

二船式による 2007 年能登半島地震震源域の反射法地震探査

佐藤比呂志^{1)*}・阿部 進²⁾・斉藤秀雄²⁾・加藤直子¹⁾・伊藤谷生³⁾・川中 卓²⁾

¹⁾ 東京大学地震研究所

²⁾ (株)地球科学総合研究所

³⁾ 千葉大学大学院理学研究科

Two-ship Seismic Reflection Profiling Across the Source Area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Central Japan

Hiroshi Sato^{1)*}, Susumu Abe²⁾, Hideo Saito²⁾, Naoko Kato¹⁾, Tanio Ito³⁾ and Taku Kawanaka²⁾

¹⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

²⁾ JGI. Inc.

³⁾ Graduate School of Science, Chiba University

Abstract

In 2007, the northwestern part of the Noto peninsula, central Japan, was struck by damaging earthquakes of M_{JMA} 6.9. To correlate seismogenic source faults with geologic structure we conducted seismic reflection profiling of the focal areas. We used two vessels: a gun-ship with a 1,500 cu. inch air-gun and a cable-ship with a 1.2-km-long, streamer cable and a 480 cu. inch air-gun. Common mid-point seismic reflection data was acquired by total 150 km-long seismic lines. The obtained seismic sections portray faults, that displaced the shallowest part of the reflectors. A deeper extension of the active fault was traced down to 4 km in depth on the seismic section. The deeper extension of the imaged fault accords well with the linear distribution of the hypocenters of aftershocks, providing direct evidence of fault reactivation at depth. Seismic sections suggest the three tectonic phases; the early Miocene rifting, late Miocene, and Late Pliocene to Quaternary shortening deformation. The 2007 Noto Hanto earthquake was generated by reverse and strike-slip faulting of Miocene normal fault under a compressional stress regime with a WNW-ESE trending P-axis. The ruptured fault segment is strongly controlled by transfer faults, which was formed during the rifting.

Key words: 2007 Noto Hanto earthquake, two-ship seismic reflection profiling, earthquake source fault, central Japan

1. はじめに

地表の活断層や活褶曲から、どのような地震が発生するかを予測するためには、地質構造の中で活断層を評価し、将来の震源断層の特徴を推定していくことが重要である(佐藤ほか, 2001). 地質構造を基にした震源断層の形状推定の精度を向上させるためには、余震活動などから震源断層が明らかになっている地域においてその地質構造を調査し、地質構造と震源断層との関係を明らかに

していく研究が必要である (e.g. Sato *et al.*, 1998; Allmendinger and Shaw, 2000; Kato *et al.*, 2004, 2006).

2007年3月25日に、能登半島地震 (M_{JMA} 6.9) が発生した. 震源域の海域では海底の活断層が分布し(片川ほか, 2005; 岡村, 2007), その下部延長で余震分布の面状配置が観測されている(平田ほか, 2007; Kato *et al.*, 2008; Sakai *et al.*, 2008; Yamada *et al.*, 2008). この地域の震源断層から活断層に至る断層システムを理解するた

* e-mail: satow@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

のリフトを充填した河川性～浅海性の堆積岩を主とする (Kano *et al.*, 2002). リフト期の断層系は東北東-西南西方向の正断層と南北方向の正断層から構成されていたと推定され, 現在の能登半島の地形や地質構造を規制している (富岡・佐藤, 2007). 北陸地域の第三系については, 下位より楡原期 (20 Ma 以前), 岩稲・医王山期, 黒瀬谷期, 東別所期, 下部音川期, 上部音川期, 阿尾期, 藪田期, 大桑期に区分されている (藤井ほか, 1992). 能登半島北西部では, 楡原期に相当する地層は溶結凝灰岩などが, 狭小に分布するのみで, 漸新世から下部中新統の玄武岩質安山岩, 厚い河川性の堆積物が広く分布する (富岡・佐藤, 2007). これらは日本海形成期の初期に形成されたリフトを充填した堆積物であると考えられている (Kano *et al.*, 2002; 小林ほか, 2005). 黒瀬谷期 (16.5–16 Ma) には浅海性の堆積相が見られるようになり, 東別所期 (16–15 Ma) には最大海進期を迎えるが (藤井ほか, 1992), 能登半島北西部の陸域では, この東別所期の堆積層が欠如している. 下部音川期 (15–13.5 Ma) になると正断層運動は終了し, 陸域では上部中新統下部の浅海性の堆積層が下位の諸層を不整合で覆って分布する (富岡・佐藤, 2007). 陸域ではそれ以降の地層は, 段丘堆積層のみとなる.

海域においては, 音波探査とドレッジによる海底地質から, 音響基盤の上位の堆積層は下位より金沢沖層群・羽咋沖層群・高浜沖層群に大別されている (岡村, 2007). 羽咋沖層群は鮮新統以降の堆積層で, 褶曲した下位層にオンラップすることから, 下位の上部音川期を含む羽咋沖層群との間の時期に, 断層・褶曲運動が進行したとされている. これらは西南日本で見られる宍道褶曲帯の形成に関連したほぼ南北方向からの短縮変形である (田中, 1979; 田中・小草, 1981; Yamamoto, 1993). 鮮新統以降の諸層も短縮変形を示し, NE-SW 方向の逆断層や褶曲やほぼ南北方向の逆断層が形成された. これらの短縮は鮮新世後期から継続していると考えられている (片川ほか, 2005; 岡村, 2007). 現在の広域応力場は, 発震機構解からは最大主圧力軸が WNW-ESE 方向が卓越している (平松ほか, 2007).

3. 反射法地震探査

3.1 データ取得

調査測線は能登半島西方沖の南北 40 km × 東西 30 km の海域に位置する (Fig. 1). 水深は 30–200 m であり, 調査海域北東部では 200 m 程度まで水深が増大する. 計 7 測線を設定し (Fig. 1), 総測線長は計 126 km に及ぶ (Table 1).

震源断層を横断する A 測線では海上反射法地震探査の実施と併せて, 調査測線の陸域延長部において約 5.0 km (投影測線距離) の受振測線を設定した. 調査期間は 2007 年 9 月 4 日から 9 月 20 日, この内発震期間は 7 日間であった.

3.2 二船式受振-発震レイアウトの採用

今回の調査海域においては, 輪島市門前町釵地沖から琴ヶ浜, 能登金剛, 海士岬に至る水深 100 m までの沿岸海域では漁業活動が極めて盛んであり, また, 調査海域中央は, 若狭湾から新潟, 北海道方面に向かう大型貨物船, タンカー及び大型フェリーの航路に位置していた.

沿岸海域における深部構造の抽出を目的とした場合, 長大ストリーマケーブルの曳航による海上地震探査は, 漁業活動や大型航行船舶によって大きな制約を受ける. こうした物理的制約を回避する手法としては, ケーブル長が 1,000–1,200 m 程度の可搬性に優れたデジタルストリーマケーブルを曳航し, かつ機動性に優れた二船交互発震によるデータ取得が最も有効である.

本調査では, エアガンを搭載したストリーマ船と別のエアガンを搭載した船舶 (発震船) の二船方式で測定作業を実施した. 曳航するストリーマケーブル長を 1,200 m, 二船間隔を 1,200 m として交互発震を行い, 最大オフセット距離 2,400 m の反射法データを全測線において取得した (Fig. 2).

A 測線に関しては能登半島地震の震源断層に関わる深部延長の把握と詳細な速度構造を明らかにするため, 以下の二方式によって深部反射法データを取得した (Fig. 3).

- 1) 一定長大オフセットデータ取得: ストリーマ船と発震船間隔を 2,400 m (最大オフセット距離 3,600 m) に設定 A 測線全区間約 20 km に渡ってデータを取得した. また, 二船間隔を 3,600 m, 4,800 m, 6,000 m (最大オフセット距離 4,800 m, 6,000 m, 7,200 m) に設定し, A 測線の断層横断区間約 10 km において反射法データを取得した.
- 2) 可変長大オフセットデータ取得 (CE 展開: 'Contracting and Expanding Spread'): A 測線の断層横断区間約 10–12 km 区間において, ストリーマ船とエアガン船の航行方向を反対にしたパターンにより, 9–12 km の長大オフセットと高重合数を有するデータを取得した.

A 測線における反射法及び広角反射法データ取得時には, 陸域延長部に約 5.0 km の受振測線を設定し, 深度約 1.5–2 km 程度までの屈折法データも同時に取得した.

データ取得における予定受発震位置からの船位精度

Table 1. Data acquisition parameters (A) and survey line information (B) for the 2007 West of Noto Peninsula seismic survey.

(A) Data Acquisition Parameters

		Two-Ship Standard Reflection Survey		Two-Ship Deep Reflection Survey	
		Cable Ship	Gun Ship	Cable ship	Gun Ship
Source	Source Type	Bolt 2800LL Two Cluster	Bolt 1500LL Tri-Gun	—	Bolt 1500LL Tri-Gun
	Volume / Pressure	(480cu.in.,2000psi)	(1500cu.in.,2000psi)	—	(1500cu.in.,2000psi)
	Gun Depth	6m	6m	—	6m
	Shot Interval	50m	50m	—	25m
	Two-Ship Offset	Simultaneous Flip-Flop Shooting 1150m		2300m, 3450m, 4600m, 5750m, CE offset	
Streamer Cable	Cable System	Digital Streamer(SEAL)	—	Digital Streamer(SEAL)	—
	Sensor	Hydrophone(SLH-20)	—	Hydrophone(SLH-20)	—
	Cable Depth	6m	—	6m	—
	Receiver Interval	12.5m	—	12.5m	—
	No. of Channels	96	—	96	—
Land Geophone Line [Line-A]	Recording System	MS2000		MS2000	
	Line Length	5km		5km	
	Geophone	SM-7(10Hz) 3-Series		SM-7(10Hz) 3-Series	
	Receiver Interval	50m		50m	
	No. of Channels	102		102	
	Spread Pattern	Fixed Spread		Fixed Spread	
Recording(**)	Sampling Rate	2msec(MS2000..4msec)		2msec(MS2000..4msec)	
	Record Length	8sec		12sec	

(B) Survey Line Information

*near offset gap = 88.25m, **A/D Decimation Filter...Minimum Phase, Pre-amp Gain...12dB, Lowcut Filter...3Hz(6dB/oct)

	Line	Length	No. of SPs	Two-Ship Offset	Maximum Offset
CO Spread (Standard)	LINE-A	22.1km	837	1150m	2450m
	LINE-B	10.5km	421	1150m	2450m
	LINE-C	12.9km	518	1150m	2450m
	LINE-D	16.7km	668	1150m	2450m
	LINE-E	22.5km	902	1150m	2450m
	LINE-1	25.6km	1023	1150m	2450m
CO Spread (Deep Reflection)	LINE-A-1	19.8km	396	2300m	3600m
	LINE-A-2	10.5km	210	3450m	4750m
	LINE-A-3	10.0km	199	4600m	5900m
	LINE-A-4	9.4km	187	5750m	7050m
CE Spread	LINE-A-CE	9.7km	388	8800m~0m~10000m	10000m

Total Number of SPs

6382 Line-7(3.0km,106SPs), Line-8(3.0km,113SPs)

は、インライン展開の場合には±5m、CE展開の場合には±10mの範囲内に保持した。200-500トンの比較的小型な船舶において高精度測位システムを用いた結果、容易にケーブル船-発震船間の相対距離を保持することが可能であった。

3.3 高精度デジタルストリーマケーブルの曳航と二船式エアガン交互発震によるデータ取得

今回の調査では24bit Delta-Sigma型A/D変換装置が2受振点単位で配置されているデジタルストリーマケーブルを用いた。このストリーマケーブルは直径5cm、全長150mの短区間ユニットに区分されており、かつ内部のデータ伝送ライン及び電源供給ラインが二重の重層構造を持つため、伝送系の障害が少なく安定した連続測定が可能であった。また、短時間での深度制御、測位システムの安定性及び敷設/揚収時間の効率化を含め、高精度デジタルストリーマケーブルの採用は、航行船舶及び漁業活動等の障害に迅速に対処する上で不可欠な

要件であった。

使用したエアガン震源は、発震船及びケーブル船共に相互干渉型エアガンである。この型のエアガンシステムではエアガン同調配列の様な煩瑣なアレイ構築の必要がなく、エアガン圧縮空気吐出口に配置された反射板を通じた相互干渉によって、バブルノイズが相対的に抑制される。今回は以下の発震仕様でデータを取得した。尚、'Flip-Flop'による二船式エアガン発震は、ケーブル船側の発震制御装置で管理され、ケーブル船側の発震は有線によって、また発震船側の発震は無線によって発震信号が探鉱機に伝達された。

発震船: ガン容量 1,500 cu.in. (2 Cluster: 300 cu.in.×3 guns/200 cu.in.×3 guns), 発震圧力 2,000 psi, 発震深度 6.0 m

ケーブル船: ガン容量 480 cu.in. (2 Cluster: 150 cu.in.×2 guns/90 cu.in.×2 guns), 発震圧力 2,000 psi, 発震深度 6.0 m

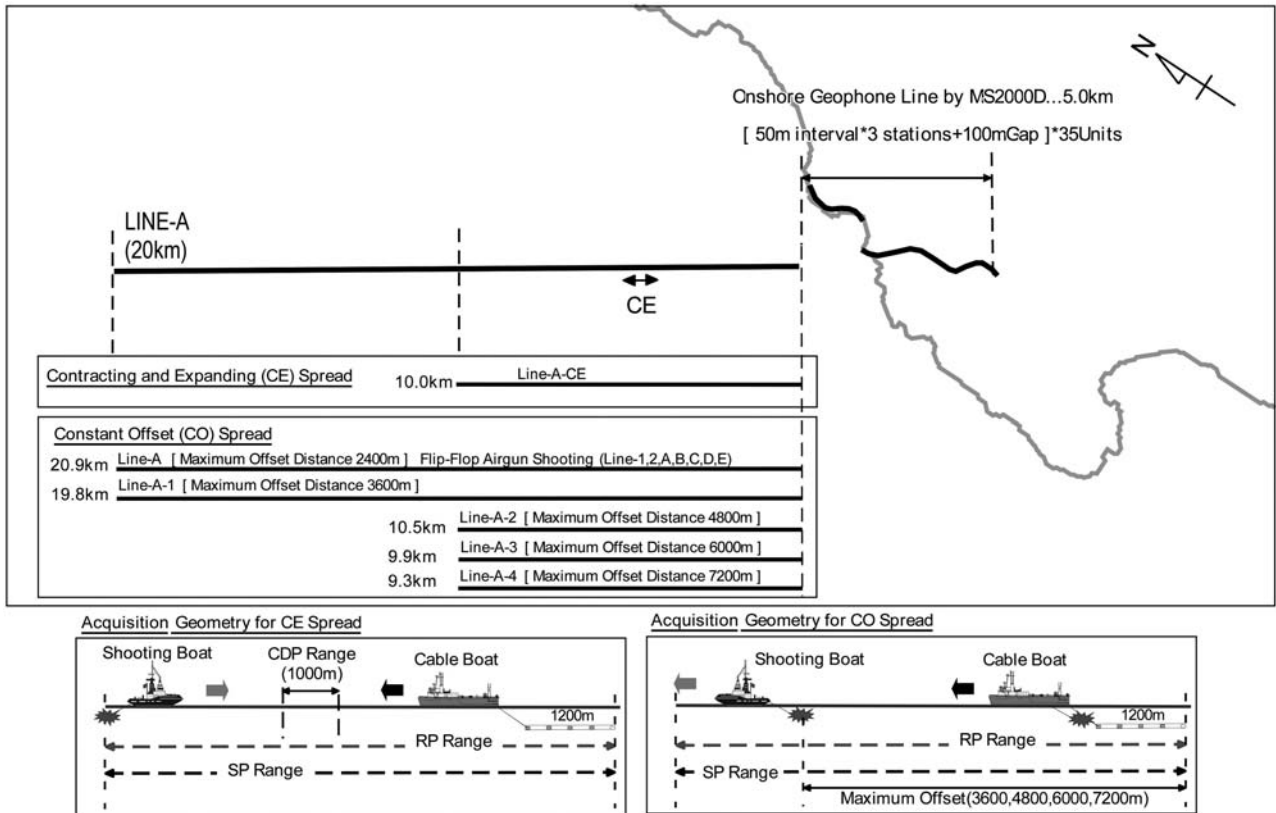


Fig. 2. Data acquisition by flip-flop two-ship shooting used in the 2007 west of Noto Peninsula seismic survey.

