

能登半島珠洲沖の富山トラフの潜航調査

山崎晴雄*¹

能登沖の富山トラフで「しんかい2000」による潜航調査を行い、トラフの地質層序の概要と構造発達史に関する資料を得た。富山トラフは能登半島と佐渡海嶺の間を北に延びる深海海盆で、日本海の東縁を構成する地形要素の一つである。最近、この富山トラフを含む日本海東縁が、第四紀になって活動を開始した新しいプレート収斂境界であるとする考えが提唱されている。また、トラフ底には、富山深海長谷と呼ばれる細長い峡谷が存在し、トラフ底を下刻している。

潜航調査はこの深海長谷の東側斜面において実施された。観察されたトラフ堆積物は最下部の礫岩層を除き、大部分が泥岩で構成されていた。また、深度1550mで採取した砂岩の微化石分析の結果、地層は最上部鮮新統で、その堆積環境は大陸棚のような浅海域と推定された。

これらの事実は、鮮新世末以降トラフが1500mも沈降したことを示唆している。しかし、現在トラフ底は深海長谷に下刻されており、沈降してはいないらしい。これから、第四紀の間にトラフのテクトニクスに大きな変化のあったことが推定される。だが、この変化の原因を日本海東縁での沈み込み運動の開始に帰すことは困難である。なぜなら、新しい沈み込みの証拠と考えられていたトラフ東縁の変形構造は、鮮新世にすでに活動していたと考えられるからである。

Geology of the Toyama Trough off the Noto Peninsula,
Central Japan as observed from DSRV "SHINKAI 2000".

Haruo YAMAZAKI*²

The 294th dive of DSRV "SHINKAI 2000" was carried out in the Toyama trough off the Noto Peninsula to obtain information on geological setting and tectonic movement along the trough. The Toyama trough is a deep sea basin stretching northward between the Noto Peninsula and the Sado Ridge. On the sea floor of the Toyama trough, there is a long and narrow canyon, called the Toyama Deep Sea Channel, cutting into the trough fill sediment.

Recently, a new idea on the tectonics along the eastern margin of the Sea of Japan, including the Toyama trough, has been advocated, i.e. the eastern margin of the Sea of Japan might be a new plate convergence boundary between Eurasian and North American plates, activated during the Quaternary period.

The 294th dive was made on the eastern steep wall of this Deep Sea Channel. Most of the observed fill sediments are composed of massive

*¹ 地質調査所 環境地質部 地震地質課

*² Seismotectonics Research Section, Geological Survey of Japan

mudstone and thin conglomerate beds at the lowest part of the wall. The microfossil assemblage of the sample at 1,550m in depth indicates that this trough sediment has accumulated in the shallow water region such as the continental shelf during the latest Pliocene period. This fact implies that the trough has subsided about 1,500m since the early Pleistocene. As the Toyama Deep Sea Channel cuts the trough floor, it seems that the trough is not subsiding at present. This suggests a drastic change of the tectonic pattern of the trough during the Quarternary period. However, it is difficult to understand that this big change is related to the beginning of new subduction along the eastern margin of Japan Sea, because many data show that the deformed structure along the eastern margin of the Toyama trough, which was thought to be evidence of new subduction, was already activated in the Pliocene.

1. はじめに

1983年5月の日本海中部地震(M 7.8)の発生を契機として、日本海東縁やフォッサマグナの西縁地域について、その島弧テクトニクス上の意味付けに関する議論が活発に展開されるようになってきた。この口火をきったのは小林(1983)と中村(1983)である。2人はそれぞれ独立に、日本海東縁地域は日本海地殻が本州の下に沈み込んでいるプレート収斂境界であり、これに続くフォッサマグナ西縁の糸魚川-静岡構造線はプレートの横ずれあるいは衝突境界であろうと予想した。この中で小林(1983)は、現在の東北日本はユーラシアプレートの東端部ではなく、北米プレートの一部として挙動していることを指摘した。また、中村(1983)は日本海東縁部の海底地形や地質構造の具体的な特徴から沈み込み運動の証拠を指摘すると共に、周辺地域の地形・地質データに基づいて、日本海東縁での沈み込みの開始は1~2 Ma前以降で、ここは最近活動を始めた新生プレート境界であると考えた。

この新しいプレート説は多くの研究者の関心を集め、様々な見地からその実証性や運動像に関する検討が加えられた(例えばSeno, 1985a, bなど)。そして従来のプレート説では説明の難しかった事実、すなわち、相模トラフと駿河トラフではフィリピン海プレートの相対運動の方向が一致し

ないこと、あるいは、プレート境界から遠く離れた内陸の飛騨山脈が第四紀に盛んに隆起したのは何故か、などをうまく説明する(石橋, 1984など)ので、運動開始時期や運動様式について細部に異論はあるものの、この新しい考えは研究者の間に広く受け入れられるようになってきた。

中部地方に新しいプレート境界が存在するとすれば、それはこの地域の地震発生メカニズムに深く関与している筈である。そこで、この地震予知の推進のためには、中部日本における地震と構造運動の関係、すなわち、地震テクトニクスの解明が必要となってきた。このようなことを背景に、昭和60年度より、科学技術振興調整費「中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究」が開始された。この研究の中で、海洋科学技術センターと地質調査所は潜水調査船「しんかい2000」を用いて、糸魚川-静岡構造線の海側の延長に当たる能登半島沖の富山トラフについて、海底の地形地質調査を実施することになった。この研究のねらいは予想されるプレート境界域の海底の地形・地質を観察調査し、地殻変動や活構造に関するデータをj得ることである。昭和60, 61年度は調査母船「なつしま」による事前調査が行われ、海底曳航ビデオやサイドスキャンソナーなどを用いて海底のデータが集められた。そして、潜水船による潜航調査は62年度に実施された。本論はこの潜航

調査についての報告である。

2. 富山トラフと富山深海長谷

今回の調査対象域である富山トラフの地形・地質について概要を述べる。

富山トラフは富山湾から北に延び、佐渡海嶺と白山瀬の間を抜けて大和海盆に至る、延長170km、幅20~45km、深さ800~2000mの舟状海盆である(岩淵, 1968)。富山湾では深度1000m以上の部分が湾奥まで入り込み、駿河、相模の両湾と並んで日本で最も急深な湾の一つとなっている。

この富山トラフは東北日本と西南日本の地質構造境界に位置しており、そのためトラフの東西両側で地形・地質構造に大きな差異が認められる。すなわち、トラフの東側では北東-南西方向に地形及び地質構造が配列するのに対し、西側には白山瀬の構造を規制する北西-南東方向の構造が認められる(岩淵, 1968, 岩淵ほか, 1976)。同様の特徴はトラフ底にも認められ、富山トラフ内の姫川海底谷を境に東西で地質構造が異なっている。この境界は糸魚川・静岡構造線の北方延長部に当たると考えられている(桜井ほか, 1972)。

能登沖の海底の地質は基盤とD~Aまでの堆積層に区分される(桜井ほか, 1972)。A層は第四系、B層は鮮新統、C、D層は中新統上、中部である。富山トラフの底にはD層が広く堆積し、C層がトラフの縁辺部でこれにアバットしている。これから、富山トラフはD層堆積盆の分化によって形成が始まり、その後沈降運動が継続して厚い地層が堆積したと推定されている(岩淵ほか, 1976)。

