

糸魚川—静岡構造線活断層系北部・松本地域における反射 法地震探査

松多信尚¹⁾・池田安隆²⁾・東郷正美³⁾・今泉俊文⁴⁾・佐藤比呂志⁵⁾・戸田 茂⁶⁾・田力正好⁷⁾・加藤一⁸⁾・石山達也⁹⁾・井川 猛¹⁰⁾・松本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⁾ 法政大学社会学部, 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⁾ 東京大学地震研究所, ⁶⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 愛知教育大学), ⁷⁾ 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), ⁸⁾ 山梨大学教育人間科学部, ⁹⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 産業技術総合研究所), ¹⁰⁾ (株)地球科学総合研究所

Seismic Reflection Profiling Across the Northern Part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault System, Matsumoto, Central Japan

Nobuhisa Matsuta^{1)*}, Yasutaka Ikeda²⁾, Masami Togo³⁾, Toshifumi Imaizumi⁴⁾, Hiroshi Sato⁵⁾, Shigeru Toda⁶⁾, Masayoshi Tajikara⁷⁾, Hajime Kato⁸⁾, Tatsuya Ishiyama⁹⁾, Takeshi Ikawa¹⁰⁾ and Matsumoto 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⁾ Laboratory of Physical Geography, Hosei University, ⁴⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Graduate School of Science, Tohoku University), ⁵⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, ⁶⁾ Graduate School of Science, Kyoto University (Now at Aichi University of Education), ⁷⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ⁸⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, ⁹⁾ Graduate School of Science, Kyoto University (Now at Active Fault Research Center, AIST, GSJ), ¹⁰⁾ JGI Inc.

Abstract

The Itoigawa-Shizuoka tectonic line (ISTL) active fault system shows complicated fault traces in the Matsumoto area, at the southern end of the northern part of the ISTL active fault system. In this area, there are two tectonic deformation zones; the clear sinistral fault (Gofukuji fault) and the anticline and reverse fault (Akagiyama fault). To clarify the relation between the two deformation zones, we conducted two high-resolution shallow seismic reflection surveys across Gofukuji and Akagiyama faults. The lengths of the seismic line are 1.6 and 1.9 km, respectively, and the receiver interval was 10 m and the shot point interval was 10 m (Gofukuji seismic line) or 5 m (Akagiyama seismic line). In the Gofukuji seismic line, we estimated the east-dipping Gofukuji frontal thrust and possible high-angle Gofukuji fault. The Akagiyama seismic profile demonstrates an asymmetric anticline with a steeper eastern limb associated with the west-dipping Akagiyama fault. Based on the tectonic geomorphological features and subsurface structure, it is considered that the two deformation zones were formed by a single main east-dipping fault with reverse and strike-slip displacements. Through slip partitioning, the high-angle Gofukuji fault shows sinistral displacements, and Gofukuji frontal thrust and Akagiyama fault accommodate shortening deformation.

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

Key words: Itoigawa-Shizuoka tectonic line, active fault system, seismic reflection survey, Gofukuji fault, slip partitioning

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）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（Fig. 1）。糸静線活断層系はわが国で最も活動的な内陸活断層の一つであり、松本市街地南部の牛伏寺断層はこの断層系の中で最大の平均すべり速度を示している（Ikeda and Yonekura, 1986; 奥村ほか, 1994, 1998; 松田, 1998）。この牛伏寺断層は約 8 km にわたって松本盆地東南縁における明瞭な左横ずれ断層の変位地形として追跡することができるが、北方延長は松本市街地の中で不明瞭となる。また、牛伏寺断層の西側約 2 km には丘状に南北に高まった赤木山があり、その東縁には縦ずれ成分を有する赤木山断層がある。牛伏寺断層と赤木山断層の関係は不明である（Fig. 1C）。

松本市街地北部では本断層系の松本盆地東縁断層が東隆起の逆断層を形成している。松本市街地で活断層の分布が不連続になりそれを挟む南北で変位様式が違うことから、松本市街地がセグメント境界である可能性が生ずる。しかし、大久保ほか（1991）に示される重力異常値の等値線図では両地域間に不連続はなく、松本盆地東南縁全域においても一定の沈降があると考えられる。このように、地下構造と運動様式に矛盾が生じていた。本浅層反射法地震探査は松本市街地以南における地下構造と活断層の関係を明らかにする目的で 1998 年 9 月に実施され、松多・池田（1999）は松本市街地南部の上部地殻における slip partitioning 現象（牛伏寺断層と赤木山断層のすべりの分配）が、局所的な pull-apart basin（松本市街地）を形成したと考えることで松本盆地東南縁における矛盾が解決すると考えた。Ikeda *et al.*（2004）は変位地形が明瞭でない松本市街地において反射法地震探査を実施し、地下構造のイメージを得た。その結果、松本盆地東南縁の slip partitioning 構造が市街地地域にも延長されると考えられ、松多・池田（1999）を指示する結果をえた。本報告では、松本盆地東南縁における地下構造の基礎データ取得を目的に実施された浅層反射法地震探査の結果について報告する。

2. 地質概説

松本盆地の西方には白亜系の花崗岩類・ジュラ紀付加体から構成される堆積岩類、松本盆地南部東縁の山地は

下部中新統の泥岩・礫岩・緑色凝灰岩が分布する（Fig. 1）。調査地域の松本市街地東南部には中新世中期に貫入した石英閃緑岩や花崗閃緑岩が見られ、それを下部更新統の火山岩が覆う（吉野, 1982; 植村・山田, 1988）。調査地域の松本盆地東南縁は小河川の複合扇状地となっており、それらは左横ずれ断層である牛伏寺断層や西側隆起の逆断層である赤木山断層によって顕著な変位を受けている（Nakata and Chida, 1974; 活断層研究会, 1991; 下川ほか, 1995 など）。中でも牛伏寺断層は平均すべり速度が 8 mm/yr を超える値が見積もられており（Ikeda and Yonekura, 1986; 松多・池田, 1998; 奥村ほか, 1994）、糸魚川—静岡構造線活断層系とされている。この地域にはその他にも多くの変位地形が観察され、牛伏寺前縁断層や赤木山西縁の断層などを加えた詳細な活断層図も報告されている（池田ほか, 1997; 今泉ほか, 1999; 松多ほか, 1999）。

