

東京湾北部の三次元マルチチャンネル音波探査†

岩瀨 洋*, 加藤 茂**, 岸本 秀人***, 楠 勝浩***, 渡辺 一樹*

Three Dimensional Multi-Channel Seismic Survey in the Northern Tokyo Bay †

Yo IWABUCHI*, Shigeru KATO**, Hideto KISHIMOTO***,
Katsuhiro KUSUNOKI*** and Kazuki WATANABE*

Abstract

On the south of the Kanto plain, there is the Tokyo Bay northern fault that named after Kato (1983). The northern fault is one of the most remarkable fault in this area. In general, Fault is result of the past crustal movement. Thus it is important to predict earthquakes in the Kanto region to reveal the characteristics of the fault.

Hydrographic Department conducted multi-channel seismic survey for the purpose of clarifying the characteristics of the fault. The survey was carried out as the three-dimensional seismic method by multi-channel seismic survey with the very close line spacing.

Geological structure of the fault is summarized as follows:

- 1) General trend of the Tokyo Bay northern fault is N60W, however, it is N35W at the center of the survey area.
- 2) It is difficult to distinguish whether the fault is normal or reverse because of the high dip angle of the fault plane.
- 3) According to the horizontal geologic section (time slice), the strike of the sedimentary layer seems to be bended by left lateral movement. However, considering the dip of the sedimentary layers, the left lateral movement is not required.
- 4) The Tokyo Bay northern fault displaces the middle of the Kazusa group that is correlated with early middle Pleistocene.

1. はじめに

断層は過去の地殻変動により形成されたと考えられており、このうち、第四紀に活動したものは、今後も活動を行う可能性があることから、その存在度を明らかにすることは、地震発生の長期的予測を行う上で非常に重要である。また、断層の走向や傾斜

等を詳細に分析することにより、過去に発生した地震を引き起こすに至った力に関する情報を引き出すことができることから、断層の分布やその詳細な状況を明らかにすることは、地震を予知する上で重要な情報を提供するものと期待される。

関東平野は日本で最も大きな平野で、関東構造盆地と呼ばれる盆地状の構造をもち、厚い新第三系、

† Accepted 10th January 1995

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

** 監理課 Administration Division

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

第四系の堆積層が発達する。これら堆積層は、新しい時代の地層を含めて平野の中心に向かって緩く傾いていることから、堆積盆の沈降による盆地の形成が今なお続いていると考えられている。

関東平野の地殻構造については、これまで、地震探査(笠原ほか, 1993; 遠藤ほか, 1993), 重力(多田, 1983; 萩原ほか, 1986; 植田ほか, 1987), 深層ボーリング(矢島, 1981; 鈴木ほか, 1981)のほか多くの研究調査が行われている。しかしながら、首都圏では地形の人工改変が著しく、活断層等の痕跡が保存されにくい。また、厚い堆積層と人工ノイズに阻まれて、物理的探査も困難である。首都圏の主な活断層としては、綾瀬川断層、荒川断層、立川断層、伊勢原断層など周辺部にいくつか知られているが、首都圏中央部の活断層についてはあまり良く判っていない。

一方、首都圏近傍の海域について見ると、浦安沖の東京湾北部に、東京湾北部断層と呼ばれる断層が潜在していることが知られており(加藤, 1984), また、先新第三系の基盤までの構造が明らかにされている(加藤, 1984; 菊池・菊地, 1991)。しかし、東京湾北部断層はわずか1測線において確認されただけであり、その走向、断層変位の地域的差異など断層の詳細は全く判っていない。同断層の詳細な調査を行うことは、首都圏における地震の予知研究を進める上で重要であることから、科学技術振興調整費による「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」の一環として、同断層の活動時期や形状等を詳細に明らかにすることを目的として三次元マルチチャンネル音波探査を行った。本小論では、その結果について報告する。

2. 調査方法

今回の調査は、立体的な地下構造の解明を目的とすることから、三次元のマルチチャンネル反射法探査手法によることとした。この方法は、この種の地下構造探査には初めて導入されたものである。現地調査および資料解析処理は、株式会社地球科学総合

研究所が行った。

現地調査は、断層が指摘(加藤, 1984)された浦安沖の東京湾北部を中心とする海域について、三次元の地質構造の把握をするために、非常に密な間隔で測線を設定し、マルチチャンネル音波探査を行った。各測線の測線長は5 km, 測線間隔は250 mである。

現地調査は、500立方インチと200立方インチの2つのエアガン(合計容量11 l, 空気圧140 kg/cm²)を音源として発振間隔25 mで発音し、反射波の受信には、受信点間隔25 mの24チャンネルストリマーケーブルを、深度約5 mで曳航し使用した。測位は、浦安、海浜幕張、稲毛海岸の3地点に設置した陸上局からマイクロ波により調査船までの距離を測定することにより行った。測位の精度は3 m以内である。

現地作業は、あらかじめ設定した測線上に調査船を誘導し、測定位置25 m毎に測位機からトリガー信号を発し、エアガン及びデータ収録機を連動させて調査を行った。データはサンプリング間隔1 msec, 記録長5秒でデジタル収録した。Fig. 1に調査海域および音波探査の発音点図を示す。なお、調査海域は、千葉港や船橋港への航路や、危険物船錨地や検疫錨地を含んでおり、船舶交通が輻輳する海域であるため、調査船の前方及びケーブルの両側にそれぞれ警戒船を配備し、海上交通安全の確保に努めた。

音波探査データの解析には、通常マルチチャンネル反射法探査で行うデコンボリューション、速度解析、共通反射点重合、フィルタリング、マイグレーション処理のほか、瞬間振幅や位相、瞬間周波数等の特徴抽出処理などの高度処理を実施するとともに、測線方向以外の方向の地質断面が得られるよう、三次元のデータセットを作製して、タイムスライス処理をはじめとする三次元データ処理を行い、任意の方向の地質断面を作製した。

各測線毎の垂直方向の地質断面は、一般に作製される重合処理断面、マイグレーション断面及び深度変換断面をそれぞれ作製するとともに、深度変換断面に瞬間振幅や位相、瞬間周波数等の特徴抽出を施した断面もいくつかの測線について処理・作製した。

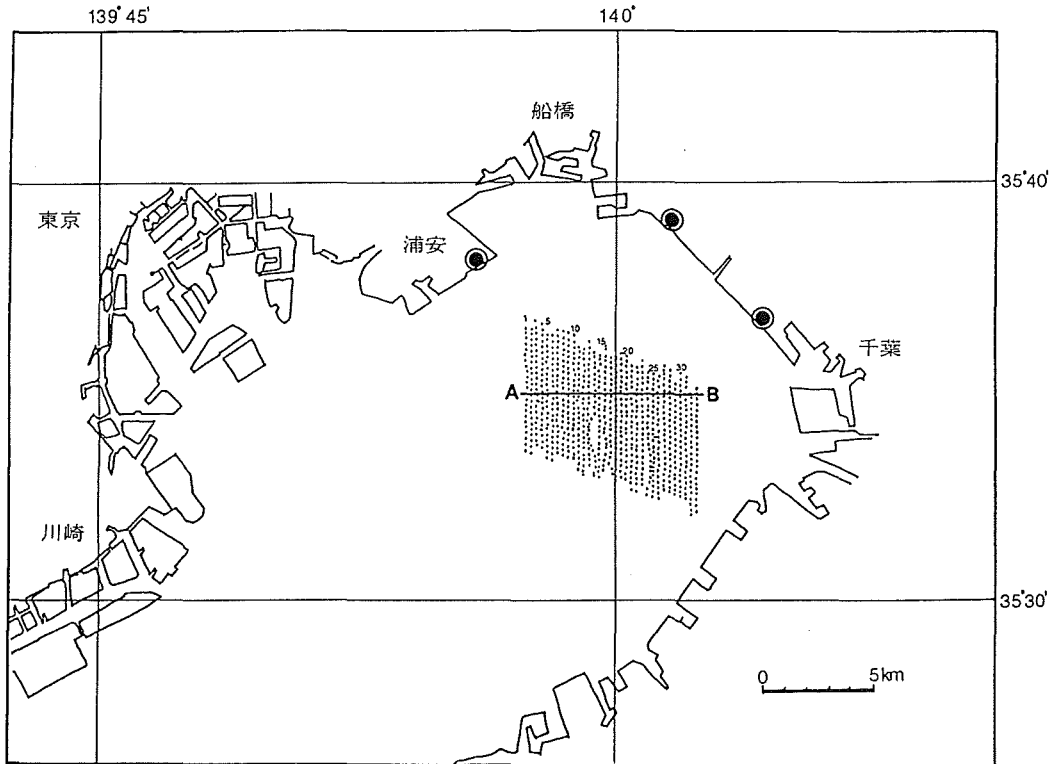


Fig. 1 Survey area and shot points of air gun. Double circle indicates the sites of slave station of electromagnetic positioning system. "A-B" indicates the cross section shown as Fig. 4.

なお、深度変換にあたっては、各測線における重合速度を適用した。

三次元処理にあたっては、測線方向だけでなくこれと交差する方向においてもほぼ等しい間隔で共通反射点を得る必要がある。しかしながら、今回の調査では、種々の制約により測線方向の共通反射点間隔は12.5m、測線と交差する方向の反射点間隔は250mと極めて不均一なデータとなったことから、このままでは三次元のデータセットとはなり得ない。このため、33の測線の間それぞれ9本の疑似測線データをコンピュータにより補間して設け、調査海域全体を25m間隔、321本の測線でカバーされた形としたデータセットを作製した。

前記処理により作製されたデータセットを用いて、タイムスライスや深度スライス等の水平方向の地質断面を作製した。タイムスライスは、海面下600msecの面および1,308msecから2,900msecまでの

8 msec 毎の面の201面作製した。また、深度スライスは、同じく海面下2,516mから3,700mまで、16m毎に75面作製した。この他にも、瞬間位相や瞬間振幅、瞬間周波数の複素解析タイムスライスをそれぞれ8 msec 毎に各70面作製した。

さらに、三次元のデータセットを用いて、これら以外にも、東西方向や北北西-南南東方向の断面等もそれぞれいくつか作製した。

3. 調査結果

今回の調査により、良好な音波探査データが得られ、東京湾北部の深さ約5kmまでの音響的な三次元構造を知ることができた。

(1) 33本の全測線の重合及び深度変換断面から明らかにされる東京湾北部断層に関する事項をまとめると以下ようになる。

① 形態

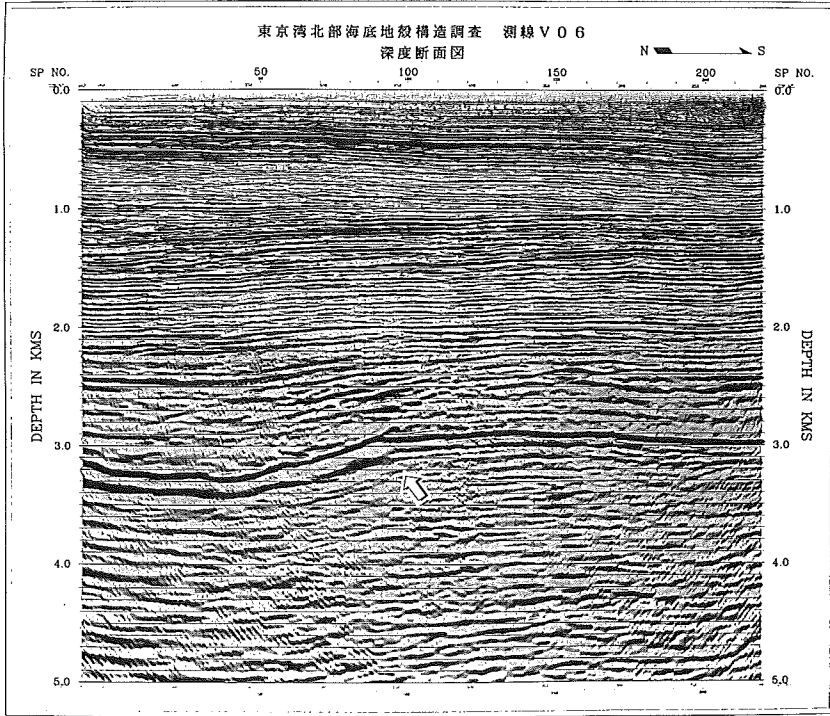


Fig. 2 The depth conversion section of the line No.6. An arrow indicates the Tokyo Bay northern fault. The scale ratio of vertical to horizontal side is 1 : 1.

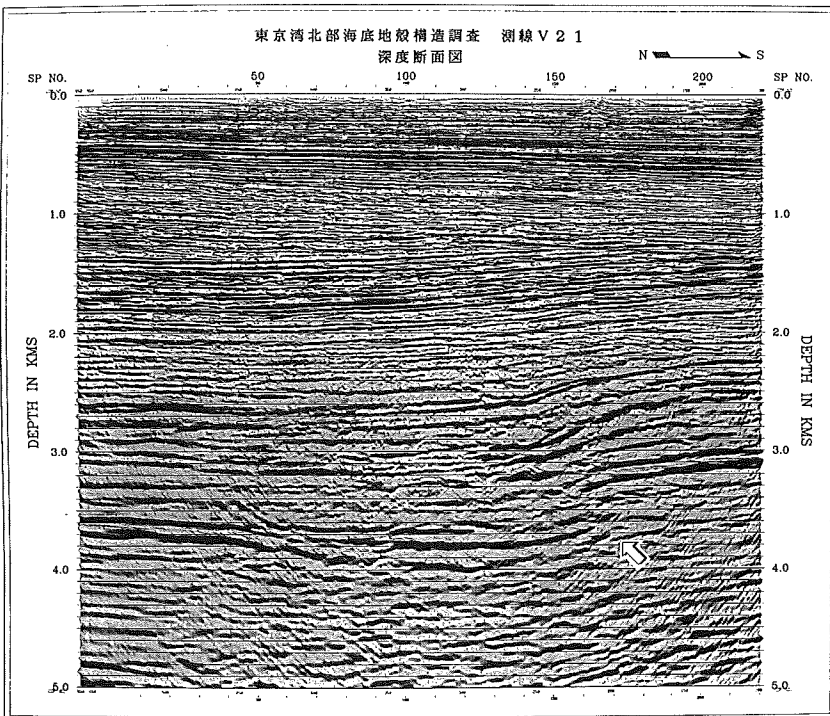


Fig. 3 The depth conversion section of the line No.21. An arrow indicates the Tokyo Bay northern fault. The scale ratio of vertical to horizontal side is 1 : 1.

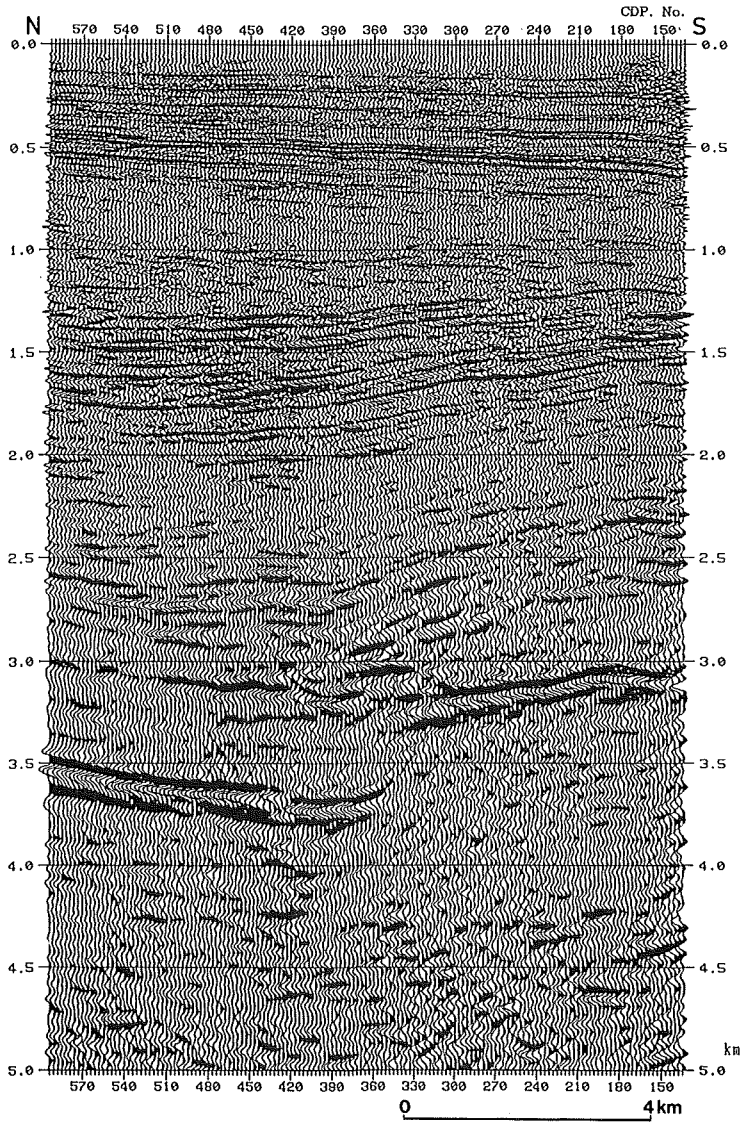


Fig. 4 The depth conversion section of the line No.16. To emphasize the deformation of sedimentary layers, vertical scale ratio is four times to horizontal side.

深さ3,000mから5,000mにある最も顕著な反射面(先新第三系の基盤と推定されている)をみると、調査海域内において、10番測線付近を境に、東(市原)側は断層、西(東京)側は撓曲構造を示している。Fig. 2に6番測線の深度変換断面を、また、Fig. 3に21番測線の深度変換断面をそれぞれ示す。

垂直方向でみると、基盤が明らかに断層により切られている地点でも、海面下約2.2秒(深さ約2,800m)より上位の層では撓曲となっているように見える。Fig. 4には、断層変位を認識しやすくするために、南北方向を圧縮した16番測線の深度変換断面を示す。

② 断層変位量

断層変位の大きさを、先新第三系と推定される深さ約3,000mに位置する反射面からみると、調査海域の東端で約800mともっと大きく、北西に向かうに従い小さくなる。11番測線付近では400m程度となり、西端の1番測線では200m以下となっている。

断層をはさんだ両側で比較すると、北側の地層の層厚は、南側の地層の層厚よりも厚い。ただし、反射面の追跡、対応づけが困難なところもあり、全ての反射面において、この関係が明らかとなっているわけではない。

③ 変位の累積

東京湾北部断層の変位は、先新第三系と推定される反射面で最も大きく、これを覆う地層では、上位層ほど変位が小さくなっている。すなわち、変位は深部に向かって累積性をもっている。変位を上位層に追っていくと、海面下約2秒(深さ約2,300m)付近から認識できなくなる。

今回得られた音波探査断面では、上総層群と考えられる地層全体が南東に緩く傾斜した単斜構造となっており、その中にいくつかの不整合面が認められる。これら不整合面のうち、海面下約1.0~1.5秒に認められる面は最も顕著であり、東京湾不整合(楡井, 1982)に対比される。上総層群中に認められる

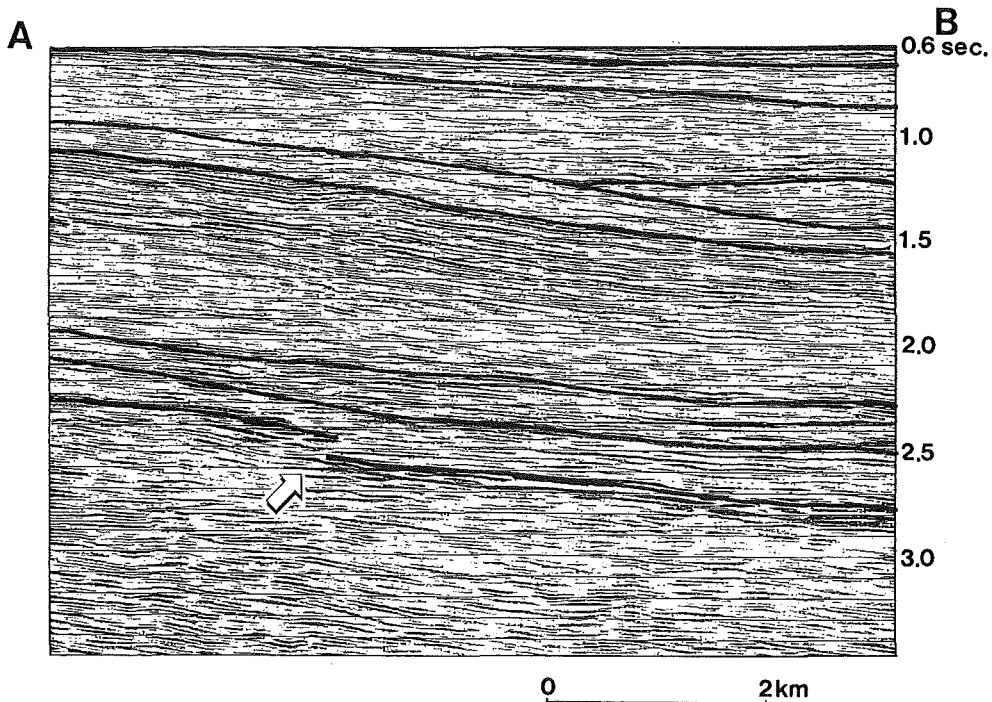


Fig. 5 The time section of East-West direction. Tick lines and arrow indicate unconformity and the Tokyo Bay northern fault respectively. This section is synthesized by computer from each survey lines on North-South direction.

不整合面のうち、最上位の深度0.6~0.9秒付近に認められる面を除き、断層による変形が及んでいるものと考えられることから、不整合面より上の断層変位の累積は、削剝により消されている可能性がある。

Fig. 5に今回の調査海域における上総層群に対比される層の東西断面と、ここに認められる不整合を示す。なお、本断面はコンピュータにより三次元的に補間して作製されたものである。

(2) 得られたデータを三次元的に展開し、水平方向の地質断面(地質スライス)を作製した。Fig. 6に本海域の立体的地質構造模型を示す。本来、地質スライスは、深度変換後のスライスが水平面を表していることから、ここに表現される地層の形状が重要であるため、深度変換断面をもとに議論を進めるべきである。しかしながら、重合に用いられた地層内の音速度(重合速度)は、必ずしも真

の音速度とは一致しないところもあるため、重合速度を用いて深度変換を行うと地層面等の形状が乱れてしまい、層理面の連続性が悪くなる結果となる。したがって本報告では、地層の走向等の形状については主にタイムスライスをもとに議論を行い、その構造の深度についてはこれに重合速度を適用し、深度変換を行ったもので論ずることとした。

地質スライスから明らかにされる本調査海域における地質構造は次のとおりである。

① 断層変位が及んでいる層準

各測線毎の断面(垂直断面)において認められる、東京湾北部断層の変形が及んでいる最も上位の地層は、海面下約2秒(重合速度を用いて変換すると、海面下約2,300m)である。しかしながら、本海域における地層の傾斜は 5° 以下とほとんど水平層であ

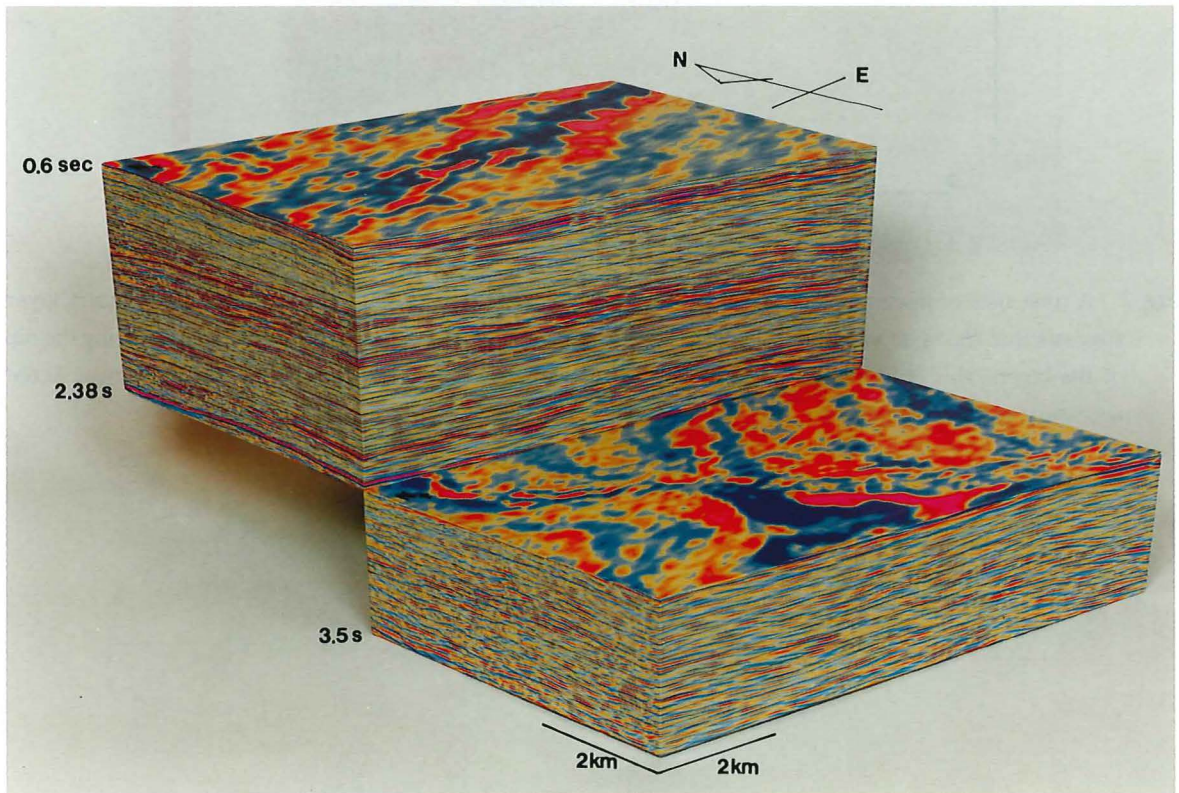


Fig. 6 Three dimensional model of geological structure of the survey area. Top surface and cut surface are time slice of instantaneous phase at 600msec, and 1,564msec, under the sea surface.

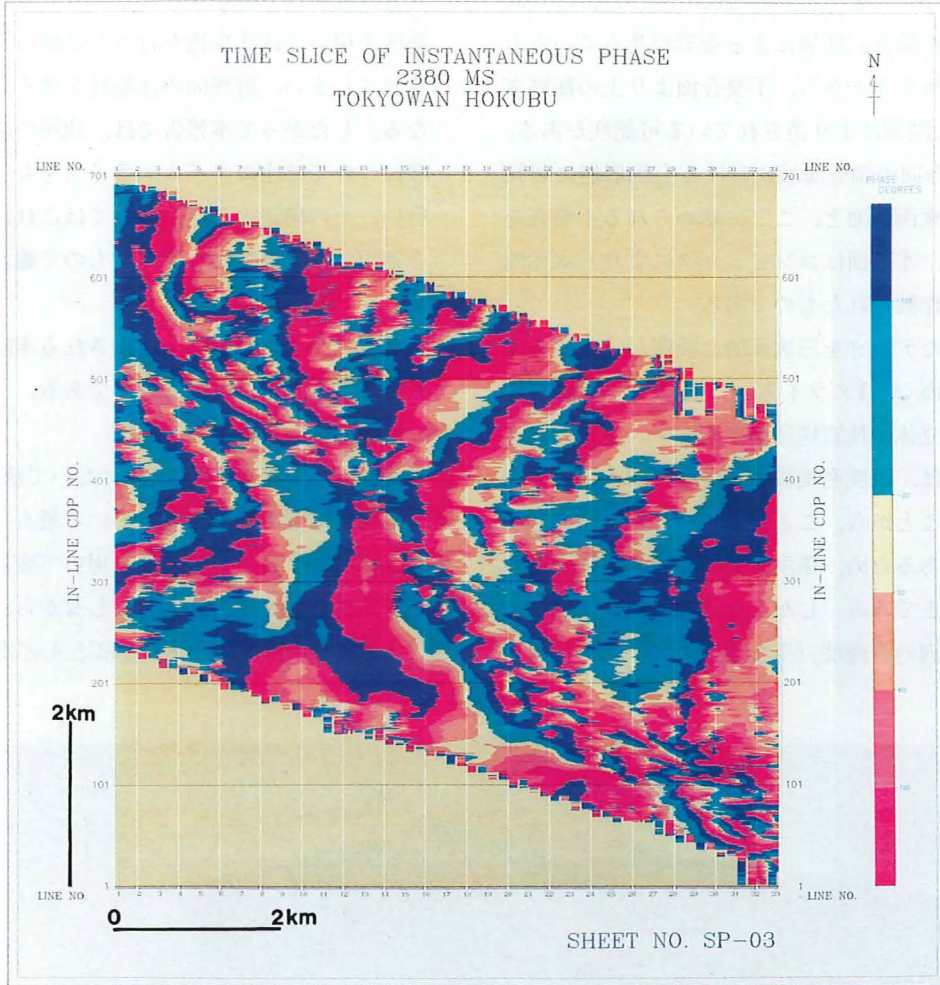


Fig. 7 A time slice of instantaneous phase at 2,380msec under the sea surface. The strike of sedimentary layer suggests that the layer were deformed as drag movement by left lateral fault. However, considering the dip of the layers, this deformation is owing to the vertical movement, and the left lateral movement is not necessary to the deformation.

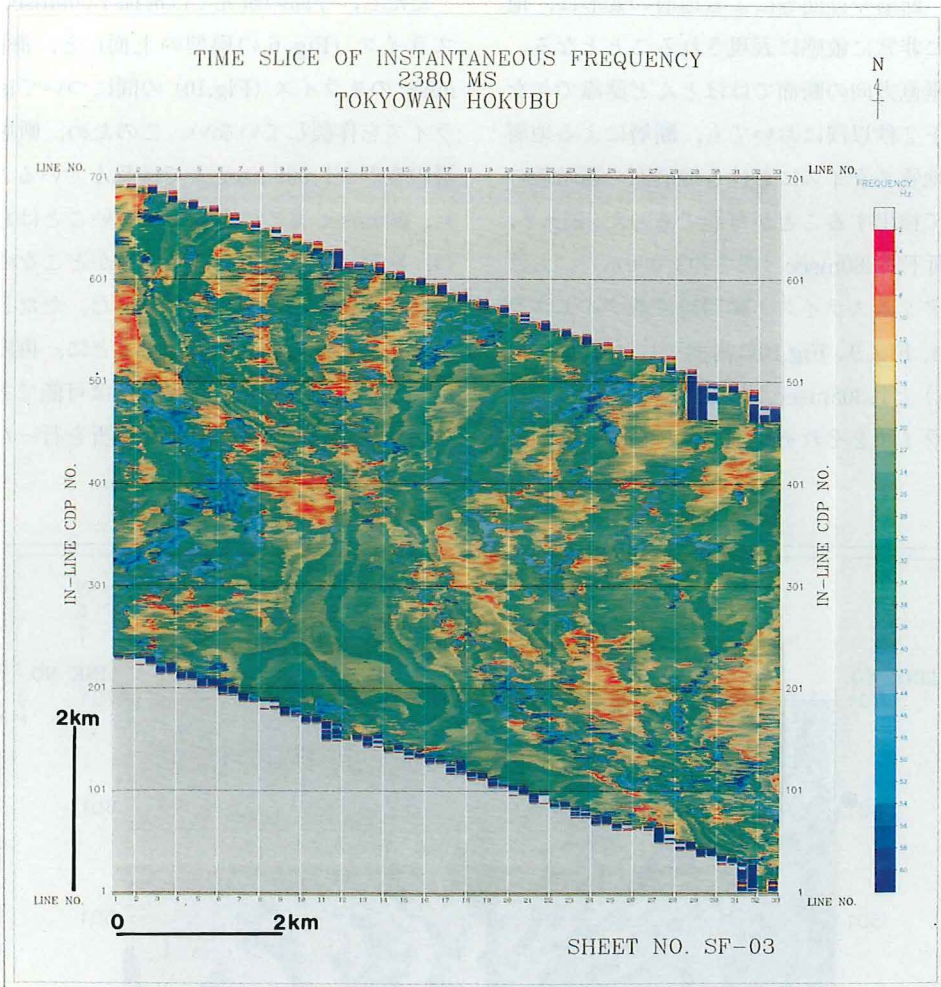


Fig. 8 A time slice of instantaneous frequency at 2,380msec. under the sea surface. The Tokyo Bay northern fault is recognized clearly as zig-zag strike.

ることから、断層や撓曲等による地層の変形は、地質スライスに非常に敏感に表現されることとなる。このため、垂直方向の断面ではほとんど認識できなかった海面下2秒以浅においても、断層による地層の変形を、地質スライスにおける地層面の露頭線の不連続として検出することが可能であった。Fig. 7, Fig. 8に海面下2,380msec(深さ約3,000m)における瞬間位相タイムスライスと瞬間周波数タイムスライスを、また、Fig. 9, Fig.10に海面下1,564msec(深さ約1,600m)と1,308msec(深さ約1,300m)におけるタイムスライスをそれぞれ示す。

ただし、今回の研究では海面下600msecにおけるスライス (Fig. 6の模型の上面) と、海面下1,308msecのスライス (Fig.10)の間については、地質スライスを作製していない。このため、断層による地層の変形が1,308msecまでは及んでいること、しかし、600msecまでは及んでいないことはわかるものの、断層による変形の最上位層がどこなのか、地質スライスからは判定できなかった。ただし、地質スライスにより得られた情報をもとに、再度、垂直方向の地質断面の解析を行うことは可能であり、通常の音波探査断面記録だけから解析を行ったときより

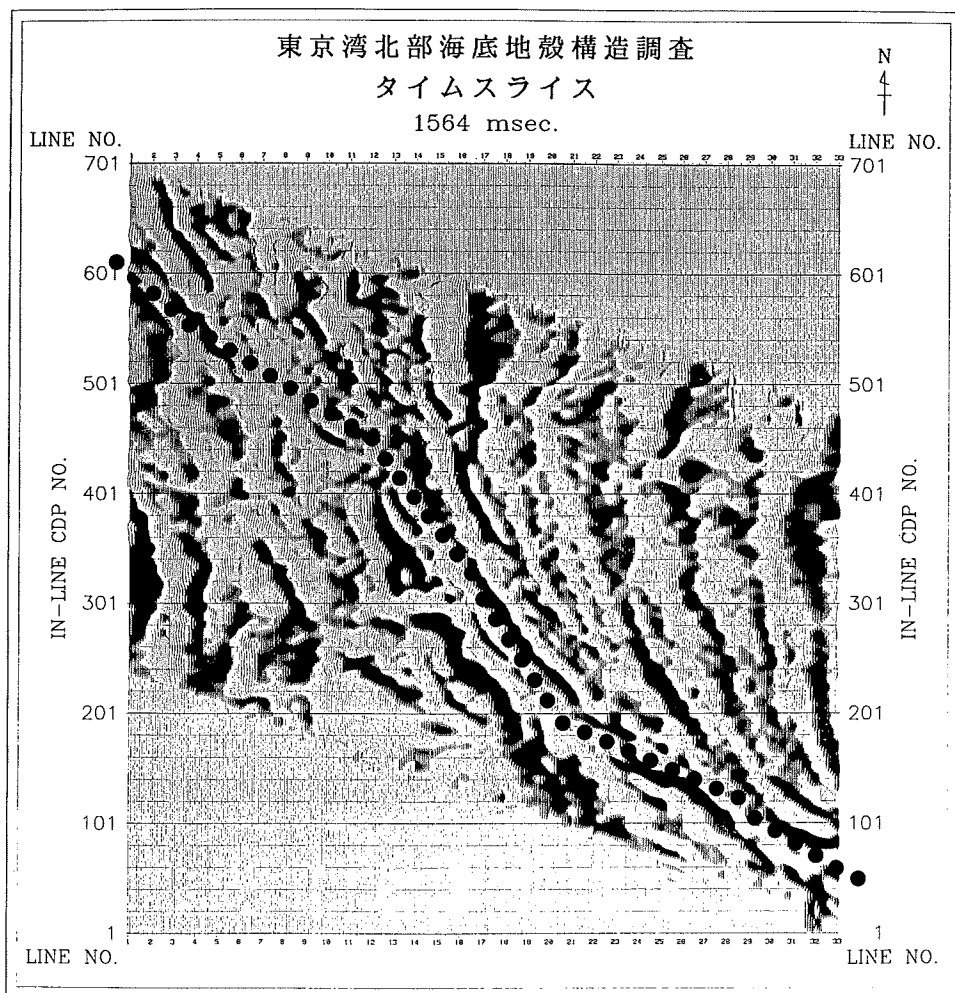


Fig. 9 A time slice at 1,560msec. under the sea surface. The Tokyo Bay northern fault is shown as a dotted line. The fault is recognizable as the strike changes of sedimentary layers.

