

■溶結凝灰岩急崖の岩盤崩壊：2013年9月北海道層雲峡の例

Rockslide and avalanche on the cliff of welded tuff, Sounkyo gorge, Hokkaido, in September 2013

田近 淳\* Jun TAJIKA / (株)ドーコン Docon Co., Ltd.

石丸 聡 Satoshi ISHIMARU / 北海道立総合研究機構地質研究所 Geological Survey of Hokkaido, HRO

渡邊達也\*\* Tatsuya WATANABE / 北海道立総合研究機構地質研究所 Geological Survey of Hokkaido, HRO

石川 勲 Isao ISHIKAWA / 北海道建設部 Hokkaido Prefectural Government

志村一夫 Kazuo SHIMURA / (株)シン技術コンサル Shin Engineering Consultant Co., Ltd.

キーワード：岩盤すべり，岩屑なだれ，岩盤崩落，地質素因，崖錐  
Key words: Rockslide, Debris avalanche, Rockfall, Geologic cause, Talus

1. はじめに

北海道中央部の大雪山系とその山麓には，デイサイト質火砕流堆積物である層雲峡溶結凝灰岩が広く分布しており（勝井ほか，1979），峡谷沿いの柱状節理の発達した溶結凝灰岩の急崖は岩盤崩壊の発生域として知られている。とくに，この地域で，比較的規模の大きな災害となった岩盤崩壊としては，4人の負傷者を出した1980年10月16日天人峡岩盤崩壊（以下，天人峡崩壊：山岸ほか，2000：崩壊量20,000m<sup>3</sup>）や死者3名重軽傷者6名の惨事となった1987年6月9日層雲峡天城岩崩壊（勝井ほか，1988；土居・鈴木，1992：崩壊量11,000m<sup>3</sup>）がある。

2013年9月8日16時31分頃，天城岩の約9km下流の層雲峡四の岩付近の石狩川左岸急崖斜面で岩盤崩壊が発生した。対岸の石狩川右岸を走る国道39号の通行者からの「白煙が上がっている」との通報により確認されたものである。場所は国道39号胡蝶岩橋上流約250mの左岸の斜面である（図-1）。土砂は国道までは到達しなかったが，石狩川の河道を埋めたため，排水不良となり上流側約200mの範囲に湛水域が生じた（図-2a）。この崩壊は以下に述べるように岩盤すべりとして発生し，移動-堆積域では岩屑なだれのような高速流動の挙動を示す。幸い大きな災害にはならなかったが，この地域で最大規模の岩盤崩壊であった。

この報告では，溶結凝灰岩急崖の崩壊の貴重な事例として，地形・地質，気象条件を記載するとともに，崩壊前の斜面ならびに崩壊跡の状況を記載する。それらに基づき，運動様式を推定するとともに崩壊の要因について検討する。なお，この報告の内容の一部は2014年日本地球惑星科学連合大会および2014年日本地すべり学会研究発表会で発表した。

