

雪氷北信越

第 44 号

2024 年 7 月

(公社) 日本雪氷学会北信越支部

雪氷北信越 第44号

目 次

巻頭言：地球規模での気候変化と地域ごとの様相

信州大学・大町市立山岳博物館 鈴木 啓助 1

受賞者のことば：

2024 年度北信越支部賞受賞者と授賞理由 上石 勲 2

大沼賞を受賞して 小川 弘司 5

雪氷功労賞を受賞して 田村 盛彰 6

北信越支部賞受賞者一覧 7

2024 年度北信越支部総会・研究発表会・製品発表検討会：

次第・プログラム 10

講演予稿集 13

2023 年度事業報告 69

2023 年度収支決算報告 73

2024 年度事業計画 74

2024 年度予算計画 75

(公社) 日本雪氷学会北信越支部 支部規程施行内規 76

(公社) 日本雪氷学会北信越支部 表彰規程 77

2023-24 年度 (公社) 日本雪氷学会北信越支部 役員 78

(公社) 日本雪氷学会北信越支部 特別・賛助・購読会員名簿 80

地球規模での気候変化と地域ごとの様相

鈴木 啓助 (信州大学・大町市立山岳博物館)

新聞やテレビなどで「地球温暖化」という言葉を見聞きしない日はない。「暑いのは温暖化だから」、「豪雨が多いのは温暖化だから」、果ては「梅雨入りが遅く雨が少ないのは温暖化だから」と発言するコメンテータまでいる。さすがに、「温暖化で雪は少なくなる」とステレオタイプに言う方は雪氷学会にはいなくなった(ように思う)。暑さ寒さ、雪や雨の多寡などは日により年により変動するのが常であり、気温や降水量が変化したかどうかは長期的に検討すべきことである。猛暑の夏や寡雪の冬を、単に温暖化だからと片付けずに、(コメンテータはいざ知らず)その原因を科学的にきちんと考察すべきである。

気象庁によると、1891年から2023年までの133年間では、世界の年平均気温偏差は $0.76^{\circ}\text{C}/100$ 年の割合で上昇している。しかし、一様に気温偏差が上昇しているわけではなく、所謂ハイエイトスと呼ばれる停滞期を経ている。例えば1940年代から1970年代半ばまでは年々変動はあるが、5年移動平均値では気温偏差は横ばいか下降しているようにも見える。それ以降は気温偏差の上昇傾向が顕著になる。一方で、日本の年平均気温偏差は $1.35^{\circ}\text{C}/100$ 年(1898~2023年)の割合で上昇しており、世界の変化割合に比べて1.8倍ほど急な上昇である。ハイエイトスの様相は世界の場合と異なり、日本での126年間で3つのステージに分けられるようである。日本では、1988年頃までは気温上昇の停滞期であり、1989年頃から気温偏差の上昇傾向が明瞭になっている。19世紀末から現在までの気温変化の割合も停滞期やステップ状に気温が上がる時期も、世界と日本では異なっていることから、地球規模での気温変化と日本という地域レベルでの変化には差異があることになる。

また、世界での月平均気温偏差の上昇傾向には月ごとの差異はほとんどないが、日本での月平均気温偏差の上昇傾向は月ごとに大きく異なっている。例えば、12月の気温偏差の上昇割合は $0.98^{\circ}\text{C}/100$ 年であるが、3月の上昇割合は $1.84^{\circ}\text{C}/100$ 年にもなる。ちなみに、猛暑の2023年の年平均気温偏差は極めて大きいにもかかわらず、2023年3月の気温偏差は平年値と同程度なのである。さらに、日本の年平均気温偏差が上昇傾向を示す1989年からの季節ごとの気温偏差では、夏(6~8月)と秋(9~11月)には明瞭に上昇しているが、冬(12~2月)の気温偏差は年々変動が大きい停滞期になっている。

日本の平均気温偏差は、都市化の影響が小さいと考えられる全国15地点のデータから算出されているが、126年間にわたり連続して気温観測が行われていることからわかるように、15地点はすべて気象官署(昔から人々の生活がある場所に位置)である。ちなみに、中部山岳地域の気象官署と比較的標高が高いアメダス観測地点の1989年からの気温変動を検討すると、人口が相対的に多い場所の気象官署では、春と夏の気温上昇傾向が顕著であるが、人口が少ない場所のアメダス観測地点では、春と夏でさえも気温の上昇傾向が不明瞭になる。また、中部山岳地域の気象官署とアメダス観測地点で、冬の季節平均気温が上昇傾向にある地点は認められず、多くの地点では下降傾向にある。

年平均気温偏差の上昇傾向が、日本では世界に比べて1.8倍も急激であるのは、地球規模での気候変化に観測地点(15カ所の気象官署)ごとの所謂都市気候の影響が加味されていると考えざるを得ない。それは、中部山岳地域の気象官署では、春と夏の気温上昇が明瞭であるが、人口が相対的に少ないアメダス観測地点では不明瞭となることからわかる。雪氷分野としては、1988年頃までのハイエイトス以降の最近までの冬の気温は、大きな年々変動はあるが、決して上昇傾向にはないことを再確認すべきではないだろうか。なお、冬季平均気温のみならず、年最低気温や最寒月平均気温についても同様な傾向にある。

地球規模での気候変化は、どこでも同じように生起しているわけではなく、多種多様な地域ごとに異なる様相をしていることを、それぞれの研究者が自ずから確認し、冬(雪や寒さ)に関わる現象についての正しい理解に努めるべきである。研究者は「〇〇は温暖化だから」と思考停止になってはいけない。

2024 年度日本雪氷学会北信越支部賞受賞者と授賞理由

2024 年 4 月 2～8 日までの間、リモート会議システム (Zoom) とメールによる審議を併用し、2024 年度北信越支部賞受賞候補者選定委員会 (上石勲 (委員長), 飯田肇, 石坂雅昭, 上村靖司, オブザーバ: 河島克久 (支部長)) 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き慎重に議論した結果、2 件が受賞候補に選定された。その後、5 月 1～8 日の 2024 年度第 1 回北信越支部理事・幹事合同会議 (文書審議) で承認された。2024 年度日本雪氷学会北信越支部賞受賞者と授賞理由は以下の通りである。

大沼賞: 小川弘司 氏 (石川県立大学 客員研究員)

件 名: 白山千蛇ヶ池雪溪の長期モニタリングと雪面熱収支に関する研究

理 由: 多年性雪溪の規模は年ごとの気象条件 (冬期の涵養量, 夏期の消耗量) に敏感に応答して大きく変動する。そのため、多年性雪溪は気候変動の指標として有用であることが古くから指摘されてきたが、山岳地に位置するため現地調査の継続が容易ではなく、長期間にわたって連続的にモニタリングされている雪溪は決して多くない。

受賞者の小川弘司氏は、白山の山稜西側の標高 2,570 m に位置する多年性の千蛇ヶ池雪溪を対象として、その規模を 1981 年以降、連続的にモニタリングするとともに^{6), 8), 9), 12)}、過去に撮影された写真 (空中写真, 現地撮影写真) などから 1981 年以前の規模を復元する取り組みを行ってきた^{4), 11)}。その結果、不明の年があるものの、1969 年以降の夏期規模 (8 月 10 日前後) と 1961 年以降の越年規模 (10 月 10 日前後) を復元することに成功し、両方の面積・体積に減少トレンドが現れていることを明らかにした。また、これらの雪溪の規模と白山近傍の山麓や平地における気象庁の観測データとの関係を調べ、夏期規模と越年規模の年々変動が消耗期よりも涵養期の気象要素と相関が強いことや、上記の減少トレンドが涵養量よりも消耗量に起因している可能性があることなどを示した^{2), 7), 10)}。

さらに、近年では千蛇ヶ池雪溪の雪面低下量計測と気象観測を 3 夏期間にわたって行い、夏期における雪面熱収支特性や雪溪の融雪過程と気象との関係について分析している^{1), 3), 5)}。この分析から、年ごとの雪面低下量への寄与が高いのは正味短波放射量であるが、日積算雨量 50 mm 以上、日平均風速 7 m s^{-1} 程度以上の悪天候イベントの発生頻度次第で潜熱輸送量が大きく変動し、年ごとの雪面低下量に違いが生じうることを明らかにした。

以上のような小川弘司氏の長年にわたる地道な調査研究活動は、気候変動に伴うわが国の山岳雪氷圏変動の理解や高山生態系の将来予測に大きく貢献するものであり、大沼賞に相応しい。

関連論文

- 1) 小川弘司, 岩佐海杜, 藤原洋一: 白山・千蛇ヶ池雪溪における 3 夏期間の雪面熱収支特性, 雪氷, 85(2), 115-131, 2023.
- 2) 小川弘司, 藤原洋一: 白山・千蛇ヶ池雪溪の長期変動解析について, 日本山の科学会 2023 年秋季研究大会一般研究発表要旨集, O-05, 2023.

- 3) 小川弘司, 岩佐海杜, 藤原洋一: 白山・千蛇ヶ池雪渓における3夏期間の雪面熱収支特性について, 雪氷北信越, 43, 16, 2023.
- 4) 小川弘司: 白山千蛇ヶ池雪渓における体積の抽出, 雪氷研究大会 (2019・山形) 講演要旨集, 259, 2019.
- 5) 岩佐海杜, 藤原洋一, 小川弘司, 長野峻介, 一恩英二: 白山千蛇ヶ池雪渓における融雪熱収支特性~千蛇ヶ池は多年性でなくなってしまうのか~, 2019年度日本生態学会中部地区大会講演要旨集, 9, 2019.
- 6) 小川弘司: 歴史史料から見た白山千蛇ヶ池雪渓, 石川県白山自然保護センター研究報告, 44, 11-15, 2018.
- 7) 小川弘司, 藤原洋一: 白山千蛇ヶ池雪渓の夏季から秋季の縮小過程, 雪氷北信越, 38, 25, 2018.
- 8) 小川弘司, 伊藤文雄: 白山千蛇ヶ池雪渓の越年規模の経年変化, 雪氷北信越, 36, 32, 2016.
- 9) 小川弘司, 伊藤文雄: 白山千蛇ヶ池雪渓の長期モニタリング, 2007年度日本地理学会春季学術大会発表要旨集, 144, 2007.
- 10) 小川弘司, 伊藤文雄: 白山千蛇ヶ池雪渓の変動と気象との関係, 2007年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 187, 2007.
- 11) 小川弘司: 白山の万年雪, 千蛇ヶ池雪渓の変動, 石川県白山自然保護センター普及誌はくさん, 34(1), 7-12, 2006.
- 12) 伊藤文雄, 小川弘司: 白山千蛇ヶ池雪渓の1981年以降の変動, 雪氷北信越, 23, 43, 2003.

雪氷功労賞: 田村盛彰 氏

件 名: 雪国生活の向上に資する雪氷関連技術の研究・開発と支部活動への貢献
理 由: 田村盛彰氏は高校の教員を務めながら, 利雪克雪という言葉が使われていた中, 北陸地域での雪氷災害を防止・克服する実用的な研究と技術開発を遂行してきた. 退職後も田村雪氷計測研究所を設立し, より積極的に雪氷研究・開発を継続的に行っている.

中でも降雪や積雪による災害防除に対処するための研究業績が顕著であり, 降雪に関しては長岡地域での気温と降水種別の関係についていち早く解析し, 当分野におけるその後の研究発展に大きく貢献している. また, 雪氷災害対策に関わる実用的な装置の開発にも尽力し, 消雪パイプの制御にも使われている傾斜平板型降雪検知器の開発や, 軽い降雪にも対応可能な, 全く新しい測定原理に基づく極めて微小な降水量を分単位で検出できる田村式降雪・降雨強度計を開発するなど顕著な成果を創出しており, 1993年度に新設された支部賞「雪氷技術賞」の第一回の受賞者となりその先駆性を示した. また, 上記の功績により新潟県技術賞 (1978), 日本雪氷学会賞技術賞 (2000) を受賞している. さらにこれらの技術を応用し, 消雪装置の開発や運用を行い, 兼ねてから目指した雪国生活の向上・安定に資する業績を残している.

日本雪氷学会では1972年から活動を開始し, 北信越支部では1996年度から2008年度まで支部理事を, 2009年度から2012年度まで支部評議員を務めた. さらに, 支部が開催

する積雪観測法講習会などの積雪観測法の指導においては1988年度から2002年度までの長きにわたり中心的な役割を果たしたほか、「雪氷北信越」の編集担当、日本雪氷学会賞選考委員などを歴任し、支部の発展に大きく寄与してきた。

以上のように、田村盛彰氏の雪氷学、雪国生活の向上に関する技術開発、支部活動への貢献は多大なものであり、雪氷功労賞に相応しい。

関連論文

- 1) 田村盛彰, 1990: 滑落制御方式による屋根雪処理方式, 雪氷, 52(2), 81-90.
- 2) 田村盛彰, 1990: 長岡における気温と降水種出現頻度・降雪量の関係について, 雪氷, 52(4), 251-257.
- 3) 田村盛彰, 吉村達四郎, 宮内信之助, 1991: ヒーターの有無による樹脂被覆された屋根上からの雪の滑落, 日本雪工学会誌, 7(4), 2-7.
- 4) Moriaki Tamura, 1993: An automatic system for controlling snow on roofs, Annals of Glaciology, 18, 113-116.

大沼賞を受賞して

石川県立大学 客員研究員 小川 弘司

このたびは、日本雪氷学会北信越支部において、歴史ある大沼賞をいただき、誠にありがとうございました。ご推薦いただきました皆様、ご選考いただいた皆様に厚く御礼申し上げます。

はじめにこの受賞の連絡をいただいた時は、大変驚きました。正直申しまして、それほど学会活動を熱心におこなっているわけではなく、このような賞には縁のないものと思っておりました。ですが研究してきたことが、このような形で認めていただいたことは、大変光栄であり、お世話になった皆様へのお礼にもなるのではないかと考えております。

私が研究対象としていますのは白山にある多年生雪溪の千蛇ヶ池雪溪です。大きさを毎年測り、積み重ねていくものですが、調査を継続できたのには、いろいろな方にお世話になったおかげだと思っております。千蛇ヶ池雪溪の調査は、1960年代後半から福井大学の先生方が調査をはじめられており、その成果は「雪氷」の中でも論文としてまとめられておりました。研究はその後、研究メンバーのお一人であった伊藤文雄先生が個人的に調査を続けられており、私はこの伊藤先生と共同で研究をはじめたのがこの雪溪調査のはじまりでありました。2002年からのことで伊藤先生からは、過去の千蛇ヶ池雪溪の写真やデータを提供いただき、現地調査の折には貴重なご助言をいただきました。その成果は学会においても何度か発表させていただきました。すでにお亡くなりになりましたが、故伊藤先生にまずもって感謝申し上げなければなりません。伊藤先生から引き継いだデータも世に示すこともでき、ほっとしております。また、大学の後輩でもある佐川貴久氏には、千蛇ヶ池雪溪のデータのとりまとめに協力いただくとともに、現地調査にも毎回のよう同行いただきました。

最終的に千蛇ヶ池雪溪に関しての論文としては、「雪氷」に「白山・千蛇ヶ池雪溪の3夏季間の雪面熱収支特性」それと水文・水資源学会誌に「白山・千蛇ヶ池雪溪の長期変動解析」の二つにとりまとめることができました。これらの論文の取りまとめに関しては石川県立大学の藤原洋一准教授に丁寧に指導・助言をいただきました。先生の力添えなくしてはこれらの論文の完成には至らなかったと思います。

そのほかにも私の在籍していた石川県白山自然保護センターをはじめに、関係各所の皆様のご協力のおかげで、現地調査をスムーズに進めることができ、そして取りまとめをすることができました。この場を借りて、改めて、皆様に感謝を申し上げたいと思います。

今後につきましては、この雪溪の調査のデータを積み重ねていく必要があります。また、未解明な部分も残されており、老齢ながら今しばらくは、調査を続けてまいる所存であります。千蛇ヶ池雪溪に関してご興味がある方がいらっしゃれば、ご連絡ください。最後になりますが、ほんとうにありがとうございました。

雪氷功労賞を受賞して

田村 盛彰

このたびは日本雪氷学会北信越支部の雪氷功労賞をいただき、身に余る光栄を感じております。振り返れば 1972 年以来、半世紀の活動ということになります。ご恩になった先生は故荘田幹夫先生、故木村忠志先生など数え上げたらきりがありません。

荘田先生からは気象統計の基本的な考え方を学びました。当時長岡雪害実験研究所という名称でしたから、敷居が高く在野の一教員が気軽に相談に行けないところでした。私の気象調査「長岡における気温と降水種出現頻度……」が足掛け 3 年の歳月をかけ、まとまったので、どこかに発表することになり、日本雪氷学会がふさわしいということになり、所内発表会を兼ねてリハーサルをすることになりました。このことが研究所の所員と小生の親密な関係になったのではと考えます。故木村忠志先生についての思い出は、積雪深の計測に手段を選ばず、多面的な見方をする方と見受けたことです。

特に思い出深いのは、中国科学院との学術交流、蘭州氷河凍土研究所の招き、しかも、木村、田村の人物指定でした。1987 年 6 月、約 10 日の日程で、中国黄河の上流の蘭州にある中国科学院蘭州氷河凍土研究所や、その現地研究機関である甘肅省天山山脈の海拔 4000 m の山中にある天山氷河観測所などを訪問しました。そこで感じたことは、観測機器が一樣に古いこと、粗末なことでした。ついでながら珍しい地域も見せていただきました。世界で 2 番目に海拔の低い『トルファン盆地』です。ウルムチから車で 2 時間ほどの天山の南側に位置し、新滬県の面積の数倍の広さである 5 万平方キロメートルの盆地です。住民はウイグル族で、ブドウの名産地としても有名な地区です。この件については『雪氷北信越 3 号』（1987 年）に「中国の火州トルファン盆地の干熱気候」としてまとめておきました。

小生が多少なりとも支部や地域社会に貢献したとすれば、それは降雪センサーの発明によってであり、それも石丸民之永氏という優れたエンジニアがいたからです。既に鬼籍に入りましたが、惜しい人材でした。私の意図するところを正確に読み取ってくれました。

過去のことばかり述べましたが、先のことも述べましょう。屋根雪の問題です。一つは住宅の敷地は 200 平方メートルが一つの課税基準ですが、これを 300 平方メートルに改正させることです。個人的には、屋根雪の断面観測ができないので、自宅の前でサンプラーを用いて行う積雪地上荷重を測定し、屋根雪荷重を推計する方法を追求してみたいと思います。生涯現役を貫けたらと思っております。

最後になりましたが、この賞に必要な手続きの労をとって頂いた方々に厚く御礼申し上げます。

公益社団法人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：大関 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 (株) (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 恭明 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 惇，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 璋一
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 勲，立山積雪研究会 (代表：川田 邦夫) 雪氷功労賞：小林 詢，神田 健三
2002 年度	大 沼 賞：竹井 巖，佐藤 国雄 雪氷功労賞：河田 脩二，山田 穰
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 專人 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) 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 互
	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
2021 年度	大 沼 賞：鈴木 博人
	雪氷奨励賞：新屋 啓文
	雪氷功労賞：石坂 雅昭
2022 年度	大 沼 賞：伊藤 陽一
	雪氷奨励賞：勝山 祐太
	雪氷功労賞：佐藤 和秀

2023 年度	大 沼 賞：山口 悟
	雪氷功劳賞：町田 誠
2024 年度	大 沼 賞：小川 弘司
	雪氷功劳賞：田村 盛彰

2024 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・製品発表検討会

2024 年 6 月 1 日（土）

福井大学 総合研究棟 I

2024 年度（公社）日本雪氷学会北信越支部 総会および研究発表会・製品発表検討会

日 時：2024 年 6 月 1 日（土）11:10～17:10

場 所：福井大学（福井市文京 3-9-1） 総合研究棟 I 総大 2 および総小 2 講義室

次 第：

研究発表会 11:10～12:00

総 会 13:15～14:00

支部賞授賞式 14:00～14:10

大 沼 賞：小川弘司 氏

件 名：白山千蛇ヶ池雪溪の長期モニタリングと雪面熱収支に関する研究

雪氷功労賞：田村盛彰 氏

件 名：雪国生活の向上に資する雪氷関連技術の研究・開発と支部活動への貢献

研究発表会 14:20～17:10

研究発表会・製品発表検討会プログラム （発表 10 分・質疑 2 分）

A 会場 I 雪崩（11:10～12:00）

座長：伊藤陽一（防災科研）

- 糸魚川市柵口地区での乾雪雪崩発生条件の検討
○渡辺伸一・吉柳岳志（土研）・石井靖雄（旧土研）
- 糸魚川市柵口地区で発生した雪崩事例に対する発生区の設定
○榎直人（土研）・高原晃宙（旧土研）・渡辺伸一・吉柳岳志（土研）
- 数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立
○明石亜子（新潟大）・砂子宗次朗・田邊章洋（防災科研）・新屋啓文（新潟大）
- 野谷荘司山で 2021 年 1 月に発生した乾雪表層雪崩の流下状況
○竹内由香里・勝山祐太・勝島隆史（森林総研）・荒川逸人・安達聖（防災科研）・河島克久（新潟大）

A 会場 II 降雪，吹雪（14:20～15:40）

座長：勝山祐太（森林総研）・山下克也（防災科研）

- 気象モデルの格子点データによる鉛直プロファイルを考慮した降水形態の診断方法
○本吉弘岐・中井専人・山下克也・中村一樹・上石勲（防災科研）・伊豫部勉・林奈津子・神谷弘志（JR 東日本研究開発センター）
- レーダー観測面からの降雪粒子の移流アルゴリズム開発
○山下克也・田邊章洋・中井専人・本吉弘岐（防災科研）
- 魚沼丘陵の影響に着目した十日町と塩沢における雪密度と雪粒子の観測
○高見和弥（鉄道総研）・勝山祐太（森林総研）・鈴木賢士（山口大）・高橋大介（鉄道総研）・勝島隆史・竹内由香里（森林総研）

8. AMeDAS 降雪の深さの毎正時データにおける異常値の抽出と欠測の取り扱いについて
○川崎結生・河島克久（新潟大）
9. 地上設置型の Lidar を使った降雪密度推定
○勝山祐太（森林総研）・新屋啓文（新潟大）・竹内由香里・勝島隆史（森林総研）・稲津將（北大）
10. 3 分力計を用いた雪面せん断応力の直接計測
○新屋啓文（新潟大）・大風翼（東工大）・富永禎秀（新潟工科大）・根本征樹（防災科研）

A 会場Ⅲ 積雪分布, 雪氷化学, 建築 (15:50~17:10)

座長：平島寛行（防災科研）・新屋啓文（新潟大）

11. 画像解析による立山・弥陀ヶ原高原の積雪深と融雪量の分布
○杉浦幸之助・児島和輝・与河雄太・堀雅裕（富山大）
12. 新潟焼山における積雪水量の高度分布特性と地形条件の影響
○諸本大輝・松元高峰・河島克久・新屋啓文・渡部俊・西井稜子・片岡香子（新潟大）
13. 立山における黄砂沈着に伴う雪面反射率の変動 —人工衛星を用いた広域調査—
米澤瑞起（国土地理院・富山大）・堀雅裕・杉浦幸之助（富山大）
14. 融雪期の立山・室堂周辺における表層雪中の化学成分の特徴および保存中の濃度変化
○渡辺幸一・樋掛辰真・中西彩水・牧ちさと・中澤暦（富山県立大）
15. 令和 6 年能登半島地震と雪氷災害との複合災害の被害軽減に向けた取り組み
○中村一樹・山下克也・平島寛行・本吉弘岐・山口悟・上石勲・伊藤陽一・砂子宗次朗・中井専人（防災科研）
16. 雪国型 ZEB を実現する年間電力収支のケーススタディ
○藤田愛稀・杉原幸信・上村靖司（長岡技大）

B 会場Ⅰ 気候, 着氷雪, 衛星観測 (11:20~12:00)

座長：堀雅裕（富山大）

17. 日本の積雪地域の気温・積雪・降水量間の関係と気候応答 —2000 年と 2020 年の地上気象観測およびアメダス平年値の比較から—
○石坂雅昭（防災科研客員）・本吉弘岐（防災科研）
18. 大規模アンサンブル気候予測データベースを用いた樹木着雪量の将来変化予測
○勝島隆史・勝山祐太・竹内由香里（森林総研）
19. ICESat-2 衛星 ATL08 プロダクトデータを使用した東シベリア地域における積雪深推定手法の評価
○岩沢啓太・堀雅裕・杉浦幸之助（富山大）

B 会場Ⅱ 交通, 融雪, 水循環 (14:20~15:40)

座長: 杉原幸信 (長岡技大)・藤本明宏 (福井大)

20. 寡雪地域における降雪による車両滞留発生の要因分析
○藤本明宏 (福井大)・河島克久 (新潟大)・竹内裕希子 (熊本大)
21. 降雨による路面圧雪の急速な軟化過程
○河島克久 (新潟大)・藤本明宏 (福井大)
22. 2022/23 冬季の関越自動車道における雪堤崩壊の事例分析と発生予測
○長嶺俊介・山田佳汰・杉原幸信・上村靖司 (長岡技大) 岩崎伸一・荒川亮 (ネクスコ・エンジニアリング新潟)
23. 2024 年 1 月滋賀県, 岐阜県での大雪による交通への影響調査
○上石勲・山口悟・中村一樹 (防災科研)・菅原清 (矢崎総業)
24. 残雪深制御による消融雪施設の省資源化と高効率化
○小野寺誠・田中日菜・杉原幸信・上村靖司 (長岡技大)
25. 新潟県内の消雪パイプ稼働による地下水位低下の傾向
○藤野丈志・坂東和郎 (興和)

B 会場Ⅲ 雪氷物理, 利雪・克雪, 積雪の構造 (15:50~17:10)

座長: 本吉弘岐 (防災科研)・勝島隆史 (森林総研)

26. 小型ベルトコンベアを用いた降雪結晶観測装置
○島田亙・伊藤柊哉 (富山大)
27. 小型ベルトコンベア降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶の観測
○伊藤柊哉・島田亙 (富山大)
28. 高電圧パルス印加による微気泡群抑制
岡本忠次・○篠原良輔・藤崎颯太・杉原幸信・上村靖司 (長岡技大)
29. 二段階製法による氷柱花作製 ―花氷の形状予測―
○丸山翔生・杉原幸信・上村靖司 (長岡技大)
30. FC に充填した雪塊の融雪に伴う形状変化の数値シミュレーション
田中光太・○西川詩音・上村靖司・杉原幸信 (長岡技大)・佐々木賢知 (三機工業)
31. 斜面積雪中の側方流における毛管障壁と氷板の影響 ―数値モデルによる感度実験―
○平島寛行・山口悟 (防災科研)・大澤光 (森林総研)

糸魚川市柵口地区での乾雪雪崩発生条件の検討

○渡辺伸一¹・吉柳岳志¹・石井靖雄²
(1:土木研究所 2:旧:土木研究所)

1. はじめに

乾雪雪崩は速度が速く、到達距離が長い特徴がある。そのため、人的被害の発生につながりやすい。人的被害を防止していくため、事前の避難とハード対策の検討が進められてきた。これまでに、各地で気象条件等の誘因について、基準値を設定しながら、道路の通行規制などが実施されてきている。しかし、基準値の検討に用いられる雪崩発生事例のデータは多くはなく、さらなるデータの蓄積が求められる。今後、雪崩の発生時刻と発生場所の把握を積み重ね、発生メカニズムの理解に努めながら、その発生条件を明らかにしていく必要がある。

柵口地区では、継続して雪崩の観測を実施してきている(秋山, 2021)。これまで、カメラや地震計、積雪深計等の気象観測機器を山麓に設置し、雪崩発生の有無、その時の気象条件の把握を行ってきた。本報告では、2020 年から 2023 年の観測で把握された 5 回の乾雪雪崩の発生条件について検討を行った結果を報告する。

2. 調査方法

本調査では、2020 年から 2023 年の 12 月から 3 月を対象とした。雪崩の発生は 10 分毎の静止画を撮影した「自動撮影カメラ」画像と、1 秒間隔のコマ送り「動画カメラ」画像に加え、地震計の計測データから把握した。把握された雪崩の発生回数は 26 回であった。

乾雪・湿雪の雪崩種別の判別は、「煙り型」の運動形態を示すものを「乾雪雪崩」とし、5 回が計上された。5 回の「乾雪雪崩」のうち「動画カメラ」画像で「煙り型」の運動形態を直接観察できたのは 2 回で、残りの 3 回は運動形態の観察はできなかったものの、降雪中に発生し、かつ降雪中の発生区の気温が氷点下で推移していると推測されたため「乾雪雪崩」と判断した。また、「流れ型」を「湿雪雪崩」としたが、本報告では調査対象としない。

雪崩の発生条件の検討に用いた指標は、現地及び近傍での気象観測値とした。柵口では山麓で積雪深、気温等の観測を行っているが、2022 年 2 月に発生した乾雪雪崩により観測機器が破損した。事前の避難等に用いるためには安定的に観測値が得られることも重要である。そこで、1.6km 東側に位置する新潟県田麦平観測所の気温と積雪深の観測値を用いた。検討では、Stefano and Jürg (2008)を参考に、気温に係る指標として、1, 2, 3 日間の最低気温、最高気温、平均気温、気温差を算定した。また、積雪深に係る指標として、1, 2, 3 日間積雪増加深も算定した。これらの算定には、1 時間ごとのデータを用いた。

発生条件は、上記の指標のうち、乾雪雪崩発生日とそれ以外の日の値に有意な差がみられるものを抽出した上で、これらの閾値を検討した。ここでは、指標値を経時的に図示した上で検討した結果を述べる。有意差の検討は、統計分析ソフト R を用いて Brunner-Munzel (ブルンナー-ムンツェル) 検定を行い評価した。

3. 調査結果

Brunner-Munzel 検定の結果は表 1 に示す通りで、積雪深及び 1 日間気温差以外は確率(P)1%以下の値を示した。指標値を求める際の期間による値の違いをみると、最低気温は 1 日間、最高気温は 2 日間、平均気温は 1 日間、気温差は 3 日間、積雪増加深は 3 日間の値が他の期間と比較して小さな値となった。

表 1 Brunner-Munzel 検定の結果

指標	P	指標	P	指標	P
1 日間最低気温	0.0000461	1 日間平均気温	0.0000000	積雪深	0.0215100
2 日間最低気温	0.0004021	2 日間平均気温	0.0000005		
3 日間最低気温	0.0011860	3 日間平均気温	0.0000249		
1 日間最高気温	0.0000147	1 日間気温差	0.0133300	1 日間積雪増加深	0.0000574
2 日間最高気温	0.0000006	2 日間気温差	0.0005995	2 日間積雪増加深	0.0000259
3 日間最高気温	0.0000310	3 日間気温差	0.0001888	3 日間積雪増加深	0.0000132

上記の確率が最も小さくなった指標の経時変化を図 1 に示す。図 1 には 2020 年から 2023 年の 12 月から 3 月のデータを示している。1 日間平均気温は右側の座標軸に対応し上下を反転させて表示している。また、雪崩の発生日を赤色実線で示している。雪崩の発生日は、積雪深が 138 cm 以上、3 日間積雪増加深が 36 cm 以上、1 日間平均気温が -1.3°C 以下となっている。そこで、値を 5 単位で括約し、積雪深が 135 cm 以上、3 日間積雪増加深が 35 cm 以上、1 日間平均気温が -1.0°C 以下となると乾雪雪崩が発生する可能性が高いものとして評価すると、3 冬期で 17 日が評価された。捕捉率は 100 %であるが、的中率は 29.4 %という結果となった。

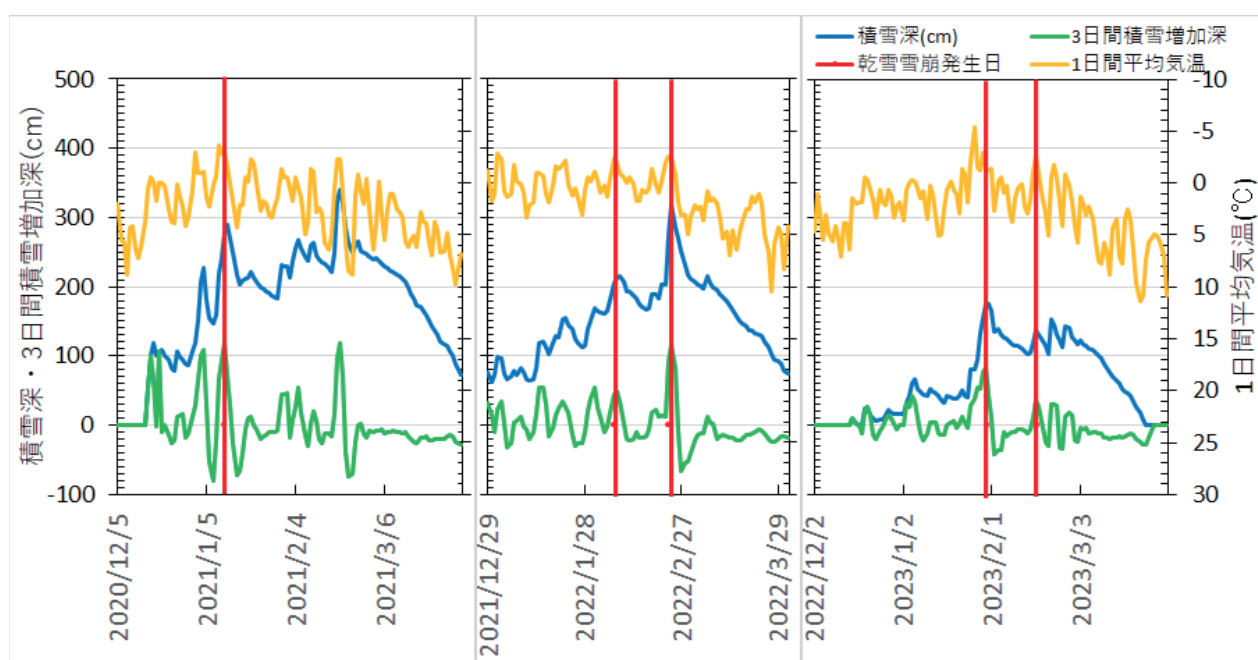


図 1 2020 年からの 3 冬期の積雪深, 3 日間積雪増加深, 1 日間平均気温

4. おわりに

今回は、経時的なデータの観察から、簡易に乾雪雪崩の発生の評価が可能か検討を行った。今後、統計的手法の適用を検討していく予定である。

文献

- 秋山一弥(2021):動態観測による雪崩の発生状況と発生規模・発生数の関係, 日本工学会論文集, 37(3), 37-39
 Stefano Baggi, Jürg Schweizer(2008):Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland), Natural Hazards, 50(1), 97-108. DOI:10.1007/s11069-008-9322-7

2

糸魚川市柵口地区で発生した雪崩事例に対する発生区の分析

榎直人¹・高原晃宙²・渡辺伸一¹・吉柳岳志¹

(1:土木研究所 2:旧:土木研究所 現:国土技術政策総合研究所)

1. はじめに

当センターでは、毎年多数の雪崩が発生している糸魚川市柵口地区において、複数台のカメラ、地震計、積雪深計・温湿度計等の気象観測装置を設置し、観測を実施している。それらの観測に加えて、2022 年度からは UAV を用いた雪面地形の計測を行っている。本報告では、UAV により取得した雪崩発生区付近における雪崩発生前後の雪面地形の比較から雪崩発生区を抽出し、発生区の分析を行った結果を紹介する。

2. 方法

調査の対象地は、権現岳の東側斜面である(図 1)。当該斜面の標高 250~600m 付近は緩い勾配であり、標高 600m から山頂(標高 1104m)付近までは急斜面をなし雪崩が毎年発生している。1 号誘導工が設置されている標高 520m 付近に観測機器を設置し、この地点から雪崩発生区・走路及び堆積区の画像(10 分毎の静止画、1 秒間隔のコマ送り動画)をカメラで撮影した。また、地震計による雪崩震動記録及び積雪深・温湿度等の気象データを取得した。UAV 地形計測では、RTK-UAV(基準局と GNSS を用いて、cm オーダーの高精度な測位が可能な無人航空機)を用いて自動航行による連続写真撮影を行った。



図 1 権現岳の東側斜面の全景
(2023 年 3 月 1 日 10 時 50 分撮影)

2022-23 冬期の観測では、6 回の雪崩が確認されているが、そのうち 2 月 28 日から 3 月 1 日にかけて発生した雪崩について発生前後のデータが得られ、分析を行った。雪崩の諸元を表 1 に示す。

UAV による連続写真撮影日は、雪崩の発生前後である 2023 年 2 月 24 日及び 3 月 1 日である。連続写真から SfM ソフトウェア(二次元写真データから三次元形状を復元)を用いて三次元モデルを作成し、GIS 上で雪崩発生前後の 2 時期比較を行った。地震計データ及びカメラ撮影画像の情報から、雪崩発生状況及び雪崩発生区の境界を推定した。この雪崩発生区範囲についてオルソ画像及び元地形を用いた縦断面図から、雪崩発生区の特徴を抽出した。

