

松本市奈川地区入山の地質と斜面変動

大塚 勉¹, 小田 晋²¹ 信州大学全学教育機構, ² 出光興産株式会社千葉精油所

Geology and land slide in the Nagawa area, Matsumoto City.

Tsutomu Otsuka¹, Shin Oda²¹ School of General Education, Shinshu University² Chiba Refinery, Idemitsu Kosan Co., Ltd.

キーワード: 地すべり, 梓川断層群, 境峠断層, 美濃帯, 奈川渡ダム

Keywords: Land slide, Azusagawa faults, Sakaitoge fault, Mino terrane, Nagawado dam

1. はじめに

北アルプスの山岳地域に位置する松本市安曇・奈川地区(図-1)には, 大小さまざまな規模の崩壊地が存在する. それらのうちいくつかは, 人的犠牲を伴う災害を引き起こしている. 1667年に安曇橋場で発生した「大なぎ」の崩壊は交通の障害となるとともに犠牲者を出してきている(前田, 1998). 1757年に発生した「トバタ」の崩壊は梓川に土砂ダ

ムを形成し, その決壊により下流に大きな被害を及ぼしている(横山, 1966). 1945年には, 安曇大野田において発生した「たかつなぎ」の崩壊により, 6名の犠牲者を出している(安曇村公民館, 1983). 近年では, 1991年の「猿なぎ」の崩壊(渡辺ほか, 1992)によって, 国道158号の路盤と洞門が流失した.

松本市安曇地区と奈川地区にまたがる東京電力(株)奈川渡ダムの南方の入山には, 大規模な地すべりと判断される地形的な特徴を備えた地域が存在する.(独)防災科学研究所のホームページ(2007年3月時点掲載)には, この地形が地すべりによるものであることが図示されている. しかしながら, その発生に関する地質学的背景や発生機構などは明らかではない. この地域は斜面上に生活圏が形成されているほか, 奈川渡ダムの湛水域に接しているため, 地滑りの実態と発生要因について明らかにすることが急務である.

長野県松本盆地西方の山地には, 美濃帯のジュラ紀付加コンプレックスが広く分布している(大塚, 1985; Otsuka, 1988; 中野ほか, 1995など). その中の安曇地区島々から奈川渡にかけては, 梓川に平行な北東-南西方向のリニアメントが多数認められる. 仁科(1983)および仁科ほか(1985)は, このリニアメントに基づいて断層の存在を指摘し, 梓川断層群と命名した. また大塚ほか(2002)



