

海洋地質図

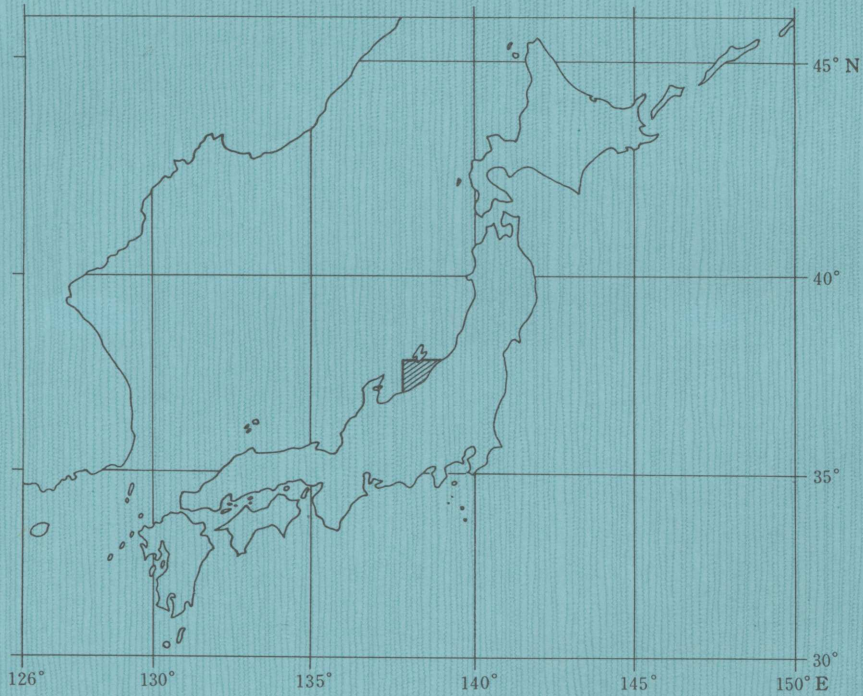
43

佐渡島南方海底地質図

説明書

1 : 200,000

岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫



平成 6 年

地質調査所

海 洋 地 質 図

43

佐 渡 島 南 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 6 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	1
III. 地質図域の海底地形	4
IV. 調査・解析方法	4
V. 海底地質	9
V. 1 地質概略	9
V. 2 地質構造	11
V. 3 音響基盤	17
V. 4 上越沖層	18
V. 5 佐渡海峡層群	18
V. 6 高田沖層群	19
VI. 陸上地質	20
VII. 構造発達史及び議論	21
文献	22
Abstract	24

佐渡島南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

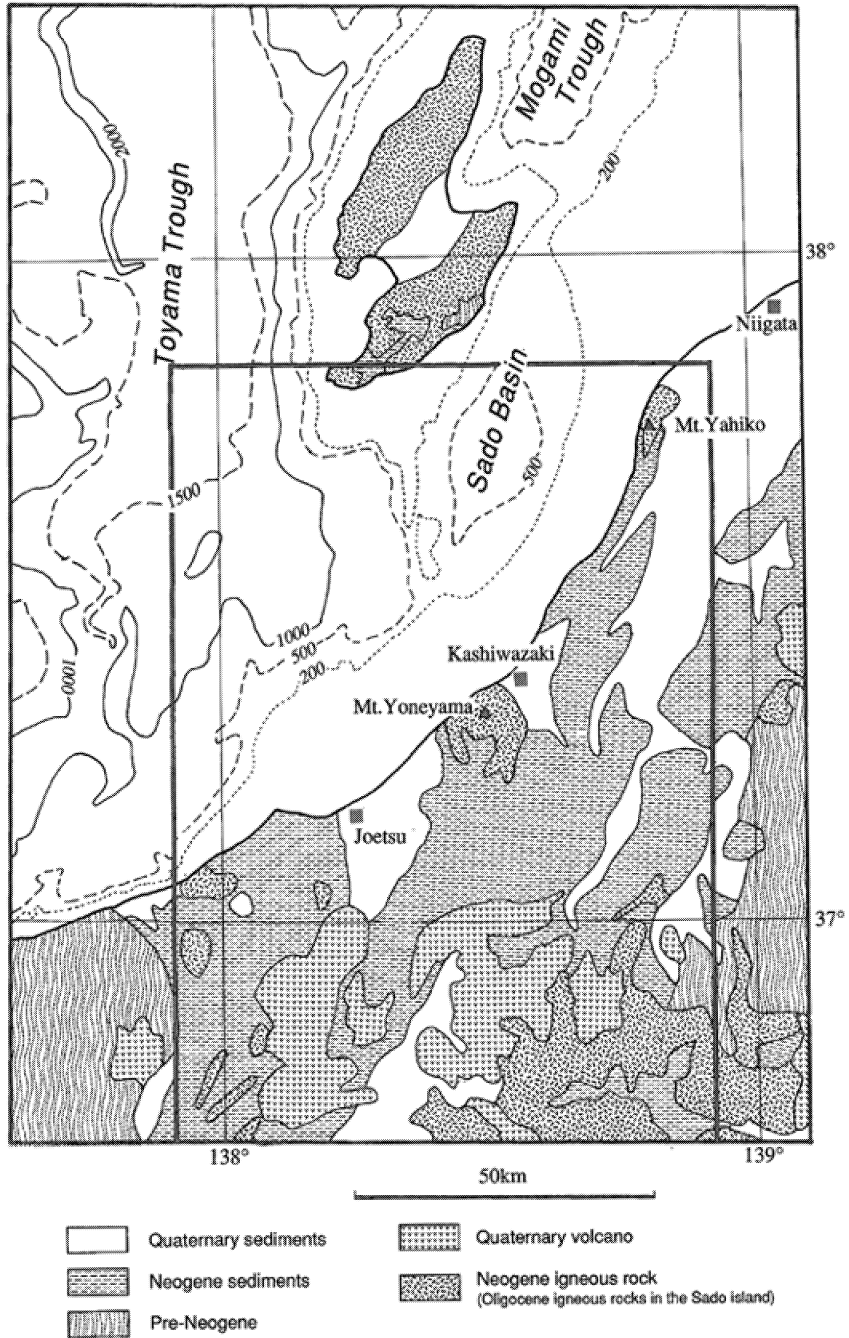
本地質図は工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」(平成元年-5年)の一環として、地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所有, 1831トン)を用いて行なわれたGH89-2(1989年5月22日-7月10日)およびGH90(1990年4月13日-5月22日)航海で得られた海底地質・地球物理学的データを主とし、GH88-2(1989年5月30日-7月18日), GH88-4(1989年9月8日-10月7日)およびGH92(1992年6月22日-7月31日)のデータも参考にして作成された。図幅範囲は海上保安庁水路部発行20万分の1大陸棚の海の基本図「佐渡島南方」(第6333号)と同じで、 $36^{\circ}40'N-37^{\circ}50'N$, $137^{\circ}55'E-138^{\circ}55'E$ である。ただし地質図の中に用いた海底地形の等深線は、主に上記の航海で得られた測深データを基に地質調査所地質情報センターの宮崎純一技官が作成したが、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)「佐渡島南方」、同じく沿岸の海の基本図(5万分の1)「佐渡海峡南部」(第6333-1号)、「柏崎」(第6333-5号)、「佐渡小木」(第6333-3号)、「直江津北方」(第6333-4号)、「糸魚川東部」(第6333-5号)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の珪藻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分析していただいた。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。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. 周辺の地形および地質

第1図に本図幅域周辺の海底地形と陸上の地質図を示したが、周囲には新第三紀以降の構造発達史が大きく異なる地質体が分布している。まず、本海域の南側の陸域は北部フォッサマグナに属し、火山岩

* 海洋地質部 **地質部

Keywords: Japan Sea, Fossa Magna, Neogene, Quaternary, back-arc basin, rift, reverse fault, deep sea canyon.



第1図 本図幅周辺の海底地形および陸上の地質 地質図は地質調査所(1992)、海底地形は海上保安庁(1998)より簡略化、等深線の単位はm.

Fig. 1 Bathymetric contour map and onshore geological map around the map area. The geology and bathymetric contours are simplified from Geological Survey of Japan (1992) and Maritime Safety Agency (1980) respectively. Contours in meter.

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が露出している (赤羽・加藤, 1989; Kato, 1992). 図幅の北側の佐渡島に露出する地層は主に前期中新世以前の火成岩類からなり, それを覆う中期中新世以降の地層は全体で数 100m と薄いうえ, 褶曲の発達も貧弱である (新潟県, 1989; 鹿野ほか, 1991). 本図幅から佐渡島の西側には, 水深 1000-1800m に達する富山トラフが南北方向にのびている. そこには厚い堆積物 (往復走時で 4 秒以上, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992) が分布するものの地層の変形はほとんど見られない. さらに本海域には接していないが, 南西方には飛騨山脈を中心とする古第三紀以前の基盤岩類が標高 3000m に達する山塊を形成している.

本図幅に面した本州沿岸には, 西から東へ西頸城山地, 高田平野, 米山, 西山丘陵そして弥彦山が日本海に面している. そこに分布する中期中新世以降の厚い堆積物は, 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いる (例えば Kato, 1992). それらの地層には鮮新世以降の E-W から NW-SE 方向の圧縮によって様々な褶曲構造が形成されている. それらの地質構造の特徴からいろいろな構造区分がされているが, 特に有名なものとして山下 (1970) が提唱した柏崎-銚子線がある. この構造線は新第三系を直接切るものではないが, その南西側と北東側で地質構造が異なっていることから, 基盤中の重要な境界であると考えられている. 構造線の南西側の頸城山地では, 全体に隆起して中中新統が広く露出する. そこに発達する褶曲は側方への連続性が悪い短軸褶曲であり, N-S から NE-SW 方向に湾曲した形態をもつことが多い. 一方, 柏崎-銚子線の北東側では隆起量が小さく, 標高の低い丘陵地帯を形成しており, 露出する地層も主に鮮新統である. そこに発達する褶曲は NNE-SSW 方向 (新潟方向と呼ばれる) に比較的長くのびる軸を持つ. 石油の産出は北東側で多く, 南西側で少ない. また, これらの褶曲構造の形成は南西側の西頸城地域では鮮新世から前期更新世にかけての期間で (猿丸フェーズ), 現在は成長が止まっていると考えられるのに対して, 北東側ではそれより新しく更新世になってから褶曲運動が始まったと考えられている (植村, 1976; 衣笠, 1990; Kato, 1992). この地域の第三系の層序は, 地域による違いは多少あるが, 基本的には前期中新世の基底礫岩に始まり, それを覆っていわゆるグリーンタフ・黒色泥岩が続き, 中期中新世になって厚いタービダイトが発達する. その後この海盆には後期中新世から鮮新世にかけてさまざまな堆積物が運搬され次第に浅くなっていった (Kato, 1992; 小林・立石, 1992).

