

論 説

長野県上高地, 梓川左岸斜面における重力変形体の内部構造

要旨

永田秀尚*・小嶋 智**

*有限会社 風水土
〒474-0022 愛知県大府市若草町1-594
** 岐阜大学工学部社会基盤工学科
〒501-1193 岐阜県岐阜市柳戸1-1

2022年6月21日受付
2022年11月22日受理

上高地, 梓川左岸斜面での地質調査によって, 重力変形体の内部構造が明らかになった。変形体の基岩は, ジュラ紀付加体美濃帯の主として泥岩からなる。層理面は北北東-南南西走向をもち, 分水界の尾根にほぼ平行である。また地層は西に高角度で傾斜しており, これによって岩盤は地表面傾斜より面構造が急な逆目盤構造となっている。変形体内部では, その上部で岩盤のゆるみが大いほど層理面傾斜が低角度となり, また下部では層理面が東傾斜となっている。したがって変形体は全体的にはS字状の断面構造をもつ。厚さ100 mあるいはそれ以上に達するような構造は, おそらく岩盤の弾塑的な挙動による座屈あるいは塑性的な流動によって形成された。

キーワード: 重力変形, 泥岩, 逆目盤, 座屈

1. はじめに

岩盤の重力変形は山地地形やその発達史を論じる際に重要な地形過程の一つである。防災科学技術研究所の長年にわたる空中写真判読によって日本には広範に「地すべり地形」が認められることが明らかになってきており(防災科学技術研究所, 2021), 重力変形の影響が多くの山地・丘陵地に及んでいることが示された。さらに, 最近の航空レーザ測量をもとにした詳細なDEM (Digital Elevation Model) による地形判読では, より高密度に重力変形地形が発達する山地があることが明らかになってきた(たとえばKaneda and Kono, 2017)。

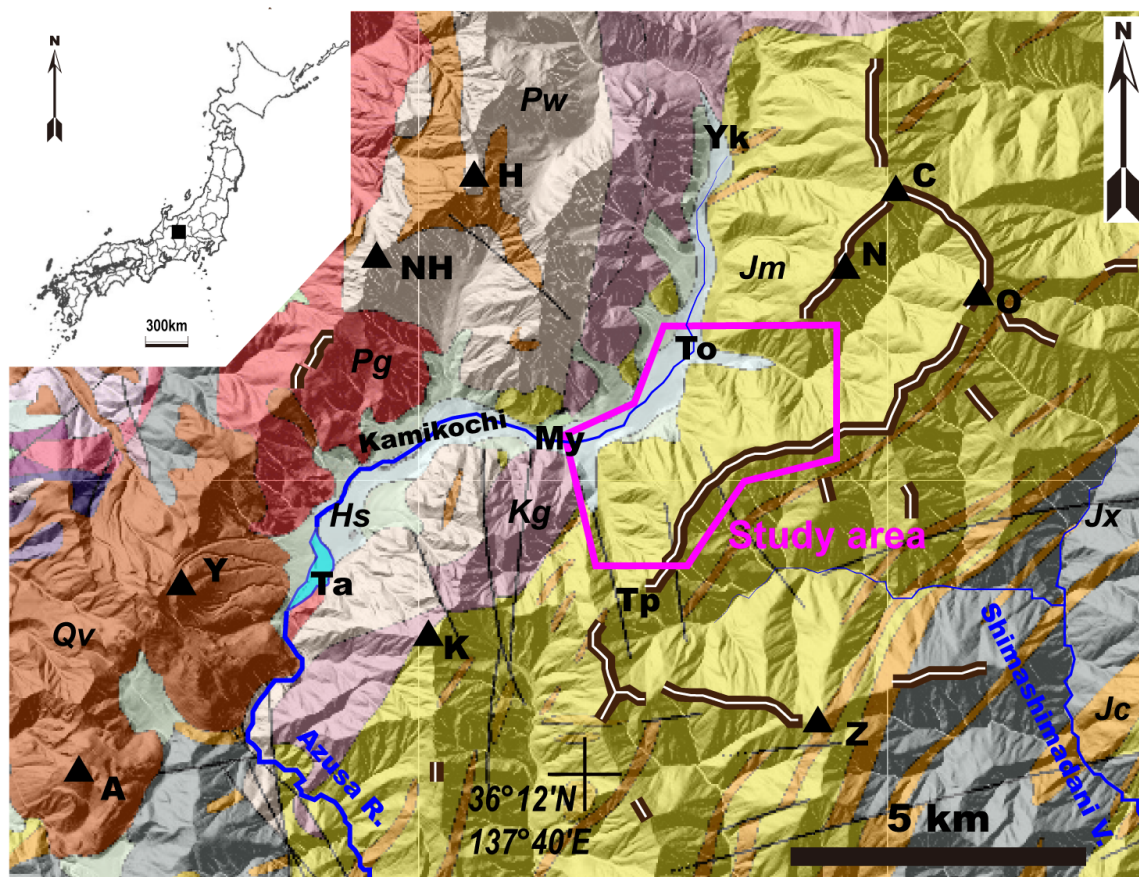
上記のように, 重力変形の結果は地形にあらわれるが, 当然のことながら運動は3次元的なものであり, 変形は地下まで及んでいる。したがって, たとえば変形体⁽¹⁾がすべり面ないしすべりゾーンをもって基岩と移動体が分離しているのか, あるいは初期的な変形にとどまっていて連続した破壊面が形成されていないのかといった運動の進行過程なども, 岩盤内部の構造を知らないと正確には理解できない。後者のような初期的な変形(サギング sagging)あるいはDSGSD(deep-seated gravitational slope deformation)⁽²⁾は, 植生などの被覆に乏しく地質構造全体を把握しやすい欧米などの山地の多くの箇所では報告されている(たとえばZischinsky, 1966; Radbruch-Hall et al., 1976; Crosta et al., 2013)。全般に植生の被覆によって岩盤の露出条件が不良であることの多い日本においても, 小規模なものや採石場

などといった好露頭や崩壊跡などでの局所的な記載に限られるものの, いくつかの変形構造が報告されている(たとえば千木良, 1985; Chigira and Kiho, 1994; 横山, 1995; 横山・柏木, 1996)。また報告例は多くないがボーリングによる調査結果もあり(Chigira et al., 2013a; 林ほか, 2015), これらの研究では変形体の範囲や運動が有効に捉えられている。

私たちは飛騨山脈南部, 長野県上高地南東方の山地で1 mメッシュDEMに基づく精細地形図の判読によって重力変形地形を記載し, その発達過程を考察した(永田・小嶋, 2021; 以下「前報」と呼ぶ)。本稿では, 判読と並行しておこなった地質調査の結果を報告し, 重力変形体の内部構造について考察する。調査域は前報の地形判読範囲よりはやや狭く, 上高地側の梓川左支溪の黒沢から徳沢にかけて, 梓川河岸から分水界の尾根までで, そこに分布するサギングによる地形をカバーする範囲である(図1)。

2. 地形・地質の概要

図1に調査域周辺の地形・地質を示す。調査範囲を含む梓川左岸はジュラ紀付加体(Kojima et al., 2016)である美濃帯の堆積岩類の分布域である(原山, 1990)。Otsuka (1988)は飛騨山脈南部から木曾山脈北部に分布するジュラ紀付加体を, 岩相に基づいていくつかのユニットに区分したが, それによれば, 本調査地域に分布するジュラ紀付加体は沢渡コンプレックスと呼ばれ, 泥岩・砂岩を主体とし, 少量のチャート層・チャートレンズを挟むのが特徴である。



Hs: Holocene sediments
Qv: Quaternary Yakedake volcanics
Pg: Pleistocene Takidani Granodiorite
Pw: Pleistocene Hotaka volcanics
Kg: Cretaceous granite
Jm, Jx, Jc: Jurassic accretionary complex of the Mino Belt
Jm: mudstone and sandstone
Jx: melange
Jc: chert

A: Akandana Volcano
C: Mt. Chogatake
H: Mt. Oku-Hotaka
K: Mt. Kasumizawa
N: Mt. Nagakabe
NH: Mt. Nishi-Hotaka
O: Mt. Ohtaki
Y: Yakedake Volcano
Z: Mt. Kotakezawa
My: Myojin
Ta: Taisho-ike Pond
To: Tokusawa
Tp: Tokugo Pass
Yk: Yokoo


Multiple ridges

図1 調査地域周辺の地質概略図。産業技術総合研究所地質調査総合センターの「地質図Navi」(背景は国土地理院の「地理院地図」の陰影図)に加筆。永田・小嶋(2021)の図1の調査範囲のみを変更したもの。

Fig.1 Geologic outline around the study area (modified from the Geomap Navi developed by the Geological Survey of Japan). The shadows showing topography are based on the map prepared by Geospatial Information Authority of Japan (GSI). Modified after Nagata and Kojima (2021).

