

海洋地質図

46

佐渡島北方海底地質図 説明書

1:200,000

岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫



平成 7 年

地 質 調 査 所

海 洋 地 質 図

46

佐 渡 島 北 方 海 底 地 質 図

説 明 書

1:200,000

岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫

平 成 7 年

地 質 調 査 所

目 次

I. はじめに	1
II. 地 形	2
III. 広域地質	5
III. 1 研究小史	5
III. 2 周辺の地質構造概略	6
IV. 調査方法	7
V. 層 序	12
V. 1 層序区分の方法	12
V. 2 基盤および火山	15
V. 3 向瀬層群	18
V. 4 平瀬層群	19
V. 5 上越沖層群	20
V. 6 両津沖層群	21
V. 7 佐渡海峡層群	21
V. 8 高田沖層群	23
VI. 地質構造	24
VI. 1 正断層と逆断層の判別	24
VI. 2 リフト期の構造	25
VI. 3 ポストリフト期-インバージョン期構造	28
VII. 各海域の地質および地質構造	28
VII. 1 佐渡島	28
VII. 2 佐渡海嶺	29
VII. 3 最上トラフ	34
VII. 4 新潟沖大陸棚	35
VII. 5 佐渡海盆	36
VII. 6 富山トラフ	37
VIII. まとめ	38
文 献	39
Abstract	42

佐渡島北方海底地質図説明書

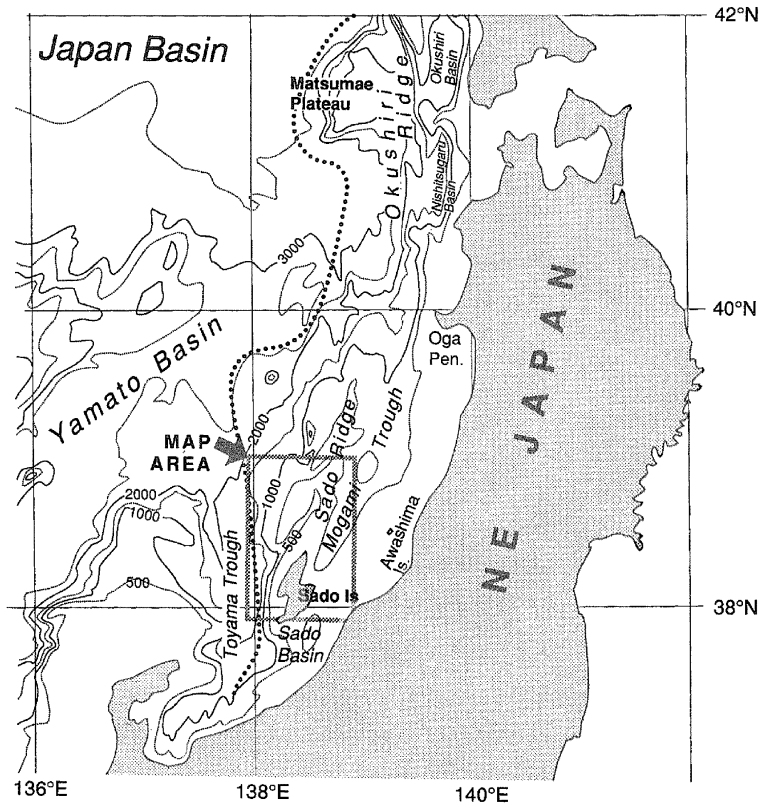
岡村行信*・竹内圭史**・上嶋正人*・佐藤幹夫*

I. はじめに

本地質図は工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」(平成元年-5年)の一環として、地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所有, 1831トン)を用いて行なわれたGH89-2(1989年5月22日-7月10日), GH90(1990年4月13日-5月22日)およびGH91(1991年6月23日-7月31日)航海で得られた海底地質・地球物理学的データを主とし, GH92(1992年6月22日-7月31日)およびGH93(1993年6月21日-7月30日)航海のデータも参考にして作成された。図幅範囲は海上保安庁水路部発行20万分の1大陸棚の海の基本図「佐渡島北方」(第6333号)と同じで, $37^{\circ}50'N-39^{\circ}00'N$, $137^{\circ}55'E-138^{\circ}55'E$ である(第Ⅰ図)。ただし地質図の中に用いた海底地形の等深線は, 地質調査所地質情報センターの宮崎純一技官が上記の航海で得られた測深データを主に用い, 海上保安庁水路部発行の大陸棚の海の基本図(20万分の1)「佐渡島北方」, 同じく沿岸の海の基本図(5万分の1)「弾埼(第6331-3号)」, 「佐渡海峡北部(第6331-4)」, 「佐渡島北西方(第6331-7)」, 「真野湾(第6331-8)」および同じく水路部発行の20万分の1「富山湾付近海底地形図」も参考にしながら作成した。海域の地質図は音波探査記録の解析を基に, この海域で得られた岩石とそれらに含まれる微化石年代を参考にして作成した。音波探査記録は岡村と佐藤が取得し, その解析は岡村が行なった。堆積岩の年代は堆積岩中に含まれる珪藻化石を燃料資源部の渡辺真人技官に, ナンノ化石を海洋地質部の田中裕一郎技官に分析していただいた。底生有孔虫の分析も熊本大学の小林万里子博士および名古屋自由学院短期大学の秋元和實博士にお願いした。重力および地磁気異常図は, 上嶋のほか, 海洋地質部の山崎俊嗣, 木川栄一両技官および地殻物理部の森尻理恵技官がデータを取得し, マップにするための様々な補正計算およびコンター図の作成は上嶋が行った。陸域の地質図は竹内がすでに公表されている地質図類を基に編纂した。主なものは, 地質調査所発行の20万分の1地質図「長岡」(角

*海洋地質部 **地質部

Keywords: Sado Island, Japan Sea, Neogene, Quaternary, rift, inversion tectonics.



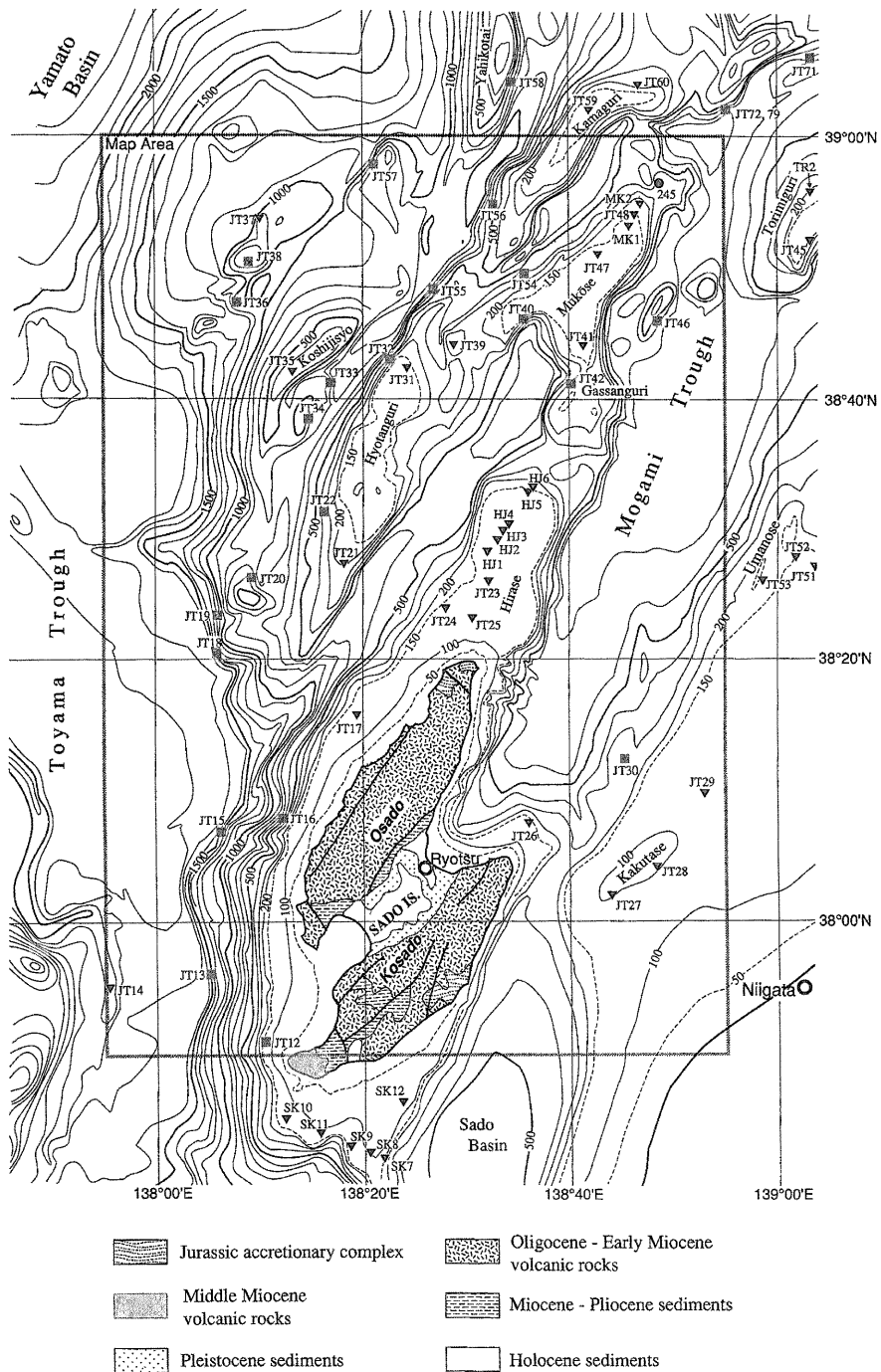
第1図 東北日本沖日本海の海底地形と本図幅の位置 点線は中村(1983)によって提案された日本海東縁の新生海溝の位置。

Fig. 1 Bathymetric contour map of the Japan Sea off NE Japan and the location of this map. Dotted line indicates an inceptient subduction zone in the eastern margin of the Japan Sea proposed by Nakamura (1983).

ほか、1986),「相川及び長岡の一部(佐渡島)」(角, 1989), 一部は新潟県地質図(新潟県, 1989), 北陸地方土木地質図(北陸地方土木地質図編纂委員会, 1990)である。陸域の重力異常データは地殻物理部の駒澤正夫技官より提供していただいたものを、上嶋が編集した。

II. 地形

第1図に日本海南東部の海底地形図を、第2図に本図幅とその周辺の詳細な海底地形図を示した。この海域の地形は海岸から海側へ大陸棚、最上トラフおよび佐渡海嶺に大きく区分できる。それらは、東北日本弧に平行なNNE方向に伸びるが、佐渡島の西側でN-S方向に伸びる富山トラフが佐渡海嶺の西側へ



第2図 本海域の海底地形および海底試料採取地点 海底の等深線は宮崎純一技官による。

Fig. 2 Detailed bathymetric contours of the map and location of sea-bottom samples. Bathymetric contours are drawn by J. Miyazaki.

の延長を断ち切っている。また、佐渡島の南側の本州との間には佐渡海盆が発達する。

本州沿岸の大陸棚は新潟沖でもっとも広く幅約 50km に達するが、佐渡海盆の南側では約 10km と急に狭くなり、また北側の粟島付近でも 30km になって、北側にさらに狭くなる。新潟沖の大陸棚はその外縁に沿って、角田瀬や馬の背と呼ばれる地形的な高まりになっており (桜井・佐藤, 1971), その内側の低地帯より 20-30m 浅くなっている (岡村ほか, 1994a)。

最上トラフは、佐渡島東方の両津湾から北方へ日本海沿岸に平行に伸び、秋田沖を経て津軽半島西方で日本海盆に達するまで約 250km 連続する。桜井・佐藤 (1971) は最上トラフを基盤の高まりによって南から月山区、鳥海区、飛島区および新礁区の 4 つに区分したが、それらは地形にもよく表れている。38°50'N 以南の月山区は本図幅の最上トラフすべてを含み、その幅は 15-20km、水深は 600-700m である。その南部の斜面には佐渡島および新潟沖大陸棚からトラフ底に達する海底谷がいくつか発達するが、トラフ底ではすぐに消滅する。その北側の鳥海区は、鳥海礁がトラフの中央に発達するため、トラフ底が月山区より約 100m 水深が浅くなっている。飛島区は 39°00'N から 39°30'N の間の水深 700-900m の平坦なトラフ底を持ち、それを下刻する最上深海長谷が発達する。トラフの幅は 30-40km に達し、最上トラフ内では最大である。3°30'N 以北の新礁区ではトラフの幅が狭くなり (20km 前後) 北への傾斜も急に大きくなって、40°25'N 付近で水深 3000m を越え日本海盆につながる。

最上トラフの西側には比高 200-700m の急崖で境された佐渡海嶺が発達する。佐渡海嶺は佐渡島から北北東に伸びる地形的高まりで、佐渡島を含めると長さ 250km 以上、最大幅 80km の広がりを持つが、実態は N20-70°E 方向に伸びる多くの小海嶺の集合体である (岩淵, 1968a)。小海嶺は南側のものほど規模が大きく (長さ 30-50km, 幅 10-20km)、水深も浅い (87-150m)。特に山頂の水深が 150m より浅い小海嶺上には侵食平坦面の発達が認められる。39°N より北側の小海嶺は長さは 30km 以下で、山頂の水深も鎌礁を除いて 180m より深く侵食面はほとんど形成されていない。佐渡島も N30-35°E 方向に伸びた 2 つの山地からなり、これらの小海嶺と同じ特徴を持っている。これらの小海嶺の多くは南東側が急傾斜で、北西側が緩傾斜の非対称な地形断面を持ち、山頂の侵食平坦面は北西側へ傾くものが多い (岩淵, 1968a, b)。

小海嶺の伸びの方向は NNE と NE-ESE 方向の 2 系統が認められる。ここでは NNE 方向のつながりを重視して佐渡島も含め 5 列の小海嶺列に区分し、南東側から第 1, 2, 3, 4, 5 列と呼ぶ。しかしながら、向瀬などいくつかの小海嶺では NE-ESE 方向の小海嶺が重なって、2 つの列が合流する。

第 1 列は小佐渡山地からなるが、その北東方の延長は最上トラフに入り、顕著な地形的高まりは認められない (第 2 図)。第 2 列は大佐渡山地から平瀬、月山礁を経て向瀬に達する。第 3 列は瓢箪礁から NNE 方向に伸びるが、瓢箪礁の北東の端で 2 つに分かれ、NE 方向に続く高まりは向瀬に連続して第 2 列と合流し、NNE 方向への高まりは鎌礁に続く (第 2 図)。その鎌礁の北側でも、NNE 方向へ続く最上堆と ENE 方向へ伸びる小海嶺との 2 列に分かれる。第 4 列は越路礁から NE 方向に伸び、いったん不明瞭になるが北側で弥彦堆に続く。さらにその北側にも無名の小海嶺がいくつか断続的に分布する。第 5 列は越路礁の北側にある無名の高まりであるが、他の 4 つの高まりに比較して緩やかで火山と考えられる円錐状の孤立した高まりの集合体を含む (第 2 図)。この高まりは 39°00'N 以北で消滅する。これらの小海嶺列の間には小海嶺より 300-800m 深い NNE-NE 方向の小トラフが発達している。

佐渡海嶺の西側には海嶺とは大きく斜交する N-S 方向の富山トラフが発達している。このトラフは幅

20-50km, 長さ約200kmの凹地で, 南部では南西に折れ曲がって富山湾に入り, 北側は大和海盆まで連続する(第1図; 加藤ほか, 1990). トラフ底の水深は富山湾で1000m, 北端では1800m以上に達し, そのトラフ底をさらに200-800m削り込んで富山深海長谷が発達している. 佐渡島と富山トラフとの間は大規模な斜面となっている. そのうちの佐渡島西方では特に傾斜が大きく比高も最大で1,500mに達するが, 北に行くほど佐渡海嶺の水深が増すこともあって比高が小さくなり緩傾斜となる.(第2図).

佐渡島南方の佐渡海盆はNNE方向に伸びた長さ約50km, 幅約20kmの海盆で, 南部は水深約520mの平坦面が広がり, 北部ではゆるやかに浅くなる(第2図). その海盆北端では佐渡島と新潟沖大陸棚との間の水深約230mの鞍部を経て北側の最上トラフにつながる.

Ⅲ. 広域地質

Ⅲ. 1 研究小史

本海域の中で特に目を引くのは, 佐渡海嶺を構成する小海嶺群である. この地形はかなり古くから知られており, 新野(1952)は当時のデータから, それを“雁行配列をした構造的な堆礁”と呼び傾動地塊であると考えた. 茂木・佐藤(1957)はさらに詳細な地形および底質の調査を行い, 小海嶺群が新潟平野に見られるような褶曲作用によって変動を受けていると考えた. そのころまでは, 測深と底質の採取が主な調査方法であったが, 1965年に初めてエアガンを用いた反射法音波探査が若狭湾から男鹿半島の大陸斜面および大和海盆にかけて実施され, 先に述べた小海嶺が断層で切られた傾動地塊であることが示された(堀田, 1967). また, 岩渕(1968a)は海上保安庁水路部が実施した調査結果をもとに日本海大陸斜面全体の地形の特徴を整理し, 佐渡海嶺の小海嶺上の浸食面や大陸棚の傾動および変形から, 最近の地殻変動を論じた. さらに海上保安庁水路部は, 1967-1969年にかけて間隔が2マイルという当時としては画期的に詳細な測線に沿った測深, 音波探査, 地磁気調査などを東北沖日本海大陸斜面で実施した(佐藤, 1971). この一連の調査によって, この海域の地質および地質構造がほぼ明らかになり, 陸域の油田地帯とよく似た構造発達史を持つことが示された. また, 後で述べるように, 中新世に形成された堆積盆がその後隆起して小海嶺を形成していることが, このときすでに認識されている(桜井・佐藤, 1971). その後, 地質調査所は1976年から77年にかけて日本海全体の調査を行い, その結果を基に100万分の1の海底地質図を作成した(玉木ほか, 1981). さらにTamaki(1988)は日本海全体のテクトニクスを総括し, 佐渡海嶺を日本海拡大時のrifted continental fragmentとし, その後鮮新世末から第四紀にかけて逆断層が成長することによって小海嶺が生じたとした.

