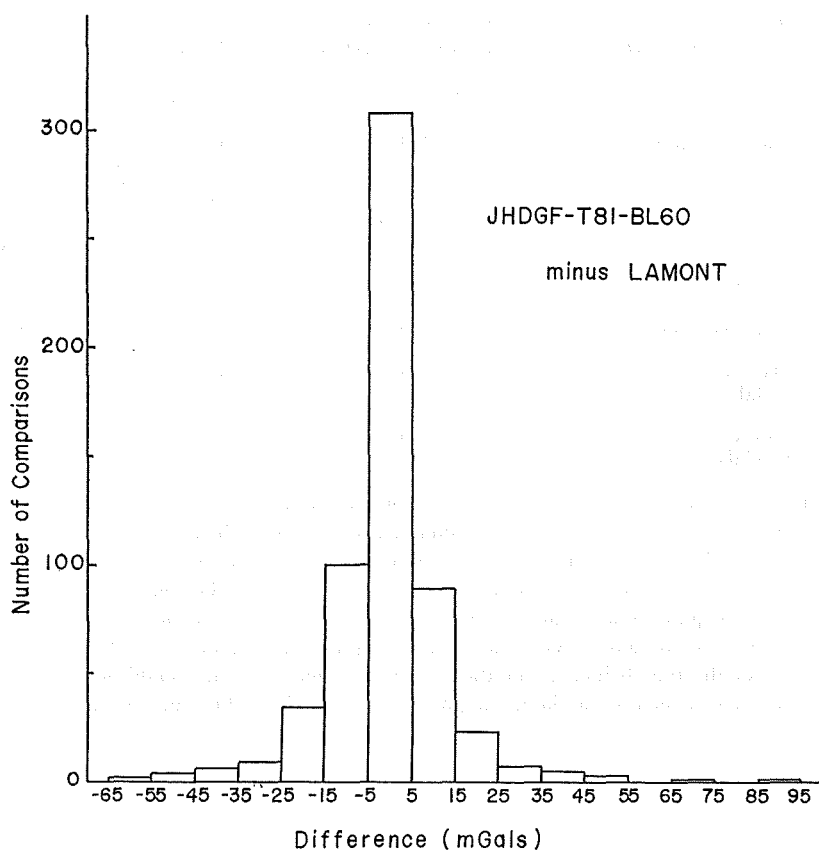


Figure 5b Comparison of $1^\circ \times 1^\circ$ block mean gravity anomalies between JHDGF-T81-BL60 and LAMONT data - 592 blocks

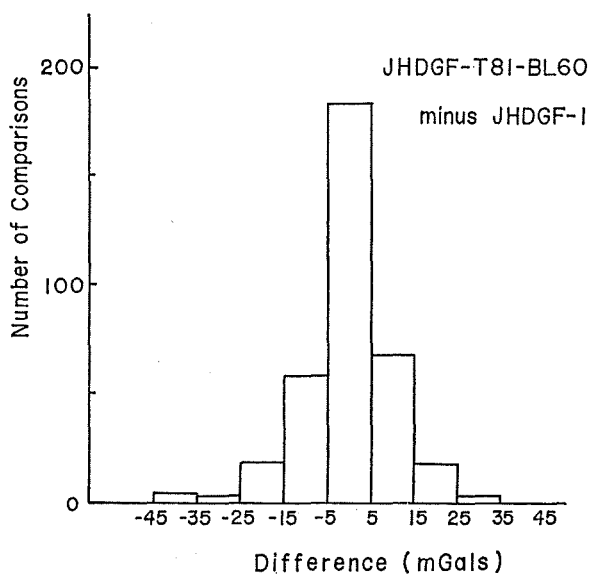


Figure 5c Comparison of $1^\circ \times 1^\circ$ block mean gravity anomalies between JHDGF-T81-BL60 and JHDGF-1 - 355 blocks

the time being. Calibration of the gravimetric geoid should be made by other geodetic observations such as the laser rangings of LAGEOS satellite and the moon.

5. Concluding remarks

The feature of the gravity anomaly field in the vicinity of the continental shelf around Japan has been clarified by the gravity anomaly map presented with this paper. The map will be revised as soon as gravity data are newly added especially in the areas where gravity site are sparse as shown in Figure 1. JHD is preparing a large project of oceanic surveys in the Western Pacific. The gravity anomaly field in the region will be determined more in detail and accurately than shown in Figure 4. A new survey ship is under construction now, which is going to be equipped with highly advanced instruments for oceanic survey. An advanced sea gravity meter system will be of use for the accurate sea gravimetry and the cleaning up of the old data. The obtained block mean gravity anomalies compiled in a magnetic tape are used to compute a gravimetric geoid around Japan. The data file can also be used to produce a gravity anomaly contour map by use of a plotting machine. The geophysical interpretation of the gravity anomaly field is an interesting problem, and it is left as a later work.

Acknowledgments

The authors would like to thank K. Koyama and Y. Komatsu for their help in producing figures and maps, and T. Sato and H. Saito for their kind suggestion in publishing forms of the gravity anomaly maps.

References

- Fujimoto, H. 1976 : "Processing of gravity data at sea and their geophysical interpretation in the region of the Western Pacific", *Bull. Ocean Res. Inst.*, Univ. Tokyo No. 3, 1-81.
- Ganeko, Y., Yanagi, T., Kubo, K. 1978 : "Gravity measurement at sea in 1973, 1974 and 1976", *Data Report of Hydrographic Observations, Series of Astronomy and Geodesy*, Japan Hydrographic Department, No. 12, 55-80.
- Ganeko, Y. 1980 : "New determination of a marine geoid around Japan", *Rep. Hydrographic Res.*, Japan Hydrographic Department, No. 15, 71-170.
- Ganeko, Y., Koyama, K. 1981 : "Gravity data file of the Hydrographic Department and estimation of block mean gravity anomalies", *Rep. Hydrographic Res.*, Japan Hydrographic Department, No. 16, 103-120.
- Heiskanen, W., Moritz, H. 1967 : *Physical Geodesy*, W. H. Freeman, San Francisco, Calif., pp. 364,
- Moritz, H. 1972 : "Advanced least-squares method", *Rep. 175, Dep. Geod. Sci., Ohio State Univ. Res. Found.*, Ohio State Univ., pp. 133.
- Segawa, J. 1970a : "Gravity measurement at sea by use of the T.S.S.G., Part 1", *J. Phys. Earth*, 18, 19-49.
- Segawa, J. 1970b : "Gravity measurement at sea by use of the T.S.S.G., Part 2", *J. Phys. Earth*, 18, 203-284.
- Tomoda, Y., Kanamori, H. 1962 : "Tokyo Surface Ship Gravity Meter-1", *J. Geod. Soc. Japan*, 7, 116-145.
- Tomoda, Y., Fujimoto, H., Ganeko, Y. 1980 : "Interaction between trench and seamount in case of

- Kasima Seamount No. 1", *Zisin*, Journal of the Seismological Society of Japan, **33**, 493-499.
- Tomoda, Y., Fujimoto, H. 1980 : "Free air and Bouguer gravity anomaly in the West Pacific calculated from sea gravity data obtained by T.S.S.G.", *J. Geod. Soc. Japan*, **26**, 258-266.
- Wagner, C. A., Lerch, F. J., Broun, J. E., Richardson, J. A. 1976 : "Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM 7 & 8)", *Rep. X-921-76-20*, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, pp. 11.
- Watts, A. B., Leeds, A. R. 1977 : "Gravimetric geoid in the Northwest Pacific Ocean", *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **50**, 249-277.

DESCRIPTION OF THE KUROSHIO MEANDER IN 1975-1980
— LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO IN 1975-1980 (I) —

Hideo Nishida*

Received 1981 September 18

Abstract

A large Kuroshio meander was established off the southern coast of Japan in August 1975, and stayed there for the next five years. This Kuroshio meander, and the associated cold eddy from 1975 to 1980, is described mainly on the basis of bimonthly current paths. Those current paths are identified with the maximum temperature gradient being at 100 m and 200 m.

During the period from April to August 1975, prior to the establishment of the Kuroshio large meander, the eastward movement of a small meander along the coast of Japan was observed. This eastward proceed is similar to those in 1953 and 1959. During the five-year meander period, the meander was generally stable in autumn seasons, while it was rather unstable in the spring time. In May 1977, and in April and August 1979, the cold eddy was separated, and a cold current ring was produced to the south of the Kuroshio. In the first two cases of the separation, newly generated small meanders off Kyusyu moved eastward, and coalesced with the ring (1977) or the meander (1979). Through these coalescences, the Kuroshio meander returned to the typical A-type.

However, in the case of August 1979, a small meander was not generated off Kyusyu, and the Kuroshio meander remained small, entering into the disappearing stage. In the disappearing stage, the meander moved eastward and finally crossed the Izu Ridge, with E-W oscillation superimposed.

The deep serial observations revealed the horizontal temperature gradient in the deep layers (100 m-3000 m) throughout the meander period indicating the existence of the influence of the Izu Ridge on the Kuroshio deep flow. The analysis of T-S and T-O₂ relations revealed that the cold eddy water consists of Kuroshio water. It upwelled by 300-400 m in every layer from the surface to the near bottom at the time of the beginning of the cold eddy. The comparison of the water characteristics of the waters on the east and west of the Izu Ridge in the disappearing stage indicated that the deep waters did not move together with the shallow waters when the meander crosses over the ridge.

1. Introduction

The stationary Kuroshio meander south of Japan and the associated cold eddy between the Kuroshio main current and the southern coast of Japan have long been a great concern of Japanese oceanographers. In spite of many efforts to explain the dynamical mechanism of this meander, a full explanation has not been obtained yet. The systematic observational efforts which covers the Kuroshio area were initiated in early 20th century by Japanese agencies. Since then, the large

* Oceanographic Division

Kuroshio meander occurred four times, namely in 1934 to 1945, 1953 to 1955, 1959 to 1963 and 1975 to 1980. Recently Okada and Nishimoto (1978) analyzed the long time series of tide record at several stations along the coast of Japan and pointed out that the Kuroshio meander may have occurred another two times, namely in 1906 to 1912 and in 1917 to 1922. Because of its stationarity and continuity, the Kuroshio meander has come to be recognized as one of the stable modes of the Kuroshio path (Masuzawa, 1965; Taft, 1972). The first report about the Kuroshio meander was made by Uda (1937) as an anomalous condition of the Kuroshio. Later Yoshida (1961) analyzed merchant ship's log and determined the duration of this meander (1934 to 1945). But because of the World War II the time of the ending of this meander is not clear. The meander in 1953 to 1955 are described in several articles (Moriyasu, 1954, 1956) mainly on the basis of the routine observations which were made four times a year by Japanese agencies. The semimonthly observation of the Kuroshio with BT and GEK was started by Hydrographic Department of Japan in 1960. This rather frequent observation made possible to describe the Kuroshio meander in 1959 to 1963 in more detail than the previous ones (Shoji, 1972). A convenient summary about the meanders in 1934 to 1970 is found in Nitani (1972).

Yoshida (1961) analyzed the shape of the cold eddy which is associated with the Kuroshio meander and proposed the names of A, B and C types of cold eddy. Type A corresponds to the large cold eddy of long continuity, type B corresponds to the smaller cold eddy of shorter continuity, both of them being located west of the Izu Ridge. On the contrary, type C corresponds to the cold eddy which lies over the Izu Ridge. Nitani (1969) used above names to redefine the Kuroshio patterns which produce the corresponding cold eddies and added two more names, N and D types. N type corresponds to the straight path of the Kuroshio along the coast of Japan and D type corresponds to the meandering path east of the Izu Ridge. The long-lived Kuroshio meander which is the concern of this paper is the A-type Kuroshio meander. But other names are also used to express the shape of the meander in this paper.

Preceding the establishment of the Kuroshio meander, a small disturbance of the Kuroshio path occurred east of Kyusyu and moved downstream slowly until reaching in the offing of Ensyunada. It grew large there resulting in the large Kuroshio meander (Yoshida, 1961; Moriyasu, 1961a). An offshore displacement of the Kuroshio path off Sionomisaki in early 1953 was reported by Masuzawa (1954) and Ichie (1954). Nitani (1972) thought this displacement was a forerunner of the establishment of the Kuroshio meander. A similar eastward progress of the small meander was found in 1969 (Shoji, 1972). Although it grew large and obtained the size of the A-type Kuroshio meander, it did not stay to the west of the Izu Ridge and moved away from the south of Japan soon. This meander in 1969 is classified as A'-type meander by Nitani (1972).

In this paper, the description of the Kuroshio meander in 1975 to 1980 is given. For this meander period, the data coverage is more dense in space and time than for the previous ones and also the deep observation down to the bottom was often made in this period. Section two deals with the bathymetry south of Japan. An outline of the development of the Kuroshio meander in 1975 to 1980 is given in section three. Detailed annual description on the paths of the Kuroshio is given in sections four and five. Section six deals with the deep temperature structure, especially the structure below the sill depth of the Izu Ridge. In section seven the water type of the cold eddy is discussed on the basis of the T-S and T-O₂ relations.

2. Bathymetry of the Kuroshio Region South of Japan

The bottom topography in this region is one of the main factors which prescribes the Kuroshio behavior south of Japan. A full description of the bathymetry in the western North Pacific is given in Mogi (1972) and the features which concerns with the Kuroshio south of Japan is discussed by Taft (1972). In Figure 1, a schematic bathymetric chart of the Kuroshio region is shown

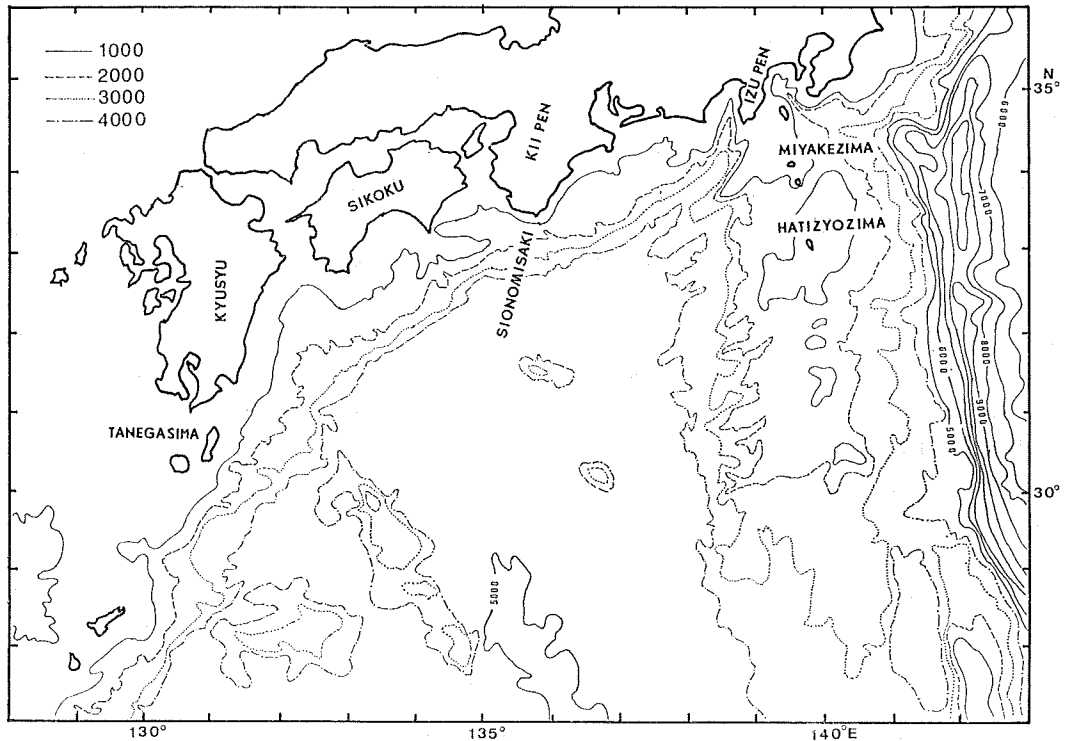


Figure 1 Bathymetry of the Kuroshio area south of Japan

with the contours at every 1000 m. Geographical names which is used in this paper are also included in this chart. Main part of this region is occupied by Sikoku Basin which is flanked by two ridges, namely Izu-Ogasawara Ridge on the east and Kysyu-Palau Ridge on the west. This basin has an average depth of 4000 m which is shallower by about 2000 m than the northwest Pacific Basin east of Izu-Ogasawara Ridge. Two important features which may affect the Kuroshio flow are the continental slope and the Izu-Ogasawara Ridge. With very narrow continental shelf, the continental slope on the north acts as a wall. Izu-Ogasawara Ridge rises rather sharply from the ocean bed, and may acts as a barrier to the deep Kuroshio flow. Kuroshio mostly crosses the shallowest part of the ridge, namely between 32° and 34°N. This part of the ridge has a depth of less than 1000 m, with a exception of a channel between Miyakesima and Hatizyozima Is., which has a depth of slightly deeper than 1000 m.

3. Outline of the development of the meander

In order to have a general idea on the Kuroshio meander in 1975 to 1980, the time sequence of the meander development is outlined in this section.

In April 1975, a small meander of the Kuroshio was generated to the east of Kyusyu. This small meander moved downstream slowly for the next month, and reached in the offing of Sikoku in May. After a upstream return in late May, it began to move downstream again rather swiftly. After passing off Sionomisaki, it grew larger, and finally in August it changed into the "large meander stage" in the offing of Ensyunada which is just west of the Izu Ridge. This large Kuroshio meander is classified as A-type Kuroshio path according to Yoshida (1961) and Nitani (1969). This generation process of the Kuroshio stationary meander is very similar to the previous ones. This large Kuroshio meander and the associated cold eddy stayed for next five years to the south of Japan. From the establishment of the meander in August 1975 through 1976 it was stable. In April 1977, the cold eddy was elongated in northwest-southeast direction, and in May it was separated into two parts. The southern half became a current ring, while the northern half became a reduced meander off Sionomisaki. The reduced small meander off Sionomisaki proceeded eastward and disappeared in a month, while a new meander was generated east of Kyusyu in June. This new meander moved eastward and the current ring moved northwestward. In August they coalesced with each other producing a A-type large Kuroshio meander again. For the rest of 1977 the meander was rather stable. In the spring of 1978, the Kuroshio path displaced southward in the offing of Kyusyu and Sikoku and a very large area between the Kuroshio and the coast of Japan was covered with cold water. This is the time when the area of the cold eddy has its largest value during the whole meander period. In May 1978 the Kuroshio flowed temporarily to the south of Hatizyozima. From the experience in 1963 (the end of the previous meander), this phenomenon was considered as forerunner of the decay of the Kuroshio meander. But it was only temporal and the meander returned to the usual pattern soon. In April 1979, the meander took a elongated shape similar to the 1977

Table 1 Summary of the events of the Kuroshio meander development

1975	Apr.	Generation of a small meander off Kyusyu
	Apr.-Aug.	Downstream progress and Growth of the above meander
	Aug.	Establishment of the large meander off Ensyunada
1976		The meander was very stable throughout the year
1977	Jan.-Mar.	Westward shift of the meander
	May	Separation of the cold eddy and production of a cold current ring
	Jun.	Generation of a new small meander off Kyusyu
	Aug.	Coalescence of the cold ring with the small meander off Kyusyu
1978	Jan.-Jul.	Large offshore displacement of the Kuroshio path off Sikoku
1979	Apr.	Second separation of the cold eddy
	Jun.-Jul.	Generation of a new small meander off Kyusyu and its coalescence with the cold eddy
	Aug.	Third separation of the cold eddy
1980	Jan.-Aug.	Eastward movement of the cold eddy around the Izu Ridge and superimposed east-west oscillation
	Aug.	Disappearance of the meander from the south of Japan

case, resulting in the second separation of the cold eddy. This time the life history of the produced current ring is not known. But, similarly to the 1977 case, a small meander was generated east of Kyusyu. It moved eastward and coalesced with the meander which was left off Sionomisaki when the cold eddy was separated. In August 1979 the third separation occurred. But, this time, the remaining small meander was not replenished with a small disturbance off Kyusyu. From this time on, the meander remained in smaller size and gradually moved eastward. In February 1980, the meander rode over the Izu Ridge and a C-type meander was observed. In the first half of 1980, the meander moved back and forth around the Izu Ridge, experiencing B-type and C-type Kuroshio meander alternately. In August 1980 the meander moved away eastward and the stationary meander period ended. For convenience the above time sequences of the meander development are summarized in Table 1.

4. Annual Kuroshio Paths

Kuroshio paths are identified with surface current by GEK and with near-surface temperature distribution by BT twice a month in Hydrographic Department of Japan. The paths thus identified are published semimonthly from the department as the Prompt Report on the Oceanographic Conditions. The Kuroshio paths taken from above reports are shown in Figures 2 to 8 for each year of the meander period. For 1979 the paths are grouped into two; from Jan to Aug, and from Sept to Dec, because the dominant flow patterns are different for those two periods.

In order to compare Kuroshio patterns in the meander period with the patterns in no-meander period, Kuroshio paths in 1970 to 1975 are shown in Figure 9. Those figures clearly show two characteristic Kuroshio pattern, no-meander pattern and meander pattern. In no-meander period, Kuroshio is very stable in the offing of Sionomisaki, behaving like a knot in a vibrating system. On the contrary, there seems a fluctuation in two regions, off Sikoku and Kyusyu, and around the Izu-Ogasawara Ridge. Nitani (1972) and Taft (1972) made similar comparisons using the data taken in 1956 to 1965.

As is shown in Figure 2, the Kuroshio meander was rather small in 1975, the trough of the meander being located at 31°N . In 1976, it grew larger and displaced southwestward. Throughout 1976, the meander was very stable (Figure 3). In 1977 it shifted further southwestward and became very unstable at the same time. The separation and recombination of a cold current ring occurred this year. In the spring of 1978, large offshore displacement of the Kuroshio axis occurred and also the meander was rather unstable this year and was elongated in east-west direction sometimes. These conditions are shown in Figure 5. In the first half of 1979, the meander was unstable as in the cases of 1977 and 1978 (Figure 6). But after the separation of a cold current ring in August, it became small and took the position just west of the Izu Ridge (Figure 7). In 1980, the meander gradually moved eastward and finally disappeared in August (Figure 8).

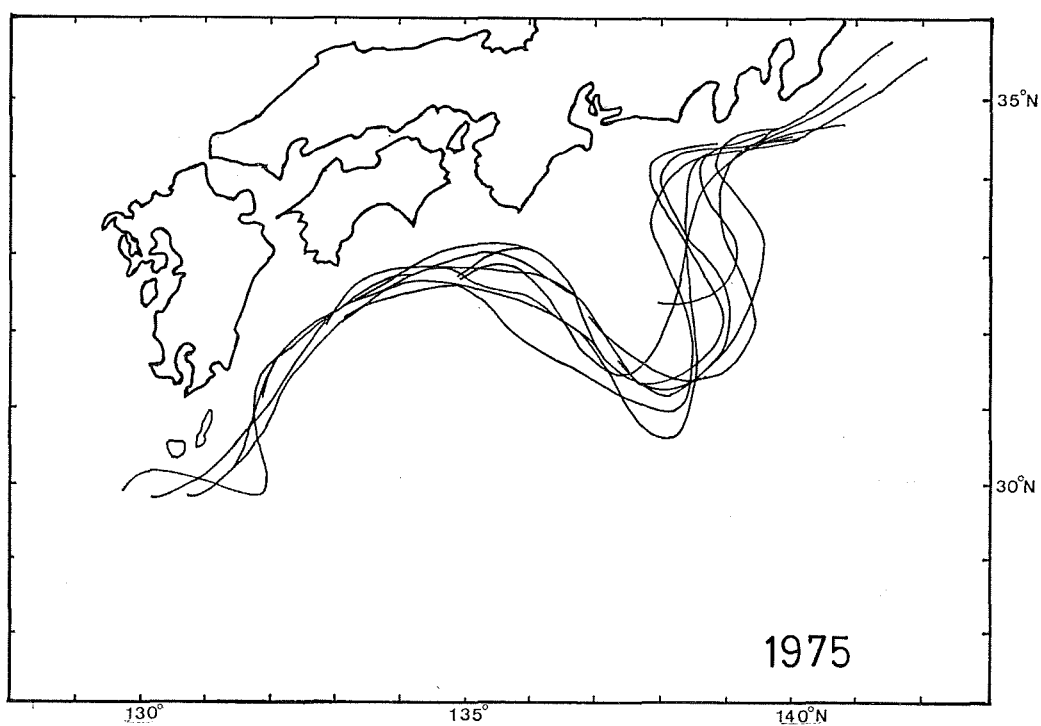


Figure 2 Kuroshio paths in 1975

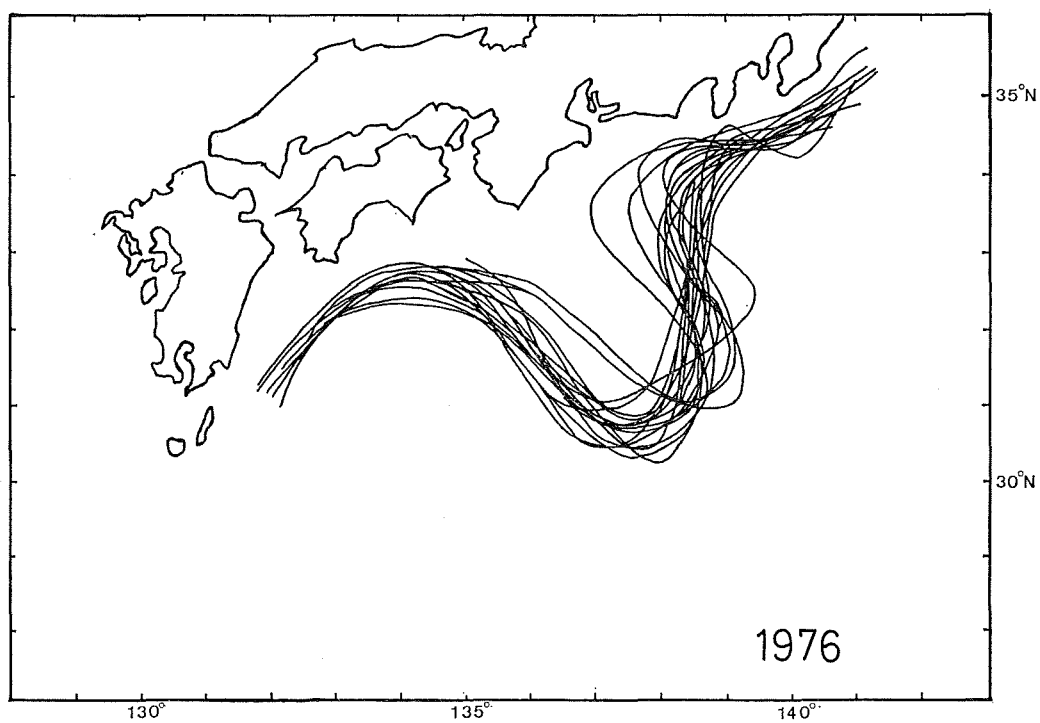


Figure 3 Kuroshio paths in 1976

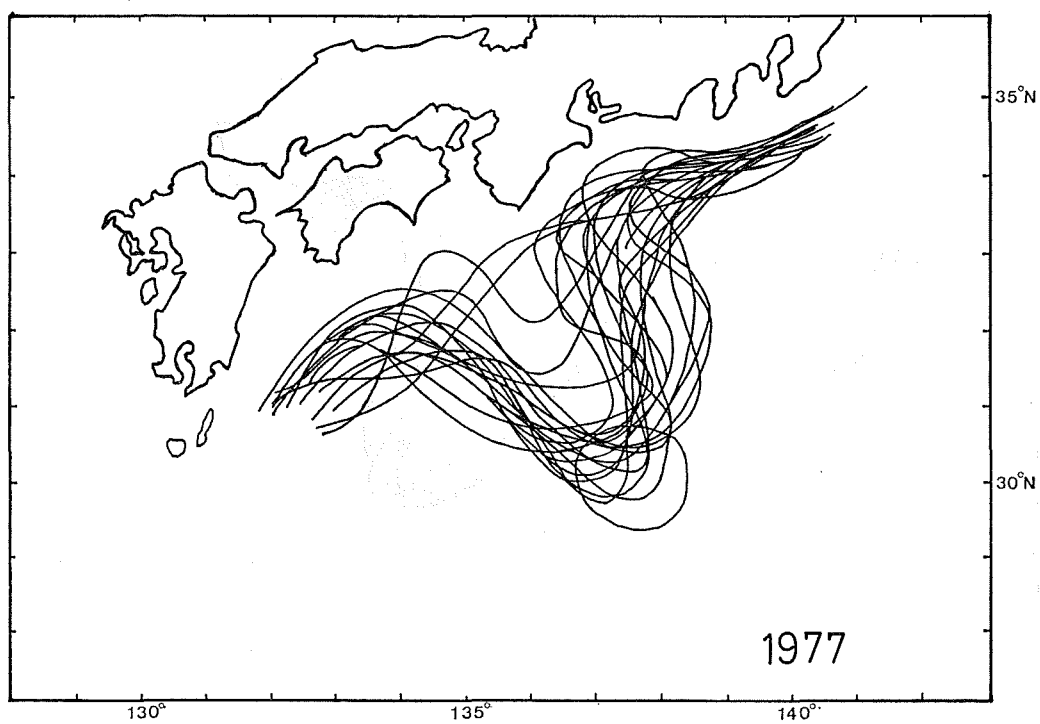


Figure 4 Kuroshio paths in 1977

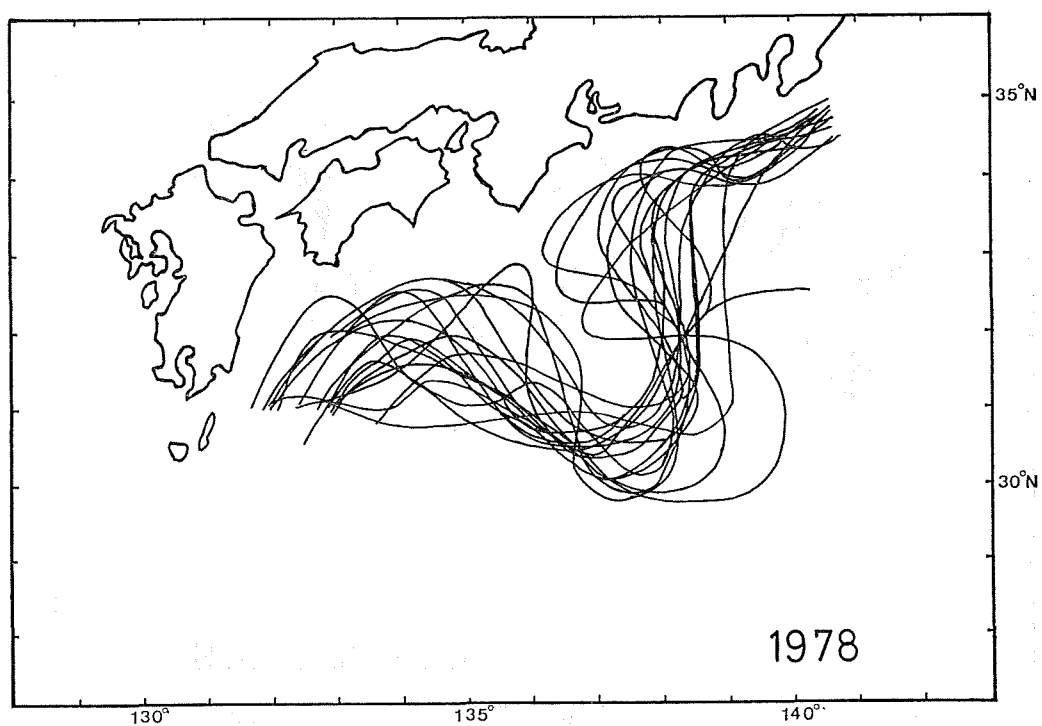


Figure 5 Kuroshio paths in 1978

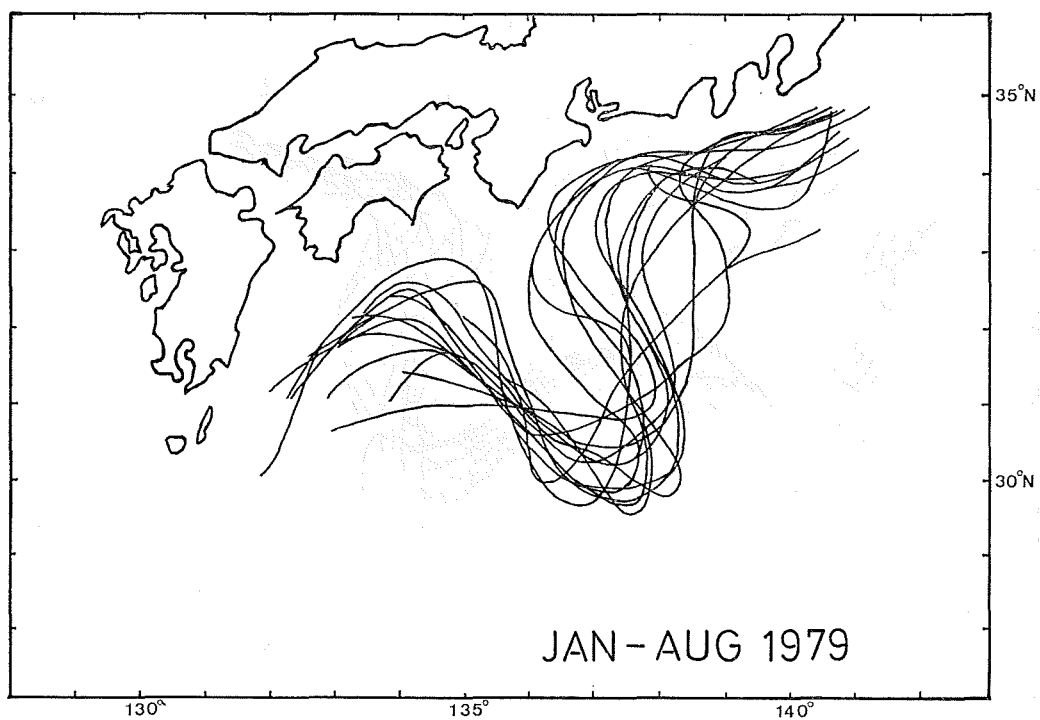


Figure 6 Kuroshio paths in Jan. to Aug. 1979

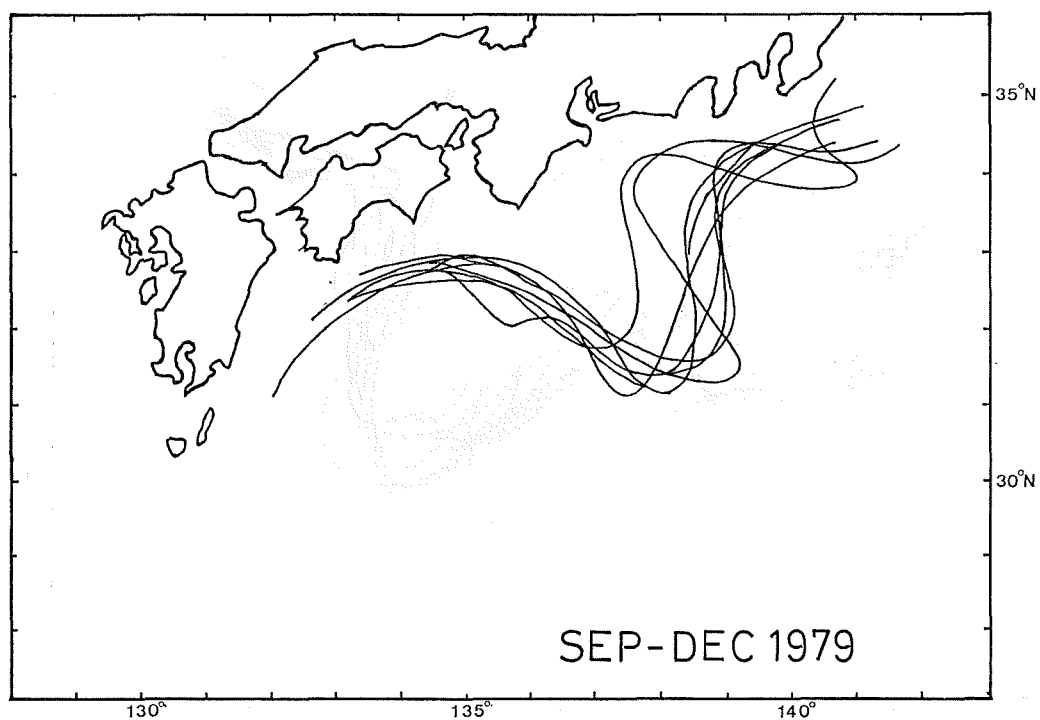


Figure 7 Kuroshio paths in Sep. to Dec. 1979

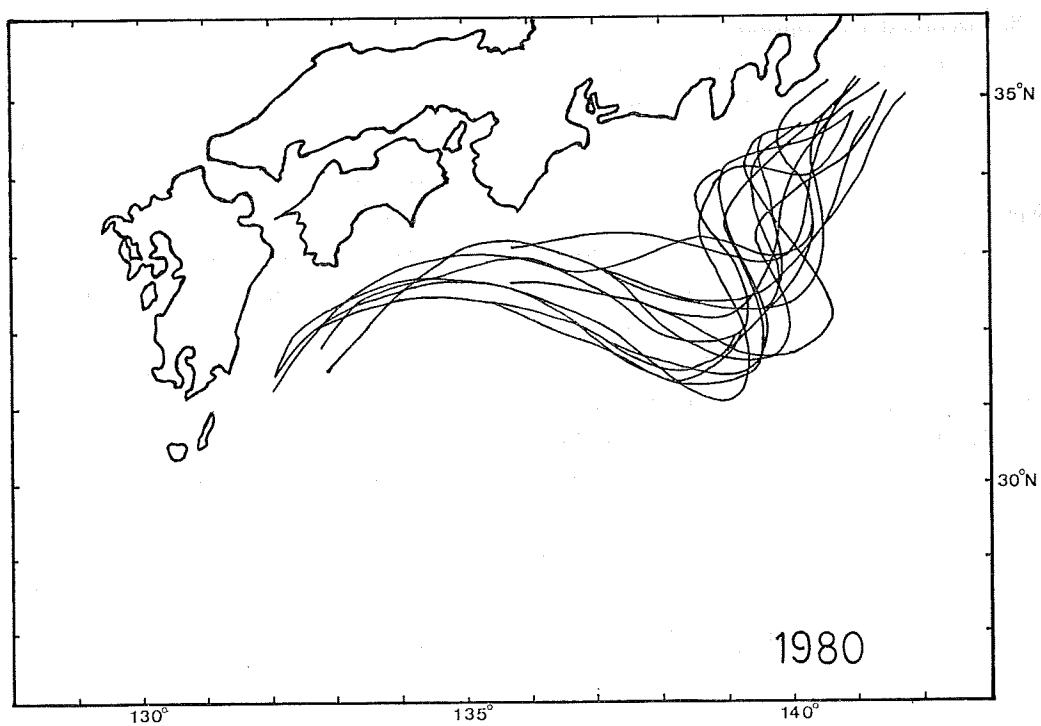


Figure 8 Kuroshio paths in 1980

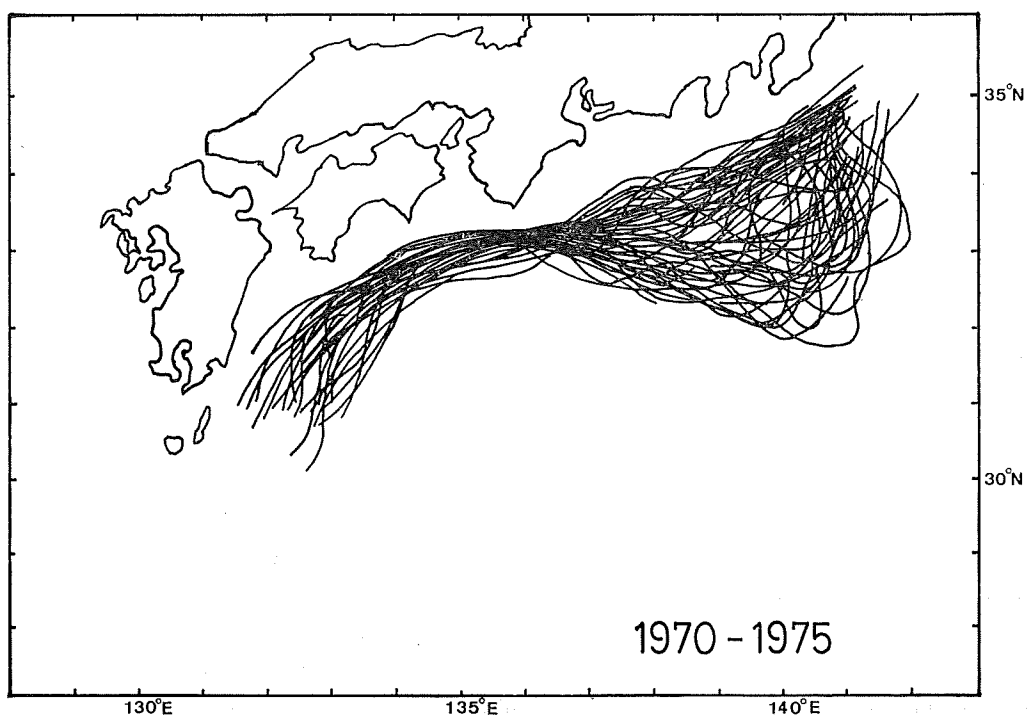


Figure 9 Kuroshio paths in 1970 to 1975

5. Detailed Description

In this section detailed descriptions are made on the several features of the Kuroshio meander which deserves closer examinations. In order to look at the change of the Kuroshio path in more detail, temperature distribution charts at a depth of 100 m are prepared. These charts are drawn for every 10 days in 1975–1978 and for every two weeks in 1979 and 1980. The depth of 100 m was chosen because there are more data available at 100 m than at 200 m, though 200 m has been a traditional choice to identify the Kuroshio. The representative temperature value at 100 m indicative of the Kuroshio axis are reported by Yamauchi (1978) and Nakabayashi (1970). Their results show that the temperature value indicative of the Kuroshio axis changes from place to place and from season to season ranging 15°C in February around the Izu Ridge to 25°C in October to the south of Kyushu. In this paper 20°C is used to fix the Kuroshio axis.

(1) Generation stage: April–August 1975

Kuroshio paths from April to August in 1975 are shown in Figure 10. A small meander

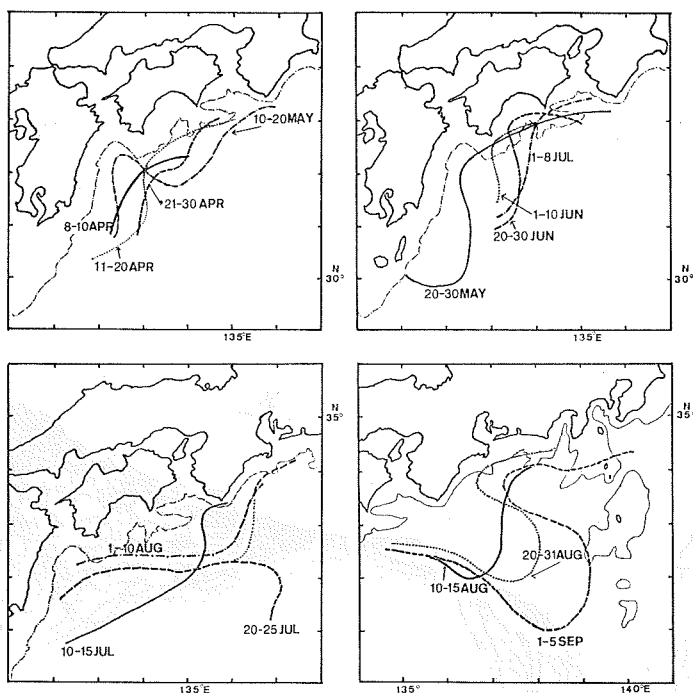


Figure 10 The eastward movement of the small meander in 1975 prior to the establishment of the large meander

was generated in mid-April as is shown in the current path in 11–20 April. This small meander proceeded downstream along the continental slope in next one month reaching in the offing of Sikoku in mid-May. However, in late May, the small meander seems to have disappeared or returned upstream (See the current path in 20–30 May). The small meander found to the east of Tanegasima in late May proceeded downstream again. It continued moving eastward through June and July and passed off Sionomisaki in late July. This passing off Sionomisaki seems to be important for the Kuroshio meander to become large, because a disturbance off Sionomisaki is scarcely

found when the large Kuroshio meander is absent (see Figure 9). After passing off Sionomisaki, the meander extended in southeast direction and became a typical A-type meander in early September. Phase speed of the movement of this small meander is shown in Figure 11. Maximum phase speed

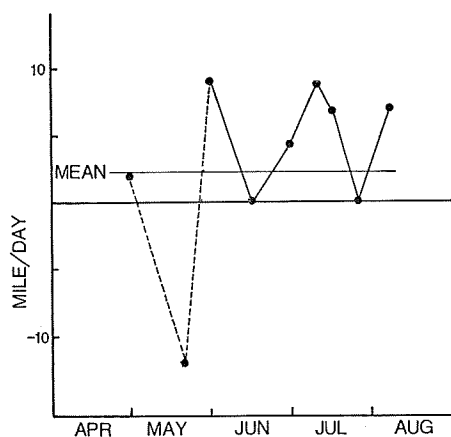


Figure 11 Phase speed of the eastward movement of the meander in 1975

of 10 nautical miles/day is found in late May and mid July. The mean phase speed in the total period is 2.2 nautical miles/day. This value is compared with the phase speed of 3 nautical miles/day in the past two cases in 1959 and 1969 (Nitani, 1977). The small disturbance to the east of Kyusyu is frequently observed especially in winter season (Moriyasu, 1961b). And often it proceeds eastward (Solomon, 1978). But, in very few cases it grows to a large Kuroshio meander. The reason why the small meander becomes large in some cases but it doesn't in other cases should be investigated.

(2) The separation and recombination of a cold ring in 1977

The Kuroshio condition in the period from the separation of a cold current ring to the recombination of it in 1977 is described in this sub-section on the basis of the current paths.

After being in very stable condition in 1976, the Kuroshio meander shifted westward, and at the same time it became unstable. Kuroshio paths in April to August in 1977 are shown in

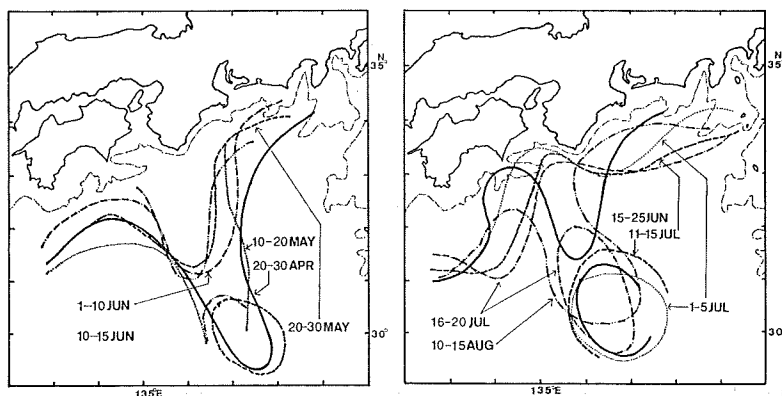


Figure 12 The separation of the cold eddy in May 1977 and the coalescence with the small meander off Sikoku

Figure 12. Kuroshio paths in April are inferred from surface temperature distribution using 20°C contour as a representative isotherm, while the paths in May to August are determined from 100 m temperature distribution. The meander in late April and mid May have a long and narrow shape extending to the south-southeast. In late May, the elongated cold eddy was separated into two parts, the southern half becoming a cold current ring and the northern half a contracted meander off Sionomisaki. Current rings are often found to the east of the Izu-Ogasawara Ridge where the Kuroshio Extension is very fluctuative. However, a ring formation to the south of Japan has never been observed in the past. Kamihira *et al.* (1978) reported a detailed structure of this ring on the basis of the Shumpumaru's observations in May and July*. According to them the separation of the cold eddy extended to a depth of 1000 m. This ring moved northwestward in next two months (Figure 12). On the contrary the contracted meander off Sionomisaki became small gradually and moved eastward. In mid June another meander was generated to the east of Kyusyu and proceeded eastward replacing the contracted meander. In August the newly generated meander coalesced with the cold ring producing a large meander again (the Kuroshio path in 10–15 Aug). The phase speed of the northwestward movement of the ring is about 1.5 nautical miles/day.

(3) Kuroshio paths in the spring of 1978

The Kuroshio in the spring of 1978 has two typical patterns. One pattern is observed in

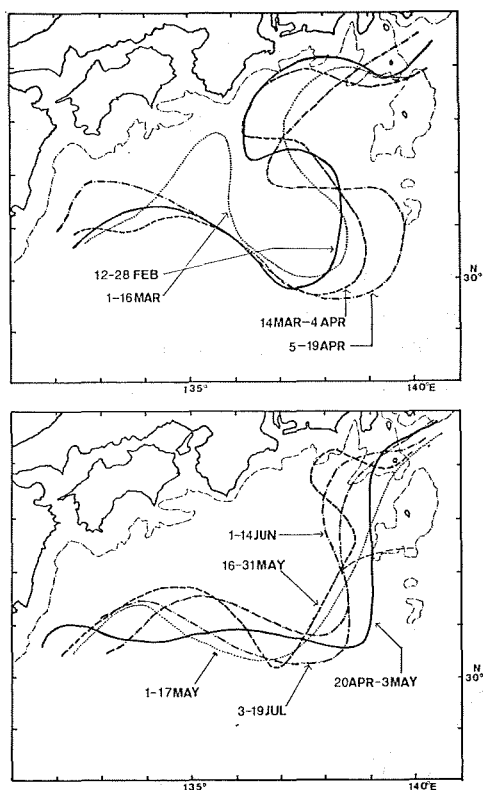


Figure 13 Two typical patterns of the Kuroshio meander in the spring of 1978

* Kobe Marine Observatory of JMA to which Shumpumaru belongs named the ring "Harukaze" after the Japanese style pronunciation of the ship's name Shumpu.

February to April (Figure 13, upper), and the other is observed in late April to June (Figure 13, lower). In February to April the Kuroshio meander has a S-like shape west of the Izu Ridge, and at the same time an eastward extension of the meander tip is observed (Figure 13, upper). This extension resembles to the situation in August 1975 (see Figure 10), though the horizontal scale is larger in 1978 than in 1975. The southward displacement of the current axis off Sikoku observed in February to July is another characteristic of the Kuroshio path in the spring of 1978. As is shown in 200 m temperature distribution in Figure 14, there are two cold eddies. One eddy is

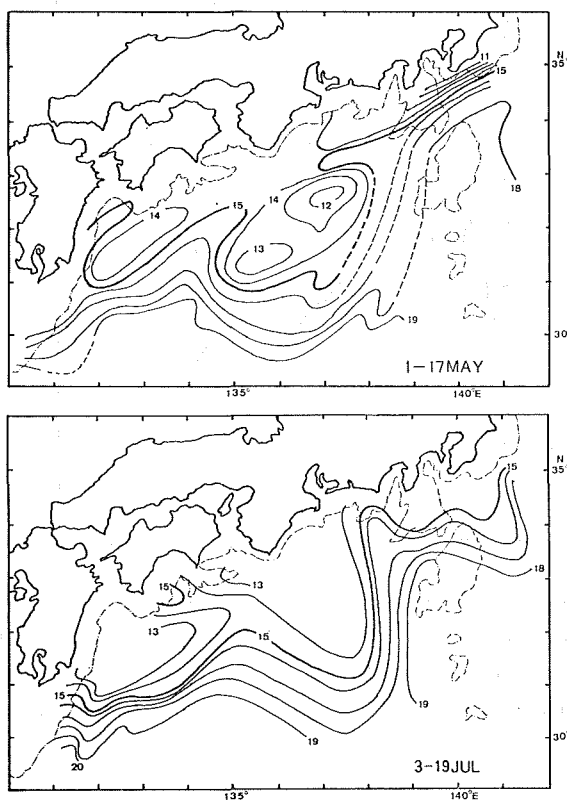


Figure 14 Temperature distribution at 200 m in May and July 1978

off Sikoku and the other off Kii Peninsula. The area of the cold eddy is largest in the spring of 1978. However, the temperature around the eddy center is rather high, having the value of 12°C compared with the usual value of 10°C. In late July, the meander returned to its typical pattern and remained as it was for the rest of the year.

(4) The second and third separation in 1979

In April 1979, the second separation of the cold eddy was observed. Kuroshio paths from March to May are shown in Figure 15. There is no BT data available in early April, and the Kuroshio path in 28 Mar-9 Apr was determined from the surface temperature distribution. Similarly to the case in May 1977, the meander became narrow and the trough extended in south southeast direction. In early April the southern tip of the cold eddy was separated and became a ring. But the subsequent progress of it is not clear. The ring may have coalesced with the Kuroshio meander

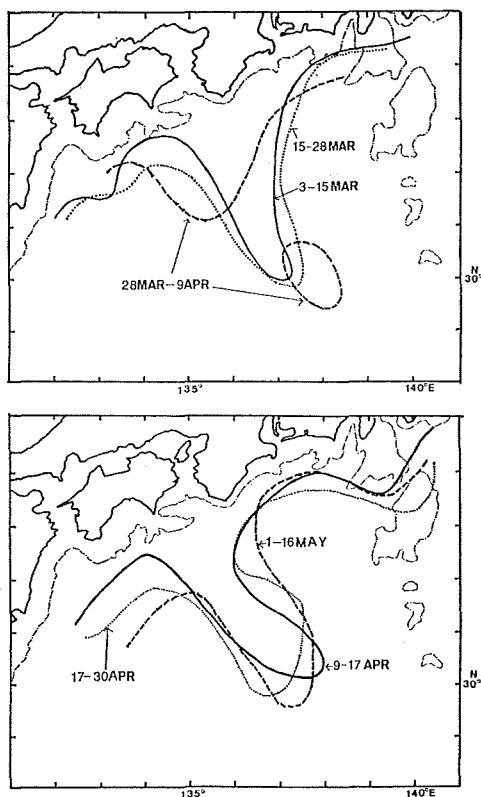


Figure 15 The second separation of the cold eddy in April 1979

soon after the separation, because the shape of the meander after the separation (Figure 15, lower) is still elongated in southeast direction. On the other hand, in the offing of Kyusyu, a new cold eddy developed during April and May (Figure 15, lower). In June, it coalesced with the eddy off Sionomisaki, resulting in a single large eddy. This is shown in 200 m temperature distribution in Figure 16.

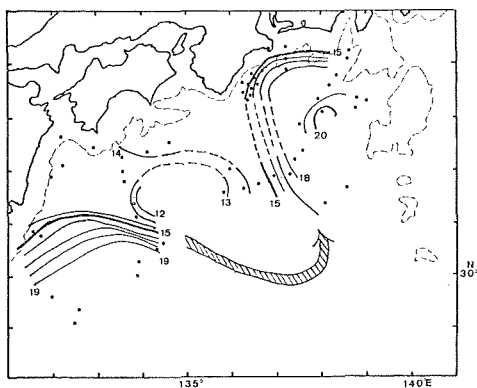


Figure 16 The temperature distribution at 200 m in June 1979

In August, the third separation of the cold eddy occurred (Figure 17). The shape of the meander just before the separation (18 Jul-1 Aug) is very unusual, having two tips; one is on

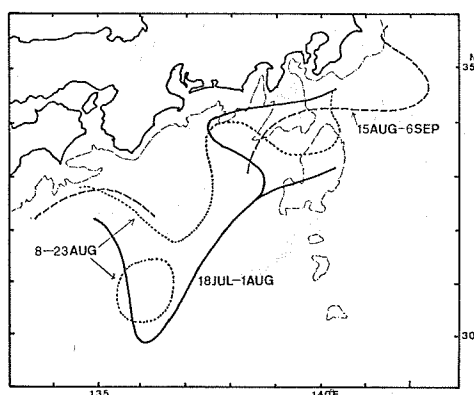


Figure 17 The third separation of the cold eddy in August 1979

the south and the other on the east. It seems that the southern tip became a ring and the other tip became a small meander around Miyakesima, as shown in the Kuroshio path in 8–23 Aug. In next ten days the small meander around Miyakesima moved eastward and the contracted meander off Sionomisaki also shifted to the east (the Kuroshio path in 15 Aug–6 Sep). After the contraction by the third separation in August 1979, the supply by a newly generated meander off Kyusyu was not given to the Kuroshio meander. The meander remained as it was for the rest of 1979, keeping the contracted size, and entered into the disappearing stage.

(5) The disappearing stage: January–August 1980

The Kuroshio meander, which was contracted by the third separation in August 1979, moved eastward very slowly, reaching just west of the Izu Ridge by the end of 1979. The meander continued moving eastward during the first half of 1980, and finally disappeared from the south of Japan in August. The condition in this disappearing stage is described in detail in this subsection. The Kuroshio paths in January to August 1980 are shown in three charts in Figure 18. It is clearly seen that the meander gradually shifted eastward and at the same time the length of the meander in north-south direction was shortened. A typical C-type Kuroshio meander is observed in May to July. This disappearing process of the Kuroshio meander is very similar to that of the previous meander (1959–1963), which is described in Nitani (1977), although the decay of the meander by the separation of a cold ring was not observed in the previous meander period. The longitudes at which the Kuroshio path crosses the 33°N line are plotted for the period from January to July 1980 (Figure 19). Figure 19 also shows that the sea level for the total five-year period at Hatizyozima, which is located at about 33°N and 140°E. The sea level at Hatizyozima is a good indicator of the location of the Kuroshio path around the Izu Ridge. That is best exemplified by the good correlation between the longitudes of the Kuroshio path and the sea level at Hatizyozima in January to July 1980. The temporal southward displacement of the Kuroshio path in May 1978, which was discussed in 5.3, is represented as a dip in the sea level. Similar dips are found in October and December 1977, and in July and November 1979. But the corresponding fluctuation of the Kuroshio path was not observed because of the lack of data.

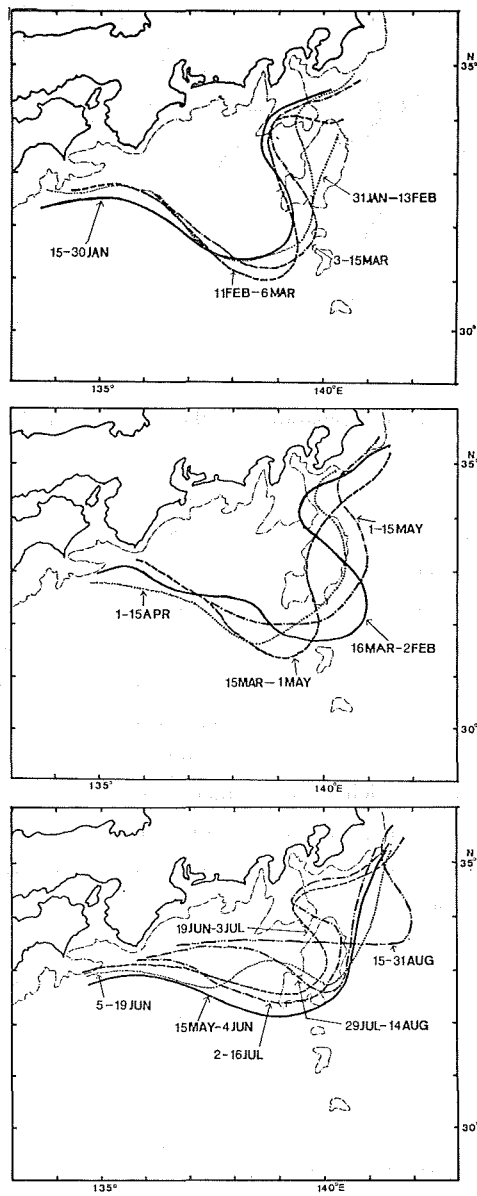


Figure 18 Kuroshio paths in the disappearing stage of the meander in 1980

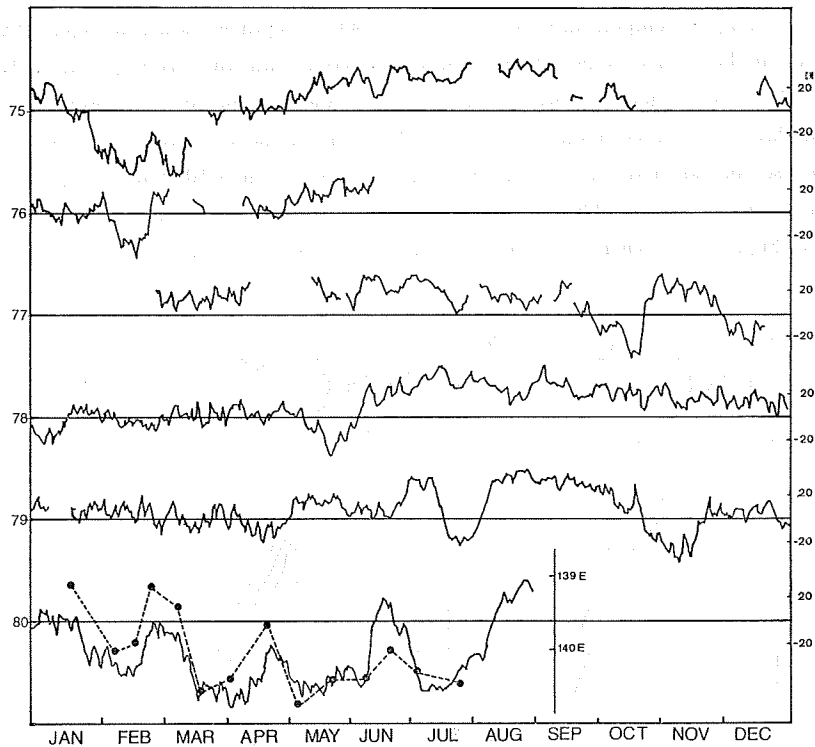


Figure 19 Sea level at Hatizyozima and the positions of the Kuroshio paths in 1980 expressed by the longitude at which the Kuroshio cross 33°N line. Solid lines shows the sea level and the dashed line at the bottom of the figure shows the longitudes

6. The Deep Structure of the Kuroshio Cold Eddy and the Warm Eddies South of the Kuroshio

Deep serial observations down to the bottom, which was rarely made in the previous meander periods, were made rather frequently during the meander period from 1975 to 1980. With the use of those deep observation data, the better understanding of the deep temperature structure of the cold eddy can be obtained.

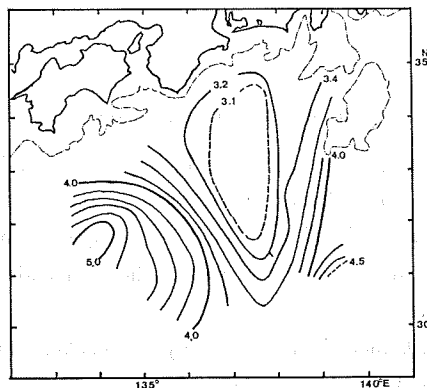


Figure 20 Temperature distribution at 1000 m in May 1976

As an example, temperature distribution at 1000 m depth is shown in Figure 20. The cold eddy is located on the corner made by the continental slope and the Izu-Ogasawara Ridge. The temperature still has a gradient at this depth. If this gradient indicates a substantial geostrophic velocity at this layer, it is very natural to assume the strong influence of the Izu Ridge on the Kuroshio flow, because the northern portion of the ridge is shallower than 1000 m. Temperature gradient is found even at deeper layers. This is shown in the temperature distributions at 2000 m, 3000 m and 3500 m in Figure 21. When we calculate the geostrophic velocity at 1000 decibar and 2000

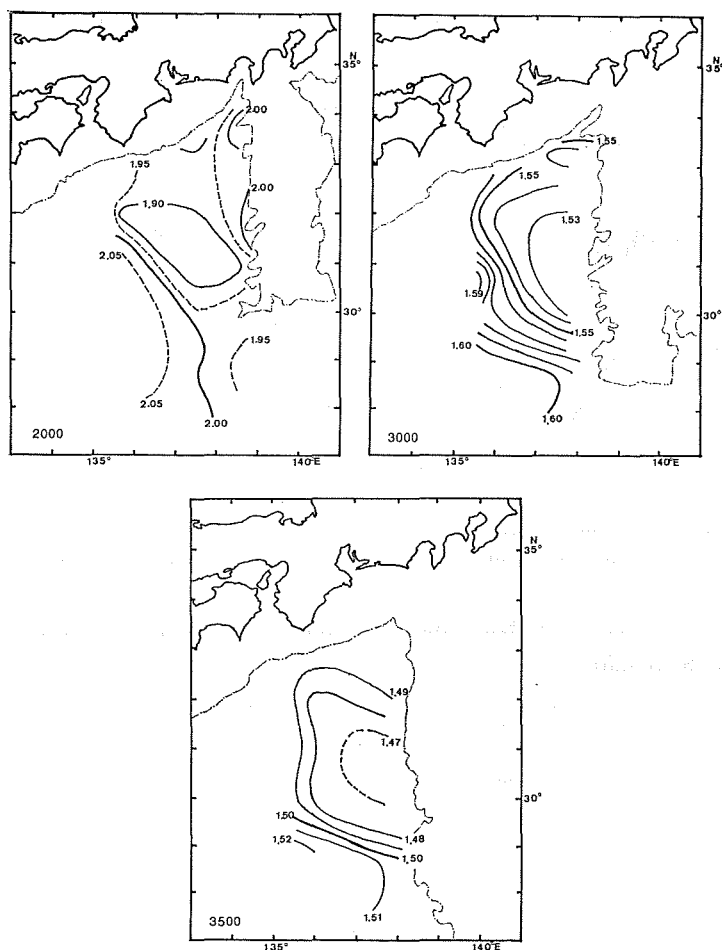


Figure 21 Temperature distributions at 1000 m, 3000 m and 3500 m in November 1976

decibar referred to 3000 decibar, 10 cm/sec and 3 cm/sec are obtained at maximum. This deep temperature gradient continued throughout the meander period. The temperature distribution at 1000 m in September 1979 is shown in Figure 22 as an example of the deep structure near the end of the meander. The temperature near the center of the cold eddy is about 3°C, and sharp temperature gradient is still found.

As is seen in Figure 20, there is a warm eddy off Sikoku. This eddy can not be recognized in the temperature distribution shallower than 200 m because of thick thermocline near the sea surface. The return flow associated with this warm eddy may be large and account for a substantial portion

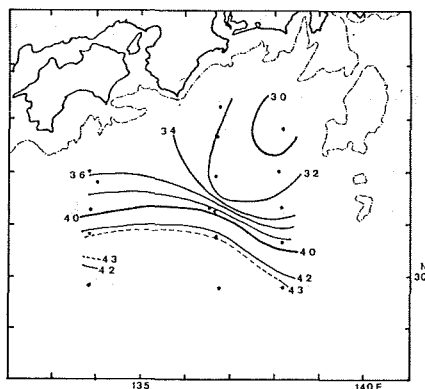


Figure 22 Temperature distribution at 1000 m in September 1979

of the total Kuroshio transport. However, because of the sparsity of data, the role of this warm eddy has not been fully understood. According to Marine Environmental Atlas II (1978) published by Japanese Oceanographic Data Center, the mean position of this warm eddy is 31°N and 136°E during no-meander period. When the Kuroshio meander is present, the mean position of the warm eddy moves to the west. The positions of the warm eddy center during the period from 1975 to 1980 are read from a series of 400 m temperature distribution charts, most of which are prepared by Nishiyama and Ishii (1980). For a half of these charts the center of the warm eddy can be recognized. Table 2 shows all of these positions. The overall mean of them is $30^{\circ}02'\text{N}$ and $134^{\circ}18'\text{E}$. According to Table 2, the warm eddy moved southward in 1977 with the higher temperature value near the eddy center.

There is one more warm eddy which is located over the Izu Ridge. However, it is very scarcely recognized as an eddy because of the lack of data. An example is the 1000 m temperature distribution in May to June in 1978 (Figure 23). As shown in Figure 23, there is a warm area on the

Table 2 Positions of the warm eddy off Sikoku

year	month	lat.	long.	max. temp. at 400 m
1976	May	$30^{\circ}55'$	$134^{\circ}05'$	17-18°C
	Jul.	$30^{\circ}42'$	$133^{\circ}55'$	17-18
	Sep.	$30^{\circ}05'$	$134^{\circ}00'$	17-18
	Oct.	$30^{\circ}25'$	$134^{\circ}05'$	17-18
1977	Jan.	$29^{\circ}50'$	$133^{\circ}40'$	16-17
	May	$29^{\circ}22'$	$134^{\circ}20'$	18-19
	Jul.	$29^{\circ}25'$	$133^{\circ}50'$	18-19
	Sep.	$29^{\circ}25'$	$135^{\circ}00'$	18-19
	Oct.	$29^{\circ}20'$	$133^{\circ}40'$	18-19
1978	Jun.	$30^{\circ}00'$	$135^{\circ}20'$	18-19
	Nov.	$29^{\circ}05'$	$133^{\circ}45'$	17-18
	Dec.	$30^{\circ}30'$	$133^{\circ}35'$	17-18
1979	Mar.	$30^{\circ}00'$	$134^{\circ}20'$	18-18
	Sep.	$31^{\circ}00'$	$135^{\circ}00'$	16-17
	Oct.	$30^{\circ}25'$	$135^{\circ}50'$	16-17
Mean		$30^{\circ}02'$	$134^{\circ}18'$	

Izu Ridge surrounded by 4.6°C isotherm. This warm eddy is less conspicuous than the one found off Sikoku. According to the overall mean dynamic topography in the western North Pacific (JODC, 1975), there is one warm eddy east of the Izu Ridge at about 33°N and 143°E . However, it is not clear whether this eddy shifted westward onto the Izu Ridge or a new eddy was generated there when the large Kuroshio meander occurred.

The change of the positions of the warm eddy off Sikoku from the position in no-meander period to the one in meander period is observed in the generation stage of the Kuroshio meander in 1975. Because the number of deep observations is much less than those of surface or near-surface

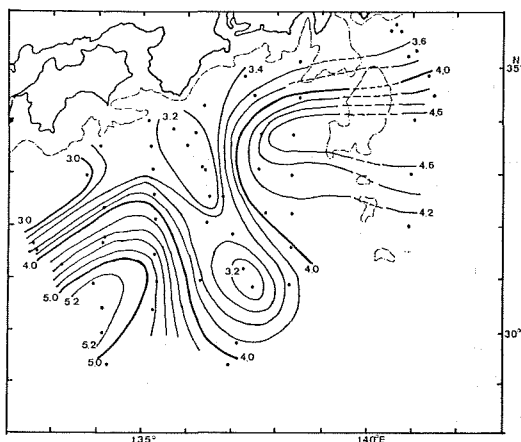


Figure 23 Warm eddy on the Izu Ridge represented by 1000 m temperature distribution in the spring of 1977

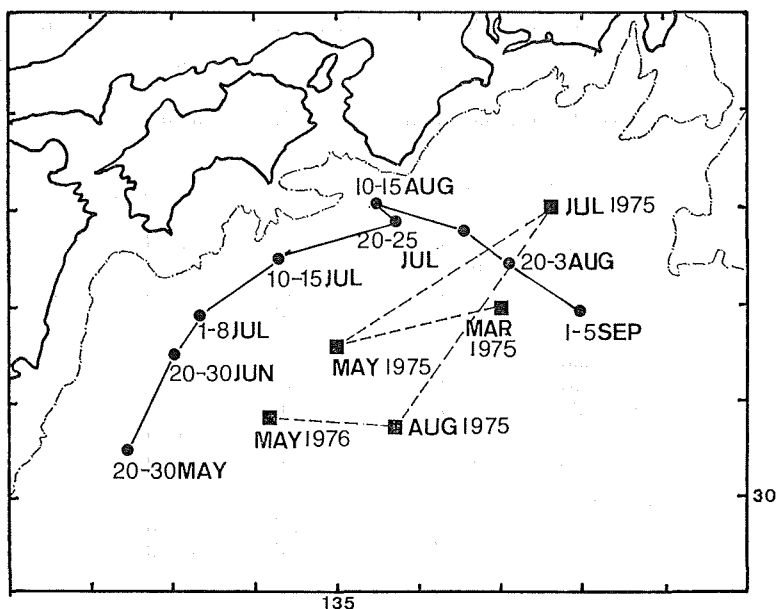


Figure 24 Movement of the warm and cold eddies in the generation stage of the meander. Solid circles represent the center of the cold eddy and solid squares represent the center of the warm eddy.

observations, the center of warm eddy was identified only four times in 1975. Those four positions are shown in Figure 24. The centers of the cold eddy in the same period are also included in Figure 24. According to Figure 24, the warm eddy moved northeastward in May to July along with the cold eddy off Sikoku. However, it seems that the warm eddy moved to the southwest during July and August, being replaced by the cold eddy. Nishiyama *et al.* (1980) suggested that the warm eddy which is found off Omaesaki in July moved away to the east during August, and a new warm eddy came from the west.

Because the eddy structure extends deeper than the sill depth of the Izu Ridge, the deep structure of the cold eddy at the time of C-type Kuroshio meander is very interesting. To our regret, the deep observation of the disappearing stage of the Kuroshio meander is not so dense as to be able to construct a temperature distribution chart in deep layers. However, the fractional evidences in May 1980 indicates that temperature gradient exists in deep layers of the cold eddy on both sides of the Izu Ridge.

7. Water Characteristics of the Cold Eddy

Water characteristics of the cold eddy is analyzed with the use of T-S and T-O₂ relation-

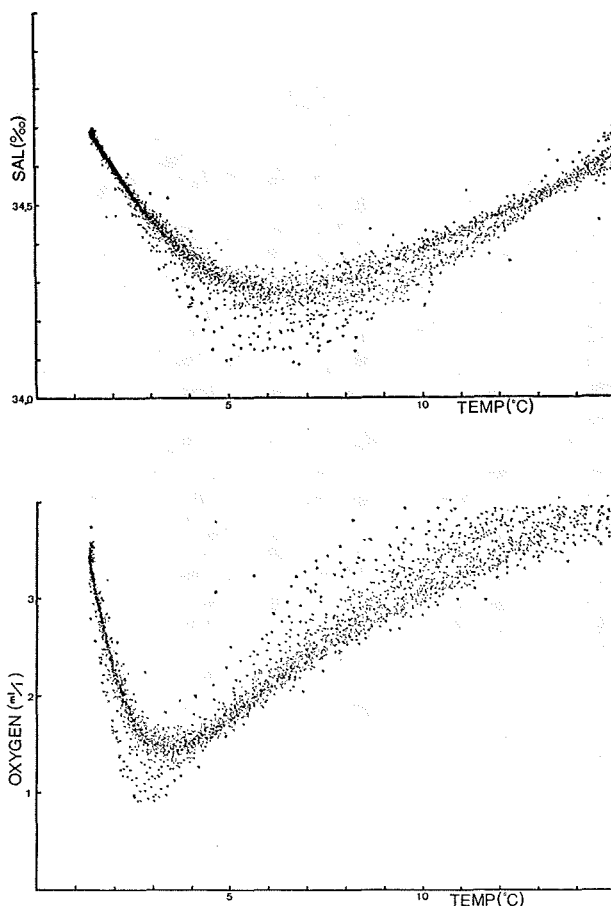


Figure 25 T-S and T-O₂ diagrams for the stations occupied in the area south of Japan during the meander period

ships. T-S and T-O₂ diagrams are constructed using all the serial observation data taken by the Hydrographic Dept. during the period from August 1975 to November 1978 (Figure 25). Station locations of these data are shown in Figure 26. As is seen in Figure 26, the stations are distributed in the area of the cold eddy, the Kuroshio and the south of the Kuroshio. The data of which the temperature is over 15°C are excluded, because those near-surface water is under the influence of the surface disturbances and may not represent the cold eddy adequately. The data used corresponds to the water deeper than 100 m in the center of the cold eddy and deeper than 400 m in the warm eddy. As is seen in Figure 25, all the data fall in the very narrow belt on T-S and T-O₂ diagrams. There are some stations which have lower salinity values at salinity minimum layers and lower oxygen values at oxygen minimum layers. Also, higher oxygen content are often found in the thermocline waters (The water having the temperature value of about 10°C; Masuzawa, 1969). When the stations in the cold eddy and the Kuroshio main current zone are picked up to draw T-S and T-O₂ diagrams (Figure 27), these data fall in even narrower belt, meaning that the stations which have lower salinity value in the salinity minimum layer and higher oxygen content in thermocline waters are all located to the south of the Kuroshio. Therefore the waters which consist of the cold eddy is the same as the water of the Kuroshio main current. As is seen in the north-south temperature

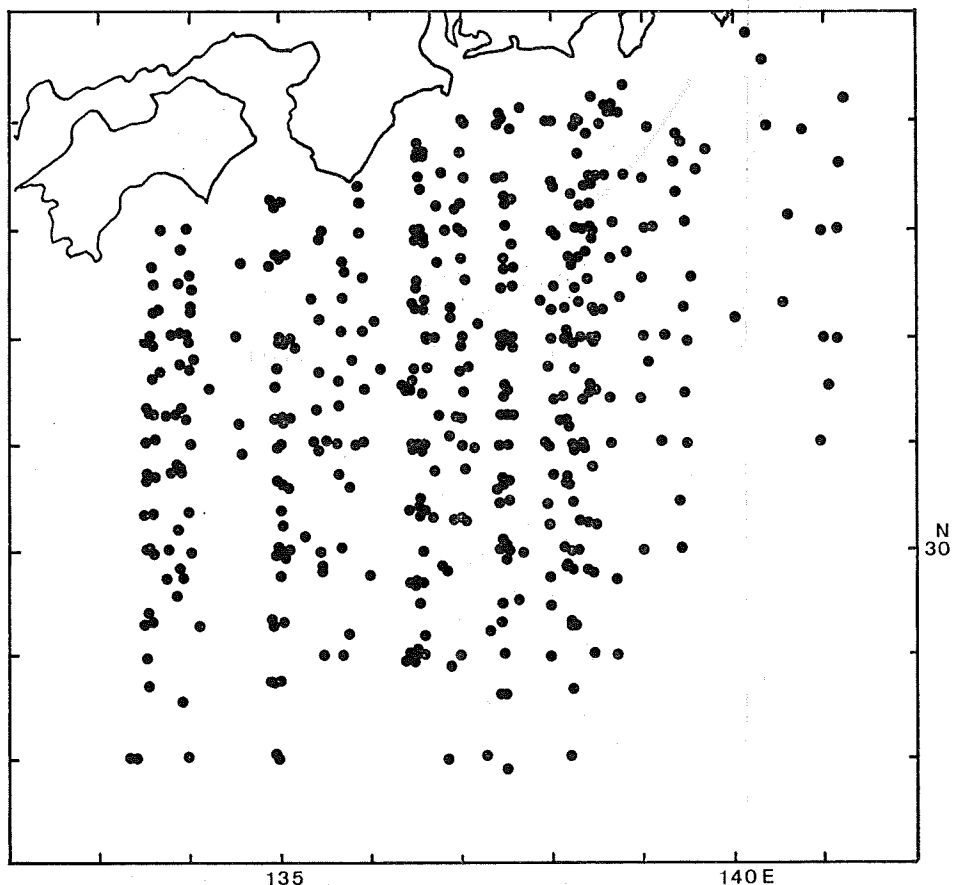


Figure 26 Station location chart for the data in Figure 25

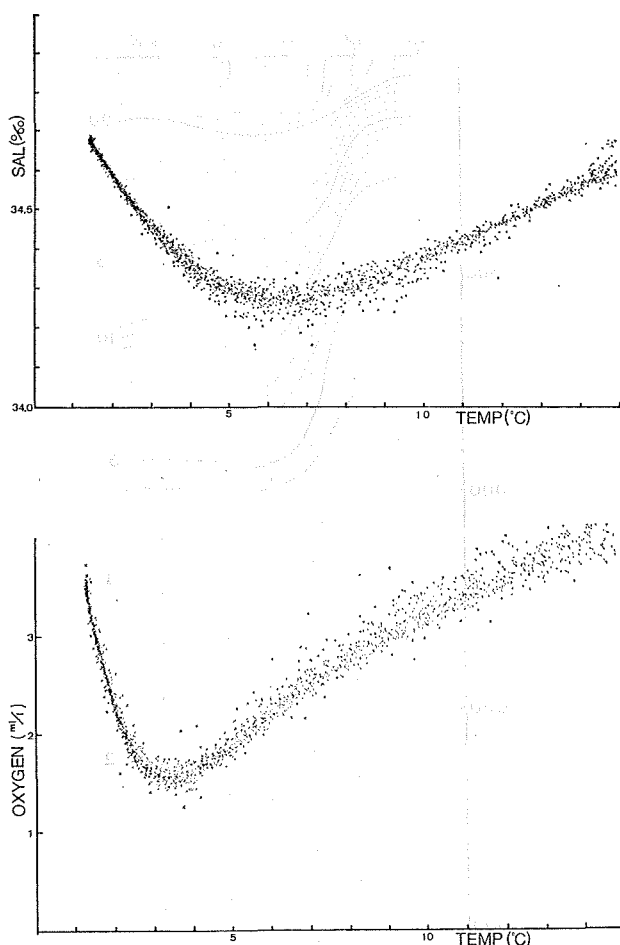


Figure 27 T-S and T-O₂ diagrams for the stations inside the cold eddy and in the Kuroshio main current zone

section which crosses the center of the cold eddy (Figure 28), there is correspondence between the cold eddy water and the Kuroshio water at every depth. This fact indicates that the Kuroshio water upwelled by the amount of 300–400 m at every layer from surface to near bottom. The same result was pointed out for the previous cold eddies, although the observation was rather shallow (Moriyasu, 1954).

Uda (1949) pointed out the good correlation between Oyashio strength and the Kuroshio meander generation, and suggested that Kuroshio cold eddy was caused by Oyashio undercurrent, which flows to the south from the Oyashio region on the east of the Izu Ridge, curls into this region and upwells there. Nan'iti (1958) suggested that the bathymetry south of Japan is favorable for the upwelling of the Oyashio undercurrent. However, the fact that the every layer just below the Kuroshio main current upwelled and became the cold eddy suggests that some dynamical effect is more appropriate for the cause of the occurrence of the cold eddy. Ishii and Toba (1977) suggested that the angle at which the Kuroshio meets the Izu Ridge is essential to the upwelling the Kuroshio water.

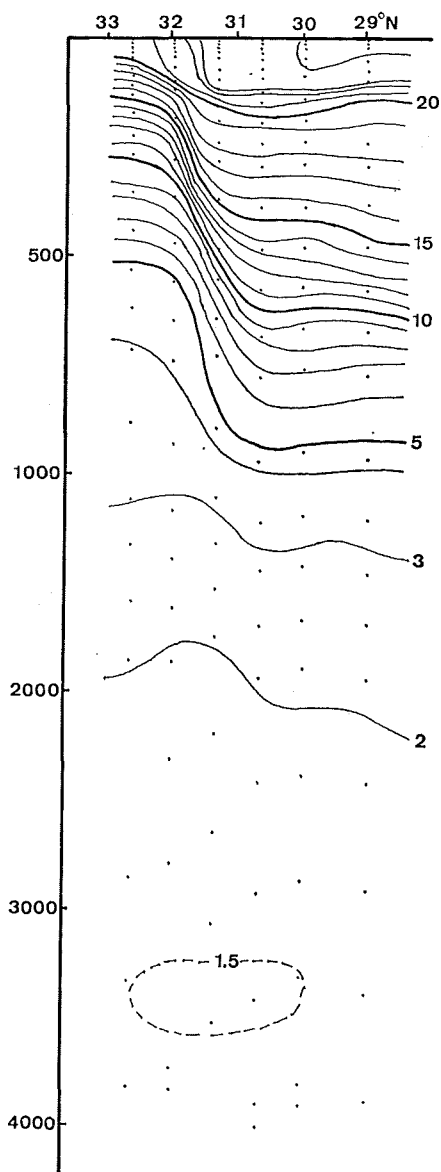


Figure 28 Temperature section along 136°E in November 1976

In May 1980 when the Kuroshio meander takes the C-type, several serial observations were made around the Izu Ridge. Among them, four stations are inside the cold eddy, two of them being to the east of the Izu Ridge and the other two to the west of the ridge. The T-S and T-O₂ relations are plotted in Figure 29. The T-S and T-O₂ curves show that the water deeper than 800 m have different characteristics on both sides of the Izu Ridge, while the shallower waters are the same on both sides. This indicates that when the pattern of the Kuroshio meander changes from A- or B-type to C-type, only the surface pattern moves but the deep waters does not cross the ridge.

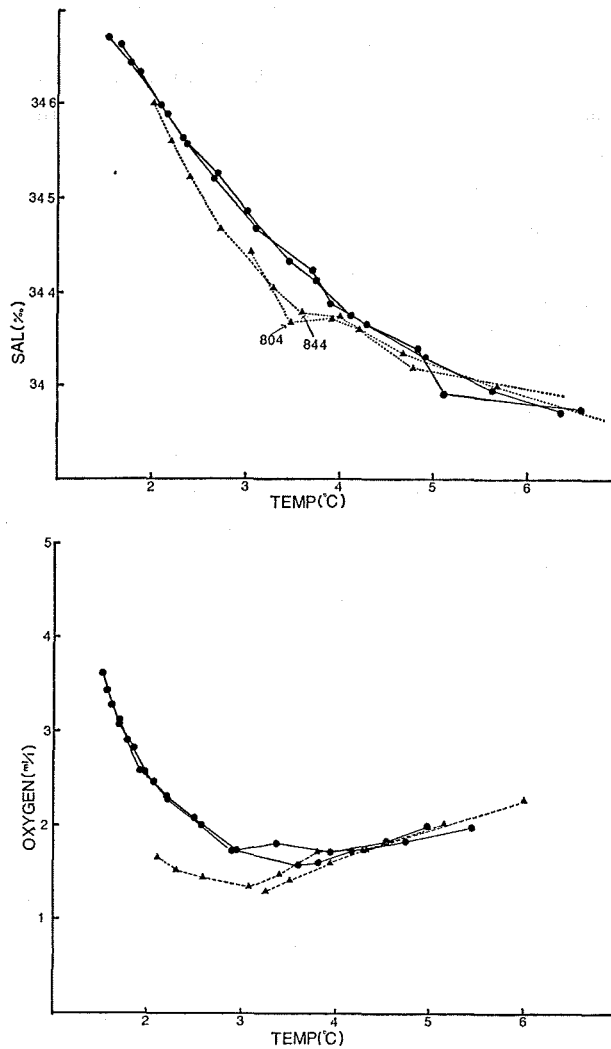


Figure 29 T-S and T-O₂ diagrams for the stations inside the cold eddy at the time of C-type Kuroshio meander. Solid circles represent the stations west of the Izu Ridge and triangles represent the stations east of the ridge.