図-1 研究地域の位置

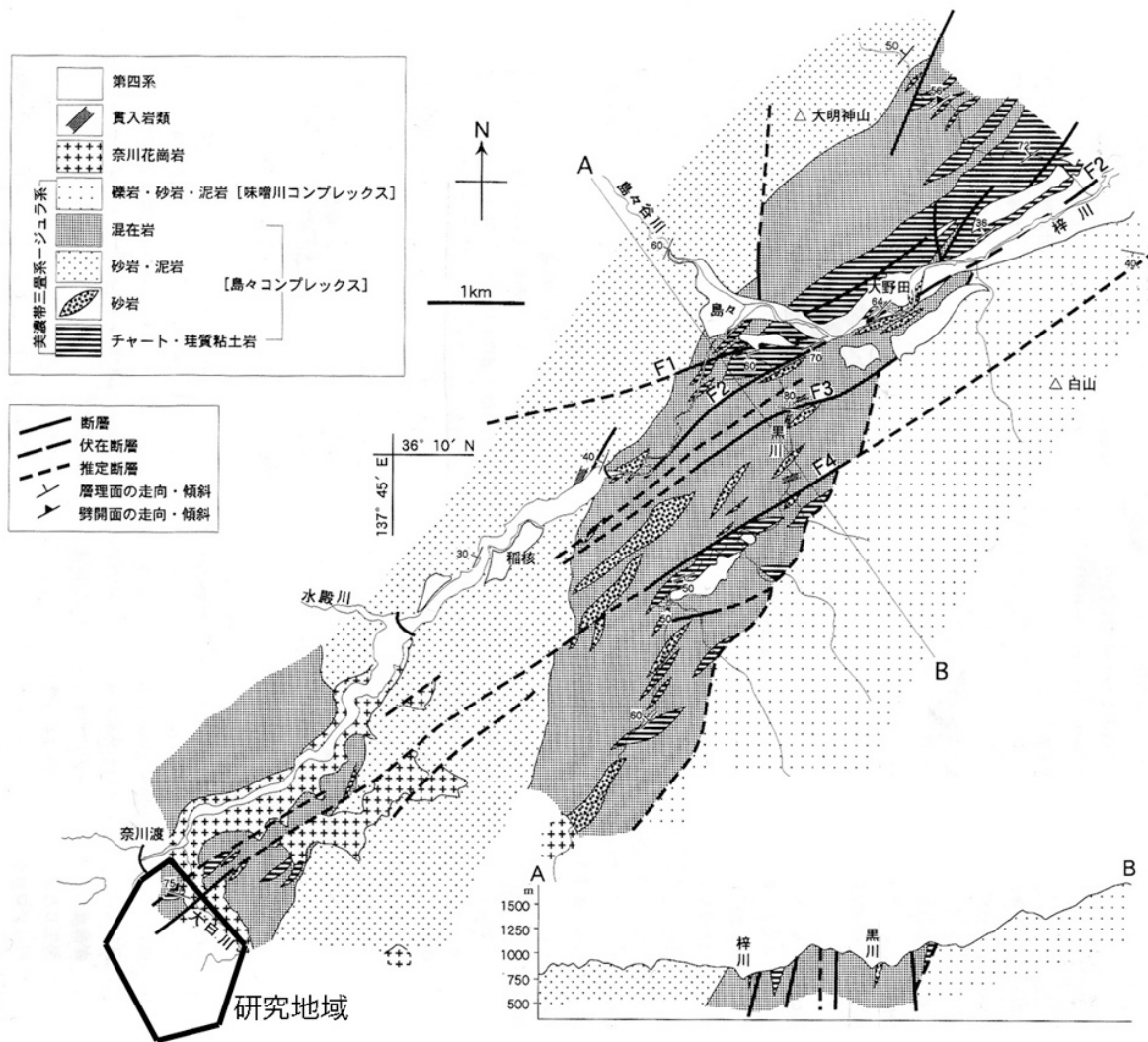


図-2 梓川流域の地質と梓川断層群
大塚ほか（2002）に加筆

（図-2）などによって、梓川流域に存在する崩壊地と梓川断層群の破碎帯との間には、明らかに成因的な関係があることが指摘されている。

この研究では、空中写真による断層リニアメントの判読を行ったうえで地表踏査を実施した。それらの結果に基づいて、かつて発生した斜面変動の位置および発生要因などについて考察する。

なお、この研究は、著者の一人小田が、信州大学理学部地質科学教室に在学中に得た資料を骨格として、大塚が再構成したものである。

2. 研究地域の地形とリニアメント

研究地域は、長野県松本市の西方約 20km

の奈川渡ダム南の奈川右岸に位置し、梓川とその支流である奈川との合流部に隣接する地域である。両河川はいずれも深いV字谷を形成しており、ダム建設以前の河床から研究地域の最高地点（1902m）までの比高は1000mを上回る。研究地域内の入山集落は標高1100～1200mの緩斜面上に発達しており、その南方の山腹には階段状の緩傾斜地と浅い谷地形、およびそれを取り巻く馬蹄形の急傾斜地が認められる（図-3）。

林野庁によって1958年に撮影された空中写真（5万分の1松本・塩尻・上高地・乗鞍岳C-23～28、日本林業技術協会発行）を用いて立体視をおこない、直線的な谷地形、傾斜変換点や鞍部地形の連続性に基づいてリニ



図-3
入山の緩傾斜地とそれを
取り巻く馬蹄形の急斜面
梓川左岸から撮影

アメントを判読した（図-4）. この年代の写真からは、奈川渡ダム建設前の地形情報を判読することが可能である.

研究地域およびその周辺地域においては、おもに北東-南西方向と北西-南東方向の比較的明瞭な複数のリニアメントが見いだされる.

