

**REPORT**  
**OF**  
**HYDROGRAPHIC RESEARCHES**  
**No. 21, March, 1986**

---

1983年日本海中部地震震源域の海底地形地質

加藤 茂\*・桂 忠彦\*・浅田 昭\*・春日 茂\*

**SUBMARINE TOPOGRAPHY AND GEOLOGY IN THE  
SOURCE REGION OF THE 1983 NIHONKAI-CHUBU  
EARTHQUAKE**

Shigeru Kato\*, Tadahiko Katsura\*, Akira Asada\*  
and Shigeru Kasuga\*

**Abstract**

This paper describes the results of sea bottom survey in the source region of the Nihonkai-Chubu Earthquake. The earthquake, of magnitude 7.7, occurred in the eastern Japan Sea on 26 May 1983. Topographical, geological and geophysical surveys by the survey vessel "Shoyo" in 1983 and the "Takuyo" in 1984, were carried out for the purpose of revealing the regional features. Survey items are submarine topographical survey by echo sounder and multi-beam sonar (Seabeam), geological survey by sub-bottom profiler (3.5KHz) and seismic profiler (single and 12 channels), geomagnetic and gravity survey, and bottom sampling.

The survey area is the eastern border of the Japan Sea and it covers the continental margin of Northeast Japan including the Okusiri and Sado Ridges elongating from north to south. There are many faults along the slope foot between these ridges and the Japan Basin, and the hook-shaped distribution of these faults corresponds with the area of aftershocks. A well undulated acoustic basement was recognized beneath the Japan Basin, and a small, linear hill chain was revealed on

the flat floor of the Japan Basin. It is estimated that the basement high and the hills were formed by intrusive igneous rocks.

In addition, fragments of manganese concretion were dredged from a small mount of 80 meters height, being one of the hill chain in the Japan Basin. The chemical and mineral composition of the samples are similar to those of hydrothermal manganese oxides reported in the Izu-Ogasawara area. Thus, there is a possibility that the samples dredged from a small hill in the Japan Basin are also hydrothermal manganese oxides.

### 1. はじめに

日本海を震源とする地震としては最大級の日本海中部地震が1983年5月に発生して以来、その震源域である秋田・青森県沖の日本海東縁部は、新しいプレート境界がここに位置する可能性の指摘（小林，1983；中村，1983）や、日本海盆底の海底に熱水噴出による可能性のある黄色斑点状物質の発見（堀田ほか，1985）などによって注目を集めている海域である。

水路部では、日本海中部地震発生後の1983年5～6月及び1984年7～8月に、それぞれ測量船「昭洋」及び「拓洋」により、日本海中部地震の震源を中心とする海域（第1図）において海底調査を実施した。

その結果、日本海中部地震震源域の海底地形、地質構造に関するいくつかの新知見を得ることができた。ここでは、「昭洋」及び「拓洋」の実施した海底調査の概要と、これによって明らかになった事項についてまとめたものである。

なお、「昭洋」の調査資料の解析処理の一部は、昭和58年度科学技術振興調整費「昭和58年（1983年）日本海中部地震に関する緊急研究」によるものである。また、マルチチャンネル反射法音波探査データの電子計算機処理は、水路部監督の下、センチュリリサーチセンタ株式会社が行った。

### 2. 日本海中部地震の発生

日本海中部地震は、1983年5月26日、秋田県能代市の西方沖を震源として発生した。震源の位置は、 $40^{\circ}21.4'N$ ,  $139^{\circ}04.6'E$ 、深さ14kmであった。マグニチュードは7.7で、日本海側で発生する地震としては最大級のものであった。地震によって発生した津波は東北地方をはじめとする日本海沿岸地方を襲い、100名を超える死者を数える大きな災害をもたらした（高橋ほか，1983）。

日本海中部地震は、M7.1の最大余震を含む活発な余震活動を伴い、長さ約150km、幅約50kmの巨大な余地域を形成した（西出ほか，1983）。余震域はほぼ南北にのびる逆くの字状を呈し（東北大学理学部地震予知観測センターほか，1983）、東西断面でみると深さは約8～28kmの範囲に分布し、陸側に向かって約30度傾斜した集中域が存在する（海野ほか，1983）。本震及び余震の発震機構とその震源分布とから、日本海中部地震は東下がりの低角逆断層によるものであると考えられている（高橋ほか，1983など）。

### 3. 昭洋による海底調査

昭洋による海底調査は、日本海中部地震震源域の海底地形、地質構造、地磁気異常分布、重力異常分布等を明らかにする目的で、次に示す要目で行われた。

調査期日	1983年5月27日～6月15日（往復日数を含む。）
調査船	測量船「昭洋」（船長吉田弘正，1900トン）

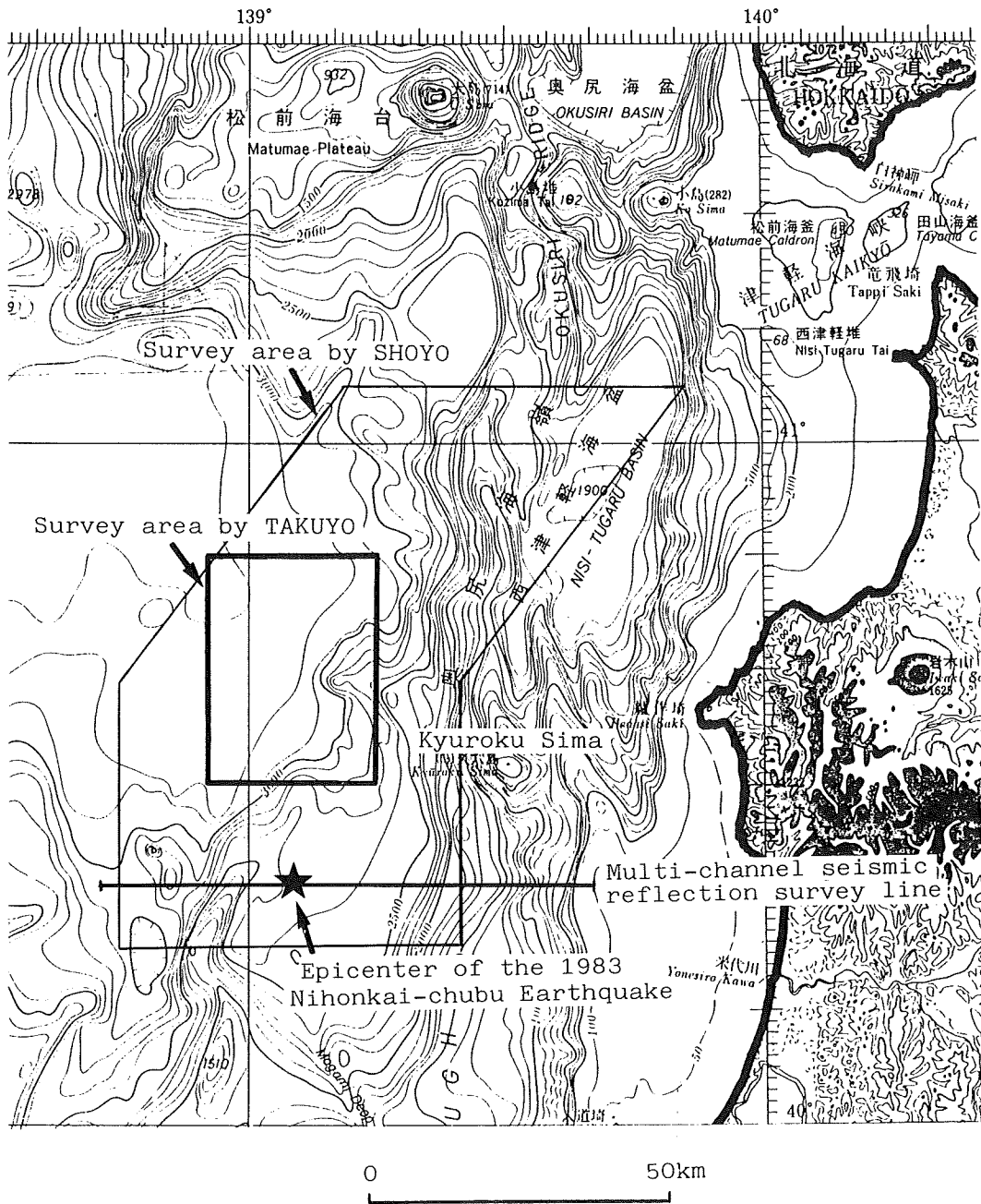


Figure 1 Survey area by the survey vessel "Shoyo" and "Takuyo" on bathymetric chart No.6312.

