

## 平成16年「新潟—村上沖」沿岸海域海底活断層調査報告<sup>†</sup>

伊藤弘志<sup>\*1</sup>, 泉 紀明<sup>\*2</sup>, 成田 学<sup>\*2</sup>, 登崎隆志<sup>\*3</sup>, 加藤正治<sup>\*2</sup>, 細萱 泉<sup>\*2</sup>

Report of the seismic reflection survey for the submarine active fault off Niigata–Murakami, Japan<sup>†</sup>

Koji ITO<sup>\*1</sup>, Noriaki IZUMI<sup>\*2</sup>, Manabu NARITA<sup>\*2</sup>, Takashi TOZAKI<sup>\*3</sup>, Shoji KATO<sup>\*2</sup>, Izumi HOSOGAYA<sup>\*2</sup>

### Abstract

Some active faults, active anticlines, and active synclines were discovered by the seismic reflection survey conducted off Niigata–Murakami including the epicenter of the 1964 Niigata Earthquake.

Most active faults are distributed on the Awashima Uplift Zone and cut the erosion surface formed about 18,000 years ago. The average slip rate of the fault near the earthquake fault of the 1964 Niigata Earthquake is over 0.56 m/ka. Several normal faults detected under the Awashima Uplift Zone are supposed to be formed by the eastward tilting of the uplift.

### 1 はじめに

北海道から新潟沖にかけての日本海東縁地域には多くの活構造が存在し、しばしばマグニチュード7を超えるような大きな地震が発生している(1833年庄内沖地震:M7.7, 1940年積丹半島沖地震:M7.5, 1964年新潟地震:M7.5, 1983年日本海中部地震:M7.7, 1993年北海道南西沖地震:M7.8, 2007年新潟中越沖地震:M6.8)。なかでも1964年新潟地震はより沿岸部に近い海域で起きた地震であり、死者26名、家屋全壊1960棟という大きな被害を出した(宇佐美, 1987)。

1964年新潟地震の発生の直前には偶然海上保安庁水路部の測量船「拓洋」が周辺海域を測量中であったため、地震発生後ただちに「拓洋」及び「海洋」による測量を行い、地震前には平坦であった海底面に地震断層を見いだした(Mogi et

al., 1964)。また、地質調査所は1964年新潟地震の震源域を含む日本海東縁地域において反射法地震探査を行い、活構造の分布と特徴を明らかにした(岡村・他, 1994; 岡村・他, 1996)。その結果、新潟沖の大陸棚には粟島隆起帯と新潟沖隆起帯が存在し、新潟地震は粟島隆起帯の活動であることが分かった。また、亀村・他(1992)は、1964年新潟地震時の地震断層においてコアラーによる堆積物のサンプリングを行い、1964年新潟地震の地震断層は約9,300年前と約10,300年前に活動していたことを明らかにした。しかし、岡村・他(1994)は、粟島隆起帯全体が全ての地震発生時に活動するのではなく、いくつかの単位区間に分けられる可能性を示唆しており、粟島隆起帯における地震活動の特徴を把握するためには起震断層全体の位置・形状や活動履歴を知ることが重要

<sup>†</sup>Received December 27, 2009; Accepted February 23, 2010

\*1 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

\*2 海洋調査課 Hydrographic Surveys Division

\*3 海洋調査課 Hydrographic Surveys Division (当時)

である。現在公表されている海洋地質図（岡村・他，1996）は縮尺が20万分の一、測線間隔が約1.6海里であり、広域的な地質構造を把握するには適しているが、短い断層や変位の小さな構造は地質構造図上には現れにくく、また水深の浅い沿岸海域での調査は十分とはいえない。そこで、都市圏に近く、そこで発生する地震が大きな被害をもたらすと推測される新潟—村上沖の粟島南部海域において、活構造の詳細な位置・形状を明らかにするために稠密な測線で反射法地震探査を行った。

