

2003年台風10号による北海道里平地域の斜面崩壊
 - 古第三系ニセウ層における崩壊様式と斜面地質との関係 -

Slope failures in Ribira, Hokkaido caused by Typhoon 10, 2003: Relationship between the collapse style and the slope geology of the Paleogene Niseu Formation

川上 源太郎・田近 淳・石丸 聡・大津 直

Gentaro Kawakami, Jun Tajika, Satoshi Ishimaru and Sunao Ohtsu

Abstract

This paper describes styles of the slope failures of bedrocks caused by Typhoon 10, 2003, in northwestern Hidaka, Hokkaido with reference to slope geology. The failures preferentially occurred in Ribira area, the upper reaches of the Appetsugawa River. Depths of the failures show 5-20 meters. Most of the collapsed slopes consist of interbedded sandstone and shale of the Paleogene Niseu Formation. Major failures (Type 1) show planar rupture surfaces originated in joints of the bedrocks. The joints are sub-parallel to slope surfaces forming high-angle dip slope structures. Resultant slope movements were probably slide style. Subordinate failures (Type 2) show chair 'shaped rupture surface and occurred only on the slopes constituted by sand/shale interbeds at their base and felsic tuff bed at their upper part. The boundary of the interbeds and the tuff bed is probably sub-horizontal thrust plane characterized by foliated and/or altered clayey zone. Such boundary may function as weak and impermeable seal. Resultant slope movements were probably slide/slump style. In addition to above two types of failure, a large weathered-rock-slump occurred at the small spur constituted by greenrock, where an early slope movement had been progressed.

キーワード：ニセウ層，斜面崩壊，風化岩のすべり/スランプ，節理，衝上断層

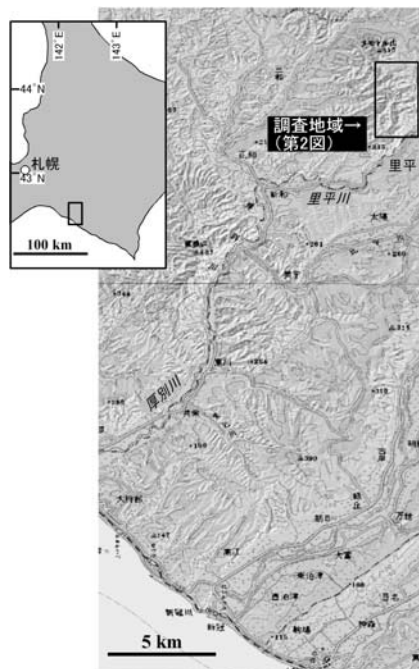
Key words : Niseu Formation, slope failure, weathered rock slide / slump, joint, thrust

はじめに

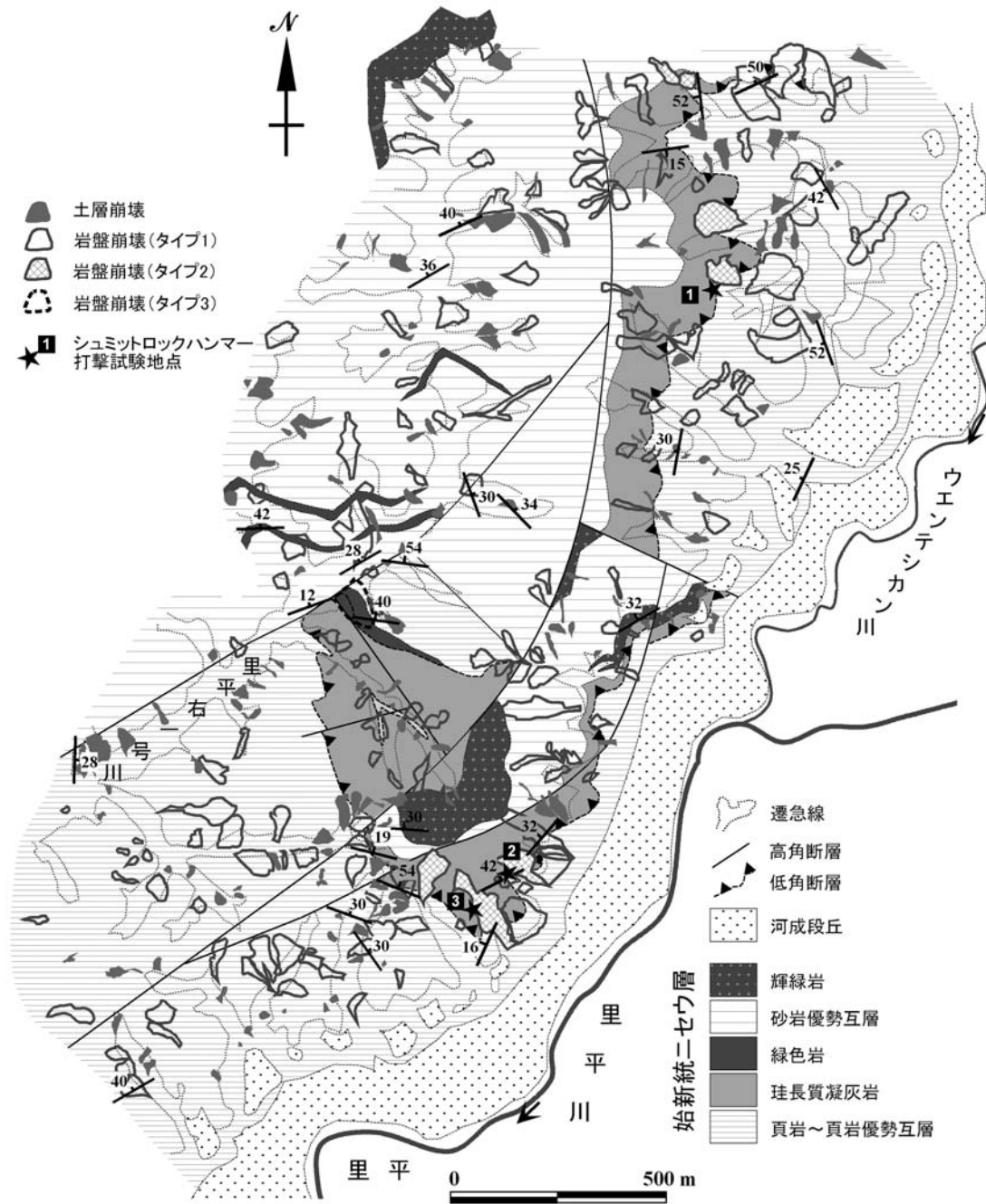
2003年8月9日から10日未明にかけて，台風10号の接近により停滞していた前線が活発化し，北海道地方，特に日高地方北西部では時間降水量50mm，総降水量が400mmを越える記録的な豪雨となった．この豪雨により洪水災害が発生するとともに，山間部の自然斜面では斜面崩壊が多数発生し，大量の土砂・樹木が流出した(石丸ほか，2004)．