判読されたリニアメントのうち L1 は、入

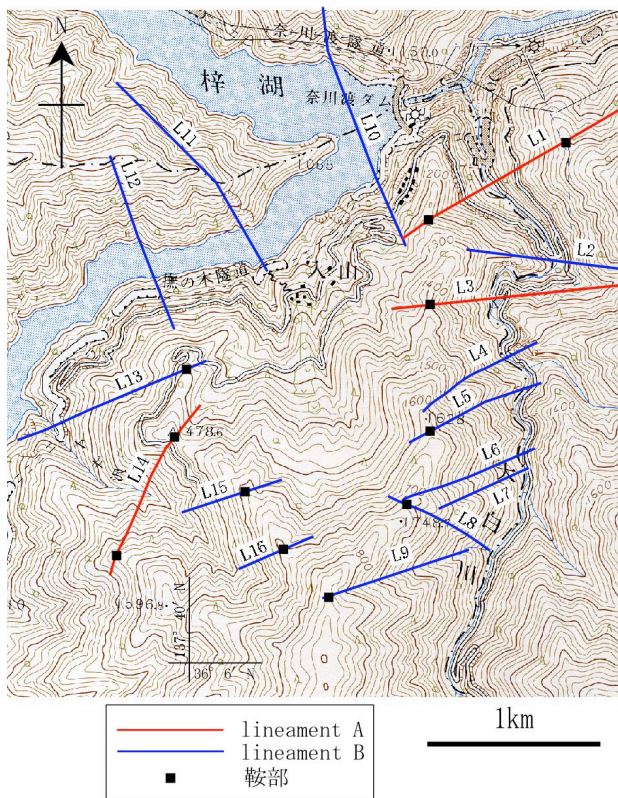


図-4 空中写真から判読されたリニアメント

山東方から2つの鞍部を経て稲核方面に達する、研究地域においてもっとも明瞭なリニアメントである. L3 は、入山東方から鞍部および大白川の約 300m の右横ずれ屈曲を経てほぼ東方に延びる. L14 は複数の鞍部を含むリニアメントである. そのトレースは明瞭であるが、入山集落付近では不明瞭になり、追跡されない. L1・L3・L14 は梓川断層のトレース（大塚ほか，2002）にほぼ一致している.

L10-12 は、北西-南東方向の直線的な谷に沿ったリニアメントで、奈川渡ダム建設前の奈川を横切っている. これらのリニアメントは境峠断層の走向に平行である. 梓川断層に平行なリニアメント同様、いずれも入山集落付近で追跡が困難となる.

3. 地質の概要

研究地域は美濃帯の東縁部に位置し、ジュラ紀の付加コンプレックスが広く露出している（図-5）. 奈川地区入山には、泥質岩の基質中にチャート・砂岩などのクラストを含み、強い変形を受けた混在岩が分布している. この地質体は島々コンプレックス（Otsuka, 1988）とよばれている. このジュラ系は、白亜紀末の奈川花崗岩（片田・磯見，1964）の貫入の結果、接触変成作用を受けている.

