

長野県松本市入山辺地域に発達する薄川断層群

小山俊滉¹, 大塚 勉²

¹信州大学大学院理工学系研究科, ²信州大学総合人間科学系

Susukigawa faults in eastern Matsumoto City, Nagano Prefecture, central Japan.

Toshihiro Koyama¹ & Tsutomu Otsuka²

¹Graduate School of Science and Technology, Shinshu University

²Institute of Humanities, Shinshu University

キーワード：薄川断層群，断層破碎帯，糸魚川-静岡構造線，活断層，複合面構造

Keywords: Susukigawa faults, fracture zone, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, active fault, composite planar fabrics

1 はじめに

長野県松本市の入山辺地域を流れる薄川に沿って、北西-南東走向の断層が存在することが、本間(1931)、仁科ほか(1985)などによって指摘されてきた。二木(2010MS)は、薄川断層およびそれに付随する断層について、構造岩石学的検討を行なった。また、入山辺地域および周辺地域においては、新第三系の層序に関する研究(吉野, 1982; 美ヶ原団研, 1991など)、第四紀の火山岩活動史に関する研究(向井ほか, 2009)などが蓄積されてきた。しかし、薄川流域の断層の実態に関しては十分解明されていないままであった。

本研究では、松本市入山辺地域において地表地質踏査を行なった結果、地質体の分布と構造および断層の詳細なトレースが明らかになった。糸魚川-静岡構造線活断層系の東側を並走し、薄川流域に発達する北西-南東走向の断層を薄川断層群と呼称する。また、破碎帯および断層岩の観察から、断層の運動方向に関する新たな知見が得られた。

2. 地質の概要

研究地域は北部フォッサマグナ地域に含まれ、新第三紀以降の地質体が分布する(図-1)。それらは古期のものから、内村層、内村層を貫く火成岩、小滝山層、小滝山層を貫く火成岩、塩嶺火山岩類、塩嶺火山岩類を貫く火成岩、後期更新世以降の堆積物に大別される(図-2,3)。

内村層

内村層(本間, 1931)は、火山岩、火砕岩、堆積岩によって構成される。堆積岩は、層相から泥岩、泥岩・砂岩、砂岩・泥岩・礫岩の3種類に区分される。

火山岩は研究地域中央部に広く分布し、檜沢川緑色凝灰岩層(吉野, 1982)、武石緑色火山岩層(内村団研, 1953)、あやし沢火砕岩部層(山田ほか, 2004)に相当する。火山岩は、暗灰色～緑灰色を呈し、緻密である。肉眼および顕微鏡観察で初生的な有色鉱物は認められず、源岩の認定は一般に困難である。

火砕岩は王ヶ鼻西麓において、火山岩に伴って分布し、火山礫凝灰岩を主体とする。

泥岩は二ツ山北西方の南沢上流部に分布し、棚小場黒色泥岩層(吉野, 1982)に相当する。泥岩は、鈍い光沢を伴う塊状の黒色泥岩を主体とする。

泥岩・砂岩は砂岩泥岩互層を主体とし、鉢伏山付近、前鉢伏山北方付近などに分布する。小仏付近の薄川沿いでは、厚さ約5mの砂岩泥岩互層が火山岩に挟まれている(図-4)。

砂岩・泥岩・礫岩は前鉢伏山付近にまとまって分布し、塊状の中～粗粒砂岩を主体とする。

内村層を貫く火成岩

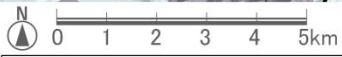
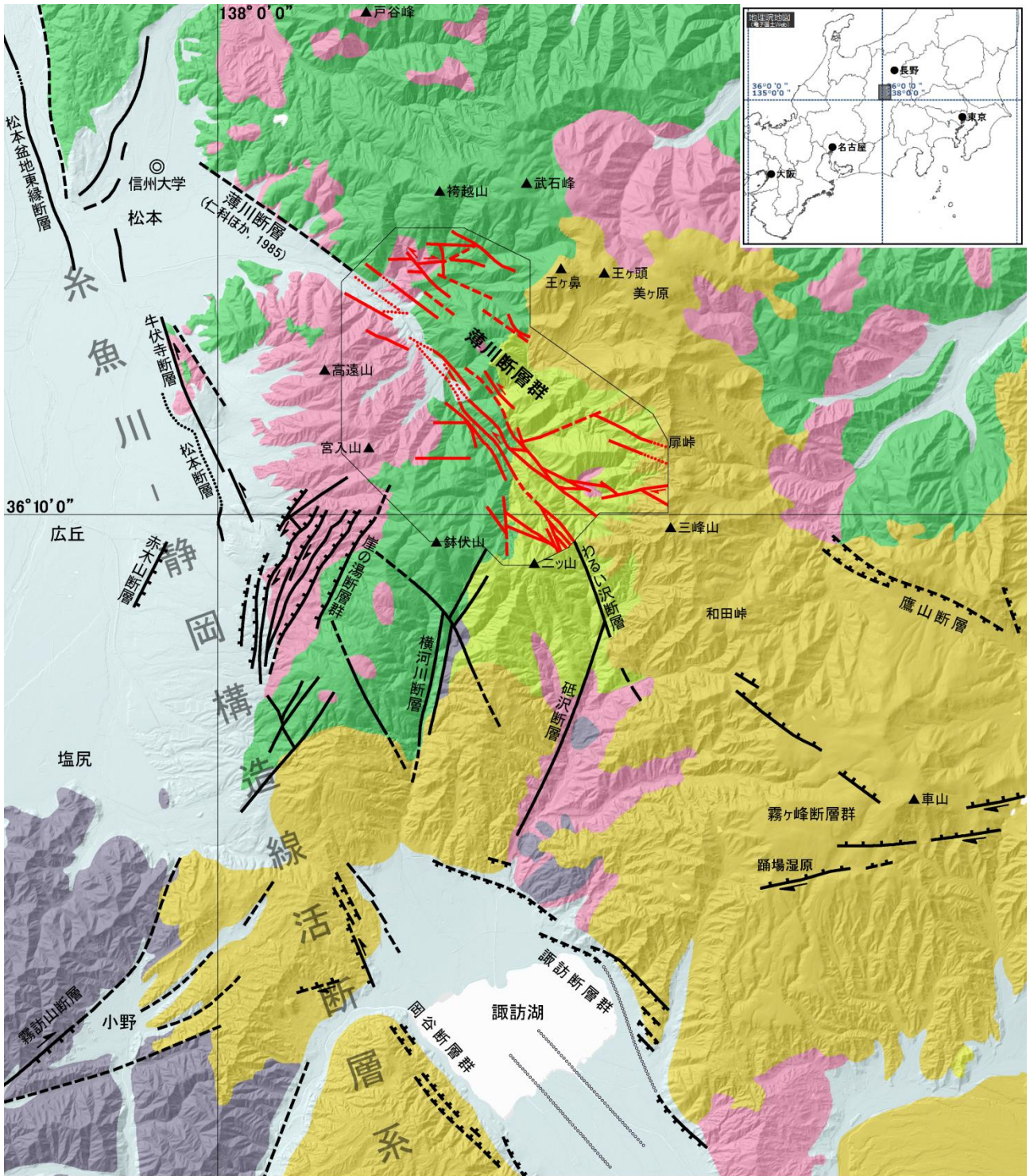
内村層を貫く花崗閃緑岩は研究地域西部に広く分布するほか、出峰南方にも岩体が存在する(図-5)。花崗閃緑岩は等粒状組織を示し、顕微鏡下では角閃石・黒雲母・斜長石・石英が認められる。

小滝山層

小滝山層(美ヶ原団研, 1991)は、内村層を不整合に覆い、研究地域東部に広く分布する。小滝山層は火山岩・火砕岩を主体とし、まれに堆積岩を伴う。層厚は1000m以上である。

大門沢右岸には、輝石安山岩および同質の火山角礫岩が発達する。大門沢より南には、角閃石安山岩が広く分布する(図-6)。

小滝山層分布域の東縁部、二ツ山北方など



<ul style="list-style-type: none"> 第四紀堆積物 第四紀火山岩・火砕岩 後期中新世～鮮新世火山岩・火砕岩・堆積岩 	<ul style="list-style-type: none"> 貫入岩 前期中新世～中期中新世火山岩・火砕岩・堆積岩 先新第三系 	<ul style="list-style-type: none"> 断層(点線部は伏在) 推定断層(点線部は伏在) <p>短線は縦ずれの低下側を、矢印は横ずれのむきを示す。</p> <p>黒線：先行研究で見出された断層 赤線：本研究で見出された断層</p>
--	--	---

原山ほか(2009), 仁科ほか(1985), 下川ほか(1995), 諏訪教育会(1975), 高畑(2015)を基に,
シームレス地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2015))を編集.

