

奥羽脊梁山脈東縁部，北上低地帯西縁断層帯花巻地域の反射法地震探査

越谷 信^{1)*}・森下裕介²⁾・野田 賢¹⁾・佐藤比呂志³⁾・蔵下英司³⁾・荻野スミ子³⁾・武田哲也⁴⁾・加藤直子³⁾・平野信一⁵⁾・加藤 一⁶⁾・池田安隆⁷⁾・井川 猛⁸⁾・村上文俊⁹⁾・北上低地帯西縁断層帯研究グループ

¹⁾ 岩手大学工学部・²⁾ 岩手大学工学部 (現在: (財)岩手県土木技術振興協会)・³⁾ 東京大学地震研究所・⁴⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (独)防災科学技術研究所)・⁵⁾ 東北大学大学院理学研究科・⁶⁾ 山梨大学教育人間科学部・⁷⁾ 東京大学大学院理学系研究科・⁸⁾ (株)地球科学総合研究所 (現在: (株)ジオシス)・⁹⁾ (株)地球科学総合研究所

High-Resolution Seismic Reflection Profiling Across the Western Marginal Faults of the Kitakami Lowland in Hanamaki Area, Eastern Margin of Ou Back-bone Range, Northeast Honshu, Japan

Shin Koshiya^{1)*}, Yusuke Morishita²⁾, Masaru Noda¹⁾, Hiroshi Sato³⁾, Eiji Kurashimo³⁾, Sumiko Ogino³⁾, Tetsuya Takeda⁴⁾, Naoko Kato³⁾, Shin-ichi Hirano⁵⁾, Hajime Kato⁶⁾, Yasutaka Ikeda⁷⁾, Takeshi Ikawa⁸⁾, Fumitoshi Murakami⁹⁾ and Research Group for the western marginal faults of the Kitakami Lowland.

¹⁾ Faculty of Engineering, Iwate University, ²⁾ Faculty of Engineering, Iwate University (Present, Iwate Civil Engineering Technology Promotion Association), ³⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, ⁴⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo (Present, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), ⁵⁾ Graduate School of Science, Tohoku University, ⁶⁾ Faculty of Education and Human Science, Yamanashi University, ⁷⁾ Graduate School of Science, the University of Tokyo, ⁸⁾ Japex Geoscience Institute Inc. (Present, Geosys, Inc.), ⁹⁾ Japex Geoscience Institute Inc.

Abstract

The western marginal faults of the Kitakami Lowland are active faults along the eastern rim of the Ou Back-bone Range, northeast Honshu, Japan. To reveal the relationship between geomorphic and geological structures, high-resolution seismic reflection profiling was performed across the faults. The seismic source was a mini-vibrator, and seismic data were obtained by a digital telemetry system. Source and receiver intervals are 20 m and 10 m, respectively. The resultant depth-converted seismic section shows the flexural structure of the uppermost Miocene to middle Pleistocene strata above the faults and the youngest strata overlying the structure with oblique unconformity.

Key words: island arc, western marginal faults of Kitakami Lowland, reverse fault, seismic reflection method

* e-mail: koshiya@iwate-u.ac.jp (〒020-8551 岩手県盛岡市上田 4-3-5)

1. はじめに

奥羽脊梁山地東縁部，北上川や阿武隈川による低地帯との境界には南-北から北北東-南南西方向に西傾斜の逆断層帯が発達している (Fig. 1, 例えば，活断層研究会編, 1980; 1991). これらの逆断層帯は，初生的には約 2000 万年前に日本海拡大に伴って西側低下の正断層として形成されたといわれている (佐藤・平田, 1998). 北上低地帯西縁断層帯はこの逆断層帯の一つで，岩手県盛岡市西方から奥州市西方まで約 60 km にわたり発達する。

本探査は，北上低地帯西縁断層帯周辺の地質構造を明

らかにし，この断層帯の活動史および変位量の詳細を検討することを目的とした研究の一環として行われた。ここでは反射法地震探査データの取得と処理結果について述べる。

2. 地質概説

本地域の地質は，臼田ほか (1986) による区分に基づき整理すると，先第三紀の基盤岩類，古第三紀から中期中新世前期の火山岩・堆積岩類，中期中新世前期から後期中新世前期の堆積岩類，最後期中新世から中期更新世の堆積岩類および新第三紀火成岩類に大別することがで

