

海洋地質図

47

栗島周辺海底地質図 説明書

1 : 200,000

岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫



平成 8 年

地質調査所

海 洋 地 質 図

47

栗 島 周 辺 海 底 地 質 図

説 明 書

1 : 200,000

岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫

平 成 8 年

地 質 調 査 所

目 次

I. はじめに	1
II. 周辺の地形および地質	2
II. 1 研究小史	2
II. 2 周辺の地形	3
II. 3 周辺の地質	5
III. 調査方法	8
IV. 地形および地質概略	11
IV. 1 地形	11
IV. 2 地質概略	12
V. 層序	13
V. 1 基盤	13
V. 2 向瀬層群	15
V. 3 平瀬層群	17
V. 4 両津沖層群	18
VI. 各地域の地質	18
VI. 1 鳥海礁	18
VI. 2 新潟沖隆起帯	19
VI. 3 粟島隆起帯	21
VI. 4 酒田沖隆起帯	23
VI. 5 粟島礁	24
VI. 6 新潟沖大陸棚	25
VI. 7 最上トラフ	26
VII. 新潟地震および活構造	27
VIII. 構造発達史	27
文 献	29
Abstract	33

粟島周辺海底地質図説明書

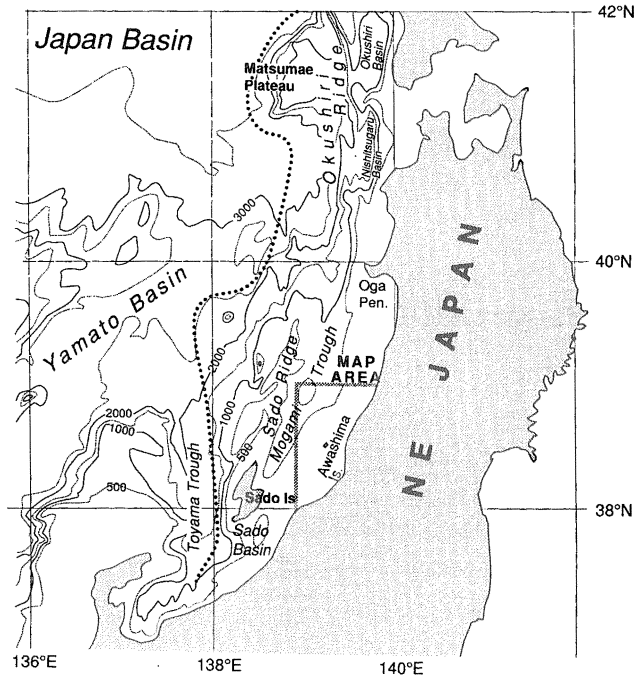
岡村行信*・森尻理恵**・土谷信之***・佐藤幹夫*

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)の成果である。その基となったデータは、主に地質調査船白嶺九(金属鉱業事業団所有, 1831トン)を用いて行われたGH89-2(1989年5月22日-7月10日), GH89-4(1989年9月7日-10月6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)航海で得られたもので、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)航海のデータも一部参考にした。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「粟島及付近」(第6330号)と同じで、 $37^{\circ}50'N-39^{\circ}00'N$, $138^{\circ}55'E-139^{\circ}55'E$ である(第1図)。地質図の中に用いた海底地形の大部分の等深線は、地質調査所地質情報センターの宮崎純一技官が主に上記の航海で得られた測深データを用いて作成したものである。ただし水深50m以浅の沿岸部は、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)「粟島および周辺, 同じく沿岸の海の基本図(5万分の1)「酒田(第6330-1号), 「鼠ヶ関(第6330-2), 「岩船(第6330-3), 「粟島(第6330-5), 「岩船西方(第6330-6), 「新潟(第6330-7)」を参考にして作成した。海域の地質図は音波探査記録の層序・構造解析を基に、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。音波探査記録の取得と解析は岡村と佐藤が行った。堆積岩の年代決定のため、珪藻化石分析を燃料資源部の渡辺真人技官に、ナンノ化石分析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の作成は森尻が行ったが、データの取得には海洋地質部の上嶋正人および山崎俊嗣両主任研究官、石油公団の石原丈実調査役(当時地質調査所海洋地質部)および富山大学の木川栄一助教授(当時地質調査所海洋地質部)が上記航海に参加して協力した。陸域の地質図は既に公表されている地質図類に一部未公表データを加えて土谷が編纂した。陸域の重力異常データは地殻物理部の広島俊男主任研究官より提供を受け森尻が編集した。

* 海洋地質部, **地殻物理部, ***地質部

Keywords: Eastern margin of Japan Sea, rift, active fault, inversion tectonics, Neogene, Quaternary, Niigata Earthquake.



第1図 東北日本沖日本海の海底地形図および本図幅位置
 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 incipient subduction zone in the eastern margin of the Japan Sea proposed by Nakamura (1983).

II. 周辺の地形および地質

II.1 研究小史

本海域を含む日本海の海底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、佐渡海嶺を構成する小海嶺の形態をほぼ明らかにして、その成因を考察している。その後も1960年代前半までは、海底地形と底質に関する調査研究がほとんどであった(茂木・佐藤, 1957)。特に、岩淵(1968)は海上保安庁水路部のデータに基づいた詳細な海底地形図および海底の堆積物の特徴をまとめるとともに、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。1965年には、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沖の大陸斜面および大和海盆にかけて実施され、本格的な地質構造の調査が始まった(堀田, 1967)。そして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全域で実施した(佐藤, 1971)。この一連の調査によって、本海域の地質および地質構造がほぼ明らかになり、隣接する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）．更に，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（主として前期中新世）の引き伸ばされた大陸性地殻（*rifted continental fragment*）とし，後に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．その後，1989年から1993年にかけて，地質調査所は東北日本の日本海側大陸斜面全体の詳しい地質学および地球物理学的調査を行った．それによって，佐渡海嶺の中の小海嶺は，かつてのリフトが盆地反転（*basin inversion*）によって形成されたことを示した（岡村ほか，1992；Okamura *et al.*，1995）．

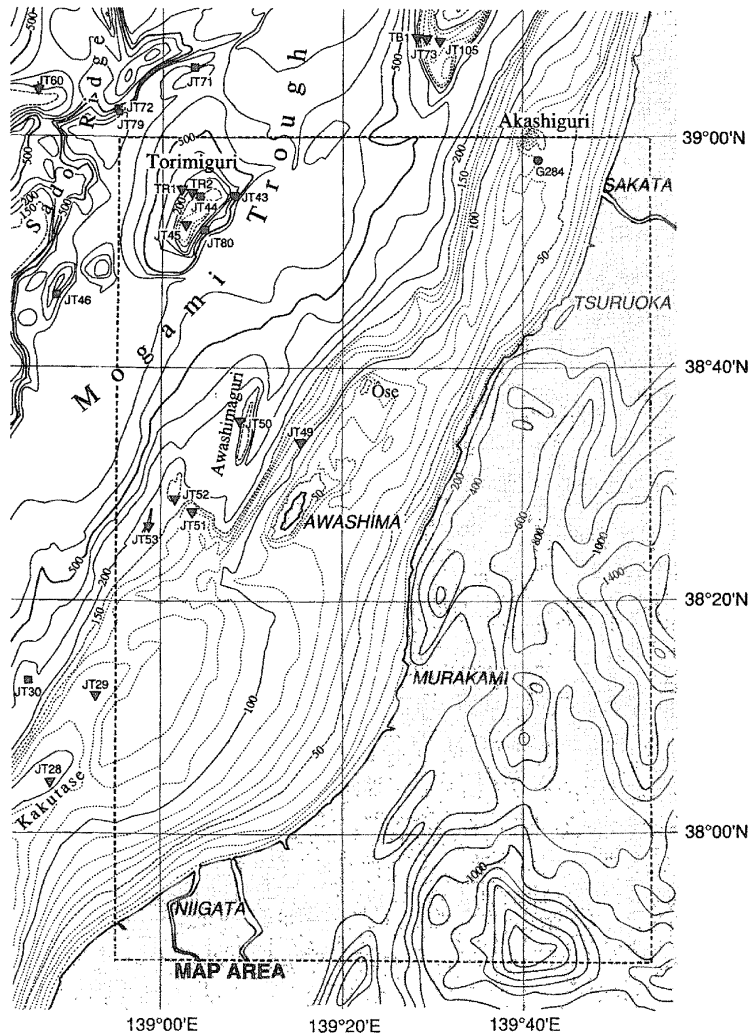
一方，石油資源探査のため，1970年からはマルチチャンネルの反射法を用いた海域調査が実施されるようになった．特に新潟県は日本でも数少ない油田地帯であることから，国あるいは民間企業による調査が数多く実施されてきている（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1982，1992；石油技術協会，1993など）．しかしながら，石油および天然ガスを産出する可能性の高い厚い堆積盆の分布が大陸棚からその陸側に限られているため（鈴木，1989）．海域調査のほとんどが大陸棚に集中している．本図幅域には多くの反射法およびボーリングによる調査があるが，そのほとんどが未公表である．鈴木（1989）はそれらデータを総合的に解釈し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）で境されているとした．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．

II. 2 周辺の地形

第1図に日本海東縁の海底地形概略図を，第2図に本図幅域とその周辺の詳細な海底地形図を示した．本図幅を含む東北日本沖日本海の海底地形は海岸から海側へ大陸棚，最上トラフ，佐渡海嶺および大和海盆に大きく区分できる．

大陸棚の幅は10km以下から50kmまで場所によって大きく変化する（岩淵，1968）．最も広いのは新潟沖で約50kmに達する．また，秋田沖でも30kmとかなり広い．一方，新潟の南西方の寺泊沖では20km以下で，特に富山湾では10km以下になる．又，新潟と秋田の間では，粟島付近および酒田沖で，それぞれ約30kmおよび23kmと比較的広く，酒田の南西沖と本荘沖では15km前後とやや狭くなる．

最上トラフは佐渡島東側の両津湾よりNNE方向に伸び，秋田沖でN-S方向になって津軽半島北西方で日本海盆に達するまで約250km連続する．地形的には鳥海礁（とりみぐり，第2図）以南の南部，鳥海礁から男鹿半島西方までの中部および男鹿半島西方沖から北側の北部に区分できる．南部は幅15-20km，水深は600-700mで，南側の斜面には海底谷がいくつか発達するが，トラフ底でほとんど消滅する．鳥海礁（とりみぐり）はトラフ内に形成された小海嶺で，その周辺のトラフ底は南側よりやや水深



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 area and locations of sea-bottom samples. Bathymetric contours were drawn by Miyazaki.

が浅くなっている。中部は幅が20-40 kmで、北に向かって水深が700mから1500mまで階段状に増して行く。秋田の西方の北部ではトラフの幅が狭くなり(20 km前後)北への傾斜も急に大きくなって、北端で水深3000mを越え日本海盆につながる。最上トラフ底の中部から北部には最上深海長谷が断続的に北に向かって伸びている。

最上トラフの西側には、比高200-700mの急崖に境され、佐渡海嶺が発達している。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250 km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, 1968)。小海嶺は南側のものほど規模が大きく(長さ30-50km, 幅10-20 km), 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が発達している。39°Nより北側の小海嶺は長さは30 km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。本図幅内の鳥海礁は最上トラフ内にあるが、佐渡海嶺の小海嶺と同じ構造を持つ。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示し、山頂の侵食平坦面は北西側へ傾くものが多い(岩淵, 1968)。

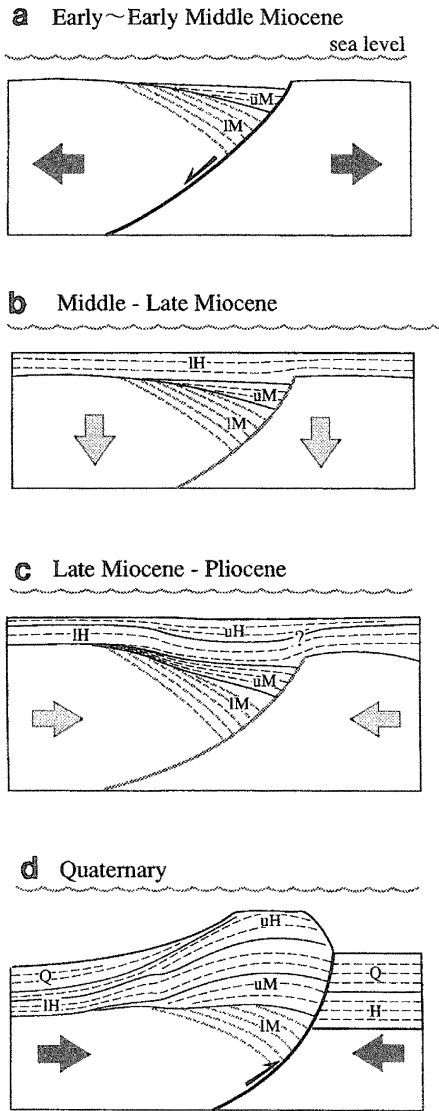
II. 3 周辺の地質

本海域の地質構造の骨格は、中新世以降の地殻変動によって形成された。今までに明らかになっている中新世以降の東北日本弧日本海側の変動は、以下のようにまとめることができる。本図幅を含む日本海沿岸域では古第三紀には大部分が陸域であったのが、前期中新世に日本海の拡大が起こったことに伴い、日本海東縁の大陸斜面でも伸張テクトニクスによって広範囲に沈降してリフト群が形成され、碎屑物の堆積が始まった(鹿野ほか, 1991, Sato, 1994 など)。リフトの規模と形態は場所によって大きく異なっていた。最上トラフから佐渡海嶺にかけては比較的小規模なリフトが多数形成された(Okamura *et al.*, 1995)のに対して、その陸側の大陸棚から海岸平野には、大規模なリフトが成長したらしい(鈴木, 1989)。この時期をリフト期と呼ぶ。中期中新世にはリフトの成長は停止し、構造運動がおさまり全体に緩やかに沈降した(ポストリフト期)が、後期中新世から鮮新世には日本海東縁は弱い圧縮応力場になったと考えられ(鹿野ほか, 1991, Sato, 1994 など)、部分的に上昇あるいは沈降した(プレインバージョン期)(Okamura *et al.*, 1995)。鮮新世後期以降には東西圧縮が顕著になって多くの逆断層と褶曲が形成され、その多くが現在も成長している(インバージョン期)(鹿野ほか, 1991; Sato, 1994 など; Okamura *et al.*, 1995)。これらの逆断層の多くはかつての正断層が逆断層として再活動したもので、その再活動に伴ってかつてのリフト堆積物が隆起するという、盆地反転が起こっている(第3図)(岡村・中村, 1995; Okamura *et al.*, 1995)。ただし、大陸棚から海岸平野にかけての大きなリフトでは、必ずしも盆地反転は起こっていないらしい(Okamura *et al.*, 1995)。

