

2020年 秋季研究大会

一般研究発表 要旨集

**2020 Fall meeting
Abstracts**



日本山の科学会

Japan Society of Mountain Science

日本山の科学会2020年秋季研究大会（オンライン）

1. 期日 2020年10月24日（土）
2. 会場 オンライン（Z：Zoom 使用. S；Slack 使用）
3. 日程 10月24日（土）
 - 9:00-9:05 開会あいさつ（会長）. 全体説明（Z）
 - 9:05-10:05 口頭発表 A（Z）
 - 10:10-11:10 ポスターコアタイム1（発表 No. 奇数. S）
 - 11:20-12:20 ポスターコアタイム2（発表 No. 偶数. S）
 - 12:20-13:10 昼休み
 - 13:10-13:40 総会（Z 会員限定）
 - 13:50-14:55 口頭発表 B（Z）
 - 15:00-17:00 公開ミニシンポジウム（Z）
 - 17:30-19:30 研究交流会（Z）

今大会は全てオンラインで開催します。開会あいさつ、口頭発表、総会、ミニシンポジウム、および研究交流会は Zoomで、ポスター発表の閲覧とコアタイムの質疑応答はGoogle DriveとSlackをそれぞれ使います。接続に関するURL情報は大会参加登録のメールアドレスへ事前にお知らせします。

4. 研究発表

口頭発表：

- 口頭発表の会場に参加される方（発表者・聴講者）は、Zoom 会場に入室したら、ご自分の名前を「名前（所属）」に変更してください。
- 発表者は、ご自身の発表時間の5分前には入室してください。
- 発表者以外は、基本的にビデオ・音声とも OFF で聴講願います。
- タイムキーパーは座長が務めます。発表時間8分、質疑応答4分です。
- 発表は、発表者 PC の画面を共有する形で実施します。

ポスター発表：

- ポスター発表は、事前に提出されたポスターを web 上のオンラインポスター会場（次々項）で閲覧する形式とします。
- 発表者はポスターを事前に提出し、web上で公開されたポスターで質疑応答を行ってください。なお、公開されたポスター自体はダウンロード出来ない設定としますが、SNS やその他 web などへのリンク流用はしないようお願いいたします。
- オンラインポスター会場として、本大会では Google Drive のリンクを利用します。Google Driveのリンクを参加登録者へ事前通知しますので、大会参加者はポスターを事前に閲覧し、大会当日にオンラインチャットツール「Slack」を利用して質疑応答を行います。
- 大会当日のポスター発表における質疑応答は、オンラインチャットツール「Slack」を利用します。

ポスター発表のコアタイムになりましたら **Slack** へアクセスし、チャット機能を用いて質疑応答を行ってください。 **Slack** の利用方法については、大会用 **Slack** の中にマニュアルを作成しましたので、大会用 **Slack** 公開後ご確認ください。（最初に簡単な登録が必要です）

◆ポスターについて◆

- ・ポスターの提出先： jasms.jp@gmail.com
 - ・締め切り日：10月21日（水）17:00
 - ・ポスターは10月22日に公開します。締め切りまでに上記メールアドレスへご提出ください。
 - ・ファイル形式はpdfのみ受け付けます（ファイルサイズ上限は25MB）。提出後の再提出による変更も認めますが、即時対応できかねる場合もありますので、ご了承ください。再提出を行う場合は、再度、上記メールアドレスまでお送りください。
- 1) ポスターの大きさは任意です。発表資料は一枚にまとめても、複数枚に渡っても可ですが、PCあるいはタブレット等で閲覧されることが想定されるので、4:3あるいは16:9などの縦横比を推奨します。
 - 2) ポスターはweb閲覧されるので、リンクをポスター内に貼り付けることで、予備資料への誘導、発表者へのコンタクトツールのリンク、引用文献などの情報をポスター自体に付与することが可能です。参考までに作例を下記リンクに用意しました。必ずしもこのような形式に準ずる必要はありません。また、発表者による更なる工夫も大いに歓迎します。なお、これらのリンク機能の付与は任意です。

ポスター作例：<https://drive.google.com/file/d/11bUmlyhYQhIjRfkyVNNVZvoby185VN1X/view?usp=sharing>

◆フラッシュトーク◆

- 1) 大会として「簡単な発表内容紹介動画（フラッシュトーク）」の準備を推奨します。パーポイントの録音・録画機能、あるいはzoomの録画機能などを利用し、発表者が自分の発表内容を動画として公開することで、対面で説明が出来ないデメリットを補うことが可能です。
- 2) フラッシュトークの動画はYouTubeなどの動画サイトに投稿し、そのURLを

jasms.jp@gmail.com

までお送りいただくことで、学会HPにて事前公開します。なお、フラッシュトークの準備は発表者の任意です。上記のポスター作例にフラッシュトークの例をリンク貼り付けしてあります。参考にして下さい。

ポスターならびにフラッシュトーク・リンクは一定期間経過後に削除（非公開）する予定です。

5. 公開ミニシンポジウム (Z)

・テーマ『COVID-19と日本の山』

司会 福井幸太郎 (立山カルデラ砂防博物館)

15:00～15:05 趣旨説明 苅谷愛彦 (専修大学)

15:05～15:30 泉山茂之 氏 (信州大学) 「北アルプス最深部に向かうニホンジカ」

15:30～15:55 宮嶋 敏 氏 (埼玉県立熊谷高校) 「早く元に戻りたい高校生の登山活動
ー埼玉県高体連登山専門部の場合ー」

15:55～16:20 伊藤 圭 氏 (三俣山荘) 「コロナ禍の景色 (仮)」

16:20～16:55 総合討論

16:55～17:00 閉会挨拶

★ シンポジウムは会員・非会員を問わず、どなたでも参加いただけますが、事前登録が必要です。以下のサイト (Googleフォーム) から必要事項を記入し、「【4. 一般研究発表の有無について】(3) 今大会に参加する。発表はない。」をチェックしてください。すでに、発表申し込み、または研究大会参加申し込みをされた方は、再度の登録は不要です。
10月20日 (火曜) 17:00 までに登録をおすすめください。



https://docs.google.com/forms/d/e/1FAIpQLSceEYEPo7018HYWeZw4CgJFHgNTTUGK1_koNw3m1Ch0Xvucfw/viewform

- ・シンポジウム参加に必要な Zoom 接続情報は、本大会の発表申し込み、または参加登録 (シンポジウム含む) をされた方のメールアドレスに10月23日 (金) までにお知らせします。なお、シンポジウムの録音・録画はご遠慮ください。また司会者から指示があるまでマイクとカメラは OFF とするようご協力お願いいたします。

6. 研究交流会

日時：10月24日 (土) 17:30～ (19:30) 無料

会場：オンライン (Z)

- ・Zoom 接続情報は、研究交流会へ参加登録をされた方のメールアドレスに、当日までにお知らせします。
- ・当日は参加者の皆様から「山」に関する話題の紹介をお待ちしております (Zoomの画面共有を使用)。よろしければ接続予定のパソコン等に画像 (5枚以内) や動画 (2分以内) をご準備ください。お一人最長2分でご紹介いただきます。「山」であればジャンルは問いません。なお、バーチャル巡検は都合により取り消しとなりました。
- ・研究交流会では、参加者ご自身で飲み物や料理を用意してください。
- ・研究交流会の参加申し込みも、上記の Googleフォームで10月20日 (火) まで受け付けておりますので、ふるってご参加ください。

7. お問い合わせ先 日本山の科学会事務局 (メールアドレス: inf@jasms.sakura.ne.jp)

一般研究発表

・会場： オンライン（口頭発表：Zoom，ポスター発表：Slack）

口頭発表

（★：若手優秀発表賞 審査対象，☆：学生優秀発表賞 審査対象）↓

No	著者名（所属）	タイトル	
0-01	奥山駿*（新潟大・院），奈良間千之（新潟大），高玉秀之（株式会社バスコ），山村祥子（朝日航洋株式会社）	中央アジア・天山山脈に位置する氷河起源型岩石氷河の空間分布と形成環境	☆
0-02	有江賢志朗*（新潟大学・院），奈良間千之（新潟大学），山本遼平（朝日航洋），福井幸太郎，飯田肇（立山カルデラ砂防博物館）	飛騨山脈の小規模氷河の特徴	☆
0-03	吉村亮志*（新潟大・院），奈良間千之（新潟大）	飛騨山脈北部，白馬大雪渓における雪渓崩落	☆
0-04	杉山博崇*（新潟大学・院），奈良間千之（新潟大学），井上公（防災科研）	北アルプス，白馬大雪渓周辺における岩盤斜面の地形変化	☆
0-05	木村恵樹（専修大学院・院）*・苅谷愛彦（専修大学）	安倍川源流の大谷崩・蓬沢におけるCE1707以前を示す堰き止め湖沼堆積物	☆
0-06	井上穰*（新潟大・院），奈良間千之（新潟大），王純祥・瀧田栄次（株式会社キタック）	上越地区，雁平地すべり地形の地表面変化	☆
0-07	楠健志（筑波大学・院、地球科学専攻）、上野健一（筑波大学）	菅平高原での葉面積変化に伴う冷気湖の発達	☆
0-08	西村基志*（国立極地研究所），佐々木明彦（国士舘大学），鈴木啓助（信州大学）	山岳地形によって生じる大気環境の地域性が降積雪に与える影響	★
0-09	岡本遼太郎*（筑波大学） 小熊宏之（国立環境研究所）	定点カメラを用いた半教師あり学習による高山植物開花フェノロジーのモニタリング	☆
0-10	太田民久（富山大学） 《招待講演》	集水域の植生が物質動態の変化を介して、土壌・河川生物群集に与える影響	★

ポスター発表

（★：若手優秀発表賞 審査対象，☆：学生優秀発表賞 審査対象）↓

No	著者名（所属）	タイトル	
P-01	青木綾乃（新潟大学・学）*，奈良間千之（新潟大学），Murataly DuishtonakuP-Ov（キルギス国立大学），山之口勤（RESTEC）	キルギス，クムトール鉱山における雪氷土砂堆積物の流動	☆
P-02	山田奈穂*（新潟大），奈良間千之（新潟大），Mirlan Daiyrov（CAIAG）	キルギス・テスケイ山脈における短命氷河湖の面積変動から推定される排水路の考察	☆
P-03	松本広祐*（新潟大・院），奈良間千之（新潟大），渡部帆南（RESTEC），河島克久（新潟大），檜垣大助（弘前大），八木浩司（山形大），若井明彦（群馬大）	ネパール，ランタン・リルン峰における平常時の懸垂氷河崩落の特徴	☆
P-04	本間夏実（新潟大学・学）*，奈良間千之（新潟大学），櫻井尚輝（朝日航洋） Mirlan Daiyrov（CAIAG）	氷河上湖の出水規模の推定	☆
P-05	深田愛理（新潟大学・学）*，奈良間千之（新潟大学）	白馬連山での周氷河平滑斜面の物質移動について	☆
P-06	栗本享宥*（専修大学・院），苅谷愛彦（専修大学）	八ヶ岳大月川上流部における大月川岩屑なだれの層序と年代に関する新知見	☆
P-07	苅谷愛彦*（専修大学）	上高地の自然史と深層崩壊	
P-08	小山紗莉*（信州大学），西村基志（信州大学），黒雲勇希（信州大学），鈴木啓助（信州大学）	上高地において形成された冷気湖とその気象条件	☆
P-09	佐々木明彦（国士舘大学）・西村基志（国立極地研究所）・鈴木啓助（信州大学，大町山岳博物館）	北アルプス，乗鞍岳高山帯のハイマツ小群落における地温状況	
P-10	尾崎貴久（信州大学，燕山荘），東城幸治*（信州大学）	明治時代に作成された高山植物・コマクサ標本からのDNA解析、および山岳形成に深く関係したコマクサの系統進化史	

若手および学生優秀発表賞の受賞者発表と表彰は、10月24日（土）17:30～ オンライン研究交流会で行う予定です

一般研究発表 (口頭)

要旨

中央アジア・天山山脈に位置する氷河起源型岩石氷河の空間分布と形成環境

奥山駿（新潟大・院）・奈良間千之（新潟大）・高玉秀之（パスコ）・山村祥子（朝日航洋）

The spatial distribution and formation process of glacier-derived rock glacier in the northern Tien Shan
Shun OKUYAMA(Niigata Univ.), Chiyuki NARAMA(Niigata Univ.), Hideyuki TAKADAMA(PASCO Co.) and Akiko YAMAMURA(Aero Asahi Co.)

1. はじめに

岩石氷河は山岳永久凍土の指標地形として知られている(Barsch, 1996). 岩石氷河は, 岩屑と内部氷の供給源の違いから「崖錐起源型」と「氷河起源型」に分類される(松岡, 1998). 「崖錐起源型」は背後の岩盤から供給された礫で形成された崖錐に残雪や地下水が永久凍土の供給源となり発達するタイプである. 「氷河起源型」は岩石氷河の上流部に氷河が存在し, 氷河水や氷河からの融解水が供給源となり発達するタイプである.

「崖錐起源型」の岩石氷河は世界的に見られ研究事例も多いが, 「氷河起源型」の岩石氷河は分布地域も限られ, その形成過程は明らかでない.

本研究では, 天山山脈北部地域のキルギス山脈において, 衛星画像解析から「氷河起源型」岩石氷河の空間分布を明らかにし, その形成環境を岩壁面積や気象観測データを用いて解明することを試みた. また, 抽出した「氷河起源型」の岩石氷河において差分干渉 SAR 解析とイメージマッチング解析を用いて表面流動の水平成分を分離し, 「氷河起源型」の表面流動の特徴を考察した.

2. 研究地域

本研究地域は, キルギス共和国領内の天山山脈の一部を構成するキルギス山脈である. 山脈は, 東西に長さ 300km ほどあり, 高度 3500~5000m ほどの稜線沿いに小規模な山岳氷河が発達する. 同山脈では冬季から春季に降水量が多く, 夏季の乾燥期には山岳氷河と山岳永久凍土の融氷水が河川水量の大きな割合を占め, 下流で暮らす人々の生活用水に利用されている.

現地調査をおこなったアドギネ氷河(標高 3749m)は, アラ・アルチャ谷の支谷の上流部に位置する. アドギネ氷河の下流部には「氷河起源型」岩石氷河が発達する. 2015 年~2017 年に測定した岩石氷河上の年平均気温と地温はそれぞれ -5.1°C と -2.6°C であり, 山岳永久凍土が存在しうる環境である.

