

糸魚川—静岡構造線活断層系北部大町地域の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⁾・田力正好⁵⁾・蔵下英司³⁾・河村知徳⁶⁾・加藤直子³⁾・戸田 茂⁷⁾・谷美由起⁸⁾・加藤 一⁹⁾・東郷正美¹⁰⁾・中村洋介¹¹⁾・越後智雄¹²⁾・田中淳彦²⁾・井川 猛¹³⁾・大町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: 国立臺灣大學), 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⁾ 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), ⁶⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (株)地球科学総合研究所), ⁷⁾ 愛知教育大学, ⁸⁾ 愛知教育大学 (現在: 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門), ⁹⁾ 山梨大学教育人間科学部, ¹⁰⁾ 法政大学社会学部, ¹¹⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 立正大学地球環境科学部), ¹²⁾ 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), ¹³⁾ (株)地球科学総合研究所

Seismic Reflection Profiling Across the North of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line in Omachi, Central Japan

Nobuhisa Matsuta^{1)*}, Yasutaka Ikeda²⁾, Hiroshi Sato³⁾, Toshifumi Imaizumi⁴⁾, Masayoshi Tajikara⁵⁾, Eiji Kurashimo³⁾, Tomonori Kawamura⁶⁾, Naoko Kato³⁾, Shigeru Toda⁷⁾, Miyuki Tani⁸⁾, Hajime Kato⁹⁾, Masami Togo¹⁰⁾, Yousuke Nakamura¹¹⁾, Tomoo Echigo¹²⁾, Atsuhiko Tanaka²⁾, Takeshi Ikawa¹³⁾ and Omachi 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⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ⁶⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at JGI Inc.), ⁷⁾ Aichi University of Education, ⁸⁾ Aichi University of Education (Now at Institute for Geo-Resources and Environment, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology), ⁹⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, ¹⁰⁾ Laboratory of Physical Geography, Hosei University, ¹¹⁾ Graduate School of Science, Kyoto University (Now at Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University), ¹²⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Geo-Research Institute), ¹³⁾ JGI Inc.

Abstract

The Itoigawa-Shizuoka tectonic line (ISTL) active fault system poses the highest seismic risk, and shows one of the largest slip rates among active faults on Honshu Island. In the Omachi area, the ISTL active fault system comprises the eastern Matsumoto basin (EMB) fault to the west and the Otari-Nakayama fault to the east. To understand the structural relation between these two faults, we conducted a seismic reflection survey across them. The length of the seismic line is 6.4 km, and the receiver and shot point intervals are 10 m. We used a mini-vibrator as a seismic source with a 180-channel seismic recording system. We can image the structure to less than about 1 km in depth. The seismic depth section displays the EMB fault as a boundary between east-dipping reflectors to the east and horizontal reflectors in the Masumoto basin. The EMB fault is interpreted as an east vergent, emergent thrust, and its deeper extension merges with the Otari-Nakayama fault. The

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

Omine Formation, which was laid down on an alluvial fan in the late Pliocene and the early Pleistocene, is distributed between EMB and Otari-Nakayama fault. It is evident that the thrust front migrated from the Otari-Nakaya fault to the EMB fault in Quaternary, and then the Omine Formation located at the foreland basin was uplifted.

Key words: Itoigawa-Shizuoka Tectonic line, seismic reflection profiling, Omine Formation, thrust front migration, Eastern Matsumoto Basin fault

1. はじめに

糸魚川—静岡構造線活断層系（以下、糸静線活断層系と記する）は新第三系と古第三系以前の地層を境する糸魚川—静岡構造線に沿って分布する活断層である。この活断層は、東北日本の南西端を境するプレート境界として重要な役割を担っていると考えられている（中村, 1983; 小林, 1983; 佐藤・平田, 1998 など）。また、地震調査委員会（1996）によると今後 30 年以降に 8 パーセントの確率で地震を起こす可能性があると指摘され、内陸活断層としては最も危険度の高い断層と考えられている（Okumura, 2001）。したがって、この断層の地下形状を明らかにすることはプレート境界説を検討する際の上部地殻の変形様式を論じるだけでなく、地震災害の被害予測をする上でも重要である。

糸魚川—静岡構造線の東側の地域は北部フォッサマグナ地域と呼ばれ、には著しい褶曲変形を呈する新第三系が分布する（山田ほか, 1989）。Arai (2000) は新第三系の褶曲構造が低角な逆断層である小谷—中山断層によって形成されたことを示したが、糸静線活断層系と小谷—中山断層の関係については十分な資料は得られていなかった。