富山湾内には多数の海底谷が発達するが、それらは下流で富山深海長谷(川上, 1970)と呼ばれる巨大な海底谷に収斂する。この海底谷は富山トラフから大和海盆を経て日本海盆まで、延長500kmにわたって追跡される(徳山・末益, 1986)。能登沖の深海長谷は谷の深さが250~400mで4~5kmの谷幅を持ち、流路に顕著な蛇行が認められる。また、谷の断面形は曲流部では非対称で、攻撃側斜面は急崖となっている(岩淵, 1968)。

この谷の成因については、海底が混濁流によって浸食されてきたものと考えられている(岩淵, 1968, 佐藤ほか, 1972)。一方、徳山・末益(1986)は大和海盆付近の調査から、深海長谷に沿って活

断層が認められることや海底の基盤の高まりを横切って谷が抜けているところもあることから、この谷はプレート境界に沿って発達した構造谷と考えている。

図2はこの富山トラフの能登沖から佐渡に至る海域の音波探査断面である。それぞれの測線位置を図1に示す。これは、1978年に地質調査所が実施した、日本海の探査記録(GH78-2)の一部である。この断面を見ると、いずれの測線においても平坦な富山トラフと、それを刻む富山深海長谷が顕著である。トラフの充填物としては基盤とそれを覆う2層の堆積層が認められ、玉木ほか(1981)は上半の堆積層を第四系、下半を鮮新統に対比している。

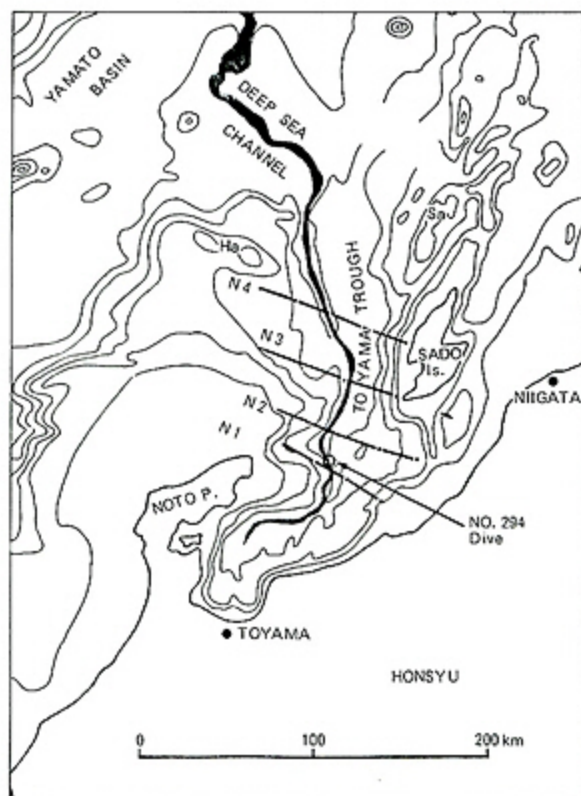


図1 日本海の海底地形と音波探査測線位置及び潜航調査位置。

Fig. 1 Bathymetric map of the Japan Sea and locations of the seismic profiles.

A open circle indicates the location of Dive 294.

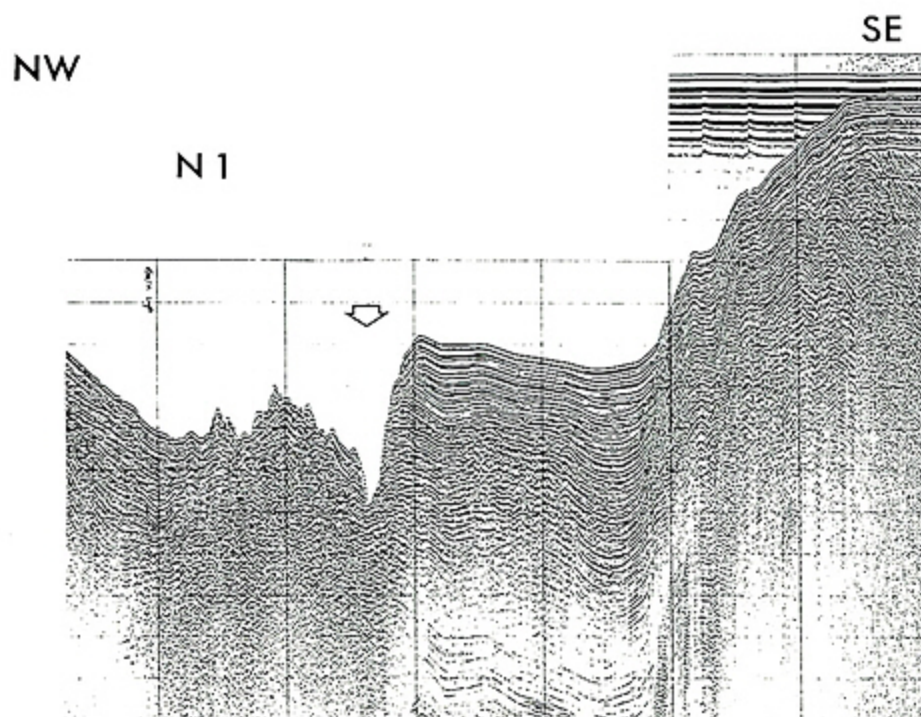


図 2 - 1

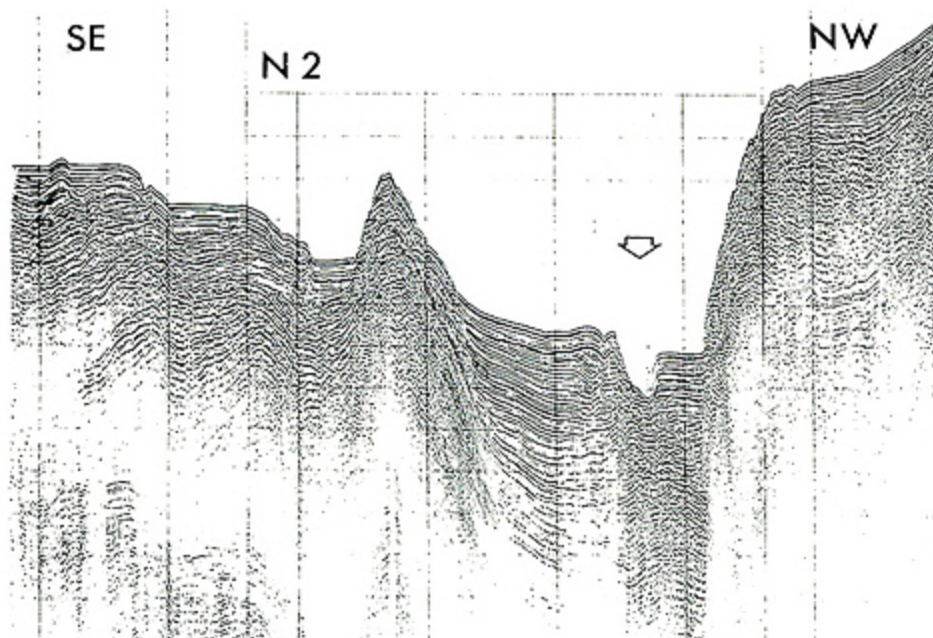


図 2 - 2

図 2 地質調査所の調査 (GH-78-2) で得られた富山トラフを横断する音波探査記録。位置は図 1 参照。

Fig. 2 Seismic profiles of the Toyama trough derived from the GH 78-2 cruise by Geological Survey of Japan.

