

潜航調査からみた日本海東縁秋田沖佐渡海嶺の活断層

池原 研*¹

秋田沖日本海の佐渡海嶺東側斜面の活断層崖で実施された「しんかい2000」及び「ドルフィン3K」による潜航調査の結果、この活断層の活動度はそう高いことが推測された。すなわち、大規模な斜面崩壊や断層、地層の変形などは認められなかった。また、断層崖前面の半遠洋性堆積物中にタービダイトなどの地震性堆積物が認められないことから、最近1,000年程度の間にこの断層による大地震は発生しなかったことが推測された。日本海東縁の潜航調査結果から把握できる変動地形の大きさと現在の地震活動の大きさとの間には正の相関関係がありそうである。

キーワード：日本海，佐渡海嶺，活断層，斜面崩壊，「しんかい2000」

Submersible survey of an active fault in the Sado Ridge, eastern margin of the Japan Sea

Ken IKEHARA*²

Submersible observations by using “Shinkai 2000” and “Dolphin 3K” at the eastern slope of the Sado Ridge, the eastern margin of the Japan Sea, indicated low activity of an active fault in the Ridge. That is, no large slope failure, no fault and no deformation of sedimentary strata is found throughout the observations. Also, no seismogenic event deposit such as turbidite and submarine debris flow deposit was found in the hemipelagic sediment deposited just below the escarpment. On the basis of the length of a core sample and general sedimentation rate around the survey site, the last action of the active fault is thought to occur at more than 1,000 years before present. Judging from observed seismogenic topography and/or surface structures by the submersible surveys and modern seismicity in the eastern margin of the Japan Sea, there is a possibility of positive relation between the degree of seismogenic structures and seismicity.

Key words : Japan Sea, Sado Ridge, active fault, slope failure, “Shinkai 2000”

* 1 地質調査所海洋地質部

* 2 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

1. はじめに

日本海東縁は新しいプレート収束境界であるといわれ(小林, 1983; 中村, 1983), 今世紀に入ってから1940年積丹沖地震, 1964年新潟地震, 1983年日本海中部地震, 1993年北海道南西沖地震と4回のマグニチュード7.5を越える大地震が発生している。それらの地震の余震域は日本海東縁に沿って断続的に配列する(図1)が, それらの間にはまだ地震の発生していない空白域が存在し, 近い将来における地震の発生が心配されている。一方, この海域の海底地質構造は, 地質調査所による一連の調査により明らかにされており, 大陸斜面に多くの活断層が分布していることがわかっている(岡村ほか, 1992, 1995, 1996; Okamura *et al.*, 1995)。各活断層の活動履歴や活動度を明らかにすることは, この海域における地震発生ポテンシャルの評価に大きく貢献するものであり, 地震災害軽減のための基礎資料としても重要な研究課題の一つである。

秋田西方から佐渡島にかけて北北東-南南西に延びる地形的高まりである佐渡海嶺は, 日本海東縁でも特に活断層の多い場所の一つである(Okamura *et al.*, 1995)が, 今までに佐渡海嶺で明らかに発生したと考えられる大地震は知られておらず, そこに分布する活断層の地震発生ポテンシャルは不明のままであった。このため, 佐渡海嶺を地震空白域であるとする指摘もある(大竹, 1993; Ohtake, 1995)。この地域における地震発生状況を把握するため, 海底地震計を用いた海底微小地震の観測などが佐渡海嶺の周辺で行われている(西澤ほか, 1995; 佐藤ほか, 1997; 野ほか, 1997; 白銀ほか, 1997)。これらのことは, この地域が日本海東縁における今後の地震発生ポテンシャルの評価の上で重要な場所であることを示しているのみならず, 日本海東縁のテクトニクスを考える上でも, 重要な場所であることを示している。この理解のためには, この海域に分布する活断層の特徴や活動度を把握し, それと現在の地震活動との関係を考察することが必要となる。しかし, 佐渡海嶺においては, 「しんかい2000」による潜航調査が行われているにもかかわらず, 明瞭な断層などは観察されていない。これは, 1) 活断層を調査・観察するための潜航ではなかったため, 潜航場所あるいはルートが適切でなかった, あるいは, 2) 音波探査記録では海底面まで達しているように見える断層が表層堆積物で覆われている, 等の原因によるものであろう。したがって, 佐渡海嶺の活断層の活動度の評価においては, 明瞭な活断層が音波探査記録で認められ, 表層堆積物の覆いがないか, 非常

