

ISSN 1340—7368

公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

第 36 号



2017 年 9 月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

目 次

巻頭言	1
2017 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文	7
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2016年度事業報告	149
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2017年度事業計画	153
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2016年度収支報告	155
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2017年度予算	156
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2017年度役員名簿	157
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 支部規程施行内規	158

表 紙

画： 斎藤新一郎

題字：福沢卓也

（表紙解説） 旭岳の白鳥

一般社団法人北海道開発技術センター
斎藤新一郎

この年の晩春～初夏には、雨男ないし曇り男であって、大雪山の諸名峰の雪渓を見損なった。つまり、筆ペン画を描けず、木版画を彫り刷りできなかった。困っていたら、北海道新聞に、旭岳の北側の窪地における雪形が載った。やあ、これにしよう、と喜んで模写して、原画をつくった。手前がササ原であったので、ハイマツ群落にすべく、叢生林を置いてみたが、いまいちであった。



巻 頭 言

副支部長 伊東敏幸（北海道科学大学建築学科）

1959年5月に設立された北海道支部は、今年で59年目を迎え、雪氷および寒冷に関わる研究者や実務者、及び北海道で生活する人々における交流や情報発信の場として多面的に機能して参りました。北海道支部からの情報発信を担う重要な機関誌であります本誌「北海道の雪氷」は1982年5月に創刊されており、本号は第36号となります。創刊号から掲載されている支部研究発表会の講演要旨を顧みますと、創刊当初は10編ほどの掲載でしたが、第10号以降に20編ほどに増え、第20号以降で20数編、第30号以降になると空知地区が豪雪となった年の第31号の49編を最多に毎年30数編が掲載されています。また、その研究内容をみますと、当初は実測が主でありましたが、近年では様々な再現実験や数値予測などの研究報告が多くなっています。特に、自然災害に関わる分野では、過去から蓄積されてきた観測データが推定分析に有効に活用されているかと思います。私も第11号から支部研究発表会へ参加しておりますが、近年では人々の日常生活に関わる研究テーマも増え、自然科学的な評価ばかりではなく、社会科学的な評価が不可欠になってきていることを実感しています。人口減少社会を迎えるなか、北海道にも過疎化・高齢化の地域が多く散在していますので、「北国の豊かな暮らし」を再考・再認識する必要があると感じています。脚本家の倉本聰さんがドラマ「北の国から」を通して唱えた「ここには自然がある。自然から頂戴しろ。」は、北国の豊かな暮らしに繋がる文化的な教訓なのかも知れません。

次に、現在の北海道支部事業に関してですが、本誌の巻末に掲載していますように、公益社団法人としての使命となる社会貢献事業として、地域講演会の開催およびサイエンスパークへの出展を本年度も実施しております。これらの事業は北海道支部のオリジナルイベントとして継続的に行われていますが、これら事業は担当理事やその協力者のご尽力によって実現されていますので、ここに改めて関係各位に対し感謝申し上げます。支部理事会におきましても雪氷教育を充実させようとの意見が多くありますので、今後の支部事業において充実すべき活動として具現化する所存ですので、会員各位からのユニークなご提案ならびにご協力をお願いします。

さて、雪氷工学の研究を進めるうえで、フィールド実験は有効かつ不可欠な研究手法となりますが、自然下での実験では諸要因が不規則に影響することから、要因特性の評価も難しく、実験に長期間を要することが課題かと思います。このような現状のなか、北海道科学大学に大型の自然雪風洞実験装置が導入されました。支部会員連携のもとでその実験装置が活用され、主に吹雪に関わる雪害対策の研究成果が、本誌に掲載されることを期待します。

また、翌年の2018年度雪氷研究大会は、北海道地区が担当となっており、既にその準備委員会が発足し、会期を2018年9月9～12日、会場を北海道科学大学E棟として開催する予定となっています。9月には大会実行委員会を立ち上げ、翌年の大会準備を進めることとなりますが、自然の雪氷に恵まれた北海道らしい研究大会を実現させようと思いますので、支部会員の皆様のご支援とご協力をよろしくお願いします。

