

雪氷北信越

第 39 号

2019 年 9 月

(公社) 日本雪氷学会北信越支部

雪氷北信越 第39号

目 次

巻頭言 :

設立32年：日本雪氷学会北信越支部のこれまでとこれから

日本雪氷学会北信越支部長 上石 勲 ----- 1

受賞者のことば :

2019年度北信越支部賞受賞者と選定理由 和泉 薫 ----- 2

雪氷功労賞を受賞して 鈴木 啓助 ----- 3

北信越支部賞受賞者一覧 ----- 5

2019年度総会・研究発表会 :

次第・プログラム ----- 7

講演予稿集 ----- 11

2018年度事業報告 ----- 44

2018年度収支決算報告 ----- 47

2019年度事業計画 ----- 48

2019年度予算 ----- 49

(公社)日本雪氷学会北信越支部 支部規程施行内規 ----- 50

(公社)日本雪氷学会北信越支部 表彰規程 ----- 51

2019-20年度(公社)日本雪氷学会北信越支部 役員 ----- 52

北信越支部特別・賛助・購読会員名簿 ----- 54

編集後記 ----- 55

設立 32 年：日本雪氷学会北信越支部のこれまでとこれから

日本雪氷学会北信越支部支部長 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 上石 勲

2019 年度から 2 期目の支部長を仰せつかりました。今後 2 年間よろしくお願ひ致します。

私が雪のことについて本格的にかかわったのは、1983 年の富山大学理学部の雪氷学講座に入ったときで、その時、対馬先生から推薦を頂いて、日本雪氷学会に入らせていただきました。その後、北信越支部の初代支部長である大沼先生からの勧めもあり、雪関係の職業とともに就くことができました。大沼先生の家は私の家から川を挟んで見えるところにあり、よくお邪魔して、スキー正宗を飲みながら雪の話、蜂の話はもちろん、北信越支部ができた理由などもよくお話しいただきました。56 豪雪、59 豪雪、60 豪雪、61 豪雪と大雪が続いて、雪氷災害対策は大きな社会課題となっており、これを解決するには、地元密着の北信越支部が必要なんだと。

そして、雪氷学会北信越支部は 1987 年 (S62) に設立されました。当時、利雪という言葉も生まれ、雪問題は国政や地方選挙の多くの候補者の政策課題になっていました。発足当時の北信越支部の活動は見学会など多く、新潟試験所（現 雪崩地すべり研究センター）や十日町試験地、北陸農試（現 農研機構中央農業研究センター北陸研究拠点）、私どもの雪害実験研究所（現雪氷防災研究センター）などの研究機関だけでなく、上越新幹線の消雪設備や克雪住宅の比較実験施設、流雪溝などを詳しく見学したのを覚えています。支部の行事には、研究者だけでなく、行政の方や地元企業の方も多く参加いただいており、支部活動は、まさに地元密着で多くの情報を得る場であり、人的交流の場でもあったような気がします。

北信越支部設立後、20 年間、北信越地方では雪が比較的少ない年が続きました。その時代は、流雪溝や消雪パイプの整備、雪崩などの防雪施設などのハード対策が進み、さらに、屋根雪や歩行者にも配慮した克雪計画などがいろいろな自治体で作成されました。また、コンピュータの飛躍的な発達とともに、雪情報という言葉も良く使われました。

2005 年 (H17) の中越地震の後の豪雪では、地震と複合災害が認識されました。その後、2006 年の平成 18 豪雪、最近の 2018 年の大雪など、雪の多い年も多くなっています。支部設立時期の雪氷災害によって犠牲者は、雪崩や吹雪による比率が高かったのですが、最近は、除雪中の事故が多くなっています。これには、高齢化などの社会背景があります。また、道路や鉄道も大雪によって大きな影響を受けるのは、支部設立当初から変わらない問題です。現在ではさらに、除雪業者や保線に従事する方など、除雪のスキルを持った方々も高齢化しており、技術の継承が大きな課題となっています。さらに、最近は、IOT や AI などの新しい技術も日常生活にも大きくかかわっていく時代となっていました。この技術の継承にもこのような新しい技術を応用することによって、雪氷災害の軽減にも応用できたら良いのではと考えています。

北信越支部が設立されて 30 年以上が経過しました。最近では、時間的にも場所的にも集中的に大雪となる傾向があります。私が最初に雪氷学会全国大会に参加したのは 1984 年 (S59) 新潟市での開催でした。2020 年 (R2) の雪氷研究大会は新潟市で開催される予定です。地域密着の北信越支部活動も全国の皆さんに見ていただけるようよろしくお願ひいたします。

2019年度日本雪氷学会北信越支部賞受賞者と選定理由

2019年4月5日、上越市旧師団長官舎2階和室において、2019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24日～5月10日の2019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。

雪氷功労賞：鈴木啓助会員（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）

件 名：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

理 由：鈴木啓助氏は、1980年代初め、わが国の雪氷学に、雪の化学分析、同位体分析等の手法を積極的に導入して雪氷化学を確立し、その進展を強力に推進してきた。気象条件の違いが降雪中の海塩起源物質の濃度に差をもたらすことや、積雪中の化学物質濃度の空間分布から海塩起源物質と人為起源物質の分布が異なることなどを明らかにした。また、雪粒子の変態過程での化学物質の析出の程度が物質によって異なることやそれにともなう融雪水の酸性化の機構など、雪氷学における新しい視点での独創的な研究成果をあげてきた。これらの研究成果によって日本雪氷学会平田賞及び学術賞を受賞している。そして、冬季降水量の観測が困難な高山地域においては、積雪全層の化学組成から降雪時の気圧配置を復元して降雪日を特定し、積雪層の密度にもとづいて冬季の期間降水量を算出するなど、広い視野から着々と成果を重ねた。さらには、南極氷床やアルタイ山脈の氷河、中国・長白山の積雪など海外での雪氷化学的研究についても成果をあげている。この間、後進の育成も精力的に行い、学界に多くの人材を輩出して、雪氷化学分野の裾野を広げることにも大いに尽力した。

学会運営の面では、副会長（2013～2014年度）、総務委員長（1995～1996年度、2005～2006年度）、事業委員長（2003～2004年度）、学術委員長（2011～2014年度）、北信越支部長（2011～2014年度）、雪氷化学分科会長（1999～2004年度）、評議員（1997～2002年度、2009～2010年度）、雪氷研究大会（2015・松本）実行委員長（2014～2015年度）、公益法人化対応準備委員会委員（2009～2011年度）など、多くの重職を長年にわたって歴任し、学会の円滑な運営と発展に貢献した。

以上のように、鈴木啓助会員の雪氷学への学術的貢献および学会運営に果たした貢献は多大なものがあり、雪氷功労賞の授賞がふさわしいと選定した。

雪氷功労賞を受賞して

信州大学名誉教授・特任教授 市立大町山岳博物館館長 鈴木啓助

この度は栄えある雪氷功労賞を授与していただき、誠にありがとうございます。推薦していただきました方々と選考委員会の皆様に感謝いたします。

私は、2019年3月末で信州大学を定年退職しました。この65年間は、山形県寒河江市で18年、札幌市で9年、東京都立大学で15年、信州大学の松本市で23年を過ごしました。雪氷学会には4支部ありますが、すべての支部所在地で生活したことになります。振り返ると、北信越支部での生活が最も長い年月になりました。

授賞理由にあります雪氷化学とは、雪氷を化学的な側面から研究しようとする分野です。雪氷学では比較的新しい分野と言えるでしょう。水溶液中のイオン濃度を比較的簡便に精度良く測定できるイオンクロマトグラフが開発されたことや、水の酸素や水素の安定同位体比を比較的簡便に精度良く測定できるようになったことが、この分野の進展に大きく貢献しました。私が助手として教員生活を始めた頃と、これらの機器の普及時期が一致したことは幸運でした。もちろん、機器ありきで研究を始めたわけではありません。中谷先生の「雪は天から送られた手紙である」に憧れて大学に進学したわけですが、結果として降雪の海塩起源物質濃度が雪雲の対流活動に規定されていることを見いだすことになります。融雪期の渓流水中の塩化物イオン濃度の上昇に気付き、それが融雪に伴う雪結晶からの化学物質の析出に起因し、積雪層を形成するイベントごとに降雪中のイオン濃度が変化することに行き着いたことが、寒冷圏での水循環系での化学物質の挙動を研究していくことに繋がります。渓流水の分析から水循環を遡って、降雪の海塩起源物質濃度が雪雲の対流活動に規定されていることを見いだすまでは、イオンクロマトグラフなどを使えるわけもなく、ほとんどが手分析でした。就職した後に、イオンクロマトグラフや安定同位体比質量分析計などを導入することができ、分析できる試料数が飛躍的に多くなりました。

雪国ではない東京の大学に就職したために、北海道、東北、北陸の各地で雪の研究をすることができたことと、北米、スカンジナビア、南米やアフリカなどにも調査に出かけることができました。しかしながら、公立大学であったために南極観測隊の隊員になることはできませんでした。また、そろそろ雪が近くにある場所で暮らしたいということもあり、運良く信州大学に異動することができました。異動した翌年からは越冬隊員として南極観測隊に参加することができました。その後の夏隊も含めて深層コア掘削を行ったドームふじ基地には3度滞在することができました。南極観測隊への参加は、とても貴重な経験でした。

中部山岳地域での雪の調査を行う過程で、標高の高い地点では気象観測がなされていないことに気づかされました。そこで、自前で細々と中部山岳地域に気象観測網を整備してきました。商用電源がない山岳地域で様々な気象要素を観測し、さらに観測したデータを

準リアルタイムで送信することができるのは、近年の携帯電話通信網の飛躍的な整備と太陽光発電パネルの性能向上に負うところが大きいと思います。山岳地域での気象観測網の整備を始めてから17年が経過し、ようやく降積雪深も含めた気象要素の変動を検討することができるようになりました。

雪氷圏での調査研究は、厳しい環境条件で大変なことが多いのですが、思い出しますとわくわくとする楽しいことのほうが多くありました。これからも、雪氷圏や山岳地域での調査研究を、楽しみながら続けていきたいと思います。

(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

2019 年度(公社)日本雪氷学会 北信越支部

総会・授賞式・研究発表会

2019 年 6 月 1 日(土)

長岡技術科学大学

2019 年度(公社)日本雪氷学会 北信越支部大会

主催:(公社)日本雪氷学会北信越支部
共催:長岡技術科学大学

日 時: 2019年6月1日(土)10:00~20:00

場 所: 長岡技術科学大学(長岡市上富岡町1603-1)

A会場:新講義棟D講義室 B会場:新講義棟E講義室

次 第:

研究発表会・製品検討会	(AおよびB会場)	10:00~12:00)
-------------	-----------	--------------

総 会	(A会場)	13:20~14:05)
-----	-------	--------------

支部賞授賞式	(A会場)	14:05~14:20)
--------	-------	--------------

雪氷功労賞:鈴木 啓助 氏

件名: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

研究発表会・製品検討会	(AおよびB会場)	14:30~16:45)
-------------	-----------	--------------

研究技術交流会	(居酒屋「海っこ」)	18:00~20:00)
---------	------------	--------------

研究発表会プログラム

(1 鈴:8 分, 2 鈴:10 分, 3 鈴:13 分)

《A会場(新講義棟 D 講義室)》

I 利雪・克雪・雪崩1 (10:00~11:00) 座長:山口 悟 (防災科研)

1. 雪かき道場における参加者・主催者・地域の価値共創分析

○遠山敬史・上村靖司(長岡技大)

2. 除雪動作を認識しスキルを判定するスマートスコップの開発

○赤川祐太・上村靖司・宍戸紀之(長岡技大)

3. 雪崩防災のための「よろげ団子」という年中行事

○和泉 薫(NPOなだれ対策技術フォーラム)

4. 低気圧にともなう降雪・雪崩観測システムの構築

○伊藤陽一・山口 悟・中村一樹・荒川逸人・安達 聖・小杉健二(防災科研・雪氷)・

阿部直樹(防災科研・気象災害軽減イノベーションセンター)・上石 熱(防災科研・

雪氷)

II 雪崩2・雪氷物理(11:00~12:00)

座長:伊藤 陽一 (防災科研)

5. 2018/2019 冬期における雪崩の動態観測

○秋山一弥(土木研究所)・原田裕介(寒地土木研究所)・大井拓磨(東邦マーカンタ

イル)

6. 溫暖多雪地域で発生する全層雪崩はなぜ厳冬期に多いのか?
- 河島克久・松元高峰(新潟大)・中渕遙平・伊豫部勉(JR東日本)
7. 低気圧性降雪で形成された新雪の密度、硬度、せん断強度の関係
- 竹内由香里・勝島隆史(森林総研十日町)・本吉弘岐(防災科研・雪氷)
8. 雪のせん断強度の特性
- 上之和人・秋山一弥・原田祐一(土木研究所)・河島克久(新潟大)

III 計測 (14:30-15:15)

座長: 山下 克也 (防災科研)

9. pH指示薬による降雪粒子のpH可視化
- 藤野丈志(興和)・對馬勝年(富山大名誉教授)
10. 光学式反射型固体降水観測器の風向風速依存性に関する観測について
- 遠藤優斗・熊倉俊郎(長岡技大)・山崎正喜(スノーテック新潟)・西内勇貴(長岡技大)・本吉弘岐・山下克也・中井専人(防災科研・雪氷)・齋藤隆幸(スノーテック新潟)
11. 光学式ディスクロメーターLPMの計測特性
- 中井専人・山下克也・本吉弘岐(防災科研・雪氷)・熊倉俊郎(長岡技大)・村上茂樹・勝島隆史(森林総研十日町)

IV 降雪1 (15:15-16:00)

座長: 中井 専人 (防災科研)

12. 低温型雪結晶を伴う降水系通過時の降雪粒子の落下特性について
- 本吉弘岐・山下克也・中井専人(防災科研・雪氷)・石坂雅昭(防災科研・客員)
13. 光学式反射型固体降水観測器を用いた積雪深の推定
- 西内勇貴・熊倉俊郎(長岡技大)・山崎正喜(スノーテック新潟)・本吉弘岐・山下克也・中井専人(防災科研・雪氷)・齋藤隆幸(スノーテック新潟)
14. 2018/19年の少雪にかかる大気循環場の特徴
- 本田明治(新潟大)

V 降雪2 (16:00-16:45)

座長: 本田 明治 (新潟大)

15. 2018年冬季の北陸の大雪から集中豪雪について考える その2 一集中豪雪と筋状降雪の降雪粒子の特徴と雲物理過程一
- 石坂雅昭(防災科研・客員)・本吉弘岐・中井専人・山下克也(防災科研・雪氷)
16. 降雪メカニズムと新雪比表面積との関係に関する数値実験
- 橋本明弘(気象研)・山口 悟・本吉弘岐・中井専人・山下克也(防災科研・雪氷)
17. 中部山岳地域における冬期降水の安定同位体比の変動要因
- 桂川 司(信州大)・山中 勤(筑波大)・佐々木明彦(国士館大) 黒雲勇希・西村

基志・清水啓紀・鈴木啓助（信州大）

《B会場(新講義棟E 講義室)》

VI 交通・積雪分布・吹雪 (10:00-11:00)

座長：新屋 啓文（新潟大）

18. 降積雪分布を考慮した道路除雪ルート算出システムの開発

○山下克也・山口 健（防災科研・雪氷）・鹿島真弓（ESRI ジャパン）

19. 「雪おろシグナル」の高精度化にむけた積雪重量分布情報の融合

○平島寛行（防災科研・雪氷）・本谷 研（秋田大）・伊豫部勉（京都大・JR 東日本）・

河島克久（新潟大）・佐野浩彬（防災科研）・奈倉 登（ESRI ジャパン）

20. 平成18年豪雪における積雪深分布の詳細解析

○石川泰裕・秋山一弥（土木研究所）

21. 超小型Doppler Radarを用いた地吹雪検知の検討

山崎正喜（スノーテック新潟）・○熊倉俊郎・西内勇貴・遠藤優斗（長岡技大）・中井専人（防災科研・雪氷）・齋藤隆幸（スノーテック新潟）

VII 凍土・凍上・気候 (11:00-12:00)

座長：杉浦 幸之助（富山大）

22. 圧雪の土壤凍結への効果と地球温暖化に対する応答

○勝山祐太・稻津 將（北海道大）

23. 乗鞍岳東斜面における局地風系に及ぼす積雪の影響

○上原元樹・西村基志（信州大）・佐々木明彦（国士館大）・鈴木啓助（信州大）

24. 積雪期の上高地における冷気湖

○黒雲勇希（信州大）・佐々木明彦（国士館大）・鈴木啓助（信州大）

25. 積雪期の上高地における冷気湖形成

○小山紗莉・西村基志・鈴木啓助（信州大）

VIII 融雪 (14:30-15:30)

座長：竹内 由香里（森林総研）

26. 融雪型火山泥流を模した回転ドラム実験 -凝集体の形成とその物性の解明-

○新屋啓文（新潟大）・小田憲一（日本大）・桂木洋光（名古屋大）

27. 立山室堂山北斜面における消雪とNDVIの変化

○杉浦幸之助・松本健吾・和田直也（富山大）

28. 中部山岳地域の複数地点における雪面熱収支特性の比較

○西村基志（信州大）・佐々木明彦（国士館大）・鈴木啓助（信州大）

29. 北海道厚真町の少雪寒冷な環境における融雪過程

○松元高峰・河島克久・沖田竜馬・卜部厚志（新潟大）

IX 積雪の構造・雪氷化学(15:30-16:30)

座長：松元 高峰（新潟大）

30. 自然積雪の3次元間隙構造に基づくフィンガーフローの数値計算の試み
○勝島隆史 (森林総研十日町)・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)
31. 新型誘電式含水率計 (WISe) の性能テストに関する報告
○山口 悟・本吉弘岐 (防災科研・雪氷)
32. 立山・室堂平における積雪層中の化学成分濃度の特徴 (II)
○渡辺幸一・姫 玲玲・砂田悠太朗・津田貴之・源本 楓 (富山県立大)・島田 瓦・青木一真・川田邦夫 (富山大)
33. 高分解能に特化した氷床コア融解分析装置の開発 —融解制御の検討—
○高田守昌 (長岡技大)

雪かき道場における参加者・主催者・地域の価値共創分析

○遠山敬史(長岡技科大院), 上村靖司(長岡技科大)

1. はじめに

雪かきの技術をボランティアに伝え実践する雪かき道場において、鹿島らは参加者アンケートの自由記述欄に注目し、テキストマイニング分析を行い、非雪国在住者には「楽しく新鮮な体験」との印象が強いことを示した¹⁾。本研究では、顧客（参加者）に対して「雪かき体験」というサービスを提供し、参加者、主催者、地域の3者の共通体験を通して“価値を創造する”ことと捉え直し、平成28年度～30年度冬季に実施された雪かき道場で得られたアンケートを分析した結果を報告する。

2. アンケートについて

平成28年度～30年度の雪かき道場の開催地は、山形県酒田市日向、新潟県長岡市川口木沢、糸魚川市西海、長岡市山古志、長野県長野市鬼無里の5地区である。アンケートは、年齢・性別等の基本情報であるフェイス項目、雪かき道場のプログラムに関する項目（感情及び空間要素に関する「経験価値」、認識変化及び積極性に関する「自分ごと化」、自分ごと化に影響する他者との「知識共創」）、楽しさを感じた内容（6項

目、レーダーチャート式）、最後に感想や要望の自由記述の4部構成とした。プログラムに関する項目ではリッカート尺度の5段階評価（「あてはまる」から「あてはまらない」）とした。分析にはアンケートデータの質的変数同士における属性の相関関係を分析するため、クラメールの連関係数(Cramer, 1999)を用いた。

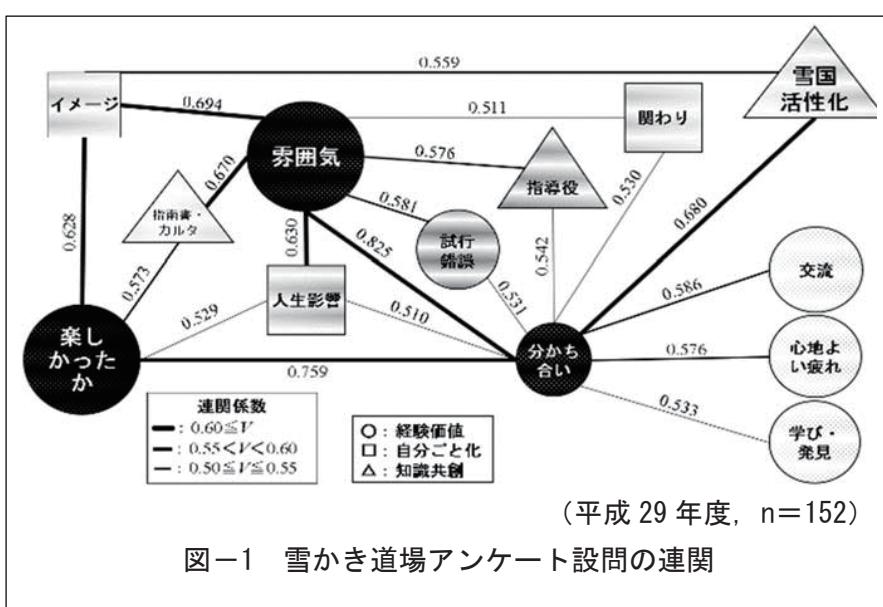
3. 分析結果

ここでは平成29年度の雪かき道場開催地域全体の分析結果を図-1に示す。経験価値は円、自分ごと化は四角形、知識共創は三角形で表現している。また、連関数が4つ以上ある項目を黒色、3つまたは2つだと灰色、1つだと薄灰色で表した。数字は設問間の連関値を表している。また、枠の大きさは連関係数の平均値が高いほど大きくしている。評価の閾値を0.5以上に設定した結果、13の設問のすべてにおいて他の設問と一定の相関関係にある「連関あり」であった。これは経験価値、自分ごと化、知識共創の要素が密に絡まって価値を創造していることを示唆している。個々の設問から伸びる腕の数（連関数）は、経験価値要素である「雰囲気」

と「分かち合い」が特に多い。最も高い連関値（0.825）を示したのもこの2つの設問間であった。なお、3冬季のデータの比較は本発表時に報告する。

参考文献

- 鹿嶋功貴, 上村靖司, 2015, 雪かき道場が参加者に与える印象のテキストマイニング分析, 日本雪工学会誌, 31(4), pp.1-9.