調査範囲内では泥岩を主とする整然層である。美濃帯の堆積岩類は一般に北東-南西から北北東-南南西の走向で西に高角度で傾斜する構造を持つ。梓川右岸にもわずかに美濃帯の堆積岩が分布するが、その分布は、同様な走向の貫入面をもつ白亜紀-古第三紀の花崗岩で断たれている。この花崗岩は調査範囲西側の黒沢左岸から霞沢岳付近に連続

する。さらに西方の穂高連峰は、更新世に形成されたカルデラを埋積した溶結凝灰岩や安山岩と、これに貫入した花崗閃緑岩からなる(原山, 2015)。

調査範囲の梓川左岸は標高1500-2300 mの山地で、徳本峠から大滝槍見台に向かって北東方向に延びる分水界尾根の北西向き斜面である。前報で述べたように、調査範囲は

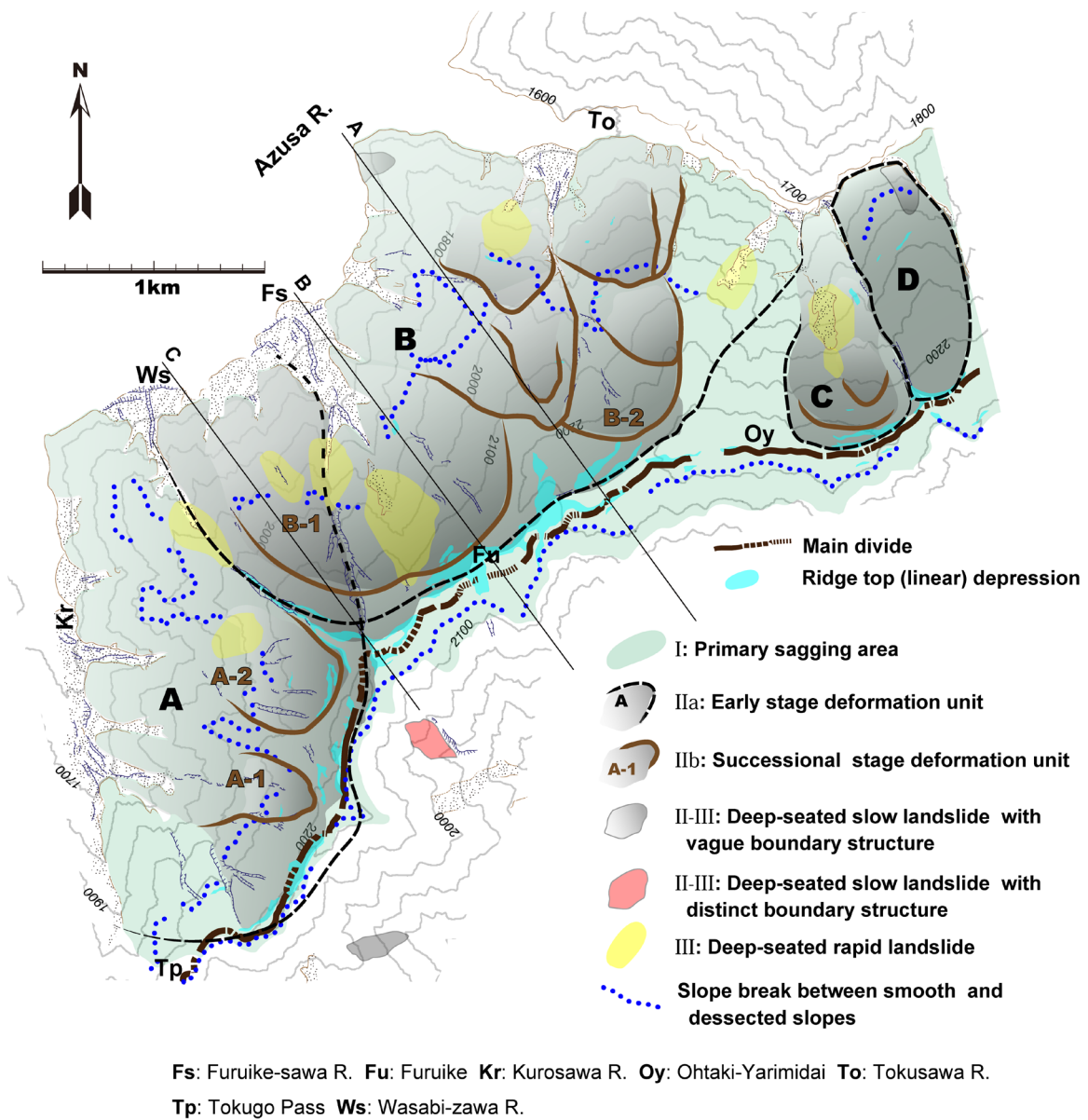


図2 調査地域の重力変形ユニット区分. 永田・小嶋 (2021) の図7から抜粋. A-D, A-1, A-2, B-1, B-2は変形ユニット名. 直線A-Cは断面図 (図5) の位置. Fs: 古池沢, Fu: 古池, Kr: 黒沢, Oy: 大滝槍見台, To: 徳沢, Tp: 徳本峠, Ws: ワサビ沢.

Fig.2 Map showing the distribution of gravitationally deformed slopes and the deformation units. Modified after Fig. 7 of Nagata and Kojima (2021). A-D, A-1, A-2, B-1, and B-2 show the unit subdivision. The lines A, B, and C are profile lines shown in Fig. 5.