2017 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

開催日：2017 年 5 月 12 日～5 月 13 日

開催場所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

1. 北海道における冬季土壌凍結深の測定を通じたアウトリーチ活動 7
原田 敏一郎（宮城大学），
吉川 謙二，岩花 剛（アラスカ大学フェアバンクス校），
Julia Stanilovskaya（ロシア科学アカデミーセルゲーエフ地球環境科学研究所），
澤田 結基（福山市立大学），曾根敏雄（北海道大学）
2. 札幌とその周辺における 2016-2017 年冬期の氷紋の観察 9
大鐘卓哉（小樽市総合博物館），東海林明雄（湖沼雪氷研究所）
3. 雪結晶の散乱光照明による顕微鏡写真撮影法 13
油川英明（NPO 法人 雪氷ネットワーク）
4. 六花型霜の生成について 17
津田将史（札幌第一高等学校），油川英明（NPO 法人雪氷ネットワーク）
5. ドローンを用いた上位蜃気楼の発生状況に関する事例研究 21
石原 宙（北見工業大学大学院），館山一孝（北見工業大学），
佐藤トモ子（知床蜃気楼・幻氷研究会），
小林一人（（株）構研エンジニアリング）
6. 厳冬期の避難所における既設型シェルターシステムの有用性 25
根本昌宏（日本赤十字北海道看護大学）
7. 豪雪地児童生徒の全身持久性 29
須田 力（NPO 法人雪氷ネットワーク）
8. 苫前町古丹別地区流雪溝利用者を対象としたアンケート調査報告 33
小西信義，野呂美紗子，原 文宏（（一社）北海道開発技術センター），
西 大志（苫前町まちづくり企画）
9. ディープラーニングを活用した雪道転倒による救急搬送者数予測の試み 37
星野洋，加藤 諒（（株）シー・イー・サービス），
永田泰浩（（一社）北海道開発技術センター），
金村直俊（札幌総合情報センター），
川村文芳，二階堂ひさえ（日本気象協会北海道支社），
ウインターライフ協議会

10. 積雪の保湿保温効果を利用した北国における常緑性低木類の越冬手法	41
斎藤新一郎（（一社）北海道開発技術センター）	
11. 摩周湖の結氷から解氷まで	45
東海林明雄（北海道教育大学名誉教授）， 蜂谷 衛（環境庁自然公園指導員）	
12. グリーンランド北西部 Bowdoin 氷河における末端位置の変動と海底地形の関係	49
浅地 泉（北海道大学低温科学研究所/環境科学院）， 榊原大貴（北海道大学低温科学研究所/北極域研究センター）， 山崎新太郎（北見工業大学），杉山 慎（北海道大学低温科学研究所）	
13. 南パタゴニア氷原・グレイ氷河の末端変動メカニズム	53
山本淳博（北海道大学低温科学研究所・大学院環境科学院）， 箕輪昌紘，杉山 慎（北海道大学低温科学研究所）	
14. コハク酸ナトリウムの凍結防止剤としての利用可能性に関する研究	57
佐藤賢治，藤本明宏，中島知幸，徳永ロベルト，高橋尚人， 石田 樹（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）， 中島範行（富山県立大学）	
15. 近赤外線を用いた凍結および圧雪路面の計測試験	61
中島知幸，高橋尚人（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）， 館山一孝（北見工業大学）	
16. 透明導電膜型WEBカメラ着雪対策カバーの開発	65
大廣智則，森 雅則（（株）ネクスコ・エンジニアリング北海道）， 小林智宏（ジオマテック（株））， 萩原 亨（北海道大学大学院工学研究院）	
17. インターバルカメラによる防雪柵前後の吹きだまり形状の撮影	69
永田泰浩，金田安弘（北海道開発技術センター）， 竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク）	
18. 道路防雪林の下枝の枯れ上がりについて	73
～事例からみた対策～ 阿部正明，斎藤新一郎，佐藤金八（（一社）北海道開発技術センター）	
19. 近赤外偏光分光計測による路面状況の識別	77
岩間大輔（北海道科学大学短期大学部），北川浩史（北海道科学大学）， 城戸章宏（北海道科学大学短期大学部），長沼 要（金沢工業大学）	