Position of the profiles are shown in Fig. 1.

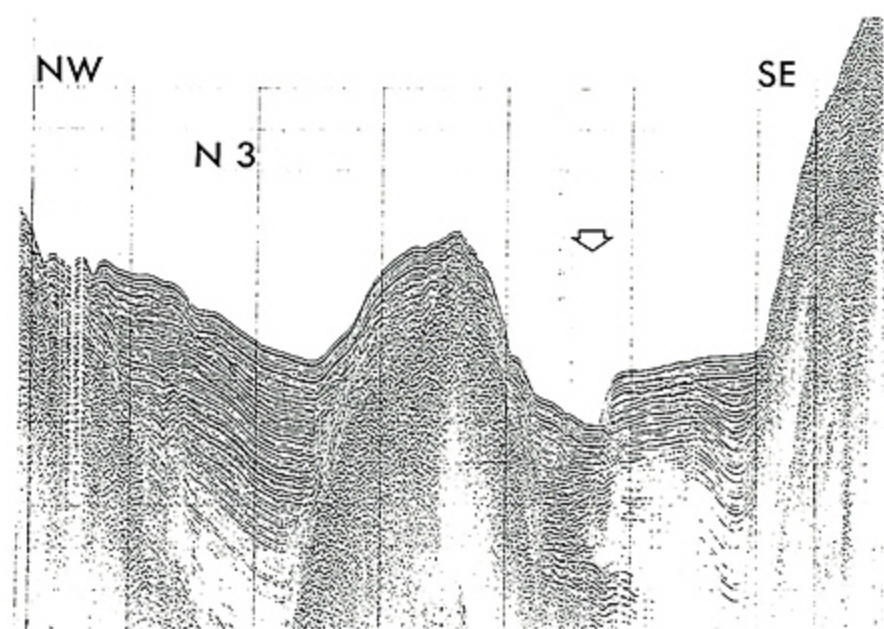


图 2 - 3

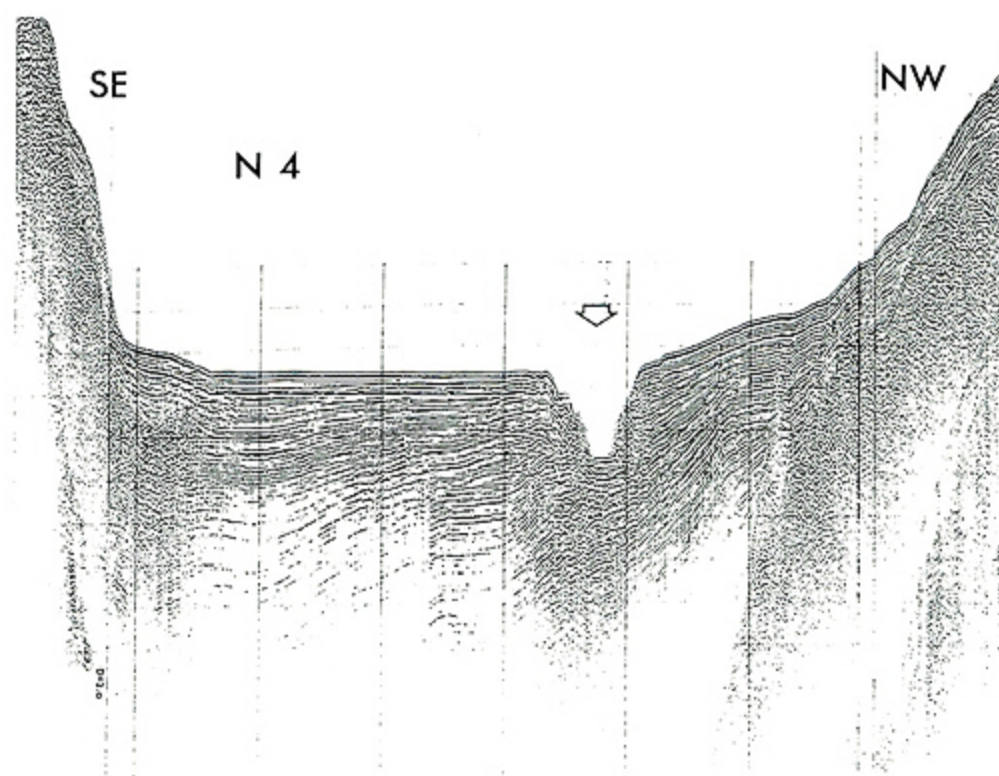


图 2 - 4

この断面で特徴的なことは、富山深海長谷は、最上部の第四系を刻んで発達し、谷底の堆積物の存在がはっきりしないことである。また、もう一つの特徴はトラフ堆積物が地殻変動を受けて（本州側）東側に厚くなっていることである。中村（1983）はこの構造を根拠の一つにして、富山トラフの東縁すなわち日本海東縁では新しい沈み込み運動が始まっていると考えた。

3. 潜航調査の概要

今回報告する第294潜航は、昭和62年9月13日に能登半島珠洲東方50kmの海域において実施された。潜航海域の位置図を図3に、また、潜航データを表1に示す。

潜航調査を実施した能登半島珠洲沖50kmの地点は、富山トラフを刻み込む富山深海長谷が顕著な短周期の蛇行を行っているところである。調査はこの深海長谷の谷壁に現れている富山トラフ堆積物の観察及び試料採取を目的に実施された。そのため、潜航ルートは深海長谷底に着底した後、蛇行の攻撃斜面側で最も急な斜面を上昇しながら観察するよう設定された（図3）。

以下に海底での観察記録を述べる。なお、図4には航跡図をシービームで作成した地形図上におとしたものを示す。また、図5は航跡に基づいて作成した深海長谷斜面のプロファイルである。さらに、図6は上記斜面に見られるトラフ堆積物の柱状図である。これは本潜航調査と第295潜航の

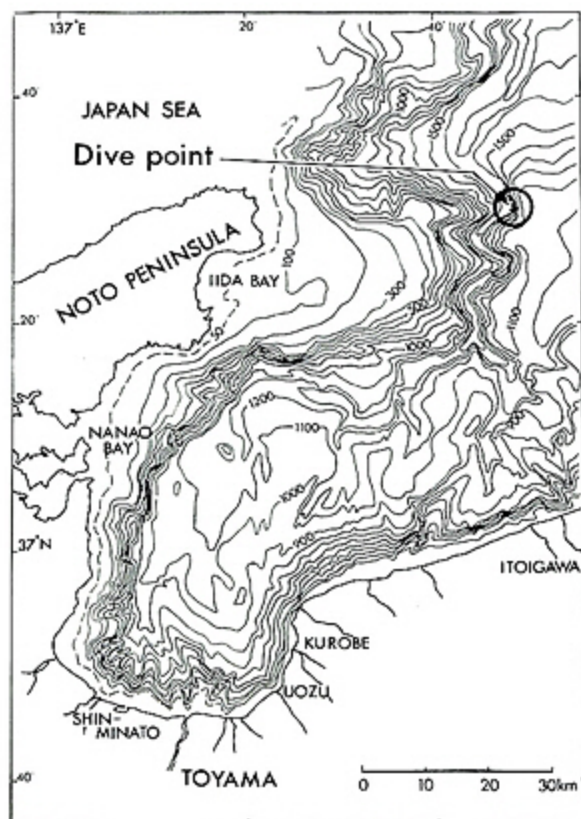


図3 能登半島沖の富山トラフ、富山深海長谷の地形と第294潜航調査位置。

Fig. 3 Detailed bathymetry of the Toyama trough and the Toyama Deep Sea Channel off Noto Peninsula. Location of Dive 294 is also shown in this map.