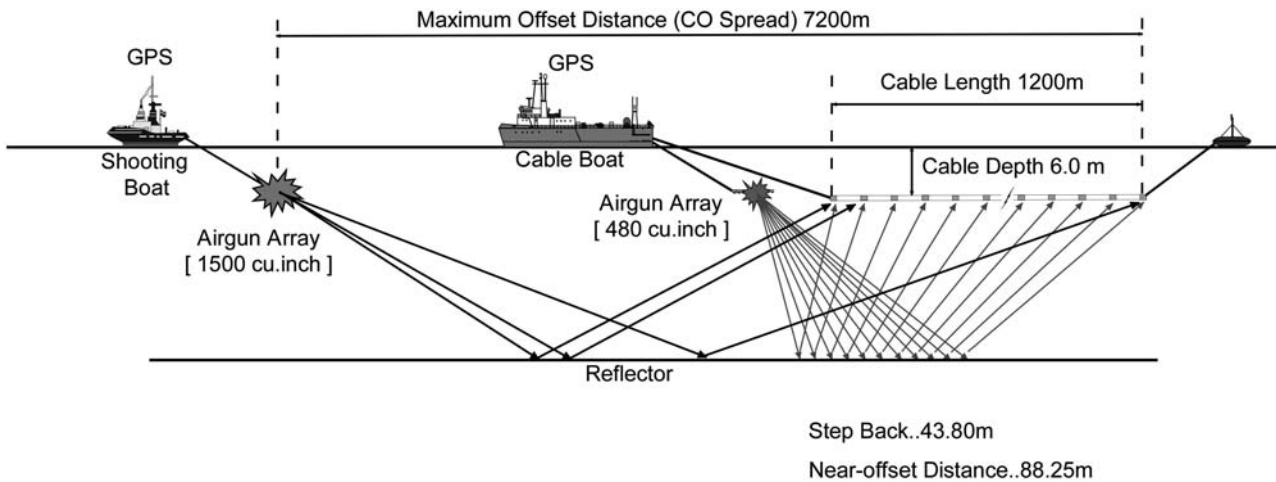


Fig. 3. A two-ship data acquisition layout along the seismic line A.

Fig. 4 には A 測線の一定オフセット深部反射データに対して、最大オフセット距離 1,200 m, 2,400 m, 7,200 m の比較発震記録を示した。また、Fig. 5 には Line-A の可変オフセット深部反射データに対して、原発震記録 (A) 及び CMP アンサンブル例 (B) を示した。

3.4 陸域展開区間の設定による海陸境界域の接続

一般に、海陸境界域においては、陸上受振測線の設定

及び着底型海底ケーブルの敷設によって海陸を横断する連続的な反射法断面が構築される。本調査海域では沿岸域における漁業活動に関わる制約から、着底型海底ケーブルの敷設は選択肢から排除された。従って、沿岸域 0 ~ 4.0 km 区間で実施した稠密エアガン発震の陸域展開による受振データによって、海陸境界域のデータが充填された。この陸上受振測線は、石川県輪島市門前町赤神、

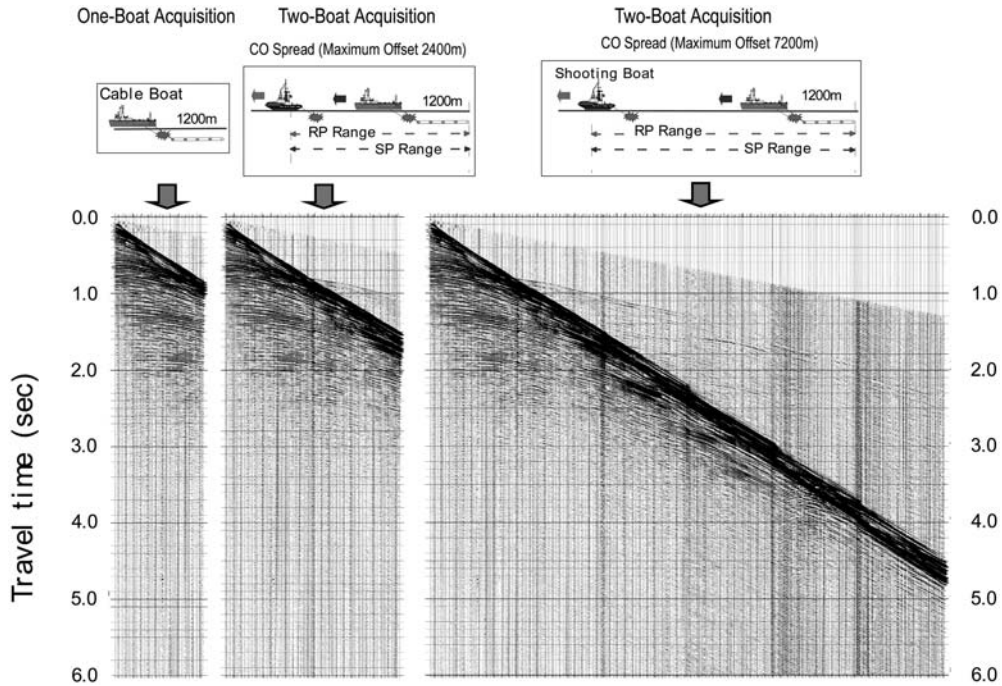


Fig. 4. Example of shot gathers obtained by a two-ship method at constant distance spread.

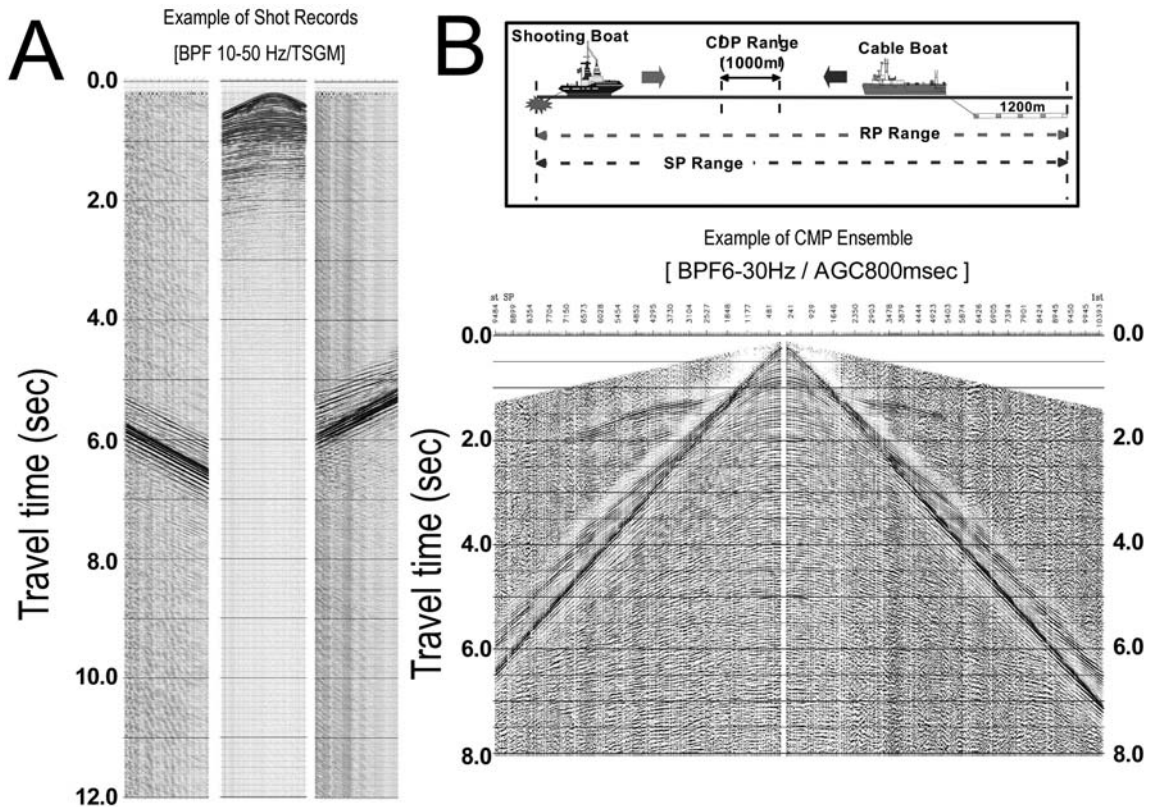


Fig. 5. Examples of shot gathers obtained by a two-ship method at contraction and expanding spread.

劔地及び黒崎地区を経て、羽咋郡志賀町大福寺地区に至る約 6.2 km 区間に設定され (投影測線上では約 5.0 km)、独立型受振システムによって連続データが収録された。

4. データ解析

二船交互発震方式によって能登半島西方海域で取得した新規データと、同海域の既往調査である 1973 年度石油天然ガス基礎調査「北陸」データを解析対象とした。能登半島地震の震源断層を横断して長大オフセットを確保した A 測線に関しては、反射法、広角反射法及び屈折法データ解析を行い、他の新規並びに既往測線データに関しては標準的な反射法データ解析を実施した。Fig. 6 に A 測線に関するデータ処理フローを示し、また Table 2 にデータ処理パラメーター一覧を記述した。尚、データ解析には (株)地球科学総合研究所地震探査データ解析ソフトウェア SuperX を使用した。

今回適用されたデータ解析作業において、反射法プロファイルの高分解能化、高精度化、さらには震源断層に関わる深部延長のイメージングについて、最も寄与が大きいと判断された最新要素技術を以下に要約して記述する。

4.1 トレース内挿処理による対称サンプリングの実現

本調査では、受振点間隔 12.5 m のストリーマケーブルに対して発震間隔 25-50 m の標準データを取得した。従って、受振点間隔及び発震点間隔を同一として空間サンプリングの対称性を共通受振点領域及び共通発震点領域で確保し、空間エイリアジングの影響を最小限に抑制する周波数-空間予測フィルターに準拠したトレース内挿処理を適用した。具体的には、擬似的に発震点間隔 12.5 m の発震記録を全データについて構築した。この処理によって、トレース内挿処理を適用しない場合に卓越する 'Trace Jittering' を解消することが可能になった。特に更新統から鮮新統基底面に至る浅層部における分解能が大きく向上し、リフト期堆積層以深の深部におけるエイリアジングノイズがほぼ解消された。また、共通受振点領域及び共通発震点領域において等価なコヒーレントノイズ抑制処理を適用できることから、震源断層上盤側のリフト充填堆積層が海底近傍に分布する領域において卓越する屈折多重反射波の抑制に有効であった。Fig. 7 にトレース内挿処理概念図 (A) と比較重合記録 (B) を示した。

4.2 多重反射波抑制処理の最適化

調査域全体において多重反射波が卓越したが、標準的

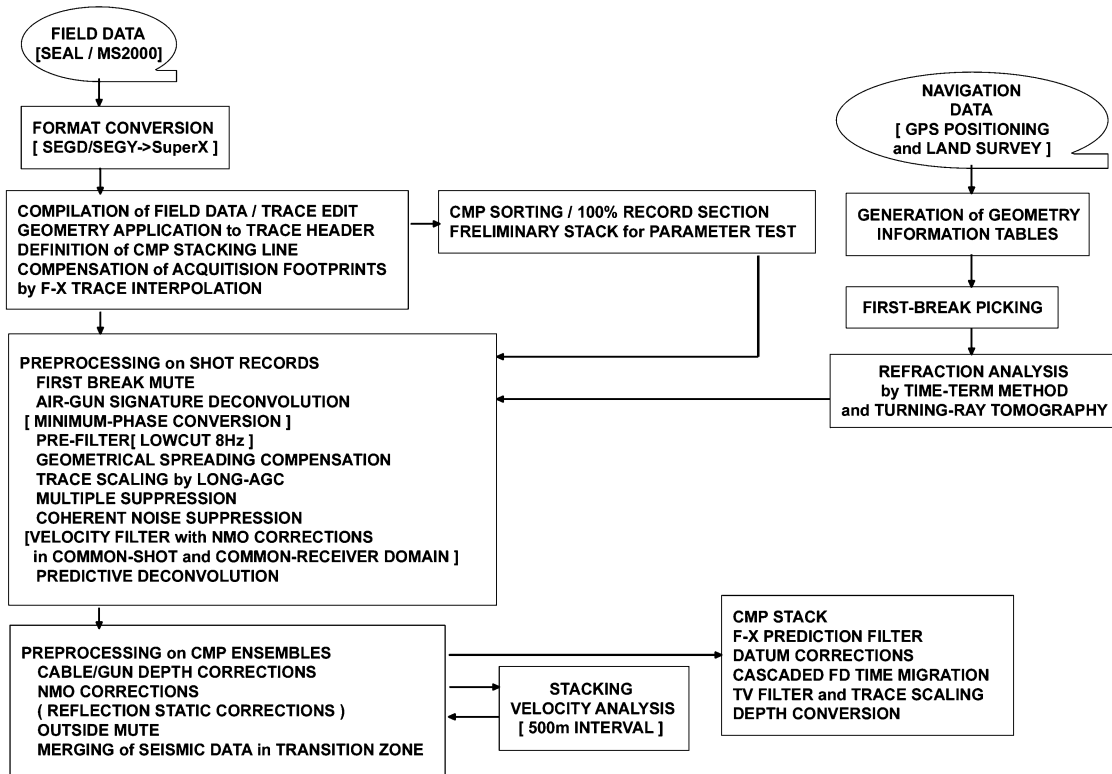


Fig. 6. Flow chart of data-processing of the 2007 west of Noto Peninsula seismic survey.

Table 2. Processing parameters for the seismic data of the west of Noto Peninsula.