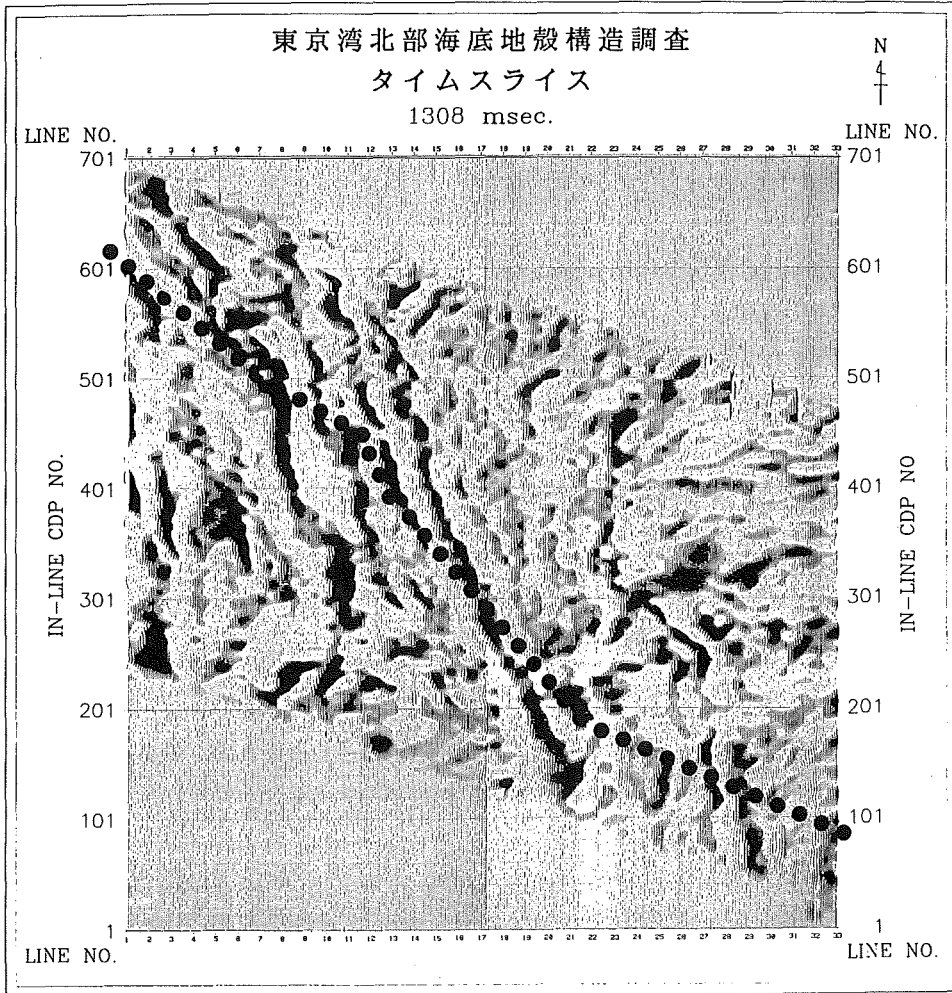


Fig.10 A time slice at 1,308msec. under the sea surface. The Tokyo Bay northern fault is shown as a dotted line.

も、はるかに上位の地層まで断層の変形が及んでいることが確認された。

この結果、東京湾北部断層による地層の変形は、海面下約1秒(深さ950m)付近まで及んでいると考えられる。

② 断層の走向および傾斜

地質スライスにより明らかにされた東京湾北部断層の走向は概ね N60°E であるが、調査海域のほぼ中央付近では屈曲し、N45°W となっている。また、東京湾北部断層の両側では、地層は東落ち、走向は概ね北東-南西のであるが、断層に近いところでは、断層に引きずられるような形で、北西-南東の走向

となっている。海面下2,380msec(深さ約3,000m)における瞬間位相タイムスライス(Fig.7)では、断層の両側の地層の走向が断層を境にして変化しているのが明瞭に認められる。

また、各層準の地質スライスを重ね合わせてみると、東京湾北部断層が認められる位置には有意な違いが認められない。したがって、東京湾北部断層は、極めて高角の断層であることはわかるものの、正断層か逆断層かは判断できなかった。

③ その他

調査海域内では、東京湾北部断層以外に、顕著な断層構造は認められない。

4. 考察

今回の調査の結果、東京湾北部断層は、通常の垂直方向の断面では海面下約2秒(深さ約2,300m)以浅においてはあまり認識できないものの、水平方向の地質スライスを参考とした地質断面の解析によれば、海面下約1秒(深さ950m)付近の上総層群上部までを変位させていることが明らかとなった。しかし、海面下0.6秒におけるスライス(上総層群最上部に相当)では、東京湾北部断層を示す地層の変形は全く認められなかった。

防災科学技術研究所の下総深層観測井(千葉県東葛飾郡沼南町)において、反射法音波探査が行われ(山水ほか, 1993), 孔井地質(鈴木ほか, 1981)との対比がなされている。これらの成果をもとに今回得られた音波探査断面記録との対比を行う(Fig.11)と、東京湾北部断層は上総層群上部に対比される層のうち、最上位の層は変形させていないものと結論される。

上総層群上部は中期更新世の前期(約40万年から70万年前)と考えられるので(菊地, 1986), 東京湾北部断層の活動は少なくともこの時期までは活動していることになる。

東京湾北部断層の最後の活動については、上総層群中にしばしば形成されている不整合により、変位の累積やその後の活動の歴史が消去されている可能性がある。また、堆積層が厚いので、たとえ地下では震源断層として東京湾北部断層が活動したとしても、地震断層として表層堆積物までには変形を及ぼすとは限らないとの考えもある。しかし、地層の変形が認められる上総層群相当層では撓曲(断層)をはさんだ両側で、堆積層厚の差異が認められることから、地層の変形と堆積時期はほぼ同時期であると考えられ、かつ、この上位の堆積層が変形を受けていないことから、同断層は伏在断層として上位の堆積層の堆積後は活動しなかったと考えられる。また、音波探査記録によれば、少なくとも下総層群相当層には撓曲等の変形が認められないことから、たとえ

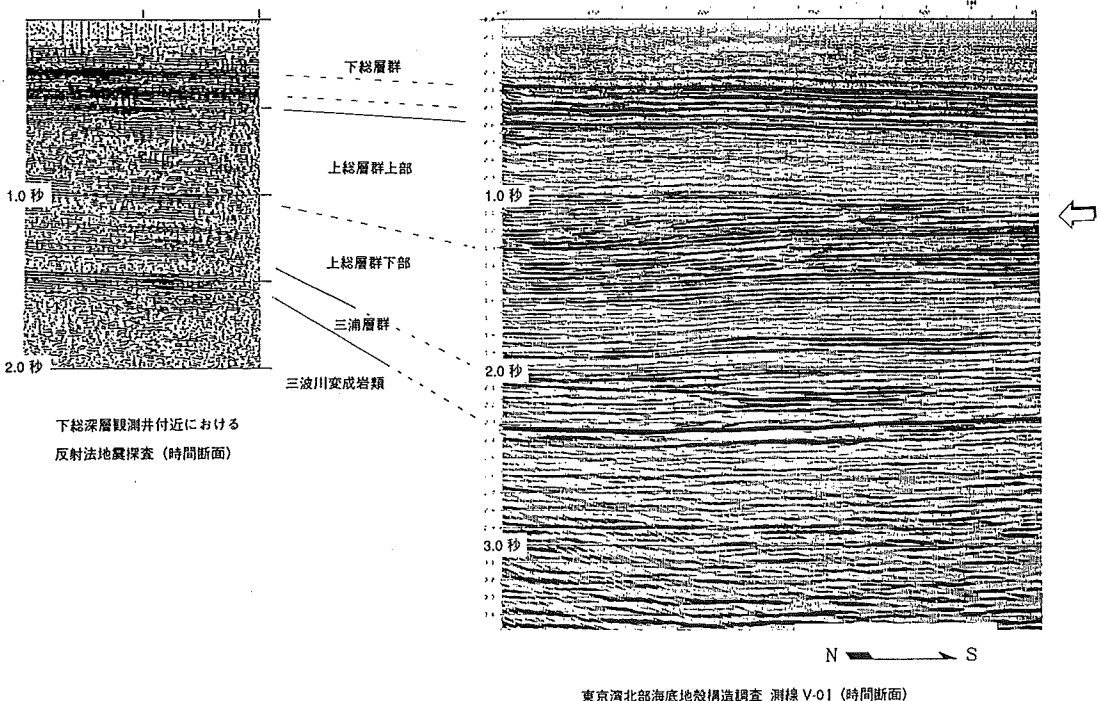


Fig.11 Correlation of the seismic records of the Tokyo Bay and the Shimousa deep drilling hole (Suzuki et al., 1981; Yamamizu et al., 1993). An arrow indicates Tokyo Bay unconformity (Nirei, 1982).

不整合により、過去の活動の歴史が消されているとしても、少なくとも後期更新世の下総層群相当層に変形が及んでいない。したがって、過去数十万年間は活動していない東京湾北部断層が、近い将来に活動する可能性は低いと考えられる。

今回の調査の結果、東京湾北部断層は、N30°E(調査海域中央では一部 N40°E)の走向をもつことが明らかとなった。Fig.12に重力異常から推定される関東地方の基盤と基盤上の断層(植田ほか, 1987; 多田1983)及び今回の結果明らかにされた東京湾北部

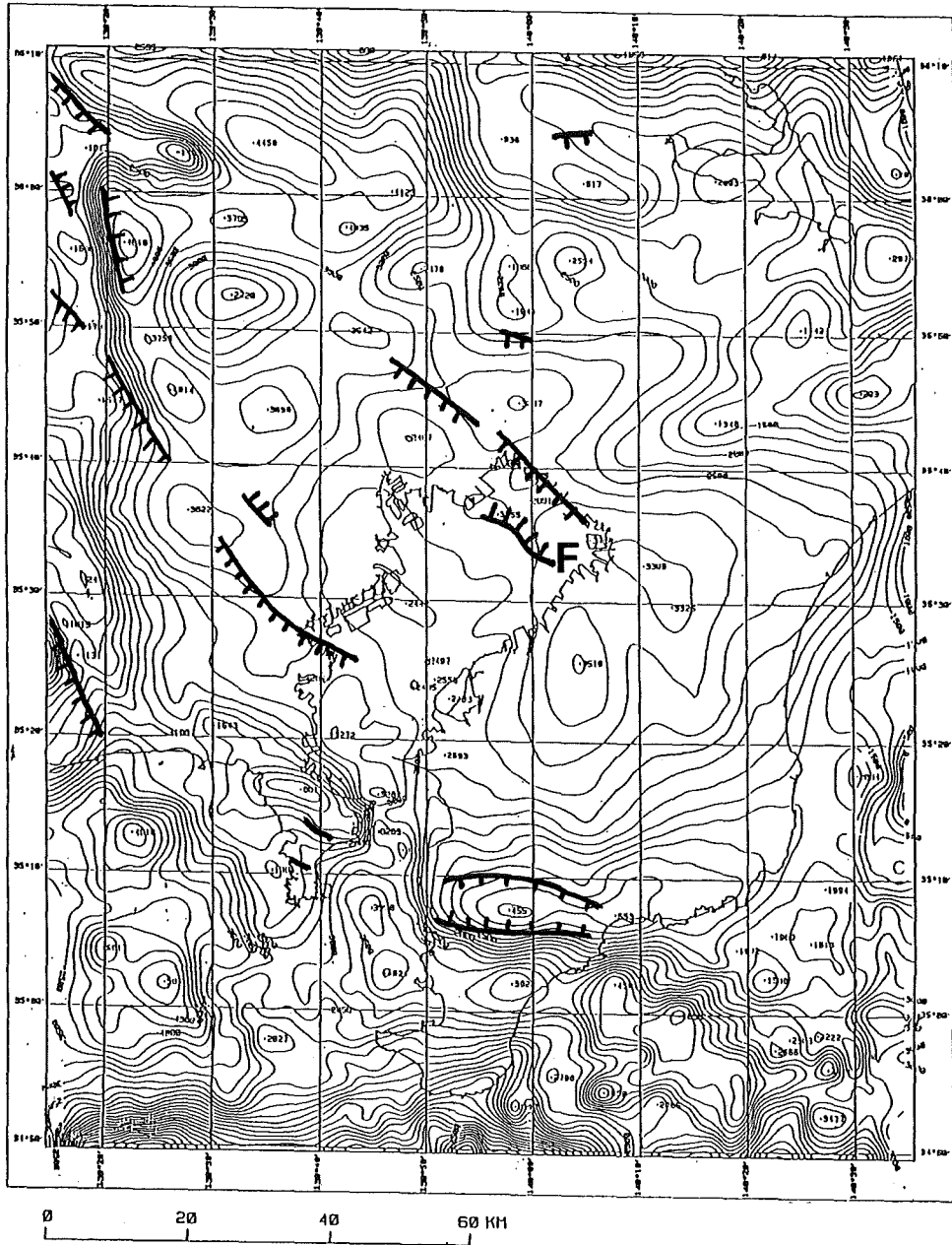


Fig.12 The basement structure of the Kanto Area (modified from Tada, 1983 and Ueda et al. 1987) and the Tokyo Bay northern fault. Gravity basement is by Ueda et al. (1987). Basement contour interval is 250 m. F: The Tokyo Bay northern fault (this study)

断層を示す。東京湾北部断層は、重力異常から推定される東京湾北縁の断層と対をなしているように見える。また、同断層の傾斜が急であることは判ったものの、正断層であるか、逆断層なのかは音波探査記録からは判断できなかった。

東京湾北部における地質スライスでは、東京湾北部断層をはさんで両側の地層の走向が、断層の影響により変化し、水平的には地層が左横ずれ断層により引きずられているようにも見える。地層の走向とは、地層面が水平面と交わる線の方向である。このため、地層の傾斜が小さいときには、地層のわずかな変形も走向に大きく影響を与えることになる。本海域における地層は東に小さく傾いていることから、地層の走向の変化は断層の垂直方向の変動による地層面の変形を反映しているのであって、左横ずれの運動を示すものではないことが判る。

フィリピン海プレートの北西進に伴い、相模トラフでは右横ずれ成分を伴ったフィリピン海プレートの沈み込みが行われていると考えられている(中村・島崎, 1981)。房総半島は東北日本側から相模トラフ向かって突き出るような形となっていることから、同半島にもフィリピン海プレートの北西進による北西向きの力が働くものと予想される。従って、房総半島の付け根に相当する東京湾奥部に、左横ずれ断層が存在するとは考えにくく、地質スライスに認められる地層の走向の変化が、東京湾北部断層の左横ずれ成分によるものではないと考える方が合理的であろう。

更新世中期以降に首都圏が属する東北日本が従来からのプレートから分かれ、新たなプレート(中村, 1983; 小林, 1983によれば北米プレート, 石川・干, 1984によればオホーツクプレート)に属するようになり、フィリピン海プレートとの相対運動が変化したと考えられていることから、ちょうどこの時期に東京湾北部断層の活動が停止したのは、プレートの相対運動の変化と関係しているのかもしれない。

5. まとめ

顕著な断層が存在することが知られている東京湾の北部において、断層の詳細な構造を明らかにすることを目的として、三次元のデータ解析を行うために極めて密な間隔でマルチチャンネル音波探査を行った。得られたデータをもとに、通常の垂直方向の地質断面に加え、水平方向の地質断面(スライス)や測線のない方向の地質断面等を作製した。この結果、東京湾北部断層は、N30°E(調査海域中央では一部 N40°E)の走向ではほぼ垂直な断層面を持つこと、更新世中期以降は活動していないことが判った。

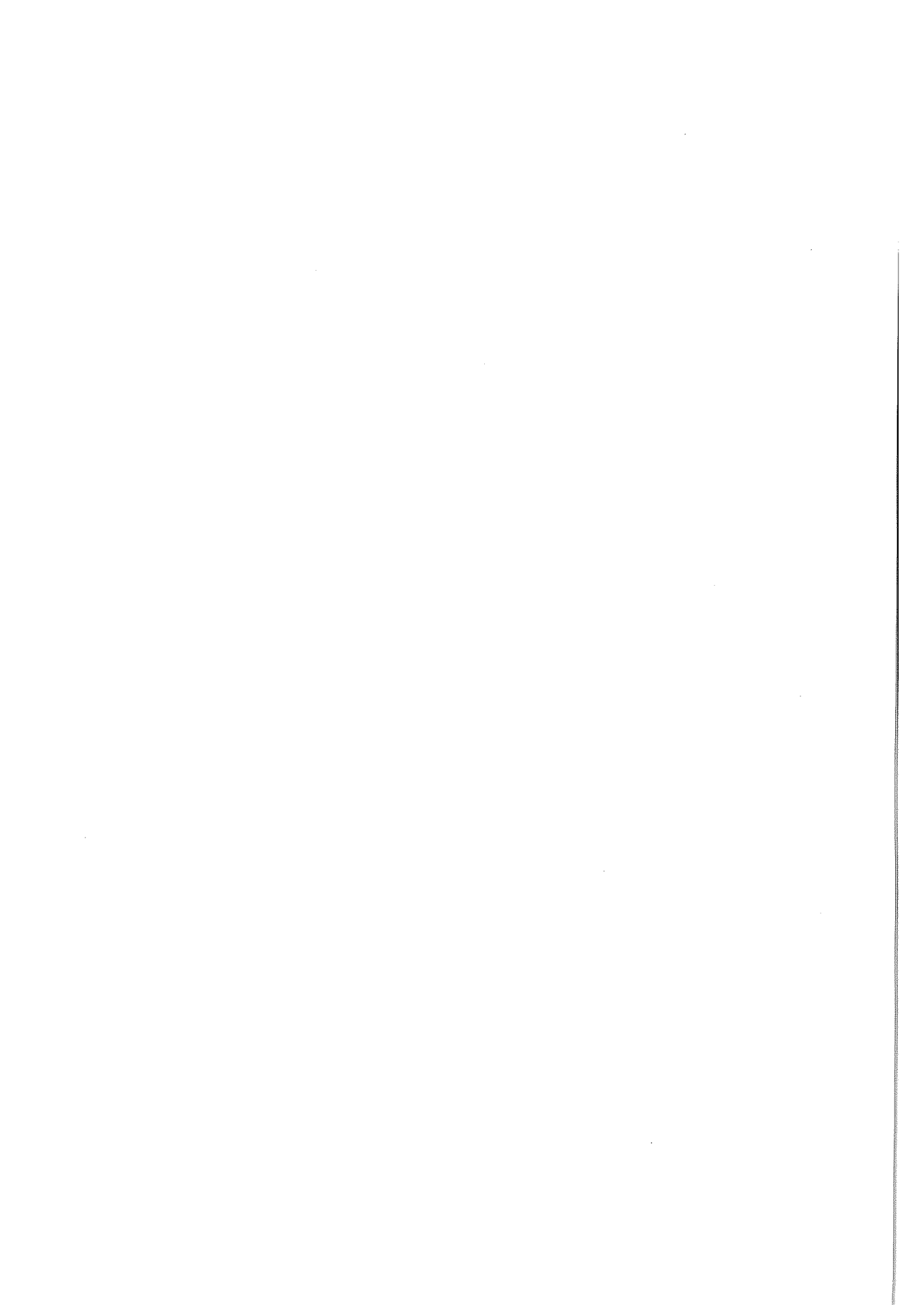
謝辞

本研究は、現地作業および資料解析に従事された株式会社地球科学総合研究所の方々の努力によるところが大きい。また、現地作業において千葉海上保安部の方々には作業の安全について多大なご協力を頂いた。さらに、本研究の計画・推進に尽力された科学技術庁研究開発局防災科学技術推進室の方々、海上保安庁水路部企画課および沿岸調査課の方々には終始ご支援頂いた。これらの方々に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功・杉山雄一; 綾瀬川断層の地質構造調査, 第四紀学会講演要旨, 23, 90-91, (1993)
- 萩原幸男・村田一郎・長沢工・大久保修平; 東京湾北部断層内陸延長部の重力調査, 測地学会第65回講演要旨, 81-82, (1986)
- 石川有三・干龍偉; 東アジアのテクトニクス, 地震学会講演予稿集, 2, 15, (1984)
- 笠原敬司・山水史生・井川猛・足立幾久; 関東平野トランセクトー川越ー関宿測線における平野部活断層の地震波反射面一, 地震学会講演予稿集, 2, 262, (1993)
- 加藤茂; 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音

- 波探査, 水路部研究報告, 19, 1-57, (1984)
- 菊池真一・菊地隆男; マルチチャンネル反射法音波探査記録からみた東京湾浅部の地質構造, 水路部研究報告, 27, 59-95, (1991)
- 菊地隆男; 日本の地質 3, 関東地方(日本の地質「関東地方編集委員会」編), 共立出版, 140, (1986)
- 小林洋二; 月刊地球, 5, 510, (1983)
- 中村一明・島崎邦彦; 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, 51, 490-498, (1981)
- 中村一明; 地震研彙報, 58, 711, (1983)
- 楡井久; 地団研専報, 24, 79, (1982)
- 鈴木宏芳・池田隆司・御子柴正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋博; 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術資料, 65, 22, (1981)
- 多田堯; 関東平野の基盤構造と重力異常(2)—活断層の地球物理学的研究, 地震 2, 36, 359-372, (1983)
- 植田義男・中川久穂・平岩恒広・朝尾紀幸・久保田隆二; 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造, 水路部研究報告, 22, 179-206, (1987)
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川猛・足立幾久; 下総深層観測井における反射法音波探査, 地震学会講演予稿集, 2, 261, (1993)
- 矢島敏彦; 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造, 地質学論集, 20, 187-206, (1981)



PRECISE DETERMINATION OF STATION COORDINATES OF LORAN-C NORTHWEST PACIFIC CHAIN †

Teruo KANAZAWA*

Abstract

The government of Japan took over the operation of Loran-C northwest Pacific chain from the government of the United States of America in 1994. Because the Barrigada (Guam) station which located in the territory of the US was not transferred to Japan, the configuration of the stations was changed, that is, the master station was moved from Iwojima to Niijima in October 1994 and the Iwojima station was terminated. The precise coordinates of these stations except Guam one in WGS 84 as well as in Tokyo Datum are determined on the basis of the results for the marine geodetic control network of the Hydrographic Department of Japan.

keywords : Loran-C, northwest Pacific chain, coordinates

1. Introduction

Several years ago, the government of the United States of America declared that the operation of Loran-C system except in the territory of its own country would be terminated by the end of 1994. The government of Japan negotiated with the US and the Maritime Safety Agency of Japan took over the operation of Loran-C northwest Pacific chain in 1994.

Since the Barrigada (Guam) station was not transferred to Japan and was terminated in 1993, it was decided to change the configuration of the stations (Fig. 1). The master station was newly constructed at Niijima and the operation began in October 1994. Iwojima station was terminated instead.

In order to utilize the new system with sufficient precision and to cooperate with other countries, precise coordinates of these stations in the world-wide geodetic system are needed and sur-

veys of the transmitting antennas of these stations were conducted by the Hydrographic Department of Japan (JHD) based on the results of control points determined in the project of establishing the marine geodetic control network. The method and results are described in this report.

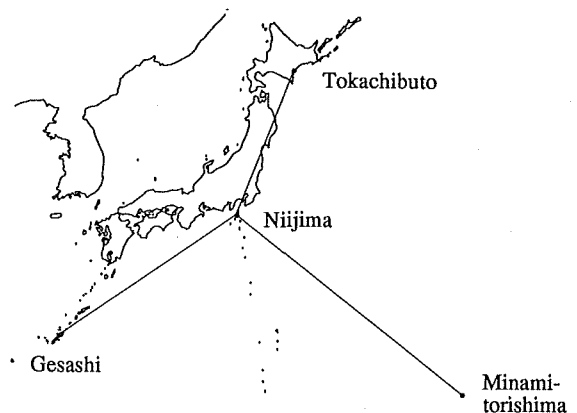


Fig. 1. New configuration of Loran-C northwest Pacific chain.

† Accepted 23th January 1995

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

2. Method of position determination

(1) Marine geodetic control network

Regulations to delineate the boundaries of the jurisdictional sea such as the territorial sea or the exclusive economic zone are provided in the United Nations Convention on the Law of the Sea. JHD commenced a project to establish the marine geodetic control network in 1980 utilizing methods of satellite geodesy (Kubo, 1988).

In this project, satellite laser ranging (SLR) is conducted at Simosato Hydrographic Observatory (located in Wakayama prefecture) in cooperation with other SLR stations distributed world-wide and the coordinates of the fiducial point at Simosato Hydrographic Observatory are determined precisely in the world-wide coordinate system.

First order control points in off-lying islands of Japanese territory are connected to the fiducial point at Simosato by simultaneous SLR observations of Japanese geodetic satellite Ajisai. Second order control points are connected to first order control points by simultaneous observations of Navy Navigational Satellite System (NNSS) and of Global Positioning System (GPS) lately. The coordinates of first and second order control points are thus determined in the world-wide coordinate system.

Among the stations of Loran-C northwest Pacific chain, Tokachibuto (Hokkaido), Gesashi (Okinawa), Minamitorishima (Marcus island), and the former Iwojima station are placed near first order control points and the coordinates of these nearby first order control points have already been determined by SLR method.

The position of the new master station at Niijima was determined by GPS observations of

static differential method.

(2) Differences of coordinate systems

Constructing a world-wide geodetic system became realized after launches of artificial satellites and many kinds of world-wide geodetic systems have been reported since then. Differences among recent models are less than one meter and efforts to improve these systems are continuing according to the increase of satellite observational data. Among them two systems are used frequently. One is WGS 84 which is used for GPS, NNSS and Loran-C operated by US (DMA, 1991). The other is IERS Terrestrial Reference Frame (ITRF) used in the scientific community (Boucher and Altamimi, 1989). IERS stands for International Earth Rotation Service.

The coordinate system used for the reduction of satellite data in JHD (called JHDSC) is almost identical to ITRF. Differences between them are within ten centimeters level (Sengoku, 1992). WGS 84 is also nearly identical to ITRF and differences between them are reported to be fifty centimeters level (McCarthy, 1992). While these three coordinate systems are different in the scientific sense, they can be regarded as identical in the practical sense considering the precision of positioning by Loran-C. So, we take the results of marine geodetic control network as the coordinates in WGS 84 in this report.

In Japan, a unique coordinate system which covers the mainland and a part of Okinawa islands was developed and is called Tokyo Datum (TD). Since the coordinates of the origin of TD was determined by astronomical observations, the adopted values are known to have a difference from the values in world-wide coordinate system which amount to ten seconds of arc in both latitude and longitude. In addition to these

differences, because TD was constructed through conventional triangulation method, there are distortions of triangulation network which are known to reach more than ten meters in Hokkaido and Okinawa regions.

Relations between TD and the world-wide coordinate system can be obtained if both coordinates are known at the same point. We adopt the translation parameters obtained at Simosato (Tatsuno and Fujita, 1994).

Coordinates which are transformed from the world-wide coordinate system by using these translation parameters are close to the coordinates of TD but differs from TD because of the distortions existing in TD. We call this transformed coordinate system as Corrected Tokyo Datum (TDC) to distinguish it from TD in this report.

3. Observations of coordinates of Loran-C antennas

(1) Niijima

GPS Observations to connect a triangulation point in Niijima to GPS network of our Department in Sagami Bay area were conducted in 1992 (Takanashi et al., 1994). Coordinates of the GPS antennas in Sagami Bay area had been determined through other GPS observations with Simosato in 1992. Coordinates of Loran-C antenna at Niijima from the nearest triangulation point were surveyed by the 3rd Maritime Safety Regional Headquarters in 1992. The coordinates of Loran-C antenna in Niijima in WGS 84, TDC and TD are listed in Table 1.

(2) Tokachibuto (Hokkaido)

Observations of first order control point in Tokachi were conducted in 1991 and coordinates of the point were obtained (Sengoku and

Uchiyama, 1994). Coordinates of Loran-C antenna at Tokachibuto had been surveyed in TD from the nearest triangulation point in 1983 (Takemura and Sawa, 1985). The results are also listed in Table 1.

(3) Gesashi (Okinawa)

Observations of first order control point in Okinawa were conducted in 1989 and coordinates of the point were obtained (Sengoku et al., 1992). Coordinates of Loran-C antenna at Gesashi had been surveyed in TD from the nearest triangulation point in 1992 by the 11th Maritime Safety Regional Headquarters. The results are listed in Table 1.

(4) Minamitorishima (Marcus island)

Observations of first order control point in Minamitorishima were conducted in 1989 and coordinates of the point were obtained (Sengoku et al., 1992). Relations between newly established control point and the Loran-C antenna at Minamitorishima had been surveyed in 1982 (Takemura and Kanazawa, 1984) and were surveyed again in 1989. Because the position of this isolated island had been determined independent from TD, coordinates of Loran-C antenna in Minamitorishima are listed in WGS 84 and in TDC in Table 1.

(5) Iwojima

Observations of first order control point in Iwojima were conducted in 1992 and coordinates of the point were obtained (Sengoku and Uchiyama, 1994). Coordinates of Loran-C antenna had been surveyed in the local datum in 1982 (Takemura and Kanazawa, 1984). The coordinates of the former Loran-C antenna in Iwojima in WGS 84 and in TDC are listed in Table 1.

Table 1. Coordinates of Loran-C antennas including the former Iwojima station in WGS 84, TDC and TD.

		WGS84			TDC			TD		
Niijima	latitude(N)	34'	24'	11.942"	34'	23'	59.778"	34'	23'	59.711"
	longitude(E)	139	16	19.478	139	16	30.802	139	16	30.844
Tokachibuto	latitude(N)	42	44	37.219	42	44	28.041	42	44	28.013
	longitude(E)	143	43	09.754	143	43	23.940	143	43	23.722
Gesashi	latitude(N)	26	36	25.038	26	36	10.624	26	36	11.041
	longitude(E)	128	08	56.920	128	09	04.096	128	09	03.779
Hinami-torishima	latitude(N)	24	17	08.007	24	16	50.922			---
	longitude(E)	153	58	53.779	153	59	07.679			---
Iwojima	latitude(N)	24	48	03.661	24	47	47.782			---
	longitude(E)	141	19	30.814	141	19	41.669			---

4. Discussions

As stated in section 2(2), we neglected the differences among JHDSC, ITRF and WGS 84 in this report. Strictly speaking, any coordinate system established on the surface of the earth is changing all the time because of plate motions on world-wide scale and crustal deformations on regional scale. If we stick to the accuracy of centimeter level, we must indicate the time that the coordinate system is referred such as ITRF 90, ITRF 91 etc. Time differences of observations of first order control points are also neglected in this report.

Japan is located in an especially active tectonic region. Recent monitoring of crustal deformations by static DGPS observations revealed that crustal deformations associated with major earthquakes often reach tens of centimeters even if epicenters are under sea-bottom hundreds of kilometers apart from coast. Considering such circumstances, we must repeat observations of these positions and revise the results at appropriate intervals in order to keep up accuracy of coordinates of Loran-C antennas in ten centimeters level.

References

- Boucher, C. and Z. Altamimi : The initial IERS Terrestrial Reference Frame, IERS Technical Note 1, (1989).
- DMA : Department of Defense World Geodetic System 1984, DMA Technical Report 8350.2, second edition, (1991).
- Kubo, Y. : Satellite laser ranging at Hydrographic Department, launch of Japanese geodetic satellite Ajisai and establishment of satellite geodesy office, Data Rep. Hydrogr. Obs., series of satellite geodesy, **1**, 1-18, (1988).
- McCarthy, D. D. : IERS Standards (1992), IERS Technical Note 13, 16-24, (1992).
- Sengoku, A. : On the conventional terrestrial reference frames determined by Hydrographic Department of Japan (in Japanese), Rep. Hydrogr. Res., **28**, 309-321, (1992).
- Sengoku, A. and T. Uchiyama : Positioning of the first order control points (Tokati and Iwo Sima) in the marine geodetic control network (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series of satellite geodesy, **7**, 35-48, (1994).
- Sengoku, A., T. Uchiyama and E. Nishimura :

Positioning of the first order control points in the marine geodetic control network in 1989 (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series of satellite geodesy, 5, 43-64, (1992).

Takanashi, Y., K. Kawai and Y. Watanabe : Survey of geodetic position of Nii Sima by using GPS (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series of satellite geodesy, 7, 89-94, (1994).

Takemura, T. and T. Kanazawa : Satellite Doppler positioning of off-lying islands in 1982 (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series of astronomy and geodesy, 18, 42-54, (1984).

Takemura, T. and M. Sawa : Satellite Doppler positioning of off-lying islands in 1983 (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series

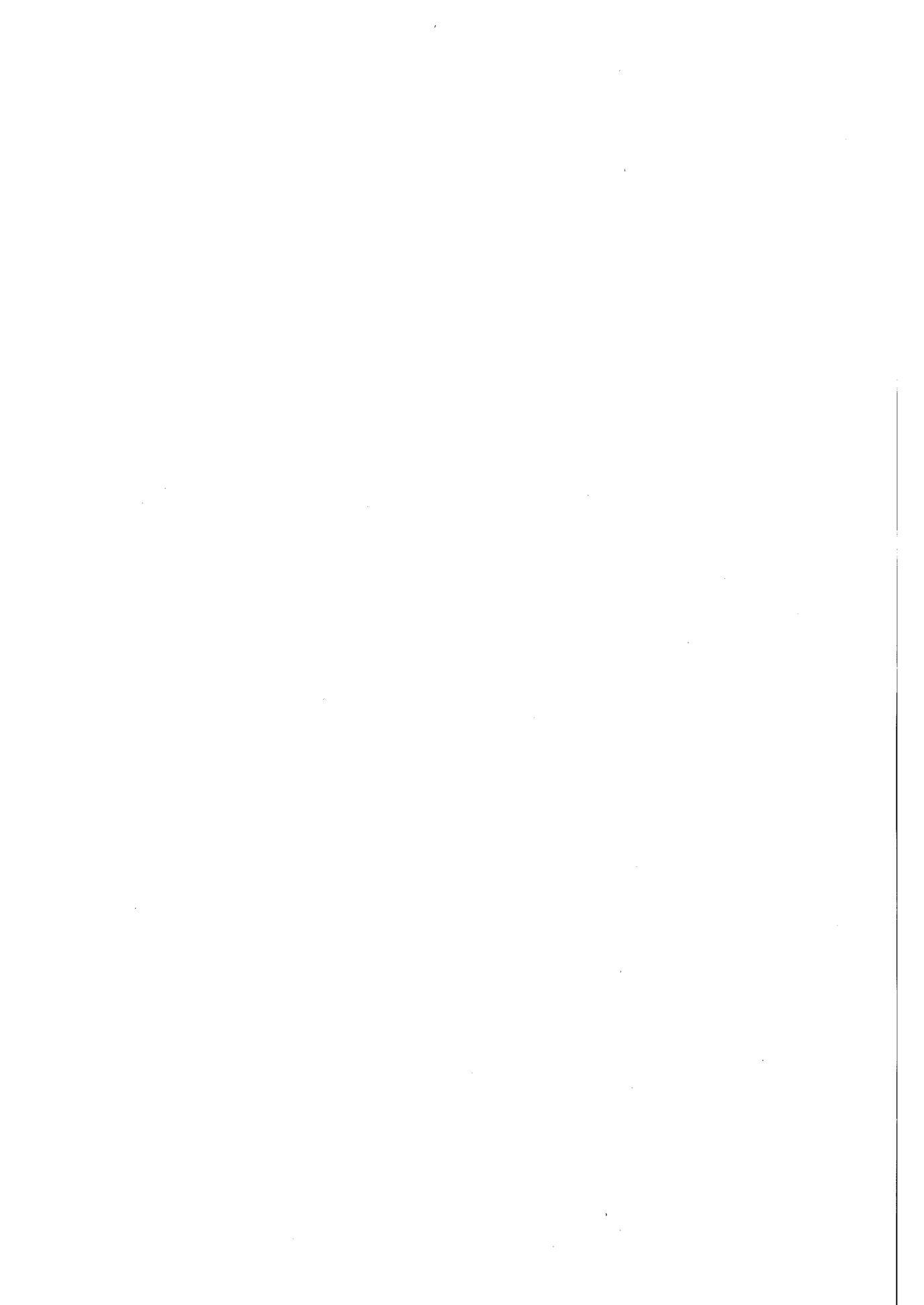
of astronomy and geodesy, 19, 85-98, (1985).