3. 結果

GIS 上で雪崩発生前後の 2 時期比較を行った結果及び、カメラ撮影画像と地震計による観測結果から、図 2 に示す範囲で雪崩が発生していた。2 時期比較及びオルソ画像のみでは 1 回の雪崩によるものと考えられた現象が、2 回に分かれて発生していた(図 3)。雪崩発生区範囲とその付近の雪崩発生前オルソ画像から、雪崩発生区の上端付近では、明瞭なクラックがいくつも確認された(図 3)。さらに、雪崩発生区範囲の縦断面形状及び雪崩発生前のオルソ画像からは、1・2 回目雪崩境界付近及び 2 回目雪崩発生区の上端境界部では、元地形の勾配が急変していること(図 4)、2 回目雪崩発生区の上端境界部は、クラック発生位置と重なっていることが確認された。なお、対象とした雪崩は雪崩発生後のオルソ画像で岩盤の露出が確認されたことから、全層雪崩と判断した。

4. まとめ

柵口地区で発生した雪崩 1 事例を対象に、UAV-SfM を用いて雪崩発生区を抽出し、それらの範囲の分析を行った結果、雪崩発生前後の三次元モデルだけでなく、カメラ撮影画像、地震計データを活用することで、1 回の雪崩と考えられた現象が、複数回にわたって発生していたことが確認された。また、全層雪崩の前兆現象であるクラックの発生が、雪崩発生前オルソ画像から確認された。加えて、元地形の勾配が急変する箇所が、雪崩発生区の上端となっていることがわかった。

表 1 対象とした雪崩の諸元

発生日時	2023 年 2 月 28 日 21 時 50 分(1 回目) 2023 年 3 月 1 日 10 時 45 分(2 回目)
発生標高	760m~830m(1 回目) 830m~870m(2 回目)
雪崩の分類	面発生全層雪崩
推定雪崩量	約 3000m ³ (1 回目) 約 4000m ³ (2 回目)

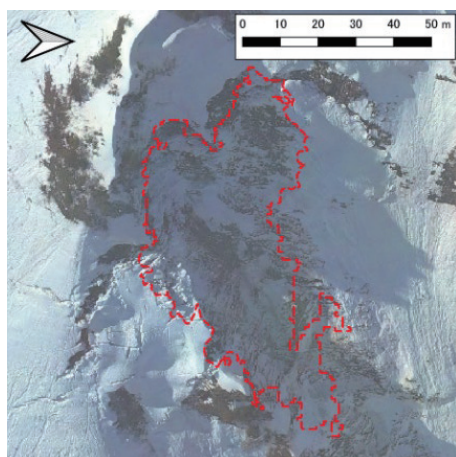
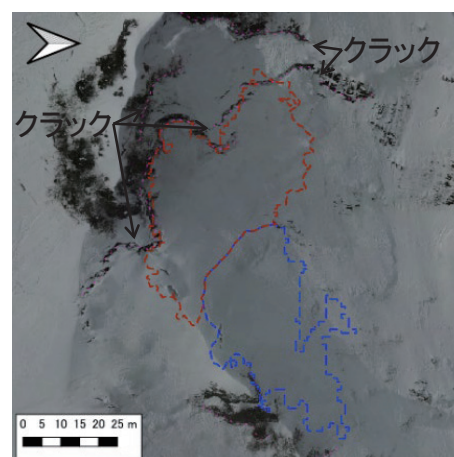
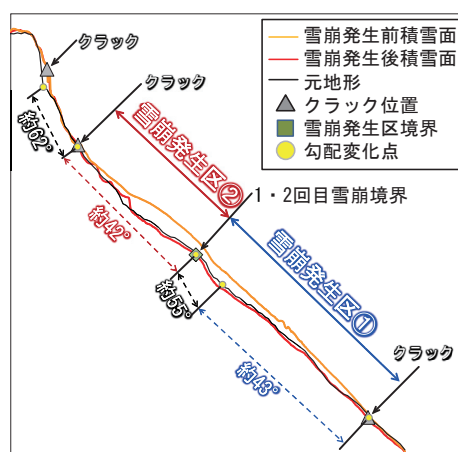
図 2 雪崩発生区と雪崩発生後のオルソ画像
(UAV 撮影日:2023 年 3 月 1 日)図 3 1 回目の雪崩発生区(青), 2 回目の雪崩発生区
(赤), クラック及び雪崩発生前のオルソ画像
(UAV 撮影日:2023 年 2 月 24 日)

図 4 雪崩発生区範囲の縦断面図

数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立

明石亜子¹・砂子宗次朗²・田邊章洋²・新屋啓文³

(1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 3:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

雪崩ハザードマップの作成には、雪崩発生区の特特定と雪崩到達範囲の推定が必要となる。日本では、雪崩発生危険度を得点化したマップは作成されているものの、発生区と到達範囲は未だに考慮されていない。例えば、秋山ら(2007)は、傾斜と積雪深、筋状地形、土地被覆によって得点化した「雪崩の発生条件分級加点点図」(国土地理院)の再評価および改良を実施している。一方、海外では雪崩ハザードマップが普及しており、ノルウェーでは NAKSIN と呼ばれるハザードマップが Issler *et al.* (2023)によって開発されている。NAKSIN は、数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定するとともに、植生や気象データに基づく雪崩発生確率や数値シミュレーションによる雪崩到達範囲を可視化している。一般的に入手可能なデータをもとにハザードマップを作成するため、異なる地域に適用できる利点がある。

本研究の目標は、NAKSIN の手法を参考にし、日本の雪崩ハザードマップを作成することである。しかし、氷食地形かつ低温環境で雪崩規模の大きいノルウェーと比較した場合、日本の山岳地形は複雑に入り組んでおり、雪崩の規模は相対的に小さい。加えて、乾雪のみならず湿雪も考慮しなければならない。ノルウェーと日本の地形・植生・気象は大きく異なるため、NAKSIN の手法をそのまま日本に適用できないと想定される。そこで、本研究では、雪崩ハザードマップ作成の第一ステップとして、数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立を行った。

2. 解析方法

数値標高モデルに対して以下で示す地形解析を行うことで、潜在的な雪崩発生区を推定した。まず、雪崩が発生しやすい急傾斜地を抽出し、次に、急傾斜地を尾根に沿って分割し、最後に、走路や堆積区などを除去することで急傾斜地の上部を発生区として抽出した。

解析対象地は新潟県長岡市山古志地域である。この地域は日本でも非常に入り組んだ複雑地形をしており、雪崩跡を捉えた空撮写真が現存している。地形解析を行う際、過去の雪崩記録を活用することで、適切な傾斜範囲や分割サイズ、抽出範囲を決定した。使用したデータは数値標高モデル 10 m メッシュ(国土地理院)、航空写真から雪崩跡を読み取った雪崩判読図(防災科学技術研究所, 2009 年 2 月撮影)、雪崩災害調査記録(日本雪氷学会北海道支部 雪氷災害調査チーム, 防災科学技術研究所, 2007 年 11 月以降)である。地形解析に ArcGISPro を用いたが、一部 Python による処理を併用した。

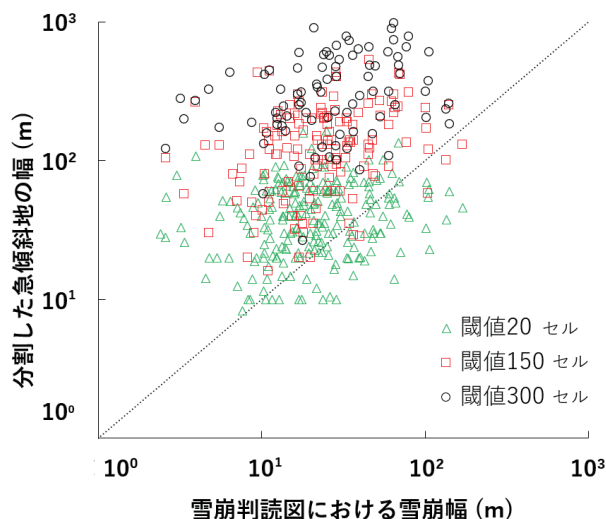


図1 雪崩判読図における雪崩幅と分割した急傾斜地の幅の比較

3. 日本に適した雪崩発生区推定パラメータの決定

NAKSIN の潜在的な雪崩発生区の推定で使用されているパラメータが、日本において適切かどうか検討した。

3.1 急傾斜地の抽出

各セル(10 m × 10 m) で数値標高モデルから傾斜角を計算し、設定した傾斜範囲で急傾斜地を抽出した後、抽出した領域の形状を滑らかに整えるため、凸部および1セルでの結合箇所を除去した。NAKSIN での傾斜範囲は 30 度から 55 度と設定されているが、雪崩判読図において 30 度未満で発生している雪崩跡が確認された。加えて、傾斜 50 度を越えて発生している雪崩跡は確認されなかった。そのため、本解析では、傾斜範囲を 25 度から 50 度に変更した。その結果、雪崩判読図に含まれる雪崩(262 件)の 98.9%が急傾斜地の領域に含まれていた。

3.2 急傾斜地の分割

NAKSIN では、急傾斜地の領域を尾根線で分割するため、集水域が用いられている。集水域とは、降った雨が地表を伝って川または谷に流れ込む範囲であり、傾斜の方位に基づいて作成される。集水域のサイズは、範囲に含まれるセル数に閾値を設けることで任意に指定可能である。NAKSIN では、集水域の閾値は 200,000 m²(2000 セル)と設定されているが、解析対象地の斜面はこの面積に達しておらず、小さい閾値を設定する必要がある。そこで、急傾斜地を適切な大きさに分割するため、雪崩判読図における雪崩跡の幅と雪崩跡が含まれる分割した急傾斜地の幅を比較することで、集水域の閾値を決定した。なお、雪崩跡および分割領域の上

部が発生区であると仮定し、それぞれの幅を GIS において手動計測した。

図 1 は、判読図における雪崩跡の幅と分割した急傾斜地の幅を比較した散布図であり、集水域の閾値を 2, 000, 15, 000, 30, 000 m^2 の3つに設定した場合の計測結果である。雪崩ハザードマップ作成では、実際の雪崩を過小評価しないことが求められるため、集水域の閾値は分割した急傾斜地の幅が雪崩跡の幅を概ね上回る値に設定しなければならない。図1より、集水域の閾値 15, 000 m^2 において、分布の下限が1対1の線近傍に留まっているため、本解析では、15, 000 m^2 (150 セル)を急斜面地の分割に使用する集水域の閾値と決定した。

3. 3 分割した急傾斜地における発生区の抽出

急傾斜地の抽出と集水域による分割のみでは、走路と堆積区が含まれる。そこで、分割した急傾斜地の上部を潜在的な雪崩発生区と定めるため、各領域の最大標高から一定の標高範囲を残し、その他の領域を除去した。NAKSIN では、標高差を解析対象地に応じて変化させているが、100 m から 1, 000 m の間に設定されている。本解析では、雪崩災害調査記録に示された最大の雪崩発生区の長さ 100 m と、急傾斜地の抽出で決定した傾斜範囲(25~50 度)の平均傾斜 38 度を用いて、標高差を 62 m と決定した。

4. 潜在的な雪崩発生区と雪崩判読図の比較

日本に最適化したパラメータを用いて、山古志地域全域 (DEMの領域 20 km 四方)で潜在的な雪崩発生区を推定した。図 2 は、作成した雪崩発生区の一例である。図中の灰色は潜在的な雪崩発生区を示しており、黒線は発生区の分割線を意味する。加えて、雪崩判読図は白色で描画されるが、その雪崩跡に走路と堆積区が含まれている。潜在的な雪崩発生区を雪崩判読図の雪崩跡と比較すると、雪崩跡の上流に雪崩発生区が確認できる。つまり、これらの発生区から雪崩が起こった場合、雪崩跡を包括することが可能であり、推定した雪崩発生区は妥当であると判断できる。

5. まとめ

本研究では、日本の雪崩ハザードマップ作成に資するため、数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手法について検討した。雪崩判読図や雪崩災害調査記録といった実際の雪崩観測データを活用し、日本の複雑な地形に適した傾斜範囲、集水域のサイズ、標高範囲を決定した。解析により得られた雪崩発生区は実際の雪崩跡の上流に位置しているため、潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立に成功した。

文献

- 秋山実, 佐藤浩, 小荒井衛, 本間信一 (2007): 雪崩実績図を用いた雪崩の発生条件分級加点図の評価とその改良。写真測量とリモートセンシング, 46, 4-16.
- Issler, D., Gislås, G. K., Gauer, P., Glimsdal, S., Domaas, U., and Sverdrup-Thygeson, K.

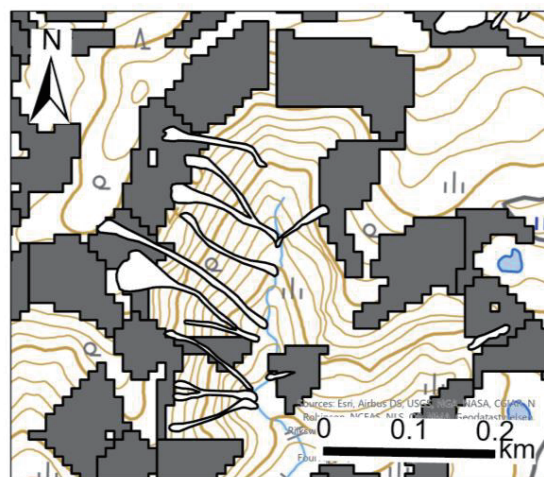


図 2 潜在的な雪崩発生区(灰色)と雪崩判読図(白色)

(2023): NAKSIN-a new approach to snow avalanche hazard indication mapping in Norway. Available at SSRN.

4

野谷荘司山で 2021 年 1 月に発生した乾雪表層雪崩の流下状況

竹内由香里¹⁾・勝山祐太¹⁾・勝島隆史¹⁾・荒川逸人²⁾・安達聖²⁾・河島克久³⁾

(1:森林総合研究所十日町試験地 2:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 3:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

岐阜県白川村の野谷荘司山において 2021 年 1 月 10 日に発生した大規模な乾雪表層雪崩は、山頂に近い稜線直下の標高 1700 m 付近で発生し、水平距離で約 2800 m、標高差約 1000 m を流下して標高約 710~720 m まで達し、橋などの構造物、電柱、多数の樹木が損壊した(図 1)。堆積区の面積は 32 ha 以上、雪崩の堆積量は 27 万トン以上と算出され¹⁾、国内で調査された雪崩では 2 番目に大きな規模であった。雪崩の発生要因は、1/7 からの強い降雪により積雪荷重が急増したことと考えられ、12/31 または 1/7 から降り積もった雪が弱層になったことが積雪変質モデルで示された²⁾。この雪崩の流下状況や雪崩に対する森林の減勢効果を明らかにするために、樹木の折損状況から雪崩の速度を推定し、それにもとづいた運動モデルのシミュレーションにより雪崩の流下を再現した³⁾。ここではシミュレーションで明らかになった雪崩の流下状況や森林の減勢効果について発表する。

2. 方法

樹木の折損状況の調査は、雪崩堆積区末端に近いスギ林 A 内に幅 10 m、雪崩の進行方向に長さ約 160 m の調査範囲を設定して、範囲内の全樹木(247 本、スギは 198 本)を対象に行なった。雪崩によって樹幹に生じた曲げ応力が、樹木の曲げ破壊強度を超えたときに幹が折れたとして、幹が折れた高さや直径の実測値にもとづいて雪崩の速度を推定した。雪崩の流下は、運動モデル Titan2D(Ver.3.0.0)⁴⁾を用いて計算した。本研究では、雪崩に対する樹幹の抵抗を Titan2D における林内の底面摩擦に含めて計算する手法で、森林が雪崩の流下に及ぼす影響を調べた。

3. 結果と考察

現地調査とシミュレーションの結果、雪崩は 2 箇所発生し、どちらも沢に沿った同じ経路を流下したと考えられた。しかし、どちらの雪崩が先に発生し、どちらが堆積区のスギ林 A を倒したかを示すデータは現地調査では得られなかった。シミュレーションによると、2 箇所のうち南側から発生した雪崩 S がスギ林 A の樹幹が折れる速度で流下した場合には、スギ林 A より先にスギ列 B を倒壊する結果になり、実際にはスギ列 B は倒壊しなかったのが矛盾することがわかった。一方の雪崩 N の場合は、スギ列 B より先にスギ林 A に流入するため、スギ林 A を倒壊する速度であっても、スギ列 B は倒壊せずに残る可能性があることがわかった。また、実際の到達範囲とシミュレーション結果を比較したところ、森林のないところを流下するときの底面摩擦角 δ は雪崩 N の方が雪崩 S より小さいと考えられた。これらをもとに、雪崩 S が先に流下したがスギ林は倒壊せずに残り、雪崩 N が後からより高速で流下して、スギ樹幹を倒壊しながら林内を進んだと考えた。森林の効果を考慮せずにシミュレーションすると、雪崩は実際より遠くまで広範囲に到達したが、スギ林内の底面摩擦角 δ_f を大きくすることによって森林の効果を考慮すると、実際に近い到達範囲を再現でき、森林の減勢効果を示すことができた。

文 献

- 1) 勝島隆史ら, 2021, 雪氷研究大会(2021・千葉ーオンライン)講演要旨集, 170.
- 2) Katsuyama et al., 2023, Journal of Disaster Research, 18(8), 895-910. doi.org/10.20965/jdr.2023.p0895.
- 3) Takeuchi et al., 2024, Arctic, Antarctic & Alpine Research, 56(1). doi.org/10.1080/15230430.2024.2327652.
- 4) Pitman et al., 2003, Phys. Fluids, 15(12), 3638-3646. doi.org/10.1063/1.1614253.

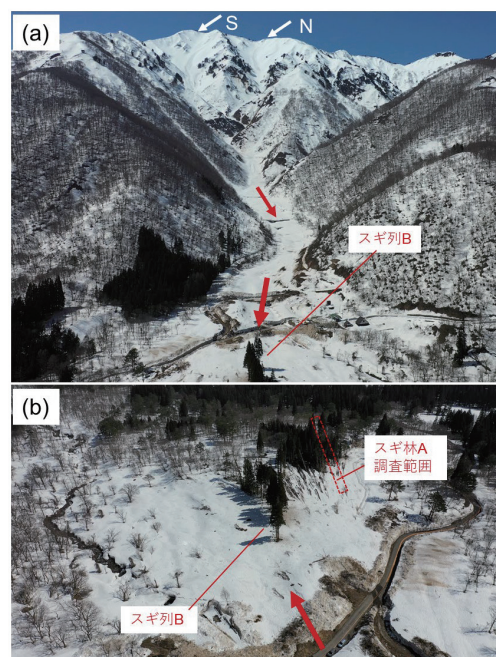


図 1 野谷荘司山雪崩の発生区と堆積区の全容。

(a)の白矢印は雪崩 N と S の発生区的位置。

赤矢印は雪崩の主要な流下方向を示す。

(Takeuchi et al. (2024)³⁾ の Fig. 2 を一部変更して転載)

5

気象モデルの格子点データによる鉛直プロファイルを考慮した降水形態の診断方法

○本吉弘岐¹・中井専入¹・山下克也¹・中村一樹¹・上石勲¹・伊豫部勉²・林奈津子²・神谷弘志²

(1: 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、2: 東日本旅客鉄道株式会社 JR 東日本研究開発センター 防災研究所)

1. はじめに

首都圏での降雪により、鉄道・道路・電力等に対してさまざまな影響が生じる。降雪量だけでなく、降水形態（雨，雪，霰など）によっても影響が変わるため、対策には降水形態の推移を予測・把握することが重要である。気象庁の局地気象モデル(LFM)は 2km 解像度で 10 時間先までの予測が 1 時間ごとに高頻度で更新されるため、時々刻々と変化する降水形態を把握するのに有用なプロダクトといえる。LFM では雨，雪，霰などの水物質を予報変数とする雲解像モデルが採用されているものの、一般に配信される LFM 格子点データ (GPV データ) に格納される降水データは地上降水量のみである。本研究では、気象モデル GPV の気温、湿度の鉛直プロファイルから雨雪判別、特に、霰の含水状態を診断する方法について検討した。

2. 高度別の雨雪判別手順

気温と湿度プロファイルから鉛直方向での雨雪判別を行うため、単純な融解層のモデルを考える。ここでは融解層より上層では雪、融解層上端で融解が開始され、融解層下端で融解が完了し、それより下方では雨となる。簡単のため、湿球温度 0°C 高度 H_{Tw0} を融解開始高度、気温および湿度が Matsuo et al. (1981) の日光における融解完了線 $RH - 43(6.8 - T) = 0$ (RH: 相対湿度, T: 気温) と一致する高度 H_{MC} を融解完了高度とする。湿球温度 0°C をまたぐ逆転層を考慮するため、

- 上方・下方から探索した湿球温度 0°C 高度 $H^{(+)}_{Tw0}$, $H^{(-)}_{Tw0}$
- 上方から探索した融解完了高度 $H^{(+)}_{MC}$

を求め、ある高度 H に対して $H^{(+)}_{Tw0}$, $H^{(-)}_{Tw0}$, $H^{(+)}_{MC}$ との関係から、図 1 のフローチャートにより降水形態を判別する。

3. 結果

適用例として首都圏で降雪のあった 2024 年 2 月 5 日における 18 時の雨雪判別を図 2 に示す。図 2(c) は地表面での降水形態の推定結果で、首都圏の山沿いでは緑色で示した雪、内陸平野部では黄色で示した霰が広く分布している。図 2 (c) の霰領域には、融解開始高度 $H^{(+)}_{Tw0}$ を等高線で示している。霰は、融解の程度に応じて雨に近い状態から雪に近い状態まで含まれる。図 2 (c) では、雨の領域との境界付近の千葉県東部から茨城県東部地域にかけて等高線が混み、融解開始高度が高い領域（赤点線）がある。この領域では融解層内での降水粒子の落下距離が長くなり、より雨に近い霰となることが推測される。一方、それ以外の霰の領域では、融解開始高度は 50~100m 以下であり、融解層内での落下距離が短くなるため、より雪に近い霰となることが推測される。実際には、融解完了高度は融解層内の気温・湿度プロファイルや、降雪粒子の粒径分布などに応じて変化するため、ディストロメータ観測などによる実際の降雪状況との比較による検証が必要である。一方で、この方法は簡便で LFM 以外の気象モデルの GPV に適用でき、逆転層の存在領域と合わせて任意高度の雨雪判別が可能なることから、着雪災害等への対策にも応用可能と考える。

文献

Matsuo, T., Y. Sasyo and Y. Sato (1981): JMSJ, 59(4), 462-476.

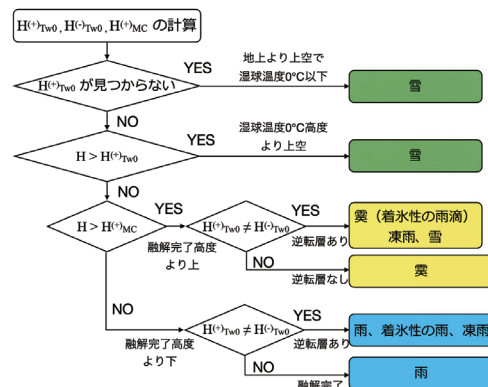


図 1: $H^{(+)}_{Tw0}$, $H^{(-)}_{Tw0}$, $H^{(+)}_{MC}$ から高度 H における雨雪判別を行うためのフローチャート。

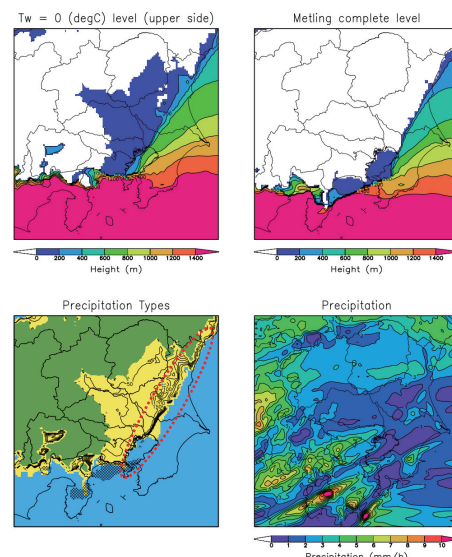


図 2: 日本時間 2024 年 2 月 5 日 18:00 (FT=3H) の LFM データによる (a) $H^{(+)}_{Tw0}$, (b) $H^{(+)}_{MC}$, 地表面での (c) 降水形態, (d) 降水量. (c) の塗りつぶし色は図 1 を参照。黄色の霰領域の等高線は $H^{(+)}_{Tw0}$ を表す。ハッチは逆転層の存在

6

レーダー観測面からの降雪粒子の移流アルゴリズム開発

山下克也¹・田邊章洋¹・中井専人¹・本吉弘岐¹

(1:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. はじめに

我々は、新潟県中越地域に既存の融雪装置を活用して降雪量分布を測定する地上稠密ネットワーク観測システム (Yamashita et al., 2020)を開発した. そのシステムから得られる地上の降雪量分布と気象レーダーから得られる上空の降水量分布を比較結果から、両者にはレーダー観測面から地上に達するまでに降雪粒子が風によって流されることで生じる位置ずれを確認できた. 集中降雪による立ち往生などの被害を軽減するためには、降雪粒子の移流を考慮した位置ずれの少ない地上の降雪量分布が必要である. そこで我々は地上稠密ネットワーク観測システムと複数の現業用気象レーダーが展開されている新潟県中越地域をテストフィールドに気象モデルとレーダーデータを用いてより現実に近い地上の降雪量分布を算出するための降雪粒子の移流アルゴリズムの開発を行っている. アルゴリズムとしては、レーダー観測面から落下する粒子の移流を粒子の落下速度と風向風速を用いて計算するものを想定している. レーダー観測面から下の情報は気象モデル等の格子点データを使用することを想定して開発を進めている. 現在は、比較的容易に高解像度のシミュレーションが可能なメソ気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting) で格子点データを作成し、それと実測値の比較による精度検証を行っている. 並行して風速場に従って動くトレーサー粒子の軌道を計算するシステムの構築も行っている. 本稿では、精度検証について初期的な結果を報告する.

2. データ

WRF によるシミュレーションでは、2019 年2月5日 21 時から2月8日 21 時までを解析期間とし、初期値・境界値に NCEP-FNL, DTOPO30 を用いた. 水平解像度は1 km で鉛直格子は 40 層(地表-50 hPa)とし、10 分ごとに格子点データを作成した. 検証には新潟県内の気象庁アメダスと気象庁新潟レーダーのデータを用いた.

3. 結果と考察

アメダス新潟、長岡、高田、相川の風向・風速・気温と WRF で計算したアメダス当該箇所データの時系列の比較したところ、おおむね一致していた(図1は長岡アメダス事例の結果). 高度 500 m の風向風速分布とその高度付近のドップラー速度を重ねたところ(図2)、どちらも北から北北西の風を示す結果であり、およそ一致していた. 以上の結果は、シミュレーション結果が風速場を再現していることを示唆している. 図3は図2の赤枠領域内(地上稠密ネットワーク観測システムにより地上降雪量分布が得られる領域)のデータから算出した風速と風向の領域平均値の鉛直分布である. 高度1 km 以下では北寄りの風約 8 m/s と一定であり、それより上では西風成分が強くなり、風速も高度によって差がある分布であった. 気象庁合成レーダーは高度約2 km 面上の全国合成図を作成しているので、降雪粒子をその高度から落下させた場合の水平方向に流される距離の推定を試みた. 降雪粒子の落下速度を1 m/s, 水平風を領域平均値と

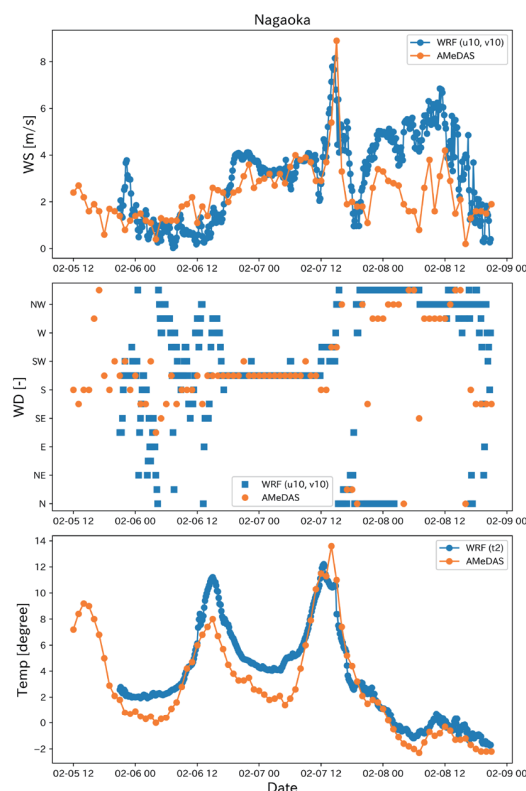


図1 2019 年2月5日 21 時(JST)から2月8日 21 時(JST)までの長岡アメダス地点の風向、風速、気温の時系列. 青色が WRF 計算値を、オレンジ色がアメダス実測値を示す.

仮定した場合, 水平方向移動距離は約 16 km であった. 同様に落下速度を 1.5 m/s とすると約 11 km であった. 1 事例での粗い推定ではあるが, 降雪粒子の移流は道路管理の上では無視できない値であると思われる.

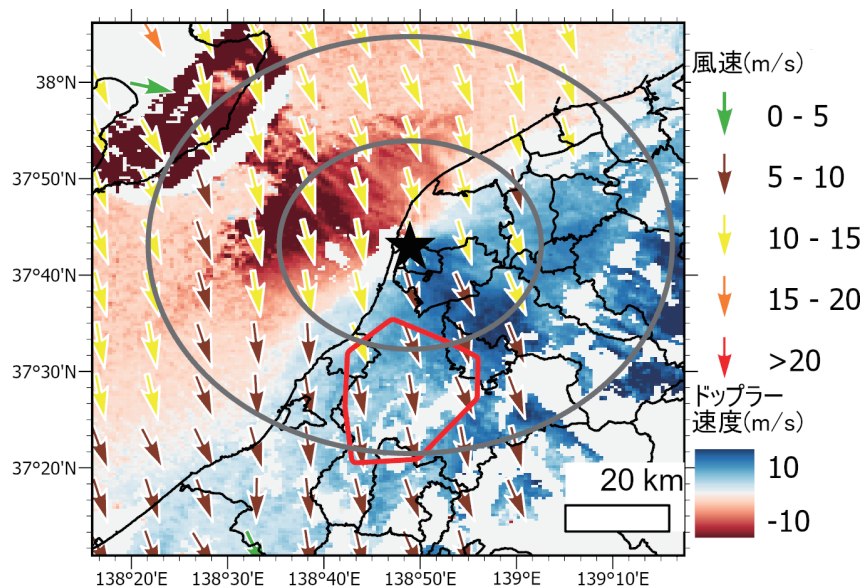


図2 2019年2月7日22時の高度500 mの風向風速(WRF計算値)とその高度付近の気象庁新潟レーダーのドップラー速度分布(高度約500~400 mに相当). 赤枠は地上の降雪量分布が得られる領域を, 黒丸枠は新潟レーダーから半径20 kmと40 kmの同心円を示す.

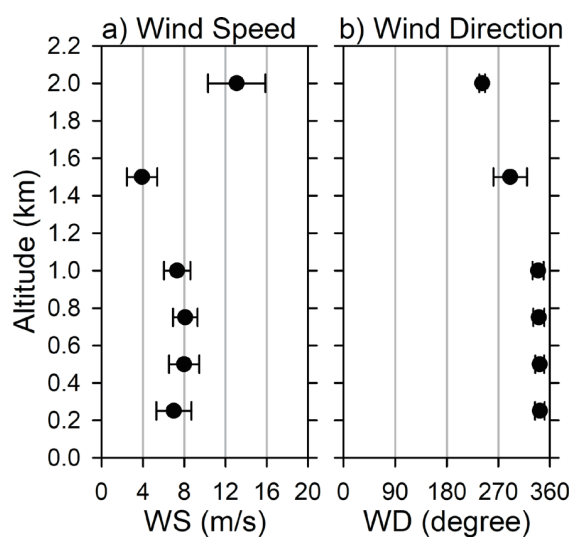


図3 図2の赤枠領域内のデータを用いて平均した風向と風速の鉛直分布. 時間は図2と同様であり, エラーバーは標準偏差である.

文献

Yamashita, K., S. Yamaguchi, T. Saito, Y. Yamakura, E. Kanda, S. Nakai, and H. Motoyoshi, 2020: Quantitative Snowfall Distribution Acquisition System with High Spatiotemporal Resolution Using Existing Snowfall Sensors, SOLA, 16, 271-276.