## 2 調査概要

調査海域の位置及び調査測線を図1に示す。調査海域は新潟—村上沖の粟島南方に設定した。この海域は1964年新潟地震の海底地震断層であるS3断層（Mogi et al., 1964）を含む海域である。測線は想定される断層と高角度で交わる東西方向の測線を0.5海里（約0.93 km）間隔、それと直交する南北方向の測線を経度の1分（約1.39 km）間隔に設定し、高密度に調査を行った。

調査には海洋情報部所属の測量船「天洋（430トン）」を用い、シングルビーム中深海音響測深機としてDESO 20を、マルチビーム測深機としてシービーム1180を使用した。反射法地震探査は放電式音波探査機（AAE社製スパーカーCSP 6000，エネルギー：1,000 J，発信間隔：1秒）及び表層探査装置（チャープII，発信間隔：0.5秒）を使用して行った。チャープIIの発振する音波は高周波数（約1~10 kHz）であるため地層の表層部分を精度良く調査するのに向いており、それに対してスパーカーは周波数が低い（約50~300 Hz）ためやや深い部分の大構造をとらえるのに適している。スパーカーは、音波発信部（スパークアレイ）を船尾から約20 m，シングルチャンネルの音波受信部（ハイドロフォン）を船尾から約40 m 繰り出して曳航した。また、チャープIIは左舷シークレーンを使用し約20 m 繰り出して曳航した。調査時の速力は約5ノットとし、水深測量と同時に行った。測位はDGPS

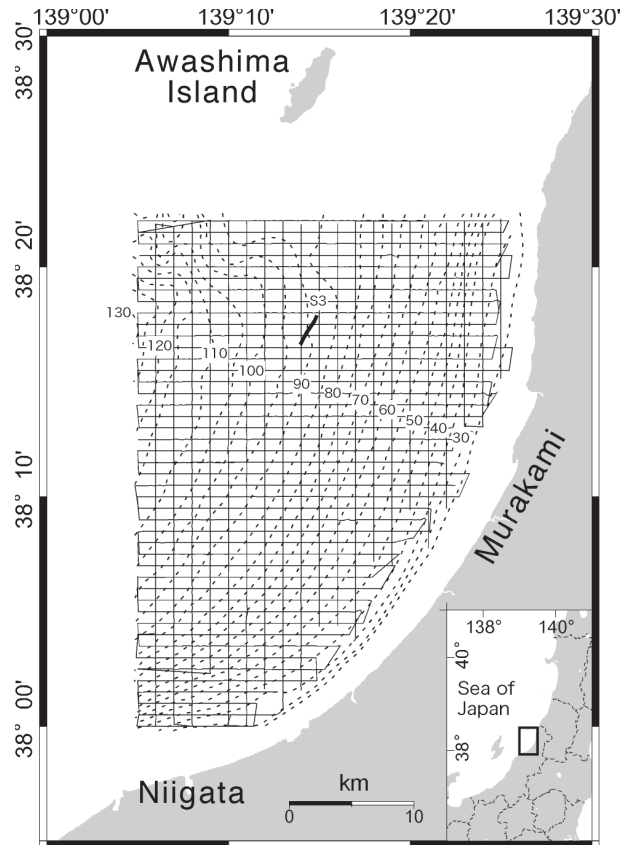


図1 調査範囲と測線。実線、破線、S3は調査測線、水深、1964年新潟地震の地震断層の位置（Mogi et al., 1964）をそれぞれ示す。

Fig. 1 Location map of survey area. Solid lines, broken lines, and S3 indicate survey lines, isobath in meter, and the epicenter of the 1964 Niigata earthquake, respectively.