災害直後の現地調査や空中写真から，斜面崩壊は降水量が特に多かった厚別川流域(第1図)で多発していることが確認され，中でも砂岩頁岩互層を主体とする古第三系ニセウ層が分布する厚別川支流里平川の右岸域，および新第三紀中新世のタービダイト性の砂岩・礫岩・泥岩互層が分布する厚別川の中流～下流域に集中していることが指摘されている(石丸ほか，2004)．地すべり地形の多い周囲の白亜系や新第三系の泥質岩分布域とくらべ，これらの地層は傾斜の急な斜面をなし，岩盤強度は相対的に大きいと考えられる(石丸ほか，2004)．

上記の崩壊多発域のうち，里平川右岸域のニセウ層には崩壊深度の大きな斜面崩壊が多く発生しており，崩壊様式に地質素因が強く関わっていることが示唆される．ニセウ層は付加地質体である日高帯日高累層群



第1図 調査地域位置図
 国土地理院発行数値地図200000(地図画像)日本-，同数値地図50mメッシュ(標高)日本- を用いて作成．
 Fig. 1 Index map of the studied area.
 The shaded topographic map is after "Digital Map 200000(Map Image)" and "Digital Map 50m Grid(Elevation)" by Geographical Survey Institute.



第2図 調査地域の地質および崩壊分布
 Fig. 2 Distribution of slope failures shown in geologic map of the studied area.

に起源を持つクリップとされるが(熊谷ほか, 1995; 香束, 2002), 本報告地域のニセウ層は整然層を主体としており, 付加体構成層に特徴的な剪断変形に伴う面構造や混在岩における泥質基質などがつくる弱面(小俣, 2005)の発達には少ない。

本報告では崩壊形態, 崩壊様式と斜面地質や地質構造との関係に着目して, 災害発生の翌年以降に行なった現地調査の結果をとりまとめたものである。なお調査結果の詳細は北海道立林業試験場・北海道立地質研究所(2007)を参照いただきたい。

調査手法

厚別川上流の里平川~ウエンテシカン川の右岸域において, 個々の斜面崩壊と斜面地質の特徴を現地調査により確認・記載し, 1/5,000スケールで詳細な地質図を作成した(第2図)(川上ほか, 2007)。あわせてシュミットロックハンマー(Proceq社製NR型)を用い, 現地で岩盤強度の簡易計測を行った。打撃前には表層の緩んだ部分をできる限り取り除き, 一地点あたり1m×1mの範囲内で5箇所以上を打撃し, 反発度(R値)の平均値を求めた。打撃箇所を変えているのは, 連続

打撃を行なったとき岩盤が次第に緩んで反発度が小さくなる場合がしばしば認められるためである。また後述するように、珪長質凝灰岩からなる岩盤に風化・変質に伴う粘土化が認められ、崩壊面の形成位置を規制していると考えられる。そこで粘土試料を採取し、X線回折法により鉱物種の特定を行なった。

一方、災害後の空中写真(株)シン技術コンサル(株)による空中写真(2003年8月22日および9月12日撮影)、および災害発生後に行われた北海航測(株)による航空レーザー測量のデータを併用し、崩壊地の抽出、崩壊地の平面形態・崩壊物質の移動方向の読み取りを行った。それを新たに作成した地質図とGIS上で重ね合わせ、岩相ごとの崩壊面積率を算出した(詳細は、北海道立林業試験場・北海道立地質研究所、2007;石丸ほか、2008を参照)。

ニセウ層の地質学的特徴と表層地質

ニセウ層は北海道の中生界構造区分における空知エゾ帯に分布し、おもに頁岩および砂岩頁岩互層からなる地層である(高橋・鈴木, 1978; 吉田ほか, 1959)。砂岩頁岩互層は様々な程度に破断あるいは変形し、混在岩も認められている(熊谷ほか, 1995)。ニセウ層は周囲の地質体と断層で接しており、その帰属が問題となっていた。しかし岩相の類似性や、始新世の放射虫化石年代およびフィッシュトラック年代から、空知エゾ帯東方の日高帯を構成する日高累層群に対比され、空知 - エゾ帯に定置したクリッペと考えられている(熊谷ほか, 1995; 香束, 2002)。

調査地域のニセウ層は周囲を中新統フラヌイ層にとり囲まれ、両者は断層で接するとされるが(吉田ほか, 1959)、現地調査では直接の関係を確認していない。この地域のニセウ層の主体をなす頁岩および砂岩頁岩互層には、わずかに破断や変形構造が認められるものの概ね整然層からなり、北北西へプランジするゆるやかな向斜構造を示す(川上ほか, 2007)。相対的に下位の層準に頁岩～頁岩優勢の砂岩頁岩互層が、上位に塊状砂岩をともなう砂岩優勢互層が発達する。向斜翼部では砂岩頁岩互層は40度程度以下の傾斜を示し、この低角な構造は南 - 北～北東 - 南西およびそれらと直交する北西 - 南東走向の高角断層によって切られている。

頁岩優勢互層は、数cm～10cmの厚さをもつ淡緑灰色の細粒砂岩と暗灰色～黒色の頁岩の単調な細互層からなる。場所により、数m程度の波長をもつ緩やかな小褶曲構造や砂岩層の膨縮、不規則な波状の層理を示す細互層など、軽微な破断や変形構造が認められる場合があるが、層理の連続性は保たれている(写真1A)。頁岩はシルト質で淘汰が悪く劈開は発達しないが、層理と大きく斜交する高角度の亀裂(後述する開口節理)



写真1 (A)砂岩層が膨縮し、軽微な破断および変形を示す砂岩頁岩互層。円内はスケールのペン。
 (B)崩壊面に露出する頁岩～頁岩優勢互層に、10cmほどの間隔で発達する高角の亀裂(矢印)。

Photo 1 (A) Slightly broken interbeds of sandstone and shale. Pen (circled) for scale.
 (B) High-angle fractures (arrows) at intervals of ca.10cm in shale exposed at rapture surface.

が数cm～10cm程度の間隔で密に発達する(写真1B)。一方、砂岩優勢互層は、厚さが数10cmから数mに達する厚層理の砂岩層を伴っており、亀裂は密に発達せず、その間隔は数10cm～1mである。また砂岩優勢互層には、厚さ30m程度までの緑色岩(輝緑岩)が層理にほぼ平行にはさまれる。とくにヌモトル山から続く稜線部には、水平～低角度の構造を持つ輝緑岩が断続的に分布する(川上ほか, 2007)。

調査地域では、頁岩優勢互層と砂岩優勢互層の分布境界付近に、淡緑色の厚い珪長質凝灰岩層が挟在する(第2図)。凝灰岩層の厚さは側方に著しく変化し、最大100m程度、薄い部分では20m程度である。凝灰岩層は砂岩頁岩互層の層理に準平行にはさまれるが、その下底面は下位層の層理を明瞭に切る。また下底面を中

心として葉片状の破碎・粘土化が認められる(写真2A, B). とくに凝灰岩の粘土化が顕著で, 白色~淡緑灰色の厚い粘土が, 頁岩起源と考えられる黒灰色粘土をともなって発達する(写真2B). 調査域の西方では, 同質の珩長質凝灰岩層が, 高角度で傾斜する新第三系の上位に水平に載っている. 以上から, 凝灰岩層は衝上断層を介して頁岩優勢互層を覆っているものと考えられる(川上ほか, 2007).

