

松本市安曇, 野沢で発生した崩壊(1945年)と梓川断層群の破碎帯

大塚 勉¹, 赤羽由起夫²

¹信州大学全学教育機構, ²筑波大学大学院人文社会科学研究所

The landslide in the Nozawa gully(1945) and shear zones of the Azusagawa Faults, Matsumoto City, central Japan.

Tsutomu Otsuka¹ & Yukio Akahane²

¹School of General Education, Shinshu University

² Graduate School of Humanities & Social Sciences, Tsukuba University

キーワード：崩壊, 活断層, 破碎帯, 梓川断層群, 美濃帯, 付加体

Keywords : landslide, active fault, shear zone, Azusagawa Faults, Mino terrane, accretionary complex

1. はじめに

長野県松本市を流れる梓川流域では, 大きな被害を伴う山腹の崩壊がたびたび発生している。1757年には, 現在の松本市安曇の国道158号親子滝トンネル付近で「トバタ」が崩壊して梓川をせき止め(横山, 1966; 大塚・根本, 2003), 形成された天然ダムの決壊によって松本平が洪水に襲われた。近年では, 1991年に島々南西の「猿なぎ」が崩壊し, 国道158号が長期間にわたり不通となった。本論文の研究対象である野沢の崩壊も,

梓川流域で発生した崩壊地の一つである。

野沢の崩壊は, 1945年(昭和20年)9月中頃から続いた長雨の中で, 10月9日正午過ぎ, 松本市安曇大野田西方(図1)にある野沢下流の斜面で発生した。この崩壊によって竜島発電所の住宅が押し流され, 6名の犠牲者を出すに至った(安曇村公民館編集部, 1983)。公民館報には, 関係者からの聞き取りの結果として, 以下のように記述されている。

「山本所長は事務所の窓を開け何気なく社宅の方に目をやった。(中略)野沢の急斜面を五, 六個の石が滑り落ちてゆく。頂上に目をやると, 松林が風もないのに揺らぐ。『変だなあ』と思った。まるでスローモーションの映像を見るように異常にふくれ張りつめたと感じた, と同時に削ぎ落ちるようにして周囲を巻き込み加速をつけて落下していく。声にならない悲痛な言葉が山本所長の口から漏れた。『山津波だ』」

このとき形成された崩壊地は, 現在でも安曇島々地区から明瞭に眺めることができる(図2)。なお大正後期から昭和初期にかけての時期に撮影された写真には, 野沢の崩壊を構成する2カ所の崩壊地のうち, 上流側の1カ所のみが記録されている。

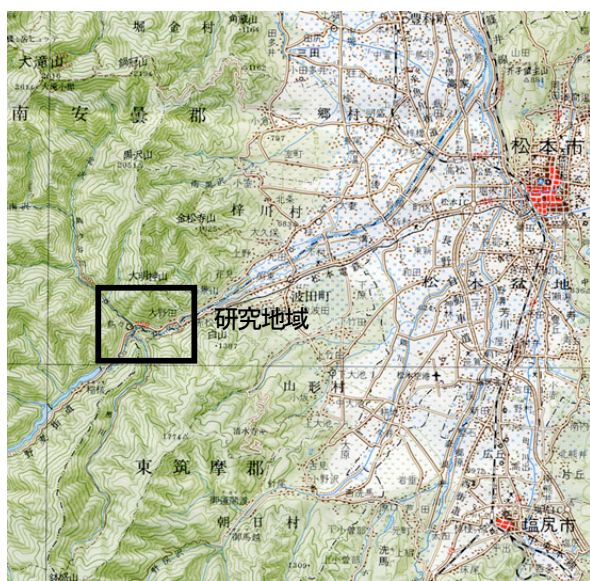
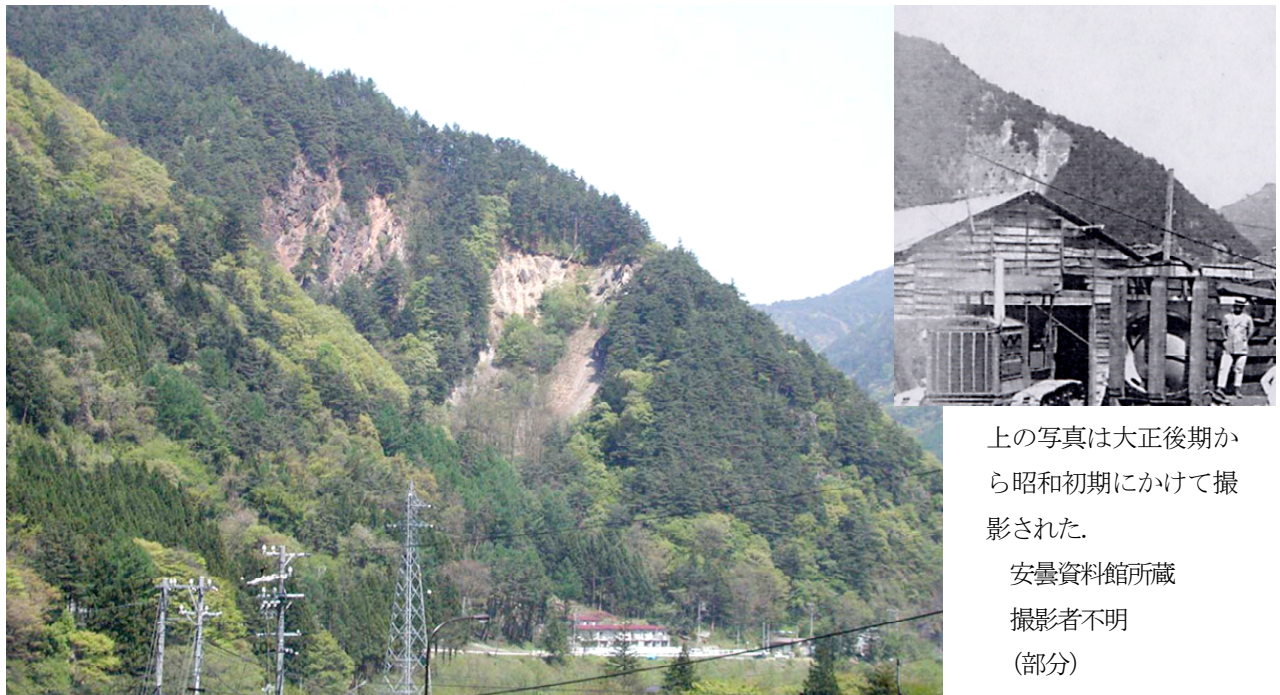


