

論 説

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

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

2020年4月13日受付
2020年11月10日受理

長野県上高地南東方の徳本峠から大滝山にかけての山地斜面の重力変形について、航空レーザ測量による1 mメッシュの精細DEMをもちいた地形判読をもとに検討し、その発達過程を考察した。重力変形による微地形は、主稜線の北西側では全面的に発達し、一方南東側では主稜線や大きな派生尾根の周辺に限られる。重力変形ユニットの識別により、重力変形による運動は小規模な微小変形からはじまり、その結合による大きなユニットの形成、さらにその後ユニットの分化、局所化が引き続き起きたことが明らかになった。多くの重力変形ユニットはすべり面が完全に形成されておらず、変形斜面は全体としてサギングの状態にある。すなわち、本地域の斜面は重力変形が進行しながら、地すべりへの移行は不完全なまま、現在は崩壊による解体段階にあるといえる。重力変形は上高地谷のせき止めによる埋積がはじまる12.4 kaより前には開始された可能性がある。

キーワード：重力変形, 上高地, 精細DEM, 地形判読

1. はじめに

二重(多重)山稜やその間の線状(山上)凹地といった地形は、かつて周氷河地形と考えられていた(式, 1961; 鈴木, 1975)が、最近ではほとんどが斜面の重力変形(gravitational deformation)¹⁾によって形成された地形であるとみなされるようになってきた(小嶋, 2018)。その分布も高山帯や亜高山帯に限られるものではなく、比較的低い標高域まで、場合によっては高密度で発達することが明らかになってきた(永田ほか, 2006; Kaneda and Kono, 2017)。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。重力変形によって生じた地形の変形域の認定、重力変形の機構、また高山においては氷河地形など他の過程による地形との識別(岩田, 2014; 荻谷, 2019)など、地形学や地質学が解明しなければならない課題は多い。また、重力変形は大規模な深層崩壊のような高速ランドスライド²⁾の前兆とも考えられていることから(Chigira et al., 2013; 千木良, 2015)、防災の観点から崩壊の素因を探るうえでも着目すべきものである。さらに、重力変形域内の崩壊や地すべりが多量の土砂生産の場となっていることも注目されている(松岡ほか, 2013)。また、重力変形によって生じた、急峻な山地の中のわずかな緩斜面や凹地は生態や環境といった観点からも注目されている(たとえば荻谷ほか, 2013)。

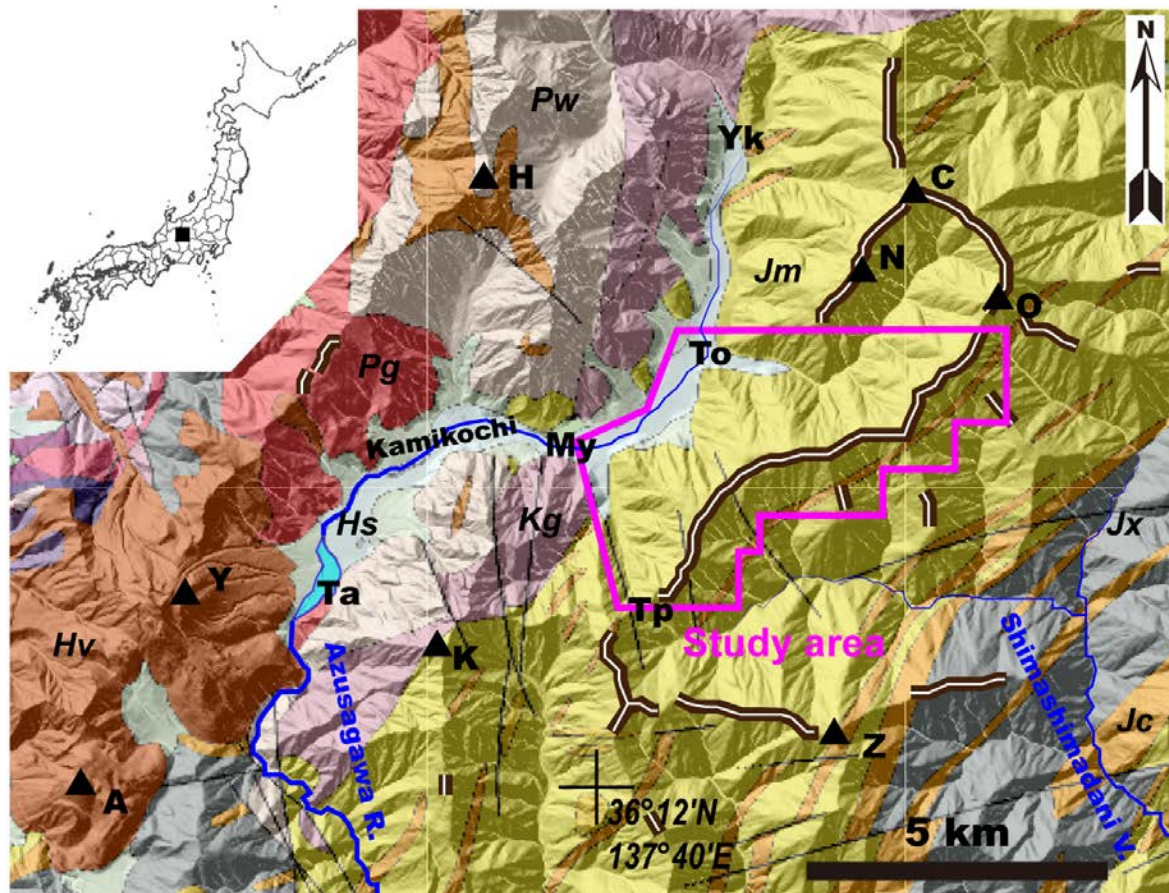
飛騨山脈南部、長野県上高地周辺には、他の山岳地域同様、重力変形地形が発達することが知られている(図1)。

特に梓川の左岸では蝶ヶ岳付近から徳本峠^{とくこう}付近までの約12 kmにわたって多重山稜や線状凹地が主稜線上にほぼ連続的に発達する。また蝶ヶ岳から南西に派生する長塚山の尾根にもこのような地形がよく連続する。蝶ヶ岳付近の重力変形地形についてはいくつかの研究がある(八木, 1981; 伏島, 1988; 法橋・大塚, 2009; 富田ほか, 2010; 八木ほか, 2016)が、これより南では詳細な研究が行われておらず、重力変形地形の詳細な分布、その要因や発達史についてはほとんど明らかになっていない。

上記のような課題、特に重力変形斜面の発達過程を検討するうえで、上高地周辺は重要な地域のひとつと考えられ、われわれはこの数年来本地域の地形地質調査を実施してきた。本稿では、この調査結果のうち、徳本峠付近から大滝山付近までの地形判読結果をまとめ、そこから斜面の発達過程を考察する。

2. 調査地域の地形地質概要

飛騨山脈南部に位置する上高地は梓川上流に開けた谷底堆積低地である(図1)。大正池から横尾付近までのこの低地は12.4 kaに生じた焼岳火山群(白谷山, アカランダ火山)の活動による梓川のせき止めとその後の埋積によって形成された(原山ほか, 2010; 原山, 2015)。このせき止め以前には、河床は大正池付近において現在より300 m以上低かった(赤松ほか, 2004; 原山ほか, 2010)。上高地は標高2000 mから3000 m級の山々に囲まれているが、主として新生代の火成岩類(原山, 1990)か



Hs: Holocene sediments
Hv: Holocene 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
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「地理院タイル」の陰影起伏図）に加筆。多重山稜の分布も加えた。本図の範囲を、左上の日本地図に黒枠で示す。

Fig.1 Geologic outline around the study area (modified from the GeomapNavi developed by the Geological Survey of Japan). The shadows showing topography are based on the map prepared by the Geospatial Information Authority of Japan. Also shown is the distribution of multiple ridges. The map area is indicated by a black square in the inset map of Japan.