8. Summary

The large meander of the Kuroshio south of Japan in 1975 to 1980 is described based on the movement of current axis. GEK and BT data from various sources are assembled and the current axes are identified with surface current maximum or temperature gradient maximum at 100 m and 200 m depths. The establishment of the large Kuroshio meander in August 1975 was preceded by the eastward movement of the small meander off Kyusyu and Sikoku. This generation process is very similar to the process in 1959 and 1969. In the latter half of 1975 and throughout 1976, and also in autumns of 1977 and 1978, the meander was very stable, being located off Omaesaki. On the other hand, in the spring and summer of both 1977 and 1979, the meander was rather unstable, being located off Kii Peninsula. During those periods the separation of the cold eddy and the pro-

duction of a cold ring occurred three times, namely in May 1977, in April 1979 and in August 1979. Among the rings produced above, the one in May 1977, after having moved to the northwest, coalesced in August with the small cold eddy south of Sikoku which was generated in June 1977 to the east of Kyusyu. The typical A-type meander pattern was resumed through this coalescence. Also, in the case of the separation in April 1979, the remaining small meander left by the separation of southern tip returned to its typical A-type through the coalescence with the newly generated meander east of Kyusyu. However, in the case of August 1979, without further supply, the meander remained small and entered into the disappearing stage. In the disappearing stage, the meander moved eastward gradually. Northward flowing portion of the meander on the east side reached the Izu Ridge and crossed the ridge, taking C-type meander pattern. Fluctuation with the period of two or three months overlapped on this gradual eastward movement. Evidences in T-S and T-O₂ diagrams indicate that when the meander crossed the Izu Ridge, the deep water did not cross over the ridge.

The warm eddy, which is located to the south of Kii Peninsula when the meander is absent, was located to the south of Sikoku during the meander period. It moved westward in the generation period, stayed to the south of Sikoku during the meander period and moved back to the south of Ensyunada when the meander ended. One more eddy was found in 1977 and 1978 on the Izu Ridge, where there is no such eddy when the meander is absent.

Analysis of T-S and T-O₂ diagrams indicate that the cold eddy water upwelled by 300 m or 400 m at every layer under the Kuroshio.

The author is greatly indebted to the members of the Oceanographic Division whose works in collecting the data are indispensable for this paper.

References

- Ichie, T. 1954 : On the variation of oceanic circulation (VII). *Oceanogr. Mag.*, **6**, 1-14.
- Ishii, H. and Toba, Y. 1977 : Structure of water masses in Kuroshio cold eddy region down to the deep layers; a working hypothesis on the Kuroshio meander. *Mar. Sci. Monthly*, **9**, 193-198 (in Japanese).
- Japanese Oceanographic Data Center 1975, 1978 : Marine Environmental Atlas I, II, Japan Hydrogr. Association, Tokyo.
- Kamihira, E., Minami, H., Ishizaki, H., Eguchi, H. and Nishiyama, J. 1978 : The cut-off phenomenon of the large cold water mass off Tokaido. *Bull. Kobe Mar. Obs.*, No. 195, 1-15 (in Japanese).
- Masuzawa, J. 1954 : On the Kuroshio south off Shiono-Misaki of Japan. *Oceanogr. Mag.*, **6**, 25-33.
- Masuzawa, J. 1965 : The meander of the Kuroshio. *Kagaku*, **35**, 588-593 (in Japanese).
- Masuzawa, J. 1969 : Subtropical mode water. *Deep-sea Res.*, **16**, 463-472.
- Moriyasu, S. 1954 : On the oceanographical conditions south off Honshu in 1954. *Oceanogr. Mag.*, **7**, 105-113.
- Moriyasu, S. 1956 : On the fluctuation of the Kuroshio south of Honshu (1). *Oceanogr. Mag.*, **8**, 143-150.
- Moriyasu, S. 1961a : An example of the conditions at the occurrence of the cold water region. *Oceanogr. Mag.*, **12**, 67-76.
- Mogi, A. 1972 : Bathymetry of the Kuroshio region. in *Kuroshio*, eds., K. Yoshida and H. Stommel, University of Tokyo Press, Tokyo, 53-80.
- Moriyasu, S. 1961b : On the influence of the monsoon on oceanographic conditions. *J. Oceanogr. Soc.*

- Japan*, 17, 14-19.
- Nakabayashi, S. 1970 : The variation of the Kuroshio and the temperature indicative of the stream axis. *Hydrogr. Bull.*, 88, 7-14 (in Japanese).
- Nan'niti, T. 1958 : A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshunada. *Papers Meteor. Geophys.*, 8, 317-331.
- Nitani, H. 1969 : The variation of the Kuroshio in recent several years. *Bull. Japanese Soc. Fish. Oceanogr.*, 14, 13-18 (in Japanese).
- Nitani, H. 1972 : On the variation of the Kuroshio. *Chigaku Zasshi (Geolog. Mag.)*, 81, 17-30 (in Japanese).
- Nitani, H. 1977 : Process of the occurrence, continuation and disappearance of the large meander of the Kuroshio off Enshunada. *Mar. Sci. Monthly*, 9, 173-180 (in Japanese).
- Nishiyama, K. and Ishii, H. 1980 : Temperature distribution charts at 200 m and 400 m from Nov. 1976 to Oct. 1979. in *The Kuroshio Meander and Cold Water Mass*, the Kuroshio Study Group, 1-61.
- Nishiyama, K., Konaga, S. and Ishizaki, H. 1980 : The cold water eddy observed far south of Shikoku September 1979. *Oceanogr. Mag.*, 31, 27-32.
- Okada, M. and Nishimoto, K. 1978 : Mean sea level along the south coast of Japan and the large meanders of the Kuroshio from 1894 through 1924., *Umi to Sora*, 54, 91-97 (in Japanese).
- Solomon, H. 1978 : Occurrence of small "trigger" meanders in the Kuroshio off Southern Kyusyu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34, 81-84.
- Shoji, D. 1972 : Time variation of the Kuroshio south of Jpn., in *Kuroshio*, eds., H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 217-234.
- Taft, B. A. 1972 : Characteristics of the flow of the Kuroshio, in *Kuroshio*, eds., H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 165-216.
- Uda, M. 1937 : On the recent abnormal condition of the Kuroshio to the south of Kii Peninsula. *Kagaku*, 7, 360-361 (in Japanese).
- Uda, M. 1949 : On the correlated fluctuation of the Kuroshio current and the cold water mass. *Oceanogr. Mag.*, 1, 1-12.
- Yamauchi, S. 1978 : On the statistics of the velocity, temperature and surface layer of the Kuroshio in the adjacent sea of Japan. *Hydrogr. Bull.*, No. 98, 5-23 (in Japanese).
- Yoshida, S. 1961 : On the variation of Kuroshio and cold water mass off Enshunada. *Hydrogr. Bull.*, No. 67, 54-57 (in Japanese).

VARIATION OF THE KUROSHIO COLD EDDY
— LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO IN 1975-1980 (II) —

Haruo Ishii*

Received 1981 September 19

Abstract

Variations of the internal structure of the Kuroshio cold eddy associated with the large meander of the Kuroshio, and its correlation with the external features of the eddy from 1975 to 1980, are investigated. Vertically averaged values of temperature, salinity and dissolved oxygen content are used to describe the internal structure of the eddy, the position of the center of the cold eddy, and the area of the eddy region was used as parameters of the external features of the eddy.

The investigation revealed the following items. The temperature in the deep layer (1000–2500 m) in the central area of the cold eddy, increased most of the time in the meander period, but showed an intermittent decrease from time to time. This intermittent decrease of temperature may be a cause for long-period staying of the cold eddy and the Kuroshio meander. The temperature in other layers (upper 200–500 m, intermediate, 500–1000 m) has not varied in phase with the temperature of the deep layer. In the decaying and disappearing stage of the Kuroshio meander, a conspicuous increase in temperature is observed in the deep layer. Along with this temperature increase, the water characteristics themselves also changed in the whole area south of Japan (the increase in salinity and dissolved oxygen content).

1. Introduction

It is widely known that a large-scale cold eddy accompanied with the Kuroshio meander appears south of Japan from time to time, and stays at almost fixed region for more than two years. This is one of the most remarkable phenomena of the Kuroshio south of Japan, and called “the Kuroshio cold eddy” or “the Kuroshio large meander” mainly because of its largeness and long-period stationarity. Since the first report by Uda (1937), it has been a matter of great concern for Japanese oceanographers, and recently also for foreign researchers. In spite of many investigations to clarify the dynamical mechanism of generation, maintenance and disappearance of the cold eddy and the meander, there is, however, no successful explanation yet.

The cold eddy and the meander occurred three times (1953–1955, 1959–1963, 1975–1980) since the early 1950's when routine observation in the Kuroshio region started in Japan. On the former two cases, the cold eddies have been described on the basis of the time series of external features such as size, shape and position which can be drawn out from the flow pattern of surrounding Kuroshio (for example, Masuzawa 1960, Shoji 1972, Taft 1972 and Nitani 1975). Their descriptions of the cold eddy are rather of qualitative nature except a few works (for example, Nan'niti

* Oceanographic Division

1960). On the other hand, the internal structure down to deep layer in the cold eddy has been studied only temporarily (for example, Moriyasu 1956). Therefore, the variation of the internal structure throughout the meander period has not been examined yet, mainly because of lack of suitable data.

During the latest period, relatively dense observations in time and space were conducted, as shown in Nishida's (1982) detailed description of the meander, partly under the favour of KER (Kuroshio Exploitation and Utilization Research) project sponsored by Science and Technology Agency since 1977. With the aid of above relatively dense data, in this report, the variation of the internal structure, as well as external features, of the cold eddy during the period from 1975 to 1980 are described. It is possible that the internal changes may lead to the change of the external features through eddy dynamics. Therefore, by examining the relationship between the two kinds of variations, it is expected to obtain some knowledge regarding the mechanisms of maintenance and/or disappearance of the cold eddy.

The external features of the cold eddy are described in section 4. In order to examine the variation of internal structure, temperature, salinity and dissolved oxygen content are taken. They are discussed in section 5. Section 6 deals with the correlation between the external and the internal structure. Further, section 7 deals with the T-S and T-O₂ relationships for deeper waters in the area south of Japan which includes the cold eddy region.

2. Data Sources

Data used for obtaining the averaged values of temperature, salinity and dissolved oxygen content (section 3), are included in the following publications.

Data Report of Hydrographic Observation, Series of Oceanography
(published by Maritime Safety Agency)

The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations
(published by Japan Meteorological Agency)

Data Report of KER, No. 1-3
(published by Japan Oceanographic Data Center)

The Prompt Report of the Oceanographic Conditions, published semimonthly by Hydrographic Department, M.S.A., are also used for obtaining the parameters of external features of the cold eddy and the Kuroshio meander.

3. Parameters of eddy's variation

Several parameters are selected to describe the time variation of the cold eddy. As the external features, positions of center of the cold eddy and trough of the meandered Kuroshio and area of the cold eddy region are employed.

Temperature, salinity and dissolved oxygen content are used as parameters for description of internal variation. For each element, two kinds of indices which can represent the whole condition of the eddy in each cruise are adopted.

Above parameters or indices are obtained as follow.

3-1 Parameters of external variation

The trough (T) and the two ridges (S and R) are shown in a typical path of the Kuro-

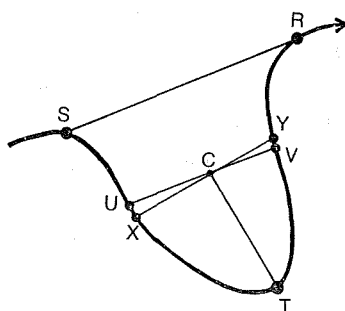


Figure 1 A typical path of the Kuroshio meander. Two ridges (S, R), a trough (T) and U, V, X, Y are in stream axis. C is a center of cold eddy.

shio meander in Figure 1. The positions of trough and ridges are read from the surface current chart in the Prompt Report of the Oceanographic Conditions.

The position of center of the eddy (C in Figure 1) is defined as the mean of following positions; namely, geometrical center of cyclonic flow pattern at the sea surface, and the positions at which temperature minimum is observed at 200 m and/or 400 m depth.

The area of the eddy region is approximated by the sum of those of a figure XTYCX and a trapezoid SUVR (Figure 1); where U, V, X and Y are on the stream axis. \overline{UV} , passing through C, is drawn to be parallel to SR. Further, the area of XTYCX is approximated by that of a half ellipse whose axes are \overline{CT} and $(\overline{CX} + \overline{CY})/2$, where \overline{CX} , \overline{CY} are taken to be normal to \overline{CT} .

3-2 Parameters and indices of internal variation

From the hydrographic stations occupied in each cruise, three stations which have the lowest, second lowest and third lowest temperature values are selected (Figure 2). The vertically averaged values of temperature, salinity and dissolved oxygen content are respectively calculated in 200-500 m (upper layer), 500-1000 m (intermediate layer) and 1000-2500 m (deeper layer) at those three stations.

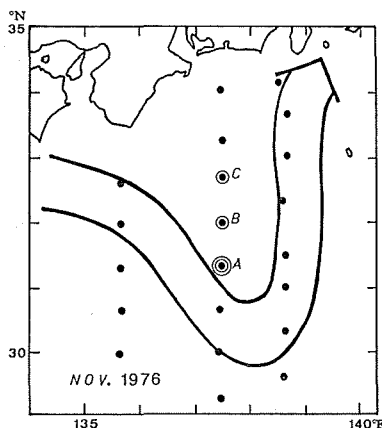


Figure 2 Axis of the Kuroshio. Solid circles show hydrographic stations. A indicates the station at which temperature averaged in 200-500 m, 500-1000 m and 1000-2500 m are the lowest. B and C show the second and third lowest.

The two kinds of indices for each element above are employed to represent adequately the internal condition of the cold eddy at each cruise; namely, one is the value at the stations where the lowest temperature is observed, the other is the mean value of those at stations where three lowest temperatures are observed. They are used for the description of the time variation of temperature, salinity and dissolved oxygen content in the cold eddy.

In order to check whether above two kinds of indices are representative for whole condition of the eddy region, averaged values over the whole cold eddy region, as reference, is calculated in the following manner. First, geostrophic mass-transport chart in the cold eddy region and the Kuroshio region surrounding the eddy is drawn to circumscribe the cold eddy as shown in Figure 3. Mass-transport charts are drawn in 0–500 m, 500–1000 m (both referred to 1000 db (deci-bar) surface) and 1000–2000 m (referred to 2000 db) for calculation of vertically averaged values of temperature, salinity and dissolved oxygen in upper, intermediate and deeper layers respectively. The reason for employing 2000 db as a reference level instead of 2500 db, is to use as many hydrographic data as possible for more detailed mass-transport chart which bring more adequate circumference. Next, the region inside the circumference which separates the eddy from the outside Kuroshio is divided into several portions. Then, the product of area and averaged values of three elements in each portion are estimated. This is done in upper, intermediate and deeper layers, respectively. Dividing, finally, the sum of above products by the total area inside the circumference gives the average value over the

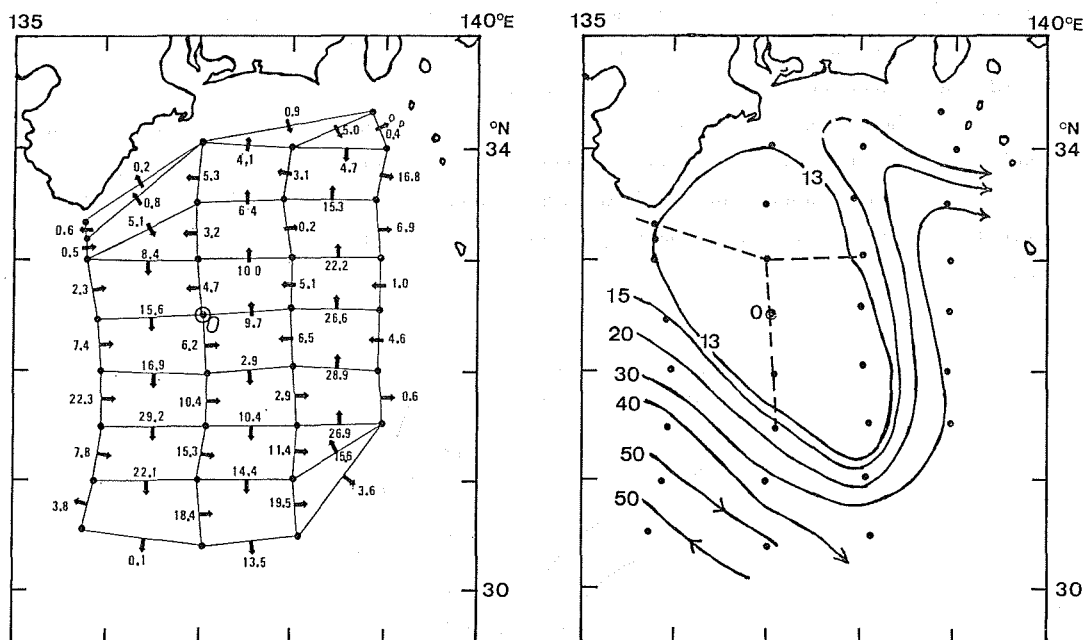


Figure 3 (left) Mass transport (0–500 m) relative to 1000 db surface. Arrows indicate direction of flow, and numeral show mass transport in 10^6 tons/sec.
 (right) Mass transport chart (0–500 m) relative to 1000 db. Circumference is defined as the contour which shows mass transport 13×10^6 ton/sec referred to the station \odot . Region inside circumference is divided into three portions by dashed line for calculation of average value over the whole eddy region.

whole eddy region ; which is calculated in eleven cases where the determination of circumference in deeper layer is possible.

4. Variation of the external features of the cold eddy

For the description of time variation of external features, the positions of center of the eddy and trough of the meander, the distance between two successive positions of center, and the area of the cold eddy region are taken (Figure 4). The discontinuity in Figure 4 during May to August 1977 corresponds to the period when the separated cold ring was observed (Kamihira *et al.*, 1978 ; Nishida, 1982). Except the above period, the center and the trough move coherently as tabulated in Table 1. Two of the most southwestern location of the center are shown in May 1977 and March or April 1979 when the cut-offing of cold ring were experienced (Kamihira *et al.*, 1978 ; Nishida, 1982); the cold ring is originally a part of the cold eddy and separated from the extreme portion of sharply bending meander. It is a noteworthy fact that both cases occurred when the center of the cold eddy reached at near $31^{\circ}30'N$, $136^{\circ}20'E$ after its west-southwestward moving, although the mechanisms of cut-offing and westward moving of the eddy are not known.

The coherency between latitude and longitude of the center is attributed to the fact that the eddy's movement is mostly parallel to the continental slope along the southern coast of Japan as shown in Figure 5, where geographical positions of the center and the meander trough are plotted. Figure 5 shows that the cold eddy is mostly located at the corner bounded by the 400 m contour of the Izu-Ogasawara Ridge and of the continental slope, except in the period of the "decaying" or "disappearing" (Nitani, 1982) stage of the Kuroshio meander, when the eddy is located over the Ridge. Above facts suggests that the bottom topography south of Japan strongly affects the long-period staying of the cold eddy.

It is shown in Figure 5 that the center of the eddy was relatively stationary in 1976 to 1978. Figure 4(c) is the variation of distance which eddy's center traveled from its previous position. It also indicates that the eddy was stable in the middle of 1976 and latter half of 1978. Those stable state continued for about a half of year. The area of the cold eddy region (Figure 4(d)) became relatively large when the eddy was stable, and its variation is in phase with that of position of center in the period from spring 1976 to summer 1979. Therefore, the area of eddy region shows a tendency to be large when the cold eddy is located on the east in the area south of Japan, except in the generation and decaying stages.

Since April 1979, the cold eddy continued to move generally east-northeast direction and came to the disappearance in August 1980. For the prediction of disappearance of the meander,

Table Correlation coefficients computed from the data smoothed for 1.5 month

	lat. of center	long. of center	lat. of trough	long. of trough
lat. of center		0.90	0.92	0.81
long. of center	0.90		0.89	0.93
lat. of trough	0.92	0.89		0.85
long. of trough	0.81	0.93	0.85	

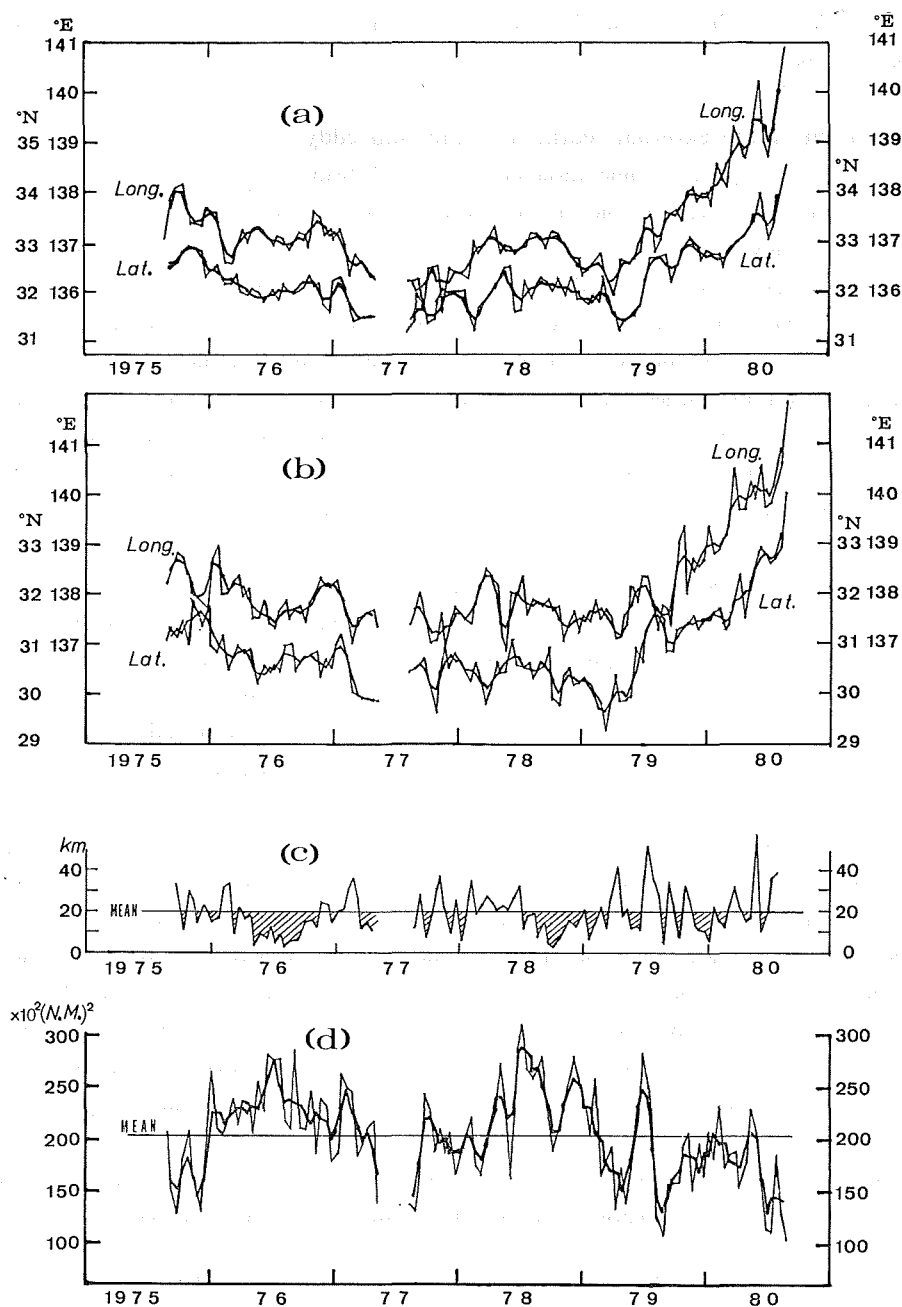


Figure 4 Variation with time of (a) latitude and longitude of center of cold eddy, (b) latitude and longitude of trough of meander, (c) distance between two successive positions of the center of the eddy (d) area of the eddy region in $10^2 \times (\text{nautical mile})^2$. Thin line in (a), (b) and (d) shows raw data, thick line show averaged data smoothed for 1.5 months. Values in (c) are calculated from smoothed center positions which are indicated as thick line in (a).

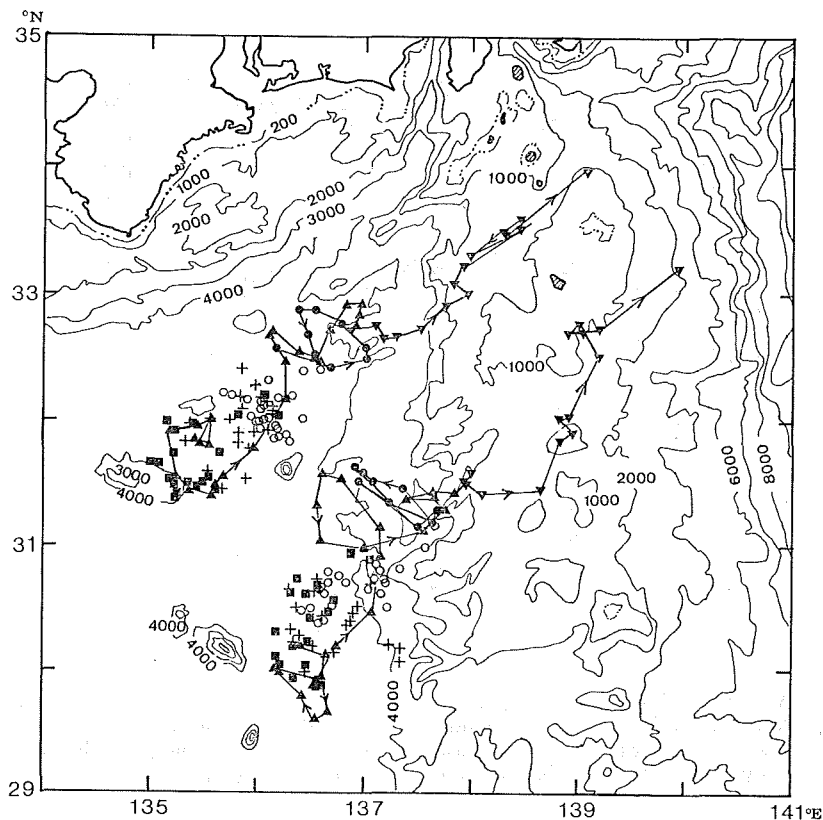


Figure 5 Geographical positions of center of cold eddy (northern) and meander trough (southern). Data which are shown as thick line in Figures 4(a) and 4(b), are plotted. ● in 1975, ○ 1976, ■ 1977, + 1978, ▲ 1979 and ▼ 1980. Directions of displacements are shown in 1975, 1979 and 1980

Nitani (1977) and Nakabayashi (1981) suggested that first sign of the meander disappearance south of Japan might be shown when the most southerly position of meander axis reached near 138°E. The result in Figures 4(a) and 4(b) also suggests that the position of the center or the trough has a certain critical value by which the starting into the decaying stage of the meander and the cold eddy can be predicted.

5. Variation of internal structure of the cold eddy

Variations of averaged temperature, salinity and dissolved oxygen content which are represented by two kinds of indices (section 3-2) are shown in Figures 6, 7 and 8. The values at 1000 m or 1500 m depth, which are mean of those at stations where three lowest temperatures are observed, are also plotted in above Figures to supplement the relatively small number of the data in the deep layer. The left side bar is standard error which is estimated from the difference between index value and regional averaged value (solid triangle in Figures) as a reference as explained in section 3-2. The smallness of standard error relative to the range of variation of each element, implies that both indices can represent the condition of whole eddy region instead of the regional averaged value.

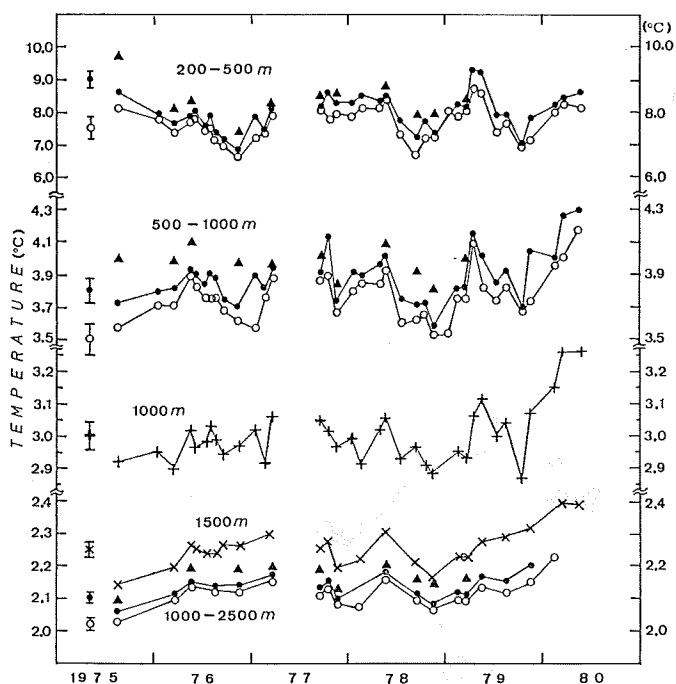


Figure 6 Variation with time of temperature around the cold eddy. Open circle shows the lowest value in each cruise. Solid circle, + and \times are mean of the lowest, second lowest and third lower. Solid triangle shows averaged value over the whole cold eddy region. Left side bar indicates a standard error (explanation is in text)

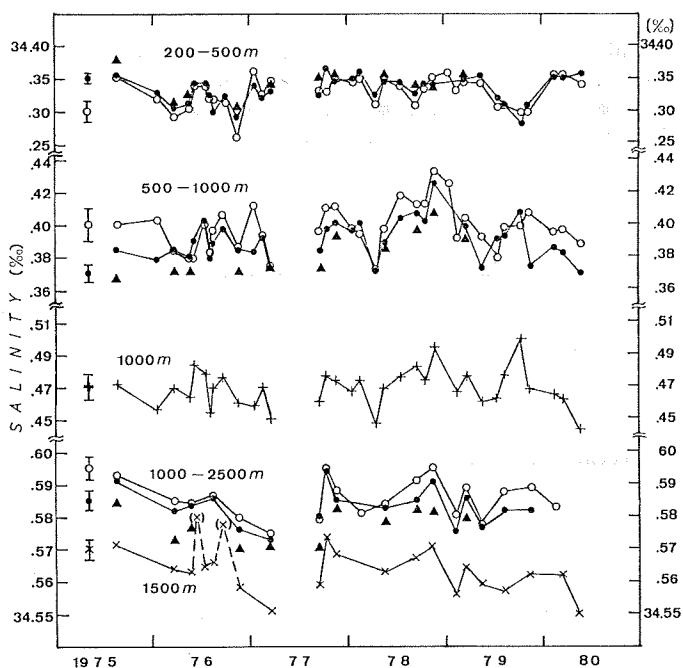


Figure 7 Variation with time of salinity in the cold eddy. Open circle shows value at the station where the lowest temperature is observed in each cruise. Solid circle, + and \times are mean value of those at station where three lowest temperature are observed. Other symbols are same as in Figure 6.

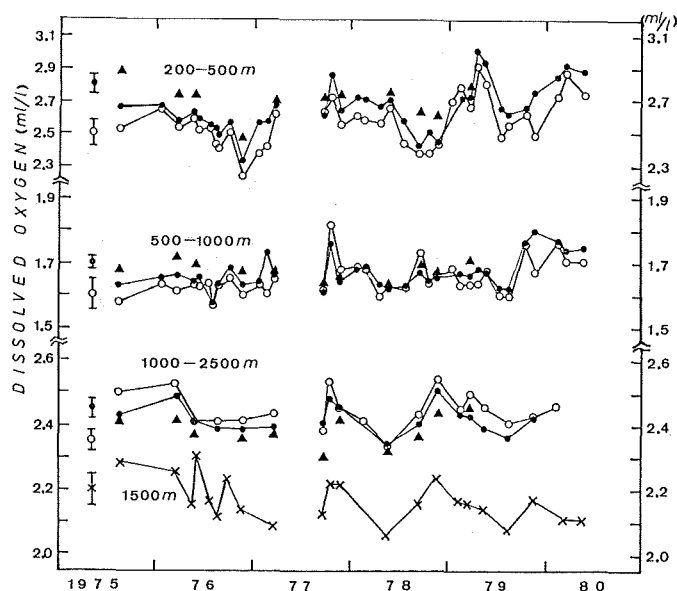


Figure 8 Variation with time of dissolved oxygen content in the cold eddy. Symbols are same as in Figure 7

The variations of three elements in the upper layer are not always in phase with those in the deep layer. In temperature variation, for instance, negative correlation between upper-layer and deep-layer is found in two periods; namely, from the eddy generation to November 1976 and from March to October 1979. Positive correlation is found in the rest of the period. Temperature variation in the intermediate layer is relatively similar to that in the deep layer.

Salinity and dissolved oxygen content vary with time as is roughly expected from T-S or T-O₂ relation respectively. In the central region of the eddy, a salinity minimum is observed at 400 m or 500 m depth, then salinity has negative correlation with temperature in the intermediate and deeper layer, and has positive one in the upper layer but not so clear. Dissolved oxygen content, whose minimum appears at near 800 m as shown by relatively small fluctuation in the intermediate layer, changes a sign of correlation with temperature in upper and deep layers.

Although three elements vary expectedly as mentioned above, unexpected variations of salinity or dissolved oxygen from T-S, T-O₂ relationship are also seen. For example, since August 1979 decreases of salinity and dissolved oxygen in the deep layer are not conspicuous against increase of temperature. It suggests the change of water characteristics in the deep layer as will be discussed later in section 7.

The temperature variation is clearly reflected in that of the isotherm depth (Figure 9), where selected isotherm depth is decided as an average of the depths at which the three lowest temperature are found. According to Yoshida (1972), it has generally been believed that upwelling of cold water from the intermediate layer is associated with the cold eddy. However, if the ascent of isotherm with time as shown in Figure 9 is caused by upwelling, it must occur at even 2000 m layer depth. This may agree with a fact that the cold eddy keeps its own structure at least until 3000 m depth (Nishida, 1982). Furthermore, the intermittent ascent of the isotherm over the

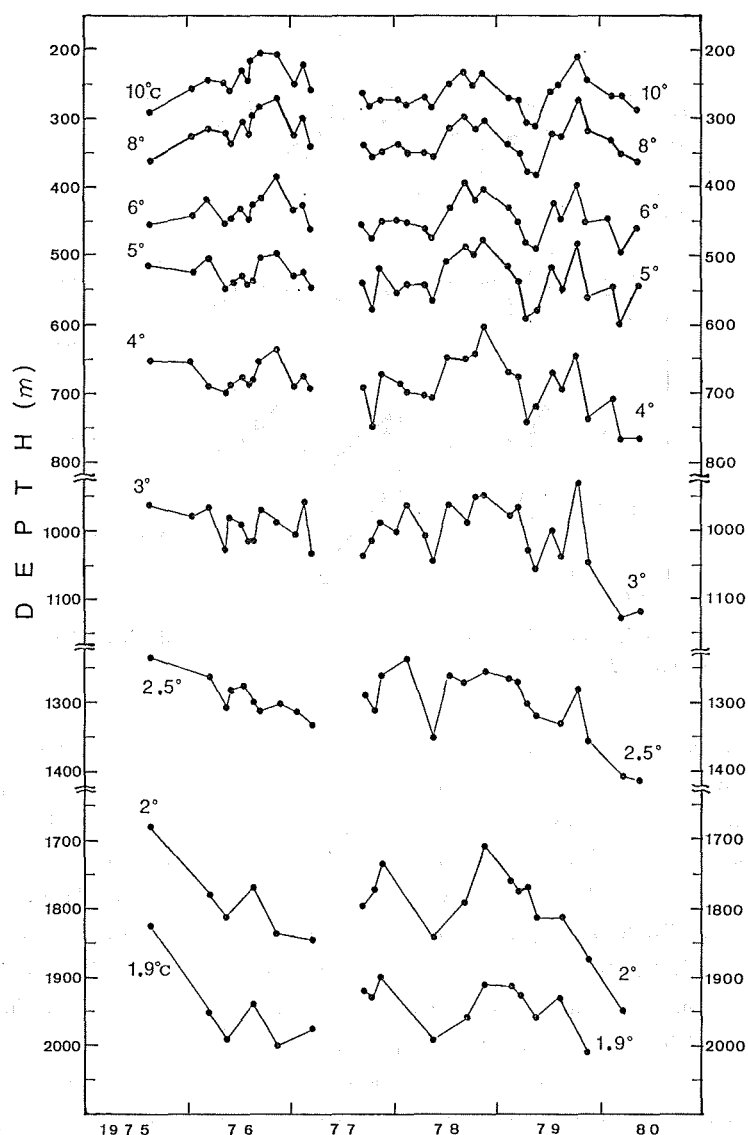


Figure 9 Variation in the depth of selected isotherms around the center of the cold eddy.

most layers as observed during the time from May to November 1978 is in contrast to the generally monotonical descent of isotherms observed in the cold ring in the Sargasso Sea (Cheney and Richardson, 1976). It also suggests the occurrence of replenishment of the Kuroshio cold eddy by upwelling of cold water, although such replenishment may act only in the upper or intermediate layer as it did in the periods of middle 1976 and middle 1979.

6. Comparison of external and internal variations

In order to find some relationships between the external and the internal variation, comparison between the time changes of several parameters or indices obtained in the previous sections

are made. Temperature is mainly attentioned in respect to the internal variation because it can be sufficiently representative.

A good correlation exists between the area of the cold eddy region and the temperature in the upper layer during the most of period when the eddy presented; that is, larger area coincides with lower temperature. This fact agrees with Nitani's (1977) result that the increase of cold water area coincides with the decrease of the minimum temperature value at 200 m depth in the eddy, being attributed to the upwelling; although studied period was limited in from August 1975 to November 1976. Considering a good coherency between temperature and isotherm depth as mentioned in preceding section, it seems to be confirmed that upwelling has important effect on the variation of area. Further, the east-west movement of the eddy, which is related to the size of eddy as shown in section 4, has a correlation with upper-layer temperature except in generation and decaying stage, although the reason for it is not clear.

It is noteworthy that temperature in the deep layer is generally increasing in the periods from the generation of the eddy to March 1977 and from November 1978 to May 1980. In 1980, the data is not suitable to calculate vertically averaged value because the eddy was located mostly on the Ridge. However, temperature in the deep layer is inferred to be high from that at 1000 m or 1500 m depth. The increase of deep-layer temperature occurred in the period which amounts to about 80% of the total period shown in Figure 6. This fact suggests that temperature in the deep layer of the cold eddy monotonically increase if intermittent upwelling does not happen. The first cut-offing of the cold ring occurred in May 1977 after the successive increase of the deep-layer temperature, which was, however, not so high in March or April 1979 when the second cut-offing occurred. Therefore, it is speculated that cut-off phenomenon is independent of the increase of temperature in the deep layer.

In the variation of deep-layer temperature in the cold eddy, the highest value appeared in the decaying stage after the successive increase prior to that in intermediate or upper layer. Therefore, the deeper-layer temperature might be a index for the disappearance of the eddy. Salinity or dissolved oxygen content is not so adequate to predict the disappearance, because they seemed to be out of expected T-S or T-O₂ relation in the decaying stage.

7. T-S and T-O₂ relationships in deep waters

As is stated in section 5, salinity and dissolved oxygen content in the deep layer of the cold eddy are not so large in the decaying stage, as is expected from the general T-S or T-O₂ relationships. This indicates the change of the water characteristics itself. In this section, the variations of T-S and T-O₂ relationships in the deep layer of the cold eddy and their correlation with that of external features are described.

The T-S relations of the stations which have the lowest temperature value in each cruise are shown in Figure 10, where vertically averaged temperature and salinity values in the deep layer (1000-2500 m) are used to represent the characteristic condition in each cruise. It is felt that some measure on the plotting error should be given because the range of the change which is dealt here is very small (0.2°C in temperature, 0.03‰ in salinity). There are two kinds of errors in above plotting values. One is the error which comes from the field observation, and the other is the error which comes from the fact that the selected stations may not represent the whole cold eddy because

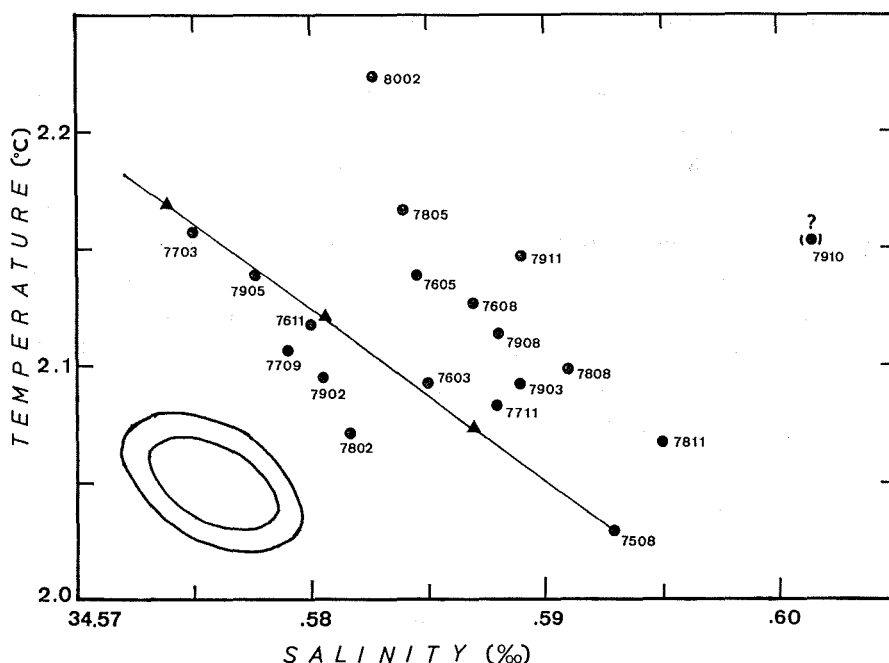


Figure 10 T-S diagram for deeper water whose temperature is the lowest in the cold eddy at each cruise. Numerals show year and month of cruise. For example, 7508 indicates August 1975. Explanation for figures and line are in the text.

of the sparsity of station distribution. The error in field observation is estimated as follows. The error in temperature measurement is assumed to be $\pm 0.03^{\circ}\text{C}$, and the error in salinity measurement is assumed to be 0.003‰ . The number of layers which are used to compute the average value in the deep layer (1000–2500 m) is five or six. Assuming the independency of each measurement, the standard error is estimated

for temperature as ; $\sigma_T = 0.03/\sqrt{5} = 0.01013(^{\circ}\text{C})$

and for salinity as ; $\sigma_S = 0.003/\sqrt{5} = 0.0013(\text{‰})$

The error which comes from the sparsity of station distribution is estimated as follows. The average values over the whole cold eddy region (section 3-2) are adopted as references. The differences between the lowest temperature (highest salinity) values and the above references are calculated whenever the reference values can be obtained. The standard deviations of those differences is adopted as the measure of the error. Because there is a correlation between the differences of temperature and salinity, the coordinate is rotated for temperature and salinity to become independent each other. The standard deviations on the rotated axes make a ellipse of error which is shown on lower left corner in Figure 10. The total error is less than the sum of above two kinds of errors, which is shown as a larger figure in Figure 10.

The change of T-S plots is greater than the error estimated in the above way, and it seems to be significant. The change of the T-S relation is analyzed in the following way. Let us assume that the water, which is observed at the time of establishment of the cold eddy, makes a vertical movement retaining its T-S characteristics. The shift of a T-S plot caused by above vertical move-

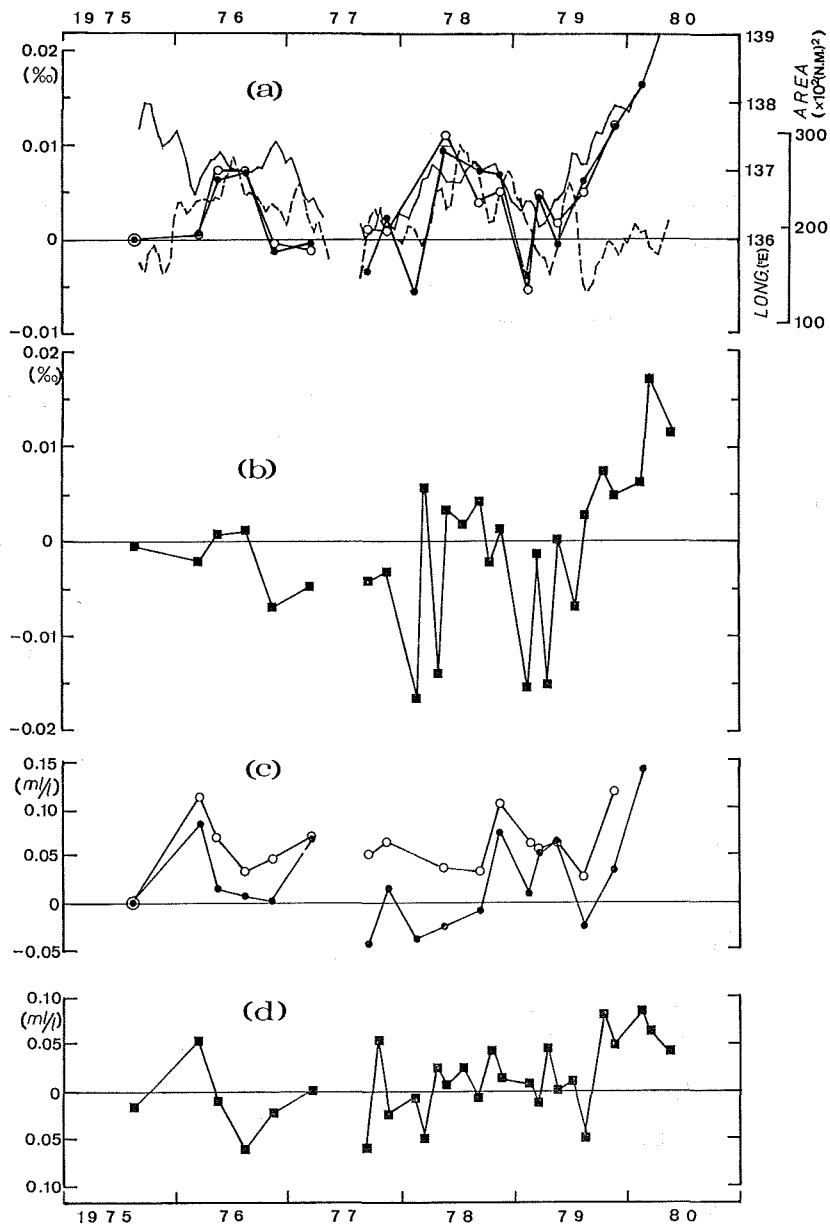


Figure 11 Variation with time of (a) salinity displacement in deep-layer water in the cold eddy (thick lines), longitude of the center of the cold eddy (thin line) and area of the cold eddy region (dashed line), (b) salinity displacement of the deeper waters outside the cold eddy, (c) displacement of dissolved oxygen content for deep-layer water in the cold eddy, (d) displacement of dissolved oxygen content for deeper waters outside the cold eddy

ment is shown by the solid line in Figure 10, where the solid triangles represent the points when the water moves down by the amount of 50 m, 100 m and 150 m, respectively. The displacement of each T-S plot from the assumed line indicates the change of the water characteristics itself or the exchange of some cold eddy water with surrounding waters which have different T-S characteristics. The displacement of the salinity for each cruise, namely the horizontal distance between the line and each T-S plot, is shown as solid circle in Figure 11(a). An open circle in the same graph shows the salinity displacement which is obtained using the three lowest temperature (three highest salinity) values instead of the lowest (highest) one. They have similar tendencies. In the same graph, the area of the cold eddy and the longitude of center of eddy are also shown for comparison. There is a good correlation between the variation of the salinity displacement and the area of the eddy, except in the period of the decaying stage of the Kuroshio meander. There is also a good correlation between the variation of the salinity displacement and the longitude of the center except in 1975 and in November 1976. Especially in 1980, the large value of salinity displacement is found. This increase in the displacement, along with the temperature increase in the deep layers, may be one of the important factors which characterize the decay of the cold eddy and the Kuroshio meander.

One possible explanation to interpret the relatively high correlation between the salinity displacement and the east-west movement of the cold eddy is the following. When the position of cold eddy moves, the water consisting the cold eddy does not move, but rather is replaced by a water which occupied the area originally. For this explanation to be correct, the geographical distribution of the salinity should have higher values on the east and lower values on the west in the area south of Japan. In order to check this possibility the mean T-S distribution south of Japan is looked over. The data are taken from the area consisting of 12 blocks as shown in Figure 12. Figure 13 shows the plots of vertically averaged temperature and salinity in 1000–2500 m which are

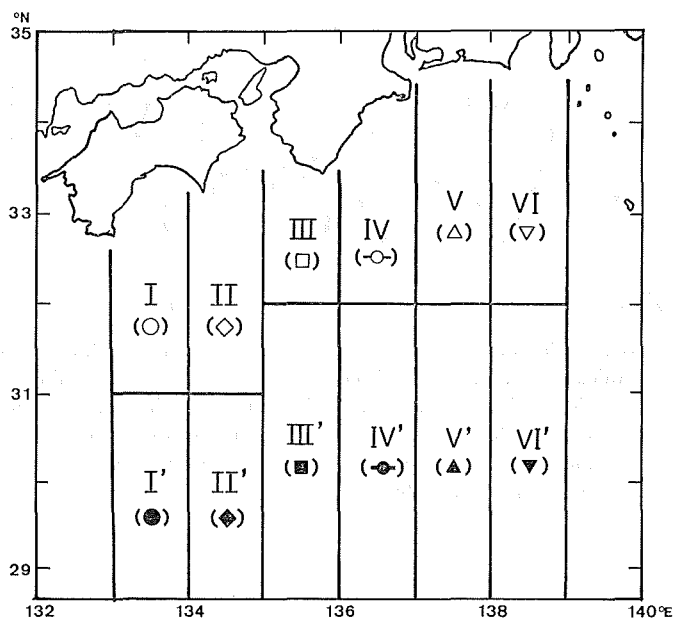


Figure 12 Area in which T-S and T-O₂ relations of deeper waters are analyzed

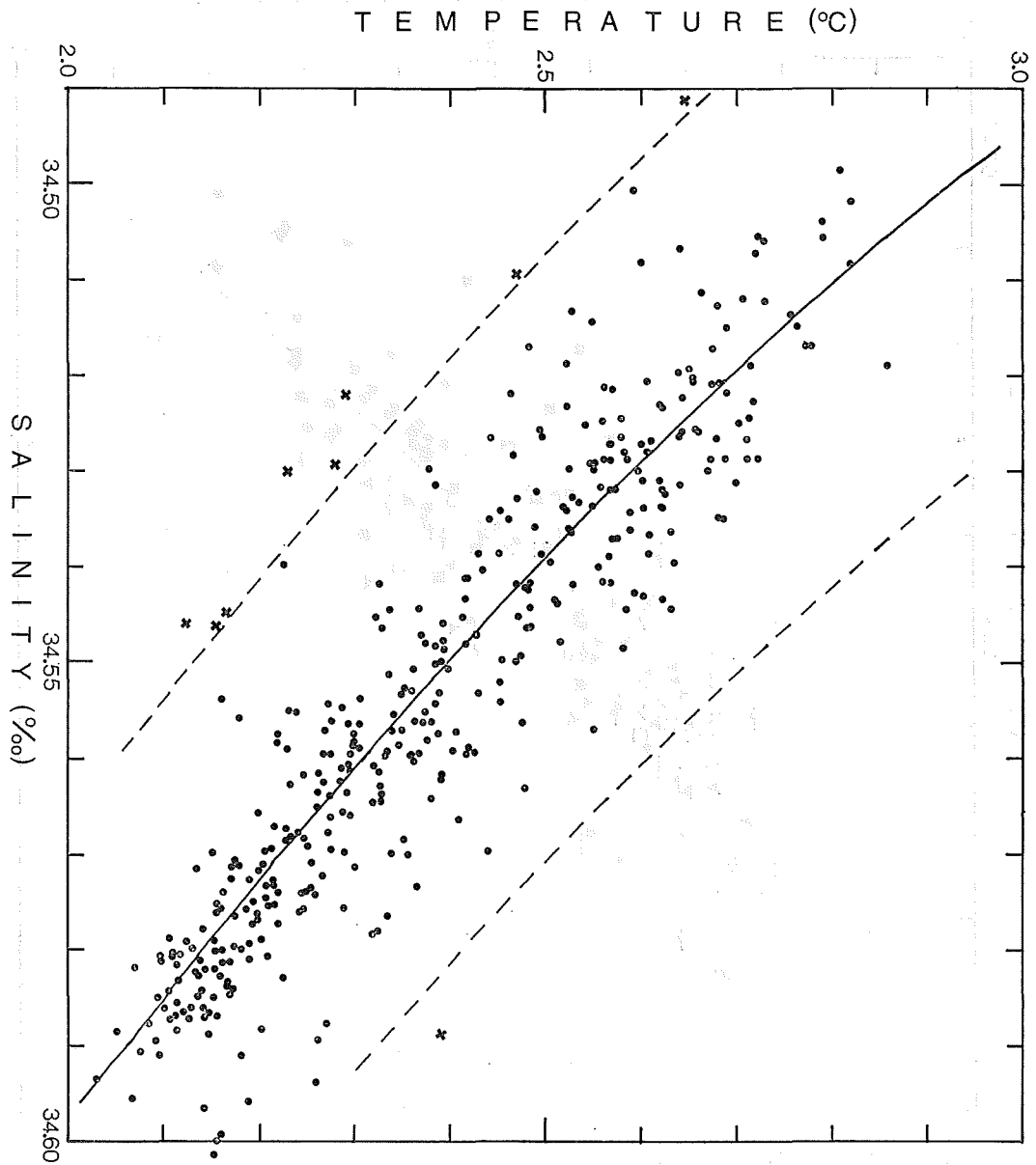


Figure 13 T-S diagrams for deeper waters observed in south of Japan shown as twelve blocks in Figure 12 during the period from August 1975 to May 1980. Solid curve show regression and dashed curve show three times of standard deviation of salinity displacement from regression.

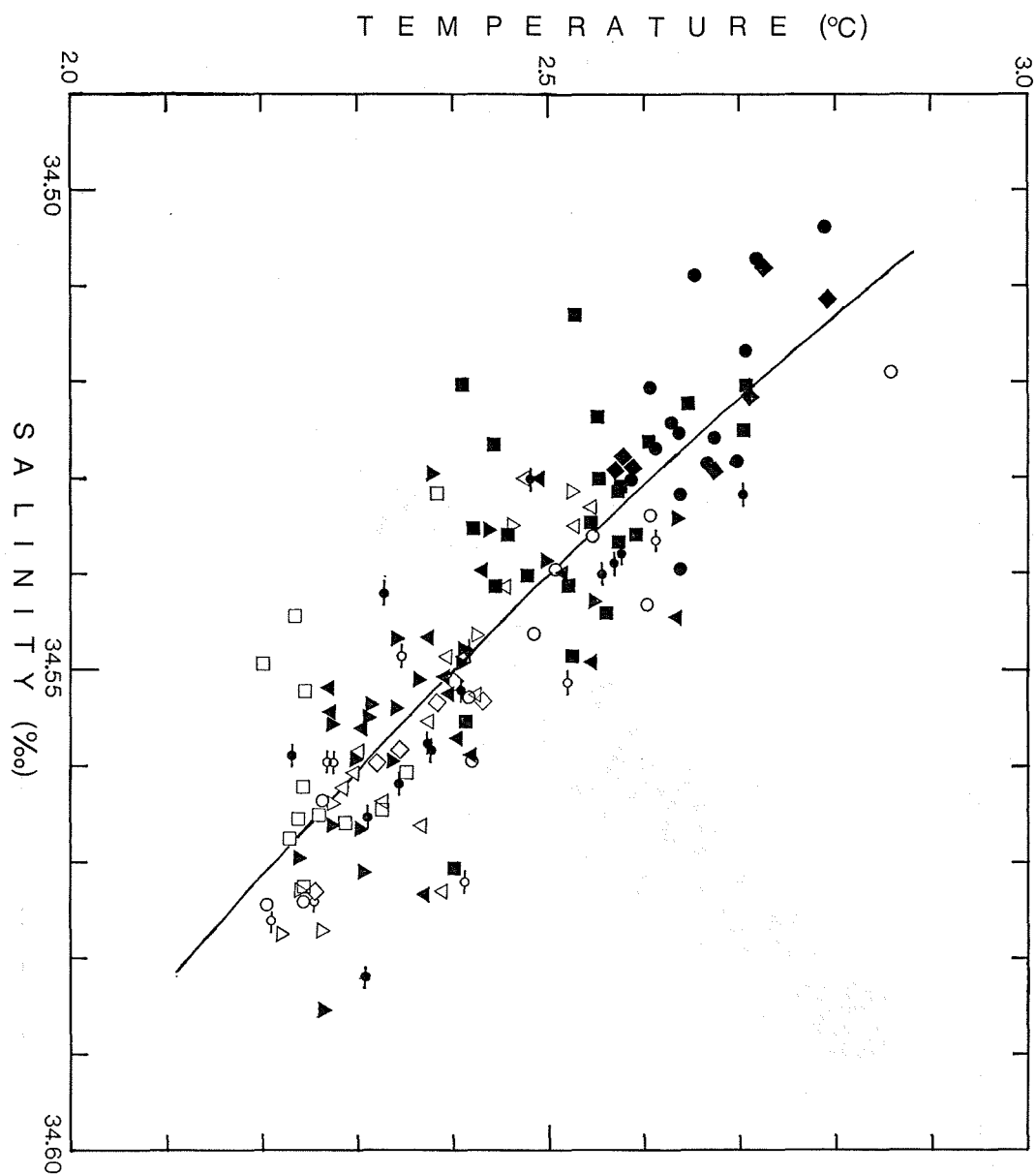


Figure 14 T-S diagrams for cruise-meamed values of deeper waters in twelve blocks in Figure 12.

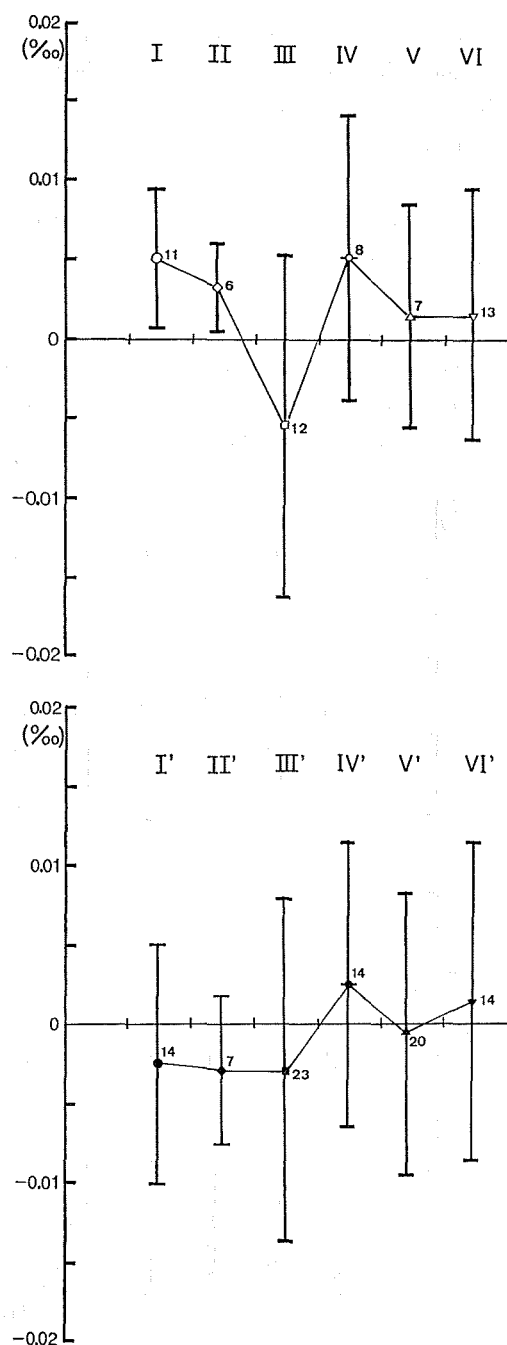


Figure 15 Mean and standard deviation of salinity displacements in each block in Figure 12. Numeral show number of cruise

obtained during the period from August 1975 to May 1980. The regression is shown as a solid curve, and three times as much as the standard deviation in salinity displacements from the regression is shown as a dashed curve in Figure 13. The plots outside the dashed curve are not used in the following analysis. The T-S values are grouped into 12 blocks (Figure 12) and shown by different symbols in Figure 14, where the values are averaged for each cruise and the data in the cold eddy region are excluded. The mean displacement of salinity from the regression curve in Figure 14 and its standard deviation are plotted in Figure 15. As shown in Figure 15, there is no tendency that the salinity values is higher on the east in the northern six blocks, but in the southern blocks the salinity is slightly higher on the east although it does not seem to be significant. This means that the above hypothesis should be rejected.

In order to look for another explanation, the time variation of the salinity displacement for the deep waters outside the cold eddy is plotted in the Figure 11(b). Very good correlation is found between the values inside and outside the cold eddy. This implies that the variation of T-S

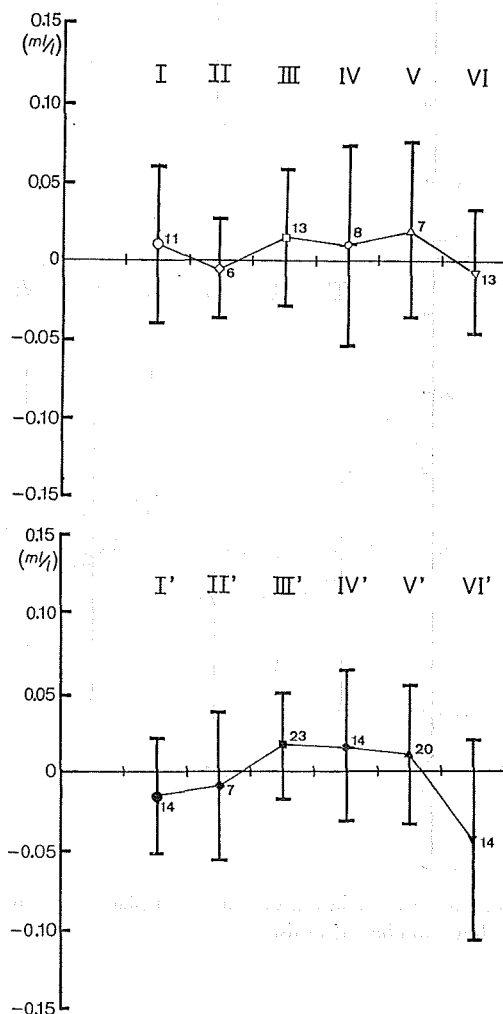


Figure 16 Mean and standard deviation of displacement of dissolved oxygen content for deeper waters in twelve blocks in Figure 12. Numeral show number of cruise

characteristic occurs not only in the cold eddy region, but also over the whole area south of Japan.

A similar method is applied to T-O₂ relation for the deeper waters. The displacement of dissolved oxygen content inside and outside the cold eddy are shown in Figure 11(c) and 11(d) respectively. There is no good correlation between the values of displacement in salinity and dissolved oxygen content. However, in the decaying stage, the increase in the displacement of dissolved oxygen content is found. As is shown in Figure 16, the geographical distribution of oxygen content south of Japan has lower values on the east. It is in contradicition with the increase of displacement of dissolved oxygen content when the cold eddy is located near the Ridge. Above changes of salinity and dissolved oxygen content indicate that the water characteristics of the deeper waters south of Japan have changed in the decaying stage. The reason for explaining this changes is not clear, but it seems to be a noticeable fact.

8. Summary

The variations of the Kuroshio cold eddy in 1975 to 1980 is investigated, mainly attentioning on the internal structure and its relationship with the external features of the cold eddy. In the course of analysis, the following results are obtained.

- 1) A stable state of the cold eddy continued for about half a year, and there were two periods of stable state during the five years. In above periods, the area of the cold eddy region was relatively large.
- 2) The variations of temperature, salinity and dissolved oxygen content in the upper layer (200-500 m) are not always in phase with those in the deep layer (1000-2500 m).
- 3) The vertical movement of the isotherm in the central area of the cold eddy is a good indicator of the temperature change in the eddy. The variation of area of the cold eddy region has a significant correlation with that of temperature in the upper layer, and it might be explained by upwelling which is indicated by the vertical movement of the isotherm.
- 4) The temperature in the deeper layer is increasing in eighty percent of the whole period except in May to August 1977. This increase may be similar to the one found in the cold ring in the Sargasso Sea. However, they are different in that the Kuroshio cold eddy has intermittent temperature decrease from time to time. This indicates that the Kuroshio cold eddy is replenished by intermittent upwelling. The mechanism to produce this upwelling is important to explain the long life of the Kuroshio cold eddy and the Kuroshio meander.
- 5) Temperature increase in the decaying stage of the cold eddy is conspicuous in the deeper layer, but not so conspicuous in the upper and intermediate layers. This may indicates that the first sign of the decay of the cold eddy and the Kuroshio meander appears in the deep layer.
- 6) The variation of T-S relation for the deeper waters in the cold eddy cannot be explained by the simple vertical movement of the cold eddy water retaining its T-S characteristics. The variation of the displacement of salinity from the values assumed by the simple vertical movement of the cold eddy water, has a relatively good correlation with those of position and area of the cold eddy. The increase in the displacement of salinity and dissolved oxygen content in the decaying stage is observed in the whole region south of Japan, and may be related to the decay of the cold eddy and the meander themselves.

The author is greatly indebted to the members of the Oceanographic Div. for their various field works, valuable discussions and comments. A part of the serial observation data used in this study were taken through "Kuroshio Exploitation and Utilization Research" project (KER) sponsored by Science and Technology Agency.

References

- Cheney R. E. and P. L. Richardson 1976 : Observed decay of a cyclonic Gulf Stream ring. *Deep-Sea Res.*, **23**, 143-155.
- Kamihira, E., Minami, H., Ishizaki, H., Eguchi, H. and Nishizawa, J. 1978 : The cut-off phenomenon of the large cold water mass off Tokaido. *Bull. Kobe Mar. Obs.*, No. 195, 1-15.
- Masuzawa, J. 1960 : Statistical characteristics of the Kuroshio Current. *Oceanogr. Mag.*, **12**(1), 7-15.
- Moriyasu, S. 1956 : On the oceanographical conditions south off Honshu in 1954. *Oceanogr. Mag.*, **7**(2), 105-113.
- Nakabayashi, S. 1981 : Variation of the Kuroshio axis in recent years. *Hydrogr. Bull.*, No. 101, 13-22 (in Japanese).
- Nan'niti, T. 1960 : Long-period fluctuations in the Kuroshio. *Pap. Meteor. Geophys.*, **11**(2-4), 340-347.
- Nishida, H. 1982 : Description of the Kuroshio meander in 1975-1980. *Rep. Hydrogr. Res.*, No. 17, 181-207.
- Nitani, H. 1975 : Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 16-35.
- Nitani, H. 1977 : Process of the occurrence, continuation and disappearance of the large meander of the Kuroshio off Enshu-nada. *Mar. Sci. Monthly*, **9**, 29-36. (in Japanese)
- Nitani, H. 1982 : On the phase velocity of the Kuroshio meander. *Rep. Hydrogr. Res.*, No. 17, 229-239.
- Taft, B. A. 1972 : Characteristics of the flow of the Kuroshio. in *Kuroshio : Its physical aspect*, editor H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 165-216.
- Uda, M. 1937 : On the recent abnormal condition of the Kuroshio to the south of the Kii Peninsula. *Kagaku*, **7**, 360-361. (in Japanese)
- Yoshida, K. 1972 : Some aspects of the theoretical studies on the Kuroshio—A review. in *Kuroshio : Its physical aspect*, editors H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 433-440.

**ON THE PHASE VELOCITY OF THE LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO
OFF KISYU AND ENSYU NADA
— LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO IN 1975–1980 (III) —**

Hideo Nitani*

Received 1981 August 6

Abstract

In 1975, the author tried to explain the large meander of the Kuroshio as a stationary Rossby wave using limited observed data obtained from comparatively shallow layers. Recalculation of the phase velocity of the large meander of the Kuroshio by applying Haurwitz's equation for barotropic Rossby waves with finite amplitude in the Kuroshio Current field, and using data from some deep sea serial observations conducted in the period of the large meander of the Kuroshio in 1975–1980, was carried out.

It was reconfirmed that the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada may be regarded as a stationary barotropic Rossby wave with finite amplitude. The slow East-West movement of the large meander in this period is also explained as the motion of the Rossby wave.

1. Introduction

After the World War II, the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada occurred three times, in 1953–1955, 1959–1963 and 1975–1980. There were several theories or reports on the occurrence of these large meanders Uda, 1939, 1949; Nan'niti, 1958, 1959; Fukuoka, 1960; Moriyasu, 1961, Yoshida, 1961, Robinson and Taft, 1972; Nitani, 1975; White and McCreary, 1976). However, it seems that there is no complete or established theory yet.

From the results of the oceanographic observations conducted in the first half of 1959, July of which the large meander of the Kuroshio occurred, Moriyasu (1961) and Yoshida (1961) showed that the small- or medium-scale meander of the Kuroshio southeast of Kyusyu propagated eastwards and it grew up abruptly to the large meander immediately after its passing through the Kii Peninsula and fixed soon off Ensyu Nada. Nitani (1975), from the viewpoint of that the fixing of the large meander may be explained by the zero eastward phase velocity of the meander here, attempted to calculate the phase velocity of the large meander off Kisyu and Ensyu Nada regarding the movement of the Kuroshio meander as the barotropic Rossby wave with the finite amplitude in the Kuroshio Current field. He used the equation derived by Haurwitz (1940) in calculation. Conclusion is that in the period of the large meander, the eastward phase velocity of the meander is nearly zero, for example it is 2 cm/s and 1 cm/s in 1955–1957 and 1959–1963, respectively. On the other hand, the mean phase velocity in the period in which the large meander is absent is about 10 cm/s in average (Figure 1).

* Oceanographic Division

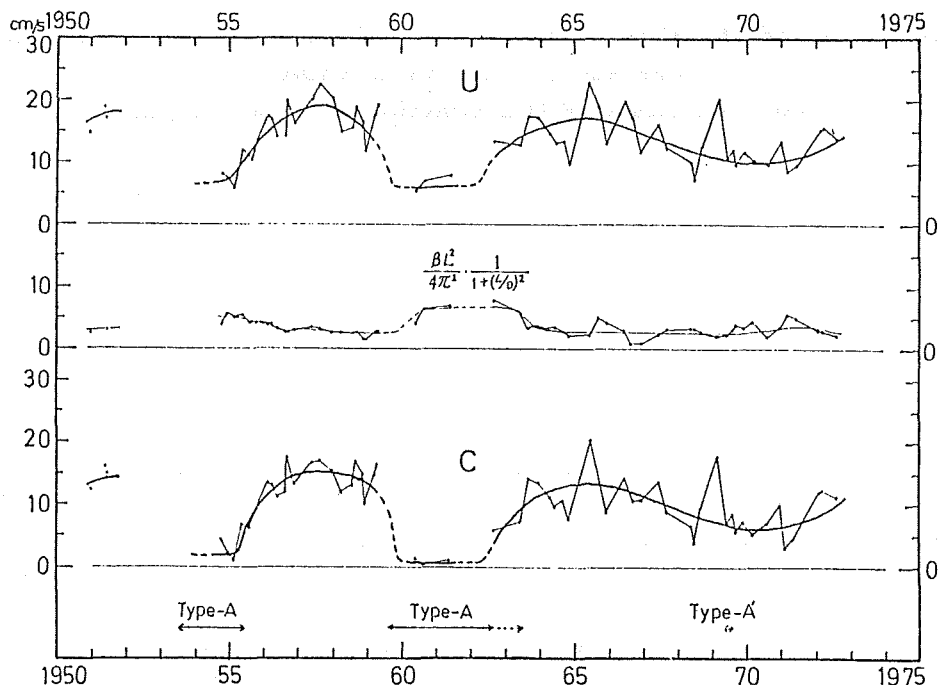


Figure 1 Results of the calculation of the eastward phase velocity, C , of the large meander of the Kuroshio off Ensyu Nada applying the Haurwitz's equation (after Nitani, 1975)

In the calculation of the geostrophic flow in that case, however, two main assumptions were used, because the deepest available serial observation data in this region were obtained from about 1600 db (deci-bar). One was that the level of no motion was estimated tentatively at first as 2300 db, and the other was that the ratio of over-all (horizontally and vertically) mean velocity of the Kuroshio referred to 1000 db to that referred to 2300 db was 1:0.60. These assumptions were derived from the apparently reasonable extrapolations of the data obtained at the depths shallower than 1600 db to the deeper portions. Based on the above assumptions and observed phase velocities, it was also suggested that the most probable depths of the layer of no motion in the periods in which the large meander was present and absent were 2750 db and 2250 db, respectively. The confidence of these conclusions or suggestions depends directly on the reliance of these assumptions.

After the occurrence of the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada in August 1975, some deep sea Nansen casts nearly reaching to the bottom were conducted by the Hydrographic Department. In the present paper, the recalculation of the eastward phase velocity of the Kuroshio meander with use of the equation of Haurwitz and the observed deep Nansen cast data is carried out to explain the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada as the stationary barotropic Rossby wave with finite amplitude and to explain its very slow east-west movement in the period of the large meander.

2. Method of the calculation

The eastward phase velocity of the Kuroshio meander is calculated with use of the following equation,

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \cdot \frac{1}{1 + (L/D)^2} \quad (1)$$

where, C , U and β are the eastward phase velocity, the velocity of the basic eastward current and Rossby factor ($1.9 \times 10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ at 32.5°N), and L and D are the wave length and the amplitude of the Rossby wave, respectively.

According to our experiences obtained from the deep sea Nansen casts and the direct current measurements, the large meander of the Kuroshio is not only the shallow layer phenomenon but also whole layers one having nearly the same position and the current direction as those of the surface meander. This is the reason to apply the barotropic model in this calculation as the first step, though actual Kuroshio is baroclinic.

In applying the equation (1), L and D are determined as shown in Figure 2, and these values are obtained from the "Prompt Report on the Oceanographic Conditions" issued by the Hydrographic Department in the same period of the observation conducted. U should be as follows,

$$U = \frac{\bar{u}}{\sin \theta} \cdot \frac{L}{L'} \quad (2)$$

where \bar{u} is the over-all mean velocity component of the Kuroshio perpendicular to the observation line, and θ is an angle between the axis of the Kuroshio and the observation line. So, $\bar{u}/\sin \theta$ becomes an over-all mean velocity of the Kuroshio along its axis. L' is the distance along the axis of the actual meandering Kuroshio over a wave length (Figure 2). By multiplication L/L' by axial over-all mean velocity, we get the mean east component of the velocity of the basic current, U , over a wave length of the meandering Kuroshio. \bar{u} is calculated from the Nansen cast data as the geo-

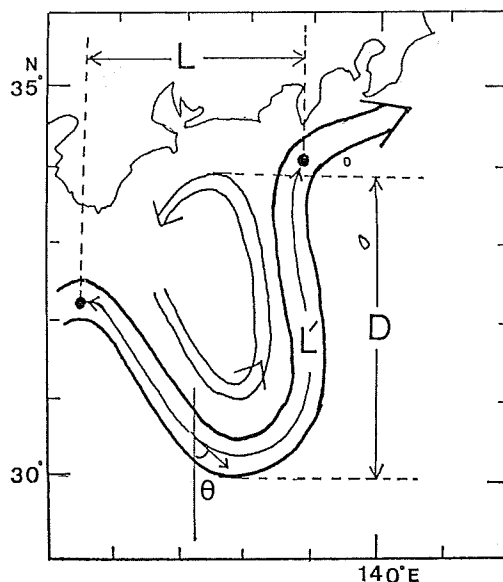


Figure 2 L , L' , D and θ used in the calculation of the phase velocity

strophic flow, and θ and L' are also obtained from the "Prompt Report on the Oceanographic Conditions".

In the calculation of the geostrophic flow, we can use 11 deep sea observation sections from 9 oceanographic cruises. In these sections the sampling depths reach to nearly 4000 db. The extrapolations for the deepest several hundred meters are used in some observation stations where the deepest sampling depth is shallower than 4000 db. In addition to above, 29 sections from 27 cruises whose sampling depth are shallow but not less than 1000 db are used with multiplication by a certain kind of coefficient so that the values from these shallow sections may be used nearly equivalently to those from the deep sea sections.

From the calculation of the geostrophic flow of the Kuroshio referred to 4000 db with use of 11 deep sections, the mean axial velocity at the standard depths and the distribution of the

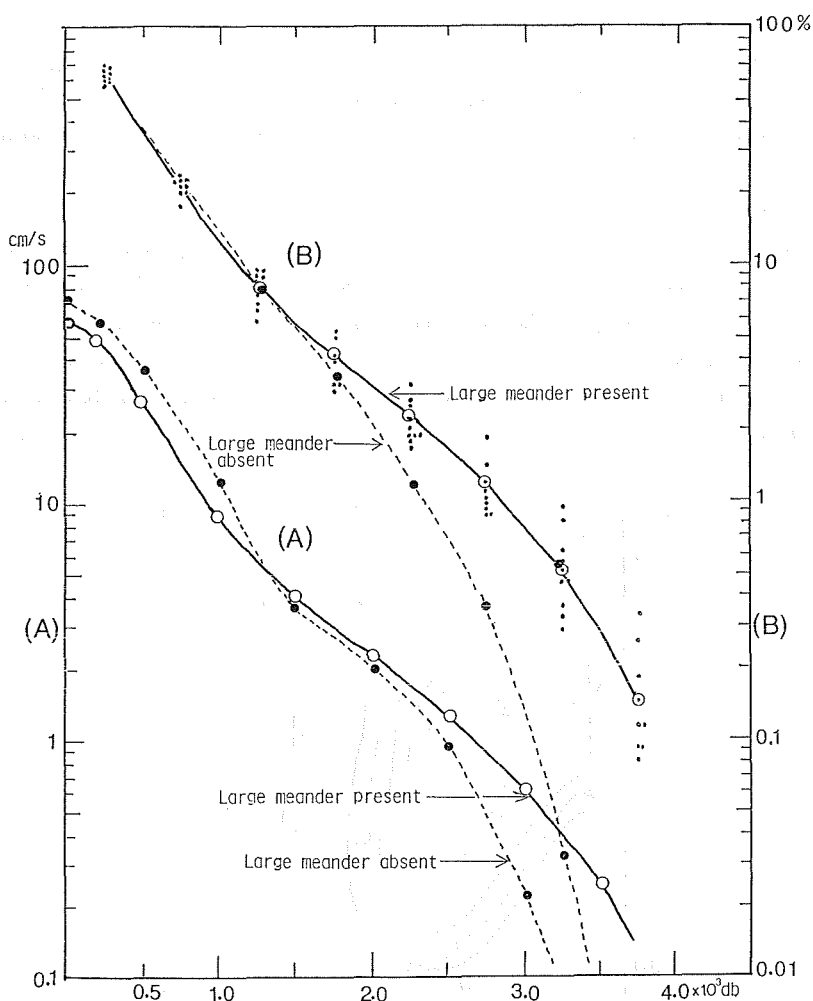


Figure 3 Mean axial velocity at every 500 db depths of the Kuroshio referred to 4000 db (A), and the distribution of the volume transport in each water column of 500 meters long in percentage (B). Thick and dotted lines correspond to the periods of the presence and absence of the large meander.

volume transport in each water column of 500 meters long in percentage are shown respectively in Figure 3. Mean velocity at the depth of 3500 db is only 0.25 cm/s showing the rapid decrease and the volume transport in the column between 3500 db-4000 db is only 0.15% of the whole volume transport from surface to 4000 db. As shown in Figure 4, the ratio of the volume transport of the Kuroshio referred to each standard depth to that referred to 1000 db approaches gradually to the constant value of 1.64 at the depth of 4000 db. Nishida (1982) suggested that in the period of the large meander, the distribution of the temperature at the depth of 3000 db showed the nearly same pattern as the surface one indicating the existing of slow geostrophic current in the deep sea. Considering these phenomena mentioned above and the fact that the mean depth of the bottom in the region of the large meander of the Kuroshio is about 4200 meters, the depth of 4000 db is selected as the level of no motion for the geostrophic calculation.

For the purpose of the present paper only 11 deep sections are not enough in number. It

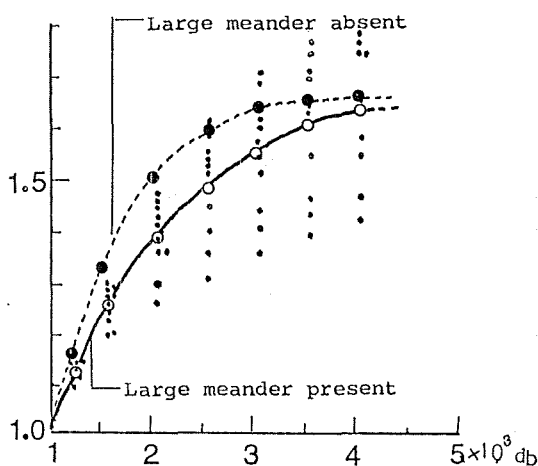


Figure 4 Ratio of the volume transport of the Kuroshio referred to each standard depth to that referred to 1000 db.

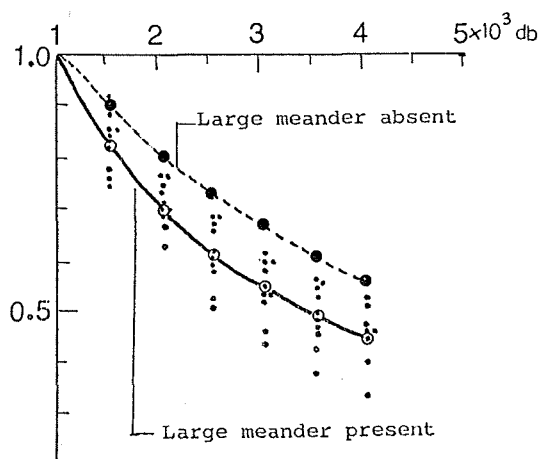


Figure 5 Ratio of the over-all mean velocity of the Kuroshio referred to each standard depth to that referred to 1000 db.

Table Attribute of the observed sections and the results of the calculation

R/V	Period	Long. of observ.	L (N.M.)	D (N.M.)	L/L'	U (cm/s)	$\frac{\beta L^2/4\pi^2 \times}{1/(1+(L/D)^2)}$ (cm/s)	C (cm/s)
Takuyo	1974. 5	138-139°	205	140	0.93	10.8	2.2	8.6
"	1974. 5	137°00'	205	140	0.93	12.7	2.2	10.4
"	1975. 3	137°00'	120	110	0.96	14.1	1.1	13.1
"	1975. 5	137°00'	170	120	0.98	12.3	1.6	10.7
Kaiyo	1975. 8	136°00'	195	210	0.48	5.5	3.4	2.1
"	1975. 8	137°00'	195	210	0.48	9.3	3.4	5.9
Hakuho Maru	1975.10	136-138°	180	240	0.45	4.5	3.4	1.1
Ryofu Maru	1976. 1	137°00'	210	255	0.43	3.7	4.3	-0.6
Shoyo	1976. 3	135°50'	220	230	0.48	5.5	4.2	1.4
Takuyo	1976. 5	137°30'	230	320	0.48	3.2	5.8	-2.6*
Ryofu Maru	1976. 8	137°00'	220	220	0.55	3.1	4.0	-0.9
Kaiyo	1976. 8	137°30'	220	235	0.54	4.4	4.3	0.1
Shoyo	1976.11	137°30'	285	295	0.55	4.4	6.9	-2.5*
"	1976.11	135°40'	285	295	0.55	8.6	6.9	1.7
Ryofu Maru	1977. 1	137°00'	180	200	0.37	3.0	2.9	0.0
Shoyo	1977. 3	137°00'	160	265	0.46	3.1	3.1	0.0*
Takuyo	1977. 9	136°30'	160	250	0.33	3.1	3.1	0.0*
"	1977. 9	135°00'	185	205	0.39	4.8	3.1	1.7*
Shoyo	1977.11	136°40'	170	210	0.47	4.5	2.9	1.6
Ryofu Maru	1978. 1	137°00'	260	260	0.41	3.5	5.6	-2.0
"	1978. 2	137°00'	180	240	0.51	4.2	3.4	0.7
Shunpu Maru	1978. 5	137°00'	260	240	0.63	4.4	5.1	-0.7
Takuyo	1978. 5	136°30'	140	250	0.35	2.9	2.4	0.5
Ryofu Maru	1978. 7	137°00'	210	250	0.43	4.2	4.1	0.2
Shoyo	1978.11	135°30'	200	250	0.50	5.0	4.1	0.9*
"	1978.11	137°00'	210	280	0.45	3.4	4.6	-1.2*
Ryofu Maru	1979. 1	137°00'	160	240	0.34	3.1	2.9	0.2
Takuyo	1979. 5	136°30'	120	240	0.24	2.2	2.3	-0.1*
Ryofu Maru	1979. 7	137°00'	180	260	0.33	2.5	3.6	-1.2
Takuyo	1979. 8	136°50'	160	160	0.49	2.8	2.1	0.7
"	1979.11	138°10'	220	200	0.56	5.9	3.6	2.3
"	1979.11	136°40'	220	200	0.56	5.5	3.6	1.9*
Ryofu Maru	1980. 1	137°00'	230	190	0.59	7.8	3.5	4.3
Takuyo	1980. 5	138°10'	250	190	0.66	9.5	3.8	5.7*
"	1980. 5	136°40'	250	190	0.66	6.5	3.8	2.8
Ryofu Maru	1980. 7	137°00'	250	150	0.63	5.9	2.7	3.2
Takuyo	1980. 8	138°40'	220	150	0.96	8.6	2.5	6.0
"	1980. 8	137°40'	220	150	0.96	11.1	2.5	8.6
Shoyo	1980.11	137°30'	230	155	0.90	14.8	2.7	12.1*
"	1981. 2	138°30'	160	130	0.96	11.8	1.7	10.1

The deep sea sections are marked with *.

is necessary to use 29 shallow sections which include the sections observed in the period of no large meander of the Kuroshio. In these case, the geostrophic calculation is referred to 1000 db, and the over-all mean velocity of the Kuroshio is estimated with use of the multiplication factor 0.44 which is the ratio of the over-all mean velocity of the Kuroshio referred to 4000 db to that referred to 1000 db, $\bar{u}_{4000}/\bar{u}_{1000}$, obtained from the result of 11 deep sections mentioned above (Figure 5). The attributes of observed sections are shown in Table together with the results of calculation.

