



周氷河斜面調査マニュアル

(概要版)

北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所

はじめに

北海道に広がるなだらかな丘陵の多くは、1万年以上前の氷期につくられた「周氷河斜面」で、特に夏季の降水量が少ない道東や道北地域に広く分布しています。このような斜面は緩傾斜であるため、これまでどちらかと言えば災害が少ない場所でした。

ところが、近年の急激な気候変動にともなう豪雨の増加により、2014年の礼文島や稚内、2016年の日勝峠や知床など、なだらかな周氷河斜面とその周辺で斜面災害が頻繁に発生するようになっています。特に、標高の高い段丘崖の背後に広がる周氷河斜面が崩壊したケースでは、段丘崖前面で大きな災害を生じています。しかし、その様な場所では急傾斜の斜面だけに注意が払われ、その背後に広がる緩斜面（周氷河斜面）までを考慮した対策が取られることはませんでした。そのため、これまでの急傾斜地を対象とした斜面災害対策に加え、緩傾斜の斜面が周氷河斜面であるかどうかを判断し、その特性を踏まえた対策を実施することが求められます。

そこで北海道立総合研究機構では、令和元年～4年度の4年間、「豪雨による緩斜面災害を軽減するための研究」を関係機関と共同で実施し、その成果として『周氷河斜面調査マニュアル』（以下、マニュアル）を執筆しました。マニュアルでは北海道各地に見られる周氷河斜面とその堆積物の詳細な記載・解析結果をふまえて、周氷河斜面の基本的な地形・地質学的な特徴を示すとともに、崩壊メカニズムや崩壊発生場について解説しています。また、周氷河斜面に対し切土を行った際の、法面の崩壊リスクとその対応を判断するために必要な調査手順とフローを示しました。

しかしマニュアルは170ページを超える分量があり、内容もやや専門に過ぎることから、その概要を把握する上で必要十分な内容に絞った「概要版」を新たに作成することとなりました。土木地質に関わる技術者や行政担当者の皆様が、周氷河斜面の特徴と地質リスクをふまえて開発事業を進め、安全な対応を図る上での一助となれば幸いです。

目 次

1. 周氷河斜面とは？	p. 3
2. 周氷河斜面の地形的特徴と分布	p. 3
3. 周氷河斜面の抽出	p. 4
4. 周氷河斜面の崩壊	p. 5
5. 崩壊のタイプと崩壊発生場	p. 6
6. 周氷河斜面に見られる崩壊の痕跡	p. 6
7. 周氷河斜面の構成物	p. 7
8. 周氷河堆積物の層相区分と粒径組成	p. 8
9. 周氷河堆積物の厚さと層相分布の把握	p.10
10. 調査に用いる機材	p.11
11. 周氷河斜面の透水性	p.12
12. 周氷河斜面の土質強度	p.13
13. 周氷河斜面の崩壊事例 —基盤地質と崩壊タイプ・崩壊層準との関係—	p.14
14. 周氷河斜面における切土法面崩壊の傾向および管理の留意点（寒地土木研究所寄稿）	p.17
15. 調査・試験手順	p.18
16. 崩壊危険性の判断と対応	p.19
用語集	p.21
引用文献・参考文献	p.22

1. 周氷河斜面とは？

周氷河斜面は、氷期の凍結融解作用によって形成された平滑な緩斜面（概ね30°以下、図1、図2）で、その表層部はおもに風化岩盤とそれを覆う周氷河堆積物から構成されています（p.7）。

周氷河堆積物は一般に円磨度が低く、シルト質～礫質の様々な粒径のものが入り混じった淘汰の悪い堆積物であることが特徴です（p.8）。斜面上部では厚さが数メートル程度以下であることが多く、非常に薄いか存在しない場合もあります。逆に斜面下方に段丘など平坦面が存在する場合は、斜面の基部に向かって数10mの厚さまで厚くなることもあります（p.7）。

周氷河堆積物や風化岩盤は、氷期が終わった後の温暖な時代（1万年前頃以降の時代で、後氷期という）に形成された黒土層や後氷期テフラ※に覆われていることから、それ以前の寒冷な時代に形成されたものであることがわかります。現在の気候下では周氷河作用をほとんど受けていないので、厳密には化石周氷河斜面に相当します。※テフラ：火山から噴出し広域に堆積した火碎物



図1. 礼文島に広がるなだらかな周氷河斜面

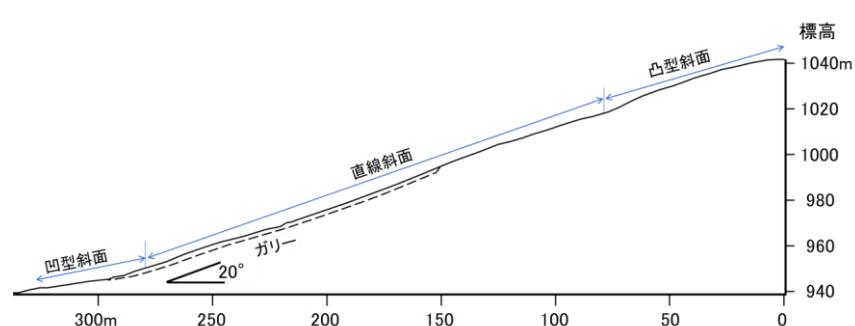


図2. 周氷河斜面の縦断面の例

傾斜は20°程度で大部分は平滑な直線斜面となっているが、尾根部から斜面上部にかけては緩やかな凸型斜面を示し、一方、斜面下部から斜面基部にかけては緩やかな凹型斜面を示す。

2. 周氷河斜面の地形的特徴と分布

周氷河斜面の地形的な特徴は、平滑で緩傾斜であることです。現在の日本列島の山地・丘陵地では、おもに流水による侵食が卓越し谷が刻まれています。しかし寒冷な時代には、凍結融解による斜面表層付近の面的な土砂移動が活発で、斜面全体が傾斜方向にゆっくりと移動して谷の未発達な平滑な斜面が形作られました。斜面の縦断形状は直線的で、斜面最下部に段丘面のあるところでは移動してきた岩屑が堆積していくため、次第に斜面傾斜は緩くなります（図2、図10）。

北海道では、周氷河斜面は山岳地域に限らず低標高の地域にも分布しています。海岸付近でも、急斜面や氷期以前に形成された段丘面の背後に広がっていることがあります。特に寒冷で雨の少ない道東・道北地方では、現在も流水による侵食の影響が小さいため谷があまり発達せず、緩傾斜の周氷河斜面が保存されています。また道央や道南地方でも、周氷河斜面は軟岩地域を中心に分布しています。

3. 周氷河斜面の抽出

周氷河斜面の分布を詳細に示した図面が存在しないため、緩斜面が周氷河斜面であるかどうかは各自で判別する必要があります。地形的な特徴としては**平滑で緩傾斜**であることなので、地形図や空中写真を用いて対象とする斜面がそのような特徴をもっているか確認します。地形図では、谷密度が低く、等高線が等間隔で直線的～緩やかな曲線で示され、傾斜が30°程度以下の斜面が該当します（図3A）。

地形判読は範囲が広くなると多大な労力を要し、個人差が生じることから、マニュアルでは**数値地形データ（DEM）を用いてGISにより平滑な緩斜面を機械的・客観的に抽出する手法**を提案しています（図3B）。考え方としては、DEM上に設定した単位セルの法線ベクトルを求め、一定の範囲毎にベクトルの集中度合いを**固有値比**として算出し、その値を用いて判別します（図4）。固有値比は、ベクトルが一定方向に集中するほど大きな値を示します。計算プログラム例を公開していますので、詳細はマニュアルを参照してください。

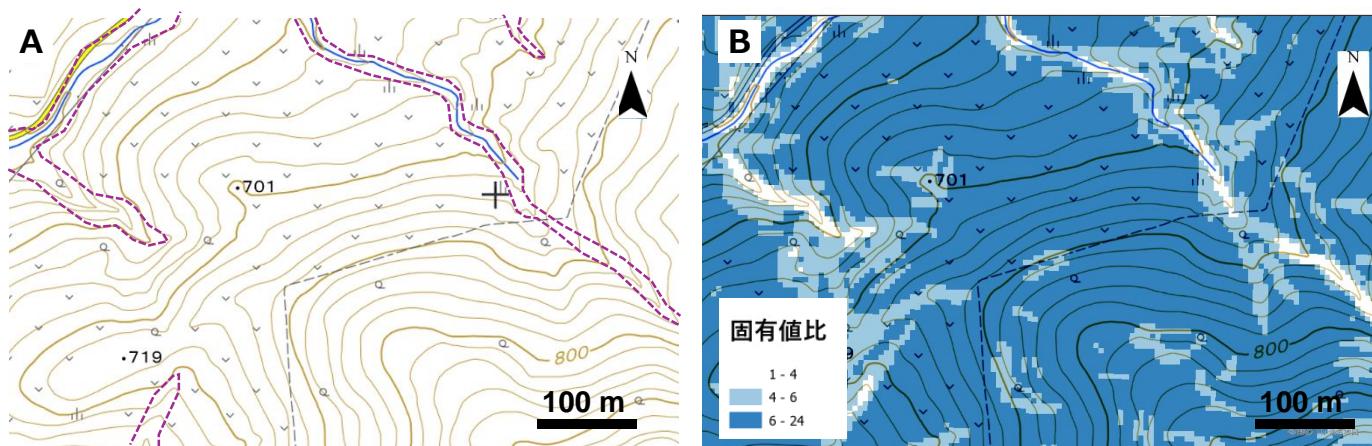


図3. 周氷河斜面の抽出例（南富良野町串内）

(A) 2.5万分の1地形図上で、①谷密度が低く、②等高線が等間隔で直線的～緩やかな曲線を示し、③傾斜30°程度以下の斜面の多くは、周氷河斜面と見なすことができる。明瞭な谷筋は後氷期に開析を受けた場所で、周氷河斜面からは除かれる（紫破線の内側部分）。

(B) Aと同じ場所で10mDEMを用いて固有値比を算出した結果。10mDEMから計算した場合、固有値比4を閾値として定性的な判別とおおむね一致した。

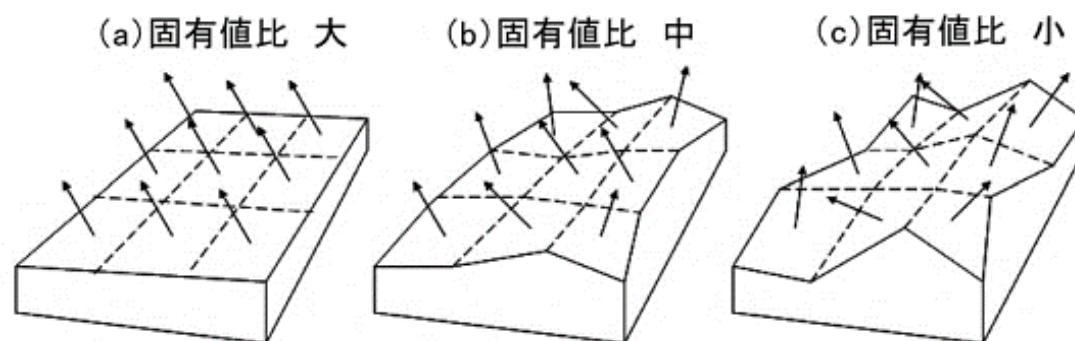


図4. 斜面の固有値比の概念図（内田ほか, 2010）

4. 周氷河斜面の崩壊

近年の豪雨の頻発により顕在化した周氷河斜面の崩壊は、将来さらに多雨化が進行した時の災害を想定する上できわめて重要です。2014年と2016年に北海道各地で発生した崩壊事例は、その形態・規模や崩壊層準の観点から大きく①深層タイプ、②浅層タイプ、③ガリータイプ*の3つのタイプに区分できます（図5、表1）。

これらの違いを生む要因は、地形場と斜面の透水性および土質強度の鉛直プロファイルに求められ、調査の際の主要な着目点となります（p.14～16を参照）。

*急な側壁を持つ溝状（ガリー状）の崩壊地形で、地下侵食（パイピング）により表土が陥没したもの



図5. 周氷河斜面の3つの崩壊タイプ

(A) 深層タイプ（南富良野町串内） (B) 浅層タイプ（日高町日勝峠西方、林野庁撮影オルソ画像を使用）
(C) ガリータイプ（南富良野町串内）

表1. 周氷河斜面の崩壊タイプ区分と特徴

	外形 (輪郭)	崩壊深	規 模	発生場
深層タイプ	馬蹄形	3～20m	幅：～40m × 奥行き：～90m	下部谷壁斜面や海食崖の背後に隣接する、上部谷壁斜面や谷頭凹地
浅層タイプ	馬蹄形～矩形	1～2m	幅：～60m × 奥行き：～150m	谷頭凹地、上部谷壁凹斜面
ガリータイプ	溝状 頭部は馬蹄形	～2m	幅：～10m (多くは1～5m) × 延長：5～200m	上部谷壁斜面

