

松本盆地東縁部牛伏寺・崖の湯付近に見いだされた断層破碎帯

高畑萌子¹, 大塚 勉²¹信州大学大学院工学系研究科, ²信州大学全学教育機構

Fault shear zone of the Gofukuji and Gakenoyu areas in the eastern part of the Matsumoto Basin.

Moeko Takahata¹ & Tsutomu Otsuka²¹ Graduate School of Science and Technology, Shinshu University² School of General Education, Shinshu University

キーワード：活断層, 牛伏寺断層, 崖の湯断層, 断層破碎帯, 横ずれ圧縮応力場
 Keywords: active fault, Gofukuji fault, Gakenoyu fault, shear zone, transpression

1. はじめに

牛伏寺断層は、松本盆地南東部の中山丘陵付近を北北西-南南東方向に走る活断層で、松本市中山台の直線的な小丘を形成し、完新統に変位を与えている。牛伏寺断層に最初に注目した小林国夫（1967）は、大久保山の東側の急斜面が断層の水平移動によって形成されたものであり、牛伏寺断層の活動時期がかなり若い可能性があることを指摘した。その後、Ikeda et al. (1986) によって地形判読、火山灰の同定、ボーリング調査が行われ、牛伏寺断層の平均変位速度が1,000年あたり8m強であることが明らかにされた。さらに、奥村ほか（1995）によって牛伏寺断層の平均変位速度9.6mm/yrに達する可能性が示されるとともに、1990年に行われたトレンチ調査によって、その最新活動時期が西暦445年から1386年の間であることが報告された。なお、その時期に相当する歴史地震としては841年の地震である可能性が指摘されており、またその後も複数回活動していることが判明した。そこから導きだされた牛伏寺断層を震源とする地震の再来周期は111~1236年である。なお、牛伏寺断層の平均活動間隔は515~840年と推定されている（奥村ほか, 1995）。



図-1 研究地域の位置

これまでの研究結果や、牛伏寺断層を含む糸魚川-静岡構造線系断層の総延長から推定される地震の規模から、牛伏寺断層は日本の内陸部では最も危険な

活断層のひとつであるという見解が一般に受け入れられている。しかし、一部の例を除いて断層周辺の地質の詳細は未だ明らかにされておらず、牛伏寺断層の延長や、その他の断層の存在については不明である。本研究では、牛伏寺地域およびその南方に位置する崖の湯地域(図-1)の地質を明らかにし、牛伏寺断層の南方への延長や、牛伏寺断層とは異なる断層系の存在、断層が地質に与えた断層の影響などを明らかにした。

2. 地形とリニアメント

研究地域は、松本市南東部の牛伏寺から崖の湯地域を含み、塩尻市東山に至る範囲である。

崖の湯北方を東西に流れる牛伏川は江戸時代より源流部において崩壊が発生しており、たびたび災害をもたらしていた。古くから国営事業として砂防工事が行われてきており、大正5年にはフランス式階段工が施工されている(牛伏川砂防工事沿革史編集会, 1933)。研究地域北部、牛伏寺断層の南方延長が不明瞭となる地点には、大規模な崩壊地が存在していたが、現在では人工的に改変され、ゴルフ場となっている。研究地域の南部、片丘の周辺は急傾斜地と穏傾斜地が複雑な配置を示す。南東部の高ボッチ山には凹地が存在し、周囲には池が散在している。

研究地域の地質構造と断層のトレースを推定するため、空中写真の立体視によるリニアメント判読を行った。

研究地域では、L1を代表とする北北西-南南東方向、L2を代表とする南北方向、L3を代表とする北東-南西方向、L4を代表とする東西方向の4系統のリニアメントが見いだされた(図-2)。

リニアメントのうちL1は、中山丘陵の直線的な変位地形と大久保山の谷を形成している。南方ではゴルフ場の北側斜面に浅い谷を形成しているものの、ゴルフ場以南では追跡されない。平行する複数のリニアメントは牛伏寺断層の南への延長、あるいはそ