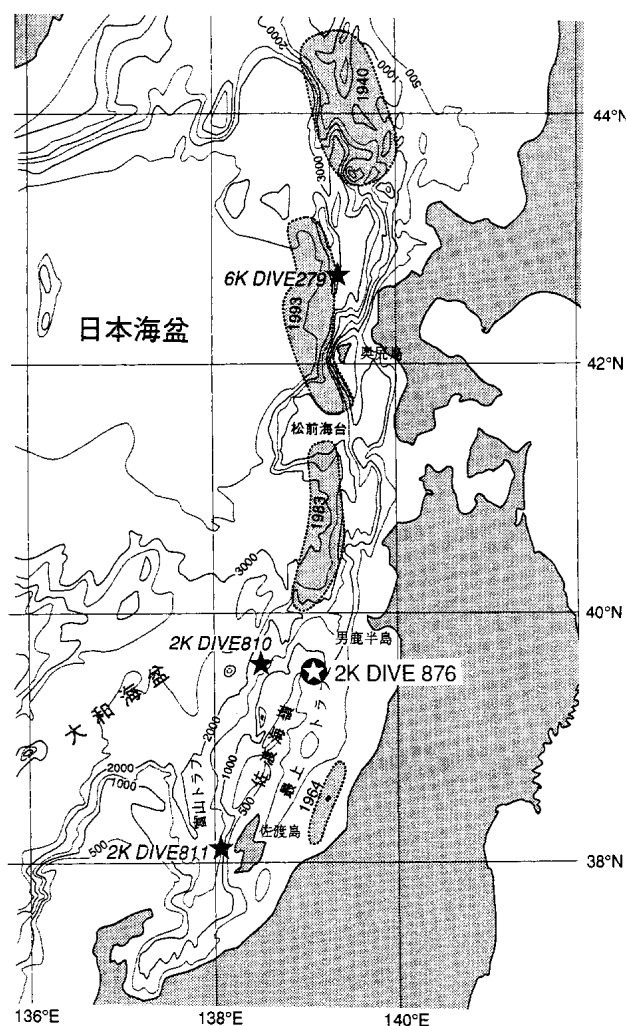


図1 潜航地点の位置と周辺の海底地形及び過去の大地震の余震域と秋田沖空白域

Fig.1 Location of submersible observations of "Shinkai 2000" and "Dolphin 3K" with bathymetry and focal areas of past large earthquakes and Akita-oki seismic gap.

に薄いと推定される場所を選んで調査する必要がある。また, 断層の活動度の評価においては, 断層地形の有無, その保存度合い, 斜面崩壊の有無, 崩壊起源の堆積物の有無と発生頻度の把握などを行う必要がある。通常の船舶を用いた調査だけではすべてを評価することは一般に困難であり, 通常の船舶を用いた調査と潜水船などによる精査を有機的に組み合わせることが必要である。

このため, 既存の資料から音波探査記録上で海底面まで達する明瞭な活断層が確認され, 海底谷沿いのため海底侵食により活断層が露出していることが期待される秋田沖の佐渡海嶺東側斜面を対象海域と選定し, 「しんかい2000」による潜航調査(第876潜航)を行った。また, この潜航調査に先だって, 「ドルフィン3K」によ

る潜航調査（第288潜航）が行われている。本論では、これら2つの潜航調査の結果から、断層崖の特徴と活断層の活動度について考察する。

2. 潜航地点周辺の海底地形と地質

前述の基準により選定された潜航調査場所は、秋田沖の佐渡海嶺東側斜面である。海上保安庁水路部発行の20万分の1海の基本図「秋田西方」では、明瞭な海底谷が佐渡海嶺側から南西―北東方向に潜航調査地点を経て、最上トラフに達していることが示されているが、最近水路部から発行されたシービームによる海底地形図（20万分の1海底地形図「飛島西方」）によれば、この海底谷はいくつかの小さな凹地が連なっており、流れによる侵食谷というよりも断層に沿った構造的な凹地の連なったものの可能性がある。

一方エアガンによる音波探査記録によれば、ここに分布する活断層はこの断層が形作る崖の基部で海底に達している（図2）。この断層は、海底地形の高まりの麓に沿って、佐渡海嶺の東縁を緩く屈曲しながら南北から北東―南西方向に延び、潜航調査地点の北の最上トラフで消滅している。そしてこの断層は、日本海の拡大時の張力環境下で形成された正断層が鮮新世以降の圧縮環境下で逆断層として再活動したものとされている（岡村ほか、

1992; Okamura *et al.*, 1995)。また、その前面の海底谷には最近の堆積物が堆積している（図2）。したがって、もしこの活断層が活動し、断層崖が崩壊が起これば、崩壊起源の堆積物が海底谷の堆積物中に挟在していることが期待される。断層崖の基部の水深は約920 m、崖の頂部の水深は約450 mであり、崖の比高は470 m程である（図3）。

地質調査所によるこの断層崖でのドレッジ（GH89-4-JT-100）では、最後期中新世を示す珪藻化石（*Neodenticula kamtshatica* 帯下部）を含む泥岩が採取されている（渡辺ほか、1994）。同じドレッジからはこのほかに、ノジュール状の泥岩（パライトノジュール？）や円～亜円礫の火山岩礫が採取されている（岡村ほか、1990）。岡村ほか（1996）は、この結果及びこの周辺のほかのドレッジ試料の珪藻による年代決定結果（渡辺ほか、1994）と音波探査記録の解釈から、この地層を中期中新世～鮮新世の平瀬層群としている。そしてこの地層は、日本海の後期リフト期の堆積物とされている（Okamura *et al.*, 1995）。