5. 崩壊のタイプと崩壊発生場

3つの崩壊タイプは、微地形と次のような対応関係をもっています（図6）。

①深層タイプの崩壊は、後氷期に侵食されてできた急傾斜面（下部谷壁斜面）と、緩傾斜の周氷河斜面（上部谷壁斜面）との境界である後氷期開析前線を跨いで発生します。②浅層タイプは、水の集まる谷頭凹地や上部谷壁凹斜面に生じ、③ガリータイプは平滑な上部谷壁斜面の中腹部に発生しています。このため、斜面区分ごとに発生する崩壊タイプを予め想定した開発計画や現地調査、対策工の設計を行うことが重要となります。特に、海岸沿いの標高の高い段丘面は厚い周氷河堆積物に覆われていることが多いため、大規模な深層タイプの崩壊が発生することがあり、一層の注意が必要となります。

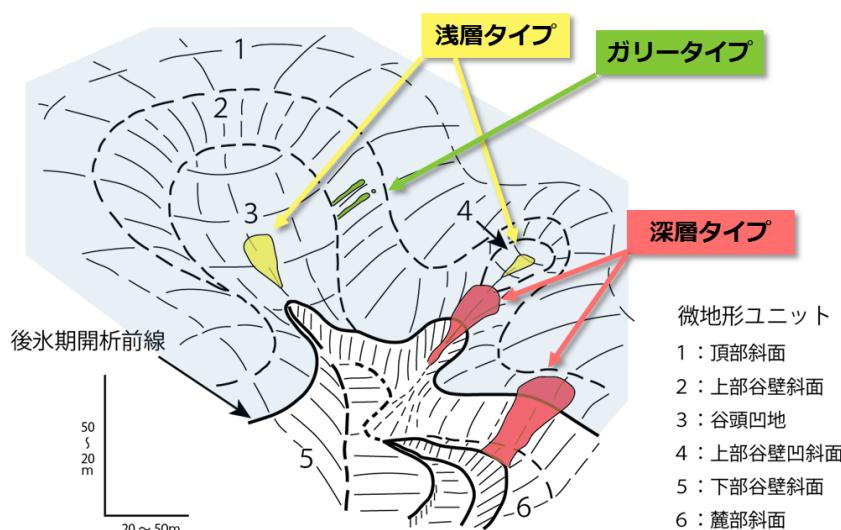


図6. 周氷河斜面の崩壊タイプと微地形との関係

周氷河斜面は、後氷期開析前線の上方に広がる斜面（水色で塗色した部分、1:頂部斜面、2:上部谷壁斜面、3:谷頭凹地、4:上部谷壁凹斜面、5:下部谷壁斜面、6:麓部斜面）に相当する。崩壊タイプごとに発生する微地形場が異なる。図は田村（1990）に加筆したもの。

6. 周氷河斜面に見られる崩壊の痕跡

急激に温暖化した後氷期（過去1万年）の間に、雨の少ない北海道においても緩傾斜の周氷河斜面で崩壊・侵食が少しずつ進行し、その痕跡が地形として残されています。海岸や河岸沿いに形成されている標高の高い段丘の前面に見られるえぐられたような地形（図7）は、段丘面上の厚い周氷河堆積物に深層タイプの崩壊が繰り返し生じたことを示すもので、今後の豪雨により隣接域において同様の崩壊が発生することが想定されます。

また平滑な緩斜面の中腹部には、ガリー状の谷地形が平行に並んで発達していることがあります（図8）。これは過去に発生したガリータイプの崩壊の痕跡であると考えられます。

このように過去の崩壊の痕跡が見られる斜面の周辺では、今後発生する豪雨により同様の崩壊が発生する可能性が高いと判断することができます。



図7. 周氷河斜面の末端に並ぶ過去の崩壊地形（白矢印） 白破線より下は段丘崖。

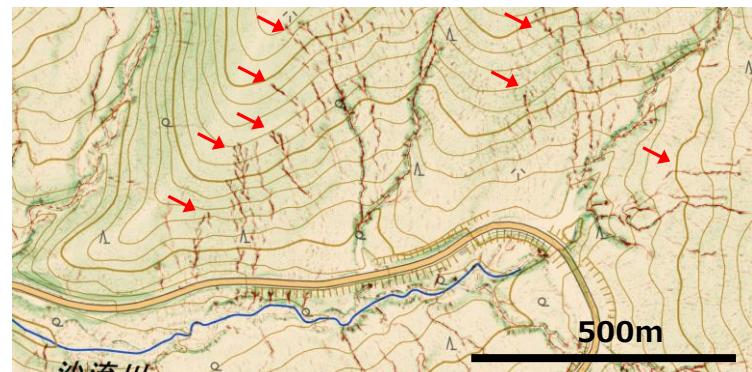


図8. 周氷河斜面中腹に並ぶ過去のガリータイプの崩壊地形（赤矢印）

7. 周氷河斜面の構成物

周氷河斜面は、おもに**基盤岩**とそれを覆う**周氷河堆積物**から構成されています（図9）。基盤岩は新鮮岩と風化岩に分けられますが、多くの場合その境界は漸移的です。また周氷河堆積物は風化岩を覆っていますが、周氷河堆積物と風化岩盤の境界も漸移的であることがほとんどです。

周氷河堆積物は斜面上部で薄く、下部で厚くなる傾向を示します（図10）。周氷河堆積物を構成する碎屑物の主な供給源は**風化岩起源の岩屑**ですが、それに**風成塵**や**テフラ**が混合しています。

生産された岩屑は風成塵やテフラと共に凍結融解によって斜面下方に移動し、移動の過程で細粒化します。そのため**全体として上方細粒化**を示すことが多いのですが（図9、図11）、しばしば大礫～巨礫サイズの孤立した岩塊が上部層準に配列する場合があります（図9）。

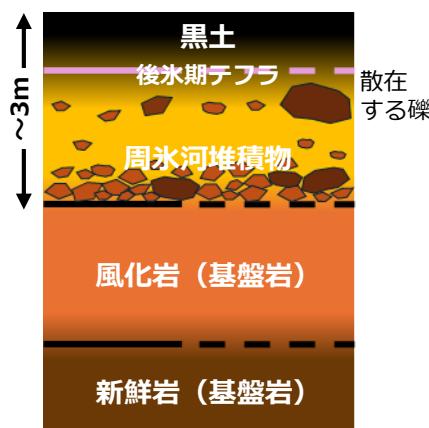


図9. 周氷河斜面の模式的な構成物（岩屑移動域）

周氷河堆積物は、不明瞭ながら上方細粒化を示すことが多い。最上部はシルト質で、黒土に漸移する。ただし上部に大礫～巨礫が散在することも多い。

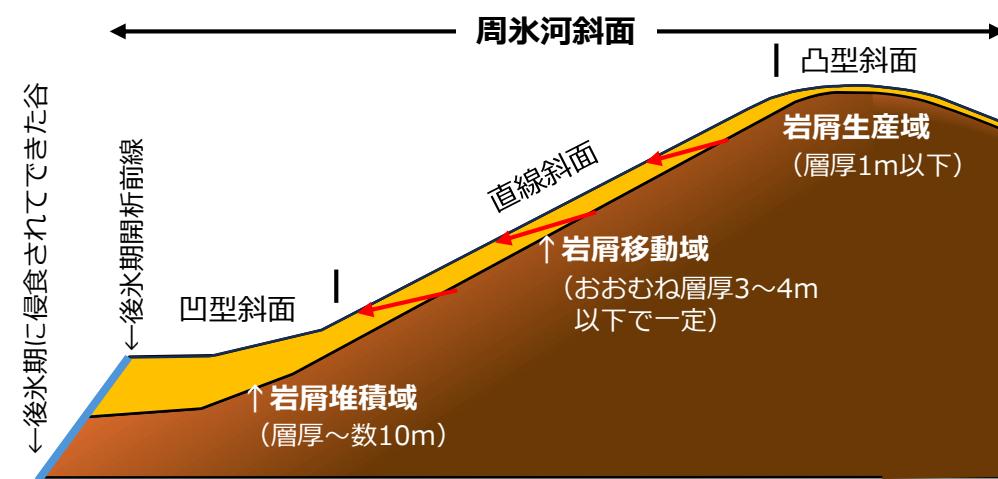


図10. 周氷河斜面と周氷河堆積物の模式縦断面

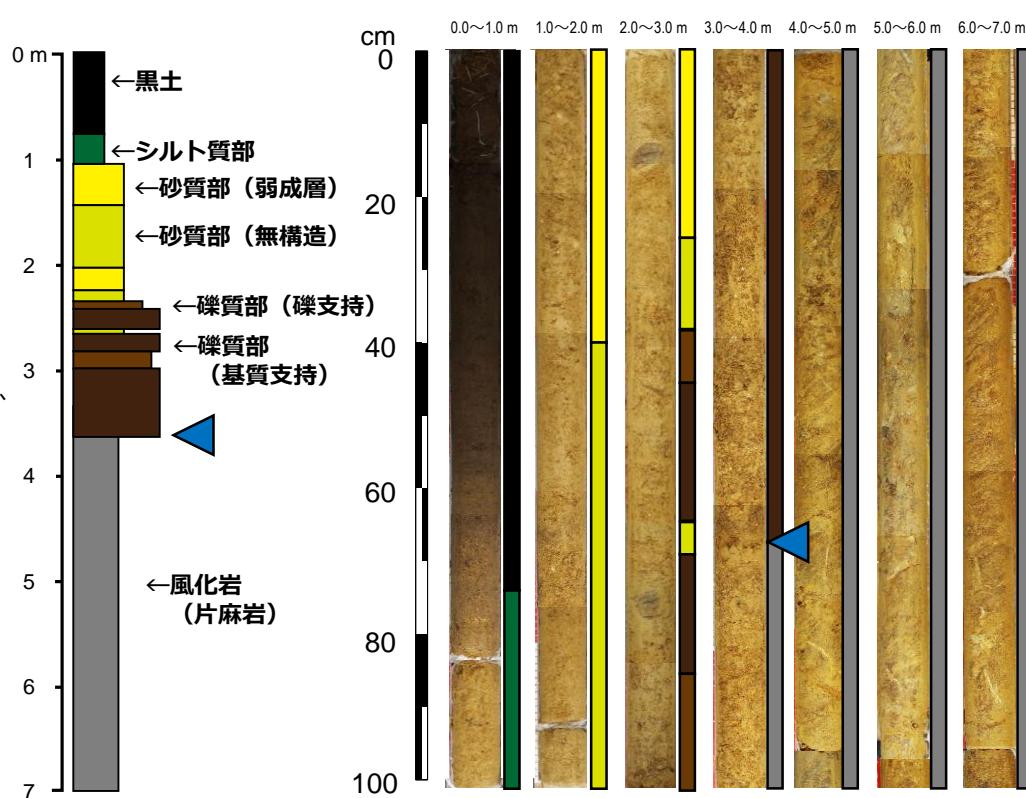
生産された岩屑は風成塵やテフラと混合しながら、おおよそ赤矢印の経路で周氷河斜面の上部から下部に向かって移動し、斜面下部に厚く堆積する。この模式図では、周氷河斜面および周氷河堆積物の末端が後氷期に下刻した谷に侵食され、下部谷壁斜面（青線）となっている。下部谷壁斜面と周氷河斜面の境界（遷急線）が後氷期開析前線。

図11. 周氷河堆積物のボーリングコア試料と柱状図

片麻岩分布地域（南富良野町串内）で採取した高品質ボーリングコアの写真と、コア観察により作成した地質柱状図。柱状図の横幅は堆積物の粗さを示し、幅が広いほど粗いことを示す。層相区分は図12を参照。

この例では、風化岩と周氷河堆積物の境界（青三角）は、風化岩に一定方向に傾斜する縞状の面構造（片麻状構造）と白色脈が認められることから判別が可能である。

周氷河堆積物は下位から礫質部、砂質部、シルト質部の順で細粒化しながら累重し、黒土に漸移的に覆われている。



8. 周氷河堆積物の層相区分と粒径組成

周氷河堆積物は、礫からシルトまでの様々な粒径に破碎された岩屑（碎屑粒子）と、シルトサイズ以下の細粒な風成塵、テフラ起源のガラス片や結晶片から構成されています。岩屑の粒径や形状は基盤岩の岩種・岩質に強く規制されます。

基本的に淘汰が悪いため特定の粒径成分が卓越するということがなく、層相区分するのが難しい場合も多いですが、通常の堆積物と同様に**礫質**、**砂質**、**シルト質（ローム質）**に大きく3分でき（図12）、さらに礫の割合や配列、成層構造の有無により細分が可能です。

粒径分布ではモード径の山が低く、幅広い粒径の碎屑粒子が比較的均等に含まれ（図13A）、累積曲線ではS字を描かず直線的となります（図13B）。

図12. 周氷河堆積物の区分例

この例では、優勢な粒径成分にもとづいて**礫質相**、**砂質相**、**シルト質相**に大きく3分し、さらに礫と基質の関係や成層構造の有無に基づいて細分している。

成層構造は斜面に平行なものが多く、連続的に葉理・層理状に発達するもの（成層）、粗粒砂や礫の配列により識別される不連続で不明瞭なもの（弱成層）がある。またそのような成層構造や級化構造などの系統的な粒径変化を示さないものを**無構造**としている。本冊子では、基本的にこの区分をベースにして記述した。