全体に重力変形を受けた斜面で、分水界尾根には山上凹地が連続し、斜面には山向き、谷向きの崖などの重力変形に起因する微地形が発達する。これらの分布から、前報では3つのステージにわたる重力変形ユニットを識別した (図2)。今回調査を行ったのはユニットAおよびユニットBに相当する範囲である。

3. 地質調査

地形判読によって明らかになった微地形を現地で確認し、また地形と地質構造との関係を明らかにするため、登山道周辺や主要な谷沿いで踏査を実施した。踏査によって現地で露頭の岩相、地質構造、岩盤のゆるみ状態を記載した。

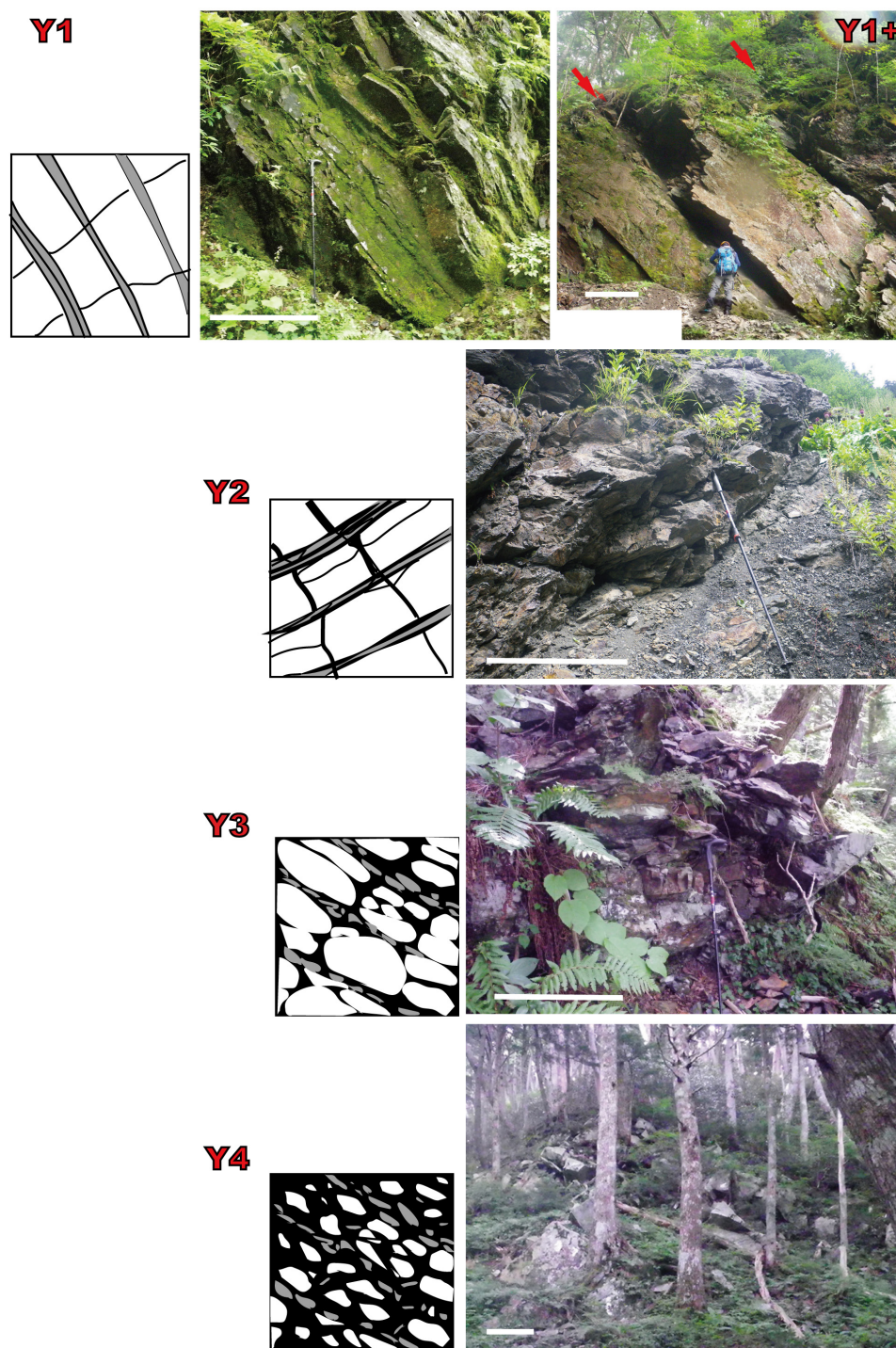


図3 岩盤ゆるみ状態の区分とその代表的な写真。撮影位置は図4に①-⑤で示す。スケールバーは各1 m。Y1: 割れ目は認定できるが肉眼的なゆるみなし。古池沢①。Y1+: 軽微なゆるみ。ここでは矢印位置に幅10 cm以下の開口割れ目がある。古池沢②。Y2: 密な、あるいは大きな開口割れ目を伴うゆるみ。黒沢右支溪③。Y3: 開口割れ目が網状に連結して石積状を示すゆるみ。ワサビ沢④。Y4: 岩塊化した強ゆるみ。岩盤としての構造はほぼ失われ、岩塊が孤立化しているが、尾根型の斜面であり、崖錐ではない。徳沢左岸⑤。模式的なスケッチは永田・末武(2017)に加筆。白、灰色は異なる種類の岩石。黒色の太線、基質が開口割れ目、空隙を示す。

Fig. 3 Subdivision of degree of rock-mass loosening and photographs showing typical occurrence of the loosened rocks. Localities of the photographs show ①-⑤ in Fig. 4. Scale bars are 1 m, respectively. Y1: no visibly loosening (locality of this photo is Furuike-sawa ①). Y1+: slightly loosened rocks with open cracks (Furuike-sawa ②). Red arrows indicate open cracks. Y2: loosened rocks with dense or wide open cracks (right tributary of Kurosawa ③). Y3: loosened like a stack of brick (Wasabi-zawa ④). Y4: strongly loosened into isolated blocks (left bank of Tokusawa ⑤). Each schematic sketch is from Nagata and Suetake (2017). White and gray parts show different rocks. Thick black lines and matrices show the open cracks and voids between rock blocks, respectively.

岩盤のゆるみ状況は、ゆるみ度区分（永田・末武，2017）にしたがって記載した。具体的には、割れ目の開口が肉眼では観察できない状態をY1，10 cm程度までの開口割れ目が疎に認められる状態をY1+，開口割れ目が多く発達する状態または割れ目の開口が大きい場合をY2，開口割れ目が連結して石積状となった岩盤をY3，岩盤構造がほとんど消失して岩塊がブロック化した状態をY4と区分した（図3）。なお、永田・末武（2017）でも述べたように、肉眼的にゆるみの見られない状態（Y1）であっても、割れ目はわずかに開口していることがある。

4. 調査結果

1) 地質構成と構造

調査地域の地質は泥岩を主とし、泥岩が優勢な泥岩砂岩互層を伴う。また、層厚が1 mを越えるような厚層の細粒ないし中粒砂岩がまれに挟在される。踏査した範囲内で石灰岩やチャート、緑色岩の露頭は見られなかった。

泥岩ないし泥岩砂岩互層からなる岩盤は層理面に沿って割れやすく、層状の岩盤を形成する。ところどころに層理面に平行ないし斜交する破碎帯が発達し、力学的な弱面を形成している。節理面は層理面とやや斜交するものや、一部低角度のものが認められるが、系統的と考えられるものは見られない。

地層の層理面、あるいは層理面に平行な劈開面（以下、層理面と総称する）は、前述のように本地域の沢渡コンプレックスに一般的な北東－南西から北北東－南南西走向で60°程度の西傾斜の姿勢をとる傾向にある（図4）。つまり、大局的に斜面は地層の傾斜と同方向に傾斜する流れ盤の構造をなす。なお、梓川左岸の山脚部ではしばしば東傾斜の姿勢をとる場合がある。ほとんどの場所で地層の上下判定は困難であった。