除雪動作を認識しスキルを判定するスマートスコップの開発

○赤川祐太(長岡技科大院), 上村靖司(長岡技科大), 宮戸紀之(長岡技科大院)

1. はじめに

著者らは、「つらい」「面倒」といった負の意識を持たれがちな除雪作業に対し, IoT (Internet of Things) 技術を導入したスマートスコップの開発に取り組んできた。これまでに、力センサ, 3軸加速度センサと制御・通信機器を取り付けた試作機によって、除雪量やスイングスピード等を計測しスマートフォンに表示するシステムを構築した¹⁾。本報告では、いくつかの指標をもとに、除雪スキルの総合的な評価指標を定義し、実装・検証した結果について報告する。

2. スキル判定の評価項目と精度

スキル評価の前段として、除雪動作の開始と終了を定める動作認識アルゴリズムを構築した。加速度値ベクトルと力の値の時間変化に注目したアルゴリズムによって認識精度は約 80 %となり、さらに各動作の時間に上限値を設けたところ認識精度は 96 %に向上した。

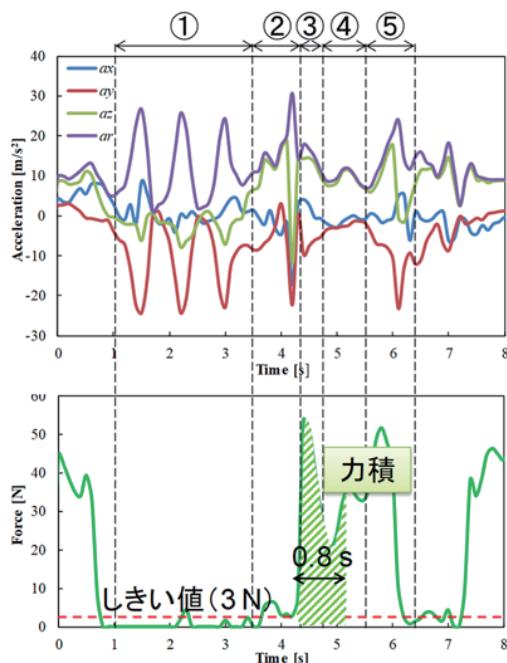


図 1 除雪動作とセンサ出力の例

①切り出し, ②底切り, ③持ち上げ, ④反動付け, ⑤投げ出し

切り出し/次に、加速度値から「除雪スピード」「サイクルタイムのばらつき」「スイングスピード」「反動づけ量」「スイングフォーム」といった除雪スキルの評価項目を計算するアルゴリズムを構築した。様々な熟練度の被験者による実験から、各項目についてその妥当性と精度を調べ、熟練度との相関関係を求めた。これらの傾向から熟練度を目的変数とし、多変量解析および機械学習を用いて、除雪スキルの体系化を行った。

3. モニター実験

スキル評価機能を表示アプリケーション含めスマートスコップに実装し、実際の除雪を通して 17 名のモニター（雪国在住 7 名、非雪国 10 名）に体験していただいたところ 65% から「楽しくなった」との回答を得た。



図 2 スキル判定の例 (表示画面)

参考文献

- 1) 赤川・大高・A. T. Felix・上村, 雪かきをエンターテイメントにするスマート・スコップの開発ーその 4, 雪氷研究大会 (2018・札幌) 講演要旨集, p206, 2018.

雪崩防災のための「よろげ団子」という年中行事

和泉 薫 (NPO なだれ対策技術フォーラム)

1. はじめに

国土交通省と都道府県は、本格的な雪のシーズンを前に、雪崩災害の防止及び被害の軽減の重要性について認識し、理解が深められるよう毎年12月1～7日を「雪崩防災週間」と定め、雪崩災害防止セミナーの開催等の取り組みを実施している。この雪崩防災週間と同様に、雪崩防災のため、旧暦の11月末日に行う「よろげ団子」という年中行事が、長野県小谷村で昭和年代まで伝えられていた。他にはほとんど事例のない、この雪崩防災の年中行事について報告する。

2. よろげ団子とは

陰暦では、月の末日を晦（つもごり or つごもり）と呼んでいた。小谷の方言ではこの晦を「つんもぐり」と言い、11月の晦日はつんもぐりだから、雪崩の中へつんもぐっても救い上げられるように、水嚢^{*}でよろげた団子を食べる行方が行われていた。汁の中へ団子など丸い物を入れてそれを椀に盛る時、必ず水嚢ですくってよろげることから「よろげ団子」と称したのである。（＊すいのう：食品をすくって水を切るために使う馬毛などの網を底に張った篩）

この行事にまつわる民話が南小谷に伝わっている。晦の日、ある兄弟が二人して山に行くことになった。ところがその朝団子を作る粉がない。弟は丸い物なら薯でもいいと言って汁の中へ丸い薯を入れたのを食べたが、兄はつい食べずに出かけた。ところが途中で二人は雪崩に押され、弟の方は“よろげ出され”で助かって、兄は雪崩の下になってしまったと云う。このため「11月の晦日には団子がなければ薯でも食え」と伝えられている。

この「よろげ団子」の行事は、翌12月朔日の「はね上げ」という行事（餅か赤飯をこしらえて食す）とセットにして行われる。雪崩の中につんもぐっても、“よろげ出され”で“はね上がる”ので、どんな雪崩に遭っても大丈夫という訳である。見事な念押しの行事と言えよう。

3. 「よろげ団子」前後の年中行事と気象

長野県の一部から新潟県にかけて、上記「はね上げ」の行われる12月朔日を「川ふたぎ」とも言って、餅をついて川の神さまにあげる行事があった。新潟県津南町大赤沢ではこの行事を「川ふたぎ朔日」と呼び、この日は「川がふさがるほど雪が降る」と伝えている。同じ大赤沢では、約一週間前の11月23日に、小豆餡をまぶした団子を作つて神仏に供える「大師講」という行事を行つたが、その夜には必ず「跡隠し雪」の吹雪になると言われている。この「大師講」の夜に雪荒れになるという伝承は、東北から山陰にかけての積雪地帯に広く伝わっている。また、約一週間後の12月8日は「コト八日」と言って、事納めの様々な行事が各地で行われたが、鳥取県智頭町ではこの日は「八日吹き」と称して吹雪が吹き荒れると伝えられている。

4. 「よろげ団子」の意義

以上のように、旧暦の11月末日・12月朔日前後（新暦で1月中旬から下旬にかけての頃）に大雪、降雪、吹雪の伝承が多いことから、長野県小谷村のような豪雪地帯では、大雪に見舞われて表層雪崩の発生する危険性が高いと言える。その時期に「よろげ団子」の年中行事を通じて、雪崩に対する防災の認識を毎年あらたにした先人の知恵は、現在の雪崩防災週間にも通ずるものがあり、その意義は大きいと考える。

参考文献

- ・野本寛一『季節の民俗誌』（玉川大学出版部、2016）
- ・長野県北安曇郡小谷村教育委員会編『小谷民俗誌』（小谷村教育委員会、1979）
- ・小谷村誌編纂委員会編『小谷村誌 社会編』（小谷村誌刊行委員会、1993）
- ・石川純一郎『栗生沢民俗誌：会津の山間地集落』（南会津町教育委員会、2010）
- ・宮川村誌編さん委員会『宮川村誌 通史編下』（宮川村教育委員会、1981）

低気圧にともなう降雪・雪崩観測システムの構築

○伊藤陽一¹・山口悟¹・中村一樹^{2,3}・荒川逸人²・安達聖²・小杉健二²・阿部直樹³・上石勲^{1,3}

(1 防災科研・長岡, 2 防災科研・新庄, 3 防災科研・気象災害軽減イノベーションセンター)

はじめに

低気圧が日本付近を通過する際に、雲粒付着の少ない降雪結晶が弱層を形成して雪崩が発生することがある¹⁾。とくに南岸低気圧通過時に降雪がみられる本州・北海道の太平洋側では、2017年3月27日に発生した栃木県那須町での雪崩事故²⁾をはじめ、雪崩発生の大きな要因と考えられている。しかし、これまでの雪崩観測は日本海側に重点がおかれ、太平洋側での観測体制は十分とはいえないのが現状である。そこで、低気圧にともなう降雪および雪崩発生の状況を観測し、雪崩発生予測の検証・精度向上に活用するために、2018年度に太平洋側を中心とした降雪・雪崩観測システムの構築に着手した。ここでは、システムの概要と2018–19年冬期の観測事例を紹介する。

観測システムの概要

低気圧にともなう雪崩発生が過去に報告されている栃木県那須町・長野県小谷村梅池などに観測機材を設置した。図1に栃木県那須町の那須温泉ファミリースキー場に設置したシステムの外観を示す。気温・風向・風速の測定のほか、光学式ディスクロメータ(Thies Clima, LPM)によって得られる降雪粒子の粒径・落下速度データから降雪種(雲粒なし結晶など)を推定することも可能である。また、webカメラによりリアルタイムに斜面状況を確認できるほか、1秒毎の画像を保存することで雪崩が発生した際の速度や流下範囲などを求められるようにした。

2018–19年冬期の観測事例

2019年3月5日に、那須町に設置したwebカメラ画像に雪崩発生痕跡があることが確認された。発生前日の4日は本州南岸を低気圧が通過し太平洋側でまとまった雨(標高の高い地域では雪)となり、その後冬型の気圧配置に変わり北西風が強まった段階で雪崩が発生したため、典型的な低気圧性の雪崩発生パターンと推測された。3月8日には現地で積雪断面観測などの調査を行ったが、7日からの降雪で雪崩の痕跡が覆われてしまったため、雪崩の発生量や到達距離などの詳細を得ることはできなかった。

参考文献

- 1) 中村一樹・佐藤友徳・秋田谷英次 (2013) : 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の雪氷, **32**, 14–17.
- 2) 文部科学省科学研究費補助金(特別研究促進費)「2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」研究成果報告書, 2018, 175pp.



図1 観測システムの外観 (那須)



図2 3月5日のwebカメラ画像 (那須)

2018/2019 冬期における雪崩の動態観測

○秋山一弥（土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）・原田裕介（寒地土木研究所）・
大井拓磨（東邦マーカンタイル）

新潟県糸魚川市（旧能生町）の柵口（ませぐち）地区の西方に位置する権現岳（標高 1104 m）の東側斜面では、1986（昭和 61）年 1 月 26 日の大規模な面発生の乾雪表層雪崩が発生して、民家 11 戸が全半壊して死者 13 名の災害となった。ここでは毎冬期の雪崩発生状況を把握する目的で雪崩観測を継続していて、気象と雪崩の映像、雪崩に伴う地盤震動（雪崩震動）の 3 項目の観測を行っている。

雪崩の観測は発生区の直下（標高 520m）と柵口地区の集落内（標高 250 m）で行っているが、発生区の直下に設置している地震計は 3ch のサーボ型速度計（東京測振製 CV-374AV）に交換して、特定の速度を超えた場合に記録するトリガー計測と連続観測を行った。また、2018/2019 年の冬期から空振の観測を追加して、同地点でナロガ（東邦マーカンタイル製 NL-6000C）を用いて連続観測を行った。雪崩に伴う地盤震動と空振の計測間隔は、いずれも 100 data/sec である。

2018/2019 年の冬期は平野部で少雪となり、観測地点から北北西へ約 6 km に位置するアメダス能生（標高 55m）の最大積雪深は 62 cm（2019 年 2 月 14 日）で、2 月 22 日には消雪して 0 cm となつたが、雪崩の発生区直下（標高 520 m）の最大積雪深は 469 cm（同 17 日）を記録し、4 月 1 日の時点でも 290 cm の積雪であった。根雪となつた 2018 年 12 月 7 日から 2019 年 4 月 1 日までの 116 日間の観測結果から、雪崩と考えられる地盤震動は 200 個近く得られ、同時に多数の空振が観測された。

雪崩の代表的な事例として、2019 年 1 月 22 日に発生した雪崩に伴う震動（上下方向）と空振の波形を図 1 に示す。この雪崩は映像と気象の記録から乾雪表層雪崩と考えられ、雪崩震動の最大速度は 87 mkin/s ($\times 10^3$ cm/sec)、継続時間は約 75 秒で、震動が増加した 5~6 秒後に空振の立ち上がりがみられ、空振の変化の幅は約 2 hPa であった。空振はこのような波形のほかに、小刻みに上下するタイプや単純に上昇や低下して元に戻るような波形もみられた。今後は冬期間に発生した雪崩に伴う地盤震動を抽出して映像記録との照合を行い、雪崩の種類の分類および雪崩の規模として 5 区分の雪崩サイズ（秋山、2014）を決定し、空振の記録との関連について調査を行う。

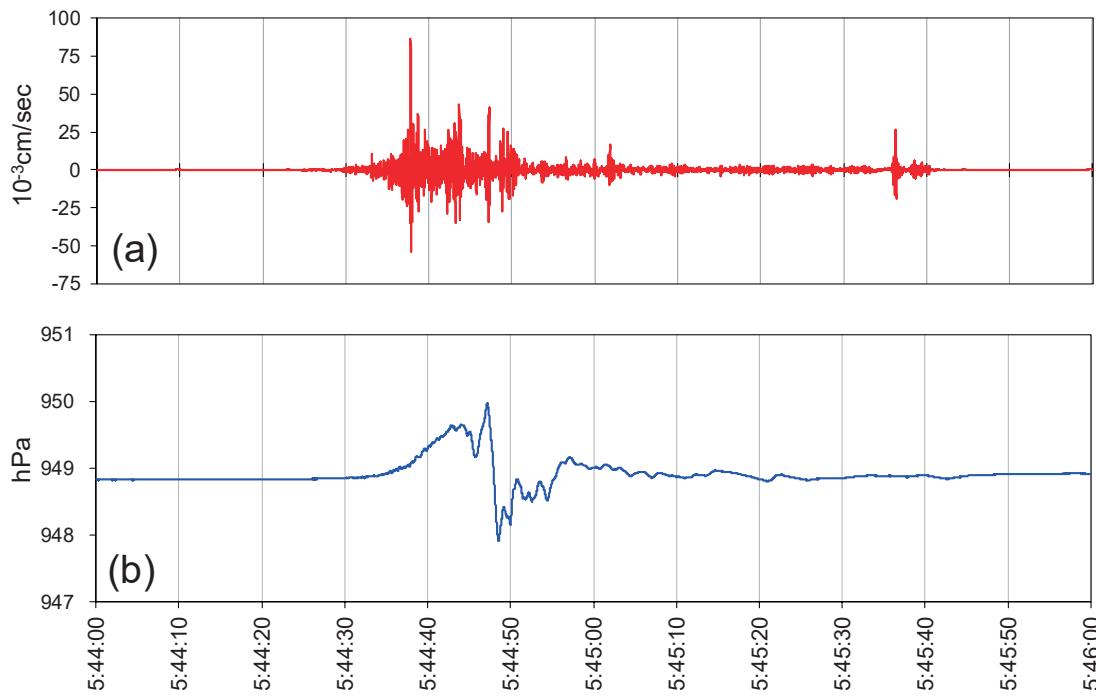


図 1 2019 年 1 月 22 日に発生した雪崩の震動 (a) と空振 (b) の記録

温暖多雪地域で発生する全層雪崩はなぜ厳冬期に多いのか？

○河島克久・松元高峰（新潟大学） 中渕遙平・伊豫部勉（東日本旅客鉄道株式会社）

1. はじめに

新潟地域の鉄道沿線で発生した全層雪崩による災害（2004/05年積雪期～2014/15年積雪期）を整理した結果、雪崩災害は初冬期から発生しており、1～3月に集中していることが分かった。一般的に、融雪期である3月以降に全層雪崩の注意喚起が成されることが多いが、実際に最も件数が多いのは厳冬期の2月であった。積雪内への水（融雪水、雨水）のインプットは、グライドを加速させる最も大きな要因であり、全層雪崩の始動にとって極めて重要である。一般的に、積雪期の中で水のインプットは厳冬期（1～2月）に最も少なく、融雪期（3～4月）に入ると急激に大きくなる。それにもかかわらず2月の全層雪崩が最も多く、逆に融雪期に少ないという事実は、「斜面積雪の安定性が厳冬期に低く、融雪期になると高くなる」ことを意味していると考えられる。本研究では、この仮説を長期間にわたる斜面積雪の断面観測データを用いて検証した。

2. 検証方法

本研究では、全層雪崩が積雪底面付近の積雪層のせん断破壊により発生すると考えて議論を進める。積雪層の安定度 SI (stability index) は、積雪層のせん断応力（シアーフレームインデックス、SFI）に対するせん断強度の比として表される。著者らは、2005/06年積雪期以降、毎冬期、新潟県魚沼市大白川の斜面積雪（標高350mの北向き斜面、傾斜32°）において積雪断面観測（合計61回）を行ってきた。この観測結果を用いて積雪底面付近の積雪層のSIを求めるためには積雪重量とSFIの測定が必要であるが、本観測ではSFIの測定を実施していない。そこで、本研究では、山野井ら（2004）が提示したデジタル式荷重測定器で測定した硬度からせん断強度を推定する方法を用いることとした。つまり、積雪底面付近（多くのケースで地上高2cm）で測定された硬度を山野井らの実験式でせん断強度に変換してSIを求め、その時間変化を調べた。なお、観測地点は立木と地形の効果で全層雪崩が極めて発生しにくい斜面に位置している。

3. 主な結果

積雪底面付近の積雪層の安定度の時間変化を図1に示す。図中にはカナダにおける道路管理のための雪崩発生規準であるSI=1.5のラインを破線で示しており、この基準に照らし合わせて結果を述べる。安定度が1.5を下回るケースは全部で22事例（全体の36%）ある。DOYが小さい厳冬期には、多くの事例で安定度も小さく、SI<1.5になりやすいことが分かる。この傾向はDOYが70程度（3月10日ごろ）を過ぎると大きく変化し、圧倒的にSI>1.5の事例が多くなるとともに、10を超えるような大きなSIも出現する。SI<1.5の出現割合で見てみると、DOY<70の場合は59%であるのに対し、DOY≥70の場合はわずか10%である。このことから、積雪底面付近の積雪層の安定度は季節の進行とともに高まる傾向があり、融雪期よりも厳冬期に全層雪崩が発生しやすいことが確認された。