測 位	ロランC ( $\rho-\rho$ ), NNSSを使用した長距離電波測位装置による.
測 深	深海用音響測深機 (12KHz) による.
音波探査	エアガン方式の深海用連続音波探査装置 (シングルチャンネル) 及び表層探査装置による.

- 地磁気測量      プロトン磁力計による。
- 重力測量        KSS-30型海上重力計による。
- 海底写真撮影    ワンショット型海底カメラによる。
- 水中音圧測定    音波探査用ストリーマケーブルにより、水中伝播の余震音等を収録。
- 測      線      主側線は、東西方向とし1.5海里間隔に、また、交差測線は南北方向の8海里間隔に設定した。なお、主測線のうち、エアガン方式の深海用連続音波探査は3本に1本の割合（4.5海里間隔）で実施した。これは、本調査期間の前半に調査海域内に海底地震計が設置してあり、これに影響を与えないためである。航跡図を第2図に示す。

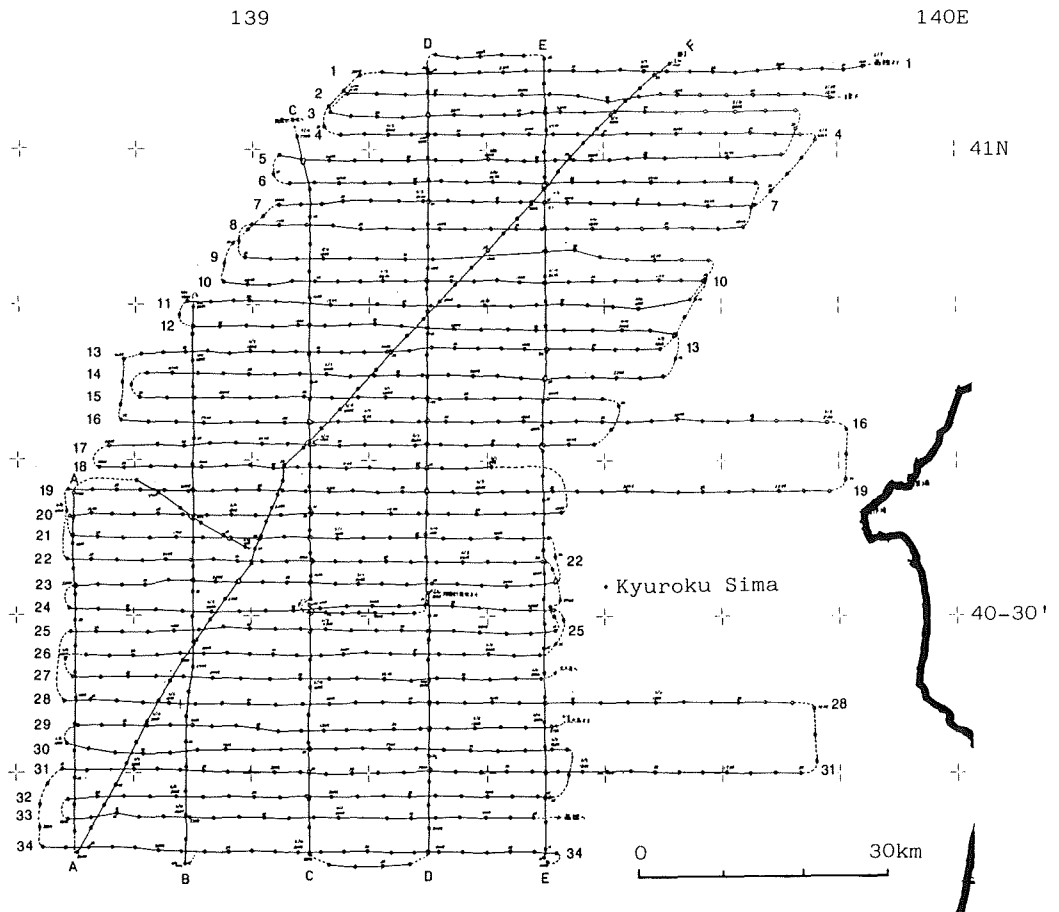


Figure 2 Track lines of Shoyo in 1983.

#### 4. 拓洋による海底調査

拓洋による海底調査は、昭洋の調査で未解決となった問題（後述）の解明や、新しい海底調査機器によりより精密な海底地形、地質構造を明らかにする目的で、次に示す要目で行われた。

SUBMARINE TOPOGRAPHY AND GEOLOGY IN THE SOURCE  
REGION OF THE 1983 NIHONKAI-CHUBU EARTHQUAKE

調査期日 1984年7月14日～8月9日（同時に行われた久六島周辺沿岸測量及び往復日数  
を含む。）  
調査船 測量船「拓洋」（船長吉田弘正，2600トン）  
測位 ロランC（ $\rho$ - $\rho$ ），NNSS等を使用した複合測位装置による。  
測深 ナローマルチビーム測深機（シービーム）による。

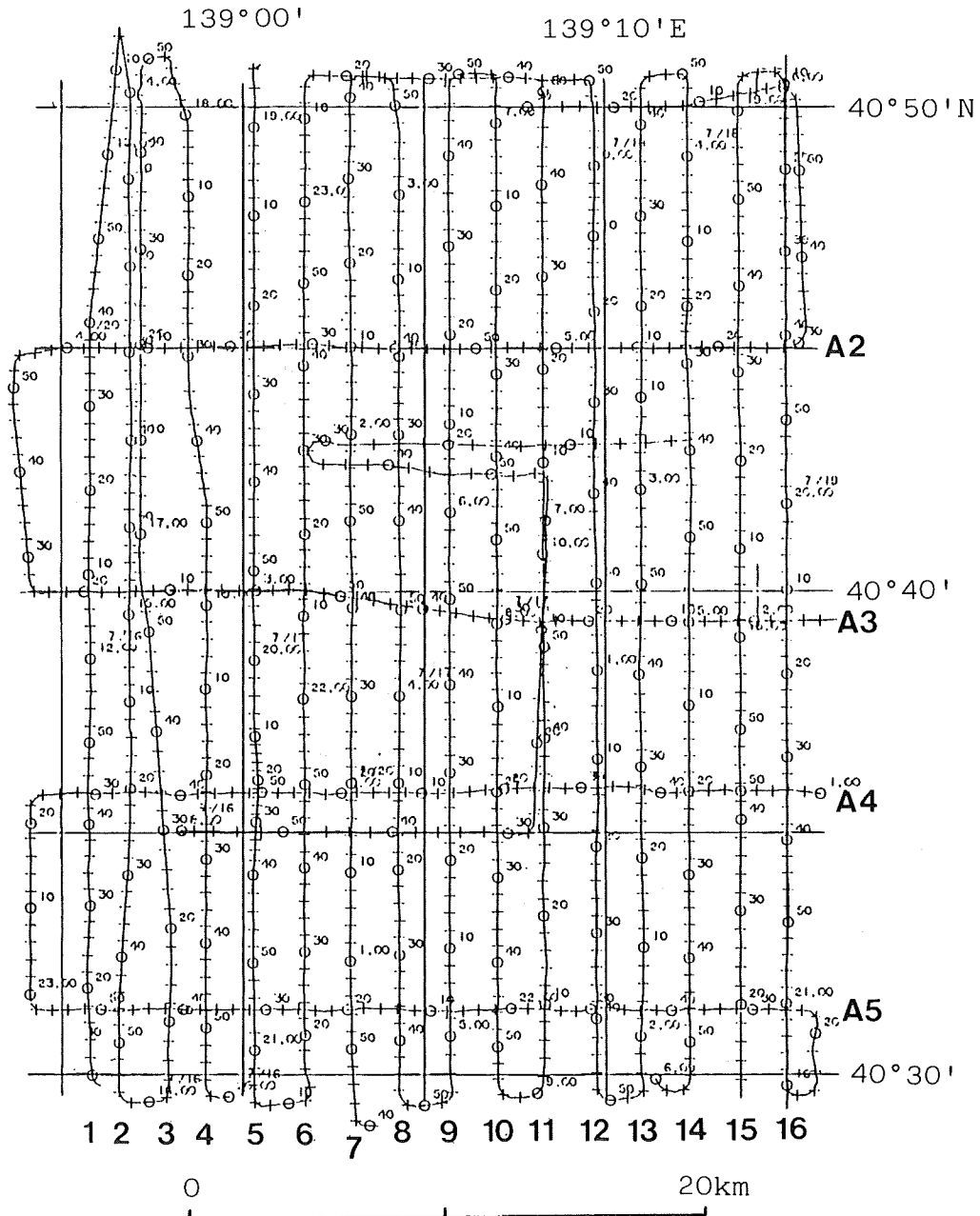


Figure 3 Track lines of Takuyo in 1984.