図-1 研究地域およびその周辺の地質と断層

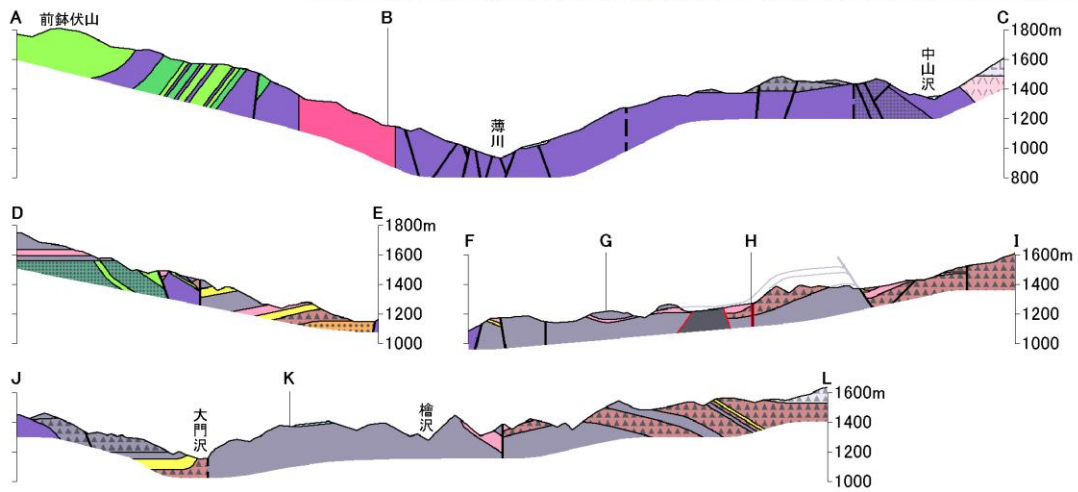
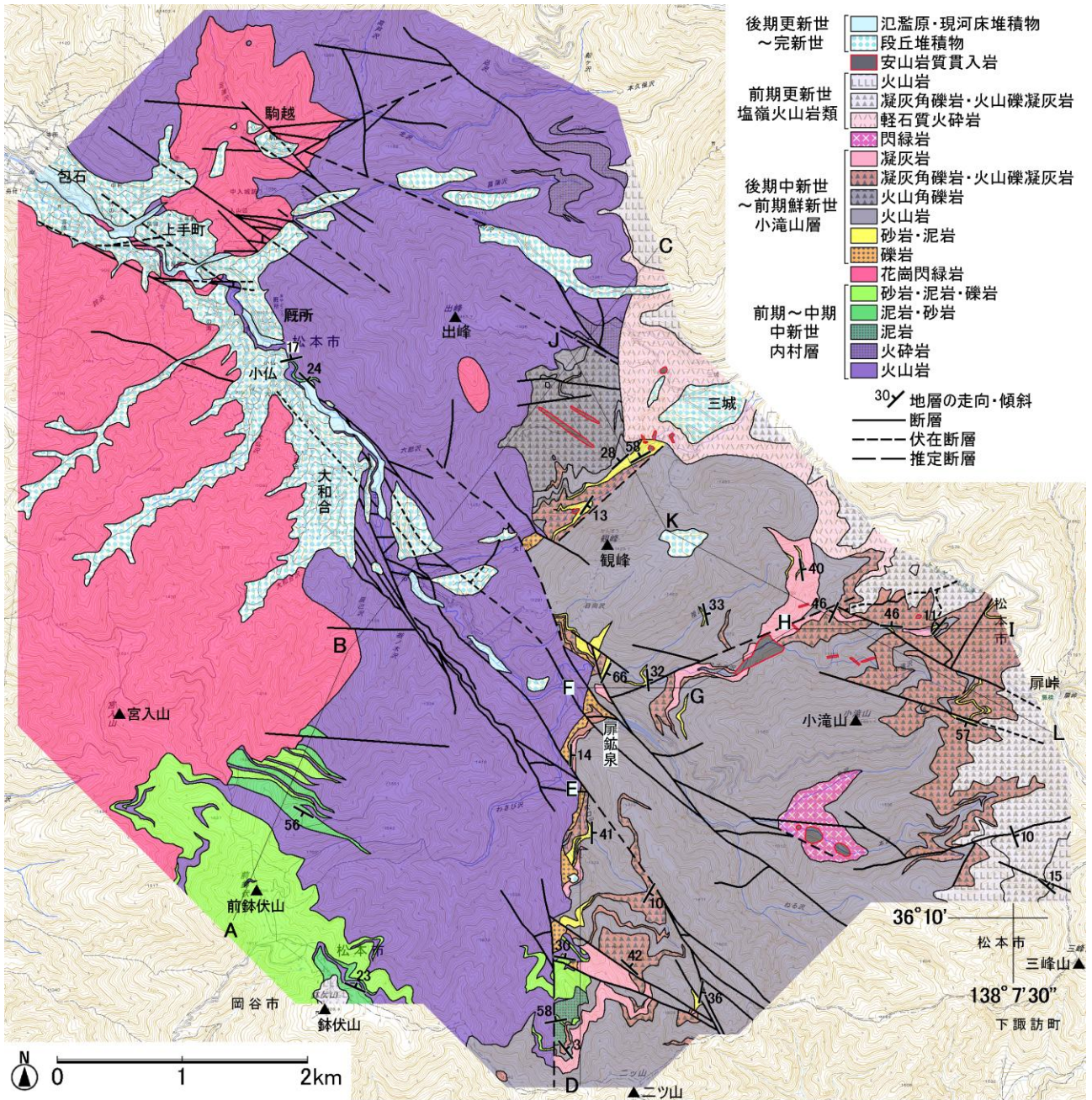


図-2 地質図

年代		地層名	貫入岩
第四紀	後期更新世～完新世	氾濫原・現河床堆積物 段丘堆積物	
	前期更新世	塩嶺火山岩類	安山岩
新第三紀	後期中新世～前期鮮新世	小滝山層	閃緑岩・安山岩
	前期中新世～中期中新世	内村層	花崗閃緑岩

図-3 研究地域の層序



図-4 内村層の砂岩泥岩互層
松本市入山辺小仏付近の薄川右岸。



図-5 花崗閃緑岩
優白質部と優黒質部が混在。出峰南方の六郎沢。



図-6 小滝山層の角閃石安山岩
板状節理が発達。大門沢左岸標高 1130m。

には、凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩が発達し、両者は互いに漸移的に岩相変化する。火山礫凝灰岩の基質は固結しており、礫を取り出すことは困難である。

凝灰岩は緑色部と白色部がまだら状の模様を成し、暗灰色の礫を含む。この凝灰岩は、“カスリタブ”（諏訪教育会，1975），“みどりまだら”（美ヶ原団研，1991）に相当する。確認できる層厚は最大で 90m であり、側方への連続性は良くない。

小滝山層分布域の西縁部には、基盤岩（内村層の火山岩）由来の礫を多量に含む不淘汰角礫岩が断続的に分布する。

小滝山層を貫く火成岩

研究地域南西部には小滝山層を貫く閃緑岩が分布する。閃緑岩は斑状組織を示すが、石基は小滝山層の火山岩よりも結晶質である。顕微鏡下では、単斜輝石・黒雲母・緑泥石が認められる。また、小滝山層を貫く輝石安山岩が岩脈・岩株として存在する（図-7）。

塩嶺火山岩類

塩嶺火山岩類（中野，1996）は、研究地域東縁部と鉢伏山付近に分布し、内村層と小滝山層を不整合に覆う。火山岩・火砕岩を主体とし、まれに堆積岩を伴う。

三城付近に分布する軽石質火砕岩は中礫サイズの軽石塊を多量に含む。三城凝灰岩層（田中・平林，1963）、三城火砕岩部層（向井ほか，2009）に相当し、研究地域の塩嶺火山岩類の中で最も下位を占める。

研究地域東縁部には、礫支持の凝灰角礫岩（図-8）および基質支持の火山礫凝灰岩が分布する。これらの層はまれに砂岩層を伴う。

火山岩は、三城北方、三峰山北方などに分布する。三峰山北方のトクサ沢においては、角閃石安山岩質および輝石安山岩質の溶岩が存在する。

塩嶺火山岩類を貫く火成岩

三城南方において、塩嶺火山岩類貫く輝石安山岩が岩株・岩脈として存在する。とくに、大門沢標高 1210m 付近の大岩橋において、軽石質火砕岩を貫く安山岩が観察される。

後期更新世以降の堆積物

小口（1988）は、薄川流域の地形面の検討を行ない、9～7 万年前に堆積した礫層によって構成される段丘面が存在することを示した。本研究地域に分布する後期更新世以降の堆積物を、構成する地形面から、段丘堆積物と氾濫原・現河床堆積物の 2 種類に区分した。

段丘堆積物は、薄川およびその支流に沿って分布し、三城、駒越、大和合、厩所、上手町などの集落が位置する緩傾斜面を構成している。段丘堆積物は未固結の基質を有する礫



図-7 小滝山層を貫く安山岩質貫入岩
三城西方の作業道寒沢上段線.