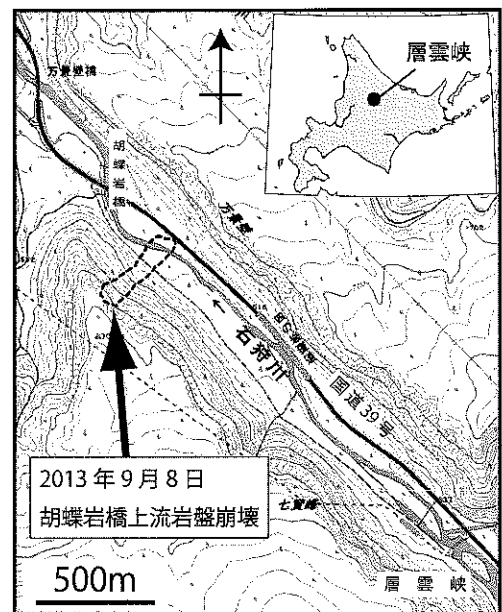


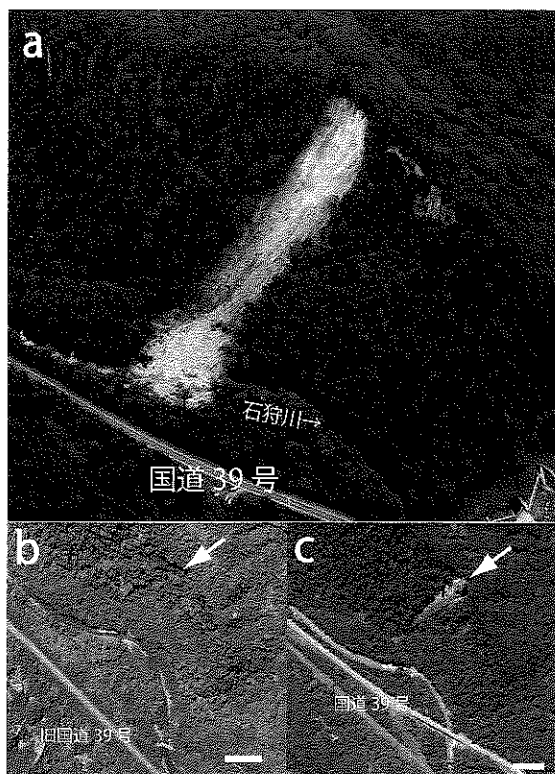
図-1 層雲峡胡蝶岩橋上流岩盤崩壊の発生位置  
国土地理院標準地図25,000を使用

Fig. 1 Index map of Sounkyo gorge and the location of the Kochoiwabashi-joryu rockslide. The map was made using the 25,000 standard map of the Geospatial Information Authority of Japan (GSI, Japan)

2. 地形地質および気象条件

この地域の地質は，古第三紀付加体日高層群の頁岩・砂泥混在岩とそれを覆う第四紀の層雲峡溶結凝灰岩からなる（国府谷ほか，1966，勝井ほか，1979）。層雲峡溶結凝灰岩は暗灰～青灰色ないしややピンク色の，デイサイト質軽石とスコリアからなる溶結凝灰岩で，上中下3つの岩相に分かれ，下部は強度の小さな非溶結部，中部は不規則な板状節理の発達する弱溶結部，上部は柱状節理の発達する溶結部からなる。層雲峡溶結凝灰岩は約3万年前の大雪山御鉢平カルデラ起源の火砕流堆積物である。層雲峡はこの堆積物を石狩川が下刻して形成した峡谷であり，急崖が発達する。

\* 連絡著者 / corresponding author  
〒004-8585 札幌市厚別区厚別中央1条5丁目4-1  
4-1, Atubetsu chuo1-5, Atubetsu-ku, Sapporo, 004-8585, Japan  
\*\* 現所属 / present address  
北見工業大学 Kitami Institute of Technology



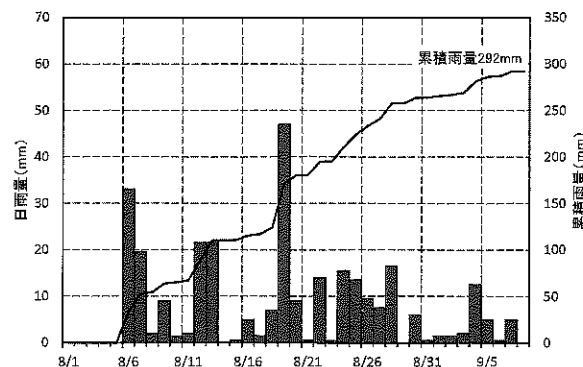
図一 2 層雲峡胡蝶岩橋上流岩盤崩壊 (a) と崩壊以前の斜面 (b,c)

a: 2014年9月11日撮影, 北海道上川総合振興局旭川建設管理部提供。b: 1977年9月23日国土地理院撮影CHO7730-C4-10, c: 2001年8月8日国土地理院撮影HO2001-11Y-C18-4。b,cのスケールバーは概ね100m。矢印はのちに崩壊の冠頭になる場所

Fig. 2 Aerophotographs of after and before the Kochoiwabashi-joryu rockslide and avalanche occurred in September 8, 2013, in Sounkyo gorge. (a) September 11, 2013 taken by Kamikawa general subprefectural bureau. (b) September 23, 1977 (reference number : CHO7730-C4-10, GSI, Japan). (c) August 8, 2001 (reference number : CHO7730-C4-10, GSI, Japan). The length of white bars are ca. 100m. Arrows indicate the crown of slide