松本盆地東縁を限る松本盆地東縁断層は糸静線活断層系を構成する東側隆起の活断層である（Fig. 1）。松本盆地東縁断層と小谷—中山断層との間には鮮新統～前期更新統の大峰帯（小坂, 1980）が分布する。大峰帯はその堆積後の前期更新世以降に松本盆地東縁断層によって変形をうけたと考えられる（植木, 2000）。したがって、大峰帯の地質構造を明らかにすることで松本盆地東縁断層の地下形状を明らかにすることが可能である。

こうした背景から、2000 年に大学の合同チームは長野県大町市付近の松本盆地東縁断層と小谷—中山断層を横断する総延長 6.4 km の測線で浅層反射法地震探査を実施した。探査地域の大峰帯や松本盆地東縁断層の走向はほぼ一定であり、この断層の地下形状を代表するものと考えられる。これらの成果の概要はすでに Matsuta *et al.* (2004) に報告しているが、ここではとくに反射法地震探

査を中心として記述する。

2. 地質概説

糸静線北部では、東側の新第三系以降の堆積物と西側の先新第三系の基盤岩類が接している（山田ほか, 1989; Fig. 1）。新第三系が分布する地域は北部フォッサマグナ地域と呼ばれ、日本海拡大に伴って形成された大規模なリフトを充填する厚い中新世から鮮新世の堆積物が広汎に分布している。これらのリフト充填堆積層は、鮮新世以降の水平短縮変形によって著しい褶曲変形を受けている（佐藤・平田, 1998; Sato *et al.*, 2004）。

松本盆地東縁部には新第三系の堆積岩と第四系の盆地堆積物の密度差に起因すると考えられるブーゲ異常の急変域が存在する（大久保ほか, 1991）。この急変域は明科から松本までは活断層のすぐ西側に走向と平行して分布するのに対し、明科以北では活断層ではなく小谷—中山断層に沿って分布する。このことは、明科以南の糸静線活断層系は新第三系・第四系の密度境界と一致するのに対し、明科以北の密度境界は小谷—中山断層で糸静線活断層系と一致しないためと考えられる（大久保ほか, 2000）。大峰累層は大峰帯の上部を構成し（加藤・佐藤, 1983）、凝灰岩と河川成堆積物からなり（長橋, 1998 など）、最上部には 1.65 Ma の大峰溶結凝灰岩（町田ほか, 1997）が分布する。大峰累層の構造は東翼が急で西翼が緩やかな非対称な向斜構造をしている。町田ほか（1997）によれば、大峰溶結凝灰岩が小谷—中山断層（Arai (2000) の日野断層の可能性もある）の下盤側のみに厚く分布することから、大峰累層は小谷—中山断層前縁の堆積盆地を埋積する盆地堆積物であった。その後、小谷—中山断層より西側（前縁盆地側）の松本盆地東縁断層が活動的となり、大峰累層は糸静線活断層系の上盤側に組み込まれた。加藤・佐藤（1983）は小谷—中山断層の西側に分布する浅海堆積物である日野層は東傾斜の大峰累層の最上位の部層にあたり、大峰累層の陸成層を整合で覆うとしているが、Arai (2000) は地質調査から日野層が大峰累層より下位の地層と判断し、日野層と大峰累層

