

タイトル	大雪山研究を振り返って - 地すべり・崩壊地形と氷河地形 -
著者	高橋, 伸幸; TAKAHASHI, Nobuyuki
引用	北海学園大学学園論集(193): 1-33
発行日	2024-03-27

大雪山研究を振り返って

—— 地すべり・崩壊地形と氷河地形 ——

高 橋 伸 幸

I. はじめに

1981年6月に最初に大雪山を訪れて以来、主に調査・研究の目的で42年間大雪山へ通い続けている。本稿では、42年間の大雪山における研究の足跡を振り返りつつ、研究成果について言及する。

大雪山での研究を始める以前、北海道大学大学院環境科学研究科の修士課程で豊平川流域における地すべり地形の調査・研究を行っていた。豊平川流域の上流域は、おもに火山岩からなる山地であり、地すべり地形が多く分布している。大規模なものは滑落崖の延長が2kmを超えるものもある。修士課程では、これらの地すべり地形の特徴とその形成時期について研究した。その成果の一部は、「札幌南西山地における3つの地すべりに関する¹⁴C年代」として地理学評論に掲載された(高橋, 1986)。

その後、札幌南西山地と同様に火山岩から構成される大雪山地域にフィールドを移し、地すべり地形を含めた崩壊地形の研究(高橋, 1983; 1984; 1985a; 1985b)を継続した。さらに地すべり地形内の凹地堆積物や湿原堆積物に着目し、当時北海道大学理学部地質学鉱物学教室に所属されていた五十嵐八枝子博士と共に大雪山高山帯周辺の高環境変遷の解明にも着手した(五十嵐・高橋, 1985; 高橋・五十嵐, 1986)。

大雪山における湿原は地すべり地内に限らず、山稜部においても多数存在する(高橋, 1992)。なだらかな山稜部の地形と豊富な残雪からの融雪水、そして凍土からの融解水が多く、湿原の成立に寄与している。このような山稜部に形成された湿原のうち高根ヶ原南方の平ヶ岳南側に位置する湿原で1986年に不連続の永久凍土の指標であるパルサをわが国で初めて発見した(高橋・曾根, 1988)。その後、他の湿原にも足を踏み入れたが、第2のパルサ湿原は発見されなかった。この発見が大雪山の永久凍土環境研究を本格的に始めるきっかけになった。

また、パルサ発見の前年には、北海道大学低温科学研究所の曾根敏雄博士と昆虫写真家の渡辺康之氏と共に大雪山高山帯の標高2000mに位置する白雲小屋において気温を中心に通年の気象観測を実施した(曾根・高橋, 1988)。それまで日本の高山帯における通年の気象観測は、富士山頂における気象庁の測候所で行われていたもの以外に公表されているものはなかった。その後も

大雪山高山帯における気温観測は継続している (高橋, 2004)。

永久凍土環境を中心とする周氷河環境の解明を進めるとともにこのような環境条件下で生育している植物に着目し, 地生態学的な観点からも研究を進めた。この研究に関しては, 高山植物の専門家である北海学園大学の佐藤謙教授 (現北海学園大学名誉教授) に負うところが大きい。その一つの成果として, パルサ湿原におけるコヌマスケの発見があり, 日本新産種として報告した (佐藤・高橋, 1994)。

大雪山高山帯の周氷河環境を研究する一方, 1999年頃から当時明治大学の小疇尚先生 (現明治大学名誉教授) や長谷川裕彦氏 (現明星大学教授), 佐々木明彦氏 (現国土舘大学准教授), 天井澤暁裕氏 (現塩尻高等学校教諭) などと共に氷河地形の研究も始めた。これまで北海道の氷河地形研究に関しては, 日高山脈が中心 (橋本・熊野, 1955; 小野・平川, 1975; 岩崎ほか, 2000a; 2000b; 2002 など) であったが, 筆者らの調査・研究により大雪山地域にも多種多様な氷河作用の痕跡が残されていることが明らかになってきた (高橋ほか, 2003; 高橋, 2004; 高橋ほか, 2012; 佐々木ほか, 2012; 長谷川ほか, 2000; 長谷川ほか, 2012)。

本稿では, 大雪山で行ってきた研究のうち“地すべり・崩壊地形”と“氷河地形”についてこれまでの成果をまとめる。残りの“古環境”と“周氷河環境・地形”については, 次の機会にまとめる予定である。

II. 大雪山地域の概要

大雪山地域は, 広い意味で大雪山国立公園の範囲 (図1) を指し, 北大雪 (ニセイカウシュツペ山周辺), 表大雪 (層雲峡より南側の黒岳, 旭岳, 白雲岳, 忠別岳およびトムラウシ山周辺), 十勝連峰 (オプタテシケ山から富良野岳周辺), 東大雪 (大雪湖, 石狩岳, ニベソツ山, 十勝三股, 然別湖周辺) から成る地域である。このうち筆者が研究対象としたのは主に表大雪地域である。この地域には, 北海道の最高峰である旭岳 (2291 m) をはじめとして第2位の北嶺岳 (2244 m), 第3位の白雲岳 (2230 m), 第4位のトムラウシ山 (2141 m) など2000 m 峰が集中している (写真1)。

表大雪は, 複数の火山から構成されており, 国府谷ほか (1966; 1968) によると, その形成時期は4ステージに分けられ (図2), 鮮新世末期の第Iステージから完新世の第IVステージにまでわたっている。また, 表大雪北部地域を研究対象とした石毛・中川 (2017) は, 大雪火山群の後期更新世~完新世の火山活動史を前期と後期に区分し, さらに前期を2つのサブグループ, 後期を3つのサブグループ (Y1, Y2, Y3) に分けている。石毛 (2017) によると, 古期 (石毛・中川, 2017の前期に相当) は約1 Ma~0.7 Maであり, 新規 (同後期に相当) は0.2 Ma~0.05 Maとされ, 古期と新規の間には約50万年間の活動休止期を認めている。古期の活動では, 安山岩質溶岩からなる平坦面状の地形が形成され, 新規の活動のY1では成層火山及び複数の溶岩ドームが, Y2では大規模な火砕流噴火による御鉢平カルデラが, Y3では成層火山である旭岳や複数の溶岩

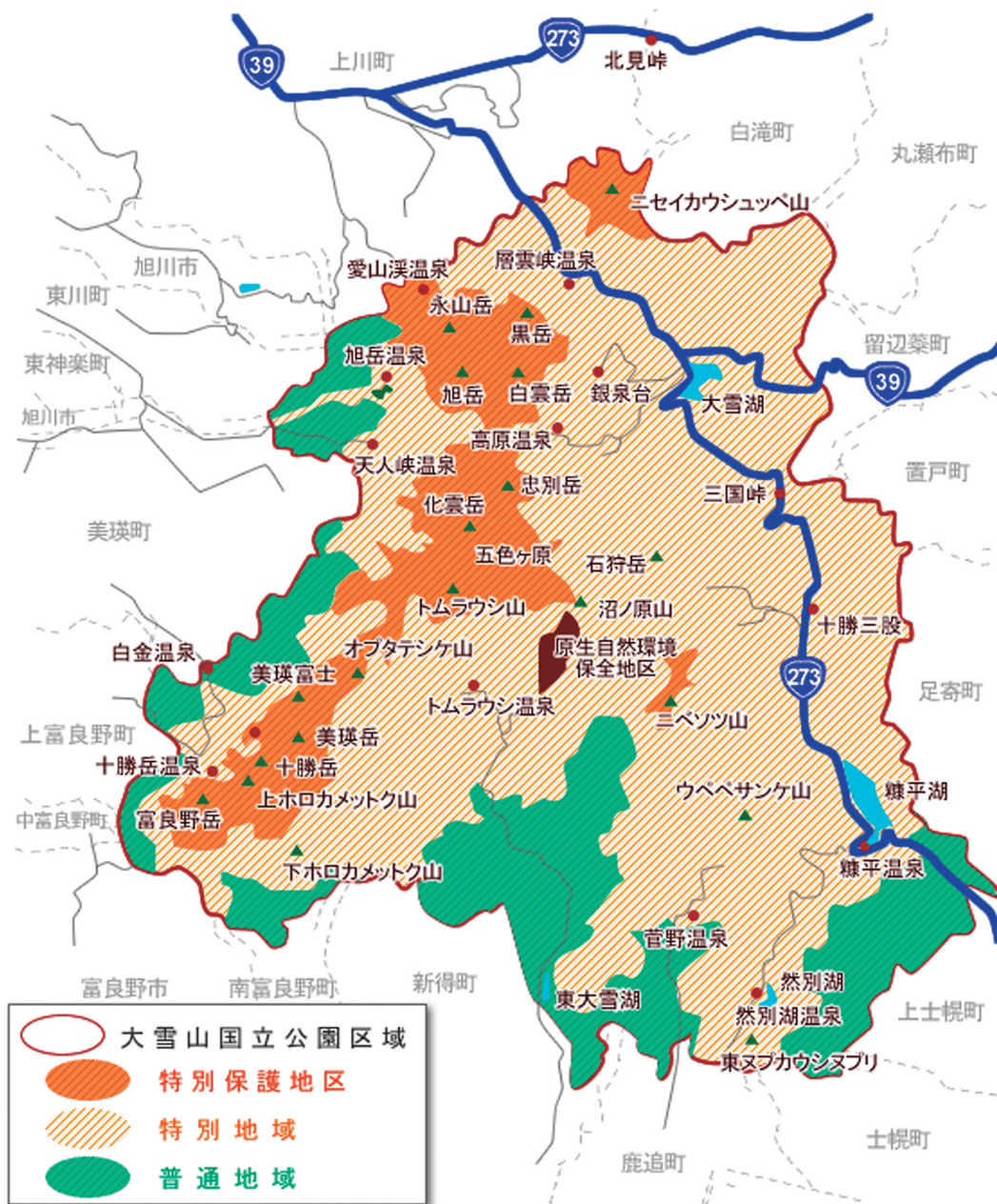


図1 大雪山国立公園区域（環境省ホームページより）

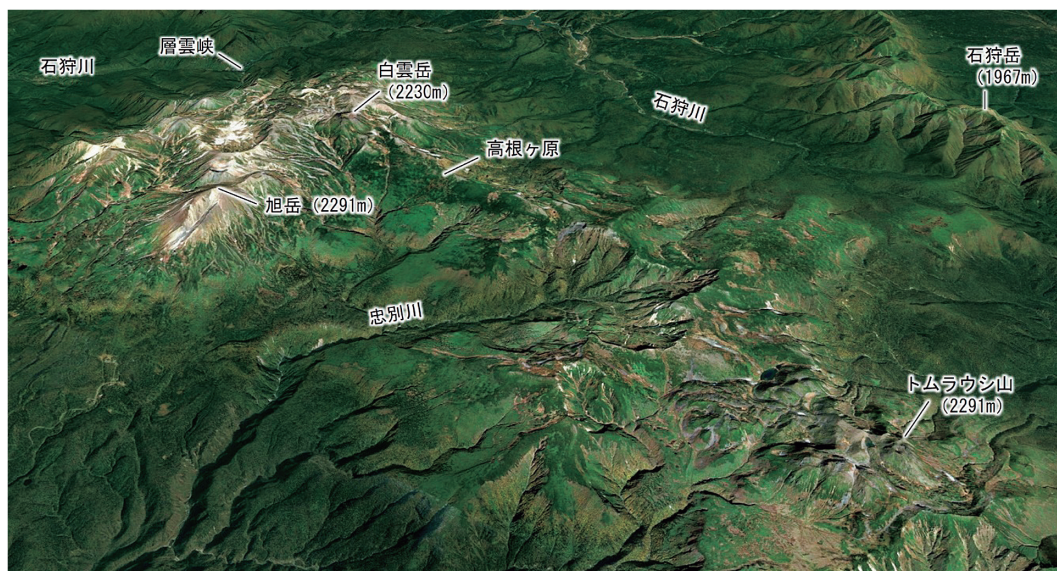


写真1 表大雪地域周辺の概要 (Google Earth より)