3. Results of the calculation

Results of the calculation for axial over-all mean velocity, $\bar{u}/\sin \theta$, eastward basic current velocity, $U(=\bar{u}/\sin \theta \cdot L/L')$, the second term in the right-hand side of equation (1), $\beta L^2/4\pi^2 \cdot 1/(1+(L/D)^2)$ and phase velocity, C are shown in Figure 6.

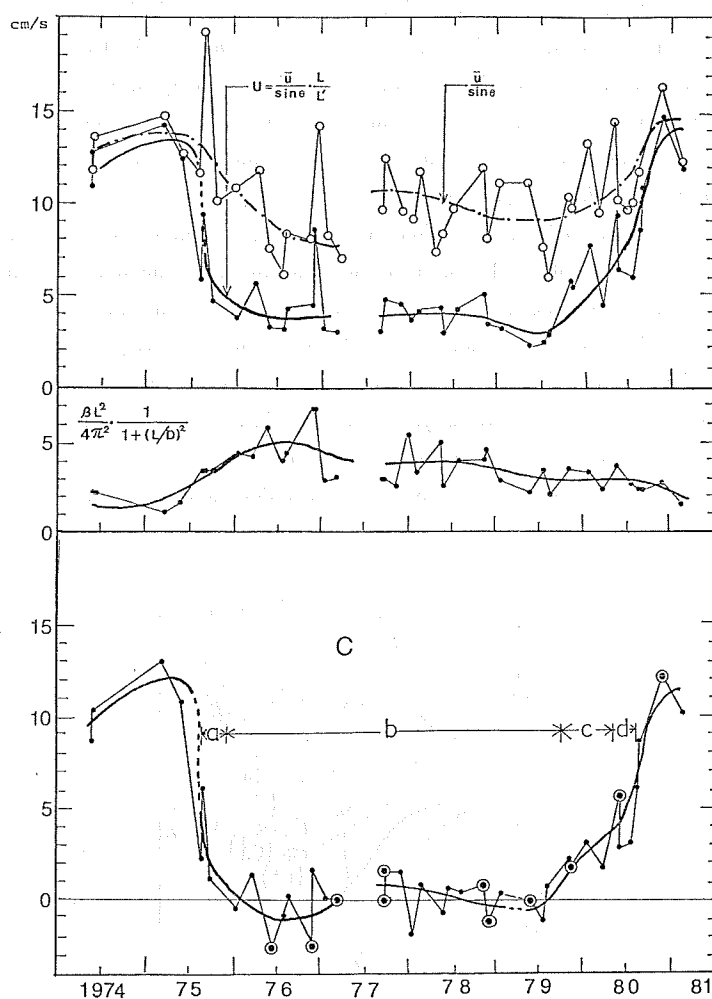


Figure 6 Results of the calculation for the axial over-all mean velocity, the eastward velocity of the basic current, the second term in right-hand side of equation (1) and the eastward phase velocity of the meander of the Kuroshio off Kisyu-Ensyu Nada. In the last calculation, the computed values based on the data from deep sections are marked with \odot .

In the period in which the large meander is absent, the eastward phase velocity is about 10 cm/s or more in accord with about 5 naut.mile/day of the mean observed phase velocity (Nitani, 1975). In the period in which the large meander is present, on the contrary, $\bar{u}/\sin \theta$ and U become small and $\beta L^2/4\pi^2 \cdot 1/(1+(L/D)^2)$ becomes large a little. As the result of these, the eastward phase velocity becomes nearly zero. An abrupt decrease of the phase velocity appeared in August 1975 when the large meander of the Kuroshio occurred at the offing of the Ensyu Nada.

Even in the period of the large meander of the Kuroshio, the large meander does not fix off Ensyu Nada completely. It moves east and west slowly corresponding to each age of a life of the large meander of the Kuroshio as shown in Figure 7 typically. A life of the large meander of the Kuroshio may be classified into four periods apparently, these are rearing age, prosperous age, decay age and disappearance age, and each period has its own characteristics (Nitani, 1977). In the rearing age (Aug.–Nov. 1975), the large meander moves east with the phase velocity of 2–3 cm/s for some time after the occurrence of it. In prosperous age (Dec. 1975–Oct. 1979), the large meander moves rather west or almost stays having the mean phase velocity of about 0.1 cm/s except three months between May–July in 1977. In these three months, a southern portion of the large cold eddy inside of the large meander was cut off, and the large meander became the small-scale meander at one time (Kamihira *et al.*, 1978). This small-scale meander moved away easterly with fairly large phase velocity as shown in Figure 8. After that the large meander was reformed again by the combination of the separated cold eddy south of the Kuroshio and the new medium-scale meander which came from west. In the decay age (Nov. 1979–Apr. 1980), the large meander moves easterly, reducing its scale, with the phase velocity of 2–3 cm/s. In the disappearance age (May–Aug. 1980), the mean phase velocity increases to about 5 cm/s. After the disappearance of the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada, the phase velocity of the newly occurred small- or medium-scale meander becomes 10 cm/s or more again.

In Figure 8 the observed center of the large meander defined as the center of gravity of

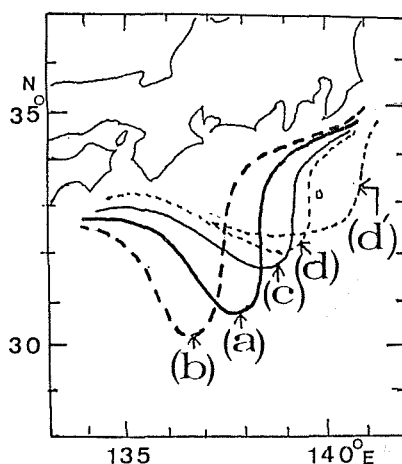


Figure 7 Schematic patterns of the large meander of the Kuroshio in each age of a life of it, rearing age (a), prosperous age (b), decay age (c) and disappearance age (d and d').

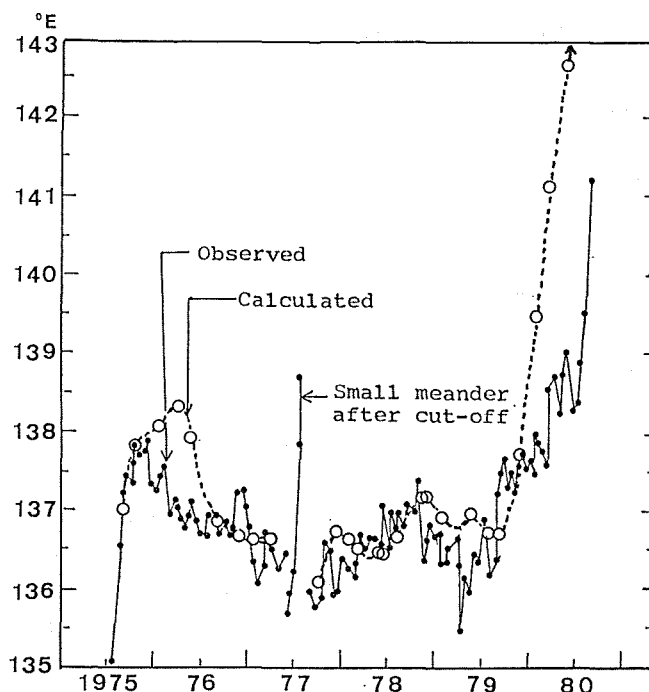


Figure 8 Comparison between the centers of the large meander of the Kuroshio observed and derived from the calculated phase velocity in Figure 6.

triangle, each apex of which is on the tops of the mountains and valley of the large meander, are shown together with the center calculated based on the phase velocity in Figure 6. The tendency of calculated E-W movement in low frequency area fairly agrees with the tendency of the movement observed. However, the difference in longitudinal positions of both kinds of the centers is conspicuous in the first half of 1976 and after Oct., 1979. In these periods, the observed centers exist east of 137° – $137^{\circ}30'$, and subsequently the center or at least the eastern half of the meander approaches closely to the Izu Ridge. The topographic obstacle of ridge may prevent the eastward movement of the actual large meander. A reason that the calculated movement is behind about 3–4 months than that observed is not clear.

4. Concluding remarks

It is reconfirmed more precisely than before (Nitani, 1975), that the large meander of the Kuroshio off Kisyu and Ensyu Nada may be regarded as the stationary barotropic Rossby wave with finite amplitude in the Kuroshio Current field. Subsequently, the slow East-West movement of the large meander in the period of its existence is also explained as the movement of the above Rossby wave, especially for the case in which the large meander is not so close to the Izu Ridge.

According to equations (1) and (2), there are three factors which contribute to making the phase velocity of the large meander nearly zero. The first is the weak axial over-all mean velocity of the Kuroshio, and the second is the sharpness of the shape of the meander expressed by L/L' . These two factors make the eastward velocity of the basic current U small. The third is the largeness of the term $\beta L^2/4\pi^2 \cdot 1/(1+(L/D)^2)$ which is the westward phase velocity of Rossby wave when

the basic current is zero. This factor also depends on the shape of the meander. According to Figure 6, an order of the extent of the contribution seems to be the second, the first and the third factors mentioned above.

The second and the third factors are caused by the abrupt growth of the small- or medium-scale of the Kuroshio, which comes from west with the comparatively small phase velocity than usual in the case of occurrence of the large meander at the offing of Ensyu Nada. The abrupt growth of the meander here probably due to the instability of the meander of the Kuroshio after passing through the Kii Peninsula. The topography of these regions including the Izu Ridge may play the important role for the abrupt growth of the meander. Anyway, these factors may be derived from the local topographic effect. On the contrary, the weakness of the axial over-all mean velocity in the period of the large meander may be the phenomenon which relates to the oceanographic conditions of wide area, for instance, those of the northwestern Pacific or at least of the area around the southwestern Japan, because the weakness in the axial mean velocity here occurs associating with the small volume transport of the Kuroshio southeast of Yaku Island and the large volume transport in the East China Sea (Nitani, 1972, 1975). However, the physical reasons of the phenomena mentioned above are not clear yet. Also the reason for the slow E-W movement of the large meander of the Kuroshio corresponding to each age of a life of it is unknown. From the investigation of these mechanisms, the mechanism of the disappearance of the large meander of the Kuroshio as well as that of its occurrence will be solved.

According to Figures 3 and 4, in the period of no large meander, the mean geostrophic velocity of the Kuroshio at the depth of 3000 db and the ratio of the volume transport in the water column of 500 meters long in the depth deeper than 3000 db are very small, and the increase of the total volume transport with depth approaches to zero more gradually comparing with those in the period of the large meander, though the deep sea section available for calculation is only one. This means that the velocity of the geostrophic current at the depth deeper than about 3000 db off Kisyu and Ensyu Nada is nearly zero or the depth of the Kuroshio in the period of no large meander is shallower than that in the period of the large meander as already estimated by Nitani (1975) roughly. If this is true, the difference of the depth to which the Kuroshio reach may be one of the important factors to know the mechanism of the occurrence, and subsequently maintenance and disappearance of the large meander of the Kuroshio. The frequent deep sea observations in these regions are desirable in future to confirm the characteristic of the deep portion of the Kuroshio with no large meander.

The author wishes to express his thanks to many scientists who conducted these oceanographic observations, especially to Mr. A. Kosugi, Hydrographic Department, for his leadership for the carrying out of the deep sea oceanographic observation as the routine immediately after the occurrence of the large meander of the Kuroshio in 1975. A part of this observation was carried out as the "Kuroshio Exploitation and Utilization Research (KER)" sponsored by the Science and Technology Agency, and he also thanks to the agency.

References

- Fukuoka, J. 1960 : An analysis on the mechanism of the cold water mass appearance in the Enshunada. *Oceanogr. Mag.*, **11**, 127-143.
- Haurwitz, B. 1940 : The motion of atmospheric disturbance. *J. Mar. Res.*, **3**, 35-50.
- Kamihira, E., Minami, H., Ishizaki, H., Eguchi, H., Nishizawa, J. 1978 : The cut-off phenomenon of the large cold water mass off Tokaido. *Bull. Kobe Mar. Obs.*, No. 195, 1-15 (in Japanese).
- Moriyasu, S. 1961 : An example of the conditions at the occurrence of the cold water region. *Oceanogr. Mag.*, **12**, 67-76.
- Nan'niti, T. 1958 : A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshunada. *Pap. Meteor. Geophys.*, **8**, 317-331.
- Nan'niti, T. 1959 : A supplementary note to the previous paper "A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshunada". *Pap. Meteor. Geophys.*, **10**, 51-53.
- Nishida, H. 1982 : Description of the Kuroshio meander in 1975-1980. *Rep. Hydrogr. Res.*, No. 17, 181-207.
- Nitani, H. 1972 : Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, Ed. H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Tokyo Press, 129-163.
- Nitani, H. 1975 : Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Japan*, **31**, 154-173.
- Nitani, H. 1977 : Process of the occurrence, continuation and disappearance of the large meander of the Kuroshio off Enshunada. *Kaiyo Kagaku*, **9**, No. 3, 29-36 (in Japanese).
- Robinson, A. R., Taft, B. A. 1972 : A numerical experiment for the path of the Kuroshio. *J. Mar. Res.*, **30**, 65-101.
- Uda, M. 1937 : On the anomalous condition of the Kuroshio off Kii Peninsula in recent years. *Kagaku*, **7**, 360-361 (in Japanese).
- Uda, M. 1949 : On the correlated fluctuation of the Kuroshio Current and the cold water mass. *Oceanogr. Mag.*, **1**, 1-12.
- White, W. B., McCreary, J. P. 1976 : On the formation of the Kuroshio meander and its relationship to the large-scale ocean circulation. *Deep sea Res.*, **23**, 33-47.
- Yosida, S. 1961 : On the variation of Kuroshio and cold water mass off Enshunada. *Hydrogr. Bull.*, No. 67, 54-57 (in Japanese).

**DEEP CURRENT OF THE KUROSHIO AROUND THE IZU RIDGE
— LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO IN 1975-1980 (IV) —**

Hideo Nishida* and Shigeki Kuramoto*

Received 1981 August 14

Abstract

Deep current data taken at five mooring stations around the Izu Ridge are analyzed to investigate the effect of the ridge on the deep Kuroshio flow during the period of the Kuroshio stationary meander. Comparison of the current data and the surface Kuroshio path shows that the Kuroshio extends deeper than the sill depth of the ridge. Based on close comparison, schematic charts which show deep current patterns around the ridge are presented in three cases of the Kuroshio meander pattern. It was observed that the deep current pattern did not follow the movement of the surface meander pattern in the disappearing stage of the meander. This result seems to indicate that the ending of the Kuroshio meander occurs due to a modification of the Taylor column through a weakening of the deep flow.

1. Introduction

The Izu-Ogasawara Ridge (from now on referred to as the Izu Ridge for simplicity) extends southward from the Izu Peninsula along about 140°E . North of 33°N , this ridge is rather shallow except one narrow deep channel located at about 34°N . Surface current of the Kuroshio very frequently crosses over this northern portion of the ridge (Taft 1972, Ohtsuka 1976). Japanese oceanographers have long conceived the idea that the Izu Ridge may act as a barrier to the deep Kuroshio current and have an effect on the fluctuation of the Kuroshio south and east of Japan (for example, Hayami 1955, Fukuoka 1958, Nan'niti 1958, Yoshida 1961, Ishii and Toba 1977, Matsukawa 1979). Ohtsuka (1976), based on the analysis of 1000 m temperature distribution, indicated that the deep Kuroshio is deflected southward by the effect of the Izu Ridge.

It is well known that the Kuroshio has a stationary meandering mode west of the Izu Ridge. Since Uda (1937)'s first report, many descriptions and discussions about this Kuroshio meander have been made (for example, Shoji 1972, Nitani 1972). In spite of many attempts to try to explain how this meander is generated and maintained, the dynamical process has not been clarified yet. Because such stationary meander has not been reported in the Gulf Stream which does not have a shallow ridge on its way, it is natural to assume that the Izu Ridge play an important role in the generation and maintainance of the Kuroshio meander. Several authors indicated the direct influence of the Izu Ridge (Nan'niti 1958, Ishii and Toba 1977, Ikeda 1979). Nan'niti suggested that the northward movement of the North Pacific Intermediate Water under the Kuroshio results in a upwelling of that water at the corner formed by the continental slope and the Izu Ridge, producing a cold eddy west of the ridge. Ishii and Toba presented the idea that the deep water of the

* Oceanographic Division

Kuroshio upwells because of the barrier effect of the Izu Ridge when the Kuroshio deepens until it goes below the sill depth of the ridge. Matsukawa (1979) suggested that this deepening of the Kuroshio might be caused by the baroclinic response of the ocean to the change of the wind field over the North Pacific Ocean. Ikeda (1979) showed in his two-layer model that when the Kuroshio current is confined to the upper layer the stationary meander can be produced to the west of the Izu Ridge. Indirect influence of the Izu Ridge on the Kuroshio meander was suggested by White and McCreary (1976). They indicated the "gate effect" of the deep channel on the ridge which plays a role of node in the Rossby Lee wave caused by the coastline of Kyusyu Island. Several attempts have been made to include the effect of the ridge in numerical experiments (Endoh 1972, 1978, Yoon 1976, Sekine 1979, Miura 1980). Barotropic and baroclinic models showed that in steady states the deep Kuroshio flowed along the isobath of the ridge, but they did not succeed to reproduce the Kuroshio meander west of the ridge.

The direct measurement of the deep Kuroshio current around the Izu Ridge is expected to provide a necessary information about the possible role of the ridge on the Kuroshio stationary meander. This paper concerns with the deep current data taken during the period of the Kuroshio meander at five mooring stations which are located on the deep channel and on the slope of the Izu Ridge. Analysis is centered on the correlation between low-passed current and surface Kuroshio path which were identified with GEK data and near surface temperature distribution.

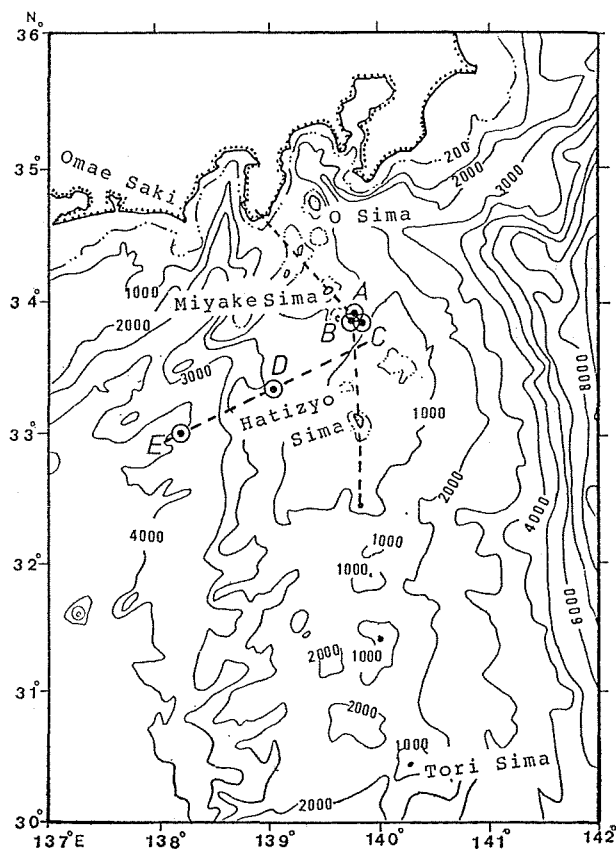


Figure 1 Locations of mooring stations and the bathymetry around the Izu Ridge

2. Observation

The locations of the mooring stations and the bathymetry of the Izu Ridge are shown in Figure 1. Geographical names used in this paper are included in Figure 1. The vertical sections (Figures 2 and 3) are drawn along two dashed lines in Figure 1. One of them is a north-south section along the summit of the ridge on which the mooring stations A, B and C are located. The other is a east-west section across the ridge on which stations D and E are located. Stations A, B and C are on the channel oriented in northeast and southwest between Mikura Sima and Hatizyo Sima (Figure 2). This channel, having a maximum depth of 1200 m and a width of 9 miles, is the only

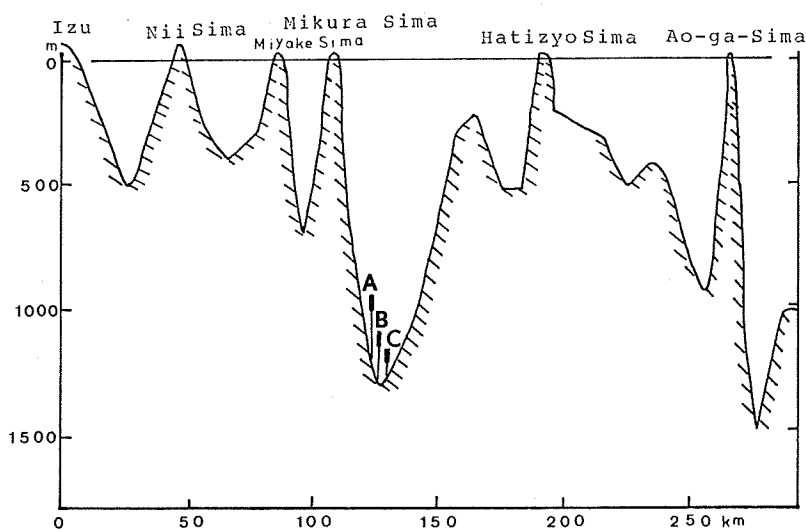


Figure 2 Vertical profile of the Izu Ridge in north-south direction and the locations of the stations A, B and C

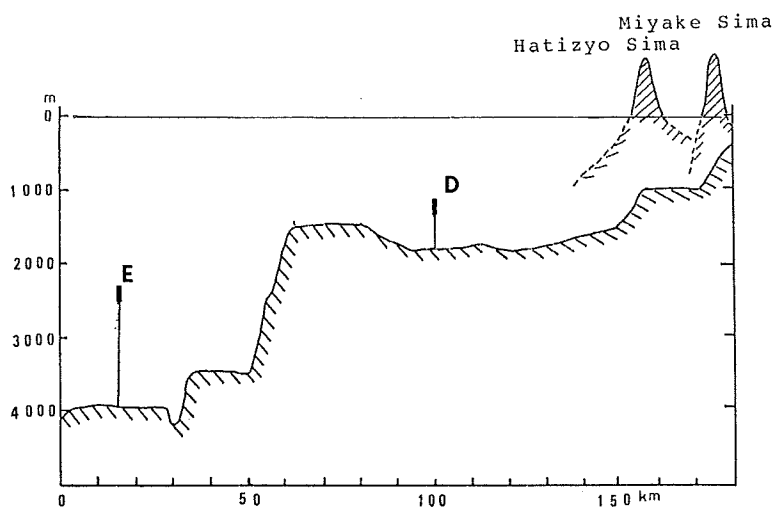


Figure 3 Vertical profile of the Izu Ridge in east-west direction and the locations of the stations D and E

Table 1 Environmental data on mooring stations

Station	Date deployed	Date recovered	Observation days	Location	Bottom depth (m)	Current meter depth (m)	Interval (min.)
A	Nov. 9, 1977	Feb. 25, 1978	107	33°-53.7'N 139°-47.7'E	1190	940	20
B	May 21, 1978	Aug. 30, 1978	102	33°-54.0'N 139°-44.7'E	1205	1155	15
C	Nov. 6, 1978	Feb. 24, 1979	111	33°-50.3'N 139°-48.8'E	1175	1075	15
D	May 20, 1979	Aug. 7, 1979	80	33°-18.1'N 139°-00.5'E	1780	1280	30
E	Nov. 11, 1979	May 12, 1980	186	33°-00.0'N 138°-10.0'E	3980	2450	30

deep passage of the Izu Ridge north of 33°N. In order to avoid the disturbance caused by small-scale bottom undulations, the current meters for stations A, B and C were placed at 50–250 m above the bottom. Stations D and E are located on the western slope of the Izu Ridge where a step-like structure is found (Figure 3). Station D is on the terrace of 80 km width at the depth of 1800 m. While station E is on the terrace of 30 km width at the depth of 4000 m. Current meters for stations D and E were placed at the depths of 1280 m and 2450 m respectively. Those depths were chosen so as to detect the effect of 1000 m and 2000 m isobath upon the deep current. Environmental information are tabulated in Table 1. Because of the rotor trouble, no data was obtained after July 17 1977 at station A.

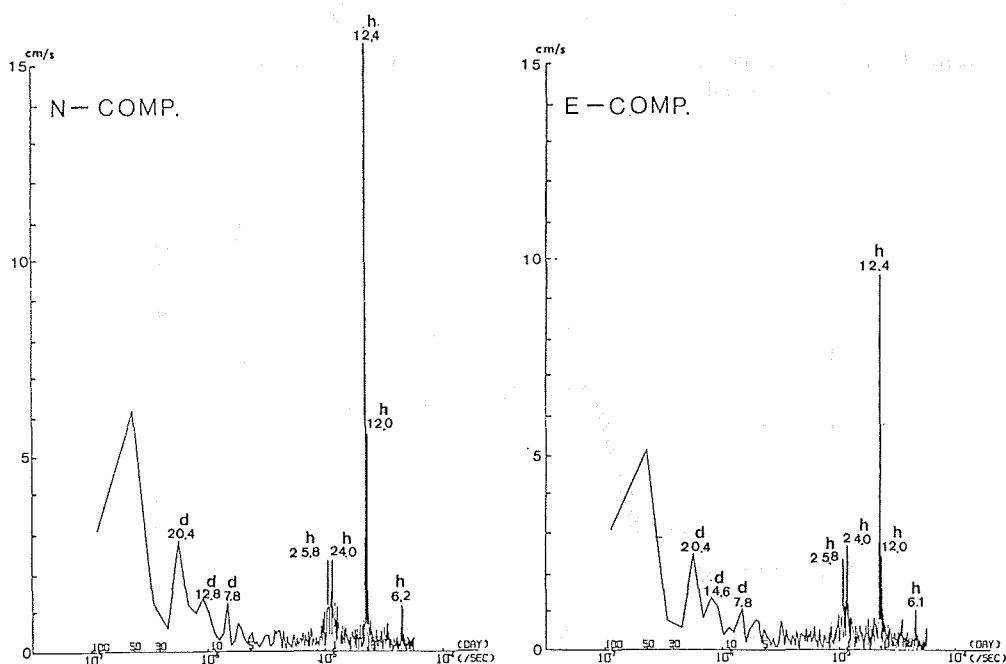


Figure 4 Periodogram for station C. Abscissa represents time in day and ordinate amplitude in centimeter

3. Spectral Analysis

Periodograms for the stations C, D and E are shown in Figures 4, 5 and 6. Periodogram for stations A and B, which are not shown in this paper, have similar curves as that of station C. The station on the channel (station C) have diurnal and semidiurnal tidal components of large amplitudes. The inertial period for this latitude is 22.7 hours and may contribute to the diurnal peak.

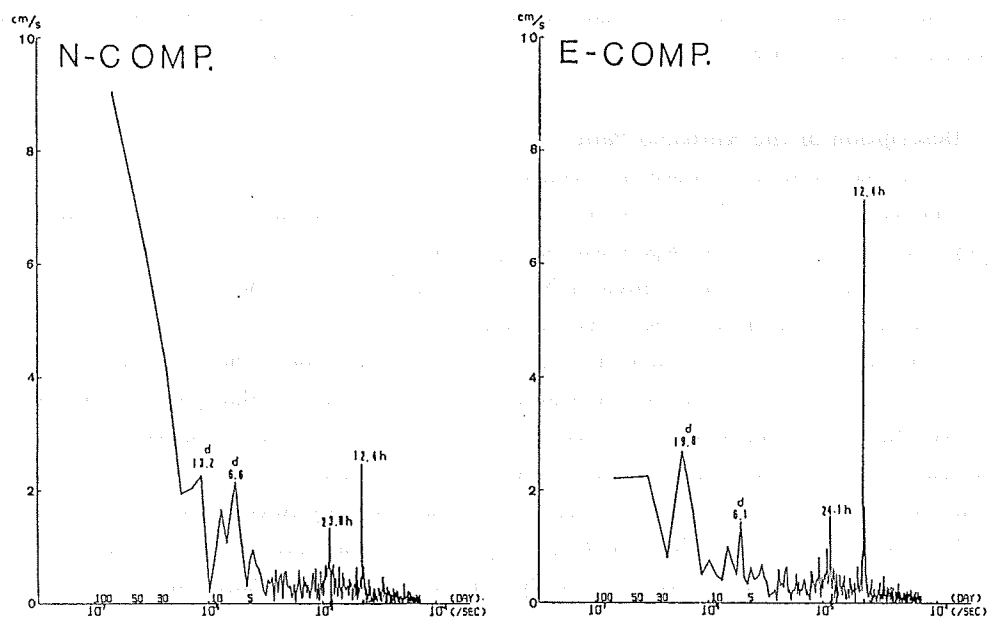


Figure 5 Periodogram for station D

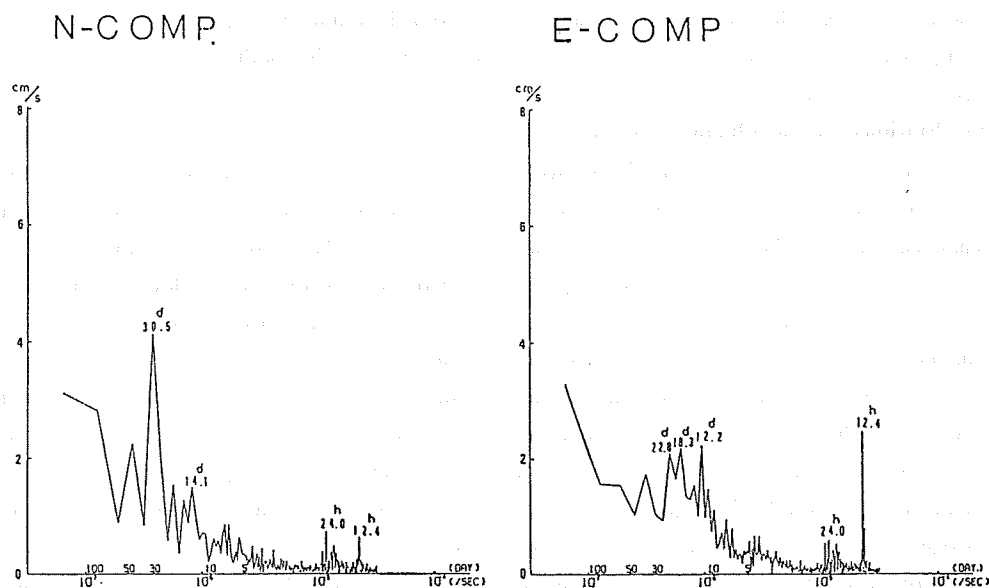


Figure 6 Periodogram for station E

This large amplitude of tidal components seems to be caused by the geographical configuration that the channel is a deep passage across the ridge. Tidal periods are also found in stations D and E, though the amplitudes are smaller than those of stations C. Other periods which outstand in the station D are 6 and 20 days in east-west component, 6 and 13 days in north-south component. In the periodgram for station E, 30 days is conspicuous in north-south component. Among them, 30 days in the station E may be attributed to the fluctuation of the Kuroshio path as discussed later. Taira (1981) found the period of 33.3 days in the spectrum of the current data west of Hatizyo Sima. Phenomena to which other periods can be attributed are not yet known.

4. Description of the Kuroshio Path

Kuroshio paths near surface are identified with the surface current by GEK and with 100 m and 200 m temperature distribution by BT. Kuroshio paths as identified have been published bi-monthly from the Hydrographic Department of Japan since April 1960. Detailed description of the Kuroshio meander in 1975–1980 is given in Nishida (1982). To make the discussion easier, a brief summary of the description of the Kuroshio meander in 1975–1980 is given in this section.

The Kuroshio meander established in September 1975. Prior to the establishment, an eastward movement of the small meander off Sikoku was observed. In 1975 through 1976, the meander was stable. In 1977 it shifted westward and at the same time it became unstable experiencing a production of a current ring and coalescence of the ring with a newly generated meander. In 1979 it again became unstable experiencing a separation of the cold eddy twice in April and August. By the end of 1979, it approached the Izu Ridge very closely and in May 1980 it rode over the ridge. After some oscillations near Izu Ridge, it finally left away eastward in Aug. 1980.

5. Comparison of the Surface Kuroshio Path and Deep Current

In this section detailed comparison of the observed deep current with surface Kuroshio path will be made. The current meter data were smoothed by time-averaging for 25 hours to eliminate the tidal effect. Vector plots of current data and the Kuroshio path for each period are shown in Figures 7 to 9 and Figures 11 to 12.

(1) Stations on the Channel (A, B, C)

During the periods of the deep current observation at stations A, B and C, the surface Kuroshio had been flowing over the Izu Ridge near Miyakesima which is located to the north of the channel. Because the maximum geostrophic current at deep layers is found to the south of the surface Kuroshio path, it is natural to suppose that there is a northeastward flow on the channel. In fact, for most of the period a northeastward current is observed. This northeastward current on the channel is reported by Hasunuma (1978). But, in the record of the station A (Figure 7), a southwestward current is observed for one thirds of the period. Looking at the surface Kuroshio path in 1–4 Dec. 1977 when a southwestward current is observed, the north-going eastern portion of the Kuroshio meander is found to be located apart from the Izu Ridge. Temperature distribution at a depth of 400 m in early Dec. 1977 (Figure 10) reveals a warm eddy between the Kuroshio meander and the Izu Ridge. This may be indicative of a southward deep current just west of the ridge. No deeper temperature distribution is available. Furthermore, on inspection of Figures 8 and 9, the magnitude of the northeastward current seems to be correlated with the distance between the meander and the

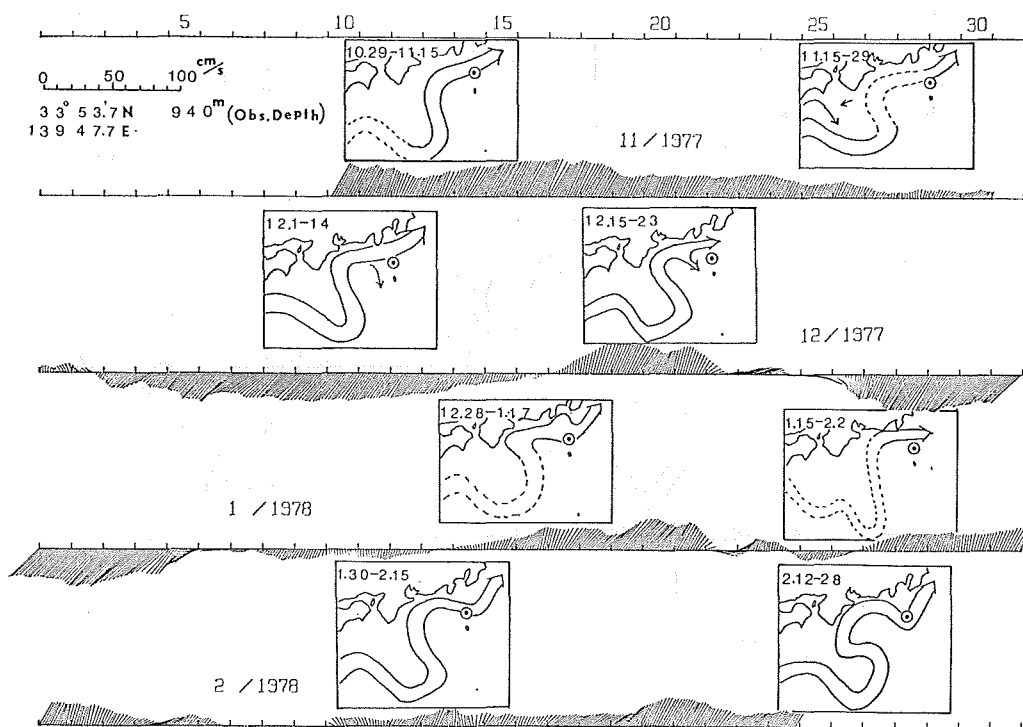


Figure 7 Vector plot of current data at station A and the surface Kuroshio path for the same period

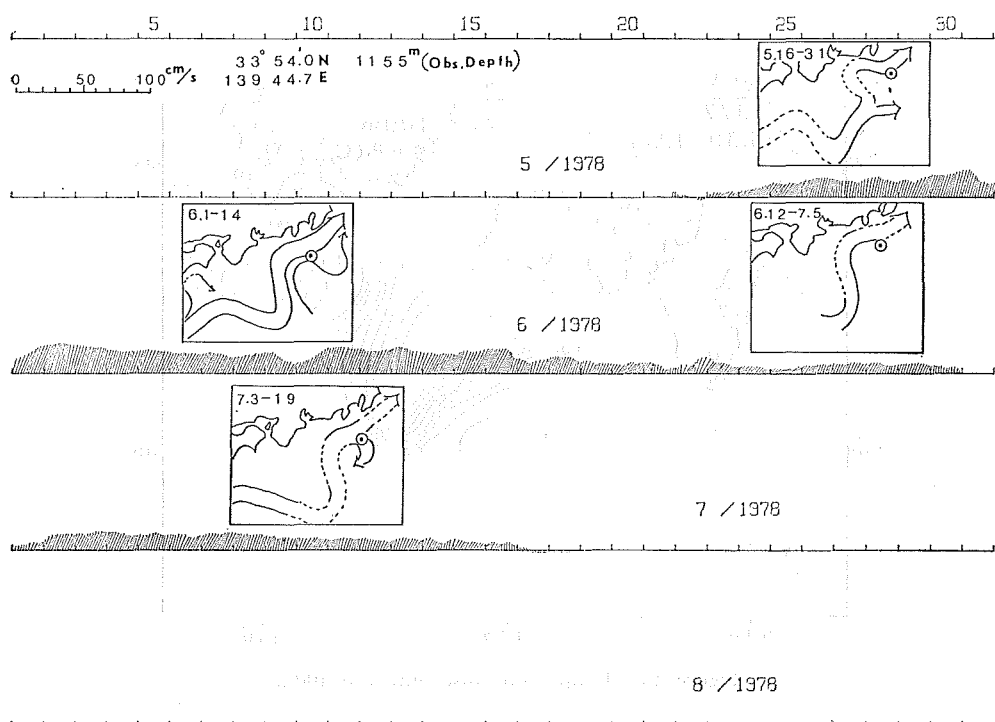


Figure 8 Vector plot of current data at station B and the Kuroshio path for the same period

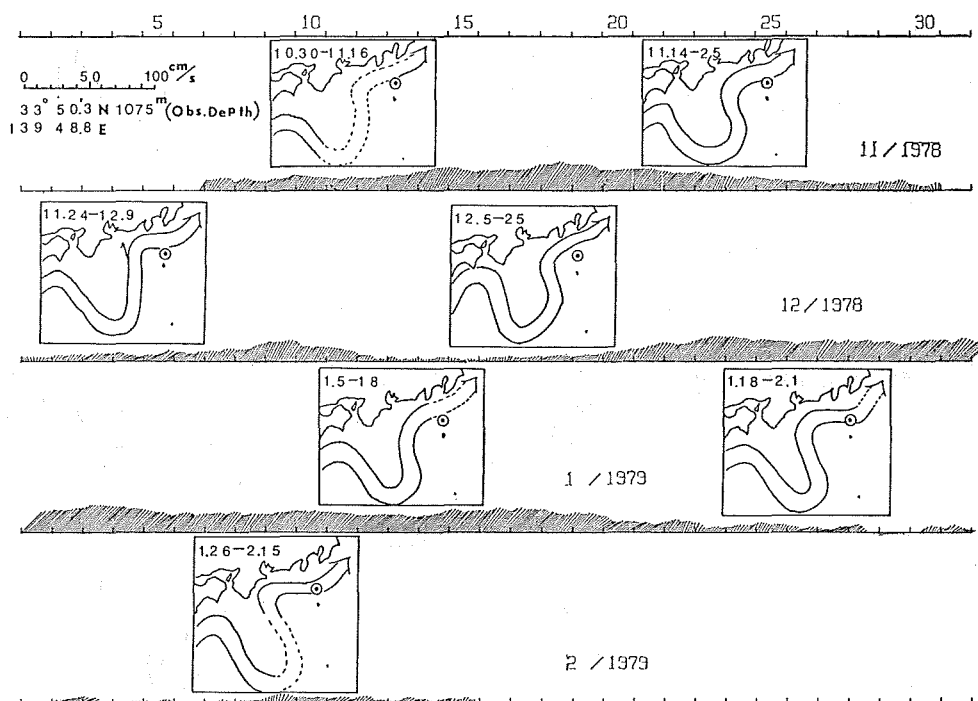


Figure 9 Vector plot of current data at station C and the surface Kuroshio path for the same period

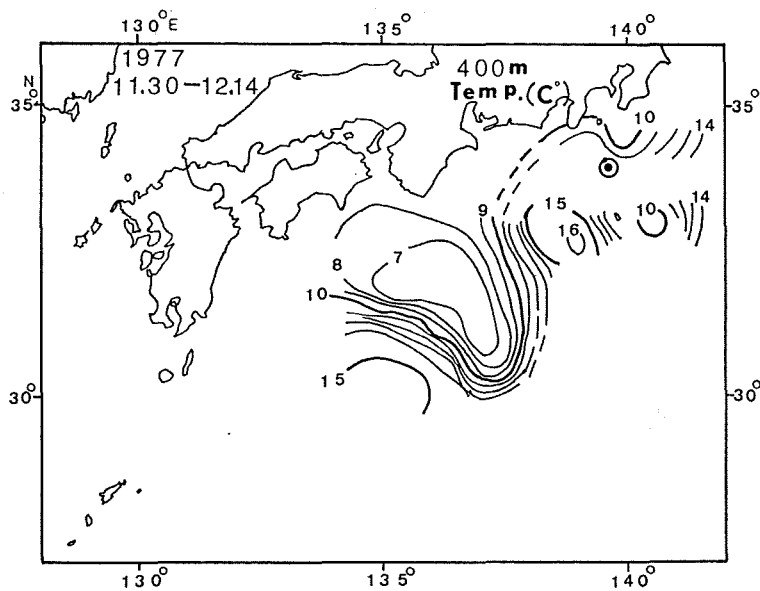


Figure 10 Temperature distribution at 400 m

Izu Ridge. That is, as the meander moves westward, the current on the channel decreases. On the basis of the above facts, it may be deduced that when the Kuroshio meander is located close to the ridge the deep flow crosses over the channel, but when the meander is located apart from the ridge, the deep current goes southward along the western slope of the ridge.

(2) Station D

A southward flow is found in May to mid-June 1979. Surface Kuroshio path for that period shows that the north-going eastern portion of the Kuroshio meander is very apart from the ridge. For the same reason as discussed in 5.1, the deep current of the Kuroshio seems to have flowed southwards along the western slope of the ridge for the period. From mid-June through July, the mooring station (station D) was just under or to the west of the surface Kuroshio path. During this period a northward flow is observed. Taking into account that there is no passage on the Izu Ridge to the north of this station at this depth (1280 m), it may be deduced that the current at this layer recirculates in the cold eddy north of the meander. Strong northward flow is found in late July to August. Between late July and early August a southern portion of the cold eddy was separated and became a current ring (Nishiyama 1980, Nishida 1982). The Kuroshio meander has a very unusual shape after the separation of the current ring as shown in Figure 11 (the current path for 30 July-14 August). During that period, the deep current had a strong northward component constantly. This inconsistency between surface and deep current may indicate that the variation of the Kuroshio path for that period is confined to upper layers.

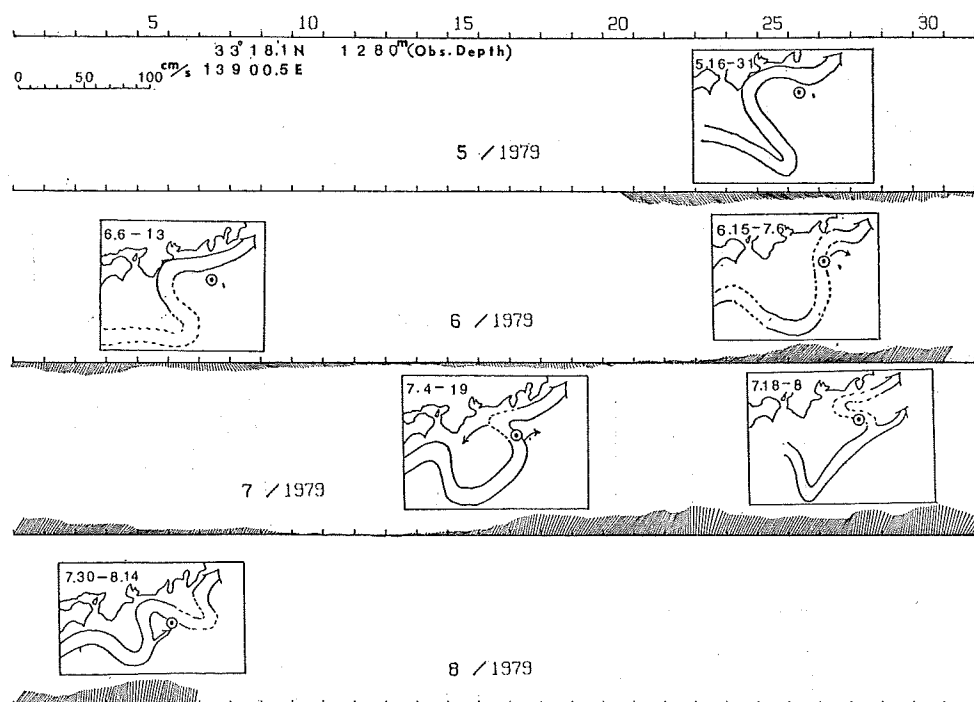


Figure 11 Vector plot of current data at station D and the surface Kuroshio path for the same period

(3) Station E

The station E had been located to the north of the Kuroshio path through the observation period. This means that station E was inside the cold eddy. Comparison between the surface Kuroshio paths and the deep current shows that when the north-going portion of the meander comes close to the station, the northward deep current increases, and when the center of the cold eddy comes

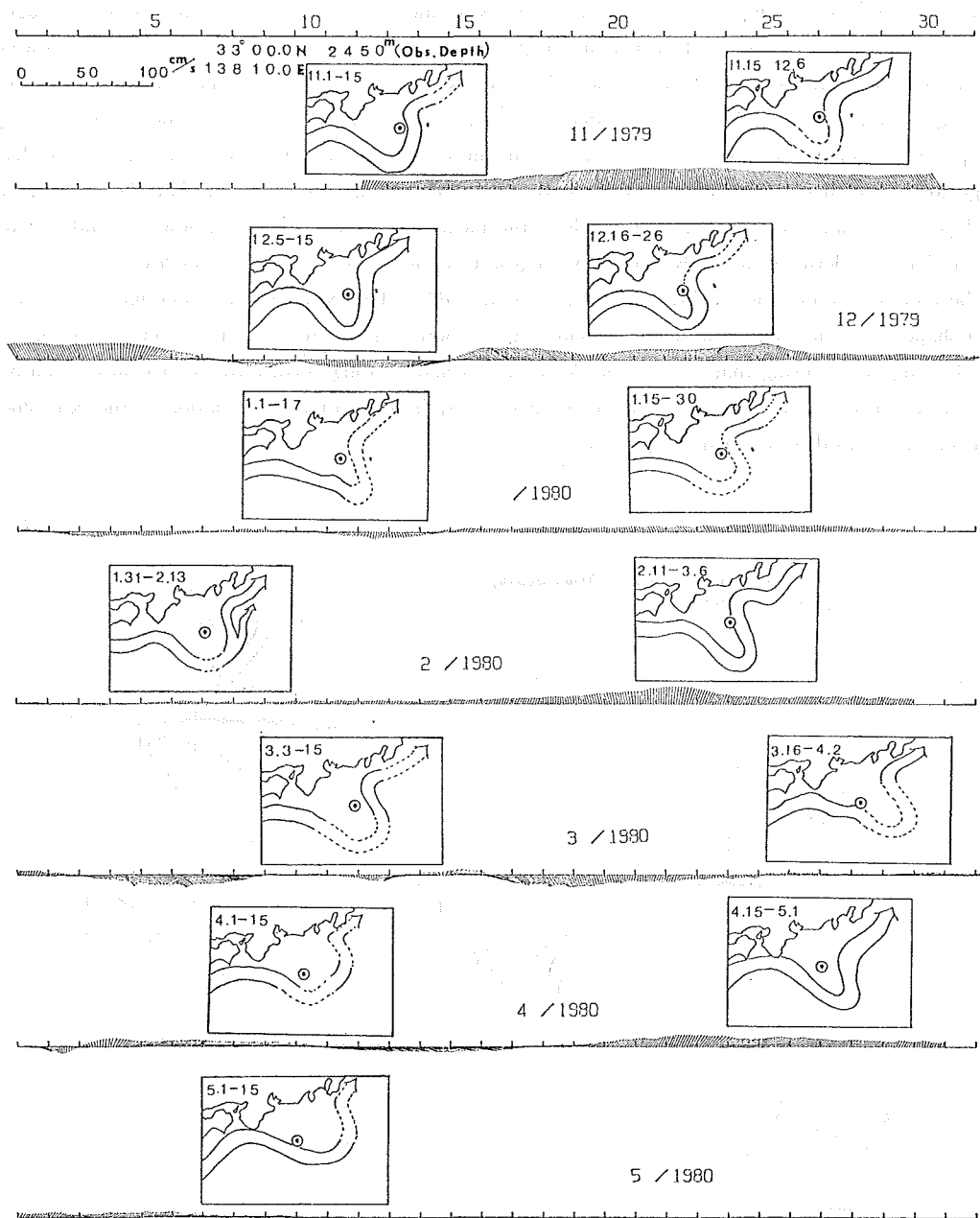


Figure 12 Vector plot of current data at station E and the surface Kuroshio path for the same period

close to the station very weak current is observed at deep layers. Entering into its disappearing stage, the meander gradually moved eastward in Mar. to May, and the eastern portion of the meander rode over the ridge in April. The deep current during this period does not seem to be consistent with the surface pattern of the meander. It may indicate that the crossing of the meander over the ridge occurred in only upper layers and the deep cold eddy remained as it was.

6. Statistical Character of the Current Data

Fundamental statistics computed from the data smoothed for 25 hours are shown in Table 2.

The data at the station A has a exceptionally high value of eddy variability (ratio of K_E to K_M). This is because there is a southwestward flow in the record of the station A for one thirds of the observation period (see 5.1). The currents at stations B and C show rather small eddy variability. Because the channel has rather special bathymetric setting, it seems difficult to compare these data with the ones taken at other locations.

The eddy variability at the stations on the western slope of the ridge (D and E) can be compared with the ones in Taft (1978). He found the mean value of 8.0 in the ratio of eddy to mean energy on the continental slope under the Kuroshio when the meander is absent. Observed values of 2.6 and 4.0 on the western slope of the ridge are rather small compared with those of Taft. Geographical locations are different. But this small value may indicate that the deep condition is more stable when the meander is present than when it is absent. The statistics show larger value of eddy variability at station E than at station D, though the depth of the former station is deeper than that of the latter. This may indicate that the deep condition becomes unstable in the disappearing stage of the meander.

The values of eddy momentum flux ($\langle u'v' \rangle$) at stations A, B, C, and D are all positive, while it is negative at the station E. It should be noted that the former four stations stayed to the south of Kuroshio path, while the latter stayed to the north of the path. The combined effect results in a momentum convergence in the Kuroshio path. Similar results were obtained in the deep layer of the North Atlantic (Schmitz 1977) and in the surface layer of the Kuroshio Extension (Nishida and White 1981).

Table 2 Fundamental statistics computed from the current data smoothed for 25 hours.

$\langle \rangle$ represents the time average and prime represents the deviation from the mean. $\langle u \rangle$ and $\langle v \rangle$ are the mean east and north component. K_E , K_M and K_T are the eddy, mean and total kinetic energy. K_E/K_M is the ratio of eddy to mean kinetic energy. $\langle u'v' \rangle$ is the eddy momentum flux.

Station	Record length (day)	$\langle u \rangle$	$\langle v \rangle$	σ_u	σ_v	K_E	K_M	K_T	K_E/K_M	$\langle u'v' \rangle$	Correlation
		cm/sec								cm ² /sec ²	
A	106.7	0.9	2.9	10.7	14.0	155.3	4.7	160.0	32.9	132.0	0.88
B	55.6	4.5	11.1	2.0	4.9	14.4	72.1	86.4	0.2	6.8	0.67
C	101.0	8.3	9.6	5.2	5.9	31.2	80.6	111.7	0.4	28.0	0.90
D	78.3	4.4	4.3	3.8	9.2	49.6	18.8	68.5	2.9	14.5	0.41
E	181.8	2.5	2.9	5.3	5.5	29.5	7.4	36.9	4.0	-5.3	-0.18

7. Summary and Discussions

Five mooring stations were occupied on the channel and the western slope of the Izu Ridge to investigate the Ridge's effect on the deep flow of the Kuroshio. During the observation period the large stationary meander of the Kuroshio was present. Rather strong deep current which is fairly consistent with the surface Kuroshio current was observed. It proves that the Kuroshio extends at least to 2000 m level. This is in agreement with the fact that there is a temperature gradient at 3000 m in the cold eddy region (Nishida 1982). From the close comparison of the deep current and the surface Kuroshio path, the followings were indicated.

- 1) When the meander is apart from the Izu Ridge, the deep Kuroshio flows southward along the isobath on the western slope of the ridge.
- 2) When the meander is close to the ridge, the deep current at 1000 m layers passes in the channel, but the deeper current circulates in the cold eddy.
- 3) In the disappearing stage of the Kuroshio meander, only the surface pattern crosses over the ridge.

On the basis of the above indications, schematic charts showing surface and deep current conditions are presented. Figure 13 represents three typical meander patterns and the deep current conditions at 1000 m and 2000 m. When the meander has a typical shape (Figure 13-1), the current at 1000 m layers crosses over the channel between Miyake Sima and Hatizyo Sima. A part of the current might go around to the south of Hatizyo Sima. The current at 2000 m layer recircu-

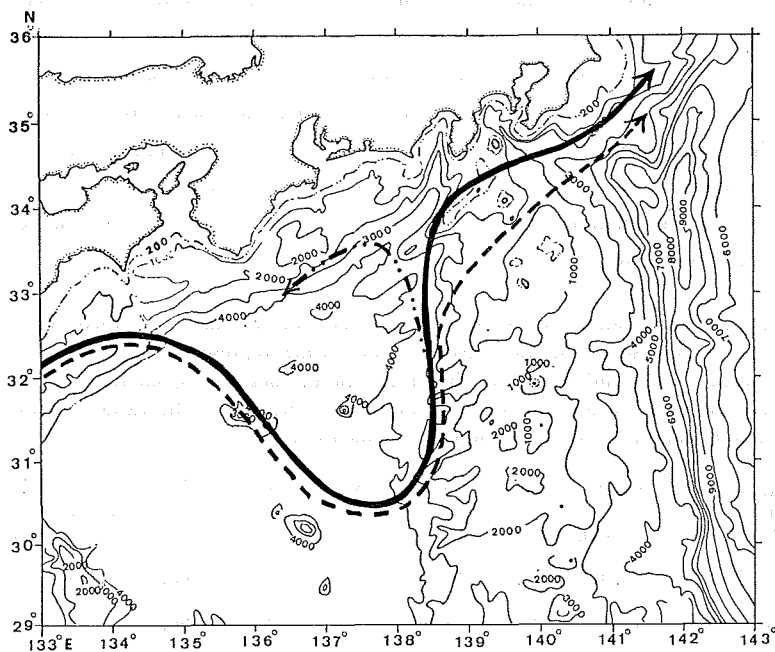


Figure 13-1 Schematic charts of the deep current around the Izu Ridge in three cases of typical Kuroshio meander pattern. Explanation of the symbols is as follows

- : surface Kuroshio path
- - -: current at 1000 m
- · - · -: current at 2000 m

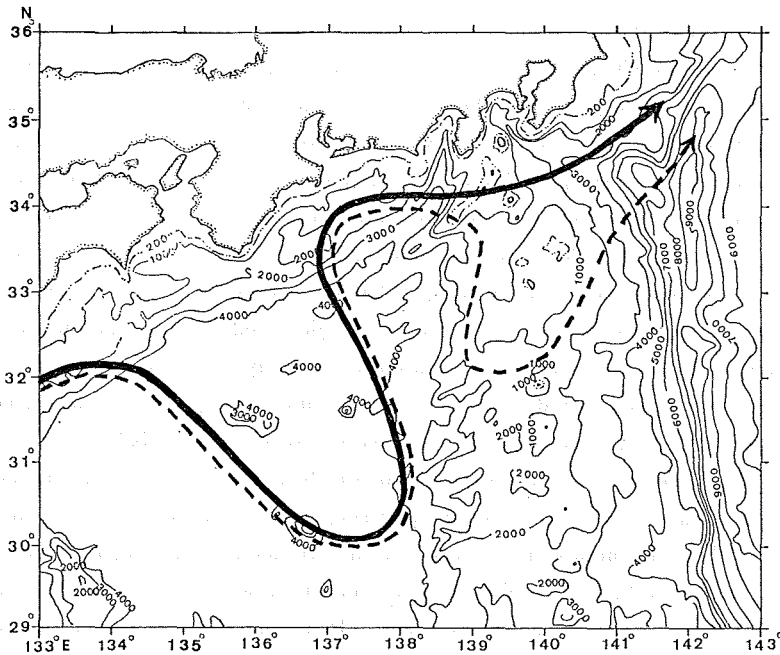


Figure 13-2 Schematic charts of the deep current around the Izu Ridge in three cases of typical Kuroshio meander pattern. Explanation of the symbols is as follows
 —: surface Kuroshio path - - - -: current at 1000 m
 ·····: current at 2000 m

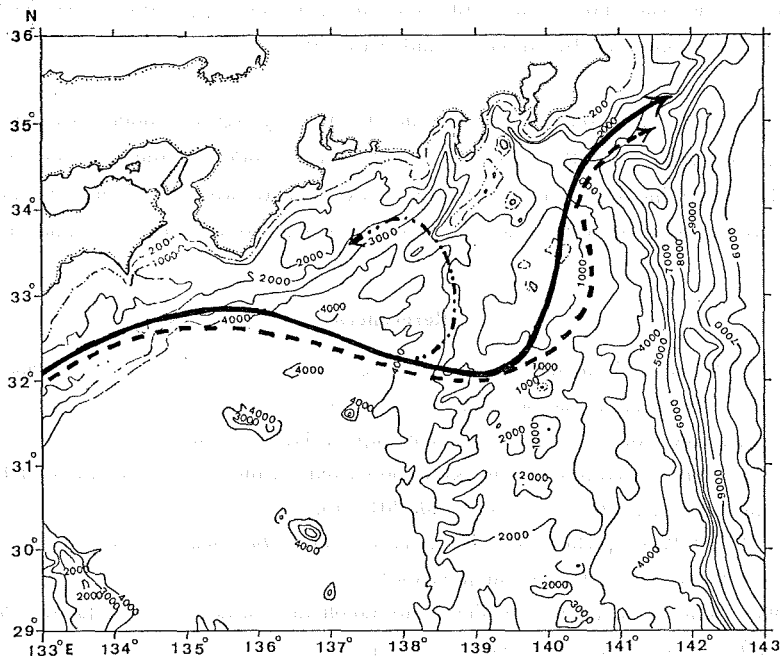


Figure 13-3 Schematic charts of the deep current around the Izu Ridge in three cases of typical Kuroshio meander pattern. Explanation of the symbols is as follows
 —: surface Kuroshio path - - - -: current at 1000 m
 ·····: current at 2000 m

late in the cold eddy. When the meander moves westward (Figure 13-2), the current at 1000 m layer does not go into the channel but go around to the south of Hatizyo Sima. Numerical experiments showed this type of deep current. When the meander itself crosses over the ridge in its decaying stage, the deep circulation in the cold eddy remains to the west of the ridge (Figure 13-3).

The separation of the upper layers and deep layers observed in the decaying stage of the Kuroshio meander seems to be important for the ending mechanism of the meander. Nishida (1982) found the deep waters of the cold eddy have different water-types to the west and east of the Izu Ridge, when the meander rides over the ridge. The observed deep current condition in the decaying stage of the meander is consistent with this fact. Ishii (1982) found that the average temperature of the deep layers at the center of the cold eddy gradually increased in the decaying and disappearing stages. Nitani (1975, 1982) showed that the inferred depth of no-motion layer is deeper when the meander is present than when the meander is absent. The probable explanation for these facts would be the following. The deep current of the Kuroshio is stronger in the meander period than in the no-meander period, and the disappearing stage of the meander is a changing process from one state to the other in which the deep current weakens. The larger value of the mean energy and the smaller values of stability observed on the western slope of the Izu Ridge compared with Taft (1978) also support the above hypothesis. If the deep current weakens, it may be possible that the constraint on the upper layer flow exerted by the Izu Ridge through Taylor column (Yamagata 1978) is released and the surface meander leaves eastward according to the Rossby wave character in a eastward general flow (Nitani 1976, 1982). This mechanism of meander ending is essentially the same as the one proposed by Ishii and Toba (1977). Although this discussion concerns only with the ending of the Kuroshio meander, the weakening of the deep flow in its decaying stage is contrary to the theory proposed by Robinson and Taft (1972).

This work was sponsored by Science and Technology Agency under "Kuroshio Exploitation and Utilization Research" (KER) project. Thanks are extended to the members of the Oceanographic Div. Hydrographic Dept. for conducting various field works and initial data processing. Thanks are also extended to the crews of Shoyo and Takuyo for their assistance to the difficult field works.

References

- Endoh, M. 1973 : Western boundary current crossing a ridge. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 29, 140-147.
- Endoh, M. 1978 : Effects of a marine ridge to a western boundary current in a three-dimensional source-sink flow model. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34, 303-306.
- Fukuoka, J. 1958 : The variations of the Kuroshio current in the sea south and east of Honshu (Japanese Main Island). *Oceanogr. Mag.*, 10, 201-213.
- Hasunuma, K. 1978 : Part 1, Chapter 2, in *Environmental Mar. Sci.*, 2, editor, S. Horibe, University of Tokyo Press, Tokyo, 16-26. (in Japanese)
- Hayami, S. 1955 : On the dynamics of the Kuroshio off the southern coast of Japan. *Proc. UNESCO Sym. Phys. Oceanogr.*, 1955, Tokyo, 139 pp.
- Ikeda, M. 1979 : Stationary Rossby-waves in a two-layer model produced by a submarine ridge. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35, 100-109.
- Ishii, H. 1982 : Variation of the Kuroshio cold eddy. *Rep. Hydrogr. Res.*, 17, 209-228.

- Ishii, H., Toba, Y. 1977 : Structure of water masses in Kuroshio Cold Eddy region down to the deep layers: A working hypothesis on the Kuroshio meander. *Mar. Sci. Monthly*, 9, 49-54. (in Japanese)
- Matsukawa, Y. 1979 : A consideration on the mechanism of generation, stagnation and disappearance of the Kuroshio meander. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35, 118-125.
- Miura, H. 1980 : Numerical experiment of the Kuroshio: Effects of the Izu Ridge. *The Kuroshio Meander and Cold Water Mass*, 1980, 258-266. (in Japanese)
- Nan'niti, T. 1958 : A theory of the mechanism of the generation of the cold water region in the offing of Enshunada. *Papers Meteor. Geophys.*, 8, 317-331.
- Nishida, H. 1982 : Description of the Kuroshio meander in 1975-1980. *Rep. Hydrogr. Res.*, 17, 181-207.
- Nishida, H., White, W. B. 1981 : Horizontal eddy fluxes of momentum and kinetic energy in the near-surface of the Kuroshio Extension. *J. Phys. Oceanogr.* (to be published)
- Nishiyama, K., Konaga, K., Ishizaki, H. 1980 : The cold water eddy observed far south of Shikoku in September 1979. *Oceanogr. Mag.*, 31, 27-32.
- Nitani, H. 1972 : On the variation of the Kuroshio. *Chigaku Zasshi (Geological Mag.)*, 81, 17-30. (in Japanese)
- Nitani, H. 1975 : Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31, 16-35.
- Nitani, H. 1982 : On the phase velocity of the large meander of the Kuroshio off Kisyu-Ensyunada. *Rep. Hydrogr. Res.*, 17, 229-239.
- Ohtsuka, K. 1976 : Path of the Kuroshio on the Izu Ridge. *Mar. Sci. Monthly*, 8, 35-41 (in Japanese).
- Robinson, A. R., Taft, B. A. 1972 : A numerical experiment for the path of the Kuroshio. *J. Mar. Res.*, 30, 65-101.
- Schmitz, W. J. 1977 : On the deep general circulation in the Western North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 35, 21-28.
- Sekine, Y. 1979 : A numerical experiment for bottom effect of the Izu Ridge on path of the Kuroshio, 1, barotropic stationary model. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 5th ser., Geophys., 26.
- Shoji, D. 1972 : Time variation of the Kuroshio south of Japan. in Kuroshio: Its physical aspect, editors H. Stommel and K. Yoshida, *University of Tokyo Press, Tokyo*, 217-234.
- Taft, B. A. 1972 : Characteristics of the flow of the Kuroshio. in Kuroshio: Its physical aspect, editors H. Stommel and K. Yoshida, *University of Tokyo Press, Tokyo*, 165-216.
- Taft, B. A. 1978 : Structure of Kuroshio south of Japan. *J. Mar. Res.*, 36, 77-117.
- Taira, K. 1981 : Velocity fluctuations of the Kuroshio near the Izu ridge and their relationship to current path. *Deep-Sea Res.*, 28A,
- Uda, M. 1937 : On the recent abnormal condition of the Kuroshio to the south of the Kii Peninsula. *Kagaku*, 7, 360-361. (in Japanese)
- Yamagata, T. 1978 : Dynamics of quasi-geostrophy. *Mar. Sci. Quarterly*, 2, 29-45 (in Japanese).
- Yoon, J. H. 1976 : The baroclinically unstable waves and the variations of the Kuroshio. *Mar. Sci. Monthly*, 8, 42-50 (in Japanese).
- Yoshida, S. 1961 : On the variation of Kuroshio and cold water mass off Enshunada, *Hydrogr. Bull.*, 67, 54-57 (in Japanese).
- White, W. B., McCreary, J. P. 1976 : On the formation of the Kuroshio meander and its relationship to the large-scale ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, 23, 33-47.

マラッカ・シンガポール海峡の潮汐と潮流

筋野義三*・桑木野文章*・小田 実*・伊藤友孝**・熊谷武*

TIDE AND TIDAL STREAM IN THE STRAITS OF MALACCA AND SINGAPORE

Gizo Sujino*, Fumiaki Kuwakino*, Minoru Odamaki*,
Tomotaka Ito** and Takeshi Kumagai*

Received 1981 August 10

Abstract

The Studies of tides and tidal streams in the Straits of Malacca and Singapore were jointly carried out by Japan and the three coastal countries, Indonesia, Malasia, and Singapore from 1977 to 1979.

According to the results of these studies, the tidal phenomena in the Straits of Malacca and Singapore can be classified roughly into four types of tides, and it cannot say that seasonal changes of the mean sea level always correspond to the variations in atmospheric pressure.

The tidal streams are of a semidiurnal type with a pattern of tide and half tide in the Malacca Strait, but are of a diurnal type in the Singapore Strait, and the time of high water in the Strait of Singapore is always correspondent to the time of slack water (West to East).

The direction of non-tidal streams in the Strait of Singapore vary in response to monsoons. By adopting the long period constituents of tidal streams (Sa, Ssa, Mm, MSf and Mf) obtained from the difference in water levels during one year between the Malacca Strait and Singapore Strait, the accuracy of tidal stream predictions in the Straits will be greatly enhanced.

1. まえがき

マラッカ・シンガポール海峡はアンダマン海と南シナ海を結ぶ全長 1,000 km の海上交通の要路であるが、マラッカ海峡中央部の One Fathom Bank 以東の海域は全般に水深が浅く、海底には砂州・砂浪地形が発達しており、加えて潮流が強く、航海上の難所とされているにもかかわらず、潮汐・潮流現象把握のための総合的な観測は実施されたことは無かった。

この海峡の安全な航行のため、日本と沿岸 3 か国（インドネシア・マレーシア・シンガポール）が共同して潮汐・潮流の特性を調査し、その予報を行うことについて 4 か国の間で合意に達し、1977 年 7 月から 1979 年 10 月の間、One Fathom Bank から Horsburgh Lighthouse までの海域について、調査及び解析が行われた。

本稿では観測・解析の概要、潮汐・潮流の一般現象を述べるとともに、二、三の考察を行った結果について述べる。

* 海象課 Oceanographic Division

** 海洋資料センター Japan Oceanographic Data Center

2. 観 測

1977年5月シンガポールで開催された技術会議において、潮汐は5か所の既存験潮所と12か所の新設験潮所で14か月間の同時観測を、潮流は6地点で2回の異なった時期にそれぞれ35日間の同時観測を行うことが決定された。第1図及び第1表に験潮所及び潮流観測点の位置を示す。

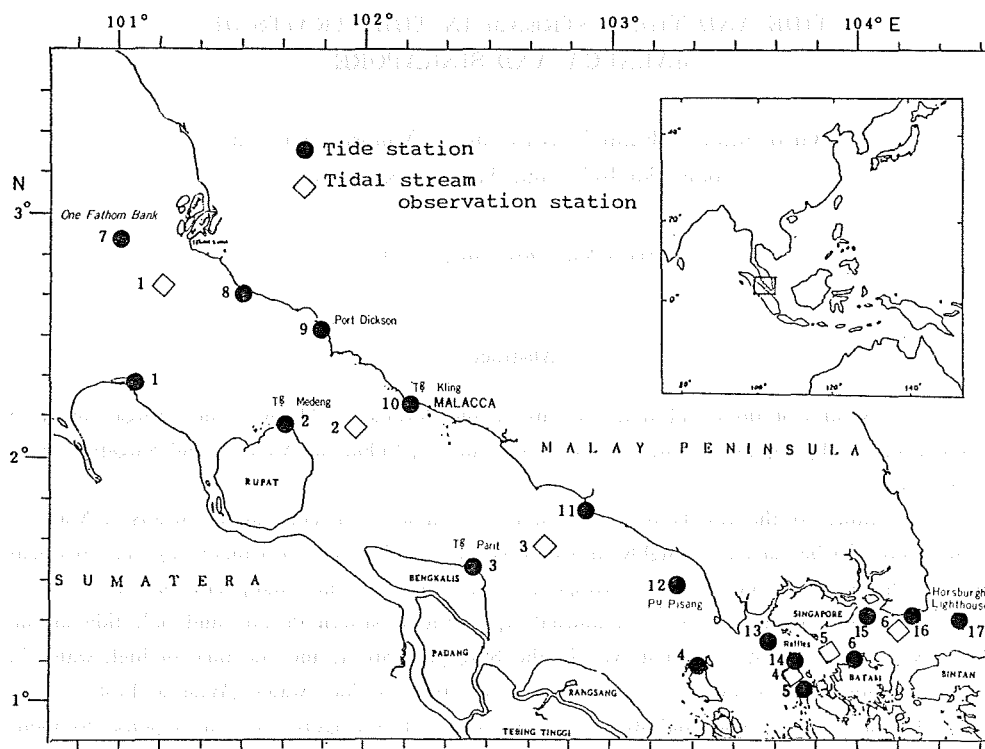


Figure 1 Location of tide stations and tidal stream observation stations

Table 1 Observation stations and positions of tide and tidal stream

No.	Tide station	Position determined
1	Tg. Senebui*	02° 17' 45" N, 101° 02' 48" E
2	Tg. Medang*	02° 07' 24" N, 101° 40' 00" E
3	Tg. Parit*	01° 32' 24" N, 102° 26' 33" E
4	Pasir Panjang*	01° 07' 33" N, 103° 20' 42" E
5	Kepala Jernih*	01° 02' 48" N, 103° 47' 07" E
6	Batu Ampar*	01° 09' 59" N, 103° 59' 49" E
7	One Fathom Bank*	02° 53' 18" N, 100° 59' 48" E
8	Tg. Kabong*	02° 40' 42" N, 101° 29' 51" E
9	Port Dickson*	02° 31' 13" N, 101° 47' 51" E
10	Tg. Kling*	02° 13' 00" N, 102° 09' 18" E
11	Tg. Segenting*	01° 46' 24" N, 102° 52' 48" E
12	Pu. Pisang	01° 28' 12" N, 103° 15' 18" E
13	Sultan Shoal Lighthouse	01° 14' 24" N, 103° 39' 00" E
14	Raffles Lighthouse	01° 09' 36" N, 103° 44' 30" E
15	Angler Bank	01° 20' 42" N, 104° 01' 54" E

- 16 Tg. Ayam* 01° 20' 24" N, 104° 13' 04" E
 17 Horsburgh Lighthouse 01° 19' 48" N, 104° 24' 18" E

* : Newly established stations.

No.	Tidal stream obs. station	Position determined
1	Off One Fathom Bank	02° 40' 15" N, 101° 10' 04" E
2	Off Raleigh Shoal	02° 06' 51" N, 101° 56' 41" E
3	Off Tg. Segenting	01° 37' 57" N, 102° 43' 30" E
4	Phillip Channel	01° 05' 43" N, 103° 43' 57" E
5	Batu Berhanti	01° 11' 42" N, 103° 52' 42" E
6	Off Tg. Stapa	01° 17' 23" N, 104° 09' 55" E

(1) 潮汐観測

験潮所建設に必要な情報を得るため、1977年7月～8月に現地調査を行い、験潮所建設位置・設計・工法・建設期間等を決定した。1977年11月から建設に着手し、既設験潮所にはOTT型験潮器（西ドイツ製）を、新設験潮所には建設終了後ただちに長期巻フース型験潮器（日本製）を設置して予備観測を開始した。第2図に新設験潮所の代表例を示す。また、験潮所付近の地盤の強固な場所を選び水準標（B.M.）を埋設して、験潮器零位とB.M.との高さの関係を求めた。験潮所が沖合にあって水準測量が直接できない所では、海岸に仮の験潮柱を立て、これと験潮器との比較観測を行って、間接的にその関係を求めた。ただし、One Fathom Bank (No. 7), Port Dickson (No. 9), Angler Bank (No. 15) では英国測量艦ダンピア号及びシンガポール港湾局が設けたB.M.を使用することとした。

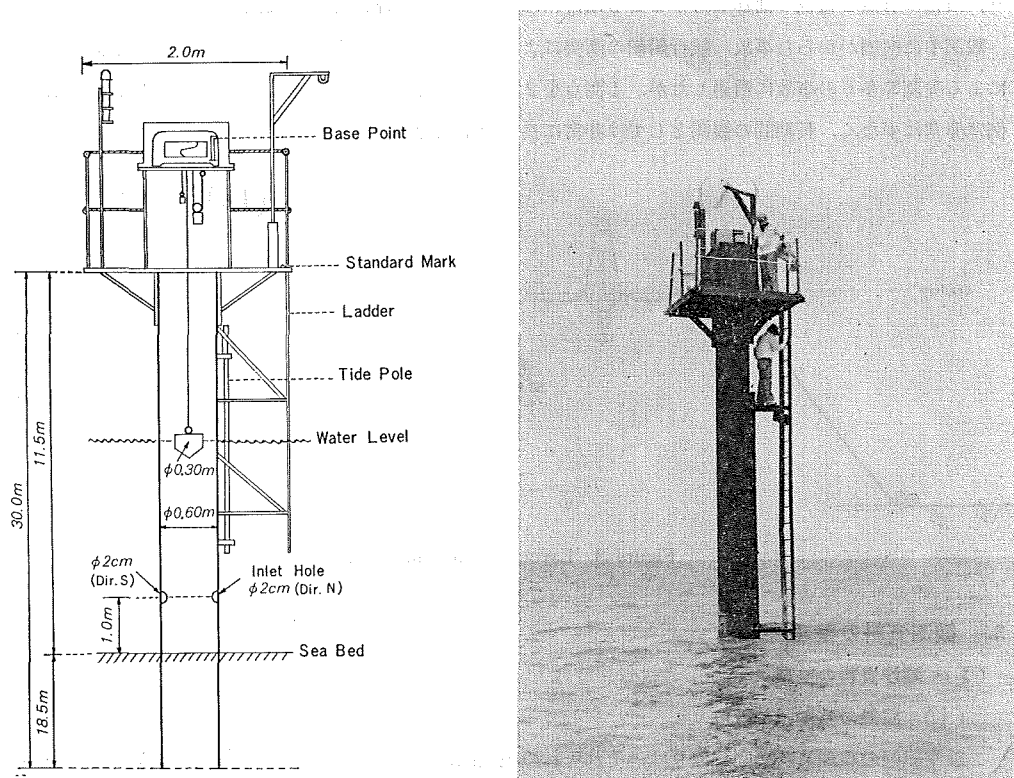


Figure 2 Sketch of newly established tide station at Tg. Senebui

験潮所建設・験潮器設置・B.M. 埋設・水準測量等には、1977年11月～1978年2月の93日間を要した。各験潮所の本観測は、すべての験潮器が正常に作動を始めた1978年3月1日から14か月間実施した。

Horsburgh Lighthouse の既設験潮所では、北東モンスーン時期に験潮所が波をかぶり OTT 型験潮器の使用が不可能となるので、モンスーン時期には OTT 型をとりはずし、代りに水圧式験潮器 (TG-4) を設置して観測を継続した。また、Kepala Jernih 験潮所は1978年6月～1979年1月の期間、導水口につまりがあったため、この期間の記録は欠測として取扱った。

インドネシア担当の験潮所 (No. 1～6) には1～2名の観測員が常駐して維持管理にあたり、マレーシア担当 (No. 7～11 及び 16) 及びシンガポール担当 (No. 12～15 及び 17) の験潮所は毎月、月初めと中頃の2回見廻りを行って維持管理した。また、1978年5月と10月及び1979年3月にそれぞれ27日間4か国で構成された共同チームが全験潮所を巡回して、験潮所の修理・清掃・塗装及び験潮器の調整・比較観測並びに消耗品の補給等を実施した。

(2) 潮流観測

第1図に示す潮流観測点において、第1次観測を南西モンスーン期の1978年7月9日～8月21日の44日間、第2次観測を北東モンスーン期の同年11月8日～12月20日の42日間実施した。設置位置が大型船航路に近いので、事故による欠測防止のため、観測点1, 2, 3, 6では第3図に示す係留システム (A) (流速計1台取り付け) を極く近い位置に2組設置した。また観測点4, 5では航路が狭く2組の設置が困難なので、係留システム (B) (流速計2台取り付け) を1組設置した。

流速計は NC-II 型自記流速計を使用し、観測層は海面下10 m とした。設置後調査船は各観測点を順次に巡り、異常の有無を監視し補修を行うとともに、ほぼ6日ごとに潮流記録紙の交換を行った。

観測中に漁網がからむ事故、航行船舶の衝突によって引き起こされたと考えられる事故、流速計の作動不良による欠測等多くの事故に遭遇したが、1観測点を2台の流速計で同時観測を行ったため、2台とも欠測という例は非常に少なく、長期間の観測としては非常に良好な結果を得た。

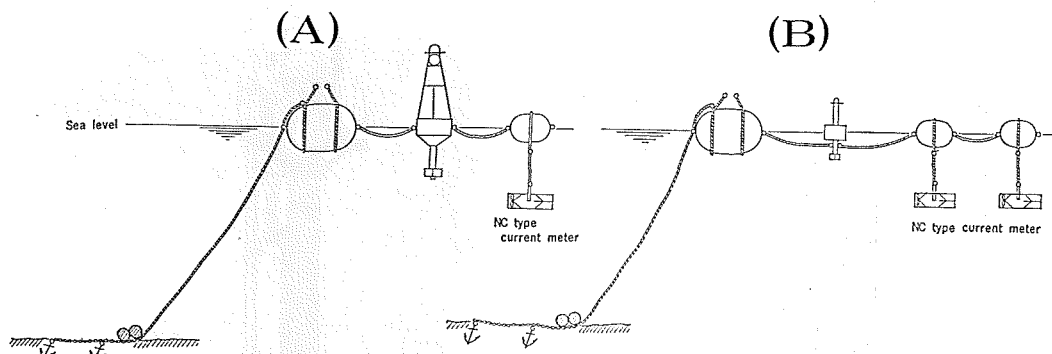


Figure 3 Layout of mooring system

3. 観測資料の整理

(1) 潮汐資料の整理

(i) 記録の整理及び読取り

験潮記録の整理及び潮高読取りは、それぞれの担当国によって行われ、その後各資料は日本に集められてチェックが行われた。

Table 2-1 Tidal harmonic constants

Place	TG. SENEUI			TG MEDANG			TG. PARIT			PASIR PANJANG			BATU AMPAR			ONE FATHOM BANK		
Time Zone	-0700			-0700			-0700			-0700			-0700			-0730		
Duration	Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Dec. 1 1977 ~ Dec. 5 1978			Dec. 1 1977 ~ Dec. 5 1978			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979		
Constituents	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g
	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.
Sa	13.55	136.75	137.03	8.85	158.98	159.27	6.77	159.97	160.26	4.57	177.66	177.95	12.43	278.37	278.66	11.55	135.08	135.39
Ssa	7.47	104.57	105.15	6.15	113.55	114.12	6.88	109.98	110.55	5.31	93.47	94.05	3.83	133.22	133.80	6.64	109.49	110.10
Mm	0.73	33.42	37.23	1.61	17.12	20.93	1.82	13.05	16.86	1.44	5.24	9.05	1.07	308.06	311.87	1.05	344.93	349.02
MSf	1.50	248.92	256.03	1.76	32.45	39.56	2.55	38.15	45.26	3.76	43.15	50.27	1.52	32.53	39.64	0.76	300.06	307.68
Mf	2.22	31.22	38.91	1.98	15.48	23.17	1.07	9.09	16.78	1.50	268.36	276.04	1.79	208.89	216.57	4.39	37.10	45.34
S ₁	3.71	193.82	197.77	3.92	213.99	217.32	4.31	227.30	229.86	3.89	236.69	238.34	1.40	213.56	214.56	3.25	176.09	187.60
K ₁	11.48	22.00	26.24	5.20	104.24	107.86	16.43	146.31	149.15	26.49	147.97	149.91	28.82	98.90	100.19	17.20	7.61	19.43
P ₁	4.87	22.47	26.14	1.95	77.89	80.94	4.49	138.70	140.97	8.14	142.02	143.39	8.73	89.86	90.57	6.21	5.25	16.45
π_1	0.70	115.95	119.32	0.84	142.07	144.82	1.03	143.60	145.59	1.12	116.31	117.39	0.59	86.51	86.94	0.62	44.96	55.84
ζ_1	0.83	154.18	158.70	0.91	157.82	161.73	0.71	165.53	168.67	0.30	105.60	107.83	0.44	63.36	64.94	0.44	108.75	120.87
ϕ_1	0.41	55.01	59.83	0.20	89.12	93.32	0.26	147.17	150.59	0.32	236.39	238.90	0.84	278.10	279.96	0.93	85.57	98.00
M ₁	0.41	169.70	170.09	0.19	242.97	242.75	0.53	298.83	297.83	1.17	297.23	295.33	0.66	39.46	36.91	0.59	120.15	127.85
θ_1	0.18	126.92	134.46	0.28	97.28	104.21	0.42	84.50	90.65	0.25	151.17	156.42	0.34	94.07	98.66	0.12	156.60	171.95
J ₁	2.71	52.93	60.98	2.27	65.33	72.76	2.02	80.17	86.82	1.35	98.85	104.60	1.62	82.20	87.30	3.20	40.25	56.14
χ_1	0.43	170.97	171.91	0.53	174.05	174.37	0.56	166.16	165.70	0.19	103.04	101.68	0.27	91.13	89.12	0.23	184.74	193.01
O ₁	9.91	140.51	137.07	18.79	138.29	134.22	25.08	130.87	126.02	25.92	112.86	107.11	29.48	52.81	46.42	4.61	149.96	153.54
MP ₁	1.61	4.78	1.91	1.03	351.36	347.87	0.89	295.25	290.99	1.75	269.33	264.16	0.10	303.83	298.01	1.64	3.77	7.97
SO ₁	2.14	117.16	128.51	1.03	115.57	126.30	0.63	22.89	32.85	1.98	348.24	357.29	0.54	350.16	358.56	2.34	110.31	129.74
OO ₁	1.62	54.13	66.05	0.78	67.00	78.31	0.49	140.07	150.60	0.68	160.48	170.11	0.49	232.72	241.69	1.80	34.45	54.49
ρ_1	0.24	112.65	105.90	0.81	111.14	103.78	1.08	110.78	102.61	1.12	112.40	103.36	1.15	42.84	33.14	0.39	135.18	135.22
Q ₁	0.66	143.98	136.72	1.94	113.38	105.50	3.01	96.39	87.74	3.98	71.08	61.52	5.49	18.09	7.88	0.42	212.56	212.06
σ_1	2.78	248.74	238.18	3.58	247.87	236.69	3.86	248.20	236.25	2.60	252.15	239.29	0.41	218.28	204.77	1.85	251.91	247.87
2Q ₁	0.70	167.94	156.87	0.75	156.19	144.51	0.65	157.29	144.83	0.43	205.94	192.58	1.26	356.25	342.24	0.36	238.76	234.17
S ₂	58.34	185.46	193.37	37.16	211.66	218.33	32.59	291.44	296.56	43.31	347.78	351.09	30.52	353.63	355.63	61.80	166.16	189.16
T ₂	3.76	173.42	181.04	2.57	210.81	217.19	2.56	281.02	285.84	3.01	341.27	344.29	1.58	16.54	18.26	2.78	156.89	179.59
R ₂	0.65	237.69	245.88	0.50	195.26	202.22	0.24	298.46	303.86	0.69	304.44	308.04	1.01	309.51	311.80	0.55	315.89	339.20
K ₂	16.95	180.20	188.68	10.73	207.65	214.89	9.41	291.05	296.71	13.45	344.99	348.87	8.59	349.58	352.16	17.71	163.96	187.59
L ₂	5.30	137.14	141.74	2.88	172.61	175.97	3.39	261.61	263.43	4.61	303.25	303.26	2.42	311.15	309.85	4.88	123.95	143.42
λ_2	3.54	115.58	119.67	2.01	162.64	165.50	1.98	249.87	251.18	2.65	298.65	298.15	2.17	309.46	307.65	2.34	98.20	117.12
MSN ₂	2.15	342.03	353.75	1.22	16.08	26.56	1.19	111.52	120.45	2.02	158.18	165.30	0.76	172.67	178.48	1.10	319.62	346.71
KJ ₂	0.67	69.23	81.53	0.24	75.96	87.01	0.07	287.16	296.67	0.52	244.47	252.17	0.48	212.65	219.05	1.04	358.37	26.08
M ₂	117.59	142.62	143.42	74.83	170.92	170.47	72.07	250.48	248.49	94.41	301.99	298.19	76.08	303.88	298.78	124.58	124.50	139.89
2SM ₂	3.24	12.06	27.08	2.19	42.75	56.53	1.87	140.51	152.74	3.20	193.19	203.61	1.86	211.96	221.08	2.46	350.04	20.67
OP ₂	0.88	185.80	186.02	0.36	260.13	259.11	0.57	282.31	279.73	0.80	171.36	166.98	3.04	151.50	145.81	0.48	261.12	275.89
MKS ₂	0.94	191.51	192.88	0.10	213.37	213.50	0.98	93.59	92.17	1.84	76.87	73.64	2.79	100.53	96.00	0.74	310.98	326.99
N ₂	22.25	136.82	133.81	13.65	163.08	158.82	13.07	242.39	236.59	17.37	292.92	285.31	14.41	282.21	273.30	23.26	118.18	129.48
ν_2	4.14	134.51	132.00	2.83	158.97	155.23	3.12	234.94	229.64	3.77	281.70	274.60	2.52	279.87	271.46	4.49	107.93	119.79
μ_2	5.14	188.81	182.49	1.86	228.47	220.91	2.92	351.34	342.23	3.89	33.58	22.67	0.72	80.81	68.59	5.32	155.70	163.47
2N ₂	3.48	121.31	114.49	2.27	152.78	144.72	2.74	231.76	222.14	3.10	276.59	265.16	2.32	269.61	256.89	3.36	100.72	107.94
MNS ₂	1.39	197.40	187.28	0.48	230.45	219.09	0.64	351.53	338.61	0.99	19.18	4.46	0.69	50.13	34.10	1.02	150.86	154.55
OQ ₂	1.09	58.34	47.64	0.54	88.03	76.09	0.73	169.16	155.67	0.62	213.59	198.29	0.67	234.58	217.97	0.69	43.02	46.09
SK ₃	1.27	103.98	116.13	0.69	200.97	211.26	1.04	301.30	309.26	0.93	76.19	81.44	0.49	113.12	116.42	0.69	42.40	77.22
MK ₃	2.11	55.53	60.56	1.79	181.35	184.52	2.20	257.40										