崩壊の発生した斜面では上部の溶結部は薄く、その高さ約30mの部分は急立するが、その下約150mには傾斜35~45°の斜面が発達する。この斜面は、日高層群を過去の崩壊による堆積物が覆う崖錐斜面である。斜面下には石狩川に沿って幅約300mの谷底平坦面が広がる。なお、右岸では溶結部がほぼ河床レベルまで低いところに分布することから、3万年前の谷壁である、溶結凝灰岩/日高層群の境界面は川側に急傾斜しているものと考えられる。

崩壊発生の1か月前、8月からのアメダス層雲峡観測所における降水の状況を図-3に示す。層雲峡の8月は例年比較的雨の日が多いが、2013年はとくに毎日のように雨が降り、1か月累計264mmをこえた。この値は平年値の1.7倍にあたる。しかし、崩壊の直前に目立った雨はなかった。



図一 3 アメダス層雲峡観測所の日雨量と累積雨量  
Fig. 3 Daily and cumulative precipitations at AMeDAS Sounkyo Station

一方、K-net層雲峡観測点のデータによればこの地域では大きな地震も記録されていない。2003年1月~2013年8月までの10年あまりで、震度1が4回、このうち最近の地震は2年半前の2011年3月11日東北地方太平洋沖地震であった。

### 3. 崩壊の状況

#### 3.1 崩壊前の斜面

空中写真や衛星画像から、この斜面の崩壊前の状況が把握できる。国土地理院はこの地域について1971, 1977, および2001年に垂直写真を撮影している。当該斜面については、1971年および1977年撮影の空中写真では変状は見られない(図-2b)。それに対して2001年撮影の写真では今回の崩壊源の輪郭(冠頭-河側崖)に対応する部分に明瞭な亀裂の開口が確認される(図-2c)。今回崩壊した主要部とみられる部分は岩塔状となっており、そこから崩壊物が筋をひいて崩れ落ちているように見える。Google Earthで公開されている2012年6月25日撮影の衛星画像(2014年12月18日確認)では、2001年空中写真で確認された開口亀裂は白く新鮮で他の露岩と明らかに区別できるうえ、線状の崩壊堆積物の跡もみられる。2001年に比べ植生の被覆がやや多くなっているように見える。

このように、この崩壊は斜面が突如崩壊したものではなく、それに先立つ斜面の変状があったことがわかった。この変状は、亀裂の開口と小崩壊であり、この亀裂が今回の崩壊源の輪郭となった。亀裂の開口から今回の崩壊の発生までは少なくとも12年、最大でも37年の時間を要したようである。

#### 3.2 崩壊の規模

北海道上川総合振興局旭川建設管理部によりデジタル空中写真撮影が行われ、それをもとに崩壊地とその周辺が図化された(図-4, 図-5)。それによれば崩壊の頂部から移動・堆積域を含む崩壊の範囲は、幅が90~120m、奥行き(水平直線距離:L)が365m、比高(H)は標高695~509mで186mである。等価摩擦係数(H/L)は

0.5である。崩壊土砂量は堆積域の崩壊前後の地形変化から約33,000m<sup>3</sup>以上と見積もられた。層雲峡地域では記録に残る最大規模であるが、崩壊の規模(地すべりに関する地形地質用語委員会, 2004の定義)としては「中規模」である。