表1 第294潜航の概要

Table 1 Summary of the Dive 294.

実施日	1987年9月13日(日)			LAT.	37°30.1'
潜航地点	能登半島沖 珠洲沖東方約50km			LONG.	137°48.6'
乗船者氏名	潜水船船長	井田	正比古		
	潜航士	桜井	利明		
	観察者	山崎	晴雄		
潜航開始時刻	09:57				
着底時刻	11:14			最大潜航深度	1615 m
離底時刻	14:23			海底移動距離	1000 m
浮上時刻	15:18				
当日の海象	天候:曇	風向:南東	波浪:2		
	視程:6海里		うねり:1		
海底状況	底質:泥	視程:6m	水温:0.09℃		
	潮流:なし				

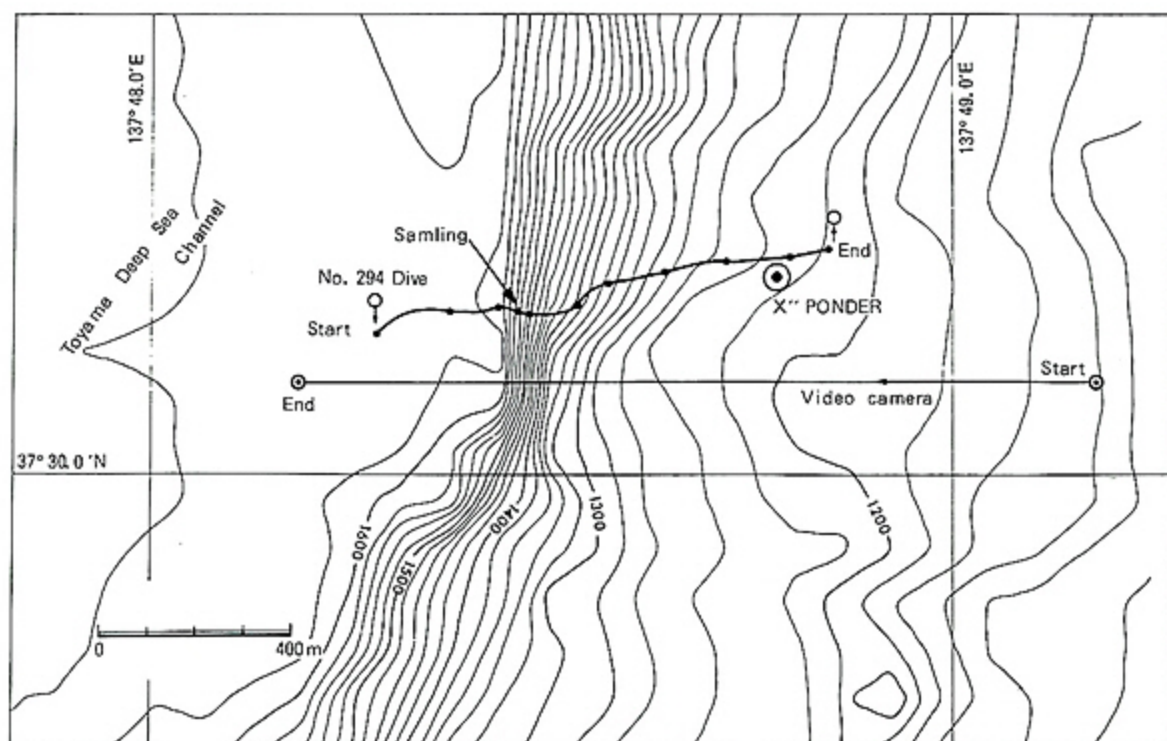


図4 潜航調査位置付近のシービームによる海底地形図と潜水船の航跡、その南側の直線はビデオ潜航調査測線を示す。

Fig. 4 Sea-beam map showing the detailed bathymetry of vicinity of Dive 294 and annotated dive track. Straight line south of the dive track shows the trace of the sea bottom survey using the towed video camera.

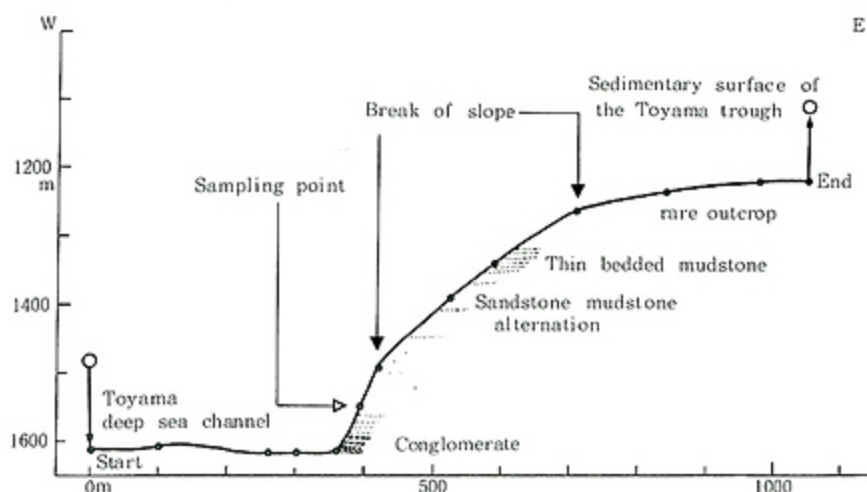


図5 潜航調査によって作成された富山深海長谷東側谷壁の断面図。

Fig. 5 Profile of the eastern valley wall of the Toyama Deep Sea Channel derived from the Dive 294.

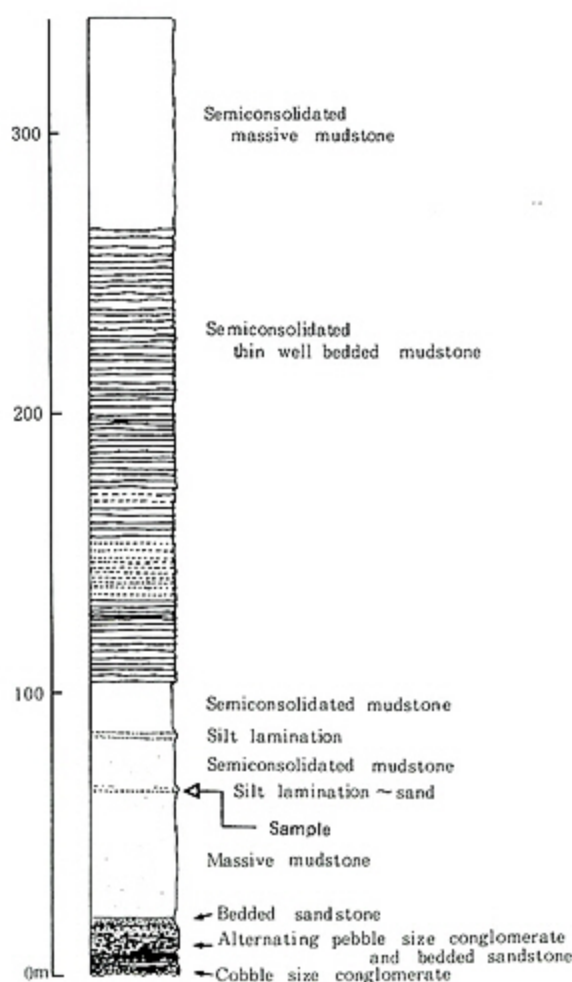


図6 富山深海長谷の谷壁で観察された富山トラフ堆積物の柱状図 (田中ほか, 1987)。

Fig. 6 Columnar section of the Toyama trough deposit which was observed at the eastern valley wall of the Toyama Deep Sea Channel by "SHINKAI 2000"