	Offshore Reflection Lines	Transition Zone Reflection Line	Reprocessing of JNOC Data
Trace Interpolation			
Common Receiver Channel Domain			
No. of Application Steps	2	N/A	1
Operator Length	2traces	-	2traces
Gate Length	8traces	-	8traces
Time Gate Length	300msec	-	300msec
Common Shot Domain			
No. of Application Times	N/A	N/A	1
Operator Length	-	-	2traces
Gate Length	-	-	8traces
Time Gate Length	-	-	300msec
CMP Sorting			
CMP Interval	6.25m	6.25m	12.5m
Bandpass Filter			
Operator Length	240msec	240msec	400msec
Pass Band	8-80Hz	8-120Hz	8-60Hz
Gain Recovery by Instantaneous AGC			
Window Length	600msec	600msec	600msec
Coherent Noise Suppression			
Algorithm	N/A	T-X Domain Velocity Filter	N/A
Reject Window	-	-2000m/s - +2000m/s	-
Multiple Suppression			
Algorithm	Model Trace Constructing Method	N/A	Hyperbolic Radon Transform Method
Deconvolution			
Source Wavelet Compensation	Minimum Phase Converter	Minimum Phase Converter	Minimum Phase Converter
Prediction Distance	2msec	4msec	4msec
Window Length	2500msec	2500msec	2500msec
Operator Length	240msec	240msec	240msec
Pre-whitening Factor	5.0%	5.0%	5.0%
Velocity Analysis			
Interval	500m/1000m	500m	2000m
No. of Scanning Velocities	65 (1400-6000m/s)	31 (3000-6000m/s)	65 (1400-6000m/s)
CMP Stacking with NMO Corrections			
NMO Stretch Factor	5.0	3.0	5.0
No. of Effective Stacking Folds	96	97	48
Offset Distance	88-7200m (Deep Reflection Line) 40-11000m (CE-Spread Line) 88-2400m (others)	650-12000m	322-2672m
Bandpass Filter			
Operator Length	300msec	400msec	300msec
Pass Band	8-70Hz(0-1000ms) 6-50Hz(1000-8000ms)	8-20Hz	15-55Hz(0-1000ms) 10-40Hz(1000-5000ms)
Signal Enhancement			
weight function	N/A	{1,1,1}	N/A
Time Migration			
Algorithm	Cascaded Finite Difference Migration F-X Domain (Initial Migration) T-X Domain (Residual Migration)	T-X Domain Finite Difference Migration	Cascaded Finite Difference Migration F-X Domain (Initial Migration)
Maximum Dip	45deg	45deg	45deg

* JNOC: Japan National Oil Corporation

な海底面-海面間多重反射波の他に、インピーダンス比の高い境界面、海底面及び海面によって定義される‘Pegleg’型多重反射波、さらにはインピーダンス比の高い境界面と海面によって定義される‘External’型多重反射波が混在していることがデータの精査を通じて明らかとなった。特に、オフセット距離 2,400 m 以上の広角領域トレースが含まれる A 測線に関しては、‘Pegleg’型及び‘External’型多重反射波がリフト期堆積層及び基盤面以深に重複する形で存在した。こうした多重反射波の抑制処理としては、一次反射波と多重反射波間の走時

差に準拠する多重反射モデルトレース抽出法 (e.g. Yilmiz, 1987) 及び放物線ラドン変換法 (Foster and Mosher, 1992) を採用した。Fig. 8 に多重反射波抑制処理の比較重合処理断面図を示した。

4.3 反射法及び屈折法による統合速度解析

速度解析の高精度化は、最大オフセット 11.0 km が確保された A 測線南東区間 12.0 km について実現され、反射法重合速度解析の顕著な精度向上のみならず、基盤面に至る深度 1.2-1.5 km までの速度情報を屈折トモグラフィによって推定することが可能となった。こうした

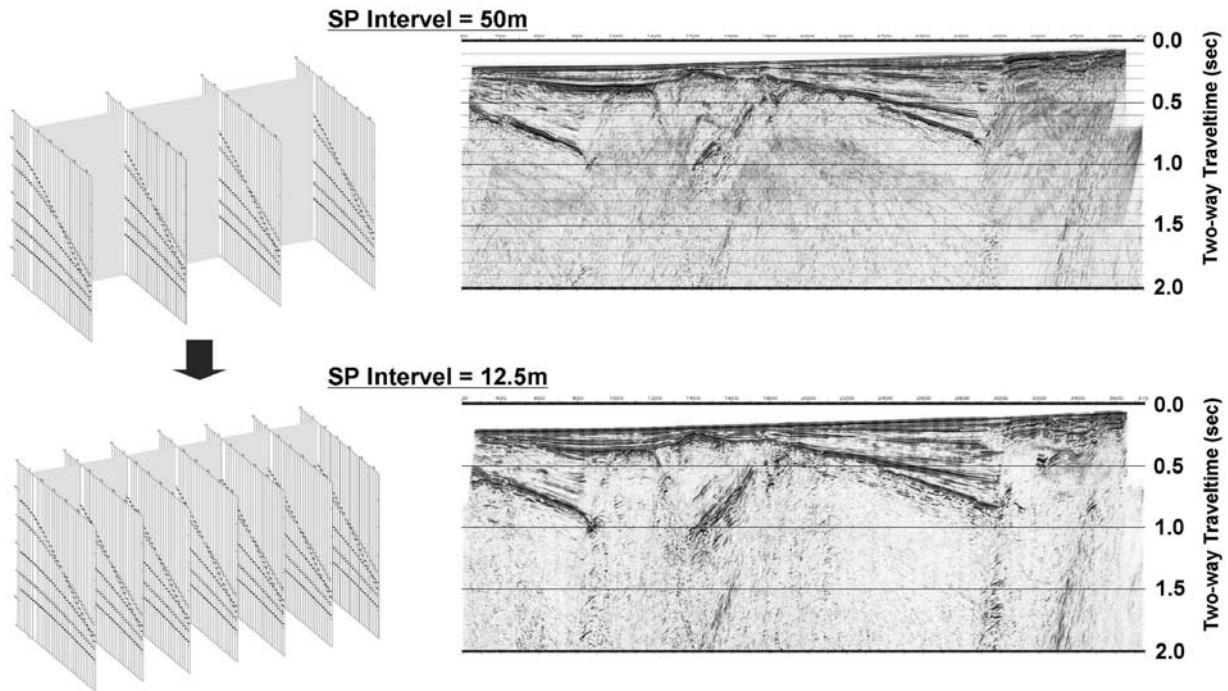


Fig. 7. The schematic description of trace interpolation in common-location domain and a comparison of CMP stacked profiles before and after spatial trace interpolation.

反射法並びに屈折法による統合速度推定は、基盤面の同定、震源断層上盤側のリフト期充填堆積層の解釈等において、大きな成果をもたらした。この屈折トモグラフィ解析では、波線追跡法としては走時線型近似法(LTI法: Linear Traveltime Interpolation method, Asakawa and Kawanaka, 1993)を、観測走時・計算走時及び速度モデルを用いたインバージョンではSIRT法(Simultaneous Iterative Reconstruction Method; Zhu, 1992)を用いた。Fig. 9にはA測線に関する屈折法及び反射法による速度推定結果を示した。

4.4 長大オフセットデータ取得の効果と海陸境界域データの接合

能登半島地震の震源断層を横断するA測線に関しては、一定オフセット方式とCE(‘Contracting and Expanding’)方式により最大オフセット距離約11kmの二船交互発震データを取得し、さらに約5kmの陸域延長受振測線によって海陸接合部では最大25kmのオフセット距離を確保した。その結果、震源断層及びその深部延長を深度4~6km程度までイメージングすることに成功した。特に、震源断層及びその深部延長に相当する反射波列の捕捉においては、震源断層上盤側における稠密エアガン発震-陸域受振による広角領域データの寄与が極めて大きい。こうした海陸接合部のデータ解析では、海域二船式反射法データと海域発震-陸上受振デー

タを別個に処理し、重合直前のNMOアンサンブル構築の段階で結合した(Fig. 10)。深部反射法プロファイル構築の流れ図(Fig. 10)から、海域における7.0km以上の最大オフセットの確保によって基盤面に関わる反射波抽出が可能となったこと、また震源断層イメージングにおいては海域発震-陸域受振データが重要な役割を演じたことが理解できる。

5. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

5.1 ユニット区分

データの取得方法によって、それぞれの断面で反射法地震探査によって明らかになった深さには差異がある。長大オフセット発震と、陸上受振も実施したA測線では、地下4~6km程度までの構造が判読できる。これに対して、最大オフセット距離2,400mの標準的な二船式でデータを取得した他の測線では、地下2~3km程度までの構造が判読される(Figs. 11-17)。また、通常のスリーマを曳航する一隻による石油公団の反射法地震探査の再解析断面では、1~2kmの深さの構造が明らかになっている(Figs. 18-20)。これらの差は、基本的には展開長の長い二船式のデータ取得の効果によるものと判断される。

反射断面の波形の特徴(seismic faces)と周辺の地質構造形成史から、大きく三つのユニットに区分した。リ

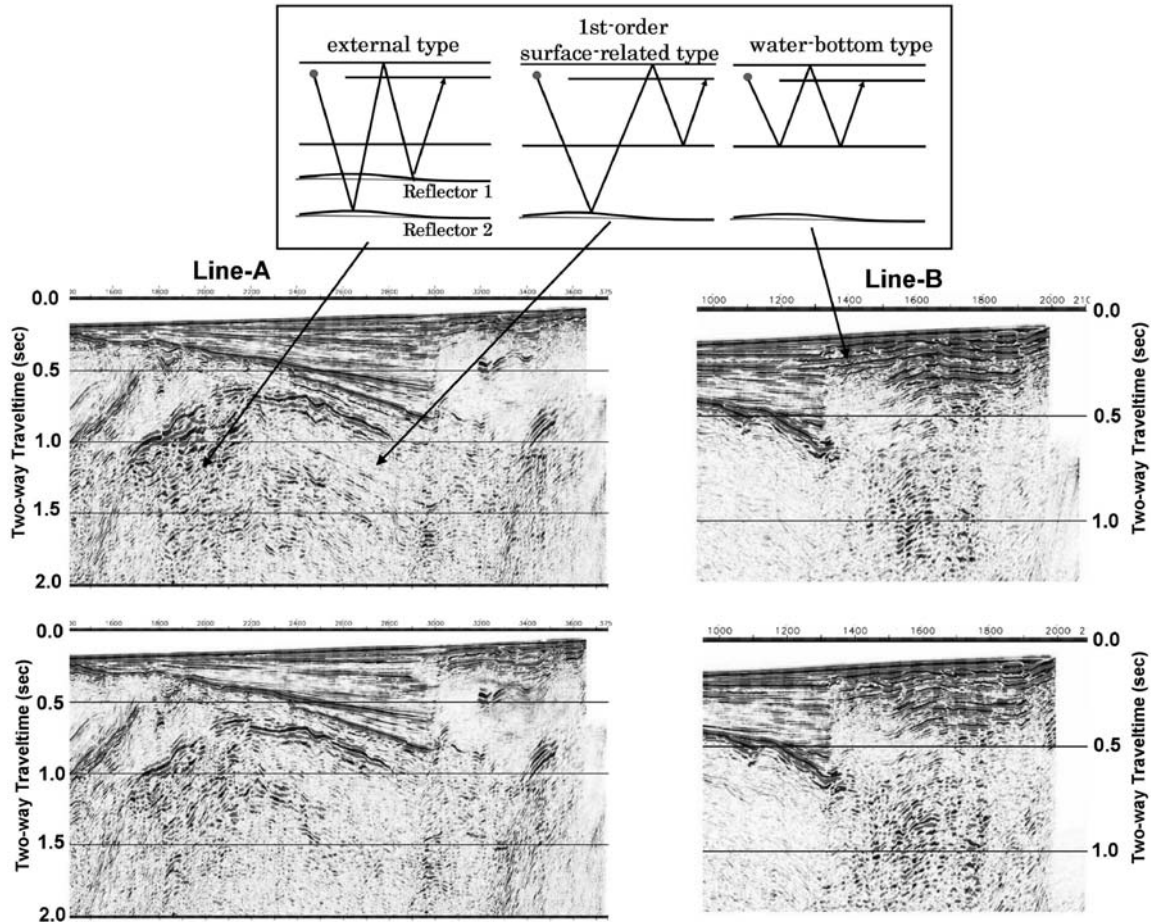


Fig. 8. A comparison of CMP stacked profiles before and after the suppression of surface-related multiples based on the parabolic radon transform and model-trace extraction.

フト期堆積物とポストリフト期堆積物，鮮新世以降の堆積物である。例として堆積層が厚い調査域南部の測線 E の深度変換断面の一部を示す (Fig. 21)。

リフト期堆積物: 正断層によって境されるハーフグラベンを充填する堆積層で，上部は連続性の良好な反射波が卓越する。断層によって連続性の良好な反射面が卓越する堆積層の厚さが変化するユニットである (Fig. 21)。上限は，これらの正断層群による変位を埋積した層準とした。下限については，屈折波解析によって速度構造が明瞭になった A 測線の震源断層付近を除くと，明瞭ではない。反射面が減少する部分で，このユニットの下限とした。したがって，この層準は音響基盤の上面として，それより下位は先第三系の花崗岩類や古第三系から新第三系下部の火山岩類から構成される。片川ほか (2005) の D 層の下部の音響基盤に相当するが，使用している震源が異なるため正確には一致しない。

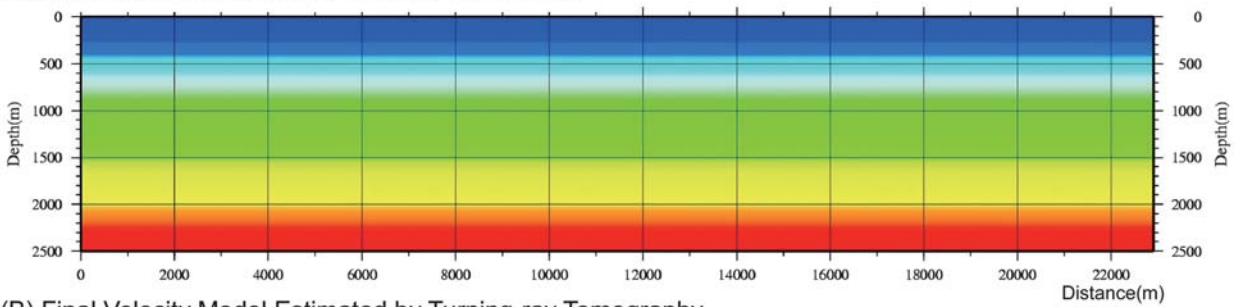
一般に東北日本の同様のハーフグラベンの堆積層は，ほぼ浮遊性有孔虫化石帯 N8 (Blow, 1969) で終了

し，N10 の地層がそれらを平行に覆って堆積している (石井ほか, 1982; Yamaji, 1990; Sato and Amano, 1991)。こうした地質構造発達史から見て東別所層以下の新第三系の諸層が本ユニットに相当する可能性が高い。