Tatsuno, T. and M. Fujita : Determination of the position of the mainland control point in the marine geodetic control network (in Japanese), Data Rep. Hydrogr. Obs., series of satellite geodesy, 7, 102-106, (1994).

ロランC北西太平洋チェーン局の正確な位置の決定
(要旨)

金沢輝雄

ロランC北西太平洋チェーン局の配置は、米国から日本への移管に伴い、1994年に変更された。水路部では、海洋測地の推進業務の中で得られた離島の基準点の位置を基に、これらのロランC局の正確な位置を世界測地系と日本測地系の双方で決定したので、その手法と成果について報告する。



小笠原海台周辺海域の海底地形とテクトニクス†

春日 茂*, 霜鳥史郎*, 大陸棚調査室員*

Geomorphology and tectonics of the Ogasawara Plateau and its surrounding area in the Northwest Pacific Basin †

Shigeru KASUGA*, Fumiro SHIMOTORI* and Members of Continental Shelf Surveys Office*

Abstract

The survey under the Continental Shelf Surveys Project by the Hydrographic Department of Japan revealed the details of geomorphologic feature of the Ogasawara Plateau and its surrounding area in the westernmost part of the Northwest Pacific Basin. The Ogasawara Plateau is composed of semicircle-shaped plateau in the western part, whereas, in the eastern part, chain of seamounts that creates a linear ridge of 500 kilometers, trending east to west. Seamount chain or group running roughly in the WSW-ENE direction in the north of the Ogasawara Plateau were recognized. Bathymetric and magnetic maps indicate four fracture zones accompanied by the ridge and fault scarp in the northern part of the surveyed area. Clear pattern of Mesozoic magnetic lineations as well as linear relief of the seafloor and acoustic basement associated with the minor ridge and trough trending parallel to the magnetic lineations were recognized.

These geomorphologic and geological features of the specified area bounded by the seamount chain to the north and the Ogasawara Plateau with its adjoining area to the south show following remarkable differences compared with those of the other area.

- (1) The topography of the two prominent fracture zones in the north of the seamount chain is expressed by the escarpment with vertical offsets of more than 500 meters, whereas in the above specified area, the vertical offsets decrease to less than a hundred meters.
- (2) The lineated topographic relief characterized by the minor ridge and trough disappear within the specified area, whereas magnetic lineations are clearly identified in the whole surveyed area.
- (3) Distribution of small conical knolls of probably volcanic origin is limited within the specified area.

These characteristic features indicate that later volcanic activities associated with the formation of the Ogasawara Plateau, other seamounts and possibly small conical knolls have changed thermal and structural feature of the oceanic crust. They might reset the vertical offset of the fracture zones and smoothed the rugged ocean floor and acoustic basement in the minor ridge and trough area without destroying or severely attenuating original Mesozoic magnetic lineations. These features may support the occurrence of mid-Cretaceous intra-plate volcanism that has been proposed by the study based on deep sea drillings in the Northwest Pacific Basin.

† Accepted 30th January 1995

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys office

1. はじめに

太平洋の北西部に位置する北西太平洋海盆は、深海掘削や地磁気縞状異常の同定から、中生代に海底拡大により形成され、現存する世界で最も古い年代にできた海底の一つであるといわれている (Nakanishi et al., 1989など)。北西太平洋海盆の西端には、小笠原海台をはじめ、数多くの海嶺、海山、海丘等が分布していることが知られているが、これらの高まりの詳細な地形や分布の特性、さらに形成過程等については、データが乏しいため不明な点が多く残されている。

海上保安庁水路部では、大陸棚調査の一環として、小笠原海台の全域とその周辺の北西太平洋海盆北西端部の大洋底において従来よりも詳細な海底地形、地質構造、地磁気、重力の調査を実施した。これにより、測線間隔6海里の均質で精度の高いデータを広範囲にわたりこの海域で初めて収集することができた。地磁気、重力の調査成果については、1994年に刊行された縮尺30万分の1の「日本近海地磁気異常図・重力異常図」(海上保安庁, 1994, 春日ほか, 1994b) に活用されている。

本稿では、北西太平洋海盆西端部にあたる小笠原海台周辺海域の海底地形、地質構造、地球物理学的な特徴をまとめ、この海域のテクトニクスについて言及する。

2. 調査の概要

今回報告する調査海域は、北西太平洋海盆の西端の小笠原海台、伊豆・小笠原海溝の南部及びマリアナ海溝の北端部等を包含する北緯24度00分、北緯30度00分、東経142度30分及び東経150度00分の各経緯度線で囲まれる海域内 (Fig. 1) で、緯度3度、経度2.5度の矩形をひとつの調査区域とする大陸棚調査の6区域分にあたる。調査期間は、昭和62年12月から昭和63年1月までの38日間及び平成3年4月から平成5年1月にかけての197日間の合計235日間であり、全調査はすべて海上保安庁の測量船「拓洋」(総

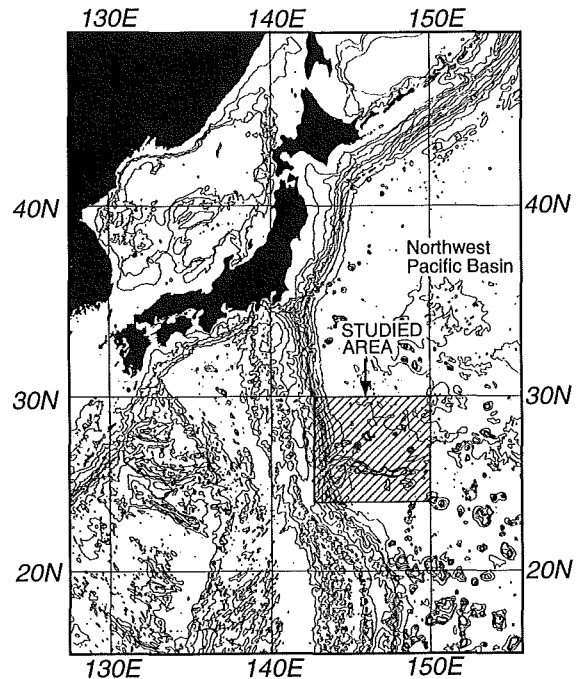


Fig. 1 Bathymetric chart of southern waters of Japan derived from GEBCO chart and location of the surveyed area. Contour interval is 1000 m.

トン数2600トン)により、海洋法条約に基づく大陸棚の限界確定及び管理、利用開発に必要な科学的資料の収集を目的として実施した。この調査に際しては、主測線は東西方向にとり、測線間隔は6海里(一部5海里)とし、必要に応じて交差測線及び補測線を設けた。測線の総測線長は約37,000海里に達する。Fig. 2に航跡図を示す。

調査に使用した機器は以下のとおりである。

船位……GPS, ロランC及びNNSS等による複合測位装置

測深……ナローマルチビーム測深機(シービーム)

地質構造……エアガン方式の深海用音波探査装置
表層探査装置(3.5kHzサブボトムプロファイラー)

地磁気……プロトン式海上磁力計(PMM-100型)

重力……海上重力計(KSS-100型)

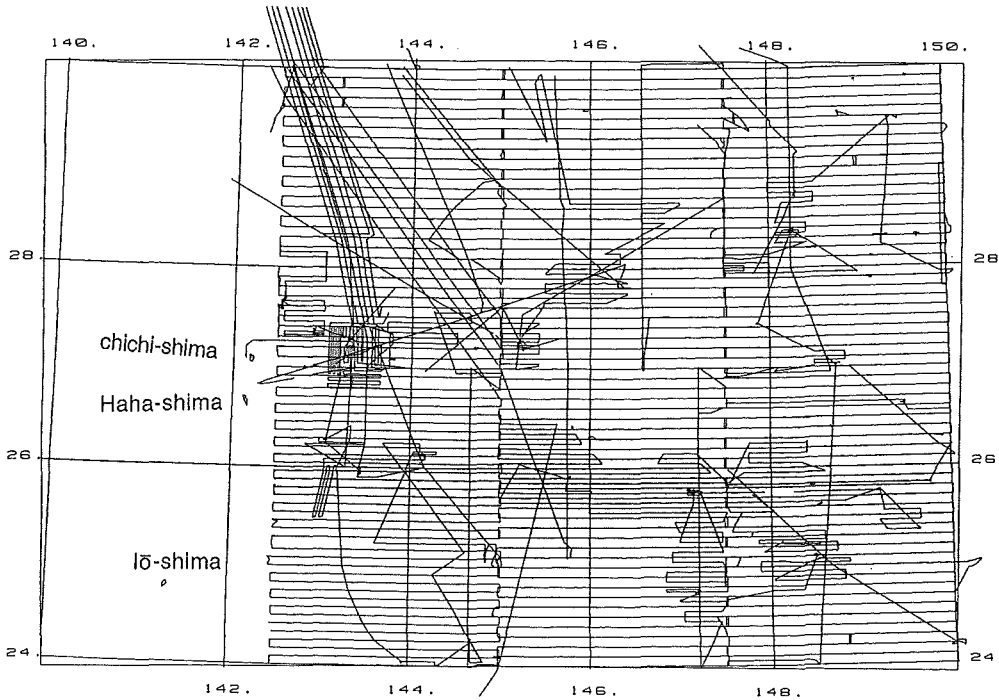


Fig. 2 Track lines of the survey conducted by the S/V TAKUYO

これらの調査に加え、一部の測線では18または24チャンネルのマルチチャンネル反射法音波探査を、また、海域内の数地点でドレッジによる岩石採取と深海カメラによる海底写真撮影を実施した。なお、これらの調査結果については各区域毎に速報として水路部技報に掲載した（鬼丸ほか，1994，ほか）。

3. 海底地形・地質構造

中部太平洋から北西太平洋にかけて海嶺、海台、海山群等の高まりが多く存在することが以前から知られている（例えば、岩淵，1982，Fig. 2）。本調査海域にも小笠原海台と、これまで未発見の海山も含めて多くの海山等が分布していることが明らかとなった。Fig. 3に調査海域の海底地形図を、Fig. 4に海底地形の鳥瞰図を示す。

この海域の海底地形については、1)小笠原海台、2)海山群、3)大洋底に分けて以下に記載する。なお、伊豆・小笠原海溝軸付近の海溝海側斜面の大洋底は、太平洋プレートの沈み込みに伴う変形を受けて、horst and graben で特徴付けられる正断層群

が発達しているが、これらの海底地形、地質構造については、既に瀬田ほか（1991）に詳しく報告されているので、ここでは省略する。

(1) 小笠原海台

小笠原海台は、西太平洋にほぼ東西に配列するマース・ウェーク海山列の西端に位置し、南北に伸びる伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝のほぼ接点に位置している。この付近の海底のマルチビーム測深を初めて実施した Smoot (1983a) は、東経145度以西が地形的な高まりが連続する海山列であることから、これを小笠原海台と区別して Michelson 海嶺と名付けているが、わが国ではこれらの高まりを含めて小笠原海台という名称が付けられている。よって小笠原海台は、東経144度30分より西部の台地状の高まりとそれ以东の細長い高まりが連続する海山列とに区分できる。小笠原海台西部には南東縁を弦とする半円形の台地で、その上に大小様々の海山群と地溝状の細長い凹地を載せている。その海底の詳細な地形は長岡ほか（1989）により報告されたが、その後の調査により小笠原海台はさらにその東方の矢

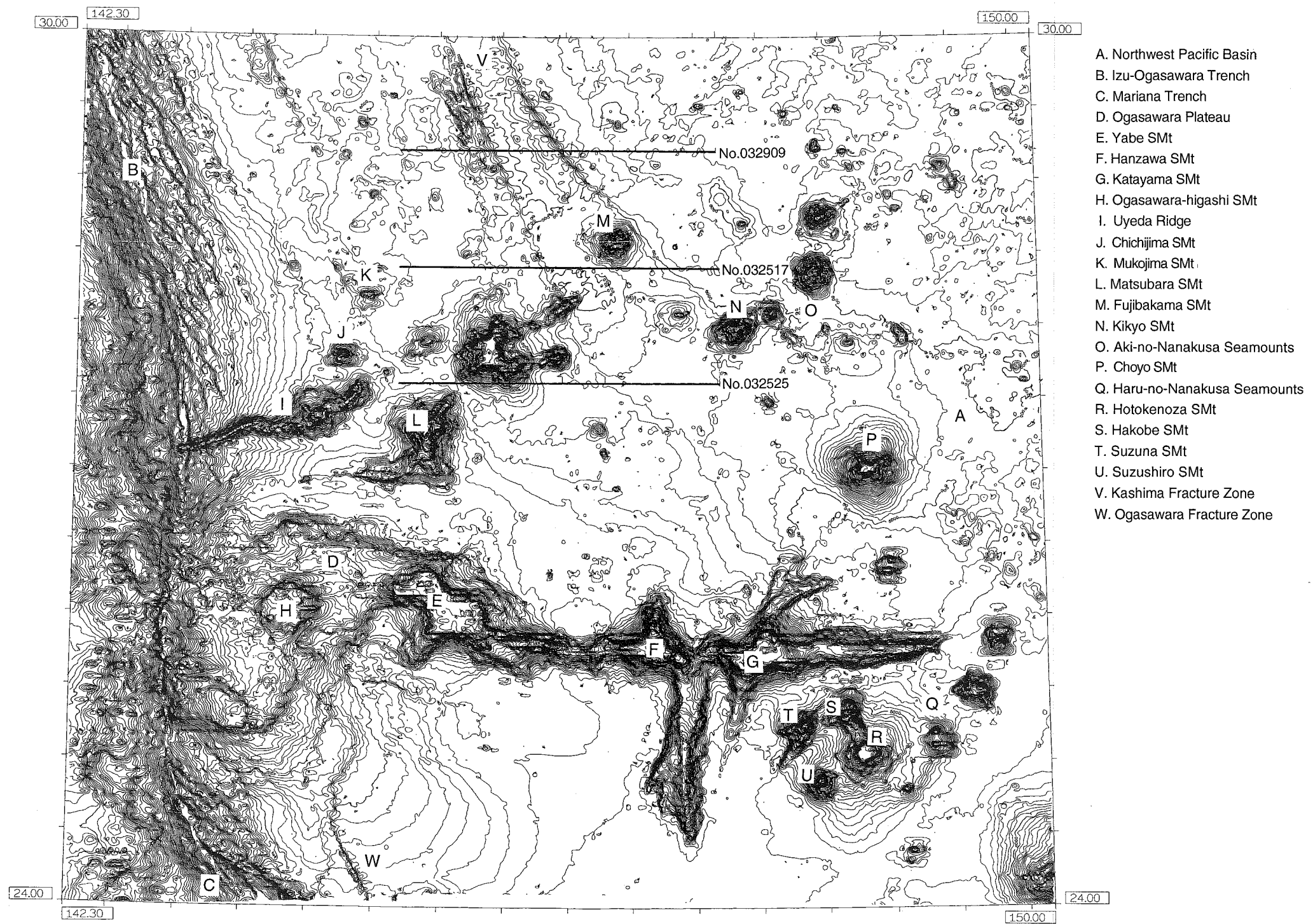


Fig. 3 Computer-aided bathymetric chart compiled by SeaBeam swath survey data. Contour interval is 100 m.
 Three solid lines indicate the location of seismic reflection profiles shown in Fig. 6

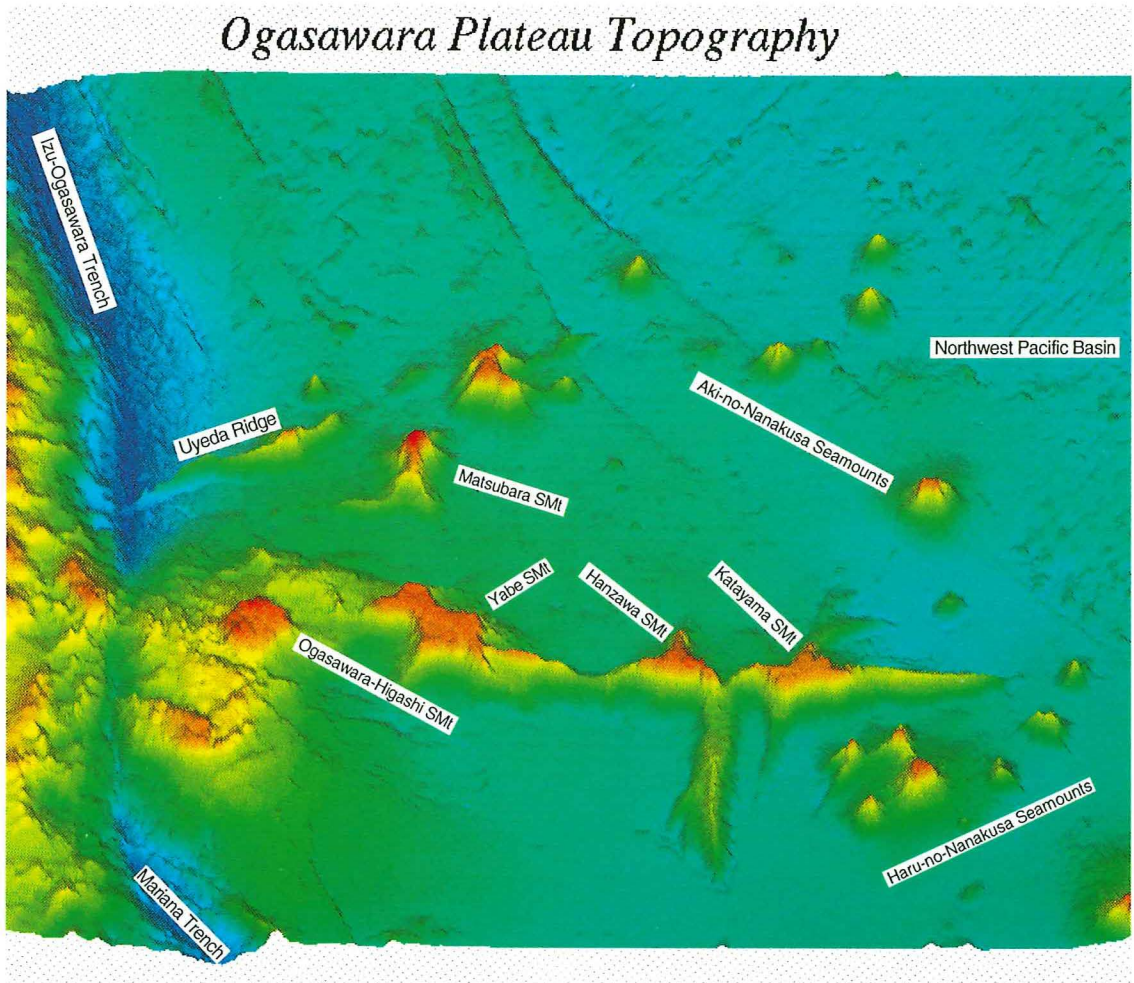


Fig. 4 Whale-eye view of the bathymetry with major topographic names.

部海山, 半沢及び片山の各海山を經由して細長く横たわり, ほぼ東西方向に東経149度10分まで延びていることが確認され, 小笠原海台全域の詳細な地形が明らかとなった。その全長は約610kmに達し, 東京から青森までの直線距離に相当する長大な海嶺である。Fig. 5に小笠原海台及び周辺の海山を包含する調査海域の海底を北方から眺めた東西方向の地形断面図を示す。小笠原海台は, 半沢海山の西側及び東側でくびれた様な地形になり, その付近は幅約20km程度まで狭くなるが, 周りの大洋底に対して比高2000m程度を維持している。さらに特徴的なことは, その半沢及び片山の両海山の間にあたる地点から直角方向に分岐して南へ伸びる長さ140km, 幅約28kmの小海嶺が存在する事である。また, 片山海山の南及び北には, 北北東-南南西方向に分岐する高まりが存在し, N20E方向のリニアメントが顕著である。この方向性は, 半沢, 片山海山の間から南に伸びる小海嶺から分岐する高まりにリニアメントとして表れている。

Fig. 5からわかるように海台上の顕著な海山の頂部はともに水深1400m程度の広い山頂平坦面を有しており, これらは白亜紀のギョーであると報告されている (Okamura et al., 1992)。さらに, 小笠原海台西部の東海山ではその山頂平坦面より比高300~500mの突出した4つの小海山, 半沢海山では同じく比高700mの小海山 (頂部水深306mで小笠原海台全域の中では最浅部) の詳細な地形が明らかになった。

小笠原海台西端部は, 伊豆・小笠原弧の陸側斜面に接して, 海溝底は水深3200mまで浅くなっており, 海溝は地形的に認められなくなっている。この海域は太平洋プレートのフィリピンプレート下への沈み込みに伴う小笠原海台と伊豆・小笠原島弧との衝突に起因すると考えられる断層が発達している。なお, 海溝近傍における小笠原海台のテクトニクスについては, 長岡ほか (1989), Okamura et al. (1992), 沖野ほか (1994) で議論されている。

(2) 海山群 (海山列)

小笠原海台の北方の大洋底には西南西-東北東方向へ連なる様に比高2000m以上の海山が点在する。これらの海山の分布は直線的ではないものの, 長さ約600km, 幅150kmの範囲に集中し, グループ全体としてみれば西南西-東北東方向に配列して海山列を形成しているように見える。これらの中で最西端に位置する細長い高まりは, Smoot (1983a) によりマルチビーム測深機で詳細に調べられ, Uyeda Ridgeと仮称されている。Uyeda Ridgeは幅が10~30kmなのに対し, 長さは約150kmに達し, 西方の伊豆・小笠原海溝南部の海溝軸に鞍部を形成している。Uyeda Ridgeの最浅部の頂部水深は1300mを得た。このUyeda Ridgeの東側にはさらにたくさんの海山が分布することが大陸棚調査で明らかとなり, 顕著な海山にはそれぞれ名称が付けられている。その詳細については, 浜崎 (1994) を参照されたい。Uyeda Ridgeの北東側には比高約3000mの父島海山及び比

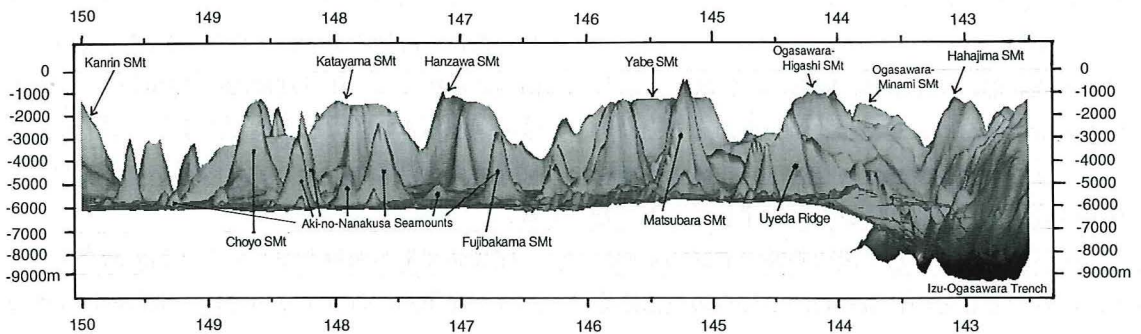


Fig. 5 E-W cross section of the topography of the Ogasawara Plateau and seamounts viewed from north. Vertical exaggeration is about 16.

高1400 mの聳島海山が分布する。また、Uyeda Ridgeの東方約80 km付近には松原海山(比高5400 m, 頂部水深89 m)が存在し、その北東方約75 km及び約200 km付近に直線的にそれぞれ名称未設定の平頂海山(比高4600 m, 頂部水深913 m)と、ふじばかま海山(比高3800 m, 頂部水深1040 m)が存在する。

これらの海山のさらに東方にも秋の七草海山群を構成する海山が点在し、特に顕著な海山である朝陽海山は比高4800 m, 頂部水深1040 mで、裾野が広い平頂海山である。

小笠原海台東端部の南方には柄杓型に分布する春の七草海山群が存在する。規模の大きなほとけのぎ、はこべ、すずな及びすずしろの各海山は、いずれの海山も頂部水深は1300 m程度で(1)で述べた小笠原海山の平頂部と同程度の水深をもつ。また前記の朝陽海山及び名称未設定の海山も平頂部の水深についても同様である。

(3) 大洋底

調査海域は北西太平洋海盆の西端部に位置するが、前記で述べた海山・海台及び太平洋プレートの沈み込みの影響を受ける伊豆・小笠原海溝付近の海底を除いては海域全体で5000~6200 m程度の比較的なだらかな大洋底で形成されている。従来の500メートル程度の大雑把な等深線で描かれた海底地形図では概ね平坦にみえる深海底も、シービームによる等深線100メートル間隔の詳細な地形図や海底の傾斜を強調した鳥瞰図などで見ると以下に記述するような地形的特徴が明らかになった。

ア 断裂帯

調査海域北部にはUyeda Ridgeの北側からふじばかま海山付近に至る間に北北西-南南東方向に走る4本の急崖(Fig.13参照)が存在し、これらの崖により地磁気異常のリニエーションがずれていることと、断面が非対称をなし、崖の両側で海底の水深に断差があることなどの特徴から、これらの崖は断裂帯の構造地形的な表現であると考えられる。4本の崖の中で、東側の3本は東落ちであるが、最も西側の海溝海側斜面を走る崖は西落ちである。Nakani-

shi (1993) は、北西太平洋の地磁気異常と音波探査記録等の解析により、地形的にも顕著な5つの大規模な断裂帯を認定し、それぞれに鹿島断裂帯、ノサップ断裂帯等の名称を付している。今回の大陸棚調査で確認された4つの崖のうちで、北緯30度、東経145度25分から南南東に走る崖は鹿島断裂帯(Nakani-shi (1993))の一部に対応すると思われる。この崖の比高は、前述の海山列と交差する北緯28度付近の北側で大きく最大1000 mに達している。崖の走向は海山列の北側と南側で異なっており、そこは後述するように地磁気縞模様の方が変化している場所に一致している。

鹿島断裂帯に関しては、崖の走向だけでなく地形的特徴も海山列の北側と南側で大きく異なっていることが注目される。鹿島断裂帯及びその東隣りの崖では、海山列の北側では断裂帯に沿って、崖を構成する海嶺が分布する。鹿島断裂帯に沿う海嶺は2列になっており、そのうち西方の海嶺は、北西-南東方向を示す幾つかの雁行する小海嶺より構成されている。この雁行配列する小海嶺の走向は、海山列の南側で走向を北西-南東方向に変える断裂帯南部の北方への延長方向に一致している。断裂帯を境にして両側の海底及び音響基盤に段差があることは音波探査記録からも明瞭である(Fig. 6)。その比高は、西側の崖(鹿島断裂帯)で約500 m, 東側の崖で約400 m程度であり、堆積層の厚さはこの海域では概ね400 m程度でだいたい一様であり、音響基盤の比高も海底の比高と同規模の大きさである。2列の崖に挟まれる細長い海域の海底は、西側に傾動している。海山列の南側では、崖は地形的に不明瞭になり、断裂帯の両側の水深差はほとんどなくなるが、断裂帯の位置は地磁気リニエーションのずれにより明瞭である。

鹿島断裂帯の西側を並走する2列の断裂帯に伴う崖は、北緯29度付近より南では、地形的に不明瞭になるが、このライン上で地磁気リニエーションのずれがみられることから、海山列に向かって南南東に伸びていることがわかる。ただし、Uyeda Ridgeを

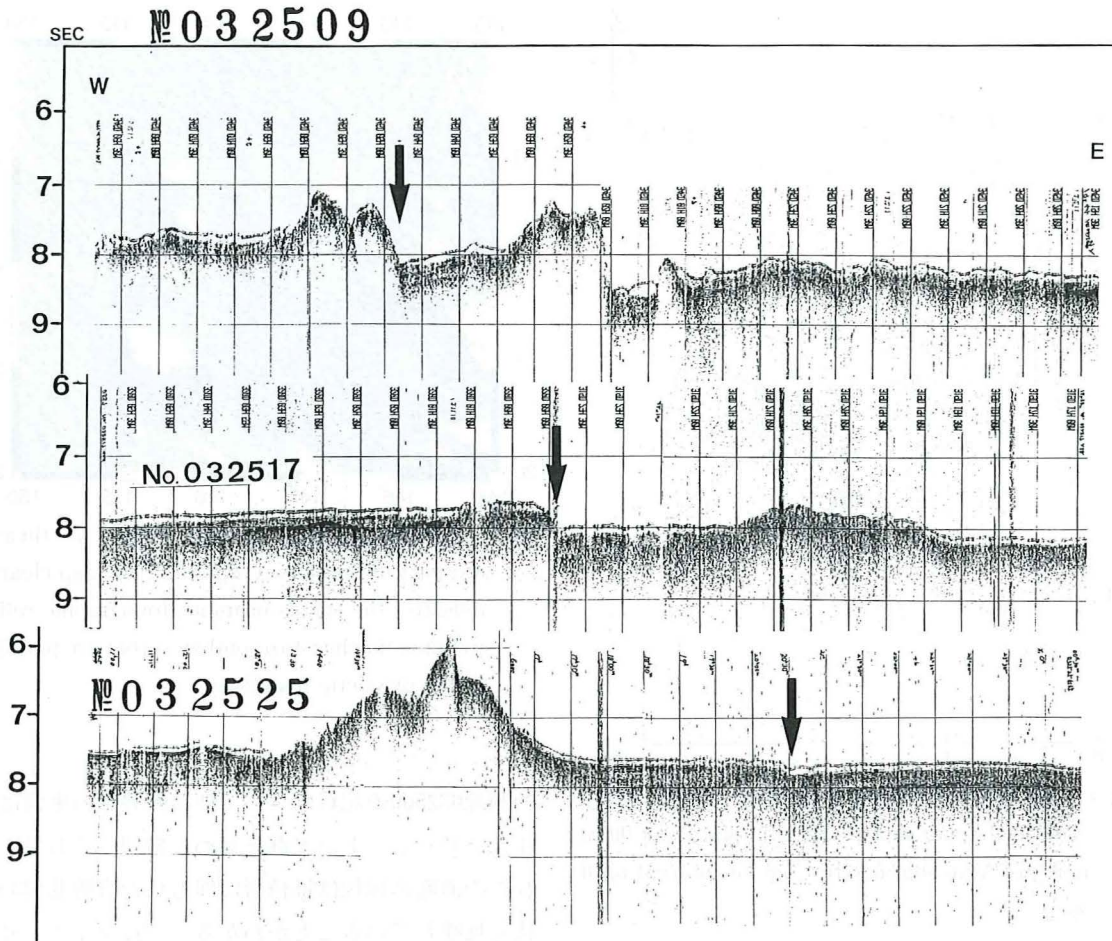


Fig. 6 E-W seismic reflection profiles across Kashima Fracture Zone (Tentative name). Arrows indicate fault scarps accompanied by the Kashima F. Z.. Location of profiles is shown in Fig. 3

含む海山列近傍の海底まで南下すると、地磁気異常によっても断裂帯の存在は不明瞭となる。

また、小笠原海台西端の南側から南南東に伸びる東落ちの急崖 (Fig. 3, W) が海底地形図から明瞭に認められる。この崖の北縁は小笠原海台の高まりに消されている。

イ 小海丘群

海山列と小笠原海台に挟まれる平坦な海底には直径3 km以下、比高500 m以下のきれいな円錐の形状をした、頂上の尖っているか、または、わずかに平頂になっている小円錐海丘が多数分布している。Fig. 7に松原海山の北方約90kmの大洋底でみられた小円錐海丘の地形の例を示す。本調査海域では直径10km

程度より大きい海丘・海山の多くが地形的に特定の方向性を有するのに対し、これらの小円錐海丘の形状は特定の方向性をもたない点が特徴である。このような小円錐海丘の存在は近年のマルチビーム測深機による精密海底地形調査で初めて明らかになってきたものであり、四国海盆やフィリピン海盆等の背弧海盆や太平洋北西縁の海溝海側斜面でも最近のシービームのマッピングにより確認されている (春日ほか, 1994a; 小林, 1993)。日本海溝の海溝海側斜面に存在する小円錐海丘からはしんかい6500により玄武岩が採取されている (藤岡ほか, 1993)。これらの小円錐海丘は、小笠原海台及び Uyeda Ridge をはじめとする海山列との間に挟まれる海域及び小笠



Fig. 7 Example of on-board SeaBeam swath bathymetric chart of small conical knolls about 90km, north of Matsubara SMt. Contour interval is 20 m.

原海台南側の海底に集中して分布している傾向がみられる。これらの海丘の分布に特に明瞭な方向性は認められない。底質サンプル等のデータがないため、これらの海丘の成因については不明であるが、音波探査記録から海丘は音響基盤と音響的には一体であり、また、大多数の海丘の傾斜も急であることから、火成岩で構成される火山性起源の可能性が高いと考えられる。

ウ マイナーリッジ・トラフ

シービームの全水深値を使って作成された鹿島断裂帯の北東側の海域の海底地形陰影図 (Fig. 8) でみると、北東-南西方向に延びる地形のトレンドが明瞭である。このトレンドは、比高200m以下の微小な海底の起伏であるマイナーリッジ・トラフ群の分布によるものである。音波探査記録 (Fig. 6) の最上部

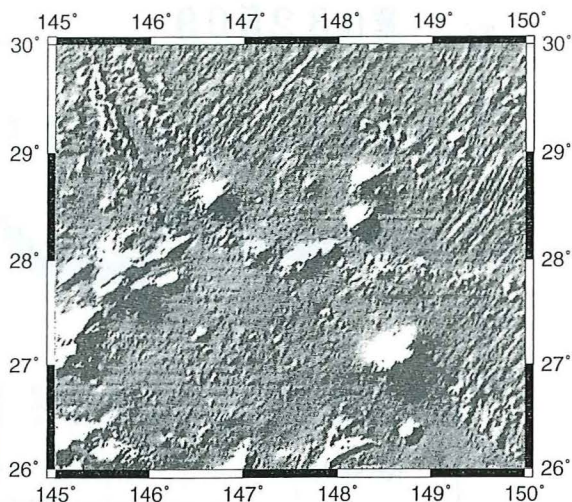


Fig. 8 Shaded topographic relief map of northeastern part of the surveyed area. This map clearly indicates the trends of minor topographic relief trending northeast to southwest that are parallel to the magnetic lineations.