らなる梓川右岸側と、美濃帯のジュラ紀付加体 (Kojima et al., 2016) が多くを占める左岸側の地形は対照的なものとなっている。すなわち右岸側は標高3000 mを超える穂高連峰に代表されるように高標高で急峻であるのに対し、左岸側は、火成岩類からなる霞沢岳周辺をのぞいて、主稜線でも標高2200 mから2600 m程度と比較的低標高で緩傾斜で

あり、亜高山帯の針葉樹林に覆われ、岩石の露出はほぼ沢沿いに限られる。梓川両岸の山地の標高差は氷河地形の発達程度の差にも反映されており、右岸側では12 kaころの新ドリラス期までの複数のステージの氷河地形が広く認められているが、左岸側では主稜線部に、主として70-90 kaの横尾期の氷河地形が分布するのにとどまっている（長谷

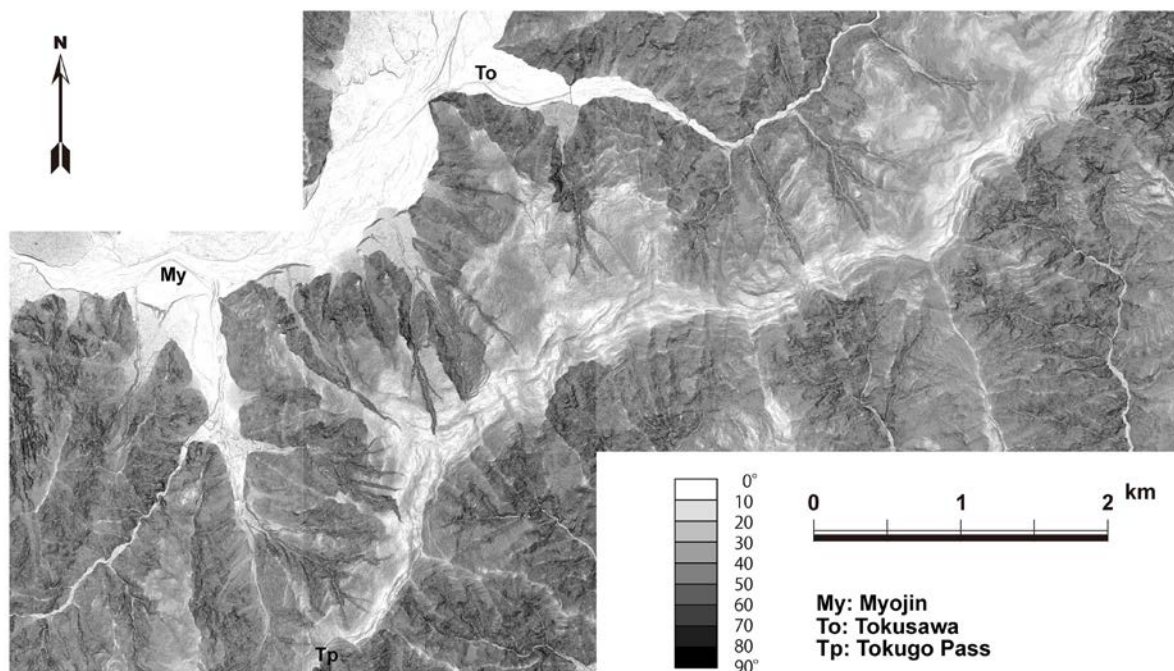


図2 判読に使用した、1 mメッシュ DEMを用いて作成した傾斜量図

Fig.2 Slope inclination map for the geomorphic interpretation made from the 1-m-mesh DEM.

川, 2006). 多重山稜などの重力変形地形も、左岸側のジュラ紀付加体分布域で発達が良い。右岸側にも重力変形や岩盤崩壊にともなう地形が見られるが(荻谷・松四, 2014; 荻谷・高岡, 2019), 狭い範囲に限られる。

本研究の調査地域である梓川左岸、徳本峠から大滝山にかけては、概ね北東-南西方向に伸びる主稜線に沿ってほぼ連続的に多重山稜が発達する。多重山稜はさらに北方には蝶ヶ岳と常念岳との中間付近まで、蝶ヶ岳から南南西に派生する長堀山の尾根や、大滝山から東に派生する尾根にもよく発達している。徳本峠から南方には小高沢山の尾根などに多重山稜が発達する。調査地域の尾根は梓川に面する北西側が緩く、梓川の左支川島々谷川に面する南東側が急であるという非対称性が顕著である。調査地域の地質は美濃帯のジュラ紀付加体に属する。主として泥岩と泥岩優勢な泥岩砂岩互層が分布し、層理面・劈開面が発達する場合が多い。地層は一般に北東-南西方向の走向、北西に中-高角度で傾斜する構造をもつ(原山, 1990)。

3. 地形判読の方法と微地形の認定基準

1) 判読の基図

国土交通省松本砂防事務所が2010年に取得した、航空レーザ測量による調査地域の1 mメッシュ DEM (Digital Elevation Model) データの提供を同所から受け、これから GIS (Geographic Information System) ソフト (ESRI社製, Arc GIS) により等高線図、傾斜量図(図2)を作成して、主として重力変形地形(図3)に着目して地形判読をおこなった。国土地理院から公開されている空中写真(CCB7710 C5-C7) およびGoogle Earthの画像も、崩壊地を確認するなどのために補助的に利用した。

2) 判読した地形要素

判読にあたっては主に1 m等高線図、傾斜量図(以下「精細地形図」とする)をもとに地形要素(地形点、地形線、地形面)を読み取り、それらの組み合わせから解釈できる、主に重力変形に着目した微地形種を認定した。これらによって判読図(図4)を作成した。

地形点としては、頂と鞍部を表示した。

地形線としては、尾根線、谷線、遷急線、遷緩線を示し

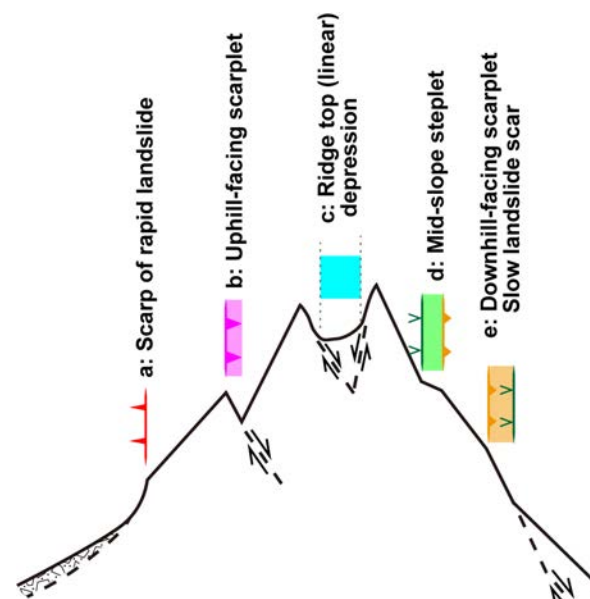


図3 模式的に示した重力変形地形の断面図。小嶋(2018)を改変。
Fig. 3 Schematic profile across a gravitationally deformed slope.
Modified based on Kojima (2018).

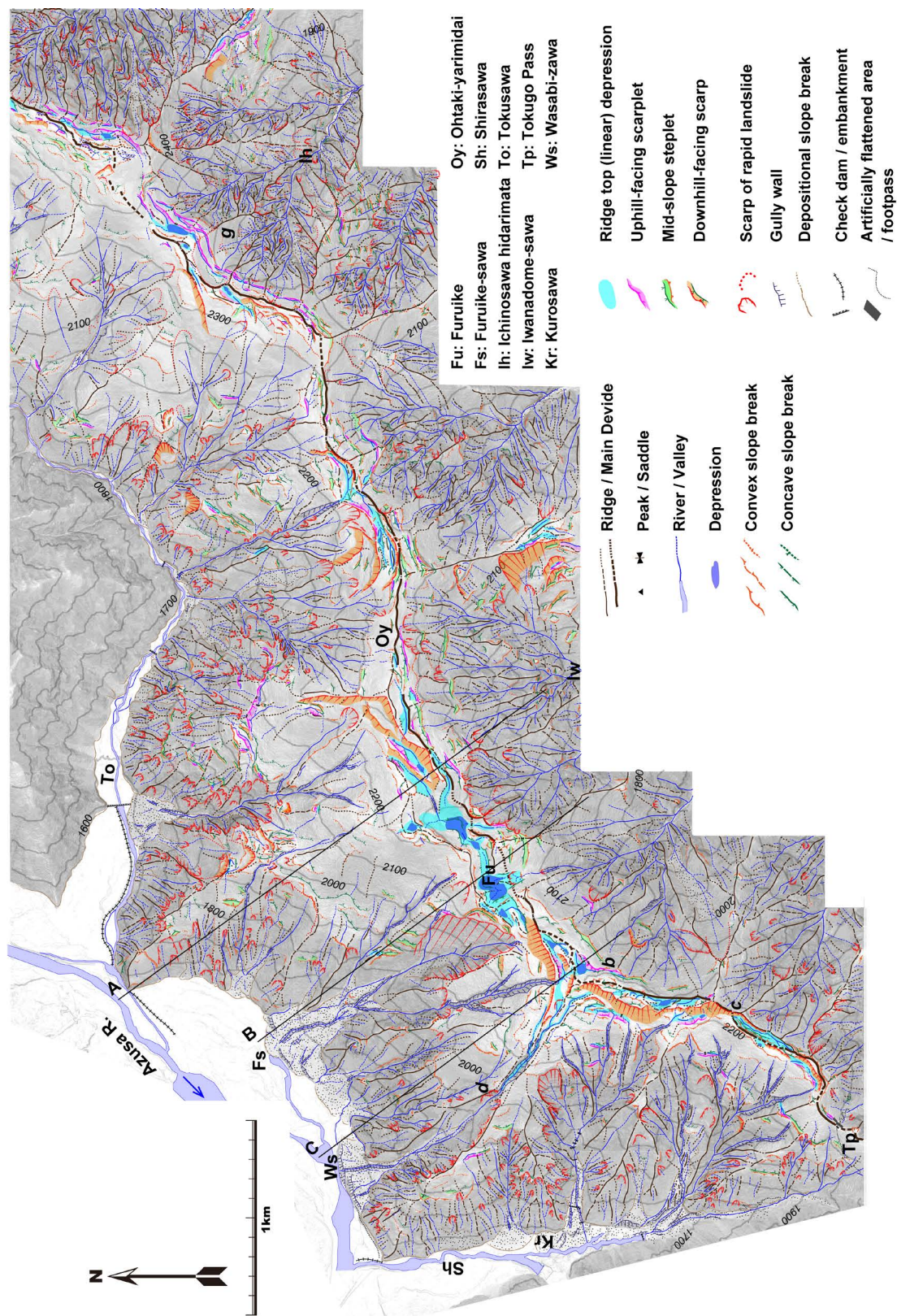


図4 調査地域の地形判読図。背景は傾斜量図。等高線間隔は100 m。本図の範囲は図1に示す。

Fig.4 Geomorphic interpretation map of the study area. Background is a slope inclination map made from the 1-m-mesh DEM. The contour interval is 100 m. The map area is indicated in Fig. 1.