### 3.3 崩壊の発生源

崩壊地は、崩壊源(発生成)と崩壊物が主に移動・堆

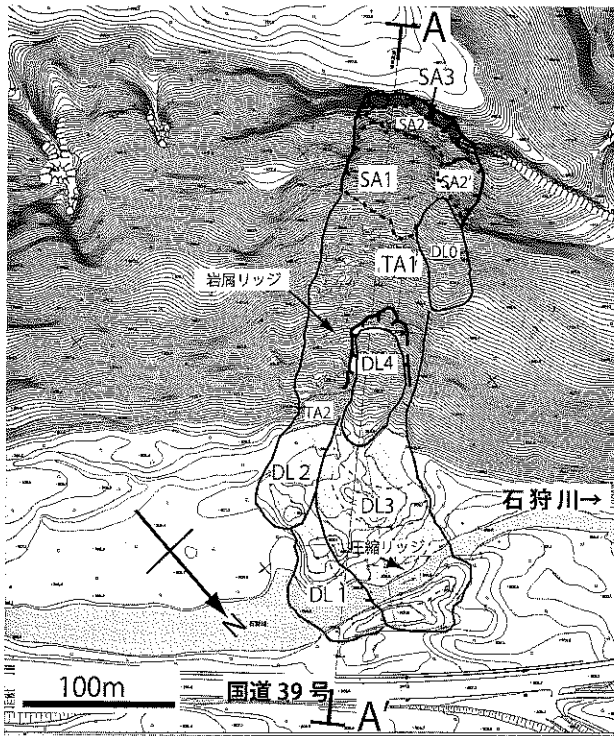


図-4 胡蝶岩橋上流岩盤崩壊のスケッチマップ  
基図の等高線間隔は1m。SA1-3: 崩壊源, TA1-2: 移動域, DL0-4: 堆積域。A-A': 断面(図-5)の位置。解説は本文参照

Fig. 4 Segmentation of the Kochoiwabashi-joryu rockslide. SA1-3: source area, TA1-2: transportation area and DL0-4: depositional area; A-A': the geological profile along this line is shown in Fig. 5

積した移動域・堆積域に区分される(図-4)。

崩壊源(SA)は斜面上部の奥行き約90mの部分で層雲峡溶結凝灰岩(溶結部SA3, 弱溶結部SA2, 非溶結部SA1)が斜面に露出した(図-6a)。溶結部と弱溶結部の境界はやや不規則である。最上部の溶結部の垂直の崩壊面(節理面)には緑色のコケが生えており、崩壊前から開口していた可能性が大きい。右側崖側(崩壊の頂部から下に向かって右側, 以下同様)の溶結部は節理面から分離しているように見えるが、左側は白っぽい破断面が多く、左側が広く分離したように見える。溶結部がオーバーハングしていたような状況は見られない。斜面の傾斜は溶結部が概ね垂直で、弱~非溶結部が44°前後である。落ち残った左側崖の溶結部の付け根には非溶結部にむかって円弧状の開口亀裂が残されているのが確認された。つまり崩壊面は90°~44°の凹形の縦断面となる。崩壊面の底部は崩壊土砂に覆われ見えていないが、傾斜変換点とほぼ一致することから、層雲峡溶結凝灰岩と日高層群の境界付近と推定される。

### 3.4 移動域

崩壊源の下の方山腹斜面は主に谷底平坦面に堆積した移動体が運搬された領域であり移動域(TA)と呼ぶ。移動域の傾斜は概ね上半部で36°, 下半部で38°である。移動域の上部(TA1)は崩壊源から崩れ落ちた崩壊土砂が崖錐状に斜面を覆う(図-6b)。落下した土砂や表土・植生の一部は数列の低い岩屑リッジを形づくる。移動域下部(TA2)はやや急で、斜面の表土が削り取られている。この末端の斜面下は旧河道-分岐流路であり、側刻によって崖錐斜面がやや急になっていたものとみられる。

移動域の中央下半部には、比高45m, 幅20mの土砂の円弧すべり(DL4)が認められる(図-6b)。このすべりの側壁には日高層群頁岩礫を含む過去の崖錐堆積物が露出したことから、このすべりは、崩壊土砂が崖錐の上に載ったために発生した崖錐堆積物のすべり(「岩屑す

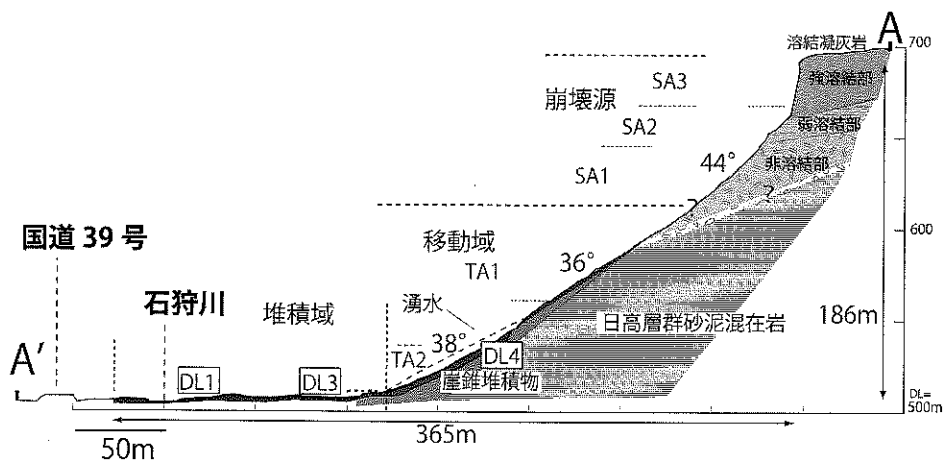


図-5 胡蝶岩橋上流岩盤崩壊の地質断面図(推定)

Fig. 5 Assumed geological profile of the Kochoiwabashi-joryu rockslide.

