

2007年能登半島地震震源域の海底活断層

井上卓彦^{1)*}・村上文敏¹⁾・岡村行信²⁾・池原 研¹⁾

¹⁾産業技術総合研究所地質情報研究部門・²⁾産業技術総合研究所活断層研究センター

Offshore Active Faults in the Source Area of the 2007 Noto Hanto Earthquake

Takahiko Inoue^{1)*}, Fumitoshi Murakami¹⁾, Yukinobu Okamura²⁾ and Ken Ikehara¹⁾

¹⁾Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, ²⁾Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

Abstract

The 2007 Noto Hanto Earthquake (M_{JMA} 6.9) occurred on 25 March, 2007 at $37^{\circ}13.2'N$, $136^{\circ}41.1'E$, under the northwestern coast of Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture. To clarify distribution and activity of active fault, a high-resolution multi-channel seismic survey was carried out in the source area using Boomer and a 12 channel streamer cable.

Seismic profiles depict geologic structure up to 150 meters deep under sea floor. Sedimentary sequences ranging in age from Miocene to Holocene time are deformed by ENE-WSW to N-S trending folds and faults. The deformed sediments were truncated by erosional surfaces. The age of erosion is not clear in the offshore area, but the most remarkable erosion surface was formed at the Last Glacial Maximum (LGM) age. The surface is covered by Holocene sediments up to 40 m thick. A NW downthrown fault continues in the ENE-WSW direction for more than 21 kilometers. The fault cuts Neogene sediments, but the deformation in the Holocene sediments is recognized as flexure. The fault is located near the northern margin of the aftershock area of the 2007 earthquake, supporting that the fault is connected to the source fault of the 2007 earthquake. The deformations in the Holocene sediments increase downward, indicating that the fault slipped repeatedly during the period of Holocene time. Comparison between the 3.5 kHz SBP profiles obtained in 1988 and twelve channel seismic profiles after the earthquake suggests that the deformation during the 2007 earthquake occurred on the seafloor along the fault.

Key words: high-resolution seismic profiling, active fault, 2007 Noto Hanto earthquake

1. はじめに

最近の2005年福岡県西方沖地震、2007年能登半島地震、2007年新潟県中越沖地震によって、浅海域の海底活断層の分布や活動度評価が注目されるようになってきている。これらの地震に関係した海底活断層は今まで、十分に評価されていなかった。その最大の原因として、浅海域では明瞭な反射断面を得ることが容易ではなかったことが挙げられる。

2007年3月25日に発生した2007年能登半島地震で

は、活動したと考えられる海底活断層について、すでに片川ほか(2005)や岡村(2007)によって示されているが、使用された反射法地震探査装置の分解能や測線間隔の違いなどから、位置、連続性、活動度などについて見解に差異があった。

産業技術総合研究所は浅海域でも明瞭な反射断面を得ることができる高分解能マルチチャンネル音波探査装置を総合地質調査株式会社と共同で開発していた(村上ほか, 2004)。平成19年度科学技術振興調整費による「平

*e-mail: inoue-taku@aist.go.jp (〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7)

成 19 年 (2007 年) 能登半島地震に関する緊急調査研究」(研究代表者: 防災科学技術研究所 小原 一成) では、その高分解能マルチチャンネル音波探査装置を用いて、同地震の震源域の調査を実施した。また、東京大学地震研究所は「平成 19 年能登半島地震に関する総合的研究」(研究代表者: 佐藤比呂志) の一環として、震源域とその南西側の調査を行った。ここでは、それらの調査結果を統合して解析した結果について報告する。

2. 調査海域および調査方法

2007 年能登半島地震の震源域海域で 2007 年 7 月 1 日～10 日に音波探査を、同年 7 月 23 日～25 日に柱状採泥を実施した。音波探査測線は片川ほか (2005) や岡村 (2007) によって示されている能登半島北西方沖の断層に直交する方向に 15 本、断層に並行に 1 本の計 16 本を設定した (Fig. 1)。総測線長は約 220 km である。音波探査で断層が顕著に認められる 5 地点から柱状堆積物試料を採取した。更に東京大学地震研究所は、断層に直交する方向に 7 本、断層に並行に 1 本、南北方向に 4 本、東西方向に 2 本の計 14 本 (約 165 km) の測線を設定し、音波探査を行っている (Fig. 1)。また北陸電力が過去に取得したスパーカーなどを音源とする音波探査記録も提供を受け検討を行った。

高分解能マルチチャンネル音波探査装置は、産合技術総合研究所と総合地質調査株式会社が共同開発したマルチチャンネルストリーマケーブルと (Fig. 2a)、ブーマー音源 (AA300 Boomer Plate: Applied Acoustic 社製) (Fig. 2b) からなる。ストリーマケーブルは、アクティブセクション長約 30 m、チャンネル数 12 チャンネル、各チャンネルの間隔が 2.5 m である。ブーマー音源は、ショット間隔が 1.25 m になるよう手動で発振間隔を調整しながら発振した。なお対地船速はおよそ 4 ノットとした。この音波探査装置はケーブルのチャンネル間隔が短く、発振間隔を短くでき、浅海域において海底浅部の地質構造を水平的にも断面的にも高分解能、高品質に捉えることができ、沿岸域に特化した音波探査システムと言える。また、5 トン程度の漁船 (Fig. 2c) による調査が可能であることから、漁具の多い沿岸域の調査にも有利である。

音波探査データは記録長 600 ミリ秒 (以下 ms)、サンプリング間隔 0.082 ms で取得し、SEG-Y データとして保存した。データ処理には処理ソフト SPW (Parallel Geoscience 社製) を用い、ジオメトリ処理、ミュート処理、バンドパスフィルター処理、速度解析、ノーマルムーブアウト、ソートを経て重合処理を行った。

3. 音波探査結果

本報告では深度・層厚を往復走時 (ms: ミリ秒) で示す。その後ろ括弧内に堆積物中の音波速度を 1500 m/秒と仮定して、参考にメートルで深度を示す。

3.1 音響層序区分

音波探査では海底下約 200 ms (150 m) までの良好な記録が得られた (Figs 3～8, 10～12)。海底下に複数の反射面を持つ堆積層が認められ、不整合や顕著な反射面によって上部から下部へ A 層～E 層に区分した。

最上部の A 層は主に沿岸域に認められ、最厚部 30～50 ms (22.5～37.5 m) 層厚の連続性の良い成層した地層である。沖合へ向かって薄くなる楔状の地層で、水深 120～135 m へ収斂する。その基底面は比較的平坦で、一部凹地を伴う強い反射面となっている。内部の反射面は基底面に対して陸側でオンラップし、沖合では基底面に平行な反射様式を示すが、一部の記録断面では基底面にダウンラップする (Figs 3, 4)。

B 層は調査海域北東の水深約 115 m 以浅に認められ、沖合に向かって薄くなる。内部反射は上面で浸食され、基底面にオンラップする (Fig. 3) ことから、堆積場が陸側に移動しつつ形成された地層であることを示している。また B 層の一部は凹地を埋積する無成層の谷埋めの堆積物としても認められる (Fig. 4)。

C 層は調査海域全域で認められ、調査海域沖合部では直接海底面に露出している (Fig. 5)。その上面は平坦で一部に凹凸を伴う明瞭な浸食面である。その内部にも複数の不整合面を伴うが、本報告では C 層として一括で示している。