た。尾根線は、両側斜面の交角や頂部の丸みの程度から判断した明瞭さによって3区分して示した。谷線も、両側斜面の交角や谷底の丸みの程度から、明瞭なものと不明瞭なものを区別した。また、図化可能な幅広い流路が判読できる場合には判読図でもそれを示した。遷急線と遷緩線についても、その丸みや、線の上下の斜面傾斜の差で判断される明瞭さによって3区分した。

地形面として表示したのは凹地である。凹地は閉曲線で囲まれた範囲を表示した。

3) 重力変形による微地形種の認定

重力変形による微地形種として、山上凹地、山向き小崖、斜面内小段、谷向き崖、崩壊崖を示した。これらは、以下のような基準によって認定した。

山上凹地 (ridge-top depression) は、尾根付近に位置する凹地や緩傾斜の浅い谷底低地である (図 3のc, 5a)。平行する多重山稜の間の堆積面と解釈される。地形面としての凹地を含み、尾根下の傾斜変換線から下方をその範囲とした。山向き小崖の下方に見られる場合もある。古池 (図 4のFu) 付近のように「線状」の方向性が不明瞭な幅の広い円形に近い凹地もあるが、ここでも大局的には主稜線に平行に伸びていることから、線状凹地といってもよい。尾根にほぼ平行に伸び、また尾根の屈曲にも調和的な凹地であることから、本調査地域北方の蝶ヶ岳の主稜線付近で得られた成果 (法橋・大塚, 2009) などと同様、調査地域内の山上凹地も尾根付近の引張応力によって生じた重力変形地形であると判断できる。また、火山活動や、石灰岩の溶食による凹地、あるいは岩相境界付近の脆弱部に生じた凹地でないことは既存資料 (原山, 1990) や踏査結果から明らかである。

山向き小崖 (uphill-facing scarplet) は、斜面の傾斜方向にほぼ直交し、高標高側に逆傾斜する比高10 m程度までの崖で (図 3のb, 5b)、Hutchinson (1988)の示したcounterscarp (UDおよびUU) に相当するものである。「小崖」とはいうものの、わずかに山側に傾斜する程度の緩傾斜面も含まれる。調査範囲に分布する山向き小崖は、尾根のやや下方に位置し、尾根の方向に調和的に発達することから、たとえばRadbruch-Hall (1978)が示したような重力性の変形地形と考えられる。飛騨山脈では、野口五郎岳付近で清水ほか (1980) が報告した小崖地形や白馬岳周辺で佐藤・荻谷 (2014) が示した尾根向き低崖と同様のものである。調査地は谷沿いを除いて露頭に乏しいが、砂岩層やチャート層が泥岩層より突出した組織地形 (たとえば松岡・上本, 1984) と判断されるような崖は確認できない。また、飛騨山脈北部にある雪倉断層の一部 (上本, 1978; 八木・井口, 2014) のように、尾根や谷を系統的に変位させる連続的な小崖や凹地は確認されず、活断層地形とも認定できない。

谷向き崖 (downhill-facing scarp) は、斜面の傾斜方向に直交ないし斜交し、低標高側に傾斜する崖で (図 3のe, 5c)、Hutchinson (1988)の示したDD scarpsに相当するものである。飛騨山脈では、たとえば佐藤・荻谷 (2014) の滑

落崖および谷向き低崖に相当する。上方を遷急線または尾根、下方を遷緩線または谷に限られ、平面的には直線斜面ないし弧状ないし箱状の谷型斜面として識別できる。崖の比高が30 mを越えるものもあり、必ずしも小崖、低崖とはいえない。佐藤・荻谷 (2014) や、越美山地の重力変形地形を研究したKaneda and Kono (2017)は、比高の大きな地すべりの滑落崖と谷向き低崖を区別しているが、微地形として両者を区別する理由がないため、谷向き崖として一括した。このような崖は、地すべりの滑落崖で代表されるように、下方の岩盤が重力的に低下して生じたものと考えられる重力変形地形である。谷向き崖は山向き小崖とともにノンテクトニック断層 (ノンテクトニック断層研究会, 2015) の地表露出部であるから、崖の下方に移動体に相当

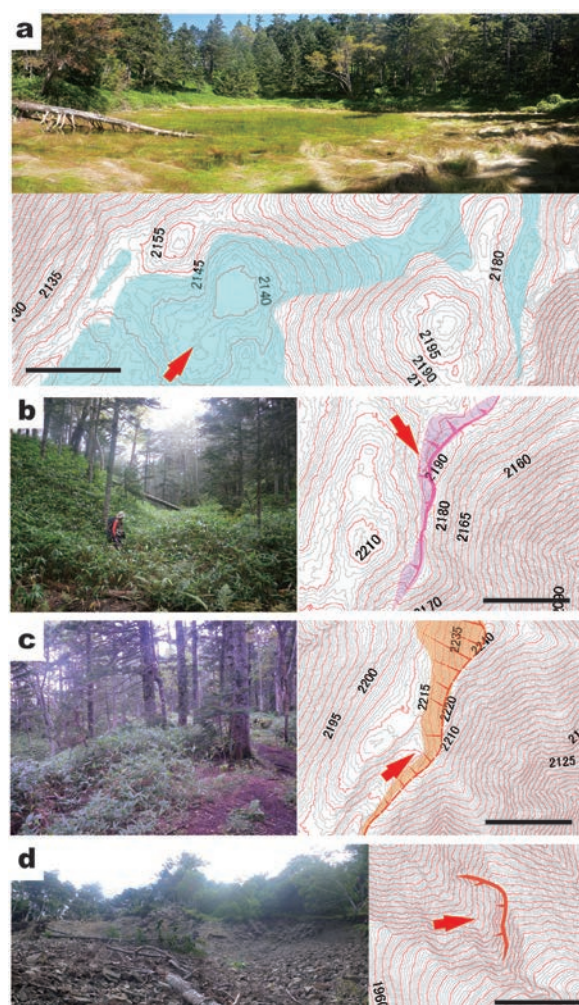


図5 重力変形微地形の例。位置は図 4に示す (aは図 4のFu)。赤矢印は撮影位置と方向。地形図の等高線は1 m間隔。スケールバーは100 m。a) 山上凹地、b) 谷向き崖、c) 山向き小崖、d) 崩壊崖。

Fig. 5 Examples of gravitationally deformed microlandforms. Localities are shown in Fig. 4. The red arrow indicates the point and direction of the photograph. The contour interval of the topographic map is 1 m. The scale bar is 100 m. The figures show a) a ridge-top depression (Fu in Fig. 4), b) a downhill-facing scarp, c) an uphill-facing scarplet, and d) a scarp of rapid landslide.

する地形が存在するかどうかを崩壊崖との識別の指標とした。調査地域に見られる谷向き崖は、山向き小屋と同様、活断層地形や、岩質の違いによる組織地形ではないと判定できる。

斜面内小段 (mid-slope steplet) は本稿で提案される微地形種である。ある斜面内で、上方を遷緩線、下方を遷急線に境される狭小な (幅は広くても30 m) 谷向き緩斜面をこのように称する (図3のd)。緩斜面上縁の遷緩線と下縁の遷急線は斜面の傾斜方向と直交ないし高角度で斜交する。本調査地域北方の長堀山における典型的な斜面内小段の例を図6に示す。緩傾斜の山向き小屋から漸移している場合がしばしばあることから、斜面内小段は、山側の岩盤が沈下するという重力的な変形の初期段階を示していると考えられる微地形である。類似の地形種として地層階段があるが、地質構成や地質構造、規模から判断して、このような差別的な削剥地形ではない。また、このような地形を指すと思われる用語としてNemčok (1972) が示したrock stepsがあるが、これは明確に定義されておらず、図でも山向き、あるいは谷向きの小屋を含むようである。最近では

Yokoyama (2020) が、赤石山脈南部における重力変形地形を研究した際に、山向き小屋や山上凹地、線状凹地とは異なる緩斜面にterraceの名を与えているが、これも定義は示されておらず、また侵食面ないし堆積面としての段丘面と同じ用語を用いることは好ましくない。なお、傾斜量図では傾斜方向が判読できないため、実際には比高1 m以下の山向き小屋を谷向きの斜面内小段としてしまっている場合が含まれる。あるいは、地表面まで到達したレーザ計測点の密度が低い場合にも、補間されたメッシュデータから描かれた地形図では山向き小屋が斜面内小段のように表現されている場合がある。判読図でもそれらが含まれる。