Table 2-2 Tidal harmonic constants

Place	TG. KABONG			PORT DICKSON			TG. KLING			TG. SEGENTING			PU. PISANG			SULTAN SHOAL LIGHTHOUSE		
Time Zone	—0730			—0730			—0730			—0730			—0730			—0730		
Duration	Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Apr. 6 1978 ~ Apr. 10 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979		
Constituents	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g
	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.
<i>Sa</i>	9.21	147.35	147.66	9.60	156.32	156.63	7.15	158.79	159.09	6.58	163.71	164.02	2.86	176.05	176.36	5.74	221.85	222.16
<i>Ssa</i>	6.59	105.66	106.28	5.95	115.86	116.47	5.94	102.40	103.01	5.64	107.25	107.86	5.57	105.44	106.06	5.87	106.16	106.78
<i>Mm</i>	1.25	16.08	20.17	1.90	10.03	14.11	1.70	20.24	24.33	1.77	20.62	24.71	1.85	18.51	22.59	1.62	29.68	33.76
<i>MSf</i>	1.27	17.65	25.27	2.54	25.67	33.29	1.91	30.39	38.01	2.84	38.82	46.44	3.31	44.03	51.65	3.12	53.42	61.04
<i>Mf</i>	2.68	25.49	33.73	2.07	28.31	36.54	1.26	349.00	357.23	0.81	8.09	16.33	0.74	358.70	6.93	0.28	57.43	65.66
<i>S₁</i>	3.54	202.13	213.14	3.60	208.50	219.20	3.94	220.52	230.87	4.03	231.28	240.90	3.61	238.22	247.46	2.69	236.82	245.67
<i>K₁</i>	8.14	28.92	40.23	4.68	75.80	86.81	8.98	139.62	150.28	18.91	147.78	157.71	23.83	148.48	158.04	26.43	142.32	151.48
<i>P₁</i>	3.52	29.59	40.29	2.25	55.98	66.37	2.52	124.34	134.37	5.47	141.20	150.52	7.18	142.46	151.40	8.08	136.53	145.07
<i>σ_1</i>	0.70	130.63	141.02	0.70	127.27	137.35	0.90	148.82	158.55	1.12	148.51	157.51	1.05	145.44	154.07	0.74	129.01	137.24
<i>ψ_1</i>	0.91	152.74	164.36	0.91	166.82	178.14	0.85	165.28	176.24	0.63	182.33	192.57	0.34	222.61	232.47	0.31	289.01	298.47
<i>ϕ_1</i>	0.32	62.39	74.32	0.37	79.76	91.38	0.22	124.05	135.32	0.18	154.88	165.43	0.29	162.14	172.30	0.19	130.48	140.25
<i>M₁</i>	0.28	158.17	165.36	0.09	120.45	127.34	0.22	280.41	286.95	0.55	295.67	301.48	0.63	312.52	317.95	0.72	332.99	338.03
<i>θ_1</i>	0.17	113.18	128.02	0.10	82.88	97.42	0.48	89.73	103.92	0.39	89.21	102.67	0.43	98.28	111.37	0.36	126.40	139.09
<i>J₁</i>	2.58	54.72	70.11	2.34	61.06	76.16	2.03	73.51	88.25	1.92	84.30	98.31	1.60	91.45	105.08	0.99	99.85	113.09
<i>χ_1</i>	0.43	177.06	184.84	0.46	193.83	201.31	0.54	174.16	181.27	0.58	154.07	160.46	0.64	136.03	142.05	0.50	97.68	103.30
<i>O₁</i>	12.92	139.82	142.89	17.22	139.24	142.01	22.12	136.16	138.58	25.75	127.25	128.94	26.27	119.01	120.33	24.41	98.32	99.24
<i>MP₁</i>	1.50	3.77	7.47	1.14	358.93	2.32	0.94	315.08	318.11	0.91	293.08	295.39	1.24	274.27	276.21	1.64	255.79	257.33
<i>SO₁</i>	1.81	117.08	136.01	1.15	116.70	135.33	0.67	95.01	113.28	0.83	4.74	22.29	1.40	351.73	8.90	2.02	358.66	15.44
<i>OO₁</i>	1.35	54.67	74.22	1.25	65.09	84.33	0.62	86.88	105.77	0.59	155.38	173.54	0.92	170.67	188.46	1.34	164.84	182.24
<i>ρ_1</i>	0.55	112.61	112.15	0.80	116.51	115.75	1.22	106.40	105.29	1.17	107.69	105.84	1.26	103.70	101.48	1.03	88.52	85.91
<i>Q₁</i>	1.12	128.28	127.27	1.89	118.54	117.23	2.18	101.60	99.93	3.14	89.52	87.13	3.57	79.56	76.79	4.05	58.10	54.94
<i>σ_1</i>	3.21	250.07	245.53	3.23	249.11	244.27	3.64	248.41	243.21	3.76	249.12	243.19	3.22	251.66	245.36	2.00	256.37	249.67
<i>2Q₁</i>	0.81	165.54	160.45	1.03	166.88	161.49	0.68	176.07	170.32	0.59	156.69	150.22	0.44	160.30	153.45	0.31	194.80	187.56
<i>S₂</i>	50.68	188.91	210.92	41.52	204.91	226.32	29.10	239.74	260.43	35.88	307.25	326.49	42.17	332.91	351.40	39.00	354.28	11.98
<i>T₂</i>	2.88	191.91	213.61	2.38	204.17	225.27	2.04	232.39	252.77	2.39	299.53	318.46	3.01	333.63	351.81	2.52	353.16	10.55
<i>R₂</i>	0.48	185.13	207.45	0.37	188.10	209.81	0.44	201.25	222.25	0.29	317.10	336.65	1.00	319.80	338.59	0.78	358.73	16.74
<i>K₂</i>	15.06	185.54	208.16	11.97	200.39	222.42	8.23	234.86	256.17	10.59	307.28	327.14	13.31	330.92	350.02	11.92	347.68	6.00
<i>L₂</i>	3.98	145.80	164.26	3.33	165.90	183.77	2.22	212.62	229.77	3.40	272.35	288.05	3.89	295.71	310.67	3.82	316.09	330.25
<i>λ_2</i>	2.53	132.37	150.29	1.92	148.36	165.68	1.77	202.91	219.52	2.57	269.19	284.35	3.21	296.06	310.47	2.42	320.29	333.91
<i>MSN₂</i>	1.59	348.06	14.14	1.13	3.46	28.95	0.87	49.65	74.43	1.21	120.94	144.27	1.58	149.75	172.33	1.60	173.28	195.07
<i>KJ₂</i>	0.51	29.76	56.46	0.31	72.83	98.93	0.31	46.38	71.77	0.26	177.13	201.07	0.32	230.88	254.06	0.29	208.10	230.50
<i>M₂</i>	101.30	146.90	161.29	82.78	163.64	177.43	60.33	200.59	213.66	79.74	264.71	276.33	93.24	288.49	299.36	86.82	308.32	318.40
<i>2SM₂</i>	2.75	17.62	47.24	2.34	36.18	65.20	1.63	77.11	105.42	2.31	156.67	183.53	2.97	183.28	209.39	2.87	204.12	229.44
<i>OP₂</i>	0.18	289.31	303.08	0.40	260.09	273.26	0.90	248.18	260.64	0.26	203.61	214.62	0.56	259.97	270.22	1.15	36.23	45.69
<i>MKS₂</i>	0.75	179.55	194.55	0.40	210.15	224.55	0.72	111.75	125.44	1.31	71.19	83.43	0.82	51.89	63.38	0.08	107.92	118.62
<i>N₂</i>	18.94	139.99	150.29	15.47	156.11	165.81	10.72	191.85	200.84	14.21	256.87	264.40	16.70	279.00	285.79	15.99	297.03	303.03
<i>ν_2</i>	3.56	130.87	141.72	2.97	153.49	163.74	2.69	189.69	199.22	3.59	245.46	253.54	4.34	266.76	274.09	3.42	289.17	295.72
<i>ρ_2</i>	3.80	187.12	193.89	2.41	203.60	209.77	1.39	299.29	304.74	3.31	1.49	5.49	3.75	19.36	22.61	2.66	42.46	44.92
<i>2N₂</i>	3.21	124.85	131.07	2.26	144.41	150.03	1.82	192.03	196.93	2.91	247.06	250.52	3.42	267.36	270.06	3.04	288.60	290.51
<i>MNS₂</i>	0.86	191.13	193.82	0.67	220.90	222.98	0.41	291.40	292.77	0.75	358.01	357.93	0.87	24.99	24.16	0.76	50.69	49.06
<i>OQ₂</i>	0.68	41.33	43.40	0.60	65.71	67.17	0.53	155.14	155.90	1.02	175.53	174.84	0.89	193.19	191.75	0.65	218.27	216.04
<i>SK₃</i>	0.75	126.30	159.62	0.61														

Table 2-3 Tidal harmonic constants

Place	RAFFLES LIGHTHOUSE			ANGLER BANK			TG. AYAM			HORSBURGH LIGHTHOUSE				KEPALA JERNIH		
Time Zone	-0730			-0730			-0730			-0730				-0700		
Duration	Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979			Dec. 1 1977 ~ Dec. 5 1978			Mar. 1 1978 ~ Mar. 5 1979				Mean Value (9 months)		
Constituents	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	H	κ	g	Constituents	H	κ	g
	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.	cm	deg.	deg.		cm	deg.	deg.
<i>Sa</i>	4.78	239.72	240.03	9.71	253.82	254.13	12.38	278.06	278.37	14.91	273.75	274.06	<i>Mm</i>	1.8	356.3	0.1
<i>Ssa</i>	4.41	114.14	114.76	4.93	92.26	92.88	4.24	105.74	106.36	5.34	111.90	112.52	<i>MSf</i>	1.9	57.6	64.7
<i>Mm</i>	1.32	32.50	36.59	0.89	18.33	22.42	1.24	285.93	290.01	0.45	38.14	42.22	<i>Q₁</i>	4.6	53.0	43.0
<i>MSf</i>	2.94	59.31	66.93	1.42	85.12	92.74	1.07	22.30	29.92	1.27	88.35	95.97	<i>O₁</i>	26.8	91.3	85.1
<i>Mf</i>	1.06	76.31	84.55	1.34	133.77	142.01	1.46	195.83	204.06	2.25	100.42	108.65	<i>M₁</i>	0.7	316.4	314.1
<i>S₁</i>	2.09	238.72	247.48	1.12	194.62	203.09	0.79	198.98	207.26	0.64	210.30	218.39	<i>K₁</i>	31.1	142.2	143.7
<i>K₁</i>	27.03	130.03	139.10	28.07	88.47	97.24	28.13	75.29	83.88	26.65	60.74	69.14	<i>J₁</i>	0.5	136.0	141.3
<i>P₁</i>	8.08	125.00	133.45	8.98	81.40	89.56	9.31	67.25	75.23	9.01	57.97	65.75	<i>(O)₁</i>	1.1	135.0	144.2
π_1	0.73	130.43	138.57	0.81	70.29	78.14	0.76	59.81	67.48	0.87	63.29	70.77	<i>P₁</i>	10.3	142.2	143.1
ψ_1	0.30	270.22	279.59	0.40	8.54	17.62	0.63	28.07	36.96	0.27	51.91	60.62	<i>μ_2</i>	2.4	36.3	24.5
ϕ_1	0.02	60.77	70.46	0.42	326.79	336.18	0.55	326.33	335.54	0.60	326.30	335.32	<i>N₂</i>	15.2	300.9	292.4
<i>M₁</i>	0.71	355.44	0.39	1.07	33.62	38.28	0.90	35.91	40.38	1.24	45.46	49.74	ν_2	3.0	300.9	292.9
θ_1	0.30	135.88	148.48	0.25	150.83	163.14	0.21	71.79	83.92	0.41	130.32	142.26	<i>M₂</i>	81.1	314.5	309.8
<i>J₁</i>	1.13	99.94	113.09	1.25	89.25	102.11	1.45	78.55	91.23	1.29	75.92	88.41	<i>L₂</i>	3.4	334.3	333.4
χ_1	0.42	94.65	100.18	0.11	97.12	102.36	0.29	115.57	120.62	0.26	44.95	49.82	<i>S₂</i>	37.2	2.1	4.6
<i>O₁</i>	25.20	83.00	83.83	29.12	43.91	44.45	29.64	31.74	32.10	27.92	21.60	21.77	<i>K₂</i>	10.1	2.1	5.1
<i>MP₁</i>	1.28	265.34	266.79	0.27	298.25	299.40	0.26	30.05	31.02	0.53	4.18	4.96	<i>2SM₂</i>	2.6	216.0	225.6
<i>SO₁</i>	1.74	6.68	23.36	0.45	340.65	357.04	0.43	34.28	50.49	0.14	146.94	162.96	<i>MO₁</i>	2.1	346.6	335.8
<i>OO₁</i>	1.24	173.79	191.09	0.72	246.11	263.12	0.26	51.55	68.38	0.47	339.43	356.07	<i>M₃</i>	0.6	188.7	181.6
ρ_1	1.05	70.70	68.00	1.24	26.82	23.82	1.19	16.96	13.78	1.21	1.52	358.15	<i>MK₃</i>	2.7	36.2	33.0
<i>Q₁</i>	4.44	44.85	41.60	5.67	13.22	9.68	6.27	3.21	359.48	5.69	356.23	352.31	<i>MN₁</i>	1.5	208.3	195.1
σ_1	1.64	245.11	238.32	0.42	196.06	188.99	0.13	270.44	263.18	0.42	29.50	22.05	<i>M₁</i>	3.8	232.2	222.8
<i>2Q₁</i>	0.19	354.02	346.69	1.40	0.88	353.26	1.19	340.48	332.67	1.56	352.78	344.78	<i>SN₁</i>	0.4	236.8	230.7
<i>S₂</i>	36.85	355.56	13.08	29.40	346.23	3.16	23.66	342.29	358.85	19.06	335.49	351.68	<i>MS₁</i>	3.5	271.8	269.6
<i>T₂</i>	2.16	359.98	17.19	1.47	316.71	333.34	0.89	321.43	337.69	1.13	297.22	313.10	<i>2MN₁</i>	0.6	51.3	33.4
<i>R₂</i>	1.06	336.53	354.36	0.28	349.27	6.52	0.24	61.85	78.72	0.37	56.53	73.03	<i>M₂</i>	1.0	65.7	51.7
<i>K₂</i>	11.03	352.71	10.84	8.50	343.19	0.75	7.23	343.64	0.82	6.28	329.34	346.15	<i>MSN₁</i>	0.6	107.9	97.2
<i>L₂</i>	3.50	316.36	330.34	2.84	325.78	339.18	2.50	308.45	321.48	1.80	314.95	327.61	<i>2MS₁</i>	1.6	107.9	101.0
λ_2	2.37	313.55	326.99	1.66	321.20	334.05	1.40	323.12	335.60	1.00	320.53	332.64	<i>2SM₁</i>	0.7	160.6	160.7
<i>MSN₂</i>	1.37	175.07	196.67	0.93	194.92	215.94	1.03	195.21	215.86	0.61	208.47	228.74				
<i>KJ₂</i>	0.28	216.76	238.98	0.28	127.35	148.99	0.56	149.08	170.35	0.39	137.68	158.57				
<i>M₂</i>	82.97	309.07	318.97	75.14	297.35	306.67	64.95	291.66	300.61	56.46	283.65	292.22				
<i>2SM₂</i>	2.44	204.77	229.90	1.66	209.20	233.75	1.23	218.73	242.92	0.99	224.40	248.21				
<i>OP₂</i>	0.83	73.68	82.96	0.58	135.18	143.89	0.82	93.03	101.35	1.54	37.74	45.70				
<i>MKS₂</i>	0.50	76.32	86.84	1.39	47.62	57.55	0.58	9.25	18.81	0.99	318.15	327.34				
<i>N₂</i>	15.25	296.30	302.11	14.70	277.55	282.78	12.85	268.67	273.53	11.39	260.01	264.49				
ν_2	3.26	294.48	300.84	2.90	282.90	288.68	2.29	280.45	285.86	1.90	280.77	285.80				
<i>μ_2</i>	2.35	48.46	50.74	0.52	89.04	90.74	0.96	149.67	151.00	1.03	169.48	170.43				
<i>2N₂</i>	2.80	279.31	281.04	2.17	264.15	265.30	1.63	249.50	250.28	1.26	255.09	255.50				
<i>MNS₂</i>	0.68	53.81	52.00	0.47	73.55	71.16	0.49	74.70	71.94	0.21	86.32	83.19				
<i>OQ₂</i>	0.62	198.08	195.66	0.48	191.79	188.79	0.43	207.43	204.06	0.25	262.92	259.18				
<i>SK₃</i>	0.89	81.69	108.27	0.34	121.72	147.43	0.66	121.54	146.69	0.37	138.52	163.11				
<i>MK₃</i>	3.07	33.43	52.39	1.75	52.02	70.11	2.31	73.47	91.00	1.28	67.89	84.87				
<i>SO₃</i>	2.77	38.64	56.98	1.44	54.99	72.47	1.79	73.16	90.08	0.80	69.38	85.74				
<i>M₃</i>	0.37	177.29	192.14	0.11	125.27	139.24	0.19	204.85	218.27	0.07	8.99	21.84				
<i>MO₃</i>	2.54	356.19	6.92	1.07	6.96	16.81	1.63	31.23	40.53	0.64	21.41	30.15				
<i>S₃</i>	0.62	288.46	323.49	0.14	0.33	34.21	0.18	16.20	49.33	0.17	74.07	106.45				
<i>SK₄</i>	0.16	281.71	317.36	0.07	147.43	181.92	0.08	272.63	306.37	0.04	23.07	56.07				
<i>MS₄</i>	3.20	259.43	286.85	1.93	344.39	10.65	1.71	0.44	25.95	1.29	34.30	59.06				
<i>MK₄</i>	1.19	263.82	291.85	1.11	288.49	315.36	1.13	306.42	332.55	0.74	320.21	345.59				
<i>SN₄</i>	0.45	248.98	272.31	0.13	317.68	339.85	0.20	0.54	21.96	0.16	28.06	48.74				
<i>M₄</i>	3.37	218.57	238.37	1.79	304.67	323.31	1.71	329.20	347.09	1.42	2.71	19.86				
<i>MN₄</i>	1.21	205.81	221.52	0.60	285.18	299.73	0.76	313.01	326.81	0.53	352.18	5.24				
<i>2SM₄</i>	0.80	143.76	188.69	0.46	200.56	243.75	0.49	202.53	244.61	0.28	217.60	258.55				
<i>MSK₄</i>	0.40	135.33	180.88	0.31	176.99	220.80	0.36	190.36	233.05	0.29	187.82	229.39				
<i>2MS₄</i>	1.99	78.78	116.09	1.18	129.69	165.26	1.11	141.16	175.61	0.69	145.45	178.78				
<i>2MK₄</i>	0.58	79.50	117.42	0.45	121.96	158.15	0.48	128.35	163.43	0.36	138.72	172.67				
<i>MSN₄</i>	0.52	91.61	124.84	0.30	145.49	176.98	0.33	147.73	178.10	0.23	155.56	184.81				
<i>M₆</i>	1.18	34.26	63.95	0.62	81.71	109.66	0.54	100.14	126.98	0.37	107.91					

(ii) 欠測の補間

短期間の欠測は、その前後の日の驗潮曲線を時刻線を合わせて重ね、内挿法により補間した。また、長期間の欠測の場合は、前後の月の資料を1か月調和分解し、その調和定数の平均値を用いて推算して補間した。

この際の日平均水面の変化については、最寄り驗潮所の資料を用いて補間した。

(iii) 調和分解

原則として1978年3月1日から369日間の資料を用いて、最小二乗法により調和分解を行い60分潮を算出した。ただし、次の驗潮所については、欠測期間及び井戸導水口の不良期間があったため、計算開始日が他と異なり、それぞれ以下のとおりとした。

4 Pasir Panjang	}	: 1977年12月1日から369日間
6 Batu Ampar		
16 Tg. Ayam		
10 Tg. Kling		: 1978年4月6日から369日間
5 Kepala Jernih		: 導水口不良のため、9か月間だけの資料しか得られなかったため T.I. 法による1か月調和分解を各月ごとに実施して29分潮を算出し、それらの9か月平均値を調和定数とした。

各驗潮所の調和定数を第2表に示す。

(2) 潮流資料の整理

(i) 記録の整理及び読取り

観測記録は調査船上でただちに整理し、20分ごとの流向・流速の読取り及び北方・東方成分の分解計算と作図が行われた。また、分速曲線図から調和分解に必要な毎時の流速が読み取られた。

(ii) 採用資料の決定と欠測の補間

各観測点で同時に得られた2組の観測記録のうち、記録の連続性の良好な一方を採用した。採用した記録で欠測がある場合は、もう一方の記録で補間した。また、2台の流速計がともに欠測の場合は、前後の記録から内挿によって補間した。

(iii) 調和分解

第1次観測については1978年7月16日～8月16日の32日間、第2次観測については1978年11月1²日～12月13日の32日間の資料を基に T.I. 法による調和分解を行い、29分潮と恒流を求めた。第1次・第2次観測によって得た2組の調和定数を比較すると、日周潮とそれより短い周期の定数はほとんど同じ値であるので、それぞれの観測点の二つの調和定数のベクトル平均値をもって調和定数とした。この平均調和定数を第3表に示す。なお、長周期潮及び恒流については第6節で述べる方法により求められた値である。

4. 潮汐現象に対する考察

(1) 平均水面の季節変化

各驗潮所における月平均水面の変化を第4図に示す。

この図から明らかなように隣接する驗潮所においては、ほぼ同傾向の変化を示しているが、マラッカ海峡中央部の One Fathom Bank とシンガポール海峡東口の Horsburgh Lighthouse では変化の様相が大きく異なる。マラッカ海峡においては、5月と10月に最高が、2月に最低が現れているが、シンガポール海峡においては7～8月に最低、12月に最高が現れ、高低差は約20～35cmである。また、マラッカ海峡においては8月に顕

Table 3 Harmonic constants of tidal stream

Constituents	Time Zone : -0730											
	St. 1		St. 2		St. 3		St. 4		St. 5		St. 6	
	Main Dir. 300°		Main Dir. 305°		Main Dir. 292°		Main Dir. 206°		Main Dir. 238°		Main Dir. 258°	
	V (kn)	K (°)	V (kn)	K (°)	V (kn)	K (°)	V (kn)	K (°)	V (kn)	K (°)	V (kn)	K (°)
Sa	0.079	297.8	0.061	287.7	0.088	297.1	0.256	285.9	0.360	286.0	0.282	286.1
Ssa	0.016	298.1	0.012	301.1	0.017	296.6	0.017	186.1	0.020	196.7	0.013	199.4
Mm	0.010	234.6	0.009	224.1	0.008	254.4	0.038	213.5	0.044	231.6	0.031	235.0
MSf	0.011	212.3	0.015	215.5	0.003	93.1	0.085	212.1	0.087	222.5	0.053	225.3
Mf	0.032	221.3	0.027	221.7	0.023	220.3	0.043	112.7	0.060	182.9	0.051	188.0
Q1	0.024	153.1	0.022	147.1	0.024	74.8	0.126	349.8	0.284	353.0	0.129	351.1
O1	0.220	187.5	0.178	168.9	0.162	123.0	0.882	13.8	1.628	23.1	0.745	24.0
M1	0.016	65.2	0.003	108.8	0.019	135.6	0.013	232.9	0.089	51.8	0.051	32.9
K1	0.314	214.4	0.287	219.8	0.258	222.4	1.104	56.3	1.672	61.0	0.791	59.0
J1	0.017	180.7	0.004	53.0	0.023	24.5	0.058	278.8	0.072	310.3	0.038	291.2
OO1	0.042	257.1	0.061	251.4	0.019	276.7	0.145	109.7	0.140	180.8	0.019	100.5
P1	0.104	213.2	0.095	218.6	0.085	221.2	0.364	55.0	0.550	59.7	0.260	57.7
μ_2	0.015	221.4	0.017	211.8	0.012	206.5	0.020	190.9	0.053	254.1	0.014	229.7
N2	0.219	319.3	0.226	11.3	0.197	36.8	0.186	265.1	0.282	237.7	0.193	228.1
ν_2	0.043	319.1	0.044	11.0	0.038	36.5	0.036	264.5	0.054	236.9	0.038	227.5
M2	1.118	325.1	1.206	12.0	1.019	49.6	0.699	283.7	1.087	239.1	0.812	233.3
L2	0.042	330.6	0.058	358.4	0.050	65.6	0.031	276.1	0.052	227.0	0.038	244.3
S2	0.521	0.9	0.551	49.2	0.486	94.8	0.207	309.0	0.426	256.8	0.325	270.1
K2	0.142	1.6	0.150	49.9	0.133	95.5	0.057	309.5	0.117	257.6	0.089	270.9
2SM2	0.030	209.4	0.055	298.8	0.042	303.3	0.012	188.7	0.031	356.0	0.024	21.4
MO3	0.027	297.6	0.040	356.1	0.047	77.0	0.025	128.0	0.087	221.3	0.022	309.3
M3	0.009	78.2	0.011	215.8	0.019	264.5	0.011	54.3	0.014	15.1	0.019	48.9
MK3	0.011	322.0	0.044	23.3	0.038	121.5	0.051	303.1	0.073	252.2	0.036	351.8
MN4	0.025	342.9	0.017	156.8	0.015	221.0	0.015	170.7	0.034	75.4	0.016	136.6
M4	0.059	343.3	0.052	162.0	0.047	241.4	0.050	186.3	0.048	104.6	0.026	169.4
SN4	0.004	157.1	0.022	214.9	0.005	38.3	0.011	142.8	0.026	119.6	0.015	195.6
MS4	0.051	34.6	0.061	196.9	0.051	276.9	0.041	221.1	0.028	145.7	0.005	179.3
2MN6	0.008	333.3	0.011	266.7	0.007	12.0	0.011	112.6	0.011	228.0	0.007	5.3
M6	0.010	206.7	0.012	273.7	0.007	114.0	0.015	62.9	0.020	221.1	0.008	262.3
MSN6	0.008	20.6	0.009	272.0	0.014	76.6	0.010	68.3	0.027	32.5	0.006	321.3
2MS6	0.014	278.6	0.017	293.7	0.029	88.6	0.015	173.5	0.029	295.1	0.017	26.0
2SM6	0.001	143.9	0.014	337.1	0.007	158.3	0.004	5.2	0.017	358.2	0.008	335.0
Current	0.087		0.094		0.036		0.334		0.008		0.021	

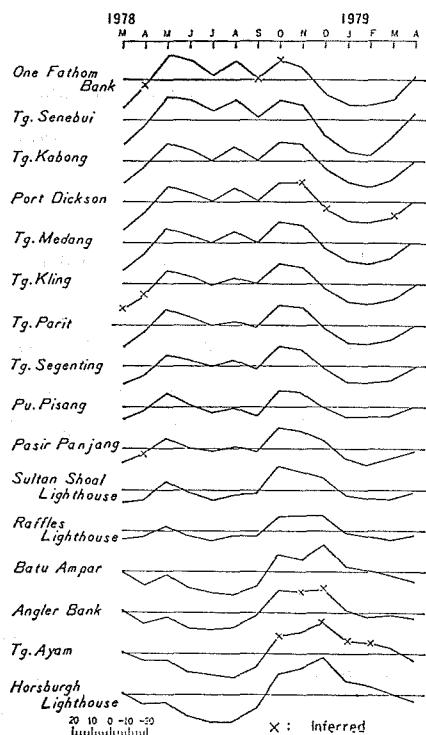


Figure 4 Monthly mean sea level

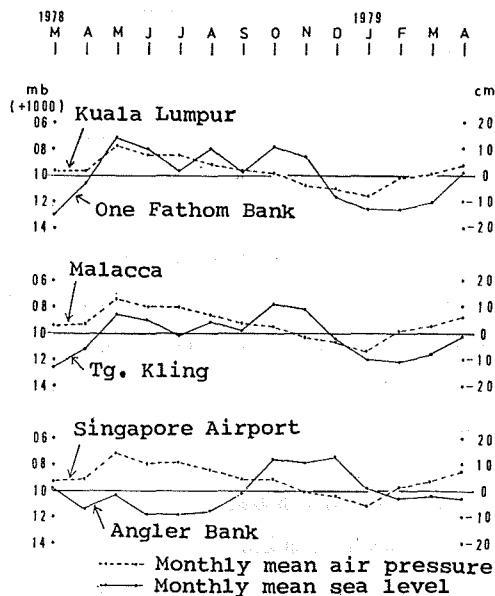


Figure 5 Air pressure and Mean sea level

著な上昇がみられ、この上昇は東方に移るに従って徐々に小さくなって、マラッカ海峡とシンガポール海峡の境界付近では判然としなくなり、シンガポール海峡ではこの時期は最低となる。平均水面に変化を与える最大の要因は気圧変化である。World Meteorological Organization 発表の気圧変化と平均水面変化の比較図を第5図に示す。マラッカ海峡においては、気圧と平均水面との間にある程度の相関が見受けられるが、7月から10月の間の平均水面の凹凸は気圧以外の影響によるもののようである。シンガポール海峡における平均水面は気圧変化と相反した変化を示している。

(2) 潮 型

インド洋側、すなわち、マラッカ海峡北西部では半日周潮型であり、南シナ海・東インド諸島では日周潮型である。このような潮型の異なる二大海域の間に位置するマラッカ・シンガポール海峡には場所により種々な潮型が現れる。潮型判断の指標として通常 $(H' + H_0)/(H_m + H_s)$ 及び $\kappa'/15^\circ - \kappa_m/29^\circ$ が用いられる。静力学的潮汐論によれば S_2 潮の半潮差 (H_s) は M_2 潮の半潮差 (H_m) の約 0.46 倍であり、 O_1 潮の半潮差 (H_0) は K_1 潮の半潮差 (H') の約 0.71 倍である。マラッカ海峡における H_s/H_m は 0.34 から 0.50 の間にあり、第 6-1 図に示すとおりほぼ理論値と合致するが、 H_0/H' は One Fathom Bank の 0.27 を除けば、3.66 から 0.86 の間にあり H_0 が非常に大きい。第 6-2 図に示すとおり、Port Dickson 付近では H' が著しく減少している。

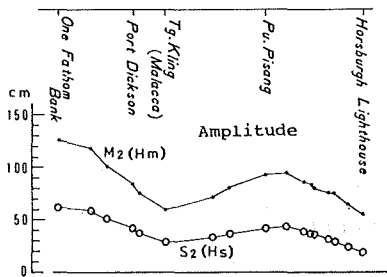


Figure 6-1 Distribution of M_2 & S_2

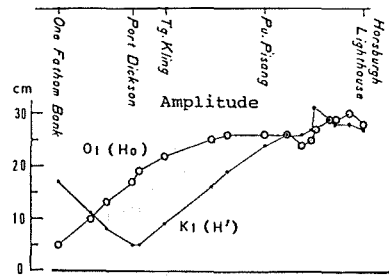


Figure 6-2 Distribution of K_1 & O_1

また、Port Dickson 以西の海域においては K_1 潮と O_1 潮の遅角、すなわち、 κ' と κ_0 が大きく異なるので、 $\kappa'/15^\circ - \kappa_m/29^\circ$ により潮型を判断することは不適当である。そこで K_1 潮と O_1 潮の合成潮の遅角 (κ_1 とする) を求めて、 $\kappa_1/14.5^\circ - \kappa_m/29^\circ$ と $(H' + H_0)/(H_m + H_s)$ を計算し、それぞれの分布を第 7 図に示す。図の上段は日周潮と半日周潮の振幅比であり、下段は両潮が最高となる時間差である。

これらの値から同海峡の潮型は次の 4 つに大別される。

- 半日周潮型で潮高の不等が小さい (One Fathom Bank 付近)。
- 半日周潮型で潮高の不等が高潮に現れる (Pu. Pisang 付近)。
- 混合潮型で潮高の不等が高・低潮共に現れ、高高潮の次に低低潮が起きる (Raffles Lighthouse 付近)。
- 混合潮型で潮高の不等が低潮に現れる (Horsburgh Lighthouse)。

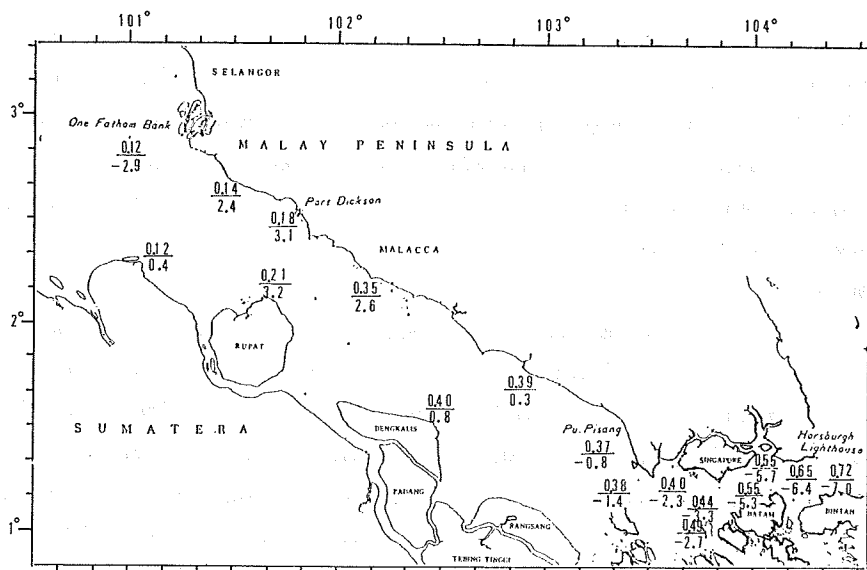


Figure 7 Distribution of the values of $\frac{H' + H_0}{H_m + H_s}$, 14.5° - 29°

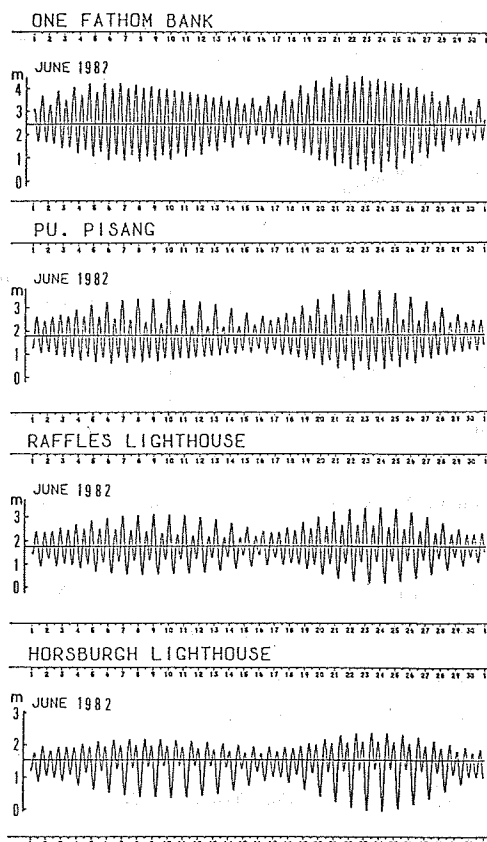


Figure 8 Four types of tide

第8図はマラッカ・シンガポール海峡の潮型の種類を示すものである。

(3) 同時潮図と等潮差図

観測地点 17 かの潮汐調和定数 (M_2 , S_2) を用いて、同時潮図及び等潮差図 (大潮差) を描き 第 9-1, 9-2 図に示した。

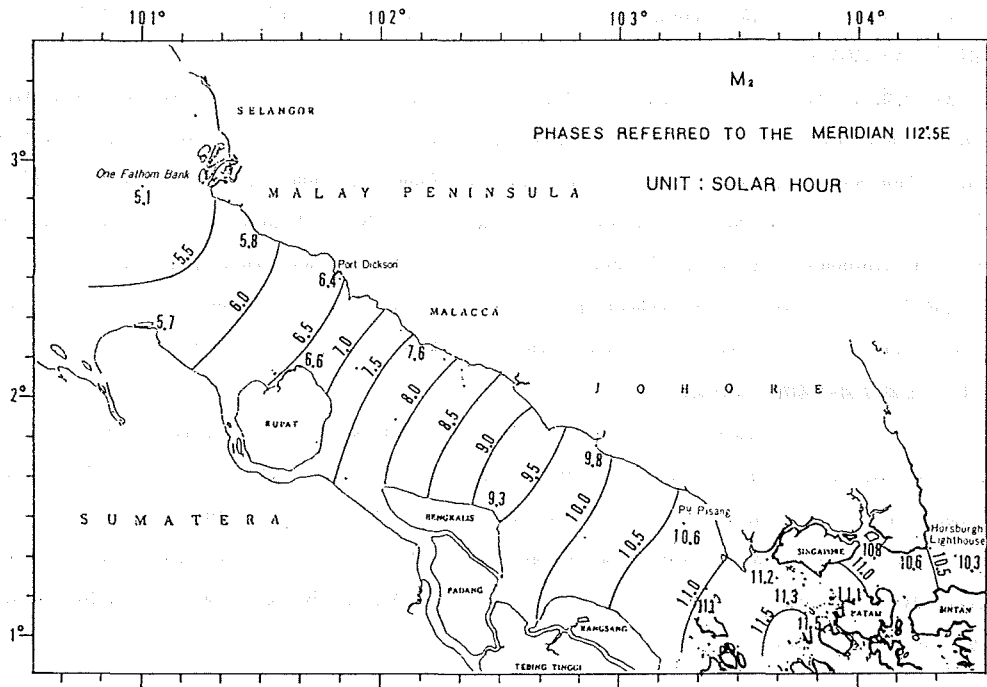


Figure 9-1 Co-tidal chart

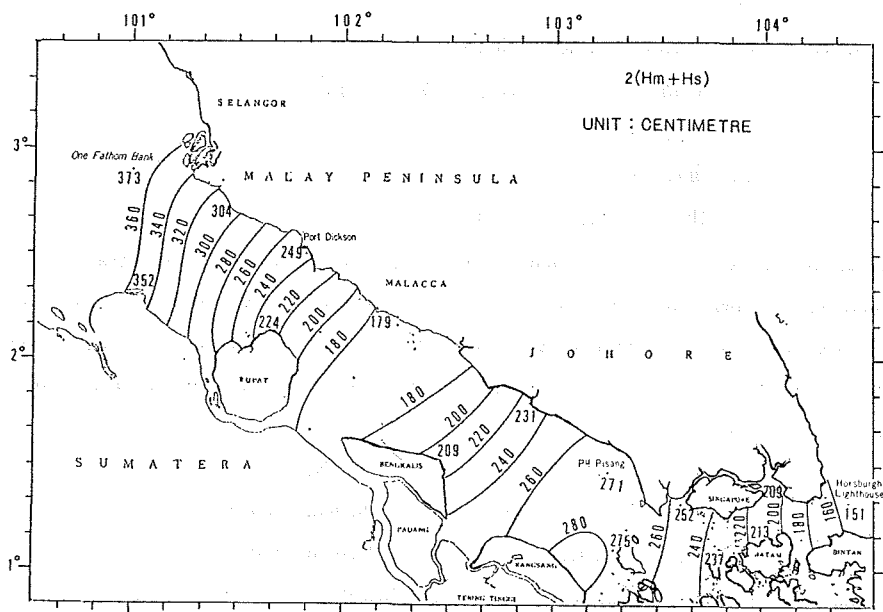


Figure 9-2 Co-range chart

作図方法はマレー半島側及びスマトラ島側のそれぞれについて、横軸に各観測所間の距離を、縦軸に東経 $112^{\circ} 30'$ の子午線に準拠した各観測所の潮時又は潮差をとって、各点を通る平滑曲線を描き、その平滑曲線上で潮時は 30 分間隔、潮差は 20 cm 間隔の地点を読みとり、同時潮線・等潮差線が海岸線と交わる点を決定した。

同時潮線及び等潮差線は海域を 3 km 平方のメッシュに分け、メッシュ交点の水深と海峡両端 (Penang 及び Horsburgh Lighthouse) の潮汐調和定数を使って、潮汐波の進行について数値シミュレーションを行い、その結果に基づいて画いた。

同海峡の潮汐について支配的な分潮である M_2 潮の峰は、月の標準子午線 ($112^{\circ} 30' E$) 上経過 5.1 時間後に One Fathom Bank を通過してシンガポール海峡に向かう。一方、南シナ海からの M_2 潮の峰は上経過 10.3 時間後に Horsburgh Lighthouse を通過し、11.5 時間後に Raffles Lighthouse 付近でインド洋から東進したものと会合する。すなわち、One Fathom Bank 付近が高潮のとき、Raffles Lighthouse 付近はほぼ低潮であり、Horsburgh Lighthouse 付近では低潮 1 時間後である。大潮差は One Fathom Bank 付近が 3.7 m で最も大きく、東進するに従って小さくなり Malacca 付近で 1.8 m と最小になるが、その後再び大きくなり Pu. Pisang 付近で 2.8 m となる。その後は徐々に減少して Horsburgh Lighthouse 付近では 1.5 m となる。

(4) 主要分潮の場所による変化

マラッカ・シンガポール海峡では主要分潮の振幅及び遅角は第 6 図に示すように場所によって異なり、その変化の型は M_2 潮と S_2 潮とはよく似ているが、 K_1 潮と O_1 潮とは大きく異なっている。このことから海峡内の潮汐は片側の大洋の潮汐波のみによって支配されているものではないことが想像できる。

モデル的に、この海峡を幅及び深さが一様で両端にそれぞれ潮汐がある二つの大洋を連結する海峡とみなし、小倉氏が備後灘～紀伊水道に適用した算式を用いて、海峡内の M_2 潮と K_1 潮の振幅と遅角の算出を試みた。

海峡内の振幅・遅角は次式で求められる。

$$H = H_1 \frac{\sin \frac{\sigma}{c} (L-x)}{\sin \frac{\sigma}{c} L} \cdot \cos (\sigma t - \kappa_1) + H_2 \frac{\sin \frac{\sigma}{c} x}{\sin \frac{\sigma}{c} L} \cdot \cos (\sigma t - \kappa_2)$$

$H_1, H_2, \kappa_1, \kappa_2$: 両端における潮汐調和定数

c : \sqrt{gh} (g : 重力の加速度 h : 平均水深)

σ : 分潮の速度

L : 海峡の全長

x : 任意点の一端からの距離

調査対象海域は、西側をスマトラ島の Sigli とマレー半島の Ko Phuket を結ぶ線、東側をスマトラ島の Sungai Guntung から西側の線に平行に引いた線とし、この 2 線間の全長約 1,000 km の海域とした。同海域の潮汐に影響を及ぼしているのは地勢的に見て、西側はスマトラ島寄り、東側はスマトラ島南東部のドリアン海峡の潮汐であると考えられることから、同海域付近一帯の定数分布図を描き、その分布図から両端での潮汐定数を次のとおり決定した。

	M_2 潮		K_1 潮	
西側	45.0 cm	305.0°	9.0 cm	330.0°
東側	60.0 cm	33.8°	33.0 cm	170.9°

西側を起点として約 53 km ごとに計算地点を設け、平均水深をパラメータとして計算を行った結果、平均水深として 20.7 m の場合が観測値に最もよく相似した。計算結果と分布図から求めた観測値とを第 10 図に示

す。計算値には振幅・遅角ともに観測値との相違が見られ、海峡幅が狭まり、水深が浅くなる海域から両者の振幅の峰・谷の位置がずれ始めている。しかし、海峡内における振幅・遅角の分布パターンは類似したものが得られた。この海域の特徴である Port Dickson 付近での K_1 潮の振幅が減少する現象は、この計算結果にも現れている。また、海峡一端にのみ潮汐があるとして計算を試みた結果は、観測値の分布パターンと類似するものは得られなかった。このことから、両端からのそれぞれ別の一端を腹とし他端を節とする振幅・位相共に異なる二つの定常波の組み合わせで海峡内の潮汐は作られていると考えられ、二つの定常波の組み合わせは一般に進行波となることがマラッカ海峡の潮汐現象でも適用されるものと考えられる。この計算は海底摩擦・過粘性等を無視し、かつ、一様な幅・深さをもった海域としての仮定のもとに実施したものである。

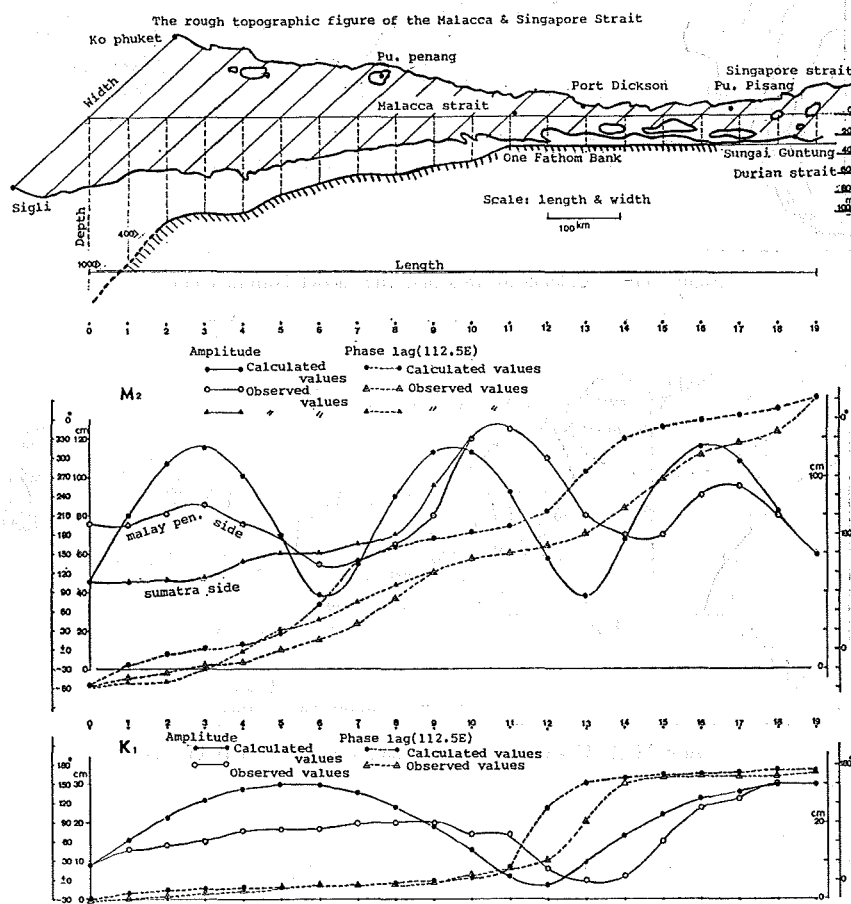


Figure 10 The calculated values of Amplitude & Phase lag using OGURA's method in the strait of Malacca and Singapore

(5) 潮汐シミュレーション

平均水深・平均海峡幅を用いた小倉氏の式による潮汐計算では、減衰係数等の不確定要素が多かったので、実際の地形及び水深を考慮した潮汐シミュレーションを実施することとした。このシミュレーションは現在完結していないが、若干の成果について述べる。

シミュレーションのスキームは、スタッガードスキームを用い、物理パラメータは次のとおりにした。

- a. 重力加速度 980 cm/s^2 b. 海水密度 1.02 g/cm^3 c. 海底摩擦係数 2.5×10^{-3} d. 水平粘性無視

- e. 地球自転の効果は赤道付近であることから無視 f. $10' \times 10' (18.5 \text{ km})$ メッシュ
- 計算の範囲(第 11-1 図)は, マラッカ海峡のインド洋側からシンガポール海峡及びドリアン海峡に至る海域とし, 両端に付近の実測調和定数から内挿して潮位を与えた. 計算された M_2 潮と K_1 潮の同時潮時・等潮差を第 11-2 図及び第 11-3 図に示す.

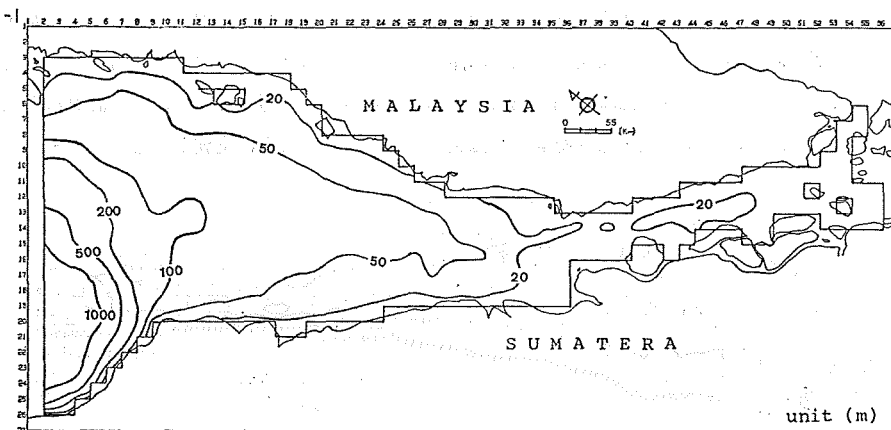
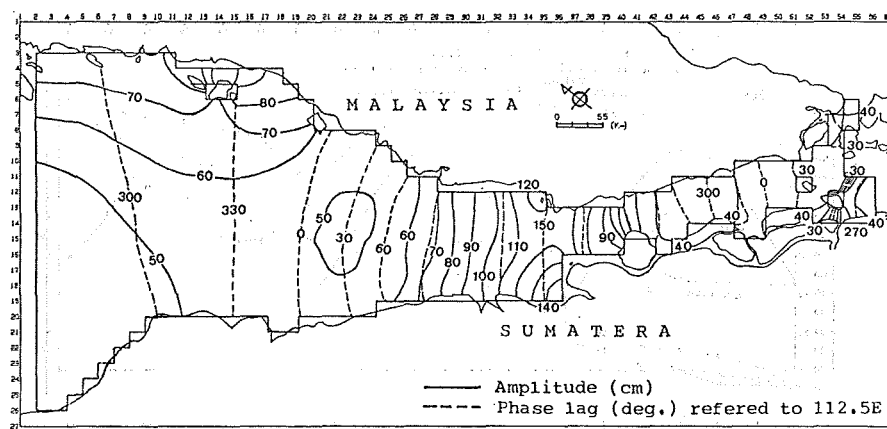
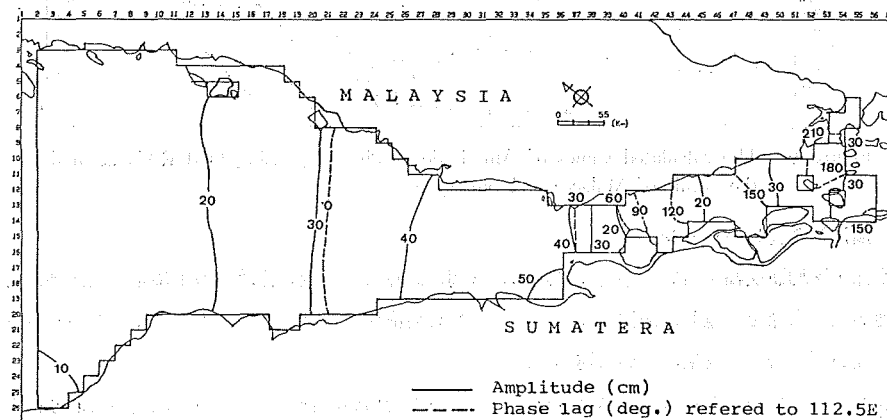
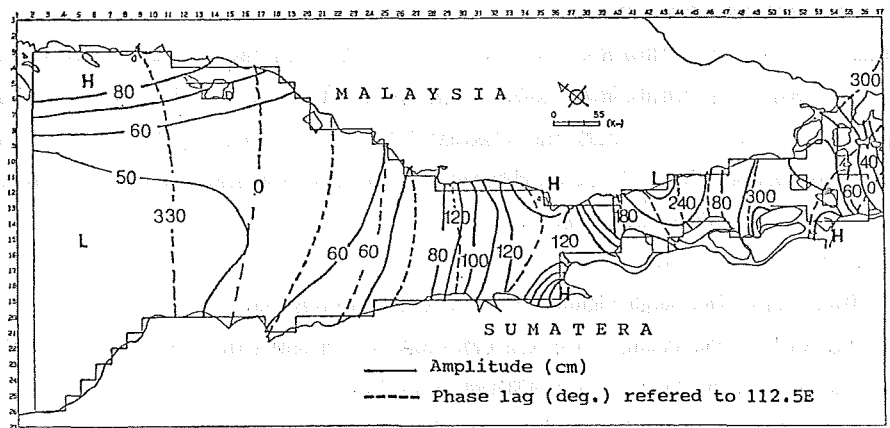
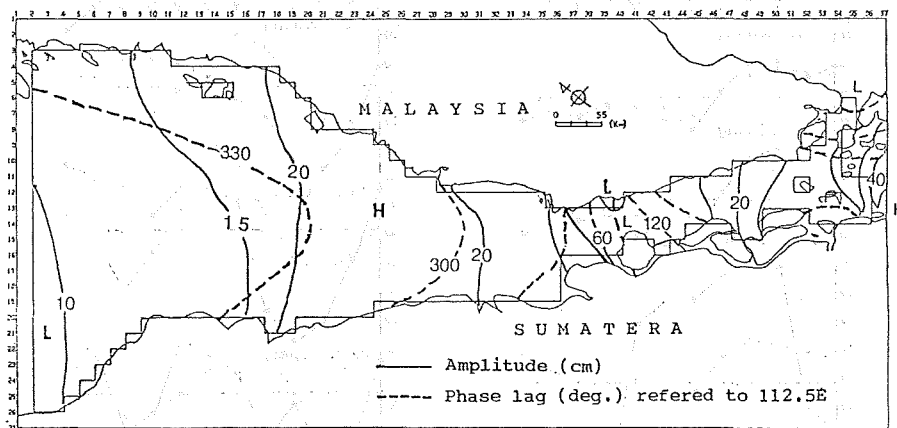


Figure 11-1 Calculated area and the model bottom contour

Figure 11-2 Calculated Co-tidal and Co-range chart of M_2 Figure 11-3 Calculated Co-tidal and Co-range chart of K_1

Figure 11-4 Co-tidal chart and Co-range chart of M_2 Figure 11-5 Co-tidal chart and Co-range chart of K_1

M_2 潮の実測半潮差 (第 11-4 図) は、インド洋側で約 80cm, マラッカ海峡を南東に進むにつれて増加し, One Fathom Bank 付近で 125cm 程度の極大となり, 次に Tg. Kling で極小となった後シンガポール海峡に向かって増大する。南シナ海に入ると潮差は小さい。計算結果 (第 11-2 図) では、One Fathom Bank 付近で潮位が極大となる点はよく一致しているが、その後、南シナ海側に減少してゆくのみで、シンガポール・ドリアン海峡の西側で大きくなることがない。

K_1 潮の実測半潮差 (第 11-5 図) は、マラッカ海峡内では大体 20cm 内外であるが、計算 (第 11-3 図) では 30cm から 40cm となってしまう。また、One Fathom Bank 付近で同時潮線が密になる様子はよく似ているが、シンガポール付近では似ていない。特にドリアン海峡方向に進むはずの潮時が、シンガポール海峡方向に抜けてしまう。

以上のように、現在の段階では一部の現象、すなわち One Fathom Bank 付近の潮汐などはよく似ているものの、シンガポール海峡付近ではあまりよく合っていない。これはシンガポール・ドリアン海峡が異なる潮型の接合海域であり、しかも多くの島が点在する浅い海であることに起因しているものと考えられ、境界条件の設定方法や局所的な計算分解能について更に検討する必要があることを示している。

(6) 1 か月調和定数の季節変動

各観測点について、1 か月調和分解を各月ごとに行って得た主要分潮の振幅変化を第 12-1, 12-2 図に実線で示す。図中の横線は 1 年の調和分解から求めた各分潮の振幅の値である。この図から各分潮とも季節により大きな変動があること、また、その変動の様子は観測点により異なることが認められる。これらの季節変動は何に起因するかを検討を試みた。まず代表 4 観測点を選び、各分潮の変動曲線についてフーリエ解析を行った。その結果を第 4 表の First stage の欄に示す。

これにより次のことがいえる。

M_2 潮 Batu Ampar, Horsburgh Lighthouse で 1 年周期変動が卓越する。

S_2 潮 Tg. Medang, Pu. Pisang で 1 年周期変動が卓越し、半年周期変動は各地ともに認められる。

K_1 潮 Tg. Medang, Pu. Pisang で 1 年周期変動が卓越する。

O_1 潮 変動は比較的小さいが、Tg. Medang, Pu. Pisang で半年周期変動が卓越する。

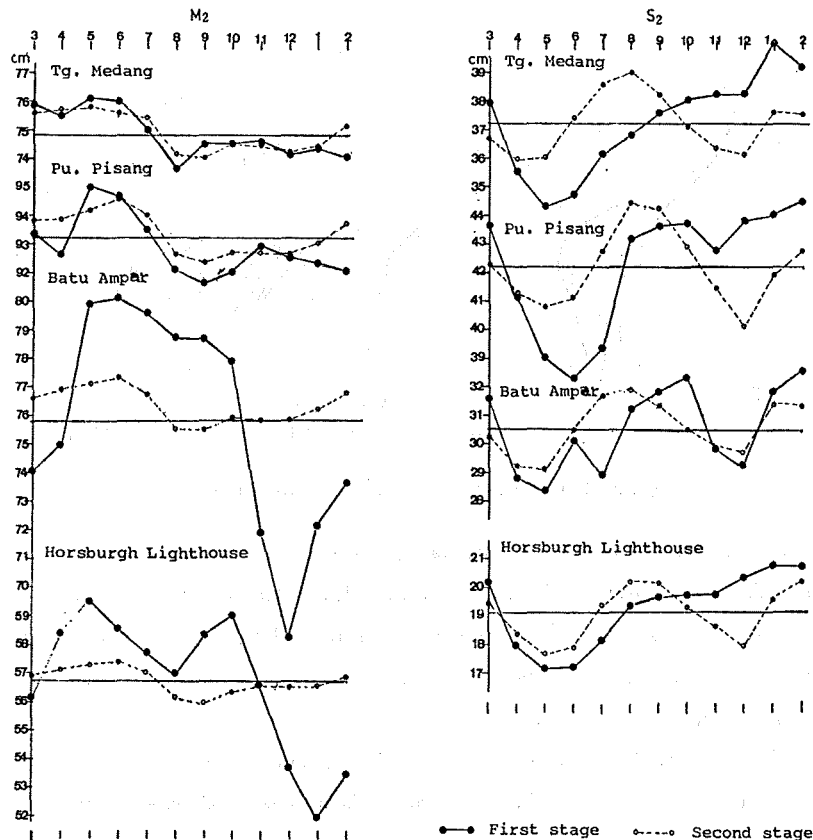


Figure 12-1 The seasonal variation of the amplitude of M_2 and S_2

調和分解を行って求められる分潮数及びその分潮の精度は計算期間の長短により異なる。ある分潮間での速度差が非常に小さい場合は、短期間のデータではそれらの分潮は分離できず、独立の定数として求めることはできない。すなわち、二つの分潮間の相合周期が、その計算期間に少なくとも 1 回は含まれることが必要である。 M_2 , S_2 , K_1 , O_1 分潮について速度差の小さい分潮を表にまとめると第 5 表のとおりである。 S_2 潮と K_2 潮及び K_1 潮と P_1 潮の間では、ともにその速度差は 0.082 で相合周期は約半年であるが、 K_2 潮, P_1 潮はとも

に天文潮であり、平衡理論からそれらの振幅比により短期間の場合でもその分潮の影響を補正したうえ求められるので、ここでは一応除外して考えることにする。なお、Table 5 にある M_2 分潮に対する MA_2 (引数は M_2+Sa)、 MB_2 (引数は M_2-Sa) 分潮は IHB Report (Merriman, 1981) で定義づけられているものであり、ここに掲げた分潮は 1 か月調和解では算出されない分潮である。

そこで MA_2 、 MB_2 分潮を含めた 110 分潮を最小二乗法により求めるプログラムを作成し、第 5 表に示した各分潮の振幅・遅角を算出した。その結果を第 6 表に示す。なお第 6 表の値はほぼ第 4 表の季節変動の周期成分と対応していることが認められる。

次に、第 5 表の分潮を除いた他の分潮による 1 か年推算を行い、その毎月の推算値について 1 か月調和解を行って、前述と同様に主要分潮の変動曲線を作成し、フーリエ解析を実施した。その成果は第 12-1、12-2 図の破線及び第 4 表の Second stage 欄の値である。

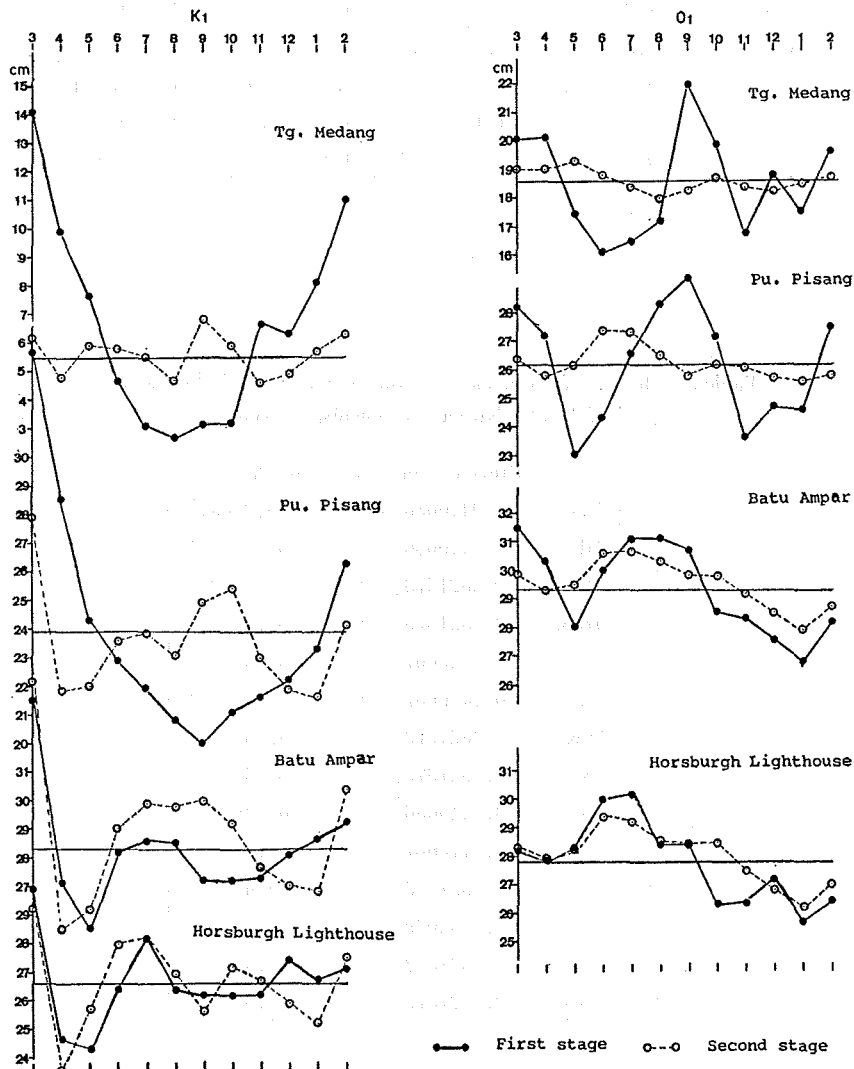


Figure 12-2 The seasonal variation of the amplitude of K_1 and O_1

Table 4 The result of the Fourier Expansion for the seasonal variation of the principle constituents

	Period (Year)	First Stage				Second Stage			
		Tg. Medang	Pu. Pisang	Batu Ampar	Horsburgh Lt.	Tg. Medang	Pu. Pisang	Batu Ampar	Horsburgh Lt.
M ₂	1	0.8 ^{cm}	0.7 ^{cm}	4.9 ^{cm}	2.6 ^{cm}	0.9 ^{cm}	0.9 ^{cm}	0.8 ^{cm}	0.5 ^{cm}
	$\frac{1}{2}$	0.6	1.1	0.8	2.0	0.3	0.3	0.2	0.3
	$\frac{1}{3}$	0.2	0.3	1.9	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4
S ₂	1	2.1	2.5	0.9	1.2	0.8	0.9	0.5	0.5
	$\frac{1}{2}$	1.0	1.6	1.4	1.1	1.1	1.5	1.1	1.3
	$\frac{1}{3}$	0.2	0.3	0.9	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2
K ₁	1	4.1	4.5	1.1	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3
	$\frac{1}{2}$	1.2	2.0	1.5	1.1	0.4	1.5	2.2	0.7
	$\frac{1}{3}$	0.9	1.6	1.4	1.2	0.7	1.5	1.9	1.7
O ₁	1	0.7	0.5	1.4	1.7	0.4	0.6	1.0	1.2
	$\frac{1}{2}$	2.1	2.6	1.1	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2
	$\frac{1}{3}$	0.6	0.3	1.0	0.4	0.2	0.4	0.5	0.5

Table 5 The list of harmonic constituents whose speed close to the speed of M₂, S₂, K₁, O₁ constituents, respectively

		Difference in Speed	Synodic Period
M ₂	MA ₂	-0.0410686(hour)	365.2(day)
	MB ₂	+0.0410686(")	365.2(")
	OP ₂	-0.0821373(")	182.6(")
	MKS ₂	+0.0821373(")	182.6(")
S ₂	T ₂	-0.0410667(")	365.3(")
	R ₂	+0.0410667(")	365.3(")
	2SK ₂	-0.0821373(")	182.6(")
	K ₂	+0.0821373(")	182.6(")
K ₁	S ₁	-0.0410686(")	365.2(")
	ϕ_1	+0.0410667(")	365.3(")
	ϕ_1	+0.0821373(")	182.6(")
	π_1	-0.1232039(")	121.7(")
	P ₁	-0.0821372(")	182.6(")
O ₁	MP ₁	+0.0821373(")	182.6(")

Table 6 Harmonic constants of the principle constituents (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) and the constituents whose speed close to the speed of the principle constituents, respectively

		Tg. Medang		Pu. Pisang		Batu Ampar		Horsburgh Lt.	
		H(cm)	$\lambda(^{\circ})$	H(cm)	$\lambda(^{\circ})$	H(cm)	$\lambda(^{\circ})$	H(cm)	$\lambda(^{\circ})$
M_2	M_2	74.8	170.9	93.2	288.5	76.1	303.9	56.5	283.7
	MA_2	0.7	325.3	1.4	58.4	2.7	160.4	1.7	195.3
	MB_2	0.6	198.6	1.2	329.3	1.9	34.1	1.5	82.5
	OP_2	0.4	260.1	0.6	260.0	3.0	151.5	1.5	37.7
	MKS_2	0.1	213.4	0.8	51.9	2.8	100.5	1.0	318.2
S_2	S_2	37.2	211.7	42.2	332.9	30.5	353.6	19.1	335.5
	T_2	2.6	210.8	3.0	333.7	1.6	16.5	1.1	297.2
	R_2	0.5	195.3	1.0	319.8	1.0	309.5	0.4	56.5
	$2SK_2$	0.2	165.9	0.2	29.5	0.9	4.2	0.1	206.7
	K_2	10.7	207.7	13.3	330.9	8.6	349.6	6.3	329.3
K_1	K_1	5.2	104.2	23.8	148.5	28.8	98.9	26.7	60.7
	S_1	3.9	214.0	3.6	238.2	1.4	213.6	0.6	210.3
	ϕ_1	0.9	157.8	0.3	222.6	0.4	63.4	0.3	51.9
	ϕ_1	0.2	89.1	0.3	162.1	0.8	278.1	0.6	326.3
	π_1	0.8	142.1	1.1	145.4	0.6	86.5	0.9	63.3
	P_1	2.0	77.9	7.2	142.5	8.7	89.9	9.0	58.0
O_1	O_1	18.8	138.3	26.3	119.0	29.5	52.8	27.9	21.6
	MP_1	1.0	351.4	1.2	274.3	0.1	303.8	0.5	4.2

この結果、各分潮の季節変動成分中特に卓越している周期変動は、ほぼ除かれたものと判断される。しかし S_2 潮 K_1 潮には明らかに約半年周期変動が残っている。これらの分潮に対しては前述のように、それぞれ K_2 潮 P_1 潮の影響がなお存続しているものと考えられる。また、小さいながらも M_2 潮 O_1 潮には1年周期変動が認められる。したがって、1か月調和解における各分潮は、その分潮と速度差の小さい分潮、すなわち相合周期の長い分潮が分離されず、近似した速度をもつ分潮群のその期間における平均定数として求められるものと判断される。

各分潮に影響を与えるものと考えられる分潮は次のとおりである。

M_2 潮: MA_2 , MB_2 , OP_2 , MKS_2

S_2 潮: T_2 , R_2

K_1 潮: S_1

O_1 潮: MP_1

5. 潮流現象に対する考察

マラッカ・シンガポール海峡における潮流観測は、航路に沿ったわずか6測点の観測であるので、同海峡の流況の大勢を把握するに止まらざるを得ない。潮型はマラッカ海峡の半日周潮型 $\{(H' + H_0)/(H_m + H_0): 0.26 \sim 0.32\}$ とシンガポール海峡の日周潮型 $\{(H' + H_0)/(H_m + H_0): 2.18 \sim 1.24\}$ の二つの潮型に大別される。

マラッカ海峡には規則正しく1日2回の南東流と1日2回の北西流があり、流向の時間的変化は小さく、ほぼ直線上に沿岸に平行して流れる。最強流速は2.3~2.0 knであり、場所により若干日潮不等が異なるのみで類似の流況となっている。流速が最強となる時刻は St. 1 が最も早く、東に向かうにつれて遅れるが、各地ともほぼ高低潮時に最強流速が現れる半統潮となっている。

シンガポール海峡では月間の大半が1日1回潮であり、月の赤緯が小さいときのみ1日2回潮が現れる。流向は沿岸地形に従ってほぼ東西に流れ、最強流速は St. 4 が3.5 kn, St. 5 が5.2 kn, St. 6 が3.0 kn である。この海峡の潮流は日周潮型であり、潮汐は混合潮型であるため、潮汐と潮流の潮時関係は非常に複雑で定性的なことを述べるのは困難である。ただ一ついえることは高高潮時が東流開始時刻とほぼ一致する点である。第7表に各観測点における潮流楕円要素等を掲げる。

Table 7 Elements of tidal stream ellipses

		M ₂	S ₂	K ₁	O ₁	Main Dir.	H+Ho Hm+Hs	$\frac{K_m}{29}$	$\frac{K'+K_o}{30}$
St. 1	H, I K, II	$\begin{matrix} K_n \\ 1.12, 0.10 \\ 325^\circ 1, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} K_n \\ 0.52, 0.12 \\ 0^\circ 9, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} K_n \\ 0.31, 0.01 \\ 214^\circ 4, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} K_n \\ 0.22, — \\ 187^\circ 5, R \end{matrix}$	300°	0.32	11.2	13.4
St. 2	"	$\begin{matrix} 1.21, — \\ 12.0, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.55, 0.02 \\ 49.2, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.29, 0.05 \\ 219.8, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.18, 0.04 \\ 168.9, R \end{matrix}$	305	0.26	0.4	13.0
St. 3	"	$\begin{matrix} 1.02, 0.05 \\ 49.6, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.49, 0.05 \\ 94.8, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.26, 0.02 \\ 222.4, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.16, 0.04 \\ 123.0, L \end{matrix}$	292	0.28	1.7	11.5
St. 4	"	$\begin{matrix} 0.70, 0.16 \\ 283.7, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.21, 0.27 \\ 309.0, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1.10, 0.09 \\ 56.3, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.88, 0.19 \\ 13.8, R \end{matrix}$	206	2:18	9.8	2.3
St. 5	"	$\begin{matrix} 1.09, 0.01 \\ 239.1, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.43, 0.07 \\ 256.8, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1.67, 0.04 \\ 61.0, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1.63, 0.01 \\ 23.1, L \end{matrix}$	238	2.17	8.2	2.8
St. 6	"	$\begin{matrix} 0.81, 0.03 \\ 233.3, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.33, 0.05 \\ 270.1, L \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.79, 0.11 \\ 59.0, R \end{matrix}$	$\begin{matrix} 0.75, 0.08 \\ 24.0, R \end{matrix}$	258	1.24	8.0	2.8

I : minor axis/major axis

II : revolving direction, L : left, R : right

マラッカ・シンガポール海峡における、夏季大潮時の潮汐・潮流推算曲線を第13図及び第14図に示す。また、同海域の夏季大潮期の流況を第15図に示す。この図は St. 3 における流速最強時刻及び転流時刻を基準に作成したものである。各図の番号は第14図の St. 3 の曲線上に記した番号に対応している。

マラッカ海峡の南東流は主としてドリアン海峡を南下し、潮時によってはマレイ半島沿いにシンガポール海峡に流入しているようである。シンガポール海峡の西流及びドリアン海峡からの北流は、それぞれ他の2海峡に向かって分流し、この3海峡の接合域は複雑な流況を呈する海域となっている。

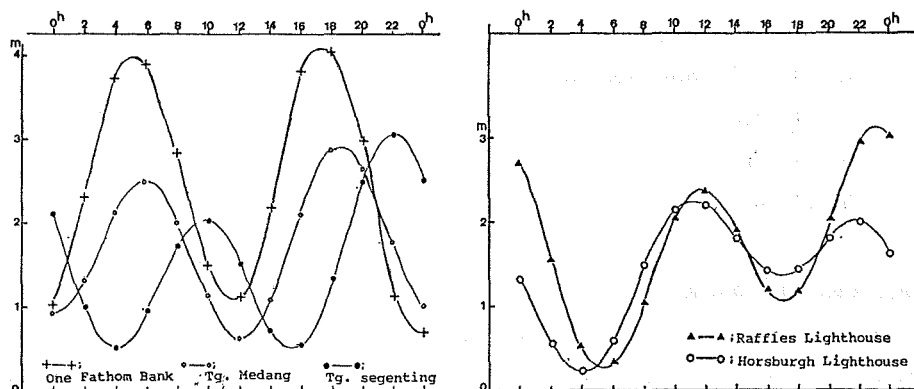


Figure 13 Tidal curve around the summer solstice

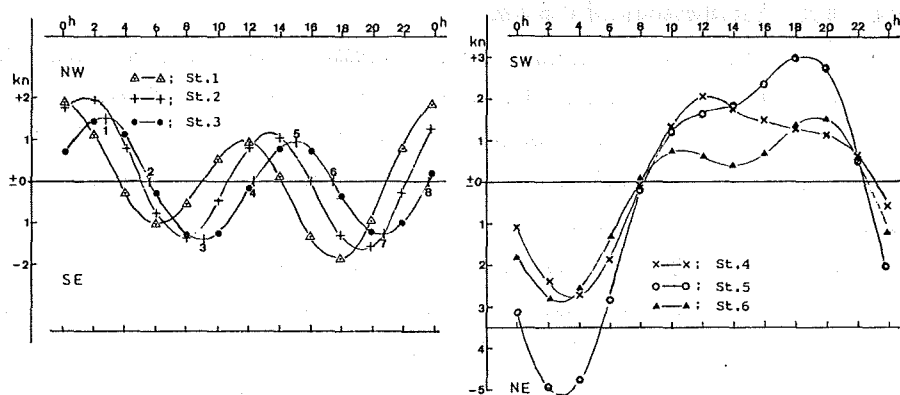


Figure 14 Tidal stream curves around the summer solstice

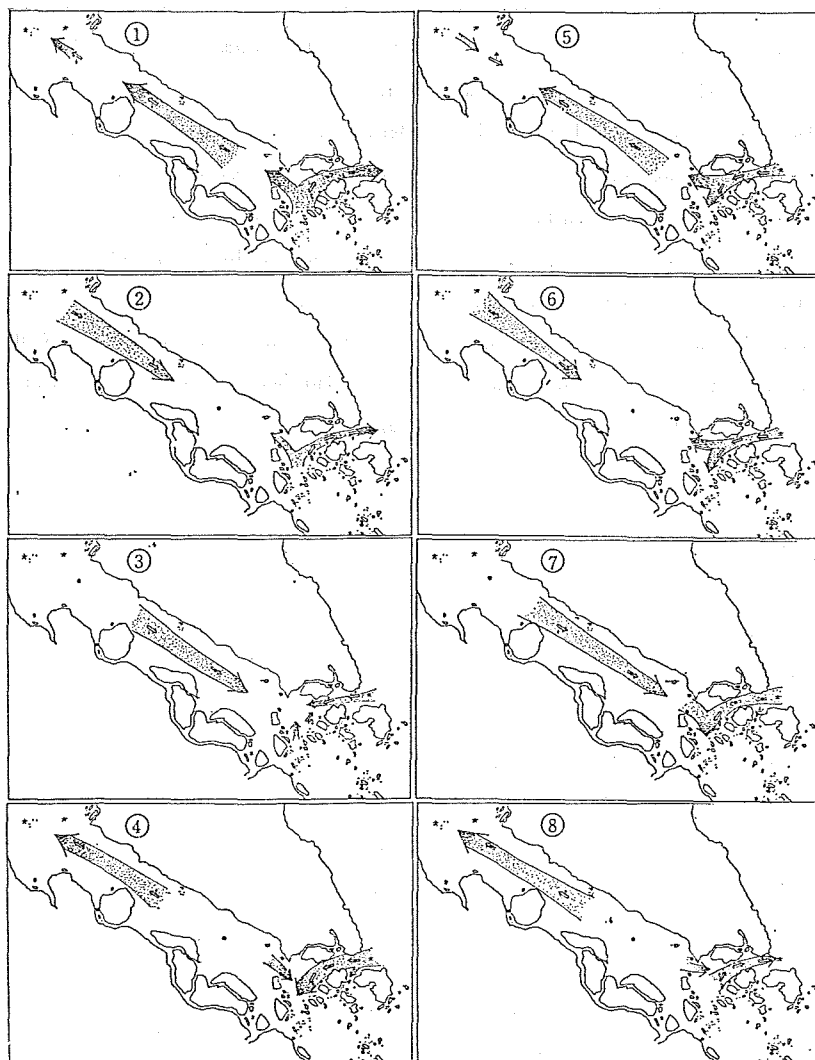


Figure 15 Tidal stream diagrams around the summer solstice

6. 恒流（海流）と長周期潮流に対する考察

マラッカ・シンガポール海峡は、インド洋・南シナ海・東インド諸島にまたがる季節風風系の地域内にあって、南西季節風期（5月～9月）と北東季節風期（11月～3月）とがある。しかし、マラッカ海峡は南部を除き、スマトラ島とマレイ半島の山系により直接的に季節風の影響を受けることが少ないと予想されるが、シンガポール海峡は季節風の影響を受けやすい地勢にある。一般に同海域の表面海流については、マラッカ海峡水路誌及び英国海軍潮汐表等に次のように述べられている。

「北東季節風による作用で発達した南シナ海の表面海流の一部は、シンガポール海峡を通してマラッカ海峡を北西方へ流れる。また、南西季節風期には西向するジャワ海の表面海流はカリマタ海峡を通して南シナ海に流入するが、その一部は北西方へ分流しマラッカ海峡へ流入する。このためマラッカ海峡には1年を通じて北西方へ流れる海流が存在する。一方、シンガポール海峡では北東風期及び南西風期には、その影響を直接受けて海流は大きく変動し、南西流と北東流が存在する」

上記のような自然状況にあることから、潮流観測は、南西季節風期（第1次）と北東季節風期（第2次）の2回それぞれ35日間実施した。この結果、マラッカ・シンガポール海峡の恒流（日平均流）は日々の変化が極めて激しく、常時一方向に向かわずに時期により逆転する結果も見られ、シンガポール海峡における恒流の最大は北東方向に1.0 kn（8月）南西方向に1.5 kn（12月）が観測され、上述の型を肯定する結果が得られた。

したがって、この海域の潮流予報にあたっては、恒流の取り扱いが最重要課題となる。この恒流の取り扱いに關して次に述べる一方法を試みた。各観測点における恒流変化の模様を第16図に棒グラフで示す。仮に1年以上の観測資料があるならば、これらの変化を長周期調和定数（ S_a , S_{sa} , M_m , M_{sf} , M_f ）で把握できるものと考えられるが、今回はわずか2回の35日間観測資料しかないで、次のような方法で処理した。潮流観測点を挟む適当な2驗潮所間の水位差と恒流との関係を調べたところ、St. 1, St. 2, St. 3 については Raffles Lighthouse と One Fathom Bank 驗潮所、St. 4, St. 5, St. 6 については, Horsburgh Lighthouse と Pu. Pisang 驗潮所の組み合わせに比較的良い相関が認められることから、閩門海峡のように「両口に別々の潮汐がある二つの海を結ぶ細長い海峡における潮汐と潮流」（小倉, 1933）の考えに基づいて、次式により各潮流観測点における1年間の假定毎時流速を求めた。

$$V = c\sqrt{2g(h + \alpha)} \quad (1)$$

V : 流速

g : 重力加速度

h : 2驗潮間の日平均水面差

（日平均水面－年平均水面） A －（日平均水面－年平均水面） B

α : 観測点における流速と水位差の対応補正值

c : 比例定数

各水位差日変化については第16図に折線グラフで示した。

初めに各潮流観測点の日平均流速（ V ）と2驗潮所間の日平均水面差（ h ）を式（1）に代入し、約70個の観測方程式から最小二乗法により c と α を求めた。

St.	1	2	3	4	5	6
c	0.11	0.09	0.13	0.17	0.22	0.17
α (cm)	17.8	24.0	8.0	-19.4	3.1	-0.3

次にこれらの係数を用いて（ h ）に毎時の水位差を代入し、1か年の假定流速を求めて調和分解を行い、恒流

(年平均流)と長周期調和定数 (Sa, Ssa, Mm, MSf, Mf) を求めた。これらの値は短周期調和定数とともに第 3 表に示した。

算出された調和定数の精度は実測値と推算値の比較 (O-P) で検討された。

推算に使用した調和定数及び恒流の組み合わせは次の 3 通りである。

A: 2 期間の平均調和定数と各期間の恒流 (月平均流)

B: 2 期間の平均調和定数と 2 期間の平均恒流

C: 2 期間の平均調和定数と水位差から求めた長周期潮及び恒流 (年平均流)

各観測点における O-P の標準偏差 (SD) と残差の平均値 (M) を第 8 表に示す。

標準偏差は恒流に特別関与されないで、三者とも大差はないが、残差の平均値に注目すると、水位差から求めた長周期潮を使用 (C) することによって、各期間の恒流を用いた結果 (A) に近づくことがわかる。すなわち、2 回の潮流観測における年周期的変化による恒流の違いは、上述の水位差から求めた長周期潮を加味することにより解消される。第 16 図から分かるように、恒流 (日平均流) は約 15 日前後で変化しているが、水位差の変化はそれほど明らかではない。これは水位差から求めた長周期潮の MSf 分潮 Mf 分潮の調和定数に大きな誤差を含んでいることを意味するものである。

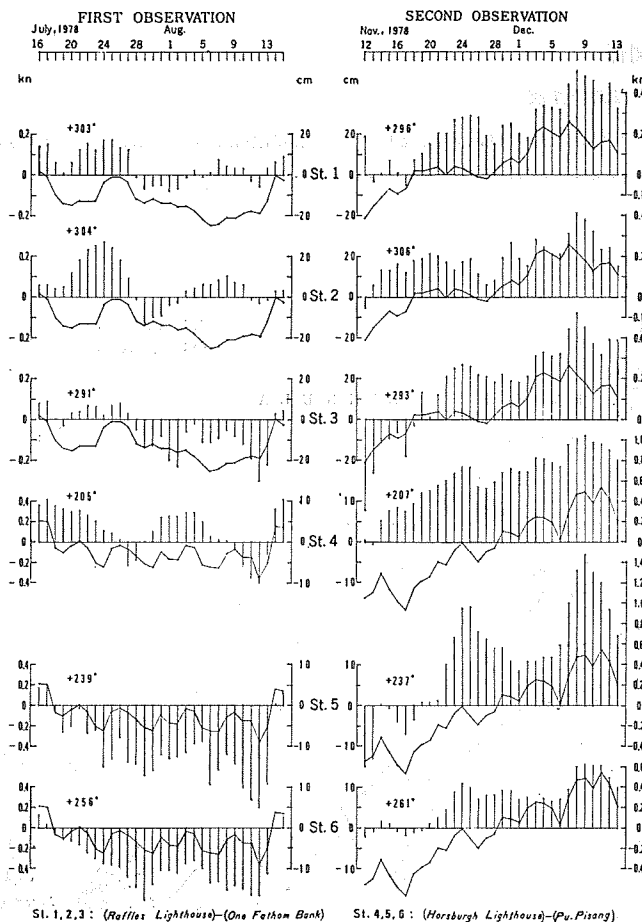


Figure 16 Variation of daily mean tidal stream and difference in water level

Table 8 Mean difference values and standard deviations of (Obs.—Pre.)
on the case A, B and C