一方、地下構造は大久保ほか（1991）によるブーゲ異常図より推測できる。それによると、松本盆地周辺の重力異常は飛騨山地側から徐々に負の異常を増し、盆地東縁部で最小になり、東側の山地では急激に負の異常は小さくなる。松本盆地の西側の重力異常は飛騨山脈側の先第三系と盆地堆積物との密度コントラストの影響を盆地東側の重力異常は盆地堆積物と第三系の密度コントラストの影響を大きく受けていると地表地質の分布から推定できる。松本市街地より北では、新第三紀中新統の泥岩と盆地堆積物の物質境界が東側隆起の逆断層である糸静線活断層系の松本盆地東縁断層と考えられ（下川ほか, 1995）、重力異常値の極小値の位置も活断層の分布と調和的である。一方、重力異常値は松本市街地のある深志盆地やその南でも北部と同様な傾向が連続するが、活断層の分布は深志盆地で不明瞭になり、その南で左横ずれ断層である牛伏寺断層が明瞭になる。また、糸静線活断層系の左横ずれ断層である牛伏寺断層と重力異常値の極小値の位置とは近接せず、牛伏寺断層より西の盆地側に位置する赤木山付近に近接する。

3. 牛伏寺および赤木山付近の変動地形

松本南部の火山灰層序に基づく地形分類図を Fig. 2 に示す。探査地域の段丘面は 4 面に分類できる。第一面は松本盆地団体研究グループ（1972）の梨の木面に相当し、構成礫はいわゆる“くさり礫”状を呈する、13 万年

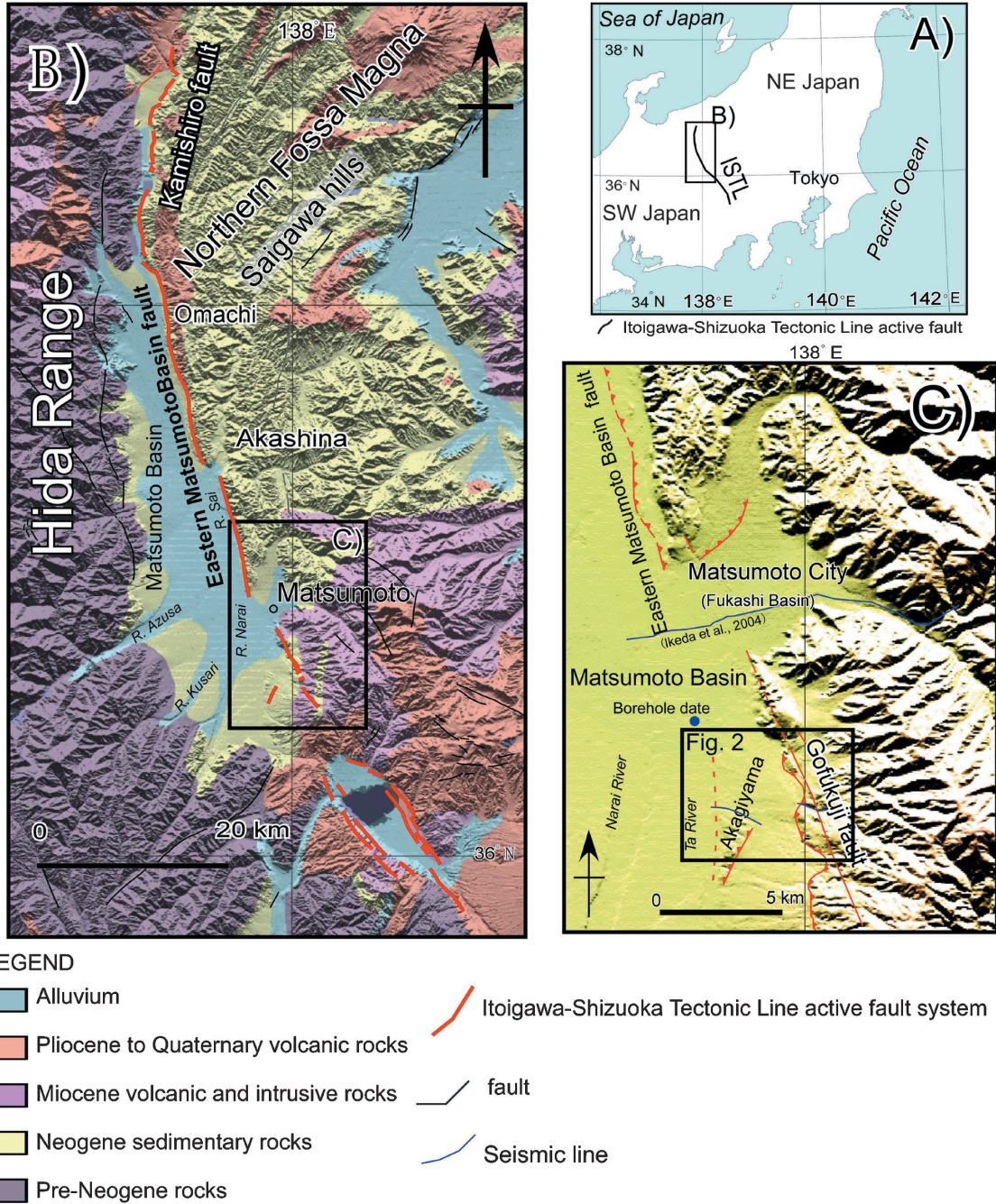


Fig. 1. Geologic setting and location of the study area. A) Index map, B) Geological map along the northern part of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, C) Tectonic geomorphological map of the southeastern Matsumoto Basin. Geological map is modified after Geological Survey of Japan (2003), and active fault map is after Ikeda *et al.* (2002).