崩壊崖 (scarp of rapid landslide) は、弧状ないし箱状の遷急線で特徴づけられる谷型斜面である (図3のa, 5d)。谷向き崖との識別が難しいこともしばしばあるが、下方の遷緩線が不明瞭で、高速のランドスライドによって発生域の物質がその下方にあまり残存せず、高速で移送されたことが推定される地形である。空中写真や衛星画像で判読される明らかな崩壊崖は精細地形図でも判読されるが、植生の回復した崩壊崖も判読可能である。さらに、丸みを帯びた遷急線を上端にもつ弧状の崖もしばしば判読される。これらはかなり古い崩壊崖と解釈されるが、一部は古い圈谷壁である可能性もある。両者の区別は困難であるため一括し、不明瞭な崩壊崖として表示した。

4) その他の微地形

重力変形地形そのものではないが、調査地域の地形発達史を考察する上で関連する微地形や、明らかに重力変形地形ではない微地形も判読図に示した。

崖としては谷に沿うガリー側壁 (gully wall) を示した。また、成因を特定できない急斜面、崖は微地形種として表示せず、上下の傾斜変換線のみを示してある。

谷沿いの山腹斜面下方には土石流や落石、崩壊による堆積面が認められる場合がある。これらのうち土石流堆、沖積錐、崖錐と判読される地形面をまとめて岩屑堆積面とした (山上凹地を除く)。この面の上下は堆積成傾斜変換線 (depositional slope break) として表示した。厳密には、ほとんどの場合、崩壊崖の下方には岩屑堆積面が形成されているが、図の煩雑さを避けるために、およそ100 m以上の幅と長さをもつもののみを表示した。

本地域では地形の人工改変はわずかであるが、それでも砂防工事などによる改変が認められる。空中写真や衛星画像も援用し、砂防ダムや谷止工、堤防を示した。また登山道や山小屋周辺の削平地も、等高線図や傾斜量図でトレースできるものは表示してある。

4. 判読結果

1) 重力変形微地形の分布と規模

山上凹地は尾根付近に断続的に発達する。ほとんどが主稜線に分布するが、一部は南東に派生する尾根上、および北西に派生する尾根上にも認められる。凹地の幅は最も広い古池付近で200 mに達する。しばしば2, 3列の凹地が尾根

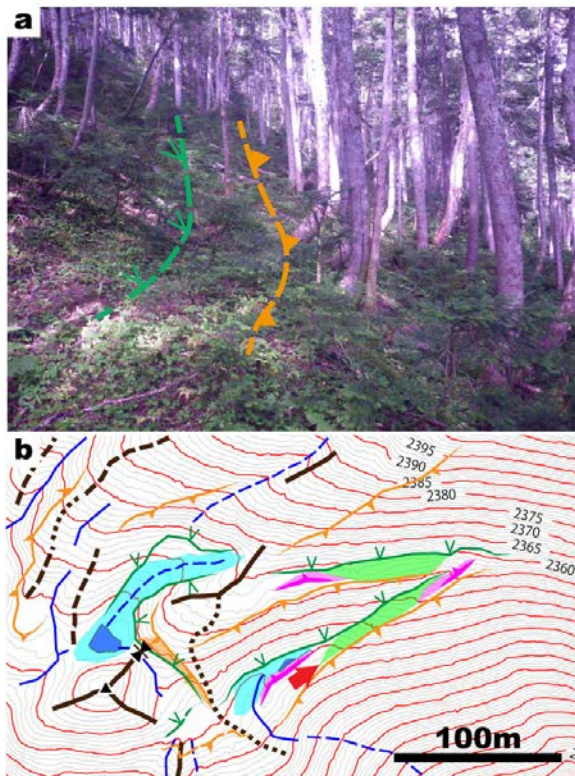


図6 斜面内小段の例 (長堀尾根)。a) 斜面内小段の写真。谷向きの緩斜面であることが特徴。ここでは斜面の傾斜方向と斜交している。b) 判読図。凡例は図4と同じ。写真撮影位置と方向を赤矢印で示す。等高線間隔は1 m。

Fig. 6 Example of the mid-slope steplet on the Nagakabe ridge. a) Photograph of the mid-slope steplet. Note the gently inclined valleyward slope. The trend of this steplet is oblique to the surrounding slope strike. b) Geomorphic interpretation. The legend is as same as that of Fig. 4. The red arrow indicates the point and direction of the photograph. The contour interval is 1 m.

にはほぼ平行に延びる。なお、ワサビ沢源頭部はガリー状の侵食谷となっているが、この谷は北西方向に伸びる尾根の上に発達しており、本来山上凹地であったものと考えられる。

山上凹地が主稜線付近にはほぼ限られるのに対し、山向き小屋、斜面内小段はより広範に分布が認められ、主稜線の北西側で標高1800 m（主稜線からの比高400-500 m）、南東側で標高2200 m（主稜線からの比高100-200 m）、派生する尾根沿いには標高1800 m（尾根からの比高200-300 m）付近まで発達している。連続性が良いのは主稜線の両側、特に南東側直下であるが、それより低い位置でも北西側の斜面には、短いが多段の小屋、小段としてしばしば発達する。調査範囲内での比高は最大10 mである。主稜線から南東に派生する尾根にも、岩魚留沢左岸や一ノ沢左岸などの南西向き斜面に山向き小屋、斜面内小段が発達するところがある。

谷向き崖には大きく2つの発達形態がある。ひとつは主稜線の北西側に断続的に発達し、延長400 m以上とよく連続する北西側低下の崖である。古池付近では長さ1 kmの山上凹地をはさんで東に800 m、西に600 mの長さをもつ。比高は最大30 mに達し、上下に副次的な小屋をとまなう。徳本峠から北方にも、1.4 kmにわたってほぼ連続的に崖が発達する。また、大滝槍見台の北側にも延長500 mの崖が認められる。さらに、南東に派生する岩魚留沢左岸尾根にも長さ400 mの崖が発達しており、副次的な小屋をとまなうながら南西側が低下している。これらはいずれも頭部の遷急線が不明瞭化していることから、相対的に古い時期に形成されたものと考えられる。これらの崖は、大規模な重力変形ユニット（後述）の頭部に相当する。もう一つは、幅100 m、比高10 m程度までの小屋で、弧状ないし直線状をなす。これは局所的で小規模な地すべりの頭部滑落崖ないし側崖に相当する。これらは同様な範囲に分布する山向き小屋や斜面内小段に比べて数が少なく、発達が悪い。

崩壊崖の主なもの幅100 m程度までで、これは小規模な崩壊の滑落崖に相当する。崩壊崖は徳本峠に向かう黒沢の右岸や、徳沢の左岸、大滝山の南東斜面において高密度に分布する。このほか、規模の大きな崩壊崖が見られる。古池沢源頭部の崖（図4のf）は外形に凹凸のない明瞭な遷急線を持ち、崖面も平滑である。さらに崖の下方にわずかな堆積物しか残していないことから、幅300 m、長さ500 m、深さ100 m、推定体積（楕円体近似） $7.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ に達する大規模な深層崩壊跡の可能性もある。この下流の古池沢出口には大きな沖積錐が形成されている（島津、1998；2001）。深層崩壊の痕跡と考えられる崩壊崖は他にも認められるが、崖面の平滑さから判断して、1回の崩壊ではなく、複数の崩壊に起因すると思われるものもある。また、一ノ沢の左岸源頭部に認められる幅約200 mの崖（図4のg）は新鮮さを欠くが弧状の縁はよく保たれており、崖に囲まれた谷の中央部にわずかに緩傾斜の凸型斜面がある。このような特徴から、この崖は崩壊崖ではなく、古い圈谷壁の可能性もある。

2) 重力変形ユニットの認定

主稜線上の山上凹地はほぼ連続的に発達しているとはいえ、詳細にみると一部に発達しない場所がある。また凹地の幅にも変化がある。さらに主稜線北西側に発達する谷向き崖も、必ずしも山上凹地と対応して発達しているわけではない。一方、重力変形微地形がある範囲で系統的に配列している場合もあり、これはその範囲でのまとまった斜面運動を示唆する。具体的には、斜面の上部における山上凹地や谷向き崖、山向き小屋、これらの崖の下方に発達する腕曲状河系（鈴木、2000）、斜面中部から下部にかけて、不明瞭な遷急線や遷緩線で示される地表面の不整、斜面下部から中部にかけての山腹のはらみだし、斜面下端付近での崖や谷の屈曲などのまとまった配列である。

このような地形的な特徴に着目し、いろいろな規模とステージ（発達段階）の重力変形ユニット（以下、「ユニット」と略称）を認定した（図7）。これは、地すべり地形、特にその地表面輪郭構造（大八木、2004a）の認定と同じ方法（鈴木、2000）に基づくものであるが、地すべり地形を構成する微地形のセットが完全でないもの、あるいは微地形の表現が必ずしも明瞭でないものまで含めてユニットを認定している。図ではユニットの明瞭さを塗色のグラデーションで表現した。

3) ユニットの記載

主稜線の北西側斜面では、山上凹地や比高の大きな谷向き崖の分布により、それに対応した5つのユニットA-Eが識別され、さらにその内部に、分化したユニットが認められる。また、南東に派生する尾根の南西向き斜面でも同様に、F、Gのユニットが認定できる。以下では、判読範囲を越えた分布域をもつユニットE、Fを除いてその特徴をみる。