本図幅域は、北西部が小リフトの多数形成された最上トラフ・佐渡海嶺の一部であり、南部の新潟沖大陸棚と北部の庄内平野沖は大規模リフト域に相当する。また、粟島東方の羽越山地は先新第三系からなる基盤の高まりが広く露出しており、周囲のリフトに対して大きなホルストをなしていたと考えられる。本図幅域はこのような異なる構造を持つ領域を含んでいる。

佐渡海嶺および最上トラフでは一般に基盤が浅く、堆積物の厚さも大部分で1.0秒(往復走時)以下である(鈴木, 1989; 岡村ほか, 1995)。そこには多くのNNEおよびNE方向の小海嶺が発達するが、それらの多くが南東側を逆断層で切られた傾動隆起地塊で、第四紀初期以降現在も隆起し続けていることが知られている(岩淵, 1968; Tamaki, 1988)。これらの小海嶺が中新世には堆積盆であったことが桜井・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ベンであって、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はじめて示した。

一方、本図幅域の南部の新潟沖大陸棚は、南側の新潟平野から連続する堆積盆の一部である。そこには、最大層厚が7,000mに達し(鈴木, 1989)、火山岩に乏しく褶曲構造の発達した主に中期中新世以



第3図 模式的な盆地反転による小海嶺の模式構造発達史 (Okamura *et al.*, 1995 より簡略化)
 a: リフト期—リフトが形成されそこに向瀬層群が堆積した, b: ポストリフト期—全体が沈降して平瀬層群下部が堆積した, c: プレインバージョン期—リフトが再び沈降した, d: インバージョン期—かつての正断層が逆断層として再活動し, リフトが隆起して小海嶺が形成された。

Fig. 3 Schematic cartoon showing the development of minor ridges by basin inversion (simplified from Okamura *et al.*, 1995). a: Rift stage. Rifts were formed and filled by the Mukose Group. b: Post-rift stage. The entire area subsided and was covered by the Hirase Group. c: Pre-inversion stage. Rifts subsided again and the basins were filled by the upper part of the Hirase Group. d: Inversion stage. Former normal faults reactivated as reverse faults, and the rifts have been uplifted and developed into minor ridges.

降の堆積岩からなる地層が分布している (Kato, 1992 ; 小林・立石, 1992). それらの堆積物は, 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, 鮮新世以降の東西圧縮によって NNE 方向の褶曲を形成している (植村, 1976 ; Kato, 1992). また, 庄内平野にも厚さ 2500m に達する新第三系が分布しており (土谷ほか, 1984), その下には, 厚い玄武岩溶岩などからなる青沢層が広く分布している. この玄武岩は背弧海盆玄武岩に類似した化学組成を持っていて, 伸張応力場のもとで形成されたリフト内に噴出したものと考えられている (土谷, 1992).

これらの厚い堆積物が分布するリフト群は日本海東部リフト系と呼ばれ, その分布は北部フォッサマグナから男鹿半島の北側の能代付近まで断続的に連続する (鈴木, 1989). それらの地層は基底に前期中新世の陸域あるいは浅海の堆積物が分布し, その後, 中期中新世に急速に深海化して黒色泥岩や珪質泥岩が堆積した後, 後期中新世以降徐々に浅海化し, 堆積物も粗粒化するという岩相変化を示すことが多い. また, 鮮新世後期から第四紀には東西圧縮応力の高まりによって, 顕著な褶曲・逆断層群が形成されている.

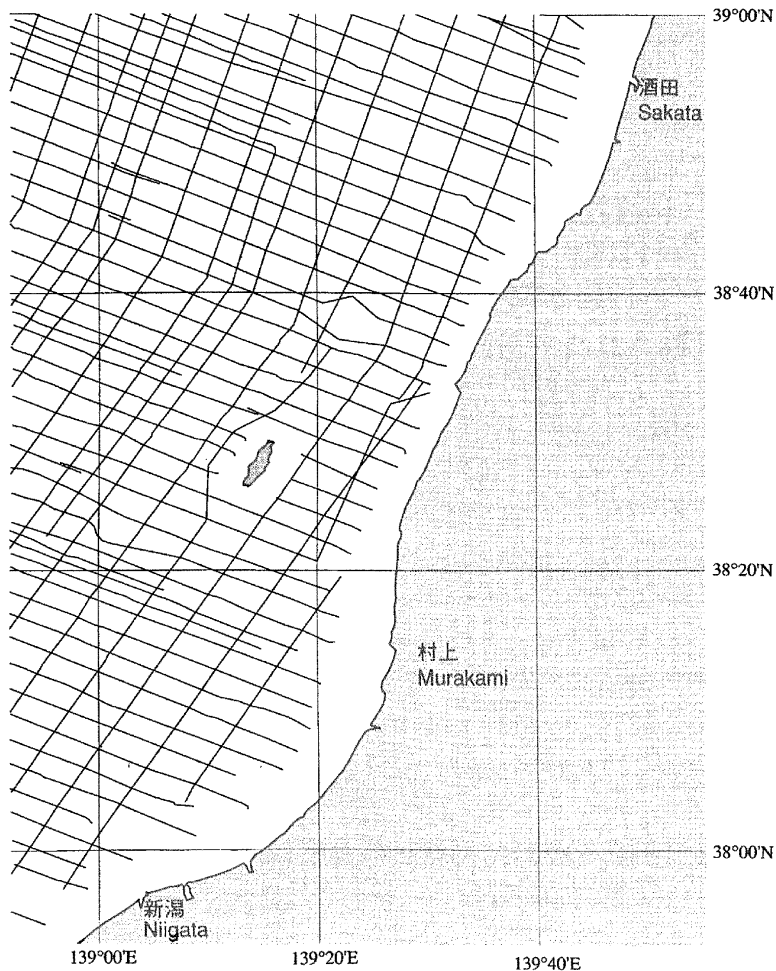
羽越山地は新潟平野と庄内平野のかつてのリフトの間に位置し, 先新第三系の基盤岩類からなる. 主な構成物は, 中生代の付加体, 変成岩類, 花崗岩類および古第三紀-前期中新世の火山岩類である. なお, 本図幅の陸域の地質図については, 津田ほか (1972, 1973), 田宮ほか (1973), 通商産業省資源エネルギー庁 (1982), 土谷ほか (1984), 角ほか (1985), 山路ほか (1986), 佐藤ほか (1986), 島津ほか (1986), 新潟県 (1989), 阿子島ほか (1991) などを参照して作成した.

小林 (1983) および中村 (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, 更に陸上の糸魚川-静岡線につながると考えた (第 1 図). しかしながら, その後の地質構造あるいは地震活動の調査の結果, 日本海東縁の南部のプレート境界は本図幅域を含む広い範囲に広がっている可能性のあることが明らかになってきた. プレート境界と当初考えられた富山トラフでは, 加藤ほか (1990) がマルチチャンネル音波探査によって西傾斜と東傾斜の逆断層があることを示し, 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と考えた. 更に, 衣笠 (1990) はその南方延長の糸魚川-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. 岡村ほか (1995) も富山トラフ北部から大和海盆の東縁 ($38^{\circ} 30' N - 39^{\circ} 15' N$) 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ず, その東側の佐渡海嶺からそのには多くの逆断層が発達していることを示した. 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, 1995). 地震活動も, 北部フォッサマグナでは糸魚川-静岡線から信濃川流域まで広範囲に広がっている (佃, 1990). その北側の海域では, 粟島から信濃川に沿って南下する活動域と佐渡島から西方の能登半島に至る活動域の存在が指摘されている (三雲, 1990). 石川 (1994) は日本海東縁のプレート境界が秋田沖で陸側へシフトし, 1964 年の新潟地震の震源域である粟島付近から信濃川に沿って南下していると考えた. この考えが正しければ, 本図幅内をプレート境界が通過することになる.

Ⅲ. 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ンネルの音波探査断面（以下、音探断面と呼ぶ）に基づいた音響層序および地質構造の解析結果に、地層の年代はロックコアラー（軟質の堆積岩などを採取するための重力式コアラー）およびドレッジによって得られた海底試料の珪藻化石およびナンノ化石分析結果をあわせて作成した。層序および構造解析には3.5kHz地層探査装置（以下、3.5kHz SBPと呼ぶ）のプロファイルも参考にした。また、オーバ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、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（第4図）。本図幅内での上記測線の総延長は約1550マイル（約2850km）



第4図 音探探査および地磁気・重力測定を行った地球物理探査測線
Fig. 4 Seismic profiling, gravity and geomagnetic survey lines.

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、反射音はストリーマケーブル (ハイドロフォンエレメント 100 個を直結) を船尾より約 150m 後方で曳航して受波し、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音探断面の垂直方向の分解能は約 35-60m である。音探断面の解析は、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った。3.5kHz SBP は Raytheon 社製でトランシーバー PTR105B に信号処理器の CESP III を組合せたシステムとし、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。3.5kHz SBP 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 3.5kHz SBP 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った (渡辺ほか, 1994)。採取には、大陸棚および小海嶺上の浸食面ではロックコアラーを、急斜面ではドレッジを用いた。採取点数は本図幅内でロックコアラーで 9 点、ドレッジで 3 点である (第 2 図, 第 1 表)。これらのうち堆積岩が得られた試料は珪藻化石分析を行い、7 点で年代を決めることができた (第 2 表) (渡辺ほか, 1994)。同時に底生有孔虫の分析を行ったが、いずれの地点でも産出しなかった (小林・秋元, 1993)、又、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。本図幅外の日本海東縁域全体では 70 地点以上で珪藻化石による年代が明らかになっており (渡辺ほか, 1994)、それらも参考にして地層の年代を推定した。

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

第 1 表 本図幅内の海底試料の一覧表 (記載: 片山 肇, 中嶋 健)
ドレッジ試料の位置および水素は、上段が最初の着底時、下段が最後の離底時を示す。

Table 1 List of sea-bottom samples collected from the map area (described by H. Katayama and T. Nakajima). Positions and water depth of dredge sites indicate the first hit by the upper line and the last lift by the lower lines respectively.

local no.	station no.	sample no.	latitude	longitude	depth m	description
JT-43	7020	D1106	38° 54.31' 54.31'	139° 07.43' 07.36'	469 388	Angular siltstones (max.4cm), a basalt (5cm) and pumice (1cm) (probably autochthonous). Rounded pebbles of volcanic rock.
JT-44	7021	D1107	38° 55.16' 55.15'	139° 04.35' 04.54'	150 144	Angular siltstones (max.2cm, probably autochthonous). Rounded pebbles of siltstone and volcanic rock.
JT-45	7022	RC637	38° 52.32'	139° 03.00'	139	Olive black semi-consolidated silt. (core length,47cm)
JT-49	7026	RC640	38° 33.75'	139° 15.40'	108	Olive black muddy coarse sand including siltstone fragments in the lower part (0-75cm) / Olive black semi-consolidated silt (75-91cm).(core length, 91cm)
JT-50	7027	RC641	38° 35.76'	139° 8.55'	141	Olive black semi-consolidated clay with two tephra layers. (core length, 105cm)
JT-51	7028	RC642	38° 27.67'	139° 3.51'	132	Olive black muddy medium sand with clasts of semi-consolidated clay (0-19cm) / olive gray semi-consolidated clay (19-211cm). (core length, 211cm)
JT-52	7029	RC643	38° 28.5'	139° 1.62'	136	Olive black silt. (core length, 7cm)
JT-53	7030	RC644	38° 26.33'	138° 58.30'	172	Dark olive gray semi-consolidated clay. (core length, 162cm)
JT-80	7093	D1131	38° 51.75' 51.95'	139° 05.12' 04.82'	584 387	Nodular mudstones and tuffaceous mudstones (probably autochthonous). Rounded to subangular andesite (granule-sized), pumice, semi-consolidated clay and surficial silty
TR-1	7830	RC687	38° 55.76'	139° 2.39'	292	Dark greenish gray medium sand (0-43cm) / greenish gray to olive black semi-consolidated clay to silt (43-163cm) / dark greenish gray medium sand (163-173cm). (core length, 173cm)
TR-2	7831	RC688	38° 55.28'	139° 3.81'	167	Dark olive gray to greenish gray semi-consolidated clay (0-146cm). (core length, 146cm)
G284	7539	G4209	38° 57.99'	139° 41.51'	60	Olive black sandy silt (surface only) / olive black mudstone

第2表 本海域で得られた珪藻化石の年代 渡辺ほか (1994) を一部変更。
太字は本図幅内のサンプル、かっこ内はその周辺のサンプル。

Table 2 Age of diatom fossils collected in the map area. (modified from Watanabe *et al.*, 1994). Samples collected in the map area are indicated by bold characters and those collected near the map area are given in parentheses.