D 層上面は浸食面である。沿岸域の一部で A 層直下に伏在しており (Fig. 6)、沖合域では C 層下に認められることが多い。一部では褶曲構造によって海底面に露出している (Fig. 7)。E 層は無層理で、音響基盤を構成する。E 層は主に A 層直下に認められ (Figs 4, 6)、海岸近くでは一部で海底面に露出している (Figs 4, 8)。また沖合でも一部では褶曲構造に伴い海底面に露出している。

片川ほか (2005) は能登半島西方海域において音波探査を行い、海域の堆積層を A～D 層に区分している。以下片川ほか (2005) で区分されている堆積層は、本論堆積層区分との混同を避けるため鉤括弧を付けて示す。本論 A～E 層は片川ほか (2005) と対比され、A 層と B 層は水深 120～135 m に分布が限定され、最表層に認められることから「A 層」に、C 層は海域全域に分布し、その分布深度と内部に複数の不整合面を伴うことから「B 層」～「C 層」に対比される。また D 層には傾斜した内部

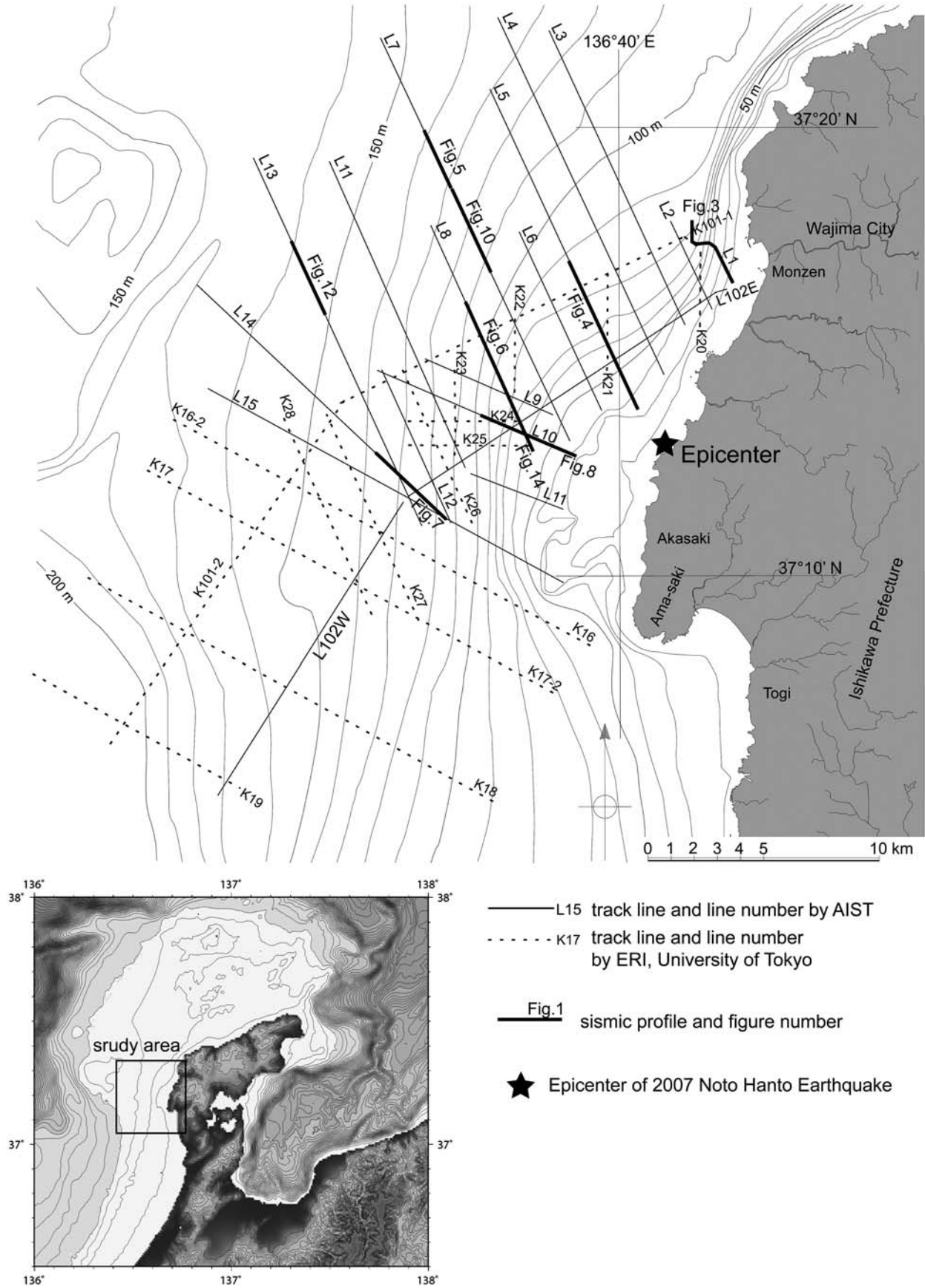


Fig. 1. Study area and track line.

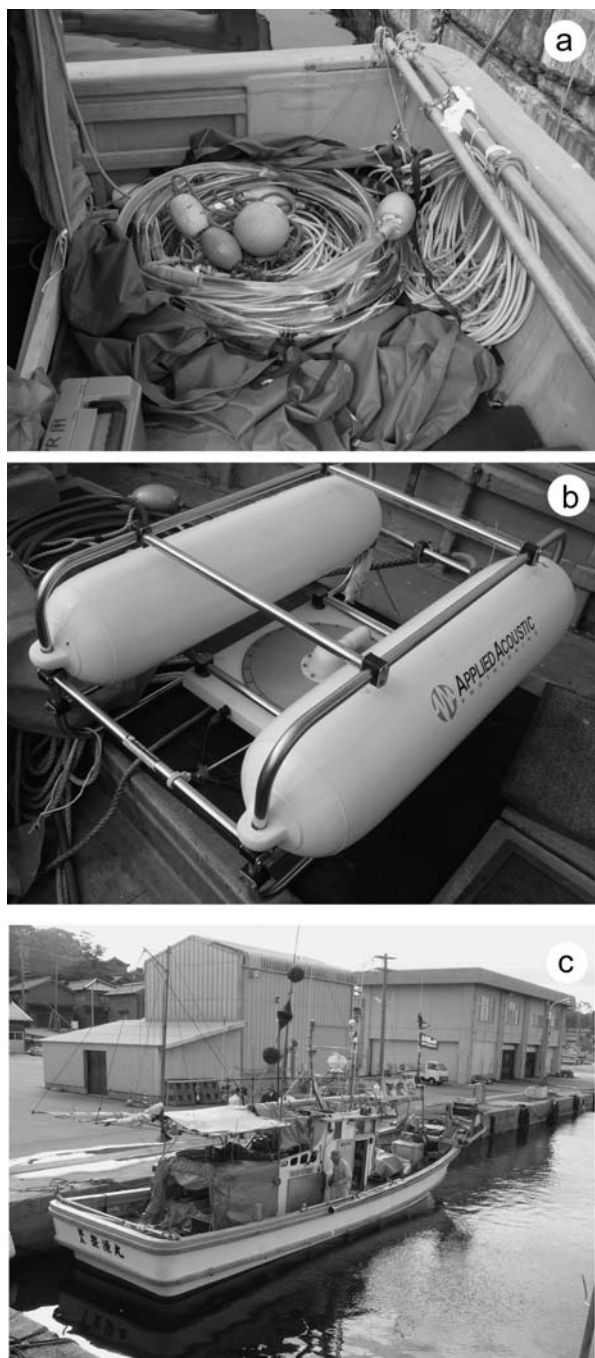


Fig. 2. Photographs of tool using in seismic profiling survey.