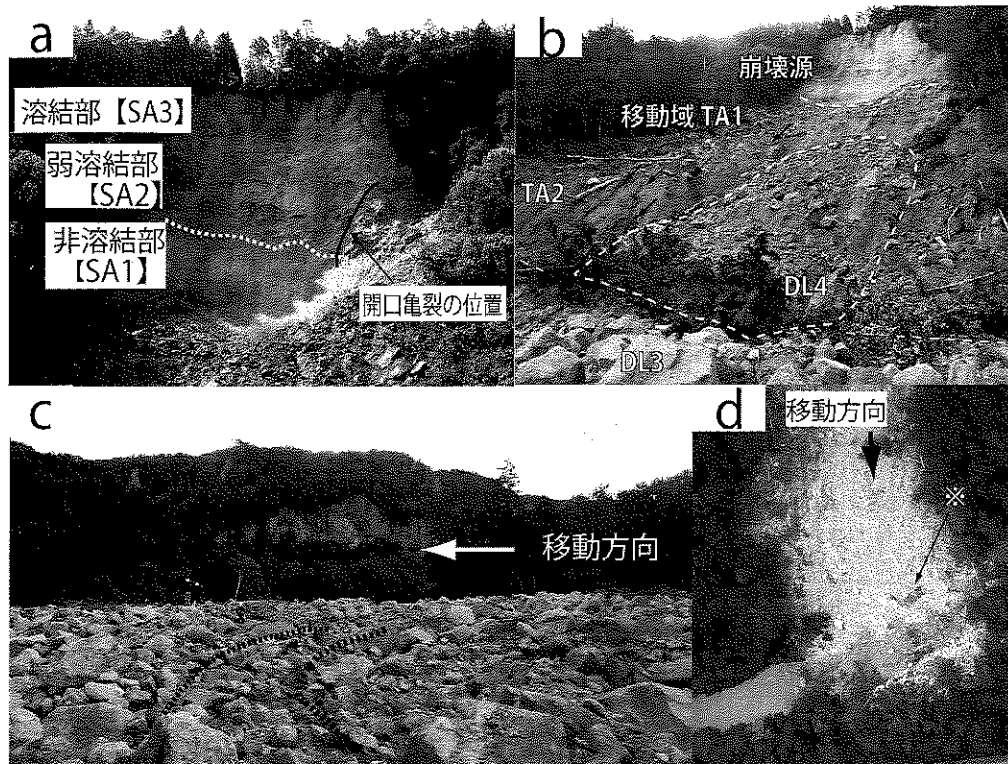


図-6 岩盤崩壊の状況

a: 崩壊源, b: 移動域, c: 堆積域, d: 堆積域の垂直写真. ※は図-7 a (表土混合物) の位置

Fig. 6 Photos of the Kochoiwabashi-joryu rockslide. (a) source area, (b) transport area, (c) depositional area and (d) birds-eye view of depositional area. Star-mark shows the location of squeezed surface soil

べり])と考えられる。このDL4堆積物は谷底平坦面のロープ状崩壊堆積物DL3の上に載っていること(図-4, 図-5)から, 最終的な動きはロープの堆積後とみなされる。崖錐堆積物には, たくさんの湧水を伴うパイピングホールが観察され, 崩壊時に崖錐堆積物は高含水の状態だったとみられる。なお, この湧水は初冬期にも認められており, 年間を通して湧出しているものと判断される。

### 3.5 堆積域

崩れ落ちた土砂は谷底平坦面にロープ(lobe)状に広がり, 幅120m奥行き130mの範囲に堆積した(図-4: DL1, DL2, DL3)。崩壊土砂の一部は, 斜面上部の左側崖の側部にもこぼれ落ちた(DL0)。移動体は川を閉塞するまでには至らなかったが, 対岸の石狩川右岸に達して立木の多くを斜面方向になぎ倒した。移動体はDL1, DL2, およびDL3の順に順次堆積しており, 最終的に上述のDL4がそれを覆っている。