の測線032509の記録において鹿島断裂帯の東側はマイナーリッジ・トラフ群を斜めに横切っており、これらの海底の起伏は堆積層に埋もれた音響基盤の起伏を反映していることがわかる。一方、マイナーリッジ・トラフの存在しない平坦な海域は、同図の測線032525の記録から読みとれるように海底面のみならず音響基盤も平坦になっている。この海域の大洋底の音波探査記録から読みとれる層層については、上位から上部透明層、上部不透明層、下部透明層、下部不透明層及び音響基盤の4層に区分できる。これは、北西太平洋海盆における既存の音波探査記録よりこれまでに報告されている標準的な音響層序 (Ewing et al., 1968) と一致している。

マイナーリッジ・トラフは海底の基盤の形成時及びそれ以降における重要な構造方向を示し、海底拡大の痕跡として重要視されてきた (岩淵, 1982)。これらの起伏は、海底拡大により形成されたことが明らかな四国海盆等の背弧海盆や海洋プレート生産・拡大の場である東太平洋海膨付近の海底の精密海底地形調査により明らかにされたマイナーリッジ・ト

ラフに富む海底の起伏と類似している。

マイナーリッジ・トラフが明瞭に認められる海域は、海山列と小笠原海台に挟まれる海域の外に限られており、上述の小笠原海丘の分布域ときれいに相反しているのが注目される。マイナーリッジ・トラフの音響基盤の起伏は、音波探査記録断面から非対称か対称かははっきりしないが、北西に向かってやや急になっているように見える。また、マイナーリッジ・トラフの走向は、後述する地磁気リネーションの方向とほぼ一致していることから、これらが海底拡大に伴って形成されたことを裏付けている。

4. 地磁気異常

調査海域の地磁気全磁力異常図を Fig. 9 に示す。調査海域の地磁気異常の特徴として小笠原海台や海山等の高まりに伴うダイポール異常、大洋底の縞状異常、断裂帯に伴う帯状の負異常が顕著である。以下にこれらの地磁気異常の特徴について記載する。

(1) 小笠原海台、海山等に伴うダイポール状異常

小笠原海台東部では、東西に伸びる海台に対して、 $-1000 \sim +300 \text{ nT}$ の帯状に伸びた正負一対のダイポール異常が存在し、これは周囲の海底の縞状異常の振幅より数倍大きい。矢部、半沢、片山海山に伴って局所的に振幅が大きくなっている。海台上及

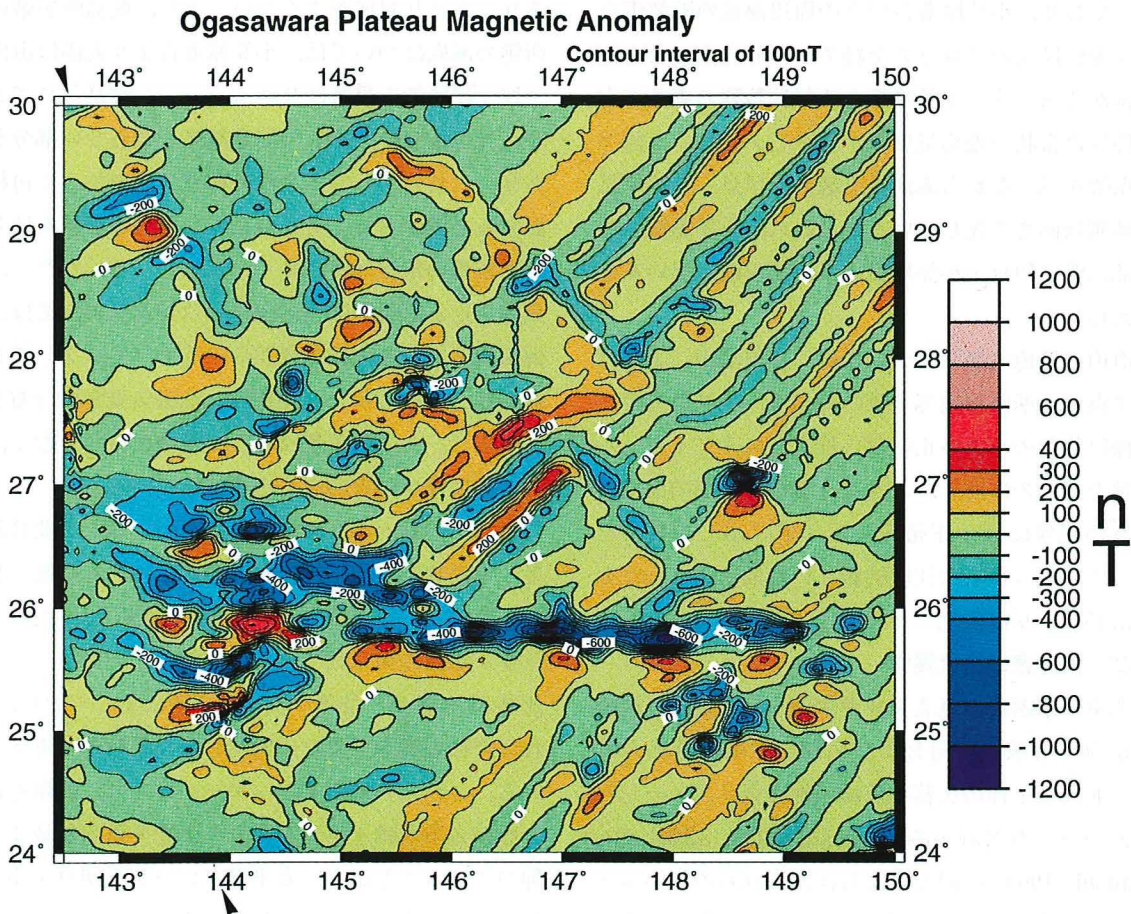


Fig. 9 Magnetic total intensity anomaly chart. Contour interval is 100nT. Arrows indicate the location of trench axis.

びその北側が負、海台の南側が正異常をもつ正帯磁を示し、負異常の振幅が正異常より3倍程度大きい。このような地磁気異常の特性から、小笠原海台は低緯度で形成され、伏角が小さく正に帯磁していると推定される。小笠原海台の形成年代は明確ではないが、小笠原海台より約4度南方の深海掘削 (Site 800) の古地磁気の解析結果から、145Maに形成されたこの掘削点付近の海底は太平洋プレートの運動に伴って120Ma以降現在まで約40度北上を続けていることが明らかとなっており (Larson et al., 1992), 小笠原海台が現在の位置よりもはるか南の赤道付近で形成されたことは十分考えられる。小笠原海台東部に沿って東西に伸びる帯状の異常は、後述する地磁気リネーションや断裂帯に沿う帯状の異常を切っており、小笠原海台がその周辺海域の断裂帯を伴う海底拡大のプロセスを経てから形成されたことは確かであろう。小笠原海台西部は数列の東西方向に伸びた帯状の地磁気異常が存在し、これらは徐々に振幅を減じながら海溝軸を越えて伊豆・小笠原弧の陸側斜面まで達していることから、小笠原海台の一部は既に伊豆・小笠原弧の下に沈み込んでいると考えられる。

海山の地磁気異常については、松原海山、ふじばかま海山、朝陽海山等多数の海山は、小笠原海台と同様に伏角の小さい正帯磁と推定されるダイポール異常を持つものに対し、ききょう海山等一部の海山は現在の磁場に近い正帯磁を示すダイポール異常もっている。後者は比較的新しい時期に起こった火成活動により再磁化した可能性がある。

(2) 大洋底の縞状異常

北東—南西及び東北東—西南西方向の地磁気縞模様は調査海域北東側および北側で明瞭に認められる。北西太平洋の広範な海域の地磁気リネーションについての Nakanishi et al. (1989, 1992), Nakanishi (1993) の同定によれば、これらのリネーションは中生代のM系列にあたり、この海域の海底の年代は海域北西端でM14 (130Ma), 南東端でM28 (150Ma) である。地形でも明らかな断裂帯を境

に地磁気のリネーションが大きくずれている。鹿島断裂帯より西側の海底では、断裂帯と交差する海山列の北側と南側でリネーションの方向が異なり、北側で東北東—西南西方向、南側で北東—南西方向のリネーションが認められる。この方向変化は海山列を境にした断裂帯の走向の変化に対応している。Nakanishi (1993, Fig. 2) の同定結果と今回の調査で明らかになった当海域の地磁気異常の分布 (Fig. 9) とを比較すると、全体的に概ね調和的である。特に鹿島断裂帯の東側の海底は、地磁気リネーションが非常に明瞭であり、両者はよく一致している。しかし、鹿島断裂帯とその東側の断裂帯に挟まれる細長い海域の地磁気リネーションは、海山に伴う局所的な地磁気異常の影響などにより不明瞭であり、あまり対応がよくない。また、鹿島断裂帯の西側の海底については、小笠原海台より北側は海山に伴う局所的な異常にリネーションが乱されており、Nakanishi (1993) の同定結果と合わない部分があり、これらについては今回の調査結果を加えて再検討する必要があると考えられる。鹿島断裂帯をはじめ断裂帯の位置は概ね良く一致している。ただし、東側を走る断裂帯は Nakanishi (1993) の図では、海山列と交わる北緯28度30分付近でジャンプして方向を変えているが、海底地形、地磁気異常の分布からみると、この断裂帯はここで途切れることなく、連続的に徐々に方向を変えて続いている。

なお、伊豆・小笠原海溝海側斜面において北緯30度、東経143度より南南東に伸びるラインを境にして、西南西—東北東方向の数列の地磁気リネーションが断ち切られている。このラインに沿って、比高500m程度の急崖が南南東方向に走っており、これは今回の調査で新たに発見された断裂帯と考えられる。これらの地磁気リネーションは、振幅を減じながら海溝軸を越えて伊豆・小笠原弧前弧域まで伸びていることから、太平洋プレートの伊豆・小笠原弧下への沈み込みを示している。

(3) 断裂帯に沿う異常

鹿島断裂帯では、海山列の北側において断裂帯に

沿う小海嶺に伴って振幅100nT程度の正異常が伸びており、北東—南西方向の縞状異常を遮断している。一方、海山列の南側では縞状異常と直交するように、振幅300-200nTの帯状の負異常が鹿島断裂帯及びその東側を走る断裂帯に沿って伸びている。これは、断裂帯に沿って帯状に磁化率の大きい磁性岩体が貫入しているか、あるいは断裂帯の東西で磁気基盤に段差があることを示唆している。ふじばかま海山とききょう海山の間にかけて断裂帯に沿って伸びる顕著な帯状の負異常は、海底地形や音波探査記録から推定される約300mの基盤の段差に由来するものと考えられる。

鹿島断裂帯の西側を走る断裂帯については、北緯27度20分から26度20分にかけて帯状の負異常を伴っているが、ここでは音波探査記録からは両側の海底の基盤に大きな段差は存在しないと推定されることから、断裂帯に沿って磁化率の高い磁性岩体が貫入している可能性が考えられる。これらについては、今後定量的な解析が必要である。

5. 重力異常

調査海域のフリーエア異常図を (Fig.10) に示す。鹿島断裂帯の東側の大洋底のフリーエア異常は、概ね0 mGalに近い値であるが、鹿島断裂帯と海溝

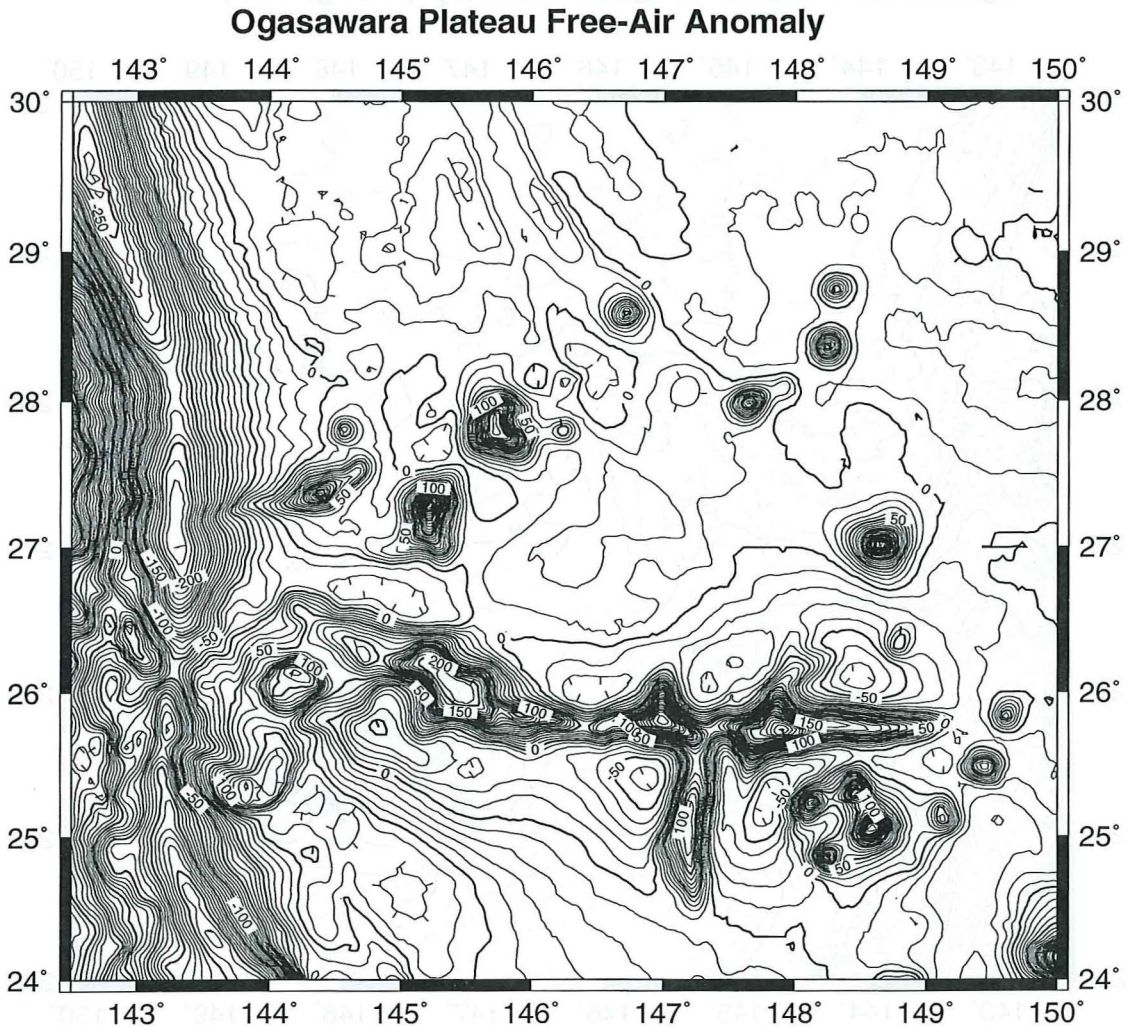


Fig.10 Free-air gravity anomaly chart. Contour interval is 10mGal.

海側斜面に挟まれる海域は、20mGal程度の正異常域になっており、これは海溝周辺隆起帯に普遍的にみられる正異常を反映しているのであろう。

小笠原海台の高まりに対応して大きな正の異常域が存在し、矢部海山では最大200mGalに達する正のフリーエア異常が分布する。一方、小笠原海台の周囲には負のフリーエア異常域が分布しており、重力異常からみたモートを形成している。特に半沢海山の南方と片山海山の南方及び北東方には-60mGalに及ぶ大きな負の異常が認められる。海山列の北側では鹿島断裂帯及びその東側の断裂帯に沿って、20 mGal程度のフリーエア異常の段差が存在するが、

海底地形と同様に海山列より南側ではほとんど消滅している。

重力異常の分布から、海底下の構造を推定するため、標準的な地殻密度 2.67 g/cm^3 を仮定した地形補正を施して、ブーゲー異常分布図を作成した(Fig.11)。ブーゲー異常図では、鹿島断裂帯とその東側の断裂帯の西縁に沿って走る小海嶺に伴う30~40mGalのフリーエア正異常と両側の海底のフリーエア異常の段差は消えていることから、断裂帯の両側の海底は、基盤の段差以外に地下構造の差異はないと考えられる。また、Uyeda Ridgeをはじめとする海山列に伴う局所的なフリーエアの正異常に対応するものは、

Ogasawara Plateau Bouguer Anomaly (2.67g/cm^3)

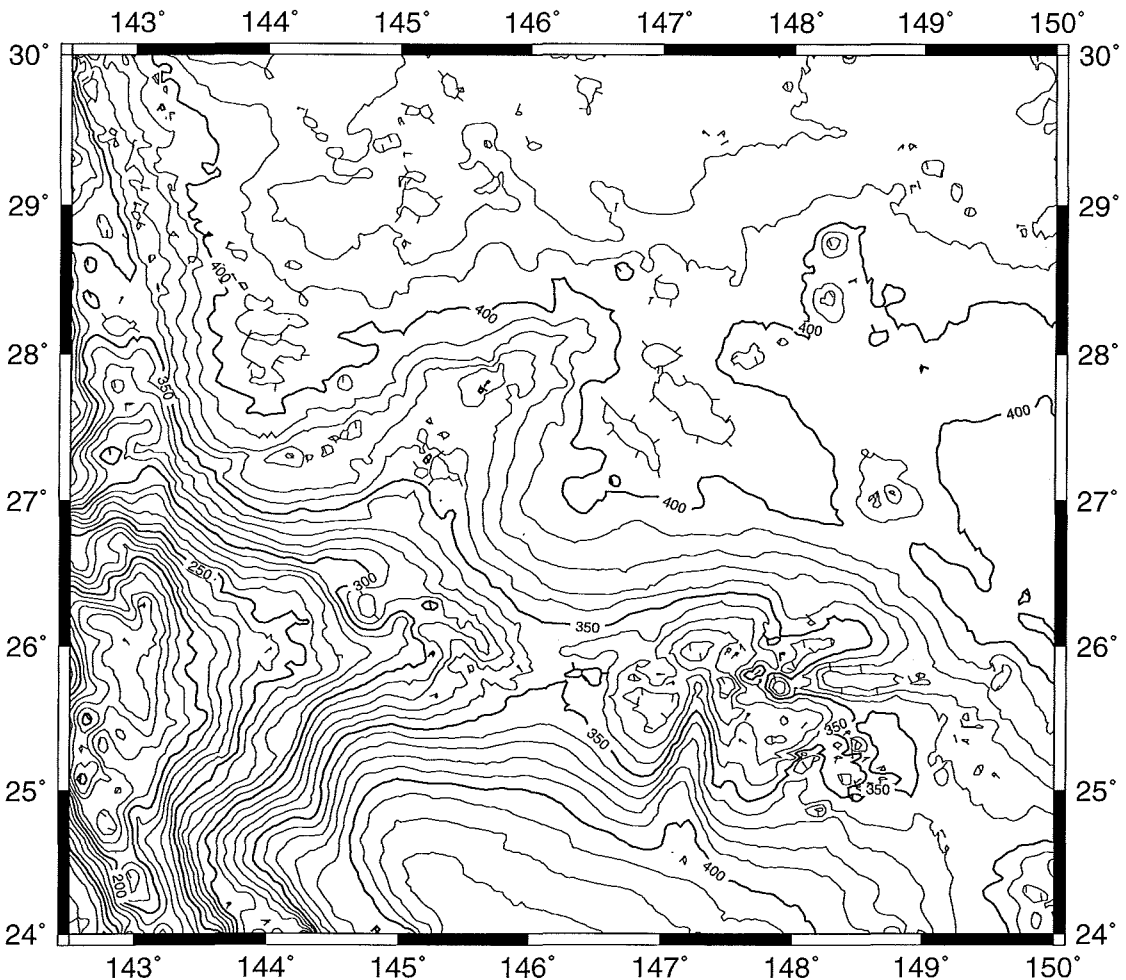


Fig.11 Bouguer gravity anomaly chart. Contour interval is 10mGal.

ブーゲー異常ではほとんど消えているが、海山列と小笠原海台およびそれらに挟まれる海域は、その周囲の大洋底に比べて相対的に低ブーゲー異常域になっている。特に小笠原海台西部は、海溝軸に向かうにつれて顕著な低異常域になっており、小笠原海台西部と東部で地下構造の違いがあることを示唆している。

6. 考察

本海域の調査により、小笠原海台周辺海域の大洋底の発達過程を探る上で重要な地形・地質・地球物理学的な特徴が明らかになった。特に前述したように、本調査海域内においては、小笠原海台や海山列（海山群）を形成する多数の海山等の高まり、断列

帯とそれに沿う崖と小海嶺、マイナーリッジ・トラフ群、円錐形をした多数の直径3 km以下の小円錐海丘の存在等が注目される場所である。海底地形図だけからでは識別しにくいマイナーリッジ・トラフ群の分布は、Fig.12の海底地形の傾斜方向の分布図から、北東-南西方向の起伏のトレンドとして明瞭に読みとることができる。この図は、水深メッシュデータから傾斜方向と強度を算出するプログラム（浅田ほか、1989）を任意のメッシュ幅に適用できるように一部修正して作成したものである。Fig.13は、等深線が1000 m間隔の海底地形図の上に、調査で明らかになった断列帯の位置、マイナーリッジ・トラフの発達している海域、円錐形をした小海丘の分布、地磁気リニエーションの分布等を重ねてまと

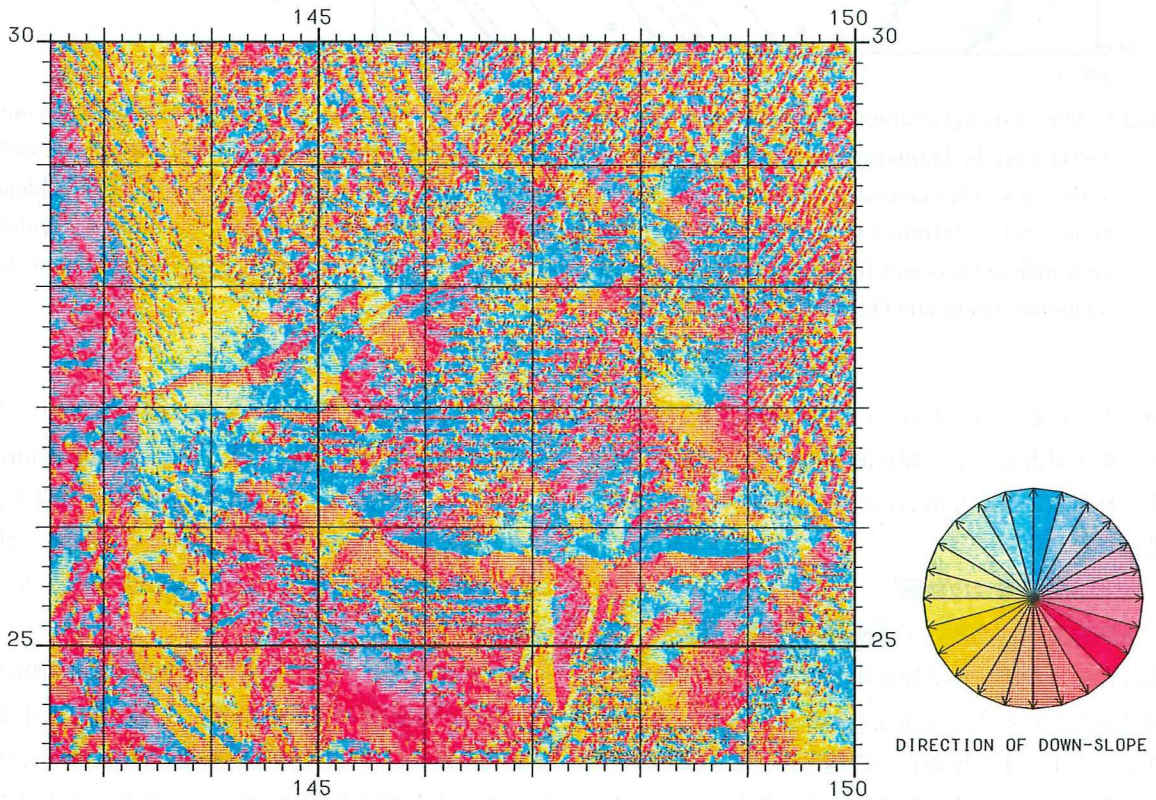


Fig.12 Map showing inclination direction of the topography. Note clear NE-SW trends of the topographic relief in the northern and northeastern part of the surveyed area. Apparent E-W trend shown in this map is artificial that is caused by some interpolation errors of the E-W trending swath bathymetric data.

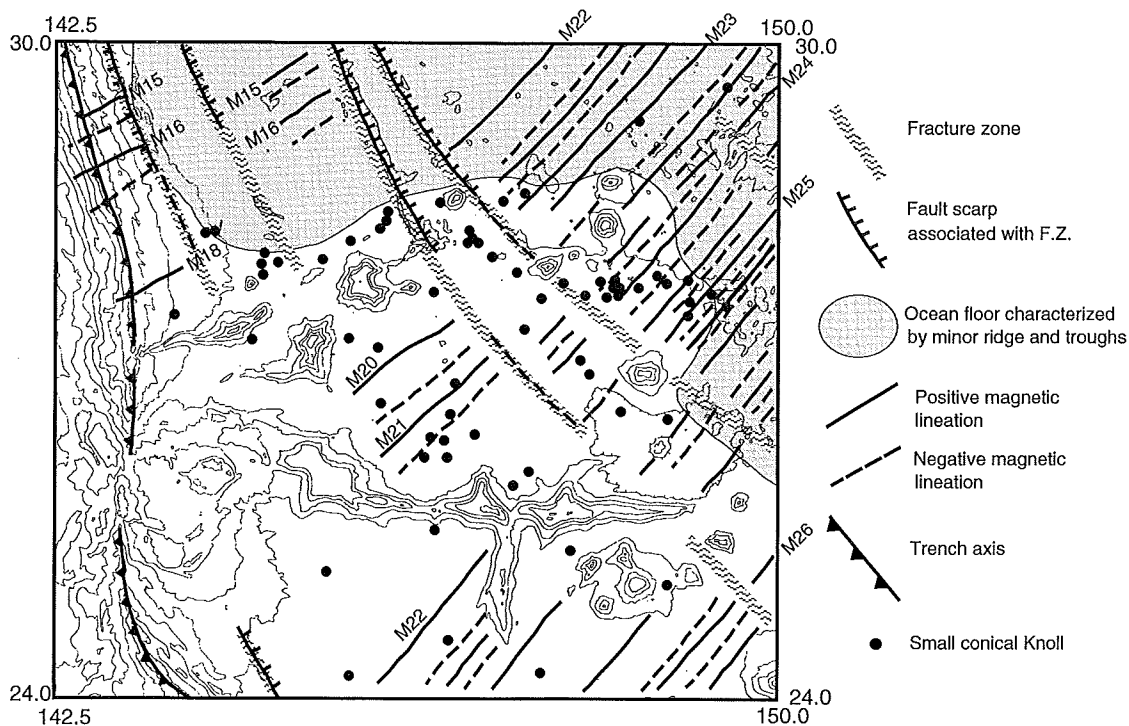


Fig.13 Map showing characteristic feature of the surveyed area such as fracture zone, magnetic lineations etc. overlaid on the bathymetric chart (contour interval : 1000m). M numbers are plotted that correspond well to the Mesozoic magnetic lineations identified by Nakanishi (1993). Note the distribution of small conical knolls (closed circles) concentrates on the area around seamount group and Ogasawara Plateau. Shaded area indicating ocean floor characterized by minor ridge and trough does not include the area close to seamount group and Ogasawara Plateau.

めて表示したものである。以上の調査結果に基づいて、小笠原海台とその周辺海域の大洋底にみられるこれらの特徴的な地形の形成過程について若干の考察を行う。

(1) 小笠原海台の成因

小笠原海台は北西太平洋海盆の西端に位置し、南北に伸びる伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝との境界に接している大きな海底の高まりであり、太平洋プレート上の小笠原海台の西端部とフィリピン海プレート上の伊豆・小笠原弧の衝突が生じていることから注目されている。長岡ほか (1989), Smoot (1983b)は、小笠原海台は太平洋プレートに載って東から移動してきた東西に並ぶ海山列が、大半は既に沈み込んだものの、その一部は海溝で容易に沈み

込むことができずに幾つかの海山が集合・付加して海台を形成したと推定している。一方、Okamura (1992)は、小笠原海台の西端部は正断層が発達し、海台はもともと現在のような地形をしており、伊豆・小笠原弧に付加することなく海溝で沈み込みつつあると考えている。

今回の調査により、初めて小笠原海台とその周辺の大洋底の海底地形等の全貌が明らかになり、小笠原海台は東経140度より西側の台地状の高まりと、西側の細長く東西に直線的に伸びる海嶺状の高まりとに区分でき、長さ500kmにも続く東側の海嶺の詳細な地形的特徴が明らかになった。東西に伸びる海嶺から、東経147度付近で南へ分岐して伸びる直線的な海嶺も発見された。

小笠原海台東部の地形から推測されるように、小笠原海台は元は直線的に細長く伸び、所々にピークとなる海山を持つ海嶺であったと仮定すれば、小笠原海台西部の海台状の地形は、長岡ほか (1989) が指摘するように、これらの海山、海嶺が吹き寄せられて集合した過程を示唆しているのであろう。小笠原海台の地磁気異常の分布をみると、東部の直線的な海嶺では正負一対の海嶺に沿って細長く伸びたダイポール異常を伴っているのに対し、小笠原海台西部の台地状の部分では、数列の東西方向にやや長いダイポール異常がみられる。これは、地形と同様に海台西部が海嶺が吹き寄せられたとする考えに調和的である。ダイポール異常列は振幅を徐々に減じながら、海溝軸を越えて陸側斜面まで達しており、海台西部は既に沈み込んでいると考えるべきであろう。ただし、小笠原海台北方の大洋底で同じように海溝軸を越えて伸びつつ陸側斜面で消滅していく数列の地磁気縞状異常に比べて振幅の減衰が緩やかなことから、小笠原海台は容易に沈み込まず海台の磁気基盤が陸側斜面下の浅所に存在していることが予想される。さらに、ブーゲー異常は、小笠原海台西部の台地部の方が東部の海嶺部より相対的に強い低異常域となって、低異常域は陸側斜面に食い込んでいることから、吹き寄せられた海台部およびその陸側斜面への延長部では山体が重なって地殻が厚くなっている可能性がある。

一般的に小笠原海台のように大洋底に存在する大きな地形の高まりとして、海底拡大軸、断裂帯、ホットスポットに伴う海底噴火などに起因するものが考えられる。小笠原海台の成因として、これらのどれが可能性が高いか予察的に検討してみたい。

北西太平洋の海底拡大様式に関しては、Nakanishi et al. (1989) 等の研究により、地磁気のリネーションの同定が進み、拡大時期と方向が従来よりも詳細に解明されてきた。小笠原海台東部は東西方向に伸びる直線的なリッジを形成していることが、これらの研究成果と合わせて成因を探る上で重要であると思われる。小笠原海台周辺の海底の拡大方向を

考慮すると、この東西方向のリッジは地磁気縞模様の方向と調和せず斜交していることから、小笠原海台は古い海底拡大軸の名残りとは考えにくい。一方、小笠原海台の北側を西南西-東北東方向に走る Uyeda Ridge は、地磁気縞模様の方向とほぼ一致しているので、古い拡大軸、あるいは拡大軸に平行な弱線に沿って海底噴火が起こった可能性が指摘されているが (小林, 1991)、まだ確証は保られていない。また、小笠原海台は鹿島断裂帯等の走向や地磁気縞模様と斜交している点と、小笠原海台の南北の大洋底に存在する北西-南東方向の地磁気リネーションが小笠原海台を境にしてずれているかどうかははっきりしていないことから、断裂帯に伴うリッジとも考えにくい。ただし、小笠原海台の北と南側で水深と音響基盤の深度に有意な差があり、南側は堆積層が最大1.2秒と厚く、北側に比べて水深が約400m、基盤の深度では1kmも深いことが音波探査記録からわかっている。これは、小笠原海台の北と南で海底の年代が異なる (南側が古い) 可能性を示唆しており、小笠原海台が断裂帯に関係した高まりである可能性も全く考えられないわけではない。

小笠原海台東部は海山列で構成される東西方向に直線的な海嶺であることから、ホットスポットに起因する海底噴火で形成された可能性も考えられる。Okamura et al. (1992) は、小笠原海台の南海山から片山海山までの海山が西にあるものほど山頂のラグーン堆積物が厚いことから、これらの海山は西にあるものほど沈降量が大きく、プレートの東方移動によるホットスポット起源の海山列である可能性を指摘している。ただ、太平洋プレートが東向きに過去に動いていたことを支持するデータが今のところ見つかっていないことが難点である。

小笠原海台東部の高まりの直線性、連続性が良いこと及びこれに直交して分岐する小海嶺が存在することは、地殻の構造的な特性に関連する成因を示唆している。例えば何らかの原因で地殻の弱線に沿って割れ目噴火のように海底噴火が起こり、マグマが貫入してできた高まりである可能性の方が高いと考

えられる。

小笠原海台のほかにも中部～北西太平洋には中生代に形成されたと推測される多くの大きな海台や海山群などの高まりが分布しており、これらが全てホットスポット起源とは考えにくい。一つの仮説としてこれらは白亜紀に生じた大規模な火成活動により一斉に形成されたものであり (Watts et al., 1980など), その原因としてスーパーブルーームの上昇が提案されている (Larson, 1991など)。小笠原海台東部の海嶺が地磁気異常から一様に低緯度で正帯磁していると推定されることは、ホットスポット上を通過して長時間をかけて形成されたとするよりも、これが割れ目噴火的に形成されたとする考えに調和的である。ただし、小笠原海台が白亜紀の長期に続いた正帯磁期に形成されたとしたら、ホットスポット起源でも一様な正帯磁は説明できる。いずれにせよ海底の拡大方向や断裂帯の方向とも異なる構造的な弱線の由来については、今のところよくわからない。

(2) 小笠原海台周辺の海底の形成過程

Fig.13からわかるように、断裂帯に沿う崖やマイナーリッジ・トラフ群、小円錐海丘の分布は調査海域内で一様ではなく、特定の海域に偏っていることが明らかとなった。ここではその原因について検討する。

今回の調査で得られた海底地形、音波探査記録、地磁気異常等の分布から、少なくとも4本の明瞭な断裂帯が確認された。ただし、これらの断裂帯は小笠原海台の北方を概ね東北東の方向に分布する海山列の南側の海域では断裂帯の両側で海底の段差が急に小さくなり、地形的には不明瞭になる。東側の2列は地磁気リネーションのずれから、海山列の南側の海域においてもその存在は明瞭である。

Nakanishi (1993) は、北西太平洋の地磁気リネーションの同定結果と既存の海底地形データ及び音波探査記録に基づいて、鹿島断裂帯をはじめ5組の大規模な断裂帯を認定し、その特性について詳しく報告している。それによると、日本海溝南端から北西太平洋海盆の西端を伊豆・小笠原海溝とマリア

ナ海溝とほぼ平行に約1200km走る鹿島断裂帯は、小笠原海台北方の北緯28度付近より北側と南側で走向が異なっており、北側ではトラフと海嶺が複合する地形的特徴を有するが、小笠原海台より南側では断裂帯に沿って海山が分布する特徴を有すると報告されている。また、北側では断裂帯の東西で海底に500mの段差があり、この水深差は両側の海底の年代差の10m.y.を考慮するとプレート冷却モデルによる海底の年代と水深の関係式から予想される水深差より、有意に大きいことを指摘している。今回の調査で小笠原海台近辺の詳細な地形が初めて明確になり、この海域における断裂帯の特徴も従来より詳しくわかってきた。その結果、断裂帯の東西の水深差は小笠原海台より北側を西北西に走る海山列が断裂帯と交わる地点を境にして、その南側では海底の水深差及び基盤の深度差がほとんど解消されていることが明らかとなった (Fig. 6, Table. 1)。

断裂帯が海山列と小笠原海台に挟まれる海域及びマーカス・ウェーク海山列に続く小笠原海台南西沖の海域 (以下、海山域と呼ぶ) でこのように地形的に不明瞭になるのは何故であろうか。断裂帯を境に

Table 1 Depth distribution of the ocean floor along three seismic profiles shown in Fig.6 on the west and east side of the Kashima Fracture Zone. Depth in parenthesis are predicted value of the depth on the basis of empirical ocean depth (d)-age (t) relation in the normal ocean (Hays, 1983). Correction for sediment load is not applied. Note depth difference is large on the north of the seamount chain, whereas small on the south of the seamount chain.