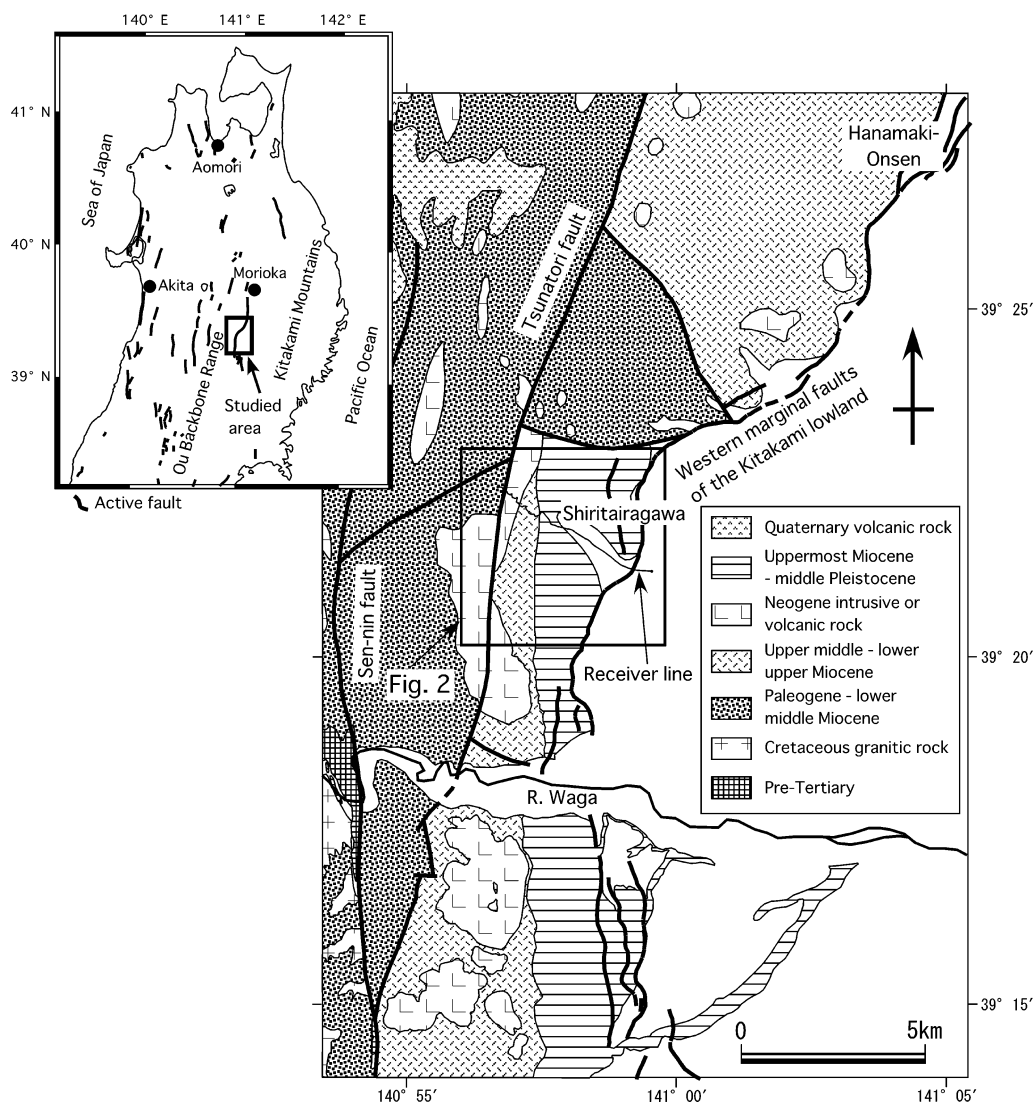


Fig. 1. Index map, showing active faults after the Research Group for Active Faults of Japan (1991), and geological map around the studied area, compiled after Committee of Engineering Geological Map of Tohoku District (1988) and Usuda *et al.* (1986). The traces of active faults are after Miyauchi *et al.* (2002). The geologic age of formations and igneous rocks are after Oishi *et al.* (1996; 1998) and the Geological Survey of Japan, AIST (2005).

きる (Fig. 1). 先第三紀の基盤岩類は，主に黒雲母片岩とそれを貫く白亜紀花崗岩類からなる (Minato *et al.*, 1979; 河野・植田, 1966). 古第三紀から中期中新世前期の火山岩・堆積岩類は，大沢ほか (1971) の大荒沢層および大石層に，中期中新世前期から後期中新世前期の堆積岩類は，大沢ほか (1971) の鈴鴨川層，綱取層および菱内層に相当する．最後期中新世から中期更新世の堆積岩類は大沢ほか (1971) の本畑層，木下・岩井 (1966) の和賀川層，三ッ沢川層，尻平川層および柴林層，大石ほか (1996; 1998) の石羽根層，竜の口層，本畑層，岩崎新田層，萱刈場層および百岡層に相当する．これらの基盤岩類や堆積岩類の分布は，断層によって規制されている (Fig. 1). 基盤岩類はほぼ南北走向の仙人断層より西側に分布し，古第三紀から中期中新世前期の火山岩・堆積岩類はほぼ南北走向の綱取断層の西側に主に分布する．これより新期堆積岩類は，綱取断層と北上低地帯西縁断層帯に挟まれた地域に分布し，一般に西側ほどより

下位の地層が分布する．

反射法地震探査測線の位置を Fig. 2 に示す．測線は受振点番号 (以下，RP と略記) 50 から 60 付近で北上低地帯西縁断層帯による撓曲帯を横切り，測線西端付近で綱取断層と交差する．東側の撓曲帯では下位段丘面が東に傾動している (宮内ほか, 2002). 北上低地帯西縁断層帯の西側には中期中新世前期以降の堆積岩類がおおむね東傾斜で分布し，綱取断層の東側には安山岩の貫入岩が分布する．

3. 反射法地震探査測線「花巻 1998」

3.1. データ取得

反射法地震探査測線は，主要な地質構造にほぼ直交する WNW-ESE 方向に，花巻市横志田から西方の尻平川にほぼ沿った 5.4km の区間に設定した (Fig. 2).