ビデオ記録などから作成された (田中ほか, 1987)。

①富山深海長谷底

着底した富山深海長谷底は深度1610m、海底は平坦で底質は泥である。水の濁りは少なく、視程は6mとかなり良い。11時28分東側の谷壁を目指して航走を開始した。谷底は平坦だが東に向かって緩く下がり、東側谷壁に到達するすぐ手前で今回の潜航調査の最深地点(1618m)を通過した。これは、富山深海長谷の蛇行部では流心が攻撃斜面

側に偏り、崖の麓で最も深くなっているという従来からの指摘を追認するものである。

②斜面麓部

11時47分、深度1615mで切り立った谷壁斜面の麓に着く。ここは通常の崖の麓とは全く様子が異なり、礫岩からなる垂直な崖が長谷底からそそり立っている(写真-1)。斜面からの崩落等による堆積物は全く見られない。

礫岩層は分級が良く、成層している。主体はcobbleで、normal gradingを示している(写真-2)。この付近では斜面が急なため、露頭に触れたり礫を採取することができず、地層の硬さや礫種等は不明である。また、写真-2の上部のように、この礫岩層には露頭の右から左への古流向を示す顕著なimbricationが認められる。これから、この礫岩層の礫は本州側からの流れによって運ばれ、堆積したものと推定される。

③斜面下半部

深度1610m付近にはかなり粗い礫が認められるが、その上位では細粒化しpebbleが主体となる。また、砂層等の挟みも多くなる。深度1605mより浅くなるとさらに細粒化が進み、1600m以浅は礫は認められなくなる。これより上位には細粒な地層が厚く堆積している。露頭では、岩の角がかなり鋭角に割れていることから、泥岩またはシルト岩と判定される。この付近の斜面傾斜は約65度で地層の露出はかなり良いが地層の構造はほとんど認められない。

深度1550mには着底可能な小さな平坦地と、すぐ上からの転石と思われる砂岩ブロックが認められた。ここでマニピュレーターを用いて試料採取を行った。この地層は中粒砂岩で、固結度はあまり高くなかった。この試料について堆積年代及び堆積環境を知るために、微化石の詳細な分析を行った。この結果は次章で述べる。

④斜面上半部

深度1480m付近にはこの斜面の下部傾斜変換点がある。図6に示すようにこれより上位では傾斜が緩くなり(40-45°)、露頭条件は悪化する。この部分で数回試料採取を試みたが結局いずれも失敗した。傾斜変換点より上部は厚さ数cm程度の薄層が成層した細粒岩に変る。割れ方から判断して泥岩から細粒砂岩と推定される(写真-3)。

また、一部砂岩・泥岩の互層と思われるところもある。地層には断層や変形はほとんど認められず、また、ジョイントも少ない。潜水船からの観察では、これらの地層が激しい地殻変動を受けた様子は認められない。

深度1260m付近にはさらにもう一箇所傾斜変換点があり、ここより浅い部分ではさらに斜面傾斜が緩くなる(10-15°)。斜面全体が泥に覆われて露頭はほとんど無くなり、地層の状況は分らなくなる。14時23分、深度1220mで離底上昇した。

⑤観察のまとめ

以上のような潜水船による観察の結果、次の事実が判明した。

1) 富山深海長谷の壁面に認められる富山トラフ堆積物は下位から、分級成層した礫岩、塊状の泥岩及び砂岩、そして、その上位の薄く成層した泥岩、シルト岩、あるいは砂岩泥岩互層で構成される(図6)。

2) 谷壁斜面は断面形をみると直線的な三つの斜面で形成され、間に2ヶ所の傾斜変換点がある。下部ほど傾斜が急で全体として凸型の斜面が作られている(図5)。

3) 斜面の麓には崖錐状の地形は認められず、平坦な長谷底と急傾斜の谷壁斜面が接している(図5)。

4) 観察された層理はいずれも水平で、地層の変形や断層も認められない。ジョイントも少なく激しい地殻変動を受けている様子はない。また、変動地形と思われる異常な地形も観察されなかった。

4. 微化石分析

深海1550mで採取した砂岩塊について、その堆積年代及び堆積環境を推定するために、ナノ化石、花粉化石、有孔虫化石、珪藻化石についてそれぞれ分析を行った。実際の分析作業はパリノサーベイ隊に依頼した。以下にこれらの分析結果について記載する。なお、化石抽出方法などの分析方法については記載を省略する。

①ナノ化石

ナノ化石の産出頻度は低く、溶解が進んでいて化石の保存状態も悪い。産出化石は表2に示す4種である。いずれもNeogene~Quaternaryに広く産出する種で、本試料の時代判定には役立たなかった。

表2 富山トラフ堆積物から検出された石灰質ナノプランクトン化石

Table 2 List of the nannofossils detected from the fill sediment of the Toyama trough.

Sample number Depth	Dive 294 1550 m
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	1
<i>Coccolithus Pelagicus</i>	40
<i>Dictyococcites productus</i>	21
<i>Reticulofenestra minuta</i>	37
Total	99

②有孔虫化石

本試料中の有孔虫化石の産出頻度は高いが、溶解を受け保存状態は良くなかった。底生有孔虫、浮遊性有孔虫別に産出リストを表3に示す。浮遊性有孔虫比は40.8%と高く、外洋水の流入する海域に堆積したものと考えられる。

底生有孔虫群集では*Rotaliida*を初めとして浅海生息種が多く、現在の日本海に当てはめると陸棚上の表層水域(水深50m以浅)の群集と類似する。また、現在の日本海の固有水フォナ(水深300m以深)に特徴的な膠着種(*Miliammina echigoensis*, *Trochammina japonica*)や*Trifarina kokozuraensis*, *Uvigerina akitaensis*の産出は稀である。これらから、地層の堆積環境は浅海域と推定される。

浮遊性有孔虫はいずれも寒冷群集からなり暖海性種を含まない事が特徴である。また、*Neoglobobulimina cf. asanoi*を産出したが、他の状況から見てこれは2次堆積と推定される。これを除くと、時代を推定できる種は同定されなかった。強いてこの地層の堆積した時代を推定すると、浮遊性種は寒冷群集のみから成ること、また、2次堆積として*Neoglobobulimina cf. asanoi*が含まれることから、東北日本油田地帯の*Globigerina pachyderma* (sinstal) / *Globigerina quinqueloba* zone から*Globigerina pachyderma* (sinstal) / *Globigerina incompta* zone (米谷, 1975) に対比される可能性がある。これらのzoneは新潟地域の鮮新・更新統の西山~灰爪層準で、Blow (1969)

表3 富山トラフ堆積物から検出された有孔虫化石

Table 3 List of the foraminifer detected from the fill sediment of the Toyama trough.