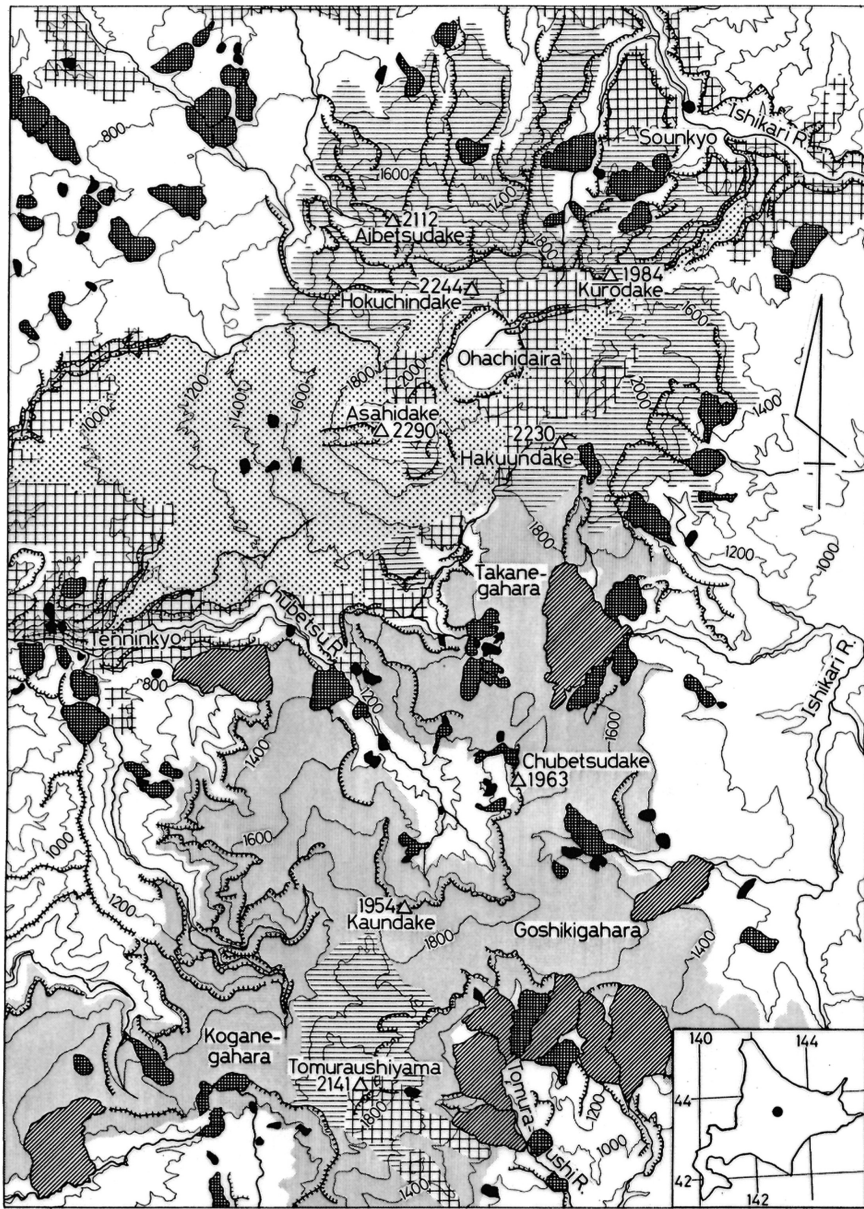
ドームが形成されている (石毛, 2017)。一方, 表大雪南部のトムラウシ火山群の活動に関しても, 約 70 万年前~30 万年前の約 40 万年間の活動休止期を挟んで旧期活動と新期活動とに大別されている (石崎, 1995)。このうち旧期活動では裾野を長く伸ばした比較的大きな円錐形火山体が形成されたのに対し, 新期活動では極めて起伏に富む, 複雑な地形の火山体が形成されている。

以上のような火山活動により形成された山体は, その後の外的営力により開析され現在に至っている。主な外的営力は, 河川による下刻作用, 地すべりや崩壊などのマスマーブメント, また氷期における氷食作用などである。さらに現在は高山帯を中心に各種の周氷河作用が働いている。

Ⅲ. 崩壊地形

崩壊地形は, 山崩れや地すべりにより形成される地形であり, 大雪山では主に地すべり (滑落) とロックフォール (崩落) によるものが主体である (高橋, 1984)。また全般的に, ロックフォールよりも地すべりによって形成された地形の方が規模は大きい。

図 2 には, 空中写真から判読した面積 10 ha 未満, 10 ha 以上・100 ha 未満と 100 ha 以上の 3 つに区分した崩壊地の分布を示した。ここに示した崩壊地の多くは地すべり地形として判読したものであり, 面積 100 ha 以上のものは, すべて地すべり地形である。地すべり地形は, 主に谷の源頭部付近や谷壁斜面に分布しており, 谷の発達が不十分な後期 (Y1, Y2, Y: 0.2 Ma~0.05 Ma, ステージ II~IV) の火山活動によって形成された北部地域の火山体斜面上や前期 (ステージ I: 約 1 Ma~0.7 Ma) の溶岩平坦面上ではほとんどみられない。また, 100 ヘクタール以上の面積を有する大規模な地すべり地は, 前期 (約 1 Ma~0.7 Ma) に形成された平坦面が広がる溶岩台地の縁辺部に分布している。



10km

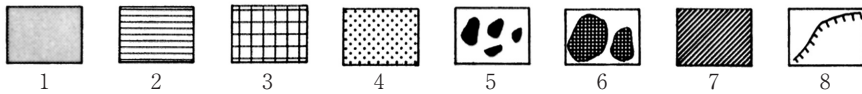


図2 大雪山地域の地質と崩壊地形分布 (地質分布は国府谷ほか, 1966; 1968 による)

- 1 : ステージⅠの噴出物
- 2 : ステージⅡの噴出物
- 3 : ステージⅢの噴出物
- 4 : ステージⅣの噴出物
- 5 : 崩壊地 (10 ha 未満)
- 6 : 崩壊地 (10 ha 以上, 100 ha 未満)
- 7 : 崩壊地 (100 ha 以上)
- 8 : 急崖

1. 地すべり地形

(1) 高根ヶ原東縁の地すべり地形

図2の大雪山中央部にみられる高根ヶ原(前期の溶岩台地)東縁の地すべり地(写真2)や南東部の五色ヶ原(同溶岩台地)南縁の地すべり地は特に大規模であり、高根ヶ原東縁地すべり地の滑落崖総延長は約3km、滑落崖の比高200~250mに及び、総面積は約360haに達する(山岸, 1993)。五色ヶ原南縁のものは、さらに大規模なものであるが、高根ヶ原東縁地すべり地とは異なり、複数の大規模地すべり地が合体したものとみられる。

図3は、高根ヶ原東縁地すべり地の地形分類図である(高橋, 1983)。高根ヶ原東縁の主滑落崖下に複数の小丘と凹地が散在している。また地すべり地内には小規模な急崖(二次滑落崖)が見られ、その下方にはその急崖に対応するように小丘や凹地が分布している。さらに地すべり地の東側に続く谷中を土石流堆積物が埋積している。高橋(1983)によると、地すべり地内に散在する小丘は、長軸の長さ300m、幅100m前後であり、主滑落崖下付近の小丘ほど明瞭な形態を示しており、平らな面が斜面上方に向いている(図4)。そしてこの平面に平行に板状の割れ目がみられる(写真3)。同じような板状の割れ目は、高根ヶ原縁辺部の安山岩溶岩の露頭上部にもみられ、これは溶岩の冷却に伴い形成された板状節理である。このことから、この地すべり地内の小丘は、元々高根ヶ原の一部をなしていたものであり、その後、後方回転を伴ったスランピング様式の滑動によって滑落してきたものと考えられる。また、図4の断面図にみられるように連続して同様に平面を斜面上方に向けた小丘が存在することから、同じような滑落が繰り返し生じたことが示唆される。さらに高根ヶ原東縁部の地形断面(図5)には、滑落した土塊(小丘)の平面と同じ規模の地形的ギャップが見られ、今後の地すべり発生の可能性を示唆していると考えられる。



写真2 高根ヶ原東縁地すべり地(1983年7月20日撮影)

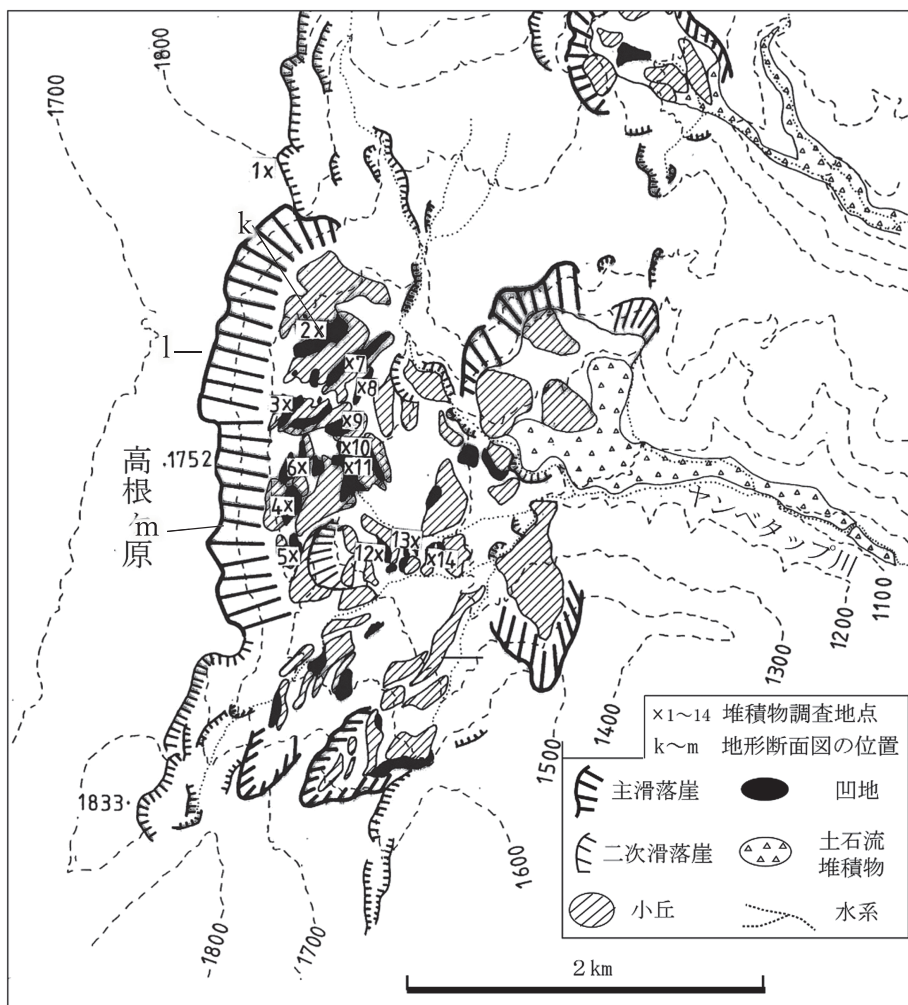


図3 高根ヶ原東縁地すべり地の地形分類図 (高橋, 1983 を一部改変)

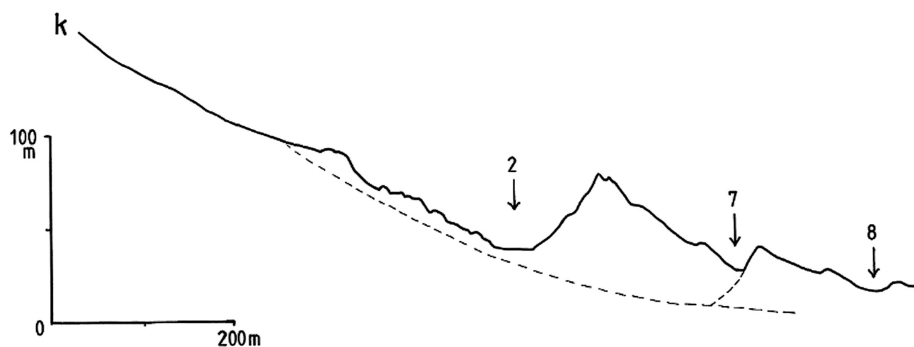


図4 図3中の直線kに沿った地形断面図 (高橋, 1983 より)
 図中の数字は図3中の堆積物調査地点に対応



写真3 小丘にみられる板状割れ目

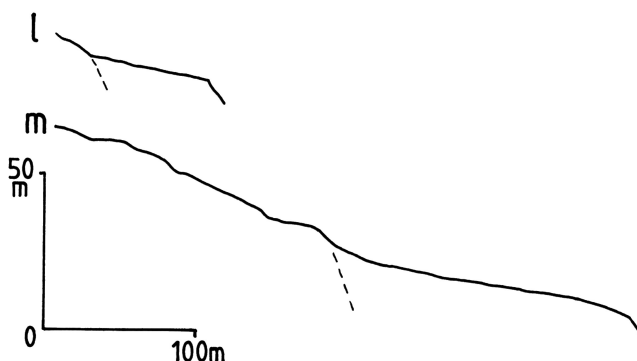


図5 図3中の直線lとmに沿った高根ヶ原東縁部の地形断面図(高橋1983より)
破線に沿った滑落を示唆するような地形断面形態

次に地すべり地内をみると、小規模な急崖が存在しており、その下方にも小丘がみられる。ただしその形態は、主滑落崖下方にみられる小丘(図4)のような特徴的なものではない。このことから、小規模な急崖は、一次的な滑落によって形成された小丘において二次的地すべりが生じたことによる二次的滑落崖と考えられる。さらに、これらの二次的地すべり小丘に続くように土石流堆積物がヤンベタツ川谷を埋積している。

(2) 地すべり地内の堆積物と地すべり地の形成過程

高根ヶ原上(図3中の調査地点1)および地すべり地内の凹地(同調査地点2~14)には図6に示すような堆積物がみられる。これらの堆積物の層厚や堆積構造はそれぞれ異なるが、調査地点5を除き泥炭層の形成がみられる。中でも調査地点12では層厚140cmに及ぶ泥炭層が堆積しているほか、調査地点8, 10, 11, 13, 14では層厚70cm以上の泥炭層が確認されている。また、調査地点12の泥炭層基底部から 1310 ± 100 y.B.P. (TH-985)という放射性炭素年代値が得られている(五十嵐・高橋, 1985)。さらに堆積物内には1~4枚の火山灰層の挟在が認められる。