データは共通反射点重合法による反射法地震探査のために取得した．測定仕様を Table 1 に示す．震源は東京

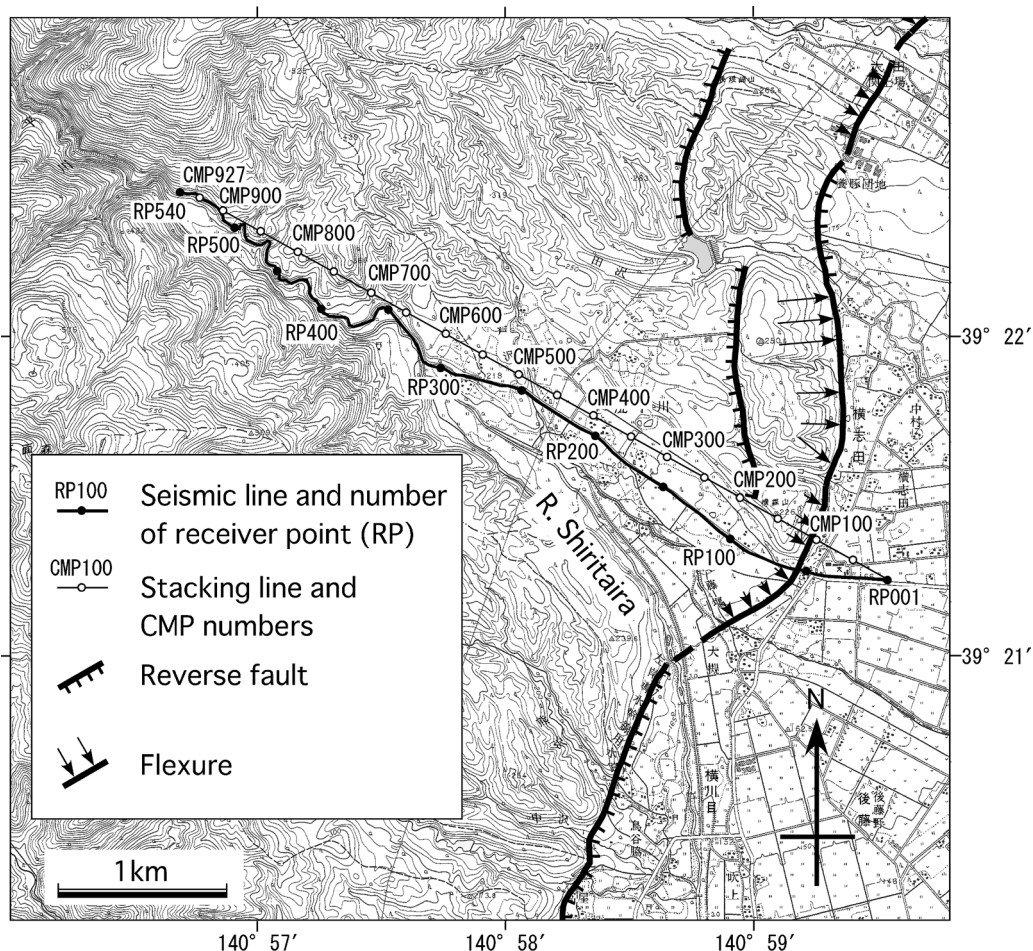


Fig. 2. Map showing the seismic line and stacking line, on the 1:25,000 map “Shiraitagawa” published by Geographical Survey Institute.

Table 1. Data acquisition parameters for the Hanamaki 1998 seismic line.

Length of seismic line	5.4 km
<i>Source parameter</i>	
Source	Mini-vibrator (IVI, T-15000)
Sweep frequency	10 – 80 Hz
Sweep length	15 sec
No. of sweeps	4 – 10
No. of shot points	205
Shot interval	20 – 40 m
<i>Receiver parameter</i>	
Natural frequency	10 Hz
Receiver interval	10 m
No. of channels	168
<i>Recording parameter</i>	
Instruments	JGI, GDAPS-4
Sampling interval	2 msec
Recording length	3 sec

大学地震研究所のミニバイブレーター（IVI 社製 T15000; 佐藤, 1996）を使用した。観測には地震研究所のデジタルテレメトリーシステム、(株)地球科学総合研究所製 GDAPS-4 を用いた。記録は、サンプリングレート 2 msec, 168 チャンネルで収録し、受振点間隔は 10 m とした。受振器の固有周波数は 10 Hz で、9 個を 1 組として 1 受振点に設置した。発振点間隔は 20 m を標準とし、現地の路面状況などにより 40 m とした箇所もある。発振のスweep周波数は、10–60 Hz, 10–80 Hz, 10–100 Hz および 10–120 Hz のテストを行い、もっとも記録が良好であった 10–80 Hz の線形アップスweepとした。スweep長は 15 秒で、スタック数は現地の路面状況や発振点間隔を考慮して 4 回から 10 回とした。展開は 168 チャンネルの 3 分の 1, 56 点の発振ごとに 56 チャンネルを前方に移動させ、その間は受振点を固定した。受振点の座標はトータルステーションを用いて測量した。観測期間は、1998 年 8 月 18 日から同年 8 月 24 日までである。