3. 研究手法

キルギス山脈の岩石氷河の空間分布を調べるため, 空中写真, Landsat8, Sentinel-2 の可視画像を用いて地表面の特徴から岩石氷河を選定した. 次に ALOS-2/PALSAR-2 を用いて差分干渉 SAR (DInSAR) 解析をおこない, 変動縞がみられる岩石氷河を現在も氷を含む intact (現成と停滞) 岩石氷河として分類した. アドギネ氷河においては, 2014~2019 年の夏季に現地調査をおこなった. DInSAR 解析では岩石氷河の地表面の変動領域と

変動量を調べ, さらに UAV (Phantom4; DJI) とセスナの空撮画像から詳細なオルソモザイク画像を作成し, 2 時期の画像を用いたピクセル・イメージマッチング解析によって水平成分の表面流動量を求めた. これらの結果を 2014 年~2019 年に実施した GNSS 測定の結果を用いて検証した. また, 1968 年, 1977 年, 1988 年の航空写真と 2019 年の空撮画像からアドギネ氷河の末端位置の変化を調べた.

4. アドギネ岩石氷河の流動

DInSAR 解析より地表面に変動縞が検出された intact 岩石氷河を集計した結果, キルギス山脈の調査範囲に分布する岩石氷河は 450 ほどあり, 氷河起源型が 6 割, 崖錐起源型が 4 割であった. 同山脈の不連続山岳永久凍土帯は北側で 2800m 以上, 南側で 3200m 以上となり, 南北で高度分布の違いがみられた. この高度帯の違いは, 気象環境の違いのほか, 北側に氷河起源型が多いことから氷河数と末端部の高度帯に依存している.

アドギネ氷河の「氷河起源型」岩石氷河において DInSAR 解析をおこなった結果, 地表面には変動縞がみられた. したがってこの岩石氷河では, 水平流動あるいは地表面低下が生じている. 次に, 2016 年 8 月 26 日と 2019 年 8 月 1 日の 2 時期の画像を用いたイメージマッチング解析で得られた変動量は, DInSAR 解析の変動量と一致した. これより, 岩石氷河の地表面は融解による低下でなく, 水平流動が顕著であることが明らかになった. さらに, 2016 年 8 月 26 日と 2019 年 8 月 1 日の GNSS 測定の結果, 年間 0.88m の水平移動が確認され, 同地点のイメージマッチング解析は 1.08 m であり, 流動方向も一致することから, この「氷河起源型」岩石氷河は現在水平流動している現成型の岩石氷河といえる.

5. 考察

アドギネ氷河は現在急速に後退しており, 末端部に発達する氷河湖とその下流の岩石氷河では大きな地形的ギャップがある. そのため右岸から中央部では氷の供給は難しい. 左岸側の氷の供給が考えられ, その証拠に水平流動を示すのは左岸側域となっている.

引用文献

- Barsch, D., 1996: Rockglaciers Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. 331pp.
松岡憲知, 1998 岩石氷河—氷河説と周氷河説—地学雑誌, 107(1), 1-24.

飛騨山脈の小規模氷河の特徴

有江賢志朗（新潟大学・院）・奈良間千之（新潟大学）・山本遼平（朝日航洋）・福井幸太郎（立山カルデラ砂防博物館）・飯田肇（立山カルデラ砂防博物館）

Characteristics of very small glaciers in the Northern Japanese Alps

Kenshiro ARIE, Chiyuki NARAMA (Niigata Univ.), Ryohei YAMAMOTO (Aero Asahi Corporation.), Kotaro FUKUI, Hajime IIDA (Tateyama Caldera Sabo Museum)

1. はじめに

小規模氷河とは、氷河面積が 0.5 km²以下の氷河である。小規模氷河は、気候変動に対する応答が早いことに加え、中低緯度地域における氷河のうち 8 割～9 割を占めることから、近年、小規模氷河に関する研究が重要視されている（たとえば Huss and Fischer, 2016; Leigh et al., 2019）。

福井・飯田(2012), 福井ら(2018), 有江ら(2019)は、飛騨山脈北部の多年性雪渓において氷厚と流動の測定を実施し、七つの多年性雪渓が現存氷河であることを確認した。これら飛騨山脈で確認された氷河の面積は 0.5 km²以下であり、小規模氷河に分類される。また、小規模氷河のうち、雪崩や吹きだまりによって涵養されることで、気候的な雪線高度よりも低い高度に分布するものは“地形効果型”と呼ばれる(Kuhn, 1995)。飛騨山脈の多年性雪渓(氷河)は、雪崩や吹きだまりの涵養がある地形に存在し(樋口, 1968), 雪線高度より低い高度に分布する。以上のことから、飛騨山脈で新たに確認された氷河は、“地形効果型”の小規模氷河といえる。

氷河の年間質量収支は冬期収支と夏期収支の和であることから、年間質量収支の変動の要因や、年間質量収支と気候との関係を理解するためには、冬期収支と夏期収支の観測が必要である。しかしながら、豪雪地帯である飛騨山脈北部の氷河の冬季収支と夏期収支は明らかになっていない。

そこで本研究では、セスナ空撮画像と SfM-MVS 技術を用いた測地学的方法で、飛騨山脈の氷河の 2015/16 年, 2016/17 年, 2017/18 年, 2018/19 年の計 4 年間分の質量収支を求めた。また、冬期収支と夏期収支の絶対値の和を 2 で割った年間質量収支変動幅は、氷河の地理的特徴を表す(Dyrgerov, 1999)。本研究では、求めた飛騨山脈の小規模氷河の年間質量収支変動幅と世界の冬期収支および夏期収支が観測されている氷河の年間質量収支変動幅を比較し、飛騨山脈に分布する小規模氷河の地理的特徴を考察した。

2. 方法

セスナ機空撮によって取得された氷河の空中連続画像と SfM-MVS 技術によって、DSM を作成した。氷河の規模が年間で最も小さくなる融雪末期に作成した DSM を一年間隔で比較することで、融雪末期を基準とした氷河の年間質量収支を求めた。また、積雪最大期におけるセスナ機空撮画像から作成した DSM と、融雪末期におけるセスナ機

空撮画像から作成した DSM を比較することで、氷河の冬期収支および夏期収支を求めた。本研究では、御前沢氷河、三ノ窓氷河、小窓氷河、カクネ里氷河、唐松沢氷河において 2015～2019 年の年間質量収支、冬期収支、夏期収支を算出した。

3. 結果

図 1 は、飛騨山脈の氷河の年間質量収支、冬期収支、夏期収支の結果を示す。前後の冬期収支、夏期収支の大きさは、10m(水当量)程度であった。また、冬期収支は大きな年変動があり、夏期収支はほとんど年変動がなかった。図 2 は、地域別の氷河の年間質量収支変動幅、冬期収支、夏期収支の平均値である。飛騨山脈の氷河の値は本研究の結果(図 1)を使用、世界各地の氷河の値は WGMS (2020) から引用した。飛騨山脈に分布する氷河の年間質量収支変動幅の大きさは、世界の氷河と比較して極端に大きかった。

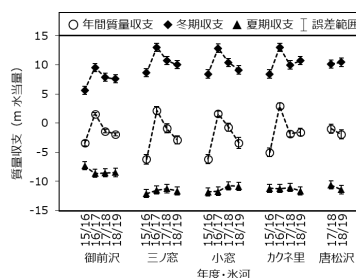


図 1 2015～2019 年における各氷河の年間質量収支、冬期収支、夏期収支

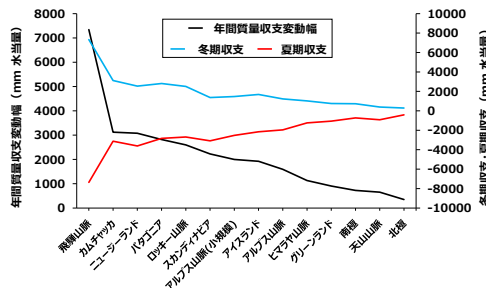


図 2 地域別の氷河の年間質量収支変動幅、冬期収支夏期収支。

4. 考察

年間質量収支の年変動と冬期収支の年変動が同じ傾向で変動していることから、飛騨山脈の氷河は、冬期収支の変動が年間質量収支の変動を決定していると考えられる。また、飛騨山脈の氷河の冬期収支、夏期収支が極端に大きいことから、飛騨山脈の氷河は、世界で最も豪雪かつ温暖な環境に位置する氷河の可能性がある。

飛騨山脈北部，白馬大雪渓における雪渓崩落

吉村亮志* (新潟大・院)，奈良間千之 (新潟大)

Snow patch collapse at Hakuba-Daisekkei, in northern Hida Mountains

Ryoji YOSHIMURA, Chiyuki NARAMA (Niigata Univ.)

1. はじめに

中部山岳において、2015年秋～2016年春の冬期は、過去数十年間でも積雪の少ない年であった。そのため、長野県北安曇郡白馬村に位置する白馬大雪渓では、2016年秋に2号雪渓付近で最大落差約15mの雪渓崩落が発生し、雪渓が上流部と下流部に分離した。8月末の登山シーズン中にもかかわらず、雪渓崩落の危険性が高まったことで、初めて登山道が通行止めになった。

雪渓崩落とは、アイストンネルをはじめとする空洞が雪渓底部に形成され、その上部が崩落する現象である。トンネルを囲うブリッジの形状は、兩岸から橋を架けた構造のスノーブリッジ型と、雪渓本体から片側に向かって板状の庇をかけた構造の片持ち梁型に分類される(河島ほか, 2009)。そして、片持ち梁型はスノーブリッジ型と比較して不安定な構造であることが指摘されている(栗原ほか, 2008)。

これらを踏まえると、アイストンネルの位置と片持ち梁型のブリッジの分布を確認することで、雪渓崩落が発生する場所と雪渓崩落が起こりやすい不安定な場所を特定できる。しかし、雪渓崩落の原因となるアイストンネルの位置や、片持ち梁型のブリッジの分布は判明しておらず、雪渓崩落が発生する場所、雪渓崩落が起こりやすい不安定な場所は明らかではない。また、雪渓崩落の前兆現象も明らかではないため、雪渓崩落を事前に察知することは困難である。そこで、本研究では雪渓底部の基盤を復元することでアイストンネルの位置と片持ち梁型のブリッジの分布を明らかにした。さらに、雪渓崩落メカニズムについて考察し、雪渓崩落の前兆現象の解明に取り組んだ。

2. 地域概要

長野県北安曇郡白馬村に位置する白馬大雪渓は、杓子岳と白馬岳の間の氷食谷底の葱平モレーン直下から3号雪渓合流部にかけて存在する多年性雪渓である。白馬大雪渓は日本3大雪渓の一つであり、夏季には多くの登山客が訪れる。

3. 調査手法

アイストンネルの位置と基盤地形を確認するため、電磁波を地下に照射し、その反射から地中の構造を推定する地中レーダー探査をおこなった。地中レーダー探査には、データを記録する本体(GSSI社製:SIR-4000)と、中心周波数100MHz、270MHzのアンテナ(GSSI社製)を使用した。

また、雪渓崩落の発生と雪渓表面の微地形変化を確認するため、2016年～2020年にかけてセス

ナ機とUAV(DJI社製:Phantom4, Phantom4 Pro V2.0, Mavic 2 Pro)を用いて空中写真を撮影し、オルソ画像と数値表層モデル(Digital Surface Model:以下, DSMと記す)を作成した。オルソ画像とDSMは、空撮画像をSfM(Structure from Motion)解析ソフト(Pix4d社製:Pix4D mapper)を用いて解析することで作成した。

さらに、崩落前の応力分布を確認するため、有限要素解析ソフト(Autodesk社製:Fusion360)を用いて非線形応力解析をおこなった。応力解析では、雪渓と基盤が接する場所は動かないものとし、雪渓にかかる重力のみを解析モデルに与えた。

4. 結果

地中レーダー探査の結果、雪渓底部のU字谷底の基盤地形を確認した。さらに幅10mほどの水流で下刻された線状の河谷地形を確認した。この河谷地形は、大雪渓上流部では雪渓の右岸側、2号雪渓付近では雪渓中央、3号雪渓付近では雪渓左岸側に形成されていた。また、この河谷地形の場所で、高さ5～15mのアイストンネルの反射を確認した。

SfM解析の結果、雪渓崩落地点を中心として、崩落前に雪面が低下すること、融雪の進行にともなうクラックが拡大することを確認した。さらに、崩落地点付近では、河谷地形の両側の急傾斜の基盤と、雪渓との間に形成されるラントクルフトと呼ばれる溝を確認した。

応力解析の結果、雪渓の厚みの減少に伴い、アイストンネル上部に加わる応力が増加することを確認した。また、クラックがアイストンネル付近まで拡大すると、クラック深部で強い応力が発生することを確認した。

5. 考察

地中レーダー探査の結果から、アイストンネルは、河谷地形が発達する大雪渓上流部で右岸側、2号雪渓付近で中央、3号雪渓付近で左岸側に毎年同じ位置に形成される。その中でも、片持ち梁型のブリッジは(河流からトンネルの推定半径以内に急傾斜の基盤をもち、ラントクルフトが発達する場所で形成されると仮定)、4か所で形成されることが推測された。応力解析と雪面変化の結果から、融雪に伴い、雪渓の厚さが薄くなることで、陥没とクラックが発生する。その後、クラックがトンネル付近まで拡大することでクラック深部に強い応力が加わり、破壊され、雪渓が崩落する、雪渓崩落のメカニズムを構築した。陥没とクラックの発達は重要な前兆現象であることが示唆された。

北アルプス，白馬大雪渓周辺における岩盤斜面の地形変化

杉山博崇（新潟大・院），奈良間千之（新潟大），井上公（防災科研）

Surface changes of rock slopes in the Shirouma-Daisekkei Valley, the Northern Japanese Alps

Hiroataka SUGIYAMA, Chiyuki NARAMA (Niigata Univ.), Hiroshi INOUE (NIED)

1. はじめに

岩盤崩落メカニズムの解明は，高山帯における岩盤崩落事故を考えるうえで，重要な課題である．森林限界以上の高山帯について，南アルプスや北アルプス南部では，地形変化や土砂収支の実態解明の試みや（松岡ほか，2013），不安定斜面の挙動と気象要素の関係についての研究があるが（岩船，1996；西井・松岡，2012），北アルプス北部の豪雪地帯における岩盤崩落の実態は明らかでない．

白馬大雪渓（以下，大雪渓）は，北アルプス北部，長野県白馬村の松川上流において越年して存在する残雪である．白馬岳と杓子岳の両岩壁に挟まれた大雪渓では，岩壁からの落石や崩落により登山事故が起きている（小森，2006）．大雪渓を囲む白馬岳と杓子岳では岩質が異なるため，両岩壁で調査をおこなえば，岩質による岩盤後退プロセスの違いを明らかにすることができる．さらに，崩落した岩層は大雪渓上に堆積するため，堆積物から崩落量や発生時期を推定できる．以上，大雪渓は斜面崩壊研究に適した場所であるといえる．