		A		B		C	
		First	Second	First	Second	First	Second
		kn	kn	kn	kn	kn	kn
St. 1	M	0.00	-0.01	-0.10	0.09	0.01	0.10
	SD	0.132	0.167	0.132	0.167	0.132	0.177
St. 2	M	0.00	-0.01	-0.06	0.05	0.02	0.06
	SD	0.139	0.158	0.139	0.159	0.159	0.154
St. 3	M	-0.01	-0.02	-0.13	0.11	0.00	0.11
	SD	0.162	0.218	0.159	0.218	0.154	0.237
St. 4	M	0.01	0.02	0.28	-0.24	-0.01	-0.09
	SD	0.240	0.317	0.240	0.317	0.306	0.296
St. 5	M	0.00	0.05	0.43	-0.45	0.12	-0.12
	SD	0.458	0.583	0.484	0.633	0.500	0.580
St. 6	M	0.01	0.02	0.29	-0.31	0.11	-0.01
	SD	0.233	0.253	0.255	0.253	0.306	0.240

7. 潮汐と潮流の関係

(1) 潮汐・潮流予報図の作成

同海峡における潮汐・潮流現象を面的に表現し、全体像を把握する一方法として次の試みを行った。

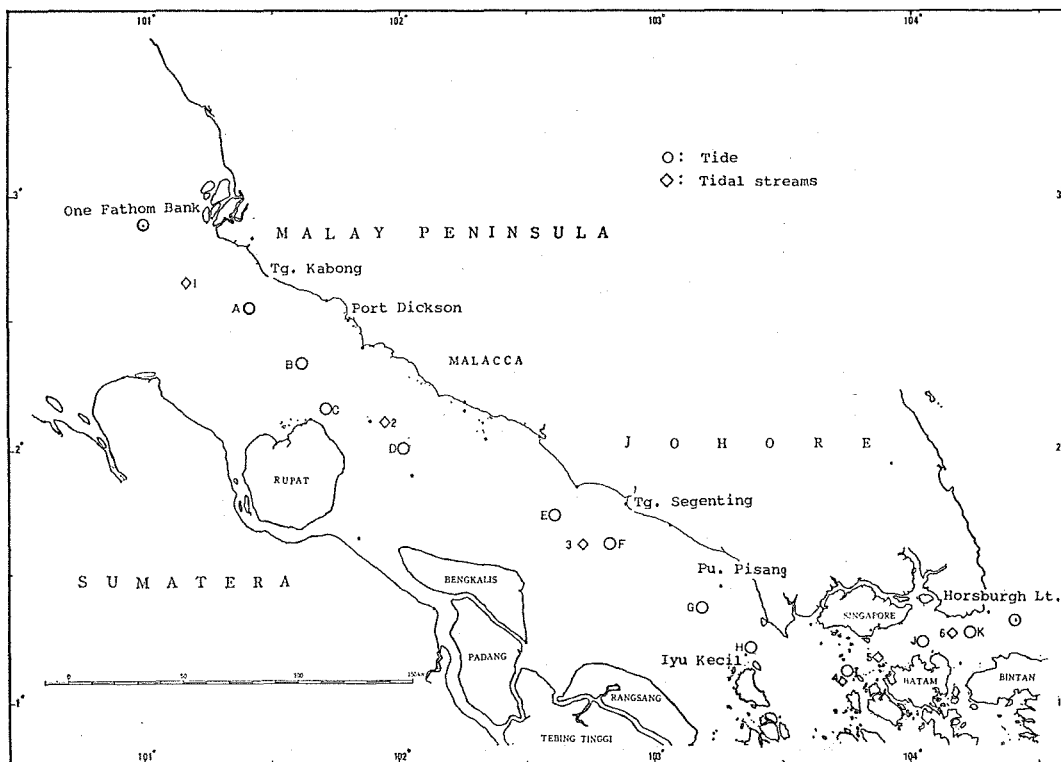
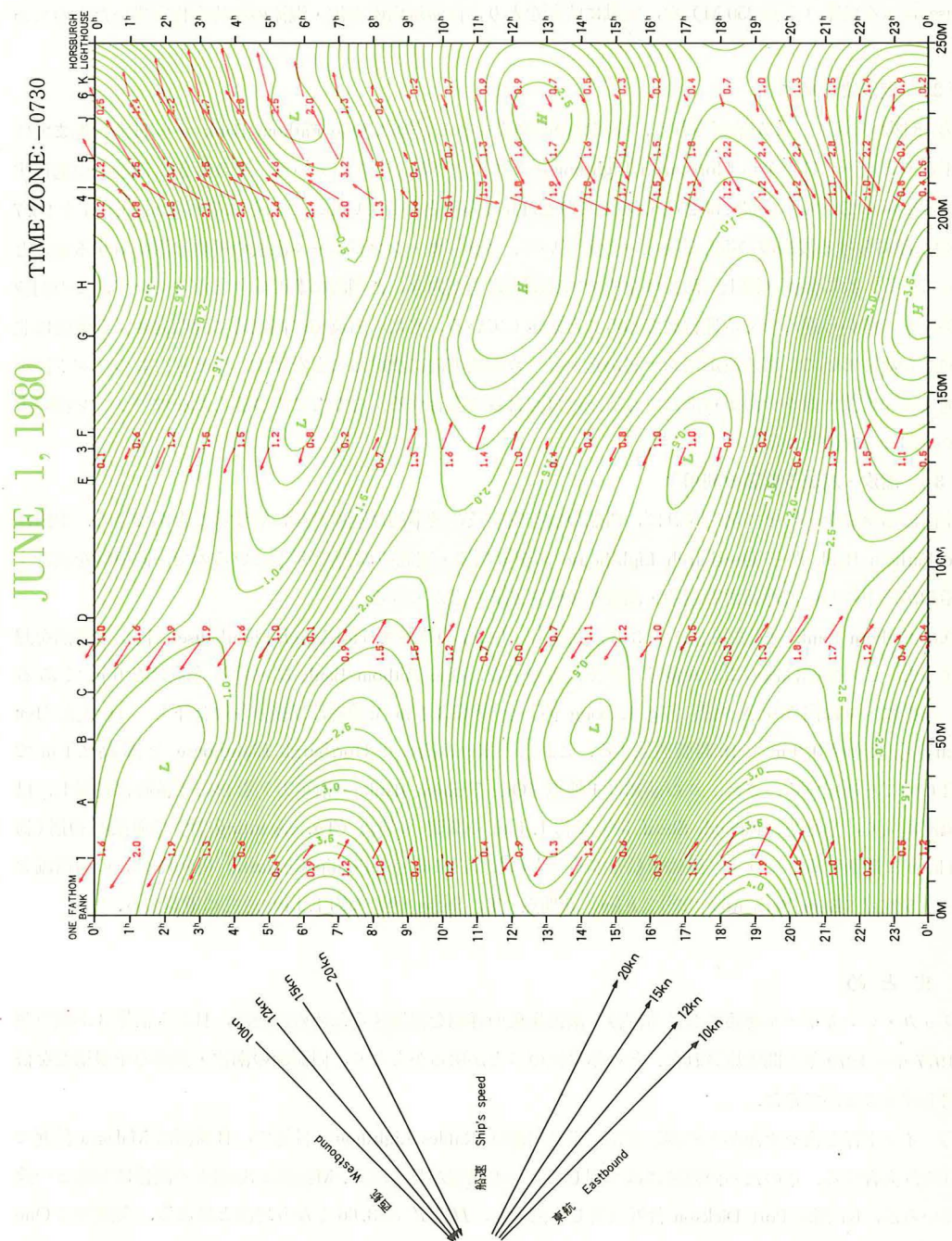


Figure 17 Stations and Points for prediction



まず、潮汐観測点における潮汐調和定数を基に日周潮・半日周潮の同時潮図及び等潮差図を描き、航路上で沿岸の潮汐観測点と潮時・潮高ともにほぼ等しい値を示すと考えられる地点を選定した。これらの地点及び潮流観測点を第17図に示す。One Fathom Bank, A~K 地点, Horsburgh Lighthouse 及び潮流観測点1~6において、潮汐・潮流推算を行い、第18図を作成した。図は横軸に One Fathom Bank から Horsburgh Lighthouse に至る航路(全長 250 M)を、縦軸に時刻をとり、同海域内の潮汐・潮流の経時変化を描いたものである。

(2) 潮汐波と潮流

第18図から次のことが推察される。等潮位の時空点を結んだ線は One Fathom Bank から H 点付近までは右下がりとなり、H 点から Horsburgh Lighthouse までは左下がりとなっている。その傾きは潮汐波の進行する速度を示していて、左側では 25 kn, 右側では 29 kn くらいとなっている。これらはそれぞれ 16.9 m と 22.7 m の水深における浅海波の進む速さと一致していて、マラッカ・シンガポール海峡の平均水深に対する速さとなっている。次に潮流(図上矢印)は左側では高潮時に南東向き、低潮時に北西向きとなっていて、この潮汐波がインド洋から進んでくる進行波であることを示している。また、右側では高潮時に南西向き、低潮時に北東向きとなっていて、潮汐波が南シナ海からマラッカ海峡方向に抜けることを示す。つまり、このインド洋から進んでくる波と南シナ海から進んでくる波は H 点付近で会合する。そしてこの合流した波はドリアン海峡方向に抜けると想像される。

(3) 潮汐・潮流予報図の利用

本図に船速線を合わせて利用すれば、船舶の航行安全及び効率的な運航計画に資することができる。本図は One Fathom Bank から Horsburgh Lighthouse に至る潮汐・潮流の常態を示しているの、同海峡を航行する船舶が途中において遭遇する潮汐・潮流の概値を知ることができる。

One Fathom Bank 付近を 6 月 1 日 3 時に通過し、12 kn の速度で Horsburgh Lighthouse に向かう船舶を想定すると、この船舶は次のような潮汐・潮流に遭遇する。One Fathom Bank における潮高は 2.0 m であるが、次第に水位は高まり A 地点(Tg. Kabong 沖)を潮高 3.1 m で通過、以後水位は低下して H 地点(Iyu Kecil 沖)を潮高 0.9 m で 18 時頃通過する。これより水位は高まり Horsburgh Lighthouse を潮高 2.1 m で 2 日 0 時ごろ通過する。また、この船舶は 1 地点(One Fathom Bank の南東方)をほぼ転流時に通過し、以後順流に乗り、2 地点(Raleigh Shoal 沖)で約 1.4 kn の順流、3 地点(Tg. Segenting 沖)で逆流の初期(約 0.4 kn)に遭遇する。これより逆流で航行することになり、4 地点(Phillip Channel)で約 1.2 kn の南西流を受け、5 地点(Batu Berhanti)で約 2.8 kn, 6 地点(Tg. Stapa 沖)で約 1.1 kn 逆流に遭遇する。

8. まとめ

マラッカ・シンガポール海峡における潮汐・潮流現象の詳細を把握するための調査が、日本と沿岸 3 か国の共同で 1977 年~1979 年の間実施された。その結果次のことが明らかとなり、同海峡の潮汐・潮流の予報精度を格段に向上することができた。

(1) インド洋と南シナ海からの潮汐波は、半日周潮は Raffles Lighthouse 付近で、日周潮は Malacca 付近でそれぞれ会合する。このため同海峡には大別して 4 つの潮型が見られる。 M_2 潮と S_2 潮との関係は理論と一致しているが、 K_1 潮は Port Dickson 付近で著しく減少し、 H_0/H' は 3.66 となり理論と異なる。大潮差は One Fathom Bank 付近が 3.7 m, Malacca 付近が 1.8 m, Pu. Pisang 付近が 2.8 m で Horsburgh Lighthouse 付近が 1.5 m であり、One Fathom Bank 付近が高潮のとき、Raffles Lighthouse 付近はほぼ低潮である。

(2) 平均水面の季節変動の様相は、マラッカ海峡とシンガポール海峡では異なり、その変動は気圧変動と対応しているとはいえない。

(3) マラッカ海峡の潮流は半日周潮型で半続潮であり、最強流速は2.3 knである。シンガポール海峡の潮流は日周潮型で、潮汐との関係は非常に複雑であるが、高高潮時が東流開始時とはほぼ一致する。Batu Berhantiにおける最強流速は5.2 knである。

(4) マラッカ海峡には北西方への恒流が存在し、シンガポール海峡には北東季節風・南西季節風に対応した恒流が存在する。マラッカ海峡側とシンガポール海峡側との水面差と恒流との間には高い相関があり、1か年の水面差から潮流長周期分潮と恒流(年平均流)を求め、これを推算に採用することにより潮流予報の精度向上を図ることができる。

(5) 1か月調和定数には季節による変動がみられ、その原因はそれぞれの分潮の速度に近似した速度をもつ分潮が完全に分離されないためである。

(6) 潮汐シミュレーションの結果は One Fathom Bank 付近では実測値とよく一致しているが、シンガポール海峡付近ではよく合わない。これはシンガポール・ドリアン海峡が異なる潮型の接合海域であり、しかも多くの島が点在する浅い海であることに起因しているものと考えられ、境界条件の設定方法や、局所的な計算分解能に問題があったと思われる。

9. あとがき

この調査によりマラッカ・シンガポール海峡における潮汐・潮流の特性をかなり明らかにすることができた。これらの成果によって、同海峡の潮汐・潮流予報の精度は格段に向上したものと信ずる。今回の潮汐観測は沿岸部のみで行われたが、さらに数点の沖合における験潮及び同海峡の海況に大きな影響を与えていると考えられるマラッカ海峡南方のドリアン海峡において、1, 2点の潮汐・潮流観測を実施しておれば、一層の好成果を得ることができたであろう。近い将来この海域の調査が行われることが強く望まれる。

この調査に種々援助を与えられた国際協力事業団及びマラッカ海峡協議会の関係各位並びに、4か国共同による長期間の観測作業に調査団長として、終始適切な指導を与えられて観測を成功に導かれた、水路技術国際協力室長渡辺隆三氏(当時)、この報告をまとめるにあたり、有益なご教示・助言をいただいた海象課長二谷頼男氏に深く感謝するとともに、観測及び資料整理に参加された4か国の技術者の方々に厚くお礼を申し上げる。

参 考 文 献

- 小倉伸吉, 1933: 日本近海ノ潮汐, 水路部報告, 第7巻
 土木学会, 1974: 土木工学における数値解析/流体解析編, サイエンス社, 東京
 海上保安庁, 1978: マラッカ海峡水路誌, pp. 19—22
 Merriman A.G. MERRIMAN, 1981: Admiralty Method of Tidal Prediction (Form NP 159)
 Refinements and Increase in Accuracy, *Int. Hydrogr. Review*, Monaco, LVIII No. 1.
 U.K. NAVY, 1981: Admiralty TIDE TABLES, Volume 2, pp. 248-251.

硫黄島周辺海域の磁気測量結果と海底から採取された岩石の磁性

大島章一*・兼子俊朗**・小野寺健英**・中川久穂**・

登崎隆志***・三品正明***・小坂丈予****

RESULTS OF GEOMAGNETIC SURVEY AND MAGNETIC PROPERTIES OF DREDGED ROCKS AT SEA AROUND IWŌ-ZIMA

Shoichi Oshima,* Toshiro Kaneko,** Ken-ei Onodera,** Hisaho Nakagawa,**
Takashi Tozaki,** Masaaki Mishina*** and Joyo Ossaka****

Received 1981 September 29

Abstract

A land magnetic survey and a three-component aeromagnetic survey of Iwō-zima and its adjacent areas were conducted in 1980. Geomagnetic anomalies obtained show remarkable features of strong normal magnetization for the greater area of the seamount of Iwō-zima, except for the summit portion. On the contrary, the summit area of about 20 km in diameter, including Iwō-zima in its center, shows remarkable anomalies of opposite polarity compared with the surrounding normally magnetized area.

Magnetization of an uniformly magnetized seamount can be computed if its shape and magnetic anomaly are known. On the other hand, the shape of the magnetized body can be computed by two-dimensional Fourier's analysis from its magnetic anomaly if the magnetization is known. Both of these techniques were used to estimate the shape of the magnetized portion and magnetization of the seamount under Iwō-zima.

The computed intensity of magnetization is roughly 1×10^{-2} emu/cc. The estimated shape of the magnetized portion of the seamount shows a deep cavity at its center from the topographic surface to about 2 km in depth, which would be attributable to high temperature of the core of the seamount.

In June 1981, a geological and geophysical investigation in the sea around Iwō-zima was conducted. Dredged rock samples during the cruise were judged as trachyandesites from the results of observation of thin section and chemical analysis. Magnetic properties of the rock samples were also measured, and a maximum intensity of NRM (Natural Remanent Magnetization) of about 2.8×10^{-2} emu/cc was found for rock which contained many small grains of magnetites in the groundmass.

Key Words: Geomagnetism-property of the dredged rocks—Iwo-Zima

* 監理課 Administrative Division, ** 測量課 Surveying Division, *** 東北大学理学部青葉山地震観測所 Aobayama Seismological Observatory, Faculty of Science, Tohoku University,

**** 東京工業大学 Tokyo Institute of Technology

1. 序 論

太平洋戦争の激戦地として知られる硫黄島は、戦前には1,000人余の人々が農業や水産業を営んでいた。1944年に戦争の激化に伴って島民の本土疎開がおこなわれ、1945年に米国の支配下となり、1968年に日本に返還されて今日に及んでいる。

硫黄島の地質や岩石について戦前には菊池(1888), Petersen (1891), 脇水(1907 a, b), 本間(1925), 津屋(1936)により調査されている。米国の統治期間中は, Swenson (1948), Macdonald (1948), Krauskopf (1948), Corwin and Foster (1959)らが地質や火山活動の調査を実施した。日本への同島返還に伴い、1968年に日本政府の調査団が派遣されて各種の調査が実施された。その結果のうち、硫黄島全体の隆起によると考えられる著しい海岸線の前進が関係者の注目するところとなり、以後今日に至るまで多くの調査研究が続けられてきた。小坂他(1972, 1975, 1979)は地形・地質・地球物理学的な調査を行い、硫黄島の火山活動の特徴を報告している。一色(1976)は同島の地質学的調査を実施するとともに、それまでの多数の調査研究成果を総合し、同島の地史について考察している。また高橋・熊谷(1976)は断層分布等について調査し、熊谷(1976)は地震活動の調査結果を報告している。1976年3月からは国立防災科学技術センターと防衛庁によって同島での地震の連続観測が行われている(国立防災科学技術センター, 1977)。

硫黄島周辺の海底地形は、戦前には1934年に日本水路部が測量し、米国統治期間中は1945年に米国海軍が水深200 m以浅について測量した。それらの結果は海図としてのみ残されており、より詳細な調査資料は見出すことができない。

昭和55年度から国土庁が中心となって硫黄島への島民の帰島と開発の可能性を検討するため、火山活動の総合調査が行われてきたが、これまでの調査研究には周辺海域をも含めた地質学・地球物理学的調査が欠けており、中でもまず航空磁気測量を実施する必要があることが指摘され、これを水路部が実施することとなったものである。本稿では1980年に水路部が実施した陸上の全磁力測量結果及び三成分航空磁気測量結果とそれらの解析結果、及び1981年の測量船「昭洋」による同島周辺海域の調査のうち、海底から採取された岩石の磁性等の調査結果を報告する。これらの調査は国土庁の協力により実施されたものである。

2. 硫黄島の火山活動の諸特性

硫黄島は伊豆小笠原弧南部の火山列島のほぼ中央に位置している。伊豆小笠原弧は伊豆半島付近から南硫黄島付近まで南北に分布する島弧海溝系であり、互いに平行に配列するいくつかの構成単元に分けることができる。それらは東から西へ順に伊豆小笠原海溝・小笠原海嶺・小笠原舟状海盆・七島—硫黄島海嶺・西七島海嶺などである。北半部では小笠原海嶺と小笠原舟状海盆は不明瞭となっている。小笠原海嶺は始新世から中新世の古銅輝石安山岩の集塊岩・凝灰岩や石灰岩などの古い火山岩でできている(佐藤, 1969)。七島—硫黄島海嶺は現世の火山フロントで、北から伊豆大島・三宅島・八丈島・青ヶ島・明神礁・スミス島・鳥島・西之島・北硫黄島付近の噴火浅根・硫黄島・南硫黄島付近の福德岡の場等の活火山の列となっている。これらのほとんどがソレライト系列及びカルクアルカリ系列の玄武岩・安山岩・石英安山岩を産するが、硫黄島と福德岡の場ではアルカリ系列の粗面安山岩が採取されている。

北硫黄島付近から硫黄島を経て南硫黄島付近に及ぶ海嶺状の帯を火山列島と呼んでいる。火山列島の東の斜面は、小笠原舟状海盆の水深2,500 m前後の平坦な海底から高まっており、平均傾斜角は6度前後である。火山列島の西側の斜面は、西七島海嶺の南への延長にあたり、平均傾斜は東側斜面より緩やかである。この付近の海底地形の詳細は、1981年の測量成果がとりまとめられる段階で明らかになるはずであるが、ここには海図の水

深値を用い、電子計算機で数値計算によって予測した海底地形の詳細を Figure 1 に示す。火山列島の海嶺は硫黄島付近で水深 600 m~800 m にやや平坦な面をもっている。硫黄島はその平坦面上に築かれた楕状あるいは平坦な円頂丘状の山体の、頂上付近の一部が海面上に現れたものである。

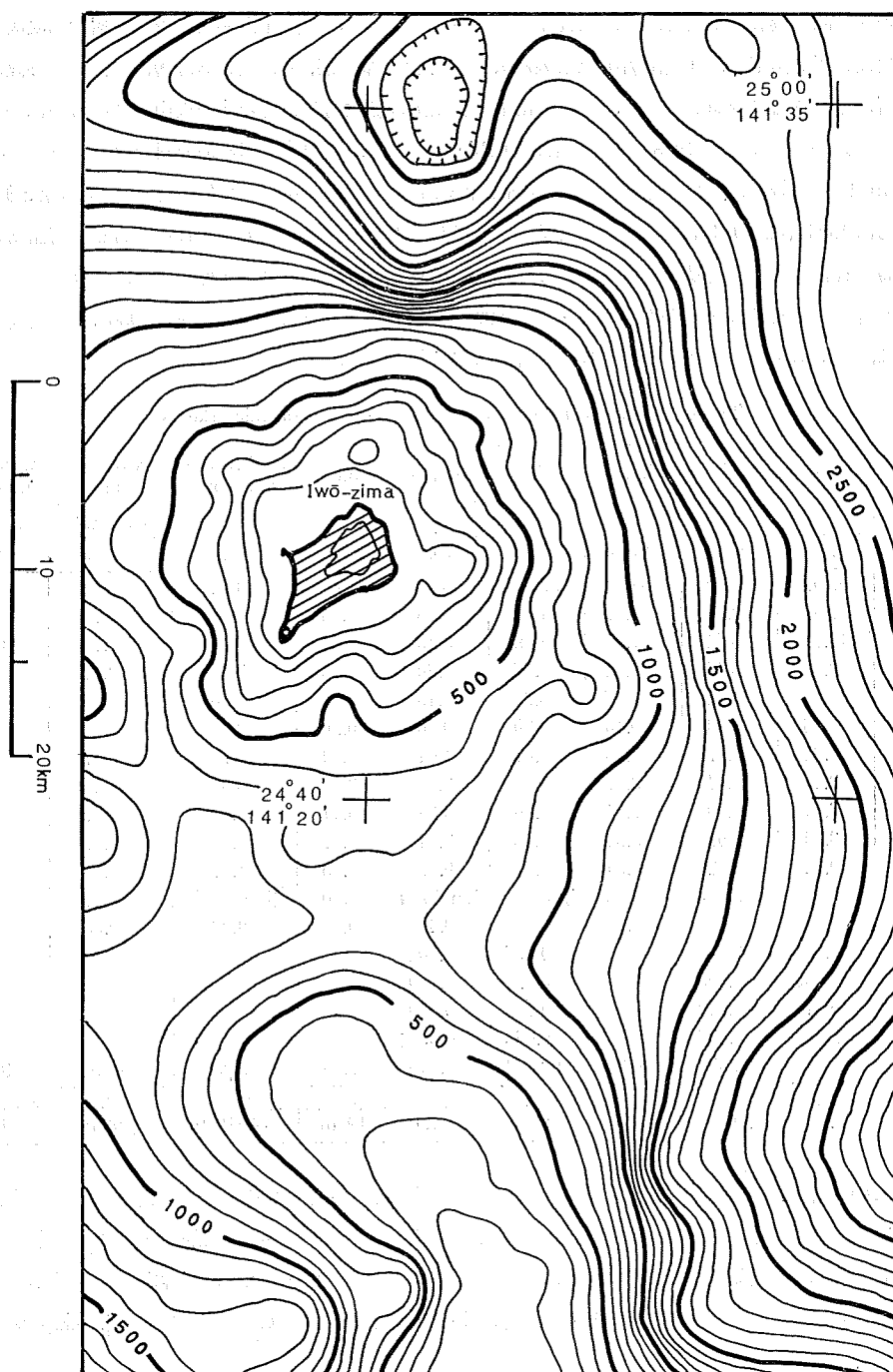


Figure 1 Sea-bottom topography at sea around Iwō-zima

硫黄島の海岸地形は北東—南西に長い(約8 km)楔形で、北東側で幅広く(約4 km)、南西側では幅が狭い。北東側は平坦な円頂丘状の元山に占められており、最高点は海拔約130 mである。南西端には切頭円錐火山の摺鉢山があり、最高点は海拔約160 mである。元山と摺鉢山を結ぶ平地を千鳥ヶ原と呼んでいる。

硫黄島の地質は粗面岩に近い粗面安山岩質の熔岩・凝灰岩・火砕岩・スコリヤ・火山灰などである。津屋(1936)は同島での4日間の調査結果などから、地質分布について下位から、(1)元山凝灰岩層及び摺鉢山凝灰岩層、(2)元山併入岩及び摺鉢山熔岩、(3)摺鉢山火山砂礫層、(4)千鳥ヶ原砂層、(5)段丘砂礫層、(6)砂丘砂礫層、(7)海岸砂礫層などの各層に分類している。岩石の化学分析結果は硫黄島及びその他の火山列島のものについて津屋(1936)及び森本・小坂ほか(1968)等の結果をTable 1に示す。表中第7列の福徳岡の場のデータは、新島を形成した1914年の活動で噴出した浮石の化学分析結果であり、硫黄島の陸上の岩石の化学分析結果と似ている。福徳岡の場は1904年と1914年に浮石及び黒曜石を噴出して新島を形成したが、それらの岩石は斑晶斜長石の成分が硫黄島の岩石のそれと近似しており、また有色鉱物斑晶も硫黄島のものと同種である。それらのことから福徳岡の場の岩石は粗面岩に近いかんらん石・輝石粗面安山岩と考えられている(津屋, 1936)。北硫黄島及び南硫黄島では、表に示すようなソレライト質玄武岩が採取されている。

Table 1 Chemical composition of rocks of Volcanic Islands

	Mt. Suribati, Iwō-zima			Motoyama, Iwō-zima			Fukutoku-Okanoba	Kitaiwō-zima	Minamiwō-zima
	摺鉢山			元山			福徳岡の場	北硫黄島	南硫黄島
	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9
SiO ₂	58.91	58.59	58.91	58.83	58.56	59.60	60.82	48.49	45.80
TiO ₂	0.82	0.74	0.82	1.02	0.78	0.86	0.45	0.76	0.77
Al ₂ O ₃	17.71	16.54	17.71	18.09	18.13	16.81	16.63	18.72	19.54
Fe ₂ O ₃	2.81	5.46	2.81	1.57	1.80	0.83	1.15	2.77	6.34
FeO	2.67	1.11	2.67	5.23	5.13	5.87	3.46	8.18	5.61
MnO	0.16	0.20	0.16	0.30	0.20	0.26	0.39	0.22	0.21
MgO	0.88	0.97	0.88	1.07	1.01	1.34	1.79	5.17	6.21
CaO	3.47	3.44	3.47	3.12	3.37	3.10	3.35	12.47	12.19
Na ₂ O	6.01	6.20	6.01	5.96	6.34	6.11	5.62	2.02	1.89
K ₂ O	3.94	3.69	3.94	3.68	3.61	4.17	4.21	0.33	0.54
H ₂ O ⁺	0.34	2.42	0.34	0.54	0.43	0.25	1.84	0.38	0.41
H ₂ O ⁻	0.30	(ign loss)	0.30	(ign loss)	(ign loss)	0.10	(ign loss)	0.60	0.22
P ₂ O ₅	0.49	0.37	0.49	0.51	0.46	0.50	0.22	0.05	
(CeY) ₂ O ₃	0.001	0.007		0.005	0.001				
ZrO ₂	0.005	0.005		0.013	0.010				
B ₂ O	0.142	0.129		0.133	0.130				
S	1.313	0.527		0.060	0.054				
Total	99.971	100.398	100.23	100.131	100.015	99.80	99.93	100.16	99.73
分析者・報告者	岩崎 (1937)	岩崎 (1937)	田中・津屋 (1936)	岩崎 (1937)	岩崎 (1937)	田中・津屋 (1936)	地質調査所 脇水 (1919)	津屋 (1936)	小坂・平林 (1981)

一色(1976)は同島の調査を行うとともに、それまでの研究者の論文を参考にして硫黄島の地史を考察し、更新世末あるいは現世に入ってから、熔岩が海底に流出し、引続いてやや爆発的な活動が起こり、火砕物が海底に堆積した後、ドーム状に隆起して現在の地形になったと述べている。唯一の例外は摺鉢山の上半部で、陸上堆積物により構成されている。一色が摺鉢山上半部以外はすべて海底で形成されたと考えた根拠を列記すると以下のとおりである。

○元山の最下位の熔岩流表面が黒曜石状である。また直径5 mをこえる枕状構造の見られる部分もある。

○元山凝灰岩には級化成層構造，コンボルト葉理および斜層理がみられ，集塊岩が熔岩流表面の凹所を埋め立てるように堆積している。

○元山中央部の凝灰岩露頭にはさんご化石が着生している。

○摺鉢山最下位の軽石火山礫凝灰岩一角礫岩は，板状斜長石の集合斑晶を有する軽石片と黒曜石からなる。

○その上位の熔岩流下底部は黒色ガラス質であるといわれている。

○火砕岩（凝灰岩）の層理は，一般に海に向かって5度ないし10度傾斜している。

○固結した細粒火砕岩には，空中写真からも読み取れる大まかな節理が，元山最高点を中心にして放射状及び同心円状に見られる。

以上のとおり元山は最高点付近までがすべて海成層であり，総隆起量は130 m以上に達していると考えられるが，さらにここ70年間については全島の絶え間なく隆起し続けてきたことが分かっている。小坂ほか(1979)によれば，1911年以来の硫黄島の総隆起量は合計約12.5 mに達している。辻ほか(1969)の空中写真等による測定結果によれば，1952年から1968年までの16年間に，元山周辺の海岸付近で9 m，元山山頂部で5 m隆起した。海岸地形も隆起に伴って変化が激しく，例えば1911年当時硫黄島西海岸とその沖約1 kmの釜岩は，水深約40 mの海で隔てられていたが，現在これら両者は幅200 m以上の陸地で接合されている。この地形変化の原因は隆起と漂砂の堆積の両方によるものと考えられる。海部の地形変化は，1934年日本水路部測量の海図(縮尺1/3万，水路軍機第220号，小笠原群島火山列島硫黄島)と1945年米国海軍測量の海図(縮尺1/2万，No.97562，NAMPO SHOTO IO JIMA)を比較することにより，ある程度推定することができる。比較の結果，20 m以浅の海底では島の全周にわたって数m隆起しているように見え，それ以深でも浅くなる傾向がみられた。ただし米国海軍の海図の水深200 m以深の数値は，日本水路部の海図のデータを書き写したもののようで比較の対象にできなかった。

硫黄島では温泉・火山ガスの噴気など地熱現象も活発である。噴気は島内各所で見られ，その温度は94℃～99℃程度であり，HClやSO₂は含まれず，H₂Sも少ない。したがって同島の下部に高温のガスの供給はあるが地下水かあるいは海水の浸透により，これら諸ガスが吸収されてしまうものと考えられている。湧水・温泉水・火山ガス濃縮水の中には重水素(D)や重酸素(¹⁸O)の濃度が極端に高いものがある(森本・小坂ほか，1968・硫黄島火山活動調査グループ，1981)。

放熱量についても異常に大きい値が見積もられている。それらは4.0～7.3×10⁷ cal/sec (1925年，豊島怒清)，1.8×10⁸ cal/sec (1968年，気象庁)，0.8～1.1×10⁸ cal/sec (1975年，江原幸雄)，1.3×10⁸ cal/sec (1978年，江原幸雄)など1925年以来1×10⁸ cal/sec (540 MW)に近い放熱が続けられてきた。日本の火山で多量の放熱現象が観測された例としては，桜島(1978年小噴火中)2100 MW，十勝岳(1979年)250 MW，浅間山(1977年)140 MW，九重山(1978年)120 MW，霧島山(1978年)85 MW，昭和新山(1977年)70 MWなどであり(Kagiyama, 1981)，噴火中の桜島を除けばいずれも硫黄島の半分以下である。このことから硫黄島の放熱量は膨大であり，しかも長期間にわたって安定した量の放熱が行われていると言える。

噴火現象については1887年以来十数回認められており，これらはすべて水蒸気爆発であった。地震活動は，1976年3月以来の常時観測結果によれば，時に活発化し，日別地震回数で41回に達したこともある。しかし平均的には1日当り数回程度であり(国立防災科学技術センター，1977)，活発な隆起や放熱現象に比べれば意外な程少ない。

島内各地で行われた電気探査の結果，平均100 m程度より以深に50 Ω mないしそれ以下の低抵抗層が分布している(小坂丈予ほか，1975，1979)。

以上に述べたように、硫黄島の火山活動の特徴は、現世の火山フロントに位置するにもかかわらずアルカリ系列の岩石で構成されていること、長期間にわたり活発な隆起・放熱現象が続いていること、それらに比較して地震活動が低調なことなどである。

3. 陸上磁気測量

Figure 2 に示す島内 44 か所においてプロトン磁力計による全磁力測定が行われた。測量の概要は以下のとおりである。

測量期間 昭和 55 年 7 月 15 日から 7 月 18 日（4 日間）

測定者 兼子俊朗，土出昌一

測定機 プロトン磁力計（測機舎製 PPM-739C 型）

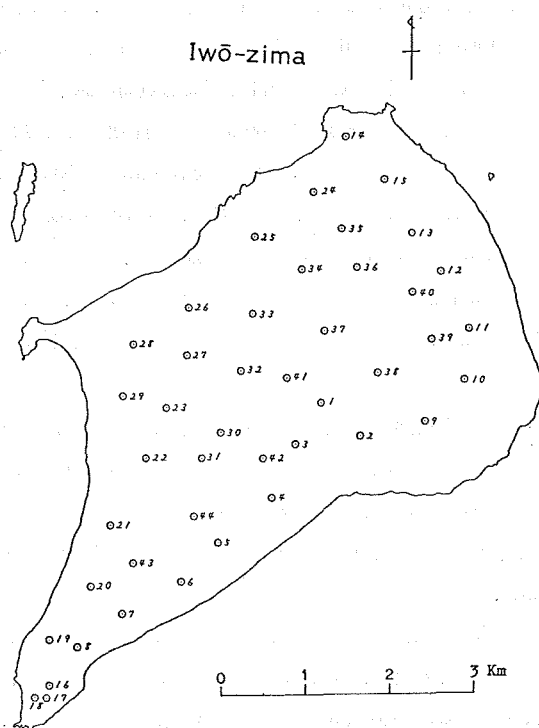


Figure 2 Location of observation points of land magnetic survey

なお、測定高度は地表面から 2.2 m とし、測定点の選定に当たっては人工構築物を避けるとともに、測定点周囲の磁場分布を調査し、できるだけ磁場傾度の小さい地点を選んだ。測定値にはプロトン磁力計が自動的に計測表示する約 8 秒ごとのデータのうち、安定な連続 5 個のデータを選び、その平均値を採用した。

地磁気時間変化の観測は行わなかったが、島の中央部に基準点を設定し、日変化及び磁気嵐等の時間変化の概況把握のため及び測定機の点検のため、ここで 1 日 1 回以上測定を実施した。これら基準点での測定値と、八丈島における連続観測データ（八丈水路観測所・ $33^{\circ}04. '2N$., $139^{\circ}49. '7E$.) の全磁力値の差の較差は最大 21 nT であった。測定期間中の八丈島の全磁力日変化の振幅は約 30 nT であった。硫黄島付近と八丈島では全磁力日変化の様子はかなり異なっていると考えられるが、より長周期の数日間わたる変化については類似している（大島・森，1974）。概略の時間変化補正を八丈島のデータを用いて行った。

地磁気全磁力分布測定結果を Figure 3 に示す。最大値は元山中央部の 40,485 nT, 最小値は二ツ根浜付近の 38,977 nT で、その差は 1,500 nT に達する。

硫黄島陸上の全磁力分布は、大局的には北部で大きく南部で小さい。この傾向は後述する高度 1,000 m における航空磁気測量の結果とも合っており、硫黄島付近の地下 2 km 付近に深及び同島周辺に存在する磁性岩体の形状に起因するものである。さらに詳しく測量結果を見ると、この大局的な傾向に重複して局地的な地磁気異常分布が見られる。それらは地表付近のごく浅い地層内に磁性岩体（熔岩等）が分布していることを示している。それら浅在性の磁性岩体が分布すると予想される場所は、全磁力分布の様子から、千鳥ヶ浜北部、元山中央部、離岩付近の海岸から日出浜に至る海岸一帯および摺鉢山付近等（Figure 3 参照）である。井戸ヶ浜付近の負の異常域は、この付近で浅在性の磁性岩体が凹部を形成しているか欠除しているためと思われる。なお太平洋戦争中多量に打込まれた砲弾のうち、1,000 トンから 2,000 トンが不発弾として残存している模様で、砲弾の一部には強磁性金属も含まれているが、磁場傾度の小さな場所を選んで測定するという操作によって、その影響をある程度除去することができたものと考えられる。

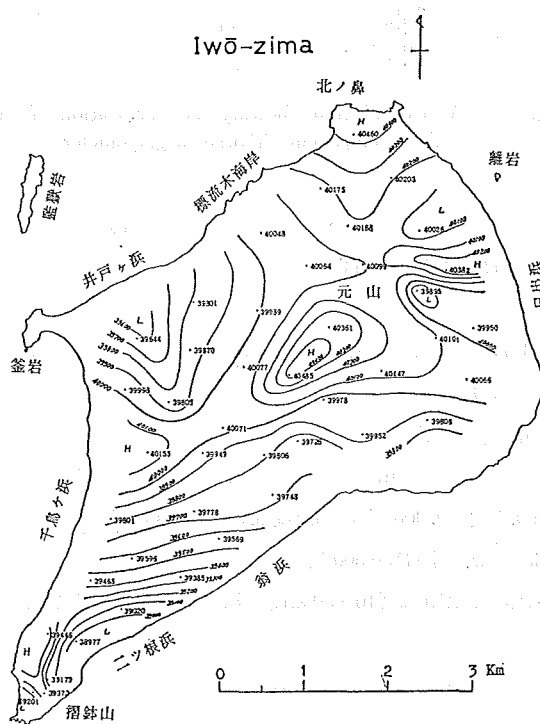


Figure 3 Geomagnetic total intensity distribution of Iwō-zima

4. 航空磁気測量

水路部では 1979 年にデジタル記録方式の三成分航空磁気儀を製作し、第三管区海上保安本部羽田航空基地所属 LA-701 号機（YS-11 型）に搭載した。航空磁気儀はフラックスゲート型磁力計及び姿勢角測定用の運動測定装置等で構成されている。測定機の概要は以下のとおりで、フラックスゲート型磁力計は斉藤ほか（1979）によって開発された方式のものと類似の回路構成である。なお、これらをまとめてブロックダイアグラムとして Figure 4 に示す。

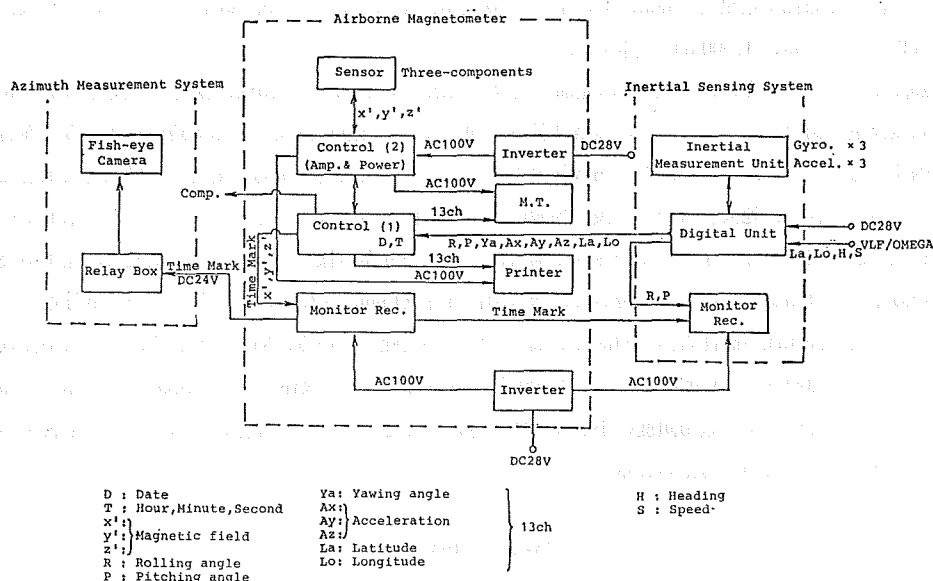


Figure 4 A block diagram showing the composition of the three-component airborne magnetometer

○ 航空磁気儀（測機舎製）

方 式 三成分リングコアセンサー・フラックスゲート型磁力計

測定範囲 $-60,000 \text{ nT} \sim +60,000 \text{ nT}$

応答速度 10 Hz

精度（分解能） 3 nT (1 nT) ただし気象庁地磁気観測所での比較測定結果による値

出 力 地磁気三成分 アナログ及びデジタル

○ 運動測定装置（日本航空電子工業製）

測定項目 姿勢角（ローリング角，ピッチング角，ヨーイング角）及び三軸加速度

精度（分解能） 姿勢角 0.1 度 (0.006 度)，加速度 0.05 G (0.0004 G)

○ 測位機（Global Navigation Inc. 製 GNS-500A 型）

入 力 世界各地の VLF 9 局 (10~30 kHz) 及び OMEGA 8 局 (10.2~13.6 kHz) の電波

測定間隔 1 秒

出 力 緯度，経度，機首方位，対地速度，その他

○ 方位測定装置（日本光学製）

構 成 魚眼カメラ，モータードライブ，リレーボックス等

撮影間隔 1 分

また，航空磁気測量の作業の概要は以下のとおりであった。

○ 測量期間 1980 年 10 月 16 日から 10 月 22 日までのうち 4 日間

○ 測 量 班 兼子俊朗（班長），中川久穂，登崎隆志，小野寺健英，坂本政則，岩根信也，熊坂文雄，三股哲生

○ 航 空 機 海上保安庁 LA701 号機 (YS-11 型)

○ 測定高度 1,000 m

○ 測定コース 硫黄島を中心とする半径 130 km の範囲の放射状 7 測線

Figure 5 に測定コースのうち硫黄島付近の一部分を図示する。航空磁気儀は測量前後に気象庁地磁気観測所（茨城県・柿岡）へ持ち込み、標準磁気儀との比較測定を実施し、三成分リングコアセンサー各軸の方向及び感度に関する補正係数を決定するとともに、精度を確認した。方法は航空磁気儀のセンサーを絶対観測台上で 5 度ないし 10 度おきに回転し、航空磁気儀の出力と地磁気観測所のデータから算出した航空磁気儀各軸方向の地磁気成分を比較するものである。その結果航空磁気儀出力の標準偏差は 3 nT であったが、誤差の原因は主にセンサーを乗せた回転台を 5 度ないし 10 度ごとに回転する際の角度の設定誤差と思われ、磁気儀そのものの精度は 3 nT 以内であると考えられる。

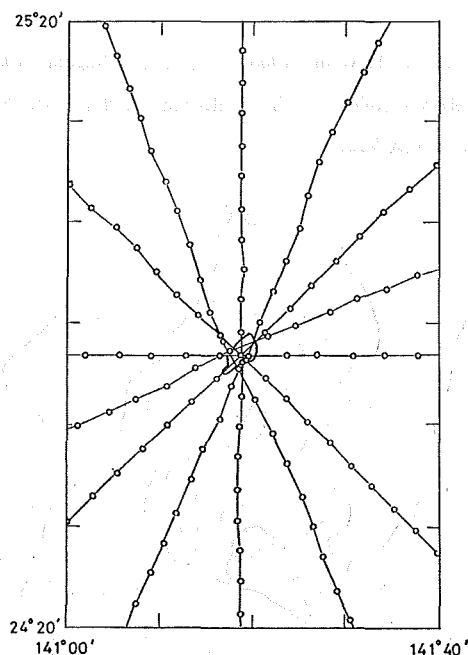


Figure 5 Tracks of three-component airborne magnetic survey in the vicinity of Iwō-zima. Flight altitude was 1,000 m.

硫黄島での航空磁気測量データの処理は、水路部で開発されたソフトウェア（海上保安庁・1978）により行った。データ処理に使用した電子計算機は日本電気製 ACOS システム 700 である。地磁気異常値は、米国 NASA が地磁気三成分測定のため打上げた MAGSAT 衛星のデータから算出された MGST(6/80) を標準磁場として算出した。地磁気各成分の異常分布を Figure 6-1~6-4 に示す。

硫黄島の地磁気異常分布の測定結果は、火山列島の海嶺をも含めた広い領域については正帯磁のモデルの磁場に似ているが、硫黄島及びその近傍の地磁気異常分布は、あたかも逆帯磁のモデルの磁場に似ている。例えば ΔX では広域的には硫黄島の南方沖に正の異常域、北方沖に負の異常域が分布しているが、硫黄島を中心とする半径約 10 km 以内の範囲では極性が全く逆で南側に負、北側に正の異常が分布している。このように広域的には正帯磁の山体の場合の異常分布を示すが、硫黄島を中心とする半径約 10 km 以内の範囲では逆帯磁の山体の場合の異常分布のような結果となる状況は、他の ΔY , ΔZ , ΔF についても見られる。硫黄島は現在活動中の火山であり、中心部が逆帯磁であるとは考えられない。この逆帯磁のような異常分布の原因は磁気基盤の形状に起因するものと考えられる。例えば磁気基盤の形状が、山体の中心部で深い凹部を形成しているような場合も今回の測量

結果に似た地磁気異常分布を示すであろうと思われる。なお硫黄島で測定された地磁気異常分布から、最大振幅（最大値と最小値の差）は全磁力で1,800 nTであり、山頂からの高度約1,000 m 前後で測定された値としてはきわめて大きく、硫黄島の基盤はきわめて強く磁化した岩石で構成されているといえる。富士・箱根・伊豆諸島方面の航空磁気測量の前例から、全磁力異常の最大振幅と山頂～測定面間の高度差を見てみると、富士山・1,000 nT・1,600 m（水路部測量・未公表資料）、箱根・800 nT・600 m（Hagiwara, 1965, 加藤愛雄測定）、伊豆大島・2,000 nT・450 m（海上保安庁水路部, 1979）、三宅島・1,300 nT・600 m（Utashiro *et al.*, 1972）などであり、硫黄島の全磁力異常の振幅は伊豆大島のそれに匹敵する大きいものである。硫黄島の陸上に分布する粗面安山岩は、酸化鉄の含有量等から一見このような大きい地磁気異常を発生している原因岩体としては考え難いように思われる。

以上のことを定量的に検討するため、Talwani (1965) の方法及び Nagata (1938) の方法から導かれた Hahn (1965) の方法により、磁性岩体の形状を求めるとともに磁化の強さを推定した。Figure 7 に示すようにこの2つの方法をくり返して結果を得ることを試みた。

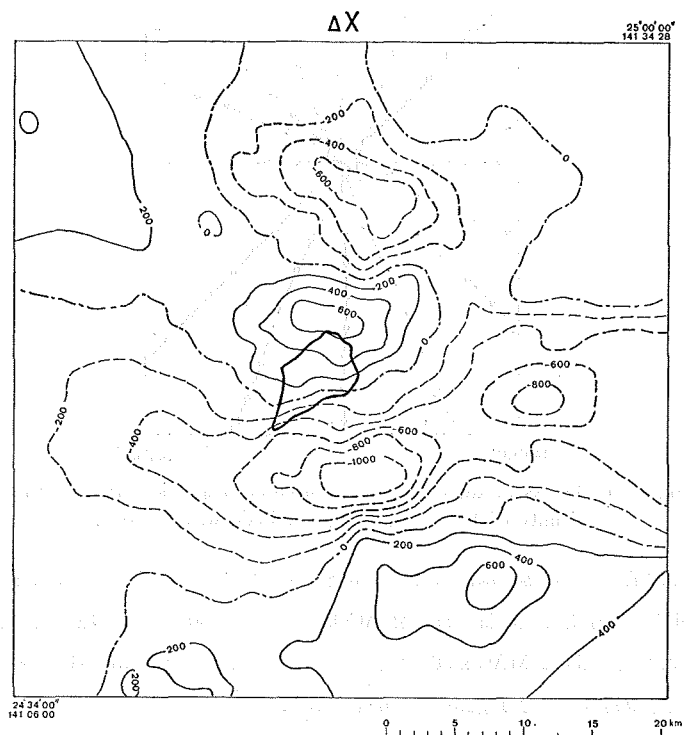


Figure 6-1 Distribution of north-component geomagnetic anomaly in the adjacent area of Iwō-zima, at altitude 1,000 m. Reference field is MGST 6/80. Contour interval is 200 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values

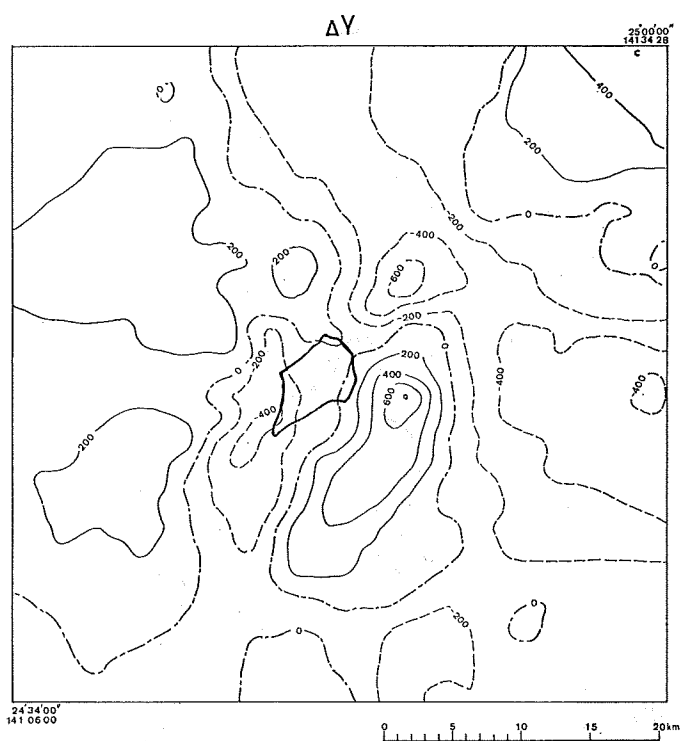


Figure 6-2 Distribution of east-component geomagnetic anomaly

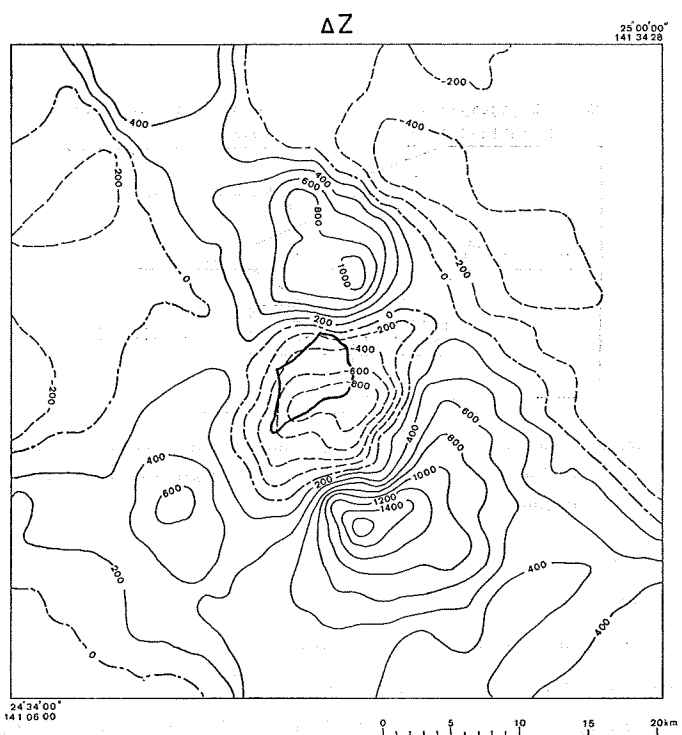


Figure 6-3 Distribution of vertical component geomagnetic anomaly

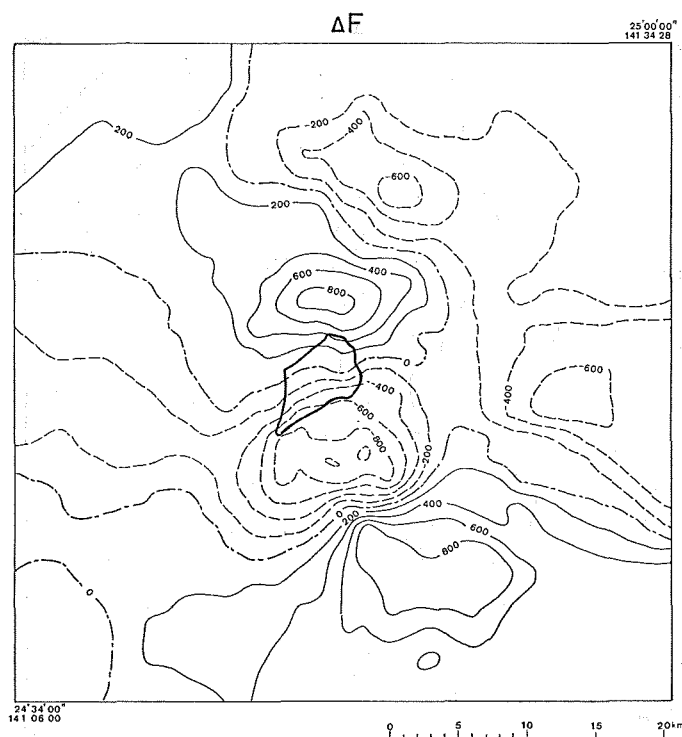


Figure 6-4 Distribution of total intensity geomagnetic anomaly

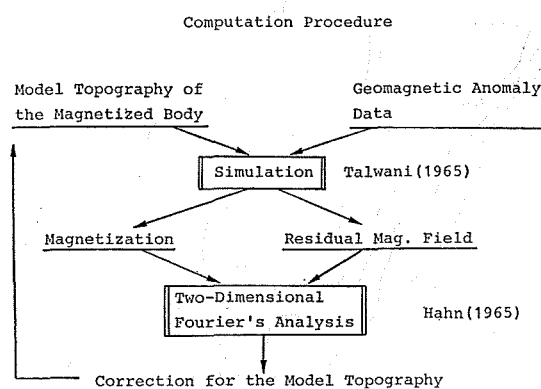


Figure 7 Schematic diagram showing computation procedure to obtain best-fit model of topography of the magnetized body and its magnetization

Talwani (1965) の方法は、山体の地形と山体上空の地磁気異常分布から、山体の磁化の強さと方向を求めるもので、磁化した山体の地形は多角形の等高線で近似するものである。その際、山体の磁化は均一であると仮定する。地磁気異常の計算値を ΔX , ΔY , ΔZ , ΔF (北向, 東向, 鉛直, 全磁力各成分) とし、磁化の XYZ 成分を J_x , J_y , J_z , 山体の地形に関係する体積積分を $V_i (i=1\sim6)$ とすると、

$$\begin{aligned} \Delta F = & J_x (V_1 \cos D \cos I + V_2 \sin D \sin I + V_3 \sin D) + J_y (V_2 \cos D \cos I + V_4 \sin D \cos I + V_5 \sin I) \\ & + J_z (V_3 \cos D \cos I + V_5 \sin D \cos I + V_6 \sin I) \end{aligned} \quad (1)$$

$$\Delta X = J_x V_1 + J_y V_2 + J_z V_3 \quad (2)$$

$$\Delta Y = J_x V_2 + J_y V_4 + J_z V_5 \quad (3)$$

$$\Delta Z = J_x V_3 + J_y V_5 + J_z V_6 \quad (4)$$

などと表される。今回は航空磁気観測のデータのうち硫黄島を中心とする $48 \times 48 \text{ km}^2$ の範囲のデータから面的内挿計算により、 31×31 個の等間隔格子点の各点の値を算出し、それらを用いて J_x, J_y, J_z を求めた。ところで、上記の式から J_x, J_y, J_z が山体の内部で均一であるとの仮定の下に J_x, J_y, J_z を求める場合は、いくつかの方法が可能である。そしていずれか1成分の地磁気異常分布が測定されているならば、 J_x, J_y, J_z すべてを最小自乗法によって求めることが可能である。また上記の(2)~(4)式を用いて格子点の各点ごとに J_x, J_y, J_z を算出することも可能である。今回それらすべての方法により磁化を算出することを試みてみた。磁化した山体の地形モデルは、水路部刊行の大洋水深図 G1505 を参考にして作成した。そのうち硫黄島付近だけを図示したのが Figure 8 である。このモデルは Figure 7 に示す計算を何回かくり返し実行して得られたものである。計算の結果得られた J_x, J_y, J_z の値を Table 2 に示す。表には磁化の偏角及び伏角の値も示した。それらの値は、硫黄島付近の現在の地球磁場の偏角(−3度)及び伏角(35度)とはかなり異なっている。 J_x は ΔX から、 J_y は ΔY から、 J_z は ΔZ からそれぞれ算出した磁化率を用いて計算した値を表に*で示した。

硫黄島付近の岩石の磁化の方向は、現在の地球磁場の方向とほぼ同じであると考えられるにもかかわらず、このような計算結果となった。この方法では、一様に帯磁しているものと仮定して、その帯磁の強さと方向を決めるものであるが、この領域の磁場分布をみるならば、帯磁の非一様なことは容易に推察され、したがって得られた結果が現実と違ってくことも十分考えられる。ここで得られた結果の良否の指標としてこれらのモデル計算による近似結果の標準偏差と

Goodness Ratio = $\sum \{|\Delta H_i|/|r_i|\}$, $\Delta H = \Delta X$ or ΔY or ΔZ or ΔF , $r = \text{residual}$
を Table 3 に示す。またモデル計算結果を Figure 9-1~9-4 に示す。

次に Hahn (1965) の方法によって、前記の Talwani の方法で最終的に使用した磁性体モデルの地形の修正量を算出した。磁性岩体の地形をその量だけ修正すれば、測定された地磁気異常分布とモデルから計算された地磁気異常分布はよく一致するはずのものである。磁化の強さと方向は Table 2 の*印のもの、つまり ΔX から算出した J_x , ΔY から算出した J_y , ΔZ から算出した J_z を採用し、算出した。Hahn の方法ではまず地磁気異常分布を2次元フーリエ級数に展開する。例えば ΔZ が $r \times r$ 個の格子点について得られる場合これを2次元フーリエ級数に展開して

$$\Delta Z = \sum_{m=0}^G \sum_{\kappa=0}^G [P_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + my)/\Lambda\} + Q_m^\kappa \sin \{2\pi(\kappa x + my)/\Lambda\}] \quad (5)$$

$$G = r/2, \Lambda = r\delta s \quad (\delta s \text{ は格子点の間隔})$$

次に ΔZ を測定面から Δd だけ下方の面を中心とする磁性岩体表面の起伏によって表現することを考える。そのため、まず ΔZ に Δd だけ downward continuation をほどこす。(5)式の右辺の各項のうち特定の m 及び κ に関する一項を partial wave C_m^κ と呼ぶことにすると、 C_m^κ を整理して

$$\begin{aligned} C_m^\kappa &= P_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + my)/\Lambda\} + Q_m^\kappa \sin \{2\pi(\kappa x + my)/\Lambda\} \\ &= R_m^\kappa \cos \{2\pi(\kappa x + my)/\Lambda - \phi_m^\kappa\} \end{aligned} \quad (6)$$

C_m^κ に Δd だけ downward continuation をほどこしたものを $C_m^{\kappa'}$ とすると

$$C_m^{\kappa'} = C_m^\kappa \exp(2\pi\Delta d\sqrt{\kappa^2 + m^2}/\Lambda) \quad (7)$$

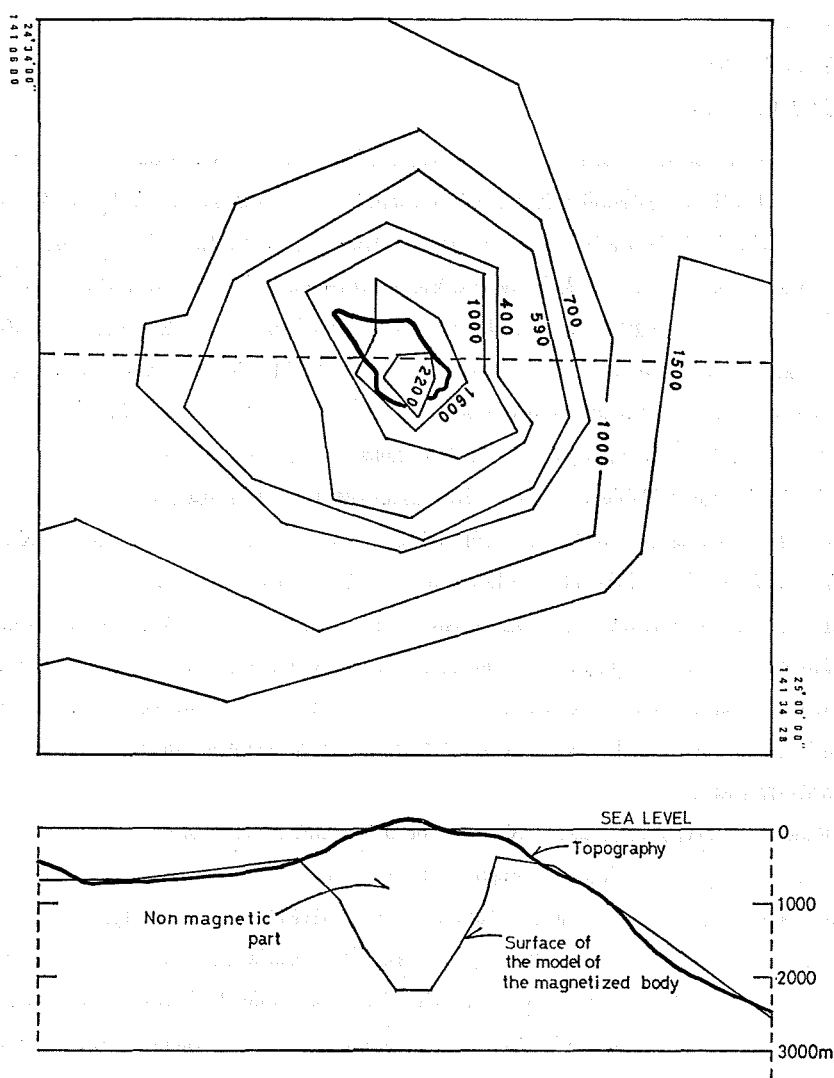


Figure 8 A model of topography of the magnetized body in the adjacent area of Iwō-zima. Unit: meters. A N-S cross section was given on the right of the figure along the dotted line on the left half.

Table 2 Calculated magnetization of Iwō-zima from the geomagnetic anomaly distributions. Unit: 10^{-3} emu/cc

Magnetization Mag. Field	J	J_x	$J_T(D)$	$J_z(I)$
ΔX	9.82	6.61*	-0.79 ($-6^\circ.8$)	7.23 ($47^\circ.8$)
ΔY	11.25	9.31	-2.72* ($-16^\circ.3$)	5.69 ($34^\circ.1$)
ΔZ	11.68	8.44	-2.32 ($-15^\circ.3$)	7.74* ($43^\circ.7$)
$\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$	12.46	9.26	-4.96 ($-24^\circ.7$)	7.18 ($42^\circ.1$)
ΔF	11.97	7.47	-4.01 ($-28^\circ.2$)	8.45 ($51^\circ.4$)
*	10.53	6.61	-2.72 ($-22^\circ.4$)	7.74 ($51^\circ.2$)

したがって ΔZ に Δd だけ downward continuation をほどこした値 $\Delta Z'$ は

$$\Delta Z' = \sum_{m=0}^G \sum_{k=0}^G C_m^k \quad (8)$$

次に r_m^k を

$$r_m^k = R_m^k / \{4\pi J^2 (\sin^2 I_r + \cos^2 I_r \cos^2(\alpha + \delta)) \sqrt{k^2 + m^2} / \Lambda\} \quad (9)$$

と定めておく。(9)式で J は磁化の絶対値, I_r は磁化の伏角, α は partial wave C_m^k の波に直角で水平な方向と x 軸 (格子点の座標を定めたときの座標軸で北向きに近い方の軸) のなす角, δ は磁北から x 軸までの角度である。これらにより partial wave C_m^k に対応し, 測定面から Δd だけ下方の面を中心とする, 強さ J , 伏角 I_r に帯磁した磁性岩体表面の起伏 z_m^k は, 次のように表すことができる:

$$z_m^k = -r_m^k \cos \{2\pi(kx + my) / \Lambda - \varphi_m^k - \pi/2 + I_r'\} \quad (10)$$

Table 3 Goodness of fit of the simulation calculation.

	Standard Deviation	G. Ratio $\Sigma \Delta T_i / \Sigma R_i $
ΔX	271 nT	1.14
ΔY	194	1.25
ΔZ	317	1.40
ΔF	291	1.29

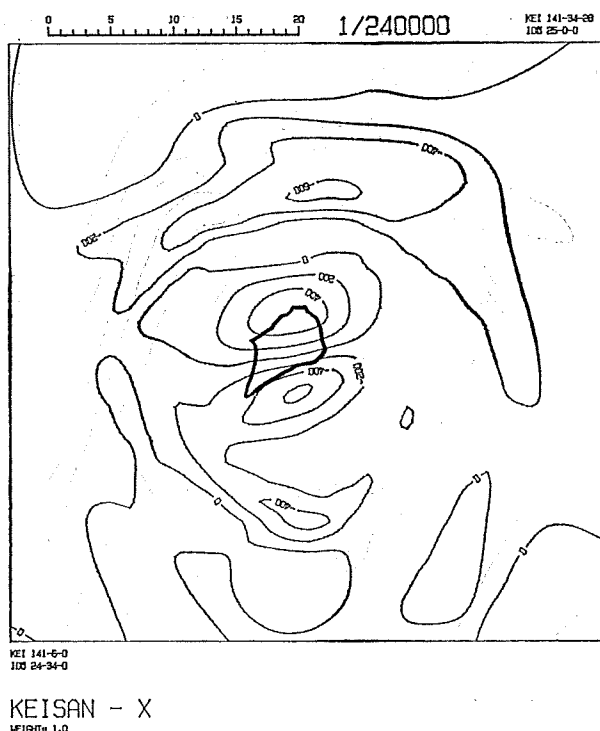


Figure 9-1 Distribution of computed geomagnetic anomaly (north-component).

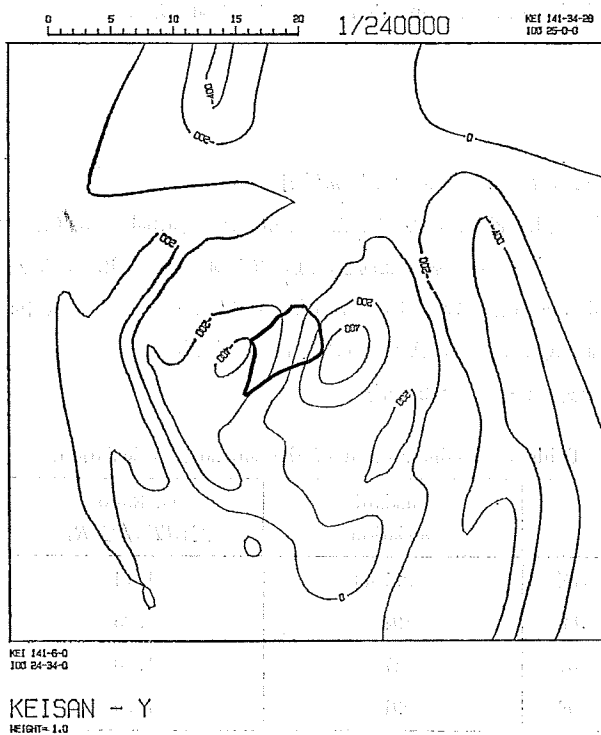


Figure 9-2 (east-component)

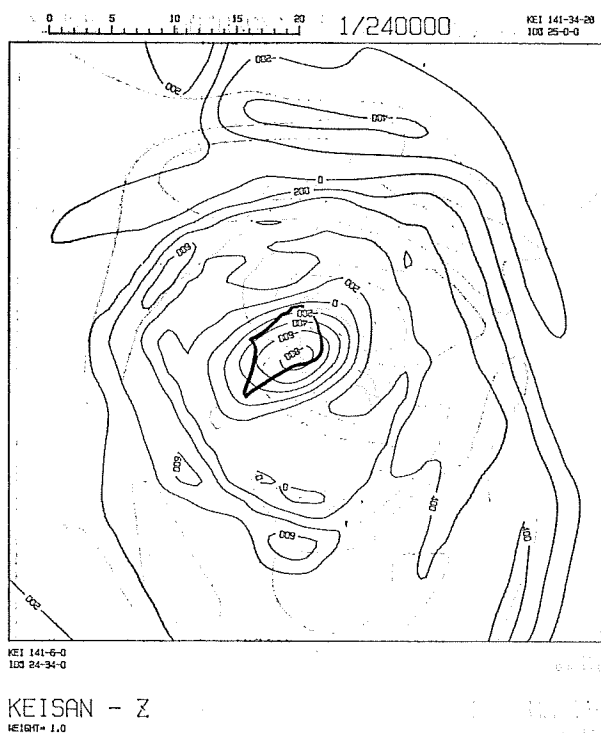


Figure 9-3 (vertical component)

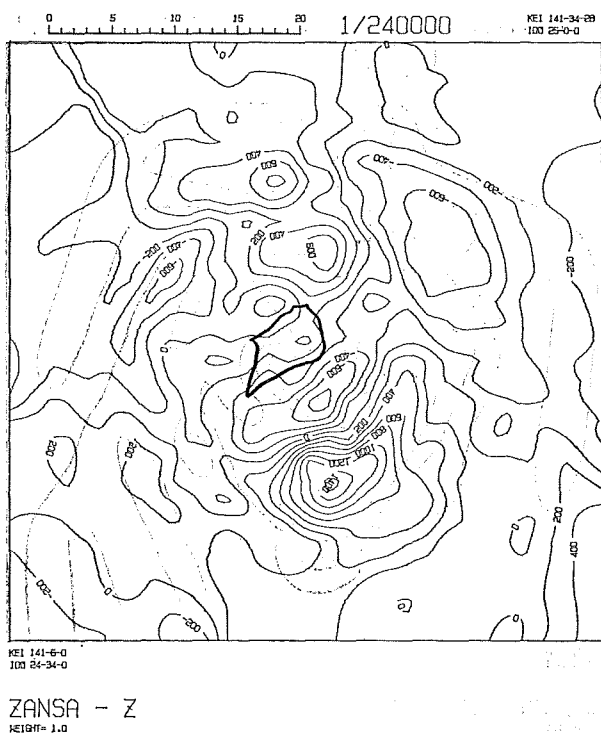


Figure 10 Residual values of vertical component (obs. - comp.).

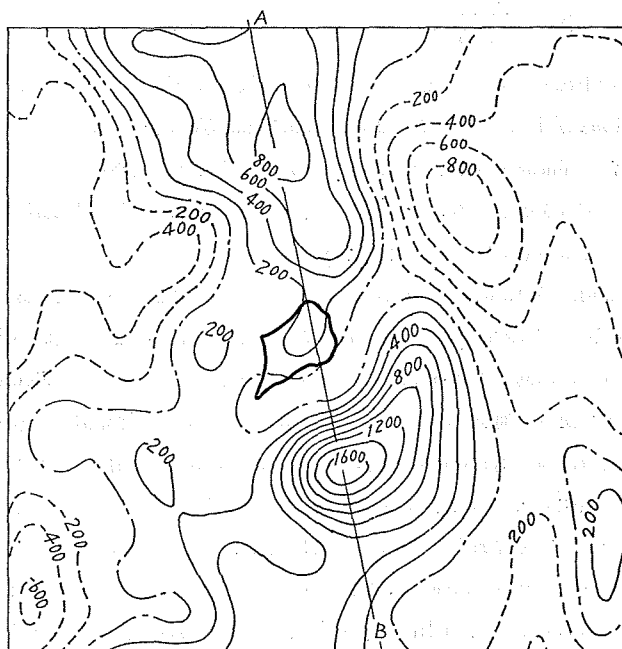


Figure 11 Depth correction for the surface of the magnetized body. Unit: meters.

存在すると考えられる。海面下 700 m (測定面下 1,700 m) 付近の厚さ 200 m の帯磁層と同振幅の地磁気異常を測定面 (高度 1,000 m) に及ぼす地表付近の帯磁層の厚さを算出した結果は、ほぼ 150 m 程度であった。したがって地表付近に厚さ約 150 m の帯磁層を付加するならば、モデルはさらに改善される可能性がある。

これらの計算結果を参考にして、硫黄島付近の帯磁の状況を表したモデルを Figure 12 に示す。ただし地表付近の帯磁層の厚さの算出結果は、より深部の磁性岩体の形状の仮定のしかたに左右されるものであって、一意性は無く一例を示すものにすぎない。しかし、陸上磁気測量の結果でも元山付近に浅在性の帯磁層が分布していることが分かっており、このことと以上の計算結果は調和的である。

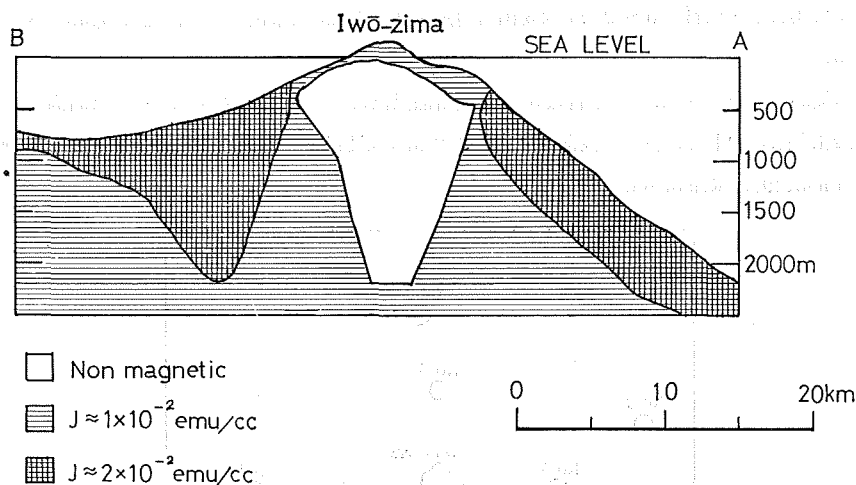


Figure 12 Schematic section of distribution of magnetization in the adjacent area of Iwō-zima along the line A-B shown in the Figure 11.

5. 硫黄島周辺海域の岩石

硫黄島では顕著な隆起現象がみられるが、火山の山体の大部分は海面下にあるので海域の隆起現象を把握することも重要であると判断される。また磁気測量の結果から硫黄島付近に強く磁化した岩石が分布していると予想されたが、それらは硫黄島陸上の粗面安山岩に類似の岩石であるか、北硫黄島や南硫黄島のようなソレライト質玄武岩に類似の岩石であるのかを確認することも必要となった。しかし、硫黄島内での調査に比べ、それをのせている山体についてはほとんど調査がなされておらず、硫黄島周辺海域の地質・地球物理学的調査が不可欠であると考えられ、1981年6月に水路部測量船「昭洋」(1,800トン)による硫黄島周辺海域の調査(地形調査・音波探査・地磁気全磁力測量・重力測量・底質採取)が実施された。それらについては別途詳細な報告が予定されているが、ここでは海底から採取された岩石の磁性等について若干の結果を述べる。

底質採取地点は Figure 13 のとおり、No.1～8の8地点であり、それらの位置及び水深等を Table 4 に示す。それら各地点で採取された底質は以下のとおりである。

- No.1 茶褐色火山礫集塊岩、やや円磨された黒色～灰色安山岩礫・黒灰色多孔質火山礫・パミス円礫・緑色ないし白茶色凝灰岩礫等 (Figure 14), 水深212 m.
- No.2 黒色(一部茶褐色)新鮮スコリア質礫岩(にぎりこぶし大)～細礫(Figure 15), 水深 543 m.
- No.3 白茶～灰色パミス細礫・発泡性多孔質スコリア垂円礫(もろく軽い), いずれも酸化鉄による変色著しい, 水深 212 m.

- No. 4 白茶色のやや風化したパミス小円礫・黒色スコリア (2~5 mm), いずれもきわめて多孔質, 水深 499 m.
- No. 5 15 cm 大の新鮮な海底露岩とみられる石炭様の黒色安山岩質熔岩塊, 中央部急冷ガラス相, 外側はハイアロクラスタイト様のクラック多数, 茶褐色のパミス円細礫・数 cm 大の黒色熔岩角礫・スコリア垂円礫 (Figure 16), 水深 1,525 m.
- No. 6 黒色スコリア質垂円礫~細礫 (20~2 mm)・パミス細礫 (Figure 17), 水深 569 m.
- No. 7 15 cm 大黒色偏平板状安山岩質熔岩塊, 表面ガラス質, 1 cm 大の斜長石斑晶が多数点々とし, もろく手で割れる・同質の5~2 cm 大安山岩角礫・2~1 cm 白茶色パミス円礫 (Figure 18), 水深 1,660 m.
- No. 8 岩盤からかいた5 cm大の熔岩礫3個, 破断面黒色松ヤニ状で光沢あり, 古い破断面等には茶色の酸化鉄が塗料状に付着, 表面及び内部に2 mm程度以下の球果状の穴を多数有するが硬質である (Figure 19), 水深 579 m.

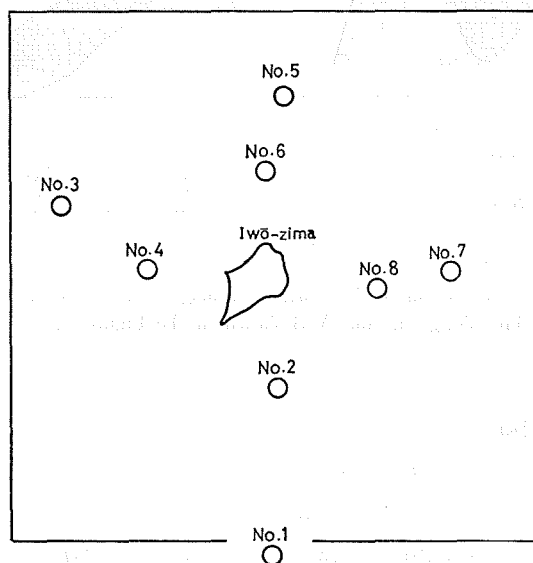


Figure 13 Dredged points and their site numbers.

Table 4 Position and depth of the dredged sites.

Site	Lat.	Long.	Depth
No. 1	24°33'.3N	141°19'.9E	212
No. 2	24 41.5	141 20.2	543
No. 3	24 50.5	141 08.6	212
No. 4	24 47.3	141 13.2	499
No. 5	24 55.8	141 20.7	1525
No. 6	24 52.2	141 19.7	569
No. 7	24 47.3	141 29.7	1660
No. 8	24 46.3	141 25.6	579



Figure 14 Dredged samples of site No. 1.



Figure 17 Dredged samples of site No. 6.



Figure 15 Dredged samples of site No. 2.



Figure 18 Dredged samples of site No. 7.

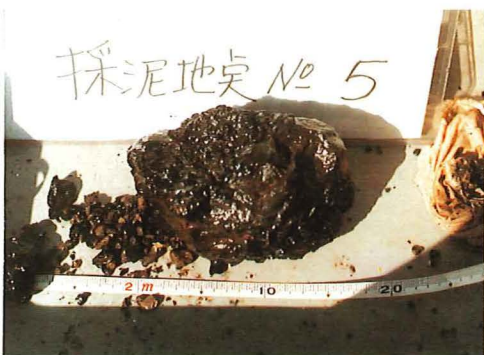


Figure 16 Dredged samples of site No. 5.



Figure 19 Dredged samples of site No. 8.

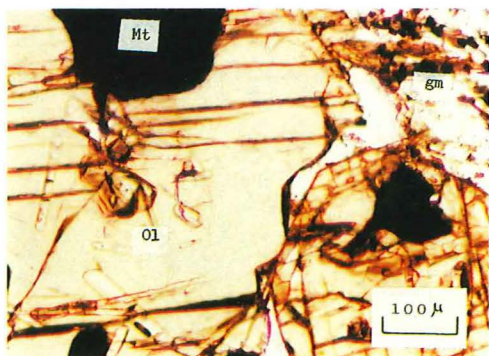


Figure 20 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 1-10 of site No. 1 (trachyandesite). Mt: Magnetite
Ol: Olivine gm: groundmass

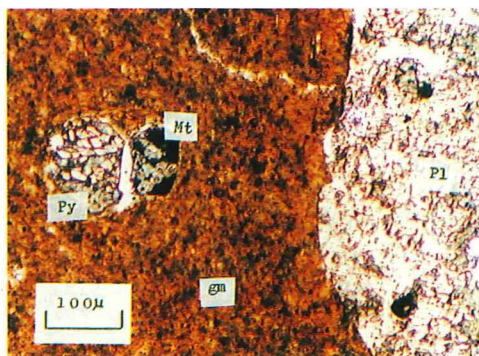


Figure 23 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 7-2 of site No. 7 (trachyandesite). Py: Pyroxene

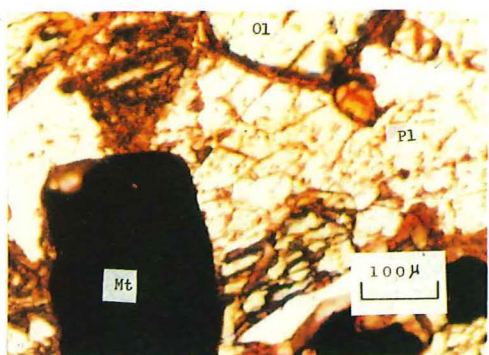


Figure 21 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 1-20 of site No. 1 (trachyandesite). Pl: plagioclase

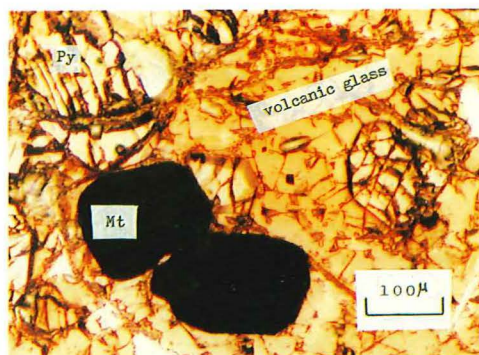


Figure 24 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 8-2 of site No. 8 (trachyandesite).

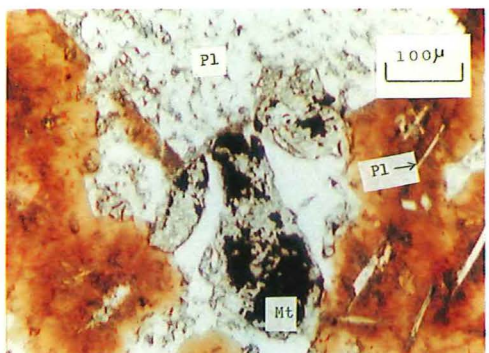


Figure 22 A photomicrograph of the thin section of the sample No. 5-2 of site No. 5 (trachyandesite, obsidian).