露頭やコアの肉眼観察では、礫と基質や、成層構造の有無について判別が困難な場合が多い。そのような場合には不擾乱試料を採取し、樹脂で固めて研磨片を作成するか、あるいは軟X線やCT撮像を観察する方法がある。

層相区分	凡例	コア写真	X線撮像
無構造			
シルト質相			
成層			
無構造			
砂質相			
成層～弱成層			
基質支持			
礫質相			
礫支持			
基盤岩	風化岩～漸移帶		

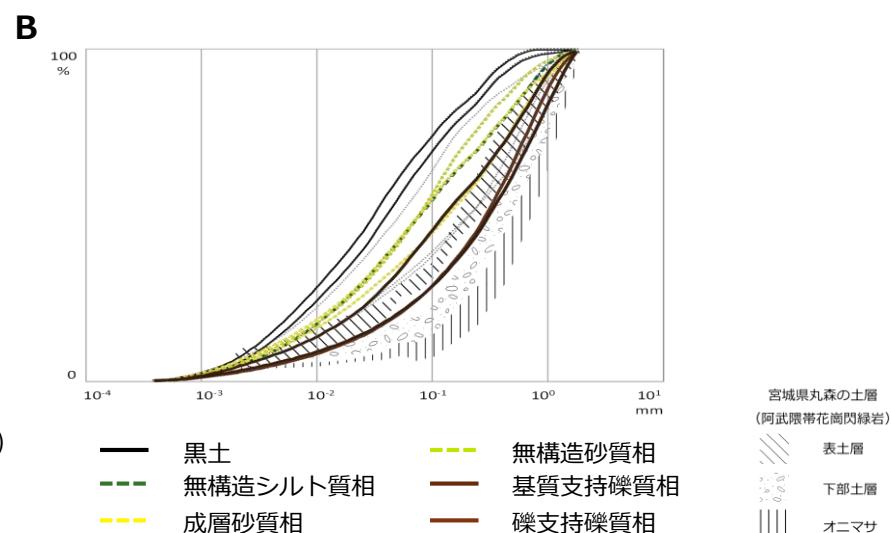
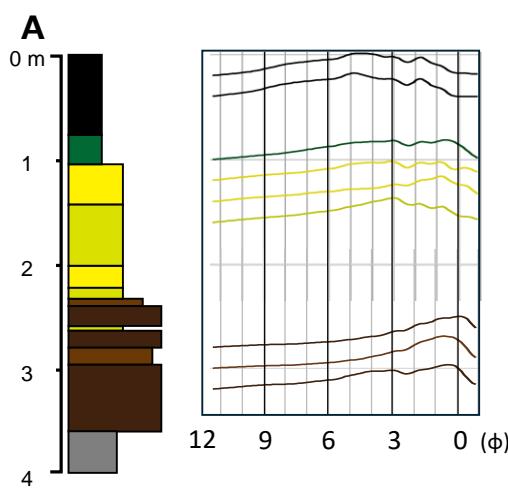


図13. 片麻岩地域の周氷河堆積物の粒度分析結果（南富良野町串内）

(A) 粒径分布、および(B) 累積曲線。いずれも礫分を除く。Bには、比較のため本州の花こう閃緑岩分布域における土層（まさ土の基質部）の範囲を示した（若月, 2022を編集）。周氷河堆積物はまさ土と比較して淘汰が悪い。

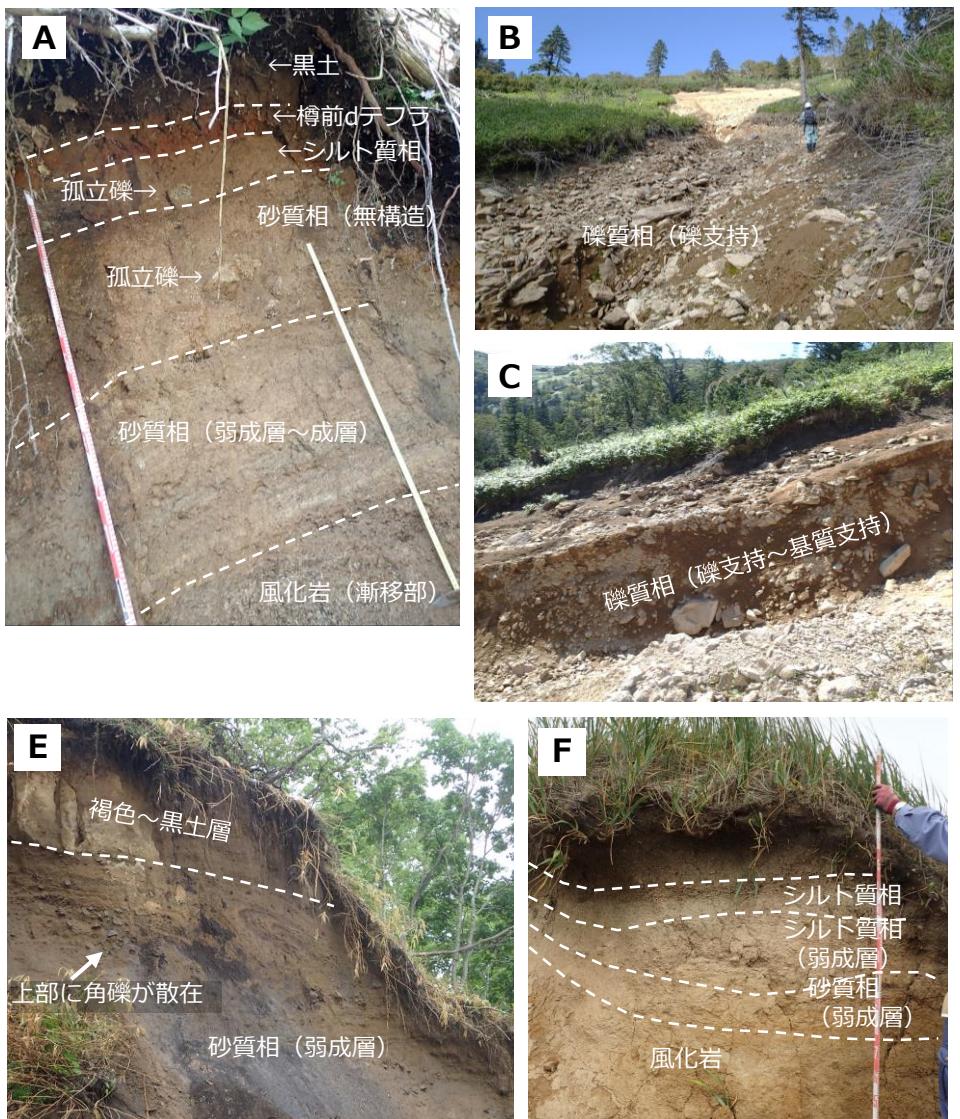


図14. 周氷河堆積物の露頭例

(A) 花こう岩地域（日高町日勝峠）の直線斜面を開析する下部谷壁斜面の露頭。右の折尺は1m。

(B, C) 花こう岩地域（日高町日勝峠）の直線斜面で発生した、浅層タイプの崩壊面に露出する礫質相。Cは崩壊面の侵食により露出した、すべり面より下位の地質断面（比高1m程度）。

(D) 白亜紀火碎岩地域（礼文町高山）に発生した深層タイプの崩壊面の側方延長部。角礫混じりの砂質相にシルト質相が挟在する。

(E) 安山岩地域（羅臼町海岸町）で発生した深層タイプの崩壊の側部崖に露出する角礫混じりの砂質相。破線は周氷河堆積物の上面で、周氷河堆積物の上部には角礫が散在する。

(F) 新第三紀珪質頁岩地域（礼文町白浜）に見られる崩壊地頭部付近の露頭。全体的に上方細粒化を示す角礫混じりの砂質～シルト質相からなる。

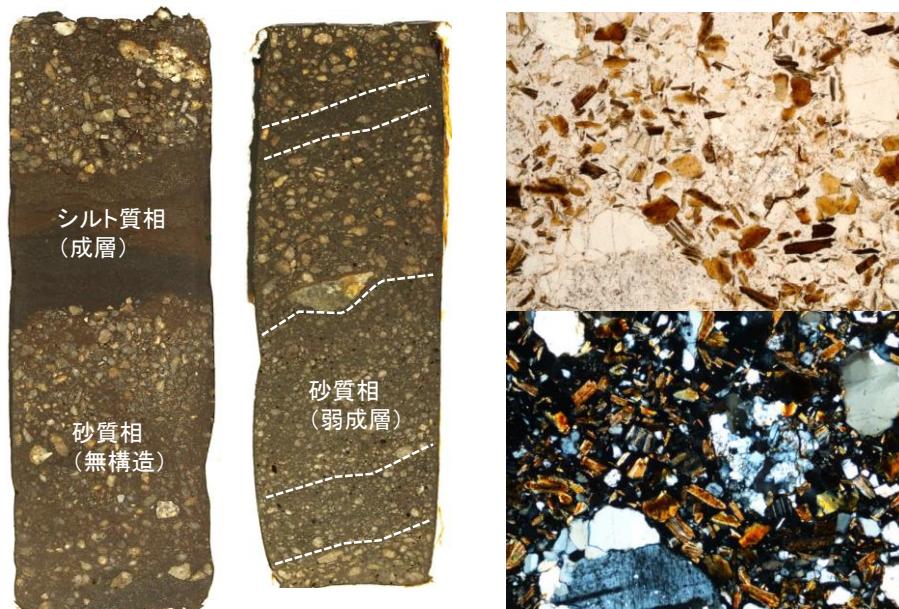


図15. 周氷河堆積物の研磨片写真

高品質ボーリングコアをエポキシ系樹脂で固めて切断、研磨して作成。長さは約20cm。細かな成層構造が把握できる。

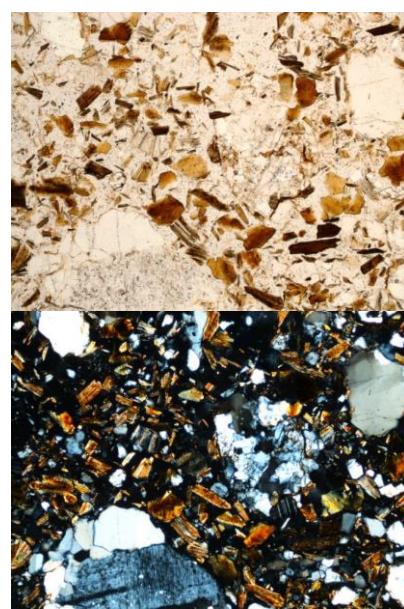


図16. 砂質相 (弱成層) の鏡下写真

泥質基質に乏しく、細片化した黒雲母片に、粒径の大きな基盤岩の岩片、石英・長石の結晶片が混じる。横幅は約2.5mm。上：オープンニコル、下：クロスニコル

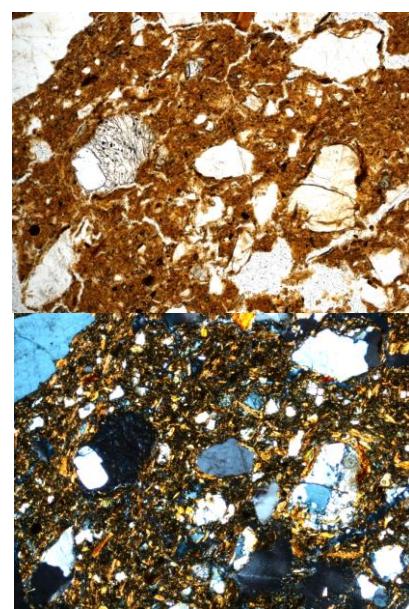


図17. シルト質相(無構造)の鏡下写真

泥質基質と細片化した黒雲母片に、粒径の大きな基盤岩の岩片・石英・長石の結晶片、およびテフラ起源の軽石片が混じる。横幅は約2.5mm。上：オープンニコル、下：クロスニコル

9. 周氷河堆積物の厚さと層相分布の把握

周氷河堆積物の厚さを簡便に把握する調査としては、**検土杖**（図19右端）と**簡易貫入試験器**（図21）によるものがあります。簡易貫入試験では、弱風化～未風化の大きな礫（概ね大礫サイズ以上）の影響を除けば、周氷河堆積物は全般に低いNd(Nc)値を示し、下位に向かってゆるやかに増加します（図18上のグラフ）。先端のコーンが風化岩盤に入ると、Nd(Nc)値が急増します。

周氷河堆積物と風化岩盤との境界は、検土杖で採取した試料も参考にして認定します。しかし層相を検土杖のみで判断するのは困難なため、正確な認定には近傍での露頭観察やボーリング調査が必要となります。浅い深度（～1.5m）に限ればハンドコアラー（図19中央）による掘削も可能ですが、それ以深となると人力では困難です。

なお簡易貫入試験や掘削調査を補完するものとして**地中レーダー探査**（図20）を実施することができれば、広い範囲の周氷河堆積物の厚さを比較的容易に推定することが出来ます（図18下）。