音波探査	エアガン方式の深海用音波探査装置(シングルチャンネル及びマルチ(12)チャンネル)及び表層探査装置による。
地磁気測量	プロトン磁力計による。
重力測量	KSS-30型海上重力計による。
採 泥	スミスマッキンタイヤ型グラブ採泥器及びチェーンバック型ドレッジによる。
海底写真撮影	深海カメラ及びワンショット型海底カメラによる。
採 水	ニスキン採水器による。
測 線	主測線は南北方向に1海里間隔として、交差測線は東西方向に4海里間隔とした。主測線の間隔設定は、シービームによって海底を100%近くカバーできる

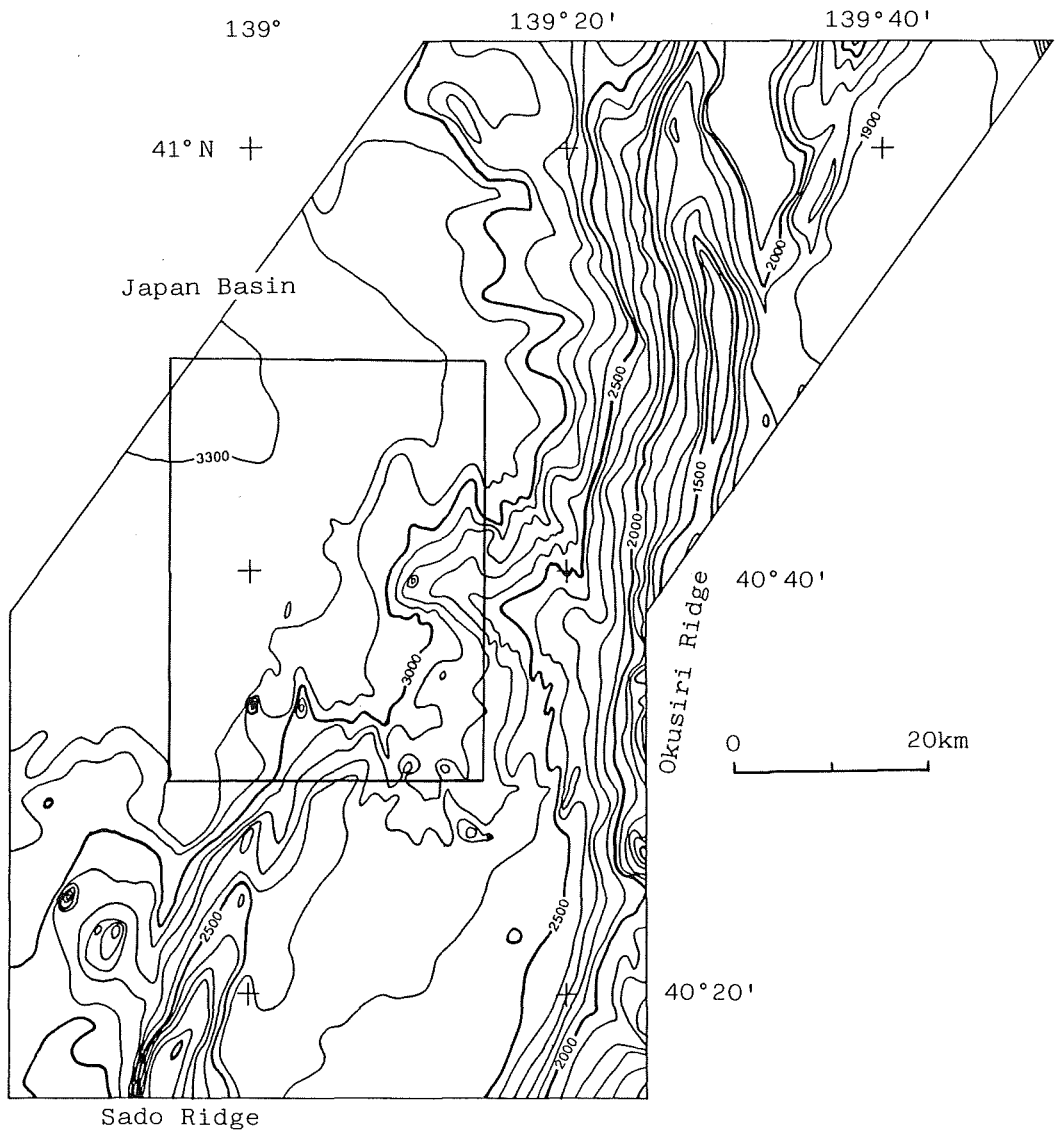


Figure 4 Bathymetry made by a survey of Shoyo in 1983. Contour interval 100m. A box shows location of Figure 5.

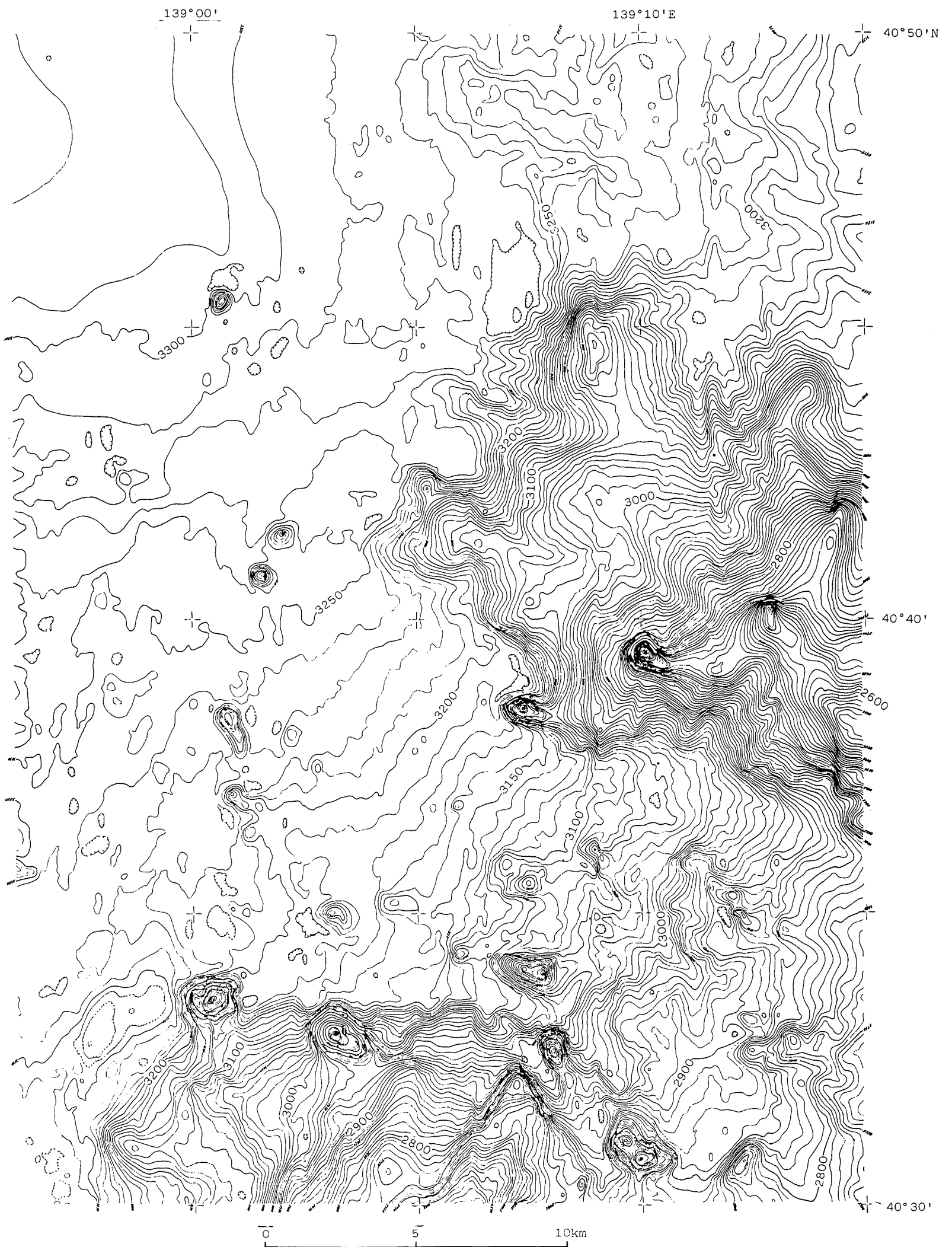


Figure 5 Detailed bathymetry made by the survey of Takuyo in 1984. Contour interval 10m.