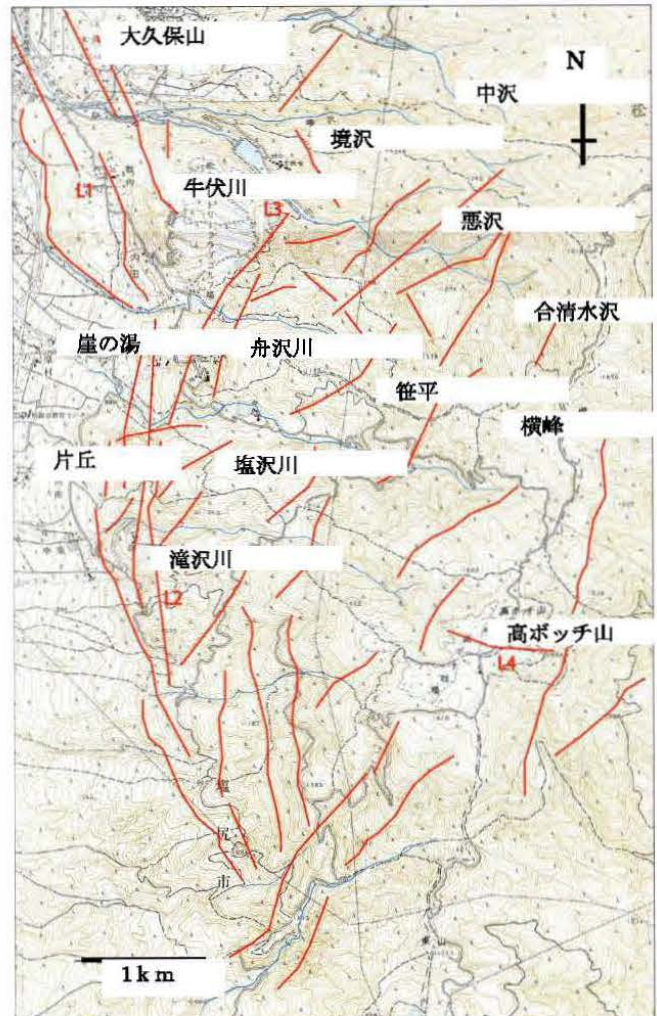


図-2 研究地域のリニアメント

れらと同系統の断層と考えられる。L2はほぼ南北方向のリニアメントで、比較的明瞭な山地斜面基底部の地形変換線である。部分的に屈曲しながらも、明瞭な地形として南方へ追跡することができる。L3は松本カントリークラブゴルフ場の平坦面と山地斜面の顕著な境界として、境沢付近から崖の湯の東方を通過して片丘付近まで追跡される、北東-南西方向のリニアメントである。リニアメント上では谷の屈曲が複数地点で認められる。L4は高ボッチ牧場の平坦面に認められる東西方向のリニアメントで、高ボッチ山中央を切るように北西側低下、比高数mの崖を形成している。北側には凹地が存在し、周辺には池が点在している。