一方, 石油資源の探査のため, 1970年からは海域のマルチチャネルの反射法を用いた調査が実施されるようになった. 特に新潟県は日本でも数少ない油田地帯であることから, 国あるいは民間企業による調査が数多く実施されてきている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油資源開発協会, 1982, 1992; 石油技術協会, 1993など). ただし, 石油および天然ガスを産出する可能性の高い厚い堆積盆の分布が大陸棚からその陸側に限られているため(鈴木, 1989), 海域調査のほとんどが大陸棚に集中しており, 佐渡海嶺まで

含むものは多くない。鈴木(1989)は大陸棚から海岸平野にかけて発達する厚い堆積盆を日本海東部リフト系、その西側の最上トラフおよび佐渡海嶺を含めた堆積物の薄い範囲を佐渡リッジと呼んだ。それらは落差数千mの東落ち正断層(日本海東部構造線)で区分されているとした。また、池辺ほか(1972)、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1982, 1992)、石油技術協会(1993)などにも大陸棚域の地質構造図や地質断面図が公表されており、この海域の地質の特徴を知る貴重な手がかりとなる。ただし、これらの原データの多くは未公表であるため、その詳細な議論は十分に行われているとはいえない。

III. 2 周辺の地質構造概略

本図幅域は南側の北部フォッサマグナと北側の大和海盆との間にはさまれ、NEからNNE方向の断層・褶曲群が発達する。またその西縁では、糸魚川―静岡線の北方延長に位置する富山トラフが佐渡海嶺などのNEからNNE方向の構造を切って接している。

北部フォッサマグナは、火山岩に乏しく褶曲構造の発達した厚さ5000m以上の主に中期中新世以降の堆積岩からなる(赤羽・加藤, 1989; Kato, 1992)。そこに分布する厚い堆積物は、日本海の拡大時に形成された巨大なリフトにたまったものと考えられており(Kato, 1992; 小林・立石, 1992)、それらの地層は鮮新世以降のE-WからNW-SE方向の圧縮によって構造変形している(植村, 1976; 衣笠, 1990; Kato, 1992)。

大和海盆の水深は2,500-3,000mで、その海底下には厚さ0.5-1.5秒の成層構造を持つ中期中新世以降の堆積層と平坦な上面を持つ音響基盤とが広く発達している(Ludwig et al., 1975; Tokuyama et al., 1987)。このうち、音響基盤の音速が3.5-4.0km/sで火成岩だけから構成されると考えるには速度が遅いこと、大和海盆の地殻の厚さは約11-14kmで、海洋性地殻にしては厚すぎるなどが問題点として指摘されていた(Ludwig et al., 1975; Tokuyama et al., 1987)、1989年に実施されたODPによる深海掘削(leg 127, 128)によって、音響基盤が堆積岩と玄武岩質の溶岩およびシルの互層からなり、玄武岩のAr-Ar年代は18-19Maで、挟在する堆積岩の年代もほぼ同じであることも明らかになった(Tamaki et al., 1992)。その下の海洋性地殻より厚い地殻については、Hirata et al.(1989)海洋底拡大時の異常な火成活動によって生じたと考えたが、Jolivet and Tamaki (1992)は大和海盆で海洋底拡大があったことを示す地磁気異常の縞模様のはっきりしないことと熱流量がそれほど高くはないことから、強く引き伸ばされた大陸性地殻と考えた。

北部フォッサマグナと大和海盆とにはさまれた大陸斜面は、前期中新世に形成された日本海東部リフト系と呼ばれる堆積物の厚い大陸棚域と、その海側の堆積物の薄い最上トラフおよび佐渡海嶺を含む佐渡リッジとに大きく2分できる(鈴木, 1989)。新潟沖の大陸棚は最大7000mに達する厚い堆積物に覆われることから、北部フォッサマグナと一体となって日本海東部リフト系を形成していたと考えられ、その北方延長は庄内平野および秋田平野とその沖合の大陸棚から男鹿半島の北側の能代付近まで達する(鈴木, 1989)。また、新潟沖大陸棚の南西側では佐渡海盆から富山トラフにかけて、日本海東部リフト系に属する厚い堆積物が連続する。ただし、そこでは、新潟以北に比較して断層・褶曲の発達が乏しい(岡村ほか, 1994b)。

一方、佐渡海嶺および最上トラフでは一般に基盤が浅く、厚い堆積盆は発達しないと考えられてきた

(鈴木, 1989). Tamaki (1988) は佐渡海嶺を rifted continental crust, すなわち大陸地殻が少し引き伸ばされたものとした。佐渡海嶺および最上トラフには多くの NNE および NE 方向の小海嶺が発達するが、それらの多くが SE 側を逆断層で切られた傾動隆起地塊で (第 5 図), 第四紀以降現在もその変動が活動的であることが知られている (岩渕, 1968a, b; Tamaki, 1988)。これらの小海嶺が中新世には堆積盆であったことは、桜井・佐藤 (1971) によって指摘されていたが、岡村ほか (1992) は、その中新世の堆積盆が日本海の拡大時に形成された正断層を伴うハーフグラaben であって、鮮新世以降にかつての正断層が逆断層として再活動することによって隆起していることを示した。

佐渡海嶺の南端に位置する佐渡島は、主に後期漸新世-前期中新世に陸上噴出した安山岩質とデイサイト質の火山岩・火砕岩と、それを覆う中期中新世-鮮新世の火山岩に乏しい厚さ 700m 以下の海成層からなる (新潟県, 1989; 鹿野ほか, 1991)。佐渡島も NE 方向に伸びた高まりからなり、構造的には佐渡海嶺の小海嶺と似ているように見えるが、ほとんどが火山岩からなり、かつてのハーフグラaben であった証拠はない。

富山トラフは、佐渡島から北部フォッサマグナ以北の地域とは異なり、全体として N-S 方向に伸びている。基盤深度および堆積物の厚さは南ほど増す。堆積物の厚さは最大で 4.5 秒以上 (往復走時, 以下同じ), 平均 2.5-3.5 秒に達し (鈴木, 1989), 基盤深度も大和海盆のそれとほぼ等しく海面から往復走時で 5.0 秒に達する。さらに地殻の厚さはトラフの北部で約 15km, 佐渡島の南西方で約 20km と推定され、大陸性地殻と海洋性地殻の中間的な厚さをもつことから (浅田ほか, 1989), 日本海の拡大時に形成された大規模なリフトであると考えられる。トラフより西側の能登半島から山陰沖の大陸斜面は、起伏に乏しくなだらかで広い台地状の地形を形成しており、佐渡海嶺などとは海底地形・地質構造が大きく異なっていることは、富山トラフが日本海周辺の大陸斜面の構造全体に影響を与える重要な境界でもあることを示唆している。

中村 (1983) は日本海東縁に新たに海溝ができつつあると提案し、それが大和海盆の東縁から富山トラフに入り、さらに陸上の糸魚川-静岡線につながると考えた。加藤ほか (1990) は、この仮説を検証するために富山トラフ内で 2 本の測線に沿ってマルチチャネルの音波探査を実施し、トラフ内には逆断層が現在成長しつつあるが、西傾斜と東傾斜の断層があって単純な沈み込み帯ではないことを示した。その原因として、富山トラフがプレート境界ではないか、あるいは極めて初生的なプレート境界であるためと考えた。衣笠 (1990) も糸魚川-静岡線の北端部には現在活動的な活断層が見当たらないため、ここでのプレート境界としての活動は終息しつつあるとした。地質調査所の実施した音波探査プロファイルでも、富山トラフ北部から大和海盆の東縁 (38° 30' N-39° 15' N) には第四紀に活動したと考えられる逆断層は全く認められない。その東側の佐渡海嶺からその陸側には多くの逆断層が発達しているの、そちらをある幅を持ったプレート境界域と考える方が地質構造に整合的である。ただし、佐渡島西方では富山トラフの東縁に沿って顕著な活断層が発達している (岡村ほか, 1994b)。

IV. 調査方法

本地質図は、エアガンを音源に用いたシングルチャネルの音波探査プロファイルの解析に基づき、ロッ

(Ma)	Diatom Zone	Sample No.	
0	<i>Neodenticula seminae</i>		
	<i>Simonseniella curvirostris</i>	(JT50, JT51, JT85, JT90, JT120, SK11)	
	<i>Actinocyclus oculatus</i>		
	<i>Neodenticula koizumii</i>	JT30, HJ6 (JT60, JT66, JT89, JT122, JT124, TR2, SK3) JT17, 245 (JT8, JT58, MO1, 259)	
	<i>Neodenticula koizumii</i>		
	<i>Neodenticula kamschatica</i>	(JT78, JT91, TB1, 389)	
	5	<i>Neodenticula kamschatica</i>	JT35, HJ2, HJ3, HJ4, HJ5 (JT53, JT63, JT67, JT79, JT81, JT95, JT114, JT119, JT125, 266, 272, 348) JT26, JT56, MK2 (JT80, JT100, JT103, SK10)
		<i>Rouxia californica</i>	JT13, JT48, JT55 (JT59, JT62, 309) JT21, JT23, JT39
		<i>Thalassionema schraderi</i>	HJ1 (JT45, JT108)
		<i>Denticulopsis katayamae</i>	JT31 (JT106, 396B)
10	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	(JT70, JT107 (Upper part)) MK1 (JT94 (Lower part))	
	<i>Thalassiosira yabei</i>	JT12, JT24, JT41 (JT73, 284, 396A)	
	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>	JT42	
	<i>Crucidentricula nicobarica</i>		
	<i>Denticulopsis hyalina</i>		
	15	<i>Denticulopsis lauta</i>	
<i>Denticulopsis praelauta</i>		JT47	

第3図 本海域で得られた珪藻化石の年代 (渡辺ほか, 1994 より一部改変) 太字は図幅内のサンプル, カッコ内はその周辺のサンプル.

Fig. 3 Age of diatom fossils collected in this map area (Modified from Watanabe et al., 1994). Samples shown by bold characters are collected in this map area and those in Parentheses are around the map area.

クコアラーおよびドレッジによって得られた海底試料とそれらの珪藻化石およびナンノ化石分析結果および3.5kHz地層探査装置(以下3.5kHz SBPと呼ぶ)のプロファイルを参考にして作成した。また、オーバーレイの地磁気異常図とブーゲーおよびフリーエア重力異常図は音波探査と同時にに行った地磁気・重力測定結果に基づいている。

音波探査をはじめとする地球物理測線は本図に示したように、WNW方向(約1.6マイル間隔)およびNE方向(約3.3マイル間隔)の格子状に設定した。本図幅内での上記測線の総延長は約2700マイル(約5000km)に達する。音波探査システムは、音源として120立方インチ(約2リットル)の容量を持つBolt社製エアガンに、パルス長を短くするwave shape kitを装着したもの2本を用いた。また、反射音は船尾より約150m後

第1表 海底試料の一覧表 (記載; 片山 肇, 中嶋 健) ドレッジ試料の位置は, 上段が最初の着底時, 下段が最後の離底時の船の位置

Table 1 List of sea-bottom sample (described by H. Katayama and T. Nakajima). Positions of dredge sites indicate the first hit by the upper line and the last lift off by the lower lines respectively.

local no.	st no.	sample no.	latitude	longitude	depth	description
JT-12	6989	D 1090	37° 51.06'	138° 10.23'	140m	Sub-angular mudstone and nodular mudstone (max.13cm) (probably autochthonous). Rounded cobbles of volcanic rock.
			37° 51.13'	138° 10.35'	124m	
JT-13	6990	D 1091	37° 56.24'	138° 5.23'	1410m	Angular mudstones (max.11cm, probably autochthonous).
			37° 56.95'	138° 5.47'	1345m	
JT-14	6991	RC 622	37° 55.27'	137° 55.48'	1918m	Semi-consolidated silt.
JT-15	6992	D 1092	38° 7'	138° 6.21'	1399m	Angular granules of mudstone (probably autochthonous).
			38° 6.58'	138° 7'	1263m	
JT-16	6993	D 1093	38° 7.65'	138° 12.27'	604m	Angular mudstones (max.8cm, probably autochthonous).
			38° 7.8'	138° 12.82'	448m	
JT-17	6994	RC 623	38° 15.92'	138° 19.28'	141m	Dark olive gray silt and sand (0-26cm) / olive black semi-consolidated silt (26-136cm).
JT-18	6995	D 1094	38° 20.11'	138° 6.07'	1455m	Sub angular fragments of andesitic tuff (max.7cm, probably autochthonous).
			38° 20.01'	138° 6.17'	1439m	
JT-19	6996	d 1095	38° 23.49'	138° 5.85'	1132m	Granules of mudstone (probably autochthonous), olive black clay.
			38° 23.2'	138° 6.27'	993m	
JT-20	6997	D 1096	38° 26.24'	138° 9.38'	649m	Angular fragments of highly altered andesite and pyroclastic rock including pyrite (max.24cm) (autochthonous). Rounded cobbles of volcanic rock.
			38° 26.13'	138° 9.27'	608m	
JT-21	6998	RC 624	38° 27.5'	138° 18.07'	210m	Olive black silt with a tephra layer.
JT-22	6999	D 1097	38° 31.4'	138° 15.88'	379m	Angular sandstones (max.7cm) and tuff breccia (max.3cm) (probably autochthonous). Rounded pebbles of volcanic rocks.
			38° 31.24'	138° 16.18'	358m	
JT-23	7000	RC 625	38° 26.04'	138° 32.27'	139m	Olive black semi-consolidated silt with fine sand layers.
JT-24	7001	RC 626	38° 24.09'	138° 28.1'	142m	Dark olive gray fine sand with sandy silt patches (0-32cm)/ olive black semi-consolidated silt (32-142cm).
JT-25	7002	RC 627	38° 23.33'	138° 30.57'	132m	Dark olive gray sandy silt to coarse sand with angular mudstones of which lower part is shell sand (0-91cm)/ brownish black semi-consolidated silt of which upper part is very hard (91-108cm).
JT-26	7003	RC 628	38° 7.57'	138° 36.02'	135m	Dark olive gray semi-consolidated silt.
JT-27	7004	RC 629	38° 2.08'	138° 44.03'	93m	Olive black muddy medium sand, shell fragment bearing.
JT-28	7005	RC 630	38° 4.42'	138° 48.35'	96m	Dark olive gray muddy medium sand, shell bearing.
JT-29	7006	RC 631	38° 10'	138° 53.08'	116m	Olive black muddy medium sand, shell bearing.
JT-30	7007	D 1098	38° 12.3'	138° 45.49'	214m	Sub-angular hard mudstones (max.38cm, autochthonous). Rounded cobbles of volcanic rock and conglomerate.
			38° 12.53'	138° 45.12'	198m	

第1表 つづき
Table 1 (continued.)

local no.	st no.	sample no.	latitude	longitude	depth	description
JT-31	7008	RC 632	38° 42.64'	138° 24.19'	148m	Brownish black semi-consolidated silt.
JT-32	7009	D 1099	38° 43.29'	138° 22.57'	222m	Angular various kinds of volcanic rock (altered andesite, acidic volcanic rock, fresh andesite, porphyrite) (max.45cm), conglomerate (max.32cm), tuff and pumice (autochthonous).
			38° 43.11'	138° 22.65'	195m	
JT-33	7010	D 1100	38° 41.27'	138° 16.91'	643m	Rounded pebbles of volcanic rock, tuff and sandstone.
			38° 41.25'	138° 16.73'	593m	
JT-34	7011	D 1101	38° 38.49'	138° 14.74'	515m	Angular volcanic sandstones (max.9cm) and pumice (max.4cm) (probably autochthonous). Rounded pebble of volcanic rock.
			38° 38.52'	138° 14.49'	437m	
JT-35	7012	RC 633	38° 42.51'	138° 13.2'	335m	Dark olive gray silt to sandy silt, with fine sand layers and many micro faults.
JT-36	7013	D 1102	38° 47.23'	138° 7.86'	1115m	An angular sandstone (3.5cm, probably autochthonous). Rounded pebbles of volcanic rock.
			38° 47.88'	138° 7.36'	1037m	
JT-37	7014	RC 634	38° 53.93'	138° 9.95'	821m	Olive black sandy silt (0-2cm) / greenish black volcanic sand ? (2-12cm).
JT-38	7015	D 1103	38° 50.66'	138° 8.78'	766m	An angular tuff (5cm, probably autochthonous). A rounded pebbles of volcanic rock.
			38° 50.5'	138° 9.29'	757m	
JT-39	7016	RC 635	38° 44.61'	138° 28.71'	185m	Olive black semi-consolidated silt.
JT-40	7017	D 1104	38° 46.08'	138° 35.79'	253m	Angular rock fragments of altered rhyolite and rhyolitic tuff (max.40cm) and recrystallized acidic pyroclastic rock (autochthonous). Rounded gravel of volcanic rock and tuff.
			38° 46.12'	138° 35.65'	233m	
JT-41	7018	RC 636	38° 44.53'	138° 41.29'	142m	Dark olive semi-consolidated silt with sand layers.
JT-42	7019	D 1105	38° 41.23'	138° 40.36'	182m	Semi-consolidated silt (max.18cm, autochthonous).
			38° 41.09'	138° 40.51'	162m	
JT-46	7023	D 1108	38° 46.04'	138° 48.49'	601m	Semi-consolidated silt blocks (max.4cm, autochthonous). Rounded pebbles of volcanic rock.
			38° 46.16'	138° 48.41'	474m	
JT-47	7024	RC 638	38° 51.42'	138° 42.72'	135m	Olive black semi-consolidated sandy silt with fine sand patches.
JT-48	7025	RC 639	38° 54.42'	138° 46.28'	152m	Olive black semi-consolidated silt.
JT-54	7031	D 1109	38° 49.94'	138° 35.76'	314m	Angular rock fragments of andesite, tuffaceous sandstone and conglomerate, lapilli tuff and tuff (autochthonous).
			38° 49.82'	138° 35.86'	312m	
JT-55	7032	D 1110	38° 48.61'	138° 27'	530m	Semi-consolidated clay (autochthonous).
			38° 48.48'	138° 27.11'	482m	
JT-56	7033	D 1111	38° 54.68'	138° 31.44'	886m	Mudstones (max.25cm, autochthonous) and a rounded pebble of volcanic rock.
			38° 54.67'	138° 31.81'	746m	
JT-57	7034	D 1112	38° 57.84'	138° 20.59'	978m	Angular rock fragments of andesite (max.11cm) and pyroclastic rock (probably autochthonous).
			38° 57.89'	138° 20.84'	771m	