よう考慮した。また、マルチチャンネル音波探査の測線は日本海中部地震の震源を横切る東西方向に設定された。マルチチャンネル反射法音波探査測線を除く航跡図を第3図に示す。

## 5. 震源域の海底地形

日本海中部地震の震源のある日本海東縁部は、海嶺、海盆が交互する複雑な地形をなし、大陸境界地と呼ばれている(茂木・佐藤, 1975)。この大陸境界地は、比較的新しい時代の傾動運動によって形成されたもので、音波探査記録や堆上平坦面地形から、現在もこの運動が継続していると考えられている(佐藤・茂木, 1975)。

日本海東縁部には、佐渡島から日本海中部地震の震源位置付近まで200km以上の長さを持つ佐渡海嶺と、震源位置付近以北、北海道積丹半島沖まで400km以上の長さの奥尻海嶺が、南北ないし北北東-南南西方向に走る。前者は大和海盆の東縁をなし、後者は日本海盆の東縁に位置している。いずれも、鮮新世ないしそれ以後に逆断層運動によって形成されたと推定されている(玉木ほか, 1981; 玉木, 1984)。

今回、昭洋及び拓洋で調査した海域(第1図)は、佐渡海嶺の最北端及び奥尻海嶺の南部を含むとともに、水深3300mを超える日本海盆東縁の平坦部も含んでいる。

昭洋の調査によって作成された海底地形図を第4図に示した。原図は縮尺20万分の1で作成されたものである。

図の南中央付近から北北東に40°35' N付近までのびる尾根は、佐渡海嶺の北端部である。佐渡海嶺は北に向かって深くなり、日本海盆平坦面に至る。図の東縁をほぼ南北にのびるのが奥尻海嶺である。奥尻海嶺の西側斜面の比高約1500mの急斜面をなし、その一部に西北西方向に張り出す海脚がある。この海脚は、久六島がその基点付近に位置することから、ここでは久六海脚と呼ぶこととする。久六海脚付近の斜面には日本海盆に続く小さな海底谷がいくつか認められる。奥尻海嶺と佐渡海嶺の間には水深2500~2700mの最上舟状海盆の北端にあたる平坦面が広がる。また、図の北西部には、水深3100~3300mの日本海盆平坦面がある。日本海盆は日本海北部に広がる広大な海盆で、この図にみられる部分は日本海盆が南東角に張り出したところにあたる。このほか、図の南中央部に小規模な海丘が2, 3認められる。

拓洋ではシービームを使って、昭洋の測量範囲の一部を精査した(第1図)。拓洋の調査によって作成された海底地形図を第5図に示す。原図は縮尺5万分の1で作成された。シービームはこれではの音響測深機に比べ格段に精密な地形を知ることができる測深システムであり、相模トラフ海域(加藤ほか, 1985)、第一鹿島海山(大島ほか, 1985)、そして日本周辺の高溝域(海溝I研究グループ, 1985)などにおいてその真価を発揮している。

第5図には、南部に佐渡海嶺の北端が、東部に久六海脚の高まりがある。佐渡海嶺上には2条の北東-南西方向にのびる直線状急斜面がある。この方向は、佐渡海嶺北西麓にある凹地と同一の方向であり、また、後述の断層群の走向とも同じである。この佐渡海嶺の末端の傾斜変換部付近には、海嶺をとりまくように海丘がいくつか認められる。海丘は円錐形のもが多く、麓径は2km前後で、比高200~600mである。久六海脚は、北西~西北西にのびる海脚で、水深2950~3060mに緩斜面を有し、何本かの海底谷が入っている。久六海脚には、2つの円錐状海丘が認められ、その規模は佐渡海嶺にある海丘と類似している。久六海脚の高まりと、その周囲の平坦面との境界は、出入りが大きく不規則なものとなっている。

佐渡海嶺と久六海脚の間には、最上舟状海盆北端の幅広い谷が北西方向に流下する。この谷の水深3150m



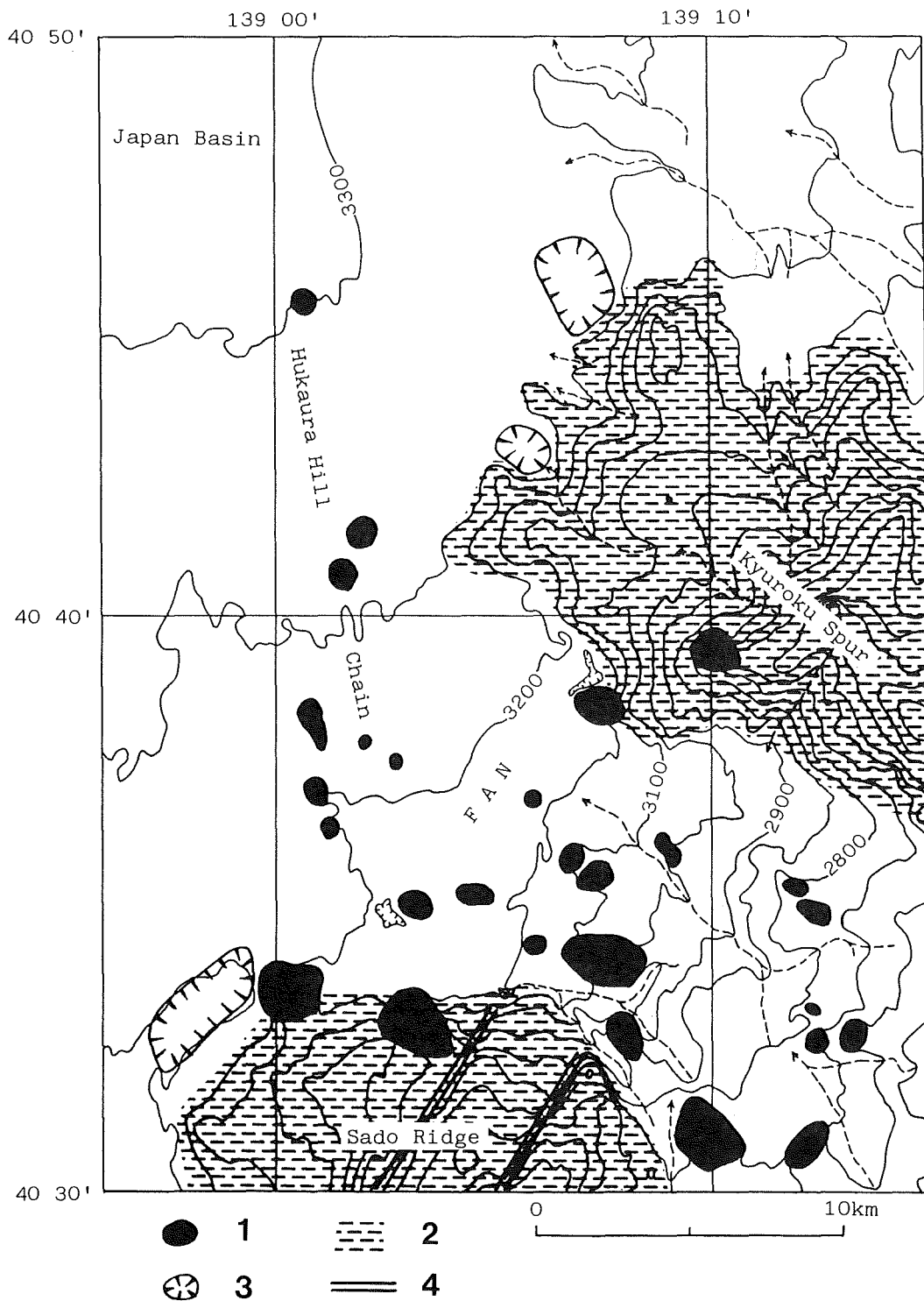


Figure 6 Morphological characteristics of the area in Figure 5. 1 : Knoll or small hill, 2 : Ridge or Spur, 3 : Shallow depression along the border of Japan Basin, 4 : Linearment on Sado Ridge.