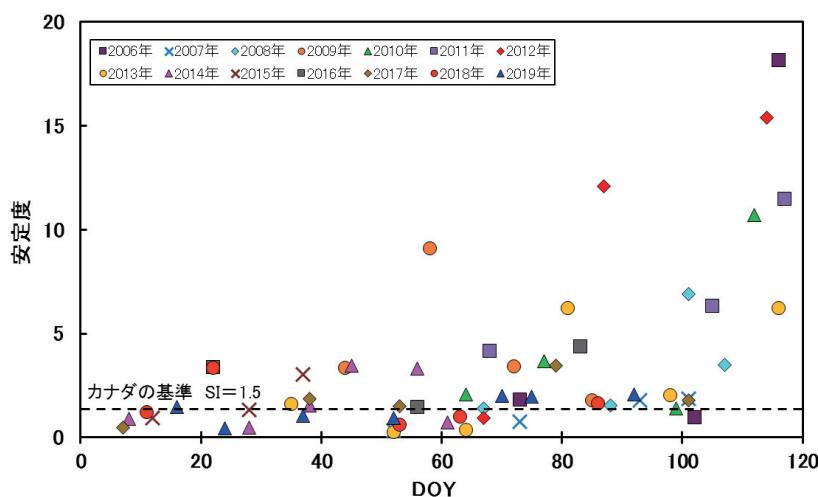


図1 積雪底面付近の積雪層の安定度SIの時間変化。横軸のDOYは1月1日からの日数（Julian day）。

低気圧性降雪で形成された新雪の密度, 硬度, せん断強度の関係

○竹内由香里・勝島隆史（森林総研十日町試験地）・本吉弘岐（防災科研雪氷防災研究センター）

はじめに 低気圧に伴って降る雲粒付着が少ない降雪結晶で形成された積雪層は、表層雪崩の要因になることがある（中村ら, 2014）。2014年2月の南岸低気圧の接近に伴って、関東甲信地方で記録的な大雪となったときに多発した雪崩は、柱状の結晶を多く含むさらさらした雪が数回にわたって崩れたことが報告された（和泉ら, 2014；上石ら, 2014；中村ら, 2014）。この低気圧性降雪により形成された積雪は、日本海側の積雪で経験的に得られた密度と硬度の関係式（Takeuchi et al., 1998）より、同じ密度であっても硬度が小さいことが指摘されていた（河島ら, 2014）。また、2017年3月に那須岳で発生した雪崩も、南岸低気圧によってもたらされた雲粒付着の少ない板状の降雪結晶から成る積雪が要因と推定された（中村ら, 2018）。このときの積雪についても、河島ら（2018）は、上述の密度と硬度の関係式より同じ密度で比べたときの積雪の硬度が約70%と小さいことを指摘している。近年、雪崩の現地調査の際には、シーアフレームでせん断強度指数を測定する代わりに、プッシュゲージ（デジタル式荷重測定器）で測定した硬度から経験式（山野井ら, 2004）を用いてせん断強度指数を推定することがあり、これらに関わる積雪の力学特性は積雪の安定度の推定などに影響するので重要である。そこで、低気圧性降雪と冬型気圧配置で降った雪の力学特性の差異を確かめるため、両方の降雪による積雪の密度、硬度、せん断強度指数のデータの収集を行なっている。2018年および2019年の2冬期で得られた結果について報告する。

観測方法 雪べらで軽く衝撃を与えてせん断破壊が生じた新雪層を対象に、シーアフレームを用いてせん断強度指数を測定し、その層の硬度と密度を測定した。観測は、雪が積もってから観測するまでの気温が氷点下の乾雪だけを対象として、降雪の当日または翌日に、十日町試験地および新潟県妙高市、山形県新庄市、群馬県みなかみ町、同草津町、長野県軽井沢町において行なった。

観測結果と考察 図1に密度と硬度の関係を示した。密度と硬度の関係は、低気圧性降雪と冬型気圧配置で降った雪との間に差異は見られず、いずれも日本海側の積雪で得られた関係式と一致した。図2には密度とせん断強度指数の関係を示したが、こちらの関係においても両者の間に差異は見られなかった。図中の山野井・遠藤（2002）の関係式と比べると、せん断強度が小さめになったのは、本研究では、軽い衝撃でせん断破壊が生じる薄くて弱い層だけを対象として測定したためと考えている。2冬期に得られたこれらの結果からは、上述の河島ら（2014, 2018）のように低気圧性降雪による積雪の硬度が特に小さいという特徴はみられなかった。低気圧性降雪にもその時々の気象条件により降雪の種類や力学特性に違いがあり、2014年2月の関東甲信地方の大雪災害や2017年3月の那須岳の雪崩災害をもたらした降雪は特殊なケースであったのかもしれない。2019年2月1日に十日町試験地で観測した積雪は、前日の低気圧の通過に伴って降り積もり、せん断強度指数を測定した弱層より上に積もった雪の量と降水量の比較により、弱層の雪が降った時刻を特定することができた。このときの気象条件や降雪について解析した結果も報告する。

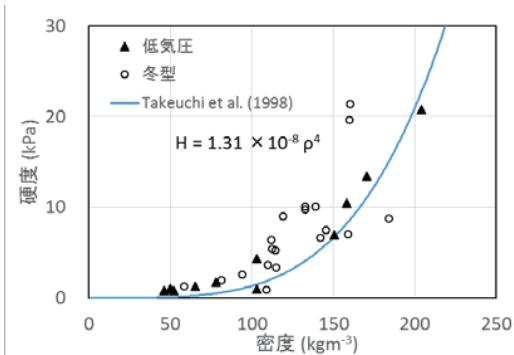


図1 密度と硬度の関係。

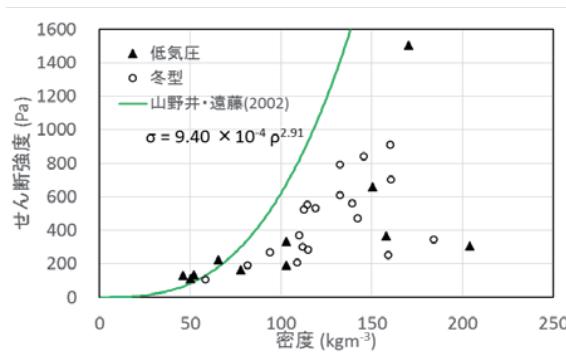


図2 密度とせん断強度指数の関係。

雪のせん断強度の特性

○上之和人・秋山一弥・原田裕介（国立研究開発法人 土木研究所）
河島克久（新潟大学災害・復興科学研究所）

1. はじめに

積雪の安定度を評価するために、通常シアーフレームを用いた弱層のせん断破壊テストが行われる。シアーフレームは人の手により引っ張るため、測定者によるせん断強度の値のバラツキが大きい。本研究では、土の一面せん断試験と同様に引っ張る速度を制御できる装置を用いてせん断強度を評価し、その特性を明らかにすることを目的とする。

2. 実験方法と実験条件

開発したせん断強度測定装置は、下の固定したせん断箱に対して上のせん断箱を一定速度で引っ張ることによって、塩ビパイプに詰めた雪をせん断破壊させる簡易なものである（図1）。デジタルフォースゲージで計測したせん断力の時系列はノートPCに保存され、せん断力のピーク値を塩ビパイプの断面積で除することによってせん断強度を評価した。実験は次の手順で行った。

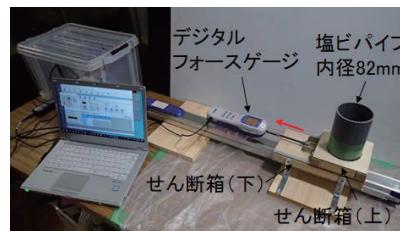


図1 せん断強度測定装置

- 1) 低温室に保存しておいた雪温-6°Cのこしまり雪またはしまり雪をメッシュ2mmの金網でほぐしてから塩ビパイプに詰める。ほぐした雪の密度は210~250kgm⁻³であった。
- 2) 塩ビパイプに詰める雪の質量を100、200、300、400、500、600g、せん断速度を0.01、0.1、1、10mm/sの範囲で変え、せん断強度を評価する。
- 3) 焼結による氷粒同士の結合の発達度合いが経過時間によって異なる可能性があるため、塩ビパイプに雪を詰めてから3分間待機した後に、上のせん断箱を引っ張ることにする。

なお、せん断破壊面より上の雪の荷重を塩ビパイプの断面積で除したものを垂直応力とした。

3. 結果

せん断速度が0.01mm/sでは塑性変形するのみで破壊には至らなかった。図2はせん断速度0.1、1、10mm/sに対する、せん断強度と垂直応力の関係を示す。それぞれのせん断速度に対して、せん断強度は垂直応力が500Pa程度まではほとんど変化せず、500Paを超えると垂直応力とともに増加した。その増加傾向はせん断速度が小さいほど大きかった。図3は、垂直応力が1019Paのときのせん断強度とせん断速度の関係を示す。せん断強度はせん断速度が小さいほど大きかった。これは、せん断速度が小さいほど破壊に至るまでの時間が長くなり、その間に焼結により氷粒同士の結合が発達し強度が増すためと考えられる。

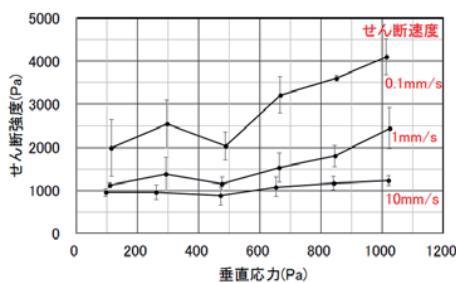


図2 せん断強度と垂直応力の関係

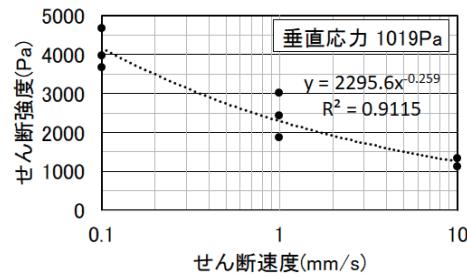


図3 せん断強度とせん断速度の関係

4. 謝辞

本研究は、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費（2018-20）の助成によって行われた。

pH 指示薬による降雪粒子の pH 可視化

○藤野 丈志((株)興和)・對馬 勝年(富山大学名誉教授)

1 はじめに

筆者らは、教育現場等で雪の酸性化の理解を深めることを主な目的として、pH 指示薬を使った積雪断面や降雪粒子の pH 可視化方法を調べている¹⁾。ここでは、個々の降雪粒子の pH を観察する方法をいくつか試みたので報告する。

2 実験方法

pH 指示薬には株共立理化学研究所のパックテスト®を使用した。pH 3.6~6.2 の範囲で色調が変わる酸性雨用の指示薬で、水に溶かすことで発色し、比色法で pH を読み取るものである。気温がプラスであれば自然に融解水が生ずるので、pH に応じて降雪粒子が着色される。気温が氷点下の時は少し息を吹きかけて融解させると発色する。手順は以下に示す 3 通りをおこなった。

- 1) 降雪時に積雪表面へ pH 指示薬を散布し自然光で観察する
- 2) pH 指示薬を散布した発泡トレイに降雪粒子を受け自然光で観察する
- 3) pH 指示薬を散布したシャーレに降雪粒子を受け透過光で観察する

3 実験結果

いずれの手順でも目視観察で pH を見ることができ、降雪粒子一つ一つが異なる pH を示すことも観察できた。撮影した写真から比色法で pH 値を求めた結果を以下に示す。1) の方法で pH 可視化した結果を図 1 に示す。観察時の気温は 0~1°C で、指示薬散布後から 20 分後程度まで目視観察ができた。2) の方法で pH 可視化した結果を図 2 に示す。この方法では降雪粒子を受けた後に屋根の下に移動することで、新たな降雪粒子に埋もれることなく pH の観察ができた。3) の方法で pH 可視化した結果を図 3 に示す。雲粒付結晶は十分に濃い色となるが、雲粒の少ない結晶は形が崩れるくらいまで融解が進まないと目視ではわかりにくかった。

4 おわりに

3 通りの pH 可視化方法はいずれも数分でおこなうことができる。発泡トレイやシャーレに降雪粒子を受ける方法は、実体視顕微鏡を使って pH を観察するのに便利である。

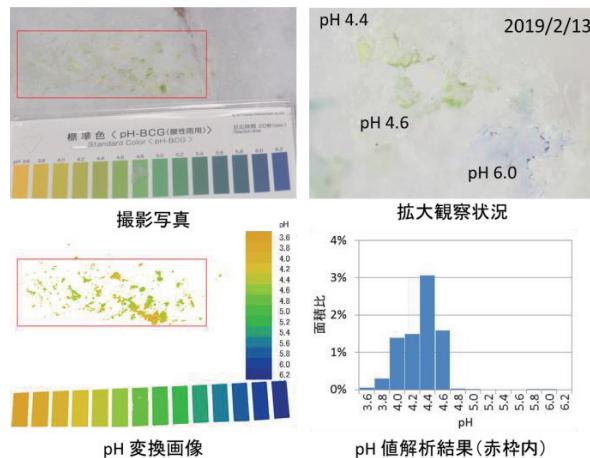


図 1 降雪時に積雪表面へ pH 指示薬を散布したときの観察例

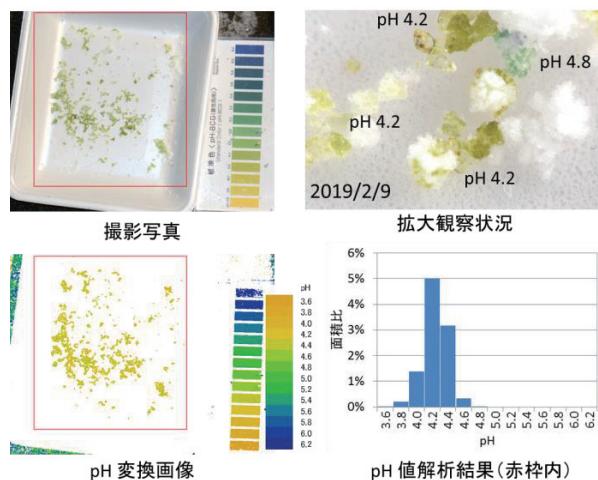


図 2 pH 指示薬を散布した発泡トレイに降雪粒子を受けたときの観察例

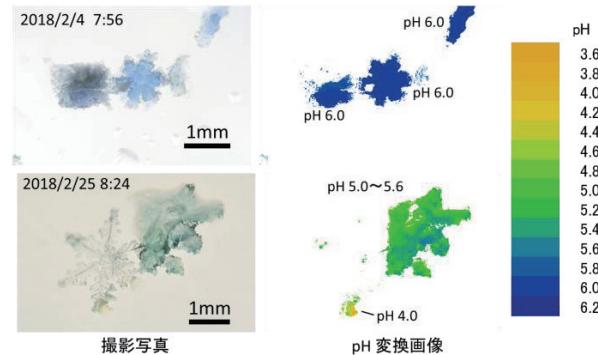


図 3 pH 指示薬を散布したシャーレに降雪粒子を受け透過光で観察した例

文献 1) 藤野丈志・對馬勝年, 2018 : pH 指示薬による積雪層と降雪粒子の pH 可視化。雪氷研究大会(2018・札幌)講演要旨集, 278.

光学式反射型固体降水観測器の風向風速依存性に関する観測について

○遠藤優斗^{*1}, 熊倉俊郎^{*1}, 山崎正喜^{*2}, 西内勇貴^{*1}, 本吉弘岐^{*3}, 山下克也^{*3}, 中井専人^{*3}, 斎藤隆幸^{*2}

*1 長岡技術科学大学 *2 スノーテック新潟 *3 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

1はじめに

降雪・積雪による交通障害・災害等の問題に対して防災効果を高めるためには正確な降水量および災害によっては降水種の情報が必要となる。一般に地上降水量の測定には転倒ます雨量計などの円筒型の雨量計を用いた手法が主流であるが固体粒子観測においては風の影響を受けやすく、捕捉率の低下に伴う降水量誤差が発生することが知られる。本研究で対象としている光学センサーを用いた固体降水測定器(以下「本測器」)は上記の問題を解決するために開発されている。しかし、円筒状とは異なるものの、降水粒子が風向風速の影響受け、観測領域への入り方が無風と異なることにより、計測値も同様に異なる可能性が考えられる。本研究では、本測器の測定結果に対する風の影響を検証する目的で観測を行った。

2実験方法

本観測では、風の影響を調査するために、設置地点とする防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの露場の風向風速解析を行った。2017年12月～2018年2月の風向風速データ、DFIR内のGeonor降水量、気温データを用いた。降雪期間はGeonor降水量を10分間降水量に変換した後、1°C以下の気温で、0.5mm/10min以上の降水のある期間とし、1分に引き伸ばした上で、対応する1分毎の風向風速の統計を求めた。これを図1に示す。図1から設置地点の主風向を南西とし、①主風向に対して正面、②主風向に対して直角(北西向き)で2台設置し、互いに比較するため校正を厳密に行った。また、③防風ネット内にも本測器を1台設置した。設置状況を図2に示す。なお、本観測では主風向である南西の風の他に、頻度が高い南南西・西南西・西も対象とした。これにより、観測対象とした方角から検証可能と考えられる。本測器に対する風の入射角度を図3に示す。

なお、これは左右対称と仮定している。以上の条件で、2018年12月～2019年3月の期間を対象に観測を行った。

3結果

2019年1月における風向頻度分布を図4に示す。図3と異なり、すべて1分毎のデータに基づいている。実際には田村式降雪強度計において降水が計測されており、気温が1°C以下である期間を降雪期間とし、1分間の風向風速データの統計を取ったものである。南南西のデータは少ないもの、想定された角度からの風があることがわかつたため、今後は観測データの解析を行い、風向風速による影響を検証する予定である。



図2 本測器の設置状況

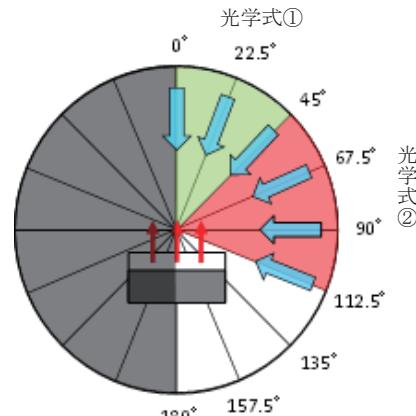


図3 観測対象の角度

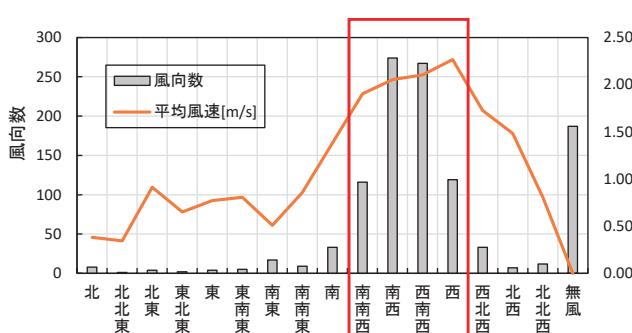


図1 2018年1月の風向頻度分布

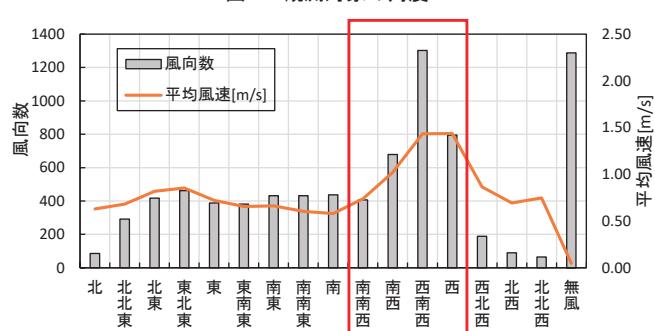


図4 2019年1月の風向頻度分布

光学式ディスドロメーター LPM の計測特性

○¹ 中井専人・¹ 山下克也・¹ 本吉弘岐・² 熊倉俊郎・^{3,4} 村上茂樹・³ 勝島隆史
(1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大, 3: 森林総研十日町, 4: 現所属: 森林総合研究所 九州支所)

1. はじめに

近年多く使われるようになってきたレーザー1ビーム方式の光学式ディスドロメーター(optical disdrometer; 以下 OD)は、粒径-落下速度分布(particle size-velocity distribution; 以下 PSVD)を予め決められたクラス(ビンとも言われる)区分を用いた2次元ヒストグラムの形で出力可能な気象測器である。シート状に発したレーザー平行光が検知領域となり、降水粒子の通過によるレーザー光遮蔽を計測する。本研究は、OD の測定値の特性を明らかにし、降水粒子解析のため正確な処理を行えるようにすることを目的とする。

2. 結果と考察

使用した OD は Thies 製 Laser Precipitation Monitor (LPM)である。LPM で PSVD に出力されている粒径は粒子の横幅 D であり、PARSIVEL の PSVD で出力されている等価球径(雨滴を想定した扁平率を持つ回転楕円体と体積の等しい球の直径) D_{eq} とは異なる。LPM 測定値の分布に量子化誤差などを思わせる不自然な不連続は見られなかったが、大粒径側は約 8.9 mm に値が丸められており、小粒径側は約 0.3 mm が検知限界であると推定された。また、レーザービームの端で一部だけが検知領域を通過した粒子も除かれずカウントされていた。遮蔽から粒径への換算、及び落下速度の算出には球形が仮定されていた。