魚沼丘陵の影響に着目した十日町と塩沢における雪密度と雪粒子の観測

高見和弥¹・勝山祐太²・鈴木賢士³・高橋大介¹・勝島隆史²・竹内由香里²

(1:鉄道総合技術研究所 2:森林総合研究所十日町試験地 3:山口大学)

1. はじめに

山間地域の降雪は地形によって励起される上昇流の影響を受けることが知られている。本研究では丘陵地形に励起される上昇流の影響を受けると考えられる、丘陵地形の風上側、風下側での雪粒子の違いを調べることを目的とした。新潟県に位置する森林総合研究所十日町試験地と鉄道総合技術研究所塩沢雪害防止実験所は、標高約 750 m の魚沼丘陵をはさんで、冬型の気圧配置時における風上側(北西側, 十日町市)と風下側(南東側, 南魚沼市)に位置している(図 1)。2 地点間の距離は 12.3 km, 標高は両地点ともに約 200 m である。十日町市, 南魚沼市での雪のほとんどは冬型の気圧配置のもとで降ることから、本研究では十日町で雪を降らせた雪雲が魚沼丘陵を越え、塩沢でも雪を降らせることを仮定し、両地点で過去に観測された日降雪の観測データ、2023 年-2024 年冬期に観測した雪粒子の観測データを分析することで魚沼丘陵の影響による雪密度、雪粒子の変化を調べた。

2. 日降雪密度の観測

十日町試験地(以下, 十日町)と塩沢雪害防止実験所(以下, 塩沢)では、毎朝 9 時(0:00UTC)に雪板の上の降雪深と相当水量を計測し、日降雪密度を計算している。相当水量は十日町試験地では断面積 40cm², 塩沢雪害防止実験所では 50cm² の円筒サンプラーを利用して測定した。なお、十日町の観測は主に平日のみ行われているため観測日数が塩沢より少ない。本研究では 12 月~2 月を冬期として、2013 年-2014 年冬期から 2022 年-2023 年冬期までの 10 冬期を対象とした。10 冬期 902 日間のうち、十日町試験地では 291 日間、塩沢雪害防止実験所では 494 日間観測が実施されていた。

降雪深が少ない日のデータは日降雪密度の測定誤差や融解、圧密の影響が大きいと考えられるため、両地点で日降雪 10 cm 以上の日(160 日間)を対象として分析を行った。その結果、十日町の日降雪深の平均値は塩沢の 1.06 倍、相当水量は 1.15 倍、日降雪密度は 1.09 倍であった。なお、両地点の湿球温度の日最大が 0 °C 未満の、乾いた雪の事例(53 日間)に限定すると、十日町の日降雪密度の平均値は塩沢の 1.12 倍であった。対象とした 160 日間の日平均気温、相対湿度を調べると(図 2)、2 地点の日平均気温は相関が高く(R=0.96)大きな差が見られないのに対し、相対湿度は塩沢の方が低いことが分かった。このことから、過冷却水滴の量、ひいてはライミングの度合いの違いによって 2 地点の日降雪密度の違いがもたらされている可能性がある。一方で、日平均湿球温度範囲 1 °C ごとの日降雪密度の平均値と標準偏差を調べたところ、同じ湿球温度の範囲でも十日町の方が塩沢より日降雪密度が大きいことが分かった(図 3)。このことから、地上での気象観測値だけでは両地点の雪密度の違いを評価することは難しいことが示唆された。同じ湿球温度の範囲における両地点の日降雪密度の違いは、丘陵地形の風上側で地形に励起された上昇流によって空気が持ち上げられ、ライミングが活発になっていることが一因である可能性がある。

3. 雪粒子の観測

2023 年-2024 年冬期に両地点における雪粒子の観測を実施した。両地点に光学式ディストロメータ(OTT 社, Parsivel²), パーティクルゾンデを地上観測用に改造したビデオディストロメータ(明星電気, Rainscope, Suzuki et al., 2023), K バンド鉛直レーダー(METEK 社, Micro Rain Radar)を設置した。また、両地点からみて、それぞれ魚沼丘陵の反対側に数 km 離れた地点に X バンド 2 重偏波レーダー(古野電気, WR-2100)を設置し、ボリュームスキャンを行った。Parsivel², Rainscope は風の影響を避けるために防雪ネット内に設置した。2023 年 12 月から 2024 年 1 月の気温 0 °C 未満の時刻を対象に、Parsivel² で観測した 20 分間積算の粒径・落下速度分布を用いて、両地点での平均的なライミングの度合い(Takami et al., 2022)の違いを調べた(図 4)。結果、塩沢に比べて十日町でライミングの度合いが大きい、つまり重い雪粒子が降っている時刻が多いことが分かった。Rainscope で取得した雪粒子の画像やレーダー観測の分析については当日発表する。

文献

- Suzuki, K., Hara, Y., Sugidachi, T., Shimizu, K., Fujiwara, M. 2023: Development of a new particle imaging radiosonde with particle fall velocity measurements in clouds. *SOLA*, **19**, 261-268.
- Takami, K., Kamamoto, R., Suzuki, K., Yamaguchi, K., Nakakita, E. 2022: Relationship between newly fallen snow density and degree of riming estimated by particles' fall speed in Niigata Prefecture, Japan. *Hydrological Research Letters*, **16**, 87-92



図1 十日町試験地と塩沢雪害防止実験所の位置, 地理院地図に加筆

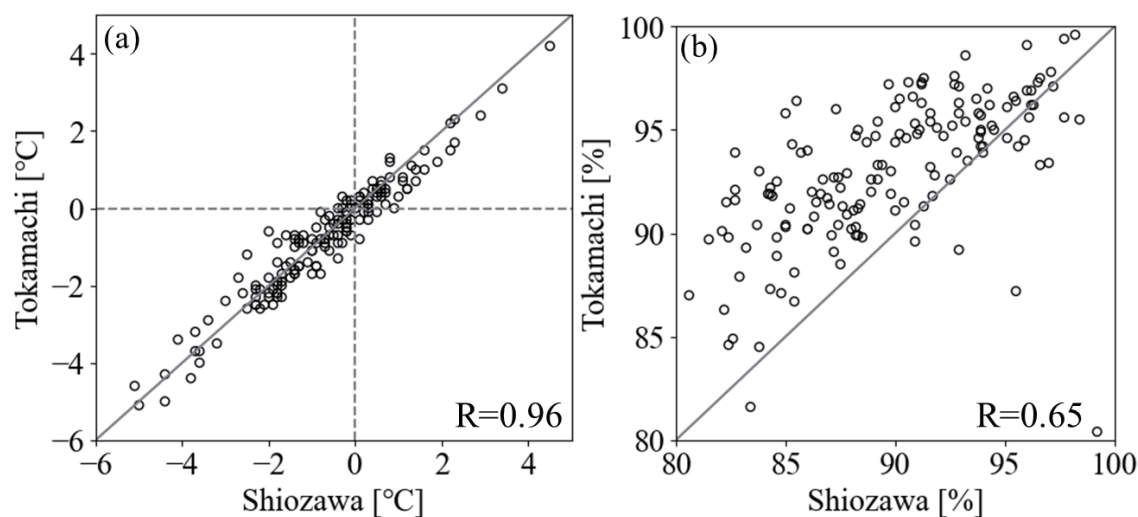


図2 十日町試験地と塩沢雪害防止実験所における日降雪深 10 cm 以上時の(a)日平均気温, (b)相対湿度

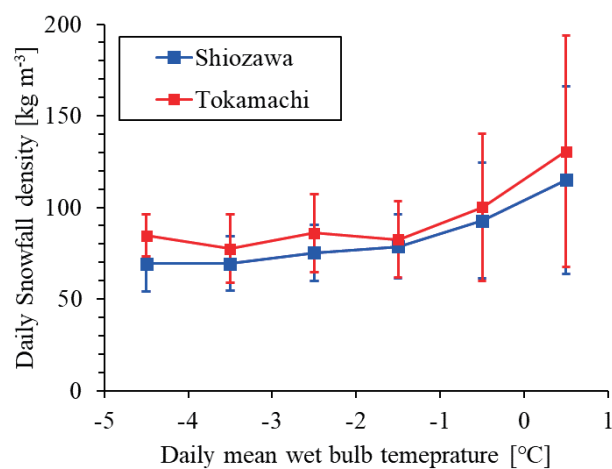


図3 日平均湿球温度範囲 1 °C ごとの日降雪密度の平均値と標準偏差

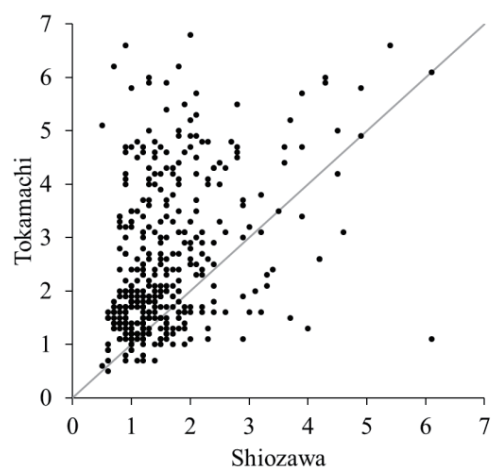


図4 気温 0 °C 未満時における 20 分ごとの平均的なライミング度合い, 2023 年 12 月-2024 年 1 月

AMeDAS 降雪の深さの毎正時データにおける異常値の抽出と欠測の取り扱いについて

川崎結生¹・河島克久²

(1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

AMeDAS 降雪の深さ(以下、降雪量)データの元となる AMeDAS 積雪の深さ(以下、積雪量)データには、様々な障害要因によって極めて大きな降雪量データ(異常値と呼ぶ)が含まれることがある。気象庁では、このような異常値に対して自動品質管理 AQC と職員による修正 HQC を行い、観測値の品質を維持している。しかし AQC や HQC をすり抜けた異常値が残っていることがある。このような異常値のほかにも、AMeDAS 降雪量データには欠測も多数見られる。これらの異常値や欠測は、大雪時の降雪量の統計的解析を進める上で大きな障害となる。

本研究では、新潟県内の AMeDAS データの分析から、降雪量の毎正時データにおける異常値の抽出と欠測データの補填を行う方法を確立することを目的とした。

2. 降雪量データの異常値と欠測の実態

本研究で扱う異常値とは、積雪深計の精度に伴う数センチ程度の誤データではない。他の気象要素から強い降雪・融雪は明らかになると判断される気象条件にもかかわらず、積雪量データに大きな増加・減少が認められ、その1時間後には変化前の値と同程度まで戻ることによって生じる大きな降雪量データを本研究では異常値として扱う(図1)。

また、過去 34 年間における降雪量データの欠測(品質情報の値が 8, 5 以外)の割合は、全データの 0.2~3.0%に及び、気温や降水量データの欠測割合よりも著しく大きい。

3. 異常値の抽出方法

2 章に示したような降雪量の異常値を過去 40 年間で確認した。降雪量の異常値のほとんどが、積雪量の異常値を HS2, その前後の積雪量を HS1, HS3 としたときに(図1),

$$|HS1 - HS2| \geq 10 \text{ cm} \text{ かつ } |HS1 - HS3| \leq 2 \text{ cm}$$

の場合に出現していることが分かった。つまり、これらの 2 条件によって降雪量の異常値を抽出することが可能である。

4. 欠測データの取り扱い

降雪量データの欠測を補填するために、まず該当該時刻の降雪の可能性を判断する。その手順として、同時刻の降水量の有無を確認し、降水なしの場合は欠測を「降雪量 0 cm」で補う。一方、降水ありの場合は、気温を用いることで降雪の有無を判断する。ここで降雪なしと判断された場合は「降雪量 0 cm」とするが、降雪の可能性のある場合は欠測のままとする。ただし、降雪の可能性のある場合でも、図2のように欠測が1時間のときには、 $HS2 = (HS1 + HS3) / 2$ から積雪量の欠測を補填することで、降雪量データも補填することができる。これらの欠測の補填方法についてまとめたフロー図を図3に示す。

謝辞

気象庁における AQC と HQC に関しては、新潟地方気象台の水野太治主任技術専門官、永田俊光地域防災官から適切なアドバイスを頂きました。ここに記し感謝いたします。

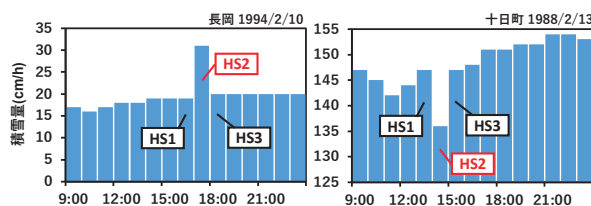


図1 降雪量の異常値をもたらし積雪量の異常値

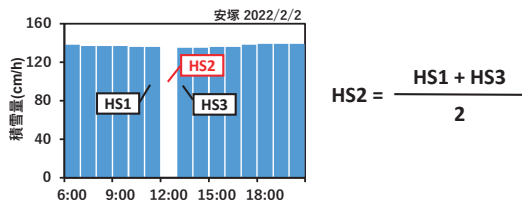


図2 積雪量が1時間欠測の場合の補填方法

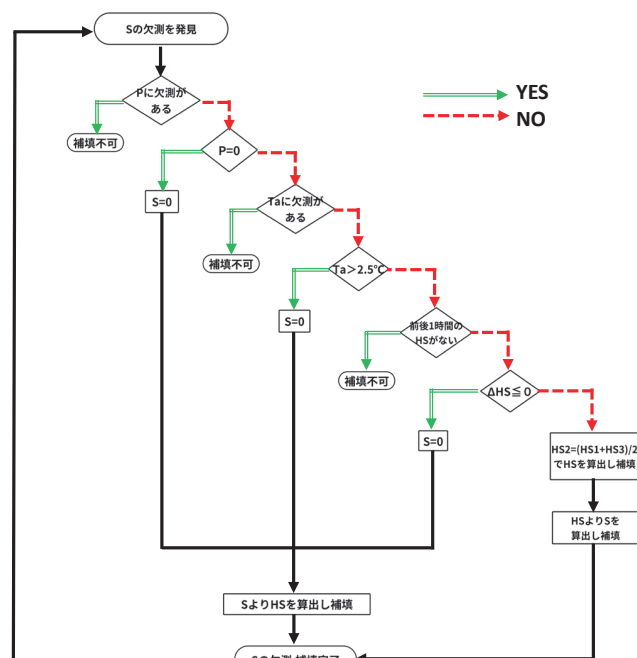


図3 降雪量の欠測補填のフロー図

(HS:積雪量 S:降雪量 P:降水量 Ta:気温)

地上設置型の Lidar を使った降雪密度推定

勝山祐太¹・新屋啓文²・竹内由香里¹・勝島隆史¹・稲津将³

(1: 森林総合研究所十日町試験地 2: 新潟大学災害・復興科学研究所 3: 北海道大学大学院理学研究院)

1. はじめに

降雪密度は、積雪の数値シミュレーションや降雪深推定など様々な用途で必要となるが、これを一般に普及している気象観測機器を用いて精度よく自動観測することは難しい。本研究では、降水量観測と同時に地上設置型の Lidar を用いた広範囲の積雪深観測を行い、降雪密度の推定とその精度検証を行なった。

2. 方法

低価格ながらも高精度な計測が可能な Livox 社製の Lidar を使用して、森林総合研究所十日町試験地(新潟県十日町市)の観測露場のうち、1×1m 四方内の平均積雪深を合計56か所で1時間毎に観測した。また、同時に0.5mm 分解能の助炭付き溢水式雨量計を使い1時間毎に降水量を観測した。これら積雪深と降水量の結果を基に、遠藤ほか(2002)の方法に従い積雪の沈降を補正したうえで降雪密度を推定した。ただし、密度 250 kg m⁻³ 以上と推定された場合は、異常値として除外処理した。推定した降雪密度の精度検証のための実測データは、1~1.5時間毎に断熱材でできた板に積もった雪を20×20cm 四方に切り出し、電子天秤で測定した重量を雪の体積で除すことで取得した。これら観測を2023年12月26日から翌年3月28日まで行った。

3. 結果と議論

観測期間において、複数の降雪イベントの観測に成功したほか、電子天秤を使った降雪密度の観測を計33回行うことができた。図1に2024年1月15日12時から翌日20時までに観測された降雪イベントにおける降雪密度を示す。1月15日17時以前では、Lidar 観測の場所によって推定される降雪密度は±25 kg m⁻³ 程度の違いがあったものの、電子天秤を使った観測結果と概ね整合的だった。しかし、1月15日18時以降では、同じ観測露場内であっても場所によって推定される降雪密度が大きく異なり、その一部は電子天秤を使った実測値と大きく異なっていた。この期間は、降雪深が少なく、わずかな観測誤差や露場内の積雪深のばらつきなどが密度推定に大きな影響を与えてしまったと考えられる。

全観測期間を通すと、電子天秤を使った実測値に対する Lidar 観測全56か所の平均降雪密度の二乗平均平方根誤差は約7 kg m⁻³ だった。これは遠藤ほか(2002)の報告の約半分の誤差であり、観測露場の広範囲の積雪深を観測したことにより降雪密度の推定精度が向上したと考えられる。

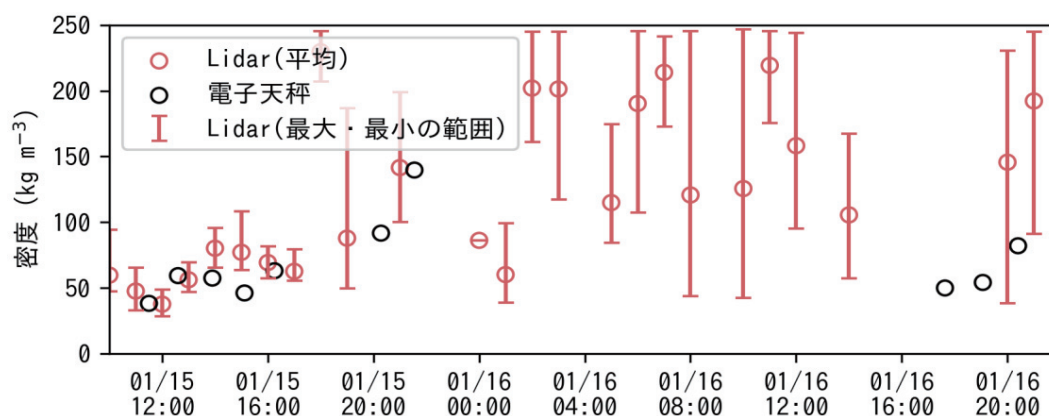


図1 2024年1月15日12時から翌日20時までに観測された降雪密度。赤色○と黒色○はそれぞれ Lidar 観測56か所すべての平均降雪密度と電子天秤を使った観測結果を表す。赤色エラーバーは、Lidar 観測56か所の最大・最小の降雪密度の幅を示す。

謝辞

本研究は、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費(2023-6)の助成によって行われた。

文献

遠藤八十一, 小南裕志, 山野井克己, 庭野昭二(2002): 粘性圧縮モデルによる時間降雪深と新雪密度. 雪氷, 64, 3-13.

3 分力計を用いた雪面せん断応力の直接計測

新屋啓文¹・大風翼²・富永禎秀³・根本征樹⁴

(1:新潟大学災害・復興科学研究所 2:東京工業大学環境・社会理工学院

3:新潟工科大学工学部 4:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. はじめに

吹雪の発生条件は、雪面に作用する流体せん断応力と流体臨界と呼ばれる閾値の関数として定式化されている。流体せん断応力を見積もる手法として、プロファイル法や渦相関法がある。これらの手法は風速の計測に基づいているため、雪面での流体せん断応力は間接的に推定された値となる。十分に発達した境界層であれば、コンスタント・フラックス層が成り立つので、境界層中の流体せん断応力と同じ値が雪面にも作用していると仮定できる。しかし、吹雪時では、風と飛雪の運動量交換により、流体せん断応力は吹雪発生前より低下する。加えて、飛雪粒子によるせん断応力も雪面に作用するため、雪面せん断応力の計測は困難となる。

Nemoto and Nishimura (2001)は、ロードセルに積雪を載せることで、吹雪発生前と吹雪時の雪面せん断応力を直接計測した。得られた雪面せん断応力はプロファイル法の値よりも若干過大評価しているものの、吹雪時の流体・粒子せん断応力の合計値が計測可能となった。Walter *et al.* (2014)は、飛砂の実験において、Irwin センサーと呼ばれる風速計を用いて砂床から 5 mm の高さの風速に基づいて地表面での流体せん断応力を推定した。せん断応力の直接計測では、流体と粒子のせん断応力を分離できないが、跳躍粒子を伴う場合でも、流体せん断応力の算出が可能となった。しかし、Niiya and Nishimura (2022)の数値計算によると、吹雪時の流体せん断応力の変化は雪面から高さ数 cm まで及んでいる。そのため、風速から雪面での流体せん断応力を正確に推定することは困難であると考えられる。

以上のように、雪面での応力は、吹雪発生の条件を解明するため、流れ方向のせん断応力のみに着目されてきた。新屋ほか(2021)は防雪柵周辺に形成される吹きだまりの内部構造を調査したところ、吹きだまり内部の密度は表面付近の値より小さいという観測結果を得ている。そして、飛雪粒子の堆積過程が吹きだまりの成長とともに変化するため、この影響が吹きだまり密度に反映されたという仮説を唱えた。つまり、飛雪粒子による雪面と垂直方向の応力が、積雪を圧密していることになる。したがって、雪面せん断応力のみならず垂直応力の直接計測が、吹雪による吹きだまりメカニズムの解明に重要となる。

本研究では、吹雪発生や吹きだまり構造で重要となる雪面応力 3 成分を高精度に直接計測するため、3 分力計(ロードセル)を用いた実験系の構築と計測試験を行った。

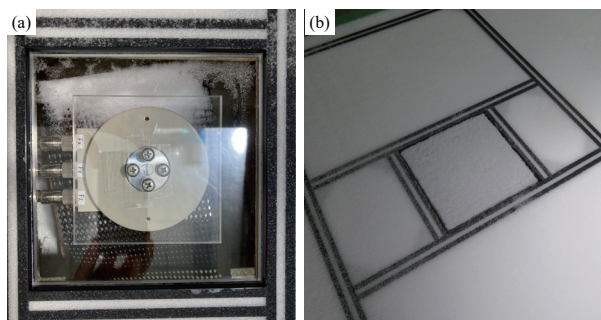


図1 3分力計の配置:(a)アクリル板のみ, (b)積雪あり.

2. 実験方法

実験は、防災科学技術研究所新庄雪氷環境実験所の大規模境界層風洞において-10℃で実施された。

2.1 雪面せん断応力の計測

雪面せん断応力を計測するため、図 1(a)に示すように風洞底面に穴を開けたベニヤ板を固定し、穴の部分に 150 mm×150 mm のアクリル板を取り付けた 3 分力計(KYOWA ELECTRONIC INSTRUMENTS Co., LTD.: LSM-B-5NSA37B-P)を配置した。3 分力計の配置位置は、風洞入口から十分に離れた地点とした: $x = 12.5$ m, $y = 0.5$ m。風洞底面およびアクリル板に敷き詰めた積雪は散水で硬化させた hard snow であり、アクリル板の積雪深 D_s は 20 mm と 3.5 mm の2通りとした。3 分力計の出力(ひずみ ε)は動ひずみ測定カードを取り付けたユニバーサルレコーダー(KYOWA ELECTRONIC INSTRUMENTS Co., LTD.: EDX-200A-4H (DPM-42B-F))で収録され、サンプリング周波数を 20 Hz と設定した。注意として、アクリル板に載せた積雪が周囲のアルミフレームに接すると、ひずみは時間的に変化する挙動を示した。そのため、図 1(b)のようにヘラで積雪とアルミフレームに 2 mm の隙間を空けた。

低温環境で計測したひずみを力に正確に変換するため、3 分力計のキャリブレーションを行った。まず、3 分力計を任意の角度に傾け、 $x \cdot y$ 方向の傾斜角を2軸の水準器で測定した。次に、3 分力計に数本のネジ(1.0165 g/本)を取り付け、ひずみ 3 成分の変化量を計測した。最後に、積載荷重と傾斜角から 3 分力計に作用する力 F をそれぞれ算出し、式(1)の校正係数を求めた。ここで、 a_i は校正係数であり、添字の i は x, y, z 成分を表す。

$$F_i = a_i \varepsilon_i \quad (1)$$

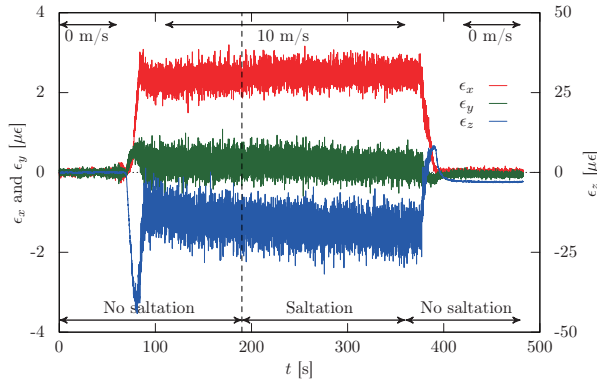


図 2 ひずみ 3 成分の時系列データ.

2. 2 流体せん断応力の推定

3 分力計で雪面せん断応力を直接計測するとともに、風速分布から雪面に作用する流体せん断応力を間接的に推定した。3 次元超音波風速計(KAIJO SONIC Co.: DA-650 (TR-92T))を用いて、各設定風速において雪面から異なる高さで風速を計測した: $z = 40, 80, 160, 320, 495$ mm. 風速のサンプリング周波数を 20 Hz と設定し、各高さでの計測時間は 60 秒であった。得られた風速分布 $\bar{u}_x(z)$ に式(2)の対数則をフィッティングすることで、摩擦速度 u_* と粗度長 z_0 を推定した。

$$\bar{u}_x(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2)$$

ここで、 κ はカルマン定数(0.4)である。流体せん断応力 τ は、空気密度と摩擦速度を用いて式(3)で記述される。

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (3)$$

ここで、 ρ は -10°C での空気密度 (1.3413 kg m^{-3}) とした。さらに、風洞内の境界層は十分に発達しているため、コンスタント・フラックス層が形成されていると判断できる。したがって、流体せん断応力は空間一様であり、算出した流体せん断応力が雪面にも作用していると仮定し、式(4)の 3 分力計による雪面せん断応力 τ_{surf} と比較した。

$$\tau_{\text{surf}} = F_x / S \quad (4)$$

ここで、 S はアクリル板の面積 ($2.25 \times 10^2 \text{ m}^2$) である。

2. 3 実験条件

吹雪発生前の雪面せん断応力を計測するため、風洞の設定風速 u_{set} を 2, 4, 6, 8, 10, 12 m s^{-1} の 6 通りに設定した。また、風洞入口の底面にある雪供給装置(充填率 100%)を作動させた吹雪時においても雪面せん断応力を計測した。吹雪時の設定風速は 6, 10 m s^{-1} の 2 通りとし、雪供給装置の上昇率は風速 6 m s^{-1} で 2%、風速 10 m s^{-1} で 10% と設定した。

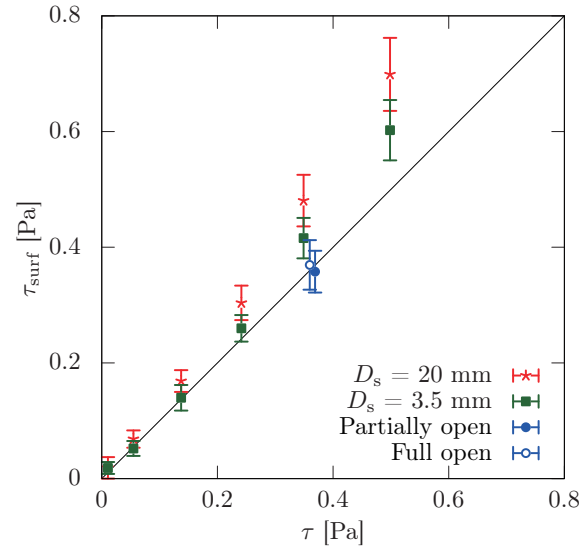


図 3 吹雪発生前の流体せん断応力と雪面せん断応力の比較.

3. 結果と考察

3. 1 ひずみ値の raw データ

図 2 は積雪深 3.5 mm で設定風速 10 m s^{-1} において計測された等価ひずみ(単位: $\mu\epsilon = \epsilon \times 10^{-6}$)の時系列データを示しており、基準点は風を吹かせる前 ($t = 0-60$ s) の平均ひずみである。図 2 上部の数値と両矢印は、それぞれ設定風速と風洞内の風速が安定した時間帯を表している。一方、図 2 下部の両矢印は雪供給装置の動作の有無を意味しており、雪を供給した時間帯 ($t = 190-360$ s) が“Saltation”に相当する。風を吹かせ始めると ($t = 70-380$ s)、風向のひずみ ϵ_x はオーバーシュートして横ばいに移したが、鉛直方向のひずみ ϵ_z はアンダーシュートした後も減少傾向を示した。スパン方向のひずみ ϵ_y は、風向と鉛直方向のひずみと比較すると、相対的に小さい変化に留まった。そして、風を停止させた後では ($t > 400$ s)、風向とスパン方向のひずみは基準点にほぼ戻ったものの、鉛直方向のひずみは基準点より低い値に収束した。つまり、積雪表面が吹雪で侵食されたと判断できる。

3. 2 吹雪発生前の流体・雪面せん断応力の比較

図 3 は、雪供給装置を作動させず風を吹かせた状態における流体せん断応力 τ と雪面せん断応力 τ_{surf} の比較を示している。なお、雪面せん断応力のプロットは、60 秒間のひずみデータから計算された平均値と標準偏差である。飛雪粒子が存在しないため、風速分布から推定した流体せん断応力が真値であると仮定し、3 分力計による雪面せん断応力の計測値を評価した。積雪深 20 mm での雪面せん断応力は、流体せん断応力を上回っていた。積雪深 3.5 mm での雪面せん断応力は $\tau < 0.2 \text{ Pa}$ の範囲で流体せん断応力と一致していたが、 $\tau > 0.2 \text{ Pa}$ では雪面せん断応力は過大評価したままであった。

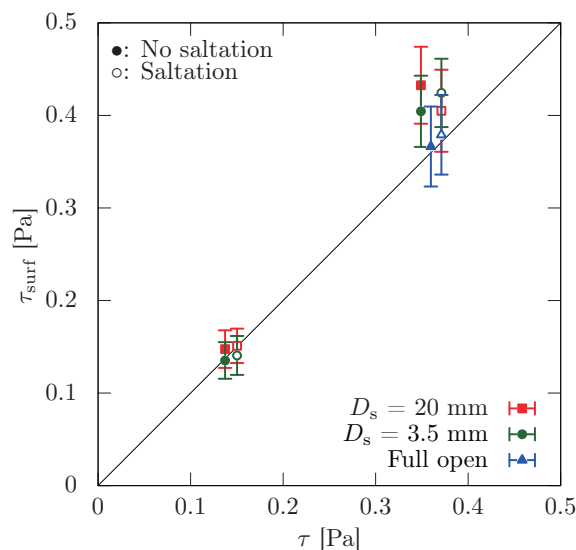


図 4 吹雪時の流体せん断応力と雪面せん断応力の比較

3.3 雪面せん断応力の過大評価

我々は、雪面せん断応力の過大評価の原因について、次のような仮説を考えた。図2に示される鉛直方向のひずみは風を吹かせた直後にマイナスとなり、3分力計の積載荷重が軽くなったことを意味している。ただし、雪供給装置を停止させた実験データによると、風速が増加するほど鉛直方向のひずみ変化量が大きくなった。つまり、積載荷重の減少は風による雪面の侵食量でなく、図1(b)に示される積雪とアルミフレームの2mmの隙間に起因した風洞底面と風洞内部の圧力差が原因であると考えられる。この圧力差が風向にも影響することで、雪面せん断応力の過大評価が生じたと仮定した。

風洞底面と風洞内部の圧力差を解消するため、3分力計を配置した風洞側面($x = 12\text{--}14\text{ m}$)のドアを開放した状態で実験を行った。積雪深は3.5 mmであり、設定風速は 10 m s^{-1} とし、ドアの下部10 cmを開ける部分開放と全面開放の2通りを試みた。図3において、部分開放と全面開放での雪面せん断応力は流体せん断応力と一致したため、3分力計で風洞内の風による応力を正確に検出することが可能となった。

3.4 吹雪時の流体・雪面せん断応力の比較

図4は、吹雪発生前および吹雪時に計測した流体せん断応力と雪面せん断応力の比較を示している。一般的に、吹雪時の摩擦速度は、飛雪粒子による跳躍層の風速弱体化で吹雪発生前より増加する。しかし、雪面近傍の流体せん断応力は粒子せん断応力に分配されるが、粒子せん断応力と粒子せん断応力の和は空間一様に保たれる。図4に示される吹雪発生前後の流体せん断応力の変化量(●→○)は小さいものの、全てのケースで摩擦速度は増加した。雪面せん断応力に関して、積雪深20 mm・設定風速 10 m s^{-1} のケースを除いて、流体せん断応力と同様に微小な増加が確認された。したがって、3分力計は、雪面で作用する流体せん断応力

のみならず、飛雪粒子の雪面での衝突により生じる粒子せん断応力も検出した。

4. まとめ

本研究では、吹雪の物理素過程である風による雪粒子の取り込みで必須となる雪面せん断応力を直接計測するため、3分力計を用いた実験系の構築を風洞実験で実施した。積雪に作用する応力を正確に3分力計で計測するためには、3分力計に載せた積雪を周囲と切り離す必要があった。加えて、風洞底面と風洞内の圧力差が3分力計の出力値に影響を与えたため、風洞壁面を開放する等の対策が必須であった。雪面せん断応力は微小な値であるため、実験系の構築には繊細な作業が求められるものの、吹雪発生前後の雪面せん断応力を高精度で直接計測することに成功した。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 20H01983, 21H01489, 21H04601 の助成を受けた。

文献

- 新屋啓文, 大宮哲, 砂子宗次朗, 西村浩一, 大風翼 (2021): UAV-SfM 写真測量によるフェンス周辺の吹きだまり観測. 雪氷研究大会(2021・千葉-オンライン)講演要旨集, A1-2.
- Niyya, H. and Nishimura, K. (2022): Hysteresis and surface shear stresses during snow-particle aeolian transportation. *Boundary-Layer Meteorol.*, **183**, 447–467.
- Nemoto, M. and Nishimura, K. (2001): Direct measurement of shear stress during snow saltation. *Boundary-Layer Meteorol.*, **100**, 149–170.
- Walter, B, Horender, S., Voegeli, C., and Lehning, M. (2014): Experimental assessment of Owen's second hypothesis on surface shear stress induced by a fluid during sediment saltation. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6298–6305.

画像解析による立山・弥陀ヶ原高原の積雪深と融雪量の分布

○杉浦幸之助^{1,2}・児島和輝¹・与河雄太²・堀雅裕¹

(1:富山大学都市デザイン学部地球システム科学科 2:富山大学理学部地球科学科)

1. はじめに 積雪は重要な水資源となっている。この積雪深を把握する際に、気象庁 AMeDAS の積雪深データは有効である。しかし、立山・弥陀ヶ原のように高標高域には AMeDAS 観測点が設置されていない。一方で、立山黒部アルペンルート沿いにはライブカメラ(立山黒部貫光株式会社)が設置されており、立山・弥陀ヶ原の積雪の様子を知ることが可能である。そこで本研究では、これまでにライブカメラ画像から確認できる樹木を指標として、積雪深を広域に推定する方法を検討してきた。また、立山・弥陀ヶ原のライブカメラから求めた融雪量と Degree-Day 法から求めた融雪量とを比較して問題点を検討したので報告する。

2. 観測および解析方法 対象地域は、標高 1,600m から 2,000m 程度に広がる富山県立山町芦峯寺の弥陀ヶ原高原である。ライブカメラが公開される4月から弥陀ヶ原高原一帯で消雪が確認されるまでを対象期間とした。樹木にあらかじめ番号を振り(図1)、実際に弥陀ヶ原高原にて積雪面から露出している樹木の高さを計測した。そして、実際に弥陀ヶ原高原で観測したデータとライブカメラから抽出した画像データから積雪深の変化を調べた。画像処理ソフトウェア「ImageJ」を使い、毎日正午の積雪深の変化を算出した。融雪量を算出するために以下の Degree-Day 法を用いた。

$$M = T \cdot K \quad (1)$$

ここで、 M : 日融雪量 [mm day^{-1}], T : 日平均気温 [$^{\circ}\text{C}$], K : 融雪係数 [$\text{mm day}^{-1} ^{\circ}\text{C}^{-1}$]である。日平均気温には、弥陀ヶ原高原に設置した温湿度計(ティアンドデイ製 TR-72wf-H)のデータまたは農研機構が提供するメッシュ農業気象データ(大野, 2016)を使用した。また、Degree-Day 法による融雪量と画像解析による積雪深から算出される融雪量を比較するために、積雪全層の積雪水量を次式で求めた。

$$SWE = SD \cdot \rho \quad (2)$$

ここで、 SWE : 積雪水量 [mm], SD : 積雪深 [m], ρ : 積雪密度 [kg m^{-3}]である。

3. 結果と考察 ライブカメラから遠く、そして樹高が低い樹木では、1 ピクセルでのスケールを 1cm 以下となるように調整して拡大すると画像が不鮮明となった。大きな誤差を含むデータとなることから、検証や考察には使用できない結果となった。ライブカメラを使用して積雪深の変化量を算出する場合の距離の限界が確認できた。

また、ところどころに見られる1日あたりの大きな積雪深の変化は、木の幹や枝の持ち上がりなど、オオシラビソに作用する積雪の荷重が解放されたためと考えられる。顕著な例として、オオシラビソの幹が積雪面から大きく持ち上がり、変化

が 1.5m 程度となる場合も画像から確認された。

全体として観測期間後半に向かうにつれて気温が上昇しており、融雪が加速していた。谷地形の樹木周辺では融雪がはやかった。その要因としては、融雪により谷の中央部に不純物が集まることでアルベドが低くなりさらに融雪が進むこと、谷部分の小川と接する積雪下方の空隙が積雪の重さに耐えきれずに沈降することによって融雪が加速したように見えることなどが考えられる。同様に消雪が他と比較してはやい樹木の原因として、樹高が高く、周辺に他の樹木が密集しているために長短波放射および乱流フラックスにより融雪が加速されたことなどが考えられる。また、同じタイミングで消雪した樹木の原因として、積雪のある一帯の中で、一箇所が消雪し地表が現れると、地表面は積雪面に比べてアルベドが小さく高温になりやすいことから、露出した地表面の周りの雪が融けやすくなり、融雪が一気に進んだ可能性などが考えられる。

融雪係数に大塚ら(2004)による標高の関数とした値を用いて Degree-Day 法から求めた融雪量と、ライブカメラ画像から求めた融雪量を比較したところ、ほとんどの樹木で Degree-Day 法による融雪量が画像による融雪量を下回った。時間経過とともに粒径が大きくなることに起因するアルベド低下や、時間経過とともに雪面の不純物が多くなることに起因するアルベド低下、さらに時間経過とともに日射量の増加といった他の融雪要因が今回加味されていないために誤差が大きくなったものと考えられる。



図1 ライブカメラによる弥陀ヶ原. 数字は積雪深の観測ポイント例

文献

- 大野宏之, 佐々木華織, 大原源二, 中園 江 (2016): 実況値と数値予報, 平年値を組み合わせたメッシュ気温・降水量データの作成. 生物と気象, **16**, 71-79.
- 大塚憲一, 小島慎也, 川田邦夫 (2004): 立山山岳地域の高度別融雪モデルと融雪水量予測. 日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 60.