路面の状況は受振点 1 番から 231 番まではアスファルト舗装で、それ以降は砂利道で、特に受振点 313 番以降は凹凸の著しい状態であった。震源の較正は路面状況の変化に応じて、受振点 1 番, 25 番, 113 番, 129 番, 179 番および 233 番で行った。記録は平地側では往復走時 1 秒を越えて反射イベントが認められ比較的良好であるのに対し、山地側では浅部にしか反射面が認められない。

3.2. データ処理

反射法地震探査処理は通常の共通重合法によった。処理のプロセスを、Fig. 3 に示す。屈折波初動解析を除くデータ処理には Mercury International Technology 社

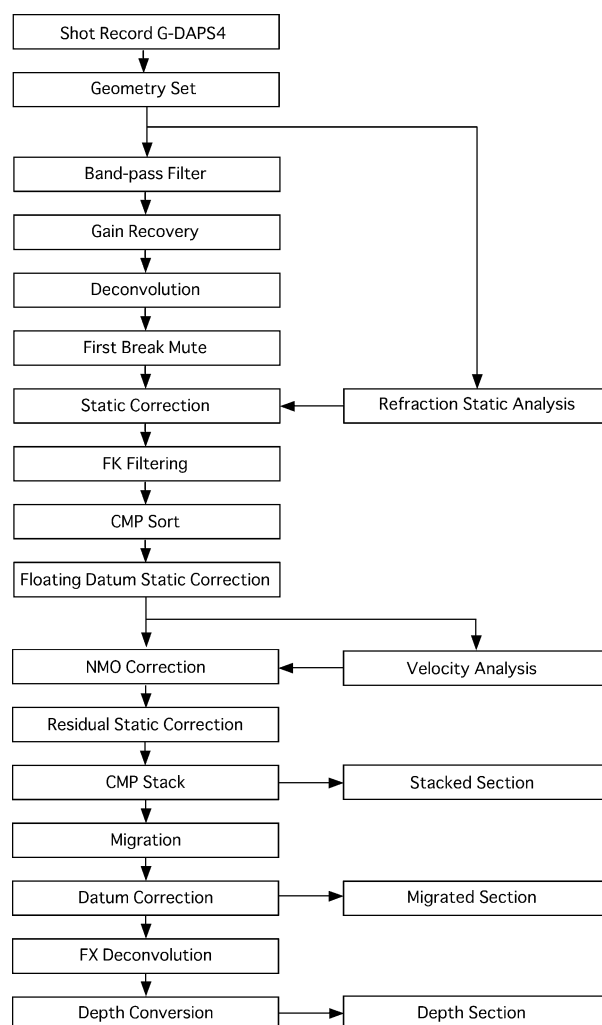


Fig. 3. Flow chart of data processing.

製反射法処理ソフトウェア iXL を用いた。以下に処理の流れに沿って主なデータ処理の概略を説明する。

(1) ジオメトリの作成 (Geometry Set)

発振点や受振点の座標，発振点-受振点 (オフセット) 距離などデータ処理に必要な情報を入力し，探査測線のジオメトリを作成した。作成されたジオメトリから CMP 重合測線を設定した (Fig. 2)。重合測線に沿った重合数を Fig. 4 に示す。

(2) バンドパスフィルター (Band-pass Filter)

低周波の表面ノイズや高周波のランダムノイズを抑え，S/N 比を向上させるために，以下のパラメーターを適用した。

low-cut frequency = 5 Hz

low-pass frequency = 10 Hz

high-pass frequency = 80 Hz

high-cut frequency = 85 Hz

(3) 振幅回復 (Gain Recovery)

地震波の発散，吸収，透過損失による振幅の減衰を回復するために，自動振幅調整を用いた。

RMS window length = 200 msec

(4) 初動付近ミュート (First Break Mute)

屈折波や初動以前のノイズ部分を削除し，ゼロデータに置き換えた。

(5) 静補正 (Static Correction)

全記録について初動を読み取り，これらの読み取り走時をインバージョンすることにより表層構造モデル，タイムタム値および第二層の速度を得た (Fig. 5)。この解析には (株)地球科学総合研究所製のソフトウェア iRAS を用いた。ここでは，表層 (= 第一層) の P 波速度を 500 m/s と仮定した。第二層の速度は平地側で約 2,000 m/s，山地側で約 2,600 m/s で徐々に速度を増す傾

向を示す。これは山地側でより下位の地層が露出することと調和的である。これらの解析によって得られた値を用いて，表層での反射波の走時をその下位にある表層基底層での走時に置き換える表層補正を行った。

(6) 浮動標高による標高補正 (Floating Datum Static Correction)

測線に沿った標高をスムーズにした曲面 (浮動標高) を設定し，この面を基準面としてあたかも同一の基準面で発振し，受振したかのように時間を補正した。

(7) NMO 補正 (Normal Moveout Method) および速度解析 (Velocity Analysis)