システムの酒田局を使用して船位を決定した。

調査期間は2004年（平成16年）4月22日~5月18日であり、総調査距離は975海里であった。

## 3 調査結果

### 3.1 海底地形

本調査によって得られた海底地形を図1に示す。ただし、主たる調査項目が反射法地震探査であったため、海底面を100%カバーした海底地形調査は行われていない。本海域における等水深線は海岸線にほぼ並行しており沖に向かってなだらかに深くなっていくような単調な地形であるが、海域の北西部には新潟沖隆起帯の一部である尾根状の高まりが見られる。ほとんどが120 mより



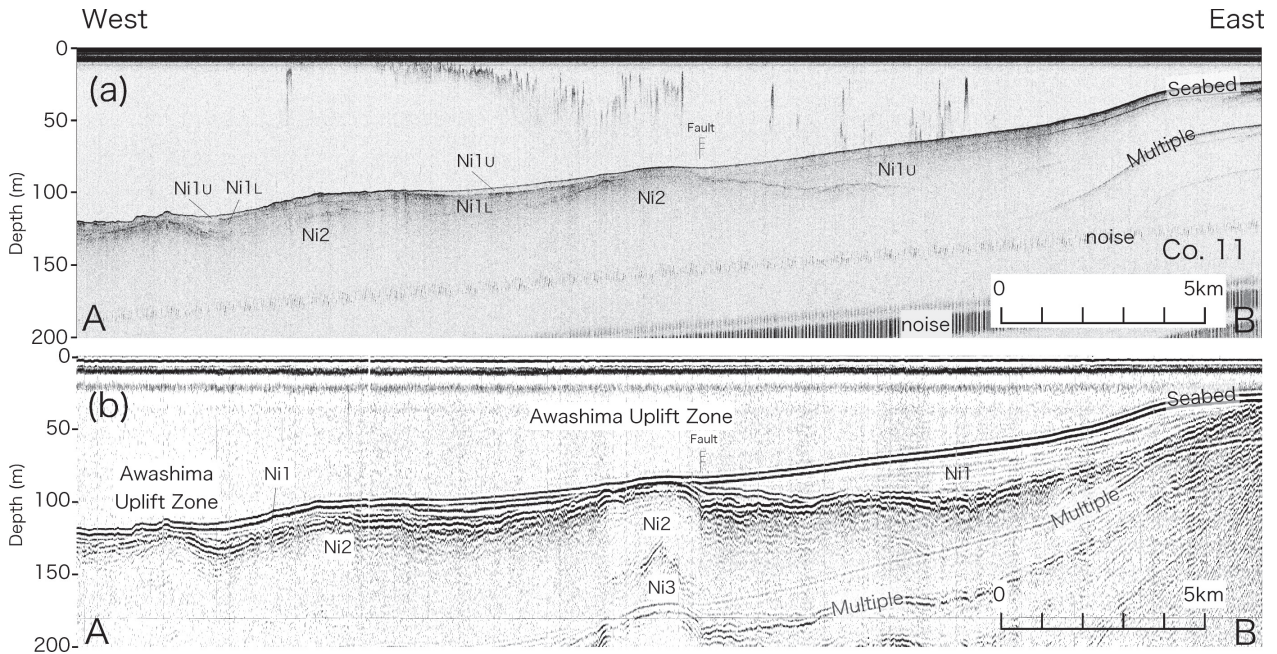


図2 調査海域における代表的な音響断面。2列の粟島隆起帯及びそれを切る断層が見られる。断層の記号のケバは相対的に沈降した側を示す。(a) チャープIIによる音響断面。Ni1UとNi1Lを区別することができる。(b) スパーカーによる音響断面。Ni1UとNi1Lを区別することができない。測線の位置は図3に示す。

Fig. 2 Typical seismic profile in this survey area. Two uplifts are cut by faults. The hachures on the faults show the relatively downthrown side. (a) CHIRP II seismic profile. (b) Sparker seismic profile. Transparent Ni 1 layer in (b) is dividable into Ni 1U and Ni 1L layers in (a). For location, see Fig. 3.