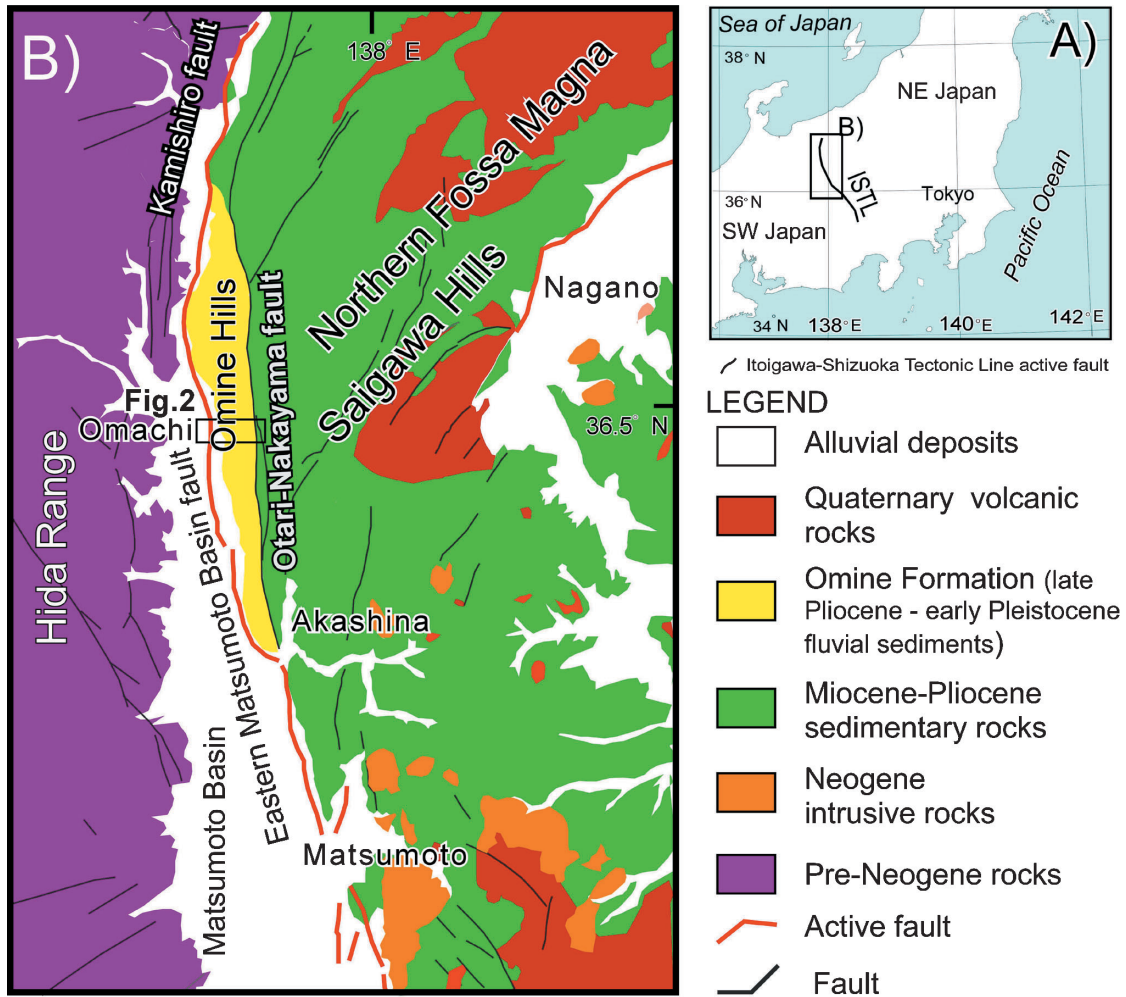


Fig. 1. Geologic setting and location of the study area. A) Index map, B) Geological map along the northern part of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line. Geological map is after Yamada *et al.* (1989) and active faults are after Ikeda *et al.* (2002).

の間に東傾斜の日野断層を推定した。

3. 測線近傍の地質および地形

浅層反射法地震探査の測線は長野県大町市 JR 大町駅付近から八坂村に至る 6.4 km の区間に設定した。測線周辺の地形地質図を Fig. 2 に示す。大町周辺の松本盆地東縁断層のトレースは、盆地東縁に分布する河成段丘やボーリング資料をもとに、マッピングされている（下川ほか, 1995; 東郷ほか, 1999; 澤ほか, 2006）。測線付近の断層崖は農具川による側方浸食により後退しており、その位置は測線の受振点（RP）590 番付近と考えられる。澤ほか（2006）によれば、測線周辺では 1-2 万年前に形成された地形面が 15 m 以上変位しており、断層の鉛直方向の平均変位速度は 0.8-1.5 mm/yr 以上と算出される。

測線の標高は、八坂村の測線東端が約 700 m で尾根部が約 930 m、大町駅付近の測線西端が約 710 m であり、

かなり起伏がある。大峰丘陵の尾根は RP 300 付近に位置し、RP 300 付近より東端までの測線は大小の地滑り地塊上に位置するため、測線は地滑り地塊上の比較的傾斜の緩い区間と滑落崖の傾斜が急な区間で構成される。一方尾根西側の測線は RP 300 付近から RP 360 付近にかけては谷頭に位置し急斜面、RP 360 付近から RP 530 付近までは谷底の緩やかな斜面、RP 530 付近から測線西端までは段丘および扇状地上の平坦面で構成されている。

