

糸魚川—静岡構造線活断層系神城断層の浅層および極浅層 反射法地震探査

松多信尚¹⁾・池田安隆²⁾・佐藤比呂志³⁾・今泉俊文⁴⁾・東郷正美⁵⁾・柳 博美⁶⁾・三ヶ田均⁷⁾・戸田茂⁸⁾・堤 浩之⁹⁾・蔵下英司³⁾・越谷 信¹⁰⁾・野田 賢¹⁰⁾・加藤 一¹¹⁾・平川一臣¹²⁾・八木浩司¹³⁾・宍倉正展¹⁴⁾・越後智雄¹⁵⁾・石山達也¹⁶⁾・原口 強¹⁷⁾・荻野スミ子³⁾・新井慶将¹⁸⁾・河村知徳¹⁹⁾・田力正好²⁰⁾・加藤直子³⁾・井川 猛²¹⁾・神城反射法地震探査グループ

¹⁾ 東京大学大学院理学系研究科 (現在: 國立臺灣大學), ²⁾ 東京大学大学院理学系研究科, ³⁾ 東京大学地震研究所, ⁴⁾ 山梨大学教育人間科学部 (現在: 東北大学大学院理学研究科), ⁵⁾ 法政大学社会学部, ⁶⁾ 山梨大学教育人間科学部 (現在: リコーテクノシステムズ(株)), ⁷⁾ 東京大学地震研究所 (現在: 京都大学大学院工学研究科), ⁸⁾ 愛知教育大学, ⁹⁾ 京都大学大学院理学研究科, ¹⁰⁾ 岩手大学工学部, ¹¹⁾ 山梨大学教育人間科学部, ¹²⁾ 北海道大学大学院地球環境科学研究科, ¹³⁾ 山形大学教育学部, ¹⁴⁾ 千葉大学大学院理学系研究科 (現在: 産業技術総合研究所), ¹⁵⁾ 千葉大学大学院理学系研究科 (現在: (財)地域地盤環境研究所), ¹⁶⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 産業技術総合研究所), ¹⁷⁾ 復建調査設計株式会社 (現在: 大阪市立大学), ¹⁸⁾ 東北大学理学部 (現在: (株)東京電力), ¹⁹⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (株)地球科学総合研究所), ²⁰⁾ 東京大学大学院理学系研究科 (現在: (独)日本原子力研究開発機構), ²¹⁾ (株)地球科学総合研究所

P- and S-Wave Seismic Reflection Profiling Across the Kamishiro Fault, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault System, Central Japan

Nobuhisa Matsuta^{1)*}, Yasutaka Ikeda²⁾, Hiroshi Sato³⁾, Toshifumi Imaizumi⁴⁾, Masami Togo⁵⁾, Hiromi Yanagi⁶⁾, Hitoshi Mikata⁷⁾, Shigeru Toda⁸⁾, Hiroyuki Tsutsumi⁹⁾, Eiji Kurashimo³⁾, Shin Koshiya¹⁰⁾, Ken Noda¹⁰⁾, Hajime Kato¹¹⁾, Kazuomi Hirakawa¹²⁾, Kouji Yagi¹³⁾, Masanori Shishikura¹⁴⁾, Tomoo Echigo¹⁵⁾, Tatsuya Ishiyama¹⁶⁾, Tsuyoshi Hara-guchi¹⁷⁾, Sumiko Ogino³⁾, Yoshimasa Arai¹⁸⁾, Tomonori Kawamura¹⁹⁾, Masayoshi Tajikara²⁰⁾, Naoko Kato³⁾, Takeshi Ikawa²¹⁾ and Kamishiro seismic profiling group

¹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at National Taiwan University), ²⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo, ³⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, ⁴⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Graduate School of Science, Tohoku University), ⁵⁾ Laboratory of Physical Geography, Hosei University, ⁶⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Ricoh Technosystems Co., Ltd), ⁷⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Dept. of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University), ⁸⁾ Aichi University of Education, ⁹⁾ Graduate School of Science, Kyoto University, ¹⁰⁾ Faculty of Engineering, Iwate University, ¹¹⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, ¹²⁾ Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, ¹³⁾ Faculty of Education, Yamagata University, ¹⁴⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹⁵⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Geo-Research Institute), ¹⁶⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹⁷⁾ Fukken Co., Ltd (Now at Graduate School of Science, Osaka City University), ¹⁸⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Tokyo Electric Power Company), ¹⁹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ²⁰⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at JGI Inc.), ²¹⁾ JGI Inc.

* e-mail: nobumatta@ntu.edu.tw (〒106 台湾 台北市郵政 13-318 号信箱)

Abstract

The Kamishiro fault forms the northern-most part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system. This fault displaced young lake deposits in the Kamishiro basin, and the shallow (less than 20 m) structure of the fault and an average long-term vertical slip rate of 2.2–2.7 m/kyr were revealed by drilling and geomorphological investigations. To reveal the subsurface structure of this fault system and estimate long-term net slip rate, we carried out S- and P-wave high-resolution shallow seismic reflection profiling across the Kamishiro fault. The S-wave seismic line is 200 m, the receiver point intervals are 1 m, and the shot point intervals are 2 m. We used a 192-channel seismic system with a mini-vibrator to image the depth range of 5 to 70 m. The P-wave seismic line is 2.1 km, the receiver point intervals are 10 m, and the shot point intervals are 10 m. We used a 176-channel seismic system with a mini-vibrator to image the depth range of 50 to 800 m.

From these experiments, it is clarified that the Kamishiro fault cut and fold the lacustrine deposit. The deformation is associated with fault development near the surface. Given the dip angle of the Kamishiro fault determined by S-wave seismic profiling to be approximately 30° , the average dip slip-rate is calculated to be 4.4–5.4 m/kyr. And, the Kamishiro fault corresponds to cutting across the anticline rather than the deformation front on the P-wave seismic profile. The fold is related to blind thrust fault, fold propagation fold, or drag structure.