図1 研究地域の位置



上の写真は、大正後期から昭和初期にかけて撮影された。
 安曇資料館所蔵
 撮影者不明
 (部分)

図2 島々から見た野沢の崩壊
 向かって右側の崩壊地が1945年に形成されたもの。

梓川流域では、安曇村島々から奈川渡にかけて、北東-南西方向に伸びる複数の断層からなる梓川断層群(仁科, 1983)が走っている。梓川断層群は、大塚ほか(2002)によって活断層であることが報告され、さらに永吉・大塚(2003)、中島・大塚(2006)らによって、その正確なトレースや運動像などを明らかにする試みがなされている。この研究では、野沢およびその周辺地域の地表踏査により地質を明らかにし、梓川断層群の破砕帯と野沢の崩壊との成因的な関係について論じる。

II. 地形とリニアメント

研究地域は松本盆地の西側に接する山地であり、梓川に沿った狭長な平坦地を除いて、急傾

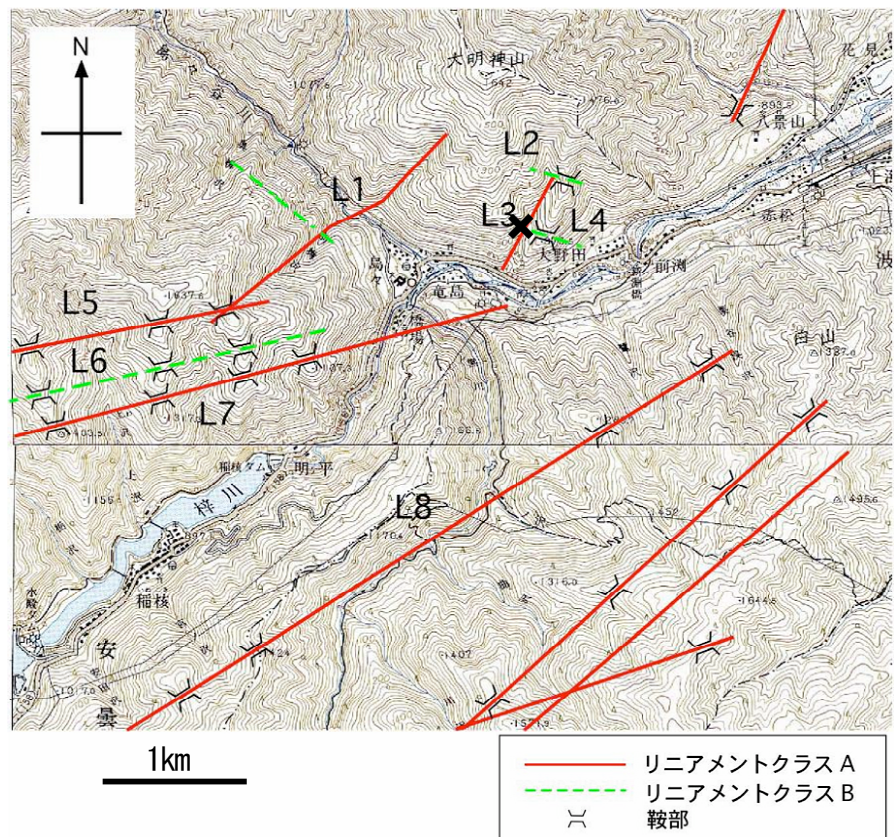


図3 研究地域周辺のリニアメント
 2万5千分の1地形図「波田」「古見」に加筆。明瞭なものをクラスA、
 やや不明瞭なものをクラスBとする。 ×: 野沢の崩壊

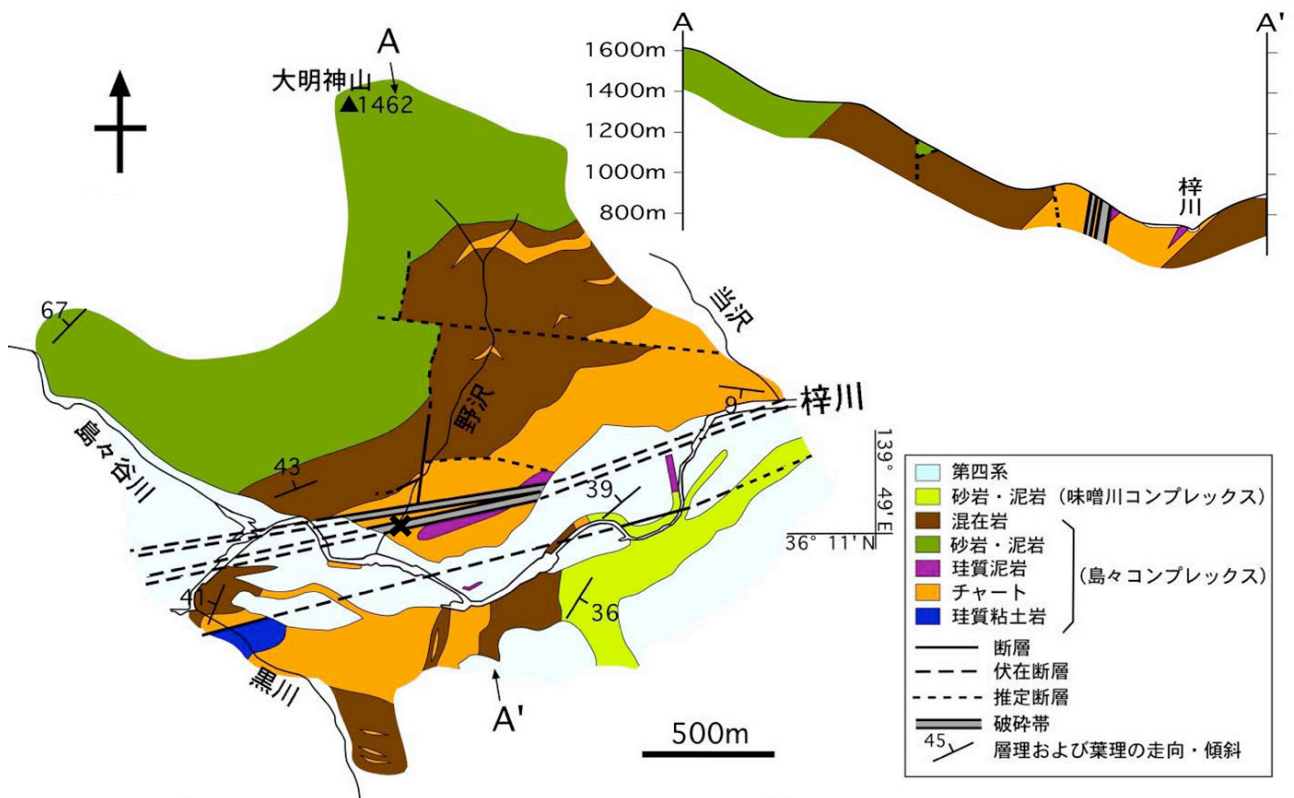


図4 地質図および地質断面図

✕：野沢の崩壊

斜地によって占められている。研究地域の最高地点である大明神山（標高 1642m）と梓川との標高差は 900m を越える。研究地域の南部を梓川が東に流れ、島々谷川・黒川急・野沢が合流する。研究地域中央部の野沢下流の右岸に崩壊地が存在する。野沢の崩壊は、それぞれ幅約 50m、高さ約 60m の 2 つの崩壊地からなる。南側の崩壊地が、1945 年の崩壊によって新たに形成されたものである。