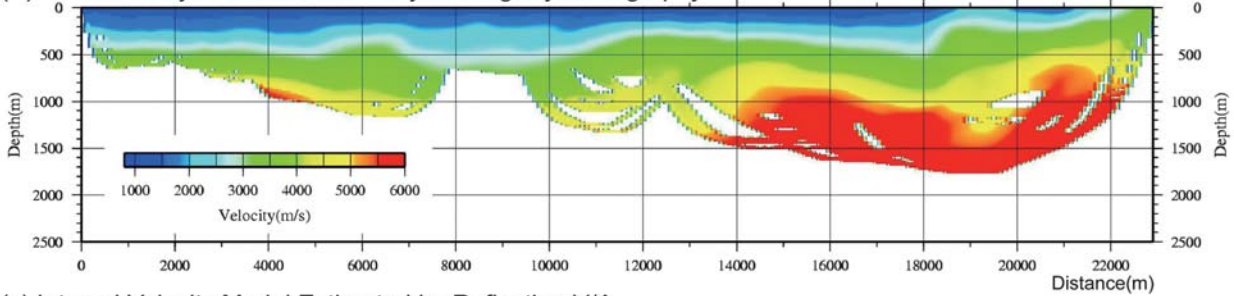
ポスト・リフト期堆積物: ハーフグラベンを充填した堆積層を覆って発達する側方への連続性のよい反射波が明瞭なユニットである。グラベンを充填した堆積層の最上部をほぼ平行に覆って分布し，下位のユニットに比べ層厚変化に乏しい (Fig. 21)。この上位に不整合で重なるユニットが，鮮新世の地層と判断されることから，本ユニットは中部中新統から上部中新統に相当すると推定される。片川ほか (2005) の D 層上部に相当する。

鮮新世以降の堆積物: 鮮新統以上に対比される地層で，基底は顕著な不整合で特徴づけられる。この不整合は調査海域に広範に認められ，最も明瞭な層準である。片川ほか (2005) の C 層の基底に相当する。片川ほか (2005) は高分解能の浅層音波探査をもとに，鮮新世以降の堆積物をさらに，B 層 (中部更新統下部から上部更新統) と

(A) Turning-ray Tomography (LTI/SIRT) Initial Model



(B) Final Velocity Model Estimated by Turning-ray Tomography



(c) Interval Velocity Model Estimated by Reflection V/A

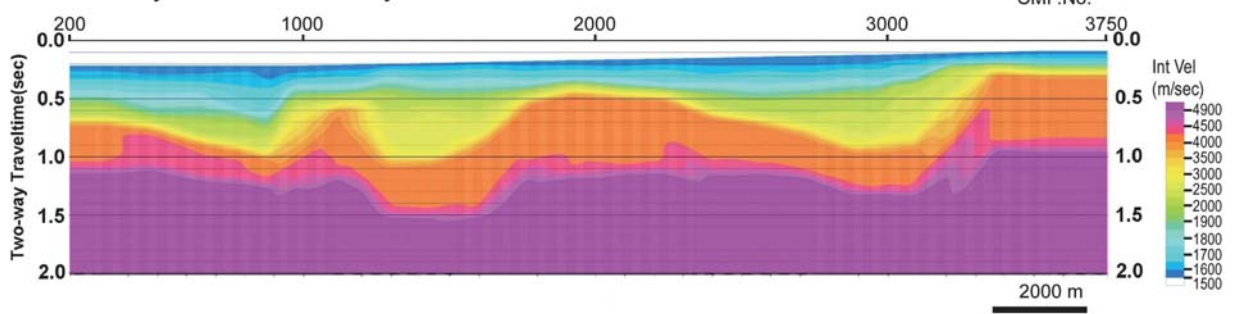


Fig. 9. Velocity structure along the line A.

(A) Initial velocity model for tuning-ray tomography.

(B) Final velocity model estimated by tuning-ray tomography.

(C) Interval velocity model estimated by refraction velocity analysis.

A 層 (完新統) に区分している。今回実施した反射法地震探査は、浅層高分解能探査を目的としていないため、片川ほか (2005) の A 層・B 層・C 層を解像することができない。したがって、既存の浅層音波探査結果をもとに、B 層基底の層準を記入した。

5.2 深部探査測線 (A 測線) における地質構造の特徴

本震付近の NNW-SSE 方向に通過する A 測線において、最も深部までの構造を明らかにするための探査を行った。この測線沿いでは最大オフセット距離 7,200 m での二船式でのデータ取得を行った他、陸上でも稠密受振を行った。全てのデータを使用して作成した反射法地震探査断面を Fig. 22 に示す。P 波速度構造 (Fig. 9, 23) から先第三系基盤の上面を推定した。この基盤上面の不連続から CMP2000 付近の北西傾斜の正断層 FN1 を推定した。CMP1000 付近で凸型の反射波の乏しい領域が

あり (Vc; Fig. 22), またその上面付近で回折波状の波群が見られる, さらにこの凸型の部分での弾性波速度が大きくなっている (Fig. 9)。これらのことから, この凸型の部分にはリフト期に噴出した火山砕屑岩が分布している可能性がある。CMP2000 の正断層の南西側は南西傾斜の傾動を示す地塊をなしている。この傾動運動には主として, リフト期堆積物が関与している。この傾動運動をもたらしたのは基本的には北西傾斜の断層 FN2 の寄与が大きい。この下部延長については, 反射断面からは読み取れないが, 正断層の交差構造から推定した, FN2 を交差して南西傾斜の逆断層 FR1 が分布し, 地表近傍 (CMP3050) まで反射面の不連続として追跡できる。これは片川ほか (2005), 岡村 (2007) の海底活断層に相当し, 反射法地震探査から推定した断層の形状と余震配列からの断層面は良好な一致を示す (Fig. 23; 佐藤ほか,

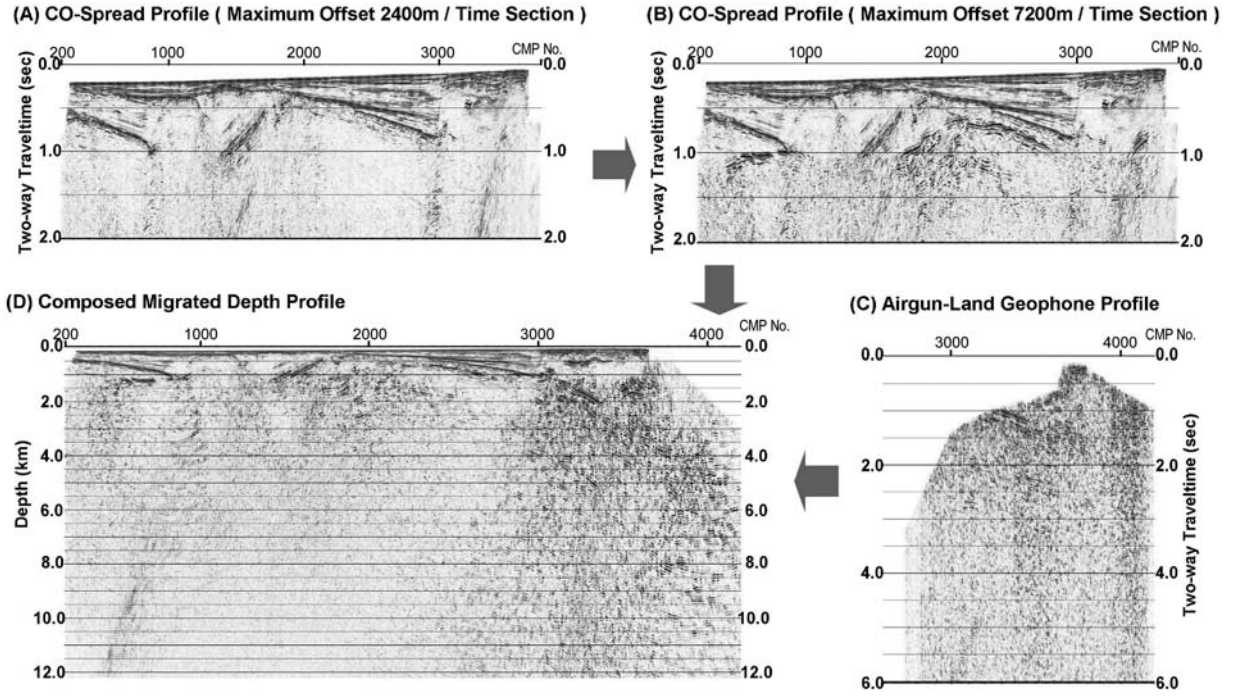


Fig. 10. Processing flow for deeper reflection profile along the seismic line A.

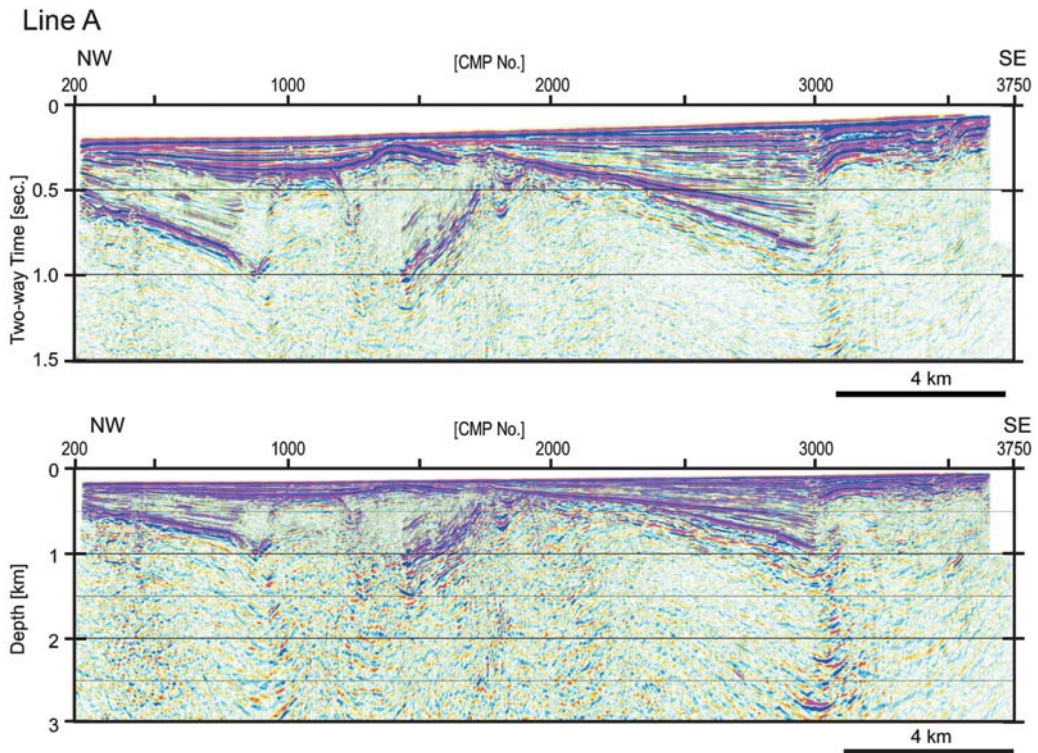


Fig. 11. Migrated time section and depth converted seismic section of the line A.
Based on the data acquired by two-ship standard reflection survey.

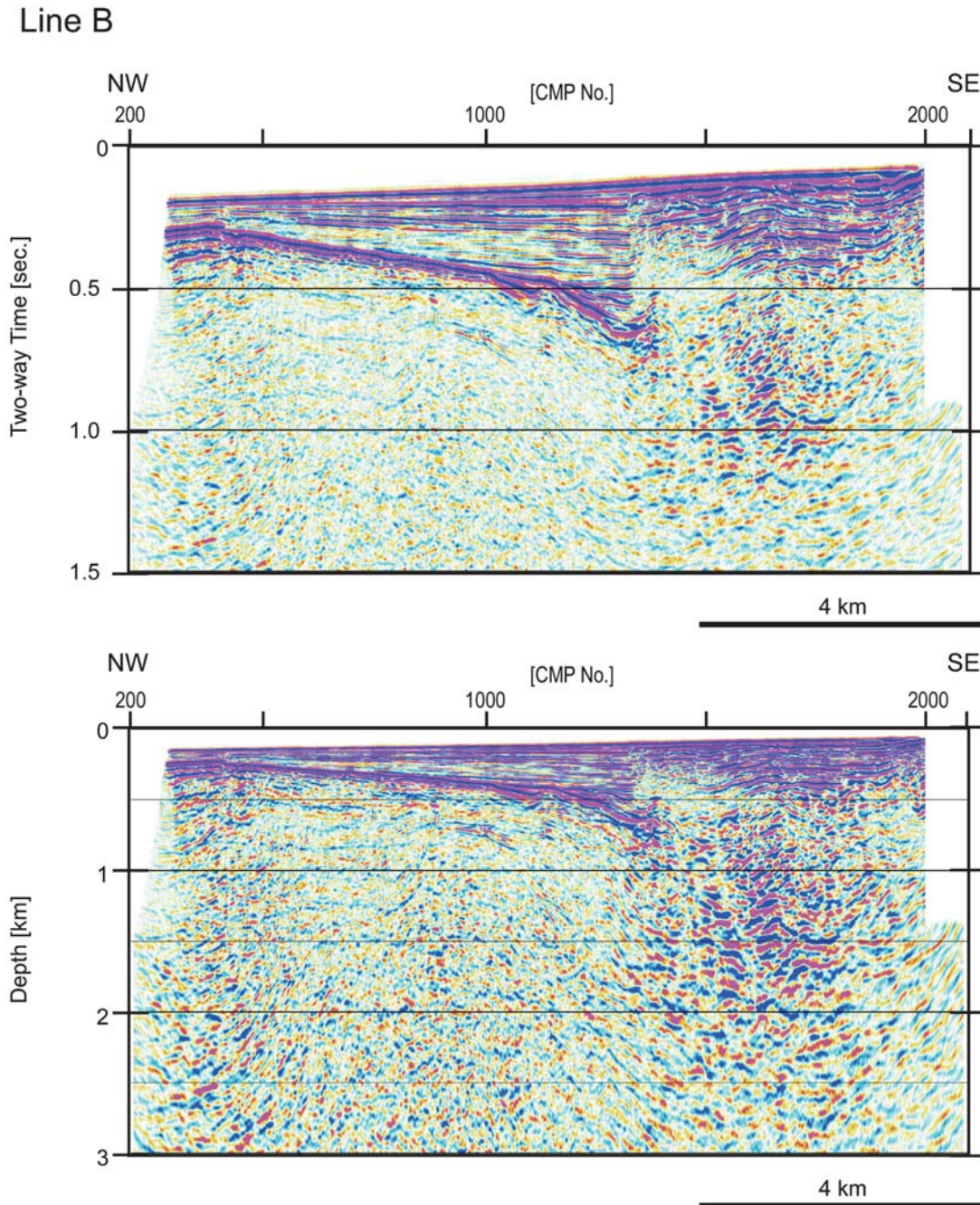


Fig. 12. Migrated time section and depth converted seismic section of the line B.