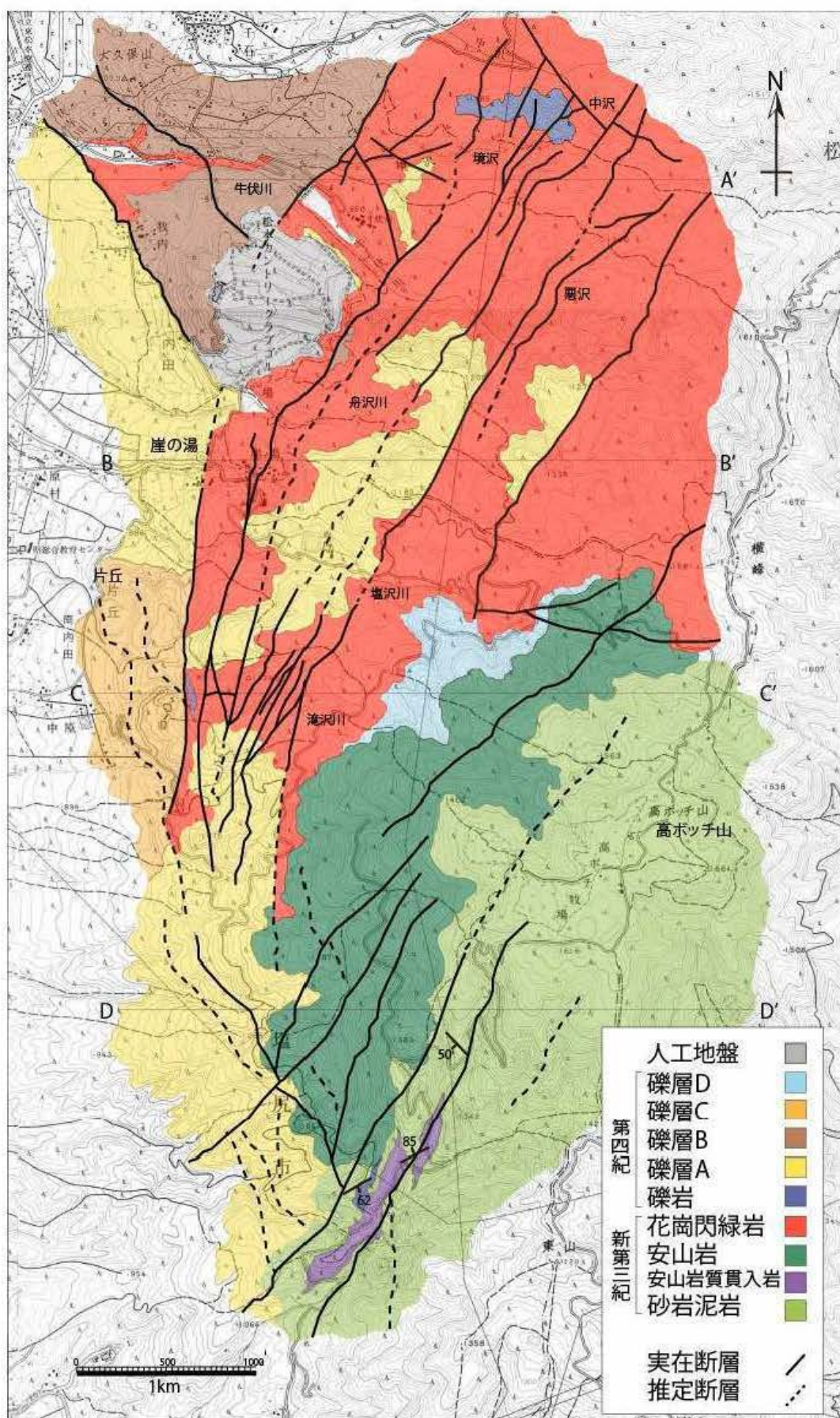


図-8 地質図

3. 地質概要

研究地域には、中新世新第三紀の砂岩・泥岩・礫岩と、中期中新世に貫入した松本花崗岩体の花崗閃緑岩、接触変成を受けた安山岩、層相および礫種によって区分した第四紀礫層A～Dの4種類の礫層が分布する(図-3, 4)。

中新統

中新統の砂岩・泥岩は、高ボッチ周辺に広く分布する。砂岩は極細粒～細粒砂であり、泥岩と互層を成すことが多い。一般に風化が進行しているものの、ほぼ水平な堆積構造を保っている。凝灰質砂岩を伴う。中沢と高ボッチ山南西斜面には、中新統と考えられる細粒の礫岩が局所的に分布する。砂岩、泥岩、チャート、花崗岩などの細円礫を含み、基質は赤褐色を呈し緻密である。

中新統は断層近傍では構造が著しく乱されていることが多く、研究地域南端部ではほぼ垂直に傾斜する例も見いだされる(図-5)。高ボッチ山南麓斜面においては、北東—南西走向の断層によって強く破碎されている。また、この付近において安山岩の貫入岩や、岩石の珪化作用が認められる。

研究地域南東高ボッチ山西麓には変質した安山岩が広く分布している。一般的に斑晶は目立たないが、微細粒な半自形の変質した角閃石が見いだされることがある。緻密で硬く、岩片を含むほか、発泡している場合もある。高ボッチ山の頂より西へ約2km地点、南北に伸びる林道沿いでは、北東—南西走向の断層による破碎を受け、角礫化した安山岩が露出している。とくに花崗閃緑岩との境界付近では、接触変成作用により青紫色～赤紫色を呈する。