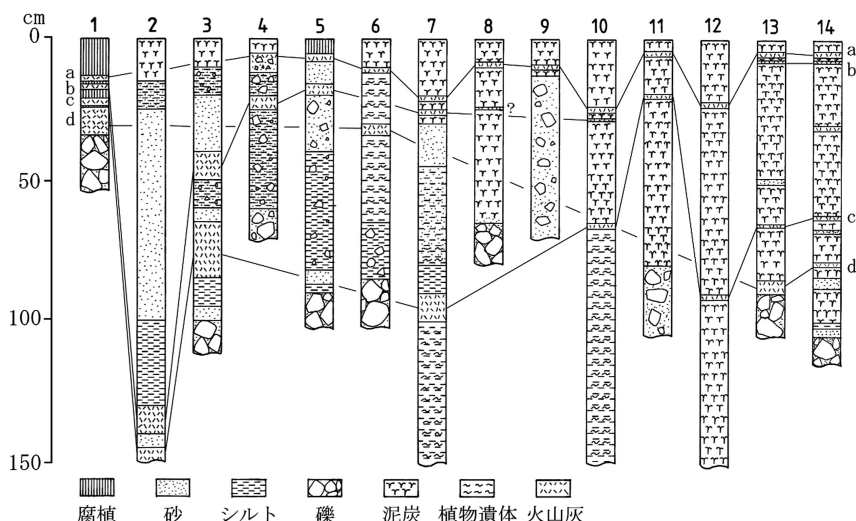


図6 高根ヶ原東縁地すべり地内の堆積物柱状図 (高橋, 1983 を一部改変)
柱状図の番号は図3中の地点番号に対応

図6ではこれらの火山灰を便宜的にa~dとしたが、このうちa~cは、それぞれの露頭での特徴から、中村ほか(1999)が大雪山主稜線付近で同定した樽前a (Ta-a, 1739年噴出)、駒ヶ岳c2 (Ko-c2, 1694年噴出)、白頭山苦小牧 (B-Tm, 947年噴出)の各テフラに対応すると考えられる。また、dに関しては給源が不明であるが、軽石やスコリアを主体とした粗粒物質からなる(高橋, 1996)ことから、旭岳や後旭岳、熊ヶ岳など大雪山北部で完新世に活動した火山から供給された可能性がある。これらの火山灰のうち火山灰a (Ta-a)は、1~14の調査地点のすべてで確認された。また、火山灰b (Ko-c2)は、調査地点1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 13, 14の9地点で確認された。火山灰c (B-Tm)に関しては、調査地点1, 2, 3, 7, 10, 11, 12, 13, 14の9地点で確認された。火山灰dについては、高根ヶ原上の調査地点1を除くと、地すべり地内では調査地点6, 13, 14の3地点でのみ確認されている。

以上の堆積物の状況と湿原内における凹地の位置とから、多くの地すべりは、火山灰aの降下以前、すなわち1739年以前に発生したと考えられる。ところで、調査地点2~5の斜面上方側には小丘が存在し、これらは本地すべり地内で最も上方に位置するものである。このうち調査地点3と5の上方に位置する小丘は、上述の地すべり小丘(図4)と同様に斜面上向きの平坦面を有していることから、1739年以後に発生した地すべりによりもたらされた可能性がある。一方、調査地点2と4の上方に位置する小丘は、このような平坦面を有していないため、地すべり以外の作用により形成された可能性が大きい。

次に、火山灰bに関しては、地すべり地内上方に位置する調査地点2~5およびこれらの地点より下方の調査地点7と10、そして二次的すべり地内の調査地点13, 14において確認されており、これらの地点が位置する凹地は、火山灰bが降下した1694年以前の地すべりによって形

成されたと考えられる。

火山灰cに着目すると、地すべり地内上方の調査地点2と3において、さらにその下方の調査地点7および10～14において確認されている。このうち調査地点12～14は二次的地すべりによって形成された凹地内に位置する。これらの凹地は二次的なものも含めて、火山灰cが降下した947年以前には形成されていたことになる。

最後に火山灰dに関しては、地すべり地内では、調査地点6と二次的地すべりによって形成された凹地内の調査地点13, 14において確認されている。このことから、調査地点6の凹地は、この地すべり地内では相対的に早い時期に形成されたものと考えられるが、調査地点13と14でみられた火山灰dは、すでにこの火山灰降下以前に地すべり地内では二次的なものも発生していたことを示唆している。

以上のことから、高根ヶ原東縁では、少なくとも火山灰cが降下した947年以前で、さらに火山灰dが降下する前から繰り返しスランピング様式の地すべりが発生し、一部の地すべり小丘は二次的地すべりによって改変されていたと考えられる。その中で調査地点4や5では、火山灰aとbのみしか確認できないことから、これらの凹地は、火山灰cが降下した947年以降に形成されたとみられる。また、調査地点9では、火山灰aのみしか確認できないことから、この凹地は火山灰bが降下した1694年以降に形成されたと考えられる。

(3) 地すべり発生の素因

ところで、ヤンベタツ川沿いには新第三紀のプロピライトや溶結凝灰岩がみられ(国府谷ほか, 1968), これらは、高根ヶ原を構成する安山岩質溶岩の基盤となっていることから、高根ヶ原溶岩はこれらの新第三紀層を覆うキャップロックとなっている。このことから、高根ヶ原東縁地すべり地は、新第三紀層と安山岩質溶岩との境界部をすべり面とするキャップロック地すべりによって形成されたとみることができ(山岸, 1993)。また、地すべり地内には、複数の温泉が存在することから、温泉作用による基盤岩の粘土化も地すべり発生の素因である可能性が指摘できる。このような地すべり発生の素因については、ステージIの溶岩の縁辺部にみられる他の地すべり地にも当てはまる。なお、地すべり発生の誘因については不明である。

2. ロックフォール、岩塊流地形

ステージIの緩斜面を構成する溶岩の縁辺部では、大規模地すべり地形のほか、ロックフォールタイプの崩壊地形もみられる。特に忠別川の源流域(図7)や上述の高根ヶ原東縁地すべり地南側の崩壊地形は、ロックフォールタイプのものとみられる。また、大雪山東側の石狩川上流部や支流において岩屑なだれ堆積物が確認されている(天井澤ほか, 2004b)。この堆積物の給源については、高根ヶ原東縁が推定されており、その発生年代はAMS年代値で 5030 ± 40 y.B.P.以降である可能性が示されている。

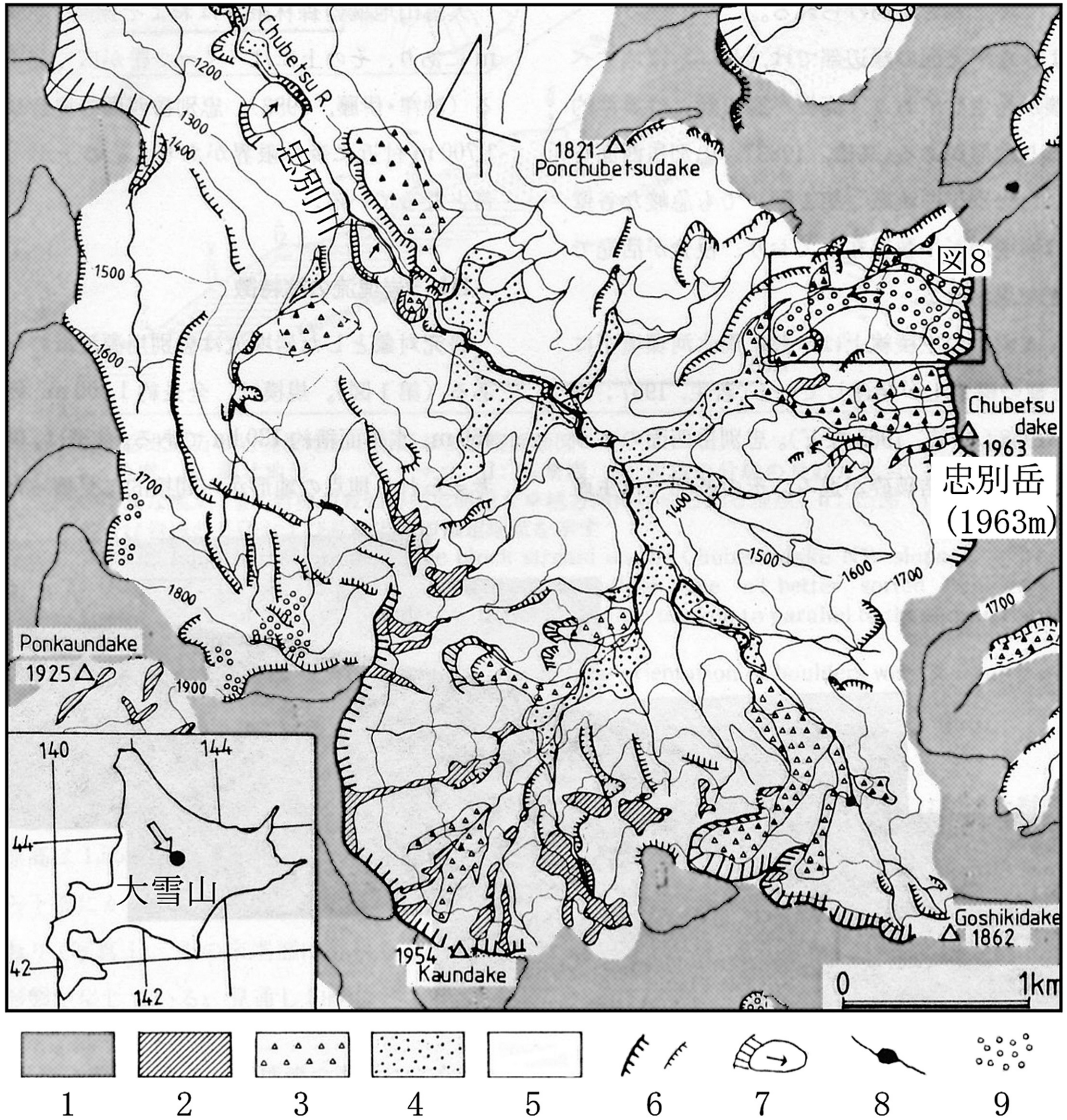


図7 忠別川源流域の地形分類図（高橋，1985bより）

1：山頂平坦面 2：裸地 3：崖錐斜面 4：沖積面 5：谷壁斜面 6：急崖 7：地すべり地 8：水系
9：岩塊斜面または岩塊流

図8に忠別岳北側に崩落崖をもつ岩塊斜面（岩塊流）の平面図と断面図を示した。ここにみられる岩塊流は、かつてモレーン（国府谷ほか，1968）あるいは岩石氷河（藤木，1976）ではないかという見解が出されていた。しかし，高橋（1985b）は，形態的特徴や岩塊の堆積構造から，この岩塊流の成因は，ロックフォールに伴う岩石なだれである可能性が高いことを示した。本稿では高橋（1985b）の内容に沿ってこの岩塊流地形について述べていく。

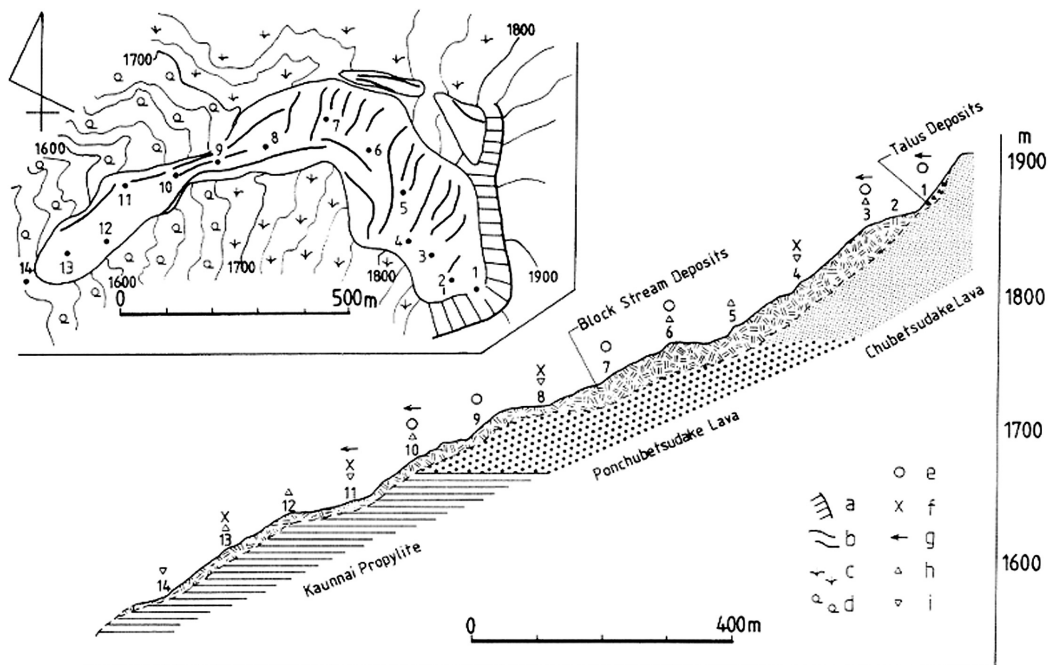


図8 忠別岳西面の岩塊流地形の平面図と断面図 (高橋, 1985b より)

a: 急崖 b: 溝状地形 c: ハイマツ d: 広葉樹 e: 岩塊の分級が良好な地点 f: 岩塊の分級が不良な地点
g: 岩塊の長軸方向に明瞭な卓越方向が認められる地点 h: 凸部 i: 凹部