Key words: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, seismic reflection survey, Kamishiro fault, tip of the fault

1. はじめに

地殻の変形過程を明らかにしていくためには、地殻の塑性歪を定量的に理解することは重要な課題である。変動地形学手法は長期的な地表の変形速度を見積もるのに有効であるが、断層の形状の理解無くして地殻の変形速度に転用することは出来ない。変動地形と地下構造が統一的に理解できれば、活断層沿いの実すべり速度など、塑性歪みの実態を明らかにすることが可能になる。

糸魚川—静岡構造線活断層系（以下、糸静線活断層系と記す）は糸魚川—静岡構造線に沿って分布するわが国で最も活動的な内陸活断層の一つと考えられている (Ikeda and Yonekura, 1986; 東郷, 1987; 奥村ほか, 1994, 1998; 松田, 1998)。神城断層は糸静線活断層系の北部に位置し、変動地形学的研究が多く行われ、糸静線活断層系の中で最も調査がされている地域の一つである (今泉ほか, 1997; 奥村ほか, 1998; 松多ほか, 2001 など)。特に、平均変位速度は下川・山崎 (1987) がボーリング掘削調査と露頭観察から 28 ka 以降の垂直成分の平均変位速度を 3.4 m/kyr とし、松多ほか (2006) は地形面の編年と写真測量から垂直成分の平均変位速度を、神城地域だけで 12 箇所計測し約 1–3.5 m/kyr と算出した。しかし、これらは垂直成分の平均変位速度である。今泉ほか (1997) は地層抜き取り調査によって断層面上の地層のずれ量から dip 方向の平均すべり速度を 1.5

m/kyr と見積もった。しかし断層面上の変位は断層帯の総変位ではないため、断層系の総変位量や変形速度を算出する上で断層の地下形状や変形した地層の構造が重要になった。そこで我々は神城断層を横切る 200 m の測線で S 波極浅層反射法地震探査を実施した。その一部の結果や地質解釈は松多ほか (2001), Matsuta *et al.* (2004) で報告され、神城断層のネットでの平均すべり速度は 4.4–5.4 m/kyr と見積もられた。また、神城断層のより深部の形状を明らかにする目的で、山口ほか (1996) は神城断層を横断する測線で反射法地震探査を実施したが、断層の形状や地質構造を判別できる良好な結果は得られていない。そこで大学の合同チームは長野県白馬町神城付近の神城断層を横断する総延長 2.0 km の測線で P 波の浅層反射法地震探査を実施した。

本報では S 波極浅層反射法地震探査の反射法地震探査を中心とした報告と、P 波反射法地震探査の結果について記述する。

2. 地質概説

糸魚川—静岡構造線北部は、先新第三系と厚い褶曲した新第三系からなる北部フォッサマグナの境界である (Fig. 1)。北部フォッサマグナは日本海形成時のリフトとして形成され、その後の東西圧縮に伴って正断層が再活動した逆断層によって著しい褶曲変形をしている (佐

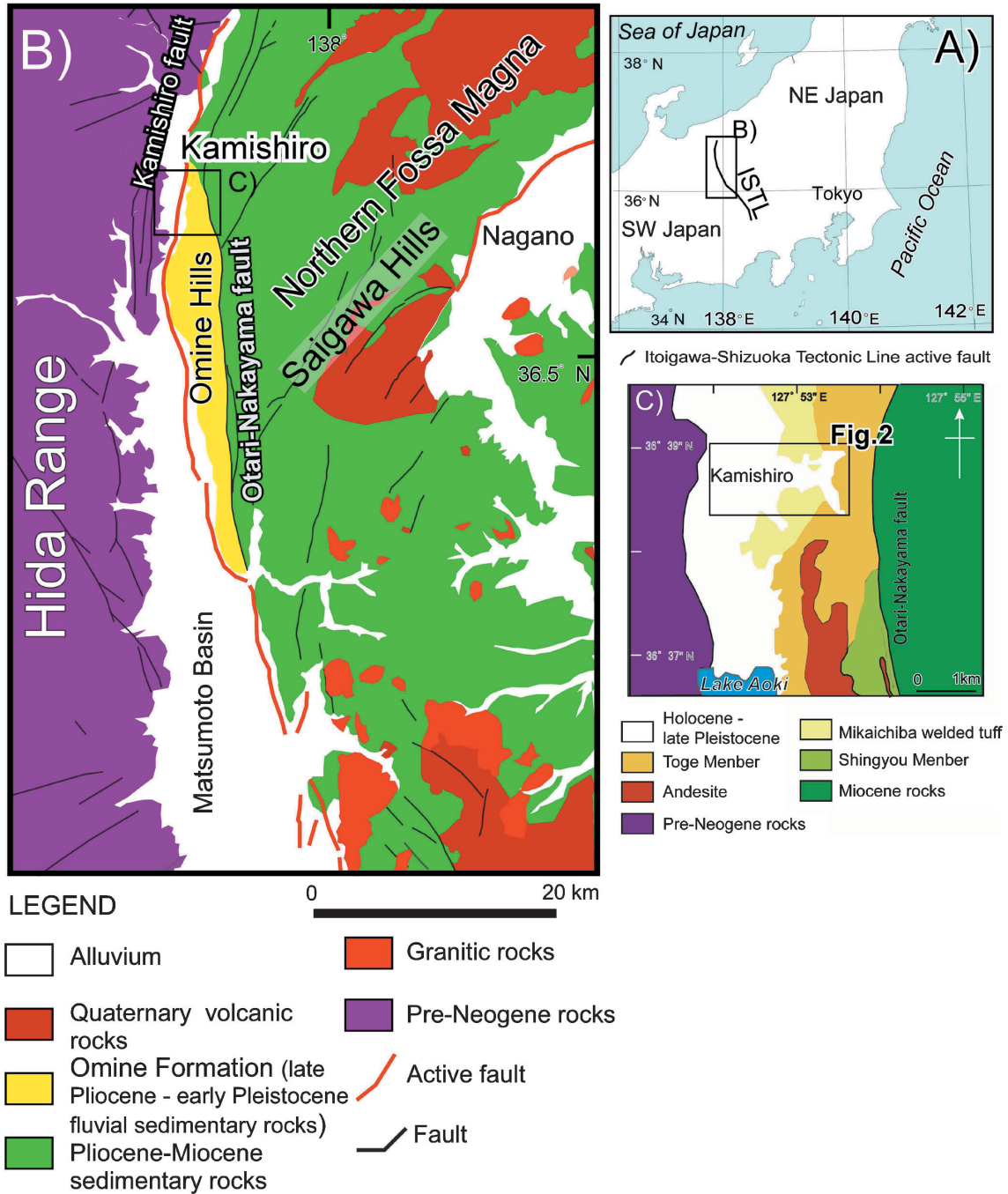


Fig. 1. Geologic setting of the Kamishiro area. (A) Index map, (B) Geologic map of the northern part of the ISTL active fault system after Yamada *et al.* (1989). Active fault map is modified after Ikeda *et al.* (2002), (C) Detailed Geological map around the study area modified from Nagahashi (1998) and Kosaka and Arai (1982).

藤・平田, 1998; Sato *et al.*, 2004).

明科以北では南北走向の小谷—中山断層と糸静岡活断層系があり, 小谷—中山断層は中新統と鮮新—更新統の大峰累層(大峰層・小谷層)との境界を, 糸静岡活断層系は第四系と大峰累層との境界をなしている(中野ほか, 2002; 下川ほか, 1995). 明科以北の糸静岡活断層系は小谷—中山断層から低下側に衝上断層が移動することによ

て形成されたと考えられた(佐藤・平田, 1998; Matsuta *et al.*, 2004).