20. 道路施設からの落雪危険防止について 81
竹内政夫(NPO 法人 雪氷ネットワーク), 佐々木勝男(北海道科学大学),
大廣智則 ((株) ネクスコ・エンジニアリング北海道)
21. 天然ガスハイドレート生成時のメタン炭素安定同位体分別 85
ーバイカル湖南湖盆のハイドレート含有湖底堆積物の例ー
八久保晶弘, 谷本純香, 山崎 亮, 北 桃生(北見工業大学),
Oleg Khlystov (ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所),
Gennadiy Kalmychikov (ロシア科学アカデミーシベリア支部地球化学研究所),
Marc De Batist (ゲント大学),
坂上寛敏, 南 尚嗣, 山下 聡(北見工業大学)
22. メタン・硫化水素混合ガスハイドレートにおけるゲストガス分子の占有性 89
柿崎圭人, 八久保晶弘(北見工業大学),
竹谷 敏(産業技術総合研究所),
Young K. Jin (韓国極地研究所),
Anatoly Obzhairov (ロシア太平洋海洋研究所),
坂上寛敏, 南 尚嗣, 山下 聡(北見工業大学)
23. 積雪における可視光の透過実験 93
ー青い雪ー
三浦辰也(北海道教育大学札幌校, *現北海道大学),
尾関俊浩(北海道教育大学札幌校),
安達 聖, 富樫数馬((国研)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)
24. 雪洞・テント・車内の気温変化比較 97
ー北海道十勝岳山麓, 白金温泉での夜間変化ー
日下 哉(北海道土質コンサルタント(株)),
日下 稜(NPO 法人 北海道自然エネルギー研究会)
25. 冬期の避難所における段ボールベッドの防寒・保温効果の評価 101
水谷嘉浩(京都工芸繊維大学, J パックス(株)),
根本昌宏(日本赤十字北海道看護大学)
26. 雪害リスクを生活情報として提供するための研究 105
細川和彦, 二本柳玲子(北海道科学大学),
山形敏明(郡山女子大学), 苫米地司(北海道科学大学)
27. 外来血液透析者の冬季の生活実態と災害への備え 109
二本柳玲子, 細川和彦(北海道科学大学),
中井寿雄(金沢医科大学), 川上 敬(北海道科学大学)

28. アウトドア・レジャー（冬キャンプ）を北海道の冬季防災に活かす 「アウトドア寒冷地防災学」を構築する 藤澤 誠（NPO 法人 北海道防災教育研究センター）	113
29. 道央・道東 32 箇所における広域積雪調査報告（2017 年） 白川龍生（北見工業大学）	117
30. 2017 年 2 月 25 日ニセコ春の滝で発生した雪崩の調査報告 下山 宏（北海道大学低温科学研究所）， 原田裕介（（国研）土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）， 榊原健一（北海道医療大学），古市竜太（マウンテンガイド・コヨーテ）， 阿部幹雄（極食），雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム	121
31. 低気圧接近時の短期間多量降雪における積雪密度の時間変化に関する観測事例について 高橋 渉（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）， 原田裕介（（国研）土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）， 松下拓樹，松澤 勝（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）	125
32. 2 回の航空レーザ測量により計測した積雪分布のパターンの類似性に関する研究 西原照雅，谷瀬 敦（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）	129
33. 気象庁の視程観測データを用いた冬季視程の統計解析 呉 迪（北海道大学大学院環境科学院）， 佐藤友徳（北海道大学大学院地球環境科学研究院）	133
34. 片切土における吹きだまりの発達過程に関する調査 －2016 年度冬期における弟子屈町での観測事例－ 武知洋太，大宮 哲（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）， 原田裕介（（国研）土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）， 松澤 勝，小中隆範（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）	137
35. 新たな吹雪センサーとしての大気電場計の可能性 大宮 哲，松澤 勝（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）， 鴨川 仁（東京学芸大学）	141
36. 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析 佐藤隆光（（一社）日本気象協会北海道支社）， 大宮 哲，松澤 勝（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）	145