NMO 補正を行うための地表面から反射面までの平均速度は，速度スペクトル法と定速度重合法を併用して求めた (Fig. 6)。まず速度スペクトル法を CMP200 ごとに行い，速度構造の概略を得たあと，速度構造の変化部などに対して，定速度重合法を適用した。定速度重合法とは，様々な重合速度について NMO 補正・CMP 重合を行い，重合後のトレースの振幅やパワーの大きさを重合速度を評価する方法で，速度スペクトル法とは，様々な重合速度に対してセンブランスを求め，これによりある時間ウィンドウ長内のトレースの相関を評価し，最もよく反射面の現れている重合速度を探り出す方法である。

Velocity function application percentage = 100

(8) 残差静補正 (Residual Static Correction)

各 CMP 集合内で時間のばらつきの補正を行った。各トレースの静補正量は，各 CMP 集合内で重合前の各トレースと重合後のトレースとの相互相関から算出した。

Maximum allowed static shift = 5 msec

(9) 共通反射点重合 (CMP Stack)

各 CMP アンサンブル記録に対して速度解析により求められた速度分布を用いて NMO 補正を行い，水平に足

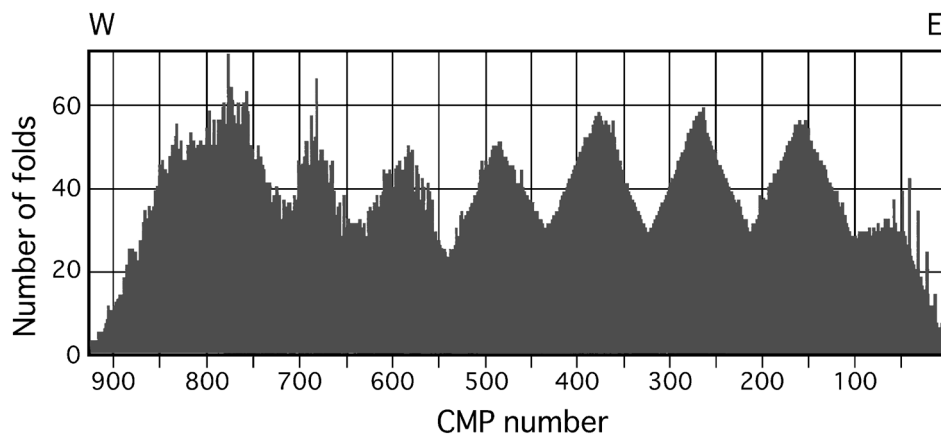


Fig. 4. Distribution of number of folds along the CMP stacking line.

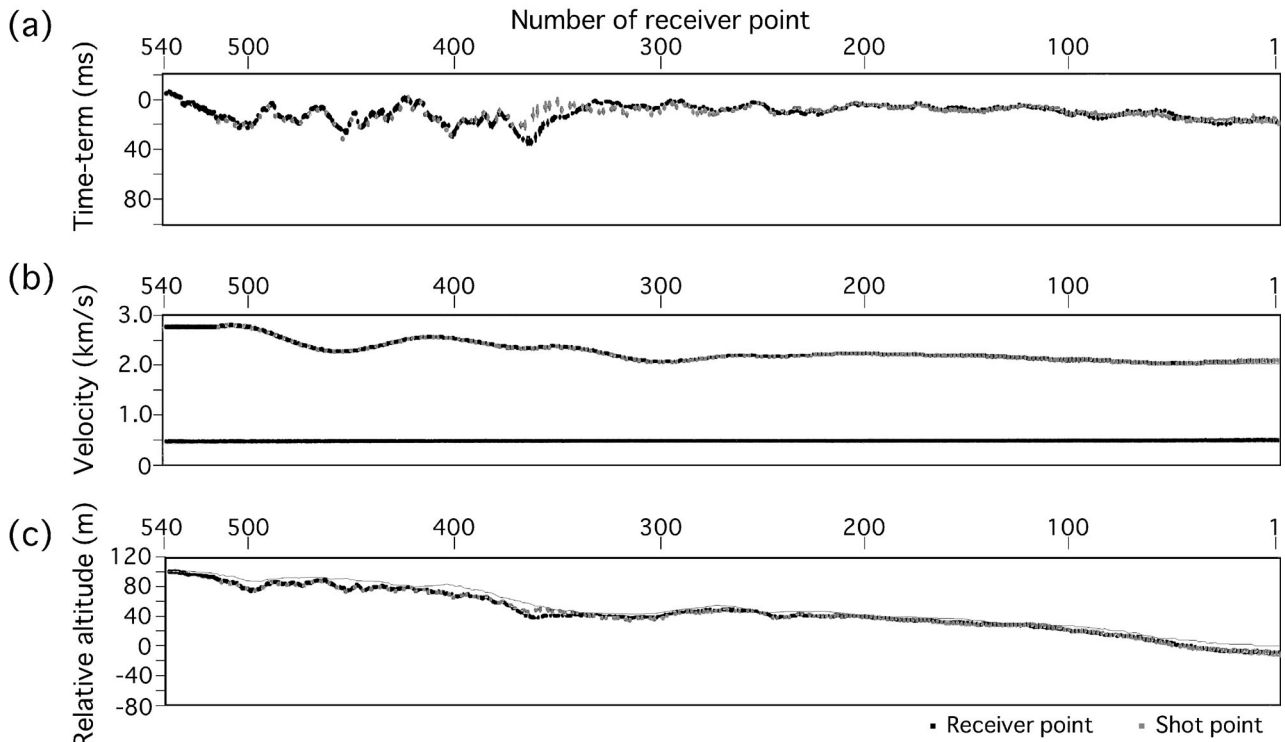


Fig. 5. Surface structure determined by time-term analysis.