(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>	TR2 (JT30, JT60, JT66, JT89, JT122, JT124, HJ6, SK3) ... (JT8, JT17, JT58, MO1, 245, 259)
	<i>Neodenticula koizumii</i>	
	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	(JT78, JT91, TB1, 389)
5	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	JT53 (JT35, JT63, JT67, JT79, JT81, JT95, JT114, JT119, JT125, HJ2-5, 266, 272, 348) JT80 (JT26, JT56, JT100, JT103, SK10, MK2)
	<i>Rouxia californica</i>	(JT13, JT48, JT55, JT59, JT62, 309) (JT21, JT23, JT39)
	<i>Thalassionema schraderi</i>	JT45 (JT108, HJ1)
	<i>Denticulopsis katayamae</i>	(JT31, JT106, 396B)
	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	(JT70, JT107 (Upper part)) --- (JT94, MK1 (Lower part))
10	<i>Thalassiosira yabei</i>	284 (JT12B, JT24, JT41, JT73, 396A)
	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>	(JT42)
	<i>Crucidenticula nicobarica</i>	
	<i>Denticulopsis hyalina</i>	
15	<i>Denticulopsis lauta</i>	
	<i>Denticulopsis praelauta</i>	(JT47)

1mgal である。作図には 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、船上で編集された航海ファイル (CR80 ファイル, 1 分値) 中の航走観測中のデータを用いた。ところが、航海ファイルのフリーエア異常データには、不自然な短波長の変動が含まれていた。これは主として測位 (1989 年はロラン C, 1990 年より GPS) の誤差によって、速度および船首方位の変動が大きくなりすぎて、エトベス補正に誤差を生じたためと考えられる。そこで、速度と船首方位をそれぞれ 9 項の重み付き移動平均フィルターを用いて平滑化し、エトベス補正を再計算して、フリーエア異常を計算しなおした。コンター図は、以下の手順で作成した。1) 各測定点 (測線上のデータ間隔は約 300m) につき半径 100m 以内の点を交点とみなし、交点間の値の差が 5mgal より大きいものをチェックする。500 点以上ある交点のうち、そのような点は数点であったのでこれらは削除する。2) 測線上のデータをランダムデータとみなし、データの取り込み半径を 60 km とした重み付き 2 次曲面のあてはめによって 500m メッシュのグリッドデータに変換し (駒澤, 1992), 5mgal コンターの図を作成。3) コンターに不自然なパターンがみられる場合には、それらをノイズとみなし、100m の上方接続フィ

ルターを用いて平滑化した。

次にブーゲー異常の計算には、仮想扇形地形による地形補正法（駒澤，1988）を用いた。ここでは、地形メッシュデータとともに水深の測定値を用いている。地形補正のための仮定密度は、いくつかの異なる仮定密度の図面を比べて最も地形の影響が少なかった $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ を採用した。求めたブーゲー異常値からコンター図を作成する手順はフリーエア異常図と同様である。なお、陸域のブーゲー異常は既に公表されている重力図（広島ほか，1991，1993）より 5mgal コンターで転載した。この図面の仮定密度は同じく $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ である。陸域と海域のデータは統一的に処理されていないので、コンターはつながらない。

地磁気異常値は、1989年にはEG&G Geometrics社のG801D型プロトン磁力計を、1990年以降は同社のG866型プロトン磁力計を用いて全磁力値を測定し、それぞれの値について、IGRF90 (IAGA Division V WG8, 1991) を引いたものを磁気異常データとした。なお、日変化補正は行っていない。コンター間隔は 25nT で作図した。観測値をそのままグリッド化してコンター図を描かせただけでは、非常に不自然な磁気異常が表れる。特に、交点における値のくい違いが大きいところでは測線に沿うような形の磁気異常が表れた。そのような不自然な異常を修正するため、交点コントロールの手法（中塚，1989）を磁気異常データに適用した（森尻・山崎，1994）。処理の概略は、1) 磁気異常値が測線上で明らかにノイズとみなされるデータを削除し、測線ごとにデータに7項の重み付き移動平均（2次・3次多項式適合）をかけて平滑化する。2) 交点コントロールを容易にするためにデータを縦測線ファイルと横測線ファイルに分け、 400m の範囲内にある点の組を交点（群）とみなし、各測線について交差リストを作成する。交点を1つしか持たない測線は解が求められないので削除する。3) 各交点の磁気値の差の二乗和が最小になるように測線ごとのレベル補正値を決定し、磁気異常データに計算されたレベル補正値を加えてコンター図を描く。なおコンター図を描くルーチンは重力図のときと同様のものを使用した。交点でコントロールすべきものは位置又は磁気値であるが、今回は、位置データは作図上に十分な精度をもつと判断したため、磁気値のみをコントロールした。このレベル補正値は、作図範囲内で最小二乗法によって求めたものであるから、隣接する図幅とはパターンは調和的であっても、磁気値が一致しないことがある。

IV. 地形および地質概略

IV. 1 地 形

本図幅域の中央付近をNNE方向に海岸線が延び、その西側に幅 $20\text{-}50\text{km}$ の大陸棚が広がり、更にその北西側には最上トラフが分布している（第2図）。大陸棚は南部の新潟沖で最も広く最大で約 50km に達するが、粟島付近で幅約 30km と急に狭くなり、更に北方に徐々に狭くなって鶴岡の西方沖では 15km まで減少し、その北側で再び広がる。新潟沖の幅広い大陸棚では、外縁に沿って水深 120m より浅い緩やかな高まりが長さ約 55km にわたって連続し、その内側に水深 130m 以深の低地が形成されている。その高まりは本図幅の南側で水深 100m より浅くなり、角田瀬と呼ばれる。粟島西方の $38^{\circ} 30' \text{N}$ 以北でこ

の高まりは200m以下に深くなるが、その北方延長は陸棚斜面上の緩やかな張り出しとして最上トラフ底まで続く。その東側には、栗島礁（あわしまぐり）と呼ばれる NNE 方向の幅細い小海嶺が形成されている。栗島から大瀬までの間の大陸棚には、外縁に沿って顕著な地形的高まりが約 35 km 連続する。大瀬の北側の陸棚は外縁の地形的な高まりが消滅し、その幅も北へ狭くなるが、本図幅域の北端の酒田沖では、外縁に地形的な高まりが再び顕著になり、陸棚の幅も約 23km まで増加する。その高まりの中心には明石礁（あかしぐり）と呼ばれる水深 22m の浅瀬が存在する。

最上トラフは図幅内の北端および西端で水深 700m を超えるが、大部分は 500-650m である。トラフ底はほぼ平坦である。陸側斜面は本図幅の西部では 5-6° の傾斜を持つ比較的急な斜面で、大規模な地滑りが発生しているが（池原ほか, 1994 ; 中嶋ほか, 1995）、栗島以北では緩やかで（2° 以下）、酒田の沖に比較的小規模の地滑りが見られる程度である。栗島と栗島礁との間の直線状に伸びる凹地から、最上深海長谷と呼ばれる海底谷が斜面を斜めに横切りつつ北に伸び、トラフ底を北上して北隣の秋田西方図幅域まで連続する。この海底谷は最近は活動度が低下しているらしく、トラフ底では堆積物にほぼ完全に埋められて地形的には不明瞭になっている（池原ほか, 1994）。トラフの西部を占める鳥海礁は長さ約 25 km、幅約 15km の NNE 方向に伸びる高まりである。東側の最上トラフに面した斜面は比高約 500m に達し、平均傾斜が 10° を超える。西側は傾斜が 3-4° 以下の緩やかな斜面であるが、小規模な海底地滑りが生じている。

IV. 2 地質概略

既に述べたように、本海域の構造はリフト期、ポストリフト期、プレインバージョン期およびインバージョン期の 4 つの時期の異なる変動を経て形成されてきた（Okamura *et al.*, 1995）。このような変動によって、それぞれの時期に特徴的な形態を持ち、不整合を伴う地層が形成されている（第 3 図）。岡村ほか（1995）は本図幅域の西隣の佐渡島北方海底地質図で、このような構造運動によって形成された地層の形態変化や不整合によって、前期-中期中新世前期（リフト期）の向瀬（むこうせ）層群、中期中新世-鮮新世（ポストリフト期およびプレインバージョン期）の平瀬層群および後期鮮新世-第四紀（インバージョン期）の両津沖層群に区分した（第 3 表）。リフト期以前の地層は音探断面上では認められず、上記の地層は音響基盤を不整合で覆っている。この層序区分は鳥海礁および最上トラフなど沖合の海域ではほぼあてはまるので本図幅でもそのまま用いることにする。しかしながら、大陸棚では海底下の地層と多重反射とが重なるうえ、堆積物が厚いため、上記の層序区分が平瀬層群以下の地層で有効であるかどうか確認できなかった。特に、新潟沖および酒田沖の大陸棚では海底直下に音波散乱層が発達するため、海底下の地層および地質構造はほとんど認識できない。

本図幅域の地質構造は 4 つの隆起帯と 2 つの堆積盆からなる。隆起帯は、新潟沖の大陸棚外縁に沿った新潟沖隆起帯（岡村ほか, 1994）、栗島を中心とした栗島隆起帯（岡村ほか, 1994）、最上トラフ内の小海嶺である鳥海礁および明石礁を中心とした酒田沖隆起帯である（第 5 図）。一方、新潟沖大陸棚と最上トラフは厚い堆積物が分布する堆積盆となっている。また、酒田隆起帯の陸側にも庄内平野に連続する堆積盆があるが、海底下の構造がシングルチャンネルの音探断面でははっきりしないので、ここで

第3表 本図幅域の層序対比表 陸域の層序は鹿野ほか(1991)より簡略した。

Table 3 Stratigraphic correlations of groups in this area. Onshore stratigraphy was simplified from Kano *et al.* (1991).

年代 Age	本地質図および 佐渡島北方海底地質図 This map and the Geological map of north of Sado Island	新潟周辺 Niigata and its vicinity	変動ステージ Tectonic stages
第四紀 Quaternary	両津沖層群 Ryōtsu-oki Group	魚沼層群 Uonuma Formation 灰爪層群 Haizume Formation	インバー ジョン期 Inversion stage
鮮新世 Pliocene	上部層 Upper Unit 平瀬層群 Hirase Group 下部層 Lower Unit	西山層 Nishiyama Formation 椎谷層 Shiia Formation	プレイン バージョン期 Pre-inversion stage
中新世 Miocene	後期 late	寺泊層 Teradomari Formation	ポスト リフト期 Post rift stage
	中期 middle	七谷層 Nanatani Formation	リフト期 Syn-rift stage
前期 early	向瀬層群 Mukōse Group 津川層など Tsugawa Formation		
漸新世 Oligocene	基盤 Basement		

