

雪氷北信越

第 40 号

2020 年 9 月

(公社) 日本雪氷学会北信越支部

雪氷北信越 第40号

目 次

卷頭言 :

地球温暖化時代の消融雪施設

日本雪氷学会北信越支部評議員 池野 正志 ----- 1

受賞者のことば :

2020年度北信越支部賞受賞者と選定理由 和泉 薫 ----- 2

雪氷奨励賞を受賞して 山下 克也 ----- 4

北信越支部賞受賞者一覧 ----- 6

研究報告 :

丸い模様を持つ凍結溢泌液の形の特徴 －十四面体氷晶のように凍る水滴－

藤野 丈志 ----- 8

氷河氷形成過程のその場観察 －水が介在した乾雪から氷河氷への変態実験－

南 銀河・島田 瓦 ----- 11

雪えくぼの水平分布解析

鈴木 歩空・島田 瓦・飯田 肇 ----- 14

積雪内部のキャピラリーバリアがフィンガーフローの広がりに与える影響

勝島 隆史・安達 聖・山口 悟・尾関 俊浩・熊倉 俊郎 ----- 16

東北6県における2019-20年冬季の降積雪の特徴 －過去40冬季で最小となった雪水
総量－

本谷 研・平島 寛行・佐野 浩彬・河島 克久 ----- 17

白山千蛇ヶ池雪渓における融雪熱収支特性

岩佐 海社・藤原 洋一・小川 弘司 ----- 20

十日町における冬期間の積雪底面融雪量

竹内 由香里・勝島 隆史・遠藤 八十一 ----- 22

スギ枝にかかる着雪量のひずみゲージを用いた計測手法の開発

古橋 知季・勝島 隆史・熊倉 俊郎・鈴木 覚 ----- 23

タクシー・バス会社からの提供データを活用した路面凍結予測手法改良の試み

平島 寛行・美寺 寿人・佐藤 友紀 ----- 26

ディスクロメーターの測定方式による粒径・落下速度分布の違い

勝山 祐太 ----- 30

短時間の降雪重量を簡易に計測する装置の開発

上之 和人 ----- 32

2019年度事業報告 ----- 36

2019年度収支決算報告 ----- 39

2020年度事業計画 ----- 40

2020 年度予算	41
(公社)日本雪氷学会北信越支部 支部規程施行内規	42
(公社)日本雪氷学会北信越支部 表彰規程	43
2019-20 年度 (公社)日本雪氷学会北信越支部 役員	44
北信越支部特別・賛助・購読会員名簿	46
編集後記	47

地球温暖化時代の消融雪施設

支部評議員 池野 正志

((株)興和代表取締役社長、(一社)新潟県融雪技術協会会長)

地球温暖化は真実なのかという議論を通り過ぎ、世界のCO₂濃度も気温も上昇を続けています。それでは降雪量が減り、消融雪施設の役目も終わったのかなと思えますが、そう単純ではなさそうです。近年の北陸地方の降雪状況を見ても、昨冬のような極端な少雪年もあれば、平成30年1~2月のように大雪に見舞われる年もあります。このような雪の降り方の変化に消融雪施設がどのように順応していくのかが、新しい課題となっています。

この課題には大きく二つの側面があり、一つは大雪に対応できる消融雪施設の必要性、もう一つは、地球温暖化防止を念頭に置いた再生可能エネルギーの活用と、エネルギー利用の最適化があると考えています。

大雪に対応できる消融雪施設については、これまで、どんなに強い降雪もリアルタイムに融雪可能な高出力の消融雪施設というものは、エネルギーロスと設備コストが過大となることから存在していません。その為、消融雪施設が整備されていても、設計降雪量を上回る大雪となれば交通障害が発生することになります。しかし、道路交通への依存度が高い現在では、交通障害の発生は回避しなければなりません。この解決方法として、融雪出力を大雪に合わせて一時的に増加させるシステム、あるいは消融雪が完了するまで運転させる制御システムなどが必要とされます。

一方、再生可能エネルギーの活用については、SDGsの視点からも更に推進していく必要があると思います。例えば、地中熱ヒートパイプ融雪システムは運転中のCO₂排出が全くありませんし、空気熱や地中熱、地下水熱などを熱源とするヒートポンプシステムもエネルギー使用量の大幅な削減が可能です。また、近年研究開発を進めてきた下水熱を利用した融雪システムもCO₂排出を大幅に抑えることが可能です。

消雪施設（消雪パイプ）についても、運転の最適化がエネルギー使用量の削減に直結します。この十数年で節水制御装置や節水型降雪検知器が普及してきてはいますが、近年の大雪で消雪井戸数が増えたためか、降雪時の地下水位の低下が各地で加速しています。また、軟弱地盤地域では地盤沈下の進行も懸念されています。消雪施設を持続的に利用していくためにも、これまでの消雪パイプ集中管理システムに、地下水位と地盤沈下のモニタリング機能を合わせた地下水管理型の消雪施設集中管理システムを構築し普及させたいと考えています。

地球温暖化が進行し、雪の降り方がダイナミックに変化しています。また、大雪による交通障害発生の社会的影響はより大きくなっています。消融雪施設に関する技術も、環境と社会の変化に順応していくかなければなりません。これからも最先端の消融雪技術を通じ、社会に貢献して参りたいと考えています。

2020年度日本雪氷学会北信越支部賞受賞者と選定理由

2020年4月1日から20日まで、2020年度北信越支部賞受賞候補者選定委員会(和泉薰(委員長)、飯田肇、石坂雅昭、横山宏太郎)がメール審議によって開催された。推薦された支部賞候補者から、推薦書ならびに参考資料に基づいて慎重に審議した結果、1件が受賞候補に選定された。その後、4月28日～5月11日の2020年度第1回北信越支部理事・幹事合同会議で承認された。受賞者と選定理由は以下のとおりである。

雪氷奨励賞：山下克也会員（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、契約研究員）
件名：正確な降雪量分布算出に向けた地上降雪量評価と高空間分解能の地上観測システム構築

理由：山下克也氏は、2014年の防災科学技術研究所雪氷防災研究センター着任以来、地上降雪量観測に精力的に取り組み、最近では主に以下の二つの研究に置いて成果をあげている。

ひとつは、国際標準の2重防風柵内に設置した重量式の降水量計と日本国内で一般的に使用されている転倒マス形降水量計の比較による捕捉損失量の算出である。既存の補正式と最新の観測データを用いた比較を行い、広く普及している温水式転倒マス雨量計は既存の式より捕捉損失量が少ない可能性を指摘した。その結果は、世界気象機関(WMO)の固形降水相互比較実験(SPICE)プロジェクトの最終報告書にもサイトリポートとして掲載され、気象庁にも提供されているほか、この報告書はヨーロッパ地球科学連合(EGU)などの国際誌で引用されている。また、この観測は他機関に先行するものであり、共同研究などを通して他の研究機関に観測の知見を提供し、国内の正確な地上降雪量観測に大きく貢献した。

もうひとつは、高い空間分解能の降雪量分布取得に関する研究である。この研究では、散水消雪システムの制御に使用されている降雪センサーに通信装置を設置し、新潟県長岡市全域をカバーし空間分解能5km以下の降雪分布を把握可能なシステムを開発した。山下氏はこの研究に主導的な役割を果たし、観測データをGIS上で可視化して除雪路線図と重ね、時々刻々表示することを可能とした。この成果は、特に暖地降雪地域に広く設置されたインフラである散水消雪システムを低コストで降雪監視システムとして利用することを可能にし、効率的な除雪体制の構築など実用的に大きなポテンシャルを持つものであり、高く評価できる。

また、これらの成果は、新潟県長岡市の雪氷防災研究センターにある気象レーダーの視野内の観測サイトから得られたものであり、気象レーダーから算出される降雪量分布の精度検証に役立てられ、精度の高い降雪量分布推定アルゴリズムの構築に生かされている。新たなアルゴリズムは、ひいては国土交通省XRAINが展開されている他の地域に適用することにより、日本全域の降雪量分布の正確な把握につながることが期待される。

以上のように、山下氏は降雪量の正確な把握において基礎的な研究開発を積み重ね、今後の雪氷災害情報の基礎となる有用な成果を上げており、今後のさらなる研究の進展が期待される。以上の理由により、山下克也氏を雪氷奨励賞候補者に推薦する次第である。

主要参考文献

<誌上発表>

- 1) Yamashita, K., S. Nakai, H. Motoyoshi, and M. Ishizaka, 2019: An improved snowfall monitoring system developed in central Niigata Prefecture, Japan. *Bull. Glaciol. Res.*, 37, 21-30.
- 2) 山下克也・山口悟・諸橋和行・斎藤隆幸・神田英一朗・平島寛行・杉浦聰・竹内祐貴, 2019: IoTを用いた冬期交通網管理の最適化に関する研究. 北陸雪氷シンポジウム2019, 1, 10-15.
- 3) 山口悟・山下克也・斎藤隆幸・山崎正喜・神田英一郎, 2019: 降雪センサー情報を活用した詳細降雪・気象情報提供システム, ゆきみらい2019 in 新庄論文集, http://www.thr.mlit.go.jp/yukimirai_shinjyou/assets/doc/26.pdf, 2019.
- 4) Yamashita, K., S. Nakai, H. Motoyoshi, 2018: Measurement at Joetsu (Japan) for the WMO/CIMO SPICE Project. WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE 2012-2015), WMO Report, 131, Annex 8.4.
- 5) 山下克也・中井専人・横山宏太郎, 2016: 固体降水国際比較プロジェクトのための上越サイトにおける捕捉特性調査. 雪氷北信越, 36, 44.

<口頭発表>

- 1) 山下克也・山口悟・斎藤隆幸・山崎正喜・神田英一朗, 2019: 降雪センサーを用いた降雪分布測定システム. 雪氷研究大会 (2019・山形) 講演要旨集, 37.
- 2) 山下克也・中井専人・横山宏太郎, 2016: 新潟県上越市における降水量の捕捉特性. 2016年度日本気象学会秋季大会講演予稿集, 193.
- 3) Yamashita, K., S. Nakai, and H. Motoyoshi, 2016: An observation system for detection of local severe snowstorm causing snow-related disaster, 17th International Conference on Clouds & Precipitation, P16.12.
- 4) 山下克也・中井専人・本吉弘岐, 石坂雅昭, 2015, 雪氷防災のための集中豪雪監視システムの開発, 2015年度日本気象学会秋季大会講演予稿集, 75.
- 5) 山下克也・中井専人・本吉弘岐, 2015, 降雪種ごとの降水量捕捉率推定の試み, 2015年度日本気象学会春季大会講演予稿集, 99.

雪氷奨励賞を受賞して

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 雪氷防災研究部門 山下 克也

このたびは、日本雪氷学会北信越支部の雪氷奨励賞という身に余る賞をいただき、誠にありがとうございます。ご推薦いただいた方々、選考委員の皆様に深く御礼申し上げます。

受賞対象である「正確な降雪量分布算出に向けた地上降雪量評価と高空間分解能の地上観測システム構築」の研究は、私が雪氷防災研究センターで働き始めた2014年2月から始めました。私の主要な仕事は、集中豪雪システムというXバンドレーダーとその視野内の6つの地上観測サイトから構成される観測システムの地上観測点の維持管理、及びそのデータ解析による降雪メカニズム解明の研究です。システム自体は、直属の上司である中井さんによってすでに構築されていたので、それを引き継いだことから受賞対象研究の一部は始まりました。また、地上観測サイトの一つである上越サイトは、気象庁との共同研究を締結した上で中井さんが世界気象機関(WMO)の固形降水相互比較実験(SPICE)プロジェクトに登録していたため、あとはデータを取得して解析するだけという恵まれた環境での研究開始でした。SPICEプロジェクトでは、様々な気候帯において様々な降水量計で自動測定されている降雪量にどのくらいの捕捉損失があるのかを把握することが目的の一つです。このプロジェクトへの貢献ということで、日本で使われている雨量計の捕捉損失調査の解析を始めました。真の降水量に対する測定降水量の比を捕捉率といい、捕捉されなかつた降水量を捕捉損失といいます。現在、北信越支部評議員の横山宏太郎さんが中央農業総合研究センター在籍時の2003年の学会誌「雪氷」に同じ場所の観測結果から捕捉損失がどのくらいあるのかを報告していましたので、その結果の確認とそこで使われていなかった雨量計を追加した形で世界気象機関が推奨している二重の防風柵の中心に置いた重量式降水量計との同時観測を行い、その結果を解析しました。気象庁アメダスで広く使われている温水式転倒マス雨量計の結果は、横山さんのものより損失が少ない結果が得られました。この結果を含んだレポートがSPICEプロジェクトの上越サイトレポートとして掲載されています。捕捉損失を計算する際に「一連の降水」を定義する必要がありますが、その定義が異なることが大きな要因と想像していますが、まだ確認できていません。今後調べて結果を報告したいと思います。捕捉損失のデータから既存の温水式転倒マス雨量計の観測値を補正する式が算出されますので、それを用いることでより正確な地上降雪量を得ることができるようになります。雪氷防災研究センターでは、気象レーダーを用いた精度の高い降雪量分布推定アルゴリズムの開発を行っているので、補正式を用いた補正したアメダス等で測定された降雪量が定量的な検証に利用される予定です。

定量的な検証はアメダス等の観測値でできますが、面的な分布は空間分解能が粗いためレーダーから算出される降雪量分布の検証ができません。その用途に利用可能なシステム

は現状ありません。構築しようとしても、アメダスに使われているような装置を設置するには百万単位のお金が必要になり、現実的ではありません。そこで、雪氷防災研究センターでは、民間業者、長岡市、新潟県、小千谷市と連携して、散水消雪システムの制御に使用されている降雪センサーに通信装置を設置することで、降雪分布を取得するシステムの開発を行いました。2016年度から開発を始め、4冬期目の2019/20冬期は、31個の通信装置を新潟県長岡市全域と小千谷市の一部に設置し、およそ5km分解能で降雪分布を取得可能なシステムとなっています。このシステムは、既存の降雪センサーに通信装置を付加するだけのシステムですので、低コストで必要とされる空間分解能で設置できることが利点です。今後も推定精度検証やデータ内挿法の改良を行い、データ取得範囲を広げていく予定です。このシステムと気象レーダーから得られる降雪分布の取得範囲を拡張する研究に貢献することで、雪氷災害の軽減に少しでもお役に立てるよう今後も精進していきます。引き続き、皆様のご指導・ご鞭撻を賜りますようお願い申し上げます。

最後に、今回の受賞は研究活動の場を与え、ご指導いただいた上石センター長(現雪氷北信越支部長)をはじめとする雪氷防災研究センターの皆様の力によるものです。この場を借りて心から感謝申し上げます。ありがとうございました。

(公社) 日本雪氷学会北信越支部賞受賞者

1993 年度	雪氷技術賞：田村 盛彰 大 沼 賞：五十嵐 高志
1994 年度	大 沼 賞：大閑 義男, 新潟県中山間地農業技術センター気象観測チーム 雪氷功労賞：阿部 勉
1995 年度	雪氷技術賞：村本 健一郎, 椎名 徹, (株)インテック, ソーラーシステム㈱ (代表： 湯本 喜久雄), 農事組合法人グリーンファーム (代表：橘 守) 大 沼 賞：須藤 伊佐夫, 遠藤 徹 雪氷功労賞：高瀬 信忠
1996 年度	大 沼 賞：北原 拓夫, 小林 俊市 雪氷功労賞：古川 征夫
1997 年度	大 沼 賞：和泉 薫, 納口 恒明 雪氷功労賞：遠藤 治郎, 鈴木 哲
1998 年度	雪氷技術賞：対馬 勝年, 木内 敏裕 大 沼 賞：河島 克久 雪氷功労賞：和田 悅, 国際雪形研究会
1999 年度	大 沼 賞：町田 誠, 清水 増治郎, 上村 靖司 雪氷功労賞：新宮 章一
2000 年度	雪氷技術賞：福井県雪対策・建設技術研究所雪対策研究グループ (代表：杉森 正義, 研究推進者：宮本 重信他) 大 沼 賞：石坂 雅昭 雪氷功労賞：中村 勉, 梅村 晃由
2001 年度	雪氷技術賞：石丸 民之永 大 沼 賞：上石 黙, 立山積雪研究会 (代表：川田 邦夫) 雪氷功労賞：小林 詩, 神田 健三
2002 年度	大 沼 賞：竹井 巖, 佐藤 国雄 雪氷功労賞：河田 優二, 山田 穣
2003 年度	雪氷技術賞：山田 忠幸 大 沼 賞：横山 宏太郎 雪氷功労賞：早川 典生
2004 年度	大 沼 賞：熊倉 俊郎, 中井 専人 雪氷功労賞：小林 俊一
2005 年度	大 沼 賞：小南 靖弘 雪氷功労賞：前田 博司
2006 年度	雪氷技術賞：松田 正宏 大 沼 賞：竹内 由香里, 松井 富栄 雪氷功労賞：遠藤 八十一
2007 年度	雪氷技術賞：貴堂 靖昭, 村井 昭夫 大 沼 賞：若林 隆三, 佐藤 和秀 雪氷功労賞：福嶋 祐介

2008 年度	雪氷技術賞：宮崎 伸夫 大 沼 賞：庭野 昭二 雪氷功労賞：対馬 勝年
2009 年度	雪氷技術賞：高田 英治 大 沼 賞：鈴木牧之記念館 雪氷功労賞：川田 邦夫, 横山 宏太郎
2010 年度	大 沼 賞：飯田 肇 雪氷奨励賞：山口 悟, 渡辺 幸一 雪氷功労賞：杉森 正義
2011 年度	雪氷技術賞：株式会社大原鉄工所雪上車グループ 大 沼 賞：樋口 敬義 雪氷奨励賞：平島 寛行
2012 年度	雪氷技術賞：加藤 務 大 沼 賞：(社) 新潟県融雪技術協会 雪氷奨励賞：伊豫部 勉 雪氷功労賞：佐藤 篤司
2013 年度	雪氷技術賞：越後雪かき道場 大 沼 賞：本田 明治 雪氷功労賞：丸山 敏介
2014 年度	雪氷技術賞：大川 滋 雪氷奨励賞：池田 慎二, 福井 幸太郎
2015 年度	雪氷技術賞：安達 聖 大 沼 賞：島田 瓦 雪氷奨励賞：佐々木 明彦
2016 年度	大 沼 賞：松元 高峰 雪氷奨励賞：勝島 隆史
2017 年度	大 沼 賞：藤野 丈志
2018 年度	大 沼 賞：本吉 弘岐 雪氷功労賞：和泉 薫
2019 年度	雪氷功労賞：鈴木 啓助
2020 年度	雪氷奨励賞：山下 克也

研究報告

丸い模様を持つ凍結溢泌液の形の特徴

— 十四面体氷晶のように凍る水滴 —

藤野丈志¹

(1:株式会社興和)

1. はじめに

降霜があった朝、植物の葉の先や縁に、溢泌液(植物が排出した体内の過剰な水分)が凍ってできた凍結水滴を見つけることができる。その中に十四面体氷晶のようにみえる丸い模様を持つ凍結溢泌液が観察された¹⁾。2019/2020 冬期の16日間観察した丸い模様を持つ凍結溢泌液について、形の特徴で分類した結果を報告する。

2. 丸い模様を持つ凍結溢泌液

丸い模様を持つ凍結溢泌液は、自宅近隣で自生しているイネ科植物のヒゲナガズメノチャヒキ、及びイヌムギの葉の先端および葉の縁で観察されている。図1に丸い模様を持つ凍結溢泌液の例を示す。円もしくは丸みのある六角形をした単独の面と、二つペアの丸い面もしくは模様があり、単独の面は基底面、ペアの丸い面はピラミッド面かそれに近い面とみられるもので、それぞれの面の縁が丸い模様として認識される。ペアの丸い面は、結晶面と確認されていないが便宜的にピラミッド面と記載する。



図1 丸い模様を持つ凍結溢泌液

3. 観察方法

マクロレンズをつけたデジタルカメラで、丸い模様のある凍結溢泌液を目視で確認し撮影した。撮影時間帯はおおむね午前6時から7時の間で、日の出前か日の出後でも日陰で、日差しを受けていない場所で観察した。撮影した写真から、基底面及びピラミッド面とそれ以外の球面部分の表面の特徴に注目し、その分類をおこなった。また、写真上で凍結溢泌液に楕円をあてはめ、その長径と撮影倍率から直径を求めた。