以浅は、平均傾斜27/1000であるが、不規則な形状の多数の高まりやこの間をぬうように連続性の悪いチャンネルが認められる。水深3150~3250mの範囲はこの谷の開口部にあたり、15/1000~6/1000の傾斜の扇状地形を示している。この扇状地形は、最上舟状海盆とその中軸部を流下する最上深海長谷の末端にあたるため、これらを経由して供給された碎屑物の堆積作用によって形成されたものと推定される。

図の北西部は平坦な日本海盆が広がる。ここには、139°00'~139°03'Eの間に、ほぼ南北に並ぶ小さな高まりが認められる。これらの高まりは、麓径500~1500m、比高20~90mの小さなもので、円錐形をしたものが多い。ここでは、この地形を深浦小丘列 (Hukaura Hill Chain) と呼ぶこととする。この小丘列は、非常に小さな地形であり、シーブームによって初めて明らかにされたものである。後述のように、この小丘列のうちの1つの高まりから熱水性と考えられるマンガン酸化物が採取されている。

日本海盆と久六島海脚、佐渡海嶺との境界部には、北高30m以内の凹地がいくつか認められた。佐渡海嶺北西端付近の長さ5 km、幅1.5kmの矩形の凹形、久六海脚北西端付近の直径1.5kmの円形凹地及び2 km×4 kmの楕円形凹地がそれぞれである。これらの凹地は、最上舟状海盆末端扇状地形の影の部分に位置していることから堆積物の埋め残しによるものと推定される。

以上のような海底地形の特徴を、第6図に地形学図としてまとめた。

## 6. 震源域の地質構造

地質構造を検討するデータは、昭洋測量海域については、1.5海里間隔の表層探査記録、4.5海里間隔の音波探査記録があり、拓洋測量海域については、1海里間隔の表層探査記録及び音波探査記録 (シングル及びマルチチャンネル) がある。ここでは、これらのデータを使って、昭洋測量海域における断層、褶曲軸の分布状況、拓洋測量海域における音響基盤の深度分布を明らかにした。また、マルチチャンネル音波探査記録からこの海域の地質構造の特徴を検討した。

### (1) 断層、褶曲軸の分布

第7図は昭洋の調査データをもとに作成された断層及び褶曲軸の分布を、海底地形の上に描いたものである。この図をみると、この海域には多くの断層が分布していることがわかる。とりわけ、佐渡、奥尻両海嶺の麓の緩斜面域に多く認められる。断層は西落ちのものが多く、その長さは一般に10~20kmである。海嶺の麓に分布する断層群は、佐渡海嶺北端部から北北東方向にのび、日本海盆が東にはり出す40°50' N付近から北は、北西に向きを変える。逆くの字状を示すこの傾向は、東北大学理学部地震観測センターほか (1983) などが示した余震震源分布における屈曲とよく一致している (桂ほか, 1983)。断層分布や余震震源分布の示すこの屈曲は、大陸境界地の西縁、いいかえれば、日本海盆の東縁に位置し、大地形の境界に沿っているといえる。

### (2) 音響的基盤の形状

音波探査記録にあらわれる音響的基盤の形状を第8図に示した。これは、拓洋のシングルチャンネル音波探査記録を主に使用して、拓洋の調査区域について描いたものである。この図にあわせて示されている断層や褶曲軸の分布は、大部分が昭洋の調査結果 (第7図) から転写したものである。これは、拓洋の主測軸が主構造方向と近い南北方向であり、音波探査記録上断層や褶曲軸の識別が困難であったためである。

佐渡海嶺、久六海脚といった地形的高まりの区域の音響的基盤は、地形に対応して高まりとなっている。

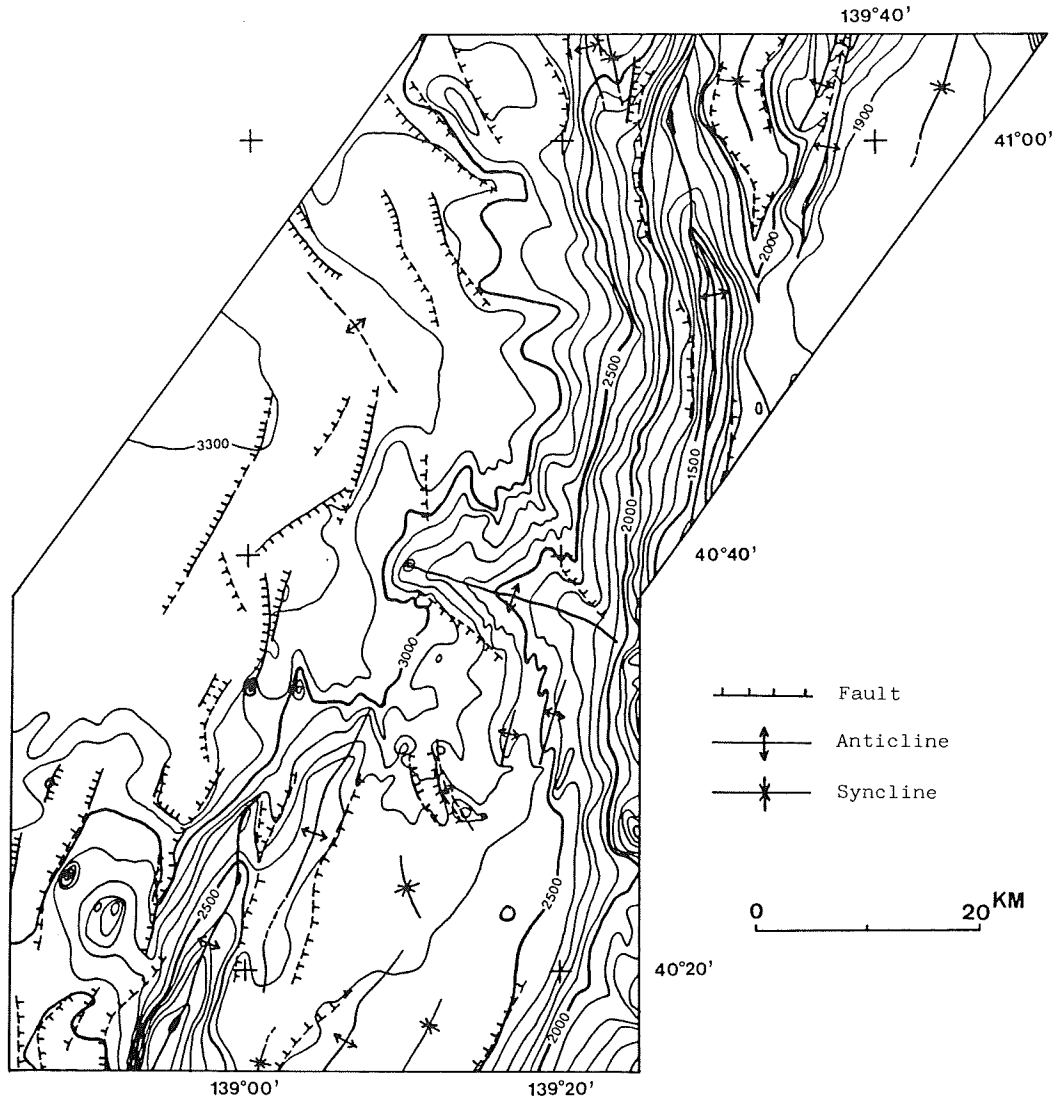


Figure 7 Faults and fold axes distribution on the bathymetry made by the survey of Shoyo in 1983

また、両者にはさまれた最上舟状海盆末端の谷では、地形と同様低くなっている。一方、日本海盆地をみると、海底地形とは対照的に大きな起伏を持っていることがわかる。久六海脚から西方にのびる音響的基盤の高まりが、この図の範囲内の日本海盆を南北の2つの基盤凹地に分け、また、円錐状の独立した音響的基盤の高まりがいくつか認められる。円錐状の高まりは、不透明な音響基盤や堆積層と区別できる透明な音響的層相を示し、火成岩の貫入によるものと堆積される。シングルチャンネルの音波探査記録例を第9図に示す。

### (3) マルチチャンネル反射法音波探査断面

前述の区域の南側の、日本海中部地震の震央を通る東西測線において、マルチチャンネル反射法音波探査が実施された。音源には352 c. in (約5.8リットル) のエアガンをを用い、受波器間隔50mの12チャンネルス