北海道における冬季土壌凍結深の測定を通じたアウトリーチ活動 Outreach program by measurements of frost depth in Hokkaido

原田 鉦一郎 (宮城大学), 吉川 謙二, 岩花 剛 (アラスカ大学フェアバンクス校),
Julia Stanilovskaya (Total S.A.), 澤田 結基 (福山市立大学),

曾根 敏雄 (北海道大学低温科学研究所)

Koichiro Harada, Kenji Yoshikawa, Go Iwahana, Julia Stanilovskaya, Yuki Sawada and
Toshio Sone

1. はじめに

北海道や東北地方では冬季間に土壌は凍結する．土壌の凍結深は，外気温や積雪深といった気象条件などの外的要素の影響を大きく受ける．このため，土壌の凍結深は身近な自然環境の変動を表す指標のひとつである．

そこで，寒冷地における身近な自然環境の指標である土壌凍結深に注目したアウトリーチプログラムを 2011 年から開始した．このプログラムは，土壌凍結深の測定を通して，小学生・中学生に地球環境への興味を持ってもらうことにより，理科の楽しさを伝えることを目的としている．

2. 概要

本プログラムは，2005 年よりアラスカ大学が中心となってアラスカ全土・極地カナダ・シベリアなどで展開しているアウトリーチプログラムの一環として，北海道内で実施している．このプログラムと同様に，土壌凍結深の測定装置を北海道内の小学校の校庭に設置し，実際に児童生徒が測定を行う．そのために，測定装置は簡単に取り扱える必要がある．ここではチューブ内の色水の凍結を確認する土壌凍結深計を利用した．これは，直径 2 cm 深さ 1 m の穴を地面に開け，2 m の塩ビ管を入れて地表面から 1 m ほど出すように設置する．この中に，青色の水を入れた透明チューブを入れる．色の付いた水は，凍ると氷の部分は透明になるため，地面の下に色水の入ったチューブを入れておき，観測の度に取り出して色の境界をものさしで測ることで，土壌凍結深を簡単に得ることができる．測定時間は 1 回につき数分程度である．

土壌凍結深の測定は自然積雪下で行い，1 週間に 1 度の頻度で測定している．同時に積雪深も測る．さらに，2015 年冬季より自動記録できる多点式地温計も設置し，手動の観測値との比較を行った．

学校訪問時には，機材の設置と測定方法に関する説明を行う．測定終了後には児童生徒に測定結果についての解説も行う．また，海外での測定例を紹介し，自らの学校での測定が世界に凍土地帯の学校とつながっていることを意識してもらっている．

3. 実施状況

北海道における凍結深計の設置は，2011 年 11 月に野花南小学校（芦別市），音別小学校（釧路市），厚床小学校（根室市）の 3 校で行ったのが始まりである．その後，凍結深計の設置校数は増加し，2016－17 年冬季までに 32 校となった（図 1）．鹿追町では，2012－13 年冬季に町内の 5 小学校すべてに土壌凍結深計を設置し，鹿追町内での

土壌凍結深の違いを明らかにした．その違いと原因を児童と検討し，自分が住んでいる地域の特徴の理解に役立ったと考えられた．

各学校での測定年数（継続年数）は様々である．最長測定年数は，庶路小学校（白糠町）の 5 年となっており，駒場小学校（音更町）の 4 年と続く．これらの学校以外では，担当する教員の異動などにより，継続しての測定が困難である問題に直面している．また，積雪が多い地域では，土壌が凍結しない．このために，測定する児童生徒のモチベーションの維持が難しい．このような積雪が多い地域のうち，自然積雪下での土壌凍結深が 0 cm であった稚内中央小学校（稚内市）において，翌年に除雪環境下での土壌凍結深の測定を行った．その結果，除雪環境下では最大で 7 cm の土壌凍結深が観測された（2015－16 年冬季）．また，鹿追小学校（鹿追町）では，自然積雪下の凍結深計から 2 m 離れた地点に除雪環境下での測定用の凍結深計を設置し，2 つの条件下で土壌凍結深の比較を行った．その結果，2012－2013 年冬季では，最大積雪深 40 cm であり，最大凍結深は自然積雪下で 13 cm，除雪環境下で 27 cm であった．2013－2014 年冬季では，最大積雪深 28 cm，最大凍結深は自然積雪下で 23 cm，除雪環境下で 30 cm であった．これらの測定を通して，児童生徒には土壌凍結が気温などの様々な条件で決まること，特に積雪深に大きく影響を受けることを伝えている．