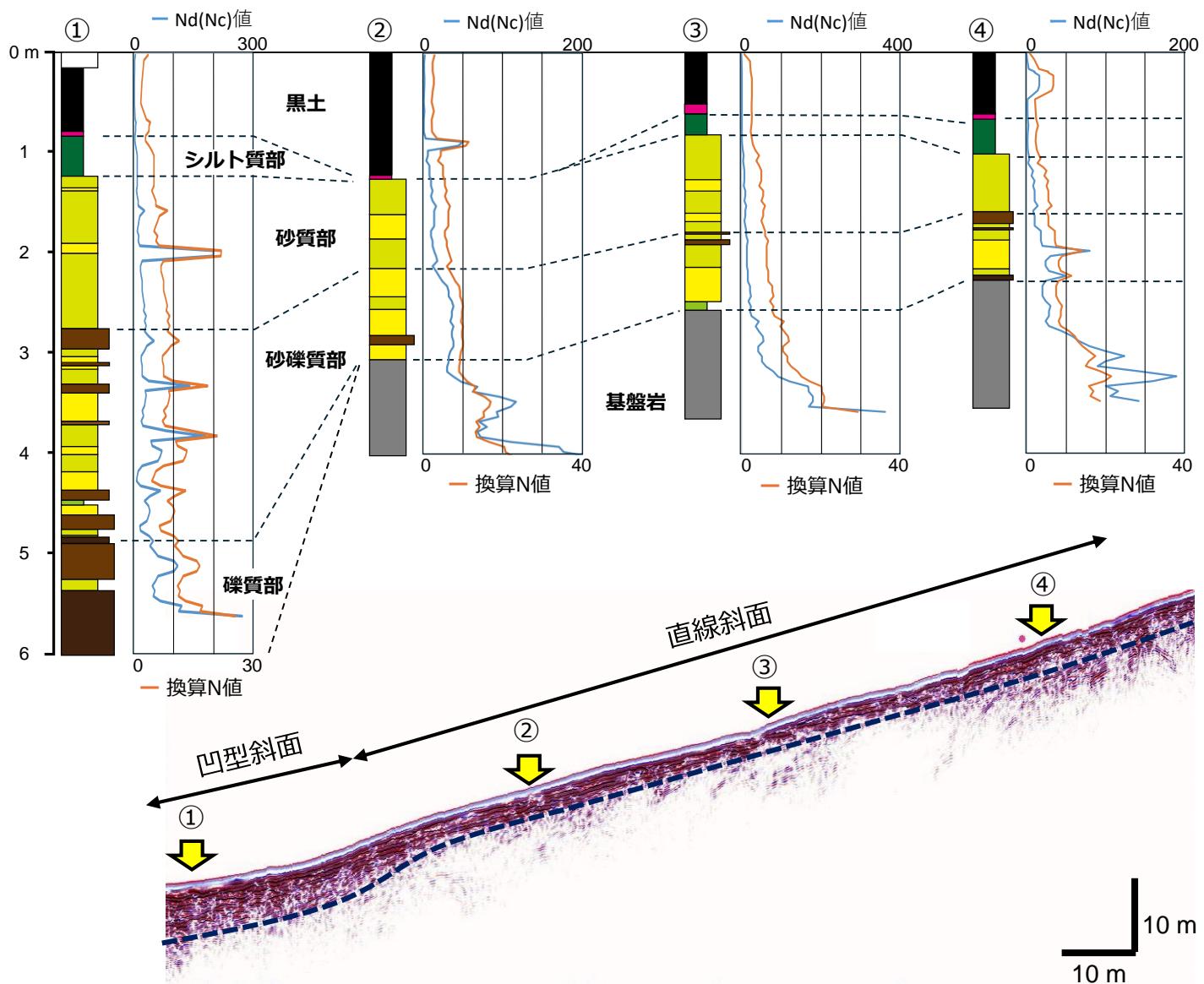


図18. 斜面の縦断測線で実施したボーリング掘削調査、簡易貫入試験、地中レーダー探査
(日高町日勝峠の例)

上の柱状図①～④は高品質ボーリングコアの観察による。黄色の矢印①～④が掘削位置を示す。層相区分は図12を参考。柱状図の右側のグラフは、ボーリング掘削孔のごく近傍で実施した簡易貫入試験によるNd(Nc)値（青線）、および建設基礎構造設計指針に基づく換算N値（オレンジ線）。下は地中レーダー探査による斜面の断面。太破線から下の反射が急減衰する層準が周氷河堆積物と基盤岩との境界であり、Nd(Nc)値が急増する深度と概ね対応する。

10. 調査に用いる機材



図19. 小径掘削器具

中央がハンドコアラー、右端は検土杖。

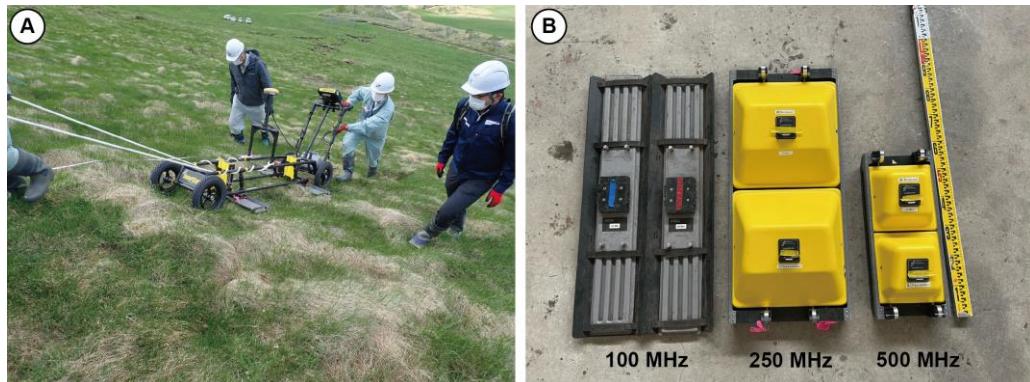


図20. 地中レーダー探査装置 (GPR)

(A) 地中レーダー探査の様子。(B) 様々な周波数の送受信装置。アンテナ周波数は、対象とする周氷河堆積物の層厚に応じて選択する(表2)。目安として、周氷河堆積物の厚さが地表面から数m以上の厚さをもつと想定される場合は100MHz前後のものを用いる。結果を解釈する上で、探査測線は簡易貫入試験や露頭と対応がつくよう配置するのが望ましい。

表2. 地中レーダーのアンテナ周波数と探査深度

アンテナ周波数	探査深度
100 MHz	4~10 m
250 MHz	1~2 m
500 MHz	<1 m



図21. 簡易貫入試験器具と試験の様子

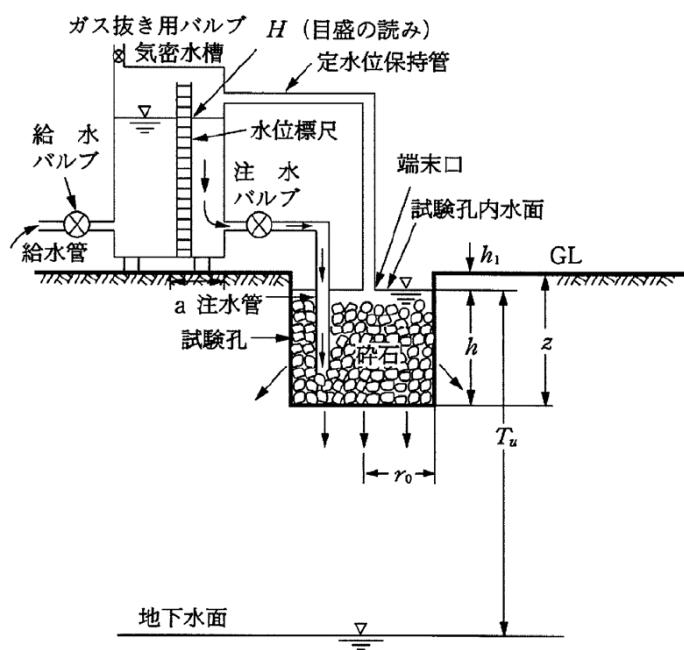


図22. 原位置透水試験装置の例

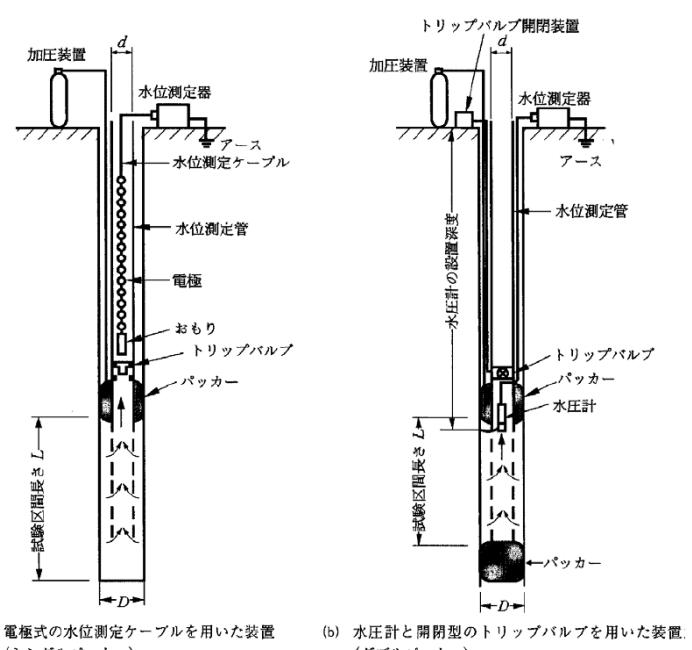


図23. パッカーを用い、既設孔等を利用した原位置透水試験装置の例 (JGS 1321-2012: 地盤工学会編, 2013)

11. 周氷河斜面の透水性

基盤地質が異なる周氷河堆積物コアから求めた透水性の鉛直プロファイルを、図24に示します。概ね共通する特徴として、周氷河堆積物最上部のシルト質相が細粒分に富み、相対的に低い透水係数 ($10^{-6} \sim 10^{-5}$ m/s) を示しています。黒土の透水性が相対的に高いので、透水性のコントラストを生じています。ただし図24Cの片岩地域では、シルト質部の透水性が高くなっています。

一方、片岩地域を除くと、周氷河堆積物の主体である砂質相・礫質相はシルト質相より相対的に高い 10^{-5} m/s 程度の透水係数を示しています。さらに深部では、風化岩（周氷河堆積物からの漸移部含む）で相対的に透水性が高くなっています ($10^{-5} \sim 10^{-3}$ m/s)、周氷河堆積物との間で透水性のコントラストを生じています。

以上をまとめると、周氷河堆積物は、相対的に透水性が高い上位（黒土）・下位（風化岩）の地質に対して低透水層となっています。なお風化岩より深部の新鮮岩では透水性が下がると推定されますが、直接のデータは得られていません。

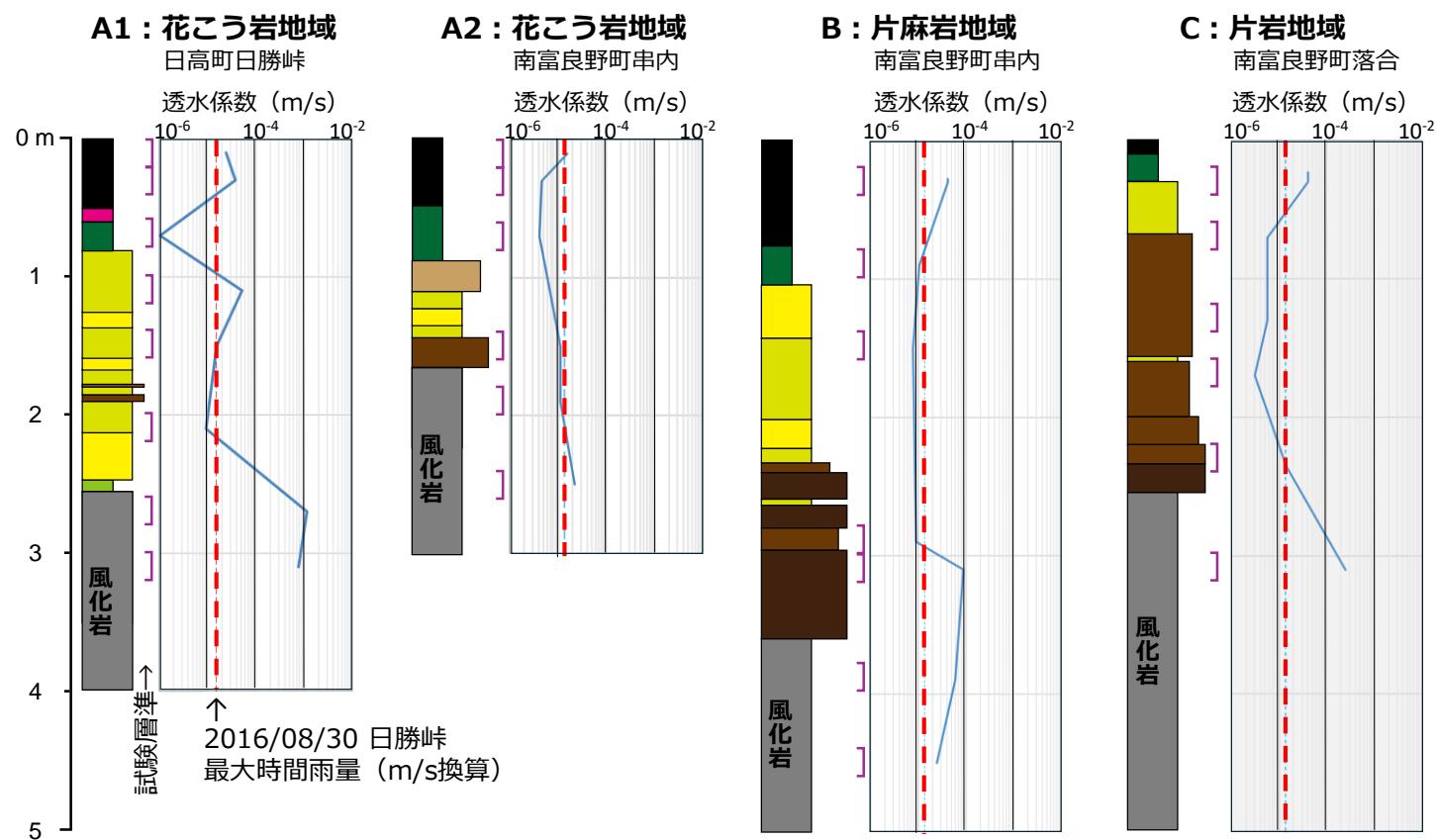


図24. 室内透水試験による周氷河斜面の透水係数の鉛直プロファイル

基盤地質が異なる斜面で掘削した高品質ボーリングコアから求めた、透水係数の鉛直プロファイル（グラフの青線）。

透水係数は、計測する層準（鉛直方向に厚さ20cm分）のコアを供試体として分取りし、図25に示す装置により求めた。透水試験を実施する層準は、層相区分や粒度分析結果をふまえて選別している。