浮遊性有孔虫		
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny		83
<i>G. falconensis</i> Blow		1
<i>G. quinqueloba</i> Natland		10
<i>G. spp.</i>		3
<i>Neoglobobulimina pachyderma</i> (Ehrenberg) sinist.		24
<i>N. pachyderma</i> (Ehrenberg) dext.		37
<i>N. cf. incompta</i> (Cifelli)		21
<i>N. spp.</i>		19
<i>N. spp.</i>		11
<i>Globorotalia cf. scitula</i> (Brady)		2
浮遊性種	Total	211
底生有孔虫		
膠着質種		
<i>Textularia</i> sp.		1
<i>Gaudryina</i> spp.		2
Total	3	
石灰質磁器質種		
<i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linne)		3
<i>Q. spp.</i>		9
<i>Sigmoilina</i> sp.		1
<i>Sigmoilopsis</i> sp.		1
<i>Mitrolinella circularis</i> (Bornemann)		2
Total	16	
石灰質ガラス質種		
<i>Lenticulina</i> spp.		4
<i>Oolina costata</i> (Williamson)		1
<i>O. spp.</i>		1
<i>Fissurina marginata</i>		2
<i>Bolivina striatula</i> Cushman		1
<i>B. spp.</i>		2
<i>Globobulimina auricularis</i> (d'Orbigny)		3
<i>Chrysalinella dimorpha</i> (Brady)		1
<i>Uvigerina cf. akitaensis</i> Asano		1
<i>Trifarina kokozuraensis</i> (Asano)		1
<i>Epistominella</i> sp.		1
<i>Discorbis opercularis</i> (d'Orbigny)		10
<i>D. cf. mira</i> (Cushman)		3
<i>D. spp.</i>		10
<i>Neoconorbina cf. stachi</i> (Asano)		11
<i>N. spp.</i>		5
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny		3
<i>R.?</i> spp.		21
<i>Glabratella</i> sp.		1
<i>Ammonia</i> sp.		1
<i>Rotaliidae</i>		32
<i>Elphidium cf. advenum</i> (Cushman)		1
<i>E. cf. crispum</i> (Linne)		1
<i>E. spp.</i>		5
<i>Cribronion</i> sp.		1
<i>Cibicides refuigens</i> Montfort		14
<i>C. spp.</i>		17
<i>C. spp.</i>		7
<i>Cymbatoporella</i> sp.		1
<i>Cassidulina aff. yabei</i> Asano & Nakamura		2
<i>C. spp.</i>		2
<i>Globocassidulina</i> spp.		2
<i>Pseudononion japonicum</i> Asano		3
<i>Nonionidae</i>		19
<i>Gyroidina cf. nipponica</i> Ishizaki		1
Unknown		7
Total		198
底生種	Total	217

のN22, N23にあたる。

③花粉化石

産出化石リストを表4に示す。試料は1層準だけで時代や環境を議論することはできなかった。堆積時期は、中新世の示標花粉であるLiquidambarがほとんど含まれないので、地層は鮮新世以降の堆積と推定される。

④珪藻化石

産出化石リストを表5に示す。産出化石の大部分は海棲種である（約88%が海棲種、10%が海棲～汽水棲種）。優占種は沿岸浮遊性の*Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*で、低塩分海水域を特徴付けるものである。その他、海～汽水棲で付着性の*Rhaphoneis surirella*, *Cocconeis scutellum*等を伴っている。これから、地層の堆積した環境は沿岸浅海域だったと考えられる。これは有孔虫の分析結果と一致する。

本試料中には*Neodenticula koizumii*, *Thalassiosira antiqua*等の更新世において絶滅した珪藻種が認められ、時代判定の鍵となっている。図7には北太平洋における主要珪藻化石の生育層準を示した。試料中には上記絶滅種より新しい*Pseudoeunotia doliolus*, *Neodenticula seminae*, *Actinocyclus oculatus*, *Rhizosolenia curvirostris*が現れぬことから、絶滅種は2次堆積とは考えられず、また、絶滅のより早い*Neodenticula hamtschatica*を伴わぬことなどから、地層の堆積時期は上記の絶滅した2種が共存していた時期、すなわち、鮮新世最上部付近と考えられる。この分析結果も有孔虫分析の結果と調和的である。

⑤微化石分析のまとめ

微化石分析の結果、第294潜航で深度1550mから採取された砂岩の年代、堆積環境は次のようにまとめられる。

1) 有孔虫、珪藻分析の結果、採取試料は沿岸浅海域（深度50m以浅の陸棚上の地域）に堆積した地層と考えられる。

2) 地層の堆積年代は、珪藻分析及有孔虫のデータから鮮新世最上部付近（約200万年前ごろ）と考えられる。

表4 富山トラフ堆積物の花粉分析結果

Table 4 Pollen analysis of the Toyama trough deposit sampled by the Dive 294 of "SHINKAI 2000".

Sample No.	294
<i>Abies</i>	2
<i>Tsuga</i>	17
<i>Picea</i>	8
<i>Pinus</i> (Unknown)	17
<i>Sciadopitys</i>	2
T. - C.	5
<i>Ephedra</i>	1
<i>Metasequoia</i>	1
Taxodiaceae	34
<i>Myrica</i>	1
<i>Carya</i>	1
<i>Pterocarya</i>	4
<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>	2
<i>Corylus</i>	1
<i>Betula</i>	3
<i>Alnus</i>	10
<i>Fagus</i>	33
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	8
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	2
<i>Castanopsis</i>	1
<i>Ulmus</i> - <i>Zelkova</i>	7
<i>Liquidambar</i>	1
<i>Tilia</i>	3
<i>Styrax</i>	1
<i>Fraxinus</i>	3
Gramineae	2
Cyperaceae	1
Chenopodiaceae	1
Ranunculaceae	1
<i>Campanula</i>	1
<i>Artemisia</i>	2
Carduoideae	1
Unknown	5
other Pteridophyta	20
Dinoflagellate	11
Microforaminifera	3
Arboreal pollen	168
Nonarboreal pollen	9
Unknown	5
Fern spores	20
TOTAL	202

第5表 富山トラフ堆積物中の珪藻化石

Table 5 Diatom analysis of the Toyama trough sediment sampled by the Dive 294 of "SHINKAI 2000"