各学校での取り組みは，地元の新聞を中心に多く取り上げられている．このことは，児童生徒にとってはやりがいにつながり，理科への興味を高めることにつながると考えられる．

また，稚内中央小学校では，除雪環境下での測定を行ったが，これらは特別支援学級の児童が行っている．この様子は，2 年連続で地元の新聞にも紹介されており，児童たちも進んで除雪をして観測していると聞いている．児童にとって，自然への興味を沸き立てる材料になってくれたら成功である．



図 1 凍結深計設置校の位置図

4. おわりに

今後の課題は，積雪が多い地域では土壌が凍結しないために，測定へのモチベーションをどのように保つか，測定をいかに継続していくかなどである．積雪の観測との組み合わせによって，地球環境への興味の向上に寄与する取り組みなどを今後考えていきたい．これまでの取り組みや測定結果は以下の Web サイトで公開している．

http://www.myu.ac.jp/~haradak/frost_tube.html

また，このプログラムを通して得られた凍結深のデータは，世界中の他の国のプログラムとともに University of Arctic の地温観測ネットワークとして認められた．

今後とも，日本国内でのネットワークを拡大していきたい．

最後に，このプログラムを進める上で，各学校の関係者をはじめとして多くの方の協力を得ている．ここで感謝の意を表したい．また，本研究の一部は，北海道大学低温科学研究所共同研究の補助を受けて実施された．

札幌とその周辺における 2016-2017 年冬期の氷紋の観察
Observation of Snowmelt patterns on ice cover
in 2016-2017 winter in Sapporo and the outskirts

大鐘卓哉（小樽市総合博物館），東海林明雄（湖沼雪氷研究所）

Takuya Ohgane, Akio Toukairin

1. はじめに

湖沼等における積雪を伴う氷板が融解する際に現れる氷紋については、これまで東海林¹⁾や Tsai²⁾による研究報告がある。そして、札幌とその周辺における氷紋の観察記録は、大鐘³⁾、東海林⁴⁾、大鐘・東海林^{5) 6)}による報告がある。

本研究では、大鐘・東海林⁶⁾に引き続いて札幌とその周辺、それに加え新たな場所での氷紋の発生状況を把握する観察を行ったので、その概要を報告する。

2. 観測

観測を行った札幌とその周辺における湖沼等は、札幌市北区の北海道大学構内の大野池、札幌市中央区の北海道庁内の池（以下、道庁池）と中島公園の菖蒲池、札幌市手稲区星置の雨水貯留池、小樽市の小樽運河と勝納運河、岩見沢市の大沼、新篠津村の篠津湖、月形町の雁里沼、北広島市の養鯉池であった。さらに、士別市の岩尾内湖、美瑛町の忠別湖、上川町の大雪山湖、網走市の網走湖、弟子屈町の屈斜路湖でも観測を行った。それぞれの場所を図 1 と図 2 に示す。

初冬においては、養鯉池が早朝に降雪のあった2016年11月22日と28日に、大野池、道庁池と菖蒲池が前日に降雪のあった11月30日に観測を行った。厳冬期においては、屈斜路湖で2017年2月7日、大野池で2月18日と3月5日、道庁池で3月5日に観測を行った。融氷期になってからは篠津湖と大沼が3月28日と4月4日に、雁里沼が4月4日、網走湖と大雪湖が4月14日、忠別湖が4月24日、岩尾内湖が4月26日に観測を行った。小樽運河、勝内運河、星置貯留池では水面に氷板が形成されそうな日にほぼ毎日観測を行った。いずれも現地にて対象域を全体的に見渡せる橋上、堤や高台などの高い位置から目視にて観測を行った。