新潟焼山における積雪水量の高度分布特性と地形条件の影響

諸本大輝¹・松元高峰²・河島克久²・新屋啓文²・渡部俊²・西井稜子²・片岡香子²

(1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

積雪期に火山が噴火すると、噴火に伴う火砕流などの熱により斜面の雪が融かされ、多量の融雪水や雪、火山噴出物が混ざり合った融雪型火山泥流が発生することがある。積雪地域に位置する活火山では、融雪型火山泥流の減災対策としてハザードマップが作成される場合、泥流の影響範囲を想定する上で、火口付近の高標高帯から麓の低標高帯に至るまで積雪水量の正確な空間分布が必要となる。日本の多くの冠雪活火山では、周辺のアメダスなどの観測地点で得られた積雪深データを用いて、積雪深と標高の一次回帰式から推定した積雪深と、一定値の積雪密度を掛け合わせることで積雪水量を推定している(伊豫部ら, 2016)。しかし、これには以下のような課題がある。

- 1) 一次回帰式の作成には、高標高帯の積雪深が用いられていないため、斜面全体にわたって山麓から山頂まで直線的に積雪水量が増加するか否か不明である。
- 2) 積雪水量は同一の標高であっても、地形・植生によって大きく異なると考えられるが、そのような積雪水量分布の特徴が反映されていない。

そこで本研究では、冠雪活火山である新潟焼山を対象として、積雪期の航空レーザー測量から積雪水量分布を求めることによって、山麓から山頂までの積雪水量の増加が直線的であるのか、及び地形条件の違いによって積雪水量がどの程度異なるのかを明らかにすることを目的とした。

2. 研究方法

2.1 調査地域

対象地域は、新潟県南西部に位置する新潟焼山(標高 2,400 m)である。航空レーザー測量は、北斜面を中心とした 1.1×11 km(標高 400~2,400 m)の範囲を対象に実施した。

2.2 積雪水量分布の推定

積雪期の 2023 年 2 月 17 日に航空レーザー測量を実施した。GIS を用いて、このデータと無積雪期の 2013 年 10 月 29 日~12 月 9 日の計測データ(国土交通省北陸地方整備局松本砂防事務所)の差分から積雪深分布を求めた。データの水平解像度は 1 m である。算出された積雪深に、同日に新潟焼山で実測した積雪密度(366 kg m^{-3})を乗じることで、積雪水量分布を求めた。その後、標高 100 m 間隔の範囲(標高帯)ごとに区分し、標高帯ごとの平均積雪水量を算出した。

3. 結果

3.1 積雪水量と標高の関係

新潟焼山では積雪水量が標高に対して直線的には増加していない(図1)。北斜面の場合、標高 1,400 m 付近から積雪水量の増加が緩やかになり、標高 1,900 m から山頂にか

けては、標高とともに減少する。さらに、北斜面と南斜面の積雪水量を同一標高で比較すると、標高 1,400~1,900 m では、北斜面が南斜面に比べ 100~500 mm 程度大きいものに対して、標高 1,900 m から山頂にかけては、北斜面が南斜面と比べ 200~700 mm 程度小さくなっており、積雪水量分布には南北斜面で非対称性があることがわかった。

3.2 谷部の積雪水量の特徴

積雪水量分布の不均一性は急斜面に挟まれた谷部で特に顕著であった。一例として、図 2 に示される黒枠の範囲(1,080×550 m)に対して、谷部とそれ以外の平均積雪水量をそれぞれ求めたところ、谷部以外が 1,861 mm であるのに対し、谷部ではその約 2.3 倍の 4,367 mm にも達していることがわかった。谷部の中には、積雪水量が 13,130 mm に達する地点もみられた。これは、谷部に面した急斜面で頻繁に雪崩が起き、雪が谷部に再堆積したためと考えられる。

4. おわりに

本研究から明らかになった積雪水量分布の高度分布特性や非対称性・不均一性は、融雪型火山泥流の影響範囲を想定する上で、融解水の生成量や泥流の流動過程に大きな影響を及ぼす可能性がある。

文献

伊豫部勉, 松元高峰, 河島克久, 佐々木明彦, 鈴木啓助 (2016): 冠雪火山における積雪水量の時間的・空間的変動特性に関する研究: 御嶽火山での観測事例。寒地技術論文・報告集, 32, 27-32。

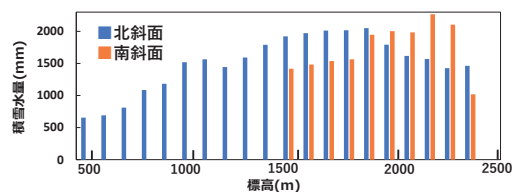


図1 標高 100 m 毎の平均積雪水量。

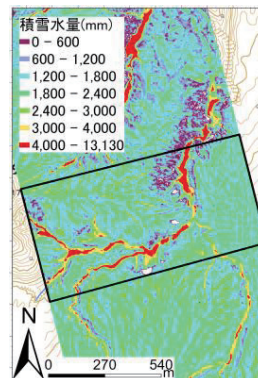


図2 地形によって生じる不均一な積雪水量分布(北斜面)。

立山における黄砂沈着に伴う雪面反射率の変動

—人工衛星を用いた広域調査—

米澤瑞起^{1,2}・〇堀雅裕²・杉浦幸之助²

(1:国土地理院 2:富山大学都市デザイン学部)

1. はじめに

近年、雪氷圏において積雪や氷河の融解進行が報告されているが、その一因として表面に付着した不純物による雪氷面アルベドの低下が挙げられる。立山では、3月～5月に飛来する黄砂が雪面に沈着し、立山の積雪融解に影響を及ぼしていると考えられる。黄砂粒子が雪面反射率へ及ぼす影響については、室堂平周辺において調査した先行研究(古川ら, 2008; 田中ら, 2012)は数例あるが、立山周辺域の黄砂沈着量と雪面反射率との長期的な関係について、人工衛星を使用して広範囲に調査した例はこれまでにない。そこで本研究では、2019年～2023年の3, 4, 5月の弥陀ヶ原および室堂平周辺の積雪域を対象とし、春季に沈着した黄砂量と雪面反射率との関係を調査した。

2. 解析方法

2.1 人工衛星 Sentinel-2 の反射率データ

人工衛星データには、欧州宇宙機関が運用する Sentinel-2 の大気上端反射率(L1C, 空間分解能 10m)の観測データを用いた。弥陀ヶ原から室堂平にかけて標高の低い順に 5 つの観測地(Site)を設定し、各 Site における Sentinel-2 観測日の雪面反射率を求めた。黄砂沈着にともなう反射率変動の評価には、Sentinel-2 の青バンド(B2)と緑バンド(B3)の反射率の比(B2/B3)を算出して用いた。

2.2 積雪表層内の黄砂濃度

雪面への黄砂沈着量の評価には、国立環境研究所が運用する化学天気予報システム(CFORS)(Uno et al., 2003)の大気中黄砂濃度を用い、3-5月の立山における重力沈降に伴う一日当たりの黄砂沈着量を算出し、積雪表層内の黄砂濃度に変換した。

3. 解析結果

CFORS の黄砂沈着量と Sentinel-2 の反射率を比較した結果、多量の黄砂の飛来があった日の前後で B2/B3 が低下することが明らかになった。B2/B3 は、主に標高の高い Site ほど高い傾向があったが、雷鳥沢付近の Site4 においては、弥陀ヶ原(Site1)よりも B2/B3 が低くなる日もみられた(図1)。

4. 考察

黄砂飛来の前後で B2/B3 が低下していたことから、B2/B3 は黄砂濃度を良く評価できており、黄砂が雪面に沈着したことに伴い立山周辺の広範囲で雪面反射率が低下していると考えられる。B2/B3は標高が高いSiteほど高い傾向

があるが、これは、標高の高いところほど降雪日数が多いことによるものと考えられる。また、標高が高いにも関わらず B2/B3 が低い雷鳥沢の Site は、地獄谷からの噴煙に含まれる硫黄成分の影響を反映したものと考えられる。

5. まとめ・今後の展望

今回、黄砂飛来があった日の前後で B2/B3 が低下し、立山の雪面反射率が黄砂の沈着による影響を受けていることが明らかになった。今後、3月～5月の雪面の状態を長期的に調査して衛星観測の頻度を増やしていき、現地観測による黄砂濃度とも比較していくことで、より正確な黄砂濃度を衛星観測により推定することができるようになる可能性がある。

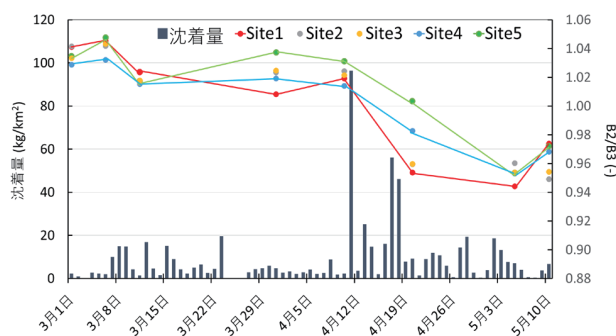


図1 2023年3月～5月の高度2kmの大気中黄砂濃度から算出した1日当たり単位面積当たりの黄砂沈着量および Site 毎の B2/B3 の変動。Site1～Site5 は標高の低い順。Site4 は雷鳥沢付近。

謝辞

CFORS の大気中黄砂濃度の数値データは国立環境研究所の清水厚氏より提供いただいた。ここに謝意を表する。

文献

- 田中モナミ, 竹内望, 大沼友貴彦, 植竹淳(2012): 2012 年融雪期立山室堂における積雪表面の反射スペクトルー赤雪・黄砂雪・硫黄雪ー。雪氷研究大会(2012)要旨集。
- 古川隆朗, 竹内望(2008): 富山県・立山の融雪期の積雪面における不純物の特性と積雪面アルベド。雪氷研究大会(2008)要旨集。
- Uno, I. and 13 others (2003): Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE-Asia experiment, *J. Geophys. Res.*, **108** (D23), 8668.

融雪期の立山・室堂周辺における表層雪中の化学成分の特徴および保存中の濃度変化

渡辺幸一¹・樋掛辰真¹・中西彩水¹・牧らさと¹・中澤啓¹

(1:富山県立大学工学部)

1. はじめに

立山などの融雪期の山岳域では、鉱物粒子、黒色炭素などの非水溶性物質や雪氷藻類の影響で、黒や赤色などに着色した表層雪が観測される。雪が着色することで積雪のアルベドが低下し、融雪を促進させることとなる。温暖化の影響が懸念される中、雪氷藻類や黒色炭素などの影響がグローバルな観点においても非常に重要視されている。通常、融雪期の積雪試料は水溶性の化学成分の溶脱が進行しているため、イオン成分などは非常に低濃度である。そのため、化学成分の特徴について詳しく検討された事例は十分でない。一方で、融雪期の表層雪中には非水溶成分が濃縮していると考えられる。本研究では融雪期の立山・室堂周辺において表層雪の採取を行い、化学成分の分析および冷蔵保存中の変化などについて評価した。

2. 方法

4月の立山・室堂平において積雪断面観測(底部までは掘らず)を行い、積雪試料を採取した。試料は融解させないまま富山県立大学まで持ち帰り、冷凍保存した。試料融解後、主要イオン成分などをイオンクロマトグラフ法で分析した。また、融雪期の室堂周辺において、「赤雪」や「黒雪」など着色した表層雪試料を採取した。融雪期の表層雪試料について、ろ過(孔径 0.45 μm)、未ろ過試料別に分け、冷蔵保存中の化学成分の変質について評価した。ろ過したフィルターについては、走査型電子顕微鏡(SEM)・エネルギー分散型X線分光装置(EDX)での観察と元素分析を行った。さらに、還元気化冷原子蛍光光度法により水銀の分析を行った。

3. 結果と考察

立山・室堂周辺で採取された着色表層雪試料では、未ろ過状態で冷蔵保存している間にpHが大幅に低下し(pHが5から3程度に)、 SO_4^{2-} 濃度が大きく増加する現象が(特に黒く着色した雪試料で)みられた。一方で、ろ過した試料についてはpHの低下(SO_4^{2-} 濃度の増加)はみとめられなかった。

試料をろ過したフィルターについて、SEM・EDXで観察、元素分析を行ったところ非水溶性の硫黄が有意に存在していることが確認され、室堂近郊に存在する弥陀ヶ原火山(気象庁の表記)の噴気孔である地獄谷由来によるものと考えられた。未ろ過で冷蔵保存中に硫酸化細菌による(未酸化状態の硫黄成分からの)硫酸生成が起こっていた可能性が考えられる。なお、十日町試験地や山形県の月山で採取された着色雪試料については、冷蔵保存中の大幅な SO_4^{2-} 濃度増加やpHの低下は認められず、保存中の硫酸生成は室堂周辺など火山噴気の影響を受けやすい地域に限られた現象であると考えられる。

図1に融雪期の室堂周辺における表層雪試料(未ろ過)中の水銀濃度を示す。水銀濃度は通常の降水や4月の室堂平の積雪中の濃度よりも2桁以上高く、硫黄などと同様に、火山由来の非水溶性の粒子状水銀も融雪期の表層雪中に大きく濃縮しているものと考えられる。

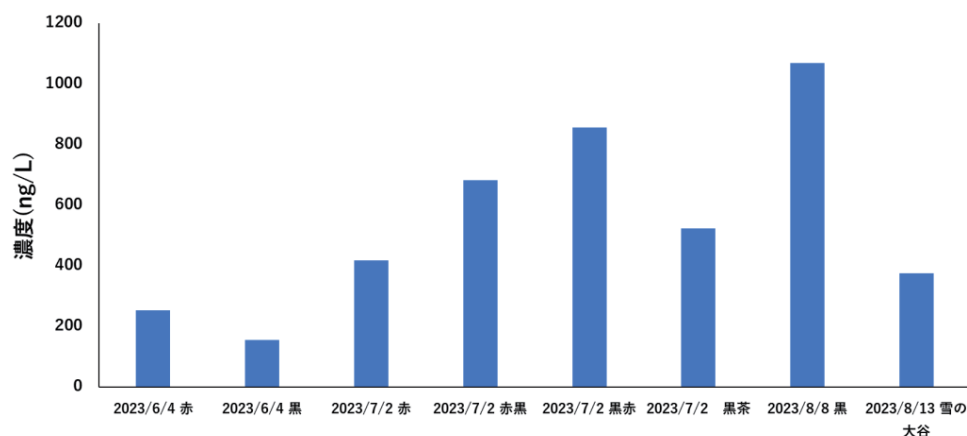


図1 立山・室堂周辺における融雪期の表層雪中の水銀濃度

15

令和 6 年能登半島地震と雪氷災害との複合災害の被害軽減に向けた取り組み

○中村一樹¹・山下克也¹・平島寛行¹・本吉弘岐¹・山口悟¹・上石勲¹・伊藤陽一¹・砂子宗次朗¹・中井専人¹

(1: 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. 応急、復旧対応に関わる情報の発信

雪氷防災研究センターでは、防災科学技術研究所の情報提供サイトである「令和 6 年能登半島地震に関する防災クロスビュー」の開設に合わせ、冬期の応急・復旧対応に大きく影響を及ぼす雪氷関連情報を提供した。防災科研独自の雪氷関連情報である積雪変質モデルを用いた屋根雪荷重 (kg/m^2) (図 1 参照) や推定融雪量 (mm) (図 2 参照) に加え、気象庁から配信されている降雪量 (cm)、積雪深 (cm)、降水量 (mm)、気温 ($^{\circ}\text{C}$) 等の気象、雪氷情報を加工して提供した。

2. 現地調査の実施

道路が液状化で損傷すると、その後の降雪時の除雪が不十分となり路面の悪化につながる。そこで、雪氷防災研究センターでは、液状化が発生している新潟県新潟市と糸魚川市の調査を 2024 年 1 月 4 日に行い、調査速報を Web サイトで公開した。応急、復旧対策に役立てるために、調査結果を新潟市や糸魚川市の関係者に提供したほか、さらなる詳細調査につなげるために、防災科研の液状化調査チームに共有した。

また、雪氷に関わる複合災害の低減に資することを目的として、寒波の到来で降雪が発生した 2024 年 1 月 26 日に、石川県七尾市 (図 3 参照) と富山県氷見市で被害状況の調査 (図 4 参照) を実施し、調査結果を Web で公開した。

現地調査は、走行するだけで 2 秒間に 1 枚の画像が記録され、AI で路面判定を行うことができるスマホ AI 路面判定試験システムや、気象や路面状態などの各種センサーを装備した移動観測車を用いて効率的に実施した。

3. 注意喚起情報の発信と課題

雪氷防災研究センターでは、令和 6 年能登半島地震雪氷災害関連情報の特設 Web ページを設け、災害調査速報のほか、平成 16 年 (2004 年) 10 月 23 日に発生した中越地震の経験を踏まえた地震後の雪国における注意点 (例えば、屋根にブルーシートを敷いた時の屋根雪の滑落の危険や、積雪による建物の倒壊の危険、着雪が原因で発生する倒木や電線切断による広域停電・通信障害の可能性、融雪による雪崩や土砂災害の危険、道路通行上の注意等) 等を掲載した。雪に慣れていない支援者が行動する際の注意点も考慮に入れ、Web ページや報道などを通じて注意喚起を行った。

日本の国土の 50.8% は豪雪地帯に指定されている。冬期の地震発生時には、雪氷災害との複合災害による被害を低減するため、積雪寒冷地の生活スタイルを踏まえた視点からの情報発信が課題であると考えている。

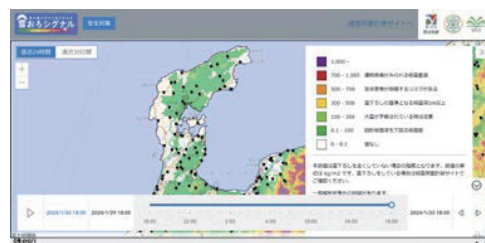
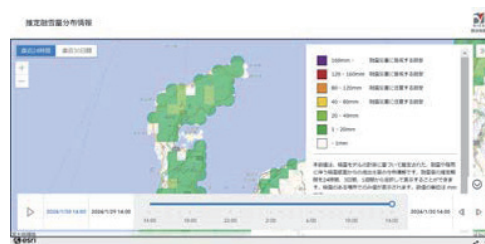
図 1 屋根雪荷重分布情報 (kg/m^2) の例。図 2 推定融雪量分布情報 (mm) の例

図 3 道路上への建物の倒壊と屋根上に設置されたブルーシートの状況 (石川県七尾市)



図 4 消雪パイプの機能が低下している道路と接合部が破断された消雪パイプ (富山県氷見市)。

雪国型 ZEB を実現する年間電力収支のケーススタディ

藤田愛稀¹, 杉原幸信², 上村靖司²¹長岡技術科学大学 工学研究院 機械系, ²長岡技術科学大学大学院 工学専攻 機械工学分野

1. はじめに

我が国では、「グリーン成長戦略」^[1]を開始し、カーボンニュートラルな社会を目指すことを宣言した。枯渇が懸念され、大量使用による環境影響が大きい化石燃料の消費量削減に向け、再生可能エネルギー（地中熱、雪氷熱、バイオマス等）の開発と実装を進め、地域特性を踏まえた低炭素社会を目指している。豪雪地帯にある新潟県長岡市では、冬季の暖房等のためエネルギー消費量に占める化石燃料の割合が高く、1人当たりの二酸化炭素排出量は全国平均の約 1.75 倍（2020 年度）^[2]である。

本研究では、熱負荷が大きく、太陽光発電等の創エネルギーの観点でも不利な豪雪地である、新潟県長岡市内で建て替え予定の事業所を対象として、太陽光、雪氷熱、バイオマスの組み合わせにより、対象事業所で雪国 ZEB を実現するための条件を検討する。本研究で検討する事業所の概要を表 1 に示す。

表 1 再建設事業所の概要

2000 年度	現在の事業所	再建設後の事業所
外皮面積[m ²]	5086	3680
断熱性能 [W/(mK)]	断熱等級 2 [1.5]	HEAT20 G1 [0.46]

2. ZEB, 雪国型 ZEB とは

図 1 に ZEB の概念を示す。ZEB（Zero Energy Building）とは、使うエネルギーと創るエネルギーの 1 年間の総量がゼロになる事業所ビルや商業施設などの建築物である^[3]。ZEB は、「エネルギーを外から実質的に購入しないで済むため環境に優しく、省エネルギーに貢献できる住宅」とされている。しかし表 2 を見ると長岡市では、日射量が低く太陽光パネルによる発電量が全国平均と比較して低い。そのため豪雪地帯である特徴を活かし、雪氷冷熱エネルギーを利用した雪冷房、さらに木質バイオマスを組み合わせる事で、創エネルギーの観点で不利な豪雪地帯でも正味の消費電力をゼロにできる新たな ZEB(本研究では雪国型 ZEB と呼ぶ)の成立条件を検討する。

表 2 太陽光パネルによる年間発電量の比較

2000 年度	全国平均	長岡市	比率
太陽光発電量	955.8 kWh	809.5 kWh	85 %

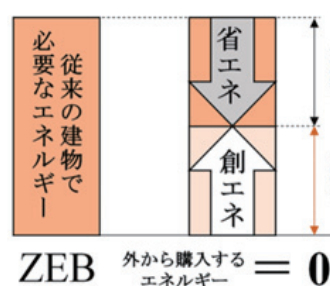


図 1 ZEB の概念

3. 再建設予定の事業所の雪国型 ZEB について

再建設予定の事業所を雪国型 ZEB にするために、まず再建設予定の事業所で予想される各月の消費電力を調査し、その消費電力に対して必要な再生可能エネルギー設備を算出した。そして再生可能エネルギー設備で、消費電力分の電力を賄い、必要量以上に生成した電気(売電)と再生可能エネルギー設備でも賄えない電気(買電)の差を取り、年間の電力収支を評価した。以下に消費電力の計算、再生可能エネルギー設備の必要設備数の計算、年間の電力収支の評価方法について順に説明する。

4. 再建設予定の事業所の予想消費電力について

商業施設では、40%以上を空調機の消費電力が占めている事が知られている^[4]。そのため再建設予定の事業所で予想される消費電力の計算では、空調機に注目し空調機の消費電力とその他の電化製品の消費電力との 2 つに分けて計算を行った。以下に計算方法を説明する。

4.1 空調による消費電力

再建設後の事業所の断熱性能を、新潟県の政策動向^[5]に合わせ HEAT20 G1 とし、事業所の窓、外壁、屋根、床などの外気に触れる部分の熱が伝わりにくい構造と仮定した。空気調和ハンドブック^[6]の計算式(1)を使用し、冷房を使用する 6 月～9 月を夏期、暖房を使用する 12 月～3 月を冬期と定め、消費電力の計算を行った。E

[MWh]は消費電力, UA は外皮熱貫流率(新潟県は 0.46 [W/m²K]), S は外皮面積(3680 [m²]), ΔT [°C]は冷暖房設計外気温度と室内の設定温度との差, D は稼働日数(各月の日数), COP は冷房の場合は 3, 暖房の場合は 4.3, K は補正係数とした. この補正係数は各月の稼働時間, 換気量, 人の出入りを考慮した値とし, 現在の事業所の消費電力データを参考に決めた.

$$E = \frac{UA \times S \times \Delta T \times D \times 10^{-6}}{COP} \times K \quad (1)$$

4.2 その他の電化製品による消費電力について

その他の電化製品の消費電力を, 現在の事業所の消費電力データを参考に算出した. 図 2 にその結果を示す. なお 4 月の消費電力データの実績データを参考に 100 MWh とした場合の, 年間の消費電力を示している. 図 2 の各月における左側の棒グラフ 1 は現在の事業所の消費電力, 2 は再建設予定の事業所の消費電力を示している. 夏期, 冬期以外の期間(4 月, 5 月, 10 月, 11 月)の現在の事業所の消費電力を, 空調機以外のその他の消費電力と定めた. さらに現在の事業所の電化製品と同じ製品を同じ数だけ, 再建設予定の事業所でも使用すると仮定した. そして現在の事業所の冷暖房を使用しない期間の平均値を, 再建設予定の事業所での各月のその他の電化製品の消費電力として算出した.

再建設予定の事業所は断熱性能の向上と, 外皮面積の減少により, 空調の消費電力において消費電力の 5%削減効果が見られた.

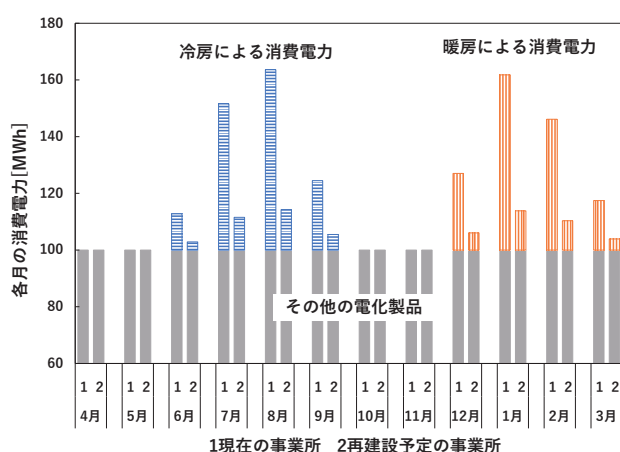


図 2 各事業所での年間消費電力

5. 再生可能エネルギー設備について

図 2 の冷房を使う夏期に雪冷房を使用し, 暖房を使用する冬期に木質バイオマスボイラーを使用し, その他の電化製品の消費電力を太陽光パネルで賄うための貯雪量, 木質バイオマス量, 太陽光パネルの台数の計算につ

いて順に説明する.

5.1 雪冷房について

夏期の冷房を雪冷房で補うための必要貯雪量を計算する. 本研究では片野らの「雪堆積場の雪冷熱利用技術に関する研究」^[6]で, 使用された雪冷房に必要な貯雪量計算式(2)を参考にし, 必要な貯雪量を求めた. 表 3 に貯雪量を示す. E_s は夏期の冷房による消費電力, 冷房使用時の COP は 3, C_R は雪冷房利用可能熱量 (0.099491 [kWh/kg]), R は雪冷房使用時の雪のロス率 (0.5 [-]) とした.

$$W = \frac{E_s \times COP \times 10^{-3}}{C_R \times R} \quad (2)$$

5.2 木質バイオマスボイラーについて

冬期の暖房を木質バイオマスボイラーで賄うための必要木質バイオマス量を計算する. Mahesh Wail らの「PRACTICAL POWER PLANT MAINTENANCE」^[7]による, 木質バイオマスの発熱量と木質バイオマス量の関係式(3)を参考にし, 冬期の暖房による消費電力から必要な木質バイオマス量を算出した. 表 3 に必要な木質バイオマス量を示す. M [kg]は必要な木質バイオマス量, E_w [kWh]は冬期の暖房による各月の消費電力, 暖房使用時の COP は 4.3, L は木質バイオマスによる発熱量 (2.78 [kWh/kg]), R は木質バイオマスボイラーの使用によるロス率 (0.6) とした.

$$M = \frac{E_w \times COP \times 10^{-3}}{L \times R} \quad (3)$$

5.3 太陽光パネルについて

その他の電化製品の消費電力を賄うための 10 [kW]容量の太陽光パネルの必要枚数について計算する. 太陽光発電協会^[8]による, 太陽光パネルの発電量計算式(4)を参考にし, 発電量を計算した. また太陽光パネルの設置条件を BAYANMUNKH TSATSRAL ら^[9]による, 雪国に有効な太陽光パネルの設置角度 60°と図 3 の垂直積上設置法を参考にし, 計算を行った. そして夏期の売電と冬期の買電の差が最小の正の値になるように太陽光パネルの枚数を計算する. X はパネル枚数. H [kWh/m²月]は太陽光パネルの角度 60° による 1 か月あたりの平均日射量, K は損失係数 (0.85), P はシステム容量 (10), D は日数, E_p [kWh]はその他の電化製品を賄うために必要な発電量, r は標準状態における日射強度 (1). 必要な太陽光パネル台数を表 2 に示す.

$$X = \frac{H \times K \times P \times D}{E_p \times r} \quad (4)$$

表 3 再生可能エネルギー設備台数, 数量

設備	数量
10kW 容量 PV パネル	約 143 枚
雪 (雪冷房使用)	約 1760 t
木質バイオマス (木質バイオマスボイラー使用)	約 105 t

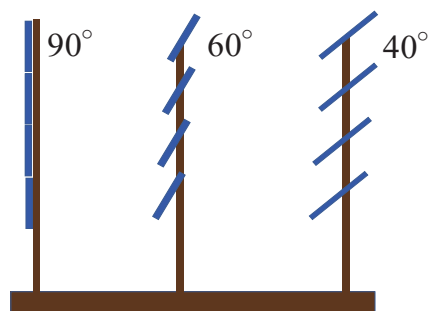


図 3 垂直積上設置法

再生可能エネルギーと、再建設予定の事業所の消費電力関係図を図 4 に示す。図 4 を見ると夏期に必要な以上の電力を発電しているため売電を行い、冬期に必要な消費電力分を買電する。そして売電-買電の結果が最小の正の値になるためには 143 枚の太陽光パネルが必要になり、雪冷房による必要貯雪量が約 1760 トン、木質バイオマスボイラーによる必要木質バイオマス量が約 105 トン必要であることが確認できた。

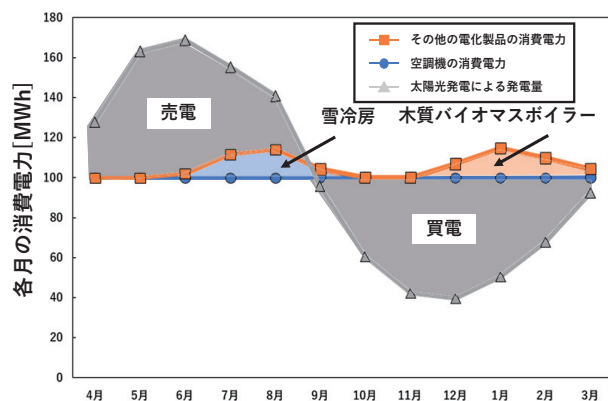


図 4 年間の電力収支図

6. 結果

本研究では長岡市にある再建設予定の事業所を雪国型 ZEB にするために、仮想計算によって予想される消費電力と、それに対する再生可能エネルギー設備について計算を行ってきた。今後は今回注力して計算をしていないその他の電化製品の消費電力データを詳細にし、省エネ化を進めていく。そして 50% の省エネルギー化を目指す。現在では、その他の消費電力データを詳細にしておき、厨房で使用される電化製品が 70% 以上を占め

ている事が確認できた。そのため今後は厨房施設の省エネルギー化を進めていき、さらに電化製品の雪、木質バイオマス利用を考案していく。そして雪国型 ZEB を達成する設備の組み合わせを見つけていく。

参考文献

1. Prime Minister's Office of Japan, 内閣官房内閣広報室(2020)「第二百 三回国会における菅内閣総理大臣所信表明演説」(2021 年 04 月 21 日)
2. 「長岡市カーボンニュートラルチャレンジ 2050 長岡市地域新エネルギービジョンにおける算定の考え方 1 太陽光エネルギー」
<https://www.city.nagaoka.niigata.jp/shisei/cate01/energy-vision/>
3. 環境省 ZEB PORTAL[ゼブ・ポータル], 「ビルは”ゼロ・エネルギー”の時代へ」, (2024 年 04 月 19 日)
4. <https://www.env.go.jp/earth/zeb/detail/01.html>
5. 財団法人/省エネルギーセンター ビル省エネ技術部 商業施設の省エネルギー P4(2023 年 4 月 21 日) https://www.eccj.or.jp/commercial_bldg/
6. 井上宇市, 空気調和ハンドブック, 丸善出版株式会社, 平成 30 年 2 月 20 日 P54
7. 片野浩司, 山口和哉, 永長哲也, 五十嵐匡, 平伴斉 (2002): 雪堆積場の雪冷熱利用技術に関する研究
8. MAHESH WALI (2023): PRACTICAL POWER PLANT MAINTENANCE
9. 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO), 月平均データ MONSOLA-20(2023 年 4 月 21 日) https://www.nedo.go.jp/library/ZZFF_100041.html
10. BAYANMUNKH TSATSRAL, BAASANDORJ MUNGUNTUUL, 杉原幸信, 上村靖司(2022): 事業所規模での雪国 ZEB の実現可能性, 寒地技術論文・報告集 Vol. 38 論文番号 II-025.

17

日本の積雪地域の気温・積雪・降水量間の関係と気候応答 —2000年と2020年の地上気象観測およびアメダス平年値の比較から—

石坂雅昭¹・本吉弘岐²

(1: 防災科研客員 2: 防災科研)

1. はじめに

先に2020年のメッシュ平年値を用いて旧平年値(2000年)からの日本の積雪地域の雪質分布の変化について論じた(石坂ら, 2023)。一方, 2020年の新たな平年値についてはメッシュ平年値とともに, 地上気象観測および地域気象観測(アメダス)平年値も発表されている。そしてこれらについては, 2000年の平年値において気温・積雪・降水量間の関係を検討した(石坂, 2006, 2007)。ここでは, 同様の気象要素間の関係を2020年の新平年値について調べるとともに, 実際の観測値である地上気象観測の新旧平年値の比較から積雪地域の気候変化に対する応答の特徴についても明らかにする。

2. 対象とした平年値と積雪地域

ここで対象とする平年値は, 特にことわらない限りメッシュ, 地上気象観測, アメダスとも月平均気温, 月最深積雪, 月降水量の1, 2月平均である。そして, これら3要素間の関係を論じるにあたっては, 月最深積雪を月降水量で除した値を「積雪・降水量比」(1, 2月平均)と呼んで使う。また, ここで「積雪地域」として対象としたのは, 12月から3月までのいずれかの月の月最深積雪が10cm以上の地域である。なお, メッシュ平年値では積雪要素の対象外である西南日本が入っていないほか, 標高1000mまでの地点に制限した。これは地上気象観測, アメダスとも1000mを超える観測点は限られ, メッシュ平年値もそれらの実測データからの推定値であるからである。

3. 気温・積雪深・降水量間の関係

石坂(2007)では, 2000年のアメダス平年値についてこれら三者の関係を気温と積雪・降水量比の関係として検討し, 気温に応じて後者に上限や下限があることを示し, それらの目安を与える式を提案した。ここでは同様の関係が2020年の平年値でも成り立つかを検討した。図1はその結果で, メッシュ(灰色ドット), アメダス(黒丸), 地上気象観測平年値(白丸)について示した。三者とも気温が低

くなるほど積雪・降水量比が大きい方に分布し, 0℃より高い気温では地上気象観測, アメダスとも2000年平年値で示した上限(直線)とともに6℃に向かって収斂している。気温が低いと降水が雪として降る頻度が多くなることと雪がとけずに着実に累積する効果が最深積雪を大きくし, 逆に0℃を超えて気温が高くなると, 雪ではなく雨の割合が大きくなることを反映していると理解できる。ただ, メッシュ平年値では気温に対する比の振れ幅が大きいことや0℃以上で上限の直線を超える地点や6℃を超える積雪地域が多く存在する。果たして, 実際にそのような地点があるのか, あるいはメッシュ平年値の推定上の問題であるかは現状で不明である。

ここで, 上限の目安の直線と下限の目安を示す曲線は, 月最深積雪 $HS(\text{cm})$, 降水量 $P(\text{mm})$, 気温 $T(^{\circ}\text{C})$ としてそれぞれ次の関係式で表される。

$$HS/P=0.6-0.1T \quad T>0 \quad \dots (1)$$

$$HS/P=0.002+1.5\exp(-(T+10)/4.3) \quad \dots (2)$$

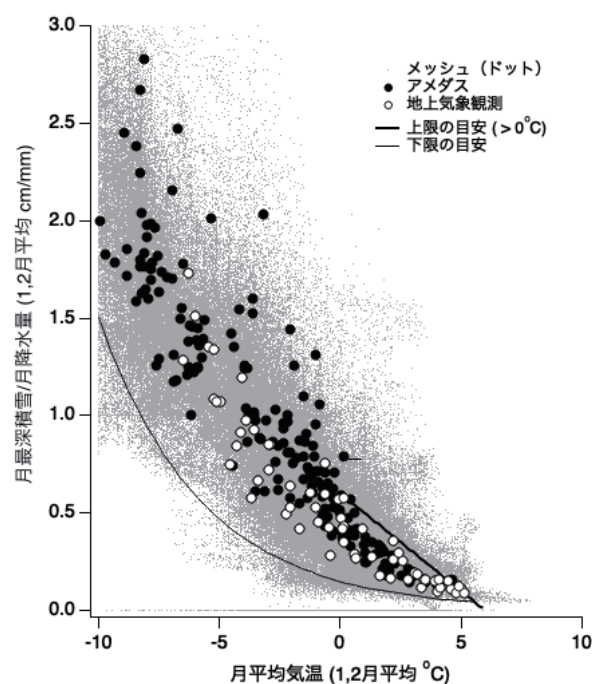


図1 2020年のメッシュ, 地上気象観測・アメダス平年値の気温と積雪・降水量比。

いずれにしても、三者とも同一の傾向を持つこと、そしてとりわけ地上気象観測とアメダス平年値はわずかに上限を上回る地点が数地点あるものの、ほぼ式(1),(2)の上下限の範囲内におさまる2000年と同様の関係が成り立っていると言える。

4. 気候変化に対する応答

図2に主な地上気象観測地点で2000年から2020年の20年間で気温と積雪深の平年値がどのように変化したかを示した。すべての地点ではないのは見易くするため、全体を入れても以下に述べる傾向は同じであった。図中の -1°C 以下の二つの曲線はそれぞれそれより下方が準しもぎらめ雪地域(点線)としもぎらめ雪地域(実線)を表す境界線である。直線は後述の式(1)と関連する上限の目安である。

まず、どの地点でも2000年平年値に比べ気温は2020年の方が高く、温暖な方へ変化を示している。したがって、各地点の左端が2000年で右端が2020年の値を表している。気温の増加は、地点によるが1,2月平均でおよそ $0.5\sim 1^{\circ}\text{C}$ 前後暖かい方へシフトしている。気温の上昇傾向に対して積雪深は一律に減少ではなく増減まちまちである。雪質別に傾向を見ると、準・しもぎらめ雪地域では、変わらないかやや増加の地域が多く、その結果としてしもぎらめ雪地域ではなくなる地点が多く存在する。先のメッ

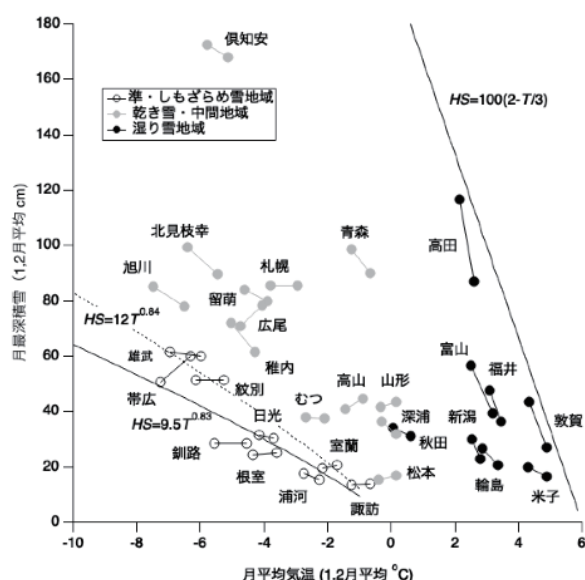


図2 主な地域気象観測地点における気温と積雪深の2000年から2020年への変遷。

シュ平年値での、しもぎらめ雪地域の減少と同じ傾向である(石坂ら, 2023)。乾き雪地域では、本州・北海道とも増減まちまちで、本州では主に山形、高山、松本など内陸で増加した地域が散見される。これも先のメッシュ平年値の結果(石坂ら, 2023)と整合的である。中間地域から湿り雪地域の温暖な積雪地域では多くの地点で減少傾向が見られ、特に日本海側の湿り雪地域の減少が顕著である。図2に示した直線は温暖積雪地域の上限の目安を与える次の式である。降水量を含まない式で2000年平年値で導入された(石坂, 2006)。

$$HS=100(2-T/3) \quad T>0 \quad \dots (3)$$

これは式(1)の降水量に333mm(正確には1000/3mm)を与えたものである。地上気象観測点での降水量は高田でわずかにこの値より大きい以外はすべて下回ることから降水量を抜いた上限の目安として成り立っている。

6. 終わりに

地上気象観測およびアメダス平年値について、2000年平年値で成立していた気温・積雪深・降水量間の関係について2020年で調べた。結果、2020年でも同様の関係が成立していることがわかった。また、温暖側にシフトした中での積雪深の変化を検討した結果、単純に減少ではなく雪質や地域によって増減に違いのあることがわかった。実際の観測値に基づく平年値は気候変化をみる指標に適している。今後もその変化に注目していきたい。

文献

- 石坂雅昭(2006): 温暖な積雪地域「湿り雪地域」における平年値の上限について。雪氷, **68**, 179-190.
- 石坂雅昭(2007): 日本の積雪地域の月平年値における積雪・気温・降水量間の関係。雪氷, **69**, 591-599.
- 石坂雅昭(2008): 「しもぎらめ雪地域」の気候条件の再検討による日本の積雪地域の質的特徴を表す新しい気候図。雪氷, **70**, 3-13.
- 石坂雅昭・本吉弘岐・杉浦幸之助(2023): メッシュ平年値が示す日本の積雪地域の雪質の変化-2000年と2020年の比較から-。雪氷北信越, **43**, 18-19.

