

糸魚川 静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う 左横ずれ変位地形

近藤久雄* 遠田晋次* 奥村晃史**
高田圭太***

**Geomorphic Features Indicating Strike-slip Movement along the
East Matsumoto Basin Faults, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line
Active Fault System, Central Japan**

Hisao KONDO*, Shinji TODA*, Koji OKUMURA**
and Keita TAKADA***

Abstract

The East Matsumoto Basin faults (EMBF) consist of the northern segment of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system (ISTL), central Japan, and extend for ca. 30 km along the eastern margin of the Matsumoto Basin. The faults have been considered to be east-dipping reverse faults, which were re-activated sometime after the tectonic inversion event during the middle Miocene in central Japan. However, we found geomorphic evidence of strike-slip movement on the EMBF, such as systematic left-lateral offsets of abandoned channels and scissoring vertical offsets on the fan surface, which were probably formed during the Nara era. These offsets were measured as left-lateral displacements of 6 to 7 m with a slight vertical component, and were probably formed in association with the most recent faulting event of EMBF. In this case, the style and the amount of slip per event are comparable with those of the neighboring Gofukuji fault, which has one of the highest probabilities of seismic risk calculated among active faults on land in Japan. These refined geomorphic features indicate that the principal slip component on the southern portion of EMBF is not merely dip-slip but left-lateral slip, taking account of the cumulative vertical displacement inferred from uplifted hills since Miocene to Plio-Pleistocene at the eastern side of the fault traces. These facts and presumptions are consistent with the deformation pattern around the ISTL revealed by recent continuous GPS observations. In addition, these new findings allow us to understand that the subsidence in the Matsumoto urban district can be explained as a pull-apart basin related to a 1.5-km-wide left-step between the EMBF and Gofukuji faults. Surface geometry, style, and amount of faulting of both faults suggest that this left-step does not seem to be a significant enough segment boundary of the ISTL to

* 産業技術総合研究所活断層研究センター

** 広島大学文学研究科

*** 復建調査設計株式会社

* Active Fault Research Center, AIST

** Graduate School of Letters, Hiroshima University

*** Fukken Co. Ltd.

arrest rupture propagation. Thus, the portion between the southern EMBF and Gofukujii fault is appropriately a single fault segment.

Key words : Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, East Matsumoto Basin faults, active fault, strike-slip fault, reverse fault, slip per event, fault segmentation

キーワード : 糸魚川 静岡構造線活断層系, 松本盆地東縁断層, 活断層, 横ずれ断層, 逆断層, 地震時変位量, セグメント区分

I.はじめに

糸魚川 静岡構造線活断層系は、我が国の活断層で最も活動的な断層系の1つとして知られ、長野県小谷村付近の神城断層から甲府盆地西縁の市ノ瀬断層群に至る延長約150kmの活断層系である（例えば、活断層研究会, 1991; 下川ほか, 1995）。とりわけ、松本市街地の南東に位置し $8.6 \pm 1.0 \text{ mm/yr}$ の左横ずれ変位速度（Ikeda and Yonekura, 1986）を持つ牛伏寺断層は、最新活動時期である約1200年前から現在までの経過時間が、平均活動間隔500～800年を既に超過している（奥村ほか, 1994）ことは重要である。これを基に近年公表された地震発生の長期評価では、糸魚川 静岡構造線活断層系を震源とする大地震の今後30年の発生確率は14%とされ（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001）、内陸活断層を震源とする大地震発生の可能性が高い活断層系の1つと考えられている。

しかし、牛伏寺断層の北西に隣接する松本盆地東縁断層に関する研究は乏しい。長期予測に資する古地震学的データだけでなく、断層の位置、形状や変位様式を推定するために基礎的な資料となる、完新世の地形・地質学的データは必ずしも充足しているわけではない。Une (1985) は同断層北端付近の大町周辺において、三角測量網に基づく地殻変動と河成段丘面の分布から、松本盆地東縁断層の運動によって犀川丘陵が隆起していることを指摘した。さらに、小口（1990）は、松本盆地周辺の河成段丘面の編年とその投影縦断面形から、松本盆地東縁断層の逆断層運動によって、東側に分布する犀川丘陵が後期更新世以降累

積的に隆起してきたことを示した。また、東郷ほか（1999）および東郷（2000）は、大縮尺の空中写真を基に地形判読を実施し、詳細な断層分布を明らかにしている。これらの調査研究では共通して、松本盆地東縁断層の変位様式が東側隆起の逆断層であることを示唆している。

これに対して、近年実施されたGPS連続観測では、松本盆地東縁断層周辺の歪みは断層の走向N20°Wに斜交する西北西 東南東方向に蓄積していることが明らかとなり、松本盆地東縁断層の運動は左斜めずれ成分を伴うことが指摘された（Sagiya *et al.*, 2002, 2004）。この測地学的な時間スケールで認められる変形様式は、地形・地質学的に推定されてきた逆断層の変位様式とは明らかに調和しない。これまで、松本盆地東縁断層に沿って、左横ずれ運動を示唆する変位地形は報告されていない。

このような背景を踏まえ、松本盆地東縁断層に沿う変位地形の分布と地表の断層形状を詳細に検討し、その変位様式を明らかにすることは、松本盆地周辺地域の地形・地質発達史の解明のみならず、活断層系のセグメント区分と地震発生の長期予測、地下深部の断層形状の推定と断層モデルの設定といった、地震防災に関連する様々な応用的侧面にとって重要である。

本稿では、松本盆地東縁断層のほぼ南半にあたる犀川から松本市街地に至る区間の変位地形について、新たに見いだした左横ずれ地形を中心に記載をおこない、断層の変位様式と変位地形の形成時期を検討する。次に、断層に沿う丘陵の高度分布から累積的な上下変位パターンを示し、横ずれ成分が卓越する区間を限定する。最後に、断層の