第1表 つづき
Table 1 (continued.)

local no.	st no.	sample no.	latitude	longitude	depth	description
245	7572	G 4238	38° 56.49'	138° 48.52'	371m	Yellowish brown burrowed mudstone
MK-2	7822	RC 679	38° 54.69'	138° 47.01'	154m	Yellowish brown semi-consolidated clay (0-4) / brownish black semi-consolidated clay, intercalated with a tephra layer (4-58)
MK-1	7823	RC 680	38° 53.34'	138° 45.71'	144m	Olive gray medium sand (0-2) / olive gray mudstone (2-4) / greenish gray to olive black semi-consolidated clay (4-198)
HJ-6	7824	RC 681	38° 33.27'	138° 36.12'	143m	Grayish olive muddy medium sand (0-10) / greenish gray semi-consolidated clay (10-181)
HJ-5	7825	RC 682	38° 32.92'	138° 36.01'	141m	Olive gray medium sand (0-6) / greenish gray semi-consolidated clay (6-9) / dark olive gray semi-consolidated clay (9-52)
HJ-4	7826	RC 683	38° 30.45'	138° 34.2'	138m	Dark olive gray semi-consolidated clay blocks (0-12) / greenish gray to dark greenish gray semi-consolidated clay (12-44)
HJ-3	7827	RC 684	38° 30.02'	138° 33.56'	136m	Greenish gray semi-consolidated clay (0-79)
HJ-2	7828	RC 685	38° 29.19'	138° 32.98'	135m	Greenish gray medium sand (0-7) / olive black semi-consolidated clay (7-60) / olive gray, laminated, semi-consolidated clay (60-70) / olive black semi-consolidated clay (70-96)
HJ-1	7829	RC 686	38° 28.45'	138° 32.16'	140m	Greenish to dark greenish gray fine to very fine sand (0-73) / greenish gray to olive gray semi-consolidated clay to silt (73-133) / greenish gray sandy silt (133-146)

方で曳航した100個のエレメントを直結したストリーマケーブルによって受波し、30-400Hzおよび40-400Hzのバンドパスフィルターを通してノイズを軽減させ、それぞれ4秒および2秒スキンのLSR(ライセンスキャンレコーダー, Raytheon社LSR1811)に記録した。このシステムで得られるプロファイルの垂直方向の分解能は約35-60mである。音波探査記録の解析は、一連の反射面を同時代とし、不整合および反射パターンの特徴を基準として層序区分を行なった。3.5kHzSBPはRaytheon社製でトランシーバーPTR105Bに信号処理器のCESPⅢを組合せたシステムで、エアガンと同じ記録器のLSR1811に記録した。発振パルス長は50msで発振間隔は2秒、LSR上での記録長は1秒である。3.5kHzSBPのプロファイルは1-2mの分解能を持つが砂質堆積物の分布域では、海底下の構造はほとんど見えない。

音波探査および3.5kHzSBPのプロファイルから、現世より古い地層が露出していると考えられる地点で岩石の採取を行なった(渡辺ほか, 1994)。採取には大陸棚および小海嶺上の侵食面ではロックコアラー(軟質の堆積岩などを採取するための重力式コアラー)を、急斜面ではドレッジを用いた。採取点数はロックコアラーで25点、ドレッジで21点である(第2図, 第1表)。これらの地点のうち堆積岩が得られたのが32点である。それらについてすべて珪藻化石分析を行ない、25点で年代を決めることができた(第3図)(渡辺ほか, 1994)。同時に底生有孔虫の分析を行ったが、2地点でしか検出できなかった(小林・秋元, 1993)。また、一部の試料についてナンノ化石の分析も行ったが、年代が決定できたのは1点のみであった。

海域の重力測定にはLaCoste & Romberg社製のSL-2船上重力計を用いた。測定精度は公称で1mgalであ

る。海域のフリーエア異常図の作成にはGH89-2, GH89-4, GH90, GH91およびGH92の各航海で取得したデータのうち、本図幅範囲より緯度および経度で5分ずつ広く取った範囲の1分毎の測定値を選び出し、それからエトベス補正を行なったが、主に測位(1989年は主にロランC, 1991年以降はGPSを使用)の誤差から生じると考えられる速度の変動が大きく、エトベス補正をした重力値にかなりのばらつき(数分間で $\pm 3\text{mgal}$ 程度)が出ていた。このようなノイズを軽減させるため、全ファイルの速度データに対して約5分の移動平均をかけてからエトベス補正を再計算し、基礎データとした。コンター図作成のためには、航海ファイルの2分毎のデータから図幅内を 200×200 の領域に区分してグリッド値を計算し、それを基にコンター作成プログラムを用いてプロットした。同時に2分毎の値を同じ図上にプロットし、コンターが明らかに不自然なところは数値を見ながらコンターを修正して最終図とした。このグリッド化からコンターを引くまでの手法はブーゲー異常図および地磁気異常図でも同じである。

海域のブーゲー異常値の計算には、いままでの航海で得た水深値および国土地理院の地形数値情報ファイルから、図幅の範囲より約60km外側までの地形グリッドデータを計算し、単純ブーゲー異常値にその地点の周辺の地形変化分による影響を計算して加えた。地形補正のための仮定密度としては 2.3g/cm^3 を用いた。

陸域の重力異常図については駒澤ほか(1992)の重力図の基となったデータの提供を受けた。このブーゲー異常図の地形補正のための仮定密度は海域と同じく 2.3g/cm^3 である。

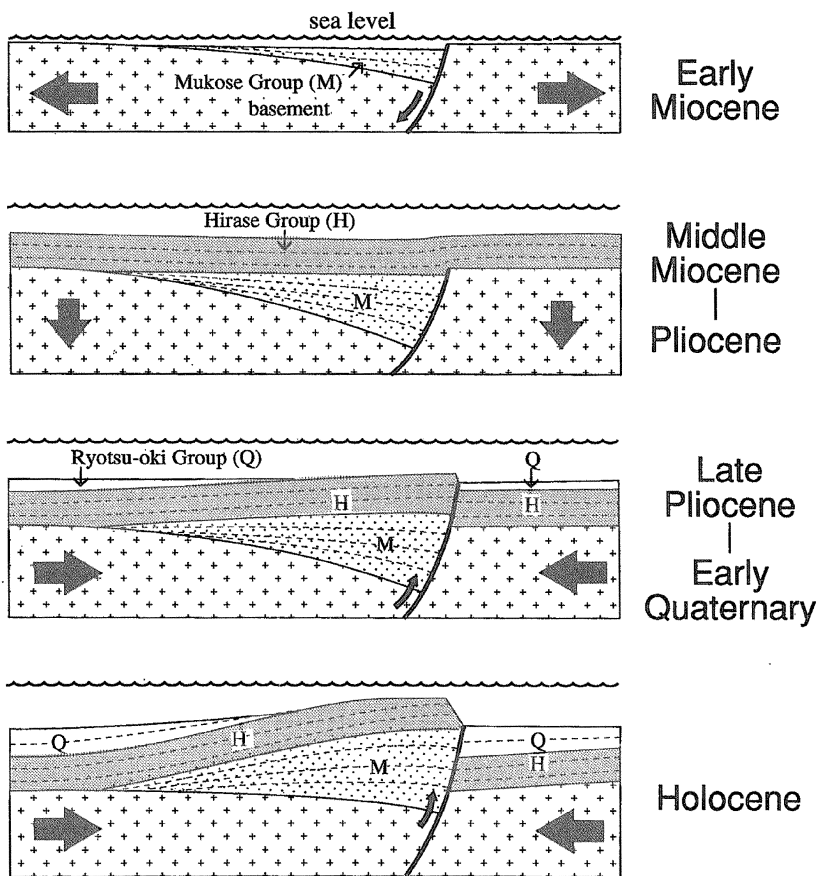
地磁気異常値は1989年にはEG & G Gemetrics社のG801D型プロトン磁力計を、1990年以降は同じくG866型プロトン磁力計を用いて全磁力値を測定し、それから国際標準地球磁場(1990年以降はIGRF1990, 1989年についてはPGRF1985の係数を使用)の値を引いて求めた。そのような補正を行っても、数年にまたがる地磁気データのため測線の交点で数十nT(ナノテスラ)食い違うことが多く、滑らかなコンターが引けなかった。そこで交点毎に値を比較し誤差を補正した後コンターを引いた。このため本海域の中では整然としたコンターになるが、周辺に誤差が蓄積していくので隣接する海域の地磁気異常図とはコンターがつかないことがある。

V. 層 序

V. 1 層序区分の方法

音波探査プロファイル上で、成層構造の明瞭な堆積層と成層構造を示さない音響基盤(以下基盤と呼ぶ)とに、まず区分できる。また、それらの中間的な性格を持つ火山は一部で成層構造を示すが、全体の形態から堆積物とは識別できる。基盤は様々な岩相を含むと考えられるものの、その実体については不明である。一方堆積物は、不整合などの内部構造によってさらにいくつかの層群に区分できる。

本図幅内には断層で境された大小さまざまな隆起帯と堆積盆が形成されていて、堆積物中の同時間面である一連の反射面を2つ以上の堆積盆あるいは隆起帯にわたって広く追跡することは不可能である。しかしながら、これらの堆積盆や小海嶺はほぼ同時に生じた構造運動によって形成されたため、よく似

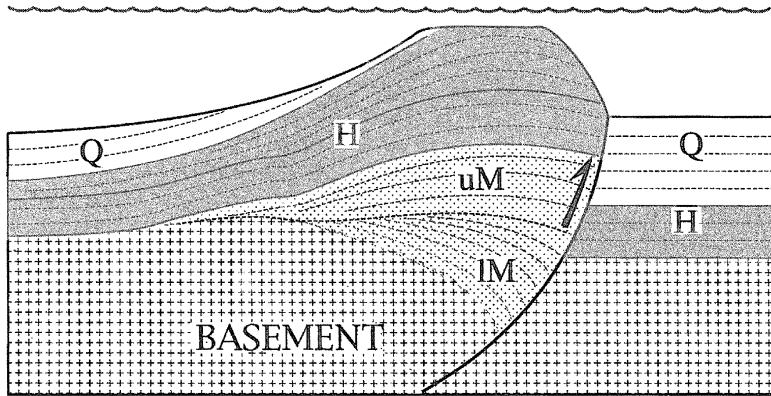


第4図 単純化した小海嶺の模式構造発達史 前期中新世のリフトが向瀬層群に埋積され、中期中新世-鮮新世には全体が沈降して平瀬層群が堆積した。後期鮮新世から第四紀には、かつての正断層が逆断層として再活動したため、リフトが隆起して小海嶺が形成され、その間的小トラフには両津沖層群がたまった。

Fig. 4 Simplified schematic cartoon showing the development of minor ridges. Early Miocene rifts were filled by the Mukose Group. During the Middle Miocene to Pliocene period, the whole of the area had been subsided and covered by the Hirase Group. Early Miocene normal faults have been reactivated in late Pliocene to Quaternary and former rifts have uplifted and formed minor ridges. The Ryotsu-oki Group has been deposited in minor troughs between the minor ridges.

た地質構造を示し、そこに分布する地層にもそれらの構造運動を反映した共通のパターンと特徴を持つ不整合が発達する(第4, 5図)。本図幅ではそのような不整合と反射パターンの変化によって層序区分を行なった。

よく知られているように、本図幅を含む東北日本弧全体は中新世の前半には伸張応力場であったのが、鮮新世から第四紀には圧縮応力場に変化した(たとえば佐藤, 1992)。佐渡海嶺および最上トラフではこの応力場の変化を反映した構造運動によって、中新世の伸張応力場によってリフトが形成された時期(リフト期)、その後のリフトの成長が止まり大きな地殻変動がない時期(ポストリフト期)および鮮新世以降



第5図 模式的な小海嶺の断面と層序区分 1M : 向瀬層群下部層, uM : 向瀬層群下部層, H : 平瀬層群, Q : 両津沖層群

Fig. 5 Schematic profile and stratigraphic units of a minor ridge. 1M : lower part of the Mukose Group, uM : upper part of the Mukose Group, H : Hirase Group, Q : Ryotyu-oki Group.

第2表 本図幅域の層序対比表
Table 2 Stratigraphy of this area

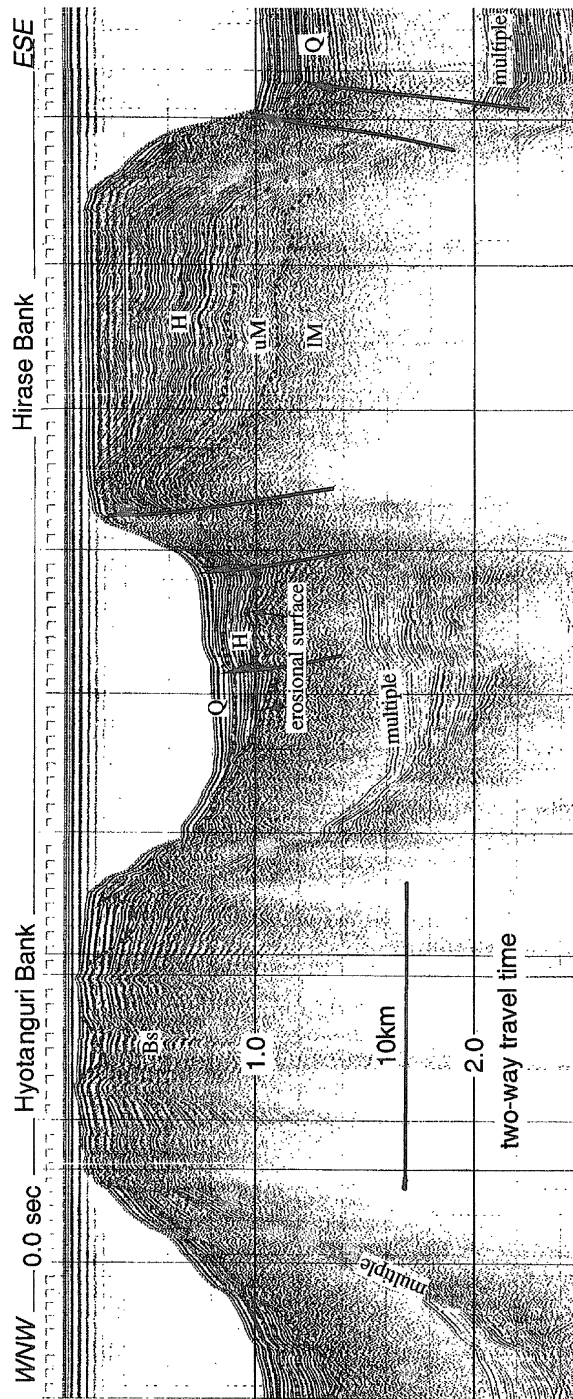
年代 Age	佐渡海嶺および 最上トラフ Sado Ridge and Mogami Trough	富山トラフ Toyama Trough	佐渡海盆 Sado Basin	佐渡島 Sado Island	地殻変動 Tectonic Movement	
第四紀 Quaternary	両津沖層群 Ryotsu-oki Group	高田沖層群 Takada-oki Group	佐渡海峡 層群 Sadokaikyo Group	段丘 Terrace deposits 貝立層 Kaidate Formation	インバー ジョン期 Inversion stage	
鮮新世 Pliocene	平瀬層群 Hirase Group	上越沖層群 Jōetsu-oki Group	上越沖層群 Jōetsu-oki Group	河内層 Kawachi Formation	ポスト リフト期 Post rift stage	
中新世 Miocene				後期 late		中山層 Nakayama Formation
				中期 middle		鶴子層および 下戸層 Tsurushi and Orito Formations
前期 early	向瀬層群 Mukōse Group	リフト期 堆積物 および基盤 Syn-rift sediments and basement	リフト期 堆積物 および基盤 Syn-rift sediments and basement	相川層群 Aikawa Group	リフト期 Syn-rift stage	
漸新世 Oligocene	基盤 basement			入川層 Nyukawa Formation		

の圧縮応力場によってかつてのリフトが再隆起している時期（インバージョン期）に区分できる（第4図、第2表；岡村ほか、1992）。この様な構造運動の変化によって形成された不整合や反射パターンの変化によって、リフト期堆積物の向瀬層群、ポストリフト期堆積物の平瀬層群そしてインバージョン期の堆積物からなる両津沖層群に区分した（第5図、第2表）。ハーフグラベン形成とその隆起に伴う不整合は、本図幅より北東側の最上トラフおよび佐渡海嶺で典型的に発達するのに対して（岡村ほか、1992）、本図幅ではリフトの形態がやや複雑で、不整合の認定が困難な場合もある。しかしながら、この海域全体の層序および構造発達史を考える上では、共通の層序区分をすることが便利であるので、本図幅でもそれに従った。佐渡海盆および富山トラフでは上記のような3つの変動時期を明瞭に識別できないが、佐渡島南方海底地質図（岡村ほか、1994b）によって上部中新統から鮮新統からなる上越沖層群と、主に第四系からなる佐渡海盆の佐渡海峡層群および富山トラフの高田沖層群とに区分されていて、それを本図幅内の富山トラフおよび佐渡海盆の層序区分に適用した。上越沖層群はほぼ平瀬層群に、佐渡海峡層群と高田沖層群は両津沖層群にはほぼ対比される（第2表）。