	断裂帯西側	断裂帯東側	水深差
海山列北側 29°12'N	M17[137my] 5,800m(6,060m)	M21.5[146my] 6,200m(6,160m)	400m
海山列付近 28°24'N	M18[139my] 5,800m(6,080m)	M22[148my] 6,100m(6,180m)	300m
海山列南側 27°36'N	M20[143my] 5,700m(6,130m)	M24.5[152my] 5,800m(6,230m)	100m

() の水深は $d = 2,900 + 270 \times \sqrt{t}$ (Hayes, 1983) による

した海底の基盤の深度差が海山域で消えた原因として、海山列形成に伴う火成活動により、プレートの冷却に伴って年代と共に沈降する海底に変化が生じた、すなわち断裂帯周辺の海底が熱的・構造的に変化し、海底の段差が消された可能性が考えられる。海山域では海底拡大の痕跡と考えられるマイナーリッジ・トラフ群が消えて平坦な海底になっていることも、この活動に関連していると考えられる。さらに、海山域に小さな円錐状海丘の分布が集中していることも、これらの活動で二次的に小海丘が形成されたことを示唆している。また、海山域は、周囲の海底に比べてプーゲー異常が小さくなっており、この海域が海底拡大後の火成活動により、大洋底の標準的な海洋性地殻と地殻構造が異なっている可能性がある。

ここで問題なのは、何故これらの火成活動により、海底拡大に伴ってできた地磁気縞状異常が消去されなかったかという疑問である。もしプルームなどの熱源による火成活動によってこれらの高まりが形成される一方で、周辺の海底の地磁気異常が消滅せずに地形的な起伏だけが消滅したとすれば、磁気基盤がキュリ一点以上の高温に熱せられることがなかった程度の熱的に穏やかな活動でなければならないはずである。これと同様な問題は、ナウル海盆において、ジュラ紀の海底拡大の痕跡である地磁気縞状異常が、深海掘削の結果から30my後に海盆内に広域に生じたされる白亜紀の火成活動により消されていないことが議論されている(Larson and Schlanger, 1981)。彼らは貫入岩等を熱源とする熱伝導に基づくモデルでは磁気基盤の温度上昇を押さえる説明が困難なため、マグマが上昇に伴う地殻の張力割れ目が海水の循環をもたらし、対流により熱を逃がす可能性を提案している。この問題については今後定量的な議論が必要である。

この海域の海山が形成された年代に関する資料は今回の調査では得られなかったが、小笠原断裂帯と海山列が交わる地点に位置するふじばかま海山が断裂帯の活動の影響を大きくは受けていないようにみ

えることから、海山列形成後は断裂帯の東西で大きな垂直方向及び水平方向のずれは生じていないと思われる。同様に小笠原海台東縁の高まりが断裂帯と交差する地点も変動を受けた跡が見られない。ただし、ふじばかま海山は断裂帯の急崖上で尾根がわずかに分離しているようにみえる。これは、断裂帯の東西の海洋プレートが冷却・沈降する過程で、両側の海底のわずかな沈降量の差により、海山の地形に小さくない違いが生じたためであろう。

また、本調査海域の大洋底にみられる起伏に富むマイナーリッジ・トラフ域の音響基盤と海山域の滑らかな音響基盤の違いは何であろうか。西太平洋では、白亜紀の中期ごろに大規模な火成活動が発生し、このため数多くの海山やギョーなどの高まりが形成され(Watts et al., 1980など)、また、深海堆積物の中に広範囲に分布する火山性起源の貫入層(シル)が生成された(Larson and Schlanger, 1981など)という説がある。調査海域内では深海掘削はまだ行われていないが、本調査海域の南東側に接続する東マリアナ海盆北部において、ODPのLeg129で深海掘削が行われた。掘削点周辺の音波探査記録から、東マリアナ海盆北部は平坦な音響基盤からなる海域と微小な起伏に富んだ音響基盤からなる海域に分けられ、深海掘削の結果を基に、起伏に富んだ音響基盤は海洋性玄武岩の基盤に対応し、平坦な音響基盤は東マリアナ海盆に広く分布する白亜紀初期の玄武岩質の貫入層(シル)であると考えられている(Abrams et al., 1992)。この解釈から類推すると、本調査海域の大洋底にみられる起伏に富んだ音響基盤は海洋性玄武岩の基盤であり、海山域にみられる滑らかな音響基盤は玄武岩層のシルであると推定される。もしこのようなシルが海底と基盤の起伏を消去させた主因であるとするならば、地磁気異常の縞模様を消さずに海底の基盤の起伏を消すことは可能かもしれない。今後、さらに、今回の調査海域の大洋底や小笠原海台上等において深海掘削を実施することにより、小笠原海台の形成との関連や太平洋に発生したと推定されている白亜紀のプルーム活動との関係を

検討する必要がある。

7. まとめと今後の課題

北西太平洋海盆西端部における大陸棚調査により、小笠原海台とその周辺の大洋底の海底地形、地磁気等の詳細が明らかになった。

小笠原海台の北方に Uyeda Ridge を西端とする長さ約600km、幅約150kmの範囲に海山が多数分布する海山列(群)の存在が確認された。

海底地形・地質構造と地磁気異常の分布から調査海域北部に鹿島断裂帯(仮称)を含め4本の断裂帯を確認した。鹿島断裂帯とその東側の断裂帯は地形的にも明瞭な崖を形成しており、崖の東側の海底は西側より深い。4本のうち最も西側の海溝海側斜面を走る断裂帯は今回新たに発見されたものである。

鹿島断裂帯の北東側の大洋底には中生代の海底拡大の痕跡であるマイナーリッジ・トラフ群からなる海底及び基盤の起伏が残されている。この起伏のトレンドは地磁気異常リニエーションの向きと一致している。しかし、海山列と小笠原海台に挟まれる海域及びマーカス・ウェイク海山列に向かってその南西側に続く海域(海山域)ではこの海底地形の起伏が消えている。また、断裂帯の急崖も調査海域北部では明瞭であるのに、海山域では消滅している。一方、マルチビーム測深機による精密地形調査で識別が可能となった直径3km以内のきれいな円錐型をした小海丘が海山域に集中して分布している。

このように海山域とその外側の大洋底の地形・地質構造には顕著な違いがある。これは小笠原海台や周辺の海山列を形成した火成活動が、マイナーリッジ・トラフ群による基盤と海底の起伏を消去し、かつ断裂帯に伴う海洋プレートの冷却・沈降過程の時間差により生じた海底の水深の段差を解消するような海底の熱的・構造的変動が生じたことを示唆している。この過程をまとめると Fig.14 のようになる。火成活動の原因は不明であるが、これは白亜紀に生じたと報告されている大規模なプルーム活動(Larson, 1991など)を支持する新しい証拠となる可能性がある。いずれにせよ上記のような過程は憶測の域を出ておらず、今後、この海域の深海掘削や海山の岩石採取、屈折法による地下構造探査等を実施して、総合的に検討する必要がある。

また、海底拡大後に発生した海山列形成をもたらした火成活動に伴い、海底拡大時にできた海底及び基盤の起伏が消えたのに対し、地磁気異常の縞模様は残されている点が極めて興味深い。この問題についても、定量的な議論により、プルームによる地殻熱流量の増加や火成活動に伴う磁気基盤への熱伝導の見積もり等がある程度可能になると期待される。

謝 辞

大陸棚調査の現地作業に尽力された測量船「拓洋」の船長以下乗組員の皆様に感謝いたします。大陸棚研究委員会において、貴重なご意見、ご助言をいた

Late Jurassic to early Cretaceous

Mid-Cretaceous

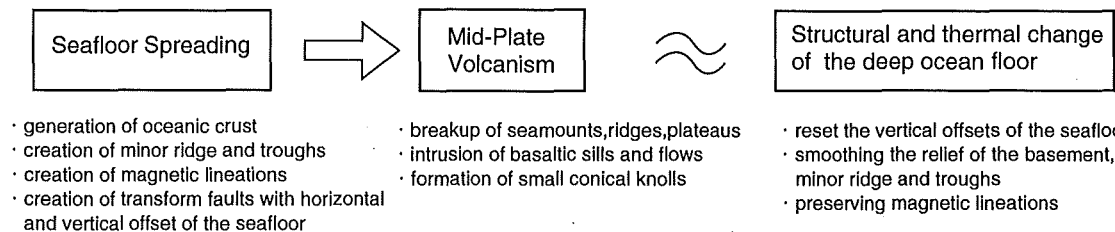


Fig.14 Evolution of the geomorphology and structure of the surveyed area bounded by the seamount chain to the north and Ogasawara Plateau to the south and adjoining southern seafloor in the westernmost part of the Northwest Pacific Basin

だいた委員長の奈須紀幸博士をはじめ、委員の石和田靖章博士、友田好文博士、小林和男博士、佐藤任弘博士に感謝いたします。

また、岩淵義郎博士には原稿を読んでいただき、種々の有益なご教示を頂きました。記して謝意を表します。なお、図の作成には、GMT system ver2.1 (Wessel and Smith, 1991)を使用した。

大陸棚調査室員：桂忠彦，大森哲雄，春日茂，加藤（平成6年度）幸弘，島瀬勇二，鬼丸尚，瀬田英憲，霜鳥史郎，星野二郎，井上渉，飯塚正城

参 考 文 献

- Abrams L. J., R.L. Larson, T. H. Shipley and Y. Lancelot : The Seismic Stratigraphy and sedimentary History of the East Mariana and Pigafetta Basins of the Western Pacific, Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 129, 551-569 (1992)
- 浅田昭・加藤茂・春日茂：富山トラフの変動地形・地殻構造調査，水路部研究報告，25，93-122 (1989)
- Ewing J., M. Ewing, T. Aitken and W. J. Ludwig : North Pacific Sediment Layers Measured by seismic Profiling. In Drake, C. L., and Hart, P. J. (Eds.), The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Am. Geophys. Union Monogr., 12, 147-173 (1968)
- 藤岡換太郎・竹内章・堀内一穂・岡野肇・村山雅史・堀井善弘：日本海溝の陸側・海側斜面の地形とテクトニクス，第9回しんかいシンポジウム報告書，1-26，(1993)
- 岩淵義郎：日本列島周辺海域の海山の分布と海山列，月刊海洋科学，14号，2，70-75 (1982)
- 浜崎広海：第20回海洋地名打合わせ会による海底地形名の決定，海洋調査技術，第6巻，2，66-72，(1994)
- Hayes, D.E. : Global studies of ocean crustal depth-age relationships, EOS Trans. AGU, 64, 760 (1983)
- 海上保安庁：日本近海地磁気異常図第2 (No. 6302^M)；日本近海重力異常図第2 (No. 6302^G) (1994)
- 春日茂・加藤幸弘・沖野郷子・西澤あずさ：日本南方海域の島弧・海溝系の特徴とダイナミクス，月刊地球号外，9，91-97 (1994a)
- 春日茂・林田政和・大陸棚調査室員：日本近海地磁気・重力異常図の刊行と日本南方海域の地磁気異常分布，水路部研究報告，30，329-343 (1994b)
- 小林和男：太平洋北西縁に散在する海丘群，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，192 (1993)
- 小林和男：上田海嶺—その不思議な地形とテクトニクス，月刊地球号外，3，90-95 (1991)
- Larson R. L. : Latest pulse of earth : evidence for mid-Cretaceous super-plume, geology, 19, 547-550 (1991)
- Larson R. L. and Schlanger S. O. : Geological Evolution of the Nauru Basin, and Regional Implications. In Larson, R. L. and Schlanger, S. O. et al., Init. Repts DSDP, 61 : Washington (U. S. Govt. Printing Office), 841-862 (1981)
- Larson R. L., M. B. Steiner, E. Erba and Y. Lancelot : Paleolatitudes and Tectonic Reconstructions of the Oldest Portion of the Pacific Plate : A Comparative Study, Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 129, 615-631 (1992)
- 長岡信治・内田摩利夫・春日茂・金子康江・加藤幸弘・河合晃司・瀬田英憲：小笠原海台のテクトニクス，水路部研究報告，25，73-91，(1989)
- Nakanishi M., K. Tamaki and K. Kobayashi : Mesozoic Magnetic Anomaly Lineations and Seafloor Spreading History of the Northwestern Pacific, J. G. R. 94, 15,

- 437-15, 462 (1989)
- Nakanishi M., K. Tamaki and K. Kobayashi :
Magnetic Anomaly Lineations from late
Jurassic to Early Cretaceous in the West-
central Pacific Ocean, *Jeophys. J. Int.*
109, 701-719 (1992)
- Nakanishi M. : Topographic Expression of Five
Fracture Zones in the Northwestern
Pacific Ocean *Geophysical Monograph 77*,
121-136, (1993)
- Okamura Y., F. Murakami, K. Kishimoto and E.
Saito : Seismic Profiling Survey of the
Ogasawara Plateau and the Michelson
Ridge, Western Pacific : Evolution of
Cretaceous Guyots and Deformation of s
Subducting Oceanic Plateau, *Bull. Geol.*
Survey of Japan, 43, 237-256 (1992)
- 沖野郷子・徳山英一・加藤幸弘 : 小笠原海台周辺域
のテクトニクス—「しんかい6500」第145, 146
潜航の結果—, *JAMSTEC 深海研究*, 10,
111-122 (1994)
- 鬼丸尚・春日茂・鶴沢良文・霜鳥史郎・山崎誠一・
加藤幸弘・山内明彦・西沢あずさ・寺井賢一・
平尾昌義 : 「小笠原海台東端部北方」の大陸
棚調査速報, *水路部技報*12, 101-107, (1994)
- 瀬田英憲・長岡信治・加藤茂 : ナローマルチビーム
測深機による伊豆・小笠原海溝の海底地形,
水路部研究報告, 27, 173-180 (1991)
- Smoot, N. C. : Multi-beam Surveys of the Mi-
chelson Ridge Guyots : Subduction or Ob-
duction ?, *Tectonophysics*, 99, 363-380
(1983a)
- Smoot, N. C. : Ogasawara Plateau : Multi-beam
Sonar Bathymetry and Possible Tectonic
Implications, *Jour. Geol.*, 91, 591-598 (1983
b)
- Watts A. B., Bordine J. H. and Ribe N. M. :
Observations of Flexure and Geological
Evolution of the Pacific Ocean Basin,
Nature, 283, 532-537 (1980)
- Wessel, P. and W.H.F. Smith : Free software
helps map and display data, *EOS*, 441,
445-446 (1991)

ADCP データからみた黒潮の流速構造[†]

道田 豊*

Velocity Profile of the Kuroshio Measured with Shipborne ADCP[†]

Yutaka MICHIDA*

Abstract

Velocity structure of the Kuroshio in East China Sea and south off Japan is investigated by analysing ADCP data for the period from 1985 to 1990.

By analysing the ADCP data obtained along two meridional regular observation lines, it is shown that the horizontal structure of the Kuroshio south off Japan has big difference by the location of the Kuroshio axis; in the cases when it flows closer to the coast and when it does far south from the coast. In the former cases, horizontal structure of the eastward velocity decreases rapidly with its distance from the Kuroshio axis onshoreward, and slowly offshoreward, that shows an asymmetric profile. In the latter, on the other hand, it shows rather symmetric.

By calculating gridded mean velocities, vertical profile of the Kuroshio current is proposed that the vertical shear down to 200m is almost linear in the region south off Japan, and the speed at 200m there is approximately half of the surface current.

1 はじめに

黒潮の流速構造については、地衡流計算、GEK 観測等により、水平構造、鉛直構造について論じた研究が多数行われた。最近では、ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) の普及によって、これを用いた黒潮の直接測流が盛んに実施され、黒潮の詳細な流速構造が示されるようになった。

例えば最近の研究では、南ら (1991) が表面付近から深度700mまで深さ方向に16mの分解能で水平流速が測定できる ADCP を用いて黒潮流域の横断観測を実施した。その結果、本州南岸から沖に向かって、黒潮流域に入ると急速にその流速を増し、15~20マイルの間に1ノットの流速から最大流速 (3ノッ

ト以上) に達し、一方最大流速域 (流軸) から沖に向かっての流速の減少は、内側域での増加率に比べると緩やかで、1ノット程度の流速になるまでに60~80マイルを要する、という結果を得た。彼らはまた、同時に実施されたCTD観測データを用いて地衡流計算を行い、ADCPによる水平流速の鉛直構造と地衡流の構造がきわめてよく一致していることを示した。

石井らの報告(1986b)は、ADCPデータを用いて、地衡流計算の最大の弱点である無流面の仮定を排除しようとした先駆的な研究と評価できる。彼らは、ADCPによる表面から200mまで5層の流速が、いずれも地衡流速とほぼ良い相関にあること、詳細に見ると表面付近 (表面、50m) よりも亜表層 (100m、

[†] Accepted 10th February 1995

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

150 m)がよりよい相関を示すことを示し、ADCPの流速に準拠した地衡流計算によって、本州南方での黒潮流量を見積った。

これらの研究はいずれも、ADCPによる直接測流の結果、本州南方の黒潮は大局的に見て地衡流バランスが成立しているという結論を導いた。

一方、Kaneko *et al.* (1992)は、曳航式のADCPを用いて本州南方の黒潮の横断観測を行い、黒潮の最強流帯における最大流速は、表面よりも下の層(100 m~200 m)にあり、その最大流速付近の流れは地衡流バランスを欠いていると結論づけた。しかし、Kaneko *et al.*の示したADCPによる流速の鉛直構造と1000 m基準の地衡流計算の結果を見比べると、両者は全体的には驚くほどよく一致しているように見える。彼らの発見した黒潮流軸付近の下層の最大流速は、その周辺で地衡流とズレているというが、これはCTDの測点間の非常に狭い領域に存在したものであり、地衡流との比較自体に無理があるのではないとも思われる。また、石井ら(1991)による、投下式の流速プロファイラー(XCP)を用いた黒潮流速の鉛直構造の観測結果においても、一部地衡流の構造と大きく異なる結果が得られており、彼らはその原因を不明としているが、これも地衡流の空間分解能の限界に起因するものである可能性が高い。東ら(1989)は、東経137度線に沿ったADCP観測の結果から、黒潮強流帯の流速は、深度とともに小さくなると述べており、Kaneko *et al.*の言う亜表層の流速極大は見いだされていない。

本研究では、これらの研究結果を検証するため、これまでに蓄積された多数のADCPデータを用いて、本州南方の黒潮の流速構造の例をいくつか示すとともに、平均的な構造について述べる。

2 データ及び研究方法

解析に使用したデータは、水路部の測量船「拓洋」と「昭洋」のADCPデータ(古野電気製)であり、1985年から1990年までの本州南方における航海時のデータを集めた。観測層は、「拓洋」は、10 m, 50 m,

100 m及び200 mにほぼ固定されており、「昭洋」は10 mから200 mの間で、さまざまとなっている。しかし、いずれの船についても1組の観測値として同時に測定されるのは4層の流速である。1991年以降、水路部はADCPの船上処理部におけるフィルタリングに小野(1989)の開発した方法を採用したが、新旧方式による精度の違い等について検討の余地が残されているため、今回の解析には1990年以前のデータを使用することとした。このデータから、停船や変針に伴う不良データ、ロランC等測位の乱れによる不良データを除去して、以下の解析に供するデータセットとした。また、ジャイロ等測位装置とADCPとの不整合に起因する、主として船の進行方向に直角な方向に現れる誤差については、多くの文献が指摘するところであるが(例えばJoyce(1989), Polard and Read(1989), 石井ほか(1986a)など)、補正のための往復観測が実施されている場合には石井(1993)の提示した方法による補正を施し、そうした観測が実施されていない場合で測得流速に明かな誤差が見られるケースについては、以後の解析の対象外とした。こうして準備されたADCPデータの観測点分布をFig. 1に示す。

Fig. 1のADCP観測データから、本州南方の黒潮を南北に横切る2本の定期観測線のデータを抽出し、黒潮の流速構造を調べた。観測線の位置は、四国沖の東経133度40分線(一部は133度30分)に沿った北緯28度から33度の範囲と、御前崎沖の東経138度線に沿った北緯29度から34度の範囲である。先に述べた期間に、四国沖について12回、御前崎沖についても12回の横断観測のデータがあり、これらについて黒潮の流速構造を記述する。

本州南方の平均的な流速構造を調べるため、Fig. 1のADCP観測データを用いて、緯度経度1度メッシュのベクトル平均流速を計算した。この計算は表面流(10 m)に加えて、観測頻度の高い50 m, 100 m, 200 mの各層についても同様に行った。

また、流れの平均的な鉛直構造を知るため、表面流の流向に相対的な各層の平均流を緯度経度2.5度

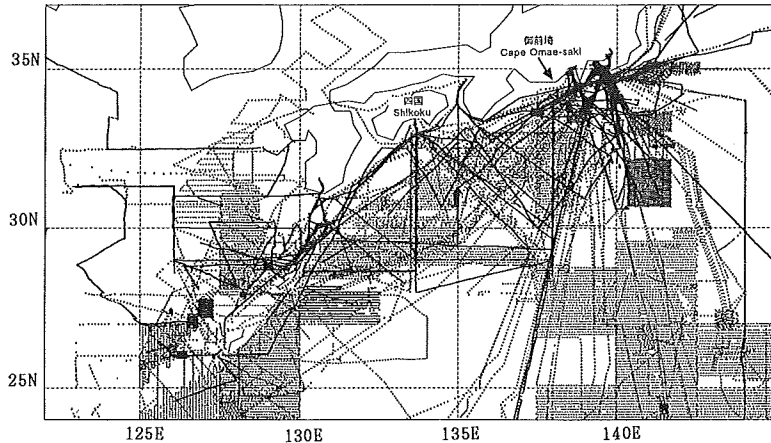


Fig. 1 Location of ADCP observations in the Kuroshio region south off Japan obtained onboard survey vessels Takuyo and Shoyo from 1985 to 1990. Approximately one fourth points of observations are plotted.

メッシュで計算した。すなわち、流れの時間変化や平均するメッシュ内での流れの場所による違い（空間変化）が大きい場合、単純なベクトル平均流速は全体に小さな値となり、表面の流れに相対的な鉛直分布を適切に表現できないが、この操作により、個々の観測場面での流れの構造を反映した平均的な鉛直プロファイルが得られると期待される。

3 結果

(1) 定線における黒潮の流速構造—四国沖及び御前崎沖—

Fig. 2 に、四国沖の定線における表面流速の東西成分を示す。Fig. 2 a) に「昭洋」による 7 回の観測を、同 b) に「拓洋」による 5 回の観測をそれぞれ重ねて描いてある。各観測時期等は Table 1 のとおりである。空間スケールの大きな分布、小さな分布が入り交じっており、また ADCP の状態が必ずしも良くないデータも少なからず含まれており、四国沖の黒潮の表面海流の水平構造について一目瞭然とはいかない。しかし、a), b) 図においてそれぞれ一例を除けば、東向き最大流速は概ね $32^{\circ}30' \sim 32^{\circ}40'N$ に見られる。これから外れる 2 例は、東向き最大流速が $31^{\circ}00' \sim 31^{\circ}20'N$ に現れ、東向き成分の最大値が 2 ノット前後と他に比べて小さくなっている。水路部

Table 1 ADCP observations across the Kuroshio off Shikoku.

No	Vessel	Date	Principal Observation layers(m)
1	Shoyo	1986. 6. 4- 6. 6	10 30 50
2	Shoyo	1986.10.22-10.24	10 30 50
3	Shoyo	1987. 5.14- 5.16	10 30 50
4	Shoyo	1987.10.31-11. 1	10 100 150
5	Shoyo	1988. 3. 9- 3.10	10 30 55
6	Shoyo	1988. 5.23- 5.24	10 30 55
7	Shoyo	1988.10. 6-10.28	10 30 55
8	Takuyo	1985. 3.11- 3.13	10
9	Takuyo	1986. 3.11- 3.13	10
10	Takuyo	1986.10.14-10.15	10 50 100 200
11	Takuyo	1987. 3. 9- 3.11	10 50 100 200
12	Takuyo	1990. 3. 8- 3. 9	10 50 100 200

Table 2 ADCP observations across the Kuroshio off Omae-saki.

No	Vessel	Date	Principal Observation layers(m)
1	Shoyo	1986. 5.31- 6. 2	10 30 50
2	Shoyo	1986. 8.23- 8.24	10 30 50
3	Shoyo	1986.11.12-11.13	10 100 200
4	Shoyo	1987. 5.12- 5.13	10 30 50
5	Shoyo	1987.11. 2-11. 4	10 100 150
6	Shoyo	1988. 3. 5- 3. 7	10 30 55
7	Shoyo	1988. 5.19- 5.21	10 30 55
8	Shoyo	1988.10.29-10.31	10 30 55
9	Takuyo	1985. 3.15- 3.17	10
10	Takuyo	1986. 3.14- 3.16	10
11	Takuyo	1987. 3.12- 3.14	10 50 100 200
12	Takuyo	1990. 3.10- 3.12	10 50 100 200

発行の海洋速報 (1986) によれば、これら 2 例の観測時は、日向灘から四国沖にかけて小蛇行が存在した時期にあたっている。

Fig. 3 に、岸寄りに流軸がある場合と沖合いにある場合の流速構造の例を示す。岸寄りの $32^{\circ}40'N$ 付近に流軸がある場合、東向き流速 1 ノット以下の状態から沖に向かって 10 マイル余で最大流速 4 ノットに達し、流軸より沖側では東向き流速 1 ノットに戻るまでに 40~50 マイルを要している。これは、南ら (1991) の示した流速構造と同様である。一方、沖合いの $31^{\circ}20'N$ 付近に流軸がある例では、黒潮を横断しての東向き流速の空間変化が前の例に比べて緩やかであり、流軸を挟んで対称に近い分布となっている。

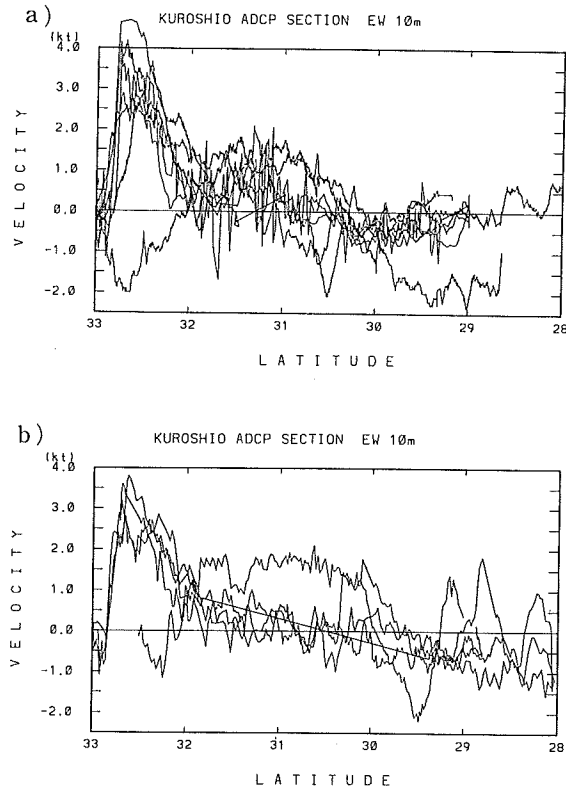


Fig. 2 Velocity profiles of the east-west components of the surface (10m) currents across the Kuroshio along the observation line off Shikoku. a) Seven profiles observed onboard S/V Shoyo. b) Five profiles onboard S/V Takuyo.

いる。

四国沖の例と同様に、御前埼沖定線における表面流速の東西成分を Fig. 5 に示す。Fig. 5 a) が昭洋による 8 回の観測を、同 b) に拓洋による 4 回の観測結果をそれぞれ重ねて描いてある。各観測時期等は Table 2 のとおりである。一見して東向き最大流速を示す位置が一定せず、遠州灘において黒潮流軸が南北に大きく振れることを反映して、 $33^{\circ}30' \sim 31^{\circ}00'N$ の間の様々な場所に見られる。東向き流速の最大値は概ね 2.5~3.0 ノットの範囲にある。

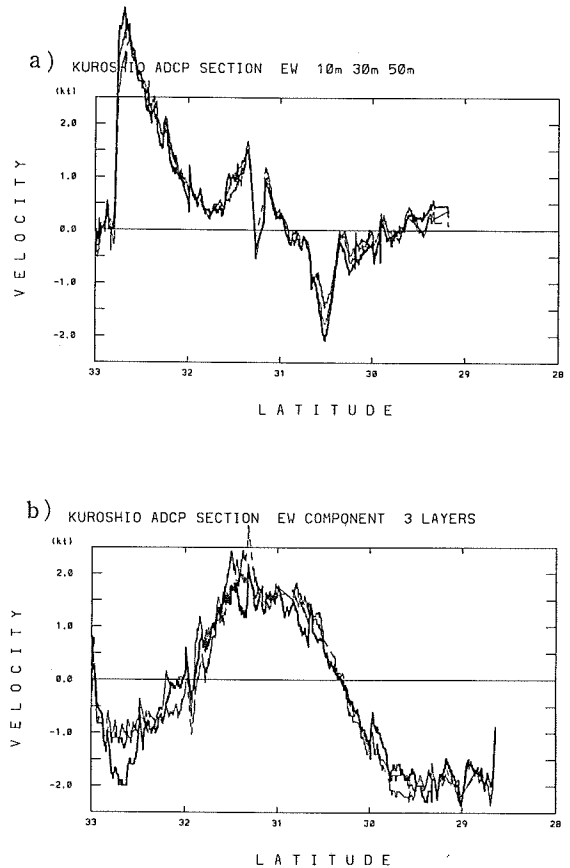


Fig. 3 Typical velocity profiles of the east-west components of the Kuroshio for the surface (thick solid lines), 30 m (thin solid lines) and 50 m (dashed lines). a) For a case when the Kuroshio axis was located close to the coast (for No.1 observation in Table. 1). b) For a case when the axis was located offshore (for No. 2 in Table. 1).

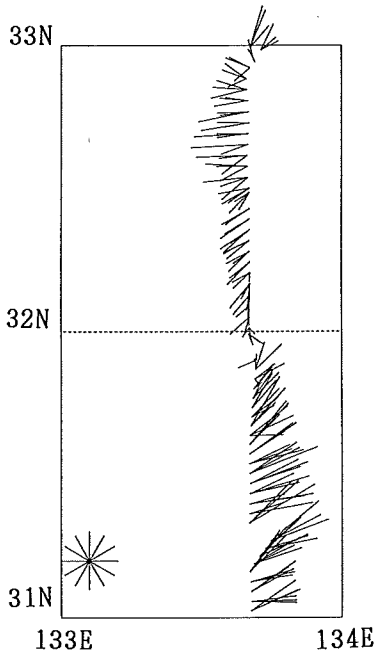


Fig. 4 Velocity vectors for Fig. 3 b). The velocity scale is drawn in the bottom left corner, where the length of each shaft from the center indicates 1 knot.

Fig. 3には、表面流速に加えて下層の流速も併せて描いてある。流速測定の設定深度が30m及び50mと比較的表면에近い層であり、表層混合層の中であると考えられることから、これらの層の流速に大きな差異は見られない。ただ、Fig. 3 b)では、北緯31度以北の海域において、表面流速が下層に比べて相対的に西向き成分を持つ部分が見られ、流速ベクトル図(Fig. 4)においても、黒潮流軸の北側では30m、50mの流れに比べて表層の西向きの流れが強くと、流軸付近では表層ほど東向き流速が小さいという傾向を見ることができる。

(2) メッシュ平均した本州南方の黒潮の流速—水平構造—

Fig. 1に示した ADCP データから、緯度経度1度メッシュでベクトル平均流速を求めた結果を Fig. 6に示す。Fig. 1でわかるように、データセットは本州南方の広い範囲をほぼカバーしているが、図中の

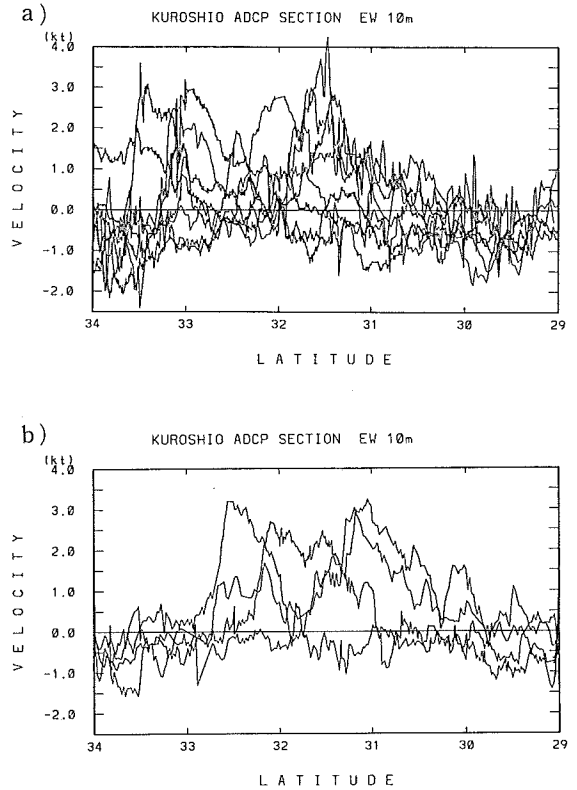


Fig. 5 As in Fig. 2 except that the observation line is off Omae-saki. a) Eight profiles observed onboard S/V Shoyo. b) Four profiles onboard S/V Takuyo.