図-9 段丘堆積物
松本市入山辺舟付付近の薄川左岸.



図-8 塩嶺火山岩類の凝灰角礫岩
三峰山北方. トクサ沢標高 1700m 付近.

層を主体とする(図-9). 礫の淘汰は悪く, 最大礫径は 2m である. 礫種は, 変質火山岩(内村層起源), 花崗閃緑岩, 安山岩(小滝山層・塩嶺火山岩類起源)からなる. 基盤と段丘面の比高差から, 段丘堆積物の層厚は少なくとも 30m と見積もられる.

氾濫原・現河床堆積物は, 礫および砂から構成される. この堆積物が構成する地形面は, 段丘堆積物によって構成される地形面よりも低く, 地形面の開析もほとんど進んでいない.

3. 断層

研究地域において, 新第三系に変位を与える断層が 104 箇所で見出された, 前期更新世の塩嶺火山岩類に変位を与える断層が 2 箇所で見出された. 断層の走向は, 北西-南東走向から東-西走向のものが卓越する(図-10). 薄川断層群は, 松本市入山辺駒越付近から, 扉鉾泉付近を経て二ツ山北方に至り, その延長距離は 8km 以上である. 北西-南東走向の左横ずれ断層が 5 例, 北

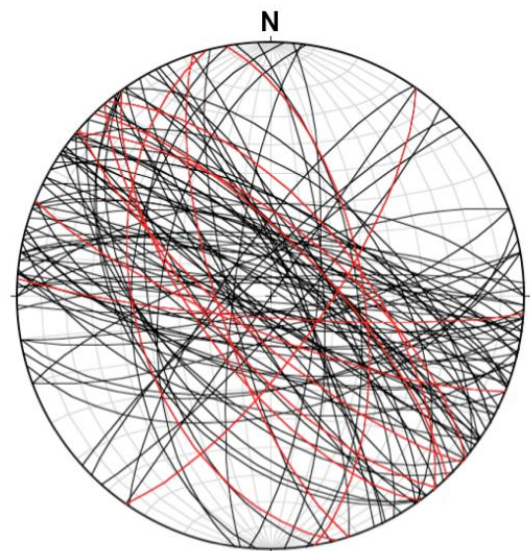


図-10 研究地域で見出された断層
断層面の大円. 下半球等積投影図. N=106.
赤: 幅 5m 以上の断層角礫を伴う断層.

東-南西走向の左横ずれ断層が 1 例, 北東-南西走向の右横ずれ断層が 1 例, 東-西走向の右横ずれ断層が 2 例見出された. 特徴的な断層露頭の位置を図-11 に示し, それらの産状を以下に記す.

Loc.1 北西-南東走向の左横ずれ断層(図-12)

駒越付近の北沢右岸において, 花崗閃緑岩に変位を与える断層が見出された. 破碎帯は, 幅 30cm の断層角礫と, 幅 3cm 以上の花崗質岩起源のカタクレサイトによって構成される(図-12a). カタクレサイトには, レイク 45°北西落ちの条線(図-12b)を伴う, N62°W, 86°NE の断層面が発達する. 条線に平行, 断層面に垂直な切断面でカタクレサイトの薄片を作成し, 顕微鏡で観察した. その結果, 主変位面と斜交する系統的な粒子の配列が認められた. この構造は左横ずれを示す(図-12c).

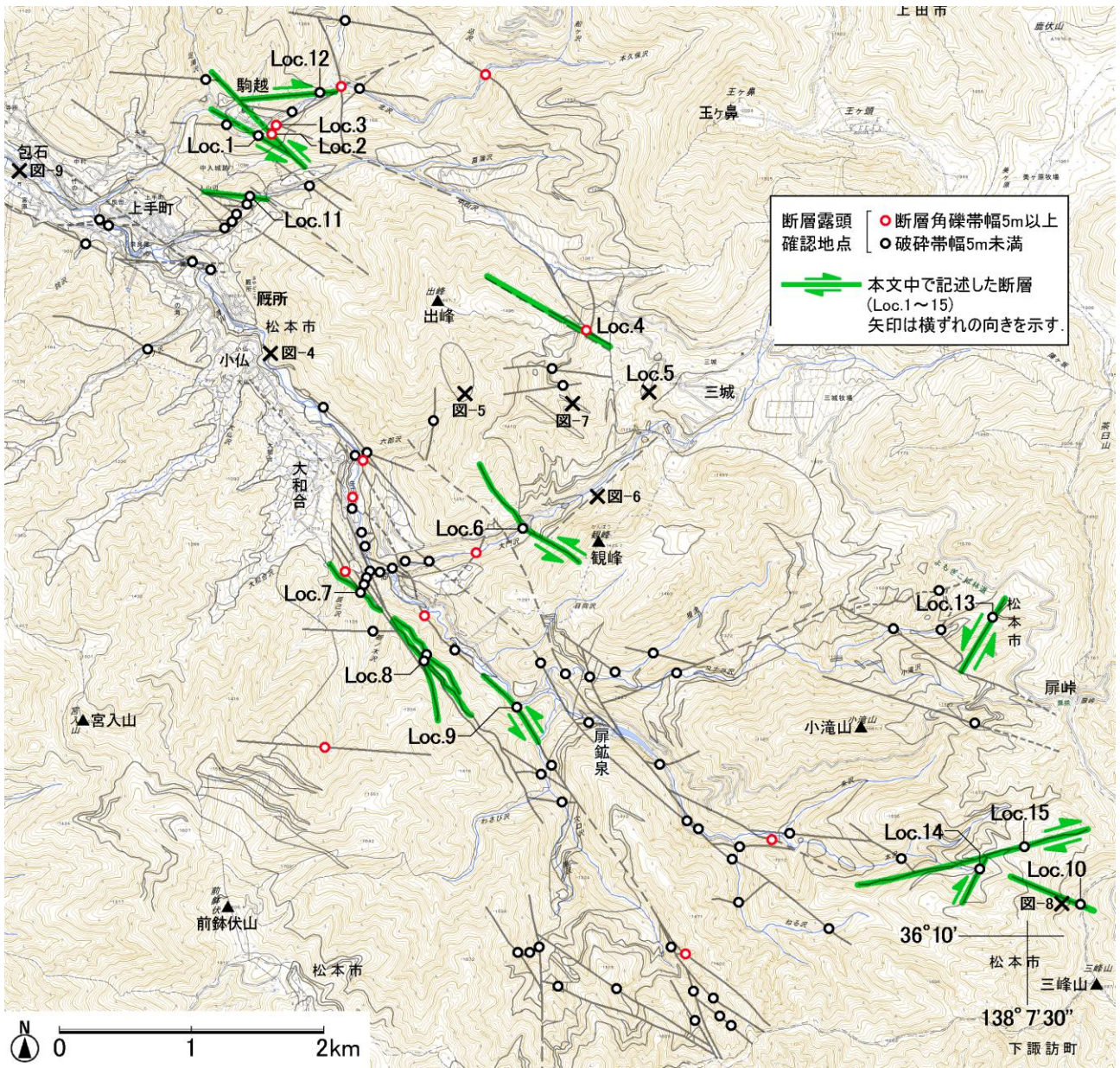


図-11 露頭位置図

Loc.2 北西-南東走向の左横ずれ断層(図-13)