なお赤破線は、2016年8月30日の豪雨災害時に日勝峠で記録した最大時間雨量の降水を、透水係数に読み替えて参考として示したもの。

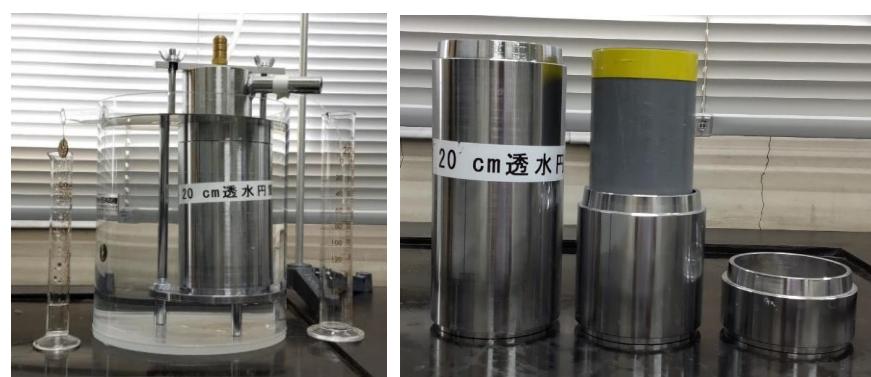


図25. (左) 室内透水試験装置（定水位）、(右) コア径に合わせて制作した透水円筒

12. 周氷河斜面の土質強度

基盤地質が異なる周氷河斜面における、簡易貫入試験から求めたせん断抵抗角（換算 φ ）の鉛直プロファイルと、高品質ボーリングコアのそれぞれ3層準の試料を用いて計測した三軸圧縮試験（CUbar試験）による全応力および有効応力のせん断抵抗角（ φ_d ）を図26に示します。

CUbar試験による有効応力のせん断抵抗角（白丸）は、簡易貫入試験から求めたせん断抵抗角と同程度か、より大きな角度を示しました。しかし全応力のせん断抵抗角は、花こう岩および片麻岩地域の周氷河堆積物で小さくなっています（A・Bの層準①、②の黒丸）。一方、風化岩では、花こう岩、片麻岩とともに全応力および有効応力のせん断抵抗角に差はありません（A・Bの層準③）。それとは反対に、片岩地域では周氷河堆積物の全応力および有効応力のせん断抵抗角に差がなく（Cの①、②）、風化岩で全応力のせん断抵抗角が小さくなっています（同③の黒丸）。

測定データが限られるため、現状ではどのような特徴を持つ堆積物もしくは風化した岩石が、全応力のせん断抵抗角の低下を示すのか不明です。しかし、そのような地質では含水率が上昇した際の間隙水圧によって強度が大きく低下する可能性を示しており、透水性とともに土質強度特性が崩壊層準や崩壊機構を規制していると考えられます（p.14～16を参照）。

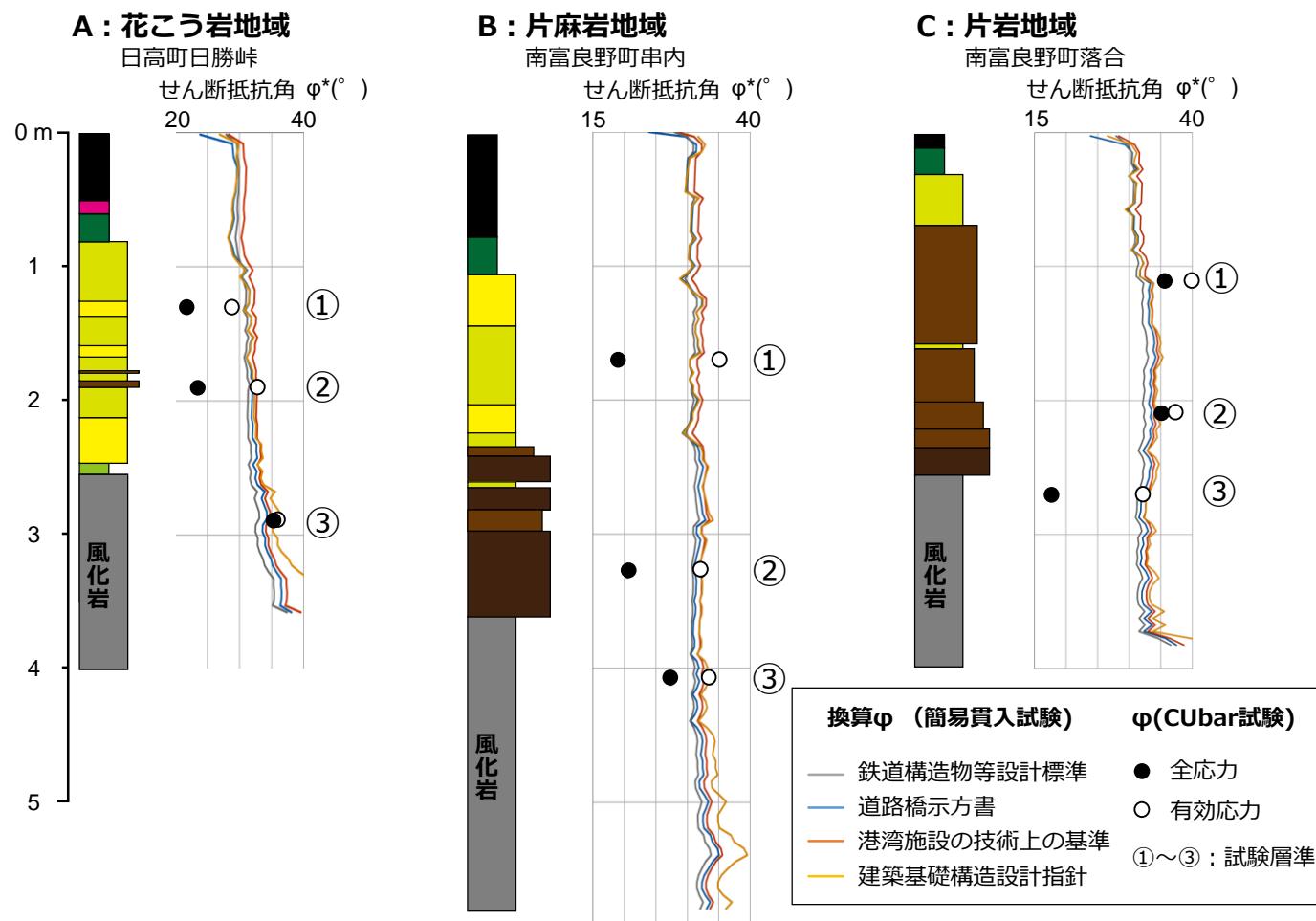


図26. 周氷河斜面におけるせん断抵抗角の鉛直プロファイル

ボーリング掘削孔のごく近傍で実施した、簡易貫入試験結果から求めた換算せん断抵抗角（ φ ）の鉛直プロファイル（グラフ）と、高品質ボーリングコアを用いてCUbar試験により求めた全応力および有効応力のせん断抵抗角（黒丸・白丸）。花こう岩および片麻岩分布域において、周氷河堆積物の全応力と有効応力のせん断抵抗角に大きな差が認められた。

右の写真はCUbar試験機と、高品質ボーリングコアから分取した供試体。

※試験は共同研究機関である寒地土木研究所が実施



13. 周氷河斜面の崩壊事例

—基盤地質と崩壊タイプ・崩壊層準との関係—

近年の周氷河斜面の崩壊では、その形態・規模や崩壊層準の観点から大きく①深層タイプ、②浅層タイプ、③ガリータイプの3つのタイプに区分できます（p.5参照）。周氷河堆積物の最上部付近に発生する浅層タイプやガリータイプは、花こう岩類の分布域に多く見られる一方、周氷河堆積物の基底付近で発生する深層タイプの斜面崩壊は片岩や片麻岩の分布域で確認されました。これは花こう岩類の分布域では、周氷河堆積物最上部のシルト質相の透水性が著しく低く、上位を覆う土層に地中水が集中したためであると推定されます。

一方、片麻岩、片岩の分布域では周氷河堆積物の透水性が一様に低く、風化岩で透水性が高くなっているため、透水性のコントラストは周氷河堆積物と風化岩の境界付近に位置します。さらに片麻岩地域では周氷河堆積物が、また片岩地域では風化岩が、圧密非排水条件でせん断抵抗角が小さくなる特徴を示しています。そのため、周氷河堆積物の基底付近～風化岩が崩壊面となりやすい条件にあったと推定されます。

以下では基盤地質が異なる個別の崩壊事例について、地形場や崩壊タイプ、崩壊層準との関係を示します。

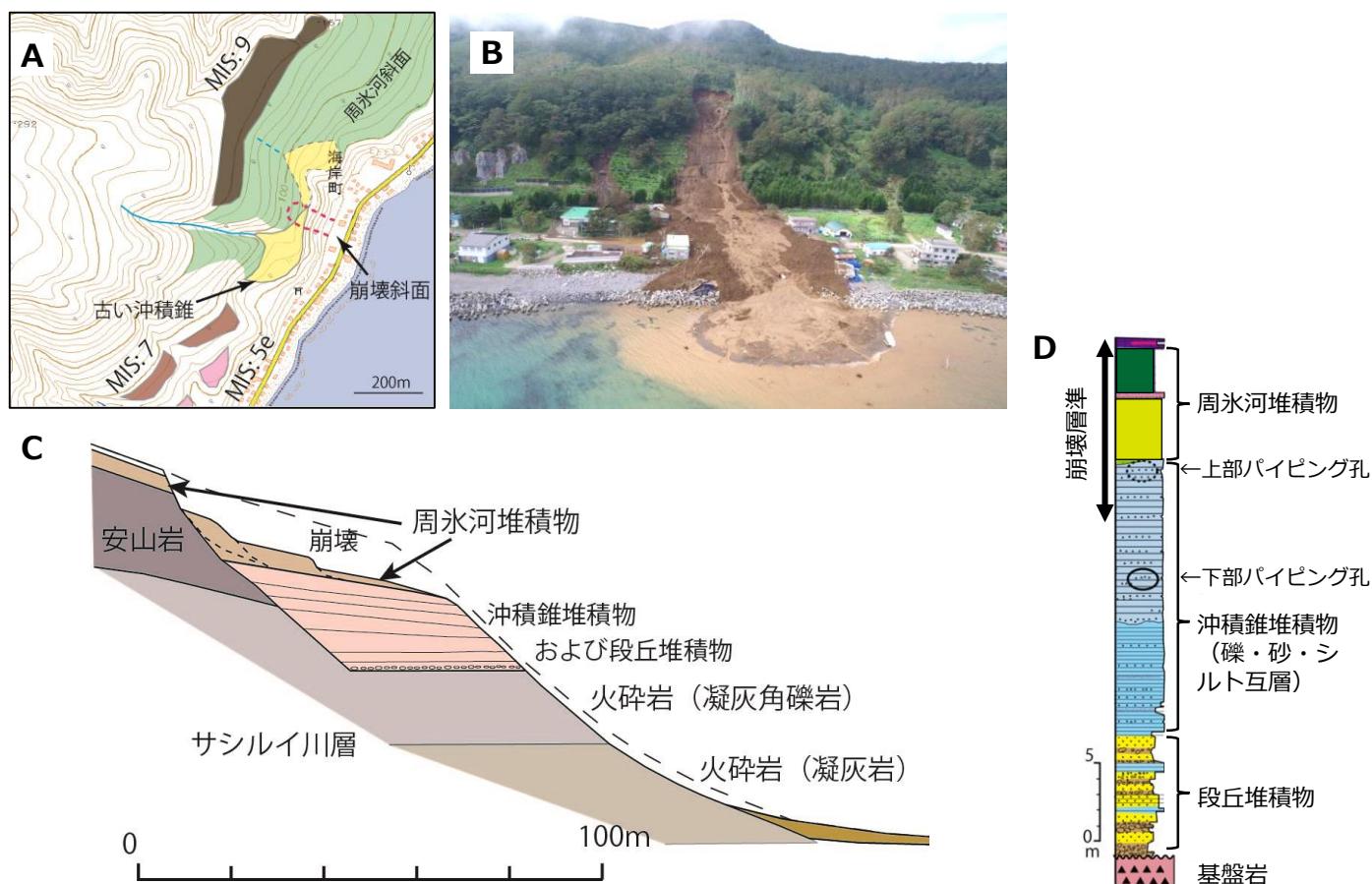


図27. 深層タイプの例①（羅臼町海岸町）

アメダス羅臼観測所では、2016年8月21日の台風11号、8月22～23日の台風9号により、それぞれ最大1時間降水量36mm、12mmを記録した。8月15日～23日の9日間の積算雨量は554mmに達し、崩壊は台風9号の雨がやんで29時間経過した24日16時半～17時半頃に発生した。