V. 2 基盤および火山

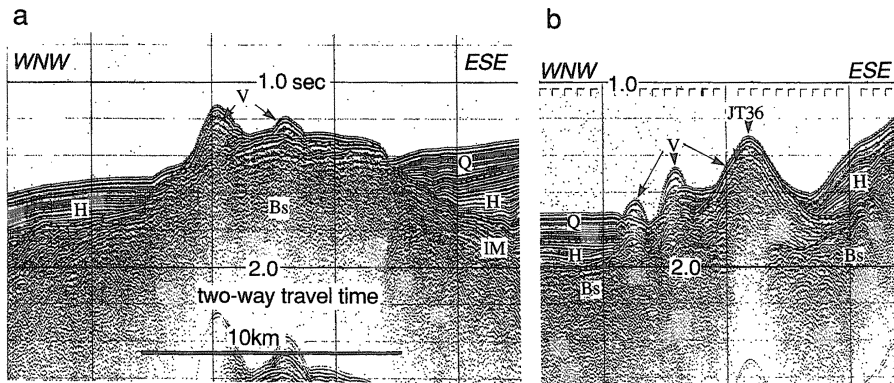
音波探査プロファイルで反射面が全く見えないものを基盤としたが、その岩相は断片的なドレッジサンプルや地磁気異常などから間接的に推定するしかない。佐渡島に露出する漸新世から前期中新世の火成岩類が一つの代表的な音響基盤を構成する岩石であると考えられ、実際にドレッジで採取される岩石もほとんどが火山岩である。それ以外にも、中生代の花崗岩や付加コンプレックスが佐渡島に露出していることから、それらが海底下にはより広範囲に分布している可能性があるが、それらは本図幅内の海域では採取されていない。佐渡島には中期中新世以降の地層が薄いことから、佐渡海嶺に多く見られるようなかつてのリフトが形成されていたとは考えにくく、むしろリフト形成期に活発な火成活動の起こっていた場所であると考えられる。佐渡海嶺の中では、瓢箪礁中部（第6図）、向瀬、越路礁の南方延長および第5列の小海嶺（第7a図）が基盤の高まりからなり、佐渡島と類似の地質からなると考えられる。これらの小海嶺の基盤の露出域からは、火山岩や火砕岩類がドレッジによって採取されているが、堅く固結した堆積岩も少量含まれることがある（第1表）。また、越路礁の南方延長の基盤の高まりからは黄鉄鉱を含む変質した火山岩類も得られている。同時に大量の火山岩の円礫が採取されることも多い。さらに、短い波長の地磁気異常を伴うことが多いことも、火山岩類からなることを示唆している。一方、現在の小トラフにはかつて高まりをなしていた基盤が分布している。この基盤の上面には顕著な浸食平坦面が発達することが多いが（第6図）、水深300m以深から円礫が採取される場合には、この様な基盤の浸食面の近くに存在する。それらは短い波長の地磁気異常を伴うものと、顕著な地磁気異常を伴わないものがある。それらに対して、かつてリフトであった小海嶺の基盤には侵食面が発達せず、その上面は不明瞭である。ほとんどの場合、顕著な地磁気異常を伴わないことから、その基盤は必ずしも火山岩類からなるのではなく、花崗岩や付加コンプレックスなどをかなり含んでいる可能性がある。

佐渡海嶺の北西縁の第5列に明らかな海山の形態を持つ海山が分布している（第7、8図）。音波探査プロファイルで火山周辺部の成層した反射パターンが見えるが、それが基盤を不整合で覆い、平瀬層群に



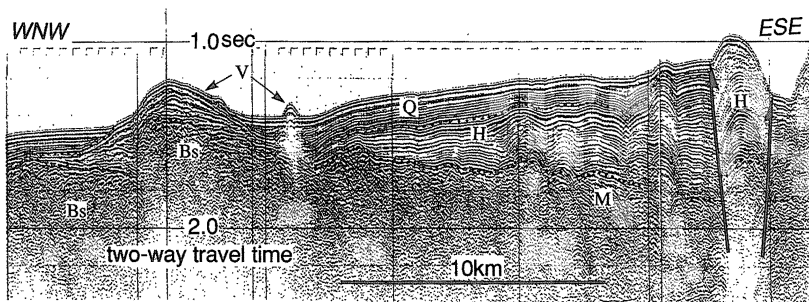
第6図 佐渡海嶺の中の2つのタイプの小海嶺 平瀬はかつてのリフトで往復走時で1秒以上の厚さの堆積物からなるが、瓢箪礁は音響基盤からなる高まりである。2つの小海嶺の間には厚さ0.3秒の堆積物しか分布せず、その基盤上面は平滑な強い反射面を示す浸食面である。Bs: 基盤, IM: 向瀬層下部層, uM: 向瀬層上部層, H: 平瀬層, Q: 両津沖層群, 位置は第15図に示した。

Fig. 6 Two types of minor ridges in the Sado Basin. The Hirase Bank is an ancient rift and composed of sediments more than 1.0 sec (two-way travel time) in thickness, while the Hyotanguri bank consists of basement. A trough between two banks is covered by sediments less than 0.3 sec thick which overlies an erosional surface of the basement that shows a smooth and sharp reflection. Bs: basement, IM: lower part of the Mukose Group, uM: upper part of the Mukose Group, H: the Hirase Group, Q: Ryotsu-oki Group. See Fig. 15 for location.



第7図 佐渡海嶺北西部の基盤の高まりと火山 火山は基盤を覆い、平瀬層群に覆われる。基盤の高まりは北部(a)で顕著、v: 火山、その他の記号は第6図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 7 Basement high and volcanos in the northwestern part of the Sado Ridge. Volcanic mounds rest on a basement high and are covered by the Hirase Group. The basement high is distinct in the northern part(a). v: volcano. Other symbols are same as in Fig. 6. See Fig.15 for location.



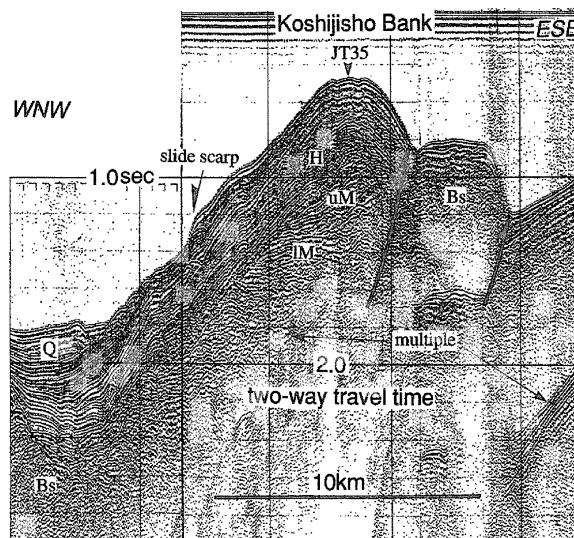
第8図 2つのタイプの火山と越路礁の北東延長上のリフト 平瀬層群に覆われた古い火山と平瀬層群を貫く小規模な新しい火山が観察できる。その東側のリフトは東縁に両側を逆断層できられた背斜構造が発達しているが、リフト全体としての隆起は顕著でない。M: 向瀬層群、その他の記号は第6図および第7図と同じ。位置は第15図で示した。

Fig. 8 Two type of volcanic mounds and a rift to the northeast of the Koshijisho Bank. An older volcano is covered by the Hirase Group and a younger small-scale volcano has erupted through the Hirase Group. A rift was developed to the east of the volcano. Its eastern margin is bounded by an anticline of which eastern and western limbs are cut by reverse faults, however, uplift of the whole of the rift is limited. M: Mukose Group. Other symbols are same as in Fig. 6 and 7. See Fig. 15 for location.

覆われることから、前期中新世に形成されたものと考えられる。これらの火山の3箇所です料採取を試みたが (JT36-38; 第2図), 凝灰岩のほか砂岩や火山岩の円礫が得られただけで、現地性の火山岩は採取できなかった (第1表)。一方、平瀬層群を貫いて噴出したと考えられる火山性の小丘もある (第8図)。

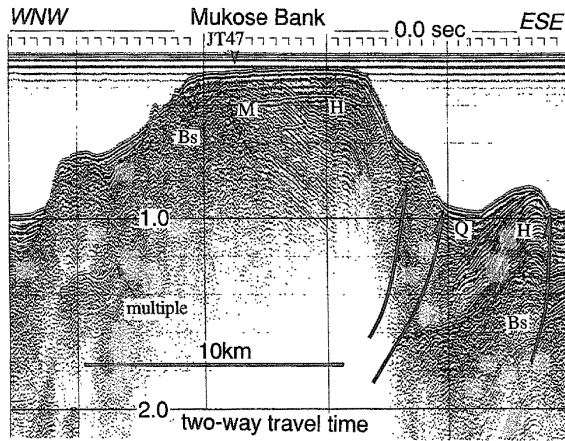
V. 3 向瀬層群

中新世前半の伸張応力場の下で多くの正断層とそれに伴うハーフグラベン (リフト) が成長したが、そのリフトを埋めて堆積した地層およびそれらに対比可能な地層を向瀬層群と呼ぶ。向瀬層群は反射の特徴から下部層と上部層とに区分できる (第5図)。向瀬層群下部層の反射面は一般に不明瞭で、深部あるいは側方で基盤との区別がつかなくなることが多い (第6, 8, 9図)。わずかででも堆積層を示唆する成層構造が見える場合には向瀬層群下部層とし、そのような内部反射が全く見えないものを音響基盤とした。向瀬層群下部層の厚さは正確にはわからないが、最大で1.0秒を越えると考えられる。向瀬上部層は反射強度はやや弱いが連続性のよい成層した反射面からなり、ハーフグラベンに傾動方向に厚くなる発散



第9図 典型的なインバージョンテクトニクスの構造を示す越路礁 越路礁は、東翼が急傾斜し、東落ちの逆断層でせられた非対称な断面を示す背斜構造である。背斜構造は厚さ0.8秒に達する平瀬層群と向瀬層群からなるが、その東側の小トラフには厚さ0.1秒以下の堆積物しか分布しない。記号は第6図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 9 Typical structure of inversion tectonics in the Koshijisho Bank. The bank is an asymmetric anticline of which eastern limb is steep and cuts by an east downthrown reverse fault. The anticline is composed of sedimentary sequences of the Hirase and Mukose Group up to 0.8 sec thick, while a minor trough to the east of the anticline is underlain by sediments less than 0.1 sec in thickness. Symbols of are same as in Fig. 6. See Fig. 15 for location.



第 10 図 向瀬の音波探査プロファイル 記号は第 6 および 7 図と同じ。位置は第 15 図に示した。

Fig. 10 Seismic profile of the Mukose banks. Symbols are same as in Fig.6 and 7. See Fig.15 for location.

的な構造を持つ(第 9 図)。その厚さは 0.5 秒以下である。上部層は下部層に比較して反射面の連続性がよいことによって識別できるが、両層の境界で上部層がオンラップ不整合を示したり、下部層が浸食平坦化されていることもある(第 9 図)。リフトの外側には浸食平坦化された基盤の高まりがしばしば分布するが、この浸食面が上部層と下部層との境界に連続するように見える(第 5, 9 図)。本層群が明らかに露出しているのは向瀬だけで、そこでは上部層の基底付近と考えられる層準から(第 10 図)、16Ma 前後の年代を示す珪藻化石(JT-47; 第 3 図; 渡辺ほか, 1994) およびナンノ化石(NN4 あるいは CN3 ゾーン; 田中, 私信)が産出した。したがって、下部層の年代は前期中新世と考えられ、佐渡島の相川層群に対比できると考えられる。このことは、向瀬層群下部層と音響基盤のうち前期中新世の火山岩からなる部分とは同時異相であることを、強く示唆している。大和海盆の音響基盤は前期中新世の堆積岩と玄武岩質のシルあるいは溶岩からなるが、内部に不明瞭な反射面が観察され(Hirata et al.,1989)、向瀬層群下部層と見かけ上よく似ている。

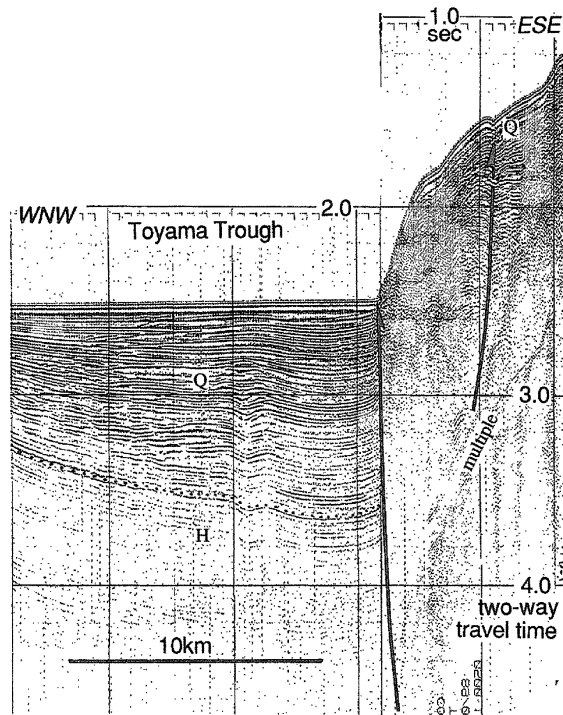
V. 4 平瀬層群

中期中新世-前期鮮新世の間には、リフトの成長も止まり顕著な構造運動は生じていない。その間に堆積した平瀬層群は、平行で明瞭な反射面からなる(第 6, 8, 9 図)。リフトの上では向瀬層群をほぼ整合的に覆い、リフトの周辺では基盤の高まりをオンラップ不整合で覆う。平瀬層群と向瀬層群の境界は、反

射強度が平瀬層群でより強く連続性もよくなることと、反射面の形態が向瀬層群の発散的パターンから平瀬層群の平行パターンに変化することによって識別される。本図幅ではそれほど顕著ではないが、一部の小海嶺では平瀬層群の上部でリフトが再沈降して堆積物が厚くなっていることがある。本層群堆積前にはまだリフトが完全に埋積されていなかったことと、堆積中にリフトが再沈降したことにより、本層群の厚さはリフト上で0.8秒に達するが、それ以外の部分では0.5秒以下しかない。小海嶺の上の浸食面(特に平瀬)には平瀬層群が広く露出しており(第6, 10図), 中期中新世から鮮新世の珪藻化石を含む泥岩が、本図幅内だけで20地点から得られている(第2図; 渡辺ほか, 1994)。また、リフトの再沈降を示す平瀬層群上部層の年代は後期中新世から鮮新世であると考えられる。

V. 5 上越沖層群

本層群は、富山トラフおよび佐渡海盆に分布し、佐渡海嶺地域の平瀬層群に相当する。シングルチャ



第 11 図 富山トラフの音波探査プロフィール 高田沖層群および上越層群は東に傾き下がり、トラフ東縁で逆断層によって切られている。H：上越沖層群，Q：高田沖層群，位置は第 15 図に示した。

Fig. 11 Seismic profile of the Toyama Trough. The Takada-oki and Joetsu-oki Group are inclined to the east and cut by a reverse fault at the eastern margin of the trough. H : Joetsu-oki Group, Q : Takada-oki Group. See Fig.15 for location.

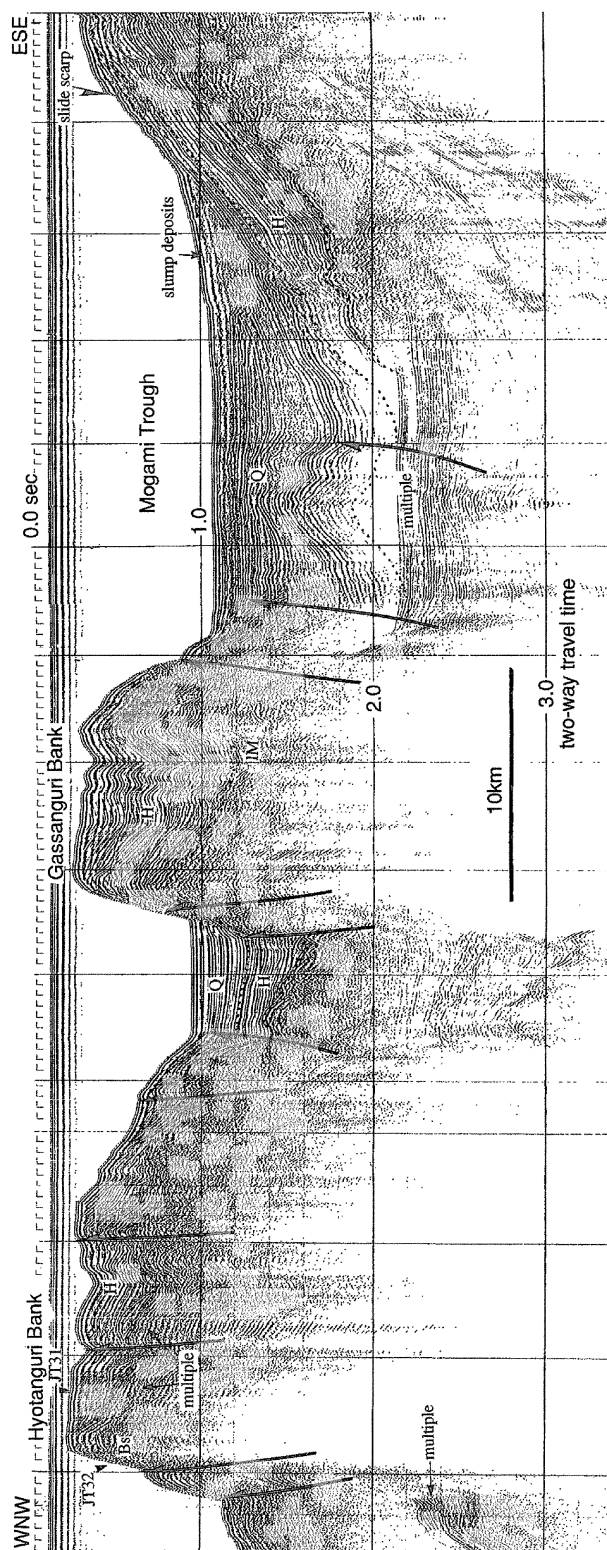
ネルのプロファイルではその上部しか見えない(岡村ほか, 1994a). 本図幅内の富山トラフでは少なくとも本層群の地層は往復走時で0.6秒以上の厚さを持つと考えられる, 上部の厚さ0.2-0.5秒の部分は平行で連続性のよい反射面からなるが, その下では反射強度が低下する(第11図). 本図幅の南側(佐渡島南方海底地質図; 岡村ほか, 1994b)では, 本層から後期鮮新世および後期中新世の珪藻化石を含む泥岩が得られている. 富山トラフおよび佐渡海盆は前期中新世に形成されたリフトであると考えられ, その基盤上には向瀬層群に相当する地層が分布しているはずであるが, 確認できない.