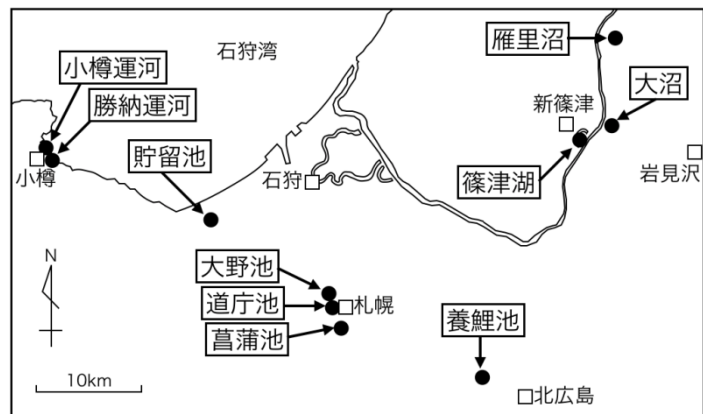


図 1 札幌とその周辺で観測を行った場所

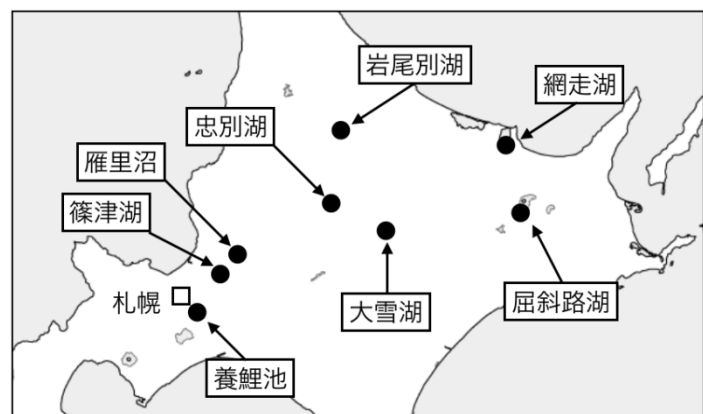


図2 本研究で新たに氷紋を確認した場所

3. 結果

観測の結果、対象の湖沼等において氷紋を確認したのは、貯留池で47回、道庁池、大沼と養鯉池でそれぞれ2回ずつ、そして大野池、菖蒲池、勝納運河、篠津湖、雁里沼、岩尾別湖、忠別湖、大雪湖、網走湖、屈斜路湖でそれぞれ1回ずつ氷紋を確認した。小樽運河においては1回も確認することができなかった。各観測地における月ごとの氷紋確認回数を表1に示す。

11月28日の養鯉池では、中央の孔が大きい直径数mの放射状氷紋が数十個散在していた(図3)。

11月30日の道庁池では、直径数mの放射状氷紋が多数発生し、それぞれの境界部に茶褐色の懸濁物が集積していた(図4)。大野池と菖蒲池では、放射状氷紋の中央部に白く雪が円形状に積もっていた(図5,6)。

貯留池では、観測するごとに様相の異なる氷紋が見られ、一日の中でも朝、昼過ぎや夜などの時間経過によって異なる様相を見せることがあった。大きさは、直径数十cmの放射状氷紋が多数発生したり、直径5mほどの大きな放射状氷紋が発達することもあった。12月11日には同心円氷紋が発生し、12月23日午前には放射状の紋様先端

表1 各観測地における観測回数と氷紋確認回数
(確認回数／観測回数)

月	11	12	1	2	3	4
大野池	1/1	—	—	0/1	0/1	—
道庁池	1/1	—	—	—	1/1	—
菖蒲池	1/1	—	—	—	—	—
貯留池	0/1	19/23	15/15	13/14	0/2	—
小樽運河	—	0/4	0/11	0/8	0/2	—
勝内運河	—	0/2	1/5	0/2	—	—
大沼	—	—	—	—	1/1	1/1
篠津湖	—	—	—	—	0/1	1/1
雁里沼	—	—	—	—	—	1/1
養鯉池	2/2	—	—	—	—	—
岩尾別湖	—	—	—	—	—	1/1
忠別湖	—	—	—	—	—	1/1
大雪湖	—	—	—	—	—	1/1
網走湖	—	—	—	—	—	1/1
屈斜路湖	—	—	—	1/1	—	—