3. 潜航調査結果

「しんかい2000」による潜航調査は、1996年6月26日に第876潜航として行われた（表1）。「しんかい

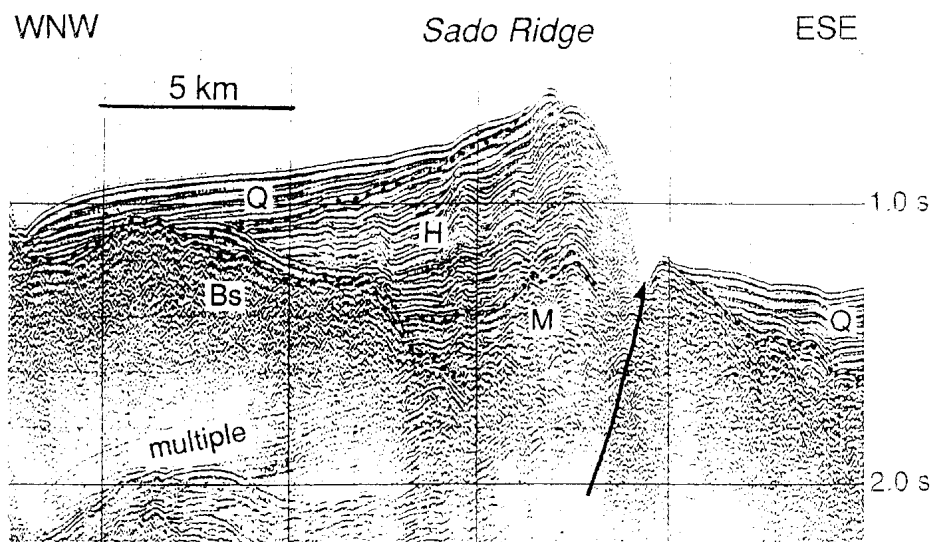


図2 潜航調査地点付近を横切る音波探査記録（岡村ほか、1996による）。Q：後期鮮新世―第四紀の両津沖層群の砂・礫・泥 H：中期中新世―鮮新世の平瀬層群の泥岩・砂岩 M：前期中新世の向瀬層群の泥岩・砂岩・礫岩・火砕岩 Bs：白亜紀花崗岩・漸新世―前期中新世の火山岩類からなる音響基盤

Fig. 2 Seismic profile across the survey site (after Okamura *et al.*, 1996). A west-dipping reverse fault is found at the foot of a bank. Q: Sand, gravel and mud of the late Pliocene-Quaternary Ryotsu-oki Group H: Mudstone and sandstone of the middle Miocene-Pliocene Hirase Group M: Mudstone, sandstone, conglomerate and pyroclastic rocks of the early Miocene Mukose Group Bs: Acoustic basement composed by Cretaceous granite and Oligocene-early Miocene volcanic rocks.

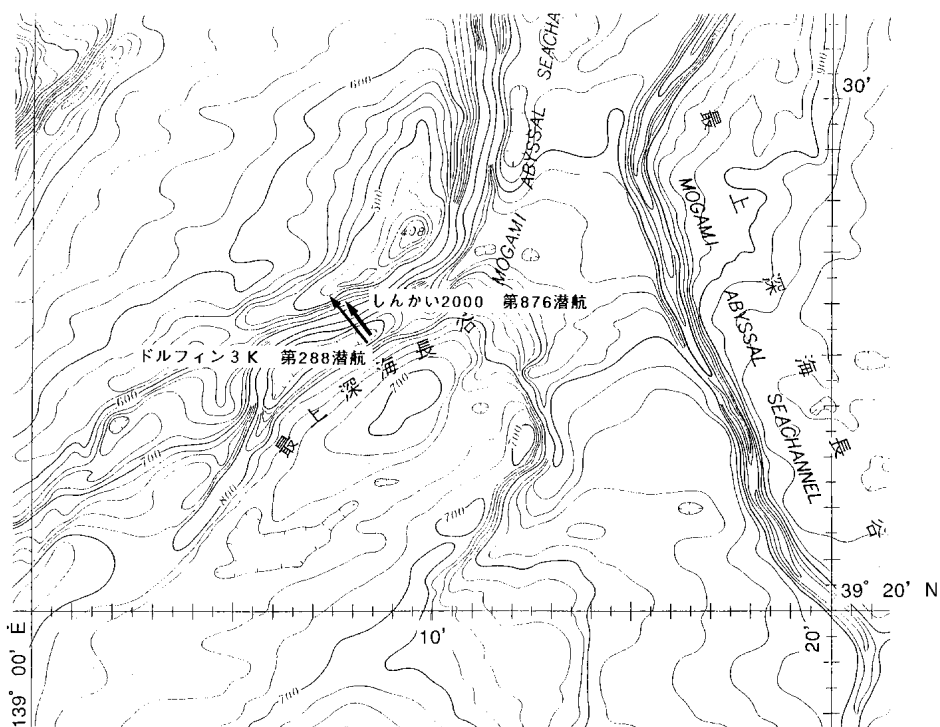


図 3 潜航地点付近の海底地形と潜航ルート

Fig. 3 Submarine topography of the survey sites and survey tracks.