(a) time-terms,

(b) velocities of second layer,

(c) topography and geometry of surface low velocity layer.

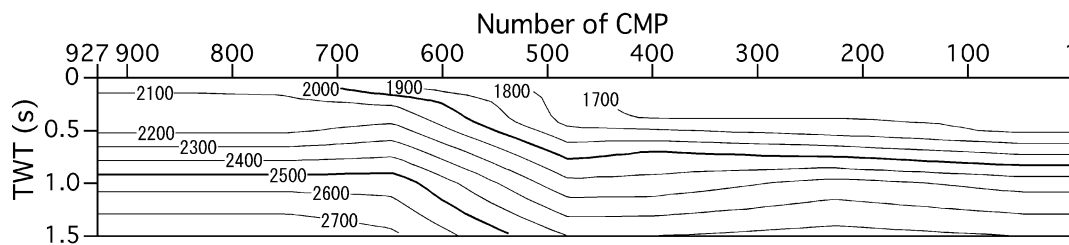


Fig. 6. Optimum stacking velocities determined by velocity analysis.

しあわせて共通反射点重合を行った (Fig. 7).

(10) マイグレーション (Migration)

共通反射点重合のときと同じ速度分布を用いて差分法マイグレーションを行った (Fig. 8).

Velocity percentage=100%

(11) 基準面標高補正 (Datum Correction)

浮動標高補正により変換されていた標高および断面を浮動標高の時間差を計算し補正した.

(12) FX デコンボリューション (FX Deconvolution)

重合記録に対してランダムなノイズを除去し、反射の連続性を向上させるために、以下のパラメーターを適用した.

Filter length=5 traces

(13) 深度変換 (Depth Conversion)

重合速度構造をもとにした区間速度を与えて深度変換を行った (Fig. 9).

4. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

得られた深度変換断面 (Fig. 9) を用いて基本的な地質学的解釈について述べる. CMP1 から CMP100 には低位段丘面が分布し、ほぼ CMP100 より西側に撓曲地形が発達する. これより西側には CMP680 付近まで最後期中新世以降の堆積岩類が分布する. CMP680 から CMP800 には中期中新世前期から後期中新世前期の堆

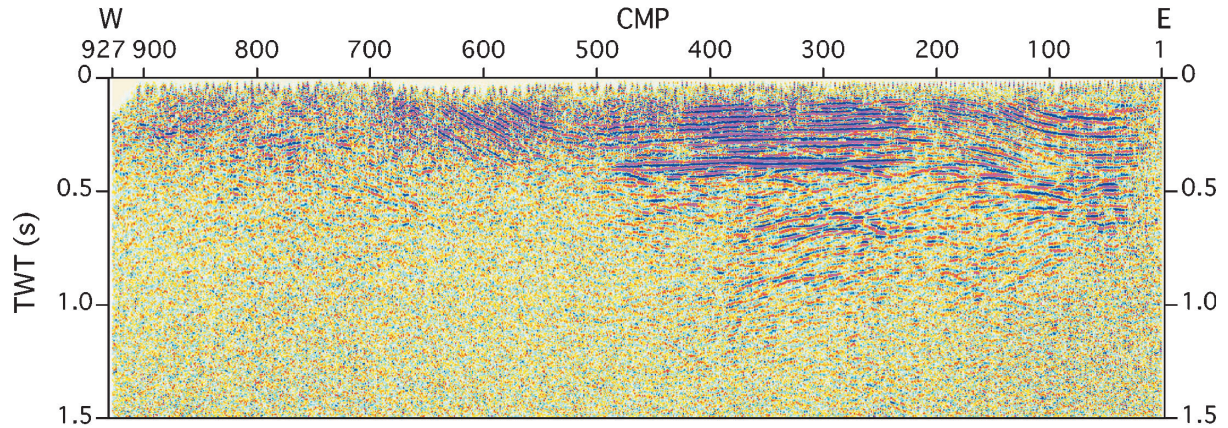


Fig. 7. Filtered stacked section.

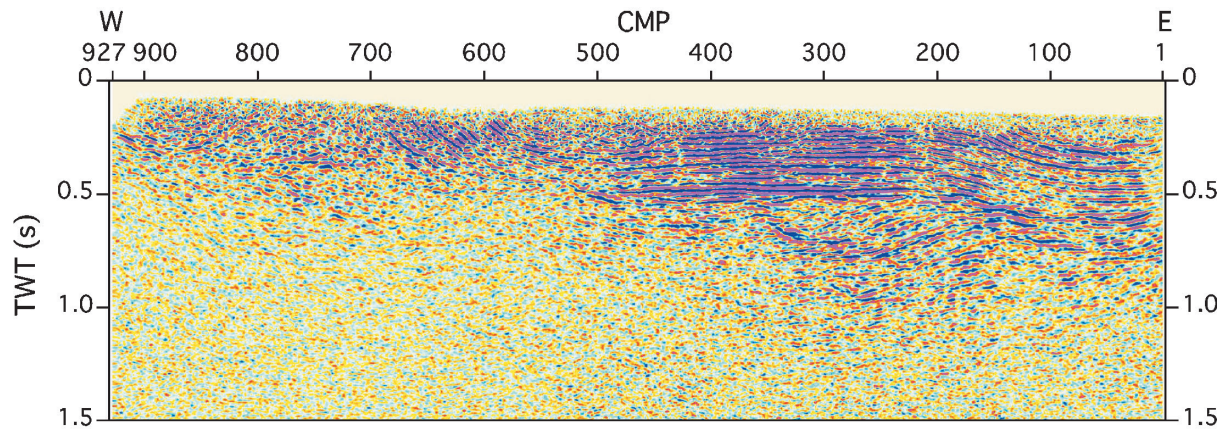


Fig. 8. Migrated time section.