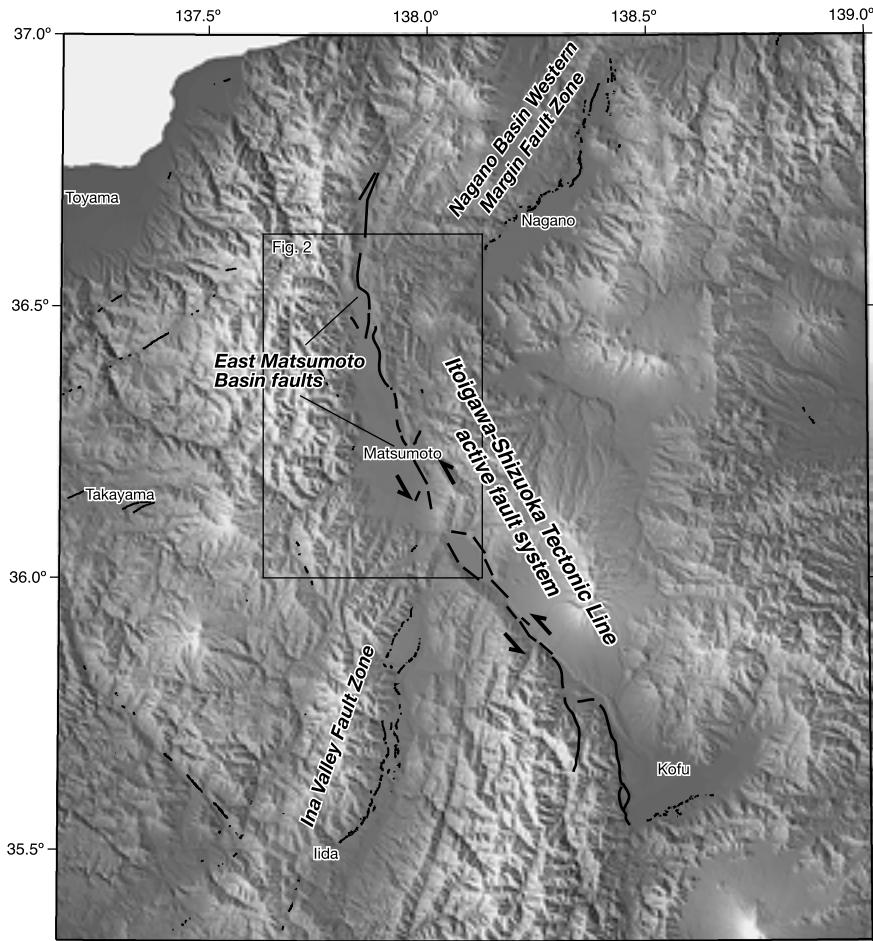


図 1 糸魚川 静岡構造線活断層系の分布。
断層線情報は中田・今泉編 (2002) を簡略化。

Fig. 1 Distribution of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system. Active fault traces are simplified from Nakata and Imaizumi (2002).

変位様式と幾何学的形態を中心に牛伏寺断層との関係を議論し、松本盆地東縁における糸魚川 静岡構造線活断層系のセグメント区分について新たな提案をおこなう。なお、本研究では、従来の松本盆地東縁断層を高瀬川と犀川の合流点を境に2つに区分し、便宜的にそれぞれ北部および南部と呼称する。

II . 調査地域の概要

松本盆地周辺の糸魚川 静岡構造線活断層系は、

北から神城断層、松本盆地東縁断層、牛伏寺断層により構成される(図1, 図2)。糸魚川 静岡構造線活断層系を構成する活断層の変位様式は、神城断層と松本盆地東縁断層が逆断層、牛伏寺断層が左横ずれ断層とされてきた(例えば、活断層研究会, 1991)。この様式の差異から神城断層および松本盆地東縁断層が北部区間、牛伏寺断層以南の横ずれ断層群が中部区間と区分されてきた(奥村ほか, 1994, 1998)。このうち、北部区間は、中新世に生じた日本海の拡大に伴い東西性の伸張場

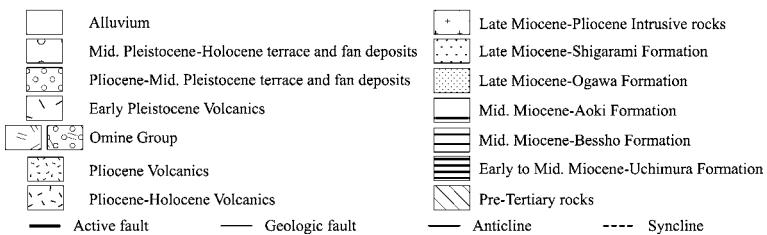
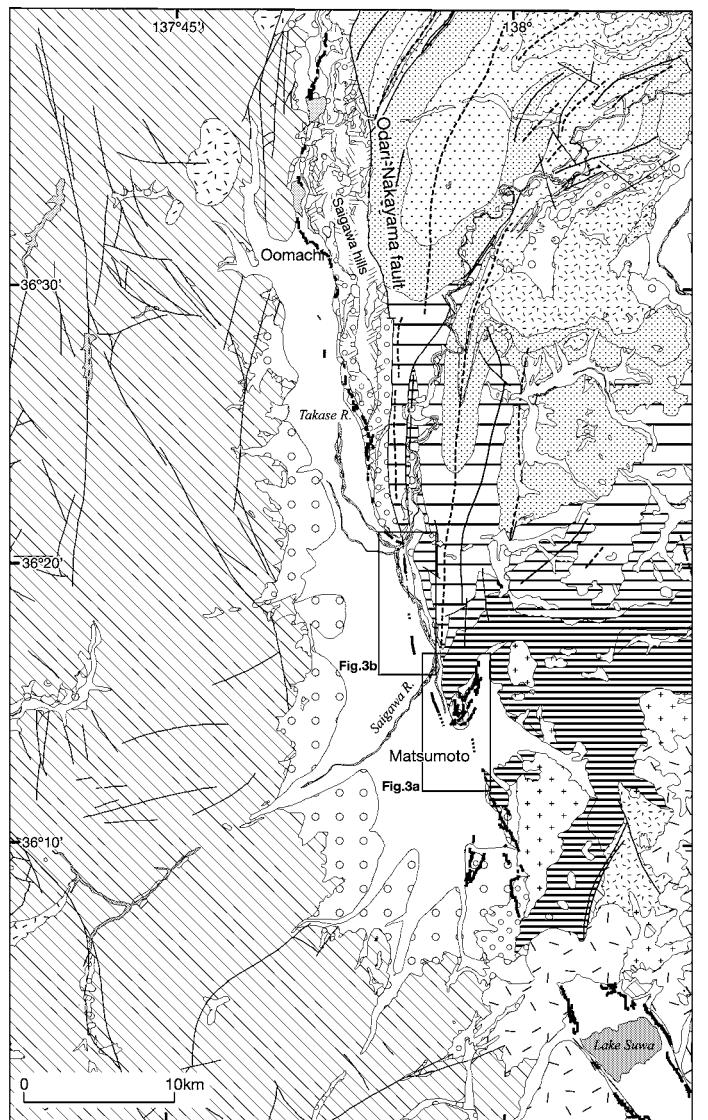


図 2 松本盆地東縁周辺の地質。
竹内ほか (2004) を簡略化。位置は図 1 参照。

Fig. 2 Geological map around Matsumoto Basin, central Japan.
Map simplified from Takeuchi *et al.* (2004). Location of map area is shown in Fig. 1.