は述べない。これらの隆起帯および沈降帯はフリーエア重力異常(付図2)に顕著に現れる。

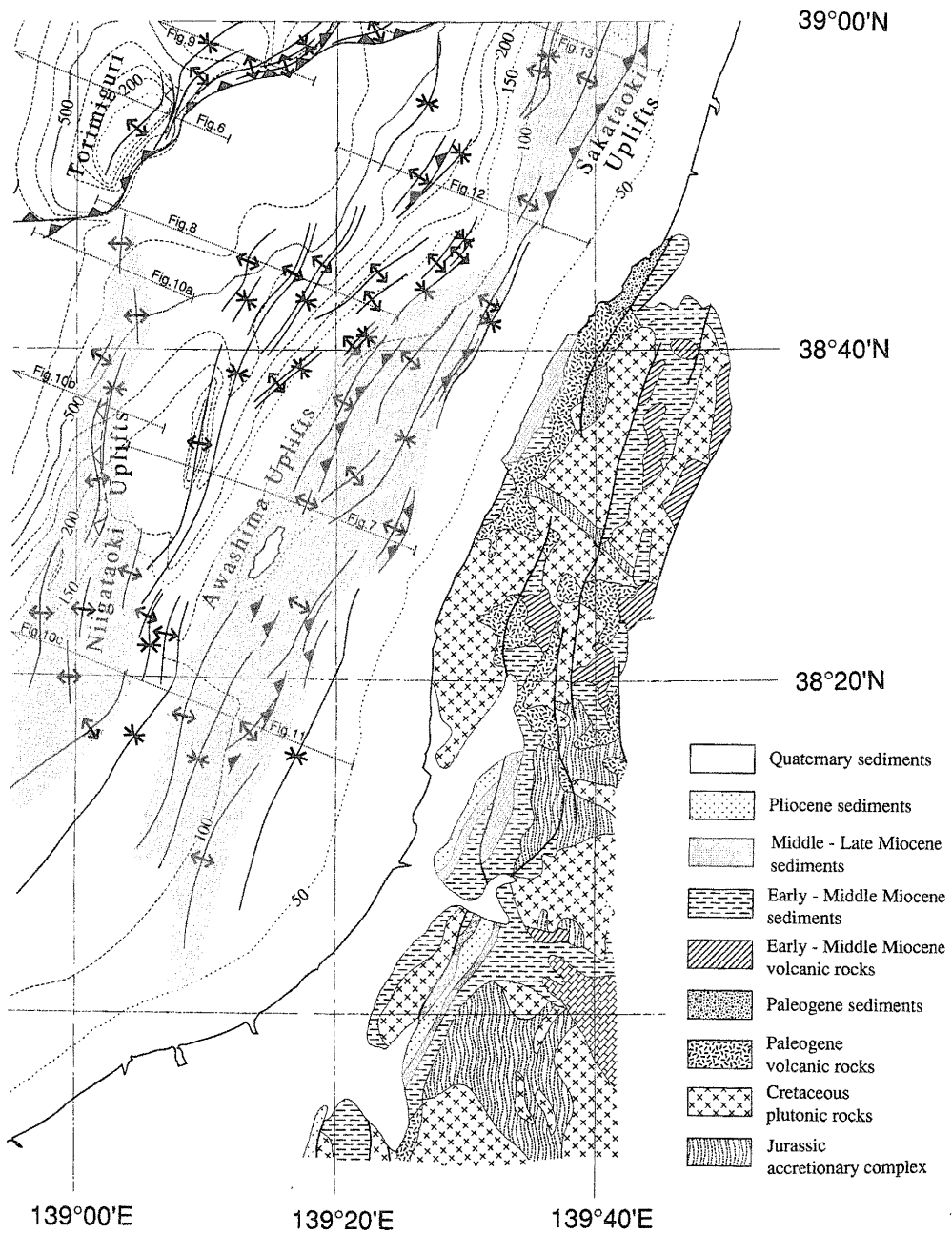
隆起帯は主に第四紀に活動した逆断層の成長によって形成された。そのうち、鳥海礁および新潟沖隆起帯の北部はかつてのリフトが隆起した盆地反転によって形成された隆起帯である(岡村ほか, 1992; Okamura *et al.*, 1995)。それ以外の隆起帯については盆地反転した確証はない。新潟沖大陸棚には7,000mを超える厚さの堆積物が分布し、やはりかつてのリフトであると考えられる(鈴木, 1989)。

本図幅域には多くの正断層と逆断層が存在しており、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3図)。本調査では縦横比の大きなシングルチャンネルの音探断面を使用しているため、断層がほぼ垂直に見えることがあり、その場合逆断層かあるいは正断層かがはっきりしない。岡村ほか(1995)は本図幅の西隣の佐渡島北方海底地質図で、逆断層の条件として、第四系の両津沖層群を切り、上盤に非対称な背斜を伴うことをあげたが、本図幅域の逆断層もほぼこの基準によって認定できる。一方、中新世に形成された正断層は向瀬層群および基盤を切るが平瀬層群以上の地層には変形が認められない。

V. 層 序

V. 1 基 盤

上面に低周波の強い反射を持ち、内部に反射面が全く見えないものを基盤とした。上面は浸食平坦面であると考えられる平滑でシャープな反射を示す部分と、起伏に富みや不明瞭な反射を示す部分があ



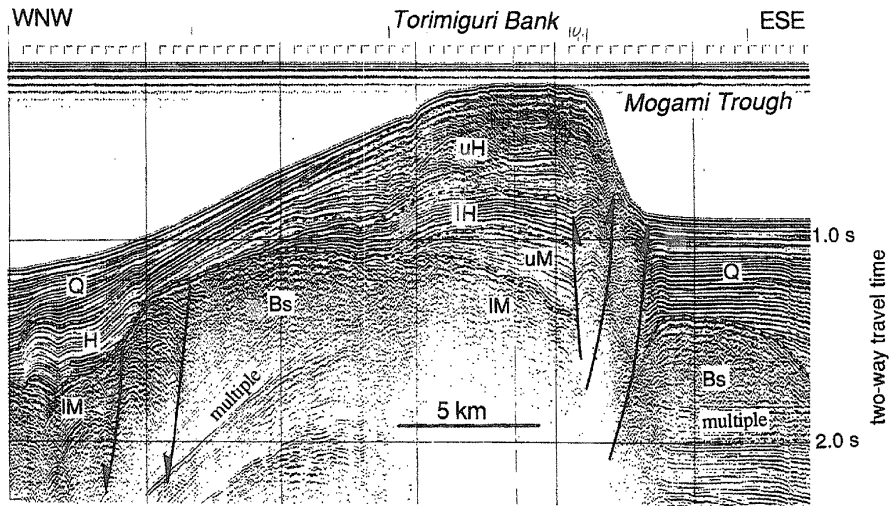
第5図 海域の地質構造および陸域の地質図 陸域の地質図は地質調査所(1992)より簡略化。

Fig. 5 Map showing offshore geologic structure and onshore geology. Onshore geological map was simplified from Geological Survey of Japan (1992).

る。前者はリフト周辺で多く、後者はリフト内に分布する。また、鳥海礁などではリフト内で向瀬層群の基底がはっきりせず、基盤が確認できない（第6図）。本図幅域の基盤からは直接試料は得られておらず、その岩相は周辺陸地の地質や周辺海域での断片的なドレッジ試料および地磁気異常などから間接的に推定するしかない。粟島は花崗岩が基盤をなし、それを中新統が不整合に覆うが、島の大部分には中新統に貫入したドレライトが露出する（加藤，1981）。羽越山地には、先白亜紀の変成岩および付加体、白亜紀の花崗岩、古第三紀の火山岩などが広く分布している（新潟県，1989）。佐渡島には漸新世から前期中新世の火成岩類が広く露出している（角ほか，1990）。佐渡海嶺の基盤岩の露出域で得られたドレッジ試料の大部分は火山岩である（岡村ほか，1995）。これらの岩石はすべて音響基盤に含まれていると考えられる。音響基盤に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。最も顕著な地磁気異常は明石礁の南方で観察され、強く磁化された貫入岩体の存在が推定される。しかしながら、ほとんどの場合、顕著な地磁気異常を伴わないことから、本図幅域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高い。

V. 2 向瀬層群

中新世前半の伸張応力場の下で形成された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（岡村ほか，1995）。リフトがハーフグラベンであった場合、本層群は傾動しながら沈降する堆積盆を埋めるため、楔状の断面を持つ（第3図）。そのため音探断面上でも容易に識別

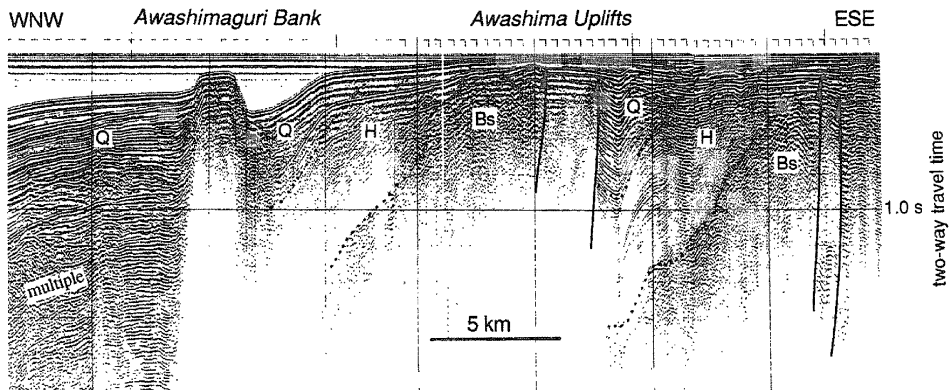


第6図 典型的な盆地反転構造を示す鳥海礁 Bs：基盤，IM：向瀬層群下部層，uM：向瀬層群上部層，IH：平瀬層群下部層，uH：平瀬層群上部層，Q：両津沖層群，位置は第5図に示した。

Fig. 6 Torimiguri Bank showing a typical basin inversion structure. Bs: basement, IM: lower part of the Mukose Group, uM: upper part of the Mukose Group, IH: lower part of the Hirase Group, uH: upper part of the Hirase Group, Q: Ryōtsu-oki Group. See Fig.5 for location.

できる。その典型的な例が鳥海礁の向瀬層群である（第6図）。しかしながら、リフトが大規模で単純なハーフグラバーベンでない場合には、その中の堆積物も断面の形態だけでは容易に識別できないと考えられる。大陸棚域に形成されたリフトは単純なハーフグラバーベンでなかった可能性があり、したがってそこに向瀬層群が分布するかしないかはっきりしない。本層群は反射の特徴から下部層と上部層とに区分されており（岡村ほか、1995）、本図幅内では鳥海礁で両層が顕著に認められる（第6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。わずかでも堆積層を示唆する内部反射が見える場合には向瀬層群下部とし、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。向瀬上部層は反射強度はやや弱い連続性のよい成層した反射面からなる（第6図）。上部層は下部層に比較して反射面の連続性がよく、両層の境界も強い反射面となっていることから、容易に識別できる。この境界はリフト外側の基盤上の浸食面に連続し、それに上部層の反射面がオンラップすることもある。本層群の年代は、珪藻化石の年代から、前期中新世から中期中新世の前期であると考えられる（岡村ほか、1995）。

本図幅内で明らかにハーフグラバーベンに堆積したと考えられる地層は、鳥海礁と新潟沖隆起帯の北部以外には見当たらない。一方、粟島周辺には基盤を覆う厚さ1秒以上の平行な反射面を持つ地層が分布する（第7図）。その形態は本層の上位の平瀬層群に似ているが、最上トラフや鳥海礁に分布する平瀬層群に比較してかなり厚いことから、この地層の下部には向瀬層群が含まれている可能性が高い。最上トラフでは上位の地層が厚く覆うため、本層群が分布しているのかどうか確認できない。

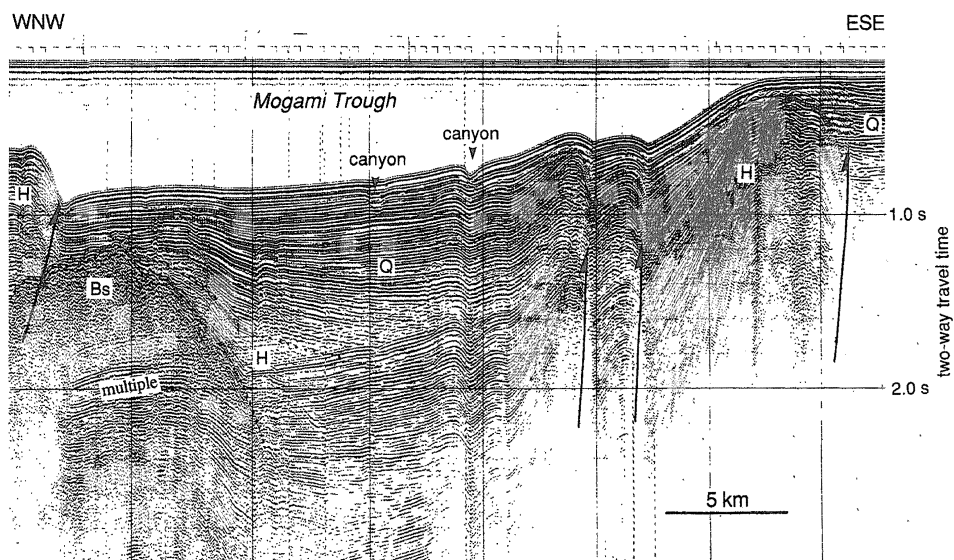


第7図 粟島隆起帯と粟島礁の音探断面 粟島礁は対称な断面を持つ背傾構造であるが、粟島隆起帯は東翼が断面で切れ急傾斜し非対称な断面を持つ背斜構造からなる。H：平瀬層。

Fig. 7 Seismic profile of the Awashima uplifts and the Awashimaguri bank. The Awashimaguri bank is a symmetrical anticline, while the Awashima uplifts consists of asymmetrical anticlines, of which the eastern limb is steeper and faulted. H: Hirase Group.

V. 3 平瀬層群

中期中新世-鮮新世には、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ほぼ平行で明瞭な反射面からなるが、鳥海礁をはじめとするかつてのリフトでは本層群の上部層が厚くなっており、その堆積中に再沈降したことを示している（岡村ほか, 1995 ; Okamura *et al.*, 1995). 本層群は基底で向瀬層群をほぼ整合的に覆い、向瀬層群の分布しない基盤の高まりではそれ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なり、反射面の連続性もよくなることと、そ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認定される。最上トラフの大部分では、本層群の上部しか見えず、下部および基底の形態は不明である（第8図）。粟島隆起帯では平行な反射面を持つ厚さ1秒以上の地層が分布している（第7図）。その反射面の特徴は平瀬層群のものであるが、このうち下部の基盤を直接覆う部分は、先に述べたように、向瀬層群に対比される可能性が高い。本層群は、鳥海礁および大陸棚上の3つの隆起帯で露出している。本図幅内では明石礁の東方（G284, 第2図）と鳥海礁（JT45, 80, TR2）から本層群の泥岩が得られているほか、佐渡海嶺に分布する小海嶺上の浸食面からも本層群の泥岩が数多く採取されており、それらから中期中新世-鮮新世の珪藻化石を含む泥岩が得られている（第1, 2表 ; 渡辺ほか 1994 ; 岡村ほか, 1995). また、鳥海礁のリフトの再沈降を示す本層群上部の年代は後期中新世から鮮新世であると推定される（Okamura *et al.*, 1995).