佐渡島は, 2 列の北東方向にのびる比較的ゆるやかな山塊とその間の平野からなる. 山地には後期漸新世-前期中新世の陸上噴出の火山岩・火砕岩が広く分布している. 岩質としては安山岩質とデイサイト質のものが多く, 玄武岩質のものもある (新潟県, 1989, 鹿野ほか, 1991). 中期中新世以降は火成活動は弱まり, 海成の堆積岩類が火成岩類を不整合で覆う. 中期中新世以降の堆積岩の厚さは鮮新世までの地層を含めても 700m 以下で (鹿野ほか, 1991), その分布範囲も限られている. 例外的に中期中新世の小木玄武岩が小佐渡の南西端の小木半島に分布する.

富山トラフは佐渡島と能登半島の間を南北にのびる幅 20-50km, 長さ約 200km の凹地で, その南端で南西に折れ曲り富山湾に入る (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, そのトラフ底をさちに 200-800m 削り込んで富山深海長谷が発達している. トラフの周囲は急斜面となっているが, 特に佐渡島西方は比高 1500m に達する南北走向の直線的な急斜面となっている. トラフの南東側 (本州側) も急斜面となっていて, 多くの顕著な海底谷が発達する (桜井ほ

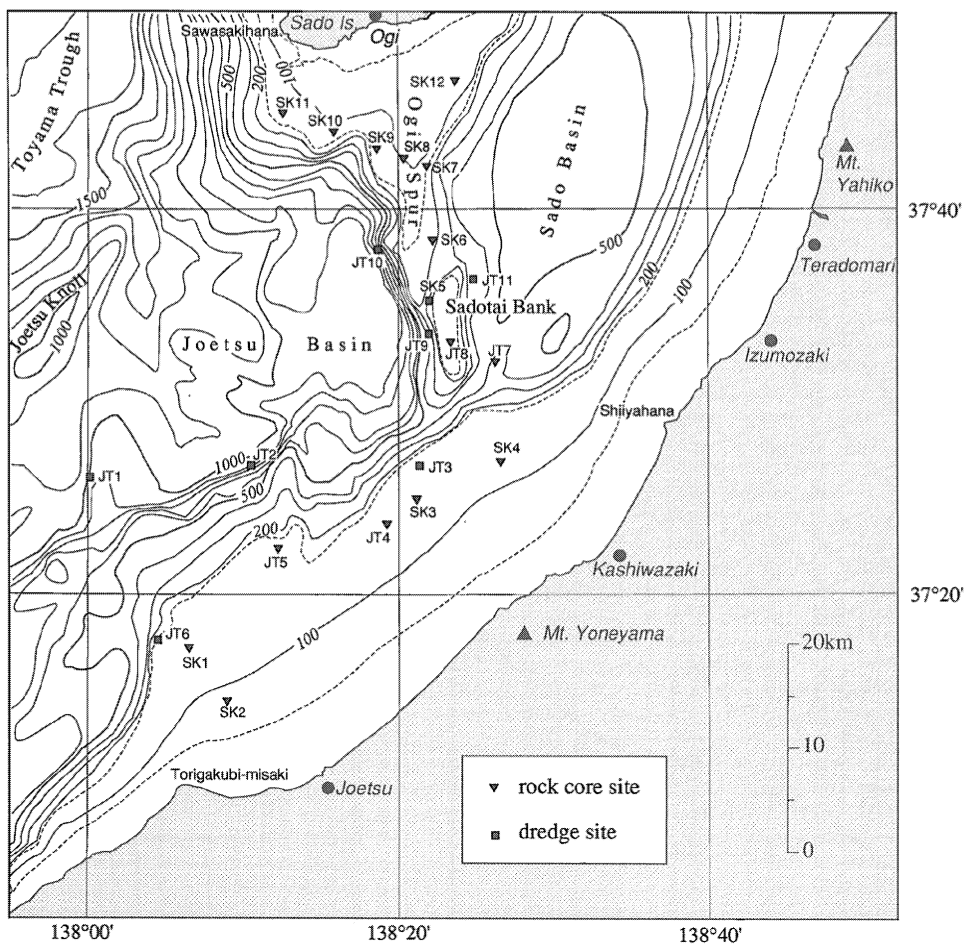
か,1972). トラフ下には最大で 4.7 秒, 平均 2.5-3.5 秒の厚さの堆積物が分布している (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992). 地殻の厚さはトラフの北部で約 15km, 佐渡島の南西方で約 20km で, 大陸性地殻と海洋性地殻の中間的な値をもつ (加藤ほか, 1990). トラフの西側と東側とでは大陸斜面の海底地形・地質構造が大きく異なっており, 日本海の地質構造を考える上でも最も重要な境界の 1 つである. 中村 (1983) は, 日本海東縁に新たに海溝ができつつあると提案し, その南への延長が富山トラフに入って, さらに陸上の糸魚川-静岡線につながると考えた. 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ンネルの音波探査を実施した. そして, 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つ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と考えた. また, 衣笠 (1990) も糸魚川-静岡線の北端部には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収束しつつあるとした, しかしながら, 本図幅を含むもう少し広い範囲で見た場合には地震活動は活発である (三雲, 1990).

III. 地質図域の海底地形

本図幅内の地形は, ほぼ中央付近を南北に伸びる小木海脚 (Ogi Spur) と佐渡堆 (Sadotai Bank) によって東部と西部に2分できる (第2図). 西部では, 富山トラフ東縁の急斜面が佐渡島の南側で東側広がって, 水深900-1200mのテラス状の海盆を形成している. 浅田ほか (1989) はこれを上越海盆 (Joetsu Basin) と呼んだ. この海盆の西縁には上越海丘 (Joetsu Klnoll) と呼ばれる水深 1000m 以浅の NNE 方向の高まりがある. 海盆内には海底谷が枝別れしつつ分布するが, それらはかなり埋積されていて, 堆積物の運搬・供給経路としては現在は活動していないと考えられる. 一方, 東部には NNE 方向に伸びる長さ約 55km, 幅 30km の佐渡海盆 (Sado Basin) が広がっている. 海盆底の水深はほぼ一定で約 520m である. これらの海盆の本州側および佐渡島側には大陸棚が発達する. 本州側の大陸棚は上越市から柏崎市の沖で幅 16-20km と広いが, その南西側の鳥谷首岬以南では幅 5km 以下と急に狭くなって, 不明瞭になる. また, 柏崎の北東の椎谷鼻以北の大陸棚も幅が 8-10km となる. 佐渡側の大陸棚は, 小木町を含む約 15km の海岸線の沖で 8-12km の幅を持ち比較的広い. 特に, 東経 138° 21' 付近では小木海脚となって南へのびている. 佐渡堆はこの南側に発達する高まりで南北約 12km, 幅 5km の大きさを持つ. 小木海脚および佐渡堆の西側斜面 (上越海盆側) は比高 700m 以上の急崖になっていて, 山頂には侵食平坦面が発達している. これらの大陸棚の外縁水深は 120-140m であるが, 佐渡海盆の本州側では約 150m と少し深くなり, 逆に佐渡海盆の佐渡島側では約 100m と浅くなる. また小木海脚上には, 水深 140-180m に達する深い侵食面が形成されている.

IV. 調査・解析方法

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プロファイルの解析に基づき, ロックコアラー及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分析結果および 3.5kHz 地

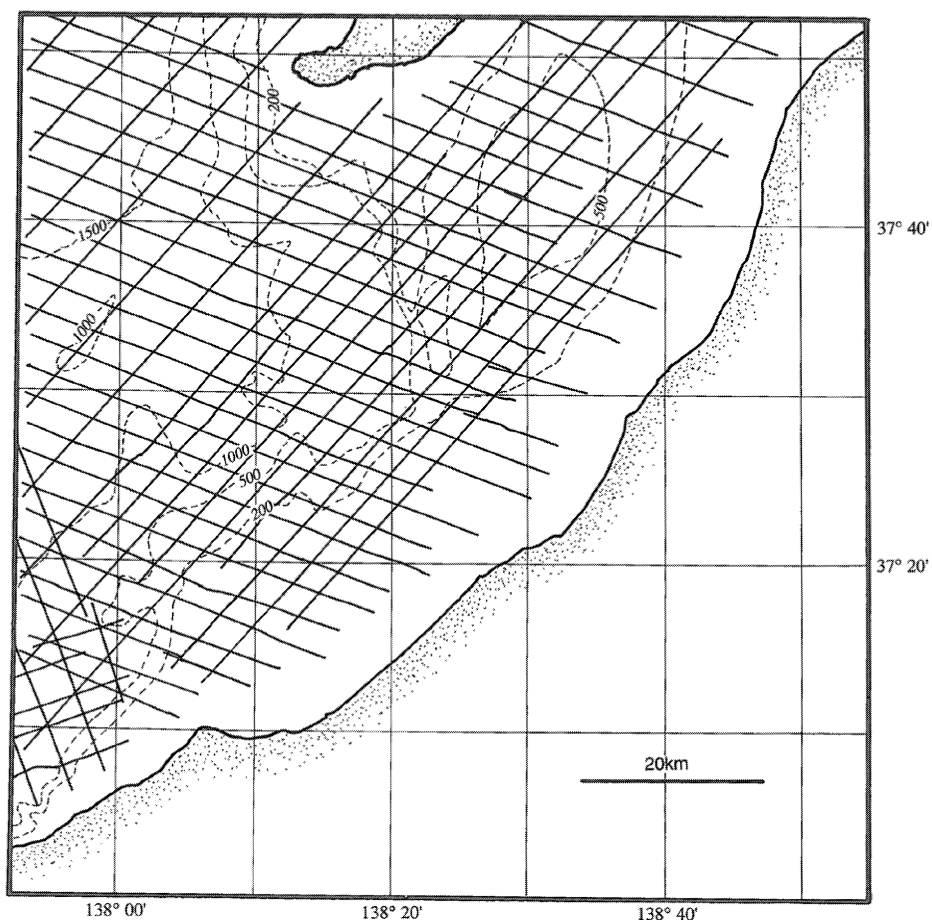


第2図 本海域の海底地形および海底試料採取地点（等深線の単位は m、海底の等深線は宮崎純一技官による。）

Fig.2 Detailed bathymetric contour map of the map area and locations of sea-bottom samples. Contours in meter. Bathymetric contours are drawn by J. Miyazaki.

層探査装置（以下 3.5kHzSBP 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およびフリーエア重力異常図は音波探査と同時にやった地磁気・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第3図に示したように、WNW 方向および NE 方向に 1.6-3.3 マイル（約 3-6km）間隔で実施した。また、図幅の西縁部では、1988 年に取得した NNW 方向の約 2 マイル（約 3.7km）間隔、ENE 方向の約 3 マイル（約 5.5km）間隔の測線のデータも参考にしている。本図幅内での上記測線の総延長は約 1300 マイル（約 2400km）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 後方で曳航した 100 ケ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、おおよそ 30-400Hz および 40-400Hz のバン



第3図 白嶺丸で行った本海域内の地球物理探査測線

Fig. 3 Seismic and geophysical survey lines in the map area by R/V Hakureimaru.