RP 550 付近から RP 500 付近まで測線は地質構造と斜交する。測線沿いの地層は一様に東傾斜をしており、厚い砂礫層の間に複数の凝灰岩が狭在し（長橋, 1998）、良好な反射イベントとして観測されると予想される。測線の尾根部付近には大峰溶結凝灰岩があり、下位の地層を浸食から保護しケスタ状の尾根を形成する。大峰丘陵の尾根部より東側は大規模な地滑り地帯となる。そのため、浅層部の地層は乱され、地層の分布や断層の位置が

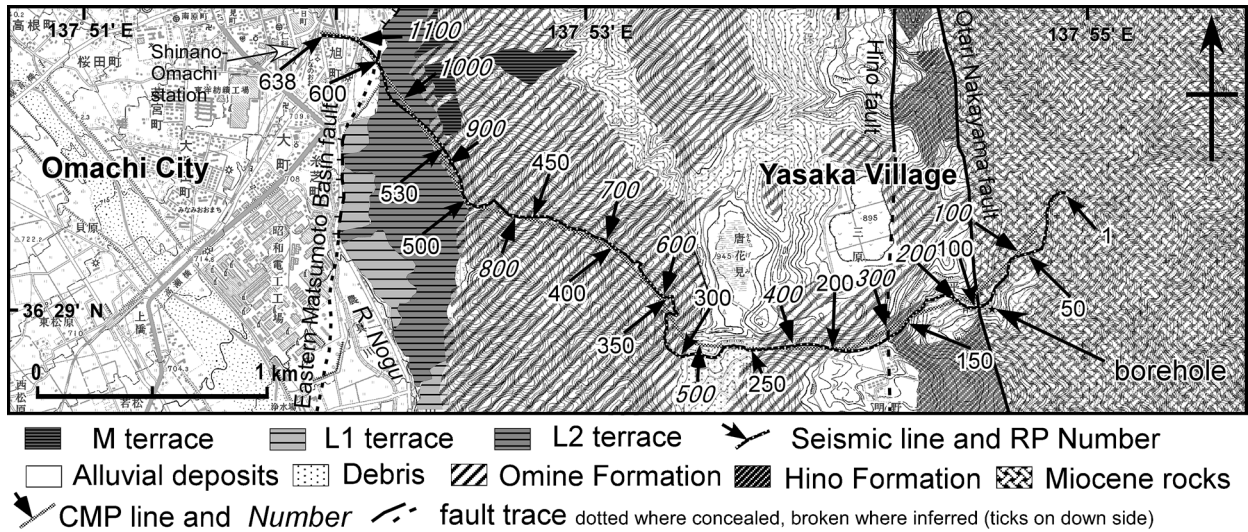


Fig. 2. Geological and geomorphological map showing the location of seismic survey line. Topographic map is modified by Geographical Survey Institute. Geologic map is after Kato *et al.* (1989). Geomorphologic features are after Sawa *et al.* (2006)

不明瞭になっている。

Arai (2000) によると測線の東端 RP 170 (CMP 300) 付近から東は浅海成の地層である日野層が分布するが、日野層と大峰累層との境界である日野断層の正確な位置は地滑りの影響で明瞭ではない。また測線東端の RP 100 (CMP 170) 付近で小谷—中山断層を測線は横断するが、やはり地滑りの影響をうけ小谷—中山断層の正確な位置は不明である。

4. 反射法地震探査

測線は可能な限り大峰累層の地質構造に直交するように受振点と発震点をオフセットさせるなどしたが、道路・地形状況などで大きく斜交する区間も存在する (Fig. 2)。測線全般において概ねノイズレベルは小さいが測線の両端は市街地にあたるため相対的にノイズが大きい。特に西端付近が信濃大町駅裏手の市街地のために最もノイズレベルは大きくなっている。反射面の基準面は最高標高よりやや高いところに設定した。

データ取得におけるパラメータは Table 1 に示す。震源は東京大学地震研究所所有の IVI 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。発震点間隔は 10 m で、スweep 周波数はより大きな深度の情報が必要なため、10-80 Hz と低めに設定した。スweep 時間は 15 秒 (一部 20 秒)、スタック数は 5 回である。受振点は道路路肩に設置し、西端の大町市街地や東端の八坂村中心街周辺など一部ジオフォン・スタンドも使用した。受振点には 10 Hz の受

Table 1. Data acquisition parameters for the Omachi seismic survey.