4. 観察結果

4.1. 分類とその特徴

丸い模様をもつ凍結溢泌液を、表面の特徴から分類した結果を表1に示す。また分類ごとの凍結溢泌液の例を図2に示す。図中、Bは基底面を、Prは柱面を、Ryはピラミッド面を示す。いずれも平坦な結晶面だけではなく、凹凸ができるるものや輪郭のみのものも含む。

A型は基底面、ピラミッド面、柱面が見られるものである。それぞれの面はおおむね円形の輪郭を持ち、球面部(基底面・ピラミッド面・柱面の面及び輪郭以外の表面)は、なめらかな曲面を持つもの(図2 A-a)と階段状の構造を持つもの(図2 A-b)がある。

B型は基底面とピラミッド面はあるが、柱面が見られないものである。基底面とピラミッド面はほぼ平面になっており、球面部からは少し飛び出していることが多い。c軸方向に隣接するピラミッド面同士は交わっていることが多いが、b軸方向は離れているものがほとんどである。球面部はなめらかな曲面のものが多く、わずかに凹凸が認められるものはあるが、はつきりとした階段状構造はみられない。基底面とピラミッド面が大きいものは、角のない十四面体氷晶のように見える。

C型はピラミッド面に相当する模様内部に様々な形の凹凸があることが特徴である。凹凸は基底面と柱面で形成されていることもあるが、多くは不規則な曲面である。基底面はほぼ平面である。球面部はなめらかな曲面のもの(図2 C-a)と、基底面を中心とした階段状の凹凸を持つもの(図2 C-b)がある。球面部がなめらかなものは、目視でB型同様に十四面体氷晶のように見えるものがある。

D型は霜が成長しているものである。基底面は明瞭に観察されるが、ピラミッド面はその縁に霜が成長して不明瞭となっていることがある。球面部はなめらかな曲面のもの(図2 D-A)と、細かな凹凸や霜が成長しているもの(図2 D-b)がある。



記号は B:基底面 Pr:柱面 Py:ピラミッド面 を示す
図 2 凍結溢液の分類ごとの例

表 1 丸い模様を持つ凍結溢液の表面の特徴から見た分類

	基底面	ピラミッド面	柱面	球面部*
A型	ほぼ平面	ほぼ平面 or 多重の輪郭	ほぼ平面	なめらかな曲面 or 階段状構造
B型	ほぼ平面	ほぼ平面	無し	なめらかな曲面 or わずかな階段状構造
C型	ほぼ平面	丸い輪郭内部に様々なサイズの凹凸	無し	なめらかな曲面 or 階段状構造
D型	ほぼ平面	霜が成長した輪郭 輪郭内部には様々なサイズの凹凸	無し	なめらかな曲面 or 様々なサイズの凹凸 or 霜成長

※基底面・ピラミッド面・柱面の面及び輪郭以外の表面

4.2. 観察数と大きさ

表 2 に 2019/2020 冬期の観察日と分類別の観察数を示す。16 日間の観察日すべてで丸い模様を持つ凍結溢液を確認した。稀にしか見られない現象ではなく、降霜日にしやがんで見える範囲を探せば見つけられるものであることがわかった。観察日によって観察時間と観察する地表面積が異なることと、ランダムサンプリングによる観察ではないことから、絶対数を単純比較はできないが、B 型は半数の 8 日間、C 型はほぼ毎回見つけることができた。図 3 に分類別の長径測定結果を示す。図中 Q1 と Q3 は第 1 四分位数と第 3 四分位数である。中央値を見ると、C 型と D 型は長径 1.8 mm で四分位範囲を見てもほぼ同じ大きさであり、B 型の中央値は 1.3 mm、A 型の中央値は 0.7 mm で、四分位範囲を見ても C 型と D 型より小さい結果であった。様々な角度から撮影しているため数値化はできないが、短径は c 軸方向にあるもののが多かった。

表 2 観察日と凍結溢液の分類別観察数

観察日	A型	B型	C型	D型
2019/12/9	0	1	1	1
2019/12/10	6	2	0	0
2019/12/14	0	1	5	16
2019/12/16	0	7	3	1
2019/12/25	0	1	20	10
2020/1/18	2	1	5	1
2020/1/26	0	4	10	2
2020/1/27	0	0	2	2
2020/2/3	0	0	4	7
2020/2/10	0	0	1	1
2020/2/12	0	0	1	8
2020/2/21	0	0	5	9
2020/3/7	0	0	3	4
2020/3/13	0	0	2	7
2020/3/26	0	0	1	2
2020/3/30	0	1	1	0
16 日間合計	8	18	64	71

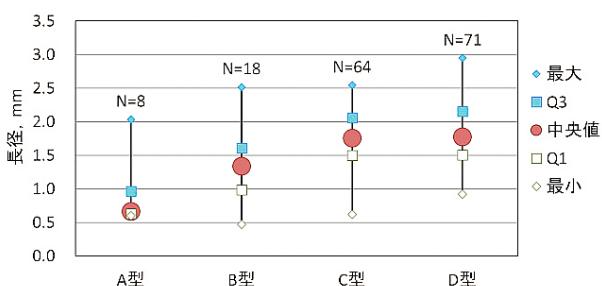


図 3 凍結溢液の長径測定結果

5. 考察

観察対象にしている丸い模様を持つ凍結溢液は、基底面とピラミッド面の配置と、表面に成長する霜の様子から、ほぼ単結晶と判断されるものである。観察日の前夜には溢液は葉についており、水滴の状態から凍結が始まるとみられる。凍結のきっかけは、自発的な凍結のほか、葉の表面に成長する霜が触れることや、葉の表面を伝ってくる氷に触れられることが考えられる。その後、溢液内部からのブライン排出、溢液排出の継続、外気からの水蒸気凝結などで表面に水が供給され、表面で凍結が進んで直径が大きくなると考えられる。表面で氷が液相成長するとき、ピラミッド面の面方向への成長速度が基底面や柱面よりも遅ければ、ピラミッド面が残ると考えられる。ピラミッド面の成長が遅くなる理由には、溢液に不凍タンパク質が含まれている可能性をあげる。氷点下の環境で越冬する植物に、不凍タンパク質を持つものがある。不凍タンパク質がピラミッド面({ 1011 }面に限らない)の成長を抑制することで、ピラミッド面をもつ小さな氷晶ができると、以降は凍結がほとんど進まなくなる²⁾。その結果、細胞組織を破壊するような凍結を免れる。観察対象のヒゲナガスズメノチャヒキとイヌムギの溢液に不凍タンパク質が含まれていると、表面を覆う水膜から結晶成長するときに、不凍タンパク質がピラミッド面の成長を抑制し、丸い模様をつくると考えている。表面の形の特徴と直径分布からみると、直径の小さい A 型が成長の初期段階で、成長するにつれ柱面が消失し B 型となり、さら水の供給が続き凍結が進むと C 型、霜も成長する場合は D 型となるという成長過程を考えることができる。

6. おわりに

2019/2020 冬期 16 日間で、合計 161 個の丸い模様を持つ凍結溢液を観察した。その結果、表面の特徴から 4 種に分類され、種類ごとに大きさの違いがあった。

ほぼ凍結が終わった凍結溢液の観察しかできていなかったため、溢液の凍結過程と丸い模様の形成過程は推定に過ぎないが、表面に水膜があることと不凍タンパク質があることが鍵と考えている。溢液が付くところからの連続観察と、溢液を使った凍結実験で確かめたい。

参考文献

- 藤野丈志, 2019: 凍結水滴の表面にみられた丸い模様(3)。雪氷研究大会(2019・山形)講演要旨集
- Griffith M., Ala P., Yang D. S. C., Hon W.C., And Moffatt B. A., 1992: Antifreeze protein produced endogenously in winter rye leaves. Plant Physiol. 100, 593-596

氷河氷形成過程のその場観察 —水が介在した乾雪から氷河氷への変態実験—

南 銀河¹・島田 瓦²

(1:富山大学大学院 理工学教育部 地球科学専攻 2:富山大学学術研究部 理学系)

1. はじめに

近年、立山に存在する雪渓のいくつかが学術的に氷河であると認定された(福井ら, 2018)。これらの氷河は温暖氷河に分類され、その存在条件としては、充分な量の降雪といった気候要素に加え、谷の向き、風向きや、面積といった地形要素が必要である。氷河内部に存在する氷体の生成には、夏期の降水や雪解け水の流入および、帶水層での加圧が深く関わっている(Kawashima, 1997)。これまでに積雪薄片を圧縮する実験(若浜, 1960)や水が介在した場合の雪粒子の成長過程を観察する実験(若浜, 1965)は行われているが、それらの実験では、雪試料が加圧される過程での1つ1つの粒子の成長を追うことは難しい。そこで本研究では、そこで、本研究では、氷試料を一軸圧縮し、これに0°Cの水を加えて氷粒子の成長過程を観察、解析した。

2. 実験装置および実験方法

図1に示すような2枚のガラス板によって作られた空間(厚さ1.3 mm)に雪試料を詰めた。この雪試料は、イオン交換水を用いて作成した氷をカンナで削ったものである。これを恒温箱に入れ、氷の温度が0°Cになるように温度制御する(±0.01°C)。試料を入れた空間にスライドガラスを挿入し、雪試料を一軸圧縮した(図1右→左方向)。このときの加圧は、実験Iでは0.1 MPa、実験IIでは0.2 MPaとした。試料の収縮が落ち着いた後、0°Cの水を注入し、圧縮を続けた。これらの過程をクロスニコルの状態で観察し、4Kビデオカメラのタイムラプス機能を用いて記録した。

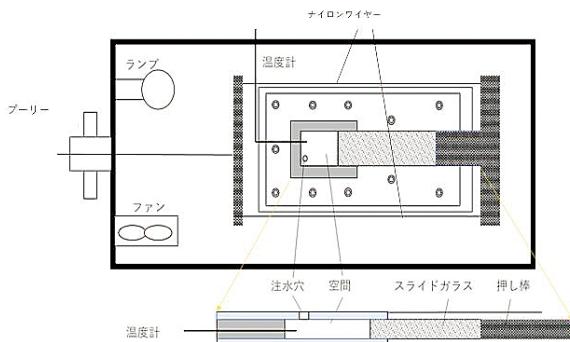


図1 実験装置の概要

恒温箱内部の温度はランプとファンを用いて一定となるように制御してある。ブーリーの部分におもりをつり下げることでナイロンワイヤーと連結した押し棒が、画像右から左方向へ試料に加圧する。

3. 実験結果の概要

まず、雪試料のみを加圧したところ、体積が縮小した。このとき、粒子サイズに変化は見られなかった。その後、試料に水を加えたところ、雪試料を圧縮したときに比べ急速に圧密が進み、粒子間の空隙が気泡として独立した。注水直後および、注水から4時間加圧した際の試料の様子を図2に示す。圧密の過程で粒子数は大きく減少し、残った粒子は大きく成長した。

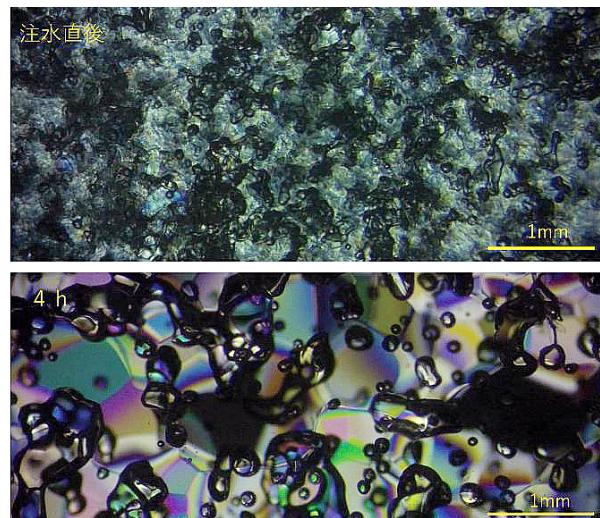


図2 実験I 注水直後(上)および注水4時間後(下)

加圧 0.1 MPa・クロスニコルで観察を行った。

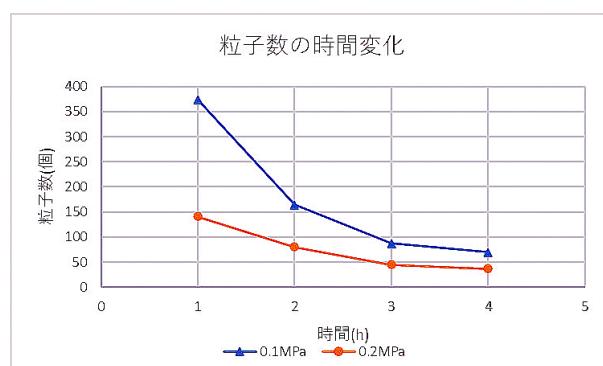


図3 粒子数の時間変化

0.1 MPa、0.2 MPaで加圧を行った際の粒子数の時間変化。粒子数のカウントは目視にて行った。

4. 粒子数および個々の粒子サイズの時間変化

解析には「Image J」を用いた。実験で撮影した動画から1, 2, 3, 4時間後の画像を静止画像として取り出し、その粒子数をカウントした。粒子数の時間変化を図3に示す。粒子数は時間の経過とともに減少した。また、その減少率は注水直後～注水後1時間にかけて最も大きく、時間が経過するごとに減少率は低下した。

次に、4時間後の画像に映っている全粒子のサイズを画像解析して測定した。これらの粒子のサイズを3, 2, 1時間後の順に調べ、各粒子の成長を追った。解析の例を図4に、実験での個々の粒子サイズの時間変化を図5に示す。調べた各粒子のサイズは、時間経過と共に増加する傾向が見られた。しかし、いくつかの粒子では単調な増加ではない特異な変化が見られた。この変化は大きく分けて「一度成長した後、粒子サイズが減少する粒子」「はじめは小さな粒子であったにもかかわらず、後に急成長する粒子」の2種類に分けられる。

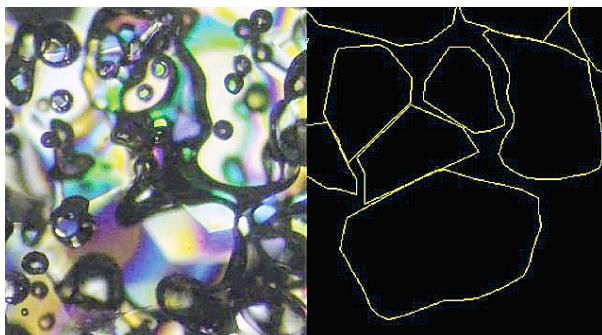


図4 粒子サイズの解析例

画像は、実験Ⅰでの4時間後の画像の一部を拡大したものである（それぞれ解析画像（左）、粒子境界（右）。粒子の半別は、撮影した動画像を参考に行った。粒子は複数の層となっているため、静止画像や動画像で判断できない粒子は解析の対象外とした。

5. 圧力の違いによる比較

粒子の成長速度は、加圧の大きな実験Ⅱの方が実験Ⅰに比べて大きかった。気泡が独立・合体し、変化が起こらなくなるまでの時間は、実験Ⅱの方が短く、実験Ⅰの半分程度であった。

なお、図4では、加圧0.1 MPaの実験Ⅰの方が加圧0.2 MPaの実験Ⅱに比べて粒子数が大きく減少しているように見えるが、これは実験Ⅱにおいて、注水直後～1時間後にかけて、急速に粒子数が減少したためである。

粒子サイズの時間変化を見ると、実験Ⅰに比べて実験Ⅱでは、増加傾向が大きいことが分かる。

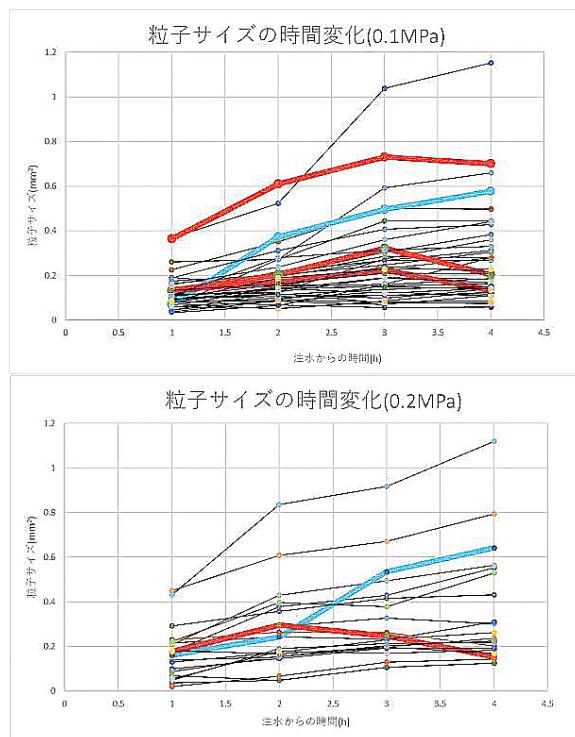


図5 粒子サイズの時間変化

0.1 MPa(上)、0.2 MPa(下)で加圧を行った際の個々の粒子のサイズ変化。単調増加以外の特異な変化をした粒子の線を太くして示した。

6. 非加圧実験結果との比較

本実験と、加圧を行わない2つの実験結果（若浜（1965）、対馬（1978））を比較した。なお、これらの実験において、初期の平均粒径分布に多少の差は存在するが、粒子の平均サイズはおおよそ等しい。本実験および若浜（1965）、対馬（1978）の平均粒径の変化を図5に示す。粒子の成長速度は本実験の結果の方が圧倒的に大きく、粒子の平均粒径が0.6 mmになるまでの時間は、1/8～1/16ほどであった。

	初期値	1h	2h	3h	4h
実験Ⅰ		0.395	0.485	0.572	0.591
実験Ⅱ		0.467	0.586	0.635	0.673
若浜(1965)	0.30±0.05				
対馬(1978)	0.1~0.55	0.205	0.257	0.293	0.322
	24h	48h	72h	144h	
実験Ⅰ					
実験Ⅱ					
若浜(1965)			0.60±0.18	0.76±0.18	
対馬(1978)	0.582	0.732	0.837	1.053	

図5 本実験、若浜(1965)と、対馬(1978)の平均粒径(mm)の時間変化

本実験、若浜(1965)の値はすべて実測値である。また、対馬(1978)の初期値は実測値、各時間の値は実験を基に算出した式から求めた値である。

7.氷粒子成長のメカニズムに関する考察

注水後の加圧では、非注水の加圧時にほとんど見られなかつた粒子の成長が確認できた。これは、粒子の成長機構が気相成長から融液成長に切り替わったため、成長速度が大きくなり、粗大化が促進されたと考えられる。

まず融液成長環境下では、氷粒子表面の曲率差により平衡温度に差が生じるため、大きな粒子は成長し小さな粒子は消滅する。そのため、粒子の成長前と成長後では粒子数は減少し、粒子の平均粒径は大きくなる。本実験においても大半の粒子に同様の傾向が見られた。しかし、一部の粒子は急に成長したり、逆に小さくなったりする変化が見られた。このような変化が起こる要因は、一軸圧縮環境下での氷の結晶軸には成長に有利な方向と不利な方向が存在し(大伴ら,1983),(Alley et al,1995)、その優位性によるものと考えられる。

次に、圧力の異なる2つの実験を比較すると、圧力の大きい実験の方が粒子のサイズが増加する傾向にあった。また、これまでの加圧を行わない実験と本実験の結果を比較すると、本実験の結果の方が、粒子がある一定のサイズに成長するまでの時間が非常に短くなった。これは、圧力が大きくなることによって粒子がより密になり、粒子同士の距離がより近くなることで、粒子間での単位時間あたりの熱輸送量が増加したことや、また、粒子同士がぶつかり、圧力融解を起こした結果、粒子の成長速度が大きくなつたと考えられる。

8.まとめ

水を含んだ氷試料を圧縮したところ、乾いた雪試料を圧縮した際に比べ大きく収縮した。乾いた雪試料を圧縮した際、内部構造はほとんど変化しなかつたのに対し、水を含んだ圧縮では内部構造が以下のように変化した。

- ・粒子数は減少し、平均粒径は大きくなつた。
- ・粒子間に存在していた空隙が気泡として内包された。
- ・一部の成長過程の粒子では、サイズの時間変化において特異な変化が見られた。

一般に粒子が成長する際、粒子表面の曲率差によって大きな粒子は成長し、小さな粒子は消失する。本研究において、大半の粒子に同様な傾向が見られた。しかし、一部の粒子に特異な変化が見られた。この原因是、粒子同士の競合もしくは一軸圧縮による成長の優位性によるものであると考えられる。