斜面の表層地質は, 強風化して緩んだニセウ層の岩盤, およびそれが細片化し二次移動・堆積した斜面堆積物(土層)を主体とする. 急傾斜をなす斜面地形を反映し, 土層の厚さは多くが1m程度以下であるが, 緩傾斜の斜面では2~3mの厚さとなり, 粒径約1mmの樽前b火山灰に覆われる箇所も認められる.

地形の特徴

調査地域におけるウエンテシカン川~里平川および里平右一号川の流路は, その上流側では南流し, 途中, 南西方向へ屈曲する(第2図). 支谷はそれと直交し, 上流側で東西方向, 下流側で北西-南東方向に発達する. ウエンテシカン川~里平川沿いには, 最終氷期前半および後半に形成された段丘がいずれも良く発達する.

山地の地形は, 調査地域周辺のフラヌイ層分布域が比高100m以下で比較的緩傾斜の斜面からなるのに対し, ニセウ層分布域では比高200~300mの急傾斜の斜面をなす. ニセウ層分布域の中でも, 輝緑岩や珩長質凝灰岩の分布域ではより急傾斜である. 山地斜面上には谷筋に沿って明瞭な遷急線が発達しており, 遷急線以下の下部谷壁斜面では50~60度, 遷急線以上の上部谷壁斜面では20~30度の傾斜が卓越する(石丸ほか, 2008).

形態にもとづく崩壊タイプ区分と斜面地質

調査地域に認められる崩壊は, 崩壊深が1~2m程度のおもに斜面表層の土層が崩壊したものと, 崩壊深が5m以上のおもに風化岩盤が崩壊したものに分けられる. 以下, それぞれを土層崩壊, 岩盤崩壊と呼ぶ. 第1表には, 各崩壊タイプの特徴をまとめた.

第3図には各崩壊タイプの崩壊面積と崩壊面積率を, ニセウ層の岩相ごとに集計した結果を示す. 土層崩壊は岩相による崩壊面積率に差はなく, ほぼ2~3%である. また岩盤崩壊のタイプ1は, 崩壊面積率が輝緑岩で4%とやや低いほかは8~10%を示し, やはり岩相ごとの差が小さい. 一方, 岩盤崩壊のタイプ2は, 珩長質凝灰岩および頁岩優勢互層分布域にのみ認められ, タイプ3は緑色岩分布域にほぼ限られる. 以下, それぞれの崩壊タイプについて詳細を記載する.

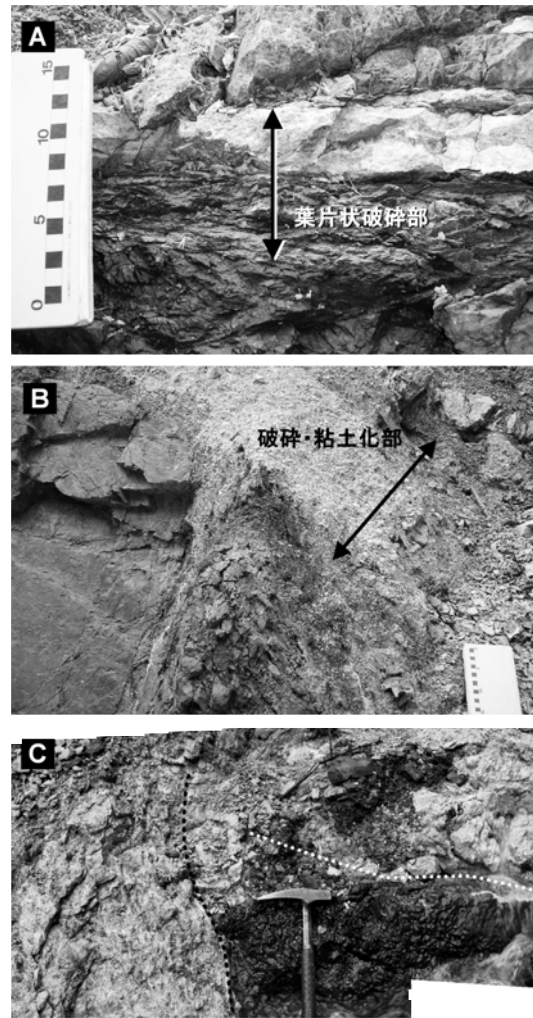


写真2 珩長質凝灰岩層の下面付近の産状葉片状の破碎(A)や, 粘土化(B)が認められる. 高角断層(黒点線)により, 凝灰岩層と互層の地層境界(白点線)はしばしば数10cm~数mの垂直変位を生じている(C).

Photo 2 Field occurrences of basal part of the felsic tuff bed showing foliated deformation(A) and argillic alteration(B). The boundary between the tuff bed and underlying strata(white line) showing offset at some tens of centimeters to meters by high-angle fault(black line)(C).

1 土層崩壊

形態: 斜面表層の土層(緩んだ岩盤を含む)が, 岩盤との境界でスライドし崩壊しているもので, 崩壊面は平滑で斜面に沿う(写真3A). 崩壊深は多くが1m程度以下であるが, 土層が厚いところでは最大3m程度のものが認められる(写真3B). 規模は幅・奥行き・比高が10~20m程度のものが多いが, 下部谷壁斜面では隣接する崩壊が連続して幅50mにわたるものや, 谷頭斜面では奥行き90mに達するものがある. 移動体は斜面下に流下しており, 崩壊域と堆積域はほとんど重ならない.

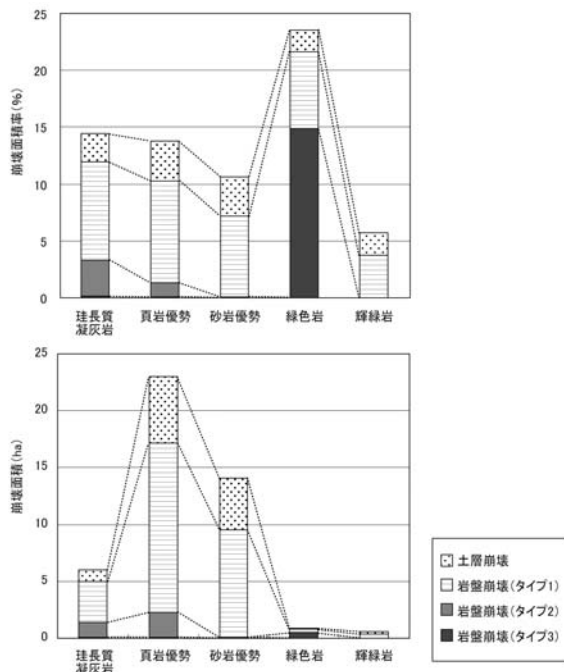
発生場所の地形: 崩壊発生箇所は下部谷壁斜面が大部分で, とくに幅・奥行きが10m程度以下の小規模なもの

第1表 調査地域に発生した崩壊のタイプ区分

Table 1 Classification of slope failures caused by Typhoon 10, 2003 in the studied area.