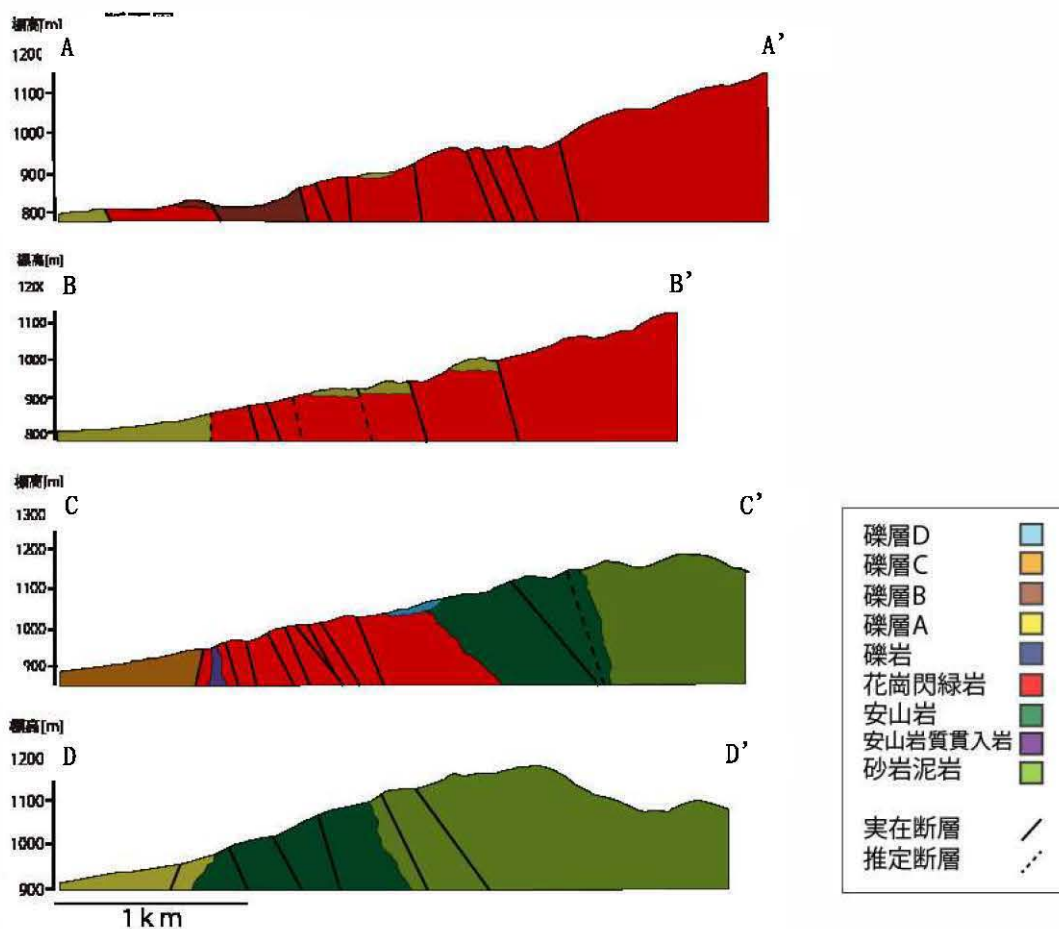


図-4 地層断面図
断面の位置は図3に対応。



図-5 中新統の泥岩
ほぼ垂直に傾斜する。
高ボッチ山西麓斜面。



図-6 花崗閃緑岩
断層による剪断を受ける。
研究地域北方境況。

松本花崗岩体

松本花崗岩体を構成する中粒花崗岩閃緑岩は、牛伏寺および崖の湯東方地域に広く分布し、山地斜面を形成している。一般に、最大長 5mm の自形～半自形の角閃石を含み、全体は中～細粒でやや緑色味を帯びる。花崗閃緑岩には開口性の節理が発達し、堅硬な岩石は極めて少ない。しばしば断層による顕著な破碎が認められ(図-6)、部分的に破碎の結果マサ化している。一部で暗色包有物を含むものもみられる。崖の湯南東では、安山岩との境界近傍で花崗閃緑岩の細粒化の傾向が認められる。

第四系

研究地域山麓および崖の湯東方の斜面には礫層が広く分布する。一般に風化が進んでいる。これらは礫種・基質などの特徴によって 4 種類の礫層(礫層 A～D, 仮称)に分類される。

礫層 A(図-7)は崖の湯周辺から東方の笹平までの、比較的広い範囲に分布する。礫は不淘汰で、大部分を花崗閃緑岩が占める。基質部は中粒砂で、礫由来の粗粒な風化物からなる。最大礫径は 60 cm で、基質支持、層理面などの堆積構造は確認できない。北東―南西走向の断層による変位を受けており、花崗閃緑岩との間の断層境界が塩沢川と笹平で観察される。礫層 B とは異なり、礫径 1m を超えるものはない。

安山岩の分布域に近接した地点においても、含まれる礫は花崗閃緑岩のみである。

礫層 B(図-8)はおもに牛伏川下流部右岸および境沢下流に分布する。花崗閃緑岩・砂岩・泥岩・凝灰岩などの亜角礫を含む。基質の一部は火山灰質となっている。花崗閃緑岩礫が大部分を占め、不淘汰、基質支持であり、径 1m を超える花崗閃緑岩の巨礫も含まれている。一般に基質は、礫由来の粗粒な風化物からなり、一部分では火山灰質となっている。花崗閃緑岩を不整合に覆う。層理は明瞭で、一般に西へ 10～15° 傾斜する。礫種に富むこと、亜角礫であること、巨礫を含むこと、基質が一部火山灰質であることから、他の礫層とは区別され、赤木山礫層(15-10 万年前;酒井ほか, 2009)に対比される。

礫層 C(図-9)は崖の湯南西の片丘地域に分布する。礫の大部分を花崗閃緑岩礫・安山岩が占め、そのほか付加体起源の砂岩・泥岩の礫を伴う。研究地域では最も礫の円磨度が高く、比較的淘汰が良い。最大礫径は花崗閃緑岩礫において 60cm に達する、堆積岩礫は比較的小さく、最大礫径は 3cm である。一般に礫支持である。