ユニットAは徳本峠から古池沢にかけて、幅2.6 km、長さ（傾斜方向での水平長さ、以下同じ）1.3 kmにおよぶ西向きのユニットである。ワサビ沢左岸の尾根を含むかどうかについては確実ではないが、山上凹地がT字形に分布し、切断された方の凹地が古池沢右岸に連続するように見えることから、ユニットAはもともこの範囲まで広がっていたと推定した。左（南）側部は山上凹地の延長にあたる徳本峠北の谷と推定したが確実ではない。また、末端はそれを示唆する地形がなく不明である。谷向き崖の形状から、内部には並列するA-1、A-2のサブユニットが認められるが、これらも明瞭なのは頭部から上部の崖および凹地、小屋にはほぼ限られる。

ユニットBはワサビ沢から徳沢左岸下流にかけての幅3.2 km、長さ1.8 kmのユニットである。調査範囲内では、古池付近に見られるように最も広い山上凹地が発達し、変形もユニットAより進んでいると考えられる。山上凹地の分布からみて、左（南西）端はワサビ沢にあると考えられ、ユニットAの右（北）側を含む。このことから、ユニットBはユニットAよりも新しい時期まで変形が進行していたと推定される。山上凹地は大滝槍見台付近まで連続するが、

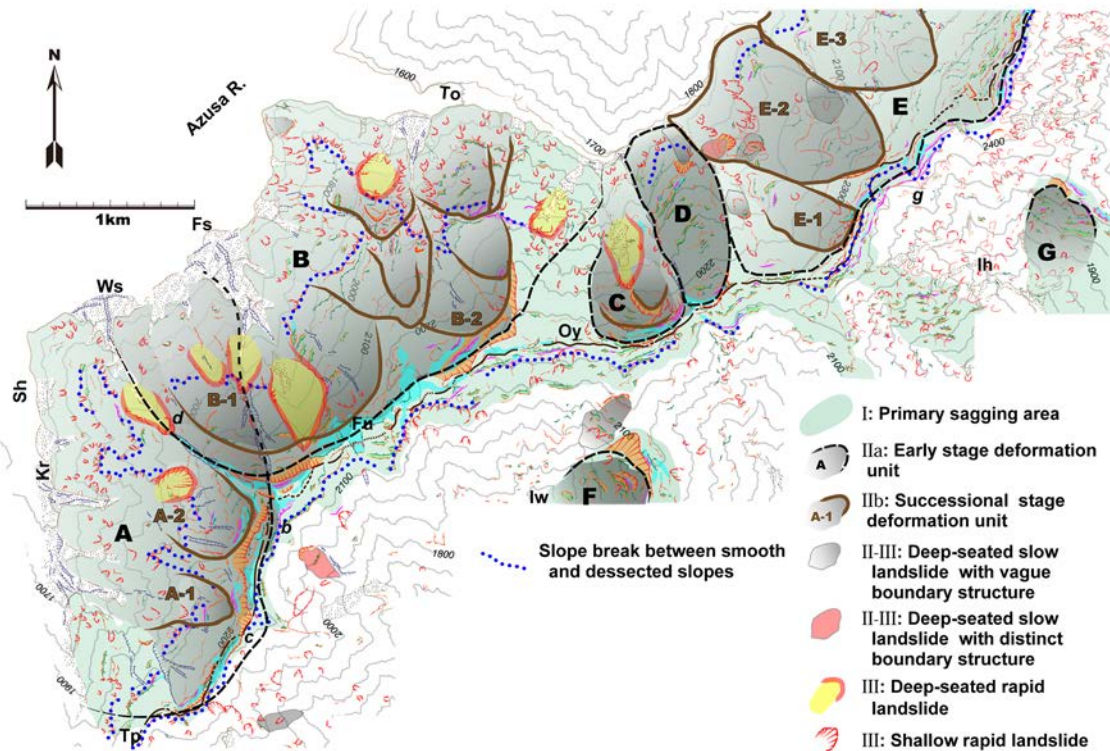


図7 重力変形の範囲とユニット区分，ステージ。地形表現，地名の略号は図4と同じ。

Fig.7 Map showing the distribution of gravitationally deformed slopes and their development stages. See Fig. 4 for the symbols and locality name abbreviations.

谷向き崖は北に湾曲することから，この崖の下方までをユニットBの範囲と解釈した。末端はユニットA同様不明である。ユニットBの内部には古池沢の流域にほぼ相当するサブユニットB-1とその北東方に並列するサブユニットB-2が推定される。サブユニットB-1は幅1.3 kmの腕状の谷である。中腹部の斜面には斜面内小段が認められるなどの変形が示唆されるが，頭部の崖を含め，全体的に不明瞭である。このサブユニットの内部には，古池沢やワサビ沢の中流-上流部に深層崩壊の痕跡が多く推定される。サブユニットB-2は分化した小ユニットの集合体と考えられる。主稜線に近い上部の小ユニットでは頭部の崖以外の微地形があまり明瞭ではないが，下部の小ユニットでは頭部の崖や凹地，中腹部の斜面内小段が発達し，両側部に腕曲する谷も見られる。

大滝槍見台の北東方には，ユニットC，ユニットDが並列する。山上凹地の分布と形状から，両者は一連のユニットというよりはそれぞれ独立したものと判断する。ユニットCは幅0.6 km，長さ0.7 kmの規模で，内部には後退的なサブユニットや深層崩壊跡と推定される崩壊崖が判読できる。両側部の腕曲した谷も明瞭である。ユニットCの末端は徳沢河床まで達するかもしれないが，そうすると他のユニットと異なり，下部で幅が狭くなって移動しにくい平面形状となること，それでも運動したという地形的な証拠を

判読できなかったことから，斜面中腹までのユニットとみなした。

ユニットDは幅0.5 km，長さ1.1 kmの規模をもつ。頭部の崖や凹地，両側部の腕曲した谷，内部の小崖や斜面内小段の発達が明瞭である。末端は，徳沢河床まで達していると解釈した。これは，流路をわずかが右岸側に屈曲させているためである。

ユニットGは主稜線南東側，一ノ沢左俣の左岸尾根に発達する。規模は幅0.4 km，長さ0.6 kmである。頭部には崖が認められ，上部斜面は山向き小崖や斜面内小段を含む微小な凹凸がある。斜面全体はわずかに縦断的に上凸でバルジングを起こしている可能性があるが，末端は不明瞭である。

このほか，上記サブユニットの内部，あるいは主稜線南東側斜面内に孤立して，幅200 mまでの小規模なユニットがいくつか認められる。これらは規模的に小さいが，輪郭構造の明瞭なものもある。

5. 考察

1) 遷急線と非対称山稜の形成

調査地域では標高1700 mから2300 m付近に連続性のよい遷急線が認められる(図7)。「地理院地図」の5 mメッシュDEMによる地形図の概略的な判読によれば，この遷急線

は小口（1988）による松本盆地西方山地の「高位/低位平滑斜面」と「高位開析斜面」とを境する遷急線に対比できる。遷急線より上方の平滑斜面は最終氷期に形成されたものであり、下方の開析斜面が晩氷期から後氷期に形成された斜面とされる（小口，2001）³⁾。また、この遷急線は、調査地域西方の霞沢岳周辺において町田（1979）が示した「氷期に形成されたと思われる斜面」と「完新世に浸食がはげしく行われた斜面」の境界線にも対比される。

この遷急線は上高地側の北西側斜面全体では平面的な凹凸が大きく、高度も標高1700 mから2100 m付近まで上下をくり返している。小規模な崩壊地がこの遷急線の直下に並ぶことがしばしばあり（黒沢右岸、徳沢左岸など）、この遷急線は現在も高度を上げつつあると解釈される。一方、島々谷側の斜面ではこの遷急線が標高2200 mから2300 m付近と主稜線直下まで迫っているが、極端な平面的凹凸はない。遷急線の上方には傾斜30°以下の平滑斜面が広がるが、結果的にこの斜面は主稜線の北西側に偏在し、山稜全体は稜線をはさんで非対称なものとなっている。この非対称性は、上高地谷のせき止め（原山ほか，2010）によって主稜線北西側斜面の侵食基準面が局地化し、主稜線との比高が小さくなって侵食速度が低下した時期があったことが要因のひとつと考えられる。

2) 重力変形の様式

ここまで述べてきたように、重力変形による微地形は主稜線の北西側全域、一部は南東側まで及んでいる。さらに微地形のほとんどは重力変形ユニットとしてまとまった配列をなす。一方、多くのユニットに共通する特徴は、頭部の崖や凹地のみが明瞭で、側部や末端が不明瞭なことである。特に、ユニットAやユニットB、およびそれら内部のサブユニットでそれが顕著である。地すべり移動体としての輪郭構造を明瞭に定め難いというケースは一般に活動時期の古い地すべりではしばしばあるが、本調査地域の場合、上記のような特徴を考慮すると、移動体の開析によって輪郭が不明瞭化したのではなく、移動体として基岩から完全に分離しないまま、運動の分化、局所化が進んでいったものと解釈される。すなわち上記の各ユニット、サブユニットの多くは、移動体が基岩からすべり面を介して分離し、運動するという意味での「地すべり」とはいえず、その前段階で変形が局所化しないままの運動であるサギング（Zischinsky, 1966；Hutchinson, 1988）、あるいは初期的変形地形（大八木・横山，1996）、ないし deep-seated gravitational slope deformation（Agliardi et al., 2001; Crosta et al., 2013など）の段階に留まっていることを示す。地すべりまで発展したと見なししてもよいユニットは、小規模なものを除けばDに限られる。