に形成された正断層が、テクトニックインバージョン (Takeuchi, 1978) に伴って現在は逆断層として再活動していると考えられている（佐藤・池田, 1999）。

松本盆地東縁断層北部は、東側に分布する鮮新～前期更新統の大峰累層からなる犀川丘陵から約 1 km 西側に沿って、延長約 20 km にわたり北北西 南南東の走向に延びる。活断層としての同断層は、盆地縁辺部に分布する河成段丘面の撓曲変形や段丘面を切断する低断層崖として断続的に追跡できる（例えば、活断層研究会, 1991；下川ほか, 1995；池田ほか, 2002）。盆地側に認められるこれらの活断層は、東側の大峰累層とさらに東側の新第三系を画する小谷 中山構造線から、断層フロントの前進（thrust front migration）(Ikeda, 1983) によって盆地側へ派生したと考えられている（池田ほか, 2002）。

松本盆地東縁断層南部は、中期中新統の別所層および青木層からなる城山丘陵の西側約 1 km の盆地内を、北北西 南南東の走向に延びる。かつては盆地と丘陵の地形境界に沿って松本盆地東縁断層の存在が推定されたが、近年の詳細な変位地形の検討では後期更新世以降の活動的な証拠は認められていない（松多ほか, 1999；東郷, 2000）。盆地内の断層トレースについては、最近の活動を示す明瞭な地形的証拠は少なく、点在する基盤深度の高度差や段丘面の撓曲変形をもとに、その位置が推定されてきた（図 2）。下川ほか（1995）は、ボーリング資料による基盤深度と第四系の層厚が推定線を境に異なることから、伏在する松本盆地東縁断層を推定した。東郷ほか（1999）は、明科町中川手、豊科町熊倉および松本市島内周辺において、盆地内に分布する完新世の河成段丘面に西側低下の低断層崖と撓曲変形の存在を図示している。これらの点在するデータを繋いだ場合、同断層南部の延長は約 11 km となる。

III . 断層変位地形の記載

本節では、松本盆地東縁の南部に分布する断層変位地形について、変位地形が比較的明瞭に保存されている松本市島内、豊科町中曾根を中心に記

載をおこなう（図 3）。

1) 松本市島内周辺

本地域では、下川ほか（1995）がボーリング資料の基盤深度をもとに伏在する推定断層を指摘し、その後も松多ほか（1999）によって西側低下の低断層崖および撓曲変形が示されている。従来の活断層図では、この撓曲崖が松本盆地東縁断層の南末端付近とされている。

本研究では、この低断層崖の南延長部に東側低下の低崖が認められた（図 3b, 図 4）。この低崖は、走向 N16°W で約 0.3 km の区間を直線的に延び、河成段丘面上（L4 面）で 0.5 m 以下の比高を持つ。L4 面は梓川が形成した扇状地性の段丘面で、北東に向かって緩やかに傾斜する。低崖は L4 面を切って形成されているため、東側の奈良井川による侵食崖とは考えられない。したがって、この低崖は断層変位によって形成されたものであり、西側低下の低断層崖として認められてきた松本盆地東縁断層の南延長と判断される。また、上下変位の向きは、従来認識されていた西側低下から、今回認められた南延長の区間では東側低下とヒンジ状に入れ替わっている（図 3b, 図 4）。

さらに、東落ちの低崖に沿って、段丘面上に形成された旧河道とその侵食崖に系統的な左屈曲が認められる（図 4, 図 5）。旧河道は L4 面と比高 0.5 m 程度の低崖で境され、その方向は断層の北北西 南南東走向と斜交ないしほぼ直交する。米軍撮影の空中写真（図 5 左上）にみられるように、これらは明瞭な旧河道として認められ、現在は人工改変を受けて住宅地、道路などの土地境界になっている。GPS を用いて 3 地点で変位量を計測した結果、これらの左横ずれ量は 6.2 ~ 6.9 m であった（図 5）。上下変位量は L4 面上で西側低下 0.3 ~ 0.4 m, L3 面と L4 面との間で東側低下 2.2 m 以上であり、その量が北から南へ向かって減少する傾向を示す（図 6）。