研究地域に存在する断層の位置を推定するために、リニアメントの判読を行った。判読にあたっては、1947～48 年に米軍によって撮影された約 4 万分の 1 空中写真「波田」（地理調査所）、および 1958 年に撮影された松本・塩尻・上高地・乗鞍岳の 5 万分の 1 地形図内のコース番号 C-23～C-28 の約 1 万 5 千分の 1 の空中写真（日本林業技術協会）を使用した。研究地域で見られるリニアメントの多くは北東－南西方向のトレースを示す（図 3）。これらのうち、L5 は島々西方の山地にある複数の鞍部を通過して西南西方向に伸びる。L6 は L5 の南側を平行に走るリニアメントで、鞍部地形が連続する。L7 は、竜島南方から橋場を通過して L6 の南側を平行に走り、西南西方向に伸びるリニアメントで、複数の鞍部

地形を通過し、笑沢・上沢において顕著な右横ずれの屈曲を形成している。L7 は、梓川左岸では最も明瞭である。L8 は、梓川右岸の尾根上に連なる鞍部地形から、黒川の流路の屈曲部、稲核南方の鞍部地形を示す明瞭なリニアメントである。

III. 地質

研究地域の山地には、美濃帯東部のジュラ紀付加コンプレックスである島々コンプレックスと味噌川コンプレックス（ともに Otsuka, 1988）によって構成されている（図 4）。島々コンプレックスは、研究地域の大半を占める梓川以北と梓川以南の西部地域に分布している。研究地域の梓川以南の東部地域には味噌川コンプレックス（Otsuka, 1988）が分布している。

島々コンプレックスは、研究地域の大半を占める梓川以北、および梓川以南の竜島地域、黒川流域に分布している。珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩、およびこれらの岩石からなる混在岩によって構成される。研究地域では、北西側の構造的上位から砂岩・泥岩の卓越するユニット、混在岩の卓越するユニット、チャートブロックの卓越するユニットに区分される。混在岩は、



図5 野沢の崩壊 左：北露頭 右：南露頭

研究地域の中央部全体に分布し、大規模なチャートのブロックを含む。黒～暗灰色を呈する泥岩の基質と、砂岩・チャート・珪質泥岩・珪質粘土岩の小規模なブロックからなる。基質の泥岩は一般に強く変形しており、鱗状劈開が発達している。混在岩に含まれる小規模なブロックも強く変形しており、側方に引き伸ばされたレンズ状を呈することが多い。基質の泥岩には初生的な堆積構造がほとんど残されていない。砂岩・泥岩の層理面は、おもに北東-南西走向を示し、 $20\sim 70^\circ$ 北西に傾斜する。混在岩に発達する劈開面は、おもに北東-南西走向を示し、 $20\sim 60^\circ$ 北西に傾斜している。

味噌川コンプレックスは、研究地域では梓川以南の東部地域に分布している。なお、研究地域には、砂岩・泥岩のみが分布している。味噌川コンプレックスの砂岩・泥岩は、一般に堆積構造をよく残している。砂岩・泥岩の層理面は、おもに北東-南西方向で $30\sim 70^\circ$ 北西に傾斜しているが、一部では南東側への傾斜を示す場合がある。研究地域東部では、梓川断層群の構成要素である北東-南西方向の断層を介して両コンプレックスの岩石が接している。

IV. 断層

1. 断層露頭

野沢の崩壊は、二つの露頭からなる。ここでは、1945年の崩壊以前から存在していた露頭を「北露頭」、新たに形成された下流側(南側)の露頭を「南露頭」と呼ぶことにする(図5)。崩壊地に露出している岩石はチャートが大半を占めており、南露頭の南上端部に珪質泥岩が認められる。崩壊地に露出する岩石のほぼ全体が断層

による破碎を受けており、多くの断層が観察される。崩壊地全体で57例の断層を見だし、断層面の姿勢・断層粘土の有無およびその幅・破碎帯の幅・破碎帯の組織・断層が形成されている岩石などについて記載を行った。そのうち38例は南露頭(表1)、19例は北露頭(表2)である。露頭の状況を図6～9に、測定された断層の姿勢を図10に示す。

(1)南露頭

南露頭は、1945年の崩壊により新たに形成された露頭である。ここでは、幅約50m、高さ約60mにわたる馬蹄形の崩壊地が形成されている。破碎のために露頭は著しく脆弱で、現在も恒常的に小規模な崩落が発生している。

南壁面では、14例の断層が見いだされた。南壁面では、幅1cm以下のものから幅十数cmのものまで、複数の小断層からなる破碎帯が存在し、それらの多くが、北北西-南南東方向を示す(図10)。ここで見られる小断層の多くは、野沢に露出する断層に平行なものである。