地形のみならず、露頭においても、開析された谷の谷壁や梓川沿いの斜面脚部では割れ目の開口などの岩盤ゆるみや重力的と考えられる地質構造の変化が広範に認められ（図8）、岩盤のサギングを示唆している。

本調査地域でのサギングは、主稜線の北西側で主として

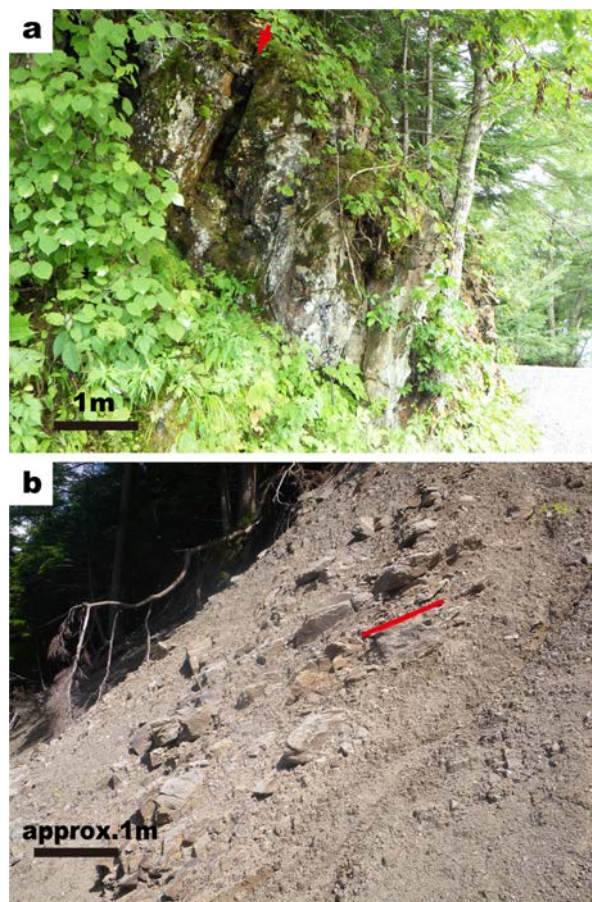


図8 岩盤のゆるみや重力的な変形を示す露頭。a) 開口した割れ目が発達した岩盤。特に矢印位置では急傾斜した層理面に沿って20 cmほどの開口が見られる。図4に示す断面位置Aの北西端。b) 岩盤のゆるみが進行してブロック化した岩塊群。低角度化しているが泥岩の層理面は保存されている。ワサビ沢（図4のd）。

Fig. 8 Outcrops indicating loosening and gravitational deformation of rock mass. a) Rock mass with open cracks. An open crack 20 cm wide along a steeply inclined bedding plane (red arrow) can be observed at the northwest end of the profile A in Fig. 4. b) Blocks of intensely loosened rock mass at point d in Fig. 4 along Wasabizawa. Note the well-preserved and gently-dipping bedding planes of mudstone even after the tilting.

発生するという非対称性をもつ。山上凹地や複数の山向き小崖を伴うという地形特性も考慮すると、非円弧状の底面をもつCLサギング（Hutchinson, 1988）に相当する。また、八木（1996）があげた山向き小崖の発生機構のうちでは、後傾回転運動、並進運動、または基岩側方伸張すべりによって生じたものに相当する。すなわち、主稜線南東側まで含めた岩盤のスライド（回転ないし並進すべり）と主稜線付近の伸張による地形と考えられる（図9）。非対称的なサギングの発達は、地層が大局的に高角度で北西に傾斜する（原山，1990）、すなわち北西側の斜面が流れ盤になるという岩盤の構造を反映している。

また、防災科学技術研究所による地すべり地形分布図

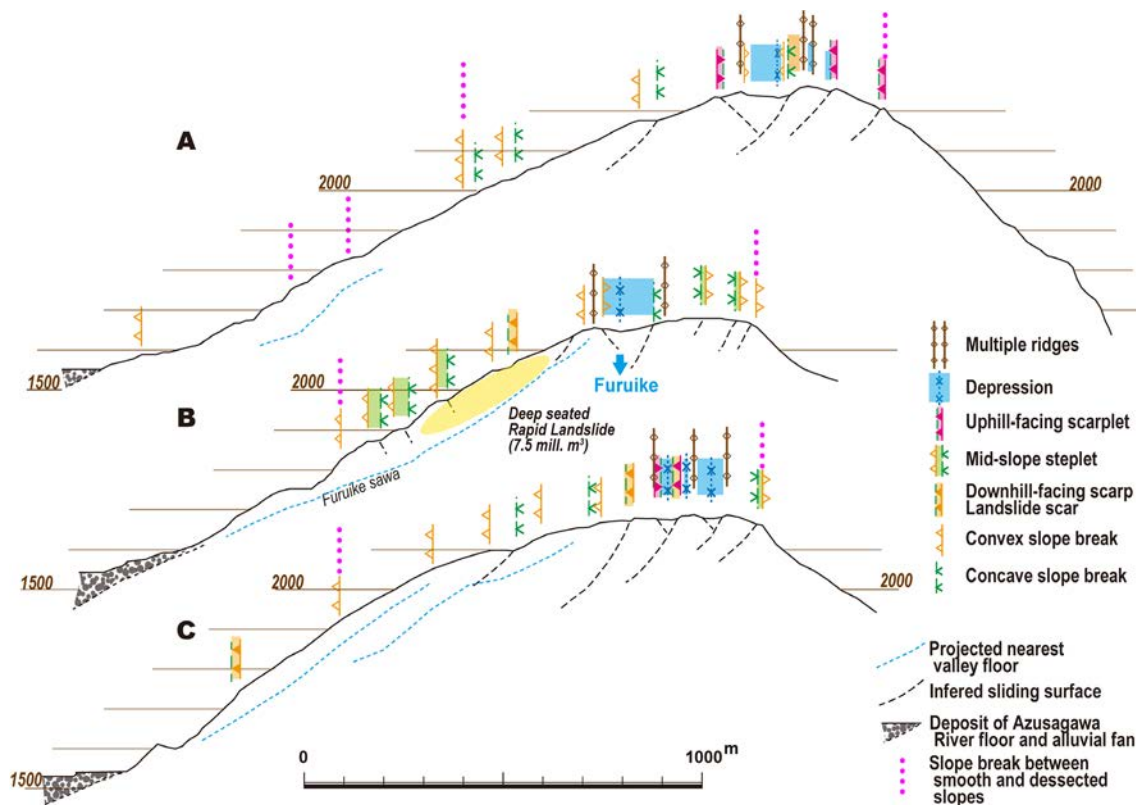


図9 調査地域の断面図。地形から推定されるすべり面を表示。断面位置は図4に表示。

Fig.9 Profiles of the study area indicating sliding planes inferred from the topography. Locations are shown in Fig. 4.

(清水ほか, 2000) は、われわれの判読結果と類似する箇所に地すべりユニットを表示している。この分布図においてはサギングのような地すべり前兆地形も地すべり地形に含められているためこのような表現になっているものと理解される。

3) 変形運動のステージ

重力変形は以下のようなステージで進行したと考えられる。Ⅰ：主に梓川に面した斜面全体での小規模な変形、Ⅱ：大規模な重力変形ユニットの形成とその分化、Ⅲ：より小規模な地すべり、岩盤崩壊の発生（図7）、である。ステージⅡはさらに、Ⅱa：幅2 km以上という規模の大きなユニットの形成、Ⅱb：幅1 km前後のサブユニットへの分化、に分けられる。

ステージⅠでは連続性の悪い重力変形微地形ないし極微地形が散点的に発達する。たとえば大滝槍見台付近やノ沢左保左岸の尾根に、引き続き変形に含まれなかった小屋、斜面内小段が認められる。ステージⅡではその前半（ステージⅡa）にステージⅠから形成が開始された微小変形が連結して大きなユニットが形成された。大きなユニットはAとBを除いて並列または独立している。後半（ステージⅡb）ではそれが局所化、分化する。たとえばサブユニットB-2の分化は、斜面下方に向けて前進的に進行したもの

と考えられる。さらにステージⅢではより小規模な崩壊が卓越するようになる。これはそれまでの重力変形によってゆるんだ岩盤が崩壊の素因となっているためと解釈される。

以上のように、一旦まとまった変形運動は、規模の大きなものから小さなものへと分化してゆく傾向にある。

4) 重力変形地形の発達過程

4-1) 重力変形の開始時期

たとえば山上凹地堆積物の堆積開始年代、あるいは崖の露出年代といった年代値が得られなければ重力変形の開始時期は明らかにできないが、以下では、今後の調査や考察の手がかりとして、周辺の地史から考えられる可能性をいくつか挙げる。