V. 6 両津沖層群

鮮新世以降の圧縮応力によって, 中新世に形成された正断層は逆断層として再活動し, それに伴ってリフト内の堆積物が押し出されるように傾動しつつ隆起している(第4-6, 9, 12図; 岡村ほか, 1992). リフトの隆起によってそれらの間に相対的な低地が形成され, その中に両津沖層群が堆積した(第12図). 本層群は, 最上トラフではその厚さは往復走時で1.5秒を越えるが, 佐渡海嶺の中の小トラフでは0.4秒以下である(第6, 12図). 特に, 佐渡海嶺の北西部では0.1秒以下の場合もある(第9図). これらのトラフは小海嶺と同じように傾動運動をしているため, 沈降側に厚くなる発散的な反射パターンを持ち, 基底では下位の平瀬層群に対してオンラップ不整合で重なる. 最上トラフでは, 顕著なオンラップ不整合が両津沖層群の基底だけでなく, その内部の1-2層準でも認められる(第12図). ただし, このオンラップは見かけ上のもので(apparent onlap; Cartwright et al., 1993), 真の地層境界は整合的に重なる斜面堆積物中にある. 本層群は一般に小海嶺の斜面からトラフ底の海底下に分布し, 小海嶺上の浸食面にはほとんど露出していない. このため, 本図幅内では本層群から直接試料は得られていないが, 下位の平瀬層群の最上部の年代が鮮新世の後半であることから, 両津沖層群の年代は鮮新世末から第四紀であると考えられる(渡辺ほか, 1994).

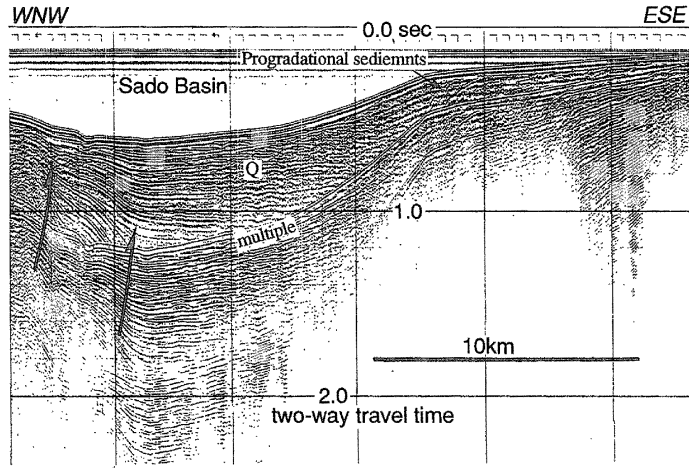
V. 7 佐渡海峡層群

佐渡海盆に分布する上越沖層群を覆う第四系を佐渡海峡層群と呼ぶ(岡村ほか, 1994b). 本層群は佐渡海盆をほぼ水平に埋積する反射面からなり, 本図幅の南側では往復走時で1.1秒に達する厚さを持つが, 本図幅内では多重反射によって海底下0.6秒以上は見えない(第13図). 海盆底の北西部では反射面の連続性はよいが, 南西側では連続性が悪く低周波成分の卓越した反射パターンが優勢になる. 海盆周辺の斜面および海盆底には海底谷は見られない. 本層群は佐渡島側の北西側斜面では斜面上部に向って急にうすくなり陸棚外縁付近で消滅し, 大陸棚には分布しない. 海盆の東側の斜面から大陸棚にはプログラデーショ構造を持つデルタ性堆積物が発達していて, 海盆底の水平な地層に連続する(第13図). このデルタ性堆積物は, 北側の最上トラフに面した大陸棚と斜面まで連続的に分布する. ただし, 陸棚下では反射面の連続性が悪く, 音波の透過度が低いうえ, 多重反射が重なるのでその厚さや陸側への広がり是不明である(第13図).



第12図 最上トラフ、月山礁および瓢箪礁北部を横断する音波探査プロファイル 最上トラフは西に傾動する堆積盆で、厚い向津沖層群に覆われる。月山礁は東西両側を断層で切られた箱形の背斜構造をなす、瓢箪礁北部は西翼が急傾斜で断層で切られた非対称な背斜群からなる複背斜である。記号は第6図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 12 Seismic profile crossing the Mogami Trough, the Gassanguri bank and the northern part of the Hyotanguri bank. The Mogami Trough is a westward tilted sedimentary basin covered by the thick Ryotsu-oki Group. The Gassanguri bank is a box shaped anticline bounded by reverse faults at its eastern and western boundaries. The northern part of the Hyotanguri Bank is an anticlinorium composed of asymmetric anticlines of which western limbs are steep and cut by reverse faults. Symbols are same as in Fig. 6. See Fig. 15 for location.

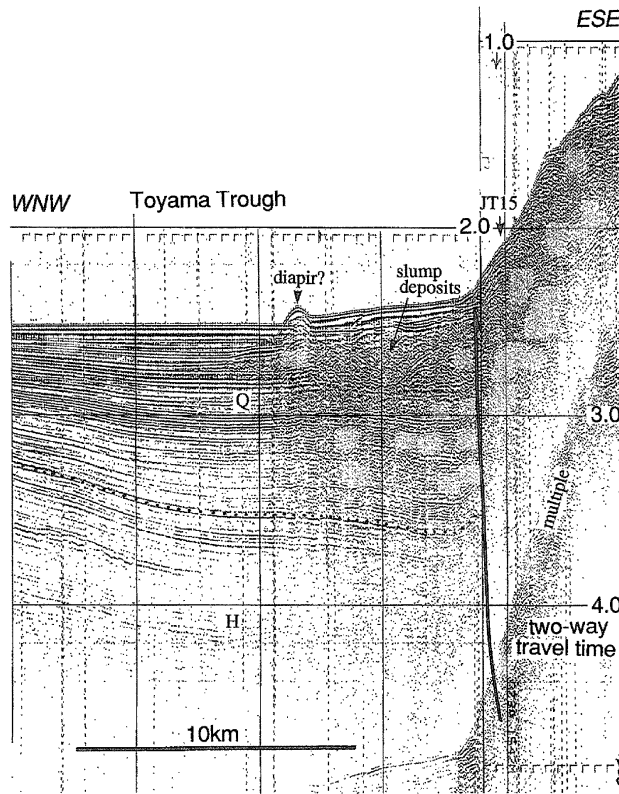


第 13 図 佐渡海盆の音波探査プロファイル 海盆の西側斜面で地層は傾斜するが、海盆底ではほぼ水平で、東側斜面から大陸棚にはプログラデーションパターンを持つデルタ性堆積物が分布する。反射面は、東側ほど低周波成分が卓越して、連続性が悪くなる。地層の記号は第 6 図と同じ。位置は第 15 図に示した。

Fig. 13 Seismic profile of the Sado Basin. Reflections are inclined at the western margin of the Sado Basin, while they are flat in the basin floor. Eastern slope and shelf are underlain by deltaic sediments showing a progradational pattern. Low frequency, less continuous reflection character becomes predominant to the east. Q: Sadokaikyo Group. See Fig. 15 for location.

V. 8 高田沖層群

富山トラフに分布する主に第四系からなる地層で(岡村ほか, 1994b), 本図幅内では往復走時で 1.2 秒以上の厚さになる。プロファイル上では、一般に連続性の良いほぼ平行な反射面からなる(第 11 図)。下位の上越沖層群とは本図幅の南側では軽微なオンラップ不整合で区分されるが(岡村ほか, 1994a), 本図幅内では両層群はほぼ整合的に見える。富山深海長谷は本層群を大きく下刻しているが、海底谷周辺には埋没した海底谷が認められることがある。また、小規模なセディメントウェーブが部分的に発達する。トラフの東縁では 10km 前後の水平方向の広がりを持つ地滑り堆積物が 3 箇所で見られる。そのうち佐渡島西方では、厚さ 0.2 秒以上の地滑り堆積物の一部がダイアピル状に盛り上がり上位の地層を突き抜け、海底に小さなマウンドを形成している(第 14 図)。



第14図 富山トラフの地滑り堆積物とダイアピル 高田沖層群の上部に東側の斜面からもたらされた地滑り堆積物が分布し、その一部は、それを覆う堆積物を貫いて海底にマウンド状の小丘を形成している。記号は第6図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 14 Slump deposits and diapiric mound of the Toyama Trough. Slump deposits transported from the eastern slope are distributed in the upper part of the Takadaoki Group, and a part of the slump deposits have intruded upward and formed a small mound on the sea-bottom. Symbols are same as in Fig. 11. See Fig. 15 for location.

VI. 地質構造

VI.1 正断層と逆断層の判別

本図幅域には多くの正断層と逆断層が分布しており、しかも同じ断層が時期を変えて両方の運動をしている(第4図)。本調査では縦横比の大きなシングルチャネルの音波探査プロファイルを使用しているため、断層がほぼ垂直に見えることが多く、逆断層かあるいは正断層かが必ずしもはっきりしていない。そこで、以下のような基準に基づいて、逆断層か正断層かを判別した。

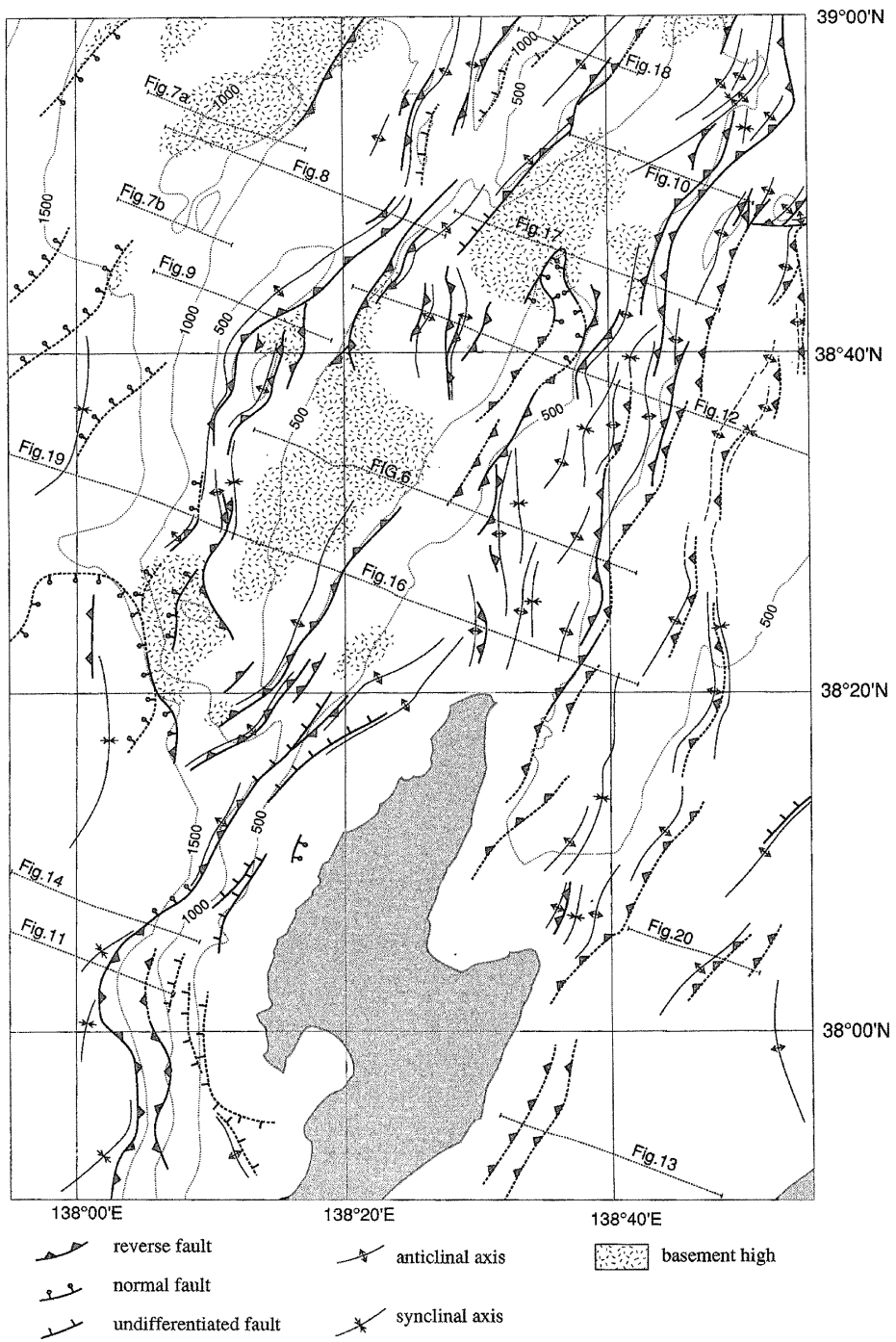
- 1) 活動時期：東北日本は中期中新世以前は伸張応力場にあり、その後圧縮応力場となり、現在まで続いている。したがって、第四系の両津沖層群など全体を切る断層を逆断層とし、平瀬層群およびその上位の地層を切らないものを正断層とした。
- 2) 断層に伴う上盤の変形：プロファイル上で明らかな逆断層と判断できるものは、必ずその上盤側に非対称な背斜構造を伴っている(第5, 8, 9図)。一方、正断層にはそのような背斜構造は伴わない。隆起側にこのような背斜を伴う断層は逆断層とした。

多くの逆断層が上記、1) および2) の条件を同時に満たすが、時にはどちらか片方の条件しか満たさないものや、どちらの基準でも判定ができないものもある。たとえば、佐渡島西方の急斜面では平瀬層群以上の地層が薄く断層が海底に露出しているが、断層が地層を切ったために露出しているのか、断層形成後の堆積速度が遅いために断層が覆われなかったのかを判断できないことがある。そのような場合、未区分断層として地質図に示した。さらに、断層が平瀬層群以降の地層を切っているのに、逆断層に伴う背斜構造が認められないこともある。この場合は、活動時期から逆断層とした。一方、明らかな逆断層でも、両津沖層群の最上部には変形を与えない断層も存在するが、これは伏在逆断層として表現した(第12, 13図)。ただし、両津沖層群の堆積速度が早い最上トラフでは伏在逆断層が多く、同層群の堆積速度の遅い佐渡海嶺ではほとんどの逆断層が露出しているように見える。

VI. 2 リフト期の構造

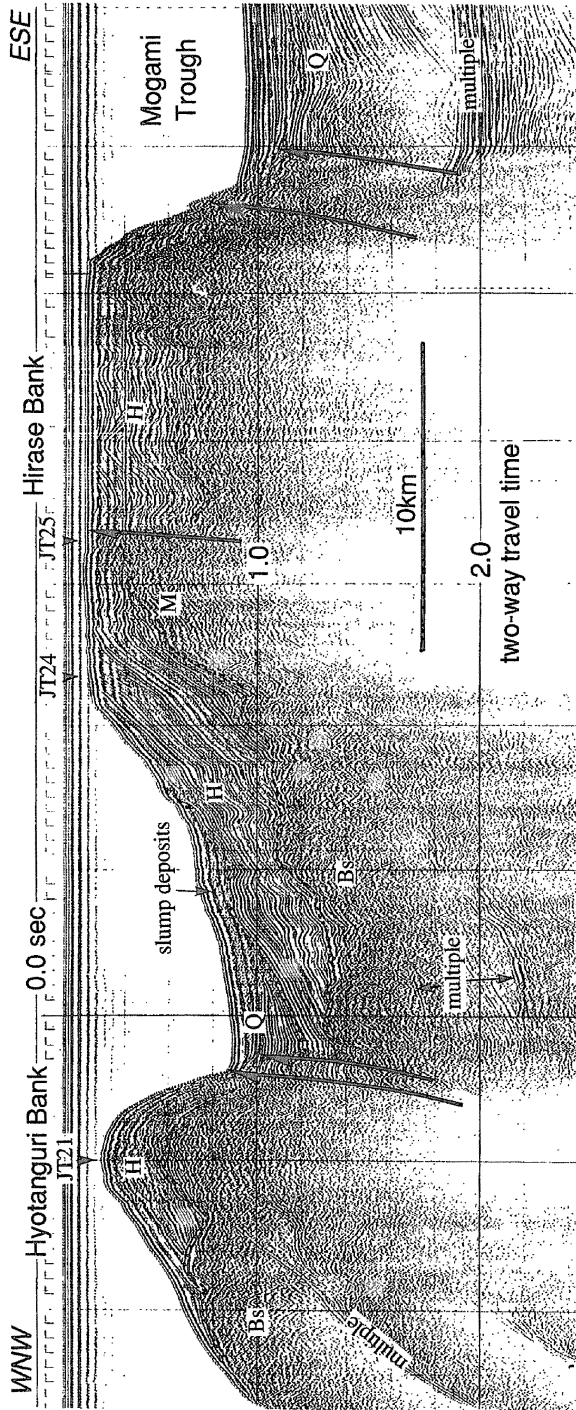
前期中新世のリフトの多くはハーフグラabenの形態をもつが、中には両側を正断層に切られたリフトも存在する。これらのリフトは鮮新世以降の圧縮変形を強く受けている上、最初のリフトを埋積したと考えられる向瀬層群下部層の反射が不明瞭なことから、元来のリフトの形態は必ずしもはっきりしない(第9, 10図)。ハーフグラabenの多くは東縁を正断層に切られ南東へ傾動したが、その逆へ傾動したのも存在する。断層の走向はN-S～ENE方向の間で常に湾曲しつつ、全体としてNNE-NE方向に伸びる(第15図)。リフトの幅は5-15kmで走向方向に長いものほど幅も広がる。大規模なリフトは平行した2-3本の断続的な正断層群がリフトの境界を形成している。この正断層群全体の長さは最大で50kmを越え、落差ははっきりしないが最大で1000mを越えると考えられる。一方、規模の小さいものはその1/5以下の大きさしかない。リフトの端では断層の変位量は小さくなり、走向が大きく変化したり、枝わかれする傾向がある。

一方、富山トラフには佐渡海嶺よりも大きなスケールのリフトが発達している。38°15' N以南では、東側の斜面の基盤は急傾斜し、ステップ状にトラフ側に落ちる正断層群によって切られており、断層群全体の落差は2000m以上に達する。トラフ底は緩やかな起伏を持つが、系統的に傾動しているようには見えない。富山トラフ全体が1つのリフトであるとする、その幅は40kmを越え、佐渡海嶺に分布するリフトの2倍以上である。



第15図 本図幅域の地質構造図と本説明書に示したプロファイルの位置

Fig. 15 Structural map of this map area the location of seismic profiles shown in this explanatory notes.