図3 養鯉池で確認した放射状氷紋 (2016年11月28日撮影)



図4 道庁池で確認した境界部に懸濁物が集積した氷紋 (2016年11月30日撮影)



図5 大野池で確認した中心部に積雪のある氷紋 (2016年11月30日撮影)



図6 菖蒲池で確認した中心部に積雪のある氷紋 (2016年11月30日撮影)

部が茶褐色の懸濁物で色づいて見える特徴的な懸濁氷紋が発生し、その日の夜には紋様先端部に雪が積もり周辺よりも高く見えた (図 7)。

屈斜路湖和琴半島では湖岸で温水が湧出していて、その湧出孔上部の氷板は円形に融解していた。その一部には直径数十 cm の円形に融解した孔から放射状の紋様が発達している氷紋があった (図 8)。



図7 貯留池で確認した紋様先端部に積雪のある氷紋 (2016年12月23日撮影)



図8 屈斜路湖で確認した中心部の融解の進んだ氷紋 (2017年2月7日撮影)



図9 大沼で確認した中心部の融解の進んだ放射状氷紋 (2017年4月4日撮影)



図10 篠津湖で確認した不明瞭な氷紋 (2017年4月4日撮影)



図11 雁里沼で確認した放射状氷紋 (2017年4月4日撮影)



図12 網走湖で確認した放射状氷紋 (2017年4月14日撮影)

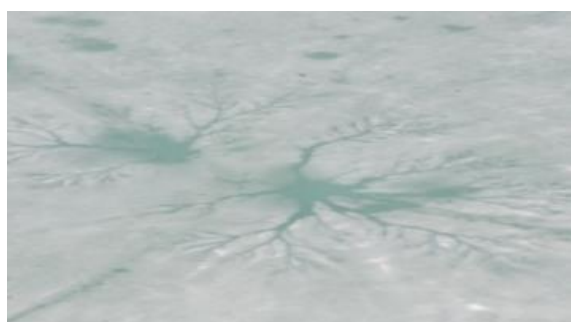


図13 忠別湖で確認した多岐に枝分かれた放射状氷紋 (2017年4月24日撮影)



図14 岩尾内湖で確認した放射状氷紋 (2017年4月26日撮影)

大沼では、3月28日に直径数 m の放射状氷紋を数個確認したのみであったが、4月4日には直径 10m 以上の大きな氷紋を沼全体に多数確認した(図 9)。篠津湖では、4月4日に不明瞭な氷紋を1個確認したのみであった(図 10)。4月4日の雁里沼では広範囲に直径十数 m の放射状氷紋が多数点在するのを確認した(図 11)。いずれの湖沼でも融解の進んだ氷板で全面が覆われていた。

4月14日の網走湖では、融解の進んだ氷板で全面が覆われている状態で、直径 10m 程の放射状氷紋を部分的に確認した(図 12)。大雪湖は、氷板の融解が進んでおらず、不明瞭な氷紋を数個確認したのみであった。

4月24日の忠別湖では、湖面の8割ほどが融解の進んだ氷で覆われていて、直径 10m 以上の放射状氷紋を数十個確認した。直径数 m の放射状氷紋も含めると数えきれないほど多数あった。特に直径数十 m 規模の放射状氷紋は、水路が多岐に枝分かれしていて複雑な形状をしているのが特徴的であった。4月26日の岩尾別湖では、湖面の2割ほどしか氷で覆われておらず、直径数 m の放射状氷紋を数個確認したのみであった。

4. まとめ

道庁池、大野池、菖蒲池、貯留池などにおいて、降雪が融けずに部分的に白く積雪する状態や懸濁物が集積する多様な様相を確認した。それらは氷紋形成における水の挙動と深く関係があると考えられるので、形成機構を考察する参考にしていきたい。

小樽運河において、大鐘・東海林⁵⁾⁶⁾に引き続き3期連続で氷紋を確認できなかったのは、今期も気温の低い日が少なかったことにより氷板形成の頻度が少なく、さらに降雪を伴う機会がなかったためだと考えられる。