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秒及び2秒スキャンの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、原則として不整合を基準として層序区分を行なった。3.5kHz SBPはRaytheon社製のトランシーバー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。3.5kHz 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、海底下の構造がほとんど見えない。

音波探査及び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なった(渡辺ほか, 投稿中)。大陸棚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)を崖などの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15点、ドレッジで8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11

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 samples (described by H. Katayama and T. Nakajima) Positions of dredge sites indicate the first hit and the last lift off by the upper line and the lower lines respectively.

local no.	station no.	sample no.	latitude	longitude	water depth	description
JT-1	6978	D1083	37° 25.95' 37° 25.81'	137° 59.99' 138° 0.57'	961m 898m	Dark olive gray clay.
JT-2	6979	D1084	37° 26.54' 37° 26.54'	138° 10.48' 138° 10.6'	661m 623m	Rounded pebbles of volcanic rock, olive gray clay.
JT-3	6980	D1085	37° 26.59' 37° 26.47'	138° 21.32' 138° 21.41'	110m 110m	Sub-angular hard mudstones (max.18cm), sub-angular fragile mudstones.
JT-4	6981	RC618	37° 23.61'	138° 19.24'	115m	Olive black muddy fine sand (0-13cm) / dark olive gray semi-consolidated silt (13-55cm).
JT-5	6982	RC619	37° 22.38'	138° 12.26'	129m	Dark olive gray fine sand (0-2cm) / dark olive gray semi-consolidated silt (2-91cm).
JT-6	6983	D1086	37° 17.66' 37° 17.62'	138° 04.52' 138° 04.72'	117m 116m	Angular hard mudstones (max.53cm) and angular laminated siltstones. Rounded pebbles of volcanic rock.
JT-7	6984	RC620	37° 32.1'	138° 26.29'	393m	Dark olive gray sandy silt with sand layers and patches.
JT-8	6985	RC621	37° 33.08'	138° 23.4'	119m	Olive black muddy medium sand (0-5cm) / olive gray semi-consolidated silt with many sand layers (5-81cm).
JT-9	6986	D1087	37° 33.37' 37° 33.27'	138° 21.88' 138° 22.21'	315m 263m	Angular tuffaceous sandstones (max.24cm), pebbly mudstones, mudstones (max.13cm) and tuff (max.15cm).
JT-10	6987	D1088	37° 38.0' 37° 37.85'	138° 18.62' 138° 19.26'	618m 486m	Angular rock fragments of altered basalt, basaltic tuff breccia and altered andesite.
JT-11	6988	D1089	37° 36.38' 37° 36.39'	138° 24.96' 138° 24.84'	263m 199m	Fresh andesites, angular calcareous sandstones and mudstones (max.6cm). Rounded pebbles of volcanic rock and sandstone.
SK-1	7780	RC666	37° 17.24'	138° 06.53'	122m	Dark greenish gray coarse sand (0-26cm) / dark greenish gray semi-consolidated clay (26-76cm) / olive gray to greenish gray mudstone (76-93cm).
SK-2	7781	RC667	37° 14.55'	138° 09.0'	86m	Greenish gray to dark greenish gray medium sand (0-78cm) / granule and olive black clay (78-93cm) / olive gray siltstone, intercalated with a sand layer (93-127cm)
SK-3	7782	RC668	37° 25.0'	138° 21.2'	105m	Dark greenish gray muddy medium sand (0-2cm) / dark olive gray mudstone, intercalated with a tephra layer (2-71cm)
SK-4	7783	RC669	37° 26.88'	138° 26.57'	107m	Brownish black medium sand (0-2cm) / dark greenish gray medium sand (2-55cm) / dark olive gray, poorly sorted, coarse sand (55-72cm)
SK-5	7784	RC670	37° 35.31'	138° 21.97'	212m	Dark olive gray, well sorted, fine sand (0-2cm) / greenish gray, well sorted, fine sand (2-22cm).
SK-6	7785	RC671	37° 38.5'	138° 22.18'	185m	Dark olive gray medium sand (0-12cm) / dark greenish gray medium sand (12-18cm) / greenish gray muddy medium sand (18-31cm) / dark greenish gray coarse to medium sand (31-76cm).
SK-7	7786	RC672	37° 42.27'	138° 21.82'	106m	Dark greenish gray coarse sand (0-2cm) / greenish gray pebbly coarse sand (2-49cm) / greenish black granule (49-55cm) / greenish gray granular coarse sand (55-71cm).
SK-8	7787	RC673	37° 42.59'	138° 20.32'	100m	Greenish gray coarse sand (0-3cm) / dark olive gray to dark greenish gray very fine sandstone (3-29cm).
SK-9	7790	RC676	37° 43.09'	138° 18.58'	120m	Dark olive gray fine sand, intercalated with a shell bed (0-40cm).
SK-10	7789	RC675	37° 44.0'	138° 15.86'	101m	Dark olive gray pebbly sand, containing shell fragments (0-26cm) / dark greenish gray mudstone (26-57cm).
SK-11	7788	RC674	37° 44.91'	138° 12.55'	129m	Dark olive gray medium sand (0-5cm) / dark greenish gray granule (5-36cm) / greenish gray to olive gray semi-consolidated silt with a laminated part (36-166cm).
SK-12	7791	RC677	37° 46.71'	138° 23.76'	85m	Dark greenish gray pebbly medium sand (0-46cm) / muddy pebble (46-57cm).

点である。それらについてすべて珪藻化石分析を行なったが、年代を決めることができたのは4点だけであった(第2表)(渡辺ほか, 1994)。

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 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分づ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±3mgal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の200×200のグリッド値を計

第2表 本海域で得られた珪藻化石の年代 (渡辺ほか(投稿中)より一部変更) カッコ内のサンプル番号は本図幅以北で得られた珪藻化石

Table 2 Age of diatom fossiles collected in this map area (Modified from Watanabe et al. (1991)). Sample no. in the parentheses indicates diatom fossiles obtained to the north of this map area.

(Ma)	Diatom Zone	Sample No.	
0	<i>Neodenticula seminae</i>		
	<i>Simonseniella curvirostris</i>	SK11 (JT50, JT51, JT85, JT90, JT120)	
	<i>Actinocyclus oculatus</i>		
	<i>Neodenticula koizumii</i>	SK3 (JT30, JT60, JT66, JT89, JT122, JT124, HJ6, TR2) JT8 (JT17, JT58, MO1, 245, 259)	
	<i>Neodenticula koizumii</i>		
	<i>Neodenticula kamschatica</i>	(JT78, JT91, TB1, 389)	
	5	<i>Neodenticula kamschatica</i>	(JT35, JT53, JT63, JT67, JT79, JT81, JT95, JT114, JT119, JT125, HJ2~5, 266, 272, 348) SK10 (JT26, JT56, JT80, JT100, JT103, 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)
10	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	(JT70, JT107 (Upper part)) -- (JT94, MK1 (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)	

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。このグリット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、図幅の範囲より約60km外側までの地形グリッドデータを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計算す、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/cm³を用いた。

陸域の重力異常図については駒澤ほか(1992)および広島ほか(1993)の重力図の基となったデータの提

供を受けた。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、周辺に矛盾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繋がらないことがある。

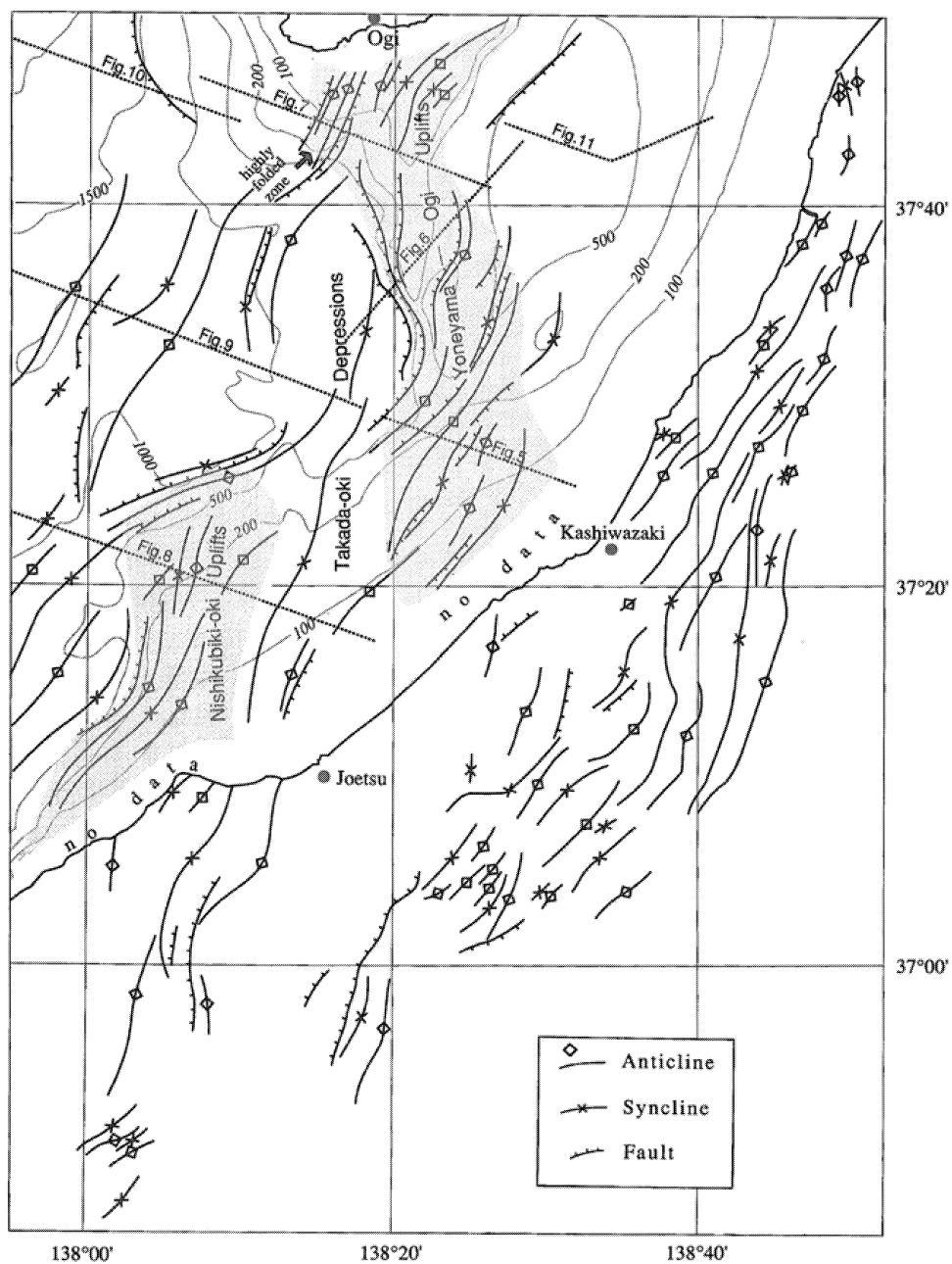
V. 海 底 地 質

V. 1 地質概略

本海域では、石油探鉱の目的で地震探査や試錐などが実施されている(石油技術協会, 1993;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)。地震探査の解析から推定される堆積物の厚さについてはいくつかの値が発表されているが、富山トラフ南部で平均3.5秒, 最大4.5秒(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)に達する。また、佐渡海盆でも最大で4.0秒以上の地層が分布するとされている(鈴木, 1989)。一方、小川・石和田(1976)は上越沖に広く正の磁気異常が発達することから、ここではグリーンタフ活動が弱く深成岩が広く第三系の基盤をなしていると推定した。本州側の上越沖・柏崎沖および佐渡海盆では石油探鉱のための基礎試錐が実施されており、4000m前後の新第三系と基盤をなすグリーンタフ相当層が得られている(石油技術協会, 1993)、それらの層序は、大局的には北部フォッサマグナに分布する新第三系に良く似ている。