しかしながら，高山帯の岩壁は踏査が困難な場所が多く，崩落現象を連続モニタリングした研究はわずかしかない．このため，積雪の影響や地質による崩落プロセスの違い，崩落が起きる地形場の特徴は十分に明らかでない．

そこで本研究では，岩壁からの礫生産が活発で登山事故が多発する大雪渓を対象に，複数年の連続モニタリングから岩盤斜面の崩落過程と崩落箇所の特徴を明らかにすることを試みた．

2. 地域概要

大雪渓は，後立山連峰の杓子岳と白馬岳の間の葱平モレーン直下から，3号雪渓合流部付近までの範囲に存在する多年性雪渓である．大雪渓を含む松川北股入上流部は氷食谷であり，大雪渓上流の谷頭には葱平圏谷と杓子岳北圏谷が南北に向かいあっている（小疇ほか，1974）．大雪渓周辺を構成する岩盤は，飛騨外縁帯の古生界・中生界，新第三紀の貫入岩類および未固結第四系からなる（中野ほか，2002）．多雨・多雪の気候環境下にあり，凍結融解作用に起因する周氷河地形が発達する（相馬ほか，1979；岩田，1980）．

3. 研究方法

岩盤斜面の経年変化を調べるため，融雪により調査が可能になる2018年～2020年の6月～11月にかけて，3週間に1度UAV空撮の現地調査を実施した．UAVのほか小型セスナ機による岩盤斜面の空撮や，大雪渓上の礫径調査をおこなった．崩

落前後の形状変化の過程を捉えるため，多時期の点群の3D地形モデルを比較した．点群の3D地形モデルの作成には，2次元の画像データから3次元形状を特定するSfM技術を用いた．使用した画像は，2016年～2020年に取得したUAVとセスナの空撮画像，国土地理院や林野庁が取得した空中写真である．岩盤斜面の凍結状態を把握するため，2014年～2016年にかけて，丸山（2750m，西側風衝斜面），白馬山荘付近（2800m，積雪がある東側斜面）において地温観測をおこなった．地表面温度の年変動から地表面下の地温を推定する熱伝導モデル（Anderson, 1998；Hales and Roering, 2007）を用いて，季節ごとの地表面下の温度分布を算出した．

4. 結果

2004年と2011年の3D地形モデルの比較から，杓子岳北面で大きな地形変化を確認した．この箇所は，2005年に死傷者を出した杓子岳北面の崩落箇所と一致する．算出された崩落量は，13,000 m³であり，崩落前の形状は下部が侵食されたオーバーハング地形であった．火成岩質の杓子岳では，節理が密な箇所では侵食が進み，その上部の節理の疎な箇所が基部を失うことで，不安定化して崩落するプロセスが確認された．

堆積岩質の白馬岳では，上部の開口亀裂を伴う，重力変形による岩盤の不安定化に起因する一度の崩落イベントを確認した．これは，杓子岳のような節理密度に依存した後退プロセスとは異なる．崩落が確認された谷頭部では，これまでの崩落箇所とは異なる箇所において，上部クラックを確認した．杓子岳と白馬岳ともに雪がたまる場所では，崩落が生じていないことを確認した．

積雪深が異なる丸山と白馬山荘の地温データの比較から，冬季に約10℃の温度差が確認された．また，季節ごとの地表面下の温度分布を検証した結果，年周期の融解は7月には終わっていた．

5. 考察

節理が発達する火成岩質の杓子岳は，堆積岩質の白馬岳に比べ凍結融解作用を受けやすいと考えられる．実際，大雪渓において杓子岳側のみに毎年崖錐が形成されていた．杓子岳において，雪が残る箇所では崩落が生じない理由は，積雪の断熱効果によって，積雪下の凍結融解作用が抑制されたためだと考えられる．熱伝導モデルの計算結果より，年周期の融解は7月に終わることから，8月以降の岩盤崩落は，季節凍土層における年周期の凍結融解が直接の引き金ではないことが考えられる．

安倍川源流の大谷崩・蓬沢における CE1707 以前を示す堰き止め湖沼堆積物

木村恵樹 (専修大学・院)・荻谷愛彦 (専修大学)

Lacustrine deposits younger than CE 1707 along Yomogisawa River, associated with the Oya-kuzure landslide in the upper Abe River

Keiju KIMURA (Graduate student at Senshu Univ.) and Yoshihiko KARIYA (Senshu Univ.)

1. はじめに

安倍川 (静岡県) 源流部には大規模崩壊地=大谷崩が存在する。同地では CE1707 (宝永四年) 宝永地震で大量の土砂移動が生じたとされる (文献 1, 2)。しかし発生年代について CE1707 以前とする意見 (文献 3 など) もあり, CE1604 慶長地震の影響や CE1503 の古文書に大谷崩に関する記載があるとの指摘もある (文献 4)。ただし諸説とも歴史史料に依拠し, 地質学的根拠は示されていない。

町田は, 安倍川源流部の支流である大谷川・三河内川合流点付近で, 現河床下に湖沼堆積物が存在することを指摘した。また複数の支川に堰き止め湖沼堆積物が分布することを示したが, 詳細は不明であった。演者らは大谷崩発生域に最も近い蓬沢において堰き止め湖沼堆積物を新たに確認した。本発表では, この堰き止め湖沼堆積物を記載し, 堆積年代を述べる。そして CE1707 に先行した大規模崩壊の存在を論じる。

2. 調査地域の地形・地質

大谷崩の発生域は水平面積 1.8 km², 幅 1.8 km, 高度差 800 m である (文献 1; 図)。地質は新第三系堆積岩類を主とする (文献 5)。大谷崩は大量の岩屑 (1.2×10⁸ m³) を供給し, 安倍川源流部に堆積段丘面を発達させる。

3. 堰き止め湖沼堆積物と年代試料

蓬沢と大谷川の合流点より約 1.1 km 上流の蓬沢左岸に堰き止め湖沼堆積物の露頭が存在する (図)。露頭は現河床との比高が約 4 m の段丘面側方に現れている。

露頭上端 (段丘面) から約 150 cm は細礫・巨礫サイズの角礫からなる土石流性の礫層 (B) で, その下位に層厚 20 cm の砂層を認める。さらに, その下位に層厚 40 cm の砂質シルト層 (B) が存在する。砂質シルト層 (B) の下位には細礫・巨礫サイズの別の土石流性礫層 (礫層 (A); 層厚 80 cm) があり, この礫層は炭化木片を含む。また礫層 (A) の下に層厚 15 cm の別の砂質シルト層 (A) が存在し, 同層も炭化木片を含む。露頭周辺の地形や, 堆積物の高度からみて, 砂質シルト層 (A) (B) は大谷川を流下した崩壊物質が蓬沢を堰き止めて生じた湖沼性堆積物で, その上下の礫層は蓬沢を流下した土石流物質と考えられる。採取した木片の最外部を年代測定に供試したが, さらに外側に存在したであろう年輪の数は未詳である。

4. ¹⁴C 年代

砂質シルト層 (A) 中の木片は cal CE1396~1441 (521±23 ¹⁴C) BP を, 礫層 (A) 中の木片は cal

CE1506~1596/1616~1655 (297±23 ¹⁴C) BP を示した。暦年は 0xCa1 と INTCAL20 で計算し, 2σ 区間で示した (¹⁴C 年は 1σ)。

5. 考察

2 試料とも CE1707 以前の年代を示す。両試料は異地性の古い枯死木が露頭付近で再堆積したものの可能性もあるが, 層位的年代逆転はなく, 調査地域の気候からみて斜面上の木片が数百年以上腐朽せず再び移動・堆積したとは考えにくい。両試料は地層の堆積年代をほぼ正しく示すと判断される。これより, 蓬沢には CE1707 以前に堰き止め湖沼が形成されていたと考えられ, 支流を堰き止める程度の大規模崩壊が CE1707 以前にすでに発生していたことが示唆される。古地震との年代の符号だけでみれば, 砂質シルト層 (A) に関係する堰き止めは CE1361 康安南海 (東海) 地震による崩壊が関与したことも考えられる。また CE1500~1650 頃を示す礫層 (B) の上位の砂質シルト層 (B) は, CE1498 明応東海地震による崩壊や, CE1707 崩壊に関係する可能性がある。

引用文献

- 1 建設省静岡河川事務所 (1988) 「安倍川砂防史」;
- 2 白井ら (2020) 第四紀研究 59 ; 3 町田 (1959) 地理評 32 ; 4 北村・東 (1988) 日林会北海道支部論集 36 ; 5 杉山・松田 (2014) 5 万地質図「南部」

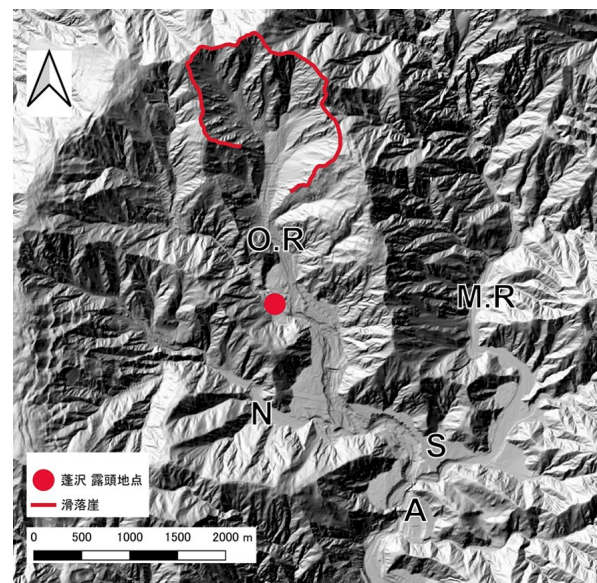


図 調査地域

A: 赤水の滝 S: 新田 N: 西日影沢 O.R: 大谷川 M.R: 三河内川

上越地区、雁平地すべり地形の地表面変化

井上穰（新潟大・院）*・奈良間千之（新潟大）・王純祥・瀧田栄次（株式会社キタック）

Surface changes of Ganpei landslide in Jyoetsu region

Y. INOUE*, C. NARAMA (Niigata Univ.), C.WANG, E.TAKITA (KITAK Co.)

1. はじめに

地すべり地形の表面には、地すべりの運動に伴い様々な固有の微地形が発達する。小原ほか（2006）は、地すべり地形の表面に見られる微地形は、内部の構造や地質、滑動形態を反映した結果であると指摘している。このことから、地すべりの微地形を含めた地形の変化を明らかにすることができれば、地すべりの内部構造や滑動形態を推測することができる。実際に、地すべり地形にみられる微地形を類型化して、それぞれの発達過程を考察した報告もある（八木，2003）。しかし、これらの報告では過去に動いた地すべり地形を対象としており、現在滑動する地すべりの、表面形態の時系列変化を高時間分解能で調査した研究は少ない。

滑動する地すべり地形の、地表面変化と滑動の関係を明らかにすることができれば、衛星などのリモートセンシング技術を用いて、滑動している地すべり地形の抽出をおこなうことができる。この抽出をおこなうことで、実際に被害を与える可能性のある地域を割り出し、対策を講じることが可能となる。そこで、本研究では、新潟県高田平野の東方に位置する、現在滑動する雁平地すべり地形を対象に、1～2 カ月間の定期的な UAV 空撮および現地踏査をおこない、1 年間の地表面の地形変化と地すべり速度の関係を考察した。

2. 調査・解析手法

2019 年 8 月～2020 年 7 月にかけて 9 回現地調査をおこなった。調査は 30～60 日に 1 回の間隔でおこなっている。現地調査では、移動体の正確な移動速度を観測するための GNSS 測量 (GEM-3, U-blox) 計 20 地点と、地形の立体的な変化を測るための UAV (MAVIC2-PRO) 空撮および三次元高密度点群データの作成をおこなった。

3. 結果

GNSS 測量によって、地すべり移動体の継続的な移動を確認した。最大移動速度は地すべり地形中央部にて 0.11m/日で、ほぼすべての点で移動方向は継続して同じ方角であり、斜面方向に同調的である。図 1 は、特に移動量が大きかった地点の累積水平移動量を示す。始点は GNSS 測量を開始した 2019 年 9 月 13 日とした。このグラフから、累積水平移動量は直線的に増加していることがわかる。地すべり地形から約 2.5km 離れた気象観測所 (アメダス地点)、筒方における、調査期間の日降水量データでは、2019 年 10 月 (図 1 30 日付近) に、台風 19 号に伴って 2 日間で 200 mm 以上の降水があった。また、調査期間の月降水量

は大きく異なり、最大月と最小月の差は 300 mm 以上にもなる。さらに、雁平地すべり地形の上部に設置したインターバルカメラの画像から、2019 年 12 月～2020 年 3 月まで (79 日～200 日) に約 2m の累積積雪があったことが確認された。以上のことから、雁平地すべり地形において、移動体の移動速度は降水量、積雪や融雪の影響を受けず、一定に保たれていることが明らかになった。

また、地すべり地特有の微地形である側方リッジと圧縮リッジを確認した。GNSS 測量および UAV 空撮から、側方リッジは移動していないことを確認した。また、移動体の境界付近である移動体側端部では、地表面の低下がみられた。圧縮リッジ上にておこなった GNSS 測量では、鉛直・水平の両方向にて移動方向・速度とともに一定であった。

4. 考察

一般に、地すべり移動体の移動速度は、降水や季節などの外的要因によって増減を繰り返す (佐藤ほか，2004 など)。一方で、雁平地すべりの移動速度はそれらによらず、年間を通して一定である。この要因として、地すべり地形の地下水位の高さを考えた。地すべりの誘因および推力発生の主な原因は、すべり面付近の間隙水圧上昇とされている (玉田・福田，1989)。雁平地すべり地形では、滑落崖付近の急斜面などで常に湧水があることや、天候にかかわらず移動体上にぬかるんだ場所や池が存在することから、地下水位は非常に高位置にあると考えられる。この地下水位の影響で地中の間隙水圧は一定に保たれ、移動速度は安定していると推定される。雁平地すべり地形において、移動速度の変位と間隙水圧の関係を明らかにすることが重要である。

微地形の形成と移動体の移動速度の間に関連も見られた。圧縮リッジの上において、GNSS 測量点の鉛直方向での移動が一定であることから、形成速度と移動体速度は相関を持つと考えられる。