(1) 忠別岳北西方の岩塊流地形の概要

忠別岳の北側、標高1900m付近に西向きの高約30mの急崖が存在し、その脚部は岩屑に覆われている。その岩屑斜面から北西方向へ流下するように岩塊流が続くが、標高1750m付近でその向きを南西方向に転じ、標高1550m付近で終了している(図8, 写真4)。岩塊流の全長は約1300m, 最大幅は約450mである。岩塊流全体の見通し勾配は約15°であり、末端部はおおよそ20°の傾斜を示している。水平面積は約130haに及び、総体積は、供給源と考えられる上部急崖付近の地形から、おおよそ $3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見積もられる。なお、岩塊堆積物の層厚は不明である。

岩塊流上には溝状の地形(図8)とその間の畝状の地形とがみられる。これらの地形は、全般的に上方では岩塊流の横断方向に、下部では縦断方向に発達しているが、屈曲部となっている1780~1700m付近では、屈曲部の外側で横断方向に、内側で縦断方向に発達している。

岩塊流上、とくに上部3分の2くらいではほとんど植被は見られないが、下部3分の1くらいは灌木に覆われている(写真4)。一方、岩塊流周辺の植生は、標高1700m付近の森林限界を境に上部はハイマツ群落、下部は広葉樹林(主にダケカンバ林)となっている。したがって、この岩塊流は、高山帯(ハイマツ群落)で発生し、森林限界を横切って亜高山帯(ダケカンバ林)に突入している(写真4, 5)。また、図8中の地点10付近では、岩塊に挟まれてへし折られた樹木がみられた(写真6)。

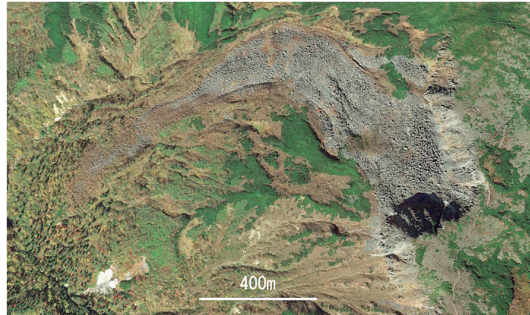


写真4 忠別岳西面の岩塊流地形（Google Earth より）



写真5 岩塊流中・上部（左）と岩塊流末端部付近（右）



写真6 岩塊流下部（地点10付近）にみられた岩塊に挟まれへし折られた樹木

(2) 岩塊堆積物の特徴

岩塊堆積物の特徴を明らかにするため、図8中の地点1から14までおよそ100m間隔（ただし、地点1～3は50m間隔）で14地点を設定し、各地点において岩塊流の横断方向に長さ50mの側線を設けた。そして、これらの側線に接する長径20cm以上のすべての岩塊（礫）の長径と長軸方向を測定した。

岩塊堆積物の表層は、岩塊流のほぼ全域にわたってオープンワーク構造を呈している。図9には図8中の地点1~14の各地点において測定した岩塊の長径別頻度を、また図10には岩塊の平均長径を示した。

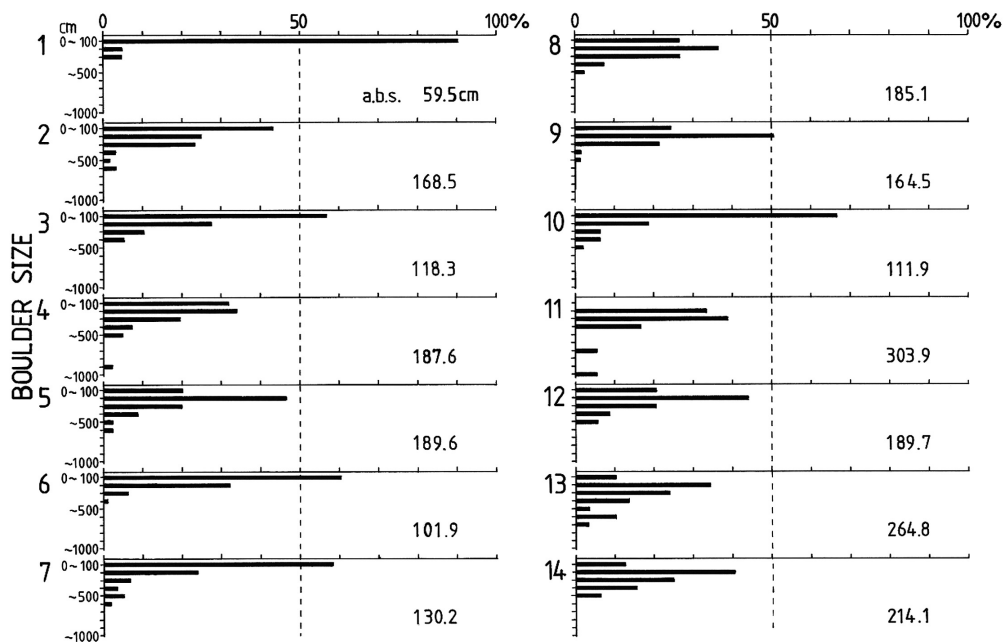


図9 岩塊の長径別頻度 (高橋, 1985b より)
a.b.s.: 平均長径

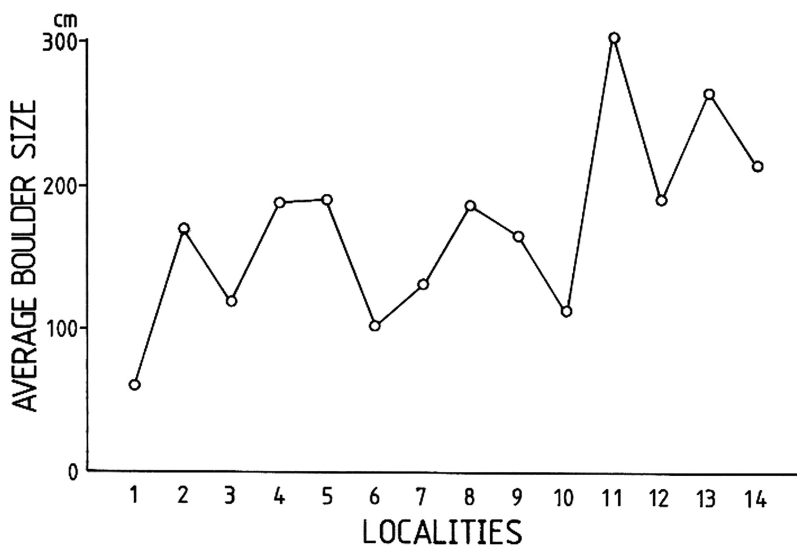


図10 各地点における平均岩塊長径 (高橋, 1985b より)

図9および図10によると、長径100 cm以下の岩塊の割合が50%を超えるのは、地点1, 3, 6, 7, 10であり、これらの地点を含め地点10から上方の地点の平均長径は59.5~189.6 cmであり、200 cmを超える地点はみられない。一方、地点11から下方では、長径100 cm以下の岩塊の割合が50%を超える地点はなく、地点12を除くと平均長径は200 cmを超えており、最大303.9 cm（地点11）に達している。

さらに、地点1~10の区間で平均長径の分布をみると、地点1, 3, 6, 7, 10において相対的に平均長径が小さい。特に地点1では平均長径が59.5 cmであり、長径100 cm以下の岩塊の割合が90%に及んでいる。これは、他の地点に比べると小径の岩塊の割合が明らかに大きいことを示している。ところで、これらの地点は地形的にみると、地点1を除き凸型あるいは直線型の断面を呈する場所である（図8）。なお、これらの長径分布をみる限り、長径100 cm以下の岩塊の割合が50%を超えている5地点と長径100~200 cmの岩塊が50%を超えている地点9以外で50%を超えるような長径分布を示す地点はみられないことから、岩塊の大きさに関して全体的には特に分級が顕著であるとは言えない。

次に、各地点における岩塊の長軸方向分布を示したのが図11である。各地点における長軸方向に、特に顕著な方向性はみられないが、地点1, 3, 4, 5, 6, 10, などでは最大傾斜方向へのある程度の長軸の方向性を認めることができる。また、地点11や14では、最大傾斜とは逆方向の方向性がみられる。

(3) 岩塊流の成因

すでにロックフォールとして忠別岳西面の岩塊流について述べてきたが、ここではその根拠を示す。

まず、氷河のモレーンではないかという見解（国府谷ほか、1968）に対して、全体的な岩塊流の形態が氷河周辺部に形成される側堆石や終堆石などの堤防状の形態を示していない。また、表層の堆積構造はオープンワークであり、マトリックスとして細粒物質を含む氷成堆積物とは異なる。さらに、岩塊流は西向き斜面に位置しているため、西寄りの冬季卓越風に対して風衝斜面となり、積雪量が少なく、氷河は涵養されにくい。これらの状況から、本岩塊流をモレーンとは認定しがたい。次に、岩石氷河ではないかという見解（藤木、1976）について、岩塊流表面にみられる溝・畝状地形は、岩石氷河にみられるものと類似している。しかし、堆積物表層部の構造がオープンワークであることや一般的に末端部が40°近い急傾斜を呈し数十mの比高を有する岩石氷河に対して、本岩塊流では末端部の傾斜はせいぜい20°程度であり、比高も数m程度であることなどから、岩石氷河とも認めがたい。

一方、ロックフォールに関しては、表層堆積物がオープンワーク構造を持つこと（Porter and Orombelli, 1980）や堆積物中に砕かれたり、裂かれたりした樹木を含むこと（Shreve, 1966）などが観察されている。これらと同様な状況は、本岩塊流でも観察されている。さらに、ロックフォー

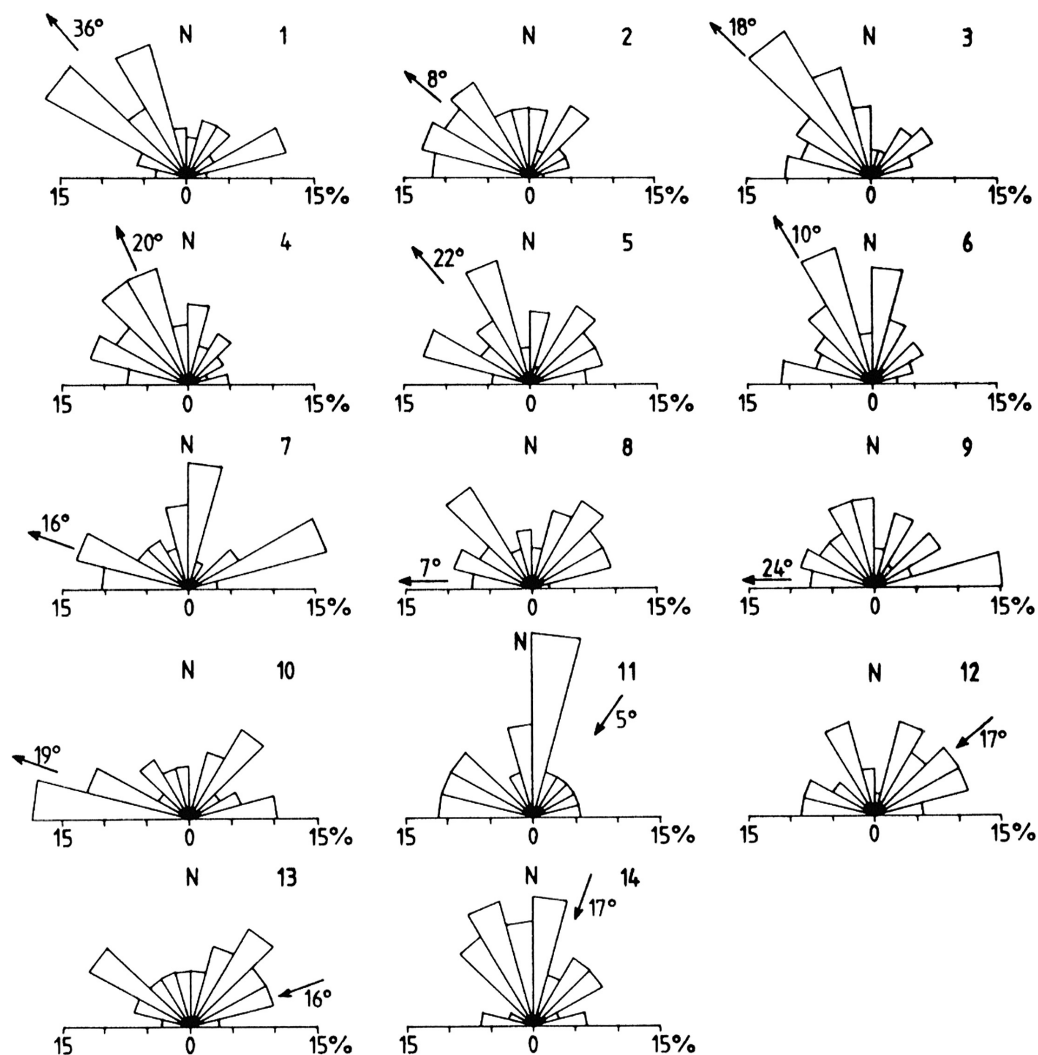


図11 各地点における岩塊の長軸方向分布 (高橋, 1985b より)
 矢印と付随する数値は最大傾斜方向と傾斜角度を示す

ルの堆積物では、その末端部において大径の礫や岩塊が存在すること (Washburn, 1973 ; Whitehouse and McSaveney, 1983), また分級が不良なこと (Selby, 1982 ; Whitehouse and McSaveney, 1983) などが特徴として示されている。これらの堆積物に関する特徴も本岩塊流での岩塊堆積物調査結果と整合的である。以上のことから、本岩塊流の成因は、ロックフォールであると考えられる。