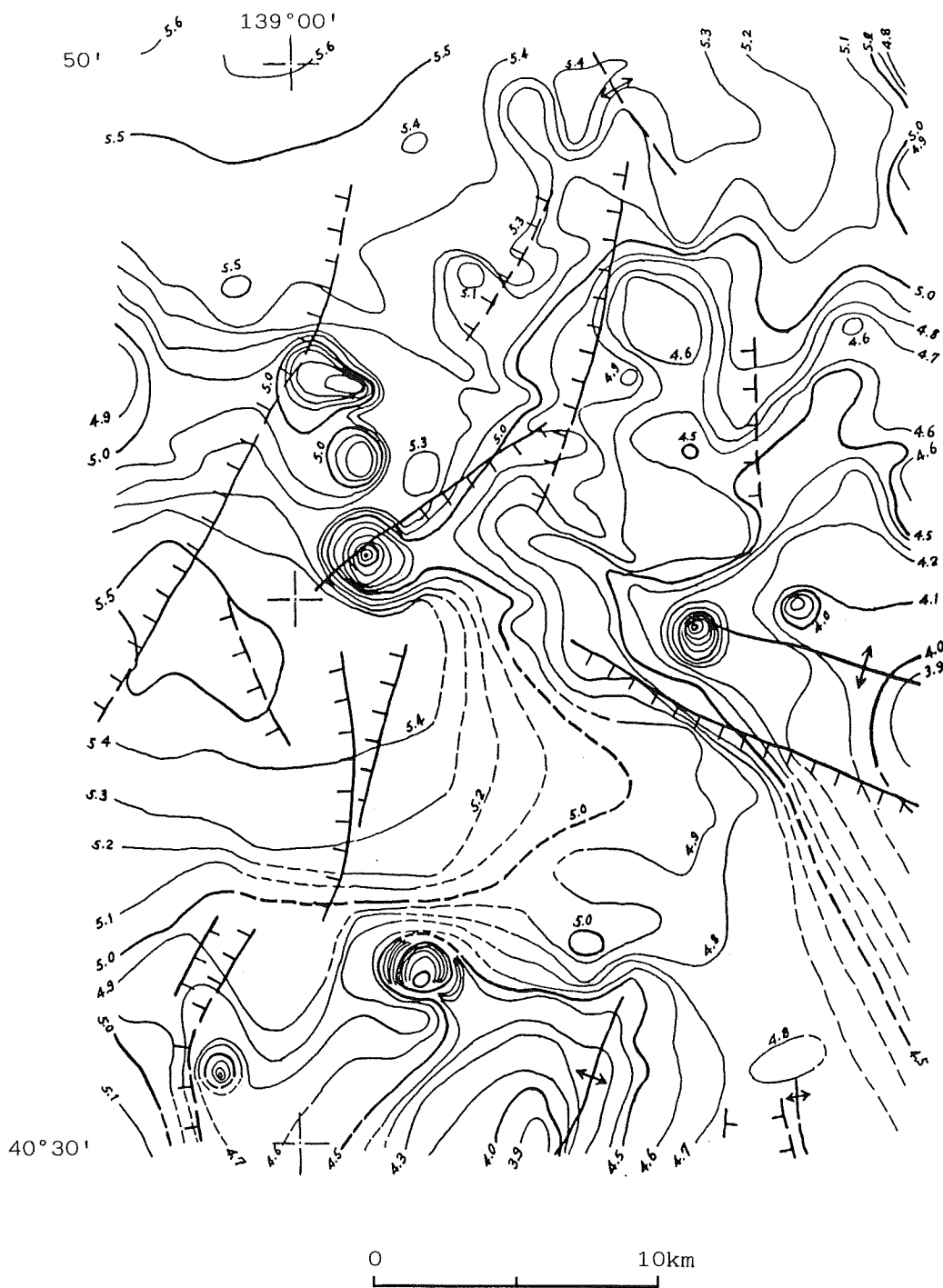


Figure 8 Geological structure map of the area in Figure 5. Contours show the depth of acoustic basement on single-channel seismic profiles by two way travel time (second) below sea level.

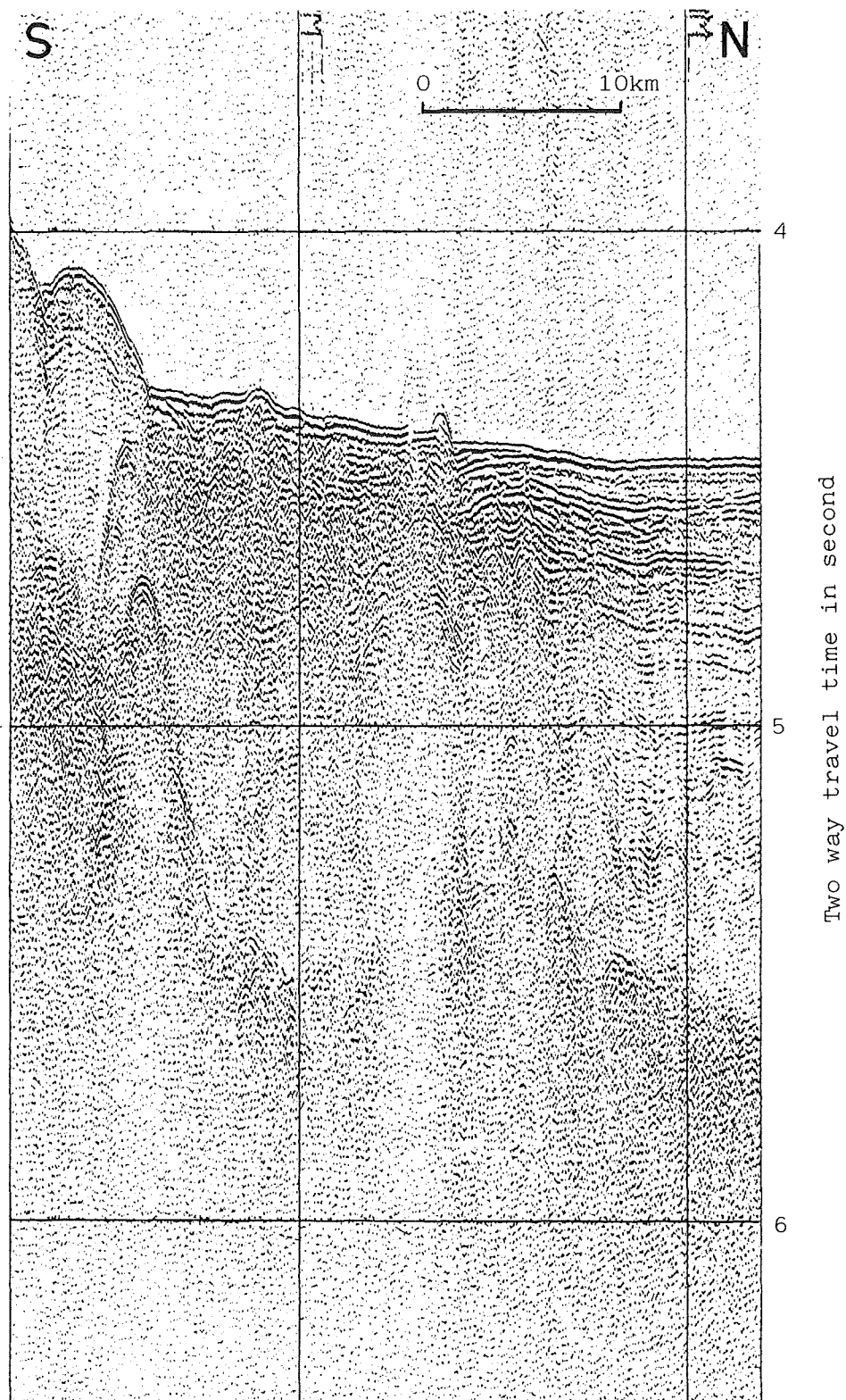


Figure 9 A Single-channel seismic profile along line No.6 in Figure 3. Vertical exaggeration=32.

Figure 10 A Migrated depth section (above) and its line drawing (below) of the multi-channel seismic survey by Takuyo.

トリーマーカーケーブルを受信部とし、DFS-V型デジタル探鉱機により収録が行われた。測定は発音点間隔50 m、サンプリング間隔2ミリ秒、記録時間長6秒で行われた。

得られたデータに、デコンボリューション、速度解析、共通反射点6重合、フィルタリング、マイグレーション、深度変換等の処理を行い、重合断面図、マイグレーション断面図及び深度変換断面図を作成した。ただし、探査深度に比較してストリーマーカーケーブルが短かったため、速度解析は十分な効果があがらず、深度変換のための地層内伝播速度は日本海における屈折法探査データ等を参考とした。

第10図に深度変換断面図及びその解釈図を示す。測線長は83kmである。測線は能代沖の大陸棚から大陸斜面、最上舟状海盆、佐渡海嶺を横切って日本海盆に達する。

大陸斜面下は音響的基盤の起伏が激しく、その凹地を堆積層が埋めている。なかでも、大陸斜面下部に厚さ約2kmの堆積層で埋積された音響的基盤の大規模な凹地が目を引く。この音響的基盤の起伏は、日本海東縁変動帯(中村, 1983)と呼ばれる若い褶曲帯の一部にあたることから、これらの変動によって形成されたものと考えられる。

最上舟状海盆には厚さ約1kmの厚い堆積層が存在する。堆積層下部は反射面の連続の悪い透明層、上部は反射面の連続のよい成層堆積層である。最上舟状海盆堆積層は、数か所で褶曲による変形を受けている。また、佐渡海嶺に近い西部には、音響的基盤を約200m、堆積層中程の顕著な反射面を約100m変位させる東落ちの断層が認められた。この断層は日本海中部地震の震央近くに位置している。