ジュラ紀付加コンプレックスの混在岩の基質を構成する泥岩は強く変形しており、一

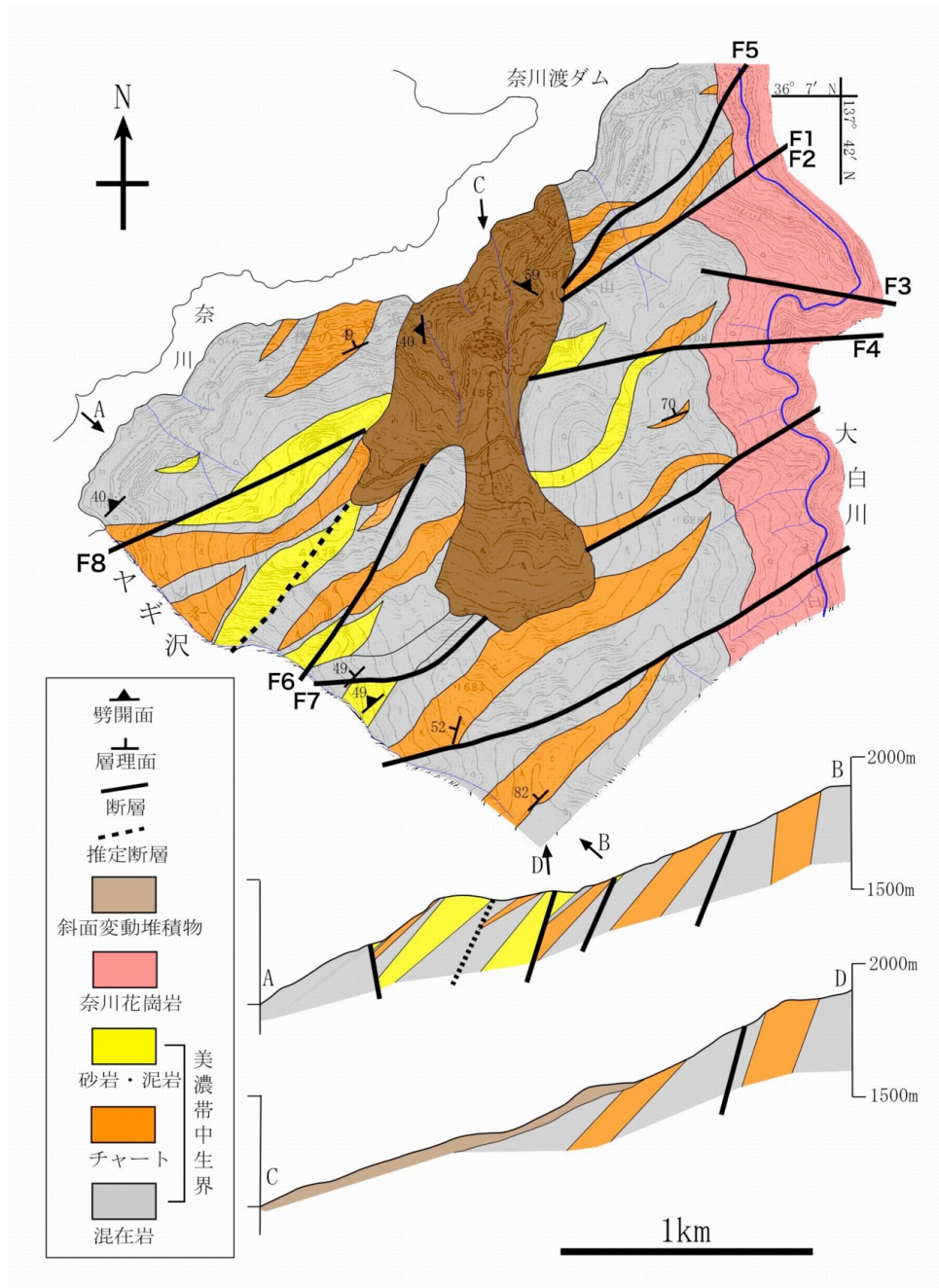


図-5 地質図

般に堆積構造は不明である。また、鱗片状の劈開が発達していることがある。混在岩には、チャートや砂岩のクラストが含まれている。混在岩分布地域には、厚さ 100m におよぶチャートや砂岩の岩体が存在する。これらは、混在岩を構成するブロックであると考えられる。

チャートは、混在岩のクラストやブロックを構成する。ブロックの規模は最大で長径 1000m 以上、厚さは最大で 150m に及ぶ。灰～黒色を呈し、厚さ数 cm の層理を示すことが

多い。チャートには、波長数 10cm～1m の小褶曲が頻繁にみられる。接触変成作用の結果、再結晶してやや粗粒な石英粒子が目立つ場合も多い。鏡下では放散虫化石の痕跡が確認されるが、再結晶や石英脈の発達のために形態の観察は困難である。

砂岩は、混在岩中のクラストおよびブロックを構成する。細粒～極細粒で、灰～黒色を呈し、塊状であることが多い。一部には、接触変成作用の結果著しく再結晶し、粗粒化しているものもみられる。泥岩は黒色を呈し、



図-6 島々コンプレックスを構成する
混在岩（転石）

主として混在岩の基質を構成する。砂岩は泥岩を伴って出現することが多いので「砂岩・泥岩」として地質図には示した。

島々コンプレックスを特徴づける混在岩は、黒色の泥岩を基質とし、チャート・砂岩などをクラストとして含む（図-6）。クラストは延性的な変形を受け、レンズ状をなす。変形の結果、泥岩には初生的な堆積構造は保存されていない。基質の泥岩には鱗片状の劈開が発達しており、剥離性に富むことが多い。

島々コンプレックスの泥岩は、全体的に奈川花崗岩による接触変成作用を被っており、接触部付近では最大径 2 mm 程度の堇青石の自形結晶が晶出している。

研究地域の東部には、白亜紀末の冷却年代を示す奈川花崗岩が分布している。この奈川花崗岩はおもに中-細粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩で、まわりの中生界に接触変成作用を与えている。

チャートの層理面は北東-南西走向で、北へ 30~80° 傾斜している。混在岩に発達する劈開面も北東-南西走向で北へ 30~70° 傾斜しており、層理面にほぼ平行である。美濃帯中生界と奈川花崗岩の接触面は、岩相境界のトレースから判断すると、北へ約 4° 傾斜していると考えられる。