次に運動様式について考察してみる。岩塊流上部にみられる横断方向の溝・畝状地形は、崩落に伴って形成されたプレッシャーリッジである可能性があり、このような地形は、崩落初期に比較的移動速度の小さいスランプタイプの運動が発生したことを示唆している。一方、岩塊流中央

部から下部にかけてみられる縦断方向の溝・畝状地形は、崩落の運動様式がスランプタイプから岩石なだれへと変化したことを示すものとみられる。さらに、岩塊流屈曲部の外側と内側とで溝・畝状地形の方向性が異なる原因は、移動速度の違いを反映したものと考えられる。すなわち、外部の地形との接触、摩擦が大きい岩塊流の外側では、移動速度の低下に伴い溝・畝状地形は横断方向あるいは斜交方向に配列し、移動速度の大きい内側では縦断方向へ伸びたものと考えられる。このような屈曲部における溝・畝状地形の状況は、Hadley (1978) が Madison Canyon Landslide で指摘した “pressure ridge” に類似している。

(4) 岩塊流の形成時期

図8中の地点4付近の岩塊上において二枚の火山灰層を確認している。上位のものは灰白色の砂質火山灰であり、下位のもの白色の細粒火山灰である。これらの火山灰は、それぞれ中村ほか(1999)が示した樽前a (Ta-a, 1739年噴出)と駒ヶ岳c2 (Ko-c2, 1694年噴出)に相当するものであり、前述の高根ヶ原地すべり地をはじめとして、大雪山地域で確認されているものである。このことから、本岩塊流は1694年以前のロックフォールによって形成されたと考えられ、2023年時点で発生後330年以上が経過していることになる。ところで、岩塊流下部の地点10付近に岩塊に挟まれへし折られた樹木について記述したが、写真6の樹木を見る限り比較的新鮮であり、死んでから300年以上も経過しているようには見えない。したがって、この樹木は、初生崩壊が発生した後、二次的な岩塊移動によってへし折られた可能性もある。

(5) ロックフォールの発生誘因

ロックフォールや岩石なだれの誘因として地震が関与している場合が多い(町田, 1962; Browning, 1973; Whitehouse, 1981など)。大雪山が位置している北海道中央部は、自然地震の少ない地域である(勝井ほか, 1979)が、大雪山自体が火山体であるため、火山性地震が発生する可能性はある。本岩塊流の北北西約8.2kmには活火山である旭岳(標高2291m)があり、500~600年前には旭岳西山腹で発生した水蒸気爆発により小火口群が形成されている(勝井ほか, 1979)。また、約250年前以降にも小規模な水蒸気爆発が発生している(和田ほか, 2003)。これらの火山活動の時期と前述したロックフォール発生の時期との間に整合性があることから、忠別岳西面の岩塊流を形成したロックフォールの誘因として旭岳の火山活動が考えられる。また、前述した大雪山東側の岩屑なだれの発生年代が約5000年前以降であるとの推定から、2000~3000年前頃に旭岳西斜面の地獄谷爆裂火口を形成した水蒸気噴火による火山性地震が岩屑なだれ発生の引き金になった可能性も指摘される。このように完新世に入ってから旭岳における噴火活動は、大雪山地域において、ロックフォールや岩屑なだれを発生させる誘因として働いた可能性がある。

IV. 氷河作用の痕跡

筆者らが調査を始める以前、大雪山における氷河地形についての研究はほとんど行われていない。わずかな例としては、国府谷(1963)が白雲岳(標高2230m)東側および大雪山北部(写真7)の凌雲岳(標高2125m)と桂月岳(標高1938m)の間の白水川源頭部の地形を氷蝕地形として取り上げ、地形や堆積物に関する簡単な記載を行っている。また、大雪山地域の地質図「大雪山」(国府谷ほか, 1966)と「旭岳」(国府谷ほか, 1968)では、トムラウシ山(標高2140m)西方の三川台の南東向き斜面と上記の凌雲岳(標高2125m)と桂月岳(標高1938m)の間の白水川源頭部の北向き斜面および桂月岳北東側の黒岳沢源頭部の斜面を“カール”として記載している。その他、Horie(1999)は、上述の白雲岳や桂月岳、凌雲岳、三川台周辺の氷食地形に加え、大雪山北部の比布岳(標高2197m)の北東斜面、凡忠別岳の南斜面、トムラウシ山北方の斜面をカールあるいはカール状地形として記述している。これらの先行研究においても、主にカールやモレーンの形態的特徴を記載しているだけで、氷成堆積物などに関する詳細な記述はみられない。

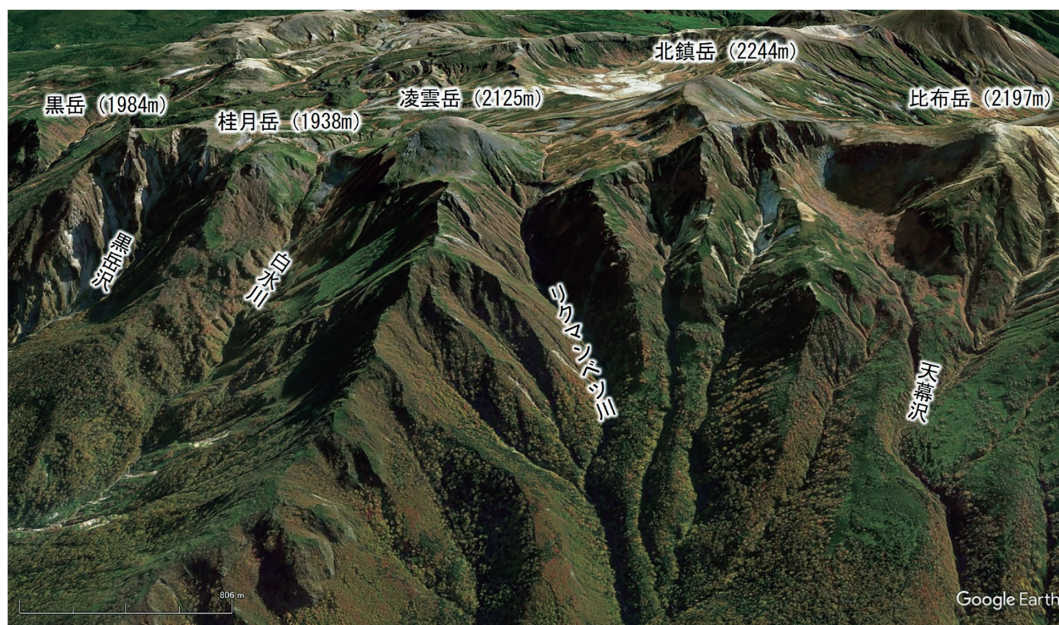


写真7 大雪山北部の景観(北側から)(Google Earthより)
各谷の源頭部付近にカール状地形がみられる

1. 石狩沢の水河地形

前述したように筆者のほか小嶋尚明治大学名誉教授や長谷川裕彦明星大学教授など当時明治大学所属の研究者を中心として、1999年から大雪山地域における水河地形・水河作用の調査・研究が始まった。当初は大雪山地域でも石狩岳（1967 m）西面の石狩川源流部石狩沢周辺（図12）の水河地形を中心にして研究がすすめられた。その調査結果については、長谷川ほか（2004）にまとめられている。ここでは、氷期を古い方から大雪期1、大雪期2、石狩沢期1、石狩沢期2の4期に分類し、大雪期をMIS 6に、石狩沢期1・2を最終氷期前半に対比している。石狩沢右岸には、石狩沢期2の氷成堆積物（図12、写真8）のほか、氷河縮小期に、端堆石と後退中の氷舌との間に形成された長さ250 m以上、深さ10 m以上の氷河湖に堆積したとみられる氷縞粘土の露頭も存在している（写真9）。また、氷成堆積物中からは擦痕礫（写真10）も発見されている。さらに石狩川本流沿いの標高985 m付近（図12）では、氷河底で押し固められたロジメントテイルと考えられる堆積物が報告されている（天井澤ほか、2004）（写真11、図13）。