	Species Name	Ecology			#294
		H.R.	pH	C.R.	
Marine Water Species	<i>Actinocyclus ingens</i> Rattray	Euh			1
	<i>Actinocyclus undulatus</i> (Bail.) Ralfs	Euh			3
	<i>Bacteriastrum varians</i> Lauder	Euh			1
	<i>Biddulphia</i> spp.	Euh			1
	<i>Cocconeis</i> spp.	Euh			1
	<i>Coscinodiscus nitidus</i> Gregory	Euh			1
	<i>Coscinodiscus nodulifer</i> A. Schmidt	Euh			1
	<i>Coscinodiscus tabularis</i> Gran	Euh			1
	<i>Diploneis weissflogii</i> (A. Schmidt) Cleve	Euh			1
	<i>Diploneis</i> spp.	Euh			1
	<i>Grammatophora oceanica</i> (Ehr.) Grunow	Euh			1
	<i>Navicula</i> spp.	Euh			1
	<i>Neodenticula koizumii</i> Akiba & Yanagisawa	Euh			2
	<i>Nitzschia reinholdii</i> Kanaya	Euh			1
	<i>Opephora</i> cf. <i>marina</i> (Greg.) Petit	Euh			2
	<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	Euh			60
	<i>Plagiogramma staurophorum</i> (Greg.) Heiberg	Euh			3
	<i>Rhizosolenia</i> spp.	Euh			4
	<i>Stephanopyxis turris</i> Grev. and Arn.	Euh			1
	<i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow	Euh			69
	<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grun.) Cleve	Euh			1
	<i>Thalassiosira</i> cf. <i>manifesta</i> Sheshukova	Euh			1
	<i>Thalassiosira</i> cf. <i>marujamica</i> Sheshukova-Poretzkaya	Euh			3
	<i>Thalassiosira nordenskiöldii</i> Cleve	Euh			1
	<i>Thalassiosira oestrupii</i> (Osten.) Proskina-Lavrenko	Euh			6
	<i>Thalassiosira</i> spp.	Euh			4
	<i>Thalassiothrix frauenfeldii</i> Grunow	Euh			2
	<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve and Grunow	Euh			2
	<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cleve	Euh			1
Marine to Brackish Water Species	<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	Euh-Meh			4
	<i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>parva</i> Grunow	Euh-Meh			2
	<i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>stauroneiformis</i> W. Smith	Euh-Meh			1
	<i>Diploneis smithii</i> (Breb.) Cleve	Euh-Meh			1
	<i>Rhaphoneis ampiceros</i> Ehrenberg	Euh-Meh			1
	<i>Rhaphoneis surirella</i> (Ehr.) Grunow	Euh-Meh			10
	<i>Thalassiosira decipiens</i> (Grun.) Joergensen	Euh-Meh			2
	<i>Nitzschia punctata</i> (W. Smith) Grunow	Meh			1
	<i>Aulacosira granulata</i> (Ehr.) Simonsen	Ogh-ind	al-il	l-ph	1
	<i>Navicula pygmaea</i> Kuetzing	Ogh-hil	al-il	ind	1
Marine Water Species					177
Marine to Brackish Water Species					21
Brackish Water Species					1
Fresh Water Species					2
Total Number of Diatoms					201

Legend

H.R. : Halobion rate

Euh : Euhalobous (Marine water)

Euh-Meh : Euhalobous to Mesohalobous (Marine to Brackish water)

Meh : Mesohalobous (Brackish water)

Ogh-hil : Oligohalobous halophilous forms

Ogh-ind : Oligohalobous indifferent forms

pH : potential of Hydrogen

al-il : Alkaliphilous forms

C.R. : Current rate

l-ph : Limnophilous forms

ind : Indifferent forms

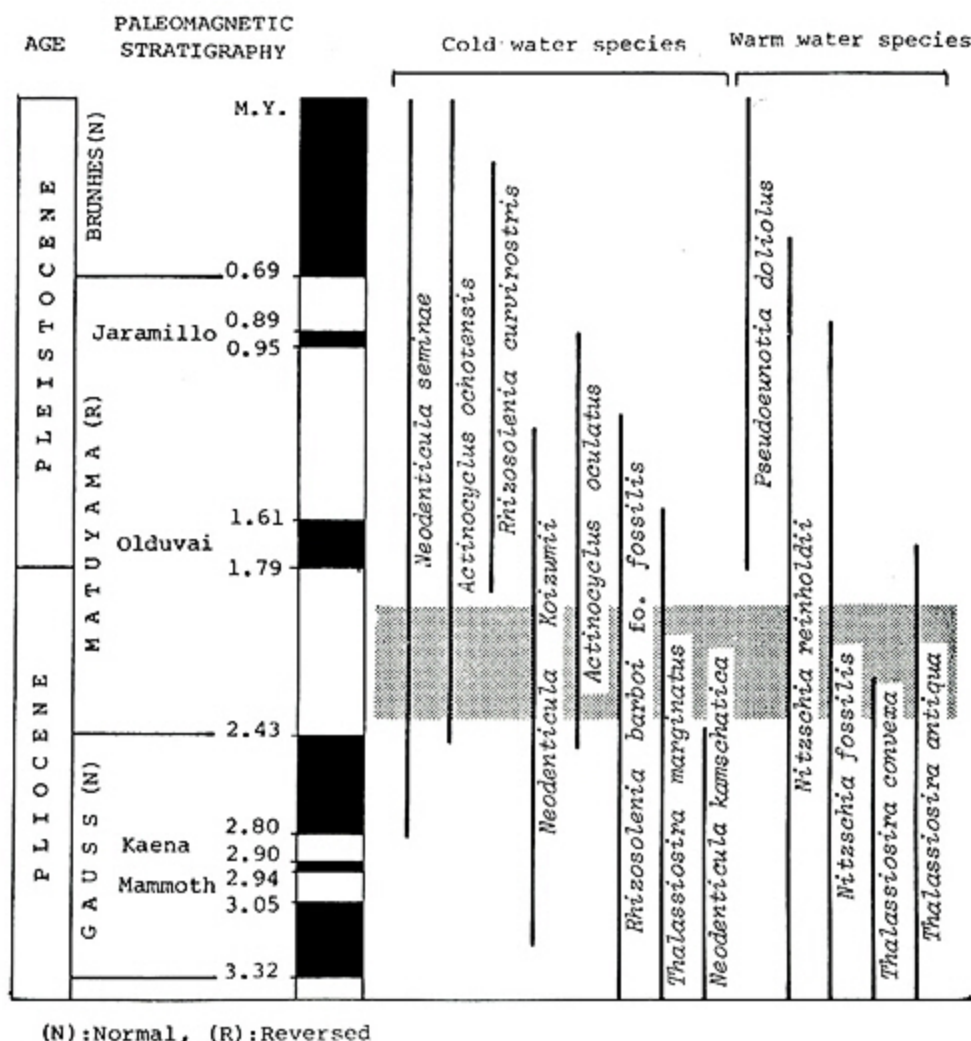


図7 北太平洋地域における主要珪藻化石の生育範囲 (KOIZUMI, 1975)

Fig. 7 Diagram showing the range zones of characteristic diatoms in the northern Pacific area (KOIZUMI, 1975).