神城盆地の西側は先新第三系からなる急峻な飛騨山脈で, 盆地の東側は大峰累層の一部を構成する美麻累層が分布する(姫川団体研究グループ, 1958). 美麻累層は東に傾斜し, 西から層厚が最大 300 m に達する三日市場溶結凝灰岩層(長橋, 1998), その上位に層厚最大 880 m の

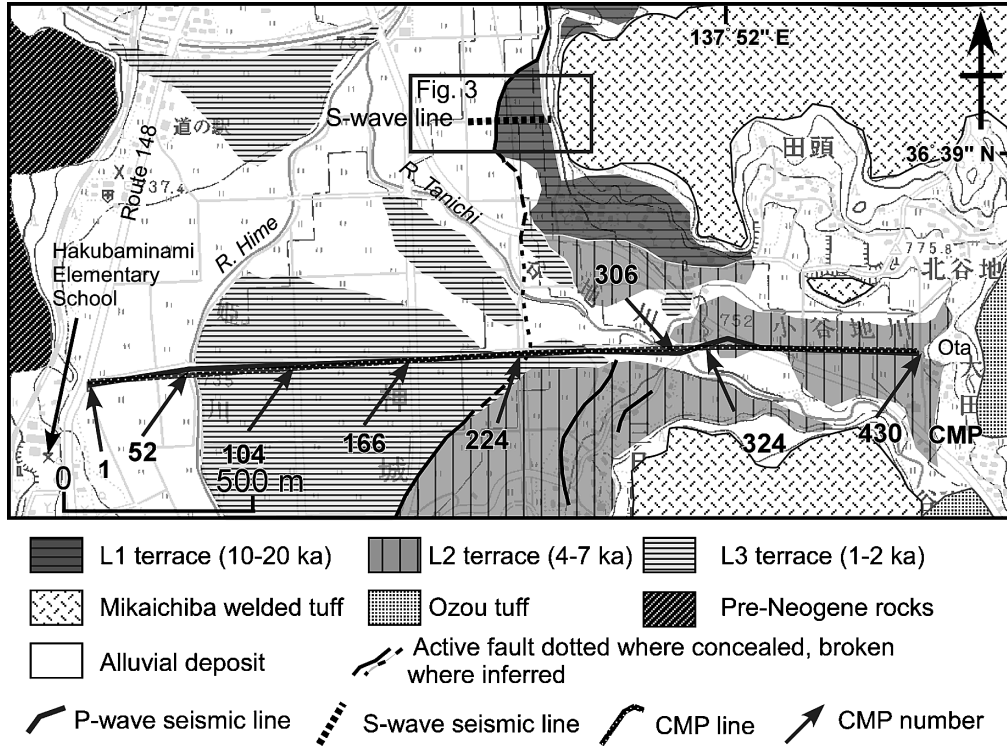


Fig. 2. Location of S- and P-wave seismic lines. Base map is after Hakuba village and geologic map is after Nagahashi *et al.* (1998). Geomorphological map is after Matsuta *et al.* (2006). The tick on the fault is down side.

大左右凝灰岩層を含む礫岩・砂岩泥岩層である南谷地凝灰岩部層が重なる(姫川団体研究グループ, 1958). 神城盆地は東西約 1.2 km, 南北約 3.5 km の盆地で湖成堆積物が分布する(柏木, 1988; 松多ほか, 2001).

神城断層は神城盆地東縁に分布する逆断層で, 断層線を入り組ませながら湖成段丘を变形させている(活断層研究会, 1980, 1991; 下川ほか, 1995; 松多ほか, 2001 など). 断層線が湾曲していることから, 神城断層は横ずれ成分を有していないと考えられる(松多ほか, 2001).

3. 極浅層 S 波反射法地震探査

3.1 データ取得および処理

今泉ほか(1997)による地層抜き取り調査地点の南側に面する未舗装の農道で極浅層 S 波反射法地震探査を実施した. 浅層に見られる地層は未固結な湖成堆積物である(松多ほか, 2001). これらの地層の境界面からの反射面が観測されると期待されたため, 震源は波長の短い S 波を使用した. 測線は神城断層を挟んで沖積面と湖成段丘面にまたがる測線長 200 m の区間である(Fig. 2, 3).

それぞれの測線のデータ取得におけるパラメータを Table 1 に示す. 震源は東京大学地震研究所所有の Industrial Vehicles International 社製 T15000 ミニバイプレータを用い, バイプレータの振動方向を測線に垂直

に設置し発震を行った. 探鉱機は地球科学総合研究所製 GDAPS-4 を使用した.

データ取得におけるパラメータは Table 1 に示す. 発震点間隔は 2 m でスイープ周波数は 15-100 Hz, スイープ時間は 13 秒, スタック数は 3 回とした. 受振点は道路路肩に溝を掘り, P 波用の受信器を測線と直交方向に横差した後埋め戻して設置した. 受振点には 40 Hz の受振器を 3 個ずつ使用し, 観測には 188 チャンネル分を使用した. 受振点の間隔は 1 m である. サンプル間隔は 1 ms, レコード長は 3 秒で, データは各ショットでコリレーションをし, コリレーション後のデータをスタックして取得している. 観測は東端から実施し, 固定展開方式で行い西端は発震のみを行った.

得られた発震記録では, 全チャンネルで初動の読み取りが可能であった(Fig. 4). データ処理は, 地震研究所所有の解析支援ソフト ProMAX (Landmark 社製) を使用し, Fig. 4 の流れ図で示した一般的な共通反射点 (CMP) 重合法を適用した. 使用したパラメータは各項目でパラメータテストを実施し決定した. 震源にミニバイプレータを使用したために, P 波をキャンセルさせるために位相を反転させた発震を行うことができず, S 波の初動の前に P 波と表面波が到着する. そのため S 波の初動を正確に読むことは難しい. そこで通常の静補正は行わず,