くつか見られる矩形あるいは三角形の測点分布は海底地形測量の航海によって得られたものであり、海域毎に観測年、季節が異なっていることに注意する必要がある。つまり、この種のデータを一括してメッシュ平均した結果は、異なる年の異なる季節の観測結果を貼り合わせたものになり、真の平均場とは異なる可能性が高い。ただ、東シナ海から本州南方にかけての黒潮流域については、毎年さまざまな季節に観測が実施されており、この海域については得られた平均ベクトルは信頼しうると期待される。

流速値自身はベクトル平均のため全体に小さくなっているが、流れのパターンは従来の統計値(日本近海海流統計図(1991))と同様の様相を呈している。東シナ海から本州南方を流れる黒潮は明瞭に表

現され、四国沖の暖水塊による時計廻りの循環も弱いながらも観察される。黒潮よりも沖の海域については、流れ自体が比較的弱い上に、先に述べたように異なる時期の観測データによる「パッチワーク」となっているため、流線としてつながるような流れは明確でない。

(2) メッシュ平均した本州南方の黒潮の流速—鉛直構造—

Fig. 6 の下層の流れをみると、200m まで黒潮及び四国沖暖水塊の構造が観察される。全般に、表面から下層に向かうにつれて流速値が小さくなる傾向があり、流向はメッシュによってまちまちであるが、黒潮域では下層ほど岸向き成分が大きくなる場合が多い。これは、観測時の吹送流等が平均値に反映したものと推定されるが、今回の報告では吹送流の評価を行っておらず、詳細は不明である。

流れの平均的な鉛直構造を調べるため、表面流の方向を合わせた上で下層の流速のメッシュ平均をとった。ここでは緯度経度2.5度のメッシュで平均化操作を行った。便宜的に表面流の方向がすべて北向き(0°)になるように、下層の流速ベクトルを個々の観測点毎に鉛直軸のまわりに回転させて、回転後の流速をベクトル平均した。例えば、Fig. 7 は四国沖の黒潮の北の端を含むメッシュ(32.5°-35.0°N, 132.5°-135.0°E)の例であるが、上に述べたような操作を行って、50, 100, 200mの各層の流速分布を描いたものである。一つ一つの点が、表面流向に相対的な各層の流速ベクトルの値を示している。この値について各層毎に平均を取ることになる。Fig. 7 の中に大きめの黒点で示した値が平均値で、十字線は表面流の方向に対して前後、左右成分の標準偏差の大きさを示している。

こうして計算されたメッシュ毎の鉛直構造を図示したものが Fig. 8 である。この図では、表面流(10m層)が東向きになるように揃えて描いてある。各メッシュの、表面流向に相対的な50, 100, 200m層の流速が表面流の大きさの平均値と共に示してある。この図から、黒潮流域では200m層まで概ね表面

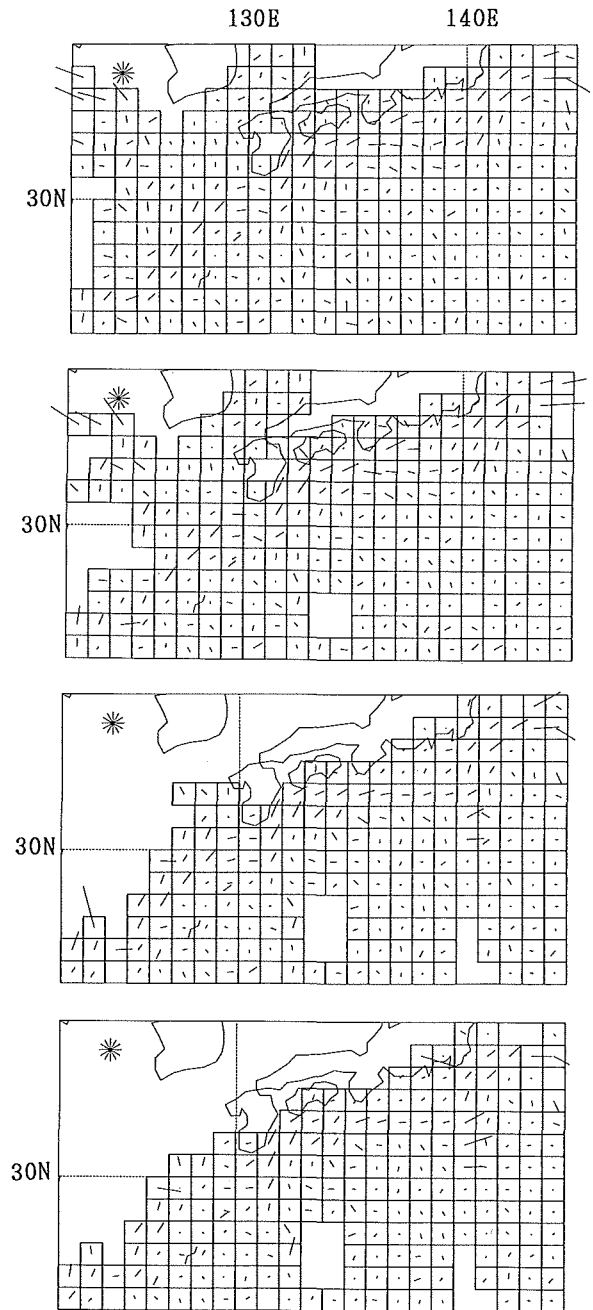


Fig. 6 Averaged velocity field for 1 x 1 degree grids, for the surface (10 m), 50 m, 100 m and 200 m later (from the top to the bottom). The velocity scale is drawn in the top left corner of each panel, where the length of each shaft from the center indicates 1 knot.

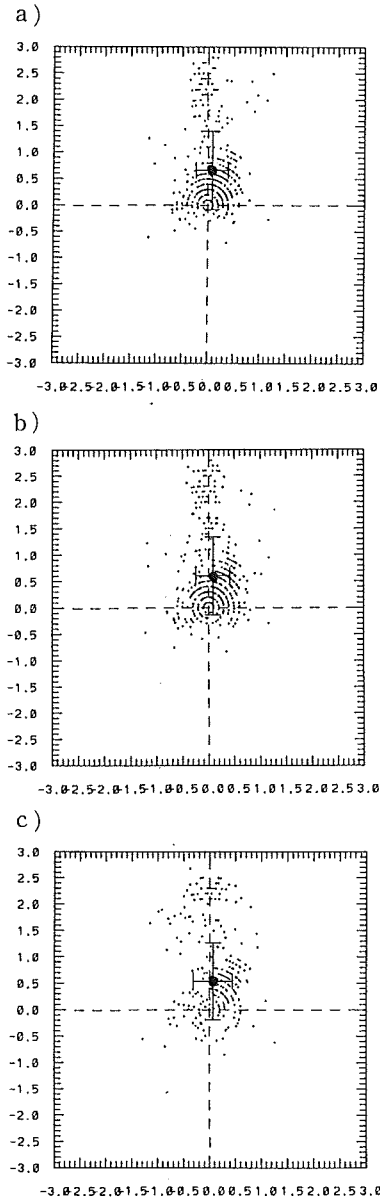


Fig. 7 Distribution of the velocities in the subsurface layers relative to the current directions in the surface layer for the 2.5 x 2.5 degrees grid which covers the Kuroshio edge off Shikoku (32.5-35.0°N, 132.5-135.0°E), for a) 50m b) 100m and c) 200m layer. Mean values (large solid circles) and standard deviations for the same and perpendicular direction of the surface current (thin cross lines) are shown with their units in knots.

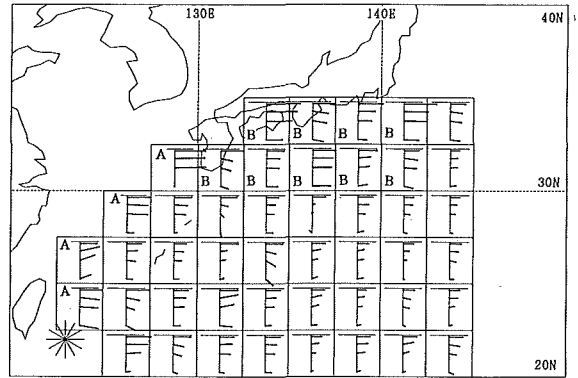


Fig. 8 Averaged velocity field relative to the current directions in the surface layer for 2.5 x 2.5 degrees grids. Mean values for the surface (10m), 50m, 100m and 200m are calculated with the method same as for Fig. 7 and the length of each bar is proportional to the mean value as indicated with the scale at the bottom left corner.

と同じ方向に流れているといえる。一方、黒潮の南方海域では下層の流向が表面流の方向とは異なる例が目だつようになる。

4 考察

(1) 黒潮流速の水平構造

前項(1)で、黒潮流軸の位置によって、流速の水平分布が異なることを示唆した。本州南方の2本の観測線について、黒潮が岸よりを流れているケースと沖合いを流れているケースに分けて流速分布を調べてみる。Fig. 9は、四国沖の観測線について、a) 流軸が岸より(32°30'N以北)にある場合 b) 沖合い(32°30'N以南)にある場合の東西流速成分の分布である。流速プロファイルの形状を見やすくするため、各図において流軸の位置を合わせ、その位置に相対的な緯度を横軸にとってあり、さらに流速値は東向き最大流速が3ノットになるように規格化してある。3ノットという値は、平均的な流速最大値を用いて規格化することによって、現実の流速分布を想起しやすいように配慮したものである。

四国沖の線については、小蛇行に伴って流軸が沖

合いに移動していた観測例が2例しかないので、安易に結論付けることはできないが、流軸が岸よりにあるときは非対称の構造が顕著であるのに対して、沖合いにある場合は対称に近くなっているといえる。

御前埼沖の線についても同様の操作を行ってみた。その結果が Fig.10 である。こちらも、流軸位置を区分する緯度として $32^{\circ}30'N$ を採った。その結果、岸よりに区分されるものが4例、沖合いは7例と

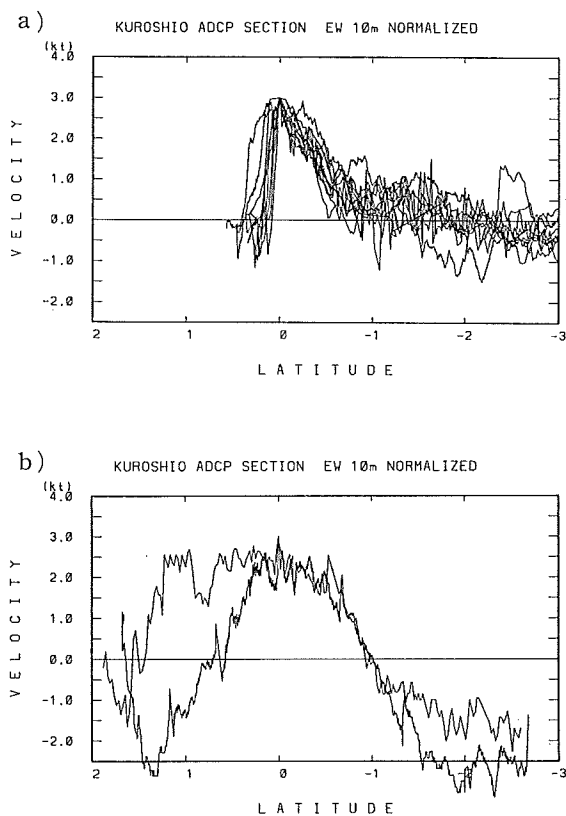


Fig.9 Normalized velocity profiles of the east-west components of the surface (10m) currents across the Kuroshio along the observation line off Shikoku. Velocity values are normalized by the value and the position of the maximum velocity for each observation case. a) Cases when the Kuroshio axis is located close to the coast, north of $32^{\circ}30'N$ and b) when it is located offshore, south of $32^{\circ}30'N$.

なった。但し、残りの1例は明確な流速の最大値が見られないため、この図からは除外した。Fig.10の2枚の図を比較してみると、四国沖の線と同様に、黒潮流軸が岸よりの場合は非対称、沖合いにある場合は対称的である傾向が見られる。

Fig.11に、四国沖の観測線で流軸が岸よりにある場合、御前埼沖の観測線で流軸が岸よりにある場合及び沖合いにある場合のそれぞれについて、Fig.9及びFig.10に示した流速の平均値と標準偏差を示した。流軸が岸よりにある場合 (Fig.11 a), b) は流速分布の非対称性が目だつが、沖合いにある場合 (Fig.11 c) は比較的対称的な流速分布となっていることがわかる。流速最大の位置から、岸側、沖側

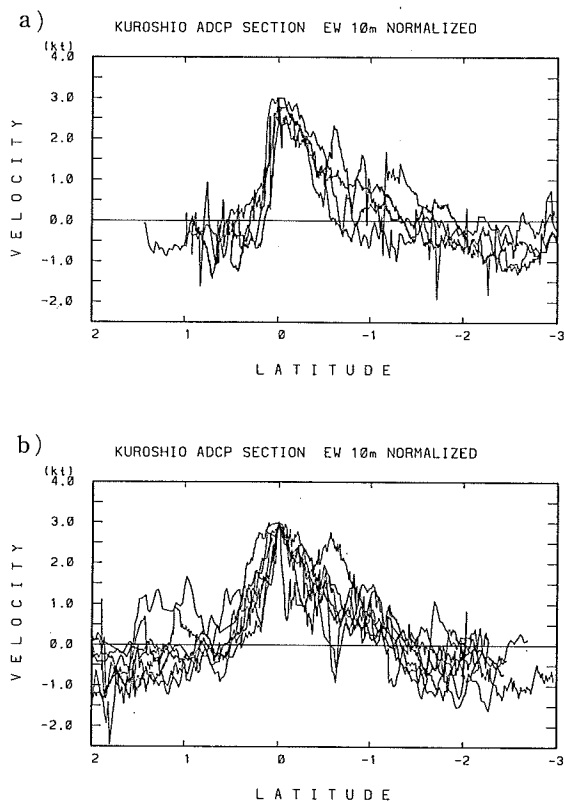


Fig.10 As in Fig.9 except that the observation line is off Omae-saki. a) Cases when the Kuroshio axis is located close to the coast, north of $32^{\circ}30'N$ and b) when it is located offshore, south of $32^{\circ}30'N$.

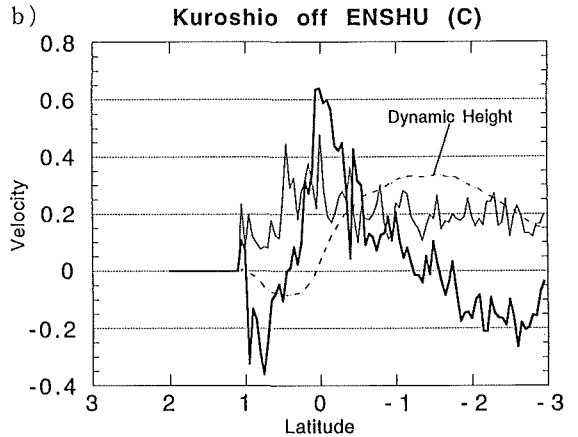
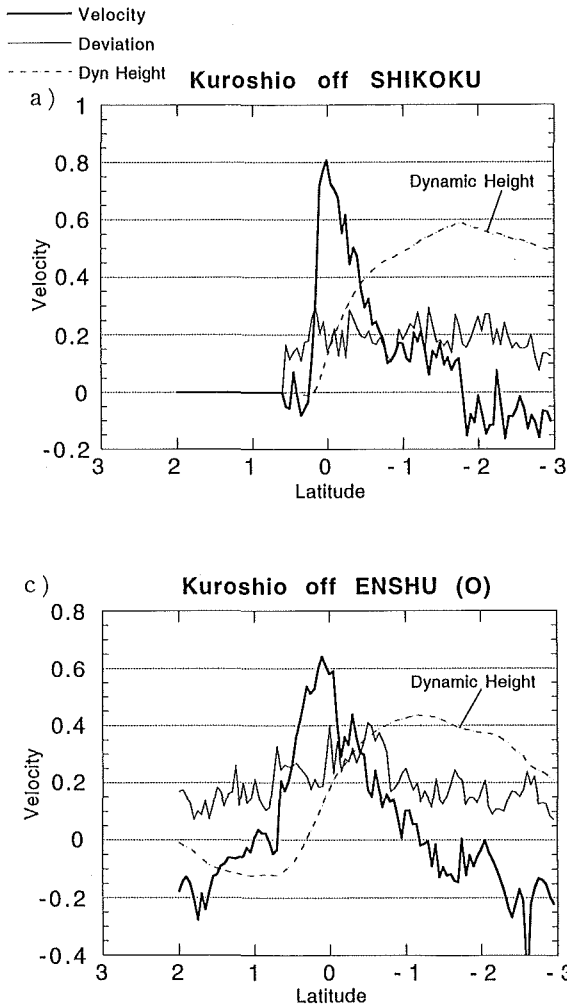


Fig.11 Averaged profile of the normalized velocity of the Kuroshio (thick solid line), its standard deviation (thin solid line) and the profile of dynamic height calculated by integration of the averaged velocity (dashed line), for a) when the Kuroshio axis is located close to the coast off Shikoku (for Fig. 9 a)), b) when the Kuroshio axis is located close to the coast off Omae-saki (for Fig.10 a)) and when the Kuroshio axis is located offshore off Omae-saki (for Fig.10b)). The velocity scale is selected as that the maximum value of the normalized velocity for each case in Fig. 9 and 10 is to be 1.

それぞれの方向に、流速が最大値の半分になる位置及び逆流となる位置を求めると、Table 3 のようになる。すなわち、黒潮が接岸しているケースでは、流軸を挟んだ流速の低下に関して沖側には岸側の3~7倍の距離を要すのに対して、離岸しているケースでは、岸側、沖側ほぼ同程度の距離となっている。このことは、黒潮が直進路（接岸）の時は岸側の水平流速傾度が沖側のそれよりも大きく、蛇行（離岸）路の時は両者が同じ程度であることを示しており、黒潮の接岸時と離岸時では、ローカルな渦度のバランスの様子が異なっていることを示唆するものである。

黒潮が離岸している場合は流軸をはさんだ流速分

Table 3 The locations of half velocity and counter current of the Kuroshio.

Location of the Kuroshio	Half Velocity		Counter current	
	Coastward	Offshoreward	Coastward	Offshoreward
	(degree)		(degree)	
off Shikokoku (Coastal)	0.142	0.431	0.240	1.796
off Omae-saki (Coastal)	0.118	0.498	0.450	1.236
off Omae-saki (offshore)	0.485	0.453	1.009	1.188

布の対称性が見られることから、ガウス分布の適用が妥当であるかもしれないが、接岸している場合には上述のとおり流速分布の非対称性が顕著である。こうした黒潮接岸時の流速の水平構造の非対称性を

表現できる分布としてワイブル分布の適用を試みた。ワイブル分布は、機器の寿命分布がこれによく従うことが知られており、広く用いられているが、ここで黒潮流速がワイブル分布となる物理的な根拠はない。ある位置に関数値のピークがあり、それより遠方ではほぼ指数関数的に減少するという形状を持つ関数でかつピーク値を挟んだ非対称性を表現しうる関数という観点から、黒潮流速の水平分布に適用を試みるものである。流速値と流軸位置を規格化したデータ (Fig. 9 a)) について、ワイブル分布

$$f(x; \alpha, \beta, \gamma) = R \cdot (\gamma/\beta) (x - \alpha)^{\gamma-1} \cdot \exp(-(x - \alpha) \gamma/\beta)$$

x : 適当な位置を原点として沖側に向かう規格化した距離

α, β, γ : ワイブル分布の形を決めるパラメーター

R : ピークの値を合わせるために導入した係数

に従うとして、各パラメーターの値を適当に選択してフィッティングを行った結果が Fig.12である。ガウス分布では表現できない流速分布の非対称性がよく表されていることがわかる。

Joyce *et al.* (1986) は、ADCPによる湾流の横断観測結果から、湾流の流速水平分布は第一次近似においてガウス分布でよく表されると結論づけた。最近、人工衛星搭載のマイクロ波高度計データを利用した研究が盛んに行われるようになってきており、Kelly *et al.* (1990) や Qiu (1992) は、この Joyce *et al.*の結果を元に、湾流域や黒潮流域の力学的海面高度をマイクロ波高度計データから推定するため、湾流や黒潮流域の流速がガウス分布に従うと仮定した解析を行っている。しかし、本研究の結果は、黒潮が岸の近くを流れている場合には、流速分布は流軸に対称なガウス分布ではなく非対称な構造となっていることを示している。すなわち、Kelly *et al.*や Qiuの手法を日本南岸の黒潮に適用する場合には、彼らの用いた流速分布の仮定は必ずしも適切でない可能性がある。Fig.11には、得られた平均的な流速分布から期待される海面高度のプロファイルを併せて示した。今後、力学計算で得られる海面高度

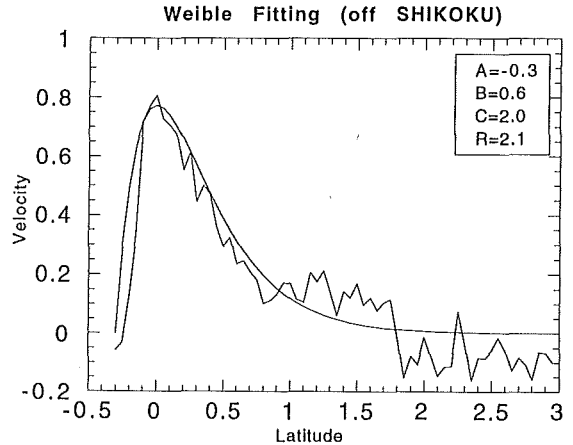


Fig.12 Application of Weibull distribution to the averaged velocity profile of the Kuroshio off Shikoku.

や、マイクロ波高度計による海面高度等との比較を進める必要があると思われる。

(2) 黒潮流速の鉛直構造

50mから200m深における表面流の方向に相対的な流れは、黒潮海域においては平均的な姿としてはほぼ表面流と同じ方向に向いている。Fig. 8の中で、東シナ海の黒潮を含む4つのメッシュ (Aという符号を付した)の流れは、200m深を除いて、表面から100mまではほぼ同じ程度の流速値となっている。一方、本州南方の黒潮を含む9つのメッシュ (Bという符号を付した)の流れは、表面から下層にいくにつれて流速が徐々に減少する傾向が見られる。Fig. 8においてBとマークしたメッシュの流速構造を取り出して Fig.13に示した。各メッシュの表面 (10m)のスカラー平均流速を1として、下層の相対流速をプロットしてある。メッシュによって相対流速の値はばらついているが、いずれも下層にいくにつれて流速が減少している。各層の値の平均を計算してみると、50, 100, 200mでそれぞれ、0.743, 0.663, 0.514となり、200m層では、表面のスカラー平均流速の半分程度の流速となっている。各メッシュによって観測データの数に大きな差があることから、データ数を考慮した加重平均を計算したところ、それぞれ、

0.726, 0.642, 0.507と、単純平均の場合と大差ない結果となった。東ら(1989)は、東経137度線に沿って黒潮を横切る ADCP 観測結果から、黒潮強流帯において、深度50m及び101m層の流速は、深度20mの流速に対してそれぞれ85%、80%という結果を得ている。これは Fig.13の中で、流速の鉛直方向への減少の割合が比較的小さなメッシュの値に近いものとなっている。

メッシュ平均した流速の鉛直構造は上のおりであるが、黒潮を横断する個々の観測例について、流速の鉛直構造を再度検討してみる。前項(1)において、黒潮流軸付近で表面よりも下層の流速の方が大きい観測例を示した(Fig. 3 b))。これは、Kaneko *et al.*の指摘した、黒潮最強流帯の亜表層に観測される流速極大であるかもしれない。そこで、今回定期観測線として解析したものの24例のうち、表面流しか観測されていない4例を除いた20例について、このような下層の極大が見られるかどうか調べてみた。その

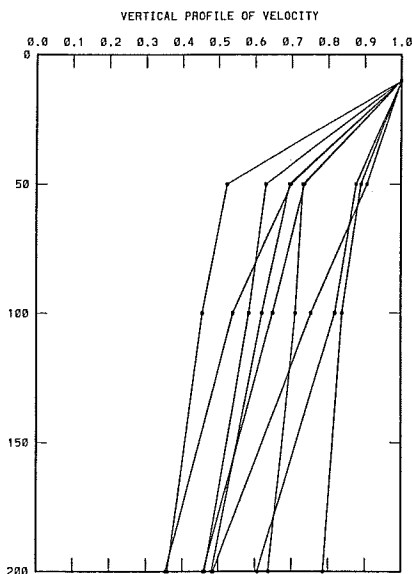


Fig.13 Averaged vertical profiles of the normalized velocities relative to the surface current direction for the grids marked as 'B' in Fig. 8. The relative velocities at subsurface layers are normalized values as that the velocity at 10 m be 1.0.

結果、4例において、黒潮強流帯で表面よりも下層に速い流れが観測されていた。残りの16例にはこうした極大は見られなかった。これは、水路部の使用している ADCP は同時に4層の流速しか観測できないタイプであり、下層の極大部の有無について確かな議論ができるほど十分な鉛直分解能を有していないことに起因するものかもしれない。しかし一方で、多くの場合50m層または100m層(あるいは両層)は観測層に設定されていることから、問題の極大が常に存在するものであれば、もう少し多くの航海で観測されていように思われる。つまり、黒潮最強流帯下部の流速極大は常に存在するものではないという可能性も否定できない。東ら(1989)による黒潮を横断する ADCP を用いた流速測定においても、亜表層の流速極大は観測されていない。この流速極大が黒潮自身に内在する構造でないとするれば、その原因としては吹送流や内部波が考えられる。

5 まとめ

この研究では、資料として ADCP による流速測定値を用いて黒潮の流速構造を論じた。ADCP による直接測流データが蓄積されてきたため、海流の実測値から黒潮及び周辺海域の流れの平均的な姿を浮き彫りにすることに主眼をおいて解析を行った。黒潮海域については ADCP データが大量に取得されており、様々な海洋条件、気象条件での観測が含まれていると考えられ、吹送流等の短い時間スケールで変化するような成分は、平均することによってその影響が小さくなり、信頼しうる平均像が抽出できると期待した。

その結果、水平分布については、黒潮が接岸している場合と離岸している場合でプロファイルが異なることを示した。すなわち、離岸時には、Joyce *et al.*が湾流について得たように流軸を中心に比較対称的な分布となっているのに対して、本州南岸に接岸している場合には、流軸から岸側に急に沖側には緩やかに流速が減少するという非対称な分布となっていることを明かにした。

鉛直分布については、黒潮流域の水平流速は平均的には表面から下層に向かうにつれて減少すること、Kaneko *et al.*の指摘した亜表層の流速極大は必ずしも常に存在するものではないことを示した。本研究の結果の妥当性を検討するため、さらに多数の観測事例を集めた解析を進めていく必要があるとともに、今回の結果と地衡流プロファイルとの比較や、表層流速の構造に大きな影響を及ぼす吹送流等の非地衡流成分についての検討が必要であり、今後の課題である。

参 考 文 献

- [1] 東 政能・益満 侃・平 啓介：音波ドップラー流速プロファイル並びに赤外放射温度計による本州南方の黒潮の航走観測，海と空第65巻，151-158 (1989).
- [2] 石井春雄・西田英男・小杉 瑛・上野義三・道田 豊：ドップラーログを利用した流速測定，水路部研究報告，21，135-150 (1986-a).
- [3] 石井春雄・道田 豊・西田英男：ドップラーログ測流データから得た黒潮流量，黒潮の開発利用調査研究報告書，9，167-180 (1986-b).
- [4] 石井春雄・伊藤敦史・寄高博行：投下式海流計(XCP)による黒潮鉛直流速プロファイルの測定，平成元年度黒潮の開発利用調査研究報告書，47-56 (1991).
- [5] 石井春雄：新しい流速測定法に基づく黒潮・亜熱帯循環系の流動場の研究，東北大学理学部博士論文，(1993).
- [6] Joyce, T. M., C. Wunsch and S. D. Pierce : Synoptic Gulf Stream Velocity Profiles through Simultaneous Inversion of Hydrographic and Acoustic Doppler Data, *J. Geophys. Res.*, 91, 7573-7585 (1986).
- [7] Joyce, T. M. : On In Situ "Calibration" of Shipboard ADCPs, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 169-172 (1989).
- [8] 海上保安庁水路部：海洋速報，(1986).
- [9] Kaneko, A., S. Mizuno, W. Koterayama and R. L. Gordon : Cross-stream velocity structures and their downstream variation of the Kuroshio around Japan, *Deep Sea Res.*, 39, 1583-1594 (1992).
- [10] Kelly, K. A. and S. T. Gille : Gulf Stream surface transport and statistics at 69°W from the GEOSAT altimeter, *J. Geophys. Res.*, 95, 3149-3161 (1990).
- [11] 南 秀人・日当智明・西山勝暢：表層海流計による黒潮の流れの構造，平成元年度黒潮の開発利用調査研究報告書，57-72 (1991).
- [12] 日本海洋データセンター：日本近海海流統計図—季節別—，(1991).
- [13] 小野房吉：微小定数積算追尾方式による海潮流の測定，海洋調査技術，1-2，78-81，(1989).
- [14] Pollard, R. and J. Read : A Method for Calibrating Shipmounted Acoustic Doppler Profilers and the Limitation of Gyro Compasses, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 6, 859-865 (1989).
- [15] Qiu, B. : Recirculation and seasonal change of the Kuroshio from altimetry observations, *J. Geophys. Res.*, 97, 17801-17811 (1992).

1993年北海道南西沖地震にともなう奥尻島の地殻上下変動 —水上岩高低測量から得られた結果—[†]

矢吹哲一朗*, 福島繁樹**, 青木秀正***, 増山昭博***

Vertical Crustal Movements of Okusiri Island Associated with the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake, —Estimation from the Measurements of Offshore Rocks' Heights—[†]

T. YABUKI*, S. FUKUSHIMA**, H. AOKI*** and A. MASUYAMA***

Abstract

We estimated the coseismic vertical crustal movements of Okusiri island associated with the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake by comparing the measurement data of the heights of offshore rocks around Okusiri island before and after the earthquake. The results show us the subsidence all over the island; the least subsidence is about 25 cm at the northeast tip, while the largest subsidence is about 100 cm at the south part. From the scattering of the multi-measurement data, we guess that the standard error of measurement is about 3 cm, which is enough for the detection of the coseismic crustal movements. A fault model explains the observed trend of subsidence which is just west of Okusiri island with the dislocation of about 5 m, dip angle of 50 degrees descending westward.

1. はじめに

日本海では、1983年に、秋田県沖を震源域とする日本海中部地震（マグニチュード7.7：気象庁）が発生し、この地域のテクトニックな特性が注目されていた。日本海東縁に沿ったプレート境界を仮定し、日本海の海洋プレートが日本列島の下に沈み込んでいるモデルも考えられている。しかし、このプレート境界で発生したと考えられる1964年新潟地震については、震源域が海底だったこともあり、実際に日本海の海底地殻の沈み込みにもなう地震かどうか明確にはなっていない（瀬野，1984）。

1993年7月12日に発生した北海道南西沖地震も、やはりこの日本海東縁のプレート境界で生じたと考え

られた。気象庁によれば、規模はマグニチュード7.8、本震の震源の深さは34kmと報告されている（気象庁）。しかしながら、この地震は、当初に予想された日本海の日本列島の下への沈み込みに起因するというような単純なものではないらしい。そのため、地震のメカニズムがさまざまな方法で精力的に調査されるとともに、この地域の歪・応力の蓄積の状況に関連するこれまでの地震観測・地質調査からではわからなかったいくつかの新しい事実とその解釈が必要となっている。

地震のメカニズム調査のために、この地震にもなういくつかの現象、すなわち、(i)ダイナミックな地震の揺れ、(ii)余震の分布とその時間的な変化、(iii)地殻変動、(iv)津波、の4つに関して、定量的な観測

[†] Accepted 10th February 1995

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

** 海上保安学校 Maritime Safety School

*** 第一管区海上保安本部 1st Regional Maritime Safety Headquarters

システムによる測定データから、地震のメカニズムに関する研究が行われている。ダイナミックな地震の揺れについては、例えば久家ほか(1994)、余震分布については、例えば北海道大学理学部(1994)、明田川ほか(1994)、日野ほか(1994)、津波の波源に関しては、例えば、都司ほか(1994)、今村ほか(1994)がある。

本稿では、この中でも、地殻変動の測定結果について報告する。海底で地殻変動を測定する手法はまだ確立されていないので、北海道南西沖地震にともなう地殻変動調査は、奥尻島および北海道渡島半島での調査に基づくものである。例えば、測定データに基づき水平および上下変動について橋本ほか(1994)、上下変動について海岸の生物指標に基づき、堤ほか(1993)と地質調査所(1994)、海岸の測量写真に基づいて、熊木ほか(1993)などが主なものである。

本稿では、奥尻島での地殻変動、特に上下変動の推定のための一手法としての水上岩高低測量を紹介する。水上岩高低測量は、沿岸域の船舶航行の安全等に寄与するために、海上保安庁水路部において日本各地で実施しているものであり、奥尻島でも1978年に測量が行われている。ここでは、同一水上岩の再測量の成果から高低の変化量を推定した結果を示し、ほかのさまざまな手法で行った上下地殻変動の

推定結果との整合性を議論することにより、このような水上岩高低測量が、地震メカニズムの解明に寄与することを示す。

2. 水上岩高低測量と地殻上下変動の推定

地震時の地殻上下変動を求めるために、この研究では奥尻島の周辺に点在する水上岩（島の周囲の海面から数m以下の高さに頭を突き出している岩）の高低測量の結果を用いた。Fig. 1に測定の方法を示す(杉浦ほか, 1977)。この方法で地震時の上下変動を有効に求めるためには、次の4つの条件が必要となる。

- (1) 地震の前後で高低測量が同じ水上岩に関して行われていること。
- (2) 対象とした水上岩が、地殻変動以外の理由で動いたり、あるいは壊れたり欠けたりしていないこと。
- (3) 高低測量の基準面が変化していないこと、あるいは変化していても補正が可能であること。
- (4) 地震時の上下変動量が、測定精度を上回っていること。

今回の北海道南西沖地震に関して、奥尻島の周囲の水上岩のいくつかは、上記の条件を満たしていた。まず、(1)に関して、高低測量は地震前は1978年の6月

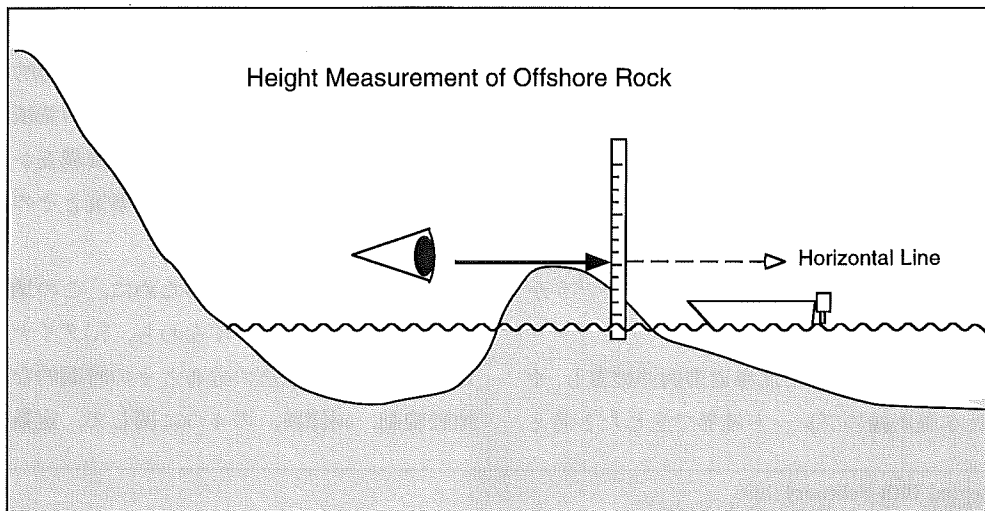


Fig. 1 An illustration explaining the measurements of offshore rock's height.