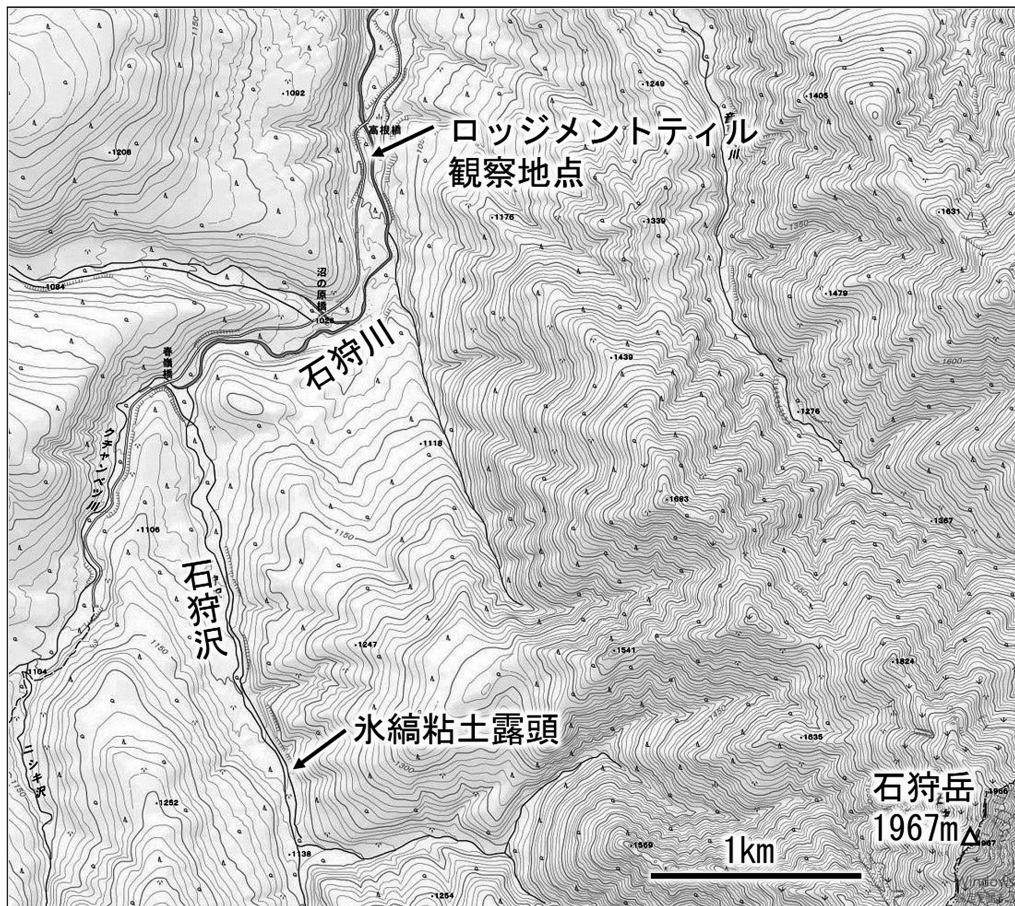


図12 石狩川上流、石狩沢周辺の地形（地理院地図を改変）



写真8 石狩沢期2の水成堆積物



写真9 石狩沢右岸の水縞粘土露頭



写真10 石狩沢で発見された擦痕礫



写真11 石狩川右岸のロジメントティル

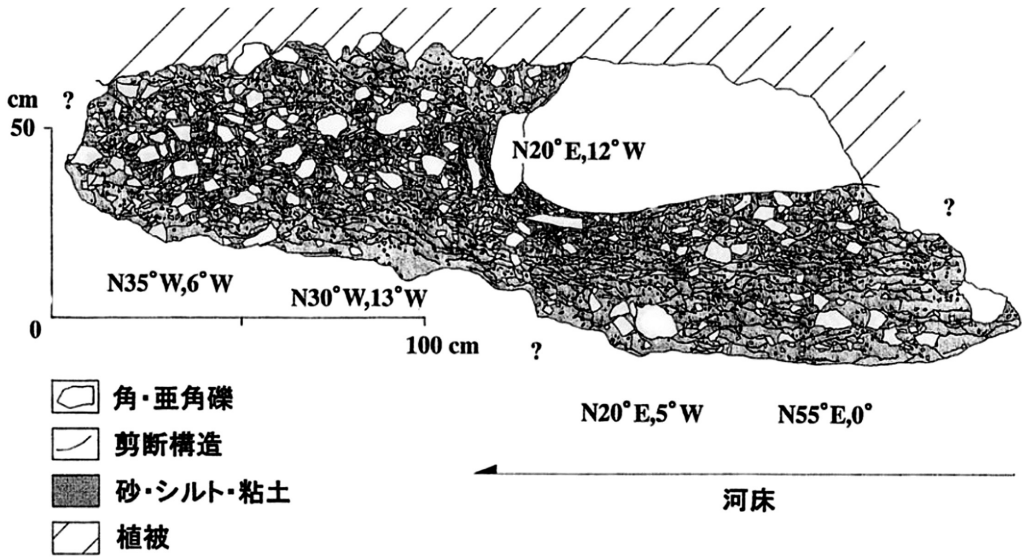


図13 石狩川源流域のロジメントティルの堆積構造 (天井澤ほか, 2004a より)
写真10の露頭におけるスケッチ

2. 白雲岳, 高根ヶ原周辺の氷河地形

(1) 白雲岳周辺

大雪山高山帯においても各種の氷河作用の痕跡が発見されている。中でも大雪山中央部の白雲岳から高根ヶ原にかけて、カール地形、モレーン、漂礫、ケトルホール、氷河縁辺流路などがみられる (図14)。このうち白雲岳東面のカール (圏谷) (写真12, 13) は、すでに国府谷 (1963) と Horie (1999) において報告されているが、カール内のモレーンに関する記述はみられない。それに対し長谷川ほか (2012) は、白雲岳東面圏谷 (白雲圏谷) 内の堆積物の詳細な観察やモレーン (堆石) の分布から3回の氷河前進期を明らかにしている。また、氷成堆積物 (ティル) の上位に位置する融氷流水堆積物の前後の埋没腐植質土層から放射性炭素年代値が得られている (佐々木ほか, 2012)。それによると、それぞれ5 ka と約3.7 ka という年代値を示していることから、3回の氷河前進期は完新世に対比されている。また、高橋ほか (2012) は白雲岳南斜面でもカールとそれに対するモレーンの存在 (図14, 写真14) を明らかにしている。高根ヶ原北部の標高1880 m 付近のなだらかな稜線上には長さ約400 m, 最大幅約120 m の小丘が存在している。その表層部はスコリアを多く含む砂礫から成り、地表面は部分的に大きさ数10 cm の塊状の亜角礫に覆われている。さらに、その中に大きさ1 m を超える巨礫が散在している (写真15)。ところで、この小丘の南側にも裸地が広がるなだらかな小丘 (写真14) が存在するが、その表面は扁平な岩屑に覆われており、スコリアを含む砂礫層や巨礫はみられない (写真16)。この扁平な岩屑は、この付近の基盤を構成する溶岩表層部の板状節理部分から供給されたものとみられ、表層を覆う堆積物は現地性のものである。このことは、北側の小丘を構成する堆積物が現地性ではな

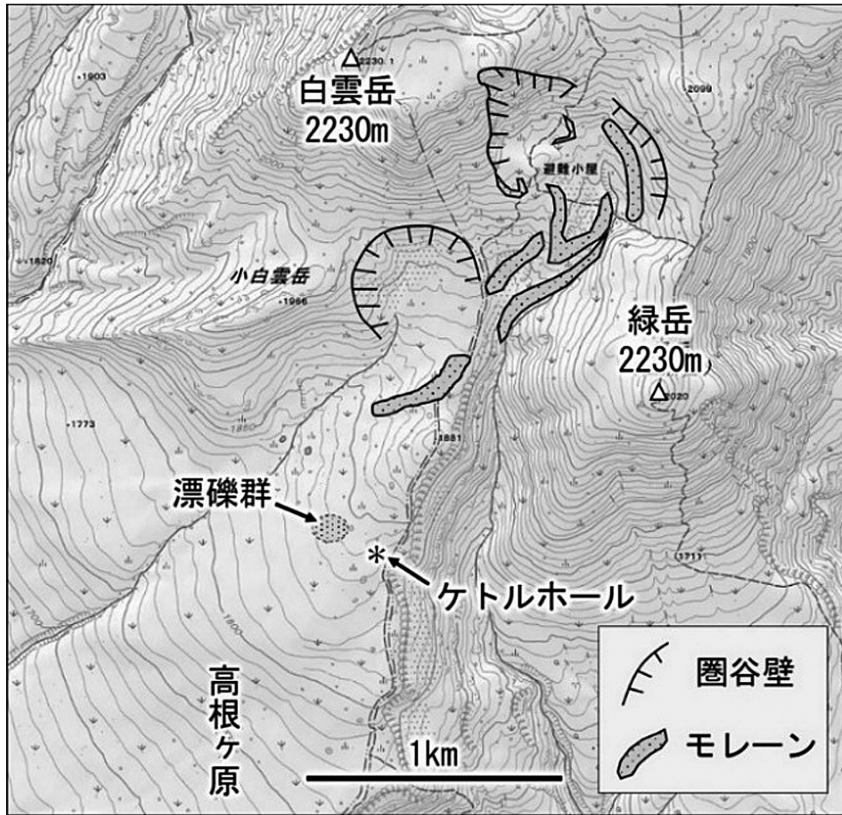


図14 白雲岳、高根ヶ原周辺の水河地形 (地理院地図を改変)

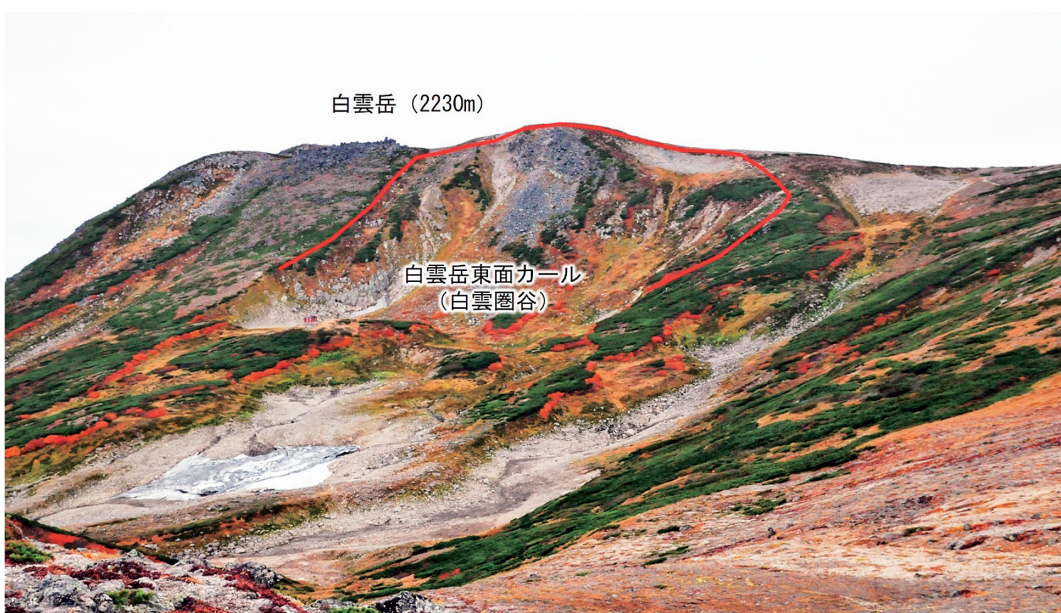


写真12 白雲岳東面圈谷 (カール)

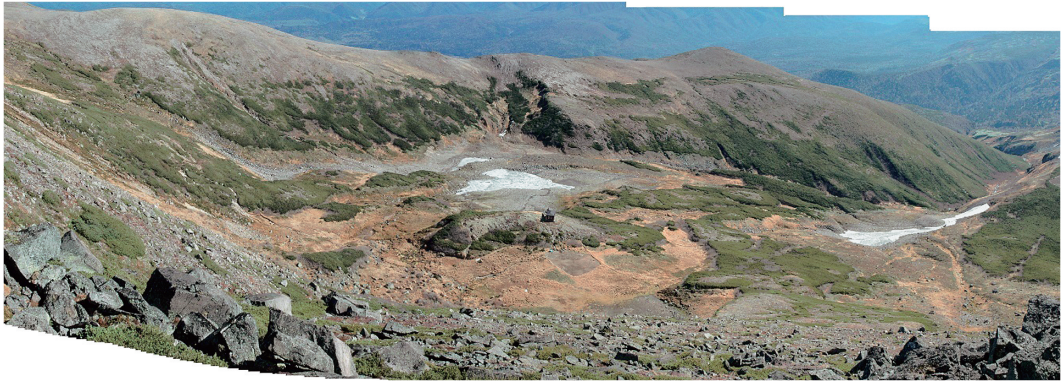


写真 13 白雲岳東斜面圏谷内の地形モレーン（主にハイマツに覆われた高まり）
（手前が白雲岳東斜面）



写真 14 高根ヶ原北部、山稜上のモレーンと隣接する小丘
手前北側は白雲岳南斜面のカール壁

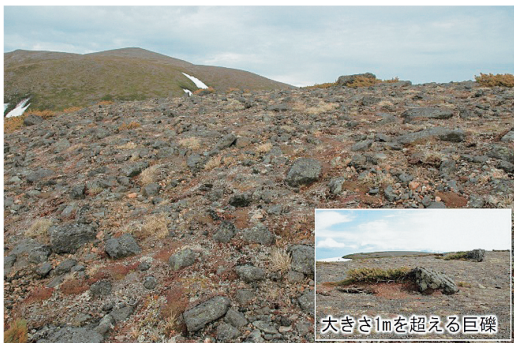


写真 15 高根ヶ原モレーン上の堆積物

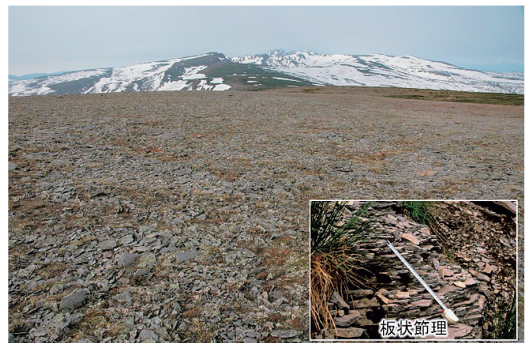


写真 16 高根ヶ原モレーン南側の小丘表面の扁平な角礫層と高根ヶ原縁辺部の板状節理

く二次的な堆積作用によって作られたことを強く示唆するものであり、その営力として氷河作用の可能性が指摘できる。すなわち、この小丘はモレーンと考えられる。また、この小丘の北側凹地内には9月でも残雪がみられ(写真17)、その残雪からの融雪水の水路が伸びているが、この水路とは別に水路跡とみられる複数の地形が認められる(図15)。これらの水路跡は、いずれも湾曲した小丘(モレーン)の平面形に調和するように湾曲している。このことから、これらの水路跡とみられる地形は、氷河が小丘状の地形(モレーン)を形成した後、縮小過程で氷河の縁辺部を流れる融氷河水流によって作られた氷河縁辺水路跡であると考えられる。このような地形は、白雲岳南東方に位置する緑岳(図14)の南斜面においても認められる(写真18)。ここでは水路跡の方向が斜面の最大傾斜方向とは不調和であり、その方向性を説明するためには、氷河の存在とその縮小を考えざるを得ない。

ところで、このモレーンの形成時期について、直接的な年代試料は得られていないが、このモレーンに対応する白雲岳南面の凹地状地形(幅、奥行きともに約500m)とそこに見られる残雪状況は、白雲岳東斜面の地形や残雪の規模と類似することから、南斜面においても東斜面と同様に完新世に氷河が発達し、それに伴ってモレーンが形成されたものと考えられる。さらに、秋季における残雪状況から、小氷期に氷河が発達した可能性も否定できない。



写真17 白雲岳南斜面の残雪(2018年9月13日)