調査範囲における美濃帯の構成岩類は、付加体の一般則として、地層に沿う、あるいはやや斜交するスラストによって層序の繰り返しが生じているものと考えられる。そのよ

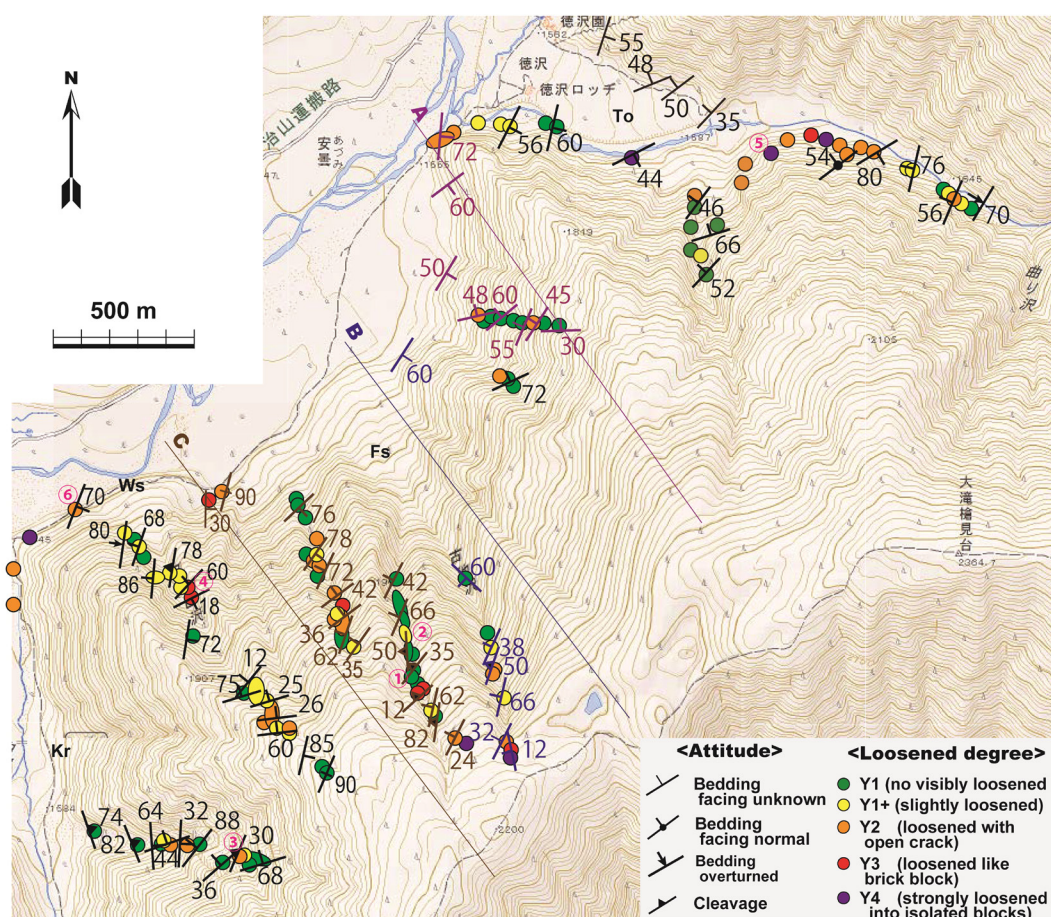


図4 露頭のゆるみ度と層理面・劈開面の姿勢。基図は国土地理院2万5千分の1地形図。A-Cは図5の断面図位置。地名の略号は図2と同じ。図5に投影された測定箇所の姿勢はその断面線の色に対応。①-⑤は図3に示された写真の位置、⑥は図6の写真の位置。

Fig.4 Map showing loosened degree and attitude of bedding or cleavage planes of bedrocks. Base map is the 1:25,000 topographical map of GSI. A-C show the profile lines in Fig. 5. Abbreviations of the localities are the same of those in Fig. 2. Attitudes projected to profiles in Fig. 5 are indicated corresponding color of each profile line. ①-⑤ indicate the locality of photographs in Fig. 3, and ⑥ shows the locality of Fig. 6.

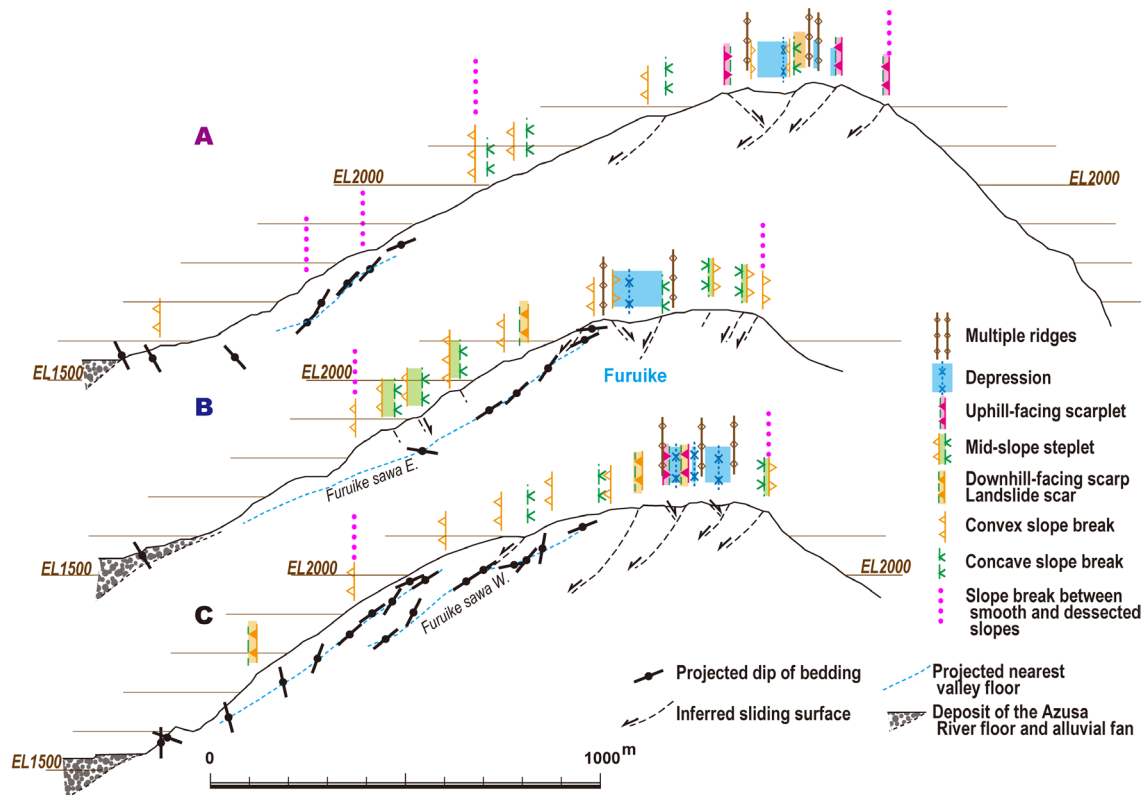


図5 地質構造と重力変形構造を示す断面図。永田・小嶋 (2021) の図9に加筆。断面位置は図2, 4に表示。

Fig.5 Profiles showing the geologic and DSGSD structures. Modified after Fig. 9 of Nagata and Kojima (2021). Locations of the profile lines are shown in Figs. 2 and 4.

うな断層は認められるが、確実に連続し、図に表現可能な断層は確認できなかった。また、調査範囲の西端、黒沢に沿っては地層に斜交する「上高地黒沢断層」と「徳本峠断層」が推定されている（本合ほか, 2015）。私たちの調査によっても、黒沢左岸のチャート層が右岸側に連続しないことから、上高地黒沢断層は存在が推定される（位置は不確実）。調査範囲では、これ以外に地層に斜交ないし直交する断層は確認されなかった。

前報で示した重力変形による微地形に、今回の調査によって明らかとなった層理面を投影した断面図を図5に示す。分水界尾根の北西側斜面は地表面付近で層理面が低角度となっており、山麓部では地層は東傾斜となっていることがここでも示される。

2) 岩盤の状態

岩盤のゆるみ状態（図4）は、溪床やそれに近い露頭ではY1と評価されるゆるみのほばない岩盤であることが多いが、溪床から2, 3 m高い位置になると割れ目の開口が認められ、Y1+と評価される露頭が多くなる（たとえばワサビ沢の下流）。Y2やY3と評価されるゆるみ岩盤はそれぞれの谷の源頭に相当する高標高部で優勢になるほか、沖積錐に面する斜面の末端付近でもしばしば認められる。古池沢やその西隣の沢では、層理面の走向と谷の方向が斜交す