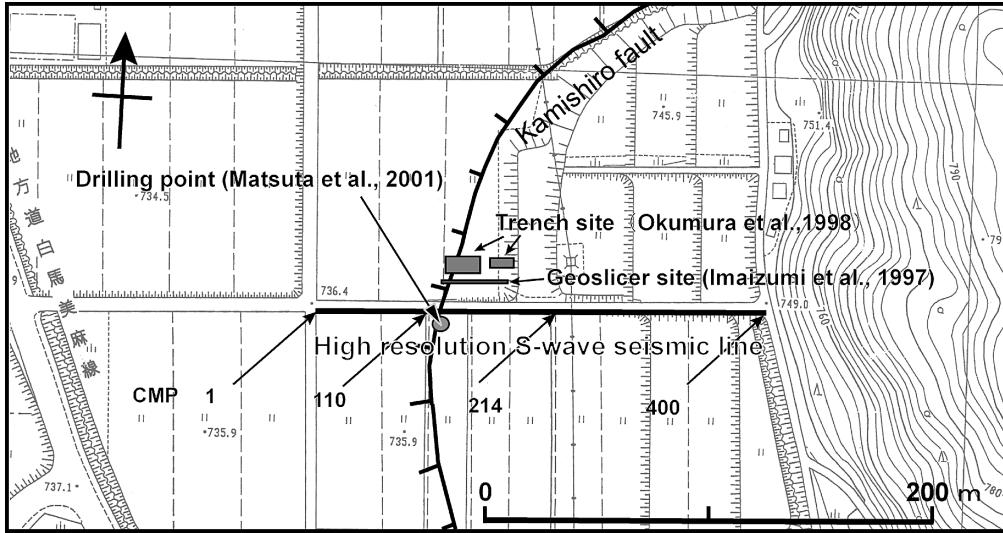


Fig. 3. Location of S-wave seismic line and active fault. Base map is after Hakuba village. This seismic line is located beside the drilling point (Matsuta *et al.*, 2001), the trench site (Okumura *et al.*, 1998) and the investigation by the geoslicer (Imizumi *et al.* 1997). Ticks are on down side.

Table 1. Data acquisition parameters for the S-wave Kamishiro seismic survey and P-wave Kamishiro seismic survey.

	S-wave	P-wave
Length of the seismic line	200 m	2.2 km
CMP interval	0.5 m	5 m
Shot information		
Source	mini-vibrator (IVI T15000)	
Sweep frequency	15-100 Hz	10-120 (60) Hz
Sweep length	13 sec	15 (20) sec
No. of sweeps	3	10 (15, 20)
Shot interval	2 m	20 m
Receiver information		
No. of channels	188 ch	176 ch
Natural frequency	40 Hz	28 Hz
Recording interval	1 m	10 m
Instruments	GDAPS-4	
Sampling interval	1 ms	2 ms
Recording length	3 sec	

残差静補正を繰り返し行った。その時、繰り返し行った残差静補正時の補正值が累積することを避けるために、再速度解析の結果は残差静補正を加える以前のCMPギャザーに反映させた。ミニバイブレータの発震周波数は15-100 Hzであったが、高周波の減衰が激しく深部ま

で達していないため、データ処理の際に60 Hzのハイパスフィルターを用いて高周波成分を除去した。表面波のリバブレーションと思われる低速度の低周波数の波群について、F-Kフィルターをかけて取り除いた。速度解析はCMP 40番毎に実施した。下盤側の速度構造はCMP 100付近のボーリング孔で行った検層も参考とした。その結果、RMS速度は下盤側では往復走時(TWT; Two-Way Travel Time) 0.5秒で約150 m/s程度、TWT 1.0秒で200 m/s、上盤側でTWT 0.5秒で250 m/s、TWT 1.0秒で450 m/s程度である。データは往復走時3.0秒まで取得したが、反射波が到達していないと判断し、往復走時1.5秒、深度にして約100 mまでを表示する。

3.2 反射断面の処理結果と解釈

神城短測線の時間重合断面、および重合後にマイグレーション処理を施した時間断面をFig. 5に、深度断面をFig. 6に示す。地形地質との詳しい対応は松多ほか(2001)にゆずる。

ショットギャザー上では0.4秒付近までは反射波が確認できるうえ、ボーリングによって得られた地層の境界と波群の対応が良いことから、重合断面で見られる波群を反射面と判断できる。CMP 10~100番にかけての反射面は水平で下盤側が変形を受けていないことがわかる。往復走時(TWT) 0.35秒付近(深度20 m)と0.65秒付近(同50 m)の強い反射面は湖成層と礫層の境界部である。このTWT 0.65秒付近の強い水平な波群は、CMP 110番付近から西傾斜に変化し、CMP 135番付近で急激に確認しにくくなる。

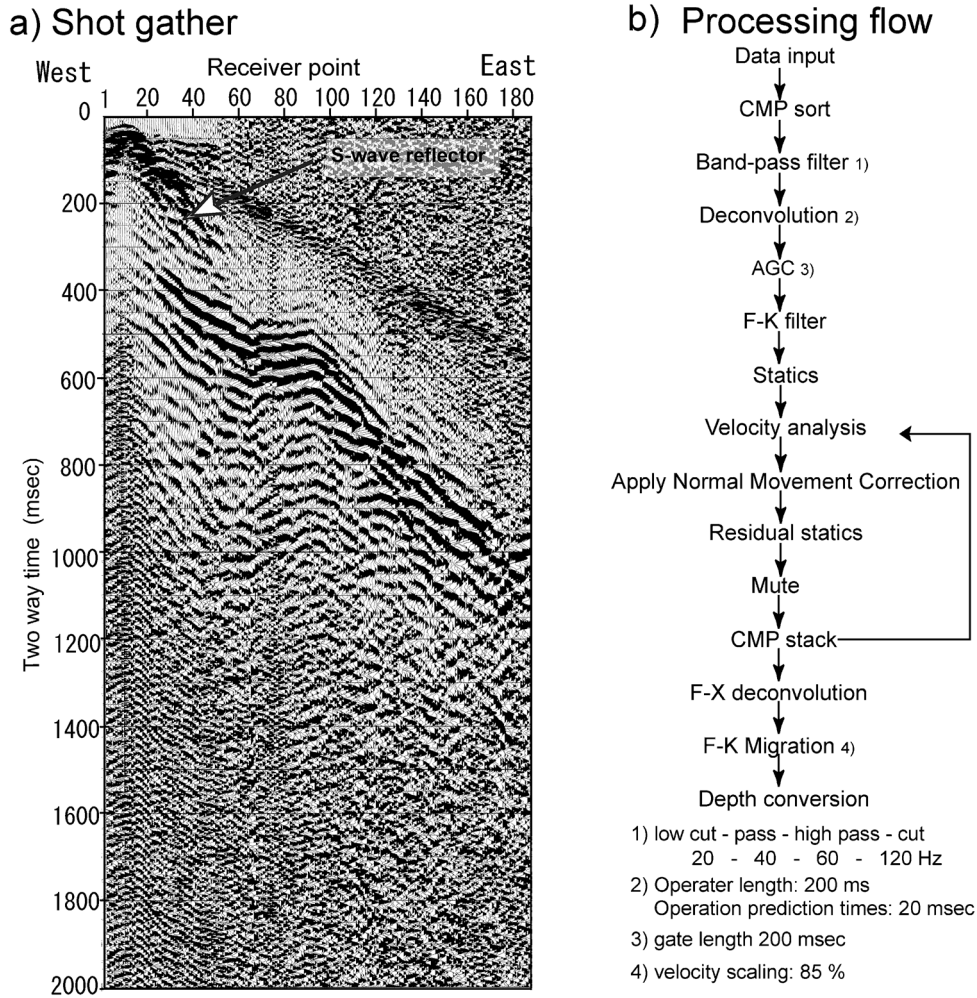


Fig. 4. Shot gather at RP 10 (a) and processing steps and parameters for the Kamishiro S-wave seismic data (b).