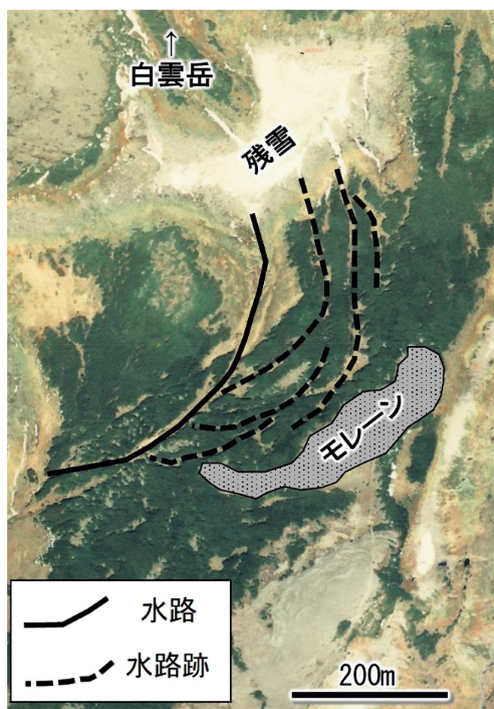


図 15 白雲岳南斜面の水路と水路跡（国土地理院空中写真 CHO-77-30 C12-8 より）

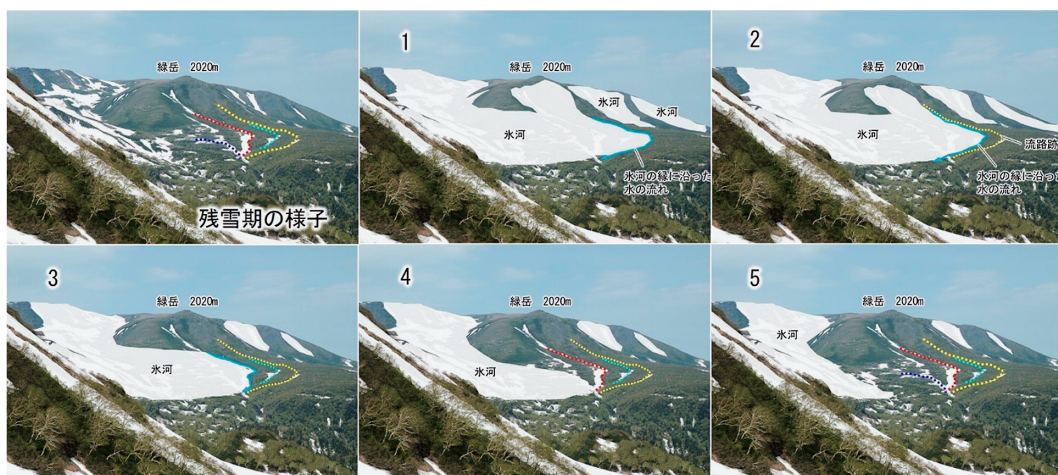


写真 18 緑岳南斜面における氷河縮小とそれに伴う氷河縁辺水路の形成（写真中の氷河は仮想）

1 から 5 まで順番に氷河が縮小していったと考えられる

(2) 高根ヶ原周辺

1) ケトルホール

高根ヶ原上には小規模な湿原や池が存在する。これらの湿原や池の涵養水は、高根ヶ原に発達する凍土（あるいは永久凍土）からの融解水と考えられる（高橋・佐藤，1998）。そのうちのひとつとして高根ヶ原上の標高1840 m付近に直径10 mほどの円形の池が存在している（写真19）。この池の水も夏季を通して凍土からの融解水に涵養されているため、秋季まで干上がることはない。この池の周辺には、少なくとも層厚数mの砂質シルトをマトリックスとする砂礫質堆積物が存在しており、その中には亜円礫も多く含まれている（写真20）。すなわち、この池は堆積物中にできた凹地に水が溜まったものである。一般的に高根ヶ原のような山稜上では、降雨や融雪水によって土砂、とくに細粒物質は運搬、除去されやすい。したがって、細粒物質を含む層厚数mの砂礫質堆積物が存在すること自体が不自然である。また、現地性の風化生成物である場合、角礫～亜角礫が主体となり（写真16）、亜円礫あるいは円礫が含まれることは稀である。亜円礫や円礫の運搬媒体として流水が考えられるが、現在、この池の周辺にこれらの堆積物を供給するような流水は存在していない。また、かつて供給したような流路跡も認められない。このようなことから、これらの堆積物の運搬媒体は、かつて高根ヶ原上に発達した氷河や融氷河水ではないかと考えられる。そして、この池が存在する凹地は、氷河後退時に堆積物中に取り残された氷塊が融解したことにより作られたケトルホールの可能性が指摘できる（図14）。このような凹地は、この池の周辺にも複数個存在している。

2) 漂礫

ケトルホールの北西約150 m付近に長径数mから5 m前後の巨礫が20個ほど散在している（図14, 写真21）。このような巨礫群は高根ヶ原上の他の地域では見られない。また、この周辺でトアのような巨礫を生産する岩塔や岩壁も存在していない。さらに国府谷ほか（1968）によると、高根ヶ原を構成する安山岩質溶岩は角閃石を含んでいないが、巨礫を構成する安山岩質溶岩には、白雲岳を構成する溶岩と同様に角閃石が含まれている。したがって、巨礫の供給源は、ここから約2 km北方に位置する白雲岳であることはほぼ間違いない。白雲岳山頂付近には、高根ヶ原上の巨礫と同様の規模の巨礫が累積している（写真22）。そこで、白雲岳山頂付近を巨礫の供給源とした場合、高根ヶ原上の巨礫分布地までの約2 kmの距離の移動方法が問題となる。まず、白雲岳山頂部からの崩落を移動要因と考えた場合、両地域間の地形断面（図16）をみる限り、平均傾斜19.4%で下降しており、途中に障害となるような地形も存在しないことから、白雲岳山頂部での岩塊崩落により供給された可能性はある。しかし、白雲岳山頂部から岩塊が崩落した場合、白雲岳と高根ヶ原上の巨礫分布地との間に同じような巨礫やその破片が散在していてもよさそうであるが、そのような巨礫は、両地点間には見られない。したがって、崩落により巨礫群がもたらされたとは考え難い。そこで考えられる可能性として氷河による運搬が挙げられる。すでに、白雲岳南斜面において完新世に氷河が形成された可能性を示している。したがって、最終氷期以



写真 19 高根ヶ原上標高 1840 m 付近の池



写真 20 池の周辺の堆積物



写真 21 高根ヶ原上の巨礫群

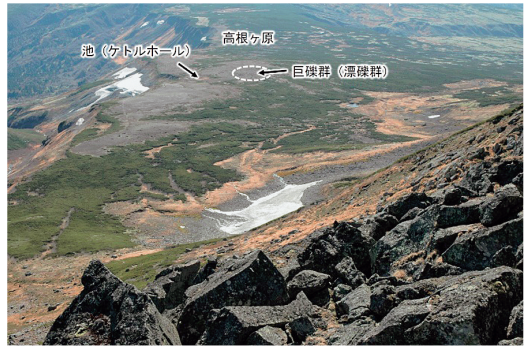


写真 22 白雲岳山頂付近の巨礫と高根ヶ原

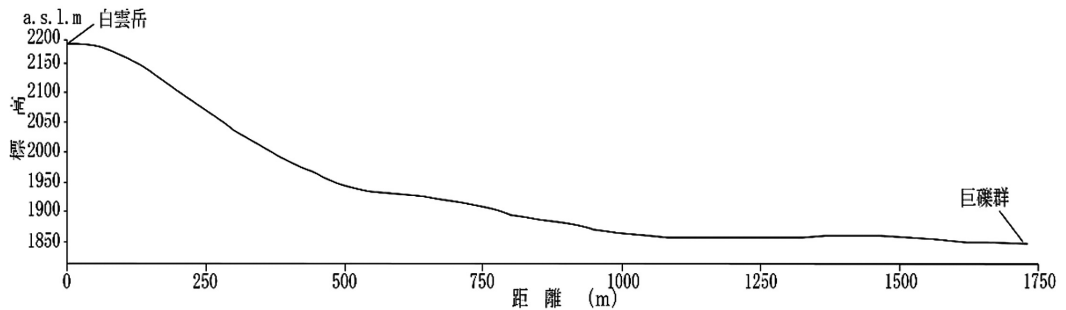


図 16 白雲岳と高根ヶ原巨礫分布地との間の地形断面図

前には高根ヶ原にまで拡大した氷河の存在が想定できる。その場合、白雲岳山頂部から氷河上に落下した巨礫が氷河によって運搬され、高根ヶ原上にもたらされた可能性は十分にある。すなわち、これらの巨礫は、漂礫と考えられる(図 14)。このような漂礫とみられる巨礫は、高根ヶ原以外の山稜上(図 17, 写真 23)や森林帯の中(図 18, 写真 24)でも確認されている。

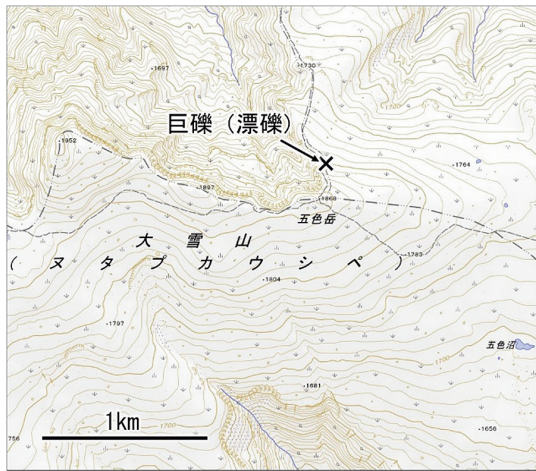


図17 五色岳周辺の地形 (地理院地図より)
(五色岳は忠別岳の南方約2.8 km)



図18 大雪山東斜面銀泉台周辺の地形
(地理院地図より)



写真23 五色岳南斜面標高1800 m 付近の巨礫

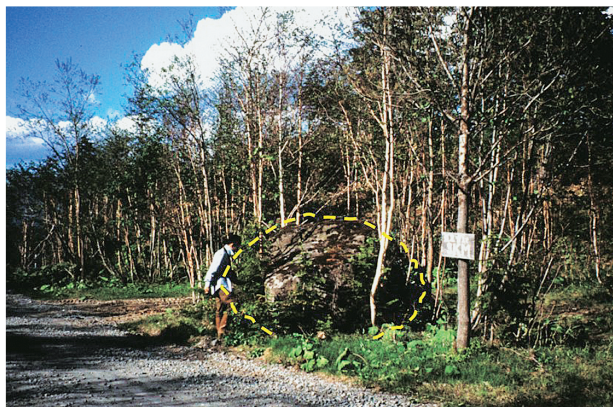


写真24 森林帯の中標高1380 m 付近の巨礫 (破線)

(3) 高根ヶ原東縁の地すべり地形滑落崖下の地形

高根ヶ原東縁の地形については、すでに地すべり地形として述べたが、この滑落崖下に氷河地形とみられる地形が認められる。図4と写真3に滑落土塊の様子を示し、高根ヶ原上の平坦な地形面や板状節理の構造が残されていることから、後方回転を伴ったスランピングによってもたらされたことを明らかにした。ところで、図4の地形断面図をみると高根ヶ原の平坦面を残した滑落土塊の上方に、地点2を挟んで滑落土塊とは異なる形態の高まりが認められる。その位置関係から、この高まりは地すべり発生後に形成されたことは明らかである。また、地点2では火山灰a (Ta-a, 1739年) がみられないことから地すべり発生時期を1793年以降と推定した。したがって、地すべり土塊上方の高まりも1793年以降に形成されたものと考えられる。この時期は小氷期に相当する。高根ヶ原東縁の滑落崖は、西寄りの冬季季節風に対して風下斜面となり、多くの雪が吹き溜まるため残雪が遅くまでみられる(写真25, 26)。したがって、小氷期の頃は、さらに残雪が蓄積されていたはずであり、滑落崖には小規模な氷河が形成されていたと考えられる。この場合、滑落土塊上方にみられる高まりはモレーンである可能性が指摘できる(図19, 20)。



写真25 高根ヶ原東縁の残雪 (2018年6月4日)



写真26 高根ヶ原東縁の残雪 (2009年9月22日)

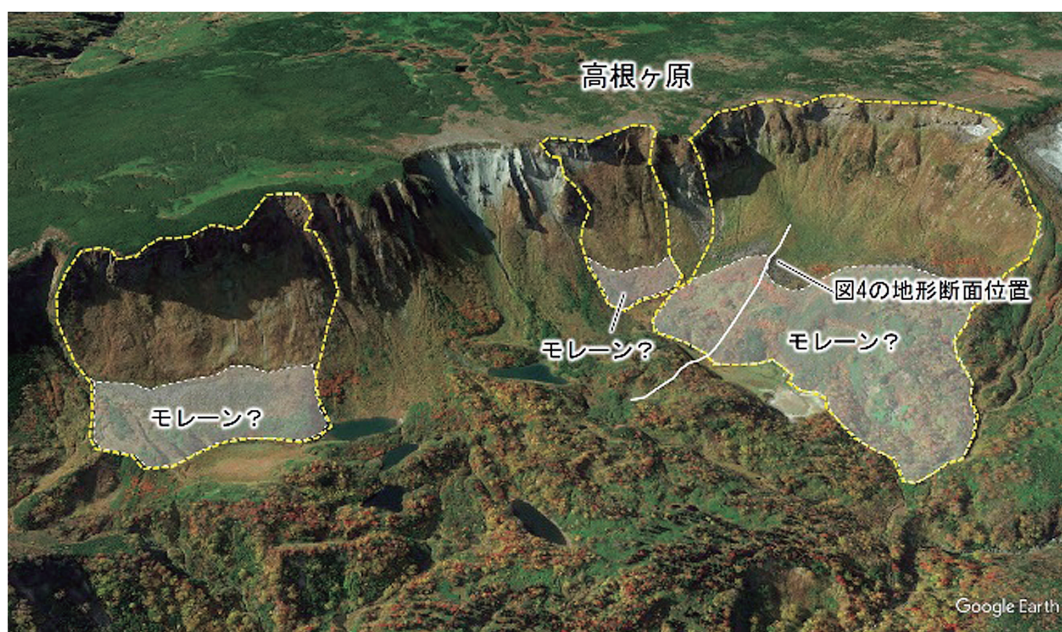


図19 地すべり地内のモレーン状地形 (Google Earth より)