るため、谷の右岸側が流れ盤斜面となりやすい。このことによって、古池沢西隣の沢で典型的に見られるように、谷の右岸側斜面で岩盤のゆるみが大きくなる傾向があり、しばしばY2と評価される露頭が認められる。Y4と評価される非常にゆるんだ岩盤露頭は古池沢の源頭部、黒沢ワサビ沢間の尾根の末端、徳沢左岸の一部に認められた。やや厚い砂岩層が挟在される箇所ではゆるみが大きい印象がある。

重力変形を示すと解される露頭も各地で確認される。たとえばワサビ沢沖積錐の左岸に相当する尾根末端の歩道沿いの露頭（図6）では、ゆるみのあまりない（Y1+）下部でも地層が東傾斜を示し、斜面に対して差し目であるが、露頭上部にゆくにしたがって梓川側（北西、写真の右側）へ転倒（トップリング）しており、傾斜角度が緩くなる。傾斜の変化は連続的ではなく、西に傾斜する複数のヒンジ面を境に地層が折れ曲がっている。上盤側の岩盤で割れ目の頻度が大きく、また開口も目立つ。この露頭では単純な転倒が起きているわけではなく、ヒンジ面を軸とする褶曲構造が形成され、上盤側が下方へ移動している。露頭の地形的な位置や、岩盤のゆるみ状況から判断して、この変形構造は重力性のノンテクトニック褶曲である。この露頭の西方にも、さらに同様な変形構造が連続している。

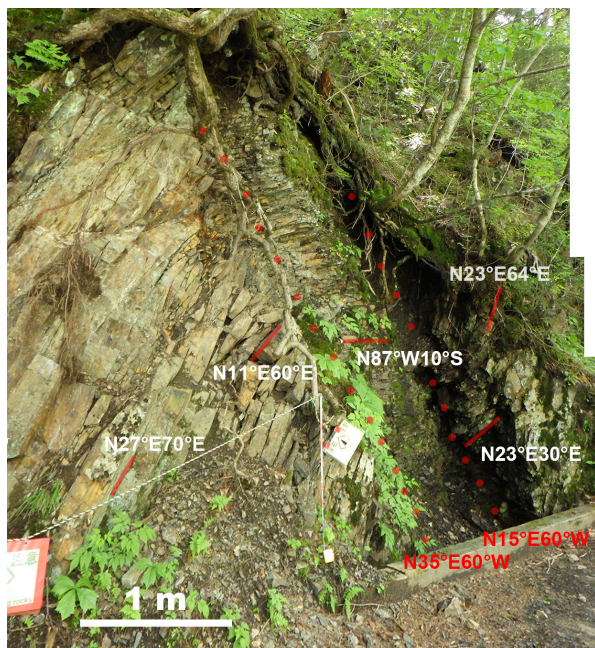


図6 重力変形を示す露頭。黒沢-ワサビ沢間の尾根末端（図4の⑥地点）。東傾斜（受け盤）となる泥岩層は地表近くで褶曲を伴う転倒を起こし、傾斜角度が小さくなっている。同時にゆるみ度もY1+から、地表に向かってY2へと大きくなる。赤線、白文字は層理面を、点線、赤文字でトップリングのヒンジ面を示す。

Fig. 6 Outcrop showing gravitational deformation on the ridge toe between Kurosawa and Wasabi-zawa (the point ⑥ in Fig. 4). Mudstone beds with east anaclinal dip topple, and change their dips from steep to horizontal by kink folds from the bottom to the top of the exposure. Loosening degrees increase from Y1+ to Y2 toward the top of the exposure. Red lines and white characters show the attitude of bedding planes and the dotted lines and red characters show hinges of the toppling.

5. 考察

1) 重力変形発生の地質素因

すでに前報で明らかにしたように、線状凹地以外の微地形も含めれば、重力変形は北西向き斜面の山麓に至る全域に及んでいると考えられる。実際に、図6に示すように、山麓部でも重力変形が確認される。図1で明らかなように、このことは基岩を構成する地質に起因する。すなわち、重力変形は、異方性をもつ層状岩盤からなる美濃帯ジュラ紀付加体構成岩類の分布域、とくに流れ盤側でよく発達する。つまり、斜面が層状岩盤から構成されているという点が重力変形発生の大きな素因となっている。

一方、もう少し広域的にみると、重力変形は流れ盤斜面だけに発達しているわけではない。徳沢右岸の斜面上部では受け盤となる地層がトップリングしていることが確認され（詳細は改めて報告予定）、また、同様に受け盤斜面となる本調査地域の分水界尾根南東側斜面においても、地形から判断してトップリングなどの重力変形が起きていることは十分に考えられる。さらに堆積岩ではなく花崗閃緑岩からなる西穂高岳南方の梓川右岸斜面でも重力変形が見られる（荻谷・高岡, 2019）。これらについてはさらに調査検討を重ねてゆく必要がある。

2) 重力変形の範囲

重力変形は、初期的には地表付近の岩盤での既存割れ目の開口や新しい割れ目の形成から顕在化する。この意味で、割れ目の開口度や風化に伴う破碎による岩盤構造の改変程度は重力変形の良い指標となる（Chigira et al., 2013, Wakizaka, 2013）。図7に調査地域の地表踏査で判定されたゆるみ度（永田・末武, 2017）と、測定された層理面の姿勢との関係をステレオ投影図として示す。ここに示されるように、ゆるみ度の大きな岩盤ほど層理面の傾斜が低角度化し、また乱れる傾向が明らかである。すなわち、肉眼的

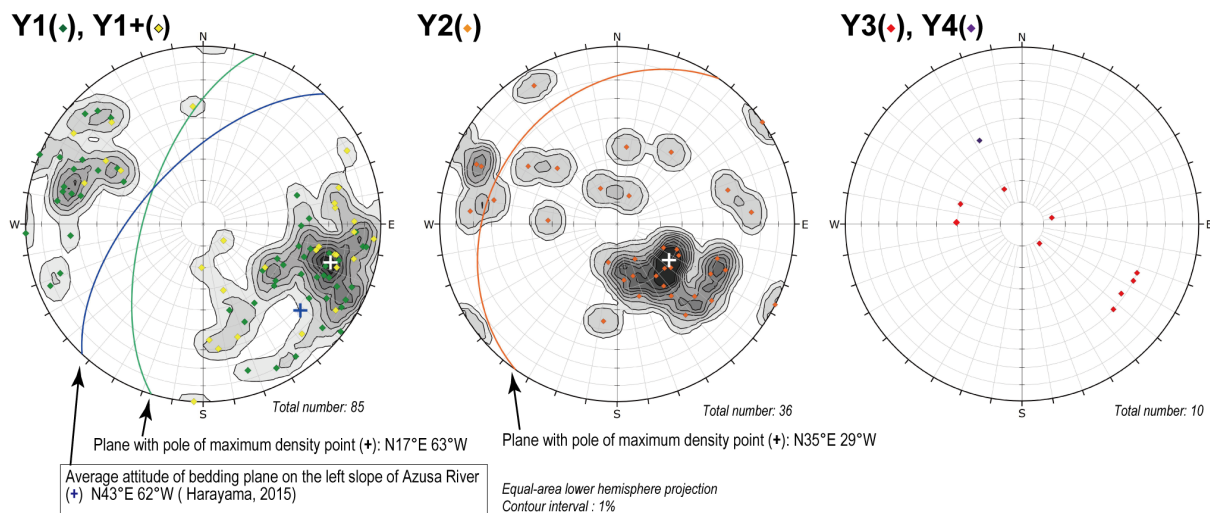


図7 ゆるみ度別にみた層理面の極のステレオ投影図

Fig. 7 Stereo projections of the poles of bedding planes classified based on the loosened degree.