～10月に行われている(海上保安庁, 1979)。今回の地震後(1993年9月)に高低再測量を行った結果, 良好なデータが, 島の周りの14点の水上岩について得られている。(2)に関して, 対象とした水上岩は, 島の周りの5 m程度の直径を持つ比較的大きく堅固な岩であり, 航空写真をもとに岩が同じ場所にあることを確認した。1993年の測量時に写した水上岩の一例を Photo 1. に示す。また, 2回の測量の間隔は15年にも及ぶものの, この間に大きな地殻活動は島周辺で発生してはいない。一方, 非地震性の地殻上下変動の速さは, 一部の火山性の変動や地下水汲み上げの影響を除けば, たかだか年間数ミリメートル

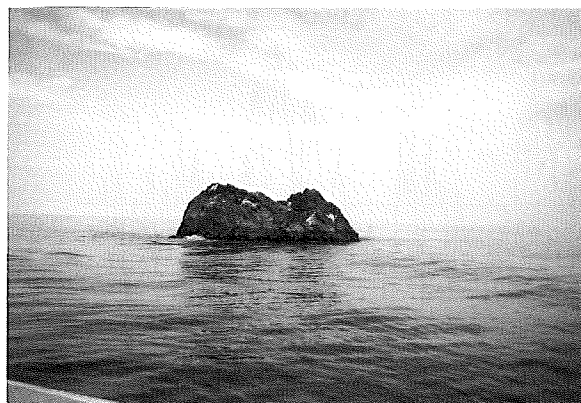
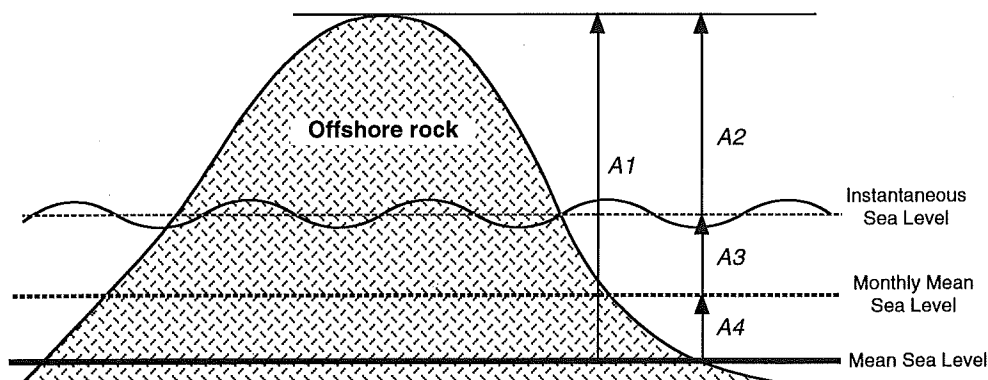


Photo 1 Photograph of the offshore rock, identity number 15. See also Table 2 and Fig. 5.

の速さであり, 奥尻島では15年間で大きくとも10cmを越えることは考えられない。後で示すように, 今回の結果から推定される15年間の上下変動は10cmを大きく越えており, この大部分は地震時に発生したものと仮定しても差し支えない。

次に(3)に関しては, 海面の高さは潮汐, 海洋変動, 気象変化などいろいろな原因で変動するので, その補正を行わなければならない (Fig. 2)。実際の高低測量は, もちろん測定時の海面 (Instantaneous Sea Level) を基準にして行われた。波浪による動揺は測定時に測定者により平均されて除かれている。次に, 32日間にわたる奥尻港での臨時の験潮の記録に基づき, 月平均水面 (Monthly Mean Sea Level) を求めることにより, 水上岩の高低を測量時の月平均水面に対して求めた。さらに, 月平均水面の変動は, 小樽 (忍路: 国土地理院所管) の験潮所記録に基づき, 5年間の平均水面 (Mean Sea Level: M. S. L.) からの高さを求めた。1978年当時の記録も, 同様に奥尻港臨時験潮所と忍路基準験潮所の記録に基づいて補正し, 平均水面からの高さが求められている。したがって, この研究では, 5年間の平均海面高には時間変化がないことを仮定して, 高低測量の結果の比較を行う。

短期的な変化の補正のための臨時験潮所は, 1978



$$A1 = A2 + A3 + A4$$

A2: Raw data

A3: Correction based on the data of a temporary tide station at Okusiri-Ko

A4: Correction based on the data of Oshoro permanent tide station

Fig. 2 Concept of the height measurements of offshore rocks referred to the mean sea level.

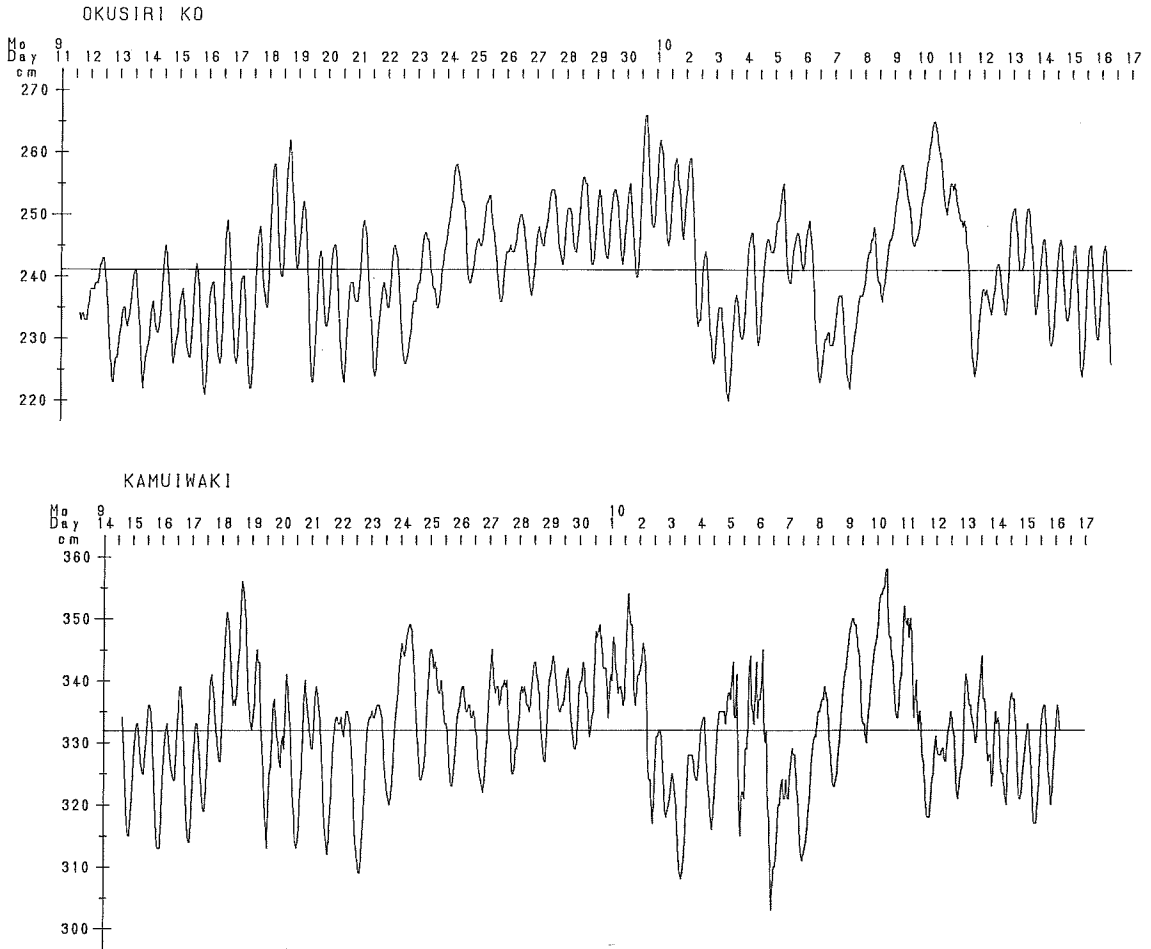


Fig. 3 Top: The tidal record at the Okusiri-ko (Sep. 11-Oct. 17, 1993). Bottom: The tidal record at the Kamuiwaki-ko (Sep. 14-Oct. 17, 1993).

年と1993年について同じ奥尻港内で行われている。Fig. 3に、奥尻港での1993年の臨時験潮記録を示す。また、奥尻島西岸の神威脇漁港内の臨時験潮所での潮汐記録も合わせてFig. 3に示す。Fig. 3からもわかるように、奥尻周辺は、潮汐の振幅は比較的小さく、主要四分潮(M2, S2, K1, O1)の和は、奥尻港で15.5 cm, 神威脇港で19.5 cmである。験潮記録から算出した潮汐調和定数をTable 1に示す。

(4)の変動量と測定精度に関しては、後節で詳しく検討する。

3. 推定された地殻上下変動

奥尻島の周囲の14個の水上岩および青苗港の赤灯台岸壁について、1993年9月11日から9月13日にかけて、岩の頂点の海面からの高さ(あるいは岸壁の高さ)を、5 mのグラスファイバー製伸縮式スタッフを使用して測定した。測定は、各岩について時間を変えて標準的には9回行っている。ただし、一つの岩については、海面下に岩が沈んだために測定が1回しか行えなかった(Table 2)。測定当日は、天候に恵まれており、大気圧も安定し、また、海面の波浪による昇降も比較的小さかった。しかしながら、

Table 1 The results of the analysis of tidal observations for 32 days at the Okusiri-ko and Kamuiwaki.

		Station : Okusiri Ko Longitude : 139 31 12E Latitude : 42 10 6N Time Zone : -9H 0M OBS. DAY: 1993 9 12			Station : Kamuiwaki Longitude : 139 24 48E Latitude : 42 10 6N Time Zone : -9H 0M OBS. DAY: 1993 9 14		
		V (m)	K (Deg.)	G (Deg.)	V (m)	K (Deg.)	G (Deg.)
1	MM	0.033	165.3	170.2	0.016	165.0	169.9
2	MSF	0.030	258.9	268.1	0.028	266.5	275.7
3	Q1	0.011	313.4	294.5	0.005	271.2	252.4
4	O1	0.045	351.3	337.3	0.059	311.9	297.9
5	M1	0.003	341.2	332.1	0.003	345.6	336.6
6	K1	0.036	9.9	5.7	0.064	342.3	338.2
7	J1	0.003	334.1	334.8	0.006	28.4	29.3
8	OO1	0.001	48.9	54.7	0.004	125.4	131.2
9	MU2	0.010	99.1	71.8	0.001	75.8	48.6
10	N2	0.010	75.2	52.1	0.013	88.1	65.2
11	M2	0.051	108.3	90.1	0.052	106.1	88.2
12	L2	0.002	146.3	133.0	0.003	349.6	336.5
13	2SM2	0.001	193.4	193.5	0.001	196.7	197.0
14	S2	0.023	132.1	123.1	0.020	132.1	123.3
15	MO3	0.003	353.1	320.9	0.000	103.5	71.6
16	M3	0.004	215.1	187.9	0.003	274.5	247.5
17	MK3	0.001	314.4	292.0	0.001	22.1	0.1
18	MN4	0.002	356.6	315.3	0.002	320.0	279.2
19	M4	0.002	353.3	317.0	0.002	175.2	139.3
20	SN4	0.001	294.1	262.0	0.000	132.2	100.5
21	MS4	0.001	307.2	279.9	0.002	230.8	204.0
22	2MN6	0.002	132.9	73.5	0.002	64.3	5.5
23	M6	0.002	11.4	316.9	0.003	44.2	350.3
24	MSN6	0.001	207.4	157.1	0.002	284.6	234.9
25	2MS6	0.001	180.8	135.4	0.003	187.9	143.1
26	2SN6	0.000	86.1	49.9	0.001	103.2	67.6
27	K2	0.006	132.1	123.8	0.006	132.1	124.0
28	NU2	0.002	74.5	52.1	0.003	87.5	65.2
29	P1	0.012	9.9	5.0	0.021	342.3	337.5
CONST.		2.42			3.33		

Table 2 The results of the height measurements of offshore rocks around Okusiri island and the estimated coseismic vertical movements. See Fig. 5 for the position of each rock. See the text about the estimation errors of vertical movements. Note that the subsidence of rock number 8 is so large that it has been covered by sea water. Therefore only one measurement data is obtained in 1993. The estimation error for this rock is based on the standard error of the height measurement for uncovered offshore rocks.

Identity number of offshore rocks (通称)	Heights from the mean sea level				vertical movements (m) (1993-1978)
	1978		1993		
	estimated (m)	No. of measurement	estimated (m)	No. of measurement	
(2) (稲穂岬先端)	1.98	9	1.80	9	-0.18±0.02
(3)	1.13	9	0.69	9	-0.44±0.02
(4) (球島岩)	2.19	9	1.96	12	-0.23±0.02
(5)	1.84	9	1.54	12	-0.30±0.02
(6) (小カカリ石)	3.08	9	2.86	12	-0.22±0.02
(7)	1.02	9	0.66	9	-0.36±0.02
(8)	0.83	9	-0.21	1	-1.04±0.04
(9) (沖のハッピ)	1.05	9	0.48	6	-0.57±0.02
(10) (地のハッピ)	1.62	9	1.32	9	-0.30±0.02
(11) (郡来岩)	2.30	9	1.91	9	-0.39±0.02
(12) (千畳岩1)	2.23	9	1.26	9	-0.97±0.02
(13)	1.44	9	0.79	9	-0.65±0.02
(14)	2.84	9	2.42	9	-0.42±0.02
(15)	3.82	9	3.59	9	-0.23±0.02
(16) 青苗港赤灯台	2.16	9	1.71	13	-0.45±0.02

恵まれたとはいえ波浪による数十cmの海面の動揺は避けられなかった。

得られた各測定値について、先に説明したように、奥尻港臨時験潮所および忍路基準験潮所の潮汐観測資料に基づき平均水面からの潮位を求めて補正し、水上岩の平均水面からの高さとして算出した。これらの補正した高さについて、各岩ごとの複数回の結果を平均することにより、その岩の平均水面からの高さの推定値とした (Fig. 4)。

次に、この成果を、1978年に「海の基本図測量」で行った同様の測量の成果 (海上保安庁, 1979) による水上岩の高さの推定値 (このときも、各岩について9回の測定を行うとともに奥尻港および忍路の潮汐観測記録による補正を行っている) と比較し、差を取って岩の上下変動の推定量とした。導かれた

変動推定量は、すべて沈降を示している。各岩の高さ測定の結果と上下変動の大きさを Table 2 に、また、沈降量の分布を Fig. 5 に示す。

一方、奥尻港と神威脇の水準点の上下変動を求めするために、水上岩測量と同時期に、それぞれの場所の臨時験潮所とその近くにある水準標石 (奥尻港は基本水準標石、神威脇は北海道開発局水準基標) との間の直接水準測量を行った。この結果と潮汐観測の結果から、各基本水準標石の平均水面に対する高さを求めた。これらの成果を、奥尻港については1978年の同様の成果、神威脇については1981年の北海道による同様の測量成果と比較することにより、水準点の上下変動を算出した。同じく Fig. 5 に結果を示す。

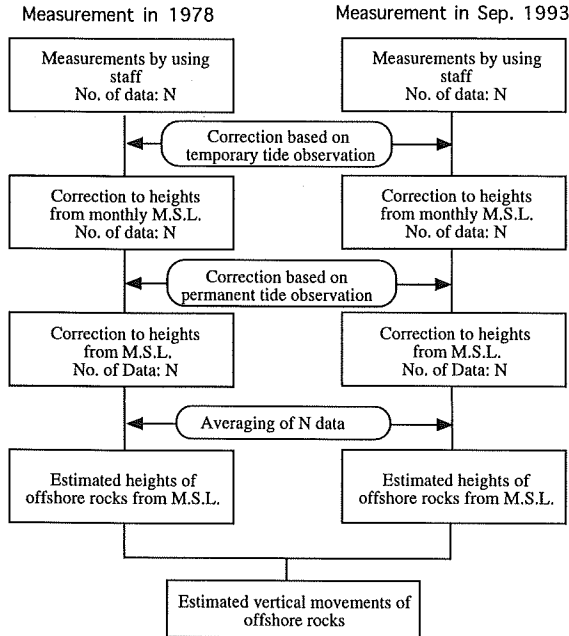


Fig. 4 A block diagram of data processing for the estimation of the changes of offshore rocks' heights.

4. 考察

4.1 推定された地殻上下変動の誤差について

Fig. 2からもわかるように、水上岩の平均水面からの高さの推定誤差の原因として、(1)波浪などともなう水上岩高低測量誤差、(2)奥尻港での験潮記録による短期的な海面変動補正の誤り、(3)忍路基準験潮所の結果を用いた長期的な海面変動の補正の誤り、(4)その他の間違いに起因する誤り、が考えられる。このうち、(1)の原因による誤差は、各測定値に対するランダム誤差となる。また、(2)の原因については、各測定が日付あるいは時間を変えて行われているので、その時々で、海面高の月平均水面への補正量の誤差が無相関であると考えれば、ランダムな誤差になると仮定できる。ただし、無相関という仮定は必ずしも妥当ではないかもしれない。この点については、後に議論する。最後に、(3)については、誤差は推定量にたいする島全体で一定のバイアスになると考えられる。

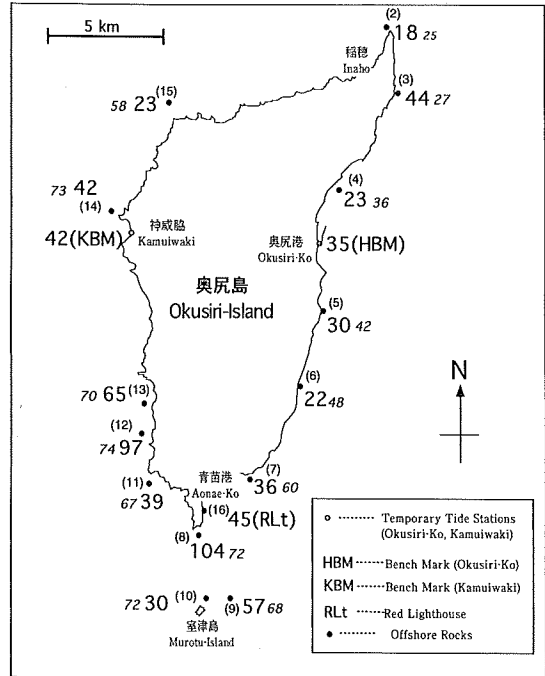


Fig. 5 The estimated subsidences in cm around Okusiri island (September 1993-1978). Numbers in parentheses indicate the identity numbers of offshore rocks shown in Table 2. Numbers of large characters indicate the estimations based on the results of the height measurement. HBM and KBM indicate the benchmarks. The subsidences of each benchmarks are estimated by using the data of the leveling and tidal observations. Numbers of small slant characters indicate the synthetic vertical movements based on the fault model which is explained in Fig. 7 and Table 3.

ここで、測定のランダムな誤差の統計分布を考察する。Fig. 6は、6回以上のデータがある岩の測定結果（平均水面からの高さへ補正した値）について、その平均値（水上岩の高さの推定値）からの残差をすべての岩について合計したヒストグラムである。この平均値に対する残差が、上記の(1)と(2)の原因によるランダム誤差の和と仮定すると、その標準偏差（ 1σ ）は1978年の測定で3 cm、1993年の測定でも同じく3 cmとなった。つまり、複数回の測定の結果の

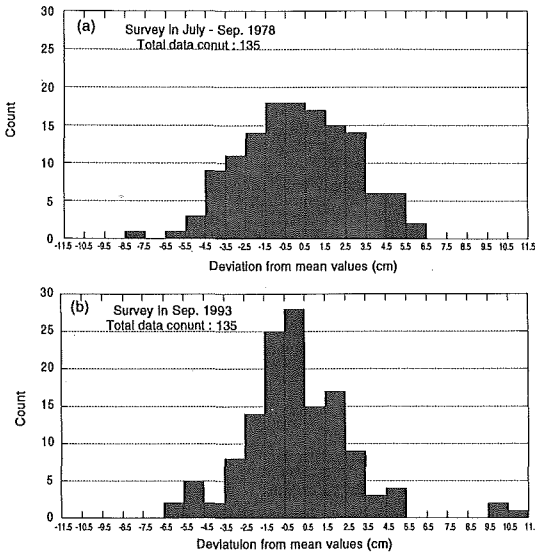


Fig. 6 Histogram of the differences between the estimated heights for offshore rocks and the results of height measurement for each rock. Top : the results in 1978. Bottom : the results in September 1993.

ばらつきから、測定誤差がランダムであると仮定して、平均的な測定誤差を推定すると ± 3 cm程度の大きさになる。この値は、1978年も1993年もほぼ同じであることから、測量当日の海況などに左右されるものの、ある程度恵まれた条件ならば、ほぼこのようなばらつきで高低測量を行えるものと考えられる。さらに、一般に、9個の測定データの平均値を水上岩の高さの推定値としているので、推定値に含まれる誤差はもっと小さくなるのが期待される。ここで見積もられた誤差の大きさを根拠に、今回推定された地殻上下変動の推定誤差を誤差伝播の法則にしたがって見積ると、およそ2 cmと非常に小さな値になる。ただし、地震後の再測量を1回しか行わなかったNo. 8の岩は、誤差の期待値はずっと大きい。

なお、奥尻港と神威脇港の基準標石の測量結果は、水上岩の結果よりも精度は高いと期待される。

誤差に含まれるバイアス成分の大きさに関しては、他の手法で行ったデータと比べることが有効で

ある。例えば、海岸線の生物指標による上下変動の測定結果(堤ほか, 1993; 地質調査所, 1994)、海岸の写真による見積もり(熊木ほか, 1993)などと比べることができる。個々の場所について、上下変動にはかなり差がある場合もあるものの、島全体で互いに一定のバイアスがあるとは認められない。

これらの結果から、今回の水上岩測量で得られた結果は、測定の際のばらつきが小さいこと、他の測定手法で得た結果とも調和的であることなど、波浪の影響で精密測量に比べれば精度は劣るものの、地殻変動の見積もりに有効な手法といえる。

4.2 地殻上下変動の分布と地震モデルとの関連

上記で得られた奥尻島の上下変動(全島的に沈降)は、その大部分が1993年の北海道南西沖地震にともなって生じたと考えられる。なぜなら、比較した測量の間(15年間)には、特に大きな地殻活動は奥尻島の近傍に発生していないこと、1983年日本海中部地震は震源域が離れているので、10 cm以上の変動が奥尻島付近であったとは考えにくいこと、また、この変動を定常的な上下変動で説明するには変動量が大きすぎることなどの理由からである。

この地震の断層モデルは、さまざまな方法で推定されている。特に、橋本(1994)では、やはり地殻変動のデータを説明する破壊モデルを作成し、計算値と実際のデータとの比較を行っている。

ここでは、北海道南西沖地震による断層破壊が上下変動の主因であると仮定して、断層モデルを設定し、理論的な上下変動を計算し、水上岩測量結果を説明できるかどうかを確かめた。断層破壊モデルについては、地震波の解析結果によるメカニズム解(気象庁, 1994)、余震分布の結果(北海道大学理学部, 1994)などを考慮して、Table 3のように仮定した。なお、このモデルは無数に考えられる断層モデルの一例であることに注意していただきたい。今回は、奥尻島という限られた場所のデータしかないため、インバージョンは行わなかった。

断層の位置はFig. 7に示す。ここでは、南部と北部の二カ所に断層をおいた。ただし、北部の断層は

Table 3 Parameters of a fault model of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake.

	Southern Fault	Northern Fault
Rupture type	Homogeneous slip on a rectangular region. Thrust type dislocation without strike slip component.	
Fault Length (km)	55.0	62.0
Fault Width (km)	32.0	40.0
Depth of shallowest point (km)	0.5	5.0
Dislocation (cm)	560	400
Direction of Strike Line	North 14° West	North 17° East
Dip Angle (Degree)	50 (Descending to West)	30 (Descending to West)
Moment (dyne cm) ($\mu=3 \times 10^{11}$ dyne/cm ²)	2.9×10^{27}	3.0×10^{27}

南部の断層に比べて、奥尻島とその周辺の地殻変動に対する寄与は非常に小さい。逆にいえば、北部の断層のパラメータを奥尻島の地殻変動から拘束することはできない。したがって、この後の議論は、島のすぐ西側にあると考えられる、西に傾き下がる断層面に関するものとなる。モデルから期待される理論的な地表の地殻上下変動の分布を同じく Fig. 7 にコンターで示す。この結果によれば、仮定したモデルは大局的には推定された地殻上下変動を説明できる。

今回の断層モデルでは島のすぐ西側に破壊領域の上端があり、そして、島の西岸は最も沈降の大きい領域(沈降量70 cm程度)に含まれている。西に傾き下がる断層面を仮定すると、奥尻島に隣接する場所に地震破壊が発生したと仮定すれば、奥尻島の沈降量の推定値の大きさは大局的には説明できる。

ただし、このように破壊断層面が地表に近く測量データもその近辺にしかない場合は、数学的に定義した断層モデルによる理論値と実際の測定値が食い違う可能性は大きい。モデルでは考慮できない局所的な破壊面や地下構造の地域性などが、実際の地殻変動に大きく関わっていることが予想されるからである。実際、推定された上下変動は、地域的なばらつきが断層に近いと思われる島の南部で大きい。所により50 cm以上のばらつきが見られる。これらのばらつきが、測定の誤差に由来するものか、あるいは実際に生じたものか区別することは難しいが、現実

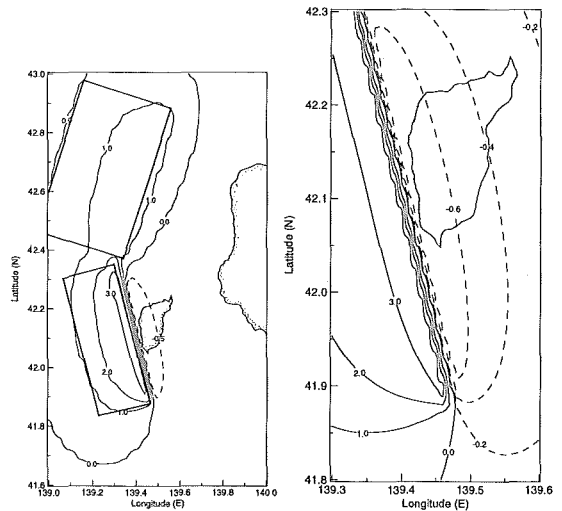


Fig. 7 Left: The surface projection of the fault model (rectangular) and the contour plot in meter of the distribution of synthetic vertical crustal movements. See Table 3 on the parameters for the calculation of synthetic movements. Right: The expansion of the left figure for the area around Okusiri island.

の地殻変動にばらつきがあった可能性が大きい。その場合、局所的な断層による地表付近の地殻破壊が、特に島の南部で生じていた可能性もある。地表付近の主断層の近傍には枝分かれした小さな断層が多数発生することが予想されることを考慮すると、島の南部の変動量のばらつきは、島の南西側が主断層の破壊面に近接していることを示唆している。

なお、この大きなばらつきが測定の誤差である可能性は小さいであろう。なぜならば、測定の誤差と仮定すると、奥尻港の験潮記録を用いた短期的な海面高変動の補正の部分に起因すると結論せざるおえないが、それは、たまたま各岩の高低測量の時にその岩付近の海面高が異常な振る舞いをしたことを意味する。しかし、ある岩付近だけの海面高の数10cmの異常な振る舞いは、測量の当日が天候がよく大気圧も海況も安定していたことを考慮すると、可能性はほとんどないと思われる。

5. まとめ

水上岩の高低測量は、測定の際のばらつきが5 cm以下とかなり小さく、他の測定手法で得た結果とも調和的であることなどから、精密測量に比べれば精度は劣るものの、離島などでの地殻変動の見積りに有効な手法といえる。このことは、測定時に天候に恵まれたこと、測量をスムーズに行えたことも大きくかかわっている。このような条件がそろった場合には、海上の水上岩高低測量は、時間のかかる水準測量を必要としないため、海域で発生する巨大地震にもなつて生じる地殻上下変動を把握するためには有効な方法である。特に、比較的、地震にもなつた地殻変動の情報の少ない離島での地殻上下変動の推定には、前もって岩高が測定されている場合には今後も力を発揮することが期待される。

今回の結果から、ほぼ他の手法と整合性のある地殻変動が得られた。ただし、奥尻島内でのばらつきはかなり大きい。このことは、島が、地震の破壊領域に非常に近かったことを意味すると考えられる。それは、今回の地震の主断層が、島のすぐ西側に存在する西下がりの逆断層で、結果的に島のすぐそばでもっとも地表に近いことと整合もする。

今回、設定した断層モデルは、無数に考えられるモデルの中の一つにすぎないが、大局的には妥当なモデルになっていると思われる。もちろん、断層面の位置・形状、向き・方向・大きさなどを変化させればさらによりモデルができるかもしれない。実際、橋本ほか(1994)では、渡島半島のデータも含めて地殻変動データを説明するいくつかのモデルを計算し、最適なものを選択している。また、地殻変動データのインバージョンによって、最適モデルを計算する手法も構築されている(例えば、Matsu'ura and Hasegawa, 1987; Yabuki and Matsu'ura, 1992)。しかし、地殻変動のデータを取得できた地域が、奥尻島という小さい領域に限られており、それに比べて断層破壊の領域はずっと広いことを考慮すると、現時点では、奥尻島内の地殻変動データだけからモ

デルを特定することは妥当ではないと考えられる。

謝 辞

今回の研究に当たり、東北大学の長谷川昭教授、平澤朋郎教授には便宜を図っていただいた。また、現地測量においては、北海道開発局、北海道および三洋テクノマリン(株)および奥尻島の方々に協力していただいた。さらに、末廣専門官をはじめとする第一管区海上保安本部の関係の方々には測量を手伝っていただいた。国土地理院には験潮記録を提供していただいた。ここに、記して感謝の意を表します。

この研究は、科学技術庁の振興調整費「平成5年北海道南西沖地震に関する緊急研究」を使用した。また、一部の調査においては、各務財団からの助成金を使用した。

参 考 文 献

- 明田川保・岡本國徳・佐藤馨・森滋男：地震活動(余震分布と時間変化), 月刊海洋, 号外 No. 7 p. 12-20, (1994).
- 地質調査所：平成5年北海道南西沖地震に伴う奥尻島の地殻変動—海浜生物指標による計測—, 地震予知連会報, 51巻, p.81-85, (1994).
- 橋本学・小沢慎三郎・吉村愛一郎・鷲谷威・多田堯・辻広道：北海道南西沖地震に伴う地殻変動と断層モデル, 月刊海洋, 号外 No. 7 p.55-61, (1994).
- 日野亮太・金沢敏彦・末広潔・佐藤利典・島村英紀：海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布, 月刊海洋, 号外 No. 7 p.35-42, (1994).
- 北海道大学理学部：1993年北海道南西沖地震の余震活動, 地震予知連会報, 51巻, p.12-20, (1994).
- 今村文彦・高橋智幸・高橋武之：地震断層は西下がりか東下がりか—津波データからの解釈—, 月刊海洋, 号外 No. 7 p.179-184, (1994).
- 海上保安庁：沿岸の海の基本図(5万分の1)奥尻島, 海図第6325号, (1979).

- 気象庁：平成5年（1993年）北海道南西沖地震（7月12日 M7.8），地震予知連絡会会報，51巻，p.37-53，（1994）。
- 久家慶子・菊地正幸・J. Zhang：遠地実体波・表面波でみる北海道南西沖地震（1993年7月12日）の複雑な震源過程，月刊海洋，号外 No. 7 p. 21-28，（1994）。
- 熊木洋太・木佐貫順一・大谷知生・小野康・梶川昌三：海岸地形変化等からみた北海道南西沖地震時の奥尻島の地殻上下変動，日本地震学会1993年度秋季大会講演予稿集，A63，（1993）。
- Matsu'ura, M. and Hasegawa, Y. : A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraint, *Phys. Earth. planet. inter.* Vol. 47, p.179-187, (1987).
- 瀬野徹三：概論：日本海東縁，一地震とテクトニクス一，月刊地球，Vol. 6 ,No. 1 (1984).
- 杉浦邦朗・岩淵義郎・内野孝雄編：水路測量，日本水路協会，（1977）。
- 都司嘉宜・加藤健二・荒井賢一・韓世燮・山中佳子：北海道南西沖地震津波の特徴，月刊海洋，号外 No. 7 p.110-122，（1994）。
- 堤昭人・鳴本利彦・宮脇昌弘・佐藤比呂志・川本英子：北海道南西沖地震に伴う奥尻島の沈降量，日本地震学会1993年度秋季大会講演予稿集，A62，（1993）。
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M. : Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, Vol. 109, p.363-375, (1992).

音波を利用した海底での歪測定に関する基礎的考察[†]

長屋好治*

BASIC STUDY ON A SEA FLOOR STRAIN MEASUREMENT USING ACOUSTIC TECHNIQUES[†]

Yoshiharu NAGAYA*

Abstract

Strains on the sea floor by the crustal deformation can be detected with an accuracy of 10^{-5} by the method of acoustic ranging. This accuracy is attained by determining arrival times of acoustic signals with high resolution using a pulse compression technique as well as by the correction of sound velocity variations by the measurement of water temperature, salinity and pressure with accuracies of 0.003°C , 0.01% and $1 \text{ mH}_2\text{O}$ respectively. Temperature anomaly with an amplitude of 0.1°C and a horizontal scale of 100m brings an error of cm. The fluctuation of observations by local temperature disturbance, however, can be separated by long term observation.