中央壁面では、18例の断層が見いだされた。中央壁面のほぼ全体が大規模な破碎帯となっており、その幅は約40mにも及ぶ(図6, 7, 8)。断層の姿勢は東西方向ないし北東-南西方向に集中している(図10)。

北壁面では、6例の断層が見いだされた。破碎帯の幅が数cmから30cmほどの比較的小規模な断層が見いだされる。断層面の走向傾斜は南北方向ないし北東-南西方向であり(図10)、南壁面の小断層からなる破碎帯とともに、野沢に露出する断層に平行なものである。

(2)北露頭

北露頭は、南露頭とは異なり、崩壊地斜面に多くの比

表1 南露頭において見いだされた断層

南壁面

露頭番号	姿勢	幅	破碎帯の組織
1	6 W 88 E	1cm	断層ガウジ
2	33 W 90	1.5cm	断層ガウジ
3	38 W 75 E	1cm未満	断層ガウジ
4	14 W 89 E	1cm未満	断層ガウジ
5	16 W 87 W	1.5cm	断層ガウジ
6	20 W 70 W	1cm	断層ガウジ
7	16 W 73 W	1~1.5cm	断層ガウジ
8	30 W 77 E	16cm	断層角礫
9	24 W 81 W	1~2cm	断層ガウジ
10	14 E 25 E	1cm未満	断層ガウジ
11	29 W 73 E	1cm未満	断層ガウジ
12	63 W 81 E	1cm	断層ガウジ
13	80 W 74 E	15cm	断層角礫
14	29 E 24 E	5~7cm	カタクレーサイト、断層ガウジ



図6 南露頭 中央壁面の断層破碎帯

中央壁面

露頭番号	姿勢	幅	破碎帯の組織
15	84 E 75 N	15cm	断層ガウジ、断層粘土4cm
16	76 W 70 S	7~10cm	断層角礫、断層粘土3cm
17	81 E 35 N	15cm	断層ガウジ、断層粘土5cm
18	89 E 81 N	12~15cm	断層角礫、断層ガウジ、カタクレーサイト
19	58 W 80 N	2~3cm	断層ガウジ
20	44 E 30 S	10~15cm	断層角礫
21	54 E 52 E	2~3cm	断層ガウジ
22	81 E 79 S	40cm	断層ガウジ
23	59 E 47 S	40cm	断層ガウジ
24	86 W 58 N	10~13cm	断層ガウジ
25	60 W 54 N	2~7cm	断層角礫
26	89 E 77 S	115~140cm	断層角礫、カタクレーサイト
27	69 E 70 N	10~13cm	断層角礫
28	64 E 78 N	3~7cm	断層ガウジ
29	42 E 80 N	13cm	断層ガウジ
30	46 E 77 N	3~5cm	断層ガウジ、断層粘土1cm
31	22 E 57 W	35cm	断層角礫
32	16 E 90	10~15cm	断層ガウジ、断層粘土3~5cm



図7 南露頭 断層26 のガウジと角礫

北壁面

露頭番号	姿勢	幅	破碎帯の組織
33	46 E 80 N	10cm	断層ガウジ、断層粘土3cm
34	24 E 58 N	10cm	断層ガウジ、断層粘土1cm
35	4 E 83 E	20cm	断層ガウジ
36	70 W 80 N	3~5cm	断層ガウジ
37	7 E 51 W	30cm	断層角礫
38	38 E 57 W	10cm	断層ガウジ

表2 北露頭において見いだされた断層

露頭番号	姿勢	幅	破碎帯の組織
1	68 W 60 N	280cm	断層角礫、断層ガウジ、断層粘土10~16cm
2	2 W 64 W	2~6cm	断層角礫
3	43 E 75 W	10cm	断層角礫、断層ガウジ
4	88 E 59 N	10cm	断層ガウジ
5	36 E 77 N	30cm	断層ガウジ、断層粘土3cm
6	16 E 68 N	5~7cm	断層ガウジ
7	10 E 87 E	10~25cm	断層角礫
8	48 W 85 N	3~5cm	断層角礫
9	86 W 83 S	3~5cm	断層角礫、断層粘土1cm
10	87 E 55 N	8cm	カタクレーサイト
11	46 W 84 N	12~18cm	断層ガウジ
12	71 W 86 W	50~60cm	カタクレーサイト、断層角礫
13	59 E 64 N	10~35cm	断層角礫、断層ガウジ、断層粘土2cm
14	72 E 45 N	8~18cm	断層角礫、断層ガウジ
15	71 W 77 W	25cm	断層ガウジ
16	34 W 88 W	15~20cm	断層角礫
17	71 W 80 S	70~90cm	カタクレーサイト、断層粘土50cm
18	34 W 80 N	15cm	断層ガウジ
19	82 E 32 N	25~30cm	断層角礫、断層ガウジ