本海域に分布する厚さ4000m前後の新第三系は音波探査プロファイル上では往復走時で3.5-4.0秒以上の厚さになるが(鈴木, 1989)、本図幅の調査のために行ったシングルチャンネルの音波探査プロファイルでは、最大で海底下2秒程度の深さの堆積物しか観察できない。特に大陸棚では多重反射が重なるため海底下1秒程度の観察がせいぜいである。また、ドレッジやロックコアラーによって得られるのは海底に露出している岩石だけで、今回の調査で得られた岩石の年代は後期中新世から鮮新世であった。本海底地質図はこのような海底表層-浅所のデータを基に作成されたので、主に鮮新世より新しい地層の分布と構造を示したものである。

シングルチャンネルのプロファイル上で見える地層は上下2つに区分した。上位の地層は第四系で佐渡海盆に分布するものを佐渡海峡層群と呼び、佐渡堆の西側に分布するものを高田沖層群と呼ぶ。下位の地層は主に鮮新統からなる新第三系で上越沖層群と呼ぶ。上越沖層群は褶曲構造内でも層厚がほぼ一定しているのに対して、佐渡海峡層群および高田沖層群は向斜で厚く、背斜で薄くなる特徴を持つ。富山トラフの東縁や褶曲帯では、上越沖層群と上位の第四系の境界は軽微なオンラップ不整合であることが多いが、地層の傾斜がゆるやかなところではほとんど整合的に重なり、両層群の境界は必ずしも明瞭な不整合ではない。また、富山トラフから上越海盆、上越沖から柏崎沖の大陸棚、佐渡島南方の大陸棚



第4図 地質構造図 断層・褶曲は2つの隆起帯のなかで密に発達し、高田沖沈降帯および上越海盆で間隔が広がる。佐渡海盆および富山トラフには断層・褶曲はない。

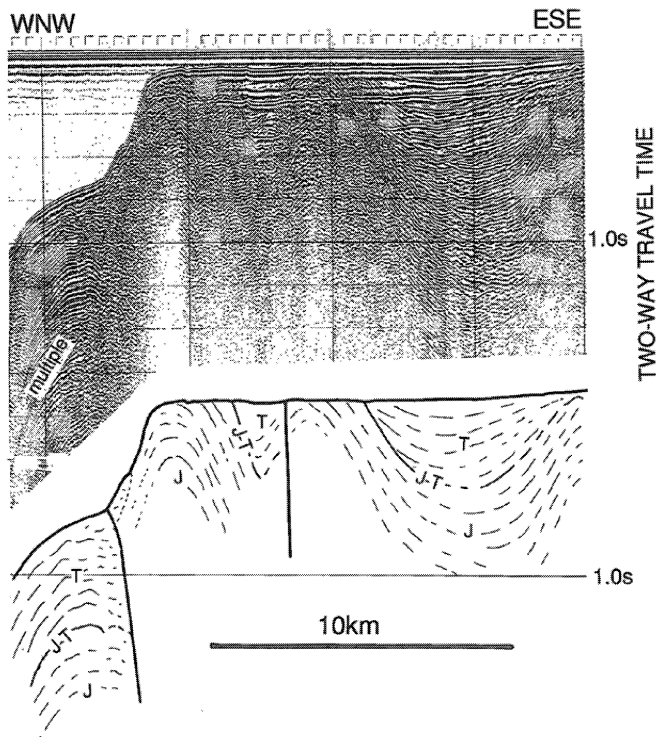
Fig.4 Structural map of the map area. Folds and faults are dense in the two uplifts, and sparse in the Takadaoki depressions and the Joetsu Basin. No fold and fault exist in the Sado Basin and the Toyama Trough.

そして佐渡海盆の間で顕著な断層や構造的不連続があって、境界である反射面の追跡が困難である。このため、これら4区域の間では必ずしも同時面を層序区分の境界としていない可能性がある。音響基盤は小木海脚から佐渡堆の西側斜面および佐渡島小木の南西沖に認められるだけである。

V. 2 地質構造

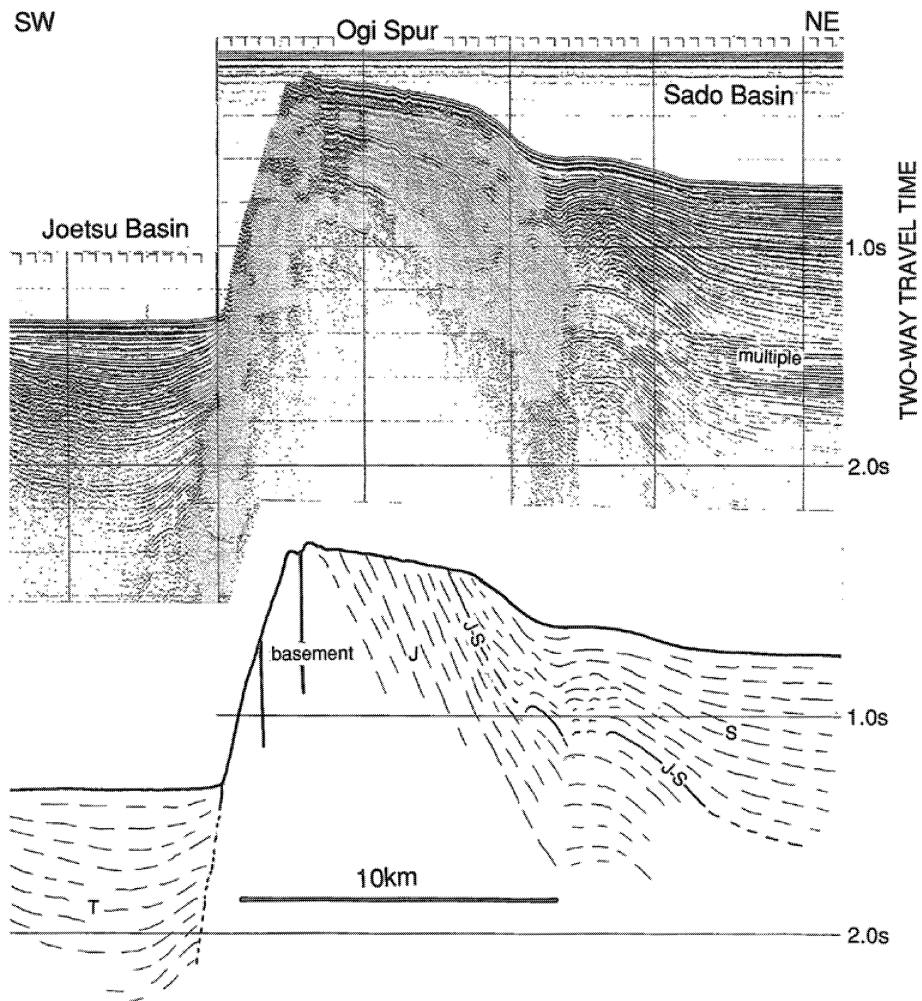
本海域は褶曲構造の発達程度から、強褶曲帯、弱褶曲帯および無褶曲帯に区分できる。

強褶曲帯では波長が3-6kmで、地層の傾斜は 10° を越え、背斜軸や断層付近ではしばしば 20° 以上の傾斜のため反射面が見えなくなる。この褶曲帯は柏崎市沖より南西側の大陸棚と佐渡堆そして佐渡島南側の大陸棚に発達し、隆起帯を形成している。特に柏崎の南西の米山鼻から佐渡堆・小木海脚を通して小木沖まで連続的に褶曲が発達するゾーンを米山-小木隆起帯 (Yonayama-Ogi Uplifts) と呼ぶ (第4図)。一方、鳥ヶ首岬の沖でも褶曲帯が北側へ張出しており、これを西頸城沖隆起帯 (Nishikubiki-oki Uplifts) と呼ぶ。どちらの隆起帯もNE-SWからN-S方向の軸を持つ背斜構造が犁型に雁行配列している。



第5図 柏崎沖の大陸棚から斜面の音波探査プロフィール
北西翼が急斜面の非対称な背斜構造が発達している。J: 上越沖層群, T: 高田沖層群, J-T: 上越沖および高田沖両層群の境界。位置は第4図に示した。

Fig. 5 Seismic profile of the shelf and upper slope offshore of Kashiwazaki.
Anticlines show north-west-vergent asymmetric profile. J: Joetsuoki Group, T: Takadaoiki Group, J-T: boundary between the Joetsuoki and Takadaoiki Groups. See Fig.4 for location.