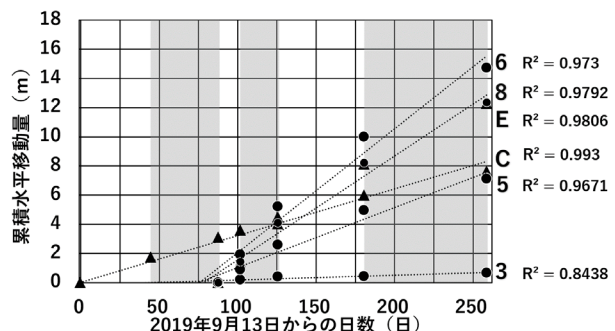


図 1 GCSS測量地点の移動速度の変化 (R²は決定係数を示す)

菅平高原での葉面積変化に伴う冷気湖の発達

楠健志 (筑波大学・院, 地球科学専攻)・上野健一 (筑波大学, 生命環境系)

Impact of leaf area ratio changes on the development of inversion layer in Sugadaira basin, central Japan

Kenji KUSUNOKI, Kenichi UENO (Univ. of Tsukuba)

1. はじめに

森林は大気と山岳斜面の境界における熱水交換過程に重要な役割を果たしている。気候の変動が本州の山岳地域における落葉樹のフェノロジーに及ぼす影響は研究が進められているが (Nagai et al., 2015), 落葉樹の開葉・落葉が局地気象に及ぼす影響に関する研究は少ない。

急峻かつ複雑な地形で構成される日本列島では、夜間の重力流に伴う盆地の冷気湖生成が、低地に集中する居住空間や農地における気候形成に重要な役割を果たしている (Kondo et al., 1989)。本研究は、山岳森林の葉面積変化が、斜面での熱収支変化を通じて、低地の気候形成とどのように関係しているかを探る。今回の発表では、菅平高原における葉面積変化と冷気湖の発達の関係を、現地観測および簡易的な熱収支評価から明らかにした。

2. 研究手法

菅平盆地内の気象庁 AMeDAS 菅平 (AME, 標高 1253m) と、根子岳山麓に位置する筑波大学菅平実験所 (SRS, 標高 1320m) の気温データ (時間値) の差から、冷気湖の発達に伴う逆転層強度の日・季節変化を長期にわたり把握した。SRS 内では、混交林内の林冠タワー (高さ 22m) および隣接するススキ草原 (CGS) を利用して 2017-2020 年にかけて多地点で微気象データを取得した。タワー近傍に、分光式葉面積指数センサーおよび放射計を設置し、LAI および積雪の季節変化を測定した。

菅平高原周辺の晴天弱風日の抽出と冬季の積雪状態把握には気象庁 MSM 客観解析データ、NASA-MOD10A1 データを利用した。冷気涵養流域および植生被覆は、国土地理院 DEM データおよび ESA-LC データで推定した。

3. 結果と課題

SRS 混交林における開葉・落葉期および積雪期を 3 年間にわたり特定した。年による違いは 2018 年の開葉・落葉が早く、2019-20 冬季の積雪期が短かった。開葉・落葉のタイミングで、AME-SRS 間で評価された夜間の逆転層強度が変化する事が明らかとなった (図 1a, d)。点で観測された LAI 変化を流域スケールに拡張するために、DEM データを用いて冷気湖形成に関与すると考えられる冷気涵養流域を推定し、標高毎の森林面積を把握した。一方で、Nagai et al. (2015) を参考に、流域スケールでの LAI 季節変化を推定したところ、涵養域における開葉・落葉のタイミングが林

冠タワーとほぼ同期して発生していた (図 1e)。SRS から AME にかけて気層の夜間熱容量変化を晴天弱風日の落葉期間と開葉期間で比較したところ、涵養域森林面積単位で前者のほうが夜間平均 2.1W/m^2 多く冷却している事が分かった。先行研究によると森林の貯熱量 S は晴天日の日中に数 W/m^2 ~ 数 10W/m^2 のオーダーとなる事が知られている。今回の推定冷却量は S のオーダーより小さいが、菅平盆地の南東から冷気が下流に流出している可能性も考えると、落葉に伴う S の減少が重力流の強化に伴う冷気湖の発達を促すと考えた。

葉面積変化に伴う山岳斜面での重力流発生過程の変化を把握するために、晴天弱風日における森林周辺での気流系と地上気温変化の連動を精査する必要がある。

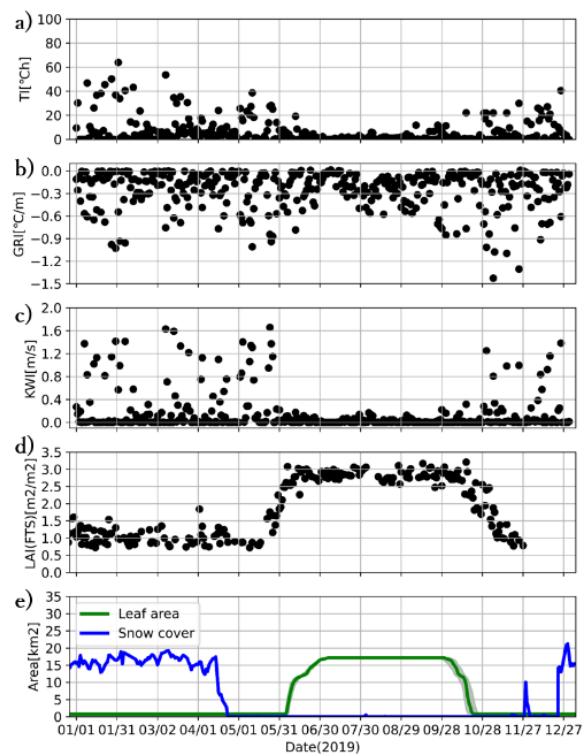


図.1 2019 年における a) AME-SRS 間の夜間気温逆転強度, b) CGS での夜間気温逆転強度, c) CGS での東北東方向の夜間平均風速, d) 混交林の LAI, e) 冷気涵養流域で推定された開葉面積と積雪面積の季節変化。

引用文献

- Kondo, J., T. Kuwagata, S. Haginoya (1989) *J. Atmos. Sci.*, 46, 2917-2933.
 Nagai, S., T. M. Saitoh, K. N. Nasahara, R. Suzuki (2015) *Int. J. Biometeorol.*, 59, 47-54.

山岳地形によって生じる大気環境の地域性が降積雪に与える影響

西村基志 (国立極地研究所)・佐々木明彦 (国士舘大学)・鈴木啓助 (信州大学)

Effects of regional atmospheric condition caused by alpine topography on snowfall

Motoshi NISHIMURA (National Institute of Polar Research), Akihiko SASAKI (Kokushikan University), and Keisuke SUZUKI (Shinshu University)

1. はじめに

ある地域に供給される降水粒子が液体 (雨) であるか固体 (雪) であるかは、雪氷学のみならず水文学や防災科学などの分野において重要な研究課題である。それは、降雪が地表面の日射吸収効率を大きく低下させると同時に、積雪として地上に水分子を貯蔵する一方、降雨は融雪を促進させ、集水域へ直接的に水を供給するといった、地表面-大気-熱・水分交換機構を大きく変化させるためである。

降水形態は気象条件に支配され、その判別には地上気温を用いる手法が多い (例えば、小川・野上, 1994)。また、北陸の沿岸から中部山岳地域にかけての急峻な山岳地形は、その標高勾配によって形成される気温分布の地域性に加えて、東アジアモンスーンに対する山体効果によって生じる風上地域と風下地域で大気的水分条件の違いを形成する一因になっている。したがって、当該地域では空間的に変化に富む大気環境が形成されており、それに起因する降水形態の変化にも特異的な傾向が見られると考えられる。

そこで、本発表では地表面-大気-熱・水分交換機構を大きく変化させる冬期の降水形態の違いと、その融雪促進効果 (例えば、Nishimura *et al.*, 2018) に着目し、それらの空間分布について明らかにする。日本海沿岸地域と山岳地域を含む本州中部を対象とすることで、当該地域の特異的な地形条件と気候条件の違いによって生じる気温、水分条件の違いによって形成される積雪・融雪機構の特異性について考察する。

2. 方法

解析に用いたデータは信州大学が運用する気象観測地点および気象庁の気象官署、AMeDASを含む50地点の気温と降水量データの1時間データである。これらの観測地点は、それぞれ以下の5つの県に位置しており、新潟県、富山県を北陸地方、長野県、岐阜県を中部地方、群馬県を関東地方として分類し、後述の降水形態判別気温を適用する地域とした。データの解析期間は2016/17年、2017/18年、および2018/19年の3冬季であり、降水イベントは1時間データとして降水量が記録された場合を、その時刻の1降水イベントとした。

降水形態判別気温の閾値は小川・野上 (1994) の分類に基づき、地域別、月別に異なる値を適用した。降水イベント発生時の気温がその判別気温

よりも高かった場合は雨、判別気温以下であった場合は雪として降水形態の判別を行った。また、降雨による積雪層への伝達熱量の指標とする降雨イベント強度 (RI) [mm K]を以下のように定義した。

$$RI = P \times T_a$$

(P [mm]: 降雨量, T_a [K]: 気温)

3. 結果

解析期間中の積算降水量を算出すると、明瞭な空間分布が見られた。日本海沿岸地域で降水量が多く、内陸部では少ない結果となり、日本海からの距離と有意な負の相関を示した。また、降水形態の判別を降水イベントごとに行い、降雨イベント回数を求めたところ、日本海沿岸地域で多く、内陸部では少ないという空間分布が得られた。この抽出した降雨イベントの降雨量と気温から、降雨イベント強度を算出した結果、日本海沿岸地域の降雨イベント強度が大きく、内陸地域では小さいという明瞭な空間分布を示した。

4. 考察

研究対象地域の日本海沿岸から中部山岳地域にかけての降水量分布は、冬季の空気塊移流機構と山岳地形によって形成されたと考えられる。日本海からの水蒸気供給を受けた空気塊が冬季モンスーンによって移流し、その空気塊が当該地域の山体によって強制的に持ち上げられ、日本海沿岸から中部山岳地域の北部に多量の降水が供給されることは既知である。同地域を対象とした本解析によっても、上述の地形、気候条件に起因する明瞭な水平方向の降水量勾配が明らかになった。

冬季の降雨イベント強度は、気温と降雨量に依存する。冬季モンスーンの風下に位置する中部山岳南部は、日本海沿岸に比べて降水量が少ないことに加え、高標高であるため気温も低い。つまり、特徴的な地形、気候条件を持つ当該地域における気温上昇時の降水形態の変化、および融雪促進効果の地域性を考えた時に、その影響を大きく受けるのは、比較的気温が高く、降水量が多い海洋性気候下である特徴を持つ日本海沿岸地域であると考察出来る。

引用文献

Nishimura *et al.* (2018) *Bull. Glaciol. Res.*, **36**, 23-35.
小川・野上 (1994) 水文・水資源学会誌, **7**, 421-427.

定点カメラを用いた半教師あり学習による高山植物開花フェノロジーのモニタリング

岡本遼太郎 (筑波大学)・小熊宏之 (国立環境研究所)

Semi-supervised deep learning method to monitor the flowering phenology of alpine plants with fixed point cameras

Ryotaro OKAMOTO (University of Tsukuba), Hiroyuki OGUMA (National Institute for Environmental Studies)

1. はじめに

高山生態系は気候変動に対して脆弱であり、種分布やフェノロジーの変化が報告されている 1)。中でも高山植物開花フェノロジーの変化はポリネーターの活動期と開花時期のミスマッチをもたらして結実率を低下させるため 2)、長期のモニタリングが重要である。高山帯における開花フェノロジーの現地調査は困難であり、インターバル撮影を行う定点カメラの利用が有効だといえる。一方で定点カメラ画像を用いたモニタリングにおいても、既存の手法では画像から人が目視で開花度を判読しており多大な労力を要してきた。これを解決するため本研究では、半教師あり (少ない教師データしか必要でない) 深層学習によって写真中から対象種の花を検出し、開花フェノロジーを自動測定する手法を開発した。

2. 方法

概要を図.1 に示す。深層学習モデルの一種である畳み込みオートエンコーダと k-means 法を組み合わせることで画像中の花の画素を検出する。教師として **a**:対象の花、**b**:対象の花と似た物体 (他種の花や色の似た岩など)、**c**:背景、のアノテーションを付けた画像を用いる。提案手法は半教師あり学習を用いており教師画像は 2、3 枚が良い。検出した花の画素数から開花フェノロジーのグラフを作成する。

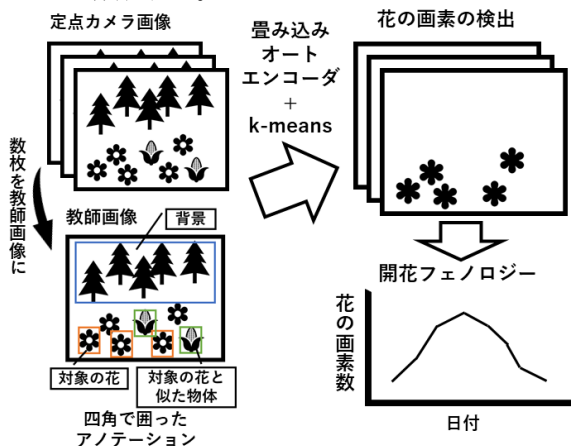


図.1 方法の概要

3. 事例と検証

3.1 題材

画像から開花フェノロジーを目視で判読した例として、環境省のモニタリングサイト 1000 高山帯調査 (以下、モニ 1000) がある。モニ 1000 で開花フェノロジー調査に用いられている大雪山赤岳第四雪渓 (北海道上川郡) の定点カメラ画

像を例としてチングルマ群落開花フェノロジーの自動測定を行い、モニ 1000 の記録 3) と比較した。画像は 2017 年 7 月から 8 月にかけて撮影された 18 枚 (環境省自然環境局生物多様性センター提供) を用いた。

3.2 自動測定と目視判読との比較

自動測定された開花フェノロジーのピークはモニ 1000 の満開時期と一致したが、開花終了がモニ 1000 よりも遅く測定されていた (図.2)。これはチングルマの瘦果が花として一部誤検出されたことが原因だった。また、咲き始めよりも早くに花が少数検出されているのはキバナシャクナゲの花が誤検出されたためであった。