第16図 平瀬南部および瓢箪礁南部を横切る音波探査プロファイル。平瀬南部は東翼が急傾斜し断層で切られた非対称な背斜群か
らなり、越路礁も同じ形態の一つの背斜からなる。2つの小海嶺の間的小トラフは、西に傾き下がる堆積盆で、その上部は平瀬西
側斜面の崩壊によってもたらされた地滑り堆積物が覆っている。記号は第6図および7図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 16 Seismic profile crossing the southern part of the Hirase and Hyotanguri Banks. Southern part of the Hirase Bank
consists of asymmetric anticlines of which eastern limb is steep and cut by east-down reverse faults and the Koshi-
jisho bank is also composed of a similar asymmetric anticline. The trough between the two banks is a sedimentary
basin tilted westward and its upper part is covered by slump deposits derived from the western slope of the Hirase
Bank. Symbols are same as in Fig. 6 and 7. See Fig. 15 for location.

VI. 3 ポストリフト期-インバージョン期構造

ポストリフト期の前半は、平瀬層群がほぼ様な厚さで広く分布することから、顕著な構造運動はなかったと考えられる。ところが、明瞭なインバージョンが起きる前にリフトが再沈降して、平瀬層群がかつてのリフト上で厚くなっている場合がある。この沈降はリフト全体が傾動しているのではなく、リフト全体がほぼ水平に沈降しているように見える。また、再沈降の開始は後期中新世であり、東北日本全体が圧縮応力場になってきた時期に一致する(佐藤, 1992)。このことは、この沈降が正断層の再活動によるリフトの再成長ではなく、別のメカニズムによって生じていることを示している。

一方、鮮新世の後期から第四紀の初めには、かつての正断層が逆断層として再活動を開始した(第 4-6, 8, 9 図)。本図幅域に分布する逆断層の多くがそのような断層であるが、かつての正断層かどうか確認できないものや、かつての正断層には関係無く、新しく形成された逆断層も認められる。これらの逆断層は一般に小海嶺や背斜構造の片側にしか発達せず、そのため上盤には幅 10-20km の背斜構造が形成されている。この背斜は断層側の幅が狭く急傾斜した翼と、その反対側の幅の広い緩傾斜の翼からなり、非対称な断面を持つ(第 9, 10, 12, 16 図)。緩傾斜の翼の下部は傾動しつつ沈降する小トラフになっている。また、逆断層のすぐ近くの上盤側には幅 2km 以下の背斜構造が形成されている場合も多い。一方、逆断層が小海嶺の両側に形成されていることもあるが、その場合には小海嶺全体が対称的な断面を持ち、山頂付近が平坦に近い箱型の背斜構造となっている(第 6, 12 図)。

VII. 各海域の地質および地質構造

VII. 1 佐渡島

中生界としては、砂岩泥岩互層を主とするジュラ紀付加コンプレックスがある。大佐渡北端では付加コンプレックスに変塩基性岩岩塊が包有されている。これらの付加コンプレックスは足尾帯に属するものと考えられる。また、白亜紀花崗岩も小規模に分布する。

新生界の層序区分は、地質時代区分を基本とし、新潟堆積盆の標準層序(小林・立石, 1992)を組み合わせ、以下の 6 つに区分した: 漸新世(入川層)、前期中新世(相川階)、中期中新世(津川-七谷階・下部寺泊階)、後期中新世(上部寺泊階)、鮮新世(椎谷階・西山階)、後期鮮新世-前期更新世(魚沼階)。地質図には各区分ごとに堆積岩と火山岩を区別して示した。これらのうち、漸新統・下部中新統は陸成の火山岩である。中期中新世以降の地層は新潟堆積盆に広く分布するが、佐渡島にも小規模な露出がある。これらは基本的に一連整合の堆積岩で、一部に火山岩をとめない、基底部と最上部を除いて海成層からなる。以上のほか、中新世-鮮新世の貫入岩類、第四系として段丘堆積物・沖積層がある。

漸新統としては、デイサイト質溶結凝灰岩からなる入川層が大佐渡に小規模に分布する。下部中新統の相川層群は佐渡島全域に広く分布する。相川層群は下位より相川層・真更川層・金北山層に区分され、

安山岩-デイサイトの溶岩・火砕岩を主とする。相川層群が海域の向瀬層群にほぼ相当すると考えられる(第2表)。中部中新統は下位層を不整合に覆って下戸層・鶴子層が分布する。下戸層は礫岩・砂岩、鶴子層は泥岩・玄武岩からなる。佐渡に分布する上部中新統は泥岩からなる中山層である。鮮新統としてはシルト岩を主とする河内層が分布する。中部中新統から鮮新統までは平瀬層群に対比される(第2表)。段丘は中期-後期更新世のものを一括して示した。

大佐渡山地と小佐渡山地は、南東側が急斜面で北西側が緩傾斜の非対称な断面を持ち、北西への傾動によって形成されたことを示唆する。ところがOta(1975)および太田ほか(1992)は、最終間氷期以降の海成段丘の高度分布から大佐渡と小佐渡が最近はそれぞれ南東へ傾動したことを示した。それによると、両山地の間の国中平野は大佐渡と一連の南東へ傾動する盆地であると考えられ、国中平野の南東縁に沿って、小佐渡傾動地塊との境界をなす国中南断層系が発達している。小佐渡の南東への傾動はこの西落ちの逆断層の活動によると考えられている。一方、大佐渡と国中平野を傾動させた逆断層は見つかっていないが、大佐渡の北西岸に沿って海底に存在すると考えられている。段丘の示す傾動方向は第四紀中期以降に始まったもので、山地地形から推定される傾動はそれ以前の変動を反映しているとされている(太田ほか, 1992)。

VII. 2 佐渡海嶺

佐渡海嶺は全体としてNNE方向に伸びるが、地形に明瞭に現われているようにNNE方向とNE-ENE方向の2系統の断層・褶曲によって形成された小海嶺が雁行状に配列しつつ、交差している(第15図)。それらの小海嶺には火成岩類からなるものと、かつてのリフトが再隆起したものとがある。地形的にそれらの小海嶺を佐渡島を含めて5列のNNE方向の高まりに区分したが、その構造と層序について南東側の第1列から順に述べる。

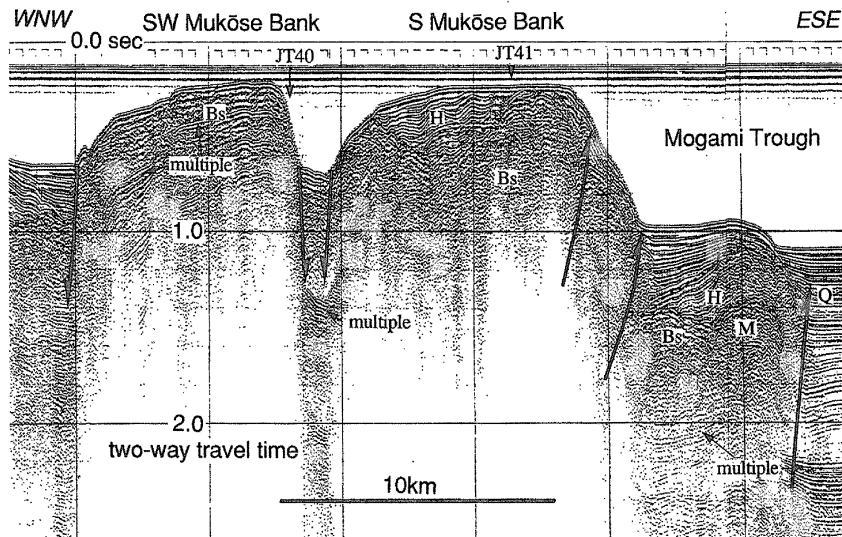
第1列は最大標高650mの小佐渡山地で代表されるが、その北東側延長は姫崎から北北東に長さ10kmほどの背斜構造が張り出して大陸棚を形成しているだけで最上トラフ中に消滅する。姫崎沖の背斜構造は、東翼が急傾斜し東落ちの逆断層で切られた非対称な断面を持つ。この背斜構造の形態は北西への傾動を示し小佐渡の大地形に一致する。この大陸棚では基盤、向瀬層群および平瀬層群が露出する浸食平坦面を形成しており、その平瀬層群から後期中新世の珪藻化石を含む泥岩が得られている(JT26)。その背斜構造の北東側には、右雁行配列した小規模な背斜構造が最上トラフと新潟沖大陸棚との間の斜面に沿って伸びている(第15図)。これらの背斜については、最上トラフのところで述べる。

第2列は標高1000m以上に達する大佐渡山地からNNE方向に伸び、平瀬から月山礁を経て向瀬に達する。平瀬、月山礁および向瀬の北部は向瀬層群および平瀬層群からなり、かつてのリフトが隆起したものである。平瀬の南部は、東翼が急傾斜で、東落ちの逆断層で切られる非対称な背斜群からなる(第16図)。平瀬上面の最終氷期の侵食面は背斜構造に調和的な北西への傾動を示しており、最近も北西へ傾動していると考えられる。この背斜の形態は大佐渡の大地形とは同じであるが、より新しい段丘高度の示す変動とは一致しない。西側斜面の上部には、幅約15kmにわたって斜面全体に地すべりが生じている(第16図)。一方、平瀬の北部から月山礁では東西両縁が断層に切られている(第6, 12図)。両側の断層の規模

がほぼ等しい場合には箱型の背斜構造を示すが、西側の断層の方が規模が大きい場合には東へ傾動し、その逆の場合には傾動方向も逆になる。山頂の平坦面下の地層は比較的緩やかな褶曲を形成している(第6, 12図)。平瀬および月山礁には、明瞭な反射面を持ち最大で0.8秒程度の厚さを持つ平瀬層群と、反射強度が弱くやや発散パターンを持つ最大層厚が0.4秒の向瀬層群上部層が分布している。平瀬層群は平瀬および月山礁の浸食平坦面に広く露出するが、向瀬層群は佐渡島に近い部分を除いてほとんど露出していない。基盤の上面は一般に不明瞭で、わずかに反射面が見えることもあることから、向瀬層群下部層がかなり分布していると考えられる。平瀬および月山礁は地磁気異常をほとんど伴わない。また、フリーエア重力異常には地形の高まりを反映した高異常が見られるが、ブーゲー異常ではこのような高異常は消え、平瀬北部および月山礁は最上トラフとほぼ同じ値を示す。このようなことも、実際の基盤がかなり深いことを示唆している。

平瀬の浸食平坦面上の平瀬層群露出域の8箇所(JT23, 24, HJ1-6)からは後期中新世から後期鮮新世の珪藻化石を含む泥岩が得られた(第2, 3図; 渡辺ほか, 1994)。HJ6(後期鮮新世)は侵食面外縁付近で得たもので、平瀬層群の最上部に位置する。また、月山礁の西縁の断層崖で行ったドレッジ(JT-42)では中期中新世の珪藻化石を含む泥岩が得られた。これは平瀬層群の基底に近い年代を示すと考えられる。

向瀬では3つの小海嶺が合流しており、瓢箪礁へ続く南西部、月山礁へ続く南部およびそれらが合流して北東に伸びる北部に区分できる(第2図)。南部および南西部は主に基盤の高まりによって構成されるが(第17図)、それらが合流する北部では往復走時で厚さ1.0秒以上の向瀬層群および平瀬層群からなる



第17図 向瀬南西部(左側)および南部(右側)を横断する音波探査プロフィール。2つの高まりは主に基盤からなる。記号は第6および7図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 17 Seismic profile crossing the southwestern (left side) and southern part (right side) of the Mukose Bank. The two banks are composed mainly of basement. Symbols are same as in Fig. 6 and 7. See Fig. 15 for location.

(第10図), 南部の基盤の高まりは厚さ0.1-0.4秒の平瀬層群に覆われている。南西部は, 特に基盤が広く露出し, その南東斜面(JT40)からは大量の流紋岩が, 北東側斜面(JT54)からは安山岩のほか凝灰岩や礫岩などが得られた(第1表)。顕著な地磁気異常を示すのはこれら基盤の高まりの北縁付近だけで, 他の部分の基盤の高まりはそれほど大きな異常を伴わない。一方, プーゲー異常では, 基盤の高まり全体に対応した高異常が顕著に認められる。北部では基盤深度は急速に大きくなり, 向瀬層群および平瀬層群の厚さも1.0秒以上に達し(第10図), さらに低いプーゲー異常も重なることから, かつてのリフトであると考えられる。向瀬の東縁にはNNE方向の東落ち逆断層が発達し(第10, 17図), その南方延長は月山礁から平瀬東縁の逆断層帯に連続する(第15図)。

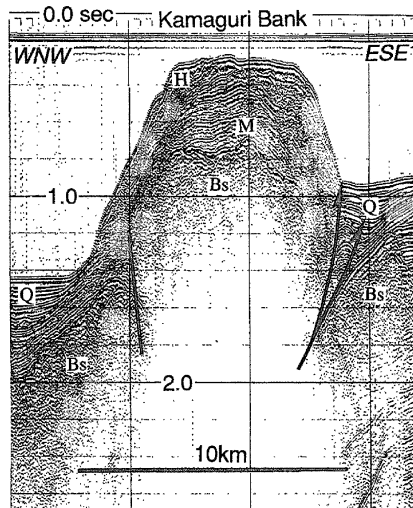
向瀬の南部の平瀬層群が露出する浸食平坦面からは, 後期中新世の珪藻化石を含む泥岩が得られている(JT41)。また, 向瀬北部の侵食平坦面南部から北に向かって基盤およびその上位の地層が露出している(第10図)。その浸食面の4箇所泥岩を採取したところ, それらの最も南側のJT47で前期中新世の珪藻化石を見出し, その北東側の3地点(48, MK1, 2)では後期中新世の珪藻化石を含んでいた(第2, 3図; 渡辺ほか, 1994)。このことから, 向瀬には向瀬層群および平瀬層群が露出していることが明らかになった。

平瀬, 月山礁および向瀬の東縁は, 長さ80km以上にわたって一連の断層帯になっている(第15図)。それぞれの断層の長さは5-20kmで, 断続的に2-3列の断層が並走し, 断層帯全体の変位量は2.0秒を超えると考えられる。それらは最上トラフを覆う両津沖層群の最上部の地層まで変形を与えていることから, 現在も活動的であると考えられる。

この第2列の高まりの北西側には水深500-800mの小トラフが向瀬から富山トラフまで長さ約80kmにわたって連続している。この小トラフでは, 厚さ0.2-0.7秒の平瀬層群および両津沖層群が明瞭な侵食面をなす基盤を覆って分布する(第6, 17図)。このうち両津沖層群の最大層厚は約0.4秒と推定され, 平瀬層群の下部および向瀬層群は分布しない。このことは, リフト期にはこの小トラフはリフトの外側の基盤の高まりであって, ポストリフト期後半から平瀬層群が堆積し始め, インバージョン期になって小トラフとなり両津沖層群が堆積したことを示している。また, 38°23′-31′Nでは平瀬側の斜面よりもたらされた地すべり堆積物が厚さ0.1-0.3秒, 幅約15kmにわたって小トラフを埋めている(第16図), 38°30′N付近より南では, 西側を東落ちの逆断層で切られ西へ下がる傾動盆地であるが(第16図), その北側では東側を西落ちの逆断層で切られ東へ下がる傾動盆地となる(第6図)。38°20′N以南の佐渡島の西側では富山トラフに向かって水深が急増する。ここでは, トラフの西側は東落ち逆断層で切られ, 瓢箪礁から南に伸びる小海嶺と境される。東側の佐渡島との間の斜面は西落ちの階段状の断層群が発達する急斜面になっている。この断層は斜面を覆う平瀬層群を切るように見えるが, 逆断層に特徴的な背斜構造を伴わず, 正断層のようにも見える。地質図では, これらの断層を未区分断層とした。その斜面上部には波長の短い地磁気異常が見られる。

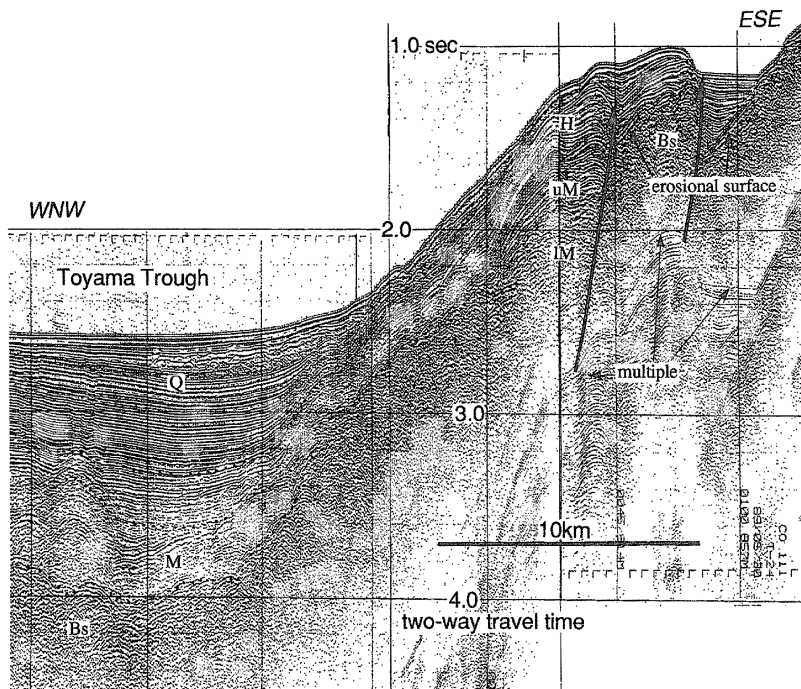
第3列の瓢箪礁は, 38°55′付近を中心とする基盤からなる中部と, 堆積物からなるかつてのリフトであったと考えられる南部および北部とにわけられる。南部は, 東翼が急傾斜で東落ちの逆断層で切られ, 全体が1つの非対称な背斜からなる(第16図)。明瞭な反射面を持つ堆積物の厚さは最大で0.6秒で向瀬層群上部層および平瀬層群からなる。さらにその堆積物の基底の下にも不明瞭な反射面が発達しており, 向

瀬層群下部層が分布していると考えられる。ブーゲー異常でも周囲よりわずかながら低い値を示し、基盤が深いことを示唆している。38°28' N以北では山頂に侵食平坦面が形成されていて、そこから後期中新世の珪藻化石を含む泥岩が得られた (JT21)。中部は基盤からなるため地質構造はわかりにくい。東西両側の斜面には顕著な断層は存在しない (第6図)。山頂の水深は約90mで堆積岩の侵食面より浅くなっている。波浪に対して抵抗力のある岩石からなることを示している。山頂の西側斜面でのドレッジでは (JT22)、固結した砂岩、火砕岩片のほか、多くの火山岩類の円礫が得られている。地磁気異常では顕著な短波長の異常群を示すが、ブーゲー異常ではそれほど顕著な高異常は認められない。北部は西翼が急傾斜で西落ち逆断層で切られた2-3列の非対称な背斜からなり、南部とは裏返しの非対称性を持つ (第12図)。その西縁に沿って短波長の地磁気異常を伴う基盤が露出している。その断層崖からドレッジによって安山岩、酸性岩類など多くの火山岩の角礫が得られた (JT32)。基盤を覆う堆積物の厚さは最大で0.5秒で主に平瀬層群からなる。堆積物はそれほど厚くはないが、ブーゲー異常は周囲より低い。山頂には水深120-130mの侵食平坦面が形成されている。その2箇所では後期中新世の泥岩が得られている (JT-31, 39)。瓢箪礁北端には基盤の高まりがあって、北東方の向瀬南西部の基盤の高まりへと続く (第15図)。この基盤の高まりの南縁には顕著な地磁気異常が認められる。一方、断層・褶曲はNからNNE方向に伸びて、鎌礁に連続する (第15図)。本図幅内の鎌礁南部は、東西両側が逆断層あるいは急斜面になっており箱形の背斜構造を示す (第18図)。本図幅北側では鎌礁全体の走行がNEからE-W方向に変化し、その北西側の断



第18図 鎌礁南部を横断する音波探査プロファイル 東西両側を断層で切られた箱形の背斜構造を形成している。記号は第6図と同じ。位置は第15図に示した。

Fig. 18 Seismic profile crossing the southern part of the Kamaguri Bank. The bank forms a box shaped anticline cut by faults on both side of limbs. Symbols are same as in Fig. 6 and 7. See Fig. 15 for location.