以前の地形面である。第二面は御嶽山起源の火山灰 Pm-1 (10 万年: 町田・新井, 2003) には覆われず御岳山起源の火山灰 On-Ng (7 万年: 町田・新井, 2003) を風成で覆う。第三面は小口 (1988) などの波田面に相当し、指標テフラに覆われず風成ロームにのみ覆われる堆積段丘であり、約 5 万年前に離水した面と考える。第四面は上海度面 (小口, 1988) に相当し、風成ロームに覆われない、

約 1 万年前に離水したと考える。

牛伏寺断層は第一面、第二面、第三面を系統的に左横ずれさせている。牛伏寺断層は中山丘陵北部から崖の湯付近までの全長ほぼ 8 km の左横ずれ断層であり、牛伏寺断層は断層沿いにテクトニックバルジやサグポンドといった横ずれ断層沿いに特有な地形が点在する。これらの地形は断層を挟んで両側に存在し、牛伏寺断層が高角

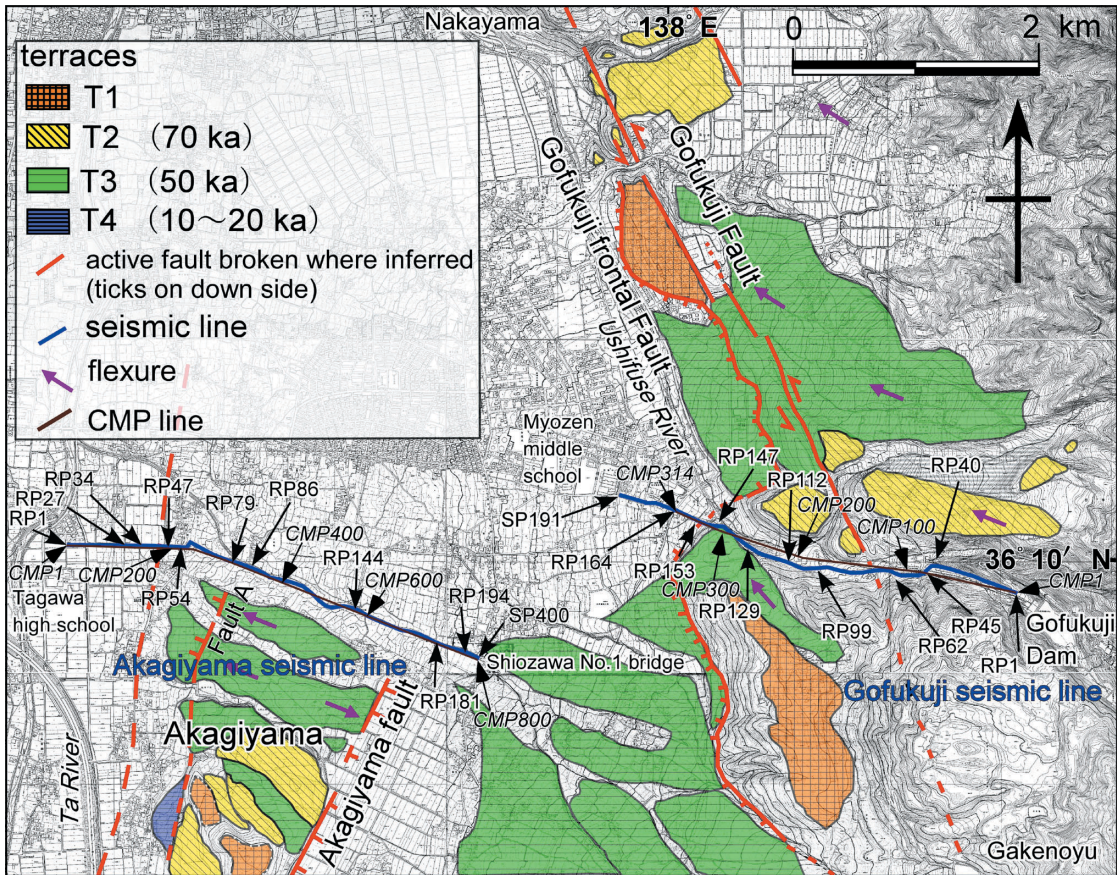


Fig. 2. Location of seismic lines on geomorphological map. Three terraces shows left lateral offset along the Gofukuji fault and the frontal Gofukuji fault has vertical slip as a reverse fault. The Gofukuji seismic line traverses across these faults. The Akagiya seismic line cut cross the Akagiya hills. Topographic map is after Matsumoto city. The contour of the altitude in this map is 2 m.

な横ずれ断層であることを示唆している。

牛伏寺前縁断層は牛伏寺断層におおむね平行に数百 m 前後の距離をもって屈曲しながら分布する。特に、牛伏寺川と交差する地点の南では第三面を撓曲変形させている。この牛伏寺断層前縁断層と牛伏寺断層との関係は不明である。

また、牛伏寺断層の約 1.5 km 西側の扇状地面が広がる地域には船状の地形を呈する赤木山がある。赤木山は大きくは 4 段の段丘による平坦面群であり、それを 5 つの谷が分断している。これらの谷はもともとあった扇状地上の田川支流が断層運動に伴う隆起のために流路を固定させられた先行谷である。赤木山の東端には西側隆起の赤木山断層がある。この断層は全長約 2.2 km で走向は北東—南西方向である。赤木山断層は北に行くにつれ変動地形学的特徴が不明瞭になる。また、赤木山の西側にも田川に沿って南北走向の断層が推定されている（池田ほか, 1997）。赤木山の西側の断層の北部延長上には崖地形が見られる。この崖は田川による浸食崖と考えら

れ、それを新しい東からの扇状地面が覆っている。しかし崖の東側には新しい段丘面に覆われていない古い段丘面が一部に見られる。この古い段丘面とそれを取り囲む新しい段丘面には著しい時代差があるとは考えにくい。したがって、古い段丘面が隆起傾動運動を受けて隆起し、新しい扇状地に覆われなかったと考えることで、赤木山の西側に断層が延長されると推定した（池田ほか, 1997; 今泉ほか, 1999）。

4. 反射法地震探査

反射法地震探査の測線は松本盆地南部東縁に見られる牛伏寺断層および赤木山断層の走向と直角するように設定した (Fig. 2)。一測線でこれら二つの変形帯を横断する適当な測線が設定できなかったために、二測線に分けて探査を行った。長野県松本市の牛伏寺ダムから明善中学校付近に至る測線長約 1.9 km を牛伏寺測線、塩尻市田川高校北側付近から塩沢川沿いに塩沢第一橋に至る測線長約 2.0 km を赤木山測線とした。牛伏寺測線は牛伏寺