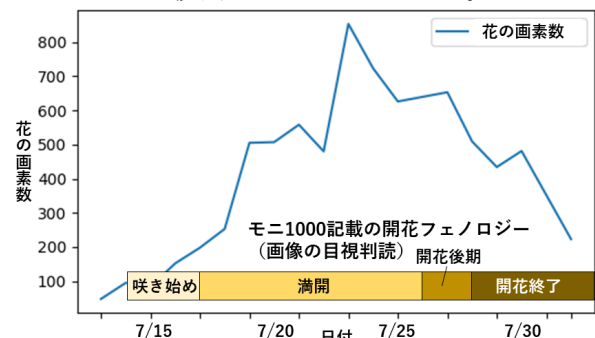


図.2 自動測定された開花フェノロジー

折れ線は画像から自動検出されたチングルマの花の画素数、帯グラフはモニタリングサイト 1000 高山帯調査報告書 (平成 29 年度) に記載された赤岳第四雪渓のチングルマ群落の開花フェノロジーを示す。

4. 展望と課題

提案手法によって、より多くの場所で定点カメラを用いた高山植物開花フェノロジーのモニタリングを行い、その気候変動影響を網羅的に明らかにすることが期待される。

3. では他種の花やチングルマの瘦果などが誤検出されていた。形状や色の似た物体に対する頑健性を増すと同時に、一枚の写真から複数種の花を検出できるようにすることが課題である。

引用文献

- 1) Kudo, G., Amagai, Y., Hoshino, B. and Kaneko, M. (2011), *Ecology and Evolution*, 1: 85-96.
- 2) Kudo, G. and Ida, T.Y. (2013), *Ecology*, 94: 2311-2320
- 3) 環境省自然環境局生物多様性センター (2018) 「平成 29 年度モニタリングサイト 1000 高山帯調査報告書」

集水域の植生が物質動態の変化を介して、土壌・河川生物群集に与える影響

太田民久 (富山大学)

The effects of forest vegetation types on communities of soil and stream invertebrates through alteration of nutrient dynamics

Tamihisa OHTA (University of Tyama)

1. はじめに

樹木がもたらす栄養塩の空間変異は、ときに集水域レベルといった大きなスケールまでおよぶことがあり、他の動植物の群集組成や生態系機能に大きな影響を与えるとされる。しかし、そのような栄養塩の空間変異が他の生物に与える影響や、そのメカニズムにまで迫る研究は、今まであまり報告がなかった。我々は本研究により、日本において最も優占し、広く植樹されているスギの影響を比較検証した。

2. 調査地

本研究は、北海道大学和歌山研究林のスギ人工林および照葉樹林において実施した。本研究林が位置する和歌山県南部は、土壌層が非常に薄く、河川水中のミネラルが少ない地域であることが知られている。

3. 研究手法

調査地において、集水域がスギ人工林あるいは照葉樹林で覆われているサイトを選定した。そのサイトにおいて、落葉リター、河川水、土壌および雨水を採集し、元素分析およびストロンチウム同位体分析を実施した。さらに、各サイトで土壌無脊椎動物および河川無脊椎動物を採集し、群集組成を比較した。

また、スギおよび日本において広く分布する樹種(ヒノキ、ブナ、コナラ、ミズナラ、シラカシ)を植えたポットを用意し、スギと他樹種の根系活性と土壌栄養塩動態を比較する実験も行った。

加えて、4種のスギの地理変異種(ヨシノスギ、イトシロスギ、ヤナセスギ、ヤクスギ)が異なるプロットに植樹されている共通圃場においても落葉リター、土壌、土壌動物、スギ生葉を採集し、分析および解析を行った。

4. 結果

スギ人工林と照葉樹林を比較すると、落葉リター、土壌、河川水のカルシウム濃度がスギ人工林で3から5倍程度高くなる傾向が見られた。そして、河川および土壌に生息し、外骨格に多くカルシウムを含む甲殻類の密度がスギ林で劇的に高くなる傾向が見られた(Ohta et al. 2014a, 2014b)。

また、ストロンチウム同位体分析の結果から、スギ林河川では、照葉樹林河川と比較して、基岩由来のカルシウムを多く含んでいることが示唆された(Ohta et al. 2018)。

また、ポット実験の結果から、スギは他樹種と比較して、根から有機酸を多く放出し、土壌粒子や基岩中のカルシウムを多くとかし出していることが示唆された(Ohta and Hiura 2016)。

さらに、地理変異種間を比較した共通圃場実験の結果、カルシウムやリンの動態が各変異種を植えたプロット間で有意に異なり、甲殻類をはじめとした土壌動物群集に有意な影響を与えていた(Ohta et al. 2019)。

5. 考察

これまでの結果により、集水域の植生がスギ人工林に変化することで、基岩から溶出といったカルシウム動態が変化し、河川および土壌に生息する無脊椎動物群集、特に甲殻類の密度に影響していることが分かってきた。その理由のひとつとして、スギの根から多く放出される有機酸が関係していることが示唆された(図. 1 参照)。

また、その継続研究として、多く存在するスギの地理変異種を比較したところ、カルシウム動態および土壌動物に与える効果は変異種間で有意に異なることも分かってきた。その原因として、各地理変異種が進化してきた原産地の環境要因(基岩の種類・土壌層の厚さなど)が関係している可能性がある。

引用文献

- Ohta et al. (2014a) *Freshw. Biol.* 59, 748–760.
 Ohta et al. (2014b) *Pedobiologia* 57, 257–262.
 Ohta and Hiura (2016) *Can. J. of Soil Sci.* 96, 119–206.
 Ohta et al. (2018) *Ecosystems* 21, 1390–1403.
 Ohta et al. (2019) *Plant and Soil* 437, 355–373.

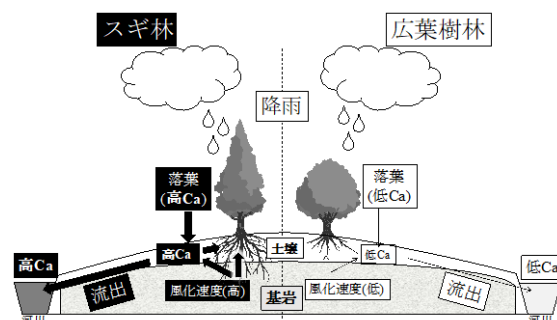


図. 1 本研究の概要

一般研究発表 (ポスター)

要旨

キルギス共和国, クムトール鉱山における雪氷土砂堆積物の流動

青木綾乃(新潟大学・学)*・奈良間千之(新潟大学)・

Murataly Duishonakunov(キルギス国立大学)・山之口勤(RESTEC)

The landslide of dumped ice, snow and soil at Kumtor Mine in Kyrgyz Republic

Ayano AOKI (Niigata Univ), Chiyuki NARAMA (Niigata Univ),

Murataly Duishonakunov (Kyrgyz National University), Tsutomu YAMANOKUCHI (RESTEC)

1. はじめに

鉱山地域には、掘削土砂を堆積させることによって形成される盛土が存在する。キルギス共和国東部、テスケイ山脈のアク・シラック山系のクムトール鉱山では、2019年12月1日、鉱山活動に伴う盛土が突発的に崩壊し、鉱山の従業員2名が亡くなる事故が発生した。氷河氷と永久凍土を掘り崩しているクムトール鉱山の盛土は、雪氷土砂で構成されている。

鉱山活動による盛土の崩壊メカニズムについて多くの研究があるが(たとえば Zhan et al., 2018), 雪氷体で構成された盛土の崩壊の事例はなく、雪氷体盛土の崩壊メカニズムは明らかでない。雪氷土砂からなる盛土の崩壊メカニズムを明らかにすることは、防災対策を考慮する際の情報を提供できる。

Jamieson et al. (2015)は、クムトール鉱山における盛土の形成史および流動について報告している。しかしながら、数日~数十日といった短期間での観測がおこなわれていないため、突発的な崩壊の要因や崩壊の前兆現象については明らかでない。そこで本研究では、盛土の崩壊前後の地形変化を衛星画像から調べ、クムトール鉱山における雪氷土砂の突発的な崩壊の要因や前兆現象について考察した。

2. 研究地域

クムトール鉱山はキルギスの首都ビシュケクから南東に約310kmに位置しており、1997年から金の採掘が行われている。鉱山は氷河末端部に位置し、標高は約4000mで、永久凍土地帯にある。クムトール鉱山には、盛土は3つ存在し、そのうちの1つが2019年に突発的な崩壊を起こした。崩壊を起こした盛土は、崩壊後に土砂の運び込みが一定期間禁止されていた。しかし、クムトール鉱山における鉱山活動は、現在も継続している。

3. 研究手法

衛星画像解析(以下に示す)によって、クムトール鉱山の崩壊した盛土の崩壊前、崩壊時、崩壊後の地形変化を調べた。また、崩壊していない盛土の地形変化も調べ、崩壊した盛土と比較することで、崩壊した盛土の特徴を考察した。

3.1. 目視判読

多時期の光学衛星画像から、地形変化を目視で確認した。使用した光学衛星画像は、Dove衛星群(Planet社:解像度3m)および、SPOT(CNES:解像度1.5m)である。

3.2. イメージマッチング

イメージマッチングとは、2時期の衛星画像から画像上の同一点を特定し、水平方向の移動距離と移動方向を明らかにする手法である。

3.3. 差分干渉 SAR 解析

差分干渉 SAR 解析とは2時期の SAR データの位相差から地表面と衛星の距離の変化を求める手法である。差分干渉 SAR 解析は Sentinel-1 のデータを使用した。

4. 結果

4.1. 崩壊前

盛土の面積変化を調べると、下流側先端部は2017年~2018年の1年間に最大50m拡大していた。崩壊直前の末端部は、2019年の8月から11月の3カ月間で100m拡大していた。また、盛土全体において流動は一定でなく、先端部の流動が最も大きかった。さらに、盛土の西側と東側では、西側の方における流動が大きかった。

4.2. 崩壊時

崩壊後、盛土の面積は0.2km²拡大し、2.8km²となった。先端部では最大270mの拡大を確認した。崩壊した場所は盛土の西側であり、崩壊前に大きい流動があった。崩壊前の盛土の6.5割におよぶ1.6km²で崩壊した。

4.3. 崩壊後

差分干渉 SAR 解析および目視判読の結果より、崩壊後、盛土全体で土砂の流動はほとんどみられなかった。

4.4. 崩壊した盛土の特徴

崩壊した盛土において、崩壊年である2019年の流動速度は、2018年に比べ大きかった。一方、崩壊していない盛土では、2018年、2019年ともに一定の速度で流動していた。このことは、流動速度の変化がクムトール鉱山における盛土崩壊の前兆現象であることを示唆している。

5. 考察

崩壊の前兆現象は盛土の流動が急速に加速することであった。雪氷土砂の運び込みが禁止されていたのと同時期に、流動が小さくなることを確認した。これらの結果から、クムトール鉱山での盛土の崩壊を防ぐためには、盛土の流速が急に変化した時に、雪氷土砂の運び込みを制限することが効果的だと考えられる。一定速度での流動では甚大な被害が生じにくい。そのため一定速度内の流動に収まる量の運び込みをおこなう必要があり、継続的な流動のモニタリングが重要である。

キルギス, テスケイ山脈における短命氷河湖の面積変動から推定される排水路の規模

山田奈穂 (新潟大)・奈良間千之 (新潟大)・Mirlan DAIYROV(CAIAG)

Dimension of drainage channels estimated from area fluctuations of short-lived glacial lakes in the Teskay Range, Kyrgyz Republic

N. YAMADA (Niigata Univ.), M. DAIYROV(CAIAG)

1. 研究背景

近年の気候変動の影響による氷河の後退に伴い、氷河湖決壊洪水 (GLOF) の発生が世界的に増加している。天山山脈北部地域 (キルギス共和国) では、わずか数ヶ月から 1 年の間に氷河湖が出現・消失する短命氷河湖が存在する。2008 年、テスケイ山脈の西ズンダン氷河湖では、短命氷河湖の出水による洪水で 3 名の犠牲者がでた (Narama et al., 2010)。テスケイ山脈には短命氷河湖が 160 個存在するが、大規模出水をおこした短命氷河湖は 2013 年~2019 年においてわずか 2 つであった (Daiyrov and Narama, submitted)。湖によって出水規模が異なると考えられるが、大規模出水に至る条件は明らかでない。Daiyrov and Narama (submitted) は、短命氷河湖の大きさとアイストンネルの断面積が出水規模に関係すると指摘している。しかしながら、アイストンネルの断面積の測定が困難であるため、出水規模を定量的に評価することができない。

アイストンネルを通る水の出水速度 (m^3/s) はアイストンネルの断面積 (m^2) と流速 (m/s) の積により算出される。流速はアイストンネルの傾斜が変化しない限り一定である。したがって、出水速度とアイストンネル断面積には相関があるといえる。また、短命氷河湖の面積と体積には強い相関がある (Narama et al., 2018)。そこで本研究では、テスケイ山脈のトン地区に分布する 4 つの短命氷河湖を対象に、衛星画像により得られた湖面積変動を湖の体積変動として捉え、出水速度を算出した。そのうえで、断面積と出水速度が判明しているカラテケ氷河湖と比較し、各氷河湖のアイストンネルの断面積の大きさを考察した。

2. 研究手法

光学衛星画像からテスケイ山脈のトン地区における 4 つの短命氷河湖 (Korumdu, Angisay, East-Koltor, West-Koltor) の面積変動の観測をおこなった。観測期間は 2017 年~2019 年である。使用した衛星画像は、高頻度で撮影され地上分解能 3.0m を有する Planet 社提供の画像を使用した。

本研究ではアイストンネル断面積と出水速度の関係性に注目しており、個々の氷河湖が有する面積の差異によって生じる流出規模への影響をなくす必要があった。そのため、それぞれの氷河湖の面積を標準化した。また、標準化した値で線形回帰し、回帰係数を出水速度として比較した。回帰係数の絶対値が大きいほど出水速度が大き

いことを示す。なお、出水期間は面積変動が単調に減少した期間として定義した。比較対象のカラテケ氷河湖は大規模出水した 2 つの短命氷河湖のうちのひとつであり、地中レーダーによりアイストンネル幅が観測されている。

3. 結果

4 つの短命氷河湖の面積変動を標準化し、線形回帰した (図 1)。

出水速度が年によって大きく変化する湖と変化しない湖に分類することができた。図 1 の East-Koltor と Angisay は変化が大きく、Korumdu と West-Koltor は変化が小さい湖であった。4 つの短命氷河湖における出水速度は約 0.1~0.8 を示した。一方でカラテケ氷河湖では 2.0 であった。

4. 考察

図 1 より、East-Koltor と Angisay では出水速度の年変化が大きい。これは、アイストンネルの断面積の年変化が大きいことに起因する。また、アイストンネルの断面積は融解により増加・減少する。したがって、浅い場所にあるトンネルほど、気温の影響を受けやすく、氷の融解が活発であるため、アイストンネルの断面積の年変化が大きいと考えられる。