礫層 D は高ボッチ山西麓の安山岩と花崗閃緑岩の境界付近に分布する崖錐性の堆積物である。礫種も他の礫層とは異なり、接触変成を受けた安山岩・砂岩・凝灰岩などの礫を含み、花崗閃緑岩の礫はほと

んど含まない。礫の淘汰は悪く、角礫～亜角礫からなる。一般に礫のサイズは大きく、最大礫径は 50cm に達する。

現段階では礫層の年代は未詳であり、礫層の対比も今後の課題である。



図-7 礫層 A
ほぼすべてが花崗閃緑岩礫からなる。



図-8 礫層 B
西へ 10° 前後で傾斜する。
赤木山礫層に対比される。



図-9 礫層 C
古期の堆積岩礫を含む。

4. 断層

研究地域には、様々な走向の断層が見いだされる(図-10)。断層の走向に基づいて、断層を北西―南東走向、北東―南西走向、東―西走向の 3 グループに分類した。それぞれのグループの断層について、断層面の姿勢、岩石の産状、ガウジの性質、粘土の有無、露頭内で観察される複数の断層の新旧関係、運動センスなどについて記述する。

北西―南東方向の断層（牛伏寺断層群）

調査地域北部の中沢および境沢下流付近には、北西―南東方向の走向を示す断層が発達する。これらの断層の走向は牛伏寺断層の走向にほぼ一致しており、研究地域外北方の牛伏寺断層に連続する。ここではこれらを牛伏寺断層群と呼ぶ。中沢および境沢で観察される断層は、牛伏寺断層同様、左横ずれの運動センスを示す。

この断層群は、境沢において、礫層 B に変位を与えている。断層ガウジおよび断層粘土を伴う。牛伏寺断層群は、研究地域南部にはほとんど出現しない。露頭においては、牛伏寺断層群を構成する断層は、東―西方向の断層に変位を与えており、また、北東―南西方向の断層と互いに変位を与え合っている。露頭における観察では、牛伏寺断層群を構成する断層と、北東―南西方向の断層との間に、破碎帯幅や変位の規模に関して大きな差は認められない。

北東―南西方向の断層（崖の湯断層群）

研究地域の広い範囲において、北東―南西ないし南北方向の走向を示す断層群が見いだされる。地質図上においてもこの断層群は最も優勢である(図-11)。崖の湯温泉付近によく露出することから、崖の湯断層群と呼ぶ。研究地域北部では北東―南西方向の走向を示すが、研究地域中部の崖の湯付近では次第に北北東―南南西方向の走向に変化する。一般に、北西または南東に 40～70° で傾斜する、中～高角の断層であることが多いが、研究地域南方部では 70° 以上傾斜する高角断層であることが多い。