1. はじめに

VLBIやSLRに代表される宇宙技術の発展は、地殻変動の研究に新たな観測の窓を開けることになった。プレート運動の実測(例えば, Sasaki, 1990)とともに、プレートの非定常な運動様式の解明(Heki and Foulger, 1993)へと研究が進んでいる。日本列島に200を越えるGPS連続観測点を配置し、広域的な地殻変動を常時監視することによって地震予知に迫ろうとする事業も開始された(今給黎, 1994)。

これら宇宙技術の利用は陸上に限られており、電波の減衰が激しい海水によってシールドされた海底での地殻変動の研究は大きく立ち後れている。中央海嶺における海底拡大、トランスフォーム断層の運動、海溝における沈み込みと付加体の形成といった動的な場が海底には存在する。これらの動きを直接検出することができれば、地殻変動の研究はさらに

大きく発展すると期待される。

海底で実現可能な地殻変動の観測手法としては傾斜測定と歪測定が考えられる(Kanazawa, 1989)。坂田・他(1981)および坂田・島田(1984)は、振動子を利用した傾斜計を開発して相模湾で試験観測を行っており、観測機器と海底面とのカップリングをいかによくするかが課題であると報告している。一方, Spiess(1980, 1985), 浅田他(1991)およびFujimoto *et al.*(1991)は音波の伝搬時間から歪を測定する手法を提案している。浅田・他(1991)は伝搬波形についてデジタル処理を行うことによって計測分解能とS/Nの向上を図っている。

陸上を含め一般に地殻変動の観測では観測機器と地面とのカップリングが重要な問題となる。特に、振子型の傾斜測定や歪ゲージ式の歪測定の場合、基線長が短いことからカップリングの善し悪しは測定結果に重大な影響を与える。陸上では観測機器をコンクリートで岩盤に固定する方法が一般に行われて

[†] Accepted 16th March 1995

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

おり、海底でも ODP によって作られた海底掘削坑を利用して機器を固定することによりカップリングの向上を図ることができる (Kanazawa, 1989) が、作業は容易ではない。

音波を利用した距離計測においても、観測機器と海底とのカップリングが悪いと機器が傾斜することによって伝搬距離が変化し誤差をもたらす。しかし、基線を長く設定することによって影響を小さくすることができる。また、音波の送受信局を海底に多数展開することによって比較的容易にネットワーク観測が可能になることも、音波による距離計測の利点である。

本研究では、浅田・他 (1991) に従い伝搬波形を信号処理することによって高い距離分解能を実現し歪を測定する手法について基礎的な検討を行うとともに、音波を使うときの最大の問題である水温変化にともなう音速変化の影響について考察する。

2. 手法の検討

(1) 計測条件と精度

音波による距離計測で得られる歪測定の精度について考える。2点間の距離の変化は伝搬時間の変化とともに音速の変化によっても表れる。距離、音速および伝搬時間をそれぞれ L , c , t とすると、それぞれの微小な変化について次の関係が成り立つ。

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta t}{t} + \frac{\Delta c}{c} \quad (1)$$

これは時間分解能を上げて音速度の補正が正確にできなければ、歪測定の精度が上がらないことを示す。海水中の音速は水温 T 、塩分 S および水圧 D の関数であるから、(1)式は

$$\frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta t}{t} + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T} \Delta T + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S} \Delta S + \frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D} \Delta D \quad (2)$$

と展開される。 ΔT , ΔS , ΔD の測定精度によって歪測定の精度が制限されることになる。海洋学では CTD センサーを使って水温、塩分、水圧 (水深) を精密に測定する努力がなされており、現状で得られる精度はそれぞれ $3 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}$, $1 \times 10^{-3} \text{ } \text{‰}$, 1 m である (SCOR Working Group 51, 1988)。Table 1 に Urick (1983) に示される音速の変化率とともに、 ΔT , ΔS , ΔD が上記の誤差を有する場合の歪測定の精度を示す。水温と塩分による音速の変化については 10^{-6} 程度の精度を得ることができるが、水圧に関しては 10^{-5} が限界である。このことから水温、塩分、水圧を直接計測して音速補正をする限り、 10^{-5} を越える精度を得ることは現状では不可能であることがわかる。基線長が 100 m ならば 1 mm , 10 km で 10 cm の変動が検出の限界となる。

Table 1 に示された音速の変化率は水温、塩分、水圧によって変化する。水深 3000 m の海底で基線長を 1 km としたときに各測定に求められる精度を Table

Table 1. Approximate coefficients of sound velocity (after Urick, 1983) and accuracies of the strain measurement.

variation with	coefficient	coefficient	$\frac{\Delta c}{c}$
temperature (near $21 \text{ } ^\circ\text{C}$)	$\frac{\partial c}{\partial T}$ $0.8 \text{ m/sec/}^\circ\text{C}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T}$ $5.5 \times 10^{-4} / ^\circ\text{C}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial T} \Delta T$ 2×10^{-6}
salinity	$\frac{\partial c}{\partial S}$ $1.2 \text{ m/sec/} \text{‰}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S}$ $8 \times 10^{-4} / \text{‰}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial S} \Delta S$ 8×10^{-7}
depth	$\frac{\partial c}{\partial D}$ 0.016 m/sec/m	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D}$ $1.1 \times 10^{-5} / \text{m}$	$\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial D} \Delta D$ 1×10^{-5}

Table 2. Accuracies required for the measurements of travel time, water temperature, salinity and water pressure to realize the strain measurement with an accuracy of 10^{-5} on the sea floor at the depth of 3000 m.

	accuracy
time	$6\mu\text{sec}$
temperature	0.003°C
salinity	0.01%
depth	1 m

2に示す。ここでは次式(Mackenzie, 1981)を使い、水温および塩分をそれぞれ 1°C 、 35% として音速の変化率を計算している。

$$\begin{aligned}
 c &= 1448.96 + 4.591T - 5.304 \times 10^{-2}T^2 \\
 &+ 2.374 \times 10^{-4}T^3 + 1.340(S-35) \\
 &+ 1.630 \times 10^{-2}D + 1.675 \times 10^{-7}D^2 \\
 &- 1.025 \times 10^{-2}T(S-35) \\
 &- 7.139 \times 10^{-13}TD^3 \\
 c &: \text{音速 (m/sec)} \\
 T &: \text{水温 } (^\circ\text{C}) \quad 0 \leq T \leq 30 \\
 S &: \text{塩分 } (\%) \quad 30 \leq S \leq 40 \\
 D &: \text{水深 (m)} \quad 0 \leq D \leq 8000 \quad (3)
 \end{aligned}$$

(2) 時計の同期

海底の2点間を信号ケーブルで結ぶことができるなら1台の時計で伝搬時間を計測することができる。しかし、基線長を数100m以上に設定する場合、ケーブルを伴った機器を海底に設置することは容易ではない。

これに対して、2点に設置する機器それぞれに予め同期をとった時計を備えて、一定の時間間隔で送信を行えば、受信時刻を測定することによって伝搬時間を求めることができ、ケーブルで結ぶ必要はなくなる。この場合2台の時計の同期のずれは伝搬時間の計測に誤差を与える。しかし、双方向で伝搬時間を計測し両者を平均することによって誤差を小さくすることができる。以下にこれを示す。

A, B両点で音波の送信と同時に音波の受信を行

う。A点から音波が発信される時刻を T_A 、B点から発信される時刻を T_B とすると、A点で計測される伝搬時間 t_A とB点で計測される伝搬時間 t_B は、真の伝搬時間 T を用いて次式で表される。

$$\begin{aligned}
 t_A &= \left(1 + \frac{\Delta f_A}{f_A}\right) (T_B + T - T_A) \\
 t_B &= \left(1 + \frac{\Delta f_B}{f_B}\right) (T_A + T - T_B) \quad (4)
 \end{aligned}$$

ここで、 f_A と f_B はA点、B点の時計に使われる基準発振子の設計上の周波数を、 Δf_A と Δf_B はそれぞれの誤差を表す。平均をとると

$$\begin{aligned}
 \frac{t_A + t_B}{2} &= T \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} + \frac{\Delta f_B}{f_B} \right] + \right. \\
 &\quad \left. \frac{T_B - T_A}{T} \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} - \frac{\Delta f_B}{f_B} \right] \right\} \quad (5)
 \end{aligned}$$

となる。右辺第2項の $\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} + \frac{\Delta f_B}{f_B} \right]$ および第3項の $\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_A}{f_A} - \frac{\Delta f_B}{f_B} \right]$ は時計の刻みの誤差を、また、第3項の $T_B - T_A$ は同期誤差を表す。同期誤差が伝搬時間 T より小さければ、時計の誤差の範囲で伝搬時間の計測ができることがわかる。ここで 10^{-5} 以上の精度を持つ時計が必要となるが、水晶発振子を使って簡単に作ることができる。ただし同期誤差は時間とともに増加するため、放置すれば $T_A - T_B < T$ の条件が満たされなくなる。同期誤差の累積によって一方向の伝搬時間の計測値は一様に増加もしくは減少する。そこで、海底で最初に計測される伝搬時間を初期値として、その後順次得られる計測値と初期値との差が予め設定した範囲を超えたら、時計を一定時間進めるもしくは遅らせる操作を行うことによって、時計の同期誤差を抑えることができる。

(3) 周波数と伝搬損失

海水中を伝搬する音波は、球面拡散に加えて粘性による吸収および MgSO_4 に代表される溶存塩による吸収によって減衰する。これらによる伝搬損失 TL (dB) は

$$\text{TL} = 20 \log r + \alpha r \quad (6)$$

で表される。ここで r は音源からの距離 (m) を示す。 α は吸収係数と呼ばれ、周波数 f (kHz) の関数

として次式で近似される (Urlick, 1983)。

$$\alpha = \frac{0.1f^2}{1+f^2} + \frac{40f^2}{4100+f^2} + 2.75 \times 10^{-4}f^2 + 0.003 \quad (\text{dB/kiloyard}) \quad (7)$$

(6)式と(7)式に従って周波数10kHzから50kHzの音波について距離に対する伝搬損失を計算した結果が Fig. 1 である。これによると信号の周波数が10kHzの場合は伝搬距離が10kmでも減衰は100dB以下であるが、周波数が50kHzでは2kmの伝搬距離で減衰が100dBに達する。

海中の音響ノイズは、水深1000mを越える海中では10kHzから50kHzの周波数帯で60dB (re: 1 μ Pa) 以下である (Urlick, 1983)。したがって伝搬距離が2km以下の場合、50kHzの信号を使っても、音原音圧を160dB以上にすることによってノイズレベルより高い信号を受信することができる。しかし、伝搬距離が10kmとなると、20kHz以上の信号に対しては減衰が著しく、次項で述べるパルス圧縮によってS/Nを上げて良好な信号を得ることは難しい。伝搬距離を10kmに設定する場合は信号の周波数を20kHzよりも低くする必要がある。

(4) パルス圧縮

受信時刻の計測において時間分解能とS/Nを上げるために、レーダ技術分野でパルス圧縮と呼ばれる手法を用いる。これはパルスレーダの探知距離を増大しかつ距離分解能を上げることを目的として開発された手法であり、原理としてレーダの探知距離

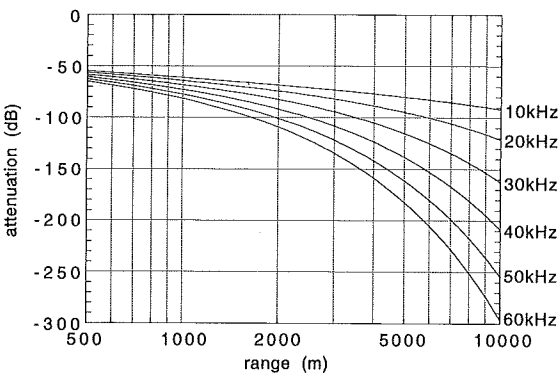


Fig. 1. Transmission loss of underwater sound.

が瞬間的な送信電力ではなく平均電力に依存すること、また、距離分解能が送信波形の時間幅ではなく帯域幅に依存する性質を利用している (電気情報通信学会, 1984)。代表的なパルス圧縮の方法として、直線周波数変調方式 (FSK) と符号変調方式 (PSK) があり、どちらも送信波形と受信波形の相関波形を作ることによって信号のパルス幅を短くするとともに信号振幅を大きくしている。

直線周波数変調方式では、時間経過とともに周波数がリニアに変化する波形を送信信号として使う。これは chirp 波形とも呼ばれ次式で表される。

$$s(t) = \cos(\omega_0 t + \frac{1}{2} \mu t^2) \quad |t| \leq \frac{1}{2} T$$

$$= 0 \quad |t| > \frac{1}{2} T \quad (8)$$

ここで、 ω_0 は中心角周波数、 T は信号の時間幅を表す。 μ は周波数変調幅 Δf を用いて $\mu = 2\pi\Delta f / T$ によって定義される。

$s(t)$ の自己相関を計算すると、

$$g(\tau) = \sqrt{\frac{2\mu}{\pi}} \cos \omega_0 \tau \frac{\sin\left\{\frac{\mu\tau}{2} T \left(1 - \frac{|\tau|}{T}\right)\right\}}{\mu\tau} \quad (9)$$

となり (Cook and Bernfeld, 1967)、 μ を Δf で書き直して

$$g(\tau) = \sqrt{T\Delta f} \cos \omega_0 \tau \frac{\sin \pi \Delta f \tau}{\pi \Delta f \tau} \quad |\tau| \ll T \quad (10)$$

を得る。 $\frac{\sin \pi \Delta f \tau}{\pi \Delta f \tau}$ は $g(\tau)$ の包絡線を表し、 $\tau=0$ で最大、 $\tau=0$ を挟んで両側に減少し、 $\tau = \frac{1}{\Delta f}$ で $g(\tau)=0$ となる。 $\tau \geq \left|\frac{1}{\Delta f}\right|$ では $g(\tau)$ の振幅が小さいため、 $\tau \leq \left|\frac{1}{\Delta f}\right|$ の範囲にパルスが圧縮されることになる。振幅は $\sqrt{T\Delta f}$ 倍に増大する。

一方符号変調方式では、周波数 f_0 の正弦波を予め決められた2進符号に従って位相を180°反転させた波形を送信信号として使う。2進符号には符号理論で巡回符号の一つに分類されるM系列符号がよく使われる (今井, 1990)。符号の長さはM系列符号の次数で決まり、 m 次のM系列符号の長さは $2^m - 1$ である。符号は m 段のシフトレジスタを使った簡単なア

ルゴリズムによって生成される (今井, 1990)。Fig. 2 に 5 次の M 系列符号を生成するシフトレジスタ回路の例を示す。Fig. 3 は Fig. 2(a) で生成される 5 次の M 系列符号である。ただし, Fig. 3 では 0 を -1 に置き換えている。

M 系列符号を繰り返し並べた系列は周期 $2^m - 1$ の周期系列となり M 系列と呼ばれる。M 系列は見かけ上ランダムな性質を示す。つまり, a_i を 1 と -1 からなる m 次の M 系列としたとき, 次式

$$\varphi(j) = \sum_{i=0}^L a_i a_{i+j} \quad L = 2^m - 1 \quad (11)$$

に従って相関を計算すると

$$\begin{aligned} \varphi(j) &= L & (j=0, L) \\ &= -1 & (j=1, 2, \dots, L-1) \end{aligned} \quad (12)$$

となり, 符号が一致したときのみ高い相関を示す。Fig. 4 は Fig. 3 で示された 5 次の M 系列符号の自己相関である。サイドローブが表れている理由は, (11) 式の a_i として M 系列そのものではなく,

$$a_i = 0 \quad (i < 0, i \geq L-1) \quad (13)$$

として, 1 周期の M 系列について自己相関を計算しているためである。Fig. 4 から $L (= 2^5 - 1 = 31)$ の時間幅を持つ信号が時間幅 2 の三角波に圧縮されることがわかる。つまり, 符号長 L の M 系列符号で位

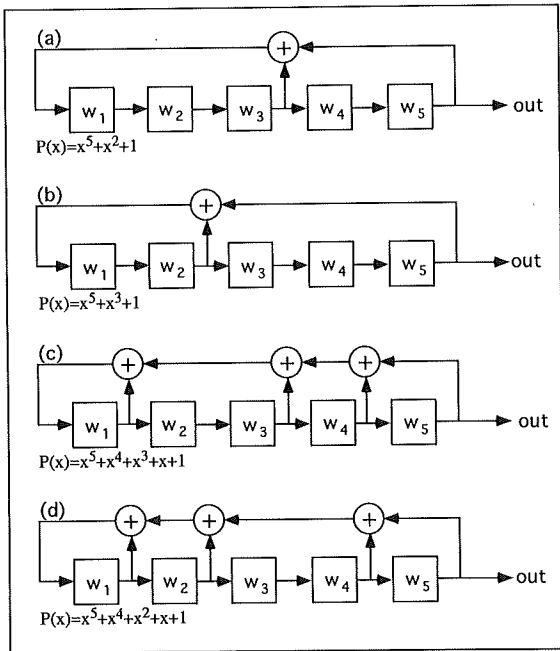


Fig. 2. Four examples of feedback shift register circuits generating M-sequence codes of fifth order together with primitive polynomials to determine the topologies of the circuits. M-sequence codes generated by a circuit are identical even though any binary sequence except for all zeros is given to (w_1, w_2, \dots, w_5) as initial values. Plus on the circuits indicates exclusive OR.

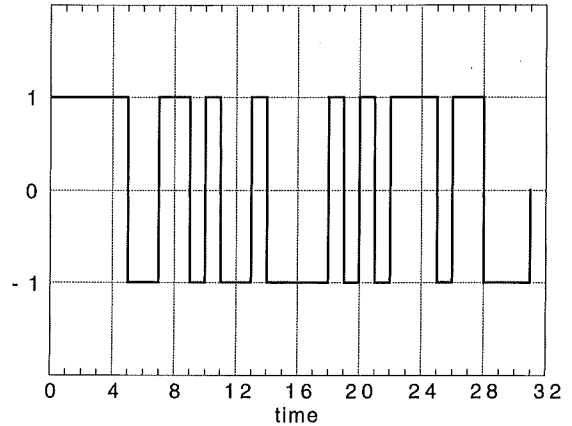


Fig. 3. The M-sequence code generated by the shift register circuit of Fig. 2(a).

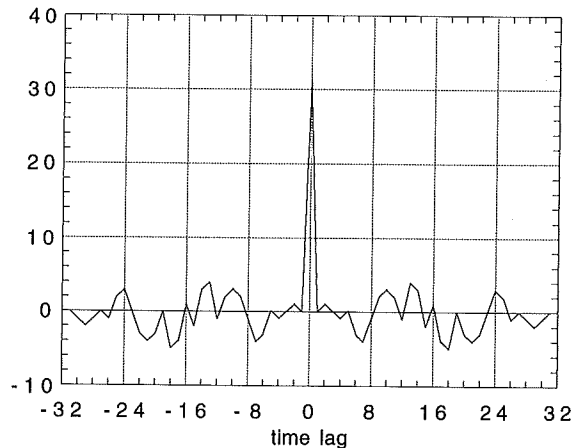


Fig. 4. Autocorrelation of the M-sequence code shown on Fig. 3.

相変調された波形は相関計算によって、パルス幅は $2/L$ 倍に縮小する。また、振幅は \sqrt{L} 倍に増大する。信号の時間幅を T 、2進符号の1ビットの時間幅を $1/f_c$ 、すなわちボーレートを f_c とすると $T=L/f_c$ の関係が成り立つから、パルス幅が $2/f_c$ に縮小し、振幅は $\sqrt{Tf_c}$ に増大すると書くこともできる。

M系列のパワースペクトルを計算すると、

$$\phi(\omega) = \frac{\sin^2(\omega/2f_c)}{(\omega/2f_c)^2} \quad (14)$$

を包絡線とするラインスペクトルになる (森田, 1984)。 $|\omega| \geq 2\pi f_c$ における $\phi(\omega)$ は、 $|\omega| \leq 2\pi f_c$ における $\phi(\omega)$ に比較して無視できるほど十分小さい。このため f_0 の正弦波をボーレート f_c のM系列で位相変調

した信号は、

$$f_0 - f_c < f < f_0 + f_c \quad (15)$$

の範囲で強い振幅スペクトルを示す。Fig. 5 (a)は40 kHzの正弦波を10kbpsのM系列符号で位相変調した信号のパワースペクトルである。30kHzから50kHzの範囲で強いパワーを示している。一方、Fig. 5 (b)は中心周波数が40kHzでスイープ幅が20kHzのchirp波のパワースペクトルである。やはり30kHzから50kHzの範囲で強いパワーを持ち、矩形に近い周波数特性を示している。

FSKとPSKについて帯域幅、パルス幅、振幅の比較をTable 3に示す。FSKにしるPSKにしる帯域幅が広いほど圧縮後のパルス幅は短くなり時間分

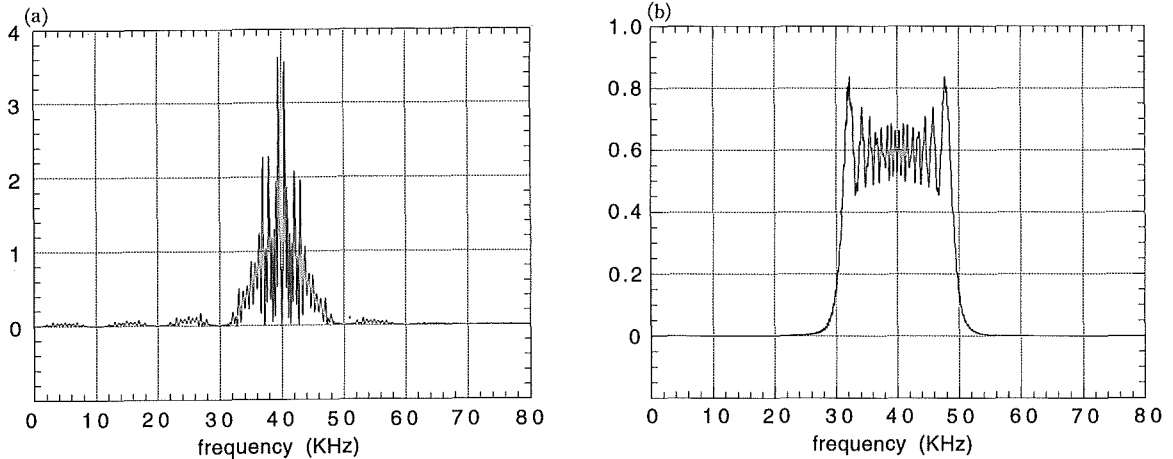


Fig. 5. Power spectra of a PSK signal to which a sine wave of 40kHz is modulated with the M-sequence code of the fifth order at the baud rate of 10kbps (a) and of a chirp signal linearly swept from 30kHz to 50kHz (b).

Table 3. Comparison of the effect of pulse compression between Frequency Shift Keying (FSK) and Phase Shift Keying (PSK).

	pulse length	sweep width of chirp signal	baud rate of M-sequence code	length of compressed pulse	maximam amplitude of compressed pulse	band width
F S K	T	Δf	/	$\frac{2}{\Delta f}$	$\sqrt{T \Delta f}$	Δf
P S K	T	/		f_c	$\frac{2}{f_c}$	$\sqrt{T f_c}$

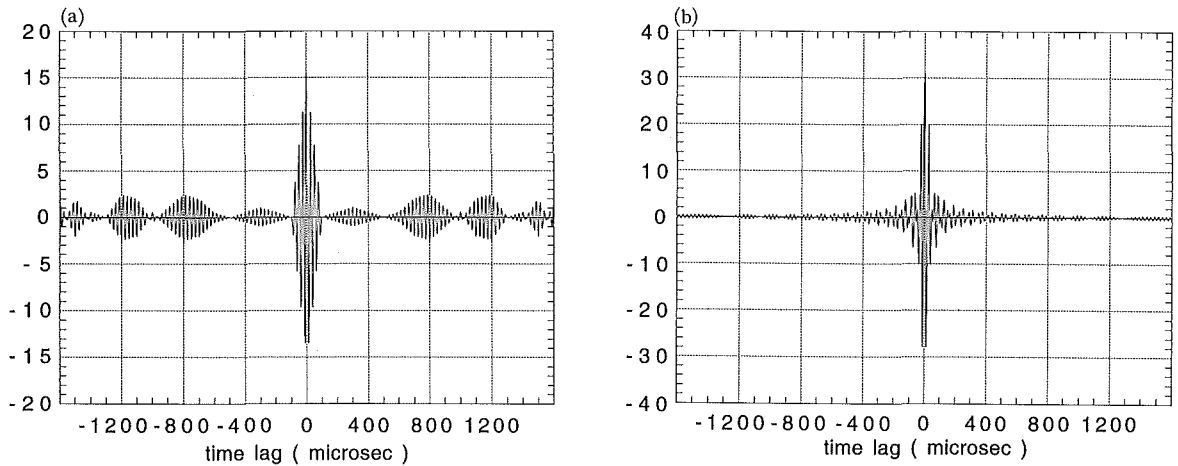


Fig. 6. Autocorrelations of a PSK signal to which a 40kHz sine wave is modulated with the M-sequence code of the fifth order at 10kbps (a) and of a chirp signal with a center frequency of 40kHz and a band-width of 20kHz (b).

解能が向上する。また、帯域幅と信号の時間幅の積に比例して振幅が増大し S/N が向上する。帯域幅が同一であれば、FSK によるパルス圧縮の効果は PSK の 2 倍である。Fig. 6 の (a), (b) は Fig. 5 と同じ位相変調波と chirp 波の自己相関を示す。どちらも 30kHz から 40kHz の帯域で強いパワーを持つが、chirp 波の自己相関はより鋭いパルスとなり、パルス圧縮の効果が高いことがわかる。

PSK, FSK のどちらを用いてパルス圧縮をしても数 μsec よりも高い時間分解能で振幅が最大となる時刻を特定することができる。

(5) 機器の傾斜

機器を海底の安定した岩盤の上に設置できるとは限らない。未固結の堆積層の上に設置する場合、自重で機器が傾斜する可能性がある。送受波器の海底からの高さを 2 m とすると、 0.6° の傾きによって 2 点間の距離が 1 cm 変化する。 0.1° の分解能をもつ傾斜計を機器に取り付けて傾斜量を計測することによってこれを補正する。ただし、海底設置時に基線方向と傾斜計の方向との関係を潜水艇等を使って調べる必要がある。

3. 考察

(1) 局所的な水温変動

基線の両端で水温、塩分、水圧を計測することによって、基線全体を含むスケールの水温、塩分、水圧の変化については検出が可能であり、これにともなう音速場の変化は補正することができる。しかし、基線長よりも短い局所的な音速場の変化は検出できない。一般に水温は塩分に比較して変化が大きく、水温の局所的な変化（温度異常）によって音速場が局所的に変化する可能性がある。

どの程度の空間スケールの温度異常が 10^{-5} の歪測定に影響するかを基線長を 1 km として評価してみた。水深 3000 m の海底付近で、水温 1°C 、塩分 35‰ で均一な海水中において、基線の中に幅 w (m) の温度異常が発生した場合の走時を SEIS 83 (Červený and Pšeničák, 1983) を使って計算した。温度異常としては、Fig. 7 (a) に示すように中間点で t_a ($^\circ\text{C}$) の大きさを持ち、水平方向にリニアに減少し、幅 w の両端で周囲の水温 1°C に一致する水平分布を与えた。一方、鉛直方向には温度変化がないとした。 t_a が 0.1°C 、 0.2°C 、 0.01°C の場合について、また、 w が 100 m、200 m、1000 m の場合について計算した結

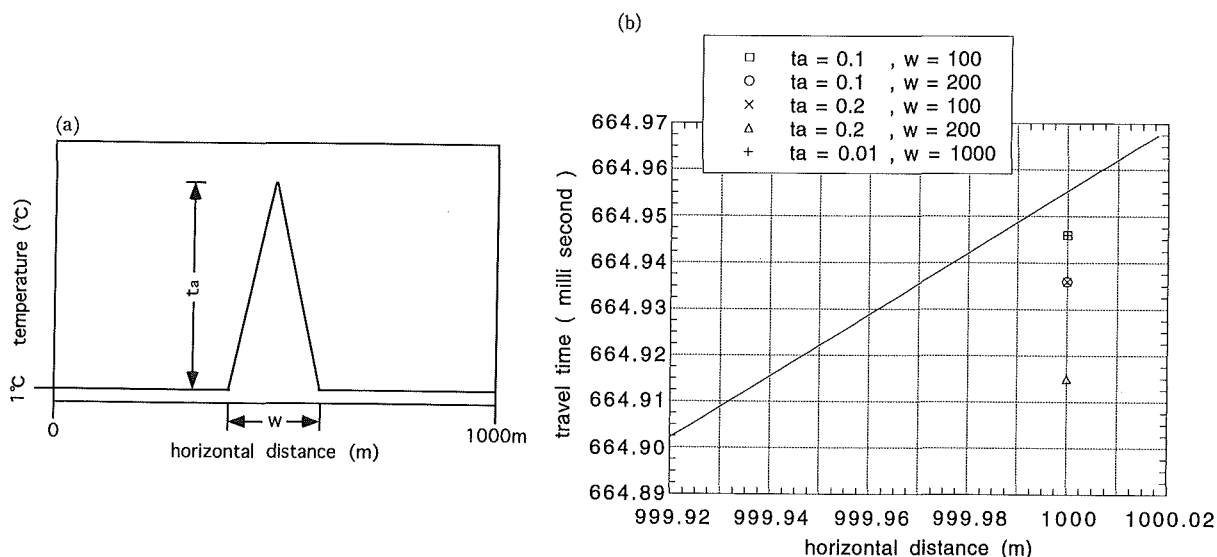


Fig. 7. (a) Horizontal distribution of the temperature anomaly which is given to calculate the velocity field. (b) Simulated travel times of acoustic signals propagating the distance of 1000m through the sea water with temperature anomaly of which distribution is given on (a). Solid line shows travel times in the sea water with no anomaly.

果を Fig. 7(b)に示す。実線は温度異常がないときの走時曲線を表す。

振幅 $+0.1^\circ\text{C}$ 、幅100mの温度異常によって1.4cmの距離の縮みに相当する伝搬時間の短縮が起こる。Fig. 7(b)に示される5つの場合から、振幅 t_a ($^\circ\text{C}$)、幅 w (m)の温度異常によって生じる誤差は、 $0.14 \times t_a \times w$ (cm) (16) によって見積もることができる。

100mスケールの温度異常が長期的に安定して存在するとは考えにくい。Meinig *et al.* (1993)は Juan de Fuca Ridge において100m間隔で6台の水温計を並べて400時間の連続観測を行っている。これによると特定の水温計だけに記録される変化はあるものの、その継続時間は長くても20時間程度であり振幅も 0.05°C を越えていない。

熱水活動の激しい海嶺域では噴出する熱水による温度擾乱が予想される。Bemis *et al.* (1993)は Juan de Fuca Ridge で有人潜水艇を使って水温分布を観測し、熱水噴出孔から噴き出す熱水によって作られる温度異常の分布を次式でモデル化している。

$$T(r, z) = k_1(z_0 + z)^{-5/3} \exp\left(-\frac{r^2}{k_2}\right) \quad (17)$$

ここで z は噴出孔からの高さ、 r は水平距離である。

これに従うと噴出孔で 350°C の熱水が噴出した場合、噴出孔から水平距離で2m以上離れると、海底からの高さが6mまでの範囲で温度異常は 0.1°C 以下になることが計算される。したがって噴出孔から2m以上離して基線を設定することによって距離測定への影響を避けることができる。

(17)式でモデル化されているのは高温の熱水が強い浮力を伴って盛んに噴出している場合であり、低温の地下水がゆっくり湧き出している場合には適用できない。海嶺域でも低温の水が湧き出している (Bemis *et al.*, 1993)し、沈み込み域でも低温湧水は観測されている (Le Pichon *et al.*, 1992)。低温の水が海底付近に滞留して距離測定に誤差を与える可能性は残る。湧水がある場所では、基線上の多点で水温を測って滞留時間を調べる必要がある。

局所的な温度擾乱は、湧水を起源とするにしろ海洋構造を起源とするにしろ、周期的な変動であるか、もしくはある平衡点へ漸近する現象である。これに

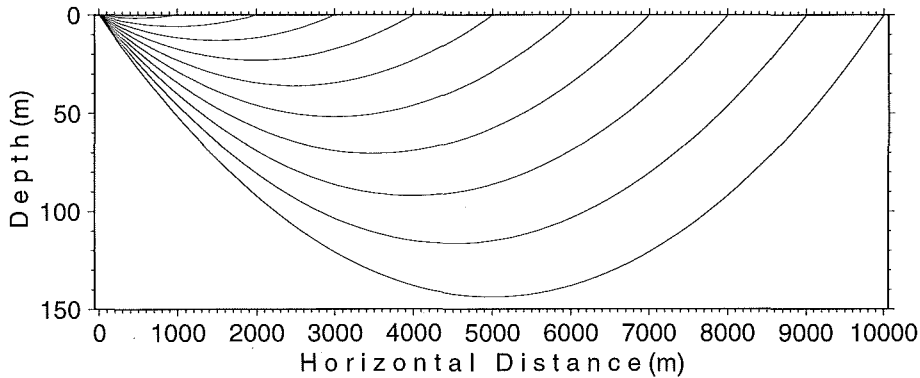


Fig. 8. Sound rays in the sea water of 1°C and 35‰ at the depth of 3000 m.

対して地殻変動は周期無限大の運動である。したがって長期にわたって測定を続けることによって地殻変動を起因とする変化を抽出できると考えられる。

(2) 地形に関する制約

一般に海水中の音速の鉛直分布は、水深700m付近を極小として海面および海底に向かって増加する傾向を示す。このため水深1000mを越える海水中で水平方向に発した音波の音線は下に凸の曲線を描く。水深3000mの海水中における音線を SEIS83を用いて計算した結果を Fig. 8 に示す。ここで水温は1°C、塩分は35‰で水平方向にも鉛直方向にも一定として(3)式を用いて音速場を与えている。水平距離が1000mの場合は鉛直方向に1.5m程度湾曲するにすぎないが、10kmでは湾曲が150mに及ぶ。音源からの直接波を受信するためには、機器の設置場所として凹地もしくは傾斜地を選択する必要がある。

(3) 海流の影響

海流によって音速は変化する。基線方向の音速の変化は双方向で計測を行うことによって、流速が1 m/sec を越えない限り、測定誤差を 10^{-5} 以下に抑えることができる(長屋・他, 1994)。また、基線に直交する方向の海流があると、伝搬距離は長くなるが、伸びの割合は流速が1.5 m/sec でも 0.5×10^{-6} であり影響はない。

4. 結論

水深3000mの海底の2点間で音波の伝搬時間を計測し、同時に水温、塩分および水圧をそれぞれ0.003°C、0.01‰、1 m H₂Oの精度で計測して音速場の変化を補正することによって、 10^{-5} の精度で歪を測定することができる。基線長が1 kmなら30~50 kHzの帯域幅を持つ信号波形を、また、基線長が10 kmなら10~20 kHzの帯域幅を持つ信号波形を、直線周波数変調もしくはM系列による位相変調によって形成し、これを送信し、受信した波形と送信波形との相関を計算することによってcmの距離分解能を得ることができる。

2点間は必ずしもケーブルで結ぶ必要はなく、 10^{-5} より高い精度を持つ時計で送信時刻の同期をとり双方向の伝搬時間を計測することによって 10^{-5} の測定精度を維持することができる。

周囲の水温と0.1°C異なる海水が水平方向に50~100mの範囲で存在すると、これを挟んでの距離測定にはcmの誤差が生じる。このような局所的な温度擾乱は一般に安定ではないため、長期間の測定によって地殻変動と分離できる可能性が高い。ただし、低温湧水がある場合は滞留時間が長期である可能性があるため、今後、実際に水温測定を行って低温湧水の振る舞いを調べる必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり海洋研究室の方々に貴重な意見を頂きました。ここに感謝いたします。

引用文献

- 浅田昭・小野房吉・長屋好治・植田義夫：水路部における海底観測計画，月刊海洋，**23**(5)，255-263，(1991)
- Bemis K. G., R. P. Von Herzen and M. J. Mottl : Geothermal Heat Flux From Hydrothermal Plumes on the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, **98**, 6351-6365, (1993)
- Červený, V. and I. Pšenčík : Program SEIS 83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, Charles Univ., Prague, (1983)
- Cook, C. E. and M. Bernfeld : Radar Signals An Introduction to Theory and Application, Academic Press, 130-136, (1967)
- 電子情報通信学会編：レーダー技術，コロナ社，(1984)
- Heki, K. and G. R. Foulger : Plate Dynamics Near Divergent Boundaries : Geophysical Implications of Postdrifting Crustal Deformation in NE Iceland, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14279-14297, (1993)
- Fujimoto, H., J. Segawa, T. Furuta and H. Murakami : Installation of Ocean Bottom Bases for Observation of Seafloor Crustal Movement, *Mar. Geod.*, **14**, 177-184, (1990)
- 今井秀樹：符号理論，コロナ社，125-126，(1990)
- 今給黎哲郎：全国 GPS 連続観測システムの整備，月刊地球 **16**(6)，349-353，(1994)
- Kanazawa, T. : Crustal Movements on the Ocean Bottom, *J. Geod. Soc. Japan*, **35**, 207-213, (1989)
- Le Pichon, X., K. Kobayashi and Kaiko-Nankai Scientific Crew : Fluid venting activity within the Eastern Nankai Trough accretionary wedge : a summary of the 1989 Kaiko-Nankai results, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 303-318, (1992)
- Mackenzie, K. V. : Nine-term equation for sound speed in the oceans, *J. Acoust. Soc. Am.*, **70**(3), 807-812, (1981)
- Meinig, C., H. Milburn, R. Newman and W. Chadwick : Acoustic Extensometer : A Precise Low-Cost Array for Horizontal Deformation Monitoring on the Sea Floor, *Proceedings of OCEANS 93*, Vol.2, 117-121, (1993)
- 森田清：フーリエ変換と情報処理，オーム社，1984
- 長屋好治・矢吹哲一郎・小野房吉・浅田昭・田尻克之：水路部における海底地殻変動観測への取り組み，月刊地球，**16**(6)，309-314，(1994)
- 坂田正治・島田誠一・浜付武重：海底傾斜計の開発(1)，測地学会誌，**27**，75-84，(1981)。
- 坂田正治・島田誠一：海底傾斜計の開発(2)，測地学会誌，**30**，50-58，(1984)。
- Sasaki, M. : Study of the Earth's Dynamics by Means of Satellite Laser Ranging Techniques, *Rep. Hydro. Res.*, **26**, 99-188, (1990)
- SCOR Working Group 51 : The acquisition, calibration, and analysis of CTD data, *Unesco technical papers in marine science*, **54**, (1988)
- Spiess, F. N. : Acoustic Techniques for Marine Geodesy, *Mar. Geod.*, **4**(1), 13-27, (1980)
- Spiess, F. N. : Analysis of a Possible Sea Floor Strain Measurement System, *Mar. Geod.*, **9**(4), 385-398, (1985)
- Urlick, R. J. : Principles of Underwater Sound, 3d ed., McGraw-Hill Inc., (1983)