駒越付近の北沢左岸において、花崗閃緑岩に変位を与える断層が見出された。幅 20m 以上の断層角礫帯を伴う。角礫帯の中に、幅 10~20cm の断層ガウジが発達する。断層ガウジには、N44°W, 73°NE の断層面上にレイク 35°北西落ちの条線が伴われる。断層ガウジ内部の引きずり構造は、北東側下降成分を伴う左横ずれ運動を示している。

Loc.3 北西-南東走向の左横ずれ小断層(図-14)

駒越付近の北沢左岸において北東-南西走向の断層が見出された。幅 5m 以上にわたって角礫化した花崗閃緑岩に変位を与える。ここでは、北西-南東走向の左横ずれ(南西側上昇成分を伴

う)小断層が、北東-南西走向の破碎帯を切断している。

Loc.4 北西-南東走向の断層(図-15)

三城西方の作業道寒沢上段線において、内村層の火山礫凝灰岩に変位を与える断層が見出された。幅約 50cm の断層ガウジを介して、クラックの発達した火山礫凝灰岩(断層の北東側)と、幅 25m 以上の断層角礫(断層の南西側)が接する(図-15a)。断層角礫のさらに南西側には鞍部地形が存在する(図-15b)。この鞍部地形の南西側には小滝山層の火山岩が分布しており、鞍部地形を通過する北西-南東走向の断層が推定される。

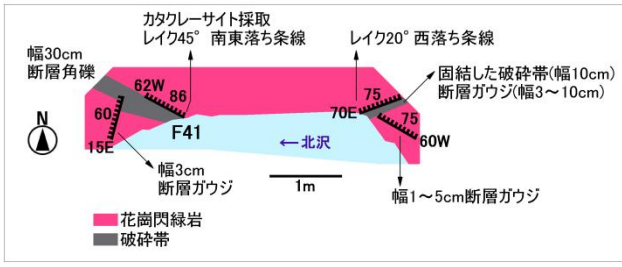


図-12a Loc.1の露頭平面図
松本市入山辺駒越付近の北沢右岸。

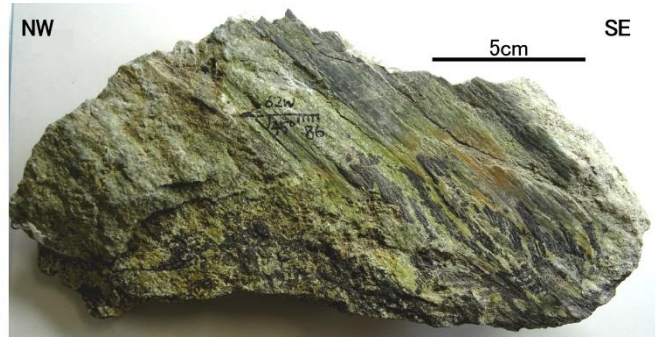


図-12b 花崗質岩起源のカタクレーサイト
Loc.1. レイク 45°南東落ちの条線が伴われる。

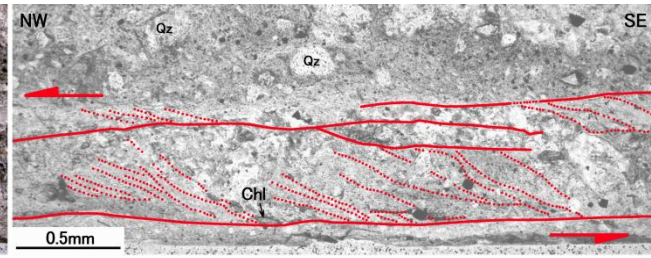
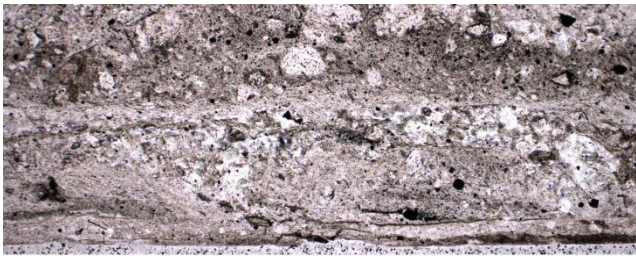


図-12c 花崗質岩起源カタクレーサイト(Loc.1)
偏光顕微鏡写真(単ニコル). 系統的な粒子の配列は左横ずれを示す. Qz: 石英 Chl: 緑泥石

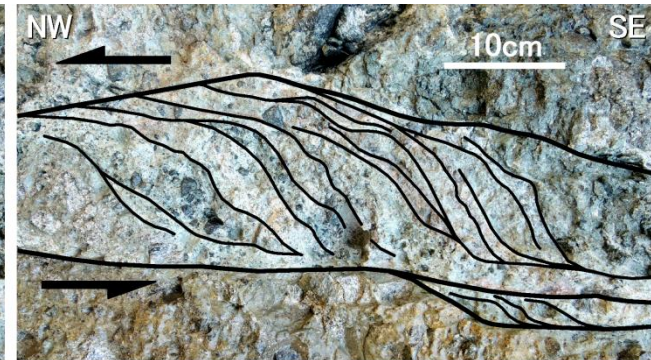


図-13 花崗閃緑岩起源の断層角礫帯に発達する北西-南東走向の断層(Loc.2)
断層ガウジ内部の引きずり構造は左横ずれ運動を示す。

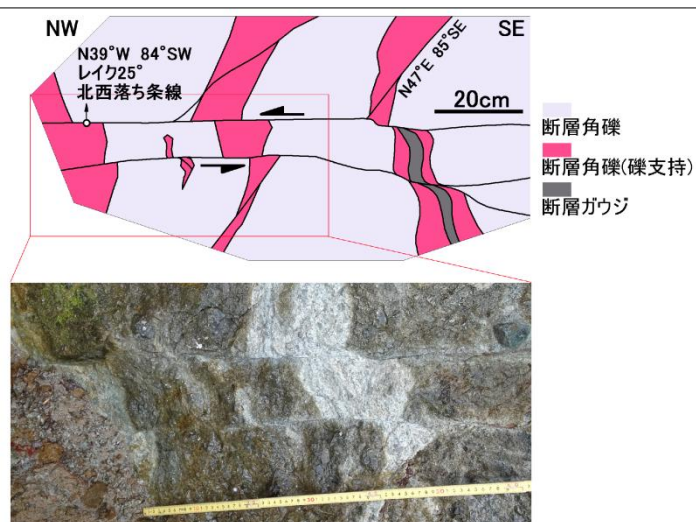
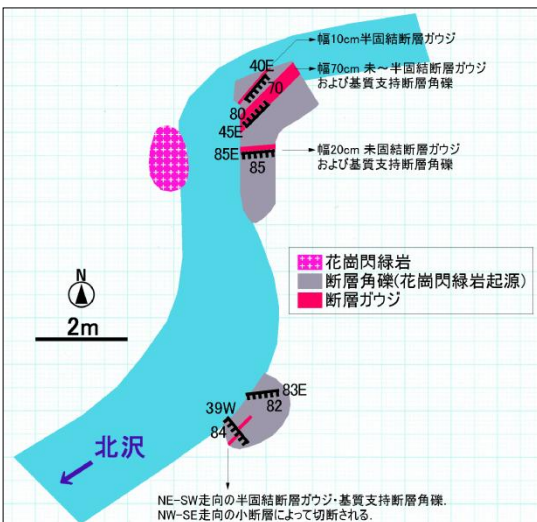