にゆるみが見られない (Y1) か弱い (Y1+) と評価された露頭の層理面は最大集中点がN17° E 63° Wにあり、原山 (2015) が示した梓川左岸斜面全体の平均的な層理面の姿勢 (N43° E 62° W) と大きく変わらない (図7左) が、ゆるみが進行しY2と評価された露頭で測定された層理面は最大集中点がN35° E 29° Wと明らかに低角度側 (円の中心側) に偏っており、かつばらつきが大きい (図7中央)。ゆるみのより進行したY3,Y4の露頭での層理面は、測定数こそ少ないものの、さらに姿勢のばらつきが大きくなっている (図7右)。

このような結果は、観察される露頭の多くが支谷沿いのものであることを考慮すると、谷沿いの局所的な重力変形の可能性もある (図8b)。しかし、調査した各地で同じような傾向が認められること、開析の十分進んでいない谷の高標高部でゆるみ度が大きいことや、図2や図5に示されたような地表面の変形との整合性を考えると、変形や岩盤のゆるみは地表近くまで広範に生じていると考える方がよい。少なくとも開析を受けていない平滑斜面の地表から100 m程度の支谷底にまでゆるみは達する。支谷底にはゆるみの少ない岩盤も露出することから、このレベルが岩盤

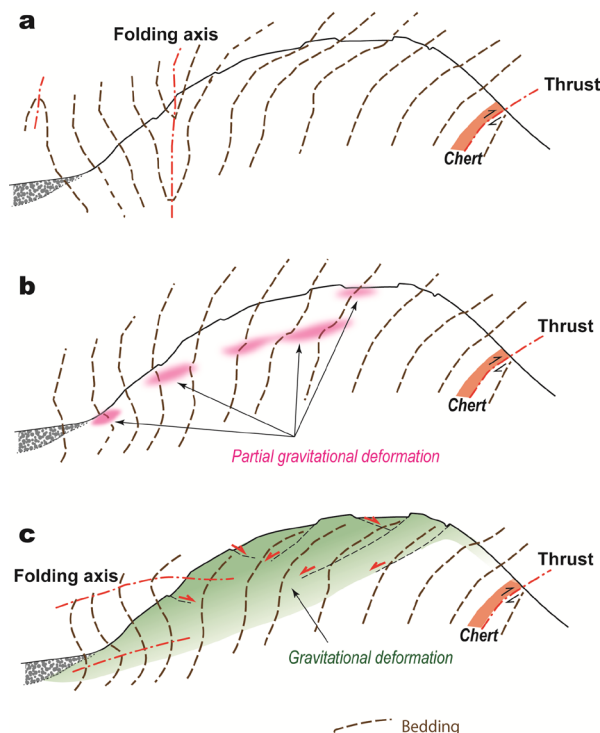


図8 地質構造の解釈。a) 山麓の東傾斜を褶曲構造と考える場合。b) 山麓の東傾斜は地層のゆらぎによるものとする場合。また、重力的な変形は局所的なものとする場合。c) 重力変形が広範に及び、山麓の東傾斜は重力性の褶曲による場合。

Fig. 8 Interpretations of geologic structure. a) Eastward dip on the foot of slope corresponds to folding. b) Eastward dip on the foot of slope results from undulation of the strata, and the gravitational deformation partially develops in the rock mass. c) Gravitational deformation extends to deep range, and the folding makes strata incline eastward.

状態の大きな境界となっているのは確からしい。前報で述べたような、深層崩壊の痕跡もこのレベルより上にある。

3) 地質構造の解釈

調査結果に述べたように、山麓部での層理面は東傾斜となる傾向がある。この構造の解釈としては次の3つが考えられる。①山麓部を走る向斜軸による姿勢変化 (図8a)。②褶曲軸や断層はないがテクトニックな、あるいは堆積岩の未固結時変形による地層の姿勢のゆらぎ (図8b)。③重力変形による褶曲 (図8c)。地層が東に傾斜する箇所でも上方 (東) 上位であるとの判定ができれば①の可能性が高くなるが、これまでの調査でそのような箇所は見出されていない。逆転 (西上位) と判定される露頭も確認されていないので確実とはいえないが、①よりは②、③の可能性がより大きい。さらに、傾斜方向が西から東に変化する位置が支谷ごとに異なり、連続しないことから、②よりは③の可能性がより大きい。

4) 重力変形の下限

連続的な広い露出や深度の大きいボーリング調査資料がないことから、推定の度合いは大きい。重力変形地形の分布からみて、弱い変形はさらに深部まで及んでいるものと考えられる。全国の、深さが明らかになっている地すべり50箇所の形状をまとめた上野 (2001) によれば、地すべりの幅Wとすべり面深度Dのあいだには $W/D=3.0-10.7$ (平均6.08, 標準偏差1.80) があるとされる。前報で報告したようにそれぞれ2.6 km, 3.2 kmの幅をもつユニットA, ユニットBでは、上記のW/D関係からそれぞれ240-870 m (平均430 m), 300-1100 m (平均530 m) が推定されることになる。より分化の進んだサブユニットB-1 (幅1.3 km) で推定される深さは120-430 m (平均210 m) となる。また、上野 (2001) は地すべり頭部の陥没帯の幅がすべり面深度とほぼ等しいことも示している。ユニットB頭部の山上凹地幅は約200 mであるから、これから推定されるすべり面深度は200 mということになる。すべり面が明確な地すべりでの結果をそのままサギングに適用できるかどうかについてはなお検討の余地があるが、サギングの深度は、通常の地すべりの深度を下回らないと考えてよいので、少なくとも既存の地すべりの形状から類推すれば、本調査地でも大きな深度までの変形が起きている可能性がある。

以上のような考察から、今回調査対象とした梓川左岸の重力変形ユニットA, Bにおける模式的な地形および地質構造断面を図9に示した。

5) 重力変形の機構

岩盤斜面の重力的な変形は、さまざまな条件によって発生したりしなかったりする。斜面自体の形状によって発生する応力の大きさや配置はもちろん (Savage et al., 1985)、風化層の厚さ (Moon et al., 2017)、その領域全体に作用する構造応力などの影響も考えられる (Ziegler et al., 2016)。また、過去に氷河が存在した地域では、その消滅による応力解放も重力変形発生 of 大きな要因と考えられている (Ambrosi and Crosta, 2006)。これらはいずれも外的な要因とみなされるが、一方、内的な要因として、強度特性に代