LPM では、検知領域内の測定値分布について、水滴を用いた校正結果が製品毎に添付される校正表に書かれており、校正の平均値が既定範囲内であれば合格とされる。校正測定値は検知領域内で差があり、今回調査した個体ではビームの両端でかなり小さくなっていた。これについて、検知領域内の 3箇所でレーザー光を横断した 1 mm 刻みの位置で $D = 3.00$ mm の鉄球を落下させる試験を行い(図1の記号)、校正表の値(出荷時校正值)を内挿したもの(図1の曲線)と比較した。その結果、出荷時校正值よりも球体試験の値が

小さく、その比は平均 0.96 であった。すなわち、出荷時から約 4.5 年間を経て、粒径の測定値は、定性的には分布パターンが維持されたまま、平均約 4% 小さく出力されるようになったといえる。また、レーザー光に一部だけ掛かった粒子の粒径測定値は、その掛けた幅が測定され、レーザー光から外れるに従って直線的に減少した。

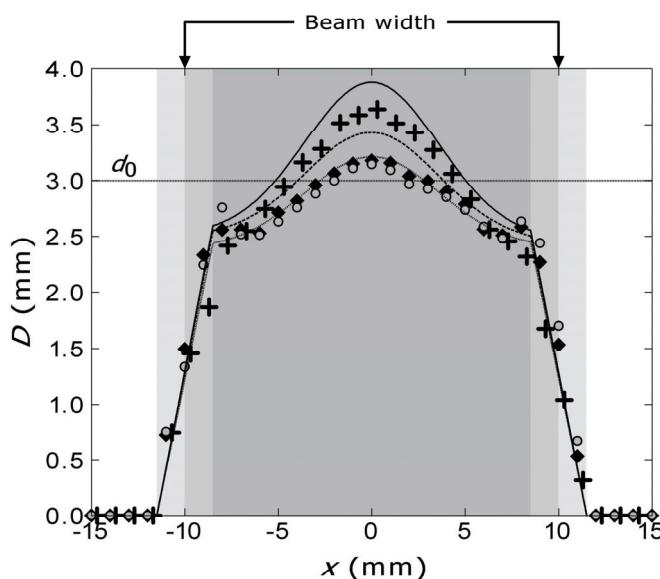


図1 レーザー光を横切る方向 x (mm, シート状平行光の中心が $x=0$)に対する、鉄球試験測定値と出荷時校正值。出荷時校正值は試験測定の場所に内挿した値で、粒子がレーザー光に一部のみかかる範囲は直線内挿した。出荷時校正值の実線、破線、点線がそれぞれ測定値の+、◆、○に対応する。 d_0 は試験に用いた鉄球の球径(=3.00 mm)である。

4. まとめ

レーザー1ビーム方式 OD の1機種、LPM の特性を調査した。冬季日本のように粒径 1cm を越える雪片が日常的に降る環境では、大粒径が丸められるため、粒径分布について何らかの補正を考える必要がある。また、LPM の使用においては、適切な校正を継続的に行うことが望ましいと考えられる。

謝辞：本研究は防災科学技術研究所『多様化する雪氷災害軽減のための危険度把握と面向的予測の融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM-RA8 PI 203『融解を含む降雪の粒径落下速度分布と鉛直プロファイルの観測的研究』)によります。

低温型雪結晶を伴う降水系通過時の降雪粒子の落下特性について

○本吉弘岐・山下克也・中井専人（防災科研・雪氷）、石坂雅昭（防災科研・客員研究員）

はじめに

降水系の通過や変化に伴い、雪片を構成する結晶形も変化する。結晶形によっては堆積時に表層雪崩の弱層を形成するものがあり、2014年2月の南岸低気圧通過時に山梨県を中心に多発した表層雪崩には低温型雪結晶が関与したものと推定されている（石坂ら, 2015）。降雪結晶の変化を時々刻々捉えることは、雲物理過程の理解のほか、降雪結晶起因の表層雪崩などの予測などの防災にも重要である。梶川ら（1989）は、雪片の落下速度は粒径、質量、地上気温に加えて卓越構成結晶にも強く依存すると述べており、光学式ディスクドロメータにより構成結晶形についての情報が得られるかどうかについては、詳細な降雪粒子観測の目的から調べておく必要がある。本発表では、低温型雪結晶が観察された際の降雪粒子の落下特性について観測結果について報告する。

観測

観測は、長岡市にある雪氷防災研究センターの降雪粒子観測施設（FSO）において実施した。低温室（-5°C）の天井窓から自然状態で取り込み、ベルトコンベアで受けた降雪粒子を、一眼レフカメラを用いて1分間隔で連続撮影した画像を用いて雪結晶の分類を行った。降雪粒子の落下特性については、同施設に設置されたCCD連続画像を用いたディスクドロメータから粒径・落下速度分布を計測し、5分毎に集計し、CMF（石坂, 2013）などを計算した。

観測結果

長岡では、砲弾、鼓、交差角板など-20°C以下で成長する低温型雪結晶（Colle et al., 2014）は、南岸低気圧や小低気圧の通過時にみられるが、稀に寒気吹き出し時の降雪でも観測されることがある。ここでは、低温型雪結晶の典型として連鎖交差角板および放射交差角板が1時間以上卓越していた、以下の4つの期間（雪結晶の連続観測を開始した2016年1月以降）について、降雪粒子の落下特性の特徴について述べる。

期間 I: 2016-01-29 21:50~23:00 (南岸低気圧)

期間 II: 2017-03-07 14:15~15:30 (寒気吹出し)

期間 III: 2018-01-22 14:35~19:00 (南岸低気圧)

期間 IV: 2018-02-05 20:00~21:45 (寒気吹出し)

図1に、期間毎の5分毎のCMFを示す。期間IIではCMFは雲粒付着の少ない雪片の経験曲線の近くに分布し、比較的大きい粒径の雪片も含まれていたが、期間I, IIIではCMF粒径は3~4mm以下でCMF落下速度も霰状雪と同等に大きい落下速度であった。同じ期間中はCMF落下速度の変動は小さいものの、異なる期間ではCMF落下速度に違いが生じることがわかった。

また、輪郭形状などに対して構成結晶の影響がより大きいと考えられる小さな粒子（粒径1~2mm）について平均落下速度を求めたところ、4つの期間で0.9m/s~1.3m/sの範囲で分布し、雲粒無し結晶の雪片でありながら霰や霰状雪と同程度に平均落下速度は大きかった（図は省略）。

このように同じ分類の構成結晶の雪片であっても、結晶自体の大きさや板状部分の厚みなどの違いが、雪片としての密度や輪郭形状に影響することにより落下速度に違いが生じた可能性がある。今後、解析事例を重ねることで、降水系によって異なる成長環境により、結晶形や落下特性に違いが生じる要因を明らかにしていく必要がある。

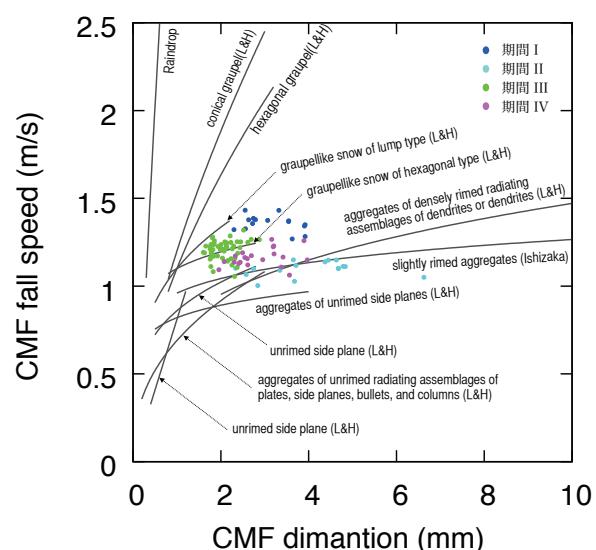


図1: 5分毎のCMFの粒径と落下速度の散布図。

光学式反射型固体降水観測器を用いた積雪深の推定

○西内勇貴（長岡技大），熊倉俊郎（長岡技大），山崎正喜（スノーテック新潟），本吉弘岐（防災科研雪氷）

山下克也（防災科研雪氷），中井専人（防災科研雪氷），齋藤隆幸（スノーテック新潟）

1. はじめに

積雪深は、積雪寒冷地域における道路除雪作業出動基準でもあり、地域の積雪状況を把握するためには複数地点における観測が必要である。しかし、精度の良い積雪深計であるレーザ式積雪深計では人の往来が多い地点でのレーザ光の安全確保やコスト面での課題がある。そのため、レーザ式と比較して出力の弱い発光素子を用いて測定でき、設置が容易である光学式反射型固体降水観測器（以下「反射型測器」と称する）により積雪深を求めることができればこれらの課題に対応することができると考えられる。本稿では2018年度の降雪を観測、解析した結果を報告する。

2. 観測概要

長岡市内と十日町に反射型測器を合計8台、2018年12月から順次設置した。様々な降雪強度のデータを取得するため、市街地のほか新規トンネル前や半蔵金地区などに設置した。また、反射型は比較的安価でメンテナンス性がよいことを特徴としているので、安価かつ小スペースで実装するためにデータのロギングには近年教育用や組み込みに用いられている小型コンピュータであるRaspberry Piを用いた。同時に測定している積雪深のデータから、反射型測器で積雪深を推定する手法を開発する。最初に、長岡市内にある新潟電機構内に設置した反射型測器による測定結果を実際の積雪深を測定しているレーザ式積雪深計と圧密沈降を無視できる回転積雪板と光電透過による時間降雪深計との比較を行った。

3. 結果と考察

2019年1月に新潟電機構内で測定したレーザ式積雪深計のデータと気温の推移を図1に示した。1月18日までロギング用PC不調のため、反射型のデータは欠測となっている。圧密沈降の影響を考慮しない時間降雪深の推移と反射型で測定した粒子ごとの電圧値から上林ら¹⁾の仮定に基づき算出した体積相当値の積算を比較し、図2に示した。降雪のピークが反射型のみ出ている箇所や、時刻のずれが見られる場合があるが、観測領域内で観測した粒子のみの結果であるため、落下速度と粒径に基づく降水種別による違いなどを考慮すべきある。また、透過光型降雪深増率計の開発を行っている石丸ら²⁾によれば、気温による係数を用いた補正をしており、今後は同様に気温による補正も必要であると考えられる。

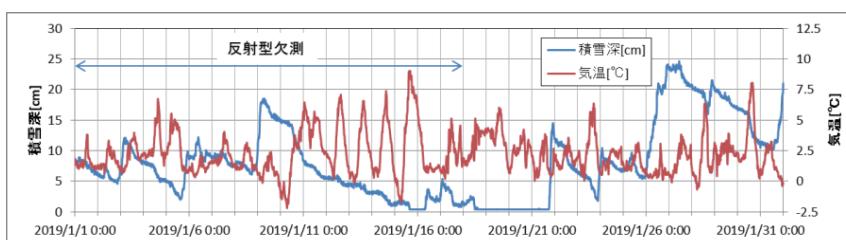


図1 2019年1月、新潟電機露場の積雪深と気温（第一縦軸は積雪深[cm]、第二縦軸は気温[°C]、横軸は日付）

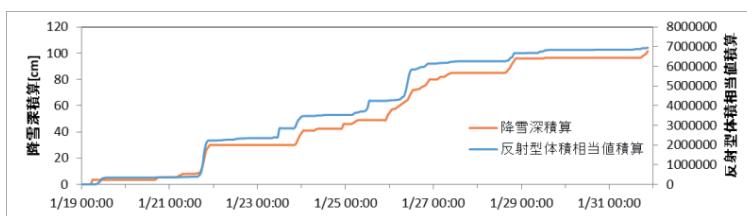


図2 時間降雪深計積算値と反射型体積相当積算値（第一縦軸は降雪深[cm]、第二縦軸は体積相当値積算、横軸は日付）

参考文献

- 1) 石丸民之永ほか：降雪深増率計の開発 IV - 2017-2018 積雪板式時間降雪深計との比較 -, 雪氷北信越 38号, P.38, 2018.
- 2) 上林颯ほか：光学式反射型観測器の統計量を用いた降水種判別と降水量推定に関する研究，雪氷研究大会（2018・札幌）講演要旨集, P.203.

2018/19 年の少雪にかかる大気循環場の特徴

本田明治（新潟大・理）

2018/19 年冬季は全国的に高温・少雪で、西に進むほどその傾向が顕著であった。日本海側の降雪量をみると、北海道で平年の 7 割前後、東北地方で平年の約半分、北信越地方で平年の 2~3 割、近畿・山陰で平年の 1 割程度と、西日本では記録的な少ない雪であった。最深積雪は一時的に強い寒気が入った時期もあり、内陸部を中心に平年並みの地点が多く、または北日本では平年を上回る地点もあった。

北信越地方では、海岸平野部では昨冬と打って変わって降雪量・最新積雪共に少なく、新潟県で平年の半分程度、北陸 3 県では平年の 2~3 割程度の地点が多かった。新潟県や長野県北部の山沿いでは降雪量・最深積雪ともに平年の 7~8 割前後の地点が多かった。気温が平年より 1 度前後高かったものの、一時的な寒気が北寄りから侵入することが多く、山雪型の降雪をもたらす気圧配置になることが多かったためと考えられる。

ユーラシア大陸一帯の大気循環場の特徴をみると（図 1）、冬季（12 月～2 月）平均場では、欧洲西部の本初子午線付近、東経 60 度線付近、日本を含む極東の東経 120 度付近で高気圧性偏差、地中海～中東の東経 30 度付近、バイカル湖～インドに及ぶ東経 90 度付近で低気圧性偏差となっており、亜熱帯ジェットの波列に対応している。また北極海～東シベリア～カムチャッカ半島一帯も低気圧性偏差となっている。このような高度偏差分布に対応して、欧洲、カスピ海～ペルシャ湾一帯、日本を含む東シナ海～日本海周辺一帯で高温偏差、地中海周辺、モンゴル～中国内陸～インドにかけての中央アジアから南アジア、東シベリア一帯で低温偏差となった（図略）。北極海の海氷はバレンツ・カラ海を中心に今冬も少ない状態で高温偏差に対応しているが、冬季平均では亜寒帶ジェットは不明瞭で、極東への寒気の南下も弱く、また日本付近は亜熱帯ジェットが北寄りに蛇行して冬季を通じて高度が高く、暖気に覆われやすい状況であったと考えられる。

各月でみると 12 月は亜寒帶ジェットが上旬と下旬に一時的に強まって日本付近への寒気の侵入もみられたが、亜熱帯ジェットも堅調で寒暖の差が大きかった。12 月末に発現した成層圈突然昇温によって、1 月の北半球の大気循環場は大きく影響を受け、北極上空の極渦が分裂して東欧、シベリア北部、北米東部上空のトラフが強まった。亜熱帯ジェットの位相も変調したが、日本付近は引き続き高気圧性偏差に覆われたため、月を通じて高温傾向であった。1 月下旬から 2 月上旬にかけてシベリア及び北米上空のトラフが非常に強まり、北日本やカナダ・米国北部では記録的な低温となつたが、2 月も引き続き亜熱帯ジェットの影響下にあった日本では高温傾向が続いた。2018/19 年の冬季はエルニーニョが発生していたため、冬季を通じて日本付近で正の高度偏差を下支えしていた可能性もある。

寒冬多雪であった昨冬（2017/18 年冬季）と比較すると、昨冬は期間を通じて亜寒帶ジェットが堅調で、分裂して極東上空に留まっていた極渦に伴う寒気が日本付近に侵入しやすかつたこと、亜熱帯ジェットの位相が今冬と反対で、日本付近の低気圧偏差を維持しやすい状況であった。今冬は後半を中心に、分裂した極渦の一部が東シベリアに留まっていたため、一時的な寒気の侵入はあったが北日本までのことが多かった。北信越地方でも北に位置する新潟県は時々寒気の影響を受けたため、少雪傾向の中でも他県よりは比較的降積雪が多かったと考えられる。

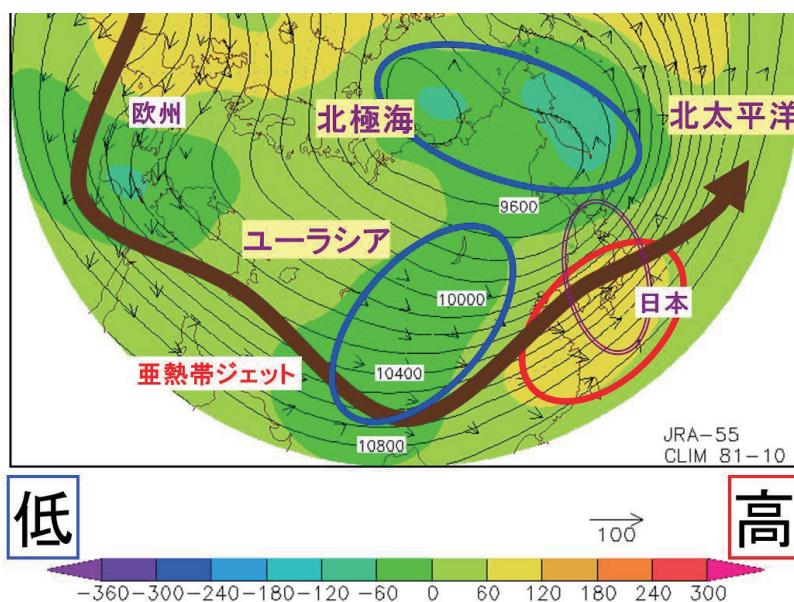


図 1. 2018/19 年冬季平均（12 月～2 月）の 250-hPa 高度 (m、実線)、偏差 (m、寒暖色系陰影)、定常ロスビー波の活動度フラックス ($m^2 s^{-2}$ 、矢印)。偏差は 1981 年～2010 年平均の気候値との差。JRA-55 再解析データに基づく。茶色の太い矢印は亜熱帯ジェットの蛇行を模式的に示したもの。

2018年冬季の北陸の大雪から集中豪雪について考える その2 - 集中豪雪と筋状降雪の降雪粒子の特徴と雲物理過程 -

○ 石坂雅昭¹・本吉弘岐²・中井専人²・山下克也²

1. 防災科研・客員, 2. 防災科研・雪氷

1.はじめに

2018年冬季、北陸平野部は集中豪雪（中井, 2007）の様相を呈する数回の大雪に見舞われた。ここでは集中豪雪時とL型やT型と呼ばれる筋状降雪時の降雪粒子の特徴の違いから、それらが生じる雲物理過程を考察する。

2. 観測

地上観測は防災科研雪氷防災研究センター（SIRC, 長岡市）で行われた。降雪の特徴は主要降雪粒子を粒径と落下速度で表現するCMF（Ishizakaほか, 2013）を用いた。また、参考として気象庁の輪島高層観測の500hPa高度の気温も用いた。

3. 集中豪雪と筋状降雪(平行L型)の降雪粒子の違い

ここでは典型的な降雪集中二事例とL型筋状降雪一事例を取り上げる。集中的な降雪は寒冷渦が、筋状降雪は寒冷トラフが日本海を通過した際に生じていた。降雪粒子には明瞭な違いが見られ、L型筋状降雪では霰が主要な降雪であるのに対して（図1），集中降雪時は濃密雲粒付雪片（図2のS1）やその粒径の小さいもの、あるいは霰状雪（図2のS2）であった。S1とS2の違いは、S1では地上気温が0°C近傍なので、S2で見られる小粒子が付着併合して粒径の大きな雪片が生じていたと考えられる。

4. 降雪粒子の特徴から推測される雲物理過程

昨年のその1でも言及したように、集中降雪時では降雪粒子の空間数濃度が高い。また、バンド状の雪雲が継続的に来襲し（図3左），そこには下層（850hPa）収束が見られ、一般に筋状降雪時に比べレーダーエコー頂が高い。先の降雪粒子の特徴と合わせると、集中豪雪時は、対流混合された高温位大気の収束による上昇、強い上空寒気による多量の核形成と雲粒捕捉による大きな降雪フラックスの獲得が生じ、それが継続し大雪となると推測される。一方、対流混合だけの筋状降雪では、少ない粒子が多量の雲粒を捕捉して霰が生じる。筋状降雪で霰が卓越することは、航空機観測（Murakami et al., 2019）でも確認されていて、そこで述べられているように大きな霰は雲内でのrecirculationによるのかもしれない。また、筋状、特にL型は常に観測点近傍を通るわけではないので積雪増加への寄与は低い（沈降する積雪を維持する程度、図1）。

ただし、この型は山雪となることが多いので、山地での地形上昇による変質プロセスも興味深い。

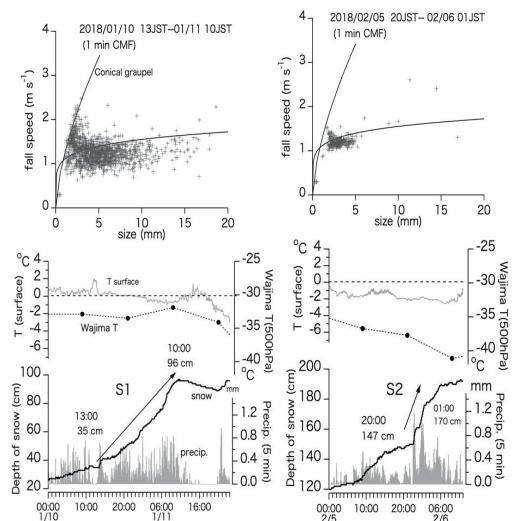


図2 集中豪雪時S1,S2の気象要素と降雪粒子のCMF（1分毎）。

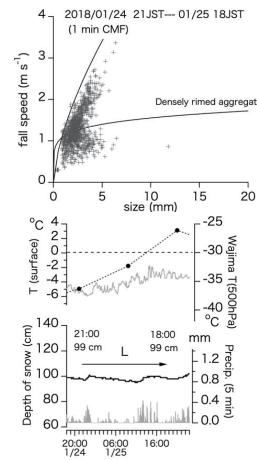


図1 筋状降雪時(L)の気象要素と降雪粒子のCMF（1分毎）。

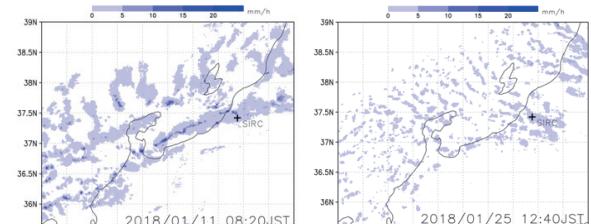


図3 集中豪雪時S1（左）と筋状降雪時L（右）の期間の代表的なレーダー画像（JMA）。

参考文献

- Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.
- 中井専人, 2007: 気象研究ノート(216), 45-59.
- Murakami et al., 2019, J. Meteor. Soc. Japan, 97, 5-38.