出水速度の違いから、一定体積当たりのアイストンネルの断面積は、カラテケ氷河湖に比べて 4 つの短命氷河湖では小さいことがわかった。カラテケ氷河湖のアイストンネルは高さ 2m、幅 4m と観測されており (森修論, 2019)、4 つの短命氷河湖のアイストンネルはこのサイズより小さいと推測される。したがって、一定体積に対するアイストンネルの断面積が大きいほど、大規模出水につながると考えられる。

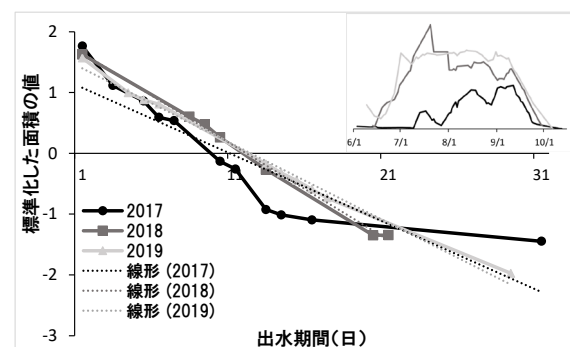


図 1. East-Koltor における出水時の湖面積変化
縦軸は面積変化を標準化した値、横軸は排水期間の日数を表す。右上は入水から出水までの面積変動

ネパール、ランタン・リルン峰における平常時の懸垂氷河崩落の特徴

松本広祐 (新潟大・院)・奈良間千之 (新潟大)・渡部帆南 (RESTEC)・河島克久 (新潟大)・
 楯垣大輔 (弘前大)・八木浩司 (山形大)・若井明彦 (群馬大)

Characteristics of hanging glacier collapse during normal time at Mt. Langtang Lirung in Nepal

K. MATSUMOTO (Niigata Univ), C. NARAMA (Niigata Univ), H. WATANABE (RESTEC), K. KAWASHIMA (Niigata Univ), D. HIGAKI (Hiroshima Univ), H. YAGI (Yamagata Univ), A. WAKAI (Gunma Univ)

1. はじめに

2015年4月、ネパールにおいてゴルカ地震と呼ばれるM7.8の巨大な地震が発生した。ネパールのランタン・リルン峰ではゴルカ地震が誘因となって懸垂氷河が崩落し、発生した雪氷岩層がなだれにより谷底のランタン村では甚大な被害が出た (Kargel et al., 2015)。不安定な場所に存在する懸垂氷河は、氷河末端が繰り返し崩落することで大きく消耗し、その形状を維持する。ヨーロッパ・アルプスなどでは、地震などの外的要因がない平常時の懸垂氷河崩落による被害が報告されており、懸垂氷河は平常時でも災害を引き起こす。しかしながら、懸垂氷河のモニタリングは、ヨーロッパ・アルプスの数か所で行われておらず、標高や気候環境が大きく異なるヒマラヤ山脈において、平常時の懸垂氷河の崩落量や崩落サイクル、崩落する地形的特徴は明らかでない。

本研究では、ランタン・リルン峰の懸垂氷河を対象に、2015年、2017年、2018年、2019年に撮影したヘリ空撮画像、または衛星画像からオルソ画像と地形表層モデル (DSM) を作成し、各時期を比較することで、ランタン・リルン峰における平常時の懸垂氷河の崩落量、崩落サイクルを調べ、崩落の特徴を考察した。

2. 研究方法

ランタン・リルン峰はネパールの首都カトマンズから北に約70km地点に位置し、標高は7234mである。また、ランタン・リルン峰西側にはランタン・リルンII峰が位置する。ランタン・リルン峰周辺の上部域には多数の懸垂氷河が存在する。

本研究ではランタン・リルンII峰東壁からランタン・リルン峰東壁にかけての岩壁を対象に、2015年6月1日および10月27日、2018年11月3日、2019年11月14日にヘリコプターからの空撮を実施した。その連続画像データから SfM ソフトを用いて、オルソ画像および DSM を作成した。地上基準点は、2019年10月13日のPleiadesのトリステレオ画像 (解像度0.5m) によるDSMから取得した。また、2017年10月22日のPleiadesのトリステレオ画像からもオルソ画像とDSMを作成した。各時期のオルソ画像およびDSMを比較し、懸垂氷河の拡大・崩落箇所を抽出した。また、3次元点群データから、懸垂氷河末端の時間変化を観測し、崩落サイクルを調べた。

3. 結果

オルソ画像とDSMの比較から、懸垂氷河の拡大・崩落箇所を調べたところ、平常時の崩落のほとんどは氷河末端で生じていた。また、いくつかの懸垂氷河は非常に長い氷河末端を持ち、末端では同じ期間に拡大と崩落の箇所が確認された。

図1は、ひとつの懸垂氷河末端の縦断面図を作成し、数年間にわたる末端の形状変化を示す。2015年6月1日～10月27日に、懸垂氷河末端は変化しないが、2015年10月27日～2018年11月3日に崩落が発生している。その後、2018年11月3日～2019年11月14日にかけて、氷河末端は拡大している。しかしながら、2019年11月14日時点では、2015年6月1日の氷河末端の位置まで拡大していなかった。

4. 考察
 長い氷河末端を持つ懸垂氷河において、同じ期間に拡大と崩落の両方が抽出されたことから、大きな懸垂氷河は部分部分で小規模な拡大と崩落を繰り返し、その形状を維持していることが示唆される。この場合、明確な崩落サイクルを持たず、一度の崩落量に均一性がないと考えられる。一方で、大きな懸垂氷河は小さな懸垂氷河が合体したものであることが考えられる。これは、小さな懸垂氷河同士の境界が積雪によって覆われることで、懸垂氷河の細分化が難しいことから生じる仮説である。この場合、それらの小規模な懸垂氷河はそれぞれが崩落サイクルを持ちうる。

4. 考察

図1の懸垂氷河の縦断面図から、氷河末端は4年半の期間で回復しなかった。ヨーロッパ・アルプスにある寒冷氷河のTaconnaz懸垂氷河は、およそ半年の崩落サイクルを持つ (Le Meur and Vincent, 2006)。ヒマラヤ山脈はヨーロッパ・アルプスよりも気温および水温が低いいため、流動速度が小さく、底面すべりも起きづらい。したがって、ランタン・リルン峰の懸垂氷河の崩落サイクルはTaconnaz懸垂氷河のものより長く、4年半以上であると考えられる。

図1の懸垂氷河の縦断面図から、氷河末端は4年半の期間で回復しなかった。ヨーロッパ・アルプスにある寒冷氷河のTaconnaz懸垂氷河は、およそ半年の崩落サイクルを持つ (Le Meur and Vincent, 2006)。ヒマラヤ山脈はヨーロッパ・アルプスよりも気温および水温が低いいため、流動速度が小さく、底面すべりも起きづらい。したがって、ランタン・リルン峰の懸垂氷河の崩落サイクルはTaconnaz懸垂氷河のものより長く、4年半以上であると考えられる。

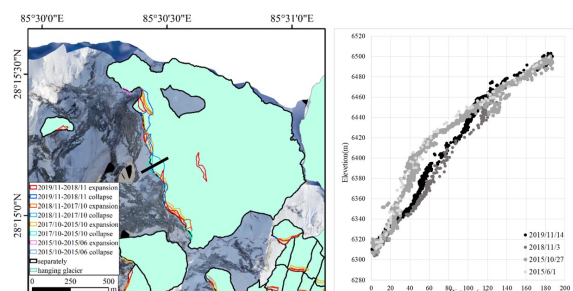


図1. 懸垂氷河末端の縦断面図
 左図の黒太線が縦断の位置を示す。

氷河上湖の出水規模の推定

本間夏実 (新潟大・学)・奈良間千之 (新潟大)・櫻井尚輝 (朝日航洋)

Estimation of volume at supraglacial lake outburst flood

N. HOMMA, C. NARAMA (Niigata Univ), N. SAKURAI (Aero Asahi Co.)

1. はじめに

近年、氷河湖を持たない岩屑被覆氷河において、大規模な出水による洪水や土石流が発生し、下流域の住民に被害を与えている (Richardson et al., 2009; Komori et al., 2012). このような岩屑被覆氷河からの出水は、氷河上に形成される複数の氷河上湖からの同時出水が原因であると考えられている. その際の出水量は、氷河上湖の体積と氷河上湖のネットワークにより決まる. 本稿では、氷河上湖の体積に着目する.

Watson et al. (2017) は、ネパールの Khumbu 氷河と Lobuche 氷河において、氷河上湖の面積と体積に相関関係があることを示した. この場合、氷河上湖の面積を観測することができれば、面積と体積の相関関係から氷河上湖の体積を算出することが可能になる. しかし、氷河上湖の面積と体積の相関関係についての研究は上記の氷河の一部であり、氷河全域または他の氷河では異なる関係がみられる可能性がある.

そこで本研究では、南イニルチェック氷河全域において、衛星画像および UAV 空撮画像を用いて、氷河上湖の面積と体積を算出し、これらの相関関係を求めた.

2. 地域概要

研究対象地域は、キルギス共和国東部に位置する南イニルチェック氷河である. 南イニルチェック氷河は全長約 60.5km のキルギス最長の谷氷河であり、そのうち岩屑域は末端から約 22km を占める. 南イニルチェック氷河の氷河上湖は 4 月から増加しはじめ、5~6 月に最大となり、6~7 月に減少が確認されている (Narama et al., 2017). 4~6 月の増加は雪や氷河の融水の流入によるものであり、6~7 月の減少は氷河内水路ネットワークの開放によるものと考えられている.



図.1 研究地域

赤：南イニルチェック氷河、青：メルツバツハ湖 (Landsat8)

3. 研究手法

2018 年に取得された SPOT-6 の DSM (1.5m 解像度) と高頻度で撮影されている Planet 社提供のマルチスペクトル画像 (3.0m 解像度) を用いて、氷河上湖の数が最大となる 6 月の面積と体積を算出した. 氷河上湖は面積 100 m²以上となるものを自動抽出し、面積と体積の算出には ArcGIS の Cutfill (出水前後で体積の変化量を算出する) 処理を用いた. また、2018 年 8 月の UAV 空撮画像から、同時出水した 5 つの氷河上湖の面積と体積を同様の方法で算出した.

4. 結果・考察

衛星画像と UAV 空撮画像から得られた氷河上湖の面積と体積の関係を以下の図 2 に示す. 自動抽出された氷河上湖のうち、面積 1000 m²以上の比較的大きいものは、氷河上湖の面積と体積に相関がみられた (決定係数 R²=0.81) が、面積 1000 m²以下の氷河上湖ではばらつきが大きくなっていった (R²=0.61). また、UAV 空撮で観測された同時出水した氷河上湖 5 つについても非常に強い相関 (R²=0.96) がみられた.

以上のことから、南イニルチェック氷河において、面積 1000 m²以上の氷河上湖には面積と体積に有意な関係がみられ、面積から体積を算出することが可能であることが示唆された. 面積の小さい 1000 m²以下の氷河上湖については、面積と体積の相関関係は弱い. これは、自動抽出の精度が不十分であることにより、抽出される氷河上湖の面積に誤差が生じるためであると考えられる. したがって、自動抽出の精度を高める方法を検討しなければならない.

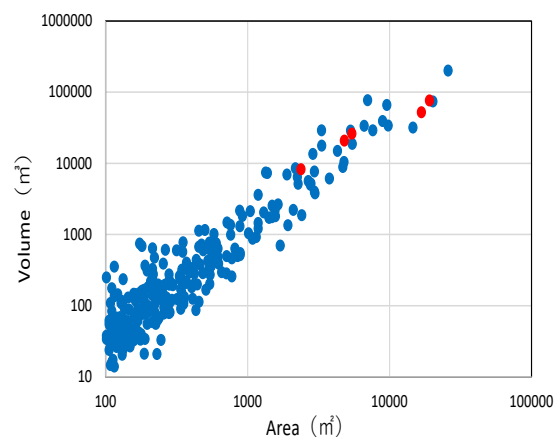


図.2 南イニルチェック氷河における氷河上湖の面積と体積の散布図 (青：2018 年 6 月の衛星画像から算出、赤：2018 年 8 月の UAV 空撮画像から算出)

白馬連山での周氷河平滑斜面の物質移動について

深田愛理 (新潟大学・学) *・奈良間千之 (新潟大学)・畠瞳美 (ESRI ジャパン)

Mass transfer on periglacial smooth slopes in the Shirouma mountain range

Eri FUKADA (Niigata Univ.), Chiyuki NARAMA (Niigata Univ.)