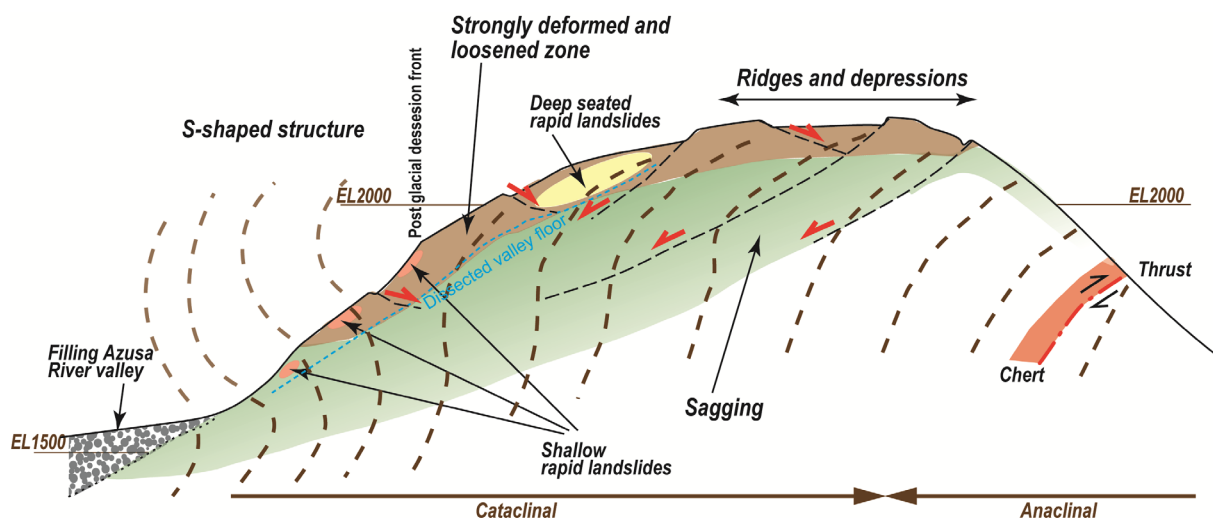


図9 調査地域の模式的な重力変形断面図。変形やゆるみの大きなゾーンは、開析前の地表面からの深さ100m程度の支谷底までは達している。小規模な岩盤崩壊は地表面近くで、大規模な深層崩壊は変形やゆるみの大きなゾーンのなかで発生している。重力変形は流れ盤斜面側ではさらに深くまで及んでいると推定される。

Fig.9 Schematic profile of the study area indicating the gravitational slope deformation. Strongly deformed and loosened zone reaches tributary valley floor about 100 m in depth from the earth surface before dissection. Small rapid landslides occur near the earth surface, and deep seated rapid landslides occur in the strongly deformed and loosened zone. Gravitational deformation extends to larger depth on the cataclinal slope.

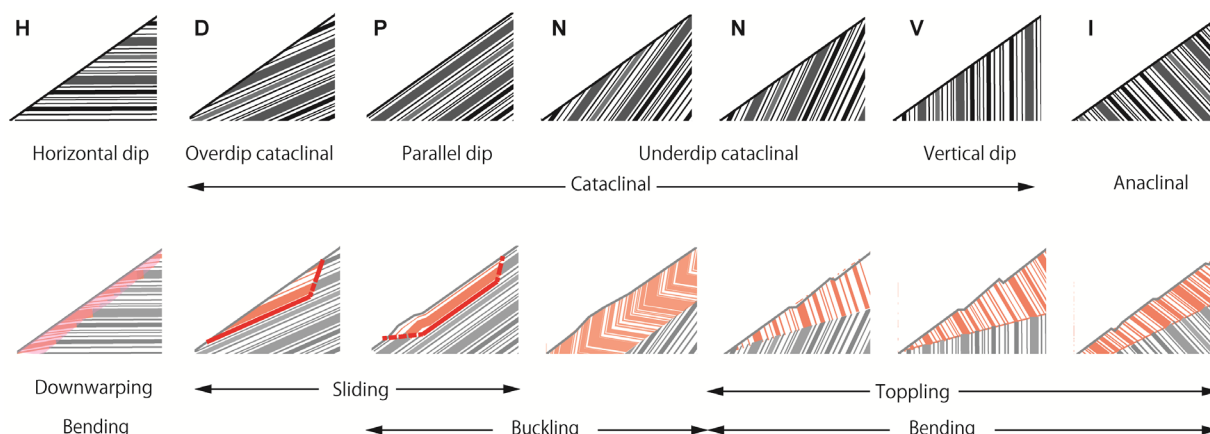


図10 層状岩盤の面構造の姿勢と斜面傾斜との組み合わせにもとづく斜面分類（上段），およびそれに対応した斜面変形（下段）。斜面分類とその英語，略語は鈴木（2017）による。下段では変形の運動様式（下撓，すべり，トップリング）とその機構（曲げ，座屈）をそれぞれ示す。

Fig.10 Classification of slope by the combination of angle of slope and relative dip of strata (upper), and the slope deformation corresponding the classification (lower). The classification including its abbreviation is shown by Suzuki (2017). In the lower row, mode of movement (downwarping, sliding, and toppling) and mechanism (bending and buckling) are also indicated, respectively.

表される岩盤そのものの性質も重要である。岩塊そのものの硬軟や割れ目の多寡による変形特性，地質構造に起因する異方性の有無は重力変形の発生場や様式を規制する大きな要因となる。なかでも，層理面や片理面，卓越する節理面などの発達によって層状構造をもつ岩盤は，斜面との関係によってさまざまな変形・運動様式をとる（Chigira, 1992；2000）。すなわち，斜面傾斜と地質面構造が反対向きとなる受け盤斜面（anaclinal slope：図10のI）から面構造が鉛直の斜面（vertical slope：同V）では曲げ（運動と

してはトップリング）が生じ，地質面構造と斜面傾斜が同じ向きを示す流れ盤斜面（cataclinal slope）では，地表面傾斜の方が急な「柁目盤」斜面（overdip cataclinal slope：同D）ですべり運動が生じやすく，斜面傾斜の方が緩い「逆目盤」斜面（underdip cataclinal slope：同N）では座屈が生じる。なお，逆目盤では曲げによるトップリングが生じる場合もある（たとえばChigira et al., 2013bに示された奈良県北股崩壊）。上述したように，本調査地域は斜面傾斜がおよそ15–40°，非重力変形部での層理面傾斜が60°で，逆

目盤斜面に相当する。

Sausgruber (2010) が「S字状構造 (S-förmige Struktur)」と呼んだ逆目盤におけるこのような構造は、オーストリア、マトライの千枚岩、片岩からなる斜面で認められた。Zischinsky (1966) はこの斜面の観察から、岩盤が、すべり面を伴わず塑性的に流動変形する現象として「サギング」を提唱した。しかし、これを再検証したSausgruber (2010) は弾塑性モデルによるキンクバンドサギングとして説明できることを示した。このように典型的なサギング斜面においても、現象をより正確に説明するレオロジカルなモデルは議論になっており、各地の重力変形斜面でのモデルを確立する努力が続けられている (Jaboyedoff et al., 2013)。

私たちが調査した梓川左岸斜面でも、深部の構造が十分明らかになっていないとはいえ、おそらくS字状構造が形成されている (図9)。開析前の地表から100 m程度の、確認されている深度に限ってもS字状に近い構造は認められ、これは逆目盤斜面の弾塑性的な座屈あるいは塑性的な流動によると考えられる。より詳細な機構や運動の解明には、さらに確実な変形構造の範囲の把握や、調査地周辺の地史、環境史の中への変形構造発達史の位置づけが今後必要となる。

6. まとめ

梓川上流左岸、上高地の明神から徳沢にかけての地質調査結果から山地斜面の重力変形について総合的に検討し、以下のような点が明らかになった。

1) 重力変形地形は主に泥岩からなる美濃帯のジュラ紀付加体堆積岩類の分布域で顕著に発達する。斜面はその傾斜より層理面の方が急な逆目盤構造をなしている。

2) 岩盤のゆるみ度が大きいと層理面傾斜が低角度となる傾向が示され、また山麓部では層理面がしばしば東に傾斜する。このように想定されるS字状の構造は、座屈あるいは流動による重力変形であり、その深度は100 mあるいはさらに深いと考えられる。

謝辞：上高地で調査を行うに際しては、文化庁、環境省、林野庁、長野県から許可をいただいた。許可申請にあたっては、松本市教育委員会、上高地自然史研究会の諸兄にご協力いただいた。本研究に、科学研究費補助金 (26400487, 19K03990) を用いた。現地調査に際しては、信州大学山岳科学研究所 (現 湖沼高地教育研究センター) 所属の上高地ステーションを利用させていただき、上高地自然史研究会および当時岐阜大学の大学院生・学部生であった岩本直也、長谷川勝幸、小出健太、森 祥剛、吉武智哉さんらにご協力いただいた。以上の方々に感謝する。匿名の2名の査読者の指摘により、本稿は大きく改善された。