4. 断層

梓川流域には、焼岳付近から伊那盆地にかけて北西-南東方向に延びる「境峠断層」と、波田町から奈川渡ダムにかけて北東-南西



図-7 砂岩・泥岩を切る断層(F5)
写真の右側はガウジと断層角礫。

方向に延びる「梓川断層群」が存在する。仁科ほか（1985）によれば境峠断層は活実度 I、活動度 A~B の左横ずれ活断層、梓川断層群は確実度 II、活動度 B の右横ずれ活断層である。

今回の調査では、研究地域には、未固結破砕帯を伴う断層 F-1 ~ 8 が見いだされた（図-5, 7）。断層面は東-西および北東-南西方向の走向を示し、北ないし北西に傾斜するものが多い。また、断層露頭には、リニアメント上またはその近傍に位置しているものが多い。

見いだされたすべての断層において、未固結のガウジあるいは断層角礫が認められる。F-1 ~ 5 ではガウジの幅が 30cm を超えており、とくに F-8 は厚さ 2~3cm の断層粘土を伴う。

研究地域東部の大白川地域の断層 F-1 ~ 5 においては、それぞれの南東側の花崗岩が標高の高い領域に露出している。このことから断層 F-1 ~ 5 は、断層面の南東側が上昇する移動センスを有していると考えられる。

5. 入山およびその南方地域の地形と地質

研究地域の入山集落の南方の標高 1600 m 以下の地域には、北北西方向に開いた浅い谷地形と、それを取り巻く馬蹄形の急傾斜地が存在する（図-3, 4）。標高 1200~1500m の地域の斜面の平均斜度は約 17° であり、急峻な研究地域周辺の地形の中にあって特異である。標高 1400~1500m の領域ではとくに平坦である。



図-8 緩傾斜地を構成する角礫堆積物

この緩傾斜地の地表には転石群が存在し、露頭では角礫堆積物（図-8）が観察される。転石は角礫ないし亜角礫で、その長径は最大で2mを超える。円礫および亜円礫は見いだされない。礫は混在岩・チャート・砂岩・泥岩など、緩傾斜地周辺を構成する岩石からなる。角礫堆積物は、長径が数cmから60cmを越えるサイズの不淘汰な角礫と基質の土壌からなる。

緩傾斜地内の入山付近の露頭では、周辺の急傾斜地同様、チャート・砂岩・泥岩・混在岩が露出する。しかし、ここでは岩石に多数の開口割れ目が発達しているほか、一部では土壌化が認められ、一般に堅岩からなる周囲とは産状が異なっている。

入山付近の緩傾斜地にみられるチャートには層理面が観察されるほか、泥岩や混在岩には劈開が発達していることがある。しかし、緩傾斜地以外の地域では地層の層理面および劈開面は一般に北東-南西走向、北西傾斜を示すが、緩傾斜地内では層理面・劈開面ともに姿勢のばらつきが大きい（図-9）。

6. 考察

斜面崩壊について

入山付近の緩傾斜地には、大小様々な角礫ないし亜角礫からなる転石群や角礫堆積物がみられる。現地の産状から、それらの転石は斜面上部から落下してきたものと推測される。円礫ないし亜円礫は確認できないことから、この緩斜面は段丘面ではないと考えられる。また、入山付近の露頭の岩石には開口