以上の岩石のうち、この地点で産出されたとされるいくつかのものについて、磁性測定と顕微鏡観察が東京大学海洋研究所石井輝秋・中田正夫・古田俊夫各氏らによって行われた。その結果を Table 5 に示す。また、これらの岩石の化学分析が東京工業大学で実施された。その結果の一部を Table 6 に示す。なお、Sample No. 5-1 と 5-2 及び 8-1 と 8-2 はそれぞれ同一の岩塊を分割したものではないが、同一地点で採取されて外見上全く同じに見えるものである。これらはすべて硫黄島陸上の粗面安山岩に類似の岩石であったが、陸上に比べやや塩基性のものがあり、 SiO_2 含有量が 3~6% 少ない。より深部にさらに塩基性の岩石が存在する可能性もある。

Sample No. 7-2 の岩石は極めて強い磁性を示し、NRM は 2.81×10^{-2} emu/cc である。航空磁気測量のデータから予測される NRM は 1×10^{-2} emu/cc 程度であり、このような岩石は硫黄島付近の強い地磁気異常の原因岩として十分な磁性を有する。この 7-2 の岩石は石基中に数十ミクロンの自形の細粒磁鉄鉱を多く含んでいる (Figure 23)。これに対し、例えば 1-10 の岩石は石基中の磁鉄鉱等の粒子が粗く、NRM は弱い。磁性測定を行った岩石の薄片の顕微鏡写真を Figure 20~24 に示す。

Table 5 Magnetic and other physical properties of dredged rock samples and descriptions of the thin sections

Site	Sample	Density g/cc	κ emu/cc/Oe	NRM emu/cc	Curie Pt. °C	Q-ratio	J_s emu/g
No. 1	1-10	2.38	1.1×10^{-3}	3.33×10^{-4}	345	0.8	1.636
No. 1	1-20	2.16	5.7×10^{-4}	4.21×10^{-4}	380	18.5	1.088
No. 5	5-2	2.79	2.4×10^{-4}	3.46×10^{-3}	360	36.0	0.749
No. 7	7-2	2.60	4.2×10^{-4}	2.81×10^{-2}	325	166.4	1.343
No. 8	7-2	2.39	2.7×10^{-4}	1.00×10^{-4}	390	1.3	0.317

1-10 plagioclase-aegirinaugite-olivine-magnetite trachyandesite

1-20 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite

5-2 glassy plagioclase-augite-magnetite trachyandesite

7-2 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite

8-2 plagioclase-augite-olivine-magnetite trachyandesite

Table 6 Chemical composition of dredged rock samples

Site No.	5	7	8
Sample No.	5-1	7-2	8-1
SiO_2	56.20%	57.18%	53.06%
Al_2O_3	16.70	17.83	17.21
Fe_2O_3	1.96	4.06	2.28
FeO	6.43	3.50	5.06
MgO	1.92	1.68	2.94
CaO	3.61	3.84	3.88
Na_2O	6.44	6.11	6.52
K_2O	3.22	3.16	3.00
$\text{H}_2\text{O}(-)$	0.10	0.53	0.61
$\text{H}_2\text{O}(+)$	1.21	1.16	3.32
TiO_2	1.03	0.80	0.93
MnO	0.26	0.23	0.23
P_2O_5	0.76	—	0.60
Cl	0.14	—	0.35
Total	99.89	100.08	99.99

分析者：小坂・平林・二本

6. 考察

すでに述べたとおり、硫黄島の陸上からは 220 MW ないし 540 MW という膨大な量の放熱が、ここ 60 年以上にわたり続いている。ところで 1981 年 6 月の「昭洋」による調査によれば、水深 200 m 以浅の海域で隆起現象が見出されているほか、海底の数か所からの噴気現象も認められており、火山活動が海域に及んでいることが確かめられた。仮に水深 200 m 以浅の海域で陸上と同程度の放熱が行われているとするならば、総放熱量は上記の陸上からの放熱量の数倍に達するであろう。この長期間安定して続けられている膨大な放熱と活発な隆起現象を考え合わせるならば、地下に高温物質の供給が続けられているものと考えるのが妥当であろう。

硫黄島陸上での重力測定結果からは、地表付近より高密度な地層が島の中央の元山中心部に向かって下り、凹部を形成していて、中央部には局地的に高密度の岩体が存在するものと考えられている（小坂ほか，1975，江原幸雄測定）。1981 年 3 月に水路部が実施した硫黄島陸上の重力測定結果も全く同様であった。

一方、活動中の火山の磁気測量結果から、今回と同様山頂の下に非磁性の岩体が予測されているものに、桜島（Utashiro *et al.*, 1972 ; Vacquier and Ueda, 1967）、岩木山（高木ほか，1972）、秋田駒ヶ岳（三品，1971）、有珠山（Nishida *et al.*, 1981）などの例がある。これらはいずれも火山体内部が高温であるため、磁性が失われているものと解釈されている。硫黄島周辺の海底から採取された磁性の強い岩石のキュリー点は 325°C であり、硫黄島の山体内部も類似の岩石で構成されているのであれば、硫黄島の地下 2,000 m 程度まで分布している非磁性の領域は、これらの温度より高温になっているものと考えられる。

今回、海底から採取された岩石の中には NRM の大きい岩石も見出されたが、石基中の磁鉄鉱が粗粒である場合は NRM がきわめて弱いことが見出された。

これまでに磁気測量が行われた多くの海山では、山体の上部が非磁性であると見られている（Harrison, 1971 ; Uyeda and Richards, 1966 ; Richards *et al.*, 1967 ; Francheteau *et al.*, 1970 ; Vacquier and Ueda, 1967）。その原因は玄武岩の粘土鉱物化（Bonatti, 1967）ともいわれている。しかし、今回見出されたような磁鉄鉱の粒径と NRM の強さの関係が他の岩石についても成立つならば、火山体内部では冷却速度が遅く、そのため磁鉄鉱が粗粒になり、結果として山体のかなりの部分が非磁性であるかのような地磁気異常を及ぼすことも考えられる。

硫黄島の粗面安山岩は、現世の火山フロントに産するアルカリ岩で、その成因は説明されていない。火山列島の火山岩のうち、化学分析のなされたものを示すと Figure 25 のとおりである。北硫黄島（津屋，1936）及び南硫黄島（海上保安庁水路部採取，小坂丈予分析）にはソレライト質玄武岩が見出されており、硫黄島とその周辺海域及び南硫黄島の北 5 km の海底活火山福德岡の場からは粗面安山岩（津屋，1936）が得られている。北硫黄島及び南硫黄島では現在火山活動は認められておらず、風化侵食によって現在の地形となっただけのこと及び植物が繁茂している状況などから、火山活動は長く休止しているものと考えられる。したがって、ごく最近の火山活動に限って考えるならば、ソレライト質玄武岩の産出に次いで硫黄島及び福德岡の場のアルカリ岩の活動が行われたものであろう。これら異質の火山岩が接近して産出された原因として、噴出時期の違いや、この付近のベニオフ帯が伊豆マリアナ海溝から西へ、急傾斜となっているためマグマ生成過程が違うことなどが考えられる。

今回の底質採取ではソレライト質の岩石は採取されなかったが、硫黄島付近で強い地磁気異常が見出されたこと、粗面安山岩を産する福德岡の場からわずか 5 km の南硫黄島でソレライト質玄武岩が見出されていること、ハワイの諸火山の場合ソレライト質玄武岩に次いで少量のアルカリ岩を産すること（Macdonald, 1972）などから、硫黄島の山体の基盤がソレライト質玄武岩である可能性も残されている。

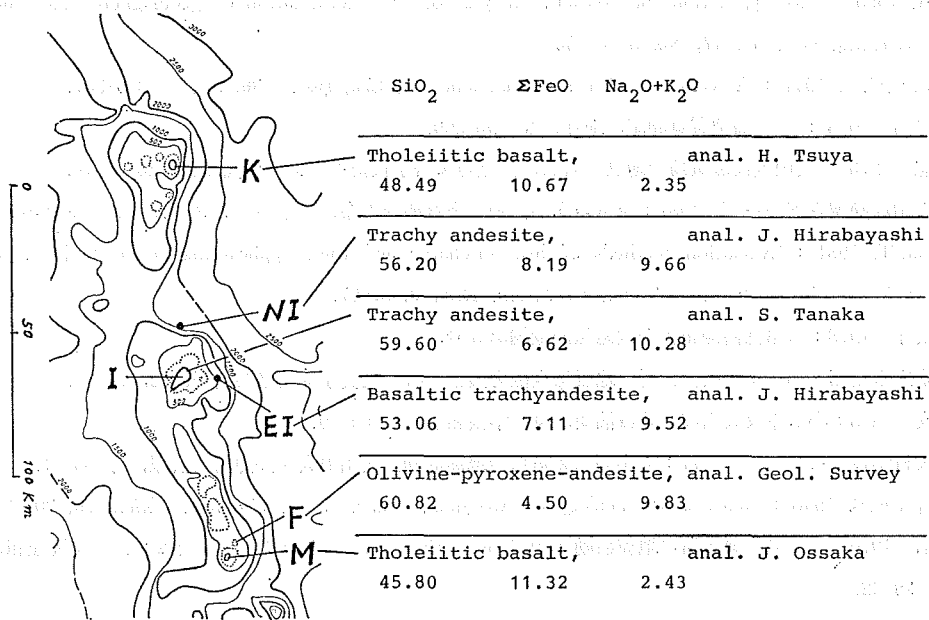


Figure 25 Sea-bottom topography at sea in the adjacent area of Volcanic Islands and chemical composition of rock samples. K: Kitaiwō-zima

NI: North off Iwō-zima I: Iwō-zima EI: East off Iwō-zima

F: Fukutoku-ukanoba M: Minamiwō-zima

7. おわりに

本調査の実施に当たっては、海上自衛隊第四航空群硫黄島航空基地分遣隊司令以下隊員の方々の熱心な御協力をいただいた。また、第三管区海上保安本部羽田航空基地長以下隊員の方々の御努力に負うところが大きい。東京大学海洋研究所小林和男教授及び石井輝秋、中田正夫、古田俊夫各氏からは岩石の磁性測定等につきデータの提供とともに、有益な御助言をいただいた。国土庁地方振興局特別地域振興課の方々には調査の進行に関し多々御協力いただいた。1981年の海洋調査については「昭洋」及び測量班の方々の御努力によるものであり、また測量課桂忠彦氏から有益な御助言をいただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- Bónatti, E. 1967: Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific, *Research in Geochemistry*, **2**, 453-491.
- Corwin, G., Foster, H.L. 1959: The 1957 explosive eruption on Iwo jima, Volcano Islands, *Amer. Jour. Sci.*, **257**, 161-171.
- rancheteau, J., Harrison, C.G.A., Sclater, J.G., Richards, M.L. 1970: Magnetization of Pacific seamounts: A preliminary polar curve for Northeastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, **75**, No. 11, 2035-2061.
- Hagiwara, Y. 1965: Analysis of the results of the aeromagnetic surveys over volcanoes in Japan (I), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 529-547.

- Hahn, A. 1965 : Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies, *J. Geomag. Geoelec.*, **17**, No. 3-4, 195-225.
- Harrison, C.G.A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, **36**, No. 2, 349-357.
- 本間不二男 1925 : 硫黄島地質見聞記, 地球, **4**, 290-309.
- 一色直記 1976 : 火山列島硫黄島の地質と岩石, 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 5-16.
- 硫黄島火山活動調査グループ 1981 : 硫黄島火山活動調査概要報告書, ジャパンテクニカルソフトウェア.
- Kagiyama, T. 1981 : Evaluation methods of heat discharge and their applications to the major active volcanoes in Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 87-97.
- 海上保安庁 1978 : 水路部観測報告全国磁気測量編第3号.
- 海上保安庁水路部 1979 : 相模湾付近の地磁気全磁力異常分布, 地震予知連絡会会報, **22**, 79-82.
- 菊池 安 1888 : 小笠原及火山群島地質摘要, 東洋学芸雑誌, **5**, 64-69.
- 国立防災科学技術センター 1977 : 火山列島硫黄島の地震活動, 火山噴火予知連絡会会報, **8**, 56-61.
- Krauskopf, K.B. 1948 : Notes on the geology of Iwo Jima, Trans, *Amer. Geophys. Union*, **29**, 207-210.
- 熊谷貞治 1976 : 火山列島硫黄島の地震活動 (1974.5-6, 1975.2), 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 29-42.
- Macdonald, G.A. 1948 : Petrography of Iwo Jima, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, 1009-1018.
- Macdonald, G.A. 1972 : Volcanoes, Prentice-hall
- 三品正明 1971 : 秋田駒ヶ岳の地磁気および重力・火山, 第2集, 第16巻, 第2・3号, 98-102.
- 森本良平・小坂丈予・羽鳥徳太郎・井筒屋貞勝・浦部和順・高橋善男・岡田義光・平林順一・伊佐喬三・磯部宏 1968 : 小笠原硫黄島の異常隆起と最近の火山現象について, 地学雑誌, **77**, 255-283.
- Nagata, T. 1938 : Magnetic anomalies and corresponding subterranean mass distribution, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **16**, 550-577.
- Nishida *et al.* 1981 : Geomagnetic survey on Toya Caldera and Usu Volcano, Abstracts 1981 IAVCEI symposium-Arc volcanism (Tokyo and Hakone), 262-263.
- 大島章一・森 俊雄 1974 : 水路部磁気測点でのプロトン磁力計連続観測結果について, 測地学会誌, **20**, 第1-2号, 70-76.
- 小坂丈予他 1972 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書, 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- 小坂丈予他 1975 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書 (第II報), 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- 小坂丈予他 1979 : 小笠原硫黄島火山活動調査報告書 (第III報), 東京都総務局三多摩島しょ対策室.
- Petersen, J. 1891 : Beitrage zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijō and Miyakeshima. Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst., **Ⅷ**, 59S.
- Richards, M.L., Vacquier, V., Van Voorhis, G.D. 1967 : Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys, *Geophysics*, **32**, 678-707.
- 斉藤尚生・湯元清文・田村忠義・瀬戸正弘・早坂 孝 1979 : 飛翔体搭載用リングコア型磁力計による高感度地磁気観測, 東京大学宇宙航空研究所報告, **15**, 第3号(B), 461-477.
- 佐藤任弘 1969 : 海底地形学, ラティス
- Swenson, F.A. 1948 : Geology and ground-water resources of Iwo Jima, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, 995-1008.

- 高木章雄・三品正明・河野俊夫 1972 : 岩木山における航空磁気測量, 東北地域災害科学研究 (昭和 46 年度), 105-109.
- 高橋 博・熊谷貞治 1976 : 火山列島硫黄島の断層分布, 国立防災科学技術センター研究速報, **23**, 19-24.
- Talwani, M. 1965 : Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, **30**, No. 5, 797-817.
- 辻昭治郎・栗山 稔・鶴見英策 1969 : 小笠原諸島調査報告, 国土地理院時報, 第 37 集, 1-18.
- 津屋弘達 1936 : 火山列島硫黄島に就いて, 火山, **3**, 28-52.
- Utashiro, S., Takigawa, U., Oshima, S., Kondo, T. 1972 : Aeromagnetic and marine magnetic survey around Japan, Researches in Hydrography and Oceanography Commemoration Publication of the Centenary of the Hydrographic Department of Japan, Tokyo.
- Uyeda, S., Richards, M. 1966 : Magnetization of four Pacific Seamounts near the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 179-213.
- Vacquier, V., Uyeda, S. 1967 : Palaeomagnetism of nine seamounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 815-848.
- 脇水鉄五郎 1907a : 新島調査報告, 震災予防調査会報告, No. 56, 1-24.
- 脇水鉄五郎 1907b : 硫黄島列島に就て ベヨネス岩附近海底火山の噴出, 地学雑誌, **19**, 537-550, 639-654.

長距離電波測位装置とその測位精度

岡田 貢*・打田明雄*

THE HYBRID POSITIONING SYSTEM AND THE ACCURACY

Mitsugu Okada* and Akio Uchida*

Received 1981 October 6

Abstract

A system was developed during fiscal 1980 for THE SAGAMI-NANKAI TROUGH SURVEY, and mounted onboard the survey ship SHOYO in early 1981. The system is mainly composed of NNSS, giving geographical positions discontinuously, Rho-rho loran C, giving relative positions continuously, magnetic tape recorders, logging the data, and computers.

The characteristics of the system are as follows:

1. The Rho-rho loran C or hyperbolic method is available, and 3 rangings (or 3 LOPs) by cross-chaining can be measured simultaneously, so that better accuracy is obtained.
2. In case of Rho-rho loran C, full digits are measured so that no ambiguity remains.
3. The ship leading information is displayed on a CRT to help steersman easily enter a new sounding line and keep the sounding course.

This system has effectively been used in 4 survey areas for a total of 110 days in the past 6 months, and the target accuracy of 110 meters has been obtained. This report introduces the functions of the system and its accuracy.

1. まえがき

大洋上で、高い精度の連続測位ができるシステムとして、アメリカでは1970年ごろから衛星測位システム（以下、NNSSと呼ぶ）と、ロランC等の長距離型の電波測位装置をコンピュータで結合し、ほぼ、0'.1の精度を有する複合測位装置（Magnavox Model 200等）を開発整備してきた。

一方、我が国では独自に、1974年にマラッカ海峡協議会が、運輸省電子航法研究所や海上保安庁水路部等の職員からなる技術委員会の指導のもとに、NNSS/ ρ - ρ ロランC複合測位装置を開発し、ロンボック・マカッサル海峡共同水路調査で効果的に使用された。

本稿で述べる装置は、相模・南海トラフ海底活構造調査のための機器整備の一環として、昭和55年度に開発し、測量船昭洋に搭載されたNNSSと ρ - ρ ロランCの複合測位装置である。

本装置は、マラッカ海峡協議会の開発機に比較し次のような特徴をもっている。

* 測量課 Surveying Division

- (1) ロランCにおける ρ - ρ 方式においては3レンジ測定が、また、双曲線方式では3LOP測定が同時にできるため、測定位置の精度が良く、いずれもクロスチェイン（異なるロランC組局）の使用が可能である。
- (2) ρ - ρ 方式でも、あいまいさ（Ambiguity）のない全桁測定を行う。
- (3) 操舵者に操舵情報が示されるので、計画測線上の航走が容易となり、作業能率の向上と省力化を図ることができる。
- (4) パネル面で初期設定が迅速かつ容易に行える。

本装置は、昭和56年4～6月に2度の実作業に使用され、精度とその機能において満足できる結果を得たので仕様の概要を紹介し、精度試験の結果について報告する。

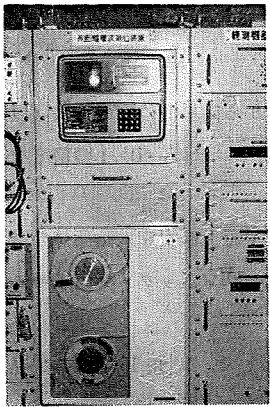
2. 仕様の概要

(1) 構成

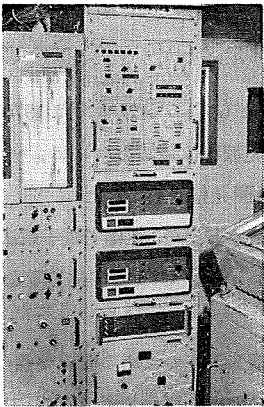
第1表に本装置の構成を、第1図に写真を、また第2図に構成系統図を示す。

Table 1 Composition of the system.

番号	品名	数量	記 事
1	精密ロランC受信機	2台	
2	ルビジウム周波数標準器	1 "	
3	NNSS 受信機	1 "	デュアルチャンネル
4	インターフェース	1 式	
5	結合計算機	1 式	
6	磁気テープ装置	1 台	
7	プリンタ	2 台	1 台は予備
8	プロッタ	1 台	
9	ブラウン管ディスプレイ	2 台	
10	筐体	1 式	JIS-C6010 ラック



NNSS (Top) and Tape recorder (Bottom)



Main Unit
From the top, a computer, two Loran C receiver, a rubidium frequency standard and a power supply.



A teletypewriter

Figure 1 Main equipments of the system installed on board the survey ship SHOYO.

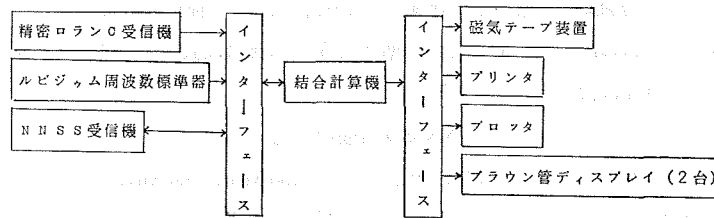


Figure 2 Block diagram of the system.

(2) 各部機能及び性能

i 精密ロランC受信機

本機は、自動追尾デジタル表示式ロランC受信機で、切替により ρ - ρ 方式または双曲線方式が使用できる。 ρ - ρ 方式の場合には、ルビジウム周波数標準部から受けた信号を基準として、ロランC信号との間の時間差で表した距離を測定する。時間差測定は8本のパルスをすべて使用し、コード識別するとともに、立上がりから3サイクル目を自動検出し、この点で位相比較を行い、時間差（以下 LOP と呼ぶ）を計測する。ただし LOP はすべての桁に不明確さ（Ambiguity）のない値を出力する。測位には、クロスチェイン選択が可能で、主従局の区別を問わない2局（2 LOP）、または3局（3 LOP）のいずれかが測位に採用できる。

本機には、デッカ社の Model DL 91 改型が採用されており、性能は次のとおりである。

精密ロランC受信機の性能

時間差測定値（最大）	99999 μ s
感 度	1 μ V/m
自動追尾精度	0.1 μ s
出力 LOP 数	双曲線方式 3 LOP ρ - ρ 方式 3 LOP
自動3サイクル検出時間	0 dB S/Nにおいて400秒（最大） -6 dB S/Nにおいて600秒（最大）

ii ルビジウム周波数標準器

ルビジウム蒸気共振セルを利用して、高安定の周波数を有する正弦波を発振する。信号の出力は精密ロランC受信機のほか、NNSS、結合計算機等に供給する。

本機は、ヒューレットパッカード社 HP 5065 Aが使用されている。性能は次のとおりである。

ルビジウム周波数標準器の性能

周波数安定度	$\pm 1 \times 10^{-11}$ /月（最大限のドリフト）
短期間安定度	$< 5 \times 10^{-13}$ （平均時間100秒）
出力周波数	5 MHz, 1 MHz, 100 kHz
出力電圧レベル	> 1 Vrms 50 Ω 負荷
温度範囲	0~50°C
電 源	115V $\pm 10\%$ （スタンバイ電源付）

iii NNSS 受信機

トランシット衛星からの位置情報とドップラ信号を受信し、船位を測定する。（以下、NNSS 測位と呼ぶ）

NNSS 受信機には、対地船速と針路が結合計算機により計算され、即時入力されるほか、手動入力も可能である。NNSS 測位の位置は、ロランC測位の基準となる。本機は北辰マグナボックス社の HX 1107 型が採用されている。その性能は次のとおりである。

NNSS受信機の性能

受信チャンネル数	デュアルチャンネル (150 MHz, 400 MHz)
衛星の選択受信	2 個の衛星が同時に出現する場合、条件の良い衛星を自動選択する
測位位置の出力	緯度 N 〇〇° 〇〇'.〇〇 経度 E 〇〇〇° 〇〇'.〇〇 GMT 〇〇h 〇〇m 〇〇s UP DATE (or NO UP DATE)
受信感度	-1.45 dBm
ショートドップラ	24 秒以内計数可能
UP DATE の条件	受信衛星の最大仰角が 10~70 度以内 収斂計算回数が 7 回以内 最接近点以前で少なくとも 2 分間のドップラデータが得られること 計算に使用されたドップラデータの確率誤差は 60 m 以内であること
衛星受信予報	月日 衛星出現時刻 GMT 最接近点における仰角 衛星番号

iv 結合計算機

後述するシステムプログラムに従って、各機器の入出力制御、演算を実行する。本機にはマイクロプロセッサが 3 個使用されている。

v 磁気テープ装置

測定データを指定した間隔で磁気テープに収録する。本装置にはティアック社 MT-1000 が採用されており、性能は次のとおりである。

磁気テープ装置の性能

記録方式	PHASE ENCORD 方式
記録密度	1600 bpi
トラック数	9 トラック
テープ速度	45 ips
テープ リール直径	10.5 インチ
テープ長	2400 フィート
テープ幅	0.5 インチ

vi プロッタ

船上における船位監視用として航跡を記入する。渡辺測器 WX 4631 が使用されており、その性能は次のとおりである。

プロッタの性能

記録寸法	A 3 版
記録密度	20 cm/sec
入力データ	XY 座標値または経緯度

vii ブラウン管ディスプレイ

ブラウン管上に、測位結果と操船に関する情報を表示する。2台のうち、1台は操舵者の前に設置される。

(3) システムプログラム

i 測位方式別船位計算

a ρ - ρ 方式

この方式は、NNSS と ρ - ρ 方式の複合測位機能を有するもので、NNSS 測位による位置を基準として、(1)式のように ρ - ρ 方式の距離測定値に対する改正値を計算し、以後、 ρ - ρ 方式により連続測位を可能とするとともに、NNSS 受信機には、精度の高い対地船速と針路を供給し、NNSS 測位を高精度なものにする。

$$\text{改正値} = D_0 - D_M \quad (1)$$

D_0 は、NNSS 測位点と ρ - ρ 方式で選択したロランC局間の大圏距離を μs (マイクロ秒) で表した値で、次式により計算する。

$$D_0 = T + T_e$$

ここで

$$T = \text{大圏距離(m)} / 299.6912$$

T_e は電波伝播速度の2次補正值で大圏距離により次の2種類の式を使い分ける。

大圏距離 $> 160 \text{ km}$ の場合

$$T_e = 129.04398/T - 0.40758 + 0.00064576438 T$$

大圏距離 $< 160 \text{ km}$ の場合

$$T_e = 2.7412979/T - 0.011402 + 0.00032774624 T$$

また、 D_M は NNSS 測位時における ρ - ρ 方式による距離測定値である。

ρ - ρ 方式による測位のうち、3 LOP を使用して位置計算を行う場合は、一義的に決まらないので、各 LOP に精度の重みをかけて最小二乗法により最確船位を計算する。LOP の精度は、受信信号の電界強度、すなわち、送受信点間の距離の二乗に反比例し、送信電力の平方根に比例する。最確船位は(2)式により収斂計算を行う(大森・坪川, 1969; 須田, 1976; セナー株式会社, 1978)。

$$X = N + A \quad Y = E + B \quad (2)$$

ここで X, Y は UTM 座標における最確位置

N, E は推定位置の UTM 座標値 (収斂計算になると、前回の計算値 X, Y が代入される)。

また

$$A = \{-[\text{pbb}][\text{pal}] + [\text{pab}][\text{pbl}]\} / C$$

$$B = \{-[\text{paa}][\text{pbl}] + [\text{pab}][\text{pal}]\} / C$$

ただし $C = [\text{paa}][\text{pbb}] - [\text{pab}]^2$ [] はガウス記号

$$a = (N - N_i) / d_i$$

$$b = (E - E_i) / d_i$$

$$l = d_i - D_i$$

$$p = 1/d_i^2 \times \sqrt{W}$$

ただし N_i, E_i ; ロランC局の UTM 座標値

d_i ; 推定位置とロランC局間の UTM 座標上における平面距離

- D_i ; ρ - ρ ロランCによる距離測定値 ((1)式の改正値により改正の施された値) をメートルで表した UTM 座標上の平面距離
- W ; ロランC局の送信電力
- p ; 重み

収斂計算は、A及びBの絶対値がともに15メートル ($0.05 \mu s$ に相当する) より小さくなった時に終了し、そのX、Yをもって船位とする。XY座標値は、測量船の操船に都合のよいように必要な角度で座標回転するとともに、経緯度にも変換される。船位計算の流れ図は第3図のとおりである。

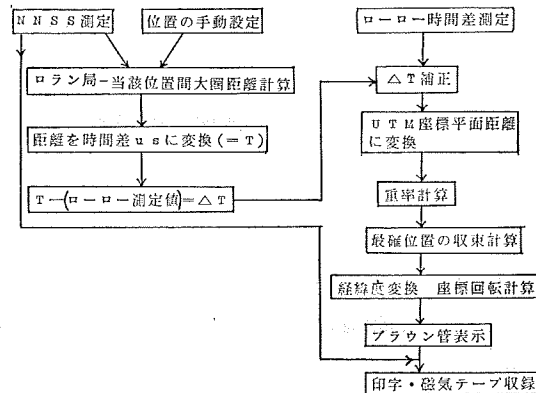


Figure 3 Flow chart illustrating the computation of ρ - ρ loran C position fix.

b 双曲線方式

この方式は、NNSSと双曲線ロランC方式の複合測位機能を有する。NNSS測位の位置を基準として、双曲線ロランC LOPのローカル誤差の改正値を求めた後は連続的に測位を行うとともに、船速と針路を計算してNNSS受信機に入力する。この方式でもクロスチェン並びに3LOP測位が可能である。

c ρ - ρ /ジャイロ・ログ共用方式

NNSS測位を基準とし、 ρ - ρ 方式による位置とジャイロ・ログによる推定位置との加重平均値をもって船位とする共用方式で、加重値は任意に設定できる。ロランC電波の信号が弱い海域では有効に使用される。

ii 船速・針路計算

船位測定データに基づき、2分間の移動平均船速と針路を計算する。

iii 磁気テープ収録

JISコードにより、年月日・時刻・LOP値・LOPに対する改正量・針路・船速及び他から入力される地磁気・重力・水深の各データを磁気テープに1ブロック20レコードとして収録する。

iv 印字

磁気テープの収録データを指定時間間隔で印字する。

v 船位記入

各測位方式により得られる船位データに基づき、航跡を指定の縮尺で記入する。紙面は有効に利用できるよう指定角度で座標が回転できる。

vi ブラウン管ディスプレイによる表示

ブラウン管上には、時刻・経緯度・XY座標値(回転座標系)を数値で表示するとともに、測量船の計画

測線からの現在位置の偏位量，測量境界までの残距離を記号で表示する．測量境界外に出たときは，新測線に移動するための情報（偏位量・航走すべき距離）を表示する．測線間隔等は初期設定する．

3. 各地における測定と測定値の精度

本装置の初めての海上試験は，東京湾を縦断して行われ，精度評価のためのデータは，館山沖の錨泊点において収集した．一方，実作業では屋久島南方地震予知測量に初めて本装置が使用され，測位精度評価のためのデータは，長崎港及び鹿児島港の棧橋における固定点において収集した．

精度は，各測定値の標準偏差で表してあるが，ロランCの場合，伝播距離が長いために，その測定値の標準偏差が時により変動する傾向が見られるので，時刻の経過にしたがい測定値を処理する必要がある．位置の再計算は第2表の基本的な定数を採用し，YHP 9825 A パーソナルコンピュータにより行った．また，結果の作図はYHP 9872 S プロッタによった．

Table 2 Position and transmitting power of the adopted Loran C stations.

局 名	緯 度	経 度	送信電力(kW)
北西太平洋ロランCチェーン			
主局M(硫黄島)	24°48'03".60 (24 47 48 .00)	141°19'30".30 (141 19 41 .53)	1800
従局X(北海道)	42 44 37 .10 (42 44 28 .14)	143 43 09 .25 (143 43 23 .90)	1000
従局Y(沖縄)	26 36 24 .98 (26 36 10 .87)	128 08 56 .45 (128 09 03 .99)	1000
従局Z(ヤップ)	09 32 45 .79 (09 32 25 .91)	138 09 54 .97 (138 10 04 .52)	1000
韓国ロランCチェーン			
主局M ₂ (韓国)	36 11 05 .80 (36 10 55 .47)	129 20 27 .28 (129 20 36 .04)	35

* 上段は WGS-72 系，下段 () 内は日本測地系に基づく経緯度である．

なお第2表において，WGS-72 系から日本測地系の経緯度に変換する計算式は，モロデンスキー変換式(MOLODENSKIY TRANSFER EQUATION)を使用し，式の中の変換定数及び地球定数は次の値によった．

$$dX = -140 \text{ m} \quad dY = 516 \text{ m} \quad dZ = 673 \text{ m}$$

$$\left. \begin{array}{l} a = 6378135 \text{ m} \\ f = 1/298.26 \end{array} \right\} \text{WGS-72}$$

$$V = 2.996912 \times 10^8 \text{ m/sec (ロランCの自由空間電波伝播速度)}$$

(1) 館山沖における測位精度試験と結果

昭和56年4月15日17時30分から16日08時30分まで，北西太平洋ロランCチェーンの主局及びX，Y各従局（以下，単にM局，X局，Y局と呼ぶ）の各信号を館山沖の昭洋錨泊点で受信し，各測定値を15秒間隔で印字記録した．第4図はその時の印字例である．図中，TYPEの欄は通常測定で“0”が，またNNSS測位結果の割り込みデータには“1”が印字される．また，MODEの欄には使用している測位方式が数字で

JME 0019.			VESSEL * SHOTO HL01 *									
DATE	TIME	TYPE	LATITUDE	LONGITUDE	MODE	PATTERN	PATTERN	PATTERN	DELTA	DELTA	DELTA	VESSEL
Y.M.D	H.M.S					-1-	-2-	-3-	PAT.1	PAT.2	PAT.3	HEAD. SPEED
810416	114445	0 35	07.48N	139 46.12E	1 1N	3854.6	1X 3043.9	1Y 4861.9	0.	0.8	0.3	008.11 12.1
810416	114500	0 35	07.53N	139 46.12E	1 1N	3854.9	1X 3043.6	1Y 4862.1	0.	0.8	0.3	005.99 12.0
810416	114515	0 35	07.58N	139 46.15E	1 1N	3855.2	1X 3043.2	1Y 4862.3	0.	0.8	0.3	007.66 12.3
810416	114530	0 35	07.63N	139 46.13E	1 1N	3855.5	1X 3042.9	1Y 4862.3	0.	0.8	0.3	009.11 12.4
810416	114545	0 35	07.70N	139 46.13E	1 1N	3855.9	1X 3042.5	1Y 4862.5	0.	0.8	0.3	010.99 12.4
810416	114600	0 35	07.75N	139 46.11E	1 1N	3856.3	1X 3042.4	1Y 4863.0	0.	0.8	0.3	008.00 12.7
810416	114615	0 35	07.77N	139 46.24E	1 1N	3856.3	1X 3041.9	1Y 4863.3	0.	0.8	0.3	011.55 12.4
810416	114630	0 35	07.84N	139 46.19E	1 1N	3856.7	1X 3041.6	1Y 4863.3	0.	0.8	0.3	011.22 12.4
810416	114645	0 35	07.90N	139 46.19E	1 1N	3857.1	1X 3041.3	1Y 4863.6	0.	0.8	0.3	009.77 12.6
810416	114700	0 35	07.93N	139 46.18E	1 1N	3857.4	1X 3041.2	1Y 4864.0	0.	0.8	0.3	008.99 12.3
810416	114715	0 35	07.98N	139 46.23E	1 1N	3857.6	1X 3040.8	1Y 4864.2	0.	0.8	0.3	010.77 12.0
810416	114730	0 35	08.05N	139 46.29E	1 1N	3857.9	1X 3040.2	1Y 4864.4	0.	0.8	0.3	016.11 12.3
810416	114745	0 35	08.08N	139 46.37E	1 1N	3858.1	1X 3039.9	1Y 4865.0	0.	0.8	0.3	022.66 12.6
810416	114800	0 35	08.15N	139 46.30E	1 1N	3858.6	1X 3039.7	1Y 4865.2	0.	0.8	0.3	021.22 12.9
810416	114815	0 35	08.22N	139 46.22E	1 1N	3859.0	1X 3039.3	1Y 4864.7	0.	0.8	0.3	010.99 12.9
810416	114830	0 35	08.22N	139 46.31E	1 1N	3858.8	1X 3039.0	1Y 4864.6	0.	0.8	0.3	015.00 12.4
810416	114845	0 35	08.30N	139 46.25E	1 1N	3859.5	1X 3038.8	1Y 4865.2	0.	0.8	0.3	010.11 12.3
810416	114900	0 35	08.35N	139 46.33E	1 1N	3859.7	1X 3038.4	1Y 4865.7	0.	0.8	0.3	008.99 12.4
810416	114915	0 35	08.39N	139 46.38E	1 1N	3860.0	1X 3038.2	1Y 4866.4	0.	0.8	0.3	008.22 12.2
810416	114930	0 35	08.45N	139 46.35E	1 1N	3860.4	1X 3037.9	1Y 4866.5	0.	0.8	0.3	004.00 12.0
810416	114945	0 35	08.50N	139 46.33E	1 1N	3860.7	1X 3037.6	1Y 4866.5	0.	0.8	0.3	005.33 12.1

Figure 4 Example of the print out results.

示され, “1” は ρ - ρ 方式, “2” は双曲線方式, “3” は ρ - ρ /ジャイロ・ログ共用方式となっている. DELTA の欄には時間測定値 (PATTERN) に対する補正値を印字する. ただし, 主局測定値に対する補正値は実際とは異なり, 常に “0” が印字される. 図には省略されているが水深・地磁気・重力の各データも印字される.

第5図には, 各ロランC局の配置と受信点の位置を示す. 数字は受信点とロランC局間の距離である.

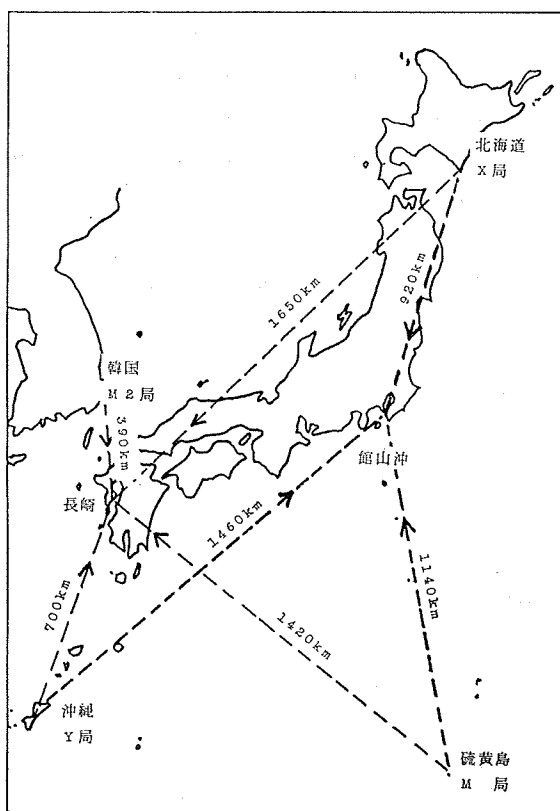


Figure 5 Distribution of Loran C stations and receiving points.

第6図は、印字記録から、毎時の30分～35分の5分間における15秒ごとの各局からの距離測定値と、経緯度の標準偏差を計算し図化したグラフで、縦軸は標準偏差、横軸は時刻である。上部グループの3本のグラフは、 ρ - ρ 方式による各局の距離測定値の標準偏差を、また、下の2本は3レンジ測位による経緯度の標準偏差を表している。測定精度は図から当然ながら伝播距離が最も小さいX局の値が最も良く、以下距離の小さい順にM局、Y局となっている。なお、各局とも受信信号は地表波伝播によるものである。緯度に比較し経度の標準偏差が大きいのはLOPの方向によるものであり、系統的なものではない。

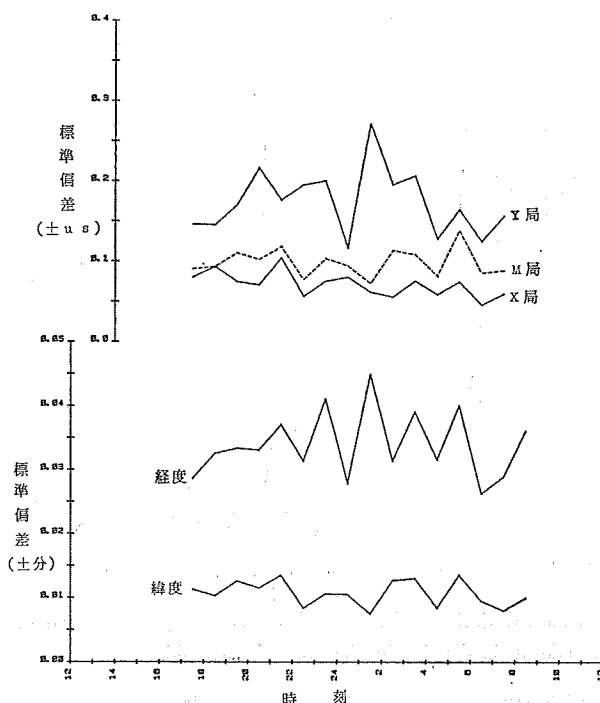


Figure 6 Standard deviations of measured distances (top group) and of longitude, latitude (bottom group) at the anchored position off Tateyama.

ここで、2レンジと3レンジの ρ - ρ 方式の精度を比較するため、第6図の距離測定値の標準偏差を用いて計算した2レンジ ρ - ρ 方式による位置の平均二乗誤差を第3表に示す。

Table 3 R.M.S. error of the 2 range fix according to the pair of the station.

局組合せ	LOP 交角	位置の平均自乗誤差(±m)
M-X	150°	73
M-Y	60°	68
X-Y	150°	110

一方、3レンジ測位の位置の平均二乗誤差は第6図の経緯度の標準偏差から55mとなり、2レンジのいずれの組合せによるものよりも、かなり誤差が小さいことがわかる。

(2) 長崎港固定点における精度

屋久島南方の地震予知測量期間中、昭和56年5月3日から4日にかけて約27時間にわたり、長崎港内で本

装置による固定点連続測定を実施した。データの処理結果と若干の考察について述べる。

i. ρ - ρ 方式による測定と結果

ロランCの受信局は、M局・X局・Y局並びに韓国チェーンの主局M（以下M2という）で、クロスチェーンの ρ - ρ 方式による測定を実施した。

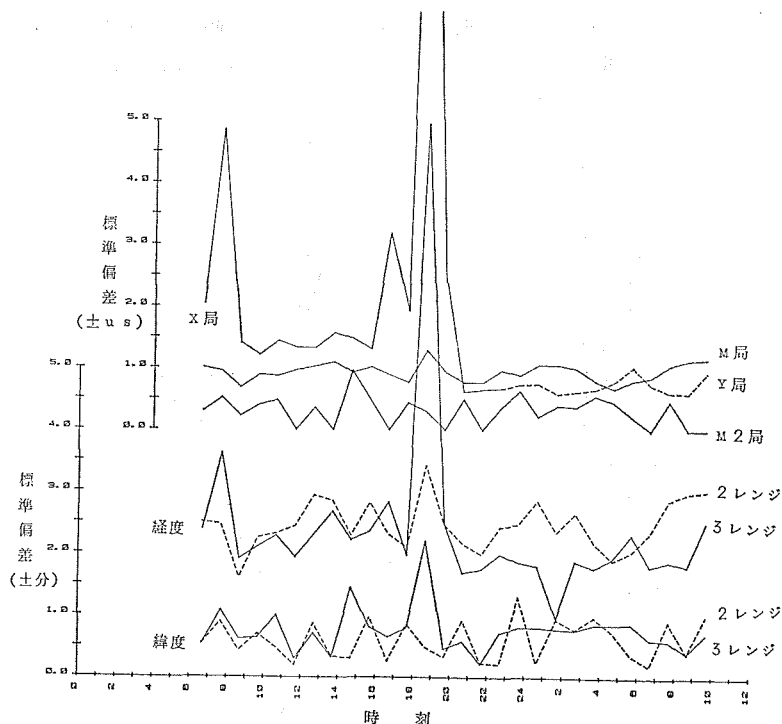


Figure 7 Standard deviations of measured distances (top group) and of longitude, latitude at fixed point in the port of Nagasaki.

第7図は、第6図の作成要領と同じであるが、経緯度の標準偏差については、現地選択の3レンジ ρ - ρ 方式によるもののほか、後日計算処理によるM局とM2局の2レンジ ρ - ρ 方式による測位の標準偏差も比較のため点線で記入してある。上段グループの3本のグラフは、各局からの距離測定値標準偏差の時間変動を示している。ただし、5月3日23時40分に実線表示のX局から点線表示のY局へと選択局が変更されている。X局の標準偏差は、5月3日の7時頃と18時頃の2度にわたり非常に大きくなっている。これは、第8図のX局距離測定値の変動に見られるように空間波を受信しているためであり、電離層の高さと密度が不安定となる日出時と日没時に相当している。

X局と長崎港との距離は約1,700 kmあり、この距離でロランC受信機の3サイクル自動検出機能は誤動作し、空間波を捕捉したことになる。一方、前述の館山沖における受信結果では、約1,500 km伝播のY局信号は地表波、すなわち立ち上がりから3サイクル目を捕捉している。したがって、その中間の1,600 km程度が本装置の精密ロランC受信機の地表波受信能力の限界かと思われる。このことは、今後本装置を使用するうえで、以下に述べるような測位精度に関連して注意を要する点である。

第7図の23時付近の測定中断をはさみ、その時刻以前は、2LOP地表波と1LOP空間波を使用した ρ - ρ 3レンジ測位の位置の標準偏差を示しているが、時刻によっては位置情報として使用に耐えない。むしろ空間波の1LOPを除いた2レンジ測位の方が精度としてはるかに優れている。また中断以降についていえば、

3 LOP の地表波を使用した 3 レンジ測位の方が 2 レンジ測位より優れている。

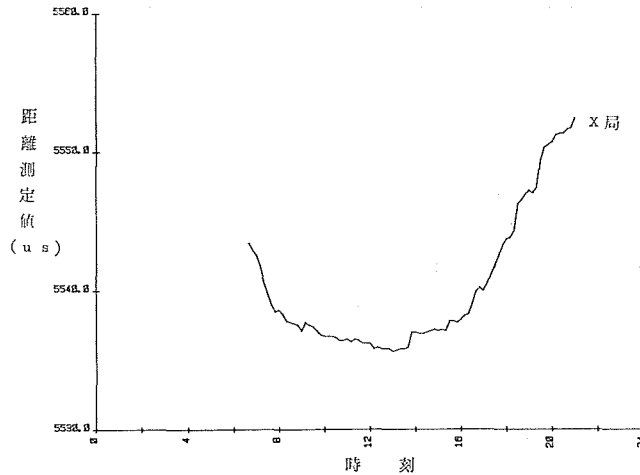


Figure 8 Graph showing the variation of a distance obtained by skywave signal from X-slave station.

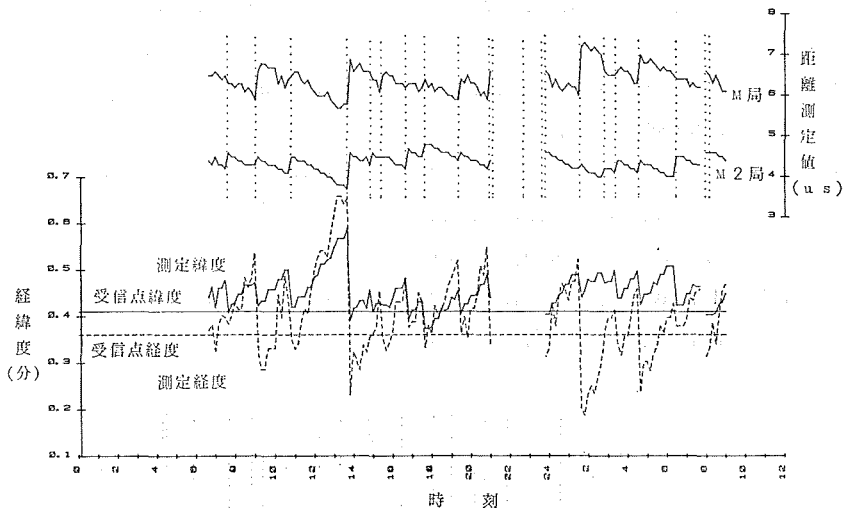


Figure 9 Hourly variations of measured distances (top group) and of longitude, latitude (bottom group) fixed by 2 range ρ - ρ loran C at Nagasaki.

第 9 図は、距離測定値並びにそれらに基づいて計算された位置の経緯度別時間変動を示している。上段グループは測定中断をはさんで、前後にそれぞれ M 局・M2 局及び M 局・Y 局・M2 局の下 2 桁(0.0 μ s)の距離測定値の時間変動を表したものである。縦の点線は NNSS の測位時刻を表していて、この点で測定値の較正が行われている。下段のグループは、2 レンジ測位による下 2 桁(0.00 分)の経緯度(実線は緯度、点線は経度)の時間変動を示すグラフである。横線は参考のため、固定受信点の 1 万分の 1 海図上での見取り位置(実線は緯度、点線は経度)を表している。

第 10 図は、3 レンジ測位の経緯度時間変動を示しており、22 時ごろの中断をはさんで前半は M 局・X 局・M2 局、後半は M 局・Y 局・M2 局からの距離測定値に基づき決定した位置の時間変動である。前半

は、既に述べたように X 局からの信号が空間波であるため標準偏差が大きな値を示すだけでなく、第 9 図の 2 レンジ測位の結果と比較すると決定位置の偏位量もまた大きいことがわかる。

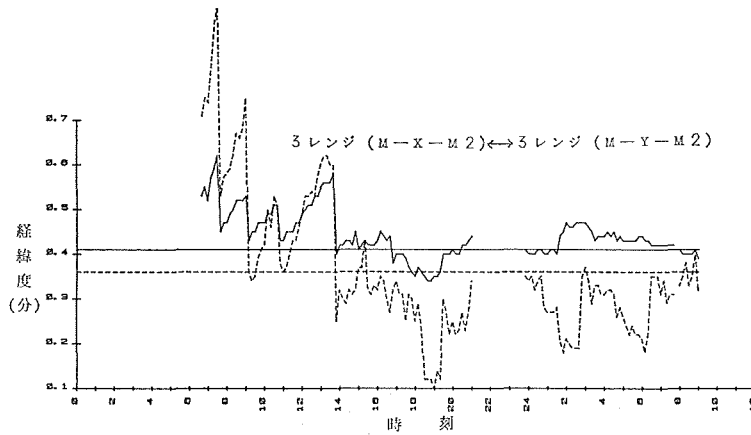


Figure 10 Graph showing the variation of the fixed position by 3 range ρ - ρ loran C at Nagasaki.

第 9 図と第 10 図の経度と緯度の時間変動を示すグラフに鋸歯状波が見られる。これは、ルビジウム周波数標準器の基準信号周波数のロラン C 送信周波数からのずれ（以下ドリフトと呼ぶ）が主な原因であり、固定点観測にもかかわらず、あたかも本装置を搭載した船が徐々に移動しているかのように測定位置が一定の方向に偏位していき、NNSS の測位時点で再び元の位置に引き戻されたためである。一方、この時点で、距離測定値も新たな較正がなされるので、同様にそのグラフは鋸歯状となる。このことは、測量中にも当然起き得ることで、生データを使用した航跡図も鋸歯状となる。第 9 図の上段グラフから、距離測定値の時間当たりの平均傾斜は各局ともほぼ $-0.25 \mu\text{s}$ ($=75 \text{ m}$) という値が得られる。この値は、ルビジウム周波数標準としては、ほぼ 1 桁悪い精度で、初期調整が十分でなかったものと思われる。現在では、調整によりドリフトは $0.07 \mu\text{s}$ (21 m)/時間となり良好であるが、3~4 月に一度程度の調整を要する。ちなみに、第

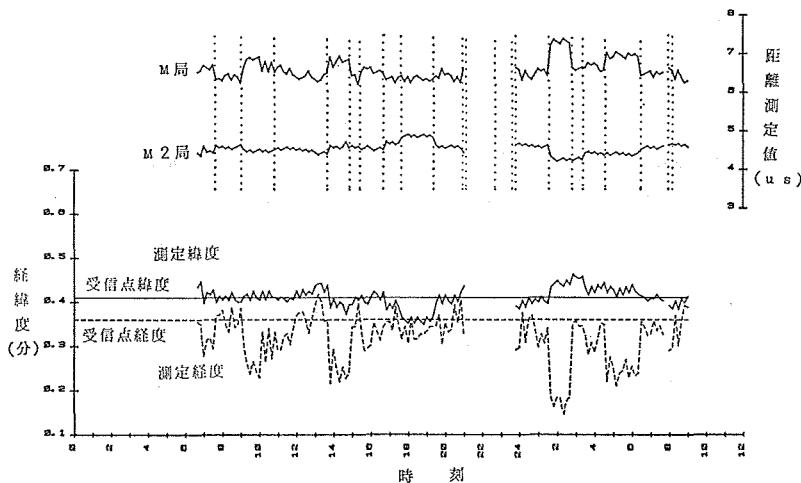


Figure 11 Graph showing the variation of distances and positions after the frequency drift corrections are applied. (Reference to Figure 9)

11 図には、コンピュータによりドリフト改正処理を行った後、第 9 図と同様に変動を描いたグラフを示す。ドリフトによる傾斜はなくなったが、凹凸の変動が 3～4 箇所で見られる。これは NNSS 測位が大きくなったためである（後日、NNSS の up date 判定を機能する回路が不良であることがわかり、精度の悪いデータにも up date を付して出力していたため、基準位置として採用していたものである）。

ii NNSS 測位の精度

NNSS 測位は、昭和 56 年 5 月 1 日 10 時 37 分から 5 月 4 日 08 時 02 分まではほぼ 70 時間にわたり実施された。これ等のデータを処理した結果と、これとの比較のため、同測量期間中昭洋が鹿児島に入港した際のデータ処理結果、並びに昭和 47 年 12 月に昭洋が専用棧橋（東京）において MX 702（旧 NNSS 受信装置）により測位したデータの処理結果も合わせて第 4 表に示す。計算には up date の付されたもののみを使用した。

Table 4 The results of the NNSS position fix.

測 位 場 所	長 崎	鹿 児 島	専用棧橋
受信回数 (回)	49	12	—
緯度標準偏差 (±分)	0.032	0.014	0.018
経度標準偏差 (±分)	0.029	0.012	0.022
1 σ 半径 (m)	78	38	47
緯度の偏位 (分)	0.01	0.02	—
経度の偏位 (分)	0.02	0.03	—

第 4 表を見ると長崎の測位精度が非常に悪い。これは受信地点付近に山がせまっていることで、場所の条件が海上における場合より悪いことが考えられ、そのほか、都市雑音、混信等による妨害も考えられる。一方鹿児島ではほぼ満足できる精度が得られており、海上において船速が零の場合には本装置の NNSS 測位精度は 30～40 m (1 σ) が十分期待できる。

(3) 昭洋専用棧橋における測位方式別精度

昭和 56 年 6 月 6 日、昭洋専用棧橋において、M 局・X 局・Y 局のロラン C 電波を受信し、3 レンジまたは 2 レンジ ρ - ρ 方式または双曲線方式等を適宜選択し、測定を実施した。各データから標準偏差を計算し、横軸に時刻をとって記入した結果を第 12 図に示す。標準偏差の計算には、15 秒ごとの測定値を 21 個使用した。

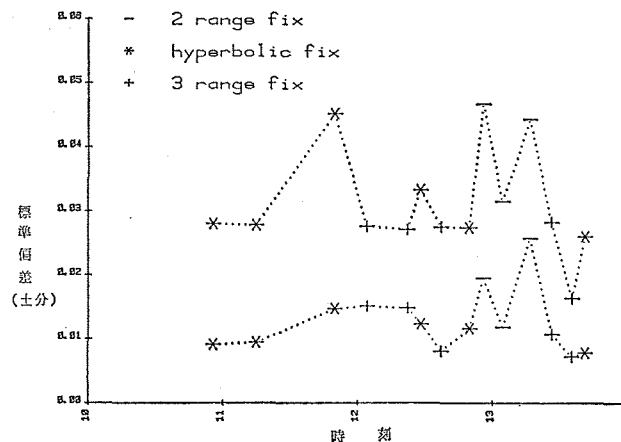


Figure 12 Graph showing the accuracy of various position fixing modes at the SHOYO's pier in Tokyo.

図から、+符号で表示した地表波受信による3レンジ ρ - ρ 方式が最も精度が良く、次に*印の双曲線方式、精度が最も悪いのは2レンジ方式という結果になった。ただし、精度に大きく影響する LOP の交角は場所により異なるので、順位はどこも同じになるとは限らないが、駿河・南海トラフ付近の測量における順位に限っていえば、専用栈橋における LOP 交角と大差はないので、この順位はそのままあてはまるものと思われる。同一測位方式で、何回も時間をおいて測定しているのは、標準偏差が時間とともに変動しているため、その影響を軽減させるためである。

(4) 硫黄島周辺海底地形地質構造測量における航跡図

昭和56年6月8日から6月30日まで、昭洋により実施された同測量において、本装置が使用され、その測位結果が磁気テープ装置に収録された。測位に使用されたロランC局は、X, Y, Z の各局であり、M局は至近のため使用できなかった。従って、双曲線方式はこの海域では使用不能で、3レンジ ρ - ρ 方式が採用された。測位データを収録した磁気テープは、水路部の大型電子計算機で自動作図が可能なるよう処理され、第13図に示すように作図機により航跡図を作成した。図において、×印は10分ごとの位置を、⊗は毎時の位置で時刻が記入されている。○印は NNSS 測位の位置で、必ずしも航跡上にないが、同点から約10分後に航跡が急に折れている所が見受けられる。この不連続な点が NNSS 測位による基準位置に基づき、 ρ - ρ 測位が修正された点である。この図は、生データにより航跡が作図されたもので、最終的には、NNSS 測位点を航跡が通るようにコンピュータで航跡修正を行い、折線の無い航跡図が作図される。

4. 考 察

(1) 総合精度

本装置は以上に述べたように、NNSS とロランCの複合測位システムであるので、その誤差は、双方の測位誤差を加え合わせたものとなる。ロランC測位については、LOP の交角、送信局からの距離、その他の条件により場所によって測位精度が大きく異なる。従ってここでは、主として九州における実データを使用し、本装置の測位精度の目安を得るべく、次式により計算した相対位置誤差(平均二乗誤差)を第5表に示す。

相対位置誤差 = ロランC測位誤差 + NNSS 静的測位誤差 + 船速誤差に基づく NNSS 測位誤差

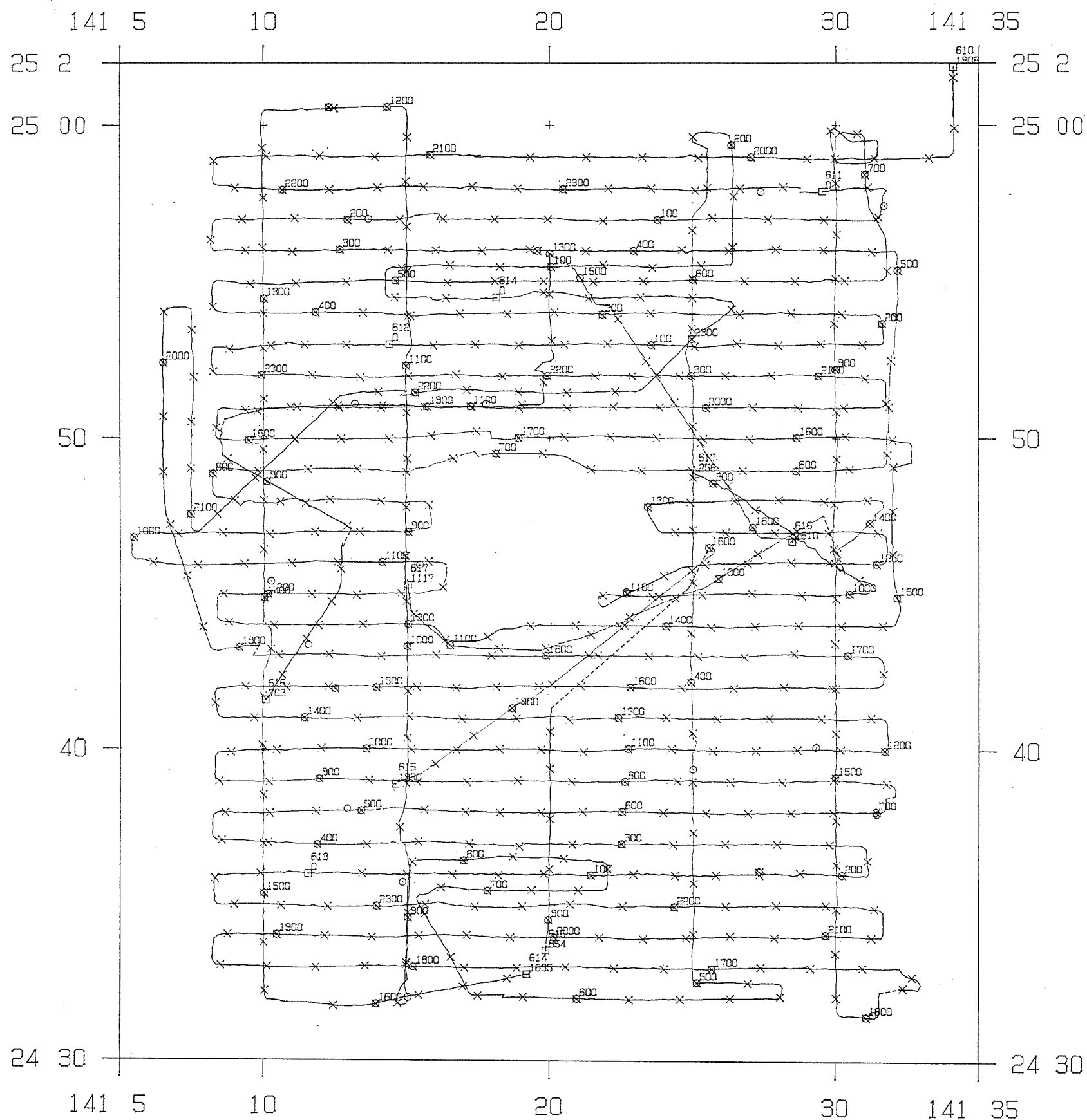
ただし、ロランC測位誤差は、長崎におけるデータの平均値を採用し、3レンジ ρ - ρ 方式で ± 30 m、2レンジでは ± 40 mとする。一方、NNSS の静的測位誤差は第4表の長崎の結果を採用して ± 40 mとし、また、屋久島南方における測量中の結合計算機出力の船速データから船速誤差は ± 0.2 ノットが得られ、これが NNSS 測位に及ぼす誤差として、東西方向航走で、ほぼ ± 30 m、南北方向航走で、 ± 60 m (衛星最大仰角に大きく影響を受け、角度が悪いとこの値の数倍に達する)とする(電子航法研究所報告 No.5)。

Table 5 Repeatability accuracy of the system in the vicinity of Kyusyu.

	東西方向航走(\pm m)	南北方向航走(\pm m)
3レンジ測位	100	130
2レンジ測位	110	140

更に、絶対位置の精度としては、NNSS 測位の絶対誤差と ρ - ρ ロランCの基準周波数のドリフトに基づく位置誤差の和が第5表の相対位置誤差に加えられる。前者は第4表の経緯度偏位から約50 m、後者のドリフトは日本付近における衛星の平均受信間隔である1.4時間当たりのものを計算して $0.1 \mu\text{s}$ ($=30$ m) とすると、その和は80 mとなるが、これらの誤差は測量海域近傍の経緯度既知点(基地港内)で受信データを取得

141 5 10 20 30 141 35



Position data were collected on the magnetic tape of this system in the vicinity of Iwo island during the survey in June 1981.

すれば、後日補正が可能であろう。

測量計画立案にあたり、第5表から見られるように、測線方向を南北にとるよりも東西にとった方が、より精度の高い測位結果が得られるという事実は注意を要する。一方、測線方向について測量船の誘導面から考えると、第6図およびその関連記述からもわかるように、LOPの傾きによって決めるのがよく、緯度線にほぼ平行したLOPが多い場合は東西方向に、また、その逆では南北方向を選択するというように、より安定した軸に沿って航走する方が優れた操舵情報が得られ、きれいな航跡図が得られるばかりでなく、測線間隔の許容偏位量に関した再測の手間も少なくなる。以上に述べた測線方向決定の2方法で相反する結果が生じた場合は、測量縮尺、等深度曲線の方向、あるいは一般船の航路方向等を考慮のうえ、測線方向を決定されることが望ましい。

(2) 今後の課題

本装置の現在までの欠点は、低精度のNNSS測位位置が ρ - ρ に基準位置として取り込まれた瞬間、操舵情報が急変し混乱を生ずることである。したがって、up dateの付された航海用としては十分な精度を有する測位データでも、水路測量用としては精度不十分の場合があるので、たとえ、NNSS測位の間隔が長くなってもコンピュータにより更にデータをふるいにかける必要があろう。

次に、このような装置は今後少なくとも数年にわたり使用されるものであるから、結合計算機のプログラムはユーザー側で自由に変更が可能によう、フォートラン等の高級言語で作成することが望まれる。

今回、本装置の精度試験が固定点に限られていたので、近い将来には、マイクロ波を使用した精密電波測位機を使用して、実海域における動的精度を把握したいと考えている。

最後に本報告を作成するに当たり、各地の貴重な測定データを提供していただいた測量船昭洋・屋久島南方地震予知測量班・硫黄島周辺海底地形地質構造測量班、並びに本装置の製造にあたられたセナー株式会社、の各関係の方々に厚く感謝する。

参 考 文 献

- Magnavox Report R-5885A 1978 : pp. 4.22-4.44.
 Magnavox Report R-6147 1979 : pp. 2.1-2.13, 3.15-3.26.
 Grant, S.T. 1973 : Rho-Rho Loran-C combined with satellite navigation for offshore surveys, International Hydrogr. Review, 50, 2, pp. 35-54.
 木村小一・西 周次・田中鏐一・奈須英臣・西野朝生・藤田光紘・伊藤 実 1973 : Navy Navigation Satellite System の利用に関する研究, 電子航法研究所報告, No. 5, pp. 37-43.
 大森又吉, 坪川家恒 1969 : 測地学序説, 山海堂, 東京, pp. 240-272.
 木村小一 1977 : 衛星航法, 海文堂, 東京, pp. 89-121.
 マラッカ海峡協議会 1975 a : ロランCと NNSS の複合測位データ処理プログラム説明書, pp. 2-49.
 マラッカ海峡協議会 1975 b : ロランC・NNSS の結合による精密船位測定システム説明書, pp. 2-41.
 セナー株式会社 1978 : マルチレンジングによる測位の計算, pp. 1-9.
 須田教明 1976 : 電磁波測距儀, 森北出版, 東京, pp. 201-206.

電子計算機を利用した海底下探査における 層理面の抽出と等値線自動作図技術

打田明雄*・岡田 貢*

REFLECTOR DISCRIMINATION AND AUTOMATIC CONTOURING BY AN ELECTRONIC COMPUTER

Akio Uchida* and Mitsugu Okada*

Received 1981 September 7

Abstract

Data processing of submarine topographic and structural surveys mainly consists of seabed topographic analysis, structure profile interpretation and contouring works. These works not only involve a heavy burden in both time and effort but also require engineers who have advanced knowledges of technics and long experience in these field. However, it is not easy to keep such engineers in the job for long time. So, it is significant to process data on some possible part of process with an electronic computer and a plotter.

This report gives a result of study on computer processing, separated into the following two steps intended to obtain a smooth contour map drawn with an automatic plotter without requiring later manual correction.

1. Processing to extract the signals of an appointed reflector from seismic data.

The desired reflector is extracted automatically from digital seismic data by means of taking into account a correlation between the traces, in terms of the intensity of the signal energy.

2. Automatic contouring

This is a job to draw a contour map with a plotter as similar as possible to the one which is drawn by an experienced engineer.

The results obtained are satisfactory, and it can be said that the automatic contouring in particular has reached its complete shape.

1. まえがき

海底に関する基礎調査として、海底地形及び地質構造の調査がある。そしてこれらの調査の結果は、主として等深線及び等層厚線を用いてそれぞれの成果図に作成される。この際のこれらの作業には、高度な知識と技術、ならびに多年の経験が要求され、その作図に要する時間や労力もまた大きな負担となっているのが現状である。

そこで、これらの調査における解析作業過程について、従来の手作業による方法に代えて、電子計算機による

* 測量課 Surveying Division

音波探査データからの反射信号の抽出と、デジタル化された地層データからの等値線の自動作図を試みたのでその処理方法について報告する。

2. 反射信号抽出処理

音波探査記録の解析には、船上で得られたアナログ記録を使用し、記録の濃淡模様により地層の解析を行っているが、ここでは、等深線及び等層厚線を自動作図するためのデジタルデータを作成することを目的として、デジタル収録した音波探査データを電子計算機によって解析し、自動的に層理面を抽出する処理方法を試みた。その方法は、Figure 1 のように隣り合うトレース（エアガンによる1回の発音に対応する1回の受信信号）の積和を求め、相関をとることにより抽出処理を行うものである。

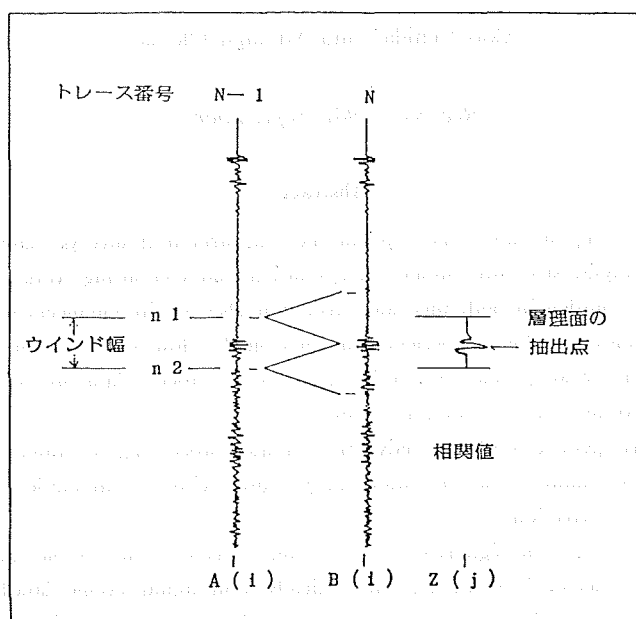


Figure 1 Conceptual chart on extraction of reflector signal from seismic data.

音波探査データは、浅海域において、1回の受信信号を $250 \mu\text{sec}$ または $500 \mu\text{sec}$ 間隔で、4000点のデジタル量として磁気テープに収録されている。いま、抽出処理する直前のトレースデータを $A(i)$ 、抽出処理するトレースデータを $B(i)$ 、ウィンドウ幅（層理面を追尾する幅）を n 、相関値を $Z(j)$ とすると、

$$Z(j) = \sum_{i=n_1}^{n_2} A(i) \times B(i+k) \quad (1)$$

ただし、 n_1 : ウィンドウの開始点

n_2 : ウィンドウの終了点

j : n_1 から n_2 まで

k : $-n/2$ から $n/2$ まで

となり、 $Z(j)$ の最大値の位置を各トレースごとに連続的に求めることにより、指定された層理面の抽出を行うことができる。

Figure 2 は、音波探査データを電子計算機により処理し、その結果を XY プロットを使用して作図したものである。Figure 2 の A, B 図ともに縦軸は時間（秒）で、横軸はトレース番号である。A 図は、各トレースごと

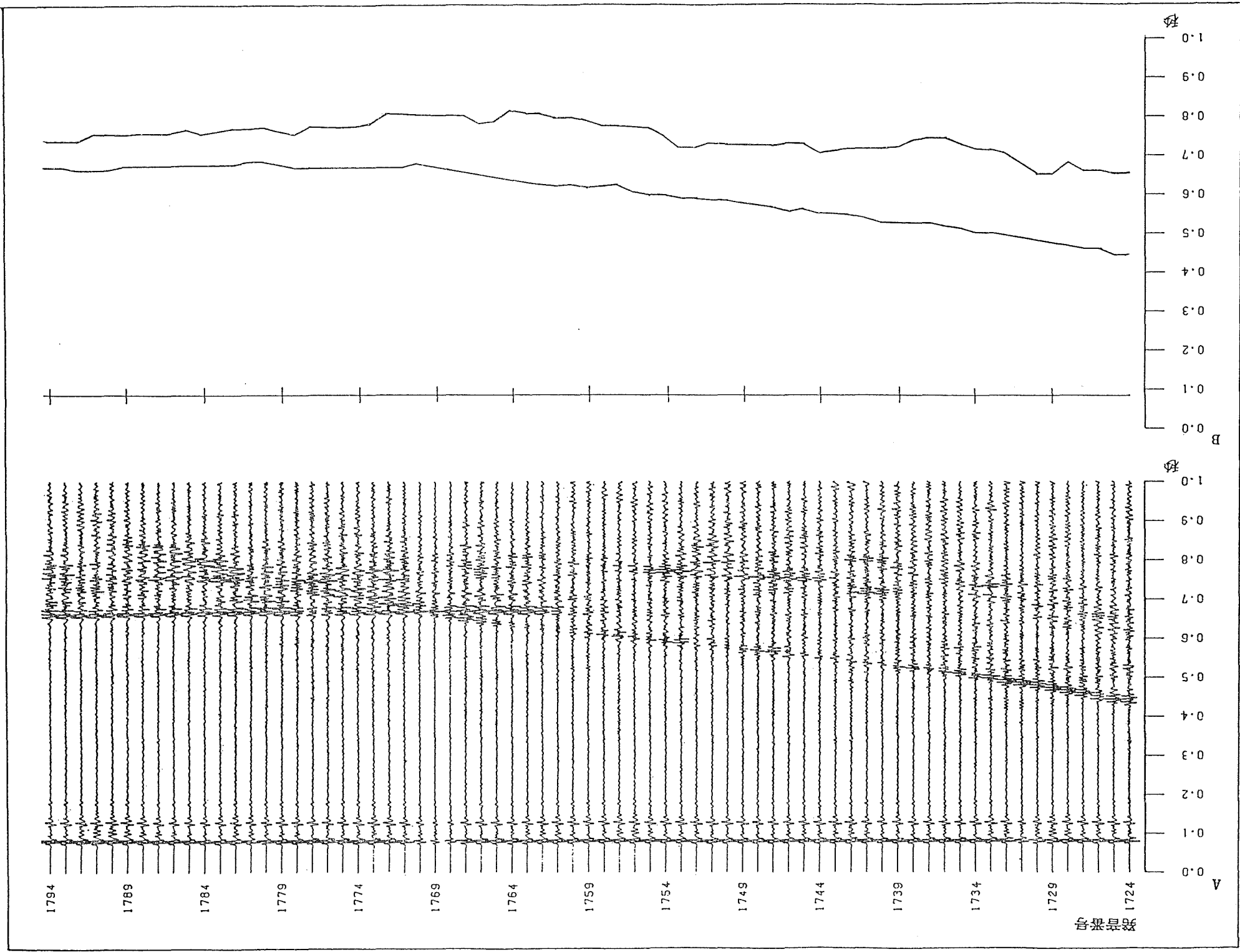


Figure 2 An example of extracted reflectors. A : Seismic profile B : Extracted reflectors

の受信信号波形を示し、B図は、A図に示した音波探査データから自動抽出した海底面及び海底下の層理面を断面図として表示したものである。

3. 等値線自動作図処理

本処理は、前節及びディジタイザ等により得られた位置と深度のデータ（以下測得データと呼ぶ）を電子計算機で処理して、等値線によって表現した海底地形素図及び地質構造素図を自動作図するものである。測得データは、各測点の位置を示す XY と、深度を示す Z とにより構成されている。Figure 3は、処理過程を示すフローチャートであり、各処理過程の内容は次のとおりである。

(1) 測得データからメインマトリクスデータへの変換

a 測得データの各測点での音波反射面の傾きを表す近似接平面を求めるために、まず Figure 4 に示すように測点から最寄りの他の8測点を選択する。近似接平面は、Figure 5の模式図のように、その8測点の測得データを使用し、各測点からの傾きと平面の傾きとの差が最小となるよう最小自乗法により求めるが、ここでは次の方法によった。

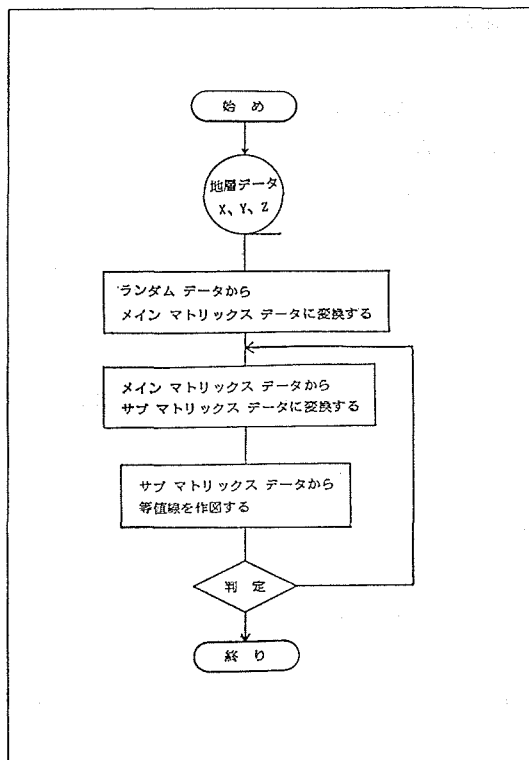
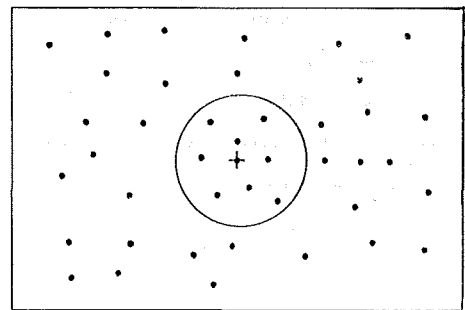


Figure 3 Flow chart of automatic contouring.



- + 地層の傾きを表す近似平面を求める測点
- 各測点の位置
- 最寄りの測点、8点の範囲

Figure 4 Eight stations selected nearby the point marked by for $+$ which an approximate plane is to be computed.

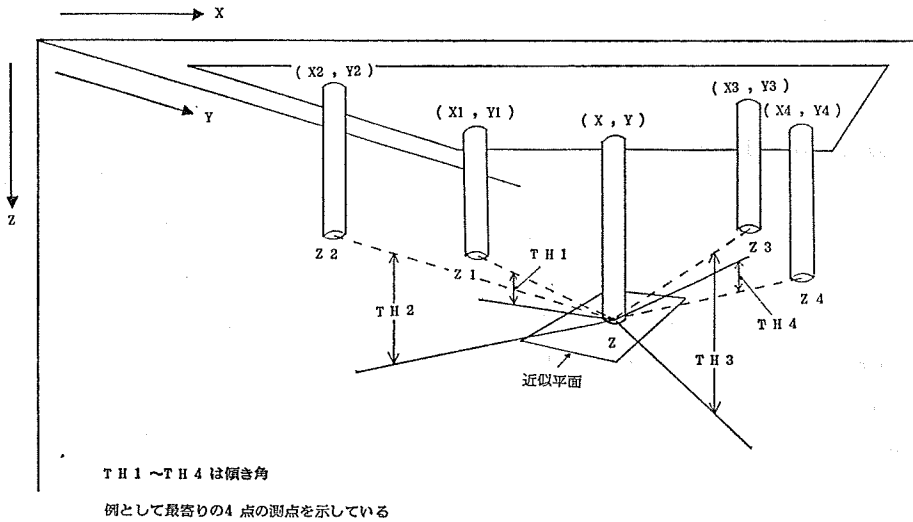


Figure 5 Illustration of the approximate plane.

一般に、三次元空間における平面の方程式は、次式で表される。

$$z = ax + by + c \quad (2)$$

(2)式に各測点の座標 $(x_i, y_i, z_i) = i=0 \sim 8$ を代入すると次の方程式が得られる。

(ただし $i=0$ の場合は、近似平面を計算しようとする測点の測得データ)

$$\left. \begin{aligned} z_2 &= ax_2 + by_2 + c \\ z_1 &= ax_1 + by_1 + c \\ &\vdots \\ z_0 &= ax_0 + by_0 + c \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

(3)式は、3個の未知数 a, b, c に対し9個の方程式から成っている。したがって、正規方程式はガウスの記号を用いて書くと次式のようなになる。

$$\left. \begin{aligned} [xz] &= [xx]a + [xy]b + [x]c \\ [yz] &= [xy]a + [yy]b + [y]c \\ [z] &= [x]a + [y]b + [c] \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

(4)式から求めた係数 a, b, c の値、 A, B, C により近似接平面は次式で表される。

$$z = Ax + By + c \quad (5)$$

この平面は、必ずしも計算しようとする点 (x_0, y_0, z_0) を通らないので、(5)式の x, y, z に、この点の値を代入して c を求めると、

$$c = z_0 - Ax_0 - By_0$$

となり、 c を(5)式に代入して得られる次式

$$z = Ax + By + z_0 - Ax_0 - By_0 \quad (6)$$

は、 Z 方向に平行移動した平面を表す。(6)式の平面をもって、その測点の近似接平面とする。このようにして、すべての測点について順次近似接平面を求める。

b a で得られた近似接平面から格子点上に深度値 z を求めるには、まず処理を行う図郭内において、 X 座

標軸並びに Y 座標軸に平行で、指定した間隔の直線群からなる格子を設定する。これをメインマトリックスグリッド（以下メイングリッドという）と呼ぶ。Figure 6 のように、近似接平面とメイングリッドの垂線との交点の値を求めるため、近似接平面の方程式にメイングリッドの x と y の値を代入し z を計算する。使用する近似接平面は、メイングリッドに最寄りの 8 測点それぞれにおけるものであり、したがって、メイングリッドの垂線上には 8 個の交点 $r_1 \sim r_8$ が得られる。これ等の値の距離の 2 乗に反比例した加重平均値をもってメイングリッドの z 値とする。

すなわち、メイングリッドから各測点までの距離を R_i 、メイングリッドの垂線上の深度を r_i とすると、メイングリッド上の深度 z は次式により求められる。

$$z = \frac{\sum_{i=1}^8 (P_i \times r_i)}{\sum_{i=1}^8 P_i}$$

ここで、 P_i は重みで次式で表される。

$$P_i = \left(\left(\sum_{i=1}^8 R_i \right) / R_i \right)^2$$

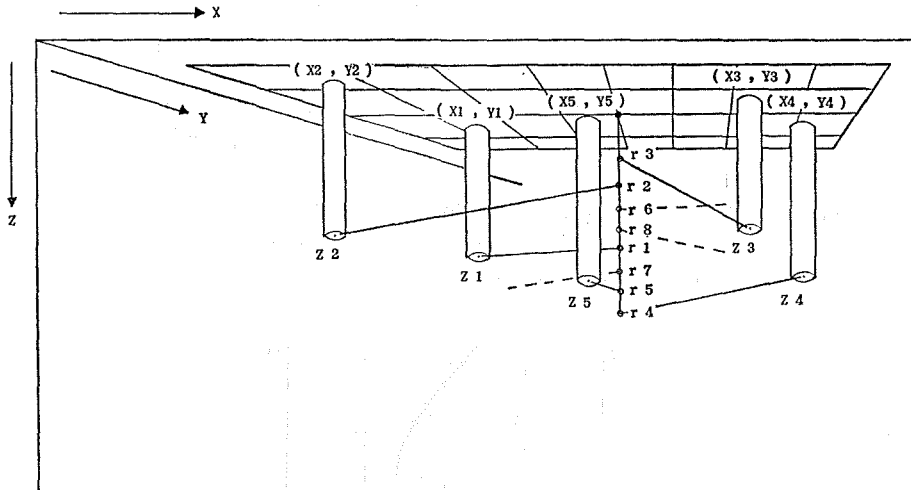


Figure 6 Intersection points $r_1 \sim r_8$ made by eight approximated planes and a perpendicular line to the main matrix grid.

(2) メインマトリックスデータからサブマトリックスデータへの変換

Figure 7 のように、1 個のメイングリッドを更に 5×5 のサブマトリックスグリッド（以下サブグリッドという）に分割し、メイングリッド上の L_1 から L_8 までの各曲線の方程式を 3 次式近似により求める。

X 軸方向曲線 L_1 から L_4 は次式で表される。

$$\left. \begin{aligned} A \cdot x_1^3 + B \cdot x_2^2 + C \cdot x_1 + D &= z_1 \\ A \cdot x_2^3 + B \cdot x_2^2 + C \cdot x_2 + D &= z_2 \\ A \cdot x_3^3 + B \cdot x_3^2 + C \cdot x_3 + D &= z_3 \\ A \cdot x_4^3 + B \cdot x_4^2 + C \cdot x_4 + D &= z_4 \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

また、Y 軸方向曲線 L_5 から L_8 も同様に次式で表される。

$$\left. \begin{aligned} A \cdot y_1^3 + B \cdot y_1^2 + C \cdot y_1 + D &= z_1 \\ A \cdot y_2^3 + B \cdot y_2^2 + C \cdot y_2 + D &= z_2 \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

$$A \cdot y_3^3 + B \cdot y_3^2 + C \cdot y_3 + D = z_3$$

$$A \cdot y_4^3 + B \cdot y_4^2 + C \cdot y_4 + D = z_4$$

(8)式及び(9)式を解くことにより, X軸及びY軸方向の係数が定まり, 各曲線の方程式が求められる. サブグリッド上の z の値は, X軸方向とY軸方向の2曲線の方程式にそのグリッドの x 値, または, y 値を代入して得られる二つの z 値を平均して求める.

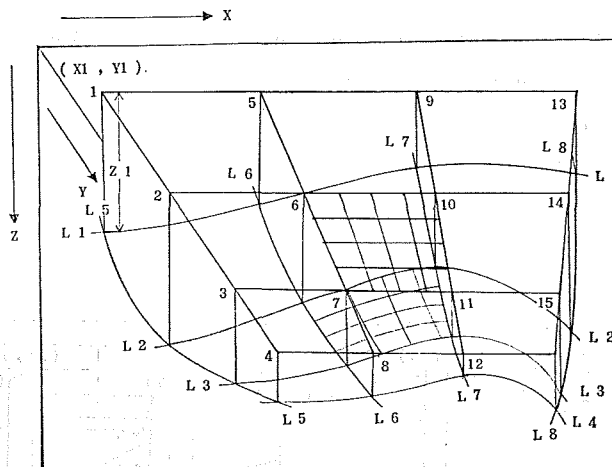


Figure 7 All main matrix grids each divided into sixteen sub matrix grids and L -prefixed curves computed by cubic approximate equations for easier finding of Z value on the sub grids.

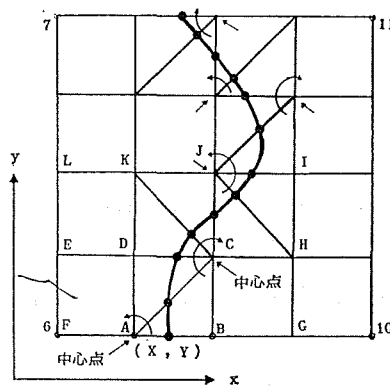


Figure 8 Illustration of how to draw a contour line by computer inside the sub grid.

(3) サブマトリックスデータから等値線の作図

Figure 8に示すように, いま作図しようとしている等値線(深度値 Z)が, サブグリッドのどこの区間に存在するかを原点に近いグリッドから順に探して行く. 区間 $A-B$ が見つければ, A を中心として反時計回りに順次相手となるサブグリッド B, C, D, E, F を探し, それ等の区間に深度値 Z が含まれているかどうかを調べ, 含まれている場合は, その座標を後述する(10)式により求める. もし含まれていなかった場合は, 最後に深度値 Z が含まれていた相手のサブグリッド C を新たな中心点として, 前回とは逆に時計回りに相手のサブ

リッド B, A, D, K, J, I, H, G の順に調べ、同様に深度値 Z の座標値を求める。この方法を繰り返すことにより深度値 Z の点群が求まり、順に結べば等値線が作図できる (山口, 1975)。

深度値 Z の座標 (X, Y) は、次のように直線補間により求める。

Figure 8 のように、作図しようとする等値線 Z がサブグリッド A と B の間に含まれていた場合、Figure 9 のようにそれぞれのサブグリッドの座標を (x_1, y_1) , (x_2, y_2) 、深度値を z_1, z_2 とすると、座標 (X, Y) は次式で表される。

$$\left. \begin{aligned} X &= \{(Z - z_1) / (z_2 - z_1)\} \cdot (x_2 - x_1) + x_1 \\ Y &= \{(Z - z_1) / (z_2 - z_1)\} \cdot (y_2 - y_1) + y_1 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

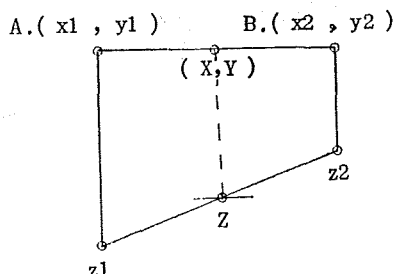


Figure 9 Illustration of how to obtain a position (X, Y) from a given Z value in between two known points.