2007). 断層の上盤側は低下側に比べてリフト期の堆積層の層厚が厚く、中新世の正断層の再活動を示している。また、断層を隔てた両側の地層の厚さが一致しないことから、横ずれ成分を伴っていることが理解される。

5.3 標準発震測線における地質構造の特徴

B 測線 (Fig. 12): 断層 FR1 は A 測線からの連続として類似した形状でイメージングされている。地表近傍までの変位、断層上盤での厚いリフト期堆積層の分布や、断

層を隔てた地層の厚さの不一致など、A 測線と同様の特徴を示している。CMP1900 付近に堆積層の変形から南東傾斜の断層 FR2 を推定した (Fig. 24)。井上ほか (2007) は完新統を切る断層として記載している。測線北西端には北西側傾斜のみかけ上の正断層 (Fb1) が識別できる。この断層は反転して鮮新世以降の堆積物に変位を与えている可能性がある (Fig. 12)。

C 測線 (Fig. 13): 測線北西部では中新世に活動した北西

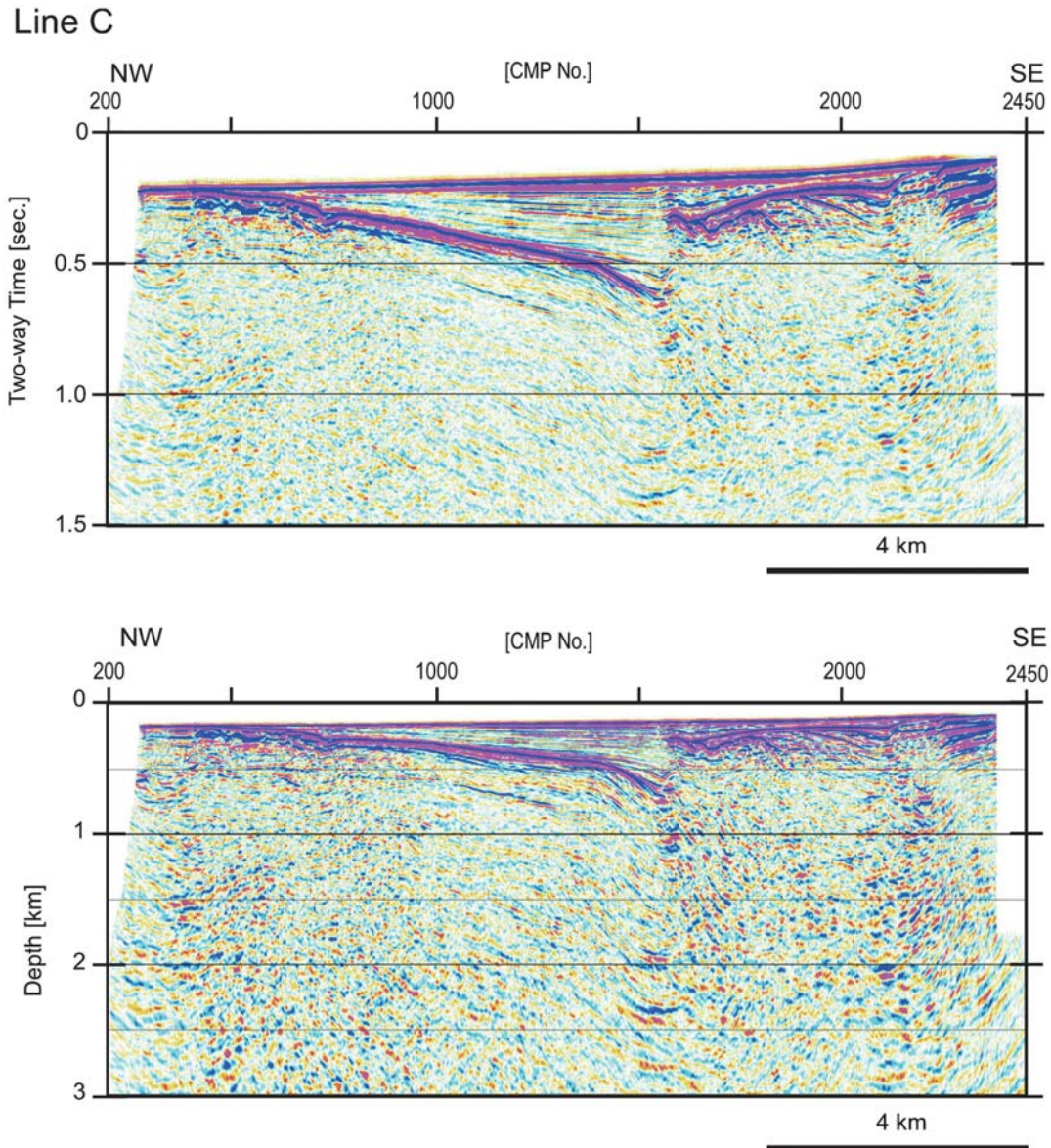


Fig. 13. Migrated time section and depth converted seismic section of the line C.

側低下の正断層 (Fc1, Fc2) が分布する (Fig. 24). 断層 Fc2 は鮮新世以前に反転した可能性がある. CMP 1550 には FR1 の連続である逆断層が見られ基本的な特徴は A・B 両測線と共通し, 最新期の堆積層まで変形を与えている. ただ, 測線 C ではこの断層の低下側に分岐断層が分布し, この分岐断層はポストリフト期の堆積層は変形させているが, 鮮新統には変形を与えていない. したがってこの断層は, 後期中新世に逆断層として活動したと推定される. 測線の南東部では測線 B の FR2 に相当する南東側隆起の断層が存在する. この断層は浅層部で Y 字形に分岐しており, 北西側の断層は鮮新世の地層が水平に覆っており活動を停止している. 南東側の

断層については, 完新統を変位させており活断層と判断されている (井上ほか, 2007).

D 測線 (Fig. 14): この測線は 2007 年の震源域の西方にあたり, 断面に見る構造上の特徴も A-C 測線とは変化している. CMP2000 付近に背斜軸をもって鮮新世以降の堆積物も参加した隆起構造をなす. これは, 基本的にはリフト期に正断層として形成された FR3, FR4 の逆断層運動に起因する隆起構造である. とくに FR4 の隆起側には厚いリフト期の堆積層が分布しており, リフト期の正断層の反転運動を示している. FR3 は B 層 (片川ほか, 2005) の基底にも変形を与えており, 伏在活断層と判断される. 測線の北西部には小規模な北西傾斜のリ

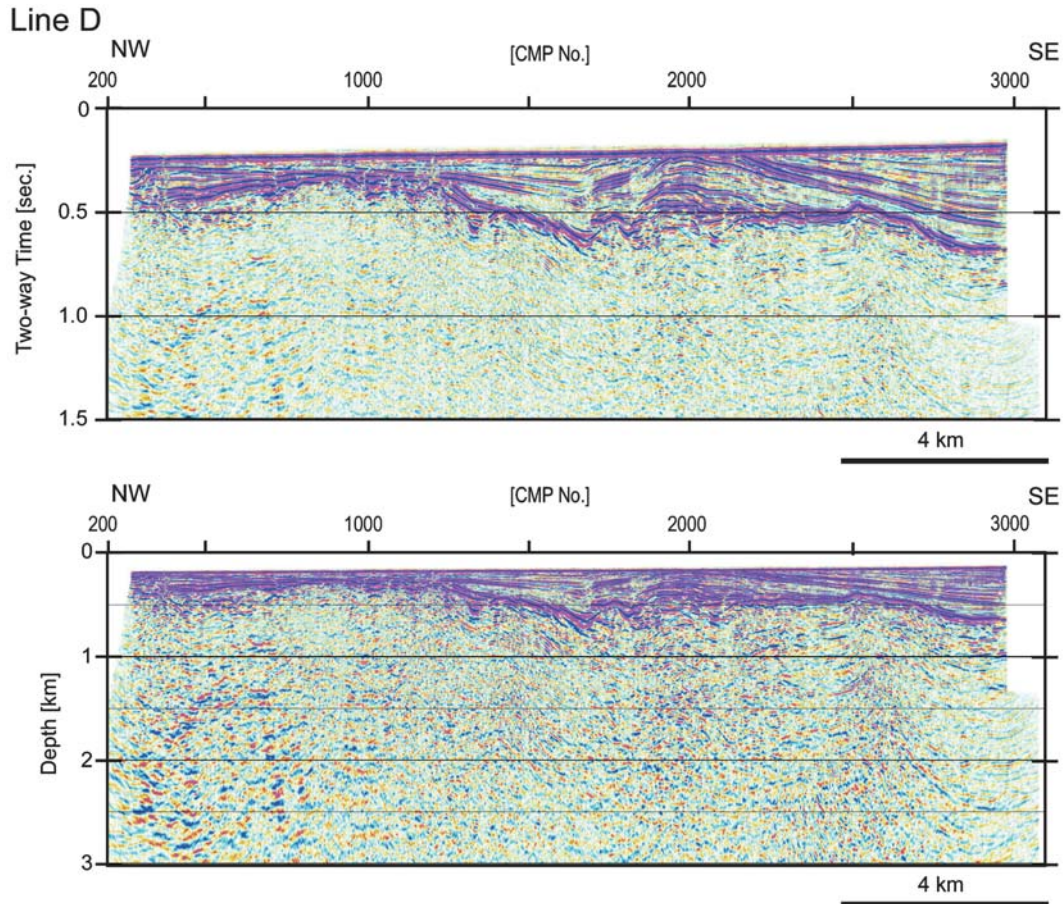


Fig. 14. Migrated time section and depth converted seismic section of the line D.

フト期の正断層が識別される (Fd1, Fd2; Fig. 24).

E 測線 (Fig. 15): D 測線と類似し、測線中央部に厚い新第三系の堆積層が分布する。この部分には、FR-3, FR-4, Fe3, Fe4 など 4 条の逆断層が判読できるが、これらは基本的にはリフト形成時に形成された正断層である (Fig. 25)。いずれも上盤側に厚いリフト期の堆積層を有している。逆断層 FR4 については、B 層基底にも変形を与えている。測線南西部の逆断層 Fe4 は上盤側に緩い背斜を伴うが、背斜軸部で B 層が欠如しており、この断層についても第四紀に活動していることを示している。

1 測線 (Fig. 16): 測線中央部の CMP2500 付近を軸とする隆起構造を示す。この構造は、CMP2000 付近の北東傾斜の逆断層 F1R-1 と F1R2 によって形成されている。いずれも隆起側で厚いリフト期の堆積層を有し、正断層の逆断層としての反転運動を示している。第四紀層の分布に乏しいため直接活動時期を示唆する資料はないが、B 層の基底も測線中央部の隆起構造に参加しており、第四紀での断層活動を示している。この他、測線南西端に南西傾斜の正断層が、北東部に南西傾斜の正断層が分布

するが、存否・傾斜方向についても不確実である。

2 測線 (Fig. 17): 測線南西側では厚いポストリフト期以降の堆積物が分布する。南西部の断層 F2-1 と F2R-1 はともに、リフト期の正断層であるが、F2R1 については逆断層として反転し、鮮新統には変形を与えている (Fig. 25)。

5.4 石油公団再解析測線における地質構造の特徴

1973 年に実施された石油公団による反射法地震探査測線は、北東-南西方向と北西-南東方向に格子状の配列をとる (Fig. 1)。再解析を行ったのは 73-4 測線、73-5 測線、73-A-2 測線と 73-B-3 測線の計 4 測線である。

73-4 測線 (Fig. 18): 北傾斜の正断層群によって特徴づけられ、主に二つの南東方に傾動するハーフグラベンによって、リフト期の堆積盆地が規制されている。これらの初期中新世のリフト系はいずれも鮮新世に対比される堆積層との間で侵食作用を受け、鮮新世以降の地層はこれらの正断層群を水平に覆って堆積している。

73-5 測線 (Fig. 19): 測線ほぼ中央部、CMP1000 から 2500 では、リフト期を中心とした堆積層が分布してい

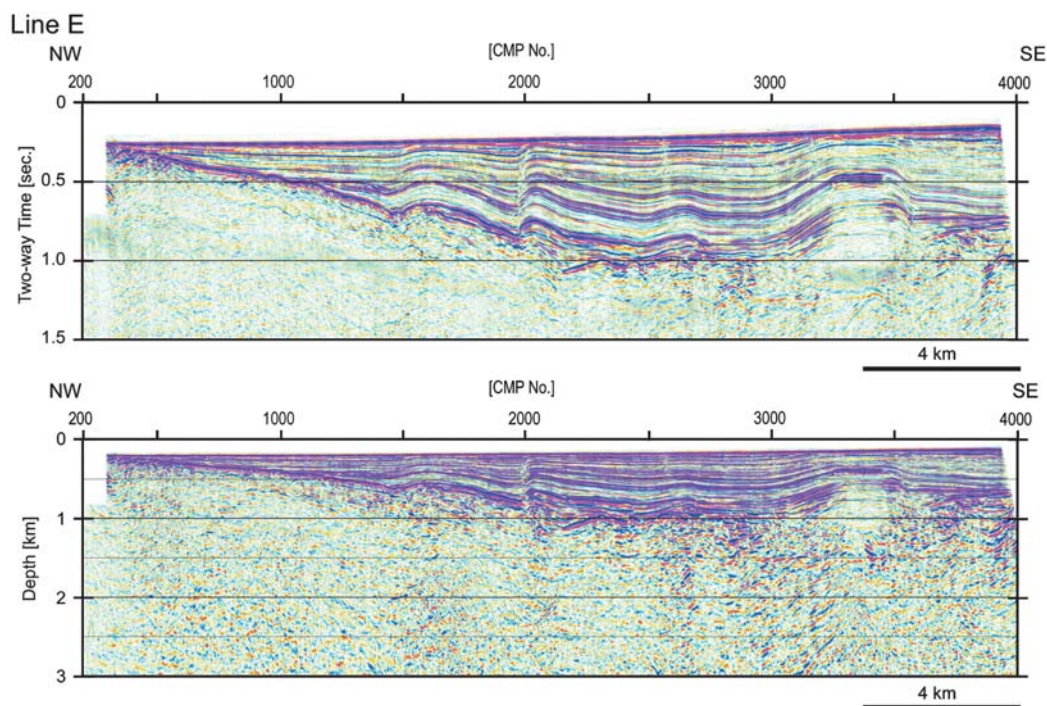


Fig. 15. Migrated time section and depth converted seismic section of the line E.

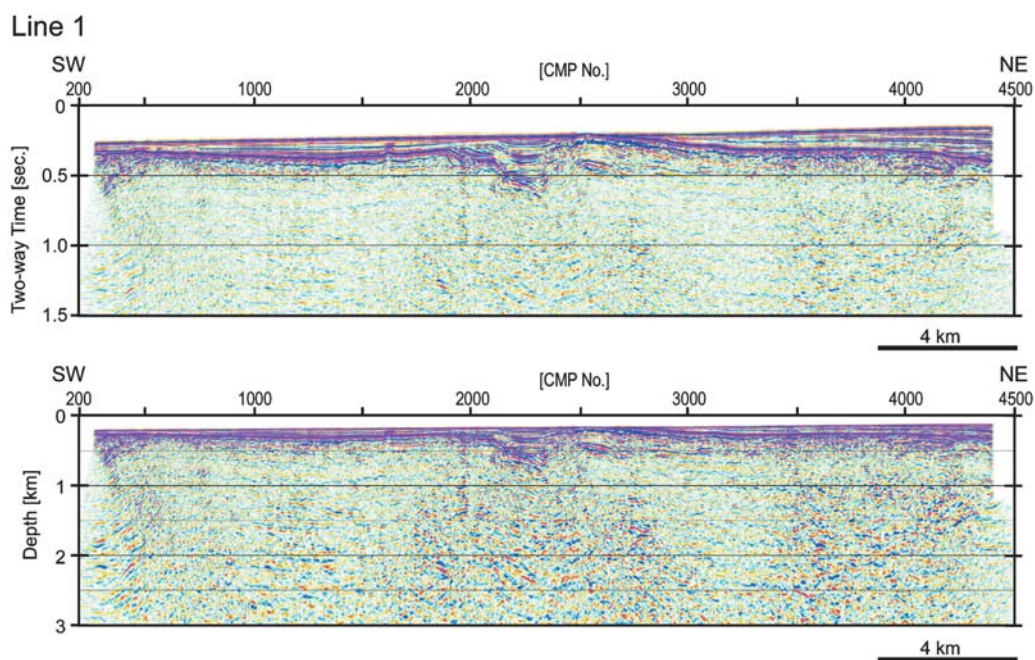


Fig. 16. Migrated time section and depth converted seismic section of the line 1.