Length of the seismic line	6.4 km
Shot information	
Source	mini-vibrator (IVI T15000)
Sweep frequency	10-80 Hz
Sweep length	15 sec (20 sec)
No. of sweeps	5
Shot interval	10 m
Receiver information	
No. of channels	180 ch
Natural frequency	10 Hz
Recording information	10 m
Instruments	GDAPS-4
Sampling interval	2 ms
Recording length	3 sec
Standard CMP fold	90

振器を 9 個一組とし配置し、観測には 180 チャンネルを使用した。受振点の間隔は 10 m である。サンプリング間隔は 2 ms、記録長は 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た。発震作業は測線東端から西に異動しつつ実施した。作業効率を考慮し、固定発震を 60 チャンネル分実施したのち、180 チャンネルのうちの東端 60 チャンネル分を撤収し西側に 60 チャンネル分展開するという展開方法をした。なお、測線西端付近の交通量が多い

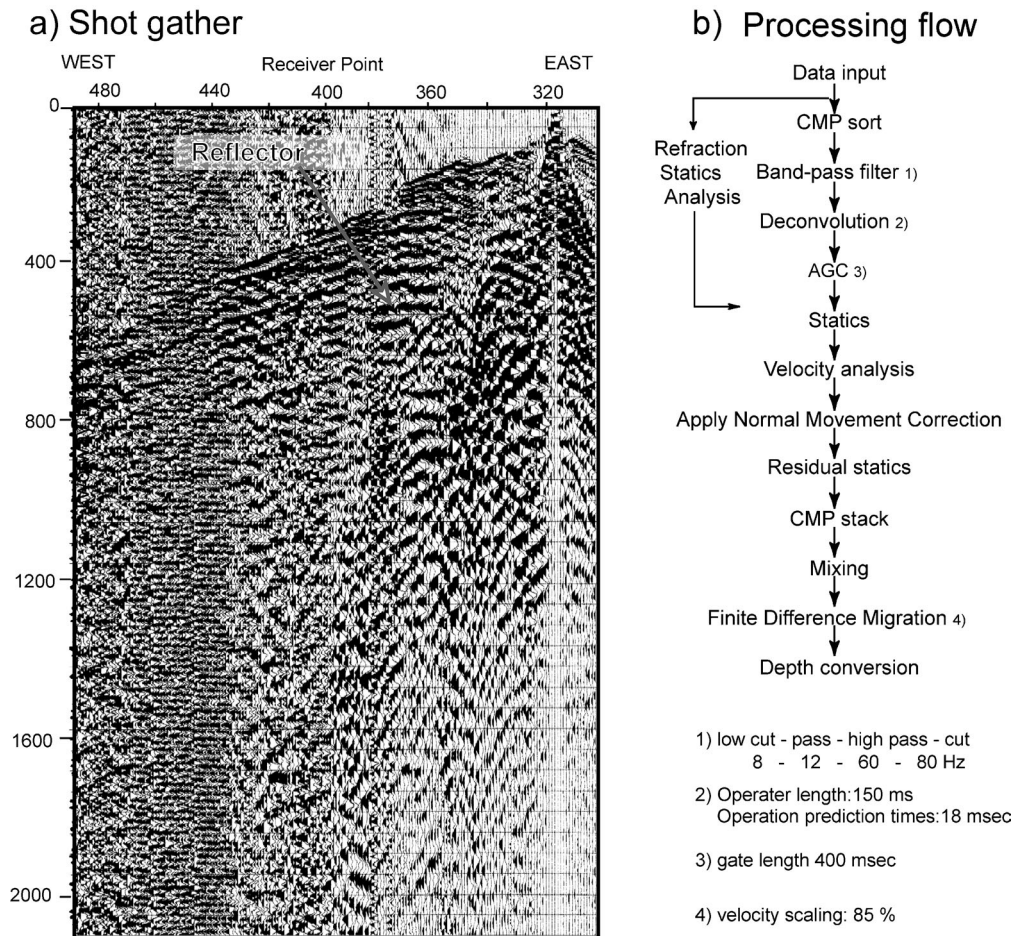


Fig. 3. a) Shot gather at RP315 and b) processing flow and parameters for the Omachi seismic data.