Fig. 5c で CMP 240~300 番付近にかけて TWT 0.5-0.9 秒に西に傾斜する強い波群 (Fig. 5 の A および A', Fig. 6 の A'') が見られる。この波群の上面より浅部では振幅が小さく透明な傾向があるのに対し、深部は同じような振幅の波群が認められる。浅部は未固結の湖成または河成堆積物で、深部は三日市場溶結凝灰岩の可能性が。 Fig. 5c の B の範囲 (Fig. 5b の B', Fig. 6 の B'') では浅部の水平な層が三日市場溶結凝灰岩にアバットしている可能性がある。 Fig. 5c の C の範囲 (Fig. 5b の C', Fig. 6 の C'') で、神城断層の下盤側の湖成堆積物と変形した隆起側の地層との関係は図上補助線のように傾斜不整合で接し、神城断層の下盤側の地層も変形を受けている。

4. P 波浅層反射法地震探査概要

4.1 データ取得および処理

P 波浅層反射法地震探査の測線は神城断層の地下形状

を明らかにするため、地層や神城断層の走向と直交し上盤側に長くなるよう長野県白馬町神城の白馬南小学校の北にある国道 148 号線の T 字路から白馬町大田に至る測線長 2.0 km の区間に設定した (Fig. 2)。測線は可能な限り直線性を維持した。この測線は、山口ほか (1996) の測線とほぼ同じである。測線の西端で国道によるノイズを除けば、ノイズレベルは概ね低い。地質の特徴として、測線西端付近では盆地西側に見られる先新第三系が地下浅部に存在する可能性が高く、測線西端から神城断層までの区間は湖成堆積物や河川性の堆積物が厚いと考えられる。神城断層から測線東端までの区間は谷地川の谷沿いの若い段丘上に測線は設定され、三日市場溶結凝灰岩が段丘構成物の基盤として分布し、美麻累層からの反射面が観測されると期待できる。

震源には東京大学地震研究所所有 Industrial Vehicles International 社製 T15000 ミニバイブレータを用い、探鉱機は地球科学総合研究所製 GDAPS-4 を使用した (Ta-

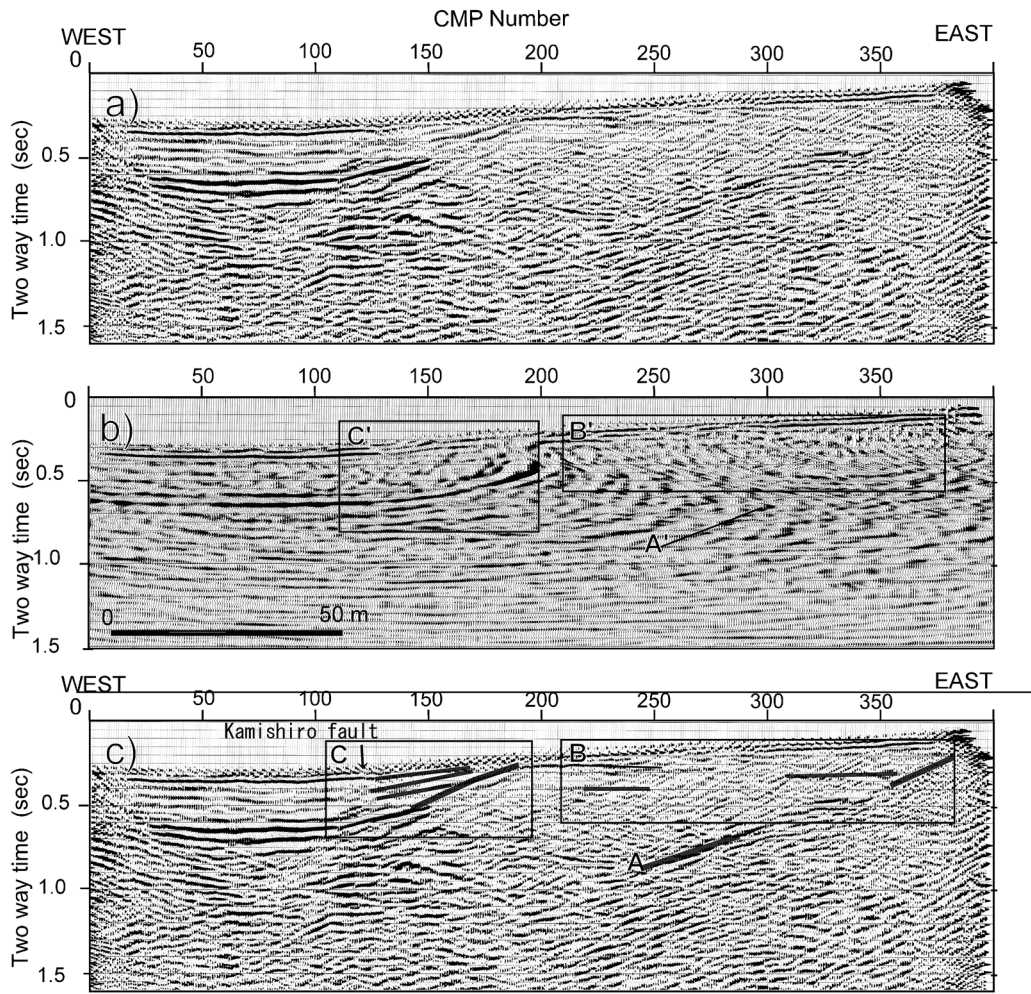


Fig. 5. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b) of the S-wave seismic line.

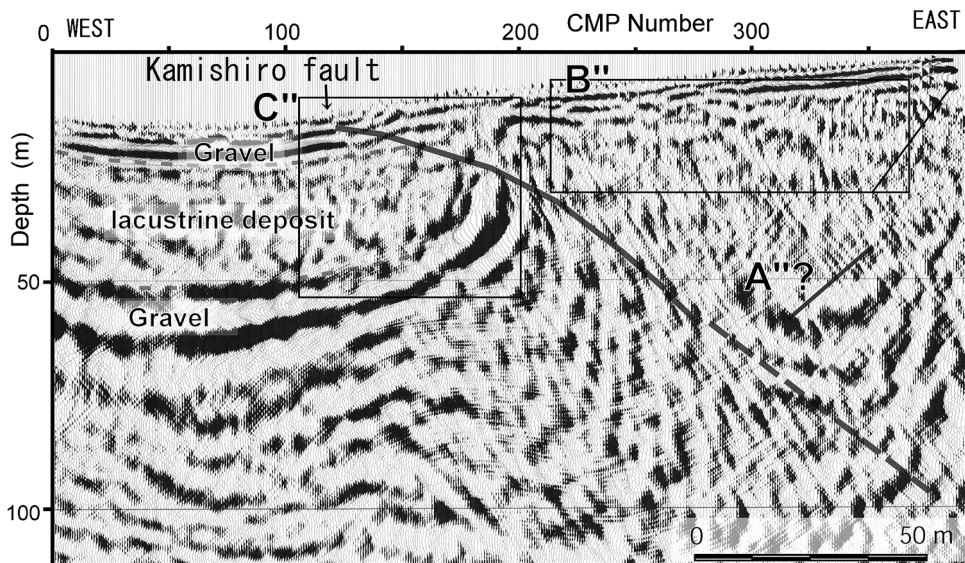


Fig. 6. Depth converted, S-wave seismic section and its geologic interpretation.