1. はじめに

飛騨山脈では、西側が緩傾斜面で、東側が急傾斜面の非対称山稜の地形がいくつかの地点で見られる。非対称山稜の緩傾斜面は、周氷河性平滑斜面と呼ばれる (Klaer, 1962)。周氷河性平滑斜面上の砂礫地では、斜面の形態、堆積物、表層岩層の移動量、移動を引き起こした周氷河作用について白馬岳をはじめ多くの研究がおこなわれてきた (たとえば、高山地形研究グループ, 1978; 相馬ほか, 1979; 永津・小泉, 1981; 岩田・相馬, 1982; Iwata, 1983)。しかしながら、周氷河性平滑斜面の形成メカニズムの詳細については明らかにない (小泉, 1992)。これは、斜面の地形変化を面的にかつ長期的に観測できていないことが挙げられる。

そこで本研究では、UAV (ドローン) を用いて多時期の周氷河平滑斜面の空中連続写真をからオルソ画像作成し、飛騨山脈の白馬岳と杓子岳周辺の周氷河平滑斜面を調べた。また、地温データから周氷河作用の影響を調べるために、白馬岳の稜線付近に地温計を設置した。

2. 地域概要

本研究では、白馬岳と杓子岳周辺の周氷河性平滑斜面を対象とした。白馬岳と杓子岳周辺の東側斜面は、急崖や岩壁の急傾斜面であるが、西側斜面は周氷河作用をうけた平滑斜面が広がる。

白馬岳山頂周辺は、古生界の砂岩・頁岩の分布地にあたり、稜線近くまでハイマツや風衝草原がおおい、砂礫地と植生地が入り組んだ条線土が広がっている (小泉, 1979)。一方、杓子岳山頂周辺は流紋岩域で、植生のない砂礫斜面が広がり、基盤が露出している箇所も見られる。

3. 研究方法

3. 1. 空中連続画像の取得

白馬岳と杓子岳周辺では、2020年8月5日にMavic2 pro (DJI 製) と、2020年9月15日にPhantom4 RTK (DJI 製) を用いて空中連続写真を取得した。

3. 2. オルソ補正画像の作成

取得した空中連続画像と SfM-MVS (Structure from Motion / Multi-view Stereo) 技術を用いて、オルソ補正画像を作成した。使用した SfM-MVS ソフトは、Pix4D 社製の Pix4D mapper である。Phantom4 RTK は、カメラの位置情報を高精

度に取得することができるため、9月15日のオルソ補正画像は、Phantom4 RTK のカメラの位置情報を使用して作成した。8月5日のオルソ補正画像は、9月15日の作成したオルソ補正画像と地形表層モデル (DSM) から GCP を取得して作成した。2 時期のオルソ画像から、礫の移動を観測した。

3. 3. 地温の測定

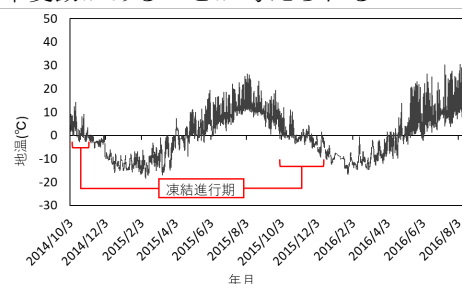
本研究では、2014年～2016年にかけて白馬岳の稜線付近に地温計 (おんどとり: T&D) を設置し、2年間の地温を計測した。

4. 周氷河平滑斜面の違い

連続空中写真から、白馬岳北側の稜線付近 (白馬岳サイト)、杓子岳の稜線付近 (杓子岳サイト) の2箇所 (幅 330m×280m) のオルソ画像 (10 cm 解像度) を作成した。白馬岳サイト (砂岩・頁岩) では、全体は植生で覆われ、斜面方向に線状の礫斜面が並列して分布する。杓子岳サイト (流紋岩域) では、植生はわずかで斜面の上下幅で 140～120m の礫斜面からなる。登山道より南斜面は植生で覆われている。このように周氷河平滑斜面でも礫斜面の分布は2つのサイトで一様でなく、礫斜面の分布が多く占める杓子岳サイトで周氷河作用による礫移動が活発に生じていると考えられる。

5. 白馬岳付近の地温データ

図-1 に 2014年～2016年の地温を示す。凍結融解が繰り返されることで凍結が進んでいく凍結進行期は、2014年～2015年では10月上旬～11月上旬であったのに対し、2015年～2016年では9月下旬～12月上旬であった。また、2015年～2016年の期間にかけて、地温が 0°C を上下した回数は、2014年～2015年の約2倍であった。図-1 をみると、2014/2015年と2015/2016年では、凍結進行期の長さが異なっていた。砂礫の移動量には年変動があることが考えられる。



八ヶ岳大月川上流における大月川岩屑なだれの層序と年代に関する新発見

栗本享宥（専修大・院）・荻谷愛彦（専修大学）

New findings on the stratigraphy and age of the Otsukigawa debris avalanche in the upper stream of the Otsuki River, Yatsugatake volcano, central Japan.

Takahiro KURIMOTO (Graduate student, Senshu Univ.) and Yoshihiko KARIYA (Senshu Univ.)

1. はじめに

八ヶ岳火山列・東天狗岳 (2640 m) の東面には、滑落崖を主とする大規模な崩壊地形とそこを給源とした岩屑なだれ堆積物 ($V=3.5 \times 10^8 \text{ m}^3$) がみられる (河内 1983). 河内 (1983) はこの崩壊を「大月川岩屑なだれ (ODA)」と命名した. のちに石橋 (1999) や森ら (2011) により ODA の発生年代と誘因が論じられ, 887 年仁和地震が有力視された. しかし既報の年代は必ずしも 887 年に収束せず AD 0~1300 に分散するともされ (山田ら 2020), ODA 堆積物 (ODAD) のユニット識別や層相分類も行われていない. 本研究では, 従来報告がなかった大月川上流部で ODAD の記載と分類を行い, 年代資料も得た.

2. ODAD の分布と層相

ODAD は主にみどり池から松原湖周辺までの大月川とその支流に沿って分布し, 河内 (1983) が示した範囲と概ね一致する. また森ら (2011) は大月川の南に接する湯川流域に ODAD は存在しないとされていたが, 大月川の ODAD と類似した角礫層 (層厚 $\geq 15 \text{ m}$) が本沢温泉付近 (Loc. 1) に分布することを今回確認した. この角礫層は木片を含み, 現在年代測定中である.

Locs. 2, 4, 5 の ODAD は淡黄色・暗灰色または淡橙色のシルト~砂質の基質と大小の安山岩角礫や火山砕屑物からなり, 直径 5~25 cm の木片を稀に含む. 全体に無層理・不淘汰で, 基質と礫の変質が著しく, 硫化水素臭を伴う. 稲子湯付近では ODAD 中にパッチワーク構造がみられ, 基質と明らかに異なる紫, 淡赤, 暗褐色, 青灰色のパッチが顕著である. 特に Loc. 2 とその周辺では弱い平行葉理を伴った青灰色シルトブロックが観察できる. これは ODAD の給源一帯に池沼が存在していた可能性を示す.

河内 (1983) は, 稲子湯付近では斗樽の沢溶岩 (To1) に ODAD が載るとしたが, 筆者らは To1

と ODAD の間に層厚 1~2 m の泥流堆積物が挟在されることを発見した. この泥流堆積物は暗灰色のシルト~砂の基質と, やや円磨された安山岩と軽石片 ($\phi=1\sim 10 \text{ cm}$) から成り, 全体に弱い斜交葉理を伴い, 基質支持かつ木片をよく含む.

3. 年代

稲子湯付近 (Locs. 4, 5) で ODAD 中から試料 (木片) を得た. $0x\text{Cal}+1\text{ntCal}20$ によると, その年代は Loc. 4 で cal AD 772~790/821~904/913~976@ 2σ ($1161 \pm 22 \text{ }^{14}\text{C}@1\sigma$), Loc. 5 で cal AD 706~737/772~884@ 2σ ($1220 \pm 22 \text{ }^{14}\text{C}@1\sigma$) である. また Loc. 3 における ODAD 下位の泥流堆積物中の木片は 42919~42426 calBP を示す.

4. まとめ

稲子湯付近での ODAD の堆積年代は AD 706~976 の範囲に含まれる. これは ODA が AD887 に発生したとする既往説には都合がよいが, 余震や誘発型内陸地震も含めた慎重な誘因論がさらに必要である. また ODAD 下位の泥流堆積物については目下詳細が不明であるが, 今回得た堆積年代は八ヶ岳 Yt-Pm2/Pm3 テフラの年代 (46~66 ka; 大石 2010) に近く, 最終氷期中という時代も考慮すると融雪 (融氷) 型泥流であった可能性がある.

引用文献

石橋 (1999) 地学雑. 森ら (2011) 「日本の天然ダムと対応策」. 河内 (1983) 地質雑. 山田ら (2020) 2020 年度砂防学会研究発表会概要集. 大石 (2010) 地学雑.

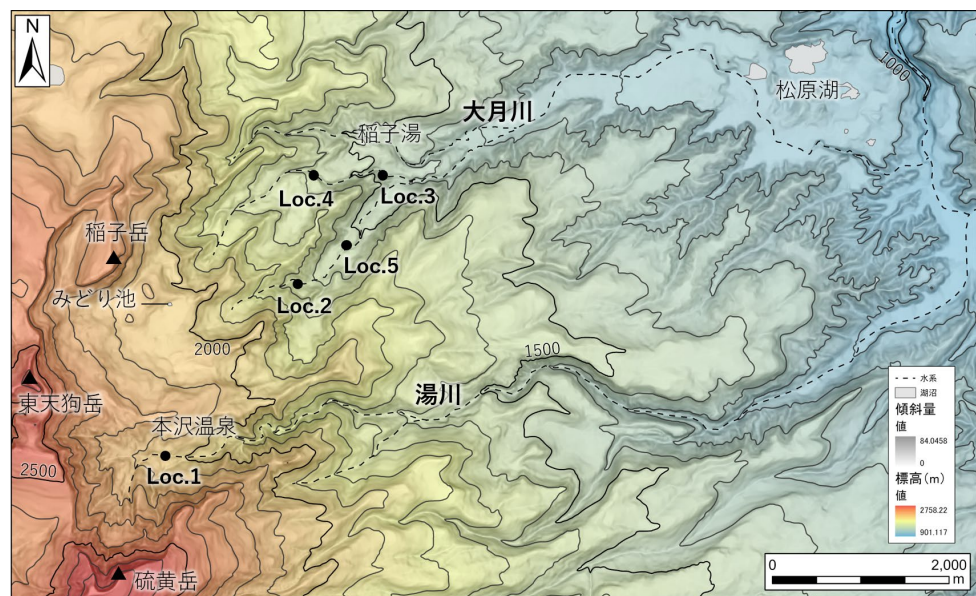


図 大月川・湯川周辺の地形図 (等高線間隔 100 m)

上高地の自然史と深層崩壊

苅谷 愛彦(専修大)

Deep-seated massive rockslope failure phenomena and their physiographical effects on the development of natural history in Kamikochi Valley, the Hida Range

Yoshihiko KARIYA (Senshu Univ.)

1. はじめに

上高地の魅力は、山岳を主とした自然環境の多様性にある。地形・地質では、更新世後期の氷河地形や周氷河地形、完新世に形成された梓川の氾濫原などがそれにあたる。一方、深層(大規模斜面)崩壊とその前兆である岩盤重力変形については十分な研究がなされていないが、最近各地で完新世の事例が見出されてきた。本発表では、上高地における深層崩壊の分布や地形・地質の特徴を整理し、それが上高地の自然史とどのようなかかわりを持ちうるのかを述べる。本稿の地質の略号は原山(1991;地質調査所 5万地質図「上高地」)に基づく。

2. 上高地における深層崩壊の事例

1) 田代池: 田代橋~田代池の梓川左岸に、花崗閃緑岩(Gdt)や割谷山溶岩類(Lw)を核に持つ流れ山が発達する。発生域は玄文沢上部。年代は4.2~5.4 ka(B=松四・苅谷らの¹⁰Be年代;1ka=1000年前)。玄文沢では別の新しい大規模土石流も知られている。

2) 河童橋: 河童橋にGdtを核とする流れ山が存在する。発生域は善六沢上部。3.2~4.0 ka(B)。

3) 岳沢出合: 登山道入口一帯。ロープ状の2段の崖を伴う。地質はGdt。発生域は岳沢右岸谷壁上部。年代不明(数100年以内か)。

4) 明神池: 明神池や嘉門次小屋裏の巨礫群。前穂高岳溶結凝灰岩(Wm)。発生域は明神岳南面。梓川を堰き止めた可能性がある。年代不明(数100年以内か)。

5) 上宮川谷: 沖積錐全域にWmの巨礫が散在。梓川右岸溪岸にも露出。発生域は上宮川谷最上部の急な岩壁。年代不明。

6) 奥又白谷新期: 奥又白谷沖積錐下部。なまこ状高まりを形成。主にWmと奥又白花崗岩(Go)。発生域は奥又白谷上部。0.8~1.1 ka(B)。

7) 奥又白谷旧期: 新村橋左岸の弁天沢下部。主にWmやGo、屏風ノ頭文象斑岩(By)。不定型な凸地を形成。発生域は前穂北尾根東面最上部。梓川現河床下にも伏在。6.0~7.9 ka(B)。

8) マメウチ平: 上高地域外になるが、蝶ヶ岳東面の蝶ヶ谷谷底に特徴的岩相をもつ崩壊堆積物が存在し、圏谷底や堆石丘に似た地形を形成。発生域は蝶ヶ岳南東の主稜線直下。完新世中期か?(B)。

3. 深層崩壊と自然史との関係

1) 地形・地質: 深層崩壊の発生域には明確で特

徴的な地形がほとんど残存しない。他方、堆積域には流れ山やロープなど特徴的な地形が生じる。崩壊物質の表層はしばしば基質を伴わないオープンワークを呈する。崩壊物質が梓川を堰き止めた事例もあると予想されるが、地質学的証拠は未発見である。数値年代の判明しているものは、全て完新世を示す。

2) 植生: 崩壊物質表層は巨礫が卓越し、土壌を欠くことがある。また礫間に雪氷が滞留し、冬季の冷気も保存されるため、周囲より低温多湿な環境が作り出されていると推定される。そのような環境では広葉樹よりも針葉樹が優占することがある。

3) 動物など: 深層崩壊の堆積域は、2)と関係して、ある種の動物に退避地的な生息環境を提供している可能性がある。

4) 人間精神: 崩壊を神の降臨や未知のエネルギーの出現と捉え、崩壊地を聖域としてあがめてきた可能性がある。例えば、明神池の深層崩壊と神社建立はそうした関係にあることも予想される。

4. 課題

深層崩壊は、梓川右岸側の火成岩類(Gdt, Go, Wm, By)の斜面で発達する(図)。一方、岩盤重力変形は梓川左岸側の堆積岩類の斜面で発達するが、それらの斜面で深層崩壊が生じてきた痕跡はほとんどない。こうした崩壊機構の相違について検討し、退氷期以降の気候変化や梓川の河床高度変動なども加味して地形発達史を総合的に議論する必要がある。加えて、深層崩壊と動植物、人間精神との関係についての論考にも期待したい。



図 主な深層(岩盤)崩壊。青は最終氷期の氷体分布域(推定)。オレンジは岩盤重力変形域の外縁(概略)。上宮川谷は明神池の、マメウチ平は蝶ヶ岳のそれぞれ東方に位置する(図示なし)。

科研(24300321, 17H02033, 17H02029)

上高地において形成された冷気湖とその気象条件

小山紗莉・西村基志・黒雲勇希・鈴木啓助 (信州大学)

Cold Air Pool Formation and its Weather Conditions in Kamikochi

Sayuri KOYAMA, Motoshi NISHIMURA, Yuki KUROKUMO, Keisuke SUZUKI (Shinsyu University)

1. はじめに

冷気湖は一般的に、閉鎖的な地形である盆地内において、晴れて静穏な気象条件下で、夕方から形成され、翌日の日の出後に解消される。しかし、この一般的な形成過程とは別に特殊な例が報告されている。例えば、アメリカのユタ州にある Peter Sinks 盆地では、『深夜に解消された冷気湖』と『深夜に形成された冷気湖』の発生が確認されている (Clements et al., 2003)。また、Dorninger et al. (2011) ではオーストリアの Grünloch 盆地において、『日の出前に解消された冷気湖』や『形成時間が1時間未満の冷気湖』などの特殊な冷気湖形成パターンが報告されている。また、発表者らの研究では、上高地において計6種類の特殊な冷気湖形成パターンの発生を確認している。このように、様々な盆地において特殊な冷気湖形成機構が報告されており、それぞれの気候・地形条件によって地域特性があると考えられる。