浅い大陸棚であり、最終氷期の最大海退期にはほぼ全域が陸化していたと考えられる。最深部は130 mである。

### 3.2 層序

本海域の地質層序は、チャープII及びスパーカーによる反射法地震探査によって得られた音響断面から層相や反射面の不整合関係を読み取って区分した。その結果、本海域の層序はNi1層、Ni2層、Ni3層の3層に区分された。代表的な音響断面を図2に示す。なお、本来音響断面の縦方向の軸は時間軸であるが、水中及び地中の音速を1,500 m/secと仮定して深度に変換している。

最上位のNi1層は、チャープIIの音響断面上では音響的に透明な層準であるが、強い反射面によって上部層と下部層に細分される。スパーカーの音響断面上でもほとんど透明であり上部層と下部層の境界の反射面は見られないが、下部層には弱い反射面が見られることがある。ここでは、上部層をNi1U層、下部層をNi1L層と呼称する。

Ni1U層は、調査海域の表層を最北部を除きほぼ全域にわたって覆う現世の堆積物であり、沿岸部から沖合に向かって層厚は薄くなっていく。最も厚いのは調査海域南部の沿岸部であり、層厚は約40 mに達する。Ni1L層は主に粟島隆起帯より西側の海域に堆積している。粟島隆起帯が地形に明瞭に表れている海域最北部にはほとんど堆積していないが、北部から南部にかけ最大約10 mの厚さで堆積する。

Ni2層はチャープIIの音響断面中ではほぼ透明な層相であるが、スパーカーの音響断面では、最上部に数枚の強い反射面を持つ。Ni3層の見える北部海域を除いた中～南部海域において音響的な基盤を成す。北部海域では、最大約50 mの層厚を持つ。

Ni3層は北部海域及び岩船沖の沿岸部におけるスパーカーの音響断面中でのみ見られ、北部海域の新潟沖隆起帯においては海底面に直接露出している。最上部には数枚の明瞭な反射面を持つものの、断層によって切られ連続性に乏しい(図

5).

### 3.3 地質構造の特徴

得られた音響断面から背斜・向斜や断層等の地質構造を読み取り、図3に示した。断層は、明瞭に反射面を切っているものの他、撓曲についてもその下に断層が伏在しているものと考え、断層として扱った。本海域における地質構造は、概ね北東-南西方向に伸びた背斜・向斜群とそれに伴う断層によって特徴付けられる。断層は、主に背斜軸の周辺に位置することから、褶曲の成長に伴って形成されたものであると考えられる。主な向斜構造は調査海域の北西部から中央部にかけて3列存在し、北西部の1列とその東側の2列は、それぞれ岡村・他(1994)の新潟沖隆起帯及び粟島隆起帯に相当する。新潟沖隆起帯は、特に本海域の北部では地形にはっきりと現れているが、粟島隆起帯は現世の堆積物に覆われており、明瞭な地形を形成していない。

本海域に分布する断層は、それが切っている層準によって、1. Ni1u層の上面(海底面)までを変位させている断層、2. Ni1L層の上面までを変位させている断層、3. Ni2層の上面までを変位させている断層の3つに区分した。本海域において最も大規模な断層は、粟島隆起帯の中の南東側隆起帯に沿って分布している。その大部分は海底面まで変位させる断層であり、途中で2の海底面に変位を及ぼさない断層に移行しているところや断層のギャップがあるものの、調査海域内では約20kmに渡って伸び、調査海域の北に延伸するように見える。Mogi et al. (1964)の報告したS3断層はこれに含まれる。この断層の北半部は背斜の東翼に位置しており、その背斜との位置関係や、東翼が急傾斜で西翼が緩傾斜であるという背斜の形状は、岡村・他(1996, 第6図)や岡村・他(1998, 第2図)によって報告された非対称的な背斜構造と相似形をなす(図2)。一方、断層の南半部は背斜軸付近に位置し、背斜の形状も対称的である。S3断層では、海底面に表れる断層崖、Ni1u層およびNi1L層の基底面にそれ