断層およびその前面の牛伏寺前縁断層の撓曲崖を横断し、赤木山測線は赤木山の北部延長にあたる二条の断層崖・撓曲崖に挟まれた地域を横断する。

測線は屈曲が最小限になるよう、またローム層は空隙が多いためエネルギーの減衰が大きいことを考慮して、段丘面を避けて設定した。また、県道の交通量が多く、県道を横切る土管などが存在しなかったため、我々は受振システムのケーブルを直接県道の上に設置することを避け、県道西側の地域では道路を横断した受振点を設置せず、発震のみを行った。

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。震源には東京大学地震研究所所有のミニバイブレーター (Industrial Vehicles International 社製) を使用した。発震周波数は使用した受振器の特性を考慮し 10~160 Hz とし、スweep長は 14 秒間、発震点間隔は牛伏寺測線では 10 m、赤木山測線では 5 m で、1 地点につき 4 回発震した。データ取得には地震研究所所有の (株)地球科学総合研究所製の GDAPS-4 から構成される反射法地震探査システム (佐藤, 1996) を使用した。受振点には 40 Hz の受振器を 6 個一組とし配置し、受振点間隔は 10 m、1 地点の発震につき 96 グループの受振点の記録を収得した。記録長は 2 秒間、データ取得時のサンプリングレートは 1 ms でスweepごとにコリレーションを行いコリレーション後のデータをスタックし取得した。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 32 チャンネル分実施したのち、96 チャンネルのうちの東端 32 チャンネル分を撤収し西側に 32 チャンネル分展開するという方法をとった。

両測線で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. 3, 6)。観測された波形の往復走時 1 秒以内の卓越周波数は 10~120 Hz であった。構造分解能は波長の 1/2~1/4 であり、速度解析から得られた区間速度が約 2~3 km/sec であることを考慮すると、最大で約 10 m となる。牛伏寺測線では往復走時 (TWT; Two-Way Travel Time) 200~400 ms 付近に反射面がみられ、赤木山測線では TWT 200~600 ms 付近に多数の明瞭な反射面が観測された。

データの解析は地震研究所所有の Mercury International Technology (MIT) 社製の反射法データ処理ソフトウェア iXL (Ver. 4.2) を利用し、静補正には (株)地球科学総合研究所製の Time-term 法にもとづく静補正処理システム iRAS を使用した。反射断面の作成にあたっては、Fig. 3 および Fig. 6 で示した処理を用い一般的な共通反射点 (CMP) 重合法を適用した。CMP 測線

Table 1. Data acquisition parameters for the Gofukuji and Akagiya seismic surveys.

	<u>Gofukuji</u>	<u>Akagiya</u>
Length of the seismic line	1.9 km	2.0 km
CMP interval	5 m	2.5 m
Shot information		
Source	mini-vibrator (IVI T15000)	
No. of shot points	189	399
Sweep frequency	10-160 Hz	
Sweep length	14 sec	
No. of sweeps	4	
Shot interval	10 m	5 m
Receiver information		
No. of receiver points	164	192
No. of channels	96 ch	
Natural frequency	40 Hz	
Recording information	10 m	
Instruments	GDAPS-4	
Sampling interval	1 msec	
Recording length	2 sec	
Standard CMP fold	45	

は観測測線に沿って設定し、牛伏寺測線では CMP の間隔が 5m、赤木山測線では 2.5 m である。発震は 160 Hz まで行ったが、高周波数の領域は減衰が大きく深部まで到達していないと判断して、処理段階で 120 Hz の High cut filter を使用した。

5. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

牛伏寺測線の反射法地震探査

牛伏寺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. 4 に、深度断面を Fig. 5 に示す。受振点 (RP) 164 番以降は受振点をおかず発震のみを発震点 (SP) 191 番まで探査を実施した。しかし、この区間は浅層部分のデータがなく重合数も少なかった為、Fig. 4, Fig. 5 では RP 164 に相当する CMP 314 番までを示した。

牛伏寺測線は後述の赤木山測線と比べて反射面が乏しい。以後、深度断面図 Fig. 5 をもとに議論し、対応する地点は Fig. 4c にも併記する。CMP 90 番~190 番、標高 300 m 付近に強い連続性の良い反射面 (A) が存在する。この反射面は CMP 150 番付近と 175 番付近に不連続 (B) がある。CMP 150 番付近の不連続は牛伏寺断層の