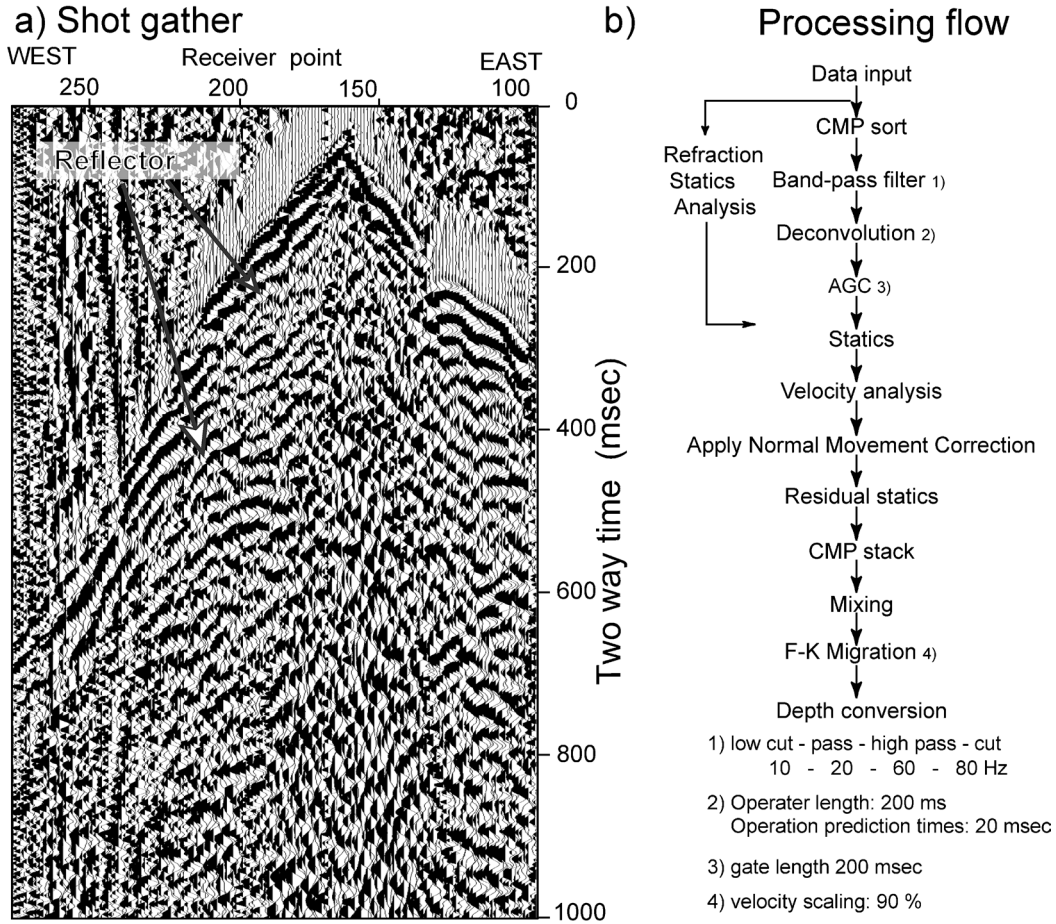


Fig. 7. Shot gather at RP 70 (a) and processing steps and parameters for the Kamishiro P-wave seismic data (b).

ble. 1). テストの結果、断層の上盤側では10-120 Hzのスイープ周波数で十分な結果が得られたが、下盤側では地震波の減衰が大きかったためスイープ時間およびスタック数を増やしスイープ周波数も10-60 Hzと変更し、地下0.5-1 km程度のデータ取得を重視した。発震点間隔は20 mで受振点(RP) 100(東端がRP100)-RP 246までがスイープ周波数が10-120 Hzでスイープ時間が15秒、スタック数が10回、RP 248-RP 314までがスイープ周波数は10-60 Hzでスイープ時間は20秒でスタック数は状況判断しながら10回、15回、20回とした。受振点の間隔は10 mで、28 Hzの受振器からなる176チャンネルで観測した。サンプリング間隔は2 ms、レコード長は3秒で、データは各ショットでコリレーションをし、コリレーション後のデータをスタックして取得している。発震作業は東端から実施しRP 246まで176チャンネルの固定発震方式で行い、その後東側の観測点48チャンネル分を撤収し西側に展開し今度はRP 314から東に進む形でRP 246まで再び固定発震方式で観測を行った。なお、交通量が多い道路と交差する地点では安全確保のた

め発震をしなかった。

得られたショット記録の例をFig. 7に示す。屈折波の初動は概ね展開端まで届き、その後続波として往復走時TWT (Two-Way Travel Time) 0.6秒付近で浅く反射イベントを確認できる。測線の西側では測線道路下に土管が設置されており、この土管を伝わる波とその波が国道で反射して戻ってくる波とが測線西側の広い範囲で観測される。土管を伝わる波は初動にオーバーラップしており、一部初動の読み取りが不可能であった。また、断層の下盤側に当たる地域は反射面が乏しい。重合測線は試行錯誤の結果、ほぼ測線沿いに設定した。

データ処理には一般的な共通反射点重合法を適用した(Fig. 7)。速度解析は土管を伝わる波を消去するためにFKフィルターをかけたデータを用い、速度解析の結果を用いてNormal Moveout補正をする際にはFKフィルターを通さないデータを使用した。データ処理には地震研究所所有のProMAXを使用した。RMS速度はCMP 50毎に読み取りを行った。その結果RMS速度は測線西側CMP 100付近ではTWT 0.2秒で1.2 km/s、0.5秒で