る。この部分では同時にリフト期堆積層の層厚変化も激しく、リフトを形成した正断層群が推定される。北西部では北西方向に傾斜した正断層群が卓越する。CMP 2100 と 2650 で、二条の逆断層を判読した。断面からでは、既存の正断層との関係については不明である。しか

し、断層はリフト期の堆積層の厚い場所に形成されていることから、既存の断層の再活動である可能性が高い。**73-A-2 測線** (Fig. 19): 測線中央部に断層に境されたリフト期の堆積層が分布するが、断層の位置や傾斜などを充分判読できないため、ここでは地質学的な解釈は行っ

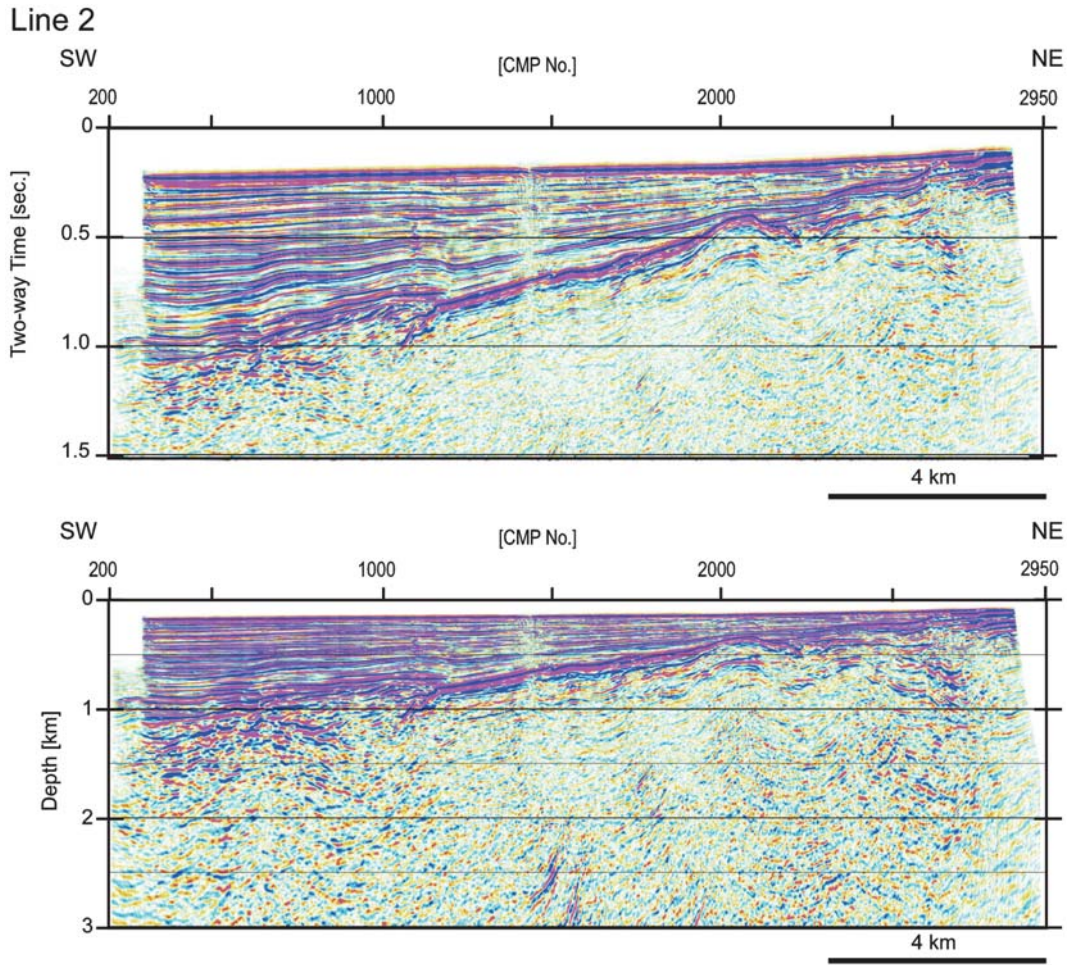


Fig. 17. Migrated time section and depth converted seismic section of the line 2.

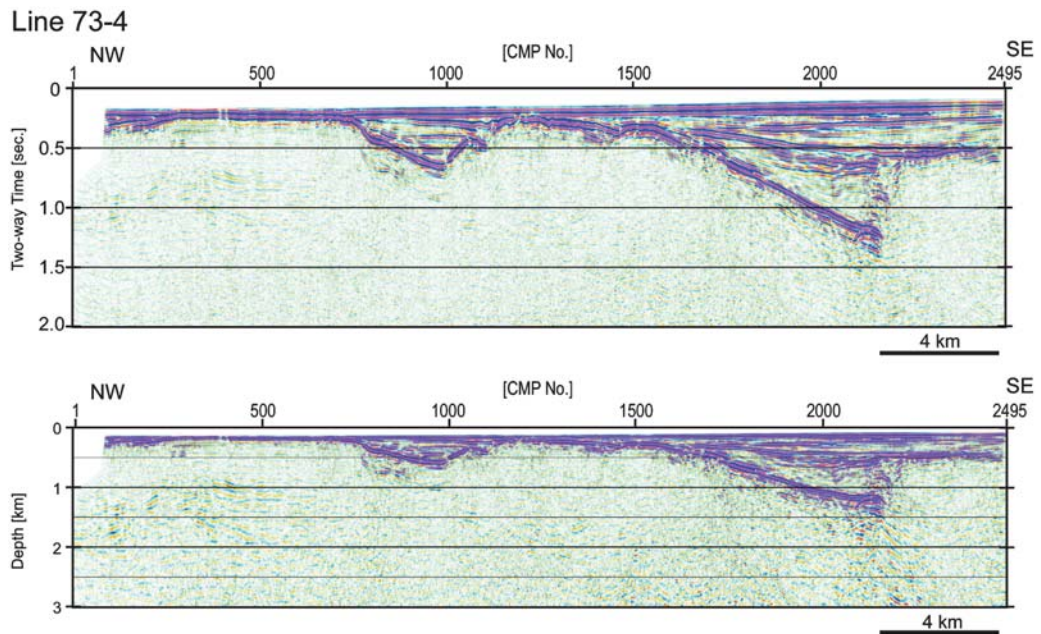
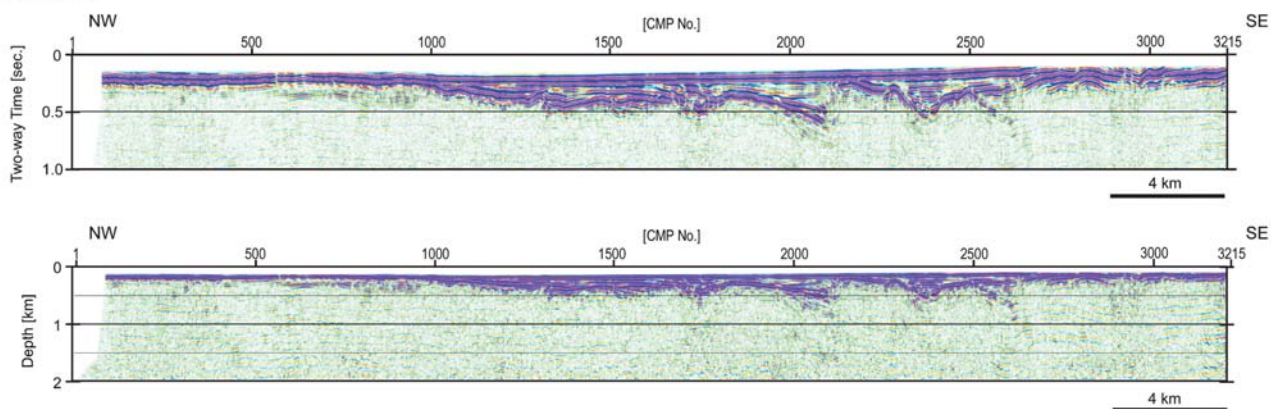


Fig. 18. Migrated time section and depth converted seismic section of the line 73-4.

Line 73-5



Line 73-A-2

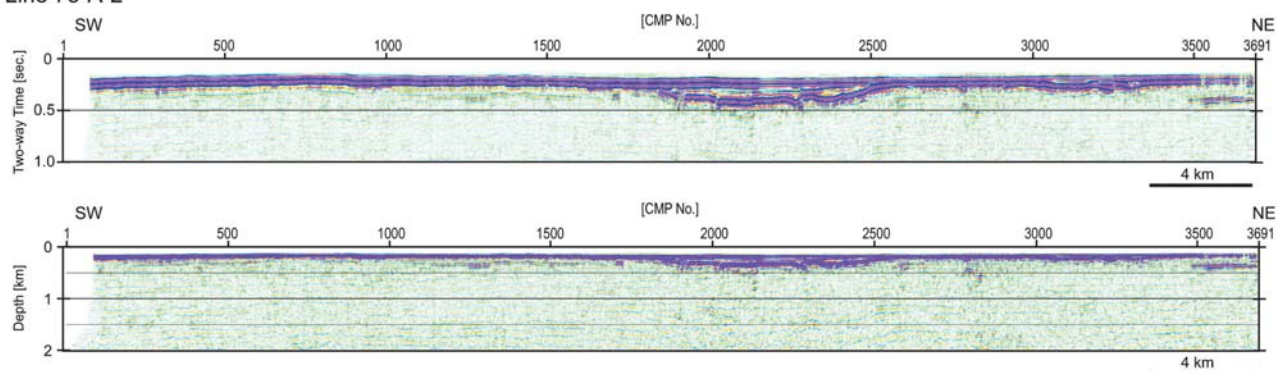


Fig. 19. Migrated time section and depth converted seismic section of the line 73-5 and A-2.

Line 73-B-3

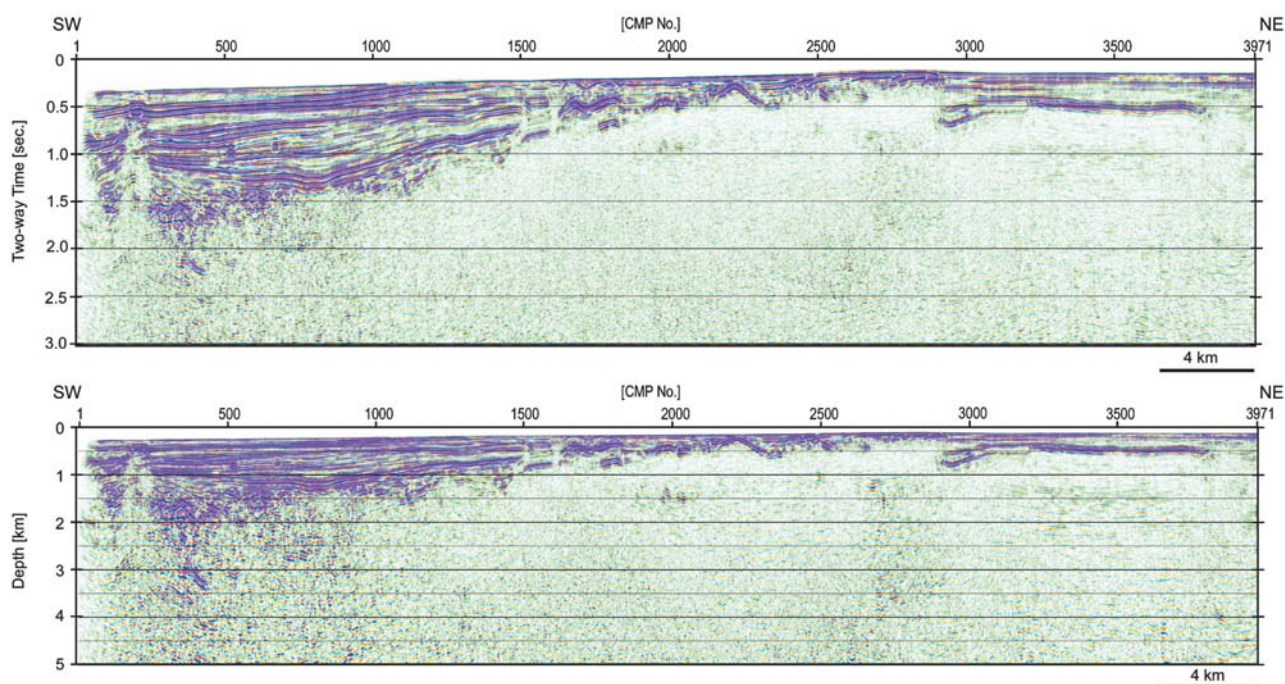


Fig. 20. Migrated time section and depth converted seismic section of the line 73-B-3.

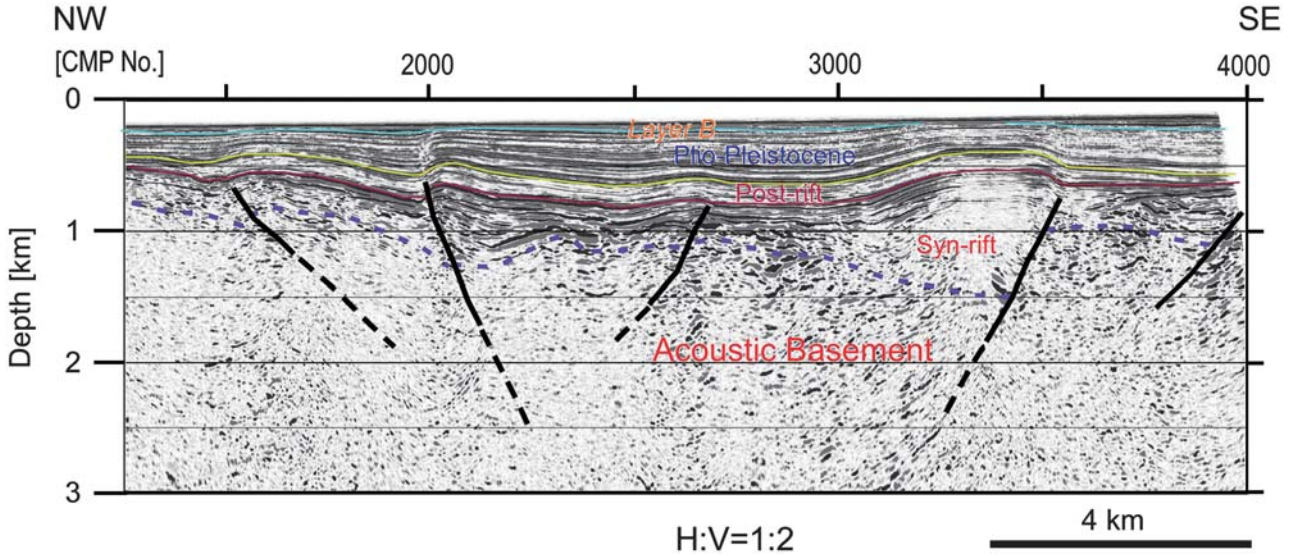


Fig. 21. An example of geologic interpretation of the seismic section of the west of Noto Peninsula (Line E).