図8 南露頭 断層26 の断層角礫

較的堅硬なチャートブロックが突出している。ここでは、19例の断層が記載された。断層破碎帯の規模は、幅数cmから数mのものまで多様である(図9)。断層の姿勢は、全体としてほぼ東西方向に集中する(図10)。北露頭の北側壁面は堅硬なチャートで、破碎帯は見られない。

崩壊地に露出しているこれらの断層は、断層面の姿勢と破碎帯の規模に基づいて、1)断層面の走向傾斜が東西方向から北東-南西方向を示し、破碎帯の幅が数cmから10数mに至る比較的大規模な断層、2)断層面の走向傾斜がほぼ南北方向を示し、破碎帯の幅が30cmを超



図9 北露頭 断層 17 の粘土を伴うガウジ

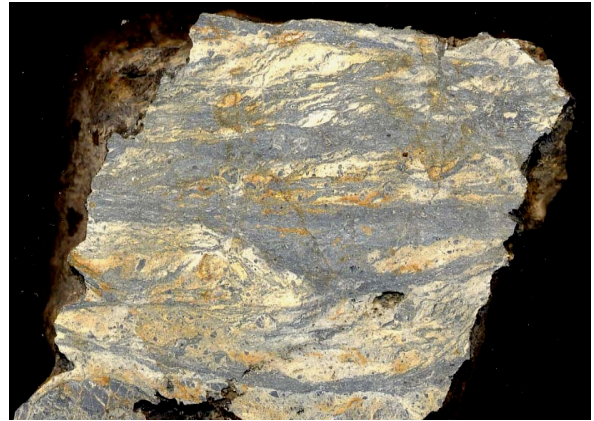


図11 カタクレーサイト・ガウジの水平断面
標本の幅は約15cm. (北露頭 断層17)
上方からの観察. 右横ずれ変位を示す.

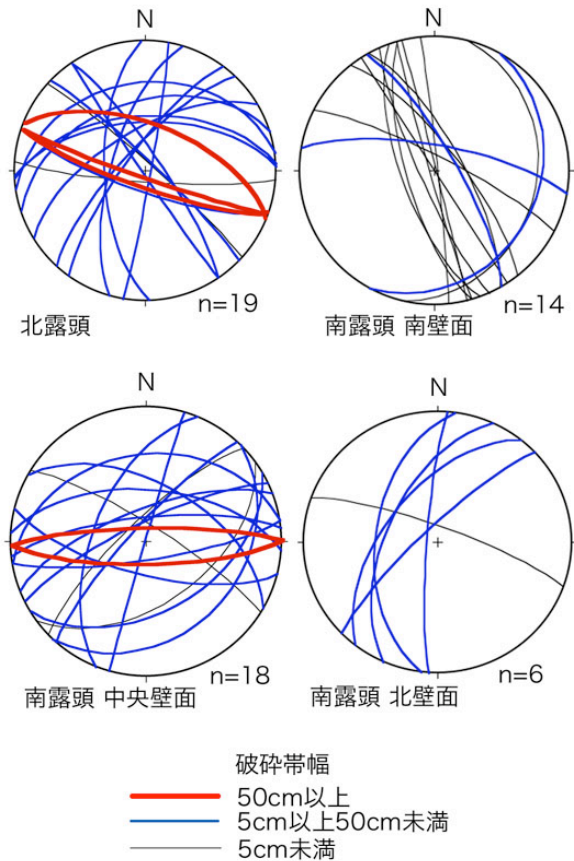


図10 断層面の姿勢 (下半球等積投影)

えない比較的小規模な断層の2つに区分することができる。

東西方向から北東-南西方向を示す大規模な断層は、西方に位置する竜島温泉を通過するトレースが推定されるため「竜島断層」と呼ぶ。竜島断層は、その位置や

姿勢から判断して梓川断層群の構成要素である。また、野沢に沿うほぼ南北方向の比較的小規模な断層は「野沢断層」と呼ぶ。

2. 断層岩と複合面構造

断層岩の脆性破碎帯中には、岩石の脆性的な剪断作用の結果として、Y面、R1面、P面などからなる複合面構造が形成される。複合面構造に基づき、断層の剪断センスを判定することが可能である。野沢の崩壊の北露頭で採取された断層ガウジおよびカタクレーサイトの4例の定方位サンプルの切断面において、断層の運動センスを判定することができた。なお、採取されたサンプルは全てチャート起源の断層岩である。