降雪メカニズムと新雪比表面積との関係に関する数値実験

○橋本明弘(気象研), 山口悟, 本吉弘岐, 中井専人, 山下克也(防災科研)

1. はじめに

降雪粒子の粒子特性は、積雪層内部の積雪粒子特性や物理過程を左右する強い因子の一つである。橋本他(2019)は、数値気象モデルを用いて新雪比表面積(SSA)を推定する試みについて報告した。本稿では、SSAに差異をもたらす大気中の降雪機構について、数値実験をもとに調べた結果を報告する。

2. 数値実験

気象庁非静力学モデルに、雲氷・雪・霰それぞれの温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新たな予報変数として追加し^[1]、粒子密度や形状に関わる素過程別の粒子成長量を追跡できるようにした。このモデルを用いて、2015年1月に長岡で観測された降雪イベントの再現実験を行なった^[2]。

3. 結果

長岡では、2015年1月30日に低気圧前面、31日から2月1日にかけて低気圧後面の降雪がもたらされた。低気圧前面では、広範囲にわたる降水分布(橋本他, 2019の図1a), 後面では、筋状の降水分布が観測された(橋本他, 2019の図1b)。数値実験はそれぞれの特徴をよく再現していた(図1aと1b)。長岡で観測された地上風速と湿球温度から、経験式を用いて新雪比表面積(SSA)を求めた結果、低気圧前面でのSSAは約70m²kg⁻¹と比較的小さく、後面でのSSAは100m²kg⁻¹前後と比較的大きな値を示した。数値実験の結果、降雪粒子の雲粒寄与率は、SSA小の場合に小さな値を示し、SSA大の場合に大きな値を示した(橋本他, 2019の図2)。

図2は、数値実験から得られた鉛直流速度と相対湿度の高度別出現度数である。低気圧前面では、鉛直流(図2a)は比較的弱く、相対湿度(図2b)の最大値は水飽和かそれ未満で、高度とともに系統的に減少しており、降雪雲内の大部分が水飽和前後であることを表していた。つまり、降雪粒子の成長に雲粒捕捉過程が寄与しない状況だった。一方、低気圧後面では、鉛直流(図2c)が比較的強く、高度3kmより下層で水飽和に達しており(図2d)，活発な対流による雲粒生成と雪粒子の雲粒捕捉成長が有効に働く状況だった。

謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557, 19K04978 の助成を受けたものです。

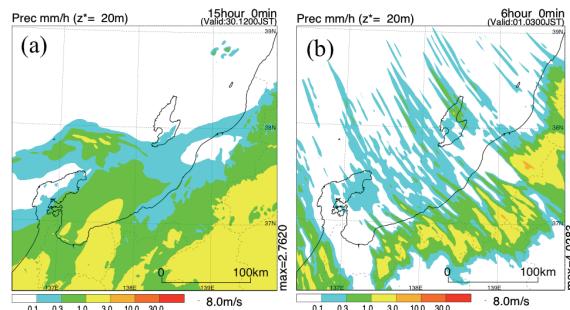


図1 数値実験による(a) 2015年1月30日12時と(b) 2月1日03時(JST)の1時間降水量の分布。

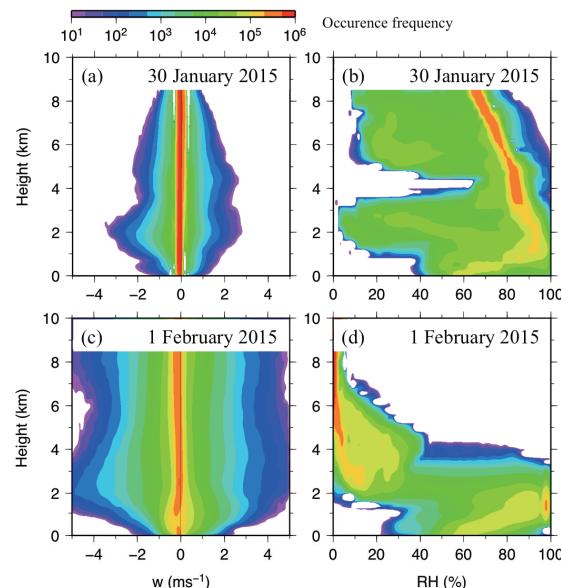


図2 2015年1月30日0から24時(JST)の(a)鉛直流速度と(b)水に対する相対湿度の高度別出現度数。(c)と(d)は、2月1日の結果。解析領域は図1で示した領域。

参考文献

- [1] 橋本他, 2018: 降雪による弱層形成に関する数値気象モデルを用いた再現実験. 平成29年度科学研費(特別研究促進費)「2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」研究成果報告書, 64-69.
- [2] 橋本他, 2019: 数値気象モデルによる雲粒寄与率予測値を用いた新雪比表面積の推定. 日本気象学会2019年度春季大会予稿集, P221.

中部山岳地域における冬期降水の安定同位体比の変動要因

桂川 司¹, 山中 勤², 佐々木 明彦³, 黒雲 勇希¹, 西村 基志¹, 清水 啓紀¹, 鈴木 啓助¹

¹信州大学 ²筑波大学 ³国士館大学

1. はじめに

水の安定同位体比は水循環を解明するための有効なツールである (Dansgaard, et al., 1964). とくに降水の安定同位体比は、降水起源や大気中の輸送過程や凝結・蒸発といった相変化によって変化することが知られており、水循環に関連した研究で幅広く用いられてきた。また冬期はシベリア高気圧による強い寒気が日本海上を吹走して生じる雪雲や、南岸低気圧により日本列島に降水がもたらされる。降水は起源の違いから安定同位体比は異なる様相を示す事が知られており、本研究は中部山岳地域において対象地域における降水の安定同位体比の時空間的な変動と、特に冬期における降水の安定同位体比の変動の要因を明らかにすることを目的として行った。

2. 研究方法

降水の採取は中部山岳地域内の9地点において行った(図1)。



図1 各採取地点及び標高

各採取地点には、10 Lのタンク上部にロートを取り付けた降水サンプラーを設置し、2011年1月から2016年12月まで、ほぼ1ヶ月ごとに降水試料の回収を行った。

3. 結果と考察

3-1. $\delta^{18}\text{O}$ について

$\delta^{18}\text{O}$ の値はほとんどの地点で春と秋にピークを示し、冬期と6月に低い値を示す2山型の季節変動を示す。冬期に低い値を示し夏期に高い値を示すのは降水の $\delta^{18}\text{O}$ は主として水蒸気の凝結温度によって決まる (Dansgaard, 1964) ためだと考えられ、6月に $\delta^{18}\text{O}$ が低い値を示すのは雨量による効果が原因であると考えられる。また空間的な変動は暖候期にのみ標高による鉛直的な変動が見られ、冬期には顕著な変動は見られない。

3-3. d-excessについて

d-excess は冬季に高く夏季に低い値を示す。早稲田・中井 (1983) は、主に夏は湿潤な海洋性気団が太平洋からゆっくりと海水を蒸発させ、d-excess の低い水蒸気団をもたらし、冬には乾燥した大陸性寒気団が、暖かい日本海から急速な蒸発を引き起こして d-excess の高い気団となり日本に降水をもたらすと述べている。このことから、本研究において d-excess が冬期に高く夏期に低い値を示したのは夏と冬の降水の起源の違いによるものであると考えられる。また空間的な変動としては冬期には志賀高原、長野、菅平、大町の北部の地域で比較的高い d-excess が見られる。これは上記の4地点が冬期に西高東低の気圧配置によって急速に蒸発した d-excess の高い日本海起源の降水が他の地点よりも多くもたらされ、南部の地点には南岸低気圧による降水が多くもたらされた事が原因であると考えられる。

4. 引用文献

- Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16 (4), 436-468.
早稲田周・中井信之 (1983) : 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球科学, 17, 83-91.

降積雪分布を考慮した道路除雪ルート算出システムの開発

○ 山下克也¹⁾、 山口 悟¹⁾、 鹿島真弓²⁾

¹⁾防災科研・雪氷、 ²⁾ESRI ジャパン株式会社

1. はじめに

国土の約半分を占める雪国において、冬季交通網の確保は常に必須の課題であり、道路の除排雪に毎年多額の費用が投入されている。2017年度は大雪が続いたことなどにより、道路除雪費が新潟市で100億円、長岡市で34億円を超えた。道路除雪費用は地方自治体の財政を圧迫しており、効率的な除排雪運営も含めた的確な冬季道路管理が求められている。そこで、除雪車移動経路、降積雪分布、及び道路網情報をGIS(Geographic Information System)上で重ね合わせて、道路上の排雪量の推定や効率的な除雪ルートを導くためのシステムの開発を行っている。本稿では、初期的な結果を報告する。

2. データと除雪ルートの算出方法

道路網データには「ArcGIS Geo Suite 道路網新潟県版」を、降積雪分布には降雪センサー情報を用いた詳細降雪・気象情報提供システムから得られる24時間積算降雪深分布を用いた。また、除雪車の位置情報は長岡市の除雪車に搭載されたドライブレコーダーのデータを使用した。GIS上での除雪にかかる時間の計算は、道路上の降積雪量による速度低下を考慮して算出を行った。

3. 結果

ここでは2018年2月6日の事例(図1)を用いて、除雪車で取得したデータとGIS上の計算値の比較結果を示す(図2)。除雪にかかる時間を比較したところ、実際にかかった時間よりGIS上で計算した時間は約180分短かった。この差の原因として、GIS上では駐車場の除雪を考慮していないこと、及び除雪車の降積雪量に応じた速度低下が正確に考慮できていないことが考えられる。今後は解析事例を増やし、GIS上で計算した除雪時間を実際の除雪時間に近づけるための改良、及び効率的な除雪ルート算出のためのアルゴリズムを検討する必要がある。

謝辞

本研究は、内閣府宇宙開発戦略推進事務局「平成30年度 先進的な宇宙利用モデル実証プロジェクト」の一環として進められました。

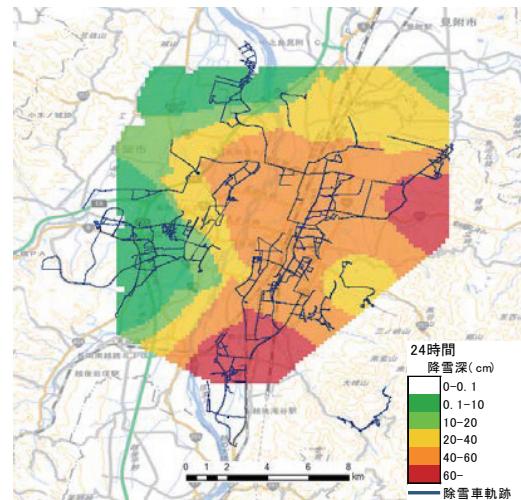


図1 2018年2月6日0時の24時間積算降雪深と除雪車移動経路。



図2 2018年2月6日の実際の除雪車の軌跡(青線)とGIS上で設定した除雪ルート(ピンク線)。

「雪おろシグナル」の高精度化にむけた積雪重量分布情報の融合

○平島寛行(防災科研雪氷)・本谷研(秋田大学)・伊豫部勉(京都大学/JR 東日本)
河島克久(新潟大学災害研)・佐野浩彬(防災科研)・奈倉登(ESRI)

1. はじめに

雪氷灾害は日本全国で毎年100名前後の犠牲者を出しているが、そのうち屋根雪処理中の滑落等、除雪中の事故は半数以上にのぼる。屋根雪対策の1つに、効率的な雪下ろしの判断基準となる参考情報の提供があるが、それには屋根雪荷重の見積りが有用である。そのような情報の提供を目的として、新潟大学の準リアルタイム積雪分布監視システムで収集された積雪深と積雪変質モデル(SNOWPACK)を用いて積雪重量分布を計算して公開するシステム「雪おろシグナル」を開発した。雪おろシグナルは観測された積雪深に合う降雪量になるデータ同化を行って積雪重量を計算するため、密度が正しく計算されていれば積雪重量が正確に計算される。そのため雨雪判別や融雪量、捕捉率の誤差の影響が積算されやすい降水量から計算する方法より精度が高いことが確認されている。しかしながら、積雪深の観測されていない場所で補正して計算することは困難で、また細かいメッシュで多量の計算を行うにはSNOWPACKでは時間がかかりすぎる問題がある。一方、降水量を入力して計算する手法は単純なモデルで積雪重量が計算できるため計算時間が短く、標高補正や降水量補正を行ってメッシュで計算して分布を作成することが容易であるといった利点がある。本研究では、特定地点における精度が高い雪おろシグナルと、簡易な積雪モデルを用いた1kmメッシュの積雪重量分布の双方のデータを用いて、それぞれの長所を生かす形でのデータの融合を試みた。

2. 雪おろシグナルについて

雪おろシグナルはSNOWPACKで計算された積雪重量の分布を色で表したもので、図1aやcのように表示される。1m²あたり100kg以下であれば安全を示す緑、300kg以上で雪おろしの喚起を示す黄色、700kg以上で倒壊の危険があることを示す赤で表す。<https://seppyo.bosai.go.jp/snow-weight-niigata/>からアクセスできる。使用方法等の詳細は上記リンクの「使用説明および注意事項」、または平島ら(2018)を参照されたい。

3. 精度向上にむけた改良

メッシュで計算が可能な単純な積雪モデルとして診断型積雪分布モデル(本谷ら、2017)を用いた。山形県及び新潟県における2018/19の積雪重量分布について、双方のモデルから出した積雪重量分布を融合した結果を図1b及びdに示す。融合の際には、積雪深観測点における雪おろシグナルの計算値が保存される前提で、診断型積雪分布モデルで計算される分布の傾向が観測点間の内挿に生かされるようにした。1kmメッシュで表された改良後の分布は、地形の影響が反映されて、高標高地域で積雪重量が多くなっている事が確認できた。今後は、この融合により積雪重量の推定精度がどう変わったか検証を進めていく予定である。

本研究は新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費(2015-11, 2016-15, 2017-20, 2018-3)の助成で行われた。

参考文献

- 平島ら(2018): 積雪変質モデルを用いた積雪重量分布情報「雪おろシグナル」の開発, 寒地技術論文・報告集, 34, 20-23.
本谷ら(2017): ルーチン積雪深と積雪水量モデルに基づく秋田県内の全層積雪密度の解析, 東北の雪と生活, 32, 9-14.

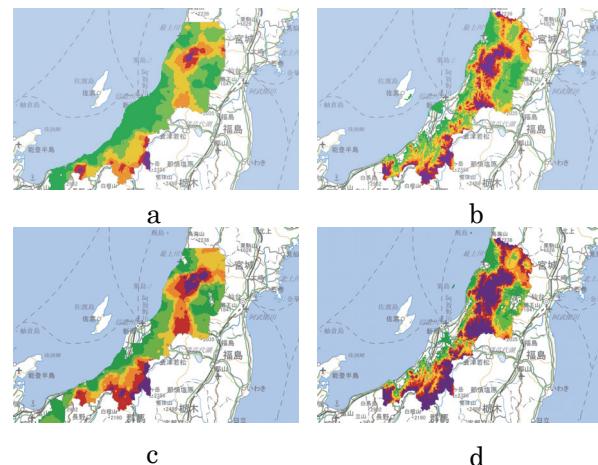


図1 改良前後の積雪重量分布の図(a:1/21 改良前, b:1/21 改良後, c:2/24 改良前, d:2/24 改良後)

平成 18 年豪雪における積雪深分布の詳細解析

○石川泰裕・秋山一弥（土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）

1. はじめに

2005（平成 17）年の 12 月から 2006（平成 18）年の 2 月にかけて新潟県中越地方が大雪となり、孤立集落が生じて社会的に問題となった。この豪雪は平成 18 年豪雪と命名され、各機関によって災害調査が行われた。調査のひとつとして 2006 年 2 月 25 日に航空レーザ測量 (40.2km^2) が実施され、積雪面の取得が行われた。この結果と市販の数値地形図を地表面データとして積雪深分布を算出したが、当時の地表面データは 10m メッシュレベルであったことから得られた積雪深分布の精度は低いものであった。その後、航空レーザ測量を用いた基盤データの整備が進み当該地域では平成 24 年度に湯沢砂防事務所で航空レーザ測量が実施された。この航空レーザ測量の成果を地表面データとして活用し積雪深分布と地形との関係について詳細な解析を行った。

2. 研究対象地域

研究対象地域は、平成 18 年豪雪の中心となった新潟県中魚沼郡津南町と長野県下水内郡栄村にまたがる中津川沿いの地域（秋山郷）である（図 1）。

3. 調査方法

一般的に、標高と積雪深は関係があるとされていることから、標高を 100m 間隔で区分して各間隔の差分値の平均値を積雪深とした。標高と積雪深の関係を調べるために斜面方位別に解析を行った。

4. 結果

積雪深は斜面方位が北～東向きの斜面に多い傾向にあり、南～西向きの斜面では少ない傾向にあった。これは卓越する南西向きの風の影響と考えられる。標高 600～1200m では、標高が 100m 上昇するごとに積雪深は 10～20cm 増加していた。標高 1500m 以上では、標高が 100m 上昇するごとに積雪深は 40cm 程度減少していた。また、標高 1200～1500m では方位別の積雪深にはばらつきがあり、標高以外の要素に依存していると考えられる（図 2、図 3）。今回得られた結果から、標高以外の要素が積雪深に影響している可能性を考えられるので、地上開度等の要素を追加し、積雪深と地形との関係について検討を行う。また、地域全体を対象にしているので、代表的な区域を設定し積雪深と地形との関係について調査を行う。