粒子の成長速度は、加圧の大きな実験Ⅱの方が実験Ⅰに比べて大きかった。また、これまでの実験と比較した際、水が介在した氷粒子の成長において、加圧時に粒子の平均粒径が0.6 mmになるまでの時間は、非加圧時の1/8~1/16ほどであった。これは、加圧によって粒子がより密になり、単位時間あたりの熱輸送量が増えたことや、圧力融解が起つたことが原因であると考えられる。

文献

- Alley, R.B., A.J. Gow and D.A. Meese. (1995): Mapping c -axis fabrics to study physical to study physical in ice. J. Glaciol.,41(137),197-203
- 福井幸太郎, 飯田肇, 小坂共栄(2018): 飛騨山脈で新たに発見された現存氷河とその特特性. 地理学評論, 91, 1, 43-61
- Katsuhisa KAWASHIMA (1997): Formation processes of ice body revealed by the internal structure of perennial snow patches in Japan. Bulletin of Glacier Research, 15, 1-10
- 大伴武都美, 若浜五郎(1983): 氷河氷の形態と結晶軸方向の関係. 低温科学, 物理編, 41, 151-158
- 対馬勝年 (1978): 水に浸った雪の粗大化。「雪氷」, 40, 155-164
- 若浜五郎 (1960): 積雪の薄片を利用した積雪の組織と内部歪の研究 I: 静荷重における積雪薄片の圧縮. 低温科学, 物理編, 19, 37-71
- 若浜五郎 (1965): 水を含んだ積雪の変態. 低温科学, 物理編, 23, 51-66

雪えくぼの水平分布解析

鈴木 歩空¹・島田 瓦²・飯田 肇³

(1:富山大学大学院理工学教育部 2:富山大学学術研究部 理学系 3:立山カルデラ砂防博物館)

1. はじめに

降雪後の降雨や日射によって融雪が進み、積雪表面に窪みが現れることがある。この窪みは頬にできる「えくぼ」と似た形をしていることから「雪えくぼ」と呼ばれている(大沼, 1959)。北陸のような温暖多雪な地域では降雪と気温上昇による融雪が繰り返されるため、「雪えくぼ」がたびたび観察される。この「雪えくぼ」の形成には、日射や降水などによる雪融け水の積雪内での不均一浸透が関係する(納口, 1984)と考えられている。しかし、雪えくぼに関する研究例は少なく、その間隔・配列に関して不明な点が多い。そこで、本研究では自然発生した雪えくぼ(図1)の定点観測を行い、窪みの水平分布について調べた。



図1 自然発生した雪えくぼ

2. 観測方法

立山カルデラ砂防博物館の本館屋上にて、2017年～2018年、2018年～2019年の二冬期にわたって積雪表面の定点観測を行った。観測にはデジタルカメラ(RICOH WG-50)を用い、積雪表面を1時間毎にインターバル撮影した。デジタルカメラは気象観測用測器が取り付けられたポールの、高さ約3.15mの位置に設置し、水平から約25°下方に傾けた状態で固定した。解析範囲は3m×3mに設定し、積雪深の変化や画角のずれを修正した後、真上から見た画像に変換した。その後、範囲内に発生した窪みの中心に点を打ち、その座標を求める、その分布を

Pair correlation 関数を用いて調べた。今回は図2に示す窪みの間隔が異なる3種類の雪えくぼ(間隔が小さい順に①～③とした)の解析を行った。

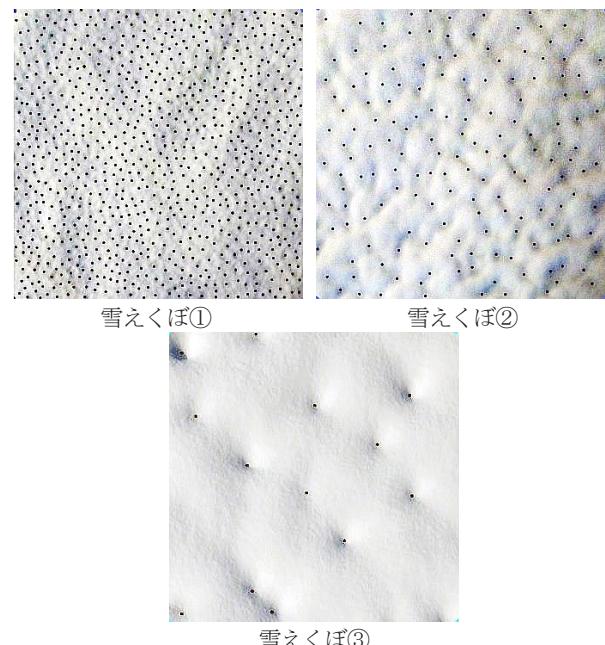


図2 雪えくぼ①～③

撮影した雪えくぼの画像を真上からの画像に変換し、窪みの中心に点を打ったもの。縦・横の長さは共に3m。

3. Pair correlation 関数

Pair correlation 関数 $g(r)$ は任意の点から距離 r の地点にある他の点の混み具合を表す指標(島谷健一郎, 2001; STOYAN D & STOYAN H, 1994)で、次のような形で表すことが出来る。

$$g(r) = \frac{\text{任意の点から距離 } r \text{ 離れた地点の平均的な点密度}}{\text{解析範囲内の点密度}}$$

解析範囲内の点密度と r 離れた地点の点密度が等しい(配置がランダムである)場合を $g(r)=1$ と定義しており、 $g(r)$ 離れた地点の点密度が全体より混み合っている場合は、 $g(r) > 1$ 、閑散としている場合は $g(r) < 1$

となる。グラフは縦軸が Pair correlation 関数 $g(r)$ 、横軸が距離 r で表され、解析結果の曲線形状で点の分布傾向を判断することが出来る。分布傾向の $g(r)$ の値が 1 以上の地点で上に凸のピークを示す場合、点同士の間隔が $g(r)$ となる点の組が頻繁に存在することを示唆する。また、明確な最大値(グラフのピーク)の存在は点同士の距離が比較的そろっていることを示しており、距離が一定であるほど $g(r)$ のピークが鋭くなる。

4. 結果・考察

Pair correlation 関数を用いた解析の結果を図 3 に示す。雪えくぼ①～③で解析範囲内に発生した雪えくぼの個数はそれぞれ 855 個、162 個、13 個であった。 $g(r)$ のグラフを見ると、①は 100 mm、②は 200 mm で明らかなピークが確認できた。これらのピークは距離が異なるものの、どちらも第一近接にあたる地点を示している。①、②の解析結果から、雪えくぼの窪みは一定の間隔を空けて発生する傾向があることがわかった。また、第二近接以降は大きなピークが確認できず、次第に 1 に収束していることから、第二近接以降の点の配置は不規則であると考えられる。一方で、③のグラフでは 1 を越える大きなピークが 650 mm, 1000 mm, 1400 mm の 3ヶ所で見られ、①、②のグラフとは異なる形状となった。雪えくぼ①、②と③の観測条件を比較すると、解析範囲内に含まれていた窪みの個数が非常に少ないと予想し、この窪みの数の減少がグラフに与える影響について調べることにした。

分布傾向がはっきりと表れていた雪えくぼ②の解析範囲 ($3\text{m} \times 3\text{m}$) を $1\text{m} \times 1\text{m}$ で A～I に 9 等分(図 4)にして解析を行い、 $3\text{m} \times 3\text{m}$ の解析結果(図 5 太線)と比較したところ、解析範囲内の窪みの数を 20 個程度まで減らすと、③と同様にグラフの形状が歪になることがわかった(図 5)。以上の結果から、Pair correlation 関数を用いて正確な分布傾向を知るためにには、解析範囲をなるべく広くとり、範囲内により多くのサンプルが含まれている状態が望ましく、サンプル数が少なすぎると分布傾向がつかみにくくなる場合があることがわかった。

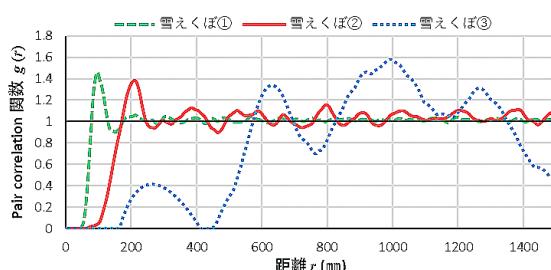


図 3 雪えくぼ①～③の解析結果

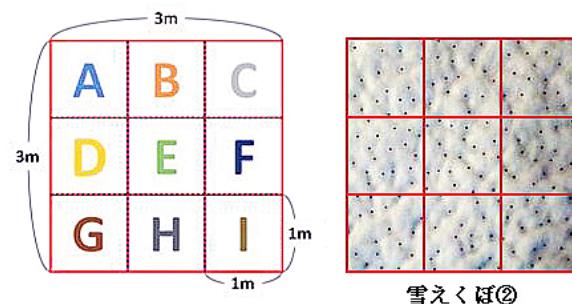


図 4 解析範囲の分割

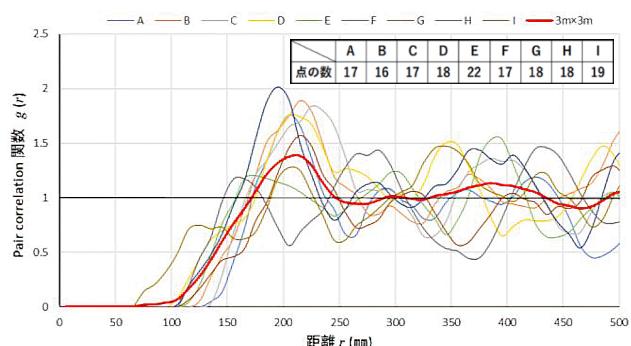


図 5 グラフの形状の比較

5. まとめ

野外で二冬期の間、雪えくぼの定点観測を行った。自然発生した間隔の異なる雪えくぼの分布を Pair correlation 関数を用いて調べたところ、その解析結果から雪えくぼの窪みは一定間隔を空けて分布する傾向があることや、第二近接以降の分布は不規則であることがわかった。また、解析範囲を分割して窪みの数を減少させ、Pair correlation 関数のグラフに与える影響について調べたところ、窪みの数が少ないと分布傾向を正確に表すことができなくなった。このことから、解析範囲を広くとり、なるべく多くの窪みを解析範囲内に確保する必要がある。

文献

- 納口恭明 (1984) : 雪えくぼのパターン形成 I. 国立防災科学技術センター研究報告, **33**, 237-254.
- 大沼匡之 (1959) : ゆきえくぼ. 雪氷, **21**, 130.
- 島谷健一郎 (2001) : 点過程による樹木分布地図の解析とモデリング. 日本生態学会誌, **51**, 2, 87-106.
- STOYAN D & STOYAN H (1994): *Fractals, Random Shapes, and Point Fields*. John Wiley & Sons, Chichester. 244-258.

積雪内部のキャピラリーバリアがフィンガーフローの広がりに与える影響

○勝島隆史(森林総研)・安達聖・山口悟(防災科研・雪氷)・尾関俊浩(北海道教育大)・熊倉俊郎(長岡技科大)

1. 研究背景と目的

融雪や降雨による水の自然積雪への浸透では、フィンガーフローと呼ばれる選択的な流れが形成するとともに、積雪層境界においては上下の積雪層の毛管力の差によるキャピラリーバリア(以下、CB)により帶水層が形成する。近年筆者らは、MRIによる高速3次元撮像手法を自然積雪内部の乾雪への浸透に適用してフィンガーフローの発達の様子を非破壊観察した。その結果、フィンガーフローの直径は鉛直方向に一定ではなく水平方向に変化していた。また、浸透実験に使用した雪のX線μCTによる3次元データから間隙径の鉛直分布を解析して実験結果と比較した結果、フィンガーフローの広がりが生じた所では、小さな間隙径の積雪層に大きな間隙径の積雪層が上載する層構造となっていた(Katsushima et al., 2020)。

本研究では、どの程度の積雪層の毛管力あるいは間隙径の差によって、どの程度のフィンガーフローの広がりが形成するのかといった、水の挙動に対するCBの効果についての定量的な知見を得るために、積雪層構造がフィンガーフローの広がりに与える影響を定量的に示す試みを行った。

2. 研究手法

Katsushima et al.(2020)における2事例のMRIによる浸透実験のデータおよびX線μCTによる雪の3次元データに、1事例のデータを追加して解析を実施した。浸透実験は、内径36mm、長さ100mmのカラムを用いて自然積雪から不搅乱で採取したこしより雪に一定速度で硫酸銅水溶液を供給して行った。そのときの内部の3次元の水分分布をMRIにより2.5分間隔で撮像した。積雪層構造を解析するために、X線μCTにより解像度20μmで取得した雪の3次元データに対して、気相の画素をImageJ/FIJIのMorphoLibJ(Legland et al., 2016)による3DWS法を用いて個々の間隙に分割し、個々の間隙が持つ体積相当間隙径を測定した。Costanza-Robinson et al.(2011)に基づいて間隙径の代表体積要素(RVE)を求めて、これに相当する代表長さの鉛直分布を求め、代表長さの鉛直方向の区間に存在する間

隙の間隙径の中央値の鉛直分布を求めた。得られた間隙径の中央値から水分特性曲線の対数正規モデル(Kosugi, 1994)のパラメータ h_m を求めた。これを積雪各層が持つ毛管ポテンシャルの代表値と仮定し、その鉛直勾配 $\partial h_m / \partial z$ を求めた。そして、MRIによる水平断面における含水箇所の面積の鉛直分布に対して上記の代表長さで移動平均を行った。面積の極大値が生じた箇所をフィンガーフローの広がりが発生した箇所として抽出し、その周辺に存在する毛管ポテンシャルの鉛直勾配の極小値を抽出することで、このときの含水箇所の面積と鉛直勾配との関係を求めた。

3. 結果

図1に、フィンガーフローの広がりが生じた水平断面における含水箇所の面積と毛管ポテンシャルの鉛直勾配の関係を示す。図より、フィンガーフローの広がりが生じた箇所では、いずれも負の鉛直勾配が存在しており、鉛直勾配が-2以下のときに、含水箇所の面積が大きくなる傾向があった。負の鉛直勾配は、小さな間隙径の層に大きな間隙径の層が上載する状態を意味しており、毛管ポテンシャルの鉛直方向の変化の大きさを示す鉛直勾配が大きいほどCBの効果が大きくなり、フィンガーフローの広がりが大きくなるものと考えられる。

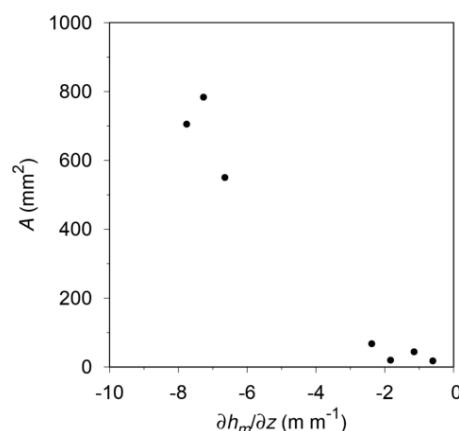


図1 フィンガーフローの広がりが生じた水平断面における含水箇所の面積と毛管ポテンシャルの鉛直勾配の関係

謝辞 本研究はJSPS科研費19K04960の助成を受けたものです。

東北 6 県における 2019–20 年冬季の降積雪の特徴

—過去 40 冬季で最小となった雪水総量—

本谷研¹・平島寛行²・佐野浩彬²・河島克久³

(1:秋田大学教育文化学部 2:防災科学技術研究所 3:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

よく知られているように降積雪現象は空間的にも時間的にも変動が大きい自然現象で、いわゆる雪国であっても積雪量の年々変動は極めて大きい。例えば東北の秋田県付近に注目すると、平成 18 年豪雪で県央・県北で大雪になった以降しばらく暖冬・寡雪の気候が続いたのち 2010–11 から 2014–15 年冬季まで 5 冬季連続で雪が多い傾向が続いた。その後、2015–16 年冬季は全国的な暖冬で暖冬・寡雪傾向となつたが、2016–17 年冬季は山間部での積雪はやや少ないので、東北地方日本海側の多くで平年並みの積雪となった。続く 2017–18 年冬季は強い寒気の流下頻発とともにラニーニャ傾向もあり、東北地方日本海側では沿岸・平地も含め多雪となつた。2018–19 年冬季は暖冬傾向で多くの地域で降雪量も平年を下回つたが、秋田県南内陸部などでは降水量は平年よりやや多く、平年以上の積雪量であった。しかし、2019–20 年冬季は冬型が持続せずに記録的な暖冬、寡雪となり、ルーチン気象データと診断型積雪水量分布モデルにより見積もつた東北 6 県の雪水総量はここ 40 冬季で最小となつたことが分かつたほか、河川流量の変化などについて考察したので報告したい。

2. 使用データ・積雪水量分布モデル

2. 1 使用データ

毎日の、日平均および最高・最低気温(°C)、日降水量(mm)、日平均風速(m s⁻¹)、水蒸気圧(hPa)、日照時間(hr)、日平均気圧(hPa)などの気象要素分布をアメダス(図 1 の解析領域内に 200 から 270 地点)と気象官署(同約 20 地点)のルーチン気象データから推定した。つまり、空間的に離散したデータから距離重み付き内挿と高度分布を仮定することによって面的な気象要素の分布を決めた。気象データは、気象庁ホームページ(気象庁, 2020)の各種データ・資料ページにあるダウンロード機能を使って原則として県単位で CSV ファイルとして取得し、地点ごとのファイルに分割した後に日別ファイルに変換して使用した。この作業用のツールを整備したことにより、変換作業を含め 30 分程度で前日までの入力気象ファイルを作成できるようになった。なお、標高・土地利用などは国土地理院のデジタル数値地図(それぞれ 50m および 100m 格子)から 1km 四方平均、または面積比で最大を占める土地利用を代表とすることで決定した。

2. 2 積雪水量分布モデル

診断型積雪水量分布モデル(Motoya et al., 2001; 本谷, 2008)により東北 6 県(図 1 の太枠内、青森、秋田、岩手、山形、宮城、福島の 6 県を含む面積約 77000 km²)における、日単位・1km グリッド毎の積雪水量を、2019 年 10 月 1 日から 2020 年 5 月 31 日まで計算した。また、予め同様の計算を 1980–81 年冬季より 30 シーズン分行い、その長期平均(準平年値と呼ぶ)を積雪水量のより客観的な偏差分布の特徴をみるための基準として用いたほか、領域全体で合計した積雪水量(雪水総量)の季節変化については 40 シーズン分を比較した。

3. 結果

3. 1 雪水総量の季節変化

図 2 に 2019–20 年冬季を含む最近 40 冬季について、1km 四方平均の積雪水量を解析領域全体で合計した雪水総量の季節変化(11 月から翌 5 月まで)を示す。雪水総量は、雪の降り始めの 2019 年 12 月初頭には例年並みの増加を示したものので、その後は伸び悩み、年末から 1 月初めにかけてやや増加した後停滞し、2 月上旬の増加を最後に 3 月上旬まで横ばいかわずかな減少で持ちこたえたが、それ以降はほぼ一定の速いペースで減少したことが分かつた。雪水総量は 2020 年 2 月 11 日に最大値となつたが、11.20 km³(=11.20 Gt)と平年の半分以下であり、過去 40 冬季で最少だった。

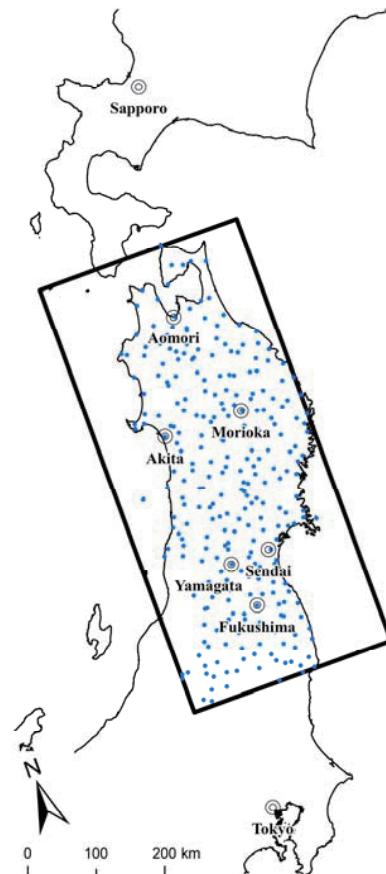


図 1. 解析領域(太四角枠内)と東北 6 県のアメダス分布(新潟以西は割愛)。

3. 2 分布図でみた積雪水量多寡

図3に2020年1月における積雪水量多寡を、準平年値(1980–2010年の30冬季平均)との偏差を同期間の年々変動の標準偏差(σ)で規格化した比標準偏差(ゼロが平年、 $+1\sigma$ で平年より σ 分多く、 -1σ で平年より σ 分少ない意)で示した。青森県南部の三八地域のやや内陸や岩手山の東側および北上山地の北部で平年より積雪水量が多いことを示す濃いグレーから黒を示しているほか、十和田湖周辺から南側の秋田・岩手県境付近および森吉山から焼山・八幡平・岩手山付近では平年並みのグレーを示すものの、秋田県北部沿岸から南の大部分で平年より 1σ ないし 2σ 少ない薄いグレーから白色の領域が広がっていることが分かる。領域内のほとんどの場所で積雪水量が極めて少なかったと言える。