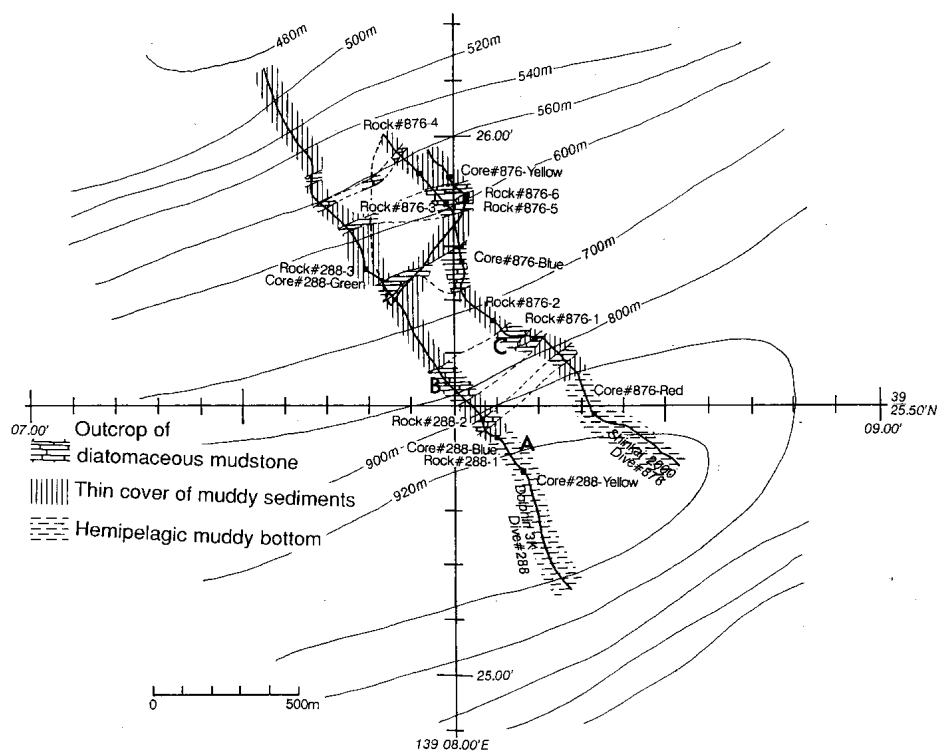


図 4 潜航調査ルートマップ

Fig. 4 Descriptive route map of the submersible surveys.

表 1 「しんかい 2000」潜航調査記録

Table 1 Description of "Shinkai 2000" Dive 876.

しんかい2000第876回潜航調査

潜航地点：日本海秋田沖 北緯39° 26.00' 東経139° 08.00'
 潜航日 平成 8 年 6 月 26 日
 観察者 池原 研
 船長 千葉和宏
 船長補佐 大野芳生
 潜航開始時間 9:33
 着底時間 10:23 着底水深 915m
 離底時間 14:46 最大水深 916m
 浮上時間 15:09
 潜航時間 5:36

表 2 「ドルフィン 3K」潜航調査記録

Table 2 Description of "Dolphin 3K" Dive 288.

ドルフィン 3 K 第288回潜航調査

潜航場所：日本海秋田沖 北緯39° 25.5' 東経139° 08.00'
 潜航日 平成 8 年 6 月 21 日
 調査主任 依田代志男
 ビークル指揮 依田代志男
 パイロット 千葉和宏
 コパイロット 大野芳生
 潜航開始時間 13:05
 着底時間 13:38 着底水深 909m
 離底時間 15:38 離底水深 531m
 浮上時間 16:04 最大水深 926m
 潜航時間 2:59

2000」の潜航調査のルートは、地質調査所による音波探査測線の位置を考慮し、これにはほぼ沿った方向で、かつ前述の地質調査所のドレッジの軌跡を横断するように設定した。調査ルートは断層崖の最大傾斜の方向にほぼ一致している（図4）。この潜航調査では、海底谷の中心である水深 920 m 付近から観察を始め、断層崖の水深 550 m 付近まで達した後、再び水深 670 m 付近まで戻って前の調査ルートを横切るように観察した。この潜航の事前調査として、同年 6 月 21 日に「ドルフィン 3K」による潜航調査（第 288 潜航）が行われている（表 2）。この潜航調査では、海底谷の反対側の斜面から観察を始め、海底谷を横切って、断層崖を登り、水深約 490 m の地点まで観察を行った。

両潜航調査の調査結果は、図 4 のようにまとめられる。「しんかい 2000」及び「ドルフィン 3K」が着底した海底谷底は、ほぼ平坦な海底であり、底生生物による擾乱の著しい泥が広く分布している（写真 1）。斜面方向に進むにしたがって、傾斜はわずかに増加していくが底質の様子はほとんど変わらない。水深 900 m 付近からわずかに転石が認められるようになり、「しんかい 2000」では水深 900 m を切ってから、「ドルフィン 3K」では水深約 900 m 付近で露岩が認められるようになった（写真 2）。崖の基部には泥がドレープ状に堆積