タイプ	崩壊面	縦断形態	平面形態・サイズ	発生場の地形	斜面地質・崩壊物質	崩壊堆積物	崩壊様式
土層崩壊	斜面に平行、平滑	崩壊深が浅く(1~2m), 斜面上に平行。堆積域は斜面下部から谷底。	幅・比高とも10~20m程度, 奥行きは谷壁で10~20m, 谷頭では~90m。矩形またはスプーン型	下部谷壁斜面, 谷頭斜面。	土層(基岩由来の斜面堆積物, 広域テフラ, ごく表層の風化岩盤を含む)。	土層が斜面下, および一部は谷底に沿ってロープ状に堆積。	土層/岩盤境界でのスライド。一部スライドー流動。
岩盤崩壊	1	上部は斜面に準平行で直線的, 中~下部で階段状。崩壊深5~10m。堆積域は斜面下部から谷底。	幅20~50m, 奥行き30~100m, 比高30~80mで, 奥行き/幅比が大きい矩形~伸びたスプーン型。	遷急線直下の下部谷壁斜面, 浅い谷型斜面*の谷頭。	亀裂が発達し劣化した風化岩盤。岩相による規制不明瞭。	岩層が, 斜面下部~谷底に沿ってロープ状に堆積。侵食域とはほとんど重ならない。	逆目**をなす, 節理起源の高角亀裂に規制されたスライドー流動。
	2	上部は高角, 下部は低角~水平な椅子型~円弧状。崩壊深10~20m。堆積域は斜面下部から谷底。	幅50~100m, 奥行き60~200m, 比高30~80m, 奥行き/幅比が小さい矩形~幅広のスプーン型。	直線斜面*の上部谷壁斜面~下部谷壁斜面中部。頭部が遷急線の背後に位置。	斜面上部が珪長質凝灰岩, 下部が砂岩頁岩互層からなる風化岩盤に限定位置。	岩層が, 斜面下~谷底に沿ってロープ状に堆積。侵食域とはほとんど重ならない。	節理起源の高角亀裂と, 凝灰岩下底の衝上断層境界が連続し, 椅子型の崩壊面をつくるスライド/スランプー流動。
	3	比高の大きな滑落崖(20m), 崩壊深~40m。移動体は斜面上に位置し, 副次崖で多段化, 後方回転を示す。	幅60m, 奥行き130m, 比高80mの馬蹄形。	尾根型斜面*の上部谷壁斜面~斜面下端。	緑色岩からなる風化岩盤。	風化岩盤が副次崖でブロック化し, 大部分は斜面上に位置。	初期的な変状(岩盤クリープ)を示す斜面が, 豪雨を誘引として滑動した風化岩スランプ。

*鈴木(2000)の, 斜面の水平断面形態にもとづく区分。
 **鈴木(2000)の, 地質の面構造と斜面との関係にもとづく分類



第3図 岩相および崩壊タイプごとの崩壊面積率(上)と崩壊面積(下)

Fig.3 Share of the failed area against the distributional area of the each lithologic unit of the Niseu Formation(above)and its aerial extent (below)

は下部谷壁斜面の下部や旧崩壊地に多数発生している。

地質との関係: 基岩の岩相に関係なく広範に発生しており(第2図), 各岩相の分布面積に占める土層崩壊地の面積比(以下, 崩壊面積率)はいずれも3~4%である(第3図)。

崩壊堆積物: 大部分は斜面基部~その前面に堆積している。

2 岩盤崩壊

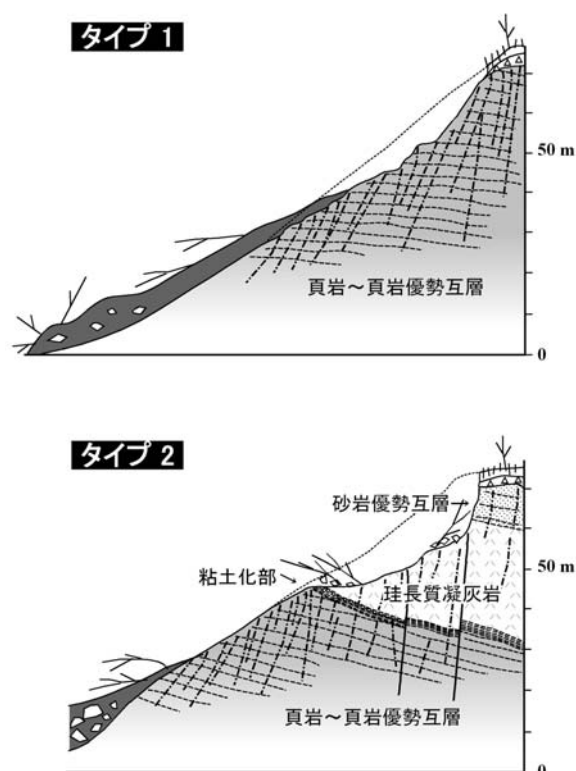
深い崩壊は, 頭部が下部谷壁斜面の上部や上部谷壁



写真3 (A)下部谷壁斜面に多発した土層崩壊(B)3mの厚さの土層(樽前b火山灰をとまなう)に覆われる谷頭斜面に発生した土層崩壊。

Photo 3 (A)Debris-Earth slide preferentially occurred at lower valley walls. (B)Debris-Earth slide occurred at a valley head. The valley head is covered by relatively thick(3m)debris bearing Ta-b tephra.

斜面に位置し, 崩壊斜面の水平断面による分類では直線斜面~浅い谷型斜面(鈴木, 2000)である場合が多い。崩壊物質の主体は, 風化岩盤である。岩盤崩壊を, 主



第4図 岩盤崩壊のうちタイプ1およびタイプ2の模式縦断面図。タイプ3は第8図を参照。
Fig. 4 Schematic longitudinal cross-section of the Type 1 and Type 2 bedrock failures.