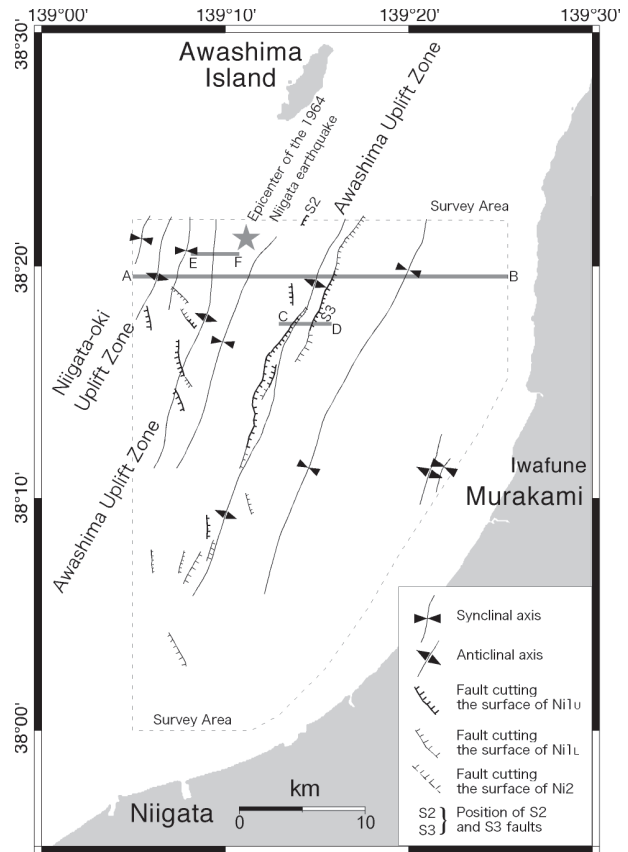


図3 断層及び向・背斜の分布。北東-南西方向に伸びる背斜軸に沿って断層が分布している。図中には1964年新潟地震の震源(宇佐美, 1987)とS2及びS3断層(Mogi et al., 1964)の位置を記入してある。

Fig. 3 Distribution map of faults, synclines, and anticlines. Most faults are distributed along the Awashima Uplift Zone extending NE-SW. The epicenter of the 1964 Niigata Earthquake (Usami, 1987) and the S2 and S3 faults (Mogi et al., 1964) are shown in the figure.

ぞれ約2m、約10m、約12mの変位が見られ、断層運動による変位が累積しているといえる(図4)。

記録中に断片的にしかとらえられておらず正確な分布が分からないため図3には示していないが、Ni3層の上面を切っている断層も見られる。調査海域最北部では、スーパーカーの音響断面に背斜構造を示すNi3層が見えており、そのうち粟島隆起帯の下部に位置する背斜構造の上面は断層によっていくつかのブロックに断ち切られている(図5)。これらの断層は、逆断層に特徴的