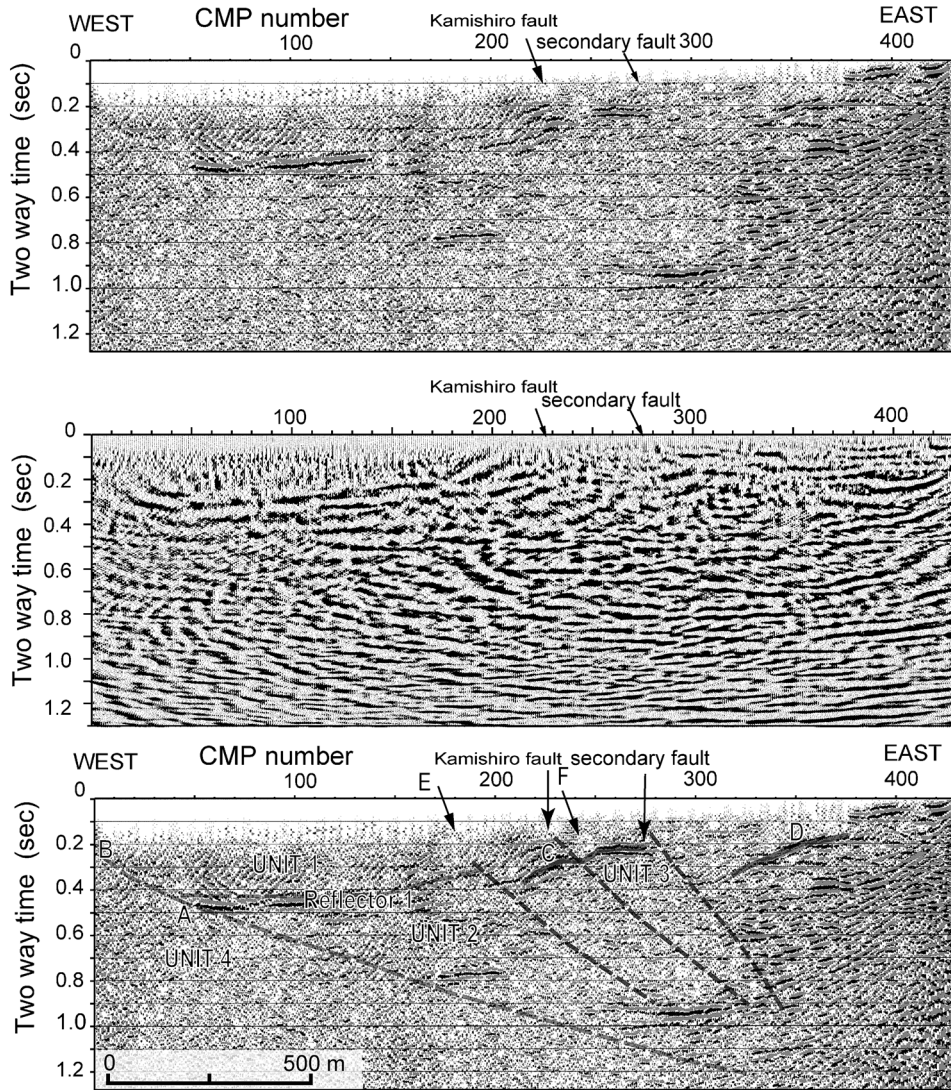


Fig. 8. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b), interpretation on migrated time section of the P-wave seismic line.

1.7 km/s, 1.0 秒で 3.2 km/s, 東側 CMP 300 付近で TWT 0.2 秒で 1.3 km, 0.5 秒で 2.1 km/s 程度, 1.0 秒で 3.0 km/s 程度とした。

4.2 反射法地震探査断面の地質学的解釈

神城長測線の時間重合断面, およびスタック後にマイグレーション処理を施した時間断面を Fig. 8 に, 深度断面を Fig. 9 に示す。地質学的解釈は重合断面 Fig. 8c で行うが, 深度断面 Fig. 9 にも対応する解釈を併記する。

強い反射イベント (Reflector 1) が往復走時 (TWT) 0.25 秒 CMP 1 から CMP 200 まで見られる。これより下位ではほぼ水平な波群を確認することが出来る (UNIT 2)。Reflector 1 より上位では短波長の波群が見られる (UNIT 1)。Reflector 1 は強い反射イベントであるため, UNIT 1 と UNIT 2 は音響インピーダンスが大きく

異なることが予想される。したがって, UNIT 1 は未固結の第四紀の堆積物であり, UNIT 2 は河成の礫層か美麻累層に対応される可能性が高いと考えられる。また, CMP 170 付近より東側では曲線状の波群 (C, D) がみられる (UNIT 3)。これは測線東端付近まで確認でき, 地表地質から三日市場溶結凝灰岩層などの美麻累層からの反射面と思われる。

Reflector 1 の西端は突然追跡できなくなる。その西端 A から測線西端 B を結ぶ延長線は UNIT 2 や UNIT 1 の西端と一致するようにもみえ, その境界より下位は振幅が乏しい (UNIT 4)。この境界の西延長は先新第三系を基盤とする飛騨山地に連続することから先新第三系と第四系および美麻累層との境界である可能性がある。

また UNIT 3 の変形しているようにみえる波群は西

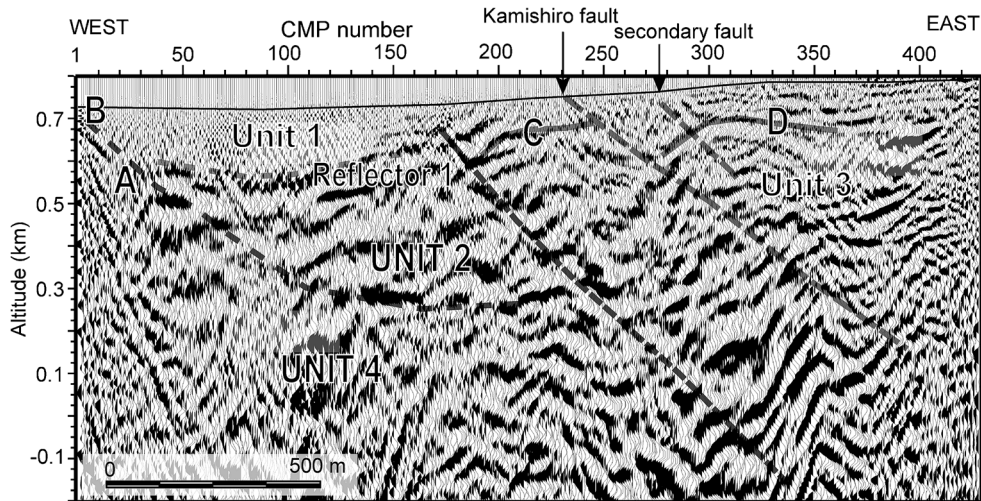


Fig. 9. Depth converted, P-wave seismic section and geologic interpretation. Unit 1: Pre-Neogene, Unit 2: Mikaichiba welded tuff, Unit 3: late Quaternary fluvial and lacustrine sediments, fault.