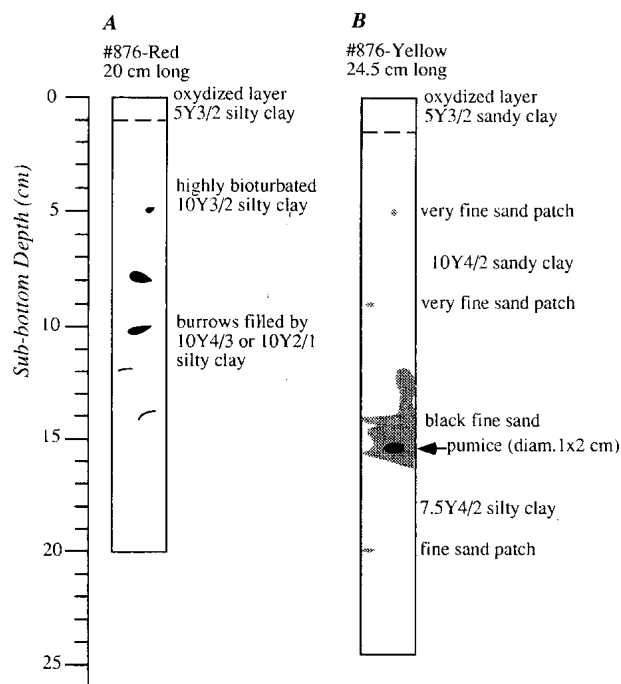


図 5 採取された柱状試料の肉眼記載. A: #876-Red B: #876-Yellow.

Fig. 5 Visual description of the obtained core samples by "Shinkai 2000". A: #876-Red B: #876-Yellow.

しており、断層露頭は発見できなかった。これより先、「しんかい 2000」で観察を行った水深 550 m 付近までの斜面は、泥岩が露出する崖と泥岩が薄い堆積物に覆われる緩やかな斜面の繰り返しで特徴づけられる。泥岩の露出は、斜面下部の水深 850~700 m あたりがもっとも顕著であった（写真 3）。緩斜面には転石が認められ、この崖を構成する珪藻質泥岩、バライトノジュール、安山岩などが岩石試料として採取されている。このうちバライトノジュールについては、珪藻質泥岩中に含有されている様子が潜航調査によって確認されたが、安山岩についてはその給源は確認できていない。泥岩の露出する崖には、小規模な崩壊痕が認められるほか、崖の基部には崩壊に伴う堆積物が認められることがあるが、いずれも小規模であり、断層と明らかに認定できる地形や大規模な崩落崖、地割れやそれを充填したような痕跡などは認められなかった。斜面上部の緩斜面から採取した柱状試料（#876-Yellow）には、礫サイズの軽石などが挟在し（図 5B・6B）、近くの崖の小規模な崩壊に伴う堆積物であると考えられる。また、崖の上部は不規則に侵食されている場合があり、崖の形成時期が最近のことではないことが推定された。「ドルフィン 3K」による観察によれば、海底の傾斜が緩くなる水深 550 m 以浅では

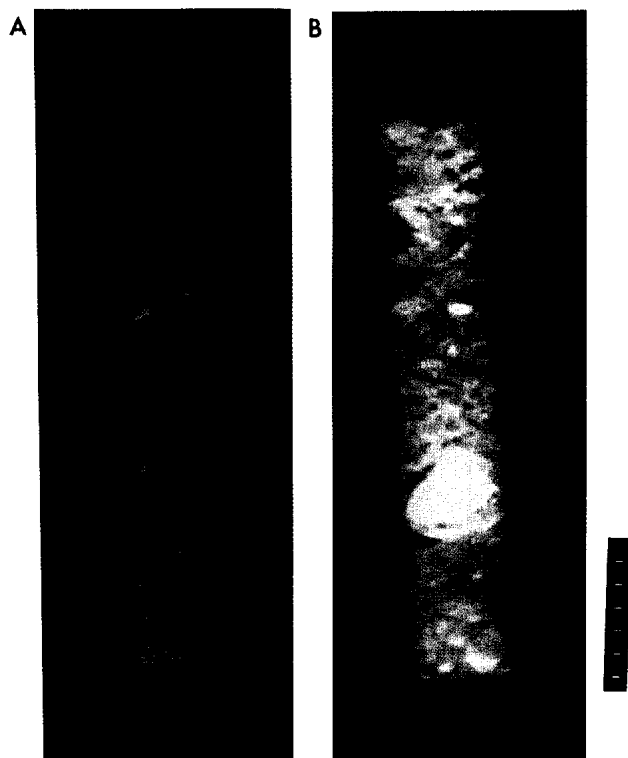


図 6 柱状試料の엑스線 CT 画像(図中の一目盛は 1 cm).
A: #876-Red B: #876-Yellow.
Fig. 6 X-ray CT images of cored materials (scale in cm). A: #876-Red B: #876-Yellow.