2) 豊科町中曾根周辺

本地域では、梓川の形成した扇状地面に西側低下の低断層崖が認められる（図 3a）。低断層崖は比高 0.5 m 以下であり、ほぼ南北の走向で約

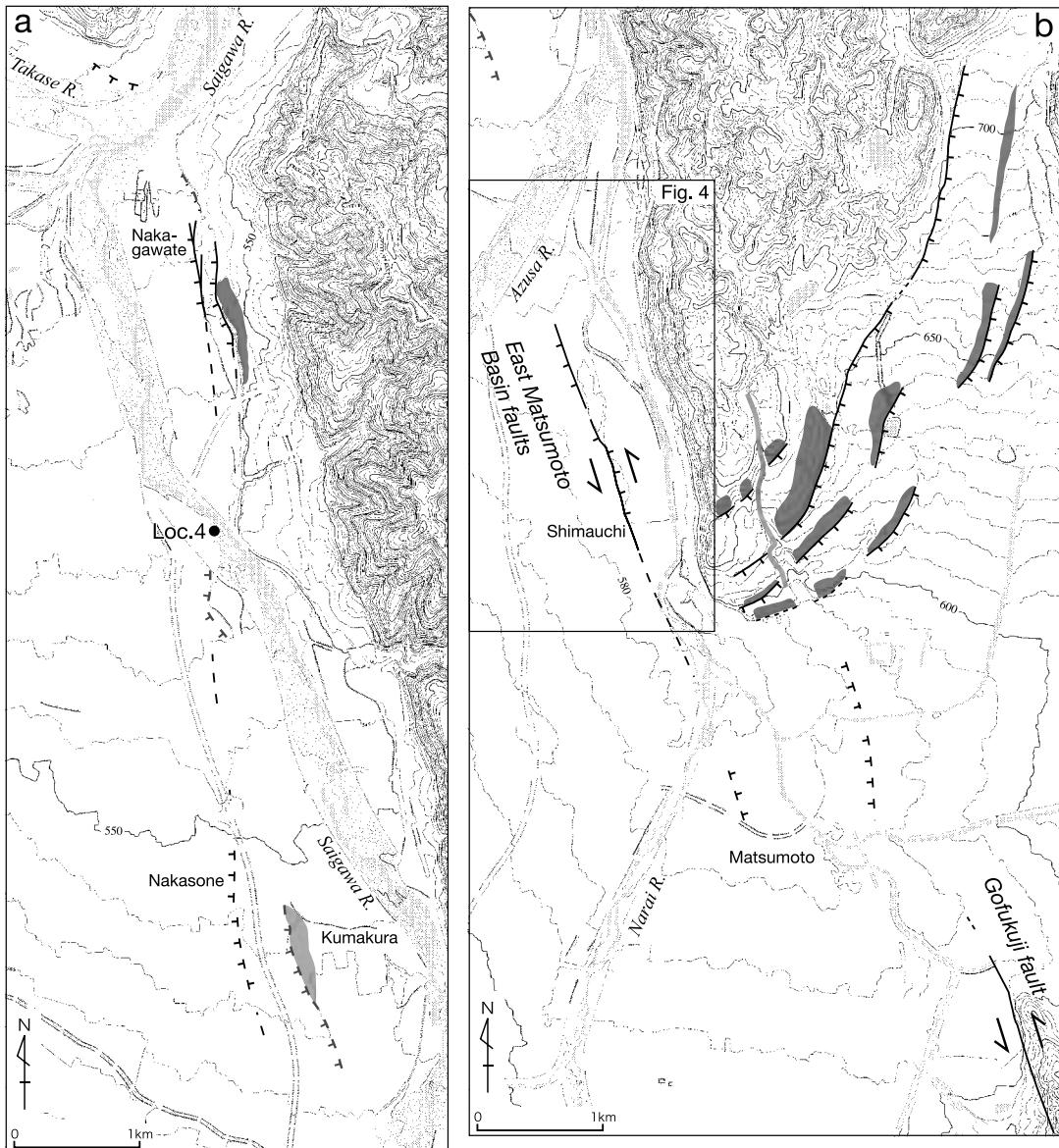


図 3 松本盆地東縁断層南部の断層分布。

基図は国土地理院発行数値地図 25000「松本」、「豊科」および「明科」。等高線間隔は 10 m。位置は図 2 参照。

Fig. 3 Detailed distribution of active faults in the southern part of the Matsumoto Basin. Base maps are used Digital Maps 1 : 25,000 scale 'Matsumoto,' 'Toyoshina,' and 'Akashina' issued by the Geographical Survey Institute. Contour interval is 10 m. Locations of 3a and 3b are shown in Fig. 2.

1 km の区間を直線的に延びる。この低断層崖を南方に追跡すると、延長約 0.2 km の東向きの低崖に連続する。扇状地面は段丘化しているもの

の、現河床との比高は 5 m 程度であり、極めて新しい時代に形成されたと推定される。そのため、犀川左岸の活断層トレースは不明瞭かつ断続

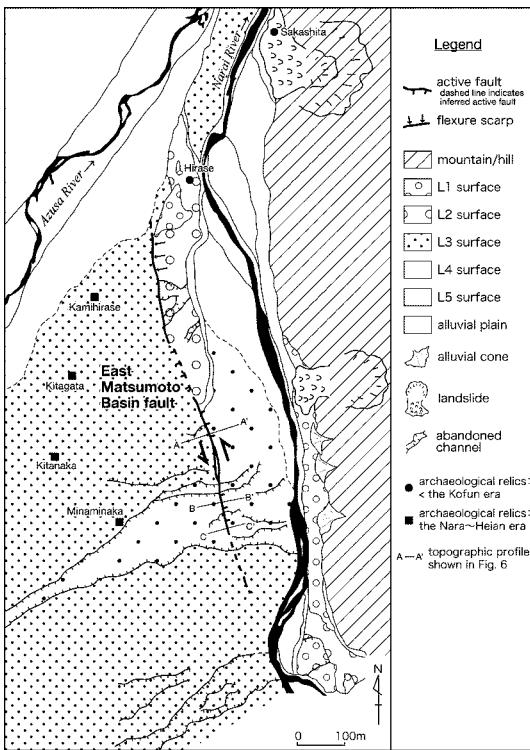


図 4 松本市島内周辺の地形分類図。
位置は図 3 参照。

Fig. 4 Geomorphological map of the area around Shimauchi district, Matsumoto city. Location of area is shown in Fig. 3.

的とみられる。

従来の研究による松本盆地東縁断層の地表位置は、上記の低断層崖から約 0.2 km 東に位置する熊倉周辺を通ると推定されている（図 3a, 例えば、下川ほか, 1995; 松多ほか, 1999; 東郷, 2000）。その主な根拠は、熊倉周辺に分布する河成段丘面に、西側低下の撓曲変形が認められること（松多ほか, 1999; 東郷, 2000）、断層推定線を境に東側の基盤深度が約 5 m、西側では 100 m 以上と急変すること（下川ほか, 1995）にある。

本研究による空中写真判読に基づく検討では、前者の撓曲変形は上方に凸の典型的な撓曲崖の形態を示さず、さほど明瞭ではない。そのため、梓川の侵食過程において、段階的に形成された侵食崖と地域的な段丘面と判断した。また、基盤深度

の急変は、地下深部の断層構造を推定する資料とはなり得るもの、必ずしも最近の断層運動を反映するものではない。したがって、本稿では、中曾根周辺の変位地形が松本盆地東縁断層の最近の運動を示すと判断し、以下の議論を進める。