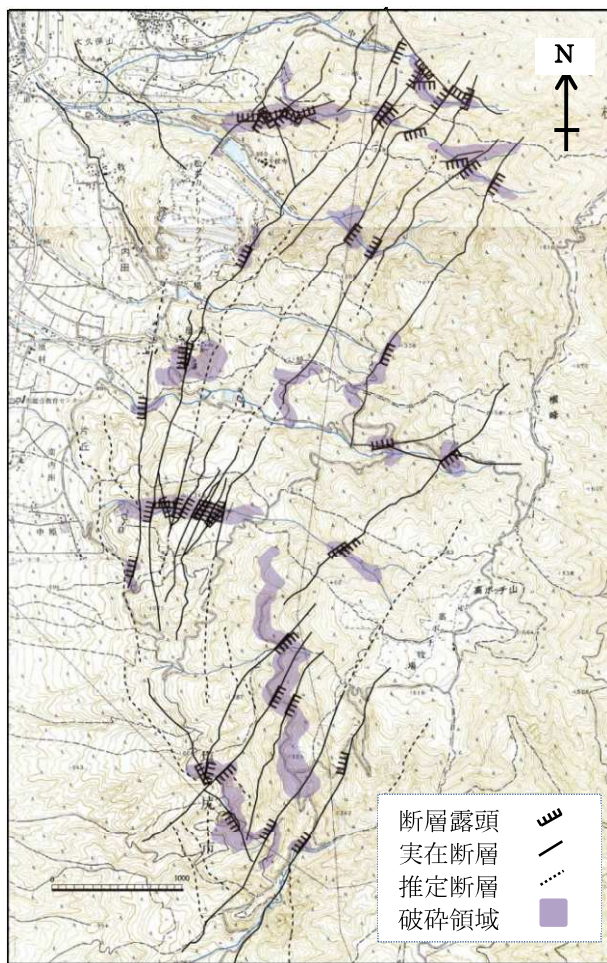


図-10 断層の分布と破碎領域

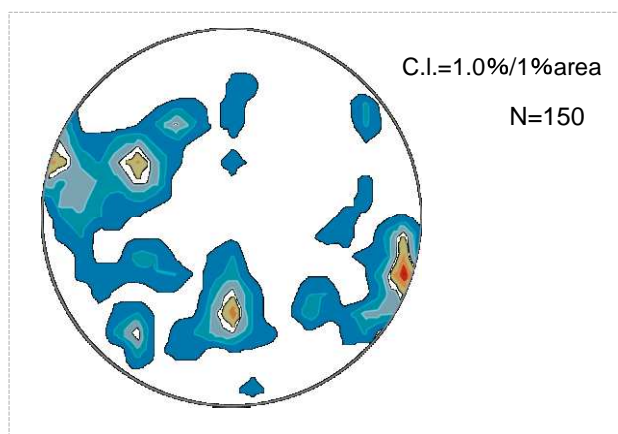


図-11 下半球等積投影図
北東－南西方向
崖の湯断層群が卓越する。

北西－南東方向の断層（牛伏寺断層群）とは斜交する。中～高角断層で、逆断層が優勢であるが正断層となる場合も見いだされる。おもに滝沢川中流、境沢下流では右横ずれ成分を示す断層も認められる。南方では高角逆断層となる例が多い。断層粘土を伴

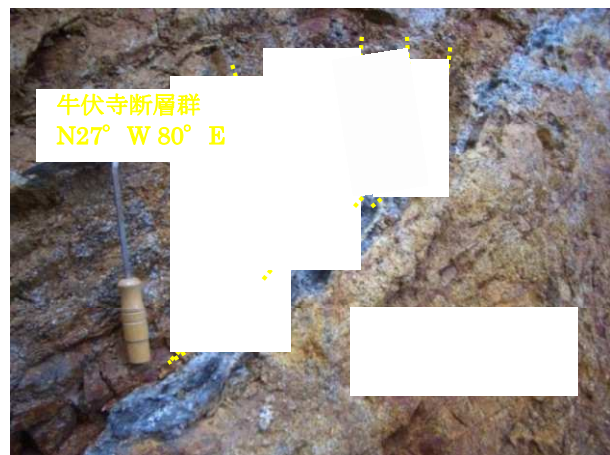


図-12 崖の湯断層群の右横ずれ構造
牛伏寺断層群の断層に変位を与える。

う大規模な破碎帯を持つものが多い。滝沢川では、断層粘土を伴う断層破碎帯が幅約 600m にわたって現れている。崖の湯断層群は少なくとも幅 2.5km の幅の範囲に存在している。北西－南東方向の断層と東西方向の断層に変位を与えており、また崖の湯南方塩沢川の右岸(950m)・崖の湯南東(約 1,100m)・笹平(1,250m)において礫層 A に変位を与えている(図-13)。カントリークラブ東方では、花崗閃緑岩と赤木山礫層と推定される礫層 B が崖の湯断層群の断層を介して接している。

崖の湯断層群は、右横ずれ成分(図-12)を伴う山地側上昇の逆断層であり、後期更新世に活動した履歴を有する。

東西方向の断層

20～30° の低角北落ちの断層で、高ボッチ北側斜面に多く現れ、花崗閃緑岩と安山岩に変位を与えている。ガウジおよび粘土の発達は顕著ではない。右横ずれ・左横ずれともに認められ、北西－南東方向と北東－南西の断層によって切られている。

5. 断層破碎帯および熱水変質帯

究地域の広い範囲にわたり、花崗閃緑岩中に断層破碎帯が形成されている。とくに、中沢・境沢・牛伏川上流・崖の湯・笹平・滝沢川などでは、断層粘土を伴う著しい破碎帯が発達する。中沢・境沢・滝

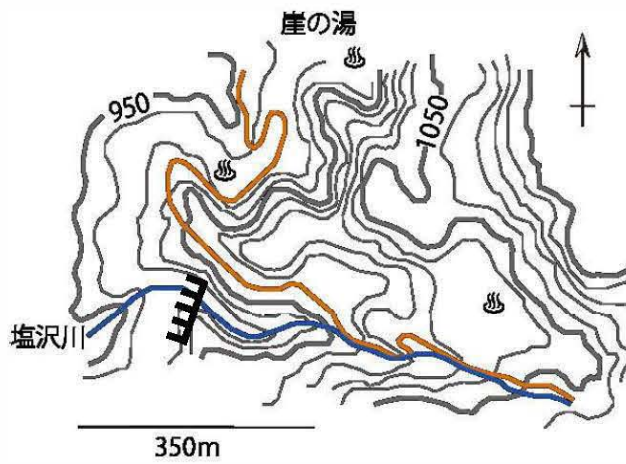


図-13 崖の湯断層群構成断層
礫層 A と熱水変質した花崗閃緑岩の境界断層。
高角西落ち, 東側上昇の断層
塩沢川下流域..