図-14 Loc.3の露頭平面図・スケッチ・写真
北西-南東走向の左横ずれ小断層が北東-南西走向の破碎帯を切断する。駒越付近の北沢左岸。

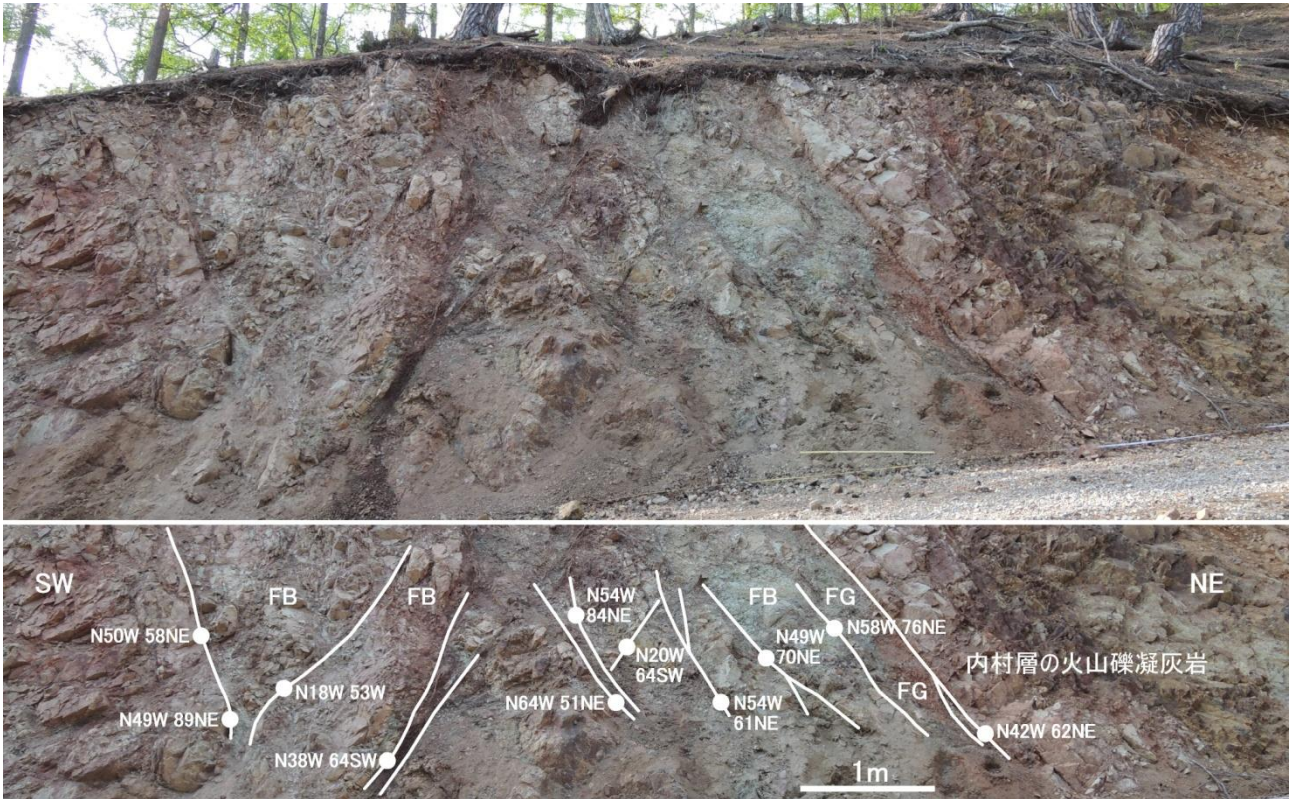


図-15a 内村層に変位を与える北西-南東走向の断層(Loc.4)
三城西方の作業道寒沢上段線。 FG : 断層ガウジ FB : 断層角礫



図-15b 北西-南東走向の推定断層が通過する鞍部
Loc.4. 三城西方. 作業道寒沢上段線.



図-16 北西-南東走向の碎屑岩脈(Loc.5)
三城西方の大門沢支流.

Loc.5 北西-南東走向の碎屑岩脈(図-16)

三城西方の大門沢支流において、塩嶺火山岩類の軽石質火砕岩を貫く北西-南東走向の碎屑岩脈が見出された。軽石質火砕岩には、見かけ上ほぼ水平な軽石の配列が認められるが、この構造は碎屑岩脈によって切られている。碎屑岩脈は幅 50~70cm で、中~細粒砂岩を主体とする。母岩と碎屑岩脈の境界は凹凸に富む。この岩脈が発見された箇所は、Loc.4 で見出された断層の南東延長部に位置する。

Loc.6 北西-南東走向の左横ずれ断層(図-17)

大門沢左岸の標高 1050m 付近において、北西-南東走向の断層が見出された。最大幅 10cm の断層ガウジを介して、内村層の火山岩(断層の北東側)と、小滝山層の礫岩(断層の南西側)が接する(図-17a)。断層ガウジには、N45°W、50°SW の断層面上にレイク 30°南東落ちの条線が伴われる。断層ガウジ内部の引きずり構造は、南西側下降成分を伴う左横ずれ運動を示す(図-17b)。

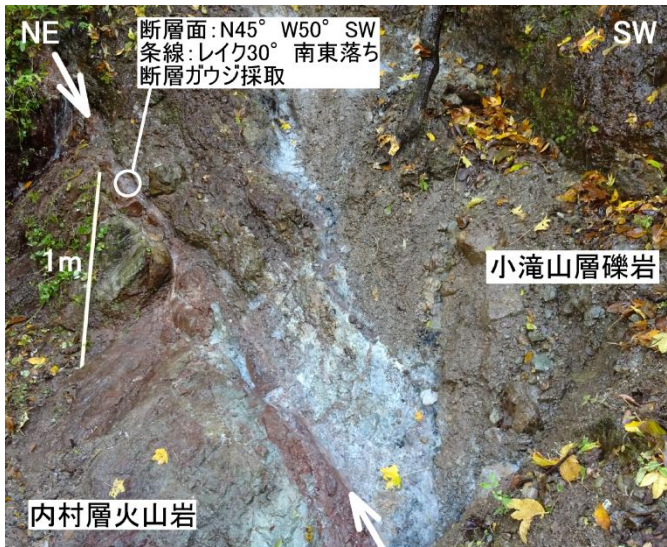


図-17a 北西-南東走向の断層(Loc.6)
白矢印の間が断層．大門沢左岸標高 1050m 付近．

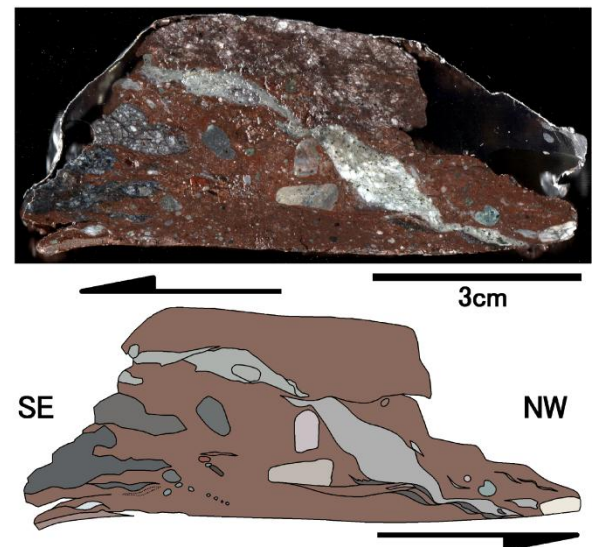


図-17b 左横ずれを示す断層ガウジ(Loc.6)
引きずり構造が認められる．

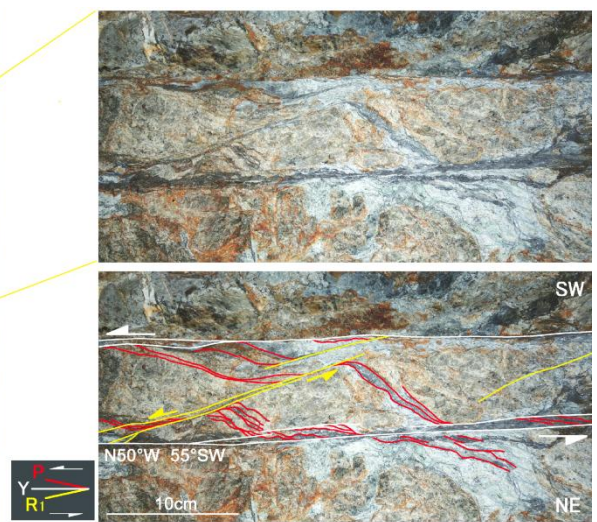


図-18 内村層の火山岩に変位を与える北西-南東走向の断層(Loc.7)
断層ガウジの複合面構造は南西側下降運動を示唆する．栃ノ木沢左岸標高 1000m 付近．

Loc.7 北西-南東走向の正断層(図-18)

栃ノ木沢左岸の標高 1000m 付近において、内村層の火山岩に変位を与える北西-南東走向の断層が見出された。破碎帯の幅は約 1.8m であり、その中に幅約 10cm の断層ガウジが見られる。ガウジの複合面構造は、南西側(上盤側)の相対的下降運動を示している。

Loc.8 北西-南東走向・南-北走向の断層(図-19)

薄川第四発電所付近の薄川左岸斜面に存在する崩壊地には、内村層の火山岩に変位を与える北西-南東走向および南-北走向の断層が露出している。非破碎の部分も含め、少なくとも幅幅 50m の断層帯を形成している。