また、東郷（2000）が指摘するように、新第三系により構成される丘陵と第四系に埋積される盆地の境界に沿っては、最近の断層変位を示す地形は認められない。

IV. 議論

1) 横ずれ地形の形成時期と変位置

松本市島内周辺に認められる横ずれ地形について、変位基準の地形面の年代を遺跡の分布に基づき推定し、横ずれ地形の形成時期、従来の松本盆地東縁断層の活動時期との関係について議論をおこなう。

横ずれ変位基準である旧河道およびその侵食崖は、いずれも L4 面上に形成されているため、横ずれ地形はこの地形面以降に形成されたことが確実である。L4 面には、奈良～平安時代の遺物を出土する遺跡が分布し、少なくともこの時代には梓川本流の河川作用が及ぼす、L4 面は離水していたはずである（図 4）。遺物を包含する層準と扇状地礫層との間には、層厚 60 cm 程度の氾濫原堆積物が認められることから、L4 面の形成は奈良・平安時代をあまりさかのぼらない時代とされている（松本市教育委員会, 1984, 1985, 1988）。さらに、奈良井川右岸の丘陵および L2 面上では弥生～古墳時代の遺物がみつかっているのに対し、島内周辺をはじめ平野部では弥生～古墳時代の遺跡は皆無であり（例えば、松本市教育委員会, 2000），この時代には L4 面が離水していなかった可能性が高い。したがって、L4 面の離水時期はほぼ奈良時代とみなせる。

この扇状地面の年代に基づけば、島内周辺に認められる横ずれ地形は、奈良時代以降の断層活動によって形成されたと考えられる。この年代は、トレンチ掘削調査によって推定された、松本盆地東縁断層もしくは牛伏寺断層の最新活動が西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震（宇佐美,

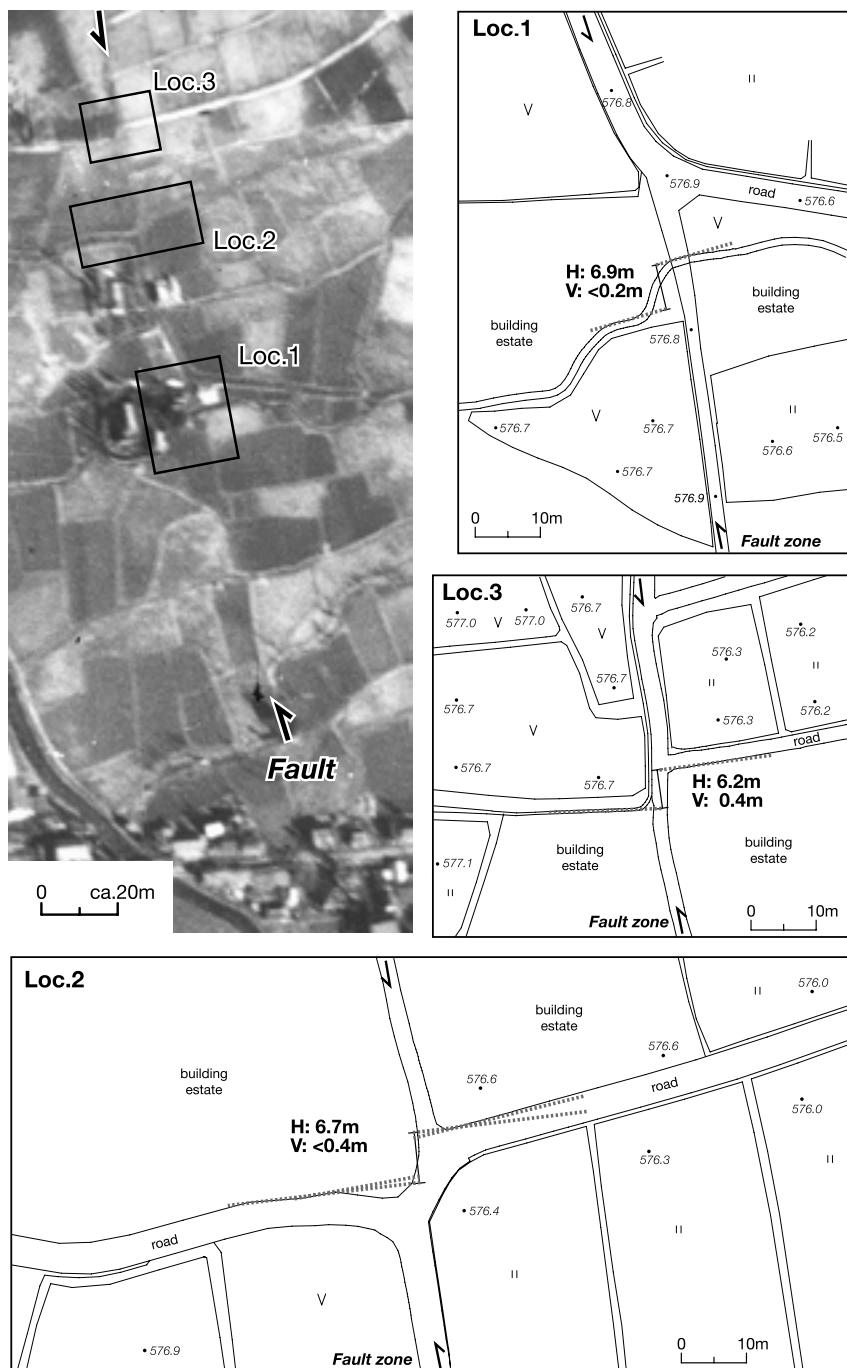


図 5 松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ地形。
空中写真は米軍撮影の R1022-35V および R962-55V を使用。位置は図 4 参照。

Fig. 5 Left-lateral offsets of abandoned channels along the East Matsumoto Basin faults. Aerial photograph at the top left is compiled from R1022-35V and R962-55V taken by U.S. Air Force. Location of area is shown in Fig. 4.