第8図 両津沖層群に覆われた最上トラフ

海底谷がトラフ底の海底および海底下に認められ、東側斜面にはいくつかの非対称な小規模な背斜が形成されている。

Fig. 8 Mogami Trough covered by the Ryotsu-oki Group. Canyons are observed on the sea floor and sub-bottom. A few small-scale asymmetric anticlines have developed in the eastern slope of the trough.

V. 4 両津沖層群

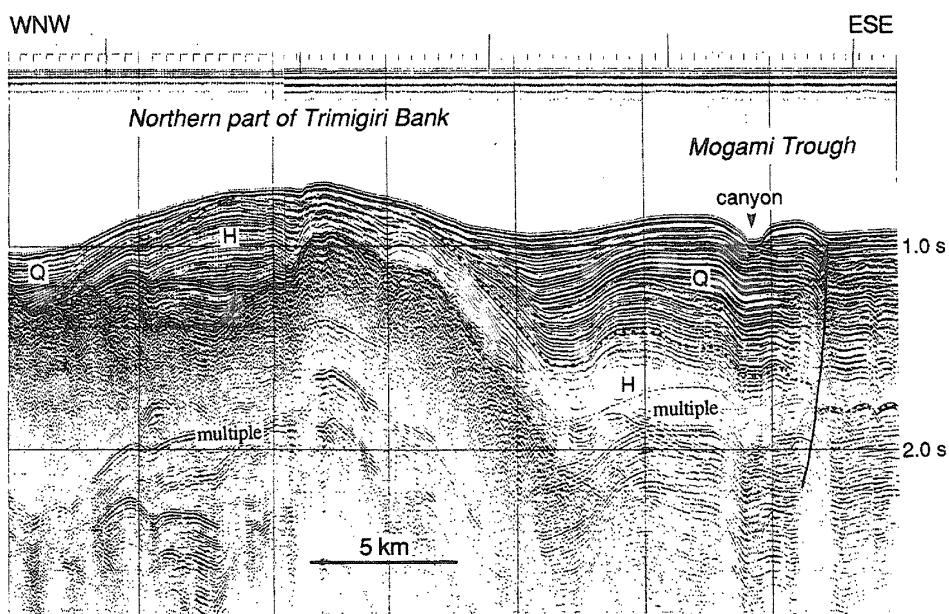
本層群は最上トラフなどの沈降域で厚く、隆起帯の周辺で薄くなり、隆起帯上には分布しない。断層および褶曲周辺では、下位の地層ほど変形や傾斜が大きく、上部ほど小さくなる。鳥海礁東方の最上トラフで最も厚く、最大で1.4秒以上の厚さを持つ(第6, 8図)。隆起帯周辺では平瀬層群をオンラップ不整合で覆う。本図幅域内の隆起帯はほとんど西に傾動して、西翼が幅広く緩やかになっているため、それらを覆う本層群も西側に厚くなる楔状の断面を示すことが多い。反射面は明瞭で連続性もよく、トラフ底ではほぼ平行であるが、斜面では上部に向かって収束する。最上トラフの海底下0.5秒以下では反射が弱くなる傾向がある。新潟沖隆起帯、鳥海礁および明石礁の西側斜面には崩壊地形と地滑り堆積物が分布する。また粟島西方斜面から北に向かって海底谷が発達するが、海底下にもやや位置を変えて埋積された海底谷がいくつか認められる(第8図)。本層群の年代は、珪藻化石の分析から、鮮新世末から第四紀であると考えられる(渡辺ほか, 1994; 岡村ほか, 1995)。

VI. 各地域の地質

VI. 1 鳥海礁

鳥海礁は長さ約25km、幅約15kmのNE方向に伸びる小海嶺である。その山頂は水深約140mの浸食平坦面が10×5kmにわたって広がっている。断面で見ると、南東翼は幅5km以下で急傾斜し断層で切られているのに対して、北東翼は幅20kmに達する緩傾斜した地層からなり、全体として非対称な形態を持つ(第6図)。東翼での平瀬層群上面での構造差は1.5秒以上に達する。小海嶺の南側はほぼ東西方向の断層によって切られていて、その南側には連続しない(第5図)。この断層に沿って、右雁行(ミ型)した小規模な背斜構造が形成されていることから、この断層は主に右横ずれ運動をしていると考えられる。一方、鳥海礁の北方への続きは緩やかな幅5km以上の高まりがほぼ北に伸びるほか、東北東へは右雁行した背斜構造を伴った断層が最上トラフを斜めに横切って伸びている(第5, 9図)。この断層も右ずれ成分をかなり持つと考えられる。

鳥海礁下には最大層厚0.7秒に達する平瀬層群および同0.65秒の向瀬層群上部層が分布し、更にその下には不明瞭な反射を持つ向瀬層群下部層が少なくとも厚さ0.3-0.4秒認められる。音探断面ではこの向瀬層群下部層の基底は見えない。鳥海礁は顕著なフリーエア-高異常を伴っているが、ブーゲー異常図には顕著な異常を伴わない。このことは、鳥海礁を構成する岩石の密度がブーゲー異常の仮定密度である 2.3g/cm^3 に近いことを示しており、重力異常からも鳥海礁全体が堆積岩からなっていることが推定できる。更に、ブーゲー異常から鳥海礁の下には基盤よりやや密度の低い向瀬層群の下部層に相当すると思われる楔状の厚さ約1,300mの地層の存在が推定されている(Okamura *et al.*, 1995)。この推定が正しければ鳥海礁には厚さ3,000m近い堆積物が分布していることになる。向瀬層群上部層は南東側に厚くなるが、鳥海礁南東縁の断層で消滅しその南東側には分布しない。このことは、鳥海礁がかつ



第9図 鳥海礁の北方延長の幅広い背斜と最上トラフの逆断層

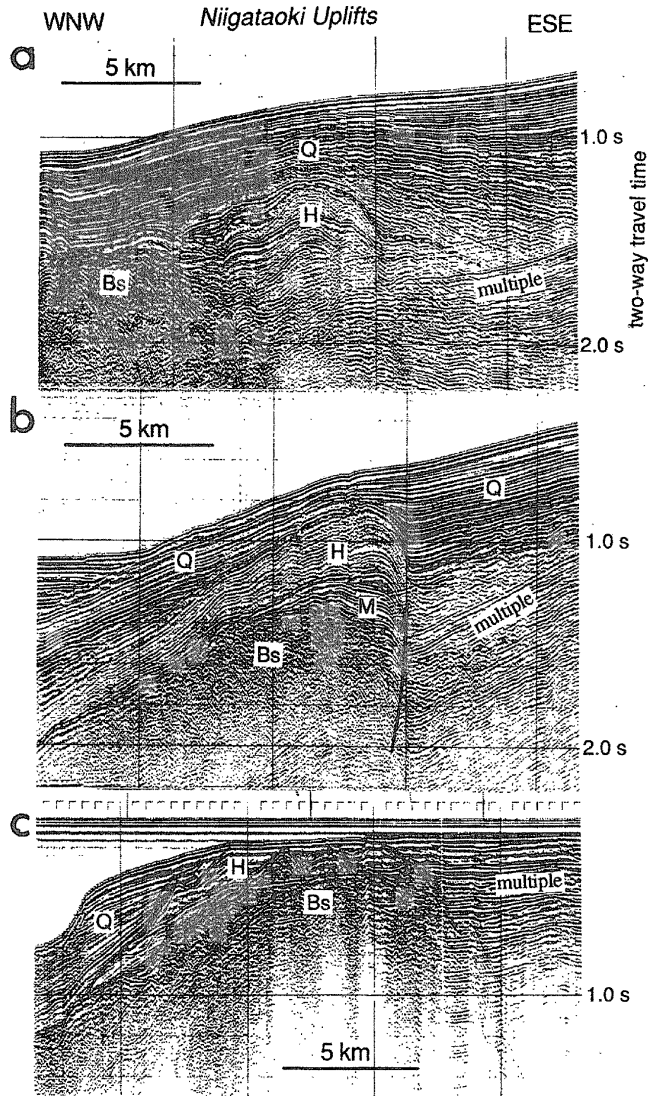
幅広い背斜は逆断層を伴わないが、その東側の最上トラフ底に新しい逆断層が形成されている。

Fig. 9 A Broad anticline to the north of the Torimidigiri Bank and a reverse fault in the Mogami Trough. The broad anticline is not accompanied by a reverse fault, but a recent reverse fault has developed in the Mogami Trough to the east.

て南東へ傾動しつつ沈降するハーフグラabenであって、その南東縁が北西落ちの正断層であったことを示している (岡村ほか, 1992)。向瀬層群上部層内の反射面は下部ほど弱くなるが連続性はよく、反射面の連続性の悪い向瀬層群下部層とは簡単に区別できる。平瀬層群は向瀬層群をほぼ整合的に覆うが、発散的な反射面を持つ向瀬層群と平行な反射面を持つ平瀬層群とは識別可能である。平瀬層群は平行な反射面を持つ下部層と鳥海礁で層厚を増す上部層とに区分できる。下部層は層厚約 0.2 秒である。上部層の層厚は鳥海礁北西翼下部では 0.2 秒であるのが、その山頂付近では約 0.5 秒まで増加する。上部層の年代は後期中新世から後期鮮新世にわたると考えられ (Okamura *et al.*, 1995), その期間に鳥海礁が沈降したと考えられる。両津沖層群は鳥海礁の北西斜面からその北西側の海盆地に分布する (第 6 図)。鳥海礁北西側の海盆地では最大層厚は 0.5 秒に達するが、斜面の上部に向かって薄くなり、山頂付近では尖滅する。また層群内の反射面は北西側斜面の下部に向かって発散し、その基底では緩やかなオンラップ不整合も認められる。このことは、両津沖層群が鳥海礁の隆起中に堆積したことを示している。鳥海礁の北西側斜面には幅 6 km の小規模な地滑りが生じている。

VI. 2 新潟沖隆起帯

新潟沖隆起帯は、岡村ほか (1994) によって、角田瀬から粟島西方までの大陸棚外縁に沿って約 55 km にわたって連続する地形的高まりに対して与えられた名称であるが、本図幅では、更にその北側へ断続



第10図 新潟沖隆起帯の南北方向の構造変化 a: ほぼ対称な背斜面構造からなる北部,
b: 非対称な背斜構造からなる中部, c: 基盤の高まり互解底直下まで達する南部。

Fig. 10 Variation of the geologic structure of the Niigata-oki Uplifts from north to south. a: northern part composed of a symmetric anticline, b: middle part composed of an asymmetric anticline, c: southern part, where an acoustic basement high crests just below the sea-bottom.

的に最上トラフ底まで連続する背斜群を含めることにする。ただし、その構造は南から北に大きく変化する。

38° 40' N以北の隆起帯北部は、最上トラフ下の小規模な2つの背斜構造からなる。背斜はほぼ対称な断面を示し、幅は4km以下、長さは10km以下で、その振幅も0.3秒を超えない(第10a図)。両津沖層群に完全に覆われ、また両津沖層群には、その最下部を除いて、背斜構造の成長したような変形はほとんど見られない。このことから、これらの背斜構造は平瀬層群最上部から両津沖層群最下部の堆積中に

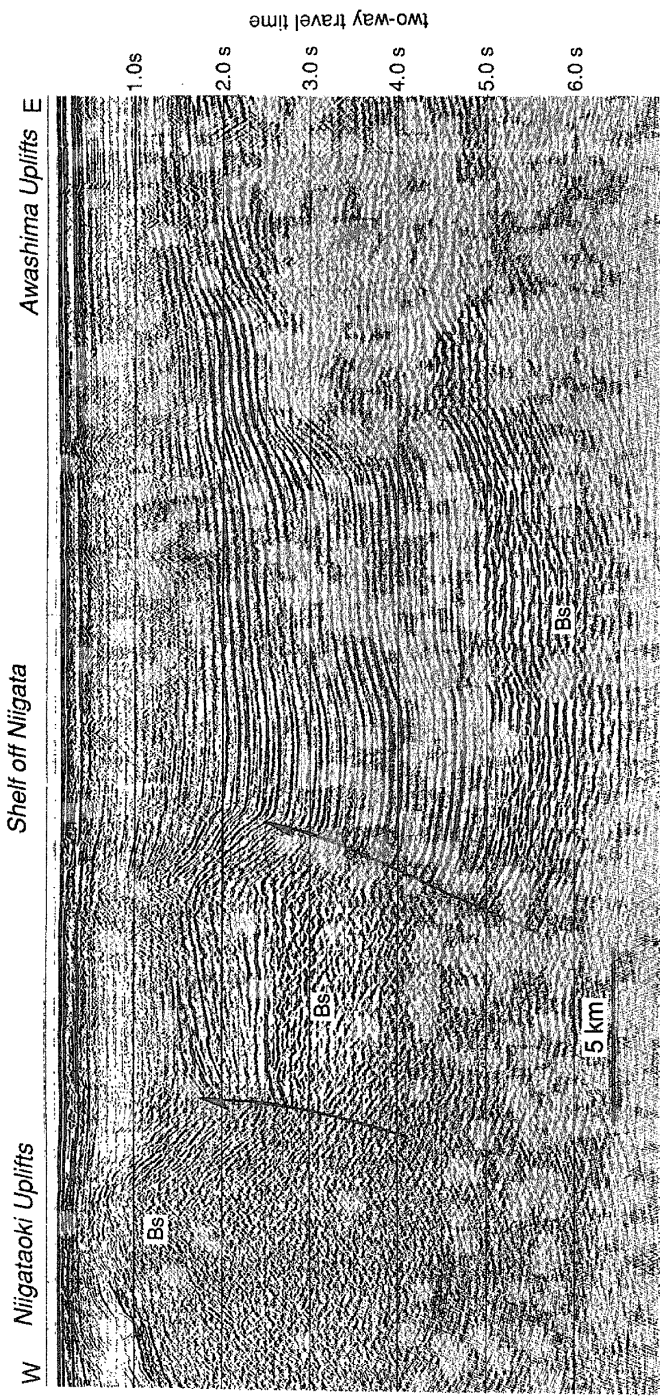
成長したと考えられる。その北方延長は鳥海礁に重なるように見える（第5図）。

38° 30' N から 38° 40' N の隆起帯中部では、東翼が急傾斜で西翼が緩傾斜の非対称な背斜構造が陸棚斜面に発達する（第10b図）。その形態は鳥海礁によく似ており、背斜の中心には最大層厚0.3秒の向瀬層群上部層が認められるが、その下に向瀬層群の下部層が存在するかどうかははっきりしない。この部分がハーフグラブであったことは確実であるが、向瀬層群の広がりおよび厚さを比較すると、その規模は鳥海礁よりかなり小さかったと考えられる。この背斜構造を覆う両津沖層群の上部には、ほとんど変形が及んでいないように見える。このことは、この背斜構造の成長が最近低下しているかあるいは止まっていることを示唆している。重力異常ではフリーエア異常図には高異常が見えるが、ブーゲー異常にはほとんど異常がでない。