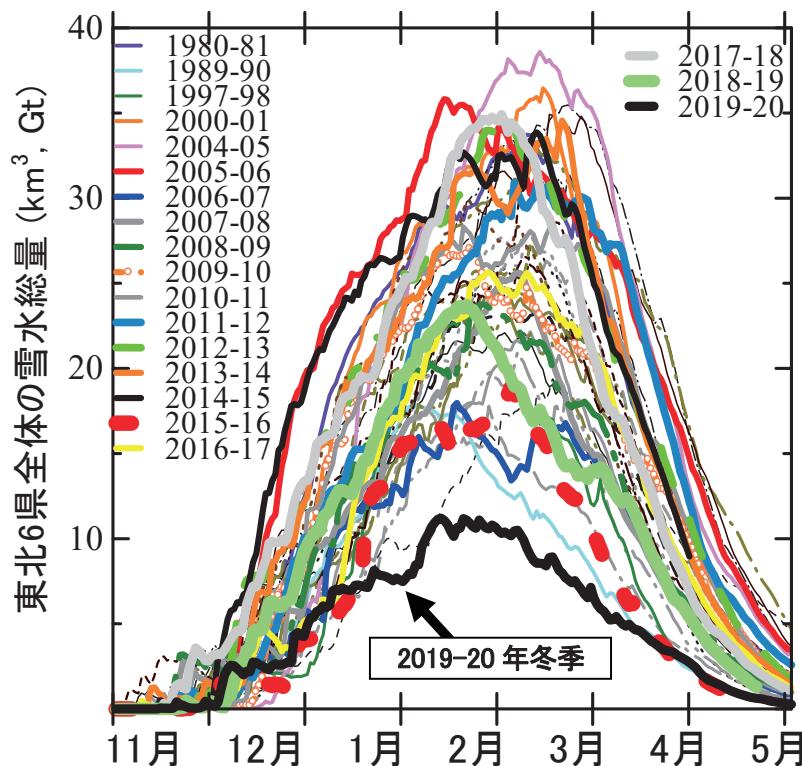


図2. 東北6県の雪水総量季節変化(11月～翌5月)。

4. 考察

表1に2019年12月から翌5月までの東北地方における月別の気温・降水量・日照時間・降雪量の平年差・平年比をまとめた。1月から3月における平均気温は平年と比べ 2°C 以上高温であり、降水量が平年並み(12月と翌2月、3月)または平年よりかなり多い(1月、4月)ことを加味しても、降雪量が平年より極端に少なく(平年比6%から36%)なったと考えられる。つまり、降水量が多い月があつてもほとんどが降雨となり、積雪増加に寄与しなかった。これは、高緯度からの寒気流下が起こりにくく、東北地方もまた継続して南方の温かい大気に支配されたことによるものだろう。

2019-20年冬季は、雪が少なかったことに対応して河川流量などの水収支の季節変化も平年と異なるだろうと考えられる。例として、図4に秋田ー岩手県境に近い和賀川上流に位置する湯田ダム(流域面積583km²)の流入水量の季節変化(国土交通省、2020)を示した。湯田ダムの上流には人為的な流量調節を行う設備はないので、ダム流入量を上流域の自然流量と考えて差し支えない。図4で2019-20年冬季(図中の実線2020年)と、積雪量が平年並みかやや多雪だった2017-18年冬季(同点線2018年)を比較すると、2020年

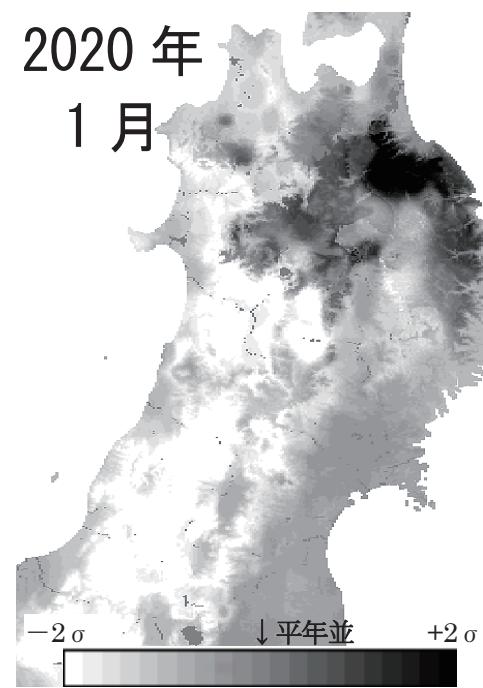


図3. 積雪水量の多寡分布。

は2月中でも降雨に伴う流量増加が認められた一方で、融雪流出が期待される4月中にも明確な流出増加の持続が認められず、降雨後漸減する無雪期同様のパターンを示している。以上をまとめると2019-20年冬季は、

- 1)本来厳冬期のはずの2月でも降雨(積雪地ではRain-on-Snowイベントになっていたと考えられる)が起こったこと、
- 2)明確な融雪流出が見られなかったこと、

の2点で特徴的だったと言える。4月中の降雨量が平年より多かったため結果的には水資源不足には陥らなかつたが、東北地方では農業用水が融雪流出に大きく依存することから暖冬小雪年には慎重な水資源管理が望まれると思う。

表1. 2019年12月から翌5月までの東北地方における月別の気温・降水量・日照時間・降雪量の平年差・平年比。

月	平均気温	降水量	日照時間	降雪量
	平年差 (°C)	平年比 (%)	平年比 (%)	平年比 (%)
2019年12月	+0.7	87	114	25
2020年1月	+2.3	161	103	15
2020年2月	+2.1	97	102	36
2020年3月	+2.6	114	109	14
2020年4月	-0.7	162	92	6
2020年5月	+1.4	81	96	///

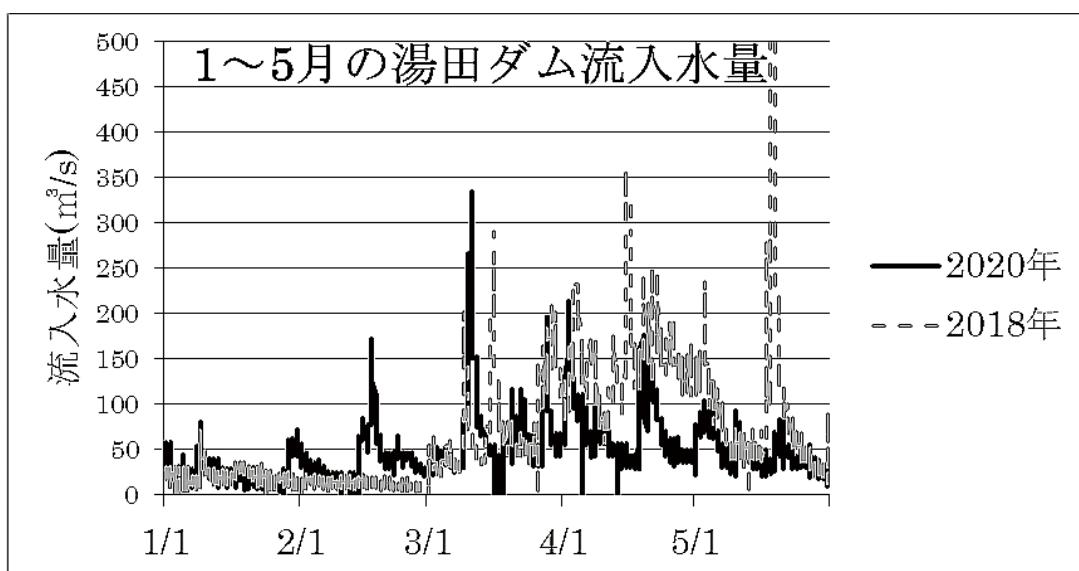


図4. 湯田ダム(流域面積 583km³)の流入水量季節変化。

5. 謝辞

本研究で用いた気象データや解説資料等は気象庁ホームページからダウンロード・引用しました。また、湯田ダム流入水量データは国土交通省の水文水質データベースを利用しました。なお、本研究の一部は新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費(2019-05)によりました。ここに記して感謝いたします。

文献

気象庁(2020): 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>, (2020年6月4日確認)。

国土交通省(2020): 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/index.html>, (2020年6月4日確認)。

本谷 研(2008): 東北地方における積雪水量の27年平均値と豪雪・寡雪, 雪氷, 70(6), 561-570.

Motoya, K., T. Yamazaki, N. Yasuda (2001): Evaluating the Spatial and Temporal Distribution of Snow Accumulation, Snowmelts and Discharge in a Multi basin Scale: An Application to the Tohoku Region, Japan, *Hydrol. Process.* 15, 2101-2129.

白山の千蛇ヶ池雪渓における融雪熱収支特性

岩佐海社¹・藤原洋一²・小川弘司³

(1:三重県庁 2:石川県立大学 3:石川県白山自然保護センター)

1. はじめに

多年性雪渓は、氷河に比べ極めて小さく、地球温暖化などのグローバルな気候変動に簡単に飲み込まれ、近い将来、消滅してしまう運命にあるとも指摘されている(山田・河島, 2005)。このような雪渓を長期にモニタリングし、その変化を記録することは気候変動を知る上でも重要である。

千蛇ヶ池雪渓はそのような多年性雪渓の一つであり、筆者の一人はその雪渓の越年規模や夏季規模についてモニタリングをしている(小川・伊藤, 2018)。

今回、この千蛇ヶ池雪渓の雪渓形成のメカニズムを知る上で融解期の熱収支特性について調査を行った。

2. 研究方法

2. 1 現地での観測等

千蛇ヶ池雪渓は白山の山稜西側の標高 2,570m付近に位置し、白山火山の噴火活動によって形成された爆裂火口のすり鉢状の凹地に雪が吹きだまつものである。

本雪渓の融雪熱収支特性を明らかにするうえで、気象観測や雪渓の測量等の調査を 3か年実施した。気象観測は、雪渓からほぼ南に 0.7km 離れた室堂平(標高 2,450m)において、Onset 社製 HOBO の観測機器を使用し気温、雨量、日射量、湿度、風速の観測を実施した。白山の山稜高山域に位置する雪渓周辺では安定した観測が行えないがため、当地で観測することとした。観測期間は 2017 年が 7 月 19 日～10 月 13 日、2018 年は 8 月 10 日～10 月 9 日、2019 年は 7 月 29 日～10 月 17 日である。

雪渓上では、アルベド観測と積雪密度を計測した。アルベドは Malvern Panalytical 社製スペクトルメーターを用い、雪渓上 6か所で観測を行い可視域の波長 400mm～700mm の平均値を雪面のアルベドとした。観測は 2019 年 8 月 9 日と同年 10 月 10 日に行い、アルベドは日がたつにつれ比例して低下すると考え、両日の観測値から他の日のアルベドを推定した。また 2017 年と 2018 年はこの 2019 年のデータを用いることとした。また、積雪密度は 100cc サンプラーで雪渓表層 5cm 深の積雪を雪渓上 5 か所で採取し、密度を求める平均を積雪密度とした。積雪密度は 2019 年 7 月 29 日に行った。駄口(1968)によれば千蛇ヶ池雪渓から南に 1.5km に位置する万才谷雪渓の観測では表層部及び最下部以外の積雪密度はほぼ一様であると報告されている。よって積雪密度は 7 月 29 日の計測値を他の日にも応用することとした。

また、本雪渓の融雪量を求めるため現地測量を実施した。3か年それぞれについて 8 月と 10 月に TOPCON 社製トータルステーションを用いた測量を行った。雪渓面上の標高点を何点か求め、そこから平均標高を出し、8 月と 10 月の平均標高差をもって実測融雪量(単位:m)とした。

2. 2 融雪熱収支について

本研究では、融雪熱収支に係る構成要素として純放射量、顕熱輸送量、潜熱輸送量、雨滴の熱輸送量及び地中伝導熱を想定し、気象観測データ等から求めた。各熱量の推定に使用した気象要素は表 1 のとおりである。水蒸気圧に関しては、気温から飽和水蒸気圧を求め、飽和水蒸気圧と相対湿度から水蒸気圧を算出した。

純放射量は上記のアルベドを用い短波放射量収支、雪面温度は 0°C にするなどして長期放射量収支を求め、それを合



図 1 調査地



図 2 千蛇ヶ池雪渓 (2019 年 10 月 10 日撮影)

算して純放射量を得た。潜熱輸送量と顯熱輸送量の算出にはバルク法を用いることとし、温度と湿度について同じメカニズムで大気中の熱伝導が行われると考え、潜熱輸送量と顯熱輸送量のバルク係数は同じにした。

降雨熱輸送量は雨量が多くなるほど、または気温が高くなるほど融雪量は大きくなるので、気温を雨滴の温度と考え求めた。

先の現地での実測融雪量と比較検討するため積雪密度を一定、氷の融解熱は $330 \times 10^3 \text{ J/kg}$ 、各熱量の収支としての日平均融雪熱量から、日あたりの融雪量(単位:m)を算出し、実測融雪量と比較することとした。

この比較において、2017年から2019年までの実測した融雪量と融雪熱収支より求めた融雪量の差がもっとも小さくなるように潜熱輸送量と顯熱輸送量のバルク係数を調整し、融雪量を実測値に近づけた。これは気象観測場所が雪渓から離れており、その気象観測データをもとにした融雪量の計算値にはもともと誤差が含まれていること、また計算融雪水量と観測融雪水量の結果が大幅な違いが認められたことから逆算してバルク係数を求めたところ約2.5倍大きい値になるといった報告もあり(松浦ら、1996)、バルク係数は地域や気象条件によって大きく左右されることなどから実測値と計算値の当てはまりが最もよくなるようにバルク係数を変えることは、特に問題ないと考えた。地中伝導熱については実測を行っていないため、1日に1mm融雪すると仮定し、一律 2.83 W/m^2 として計算を行った。

3. 結果と考察

3か年の融雪熱収支の月別の変化を図3に示した。全期間を平均すると純放射量48% (短波放射量43%, 長波放射量5%)、潜熱輸送量22%、顯熱輸送量25%、雨滴の熱輸送量4%、地中伝導熱1%という結果になった。一般的に低地平野部では純放射量の割合がほとんど占めるか、風速が大きい地域で純放射量と顯熱輸送量の割合がほとんどを占める。これに対し千蛇ヶ池雪渓の熱収支構成は、純放射量の割合が相対的に小さく、潜熱輸送量や顯熱輸送量の割合が大きい山岳部での熱収支構成の特性を顕著に示していた。

各熱量の月ごとの推移は、おおむね似たように推移しているが短波放射量と顯熱輸送量の変動幅は小さく、逆に長波放射量と潜熱輸送量の変動幅が大きく、9月以降に両熱量ともに大きく減少した。このことは月ごとの融雪量の増減は長波放射量と潜熱輸送量に大きく左右されるということを示す。長波放射両熱量の9月以降の減少は気温の低下、潜熱輸送量については、気温と湿度の低下が主な要因であると思われた。

日ごとの融雪熱収支について見てみると、急激に融雪が進む日があり、それは潜熱輸送量と顯熱輸送量、加えて純放射量のうち長波放射量が大きい日であり、気象要素に着目すると降水があり風速が大きい日であることがわかった。特に降水の量ではなく、降水のある悪天時で風速が強いほど融雪が進むことが明らかとなつた。

文献

- 松浦澄生、竹内美次、浅野志穂、落合博貴(1996) : 山地斜面における強風時の融雪特性. 水文・水資源学会誌,
小川弘司、伊藤文雄(2018) : 白山千蛇ヶ池雪渓の越年規模及び夏季規模の変動. 2018年度雪氷研究大会講演予稿集.
9-1, 48-56.

山田知充、河島克久(2005) : 山地積雪. (社)日本雪氷学会監修『雪と氷の事典』, 122-129, 朝倉書店.

表1 融雪熱収支に係る各熱量と
推定に使用した気象要素

各熱量	推定に必要な気象項目
純放射量	日射量、気温、水蒸気圧
潜熱輸送量	風速、大気圧、水蒸気圧
顯熱輸送量	気温、風速
降雨熱輸送量	気温、雨量
地中伝導熱	一律 2.83 W/m^2 とした

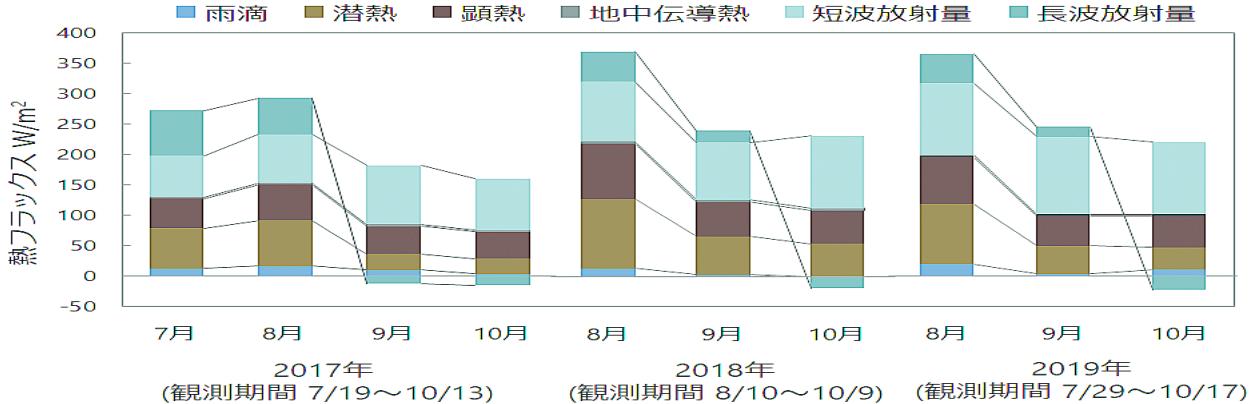


図3 3か年の熱収支構成割合

十日町における冬期間の積雪底面融雪量

竹内由香里¹, 勝島隆史¹, 遠藤八十一
(1: 森林総合研究所十日町試験地)

1. はじめに

積雪は熱伝導率が小さく断熱効果が高いため、多雪地では地中からの伝導熱により積雪期間を通して積雪底面で融雪が生じる。積雪底面融雪の測定例は多いとはいえないが、1日あたりの底面融雪量は、積雪初期に大きく、融雪期に向かって次第に小さくなること、また冬期に積雪内の温度勾配により熱流が生じる寒冷な北海道に比べて、温暖な積雪地域では年平均気温が高い上に、冬期間も積雪全層がほぼ0°Cで積雪内に熱流がほとんど生じないため、底面融雪量が大きいことが知られている(小島, 1982, 和泉, 1983)。本研究では、温暖多雪地における底面融雪量が年によりどれくらい変動するかを調べるために、14冬期の実測データに基づいて比較を行なった。

2. 積雪底面融雪量の算定方法

積雪底面融雪量は森林総合研究所十日町試験地(新潟県十日町市)における2006年～2019年の14冬期の気象や積雪観測データを用いて次の(A)～(C)の3通りの方法で算定した。(A) 最下層積雪水量変化: 積雪期間に10日毎に積雪断面観測を実施し、層毎の密度や含水率など一般的な項目のほかに積雪層内の目印(紙テープ)の高さと目印より下層の積雪水量を測定した。目印の紙テープは、降雪中に適宜、雪面においていたもので、毎回の断面観測で確認できる。底面融雪量は目印より下(最下層)の積雪水量の減少量からその層の含水量の変化を差し引いて算出した。(B) ライシメータ: 融雪ライシメーターで測定した底面流出量は、雪面から浸透した融雪水や雨水の影響がない日には底面融雪量を示しているといえる。そのような日のデータを用いて、底面融雪量を11月30日からの日数の指數関数として近似式を求めた。(C) 地中熱流量: 地面下2cmの土壤中に設置した熱流板で地中熱流量を測定した。測定値を底面融雪熱量に等しいとみなして11月30日からの日数の指數関数で近似した。