露岩の発達状態は悪く、海底は未固結の泥質堆積物に覆われている。

4. 活断層崖の地形と地質

前述のように、断層崖の基部で海底に達していると考えられた活断層の存在を示すような海底微地形は、観察できなかった。断層崖の基部まで未固結の泥質堆積物が分布することから、この泥質堆積物によって覆われていると考えられる。一方、断層崖は珪藻質泥岩からなる崖と薄い泥質堆積物に覆われる緩斜面の繰り返しで構成されることが明らかとなった(図4)。このような斜面の微地形は構造運動に関係した変動地形と考えられるが、観察した断層崖には断層の存在を明らかに指示するような地形や大規模な崩壊による地形などは観察できない。このことは、最近この断層崖においては、小規模な崖の崩壊現象は起きているものの、大規模な斜面崩壊や地層の変形などは起きていないことを示している。小規模な崖の崩壊現象の原因については明らかでないが、近接地で発生した大地震に伴うものである可能性が高い。最近の海底地震計を用いた海底微小地震観測結果

表 3 採取された泥岩試料の珪藻分析結果(地質調査所渡辺真人氏による)

Table 3 Occurrence of diatom fossils from mudstone samples collected by "Shinkai 2000" and "Dolphin 3K". Identification by Mr. M. Watanabe of the Geological Survey of Japan.

	876 No.2	876 No.3	Dolphin No.1	Dolphin No.2
<i>Actinopterychus senarius</i>		*	9	5
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	2	11	21	7
<i>Coscinodiscus radiatus</i>				1
<i>Delphineis surirella</i>	1	2	1	
<i>Delphineis</i> spp.	1			1
<i>Neodenticula kamtschatica</i>	45	54	51	73
<i>Nitzschia rolandii</i>	3	1		1
<i>Paralia sulcata</i>	1		*	
<i>Rhizosolenia barboi</i>	*	*	*	*
<i>Rhizosolenia hebetata</i>	1		*	
<i>Rhizosolenia styliformis</i>	1	7		1
<i>Rosella tatsunokuchiensis</i>			*	
<i>Rouxia californica</i>				*
<i>Thalassionema nitzschoides</i>	24	20	12	7
<i>Thalassiosira antiqua</i>	1			*
<i>Thalassiosira decipiens</i>	4	1		
<i>Thalassiosira eccentrica</i>				*
<i>Thalassiosira jacksonii</i>	3	*	1	*
<i>Thalassiosira leptopus</i>				1
<i>Thalassiosira marujamica</i>	3	*		
<i>Thalassiosira nidulus</i>				*
<i>Thalassiosira oestrupii</i>	2	*	1	*
<i>Thalassiosira zabelinae</i>				*
<i>Thalassiosira</i> spp.	6	4	4	3

各サンプルにつき100個の珪藻殻を同定・カウントし、さらに300-500個の珪藻殻を観察し時代決定に有効な種の有無を判断した。
本リストには主要種のみを示した。*印は100個カウント後に認められた種であることを示す

(佐藤ほか, 1997) からすると、地形の急峻な場所に対応して微小地震の震源が分布すること、今回の潜航調査地点の北東に微小地震震源のややかたまった場所があることがわかる。またこの微小地震域においては、1995年1月にマグニチュード4.0の地震が起こっている。この結果は、断層崖の基部に達する活断層の小規模な活動(小地震)によるものの可能性を全く否定するものではない。

「しんかい2000」及び「ドルフィン3K」により採取された4つの泥岩試料に含まれる珪藻化石群集はすべて、この泥岩が前期鮮新世(Koizumi (1985)の*Thalassiosira oestrupii*帯あるいはAkiba (1986)の*Neodenticula kamtschatica*帯中部)のものであることを示している(表3)。これは、前述した地質調査所のドレッジ試料の分析結果(渡辺ほか, 1994)よりも少し若い年代であるが、両者の時代差は非常に小さいと考えられる。したがって、この断層崖の少なくとも下部から中部に露出する泥岩は最後期中新世~前期鮮新世のものであることが明らかとなった。なお、このほかに採取されたバライトノジュール及び安山岩については、別途研究中である。

5. 活断層の活動度

以上の観察結果は、断層崖の基部で海底に達していると考えられる活断層の最近の活動がそう大きいものではないことを示していると考えられる。

一方、日本海中部地震（中嶋・片山，1992；中嶋・金井，1995）や北海道南西沖地震（金井・中嶋，1995；池原ほか，1995；池原・井内，1997）では地震動による海底斜面の崩壊に起因した地震性タービダイトの発生が報告されている。この断層崖においても地震時に斜面崩壊が起こっていたならば、崩壊起源のタービダイトもしくは水中土石流堆積物が崖下の半遠洋性堆積物中に残されているはずである。しかし、「しんかい2000」の今回の潜航調査において、断層崖前面の海底谷底から採取された堆積物柱状試料（#876-Red）はすべて、生物擾乱の著しい泥質堆積物（シルト質粘土）からなっており、タービダイトの挟在は認められなかった（図5A・6A）。採取された試料の長さが短いことから、直接的に堆積年代や堆積速度を示すデータは得られていないが、東北沖日本海における一般的な堆積速度（15-20 cm/1,000 年；池原，1991）あるいは秋田西方において報告されたいくつかの堆積速度（およそ6-32 cm/1,000 年；池原ほか，1994）と採取された試料の長さからすると、過去1,000 年程度の間にこの近傍で大地震が発生したことはなかった可能性がある。このことは今後、より長い柱状試料の採取によって確かめられねばならない。