に形態的特徴により次の3つのタイプに分類した。

2.1 タイプ1

形態：主要な崩壊面は斜面に準平行かつ平板で、斜面傾斜よりやや高角度となっている場合が多い(第4図上)。そのような斜面に平行な崩壊面に、さらに高角で交差する平板な崩壊面が側崖をなす(写真1B, 4A)。そのため崩壊域の輪郭は直線的で、斜面が板状にえぐられた形状を示す。また輪郭の平面形態は奥行き/幅比が大きい矩形～伸びたスプーン型を呈し、しばしば末端側に狭まる。崩壊規模は幅20～50m, 奥行30～100m, 比高30～80m, 崩壊深5～10mである。縦断面では、崩壊面の上部は斜面に準平行で直線的であるが、末端では階段状を呈しながら斜面表層へ達する。移動体は斜面下に流下しており、侵食域と堆積域は重ならない。

発生場所の地形：崩壊源の頭部は遷急線直下の下部谷壁斜面上部、あるいは線急線の背後の浅い谷型斜面の谷頭に位置する。

地質との関係：岩盤崩壊の大部分はこのタイプで、基岩の岩相と崩壊面積率には明瞭な差は認められないが、頁岩優勢互層で面積率がやや高く9%に達する(第2, 3図)。

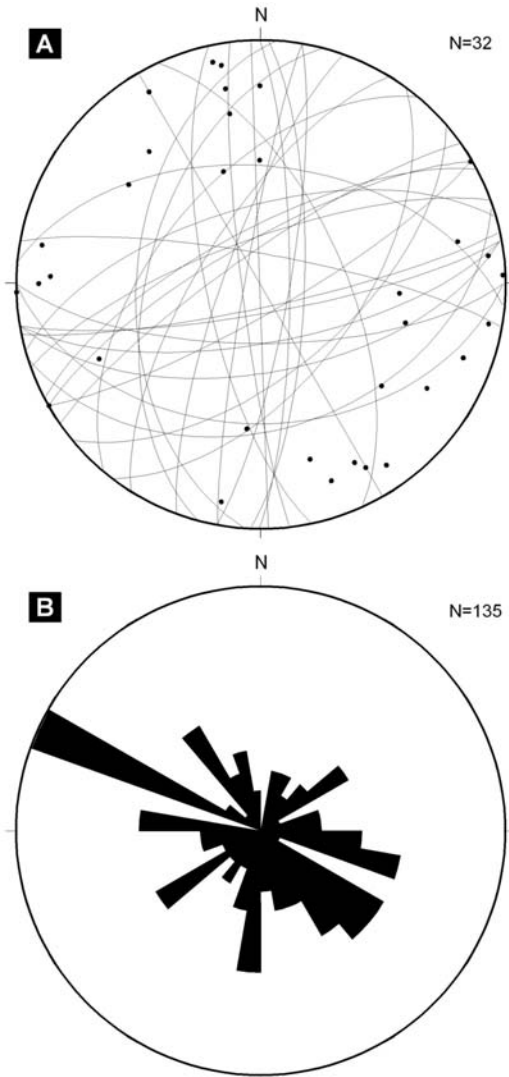
崩壊面は基岩の層理面とは高角度で斜交しており、基岩に発達する亀裂に平行または連続している。斜面



写真4 (A)タイプ1岩盤崩壊の平板な崩壊面。基岩には崩壊面に平行な亀裂が見える(矢印)。
(B)斜面上部に露出する砂岩頁岩互層に認められる、楔状の開口亀裂(矢印)。
Photo 4 (A) Parallely oriented planar rupture surface of the Type 1 failure and fractures (white arrows) in a bedrock.
(B) Wedge-shape open fractures (black arrows) observed in a bedrock at the upper part of the failed slope.

上部では、崩壊を免れた風化岩盤に楔状の開口亀裂が観察される場合があり、クリープ変形を示唆する(写真4B)。頁岩～頁岩優勢互層に発達する亀裂・崩壊面を中心に計測した結果、傾斜は40度以上の高角度で、走行は南-北および東北東-西南西方向を系統的に示し(第5図のA)、亀裂は節理を起源とすると考えられる。崩壊斜面の傾斜方向を、航空レーザー測量データから作成した1mコンター図を使って読み取ると、西北西-東南東方向が卓越する(第5図のB)。したがって、節理系に規制された水系の影響もあると思われるが、崩壊面の多くは南北系の節理面に起因したものと考えられる。

崩壊堆積物：崩壊物質は風化岩盤であり、細片化して一部は斜面上に堆積するが、大部分は斜面基部～その前面に流下・堆積している。



第5図 (A)タイプ1岩盤崩壊の崩壊面, およびそれに平行に発達する基岩(頁岩~頁岩優勢互層)の亀裂面をシュミットネット下半球に投影 (B)タイプ1岩盤崩壊発生斜面の傾斜方向
 Fig. 5 (A) Strike and dip of parallelly developed rupture surfaces of the Type 1 failure and fractures in the bedrock. Equal-area, lower-hemisphere projection (B) Dipping direction of slope where the Type 1 bedrock failure occurred.

2.2 タイプ2

形態：崩壊面の上部は、タイプ1と同様に斜面に準平行・平板であるが、タイプ1と比較してより急傾斜である。崩壊面は下方に向かって低角となり、斜面に対して低角受け盤~横盤の姿勢となる。そのため、崩壊面は全体として椅子型~円弧状を呈する(第4図下)。崩壊域の輪郭は頭部が直線的で、奥行き/幅比が小さい矩形~幅広のスプーン型の平面形態を示す。崩壊規模は幅50~100m, 奥行き60~200m, 比高30~80m, 崩壊深は10~20mで、タイプ1と比較してやや大きく深い。移動体の大部分は斜面下に流下しており、侵食域と堆積域は重ならない。

発生場所の地形：水平断面において直線斜面に発生し

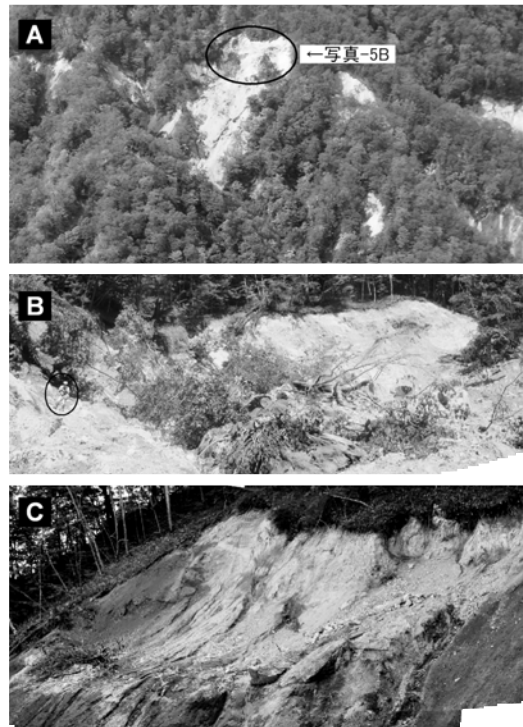
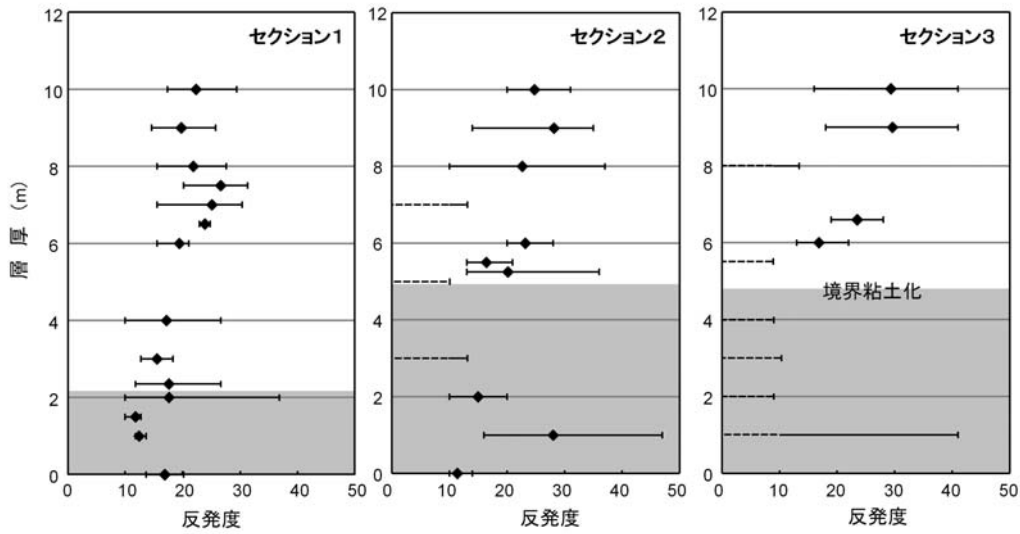