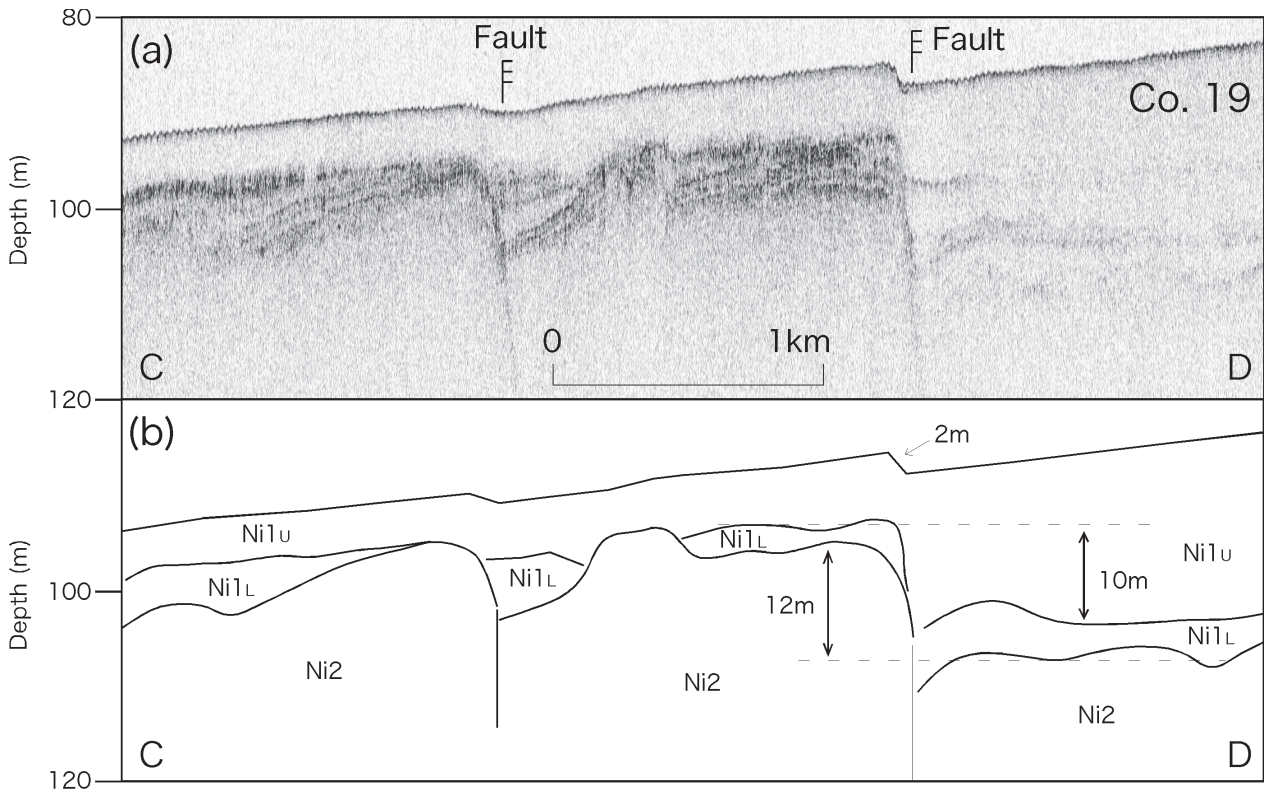


図4 チャープIIの記録中に見られる Ni 1<sub>U</sub>層, Ni 1<sub>L</sub>層, Ni 2層上面の変位. Ni 1<sub>U</sub>層の基底面は18,000年前以降に形成されているため, ここから計算された平均変位速度は約0.56 m/千年以上と見積もられる. 図の位置は図3に示す.

Fig. 4 Vertical displacement in the surface of Ni 1<sub>U</sub>, Ni 1<sub>L</sub>, and Ni 2 in the CHIRP II seismic profile. The average slip rate is evaluated to be over 0.56 m/ka, from the formation age of Ni 1<sub>U</sub> basement, 18 ka. For location, see Fig. 3.

な上盤側の撓みがほとんど見られないため, 東傾斜の正断層であると考えられる. Ni 3層は調査海域内では最北部の新潟沖隆起帯でのみ海底面に表れるという分布の特徴から, 中期中新世から鮮新世にかけて堆積した平瀬層群 (岡村・他, 1995; 岡村・他, 1996) に対比される. 日本海東縁地域は, 鮮新世後期には圧縮場であり, 日本海拡大時に形成された正断層が逆断層として活動し隆起帯を形成する”インバージョン期”が始まりつつあった (Okamura et al., 1995). Ni 3層の上面を切る正断層は, 隆起帯が逆断層の運動によって全体的に西に向かって傾動しつつ, その頂部が引張応力場になることによって形成されたものである可能性がある. なお, 新潟沖隆起帯においても Ni 3層は見られるものの, その上面を切るような断層は見られない.