道路と交差する地点では安全確保のため発震を行わなかった。

得られたショット記録の例を Fig. 3 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) 0.8 秒付近で浅で多くの反射イベントを確認できる。重合測線は試行錯誤の結果、ほぼ測線沿いに設定した。重合数は約 90 である。

反射断面の作成にあたっては、Fig. 3 で示した処理フローに従って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テストを実施し決定した。屈折波初動解析を除くデータ処理には米国 Mercury International Technology (MIT) 社製の反射法地震探査データ解析用ソフトウェア iXL (ver. 4.2) を用いた。重合測線は屈曲部でショートカットする以外は実際の測線とほぼ同じである。NMO で使用する RMS 速度は定速度重合法と定速度走査法を併用し決定した。読み取りには CMP100 毎を原則とし、断層近傍などの急変域では CMP 50 毎に読み取りを行った。マイグ

レーション処理には RMS 速度の 85% の速度を時間と CMP の両方向に平滑化した速度を用いた。

5. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

大町測線の時間重合断面および重合後マイグレーション処理を施した時間断面を Fig. 4 に示す。重合測線が屈曲しているため、見かけ上の反射面の傾斜の変換点が生じる。そのために深度断面図を東西方向に投影した図を作成した (Fig. 5)。

反射面の解釈を行うにあたって地表地質データの他に八坂村金熊温泉所有のボーリングデータを使用した (Fig. 2)。このデータは温泉掘削のデータで RP 90 付近にあたる。記載によれば、深度約 700 m (標高 50 m) が細中砂主体で所々に礫を含み、700–1,200 m (同 50–350 m) が中粗砂主体であり、それ以下深度 1,500 m (同 750 m) までは凝灰質砂層となる。また、800–900 m (同 50–150 m)、および 1,100–1,200 m (同 350–450 m) に剪断帯が見られ、1200 m 付近 (同 450 m) には大峰累層・

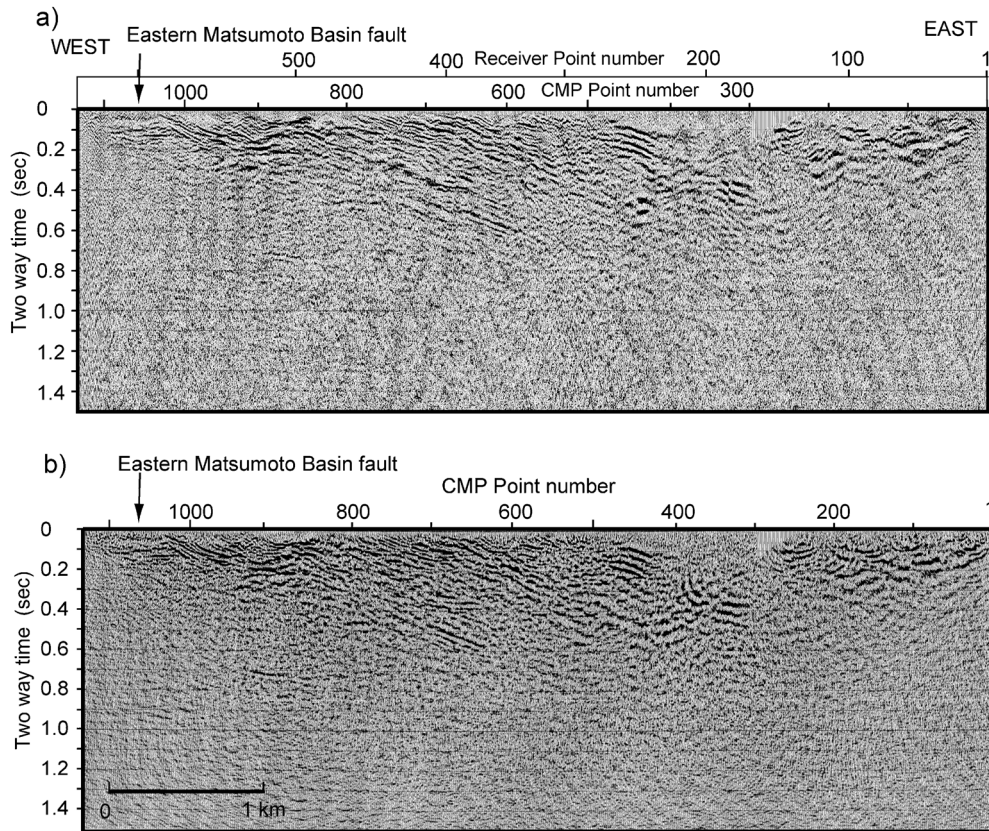


Fig. 4. a) Filtered stacked section and b) post stacked migrated time section of the Omachi seismic line.