佐渡海嶺では音響的基盤が高まりとなっているものの直接露出していない。日本海盆には厚さ約600mの堆積層があり、概して透明な層相を示す。

#### (4) 地質構造に関する2, 3の考察

昭洋の調査結果が明らかとなった断層群は、佐渡海嶺や奥尻海嶺の西の縁に沿うように分布している(第7図)。各々の断層は10~20kmと短かいが、全体としてみれば一つの断層列あるいは構造線とみることができよう。

一方、本座(1983)は、白嶺丸による音波探査記録から、日本海中部地震の震央付近を通る長さ約100km(堆定部分を含む)の西落ちの「日本海中部断層」を認め、日本海中部地震はこの断層の運動でおこったと考えた。

音波探査と同様の資料から一方では長い一本の断層が描かれ、また一方では短かい断層の集合として表現されているのは、専ら測線密度の違いによるものと考えられる。「日本海中部断層」が15海里間隔の測線データによるのに対し、第7図の断層分布は1.5海里間隔の表層探査及び4.5海里間隔の音波探査データによって描かれている。従って、第7図の断層分布は、広域的な観点からとらえられた「日本海中部断層」が、複数の断層で構成されていることを示し、断層面と海底面との接点を詳細に表現していると考えられる。

マルチチャンネル反射法音波探査記録(第10図)では、佐渡海嶺と日本海盆との境界地点で「日本海中部断層」を横切るが、この記録では顕著な断層を識別することはできない。音波探査記録の見かけ上は、小さい断層に比べ大きな断層は分かりにくいことが多い(中条, 1982)ためであろうか。第10図において、最も明瞭な断層は、最上舟状海盆底に認められた東落ちの断層である。この断層は変位の累積性が認められ、また、断層と隔てて海底にもわずかながら段差が認められることから活断層と考えられる。この断層は、日本海中部地震の震央のほぼ直上に位置していることから、日本海中部地震を引き起こした断層の副断層の可能性がある。

さて、ここで小林（1983）や中村（1983）の提唱する日本海東縁プレート境界説について、今回得られた音波探査記録をもとに検討を加えてみよう。中村（1983）は、日本海海盆側が東北日本の下に沈み込む可能性を示唆する音波探査断面を示した。これは、東北日本側斜面脚部に隣接する海盆端で沈降運動を示す海盆底堆積層の構造がみられること、また、富山舟状海盆において東側に傾き下がる音響基盤がわずかながら東側基盤下まで連続してみられることである。

音波探査断面図において、プレートの沈み込みを示唆する構造として予想されるものは、上記のように①沈み込む側の音響基盤が斜めに傾き下がり、沈み込まれる側の地塊下に連続していること、②「海溝」にあたる海盆下に、沈み込まれる側に傾斜した堆積層が存在し、楔状を示していることがあげられる。このほか、③逆断層群や褶曲によって強い変位・変形を受けたいわゆるアクリショナルプリズムの発達、④沈み込む側の正断層群ないし正断層による地溝の発達が考えられる。今回のマルチチャンネル及びシングルチャンネル音波探査断面図から上記①～④のいずれについてもこのような傾向はみられず、プレートの沈み込みを支持するデータとはならなかった。この提案を海底下の構造から検討するためには、更に深部まで探査可能な大規模反射法あるいは屈折法による探査が期待される。

## 7. 深浦小丘列とマンガンクラスト

昭洋調査の際、表層探査記録に特異な記録が認められた。これは、おもに奥尻海嶺西側斜面麓の平坦地において記録されたもので、双曲線パターンを示すものである（第11図）。この記録は必ずしも地形的高まりだけとも断定できず、他の原因による可能性があるとして推定された（桂ほか、1984）。

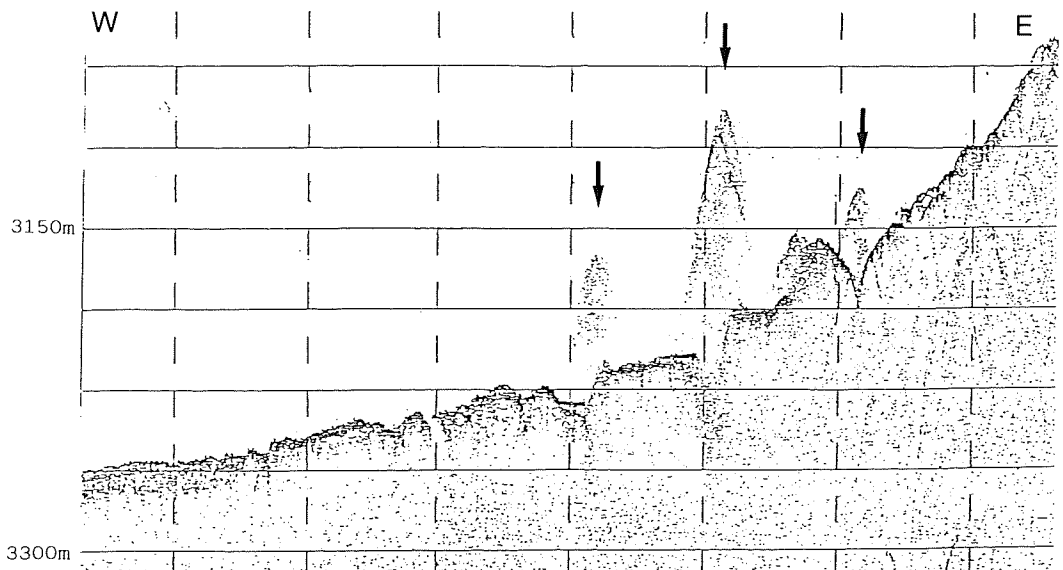


Figure 11 Hyperbola feature (arrow) on the subbottom profiler (3.5KHz) recorded by Shoyo.

この双曲線パターン記録は、昭洋の表層探査装置が平坦地に存在する地形的高まりをサイドエコーとしてとらえたものであることが、拓洋のシービームによって明らかにされた。第12図は、第11図とほぼ同じ測線のシービーム記録である。3つの双曲線パターン記録にそれぞれ対応する小丘が記録されている。拓洋の調



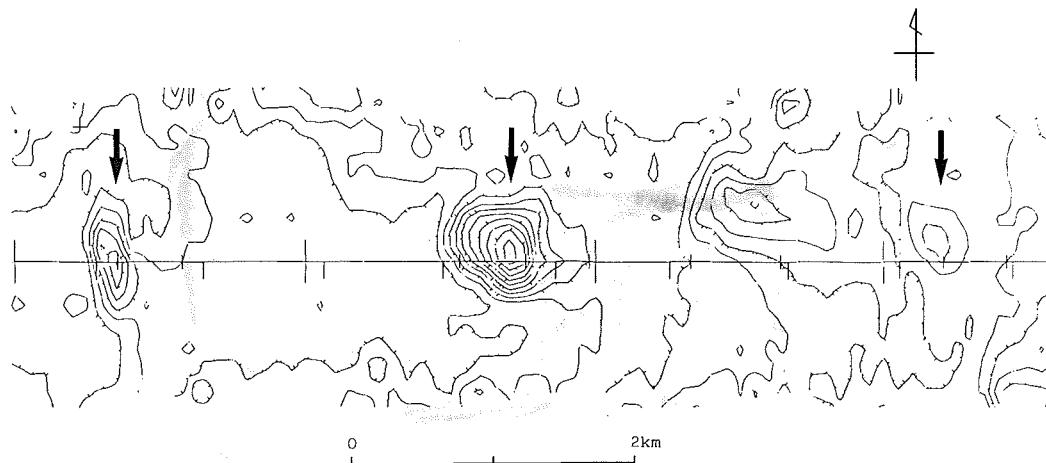


Figure 12 Seabeam contour map along the same line as Figure 11. Three arrows correspond with those of Figure 11. Contour interval 10m.