- a: 12 ch Multi Channel Streamer Cable.
 b: Boomer (Applied Acoustic Engineering Ltd.).
 c: Research Vessel (Dai5 Horyo-maru, 3.9t).

反射が認められること、E層は海岸近くで海底面に露出していることから、両者が「D層」に対比される。

3.2 堆積体および反射面の年代

C層上の侵食面は最も深い部分で水深120~135mであり、さらに陸側の浅い侵食面として連続することか

ら、最終氷期の侵食面であると考えられる。B層は侵食面をオンラップ不整合で覆い、堆積場は海側から陸側に移動していることから海進期の堆積物であると考えられる。それを覆うA層は完新世の堆積物であると考えられ、A層から得られた柱状試料の平均堆積速度(200cm/千年)から推定されるA層及びA層基底面の形成年代が後氷期にあたること(池原ほか, 2007)と矛盾しない。完新統のA層は能登北西方の水深135mまでの海域に広く分布する。C層以下の試料は得られておらず年代は不明だが、片川ほか(2005)では本論C層に対応する地層(「B層」・「C層」)を鮮新統~中・後期更新統、D層~E層に対応する地層(「D層」)を先第三系~鮮新統としている。

3.3 能登北西方沖の地質構造および断層

能登半島北西方沖には北東-南西から北北東-南南西方向の褶曲、撓曲及び断層が数多く認められる(Fig. 9)。ここではそれらを北部、中部及び南部の領域に区分して記述する。なお本報告では完全に堆積層が断層によって変位していないが、狭い領域で変形が起きている場合も、断層として扱うこととする。

(1) 北部の断層・褶曲

北部に分布する断層及び褶曲は長さ10km以下で、主にC層以下の地層に変形を与える。垂直変位量が10ms(7.5m)以下の断層が、調査測線の間隔より短い間隔で発達するため、それぞれの断層の連続方向を正確に推定することは困難なことが多い。断層の多くは南東傾斜の逆断層で、南東側に非対称な背斜構造を伴う(Figs. 5, 10)。一部で海底にも変形が及んでいるが(Figs. 5, 10)、堆積速度が遅く、完新統の分布しない海域に現れるので、活動時期や変位速度は不明である。海底面の変形量は最大で約3ms(2.3m)である。A層分布域に認められる断層及び褶曲構造はC層以下の地層に変形を与え、A層には変形を与えていない(Fig. 10)。

(2) 中部の断層・褶曲

門前沖から北東-南西方向に連続する断層・褶曲である。主要な構造は門前沖から西南西方向に連続し、途中で南方へ屈曲後、更に西方へ伸びる長さ約21kmの断層(Fig. 9)である。その南西側には北北東-南南西方向の長さ約14kmの褶曲帯(Fig. 9)が認められる。さらにこの褶曲帯西側には、東に背斜構造・西に向斜構造を持つ長さ10km以下の褶曲が複数認められる。

これらの断層及び褶曲の大部分は過去に片川ほか(2005)や岡村(2007)によって報告されており、長さ21kmの断層は2007年能登半島地震の余震分布域の北西縁付近に位置し(Fig. 9)、完新統(A層)および海進期

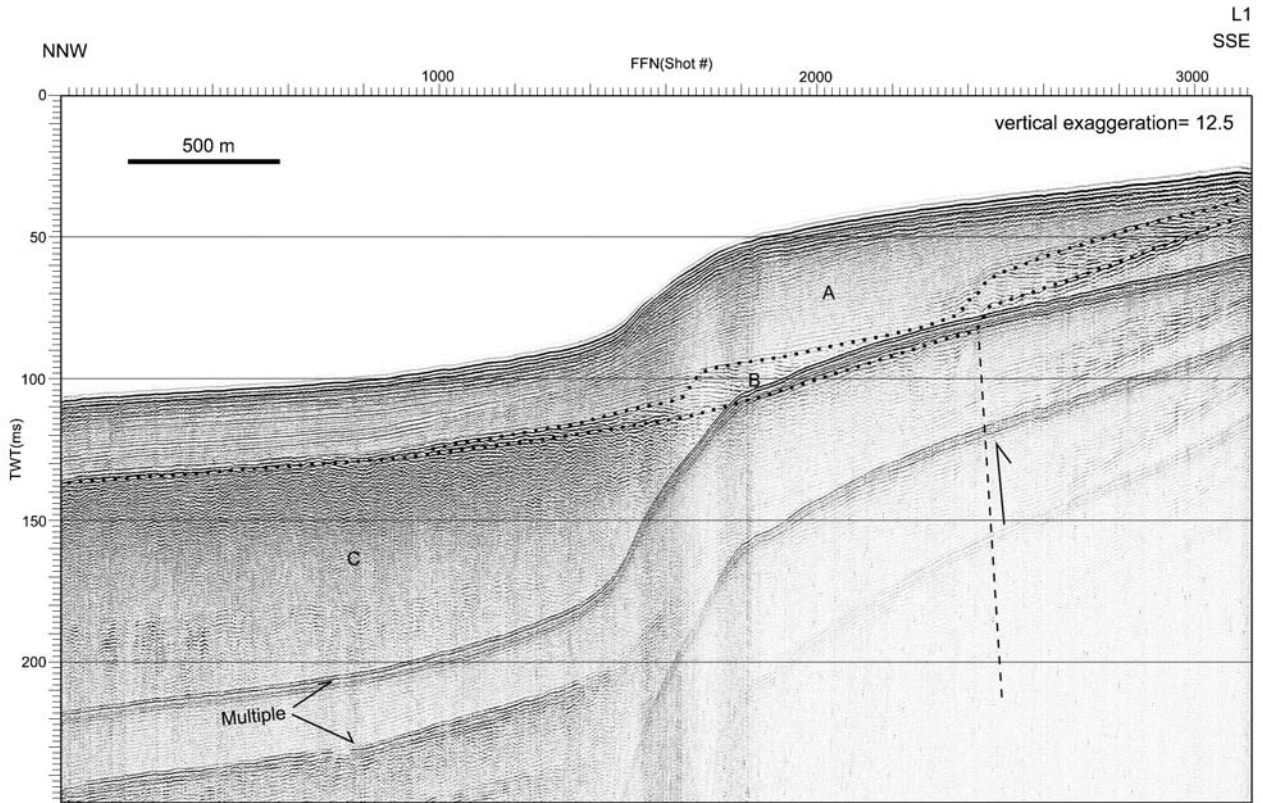


Fig. 3. Seismic profile (Line 1).
This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