ていない。

73-B-3 測線 (Fig. 20): 北東-南西方向の測線で、南西部では堆積層が厚く分布する。CMP1500 付近に見かけ上二つの逆断層が識別される (Fig. 26)。測線の位置はこの断層とほぼ平行しており、測線の屈曲から判断して、二つの断層 FB1 は同一の断層が現れていると考えられる。また、この測線では 2007 年能登半島地震を発生させた断層 FR1 を CMP2900 で横切る。反射面の不連続から南東側に傾斜した断層面が推定できる。

6. 震源域海域の地質構造の特徴

日本海形成に伴う伸張性の地殻変動と正断層運動

全ての断面でハーフグラabenを形成する正断層が見いだされる。幅 5~10 km 程度の間隔で発達した正断層によって、ハーフグラabenが形成されている。正断層によるリフト充填堆積物の厚さは 1~2 km 程度である。全体としては NE-ESE-WSW 方向で南傾斜または北傾斜であるが、震源域周辺では北および南傾斜の断層が交差する。逆断層となっている断層でも、上盤側に下盤側より厚いリフト堆積物を伴うなど、本地域のほとんどすべての断層が、リフト期に形成されている。

後期中新世の短縮変形

調査地域では鮮新統の基底は広範な不整合によって特徴づけられ、良好なマーカーとなる。この層準より下位で褶曲が形成され、それらをほぼ水平な鮮新統が覆う場合がある。とくに C 測線で顕著であるが、褶曲を構成する中新統が傾斜不整合で覆われる他 (Fig. 27)、中新統を切る断層を非変形の鮮新統が覆っている。こうした後

期中新世のほぼ南北方向からの短縮変形は、山陰沖に東西にのびる宍道褶曲帯として知られている (多井, 1976; 田中, 1979; 田中・小草, 1981; Yamamoto *et al.*, 1993; Itoh and Nagasaki, 1996)、岩脈などから推定される最大圧縮応力軸の方向は、後期中新世に貫入した黒崎安山岩から N30° W の卓越方位を示す平行岩脈群が報告されており (Kobayashi and Nakamura, 1978; 山元, 1991)、南北性の短縮変形時の主圧力軸方位を示すものと推定される。

能登西方沖では、後期中新世の短縮変形は、広範に認められるものではなく、再活動している断層の近傍などで見られるのみで、影響は限定的である。また、短縮量も鮮新世以降の変動に比べ小さい。

鮮新世以降の短縮変形

鮮新世以降の短縮変形で特徴的なことは、大規模な正断層の反転運動が生じていることである。正断層に由来するため断層角度は中~高角度である。また、とくに堆積層が厚い南海域では、正断層の反転運動にともなって褶曲が形成されている。堆積層の変形ではとくにフラット-ランプ型の変形は示さず、単純な中角度の逆断層・高角度の横ずれ断層が発達する。

能登半島地震の震源断層の特徴

走向、震源断層を横切る A・B・C 測線では、いずれも隆起側に厚い反射面が卓越する堆積層が分布しており、リフト期の南傾斜の正断層の反転運動が読み取れる。また、能登半島地震の震源断層となって断層の南東側にある活断層については、とくにインバージョンを示唆する構造は得られていない。断層を隔てた両側でオフ

Line A

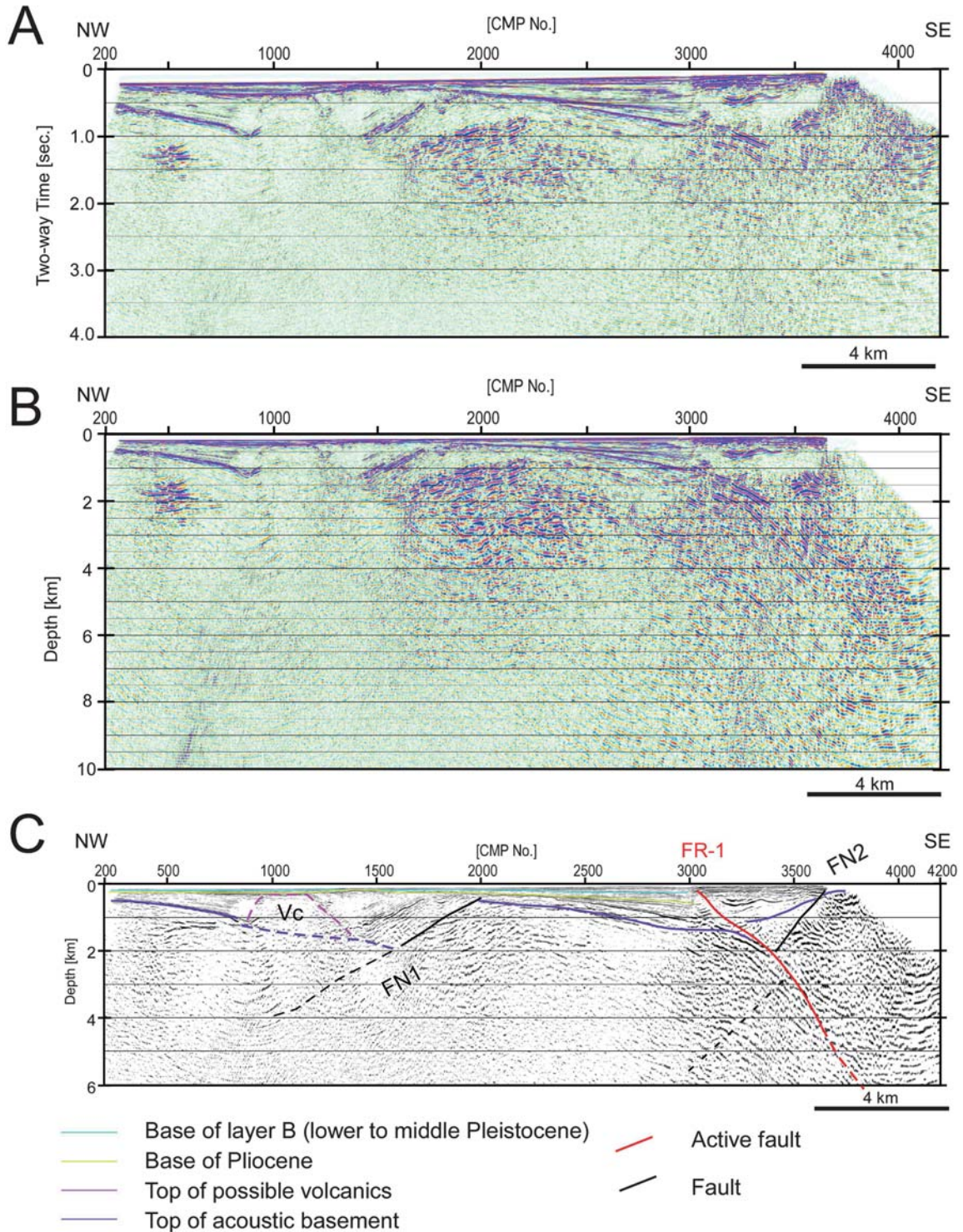


Fig. 22. Seismic sections of the line A, acquired by two-ship deep reflection survey, and its geologic interpretation.

A: Migrated time section, B; Depth converted section, C: Geologic interpretation.

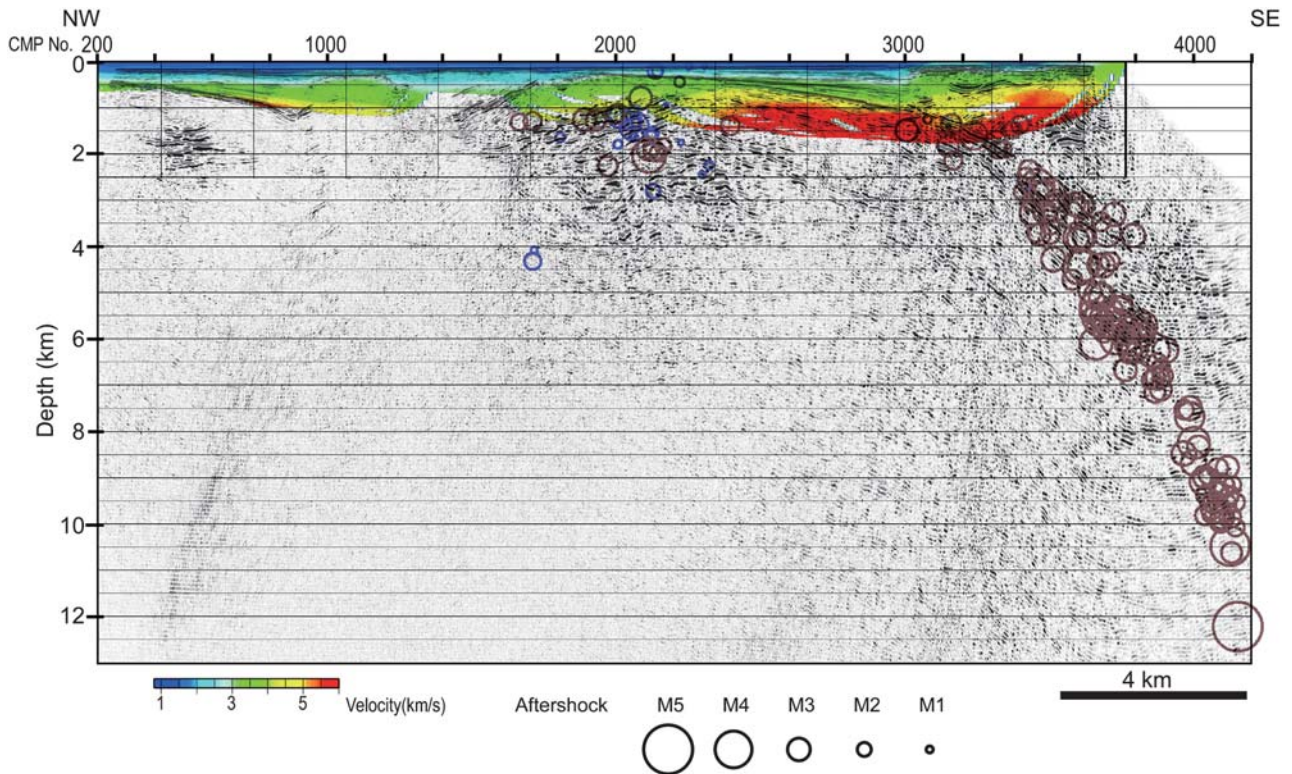


Fig. 23. Comparison between aftershock distribution and deep seismic section of the Line A. Hypocenters of aftershocks within 2 km from the seismic line were projected on to the section. Data of hypocenters are shown in red circle after Sakai *et al.* (2008) and blue circle after Yamada *et al.* (2008).

セットが一致しないことから、横ずれ断層による変位が推定される。とくに深部形状が把握できる測線 A で明瞭であるが、A・B・C 測線に見る海底活断層の浅層部 (2 km 以浅) では低角化している。余震分布との対応から見ると (Fig. 23), 反射法から求めた断面と極めて整合的で、本震付近を通過する測線 A では 2 km 以浅までは 40° 、10 km 程度までが 60° であり、本震部分にかぎり、最下部にほぼ垂直な部分を伴っている。二船式の反射法地震探査で求めた断層の形状を介在させると、余震分布から推定される断層の位置 (例えば Sakai *et al.*, 2008) と、活断層トレース (井上ほか, 2007) との微妙なずれも整合的に理解できることになった。

7. まとめ

2007 年能登半島地震の震源域海域の地下構造は、ENE-WSW 方向の両方向に傾斜した断層によって特徴づけられる。この断層は、 60° から 50° 程度の傾斜を示す日本海形成時に活動した正断層系である。2007 年能登半島地震の震源域は、北部の北傾斜の正断層系と南部の南傾斜の正断層系の境界域の、南傾斜の正断層の横ずれを伴う逆断層運動によって発生した。

構造運動は初期中新世を中心とするリフト期の伸張変形、ハーフグラーベンを水平に被う上部中新統を短縮変形させる後期中新世の短縮変形、下位の諸層を不整合に被う鮮新統を短縮させる鮮新世後期から第四紀にいたる短縮変形に区分される。このような構造運動の中で、断層の再活動は基本的な変形様式である。

本研究で実施された二船交互発震方式による沿岸海域から陸域における連続的なデータ取得は、日本国内においては初の試みであり、今後、沿岸域における二船及び三船交互発震方式による長大オフセットデータ取得、また沿岸域における多船方式に準拠した三次元調査の可能性を拓くものであった。

謝 辞

本研究の主体となった震源域での反射法探査は探査、石川県・輪島市および石川県漁業共同組合をはじめとする数多くの関係諸機関の協力によって、可能となった。本研究は「平成 19 年能登半島地震に関する総合研究」(研究代表: 佐藤比呂志) の一環として実施されたもので、研究運営委員会の東京大学地震研究所金沢俊彦教授・岩崎貴哉教授・平田 直教授、産業総合研究所の岡

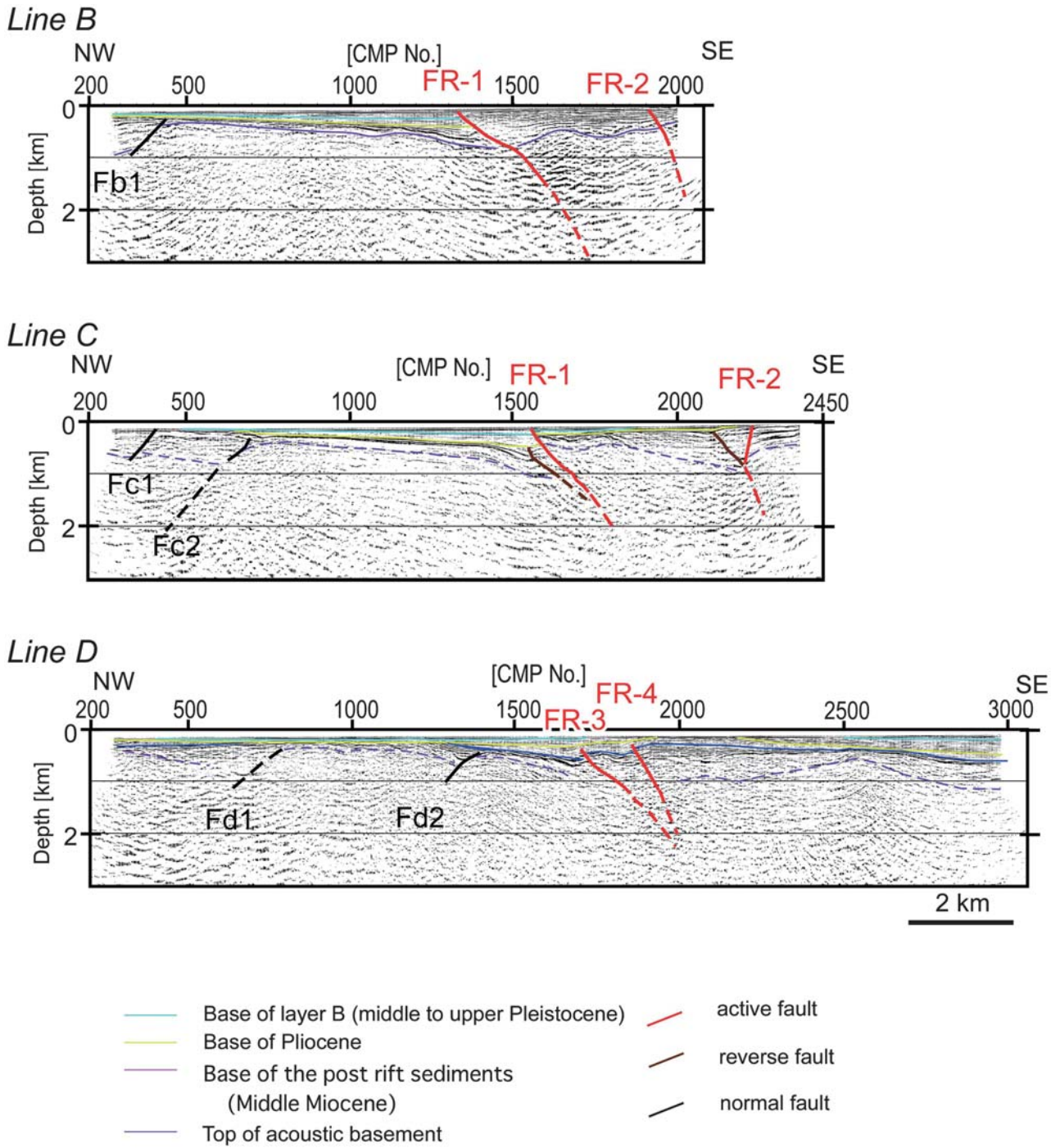


Fig. 24. Geologic interpretation of the seismic sections Line B to D.