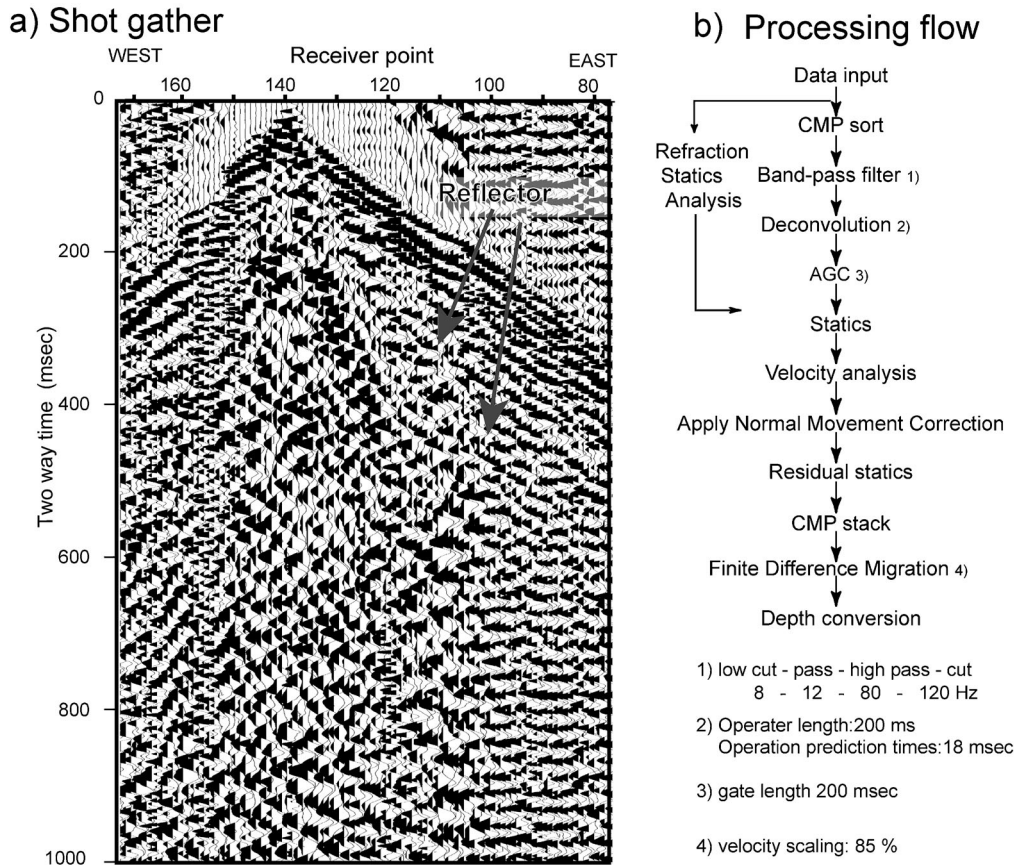


Fig. 3. Shot gather at RP 140 (a) and Processing flow and parameters for the Gofukuji seismic data (b).

地表トレースへとほぼ延長できることから牛伏寺断層である可能性が高い。その場合、牛伏寺断層はやや西傾斜の垂直な高角断層と解釈できる。ただし、測線東端には閃緑岩が露出しており、周囲にも堆積岩が確認できないため、この強い反射イベントがいかなる境界からのものかは不明である。CMP の 175 番付近で反射面が不連続になる境界 (C) が観察される。しかし、この不連続に該当する地表変形はない。

CMP の 240 番から 280 番にかけての反射イベントは西に傾斜した構造 (D) を示している。この西傾斜の部分は、地表での背斜の西翼にあたり、牛伏寺前縁の断層の撓曲地形の場所と一致している。従ってこれは牛伏寺前縁断層に伴う変形と考えられる。下盤 (E) には堆積岩が分布している可能性が高いが、議論をするのに十分ではない。

赤木山測線の反射法地震探査

赤木山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、その時間断面に代表的な反射イベントと断層解釈を加えた図を Fig. 7 に、深度断面を Fig. 8 に示す。赤木山測線の断面図は、堆積

岩 (堆積物) からと思われる振幅が大きく、連続性の良い反射イベントが TWT 800 ms 付近まで多く見られる。以後深度断面をもとに議論し、対応する地点は Fig. 4c にも併記する。

CMP 630 付近より東側では深度 150-1,000 m 部分 (UNIT A) に水平な反射イベントが存在する。これは赤木山断層下盤側の堆積物と解釈できる。

赤木山断層の地表トレースは南西側の断層崖を外挿することによって、CMP の 700 番 (RP 173) 付近と推定される (Fig. 2)。断面図でもこの位置付近を境に反射イベントは不連続になっている。この不連続を境とする反射イベントに着目すると、標高 400 m 以深 (B) では深度に対して反射イベントの傾斜に差が認められないのに対し、以浅では上盤側の反射イベントが浅いほど傾斜が緩く変位量が累積していることがわかる。また標高 550 m 以浅 (C) で上盤側と下盤側での層の厚さの変化がより顕著になる。ここで見られる三角形の領域は growth triangle (UNIT D) と呼ばれ、褶曲が成長しながら堆積が継続した際に見られる特徴的な構造である (Burbank and Anderson, 2001)。層厚変化のパターンから標

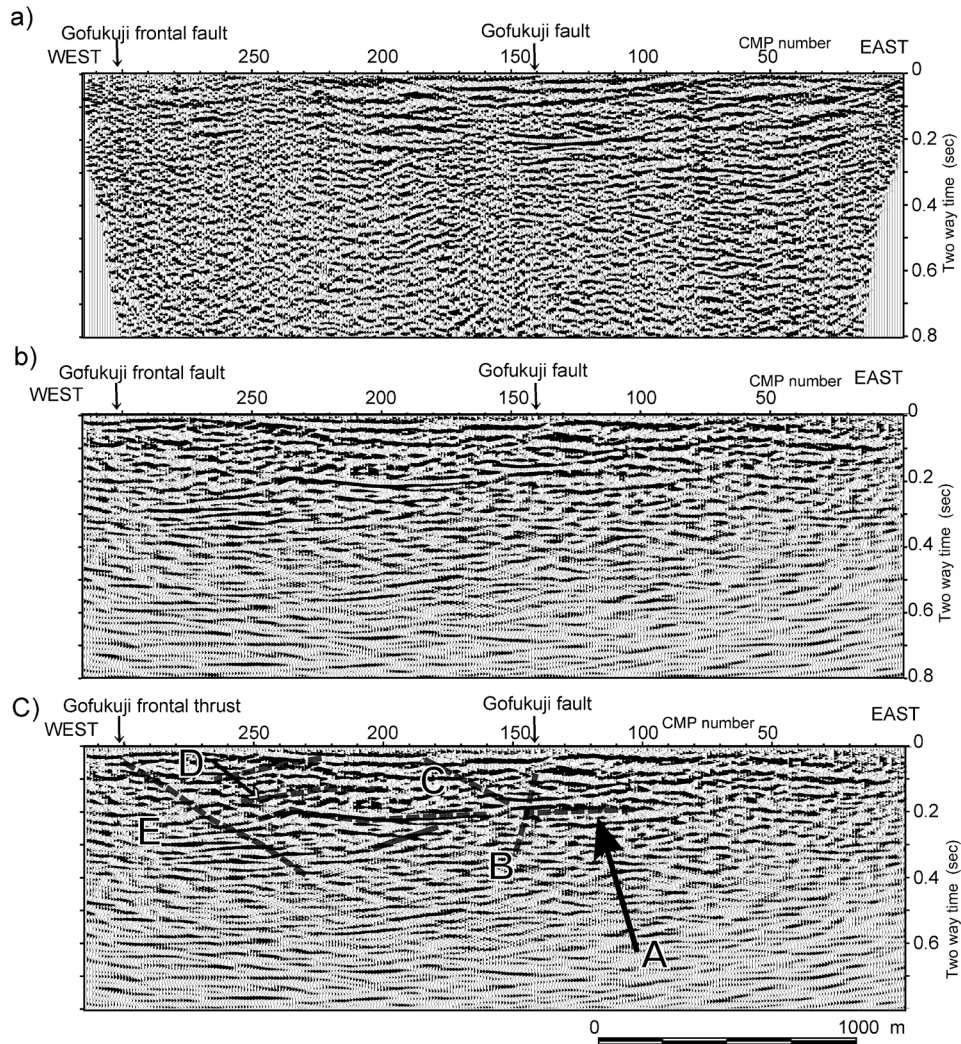


Fig. 4. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b) of the Gofukuji seismic line. Geologic interpretation of the stacked time section (c).