38° 30' N 以南の隆起帯南部は基盤の高まりからなると考えられ、特に 39° 20'-30' N では基盤が海底直下にまで達している（第10c図）。その基盤を覆う平瀬層群の厚さは0.4秒以下である。ここでは、本隆起帯の中でも特に大きいブーゲー高異常が見られるが、それに対応した顕著な地磁気異常は見られない。38° 20' N 以南ではいくつかの NE から NNE 方向の緩やかな背斜構造からなると推定されるが、海底直下に音波散乱層が発達するため海底下の構造ははっきりしない。また、ブーゲー重力異常の高異常は、この部分の隆起帯の位置に必ずしも対応しない。石油探査のためのマルチチャンネル震探断面では基盤岩の高まりからなると解釈される（第11図；池辺ほか、1972；石油公団、1988）。その 3.5kHz SBP 記録では最終氷期の浸食面と考えられる反射面が隆起帯の構造に調和的に傾動しているように見え、また浸食面が断層によって変位しているのが観察されることから、本隆起帯南部が第四紀後期にも活動的であったことを示している（岡村ほか、1994）。ただし、その中でも北側ほど最終氷期の浸食面の傾動や隆起が小さくなり、活断層も消滅することから、その活動度も北側ほど小さくなると考えられる。

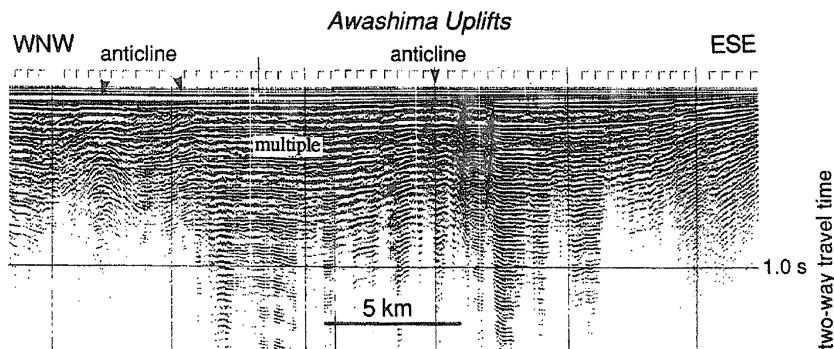
V. 3 粟島隆起帯

粟島隆起帯は粟島を中心とし、NNE 方向の 2-3 列の背斜からなる複背斜構造で、全体の長さは約 80 km に達する（岡村ほか、1994）。それぞれの背斜は長さ 10-30 km で、NE から NNE 方向に伸び、東翼が急傾斜し、西翼が緩傾斜の非対称な断面を持つ（第7図）ことが多いが、ほぼ対照的な断面を持つこともある。東翼は断層を伴うことが多く、音探断面上で断層が認められない場合にも、地下深部では西傾斜の逆断層が伏在していると考えられる。音探断面で認められる断層も海底付近で撓曲帯となっていて、海底には直接露出しないことが多い（岡村ほか、1994）。隆起帯全体の幅は粟島と大瀬の間で約 20km であるが、南北に減少する。粟島の南方大陸棚では音波散乱層の影響ではっきりとした構造が不明であるが（第12図）、海底直下の緩やかな背斜軸が阿賀野川河口の沖まで追跡できる（第5、11図；岡村ほか、1994）。この背斜の南方延長上に阿賀沖油・ガス田が位置する。また、それらの南方延長には、東新潟-松崎、南阿賀、新津などの油・ガスを産出する背斜構造が断続的に続く（天然ガス鉱業界・大陸棚石油開発協会、1992）。北方へは 38° 40' 付近の大瀬までは顕著な複背斜が連続し、その北側で背斜の規模が急に小さくなる。本隆起帯にはほぼ一致して、重力・地磁気の高異常帯が観察され、高密度で磁化率の高い基盤岩が本隆起帯を構成していることを示している。



第 11 図 新潟沖大陸棚のマルチチャンネル地震探断面 (石油公団, 1988)

Fig. 11 Multichannel seismic profile of the shelf off Niigata.



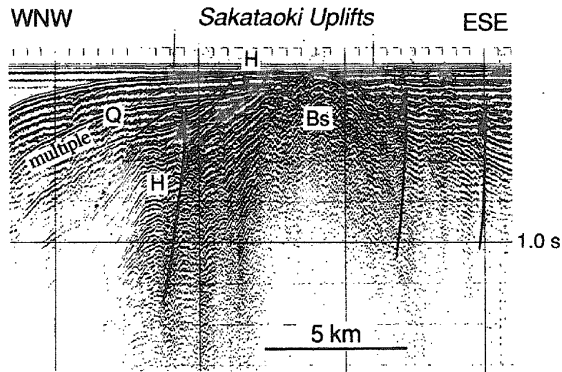
第 12 図 新潟沖大陸棚の音波散乱域とわずかに認められる粟島隆起帯
 Fig. 12 The continental shelf off Niigata, where seismic energy barely penetrates under the sea bottom, and the Awashima Uplifts are barely recognized.

背斜構造の規模は粟島と大瀬の間で最も大きく、最大振幅が 1.5 秒を越える背斜が 2-3 列認められる。ここでは、やや不明瞭な基盤を平行な反射面からなる平瀬層群および向瀬層群と考えられる厚さ 1.0 秒前後の地層が覆う（第 7 図）。背斜構造の間の沈降部は両津沖層群が楔状に埋めており、その最大層厚は 0.8 秒に達する。粟島には白亜紀の花崗岩、それを覆う新第三系の粟島層群とそれに貫入する粗粒玄武岩が分布するが（加藤, 1981）、周辺海域の音響基盤はそのうち花崗岩および粗粒玄武岩からなると考えられる。

粟島隆起帯は 1964 年の新潟地震の余震域にほぼ一致する。この地震によって島全体が西北西に傾動・隆起したが、粟島に分布する海岸段丘も西北西に傾動・隆起しており、地震時の地殻変動、第四紀後期の段丘面の変形および第四紀を通じて形成されたと考えられる粟島周辺の背斜構造は調和的であるといえる。1964 年の新潟地震の前後に海底地形の調査がなされ、地震に伴う海底地形の変動と、いくつかの海底に露出した断層が報告された（Mogi *et al.*, 1964）。その後、岡村ほか（1994）は 3.5kHzSBP の記録の解釈から、主に最終氷期以降に成長したと考えられる活構造の分布をまとめた。そこに示された構造は、本図幅に示した断層や褶曲の分布および形態とは若干の相違がある。本図幅は音探断面上で認められる構造を示したものであるため、3.5kHzSBP で認められる表層付近の構造より長い期間に累積した構造を表していると考えられ、両者の違いは断層や褶曲の成長パターンが第四紀の間で少しずつ変わってきていることを示唆している。

VI. 4 酒田沖隆起帯

本隆起帯は粟島隆起帯の北方延長に位置する、 $38^{\circ} 53'$ 以北で顕著になりそのまま北隣の秋田西方海域まで NNE 方向に約 40 km 連続する。断面では中央に主要な背斜があり、その東西両翼に小規模な背斜が付随している（第 13 図）。東翼は伏在する逆断層を 2 列以上伴い、西翼より急傾斜になっていて、全体として非対称な断面を持つ。基盤の上面はやや起伏に富む。それを厚さ約 0.5 秒以下の平行な反射面を持つ地層が覆っている。その厚さは最上トラフなどに分布する平瀬層群とほぼ同じかやや薄いことから、その地層全体が平瀬層群に対比され、この隆起帯には向瀬層群は分布しないと考えられる。ただし、西



第 13 図 酒田沖隆起帯 東翼が急傾斜した非対称な複背斜である。その中心は基礎からなり向瀬層群は分布しないことから、隆起帯全体が盆地反転によって形成されたものではない。しかしながら、西翼には盆地反転を示すと考えられる小規模な非対称な背斜が認められる。

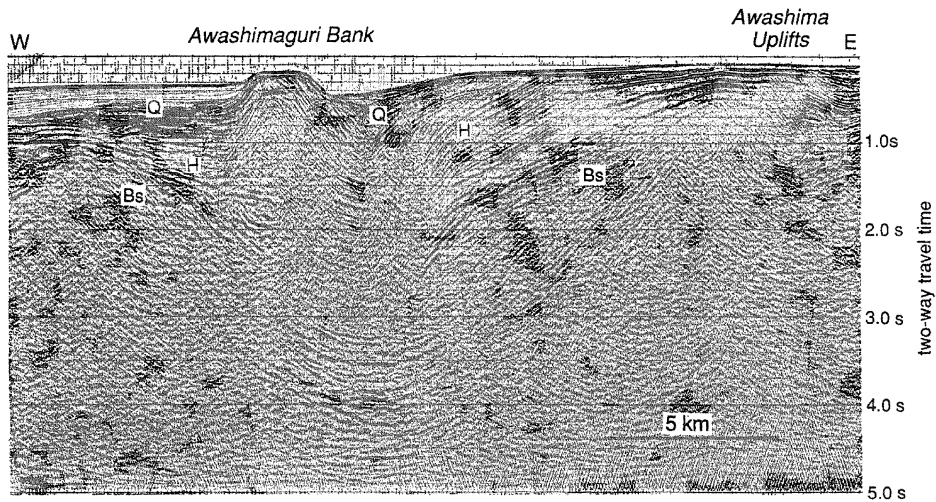
Fig. 13 The Sakataoiki Uplifts. The uplifts show an asymmetric anticlinorium, for which the eastern limb is steeper. The uplifts was not formed by basin inversion as a whole, because its axial zone is composed of basement lacking the Mukose Group. A small-scale asymmetric anticline in the western limb presumably shows a basin inversion.

翼上には盆地反転によって生じたと考えられる西傾斜の逆断層を伴った小規模で非対称な背斜が認められ、その下部には向瀬層群が分布する可能性が高い。背斜軸が最も隆起する位置に明石礁と呼ばれる浅瀬があり、その周辺に音響基盤が露出し、更にはその周囲に平瀬層群と考えられる地層が露出する。隆起帯の東側は庄内平野から連続すると考えられる第四系が分布するが、それらは隆起帯東翼の断層付近で変形していることから、それらの断層が活断層であることを示している。

顕著な地磁気異常が明石礁のすぐ南方に見られ、また重力異常も明石礁を中心として明瞭に認められるが、いずれの異常も地質構造から認められる隆起域より、明石礁を中心とした狭い範囲に限られる。

VI. 5 粟島礁

粟島礁は粟島の北西方に位置し、長さ約 8 km、幅 2-3 km の NNE 方向に伸びる小海嶺である。音探断面ではほぼ対照な形態を持つ背斜構造である（第 14 図）。平瀬層群と両津沖層群の下部までは調和的に変形しており、両津沖層群の上部が背斜構造の翼で尖滅することから、その成長開始は他の背斜構造より新しいと考えられる。背斜は幅が狭かつ両翼が急傾斜するため、深部の構造はよくわからないが、マルチチャンネルの震探記録でみると基盤深度は約 1.5 秒で、その周囲の向斜部の基盤深度とそれほど変わらないように見える（第 14 図；石油公団, 1988）。粟島礁を軸とする幅約 10km のゾーンは、基盤の深さで見ると粟島隆起帯と新潟沖隆起帯との間の凹地になっており、新潟沖堆積盆と最上トラフとを結ぶかつての沈降帯であったと考えられる。重力異常でも、粟島周辺は新潟沖大陸棚と最上トラフを結ぶ低異常帯になっている。



第 14 図 粟島礁および粟島隆起帯のマルチチャンネル震探断面 (石油公団, 1988)
 Fig. 14 Multichannel seismic profile of the Awashima Bank and Awashima Uplifts.