積岩類が分布する。これより西側には貫入岩が分布し、綱取断層を挟んで、さらにその西側には古第三紀から中期中新世前期の火山岩・堆積岩類が分布する。

深度変換断面においては、CMP680 付近から東側浅部に多数の連続性のよい反射面が発達した地層が認められる。この地層を UNIT A とすると、UNIT A の基底部は、CMP680 付近で 50° 東に傾斜し、CMP500 から CMP200 付近まで深度 500 m 付近でほぼ水平に連続する (Fig. 10 の破線 A-B)。さらに東側の CMP200 から CMP100 付近でこの基底部は東に 10° 程度緩く傾斜する撓曲構造を成し、さらに東側ではほぼ水平となる。

撓曲構造の上部にあたる CMP170 から CMP130 付近、深度 200 m から 300 m では、UNIT A 最上部の反射面の連続性を断ち切り、これを不整合で覆う地層 (UNIT B) が発達する。Fig. 10 の破線 C-D は UNIT B の基底部、つまり不整合面を表す。この不整合については本研究の RP150 付近から東側ではほぼ同じ測線上で行われた

岩手県による反射法地震探査報告書でもその存在が指摘されている (岩手県, 1997)。この UNIT B は、撓曲構造に参加し、この構造より東側では下位の UNIT A と同様に傾斜を減じほぼ水平になる。さらに、UNIT B は、反射面の間隔の変化から、地層の厚さが山側で薄く、平野側で厚くなっており、growth strata を形成する。

以上のこと、および UNIT A の基底部より上位の地層は、前述の最後期中新世から中期更新世の堆積岩類に相当することから、活構造としての撓曲は、最後期中新世以降に UNIT A が堆積し、その後、UNIT B の堆積より前に形成し始め、UNIT B 堆積中も活動を継続したと考えられる。

5. まとめ

北上低地帯西縁断層帯の地下構造を明らかにする研究の一環として岩手県花巻市西部 5.4 km の区間において、ミニバイプレタを震源とする高分解能反射法地震探査

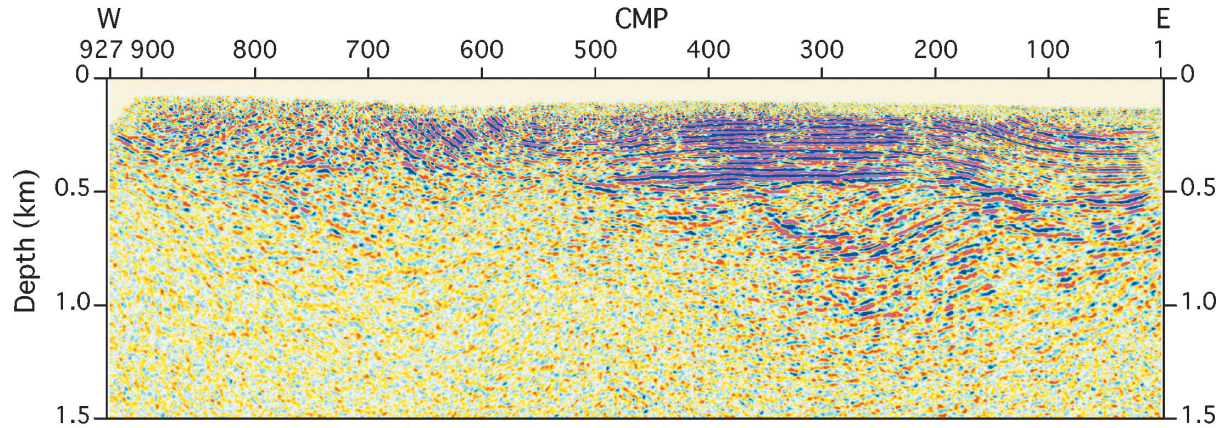


Fig. 9. Depth-converted seismic section.