6. 佐渡海嶺の活断層の活動度

以上のように、今回潜航調査を行った秋田沖の佐渡海嶺東側斜面の活断層の活動度は、そう高くないように考えられる。次に、今回の結果とこれまでに日本海で行われた活断層についての潜航調査結果を比較してみる。比較する潜航調査は、1995 年に行われた北海道西方奥尻海嶺（「しんかい6500」第279 潜航）、秋田沖佐渡海嶺西側斜面（「しんかい2000」第810 潜航）、佐渡島西方佐渡海嶺西側斜面（「しんかい2000」第811 潜航）の3 つであり、これらの潜航調査の概要は報告されている（岡村，1995；岡村・竹内，1996）。

これら4 つの潜航調査結果をまとめると、変動地形の規模は、奥尻海嶺・秋田沖佐渡海嶺東側斜面・秋田沖佐渡海嶺西側斜面・佐渡西方佐渡海嶺の順に小さくなる。奥尻海嶺は北海道南西沖地震の震源に近く、この地震断層に関係したと推定される変動地形も認められている（竹内ほか，1996；岡村・竹内，1996）。佐渡海嶺西側斜面や佐渡西方でも、ステップ状に海底地形が認めら

れ、構造運動に関係したものと推定されている（岡村，1995；岡村・竹内，1996）が、その規模は今回の潜航調査地点よりも小さい。前述の佐藤ほか（1997）の海底微小地震観測の結果では、「しんかい2000」第810 潜航地点（佐渡海嶺西側斜面）には、震源は認められない。佐渡西方についても、野ほか（1997）や白銀ほか（1997）の海底地震の観測結果からみると、地震活動は小さい。これらのことから、現在の地震活動の程度が大きい場所の方が、潜航調査から認められる変動地形の規模が大きいという関係がある可能性が指摘できる。東北沖から北海道西方の日本海における潜航調査結果を変動地形の観点から見直して、それぞれの程度を比較し、地震活動との関係を明らかにしていくことが今後の重要な課題である。

7. おわりに

今回の潜航調査結果から、秋田沖の佐渡海嶺の活断層の活動度はそう大きくないと推定された。また、これまでのいくつかの潜航調査結果との比較から、変動地形の規模と地震活動の程度の間に正の相関関係がある可能性が示唆された。ただし、考察に用いられた潜航調査は、結論を導くのに十分な数とはいえない。既存の調査結果もあわせて検討することで、この関係が成り立つか否かは検証されねばならない。同時に音波探査記録などにより、それぞれの場所の活断層の性質や状況を確認しなければならぬのは言うまでもない。

一方、地震発生頻度や最新の活動時期については、潜航調査のみでは特定できない場合もあることが十分考えられる。これは、潜航調査で観察あるいは採取できる試料の制限に起因している。従来の船舶による調査（海底地形調査・音波探査・サイドスキャンソナー調査・柱状試料採取など）と「しんかい2000」「しんかい6500」「ドルフィン3K」「かいこう」などの潜航調査を有機的に組み合わせて、より効率的で正確な地震発生可能性評価のための調査が行われねばならない。

謝 辞

本潜航調査を行うにあたって、海洋科学技術センターの与田代志男司令を始めとする「しんかい2000」、「ドルフィン3K」運航チームの方々、及び「なつしま」の乗組員の方々には大変お世話になりました。また、地質調査所の巖谷敏光氏、海上保安庁水路部の加藤幸弘博士には調査航海及びその前後を通じて大変お世話になりました。地質調査所の岡村行信博士には、本潜航調査のき