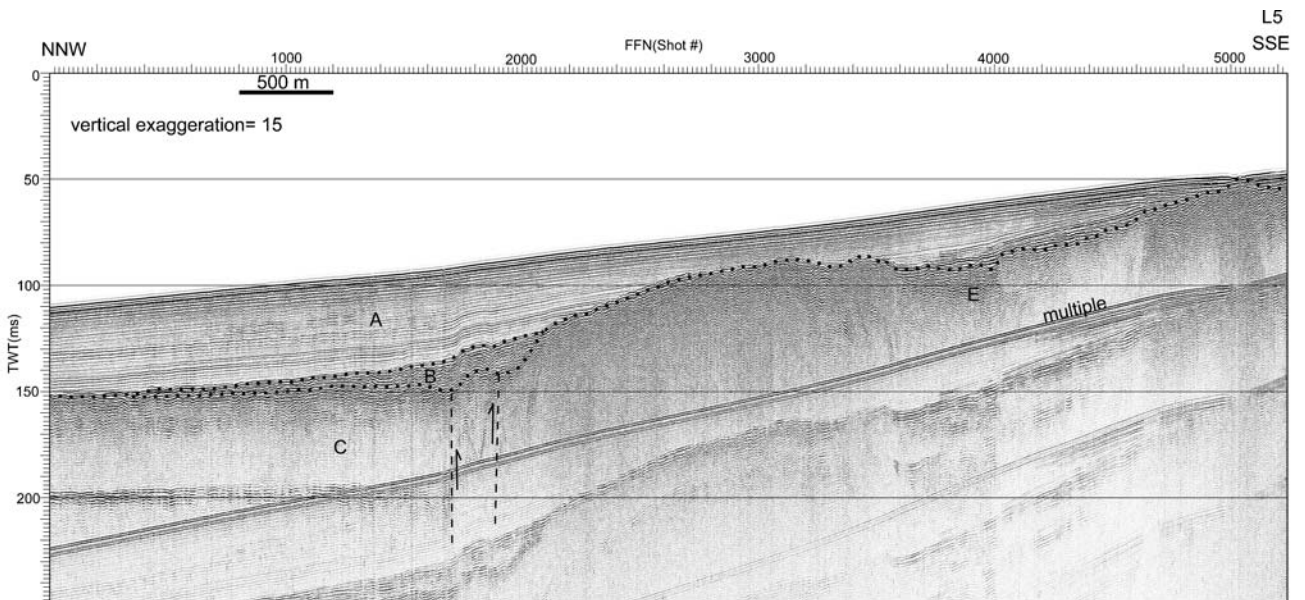


Fig. 4. Seismic profile (Line 5).
This section is vertically exaggerated (15 : 1) to reveal the stratigraphy.

L7-2-2

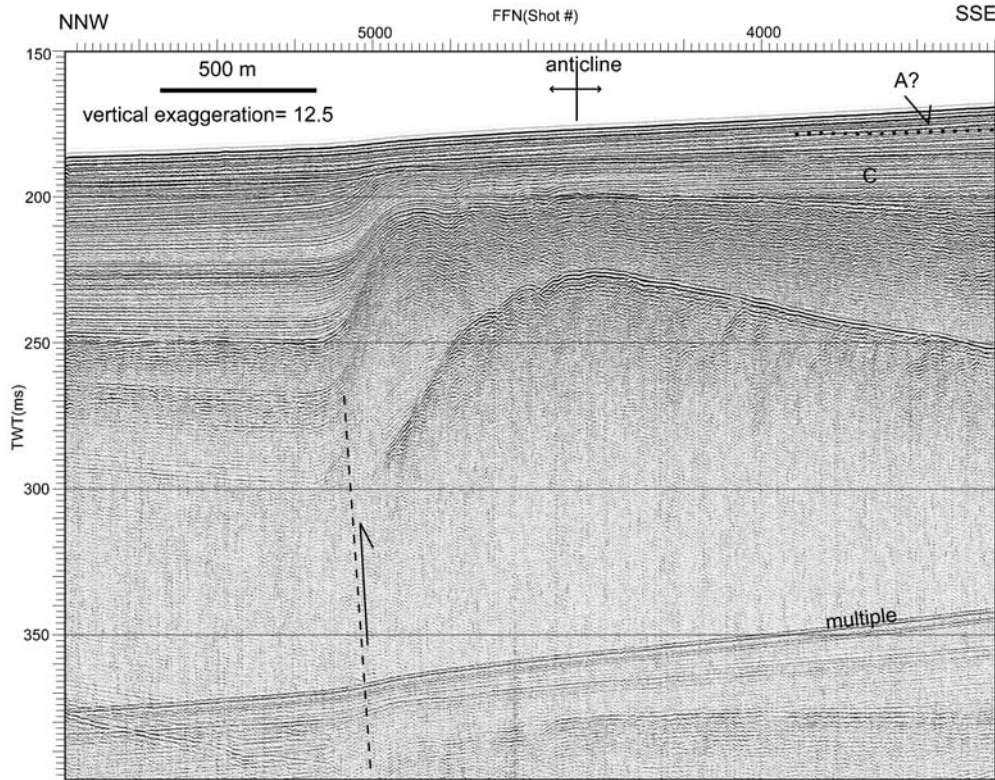


Fig.10

Fig. 5. Seismic profile (Line 7).

This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

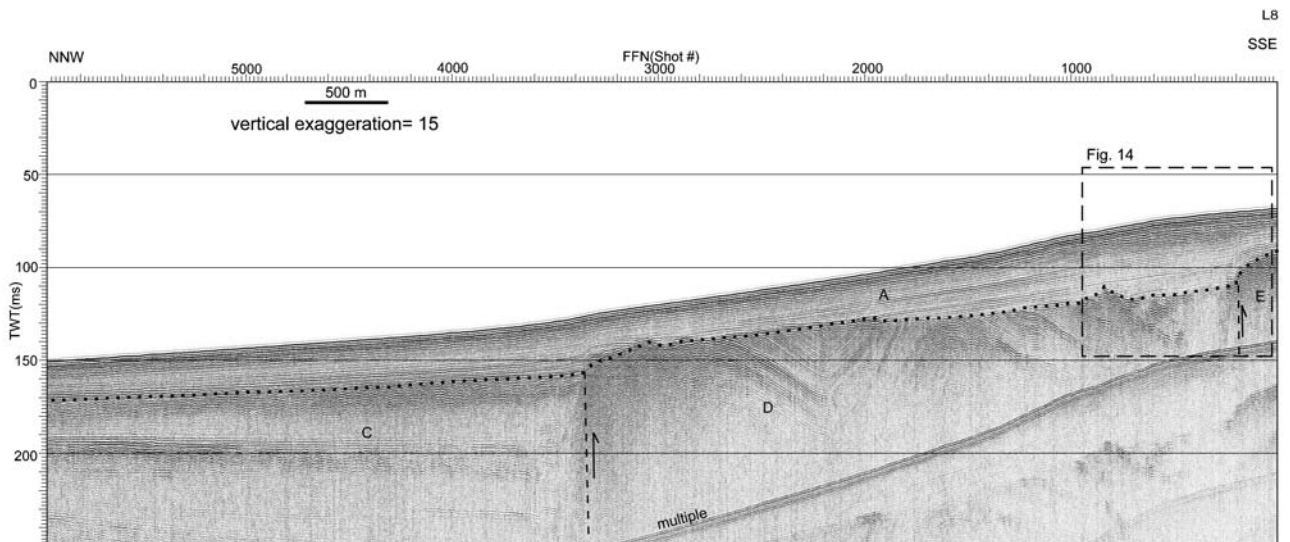


Fig. 6. Seismic profile (Line 8).