大規模アンサンブル気候予測データベースを用いた樹木着雪量の将来変化予測

勝島隆史¹・勝山祐太¹・竹内由香里¹

(1: 森林総合研究所十日町試験地)

1. はじめに

大雪による樹木への着雪により、倒木の被害が発生する。樹木への着雪現象は降雪時の気温に強く影響を受けるため、温暖化により倒木の危険性が変化する可能性がある。倒木被害の回避には、間伐などの森林管理の的確な実施が有効な対策である。そのため、中長期的な森林経営計画の立案に対して、倒木の危険性の将来変化に関する情報は有用である。本研究では、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(以下、d4PDF)を用いて、日本周辺領域の樹木着雪量の将来変化を評価した。

2. 研究手法

d4PDFの20km解像度の領域実験データ(Mizuta et al., 2017; Fujita et al., 2019)を使用して、着雪現象の気温依存性を考慮した樹木着雪モデル(Katsushima et al., 2023)により、着雪量の時間変化を推定した。過去実験は61冬期×50メンバー、2℃上昇実験は61冬期×54メンバー、4℃上昇実験は61冬期×90メンバーにおける年最大着雪量を計算し、それらの確率分布から確率年最大着雪量を求めた。そして、過去実験と将来実験の確率年最大着雪量を比較した。

3. 結果と考察

再現期間30年の確率年最大着雪量は、西日本や東日本の広い範囲で大幅に減少する傾向が見られ、北海道の道北地方や、本州日本海側の北陸以北の標高の高い地域で増加する傾向が見られた。これらの変化傾向は、2℃上昇実験よりも4℃上昇実験の方が顕著であった。西日本や東日本の海岸に近い地域では、将来実験の再現期間30年の確率年最大着雪量が0mmと評価された箇所が多く見られた。研究に使用した樹木着雪モデルでは、気温-4℃から0℃の範囲で気温の増加とともに着雪が成長しやすくなる効果を、また、気温0℃以上で気温の増加とともに着雪が成長しにくくなる効果を表すモデルを採用している。将来実験で着雪量の減少が推定された地域では、冬期の降水が気温0℃以上で生じることが多くなったことで、着雪量が相対的に減少したものと考えられる。将来実験で着雪量の増加が推定された地域は、冬期の降水時の気温が他の地域と比較して低い地域にあたる。将来実験で着雪量の増加が推定された要因として、温暖化により冬期の降水時の気温が着雪の成長に適した気温帯へと変化したことが考えられる。

謝辞

本研究は国立研究開発法人 森林研究・整備機構 森林保険センターからの助成を受けたものです。

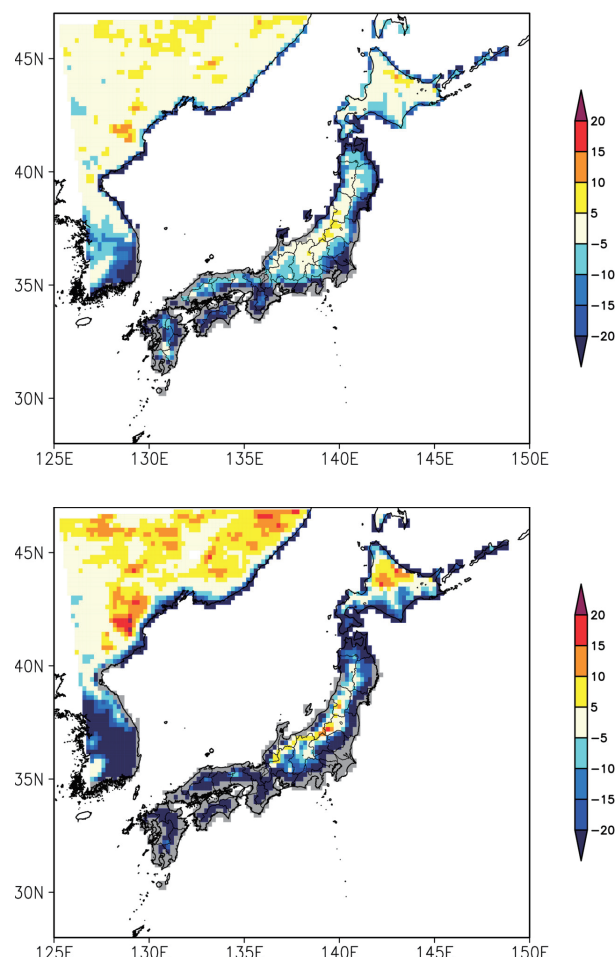


図1 30年確率年最大着雪量の過去実験と将来実験との変化率(%)。灰色は将来実験の30年確率年最大着雪量が0mmと評価された箇所。上)2℃上昇実験、下)4℃上昇実験。

文献

- Mizuta, R. et al. (2017): Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98**(7), 1383–1398.
- Fujita, M. et al. (2019): Precipitation changes in a climate with 2-K surface warming from large ensemble simulations using 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Geophysical Research Letters*, **46**, 435–442.
- Katsushima, T. et al. (2023): Modelling of snow interception on a Japanese cedar canopy based on weighing tree experiment in a warm winter region. *Hydrological Processes*, **37**(6), e14922.

ICESat-2 衛星 ATL08 プロダクトデータを使用した 東シベリア地域における積雪深推定手法の評価

岩沢啓太¹・堀雅裕¹・杉浦幸之助¹

(1: 富山大学都市デザイン学部)

1. はじめに

雪に関する物理量の一つである積雪深について知るとは、融雪期における雪どけ水の量の把握や地球の熱収支、水循環を知ることにつながる。熱収支や水循環は地球の気候に大きく関わっており、積雪深は地球に住む我々にとって非常に有益な情報である。現在、地上観測所による積雪深の測定は、全球規模で実施されていない。そこで本研究では東シベリア地域のコリマ川下流域を調査領域とし、ICESat-2 衛星データを用いて夏と冬の表面標高の差分を積雪深とし、その精度を地上観測所との差分で評価した。また、GCOM-W の AMSR2 レベル3 積雪深プロダクトとも比較を行い、多角的に ICESat-2 の ATL08 プロダクトの積雪深の抽出精度および有効性を評価した。

2. 方法

2018年10月～2022年7月の期間のATLAS/ICESat-2 L3A Land and Vegetation Height (ATL08) Version 5 プロダクトから緯度、経度、標高、傾斜、土地被覆データを、また同時期の水循環変動観測衛星しずく搭載 AMSR2 の積雪深プロダクトから積雪深を衛星データとして使用した。本研究で真値とする地上観測データには、Global Historical Climatology Network daily (GHCND) のデータを使用した。まず、ICESat-2 と地上観測による積雪深データの差分を取り、ICESat-2 の積雪深の抽出精度を評価した。また、差分が生じる要因を調査するために、地上観測所から ICESat-2 の観測点までの距離、観測点付近の傾斜や土地被覆、そして ICESat-2 の観測点間の標高差（傾斜に観測点間の距離をかけたもの。以下、Slope Multiplied by Distance(SMD)）との関係性について調査した。その上で、ICESat-2 の有効データを抽出するための閾値を設定した。最後に抽出した ICESat-2 と地上観測データの積雪深の RMSE を算出した。

3. 結果

ICESat-2 の積雪深抽出精度は SMD が小さくなるほど高くなる傾向が見られたが、草原湿地と密林では SMD を小さくしても精度の向上は認められなかった。ICESat-2 の観測点付近の様々な要因との関係性から求めた有効データのフィルタリング条件は、1) $|SMD| < 0.5\text{m}$ 、2) 海、水域ではない、3) 草原湿地、密林ではない、4) ICESat-2 により推定した積雪深が 1.0m を超えない、の4つである。

フィルタリング条件を基に ICESat-2 による積雪深の有効データを抽出し地上観測所での積雪深との関係を表したものが図1である。図1では、描画するにあたってフィルタリング条件の他に地上観測所から半径 40km 以上の ICESat-2 の観測点を除外する条件が加わっている。フィルタリング後の有効データがまだ22点と少なく、今回はばらつく結果となった。また、AMSR2 と ICESat-2 による積雪深を地上観測所の積雪深と比較したところ、内陸と海岸側 RMSE に差が生じる結果となった（図省略）。

4. 考察

SMD の値を小さくしても草原湿地と密林で積雪深の抽出精度が向上しなかったのには以下の理由があると考えられる。草原湿地には、高緯度地域特有の大小さまざまな湖が存在しており、季節によって水位が大きく変動する。そのため、ICESat-2 が計測した夏季と冬季の標高差分に水位の変動が含まれてしまったことが原因と考えられる。また、密林では、ICESat-2 の観測点光子が森林の樹冠で散乱を受け地上までたどりつけなかったことが抽出精度の低下を引き起こしたと考えられる。解析は現在も継続中であり、今後はさらに ICESat-2 の観測データを蓄積し、ICESat-2 による積雪深の有効データをフィルタリングする条件について引き続き調査を進める予定である。

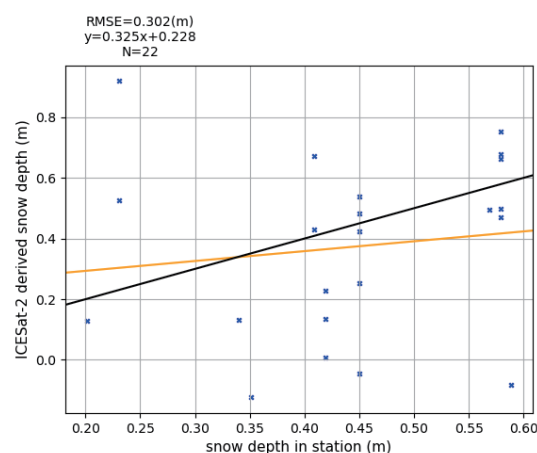


図1 ICESat-2 による積雪深と地上観測所の積雪深の関係
黒線は $y=x$ を表し、橙色線は青点を線形近似したものである。

寡雪地域における降雪による車両滞留発生 の 要因分析

藤本明宏¹・河島克久²・竹内裕希子³

(1: 福井大学工学系部門建築建設工学講座 2: 新潟大学災害・復興科学研究所 3: 熊本大学大学院先端科学研究部)

1. 研究の目的

大雪による立ち往生は、新潟県や福井県などの積雪地域のみならず首都高速道路、新名神高速道路など、冬期にノーマルタイヤの車両が走行しているような寡雪地域でも発生している。熊本県では、2022年12月22日から24日に強い寒気が流れ込み、その影響により水俣市の国道268号において23日早朝に滞留車両が発生し、熊本と鹿児島県の県境付近(水俣市葛渡～越小場区間)で通行止めが実施された。当該区間の標高はおよそ350～470 mであり、道路縦断勾配は3°以上である。滞留車両は熊本県側で31台、鹿児島県側で18台であり、通行止めは約6時間に及んだ。

本論文では、この車両滞留の事例に着目し、道路管理者へのヒアリング調査、現地踏査および当時の車両滞留危険度や路面雪氷状態の推定を通じて、寡雪地域における積雪による車両滞留の発生要因を分析したので、ここに紹介する。

2. 気象条件および除雪状況

図1は当該期間の気温と時間降水量である。降水は12月21日から継続しており、22日22時から気温が氷点を下回り、降雪となったと推測する。

本研究では、2023年10月24日に熊本県芦北地域振興局において車両滞留発生に関するヒアリング調査を実施し、当時の交通状況や道路管理の体制に関する資料を収集するとともに、車両滞留現場を踏査した。

写真1は車両滞留発生時の道路状態である。同写真(a)は23日10:28の道路状態であり、車両は発進不能状態である。道路の中央付近に除雪によって寄せられた雪の塊が見られるため、除雪後と考えられる。道路状態は薄いシャーベット状態のようである。写真(b)では、グレーダーが写っており、除雪中であることから、この辺りの除雪時間は23日10:30と判断できる。なお、当該道路には塩化カルシウム袋が常設されており、散布の有無は不明であるが、散布したとするとその散布量は 160 g m^{-2} である。

3. 車両滞留危険度

河島・伊豫部(2021)が開発した車両滞留危険度評価手法に図1に示した気象データ等を適用した結果を図2に示す。当該区間における車両滞留危険度は、12月23日夜から翌24日朝にかけて「警戒」の領域に近づいているものの、車両滞留が発生した23日朝の段階ではそれほど高くない。本手法は、主に北陸や山陰地方などの積雪地域において、大雪時に発生した大規模な車両滞留に基づいて構築されたものである。したがって、本結果は、積雪地域では危険性が低いと判断される気象条件下で今回の車両滞留が発生したことを意味する。

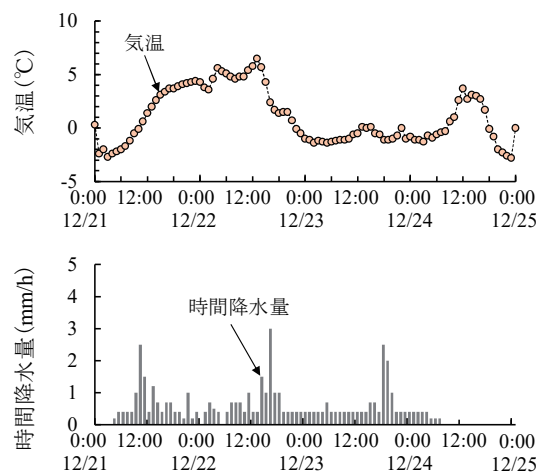


図1 気象条件



(a) 12月23日10:28, 標高340 m(除雪後)



(b) 12月23日10:30, 標高370 m(除雪前)

写真1 国道268号における車両滞留発生時の道路状態

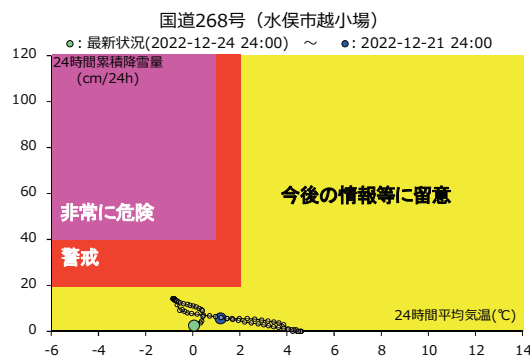


図2 国道268号における車両滞留危険度

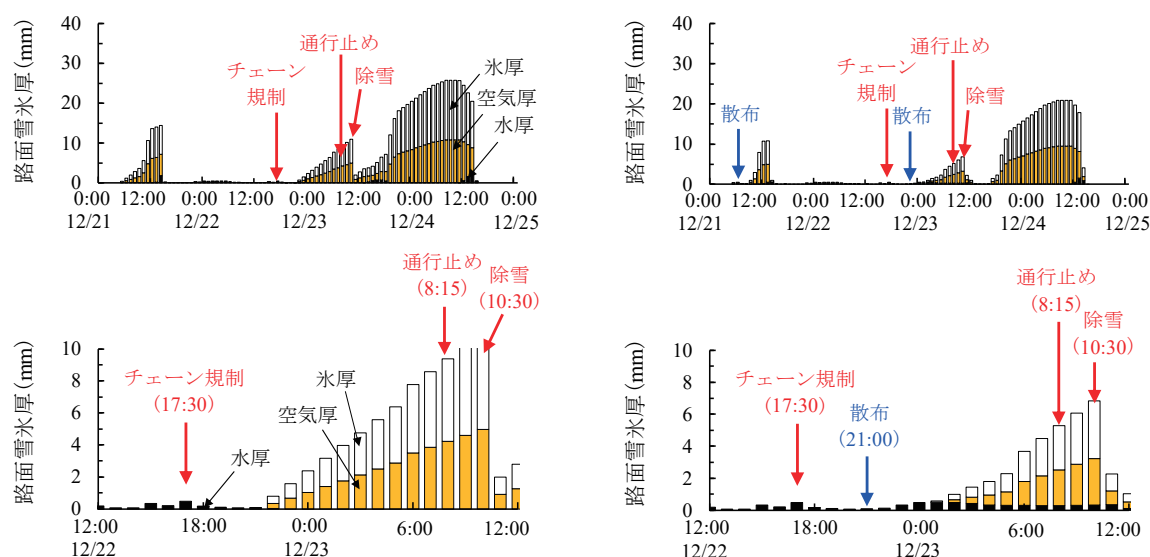


図3 路面雪氷状態の変化(左列:凍結防止剤散布なし, 右列:散布あり, 下段:拡大)

4. 路面雪氷状態解析

ここでは、当時の路面雪氷状態を推定し、車両滞留発生要因を考察する。本研究で用いた解析ソフトは藤本ら(2007)によって開発されたものであり、舗装や路面雪氷層の熱・物質収支から水、氷、空気および塩の質量や体積を計算し、路面雪氷状態を推定する。

図3は、路面上の水、雪(氷)、空気あるいはそれらの混合物の厚さ(路面雪氷厚)の解析結果であり、同図の左列は凍結防止剤散布なしの解析結果を、右列は散布ありの解析結果をそれぞれ示す。凍結防止剤散布について、時期は降雪前の21日6時と22日22時とし、その種類と量は固形の塩化カルシウムを 160 g m^{-2} とした。また、同図下段は12月22日12時～翌日12時までの結果を拡大して示す。同図の棒グラフの青、黄および灰色は水厚、空気厚および氷厚を意味しており、その累計が路面雪氷厚である。なお、この棒グラフは路面上に水、空気、氷が順に層を成して存在していることを示しているのではなく、これらの厚さを有する水、空気および氷が混合した雪氷層が路面上に存在していることを示している。

散布なしの解析結果(同図左列)を見ると、22日22時から水分を含まない圧雪状態となり、通行止めが行われた時点では約9mmの圧雪路面が形成されている。圧雪路面では、ノーマルタイヤの車両では登坂できず、スタックすると推察される。同図中に示すチェーン規制では、「チェーン必要」の情報表示を行っているが、チェーン非装着の車両の進入を防ぐような交通規制までは実施されていない。

散布ありの解析結果(同図右列)では、21時の散布によって圧雪状態にはならず、シャーベット状態となった。シャーベット状態であれば、ノーマルタイヤの車両でも登坂できる

場合がある。しかしながら、凍結防止剤の効果は限定的であり、夜間の気温の低下に伴い、雪氷層内の水分が凍結し始め、通行止めを実施した8時15分には殆ど水分を含まない薄層(約5mm)の圧雪状態となった。

当時、凍結防止剤を散布していたとしても、薄層の圧雪路面が形成され、特にノーマルタイヤの車両が登坂での発進不能に陥ったと推察される。また、凍結防止剤散布によって発生した水分の融解と再凍結によって、路面が滑りやすい状態であった可能性もある。いずれにしてもスタッドレスタイヤの車両ではスタックまでには陥らない路面雪氷状態と考えられる。

5. まとめ

本解析により、当該事象のスタック車両や車両滞留の発生は、チェーン非装着やノーマルタイヤの車両の走行、気温低下と継続的な降雪により薄い圧雪路面の形成、が要因となって引き起こされたと推察される。また、実施されたチェーン規制は、適切なタイミングであったと判断できるものの、情報表示のみであり、ノーマルタイヤの車両の流入を完全に防ぐことができなかったと推察される。冬用タイヤやチェーン装着の車両しか走行できない交通規制を実施することにより、スタック車両の発生は防ぐことができた可能性がある。

本研究は、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費(2023-15)の助成によって行われた。

文献

- 1) 河島・伊豫部(2021):大雪による車両滞留の危険度評価システムの開発と試験的運用。雪氷研究大会(2021・千葉・オンライン), 62.
- 2) 藤本ら(2007):輻射一透過を伴う路面薄雪氷層の融解解析。土木学会論文集E, 63, 2, 202-213.

降雨による路面圧雪の急速な軟化過程

河島克久¹・藤本明宏²

(1:新潟大学災害・復興科学研究所 2:福井大学工学系部門建築建設工学講座)

1. はじめに

近年, 集中的な大雪時に大規模な車両滞留による立ち往生が高速道路や幹線国道で頻発し大きな社会問題となっている. この車両滞留は厚い圧雪路面における車両のスタックによって発生する. 大雪の終了後には, 路面圧雪の軟化が原因で車両通過時に圧雪轍掘れ(深い轍掘れや段差)が形成され, 著しい交通障害が広範囲に生じることがある. このような圧雪轍掘れによる交通障害は, 大雪時に除雪が十分には行き届かない都市域の生活道路で特に顕著である.

藤本(2018)は, 2018年2月の福井大雪による国道8号の大規模な立ち往生が解消した後に圧雪轍掘れによるスタック車両や交通渋滞が多発したことを確認しており, 厚い圧雪の軟化が晴天による気温上昇や強い日射によって生じたと報告している. 著者らは, 2022年12月に発生した新潟県柏崎市(国道8号)の立ち往生の際にも同様な圧雪轍掘れと交通障害を同市内で確認したが, このケースでは大雪終了後の降雨が主な原因であったと考えられる. 北陸地方では大雪の後に降雨がもたらされることがしばしばあるため, 本研究では降雨による厚い路面圧雪の軟化過程の観測を行い, どの程度の雨量や時間で軟化が進行するのかを調べた.

2. 観測場所と方法

2024年1月18日に, 新潟県魚沼市大白川の新潟県道385号浅草山大白川停車場(標高472m)において観測を実施した. 1月10日に同停車場の除雪を行い, 1月12日以降に新たに積もった雪を1月15~17日に人力と車で踏み固めて厚さ26cm, 密度約550 kgm⁻³の圧雪を作製した. 1月18日には, 停滞前線の影響を受けて日中に降雨が予測されたため, 降雨前の1月18日9:00から1~2時間ごとに圧雪断面の雪質・粒径, 雪温, 重量含水率(遠藤式含水率計使用), 硬度(プッシュゲージ使用)を同日17:00まで観測・測定した. また, 観測期間中は気温と雨量の測定も行った.

3. 観測結果

3.1 気象の推移

観測期間中の気温は0.9~2.4℃の範囲で変化しており, 降雨は観測開始後まもなくして始まり, 観測終了時まで続いた(図1). 降雨は15:00にかけて徐々に強くなっていったが, その強度は最大で2.5 mmh⁻¹程度であった. また, 9:00から17:20までの累積雨量は12.7 mmであった.

3.2 降雨による圧雪の軟化過程

1月18日9:00の雪質は最下部層(路面上2cm)を除いて全層が乾いた(雪温マイナス)しり雪であった. この時の硬度(図2①)は高さ方向にほぼ一様であった(平均硬度1.72

MPa). 降雨開始から1~2時間経過した10:20及び11:30では, 圧雪上部の硬度は低下したものの, 中部では逆に硬度の増加が認められた(図2②, ③). これは圧雪中部において雨水が凍結したためと考えられ, それに伴う雪温の上昇が観測された. 降雨開始から約4時間後の13:20には, 上部と下部の硬度が著しく低下し, 硬度プロファイルは「逆くの字」の形状を呈した(図2④). この時の上部の重量含水率は16~19%であった. 降雨開始から約6時間後の15:00になると, 圧雪全層が濡れざらめ雪(重量含水率13~25%)となり, 硬度(図2⑤)の高さによる差異は小さくなった(平均硬度0.33 MPa, 9:00の平均硬度の19%). この状態は17:00の時点でも同様であった(図2⑥). 以上の結果から, 路面圧雪(厚さ26cm)の著しい軟化は, 約9mmの累積雨量の下, 6時間程度で起こり得ることが明らかになった.

文献

藤本明宏(2018):平成30年福井大雪におけるスタック車両発生に関する考察. 寒地技術論文・報告集, 34, 186-189.

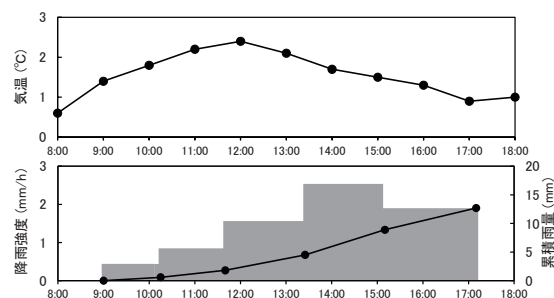


図1 観測期間中の気温と雨量の推移.

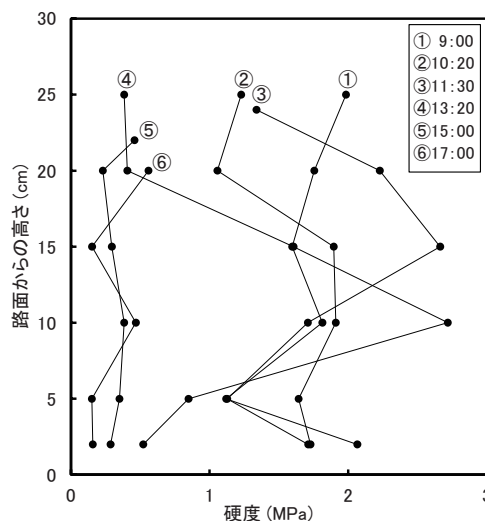


図2 圧雪の硬度プロファイルの変化.

2022/23 冬季の関越自動車道における雪堤崩壊の事例分析と発生予測

長嶺俊介¹・山田佳汰¹・杉原幸信²・上村靖司²・岩崎伸一³・荒川涼³

(1:長岡技術科学大学 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系

3:株式会社ネクスコ・エンジニアリング新潟)

1. はじめに

高速道路の路側帯や中央分離帯に形成される雪堤は、道路側に崩れると車線がふさがれるため、自動車への物損被害や交通事故に繋がる可能性がある。これを未然に防ぐためには、適切なタイミングで処理することが重要である。しかし、現状、雪堤崩壊を引き起こすメカニズムは未解明であり、雪堤処理のタイミング等は作業員の経験則に依存しているため、崩壊に至る前に適切にかつ効率的に雪堤処理を行うための定量的な崩壊予測手法の開発が望まれている。現時点での先行研究は、芝崎ら¹⁾による高速道路(関越自動車道、北陸自動車道、上信越自動車道)、並びに一般道路を巡回し、実際に形成された雪堤の形成状態の観察と雪堤崩壊の発生地点の探索・崩壊状態の観察を行っている。

本研究では、「雪堤の崩壊危険度を評価する気象指標を検討すること」、そして、「検討した気象指標を基に、ある時刻における雪堤崩壊の危険度を判断できる閾値、範囲の提案をすること」が目的となる。そのため、気象条件と雪堤崩壊の関係に着目し、2022/23 冬季に関越自動車道で発生した雪堤崩壊を分析した。そして、雪堤の崩壊危険度を評価する気象指標を検討した。

2. 調査方法および結果

本研究では、2022 年 12 月 1 日から 2023 年 3 月 31 日の期間(以降、2022/23 冬季と記す)を対象とし、ウェブカメラシステムを用いて関越自動車道(水上 IC～小千谷 IC)で生じた雪堤崩壊の件数と地点の特徴を調査した。また、雪堤崩壊が起こった日時と地点、雪堤崩壊の分類、地点の特徴(中央分離帯・路側帯、防護柵種別、遮音壁・壁高欄・飛雪防止柵などの有無)を整理した。気象データ(気温、降雪量、積雪深)は本線最寄りのアメダス(湯沢、小出、長岡)の 1 時間ごとの観測結果を用いた。ここで土樽 PA～六日町 IC はアメダス湯沢、六日町 IC～越後川口 IC はアメダス小出、越後川口 IC～小千谷 IC はアメダス長岡の気象データを適用することにした(図 1)。

図 2 に 2022/23 冬季の構造物種別ごとの崩壊件数を、図 3 に 2022/23 冬季の土樽 PA～六日町 IC 間の雪堤崩壊件数と気象の関係を示す。図 2 より、ほとんどの雪堤崩壊は中央分離帯のガードケーブルとガードレールで発生しており、ともに 100 件以上確認された。また、それぞれの崩壊を規模の大きさごとに、雪塊が側帯内に留まり車線上に飛び出さない崩壊をランク B、また雪塊が外側線を跨ぎ、車線上に飛び出

た崩壊をランク A、そのなかでも車線の半分の位置を越えたものをランク AA と分類したところ、崩壊規模の大きいランク A とランク AA の崩壊についても中央分離帯にある構造物上で多いことが分かった。

次に、崩壊件数の多い中央分離帯のガードケーブル、ガードレール、壁高欄において、それぞれ設置されている距離あたりで崩壊件数を求めたところ、ランク B の崩壊では単位距離あたりの崩壊数が最も多いのはガードレール(ランク B:3.4 件/km)だった。しかし、崩壊規模が大きいランク A とランク AA では壁高欄(ランク A:2.6 件/km, ランク AA:0.52 件/km)での崩壊が最も多い結果となった。

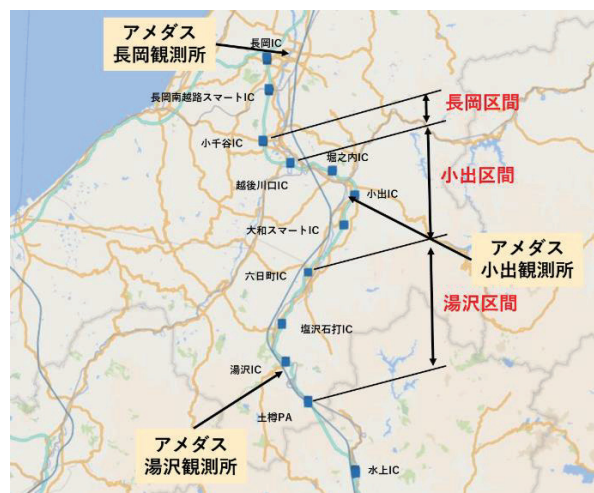


図 1 アメダス(湯沢、小出、長岡)を適用した区間

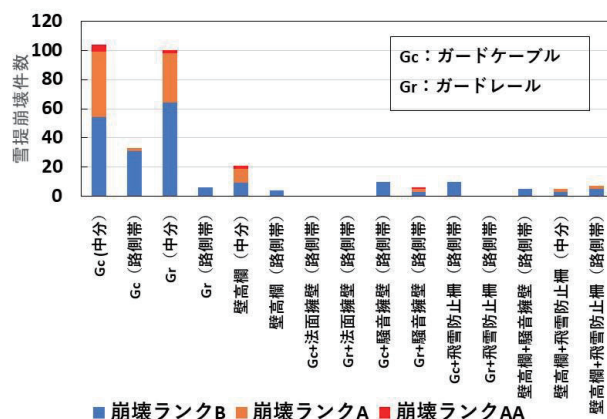


図 2 2022/23 冬季の崩壊ランクごとに分類した構造物種別ごとの崩壊件数

また、図3のグラフでは、土樽PA～六日町IC間の崩壊は1月中に多発しており、その後1月下旬以降はほとんど崩壊が発生していない。崩壊件数が多い所では主に2つの傾向が読み取れ、日平均気温が氷点下で積雪深が急激に上昇しているタイミングや、日平均気温が0℃以上で積雪深が減少しているタイミングであることが分かる。次に崩壊件数の棒グラフに着目すると、ランクAAの崩壊が発生しているときは積雪深が100cmを越えているのが分かる。また、ランクAAの崩壊は大雪及び雪崩注意報・警報が同時に出ているときに発生していることがわかった。

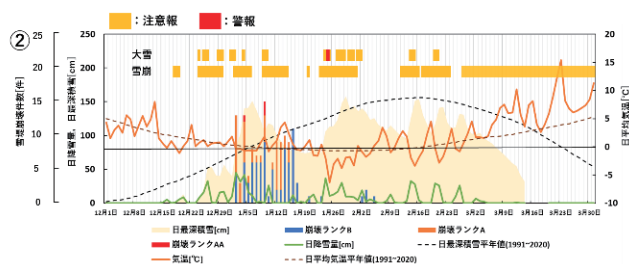


図3 2022/23 冬季の土樽PA～六日町IC間の雪堤崩壊件数と気象の関係

3. 分析方法

図3により、雪堤の崩壊の危険度評価を行う上で崩壊発生前の日平均気温、日降雪量、日最深積雪などの気象データが重要であると考え、分析では、河島・伊豫部²⁾(2021)の大雪による車両滞留の危険度評価システムを参考にした。2022/23 冬季の各崩壊事例について、崩壊日時から遡って1週間前を分析開始点とし、積算日平均気温、積算日降雪量、日最深積雪の3つの気象指標について雪堤崩壊との関係についてグラフを作成し、危険度評価に最適な気象指標を検討した(図4)。

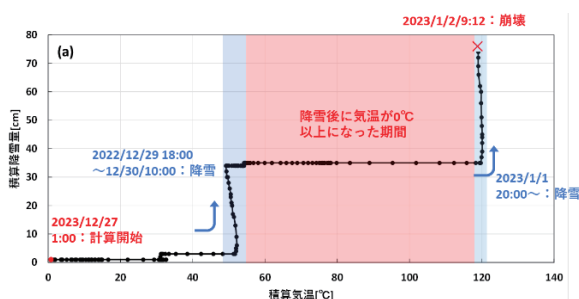


図4 1時間ごとの積算気温、積算降雪量、積雪深の推移(土樽PA～六日町IC間)

図4で示した積算グラフから1時間ごとの積算気温、自然積雪深の2つの気象指標を用いた分析は雪堤の危険度を評価するうえで有効であることがわかった。また、2022/23 冬季において初めて観測された雪堤崩壊は、3日前の降雪に

よる積雪深の増加が起点となって生じたと考えた。そこで崩壊までの傾向をより見やすくするため、分析開始点を1週間前から3日前に変更した。例として、湯沢区間(土樽PA～六日町IC間)で発生したすべての雪堤崩壊を対象に作成した積算グラフをまとめたものの例を図5に示す。それぞれの崩壊時点でのパラメータにはばらつきがあるが、プロットが集中している箇所がいくつか見受けられた。このグラフから崩壊が多発する傾向は主に2つ見て取ることができる。それらは①積算気温が0℃以下～50℃付近で、自然積雪深が80cmあたりを越えたとき、②自然積雪深が80cmに満たなくても、積算気温が100℃あたりを越えてきたときである。

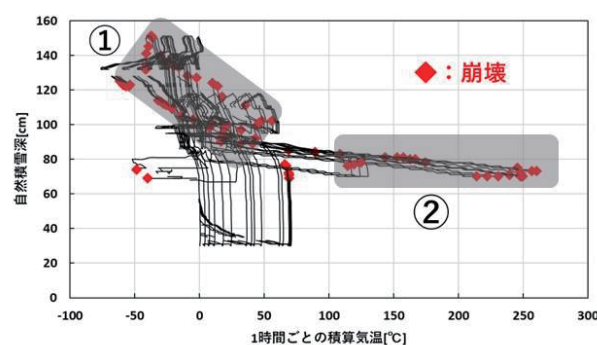


図5 土樽PA～六日町IC間での1時間ごとの積算気温、自然積雪深の推移(期間3日)

4. 積雪重量の検討

図5より、崩壊時点のプロットは積算気温が0℃付近のときには自然積雪深は高く、そこから積算気温が上昇するにつれて自然積雪深は減少傾向を示した。ここで積算気温が低い所では積雪の密度は低く、積算気温が高い所では積雪の密度は高いと考えられるため、それぞれの崩壊が起きたときの積雪重量には差がないと考えた。そこで、それぞれの崩壊時点での積雪重量を求めるため、2つの計算方法を利用して算出を試みた。

まず、1つ目の算出方法について述べる。積雪の全層平均密度を ρ [kg/m³]、自然積雪深を h [m]と置くと、積雪重量 M [kg/m²]は

$$M = \rho h \quad (1)$$

となる。なお、全層平均密度 ρ [kg/m³]は2通りの関係式を用いて算出した。まず、1つ目は上村ら³⁾による積雪の全層平均密度を積雪期の根雪開始時刻をゼロとする連続時間の関数として

$$\rho(t) = 0.08t + 160 \quad (2)$$

と一次近似したものである。2022/23 冬季では、2022/12/15を開始時刻とした。2つ目は松下ら⁴⁾による積雪の断面観測によって得られた経験式である。この式は、全層平均密度 ρ

[kg/m³]を目的変数, 全層平均雪温[°C]と積雪深[cm]を説明変数として重回帰分析を行うものである.

$$\rho = 10.50\sqrt{H} + 29.74T + 240.5 \quad (3)$$

ここで, 全層平均雪温 T [°C]は観測値が得られないため, $T=-1, -2$ [°C]と仮定した.