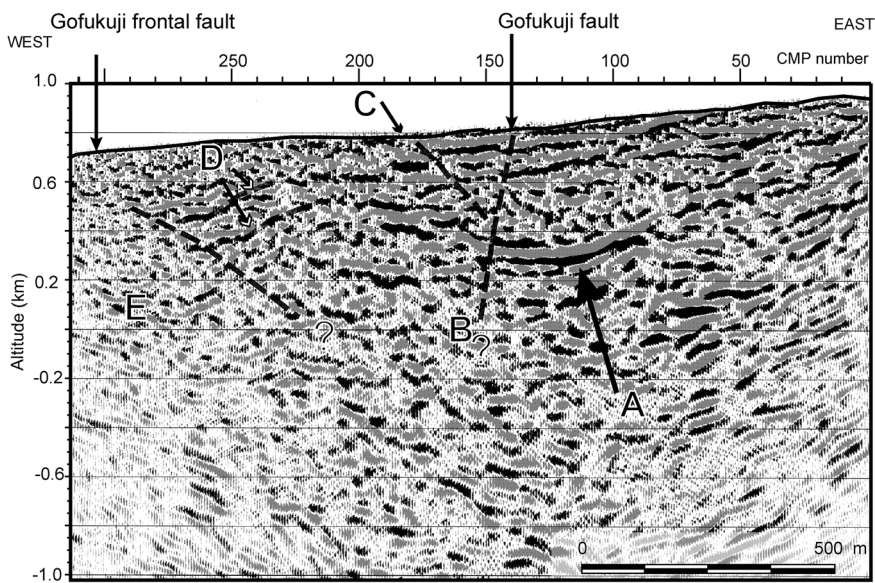


Fig. 5. Depth converted seismic section and geologic interpretation of the Gofukuji seismic line. The Gofukuji fault is high angle fault plane and the frontal Gofukuji merges into the Gofukuji fault.

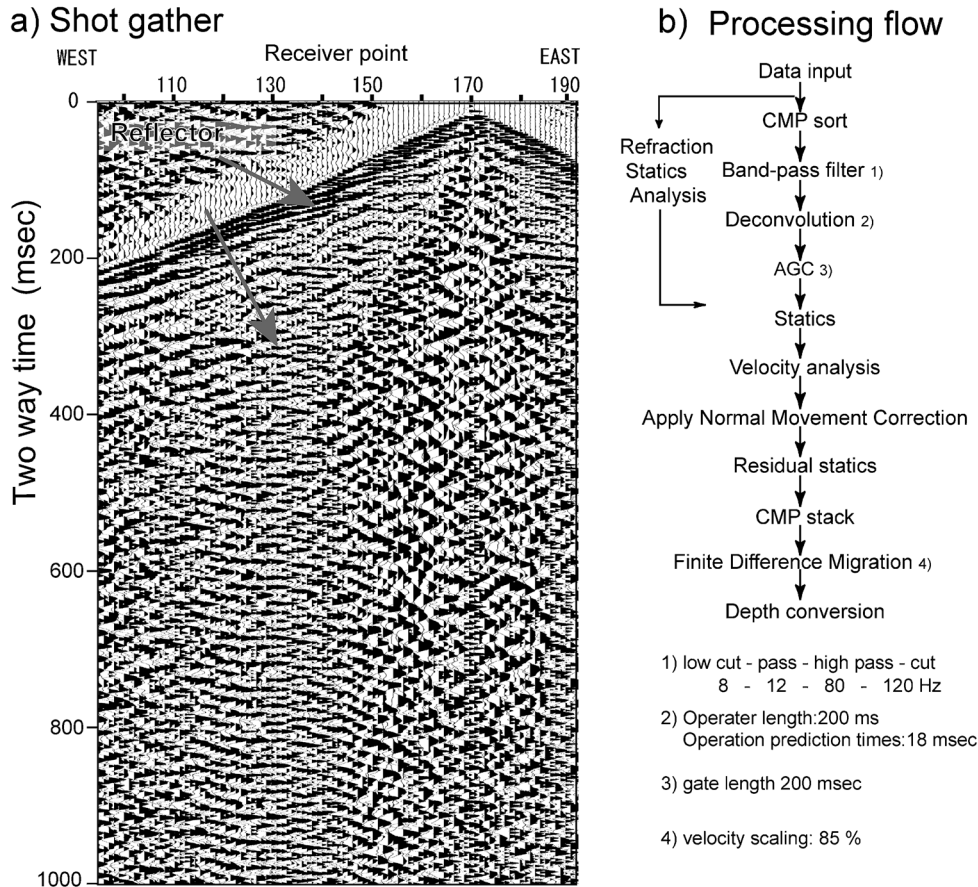


Fig. 6. Shot gather at RP 170 (a) and processing flow and parameters for the Akagiya seismic data (b).