This section is vertically exaggerated (15 : 1) to reveal the stratigraphy.

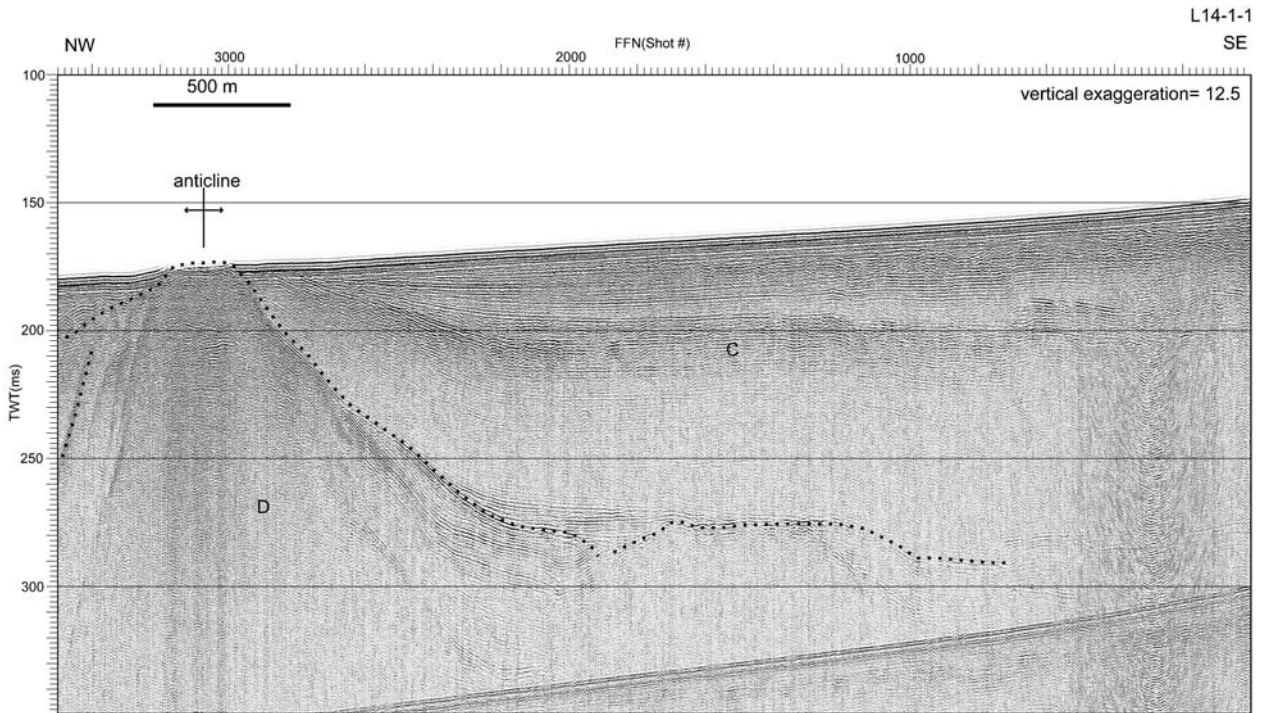


Fig. 7. Seismic profile (Line 14).
This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

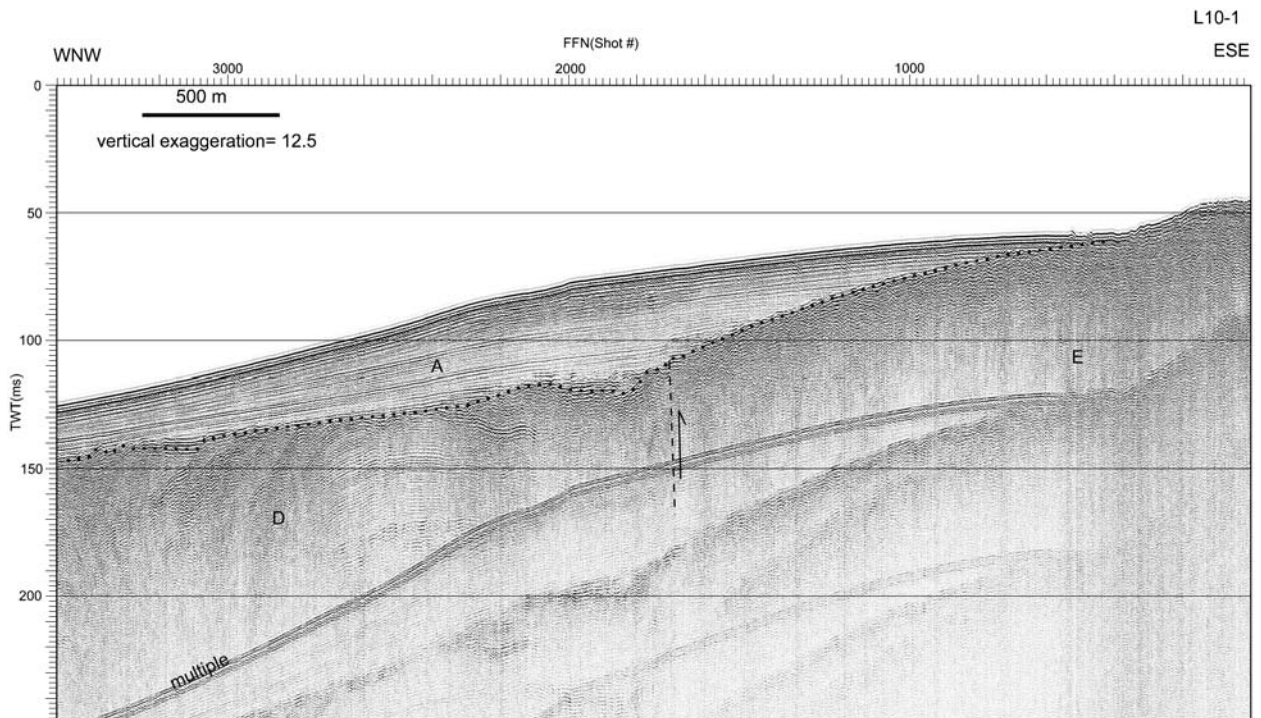


Fig. 8. Seismic profile (Line 10).
This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