VI. 6 新潟沖大陸棚

既に述べたように、新潟沖大陸棚には海底直下に音波散乱層が広く分布し、海底下の構造がほとんど見えない (第 11 図)。重力および地磁気異常はともに広い低異常を示し、基盤が深いことを示している。マルチチャンネルの震探断面の解析によって、そこには最大層厚が 7,000m を超える堆積物が分布し、日本海沿岸でも最大の堆積盆地であることが知られている (鈴木, 1989 ; 石油公団, 1988)。粟島隆起帯を構成する基盤の高まりも粟島から新潟に向かって次第に深度を増し、新潟沖で消滅する。堆積盆地内の基盤のやや高まった背斜構造上では、石油探査のためにボーリングが数多く行われ、その深さは 2,000m から最大で 5,300m に達する (鈴木, 1989)。最も深く掘られた信濃川沖のボーリングは海底下 5,315m に達し、その中で第四系の基底が海底下約 2,000m、鮮新統の基底が海底下約 3,000m、上部中新統の基底が海底下約 4,000m 付近にあるとされている (鈴木, 1989)。これだけの厚さの地層が存在し、その堆積物の年代も最下部では中期中新世以前であることから、この堆積盆もかつてのリフトであると考えられ、その規模も鳥海礁のハーフグラバーベンなどに比較して、かなり大きかったと考えられる。マルチチャンネルの震探断面では往復走時で 5.0 秒を超える堆積物とその基底の音響基盤が認められるが、明瞭なハーフグラバーベン状の構造は認められず、基盤上面とほぼ平行な反射面を持つ地層が厚く覆っている (第 11 図 ; 石油公団, 1988)。この堆積盆の新潟沖隆起帯との間では、約 2.5 秒に達する落差の断層によって北西側の基盤が浅くなっている。この断層はかつてのリフト北西縁を限る東落ちの正断層であったと考えられるが、第四紀には西側が隆起するような逆断層として活動していると考えられる。そうだとすると、ここではかつての正断層が逆断層として再活動しているのではなく、正断層の近くでそれと逆傾斜する逆断層が活動したことになる。

新潟沖大陸棚では、今までに阿賀沖、阿賀沖北および岩船沖の油・ガス田が開発されている。

VI. 7 最上トラフ

最上トラフの構造は、新潟沖隆起帯の北部を境として、西側と東側とで異なる。西側は全体として西方に傾動しつつ沈降している堆積盆で、その中心は本図幅の西側に位置する（岡村ほか，1995）。そこでのトラフ西縁は佐渡海嶺東縁の逆断層によって限られる。トラフに堆積する両津沖層群は西側ほど層厚を増し、本図幅の西側では最大で1.4秒（往復走時）以上に達する。両津沖層群上部層はトラフ底にのみにほぼ水平に堆積しているが、下部層は下位の地層ほど西側への傾斜が大きくなり、また東側の斜面上部まで分布する（第10図 b, c）、東側斜面を覆う両津沖層群には幅約40kmにわたって斜面崩壊が生じており、トラフ底の東縁に沿って地滑り堆積物が分布している。その斜面下では両津沖層群と平瀬層群との間に顕著な不整合はない。平瀬層群は厚さ0.4-0.6秒で基盤を直接覆うが、斜面上部の新潟沖隆起帯に向かって厚さを増す傾向がある。また、その下の基盤は下部斜面では平滑な浸食面であるが、上部斜面の下では起伏に富んだやや不明瞭な反射を持つ。このことは、かつては下部斜面がより浅かったため浸食平坦化されたのに対して、上部斜面がより深かったため浸食されなかったことを示すと考えられる。

新潟沖隆起帯の東側の最上トラフは、北側を鳥海礁とそこから東北東に伸びる断層・褶曲帯に、東側を粟島隆起帯に囲まれている。両津沖層群はトラフ底の東よりの部分で最も厚く、最大層厚は1.4秒を超える。海底下0.5-0.6秒以下で反射面がやや不明瞭になる傾向があるが、全体に明瞭で連続性がよい反射面が発達する（第8図）。ただし、本図幅の北縁付近の酒田沖隆起帯の西側では、地滑り堆積物と考えられる乱堆積物状の反射が特に本層群の上部の地層で多く見られる。トラフ底には、埋没した海底谷が海底直下だけでなく海底下0.2-0.3秒付近まで観察されることがある（第8図）。両津沖層群と平瀬層群との境界は、トラフの東西両側の斜面上部でオンラップ不整合を示すが、斜面下部から最上トラフ底ではほぼ整合である。平瀬層群はやはりトラフ底のやや東よりで最大層厚を持つと考えられるが、その大部分は多重反射と重なるため、全体の厚さや地層の形態などは不明である。層内の反射面は両津沖層群に比較して不明瞭である。

トラフ底には断層や褶曲がほとんどなく、緩やかな盆地状の構造を示すが、トラフの陸側斜面には多くの小規模な断層・褶曲が発達している（第5, 8図）。そのほとんどが、東翼が西翼より急傾斜した非対称な背斜構造で東翼に逆断層を伴っている。それらの褶曲の振幅は0.4秒を超えることはない。

鳥海礁から東北東へ伸びる隆起帯は、南翼が北翼より急傾斜し南翼下に北傾斜の逆断層を伴う非対称な背斜構造である。背斜軸は右雁行（ミ型）しているように見えるが、その規模は鳥海礁に比較してかなり小さい（第9図）。この断層が東西圧縮に対して大きく斜行することから、左横ずれ成分をかなり持つと考えられ（Okamura *et al.*, 1995）、そのため垂直的な変位量が小さくなっているのであろう。この断層・褶曲帯は最上トラフ底を斜めに横断し、南側から供給される堆積をせき止めるダムの役割を果たしているため、その南側の最上トラフ底はほぼ水平に埋積されているのに対して、北側では急に200m以上深くなっている。

VII. 新潟地震および活構造

新潟地震は1964年6月16日に粟島南方を震源として発生した。マグニチュードは7.5で今世紀この付近で発生した地震としては最大である。余震域は粟島を中心として北東および南南西にそれぞれ40kmの範囲に広がっている(Abe, 1975; 草野・浜田, 1991)。地震によって粟島は最大で1.5m隆起し、西北西に0.3/1,000傾動した(Nakamura *et al.*, 1964)。メカニズムはWNW-ESE方向の圧縮応力による逆断層で、当初西傾斜の逆断層であると考えられていたが(Abe, 1975)、1983年に日本海東縁の新生海溝説(小林, 1983; 中村, 1983)が提出されて以来、東傾斜の低角逆断層でも説明可能であるという考えも提出された(Satake and Abe, 1983; Mori and Boyd, 1985)。それに対して、再決定された余震分布(草野・浜田, 1991)および活構造を含む地質構造(岡村ほか, 1994)から、はじめに考えられた西傾斜の高角逆断層説を支持する考えが、最近出されている。既に述べたように、粟島隆起帯の地質構造は西傾斜の逆断層が最終氷期以降も活動的であることを示しており、新潟地震も同じ断層が活動したと考えるのが妥当であろう。

粟島には隆起した海岸段丘がいくつか発達するが、そのうち最も顕著な最終間氷期に形成されたと考えられる牧平1面は20/1,000西北西に傾いている(太田ほか, 1988)。この傾動量は新潟地震時の傾動量の約67倍にあたることから、牧平1面が125,000年前に形成され、その後新潟地震と同規模の地震が67回発生したと解釈すると、平均的な地震の間隔は約1,900年となる(太田ほか, 1988)。また、岡村ほか(1994)は粟島南方で海底に露出する断層の活動周期を3,000年と推定したが、地震の発生周期はこれより短い可能性が高いと考えた。

VIII. 構造発達史

Okamura *et al.* (1995)は前期中新世以降の日本海東縁の変動を前期-中期中新世前期のリフト期、中期中新世のポストリフト期、鮮新世のプレインバージョン期および第四紀のインバージョン期の4つのステージに分けた。

リフト期には、日本海の拡大に伴って日本列島全体が伸張応力場になり、様々な大きさ・形態のリフトが形成された。本図幅内の新潟沖大陸棚から新潟平野の北部フォッサマグナに続く堆積盆は、日本海東縁域でも最大規模のリフトであったと考えられる。一方、鳥海礁と新潟沖隆起帯の北部には、幅10-20kmの比較的小規模なハーフグラベンが形成された。又、鳥海礁の北西側斜面や最上トラフ下にも盆地反転を起こしていないハーフグラベンがいくつか存在したと考えられる。それに対して、酒田沖隆起帯と新潟沖隆起帯の南部にはリフト期の堆積物が欠如しており、リフト期には相対的に高まりをなしていたと考えられる。鳥海礁の南東側にも同じようなかつての基盤の高まりが存在する。最上トラフから粟島隆起帯にかけては向瀬層群が分布しているのかどうかははっきりしない。そこは、ホルストではなかったようであるが、リフトの中心であったようにも見えない。粟島隆起帯の東側の羽越山地は、大きなホルストであったと考えられるが、その中にも小規模なハーフグラベンが形成されている

(Yamaji, 1990).

ポストリフト期には本海域の広い範囲が沈降し、平瀬層群が堆積した。この時期には顕著な断層や褶曲は形成されていない。しかしながらリフト期に形成された地形的な起伏はこの時期にはまだ残っていたため、平瀬層群はかつてのリフトで厚く、基盤の高まり上で薄く堆積している。

プレインバージョン期には、緩やかな圧縮に伴う変動が始まった。最も顕著な変動が鳥海礁の沈降である。同じような沈降は佐渡海嶺上の隆起帯にもいくつか確認されている (Okamura *et al.*, 1995)。また、新潟隆起帯の北部では小規模な背斜構造の成長が始まったと考えられる。この背斜は断続的ながら鳥海礁と南北方向に連なっているように見え、相互に何らかの関係があると考えられる。

インバージョン期には、圧縮応力が高まり逆断層の成長が始まった。鳥海礁や新潟沖隆起帯の中部ではかつての正断層が逆断層として再活動するようになり、それに伴って断層上盤の傾動隆起が始まった。正断層が西傾斜であったので、それらが逆断層として再活動して西への傾動地塊が形成された。しかしながら、新潟沖隆起帯の南部および酒田沖隆起帯はリフト期にも基盤の高まりであって、インバージョン期の隆起は新たな逆断層の形成によって生じた可能性が高い。粟島隆起帯はリフト期にリフトの一部であった可能性は高いが、最近活動している逆断層がかつての正断層であったのか、新たに形成されたのか不明である。粟島礁と新潟沖隆起帯の北部はほぼ対称な断面を持つ背斜構造であり、逆断層を伴っているという明確な証拠はない。また、鳥海礁では、再活動していないかつての正断層が存在する (第6図)。これらの逆断層の活動開始時期は、場所によって異なっている可能性が高い (Okamura *et al.*, 1995)。本図幅内の4つの隆起帯では、新潟沖隆起帯が角田瀬周辺を除いて、最近の隆起速度が低下しているように見える。それに対して、粟島礁および鳥海礁から東北東に伸びる断層の活動開始時期は、他の隆起帯に分布する断層のそれと比較して、活動の開始時期が新しいように見える。既に述べたように粟島隆起帯は、1964年の新潟地震の震源域にほぼ一致することから、現在も成長を続けている活構造である。同様に鳥海礁とその北東および西方に連続する断層および酒田沖隆起帯の東縁の断層も、音探断面で見ると粟島隆起帯と同程度の活動度を持つ活構造であると推定される。これらの活構造の地震発生ポテンシャルの推定にはより高分解能の音波探査を実施するとともに、地層の年代を決定するため数十メートルの深さのボーリングを活断層周辺で行う必要がある。

謝辞: 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。特に海洋地質部の片山 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。海洋地質部の湯浅真人課長および燃料資源部の徳橋秀一課長には初稿を読んでいただき、有益な助言を受けた。又、英文の abstract および図の説明については、科学技術庁特別研究員の S.R. Carlson 氏の添削を受けた。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ンノ化石を、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いただいた。海底地形図は地質情報センター地形情報課の宮崎純一技官が作成した。通商産業省資源エネルギー庁石油部開発課および石油公団にはマルチチャンネルの音探断面の公表を許可していただいた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

文 献

- Abe, K. (1975) Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *Jour. Phys. Earth*, vol.23, p.349-366.
- 阿子島 功・米地文夫・山野井 徹・田中伸幸・降幡和男 (1991) 土地分類基本調査「三瀬・温海」. 山形県企画調整部, 49p.
- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図, 第 3 版. 地質調査所.
- 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, vol.18, p.111-131.
- IGA Division V, Working Group 8 (1991) International Geomagnetic Reference Field, 1991 Revision. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol.43, p.1007-1012.
- 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.
- 池原 研・片山 肇・中嶋 健 (1994) 粟島周辺表層堆積図および同説明書. 海洋地質図, no.42, 地質調査所, 56p.
- 石川有三 (1994) 東アジアのテクトニクスと北海道南西沖地震. 月刊海洋, 号外 no.7, p.62-69.
- 岩淵義郎 (1968) 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研邦報, vol.66, p.1-76.
- 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.
- 加藤碩一 (1981) 粟島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 32p.
- Kato, H. (1992) Fossa Magna- A marked border region separating southwest and northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 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. 地学雑誌, 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—. 地学雑誌, 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, 地質調査所, p.230-236.
- 小林洋二 (1983) プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, vol.5, p.510-518.
- (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol.34, p.11-23.
- (1992) 重力探査. 物理探査基礎講座講習会テキスト. 物理探査学会編.
- ・石原丈実・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, no.13, 朝倉書店.
- 草野富二雄・浜田信生 (1991) 1964 年新潟地震の余震分布再調査結果について. 地震 2, vol.44, p.305-313.