写真5 (A)里平川右岸斜面のタイプ2岩盤崩壊 (B)同崩壊の侵食域 円内は人物 (C)椅子型~円弧状の崩壊面
 Photo 5 (A) Aerial photo of Type 2 failure along the right-bank area of the Ribira River, and its erosion area (B). Man (circled) for scale. "Chair"-shaped/arcuate rapture surface of the Type 2 failure (C).

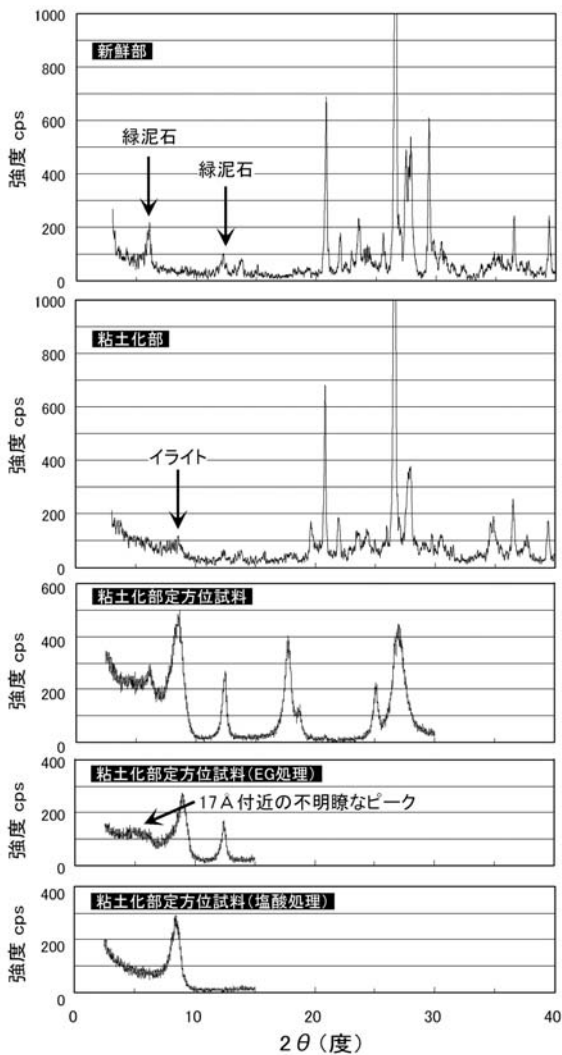
ており、崩壊源の頭部は遷急線の背後の上部谷壁斜面に位置する。

地質との関係：斜面下部が頁岩~頁岩優勢互層から、斜面上部が珪長質凝灰岩から構成されるウエンテシカン川~里平川右岸域にのみ特徴的に認められる(第2図, 第4図下, 写真5)。互層と凝灰岩層の境界は崩壊斜面に対して水平~低角度の受け盤または横盤となっており、崩壊面下部~末端は、この地層境界付近に位置する(第4図下, 写真5C)。既術のように地層境界には破碎や粘土化が認められ(写真2)、弱面となっていたと考えられる。一方、崩壊面の上部は、凝灰岩に発達する高角の亀裂に平行である。

互層と凝灰岩層との地層境界付近における岩盤強度の低下を簡便かつ数量的に捉えるため、崩壊斜面に隣接する不動岩盤(谷底に露出する頁岩~頁岩優勢互層から上位の凝灰岩層までの連続セクション)を3地点選定し、シュミットロックハンマー打撃を行った(第6図)。なおセクション3のみ岩相境界は粘土化している。反発度は10以下の値は無効とされるので(松倉・青木, 2004)、無効値を含む打撃地点では平均値を求めず、計測値の上限を示した。図から、地層境界に向かって凝灰岩層と頁岩~頁岩優勢互層の強度がともに低下する傾向が明らかである(第6図)。また互層は凝灰岩層

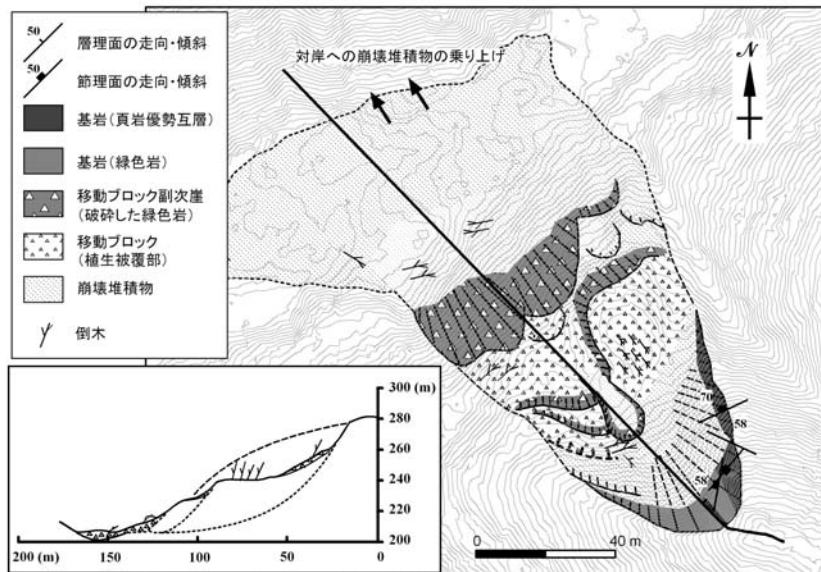


第6図 シュミットロックハンマー打撃による反発度の垂直変化
 第6図 Result of Schmidt rock hammer test shows vertical variation of rebound values (R-value) around the boundary of flat-lying tuff bed and sandstone/shale interbeds. Gray and white backgrounds show shale and felsic tuff bed, respectively. See fig. 2 for localities.