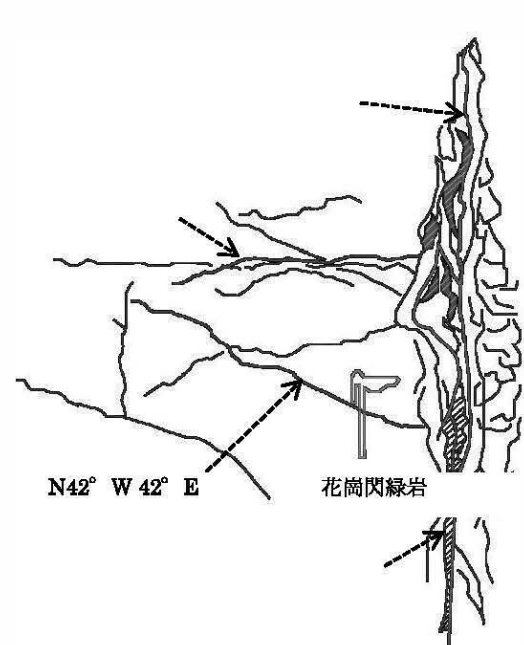
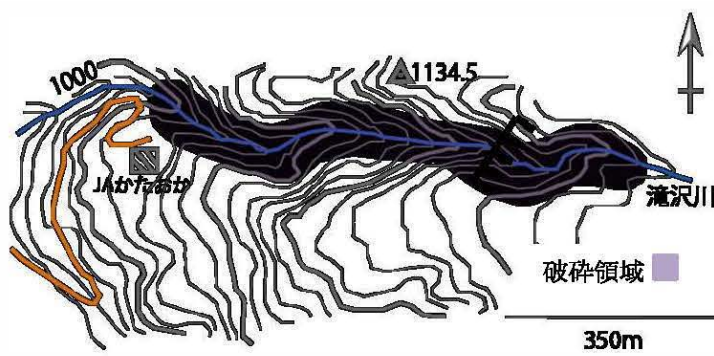


図-14 崖の湯断層群構成断層
塩沢川下流域

沢川では、断層破碎帯の幅は少なくとも東西幅 400～500m に及ぶ。

破碎帯中では、断層に近づくほど破碎のレベルは上昇する。とくに研究地域北部の中沢中流部、中沢下流部、牛伏川中流部、さらに研究地域中部の崖の湯周辺、滝沢川下流部には、とくに顕著な破碎帯が発達する。これらのうち、滝沢川では、破碎作用を強く受けた花崗閃緑岩と断層角礫や粘土を伴うガウジが、幅 600m 以上にわたって連続的に現れている(図 14)。これらの破碎帯中に見いだされる面構造は主として崖の湯断層群の走向と同じ北東-南西方向である。

崖の湯付近にはとくに広い破碎帯が存在し、花崗閃緑岩にはそれに伴う風化および変質が進行している。崖の湯破碎帯中には、熱水変質の結果形成された幅数 10m 規模の粘土帯が存在する。粘土帯の粘土は青灰色を呈し、黄鉄鉱の微小な結晶のほか、花崗閃緑岩の岩片を含むことが多い。

6. 考察

崖の湯断層の変位と活動

今回新たに見いだされた崖の湯断層は、右横ずれ成分を伴う 40～70° 東落ち逆断層で、北西-南東方向の牛伏寺断層群と斜交する。とくに研究地域南部では、70°～80° の高角逆断層で、大規模なガウジや断層粘土を伴うものが多い。本研究範囲内で約 6km にわたって連続的に追跡される。松本カントリークラブゴルフ場東方では、赤木山礫層(15～10 万年前)に対比される礫層 B に変位を与えており、牛伏寺断層とともに活断層である。

崖の湯断層群は、礫層 A を少なくとも 3 箇所に変位させている。断層による変位を与えられた礫層 A の分布高度の差から判断して、鉛直方向の累積変位量は少なくとも 380m に及ぶ。礫層 A に変位を与えた年代を最も古く 15 万年と仮定した場合、崖の湯断層群の鉛直方向の変位速度は、1,000 年あたり約 2.5m

である。また、崖の湯断層群は北西-南東方向の牛伏寺断層群と東西方向の断層に変位を与えている(図-12,14)。崖の湯断層群は東側山地を上昇させる逆断層であるとともに、牛伏寺断層群の活動後も運動した活断層である。