- 三雲 健 (1990) 日本海東縁地域の地震活動とメカニズム. 地学雑誌, vol.99, p.18-31.
- 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.
- Mogi, A., Kawamura, B. and Iwabuchi, Y. (1964) Submarine crustal movement due to the Niigata Earthquake in 1964, in the environs of the Awa Shima Island, Japan Sea. *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol.10, p.180-186.
- Mori, J. and Boid, T. (1985) Seismological evidence indicating rupture along an eastward dipping fault plane for the 1964 Niigata, Japan Earthquake, *Jour. Phys. earth*, vol.33, p.227-240.
- 森尻理恵・山崎俊嗣 (1994) 交点コントロール手法を用いた日本海中部東縁部の海上地磁気異常図の作成. 海洋調査技術, vol.6, p.1-10.
- 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.
- Nakamura, K., Kasahara, K. and Matsuda, T. (1964) Tilting and uplift of an island, Awashima, near the epicentre of the Niigata Earthquake in 1964. *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol.10, p.172-179.
- 中嶋 健・片山 肇・池原 研 (1995) 佐渡島北方表層堆積図および同説明書. 海洋地質図, no.45, 地質調査所, 56p.
- 中塚 正 (1989) 空中磁気のシステム化について (II) —データ処理ソフトウェアシステム—. 地調月報, vol.40, p.99-111.
- 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・中村光一 (1995) 反転テクトニクス (inversion tectonics) あるいは盆地反転 (basin inversion) —日本海東縁における例を交えて—. 地球科学, vol.49, p.30-305.
- ・佐藤幹夫・宮崎純一 (1994) 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 2, vol.46, p.413-423.
- ・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) 佐渡島北方海底地質図説明書. 海洋地質図, no.46, 地質調査所, 43p.
- ・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.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M. (1995) Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, vol.4, p.166-181.
- 太田陽子・柏木修一・桜井一賀・池田 潤 (1988) 新潟県粟島海成段丘から見た地震隆起の累積に関する検討. 地学雑誌, vol.97, p.25-38.
- 桜井 操・佐藤任弘 (1971) 最上舟状海盆の地質構造と発達史. 地質学雑誌, vol.77, p.489-496.
- Satake, and Abe, K. (1983) A fault model for the Niigata, Japan, earthquake of June 16, 1964. *Jour. Phys. Earth*, vol.31, p.217-223.
- 佐藤任弘 (1971) 東北日本沿岸の海底調査. 地学雑誌, 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.
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol.99, p.22, 261-22, 274.
- 佐藤比呂志・山路 敦・石井武政 (1986) 島弧横断ルート no.22 (温海—鶴岡—尾花沢—松島), 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂.
- 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.
- 石油公団 (1988) 国内石油天然ガス基礎調査, 海上基礎物理探査「西津軽～新潟沖」調査報告書. 石油公団, 43p.
- 島津光男・斉藤常正・天野一男・大槻憲四郎・柳沢幸夫・山路 敦 (1986) 島弧横断ルート no.25 (荒川河ロー小国一手ノ子, 赤湯—白石—角田). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂.
- 角 靖夫・広島俊男・須田芳朗 (1990) 20 万分の 1 地質図幅「相川及び長岡の一部 (佐渡島). 地質調査所.
- ・笹田政克・広島俊男・駒沢正夫 (1985) 20 万分の 1 地質図幅「新潟. 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.* vol.39, p.269-365.
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) 日本海中部海域広域海底地質図 (100 万分の 1). 海洋地質図, no.15, 地質調査所.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. Jr. and Pisciotto (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.
- 田宮良一・神保 真・吉谷昭彦・栗野康夫・本田康夫・伊藤 修・柿崎正昭・小笠原正継・小倉幸男・名和時雄・西谷克彦・須藤新哉・鈴木雅宏・高橋静夫・上田幸雄・植松芳平・山形 理 (1973) 5 万分の 1 地質図「温海」及び同説明書. 山形県, 24p.
- 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.
- 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. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol.62, p.367-390.
- 津田禾粒・馬場一雄・永田 聡・神田 章・白井健裕・長谷川美行・田中公喜・渡辺哲夫・丸田 勇 (1972) 土地分類基本調査「中条」表層地質図および説明書. 新潟県, 18-21p.

- 津田千粒・白井健裕・長谷川美行・永田 聡・神田 章・小野雄司・馬場一雄・田中公喜・丸田 勇・
長野謙之進 (1973) 土地分類基本調査「新発田」表層地質図および説明書. 新潟県, 15-19p.
- 土谷信之 (1992) 中新世背弧リフティングと青沢玄武岩, 地球科学, vol.46, p.29-37.
- 土谷信之・大沢 ■・池辺 穰 (1984) 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅),
地質調査所, 77p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1982) 広域調査報告 羽越地域 I. 164p.
- 佃 為成 (1990) 北部フォッサマグナ地域の地震活動特性. 地学雑誌, vol.99, p.32-42.
- 植村 武 (1976) 越後第三系の褶曲区分. 新潟大地鉦研究報告, 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.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. *Tectonics*, vol.9,
p.365-378.
- 山路 敦・天野一男・大槻憲四郎・石井武政 (1986) 島弧横断ルート no.23 (粟島—温海—左保—天
童—作並—仙台). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂.

Marine Geology Map Series 47

EXPLANATORY NOTES

OF

GEOLOGICAL MAP OF THE VICINITY OF AWASHIMA

Yukinobu OKAMURA, Rie MORIJIRI, Nobuyuki TSUCHIYA and Mikio SATOH

Abstract

The marine geological map, "Vicinity of Awashima", covers an area located in the eastern margin of the Japan Sea. The Japan Sea was formed by back arc spreading mainly in the Early Miocene and is inferred to have begun underthrusting below the Japan Arc at the eastern margin of the Japan Sea at this time. The main geologic structures of the eastern margin of the Japan Sea including this map were formed by these tectonic movements, which are characterized by extensional tectonics in the Early Miocene and subsequent compressional deformation in the Quaternary.

The map is based mainly on the interpretation of single channel seismic profiles along mesh lines (total length of the profiling lines is about 2,800 km). Free air, Bouger and magnetic anomaly maps are based on gravity and geomagnetic measurement along the geophysical survey lines. The ages of the sedimentary sequences were determined by diatom fossil analysis of 7 sedimentary rocks collected by a rock corer and dredge in the map area and for more than 70 samples collected from the eastern margin of the Japan Sea.

Sea bottom topography of the map area is divided into shelf, the Mogami Trough and the Torimiguri Bank. The shelf is 20-50 km wide. Topographic swells, 10-20 km in width and less than 20 m in height, are generally developed along the outer margin of the shelf. Awashima Island is located on one of the swells. The Mogami Trough is 500-700 m in depth, 20-40 km wide and trends in the NE to NNE direction. A discontinuous channel, known as the Mogami deep sea channel, descends the shelf slope to the west of Awashima Island and extends northward on the floor to the Mogami Trough. The Torimiguri Bank is a NNE-trending minor ridge, about 20 km long and 10 km wide, in the Mogami Trough. The bank has a flat summit about 140 m deep, which is inferred to have been truncated by wave action during the last glacial age.

These sea-bottom topographic characteristics strongly reflect the geologic structure of this area, which is characterized by four major uplifts and two main basins. The uplifts are named as the Torimiguri Bank, Niigataoki Uplifts, Awashima Uplifts and Sakataoki Uplifts. The basins are located in the Mogami Trough and the inner shelf in the southern part of this area. These structures were formed in four major tectonic stages: the Early Miocene rift stage, Middle to Late Miocene post-rift stage, Late Miocene to Pliocene pre-inversion stage and Late Pliocene to Quaternary inversion stage.

During the rift stage, small-scale half grabens were formed under Torimiguri Bank and the northern part of the Niigataoki uplifts. The rifts trended in the NNE to ENE direction and their sizes vary 10-20 km in width and 30-50 km in length. In contrast, rifts under the shelf probably have larger dimensions, although their detailed structure is not clear. Syn-rift sediments, known as the Mukose Group, are divided into upper and lower formations. The lower formation is characterized by faint, discontinuous reflections, while the upper formation shows continuous reflections. The formations can be easily recognized in the half-grabens, because they show a wedge-shaped external form and divergent interior reflections. On the other hand, the Mukose Group is not clearly recognizable under the shelves, where the larger-scale rifts may have formed as a full graben. Here the Mukose group is inferred to show parallel reflections which are similar to the overlying Hirase Group. These rifts formed on basement rocks consisting of a Mesozoic subduction complex, metamorphic and granitic rocks and Paleogene to Early Miocene volcanic rocks.

The post-rift stage was a stable time, in which the rifted continental slope widely subsided. The pre-inversion stage was also stable, except for some half-grabens which subsided again. The Hirase Group includes the post-rift and pre-inversion sequences. The lower formation of the Hirase Group was deposited during the post-rift stage and consists of clear, continuous, parallel reflections. The upper formation of the group, which thicken on the Miocene rifts also has clear, continuous reflections and can be correlated to the pre-inversion stage. The thickness of the Hirase Group ranges from 0.2 s on horsts adjacent to rifts to 0.9 s in the Torimiguri Bank.

During the inversion stage, the four uplifts in the map area have grown due to movement along reverse faults and development of anticlines. In the Torimiguri bank and the northern part of the Niigataoki uplifts, the Miocene normal faults have been reactivated as reverse faults. The hanging wall of the faults, including the rift and post-rift sequences, have been uplifted forming, an asymmetric anticlinorium. These anticlinorium-accompanying reverse faults are widely observed as minor ridges in Sado Ridge and Mogami Trough. In contrast, reverse faults in the shelves (southern part of the Niigataoki Uplifts, Awashima Uplifts and Sakataoki Uplifts) are not always reversely reactivated normal faults as described above. The Mogami Trough and inner part of the shelf subsided during the inversion stage and have been filled by the Ryōtsu-oki Group. The group has a maximum thickness of 1.4 s in the Mogami Trough and decreases in thickness toward the flank of the uplifts, indicating that the group has been deposited during the growth of the uplifts. The northern part of the Niigataoki Uplifts is covered by the Ryotsu-oki Group, which shows little deformation structure, indicating that the growth of this part of the uplift is less active.

The 1964 Niigata earthquake occurred in the map area. The distribution of the earthquake aftershocks closely corresponds with the Awashima Uplifts, indicating that the uplifts have been growing recently. Other uplifts, except the northern part of the Niigataoki Uplifts, are also inferred to be active and have a potential for future earthquakes.

平成 8 年 3 月 23 日 印 刷

平成 8 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 嶋 村 満

印刷所 株 式 会 社 コ ー ム ラ

岐阜市三輪プリントピア 3

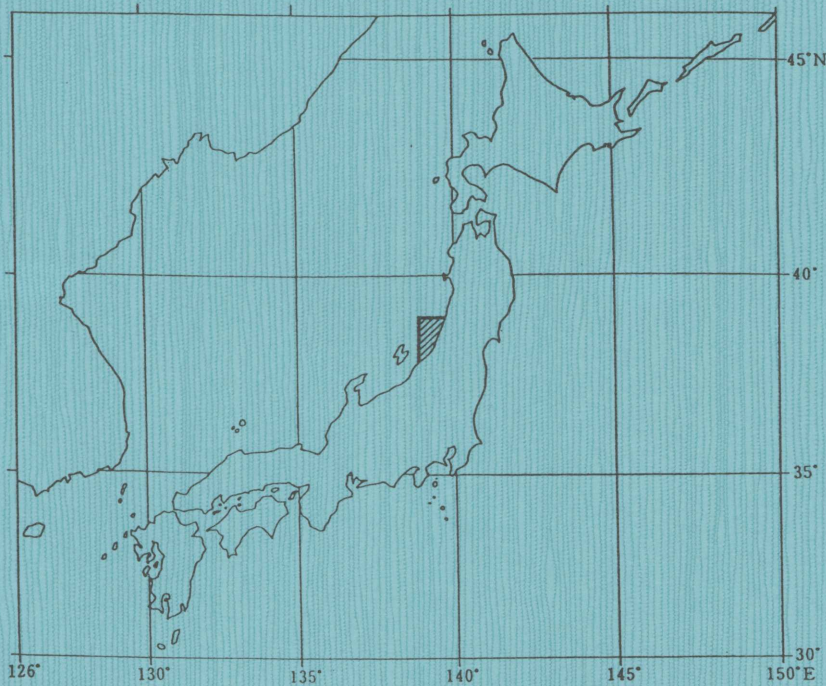
© 1996 Geological Survey of Japan

MARINE GEOLOGY MAP SERIES

47

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP
OF THE VICINITY OF AWASHIMA
1:20,000

Yukinobu OKAMURA, Rie MORIJIRI, Nobuyuki TSUCHIYA and Mikio SATOH



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

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

1996