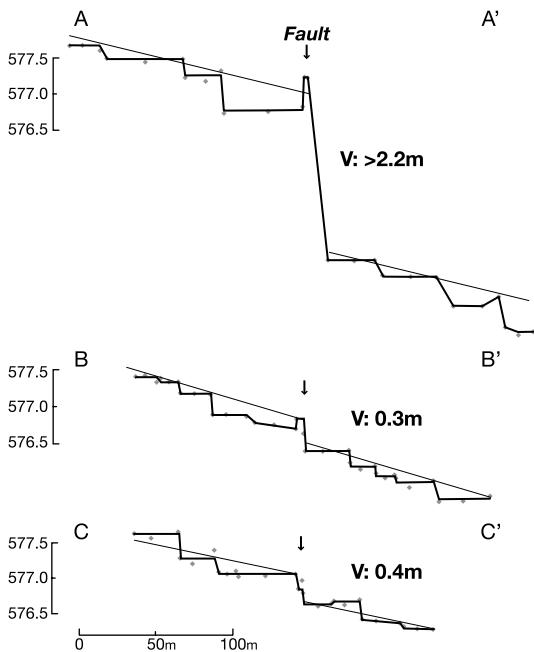


図 6 地形断面図。

GPS を用いた測量結果を基に作成。測線の位置は図 4 参照。

Fig. 6 Topographic profiles across the East Matsu-moto Basin faults. E-W cross-sections along the A, B, and C in Fig. 4 show the vertical displacement measured by GPS. Location is shown in Fig. 5

1996) に対応するという考え方(奥村ほか, 1994, 1998)と矛盾しない。よって、島内周辺の横ずれ地形は松本盆地東縁断層南部の最新活動に伴って形成されたと判断できる。この場合、島内周辺における同断層の最新活動に伴う変位量は、左横ずれ成分 $6.2 \sim 6.9\text{ m}$ 、上下成分 $0.3 \sim 0.4\text{ m}$ となる。

これらの変位量は、牛伏寺断層の最新活動に伴う変位量と同程度である。奥村ほか(1994)は並柳トレンチに際し、段丘崖を変位基準とする最新の変位量が左横ずれ $7.5 \pm 1.5\text{ m}$ であることを明らかにした。島内周辺で計測できる最新の変位量はこれと同程度であり、その変位様式もほぼ純粹な横ずれと調和的である。したがって、松本盆地東縁断層南部の少なくとも南端付近では、牛伏

寺断層と同様の変位様式と変位量を有する。

2) 丘陵の高度分布からみた横ずれ断層区間の限定

松本盆地東縁断層南部の変位様式を更に検討するためには、横ずれ成分が卓越する区間を限定し、これまで逆断層変位のみで説明されてきた累積的な上下変位パターンについて検討する必要があろう。

犀川丘陵は、鮮新～前期更新統の扇状地礫層と火碎流堆積物からなる大峰累層によって構成され(加藤・佐藤, 1983), 松本盆地東縁断層の逆断層運動によって隆起したとされる(加藤・佐藤, 1983; 佐藤・池田, 1999)。図 7a に示すように、丘陵の背面高度は北から南へ向かって低下し、高瀬川と犀川の合流点以南では、大峰累層は丘陵に分布しない(図 2)。このような高度分布と地質構造の関係は、松本盆地東縁断層の北部では、逆断層運動によって大峰累層が隆起したため、地形的な高所に持ち上げられ丘陵を構成しているという解釈(例えば、佐藤・池田, 1999; 田力・松多, 2005)と整合的である。

一方、高瀬川と犀川の合流点以南の同断層南部では、北部の逆断層運動とは異なる隆起パターンを示す。標高約 800 m の城山丘陵の高度は、断層の走向に沿ってほぼ平坦であり、犀川付近では北に向かって低下する(図 7a)。盆地内に位置する Loc. 4(図 3a, 図 7a)では、犀川河床に沿う露頭で大峰累層と東側の新第三系の存在が確認されるが(山下ほか, 1982), 上述のように丘陵では大峰累層の分布は確認されていない。城山丘陵は大峰累層よりも古い中期中新統別所層および青木層で構成されている(例えば、加藤・佐藤, 1983; 下川ほか, 1995; 竹内ほか, 2004)。したがって、従来想定されているような、松本盆地東縁断層南部の逆断層運動に起因して、城山丘陵が中期中新世以降も継続して隆起しているとは考え難い。

このように、累積的な上下変位パターンが犀川を境に南北で異なるのは、松本盆地東縁断層の変位様式に差異があるためと考えられる。すなわち、松本盆地東縁断層北部では逆断層成分が卓越

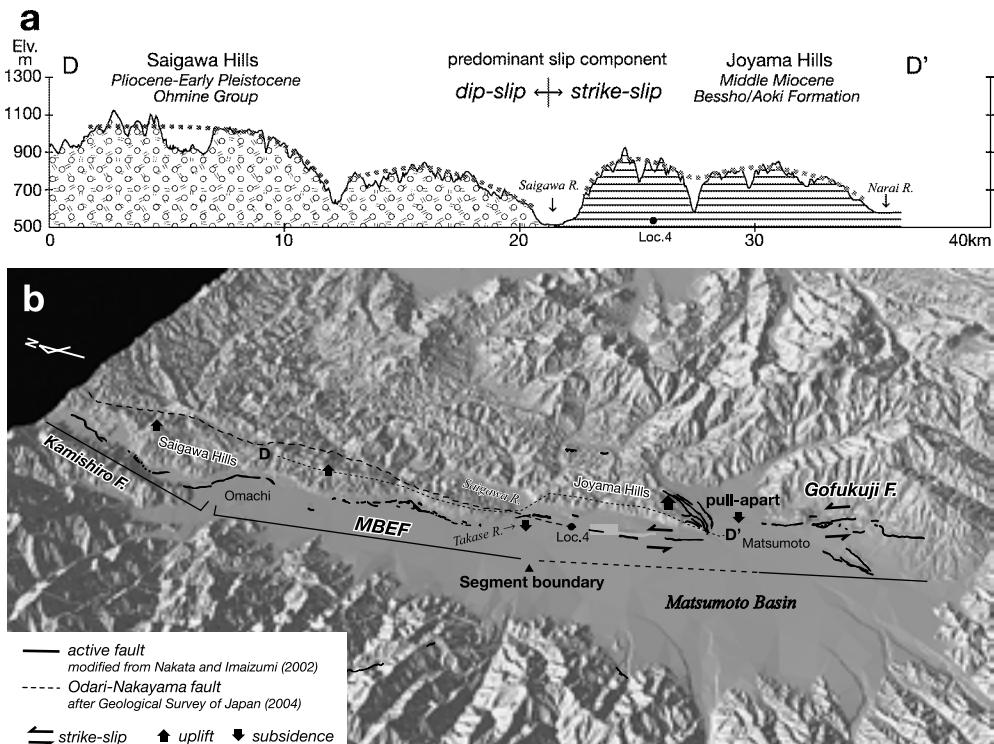


図 7 (a) 松本盆地東縁断層に沿う丘陵の高度分布。(b) 松本盆地周辺の地形および断層セグメント区分。
丘陵高度を計測した側線の位置は (b) を参照。(b) の基図は、国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ(標高)を使用。断層線情報は中田・今泉編(2002)を基に一部改変。