次に, 2 つ目の算出方法について述べる. 積雪重量は次式で示す上村ら³⁾による関係式を用いて算出した.

$$M_n = M_{n-1} + bP_n - aT_n - r_n \quad (M_n \geq 0) \quad (4)$$

ここで, M_n は n 日目の積雪重量[kg/m²], P_n はその日の日降水量[kg/m²d], T_n は日平均気温[°C], a は融雪係数[kg/(m²d°C)], b は降水中の氷分率($0 \leq b \leq 1$)である. また, 土樽 PA~六日町 IC 間の雪堤崩壊について, 図4で示した積算グラフの縦軸を積雪重量に変更し, 分析を行った. 式(1)及び式(2)より算出した積雪重量を用いた結果を図6に示す. 図より, 積雪重量は150~300 kg/m²付近まで幅広く分布しており, ばらつきが大きいことが分かる. また, 積算気温が上昇するにつれて積雪重量が減少し, 図5で示した結果と同様な傾向を示した.

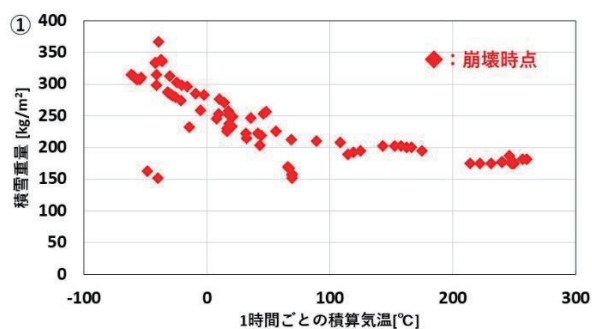


図6 式(1)及び式(2)より算出した積雪重量
(土樽 PA~六日町 IC 間)

次に式(1)及び式(3)を用いた結果を図7に示す. 全層平均雪温 $T=-1$ [°C]と仮定したときを①, $T=-2$ [°C]と仮定したときを②に示す. ①では, 積雪重量が150~350 kg/m²付近まで分布しており, ②では, 積雪重量が130~360 kg/m²付近まで分布していた. また, 図6の結果と同様, ばらつきが大きい結果となった.

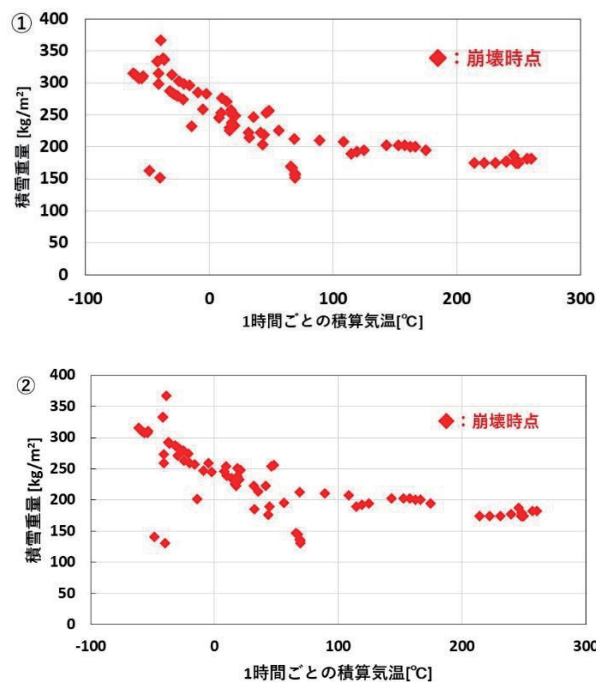


図7 式(1)及び式(3)より算出した積雪重量
(土樽 PA~六日町 IC 間)

次に式(4)を用いた結果を図8に示す. 図より, 積雪重量は170~350 kg/m²付近まで幅広く分布している. しかし, プロットのほとんどは積雪重量が300~350 kg/m²の間にある. この範囲外のプロットに着目すると, これらの崩壊は2024年1月2日から1月5日の間に発生したものであり, この期間は今冬において日降雪量が特に多かった期間である. 従って, 雪堤崩壊は降雪中もしくはその前後に生じ, そのときの積雪重量は170~350 kg/m²付近まで幅広く分布しているといえる. また, 降雪が止み, 融雪期間の雪堤崩壊は, 「積雪重量が300~350 kg/m²のときに発生しやすい」と予測できる可能性がある.

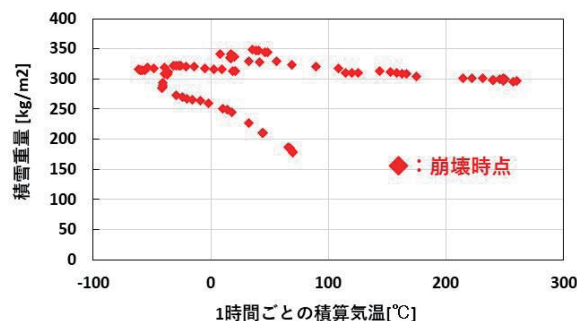


図8 式(4)より算出した積雪重量
(土樽 PA~六日町 IC 間)

図 6 及び図 7 の結果より, 式(1)を用いて算出した積雪重量は値のばらつきが大きい結果となった. これは式に用いている自然積雪深 $h[\text{cm}]$ が要因であると考えられる. 自然積雪深のデータはアメダスから入手しているため, 局地的な降雪の量は表現できない. 実際に形成されている雪堤の高さとはある程度の誤差があると考えられるため, 積雪重量にも誤差が出たと考えられる. 一方, 式(4)に用いる気象データは日降水量 $[\text{kg}/\text{m}^2\text{d}]$ 及び日平均気温 $[\text{C}]$ であるため, 誤差が生じにくいと考えられる. このことから, 本研究では, 積雪重量を算出するには式(4)を用いてよいと判断した. また, 積雪重量は雪堤崩壊の危険度の評価するうえで非常に有効なパラメータである可能性があることが明らかになった.

5. まとめ

本研究では, 2022/23 冬季に関越自動車道(水上 IC~小千谷 IC)で発生した雪堤崩壊を分析し, その結果を基に, 「雪堤の崩壊危険度を評価する気象指標を検討すること」, そして, 「検討した気象指標を基に, ある時刻における雪堤崩壊の危険度を判断できる閾値, 範囲の提案をすること」を目的とした. そこで, 雪堤の崩壊危険度を評価するため, 本報告では積算気温, 積算降雪量, 積雪深の 3 つの気象指標を検討した. その結果, これらは雪堤の崩壊危険度を評価するうえで有効であることがわかった. さらに, 積雪重量を用いた雪堤崩壊危険度の評価を試みた. 積雪重量の評価は上村ら³⁾の改正デグリーデイ(degree-day)法を用いるとよいと判断した. その結果, 雪堤崩壊は降雪中もしくはその前後に生じ, 降雪が止み, 融雪期間の雪堤崩壊は, 「積雪重量が $300\sim350 \text{ kg}/\text{m}^2$ のときに発生しやすい」と予測できる可能性があることが示唆された.

文献

1. 芝崎ら(2021):道路雪堤の崩壊メカニズムの解明に向け基礎研究. 雪氷研究大会講演要旨集(2021・千葉オンライン), 49.
2. 河島・伊豫部, (2021):大雪による車両滞留の危険度評価システムの開発と試験的運用. 雪氷研究大会講演要旨集(2021・千葉オンライン), 62.
3. 上村ら(2021):遠赤外線融雪面の積雪深推計モデルと最適運動条件, 日本雪氷学会誌, 83 巻 4 号, 385~401 頁.
4. 松下ら(2016):積雪の全層平均密度と雪温および積雪深との関係, 雪氷研究大会講演要旨集(2016・名古屋), 1~32.

23

2024 年 1 月 滋賀県、岐阜県での大雪による交通への影響調査

上石勲¹・山口悟¹・中村一樹¹・菅原清²

(1:防災科研雪氷技術センター 2:矢崎総業株)

1. はじめに

2024 年 1 月 24 日、関ヶ原付近の名神高速道路が大雪のため長時間にわたり通行止めとなった。2024 年 1 月 25 日、滋賀県、岐阜県の大雪による道路交通への影響とその対応について調査した。

2. 路面状況調査

観測車に搭載した AI 路面判定システムで撮影された道路の路面状況を図1～3に示す。米原～関ヶ原付近では雪が多く、除雪されていた箇所でも、路肩には大量の雪が堆積していた。通行止めの名神高速と並行する国道 21 号関ヶ原付近では一部路面上にも積雪が残っており、大型車同士のすれ違いが危険な状況も見られた。



図1 米原付近(県道 234 号)



図2 関ヶ原付近(国道 21 号)



図3 関ヶ原付近(国道 21 号)

3. プローブデータ解析

図4は、矢崎総業株が保有する商用車のプローブデータの 1 月 24 日 15 時の解析結果である。関ヶ原周辺では高速道路や国道 21 号で速度が低下していること、東海北陸道では交通が比較的確保されていることなど各種状況が把握され、迂回などの対策を検討するうえで有用な情報であることがわかった。



図4 商用車プローブデータの解析結果(1月24日15時時点の速度解析)

4. 降積雪状況

1 月 24 日には気象庁関ヶ原アメダス観測点で 6 時間降雪量 49cm、1 時間降雪量 10cm 以上の極端な集中降雪となった(図5)。9 時の天気図では日本海側に等圧線の屈曲が見られ、気象レーダーの画像からも JPCZ が日本海北西部から発生し、福井県～滋賀県～岐阜県付近に発達した雪雲がかかっていたことがわかる(図6)。

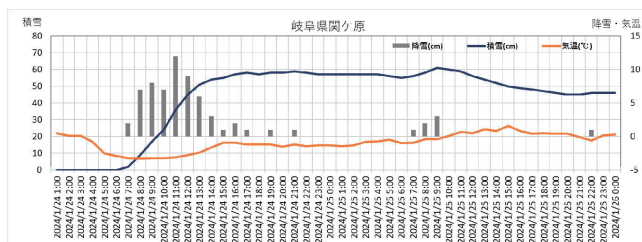
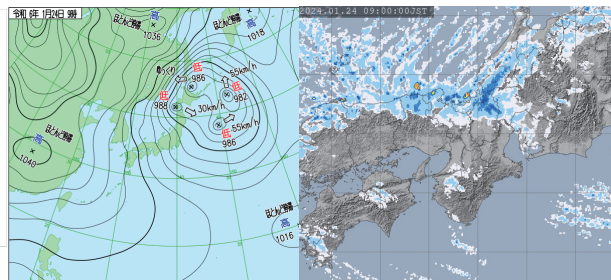
図5 1/24 1:00～1/26 0:00 積雪、降雪、気温 関ヶ原
(気象庁アメダス)

図6 1/24 9:00 天気図、気象レーダー(気象庁)

残雪深制御による消融雪施設の省資源化と高効率化

○小野寺誠¹, 田中日菜¹, 杉原幸信², 上村靖司²

(1:長岡技術科学大学 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院)

1. 緒言

温暖かつ多量の雪が降る北陸地域では、円滑な交通を維持するために、年間を通して温度がほぼ一定な地下水を散水して道路上の雪の消融雪を行う散水型消融雪装置、いわゆる「消雪パイプ」が広く普及している。しかし、冬季間の多量な地下水の汲み上げにより、地下水位が著しく低下する事例が観測されている。実際に、新潟県内の様々な地域で翌冬までに地下水位が回復しておらず、一度低下した地下水位が元に戻るためには長い時間を要する。このため、節水を目的として、積雪状況に応じた散水消融雪装置の高度な制御が求められている。

さらに、近年は地球温暖化の影響で、年間に降る雪の量は減少の傾向にあるが、比較的短時間で多量の雪が降り積もる、いわゆる「ドカ雪」の頻度が増えている。この影響により、冬季には大規模な車両滞留が発生しており、1000台以上の車が大雪の中道路に取り残された事例がある。このようなゲリラ豪雪から生じる交通麻痺等の被害への対応も考慮する必要がある。

本研究では、散水消融雪装置の「省資源化」と「高効率化」を同時に実現しつつゲリラ豪雪にも対応しうる条件を探ることを目的とし、消雪パイプの地域別の最適な制御方法及び融雪熱量を検討した。また理論上の最適条件下での車両滞留危険度について評価を行った。

2. 融雪シミュレーションについて

路面上の積雪重量を求める為、上村らの改良 Degree-day^[1]法を用いる。式(2-1)に積雪重量計算式を示す。

$$M_m = M_{m-1} + bP_m - aT_m - R_m \quad (2-1)$$

ここで、 P_m と T_m は、 m 時間目の時間降水量 [kg m^{-2}]、と平均気温 [$^{\circ}\text{C}$]を意味する。 R_m は融解量 [kg m^{-2}]である。気象データは新潟県の5地点(表2 参照)での AMeDAS 観測点のデータ(気温、降水量、積雪深の毎時データ)を用いた。ここでは、累計降雪深、最大積雪深、気温が異なるように地点を選定している。分析データは、2005年から2015年までの10年間について11月1日から翌年3月30日までの1時間毎のデータを用いた。このとき、1年のデータは3624時間分となる。そして、残雪深 H_m は雪密度 ρ_s を表1のように設定し、 M_m/ρ_s より求めた。

散水消融雪装置の出力方法には固定出力と可変出力があり、固定出力が一般的でありイニシャルコストも低い^[2]が、無駄撒きが発生してしまう可能性が高い^[2]。一方可変出力は無駄な出力を抑えつつ残雪も抑制できる可能性が示唆されているが、イニシャルコストが高い。可変出力の切り替えは、上村ら(2009)が「自動車に対して、路面を無雪状態にするのが理想であり、

このときのサービス水準は最大になるが、そのためのコストは膨大である。そこで、通常は所定量の残雪を許容(一般的には10cm以下)しながら道路除雪が行われる^[3]と述べていることから、残雪深 H_m より判定を行い、 $H_m \leq 5 \text{ cm}$ のときに定常融雪能力で融雪し、 $H_m > 5 \text{ cm}$ のとき高融雪能力で融雪を行う。以上の出力方法をまとめたものが表3である。

3. 制御方式と評価項目

散水消融雪装置の融雪量は、式(2-1)中の R_m で表される。融雪装置を稼働する際は R_m に融解量を与え、装置を停止するときは R_m に0を与える。装置の発停は制御方式によって異なるが、今回は代表して以下の手法を用いて融雪シミュレーションを実施した。

降雪検知制御は降雪センサを用いて降雪を検知し、散水ポンプの発停を行うものであり、フローチャートを図1に示す。ここで、 S_{fm} は m 時間目の時間降雪量 [cm h^{-1}]であり、式(2-1)中の、 $bP_m - aT_m$ の値が正となるときに運転を行うよう制御する。 J_m は m 時間目の散水消融雪装置の運転状況(停止時0, 運転時1)である。降雪検知制御は導入の際のイニシャルコストが安く、

表1 地域別の降雪密度

地域	新潟	柏崎	長岡	安塚	十日町
降雪密度 $\rho_s [\text{kg m}^{-3}]$	80	80	70	70	70

表2 シミュレーションの対象にする地域の
AMeDAS 観測地域と平年値

地域		平均値(1991~2000年)	
		冬季平均気温 [$^{\circ}\text{C}$]	冬季降水量 [mm]
新潟	平野部	3.7	521.8
柏崎		3.8	805.4
長岡		2.6	826.7
安塚	山間部	1.5	1016.4
十日町		0.8	1045.7

表3 散水消融雪装置の出力方式

出力方式	融雪能力	初期費用
固定出力	常時一定	低
可変出力	$H_m \leq 5 \text{ cm}$ で低出力 $H_m > 5 \text{ cm}$ で高出力	高

技術的にも簡単で取り入れやすいため制御方式の主流とな

っている。しかし、降雪を検知した段階で動作してしまうため、路面状態を考慮した運転の発停が難しい。このため、無駄な運転が多く、省資源化の観点では問題があり、路面の残雪状態も不安定となる傾向がある^[2]

3.2 残雪深制御

残雪深制御は路面の残雪の有無を検知して散水消融雪装置を稼働させる制御方式である。フローチャートを図2に示す。降雪検知制御との違いは、運転判定が m 時間目の時間降雪量 S_{fm} [cmh]ではなく、 m 時間目の残雪深 H_m [cm]である点である。残雪深制御は路面に雪が存在しない限り装置が作動しないため、降雪検知制御で問題視されている無駄な運転が抑えられ、かつ路面の残雪が長時間にわたって発生しにくい特徴がある^[9]。本研究では、残雪深 H_m が1cmとなるタイミングを基準に発停を行っており、残雪深が1cm未満になったときに装置を停止する。したがって、1時間散水し続けられない場合がある。この場合、1時間ごとの融雪熱量と残雪量から半端運転時間を決定する。

3.3 複合制御

複合制御は、散水消融雪装置の稼働制御には降雪検知制御、停止制御には残雪深制御を用いる制御手法であり、フローチャートを図3に示す。複合制御は、1時間前の運転状況 J_{m-1} に応じて m 時間の装置の運転状況 J_m を判定する。停止中($J_{m-1} = 0$)であれば運転の判断を時間降雪量 S_{fm} で判定し、運転中($J_{m-1} = 1$)であれば停止の判断を残雪深 H_m で判定する。シミュレーションの終了判定に関しては各制御方式と同様である。現在このような制御方法を行う融雪装置は存在しないので、あくまで仮想のものである。二種類の検知器の両方

を使用するため初期費用が高くなるが、両制御方法の欠点を補いあつて高いサービスと省資源化を実現できる可能性がある。3.1~3.3の制御方式をまとめたものが表4である。

4. 残雪深制御の有効性評価

4.1 評価項目

シミュレーション結果を評価する項目として、①最大残雪深(安全・信頼性評価)、②散水熱量(コスト評価)、③重みづけ残雪時間(サービス評価)の3つを定め、降雪検知、残雪深および複合制御の有効性を検討した。

①では、10年間の最大残雪深の平均値 $\overline{H_{max}}$ を算出し、その値が大きいほど立ち往生が発生し、長時間の渋滞や通行止めにつながる恐れがあるため、低く抑えることが望ましい。

$$\overline{H_{max}} [\text{cm}] = \frac{bP_m - aT_m [\text{kg m}^{-2}]}{\rho_s [\text{kg m}^{-2}]} \times 100 \quad (4-1)$$

②では、10年分の散水熱量 Q_w を評価し、散水熱量は地下から汲み上げる地下水消費量と密接に関係している。この値が小さいほど地下水の消費を削減できる。ここで、融雪能力 r_m は 200 W m^{-2} を1として計算する。また、稼働時間 T について、1時間撒き続けた場合は1、撒き続かなかった場合はどのくらいの時間で融雪したかを算出し(<1)、その値を掛けることとした。

$$Q_w [\text{J m}^{-2}] = r_m [\text{W m}^{-2}] \times T [\text{h}] \quad (4-2)$$

③では、道路上に残雪が1cm以上ある時間の合計を総残雪時間と定義し、これを道路のサービス水準の指標とした。この値が少ないほどドライバーにとって安全で運転しやすい道路サービスを提供していることとなる。ここで、重みづけ係数を1とし、残雪深が10cm未満の場合は、重みづけ係数を0から1まで比例の関係で増加させることとした。重みづけ残雪時間 T_s は「重みづけ係数×残雪時間」より算出し、10年分の重みづけ総

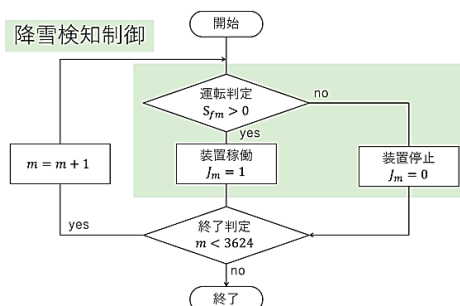


図1 降雪検知制御

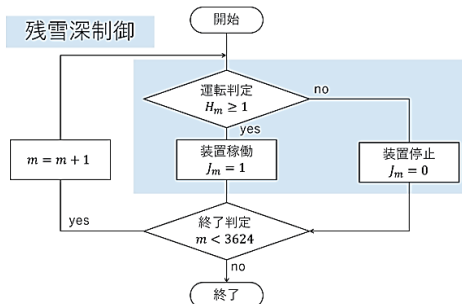


図2 残雪深制御

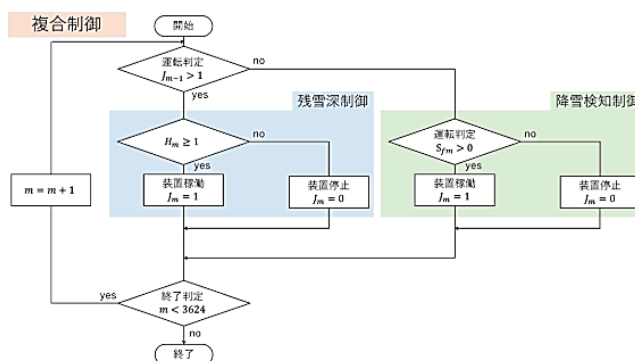


図3 複合制御

表4 制御方式と出力方法の一覧

制御方式	装置 ON	装置 OFF
降雪検知制御	$bP_m - aT_m > 0$	$bP_m - aT_m \leq 0$
残雪深制御	残雪深 1cm以上	残雪深 1cm未満
複合制御	$bP_m - aT_m > 0$	残雪深 1cm未満

残雪時間 T_s を評価した。

$$T_s = H_m \times 0.1 \text{ [h]} \quad (0 < H_m < 10)$$
$$T_s = 1 \text{ [h]} \quad (10 \leq H_m)$$

(4-3)

4.2 融雪必要熱量について

本研究では、降雪検知制御における固定出力での稼働を基準として、その他二つの制御方式及び融雪熱量の組み合わせについて検討を行い、最適な稼働条件について検討を行う。ここで、基準となる降雪検知制御における固定出力での稼働について、融雪熱量の値を定める必要がある。そこで、路面消・融雪施設等設計要領⁴⁾に基づき、その値を算出した。式(4.4)に融雪必要熱量算出式を示す。

$$q_1 = \frac{\rho_s h_s (J + C_s |T_s|)}{360\eta}$$

(4-4)

降雪密度 ρ_s および設計時間降雪深 h_s は日降雪深より算出するため地域により異なる。氷の融解潜熱 J は $334 \text{ kJ (kg}^\circ\text{C)}^{-1}$ 、氷の比熱 C_s は $2.1 \text{ kJ (kg}^\circ\text{C)}^{-1}$ 、降雪の温度 T_s は -1°C とした。熱効率 η は一般に土木部は $0.8\text{--}0.9$ としている⁵⁾ため、本研究では 0.8 とした。

4.3 残雪深制御の有効性評価

4.2 節にて説明した融雪シミュレーションを用いて、従来法である降雪検知制御の固定出力での稼働を基準とし、各制御方式及び融雪熱量の最適な組み合わせについて検討した結果を報告する。また、シミュレーション結果に基づいて、最適な稼働条件について提案する。残雪深制御及び複合制御の可変出力でのシミュレーション条件を表5に示す。最後に4.1項に示す3つの項目を用いて総合的に有効性を判断する。

図4に、十日町市において最も優れた評価結果であった制御方式及び融雪熱量の組み合わせでの削減率を示す。これより、残雪深制御の固定出力または可変出力での運転が望ましいことが分かる。また図4より、可変出力と固定出力では、削減率がおおむね一致していることが分かる。これは5地域すべてに当てはまっている事象であった。初期費用の観点から、固定出力の方が安く抑えられるため、固定出力の高融雪熱量で稼働することが適していると考えられる。表6および図5には、各地域での最適な制御条件をまとめたものを示す。どの地域においても、残雪深制御で高い融雪能力の場合が最も削減率が良い組み合わせであった。

表5 融雪シミュレーション条件

		高融雪熱量				
		100	150	200	250	300
定常 融雪 熱量 [Wm ²]	50	○	○	○	○	○
	100		○	○	○	○
	150			○	○	○
	200				○	○
	250					○

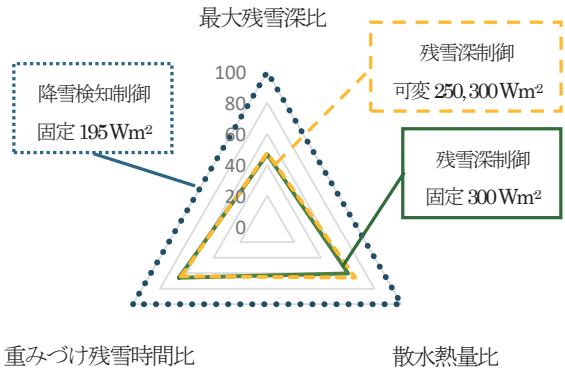


図4 十日町市の最適稼働条件での各評価項目の削減率

表6 地域別の最適な制御条件

地域	新潟	柏崎	長岡	安塚	十日町
制御方式	残雪深制御				
可変出力	定常	250 Wm ²			
	高	300 Wm ² (図5)			

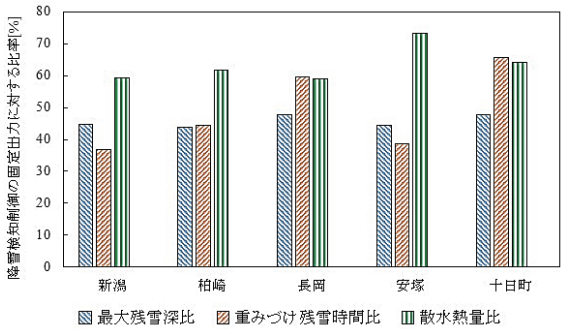


図5 残雪深制御の固定出力(300 Wm²)における削減率の比較

5. 車両滞留危険度評価

5.1 車両滞留危険度評価について

本研究では、河島ら⁶⁾の調査を参考に、それぞれの稼働条件における車両滞留危険度評価を行った。河島らは、車両滞留発生時の降雪量、気温、風速に着目した気象特性の解析から、新潟県や北陸地域のような温暖多雪地域では、雪による車両滞留発生前に長時間且つ多量の降雪があり、降雪時の気温のほとんどが氷点下で推移することを明らかにした。これより、各地域の気象データを用いて車両滞留の潜在的危険度を評価するシステムを構築した。このシステムは、大規模な車両滞留を未然に防ぐための意思決定を支援するものである。

本研究で使用する危険度ランクごとの気象指標の閾値は表7に示す。特筆すべき点として、道路上の除雪は通常は所定量の残雪を許容したうえで行われるため、新たにこのシステムのランクに「新雪換算 10 cm 以下」で「支障なく走行が可能」である領域を追加した。

5.2 十日町市の車両滞留危険度評価

1 冬季(2014-2015)の残雪深制御の高融雪能力での稼働における, 十日町市の車両滞留危険度評価の結果を図 6 に示す。装置を稼働させない場合は, 「非常に危険」の領域に入るが, 装置を稼働させることで, 「支障なく走行が可能」, 「今後の情報等に留意」の領域に収めることができる。これらのことを踏まえると, 最適な稼働条件(残雪深制御, 300W m^{-2})で装置を稼働させることで車両滞留を抑制することが可能であることを示唆している。

6. まとめ

本研究では, 累計積雪深, 最大積雪深, 標高が異なる代表 5 地域での散水消融雪装置の稼働における, 各制御方式及び出力方法の有効性について調査してきた。その結果, どの地域でも最適な稼働条件は残雪深制御の高融雪熱量であり, かつ可変出力と固定出力での削減率はほぼ同程度であったことから, コスト面を考慮すれば, 固定出力での稼働が最適であると考える。よって, 今回示したどの地域でも残雪深制御の固定 300W m^{-2} で稼働させることで, サービス面, コスト面共に従来法である降雪検知制御に比べて有効である可能性が示された。

また, 最適な稼働条件(残雪深制御の固定 300W m^{-2})の下で散水消融雪装置を稼働させることで, ゲリラ豪雪の場合も含めて車両滞留の発生を抑制でき, サービスおよび信頼性の向上につながることを示された。

文献

- [1] 上村靖司, 梅村晃由, “屋根融雪装置の能力設計に関する提案,” 日本雪氷学会誌, 12(3), pp. 10-15, 199
- [2] 上村靖司, 善哉広大, “路面融雪装置の設計熱負荷 第3報: サービス水準と消費熱の総合評価指標の提案,” 日本雪氷学会誌, 81(6), pp. 269-281, 201
- [3] 上村靖司, 楠田翼, 藤野丈志, 路面融雪装置の設計熱負荷 第2報: 残雪許容が熱負荷に与える効果, 2009 年, 日本雪氷学会誌
- [4] 路面消・融雪施設等設計要領編集委員会, 路面消・融雪施設等設計要領, 社団法人日本建設機械施工協会北陸支部, 2008, p. 19
- [5] 国土交通省 国土技術政策総合研究所, “B-DASH プロジェクト No.35 ヒートポンププレスで低 LCC と高 COP を実現する下水熱 融雪システム導入ガイドライン(案),” 国土技術政策総合研究所資料第 1158 号, 2021
- [6] 河島克久, 伊豫部勉, “大雪による車両滞留の危険度評価システムの開発と試験的運用,” 雪氷研究大会(2021・千葉オンライン)講演要旨集, p. 62, 2021

表 7 本研究で使用する危険度ランク毎の気象指標の閾値⁴⁾

ランク	24 時間平均気温	24 時間で路面に積もる累計降雪量
非常に危険	1°C 未満	40cm 以上
警戒	$1\text{--}2^{\circ}\text{C}$	20-40cm
今後の情報等に留意	2°C 以上	20cm 未満
支障なく走行が可能	×	新雪換算 10cm 以下

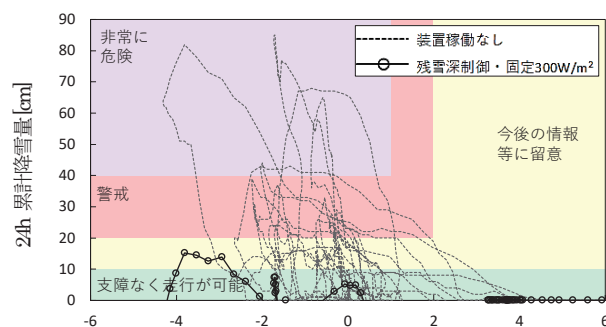


図 6 十日町市の車両滞留危険度評価

新潟県内の消雪パイプ稼働による地下水位低下の傾向

藤野丈志¹・坂東和郎¹

(1: 株式会社興和)

1. はじめに

消雪パイプは、積雪地域の冬期道路交通の確保に欠かせないインフラであるが、その普及とともに地下水揚水量が増加した結果、地下水位の低下、さらには地盤沈下が進行する地域がみられるようになっている。この問題を抑制する目的で、地下水取水規制や節水散水対策が進められているなか、近年の地下水位低下状況はどのように変わっているのか、整理した結果を報告する。

2. 地下水位観測状況とデータ分析方法

新潟県内では、新潟地域、上越地域、長岡地域、南魚沼地域及び柏崎地域の5地域で、地盤沈下観測井による地下水位と地盤変動量の長期観測が行なわれている。このうち、新潟・新発田地域を除く4地域では、消雪パイプによる地下水の汲み上げが主な原因と考えられる地盤沈下が生じており、降雪量が多い年には、沈下量も大きくなる傾向がみられている¹⁾。この4地域のうち、現在も地下水位観測が続いている42の観測井の最高水位・最低水位を整理し、最高水位と地下水位低下量(最高水位と最低水位の差)と、降雪量1mあたりの地下水位低下量を求めた。また、最高水位と水位低下量それぞれの10年あたりの変化速度を、最近20年とそれ以前に分けて求めた。

3. 地下水位低下状況

長岡地域の地下水位観測データ²⁾より、四郎丸小学校観測井の最高水位、最低水位および降雪量1mあたりの水位低下量の変化状況整理した結果を図1に示す。最高値は1980年ころから低下が始まり、10年あたり0.46mのペースで低下、最近20年は10年あたり1.53mの低下へと加速していた。降雪量1mあたりの水位低下量は10年あたり0.74mの増加から、最近20年は0.20mの増加へ減速していた。長岡地域にある17観測井の最高水位と降雪量1mあたりの水位低下量の加減速状況を整理した結果を図2に示す。最高水位の低下速度は加速、降雪量1mあたりの水位低下量の増加速度は減速している観測井が多くなっていた。4地域合計42の観測井では、26の観測井で地下水位の最高値は低下傾向にあり、37の観測井で地下水位低下量が増加傾向にあった。

4. 考察とまとめ

降雪量は増加傾向にないにもかかわらず、冬期の地下水位低下量が増加している地域では、地下水取水規制や消雪パイプの散水対策が追い付いていない状況にある可能性がある。さらに、地下水位の最高値が低下傾向にある地域では、年間の地下水涵養量を上回る地下水揚水に陥っていると考えられる。持続可能な地下水利用のためには、消雪パイプにはかなりの節水が求められる。

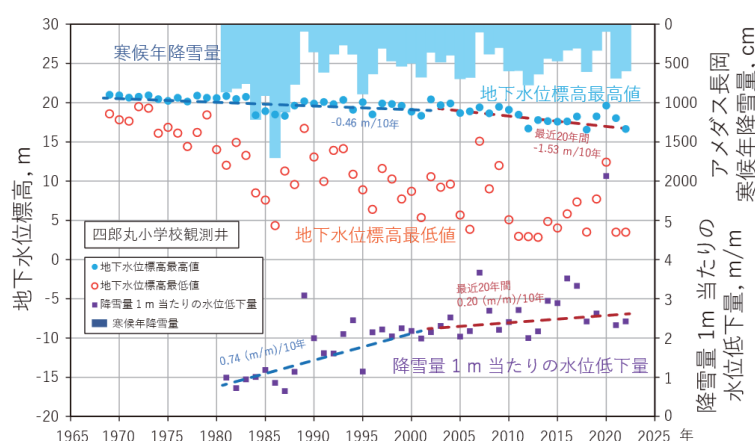


図1 地下水位の変化状況

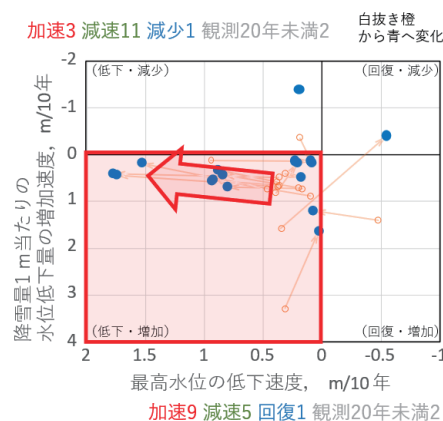


図2 最高水位と水位低下量の状況変化

文献

- 1) 新潟県ホームページ「地盤沈下」<https://www.pref.niigata.lg.jp/sec/kankyotaisaku/1295298031419.html> 2024/4/8 閲覧
- 2) 新潟県県民生活・環境部「長岡地区の地盤沈下(47)」(2023)

小型ベルトコンベアを用いた降雪結晶観測装置

島田 亙¹・伊藤柊哉²

(1:富山大学 理学部 自然環境 2:富山大学大学院 理工学研究科)

1. はじめに

降雪結晶には、針状・角柱・角板・樹枝状など、さまざまな形状が見られる。中谷をはじめ多くの研究者が、その結晶の写真を論文・写真集などで公開しているが、その多くは対称性の良い整った結晶写真を用いている。しかし、降雪結晶の全て対称性が良いわけではなく、また同じ形状の結晶が降っている時であれば、幾つかの形状の結晶が混ざって降っている時もある。どのような形状の雪結晶が、どの程度の割合で降っているのかについては、北極圏では畸形雪結晶の割合を観測した例(Magono et al, 1972)がある。一方、国内では長岡雪氷防災センターでの低温室での観測(本吉, 2017)があるが、大規模な装置であり野外観測には向かない。そこで小型のベルトコンベアを自作し、コンパクトデジタルカメラ2台で降雪結晶観測装置を試作し野外観測を行ったので、装置の概要とその観測結果を報告する。

2. ベルトコンベア装置

ベルトには、厚さ 1 mm, 幅 100 mm の天然ゴムシートを用いた(図 1 左)。これを塩化ビニール製パイプとシールドベアリングを組み合わせて製作したローラー3本で支え、内1本を駆動軸として減速機付 DC12V モーターと接続した。このモーターをデジタルツインタイマーを用いて制御した(図1右)。この制御装置では、ベルトコンベアを任意の時間駆動/任意の時間停止することが可能で、さらに停止時にシャッター接点操作も可能なよう設計した。なお今回はシャッター端子を使用せず、後述のようにカメラのインターバル機能で撮影した。

3. 雪結晶撮影装置

黒いプラスチック製段ボールでベルトコンベアの約半分を覆い、その内部に LED 電球2個を照明として設置した。雪結晶の撮影には RICOH WG シリーズのコンパクトデジタルカメラ2台を用いた。一方のカメラでベルトコンベア全幅(100 mm) x 134 mm の広範囲での雪結晶を撮影し(図1左の右側カメラ)、もう一方でベルト中心部分の 31.7 mm x 18 mm を拡大撮影した(図1左の左側カメラ)。RICOH WG シリーズにはインターバル撮影機能があるため、30 秒間隔で連続観測した。今回、ベルトは 25 秒駆動/5 秒静止を繰り返し、静止している状態でデジタルカメラ撮影した。ベルトは 25 秒間に約 100 mm 移動するため、広範囲のカメラはベルト上の全降雪結晶を撮影することができる。

4. 観測結果

観測は、北海道空知郡上富良野町の吹上温泉(標高:約 1000 m)で 2024 年 3 月上旬に行った。ベルトコンベアで運ばれる雪結晶は、最初に広範囲の撮影ののち、30 秒後に、その一部の拡大撮影を行うようになっている。広範囲の撮影では細かな雪結晶形状がわからないものの、拡大撮影では雪結晶形状が判別できた。解析結果は、講演で述べる。

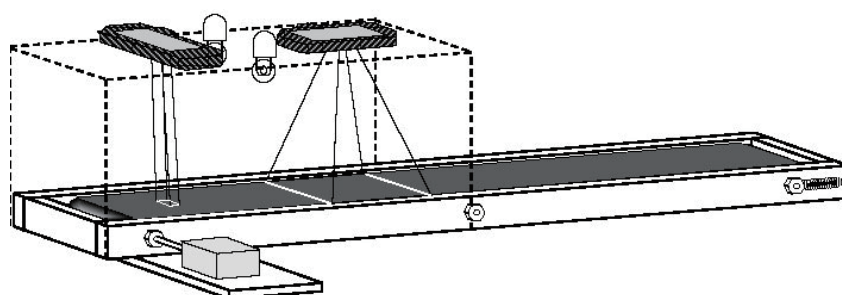


図 1 降雪結晶観測装置。左:小型ベルトコンベア装置。左手前のギア付きモーター(12V 駆動)でゴム製のベルトを動かす。右:デジタルツインタイマーユニット。市販のツインタイマーとディレーリレー2台でコンベア ON/OFF, カメラシャッターを作動させることができる。

文献

Kajikawa, M., Kikuchi, K. and Magono, C. (1980): Frequency of occurrence of peculiar shapes of snow crystals. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **58** (5), 416-421.