上高地のような、河川の源流に近いところでの広い谷底低地の発達には日本では珍しい。赤松ほか（2004）は物理探査によって、また原山ほか（2010）はボーリング調査によって大正池付近の非固結堆積物が300 m以上の厚さをもつことを明らかにした。現河床からの谷の深さは、調査地域近くの明神でも100 m以上と推定される（岩田, 2006；村山, 2010；原山, 2017）。梓川がアカンダナ火山の活動によってせき止められる12.4 ka以前は上高地に現在より数100 m下に河床をもつ峡谷が存在したことになる。重力変形は比

高が大きいほど発生しやすいと考えられるので（たとえば八木, 1981）, 変形のはじまりは12.4 kaよりも前の可能性がある。

長谷川（1997）は本調査地域の西方に位置する霞沢岳東面の霞沢で、現地調査に基づいて4期に区分される氷河地形を認定した。本調査地域を含む霞沢岳から常念岳に至る稜線沿いにもMIS5にほぼ相当する横尾期（70-90 ka；小崎・岩田, 2001）の氷河地形が認定されている（長谷川, 2006）。われわれの判読では、氷河地形を十分認定できておらず、その可能性を指摘したに留まっているが、たとえば一ノ沢左保（図4のg）源頭部が横尾期の圏谷であるとすれば、山向き小屋がこの谷を横断していること（図10）から、重力変形の開始は横尾期以降となる。ただし、詳細にみると谷の内部と外部で変形の程度が異なり、内部の変形がより小さいようにも見える。その場合、重力変形は横尾期以前から継続していたものと解釈できる。

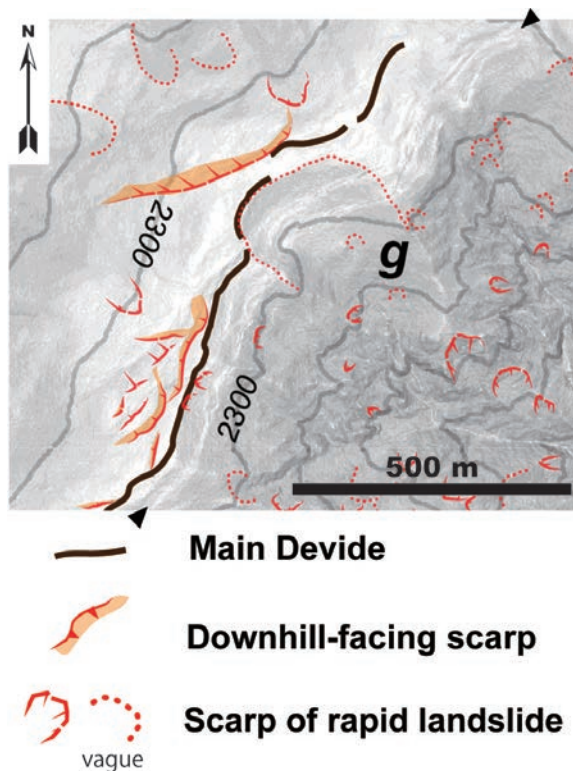


図10 一ノ沢左保源頭部の地形。図4のg付近。傾斜量図に主稜線と崩壊崖、谷向き崖のみ表示。等高線間隔は100 m。隣接する斜面より谷密度が小さい馬蹄形の凹地形は古い圏谷の可能性がある。2列の山向き小屋、線状凹地がこの谷を横断している。

Fig. 10 Slope inclination map around the head of the Ichinosawahidarimata Valley, at point g in Fig. 4., in which main divide and scarps are shown. The contour interval is 100 m. The horseshoe-shaped concave slope with lower valley density compared with the neighboring slopes is probably an old cirque. Two rows of uphill-facing scarplets and linear depressions cut across the valley.

4-2) 変形運動の継続と現在

上のように区分した発達ステージの移行時期についてはほとんどわかっていない。各重力変形ユニットはほぼ並列しているため、それぞれの活動の前後関係を類推することは困難で、たとえばユニットDの活動時期とサブユニットE-2の活動時期が重複するなどということがあり得る。したがって、個々のユニットの運動はそれぞれに解析しなければならず、またその結果をすべてのユニット、サブユニットにあてはめることはできない。しかし、少なくとも主稜線北西側斜面に位置するユニットの地形や地質に大きな違いはないことから、それぞれの発達過程に著しい差はないものと考えてよい。

小屋、小段のなかには、たとえばサブユニットB-2の北東端の分化ユニット中に見られるように、平滑斜面と開析斜面とを境する遷急線より低い位置に存在するものもある。ユニットの形状との対応を考慮すると、これらの微地形は、ステージIで発生したものが保存されているというより、ステージIIbにおいて形成されたものといえる。すなわち、ここでは、ステージIIbは最終氷期極相期以降の斜面削剥と並行して進行したということになる。

重力変形による新鮮な微地形は判読では確認されておらず、現在活発に活動する地すべりも認められない。つまり、ステージIIまでの変形は終了し、ほとんどのユニット、サブユニットにおいて連続する地すべり面が形成されないまま、現在は全体がステージIIIの状態に移行しているものと考えられる。開析が著しく進行しているわけではないが、山地斜面の重力的な解体過程としては最終の崩壊（浅層、深層）多発の段階に至っているものと解釈される。経時的な精細DEMの比較による地形変化の把握（たとえばMukoyama, 2011）などの調査や計測によって確認と監視が必要ではあるが、今後、 10^6 - 10^7 m³オーダー程度までの深層崩壊が発生するおそれが残るものの、それ以上の規模の地すべりが活動を活発化させる可能性は小さいと考えられる。

6. まとめと課題

梓川左岸の徳本峠から大滝山にかけての山地斜面の重力変形について、精細DEMに基づく地形図の判読をおこない、以下のような点が明らかになった。

- 1) 主稜線の北西側は全域にわたって重力的に変形を受けたサギング斜面である。一方、南東側での変形は主稜線から比高200 m程度までの上部に留まり、非対称性が明らかである。この非対称性は主稜線南東側上部まで含めた岩盤のスライド（回転ないし並進すべり）とこれに伴う主稜線付近の伸張の結果と考えられる。
- 2) 重力変形微地形の配置や規模から、重力変形ユニットを識別し、その配置や関係から変形の発達過程を考察した。重力変形は、岩盤の全体的な微小変形にはじまり、幅2 km以上という規模の大きな単位でまとまった変形ユニットが形成される。その後、より小規模な変形ユニットへの分化、さらに小規模な岩盤崩壊へと、変形

は徐々に局所化してゆく傾向にあり、深部にすべり面が連続するような規模の大きな地すべり移動体は形成されないまま現在に至っていると推定される。

- 3) 重力変形は上高地谷のせき止めによる埋積がはじまる12.4 kaより前に開始された可能性がある。

本稿では、われわれが実施してきた調査のうち、地形についての検討結果に焦点を絞って報告した。並行しておこなった地質調査の結果については稿をあらためて報告する予定である。

「1.はじめに」で述べたように、重力変形地形は本調査域からさらに北に連続している。長堀山付近については現在調査解析を継続中である。この範囲を含めた梓川左岸斜面での地形発達史を、さらに時間軸を明確化させて組み立てることが今後の課題であり、判読された微地形の形成年代を明らかにする必要がある。重力変形地形の発達史を編む際には、氷河地形、周氷河地形と重力変形地形との識別や関係も課題となる。また、連続した重力変形地形が明瞭ではない梓川右岸でも複数の深層岩盤崩壊・岩なだれ堆積物の地形（荻谷・松四, 2014）、重力変形地形（荻谷・高岡, 2019）が認められており、これらとの比較検討もなされる必要がある。

謝辞

国土交通省松本砂防事務所には、DEMデータを提供いただいた。上高地での調査に際しては、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、信州大学理学部附属湖沼高地教育研究センター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。2名の匿名査読者および編集委員会からはさまざまなご指摘をいただき、原稿は飛躍的に改善された。

注)

- 1) 重力変形は、たとえば圧密沈下なども含む多様な運動を包括する概念と用語であるが（永田, 2015）、本稿では山地斜面での緩速な運動に限定して用いる。
- 2) 「地すべり」の定義には、斜面を構成する物質が下方へ集団で移動する現象全体を示す広義のものと、その中で緩い斜面で移動体が比較的緩慢に滑る現象を示す狭義のものの2つがある。本稿では、広義のものについて「ランドスライド」を、狭義のものに「地すべり」の語を使用する。また、ランドスライドの中で浅層、深層を問わず、岩盤斜面が高速で崩壊する現象が「岩盤崩壊 (rock failure)」, 特に深さが10 mを越える高速の崩壊が「深層崩壊」である。移動体の速度はランドスライドを分類し、機構を考える上でも重要な要素で（大八木, 2004b）、地形からも高速／緩

速、浅層／深層といったランドスライドの特徴はほぼ解釈可能である。

- 3) 小口（1988）が、「最も明瞭に認められる」とした高位開析斜面と低位開析斜面の境界は、本調査地域でも谷沿いの侵食谷壁の上端として明瞭である。ただし連続性はよくない。