Loc.9 北西-南東走向の左横ずれ断層(図-20)

扉鉾泉西方の薄川左岸において、内村層の火山岩に変位を与える北西-南東走向の断層が見

出された(図-20a)。この破碎帯の中からカタクレサイトを採取した。カタクレサイトには、N41°W, 80°NE の断層面上にレイク 10°南東落ちの条線が伴われる。カタクレサイトの薄片を観察した結果、引きずり構造から、左横ずれ運動が明らかになった(図-20b)。

Loc.10 北西-南東走向の断層(図-21)

三峰山北方の稜線付近において、塩嶺火山岩類の輝石安山岩質溶岩に変位を与える断層が見出された。幅 0.8~1m の断層角礫によって、板状節理の連続性が断たれている。角礫帯内部には、幅 1cm の断層ガウジを伴う明瞭な断層面(N64°W, 82°NE)が認められる。

Loc.11 東-西走向の正断層(図-22)

中山沢右岸の標高 880m 付近において、花崗閃緑岩に変位を与える断層が見出された。破碎



図-19 崩壊地に露出する北西-南東走向・南-北走向の断層(Loc.8)
薄川第四発電所付近の薄川左岸斜面。

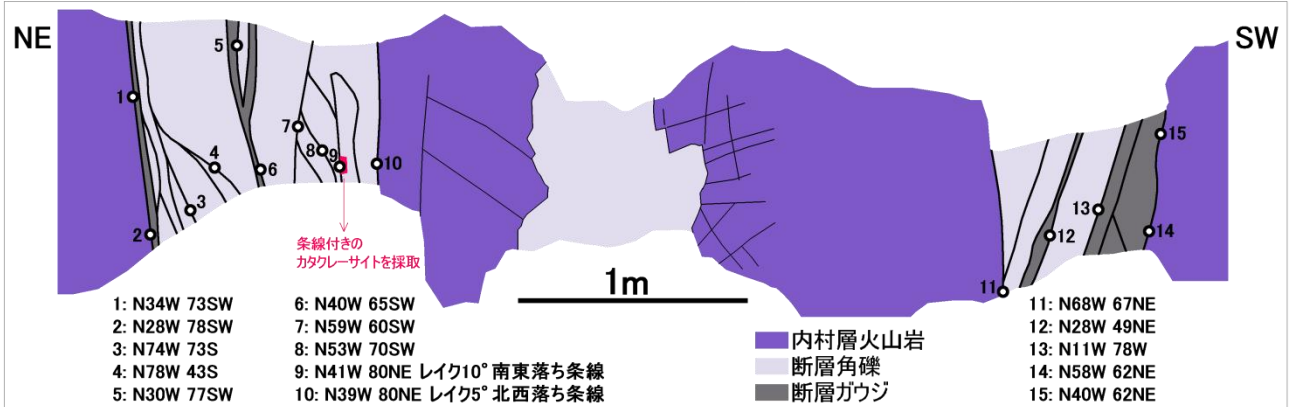


図-20a 内村層に変位を与える北西-南東走向の断層(Loc.9)
扉鉦泉西方の薄川左岸。

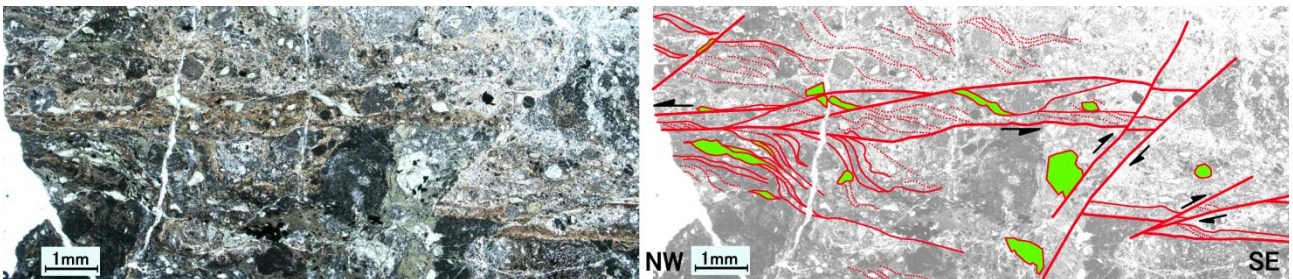


図-20b 内村層火山岩起源のカタクレーサイト(Loc.9)
偏光顕微鏡写真(単ニコル). 引きずり構造は左横ずれ運動を示唆する.
右図の黄緑色の部分は、緑泥石化した火山岩片。



図-21 塩嶺火山岩類に変位を与える断層(Loc.10)
三峰山北方の稜線付近.



図-22a 花崗閃緑岩に変位を与える東-西走向の断層(Loc.11)
中山沢右岸標高 880m 付近.

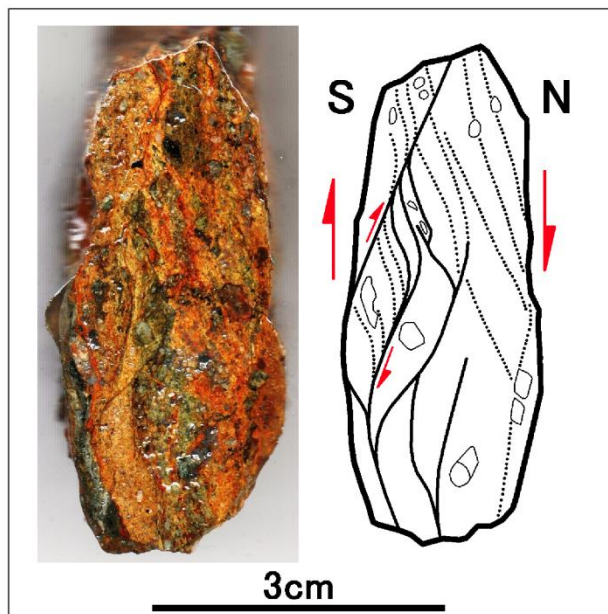


図-22b 東-西走向の正断層(Loc.11)
断層ガウジ内部の構造は北側下降運動を示す.

帯は、幅 30cm 以上の断層角礫と、幅最大 10cm の断層ガウジから構成される(図-22a). 断層ガウジには、N80°W, 78°N の断層面上にレイク 60°東落ちの条線を伴う. 断層ガウジ内部の引きずり構造は、北側(上盤側)の相対的下降運動を示す(図-22b).

Loc.12 東-西走向の右横ずれ断層(図-23)

駒越東方の北沢右岸の標高 980m 付近において、花崗閃緑岩に変位を与える断層が見出された. 破碎帯は幅 1.5m の断層角礫、幅 2cm の断層ガウジ、幅 8cm 以上のカタクレーサイトによって構成される(図-23a). カタクレーサイト中の N85°E, 85°N の断層面には、ほぼ水平な条線が刻まれている. カタクレーサイトの顕微鏡下での観察では、右横ずれ運動を示す引きずりが認められた(図-23b).

Loc.13 北東-南西走向の左横ずれ断層(図-24)

本久保沢右岸斜面の標高 1500m 付近において、小滝山層の凝灰角礫岩に変位を与える断層が見出された. 幅 20cm 以上の固結した破碎帯が認められる. 南西側に約 45°傾斜する露頭面

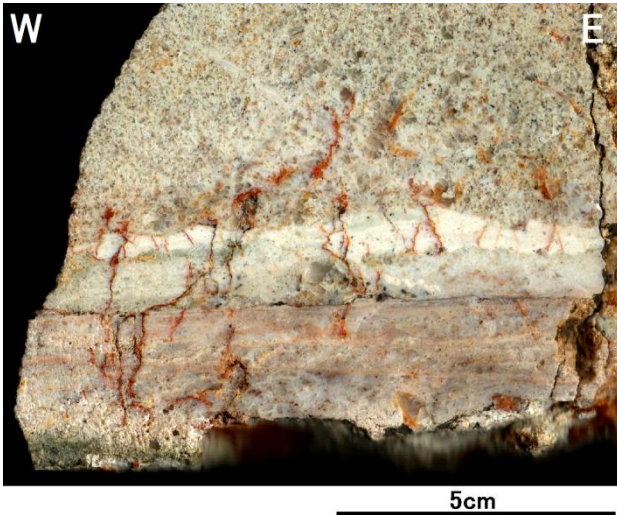


図-23a 東西走向の右横ずれ断層(Loc.12)
花崗質岩起源カタクレーサイトの研磨標本、
駒越東方の北沢左岸標高 980m 付近。

を観察した結果、左横ずれ運動を示す引きずり構造が認められた。

Loc.14 北東-南西走向の右横ずれ断層(図-25)