4. 電子計算機を用いた等値線図

- (1) Figure 10 は、昭和 54 年 12 月 17 日から 24 日まで、測量船「明洋」(450 総トン) により駿河湾で収録した音波探査データの反射信号抽出処理を行い、得た水深値の 90 点を使用して作図した海底地形図で、毛羽 (スティックマーク) を表示しているのは、周辺の等値線より深みがあることを示しており、等値線間隔は 20 m である。Figure 11 は、その時の航跡図である。
- (2) Figure 12 は、昭和 52 年度に測量した第 1 鹿島海山付近の海底地形図で、1,600 点の水深データを使用し、等値線間隔を 100 m として自動作図したものである。
- (3) Figure 13 は、昭和 52 年度に測量した渡島東方海域のデータを用いて自動図化した等層厚線図で、線の間隔は 5 m である。

5. あとがき

本研究は、水路部研究報告第 15 号に発表した「電子計算機を利用したシングルチャンネル音波探査データの信号強調技術」(岡田及び打田, 1980) とともに、一連の電子計算機による海底下探層データ処理方式の研究である。本処理方式を使用することにより、Figure 12 と Figure 13 のように従来の手作業とはほぼ同一の図が短時間で作図できるので有効に活用できる。またデータの型が同様であれば他の観測データ (地磁気、重力等) の処理にも使用可能と考える。

また、近年、水路部以外の機関においても、シングルチャンネル音波探査法からマルチチャンネル式音波探査法に移行する傾向が見られ、電子計算機による処理が不可欠となることが予想されており、本研究による成果は広く活用できるものと考え。

最後に、本研究に対して音波探査データの収録を実施していただいた測量船「明洋」及び測量課 桂忠彦氏、

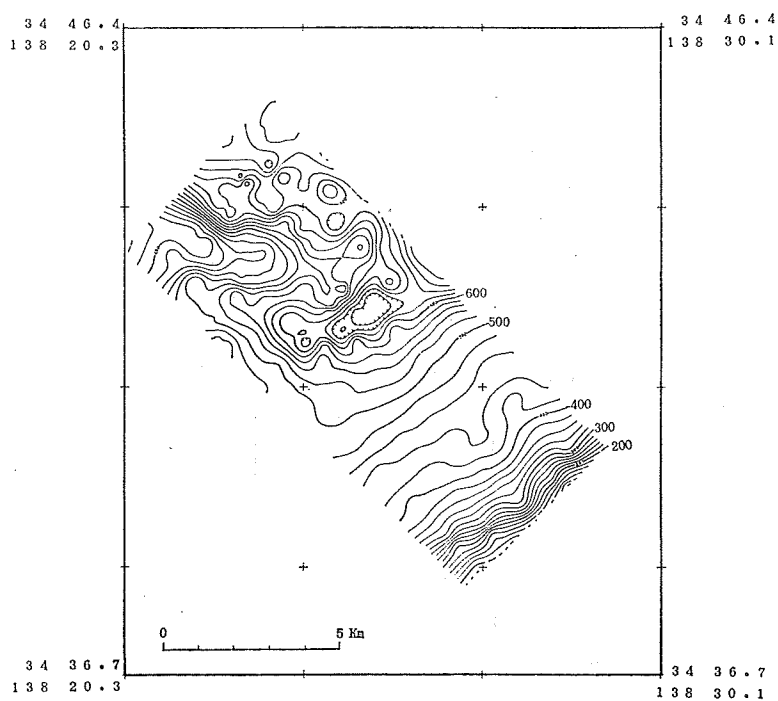


Figure 10 Bathymetric chart by automatic contouring in Suruga Bay.
Contour intervals : 20 metres.

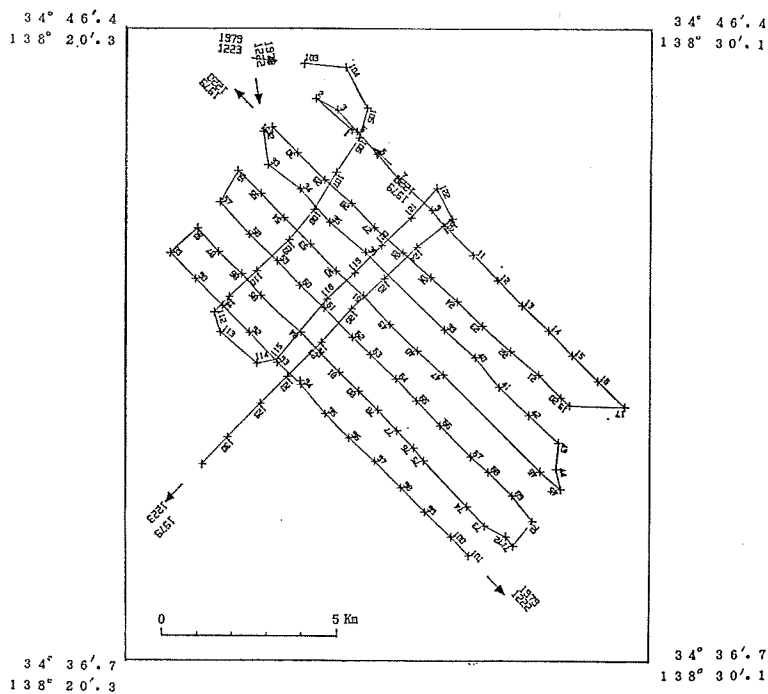


Figure 11 Track chart of seismic data acquisition.

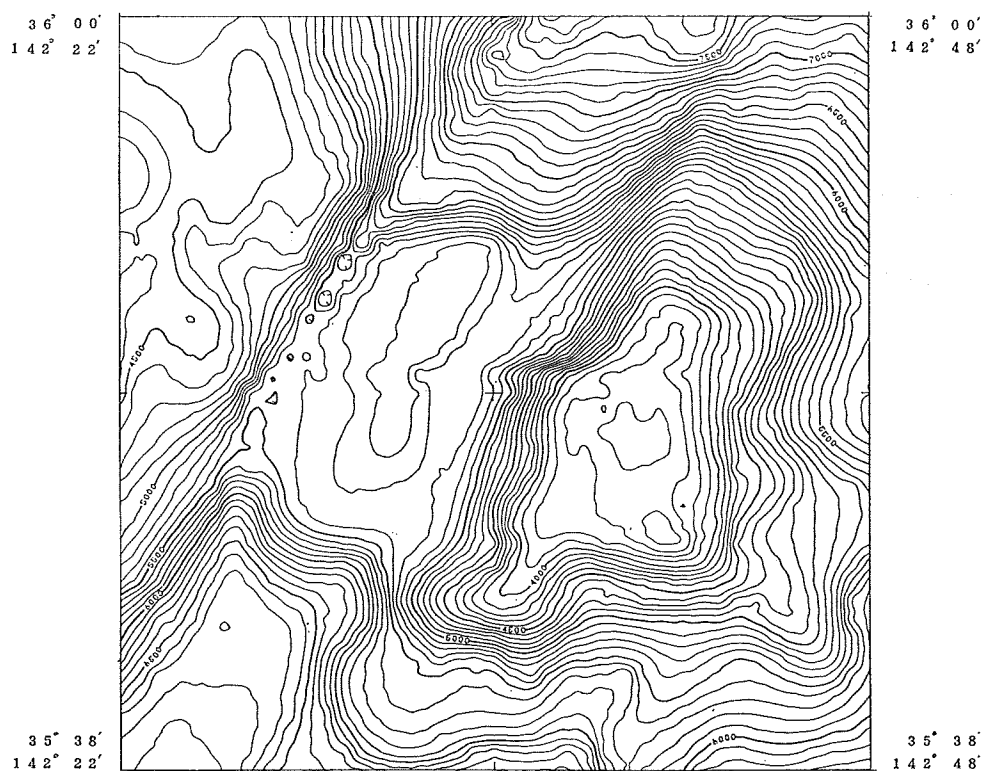


Figure 12 Bathymetric chart of "Dai-ichi Kashima Kaizan" by automatic contouring.
Contour intervals : 100 metres.

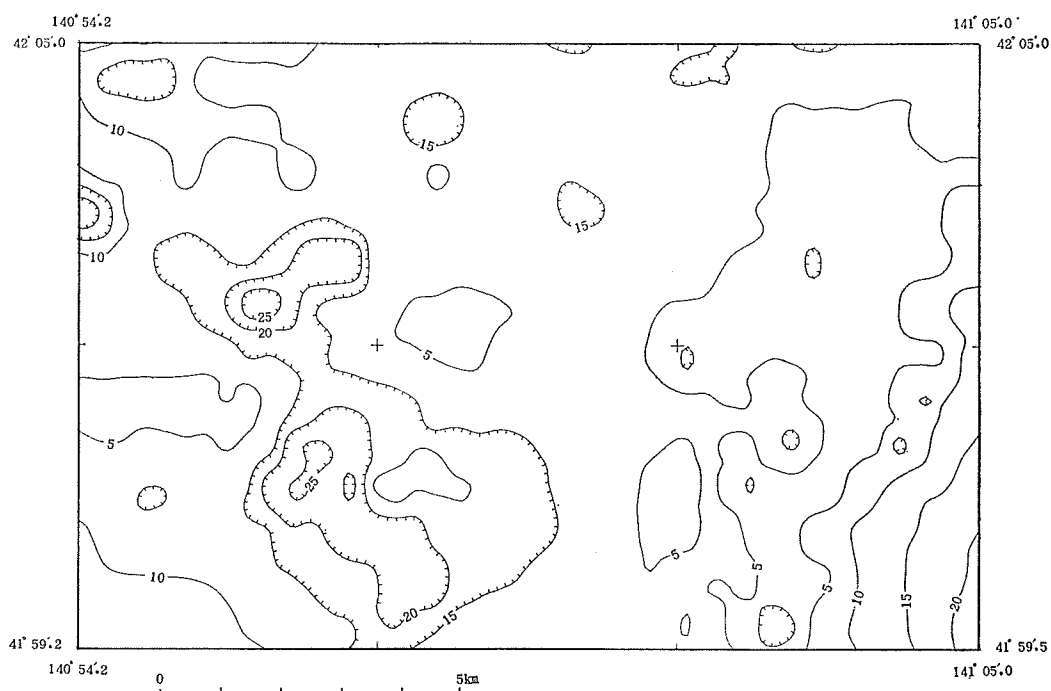


Figure 13 An example of the isopach chart by automatic contouring.

清水敬二氏，浅田昭氏，また本研究にあたり，ご協力いただいた札幌ソフトウェアセンター 米山幹雄氏に厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

山口正雄 1975：コンピュータによる作図法 プロッタの使い方，オーム社，東京，pp. 90-102.

岡田 貢・打田明雄 1980：電子計算機を利用したシングルチャンネル音波探査データの信号強調技術，水路部研究報告第15号，pp. 23-31.

APPLICATION OF DRIFTING BUOYS IN OCEAN RESEARCH

Haruo Ishii*, Ryoki Saruwatari*, Yoshizo Ueno*,
Shigeki Kuramoto* and Hideo Nishida*

Received 1981 October 26

Abstract

Since January 1980, nine drifting buoys tracked by satellites have been deployed to investigate surface current structure in the Kuroshio region. This buoy-tracking experiment is being carried out by the Hydrographic Department of Japan using the ARGOS system. The comparison of buoy positions determined by the satellites with the known position of land shows satisfactory accuracy. The estimated wind effect on the drifting speed and course of the buoys is almost negligible in the Kuroshio region. Hence, the trajectories of our buoys can be considered to indicate the real flow.

The gross feature of flow pattern depicted by the buoys' trajectories is generally in agreement with the classical concept of ocean circulation. However, many unexpected mesoscale perturbations are found in the general flow pattern, which suggests vigorous activities of eddies and meanders. One of surprising behaviour is the cyclonic revolutions which continued for approximate 200 days in the area east of Okinawa Island. The existence of the cold eddy suggested by the buoy's cyclonic movement was confirmed by later hydrographic observations. It is the first time such a cold eddy was detected in this area.

Buoy tracking proved that it is a very useful method for measuring surface currents, especially in regions where usual ship observation is ineffective, and our knowledge about ocean currents is still meager.

1. Introduction

Since the first deployment in 1975, use of satellite-tracked drifting buoy as a method for collecting environmental data has been increasing. Among several applications of drifting buoy, experiments for the surface current measurement have been widely carried out in various region of the world ocean; for instance, in the Gulf Stream including associated rings (Kirwan *et al.*, 1976; Richardson *et al.*, 1977; Richardson, 1980), the Alaskan Stream (Reed, 1980), the eastern North Pacific (Kirwan *et al.*, 1978) and the area southwest of Australia (Cresswell *et al.*, 1978). Their experiments proved that buoy tracking is greatly effective for detecting the ocean current, and revealed interesting feature of flow pattern which the conventional ship observation could not, and perhaps would not, find. The successful result in experiment is mainly owing to buoy's capability to obtain continuous data remotely for a long time.

The Kuroshio, one of the strongest western boundary current, has important effect on several

* Oceanographic Division

problems in the vicinity of Japan, such as finding an economical ship route, change of fishing grounds and maybe variation of climate, through the fluctuation of its flow pattern. However, the dynamical mechanisms of path fluctuation in time and space is not completely clear. Therefore, it is expected that the continuous and detailed feature of the Kuroshio obtained from drifting buoys, would be greatly helpful to the study for clarifying the mechanisms of fluctuation.

In the Kuroshio region, there had been only two experiments with drifter until 1979. One was made in 1976 in a cold ring southeast of Japan and the Kuroshio Extension (Cheney *et al.*, 1980). The other was made in 1977 under the conduct of A. D. Kirwan, and in this experiment four drifting buoys were deployed in the Kuroshio south of Japan (Nishida, 1978a, b). In January 1980, the Kuroshio investigation with satellite-tracked buoys was started by the Hydrographic Department of Japan, using the ARGOS system that is described later. This experiment forms a part of the KER (Kuroshio Exploitation and Utilization Research) project that is sponsored by the Science and Technology Agency and being in the operation since 1977. The primary purpose of the experiment is to detect continuously, as long as possible, the surface current which appears to be rather complicated due to eddies and meanders. Then, nine drifting buoys have been deployed in several parts of the Kuroshio at different times.

In sections 3 and 4 of this report, the results of examination about position accuracy and of the estimated wind effect on our buoy are given, respectively. The trajectories of the buoys are described in section 5, with the preliminary discussion on the current condition.

2. ARGOS System

A description of the ARGOS system is made here only briefly since detailed one is given in ARGOS User's Guide. This system, established in 1974, collects and disseminates environmental data which is transmitted to satellite from fixed or mobile platforms in air or the earth surface, under the co-operation between NASA, NOAA and CNES. Its practical operation was started in 1978 and will be carried on until 1985 at least.

Position of platform is determined by calculation of the Doppler shifts on the signal which is transmitted from platform to the satellite⁽¹⁾ every near 1 minute. The signal, whose carrier frequency is 401.65 MHz fixed, contains sensor messages and platform's identification number (ID. No.). The satellite has DCS (Data Collection System) on the board, and its orbit is polar sun-synchronous with about 101 minutes period. Position and sensor messages are reassembled and stored in the satellite memory for transmitting back to the telemetry stations, and then forwarded to the Data Processing Center in Toulouse, France. From there, the processed results are disseminated to users in the forms of magnetic tape, telex, print-out etc.. In FGGE (First GARP Global Experiment) program, under the favor of this ARGOS system, more than 350 drifting platforms have been deployed mainly in the southern hemisphere where meteorological and oceanological knowledge had been relatively limited.

3. The Buoy

The buoy used for tracking is designed by HERMES Electronic Ltd. (Canada) equipped

(1) In the ARGOS system, TIROS-N and NOAA-6 had been used until TIROS-N failed to work in late February 1981. NOAA-7, instead of TIROS-N, is in operation since July 1981.

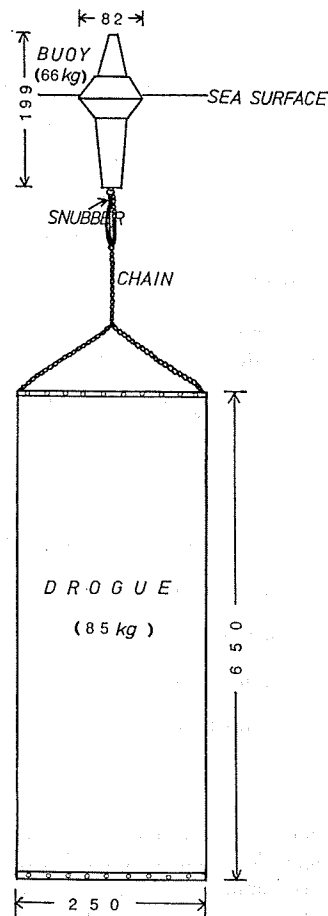


Figure 1 Appearance of drifting buoy. Length is in cm, and weight is in air

with PTT (Platform Transmit Terminal) manufactured by HANDAR (U.S.A.), and has two sensors for near-surface water temperature and battery voltage of PTT. Appearance of the buoy is sketched in Figure 1. A "windowshade" type drogue made of sail-cloth is attached to the buoy with chains and rubber bands as a snubber, in order to weaken the wind effect on drifting speed/course of the buoy. Estimation of wind effect, which is necessary to infer the current from the buoy trajectory, is made as follows.

According to Kirwan *et al.* (1975), when buoy is drogued at the surface drifting velocity (V) of buoy system is

$$V = (V_s + K^{1/2} V_a) / (1 + K^{1/2}) \quad (1)$$

in a steady state, where

$$K = \rho_a C_{Da} A_a / \rho_s C_{Ds} A_s.$$

V_s and V_a are the velocity vectors of surface current and of wind acting on the dry portion of buoy. ρ , C_D and A are the fluid density, the drag coefficient and the sectional area of exposed por-

tion to the fluid. Suffixes "a" and "s" denote air and sea-water respectively. It is assumed here that the buoy system consists of only two parts as dry portion and wetted portion, that the drag on chains and rubbers is negligible, and that the drogue is always normal to the current direction in upright state. Then, it is calculated as $K=1.35 \times 10^{-5}$ (Table 1). When the surface current speed is fixed as 1 knot, results of application (1) to our buoy at arbitrarily selected wind speed is shown in Table 2. The value

Table 1 Hydrodynamic constants of drifting platform used in the experiment

BUOY			DROGUE	
$A_a=0.31$,	$C_{Da}=0.68$,	$\rho_a=1.2 \times 10^{-3}$	$A_s'=16.25$,	$C'_{Ds}=1.12$
$A_s=0.46$,	$C_{Ds}=0.68$,	$\rho_s=1.0$	$\rho_s'=1.0$	
$K=\rho_a C_{Da} A_a / (\rho_s C_{Ds} A_s + \rho_s' C'_{Ds} A_s) = 1.37 \times 10^{-5}$				

Table 2 Application of equation (1) to the drifting platform

$ V_a $ (knot)	$ V $ (knot)	θ_{\max} (degree)	$10^2 \times V - V_s / V $ (%)
50	0.81~1.18	10.7	23.1
20	0.92~1.07	4.2	8.4
10	0.96~1.03	2.1	4.2
5	0.98~1.01	1.1	2.3

$|V_a|$: wind speed

$|V|$: drifting speed of buoy system

$|V_s|$: surface current speed and fixed as 1.0 knot

C_{\max} : maximum angle deviation between drifting vector and current vector

$10^2 \times |V - V_s| / |V|$: maximum percentage error between speed of buoy system and surface current (according to Kirwan *et al.*, 1975)

of 1 knot is a typical current speed in the Kuroshio region, while more than 2 knot is usually experienced in the main part of the Kuroshio. Since the exposed portion of buoy on which wind acts is only 80 cm high, wind speed $|V_a|$ needs to be estimated at such height. Usually, wind speed in the ocean field is below 40~50 knot and it is measured at about 10 m height above the sea surface. In general, wind becomes logarithmically weak as approaching to the surface; for example, wind speed at 10 m height is reduced to about 30% (20%) at 1 m (50 cm) height above the surface. Thus, 10 knot is a reasonable magnitude of wind speed at near the sea surface. As shown in Table 2, it can be considered that wind effect on the buoy is negligible in the Kuroshio region, and that the buoy trajectory, therefore, indicates the real surface current. A comparison between the buoy trajectory and progressive vector of geostrophic wind shows that above consideration is adequate (section 5.3). Hence, in the description of trajectories in this report, wind data is not dealt with except above one case study.

4. Accuracy of Buoy Position

The position accuracy is quite essential for buoy experiment. When the buoy is located on the earth surface, the accuracy is examined here by comparing the satellite-determined position

with the known position. On the other hand, when the buoy is drifting on the sea surface, the accuracy could not be examined by the same way as above. Instead, a tentative comparison is made between the satellite-determined position of the buoy on board sailing ship and the ship position determined by Loran-C method.

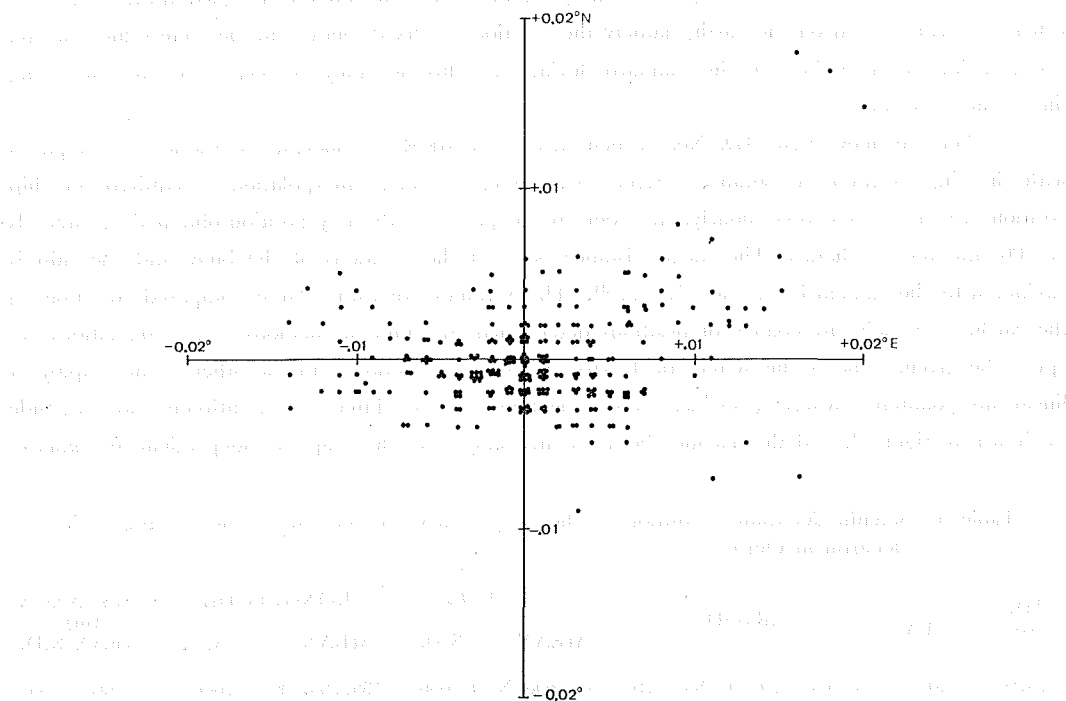


Figure 2 Scatter diagram of positions for nine buoys which were located on the Hydrographic Department Office. The data (-0.034°N , 0.007°E for 2022) is not plotted.

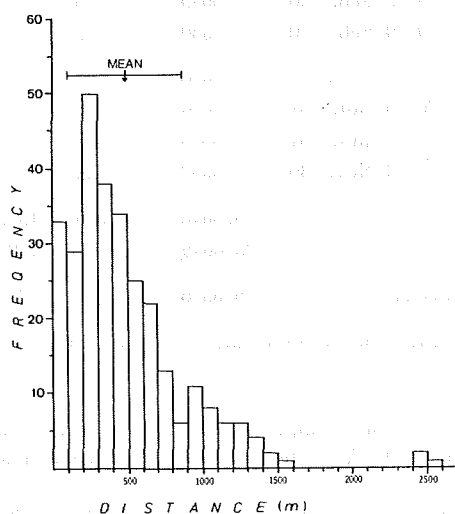


Figure 3 Histogram of distance between the known position and buoy's position determined by the satellites. The data of 3735 m for 2022 is excluded.

Nine buoys were located at different times on the Hydrographic Department Office, whose position is 35.6646°N, 139.7654°E referred to the earth ellipsoid WGS-72. Figure 2 shows the scattering of the buoys' position from the known position on which the buoys were located, and Figure 3 is the histogram of the calculated distance between the known position and the buoy's position. The results, tabulated in Table 3, proves that position error is within the designed limit of 2 km⁽²⁾ when platform is fixed on the earth; namely the position of fixed buoy can be determined within about 1.7 km at three times of the standard deviation. This accuracy is very good for measuring the surface current.

For the buoy 2020 (ID. No.) which was on board R/V *Takuyo*, its position is compared with the ship position by Loran-C (Figure 4). Here, the linear-interpolation is required for ship position which was recorded hourly, in order to compare it with buoy position obtained at intervals of 100 minutes~11 hours. The mean distance between the positions of the buoy and the ship is 2.5 km, with the standard deviation 1.5 km⁽³⁾. These values are rather large compared to those on the earth. For such discrepancy of positions determined by different methods, two explanations are apt to be given. One is the systematical error in Loran-C position, and the other is the employ of linear-interpolation. However, no bias tend to be found in the difference of latitude and longitude as shown in Figure 4, and the distance between the buoy and the ship is independent of *minutes*

Table 3 Satellite-determined position of the buoy which was located on the Hydrographic Department Office

ID. No.	No. of DATA	PERIOD	LATITUDE		LONGITUDE		DISTANCE (m)	
			MEAN	S.D.	MEAN	S.D.	MEAN	S.D.
2020	40	16 Dec. '79-25 Dec. '79	35.6658°N	0.0036°	139.7657°E	0.0060°	506	465
2021	33	16 Dec. '79-25 Dec. '79	6654	34	7660	58	478	450
2022	29	17 Dec. '79-25 Dec. '79	6643	68	7654	52	612	649
	28*	17 Dec. '79-25 Dec. '79	6655*	26*	7654*	53*	500*	273*
2023	48	16 Dec. '79-19 Feb. '80	6649	26	7651	52	442	332
2024	55	17 Dec. '79-19 Feb. '80	6650	37	7667	54	483	439
2025	26	20 Oct. '80-11 Nov. '80	6638	22	7655	70	561	393
2026	22	20 Oct. '80- 8 Jan. '81	6646	20	7651	48	407	270
2027	25	20 Oct. '80- 8 Jan. '81	6648	17	7644	57	449	328
2029	14	20 Oct. '80-10 Nov. '80	6632	24	7656	71	633	336
Total	292		35.6648	0.0036	139.7656	0.0058	497	432
	291*		35.6649*	0.0030	139.7656*	0.0058*	486*	388*
FIXED POSITION			35.6646		139.7654			

* Value is calculated when the position data 35.631°N, 139.764°E for the buoy 2022 is excluded.

- (2) This value is calculated on assumption that PTT is highly stable (2×10^{-9} over 20 minutes.) When PTT's stability is 10^{-8} , position accuracy is calculated as within 3 km at three times of standard deviation.
- (3) The same comparison are made for the buoys 2021 and 2022 which were on board *Takuyo* together with 2020 until their preceding launches, and quite similar results to that for 2020 are obtained.

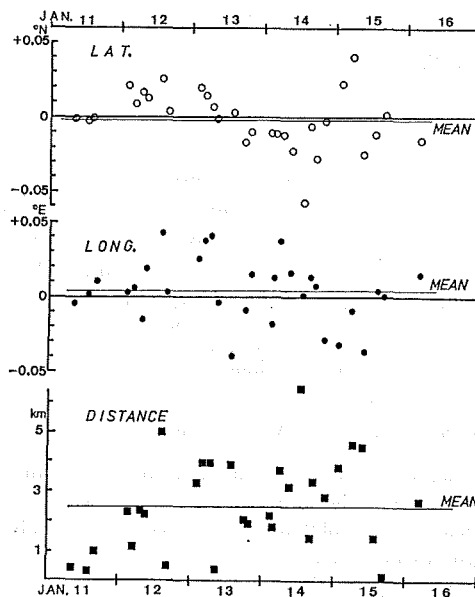


Figure 4 Difference of satellite-determined positions of the buoy from ship positions determined by Loran-C method. (upper) latitude, (middle) longitude, (lower) distance between both positions.

at which comparison is made. Thus, both explanations are rejected. While it is not defined that either determination introduced larger error, the position determined by the satellites seemed to have the accuracy comparable to one by Loran-C method. This accuracy is still satisfactory for measuring the surface current in the open ocean.

5. Trajectories

The buoy trajectories are described here for the period from January 1980 to May 1981. The list of the buoys that the Hydrographic Department has deployed is shown in Table 4, and the composite trajectories of all buoys are described in Figure 5. The gross feature of flow pattern depicted by the overall trajectories, agrees with the classical concept of the ocean circulation in the western North Pacific. That is,

- 1) In the area south of Honsyu, buoys are flowing on the Kuroshio, or the cyclonic and the anticyclonic current associated with the Kuroshio cold eddy and the warm eddy.
- 2) To the east of Japan, two buoys flow eastwardly in the Kuroshio Extension or the North Pacific Current.
- 3) Two buoys which crossed over the Izu-Ogasawara Ridge nearly at $30^{\circ}30'N$, $142^{\circ}E$, show a tendency to follow the subtropical gyre.

However, in a mesoscale aspect, the trajectories are very complicated as exemplified as follows. Many loops are seen in the area east of Okinawa Island. One of the buoys has been staying for about half a year in the region $31^{\circ}\sim 34^{\circ}N$ and $154^{\circ}\sim 160^{\circ}E$, not flowing on the Kuroshio Extension. At near $172^{\circ}E$, two buoys move separately in the quite opposite directions (northward and southward), though their arrival time at that place are different by about 5 months. In the follow-

Table 4 List of the buoys used in the experiment

No. of BUOY (ID. No.)	DEPLOYMENT			LAST RECORD		
	DATE	POSITION	AREA	DATE	POSITION	DAYS in OPERATION
I (2020)	16 Jan. '80	31°10'N, 134°47'E	Warm Eddy	13 May '81	25°08'N, 176°06'E	484
II (2021)	14 Jan. '80	32°57' 138°15'	Cold Eddy	18 Oct. '80	43°03' 177°26'W	279
III (2022)	14 Jan. '80	32°55' 137°45'	Cold Eddy	30 Jan. '80	33°39' 136°56'E	16*
IV (2023)	11 Mar. '80	27°17' 126°15'	Kuroshio to the east of Okinawa Island	14 May '81	22°19' 138°32'	430
V (2024)	11 Mar. '80	27°26' 126°07'		6 May '80	32°17' 130°00'	57**
VI (2025)	6 Feb. '81	27°06' 126°27'				
VII (2026)	6 Feb. '81	27°13' 126°18'				
VIII (2027)***	6 Feb. '81	27°19' 126°09'	Warm Eddy			
IX (2029)	26 Feb. '81	30°28' 137°30'				

* This short lifetime might be due to a collision with ship for the reasons that (1) the last position is obtained in one of the main ship route (2) battery voltage was in good order (3) the last recorded time is 20h08m, but the satellites usually cover the area adjacent to Japan in midnight to morning.

** Drifted ashore on Amakusa-Simosima in Kyusyu.

*** Recovered by P/V *Asizuri* on April 25 when drifting without drogue.

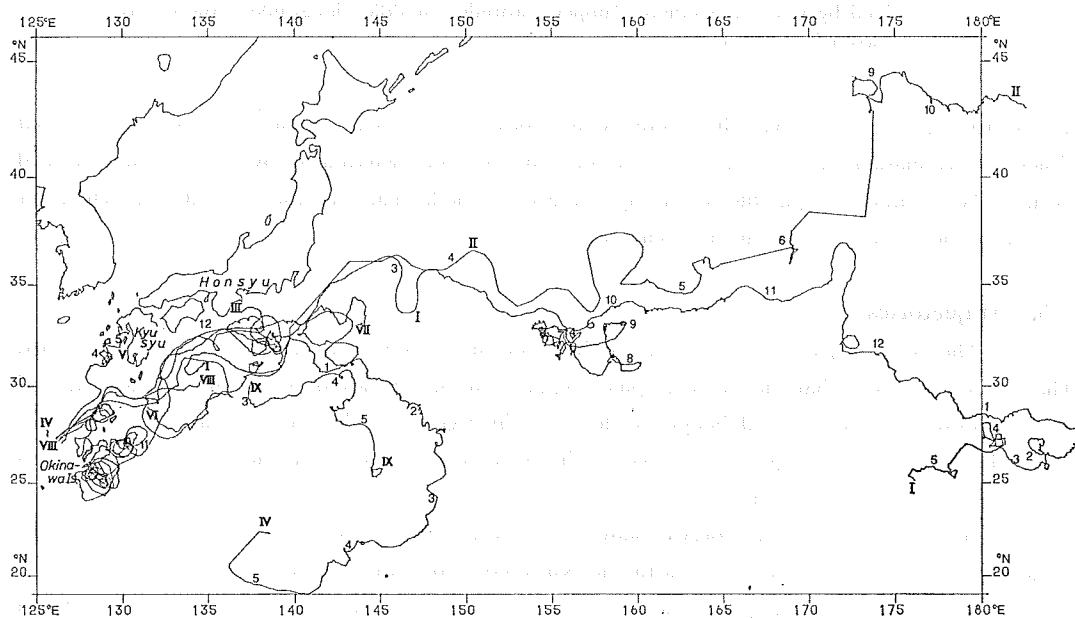


Figure 5 Composite trajectories of nine buoys in the period from 14 January 1980 to 15 May 1981. Numeral indicates the position at the first day of each month.

ing sections, the description are made of the interesting behavior of the buoys, such as above examples, in several regions.

5-1 West of Amami Islands

Five drifting buoys were launched into the main part of the Kuroshio to the northwest of Okinawa Island (Figure 6); two buoys (IV and V) were launched on 11 March 1980 and three (VI, VII and VIII) on 6 February 1981. Out of five buoys, only two (VI and VII) flowed

downstream on the Kuroshio to enter into the Pacific Ocean south of Japan. However, other three buoys (IV, V and VIII) showed somewhat unexpected trajectories.

Buoy IV moved downstream in the Kuroshio until 5 days after the launch, but made 1.5 clockwise loops with the diameter of about 70 km and with the period of about 7 days in the area northwest of Amami-Osima. After that, it flowed to the southwest in the opposite direction to the Kuroshio. Buoy VIII also made two clockwise loops with diameters (periods) of 70, 90 km (6, 7 days) on the southwest and west of Amami-Osima respectively. It is thought that southwestward current exists along the westside of Amami Islands as suggested, for example, by the mean distribution of surface temperature in winter (Figure 7). However, it seemed to be the first experi-

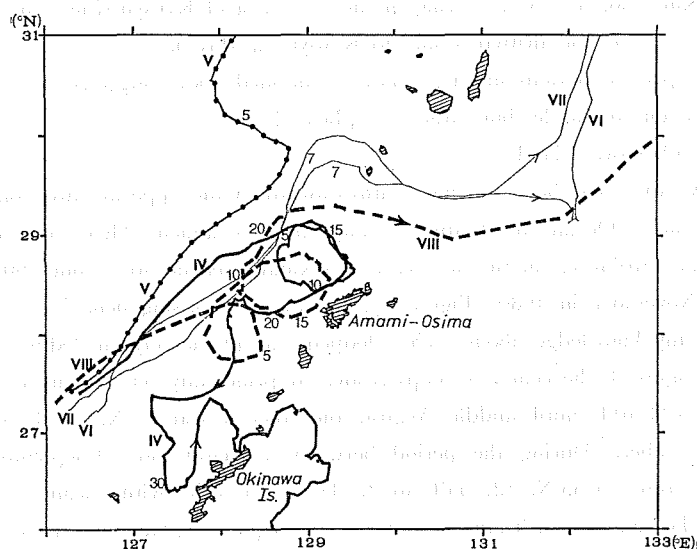


Figure 6 Trajectories of five buoys launched in the Kuroshio to the northwest of Okinawa Island. Numeral is days which passed since the launch.

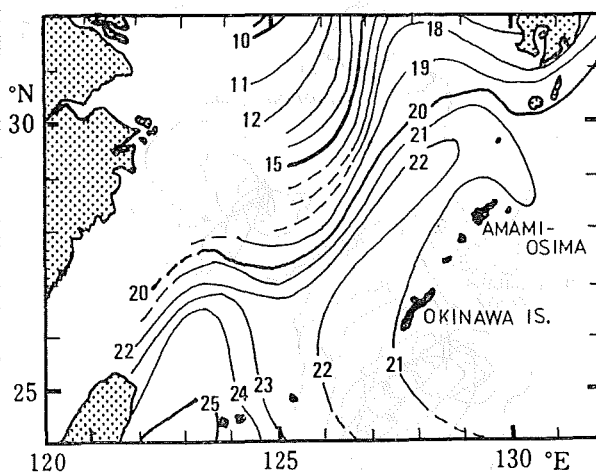


Figure 7 Monthly mean surface temperature in March. From Marine Environmental Atlas, Northwestern Pacific Ocean II; compiled by Japan Oceanographic Data Center and published by Japan Hydrographic Association (1978).

ence to see a looped current in this region. Then, with respect to above looped motions of the buoys, some questions are here. Is looped current usually in existence at least in winter, or is it also in existence in other seasons? Whether a clockwise loop indicates a warm eddy? Do two loops of buoy VIII indicate two different eddies? The answers to these questions may be given later by statistical analysis of observation data.

Buoy V had been traveling on the Kuroshio with the speed of about 2.5 knot, but suddenly changed its course to the left in near the 90° direction, at 4 days after its launch. It appears to be an unlooked-for and interesting behavior that the buoy failed to be in the main Kuroshio within a rather short time (half a day), though the reason for sudden change of course is unknown. Buoy V, after it left the Kuroshio, had been staying in the area west of Kyusyu where the depth is shallower than 800 m in most part, and drifted ashore to Kyusyu on May 6.

The unexpected motions of three buoys mentioned above suggests that the region west of Amami Islands is not so simple, but rather complicated one.

5-2 East of Okinawa Island

Buoy IV, that had been moving southwestward in the opposite direction to the Kuroshio, entered into the Pacific Ocean on 20 April, 40 days after its launch. Thereafter, the buoy continued to execute cyclonic revolutions in the area east of Okinawa Island for about 190 days, from early May to middle November in 1980 (Figure 8). It was a surprising behavior of the buoy because we had not had any knowledge about such a looped current, namely an "eddy" as described next, in this area. In Figure 8, the center of loops is located principally on two distinctive positions; one is near $25^\circ 20'N$, $128^\circ 40'E$ until middle August, the other is near $27^\circ N$, $130^\circ E$ from early September to early November. During the period between 31 August and 10 September, the buoy transferred its position from $25^\circ 55'N$, $127^\circ 55'E$ to $27^\circ 05'N$, $130^\circ 15'E$ with mean speed of 45 km/day (1 knot). As to the cause of such abrupt transfer, no adequate explanations are found yet. Excluding above transient time, averaged radius and speed of revolutions are approximately 70 km and 40 cm/sec.

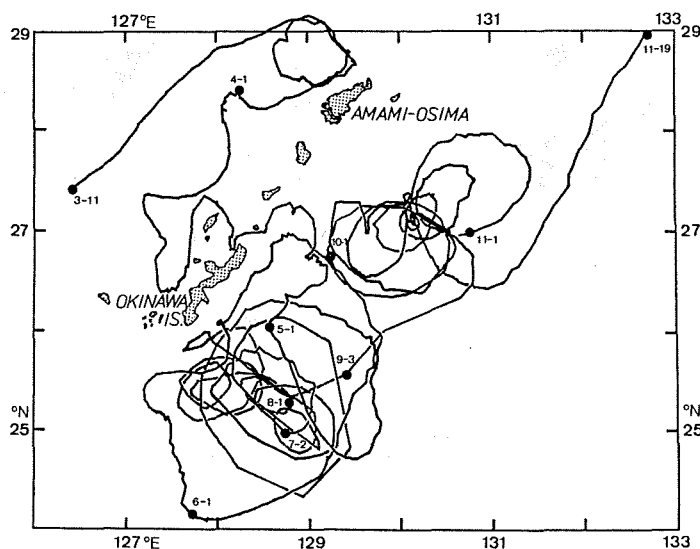


Figure 8 Trajectory of the buoy IV in the period from 11 March to 19 November 1980

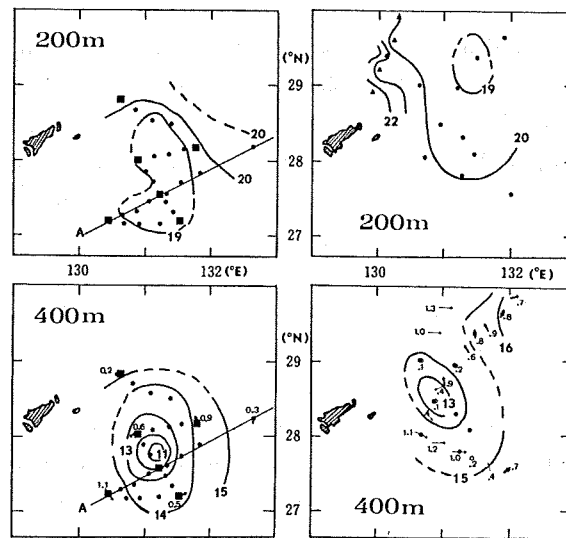


Figure 9 Temperature and current velocity (by GEK, in knot) around the cold eddy. Leftside graphs are results of observation in 23–25 November 1980 (*Syoyo*), and rightside in 11–14 December 1980 (*Takuyo*). ■ is station of serial observation, and ●, ▲ are XBTs.

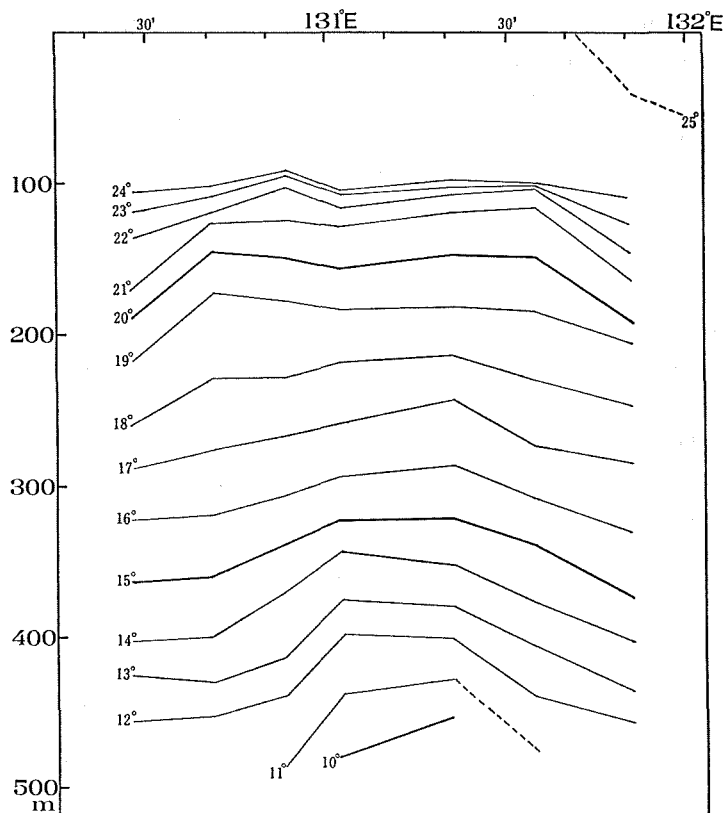


Figure 10 Temperature profile on the section "A" shown in leftside graphs of Figure 9.

As revolving trajectories had suggested the existence of a cold eddy, this was confirmed by the hydrographic observations in November and December of 1980, by R/V *Syoyo* and *Takuyo* respectively. Some of the results of both observations are shown in Figures 9 and 10. The feature of the cold eddy is depicted in the maps of horizontal temperature (Figure 9), though it is rather ambiguously at 200 m depth. It is shown in Figure 10 that the mixed layer develops to extend to the depth of 100 m in the whole of cold eddy region. The eddy, then, was hardly detectable from the observation data which were obtained in upper part than 100 m, and it could be revealed only by the drifting buoy.

From Figure 9, it is shown that eddy's center traveled a distance of 85 km to the north between two observation periods, with concurrent increase of temperature at the center as much as 2°C. Further, eddy-tracking with XBTs was tried once more in 15–17 January 1981 by *Takuyo*. At that time, a cold water area was found in ellipse-like shape with diameters of near 80 and 120 km. The central portion of this cooler area is situated on 28°30'N, 133°E with about 15°C temperature. If this is the same eddy as that observed in December 1980, it must have moved eastward as much as 200 km accompanied with 2°C increase of temperature at the center by one month. A series of increase in temperature may indicate the decaying process of the cold eddy since November 1980.

Buoy IV made an unexpected and remarkable discovery of the cold eddy that had not been known. In respect to this eddy, however, there are several problems. For example, how long is its lifetime? Had the eddy been formed at the region where it was observed, or had it traveled from other place at which it was previously formed? Does such an eddy often exist in this region, although only sparse observation had not been able to detect it? Additionally, were two different eddies in existence as suggested by two distinct locations of the center of looped motion? These problems will have to be discussed later. However, it seemed to be difficult to clarify them completely, because there has been, unfortunately, few observation to provide suitable data in the concerned area.

5-3 South of Honsyu

Since January 1980, eight buoys have worked at different periods in the area south of Honsyu, where two types of the Kuroshio path had been seen in 1980. Throughout the time from August 1975 to August 1980, the Kuroshio cold eddy which locates generally on the westside of the Izu-Ogasawara Ridge, had been staying on the south of Honsyu, and the meandered Kuroshio had been flowing surrounding the cold eddy (Nishida, 1982). Since the disappearance of the meander/cold eddy, the Kuroshio is flowing along the south coast of Honsyu for the most of time.

On 14 January 1980, two buoys (II and III) were launched into near the center of the Kuroshio cold eddy. Buoy I was successively launched on 16 January in the warm eddy which is usually seen to the south of the Kuroshio. Figure 11 shows the trajectories of above three buoys while they had been remaining in the south of Honsyu. Buoy I moved clockwise for about 22 days after the launch, but changed the course to the east missing the warm eddy. Then it traveled along the outside of the Kuroshio with mean speed of 0.8 knot until it reached the Izu-Ogasawara Ridge. When the buoy was near the Ridge, the Kuroshio had been separately flowing to form two branches (Figure 11a). Buoy I properly followed one of the branched currents, and met the Kuroshio Extension in late February.

Buoys II and III started to move cyclonically as were expected. However, buoy III stopped

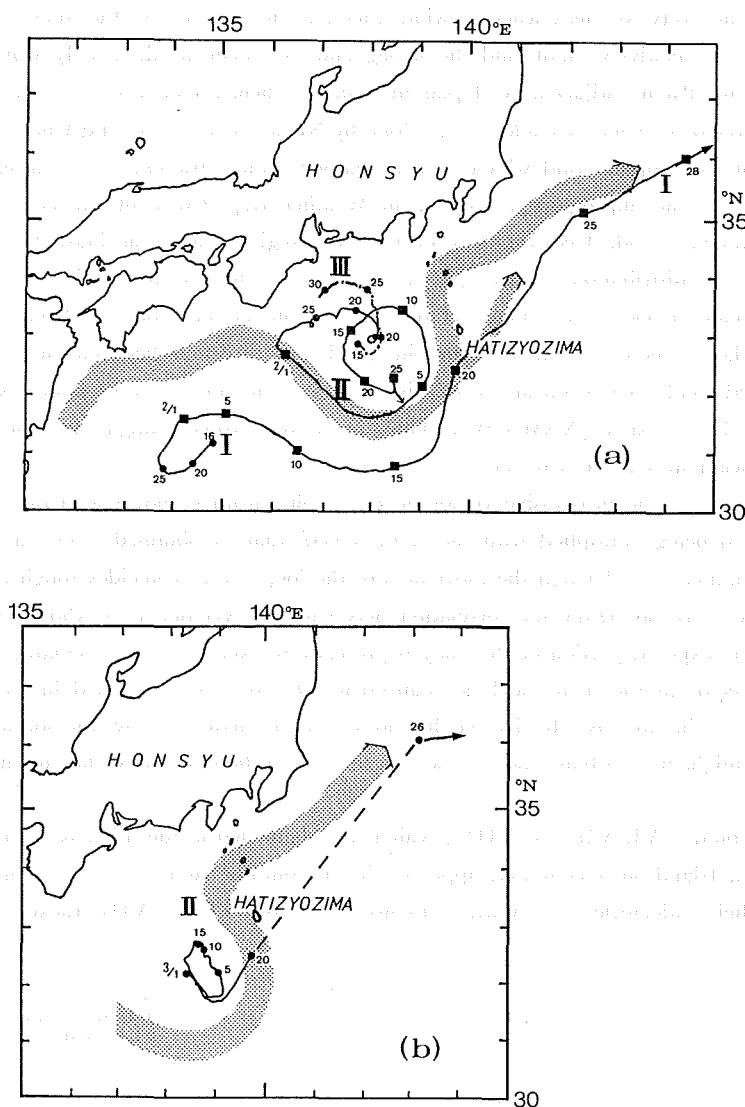


Figure 11 (a) Trajectories of the buoy I, II and III in January (●) and February (■) of 1980.

(b) Trajectory of the buoy II in March 1980.

Numerals show date in each month. The Kuroshio path is according to the Prompt Report of Oceanographic Conditions published semimonthly by the Hydrographic Department of Japan. The path in (a) is from the Report No. 4 (Jan. 31–Feb. 13), and (b) from No. 6 (March 3–15).

sending messages on 30 January only 16 days after its launch (see Table 4). Buoy II continued to track the cold eddy making cyclonic loops for 65 days, except for 4 days (February 1–4) while the buoy was flowing in the Kuroshio with 1.5~3 knot. After the tracking of the cold eddy, buoy II emigrated to the Kuroshio Extension one month later than buoy I.

The size of above cyclonic loops became gradually small along with southeastward movement of the loop center, and in the looping period the buoy's mean speed was about 0.5 knot.

Here, we felt a necessity to check whether wind affected the motion of the buoy; because above speed seemed to be relatively small, and the strong and persistent wind, namely winter-monsoon, is dominant over the Pacific adjacent to Japan in winter. Then, a comparison of the trajectory with the progressive vector of wind is made as was done by Richardson (1978) and Cheney *et al.* (1980). In a comparison, geostrophic wind which is idealized one without friction is used instead of real wind in the field, because the ship-reported wind in the Weather Map⁽⁴⁾ was not always given continuously during the examined period. Geostrophic wind over the region where the buoy II was drifting, is calculated from the distribution of atmospheric pressure at the sea surface in the Weather Map. Calculation is made at one or two times per day, during the period from 14 January to 19 March except for five days. There are few difference in speed and direction between the calculated wind and ship-reported wind; that is, mean speed (direction) of the former is 19 knot (NNW) and the latter is ranged 15~20 knot (NNW~W). Thus, no serious problem might be arisen from the use of geostrophic wind instead of real one.

In Figure 12, the progressive vector of geostrophic wind is shown with the buoy trajectory, where wind speed being multiplied with the value 0.0037 that is obtained from the term $K^{1/2}|V_a|/(1+K^{1/2})$ in equation (1). Though the movement of the loop center coincides roughly with the wind in direction, there are no significant correlation between both vectors as a whole. Since the wind which acts on the exposed portion of the buoy is probably weaker than the calculated one, the length of progressive vector in the figure will be reduced to 20~30%, as mentioned in section 3. Hence, the wind might not be directly effective on the motion of the buoy; namely, the southeastward transfer of the loop might be attributed not to the carrying of the buoy by wind, but to the movement of the cold eddy.

Three buoys (VI, VII and VIII), which were launched in the main Kuroshio to the northwest of Okinawa Island on 6 February, appeared in the south of Honsyu on 15, 16 and 28 February, respectively. Their trajectories are shown in Figure 13. Buoys VI and VIII tracked the warm eddy

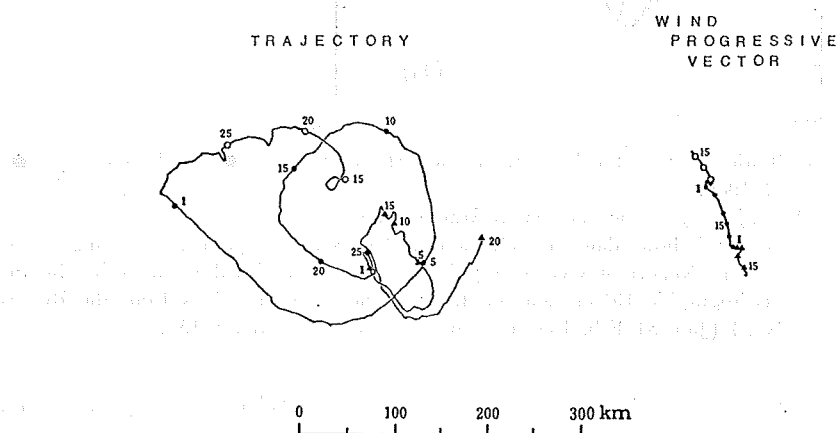


Figure 12 Trajectory of the buoy II and progressive vector of geostrophic wind during the period from 14 January to 20 February 1980. Wind speed is multiplied with the value 0.0037

(4) The Daily Weather Maps published by the Japan Meteorological Agency.

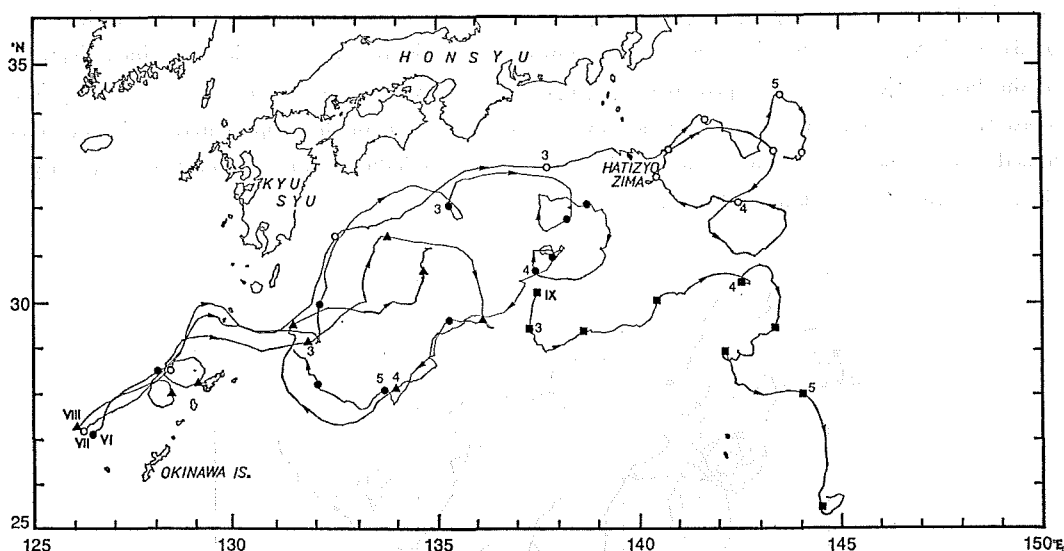


Figure 13 Trajectories of the buoys VI (●), VII (○), VIII (▲) and IX (■) in the period from 6 February to 15 May 1981. Numeral indicates the position at the first day of each month. Symboled positions mean the date of 1st, 10th and 20th in each month, or the date when buoy was launched

outside of the Kuroshio, and clearly depicted its external feature. Several loops which are overlapped on the large circulation of the warm eddy are interesting. Buoy VII, on the other hand, flowed along with the Kuroshio to traverse the Izu-Ogasawara Ridge through near Hatzizozima. Thereafter, it failed to go into the Kuroshio Extension, but have been staying in the area east of Hatzizozima showing a complex motion. From a series of current chart and/or temperature maps in the Prompt Report of Oceanic Conditions, it is suggested that there are no conspicuous and steady current in the region where the buoy has been staying. Instead, warmer or cooler area has been observed from time to time. Maybe, the motion of the buoy VII is controlled by such oceanic conditions.

Buoy IX was deployed in the eastern part of the warm eddy. It moved to the east contrary to our expectation, and then crossed over the Ridge at almost same position ($30^{\circ}30'N$, $142^{\circ}E$) as that buoy IV passed 3 months before (Figure 5). One of four drifters which were launched by A. D. Kirwan into the Kuroshio on the east of Kyusyu in 1977, passed over the Ridge at $28^{\circ}N$, $142^{\circ}E$, and after that it followed the subtropical gyre until it reached the island of Philippine (Nishida, 1978a, b). Buoys IV and IX are following the gyre in a manner similar to Kirwan's drifter.

Looking over the buoys' behavior after the traversing the Izu-Ogasawara Ridge, it is speculated that they can be classified into three types. That is, (1) flowing to the east on the Kuroshio Extension, (2) if crossed over the Ridge at near $30^{\circ}N$, flowing to the southeast or south-southeast in a part of the subtropical gyre, (3) spending a time in the area east of Hatzizozima until it emigrates to either the Kuroshio Extension or the current associated with the subtropical gyre.

5-4 East of Japan

Two buoys (I and II) met the Kuroshio Extension. Buoy I followed striking meander at 146° – $147^{\circ}E$, and thereafter it moved to the east-southeast with mean speed of 1 knot to reach

near 32°N , 156°E by early April (Figure 5). However, the buoy stayed for half a year in the region of $31^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $154^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ without going downstream. Figure 14 shows the magnified depiction of the buoy trajectory from April to early July. From early April to 20 June, a series of cyclonic loops were executed along with the northwestward movement of the loop center. It is not determined due to the lack of data whether these looped tracks indicates the existence of cold eddy as the case in the east of Okinawa Island.

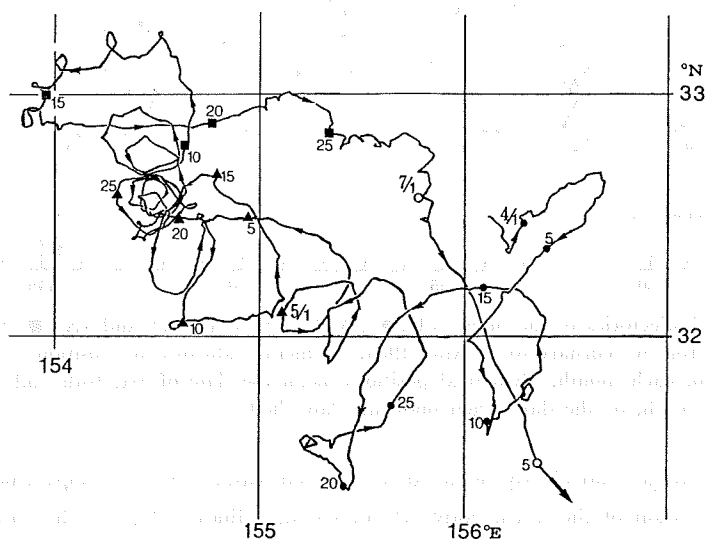


Figure 14 Trajectory of the buoy I in the period from 30 March to 5 July 1980. Numeral is date in each month. Symbols are April (●), May (▲), June (■) and July (○), respectively.

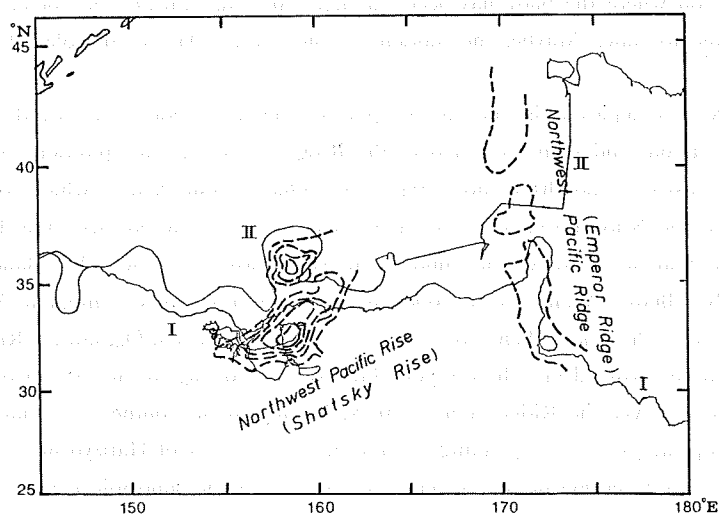


Figure 15 Trajectories (solid lines) of the buoys I and II, and rough sketch of depth contours (dashed lines). In adjacent to Shatsky Rise, contour is drawn at every 500 m from 4500 m depth, and 5000 m contour is drawn near Emperor Ridge.

A few interesting facts are revealed by the superimposing of bottom topography on the buoy tracks (Figure 15). The region where buoy I had been staying corresponds to the Northwest Pacific Rise (Shatsky Rise). For buoy II, the meandered motion whose center is at 36°N , 158°E tends to be along the contour of the sea mount; which is a part of the Shatsky Rise and rises to the height of 3000 m from the surrounding sea floor with depth of more than 6000 m. Further, the Northwest Pacific Ridge (Emperor Ridge) stands in the place where two buoys flowed separately at 172°E in the opposite direction.

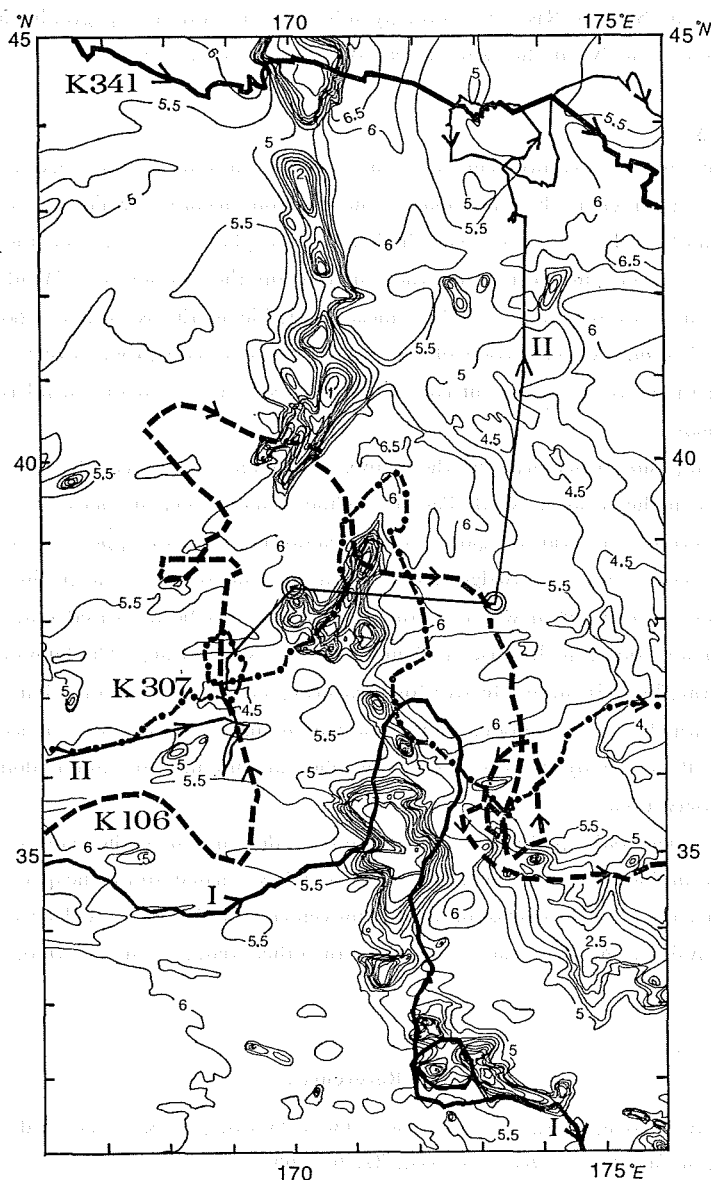


Figure 16 Trajectories of the buoys (I and II) and Kirwan's drifters which are denoted by prefix "K". Numeral shows depth in km. The buoy II did not send the messages during the period from 23 June to 26 July 1980 (between two symbols \odot).

Detailed picture near the Emperor Ridge is given in Figure 16. In this figure, the trajectories of three drifters which were deployed by A. D. Kirwan and reached to the Ridge, are also shown (Nishida, 1978a, b). For buoy II, it is not known how tracks was made when the buoy crossed over the Ridge, because it did not send messages while crossing the Ridge. The drifting pattern of buoy I and K307 is quite similar each other. Including the K106 drifter, three buoys show a common tendency that buoy turns to the north when it approach to the Ridge and then turn back to the south, making clockwise trajectory. Furthermore, they often show a tendency to flow along the contour of sea mounts. Hence, looking over the behavior of drifting buoys near the Emperor Ridge and the Shatsky Rise, it is strongly felt that the bottom topography has great effect on the buoys' motions, namely on the flow pattern of near-surface current.

6. Summary

Surface current measurement with the satellite-tracked drifting buoys has been carried out in the Kuroshio region. Examination of the position accuracy which is important for buoy experiment, shows that the accuracy is very high when the platform is fixed on the earth, and also is satisfactory for measuring surface current when drifting on the sea surface. Wind effect on drifting speed/course of the buoy is estimated to be almost negligible in the Kuroshio region where a typical current speed is 1 knot. A comparison of the buoy trajectory with progressive vector of geostrophic wind shows that there are no significant correlation between them, and that wind is ineffective on the motion of the buoy.

The composite trajectories of the buoys, in a large scale, gives the classical picture of the ocean circulation in the western North Pacific. While in mesoscale, the buoys detected eddies, meanders or looped currents in various regions. Those mesoscale features appeared to be rather curious and interesting, because our knowledge about ocean current is poor except in very limited area like the Kuroshio south of Japan where routine observation has been carried out. In particular, the cold eddy which was found in the east of Okinawa Island is surprising. The buoy-tracking experiment proved that drifting buoy is quite effective for measuring surface current for a long time, especially in the region over which the conventional ship observation might not extend. Hence, it is hoped that drifting buoys will be deployed more widely for obtaining useful information, along with more dense hydrographic observation.

In this report, only qualitative and preliminary description of the buoy trajectories is made, although several problems which should be discussed have arisen from unexpected behavior of the buoys. The rather quantitative discussion for the movements of the buoys will be made later, through the detailed analysis of the buoy data together with other data, such as wind, XBTs and serial observation.

References

- Cheney, R. E., Richardson, P. L., Nagasaka, K. 1980 : Tracking a Kuroshio cold eddy with a free-drifting surface buoy. *Deep-Sea Res.*, 27, 641-654.
- Cresswell, G. R., Golding, T. J., Boland, F. M. 1978 : A buoy and ship examination of the sub-tropical convergence south of western Australia. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 315-320.
- Kirwan, A. D. Jr., McNally, G. J., Chang, M.-S., Molinari, R. 1975 : The effect of wind and surface

- Kirwan, A. D. Jr., McNally, G. J., Coehlo, J. 1976 : Gulf Stream kinematics inferred from a satellite-currents on drifters. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 361-368.
- tracked drifter. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 750-755.
- Kirwan, A. D. Jr., McNally, G. J., Reyna, E., Merrell, W. J. Jr. 1978 : The near-surface circulation of the eastern North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 937-945.
- Nishida, H. 1978a : Current observation with the satellite-tracked drifters. The Kuroshio Meander and Cold Water Mass, 1978, 81-90 (in Japanese).
- Nishida, H. 1978b : Tracking of drifting buoys by the satellite and its application for current measurement. *Mar. Sci. Monthly*, 7, 593-603 (in Japanese).
- Nishida, H. 1982 : Description of the Kuroshio meander in 1975-1980. *Rep. Hydrogr. Res.*, No. 17, 181-207.
- Richardson, P. L., Cheney, R. E., Mantini, L. A. 1977 : Tracking a Gulf Stream ring with a free drifting surface buoy. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 580-590.
- Richardson, P. L. 1980 : Gulf Stream ring trajectories. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 90-104.
- Reed, R. K. 1980 : Direct measurement of recirculation in the Alaskan Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 976-978.

1. The first part of the paper is devoted to the study of the properties of the function $f(x)$ defined by the equation

$$f(x) = \int_0^x \frac{1}{1+t^2} dt, \quad (1)$$

where x is a real number. It is shown that the function $f(x)$ is continuous and differentiable on the whole real axis.

2. In the second part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is bounded on the whole real axis.

3. In the third part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is periodic with period π .

4. In the fourth part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is symmetric with respect to the origin.

5. In the fifth part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is concave down on the interval $(-\pi/2, \pi/2)$.

6. In the sixth part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is increasing on the interval $(-\pi/2, \pi/2)$.

7. In the seventh part of the paper, the properties of the function $f(x)$ are studied in more detail. It is shown that the function $f(x)$ is bounded on the interval $(-\pi/2, \pi/2)$.

ランドサットデータを利用した沿岸水の分散過程の把握

小田巻 実*

UTILIZATION OF LANDSAT DATA FOR RESEARCH OF DISPERSION PROCESSES OF COASTAL WATER

Minoru Odamaki*

Received 1981 August 13

Abstract

Remote-sensing data from satellites proved to be useful for ocean monitoring. But there are few cases which were utilized for the research of dispersion processes of coastal water. In this paper, LANDSAT images are compared with actual observations to investigate coastal processes in the Goto Sea area, and the west coast of the Tuguru Peninsula.

The results of analysis in Tatibana bay (Goto Sea area), can explain the flowing out process of coastal water, and seems to be in agreement with the tracking results of the drifting article.

1. まえがき

ランドサットからの衛星情報による海況把握については、従来からいろいろな形で研究されている。例えば、落合・武田⁽¹⁾は、ランドサット3号のMSS(マルチ・スペクトル走査計)情報から、赤潮の発生を監視できることを示した。また、1979年10月22日の駿河湾付近の画像から、湾口の大規模渦や海流の様子を把握する試み^{(2),(3)}もなされている。しかし、これらは、あくまで海況の監視を目的としたもので、沿岸海洋過程の研究にとっては、単なる発想の材料を提供する役割しか持たない。そこで、シートルース(現場調査)をすることが強調され、現場と画像との対応が論議されているが、沿岸海洋の物理過程を探究する意味からは、現在のところ現場調査を主体にしたほうが判断しやすい。これには、ランドサットの撮影周期が18日で天候等の条件が悪いと2、3か月も間がとんでしまうといった利用のしにくさ、また、海面だけの情報で、しかも水温の情報がないといった制約が影響している。しかし、観測船もしくは係留系による観測はあくまで点の情報であって衛星画像の広域を同時に把握できる魅力も捨てがたい。実際、変動の激しい海域では少数の船で時間をかけて観測すると、時間的なずれのために見かけ上の空間分布しか得られない⁽⁴⁾。そこで、沿岸海域の調査をする際に、どのように衛星画像が利用できるのか、また、現場調査とどのように結びつけていくのか、一つの試みをしたので報告する。

開放型沿岸域で注目されている現象で、しかも衛星画像にはっきり写しだされる現象のひとつに、Coastal En-trapment がある。Coastal En-trapment とは、陸岸にそって卓越する流れがあるとき、沿岸水が沖向きには広がらず、岸沿いに延びることをいう(第1図)。このように陸岸沿いに分散された沿岸水は、気象擾乱や潮流の変

* 海象課 Oceanographic Division

化・地形の変化などにより間欠的に外洋に放出されると想像される。この現象は、開放型沿岸域の水理構造を採るうえで重要な現象であり、沿岸域の生態系を考えるうえでも重要な役割を果たすと思われる。最近、津軽海峡周辺と五島列島海域で海象調査を実施した際に、ランドサットデータをあわせて調査したところ、前述のような Coastal Entrapment を思わせる沿岸水の広がりが見られ、そこで、沿岸海洋過程調査の一環として以下に述べるような解析を試みた。

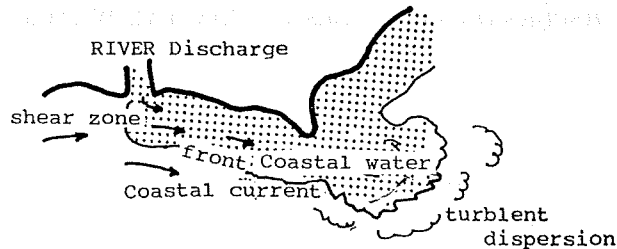


Figure 1 Concept of Dispersion process of coastal water in open coast.

2. 対象データと手法

使用したデータは、ランドサット2号と3号の MSS による CCT (計算機用デジタル磁気テープ) と各バンド別のポジ画像である。第1表はこのデータの諸元を示す。対象とした画像は、津軽海峡周辺と五島灘海域で撮影状態のよい各2シーンを選んだ(第2表)。以下で、今回用いたデータ処理上の手法について記す。

Table 1 Specification of LANDSAT MSS data.

LANDSAT remote sensing data			
Band	wave length	color	level
MSS 4	0.5 - 0.6	Green	0 - 127
MSS 5	0.6 - 0.7	Orange	0 - 127
MSS 6	0.7 - 0.8	dark red	0 - 127
MSS 7	0.8 - 1.1 μ m	reflective infra red	0-127
Size	E -- W 185km N -- S 178km	3240pixel 2340line	1 pixel (57mx76m)

Table 2 Used LANDSAT data.

	AREA	DATE	TIME	PATH-ROW	GAIN	FORM	SATELLITE
1	GOTO 1	1979 5/28	10:10	122-037	Low	BIL*	LANDSAT 2
2	GOTO 2	1980 11/18	10:17	122-037	Low	BIL*	LANDSAT 2
3	TUGARU 1	1979 11/ 9	9:38	117-031	Low	BIP2*	LANDSAT 3
4	TUGARU 2	1980 9/19	9:40	117-031	Low	BIL*	LANDSAT 2

* BULK & CUBIC CONVOLUTION CORRECTION.

(1) データの前段階処理

CCT 上の画素数は、1シーンあたり758万余にもものぼるため、そのままでは扱いにくい。そこで、まず縦横の画素を5分の1に間引いたファイルを作成する(第2図)。次に水域だけを取り出すために、このファイルから縦横3個ごとに画素を拾い出し、各バンドの輝度ヒストグラムを作る。バンド6のヒストグラム(第3図)では、水域と陸域が異なるピークを持ち、両者を区切る輝度値を求めることができる。この区切り値をも

とに、陸域を捨て、水域の輝度帯を拡大した画像を得ることができる。さらに、5分の1のファイルから一つおきに画素を取りだし、先の水陸区切り値を用いて水域の情報のみを残したファイルを作成した。このファイルはもとの CCT の10分の1(総画素数で100分の1)になり簡単な画像表示装置によって表示することができる。

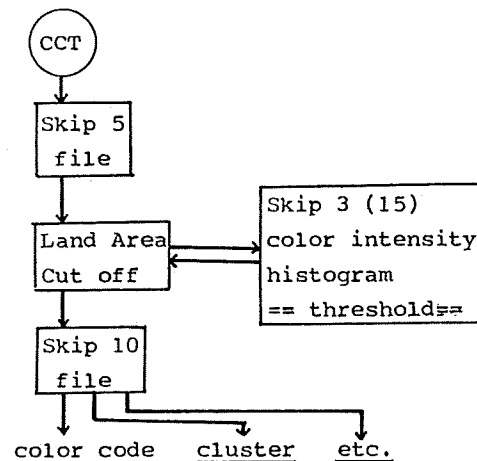


Figure 2 Flow chart of CCT data processing.

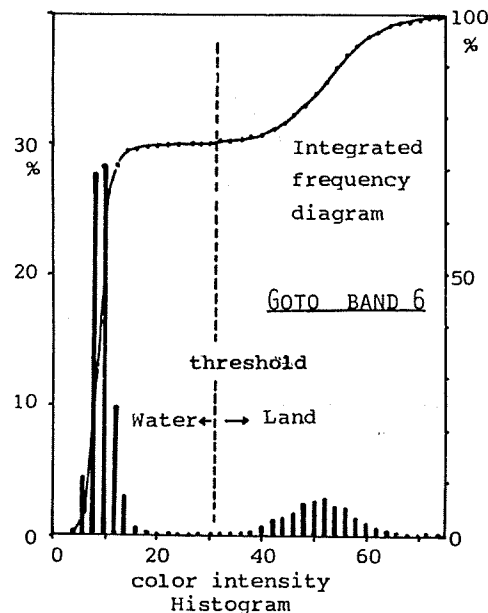


Figure 2 Determination of threshold value between sea and land from band 6.

(2) カラーコード表示

CCT 上の水域情報は、陸域に比べ輝度がかなり低く、そのままでは水塊の判別がしにくい。前述のように水域の輝度帯を拡大し、輝度値ごとにさまざまな色で表示する。今回は16色調を用いた。

(3) クラスタ分類表示⁶⁾

各バンド情報を総合的に用いて水塊を判別する。簡単にいうと、各バンドごとに座標軸をとり、各画素を多次元空間上の点として各点の相互の距離によって数個の塊（クラスター）に分割し、このクラスターによって水塊を区分する。今回は着目した領域から 120 点の画素を無作為抽出し、8 個のクラスターを作って画面上の各点を色づけした。このクラスター分類の結果を直接表示すると、撮影時のノイズのためにとにかく細かいちらつきとなって現われやすい。このため次のような平滑化を行う。

(4) 平滑化

画面上の各画素に第 4 図に示す 3×3 格子のマスクをかけ、回りの 8 個の画素のうち 5 個以上同一のクラスターのものがある時、中央の画素をそのクラスターに色づけしなおす。通常の意味の平均化操作では、境界付近や特異な分布がぼやけてしまうが、この平滑化操作では、多少境界の形が変わるものの、大局的な水塊配置は鮮明になり、しかも各クラスターが著しく乱れて並んでいる水域はそのまま残される。つまり、水界の均一性や混合の状態を見やすくできると期待される。そこで、この効果を見るために、五島灘の橋湾におけるクラスター分類の結果（3-(1)-ii を参照）を用いて、数度の平滑化を試みた（写真(a), (b), (c)）。(a)はすでに 2 回の平滑化がされ、(b)と(c)はさらに 2 回ずつ平滑化したものである。画面の右側に位置する早崎瀬戸から南西方向へ流出する水の広がり（緑色の部分）はより明瞭になり、画面の左側のいろんな水塊が入り混じった部分（桃色がかった部分）は、モザイク状の模様が現れてくる。この平滑化を続けた場合、最終的にどのような状態になるのか、非常に興味深いのであるが、今回は 6 回の操作をしたにとどまった。後に示す図は、平滑化を 1 回したものである。

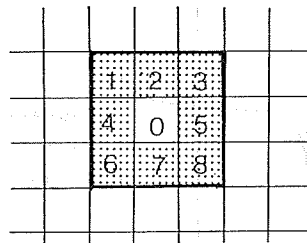


Figure 4 Filtering mesh of smoothing.

3. ランドサットデータに現れた沿岸水の広がりと海況特性

ランドサットは 18 日ごとに同一海域の上を同一時刻に通過する。津軽海峡では 9 時 40 分ごろ、五島灘海域では 10 時 10 分前後に通過する。過去 2 年間の画像の中から、撮影状態がよく沿岸水の広がりが写っているものを選んだ。現場の観測がある時は少なく、それも流速計による 1 点のみの観測である。しかし、他の時期の観測からわかっていることを合わせて、画像を解釈してみる。

(1) 五島灘の沿岸流と有明海からの沿岸水

i 79 年 5 月 28 日の画像

第 5 図に、バンド 4 と 5 に現れた沿岸水と思われる陰影と、各地の潮汐・潮流の位相を模式化して示した。写真 2 は、第 2 節で述べた操作によって陸域を消去し、水域情報を強調したカラー合成(a)と、野母崎付近の水域をクラスター分類(b)したものである。

平戸瀬戸の潮流は、五島灘から対馬海峡に向かって流れ、付近の水は北向きに広がっている。また福江島の

南にある水塊の広がり、この海域によく見られる東向きの流れに対応している。早崎瀬戸では有明海に向かって潮流が憩流に変わった所である。

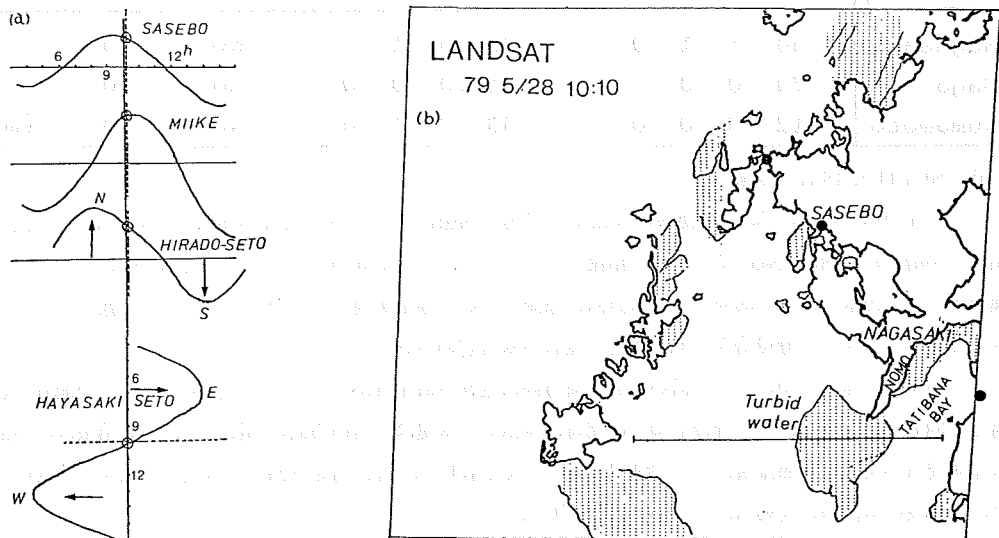


Figure 5 Goto 1 (a) Tide and tidal current phase at shattering time.
(b) Schematic chart of band 5.

さて、野母崎の南西 10 km 程の所に中心域を持つ水塊に着目し、この水塊を東西に横切る線上で各バンドの輝度分布を描いたところ、各バンドとも同じ場所にピークが現れた（第 6 図）。これは、この水塊が相対的に白濁していることを示し、陸からの流出水であると考えられる。この地方の同時期の降水量の分布（第 3 表）では、5 月 7 日と 13 日に豪雨があり、26 日にも若干の雨がかった。この水塊は、集水域の大きい有明海からの流出水と考えられるが、26 日の雨は量が少ないので、13 日ころの雨によるものと思われる。降水の影響が、2 週間以上経過して、橘湾・野母崎付近に現れることは、たいへん興味深い。

この濁水の分布を流況と合わせて考えてみる。三池港（有明海の中）は満潮となって、早崎瀬戸では憩流となっている。橘湾付近にあった水は、早崎瀬戸の方向に移動していたと考えられる。このときの橘湾の岸沿いには、濁水が滞留している（写真 2 (b) の緑ないし茶色の部分）。つまり、有明海からいったん流出した水は、橘湾の沿岸ぞいにとどまり、早崎

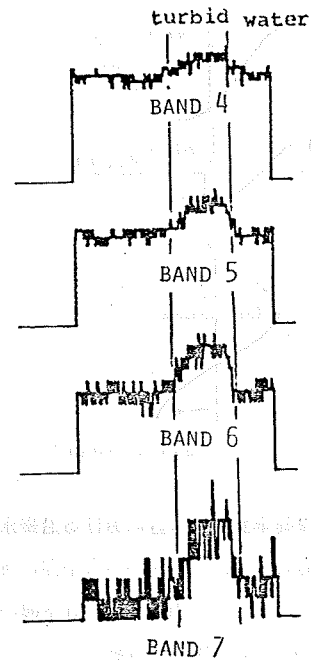


Figure 6 Each band value of cross line in the turbid water area.
see figure 5

瀬戸東流時にもあまりもどされず、野母埼方向に漂流し、う回して北向きに広がってゆくものと想像される。

Table 3 Precipitation. 1979 May.

1979 May	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	---25	26	27	28
Nagasaki	34	1	1	0			36	6	1		1	--No--			0		
Saga	74	0	0				51	10	0	0	2	--No--			0		
Kumamoto	12	3	0	0			33	2	1	0	3	--No--			4		(mm)

ii 80年11月18日の画像

バンド4のポジ画像には、対馬海峡に存在する潮境が明瞭に現れていた(第7図(b))。各地の潮汐・潮流の位相は、早崎瀬戸で西流最強、平戸瀬戸で南流となっている。バンド5のカラーコード表示(写真3)では、早崎瀬戸からの流出水(赤色の部分)が南西方向に漂流していく様子が現れていた。また、この画像およびクラスター分類(写真1)で野母埼をう回して北に流れる水も認められる。

以上のように橘湾の中には、岸沿いに野母埼方向に流れる沿岸流が2シーンとも認められ、この流れは野母埼をう回して北上する。また野母埼瀬戸西流時に流出した水塊は、南西方向に漂流する。この結果は、西海区水産研究所が実施した海流瓶による調査⁷⁾と良い一致を示した。野母埼をう回した水塊が分散する状況の違いは、五島灘の恒流系の変動⁶⁾によるものと思われる。

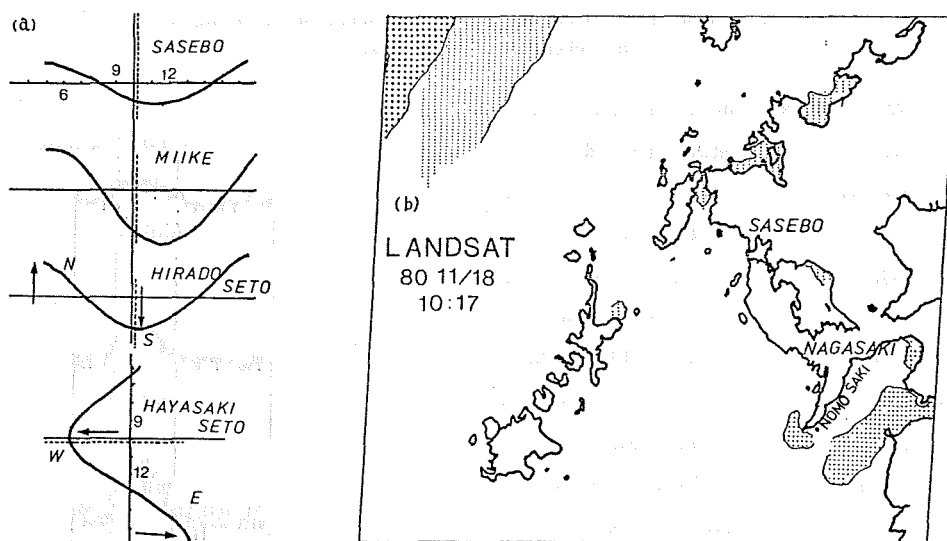


Figure 7 Goto 2 (a) Tide and tidal current phase at shattering time.
(b) Schematic chart of band 4.