高約 400 m の地層の堆積年代から赤木山断層が活動をはじめ、標高 550 m の反射面の堆積時から活動が活発になった可能性が高いことが示唆される。

赤木山断層の上盤は東翼急傾斜の非対称な背斜構造を形成している。CMP の 500 番 (RP 120) 付近から西側では反射イベントは西に緩く傾斜している。この背斜は赤木山の延長にあたり、赤木山の隆起と調和的である。

変動地形学的な証拠から CMP 約 330 番 (RP 84) 付近に東側隆起の 2 次的な断層と思われる断層 A があり (Fig. 2), CMP 160 番 (RP 40) 付近に赤木山の西端の浸食崖がある (Fig. 7, 8)。反射断面図では赤木山の西端には変位が累積する明瞭な活断層は認められないが、CMP 330 番付近や 160 番付近には東に傾斜する小さな不連続が見られ、これが断層である可能性もある。

CMP 200–450 番付近に注目すると赤木山東端の赤木山断層の活動が始まったと判断された反射イベントよりやや下位 (E) から、赤木山断層の活動が活発になったと判断された反射イベントにかけての区間 (標高 300–550 m) で、反射面が東側の背斜構造にアバットする (UNIT F, Fig. 7, Fig. 8)。これは赤木山が成長しつつ堆積作用

が継続したことを意味する。

これらのことから、赤木山は初期の段階では背斜が成長する形で隆起し、東側の赤木山断層の活動が活発になった後は赤木山東側が西側より大きく変形し、赤木山の東翼急傾斜の非対称な背斜を形成したと推察される。

赤木山の背斜構造の西翼は一樣に緩い西傾斜である。これが西傾斜の赤木山断層によるものだと考え Suppe (1983) fault-bend fold theory の考え方に従うならば、赤木山断層は地下で低角になっていると考えられる。

赤木山断層は短い断層長を示し、測線西方に位置する温泉ボーリングの掘削資料 (Fig. 1; 信濃毎日新聞, 1998) では沖積層と中新統の境界が深度 400 m と深い。さらに負の重力異常の極小値が赤木山の西延長に見られることや、松本市街地の反射法地震探査の結果でも赤木山の延長で東傾斜の低角逆断層が見られることから (Ikeda *et al.*, 2004), 赤木山断層は東傾斜の低角逆断層から派生したウェッジスラストである可能性が高い。その場合、赤木山断層と牛伏寺断層の関係は、地下で斜め滑りする断層が地表近くでその滑り成分を分化させ様々なトレースとして表れる Slip partitioning 現象が起きているもの

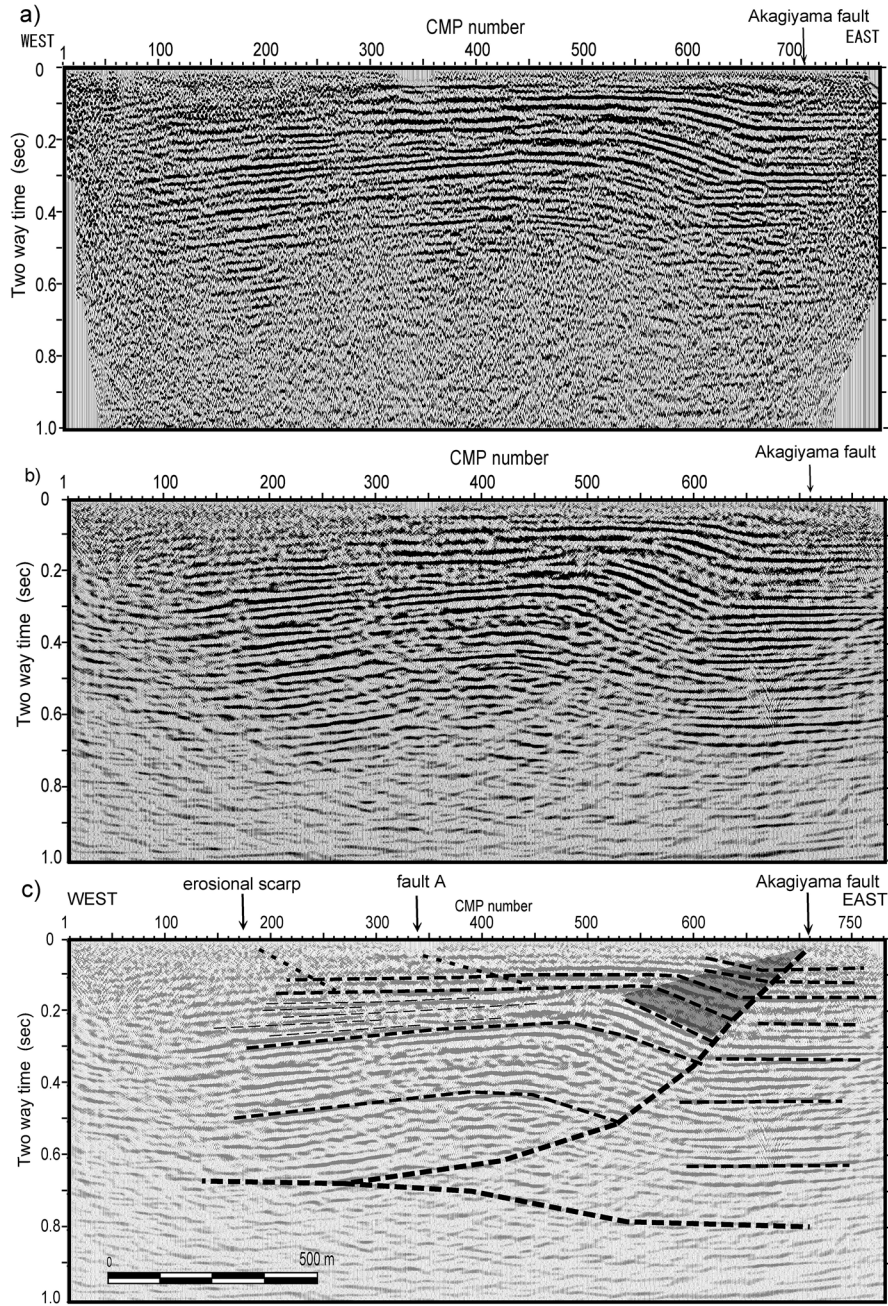


Fig. 7. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b) of the Akagiyama seismic line. The interpreted layer and fault on the filtered stacked time section (c).

と考えられる (Fig. 9).

6. まとめ

活断層の分布が複雑な松本盆地南部東縁で反射法地震探査を実施した. その結果, 1) 牛伏寺断層に近接して地表に分布する牛伏寺前縁断層は牛伏寺断層より分岐した断層である可能性が高い. 2) 牛伏寺断層はやや西傾斜の高角な左横ずれ成分が卓越する断層と考えられる. 3) 赤

木山断層は逆断層成分が卓越する西傾斜の断層で, 地下 1 km で低角な東傾斜の断層に収斂し, 赤木山はウェッジスラストによって形成されたと考えられる. この東傾斜の断層と牛伏寺断層は地下浅部で収斂している可能性が強い, という断層の地下形状の解釈を得た (Fig. 9). その場合, 横ずれ成分が卓越する高角な断層と逆断層成分が卓越する低角な断層とに分岐する Slip partitioning 現象が起きていると考えられる.