Fig. 7 (a) Topographic profile of Saigawa and Joyama Hills as indicators of long-term uplift since Plio-Pleistocene along Matsumoto Basin faults. (b) 3D topographic image and proposed fault segmentation around Matsumoto Basin. Topographic profile is shown in Fig. 7b. 3D image map is prepared using Arc View 9.1 and 50 m DEM of the Geographical Survey Institute. Active fault traces are after Nakata and Imaizumi (2002), but partly modified for this study.

するが、南部では横ずれ成分が卓越することにより、上下変位パターンの差異を合理的に説明できる。同断層北部は、大峰累層と新第三紀層を画する小谷 中山断層（例えば、加藤・佐藤、1983）から盆地側へマイグレーションした逆断層とされており、現在もこのトレースが活動的である（佐藤・池田、1999；池田ほか、2002）。

一方、犀川以南の小谷 中山断層は盆地の内部に認められ、活断層としての松本盆地東縁断層南部は、小谷 中山断層を南へ延長した推定位置（図2；例えば、山下ほか、1982；下川ほか、1995）と調

和的である。本研究による検討の結果、同断層南部の地表トレースは断続的な高い直線性を示し、これに沿って横ずれ変位地形が認められる。したがって、松本盆地東縁断層南部は、比較的高角で東傾斜する小谷 中山断層の断层面を使って、横ずれ主体の運動をおこなっていると考えられる。これは、GPS観測による歪みベクトルから推定される変形様式（Sagiya *et al.*, 2002, 2004）や、中山丘陵内の小谷 中山断層が鮮新世以降に左横ずれ断層として変位してきたとする解釈（三村・原山、2002）と矛盾しない。なお、城

山丘陵の南東端付近には前期更新統の梨ノ木礫層が分布し（松本盆地団体研究グループ, 1977），高位面および中位面相当の河成段丘面が分布する（松多ほか, 1999）。そのため，中期更新統からなる城山丘陵全体が更新世以降も継続的に隆起しているとする見解もあるが，これらの段丘面の分布は局所的であり，城山丘陵の東側を北東 南西走向に延びる逆断層（図3b）による局所的な隆起と考えられる。

3) 松本市街地のブルアパート構造とセグメント区分

糸魚川 静岡構造線活断層系のセグメント区分は，主として断層の変位様式を指標として行われてきた。すなわち，活断層系北端の逆断層変位が卓越する神城断層から松本盆地東縁断層を北部区間，松本市街地を境界として，横ずれ変位が卓越する牛伏寺断層以南を中部区間とする考え方である（例えば，奥村ほか, 1994；地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 1997；奥村ほか, 1998）。

しかし，本研究による検討の結果，松本市街地以北の松本盆地東縁断層南部も横ずれ成分を伴隨し，少なくとも最南端付近の島内では，最新活動に伴う変位量が牛伏寺断層と同程度であることが示された。これは，北部および南部区間のセグメント境界を松本盆地東縁断層と牛伏寺断層の間に設定する必然性がないことを意味する。

松本市街地周辺には，細粒堆積物が厚く堆積することが知られ，少なくとも完新世の沈降を示す可能性が指摘されている（長野県建築士会松筑支部編, 1982）。これらの細粒堆積物は砂～シルトを主体とし，松本盆地の第四系が主に扇状地性の砂礫層であること（例えば，松本盆地団体研究グループ, 1977；小口, 1990）と大きく異なる。この原因について明確な解釈はこれまでなされていない。

一方，本研究で明らかになった松本盆地東縁断層南部の左横ずれ運動は，松本市街地が牛伏寺断層との間の断層ステップに伴うブルアパート盆地である可能性を示唆する（図7b）。松本市街地周辺の断層変位地形の分布は，牛伏寺断層の北部延長で西側低下，松本盆地東縁断層南部の南延長で

は東側低下の低崖として推定活断層が認められ，ブルアパート構造と調和的である。ただし，現在の崖地形は，市街化により建築物が密集するため不明瞭であり，空中写真判読と地表踏査以外の手法により検討する必要がある。

松本盆地東縁断層南部と牛伏寺断層間の左ステップは，幅1.5 km，長さ4.0 km以下であり（図3b），断層破壊を停止させるセグメント境界の規模としては小さい。Lettis *et al.* (2002) は，世界の地震断層にみられる不連続構造の規模と実際の破壊停止，断層ステップ幅との関係を示し，6 mの変位量を持つ地震では幅約4 km以下のステップは破壊を停止できない可能性を指摘している。上記した松本市街地の不連続構造はこの閾値を大きく下回るため，隣接する牛伏寺断層あるいは松本盆地東縁断層から始まる破壊を停止できない可能性が高い。

このように，従来のセグメント区分では松本市街地がセグメント境界として設定されてきたが，松本盆地東縁断層南部が牛伏寺断層と同様に横ずれ変位様式を持つこと，さらに，松本市街地が同断層との左ステップに伴う小規模な不連続構造であると判断されるため，両断層を单一の断層セグメントと考えることができる（図7b）。この妥当性については，長期の平均変位速度，活動履歴といった古地震学的なデータ，詳細な地下構造を基に総合的に検討する必要がある。

V. おわりに

糸魚川 静岡構造線活断層系・松本盆地東縁の南部を対象として，大縮尺空中写真的地形判読と現地調査を行った結果，次の新たな知見を得た。従来，逆断層成分が卓越するとされてきた松本盆地東縁断層の南端，松本市島内では，梓川が形成した北東に傾斜する扇状地面に東落ちの低断層崖が認められる。この低断層崖の北への延長は，従来知られていた西落ちの撓曲崖に連続し，上下変位のセンスがヒンジ状に入れ替わる。