大峰安山岩の礫が見られる。したがって、剪断帯より上位は日野層、剪断帯より下位は大峰累層と解釈される。

Fig. 4bでCMP 1からCMP 300付近にかけての0.4秒以浅に波群が見られる。CMP 300-420付近は0.2秒以浅には明瞭な反射面が見られないが、地表より0.2秒以深では西側から東傾斜で続く反射波群が見られる。この区間とCMP 300より東側の区域の反射波群には不連続が存在する。CMP 300付近の浅い部分で反射波群が見られない区間は地表で観察される地滑り地塊の範囲と一致するため、この区間が地滑りによる攪乱で反射イベントが不明瞭であり、より深い場所を経由する地震波によって深部には反射イベントが確認できると考える。地表地質からCMP 300付近に日野断層がある。Arai (2000)によれば日野断層は東傾斜であるためボーリングデータの海拔-350-450 mの剪断帯が日野断層に連続される可能性が高い。Arai (2000)によるとCMP 170付近に高角東傾斜の小谷-中山断層が存在することから、小谷-中山断層がボーリングデータの海拔-50-150 mの剪断帯に連続する可能性がある。

Fig. 4bではCMP 420-1050付近にかけて東傾斜の反射波群が存在する。この波群はCMP 550付近やCMP

850-950付近で低角度になるようにみえるが、東西に投影したFig. 5では地表から地下に向けて約20度で様に東傾斜する反射面が分布するため、Fig. 4bで見られる反射波群の傾斜のばらつきは見かけと思われる。これらの反射面の傾斜は地表で見られる傾斜と調和的である。

一方、CMP 1050付近の地表近傍では、東に傾斜する反射面の地域と水平な反射面の地域が接する(Fig. 4b)。一方、地形学的に松本盆地東縁断層がCMP 1050付近を通過することが予想される(Fig. 2)。したがって、水平な反射面と東傾斜の反射面の交線で示される境界面は松本盆地東縁断層と推定される。Fig. 5から東西方向に投影された断層の傾斜は東傾斜で26-28度程度と推定される。大峰累層の走向が南北に近いことから、松本盆地東縁断層の真の傾斜もこの値に近く30度程度と考えられる。

大峰累層は松本盆地東縁断層が活動する以前にほぼ水平に堆積した陸成層であり、松本盆地東縁断層によってのみ変形している。従って、大峰累層の構造から松本盆地東縁断層の形状を推定することが出来る。Sato *et al.* (2004)は深部反射法地震探査から小谷-中山断層と糸静線活断層系が地下で収斂しているとしているが、その反射断面の浅部における解像度は不十分である。一方、

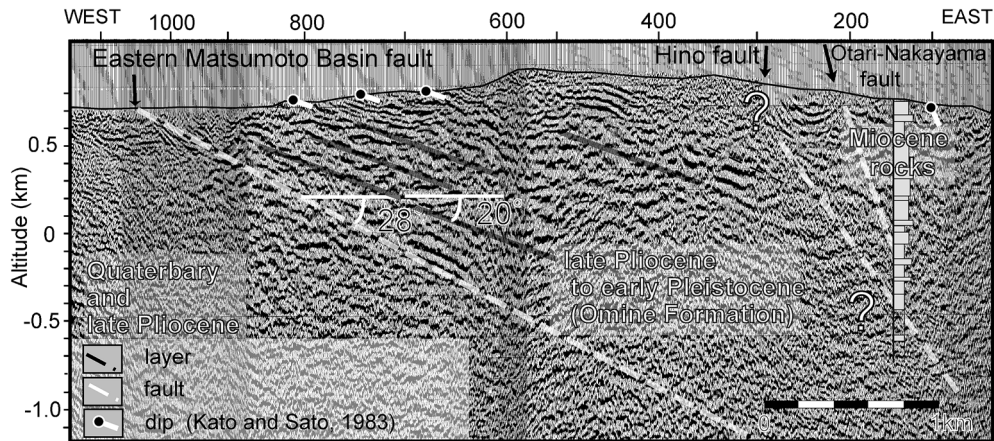


Fig. 5. Depth converted seismic section and geologic interpretation of the Omachi seismic section. Seismic section was projected onto an EW-trending plane. Geologic information is after Kato and Sato (1983) and Arai (2000). Geological columnar section of a borehole by Yasaka village.