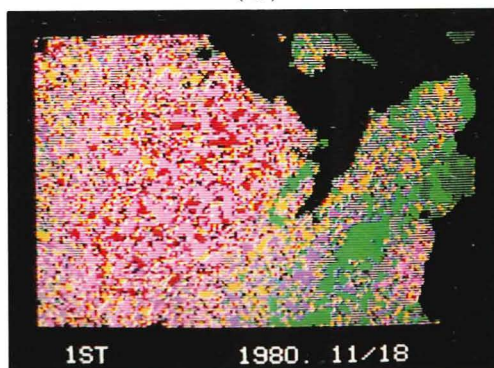
(2) 津軽半島西口付近における沿岸水の分散

津軽海峡には、日本海から太平洋に抜ける強い海流(約2.5kn)があり、潮時によっては6kn近くに達することもある。この強い流れが日本海からどのような形で流れ込むのか、まだはっきりしていない。

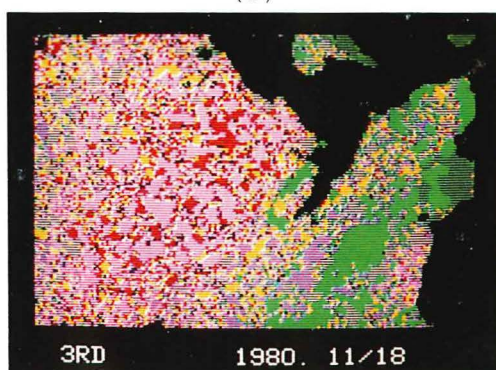
i 79年11月9日の画像

バンド4のポジ画像を模式化して第8図に示す。このときには、日本海側で11月4日から5日にかけて40mm前後の雨が降った。十三湖付近では、岩木川から流れ出た水塊が重畳して広がり、権現崎をう回して、竜飛崎から三厩湾に広がっている。この画像には沿岸にへばりついた水塊が随所に認められ、北海道の日本海岸

(a)



(b)



(c)

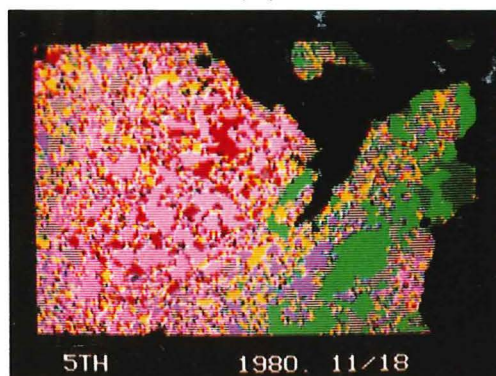
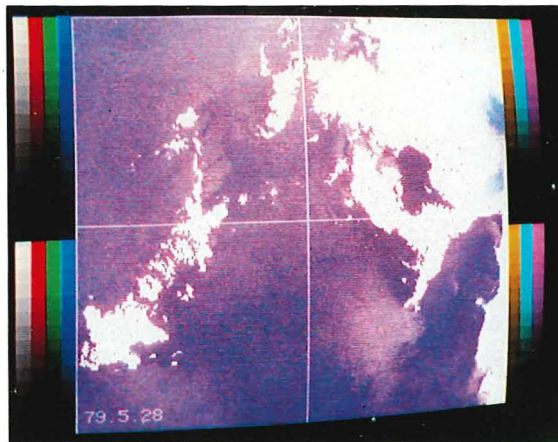


Photo 1. Filtering effect. (a) two time, (b) four times.
(c) six times filtered.

(a)



(b)

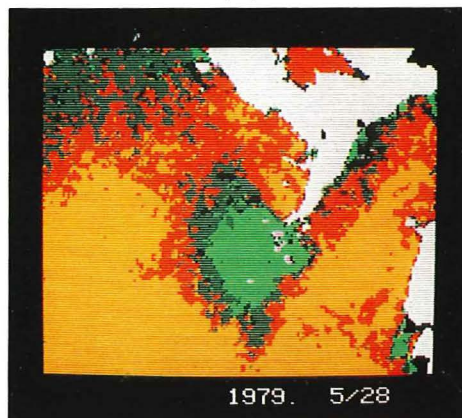


Photo 2. Goto 1. (a) Colour intensified photo. Land area is omitted.
(b) Clustering chart. Green indicates turbid water.

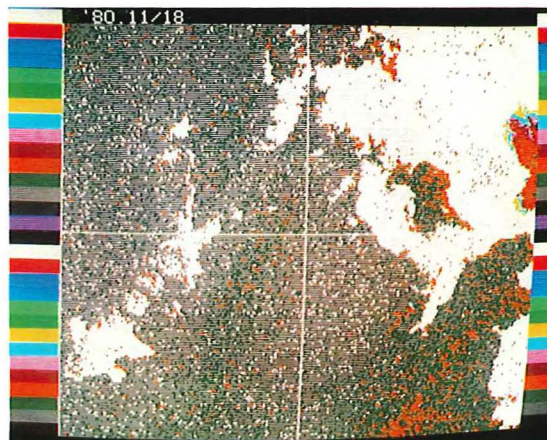


Photo 3. Goto 2. Colour code chart of band 5.

では、沖合に向かってきのこ状に突出している。バンド5の画像では、十三湖からの流出水が北向きに広がる様子だけがはっきり認められた。

三厩湾の沖に設置された流速計では、西向きに17cm/sの流れがあり、三厩の岸にある水塊は、この流れによって西に移動しているものと考えられる。

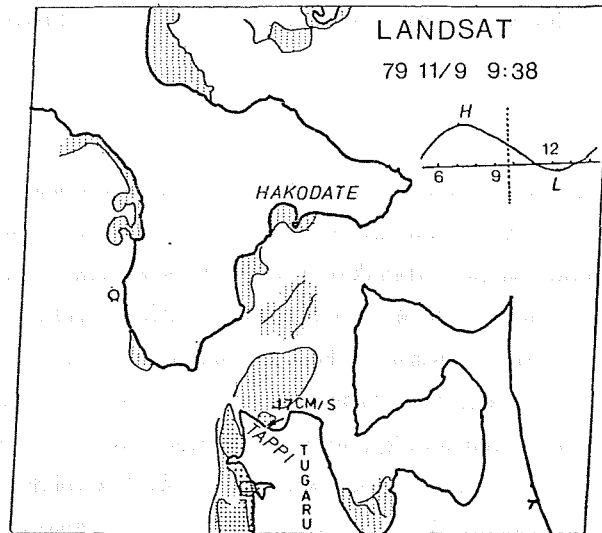


Figure 8 Tugaru 1. Schematic chart of band 4

ii 80年9月19日の画像

十三湖からの流出水は、前述のパターンと異なり、あまり拡散せずに前向きに線状に流出している（第9図）。付近の沖合に設置した流速計の記録では、 $189^{\circ} 53\text{cm/s}$ の値が得られている。この南下流は17日午後から始まり撮影時ころが最強で、21日には北流傾向となった。このような強い流れの中に放出された流出水は拡

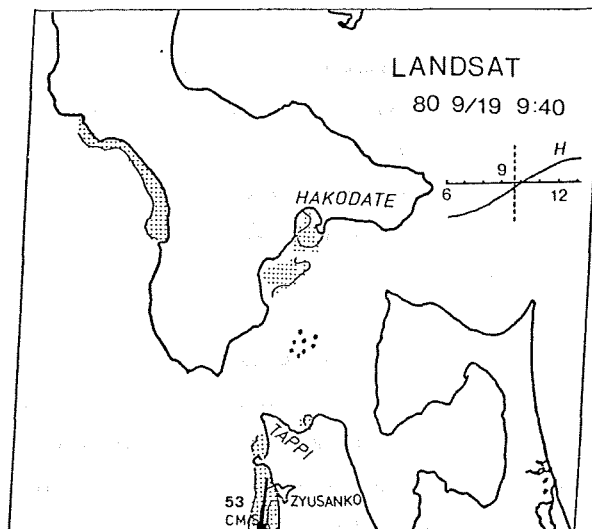


Figure 9 Tugaru 2. Schematic chart of band 4.

散する時間もなく、移流によって運ばれるものと考えられる。

以上のように津軽半島西側の沿岸水は、南に流出するときと、北向きに流出する場合とがあった。80年9月から10月にかけての流速観測では、4日から1週間程度の変動周期を持っていた。また、この付近の沿岸水は、南側の深浦港と北側の権現崎を結ぶ線より以西には広がっていない。79年の画像で沿岸水が重畳している状態は、この海域に閉じこめられた水塊が、変動する流れのために様々に重ねあわされたものと思われる。また、権現崎をう回して沖に出た水塊は、外にある対馬暖流系の流れにのって、津軽海峡方面に流されてゆくものと思われる。

4. まとめ

Coastal Entrapment の機構を解明するには、岸近くに存在する沿岸流の構造を知ることが必要である。五島灘の橋湾では、岸に沿って左回りに野母崎方向に流れるものが見られ、この流れは恒常的に存在するようである。もちろん潮汐流のような周期流が瞬時的な流向を決めているものの、水塊の漂流する方向は前述の流れによって決められている。この漂流する水塊は、野母崎のような地形的な特異点付近で沖向きに放出され、外洋に分散してゆく。また橋湾の中央を南に向かった水塊もその外にある恒流系⁽⁶⁾によって分散される。Coastal Entrapment とは前者をいうものであるが、この場合の流れの成因は、潮汐残差流のようなものと思われる。

津軽半島西岸では、十三湖からの流出水が、距岸 10 km 程度より沖には広がっていない。流出する方向は、北向きと南向きの場合とがあった。この流れは、直接、潮流の結果から見ると数日周期の変動をするようである。特に 80 年 9 月 19 日に見られた 50 cm/s 以上にもなる流れの出現は、たいへん興味深いことである。開放型沿岸域において、岸近くに集中した強い流れが出現することは従来から Coastal Jet (沿岸ジェット流) として知られ、G.T. Csanady⁽⁶⁾によると、岸沿いに吹く風によって密度躍層が変動し、地衡流平衡により流れが生ずるとされる。その水平スケールは、内部変形半径程度で、約数 km となる。現場観測が流速計による 1 点のみのため詳しい状況はわからないが、ランドサットの画像はこの流況をよく反映していると思われる。

以上のように Coastal Entrapment などの沿岸諸現象を調査する際に、現場調査とあわせてランドサットなどの衛星情報を用いることにより、多角的な現象解明が可能となると期待される。

最後に、倉本茂樹海象調査官を初めとする海象課諸氏の有益な示唆・助言に感謝する。また、データ処理に協力を得た岡崎修平氏を初めとする日本造船振興財団の方々に深く感謝する。今回のデータ処理には同財団のリモートセンシングデータ処理プログラムを使用させてもらった。

なお、今回のランドサットデータは宇宙開発事業団から無償提供を受けたものである。また、対象とした海域では、科学技術庁の特別研究調整費による「九州西方沿岸海域に関する総合調査」・「太型海峡及びその周辺海域における海水流動調査並びに底質変動調査」が実施されており、そのデータを一部参照した。

参 考 文 献

- (1) 落合弘明, 武田 要 1979: LANDSAT-3 による沿岸水域の環境調査, 海と空, 第 55 巻 1 号, pp. 13-22.
- (2) 落合弘明 1980: リモートセンシングによる東海地方の海洋調査, 海洋学会秋季大会講演要旨集 167.
- (3) 加藤辰彦, 畠山祐二, 西村 司, 田中総太郎 1980: 御前崎における乱流境界層の剥離が生成する大規模渦について, 海洋学会秋季大会講演要旨集 169.
- (4) 井上尚文, 青山恒雄, 宮地邦明 1979: 沿岸域の海況調査方法としての多数船同時観測の有明海における試

行と意義, 海洋科学, Vol. 11, No. 5, pp. 448-457.

- (5) 渡辺貫太郎 1977: 海洋のリモートセンシング, 海洋科学基礎講座「海洋物理Ⅳ」, 東海大学出版会, 東京.
- (6) 小田巻 実 1981: 五島灘における潮流と恒流系に関して, 沿岸海洋研究ノート, 印刷中.
- (7) 玉井一寿, 井上尚文, 近藤正人 1970: 橘湾の流況, 橘湾をモデルとした海況および魚群分布調査報告, 水産庁西海区水産研究所.
- (8) G.T. Csanady 1977: The Coastal Jet Conceptual Model in the Dynamics of Shallow Seas. THE SEA, Vol. 6, pp. 117-144, John Wiley & Sons, New York.

伊勢湾海底堆積物の重金属汚染

陶 正史*・柴山信行*・峯 正之*・岩本孝二*

当重 弘*・稲積 忍*

HEAVY METAL POLLUTION OF BOTTOM SEDIMENTS IN ISE BAY

Masashi Sue*, Nobuyuki Shibayama*, Masayuki Mine*,
Koji Iwamoto*, Hiroshi Toju*, and Shinobu Inazumi*

Received 1981 August 27

Abstract

The horizontal and vertical distributions of chromium, zinc, copper, lead and nickel in the sediments in Ise Bay were determined. Judging from the results of the sedimentation rates determined by ^{210}Pb dating technique, the pollution of sediments by these heavy metals seemed to have been occurring since about 1960.

The concentration of these heavy metals at each sampling station was constant in the deeper part of the vertical distribution. The constant value was taken as the background concentration at each station considering the sedimentation rate. The amounts of artificial accumulation of these heavy metals were estimated at each station by integrating values which exceeded the background concentrations. These values were 0–510 for chromium, 0–1700 for zinc, 0–760 for copper, 0–1200 for lead, and 0–160 for nickel in units of $\mu\text{g}/\text{cm}^2$ respectively. Moreover they were higher at the head of the bay.

From the horizontal distribution of these values, total amounts of artificial accumulation of heavy metals in Ise Bay were, respectively, found to be in tons, 1000 for chromium, 4800 for zinc, 1200 for copper, 1300 for lead, and 300 for nickel.

1. はじめに

伊勢湾沿岸には、名古屋南部工業地帯・四日市市・松阪市等の工業都市が密集しているうえ、閉鎖性の強い湾であることから、生活排水及び工場廃液による伊勢湾の海洋汚染は相当に進行しているものと思われる。海洋汚染の実態とその推移を定量的に把握し、さらに将来予測に関する知見を得るためには、汚染物質の負荷及び海洋環境におけるその物理的・化学的・生物学的挙動を解明し、汚染物質の物質収支を明らかにすることが必要であるが、これまでのところ、このような観点に立った調査研究は非常に少ない。特に海水中の重金属汚染については、超微量重金属の分析方法が十分に確立していなかったこともあり、過去のデータには信頼のおけるものが少なく、海水汚染の推移を定量的に把握することはすこぶる困難である。一方、内湾域における海底堆積物の重金属汚染については、比較的多数の調査研究がこれまでに行われており、伊勢湾についても愛知県公害調査セン

* 海象課海洋汚染調査室 Marine pollution research laboratory, Oceanographic Division

ター (1977) の 500 点以上にも及ぶ調査をはじめとして、北野ら (1975)・森田 (1975, 1976)・西村 (1976)・運輸省第五港湾建設局 (1975)・海上保安庁水路部 (1975, 1976, 1977, 1978, 1979, 1980) の報告等、多くの調査研究をみることができる。しかし、その大部分は表層堆積物の汚染の現況に関するものであり、汚染状態の推移を明らかにするような調査研究については、海水に関する調査と同様にほとんどみるべきものはない。

最近になって、松本及び横田 (1976, 1977, 1978 a, b) により、東京湾と大阪湾の海底堆積物の堆積速度及び海底堆積物中の重金属等の鉛直分布に関する研究が行われ、その結果、単位面積当たりの人為的量として、堆積物中の重金属汚染の推移を定量的に把握する方法が報告された。

著者らは、松本らの方法をもとにして、東京湾全域の単位面積当たりの重金属の人為的堆積量を求め、これらの値から湾内全域に堆積した重金属の総量を報告したが (陶ら 1981)、本報告は、伊勢湾について海底堆積物の堆積速度を求め、重金属の鉛直分布から過去の汚染状態の時間的推移を推測するとともに、伊勢湾全域に堆積した重金属の総量を推算した結果をとりまとめたものである。

2. 試料及び分析方法

(1) 試料採取

試料の採取は、昭和 55 年 1 月、水路部所属の測量船「明洋」により行い、24 点の表層堆積物試料及び 11 点の柱状堆積物試料を採取した。また、昭和 56 年 2 月、測量船「拓洋」により表層堆積物試料及び柱状堆積物試料を各 1 点採取した。試料採取点を Figure 1 に示した。表層堆積物の採取にはスミスマッキンタイヤ採泥器を使用し、堆積物の表層 0～1 cm を分析用試料とした。また、柱状堆積物の採取には内径 9.5 cm のプラス

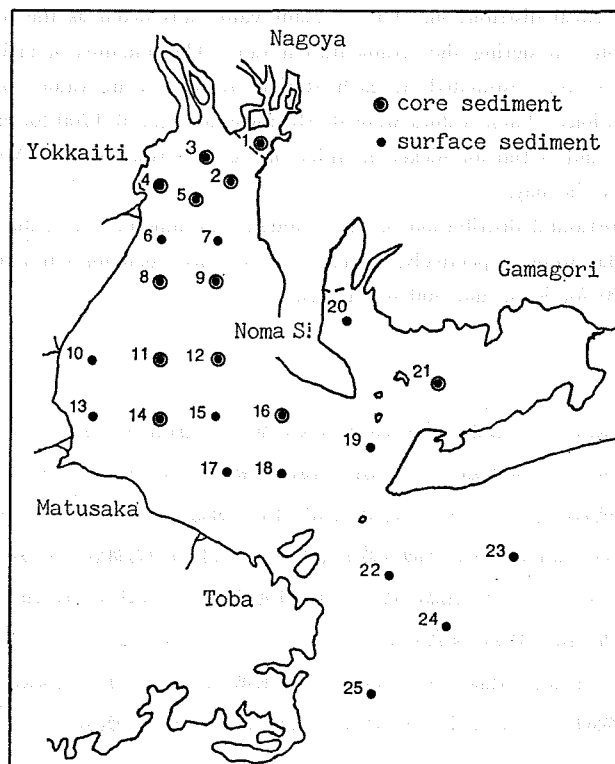


Figure 1 Sampling station in Ise Bay

チック製内管付の重力式柱状採泥器を用い、採取後、直ちに所定の各深さで1 cmの厚さに切断し分析用試料とした。

(2) 分析方法

堆積物試料は含水量を求めたあと、110°Cで乾燥し、振動ボールミル（タングテスンカーバイト製ポット）により粒径0.05 mm以下に粉碎した。これをアルミリング法により30 t/cm²の圧力で加圧成型し、重金属分析用試料とした。重金属の定量は蛍光X線分析装置（理学電機工業製 Geigerflex 3064）を用い、クロム・亜鉛・銅・鉛・ニッケルについて分析を行った。堆積物試料の組成の違いに基づくマトリックス効果の補正は、バックグラウンド・ピーク比を用いた検量線法により行った（陶ら1981）。

また、²¹⁰Pbの分析は松本及び横田（1978 a）の方法に従い、鉛を分離・精製の後、娘核種の²¹⁰Biから放出されるβ線数を低バックグラウンドガスフローカウンター（ALOKA製 LBC-451型）により測定して求めた。

3. 結果及び考察

(1) 重金属の水平分布

堆積物の表層0～1 cmにおける重金属濃度の水平分布を Figure 2 (a-e) に示した。いずれの重金属についても湾奥部、特に四日市沖にやや高い値がみられるが、野間埼と松阪を結ぶ線から南では概して低い値がみられた。この傾向は海洋汚染調査報告第4号（海上保安庁水路部、1978）に報告された昭和51年調査結果における脂肪族炭化水素・PCB・水銀・カドミウムの分布と同様であった。

(2) 堆積速度

沿岸海域の海底堆積物には、海洋環境に負荷された重金属のかかなりの部分が沈積しており、もし、浚渫・投棄・波浪による堆積物の攪乱、海潮流による堆積物の再移動、ベントスによる混合・攪拌等の堆積層の乱れがなければ、堆積物中には重金属の鉛直分布の形で過去の汚染の歴史が記録されているはずである。したがって、海底堆積物の堆積速度が与えられれば、堆積物中の鉛直分布を明らかにすることにより、過去の汚染状態の推移を年代的に推測することが可能である。

海洋汚染のように100年以内の堆積速度を求めるためには、放射性鉛(²¹⁰Pb)を用いる方法が一般的に行われている（杉村及び三宅、1974；松本及び横田、1977, 1978 a, b；松本、1979；松本及び富樫、1980）。²¹⁰Pbを用いた堆積速度は、堆積物粒子と²¹⁰Pbの供給量が一定であり、²¹⁰Pbの堆積後の再移動がないことを条件として、次式により与えられる（松本及び横田、1978 a）。

$$^{210}\text{Pb ex}(Z) = ^{210}\text{Pb ex}(0) \exp(-\lambda Z/S) \quad (3.1)$$

ここで、²¹⁰Pb ex (Z) は深さ Z (cm) の堆積物中の過剰の²¹⁰Pb 量 (cpm/g)、すなわち、深さ Z における²¹⁰Pb 量から、バックグラウンドとして堆積物中に含まれている²¹⁰Pb 量（堆積物中で²¹⁰Pb が完全に放射壊変する十分な深さでの²¹⁰Pb 量）を差し引いた値、²¹⁰Pb ex (0) は堆積物表層における過剰の²¹⁰Pb 量、λ は²¹⁰Pb の壊変定数 (0.0311/年)、S は堆積速度 (cm/年) である。深さ Z に対して log {²¹⁰Pb ex (Z)} の値を図示すれば直線の傾きから堆積速度 S を求めることができる。

Figure 3 (a-b) には四日市沖の No. 4 点及び伊勢湾シーバース付近の No. 5 点における²¹⁰Pb ex の鉛直分布を示した。図から明らかなように、No. 4 点においては表層10～11 cm 以下、No. 5 点においては表層5～6 cm 以下では、²¹⁰Pb ex は深さに対して直線的に減少する。表層付近の乱れは、何らかの堆積層の乱れがあったことを推測させる。図の直線の傾きから表層付近の攪乱層以下の堆積速度を求めると、No. 4 点では1.30 cm/年、No. 5 点では0.82 cm/年という値が得られる。この値は、松本及び横田（1976, 1978 a）、松本（1979）が求め

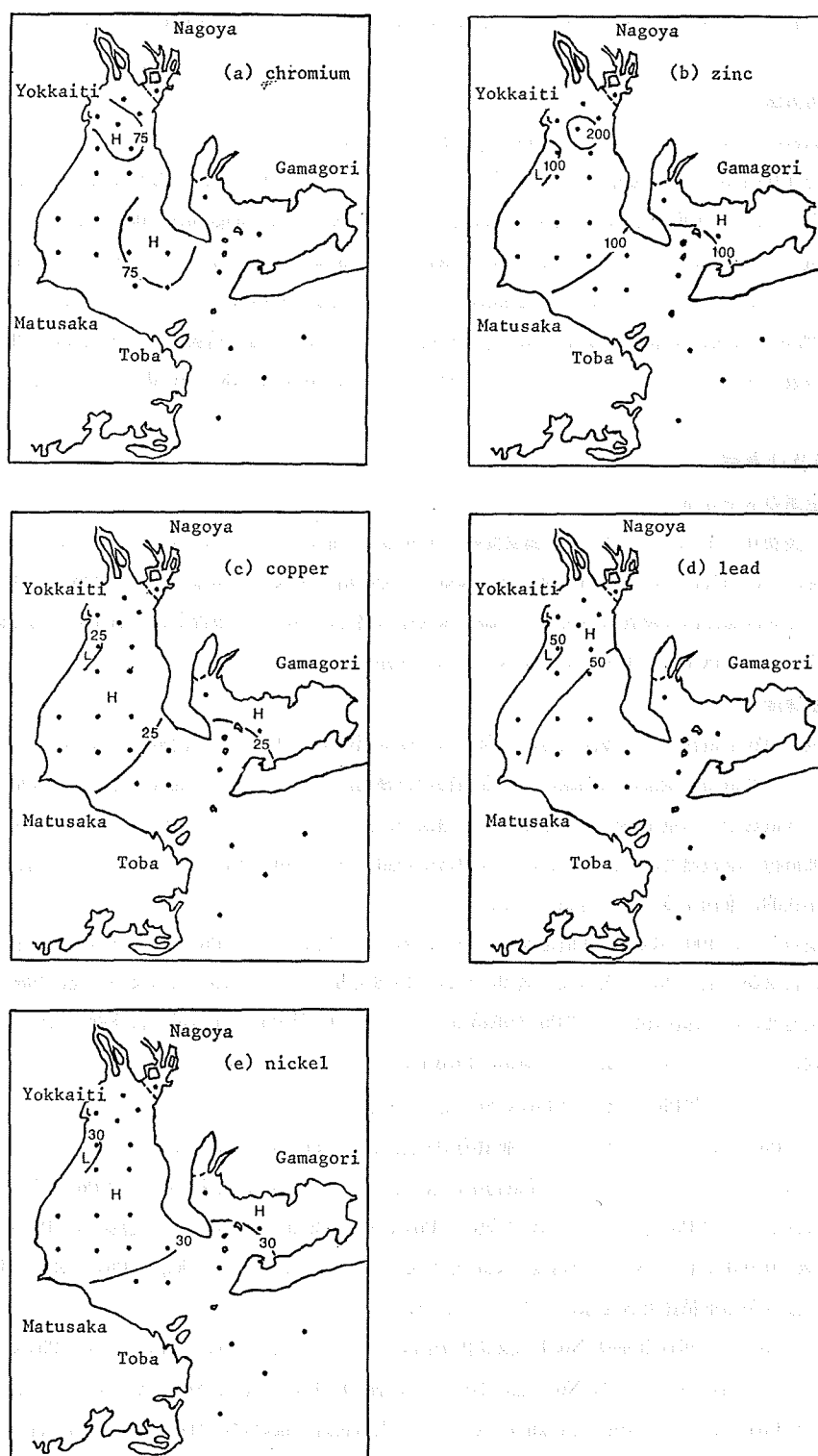


Figure 2 (a-e) Distribution of heavy metals in the surface sediment (ppm)

ている東京湾の湾奥・湾中央部の $0.76 \sim 1.08 \text{ cm/年}$ 、大阪湾の湾奥・湾中央部の $0.12 \sim 0.61 \text{ cm/年}$ と同程度の値であり、これら三湾の湾奥・湾中央部の堆積速度に大きな違いはみられない。

表層付近の $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の攪乱層の堆積に要した時間 t (年) は、表層付近と深層における堆積物粒子の堆積量 ω ($\text{g/cm}^2 \cdot \text{年}$) に変化がないという仮定を置くことにより、次式で求めることできる (松本及び横田 1978 a)。

$$t = \frac{\int_0^Z (1-\phi) \rho_s dZ}{\omega} \quad (3.2)$$

ここで Z (cm) は攪乱層の深さ、 ϕ は堆積物の現場における間隙率、 ρ_s は堆積物粒子の密度 (g/cm^3) である。また、堆積物粒子の堆積量 ω は、攪乱層以下の間隙率がほぼ一定であることから、堆積速度 S (cm/年) を用いて次式により求めることができる。

$$\omega = S(1-\phi) \rho_s \quad (3.3)$$

このようにして求めた攪乱層の堆積に要する時間は、No. 4 点については 7.0 年、No. 5 点については 5.7 年となった。

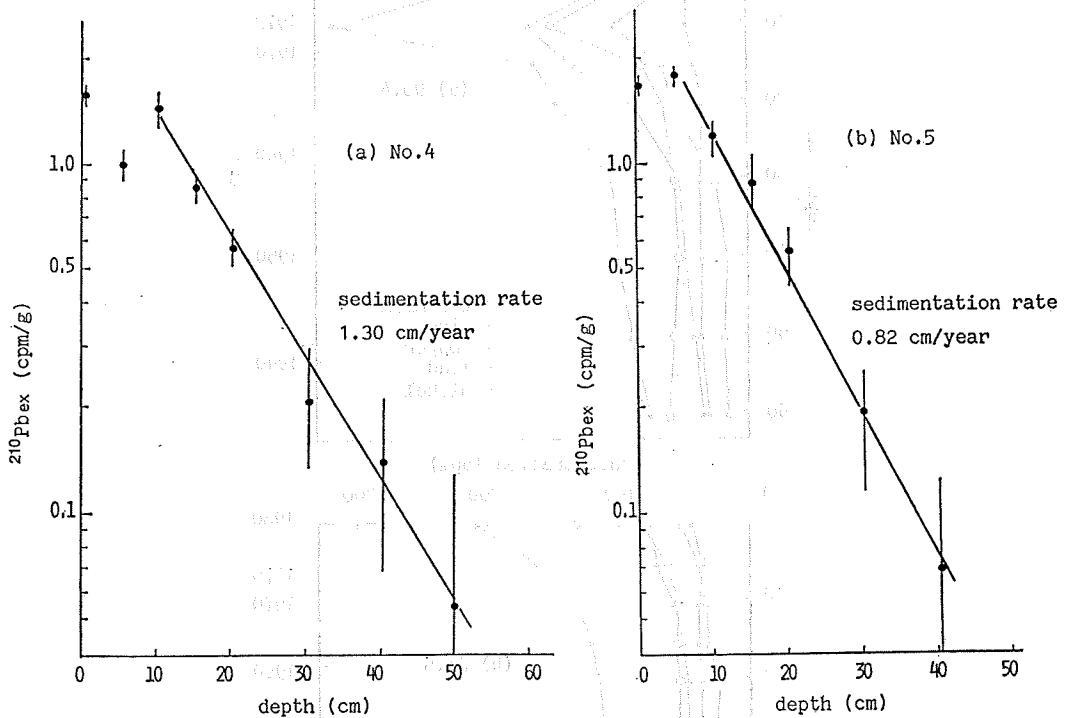


Figure 3 (a-b) Sedimentation rate at No. 4 and No. 5.

(3) 重金属濃度の鉛直分布

堆積物中の重金属濃度の鉛直分布を Table 1, Figure 4 (a-b) 及び Figure 5 (a-j) に示した。なお、Figure 4 (a-b) には図の右側に ^{210}Pb の堆積速度から求めた堆積年代を示してある。四日市沖の No. 4 点では表面から 30 cm の深さで徐々に重金属濃度が増加し始め、15 cm の深さから急激に増加して 10 cm の深さで極大となり、これより表層では減少傾向にある、これを年代的にみると、四日市石油化学コンビナートができた 1950 年代の後半から重金属汚染が始まり、1960 年代の後半から急激に汚染度が高くなり、1973 年を最大にそれ以降は減少して今日に至っている。また、伊勢湾シーバース付近の No. 5 点では、年代的にみると、1960 年前後

から重金属汚染が始まり、1970 年ころから急激に汚染度が高くなり現在に至っていることが読みとれる。

また、Figure 5 (a) に示した名古屋湾内の No. 1 点では、表層から深層まで重金属濃度は均一であったが、これは測定点を含む港内で昭和 44 年に浚渫が行われており、表層の汚染度の高い堆積物が除去され、浚渫後も港内であるため船舶の航行に伴うまきあげ等によって新たな堆積が行われず、汚染が進行する以前の堆積物が採取されたものと考えられる。このことは、試料採取時の観察において堆積物表面の浮泥層が認められなかったことから想像される。

Figure 5 (b-j) に示した各点の重金属の鉛直分布は、No. 4 点及び No. 5 点と同様に表面又は表層付近に重金属濃度の極大を持つ分布を示すが、いずれの測定点においても亜鉛の濃度分布が著しい変化傾向を示している。

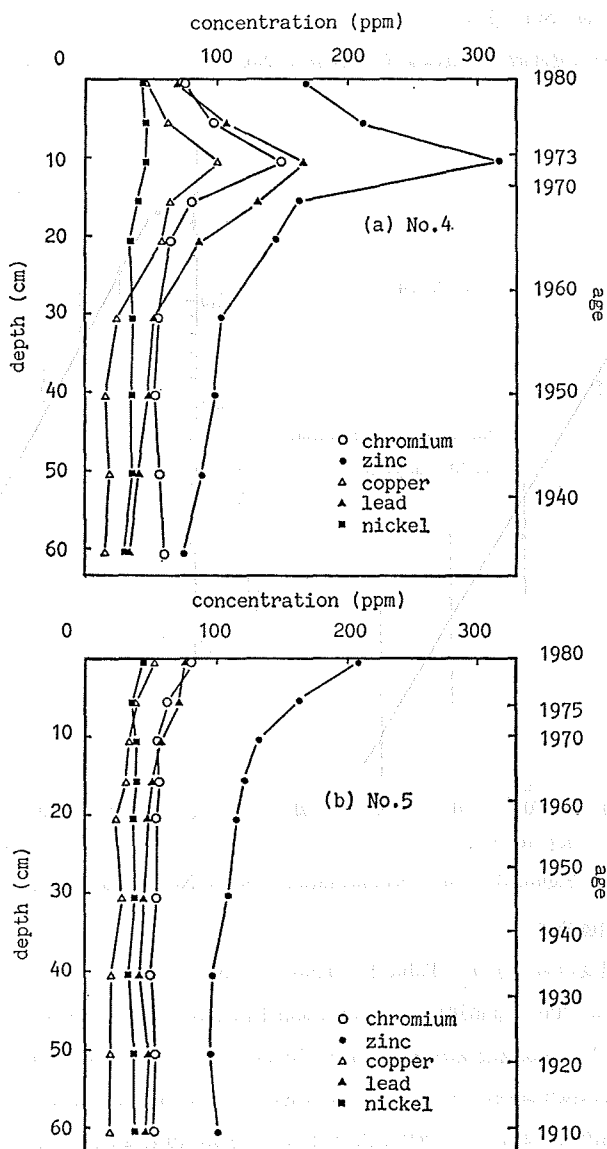


Figure 4 (a-b) Vertical distribution of heavy metals in sediment cores.

Table 1 Concentrations of heavy metals in the sediment of Ise Bay

station No.	depth (cm)	chromium (ppm)	zinc (ppm)	copper (ppm)	lead (ppm)	nickel (ppm)
1	0-1	45	89	17	44	31
	5-6	45	91	15	47	31
	10-11	46	91	15	46	28
	15-16	45	91	15	47	30
	20-21	48	88	14	46	30
	30-31	46	91	16	46	31
	40-41	47	92	16	47	29
	50-51	46	93	18	43	31
	60-61	49	92	16	43	32
2	0-1	62	167	25	59	34
	5-6	56	145	24	59	33
	10-11	59	150	28	64	33
	15-16	49	125	23	55	33
	20-21	50	105	23	47	33
	30-31	50	94	17	36	34
	40-41	51	96	17	43	34
	50-51	51	98	19	44	35
3	0-1	58	169	39	65	38
	5-6	66	194	41	67	40
	10-11	68	216	42	77	38
	15-16	82	138	73	61	56
	20-21	62	171	37	73	36
	30-31	51	153	35	73	34
	40-41	44	136	31	64	31
	50-51	42	129	24	60	28
	60-61	47	119	27	55	32
4	0-1	76	170	46	70	45
	5-6	98	213	63	108	45
	10-11	150	319	101	168	45
	15-16	81	164	65	133	41
	20-21	65	147	58	88	35
	30-31	56	104	24	53	36
	40-41	54	99	15	48	36
	50-51	57	90	19	41	32
	60-61	61	76	15	35	34
5	0-1	81	209	52	76	45
	5-6	63	165	39	72	37
	10-11	56	134	33	58	40
	15-16	56	122	31	51	39
	20-21	54	116	24	49	38
	30-31	55	109	28	46	39
	40-41	50	98	21	42	34
	50-51	54	97	20	48	38
	60-61	53	102	19	47	39
6	0-1	49	55	9	39	20
7	0-1	76	196	31	56	45

Table 1 (continued)

station No.	depth (cm)	chromium (ppm)	zinc (ppm)	copper (ppm)	lead (ppm)	nickel (ppm)
8	0-1	67	191	36	70	41
	5-6	63	168	37	60	40
	10-11	58	136	31	51	40
	15-16	51	115	22	45	40
	20-21	58	106	25	39	37
	30-31	55	101	23	37	39
	40-41	54	103	23	52	41
	50-51	55	106	20	46	41
9	60-61	52	103	20	42	39
	0-1	71	146	29	47	46
	5-6	74	161	32	50	46
	10-11	65	105	21	38	46
	15-16	62	94	20	34	43
	20-21	62	90	18	32	45
	30-31	67	89	17	32	44
	40-41	64	88	16	33	44
10	50-51	63	89	18	34	43
	60-61	65	90	18	36	42
	0-1	70	205	32	63	40
	5-6	71	155	27	50	47
	10-11	62	104	21	34	44
	15-16	61	97	18	32	45
	20-21	62	95	19	36	45
	30-31	65	94	19	33	45
11	40-41	65	94	20	30	45
	50-51	64	97	20	26	47
	60-61	68	95	16	33	45
	0-1	81	167	28	46	53
	5-6	83	160	28	45	51
	10-11	75	104	21	32	48
	15-16	74	90	18	29	48
	20-21	71	88	17	31	46
12	30-31	71	83	15	31	47
	40-41	70	82	16	27	47
	50-51	70	79	16	27	46
	60-61	68	83	13	28	46
	0-1	64	158	32	51	38
	5-6	71	108	22	36	47
	10-11	60	95	21	34	47
	15-16	68	94	21	32	47
13	20-21	67	90	21	33	45
	30-31	65	94	18	31	47
	40-41	67	94	20	34	46
	50-51	72	94	19	29	47
	60-61	68	91	18	30	45
	0-1	72	133	26	44	47
	5-6	71	108	22	36	47
	10-11	60	95	21	34	47
14	15-16	68	94	21	32	47
	20-21	67	90	21	33	45
	30-31	65	94	18	31	47
	40-41	67	94	20	34	46
	50-51	72	94	19	29	47
	60-61	68	91	18	30	45
	0-1	72	133	26	44	47
	5-6	71	108	22	36	47

Table 1 (continued)

station No.	depth (cm)	chromium (ppm)	zinc (ppm)	copper (ppm)	lead (ppm)	nickel (ppm)
15	0- 1	80	108	19	33	48
16	0- 1	74	63	6	42	35
	5- 6	72	63	10	27	34
	10-11	73	68	24	26	35
	15-16	68	58	11	25	35
17	0- 1	54	46	8	26	26
18	0- 1	74	69	9	29	38
19	0- 1	61	27	1	22	22
20	0- 1	70	175	26	46	47
21	0- 1	74	148	24	39	49
	5- 6	78	120	20	38	49
	10-11	79	85	17	32	51
	15-16	77	74	12	33	49
	20-21	77	76	15	33	50
	30-31	77	76	14	31	49
	40-41	80	74	14	28	50
	50-51	80	75	13	27	49
	60-61	82	74	10	27	50
22	0- 1	54	21	1	20	20
23	0- 1	57	29	5	22	22
24	0- 1	40	20	2	16	16
25	0- 1	43	29	2	18	20

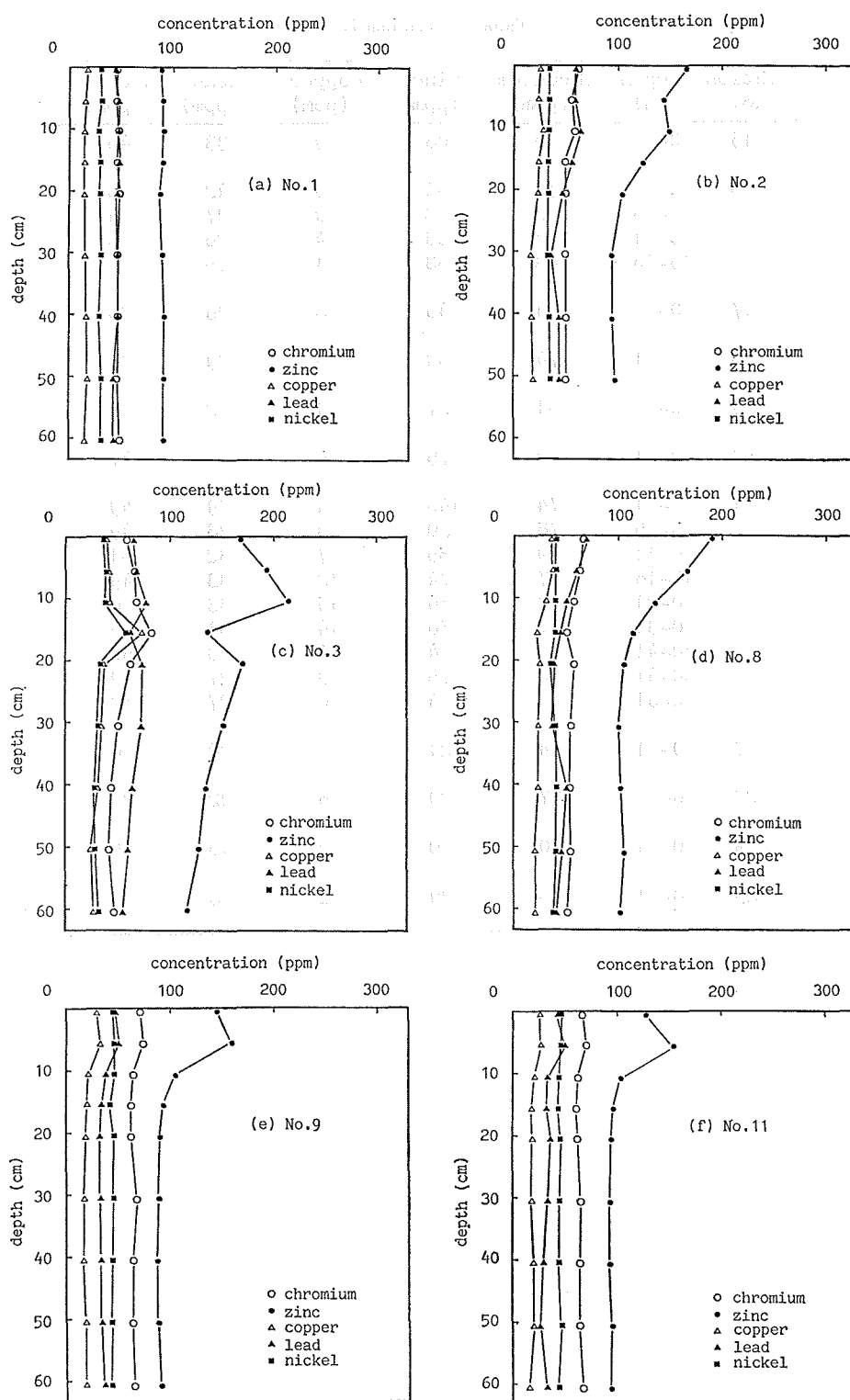
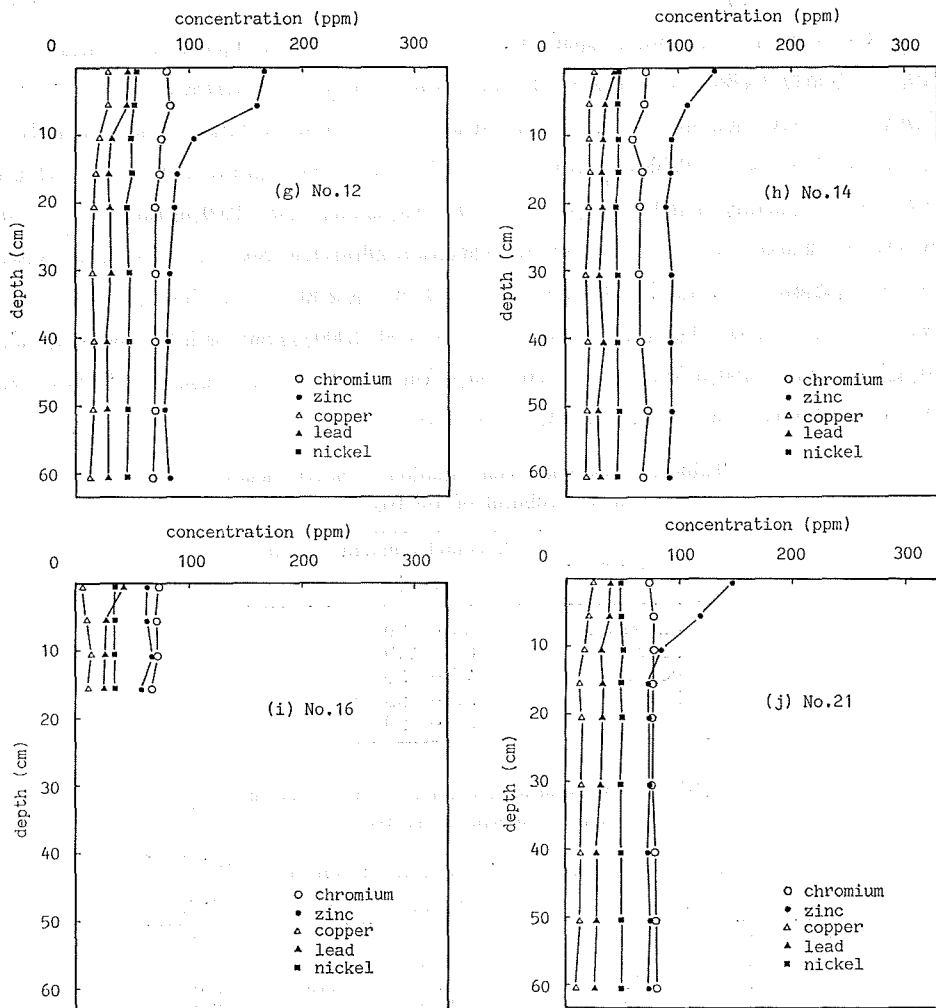


Figure 5 (a-j) Vertical distribution of heavy metals in sediment cores.

Figure 5 (a-j) (continued)



(4) 重金属のバックグラウンド濃度

各測定点の重金属濃度の鉛直分布は、いずれもある深さから下方ではほぼ一定値をとるようになるが、この一定値は堆積速度から考えて人為的汚染が始まる以前の濃度、すなわち、バックグラウンド濃度を示すものと考えられる。バックグラウンド濃度は各測定点ごとに若干の差がみられるが、これは堆積物の粒度組成あるいは鉱物組成の違い、すなわち、堆積物を構成する成分が砂質、粘土質あるいは貝殻質のいずれであるか、また、その供給源の地理的位置に関係するものと考えられる。そこで、測定結果のうち、粒度組成が著しく異なる No. 16 点及び渥美湾の No. 21 点を除く各測定点のバックグラウンド濃度をまとめて Table 2 に示した。表から伊勢湾内の重金属のバックグラウンド濃度は一定の範囲内にあることがうかがわれる。

(5) 重金属の単位面積当たりの人為的堆積量

ある測定点について、過去にさかのぼって重金属汚染状況を表す一つの指標として単位面積当たりの人為的堆積量 $P(\mu\text{g}/\text{cm}^2)$ があり、次式によって与えられる(松本及び横田, 1978a; 陶ら, 1981)。

$$P = \int_0^{\infty} (C - C_{\infty}) \rho_s (1 - \phi) dZ \quad (3.4)$$

ここで、 C は堆積物中の重金属濃度 (ppm), C_{∞} はバックグラウンド濃度 (ppm), ρ_s は堆積物粒子の密度 (g/cm^3), ϕ は堆積物の現場における間隙率, Z は深さ (cm)である. 人為的堆積量 P は, バックグラウンド濃度を越えて負荷された重金属について鉛直方向に積算したものである. この P 値を今回の調査結果によって各測定点ごとに求めてみると Table 3 に示すような結果を得た. これらの結果によれば, 人為的堆積量としてクロム $0 \sim 510 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 亜鉛 $0 \sim 1700 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 銅 $0 \sim 760 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 鉛 $0 \sim 1200 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, ニッケル $0 \sim 160 \mu\text{g}/\text{cm}^2$ のような堆積量分布があることがわかる. 堆積量は揖斐川河口沖 (No. 3 点) 及び四日市沖 (No. 4 点) ではいずれの重金属についても高く, 他の測定点では亜鉛以外の重金属については比較的低い値であった. また, 著者らが東京湾で求めた堆積量 (陶ら 1981) は, クロム $30 \sim 2900 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 亜鉛 $100 \sim 8600 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 銅 $40 \sim 2500 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, 鉛 $70 \sim 1700 \mu\text{g}/\text{cm}^2$, ニッケル $30 \sim 250 \mu\text{g}/\text{cm}^2$ であり, これらと比較すると伊勢湾の単位面積当たりの人為的堆積量は東京湾の数分の 1 程度であることがわかる.

Table 2 Background concentration of heavy metals in the sediment of Ise Bay

heavy metal	background concentration (ppm)
chromium	45 - 70
zinc	80 - 110
copper	15 - 25
lead	30 - 55
nickel	30 - 50

Table 3 Artificial accumulation of heavy metals in the sediment of Ise Bay

station No.	artificial accumulation ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)				
	chromium	zinc	copper	lead	nickel
1	0	0	0	0	0
2	60	600	130	200	0
3	350	1500	430	410	160
4	510	1700	760	1200	120
5	120	590	170	160	30
8	40	450	70	80	20>
9	30	250	50	60	20>
11	20>	190	50	50	0
12	50	380	60	50	20>
14	20>	80	30	20>	0
16	0	0	0	60	0
21	0	250	50	20>	0

(6) 人為的堆積量と自然堆積量の比較

堆積物中の重金属は, バックグラウンド濃度で示される人為的影響のない自然負荷による重金属と人為的負荷による重金属に分けられるが, 重金属の人為的堆積量が海洋環境に及ぼす影響を検討するためには, 重金属の自然堆積量と人為的堆積量の比較を行うことが必要である. Table 4 には四日市沖 (No. 4 点) と伊勢湾シーバス付近 (No. 5 点) の重金属の人為的堆積量, 汚染の進行が顕著な 1960 年以降の人為的堆積量及び 1960 年以降の自然堆積量の値を示した. 表から明らかなように, 両測定点とも人為的堆積の大部分は 1960 年以降に生じていることがわかる. また, 1960 年以降の自然堆積量と人為的堆積量は四日市沖では, 亜鉛・銅・鉛について

は人為的堆積量が自然堆積量を上回っている。一方、シーバース付近で各金属とも人為的堆積量は自然堆積量以下の値である。人為的堆積量が自然堆積量をどの程度上回れば海洋環境に影響を与えるかについては、堆積物と海水の間における重金属の沈澱・溶出サイクル等の更に専門的な研究を待つ必要があり、早急に結論を出すことはできない。

Table 4 Ratio of artificial accumulation to natural accumulation of heavy metals at No. 4 and No. 5

station No.	heavy metal	artificial accumulation P ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)	artificial accumulation since 1960 A ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)	natural accumulation since 1960 N ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)	A/P	A/N
4	chromium	510	510	880	1.0	0.58
	zinc	1700	1500	1400	0.88	1.1
	copper	760	700	280	0.92	2.5
	lead	1200	1000	660	0.83	1.5
	nickel	120	110	540	0.92	0.20
5	chromium	120	80	480	0.67	0.17
	zinc	590	450	920	0.76	0.49
	copper	170	160	180	0.94	0.89
	lead	160	150	420	0.94	0.36
	nickel	30	30	340	1.0	0.09

(7) 重金属負荷量と堆積量

重金属の負荷量と堆積量の関係を明らかにすることは、重金属の海洋環境中における物質収支及び挙動を解明するうえで重要である。伊勢湾に負荷された重金属量については、北野(1975)らによって名古屋港内に流入する河川を通じての量が、また、森田、安井(1976)、森田(1976)によって伊勢湾に流入する主な河川を通じての量がそれぞれ試算されている。これらは観測期間が1~2年と短期間であること、河川水中の重金属濃度の測定頻度が少ないこと、沿岸工場及び大気から直接海洋に負荷される重金属量が含まれていないこと、河川流量の計算方法に問題があること等の理由により必ずしも十分なものとは言い難いが、森田及び安井が計算した亜鉛の日平均負荷量1.3 t/day の値(名古屋市内水系及び木曾三川水系を通じた1973年から1975年までの日平均負荷量)を用いて、1973年から1975年までの2年間の負荷量と堆積量の比較を行った。なお、この値には工場からの負荷量が含まれていないため、それが大きいと考えられる四日市沖の堆積量のデータを除き、シーバース付近の単位面積当たりの堆積量(自然及び人為的堆積量の和)から1973年~1975年の堆積量を求め、この値を湾奥部の代表値として用いて湾奥部の総堆積量の値を計算した。ここで、湾奥部とは四日市と常滑を結ぶ線から北の海域と定義することにする。亜鉛についての計算結果は、その2年間に負荷量949トン、堆積量400トンとなり、負荷量の約40%が湾奥部に堆積したものと推定される。残り60%については河口域・湾央・湾口部における堆積及び湾外へ流出したものと考えられる。しかし、負荷量及び総堆積量の値はともに概略の値であるので、詳細な物質収支を論ずるためには更に精密な今後の調査を待つ必要がある。

(8) 重金属の人為的総堆積量

湾内に人為的に堆積した重金属の総量は、対象となる海域について単位面積当たりの人為的堆積量の各調査点での値から等値線を引き、それぞれの等値線で囲まれた面積に人為的堆積量の平均値を乗じて積算すれば求めることができる(半谷及び相沢1973; 陶ら, 1981)。このようにして伊勢湾内に人為的に堆積した重金属の総量を計算した結果をTable 5に示した。すなわち、亜鉛の堆積量が4800トンと最も多く、クロム・銅・鉛が1000~1300トンで並んでおり、ニッケルは300トンと1けた低い堆積量が求められた。この結果を東京湾の

値(陶ら 1981)と比較すると、伊勢湾の値は各重金属について東京湾の 20~50% 程度であり、伊勢湾は東京湾にくらべて全体的な汚染レベルがかなり低いといえよう。

Table 5 Total artificial accumulation of heavy metals in the sediment of Ise Bay and Tokyo Bay

heavy metal	total artificial accumulation (ton)		I/T
	Ise Bay (I)	* Tokyo Bay (T)	
chromium	1000	5300	0.2
zinc	4800	21000	0.2
copper	1200	3400	0.4
lead	1300	4500	0.3
nickel	300	600	0.5

* Sue et al. (1981)

4. おわりに

伊勢湾に負荷された重金属量については、3.(7)で述べたような報告があるものの、比較的よく整っている COD 負荷量のデータと比較して極めて不十分な現状である。したがって、本報告では負荷量と堆積量との関係について詳細に議論するまでに至っていないが、最近になって河川・大気・雨水及び海水中の重金属濃度について信頼できる値が蓄積され始めており、今後、総堆積量に関する調査を一定期間をおいて繰り返すことにより、海洋環境中に負荷された重金属の物質収支の一面を明らかにすることも可能となると考えられる。

最後に、試料採取に従事した測量船「拓洋」・「明洋」の船長以下乗組員の方々、及びこの小論を草するに当たって終始支援下さり、いろいろ教示下さった塩崎悠海洋汚染調査室長・菱田昌孝主任海象調査官に深く感謝する。

参 考 文 献

- 半谷高久, 相沢孝子 1973: 水俣湾における水銀の蓄積, 半谷高久編, 汚染水質機構, 共立出版, 東京, 92-117
- 海上保安庁水路部 1975: 海洋汚染調査報告, 昭和 47, 48 年調査結果
- 海上保安庁水路部 1976: 海洋汚染調査報告, 昭和 49 年調査結果
- 海上保安庁水路部 1977: 海洋汚染調査報告 (第 3 号), 昭和 50 年調査結果
- 海上保安庁水路部 1978: 海洋汚染調査報告 (第 4 号), 昭和 51 年調査結果
- 海上保安庁水路部 1979: 海洋汚染調査報告 (第 5 号), 昭和 52 年調査結果
- 海上保安庁水路部 1980: 海洋汚染調査報告 (第 6 号), 昭和 53 年調査結果
- 北野 康, 伊藤和男, 小島節子 1975: 海洋環境汚染に関連する調査現状と問題点, 日本海洋学会誌特集号, 114-122
- 松本英二 1979: 底泥からみた沿岸海域汚染の変遷, 地質ニュース, 293, 27-33
- 松本英二, 富樫茂子 1980: 噴火湾における堆積速度, 日本海洋学会誌, 35, 261-287
- 松本英二, 横田節哉 1976: 東京湾・大阪湾における重金属汚染の歴史, 科学, 46, 182-184
- 松本英二, 横田節哉 1977: 底泥からみた東京湾の汚染の歴史, 地球化学, 11, 51-59
- 松本英二, 横田節哉 1978 a: 大阪湾底泥の堆積速度と重金属汚染, 日本海洋学会誌, 34, 108-115
- 松本英二, 横田節哉 1978 b: 東京湾底泥の堆積速度と汚染, 昭和 53 年日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 177
- 森田良美 1975: 伊勢湾潮間帯生物の重金属蓄積量と海水・底泥中の重金属量, 海域汚濁の時間的空間的連続機

- 構に関する研究報告書, 産業公害防止協会, 319-338
- 森田良美 1976: 伊勢湾における重金属の循環機構, 伊勢湾における汚濁物質の循環機構に関する調査報告書, 産業公害防止協会, 319-338
- 森田良美, 安井幸男 1976: 伊勢湾におけるカドミウム及び亜鉛の動態, 昭和51年日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 205-206
- 西村富子 1976: 伊勢湾南部と三河湾の海底堆積物の化学成分 (主として微量元素の分布), 地質調査所月報, 27, 789-805
- 小川 務, 児玉剛則, 江場弘樹, 高井義治 1977: 伊勢湾及び渥美湾の底質中金属元素について (その1), 愛知県公害調査センター, 5, 164-191
- 陶 正史, 峯 正之, 岩本孝二, 当重 弘 1981: 東京湾海底堆積物の重金属汚染, 水路部研究報告, 16, 83-93
- 杉村行男, 三宅泰雄 1974: 東京湾海底土の ^{210}Pb 法による堆積速度の研究, 昭和49年日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 145
- 運輸省第五港湾建設局 1975: 伊勢湾水理模型実験場報告, 5, 34-35

東部北太平洋及びインド洋表面海水中の人工放射能

柴山信行*・宮本哲司*

SURFACE DISTRIBUTIONS OF ARTIFICIAL RADIOACTIVITIES IN THE EASTERN NORTH PACIFIC AND INDIAN OCEAN

Nobuyuki Shibayama* and Tetsuji Miyamoto*

Received 1981 September 24

Abstract

The concentrations of artificial radionuclides, that is, ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{144}Ce , and ^{106}Ru , in the surface sea waters in the Eastern North Pacific in 1980, and in the Indian Ocean during 1979 to 1981 were measured by radiochemical analysis.

The concentrations of these radionuclides in the surface sea waters in the Eastern North Pacific are about the same as those in the Western North Pacific, while the concentrations in the Indian Ocean are about half of them. Concentrations of ^{106}Ru and ^{144}Ce are generally low over both oceans, and no significant tendency is found in their latitudinal distributions. On the other hand, the concentrations of ^{90}Sr and ^{137}Cs show similar latitudinal changes. Namely, in the Eastern North Pacific, they have a maximum in the latitudes of 30° – 33°N , and decrease in both directions to the north and south. While in the Indian Ocean they have a maximum in the latitude of about 20°S , they decrease abruptly from 35°S to 45°S and are extremely low levels south of 45°S . The latitudinal distributions of concentrations of ^{90}Sr and ^{137}Cs are not in agreement with that of ^{90}Sr deposition. This suggests the influence of the advection and diffusion of fallout in the sea.

1. はじめに

北太平洋、南太平洋及びインド洋表面海水中の人工放射能濃度について多くの調査が行われており、最近では、Saruhashi *et al.* (1975), Nagaya・Nakamura (1976), 猿橋ら (1977) の報告がある。これらの報告によると、表面海水中の ^{90}Sr 及び ^{137}Cs の大部分は、大気圏内核実験によって生成し大気上層に投入されたものが、時間の経過とともに降下してきたものであり、それらの東西方向の分布は比較的一様であるのに対し、南北方向の分布は、南半球の中緯度帯に最大値を持つ ^{90}Sr の沈積密度（単位面積あたりの累積降下量）の分布に類似していることが指摘されている。

^{144}Ce , ^{106}Ru については、半減期が短いために広範囲の分布について調査されることはまれであるが、Shiozaki *et al.* (1972) により、インド洋において中緯度で最大値を持つ緯度分布が示されている。

また、柴山・二ツ町 (1981) は、1978 年の調査から、北太平洋表面海水中の ^{137}Cs の緯度分布は 30°N – 35°N で最大濃度を示すのに対して、 ^{106}Ru 及び ^{144}Ce は緯度が高くなるにつれて濃度が増し、最大濃度を示す緯度帯は、 21°N – 37°N の調査範囲内では見られないという知見を得た。

著者のうち宮本は、巡視船「こじま」による昭和 55 年度海上保安大学校遠洋訓練航海 (1980 年 5 月～7 月) に

* 海象課海洋汚染調査室 Marine pollution research laboratory, Oceanographic Division

参加する機会を得、その際、ハワイ諸島からサンフランシスコへの航海の途中、柴山・ニツ町(1781)の知見を追試するとともに、その後の分布傾向を把握するために、放射能測定のための表面海水の採水を実施した。

本報告は、1980年の東部北太平洋における調査結果、並びに1979年～1981年の南極観測(第20次～第22次)の際に採取されたインド洋表面海水の調査結果をとりまとめたものである。

2. 試料及び分析法

(1) 試料

海水はプラスチック製採水器を用いて採取し、20 l ポリエチレン製容器に入れ、ただちに塩酸(2 ml/l-海水)を添加して保存した。試料量は、東部北太平洋海水は約20 l、インド洋海水は約100 lである。Figure 1, 2に試料の採取位置と試料番号を示す。

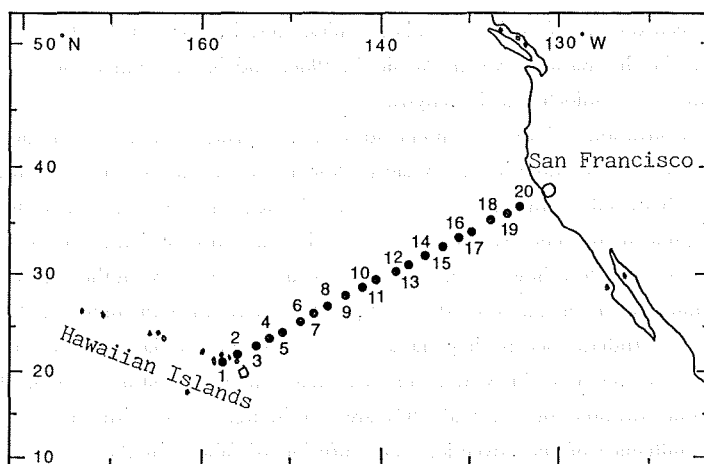


Figure 1 Sampling Points and Sample Numbers in the North Pacific

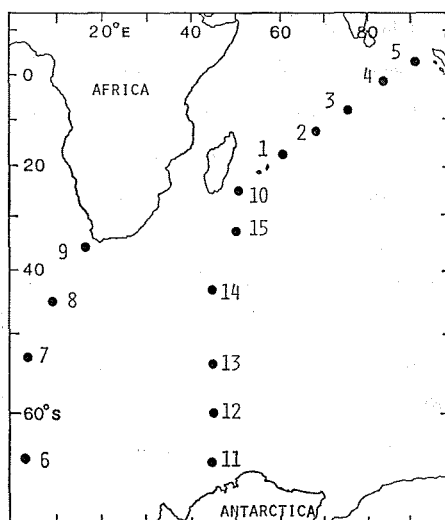


Figure 2 Sampling Points and Sample Numbers in the Indian Ocean

(2) 分析法

北太平洋海水の ^{137}Cs ・ ^{90}Sr ・ ^{106}Ru 及び ^{144}Ce の分析法は柴山・ニッ町 (1981) の方法と同じである。

インド洋海水の ^{137}Cs ・ ^{90}Sr 及び ^{144}Ce の分析法は以下のとおりである。セシウム (Cs) はリンモリブデン酸アンモニウムに吸着させ海水から分離した。ストロンチウム (Sr) 及びセリウム (Ce) は、Cs を分離した海水から、中和後、炭酸ナトリウム水溶液を加えて沈澱を生成させ分離した。さらに、沈澱を硝酸で溶解し、加熱煮沸後、水酸化ナトリウム水溶液で中和し、Ce を水酸化物として沈澱させ分離した。この時の濾液は硝酸酸性とし2週間以上放置して、イットリウム (Y) の分析に用いた。以上の分離操作後の Cs, Y 及び Ce の分析法は、柴山・ニッ町 (1981) と同じである。なお、Sr の回収率は原子吸光光度法で求めた。また、1979 年の試料については、Sr 及び Ce を分離した後、Cs の分離を行った。

(3) 放射能測定

海水から分離・濃縮・精製した各核種計測試料から放出されるベータ線を低バックグランドガスフロー型 GM 管式測定装置 (Aloka 製 LBC-451 型, LBC-3 型・富士電気製 PBS-1 型) を用いて計測した。

3. 結果及び考察

東部北太平洋及びインド洋表面海水中の ^{137}Cs ・ ^{90}Sr ・ ^{106}Ru 及び ^{144}Ce の濃度の測定結果を、水温及び塩分の測定値とともに Table 1 に示す。表中で放射能濃度に付記した値は計数誤差である。

(1) 東部北太平洋

各核種の濃度 (p Ci/l) 範囲は、 ^{137}Cs : 0.12~0.23 (平均 0.18), ^{90}Sr : 0.009~0.13 (平均 0.11), ^{106}Ru : 0~0.036 (平均 0.015), ^{144}Ce : 0.006~0.078 (平均 0.028) であり、同時期の日本近海の表面海水 (柴山ら, 1981 a) と同程度の値で、北太平洋の東西で濃度の差は見られない。また、同海域の 1978 年の濃度 (柴山・ニッ町, 1981) と比較すると、 ^{137}Cs は同じレベルであり、 ^{90}Sr はやや減少している一方、 ^{106}Ru 及び ^{144}Ce は $\frac{1}{4}$ ~ $\frac{1}{6}$ と大幅に減少している。これは、1978 年 12 月以来、本調査時点まで大気圏内核実験が行われておらず、これらの核種の大気中への新たな投入がなく、物理的半減期の短い ^{106}Ru 及び ^{144}Ce が壊変により減衰したためであろう。

Figure 3 に水温と塩分の、Figure 4 に各核種の緯度分布を示す。これによると、 ^{137}Cs は ^{90}Sr と比較して濃度も高く、その変化の度合いも大きい。相似した緯度分布が見られる。両核種とも細かく見れば、1978 年 ^{90}Sr で 33°N 付近に見られたほど顕著ではないが不連続点があり、いくつかの性質の異なった水塊が存在するように見えるが、全体の傾向としては、南から緯度が高くなるにつれて濃度が増し、 30°N ~ 33°N で最大となり、それより北では、またやや減少している。Figure 5 に ^{90}Sr の 1978 年 1 月から 1980 年 6 月までの沈積密度の緯度分布 (Toonkel 1981) を示す。これによると、北半球における沈積密度の分布は 40°N ~ 50°N で最大となっているのに比べ、表面海水中の ^{137}Cs 及び ^{90}Sr の濃度が最大を示す緯度帯は、若干、南に偏っているようである。Folsom (1980) は、カリフォルニアの西方で ^{137}Cs が高くなるのは、 ^{90}Sr と ^{137}Cs の降下量は一定の割合と考え、 ^{90}Sr の沈積密度が最大となる 40°N 帯を、放射性降下物を表層に蓄積しながら西から東へ流れるカリフォルニア海流が、カリフォルニア沖で移送速度を落とし、陸沿いに南下するためであるとしている。今回の著者らの調査は、ハワイ諸島からサンフランシスコまでの線上に限定され、また 37°N 北上のデータが無いので十分なものではないが、 ^{137}Cs 及び ^{90}Sr の緯度分布には Folsom がいうように、カリフォルニア海流の影響が出ているものと思われる。

^{144}Ce は濃度が低く、しかもばらつきの大きな分布を示しており、一定の傾向は見られない。

Table 1 Concentrations of ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{106}Ru and ^{144}Ce in the Surface Sea Waters in the Eastern North Pacific and in the Indian Ocean

Sample No.	Sampling Position		Sampling Date	Water Temp. °C	Salinity ‰	Radioactivity (pCi / l ± 1σ Counting Errors)			
	Lat.	Long.				¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	¹⁰⁶ Ru	¹⁴⁴ Ce
Eastern North Pacific Ocean									
1	21-15N	157-32W	1980. 5.28	25.4	34.880	0.135±0.014	0.095±0.002	-0.003±0.010	0.021±0.006
2	22-02N	155-56W	1980. 5.29	24.5	35.068	0.130±0.017	0.096±0.002	0.028±0.010	0.049±0.007
3	23-02N	153-59W	1980. 5.29	24.8	34.666	0.145±0.013	0.088±0.003	0.017±0.010	0.024±0.006
4	23-51N	152-36W	1980. 5.29	24.8	34.778	0.161±0.015	0.090±0.002	0.005±0.010	0.015±0.006
5	24-37N	151-01W	1980. 5.30	23.9	34.983	0.141±0.012	0.091±0.002	0.016±0.010	0.078±0.007
6	25-31N	149-06W	1980. 5.30	23.2	35.080	0.123±0.014	0.093±0.002	-0.003±0.008	0.045±0.006
7	26-21N	147-37W	1980. 5.30	21.8	35.329	0.185±0.014	0.115±0.002	0.023±0.009	0.006±0.006
8	27-00N	146-00W	1980. 5.31	21.2	35.319	0.167±0.015	0.115±0.002	0.019±0.009	0.007±0.006
9	28-04N	143-48W	1980. 5.31	21.0	35.266	0.185±0.014	0.111±0.002	0.015±0.009	0.032±0.006
10	28-55N	142-16W	1980. 5.31	20.4	35.257	0.198±0.016	0.120±0.002	0.010±0.008	0.031±0.006
11	29-41N	140-36W	1980. 6. 1	19.8	35.107	0.211±0.013	0.129±0.002	0.005±0.009	0.016±0.006
12	30-35N	138-34W	1980. 6. 1	19.4	35.109	0.197±0.013	0.127±0.002	0.015±0.009	0.009±0.005
13	31-16N	136-57W	1980. 6. 1	18.2	34.621	0.199±0.013	0.127±0.002	0.010±0.009	0.031±0.006
14	32-04N	135-16W	1980. 6. 2	17.5	34.287	0.179±0.015	0.118±0.002	0.016±0.008	0.051±0.006
15	33-05N	133-08W	1980. 6. 2	17.4	34.303	0.231±0.014	0.126±0.002	0.016±0.009	0.014±0.006
16	33-48N	131-29W	1980. 6. 2	17.1	34.767	0.179±0.013	0.123±0.002	0.020±0.009	0.007±0.005
17	34-27N	130-05W	1980. 6. 3	16.3	33.655	0.210±0.012	0.121±0.002	0.027±0.009	0.046±0.006
18	35-28N	127-48W	1980. 6. 3	15.6	33.516	0.173±0.012	0.110±0.002	0.010±0.009	0.047±0.006
19	36-12N	126-08W	1980. 6. 3	14.9	33.255	0.195±0.014	0.116±0.002	0.036±0.010	0.008±0.005
20	36-58N	124-28W	1980. 6. 4	13.8	33.094	0.173±0.015	0.102±0.002	0.027±0.010	0.015±0.005
Indian Ocean									
1	17-45S	60-58E	1979. 3.17	27.9	34.987	0.102±0.004	0.069±0.005		0.011±0.007
2	12-40S	68-12E	1979. 3.19	28.9	33.938	0.092±0.005	0.053±0.005		0.010±0.003
3	7-21S	75-34E	1979. 3.21	28.6	33.807	0.080±0.005	0.053±0.005		0.015±0.004
4	1-50S	83-30E	1979. 3.23	29.5	34.450	0.093±0.005	0.062±0.006		0.014±0.004
5	3-39N	90-51E	1979. 3.25	30.2	34.638	0.067±0.004	0.048±0.005		0.013±0.004
6	64-42S	2-58E	1980. 2.14	1.5	34.137	0.004±0.001	0.002±0.001		
7	53-30S	3-13E	1980. 2.16	1.4	33.862	0.004±0.001	0.003±0.001		
8	45-03S	9-14E	1980. 2.18	8.8	33.920	0.017±0.001	0.011±0.001		0.007±0.003
9	36-08S	16-36E	1980. 2.20	20.8	35.599	0.089±0.002	0.055±0.001		0.003±0.003
10	24-59S	50-56E	1980. 3. 7	26.6	35.054	0.094±0.002	0.059±0.001		0.001±0.003
11	65-00S	44-55E	1981. 2.20	0.4	33.924	0.004±0.001	0.003±0.001		0.001±0.001
12	59-58S	45-03E	1981. 2.28	1.9	33.939	0.005±0.001	0.003±0.001		0.004±0.001
13	54-06S	45-00E	1981. 3. 2	2.8	33.968	0.005±0.001	0.003±0.001		0.005±0.001
14	43-18S	44-57E	1981. 3. 5	8.2	33.800	0.013±0.002	0.007±0.001		0.004±0.001
15	33-13S	50-18E	1981. 3. 7	22.7	35.423	0.085±0.002	0.049±0.001		0.003±0.001

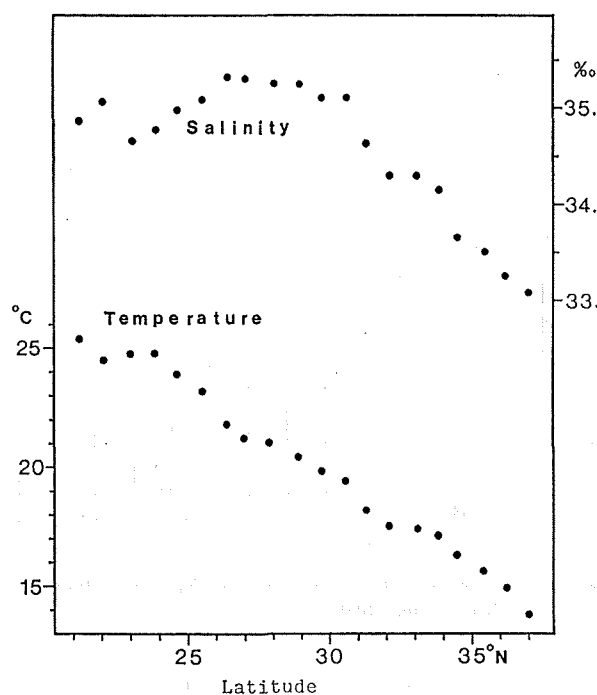


Figure 3 Latitudinal Distributions of Salinity and Temperature in the Eastern North Pacific

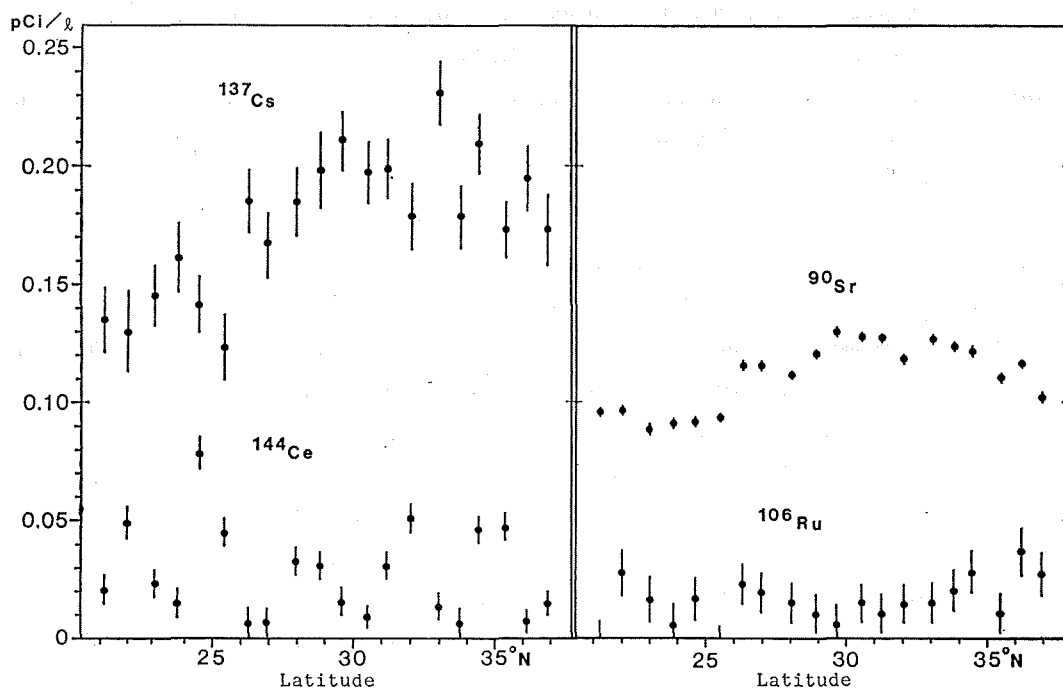


Figure 4 Latitudinal Distributions of ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{106}Ru and ^{144}Ce Concentrations in the Eastern North Pacific

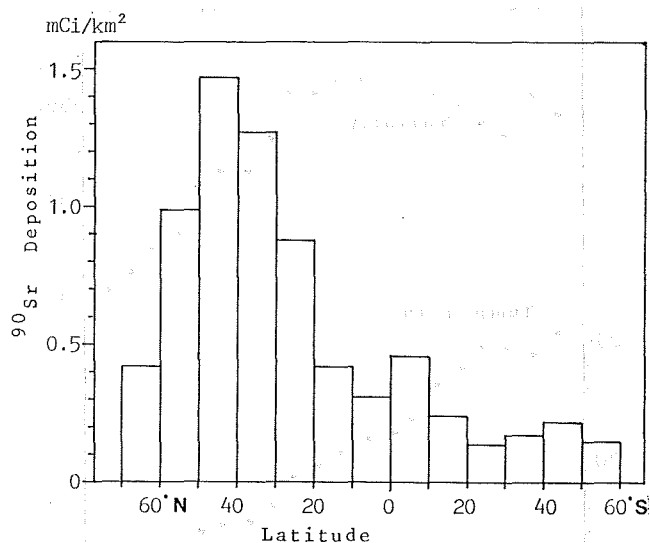


Figure 5 Latitudinal Distribution of ^{90}Sr Deposition from Jan. 1979 to Jun. 1980

^{106}Ru の緯度分布は全体としてレベルが低いにもかかわらず, ^{137}Cs 及び ^{90}Sr と異なった分布型を示すようにも見えるが, その分布を決める要因は不明である.

(2) インド洋

各核種の濃度 (pCi/l) 範囲は, ^{137}Cs : 0.004~0.10, ^{90}Sr : 0.002~0.069, ^{144}Ce : 0.001~0.015 であり, 濃度の激減する 35°S 以南を除く海域における濃度は, 北太平洋の濃度のおよそ半分である. これは大気圏内核実験が主として北半球で行われた結果, 北半球に比べ南半球の降下量が少ないためであり, 1978年1月から1980年6月までの ^{90}Sr の降下量 (Toonkel 1981) の総量が, 南半球は北半球の約 1/3.5 という見積りと, 傾向のうえで一致する.

Figure 6 に各核種の濃度の緯度分布を年別に示す. ^{137}Cs 及び ^{90}Sr の濃度は 45°S より南では, 北西太平洋の 1000 m~2000 m の深層水のレベル (柴山ら 1981b) と同程度であるが, 45°S から 35°S にかけて濃度は著しい増加を見せている. 35°S ~ 3°N においては, 20°S 付近に最大濃度を示し, その南北で漸減している. これらの分布は, Shiozaki *et al.* (1972) による, インド洋における 1960 年と 1965 年の ^{90}Sr の調査結果と共通しており, また, 猿橋, 金沢 (1980) による東部インド洋における ^{137}Cs の調査結果は, 45°S ~ 35°S で本調査に見られたほどの濃度の著しい変化は示さない点では異なるが, ほぼ同様であることから, これらはインド洋における典型的な分布傾向と思われる. Figure 5 に示すとおり, ^{90}Sr の南半球の沈積密度は北半球と同様 40°S ~ 50°S の中緯度帯で最大であり, 表面海水中の ^{90}Sr 及び ^{137}Cs の濃度分布とは一致しない. これは 35°S ~ 45°S 以南では南極海における盛んな沈降・湧昇の影響で上下混合が速く起こり, 濃度の低い深層水により表面海水が稀釈されていることなどがその原因と思われる.

^{144}Ce は濃度が低いため必ずしも明白ではないが, ^{90}Sr 及び ^{137}Cs のような, 45°S ~ 35°S で濃度が著しく変化する傾向は見られないようである.

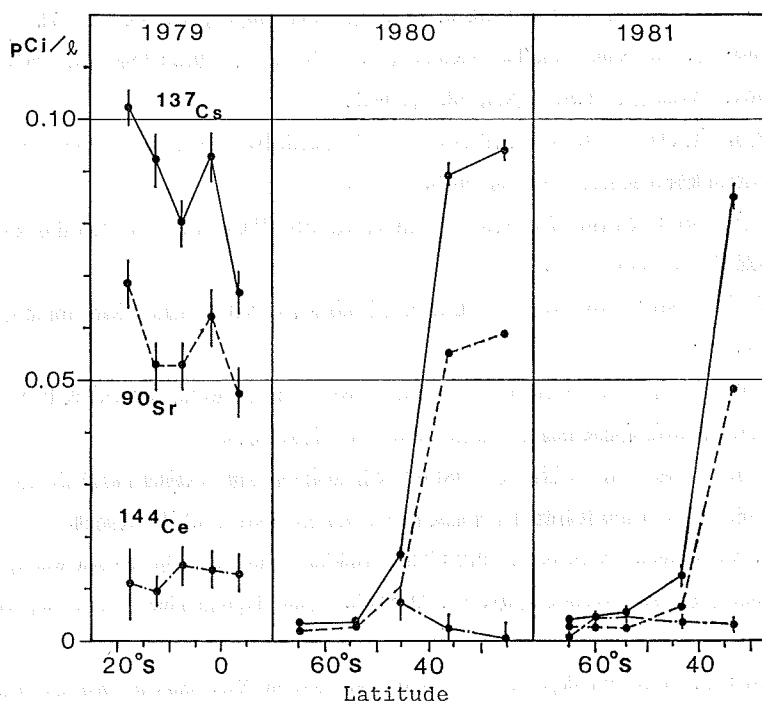


Figure 6 Latitudinal Distributions of ^{137}Cs , ^{90}Sr and ^{144}Ce Concentrations in the Indian Ocean

4. おわりに

東部北太平洋表面海水中の ^{137}Cs 及び ^{90}Sr の濃度は、日本周辺海域と同じレベルであり、北太平洋の東西方向で大きな差はない。また濃度の緯度分布には、いくつかの不連続点があり、性質の異なる水塊の存在が示唆されるが、全体的な傾向としては、 $30^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ で最大となる分布を示している。またインド洋の表面海水では、 $35^\circ\text{S} \sim 45^\circ\text{S}$ 以南で濃度が著しく低下し深層水のレベルとなり、それより北では、北太平洋表面海水の約半分の濃度であった。 ^{90}Sr の沈積密度と表面海水の ^{137}Cs 及び ^{90}Sr の濃度の緯度分布が一致しないのは、移流・拡散が原因と考えられるが、更に理解を深めるためには、水平方向と同時に鉛直方向の濃度分布を把握することが必要であろう。

おわりに、試料の採取に当たり、御支援をいただいた寺田船長以下「こじま」乗組員及び実習生諸氏、並びに、南極観測の際、試料を採取していただいた鈴木元之・蔵野隆夫・峯正之・倉本茂樹各南極観測隊員、また、本稿を草するにあたり終始御指導下さった塩崎愈海洋汚染調査室長、菱田昌孝主任海象調査官に感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- Folsom, T.R. 1980: Some measurements of global fallout suggesting characteristics of the North Pacific controlling dispersal rates of certain surface pollutants. in *Isotope Marine Chemistry*, Ed. E.D. Goldberg, Y. Horibe, K. Saruhashi, Uchida Rokakuho Pub. Co., LTD. Tokyo, pp. 51-117.
- Nagaya, Y., Nakamura, K. 1976. ^{90}Sr and ^{137}Cs contents in the surface waters of adjacent seas of Japan and

- the North Pacific during 1969 to 1973. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **32**, pp. 228-234.
- Saruhashi, K., Katsuragi, Y., Kanazawa, T., Sugimura, Y., Miyake, Y. 1975: ^{90}Sr and ^{137}Cs in the Pacific waters, *Rec. Oceanogr. Wks. Japan*, **13**, pp. 1-15.
- 猿橋勝子, 杉村行男, 金沢照子 1977: 太平洋およびインド洋海水中のプルトニウムとセシウム-137 含量. 第 19 回放射能調査研究成果論文抄録集, 86-87 ページ.
- 猿橋勝子, 金沢照子 1980: 太平洋, インド洋および南大洋海水中の ^{137}Cs 含量. 第 22 回環境放射能調査研究成果論文抄録集, 114-115 ページ.
- 柴山信行, ニッ町 悟 1981: 1978 年における北太平洋表面海水中の人工放射能. 水路部研究室報告, 16, 95-101 ページ.
- 柴山信行, 宮本哲司, ニッ町 悟, 平岩恒廣, 三宅武治 1981 a: 日本近海の海水及び海底土の放射能調査, 第 23 回環境放射能調査研究成果論文抄録集, 1981 年 12 月初旬発刊.
- 柴山信行, 宮本哲司, ニッ町 悟, 平岩恒廣 1981 b: 放射性固体廃棄物の試験的深海投棄に伴う海水・海底土放射能調査, 第 23 回環境放射能調査研究成果論文抄録集, 1981 年 12 月初旬発刊.
- Shiozaki, M., Oda, K., Kimura, T., Seto, Y. 1972: The artificial radioactivity in the sea water, in *Researches in Hydrography and Oceanography*, Ed. D. Shoji, Japan Hydrographic Association, Tokyo, pp. 203-249.
- Toonkel, L.E. 1981: Quarterly ^{90}Sr deposition at world land sites, in *Environment Measurements Laboratory Environmental Report EML-390*, Appendix 1-78.