っかけを与えていただきました。また、泥岩試料の珪藻分析は地質調査所の渡辺真人氏にお願いいたしました。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Akiba, F. (1986) : Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., Init. Rep. DSDP, U. S. Govern. Print. Office, Washington, 87, 393-481.
- 池原 研 (1991) : 日本海海底のテフラ —その分布と応用—。月刊地球, 13, 218-224.
- 池原 研・井内美郎 (1997) : 北海道西方海域の北海道南西沖地震の地震性タービダイトの三次元堆積構造。堆積学研究会 1997 年春の例会シンポジウム要旨集, 51.
- 池原 研・井内美郎・菅 和哉 (1995) : 北海道西方後志海盆表層に分布する地震性タービダイト。堆積学研究会 1995 年秋季研究集会講演要旨, 95-96.
- 池原 研・中嶋 健・片山 肇 (1994) : 秋田西方表層堆積図及び同説明書。海洋地質図, 41, 地質調査所, 58p.
- 金井 豊・中嶋 健 (1995) : 放射能測定などによって明らかにされる 1993 年北海道南西沖地震に起因する海底タービダイト。Radioisotopes, 44, 856-864.
- 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. (1985) : Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. Jour. Geol. Soc. Japan, 91, 195-211.
- 中嶋 健・金井 豊 (1995) : 1983 年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定。地震, 48, 223-228.
- 中嶋 健・片山 肇 (1992) : 日本海盆東縁表層のタービダイト。しんかいシンポジウム報告書, 55-62.
- 中村一明 (1983) : 日本海東縁新生海溝の可能性。地震研究所集報, 58, 711-722.
- 西澤あずさ・青柳恭平・篠原雅尚・高橋成実・末広 潔・浅田 昭 (1995) : 海底地震計による日本海秋田沖の微小地震活動。日本地震学会講演予稿集 1995 年度秋季大会, 100.
- 野 徹男・廣瀬一聖・川崎一朗・白銀哲雄・塩原 肇・島村英紀 (1997) : 1996 年 8 月富山トラフ南部における海底地震観測 (序報)。地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 88.
- 大竹政和 (1993) : 日本海東縁部の大地震の発生系列。日本地震学会講演予稿集 1993 年度秋季大会, 37.
- Ohtake, M. (1995) : A seismic gap in the eastern margin of the Sea of Japan as inferred from the time-space distribution of past seismicity. The Island Arc, 4, 156-165.
- 岡村行信 (1995) : 日本海東縁の活断層崖の比較観察—佐渡西方・秋田沖・奥尻北方—。第 12 回しんかいシンポジウム予稿集, 121-123.
- 岡村行信・森尻理恵・佐藤幹夫 (1996) : 秋田西方海底地質図及び同説明書。海洋地質図, 48, 地質調査所, 36p.
- 岡村行信・中嶋 健・片山 肇・土谷信之・池原 研・山本博文 (1990) : ドレッジおよびロックコアラーで得られた岩石試料。岡村行信・有田正史・奥田義久 (編), 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成元年度研究概要報告書—青森県〜新潟県沖概査—, 地質調査所, 52-77.
- 岡村行信・佐藤幹夫・渡辺真人・山本博文 (1992) : 日本海南東部のインバージョン・テクトニクス。構造地質, 38, 47-58.
- 岡村行信・竹内 章 (1996) : 日本海東縁の活断層の潜航調査—奥尻島北方, 秋田西方, 佐渡西方—。地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 145.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) : 佐渡島北方海底地質図及び同説明書。海洋地質図, 46, 地質調査所, 43p.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Sato, M. (1995) : Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. The Island Arc, 4, 166-181.
- 佐藤利典・藤江 剛・是澤定之・笠原順三・加藤照之・田中圭介・本多誠一郎・横田 崇・中村浩二・内藤宏人・石川有三・堀修一郎・三浦 哲・平澤朋郎 (1997) : 日本海酒田沖における海底地震観測。地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 92.
- 白銀哲雄・仲西理子・塩原 肇・島村英紀・野 徹男・中川靖浩・川崎一朗 (1997) : 1995 年 (9 月—11 月) 富山・新潟沖における微小地震観測。地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 88.

竹内 章・藤岡換太郎・藤倉克則・加藤幸弘・長沼 毅
・倉本真一・岡村行信・岡野 肇・青木美澄・小寺
透 (1996) : 1993 年北海道南西沖地震震源域の潜航
調査. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿
集, 145.

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,
45, 405-436.

(原稿受理 : 1997 年 6 月 27 日)

(注) 写真は次のページ以降に掲載



写真 1 断層崖前面の海底谷底（図 4 の地点 A）。生物擾乱の著しいシルト質粘土からなる。

Photo 1 Sea bottom in the submarine canyon at the front of the active fault. The bottom was covered by highly bioturbated silty clay. Location A in Fig.4.



写真 2 断層崖基底付近の珪藻質泥岩の露頭（図 4 の地点 B）。わずかに崩壊している。

Photo 2 Outcrop of diatomaceous mudstone at the basal part of the fault (Location B in Fig. 4). Mudstone was partly fractured and failed.

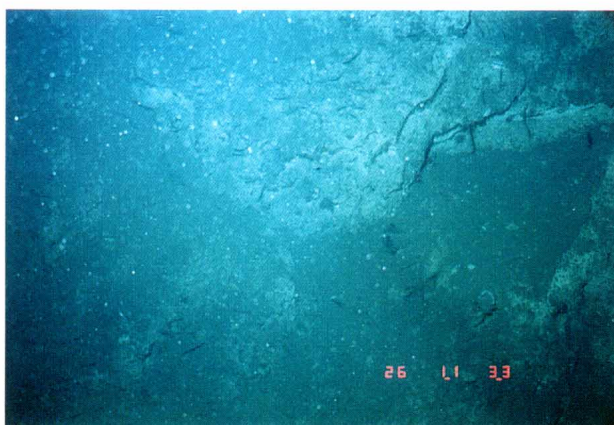


写真 3 断層崖に見られる珪藻質泥岩の露頭（図 4 の地点 C）。

Photo 3 Outcrop of diatomaceous mudstone at the lower slope (Location C in Fig. 4). No large and fresh slope failure and fissure was observed.