崖の湯断層群と牛伏寺断層群の関係

露頭における観察結果から、牛伏寺断層群と崖の湯断層群は互いに変位を与えあっている。ただし、崖の湯断層群が牛伏寺断層群に変位を与えている観察例が圧倒的に多い。

地質図上では、松本カントリークラブゴルフ場の南方では、牛伏寺断層系統の方向の断層を崖の湯断層群が切っている。一方、南方の片丘およびこの周辺では、崖の湯断層群が牛伏寺断層系統の方向の断層による引きずりの結果、南北走向となっている。さらに南方の松本市と塩尻市の境界部では、この牛伏寺断層群の断層に対して崖の湯断層群が変位を与えている。このように、研究地域北部では崖の湯断層群が牛伏寺断層群に、南部では牛伏寺断層群が崖の湯断層群にそれぞれ変位を与えている。地質図からは、松本カントリークラブゴルフ場西方の牛伏寺断層系統の断層がもっとも古く、次いでそれを切る崖の湯断層群、さらにその断層に変位を与えている片丘近辺の牛伏寺断層群と活動時期が若くなることが読み取れる。

牛伏寺断層群は、これまでのトレンチ調査によって、左横ずれ成分を有する高角断層であり、最新の活動が 841 年であることが知られている(奥村ほか, 1995)。このことから、牛伏寺地域においては、牛伏寺断層の活動がもっとも新しい可能性が高い。また、牛伏寺断層は松本市大久保山以北の中山地域にて明瞭な直線地形を形成していることから、かなり新しい時代の活断層であると一般にされている。しかし、露頭観察では、研究地域ほぼ全域において、崖の湯断層群が圧倒的に優勢であり、かつ崖の湯断層群が牛伏寺断層群に変位を与えている例が多い。

研究地域南部においては、地質図スケールにおいて崖の湯断層群が牛伏寺断層群に変位を与えている。これらのことから、崖の湯断層群を構成する断層の中には牛伏寺断層群を構成する断層よりも新期の活動時期を示す断層が含まれると判断される。崖の湯断層群が右横ずれ、牛伏寺断層群が左横ずれを示すことから、両者は共役断層である可能性がある。現在、牛伏寺断層の活動に伴う地震の発生が懸念されているが、今後は崖の湯断層群についても注目する必要がある。

7. まとめ

- a. 研究地域には、中新統・花崗閃緑岩・第四紀層が分布する。
- b. 北東-南西方向の崖の湯断層群・北西-南東方向の牛伏寺断層群・東西方向の断層が見いだされた。
- c. 崖の湯断層群は右横ずれを伴う逆断層で、研究地域ではもっとも優勢である。
- d. 崖の湯断層群と牛伏寺断層群は互いに変位を与え合う。
- e. 崖の湯断層の垂直変位量は 380m 以上である。
- f. 崖の湯断層群は少なくとも幅 2.5km にわたる大規模な破碎帯を伴う。

謝辞

信州大学大学院工学系研究科専攻の皆様には内容について議論していただいた。とくに横山幸子氏(安曇野市役所)、山田 友氏(応用地質株式会社)、堀内 義氏(松本市四賀化石館)には調査に同行していただき、有益なご助言をいただいた。信州大学名誉教授小坂共栄博士には、研究を進める上で常に適切なアドバイスをいただいた。これらの方々に深く敬意を表する。

文献

- 1) Ikeda, Y. and Yonekura, N., 1986, Determination of Late Quaternary rates of net slip on two major fault zone in central Japan. *Bull. Geogr. Univ. Tokyo*, vol. 18, 49-63.
- 2) 小林国男, 1967, 松本平ができるまで. 松本と安曇の話, 3, 33, 安筑郷土資料刊行会.
- 3) 奥村晃史・佃 栄吉, 1995, 日本の活断層発掘調査[54]1988 年糸魚川-静岡構造線活断層系牛伏寺断層(松本市並柳地区)トレンチ調査, 活断層研究, 13, 54-59.
- 4) 奥村晃史・佃 栄吉・山崎晴雄, 1995, 日本の活断層発掘調査[57]1990 年糸魚川-静岡構造線活断層系牛伏寺断層(松本市並柳地区)トレンチ調査, 活断層研究, 13, 80-87.
- 5) 牛伏川砂防工事沿革史編集会, 1933, 牛伏川砂防工事沿革史, 信濃毎日新聞社.
- 6) 酒井潤一・原山 智・小坂共栄, 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), 第 4 章, 地質調査所, 34-40.

(原稿受付 2011. 4. 1)