断層 Ftn1 から得られたサンプルでは、水平断面において右横ずれセンスの断層運動を示す、断層 Ftn17 から得られた2サンプルでも、水平断面において右横ずれセンスの断層運動を示す(図11)。また、同地点での垂直断面における観察の結果、南側の相対的な上昇を読み取ることができた。

V. 考察

1. 竜島断層トレースと運動像

竜島断層は、野沢の崩壊を通過して西北西-東北東方向へ伸びる大規模な断層である。南露頭に露出している断層破碎帯は幅40m以上、北側露頭に露出している断層破碎帯は幅30m以上に及ぶ。

野沢の崩壊の南露頭と北露頭の間には比較的堅硬なチャートが露出していることから、竜島断層はこれら2つの露頭を通る2本の断層からなるものと考えられる。

島々西方の山地には、東北東-西南西方向を示すリニアメント L5, L6 が存在している。この地域での断層の存在は確認されていないが、リニアメント L5 および L6・竜島温泉・野沢の崩壊は、東北東-西南西方向に一直線に並ぶことから、これが竜島断層のトレースを示す可能性は高い。さらに、野沢の崩壊の東方約 2km の地点に存在する梓川河床の断層露頭（中島・大塚, 2006）は、その変位センスや規模の点で竜島断層と類似しており、竜島断層の東方延長部分である可能性がある。また、竜島断層のトレースは、梓川断層群の構成要素である橋場断層（永吉・大塚, 2003）の北西側をほぼ平行に走っており、竜島断層も橋場断層と同様に梓川断層群の構成要素であると考えられる。

崩壊地内で採取した断層ガウジ、およびカタクレーサイトの 4 例の定方位サンプルは、竜島断層は右横ずれで、南側が相対的に上昇するセンスを示す。これは、梓川断層群が右横ずれ傾向を示す断層であるというこれまでの研究の結果（仁科, 1983 ; 中島・大塚, 2007）に調和的である。

2. 野沢の崩壊の発生要因

斜面の大規模な崩壊が発生するための条件は、一般に地形要因、地質要因、変動要因の 3 つの項目に整理される。斜面変動は、斜面に潜在的に存在する地形要因や地質要因により不安定化した地域において、斜面構成物質が一挙に崩壊するための要因となる現象（trigger）が加わることによって発生することが多い。

a, 地形要因

梓川流域の大部分は急峻な地形によって占められている。崩壊地が位置する野沢下流の東側斜面も急斜面となっており、平均斜度は約 40° である。基本的に斜面に存在していた岩石は不安定な状態であったうえに、急勾配河川である野沢の浸食によって斜面の不安定さが増していたものと考えられる。

b, 地質要因

崩壊地では、チャートの層理面の走向傾斜は一定しないが、この地域の地層は北東-南西方向の走向を有し、北西に急傾斜する。ほぼ西を向く野沢左岸の急傾斜斜面では、流れ盤に準ずる地質構造が準備されていた。

本研究では、崩壊地に、東西方向から北東-南西方向を示す竜島断層と南北方向の野沢断層の 2 方向の断層が存在していることが明らかになった。とくに、竜島断

層は幅広い未固結破砕帯を伴う大規模な断層であり、崩壊地の中央壁面全体に露出している。ここでは、これら交差する 2 方向の断層運動によって岩石が破砕されて結果、斜面の地盤が脆弱になり、不安定となっていたものと考えられる。

c, 変動要因

崩壊に先立って、9 月中旬頃より断続的に降雨があり、崩壊時にも激しい降雨が続いていた（安曇村公民館報, 1983）。松本測候所の気象月報原簿（1945）によると、1945 年 9 月は、9 日から 18 日にかけて断続的に降雨が観測され、その間の総雨量は 72.1 mm であった。10 月に入ってからは連続的な降雨が続き、3 日の深夜から 5 日にかけて観測された降雨での累積雨量は 181.1 mm であった。とくに 5 日には、1 日で 100 mm 以上の降雨があり、氾濫した島々谷川が島々に大きな被害を及ぼした（安曇村公民館報, 1983）。また、7 日から 11 日にかけても連続的な降雨が観測され、7 日の 2 時から 11 日の 14 時までの総雨量は 227 mm にまで達している。これらの断続的な降雨によって、10 月に入ってからは、崩壊が発生した日の 10 月 9 日 14 時までの累積雨量は 330.5 mm に達しており、斜面は飽和的な含水状態に達していたと推定される。これらの雨量の数値は松本測候所の値であるため、山地である研究地域においては、この数値を上回る降水量があった可能性が高い。野沢の崩壊に先立つ地震などの発生要因は記録されていないため、連続的な降雨が崩壊の誘因であったと考えられる。