査範囲には、これと同様の小丘がこのほかにもいくつかあり（第5、6図）、その一部が深浦小丘列を構成している。

拓洋調査において、この小丘列のうち、3つの小丘についてドレッジを試みた。このうちの1つ(40°40.8' N, 139°01.5' E)の小丘からマンガン酸化物岩片が採取された。この小丘は、麓径700m、比高80m、頂上水深が3170mの円錐形である（第13図）。ドレッジの目標としては前例のない程小さなものだったので、風、海流等により船の流される程度をあらかじめ実測したうえで、ワイヤーの繰出し、操船に十分な注意を払って行われた。測位、シービームの精度、海況条件が良好であったことも、成功した要因であったと考えられる。

採取されたマンガン酸化物岩片は最大径10cm他数個の黒色岩片である（第14図）。均質でち密な部分と砂粒程度の粒径の凝集したガサガサの部分からなり、もろく軽量で、触れると手が黒くよごれる。表面には蛇行する流紋がみられる。第14図で、白っぽくみえるのは、同時に採取された深海性淡褐色粘土が付着してよごれているためで、サンプル自体は黒色である。

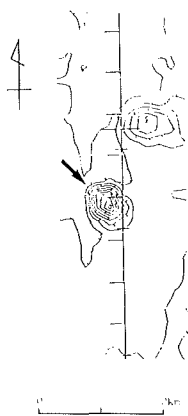


Figure 13 Seabeam contour map of the small hill indicated by arrow, where manganese fragments were dredged. Contour interval 10 m.



Figure 14 Manganese oxide concretion dredged at the small hill in Figure 13.

この岩片の鉱物組成は $10\text{\AA}$ マンガンナイトと $7\text{\AA}$ マンガンナイトであり、化学組成は、Mn 37.88%, Fe 0.27%, Cu 24ppm, Pb 5ppm以下, Zn 46ppm, Ni 52ppm, Co 36ppmである。分析は地質調査所海洋地質部横田節哉氏によるものである。鉱物組成や化学組成からみると、このマンガン酸化物は、伊豆・小笠原海域 (Yuasa・Yokota, 1982)において熱水性のマンガン酸化物とされているものによく似ている。鉱物の組合せ、微量金属元素含有量が低いこと、Mn/Fe比が非常に高いことが、水成のマンガン団塊とは異なる特徴である (湯浅ほか, 1983)。熱水性のものかどうかの判定は難かしいが、化学組成、鉱物組成からみると今回採取されたマンガン酸化物は熱水性のものである可能性があるといえる。

微量金属元素含有量が低いこと、Mn/Fe比が非常に高いことが、水成のマンガン団塊とは異なる特徴である (湯浅ほか, 1983)。熱水性のものかどうかの判定は難かしいが、化学組成、鉱物組成からみると今回採取されたマンガン酸化物は熱水性のものである可能性があるといえる。

熱水性の沈澱物は、火成活動と熱源として生ずる熱水によって生成される。従って、この海域の火成活動についての検討が、このマンガン酸化物の成因を考察する一助となる。今回の調査において、この海域には、深浦小丘列や佐渡海嶺、久六海脚上の円錐状海丘といった火山によるものと推定される地形が多数確認された (第6図)、また、日本海盆下には、火成岩の貫入によると考えられる音響的基盤の高まりが認められた (第8図)。これらのことは、この海域での海底の火成活動を示唆する材料といえ、火成活動に伴う熱水性の沈澱物の生成を期待し得ると考えられる。日本海において熱水性のマンガン酸化物が採取されたという報告はこれまでにはない。今後、更に詳細な調査が期待される場所である。

## 8. まとめ

1983年に発生した日本海中部地震の震源域について、1983年に昭洋、1984年に拓洋によって海底調査が行

われ、その結果、詳細な海底地形、地質構造が明らかとなった。これを列挙すれば次のとおりである。

- (1) 佐渡海嶺北端部～奥尻海嶺、久六海脚、最上舟状海盆末端部、日本海盆南東縁の詳細な海底地形が明らかとなり、扇状地形、多数の海丘、小丘が識別された。日本海中部地震の震央は、佐渡海嶺の北端付近にあたる。
- (2) 日本海中部地震の震源域には、日本海盆の縁に沿って多くの断層が認められ、その分布は逆くの字状を示した。これは、余震の分布域とよい一致を示す。
- (3) 日本海盆底は平坦な地形とは対照的に音響的基盤の起伏が激しく、火成岩の貫入によるものと推定される音響的基盤の高まりも認められた。
- (4) マルチチャンネル反射法音波探査断面には、日本海中部地震の震央のほぼ直上に東落ちの断層が認められた。現在考えられている日本海中部地震のメカニズム解とは逆の変位を示すことから、この断層は、副次的なものと考えられる。日本海中部地震をひきおこした断層の存在が推定された佐渡海嶺西縁には顕著な断層を識別することができなかった。
- (5) 日本海盆東縁の深浦小丘列のなかの小丘において、マンガン酸化岩片が採取され、化学組成、鉱物組成等から熱水性のものである可能性がある。

本報告に述べた昭洋及び拓洋による日本海中部地震震源域調査は下記に示す現地作業班によるものである。調査に参加された班員の方々、調査の計画、実施、解析に助言いただいた海洋調査課長井俊夫補佐官、大陸棚調査室大島章一室長ほか室員の皆様、マンガン酸化物の分析をしていただいた地質調査所海洋地質部湯浅真人、横田節哉氏などの方々に感謝する次第である。

#### 現地作業班の構成

昭洋調査	班長	吉田弘正船長
	班員	桂忠彦、加藤茂、春日茂、昭洋乗組員
拓洋調査	班長	吉田弘正船長
	班員	堂山紀具、村井弥亮、熊谷武、島村国雅、加藤茂、岩本孝二、拓洋乗組員

#### 参 考 文 献

- 中条純輔 1982：活構造の音波探査。地質調査所月報，Vol.33，No.9，443-467ページ
- 本座栄一 1983：日本海中部地震と海底断層。科学，Vol.53，No.8，510-514ページ
- 堀田 宏・門馬大和・大塚 清・橋本 惇・田中武男 1985：昭和58年日本海中部地震震源域の目視調査。海洋科学技術センター試験研究報告，No.14，37-53ページ
- 海溝 I 研究グループ編 1985：日本周辺の高溝及びトラフの海底地形。東海大学出版会，59葉
- 加藤 茂・長井俊夫・玉木 操・近藤 忠・富安義昭・加藤 剛・宗田幸次・浅田 昭 1985：相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形。水路部研究報告，No.20，1-24ページ
- 桂 忠彦・加藤 茂・春日 茂 1983：日本海中部地震震源域の海底地形・地質構造。地震学会予稿集，No.2，24ページ
- 桂 忠彦・加藤 茂・春日 茂 1984：日本海中部地震震源域における海底調査概報。水路部技報，No.2，18-22ページ
- 小林洋二 1983：プレート“沈み込み”の始まり。月刊地球，Vol.5，No.9，510-514ページ

- 茂木昭夫・佐藤任弘 1975：日本周辺大陸縁辺部の海底Ⅰ. 科学, Vol.45, No.9, 551-559ページ
- 中村一明 1983：日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, Vol.58, 711-722ページ
- 西出則武・高橋道夫・横山博文・佐久間喜代志・神林幸夫・吉川一光 1983：「昭和58年（1983年）日本海中部地震」の余震活動. 地震学会予稿集, No.2, 2ページ
- 大島章一・荻野卓司・桂 忠彦・池田 清・内田摩利夫・永野真男・林田政和・宗田賢二・春日 茂・谷伸  
1985：第1 鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面へのもぐり込み現象. 水路部研究報告, No.20, 25-46ページ
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1975：日本周辺大陸縁辺部の海底Ⅱ. 科学, Vol.45, No.10, 622-629ページ
- 高橋道夫・西出則武・福留篤男・小宮 学・佐藤 馨・神林幸夫・佐久間喜代志・横山博文・吉川一光  
1983：「昭和58年（1983年）日本海中部地震」本震の概要. 地震学会予稿集, No.2, 1ページ
- 玉木賢策 1984：日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 月刊地球, Vol.6, No.1, 38-48ページ
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・村上文敏 1981：日本海中部海域広域海底地質図. 縮尺100万分の1, 海洋地質図, No.15, 地質調査所.
- 東北大学理学部地震予知観測センター・弘前大学理学部火山観測所・東北大学理学部地球物理学教室  
1983：1983年日本海中部地震-(1)地震活動-. 地震学会予稿集, No.2, 3ページ
- 海野徳仁・松沢 暢・小原一成・清水 洋・長谷川昭・高木章雄・小管正裕・田中和夫・佐藤魂夫・佐藤裕  
1983：1983年日本海中部地震-(2)余震の震源分布-. 地震学会予稿集, No.2, 4ページ
- Yuasa, M. and S. Yokota 1982：Hydrothermal Manganese and Ferromanganese Concretions from Seafloor or the Ogasawara Arc-Trench Region, Northwestern Pacific. United Nation ESCAP, CCOP Tech. Bull., Vol.15, p.p.51-64
- 湯浅真人・横田節哉・佐藤任弘 1983：日本周辺海域における熱水起源酸化物. 月刊海洋科学, Vol, 15, No.9, 519-524ページ