3. 結果

連続積雪初日からの底面融雪量の変化を図1に示した。地中熱流量(Wm^2)は比較しやすいように融雪水量(mm day^{-1})に換算した。図に示した年ごとの近似式に基づいて推定すると、積雪初日(12/6～12/31)における底面融雪量は(A)では $2.0\sim4.8 \text{ mm day}^{-1}$ (平均: 3.2 mm day^{-1})、(B)では $2.3\sim4.4 \text{ mm day}^{-1}$ (平均: 3.2 mm day^{-1})、(C)では $2.1\sim3.6 \text{ mm day}^{-1}$ (平均: 2.7 mm day^{-1})、積雪期間中の総底面融雪量は(A)では $108\sim262 \text{ mm}$ (平均: $209 \text{ mm}, 1.8 \text{ mm day}^{-1}$)、(B)では $148\sim299 \text{ mm}$ (平均: $216 \text{ mm}, 2.0 \text{ mm day}^{-1}$)、(C)では $105\sim210 \text{ mm}$ (平均: $154 \text{ mm}, 1.4 \text{ mm day}^{-1}$)であった。積雪期間中の総底面融雪量(200 mm程度)は、最大積雪水量766 mm(14冬期平均)と比べて小さくない量であり、底面融雪量の重要性を示す結果といえる。今後、底面融雪量の年ごとの差違やその要因について解析を進める予定である。

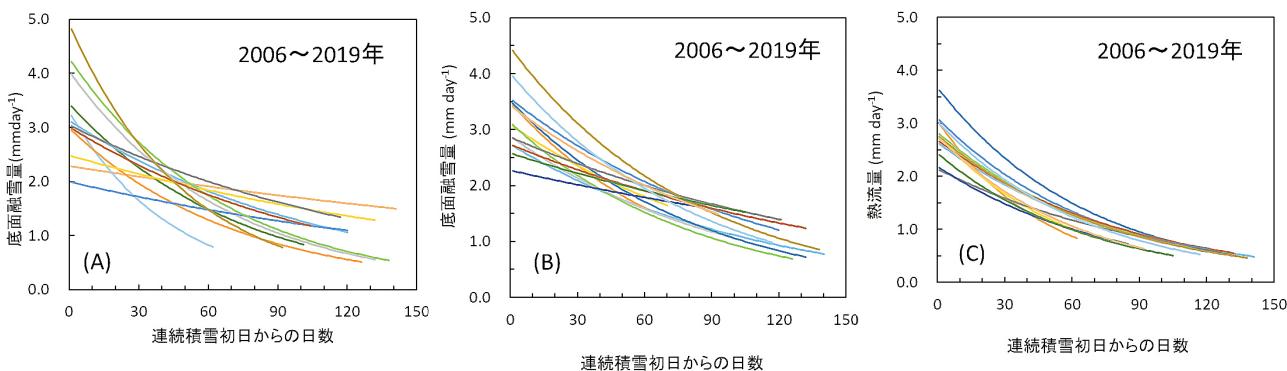


図1 連続積雪初日からの日底面融雪量の変化。

(A) 最下層積雪水量変化(少雪の2009年, 2016年は除外), (B)ライシメーター実測値, (C)地中熱流量実測値 より算出。

文 献

小島賢治(1982):低温多雪地域の冬期間積雪下面における融雪量. 低温科学, 物理編, 41, 99-107.

和泉薰(1983):積雪底面の融雪量. 新潟大災害研年報, 5, 123-125.

スギ枝にかかる着雪量のひずみゲージを用いた計測手法の開発

古橋知季¹・勝島隆史²・熊倉俊郎¹・鈴木覚³

(1:長岡技術科学大学 2:森林総合研究所森林防災領域十日町試験地 3:森林総合研究所森林災害・被害研究拠点)

1. 研究背景

大雪により樹木への着雪が成長すると、樹木は次第に着雪の重みに耐えられなくなり、倒木する。近年では、着雪による倒木が停電や交通障害などを生じさせ、社会に混乱を起こすこともしばし見受けられる。このような着雪による倒木の発生予測には、樹木への着雪量のリアルタイムモニタリングが有効である。

これまでの計測手法は、伐採した樹木をロードセル付きの架台に設置し、樹木への着雪量を直接計測する方法(以下、従来の直接計測手法)であった。しかし、これは非常に精度の良い計測が可能である一方で、設置規模が大きく維持管理が困難であるという問題がある。

一方でひずみゲージを測定面に貼る方法は、様々な構造物や危険斜面などの監視に応用されている。このひずみゲージを樹木側面に貼るという簡易な手法で樹木の着雪量を測定することが出来れば、樹木を伐採することなく簡易的に着雪量のリアルタイム測定ができ、倒木の発生予測に繋がると考えられる。本研究では、このようなひずみゲージを用いたスギ枝の着雪量の計測手法の開発を試みた。

2. 計測方法

今回新たに提案する計測手法を図1に示す。ひずみゲージは、物体が外力を受けた時に発生するひずみ量を計測するセンサーであり、式(1)のように、ひずみゲージで計測したひずみ量 μ と物体の断面係数 Z およびヤング率 E の積から計測位置での曲げモーメント M を算出することができる。

$$M = \mu Z E \quad (1)$$

つまりスギ枝を片持ち梁と仮定した場合、枝への着雪の重心位置からひずみゲージまでの長さ L が既知であれば、曲げモーメント M を着雪の重心位置からひずみゲージまでの長さ L で除すことにより式(2)のように荷重量 W を求めることができる。

$$W = \frac{\mu Z E}{L} = \frac{M}{L} \quad (2)$$

しかし、枝葉への着雪の重心位置を目視で判断することは極めて困難であり、従って着雪の重心位置からひずみゲージまでの長さ L を正確に求めることはできない。

そこで枝の任意の位置の2点にひずみゲージをそれぞれ貼り付けた。これにより、各ひずみゲージのひずみ量から算出される着雪量を W_1, W_2 とすると、式(3)に示す連立方程式が成立する。

$$\begin{cases} W_1 = \frac{M_1}{L_1} \\ W_2 = \frac{M_2}{L_2} \end{cases} \quad (3)$$

この連立方程式より、各ひずみゲージから着雪の重心位置の長さである L_2 と L_1 について解くと、差分をとるので ΔL になり、この ΔL について連立方程式を解くと式(4)になる

$$\Delta L = \frac{M_2 - M_1}{W_2 - W_1} \quad (4)$$

また、どのひずみゲージ点から計測しても、図1のように本来の着雪の重心位置は常に同じ位置かつ同じ荷重であるため、各ひずみゲージの着雪量 W_2, W_1 と、今回求めたい着雪量 W の間では常に式(5)のような等式が成り立つ。

$$W = W_2 = W_1 \quad (5)$$

以上から着雪量 W について式(4)を解くと、式(6)のようになる。

$$W = \frac{M_2 - M_1}{\Delta L} \quad (6)$$

ここで ΔL は各ひずみゲージの区間長として表される。つまり、ひずみゲージを貼り付けた時の2点の区間の長さを計測することで ΔL は既知とできる。

これにより、着雪の重心位置を求めなくても、それぞれのひずみゲージ点で計測したひずみ量 μ を式(1)に適用させ、各ひずみゲージから算出されたモーメントの差分 ΔM から着雪量 W を算出できるようにした。

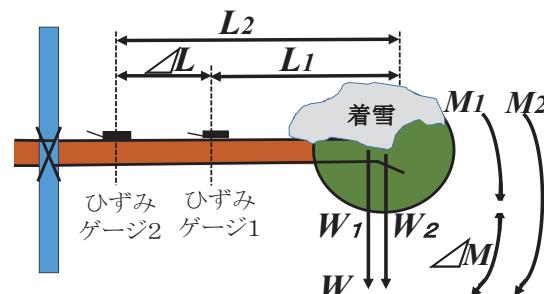


図1. ひずみゲージを用いた着雪量計測の概略

3. 検証方法

開発した計測手法の検証を森林総合研究所十日町試験地(以下、十日町試験地)にて行った。検証では、新潟県十日町市内のスギ林分から大きな曲がりや折れの無い通直なスギ枝を2本使用して検証を行った。

図2. のように、実際の生育状況と同一になるようにスギ枝を自立させた単管パイプに固定し、枝の根元付近にひずみゲージ(共和電業:三線式リード線付き一般応力測定用ゲージ、ゲージ長5mm)を2点設置し、データロガーに接続した。

また、ひずみゲージは貼り付けが困難であるため、図3. のように、枝の外皮を剥き、形成層を出した状態にしてシアノアクリレート系瞬間接着剤により直接接着した。設置した2つのひずみゲージは、枝の軸方向と平行に、かつ各々のゲージが同一軸上に並ぶように留意して接着し、接着後はひずみゲージが水分で濡れないように防水テープで被覆した。以上のように水平方向北向きに設置した枝を枝1、南向きの枝を枝2とした。

さらに、後述する従来の直接計測手法との単位面積あたりの着雪量の比較による検証を行うために、デジタルカメラでスギ枝を下側から撮影し、ImageJから二値化による画像解析により垂直方向の投影面積を算出した。この方法により、枝1の垂直方向の投影面積を0.177m²、枝2を0.276m²とした。

式(1)中のヤング率Eについては、生育している樹木についての明確な値が存在しないため、今回の検証に用いた枝ごとにヤング率を算出する必要がある。スギ枝からのヤング率の算出方法としては、検証に使用する枝の枝葉部分の任意の位置にプルゲージを引っ掛け、0Nから10Nまで2Nごとに重力方向へプルゲージを引っ張り、それぞれの荷重が働いているときの2点のひずみゲージの指示値を記録した。これにより得られたひずみ量を用いてヤング率をそれぞれ算出した。その結果、各ひずみゲージで誤差は生じたものの、およそ2~4.5GPaの値を示す結果となった。

さらに枝にかかる荷重が正しい値を示しているかを確認するため、ヤング率を求めた時と同様の方法で、荷重試験を行った結果を図4. に示す。図4. には縦軸にひずみゲージで得られた値を基に計算した荷重を、横軸にプルゲージで掛けた荷重を示し、ともに単位はNとした。また、枝1をbranch1に、枝2をbranch2として各2回、合計で4回の荷重試験を行った結果をグラフに示している。結果としては、4回ともほぼY=Xの線上に位置しており、この検証方法はおおむね正しい計測ができると判断した。

検証では以上のような方法を用いて、ひずみゲージを用いたスギ枝への着雪量の計測を十日町試験地の観測露場で行ったが、実際の樹木への着雪量とも比較する必要がある。そのため、従来の直接計測手法として、十日町市内の林分からスギ(受冠面積 5.5m²)を採取し、これも従来の直接計測手法と同じく、ロードセルの取り付けられた架台上にクレ

ーンを用いて観測露場に設置して樹木への着雪量を直接計測し、それから得られた着雪量を単位受冠面積当たりの着雪の質量に換算して比較を行った。

また、ひずみ量の計測は10分間隔で計測し、検証期間は2019年12月26日から2020年1月5日とした。

4. 結果

実際の検証装置の枝への着雪状況を図5に示す。枝が着雪によって大きく歪んでいるのがわかる。

さらに、図6には開発した手法による着雪量の計測値を示し、枝1を黒の実線に、枝2を黒の点線で表示した。

さらに図7には検証期間中の十日町試験地における降水



図2. 検証装置の様子(枝2)

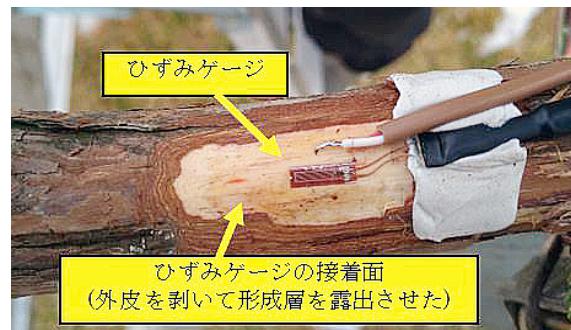


図3. 枝のひずみゲージの貼り付け状態

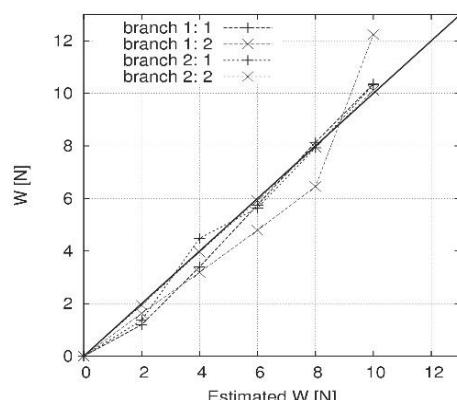


図4. プルゲージを用いた荷重試験の計測結果

量を水色の棒グラフで、風速を黒の実線で表したグラフをそれぞれ示している。

図6中には比較のため、赤線にて実森林総合研究所十日町試験地に設置した従来の直接計測法から得られた着雪量の計測結果もあわせて示す。これらの着雪量は、単位樹冠面積あたりの着雪の質量 kg m^{-2} として示した。図3に示した開発した手法と従来の手法との比較から、これらの計測値は、2019年12月26日から2020年1月5日の期間は全体を通してほぼ同じ振る舞いをしていることがわかった。

従来の直接計測手法の真値との RMSE(平均平方二乗誤差)は枝1で 1.35 kg m^{-2} 、枝2で 1.29 kg m^{-2} であり、今回あらたに開発した手法により概ね良好な測定結果が得られることが分かった。

5. 考察

図6では2020年1月1日の午後に、枝1、枝2および真値の全ての値が 0 kg m^{-2} を示している。これは図7. に示す通り1月1日のほぼ同時刻に約 3 m s^{-1} の風が吹いており、これにより、枝および樹木の着雪が落下してしまったものと考えられる。

しかしながら、1月2日の夜中以降の観測値については、それぞれ差が生じていた。

これについては、2020年1月1日の深夜に一度すべて落雪した後、再び枝葉への着雪が始まったが、1月2日の夜に小康状態になった後、枝1については枝葉が着雪量に耐えきれなかったため、1月2日中という比較的短時間で枝葉から着雪が全て落下し、 0 kg m^{-2} を示したものと考えられる。

しかし、枝2や従来の直接計測手法を用いたスギの木においては、一部の着雪が同じく短時間で落下したもの、全ての着雪が落下しなかった。そのため枝葉に残った着雪が1月5日にかけて徐々に融雪または落下していったために枝1、枝2および従来の直接計測手法との間に誤差が生じたものと考えられる。

本来は枝葉の着雪が認められた段階で着雪をすべて採取し、電子天秤を用いて検証装置の計測値と実際の着雪量との精度を求める必要があったが、2019年度の暖冬の影響により、解析に必要なデータ数を十分に取得することができなかつたため、検証ができていない。

また、ひずみゲージを用いた着雪量の計測手法の検証が可能であると判断した時点では、十日町試験地内にて生息しているスギを選定し、実際に枝へひずみゲージを貼り付けて計測をしようと考へた。これにより、検証装置と実際の樹木との計測結果の精度の検証や、樹木の上方にある他の枝との重なりなどによる計測結果への影響について検証する予定であった。

しかし、若齢段階以降のスギについては、樹木の下枝であっても地面からおよそ 2 m から 5 m ほどの位置にあるため、実際の樹木へひずみゲージを貼り付ける場合は安全対策を考慮した足場等を設営しなければならないという問題

が生じたため、検証を行うまでには至らなかった。

6. まとめ

今回新たに提案した手法は2019年から2020年にかけての十日町の事例においては、ロードセルを用いた従来の直接計測手法との比較から、検証期間を通してほぼ同じ振る舞いを示しており、概ね良好な測定結果が得られた。

しかし、本手法を実際に林分で使用するにあたり、上述したような検証が未だ不十分であり、今後とも検証を行っていく必要があると考えている。



図5. 枝2への着雪状況 (2020年2月4日撮影)

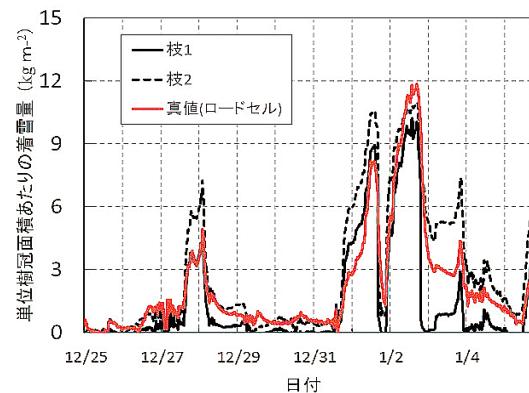


図6. スギ枝から算出した着雪量と従来の直接計測法との比較

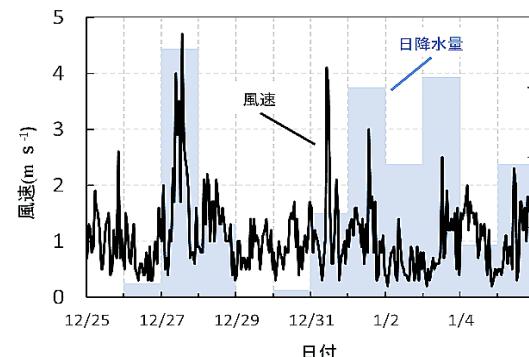


図7. 十日町試験地における風速および日降水量の観測値

タクシー・バス会社からの提供データを活用した路面凍結予測手法改良の試み

平島寛行¹・美寺寿人²・佐藤友紀^{3,4}

(1:防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター 2:東邦産業株式会社 3:新潟県ハイヤー・タクシー協会

4:新潟市ハイヤー・タクシー協会)

1. はじめに

冬期の凍結防止剤散布の作業において、降雪量や最低気温等の予測に基づいて待機計画や出動の判断が決定されている。その際に、安全安心な道路管理とコストの削減を両立するために、路面状態予測の適正化や精度向上が求められている(山下ら, 2019)。防災科学技術研究所が開発した道路雪氷予測モデルは、地形や道路、気象データを入力値として与えることで、路面温度など物理量の変化の状態を予測することが可能である。最近では、気象災害軽減イノベーションセンターの長岡サテライト(現SnowCoIN)の道路雪氷 WGにおいて、民間気象会社のSnowCastと提携して路面温度の予測配信を行ってきた。

一方、道路管理者や自治体等と行ってきた道路雪氷勉強会において、路面凍結予測に対するニーズが提起されている。路面凍結は路面温度の低下時に路面上の水分が凍結することにより発生するため、路面が乾燥している時は路面温度が低下しても凍結しない。そのため、路面のぬれ状態に関するモデルが必要となる。一方で、ぬれ状態は道路の構造や周辺環境に大きく左右されるため、気象条件を入力した物理計算のみで各々の道路に対応したぬれ状態を推測するのは困難で、少なくとも乾燥、ぬれ路面を一定期間実測したデータが必要である。そこで本研究では、凍結予測に対する需要が高い地点において、公共交通機関であるバスやタクシーの協力を得て路面状態の情報を収集し、凍結予測モデルの構築を試みた。

2. 道路雪氷予測モデル

道路雪氷予測モデルの詳細に関しては平島ら(2009)において報告している。モデルの概略図を図1に示す。路面温度は観測または予測された気象データを用いて以下の熱収支式を解くことで得られる。

$$Q_r + Q_g + Q_h + Q_e + Q_x + Q_m = 0 \quad (1)$$

ここで、 Q_r : 放射収支量(短波、長波)、 Q_g :道路雪氷(もしくはアスファルト)内の伝導熱量、 Q_h :顕熱、 Q_e :潜熱、 Q_x :車両から路面に供給される熱量であり、これらは路面に熱が向かう時に正の値としている。また、 Q_m は融雪熱量であり、融解時に使用される熱を負の値で示している。 Q_x は

交通量に依存するが、影響が不確定であることや、主なターゲットが交通量が少ない早朝であることから現時点では0と仮定している。

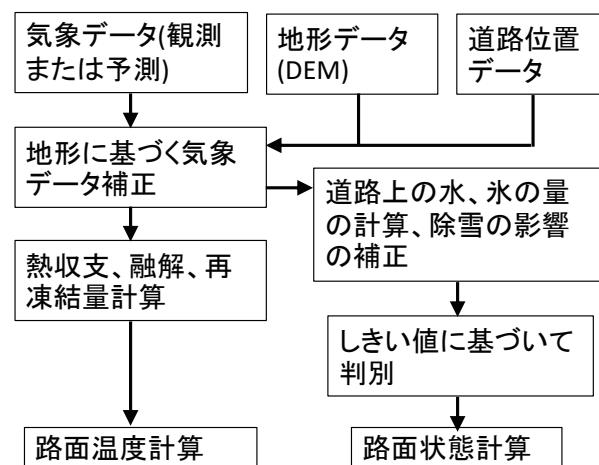


図1 道路雪氷予測モデルの概略図 (平島ら, 2009)