谷底に堆積したロープには, 弧状のリッジトラフ(比高1~2m)が半同心円状に並ぶ。この形態は, 流動すべりにおける圧縮リッジに類似する。堆積物は最大径7mに達する凝灰岩の礫を主体とする。大部分はSA1-2に由来する灰白色の弱溶結~非溶結凝灰岩であるが, 斜面上部のSA3由来の淡い赤色を帯びた溶結部も, おもにDL3のリッジの部分に弱く配列しながら散在する(図-6c)。

一方, リッジの前面やトラフの隙間からは, 木片や有

機物を含み表土起源と思われる堆積物と粉状の凝灰岩の粉砕物の混合物の絞り出しが見られる(図-7)。これは崩壊物質が流下する際に, 斜面下部で移動体下の表土・土層を巻き込んで形成したもので, 岩屑なだれにおける基質相(Ui and Glicken, 1986)のような役割を果たしたのかもしれない。崖錐堆積物の表層は崩壊前にも高含水状態だったと考えられ, これが流動に寄与した可能性もある。

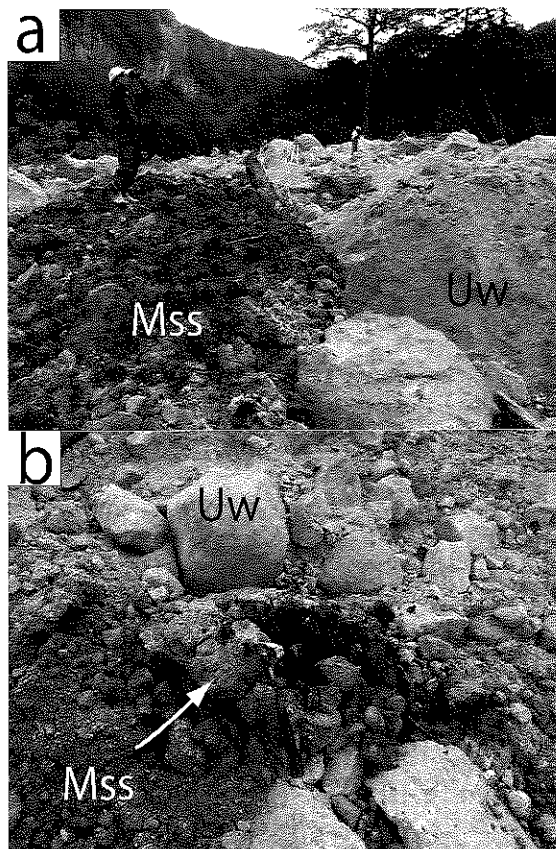
なお, これらの堆積物の半同心円構造は凝灰岩の微妙な色合いのため肉眼では非常に分かりにくい。これについては垂直写真(図-6d)について, 画像処理ソフトでピンク(溶結部)と茶色(表土混合物)の色の強調と置き換えによって検討した。

この他, 堆積域の周辺の樹木の葉の表面には「しぶき」様の白色の泥水痕が観察された。石狩川に移動体が突入した際のしぶきかもしれない。通報者が目撃した白煙はこのようなしぶきあるいは崩壊に伴う粉じんであろう。

### 4. 移動体速度の推定

堆積域の立木の倒伏などから, 移動体はかなりの速度で流下したものとみられる。速度の推定にはいくつかの方法があるが, ここでは簡便で比較的よく使われる崩壊斜面の等価摩擦係数による方法で推定する。

岩屑なだれについてのScheidegger(1973)の推定式によって検討する。崩壊源の最高点の比高 $H$ と移動体の



図一七 「表土混合物」の産状  
 a: 広く露出した表土混合物, 木の枝や根も含む,  
 b: 小規模な絞り出し (?). Uw: 弱~非溶結凝灰岩, Mss: 表土混合物

Fig.7 Occurences of "surface-soil (Mss)".  
 (a) Weakly welded or un-welded tuff (Uw) widely covered depositional area.. (b) Small squeezed surface soil on the depositional of Mss