(A) 崩壊斜面と周辺の地形。周氷河堆積物（傾斜15～30°）が古い沖積錐～段丘堆積物を覆っており、末端は傾斜45°の海食崖に切られる。(B) 崩壊地の全景。長距離移動した土砂によって道道が寸断された。(C) 崩壊地の縦断面。崩壊域の背後には、周氷河堆積物に覆われた高透水性の安山岩溶岩が存在し、前面の周氷河堆積物～沖積錐堆積物に水を供給した。(D) 崩壊斜面の地質構成と崩壊層準。上部パイピング孔は周氷河堆積物の基底～沖積錐堆積物の最上部に確認され、すべり面は沖積錐堆積物中に挟在するシルト層（低透水層）上面付近と推定される。

図28. 深層タイプの例②
(南富良野町串内)

2016年台風10号では、日勝峠から狩勝峠にかけて総降水量が400mmを超えた（松岡, 2017）。崩壊斜面は、傾斜約15°から下部で約9°程度まで緩くなる平滑な凹型斜面で、末端が河川侵食による比高約8mの下部谷壁斜面となっている。基盤地質は片麻岩である。

(A) 崩壊地全景、(B) UAV測量による20cmコンターマップ。小さな馬蹄形の崩壊（赤）が複合する。青で囲った部分は、崩壊後の地表流による侵食痕。(C) 高品質ボーリングコアから求めた、崩壊斜面の透水性およびせん断抵抗角の鉛直プロファイル（掘削箇所はBの星印）。すべり面は周氷河堆積物の基底から風化岩に達する可能性がある。周氷河堆積物は全体に飽和時のせん断抵抗角が小さくなる特徴を示し、深い崩壊を生じた素因と考えられる。

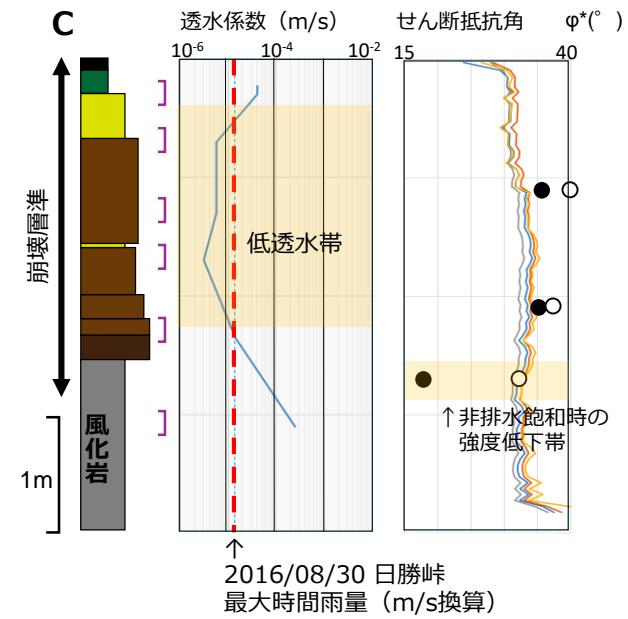
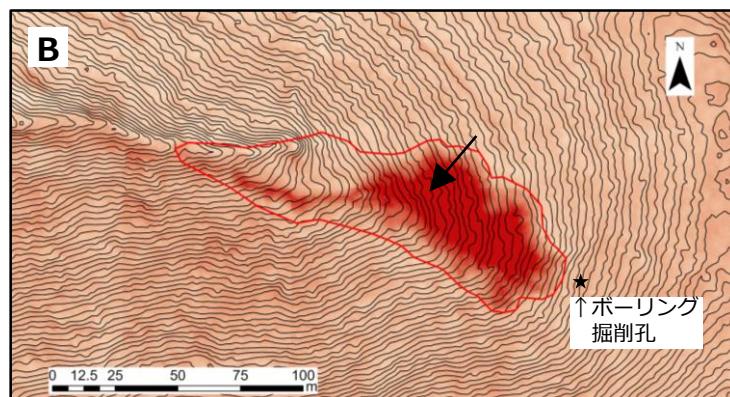
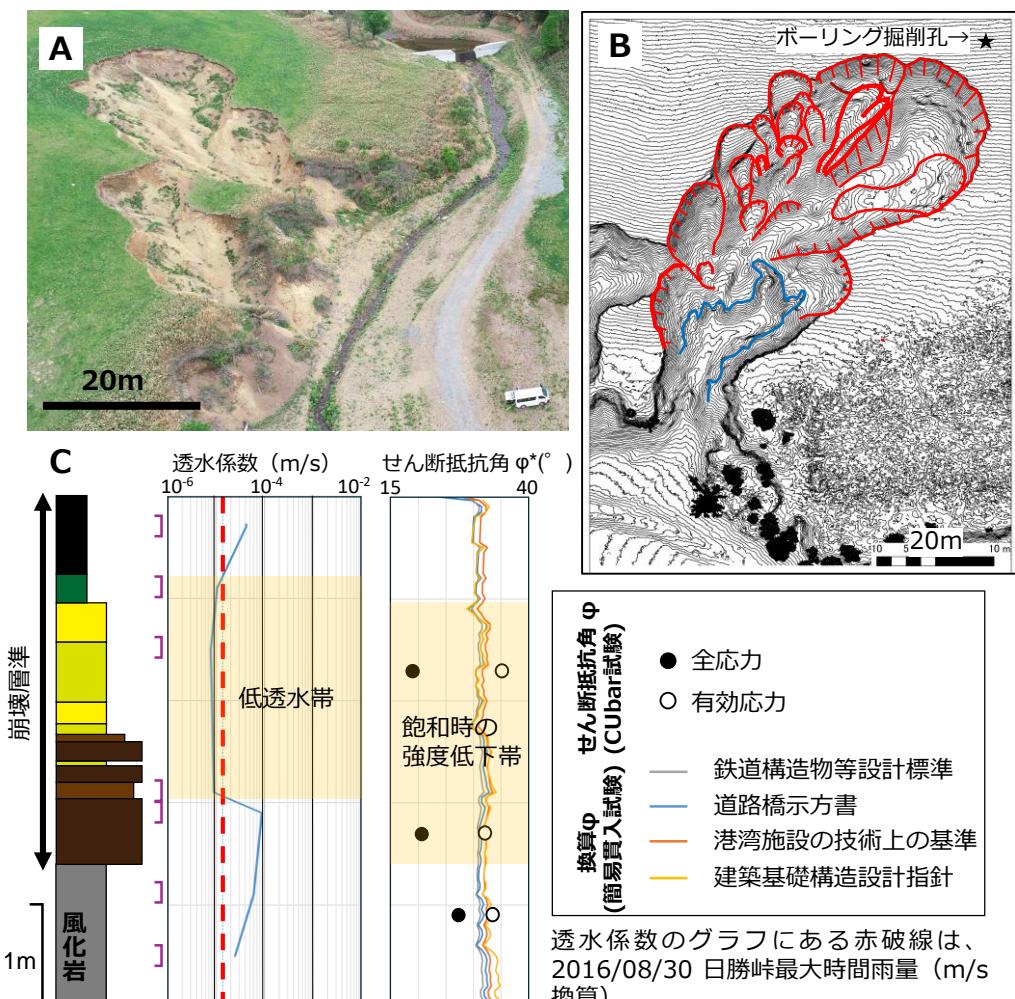


図29. 深層タイプの例③ (南富良野町落合)

2016年台風10号の豪雨により、斜面上部の谷頭凹地（傾斜15°）で深層タイプの崩壊が発生した。崩壊の頭部は尾根からの比高20mほどに位置し、末端は後氷期の谷に連続する。基盤地質は40°～60°東傾斜の片理が発達する黒色片岩・緑色片岩で、周辺の斜面には岩盤クリープを想起させる10～20m規模の広がりを持つステップ状の段差地形が点在する。

(A) 崩壊地頭部の様子。馬蹄形の滑落崖と移動土塊からなる複数のスランプ地形が認められ、主要部分が崩壊・流下し後に、背後にスランプが生じたものとみられる。(B) 2006年計測の航空レーザーDEM（1mセンター）と、2023年計測のUAV-LiDARにより生成したDEMによる差分図。崩壊域は赤実線で示した範囲で、赤色が濃い箇所ほど深く侵食さ

れている（最大深さ7m：図の矢印付近）。(C) 高品質ボーリングコアから求めた透水係数およびせん断抵抗角の鉛直プロファイル（凡例は図28を参照）。崩壊面は周氷河堆積物の最下部付近で、風化岩に漸移する層準とみられる。周氷河堆積物は相対的に低透水で、飽和時の全応力のせん断抵抗角は有効応力のせん断抵抗角と同等である。一方、風化岩は透水性が高く、非排水飽和時のせん断抵抗角が不飽和時に比べ大きく低下する強度低下帯となっている。

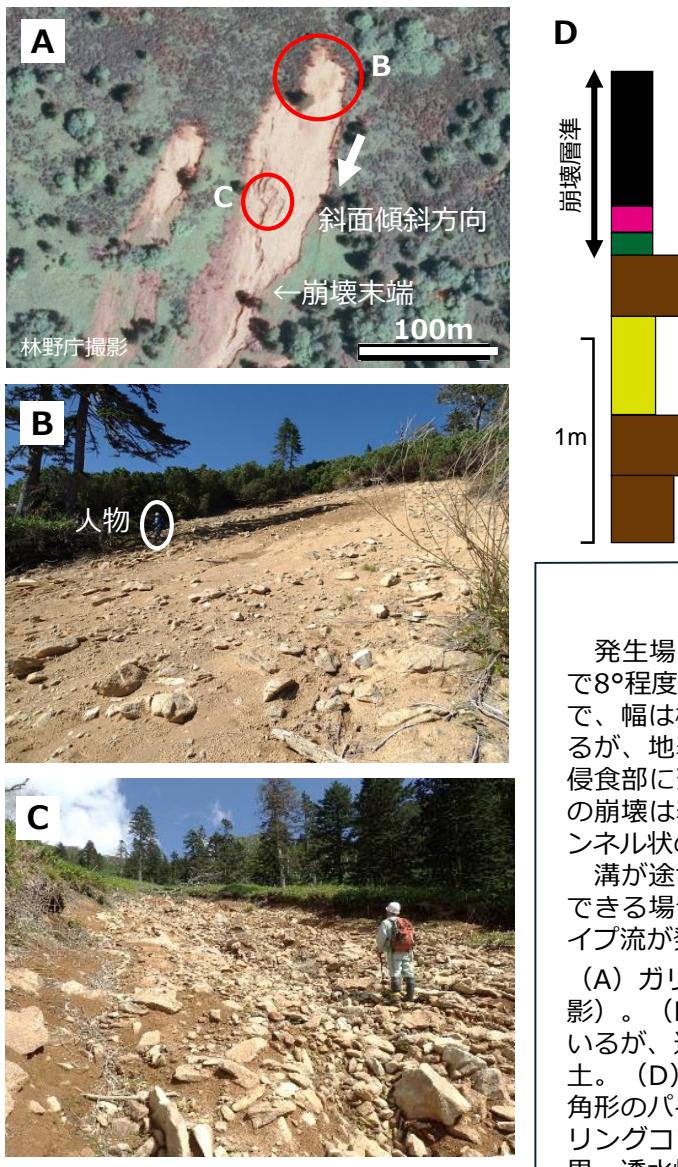


図30. 浅層タイプの例（日高町日勝峰北方）

2016年の台風10号による豪雨により、沙流川右岸側の沢の最上流部において、幅30~60m、奥行き150m以上の範囲が、1m前後の一様の深さで崩壊した（A）。崩壊斜面は、沢の源頭部より上方に位置する平滑～ごく緩い谷頭凹地で、傾斜は20°を少し超える。崩壊域の下部はボトルネック状に狭まり、谷へと連続する。崩壊により周氷河堆積物を覆う土層が抜け落ち、Ta-d～シルト質相に覆われた礫支持～基質支持の礫質相が露出する平滑な崩壊面が見られた（B, C）。礫質相の最上部は、径10~50cmの角礫～亜角礫が散在～密集する。