図2 本研究における路面状態取得地点 (1:松浜橋, 2:下山一日市線, 3:弁天橋, 4:横雲橋, 5: 小阿賀野橋, 6: 富月橋, 7: 有明大橋, 8: 新潟五泉間瀬線)。地理院地図使用

路面状態を計算する際には、雨雪判別のしきい値より低い気温における降水がある時は降雪とみなし、降雪がある際には堆積する。ただし、除雪等の影響を考慮するために積雪深は最大で 1cm の上限値とし、含水率は重量含水率において 50%を最大値とし、それ以上になると排水させている。また雪があり乾いている時は圧雪、雪があり、かつ

含水もある時は水べたとして判別している。

ここで、雪がない時のぬれ路面と乾燥路面の判断に関しては、降水後の蒸発量を計算することで推定が可能である。その際に、それを決定するしきい値については道路の特性が影響するため、それを決定するための実データが必要となる。

3. データの取得

新潟市内においては、図2に示す8ヶ所で路面温度の予測発信を行っている。この路面温度予測に加えてぬれ状態を判定して凍結予測につなぐためには、一定期間の路面状態の情報が必要である。しかしながら、全てに対してそれを監視するセンサーを設置するのは費用的に困難である。本研究において、センサーを用いず対象箇所のそれぞれの状況を観測し、記録する方法について検討したところ、公共交通機関であるバスやタクシーがそれらの場所を通過する際に路面状態を記録して提供してもらうことが可能になれば、最適化を行うためのデータが確保できるのではないかとの考えに至った。そこで、道路雪氷 WG でお願いしたところ、新潟県ハイヤー・タクシー協会、新潟市ハイヤー・タクシー協会及び路線バス事業者である新潟交通から、公共交通機関としての責任と交通事故防止のためにと快諾していただいた。

新潟交通においては、対象 8 路線のうち、定期路線である 5 路線の始発および最終バスにおいて、予測箇所の通過時に日付、時刻、路面状態、路肩の雪の有無を記録していただいた。また、ハイヤー・タクシー協会に所属するタクシーにおいても凍結しやすい夜間(22 時)から早朝(7 時)の間で路線の対象箇所を通過の際に同様の情報を記録していただいた。ここで、対象箇所が橋と周辺道路を含む場合は、凍結の違いを考慮するため、両方の情報に対しても記録するようにした。

タクシー協会からの協力に関しては協議の結果、2019 年 12 月 12 日に一般社団法人新潟県ハイヤー・タクシー協会、新潟市ハイヤー・タクシー協会と路面状況データに関する連携協定を締結して、一層強固の関係で取り組むことにした。データは 12 月 16 日から 3 月末日まで収集された。

12 月から 3 月にかけて、バスのデータは約 950 件、タクシーのデータは約 1,200 件が収集された。収集された路面状態の割合を図 3 に示す。今冬は記録的な暖冬少雪であったため、ほとんどはぬれ路面または乾燥路面であったが、2 月上旬の一時期をはじめ、路面凍結が確認された日が数回みられた。また、今冬の観測では橋と周辺道路で路面状態が異なる事例は 19 件あり、橋のみが凍結した事例があった一方で周辺道路のみが凍結という事例も見られた。

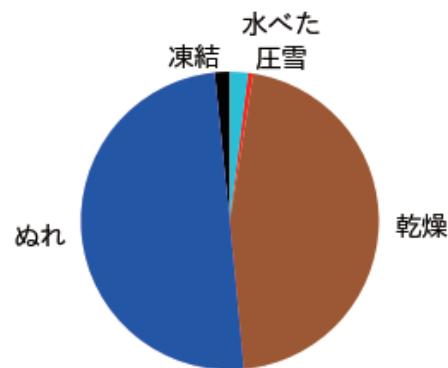


図3 収集された路面状態の割合。

4. データの比較と最適化にむけた試み

道路雪氷モデルは気象庁の観測気象データを入力に用いて計算した。モデルでは熱収支計算の際に潜熱が計算されるため。路面からの蒸発量を計算可能である。そこで、降水後にどれだけ蒸発したか見積もりため、蒸発量に比例する潜熱の累積量を計算し、それが一定値を超えたら乾燥路面として扱う形とした。毎時の潜熱がプラス(蒸発しているとき)の時に限り潜熱量を累積して計算し、降水があった際には 0 にリセットした。また、乾燥路面の場合は路面温度が下がっても凍結路面にならない設定とした。乾燥路面とぬれ路面を判別するしきい値に関して、降水後の潜熱の累積量(以降、累積蒸発潜熱とよぶ)が 100,200 及び 300Wh の 3 種類の設定値で感度実験を行った。感度実験の結果と実測を比較したものを図 4 に示す。しきい値を低くすると乾燥路面の割合が増えて路面温度が下がっても凍結路面と判別されなくなる。そのため、空振りの回数は減少する一方で、見逃しの回数は増加することになる。比較した結果では、300Wh をしきい値とした場合に凍結予測の的中率を維持したまま空振りを減少させられることが確認できた。

本研究では、新潟市内 8 地点で路面状態のデータが得られており、それぞれの路線に対するしきい値の最適値を決定することが可能である。ここで、データを収集した場所の一つである一般国道 460 号(富月橋)のデータを例に、路面状態を判断するしきい値の最適値を計算した。図 5 に日付時刻を x 軸に、計算された累積蒸発潜熱を y 軸に、路面状態を色のプロットで示した。ここで最適となるしきい値を決定するために累積蒸発潜熱及び路面温度を学習データ、実測路面状態を教師データとして決定木を作成したところ、図 6 のように累積蒸発潜熱が 237Wh 以上で乾燥路面、それ以下では濡れ路面、ただし路面温度が -1.35°C 以下の場合は凍結といった結果が得られた。同様の手法で蒸発量のしきい値をだしたところ、8 路線のうち、データが十分である 6 路線においては 70~80% の的中率でぬれ路面が判断できることが確認された。

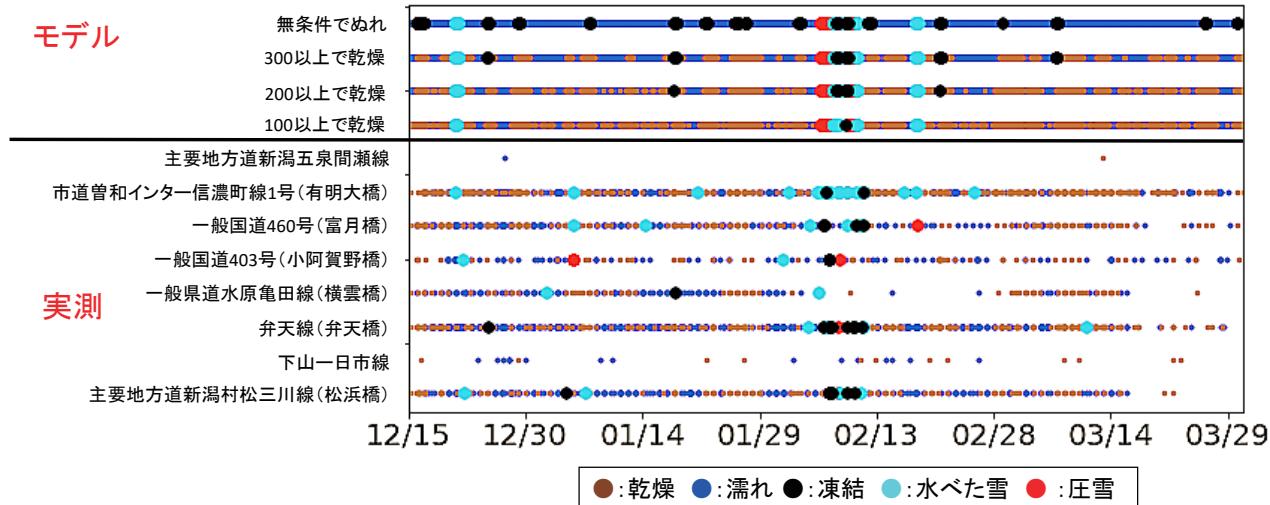


図4 入手した路面状態とモデルで計算した路面状態の比較。累積蒸発潜熱が300Whを超えると乾燥とした時に凍結の見逃し事例を増やさずに空振り事例を減らしているのがわかる。

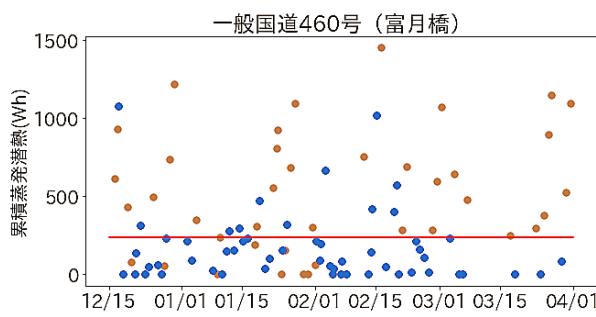


図5 累積蒸発潜熱と路面状態（青:ぬれ路面、茶:乾燥路面。赤線は237Whをしきい値とした時の境界線。一般国道460号(富月橋)の例。

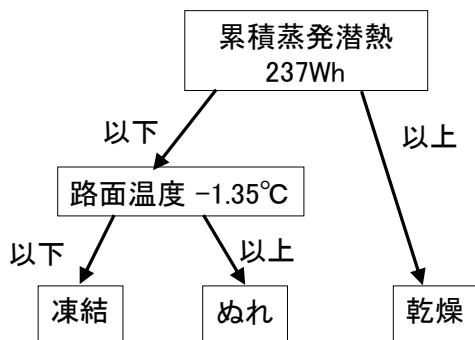


図6 取得路面状態データ及び路面予測モデルから作成した決定木。一般国道460号(富月橋)の例。

ただし、ここで求められた値は的中率が最も高くなる値であるため、空振りと見逃しの間で深刻度が異なる場合は、安全をとるためにしきい値を調整する必要がある。

より高い的中率を得るために入力に用いられている気象データやそれらを直近3時間または6時間の合計値等も学習データに用いて数種類の機械学習手法を試みたが、現段階では累積蒸発潜熱のしきい値を用いて決定木を作成する方法が最も的中率が高かった。図5に見られるように累積蒸発潜熱が低い一方で乾燥路面が観測されたケースや、逆にそれが高い一方でぬれ路面が観測されたケースもあり、それらの原因について検討してモデルの改良を試みることが、ぬれ路面判定の精度向上に対して現実的と思われる。

5.まとめ

凍結路面予測のニーズに対応するため、路面のぬれ状態を予測するモデルを開発した。路線ごとに異なる条件を考慮するため、タクシー及びバス会社の協力を得て検証に用いるための路面状態のデータを取得した。解析の結果、現段階では降水後の累積蒸発潜熱量のしきい値を用いることで70~80%の的中率で予測可能であることが確認された。より高い精度を得るために今後改善を進める予定である。また、今冬は記録的な暖冬少雪であったため凍結路面に関するデータは少なかった。したがって、実測に基づいて凍結となる最適な温度のしきい値を決めるためには寒冬における情報も必要となる。そのため、今後もデータ取得を継続するとともに、センサー等を用いたより効率的な情報取得手法も検討している。

謝辞

本研究は気象災害イノベーションハブ長岡サテライトにおける道路雪氷 WG の一環として行われた。本研究で使用した路面状態のデータ取得において、新潟市内の複数のタクシー会社にご協力頂きました。また、バスの運行中に路面状態の情報を頂いた新潟交通の方々に感謝致します。

文献

平島寛行・小杉健二・上石勲・佐藤威・本吉弘岐・佐藤篤司 2009: 雪氷災害発生予測システムを用いた路面状態の推定, 寒地技術論文・報告集, 25, 337-340.

山下克也・山口悟・諸橋和行・齋藤隆幸・神田英一朗・平島寛行・杉浦聰・竹内祐貴, 2019: IoT を用いた冬期交通網管理の最適化に関する研究. 北陸雪氷シンポジウム 2019, 1, 10-15.

ディスドロメーターの測定方式による粒径・落下速度分布の違い

勝山祐太

(森林総研十日町試験地)

1. はじめに

ディスドロメーターとは、降水粒子の粒径・落下速度を計測する気象測器である。現在普及しているディスドロメーターには、OTT 製 PARSIVEL や Thies 製 LPM などの光学式ディスドロメーターや 2DVD のような二次元ビデオディスドロメーターが挙げられる。これらディスドロメーターはいずれもシート状の水平な観測領域を通過する粒子を計測しており、降水粒子のフラックスを観測するものである。また、観測領域が立方体のディスドロメーター(e.g. Ishizaka et al., 2013)も存在し、これは降水粒子の空間濃度を観測するものである。本稿では、前者をフラックススキャン型と、後者をボリュームスキャン型と上呼ぶ。

フラックススキャン型のディスドロメーターで観測される粒径分布がボリュームスキャン型で観測されるそれと異なることが指摘されている(Adirosi et al., 2016)。これは、フラックススキャン型の場合は、落下速度の速い粒子のほうが落下速度の遅い粒子よりも観測されやすいためである。同様の理由により、フラックススキャン型で観測される落下速度はボリュームスキャン型で観測されるそれと比べて過大になっている可能性も指摘されている(Katsuyama and Inatsu, 2020)。

そこで、粒径分布として一般に仮定されるガンマ分布と粒径・落下速度関係として一般に仮定されるべき乗則を仮定したときに得られる粒径・落下速度分布がディスドロメーターの測定方式によってどのように異なるのかを Katsuyama and Inatsu (2020) による立式に沿って理論的な側面から示す。そして、ディスドロメーターによる観測データ利用について、フラックススキャン型とボリュームスキャン型の違いによる観点から留意すべき点について議論する。

2. ボリュームスキャン型の粒径・落下速度分布

粒径分布として次のガンマ分布を仮定する。

$$P(D|\mu, \lambda) = \frac{\lambda^{\mu+1} D^\mu}{\Gamma(\mu+1)} \exp(-\lambda D) \quad (1)$$

ここで、 $P(D|\mu, \lambda)$ は形狀母数 μ と尺度母数 λ のもとにおける粒径 D [mm] の条件付き確率分布を表す。 Γ はガンマ関数を表す。粒径・落下速度関係、すなわち、平均落下速度は、べき乗則

$$V(D) = aD^b \quad (2)$$

を仮定し、落下速度は正規分布に従うとすると、落下速度分布は、

$$\begin{aligned} &P(V|D, a, b, \sigma^2) \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma^2} \exp\left[-\frac{(V - aD^b)^2}{2\sigma^2}\right] \end{aligned} \quad (3)$$

となる。ここで、 V は落下速度 [m s⁻¹] を、 σ^2 は落下速度の分散を表す。式(1)(3)より、粒径・落下速度の同時分布は、

$$\begin{aligned} &P(V, D|a, b, \sigma^2, \mu, \lambda) \\ &= P(V|D, a, b, \sigma^2) \times P(D|\mu, \lambda) \\ &= P(V, D|\theta) \end{aligned} \quad (4)$$

となる。ここで、 $\theta = {}^t(a b \sigma^2 \mu \lambda)$ である。本稿では、これをボリュームスキャン型の観測データが従う粒径・落下速度分布とする。

3. フラックススキャン型の粒径・落下速度分布

フラックススキャン型の場合についても、ボリュームスキャン型の場合と同様に、粒径分布としてガンマ分布を、落下速度分布として正規分布を仮定する。この時、フラックススキャン型のディスドロメーターは、式(4)で表される降水粒子が落下速度 V で面積 A の観測領域を通過するときその粒子をカウントすることから、フラックススキャン型の粒径・落下速度分布は、

$$P_S(V, D|\theta) = \frac{A\Delta t V N_{tot} P(V, D|\theta)}{L} \quad (5)$$

となる。ここで Δt は観測時間 [s] を、 L はカウントされた合計粒子数を、 N_{tot} は粒子空間濃度 [m⁻³] を表す。合計粒子数は、

$$\begin{aligned} &= \int_0^\infty \left[\int_{-\infty}^\infty A\Delta t V N_{tot} P(V, D|\theta) dV \right] dD \\ &= A\Delta t N_{tot} a \lambda^{-b} \frac{\Gamma(\mu + b + 1)}{\Gamma(\mu + 1)} \end{aligned} \quad (6)$$

であるから、これを式(5)に代入して

$$\begin{aligned} &P_S(V, D|\theta) \\ &= \frac{V}{a D^b} P(V, D|a, b, \sigma^2, \mu + b, \lambda) \end{aligned} \quad (7)$$

が得られる。つまり、フラックススキャン型のディスドロメーターで計測される粒径・落下速度分布は、ボリュームスキャン型のディスドロメーターで計測されるそれと比較して、粒径分布の形狀母数 μ は b だけ異なり、確率分布は落下速度の速い方向に歪む。このため、フラックススキャン型のディスドロメーターで観測される平均落下速度は、

$$\begin{aligned} V_S(D) &= \frac{\int_{-\infty}^\infty V P_S(V, D|\theta) dV}{\int_{-\infty}^\infty P_S(V, D|\theta) dV} \\ &= \frac{\sigma^2}{a D^b} + a D^b \end{aligned} \quad (8)$$

となり、ボリュームスキャン型のディスドロメーターで仮定したものよりも $\sigma^2/a D^b$ だけ速い落下速度となる。

図1に降水粒子としてあられ(Locatelli and Hobbs, 1974)と

雲粒付き雪片(石坂, 1995)を模した粒径・落下速度分布を示す。あられの場合は $\theta = {}^t(1.3 \ 0.66 \ 0.08 \ 2 \ 2.5)$ を、雲粒付き雪片の場合は $\theta = {}^t(0.82 \ 0.12 \ 0.08 \ 2 \ 1.5)$ を条件とする確率分布を式(4)と式(7)を用いて計算した。あられの場合は、ボリュームスキャン型の確率分布よりもフラックススキャン型の確率分布の方が粒径と落下速度の大きい方向に広がっていることがわかる。これは、あられの場合はパラメータ b が大きいため、形状母数 μ がフラックススキャン型とボリュームスキャン型とで大きく異なるためである。平均の落下速度は大きな差がない。一方で、雲粒付き雪片の場合は、パラメータ b が小さく、形状母数 μ への影響がほとんどないため、フラックススキャン型の確率分布は落下速度の大きい方向にのみやや偏っていることがわかる。平均の落下速度については、式(8)から明らかなように、落下速度の遅い種類の降水粒子の場合に σ^2/aD^b が大きな値になりやすいため、フラックススキャン型とボリュームスキャン型の場合とで異なる落下速度となることがわかる。しかし、図1においては、フラックススキャン型とボリュームスキャン型の場合の平均落下速度を比較すると、その差は約 0.1 m s^{-1} と僅かである。

4.まとめと議論

粒径分布としてガンマ分布を、落下速度分布として正規分布を仮定した場合のフラックススキャン型とボリュームスキャン型のディスドロメーターによる粒径・落下速度分布の違いを理論的な側面から示した。その結果、フラックススキャン型の場合の粒径・落下速度分布は粒径と落下速度それぞれが大きい方向へ広がることが分かった。特に、あられのような落下速度の大きい種類の降水粒子の場合は、粒径分布が大きく異なった。平均落下速度についてもディスドロメーターの測定方式によって異なることが示されたが、その差は雪片のような落下速度の遅い種類の降水粒子の場合でも約 0.1 m s^{-1} 程度と僅かだった。

以上の結果から、ディスドロメーターのデータを利用する上で、その測定方式に留意するべき必要があるのは粒径分布を扱う場合である。特に、レーダー気象学や雲物理学で扱われる粒径分布は、一般に空間数濃度のことを指しており、ボリュームスキャン型のディスドロメーターで観測される粒径分布を想定されている。一方で、普及型のディスドロメーターはフラックススキャン型のため、この場合は式(7)を使い形状母数を変換する必要がある。ただし、この変換は粒径分布がガンマ分布を仮定できる場合、かつ、粒径・落下速度関係が既知の場合に限る点に注意されたい(cf. Adirosi et al., 2016)。

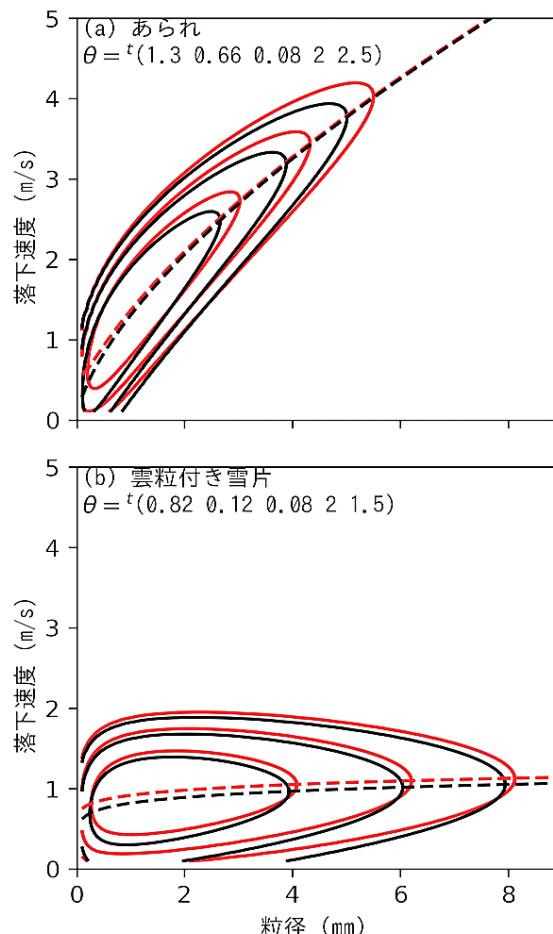


図1 (a) あられと(b) 雲粒付き雪片を模した粒径・落下速度分布。等価線は0.001, 0.01, 0.1の等確率密度を表し、破線は平均落下速度を表す。黒色は式(4)で表されるボリュームスキャン型の分布を、赤色は式(7)で表されるフラックススキャン型の分布を表す。

文献

- Adirosi, E., E. Volpi, F. Lombardo, and L. Baldini (2016): Raindrop size distribution: Fitting performance of common theoretical models. *Adv. Water Resour.*, **96**, 290–305.
- 石坂雅昭(1995):雲粒付雪片の落下速度について. 雪氷, **57**, 229–238.
- Ishizaka, M., H. Motoyoshi, S. Nakai, T. Shina, T. Kumakura, and K. Muramoto (2013): A new method for identifying the main type of solid hydrometers contributing to snowfall from measured size-fall speed relationship. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747–762.
- Katsuyama, Y., and M. Inatsu (2020): Fitting precipitation particle size-velocity data to mixed joint probability density function with an expectation maximization algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **37**, 911–925.
- Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs, (1974): Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185–2197.