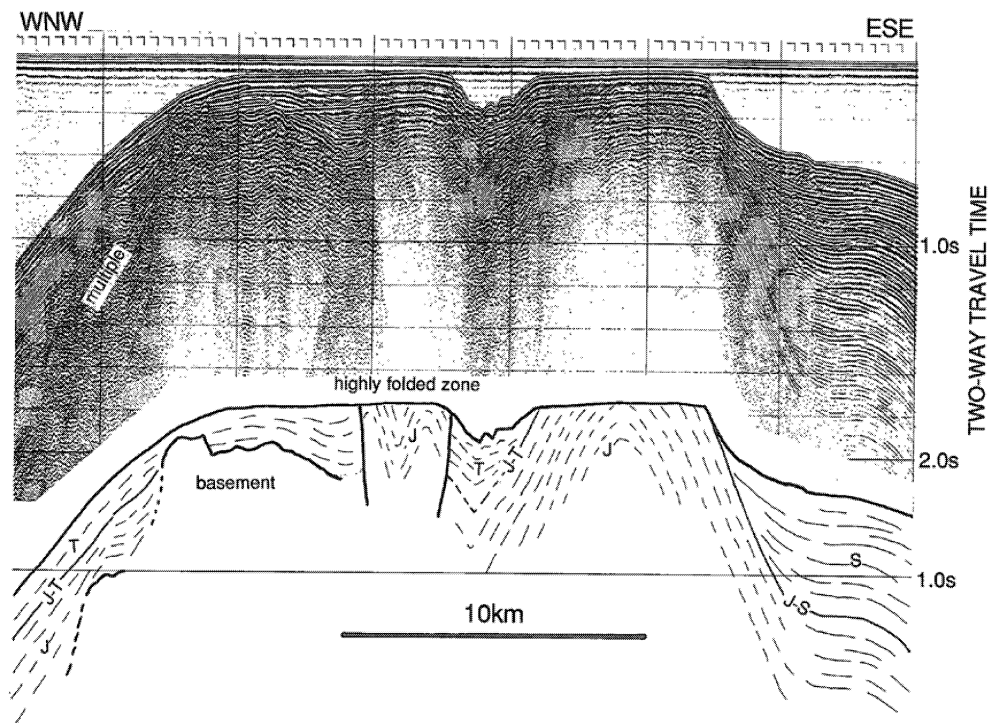


第6図 小木海脚を横断するプロファイル

小木海脚は東側への傾動隆起地塊で上越沖層群からなり、その西側斜面には音響基盤が露出する。山頂には傾動した侵食平坦面が発達するが、その深度は180mに達することから、最近では沈降しているかもしれない。佐渡海盆および上越海盆にはそれぞれ変形の弱い、ほぼ水平な佐渡海峡層群および高田沖層群が分布する。S: 佐渡海峡層群, J-S: 上越沖および佐渡海峡両層群の境界, 位置は第4図に示した。

Fig. 6 Seismic profile of the Ogi spur.

The Ogi spur is a uplifted, eastward tilted block composed of the Joetsu Group, and acoustic basement is exposed along the western slope of the Ogi Spur. The summit of the spur is tilted erosional terrace. The water depth of the terrace attains up to 180 m, suggesting recent subsidence of the spur. The Sado and Joetsu Basins are underlain by the slightly deformed, nearly horizontal Sadokaikyo and Takadaoki Group. S: Sadokaikyo Group, J-S: boundary between the Sadokaikyo and Joetsu Group. See Fig.4 for location.



第7図 佐渡島南方の大陸棚の音波探査プロファイル

西から東に、基盤の高まりとそれを覆う弱く変形した堆積物、上越沖層群からなる強い褶曲帯および上越沖層群の緩やかな背斜構造が並んでいる。位置は第4図に示した。

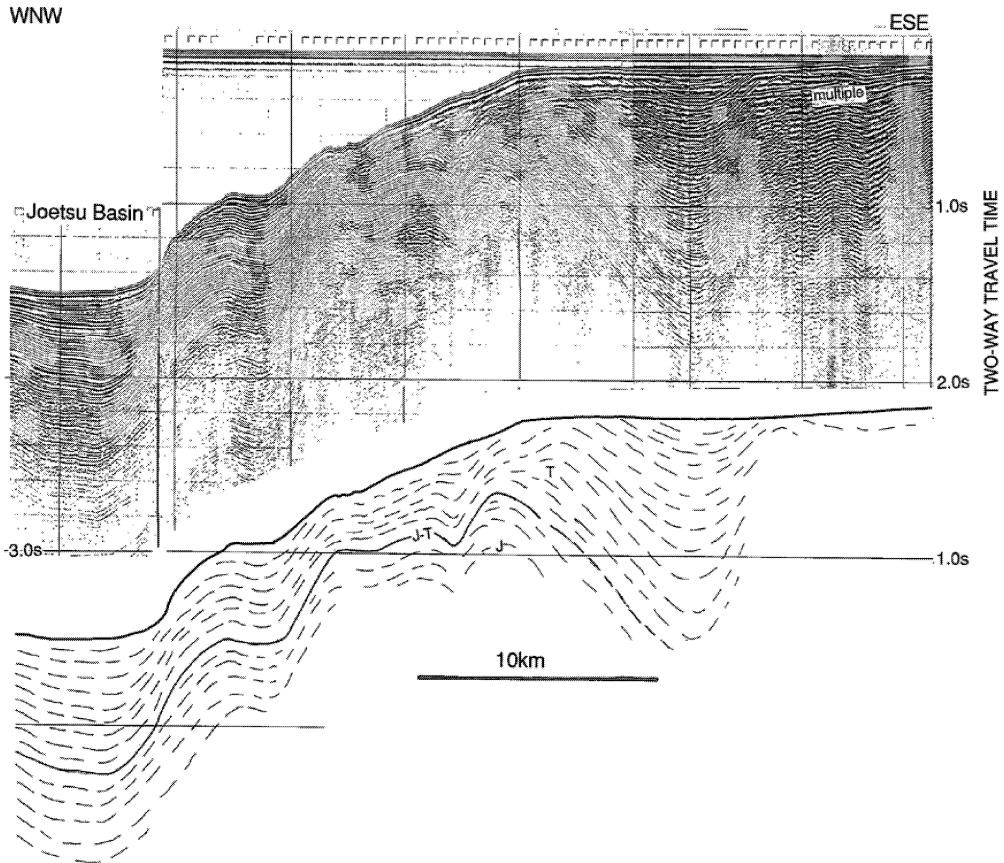
Fig. 7 Seismic profile of the shelf to the south of the Sado Island.

The shelf is underlain by basement high covered by weakly deformed sediments, the highly folded Joetsuoki Group and an open anticline composed of the Joetsuoki Group from west to east. See Fig.4 for location.

背斜は一般にその北西側の翼が急傾斜でしばしば北西落ちの断層で切られる(第5図)。特に佐渡堆と佐渡海脚は著しい非対称性を持ち、場所によっては西側を断層で切れ東への単斜構造からなる傾動隆起地塊となっている(第6図)。石油探査のデータを基に作成された柏崎および直江津から沖合の地質断面図でも、東傾斜の逆断層を伴った北西フェルゲンツの背斜群が描かれている(天然ガス協会・大陸棚石油開発協会, 1992)。佐渡島の南側の褶曲帯の大部分も米山-小木隆起帯の北方連続と見なせるが、その西縁には幅約3kmの特に強く褶曲して反射面がはっきり見えないゾーンがNNE-SSW方向に伸びる(第7図, highly folded zone)。この特に強い褶曲帯は東西両側が断層で切られていて、その西側には基盤の高まりとそれを不整合で覆う弱変形の高田沖層群が分布している。この強い褶曲帯の北方延長は佐渡島の小木から北に続く中部中新統の分布する沈降帯につながる。

一方、米山-小木隆起帯と西頸城沖隆起帯の間および上越海盆には弱褶曲帯が広がる(第4図)。そこに分布する褶曲はNNE-SSW方向の軸を持ち、波長は7-15kmで地層の傾斜は断層の近傍を除いて7°以上に達することはない。米山-小木隆起帯と西頸城沖隆起帯の間から上越海盆の東縁まで、大きな向斜構造が雁行状に南北に連なり、幅15km以上、長さ40km以上の大きな沈降帯を形成している。この

沈降帯は高田平野の北方延長と見ることができるので高田沖沈降帯 (Takada-oki Depressions) と呼ぶ。沈降帯の中には厚さ 1.2 秒以上の第四系が堆積している (第 8 図)。上越海盆の中の褶曲は非対称な断面を持ち、傾斜の急な翼に断層が発達することがある (第 9 図)。ここでは、北西翼の方が急傾斜な場合と南東翼の方が急傾斜な場合がある。上越海丘もそのような背斜構造の一つであるが、その南部から中部では南東翼の方が急傾斜で南東落ちの断層が見られるのに対して、北部では北西翼の方が急傾斜で、北西落ちの断層が形成されている。加藤ほか(1990)で報告されている富山トラフ東縁の断層はこれであるが、南北方向の連続は 5km 以下と考えられ、地質図には表現していない。上越海丘の西側は富山トラフになる。トラフ内には断層・褶曲がほとんど見られず無褶曲帯となっているが、佐渡島の西側のトラフの東縁では新しい西落ちの断層が発達する (第 10 図)。その断層の南端が本図幅内にも見られるが、

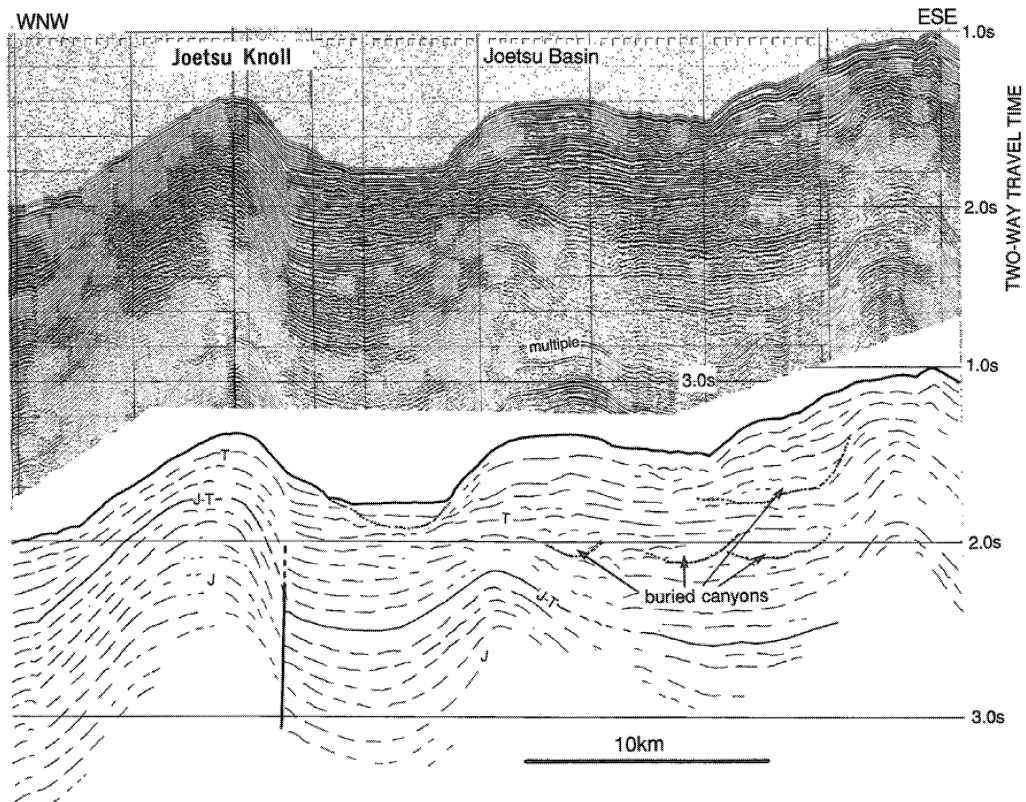


第 8 図 上越沖の大陸棚から上越海盆の音波探査プロフィール
大陸棚には高田沖沈降帯の大きな向斜構造が発達していて、厚い高田沖層群が堆積している。
位置は第 4 図に示した。

Fig.8 Seismic profile of the shelf and Joetsu Basin offshore of Joetsu.
The shelf is underline by large-scale syncline in the Takada-oki Depressions
filled by the thick Takadaoki Group. See Fig.4 for location.