第 19 図 富山トラフ北部を横断する音波探査プロファイル。トラフの東側斜面は比較的緩やかで、正断層は見られない。高田沖層群の上部がトラフの東方に向かって厚くなっており、最近沈降速度が増加したことを示している。記号は第 6, 11 図と同じ。位置は第 15 図に示した。

Fig. 19 Seismic profile of the northern part of the Toyama Trough. The eastern slope of the trough is gentle and no normal fault is observed. The upper part of the Takada-oki Group thickens to the east, indicating recent subsidence of the trough. Symbols are same as in Fig. 6 and 11. See Fig. 15 for location.

層が小規模になって消滅するのに対して、南東側の断層は次第に顕著になり、それに伴って鎌礁全体が南東翼が急傾斜し、逆断層で切られた非対称な背斜構造になる。

瓢箪礁の西側の小トラフは平滑で強反射の基盤と 0.4 秒以下のうすい堆積物からなる、特に $3^{\circ}30' - 45' N$ では水深が 800m を越えるのに堆積物の厚さは 0.1 秒以下になり、堆積速度が極めて遅いことを示している。 $38^{\circ}45' N$ 以北では次第に水深を増し、堆積物の厚さも 0.6-0.8 秒まで増加する。また、 $38^{\circ}40' - 50'$ では、小トラフの両側を逆断層で切られた幅の狭い (2-5km) トラフになっている。

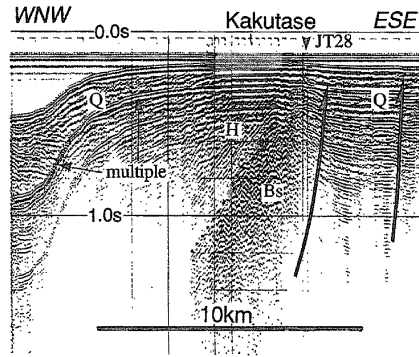
第 4 列を構成する越路礁は、NNE-NE 方向に伸びる小海嶺である。 $38^{\circ}35' N$ から $38^{\circ}50' N$ の間は東翼が急斜面で断層に切られた非対称な背斜構造からなる (第 9 図)。背斜は向瀬層群と平瀬層群からなり、かつてのリフトが隆起したものである。平瀬層群は約 0.6 秒の厚さを持ち、山頂に露出している。山頂には明瞭な侵食面は見られないが、前期鮮新世の泥岩が得られている (JT35)。その下に最大で 0.4 秒の厚さの比較的明瞭な反射面を持つ向瀬層群上部が分布する。さらにその下に向瀬層群下部層に相当すると考えら

れる不明瞭な反射が、少なくとも 0.4 秒以上の厚さにわたって認められる。ブーゲー異常も越路礁に沿って低いゾーンが続く。越路礁の東縁の断層は 3 本以上に分かれ、その間では上面が侵食平坦化した基盤が東側の小トラフより約 250m 隆起している。この基盤の高まりは顕著な高ブーゲー異常を伴うが、地磁気異常は顕著でない。その東側の断層崖に沿って基盤が露出していて、その 2 箇所ドレッジを行ったところ、時代未詳の多くの火山岩の円礫と少量の火砕岩の角礫が得られた (JT33, 34)。越路礁に沿った低いブーゲー異常域は、北側へは 39°00' N 以北まで続く。また、越路礁の中心付近には正の磁気異常が認められる。一方、越路礁の南側の 38°35' N 以南ではゆるやかな背斜が南へ伸び (第19図)、38°35' N から 38°20' N の間では基盤の高まりになる。この周辺では断層は少ない。基盤の高まりの周辺の 3 箇所ドレッジを行い、変質した安山岩と火砕岩、泥岩の小片などが得られている (JT18-20)。変質岩には少量ながら黄鉄鉱が含まれている (JT20; 飯笹, 私信)。一方 38°50' N 以北では、幅が 10km 以上に達する背斜は見られなくなるものの、NNE 方向の幅が 2-3km の狭い背斜が現れて (第 8 図)、39°00' N 以北まで続く。その背斜の西側はほぼ平坦な地形になっているが、その下には背斜を含めて幅 15-20km、最大層厚が 1.0 秒以上に達する東へ層厚を増す堆積盆が N-NNE 方向に連続している (第 8 図)。この堆積盆は明瞭な負のブーゲー異常としても認められ、かつてのリフトであると考えられる。この北方延長は本図幅外になるが、弥彦堆と呼ばれる東翼が急傾斜で東落ち断層に切られた小海嶺に連続する。

第 5 列の高まりは顕著な断層を伴わず、大小 5 つ以上の火山とそれらをのせる NE 方向に伸びる基盤の高まりからなる (第 7 図)。ブーゲー異常は周囲に比較してやや低くなる傾向がある。基盤の高まりは 38°50' N 以北で顕著で、幅が約 10km の侵食平坦化された山頂をもち (第 7 図)、正の地磁気異常を伴う。この高まりを覆う堆積物の厚さは一般に 50m 以下で、所によっては 10m 以下になっている。38°55' N 以北では高まりの南東縁に沿って基盤からなる小海嶺が発達するが、この小海嶺と基盤の高まりの間は逆断層が発達している。火山は 38°45'-55' N の間にいくつかの円錐状の高まりからなるもので、成層構造が発達し、基盤を不整合で覆い、平瀬層群に不整合で覆われる (第 7 図)。火山体の比高は最大で約 0.6 秒で、それ以上高い部分は平坦に侵食されている。このことは、これらの火山が周囲の基盤の水深が 400-500m 程度のときに形成されたことを示している。これらの火山は地磁気異常を伴わない。この第 5 列の高まりの北西側は大和海盆に続くゆるやかな斜面になっている。斜面は主に平瀬層群からなる厚さ 0.4-0.6 秒の堆積物に覆われるが、所々に NE 方向の正断層を伴った幅 10km 以下のハーフグラベンが形成されている。それらのハーフグラベンには東に傾くものと西に傾くものがあるが、逆断層として再活動しているものはない。

VII. 3 最上トラフ

最上トラフは全体として西方に傾動しつつ沈降している堆積盆で、西縁は佐渡海嶺東縁の東落ち逆断層で境されている (第 6, 12, 16, 17 図)。この傾動方向はその南西延長に位置する佐渡島の国中平野とは逆である。トラフ内には、南縁の姫崎の東方から向瀬東方の 38°50' N 付近まで約 80km にわたって連続する、断続的な断層・褶曲からなる一連の隆起帯が発達している (第 15 図)。この隆起帯はすべて東翼が急傾斜で東落ちの断層で切られた非対称な背斜群からなり (第 12 図)、1 つの背斜の長さは 10-25km である。このような背斜構造がトラフを横切るところでは、トラフの断面は 2-3 列の西へ傾いた非対称な堆積盆からなる



第20図 角田瀬を横切る音波探査プロファイル 角田瀬の下で、音響基盤と平瀬層群が東翼を断層で切られた非対称な背斜を形成している。記号は第6図と同じ。

Fig. 20 Seismic profile crossing the Kakutase bank. Acoustic basement and the Hirase Group from a asymmetric anticline of which eastern limb is steep and cut by a reverse fault under the Kakutase Bank. Symbols are same as in Fig. 6. See Fig. 15 for location.

る。トラフを覆う両津沖層群は西側ほど層厚を増し、最大で1.5秒(往復走時)以上に達する。基底では平瀬層群にオンラップするが、両津沖層群の中でもオンラップ不整合が観察され(第12図)、断層の活動が少なくとも2つのステージに区分できることを示している。また、両津沖層群の最上部はトラフ西縁の断層による変形は認められるが、トラフ内の断層・褶曲による変形を受けていない。トラフ底には隆起帯も含めて、顕著な地磁気異常およびプーゲー異常は見られない。

最上トラフ内の両津沖層群は佐渡海嶺のものに比較して、反射強度が強く、反射面の連続性がやや乏しく、音波の透過深度もやや浅いという傾向がある。特に $38^{\circ}20' - 35' N$ のトラフに斜交する隆起帯の東側の凹地では、新潟沖大陸棚斜面の大規模な崩壊によって形成された地すべり堆積物が広く分布し、反射面の連続性が特に悪い(第12図)。その部分に限らず、最上トラフの両津沖層群は佐渡島および新潟沖大陸棚から供給されたタービダイトによって主に構成されていると考えられる。実際に、トラフの新潟沖大陸棚および佐渡島からの斜面には小規模な海底谷がいくつか形成されており、その先のトラフ底には小さなチャンネルと扇状地が認められる。最上トラフの両津沖層は佐渡海嶺の小トラフに分布するものに比較して4倍以上の厚さを持つが、それは、このような陸源の碎屑物の供給が活発であるためと考えられる。

VII.4 新潟沖大陸棚

本図幅には新潟沖大陸棚の西部が含まれる。その大部分には海底直下に音波散乱層が広がっていて、地質構造がほとんどわからない。岡村ほか(1994a)は音波散乱層の上に分布する第四紀後期の地層の構造から、陸棚域に2つの隆起帯(栗島隆起帯および新潟沖隆起帯)とそれらの間の中央低地が存在することを明らかにした。本図幅には、新潟沖大陸棚は外縁に沿って地形的高まりを形成する新潟沖隆起帯が含

まれる。石油探査のためのデータに基づいた解析によると(池辺ほか, 1971; 鈴木, 1989), 新潟沖隆起帯は基盤の高まりで, その内側の中央低地下には最大層厚 7000m に達する厚い堆積盆が発達する。

新潟沖隆起帯は2つの背斜構造からなる。南側の背斜は角田瀬と呼ばれる水深 90m の高まりを形成している。音波探査プロファイルで海底下の構造がわずかに見え, 基盤とそれを覆う主に平瀬層群からなると考えられる地層が, 東翼が東落ち断層で切られた非対称な背斜を形成している(第 20 図)。背斜軸付近は短波長の地磁気異常と顕著な高いブーゲー異常を伴っている。背斜軸付近では侵食された新第三系が露出しているように見え, そこでロックコアを用いた試料採取(JT27-29)を試みたが, 未固結の砂しか得られなかった。角田瀬の北側には NNE 方向に約 70km 連続する背斜が陸棚外縁に沿って発達している。本図幅内では, この背斜の内部構造はほとんど見えない。また, 角田瀬の南東側には N-S 方向の背斜構造がある。これらの背斜は角田瀬のような地磁気異常も高いブーゲー異常も伴わないことから, かつてのリフトが隆起した堆積物からなるものかも知れない。これらの背斜と断層は最終氷期の侵食面およびその直上の堆積物に変形を与えているように見え, 活構造である可能性が高い。

氷期の低海水準期に形成されたと考えられるデルタ性堆積物が, 新潟沖大陸棚外縁に沿って分布している。この堆積物は北に向ってその幅が縮小し, 38° 20'N 付近で消滅する。また, そのトラフ底への続きは, 両津沖層群に連続する。

VII. 5 佐渡海盆

石油探査のためのマルチチャンネル地震探査データの解析によると, 佐渡海盆は深さが海面下 4.0-4.8 秒の音響基盤とそれを覆う最大 5000m 以上の堆積物が分布している(鈴木, 1989)。しかしながら, 地質調査所の調査で得たシングルチャンネルのプロファイルでは, 多重反射が重なるため, 海底下約 0.7 秒以下の構造は見えない(第 13 図)。海盆の北部では基礎試錐「佐渡沖」が実施され, 基盤を覆う火山岩体を掘り抜いている。マルチチャンネル地震探査データによると, ここでは海面下 4,000-5,000m 付近の基盤の上に高さ約 1,300m, 直径約 5km の火山が形成され, さらにその火山を厚さ約 600m の西山層相当層と厚さ 1,400m の魚沼層群・灰爪層相当層が覆っている(石油技術協会, 1993)。シングルチャンネルのプロファイルを見る限り, 海盆底の大部分で堆積物はほぼ水平であるが, 佐渡島側の北西縁に沿って NNE-SSW 方向の撓曲帯が認められ, その下には断層が伏在していると考えられる(第 13 図)。撓曲帯の変動は第四系に変形を与えるが, 表層の堆積物まで変形は及んでいないように見える。一方, 佐渡海盆の南東側の大陸棚の外側から斜面にかけて, 第四紀後期のデルタ性堆積物が分布している(第 13 図)。この堆積物は内部の反射が不明瞭で, わずかに海側へ傾いた断片的な反射によって特徴づけられる。本図幅の南側の佐渡島南方図幅(岡村ほか, 1994)では, 佐渡海盆の南東側の大陸棚下に同じようなデルタ性堆積物は少なくとも 3 層が積み重なっていることが報告されており, 佐渡海盆全体が第四紀の間沈降していることを示している。

本図幅内の佐渡海盆では, 地磁気異常はその北西縁で全体が低くなって負の異常帯になり, ブーゲー異常は逆に佐渡島に向かって高くなり, 佐渡海盆北西縁で急変帯になる。

VII. 6 富山トラフ

富山トラフは全体として南側ほど堆積物が厚く基盤深度も大きいですが、本図幅内でも同じ傾向が見られる。また、 $38^{\circ}25' - 30' N$ 付近に東から西へ張り出す基盤の高まりがあり、そこを境として南と北で地質構造が大きく変化する(第15図)。 $38^{\circ}25' N$ 以南では、トラフ底での基盤深度は海面下4.5秒を越え、それを覆う堆積物は少なくとも1.5秒以上の厚さに達する。その東縁の斜面では、西落ちの正断層で切られた基盤が急に深くなっている。ただし、佐渡島の西方の斜面に発達する西落ちの断層は、正断層か逆断層かははっきりしない。特に $38^{\circ}15' N$ 以南では堆積物の厚さは2.0秒以上になるとともに、東縁では明瞭な逆断層が発達するようになる。 $38^{\circ}05' N$ 以北ではこの逆断層は比較的小規模な東落ちで、かつての正断層の再活動したものと考えられるが、 $38^{\circ}05' N$ 以南では規模の大きい西落ちの逆断層となっていることから、かつての正断層が再活動したのではなく、新たな断層が形成されていると考えられる。逆断層の前面に沿ってはトラフ底が東に傾き下がっていて、特に高田沖層群の上部で断層活動がより活発になったことを示す向斜構造が成長している(第11図)。この断層運動はかつてのリフトである富山トラフを隆起させるのではなく、さらに沈降させている。このトラフ底の傾動に伴って、プーゲー異常の低いゾーンが佐渡島西方のトラフ東縁に沿って発達するが、この低異常帯は $38^{\circ}05' N$ 以北では佐渡島と瓢 礁との間の小トラフに入り、富山トラフに沿って北には続かない。また、 $3^{\circ}20' - 25' N$ ではトラフの東縁から西側に少し離れたところに東落ちの逆断層が形成されトラフ底の表層堆積物までを切っている。

トラフを埋める堆積物は、上位の高田沖層群では反射強度が大きく、連続性のよい反射面からなるのに対して、下位の上越沖層群では深部に向って反射強度が急に低下する。両者の境界は場所によってゆるやかなオンラップ不整合を示すこともあるが、ほぼ整合的に見えることのほうが多い。高田沖層群の上部では明らかにトラフ東部で沈降速度が大きくなっている。高田沖層群の最大層厚は約1.2秒で、その年代はほぼ第四紀であると考えられている(岡村ほか, 1994a)。 $38^{\circ}25' N$ 以南では、上越沖層群はその基底が見えないため下限は不明であるが、少なくとも鮮新統と上部中新統を含む(岡村ほか, 1994a)。また、富山トラフは前期中新世に形成されたリフトであると考えられるので、基盤を覆う堆積物は向瀬層群に対比できると推定される。この向瀬層群相当層と上越沖層群との境界ははっきりしない。