水平到達距離 $L$ との比 (等価摩擦係数) を見かけの動摩擦係数 ( $\mu$ ) とすると, 斜面上を移動する崩壊物の速度  $v$  は次式で表される。

$$v = \sqrt{2g(h - \mu l)} = \sqrt{2g(h - H/L \cdot l)} \dots\dots\dots(1)$$

ここで,  $g$  は重力加速度,  $h$  は鉛直落下距離,  $l$  は水平移動距離である。本崩壊地の等価摩擦係数 ( $H/L$ ) 0.50 を用いて計算すると, 移動体速度は斜面基部で 38m/s (= 137km/h) に達する。しかし, 流動現象を伴う大規模崩壊ほど等価摩擦係数は小さくなるため, (1)式は速度を過大評価しやすい (例えば, Stock and Robert, 2010)。

そこで, 長大斜面 ( $h > 40m$ ) での落石実験を基にした提案式 (堪田・荒井, 2009) から導いた等価摩擦係数を斜面のみかけの動摩擦係数とみなすと, 本崩壊地の移動域 (斜面区間 223m) の動摩擦係数は 0.64 となり, 移動体の最高速度は斜面基部で 29m/s (= 104km/h) 程度となる。落石実験に基づく等価摩擦係数の提案式を用いた後者的の方がより現実的な速度と考えられる。この場合, 移動体の水平到達距離が 365m までに達するためには谷

底平坦面での動摩擦係数が小さくなる必要があるが, 堆積物から推定されるような流動現象が生じたということで説明できる可能性がある。

### 5. 運動様式と崩壊の要因

崩壊地の状況から, 運動過程を推定すると以下のように考えられる。凝灰岩基底付近で岩盤すべりとして発生し逐次的に凝灰岩の岩盤が崩壊した。移動した岩塊は, 「きわめて速い (extremely rapid) 速度 (Cruden and Varnes, 1996) で流下し, 堆積したものと考えられる。この現象は, 地すべりに関する地形地質用語委員会 (2004) に基づく分類によって記述すると崩壊源では「岩盤すべり」, 移動-堆積域では「岩屑流動」であり, Cruden and Varnes (1996) の Rock slide and avalanche に相当すると考えられる。加えて移動体は崖錐堆積物の「すべり」も誘発した。

この斜面では軟質な非~弱溶結凝灰岩の上に, 硬く重い溶結凝灰岩が載る。さらに凝灰岩基底は斜面方向に傾斜するという不安定な構造をしている。加えて日高層群は水を通しにくく, 節理などの割れ目から浸透した地下水は凝灰岩基底部に集中する。崖錐堆積物に見られる湧水もこれに由来するものと考えられる。このような不安定な地質状況下で岩盤の劣化が進行していた。10数年~数10年前には, 崩壊面に対応する亀裂の一部が重力的に開口し, 劣化がさらに加速した。これらが今回の崩壊の素因と考える。なお, 崩壊発生の直接的な誘因 (トリガー) は見当たらない。あり得るのは8月の長雨による地下水の影響であるが, 他に判断材料がないため可能性の指摘にとどめる。

柱状節理が発達する溶結凝灰岩の急崖における斜面変動としては節理面が関係する, すべり (slide), 崩落 (fall), 転倒 (topple), 座屈 (buckling) が一般的である (根岸・中島, 1993)。それに対して非溶結部/基底の形状が関係して発生する, 天人峽崩壊のような岩盤すべりも知られている (山岸ほか, 2000)。今回の崩壊は発生域の運動様式として天人峽崩壊に類似する。

一方, 天城岩崩壊はすべり破壊という見方 (勝井ほか, 1988; 根岸・中島, 1993) のほか, オーバーハングを重視した崩落 (山岸ほか, 2000; 上野・山岸, 2002) とする見方もある。天城岩崩壊の堆積状況を検討した土居・鈴木 (1992) は, 滑動した岩塊が斜面下の含水した崖錐堆積物の上にすべり落ち, その結果, 崖錐堆積物のすべりを誘発したことが対岸道路上での大きな被害につながったとの見方を示している。すなわち高速で滑動した岩塊が崖錐堆積物の上に載って, 後続した凝灰岩の崩壊物が道路下の護岸擁壁を超えて道路上に達したという。岩盤崩壊の運動様式が多様であることは既に永田 (2002) が指摘しているが, 移動過程において, 含水した崖錐堆積物が関与している点, また岩盤崩壊が斜面下の崖錐堆積物のすべりを誘発している点で, 今回の崩壊と共通点