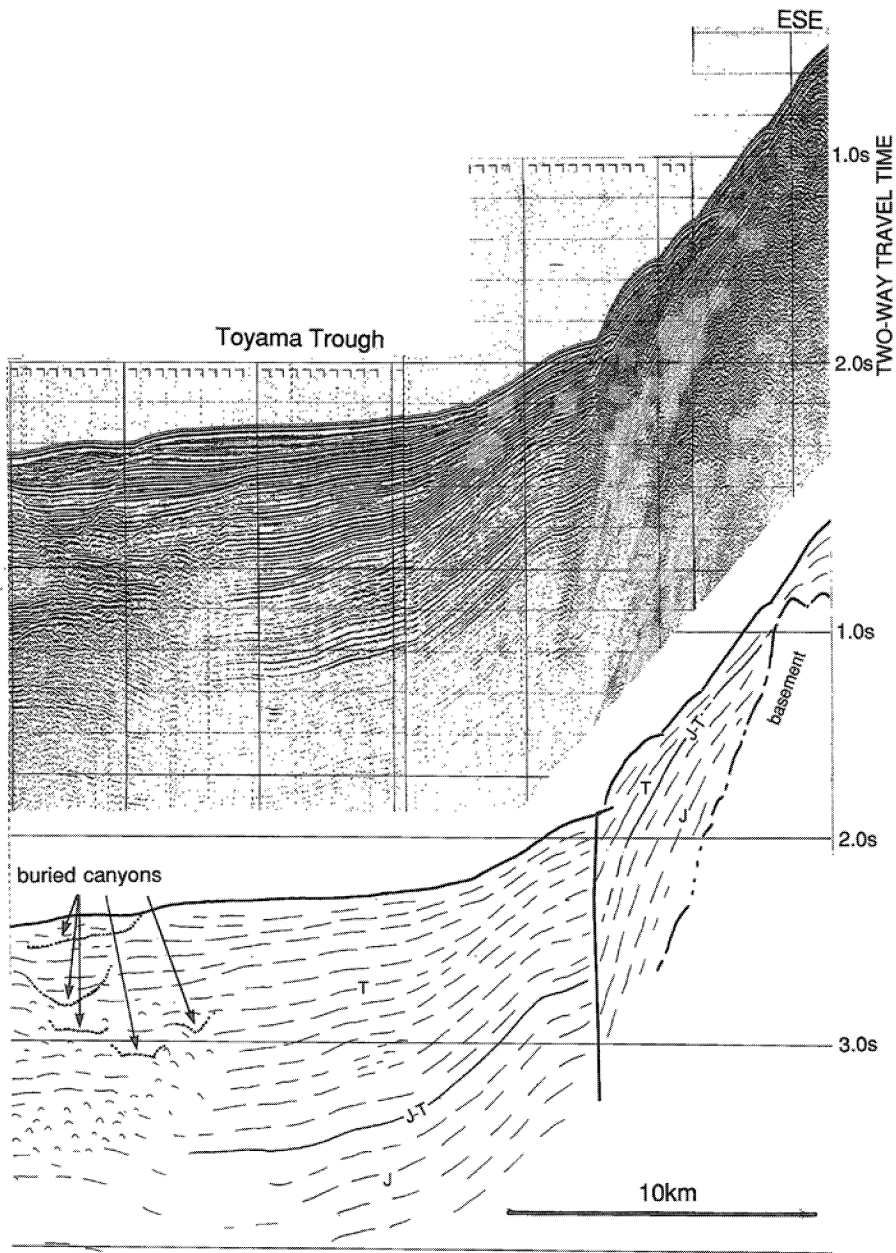
上越海盆の北端で次第に東側へ湾曲しつつ消滅する。

米山-小木隆起帯の東に広がる佐渡海盆はその北西縁を除いて変形構造がほとんど見られず、海盆底下にはほぼ水平な地層が厚く分布する(第11図)。マルチチャンネルのプロファイルでも、深部の堆積層の変形はほとんどない(加藤ほか, 1990)。この佐渡海盆の無褶曲帯と米山-小木隆起帯との境界域は、柏崎-銚子線の北方延長にはほぼ相当すると考えられる。この線に沿って褶曲軸がNE-SWからN-S方向に湾曲しているのが、陸上および海域の両方で観察できる。佐渡海盆の本州側は音波の透過度が低いため詳しい構造はわからないが、海盆底から少なくとも陸棚の外側付近まで断層・褶曲は全く分布せず、佐渡海峡層群の基底は陸側に向かってほぼ同じ深度で連続するか、わずかに深くなるように見えることもある。



第9図 上越海盆から上越海丘の音波探査プロフィール
高田沖層群は、層厚は変化しつつも海嶺から海盆まで広く覆う。上越海盆では埋没した海底谷が多く発達し、その周辺では反射面の連続性も悪くなる。位置は第4図に示した。

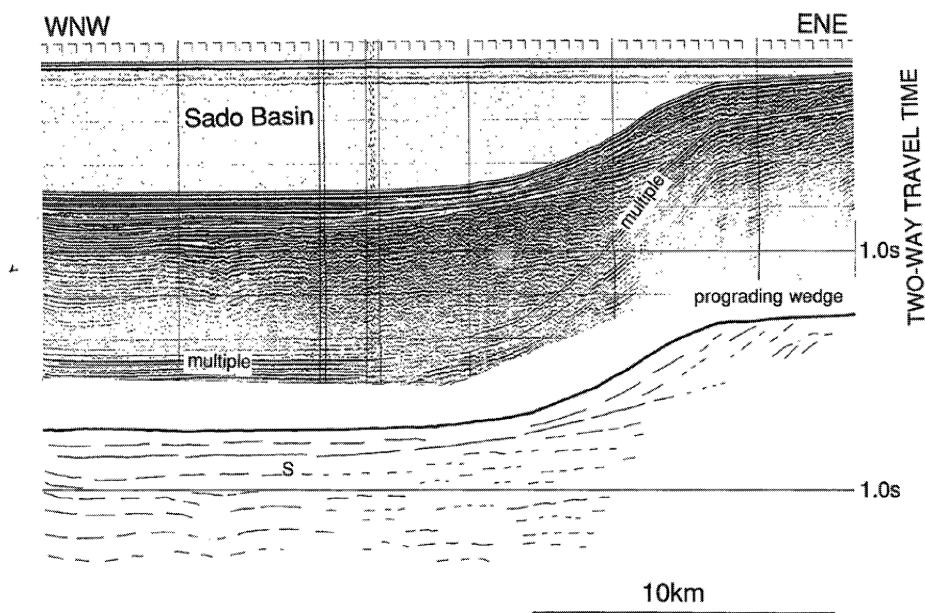
Fig.9 Seismic profile of the Joetsu Basin and the Joetsu Knoll.
The Takadaoki Group covers the basins and ridges varying its thickness. The group in the Joetsu Basin is truncated by many buried canyons and reflections are less continuous near the canyons. See Fig.4 for location.



第10図 佐渡島西方の斜面および富山トラフの音波探査プロフィール
 トラフには非変形の厚い堆積物が分布し、その中に埋没した海底谷が発達する。トラフの東縁は西落ちの断層によって境されている。位置は第4図に示した。

Fig. 10 TSeismic profile of the slop and the Toyama Trough to the southwest of the Sado Island.

The Toyama trough is fill by non-deformed thick sediments including buried Tcanyons. A west downthrown fault bounds the eastern margin of the trough. See Fig.4 for location.



第 11 図 佐渡海盆とその南東側の大陸側の音波探査プロファイル
大陸棚には、プログラデーションパターンを持つ堆積体が発達し、その海側への延長がほぼ水平な堆積物となって海盆底を埋めている。位置は第 4 図に示した。

Fig. 11 Seismic profile of the Sado Basin and its southeastern shelf.
The shelf is composed of prograding wedges and their seaward extension characterized by nearly horizontal reflection fill the basin. See Fig.4 for location.

V. 3 音響基盤

先に述べたように、シングルチャンネルの音波探査プロファイルでは佐渡島南西端の沢崎鼻の南方(第 7 図)と小木海脚および佐渡堆の西側斜面(第 6 図)にしか音響基盤は認められない。ブーゲー異常図で明瞭な正の異常がでるのも、この基盤が確認できる場所に一致する。沢崎鼻の南方に張出す音響基盤の高まりは直接サンプルは得られていないが、短波長の地磁気異常が見られることから火成岩からなっていると推定される。この基盤の高まりの北側には小木玄武岩類が分布していて、その南方延長であるようにも見える。もしそうであるならこの基盤の年代は中期中新世ということになるが、より古い前期中新世の火山岩からなる可能性もある。佐渡堆の西側斜面に露出する音響基盤は 2 ヶ所でドレッジが行われているが(JT-9, 10)、そのうちの 1 ヶ所(JT-10)で玄武岩や安山岩などの火山岩が得られている。この基盤の位置に振幅は弱いものの短波長の地磁気異常が現われるが、その範囲は限られている。その一方で、非常に固結の進んだ砂岩や泥岩も音響基盤露出域からかなり得られている。ここの音響基盤にはかすかに反射面が見えることがある。これらの堆積岩類の年代は明らかにはできなかったが、西頸城山地に露出する難波山層などの中部中新統も非常に固結が進んでいると報告されていること(赤羽・加藤, 1989)も考え合わせると、ここの音響基盤は中期中新世の堆積岩も含んでいる可能性がある。火山岩に