短時間の降雪重量を簡易に計測する装置の開発

上之 和人

国立研究開発法人 土木研究所 雪崩・地すべり研究センター

1. はじめに

2014年2月中旬の関東甲信地方の広域で多発した雪崩のように、短い時間に急激に積雪深が増加する降雪によって雪崩が発生する事例がある。その実態を解明するため、短時間の多量降雪に起因する雪崩発生前後の気象と積雪の観測を長野県松本市乗鞍高原で実施した¹⁾。積雪断面観測から、新雪層の密度の小さい箇所は相対的に強度の弱い層になり、その上下に密度の大きい降雪があると表層雪崩発生の可能性が高くなることが示唆された。このことから短時間の多量降雪による雪崩発生には降雪深ばかりでなく新雪層内の密度の分布を知る必要がある。

現地に設置したレーザー積雪深計で計測した積雪深差と近隣のアメダスの降水量から新雪の密度を推定することは可能であったが、アメダスの降水量に欠測が多く正確に新雪の密度の時間推移を評価することはできなかった。新雪の密度の時間推移を正確に把握するために、現地に設置可能な重量計が必要である。しかし、一般に積雪重量計は装置が大きく設置が大がかりなうえ高価である。本研究では、短時間の降雪重量を計測する簡易で安価な装置を開発し、新雪の密度を推定し実測と比較することを目的とする。

2. 研究方法

2.1 降雪重量計の概要

図1は開発した降雪重量計の全体像であり、詳細は以下の通りである。

1) ノートPC、バッテリーを収納したボックス上の四隅にA&D製ボタン型USB対応デジタルロードセル（型式：LCCU21N100）を取り付ける。容器（幅54cm×奥行38cm×高さ60cm）下に接着したアクリル板がロードセル中央の突起部に接触すると容器とアクリル板の重量がかかり、さらに容器の中に雨や雪が取り込まれると重量が増加する。容器の上の淵と側面に市販の雪付着防止剤を塗布している。

2) ロードセルとその付属ソフトウェアWinCT-DLCを用いると、バッテリーが稼働している限り、設定したサンプリング間隔で降雪重量を連続して取得できる。WinCT-DLCはロードセルからノートPCへ計測データを転送するWindowsデータ通信ソフトウェアである。図1は、4隅のロードセルに番号を付したとき、ノートPC上にWinCT-DLCが番号順に起動した状態を示す。1個のロードセル当たり100Nの重量が計測可能である。

3) モバイルWiFiルーターをノートPCに接続しネットワーク環境を構築する。降雪が予想されるときに、Google

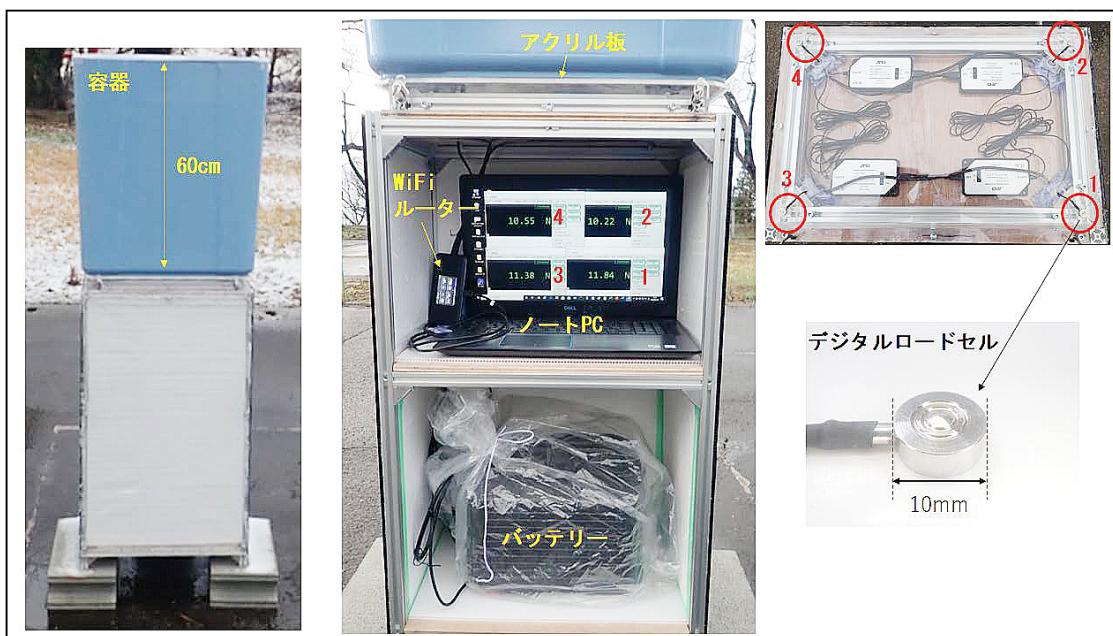


図1 降雪重量計

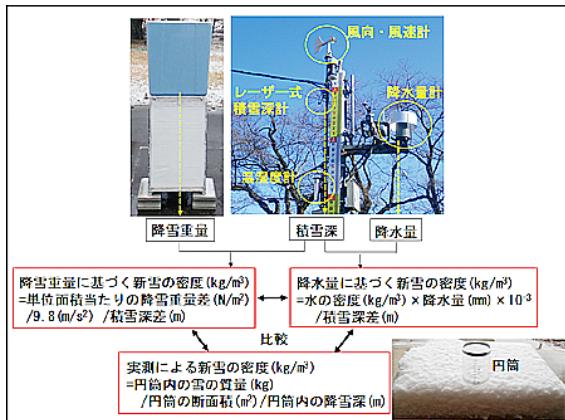


図2 本研究の概要

Chrome のリモートディスクトップ機能を用いることによって、別の端末から遠隔操作でボックスに収納したノートPCの中のWinCT-DLCを起動し図1に示す重量をモニタリングできる。重量の時系列データはクラウドストレージ(Windows10のOneDrive)にCSVで保存され、必要なときに別の端末からアクセスし編集できる。

開発した降雪重量計は軽量のため運搬しやすく現地設置も容易であり、ノートPCとバッテリーを除くと約20万円程度と安価である。

2.2 新雪の密度の推定法

図2に本研究の概要を示す。雪崩・地すべり研究センター構内露場($37^{\circ}1'1''$, $E138^{\circ}14'19''$, 標高107m)には気象測器が設置され、風向・風速、気温、相対湿度、降水量、積雪深などを計測している。これらの時系列データはセンター内のパソコンへCSVで保存される。図1の装置から取得した降雪重量、図2の降水量計およびレーザー式積雪深計から取得した降水量と積雪深を用いてそれぞれ次の1)と2)から新雪の密度を推定し、3)の実測による新雪の密度と比較する。

1) 降水量に基づく新雪の密度(kg m^{-3})=水の密度(kg m^{-3}) \times 降水量(mm) $\times 10^{-3}$ /積雪深差(m)。

2) 降雪重量に基づく新雪の密度(kg m^{-3})=降雪重量差(N m^{-2})/ $9.8(\text{m s}^{-2})$ /容器の平均断面積($0.505\text{m} \times 0.35\text{m}$)/積雪深差(m)。

3) 実測による新雪の密度(kg m^{-3})=円筒内の雪の質量(kg)/円筒の断面積(m^2)/円筒内の降雪深(m)。

3)の円筒内の雪の質量と降雪深には、図2に示すスノーサンプラー(断面積 50cm^2)と呼ばれる円筒を平板上に堆積した雪の5か所に挿入し、それぞれの円筒内の雪の質量と高さを計測しその平均値を採用した。

3.結果

3.1 気象概況

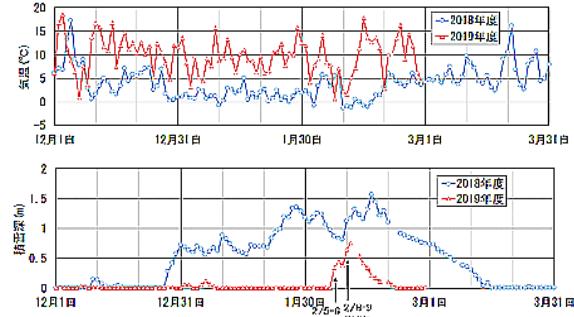


図3 2018年度冬季と2019年度冬季の気温と積雪深の比較

図3は、雪崩・地すべり研究センター構内露場で2018年度冬季(2018年12月1日～2019年3月31日)と2019年度冬季(2019年12月1日～2020年2月28日)に計測した気温と積雪深を示す。2018年度冬季は、12月下旬から2月中旬まで気温が0°C近い状態が継続し、この期間に積雪深も増加している。一方、2019年度冬季は、気温の低下した2020年2月5日～6日(事例1)と2020年2月8日～9日(事例2)に短時間に多量の降雪が観測されたのみで、これらの期間以外は気温が高く降水があつても雨やみぞれが多かった。今冬季は全国的に記録的な暖冬であり、気象庁は、上空の偏西風が北に蛇行して寒気が流れ込みにくかつたためとしている。

3.2 比較検証

図3に示したふたつの多量降雪イベント、2020年2月5日～6日(事例1)と2020年2月8日～9日(事例2)に観測を実施した。以下では事例2に対する測定結果の詳細を示す。図4は観測の様子、図5は取得した気象要素(気温、相対湿度、降水量)、降雪重量、積雪深を示す。

2月8日18:00に観測を開始した。降雪重量計の近くに図4に示す積雪板と平板を1時間おきに交互に置き降雪深を取得した。また図4は、容器の中に堆積した雪と容器のまわりに付着した雪の様子の写真を1時間毎に示す。実際の撮影時刻は図4に表示した時刻より数分後である。

図5(a)は気温と相対湿度に基づく雨雪判別図を示し、融解開始線は乾雪と湿雪の境界を表す²⁾。2月8日20:00を経過すると湿雪から乾雪に変わり、その後は乾雪が継続した。

図5(b)の降水量計による降雪質量(kg m^{-2})は、2.2節1)の水の密度(kg m^{-3}) \times 降水量(mm) $\times 10^{-3}$ の値、重量計による降雪質量(kg m^{-2})は、2.2節2)の降雪重量差(N)を重力加速度 $9.8(\text{m s}^{-2})$ と容器の平均断面積($0.505\text{m} \times 0.35\text{m}$)で除した値、実測の降雪質量(kg m^{-2})は、2.2節3)の円筒内の雪の平均質量(kg)を円筒の断面積 50cm^2 で除した値である。これらは積雪水量または積雪水当量とも呼ばれている³⁾。降水量計と重量計による降雪質量は、全体的に



図4 2020年2月8日-9日(事例2)の観測写真

実測に比べ小さく、特に、2月8日21:00と2月9日1:00と2:00に小さい。図4の2月8日20:00と2月9日0:00の写真が示すように、20:00と0:00の直後、撮影前に重量計容器の上の淵と側面の雪を払い落したために次の1時間の降雪質量が小さくなった可能性がある。雨量計の受水口にも雪が堆積し、雨量計の中に雪が取り込まれにくくなり降水量を過小評価している可能性がある。

図5(c)の積雪深差(レーザー式)は図2のレーザー式積雪深計を用いて計測したもの、降雪深は2.2節3)の円筒内の雪の平均高さである。実測した円筒内の降雪深は3~8cmであり短時間に多量の降雪が継続したことを示す。全体的にレーザー式積雪深計による1時間毎の積雪深差は実測による降雪深に比べ小さく、図5(b)の降雪質量のときと同様、特に2月8日21:00と2月9日1:00と2:00の積雪深差が実測に比べ小さい。

図5(d)の降水量計と重量計による新雪の密度は、それぞれ2.2節1)と2)を用いて推定したものであり、積雪深差は図5(c)のレーザー式積雪深計によるものを用いた。実

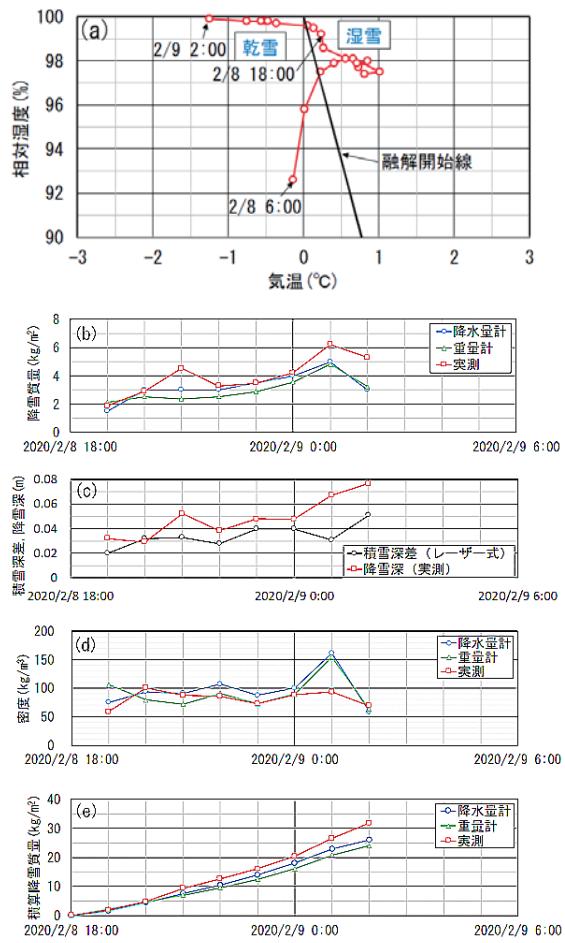


図5 (a) 雨雪判別図、(b) 降雪質量、(c) 積雪深差、降雪深、(d) 密度、(e) 積算降雪質量

測による新雪の密度は2.2節3)による。図5(d)に示すように、2月9日1:00の積雪深差は実測の降雪深に比べ半分以下のため、降水量や降雪重量に基づく新雪の密度を実測に比べ過大評価することになる。また、実測による新雪の密度は、2月8日20:00より減少し始め、23:00に最小となり2月8日1:00にかけて増加しているが、降水量や降雪重量に基づいて推定した新雪の密度はこの傾向を再現できていない。

図5(e)は図5(b)の降雪質量を積算したものである。20:00以降、実測による積算降雪質量と降水量計や重量計による積算降雪質量の差が増加している。2月8日20:00と2月9日0:00の直後に重量計容器の上の淵と側面の雪を払い落したために、実測との差が大きくなったと考えられる。

4. 考察

ここでは事例1に関する測定結果の詳細は省略したが、事例1と事例2とも観測終了後の降水量計と降雪重量計による積算降雪質量は実測のものに比べて2~3割小さい。これは、受水口のある降水量計や降雪重量計容器からの

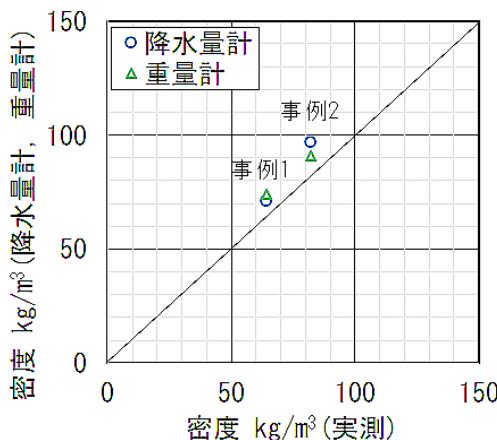


図 6 実測による新雪の密度と降水量計または降雪重量計による新雪の密度の比較

雪の取り込みは積雪板や平板への雪の取り込みより捕捉率が低下しているためと考えられる。

図 6 は、事例 1 の 2 月 5 日 17:00 から 6 日の 1:00 までの 1 時間毎、また事例 2 の 2 月 8 日 19:00 から 9 日の 2:00 までの 1 時間毎の降水量、降雪重量に基づく新雪の密度の平均値を、同期間の実測による 1 時間毎の密度の平均値と比較した結果である。実測、降水量、降雪重量に基づく新雪の密度は、事例 1 では、それぞれ 64 kg m^{-3} , 71 kg m^{-3} , 74 kg m^{-3} , 事例 2 では、それぞれ 82 kg m^{-3} , 97 kg m^{-3} , 91 kg m^{-3} であった。降水量と降雪重量に基づく密度は実測に比べ $10 \sim 15\%$ 過大となった。

図 5(c) で示したように、レーザー式積雪深計から得られた 1 時間毎の積雪深差は、実測した降雪深に比べ小さい。事例 1 の観測期間の実測による積算降雪深は 43.3 cm 、レーザー式積雪深計による積算積雪深差は 30.1 cm であり、 13.2 cm の差がある。また、事例 2 の観測期間の実測による積算降雪深は 39.1 cm 、レーザー式積雪深計による積算積雪深差は 27.5 cm であり、 11.6 cm の差がある。両事例とも気温はほぼ氷点下であったため積雪の融解を無視すると、積雪深は上載荷重による雪の圧縮により厚さが減少したと考えられる。1 時間ににおける積雪の圧縮・融解は相対的にわずかであると仮定し、積雪深の 1 時間差を時間降雪深の近似値に用いるときがあるが⁴⁾、本事例はその近似が成り立たないことを示している。このことが降水量と降雪重量に基づく密度が実測に比べ過大となった原因と考えられる。

5.まとめと今後の課題

降水量計または降雪重量計による降雪質量をレーザー式積雪深計による積雪深差で除して求めた新雪の密度は実測に比べ常に大きくなる傾向があることが明らかにな

った。この主要因は実測による降雪深を積雪深差で代用したことによる。今後、平板に堆積した雪の質量と高さを実測する方法を自動化する。開発した降雪重量計に口のある容器の代わりに平板を置き、上載荷重による雪の圧縮による厚さの減少を回避するため、平板に堆積した雪を指定時間後自動で排除できるように装置を改良する。また、重量計に小型レーザー測定器を装着し、平板に堆積した雪の表面に直接レーザー光を照射し雪の高さを自動で取得する。これにより降雪質量と降雪深が同じ装置で同時に取得可能となり新雪の密度評価の精度が向上すると期待できる。また、短時間の多量降雪の事例を増やし、雪片サイズを気象要素と関連付けることによって新雪の密度が事例毎に異なる理由を詳細に検討し、新雪密度の時間推移を短時間の多量降雪による雪崩発生の予測へ活用する。