以上のように、野沢の崩壊は記録的な長雨が引き金となって発生したが、その背景として、梓川断層群を構成する竜島断層の大規模な破砕帯の存在が重要であった。

VI. まとめ

空中写真によるリニアメント解析と地質の地表踏査の結果、松本市安曇の野沢の崩壊周辺に分布する美濃帯付加コンプレックスの岩相分布と、断層のトレースが明らかになった。崩壊地には、東西方向から北東-南西方向の竜島断層と、南北方向の野沢断層が存在する。とくに竜島断層は、右横ずれで南東側が相対的に上昇する運動センスを示し、梓川断層群を構成する断層である。野沢の崩壊は、竜島断層の大規模な破砕帯、および野沢断層が交差する部分に生じたとくに脆弱な地質条件の斜面に、長期間の断続的な降雨が作用して発生した。

1757年(宝暦7年)梓川上流のトバタにおいて、土砂ダムの形成と決壊をとまなう土砂災害が発生している(大塚・根本, 2003; 目代, 2006; 森ほか, 2007). 1991年10月には、松本市安曇の国道158号猿なぎ洞門が崩壊した。ともに、断層破砕帯が存在する脆弱な地質条件に、まとまった量の降雨がはたらいたときに災害が発生している。梓川の流路に沿って、梓川断層群および境峠断層などの運動に関連した破砕帯が形成されている。断層破砕帯の位置や規模の把握と将来の災害予測が急務である。

謝辞

松本市安曇資料館の山本信雄氏には、野沢の崩壊について記述した文献や崩壊前に撮影された写真など、貴重な資料を紹介していただき、それらの利用に関して便宜を図っていただいた。散逸しがちな資料が整理・保管されている安曇資料館によって研究が助けられた。また、野沢の崩壊の呼称に関して、現地の状況についてご教示いただいた。気象庁松本測候所には気象月報原簿を閲覧させていただいた。信州大学理学部小坂共榮教授をはじめとする地質科学教室構造・層位談話会の方々には現地調査にご同行いただくとともに、貴重なご意見をいただいた。これらの方々には深く感謝申し上げる。

文献

- 1) 安曇村公民館編集部, 1983, 村内散歩7, 野沢の山津波. 館報あづみ, 第245号, 2.
- 2) 松本測候所, 1945, 気象月報原簿.
- 3) 目代邦康, トバタ災害の地形・地質学的背景. 松本市安曇資料館編「トバタの山崩れと大水 江戸時代の天然ダムによる災害」58pp. 3-16.
- 4) 森 俊勇・井上公夫・水山高久・植野利康, 2007, 梓川上流・トバタ崩れ(1757)に伴う天然ダムの形成と決壊対策. 砂防学会誌, 60, no. 3. 44-49.
- 5) 永吉哲也・大塚 勉, 2003, 北アルプス南部, 梓川流域の活断層群の運動像. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 224.

- 6) 中島由記子・大塚 勉, 2007, 松本盆地西方の梓川河床に露出する断層破砕帯, 信州大学環境科学年報, 第29号, 47-54.
- 7) 仁科良夫, 1983, 梓川断層群について. 長野県地学研究会報告集, 3, 26-30.
- 8) Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern part of the Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 31, 63-122.
- 9) 大塚 勉・根本 淳, 2003, 長野県安曇村梓川流域において1757年に生じた「トバタ」の崩壊と天然ダム. 信州大学環境科学年報 第25号. 81-89.
- 10) 大塚 勉・永吉哲也・酒井 順, 2002, 松本盆地西方の山間生活圏における梓川断層と崩壊. 信州大学環境科学年報 第24号, 79-86.
- 11) 斎藤円正, 1998, 水害と土砂災害, 安曇村誌安曇村誌編集委員会編, 「安曇村誌 第三巻 歴史(下)」第四編 社会, 第五節, 292-301.
- 12) 横山篤美, 1966, 善左エ門役日記(宝暦トバタ水難記録), 波田村長寿会. 51pp.

付記 崩壊地の名称について

本研究の対象となった野沢の崩壊は、斎藤(1998)によって「たかつなぎ」とよばれている。現在では、通称「たかつなぎ」とよばれる場所が崩壊地の近傍に存在するが、崩壊地そのものを指して用いられているわけでもないようである。崩壊地を指す言葉「なぎ(薙ぎ)」が用いられていること、近隣には野沢の崩壊以外の大規模な崩壊地が存在しないことから、野沢の崩壊が、かつては「たかつなぎ」と呼ばれていた可能性は高い。しかし、現段階では確証を得ることができないため、ここでは「たかつなぎ」を用いず、「野沢の崩壊」と表現した。なお、大塚ほか(2002)では、野沢の崩壊を「たかつなぎ」と呼称している。

(原稿受付 2008.3.3)