についても十分な検討は行なっておらず、これがグリーンタフに相当するものかあるいはその後の火成活動の産物であるかはっきりしない。

V. 4 上越沖層

本層は隆起帯の背斜軸付近で露出するほか、本図幅内の海底下にほぼ全域にわたって分布する。褶曲の程度にかかわらず、地層の層厚がほぼ一定であることが本層の特徴である(第5, 6図)。反射面の連続性がよいが、反射強度は褶曲の程度および埋没の程度によって変化する。陸棚下では多重反射が重なりかつ褶曲も発達しているため厚さ1.0秒以上の構造は見えない。富山トラフ東縁からその東側の斜面では最大で約1.5秒の厚さの本層が認められるが、その基底はシングルチャンネルのプロファイルでは全く確認できない。本層が海底に露出していると考えられる大陸棚および陸棚斜面の19地点で本層の採取を試みた(第2図)。そして上越-柏崎沖の大陸棚および斜面のJT3, JT4, JT6, SK1, SK2およびSK3の6ヶ所で、佐渡堆ではJT8で、そして佐渡島の南側ではSK8およびSK10の2ヶ所で上越沖層に相当すると考えられる堆積岩を得た。これらの岩相はSK8の砂岩を除くとほとんどが泥岩である。特に、陸棚外縁の急崖で行ったドレッジ(JT3, 6)ではドロマイトや方解石によるセメントが発達している固結度の高い泥岩・砂岩(地質調査所巖谷敏光主任研究官, 私信)が得られている。これら各点の堆積岩について珪藻化石分析を行ったが、年代が決定できたのはSK3, JT8そしてSK10の3点だけである(渡辺ほか, 投稿中)。それによるとSK3およびJT8は後期鮮新世(*Neodenticula koizumii*帯), SK10は後期中新世(*Neodenticula kamtschatica*帯)の年代を示す。この海域では石油探査のための試錐がいくつか行なわれているが、そのうちデータの公表されている基礎試錐「柏崎沖」および「直江津沖北」の年代と比較すると、前者は上越沖層露出域で掘られているが、その海底の年代も鮮新世の西山層相当層とされており、後者では海面下約1300mに第四系と鮮新統の境界が出現するが、その付近のプロファイルの上越沖層上限の深度とほぼ一致する。後期中新世のSK10は小木沖の強褶曲帯の背斜軸付近で得たもので、この付近が大きく隆起していることを示している。以上のことから、本層群は鮮新統を主とし下部は少なくとも上部中新統まで含む。これは西頸城山地の地層と対比すると上越層群および西頸城層群の上部(赤羽・加藤, 1989)に相当すると考えられる。陸上に露出するこれより古い地層群も上越沖層の下に分布することは試錐によって確認されているが、シングルチャンネルのプロファイル上では識別・認定することはできない。

V. 5 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総称して佐渡海峡層群と呼ぶ。

本層群は佐渡海盆をほぼ水平に埋積するが(第11図)、その佐渡島側の北西から西側斜面では斜面上部に向かって急にうすくなり陸棚外縁付近で消滅する(第6, 7図)。上越沖層はこの斜面下でもほぼ一定の厚さを維持していることと明瞭な違いを見せる(第6, 7図)。佐渡海盆底では0.9-1.1sの厚さのほぼ水平な反射面からなり、海底谷も観察できない。一方、海盆の東側斜面から火陸棚にはデルタ性と考えられ

るプログラデーション構造を持つ堆積体が発達し、それらがそのまま海盆底の水平な堆積物に連続している(第11図)。プログラデーション堆積体は少なくとも3層が積重なっているのが識別でき、それらの境界の反射面は海盆内でも強い反射面として追跡できる。3層のうち最上部の堆積体の等層厚線を地質図に示したが、海盆底で0.2秒前後であるのが、陸棚外縁で0.5秒以上と急に厚くなる。しかしながら、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内部の構造がはっきりしない。佐渡海盆全体を見ても、東側(本州側)ほど音波の透過が不良で反射面も不連続になる傾向がある。そのため本層群の基底は佐渡海盆の東部ではっきり見えなくなるが、本層群上部の地層の形態から考えて、斜面から陸棚域でも基底は浅くならず陸側に連続している可能性が高い。その深さは寺泊沖の外側陸棚下で1.4-1.8秒と推定される。一方、海岸線近くの陸上には鮮新世から中-後期中新世の堆積岩および火成岩が露出しており、プーゲー異常図にも海岸線に沿って正異常が現われることから、大陸棚の内側に沿って上越沖層群および基盤が隆起していると考えられる。

V. 6 高田沖層群

米山-小木隆起帯より西側に分布する高田沖層群は、西頸城沖隆起帯の背斜構造を除く広い範囲を覆っており、富山トラフおよび高田沖沈降帯で1.2秒以上の厚さになる。大陸棚より深いところでは、斜面や背斜構造に伴った地形的高まりの上まで覆っている(第8, 9図)。褶曲構造の上では地層の傾斜は上位ほど弱くなる傾向があり、本層群堆積中も褶曲が成長していることを示している。層厚は高まりの上で薄く沈降域で厚いが、傾斜3-4°程度の斜面にも分布することから、水中を懸濁状態で運搬されてきた泥質の堆積物が優勢であると考えられる。プロファイル上でも、一般に連続性の良い反射面からなる。一方、上越沖の大陸棚外縁付近から上越海盆を通過し富山トラフに達する顕著な埋没海底谷群が発達するが、この海底谷とその周辺では、高田沖層群の反射面の連続性が悪く、音波の透過深度も浅い(第9図)。この海底谷は特に上越海盆内で広がっていることから、上越埋没海底谷群と呼ぶ。小木の南西沖の大陸棚上に露出する本層群から、中期更新世の珪藻化石(SK11, *Simonseniella curvirostris* 帯)を得た。

上越埋没海底谷群は上越市の沖の外側大陸棚付近から顕著になり、陸棚外縁付近で枝分れた後、斜面を下って上越海盆に入る。埋没した海底谷の中でも最上部のものはこの海盆の西縁に沿って北上した後、北緯37°40'付近で北西に向きを変え富山トラフに入る。上越海盆と富山トラフの海底下には、それ以外の多くの埋没した海底谷が発達する。上越海盆ではこれらの埋没海底下の海底谷は海盆西縁に限らず海盆内のほぼ全域に広がっている。地質図には、高田沖層群のなかの上部に見られるもののみを示した。全体として古い海底谷ほど東側にあり、新しいものが次第に西方へ移動する傾向がある。富山トラフでも古い海底谷ほど東側に分布する。これらの埋没海底谷は周囲の地層を切っており、その基底に強い反射面が発達する(第9, 10図)。谷を埋める埋積物は一般に明瞭な反射面を持たず、反射強度の弱い断片的な反射からなる。その一部は地滑り堆積物で埋められていると考えられる。ただし、最上部の海底谷は比較的連続性のよい堆積物で埋められている。最上部の海底谷の深さは最大で0.2秒に達するが、その大部分は埋積されていることから、最近まで堆積物の運搬・供給経路として活動していたのが

急速に埋立られたことを示している。海底谷の活動時期は最終氷期であるとする、最近 1.8 万年間に 150m 程度の厚さの堆積物が海底谷にたまったことになる。

VI. 陸 上 地 質

陸域の地質図は、すでに公表されている地質図類を基に編さんした。主なものは、地質調査所発行の 20 万分の 1 地質図「長岡」(角ほか, 1986), 「相川及び長岡の一部(佐渡島)」(角, 1989), 「高田」(竹内ほか, 印刷中), 及び西頸城丘陵西部については西田ほか(1974)・赤羽(1979)であるが、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), 影山・金子(1992)も参考にした。ここでは、本図幅内に分布する地層について、年代ごとの岩相を簡単に述べる。

新潟堆積盆では一部の坑井で基盤岩に達しており、中部中新統の基盤はジュラ紀付加コンプレックス及び花崗岩からなると考えられている。

新生界の層序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)を組み合わせて、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)、後期中新世-鮮新世(椎谷階・西山階)および後期鮮新世-前期更新世(魚沼階)の 5 つに区分した。地質図には各区分ごとに堆積岩と火山岩とを区別して示した。中期中新世以降の地層は新潟堆積盆に広く分布し、基本的に一連整合の堆積岩で一部に火山岩をともない、基底部と最上部を除いて海成層からなる。中部中新統-鮮新統の火山岩・火山砕屑岩・砂岩中には石油・天然ガスを胚胎する。

下部中新統は佐渡に相川層群が広く分布するがその一部が本図幅の北縁に分布する。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、陸上噴出の安山岩-デイサイトの溶岩・火砕岩を主とする。

中部中新統は弥彦に下部寺泊層が、佐渡には下位層を不整合に覆って下戸層・鶴子層が、西頸城に難波山層がそれぞれ分布する。下部寺泊層は泥岩砂岩互層・玄武岩からなる。下戸層は礫岩・砂岩、鶴子層は泥岩・玄武岩からなる。難波山層はタービダイトの砂岩泥岩互層である。

上部中新統には、弥彦に分布する泥岩砂岩互層・安山岩からなる上部寺泊層と、米山・東頸城の泥岩砂岩互層からなる上部寺泊層相当層がある。また、松之山にはデイサイト質軽石凝灰岩が、西頸城にはタービダイトの砂岩泥岩互層である能生谷層が分布する。佐渡に分布する中山層は泥岩からなる。

上部中新統-鮮新統は椎谷層・西山層・白岩層の堆積時期であり、約 3Ma で区切った。椎谷層・西山層は共に泥岩相とタービダイト相からなる。安山岩が米山・西頸城などに分布する。白岩層は浅海成の砂質シルト岩からなる。佐渡に分布する河内層はシルト岩が主である。

後期鮮新世-前期更新世の地層は 3Ma 以降の魚沼層群に対比される。魚沼層群及び相当層は小国・東頸城などに分布し、主に河川成-内湾成のシルト岩・砂岩・礫岩からなる。西山地域の灰爪層は浅海成の砂質シルト岩からなる。安山岩が関田山脈・西頸城に分布する。西頸城には海成のシルト岩からなる谷浜層・鳥ヶ首層が分布する。

上記の新第三系に貫入岩体がしばしば見られる。規模の大きなものとして西頸城の閃緑ひん岩の岩体群がある。

段丘は矢代田層を含め中期-後期更新世の段丘を一括して示した。南西部に中期-後期更新世の火山である妙高山、黒姫山および斑尾山と、活火山である焼山が位置する。高田平野などの完新世段丘も沖積層に含めた。

VII. 構造発達史および議論

本海域を含む北部フォッサマグナ全域では中新世に入って急に沈降し、厚い堆積物がたまり始めた。これは日本海の拡大に関連していると考えられ、数多くのリフトの形成によるものと推定されるが (Kato, 1992), そのリフトの形態や規模については不明である。西頸城沖隆起帯の北西縁には顕著な断層崖があり、それに沿ってフリーエア重力異常の急傾斜帯が認められる。ところが、この急傾斜帯図はブーゲー異常図では完全に消えている。同様に小木から南南西にのびる強い褶曲帯もブーゲー異常図では大きな低異常帯になっている。このように褶曲の発達した隆起帯で正のブーゲー異常図が現れないのは、そこで堆積物が特に厚くなっていて、基盤深度が周囲とそれほどかわらないことを示唆している。もしそうであるなら、隆起帯の形成以前には隆起帯下で基盤が深くなっていたことになる。同じように断層・褶曲が発達する隆起帯に正のブーゲー異常が現れない例は、佐渡島北東方の佐渡海嶺によく見られる。そこでは、かつてのリフトを形成した正断層が逆断層として再活動し、リフト全体が隆起したと説明されている (岡村ほか, 1992)。本海域でも前述した西頸城沖隆起帯と小木から南南西にのびる強い褶曲帯がかつてのリフトで、その中で特に強く褶曲が発達している可能性が高い。一方、佐渡海盆にも厚い堆積物が分布していることから、かつてのリフトの一部であったと推定されるが、ここではその後の変形は全くといって起こっていない。従って、かつてのすべてのリフトが最近隆起しているわけではない。