第7図 と比較して反発度が小さく、強度低下の範囲も広い。
 凝灰岩起源と考えられる白色粘土のXRD分析によると、粘土試料にはイライトの明瞭なピークが認められ、またエチレングリコール(EG)処理により17 付近に不明瞭なピークが現れることから(第7図)、イライト/スメクタイト混合層鉱物、スメクタイトがごく微量含まれると判断される(川上ほか, 2005; 北海道立林業試験場・北海道立地質研究所, 2007)。
 崩壊堆積物: 第4図に模式的に示したように、侵食域の大部分は凝灰岩である。崩壊斜面下には、節理面に沿って分離したと考えられる最大径2m程度までの凝灰岩塊が認められるが、多くは細片化して斜面基部とその前面に流下・堆積している。なお、岩塊の一部は崩壊面上にも堆積している。

第7図 上から順に、珪長質凝灰岩の全岩不定方位試料、白色粘土化部の全岩不定方位・定方位・EG処理・および塩酸処理した試料のX線回折パターン 測定は北海道立地質研究所所有のリガク社製RINT-2000を使用、銅対陰極管球を用い30kV, 16mA, ステップは0.01°, スキャンスピードは全岩不定方位試料が8°/min, その他は2°/min。
 Fig. 7 Results of XRD analysis for random powder sample of felsic tuff (uppermost) and white argillic alteration part (random powder, oriented mount, EG treatment, and hydrochloric acid treatment, from upper to lower). Analysis were carried out by Rigaku RINT-2000 with a copper-target tube, operating at 30 kV and 16 mA. XRD patterns were generated using a step size of 0.01° and a scan speed of 8°/min (random powder) and 2°/min (others).



第8図 緑色岩からなる出尾根斜面に発生した、タイプ3岩盤崩壊の見取り図
 Fig. 8 Plan view and interpreted cross-section of the Type 3 bedrock failure occurred at the small spur constituted by greenrock.

2.3 タイプ3

形態：このタイプに区分される崩壊は1地点のみであるが、頭部が落ち込んだ大規模なスランプ型(風化岩スランプ(田近・石丸, 1995))であり、タイプ1・タイプ2とは明瞭に区別される。崩壊面頭部(滑落崖)は急傾斜の円弧状をなし、落差は20m程度と大きい。崩壊域の輪郭は末広りの馬蹄形を呈し(第8図)、規模は幅60m、奥行130m、比高80m、崩壊深は明確ではないが30~40mを超えると推定される(第8図)。側方崖は東側で直線的かつ明瞭であるが、西側では雁行する数段の小崖から構成され、東側と比較すると輪郭がやや不明瞭である。移動体の大部分は、副次崖で数段にブロック化して斜面上にとどまる。各移動ブロックは、立木の傾倒および第8図に示した地形縦断面から、後方に回転していると考えられる。末端のブロック前面には、平板な崩壊面をもつスライドも副次的に発生している。

発生場所の地形：崩壊地点は、里平右一号川左岸の出尾根斜面である。崩壊源の頭部は上位遷急線直下に位置し、崩壊面の末端は下位線急線をまたいで下部谷壁斜面の基部に達している。国土地理院の1978年撮影空中写真(CHO-78-14 C7)において今回の変動域の輪郭が識別され、1978年時点には斜面変動初期の岩盤クリープが生じていたと考えられる。

地質との関係：滑落崖の上部および東側の側方崖には、北東へ50度程度で傾斜する砂岩頁岩細互層が露出し、互層の下位には緑色岩が認められる(第8図)。周辺の地質分布・地質構造から、緑色岩の下位には珩長質凝灰岩が存在すると推定される。斜面上の移動ブロックは植生に覆われるため地質の詳細は明確ではないものの、末端ブロック前面のスライドによる崩壊堆積物は、強風化し橙色~淡褐色を呈する緑色岩が大部分である。岩塊は節理と思われる平滑な面で分離しており、径数10cm~2mの方形をなす。緑色岩塊には白色

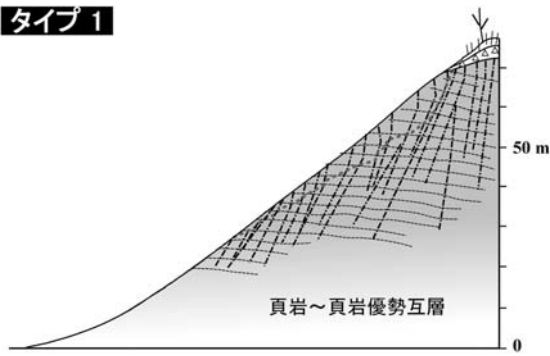
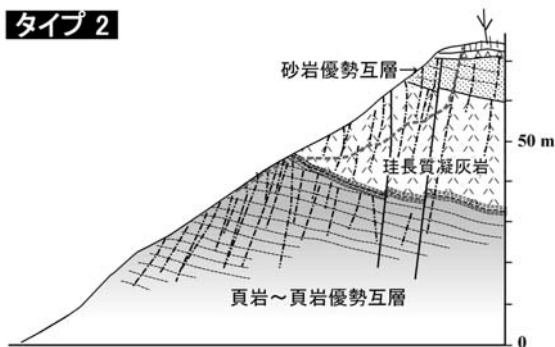
の細脈がしばしば認められるが、脈自体は剥離面とはなっていない。滑落崖~側方崖に露出する互層と緑色岩の境界は崩壊面とは大きく斜交しており、崩壊に直接関わるような産状は観察されない。滑落崖はむしろ、緑色岩から砂岩頁岩互層まで連続する、斜面上に準平行な高角節理と平行であり節理に起因するものと考えられる。

崩壊堆積物：既述のように崩壊堆積物の大部分は風化緑色岩塊であり、斜面基部から幅40m程度の里平右一号川の谷底を越えて、対岸の斜面上に4~5mの高さまで乗り上げている。堆積物の厚さは3m以上である。

考 察

ニセウ層で発生した土層崩壊の崩壊面積率は基岩の岩相によって違いがなく、地質による発生場の規制は小さいと考えられる。土層崩壊の崩壊深は、土層深に規制されているのは明らかである。

タイプ1岩盤崩壊も、岩相による崩壊面積率の違いは明瞭ではない。ニセウ層分布域でこのタイプの岩盤崩壊が多発した理由として、節理を起源とする連続性のよい亀裂が岩盤に系統的に発達し、これに重力性の変形が加わり岩盤強度を低下させていたことが挙げられる。系統的な亀裂は逆目盤(鈴木, 2000)様に発達し、特に浅い谷型斜面では豪雨時の集水により亀裂内に浸透した地中水が高い間隙水圧を生じて風化岩盤を破碎し、スライド(-流動)が発生したと考えられる(第9図上)。輝緑岩分布域でこのタイプの崩壊面積率がやや小さいことは、輝緑岩の分布が尾根部に限られることに加え、亀裂の発達に乏しいことが関係しているのかもしれない。なお、砂岩頁岩互層の層理面は全般に癒着しており、崩壊にはほとんど寄与していないことが特筆される。これは第三紀層の砂岩泥岩互層など延性度較差の大きい地質にしばしば認められる、層

タイプ1**タイプ2**

第9図 岩盤崩壊の発生要因を示す模式図
Fig. 9 Schematic cross-section of two type bedrock failures showing interpreted primary cause of slope failure.