トクサ沢の標高 1440m 付近において、小滝山層に変位を与える断層が見出された。幅 80cm の破碎帯を介して、火山岩(断層の北西側)と火山礫凝灰岩(断層の南東側)が接する。主変位面(Y面)から分岐する複数の小断層(R1面に相当)によって、断層ガウジの薄層(P面に相当)が、引きずり変形を伴いながら階段状に変位する構造が認められる。この複合面構造は、右横ずれ運動を示す(図-25)。

Loc.15 東-西走向の右横ずれ断層(図-26)

本沢支流の標高 1490m 付近において、塩嶺火山岩類の凝灰角礫岩に変位を与える断層が見出された。幅 1.5m にわたって露出する凝灰角礫岩は、露頭全体が強く風化しており、その中に幅 5~7cm の断層ガウジが発達する。断層ガウジ中の、N80°E、60°S の断層面上には、

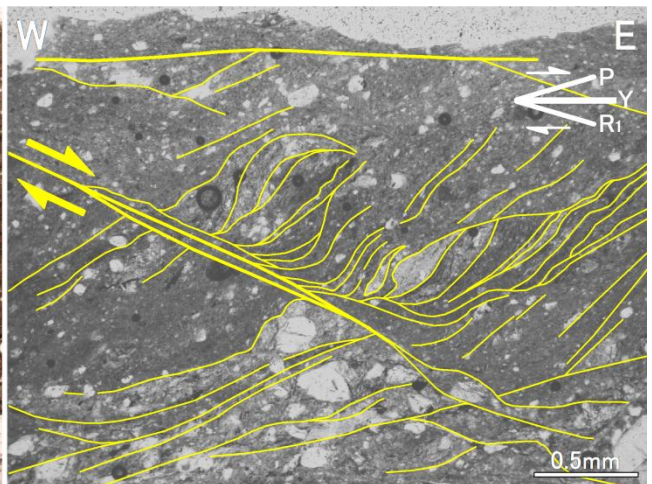


図-23b 東-西走向の右横ずれ断層(Loc.12)

花崗質岩起源カタクレーサイトの薄片写真(単ニコル)。引きずり構造は右横ずれ運動を示す。

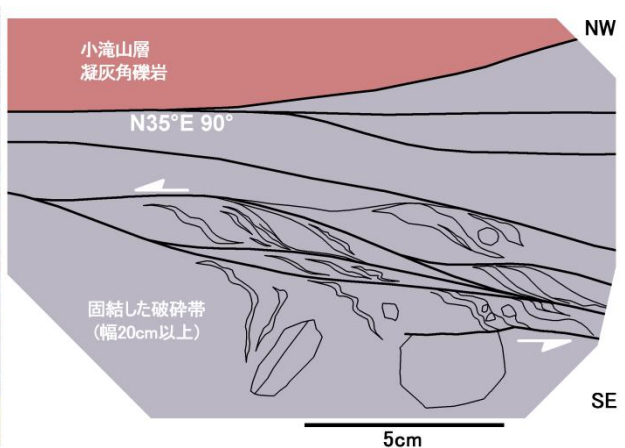


図-24 北東-南西走向の左横ずれ断層(Loc.13)

引きずり構造は左横ずれ運動を示す。本久保沢右岸斜面標高 1500m 付近。

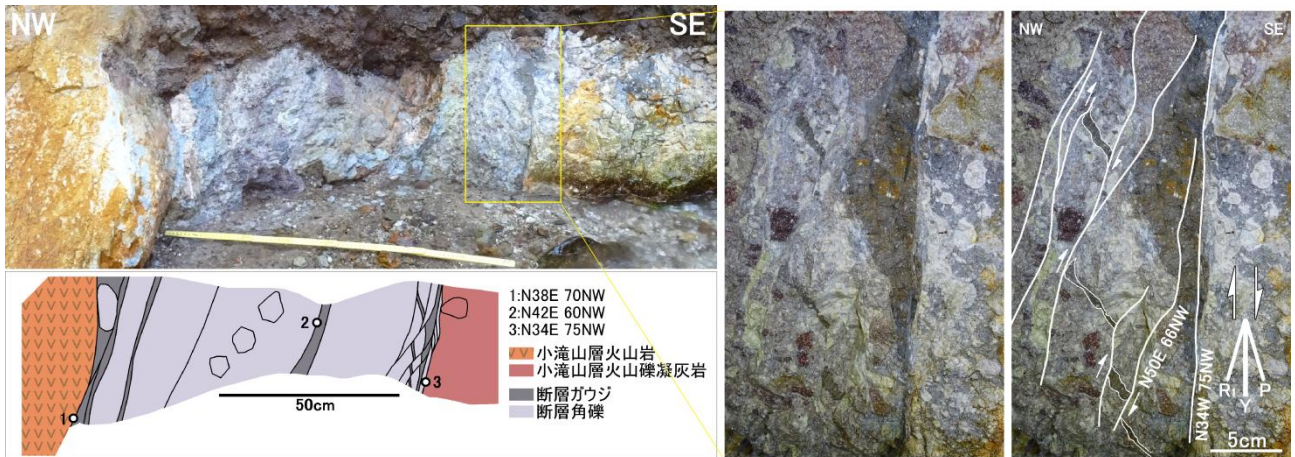


図-25 北東-南西走向の右横ずれ断層(Loc.14)
右横ずれ運動を示す構造が発達する。トクサ沢右岸標高 1430m 付近。

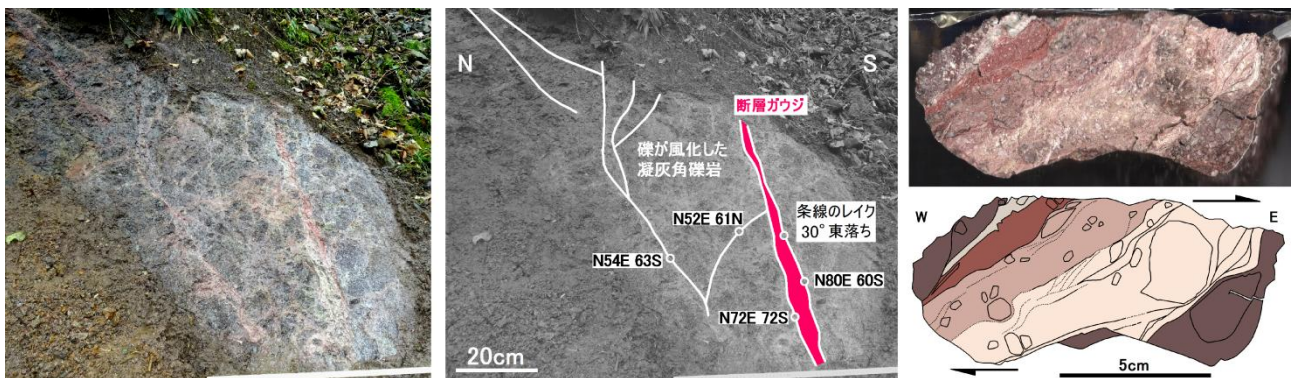


図-26 東-西走向の右横ずれ断層(Loc.15)
左・中：露頭写真 左：断層ガウジ標本(断層面に垂直，条線に平行な切断面)
塩嶺火山岩類の凝灰角礫岩に変位を与える。主変位面と斜交する層状のガウジは，右横ずれを示す。

レイク 30°東落ち条線が存在する。断層ガウジ内部には，主変位面と斜交する層状の構造が認められ，右横ずれ運動を経験したことを示している。

4. 考察

入山辺地域の断層の運動センス

Loc.1,2,3,6,9(それぞれ図-12,13,14,17,20)の5箇所における破砕帯露頭の構造岩石学的検討の結果，薄川断層群を構成する断層の一部は左横ずれ成分を有することが明らかになった。また，Loc.1,6,7(それぞれ図-12,17,18)の3箇所の断層は，南西側下降成分を有するが，Loc.2(図-13)，Loc.3(図-14)のように，北東側が下降する運動を示す断層も見出された。このように断層の垂直方向の運動については，一定の傾向は見出されなかったが，水平方向の運動に関しては，左横ずれ成分が卓越することが明らかになった。