文献

- Agliardi, F., Crosta, G. and Zanchi, A. (2001): Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.
- 赤松純平・諏訪 浩・市川信夫・駒澤正夫（2004）：重力異常と脈動の震動特性からみた上高地盆地焼岳山麓の基盤構造. 京大防災研年報, 47B, 877-882.
- 千木良雅弘（2015）：深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について. *応用地質*, 56, 200-209.
- Chigira, M., Tsou, C. Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N. and Matsuzawa, M. (2013): Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, 201, 479-493.
- Crosta, G.B., Frattini, P. and Agliardi, F. (2013): Deep seated gravitational slope deformation in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33.
- 伏島祐一郎（1988）：北アルプス蝶ヶ岳の多重山稜. 日本地理学会予稿集, 33, 112-113.
- 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・穂高カルデラー滝谷花崗閃緑岩コンプレックス. *地質学雑誌*, 121, 373-389.
- 原山 智（2017）：飛騨山脈における古水系とその変遷. 日本地質学会第124年学術大会講演要旨, R5-O-11.
- 原山 智・河合小百合・津金達郎（2010）：300 m学術掘削で明らかになった上高地の地形発達史, 平成20・21年度（2008・2009年度）文部科学省特別教育研究経費（連携融合事業）報告書「上高地・槍・穂高地域における自然環境の変動と保全・適正利用に関する総合研究」, 565-566.
- 長谷川裕彦（1997）：北アルプス南東部、梓川支流霞沢の氷河地形発達史. 日本地理学会予稿集, 51, 64-65.
- 長谷川裕彦（2006）：槍・穂高連峰の氷河地形. 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編, 日本の地形5 中部, 東京大学出版会, 187-189.
- 法橋 亮・大塚 勉（2009）：飛騨山脈蝶ヶ岳に発達する多重山稜の地形・地質学的研究. 信州大学環境科学年報, 31, 90-95.
- Hutchinson, J.N. (1988) : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, 1,3-35.
- 岩田修二（2006）：上高地の地形. 町田 洋・松田時彦・

- 海津正倫・小泉武栄編, 日本の地形5 中部, 東京大学出版会, 217-218.
- 岩田修二 (2014): 転向点にたつ日本アルプスの氷河地形研究: 今村学郎・五十沢智也と今後の課題. 第四紀研究, 53, 275-296.
- 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 (2019): 寒冷地域の第四紀地表プロセスに関する研究動向と課題. 第四紀研究, 58, 29-56.
- 荻谷愛彦・松田雄騎 (2014): 細密地形データからみた上高地の崩壊地形. 地図中心, 516, 10-13.
- 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埋積物: 「きぬがさの池」の事例. 専修自然科学紀要, 50, 1-11.
- 荻谷愛彦・高岡貞夫・佐藤 剛 (2013): 北アルプスの地すべりと山岳の植生. 地学雑誌, 122, 768-790.
- 小嶋 尚・岩田修二 (2001): 氷河地形・周氷河地形. 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高 編, 日本の地形1 総説, 東京大学出版会, 149-163.
- 小嶋 智 (2018): 応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望. 地質学雑誌, 124, 889-897.
- 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.
- 町田 洋 (1979): 山地崩壊と河川の浸食. 信濃川上流直轄砂防百年史編集委員会編, 松本砂防のあゆみ—信濃川上流直轄砂防百年史—, 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所, 52-77.
- 松岡憲知・今泉文寿・西井稜子 (2013): 南アルプスにおける地形変動と土砂収支—最近の研究動向と展望—. 地学雑誌, 122, 591-614.
- 松岡憲知・上本進二 (1984): 日本アルプス主稜線部の組織地形. 地理学評論ser.A, 57, 263-281.
- Mukoyama, S. (2011): Estimation of ground deformation caused by the earthquake (M7.2) in Japan, 2008, from the geomorphic image analysis of high resolution LiDAR DEMs. *Journal of Mountain Science*, 8, 239-245.
- 村山研一 (2010): 国立公園とダム建設問題. 平成20・21年度 (2008・2009年度) 文部科学省特別教育研究経費 (連携融合事業) 報告書「上高地・槍・穂高地域における自然環境の変動と保全・適正利用に関する総合研究」, 427-437.
- 永田秀尚 (2015): 地すべりに関連する用語とその使用法. 応用地質, 56, 165-171.
- 永田秀尚・坂口 透・小嶋 智 (2006): GISを用いた不安定斜面分布の地形地質要因解析. 応用地質, 46, 320-330.
- Nemčok (1972): Gravitational slope deformation in high mountains. *Proceedings of 24th IGC, sec. 15*, 132-141.
- ノンテクトニック断層研究会 (2015): ノンテクトニック断層: 識別方法と事例. 近未来社, 248pp.
- 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.
- 小口 高 (2001): 山地における斜面変化と土砂移動. 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編, 日本の地形1 総説, 東京大学出版会, 163-169.
- 大八木規夫 (2004a): 地すべり構造. 地すべりに関する地形地質用語委員会編: 地すべり: 地形地質の認識と用語, 日本地すべり学会, 29-45.
- 大八木規夫 (2004b): 分類/地すべり現象の定義と分類. 地すべりに関する地形地質用語委員会編: 地すべり: 地形地質の認識と用語, 日本地すべり学会, 3-15.
- 大八木規夫・横山俊治 (1996): 斜面災害と地質学—「地すべり構造論の展開」. テクトニクスと変成作用 (原郁夫先生退官記念論文集), 創文, 335-343.
- Radbruch-Hall, D.H. (1978): Gravitational creep of rock masses on slopes. In *Rockslides and avalanches natural phenomena. Developments in Geotechnical Engineering*, 14 by Voight, B. (ed), Elsevier, Amsterdam, 608-657.
- 佐藤 剛・荻谷愛彦 (2014): 「北部飛騨山脈の地すべり地形学図 (1:25,000)」の作成とそれを用いた地すべり地形の解説. 地図, 52-1, 1-12.
- 式 正英 (1961): 赤石山地北部の地形について. 辻村太郎先生古稀記念事業会編, 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 古今書院, 224-238.
- 島津 弘 (1998): 古池沢沖積錐の地形と土砂移動プロセス. 上高地自然史研究会編: 上高地梓川の地形変化, 土砂移動, 水環境と植生の動態に関する研究, 12-21.
- 島津 弘 (2001): 上高地における梓川の流路変動と沖積錐の発達. 上高地自然史研究会編: 上高地における地形変化と植生動態に関する流域生態学的研究, 1-5.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2000): 上高地. 地すべり地形分布図第11集「富山・高山」, 防災科学技術研究所研究資料, 200.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦 (1980): 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因. 地理学評論, 53, 531-541.
- 鈴木郁夫 (1975): 赤石山地南部の線状凹地. 式 正英編著: 日本の氷期の諸問題, 古今書院, 112-123.
- 鈴木隆介 (2000): 集団移動地形. 建設技術者のための地形図読図入門, 古今書院, 3, 777-866.
- 富田国良・荻谷愛彦・佐藤 剛 (2010): 大規模崩壊で形成された飛騨山脈南部蝶ヶ岳東面の園谷状および堆石堤状の地形. 第四紀研究, 49, 11-22.
- 上本進二 (1978): 白馬岳北方鉢岳西斜面の新期断層地形.

第四紀研究, 17, 171-175.

八木浩司 (1981): 山地にみられる小崖地形の分布とその成因. 地理学評論, 54, 272-280.

八木浩司 (1996): 地すべりの前兆現象としての二重山稜・多重山稜・小崖地形と変動様式. 中村三郎編著, 地すべり研究の発展と未来, 大明堂, 1-25.

八木浩司・井口 隆 (2014): 空から見る日本の地すべり地形シリーズ34 飛騨山脈北部・雪倉岳西面に認められる重力性山体変形. 日本地すべり学会誌, 51, 70-71.

八木浩司・井口 隆・佐藤 剛 (2016): 空から見る日本の地すべり地形シリーズ44 飛騨山脈南部・蝶ヶ岳付近に認められる重力性山体変形としての船窪地形. 日本地すべり学会誌, 53, 156-158.

Yokoyama, O. (2020): Evolution of uphill-facing scarps by flexural toppling of slate with high angle faults. *Geomorphology*, 352, doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106977.

Zischinsky, U. (1966): On the deformation of high slopes. *Proceedings of 1st Conference, International Society of Rock Mechanics*, Lisbon, 2, 179-185.

Japanese Journal of Mountain Research, Vol. 4, p.1-15 February 2021

Research Article

Gravitational slope deformation and its development process in the mountain range to the east of Kamikochi, Nagano Prefecture, central Japan

Hidehisa NAGATA* and Satoru KOJIMA**

Gravitational slope deformation and its development process in the Kamikochi area, from the northeast of Tokugo Pass to Mt. Ohtaki, were examined by topographic interpretation using maps made from a 1-m-mesh airborne LiDAR DEM. Microlandforms of gravitational deformation origin occur ubiquitously on the NE-SW trending main divide and on the NW-facing slopes, whereas on the SE-facing slopes they are limited to branching ridges. Analyses of the gravitationally deformed units indicate that the movement started as small-scale deformation, was succeeded by integration that formed larger-scale units, followed

by disintegration and localization of the deformation units. Few gravitational deformation units grew into landslide bodies with clear sliding surfaces, and the deformed slopes are mostly in the sagging state. Gravitational deformations in the study area are now in the disintegration stage, comprising categorized rock failures without transitional stage of deep-seated slow landslides. The gravitational deformations in this area are inferred to have started forming before 12.4 ka when the Kamikochi Valley was dammed and filled up.

Key words: gravitational deformation, Kamikochi, precise DEM, geomorphic interpretation

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

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