注)

(1) サギングの場合、地すべりとは異なり、すべり面によって明瞭に移動体と基岩が区別されない。重力的な変形

に参加している岩盤の領域という意味で、両者に共通する「変形体」の語を用いた。

(2) 「岩盤クリープ」と称されることもしばしばあるが、定常的な運動であることの保証はないため、重力による斜面変形という現象に限った用語が適切である。

文献

- Ambrosi, C. and Crosta, G.B. (2006): Large sacking along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83, 183-200. doi: 10.1016/j.enggeo.2005.06.031.
- 防災科学技術研究所 (2021) : J-SHIS地震ハザードステーション. <https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/> (引用: 2022年6月21日) .
- 千木良雅弘 (1985) 結晶片岩の岩盤クリープ (その2) — 岩盤クリープ性地質構造 —. 応用地質, 26, 67-79. doi:10.5110/jjseg.26.67.
- Chigira, M. (1992): Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32, 157-184. doi: 10.1016/0013-7952(92)90043-X.
- Chigira, M. (2000): Geological structures of large landslides in Japan. *Journal of Nepal Geological Society*, 22, 497-504.
- Chigira, M. Hariyama, T. and Yamasaki, S. (2013a): Development of deep-seated gravitational slope deformation on a shale-dip slope: Observations from high quality drill cores. *Tectonophysics*, 605, 104-113. doi: 10.1016/j.tecto.2013.04.019.
- Chigira, M. and Kiho, K. (1994): Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology*, 38, 221-230. doi: 10.1016/0013-7952(94)90039-6.
- Chigira, M., Tsou, C.Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N. and Matsuzawa, M. (2013b): Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, 201, 479-493. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.07.020.
- Crosta, G.B., Frattini, P. and Agliardi, F. (2013): Deep seated gravitational slope deformation in European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33. doi: 10.1016/j.tecto.2013.04.028.
- 原山 智 (1990): 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1地質図幅), 地質調査所, 175p.
- 原山 智 (2015): 上高地盆地の地形形成史と第四紀槍・穂高カルデラ・滝谷花崗閃緑岩コンプレックス. 地質学雑誌, 121, 373-389. doi: 10.5575/geosoc.2015.0032.
- 林 信雄・田中和広・吉武宏晃 (2015): 宮崎県耳川流域塚原地点で発生した深層崩壊の内部構造に関する地質学的検討. 応用地質, 55, 290-306. doi: 10.5110/jjseg.55.290.
- 本合弘樹・井上 篤・原山 智 (2015): 上高地の活断層: 1998年飛騨山脈群発地震の震央集中域との関係. 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, R5-P-17. doi:

- 10.14863/geosocabst.2015.0_448.
- Jaboyedoff, M., Penna, I., Pedrazzini, A., Baroň, I. and Crosta, G.B. (2013): An introductory review on gravitational-deformation induced by structures, fabrics and modeling, *Tectonophysics*, 605, 1-12. doi: 10.1016/j.tecto.2013.06.027.
- Kaneda, H. and Kono, T. (2017): Discovery, controls, and hazards of widespread deep-seated gravitational slope deformation in the Etsumi Mountains, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. doi: 10.1002/2017JF004382.
- 荻谷愛彦・高岡貞夫 (2019) : 北アルプスの稜線上に形成された線状凹地の堆積物 : 「きぬがさの池」の事例. 専修大学自然科学研究所紀要, 50, 1-11.
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H., Sugamori, Y., Suzuki, N., Takemura, A., Tsujimori, T. and Uchino, T. (2016): Pre-Cretaceous accretionary complexes. in *Geology of Japan* by Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W. (eds.), Geological Society, London, 61-100.
- Moon, S., Perron, J.T., Martel, S.J., Holbrook, W.S. and Clair, J.St. (2017): A model of three-dimensional topographic stresses with implications for bedrock fractures, surface processes, and landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 823-846. doi: 10.1002/2016JF004155.
- 永田秀尚・小嶋 智 (2021) : 長野県上高地南東山地における重力斜面変形とその発達過程. 山の科学, 4, 1-15.
- 永田秀尚・末武晋一 (2017) : 野外調査における岩盤ゆるみ度区分の提案. 応用地質, 58, 102-107. doi: 10.5110/jjseg.58.102.
- Otsuka, T. (1988): Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino terrane, central Japan and its Jurassic Tectonism. *Journal of Geoscience, Osaka City University*, 31, 63-122.
- Radbruch-Hall, D.H., Varnes, D.J. and Savage, W.Z. (1976): Gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung") in western United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. 14, 23-35. doi: 10.1007/BF02634754.
- Sausgruber, J. T. (2010): Ingenieurgeologische und geotechnische Untersuchungen von Massenbewegungen im Gebiet des Bunzkogles bei Matrei in Osttirol. Dissertation ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der technischen Wissenschaft eingereicht an der Technischen Universität Wien Fakultät für Bauingenieurwesen. 201p.
- Savage, W.Z., Swoffs, H.S. and Powers, P.S. (1985): Gravitational stresses in long symmetric ridges and valleys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 22, 291-302. doi: 10.1016/0148-9062(85)92061-3.
- 鈴木隆介 (2017) : 斜面分類, 地形の辞典, 357-358.
- 上野将司 (2001) : 地すべりの形状と規模を規制する地形・地質要因の検討, 地すべり, 38, 105-114. doi:10.3313/jls1964.38.2_105.
- Wakizaka, Y. (2013): Characteristics of crushed rocks observed in drilled cores in landslide bodies located in accretionary complexes. *Tectonophysics*, 605, 114-132. doi: 10.1016/j.tecto.2013.07.018.
- 横山俊治 (1995) : 和泉山地の和泉層群の斜面変動 : 岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて. 地質学雑誌, 101, 134-147. doi: 10.5575/geosoc.101.134.
- 横山俊治・柏木健司 (1996) : 安倍川支流関の沢流域の瀬戸川層群に発達する斜面の傾動構造の運動像. 応用地質, 37, 102-114. doi: 10.5110/jjseg.37.102.
- Ziegler, M., Loew, S. and Amann, F. (2016): Near-surface rock stress orientations in alpine topography derived from surface markings and 3D numerical modelling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 85, 129-151. doi: 10.1016/j.ijrmms.2016.03.009.
- Zischinsky, U. (1966): On the deformation of high slopes. Proceedings of 1st Conference, International Society of Rock Mechanics, Lisbon, 2, 179-185.

Research Article

Interior structure of gravitationally deformed bodies on the left slope of Azusa River, Kamikochi, Nagano Prefecture, central Japan

Hidehisa NAGATA* and Satoru KOJIMA**

Geological investigation on the left slope of the Azusa River, Kamikochi revealed structure of gravitationally deformed bedrocks composed mainly of mudstone of the Jurassic accretionary complexes in the Mino Belt. Bedding planes of the rocks strike NNE-SSW subparallel to the trend of main dividing ridge, and dip steeply to the west; the slopes form underdip cataclinal structure where the bedding planes dip steeper than

the slope. In the upper part of slopes, dip of bedding planes is gentle by the loosening of rock mass, while in the lower part, the bedding planes dip eastward. The geologic characteristics show the bedding planes of the deformed rock bodies have S-shaped geologic structures. Elastoplastic buckling or plastic flow probably formed the deep-seated gravitational slope deformation structures and affected over 100 m in depth.

Key words: gravitational deformation, mudstone, underdip cataclinal structure, buckling

* FuSuiDo Co., Ltd., Obu 474-0022, Japan

** Dept. of Civil Eng., Gifu Univ., Gifu 501-1193, Japan