リフト形成以後、北部フォッサマグナのなかでは中央隆起帯の隆起 (Kato, 1991) 等の変動が知られているが、本海域でシングルチャンネルのプロファイルから識別できる変動は、鮮新世以降に生じた断層・褶曲運動である。上越沖層群は褶曲内でも層厚がほとんど変わらず、佐渡海峡層群および高田沖層群で下部ほど変形が強く上部で変形が弱くなることは、主要な変動があった時期が上越沖層群の堆積後、佐渡海峡層群および高田沖層群堆積中であることを示している。上越沖層群は *Neodenticula koizumii* 帯の珪藻化石を含み、その年代はおおよそ 2.5-1.8Ma である (Koizumi, 1985)。また高田沖層群からは佐渡島の南西沖で *Simonseniella curvirostris* 帯 (中期更新世) の珪藻化石が得られているが、その基底の年代は不明である。以上のことから、本海域に発達する褶曲の多くは、鮮新世末から第四紀初めのいっごるかから成長し始め、第四紀の間成長し続けてきたと考えられる。

北部フォッサマグナの中でも長野県北西部では、後期鮮新世から中期更新世までの間猿丸フェーズと呼ばれる活発な変動が生じたが、その後終息しつつあるといわれている (衣笠, 1990)。新潟県西部の西頸城山地に発達する褶曲構造の発達も現在は非活動的と考えられる (植村, 1976; 加藤・杉山, 1985; 加藤ほか, 1984)。一方、柏崎以東の北越区では褶曲成長時期がより新しく、現在も活動的と考えられる (植村, 1976; 加藤ほか, 1984)。本海域に分布する断層・褶曲の形成年代はこの猿丸フェーズよりは新しく、北越区のそれに近いように見える。実際に、この海域でも E-W~NW-SE 圧縮のメ

カニズムを持つ地震が発生している(三雲, 1990), 断層・褶曲が活動的であることを示唆する. しかしながら, 上越沖層群および佐渡海峡・高田沖層群の年代については断片的にしか得られておらず, すべての断層・褶曲が同時に成長し始めたとは断定できない. 例えば, 佐渡島の西側の急斜面下部に発達する断層は, 富山トラフの高田沖層群の上部の堆積時に成長し始めており, 明かに他の断層・褶曲より活動開始が遅い. 逆に西頸城山地に近い大陸棚上では, 上越沖層群の上部が向斜構造で厚くなっているように見え, 断層・褶曲の成長開始時期がより早かった可能性も考えられる. この海域の断層の活動時期については, さらに詳しい調査を行なう必要がある.

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. 同じく燃料資源部の渡辺真人技官には珪藻化石を分析して頂いた. 本地質図の基となったすべてのデータは, 白嶺丸の奥村英明, 石井喜好および海老原直美の各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行ってもらった. 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(1979) 北部フォッサマグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(1). 志賀自然教育施設研究業績, no.18, p.1-23.
- ・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.
- 地質調査所(1992) 日本地質図(100万分の1), 第3版, 地質調査所.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1993) 新潟地域重力図(ブーゲー異常). 重力図, no.4, 地質調査所.
- 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.
- 岩淵義郎(1986) 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.
- 影山邦夫・金子信行(1992) 新潟県中部地域. 日本油田・ガス田図13, 地質調査所.
- 海上保安庁(1980) 東北日本. 100万分の1海底地形図, no.6312, 海上保安庁水路部.
- 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. 地質調査所報告, 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.
- 加藤碩一・粟田泰夫・下川浩一(1984) 活構造図「新潟」, 活構造図(50万分の1), no.7, 地質調査所.
- ・杉山雄一(1985) 活構造図「金沢」, 活構造図(50万分の1), no.10, 地質調査所.

- 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一地形・地質から一. 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.
- Koizumi, I.(1985) Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc Japan*, vol.91, p.195-211.
- 駒澤正夫・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, 13, 朝倉書店.
- 三雲 健(1990) 日本海東縁地域の地震活動メカニズムおよびテクトニクス. 地学雑, vol.99, p.18-31.
- 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.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三(1974) フォッサマグナ最北部の新第三系(その1). 地調報告, no.250-1, p.155-168.
- 小川克郎・石和田靖章(1976) 大陸棚におけるフォッサ・マグナの延長. 海洋科学, vol.1.8, p.623-630.
- 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. 構造地質研究会誌, no.38, p.47-58.
- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・長野真男・内田摩利夫・浜本文隆(1972) 富山湾北方海域の地質構造と海底谷. 地学雑, vol.78, p.475-484
- 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「相川および長岡の一部(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.
- 竹内圭史・加藤磧一・柳沢幸夫(印刷中) 20万分の1地質図「高田」, 地質調査所.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(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(投稿中) 日本海南東部(東北日本沖)の珪藻化石と地質構造. 地調月報.
- 山下 昇(1970) 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, p.179-191, 東海大出版会.

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP SOUTH OF SADO ISLAND

Yukinobu OKAMURA, Keiji TAKEUCHI, Masato JOSHIMA and Mikio SATOH

Abstract

Offshore geological map, free air gravity anomaly map, bouguer gravity anomaly map and magnetic anomaly map of the quadrangle "South of Sado Island" were compiled on the basis of single channel seismic profiles, sea-bottom rock and sediment samples and their diatom fossil analysis, gravitational and geomagnetic measurements by R/V Hakureimaru. Onshore geology and gravity maps were also compiled on the basis of published data.

The map area is located in the pass between the Sado Island and Honshu Island (the main island in the Japan arc). A chain of topographic highs (Sado Bank and Ogi Spur) aligned in the N-S direction separates the Sado Basin to the east and the Joetsu Basin to the west. The Sado Basin has a flat floor about 520m deep and has dimensions 55 × 30km. The water depth of the Joetsu Basin is 900-1200m and its floor (30 × 30km) is scoured by shallow canyons. The Joetsu Knoll defines the western margin of the Joetsu Basin. The Toyama Trough, one of the largest basins on the backarc continental margin of the Japan arc, is located to the west of the Joetsu Knoll.

Thick Neogene sedimentary sequences up to 5000m widely develop in and around this map area. The sedimentary basins were formed by rifting related to the opening of the Japan Sea in the Early Miocene time. Because single channel seismic data show upper 1 to 2 sec deep record of these thick sequences, this geological map mainly presents the configuration and structures of Pliocene and Quaternary sequences.

Neogene sequences are generally folded in uplifts and flat in basins. The Yoneyama-Ogi Uplifts and Nishikubiki-oki Uplifts are composed of highly folded Neogene sequences. The former uplifts form the Sadotai Bank and Ogi Spur, and the latter are northern extension of the Nishikubiki mountains underlain also by highly folded Neogene sequences. Neogene and Quaternary sequences are gently folded in the Joetsu Basin and slightly folded in the Sado Basin and the Toyama Trough. These folds are generally asymmetric and accompanied by faults on their steeper limbs.

The three groups and acoustic basements are defined by the interpretation of the seismic profiles. The acoustic basements are observed under the slope to the southwest of the Sado Island and exposed on the western slope of the Yoneyama-Ogi Uplifts. The basements near the Sado Island are accompanied by short wave length magnetic anomaly and considered to be composed of igneous rocks. The basements on the Yoneyama-Ogi Uplifts are inferred consisting

of volcanic and sedimentary rocks based on dredged samples. The lower Joetsuoki Group consists mainly of Pliocene sedimentary rocks. They are exposed on the uplifts and deeply buried by Quaternary sequences in the basins. Late Pliocene and Late Miocene diatom fossils were collected at three locations where the Joetsuoki Group is exposed. The group has nearly constant thickness through the folds.

The Quaternary sediments in the Sado Basin are named the Sadokaikyo Group. The group consists of stacked prograding wedges beneath the shelf along the Honshu Island. The wedges extend to the basin floor as flat, parallel sequences and abruptly thin toward the northwestern slope of the basin. The Takadaoki Group is another Quaternary sequence covering the basins to the west of the Yoneyama-Ogi Uplifts. The group thins on anticlines and thickens in synclines. Buried canyons continue from the outer shelf off Joetsu to the Toyama Trough through the Joetsu Basin. The canyons repeated cut and fill in the Takadaoki Group at several stratigraphic levels and shifted laterally.

The formation of folds and faults is considered to have begun in the late Pliocene to early Pleistocene time, but the exact age of the onset of the deformation is unknown because the age of deformed sequences are not well determined. Active deformation zones may have been shifting from the Nishikubiki mountains toward the north during the period of late Pliocene to Pleistocene.

平成6年1月21日印刷

平成6年1月26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 和田 信一
印刷所 住友出版印刷株式会社
東京都北区西が丘 2-9-13

© 1994 Geological Survey of Japan

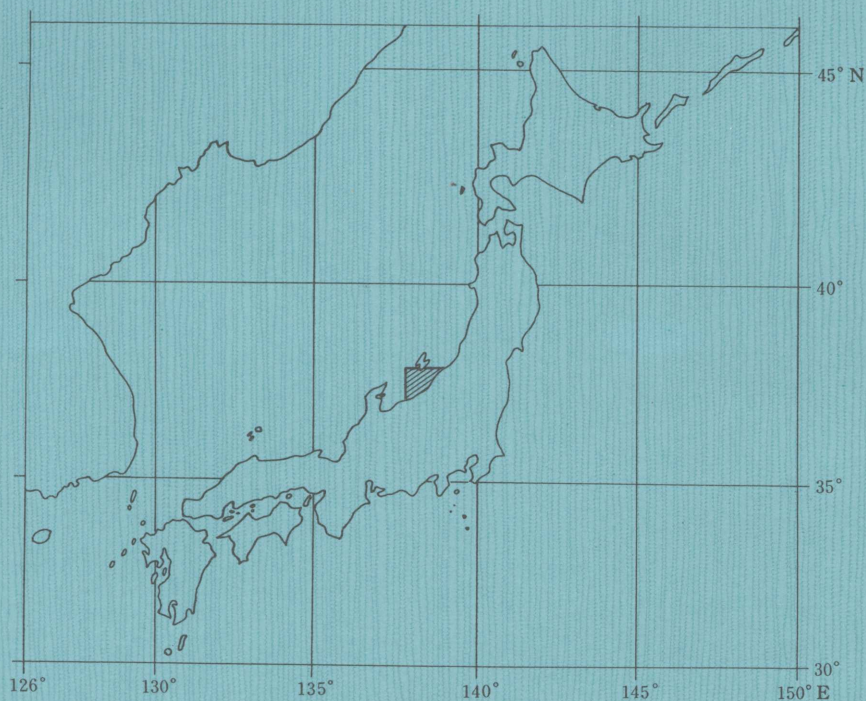
MARINE GEOLOGY MAP SERIES

43

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP SOUTH 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

1994