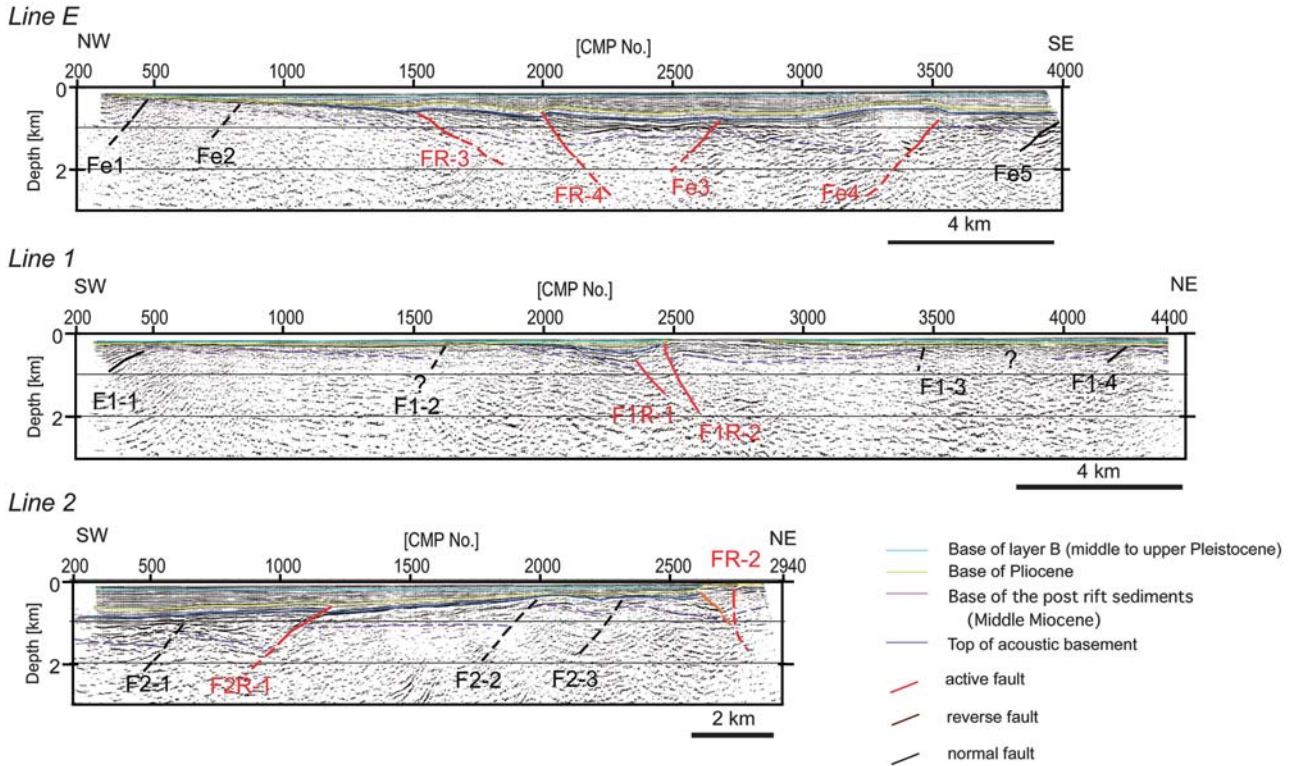


Fig. 25. Geologic interpretation of the seismic sections Line E, Line 1 and 2.

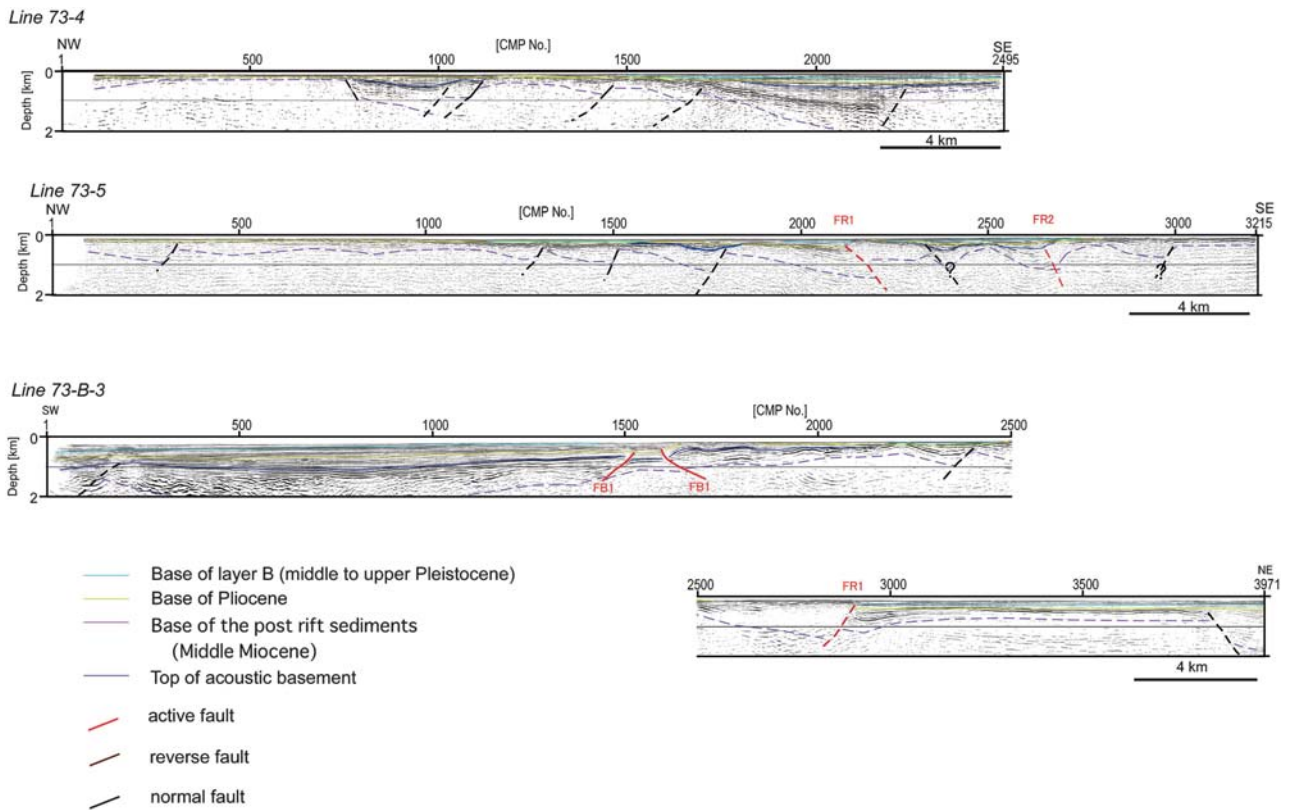


Fig. 26. Geologic interpretation of the seismic sections by JNOC (1973) seismic data.

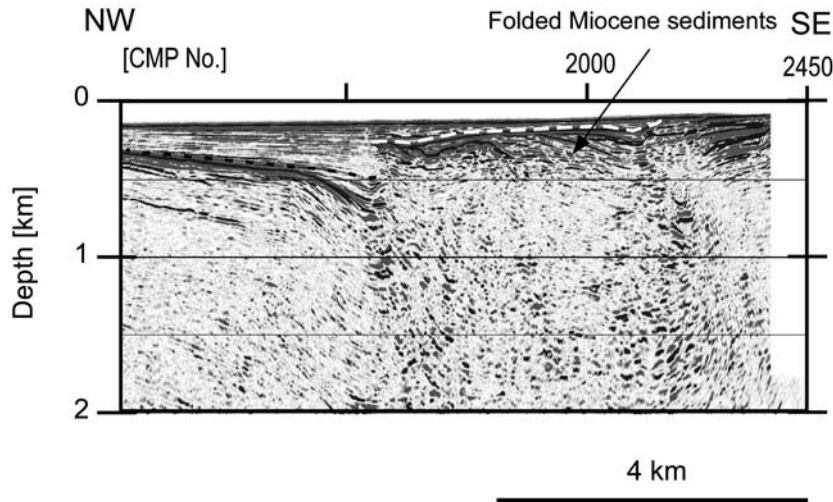


Fig. 27. Blowup of the seismic section of Line C, showing the late Miocene shortening deformation.

村行信博士には、有益なご助言をいただいた。北陸電力(株)には探査に対して支援いただくとともに、浅層音波探査の調査結果を参照させていただいた。産業総合研究所井上卓彦博士には、海底活断層図を参照させていただいた。地震研究所の酒井慎一准教授・山田知朗博士には、余震データの一部を参照させていただいた。独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構には、旧石油公団が取得した反射法地震探査データを提供いただき、その再解析と公表の許可をいただいた。尚、石油公団が取得したデータの再解析の一部に、科学技術振興調整費・緊急研究「平成19年(2007年)能登半島地震に関する緊急研究」(代表:防災科学技術研究所 小原一成)の一部を使用した。データ取得は(株)地球科学総合研究所によって行われた。匿名の査読者からは、小論を改善する上で有益な助言を得た。ここに記して謝意を表す。

文 献

Allmendinger, R.W. and J.H. Shaw, 2000, Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment, *Geology*, **28**, 1099-1102.
 Asakawa, E. and T. Kawanaka, 1993, Seismic ray tracing using linear travelttime interpolation, *Geophys. Prosp.*, **41**, 99-111.
 Blow, W.H., 1969, Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, In Proc.1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva, Proc., v. 1, edited by P. Bronnimann, and H.H. Renz, pp. 199-422, Leiden, Netherlands.
 Foster, D.J. and C.C. Mosher, 1992, Suppression of multiple reflections using the Radon transform, *Geophysics*, **57**, 386-395.
 藤井昭二・粕野義夫・中川富美雄, 1992, 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三系古地理. *地質学論集*, **37**, 85-

95.
 平松良浩・片川秀基・田中敬介, 2007, 能登半島の微小地震活動と2007年能登半島地震: 能登半島の地質構造形成との関連, *地震研彙報*, **82**, 237-254.
 平田 直・佐藤比呂志・能登半島地震合同余震観測グループ, 2007, 2007年能登半島地震の意味, *科学*, **77**, 6, 562-566.
 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, *地震研彙報*, **82**, 301-312.
 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也, 1982, 松島地域の地質, *地域地質研究報告* (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
 Itoh, Y. and Y. Nagasaki, 1996, Crustal shortening of southwest Japan in the late Miocene, *The Island Arc*, **5**, 337-353.
 Kano, K., T. Yoshikawa, Y. Yanagisawa, K. Ogasawara and T. Danhara, 2002, An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea, *The Island Arc*, **11**, 170-184.
 粕野義夫編, 1993, 石川県地質誌, 石川県, 225-226.
 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. *地学雑誌*, **114**, 5, 791-810.
 Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.
 Kato, N., H. Sato, T. Imaizumi, Y. Ikeda, S. Okada, K. Kogohara, T. Kawanaka and K. Kasahara, 2004, Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift, *Earth Planets Space*, **56**, 1255-1261.
 Kato, N., H. Sato and N. Umino, 2006, Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift

- system, NE Japan, *Journal of Structural Geology*, **28**, 2011–2022.
- 小林博文・山路 敦・増田富士雄, 2005, 能登半島輪島地域の中新統の層序・堆積環境・テクトニクス, *地質学雑誌*, **111**, 286–299.
- Kobayashi, Y. and K. Nakamura, 1978, Restoration of tectonic stress field of Tertiary Southwest Japan by means of dikes, *Abs. Intn. Geodynamics Conf.*, 88–87.
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図, *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.
- 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.
- Sato, H. and K. Amano, 1991, Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan, *Sediment. Geology*, **74**, 323–343.
- Sato, H., N. Hirata, T. Ito, N. Tsumura and T. Ikawa, 1998, Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan. *Tectonophysics*, **286**, 19–30.
- 佐藤比呂志・伊藤谷生・池田安隆・平田 直・今泉俊文・井川 猛, 2001, 活断層—震源断層システムのイメージングの意義と現状, *地学雑誌*, **110**, 838–848.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・宮内崇裕・加藤直子・伊藤谷生・平田 直, 2007, 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た 2007 年能登半島地震の特徴について, *東京大学地震研究所彙報*, **82**, 369–379.
- 石油公団, 1973, 昭和 48 年度国内石油天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「北陸」調査報告書, 15p, 付図 8 葉.
- Singh, C.S., P.J. Hague and M. McCaughey, 1998, Study of the crystalline crust from a two-ship normal-incidence and wide-angle experiments, *Tectonophysics*, **286**, 79–91.
- 多井義郎, 1976, いわゆる宍道褶曲帯について, *地質学論集*, **9**, 137–146.
- 田中 隆, 1979, 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, *石油技術協会*, **44**, 76–88.
- 田中 隆・小草欽治, 1981, 山陰沖における中期中新世以降の構造発達史, *地質学雑誌*, **87**, 725–736.
- 富岡伸芳・佐藤比呂志, 2007, 2007 年能登半島地震の震源域陸域の地質, *地震研彙報*, **82**, 255–264.
- Tsuru, T., Miura, S., Park, J.O., Ito, A., Fujie, G., Kaneda, Y., No, T., Katayama, T. and Kasahara, J., 2005, Variation of physical properties beneath a fault observed by a two-ship seismic survey off southwest Japan, *Jour. Geophys. Res.*, **110**, B05405, doi: 10.1029/2004JB003036.
- 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).
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene north-east Japan, *Tectonics*, **9**, 365–378.
- Yamamoto, H., 1993, Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geology*, **112**, 133–150.
- 山元孝広, 1991, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場, *地質調査所月報*, **42**, 131–148.
- Yilmaz, O., 1987, Seismic data processing, *Society of Exploration Geophysicists*, 525p.
- Zhu, X., 1992, Tomostatics: Turing-ray tomography and static corrections, *The Leading Edge*, **11**, 15–23.

(Received February 7, 2008)

(Accepted March 17, 2008)