翼が東翼より急な非対称な二つの背斜 (C, D) があるように見える。反射断面図上の傾斜変換点や反射面の不連続を断層と判読した場合、断層と地表との交点は CMP 175 付近 (矢印 E) と CMP 230 付近 (矢印 F) である。しかし、松多ほか (2006) によれば測線上の CMP 225 付近と CMP 275 付近に変動地形学的手法で活断層が確認されている (Fig. 2)。東側の CMP 275 付近の断層は地表トレースが短く局所的で、CMP 225 付近の断層の上盤側に位置するため、西側の CMP 225 付近の断層が主要な断層であると判断できる。この位置は反射断面図では背斜翼部にあたり反射断面図から解釈した位置と異なる。これは、矢印 E も断層であるが新しい地形面を形成後活動していない可能性と、矢印 E は傾斜変換点で活断層では無く活断層は背斜翼部に存在する可能性を指摘できる。

極浅層 S 波反射法地震探査の結果に着目すると、極浅層の重合断面図においても下盤側の未固結な堆積層が断層運動によって変形をしており、断層が背斜翼部を切っているよう見える。これは断層先端が前進するトライシェア断層 (Allmendinger, 1998) に伴う変形である可能性や、断層運動によって未固結な下盤側の地層がドラッグ変形した可能性、または地表で見られる断層のより西側に伏在衝上断層がある可能性が考えられる。これと同じ現象が P 波浅層反射法探査の断面でも見られると考えるならば、神城断層は背斜翼部を切ると解釈できる (Fig. 8c, Fig. 9)。

今後、断層 E 付近の掘削調査を行えば、神城断層の変形フロントの未固結堆積物中での挙動が明らかにされる

と考えられる。

5. まとめ

我々は糸静線活断層系北部の神城断層で断層の地下形状と地表変形・地質変形の関係を明らかにする目的で P 波反射法地震探査および S 波極浅層反射法地震探査を実施した。その結果、神城断層は低角の逆断層で周囲の地層を大きく変形させていることが明らかになり、地表で見られる断層は背斜構造の翼部を切っている可能性が高いことが推定された。

謝 辞

本探査には、本研究には文部科学省科学研究費 (課題番号 11480019, 研究代表者・池田安隆)、および文部科学省科学研究費 (課題番号 07308007, 研究代表者・池田安隆)、地震予知計画事業費の一部を用いた。反射法地震探査では白馬村および民宿「かねちょう」には多くの便宜を図っていただいた。ここに記して感謝致します。

神城反射法地震探査グループ

責任者: 池田安隆 (東京大学理学系研究科)

原稿執筆責任者: 松多信尚 (東京大学理学系研究科)

グループ構成員名: 池田安隆・松多信尚・田力正好 (東京大学大学院理学系研究科)、梅沢 有・勝部圭一・谷川晋一、(東京大学理学部地理学)、佐藤比呂志・三ヶ田均・蔵下英司・荻野スミ子・河村知徳・加藤直子 (東京大学地震研究所)、戸田 茂 (愛知教育大学)、原口 強 (復建コンサルタント)、今泉俊文・加藤 一・浅川一郎・柳 博美・井出将明・北原章吾・渡辺勇二 (山梨大

学教育人間科学部), 宮内崇裕・宍倉正展・越後智雄・武田大典・石和直樹・副田宣男・山口勝也(千葉大学大学院自然科学研究科), 東郷正美(法政大学社会学部), 堤浩之・石山達也(京都大学大学院理学系研究科), 越谷信・野田賢(岩手大学工学部), 平川一臣(北海道大学), 八木浩司(山形大学), 二瓶恵二(東北大学), 新井慶将(東北大学・東京大学地震研究所), 井川猛((株)地球科学総合研究所), ※所属は研究当時.

文 献

Allmendinger, R.W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, **17**, 640-656.

姫川団体研究グループ, 1958, 糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層, *地質学雑誌*, **64**, 431-445.

柏木修一, 1988, 北部フォッサマグナ・神城断層の活動と古神城湖の消滅, *日本地理学会予稿集*, **33**, 6-7.

活断層研究会, 1980, 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 363p.

活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.

小坂共栄・新井健司, 1982, 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系と第四系(2)長野県姫川上流地域の第三系と第四系の層序学的・堆積学的研究文, *地団研専報*, **24**, 181-198.

Ikeda Y. and N. Yonekura, 1986, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **18**, 49-63.

今泉俊文・原口強・中田高・奥村晃史・東郷正美・池田安隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内崇裕・柳博美・石丸恒存, 1997, 地層抜き取り調査とボーリング調査による糸魚川—静岡構造線活断層系. 神城断層のスリップレートの検討, *活断層研究*, **16**, 35-43.

松田時彦, 1998, 活断層からの長期地震予測の現状—糸魚川—静岡構造線活断層系を例にして—, *地震* 第2輯, **50**, 23-33.

松多信尚・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志, 2001, 糸魚川—静岡構造線活断層系北部神城断層の浅部構造と平均すべり速度(浅部反射法地震探査とボーリングの結果), *活断層研究*, **20**, 59-70.

Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato, The slip rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, 2004, *Earth Planet. Space*, **56**, 1325-

1332.

松多信尚・澤祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口薫・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・隈元崇・渡辺満久・鈴木康弘, 2006, 写真測量技術を導入した糸魚川—静岡構造線断層帯北部(桐池—木崎湖)の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析, *活断層研究*, **26**, 105-120.

長橋良隆, 1998, 中部日本, 大峰地域の鮮新世火砕流堆積物—層序. 記載岩石学的特徴, *地質学雑誌*, **104**, 184-198.

中野俊・竹内誠・吉川敏之・長森英明・苅谷愛彦・奥村晃史・田口雄作, 2002, 白馬岳地域の地質, *地域地質研究報告*(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 105p.

奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉, 1994, 糸魚川—静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査—, *地震* 第2輯, **46**, 425-438.

奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・沢祥・水野清秀・苅谷愛彦・斎藤英二, 1998, 糸魚川—静岡構造線活断層系北部の最近の活動—神城断層. 松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査, *地震* 第2輯, **50**, 35-51.

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.

Sato H., Iwasaki T., Kawasaki S., Ikeda Y., Matsuta N., Takeda T., Hirata N. and Kawanaka T., 2004, Formation and shortening deformation of back arc rift basins revealed by deep seismic profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, central Japan, *Tectonophysics*, **388**, 47-58.

下川浩一・山崎晴雄, 1987, 古神城湖堆積物から見た断層運動, *第四紀学会講演要旨集*, **17**, 92-93.

下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995, 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ, 1:100,000, 地質調査所.

東郷正美, 1987, 茅野市坂室付近の糸魚川—静岡構造線活断層系による変位地形, *活断層研究*, **4**, 42-46.

山田直利・野沢保・原山智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫, 1989, 20万分の1地質図幅「高山」, 地質調査所.

山口和雄・木口努・横倉隆伸・横田俊之, 1996, 長野県神城盆地における反射法地震探査, *地質調査所月報*, **47**, 393-398.

(Received March 7, 2007)

(Accepted June 29, 2007)