### 3.4 活動時期

本調査では堆積物の採取等, 地層の堆積年代についての調査を行っていないため, これらの断層の活動年代を知ることはできない. しかし, Ni 1<sub>U</sub>層, Ni 1<sub>L</sub>層, Ni 2層はその層相や堆積の様子から, 岡村・他 (1994) の Unit II, Unit I, 基盤に相当すると考えられる. Unit II, Unit I, 基盤はそれぞれ18,000年前以降の後期更新世から完新世にかけての堆積物, 80,000年前~18,000年前の更新世の堆積物, 80,000年前以前の堆積物であると推定されており, それにしたがうと, 図3に示した断層は全て Ni 1<sub>L</sub>層の上面を変位させているため, 第四紀後期に活動したことのある活断層であるといえる. 図4において, 海底面の変位 (約2m) よりも大きい約10mの変位を確認できる層準は Ni 1<sub>U</sub>層の基底面であるので, その平均変位速度は約0.56 m/千年以上と見積もられ,

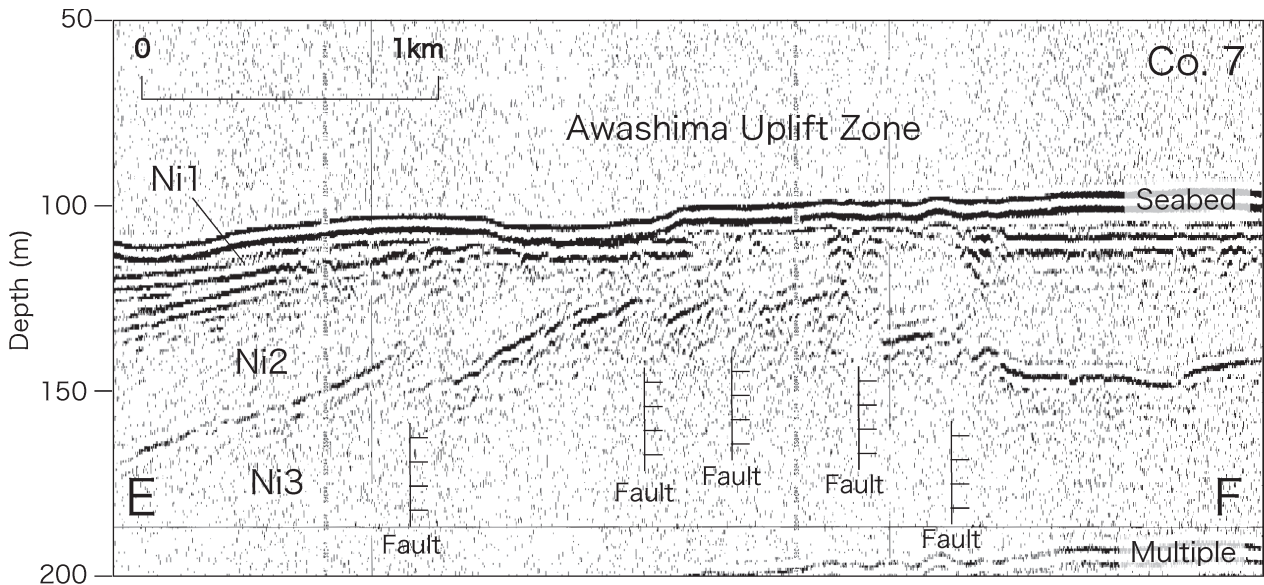


図5 粟島隆起帯下部のスパーク記録中に見られる Ni3 層の上面を切る正断層群。ケバは相対的に沈降した側を示す。図の位置は図3に示す。

Fig. 5 Normal faults cutting the upper part of Ni 3 under the Awashima Uplift Zone in the sparker seismic profile. The hachures on the faults show the relatively downthrown side. For location, see Fig. 3.