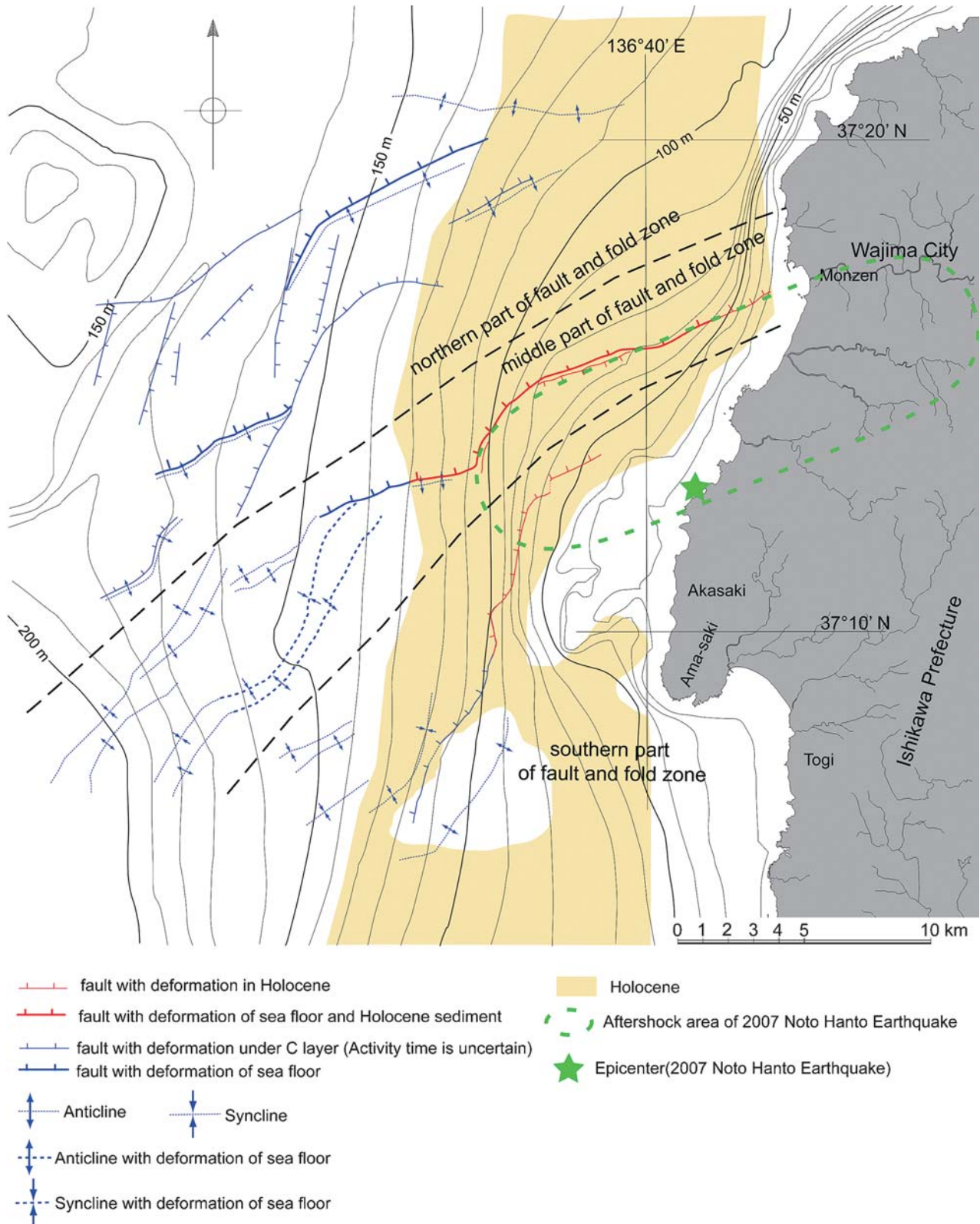


Fig. 9. Geologic structure in the area west off Noto Peninsula.

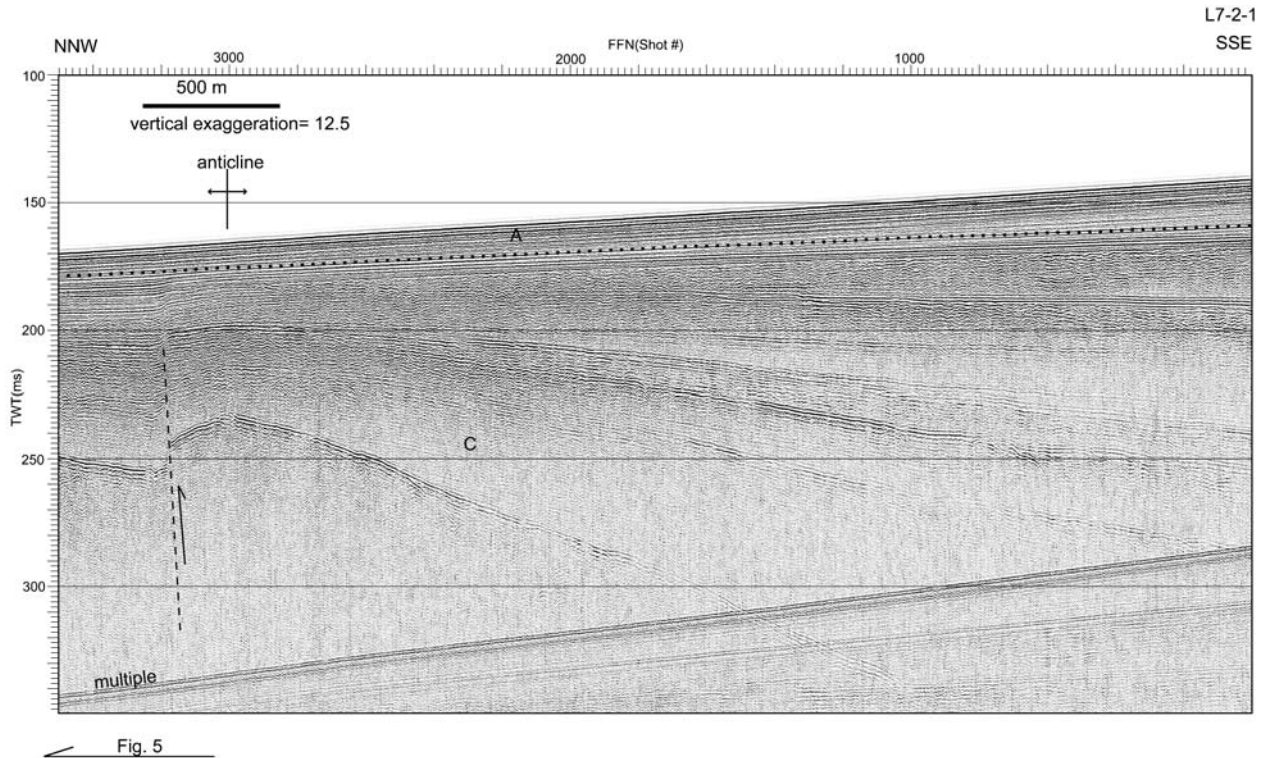


Fig. 10. Seismic profile (Line 7).

This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

堆積物 (B 層) に変形を与え、その変位量は下位に向かって大きくなる。最終氷期浸食面の変位量は最大で 8 ms (6.0 m) である。一部の探査記録断面には、長さ約 21 km の断層の直上の海底地形に 1~2 ms (0.75~1.5 m) の海底地形傾斜の変化が認められる (Fig. 6)、本海域では産合技術総合研究所が 1988 年にエアガンを用いた音波探査断面および 3.5 kHz SBP (サブボトムプロファイラー) 断面を得ている。このとき得られた探査断面と今回マルチチャンネルで得られた探査断面とを近い地点で比較すると、分解能に違いはあるものの 2007 年の調査で認められる海底地形の傾斜の変化が 1988 年の記録では認められない (Fig. 11)。

南西側の堆積速度が遅く完新統が分布しない海域に分布する断層及び褶曲は C 層以下に変形を与え、一部は海底面にまで変形が及んでいる (Fig. 12)。しかし、完新統が分布しないため、その完新世以降の活動の有無はわからない。

門前町の長さ 21 km の断層には 2 つのタイプの変形が認められる (Fig. 13)。広く認められるのは、単純な北西側低下の変形で断層南東の完新統内反射面は南東に緩く傾斜している (タイプ A: Figs 6, 13)。もう 1 つは全体として断層の南東側が隆起するが、200~250 m 間隔