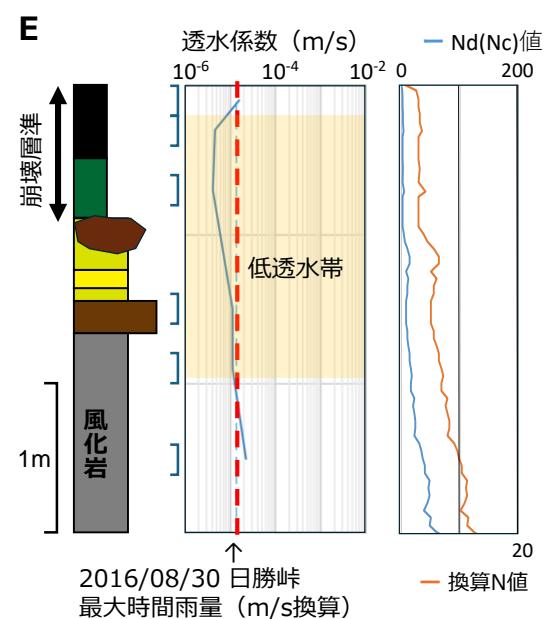
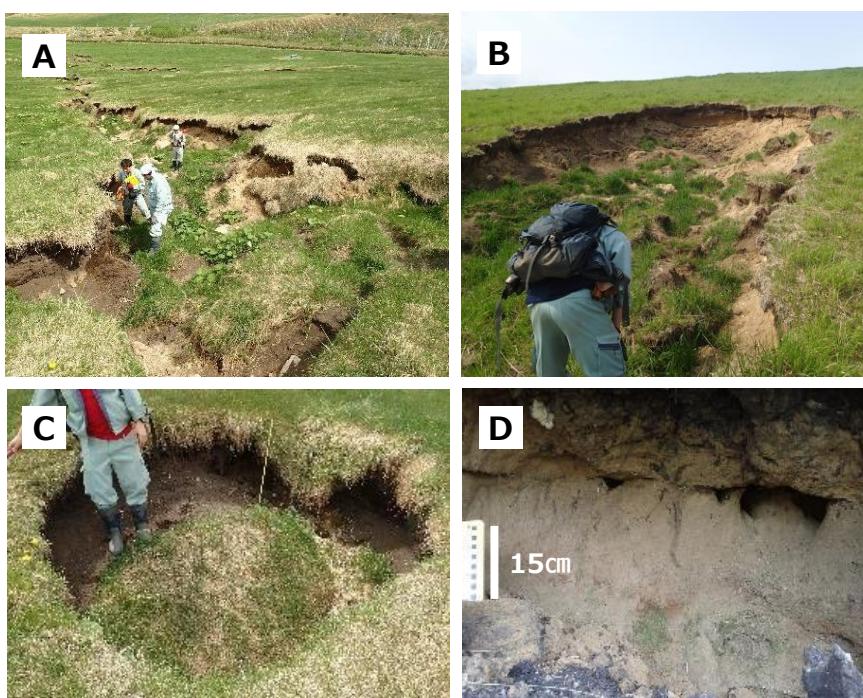
下方に狭まる平面形状から、土層が一体となって滑動したのではなく、大量の水を含んだ流体として流下したと考えられる。周氷河堆積物最上部の透水性が相対的に低く、また礫支持の礫質相の強度が高いため、上層のみが崩壊したと考えられる。

図31. ガリータイプの例（南富良野町串内）

発生場は平滑な直線～凹型縦断の緩斜面で、傾斜は上部で16°、下部で8°程度である。集水する谷型の斜面ではない。崩壊形状は深さ1~2mで、幅は概ね1~5m、最大で約10mまで広がる。延長は約250mに達するが、地表では複数箇所で途切れ、断続的である。表土が溝状～穴状の侵食部に落ち込んでいる産状が多くみられる。したがってガリータイプの崩壊は表層流の侵食によるのではなく、地中水による侵食のためにトンネル状の空洞が形成されたと推定される。

溝が途切れた箇所の壁面には、パイピングホールとみられる穴が確認できる場合もあり、土層直下の小角礫が混じるシルト質相の最上部にパイプ流が発生したと考えられる。

(A) ガリー状の侵食部に表土が落ち込む（斜面上部から下部に向けて撮影）。(B) 馬蹄形を示す崩壊頭部。ここでも表土が数m下方に移動しているが、連続性を保って崩壊面上に残存する。(C) 円形状に陥没した表土。(D) 地表から40cmほどの層準に生じている、高さ3~5cmの逆三角形のパイピングホール。(E) 崩壊頭部の上方で掘削した高品質ボーリングコアから求めた透水係数の鉛直プロファイルと、簡易貫入試験結果。透水性は黒土からシルト質相への漸移部で特に低い。



14. 周氷河斜面における切土法面崩壊の傾向および管理の留意点

2016年の日勝峠の豪雨災害における切土法面の崩壊は、大半が道路の法肩や小段等の法面排水施設におけるオーバーフロー（図35）、あるいは法面からの湧水（図36）に関係していました（図32）。また崩壊した切土法面の勾配は、1:0.8～1:1.5でした（図33）。周氷河堆積物の分布状況や透水性等を踏まえ、点検に際しては法面からの湧水に注意し、管理においては以下の点に留意することが求められます。

- ・法面排水施設の排水機能が正常に確保されているか、こまめに点検する。
- ・必要に応じて法面排水溝を追加する。
- ・湧水状況に応じて地質境界付近に水平排水孔を設ける。

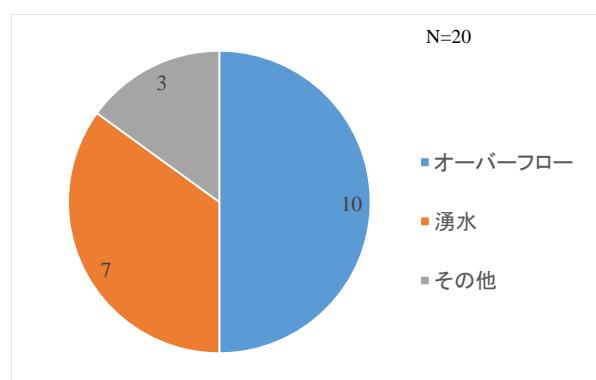


図32. 切土法面の崩壊要因の内訳

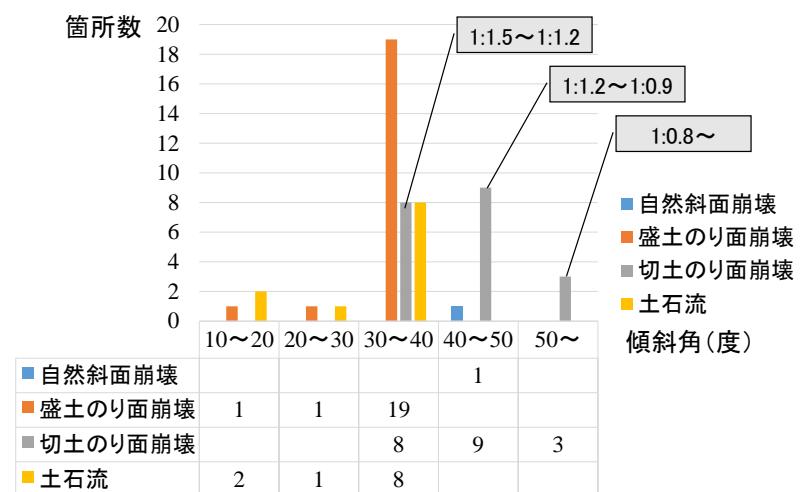


図33. 日勝峠における法面勾配と箇所数の関係

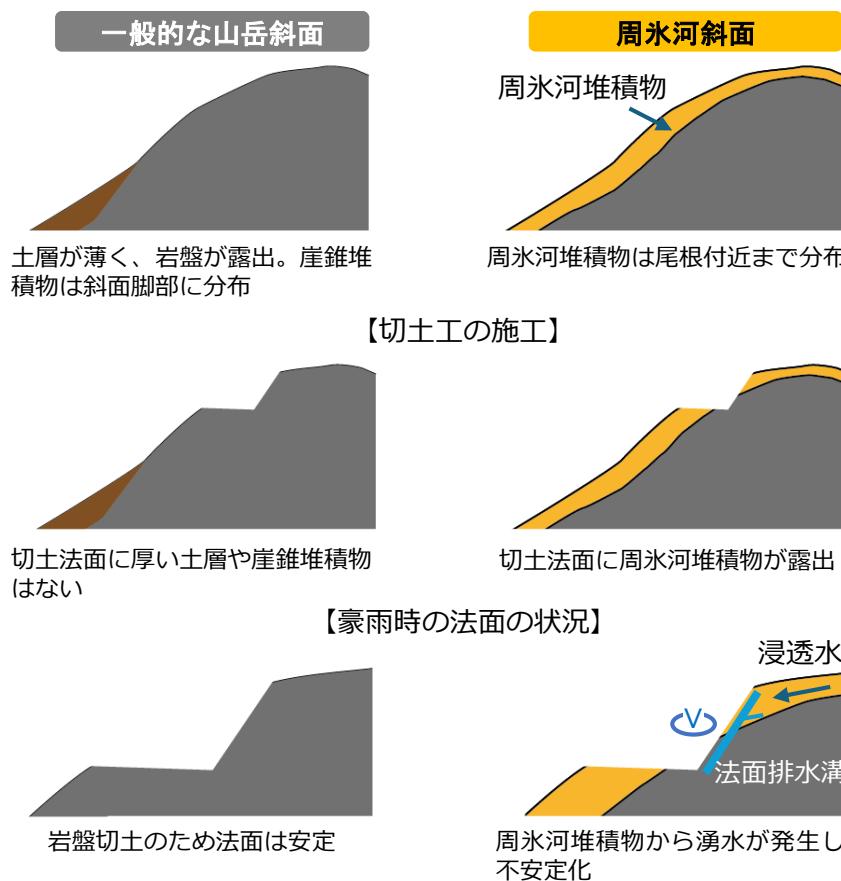


図34. 周氷河斜面における切土法面の崩壊メカニズムおよび対策



図35. 排水施設からのオーバーフローによる法面の侵食



図36. 湧水による法面崩壊

15. 調査・試験手順

周氷河堆積物は一般に透水性が低く、それらと直上・直下の地質との間で透水性のコントラストを生じること（石丸, 2017）、また飽和時にせん断強度が著しく低下する特性を示す場合があり、そのことが斜面崩壊の主要な要因の1つとなっていると考えられます。したがって、対象斜面の斜面構成物の層序と、層序区分ごとの透水係数、土質強度定数、およびそれらの垂直プロファイルを明らかにし、斜面の豪雨に対する応答を類推することが必要となります。図37に周氷河斜面を対象とした層序、透水性、土質強度などの大まかな調査・試験手順を示しました。地中レーダー探査や高品質ボーリング調査は、詳細調査の必要性に応じて実施することが望ましい調査項目です。