本吉弘岐(2017): 新雪の特性を推定するための降雪粒子観測, 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究(第 16 回)講演要旨集, 長岡, 2017 年 11 月, 防災科学技術研究所, pp.15-16.

小型ベルトコンベア降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶の観測

伊藤柊哉¹・島田亙²

(1:富山大学大学院 理工学研究科 2:富山大学 理学部)

1. はじめに

雪結晶は、六花や六角板など六回対称性を持った単結晶がよく知られているが、まれに 12 本の枝を持つ十二花結晶が見られることがある。十二花結晶は、限られた気象条件でのみ観測されることが知られているが、観測例が少ないことから、その形成機構には不明な点が多い。

六花が降る条件下で、それらに混じって見られる十二花結晶は、どの程度の割合で見られるのか、また、十二花結晶が降る際に同時に見られる結晶の形に特徴があるのかなども、十二花結晶の形成機構を知る上で重要な情報となる。これまでに、Kobayashi and Furukawa (1975) や Uyeda and Kikuchi (1990) などによって天然降雪十二花結晶の観測が行われてきた。これらの観測の多くは、採取した十二花結晶を顕微鏡撮影し、十二花結晶単体の特徴を解析するものであり、十二花結晶が降る際の結晶形に着目した観測はない。

そこで本研究では、小型ベルトコンベア降雪結晶観測装置を用いて、天然降雪結晶の観測を行い、十二花結晶が見られる際の結晶形の観測を行った。

2. 観測手法

観測は、2024 年 3 月 3 日から 2024 年 3 月 8 日にかけて北海道空知郡上富良野町の吹上温泉(標高約 1000 m)にて、実施した。

観測装置は、小型ベルトコンベアと照明装置、2 台のカメラ(RICOH WG シリーズ)を用いている。ベルトコンベアにて運ばれてきた雪結晶を、1 つのカメラでは、ベルト幅全体が確認出来るように撮影し(図 1)、もう 1 つのカメラでは、図 1 の赤枠部分を拡大して撮影した(図 2)。撮影インターバルは、30 秒間隔とした。

3. 結果・考察

観測期間中、いくつかの十二花結晶が観察できた。その一例を図 1, 2 に示す。図 1 の広範囲の撮影画像では、200 個以上の雪結晶が観察でき、多くは樹枝状六花であった。また、図 2 の拡大撮影画像では、1 つの十二花結晶を観察することができた。

降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶の観測を行う際、図 1 の広範囲の撮影画像のみでは解像度の限界から、十二花結晶であるかを判断するのは難しい場合もあるが、図 2 の拡大撮影画像では十二花結晶の判断が安易であった。今後は、画像の解像度を上げるか、拡大撮影する箇所を増や

すことで、より広範囲の十二花結晶の観測が可能になると考えられる。

降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶観測の解析結果及び、同時並行で行った十二花結晶の顕微鏡観察における解析結果についての詳細は、講演で述べる。



図 1 2024 年 3 月 4 日の広範囲の撮影画像。赤枠は、図 2 の撮影範囲に該当する。

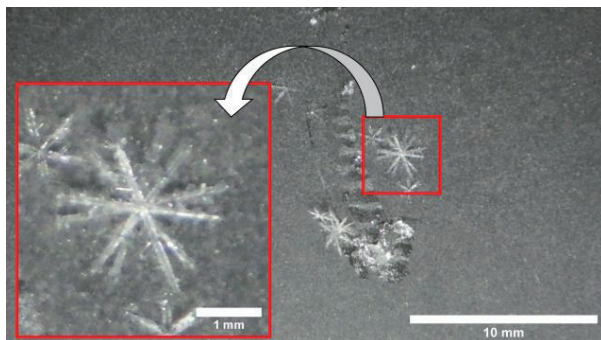


図 2 2024 年 3 月 4 日の拡大撮影画像。十二花結晶である赤枠部分を拡大したものを図の左側に示す。

文献

- Kobayashi, T., and Y. Furukawa, (1975): On twelve-branched snow crystals. *J. Crystal Growth*, **28**, 21-28.
- Uyeda, H., and Kikuchi, K. (1990): Formation mechanisms of twelve-branched snow crystals. *J. Meteorological Society of Japan*, **68**, 549-556.

高電圧パルス印加による微気泡抑制

岡本忠次¹・○篠原良輔¹・藤崎颯太²・杉原幸信³・上村靖司³

(1:長岡技術科学大学大学院 工学研究科 2:長岡技術科学大学 工学部 3:長岡技術科学大学 機械創造工学専攻)

1. はじめに

高品質な氷(結晶粒が大きい, 結晶方位が揃っている, 気泡がない)は, その透明度や加工性の高さから特に飲食業などで需要があり, なかでもバーテンダー業界では丸氷などに使用する無気泡氷の需要が高い。また, 学術研究においては単結晶氷に力学的試験等の試料としての需要がある。そのため本研究室では, 放射冷却を用い, 上記の高品質な氷を作成する技術について研究を行ってきた¹⁾。

本報告では氷の透明度を下げる主因である気泡のうち, 製氷初期に発生する微気泡群の抑制方法を提案し, 氷の透明度評価からその有効性を確認した結果を報告する。また, 単結晶氷の作製を目指し, より大きな結晶粒を得るための製氷方法の提案とその結果を報告する。

2. 気泡の析出メカニズムについて

放射冷却を用いた製氷において, 氷に発生する気泡は, 氷の初晶形成時に氷に取り込まれる微「気泡群」と氷の成長に伴い所定の厚さに達した後に発生する「気泡列」の二種類に分けられる(図1)。気泡列の抑制方法は先行研究²⁾により解明済みであるため, 本研究では微気泡群に注目した。微気泡群は初晶のデンドライト(樹枝状結晶)付近に発生することが分かっている。デンドライトは, 過冷却度が高い液体の過冷却が解消され, 結晶成長が始まった際に発生し, 過冷却された原料水の体積が大きいほど大きく成長する。微気泡群がデンドライト付近に発生するメカニズムは, 過冷却が解消した際に水中の溶存気体の拡散速度よりも結晶成長速度の方が早くなった結果, デンドライト部分を中心に局所的に溶存気体の濃度が飽和に達するからだと考えられている³⁾。このことから, 過冷却度が小さいうちに過冷却の解消を促進し, デンドライトの成長速度を遅くすることで, 微気泡群の発生を抑制できると考えられる。

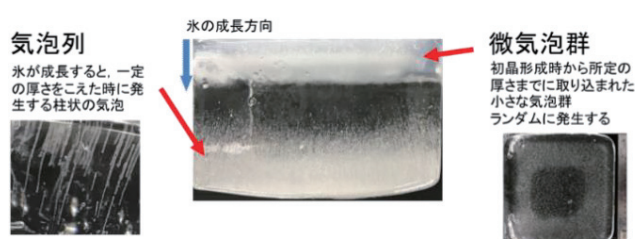


図1 氷に析出する気泡の種類

3. 高電圧パルス印加による過冷却の解消

3. 1. 実験概要

過冷却水に電場を付与することで核生成が促進されるという報告は多くの研究者によりなされている⁴⁾。本研究室でも, 高電圧パルスの印加により核生成が促進されるかに注目して研究を行っており, 高電圧パルス(6000V, 9000V, 12000V)の印加が有効であると明らかになっている⁵⁾。本研究では, 先行研究で行われなかった 6000V 以下の高電圧パルスの印加が氷の核生成の促進に有効か検討を行った。

3. 2. 実験方法・条件

実験装置の概要図を図2に示す。製氷ユニット上部に小さな穴を開け, 電極を原料水へ3mm差し込み高電圧パルスの印加を行う。高電圧パルスの印加には耐電圧試験機(TEXIO GPT-12003 200VA)を使用し, 1秒間の高電圧パルス印加を1分間隔で46回繰り返した後, 自動で停止するように設定した。また, 実験条件を表1に示す。

3. 3. 実験結果

条件別に10回ずつ実験を行った結果を図3に示す。結果からわかるように, 高電圧パルスを印加した場合, すべての条件において核生成が2℃以下で行われており, 印加しなかった場合に比べて明らかに核生成を促進していることがわかる。次に製氷した氷の観察結果を図4, 透明度の測定結果を表2に示す。ここで, 氷の透明度測定方法について説明する。図5に示すように, 氷に対してレーザー光を投下させた時の強度と空気中での強度を比較し, 9か所の平均値をその氷の透明度としている。比較に用いた計算式を式(3.1)に示す。図4からわかるように, 高電圧パルスを印加した場合はどの電圧条件においても微気泡群が析出していないことが確認できる。このことから, 6000V 以下の高電圧パルス印加も微気泡群の抑制に有効であるとわかる。

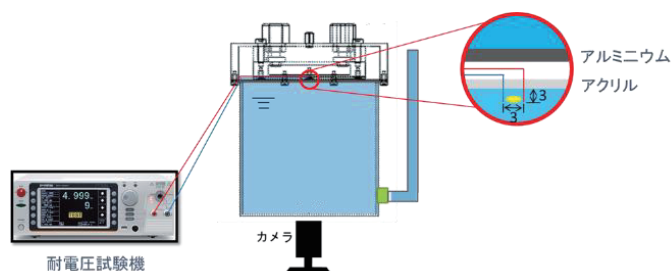


図2 実験装置概要

表 1 実験条件

使用試料	循環不凍液温度	電圧	雰囲気温度
脱気水	-15℃	無し, 50, 500, 5000 V	2℃

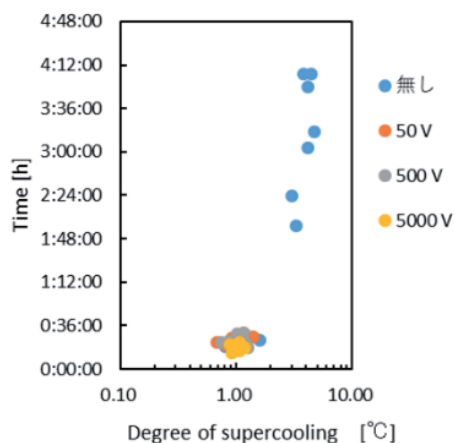


図 3 過冷却度と核生成時間

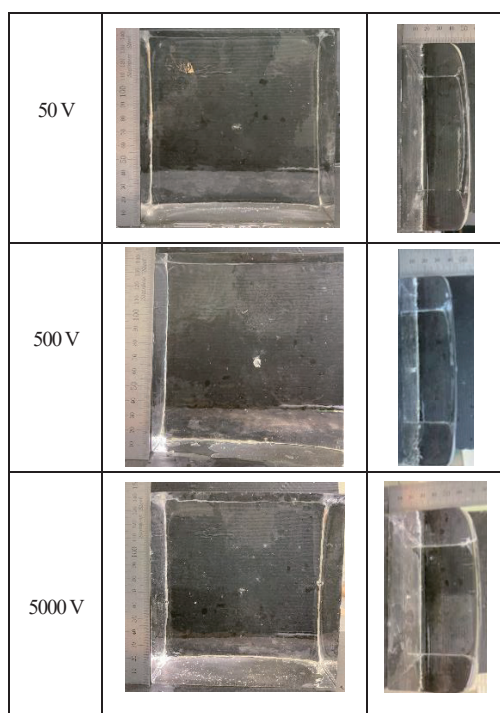


図 4 製氷した氷の観察結果

表 2 氷の過冷却度, 透明度, 標本分散

電圧 [V]	過冷却度 [°C]	平均透明度 [-]	標本分散 [-]
50	1.3	0.904	0.229
500	1.0	0.917	0.128
5000	0.90	0.930	0.109

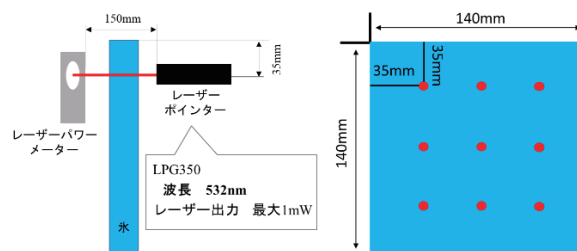


図 5 透明度の測定方法

$$\text{透明度} = \frac{\text{氷を透過させた時の強度}}{\text{空気中での強度} \times 0.96} \quad (3.1)$$

4. 製氷面の一角からの核生成による結晶サイズの改善

4. 1. 実験方法

高電圧パルスを印加して製氷した氷の結晶観察結果を図 6(a)に示す. 図 6(a)においては製氷面中心部に高電圧パルスを印加しており, その結果製氷面中心部から核生成が始まり, デンドライトが外へ向けて成長することで, 氷の結晶粒を分断していると考えられる. そこで, 図 6(b)に示すように高電圧パルスの印加位置を製氷面の角にし, デンドライトの成長方向を限定することで, より大きな結晶粒が得られ, 単結晶氷に近づくのではないかと考えた. そこで図 7 に示すように, 高電圧パルスの印加位置を製氷面の中心から製氷面の一角に変更し, 製氷を行った. なお, 印加する電圧は 5000V とした.

4. 2. 実験結果

製氷した氷の偏光観察結果を図 8 に示す. 1回目の実験では写真右上の角付近から核生成が行われているとわかる. また, 2回目は製氷面上部の中心付近から, 3回目は右端から核生成が行われている. どの実験結果においても高電圧パルスの印加位置付近から核生成が行われており, 核生成位置から離れた場所に大きな結晶が確認できる. 以上のことから, 製氷面角からの核生成は, 中心からの核生成に比べて大きな結晶を得やすく, 単結晶氷の作成に向けて有益であると考えられる. また, 単結晶氷の作成には氷の核生成およびデンドライトの成長が大きく関係していると分かった.

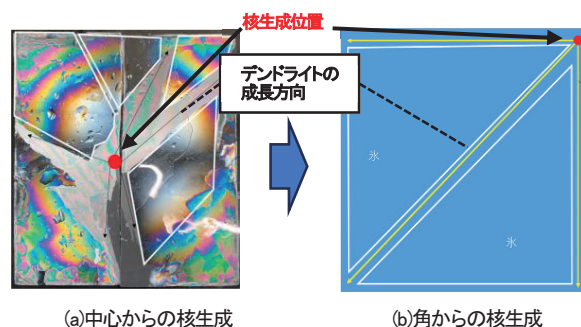


図 6 核生成位置の変更による結晶サイズの改善案

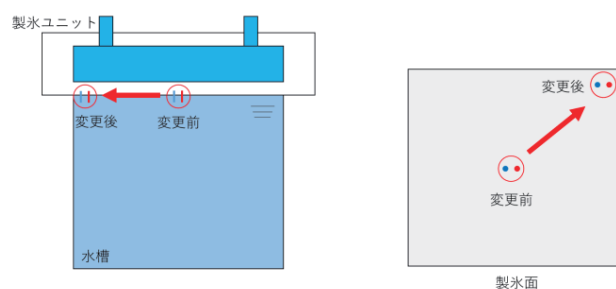


図7 実験装置の変更部分

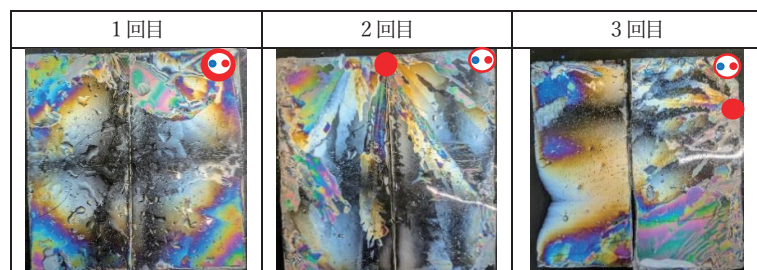


図8 氷の結晶観察結果(赤丸は核生成位置)

5. まとめ

放射冷却を用いた製氷における、高電圧パルスの印加による製氷初期の微気泡群の発生抑制効果を 6000V 以下の条件で検討した。その結果、同様に核生成の促進が確認でき、微気泡群の抑制に有効であると明らかになった。また、高電圧パルスの印加位置を製氷面の一角にすることで、より大きな結晶粒を得られることがわかった。

6. 参考文献

- 1) 上村靖司, 星野真吾, (2008): 「放射冷却による製氷過程の観察」, 日本雪氷学会誌雪氷, 70 巻, 5 号, pp477-485
- 2) 本田宇希, 上村靖司(2018): 「放射冷却による高品質製氷の実用化: 初期気泡析出条件」, 寒地技術論文・報告集: 寒地技術シンポジウム p301-p304
- 3) 前野紀一, (1966): 「水氷境界における気泡の発生と捕捉」, Low temperature science. Series A, Physical science, 24:91-109
- 4) 七里公毅, 永田隆広(1978): 「水の凍結に及ぼす電気の影響: 基礎」, 日本結晶成長学会誌 5 巻(1978)3 号
- 5) 藤崎颯太(2022): 「放射冷却における微気泡群発生抑制に有効なパルス電圧範囲」, 雪氷研究大会(2022・札幌), A1-24,24(2018)

二段階製法による氷柱花作製—花氷の形状予測—

丸山翔生¹・杉原幸信²・上村靖司²

(1:長岡技術科学大学大学院 工学専攻機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系)

1. はじめに

氷柱花は外観の美しさから飲食業界や観光業界で需要がある。しかし、飲料用の透明度が高い小さな氷柱花を作することは容易ではない^[1]。そこで、透明度の高い飲料用氷柱花を作製するために、先行研究では本研究室で開発した放射製氷技術を用いて、放射製氷過程の途中に食用花を直接挿入し、凍結を継続させることで氷柱花の製作を試みた。先行研究で作製した氷柱花を図1に示す。放射製氷技術を使用して氷柱花を作製する方法では、氷の成長に伴って花弁の下に気泡が発生し、白濁した氷となった^[2]。そこで、本研究では第一段階として滴下法を用いて花や葉の入った氷(以降花氷と呼ぶ)を作製し、切り出し(STEP1)、放射製氷過程の途中に挿入して取り込ませる(STEP2)という2段階製法(図2)によって、高品質な氷柱花を作製を試みた。

氷の透明度を下げる主な原因は気泡である。氷の成長により水中に含まれていた空気が飽和に達して気泡が発生し、その気泡が氷中に捕捉されることで白濁した氷となる^[3]。この気泡発生メカニズムから先行研究では、1軸方向に氷を成長させる放射製氷技術における気泡発生条件を明らかにし、気泡発生を抑制した無気泡の氷を安定して作製できる方法を提案した^[4]。本研究でも気泡発生メカニズムからSTEP1の2軸方向(円筒座標系)に成長する花氷の気泡発生条件を明らかにし、気泡発生を抑制した無気泡の花氷を安定して作製できる条件を検討していく。

気泡発生条件を求めるためには液体の体積の時間変化を求める必要がある。本研究の場合、つららのように2軸方向へ氷が成長し、さらに花氷表面には液体が常に供給され、上部から下部へと流れるため、ある時刻に花氷を覆っている液体の体積の時間変化を直接求める事は難しい。そこで、花氷の一定時間経過前と後の体積の差を花氷を覆っている液体の体積と仮定し、求める事にした。本報告では花氷の体積を算出するために必要な花氷の形状を予測する式を求め、実際に作製した花氷と比較し、評価した結果を示す。

2. 花氷作製方法

花氷を作製するSTEP1について説明する。花氷作製装置の概要を図3に示す。なお、①～⑥は熱電対による温度測定位置を示す。断熱槽は市販の冷凍ストッカーを使用した。この冷凍ストッカーは槽内温度を -30°C にすることができるが、槽内温度を -10°C から 0°C の範囲で安定して保つことが困難であった。そこで、槽内上部に熱交換チューブを巻き付けて -30°C から -20°C の不凍液を循環させ、 -10°C か



図1 先行研究で開発した氷柱花

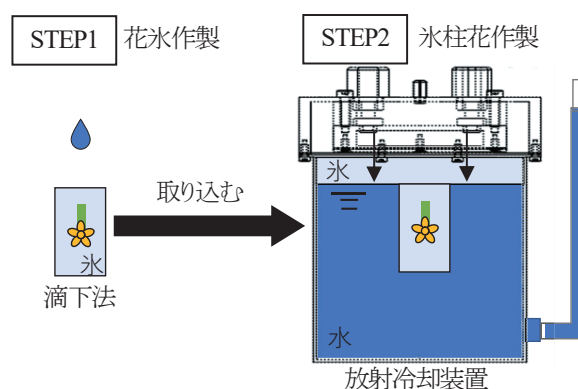


図2 2段階製法

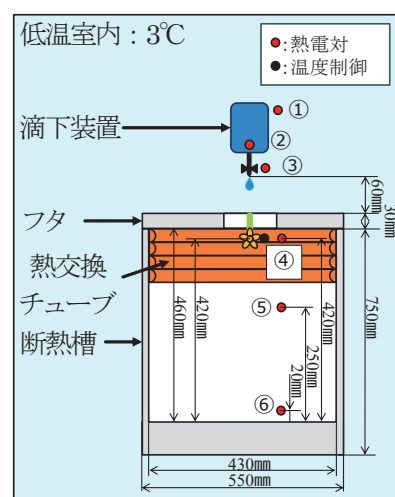


図3 花氷作製装置

ら 0°C の槽内温度を実現した。また槽内温度を一定に保つため、槽内温度が設定値以上になった場合には、スイッチをON(不凍液の循環開始 or 冷凍ストッカーをON)にし、設定値以下になったらスイッチをOFF(不凍液の循環停止 or 冷凍ストッカーをOFF)にする温度制御を行った。槽内の温度分布を図4に示す。図4(a)では、設定値を -3°C としたときの槽内温度を示す。槽内上部の温度は 5°C 程度のばらつ

きがあり、最下部・中部との温度差は 3°C 程度であった。(b) では設定値を -13°C としたときの槽内温度を示す。槽内上部の温度は 5°C 程度のばらつきがあり、最下部・中部との温度差は 10°C 程度であった。花氷作製では、上部の 5°C 程度の温度変動と中部・最下部との温度差を許容した。

花氷作成の手順は次のとおりである。まず温度制御により一定に保たれた断熱槽内に花や葉を設置する。その後水滴の滴下間隔を調整し、水を花や葉に供給する。水滴の滴下をおよそ 24 時間継続し、氷を成長させ、十分に成長した花氷をバンドソーで切り出す。また、滴下間隔は $0.12 \text{ mL} / \text{min}$ 、水温は平均 3.5°C 、室温と滴下部の周辺温度は平均値で約 3.7°C である。

3. 花氷の形状予測

3.1 花氷の形状予測

氷柱の形状は氷柱表面に流れる水滴が凍結することで発生する凹凸など様々な要因によって確率的に決定されることが分かっている。このような氷柱の形状を予測するために多くの研究が行われてきた。その中でも KRZYSZTOF SZILDER らが提案した氷柱成長の解析モデル(1994)は、熱平衡方程式と物質平衡方程式の単純な微分形式を解析的に解くことで複雑な氷柱の形状予測を簡易にした^[1]。本研究ではこの解析モデルを参考に花氷の形状予測を行った。ここで、花氷の根元部分の半径 r と先端部分の長さ l の関係のイメージ図を図 5 に示す。

花氷の根元部分の半径 r は花氷表面から冷気への総熱損失から

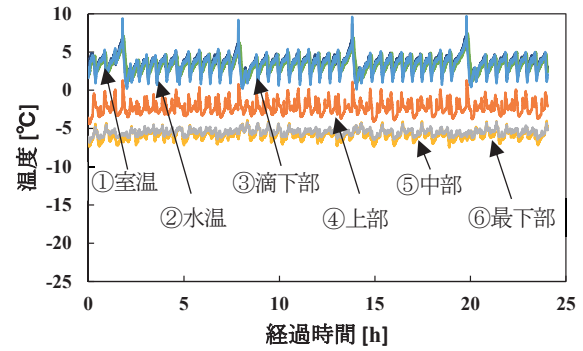
$$r = r_0 \left[(2 - 3k) \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t + 1 \right]^{\frac{1}{2-3k}} \quad (1)$$

と算出できる。また、花氷の先端部分の長さ l は花氷先端から滴り落ちる水滴(以降排水と呼ぶ)における総熱損失から

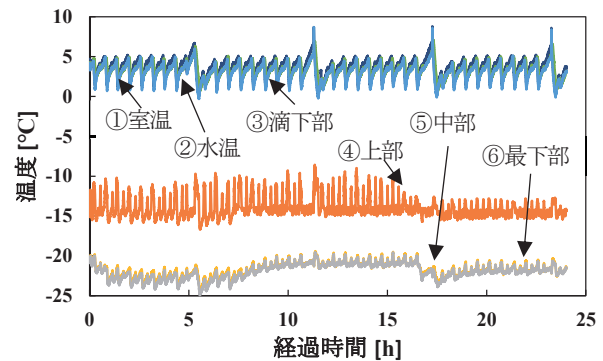
$$l = r_0 \frac{h_D \Delta T_D}{\delta L_F \rho} t = r_0 \frac{r_0}{\delta} \frac{h_D \Delta T_D}{h_0 \Delta T} \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t = r_0 B \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t \quad (2)$$

と算出できる。ここで、 r_0 は先端の花氷の半径(=液滴半径)であり、滴下の様子を撮影・測定した結果を基に $3.0 \times 10^{-3} \text{ m}$ とした。 k は流れの種類によって決定する係数であり、花氷作製条件が自然対流かつ層流で空気が流れているため、0.25 とした^[6]。 L_F は水の凝固潜熱で $333.5 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1}$ 、 ρ は氷の密度で 917 kg m^{-3} とした^[7]。 h_0 は対流熱伝達率 $[\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}]$ 、 ΔT は花氷表面(0°C)と空気との温度差 $[\text{K}]$ 、 t は経過時間 $[\text{s}]$ 、 h_D は排水における熱伝達率 $[\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}]$ 、 ΔT_D は空気と排水の温度との温度差 $[\text{K}]$ である。なお、このモデルでは氷柱先端からの熱流束は、半径 r_0 における氷柱からの横方向の熱流束と等しい($h_D \Delta T_D = h_0 \Delta T$)と仮定している。さらに、花氷先端が円筒状であるという仮定から δ は円筒の厚さ $[\text{m}]$ を示す。

図 5 の 2 つの座標 $(r, 0)$ 、 (r_0, l) を使用して花氷の輪郭の式



(a) 不凍液の循環による冷却(設定温度: -3°C)



(b) 冷凍ストッカーによる冷却(設定温度: -13°C)

図 4 断熱槽内の温度分布

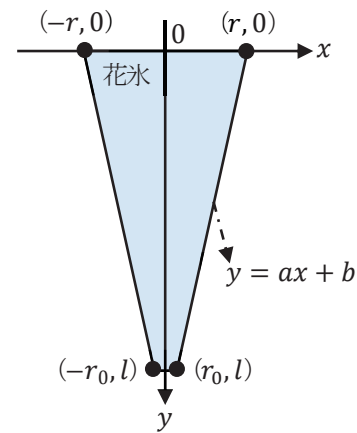


図 5 花氷の根元部分の半径 r と先端部分の長さ l の関係

を導出する。ここで、今回参考になっている KRZYSZTOF SZILDER らが提案した氷柱成長の解析モデルでは氷柱側面の輪郭の形状を線形として仮定しているため、花氷側面の輪郭の形状も線形として考える。定数を $\alpha = \frac{h_0}{L_F \rho r_0}$ 、 $\beta = 2 - 3k$ と書き換えると、直線の式 $y = ax + b$ より傾き a は

$$a = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{0 - l}{r - r_0} = - \frac{B \alpha t}{[\beta \alpha \Delta T t + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1} \quad (3)$$

と求めることができる。また、切片 b は図 5 の座標 $(x, y) = (r, 0)$ を使用すると

$$b = -ar = \frac{Bar_0t[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}}}{[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1} \quad (4)$$

と求めることができる。以上の計算結果より、花氷の輪郭(直線の式)は

$$y = ax + b$$

$$y = -\frac{Bat}{[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1}x + \frac{Bar_0t[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}}}{[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1} \quad (5)$$

と表すことができる。式(5)より変数 ΔT , t の決定により形状予測が可能であることが分かる。

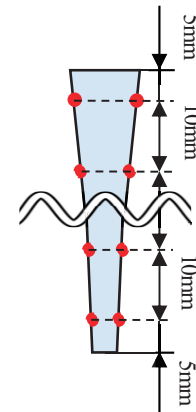


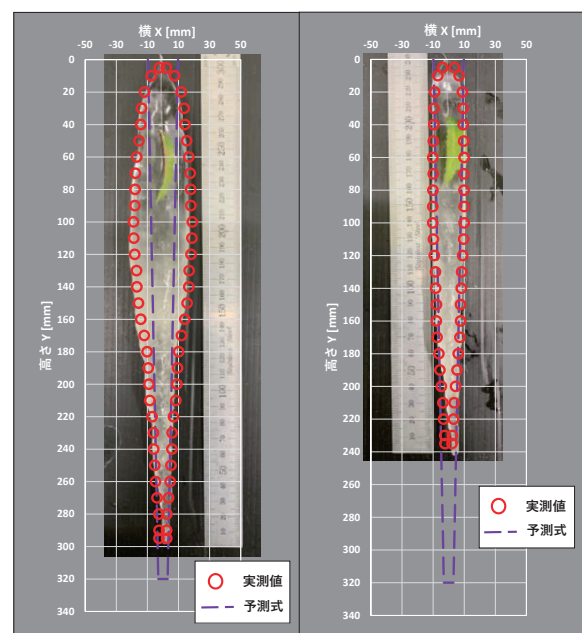
図6 花氷の直径測定位置

3.2 花氷の形状予測の評価

前節で求めた花氷の輪郭の式について、実際に作製した2つの花氷と比較し、評価した。評価方法として、画像解析ソフト ImageJ を使用して作製した花氷の直径を測定した。直径の測定位置を図6に示す。また、作製した花氷とその直径の測定結果、さらに式(5)から求めた花氷の形状予測結果を図7に示す。なお、図7に示す花氷1, 2の実験条件は図3の上部の温度④がそれぞれ平均 -2.4°C , -2.3°C である。これらの結果から、半径方向(X)では花氷の根本付近($0 \leq Y \leq 40$)で予測結果との違いが確認できた。また、花氷1では中部付近($40 \leq Y \leq 180$)で予測結果よりも直径が大きくなり、たる状になっていた。一方、花氷2では実際の形状と予測結果がおおよそ一致した。このことから実験ごとにばらつきはあるものの、式(5)を用いることで花氷の直径をある程度予測できることが確認できた。長さ方向(Y)では、予測結果ほど実際の花氷が伸びていないことが確認された。氷柱に供給する水の供給速度の変化は氷柱の長さに影響を与えるが、半径には影響しないということ分かっている⁸⁾。そのため本研究の場合、滴下装置の性能上、水の供給速度が時間経過に従って減少したことが、花氷の長さが予測式と実測値とで異なった原因であると考えられる。以上から、滴下装置の改良を行い、供給速度を一定にすることで式(5)を使用して花氷の輪郭、すなわち、直径および長さを予測することは可能であると考えられる。

4. まとめ

本研究では無気泡氷柱花を作製する二段階製法の花氷作製時(STEP1)での花氷の形状予測について検討した。この形状予測はKRZYSZTOF SZILDERらが提案した氷柱成長の解析モデルを参考にした。形状予測評価では、半径方向は一部予測値がずれているものが確認されたが、定性的に概ね一致していると判断することができた。長さ方向は予測結果ほど実際の花氷が伸びていないことが確認された。これは水の供給速度が一定となっていないことが



花氷1

花氷2

図7 作製した花氷と各種結果の比較

原因と考えられるため、滴下装置の改良により改善されと考える。今後はこの花氷形状予測を使って花氷作製時の気泡発生条件を明らかにし、気泡発生を抑制した無気泡の花氷を安定して作製できる条件を検討する。

文献

- [1] 上村靖司, 星野真吾 (2008): 放射冷却による製氷過程の観察, 雪氷, **70**(5), 477-48.
- [2] 藤田愛稀, 杉原幸信, 上村靖司 (2022): 水滴下による氷柱花製造の試み, 雪氷研究大会(2022・札幌)講演要旨集, 23
- [3] 前野紀一 (1966): 氷の中の気泡, 雪氷, **28**(1), 11
- [4] 本田宇希, 上村靖司 (2018): 放射冷却による高品質製氷の実用化 初気泡析出条件, 寒地技術論文・報告集, 301-304

- [5] K RZYSZTOF SZILDER AND EDWARD P. LOZOWSKI (1994) : An analytical model of icicle growth, *Annals of Glaciology*, 141-143
- [6] 西川兼康, 藤田恭伸(1984):伝熱学, 理工学者, 204
- [7] 福迫尚一郎, 田子真(1988):, 氷、雪、および海氷の熱物性, *Netu Bussei*, 90-91
- [8] 前野紀一, 高橋庸哉(1985):つららの研究 I つららの構造と成長の一般的特徴, *低温科学 物理篇*, **43**, 125-138

FCに充填した雪塊の融雪に伴う形状変化の数値シミュレーション

田中光太¹・〇西川詩音¹・上村靖司²・杉原幸信²・佐々木賢知³
(1:長岡技術科学大学大学院 工学専攻 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系
3:三機工業株式会社 R&D センター建築設備開発部先端環境開発課)