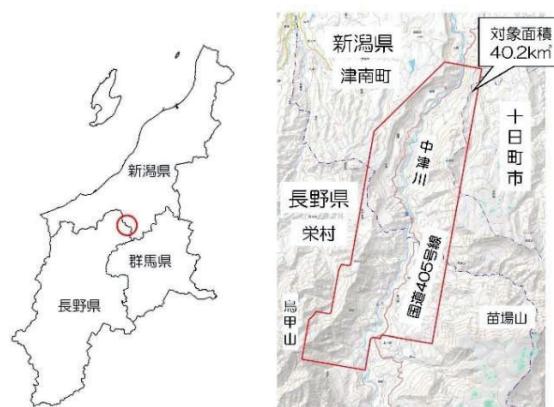


図 1. 位置図

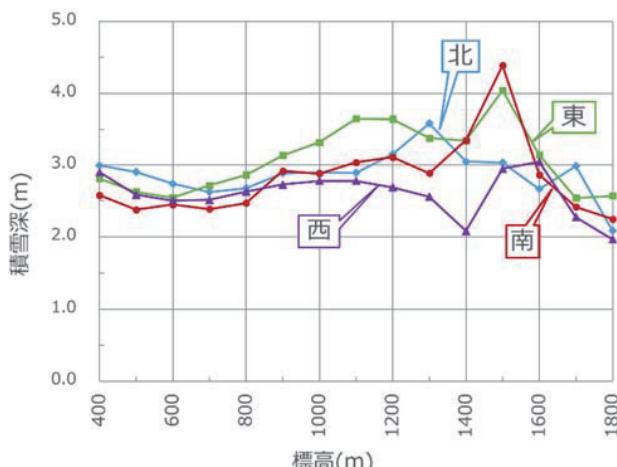


図 2. 斜面方位別の標高と積雪深の関係（四方点）

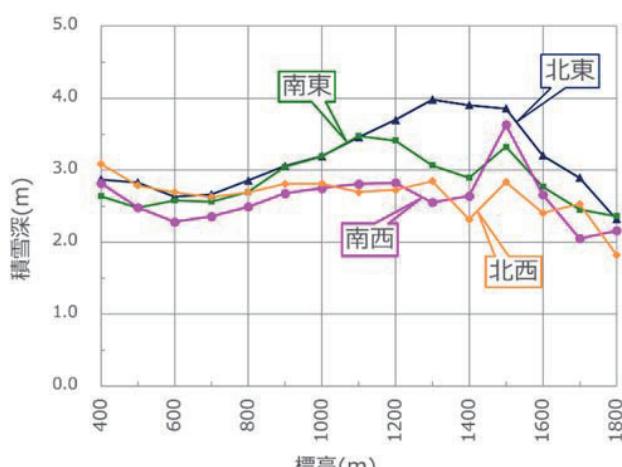


図 3. 斜面方位別の標高と積雪深の関係（四隅点）

超小型 Doppler Radar を用いた地吹雪検知の検討

山崎正喜(スノーテック新潟), ○熊倉俊郎(長岡技大), 西内勇貴(長岡技大), 遠藤優斗(長岡技大), 中井専人(防災科研雪氷), 斎藤隆幸(スノーテック新潟)

I. はじめに

車載用等移動体向けレーダーが目覚ましい発展を続ける中、規制緩和により技術基準に適合した廉価な民生用センサーが数社から発売されている。その中で気象観測に応用可能と思われる部品(モジュール)で基礎実験を行ったので報告する。

2. 実験概要

入手したセンサーは 24GHz 帯を使用した移動体検出用のドップラーレーダーであり、使用例として人体検知や車などの反射面積の広い物の動きを対象としており、理想環境下において断面積 0.1m^2 の物体が約 50m より手前で移動した場合に検知可能である。このセンサーは電波出力が小さく連続波であること、指向性が $45^\circ \times 38^\circ$ の機能で固定方向に限定されるということ以外は気象観測で使用されているレーダーと原理的に大差ない。

まずは出力される規定の検知信号を野外で直接観測したところ、20m 程離れた道路上を移動する車両側面を判別できる程度であった。ここで、検出感度を上げるために、検知信号を増幅すると共にマイクロコンピュータで読み取れるように信号の変化をデジタル化した。これによりセンサー前方の物体が接近または離反する際の速度変化を求めることができた。

次に室内にて雪面跳躍を模し、図1(左)の様に装置を設置し、床面で $\phi 2\text{mm} \sim 3\text{mm}$ の発泡スチロール製ビーズを扇風機(風速約 2m)で飛ばして、上方 0.3m 俯角 60 度に設置した本機の信号を計測した。その様子を図1(右)に示す。

3. 結果、課題

計測結果はオシロスコープと、5KHz サンプリングのデジタルデータを PC で得た。床面の粒子移動を信号

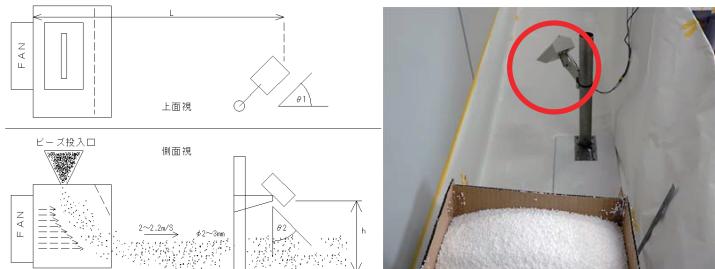


図 1 実験概要の図(左)と現場写真(右)
写真の赤丸内がセンサーである。

変化として捉えたときのオシロスコープでの結果を図 2 に示す。ビーズの射出量を任意に変化させて試行したところ、図 3 のように反射強度から移動量変化が確認できた。

信号のデジタル化により粒子の移動速度も原理的に算出可能であるが集合体の計測をしているため、何に対応するのかを明らかにする必要がある。また、時系列の信号強度を相互比較するには、対象物との距離を一定に保つ必要がある。なお、屋外では樹木等の変化(移動)が周囲ノイズとして検出されるため対策が必要であり、他に風に対する観測方向の検証、降雨・降雪・着氷対策等、課題が多い。

現在は、ノイズ原を極力排除する形で新たな実験装置を作成中であり、風速 8m 程度で更に細粒での流れを確認する予定である。

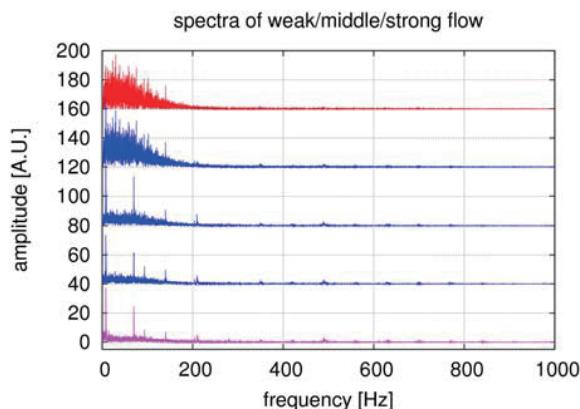


図 3 ビーズ量によるスペクトルの変化
下から、ノイズレベル、ビーズ少、中、多、
ノイズをカットしたビーズ多を示す。

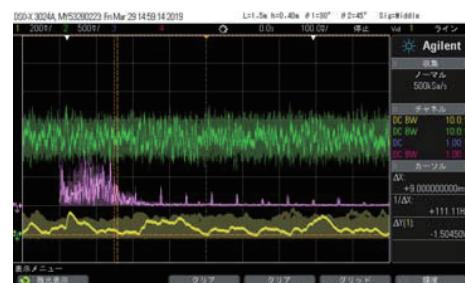


図 2 オシロスコープでの観測結果
緑・生信号／紫・スペクトル
／黄・平滑化反射量である。

圧雪の土壤凍結への効果と地球温暖化に対する応答

○勝山祐太・稻津將（北大院理）

1. はじめに

圧雪は積雪の断熱効果を弱めるため、土壤凍結を促進する効果があるほか (Shimoda *et al.*, 2015), それによる生態系への影響も指摘されている (Casagrande *et al.*, 2019). また、地球温暖化は、積雪の湿雪化を促進するため (Katsuyama *et al.*, 2017), 積雪の断熱効果は将来弱くなる可能性がある。一方で、地球温暖化による気温上昇により、土壤凍結深は大幅に減少する可能性も指摘されている (Inatsu *et al.*, 2016). 本研究では、北海道十勝地方を対象に、温暖化による積雪の湿雪化を考慮したうえで圧雪の土壤凍結への効果が今後どのようになるか検討する。

2. 方法

本研究では、Katsuyama *et al.* (2017) で使用されたものと同じ 1990 年代と全球平均気温 2°C 上昇年代の地球温暖化予測データを SNOWPACK モデルの入力値とした。モデル計算における圧雪は、積雪層を 500 kg m^{-3} に圧縮することで実現した。圧雪による土壤凍結効果の妥当性は、北海道芽室のアメダス観測データを SNOWPACK モデルの入力値とし、Shimoda *et al.* (2015) で行われた圧雪実験を再現することで検証した。

3. 結果

Shimoda *et al.* (2015) で行われた圧雪実験を SNOWPACK モデルで再現した結果、土壤温度 -2°C 以下の深さを土壤凍結深と定義したとき、最も Shimoda *et al.* (2015) と整合的な土壤凍結深を得ることができた。そこで、本研究では、 -2°C 以下の深さを土壤凍結深とする。

全球平均気温 2°C 上昇年代では、1990 年代と比べて、十勝北部では積雪初日が 1 か月程遅くなる

が、年最大積雪深は変化しなかった。一方で、十勝南部では年最大積雪深が約 20cm 減少した。その結果、圧雪を行わなかった場合の年最大土壤凍結深の将来変化は、十勝北部・南部で、それぞれ約 20% 減少・増加した(図)。また、積雪深が 10cm 増加する毎に圧雪を行ったところ、1990 年代と比べて全球平均気温 2°C 上昇年代では、圧雪による土壤凍結促進効果が弱まった。

参考文献

- Casagrande *et al.* (2019): Impact of ski piste management on mountain grassland ecosystems in the Southern Alps, *Sci. Total Environ.*, **665**, 959-967.
 Inatsu *et al.* (2016): Soil-frost depth change in eastern Hokkaido under +2K-world climate scenarios, *SOLA*, **12**, 153-158.
 Katsuyama *et al.* (2017): Global warming response of snowpack at mountain range in northern Japan estimated using multiple dynamically downscaled data, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **136**, 62-71.
 Shimoda *et al.* (2015): Possible soil frost control by snow compaction on winter wheat fields, *J. Agric. Meteorol.*, **71**(4), 276-281.

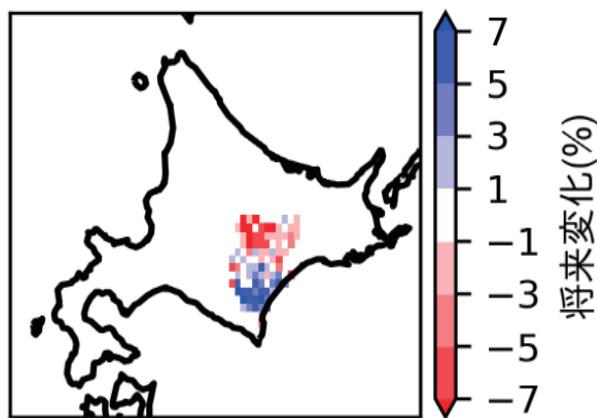


図. 圧雪を行わなかった場合の -2°C 以下で定義された年最大土壤凍結深の将来変化 (%).

乗鞍岳東斜面における局地風系に及ぼす積雪の影響

上原元樹・西村基志（信州大学大学院）・佐々木明彦（国士館大学）・鈴木啓助（信州大学）

1 はじめに

本研究では、北アルプス南部に位置する乗鞍岳（標高 3026 m）の東斜面における、特異的な局地風系の存在と、その風系の形成に及ぼす積雪の影響について検討する。世界的にも稀な多雪地帯である日本の山岳において、大気一陸面の相互作用を通じて、積雪が、大気環境形成に影響することは十分に予想される。しかしながら、山岳地域の気象観測や積雪観測の不足（鈴木・佐々木, 2019）によって、山岳地域の気象の実態すらも十分に明らかとなっていない。本研究では、気象観測の実測値を用いて、山岳における局地風系と積雪との関係について明らかにする。

2 方法

風向・風速の観測（図 1★）は信州大学乗鞍ステーション（以下、乗鞍 st.）（標高 1450 m）で行った。また、積雪深の連続観測（図 1●）を 4 地点（位ヶ原：標高 2360 m, 冷泉：標高 2220 m, 三本滝：標高 1810 m, 休暇村：標高 1590 m）にて行った。解析に用いた風ベクトルは、正の西風成分が西風・斜面下降風に該当し、負の西風成分が東風・斜面上昇風に該当する。

3 結果・考察

乗鞍 st. では、次の 2 種類の日変化が認められた。1) 日中の間は斜面上昇風が吹き夜間は斜面下降風が吹く日変化（夏型風系、図 2a）と、2) 日出後から昼前ごろまで斜面上昇風が吹き、その後は日中にもかかわらず斜面下降風が吹く日変化（春型風系、図 2b）である。主に、冬季から春季は春型風系が卓越し、夏季から秋季は夏型風系が卓越する。

特異的な日変化をする春型風系の形成において、積雪が影響していると考えられる。雪面上に相対的に暖かい大気がある場合、接地面が冷却され、斜面下降風が駆動される（Whiteman, 2000）。大気と雪面との温度差が大きくなる昼過ぎに、谷の上流部で発達した斜面下降風が支配的に働く風系が形成されると考えられる。

また、春型風系から夏型風系への移行は数日のうちに急激に変化し、その変化時期は谷の上流側地点の消雪に対応していた。特に、冷泉の消雪との対応がよく、地理的に離れた地点の風系に、積雪が遠隔的に影響している可能性が示唆された。

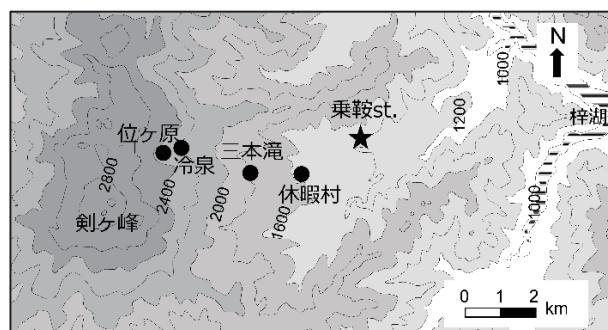


図 1 観測地点とその周辺地形

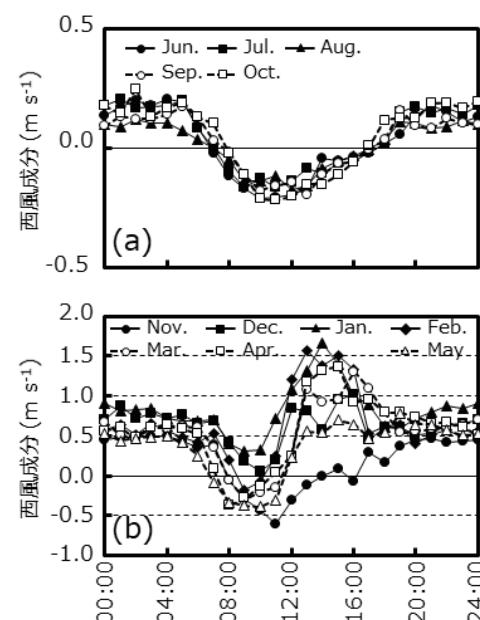


図 2 乗鞍 st.における各月、各時刻の西風成分中央値。
a) 夏型風系の卓越期,
b) 春型風系の卓越期

積雪期の上高地における冷気湖

○黒雲勇希（信州大学）、佐々木明彦（国士館大学）、鈴木啓助（信州大学）

1. はじめに

大気現象は気温、日射量、風速などの様々な要素から成り立っており、これらは自然環境における諸現象の制御因子となっている。とりわけ気温は様々な研究分野にとって基礎的な情報であり、地表付近の気温分布の把握は、雪氷学、水文学、生態学、資源管理や防災など、様々な研究分野にとって不可欠である。気象要素は標高の変化に伴って空間的に変動を示すため、複雑な地形を有する山岳地域では局地的大気現象が発生しやすい。中でも冷気湖は鉛直方向、水平方向の双方の気温分布に影響を与えるため、山岳地域の気象を把握する上で重要な現象である。また、我が国の中部山岳地域のような冬季に積雪のある地域では、積雪も地表付近の気温に影響を与える因子となりうる。積雪は地中からの熱伝達に対し絶縁層として働くのみならず(Whiteman et al., 2004)，新雪は特にアルベドが高く、雪面上の温度上昇を妨げる効果を有するため(近藤, 1987)，冷気湖の発達および維持に関わる重要な要素である。

中部山岳地域の上高地では冷気湖が頻繁に発生しており、冬季の冷気湖の消長には積雪が影響している可能性があるが、実際の観測に基づく研究事例が乏しく、積雪による冷気湖への影響は明らかにされていない。そこで、本研究では積雪期の上高地で生じる冷気湖について、主に積雪と関連付け、発生条件および消長を明らかにすることを目的とした。

2. 方法

研究対象地域は、北アルプス南部に位置する上高地の中部の岳沢および明神岳周辺である。信州大学上高地ステーション(標高 1530 m)に自動気象観測装置を設置し、気温、風向、風速、降水量、日射量、降雪深を観測した。上高地ステーション近傍の岳沢には、斜面上に標高 100 m 間隔で 1600 m から 2300 m まで気温ロガーを設置し、気温を観測した。本研究では 12 月から翌 3 月までを積雪期と定義し、2011/2012 年から 2014/2015 年の積雪期を解析の対象とした。

3. 結果および考察

期間内に上高地で発生した全ての冷気湖について、持続時間と最大逆転強度は有意な正の相関を示した。冷気湖の最大逆転強度と発生数は滑らかな反比例的関係を示し、強い気温逆転を伴う冷気湖ほど発生数が少なかった。一方、冷気湖の持続時間は 17 時間に明瞭な発生数の閾値が見られ、13 時間前後に夜間の冷気湖の持続時間に対応すると思われる発生数のピークが現れた。これは積雪期の夜の長さが 11 時間から 14 時間程度であり、放射冷却に伴う冷気湖の最大持続時間が制限されるためであると考えられる。また、発生数は少ないながらも、持続時間が 17 時間を超える冷気湖も観測された。このうち持続時間が 23 時間以上のものについては、翌日中も気温逆転が持続していた。これらの冷気湖は持続型冷気湖(Whiteman et al., 2001)であると考えられる。直前の降雪から冷気湖の形成開始までの経過時間と、冷気湖の持続時間には負の相関が認められた。この関係は、降雪から時間が経過するに伴って新雪が変態するとともに、アルベドの減少により地表付近が昇温しやすくなり、冷気湖の解消が早まるこを反映していると推測され、新雪の存在が持続型冷気湖の発生要因であることを示唆するものである。

冷気湖の構造および消長を明らかにするため、事例研究を行った。持続型冷気湖は、降雪後に形成された夜間の冷気湖が、日中も解消されずに次の夜間まで維持されることで発生した。これは地表に積もったアルベドの大きな新雪の昇温抑制効果により、十分な日射がある状況下であっても、地表付近の気温上昇が妨げられるためと推測される。冷気湖の解消過程では、低気圧の接近に伴い、冷気湖が形成された渓谷内に暖気が侵入して冷気を追い出す過程が観測された。冷気の追い出し過程では、移流性逆転により接地逆転層が解消の直前に強化される現象も見られた。

積雪期の上高地における冷気湖形成

○小山紗莉（信州大学・院）・西村基志（信州大学・院）・鈴木啓助（信州大学）

1. はじめに

山岳地域は標高が高く、複雑な地形などの特有の条件により、様々な大気現象が生じる。山岳地域においては、短波放射や長波放射が複雑な地形の地表面に入射することで、特異な大気現象が発生する。例えば山谷風などがあげられるが、本研究では冷気湖について焦点を当てて検討する。一般的に冷気湖は、よく晴れた静穏な夜間に閉鎖的な地形である盆地内において形成されやすく、標高が低くなるほど気温が低下する大気の層である。さらに、冷気湖の要因である放射冷却は、積雪がある乾燥晴天日に最も大きいため、積雪期の夜間冷却量が増加し、逆転した気温の強度や冷気湖層の厚さが大きくなる。

積雪期の冷気湖形成機構について様々な観点から研究が進められている。本研究では、積雪期の上高地における冷気湖の形成機構について、気象条件の影響を考慮し、熱収支解析から明らかにすることを目的とする。

2. 方法

本研究の観測対象地点は、上高地（1490 m）、岳沢（1600 m, 1700 m, 1800 m）、西穂高岳（2355 m）である。調査項目は、上高地と西穂高岳では気温（℃）、相対湿度（%）、気圧（hPa）、風向（degree）、風速（m s⁻¹）、下向き・上向きの短波放射量（W m⁻²）、下向き・上向きの長波放射量（W m⁻²）、岳沢では気温（℃）のみである。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、2016/17 年および 2017/18 年の上高地地点での積雪期間とした。期間はそれぞれ、2016 年 12 月 6 日から 2017 年 5 月 4 日、2017 年 11 月 17 日から 2018 年 4 月 16 日である。また、本研究では解析対象期間を積雪期としているため、地表面と雪面を同義とする。

3. 結果と考察

本研究では観測期間に形成される冷気湖を 8 種類の冷気湖イベントに分類する。今回はその内の 3 種類に焦点を当てる。1 つ目は「静穏な発達」で、夕方に冷気湖が形成され、日の出後に解消される一般的な冷気湖である。2 つ目は、夕方に冷気湖が形成されるが、夜間に一度冷気湖が解消され、再び形成される「混合イベント」である。3 つ目は、冷気湖の上層のみ気温上昇が短時間みられる「上層の乱れ」である。この 3 つの冷気湖イベントは、それぞれ、冷気湖形成中に気温上昇が発生する標高地点や、気温上昇の大きさが異なる。静穏な発達では、冷気湖形成中はどの標高でも気温が下降し、冷気湖が解消するまで気温上昇は見られない。混合イベントでは、冷気湖形成の後に全層において気温上昇が発生し、気温逆転が一度解消されるまで気温が上昇する。上層の乱れは標高が高い地点において気温上昇が発生する。しかし、気温上昇によって逆転層（冷気湖）は解消されない。