があり, 被災のメカニズムを考えるうえで注目したい。

## 6. まとめ

2013年9月8日に北海道層雲峡胡蝶岩橋上流の石狩川右岸谷壁斜面で発生した中規模岩盤崩壊の調査を行い, 運動様式や発生要因を検討した。その結果は以下の通りである。

1) 空中写真等によれば, この斜面では10数年~数10年前に崩壊面に対応する亀裂開口が発生していた。これは今回の崩壊の先駆的現象と考えられる。

2) 崩壊に先立つ8日には長雨があったが, 特に直接の誘因(トリガー)といえる現象は認められない。

3) 斜面は透水性に乏しい日高層群砂泥混在岩とそれを覆う, デイサイト質溶結凝灰岩からなる。溶結凝灰岩は高透水性でかつその基底は軟質な非~弱溶結凝灰岩からなり, 境界面は斜面方向に傾斜するという不安定な構造と推定され, これが崩壊の素因となった。

4) 崩壊源の状況から運動様式を推定すると, この岩盤崩壊は溶結凝灰岩の「岩盤すべり」である。また堆積物の構造から移動・堆積域では「岩屑流動」と考えられる。すなわちRock slide and avalancheである。移動域では崖錐堆積物の「岩屑すべり」を誘発した。

5) この崩壊の等価摩擦係数( $H/L$ )から移動体の速度を推定すると, 斜面基部で29あるいは38m/s程度と極めて速い速度を示す。

6) 岩盤すべりは層雲峡溶結凝灰岩の岩盤崩壊としては一般的であるが, 移動過程で含水した崖錐堆積物が関与している可能性や崖錐堆積物のすべりが誘発された点で, 過去の崩壊事例との共通性がみられる。

## 謝 辞

本稿は匿名の査読者および担当編集委員の指摘・提案により改善された。記してお礼申し上げる。

## 引用文献

- Cruden, D. M. and Varnes, D. J.(1996): Landslide type and process, In "Landslides: investigation and mitigation" (Turner, A. K. and Schuster, R. L. eds.), TRB, National Res. Council, Special Report, No. 247, pp. 36-75.
- 土居繁雄・鈴木哲也 (1992): 1987年6月北海道上川町層雲峡における天城岩の岩盤崩落の機構, 北海道工業大学研究紀要, No. 20, pp. 1-10.
- 地すべりに関する地形地質用語委員会 (2004): 地すべり-地形地質的認識と用語, 日本地すべり学会, 318p.
- 勘田益男・荒井克彦 (2009): 長大斜面における落石運動エネルギー推定に必要な等価摩擦係数の提案, 日本地すべり学会誌, Vol. 46, No. 1, pp. 48-53.
- 勝井義雄・加藤誠・河内晋平・和田恵治 (1988): 層雲峡天城岩付近の地質, 1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究報告書, No. B-62-1, pp. 9-16.
- 勝井義雄・横山泉・伊藤太一 (1979): 旭岳-火山地質・活動の現況および防災対策, 北海道における火山に関する研究報告書第7編, 北海道防災会議, 42p.
- 国府谷盛明・松井公平・河内晋平・小林武彦 (1966): 5万分の1地質図幅「大雪山」および同説明書, 北海道開発局, 47p.
- 永田秀尚 (2002): 岩盤崩壊の機構と運動についてのレビュー, 日本地すべり学会誌, Vol. 31, No. 1, pp. 54-61.
- 根岸正充・中島巖 (1993): 層雲峡溶結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊-寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究 (第1報), 応用地質, Vol. 34, No. 2, pp. 47-57.
- Scheidegger, A. E., (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides, Rock Mechanics, Vol. 5, pp. 231-236.
- Stock, G. M. and Robert, A. U. (2010): Catastrophic rock avalanche 3600 years BP from EL Capitan, Yosemite Valley, California, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 35, No. 8, pp. 941-951.
- 上野将司・山岸宏光 (2002): 我が国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討-特に発生場と発生周期について, 日本地すべり学会誌, Vol. 31, No. 9, pp. 40-47.
- Ui, K. and Glicken, H. (1986): Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, U. S. A., Bull. Volcanol., Vol. 48, pp. 189-194.
- 山岸宏光・志村一夫・山崎文明 (2000): 空中写真によるマスマーブメント解析, 北海道大学図書刊行会, 232p.
- (原稿受付2015年1月9日, 原稿受理2015年2月25日)