謝辞

本研究は、第 24 回「北陸地域の活性化」に関する研究助成事業の助成金によって行われた。また、新雪密度の実測方法について(一財)砂防フロンティア整備推進機構の秋山一弥氏、降雪重量のデータ解析について株式会社パスクの石川泰裕氏にご教示頂いた。ここに記して謝意を表す。

文献

- 1) 原田裕介, 上之和人, 石川茂 (2018) : 短時間多量降雪に起因する雪崩発生の特徴-長野県乗鞍高原での調査事例, 寒地技術論文・報告集, Vol. 34, pp. 158-163
- 2) 松尾敬世 (1984) : 大気における雪片の融解現象に関する研究, 気象研究所技術報告, 第 8 号, p. 49
- 3) 社団法人 日本雪氷学会 編集 (2010) : 積雪観測ガイドブック, 朝倉書店, p. 16
- 4) 二宮洸三 (2008) : 日本海の気象と降雪, 成山堂, p. 63

2020 年度(公社)日本雪氷学会 北信越支部

- 2019 年度事業報告
- 2019 年度収支決算報告
- 2020 年度事業計画
- 2020 年度予算

- 支部規程施行内規
- 支部表彰規程
- 2019-20 年度北信越支部役員
- 北信越支部特別・贊助・購読会員名簿

2019年度日本雪氷学会北信越支部事業報告

1. 研究発表会

2019年度北信越支部研究発表会・製品発表検討会(2019年度日本雪氷学会北信越支部大会)

日時：2019年6月1日（土）

場所：長岡技術科学大学（新潟県長岡市上富岡 1603-1）

発表件数：32件 参加者：51名

2. 研修会等

2.1 講演会

「今年の雪 速報会 2018-19」

日時：2019年5月29日（水）14:00～17:00

場所：長岡市 まちなかキャンパス長岡 301会議室

参加者：83名

※ NPO 法人水環境技術研究会、(国研) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、
(一社) 北陸地域づくり協会との共催

プログラム：

- ・「北陸地方を中心とした2018/19冬季の天候と降雪の特徴」：中村誠（気象庁新潟地方気象台）
- ・「2018/19冬季の大気循環場の特徴」：本田明治（新潟大学理学部）
- ・「2018/19冬季の北海道地方の様相」：松下拓樹（(国研) 寒地土木研究所）
- ・「長岡国道事務所の取り組みについて」：阿部英明（国土交通省長岡国道事務所）
- ・「県管理道路における雪の対応」：渡邊和彦（新潟県土木部道路管理課雪寒事業係）
- ・「十日町地域での雪崩とICT技術を活用した点検」：廣木和雄（新潟県十日町地域振興局地域整備部）・町田 敬（町田建設株式会社）
- ・総合討論：コーディネーター 濱戸民枝（新潟県十日町地域振興局）

2.2 見学会

第24回雪形ウォッチング岩手県西和賀町大会

日時：2019年5月2日（木）～5月3日（金）

場所：岩手県西和賀町

参加者：87名

※ 国際雪形研究会との共催

2.3 学習会

雪氷防災研究センター・新潟地方気象台合同談話会

日時：2019年12月17日（火） 13:30～18:00

場所：新潟地方気象台会議室（新潟県新潟市）

参加者：24名

※ 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、新潟地方気象台との共催

2.4 講習会

積雪観測講習会

日時：2020年2月8日（土） 13:00～17:45

場所：防災科学技術研究所雪氷防災研究センター（新潟県長岡市）

参加者：21名

※ 日本雪氷学会関東・中部・西日本支部、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターとの共催

※ 雪結晶撮影講習会と同時開催

3. 普及・啓発

3.1 支部ホームページの運営 (<http://www.seppyo.org/hse/>)

大会プログラム・予稿集の掲載、および学習会等イベントの広報などの情報を随時更新

3.2 教育普及に関する共催事業

雪結晶撮影講習会

日時：2020年2月8日（土） 13:00～17:45

場所：防災科学技術研究所雪氷防災研究センター（新潟県長岡市）

参加者：21名

※ 日本雪氷学会関東・中部・西日本支部、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターとの共催

4. 2019年度北信越支部賞の表彰

雪氷功労賞：鈴木啓助（信州大学名誉教授・特任教授 市立大町山岳博物館館長）

「長年にわたる雪氷化学研究の推進と学会運営に果たした功績」

5. 出版事業

5.1 支部機関誌

「雪氷北信越」第39号を10月に発行した。北信越支部ホームページにて公開。

6. 管理事項

6.1 北信越支部総会

2019年6月1日（土），新潟県長岡市 長岡技術科学大学

6.2 理事・幹事会議

第1回理事・幹事合同会議：2019年4月24日（水）～5月10日（金），文書審議

第1回理事会議：2019年6月1日（土），新潟県長岡市 長岡技術科学大学

第2回理事・幹事合同会議：2019年12月10日（火），長岡市まちなかキャンパス 5

階 501会議室

6.3 顧問・評議員会

2019年12月10日（土），長岡市まちなかキャンパス 5階 501会議室

2019年度収支決算報告

	2019年度予算		2019年度執行	増減
	(A)	(B)	(B)-(A)	
収入	220,000	145,364		△ 74,636
会費収入 支部会員費	0	0		0
事業収入 研究発表会収入	35,000	29,500		△ 5,500
研修会講演会等収入	10,000	10,500		500
出版収入 北信越支部機関誌	10,000	7,525		△ 2,475
雑収入	0	0		0
本部からの繰り入れ	165,000	97,839		67,161
支出	220,000	145,364		△ 74,636
事業費	事業費 計	96,528		△ 30,472
1調査・研究	0	0		0
2研究会研修会 研究発表会 北信越支部大会	25,000	25,400		400
研修会等 講演、見学、学習会	2,000	2,351		351
普及・啓発 教育普及事業	25,000	0		△ 25,000
褒賞 北信越支部褒賞費	25,000	31,912		6,912
3出版事業 支部機関誌 北信越支部機関誌	50,000	36,865		△ 13,135
その他出版	0	0		0
管理費	管理費 計	48,836		△ 44,164
事務局費	8,000	876		△ 7,124
会議費	85,000	47,960		△ 37,040
支払手数料	0	0		0
役員選挙費	0	0		0
雑費	0	0		0

2020年度事業計画

公益社団法人日本雪氷学会 2020年度 事業計画書

事業分類	事業小分類	事業名	担当
1調査・研究	調査		
	研究		
2研究会研修会	研究発表会	北信越支部 研究発表会・製品発表検討会の開催（新潟市）	北信越
	研修会等	北信越支部 講演会の開催（2回） 北信越支部 見学会の開催（1回） 北信越支部 学習会の開催（3回） 北信越支部 積雪観測講習会の開催（1回）	北信越 北信越 北信越 北信越
	普及・啓発	北信越支部 ホームページの運営 北信越支部 教育普及に関する事業の開催（2回）	北信越 北信越
	褒賞	2020年度北信越支部賞の表彰	北信越
3出版事業	学会誌		
	支部等機関誌	北信越支部 機関誌「雪氷北信越」40号の刊行	北信越
4その他	管理事項	北信越支部 理事・幹事合同会議の開催 北信越支部 顧問・評議委員会の開催	北信越 北信越

2020年度予算

	2019年度予算		2020年度予算	増減 (B)-(A)
	(A)	(B)		
収入	220,000	265,000	45,000	
会費収入	支部会員費	0	0	0
事業収入	研究発表会収入	35,000	35,000	0
	研修会講演会等収入	10,000	10,000	0
	出版収入	北信越支部機関誌	10,000	0
雑収入		0	0	0
本部からの繰り入れ		165,000	210,000	45,000
支出	220,000	265,000	45,000	
事業費	事業費 計	127,000	172,000	45,000
1調査・研究		0	0	0
2研究会研修会	研究発表会	北信越支部大会	25,000	70,000
	研修会等	講演、見学、学習会	2,000	2,000
	普及・啓発	教育普及事業	25,000	25,000
	褒賞	北信越支部褒賞費	25,000	25,000
3出版事業	支部機関誌	北信越支部機関誌	50,000	50,000
	その他出版		0	0
管理費	管理費 計	93,000	93,000	0
事務局費		8,000	8,000	0
会議費		85,000	85,000	0
支払手数料		0	0	0
役員選挙費		0	0	0
雑費		0	0	0

公益社団法人日本雪氷学会北信越支部 支部規程施行内規

第1条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会支部規程第1条に基づき、公益社団法人日本雪氷学会北信越支部と称する。

第2条 本内規は、支部規程第2条2項に基づき、本支部における支部規程の施行に必要な事項を定めるものである。

第3条 本支部の会員は、北信越地方（新潟県、長野県、富山県、石川県、福井県）に在住する公益社団法人日本雪氷学会の会員とする。また、他支部に所属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない。

第4条 本支部に次の役員をおく。

支部長	1名
副支部長	若干名
支部顧問	若干名
支部評議員	若干名
支部理事	若干名（副支部長、幹事長を含む）
支部監事	2名
支部幹事	若干名

第5条 支部長は、支部からの推薦に基づき、定款施行細則第28条により、定款第20条に定める理事の中から理事会において選出する。

第6条 副支部長、支部理事および支部監事は支部総会において、支部会員の中から選任する。

第7条 支部の幹事長は支部理事の中から支部長が委嘱する。支部幹事は支部会員の中から支部長が委嘱する。

第8条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。

第9条 副支部長は支部長に事故ある場合、その職務を代行する。

第10条 支部理事会は支部長、副支部長、支部理事で構成され、支部会務執行に必要な協議を行う。支部理事会の議長は支部長とする。

第11条 支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する。

第12条 支部幹事会は幹事長、幹事で構成され、支部長の命を受けて支部事業の企画及び会計ならびにその他の会務を処理する。

第13条 支部長の任期は2年とする。ただし連続する2期を超えて在任することはできない。支部長を除く役員の任期は2年とする。ただし再任を妨げない。その他は定款第24条の定めるところによる。

第14条 支部顧問および支部評議員は支部理事会の議決を経て支部長がこれを委嘱する。支部顧問及び支部評議員は本支部の発展に寄与するものとする。

第15条 本支部は毎年1回定期総会を開くほか必要に応じ臨時総会を開く。

第16条 総会においては下記事項の承認を受けなければならない。

事業報告・収支決算報告

事業計画・予算案

役員の決定

支部規程施行内規の変更

その他重要な事項

第17条 本支部の事業年度は毎年4月より翌年3月までとする。

附 則

本内規は2013年5月11日より施行する。

(公社)日本雪氷学会北信越支部表彰規程

1. 本規程は、主として北信越地方において雪氷に関し下記の貢献をした者を表彰することを目的とする。
2. 支部長は、受賞者を選定するために受賞候補者選定委員会（以降、委員会という）を設ける。
3. 委員会は、数名をもって組織し、支部長が会員の中からこれを委嘱する。
4. 支部長は、毎年会員に下記の賞に該当する候補者の推薦を求める。
 - (1) 雪氷技術賞：克雪・利雪など雪氷に関する新しい技術を確立したものに贈る。
 - (2) 大沼賞：長年にわたる観測データの集録など、雪氷に関する地道な貢献を行ったもの、もしくは雪氷研究に関して斬新なアイデアを生みだしたものに贈る。
 - (3) 雪氷奨励賞：雪氷学の研究に顕著な成果をあげ、今後の発展を奨励することが適當と考えられるものに贈る。
 - (4) 雪氷功労賞：支部の発展に著しい貢献をしたものに贈る。
- ここで、雪氷技術賞、大沼賞の受賞者は本規程の趣旨に添う者であれば、会員・非会員を問わないものとする。
雪氷奨励賞と雪氷功労賞の受賞者は会員に限るものとする。
5. 候補者の推薦は、下記の項目を記載した書類を支部事務局に提出するものとし、その締め切りを毎年3月15日とする。
 - (1) 雪氷技術賞、大沼賞、雪氷奨励賞、雪氷功労賞の区別
 - (2) 推薦者の氏名、所属、職名
 - (3) 受賞候補者の氏名（または団体名）、所属、職名。
 - (4) 推荐理由書(○○○の功績、などの受賞表題を挙げ、800字ほどにまとめたもの)。
 - (5) 上記の理由書を証明する関係書類があれば添付する。
6. 委員会は、推薦書類を検討し、その年の受賞者を項目ごとに1~2件選定し、支部長に報告する。受賞者は、支部理事会の承認を得て決定する。
7. 各賞は賞状とし、支部定時総会においてこれを贈呈する。

附 則

本規程は2013年5月11日より施行する。

本規程は2018年6月2日に改正する。

2019-2020 年度 (公社) 日本雪氷学会北信越支部役員

支部長

上石 勲* 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター長

副支部長

飯田 肇 立山カルデラ砂防博物館学芸課長
河島克久 新潟大学災害・復興科学研究所教授

支部顧問

花角英世	新潟県知事
石井隆一	富山県知事
大塚昇一	小千谷市長
関口芳史	十日町市長
宮元 陸	加賀市長
梅村晃由	長岡技術科学大学名誉教授
神田健三	中谷宇吉郎雪の科学館顧問
小林俊一	新潟大学名誉教授

支部評議員

笠鳥公一	新潟県知事政策局長
須河弘美	富山県生活環境文化部長
菊田 隆	小千谷市建設課長
藤村紘行	十日町市建設部長
古川義純	中谷宇吉郎雪の科学館館長/北海道大学名誉教授
池野正志	(株) 興和代表取締役社長/ (一社) 新潟県融雪技術協会会长
和泉 薫	新潟大学名誉教授
遠藤八十一	元森林総合研究所十日町試験地主任
川田邦夫	雪環境研究塾塾長/富山大学名誉教授
佐藤和秀	長岡工業高等専門学校名誉教授
新谷智弘	北陸電力(株) 電力流通部送電チーム統括課長
鈴木啓助	信州大学名誉教授・信州大学特任教授・大町山岳博物館館長
竹井 巖	元北陸大学教授
古川大助	(株) アルゴス代表取締役
丸山敏介	新潟電機(株) 代表取締役
横山宏太郎	元中央農業総合研究センター
和田 慎	元北陸建設弘済会理事長

支部理事 (*本部理事)

秋山一弥	土木研究所雪崩・地すべり研究センター
上村靖司	長岡技術科学大学機械創造工学専攻
熊倉俊郎*	長岡技術科学大学環境社会基盤工学専攻
杉浦幸之助	富山大学大学院理工学研究部
瀬戸民枝	新潟県十日町地域振興局地域整備部
竹内由香里	森林総合研究所十日町試験地
中井専人	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター
長峰 聰	元新潟地方気象台

坂東和郎	(株) 興和水工部/新潟県融雪技術協会
本田明治	新潟大学理学部
本吉弘岐*	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター
山口 悟*	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター
山田忠幸	山田技研株式会社代表取締役
渡辺幸一	富山県立大学工学部

支部監事

石坂雅昭	防災科学技術研究所客員研究員
町田 誠	町田建設（株）

支部幹事長

熊倉俊郎*	長岡技術科学大学環境社会基盤工学専攻
-------	--------------------

支部幹事

伊藤陽一	¹⁾ 庶務, ²⁾ 会計, ³⁾ 雪氷北信越編集, ⁴⁾ 支部だより, ⁵⁾ HP の各担当者 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター
小川克昌	(有) アサップ代表取締役
勝島隆史 ²⁾	森林総合研究所十日町試験地
加藤 務	テクノかとう代表
加藤正明	長岡市立科学博物館
木戸瑞佳	富山県環境科学センター副
齋藤隆幸	(株) スノーテック新潟代表取締役
佐々木明彦	国士館大学文学部
島田 瓦	富山大学大学院理工学研究部
高田守昌	長岡技術科学大学機械創造工学専攻
新屋啓文	新潟大学研究推進機構超域学術院
浜田 崇	長野県環境保全研究所自然環境部
平島寛行 ⁵⁾	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター
福井幸太郎	立山カルデラ砂防博物館
藤野丈志	(株) 興和水工部
藤本明宏	福井大学大学院建築建設工学専攻
町田 敬 ⁴⁾	町田建設（株）
松元高峰 ³⁾	新潟大学災害・復興科学研究所
皆巳幸也	石川県立大学生物資源環境学部
村井昭夫	
山下克也 ¹⁾	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

北信越支部 特別・賛助・購読会員名簿

特別会員 (5)

富山県	930-8501	富山市新総曲輪1-7	生活環境文化部県民生活課 水雪土地対策班
新潟県	950-0965	新潟市中央区新光町4-1	総務管理部地域政策課雪対策室
小千谷市	947-8501	小千谷市城内2-7-5	建設課
加賀市	922-0411	加賀市潮津町イ106番地	中谷宇吉郎雪の科学館
十日町市	948-8501	十日町市千歳町3-3	建設課

賛助会員 (11)

(株)アルゴス	944-0009	妙高市東陽町1-1
(有)アサップ	944-0005	妙高市中川3-5
(株)興和	950-8565	新潟市中央区新光町6番町1
(株)上越観光開発	949-6431	南魚沼市樺野沢112-1
長岡舗道(株)	940-2115	長岡市下山町651-1
新潟電機(株)	940-1101	長岡市沢田1-3535-41
北陸電力送配電(株)	930-8686	富山市牛島町15-1
(株)星野工業	946-0024	魚沼市中原65-1
町田建設(株)	949-6407	南魚沼市島新田374
セキド新潟上越(株) フォトオフィスオーツー	943-0171	上越市藤野新田336-1
(株)ネクスコ・エンジニアリング新潟	950-0005	新潟市中央区米山5丁目1-35

購読会員 (12)

石川県林業試験場	920-2114	白山市三宮町ホ1
国土交通省北陸地方整備局 契約課購買係	950-8801	新潟市中央区美咲町1-1-1
国土交通省北陸地方整備局 北陸技術事務所	950-1101	新潟市西区山田2310-5
清明堂書店	930-0083	富山市総曲輪3-2-24
富山県農林水産総合技術センター 森林研究所	930-1362	中新川郡立山町吉峰3番地
長野県林業総合センター	399-0711	塩尻市大字片丘字狐久保5739
新潟県森林研究所	958-0264	村上市鶴渡路2249-5
新潟大学 学術情報部	950-2181	新潟市西区五十嵐二の町8050
福井工業大学 図書館	910-8505	福井市学園3-6-1
福井雪技術研究会	910-8507	福井市文京3-9-1 福井大学学術研究工学系部門 機械工学部門
(国研)防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター	940-0821	長岡市栖吉町前山187-16
(株)北国書林 外商部	921-8112	金沢市長坂 2-12-16

編集後記

昨冬は本州日本海側で記録的な少雪、それに続く新型コロナウイルス感染症の世界的な流行の影響により、6月に予定していた支部総会・研究発表会が中止、さらには新潟市での開催準備を進めていた雪氷研究大会までも中止、という異例づくしの状況ではありますが、ここに「雪氷北信越」40号を何とか発行することができました。中止となった支部研究発表会の代替措置として、本号では「研究報告」を募集し、お寄せいただいた計11編の原稿を掲載しています。執筆者の方々、また編集に御協力いただいた役員の方々には、心より御礼申し上げます。

この「雪氷北信越」は第28号より電子出版を開始し、支部のホームページにて公開されています。併せてこれまでと同様に印刷冊子での出版も継続し、北信越地区の特別・贊助・購読会員の皆様へ進呈するとともに、支部内外を問わず御希望の方には有料で頒布しております。「雪氷北信越」が広く活用されることを願っております。
(松元 高峰)

編集委員：勝島 隆史、熊倉 俊郎（委員長）、平島 寛行、町田 敬、松元 高峰、山下 克也

(公社) 日本雪氷学会北信越支部ホームページ <http://www.seppyo.org/hse/>

SEPPYO HOKUSHIN'ETSU

Journal of Hokushin'etsu Branch of Japanese Society of Snow and Ice

No. 40 September 2020

Editor and Publisher: Hokushin'etsu Branch, Japanese Society of Snow and Ice
Office: Department of Civil and Environmental Engineering, Nagaoka University of Technology
1603-1, Kamitomioka, Nagaoka, 940-2188, Japan

雪氷北信越 第40号

編集・発行：(公社) 日本雪氷学会 北信越支部

事務局：〒940-2188 長岡市上富岡町 1603-1

長岡技術科学大学 環境社会基盤工学専攻気付

印刷所：富士印刷株式会社 〒950-1233 新潟市南区保坂字岡下 353 番地 1

発行年月日：2020年9月30日

©2020 (公社) 日本雪氷学会

掲載された記事の著作権は (公社) 日本雪氷学会に属する。

(表紙題字：大沼匡之)