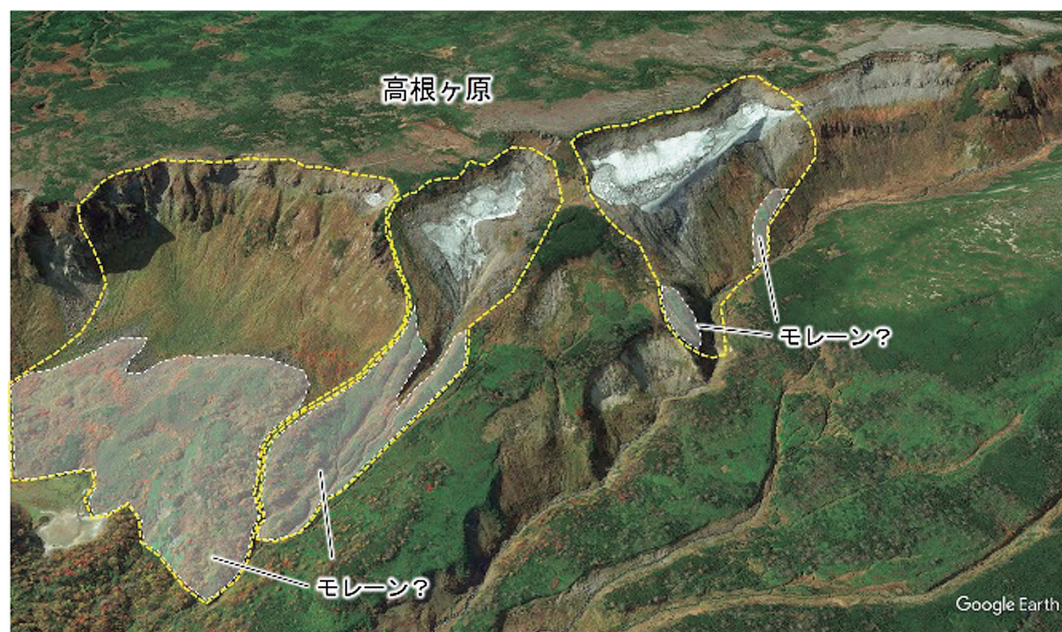


図20 高根ヶ原東縁の残雪とモレーン状地形 (Google Earth より)

V. おわりに

本稿では、“大雪山研究を振り返って”ということで地すべり・崩壊地形と氷河地形に関して述べてきた。いずれも過去において形成された地形であるが、大雪山の自然環境の多様性を生み出すうえで重要な要素となっている。地すべり・崩壊は、河川の下刻作用と共に火山帯体を開析する営力として大きな役割を果たしていると同時に特徴的な堆積地形を作り出し、さらに土砂供給源としての役割も担っている。一方、氷河作用も侵食地形や堆積地形などとしてその痕跡を留めているが、これら地形分布は過去の氷河の広がりを示すものであり、古環境を推定する手がかりを提供してくれる。また、高根ヶ原東縁の地形で述べたように地すべりと氷河作用が複合的に働いたと考えられる場所もあり、地形形成過程を解釈する上で多角的観点から考察する必要がある。

古環境、特に完新世の古環境に関しては、湿原堆積物からも考察しており（五十嵐・高橋, 1985; 高橋・五十嵐, 1986）、完新世に高山帯で発達した氷河の作用を明らかにする上で重要な情報を提供してくれる。また、現在の大雪山は、高山帯を中心として広く周氷河環境下にあり、永久凍土も形成されている。ここでの周氷河作用は、主に土壌の凍結・融解作用を通じて微地形形成に関与しているが、この地形形成作用は植生にも影響を与えており、高山帯の自然環境をより多様性に富むものになっている。

古環境や周氷河環境・地形については、本稿では触れなかったが、次の機会にこれらについては詳述したいと考えている。

謝 辞

34年間にわたる北海学園大学での教育、研究を遂行する上で有形無形にサポートしていただいた多くの教職員の皆様に心より謝意を表します。また、大雪山での調査、研究において研究分担、研究協力、助言を頂いた北海学園大学名誉教授佐藤謙先生、元北海道大学低温科学研究所曾根敏雄氏、昆虫写真家渡辺康之氏、さらに明治大学名誉教授小疇尚先生、明星大学教授長谷川裕彦氏、国士舘大学準教授佐々木明彦氏、塩尻高等学校教諭天井澤暁裕氏をはじめとする関係諸氏には深く感謝いたします。そして、現地調査に際しての各種許可を頂いた大雪山国立公園上川管理官事務所の方々をはじめとする関係諸機関の皆様にも感謝いたします。

文 献

- 天井澤暁裕・高橋伸幸・長谷川裕彦・山縣耕太郎・小疇 尚 (2004a)：石狩川源流域の氷成堆積物。高橋伸幸編『北海道大雪山地域における第四紀後期の氷河・周氷河環境変遷』。平成12～14年度科学研究費補助金・基盤研究(C)(2)研究成果報告書, 13-15.
- 天井澤暁裕・山縣耕太郎・高橋伸幸・長谷川裕彦・小疇 尚 (2004b)：大雪山東麓の岩屑なだれ堆積物。高橋伸幸編『北海道大雪山地域における第四紀後期の氷河・周氷河環境変遷』。平成12～14年度科学研究費補助金・基盤研究(C)(2)研究成果報告書, 37-39.

- 五十嵐八枝子・高橋伸幸 (1985) : 北海道中央高地, 大雪山における高地湿原の起源とその植生変遷 (I). 第四紀研究, 24, 99-109.
- 石毛康介 (2017) : 北海道中央部, 大雪火山群の地質学および岩石学的研究—島弧会合部における長期火山活動とマグマ変遷の関連について. 北海道大学, 博士論文.
- 石毛康介・中川光弘 (2017) : 北海道中央部, 大雪火山群, 旭岳サブグループの後期更新世~完新世火山活動史. 地質学雑誌, 123-2, 73-91.
- 石崎泰男 (1995) : 北海道中央部, トムラウシ火山群の地質. 岩鉱, 90, 179-194.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000a) : 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地学雑誌, 109, 1, 37-55.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000b) : 日高山脈トッタベツ川源流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学評論, 73A-6, 498-522.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2002) : 日高山脈トッタベツ谷における氷河底変形地層について. 地学雑誌, 111, 519-530.
- 小野有五・平川一臣 (1975) : ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, 48-1, 1~26.
- 勝井義雄・横山 泉・伊藤太一 (1979) : 旭岳. 北海道における火山に関する研究報告書, 第7編, 北海道防砂愛会議, 42 ページ.
- 国府谷盛明 (1963) : 大雪山地域の氷蝕地形. 北海道地下資源調査所報告, 第30号, 51-54.
- 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」および説明書. 北海道開発庁, 47 p.
- 国府谷盛明・小林武彦・金 詰祐・河内晋平 (1968) : 5万分の1地質図幅「旭岳」および説明書. 北海道開発庁, 52 p.
- 佐々木明彦・高橋伸幸・長谷川裕彦・澤口晋一 (2012) : 大雪山中央部, 白雲圏谷における土層および斜面構成物の年代. 日本地理学会発表要旨集, 81, 156.
- 佐藤 謙・高橋伸幸 (1994) : 日本新産コヌマスゲについて. 植物研究雑誌, 69, 235-238.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 (1988) : 1985年通年気象観測値からみた大雪山の気候環境. 東北地理, 40, 237-246.
- 高橋伸幸 (1983) : 大雪山高根ヶ原周辺の崩壊地形. 日本地理学会予稿集, 24, 88-89.
- 高橋伸幸 (1984) : 大雪山における崩壊地形. 日本地理学会予稿集, 26, 72-73.
- 高橋伸幸 (1985a) : 大雪山における大規模地すべり地形. 地すべり学会北海道支部昭和60年度研究発表会講演要旨, 6-8.
- 高橋伸幸 (1985b) : 大雪山忠別岳北西方の岩塊流. 東北地理, 37, 16-28.
- 高橋伸幸 (1986) : 札幌南西山地における3つの地すべりに関する¹⁴C年代. 地理学評論, 59, 98-107.
- 高橋伸幸 (1992) : 大雪山における湿原の成立. 季刊地理学, 44, 1-17.
- 高橋伸幸 (1996) : 大雪山に分布するテフラ. 第四紀学会編『第四紀露頭集—日本のテフラ』, 115.
- 高橋伸幸・五十嵐八枝子 (1986) : 北海道中央高地, 大雪山における高地湿原の起源とその植生変遷 (II). 第四紀研究, 25, 113-128.
- 高橋伸幸・曾根敏雄 (1988) : 北海道中央高地, 大雪山平ヶ岳南方湿原のパルサ. 地理学評論, 61, 665-684.
- 高橋伸幸・佐藤 謙 (1998) : 大雪山高根ヶ原における周氷河環境と湿原形成. 日本地理学会発表要旨集, No.53, 356-357.
- 高橋伸幸・天井澤暁裕・長谷川裕彦 (2003) : 大雪山南部, トムラウシ山周辺における最終氷期以降の地形形成. 日本地理学会発表要旨集, No 63, 118.
- 高橋伸幸編 (2004) : 『北海道大雪山地域における第四紀後期の氷河・周氷河環境変遷』. 平成12-14年度科学研究費補助金・基盤研究 (C) (2) 研究成果報告書, 107 p.

- 高橋伸幸・長谷川裕彦・佐々木明彦・小久保祐介・小疇 尚（2012）：大雪山中央部，高根ヶ原周辺の氷河地形．日本地理学会発表要旨集，81，157.
- 中村有吾・片山美紀・平川一臣・石川 守（1999）：大雪山主稜線部に分布する完新世テフラ．北海道地理，No.73，85-91.
- 橋本誠二・熊野純男（1955）：北部日高山脈の氷蝕地形．地質学雑誌，61，208-217.
- 長谷川裕彦・高橋伸幸・小疇 尚・天井澤暁裕・加藤 譲・渡辺命嘉・村山嘉一・若松伸彦・角谷ひとみ・小宮山ちほ（2000）：石狩川源流，石狩沢の氷河地形．日本地理学会発表要旨集，No.57，190-191.
- 長谷川裕彦・高橋伸幸・天井澤暁裕・山縣耕太郎・小疇 尚（2004）：石狩川源流，石狩沢の氷河地形．高橋伸幸編『北海道大雪山地域における第四紀後期の氷河・周氷河環境変遷』，平成12～14年度科学研究費補助金・基盤研究（C）（2）研究成果報告書，4-12.
- 長谷川裕彦・高橋伸幸・佐々木明彦・澤口晋一・小久保祐介・小疇 尚（2012）：大雪山中央部，白雲圈谷における完新世氷河作用．日本地理学会発表要旨集，81，155.
- 藤木忠美（1976）：大雪山の寒冷気候地形の課題．シンポジウム報告『大雪山の多年性雪渓と周辺地形』大雪山雪渓研究グループ，北海道大学低温科学研究所，18-20.
- 町田 洋（1962）：荒廃河川における侵食過程—常願寺川の場合—．地理学評論，35，157-174.
- 山岸宏光編（1993）：『北海道の地すべり地形』．北海道大学図書刊行会，392 p.
- 和田恵治・中村瑞恵・奥野 充・佐藤鋭一（2003）：大雪山，旭岳における最新の噴火年代について．2003年度日本火山学会講演予稿集，158.
- Browning, J. M. (1973): Catastrophic rockslide, Mount Huascarán, north-central Peru, May 31, 1970. *Ame. Assoc. of Petroleum Geologists*, 57, 1335-1341.
- Hadley, J. B. (1978): Madison Canyon Rockslide, Montana, U.S.A. Voight, B. ed. : *Rockslide and avalanches*, 1. Elsevier, Amsterdam, 167-180.
- Horie, shoji (1999): Anmerkungen zum glazialen Formenschatz im japanischen Hochgebirge (VII). *International Project on Palaeolimnology and Late Cenozoic Climate*, No. 12, 51-61.
- Porter, S. C. and Orombelli, G. (1980): Catastrophic Rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif. *Zeit. Geomor. Ph.*, 24, 200-218.
- Selby, M. J. (1982): *Hillslope materials and processes*. Oxford Univ. Press, New York.
- Shreve, R. L. (1966): Sherman landslide, *Alaska, Science*, 154, 1639-1643.
- Washburn, A. L. (1973): *Geocryology*. Fletcher & Sons, Norwich.
- Whitehouse, I. E. (1981): A large rock avalanche in the Craigieburn Range, Canterbury. *New Zealand Jour, Geol. Geophys.*, 24, 415-421.
- Whitehouse, I. E. and McSaveney, M. J. (1983): Diachronous talus surface in the southern Alps, New Zealand, and their implications to talus accumulation. *Arctic and Alpine Res.*, 15, 53-64.