島内周辺の松本盆地東縁断層に沿っては，扇状地面上に形成された旧河道とその侵食崖に系統的な左屈曲が認められ，左横ずれ量は6.2～6.9 m，

上下変位量は0.3～0.4mと計測できる。扇状地盤層と考古学遺物の層序、周辺の遺跡の立地環境に基づき、扇状地面の形成時期はほぼ奈良時代とみなすことができる。この年代は、松本盆地東縁断層の最新活動が西暦762年もしくは841年の歴史地震に対応する従来の推定と調和的である。したがって、同断層南部の最新活動に伴う横ずれ量は6～7mであったと推定され、牛伏寺断層と同程度であった可能性が高い。

さらに、断層の東側に分布し、新第三系～鮮新更新統で構成される丘陵の高度分布の比較から、高瀬川と犀川の合流点を境界として、南北の松本盆地東縁断層がそれぞれ異なった隆起パターンを記録していると考えられる。これにより、同断層北部は、従来のように逆断層運動が卓越する一方、南部では、新第三系と鮮新更新統の境界断層である小谷中山断層が再活動し、左横ずれ運動をおこなっていると解釈できる。

このように、松本盆地東縁断層南部における左横ずれ変位が実証されたことにより、従来指摘されていた松本市街地周辺の沈降は、同断層南部と牛伏寺断層の左ステップに伴うブルアパート構造により合理的に説明できる。この左ステップは幅1.5km、長さ4.0km以下の規模である。断層の不連続の規模と破壊停止の経験的関係、両断層の最新活動に伴う変位量が同程度であることを考え併せれば、この不連続では破壊が停止する可能性が低い。したがって、従来は別々の断層セグメントとされてきた松本盆地東縁断層南部と牛伏寺断層を単一の断層セグメントに区分することが妥当である。

謝 辞

本研究にあたり、産業技術総合研究所下川浩一氏、東洋大学渡辺満久氏、名古屋大学鈴木康弘氏、福島大学後藤秀昭氏、台湾大学松多信尚氏には有益な議論を頂いた。また、産業技術総合研究所植木岳雪氏には大峰累層および別所層の分布と性状についてご教示頂くとともに示唆に富む議論をして頂いた。図3の等高線図作成には、沼津高専佐藤崇徳氏による数値地図(地図画像)用カラーパレットを使用した。以上の方々に、

ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- Ikeda, Y. (1983) Thrust-front migration and its mechanism: Evolution of intraplate thrust fault systems. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, **15**, 125–159.
- Ikeda, Y. and Yonekura, N. (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・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志(2002)第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)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(同委員会編), 501–510.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)長期的な地震発生確率の評価手法について, 46p.
- 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.
- 活断層研究会編(1991)新編日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C.E., Barka, A., Page, W.D., and Kaya, A. (2002) Influence of releasing step-overs on surface fault segmentation: Examples from the 17 August 1999 Izmit earthquake, Turkey. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 19–42.
- 松本盆地団体研究グループ(1977)松本盆地の第四紀地質 松本盆地の形成過程に関する研究(3). 地質学論集, **14**, 93–102.
- 松本市教育委員会(1984)松本市島内遺跡群. 松本市文化財調査報告, No.31, 18p.
- 松本市教育委員会(1985)松本市島内遺跡群北方・南中遺跡. 松本市文化財調査報告, No.36, 83p.
- 松本市教育委員会(1988)松本市島内遺跡群北方遺跡II・北中遺跡. 松本市文化財調査報告, No.59, 158p.
- 松本市教育委員会(2000)長野県松本市平瀬遺跡II. 松本市文化財調査報告, No.142, 128p.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤祥(1999)1:25,000都市圏活断層図「松本」. 国土地理院技術資料D.1 No.368.
- 三村弘二・原山智(2002)北部フォッサマグナ大峰帯火山岩のK-Ar年代と大峰帯の堆積・変形. 地質調査研究報告, **53**, 439–444.
- 長野県建築士会松筑支部編(1982)松本平地盤図. 長野県建築士会松筑支部, 長野県建築設計事務所協会松筑支部, 松筑建築安全協会, 175p.
- 中田高・今泉俊文編(2002)活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 小口高(1990)松本盆地中部における活断層の垂直変位速度. 活断層研究, **8**, 15–21.

- 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 , **46**, 425-438.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 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断層活動 神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査 . 地震 , **50**, 35-51.
- Sagiya, T., Nishimura, T., Iio, Y. and Tada, T. (2002) Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Earth Planets Space*, **54**, 1059-1063.
- Sagiya T., Nishimura, T. and Iio, Y. (2004) Heterogeneous crustal deformation along the Central-Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Fault System, central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 1247-1252.
- 佐藤比呂志・池田安隆(1999) 東北日本の地殻構造と伸張テクトニクス . 月刊地球号外 , **27**, 135-141.
- 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 . 構造図 11, 地質調査所 .
- Takeuchi, A. (1978) The Pliocene stress field and tectonism in the Shin-Etsu region, central Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **21**, 37-52.
- 竹内圭史, 宮崎純一, 加藤碩一(2004) 北部フォッサマグナ地域の数値地質図 . 地質調査総合センター研究資料集 . no. 404, 1p + CD-ROM 1枚, 産業技術総合研究所地質調査総合センター .
- 田力正好・松多信尚(2005) 糸魚川 静岡構造線活断層系北部の活動に関連した犀川丘陵の変動地形 . 活断層研究 , **25**, 63-73.
- 東郷正美(2000) 微小地形による活断層判読 . 古今書院 , 206p.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚(1999) 1 : 25,000 都市圏活断層図「信濃池田」. 国土地理院技術資料 D.1 No. 368 .
- Une, H. (1985) On the tectonic landforms in the northwestern part of the Nagano Prefecture, central Japan, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **29**, 88-101.
- 宇佐美龍夫(1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会 , 493p .
- 山下 昇・小坂共栄・森田聰子(1982) 松本盆地東縁, 明科 田沢間の山麓の地質と地形 . 島弧変動・地団研専報 , **24**, 253-266 .

(2006 年 3 月 7 日受付, 2006 年 4 月 24 日受理)