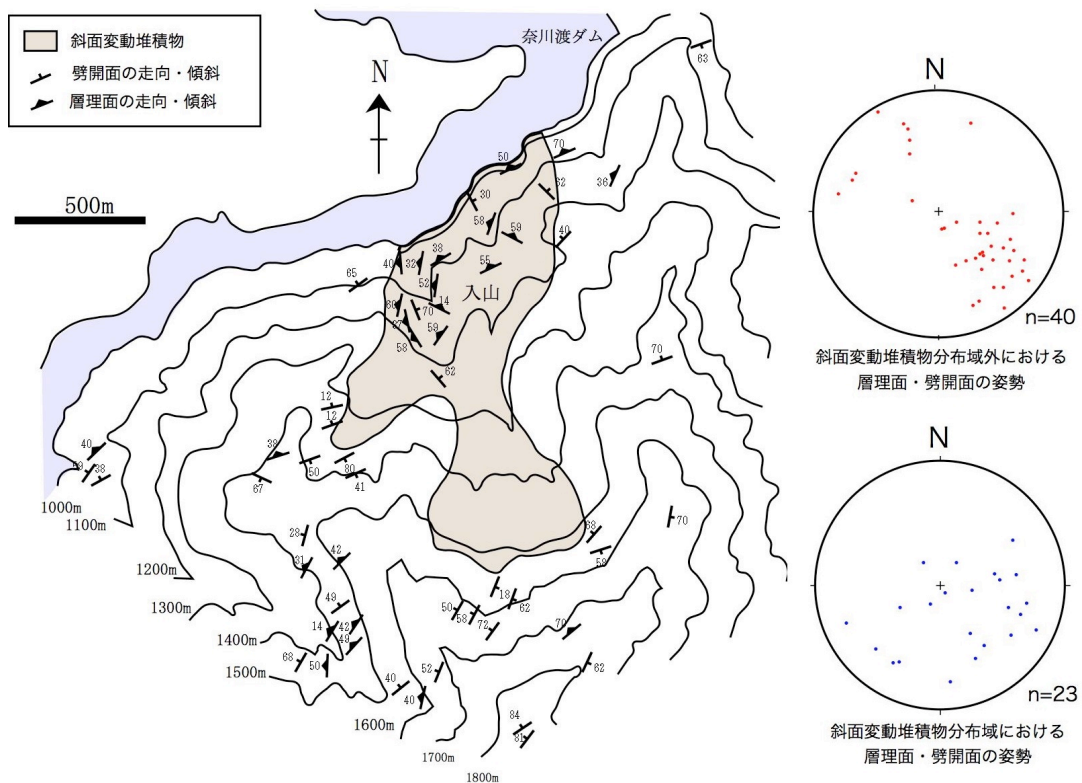


図-9 層理面および劈開面の姿勢
緩傾斜地内では姿勢のばらつきが大きい。

割れ目が発達していることが多い。緩傾斜地では、図-9に示されるように、層理面・劈開面の姿勢が研究地域の一般的な地層の層理面・劈開面のそれとは著しく異なり、ばらつきが大きい。

研究地域には複数のリニアメントを確認することができるが、入山付近の緩傾斜地ではリニアメントが確認できない。また、周辺地域では連続する断層も、緩傾斜地内では追跡することができない。

以上のように転石群および角礫堆積物の分布、中生界の面構造、リニアメントや断層の不連続性に基づくと、入山周辺の緩傾斜地には、斜面変動の結果形成された堆積物が分布しているものと判断される。浅い谷地形を取り巻く馬蹄形の急傾斜地の存在を考慮すると、斜面変動堆積物が分布している範囲は、図-9に示される領域であると考えられる。

このように、入山南方の階段状の平坦面および馬蹄形の谷地形は、大規模な地すべりが発生したことによって形成された崩壊地形であると考えられる。また、緩傾斜地を囲む急斜面の高度から判断して、滑落崖の規模は最大で高さ300mを超えるものと考えられる。また、入山南方の緩傾斜地内の標高1400～1450m付近に存在する急斜面は、二次滑落崖である可能性が高い。

崩壊の要因

斜面構成物質が斜面変動にまで至る要因を考える際、地形・地質・起因などの条件について検討する必要がある。

研究地域およびその周辺地域の地形は急峻であり、平均斜度が40～45°に及ぶ部分も存在する。これは、奈川の旺盛な浸食の結果である。その背景には、地質調査の結果に示されるように、この地域に発達する北東-南西方向の梓川断層群と、それに交わる北西-南東方向の境峠断層に平行な断層群の運動の結果、破碎領域が形成されていたことがある。

研究地域におもに分布する混在岩は異なる岩石の集合体である。混在岩は、物性的に不均一な岩石からなるため、風化の進行によって割れ目が形成されやすい条件を備えて

おり、斜面の不安定化の一因を担ったと考えられる。研究地域の岩石中の層理面や劈開面などの一般的な姿勢は北西へ急傾斜しており、地形に平行な顕著な流れ盤構造を形成している。また、研究地域の地質は、梓川断層群に平行な断層による破碎の結果、岩盤全体が不安定になっていた可能性が高い。加えて、断層面の姿勢は、多くの場合、斜面に平行な北西傾斜であり、さらに斜面変動を生じさせやすい条件が形成されていた。