の 2 本の断層を伴い、断層に挟まれた領域が凸状に隆起している (タイプ B: Figs 4, 13)。タイプ B の 2 条の断層は下部でどのようにつながるかは明らかではない。タイプ A を示す断面は、断層西部および東部に認められ、タイプ B は断層の中央部に認められる。

南西部に認められる背斜構造は北西翼が急傾斜、南東翼が緩傾斜の非対称な断面を持つことから、南東傾斜の逆断層が伏在すると考えられる。

(3) 南部の断層・褶曲

南部には、長さ約 17 km の断層が発達し (Fig. 9) さらにその南西側には長さ 10 km 以下の褶曲が認められる。長さ 17 km の断層は片川ほか (2005) によって、一部が認められていたが、17 km にわたって連続的に分布することはこれまで知られていなかった。この断層は北北東-南南西方向に伸び、いくつかの屈曲を有する。海底面に変位は認められないが、完新統 (A 層) および海進期堆積体 (B 層) に変形が認められ、その変位量には累積性が認められる (Figs. 8, 14)。完新統基底面の累積変位量は最大で約 6 ms (4.5 m) で、中部の断層に伴う完新統基底面の変位量より若干小さい。完新統が分布しない南西部の褶曲は C 層内部に伏在し、海底には変形を与えていない。

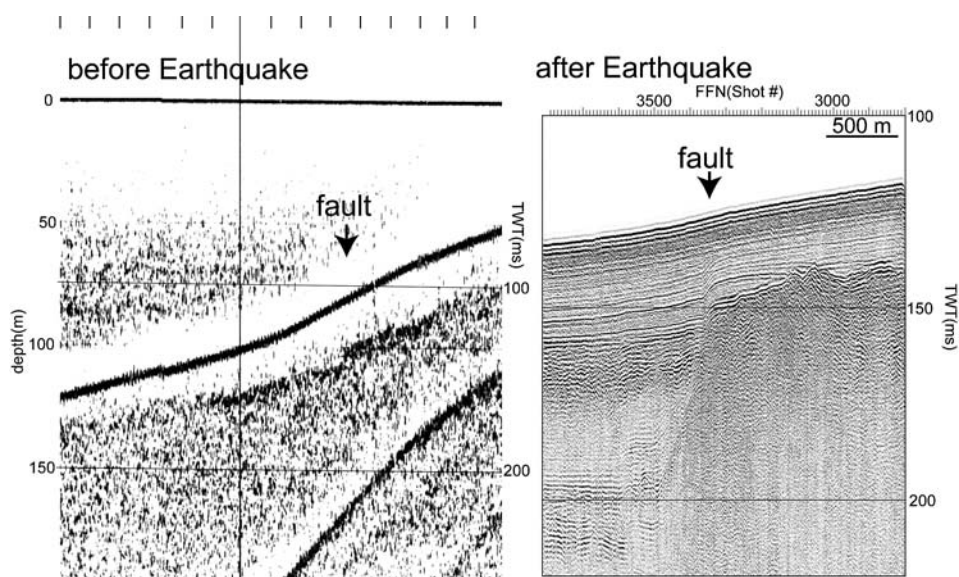


Fig. 11. Comparison of Seismic profiles between before and after the 2007 Noto Hanto Earthquake.

Left: SBP (Sub-Bottom Profiler) profile in 1988 (by AIST).

Right: seismic profile in 2007 (investigation using multi-channel streamer cable).

4. 考察

門前町西方沖水深約 120~130 m の海域には完新統が広く分布し、断層の活動度が推定できる。この断層は最終氷期浸食面を最大約 8 ms 変位させており、完新統内には上部から下部へ累積傾向が認められることから、過去約 1 万年間に複数回の断層運動があったと考えられる。

2007 年能登半島地震の震源断層は余震分布 (Sakai *et al.*, 2008; Yamada *et al.*, 2008) や電子基準点の地震前後での地殻変動状況など (例えば, Ozawa *et al.*, 2008) から南東傾斜の逆断層であると推定されている。約 21 km の断層直上の海底に南東側隆起の傾斜変化が認められるが (Fig. 9), 1988 年の産業技術総合研究所の探査断面にはこの傾斜変化が認められないことから、2007 年能登半島地震の震源断層の断層運動による変形が海底に達した可能性が高い。この隆起が認められる断層のうち、断層が西方に屈曲するより東部の余震分布域北縁部に位置する断層を震源断層の地表延長部にあたると仮定すると、その長さは約 15 km となる。この断層長から、松田(1975)を用いて断層長からマグニチュードを推定すると、その地震規模は M_{JMA} 6.8 と推定され、観測された地震規模 (M_{JMA} 6.9) にほぼ対応する。この海底面の傾斜変化点は、完新統が分布しない中部断層・褶曲群西部まで連続的に追跡できる。それらの活動時期は不明ではあるが、2007 年に海上保安庁が行った海底地形調査による陰影図からも海底の高まりが連続的に認められており (例え

ば、海上保安庁, 2007; 泉ほか, 2007), その変形が完新統分布域から非分布域へと連続することから、全体が完新統以降に活動してきた断層であると考えられる。また、その南西側の長さ 14 km の褶曲にも、活動時期が定かではないが、海底面に傾斜の変化が認められる。このように中部には、完新統もしくは海底面に变形が認められる断層及び褶曲が、断続的に門前沖から約 35 km 以上連続している。

南部の長さ約 17 km の断層は完新統に累積する変形が認められ、約 1 万年間に複数回の活動があったことを示している。完新統基底面の変位量は中部の断層より若干小さいものの、平均変位速度はほぼ同じであると推定される。また、その断層長から、2007 年能登半島地震と同規模の地震を発生させる可能性がある。

北部では断層・褶曲の多くが南東傾斜の逆断層とその上盤の非対称な背斜構造からなる。完新統が分布していないところでは、海底面に变形が認められることから、活動間隔や変位速度などは明らかではないが、少なくとも更新世には断層運動があったことが推定される。

5. まとめ

能登半島西方沖には北東-南西から北北東-南南西方向の褶曲、撓曲及び断層が数多く認められ、それらの特徴から北部、中部及び南部に区分できる。北部には南東側隆起の多くの逆断層が上盤に背斜構造を伴って発達する。明瞭に完新世以降に活動していると判断できるもの