冷気湖イベントの発生割合を、2016/17 年と 2017/18 年の月別にまとめると、2016/17 年は 2017 年 4 月、2017/18 年は 2018 年 3 月に静穏な発達が最も多くを占めている。混合イベントは 2017 年 2 月と 12 月に 1 回ずつ、上層の乱れは 2017 年 1 月に 2 回、2 月に 1 回発生した。上高地における乱流の発生のしやすさや日本上空の気圧配置などが、冷気湖イベントの発生日数に関係していると考えられる。

融雪型火山泥流を模した回転ドラム実験 -凝集体の形成とその物性の解明-

○新屋啓文 (新潟大学), 小田憲一 (日本大学), 桂木洋光 (名古屋大学)

1. はじめに

火山泥流 (ラハール) は、火山噴火に伴う火口湖の水の流出や豪雨などによって引き起こされる火山碎屑物 (テフラ) と水の混相流下現象である。特に、火山が積雪や氷河で覆われた冠雪活火山地域では、多量の融雪水が生じるため、融雪型火山泥流と呼ばれる。近年、これら複数の火山泥流の発生シナリオを考慮し、火山泥流の多様な流動形態が提案されている¹⁾。これまでに、雪を含む火山泥流の縮小実験は、テフラ・水・雪の混合物を斜面に流下させた実験²⁾のみである。沖田ら (2018) は、雪を核とした凝集体が泥流の速度低下の原因であることを見出した。

本研究では、融雪型火山泥流の発生初期段階と想定されるテフラ・水・雪の混相流における凝集体形成とその物性を明らかにするため、低温室にて回転ドラム実験を実施した。

2. 実験手法

実験は、新潟大学災害・復興科学研究所の 0°C の低温室で行われた。混合試料として、36-63 μm のテフラと 1-2 mm のざらめ雪、蒸留水を用いた。各試料の温度を 0°C に調整した後、直径 90 mm、高さ 150 mm のガラス容器内に試料を封入した (試料の総体積=容器体積の 20%)。この際、テフラと水は 27:22 の質量比で固定させ、雪は水の体積比 1-20% の範囲で変化させた。そして、ガラス容器をポットミル回転台に乗せ、回転速度 60 rpm、回転時間 20 分で回した。

回転終了後、容器内の混合物を篩に拾い上げ、凝集体の形成を確認した。凝集体が形成された場合は、その個数と大きさ、質量を計測するとともに、一軸圧縮試験を実施した。その後、濾紙による凝集体の脱水と定温乾燥機による凝集体の乾燥を通して、凝集体の組成 (テフラ、水、雪の各質量) を調べた。

3. 結果

図 1 は、形成された凝集体の質量と組成を示している。雪の体積比 1% の場合、凝集体は確認されず、流動時の摩擦熱による融雪が考えられる³⁾。一方、雪の体積比 5-20% の場合、単一の凝集体が形成され、その質量は雪の増加に伴い増大した。いずれの場合も、凝集体に占めるテフラの質量比は約 50% であった (図 1 の ◇)。図 2 は、一軸圧縮試験で得られた凝集体の応力・ひずみ曲線を示

している。応力とひずみに比例関係が確認され、その傾き (弾性率) は雪の体積比の増加に伴い減少傾向にある。つまり、大きな凝集体ほど柔らかいと言える。

発表では、これらの結果に加えて、画像解析と試料真密度から推定された凝集体の体積差を用い、空隙率の評価について紹介する。

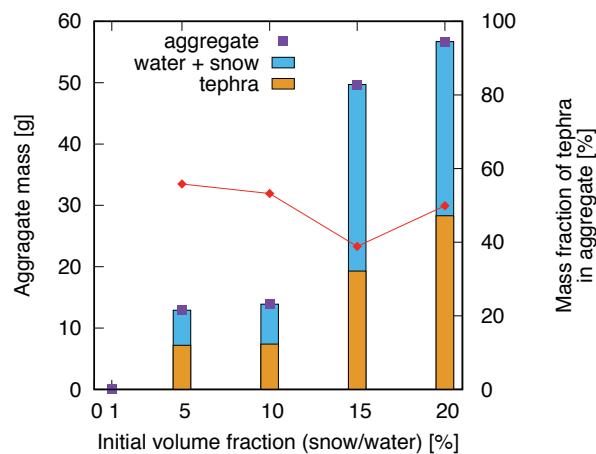


図 1 雪の体積比と凝集体の質量の関係
(◇: 凝集体に占めるテフラの質量比)

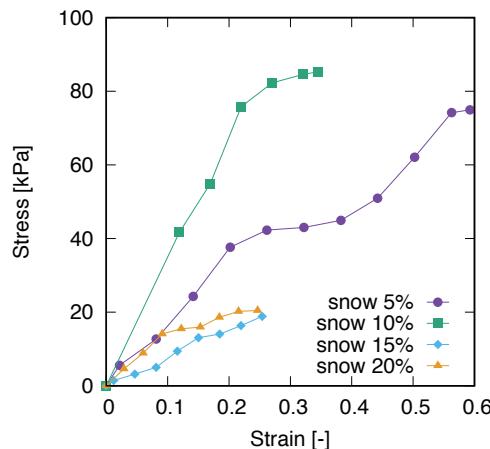


図 2 圧縮試験による凝集体の応力・ひずみ曲線
(変形初期に弾性域が確認される)

参考文献

- Kataoka, S. K. et al. (2018). *Earth, Planets and Space*, 70:113.
- 沖田竜馬 他 (2018). 寒地技術論文・報告集, 34, I-007.
- Fischer, J.-T. et al. (2018). *Geophysical Research Letters*, 45, 11,219-11,226.

立山室堂山北斜面における消雪と NDVI の変化

○杉浦幸之助 (富山大)・松本健吾 (富山大)・和田直也 (富山大)

1. はじめに

立山・室堂山北斜面において、低標高 A ラインから高標高 E ラインまでの 5 ラインの地表面に 10m 間隔で 10 個ずつの合計 50 個の温度計を設置して、地温と消雪の関係が調べられてきた (初鹿, 2013). また、同観測網で融雪期に積雪深と積雪水量を実測し、積雪分布と植生の種類の関係も調べられている (杉浦ら, 2016). そこで本研究では、積雪が植生へ与える影響評価の一環として、先行研究により設定された 50 地点の観測網で融雪期に野外観測を実施し、消雪と植生活性度の関係を調べたので報告する.

2. 解析方法

立山室堂の南方に位置する室堂山の北向き斜面 (10m 間隔に 10 点の観測点が 5 ライン配置されている 50 点の観測網. 図 1) を対象に、2018 年 5 月から 9 月にかけて合計 6 回の融雪および植生観測を実施した. 測深棒を用いて 50 点の積雪深を測定し、観測網の代表 1 地点で神室型スノーサンプラーを用いて積雪水量を測定した. また、改良型デジタルカメラを用いて観測網の植生を撮影した. 撮影された 1 枚の植生画像から 10 点の正規化差植生指数 NDVI [= (近赤外バンド - 赤バンド) / (近赤外バンド + 赤バンド)] を求め、平均値を算出した.

積雪が植生へ与える影響評価の一環として、夏期 NDVI の上昇変化はどれくらい積雪深と関係があるのかを調べるために、 $NDVI_{summer} (=NDVI_{8/7} - NDVI_{7/23})$. 夏期に NDVI が変化 (増加) した値に相当. $NDVI_{8/7}$ は 8 月 7 日の NDVI であり、 $NDVI_{7/23}$ は 7 月 23 日の NDVI) と融雪観測初日の同地点の積雪深との相関を求めた. また、NDVI はどれくらい融雪水と関係があるかを調べるために、 $NDVI_{initial}$ (消雪して植生が初めて観測された日の NDVI) と、その 15 日前もしくは 30 日前の同地点の 10 日間積算融雪量との相関を調べた.

3. 結果と考察

本解析の結果、以下のことが明らかになった.

1. 夏緑性草本であるイワイチョウが優先する「イワイチョウ・ショウジョウスゲ群落」や夏緑性低木が優先する「チングルマ群落」の 2 つの雪田植生に関しては NDVI が短期間で大きく上昇した.
2. 常緑性低木が優先する「ハイマツ群落」では NDVI の変化が緩やかだった.
3. 観測日が遅い時期になるにつれて同種の NDVI 標準偏差は小さくなつた.
4. 植生タイプによっては夏期 NDVI の上昇変化と積雪深との間に正の関係性が見られた.
5. 消雪直後の NDVI と 15 日前もしくは 30 日前の積算融雪量との間には顕著な関係性が見られなかつた. なお、本対象地は平坦部が少なく稜線部や斜面地形となる地点が多いことから、融雪水は斜面下部や谷部へと流れ込む地形の影響により、観測地点における植生に対して融雪量に応じた水分供給ができない可能性も考えられた.

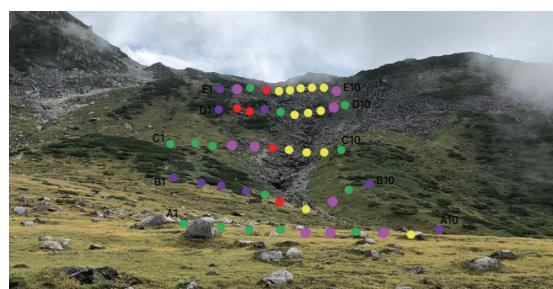


図 1 対象とする 50 点観測網の植生.

●イワイチョウ・ショウジョウスゲ, ●チングルマ, ●ハイマツ群落, ●イネ科, ●礫.

中部山岳地域の複数地点における雪面熱収支特性の比較

○西村基志 (信州大学・大学院)・佐々木明彦 (国士館大学)・鈴木啓助 (信州大学)

1. はじめに

冬季に低温環境となる山岳地域では、冬季降水によって大量の積雪がもたらされる。積雪は周囲の大気の昇温を緩和し、積雪融解による融雪水は土壤への水の安定供給源となることからも、積雪は周囲の気象や植生に多大な影響を与えており、融雪に大きく寄与する雪面熱収支の特徴は、対象地域の気象条件に大きく影響を受けるため、その地点の気候や周辺の自然環境を反映しているとも考えられる。しかし、山岳地域では気象観測網が未整備であり、積雪量や融解過程といった積雪環境の動態はいまだ明らかとなっていない部分が多い。

そこで本発表では、積雪融解特性の地域性を明らかにするために、上高地、乗鞍高原および西穂高の3地点の雪面熱収支特性について、地理的条件や周囲の環境の観点から比較を行うことで、亜高山帯での季節積雪の消耗過程およびその特徴について考察する。

2. 観測地点・解析方法

信州大学では自動気象観測装置を上高地 (1490 m a.s.l.)、乗鞍高原 (1590 m a.s.l.)、西穂高 (2355 m a.s.l.) の3地点に設置し、観測を実施している(図1)。上高地は標高差1000 mにも及ぶ盆地地形の底部に位置している。乗鞍高原は上高地と同標高帯であり、乗鞍火山体の山体東斜面上に位置しており、周囲は針葉樹林帯である。一方、西穂高は亜高山帯上部の森林限界付近に位置しており、稜線上に位置している。

上記3地点では気温 (°C)、相対湿度 (%)、気圧 (hPa)、風向 (degree)、風速 ($m s^{-1}$)、放射4要素 ($W m^{-2}$)、積雪深 (cm) を観測し、2016/17年冬季の気象観測データを用いて(1)式に示す雪面熱収支の解析を行った。降水量 (mm) の観測については、上高地は気象庁のAMeDASの観測値(上高地)を用い、乗鞍高原では気象観測地点から水平距離で1.8 km離れた地点(信州大学乗鞍ステーション)の観測値を用いた。西穂高は冬期の降水量の観測を行っていないため、春期から観測を再開した2017年3月29日以降の観測値を使用した。乱流フラックスの解析にはバルク法を用いた。なお、本研究では雪面へ入射する熱輸送の方向を正と定義した。

$$SEB = R_{net} + H + E + Q_P \quad (1)$$

SEB ($W m^{-2}$) は雪面熱収支、 R_{net} ($W m^{-2}$) は正味放射量、 H ($W m^{-2}$) は顕熱フラックス、 E ($W m^{-2}$) は潜熱フラックス、 Q_P ($W m^{-2}$) は降雨伝達熱である。

3. 結果・考察

3地点ともに最も大きなエネルギー源は短波放射によるものであった。また、潜熱フラックスが負の値を示しており、内陸部に位置する中部山岳地域の熱収支特性の地域性が見られた。

上高地では盆地内に冷気湖が形成されやすく、長波放射による冷却効果の可能性が見られた。また、乗鞍高原では周囲の植生によって風速が小さくなり、乱流が起こりにくい環境が形成されたため、乱流フラックスの占める割合が小さくなっている。西穂高では低温環境であるため、乱流による融解熱輸送よりも、太陽高度の上昇による短波放射の増加による影響が大きくなっている可能性が示唆された。

表1. 積雪期全期における熱収支解析の結果。各熱要素の割合(%)を示している。

	Net Shortwave Radiation	Net Longwave Radiation	Sensible Heat Flux	Latent Heat Flux	Advection Energy Flux from Rain
Kamikochi	208.0	-102.6	9.3	-17.4	2.7
Norikura	182.2	-81.2	2.9	-4.8	2.7
Nishi-Hodaka	133.4	-31.8	0.4	-2.5	3.1



図1. 気象観測地点 (基図に国土土地理院地理院地図を使用)

北海道厚真町の少雪寒冷な環境における融雪過程

○松元 高峰・河島 克久(新潟大学災害・復興科学研究所)・

沖田 竜馬(新潟大学大学院自然科学研究科)・ト部 厚志(新潟大学災害・復興科学研究所)

1.はじめに

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震によって、北海道厚真町では多数の斜面崩壊が生じた。地震発生から最初の冬に、多量の融雪水が緩んだ斜面に供給されるようなイベントが起こった場合には、崩壊が再び発生する可能性もあるとの観点から、著者らは崩壊斜面近傍において表面融雪量や積雪底面流出量、さらに地温や土壤水分量の観測を行なった。結果的に、災害を引き起こすような融雪イベントは幸いにも発生しなかったが、観測によって得られたデータから、少雪寒冷な気候環境における融雪過程の詳細を議論することが可能となった。本研究では、表面熱収支などの融雪特性を議論するとともに、表面融雪量と積雪底面流出量との違いに注目して、積雪層内で再凍結してしまう融雪水の量的な評価も試みる。

2.研究方法

2018年12月28日から2019年3月29日まで、厚真町高丘地区の斜面崩壊残土上において実施した気象・積雪観測データを用いて熱収支各項を算出することで、表面融雪量を求めた(熱収支項のうち、顕熱・潜熱フラックスの算出には大気安定度を考慮したバルク法を用いた)。積雪底面流出量は、屋外用流し台を利用した小型ライシメーターを現地に設置して実測した。そのほか、地温や土壤水分量などの計測を行なうとともに、2月22日には現地で積雪水量の計測と積雪断面観測を実施した。

3.結果

厚真町高丘地区では、観測開始から2月中旬まで、気温が氷点下の状態がほぼ連続しており、2月22日時点での積雪(積雪深:41 cm)は、地表から31 cmまで、しもざらめ・こしもざらめ雪層から成っていた。積雪深が2月12日に最大(54 cm)を迎えた後、2月18日以降は連続して日中に表面融雪が発生するようになる。しかし3月初めまでは、夜間の気温が-10°C前後にまで冷えて表面熱収支の日積算値が負になることが多く、積雪底面からの水の流出はほとんど発生していない。

3月3日以降になると、日中の融雪量が大きくなる

とともに夜間の冷え込みが弱まって、表面熱収支の日積算値は正の状態が続くようになる。このころから、積雪底面からの流出が毎日観測されるようになった。表面融雪のピークから底面流出のピークまでの遅れ時間は、3月上旬には1~2時間であったが、3月中旬に入ると1時間以下になった。

表面融雪量と積雪底面流出量の日積算値を比較すると、融雪量の大きかった3月9日、10日、12日には、表面融雪量とほぼ同等の底面流出量が観測されたものの、それ以外の日には表面流出量の方が底面流出量よりも多かった。そのため、ライシメーター上の積雪水量を計測した2月22日から、消雪した3月16日までの期間における積雪底面流出量の積算値が106 mmだったのに対して、表面融雪量の積算値は198 mmと2倍近くも大きい。そして、2月22日におけるライシメーター上の積雪水量とその後の降水量の和は116 mmであり、底面流出量の積算値に近い一方で、表面融雪量の積算値よりはかなり小さな値であった。このことは、積雪表面で発生した融雪水のうち、積雪層内で再凍結してすぐには流出しなかった成分が、期間全体では82 mmというかなりの量に達していることを示している。

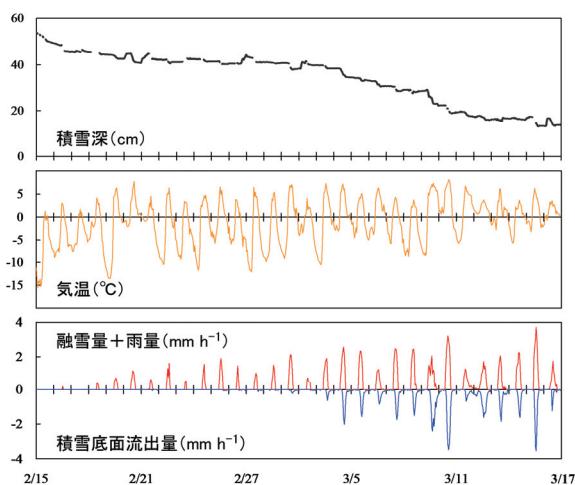


図1 厚真町高丘地区における2019年2月15日から3月16日までの積雪深、気温、積雪層内への水の流入量(表面融雪量と雨量の和)と流出量(積雪底面流出量)の時間変化。

自然積雪の3次元間隙構造に基づくフィンガーフローの数値計算の試み

○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

自然積雪での乾雪への浸透に際して形成するフィンガーフローの大きさは、どの程度の大きさを持ち、雪の物性値の何に関係するのか？筆者らは、これを明らかにするためにMRIによる高速3次元撮像手法を乾雪への浸透に適用して、フィンガーフローの発達の非破壊的観察を行った。しかし自然積雪を用いた浸透実験では、鉛直方向に対する間隙の差異によって形成するキャピラリーバリヤー（以下、CB）が各所に顕在するため、MRIの撮像画像からフィンガーフローの大きさを明瞭に判読できたケースは少なく、実験結果から雪の物性値との関係を導くことは困難であった。これを解決する別の手段としてフィンガーフローの発達を再現する数値計算が考えられるが、これまでに提案されたモデルは、何らかの仮定に基づいて間隙や毛管力の大きさやばらつきを計算に取り入れる必要があることから、予測に使用することは困難であった。

本研究では、自然積雪に形成するフィンガーフローの大きさを明らかにするために、間隙の3次元構造を計算に直接使用することで、間隙の種々の仮定を全て排除した、フィンガーフローの発達を間隙スケールで直接計算する新しい手法の開発を試みた。

2. 研究手法

多孔質体中の流体が別の流体に置換する過程をモデル化したインベーションパーコレーションに基づいて計算手法の開発を行った。Glass et al.(2003)は、巨視的に見た間隙の集合体を1つの計算要素と定義し、水ポテンシャルが最小となる要素から順に水が浸入すると仮定したモデルを提案し、土壤中のフィンガーフローの発達の再現に成功した。本研究では、これを拡張し、個々の間隙の大きさや接続関係を計算に直接使用する”Pore-scale” modified invasion percolation model(以下、PMIPモデル)を新たに開発した。

具体的には、まずX線 μ CTにより解像度 $20\mu\text{m}$ で取得した $500\times500\times3016$ ピクセルの雪の3次元データに対して、気相に該当するピクセルを3D watershed segmentation法を用いて個々の間隙に分割し、間隙に内接する最大の球の半径を

求めるとともに、各間隙がどの間隙に接続するかを求めてことで、間隙の3次元構造を計算した。得られた内接球の半径から Jurin's law により間隙の持つ毛管ポテンシャルを、内接球の高さ方向の中心位置から重力ポテンシャルを求め、この2つの和を個々の間隙が持つ水ポテンシャルとした。そして、計算領域上端に位置する間隙を全て含水させ、計算領域内の含水した間隙に接続する間隙のうち、最小の水ポテンシャルを持つ間隙を探索し、これに水が浸入する操作を繰り返すことで、浸潤前線が前進する状態を表現した。