研究地域にみられる斜面変動は、後述する小規模な予兆的現象を除けば、記録としては残っていない。また、斜面変動堆積物内には南北方向の新たな谷地形が形成されていることからみても、斜面変動が発生した後にある程度の時間の経過があったことが予想される。ただ、梓川断層群は活断層であることが報告されており（大塚ほか、2002）、それを構成する北東-南西方向の断層群の活動が、入山の斜面変動の要因となった可能性は否定できない。

7. まとめ

松本市奈川地域入山周辺の研究地域には、美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスと白亜紀花崗岩が分布する。入山周辺の緩傾斜地とそれを取り巻く馬蹄形の急傾斜地は、斜面変動の結果形成されたものと考えられる。この斜面変動は、地質の流れ盤構造と、梓川断層群を構成する断層によって形成された脆弱な地質条件のもとで発生した。

この崩壊全体が形成された記録は残されていない。しかし、1968年から69年（昭和43～44年）にかけて、入山において、地盤の亀裂や家屋の変形（奈川村、1976；斎藤、1994）といった地すべりの予兆が発生していたことを忘れてはならない。このとき進行していた奈川渡ダム工場の影響が疑われたが、結果として電力会社の補償による住民の集団移転という形で収束した。地盤の変動が工場の影響によるものか、あるいは自然現象であるのかの結論は追求されずに終わっている。

今回の研究で明らかになった崩壊領域の規模から考えて、崩壊時には奈川の河道閉塞が生じたものと考えられる。近傍の梓川トバタの例では、1757年（宝暦7年）に大規模な斜面崩壊と河道

閉塞（大塚・根本，2003；目代，2006），さらに土砂ダムの決壊によって下流域に災害が発生している。入山集落の安全確保のほかに，ダム湖が形成されている現状では，地すべりの再動によるダム湖とその下流への影響が懸念される。今回の研究の手法は地質の地表踏査を主体とするものであるが，今後は，物理探査やボーリングなどの多様な手法による調査が必要である。

謝辞

松本市安曇資料館の山本信雄氏には，研究地域の災害に関する資料を紹介していただいた。とくに歴史資料に入手が困難なものが多いなかで，当館で整理・保管されている資料を有効に利用させていただくことができ，幸いであった。また，信州大学理学部小坂共榮教授をはじめとする，地質科学教室層位・構造談話会の方々には，内容に関して議論していただいた。とくに，当時大学院工学研究科に在学中であった永吉哲也氏には，調査の際にご支援いただいた。これらの方々に感謝申し上げます。

文献

- 1) 安曇村公民館，1983，野沢の山津波。安曇村公民館報，245。
- 2) 片田正人・磯見 博，1964，5万分の1地質図幅「塩尻」および同説明書。地質調査所。
- 3) 前田隆之，1998，交通。安曇村誌第3巻 歴史。
- 4) 目代邦康，2006，トバタ災害の地形・地質学的背景

。「トバタの山崩れと大水 江戸時代の天然ダムによる災害」，5-16，松本市安曇資料館。

- 5) 奈川村，1976，入山部落に亀裂が!!。奈川渡ダムの記録，長野県南安曇郡奈川村役場編，189-194。
- 6) 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和，1995，5万分の1地質図幅「乗鞍岳」及び同説明書「乗鞍岳地域の地質」。地質調査所。
- 7) 仁科良夫，1983，梓川断層群について。長野県地学研究報告集，3:26-30。
- 8) 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞行・小坂共榮，1985，長野県の活断層。信州大学理学部紀要，20:172-198。
- 9) 大塚 勉，1985，長野県美濃帯北東部の中・古生界，地質学雑誌，91(9):583-598。
- 10) Otsuka,T., 1988, Paleozoic-Mesozoic Sedimentary Complex in the Eastern Mino Terrane, Central Japan and its Jurassic Tectonism. Jour. Geosci., Osaka City Univ., 31, 63-122
- 11) 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群と崩壊。信州大学環境科学年報，24，79-86。
- 12) 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「とばた」の崩壊と天然ダム。信州大学環境科学年報，25，81-89。
- 13) 斎藤實郎，1994，梓川谷の電源開発。奈川村誌 歴史編，奈川村村誌編纂委員会編，345-359。
- 14) 渡辺正幸・中村良光・笹原克夫，1992，国道158号猿なぎ洞門の岩盤崩壊について。土木技術資料，34，no. 5，68-73。
- 15) 横山篤美，1966，善左エ衛門役日記（宝暦とばた水難記録）。波田村長寿会。

（原稿受付 2007.3.14）