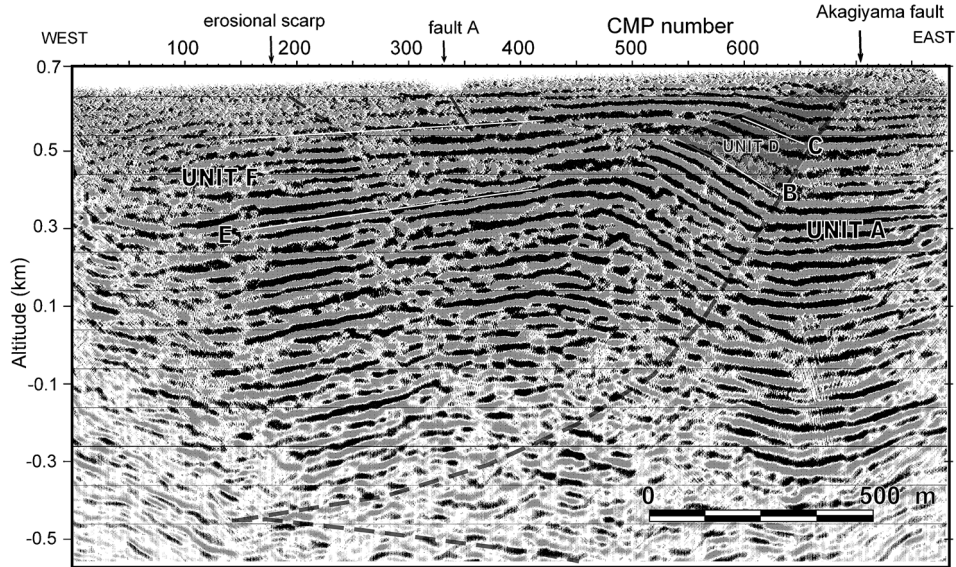


Fig. 8. Depth converted seismic section and geologic interpretation of the Akagiya seismic line. The eastern rim is displaced by the Akagiya fault. In the western rim, layers about the Akagiya anticline.

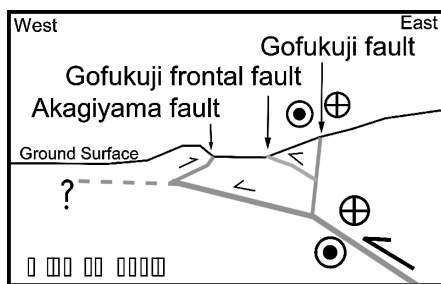


Fig. 9. Cross section showing the deduced subsurface structure in the Matsumoto area. The Akagiya fault is linked to the Gofukuji fault, as the slip-partitioning relationship.

謝 辞

本調査には、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）を用いた。反射法地震探査では松本市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。

松本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・高橋安芸介・御竿健太郎・何 宏林 (東京大学大学院理学系研究科), 佐藤比呂志 (東京大学地震研究所), 東郷正美 (法政大学社会学部), 今泉俊文・加藤 一 (山梨大学教育人間科学部), 石山達也 (京都大学大学院理学系研究科), 井川 猛 ((株)地球科学総合研究所), 戸田 茂・大川 恵・安田龍司 (愛知教育大学), 山口 哲 (千葉大

学理学部) ※所属は研究当時。

文 献

Burbank, D. and R. Anderson, 2001, Tectonic geomorphology: a frontier in earth science, Blackwell Science, 400p.
 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.
 池田安隆・松多信尚・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志, 1997, 糸魚川静岡構造線活断層系, 松本盆地南部地域の詳細断層地形判読, *活断層研究*, **16**, 28-34.
 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.
 Ikeda Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta and T. Kozawa, 2004, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *EPS*, **56**, 1315-1321.
 今泉俊文・東郷正美・沢 祥・池田安隆・松多信尚, 1999, 都市圏活断層図「諏訪」, 都市圏活断層図 1: 25,000 国土地理院技術資料 D. 1-No. 368.
 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
 Nakata, T. and N. Chida, 1974, On tectonic features around the Matsumoto and Suwa Basins, central Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **24**, 59-74.
 町田 洋・新井房夫, 2003, 「新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—」, 東京大学出版会, 336p.
 松本時彦, 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.
 松本盆地団体研究グループ, 1972, 松本盆地の第四紀地質の概観—松本盆地の形成過程に関する研究(1)—, *地質学論集*, **7**, 297-304.
 松多信尚・池田安隆, 1998, 牛伏寺断層(糸魚川—静岡構造線)南部延長部の平均すべり速度(演旨), *地球惑星科学関連学*

- 会合同大会予稿集, 323-323.
- 松多信尚・池田安隆, 1999, 松本盆地東南縁の糸魚川—静岡構造線活断層系の地下構造と深志盆地の形成(演旨), 日本地理学会発表要旨集, **56**, 82-83.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・沢 祥, 1999, 都市圏活断層図「松本」, 都市圏活断層図 1: 25,000, 国土地理院技術資料 D. 1-No. 368.
- 小口 高, 1988, 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史, 第四紀研究, **27**, 101-124.
- 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一, 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・荻谷愛彦・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一, 地震 第2輯, **50**, 35-51.
- 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 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集報, **66**, 285-298.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編集, 2003, 200万分の1日本地質図第5版 CD-ROM 版. 数値地質図 G-8, 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.
- 信濃毎日新聞社編集局, 1998, 信州の活断層を歩く, 信濃毎日新聞社, 190p.
- 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, 地質調査所.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault bend folding, *American Journal of Science*, **283**, 648-721.
- 植村 武・山田哲雄, 1988, 日本の地質4; 中部地方1. 共立出版. 332p.
- 吉野博厚, 1982, 長野県諏訪湖周辺の新第三系, 地球科学, **36**, 128-149.

(Received March 7, 2007)

(Accepted June 29, 2007)