1. はじめに

近年、雪冷熱エネルギーの活用促進により、雪利用への関心が高まっている。本研究室では必要に応じて移動可能な可搬型雪冷房装置を開発している。この装置ではFC (flexible Container, 通称フレコンと呼ばれる大型の袋) に充填した雪の表面で熱交換を行うことで冷風を得ているため、雪の融解に伴う形状の変化は熱交換性能を決める重要な因子であり、所定の熱交換性能を維持するには設計段階で最適な熱交換システムを確立することが必要である。しかし、実際の装置で夏場の屋外環境下で様々な条件で実験を行い、最適な熱交換システムを追求することは現実的でない。そこで、CFD 解析を用いて雪の融解形状の変化を検討することで、実験を行うことなく最適な熱交換システムを確立できると考え、本研究では市販のCFD ソフトを用いて非定常熱交換シミュレーションにより、雪塊の融解形状と熱交換性能を再現することとした。

2. 数値解析の概要

本研究では数値解析を2段階に分けて行った。まず、時間経過ごとの雪の融解形状を再現することを目的とした非定常融解解析を行う。この時、実際に解析領域内のメッシュが変形して融解するのではなく、メッシュの固相率が変化することで、融解を疑似的に再現している。計算の後、雪の融解形状データを3次元モデルとして取り出し、定常熱流体シミュレーションを行う。定常、非定常に分けて解析を行う理由は、様々な条件を変更した複数のモデルを段階的に解析できることが、計算コストの削減になるためである。

本研究で使用したシミュレーションソフトは市販の熱流体解析ソフトCradle CFD V2023.1 (Student Edition) のSTREAM (MSC Software)である。これは使いやすさと高速演算が特徴の解析ソフトである。また、ソフト内の凝固・融解ツールを使用することで、相変化時の潜熱を与えて計算することができる。

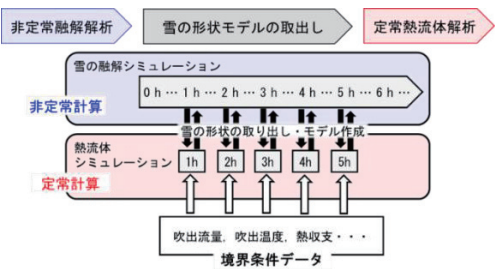


図1 数値解析の概要

3. 雪-空気非定常融解シミュレーション

3.1 非定常融解解析モデル

雪冷房装置ではFCに充填された雪を使用する。融解形状解析モデルはFC内部を再現するため、雪の高さを1000mm、直径をφ1000mmの円柱とした。また、熱交換ユニットの隔膜設置部や台車の高さを考慮し、雪上面から100mm、雪下面から250mmの位置に解析領域を設定した。

初期状態として、円柱の雪塊モデルにφ150mmの吹出口ダクトが20mm雪に埋没している状態を設定した。

また、使用ソフトがStudent Editionで、最大メッシュ分割数が1,000,000以下という制約があるため、メッシュ数を抑えるために解析領域は円筒座標系1/4の円柱形とした。

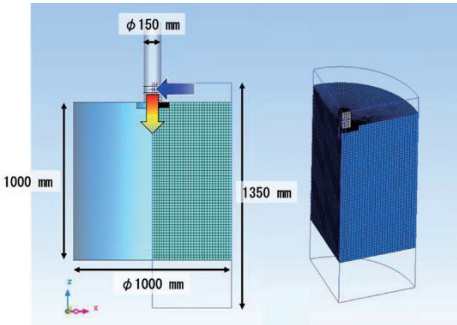


図2 非定常融解解析モデルの概要

3.2 非定常融解解析の解析条件

表1に非定常融雪融解解析の解析条件を示す。

表1 解析条件(非定常融解解析)

Cradle CFD V2023.1 (STREAM)			
解析領域	R : 500mm	θ : 90°	Z : 1700mm
雪モデル	r : 500mm		z : 1000mm
メッシュ分割	29 × 46 × 95	126730	
乱流モデル	線形低レイノルズ数モデル		
流れ境界条件	吸込口側面 表面圧力0Pa (30°C) 吹出口ダクト 150 m³/h流出 (30°C)		
壁境界条件	Tmax面, Tmin面 (対称面) 熱伝達係数: 4.94 W/(m²・K)		
熱境界条件	Rmax面, Zmax面 (熱伝達条件) Rmax面, Zmin, Zmax面 (ノースリップ面)		
初期条件	雪(0°C), 解析領域(30°C)		
融解物性判別条件	固相率: 0.9		

3.3 非定常融解解析結果

図3に計算で得られた1時間ごとの雪の融解形状の変化を示す。白く表示されている部分が固相率0.9の等値面で色

分けした雪を表している。結果から、1時間ごとに鉛直下向きに縦穴が徐々に形成される様子が再現でき、およそ5時間後には縦穴がFC底部に到達している。また、図4に1時間ごとの温度分布と流速ベクトルを示す。非定常解析では、冷気吸込口付近の温度は3時間以降ではほとんど5度以下の冷風であり、温度分布からも実測値と異なる結果となった。

さらに、解析初期から中期では、比較的高温、高流速の空気が吹き付けているにも関わらず、雪中央部に融け残りが確認できる。これは円筒座標系の回転軸中心近傍であるほど、メッシュが複雑になりやすい性質が原因だと考えられる。また、吹出口直下には高流速の流体が流れているため、雪上面によりみ点が発生され、部分的に流速が 0 m/s と判断されたのではないかと考察した。

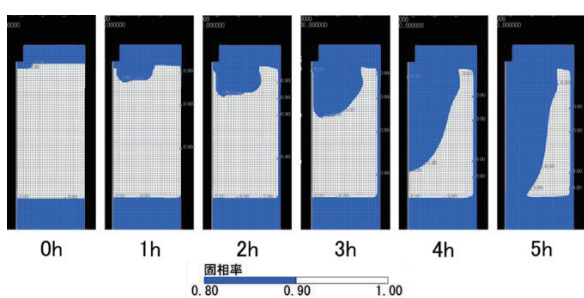


図3 1時間ごとの雪の融解形状(固相率0.9)

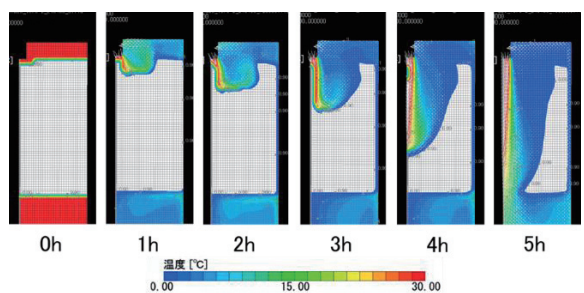


図4 1時間ごとの温度分布と流速ベクトル

3.4 残雪率の計算

シミュレーションの再現性及び妥当性を評価するために、雪の融解形状から求めた時間経過ごとの残雪率の傾向を実測値と比較することとした。残雪率 R を雪の初期体積 V と一定時間経過後の雪の体積 V_x を用いて以下の式1に示す。

$$R = \frac{V_x [\text{m}^3]}{V [\text{m}^3]} \quad (1)$$

シミュレーションの雪の体積は CAD ツールを用いて出力した。実験における雪の体積は、雪塊高さと直径、そして縦穴の深さと直径を計測し体積を算出する。また、実験に使用する前後に雪の重量を計測している場合は、残っている重量の割合から残雪率を算出した。

図5に時間経過に伴う数値解析と実測値から求めた残雪率をプロットしたグラフを示す。グラフの下には1時間ごとの雪塊の融雪の様子と縦穴の直径、深さを示している。

グラフから、数値解析と6月21日の実測値と残雪率を比較すると傾向はおおむね一致しているが、時間が経過するにつれ解析のほうがやや融解が促進されていることが確認できる。しかし、8月の実験での5時間後の残雪率と比較すると、実測値の融解のほうが促進されていることから、外気温による影響が大きいと考えられる。

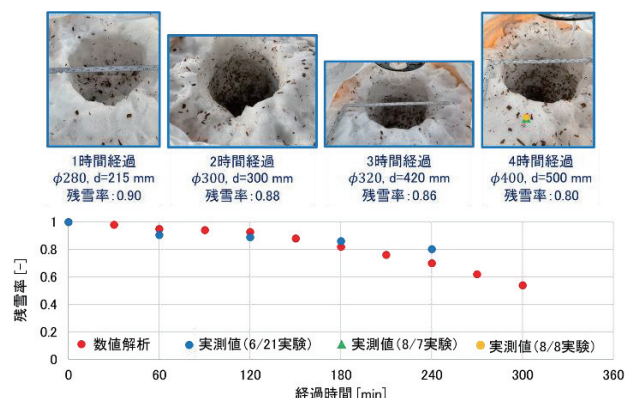


図5 数値解析と実測値による残雪率の比較

表2 実測値の残雪率

実験日	平均外気温	稼働時間	平均冷房能力	実験前	実験後	残雪率
6月21日	30.2°C	4時間	2.5 kW	225.0 kg	180.5 kg	80.2%
8月7日	34.2°C	5時間	2.6 kW	261.5 kg	120.0 kg	45.9%
8月8日	34.3°C	5時間	2.2 kW	241.0 kg	111.0 kg	46.1%

4. 雪-空気定常熱流体シミュレーション

4.1 定常熱流体解析モデル

非定常計算で得られた雪の融解形状をもとに、形状変化を伴わない雪-空気間の熱交換性能を再現する定常熱流体シミュレーションを行った。雪の形状データを3次元モデル化して解析に使用した。

4.2 定常熱流体解析の解析条件

定常熱流体解析の解析条件を表3に示す。

表3 解析条件(定常)

Cradle CFD V2023.1 (STREAM)	
解析領域	R : 500mm θ : 90° Z : 1700mm
雪モデル	r : 500mm z : 1000mm
メッシュ分割	約263000 ~ 約886000
乱流モデル	線形低レイノルズ数モデル
流れ境界条件	吸込口側面 表面圧力0Pa (30°C) 吹出口ダクト 150 m³/h流出 (30°C)
壁境界条件	Tmax面, Tmin面 (対称面) 熱伝達係数 : 4.94 W/(m²・K)
熱境界条件	Rmax面, Zmax面 (熱伝達条件) Rmax面, Zmin, Zmax面 (ノースリップ面)
初期条件	雪(0°C), 解析領域(30°C)
計算結果出力時間	1, 2, 3, 4, 5 (時間)

4.3 定常熱流体解析結果

図6に外気吹出口・吸込口降下ありの1時間ごとの温度分布と流速ベクトルを、図7に外気吹出口・吸込口降下なしのものを示す。なお、風量は送風ファンの出力 $350 \cdot 600 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ のそれぞれ $1/4$ とした。外気吹出口・冷氣吸込口は融解した雪モデル縦穴の最下面から 50 mm 上を維持し、時間経過とともに降下するものとした。

風量が多い場合には高温の領域が大きく、外気吹出口付近にある吸込口からは熱交換される前の空気をそのまま吸気していると見て取れる。対して、風量が少ない場合には温度分布が緩やかに形成されている。また、比較的高温な温度分布が外気吹出口直下に鉛直下向きに伸びていることから、流速が冷氣吸込口温度に与える影響の大きさがわかる。

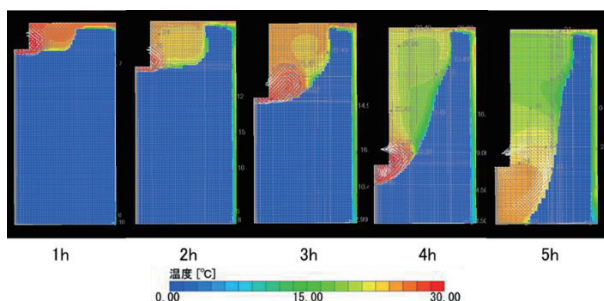


図6-1 外気吹出口・冷氣吸込口降下あり(風量 $87.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$)

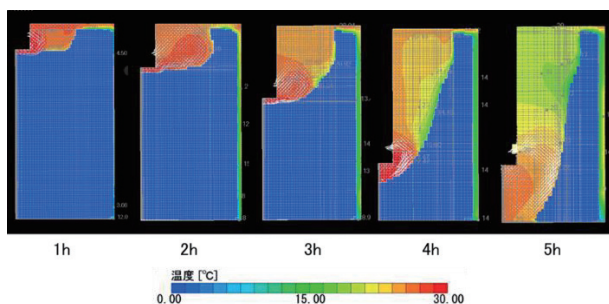


図6-2 外気吹出口・冷氣吸込口降下あり(風量 $150 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$)

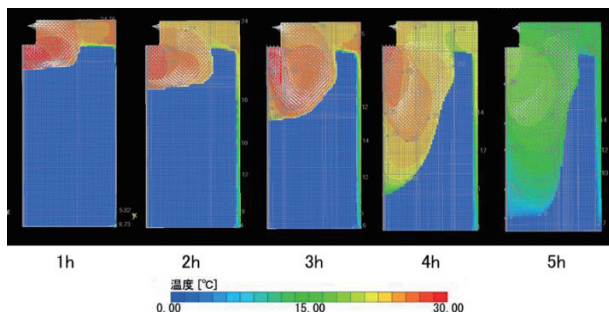


図7-1 外気吹出口・冷氣吸込口降下あり(風量 $87.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$)

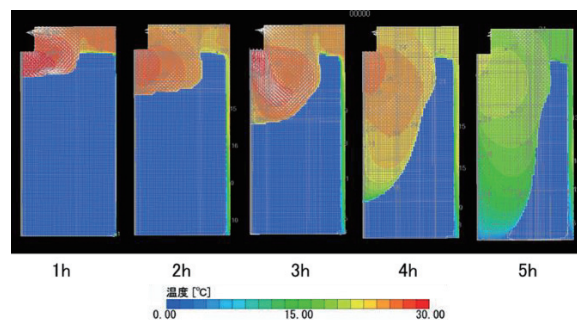


図7-2 外気吹出口・冷氣吸込口降下あり(風量 $150 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$)

降下あり・なしを比較すると、時間が経過するにつれ降下なしの場合のほうが吹出口温度が低くなる傾向になっている。また、風速の変化による影響を見てみると、風速が小さい条件の時に吹出口温度が低いといえる。これは鉛直下向きに対する風速の影響が大きく、降下なしの場合では伝熱面積がより大きく確保できるためと考えられる。

解析結果から求めた熱移動量を図8に示す。熱移動量は以下の式2から算出した。

$$\Delta t = t_{in} - t_{out}$$

$$P' = \Delta t \rho Q C_p \quad (2)$$

ここで、 t_{in} は流入温度(解析では $t_{in} = 30^\circ\text{C}$)、 t_{out} は吹出口温度である。また、 ρ は空気密度 $[\text{kg m}^{-3}]$ 、 Q は風量 $[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$ 、 C_p は空気の比熱 $[\text{kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$ である。

実測値と比較すると、解析では低い値を示していることがわかる。これは解析内で設定する雪表面の熱伝達率の与え方による影響が考えられる。また、雪モデルを 0°C 、密度 600 kg m^{-3} の氷として扱うため、実測値とのずれが生じたと考えられる。

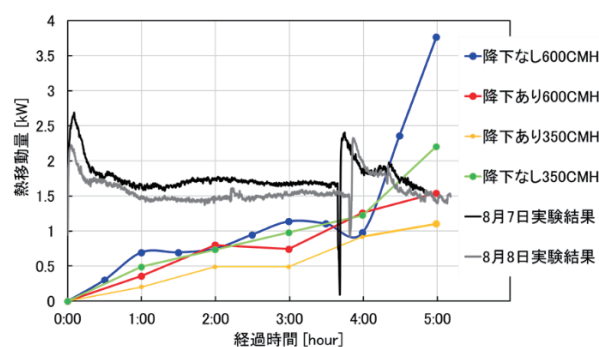


図8 時間経過に対する熱移動量

5. まとめ

FC内部環境での空気の流れ及び、雪-空気の熱交換性能の最適条件を検討するため、市販のCFDソフトを用いて数値解析を行った。まずは雪の非定常融解シミュレーションを行い、時間経過による雪の融解形状変化は概ね一致することが確認できた。定常熱流体シミュレーションでは概ね実測

の熱交換性能を再現することができた。数値解析と実測値では冷房性能の時間変化において逆の傾向がみられた。この原因として、風速分布、雪表面の熱伝達率の与え方に改善の必要があるものと考察した。

文献

田中光太ら(2023):可搬型雪冷房装置におけるFC内の雪の熱流体シミュレーション. 雪氷研究大会(2023・郡山)公園要旨集, 18p.

田中光太ら(2023):可搬型雪冷房装置の実用機試験と雪の非定常解析. 寒地技術論文・報告集 39, 121-126p.

国土交通省国土政策局地方振興課 豪雪地帯担当(2023):豪雪地帯対策特別措置法. 国土交通省 豪雪地帯対策特別措置法, p1,5. <https://www.mlit.go.jp/common/001475891.pdf>(2024.4.10 閲覧).

佐々木ら(2022):鉛直孔を有する雪塊と空気との熱交換に対する研究. 寒地技術論文・報告集 38, 228-231p.

斜面積雪中の側方流における毛管障壁と氷板の影響

—数値モデルによる感度実験—

平島寛行¹・山口悟¹・大澤光²

(1:防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター 2:森林総合研究所)

1. はじめに

斜面積雪中を水が移動する際には、水は積雪中の粒径の異なる層境界や氷板上で浸透が妨げられ、側方流として斜面に平行に移動することがある。これまで斜面積雪中におけるトレーサー実験やマルチライシメータデータの解析、水分移動モデルを用いた再現計算等で側方流の発生や挙動の研究を進めてきた。その研究結果の1つとして、毛管障壁により帯水層が形成されると傾斜が緩やかであっても側方流が発生しうることが確認された。このように積雪層構造は側方流の発生に対して強い影響をもつ。本研究では、3次元水分移動モデル¹⁾を用いて、様々な層構造パターンで側方流発生に対する感度実験を行い、その結果を用いることで積雪層構造の情報から側方流が発生しうるか、またどの程度の側方流により水が移動するかの指標を得ることを目指す。また本研究では、氷板による帯水が側方流発生に与える影響についても試験的な数値実験を行った。

2. 方法

本研究では、毛管障壁及び氷板の2つの観点から側方流発生とその影響を確認した。まず、毛管障壁に関する感度実験では3次元水分移動モデルを用いて2つの積雪層(上部20cmと下部20cm)を設定し、上部粒径及び下部粒径の異なる複数パターンの層構造(粒径範囲は0.2mm～1.6mm)を初期設定として与え、上部から2mm/hの水を供給して、帯水した層において発生した側方流によって移動する水の量を解析した。続いて、氷板が側方流に与える影響を確認するため、粒径0.8mmの40cmの単一層中に厚さ2cmの氷板を設定した計算を行った。氷板は透水しない層として扱ったが、板中に水が通過可能な2cmの孔を2箇所設定して水分移動を計算した。孔の部分は上下の積雪と同じ積雪条件を与えて計算した。計算の際には、傾斜は1.7度と緩やかな傾斜条件で行った。

3. 結果

図1にシミュレーションの結果の例を示す。上の粒径が0.4mmで下の粒径が1.6mmの条件下では、強い毛管障壁が生じ、下流側における流出量は上流側の30倍近くあった(図1a)。一方で、上の粒径が0.8mm、下の粒径が1.6mmの条件下では若干の帯水はみられたものの側方流の発生はほとんど見られず、流出量は下流側も上流側もほとんど同じであった(図1b)。感度実験の結果では、上の層の粒径が0.5mm以下になると側方流による下流方向への移動がみられ、上部の雪の粒径が小さく、下部の雪の粒径が大きいほど、側方流による水の移動量が大きくなった。氷板が止水面となった場合も帯水して側方流が発生し、孔の部分を通して氷板下へ水が流れる様子が確認できた(図1c)。

4. まとめと今後の課題

本研究では複数パターンの積雪層条件で感度実験を行い、側方流に対する粒径依存性をまとめた。今後は傾斜角をより急にして感度実験を行い、層構造と傾斜角からどの程度の側方流が発生しうるか推測する指標を作成していく予定である。また、感度実験の結果はマルチライシメータや斜面積雪のトレーサー実験結果と比較して検証していく。氷板の影響に関する水分移動計算は現段階では1例で試験的に計算した段階であるが、今後は孔を平面で模擬して3次元での水分移動計算を行い、様々な孔の大きさや形状パターンで感度実験を行う予定である。氷板に関しては、帯水層が凍結して形成される寒冷地域の氷板と比べて、新潟や北陸地域のような温暖な積雪地域の氷板はその形成過程や水の移動への影響が異なる可能性があり、そのような氷板をどのように扱っていくかについても今後の研究課題である。

本研究は、科学研究費補助金24K07138で行った。

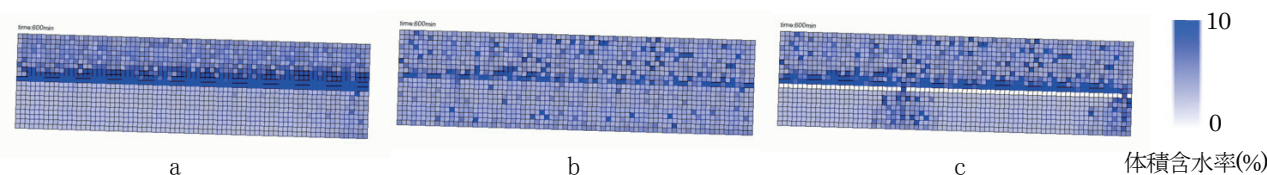


図1 感度実験の結果の例 (a)側方流が発生した例、(b)側方流が発生しなかった例、(c)氷板により側方流が発生した例

参考文献

- 1) Hirashima, H., Yamaguchi, S., Katsushima, T. (2014): *Cold Reg. Sci. Technol.*, 108, 80-90.

2024 年度（公社）日本雪氷学会北信越支部

- ・ 2023 年度事業報告
 - ・ 2023 年度収支決算報告
 - ・ 2024 年度事業計画
 - ・ 2024 年度予算計画
-
- ・ 北信越支部 支部規程施行内規
 - ・ 北信越支部 表彰規程
 - ・ 2023-24 年度北信越支部 役員
 - ・ 北信越支部 特別・賛助・購読会員名簿

2023 年度日本雪氷学会北信越支部事業報告

1. 研究発表会

2023 年度北信越支部研究発表会・製品発表検討会 (2023 年度日本雪氷学会北信越支部大会)

日 時 : 2023 年 6 月 3 日 (土) 11:00~16:45

場 所 : 富山大学理学部 1 号館

参加者 : 47 名

研究発表 : 29 件

プログラム :

研究発表会 11:00~12:00

総 会 13:20~14:10

支部賞授賞式 14:10~14:20

研究発表会 14:30~16:45

2. 研修会等

2.1 講演会

今年の雪速報会 2022-23

日 時 : 2023 年 5 月 24 日 (水) 13:30~16:40

場 所 : まちなかキャンパス長岡 301 (ライブ配信あり)

共 催 : NPO 法人水環境技術研究会, (公社) 日本雪氷学会北信越支部, (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

参加者 : 66 名

プログラム :

開催挨拶 : 上石勲 (防災科学技術研究所)

第一部 : 今年の雪の気象学的特徴について 司会 : 平島寛行 (防災科学技術研究所)

「北陸地方を中心とした 22/23 冬の天候と降雪の特徴」 : 山本浩 (新潟地方気象台)

「2022/23 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)

第二部 : 今年の雪への対応について 司会 : 太田あみ (新潟県十日町地域整備局)

「2022 年 12 月と 2023 年 1 月の新潟県内における大雪による道路雪氷障害」 : 上石勲 (防災科学技術研究所)

「長岡国道事務所における今冬の取り組み」 : 久保光晶 (国土交通省北陸地方整備局) (紙面発表)

「ネクスコ東日本新潟支社長岡管理事務所管内における 2022~2023 冬期の雪氷対策の取り組み」 : 川上圭介 (東日本高速道路株式会社)

「2022-23 年冬期の新潟県内の大雪による倒木被害」 : 勝島隆史 (森林総合研究所)

「地球温暖化による雪崩への影響」 : 勝山祐太 (森林総合研究所)

第三部 : 総合討論 司会 : 瀬戸民枝 (新潟県魚沼地域振興局)

閉会挨拶 : 相村成一 (北陸地域づくり協会)

公開講演会「雪形って知ってますか？」って知ってますか？

日 時：2023 年 12 月 8 日（金）15:00～17:00

場 所：十日町情報館 視聴覚ホール

主 催：（公社）日本雪氷学会北信越支部

後 援：国際雪形研究会

参加者：41 名

プログラム：

「雪形って知ってますか？」：納口恭明（国際雪形研究会雪形ウォッチング世話人）

「魚沼地方の雪形」：遠藤八十一（国際雪形研究会教祖）

「わたしの雪形・雪形もどき」：和泉薫（国際雪形研究会シニア会員 C）

2.2 見学会

第 28 回雪形ウォッチング妙高はね馬大会

日 時：2023 年 4 月 22 日（土）11:00～12:00

場 所：新潟県妙高市はね馬公園駐車場

主 催：国際雪形研究会，（公社）日本雪氷学会北信越支部

参加者：28 名

2.3 学習会

第 16 回新潟地方気象台・防災科学技術研究所雪氷防災研究センター合同談話会

日 時：2024 年 2 月 27 日（火）13:15～16:15

場 所：防災科学技術研究所雪氷防災研究センター大会議室およびオンライン

共 催：（国研）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，（公社）日本雪氷学会北信越支部

参加者：27 名（うちオンライン参加 16 名）

プログラム：

開会挨拶：中村一樹（防災科学技術研究所）

「新潟県中越地域の丘陵斜面の影響を受けた可能性のある降雪分布に関する事例解析－2019 年 2 月 7 日の事例－」：山下克也（防災科学技術研究所）

「雪関連気象防災情報高度化に資する基礎技術開発の現状と今後」：庭野匡思（気象研究所）

「パラメタリゼーション選択および気象要素の不確実性に対する積雪変質モデル SMAP の感度実験」：中畑輝之（新潟地方気象台）

「降雪集中に対する地形と陸風の影響」：中井専人（防災科学技術研究所）

「北陸地方平地の降雪量の予測に関する調査研究」：安藤直貴（新潟地方気象台）

閉会挨拶：中村誠（新潟地方気象台）

大雪による立ち往生の効果的な対策に向けて ～スタックの発生メカニズムと脆弱性評価～

日 時：2024 年 3 月 4 日（月）16:30～17:30

場 所：新潟大学災害・復興科学研究所プレゼンテーションスペースおよびオンライン

共 催：新潟大学災害・復興科学研究所，（公社）日本雪氷学会北信越支部

参加者：32名（うちオンライン参加19名）

講 師：藤本明宏（福井大学学術研究院工学系部門准教授）

2.4 講習会

積雪観測&雪結晶撮影講習会（オンライン）

日 時：2023年12月23日（土）13:00～17:45

場 所：オンライン

共 催：（公社）日本雪氷学会北信越支部，（公社）日本雪氷学会関東・中部・西日本支部，
（国研）防災科学技術研究所

参加者：67名

プログラム：

「雪結晶で読み解く雲の心」：荒木健太郎（気象研究所）

「雪結晶・積雪粒子撮影法」：藤野丈志（株式会社興和）

「積雪の変化と観測方法」：勝島隆史（森林総合研究所）

積雪観測&雪結晶撮影講習会（現地）

日 時：2024年2月3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

共 催：（公社）日本雪氷学会北信越支部，（公社）日本雪氷学会関東・中部・西日本支部，
（国研）防災科学技術研究所

参加者：8名

プログラム：

「雪結晶で読み解く雲の心」：荒木健太郎（気象研究所）

「雪結晶・積雪粒子撮影法」：藤野丈志（株式会社興和）

「積雪の変化と観測方法」：勝島隆史（森林総合研究所）

3. 普及・啓発

3.1 支部ホームページの運営（<https://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
トップページの「お知らせ」等を主にホームページのデザインを改善

3.2 教育普及に関する共催事業

積雪観測&雪結晶撮影講習会（オンライン）

日 時：2023年12月23日（土）13:00～17:45

場 所：オンライン

共 催：（公社）日本雪氷学会北信越支部，（公社）日本雪氷学会関東・中部・西日本支部，
（国研）防災科学技術研究所

参加者：67名

プログラム：

「雪結晶で読み解く雲の心」：荒木健太郎（気象研究所）

「雪結晶・積雪粒子撮影法」：藤野丈志（株式会社興和）

「積雪の変化と観測方法」：勝島隆史（森林総合研究所）

積雪観測&雪結晶撮影講習会（現地）

日 時：2024 年 2 月 3 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

共 催：（公社）日本雪氷学会北信越支部，（公社）日本雪氷学会関東・中部・西日本支部，
（国研）防災科学技術研究所

参加者：8 名

プログラム：

「雪結晶で読み解く雲の心」：荒木健太郎（気象研究所）

「雪結晶・積雪粒子撮影法」：藤野丈志（株式会社興和）

「積雪の変化と観測方法」：勝島隆史（森林総合研究所）

4. 2023 年度北信越支部賞の表彰

大沼賞：

山口悟 会員（国立研究開発法人防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 上席研究員）

「湿雪の水分移動と比表面積の測定に基づく積雪微細構造に関する先駆的研究」

雪氷功労賞：

町田誠 会員（町田建設株式会社 代表取締役社長）

「長年にわたる雪崩を中心とした雪氷研究と支部活動への貢献」

5. 出版事業

5.1 支部機関誌

「雪氷北信越」第 43 号を 7 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

2023 年 6 月 3 日（土），富山大学理学部 1 号館

6.2 理事・幹事会議

第 1 回理事・幹事合同会議：2023 年 4 月 14 日（金）～4 月 24 日（月），文書審議

第 2 回理事・幹事合同会議：2023 年 5 月 23 日（火）～5 月 31 日（水），文書審議

第 3 回理事・幹事合同会議：2023 年 12 月 8 日（金），十日町市情報館

6.3 顧問・評議員会

2023 年 12 月 8 日（金），十日町情報館

2023 年度日本雪氷学会北信越支部収支決算報告

				2023年度予算	2023年度執行	増 減
				(A)	(B)	(B) - (A)
収 入				288,000	278,856	△ 9,144
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	27,500	△ 7,500
	研修会講演会等収入			10,000	4,000	△ 6,000
	出版収入	北信越支部機関誌		10,000	2,250	△ 7,750
雑収入				0	0	0
本部からの繰り入れ				233,000	245,106	12,106
支 出				288,000	278,856	△ 9,144
事業費		事業費 計		195,000	194,452	△ 548
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	70,000	27,380	△ 42,620	
	研修会等	講演、見学、学習会	25,000	103,574	78,574	
	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	9,174	△ 15,826	
3 出版事業	支部機関誌	北信越支部機関誌	50,000	54,324	4,324	
	その他出版		0	0	0	
管理費		管理費 計		93,000	84,404	△ 8,596
事務局費				8,000	4,044	△ 3,956
会議費				85,000	80,360	△ 4,640
支払手数料				0	0	0
役員選挙費				0	0	0
雑費				0	0	0

2024 年度日本雪氷学会北信越支部事業計画

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（福井市）	北信越支部
	研修会等	北信越支部 講演会の開催（2回）	北信越支部
		北信越支部 見学会の開催（1回）	北信越支部
		北信越支部 学習会の開催（3回）	北信越支部
		北信越支部 積雪観測講習会の開催（1回）	北信越支部
	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）	北信越支部 北信越支部
	褒 賞	2024年度北信越支部賞の表彰	北信越支部
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」44号の刊行	北信越支部
4 その他	管理事項	北信越支部 総会の開催	北信越支部
		北信越支部 理事・幹事合同会議の開催	北信越支部
		北信越支部 顧問・評議委員会の開催	北信越支部

2024 年度日本雪氷学会北信越支部予算計画

		2023年度予算	2024年度予算	増 減	
		(A)	(B)	(B) - (A)	
収 入		288, 000	363, 000	75, 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	10, 000	0
雑収入		0	0	0	
本部からの繰り入れ		233, 000	308, 000	75, 000	
支 出		288, 000	363, 000	75, 000	
事業費		事業費 計	195, 000	270, 000	75, 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	70, 000	70, 000	0
	研修会等	講演、見学、学習会	25, 000	100, 000	75, 000
	普及・啓発	教育普及事業	25, 000	15, 000	△ 10, 000
	褒賞	北信越支部褒賞費	25, 000	25, 000	0
3 出版事業	支部機関誌	北信越支部機関誌	50, 000	60, 000	10, 000
	その他出版		0	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回定時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。

公益社団法人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、支部長がこれを委嘱する。
4. 支部長は、毎年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出したものに贈る。
 - (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当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。
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) 推薦理由書（〇〇〇の功績、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（論文等の業績一覧など）を添付する。
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2016年6月4日に改正する。

本規程は2018年6月2日に改正する。

本規程は2021年2月15日に改正する。

2023-24 年度 公益社団法人日本雪氷学会北信越支部 役員

(* 本部理事)

支部長

河島克久* 新潟大学災害・復興科学研究所教授

副支部長

杉浦幸之助* 富山大学学術研究部都市デザイン学系教授
竹内由香里 森林総合研究所十日町試験地長

支部顧問

花角英世 新潟県知事
新田八朗 富山県知事
宮崎悦男 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
和田 惇 元北陸建設弘済会理事長

支部評議員

森永正幸 新潟県知事政策局長兼行財政改革監
廣島伸一 富山県生活環境文化部長
高橋英樹 小千谷市建設課長
高崎洋一 十日町市建設部長
古川義純 中谷宇吉郎雪の科学館館長
齋藤浩之 (株)興和代表取締役社長／新潟県融雪技術協会会長
石坂雅昭 防災科学技術研究所客員研究員
和泉 薫 新潟大学名誉教授
遠藤八十一 国際雪形研究会代表／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
外蔵貴浩 北陸電力送配電(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・特任教授／大町山岳博物館館長
竹井 巖 元北陸大学薬学基礎教育センター教授
古川大助 (株)アルゴス代表取締役
町田 誠 町田建設(株)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

支部理事

勝島隆史* 森林総合研究所十日町試験地主任研究員
上石 勲 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター契約研究員
上村靖司* 長岡技術科学大学工学部機械系教授
吉柳岳志 土木研究所雪崩・地すべり研究センター所長
熊倉俊郎 長岡技術科学大学工学部環境社会基盤系准教授

齋藤隆幸	(株) スノーテック新潟代表取締役
島田 亙*	富山大学学術研究部理学系准教授
瀬戸民枝	新潟県土木部都市局都市整備課課長
中井専人	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター契約研究員
中村一樹	防災科学技術研究所雪氷防災研究センターセンター長
藤野丈志	(株) 興和水工部技師長
堀 雅裕	富山大学学術研究部都市デザイン学系教授
本田明治	新潟大学理学部教授
町田 敬*	町田建設(株) 取締役
松元高峰*	新潟大学災害・復興科学研究所特任准教授
本吉弘岐	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員
山口 悟	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター上席研究員
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教授

支部監事

飯田 肇	立山カルデラ砂防博物館学芸課長
長峰 聡	元新潟地方気象台観測予報グループ

支部幹事長

本吉弘岐	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員
------	--------------------------

支部幹事

伊藤陽一 ³⁾	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主任専門研究員
太田あみ	新潟県南魚沼地域振興局地域整備部道路課主任
小川克昌	(有) アサップ代表取締役
勝山祐太	森林総合研究所十日町試験地研究員
加藤 務	テクノかとう代表
加藤正明	元長岡市立科学博物館学芸員
木戸瑞佳	富山県環境科学センター副主幹研究員
佐々木明彦	国土館大学文学部准教授
杉原幸信	長岡技術科学大学工学部機械系助教
砂子宗次朗	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター契約研究員
新屋啓文 ¹⁾	新潟大学災害・復興科学研究所准教授
浜田 崇 ²⁾	長野県環境保全研究所自然環境部主任研究員
平島寛行	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員
福井幸太郎	立山カルデラ砂防博物館主任学芸員
藤本明宏 ⁴⁾	福井大学学術研究院工学系部門准教授
皆巳幸也	石川県立大学生物資源環境学部准教授
村井昭夫	石川県立大学客員研究員
山下克也 ⁵⁾	防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員

公益社団法人日本雪氷学会北信越支部 特別・賛助・購読会員

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	知事政策局地域政策課
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 (12)

(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6-1
(株) 上越観光開発	949-6431	南魚沼市樺野沢112-1
(株) スノーテック新潟	940-1101	長岡市沢田1-3535-41
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
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
(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
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

購読会員 (10)

石川県農林総合研究センター林業試験場	920-2114	白山市三宮町ホ1
国土交通省北陸地方整備局	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
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
(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

2024年7月現在

雪氷北信越編集委員

本吉 弘岐 (委員長)・伊藤 陽一・新屋 啓文・浜田 崇・藤本 明宏・山下 克也

(公社) 日本雪氷学会北信越支部ホームページ

<https://www.seppyo.org/hse/>

SEPPYO HOKUSHIN'ETSU

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

No. 44 July 2024

Editor and Publisher: Hokushin'etsu Branch, Japanese Society of Snow and Ice

Office: Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

187-16 Suyoshi, Nagaoka 940-0821, Japan

雪氷北信越 第44号

編集・発行：(公社) 日本雪氷学会北信越支部

事務局：防災科学技術研究所雪氷防災研究センター気付

〒940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16

印刷所：富士印刷株式会社

〒950-1233 新潟市南区保坂字岡下 353-1

発行年月日：2024年7月31日

© 2024 (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)