そこで本研究では、上高地において形成された冷気湖について、どのような気象条件がそれぞれのパターンを形成するのかを検討する。

2. 方法

本研究では、上高地 (1490 m)、岳沢 (1600 m, 1700 m, 1800 m)、西穂高岳 (2355 m) を観測対象地域とする。観測項目は、上高地と西穂高岳では気温 (°C)、相対湿度 (%), 気圧 (hPa), 風向 (degree), 風速 ($m s^{-1}$), 下向き・上向きの短波および長波放射 ($W m^{-2}$) であり、岳沢では気温 (°C) である。各観測項目は、60分間隔のデータを使用した。

解析対象期間は、2016年10月29日から2018年7月24日までである。

本研究では、標高1490 m地点の気温が標高1700 m地点の気温より低い時、冷気湖が形成されたと定義する。また、本研究での気圧配置の分類については、吉野・福岡 (1967) を参照に計6種類に分けて解析を行った。

3. 結果・考察

冷気湖の形成持続時間 (冷気湖形成から解消までの時間) と冷却温度 (冷気湖が形成された1時間前の気温と、冷気湖形成中の最低気温の差) について、それぞれ気圧配置別に発生日数をまとめた。『静穏な発達』は、移動性高気圧の日が気圧の谷の日より形成持続時間が長く、冷却温度が大

きい。これは移動性高気圧の影響で、晴れて静穏である気象条件の時間が長いためであると考えられる。『遅い形成』と『短時間の冷気湖』は、『静穏な発達』より形成持続時間が短く、冷却温度も小さい。また、形成持続時間と冷却温度が正の相関を示した。これらのことから、形成持続時間が長いほど冷却温度も大きくなることが考えられる。

『静穏な発達』の冷気湖層の高さについて、一夜間で冷気湖が標高1800 m以上発達した日がほとんどであった。また、一夜間で冷気湖が発達した最大標高地点に達していた合計時間については、気圧の谷の日は3時間以内、移動性高気圧の日は3時間前後が最多であった。また、移動性高気圧の日のみ、最大14-15時間続いた事例が発生した。これらのことから、気圧配置によって時間の傾向が異なることが考えられる。

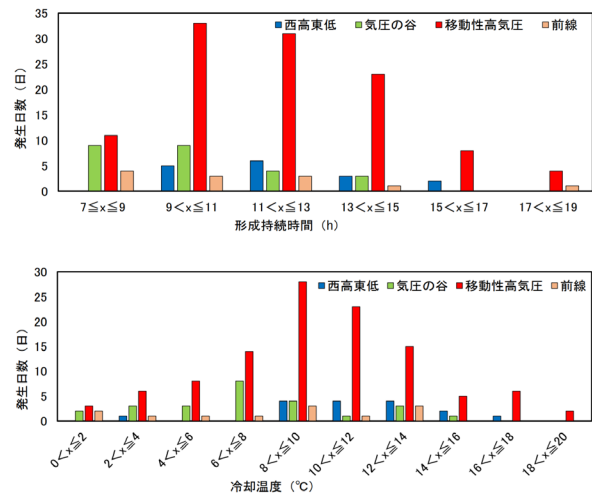


図.1 『静穏な発達』の形成時間 (上図) と冷却温度 (下図) の発生日数

形成時間 (上図): 横軸は形成時間 (h), 縦軸は発生日数 (日). 冷却温度 (下図): 横軸は冷却温度 (°C), 縦軸は発生日数. 両図とも発生日数を4種類の気圧配置別に分類。

引用文献

- Clements, Craig B., C. D. Whiteman, J. D. Horel (2003) *Journal of Applied Meteorology*. 42(6), 752-768.
- Dorninger, M., C. D. Whiteman, B. Bica, S. Eisenbach, B. Pospichal, R. Steinacker (2011) *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 50(11), 2223-2234.

北アルプス，乗鞍岳高山帯のハイマツ小群落における地温状況

佐々木明彦（国土館大学）・西村基志（国立極地研究所）・鈴木啓助（信州大，大町山岳博物館）

Ground temperature conditions in the *Pinus Pumila* community on alpine zone of Norikura Volcano, Northern Japanese Alps

Akihiko SASAKI (Kokushikan University), Motoshi NISHIMURA (National Institute of Polar Research) and Keisuke SUZUKI (Shinshu University, Omachi Alpine Museum)

1. はじめに

北アルプス乗鞍岳は標高 2500～3000 m の山頂を有する火山体が南北に 10 km 以上にわたって連なる山域である。稜線付近に広大な高山帯がみられるため、本地域は周氷河地形の研究対象として重要である。

乗鞍岳の富士見岳では、稜線の砂礫斜面において地温の観測が行われ、凍結進行期の 10-11 月に 10 回程度の日周期の凍結融解サイクルがみられ、3 月～6 月の季節凍土の融解進行期には 1 cm 深で 20 数回の日周期の凍結融解サイクルが認められることが明らかとなっている（佐々木ほか，2019）。一方で、冬季地温の支配要因として重要性が指摘されている積雪や植生条件を考慮に入れた地温観測もまた重要である。富士見岳の砂礫斜面では、大礫サイズ以上の礫にはスゲ草本のしっぽ状植生（高橋・佐藤，1994）がみられ、ハイマツの小群落も分布する。風衝斜面におけるハイマツ群落の成立には、冬季に積雪に覆われる必要がある（沖津，1983）ため、ハイマツ群落における地温は積雪による断熱作用が考えられる（高橋・佐藤，1996）。本研究では、乗鞍岳の富士見岳風衝砂礫斜面に分布するハイマツ小群落において地温を観測したので報告する。

2. 観測方法

気温の観測は、標高 2795 m の砂礫斜面に設置した信州大学気水圏研究室の総合気象観測ステーションにおいて実施した。温度センサーは地表から 2.5m の高さに設置した自然通風型の日射シェルターに格納し、10 分間隔で自記記録している。地温はハイマツ小群落の地表、1 cm 深、10 cm 深、40 cm 深、100 cm 深にそれぞれ温度センサーを埋設して観測した。また、ハイマツ群落の林床を覆う厚さ 3 cm のリター層にも温度センサーを入れて温度を観測した。観測には T&D 社製のおんどとり jr RTR502 を用いた。2016 年 10 月より 1 時間間隔で自記記録し、現在も観測中である。

3. 結果と考察

データロガーの電池切れのための欠測による無効データがあるため、地温データは夏季を中心に一部取得できていない。それらをのぞき、気温・地温データを整理した。

富士見岳高山帯における日最高気温は 20.7℃、日最低気温は-26.8℃であった。年平均気温は、

2017 年に-2.4℃、2018 年に-0.7℃であった。

2016 年以前の富士見岳高山帯の年平均気温はおおむね -2℃以下を示し、日本国内における一般的な周氷河環境の気温状況といえる（佐々木ほか，2019）が、2018 年のように高い年平均気温も認められる。

ハイマツ小群落で観測された地温の最高・最低値は、いずれも地表で記録され、それぞれ 19.1℃、-13.5℃であった。また、1 cm 深地温の最高・最低値は、それぞれ 17.8℃、-13.4℃であった。これらに対し、ハイマツ小群落の林床リター層の温度の最高・最低値は、それぞれ 22.8℃、-14.8℃であった。

リター層では凍結進行期の 10-11 月に 10 回程度の日周期の凍結融解サイクルが生じ、3 月～6 月の融解進行期には 30 回程度の日周期の凍結融解サイクルが認められた。一方、地表面では日周期の凍結融解サイクルは発生せず、年周期の凍結融解が生じたのみであった（図 1）。ハイマツの林冠が外気温の変化を林内に伝えにくくすることに加え、林冠から地表への赤外放射によって林内の気温が林外の気温より高く推移するものと考えられる。また、リター層の断熱効果が林内気温の変化を地表に伝わりにくくすることによって、リター層では生じる日周期の凍結融解サイクルが地表では発生しなかったと考えられる。

引用文献

- 沖津（1983）環境科学，6，151-184。
 佐々木ほか（2019）日本山の科学会要旨集，7p。
 高橋・佐藤（1994）季刊地理学，46，136-146。
 高橋・佐藤（1996）地理学評論，69，693-705。

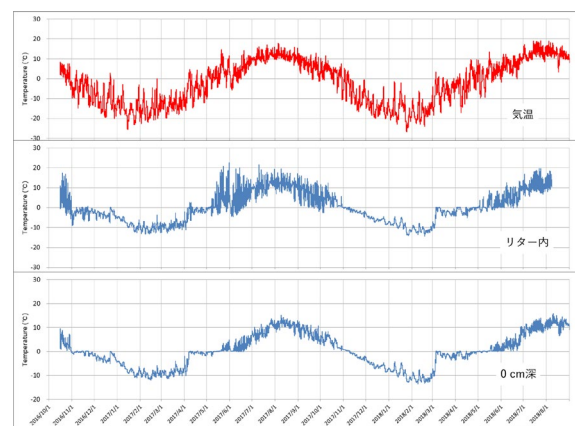


図 1 ハイマツ小群落におけるリター層と地表の温度

明治時代に作成された高山植物・コマクサ標本からの DNA 解析、 および山岳形成に深く関係したコマクサの系統進化史

尾崎 貴久 (信州大学, 燕山荘)・東城 幸治 (信州大学)

DNA analysis from dry specimens of the alpine plant *Dicentra* made during the Meiji era, and the molecular phylogeography of its deeply related to mountain formation

Takahisa OZAKI (Shinshu Univ., Enzanso), Koji TOJO (Shinshu Univ.)

1. はじめに

「高山植物の女王」と喻えられ、登山者からも絶大な人気を誇るコマクサについて、その系統進化史は十分には理解されていない。我々は、分子系統解析を行うことで、日本列島のコマクサの進化史に迫ることを目的に研究を展開している。これまで、日本列島内に自然分布するほぼ全ての地域集団を網羅する調査・解析を実施してきた。

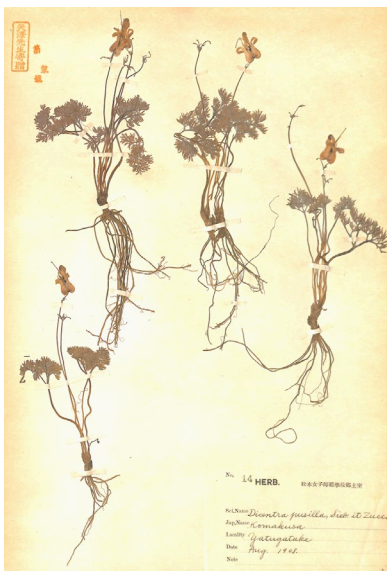
併せて、コマクサの遺伝的多様性が時代と共にどのように変遷してきたのかを理解するべく、可能な限り古い時代に作成されたコマクサ標本からの遺伝子解析についても取り組んでいる。信州大学自然科学館には、前身に当たる松本女子師範学校の矢澤米三郎氏により、明治時代に作成された多くのコマクサの腊葉標本が保管されている。作成から 100 年以上が経過した標本である（下図は 1908 年に作成された八ヶ岳のコマクサ標本）。

本研究では、これらの腊葉標本からの遺伝子解析についても成功し、データを得ることができた。

2. コマクサ腊葉標本からの遺伝子解析

作成から 100 年超が経過したコマクサ標本からの遺伝子解析について、(1) 標本上に DNA 抽出用バッファーを滴下して一定時間インキュベーションし、その後回収したバッファーからゲノム DNA の抽出・解析する方法、(2) 標本の葉の一部（数ミリ片）を破砕することで葉組織内の細胞からゲノム DNA を得る方法を試行した。

(1) の手法では、バッファーの回収後にバッファー滴下部分を乾燥させることで、標本の損傷を回避することができるが、残念ながらこの手法での解析は良好な結果が得られなかった。一方、葉の一部組織を用いた解析においては、ゲノム DNA 収量は多くなかったものの、その後の PCR の工夫などにより、無事に遺伝子解析



を行うことができた。同じ生育地の現生個体との遺伝子型比較から、明治時代にみられた遺伝子型が現生個体からは検出されないような事例は確認されなかった。

3. 日本列島のコマクサの遺伝構造と系統進化史

本研究では、ほぼ全ての日本列島のコマクサ集団を対象とした遺伝子解析を実施した。2つの葉緑体 DNA バーコーディング領域 (matK 遺伝子 604-bp, rbcL 遺伝子 339-bp)、葉緑体スパーサー領域 (trnT-trnL IGS 634-bp, trnL-trnF IGS 338-bp, trnH-psbA IGS 366-bp)、そして核 DNA (ITS 領域 444-bp) 部分配列解析対象とした。

この結果、日本列島のコマクサは大きく 2 つの遺伝系統群から構成されることが明らかとなった。地理的境界は北海道の大雪山系内であった。大雪山系のうち、山岳形成時代の古い山域（少なくとも 70 万年前に山岳形成）と本州（東北～中部山岳域）には起源が古いと考えられるコマクサ系統が生育しており、もう一方の系統は大雪山系の新しい火山域を中心に生育していることが明らかとなった。また、これらの系統の境界域に当たる中別岳鞍部や御鉢平のコマクサ集団には両系統が混生していることも明らかとなった。

4. 他的高山植物の進化史との比較検討

他的高山植物においても、同様に遺伝的に分化した 2 つの系統群が検出されている。コマクサも含め「氷期-間氷期」周期における分布域拡大と縮小を繰り返す過程で、少なくとも 2 度に渡って渡来した系統が現生していると考えられる。

しかし他的高山植物では、遺伝系統群の境界が中部山岳域と奥羽山脈の間（北関東-東北）に位置づけられるのに対し、コマクサでは北海道の大雪山系内であることが大きく異なる。

他的高山植物では、第 1 波の渡来系統が中部山岳域の高山帯にのみ残存できたのに対し、コマクサでは燧ヶ岳・蔵王・岩手山・秋田駒ヶ岳・大雪山にも残存できたことの違いであると考えられる。コマクサの場合、比較的標高の低い山域であっても、攪乱が大きく他の植物の生育には適さない火山性砂礫地に残存できたためと考えている。

コマクサの進化史をより詳細に究明するには、日本列島への渡来元となるロシア（樺太や千島列島、および大陸部やカムチャツカ半島）のコマクサ集団の解析が重要であり、今後の課題である。

2020年10月24日発行

©日本山の科学会

© 2020 Japan Society of Mountain Science

<http://jasms.org/>

E-mail: info@jasms.sakura.ne.jp

(無断転載を禁じます)