3. 結果

図1に、MRIによる浸透実験の結果と、PMIPモデルによる計算結果を示す。図では、3次元データを鉛直方向に投影したもの実寸大で示した。MRIの実験結果は、密度 169kg/m^3 のこしまり雪を対象として、 4.5mm/hr のフラックスで水を上端に供給した時の、供給開始から43分後のスナップショットを示した。MRIによって観察したフィンガーフローの発達や撮像領域の中央部のCBでの側方流の形成が、計算において概ね再現されていた。計算されたフィンガーフローの水平断面の大きさは鉛直方向に変化しており、間隙の鉛直分布が反映されたものと思われる。

謝辞 本研究はJSPS科研費16K12860の助成を受けたものです。

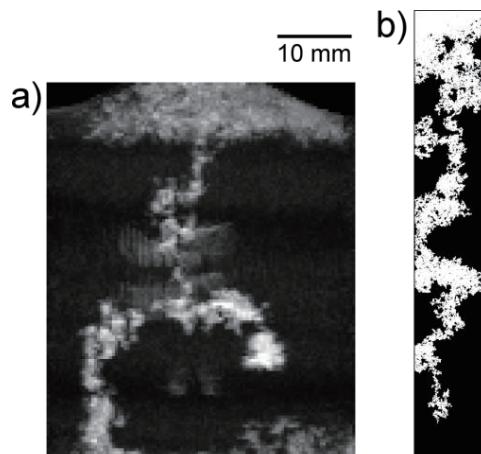


図1 乾雪内部に形成するフィンガーフロー

a)MRIによる実験結果

b)PMIPモデルによる計算結果

新型誘電式含水率計(WISe)の性能テストに関する報告

山口 悟 (防災科研・雪氷)・本吉弘岐 (防災科研・雪氷)

1. はじめに

積雪断面観測において、含水率を測定する方法としては大きく分けて二つの方法（熱量式、誘電式）が知られている。誘電式の含水率計としては Denoth 式が一般的であり、熱量式に比べフィールドでの測定が簡単なためによく使われている。近年フランスの A2 Photonic Sensors 社が、フランス気象局（メテオフランス）と共同で、新型の誘電式含水率計(WISe)を開発した。今回それを借りることができ、日本の雪で性能テストを実施したので報告する。

2. WISe

図 1 に WISe の写真を示す。WISe は、円筒状のセンサー部(長さ 26cm, 直径 8cm)と表示部分(25cm×13cm×6cm)に分かれている（重量は約 1kg）。特徴としては、測定範囲が不明瞭な Denoth 式と違い、円筒状のセンサー内の雪の含水率を測定するので、どの部分の雪の含水率を測定しているかが明確にわかる点である。図 2 に測定の様子を示す。測定方法は円筒状のセンサー部を積雪層に差し込み誘電率の測定を行い、事前に測定した密度を入力すると、体積含水率(θ_v)と重量含水率(θ_w)がその場で計算され画面に表示される。

3. 性能テスト

性能テストは、防災科研の積雪・気象観測点の一つである柄尾田代観測点(423 m a.s.l.)において、2019 年 3 月 18 日(積雪深 156 cm), 4 月 8 日(積雪深 105 cm), 4 月 17 日(積雪深 60cm)に実施した。なお 4 月 17 日は、魚沼市守門でも実施した。含水率の真値としては、遠藤式含水率計の測定結果を用いた。なお遠藤式含水率計の測定試料は、実際に WISe が測定した試料（円筒内の雪）を用いた。両者を比較すると、深さ方向の含水率の変動傾向はよく一致した。一方で、WISe の測定値は遠藤式の値に比べると若干小さめの含水率を示すことがわかった。

WISe の測定は慣れる 1 分以内で終わるのでフィールドで使うには便利である。また Denoth 式が別途含水率を計算する必要があるのに対し、WISe はその場で含水率が表示されるので、測定ミスを無くすことができる。その反面、現段階では含水率の計算アルゴリズムが公開されていないため後日の再計算が難しいこと、計測のたびに現場で密度の値をカーソルキーで入力しなければならないこと等、若干不便な点もある。その点に関しては今後の改良が期待される。



図 1 WISe



図 2 測定風景

立山・室堂平における積雪層中の化学成分濃度の特徴（II）

渡辺幸一・姫玖玖・砂田悠太朗・津田貴之・源本楓（富山県立大）
島田瓦・青木一真・川田邦夫（富山大）

はじめに

立山・室堂平 (36.6°N , 137.6°E , 標高 2450 m) では、11月頃から積雪が始まり、毎年4月には通常 6 m を超える積雪層が形成される。形成された積雪層は、寒候期のさまざまな大気環境情報を記録している。そのため、室堂平での積雪試料の化学分析は、直接的な観測が困難な時期の高所大気環境を考察する上で重要となる。室堂平での積雪化学成分の測定は、1990 年代から行われ、多くの重要な知見が得られている（長田ら, 2000）。演者らは、2003 年以降、4 月の立山・室堂平において積雪中の主要イオン成分、過酸化物やアルデヒド類の測定を行ってきた（岩間ら, 2011 ; Watanabe *et al.*, 2011, 2012 ; 渡辺ら, 2016）。山岳域の自然環境評価のためには長期間に渡る測定の継続が必要である。本研究では、室堂平で実施した積雪断面観測の結果について、積雪中のイオン成分およびアルデヒド類の動態について報告する。

方法

4 月の立山・室堂平において、積雪層の断面観測、10 cm 間隔の化学分析試料の採取を行い、積雪試料を融解させないまま富山県立大学に持ち帰り、冷凍保存した。アルデヒド類濃度の測定は、試料採取後数日以内に（融解後直ちに）HPLC・ポストカラム法（岩間ら, 2011）により、ホルムアルデヒド（HCHO）およびアセトアルデヒド（CH₃CHO）濃度を測定した。主要イオン成分濃度についてはイオンクロマトグラフによって測定を行なった。

結果と考察

図 1 に、2018 年 4 月の立山・室堂平における積雪層中のイオン成分濃度の鉛直プロファイルを示す。2018 年 4 月の積雪深は約 6.5 m で、概ね深度 3.5 m より上部はざらめ雪 (0°C)、それより下層ではしまり雪で形成されていた。ざらめ雪層では化学成分の溶出の影響がみられた。nssSO₄²⁻、NO₃⁻ および NH₄⁺ は主に人為由来の汚染物質によるものであり、同様の深度分布を示していた。深度 0.6 m 層において Na⁺ 濃度に対し過剰の Cl⁻ がみられ、地獄谷からの火山ガスの影響と考えられる。しかしながら、同層において nssSO₄²⁻ のピークはみられず、地獄谷由来の硫黄酸化物の影響は小さいと考えられる。なお、積雪中の HCHO と CH₃CHO との相関関係はみられなかった。

積雪層内の人為起源汚染物質の平均濃度（あるいは沈着量）には年による濃度の変動がみられ、中国の二酸化硫黄排出量の変化だけでなく、アジア大陸からの大気汚染物質の輸送過程の影響を受けているものと考えられる。これまでの積雪断面観測から、強い冬型の気圧配置が卓越する年に人為起源物質の濃度が低く、移動性高気圧型が卓越する年に濃度が高くなる傾向がみられた。2018 年 4 月の nssSO₄²⁻ の平均濃度は、濃度が極大であった 2007 年以降で最も低く、中国国内の二酸化硫黄排出量の減少による影響もあるが、化学成分の溶脱の影響が大きかつたためと考えられる。

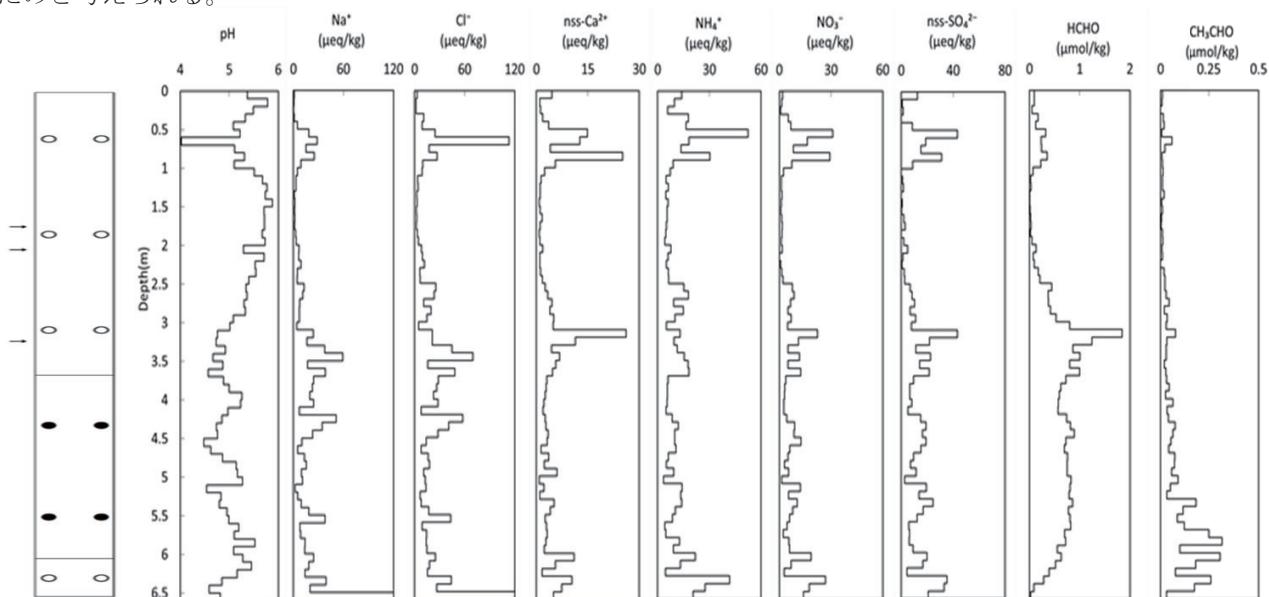


図 1 立山・室堂平（2018 年 4 月）における積雪層位およびイオン成分濃度の鉛直プロファイル

高分解能に特化した氷床コア融解分析装置の開発 ー融解制御の検討ー

○高田守昌（長岡技術科学大学）

1. はじめに

氷床コア試料の化学成分や水の安定同位体比の分析は、CFA (Continuous Flow Analysis)と呼ばれる連続融解分析装置によって行われる。これは、氷試料を深度方向に沿って連続的に融解し、試料内部断面からの融解液を流路分岐しながら液送し、複数の分析器に届け各種成分を分析する方法である。CFAは、高速な分析が可能であるが、複数の分析器を用いるため、分析結果と融解前の氷試料深度との対応に10mm程度の誤差を含んでおり、詳細な成分間の比較が困難である。また、複数の分析器に融解液を安定的に送り続けるため、融解液に余剰が生じている。

南極内陸部の年間涵養量は氷当量で数cmと少なく、また自重による変形で堆積層は時間経過および深度の増加とともに薄くなる。一方、南極内陸部の氷床コアから、年間涵養量に相当する周期での化学成分が変動が示唆されていること、深層部の試料においても高時間分解能で分析が望まれることから、高空間分解能で分析が必要である。分析器の1つであるイオンクロマトグラフを陽イオン、陰イオン用として2台使用することにより、約1mL程度の試料で環境変動のプロキシとなる多数の化学イオン成分の分析が可能である。現状のCFA分析に使用している氷試料断面サイズで、イオンクロマトグラフのみの分析を行うと、原理的には2mm間隔と高分解能での分析が可能である。そこで、融解および液送を制御し、無駄なく融解液をイオンクロマトグラフに導入し分析する工程を繰り返す、高分解能に特化した氷床コア融解分析装置の開発を行っている。この実現のためには、融解制御が可能な新たな融解部が必要であり、設計と試作および実験を行い、融解制御の検討を行った。

2. 制御可能な融解部の検討

融解制御のため、ペルチェ素子を用いて、加熱による融解および冷却による融解抑制の可能性について検討した。まず、融解部を簡素化したテスト機として、アルミ板の上面を融解面、底面にペルチェ素子を放熱フィンとともに固定したものを作成した。ペルチェ素子に電圧を印加し加熱することにより、氷試料を融解させることできた。融解速度は、加熱直後は遅いが、ほぼ一定で安定した。加熱を停止すると、融解速度が徐々に遅くなり停止した。一方、加熱停止とともにペルチェ素子により冷却を行うと、融解は即時に停止した。従って、ペルチェ素子を用いることにより融解と融解抑制が可能であり、融解制御が行いやすいことが分かった。また、テスト装置は、液送機構を設けなかったため、手動で融解液を除去した。融解液の除去が不十分な場合、融解液が再凍結し、融解を再開時に遅延時間が生じた。このため、融解液を確実に排出することが重要であることも分かった。これらから、本来どおり融解液機構を設けることで、ペルチェ素子により融解制御が可能と判断した。

そして、現状のCFA試料断面サイズで液送機構と接続可能な融解部の試作機を作成した。上面は従来の融解部を踏襲し、ペルチェ素子での加熱・冷却の制御応答を考慮し、薄型化した形状とした。実験の結果、テスト機と同様に、加熱による融解および冷却による融解の抑制が可能であった。ただし、実用サイズに大型化した結果、テスト機よりも融解、融解抑制時の応答が若干悪いことも明らかとなつた。これらは、制御がペルチェ素子への電圧印加のON/OFFのみの結果であり、電圧や電流も含めて制御することにより、精密な融解制御を目指す。

2019 年度(公社)日本雪氷学会 北信越支部

- 2018 年度事業報告
- 2018 年度収支決算報告
- 2019 年度事業計画
- 2019 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

2018年度日本雪氷学会北信越支部事業報告

1. 研究発表会

2018年度北信越支部研究発表会（2018年度日本雪氷学会北信越支部大会）

日時：2018年6月2日（土）

場所：富山県立大学（富山県射水市黒河5180）

発表件数：35件 参加者：59名

※富山県立大学との共催

2. 研修会等

2.1 講演会

「今年の雪 速報会 2017-18」

日時：2018年5月30日（水）13:00～17:10

場所：長岡市 まちなかキャンパス長岡

参加者：131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2017/18冬季の天候と降雪の特徴」：鳥山泰宏（気象庁新潟地方気象台）
- ・「2017/18冬季の大雪をもたらした大気循環場の特徴」：本田明治（新潟大学理学部）
- ・「2018年1～2月に集中した大雪の様相」：中井専人（（国研）防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）
- ・「平成29年度長岡国道事務所の取り組みについて」：川尻克己（国土交通省長岡国道事務所）
- ・「国道7号村上市蒲萄峠における大雪対応について」：本保薰（国土交通省羽越河川国道事務所）
- ・「今冬の大雪における県管理道路の対応について」：渡邊和彦（新潟県土木部道路管理課雪寒事業係）
- ・「新潟市における今冬の降雪状況と道路除雪について」：藤澤正道（新潟市土木部土木総務課維持管理班）
- ・「平成29年度異常降雪を踏まえた体制整備について」：谷間陵雲（三条市総務部行政課防災対策室）
- ・「長岡市における今冬の市道除雪について」：中川信行（長岡市土木部道路管理課）

2.2 見学会

第23回雪形ウォッキング

日時：2018年5月26日（土）～5月27日（日）

場所：山梨県富士吉田市 富士カーム

参加者：80名 + お腹の中の赤ちゃん0.5名

※ 国際雪形研究会との共催

2.3 学習会

新潟大学災害・復興科学研究所 災害環境科学セミナー

日時：2018年11月21日 16:30～18:00

場所：新潟大学災害・復興科学研究所1階プレゼンテーションルーム（新潟県新潟市）

参加者：25名

講演者：岩波越 ((国研) 防災科学技術研究所気象災害軽減イノベーションセンター 副センター長)
 講演タイトル：「最新の気象レーダーで変える極端気象の観測と予測」

雪氷防災研究センター・新潟地方気象台合同談話会

日時：2018年12月18日 13:30～18:00

場所：アオーレ長岡 交流ホールD (新潟県新潟市)

※ 新潟地方気象台、(国研) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センターとの共催

2.4 講習会

積雪観測講習会

日時：2019年2月2日 12:00～16:45

参加者：30名

※関東・中部・西日本支部、防災科学技術研究所との共催

※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：2019年2月2日 12:00～16:45

参加者：30名

※関東・中部・西日本支部、防災科学技術研究所との共催

※積雪観測講習会と同時開催

4. 2018年度北信越支部賞の表彰

大沼賞：本吉弘岐 ((国研) 防災科学技術研究所雪氷防災研究部門)

「長年にわたる観測および比較解析に基づく降雪粒子特性の研究」

雪水功労賞：和泉薰 (新潟大学名誉教授)

「雪崩災害への学術的・社会的貢献及び学会・支部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38号を2018年8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

2018年6月2日、富山県立大学

6.2 理事・幹事会議

第1回理事・幹事合同会議：2018年5月8日～5月15日、文書審議

第1回理事会議：2018年6月2日、富山県立大学

第2回理事・幹事合同会議：2018年12月10日、長岡市まちなかキャンパス 3階 301会議室

6.3 顧問・評議員会

2018年12月10日，長岡市まちなかキャンパス 3階 301会議室

2018年度収支決算報告

		2018年度予算 (A)	2018年度執行 (B)	増減 (B)-(A)
収入		55,000	132,948	77,948
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	33,500	△ 1,500
	研修会講演会等収入	10,000	15,500	5,500
	出版収入 北信越支部機関誌	10,000	13,180	3,180
雑収入		0	0	0
	本部からの繰り入れ	0	70,768	△ 70,768
支出		220,000	132,948	△ 87,052
	事業費	事業費 計	89,918	△ 37,082
	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	25,000	0
	研修会等 講演、見学、学習会	2,000	6,320	4,320
	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	21,912	△ 3,088
	3出版事業 支部機関誌 北信越支部機関誌	50,000	36,686	△ 13,314
	その他出版	0	0	0
	管理費	管理費 計	43,030	△ 49,970
	事務局費	8,000	0	△ 8,000
	会議費	85,000	43,030	△ 41,970
	支払手数料	0	0	0
	役員選挙費	0	0	0
	雑費	0	0	0

2019年度事業計画

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（長岡市）	北信越
	研修会等	北信越支部 講演会の開催（2回）	北信越
		北信越支部 見学会の開催（1回）	北信越
		北信越支部 学習会の開催（3回）	北信越
		北信越支部 積雪観測講習会の開催（1回）	北信越
	普及・啓発	北信越支部 ホームページの運営	北信越
		北信越支部 教育普及に関する事業の開催（2回）	北信越
	褒賞	2019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」39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
		北信越支部 顧問・評議員会の開催	北信越

2019年度予算

	2018年度予算		2019年度予算	増減
	(A)	(B)	(B)-(A)	
収入	55,000	220,000	165,000	
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	0	165,000	165,000
支出	220,000	220,000	0	
	事業費	事業費 計	127,000	127,000
	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	25,000
	研修会等	講演、見学、学習会	2,000	0
	普及・啓発	教育普及事業	25,000	0
	褒賞	北信越支部褒賞費	25,000	0
	3出版事業	支部機関誌 北信越支部機関誌	50,000	0
	その他出版	0	0	0
	管理費	管理費 計	93,000	93,000
	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
	雜費	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友の会会長
小林俊一	新潟大学名誉教授

支部評議員

佐久間寛道	新潟県総務管理部長
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
廣瀬幸雄	中谷宇吉郎雪の科学館館長/金沢大学名誉教授
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
(株)上越商会	943-8616 上越市大字土橋1012
(有)アサップ	944-0005 妙高市中川3-5
(有)クライメットエンジニアリング	948-0103 十日町市小泉1834-23
(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(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

購読会員 (14)

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
新潟地方気象台 総務課	950-0954 新潟市中央区美咲町1-2-1 新潟美咲合同庁舎2号館 9・10F
(株)ネクスコ・エンジニアリング新潟	950-0916 新潟市中央区米山5-1-35 カレント・さくらビル2F
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

予定よりも大幅に遅れてしまいまして、皆様にはたいへん御迷惑をおかけしましたが、ここに「雪氷北信越」第39号を発行することができました。原稿をお寄せいただいた方々には心より御礼を申し上げます。また編集に当たっては支部長、幹事長、幹事ほか役員の方々にはたいへんお世話になりました。

今年の支部総会・研究発表会は6月1日に新潟県長岡市の長岡技術科学大学で開催されました。実行委員の方々や関係者の皆様の御陰をもちまして、51名の方々に御参加いただき、35件の発表がありました。これからもどしどし北信越から研究成果を発信していきたいところです。

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. 39 September 2019

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39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：2019年9月30日

©2019 (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)