同じ S3 断層で亀村・他 (1992) が見積もった 0.3 m/千年や S2 断層で岡村・他 (1994) が推測した 0.7 m/千年と似た値を示す。

一方、Ni3 層に対比される平瀬層群は中期中新世から鮮新世にかけての堆積物であるため、粟島隆起帯下部で背斜構造を示す Ni3 層の上面を切っている正断層は、遅くとも第四紀以降に活動したことになる。Nakamura et al. (1964) は 1964 年新潟地震時に粟島が西方へ傾動したことを報告しており、傾動自体は現在も続いているようであるが、Ni2 層が音響的に透明であるためこれら Ni3 層の上面を切る正断層が上位の層準を切っているかどうかはよく分からず、最近これらの正断層が活動しているかどうかについては定かではない。

#### 4 まとめ

1964 年新潟地震の震源を含む海域において反射地震探査を行い、断層の詳細な分布を明らかにすることができた。多くの断層は海域中央部を北東—南西に走る粟島隆起帯の活動に伴う断層であり、約 30 km 以上にわたって存在する。中心部は現世の堆積物からなる海底面を変位させる活

断層であり、それ以外の断層も第四紀に活動した断層である。また、上位層との関係は不明であるが、粟島隆起帯頂部に正断層が形成されていることも明らかになった。

今回は堆積物の年代に関する調査を行わなかったため、断層の活動年代を明らかにすることができなかった。亀村・他 (1992) は S3 断層において堆積物の採取を行いその活動年代を推定しているが、本断層は全体が一度に活動するのではなく、いくつかの活動区間に別れる可能性が高いため、断層全体において活動年代を明らかにする必要がある。また、本断層帯は海底面に変位を与えているため、断層の正確な分布を押さえる上でマルチビーム測深機による詳細な海底地形調査が極めて有用であるが、今回の調査では水深が浅く、また測線間の距離が大きかったため海底をフルカバーしたデータが得られなかった。詳細な断層の分布を知るためには、今後隙間無い完全な海底地形データを取得する必要がある。

#### 5 謝辞

長島久之船長を始めとする天洋乗組員の皆様並びに陸上でバックアップしていただいた本庁及び

第九管区海上保安本部の皆様には調査に際して大変お世話になりました。また、匿名の査読者及び田辺海上保安部の岩淵洋部長には本稿を改善する上で大変有益な意見を頂きました。合わせてここに感謝いたします。

pp., 東京大学出版会, 東京.

#### 引用文献

- 亀村貴子・岡村眞・島崎邦彦・中田高・千田昇・中村俊夫 (1992), 新潟地震断層 (“粟島沖断層”) の完新世活動履歴, 日本地質学会学術大会講演要旨, 99, 374.
- Mogi, A., B. Kawamura, and Y. Iwabuchi (1964), Submarine crustal movement due to the Niigata Earthquake in 1964, in the environs of the Awa Shima Island, Japan Sea, *J. Geod. Soc. Japan*, 10, 180-186.
- Nakamura, K., K. Kasahara, and T. Matsuda (1964), Tilting and uplift of an island, Awashima, near the epicentre of the Niigata Earthquake in 1964, *J. Geod. Soc. Japan*, 10, 172-179.
- 岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一 (1994), 新潟沖大陸棚の活構造—とくに新潟地震との関係について—, *地震*, 46, 413-423.
- 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*, no. 46, 43 pp., 地質調査所, 筑波.
- Okamura, Y., M. Watanabe, R. Morijiri, and M. Satoh (1995), Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea, *The Island Arc*, 4, 166-181.
- 岡村行信・森尻理恵・土屋信之・佐藤幹夫 (1996), 粟島周辺海底地質図及び同説明書, *海洋地質図*, no. 47, 34 pp., 地質調査所, 筑波.
- 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫 (1998), 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, *地質調査所月報*, 49, 1-18.
- 宇佐美龍夫 (1987), 新編日本被害地震総覧, 434