Matsuta *et al.* (2004) は本報の探査結果より, Suppe (1983) の fault-bend fold theory に従って, 松本盆地東縁断層は地下で 6–8 度以下のほぼ水平なデタッチメント断層になるため小谷—中山断層に収斂する可能性が高いとした。またデタッチメント断層の存在深度は松本盆地東縁断層と日野断層の間の大峰累層の層厚 1.5 km より深いと判断した。

6. まとめ

糸魚川—静岡構造線活断層系北部の大町地域で松本盆地東縁断層 (糸静線活断層系) の浅部地下構造を明らかにするために測線長 6.4 km の浅層反射法地震探査を実施した。その結果, 松本盆地東縁断層と大峰累層の地下 1 km までの地下構造が明確になった。深度 1 km 以浅の松本盆地東縁断層は東傾斜の衝上断層であることが分かった。

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), 反射法地震探査では大町市, 八坂村 (現大町市), および八坂村「明日香荘」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。

大町反射法地震探査グループ

責任者: 池田安隆 (東京大学大学院理学系研究科)

原稿執筆責任者: 松多信尚 (東京大学大学院理学系研究科)

グループ構成員名: 池田安隆・松多信尚・田力正好・高橋安芸介 (東京大学大学院理学系研究科), 田中淳彦・井上知栄・鈴木理元・清水宏一・高木哲也・疋田賢吾・牧浩太郎・吉田英嗣・渡辺数磨 (東京大学理学部地理学教

室), 佐藤比呂志・蔵下英司・河村知徳・加藤直子 (東京大学地震研究所), 戸田 茂・竹内祥子・荻原伸洋・谷美由起 (愛知教育大学), 今泉俊文・加藤 一 (山梨大学教育人間科学部), 東郷正美 (法政大学社会学部), 中村洋介 (京都大学大学院理学系研究科), 越後智雄 (千葉大学大学院自然科学研究科), 井川 猛 ((株)地球科学総合研究所), ※所属は研究当時。

文 献

- Arai, Y., 2000, The late Cenozoic tectonics of the northern Fossa Magna, *Master thesis. Graduate School of Science, The Univ. of Tokyo*, 182p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 2002, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p.
- 地震調査委員会, 1996, 糸魚川静岡構造線活断層系の調査結果と評価について, 地震調査委員会報告集—1995 年 7 月～1996 年 12 月, 501–510.
- 加藤碩一・佐藤岱生, 1983, 信濃池田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 93p.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, **5**, 510–514.
- 小坂共栄, 1980, 大峰帯の礫岩, 信州大学理学部紀要, **15**, 31–46.
- 町田 洋・山崎晴雄・新井房夫・藤原 治, 1997, 大峰火砕流堆積物—北アルプス形成史研究のための一指標テフラ, 地学雑誌, **106**, 432–439.
- Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato, 2004, The slip rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1325–1332.
- 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. 記載岩石学的特徴一, 地質学雑誌, **104**, 184–198.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研彙報, **58**, 711–722.
- 大久保修平・長沢 工・村田一郎・安藤 潤, 1991, 糸魚川—静岡構造線の重力調査 (4) —GPS に支援下での松本盆地

- 東縁断層延長部の重力測定一, 東京大学地震研究所彙報, **66**, 285-298.
- 大久保修平・池田安隆・隈元 崇・世田 学・松多信尚・千葉智章・新井慶将, 2000, 「重力異常に基づく糸魚川—静岡構造線北部の構造解析」, 測地学会誌, **46**, 177-186.
- Okumura, K., 2001, Paleoseismology of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line in central Japan, *Jour. Seismol.*, **5**, 411-431.
- 澤 祥・田力正好・谷口 薫・廣内大助・松多信尚・安藤俊人・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・坂上寛之・隈元崇・渡辺満久・鈴木康弘, 2006, 糸魚川—静岡構造線断層帯北部, 大町—松本北部間の変動地形認定と鉛直平均変位速度解明, 活断層研究, **26**, 121-136.
- 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, *Tectonophys.*, **388**, 47-58.
- 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, 構造図.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault bend folding, *American Journal of Science*, **283**, 648-721.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚, 1999, 都市圏活断層図 [大町] 都市圏活断層図 1: 25,000・国土地理院技術資料 D. 1-No. 368.
- 植木岳雪, 2000, 糸魚川—静岡構造線活断層系北部の活動開始時期—断層の東に分布する中期更新統の層序. 年代に基づいて一, 地球, **22**, 699-705.
- 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「高山」, 地質調査所.
(Received March 7, 2007)
(Accepted June 29, 2007)