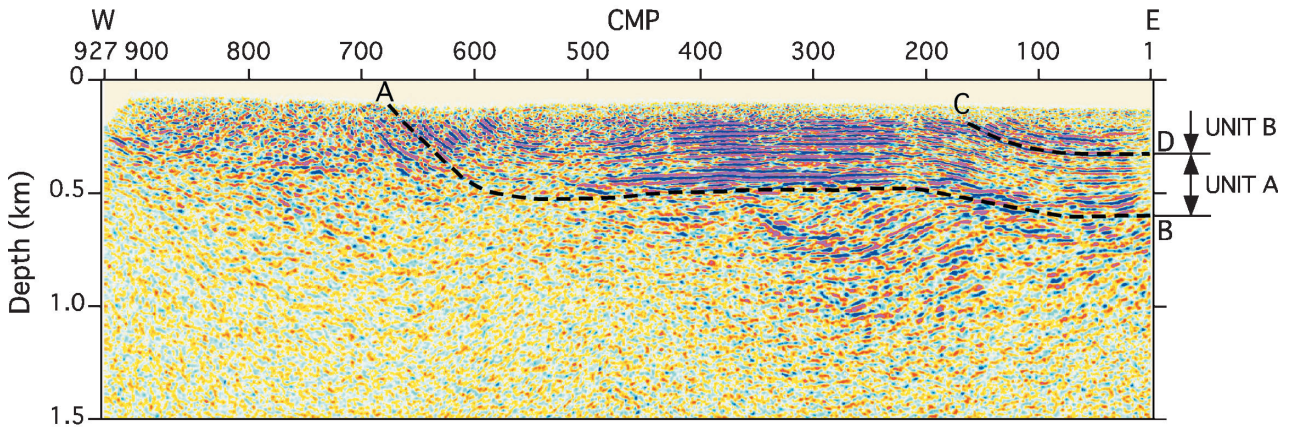


Fig. 10. Geologic interpretation of the depth-converted seismic section of Hanamaki 1998.

を行った。共通反射点重合法による処理により、地下700 m 付近までの地下構造が明らかになった。北上低地帯西縁断層帯の地下構造は層厚約300 mの地層の撓曲とその上位に不整合で重なる地層の撓曲によって特徴づけられ、この撓曲は不整合より上位の地層の堆積より前に形成し始めたことが明らかになった。

謝 辞

本研究を行うにあたり、岩手大学斎藤徳美副学長および岩手県花巻市教育委員会には探査に対してご支援、ご協力をいただいた。匿名の査読者と(独)産業技術総合研究所の石山達也博士による建設的な指摘によって小論は改善された。ここに記して謝意を表す。

北上低地帯西縁断層帯研究グループの構成: 越谷 信 (岩手大学工学部)・森下裕介 (岩手大学工学部, 現在: (財)岩手県土木振興協会)・野田 賢 (岩手大学工学

部)・佐藤比呂志 (東京大学地震研究所)・蔵下英司 (東京大学地震研究所)・荻野スミ子 (東京大学地震研究所)・武田哲也 (東京大学地震研究所, 現在: (独)防災科学技術研究所)・加藤直子 (東京大学地震研究所)・平野信一 (東北大学理学研究科)・加藤 一 (山梨大学教育人間科学部)・池田安隆 (東京大学理学研究科)・井川 猛 ((株)地球科学総合研究所, 現在: (株)ジオシス)・村上文俊 ((株)地球科学総合研究所)・福井啓人・阿部嘉貴・後藤由雄・堀内千香・越中大介・三田地喜之・長岡亜冬子・奥寺勇樹・佐藤寿正・嶋守真紀・滝口真一・高橋香子・辻 真人・村上慎二 (以上, 岩手大学工学部)

文 献

岩手県, 1997, 平成8年度地震調査研究交付金一北上低地帯西縁断層帯に関する調査成果報告書, 74p, 岩手県.
活断層研究会編, 1980, 日本の活断層一分布図と資料, 363p, 東京大学出版会.
活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層一分布図と資料, 437p,

- 東京大学出版会.
- 河野義礼・植田良夫，1966，本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) —東北日本の花崗岩類—，岩鉱，**56**，41-55.
- 木下 尚・岩井淳一，1966，岩手県花巻市西部の鮮新・更新両統 (予報)，地球科学，no. **87**，13-20.
- Minato, M., M. Hunahashi, J. Watanabe, M. Kato eds., 1979, The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern Japan, Tokai Univ. Press, 427p.
- 宮内崇裕・今泉俊文・後藤秀昭・八木浩司・渡辺満久，2002，1:25,000 都市圏活断層図「花巻」，国土地理院技術資料 D・1-No. 396.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男・柳沢幸夫・杉山了三，1996，北上低地帯西縁に分布する鮮新・更新統の地質と年代：いわゆる“本畑層”の再検討，地質雑，**102**，330-345.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男，1998，北上低地帯，和賀川・夏油川流域の鮮新・更新統，岩手県立博物館調査研究報告書，第 14 冊，5-20.
- 大沢 穠・舟山裕士・北村 信，1971，川尻地域の地質．地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，40p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編)，2005，20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2005 年 12 月 8 日版，産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB 084，産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 佐藤比呂志，1996，東京大学地震研究所に導入された反射法地震探査システム，活断層研究，**15**，100-105.
- 佐藤比呂志・平田 直，1998，活断層の深部構造と日本列島の成立，科学，**68**，63-71.
- 東北地方土木地質図編纂委員会，1988，東北地方土木地質図および同解説書，461p.
- 臼田雅郎・北村 信・岡本金一・大槻憲四郎，1986，島弧横断ルート，No. 18 (本荘-横手-川尻-北上)，新生代東北本州弧地質資料集，第 2 巻—その 6—，宝文堂，18-1~14.

(Received March 1, 2007)

(Accepted June 15, 2007)