理面を弱面とする崩壊とは大きく異なる特徴である。

一方、タイプ2の岩盤崩壊の発生斜面は水平断面形態が直線的で、特段集水しやすい場所には限定されておらず、斜面地形と崩壊発生場所との因果関係は明確ではない。しかし谷型斜面と比較し相対的に侵食作用の弱い直線斜面では、重力性の緩慢な変形が長期にわたって進行し、斜面が著しく不安定化していた可能性が指摘される(石丸ほか, 2008)。またこの崩壊タイプの発生斜面は、斜面上部を珩長質凝灰岩が、下部を砂岩頁岩互層が構成する里平川～ウエンテシカン川右岸斜面に特徴的に認められる。凝灰岩層と互層の地層境界付近では岩盤強度の低下が認められ、破碎・粘土化にともなう初生的な弱面となっていたと考えられる。この弱面は斜面に対し低角の受盤～横盤となっているが、粘土化および南北系の高角断層に沿った垂直変位(写真2C)により水理的な連続面とはならず、上盤の凝灰岩亀裂中に裂隙水を涵養しやすい構造をなしていたと推定される(第9図下)。またシュミットロックハンマー打撃試験の結果に見られるように、岩盤強度は斜面下部の砂岩頁岩互層の方が上部の凝灰岩層に比べ相対的に弱く、斜面全体がキャブロック構造様の不安定な状態にあったと推定される。豪雨時には、斜面上部の凝灰岩内で高間隙水圧が発生し風化岩盤が破碎されるとともに、斜面下方では弱面である岩相境界がすべり面をなして椅子型の崩壊面を生じ、スライド/ス

ランプ(流動)を発生させたと考えられる。

強度的に不安定なキャブロック構造、あるいは低透水層の上に高透水層が載るような斜面では深層崩壊を生じやすいことがこれまでも指摘されてきたが(千木良・Sidle, 2004; 田近, 2006), ニセウ層では衝上断層が崩壊面形成を規制した例として注目される。

緑色岩からなる斜面に発生した崩壊(タイプ3)は1978年撮影空中写真から、すでにすべり面が形成され初期的な変動を示していた斜面が、豪雨に伴って大きく滑動・崩壊したのと考えられる。滑落崖は緑色岩と上位の砂岩頁岩互層に連続する亀裂に起因すると考えられるが、すべり面全体を形成した要因については明確ではない。地質構造を考えると、緑色岩の下位に連続する珩長質凝灰岩層との岩相境界が、すべり面形成に寄与した可能性が推定される。

まとめ

2003年台風10号では、北海道日高支庁北西部の厚別川上流域で斜面崩壊が多発した。とくに里平川～イタラッキ川右岸域のニセウ層分布域に岩盤崩壊が集中した。岩盤崩壊は、崩壊面の形状により3タイプに分けられる。タイプ1は節理起源の高角亀裂が発達する劣化岩盤で発生しており、逆目盤状をなす系統的な亀裂面が崩壊面となっている。タイプ2は、斜面上部に珩長質凝灰岩が露出する斜面に特徴的に発生しており、高角亀裂とともに凝灰岩基底の衝上断層が弱面となり、椅子型の崩壊面をつくる。タイプ3は、初期的な斜面変動が進行していた緑色岩からなる出尾根斜面に、豪雨を誘引として風化岩スランプが発生したものである。

謝辞

本研究の一部は、平成17～18年度に北海道重点領域特別研究「豪雨による山地災害実態の解明と流域保全技術の開発」として行なったものであり、北海道立林業試験場の佐藤 創氏、阿部友幸氏、菅野正人氏、長坂晶子氏、対馬俊之氏には様々ご協力・ご議論を頂いた。北海航測株式会社の滝澤昭博氏には、レーザー測量データの取得にあたり多大なるご協力を頂いた。XRD分析にあたっては、当所の八幡正弘博士のご協力を頂いた。薄片試料は当所の戸間替修一氏に作成いただいた。未筆ながら、ここに記して感謝申し上げます。

文献

千木良雅弘・Sidle, R.C.(2004): 2003年7月九州土砂災害の発生場 - 水俣・菱刈地区 -, 京都大学防災研究所年報, 47(A),

- 91-98 .
- 北海道立林業試験場・北海道立地質研究所(2007):「豪雨による山地災害実態の解明と流域保全技術の開発」,平成17~18年度 重点領域特別研究報告書,北海道立林業試験場,110p .
- 石丸 聡・川上源太郎・田近 淳・対馬俊之・阿部友幸・滝澤昭博(2008):2003年台風10号による北海道日高地方里平地区の崩壊の形態的特徴と発生場 航空レーザー測量データを用いた解析 ,日本地すべり学会誌,45,45-54 .
- 石丸 聡・田近 淳・大津 直・高見雅三(2004):日高地方における2003年台風10号による豪雨災害,北海道立地質研究所報告,75,61-70 .
- 香束卓郎(2002):北海道,日高衝突帯前縁,沙流川・ニセウシートの地質構造と原位置,「平成13年度深田研究助成」研究報告,39-55 .
- 川上源太郎・石丸 聡・田近 淳・大津 直・佐藤 創・阿部友幸・菅野正人・長坂晶子(2007):日高衝突帯前縁,厚別川上流域の始新統ニセウ層および中部中新統の岩相と両者の関係(予報),地球科学,62,17-28 .
- 川上源太郎・田近 淳・石丸 聡・大津 直(2005):2003年台風10号による斜面変動 古第三紀付加体の斜面崩壊と地質規制 ,日本応用地質学会平成17年度研究発表会講演論文集,41-44 .
- 熊谷琢磨・紀藤典夫・鷹澤好博(1995):北海道中軸帯ニセウ層から産出した始新世放射状化石とフィッション・トラック年代,地質学雑誌,101,965-968 .
- 松倉公憲・青木 久(2004):シュミットハンマー:地形学における使用例と使用法にまつわる諸問題,地形,25,175-196 .
- 小俣新重郎(2005):付加体における斜面変動 - 浦山ダム貯水池斜面の事例,独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター第3回シンポジウム「付加体と土质地質 - 地質図の有効性と限界 - 」要旨集,28-33 .
- 鈴木隆介(2000):建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地,古今書院,751-776 .
- 田近 淳(2006):付加体の特徴を素因とした斜面変動:北海道の事例から,日本応用地質学会 平成18年度 特別講演およびシンポジウム「付加体における応用地質学的問題」予稿集,51-55 .
- 田近 淳・石丸 聡(1995):1993年釧路沖地震に伴う斜面の変動.兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書,地すべり学会,171-190 .
- 高橋功二・鈴木 守(1978):5万分の1地質図幅「岩知志」および同説明書,北海道立地下資源調査所,46p .
- 吉田 尚・松野久也・佐藤博之・山口昇一(1959):5万分の1地質図幅「比宇」および同説明書,北海道開発庁,47p .