5. 考 察

①富山トラフの地殻運動

富山トラフの構成物は鮮新世の最末期(約200万年前)に陸棚のような浅海域に堆積した地層と考えられる。これは、微化石データだけでなく、インプリケーションを持ち陸域あるいは河口付近に堆積したと思われる礫岩層がその下に存在することからも強く支持される。

すると、現在の地層の深度1550mは、微化石から推定される堆積深度に比べて異常に深く、このことは地層の堆積後富山トラフが大きく沈降したことを示している。沈降量は地層の堆積深度を50

mと仮定すれば1500m、海水準低下を考慮しても1300mの沈降量が考えられる。仮にこの沈降が現在も続いているとすると、見掛けの平均沈降速度は $0.75\text{m}/10^3\text{年}$ と計算される。

②富山深海長谷の形成と富山トラフ

ところで、富山トラフを刻む富山深海長谷はいつから、どのようにして形成されたのであろうか。潜航調査から、長谷斜面の地形断面は斜面最下部が最も急で、現在下刻を続けている陸上の谷と良く似ており、この谷が下刻作用ででき、また、現在下刻されつつあることを示している。さらに、谷底や崖麓には堆積物がほとんど認められなかつ

たが、これも谷底の堆積物が下流に押し流され、長谷底がいつも浸食状態にあることを示している。

このような強い浸食は何故起きるのだろうか。海底谷は混濁流などで削られると考えられているが(岩淵, 1968), 現在の富山湾で考えられる混濁流の原因は、春に日本アルプスからもたらされる大量の雪解け洪水流であろう。河川から出てきた洪水流は海底谷に入り、混濁流となって深海長谷を下刻するのではなかろうか。

富山深海長谷は、富山トラフの音波探査記録によればトラフ堆積層の最上部を占めるA層(第四系)を切っており、その形成時期は第四紀になってからである。前述のように鮮新世末以降も富山トラフは激しい沈降運動を続けていたはずであり、そのような時期に浸食基準面の低下を意味する谷の下刻が同時に行われていたとは考えにくい。また、音波探査断面からトラフ充填堆積物の構造を見ても埋没谷は認められない(HONZA ed., 1979)。これらのことは、富山トラフの沈降運動と深海長谷の下刻作用は全く時期の異なる運動であり、富山トラフでは第四紀のある時期に地殻運動に質的な転換が起ったと考えられる。

徳山・末益(1986)は富山深海長谷が大和海盆に入るところに、第四紀になってから巨大な海底扇状地が形成されたことを指摘している。これは、富山トラフの地殻運動に変化が起き、本州からの堆積物の多くが富山トラフに堆積せず、富山深海長谷を抜けて大和海盆に達するようになったことを示すものかもしれない。

では、富山トラフの運動の質的な転換は何を意味するのだろうか。海底の下刻も陸上と同じく浸食基準面の低下が原因と考えれば、富山トラフに下刻が起きるためには下流側の大和海盆あるいは日本海盆との間の比高の増加が必要である。その原因として、1)トラフ自体の沈降運動の停止と隆起の開始、2)大和海盆側の沈降による富山トラフとの間の落差の形成・拡大が挙げられよう。これらについては現在データが無く、これ以上の検討は困難である。

③富山トラフの地殻運動と東北日本北米プレート説

北米プレートの日本海東縁での沈み込みは、中村(1983)によって富山トラフの東の縁に見られる堆積物の変形構造が根拠の一つに挙げられてい

る。しかし、潜航調査の結果などから見て、変形を受けつつ堆積した地層は大部分が鮮新世以前の堆積物であり、もしこれがプレート運動によるものならば、その活動開始は鮮新世を遙かに遡ることになり、最近の沈み込み開始を示唆するという他の地学的な証拠と矛盾してしまう。

富山トラフの東縁に指摘される変形構造は、測線によっては認められないところもあり、これはトラフの縁に平行する構造ではなく、佐渡海嶺に平行する変形構造がトラフ内に延びて断片的に認められるものと考えた方が良いのではなかろうか。また、深海長谷沿いではトラフ堆積物に変形はほとんど無く、この付近がプレート収斂境界のような激しい地殻変動の場に近接したところとは考えにくい。このように、少なくとも能登沖の富山トラフの端では、プレート収斂運動を反映する地殻変動はその存在が認められない。

前述したように富山トラフでは第四紀において運動の質的な転換が起きているが、東縁部でのプレートの沈み込み開始の証拠が否定されたので、この転換を北米プレートの運動と結びつけるには資料が明らかに不足している。今後、富山トラフの堆積物の詳細な検討などを通じて、第四紀における富山トラフの運動の転換の真の原因を探究する必要がある。

謝 辞

本研究の実施にあたっては、科学技術庁及び堀田宏深海研究部長を初めとする海洋科学技術センターの方々に大変お世話になりました。特に潜航調査では「しんかい2000」運航チーム及び「なつしま」乗員の皆様からは多大の御援助を受けました。また、地質調査所の本座栄一海洋物理探査課長からは日本海の音波探査記録の利用を許可していただきました。東大海洋研究所の藤岡換太郎助教授、地質調査所の中村光一氏からは、富山トラフ及び富山深海長谷の形成について貴重な御意見、御討論を賜りました。紙上をお借りしてこれらの方々に厚く御礼申し上げます。

参考文献

BLOW, W. H., 1969, Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigr-

- aphy. Proc. 1st, Intern. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967, 1, 199-421.
- HONZA, E. ed., 1979, Geological investigation of the Japan Sea. Cruise Report, 13, 99p.
- 石橋克彦, 1986, 東北日本北米プレート説と西南日本東進説. 月刊地球, 8, 762-767.
- 岩淵義郎, 1968, 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物邦文報告, 66, 1-76.
- 岩淵義郎, 桂 忠彦, 永野真男, 桜井 操, 1976, フォッサ・マグナ地域の海底地質. 海洋科学, 8, 549-556.
- 川上喜代四, 1970, 日本海東部海底の地形学および地球物理学的研究. 水路部研究報告, 5, 1-46.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, 5, 510-514.
- KOIZUMI, I., 1975, Diatom events in late Cenozoic deep-sea sequences in the North Pacific. Jour. Geol. Soc. Japan, 81, 567-578.
- 米谷盛寿郎, 1978, 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), 35-60.
- 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, 58, 711-722.
- 桜井 操, 佐藤任弘, 田口 広, 永野真男, 内田摩利男, 浜本文隆, 1971, 能登半島西方大陸棚の海底地形と地質構造. 地質学雑誌, 77, 645-651.
- SENO, T., 1985a, "Northern Honshu Microplate" hypothesis and tectonics in the surrounding region. Jour. Geodetic Soc. of Japan, 31, 106-123.
- SENO, T., 1985b, Is northern Honshu a microplate. Tectonophysics, 115, 177-196.
- 瀬野徹三, 1986, 日本列島の中期更新世-50万年前に何が起きたか? 一. 月刊地球, 8, 708-715.
- 田口 広, 永野真男, 佐藤任弘, 桜井 操, 内田摩利男, 1973, 日本海白山瀬付近の構造発達史. 地質学雑誌, 79, 287-298.
- 玉木賢策, 本座栄一, 湯浅真人, 西村清和, 村上文敏, 1981, 1:1,000,000 日本海中部海域広域海底地質図. 地質調査所海洋地質図, 15.
- 田中武男, 仲二郎, 松本剛, 深海研究グループ, 1987, 能登半島東方富山深海長谷における曳航及び潜航調査(II). 第4回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集, 11-12.
- 徳山英一, 末益 誠, 1986, 富山深海扇状地の形成年代と成因. 月刊地球, 8, 734-739.

(原稿受理 1988年5月2日)



写真1 谷斜面の最下部に認められる礫岩層（深度1617m）

Photo. 1 Characteristic conglomerate bed observed at the lowest part of the submarine canyon 1617 m in depth.



写真2 グレーディング及びインブリケーションの顕著な成層した礫岩（深度1615m）

Photo. 2 Stratified conglomerate with normal grading and imbricated structure.



写真3 深度1484 m 付近に認められる成層した泥岩層

Photo. 3 Thin bedded mudstone observed at 1484 m in depth.