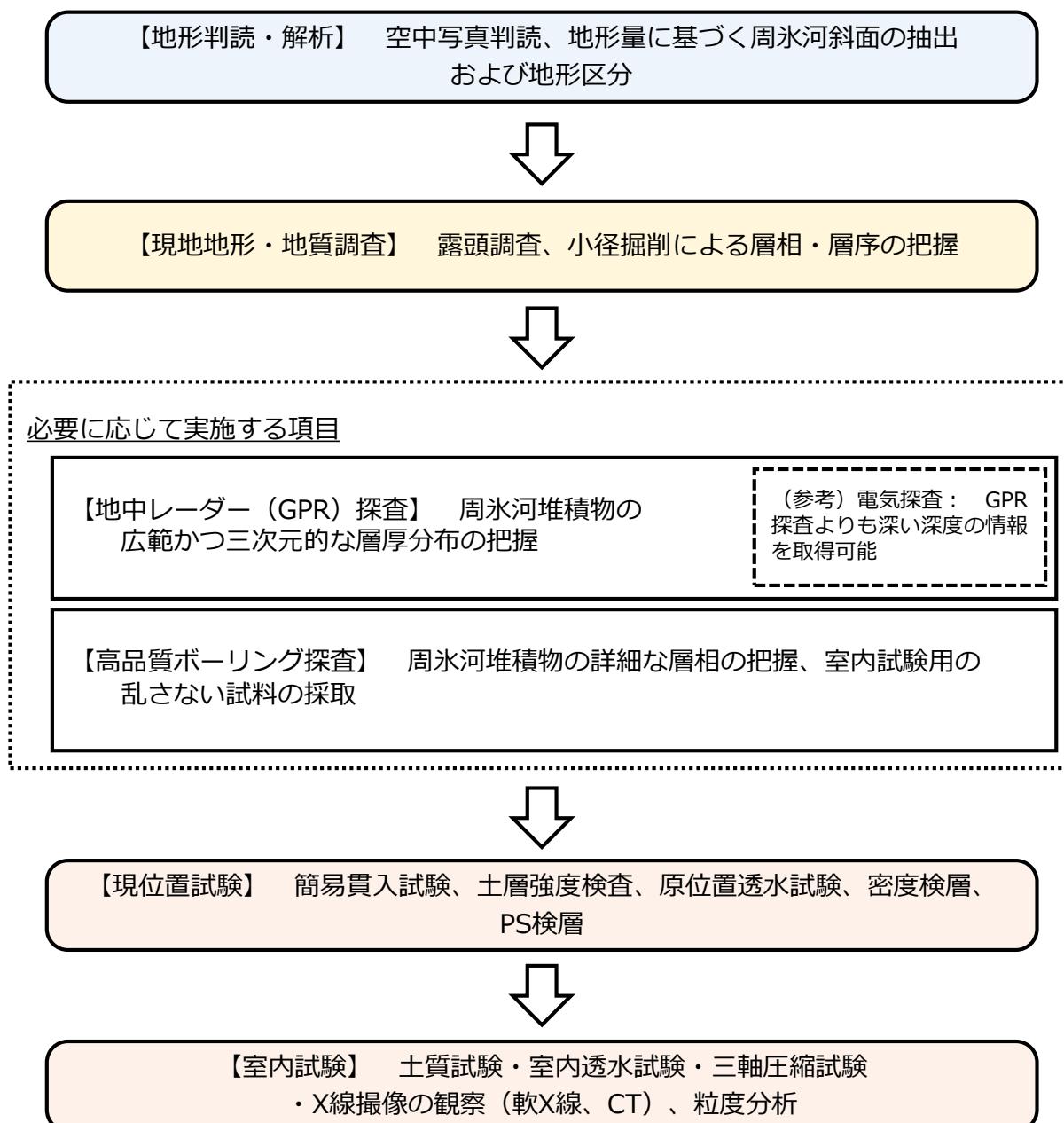


図37. 周氷河斜面の地質調査・解析の手順

16. 切土法面の崩壊危険性の判断と対応

前項の調査・試験に沿って、対象斜面とその周辺域における地形・地質の基本特性を把握した上で、図38に示したフローにより崩壊リスクを判断します。フローでは、まず対象斜面の地形条件から崩壊タイプを想定し、層序・透水性・土質強度の順に地質条件を確認することで、切土工において必要な対応を決定します。

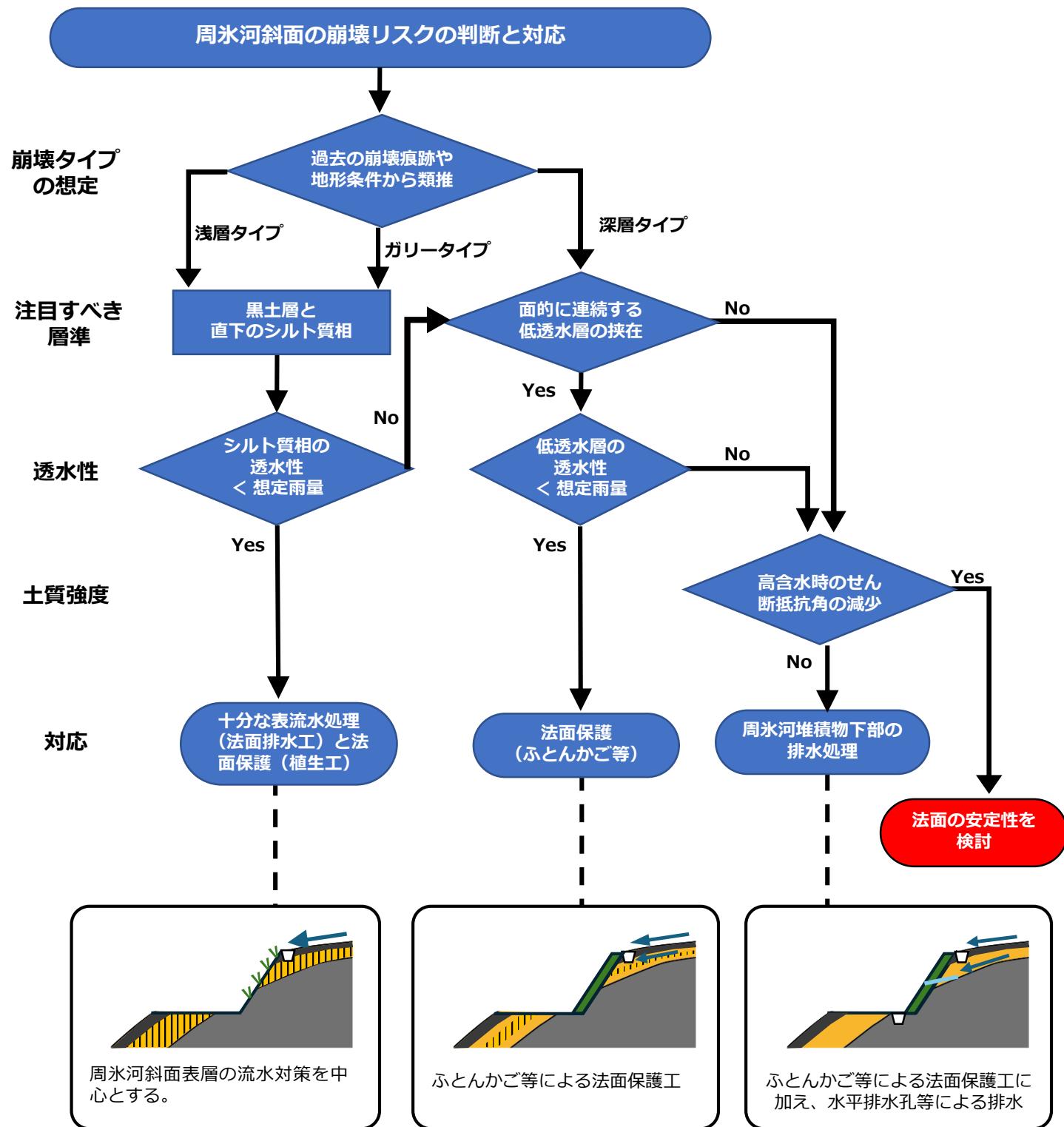


図38. 周氷河斜面の崩壊リスクの判断フローと対応（案）

おわりに

周氷河斜面は緩傾斜であるため、これまで災害の発生が少なく、豪雨によって崩壊に至る要因やメカニズムについての知見はほとんど得られていませんでした。これまでの研究や調査報告の多くは、現世の高緯度地域や高山地域における周氷河地形の形成や周氷河堆積物の移動プロセス、あるいは氷期におけるそれらの形成史について論じたものです。しかし国内の周氷河斜面の多くは完新世以降の温暖化した気降条件の下で、その地形形成や堆積物の移動プロセスが大きく変化し、時に災害を生じています。さらに顕在化しつつある気候変動を考慮すると、周氷河斜面における災害の発生場やその対策につながる知見の蓄積が求められます。

以上をふまえて、周氷河斜面調査マニュアルおよびその概要版では、周氷河斜面や周氷河堆積物の基本的な性状と特性の記述に紙面を割くとともに、事例数は限られますが、近年の豪雨による崩壊調査によって明らかとなりつつある素因やメカニズムについて解説しています。また、提案段階ではありますが、それらの基礎情報をもとに、切土を行った際の法面の崩壊リスクとその対応を判断するために必要となる調査項目や手順、判断フローを示しました。崩壊の素因やメカニズムには依然として不明な点も多く残されていますが、本書が周氷河斜面や周氷河堆積物を対象とした応用地質学的研究の進展に寄与し、今後も頻発するであろう豪雨に対する有効な斜面防災対策につながるものとなることを願っています。

最後にこのマニュアルの作成にあたり、共同研究機関である寒地土木研究所、北見工業大学、ならびに様々にご協力頂いた北海道大学理学研究院、北海道開発局室蘭開発建設部、北海道開発局帯広開発建設部、北海道建設管理部河川砂防課、稚内建設管理部、北海道水産林務部治山課、北海道宗谷総合振興局、北海道胆振総合振興局、北海道十勝総合振興局、礼文町建設課、富良野広域連合公共串内牧場、(有)七尾重機、(株)コアレススタッフの皆様に対し、心より感謝申し上げます。

用語集

風成塵：広域風成塵（レス）は、風により運ばれてきた細粒な堆積物が土壤化したもの。その起源は砂漠や氷河のほか海水準低下期に露出した海底の堆積物と考えられ、寒冷な氷期に活発に供給され、平坦地で特に厚く堆積する。

テフラ：火山灰や軽石、スコリアなど、火山から噴出し堆積した火碎物の総称。

Ta-d：約9,000年前に樽前山から噴出し東方へ広がった広域テフラ。周氷河堆積物は概ねこれより下位に存在するところから重要な年代指標となる。

土層：岩盤を覆う岩屑（岩盤が風化・分離して移動したもの）や土壤など、堆積物の総称。

風化岩盤：化学的風化や物理的風化が進行し強度が低下した岩盤で、未風化の岩盤と連続性を保ち分離移動しているもの。

岩屑：岩盤の凍結破碎等により生産された砂礫のほか、化学的風化等により生成された細粒物からなる未固結な物質。

ガリー：地表流や土層内の浸透流による侵食により生じた、急傾斜の側崖を持つ溝状の地形。

パイピング孔：地下水の流れにより、地盤内が地下侵食されて生じた管状の孔。斜面崩壊の発生に関与することも多い。

遷急線：斜面下方に向かって不連続に急傾斜となる地点を結んだ斜面上の線で、一般的にこれより上側と下側では地形形成作用が異なる。

後氷期開析前線：山地や丘陵地に見られる連続性の良い遷急線で、これより下位は後氷期に活発に侵食されている斜面であるため、主に最終氷期以前に形成された周氷河斜面はこれより上位に位置することになる。（図10）

上部谷壁斜面：尾根付近の緩斜面より下位で、後氷期開析前線より上位の斜面中腹に位置する斜面。縦断面の形状は直線状の範囲が多くを占めるが、上部ではやや凸型となる。（図6の微地形ユニット2）

谷頭凹地：後氷期開析前線より上位で、縦断形状、横断形状ともに凹型の集水地形となっている場所。谷頭凹地の下端から、水流により刻まれた谷地形が始まる。（図6の微地形ユニット3）

上部谷壁凹斜面：後氷期開析前線より上位で、横断形状は凹型、縦断形状は凹型～直線状の斜面。（図6の微地形ユニット4）

下部谷壁斜面：後氷期開析前線より下位に位置する急傾斜の斜面。過去1万年間の温暖期の侵食作用によってつくれた地形。（図6の微地形ユニット5）

引用文献

石丸 聰 (2017) : 北海道で急増した豪雨により顕著となった寒冷地の斜面堆積物の崩壊 – 2014 年, 2016 年の豪雨災害による例 –. 防災科学技術研究所研究資料, No.411, 17-24.

地盤工学会編 (2013) : 地盤調査の方法と解説 改訂版. 1300 p.

松岡直基 (2017) : 2016 年 8~9 月の北海道における豪雨災害に関する報告 気象の概要について. 寒地土木技術研究: 国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所月報, 769, 42-47.

田村俊和 (1990) : ミクロな自然環境要素のとらえ方 微地形. 松井 健・武内和彦・奥西一夫・田村俊和編: 丘陵地の自然環境, 古今書院, 47-54.

内田太郎・中野陽子・秋山浩一・田村圭司・笠井美青・鈴木隆司 (2010) : レーザー測量データが表層崩壊発生斜面予測及び岩盤クリープ斜面抽出に及ぼす効果に関する検討, 地形, 31, 383 - 402.

若月 強・吉原直志・遠藤悠一・大森 想・島田真紀子 (2022) : 令和元年 (2019 年) 東日本台風による斜面崩壊地の岩石・土層物性: 特に宮城県丸森町周辺のいくつかの事例について. 防災科学技術研究所主要災害調査, 58, 35-52.

参考文献

フレンチ, H. M. (1984) : 周氷河環境. 小野有五訳, 古今書院.

French, H. M. (2017) : The Periglacial Environment, Fourth Edition. Wiley-Blackwell, 544p.

羽田野誠一 (1986) : 山地の地形分類の考え方と可能性. 東北地理, 38, 87-89.

岩田修二 (2005) : 周氷河地形の多様性と脆弱性. 地球環境, 10, 153-162.

小疋 尚 (1999) : 大地にみえる奇妙な模様. 岩波書店, 160p.

小疋 尚 (2005) : 山に学ぶ, 古今書院, 141p.

小泉武栄・清水長正 (1992) : 山の自然科学入門. 古今書院, 178p.

松岡憲知 (1992) : 凍結融解作用の機構からみた周氷河地形, 地理学評論Ser. A, 65, 56-74.

松岡憲知・池田 敦 (2012) : 周氷河地形プロセス研究最前線. 地学雑誌, 121, 269-305.

鈴木秀夫 (1962) : 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理学評論, 35, 67-76.

山本憲志郎 (1990) : 日高山脈北部における周氷河性斜面堆積物の数量的性質. 地理学評論Ser. A, 63, 285-314.



周氷河斜面調査マニュアル（概要版）

令和7年（2025年）1月28日 発行
令和7年（2025年）3月31日 増訂

地方独立行政法人北海道立総合研究機構
エネルギー・環境・地質研究所
〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目
電話 011-747-3521
<https://www.hro.or.jp/eeg.html>