一方、 $38^{\circ}30' - 45' N$ の富山トラフでは基盤深度は最大で4.0秒で厚さ1.5秒以下の堆積物に覆われる。トラフ東縁斜面は比較的なだらかで、それを覆う平瀬層群がそのままトラフ内に連続する(第19図)。それを覆う高田沖層群は最大で0.7秒の厚さを持ち、東側斜面で急に厚さが減少する。ここの高田沖層群は、 $38^{\circ}25' N$ 以南に分布する高田沖層群には直接連続しないため、東側斜面で厚さが急減する層準より上位のものとして定義した。このため、 $38^{\circ}25' N$ 以南の高田沖層群とは、基底の年代がやや異なる可能性がある。ここでも $38^{\circ}25' N$ 以南と同じように、高田沖層群の上部がトラフ底の東縁で厚くなっていて、第四紀の後半になってトラフ全体が東に傾動していることを示している。

VIII. ま と め

本図幅の地質は基盤、リフト期堆積物、ポストリフト期堆積物およびインバージョン期堆積物に区分できる。基盤の構成物の一つであると考えられる中生代の付加コンプレックスおよび白亜紀の花崗岩は、佐渡島に露出しているだけで本図幅内の海域では採取されていないが、ほとんどの基盤は堆積物に覆われていることや地磁気異常が顕著に現れる領域が限られていることなどから、海底下はかなり広範囲に分布している可能性がある。佐渡島に広く露出する火山岩類は基盤の代表的な構成物であると考えられ、向瀬、瓢箪礁、越路礁の南方および第5列の小海嶺を構成している。佐渡島を含めて、これらの火山岩類は現在隆起している小海嶺をなし、かつてのリフトの延長上に位置することは、リフトの形成と火成作用が関係していたことを示している。リフトは主に前期中新世に形成されたと考えられるが、比較的小規模なものが数多く形成された佐渡海嶺および最上トラフと、大規模なリフトが形成された富山トラフ、佐渡海盆および新潟沖大陸棚に2分できると考えられる。後者の大規模リフトは厚い堆積物に覆われているためその構造ははっきりしない。一方、佐渡海嶺-最上トラフに分布するリフトは幅が5-15km、長さが20-40kmで伸長方向がNNE方向のものとNE方向のものがある。それらは東側を正断層に切られ東へ傾動するハーフグラabenが多いが、それとは全く逆の西へ形動するグラabenも存在する。これらのリフトを埋積する前期中新世の向瀬層群は反射の不明瞭な下部層と明瞭な上部層に区分でき、その境界には侵食面が形成されていることがある。下部層の基底はほとんど見えないが、向瀬層群全体の厚さは規模の大きいリフトでは往復走時で1.5秒を越える可能性がある。また、下部層と火山岩からなる基盤とは同時異相であると考えられる。ポストリフト期の平瀬層群は最大で約0.8秒の厚さを持ち、本図幅のほぼ全域を覆おう。層厚変化は少ないが一部のリフトでは後期中新世-鮮新世に再沈降しているため、層厚が大きくなっている。リフトの再沈降は圧縮応力場が顕著になりだす時期に生じていることと、リフト全体が傾動するような沈降ではないことから、リフト期と同じようなグラabenの成長が起こったとは考えにくい。鮮新世後期のインバージョン期には、かつての正断層が逆断層として再活動し、リフト堆積物が押し出されるように隆起している。この隆起はハーフグラaben形成期とは逆方向への傾動を伴っており、このようにして形成された小海嶺は西へ傾動するものが多い。小海嶺の間には西あるいは東へ傾動しつつ沈降する小トラフが形成されており、そこに両津沖層群が堆積している。この地層は傾動運動を示す発散構造を示し、その内部にもオンラップ不整合が形成されていることがある。最上トラフではその厚さは1.5秒を越えるが、佐渡海嶺では0.4秒以下で、場所によっては0.1秒以下になる。最上トラフおよび佐渡海嶺では、インバージョン期の傾動運動によって斜面に地すべりが発生していることがある。一方、大規模なリフトが生じた新潟沖大陸棚、佐渡海盆および富山トラフはポストリフト期、インバージョン期を通じて堆積盆であり、その内部に顕著な構造運動は生じていない。ただし、これらの堆積盆の縁辺部では、インバージョン期に断層が成長している。その運動は、堆積盆が隆起するのではなく、沈降するセンスの運動であることから、佐渡海嶺などに広く発達するようなかつての正断層の再活動は起こっていないと考えられる。

謝辞：地質調査所燃料資源部の徳橋秀一課長には、本地質図の原稿を読んでいただき建設的な助言を数多く受けた。また、英文アブストラクトはMines and Geosciences Bureau of PhilippineのFe Tumanda氏に査読していただいた。燃料資源部の渡辺真人技官には珪藻化石を、海洋地質部の田中裕一郎技官にはナノ化石を、同飯笹幸吉技官には変質岩中の硫化物を、熊本大学の小林万里子博士および名古屋自由学院短期大学の秋元和實博士には底生有孔虫を分析して頂いた。地質情報センター地形情報課の宮崎純一技官には白嶺丸で得た測深データを基に海底地形図を作成していただいた。本地質図の基となったすべてのデータは、白嶺丸の石井喜好および海老原直美の両船長をはじめとする白嶺丸の乗組員の方々および同時に乗船された地質調査所の調査団のメンバーの協力によって得られたものである。特に片山肇および中嶋健技官には、岩石採取とその記載をお願いした。以上の方々に、深くお礼申し上げます。この地質図は工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」の成果の一部である。

文 献

- 赤羽貞幸・加藤碩一(1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 浅田 昭・加藤 茂・春日 茂(1989) 富山トラフの変動地形・地殻構造調査. 水路部研究報告, no.25, p.93-122.
- Cartwrite, J. A., Haddock, R. C. and Pinheiro, L. M.(1993) The lateral extent of sequence boundaries. in Williams, D.G. and Dobb, A. eds. Tectonics and seismic sequence stratigraphy., *Geological Society Spec. Publs.* no.71, p.15-34.
- Hirata, N., Tokuyama H, and Chung, T. W. (1989) An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan:the final stage of back-arc spreading. *Tectonohysics*, 165,,p.303-314.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会(1990) 北陸地方土木地質図および解説書. 国土開発技術センター, 799p.
- 堀田 宏(1967) 日本海における堆積層の構造, 北大地球物理学研究報告, v.18, p.111-131.
- 池辺 穰・正谷 清・片平忠実(1972) 新潟堆積盆地における“グリーンタフ”に関する考察. 星野通平・青木斌編, 伊豆半島, 東海大出版会, p.41-47.
- 岩淵義郎(1986a) 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研邦文報, v.66, p.1-76.
- (1968b) 日本海南東部の地殻変動. 地質学論集, no.2, p.3-55.
- Jolivet, L. and Tamaki, K,(1992) Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc. *Proceedings of the ODP Scietific Rrsults*, vol.127/128, p.1311-1331.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編(1991) 日本の新生界層序と地史. 地調報告, no.274, 114p.
- Kato H.(1992) Fossa Magna-A masked border region separating southwest and northeast Japan. 地調月

- 報, vol.43, p.1-30
- 加藤 茂・浅田 昭・春日 茂(1990) 富山トラフの変動地形と地質構造. 地学雑, vol.99, p.3-12.
- 衣笠善博(1990) 東北日本北米プレート説再考—地形・地質から—. 地学雑, vol.99, p.13-17.
- 小林巖雄・立石雅昭(1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. 地質学論集, no.37, p.53-70.
- 小林万里子・秋元和實(1993) 底生有孔虫による後期新生代東北日本沖日本海の古水深の推定. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究—平成4年度研究概要報告書一. p230-236, 地質調査所.
- 駒澤正夫・石原文実・広島俊男・山崎俊嗣・村田泰章(1992) 日本および隣接地域重力異常図. 日本地質アトラス, 13, 朝倉書店.
- Ludwig, W. J., Murauchi, S. and Houtz, R. E. (1975) Sediments and structure of the Japan Sea. *Bull. Geol. Soc. Ame.*, vol.86, p.651-664.
- 茂木昭夫・佐藤任弘(1957) 最上堆付近の海底地形と底質. 水路要報, vol.55, p.1-46.
- 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, p.711-722.
- 新潟県(1989) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県, 128p.
- 新野 弘(1952) 日本周縁の海の底科学, vol.22. p.458-465.
- 岡村行信・渡辺真人・佐藤幹夫・山本博文(1992) 日本海南東縁のインバージョンテクトニクス. 構造地質, no.38, p.47-58.
- ・佐藤幹夫・宮崎純一(1994a) 新潟沖大陸棚の活構造—特に新潟地震との関係について—. 地震, 46, 413-423.
- ・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫(1994b) 佐渡島南方海底地質図説明書. 海洋地質図, no.43, 25P.
- Ota, Y. (1975) Late Quaternary vertical movement in Japan, estimated from deformed shorelines. In Sugate, R. P. and Vresswell, M. M. eds. Quaternary Studies. *Bull. Roy. Soc. New Zealand*, 13, p.231-239.
- 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子(1992) 佐渡島の海成段丘をきる活断層とその意義. 地学雑, vol.101, p.205-224.
- 桜井 操・佐藤任弘(1971) 最上舟状海盆の地質構造と発達史. 地質雑, vol.77, p.489-496.
- 佐藤任弘(1971) 東北日本沿岸の海底調査. 地学雑, vol.80, p.1-17.
- 佐藤比呂志(1992) 東北日本中部地域の後期新世代テクトニクス. 地調月報, vol.43, p.119-139.
- 石油技術協会(1993) 最近の我が国の石油開発 石油技術協会創立60周年記念, 石油技術協会, 443p.
- 角 靖夫(1989) 20万分の1地質図「相川及び長岡の一部(佐渡島)」, 地質調査所.
- ・広島俊男・須田芳朗(1986)20万分の1地質図「長岡」, 地質調査所.
- 鈴木宇耕(1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質, 地質学論集, no.32, p.143-183.
- Tamaki, K. (1988) Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*.

- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) 日本海中部海底地質図 (100 万分の 1).
海洋地質図シリーズ, no.15, 地質調査所.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. Jr. and Pisciotta (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al. eds. *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p.1333-1348.
- Tokuyama, H., Suyemasu M., Tamaki, K., Nishiyama, E., Kuramoto, S., Suyehiro, K., Kinoshita, H. and Taira, A. (1987) Report on DELP 1985 Cruises in the Japan Sea Part III: Seismic reflection studies in the Yamato Basin and the Yamato Rise area. *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo*, vol.62, p.367-390.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会. 455p.
- (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会. 520p.
- 植村 武 (1976) 越後第三系の褶曲区分. 新潟大地鉱研究報告, no.4, p.151-157.
- 渡辺真人・岡村行信・佐藤幹夫 (1994) 東北日本沖日本海大陸斜面の珪藻化石と地質構造. 地調月報, vol.45, p.405-436.

Marine Geology Map Series 46

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP NORTH OF SADO ISLAND

Yukinobu OKAMURA, Keiji TAKEUCHI, Masato JOSHIMA and Mikio SATOH

Abstract

The quadrangle north of Sado Island is located in the southern part of the eastern margin of the Japan Sea. This marine geological map is compiled based on single channel seismic profiles along grid lines of more than 5,000 km long and on data provided by sea-bottom samples from 46 sites including 25 sedimentary rocks dated by diatom fossils. The mapped area is divided into the Sado Ridge, Mogami Trough, shelf off Niigata, Sado Basin and Toyama Trough. The whole areas were rifted mainly in Early Miocene and have been deformed by compressional stress since late Pliocene. Rifting and back arc spreading in Japan Sea occurred simultaneously, and the compressional deformation is widely recognized along the eastern margin of the Japan Sea.

The Sado Basin, Toyama Trough and shelf off Niigata are presumed to have been large-scale rifts. They are underlain by Neogene to Quaternary sediments more than 5,000m thick. In contrast, many small-scale rifts and normal faults in the NE to NNE directions were formed in the Sado Ridge and the Mogami Trough. Sediments in this area are generally less than 2,000m in thickness. Most of the rifts were SE facing half grabens bounded by west down normal faults at their eastern margin. Rifting ceased in the Middle Miocene time and post-rift sediments were widely distributed during the period of Middle Miocene to Pliocene in age. The normal faults began to be active as reverse faults at the end of Pliocene or early Quaternary, and the syn-rift and post rift sediments have been uplifted and form asymmetric anticlines.

Pre-rift rocks are recognized as acoustic basements. The basement is widely exposed in Sado Island which is composed mainly of Early Miocene volcanics and minor amount of Jurassic accretionary complex and Cretaceous granite. Offshore basements are presumed to be composed of the same lithologies. Several minor ridges in the Sado Ridge (the Hyotanguri and Mukose banks and the banks south and NW of the Hyotanguri bank) where volcanic rocks were collected by dredge are composed of basement rocks. These minor ridges consisting of volcanic rocks continue to minor ridges of former rifts, suggesting that volcanism is related to rifting in the Early Miocene time.

The sedimentary sequences in the Sado Ridge and the Mogami Trough can be divided into three units of syn-rift, post rift and inversion stages. The Mukose Group is a rift fill of Early Miocene age. Its lower part generally shows weak, discontinuous, hummocky reflections and is inferred to be same of the age as the Early Miocene volcanics rocks. Its thickness is presumed to exceed 1.5sec (two-way travel time), but its lower part is obscure and its base can not be defined. The upper part of the Mukose Group unconformably covers the lower part and is characterized by divergent, weak, continuous reflections. Its thickness does not exceeds 0.5 sec. The Hirase Group is composed of post-rift sediments of clear, continuous, parallel reflections. This group conformably covers the Mukose Group and both groups can be distinguished by the change of reflection characters from weak and divergent in the Mukose Group to clear and parallel in the Hirase Group. The Hirase Group ranges from Middle Miocene to Pliocene in age and has a thickness of up to 0.8sec. The group above former rifts is thicker than that on basement highs around the rifts, because these rifts had not been completely filled up and subsided again in the Late Miocene to Pliocene time. During the development of minor ridges in the late Pliocene to Quaternary time, tilted small troughs have been formed between minor ridges and filled by the Ryotsu-oki Group. The group is characterized by continuous, clear reflections with a divergent pattern onlapping at its base. Its thickness reaches 1.5 sec in the Mogami Trough and decreases less than 0.1 sec on the Sado Ridge northwestward with increasing offshore distance.

The three stage units are not clearly recognized in the sedimentary sequences of the shelf off Niigata, the Sado Basin and the Toyama Trough. These areas are covered by over 5,000m thick sediments ranging in age of Early Miocene to Quaternary and single channel seismic profiles do not show clear reflections in the lower parts due to scattering of seismic waves, multiples and low sound penetration. Judging from published geologic interpretations based on multi-channel seismic data for oil explorations, the sediments are almost flat and unconformities are not clear except in basin margins, although detailed analysis has not been made yet.

Reverse faults of the inversion stage have been developed along the basin margin where normal faults presumably bounded the rifts, however, the basin floors have not been uplifted but down thrown by the reverse faults, indicating that reactivation of former normal faults have not occurred in these large-scale rifts. An onlap unconformity due to this fault movements is recognized in the sedimentary fill near the faults of the Toyama Trough and Sado basin. The sedimentary units above the unconformity is called the Sadokaikyo Group in the Sado Basin and the Takada-oki Group in the Toyama Trough, and those below the unconformity is named the Joetsu-oki Group in both basins. The former groups are mainly Quaternary and the latter one is late Miocene to Pliocene in age, and are correlative with the Ryotsu-oki and Hirase Groups respectively. The Sadokaikyo and Takada-oki Groups attain a maximum thickness of 1.2sec, while the thickness of underlying Joetsu-oki Group is unknown due to lack of reflection from its base. Syn-rift sediments correlative to the Mukose Group are inferred to overlie basement of the Toyama Trough and the Sado Basin, however, the sediments can not be observed in the single channel seismic profiles.

平成7年3月23日1印刷

平成7年3月27日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 黒川 襄

印刷所 朝日印刷株式会社

茨城県下館市中館186

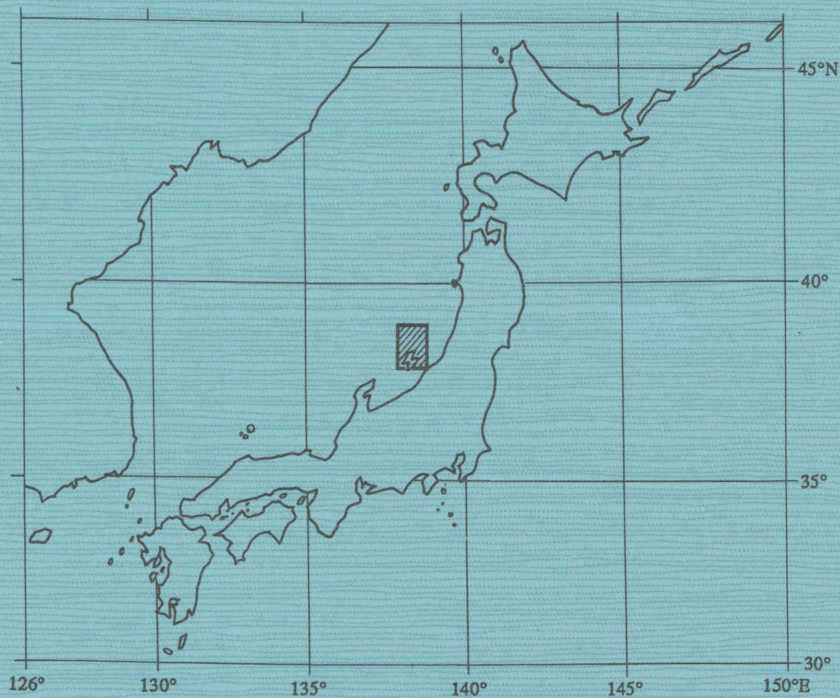
© 1995 Geological Survey of Japan

MARINE GEOLOGY MAP SERIES

46

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP
NORTH OF SADO ISLAND
1:200,000

Yukinobu OKAMURA, Keiji TAKEUCHI, Masato JOSHIMA and Mikio SATOH



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

1-3, HIGASHI 1-CHŌME, TSUKUBA-SHI,
IBARAKI-KEN, 305 JAPAN

1995