本間(1931)および仁科ほか(1985)は，地形の特徴に基づいて，薄川断層は南西側が下降す

る成分を有することを指摘している。また，二木(2010MS)は，薄川断層およびそれに付随する断層について構造岩石学的検討を行ない，2例について南東側が下降する運動成分を見出した。今回の研究の結果を合わせて考えると，薄川流域の北東-南西走向の断層の垂直方向の運動方向は，一定でないと考えられる。

薄川断層群と斜交する東-西走向の断層も多数見出されたが，運動方向が明らかになった例では Loc.12(図-23)，Loc.15(図-26)のように右横ずれ運動を示した，Loc.15)。本研究地域南東方の霧ヶ峰踊場湿原(図-1)において，東-西走向の右横ずれを示す断層地形が存在することが諏訪教育会(1975)，活断層研究会(1991)によって示されている。この断層地形と Loc.12，Loc.15 は，走向と運動方向に関して調和的であり，一連の断層である可能性が高い。

入山辺地域の断層と応力

狩野・村田(1998)の手法に基づき，横ずれ断層をもたらした主応力軸の取り得る範囲を

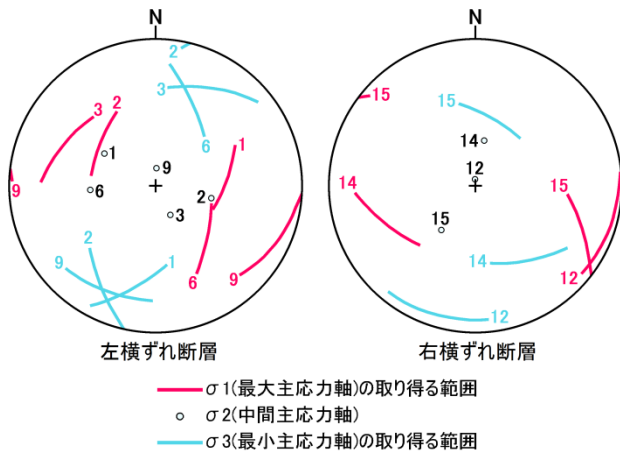


図-27 横ずれ断層をもたらした応力軸

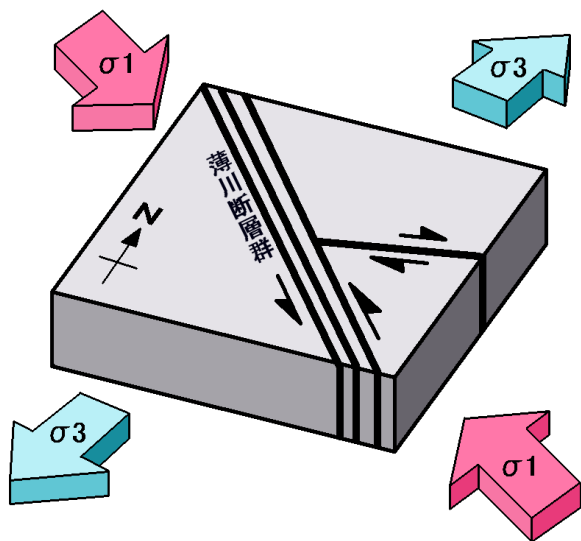


図-28 研究地域の横ずれ断層と応力のモデル

求めた(図-27)。

その結果、北西-南東走向の左横ずれ断層と、南-北走向の右横ずれ断層が示す応力軸の取り得る範囲は調和的である。これらの2系統の横ずれ断層は、北西-南東方向の圧縮応力場および北北東-南南西方向の引張応力場の下で運動したと考えられる(図-28)。

ただし、この推測の根拠となった資料は、中新統起源のカタクレーサイトから下部更新統に変位を与える断層ガウジに及ぶ。したがって、北西-南東方向の圧縮応力場は、新第三紀から第四紀にかけて作用したものである。ただし、小滝山層に変位を与える北東-南西走向の左横ずれ断層(図-24 Loc.13)も存在しているため、中新世以降、一様に北西-南東方向の圧縮応力場に置かれていたわけではない。

薄川断層群と研究地域周辺の断層

研究地域南方には、北西-南東走向の一般走向と左横ずれ成分を有する糸魚川-静岡構造

線活断層系が存在する(下川ほか, 1995 など; 図 1)。この活断層と薄川断層群は、一般走向と運動方向に共通性が見られる。糸魚川-静岡構造線活断層系の左横ずれ運動と、薄川断層群の左横ずれ運動は、共通の応力下で生じた可能性が高い。

研究地域南東方には、わるい沢断層(諏訪教育会, 1975)が存在する。また、研究地域東方には、鮮新世以降の地質体および地形に影響を与えている鷹山断層(河内, 1974; 図 1)が存在する。(図-1)。とくに、本研究地域東縁部において、塩嶺火山岩類に変位を与える北西-南東走向の断層が見出された(Loc.10 図 21)。薄川断層群は、わるい沢断層および鷹山断層と一連のものである可能性が高い。薄川断層群の南東方延長については、両者間の地域において検討が必要である。

5. まとめ

- 1) 松本市入山辺の薄川流域の地質の詳細が明らかになった。
- 2) 薄川流域には、新第三系に変位を与える北西-南東走向の薄川断層群が発達する。
- 3) 低角の条線を伴う北西-南東走向の断層は左横ずれ運動を経験した。
- 4) 低角の条線を伴う東-西走向の断層は右横ずれ運動を経験した。
- 5) 2系統の横ずれ断層が示す最大主応力軸は北西-南東方向である。
- 6) 薄川断層群は糸魚川-静岡構造線活断層系と同一の応力条件で形成された。

6. 謝辞

松本市在住の堀内 義氏, ジオシステムの下田 力氏には、研究にあたり貴重なご意見をいただいた。信州大学の原山 智教授, 同技術職員高橋 康博士には、岩石の鑑定にあたりご助言をいただいた。信州大学の常盤哲也助教には、断層岩の鑑定にあたりご指導をいただいた。鉢伏山荘のオーナーには、調査を行なうにあたり便宜をはかっていただいた。首都大学東京の佐藤隼人氏には、地形に関する文献の紹介をしていただいた。信州大学の加藤祐輝氏, 同佐藤拓実氏には、調査に同行していただいた。また、信州大学地質科学科教室の地層解析構造談話会の方々には、研究に関して多くの議論とご助言をいただいた。以上の方々には厚くお礼を申しあげる。

7. 文献

- 1) 二木義文, 2010MS, 松本盆地東部, 薄川上流域の地質. 信州大学理学部地質科学科卒業論文。
- 2) 原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共

- 栄・駒沢正夫, 2009, 松本地域の地質. 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, 63pp.
- 3) 本間不二男, 1931, 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
 - 4) 狩野謙一・村田明広, 1998, 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
 - 5) 河内晋平, 1974, 蓼科山地域の地質. 地域地質研究報告, (5万分の1図幅), 地質調査所. 92p.
 - 6) 向井理史・三宅康幸・小坂共栄, 2009, 中部日本, 美ヶ原高原とその周辺地域における後期鮮新世—前期更新世の火山活動史. 地質学雑誌, 115, 8, 400-422.
 - 7) 中野 俊, 1996, VIII 下部更新統, 81-88, 高遠地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114pp.
 - 8) 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄, 1985, 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, 20, 172-198.
 - 9) 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.
 - 10) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 2015, 20万分の1日本シームレス地質図 2015年5月29日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
 - 11) 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. 地質調査所.
 - 12) 諏訪教育会編, 1975, 諏訪の自然史 地質編. 諏訪教育会. 531pp.
 - 13) 高畑萌子, 2015, 松本盆地南東部, 高ボッチ西麓に発達する“崖の湯断層群”. 地球科学, 69, 31-45.
 - 14) 田中邦雄・平林照雄, 1963, 美ヶ原, 三城付近の地質. 信州大学教育学部紀要, 13, 63-75.
 - 15) 内村団体研究グループ, 1953, フォッサ・マグナ 内村地域の団体研究. 地球科学, 14, 3-8.
 - 16) 美ヶ原団体研究グループ, 1991, 長野県中央部美ヶ原高原南西部の地質. 信州大学理学部紀要, 25, 79-99.
 - 17) 山田伊久子・備前信之・小坂共栄・磯村智香子, 2004, 北部フォッサマグナ, 下～中部中新統内村層の地質学的研究, 地球科学, 58, 1-16.
 - 18) 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.

(原稿受付 2017.3.9)