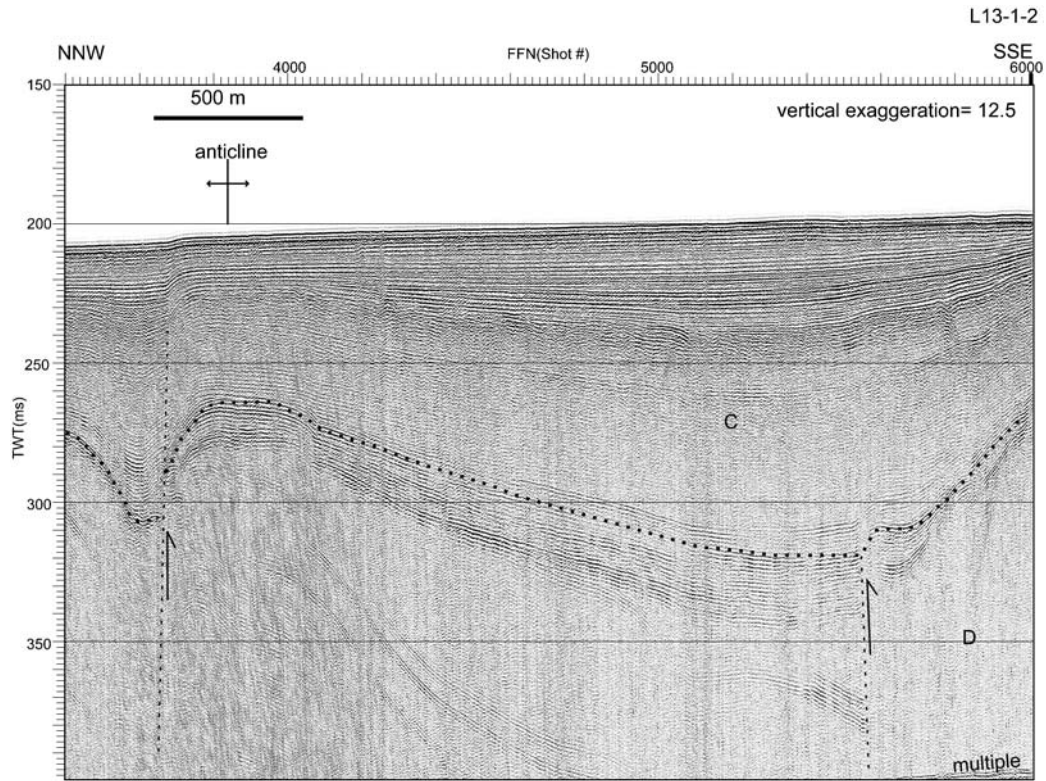


Fig. 12. Seismic profile (Line 13).
This section is vertically exaggerated (12.5 : 1) to reveal the stratigraphy.

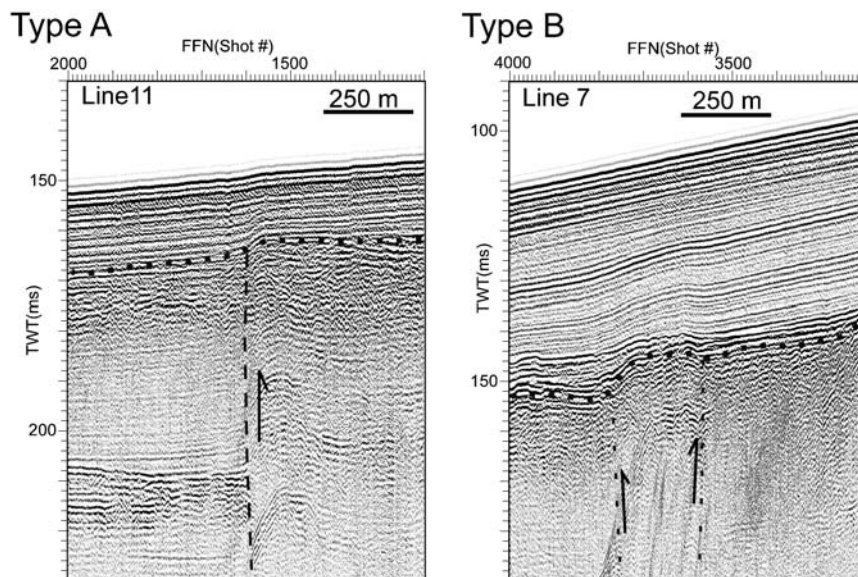


Fig. 13. Two type of active structure in off western Noto Peninsula.
Type A: South east side of fault is uplifted.
Type B: Area between two faults is uplifted.

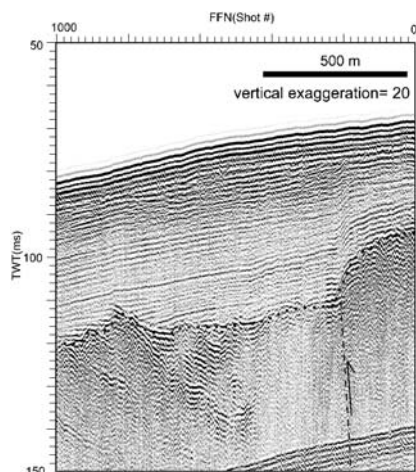


Fig. 14. Seismic profile (coastal zone of Line 8). Profile locality is shown in Fig. 8. This section is vertically exaggerated (20:1) to reveal the stratigraphy.

はないが、更新世には活動していた可能性が高い。中部には門前沖から南西方向に約 21 km 連続する断層が発達する。断層は完新統に変位を与え、変位量は下位に向かって大きくなることから、過去約 1 万年間に複数回の断層運動があったと考えられる。この断層の東部～中央部は、2007 年能登半島地震の余震分布域北縁に位置しており、一部で海底面の傾斜変化が捉えられた。過去に得た探査断面ではこの傾斜変化が認められないことから、2007 年の地震によって震源断層のすべりが海底付近まで達したと考えられる。この断層のさらに南西側に完新世に活動した可能性のある褶曲が連続する。さらに南部にも完新統に変形を与える長さ約 17 km に達する北北東-南南西方向の断層が認められた。完新統の変位量は下位に向かって増すことから、過去 1 万年間に複数回の活動があったと考えられる。完新統基底面の変位量は中部の断層より若干小さいものの、平均変位速度はほぼ等しく、その断層長から 2007 年の地震とほぼ同規模の地震を発生させる可能性がある。

謝 辞

音波探査には、コーワ調査事務所の松岡弘和氏および島崎裕行氏、長 貴浩氏、丸山かおる氏をはじめとする

総合地質調査株式会社の皆さまの協力を得た。また現地調査では第五豊漁丸船長の木村豊男氏にお世話になった。東京大学地震研究所 佐藤比呂志教授には「平成 19 年能登半島地震に関する総合的研究」の一環として取得した音波探査データを提供いただいた。北陸電力株式会社には断層分布の参考のために過去の音波探査記録の提供を受けた。さらに匿名査読者には建設的な御助言を頂き、小論が改善された。記して謝意を表する。

文 献

- 池原 研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信, 2007, 能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔. 震研彙報, **82**, 313-319.
- 海上保安庁, 2007, 能登半島西方沖の海底調査速報, 地震予知連絡会会報, **78**, 457-460.
- 泉 紀明・伊藤弘志・長野勝行・小野寺健英・西沢あずさ, 2007, 2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, 日本地震学会講演予稿集秋季大会講演要旨, 161-161.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成. 地学雑, **114**, 791-810.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 第 2 輯, 第 28 巻, 269-283.
- 村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭, 2004, 浅海域音波探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験, 海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集, 45-46
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, no. 61 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ozawa, S., H. Yarai, M. Tobita, H. Une, and T. Nishimura, 2008, Crustal deformation associated with the Noto Hanto Earthquake in 2007 in Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 95-98.
- Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 83-88.
- Yamada, T., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Kanazawa, S. Kuwano, K. Nakahigashi, R. Hino, K. Uehira, T. Yagi, N. Takeda and S. Hashimoto, 2008, Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers, *Earth Planets Space*, (in press).

(Received February 22, 2008)

(Accepted March 17, 2008)