大沼において3月28日の観測では氷紋を少数しか確認できなかったが、4月4日には多数確認できた。氷板が十分に融解することが重要であることを認識した。大鐘・東海林⁶⁾では2016年3月29日に橋上からの目視観測と、その後の橋下に設置したカメラによる連続観測では氷紋を確認できなかった。カメラを設置した位置の高さが十分ではなかったので氷紋を確認できなかった可能性がある。今後は、より高い位置からの氷紋観測を行うことで、さらなる観測成果が得られることが期待される。

本研究において、図2に示した養鯉池、屈斜路湖、篠津湖、雁里沼、網走湖、大雪湖、忠別湖、岩尾内湖において氷紋を新たに確認した。氷紋は、現状では一般的に認知されていない現象であるが、氷板、積雪、融解などの基本的な条件が整えば発生する一般的な現象であることが確認できた。

【参考・引用文献】

- 1) 東海林明雄, 1973: 放射状模様氷面の生成機構 I, 雪氷, **35**, 4, 173-179.
- 2) V.C.Tsai.and J.S.Wettlaufer, 2007: Star patterns on lake ice, *Phys. Rev.*, **E75**, 066105.
- 3) 大鐘卓哉, 2014: 小樽運河における結氷と氷紋の観察, 北海道の雪氷, **33**, 7-10.
- 4) 東海林明雄, 2014: 札幌市における‘放射状氷紋’と‘同心円氷紋’の観測, 北海道の雪氷, **33**, 11-14.
- 5) 大鐘卓哉・東海林明雄, 2015: 札幌市とその周辺における 2014-2015 冬期の氷紋の観察, 北海道の雪氷, **34**, 11-14.
- 6) 大鐘卓哉・東海林明雄, 2016: 札幌市とその周辺における 2015-2016 冬期の氷紋の観察, 北海道の雪氷, **35**, 33-36.

雪結晶の散乱光照明による顕微鏡写真撮影法

The method of taking a photomicrograph of a snow crystal by the scattering light

油川英明 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)

Hideaki Aburakawa

1. はじめに

雪結晶の顕微鏡写真は、降雪及び積雪に関わる調査・研究の資料として、また、積雪寒冷地域における学校教育や生涯教育の科学教材として用いられ、さらに、その繊細華麗な画像は各種の造生素材として使われるなど、広く利活用がなされている。

ところで、雪結晶の顕微鏡写真撮影の方法はこれまで種々考案されてきているが、それらは主に顕微鏡の照明法についてなされてきている。以下に各種の照明方法と、それにより得られる雪結晶の写真の特徴について列記すると、1) 通常照明¹⁾は結晶形態の平面的な一般的画像、2) 斜光照明²⁾は結晶の凹凸文様や輪郭の強調、3) 落射照明³⁾は結晶の裏・表などの表面形態の判別、4) 暗視野照明⁴⁾や二色照明⁵⁾は結晶の本体と背景の分離撮影、そして、今回報告する 5) 散乱光照明は、前述の分離撮影に加え、結晶の文様や輪郭などに陰影が施された撮像を得ることができる。

今回の散乱光照明の方法は、光源に対していわゆる无影灯の原理を適用することにより、顕微鏡の光路途中に挿入された色フィルターが光の遮蔽物として載物台上の撮影試料、つまり雪結晶に対して影をつくらないようにし、結晶を偏りなく照明して撮影するものである。このような照明法により、雪結晶は白く、結晶の凹凸文様や輪郭には適度な陰影が生じ、そして、結晶の背景はフィルターの色に写し出され、結果としてカラーの背景に浮き上がった立体的な雪の結晶像が撮影される。

2. 写真撮影の方法

雪結晶の散乱光照明による撮影の原理を図 1 に、また、図 2 には撮影装置の概観を示す。この撮影法の要点は、光源のランプを乱反射用の円筒の一端に組み込み、他端に円筒よりも径の小さな色フィルターを取り付けて顕微鏡の載物台にある雪結晶の照明を行うことである。この

ような照明により、円筒から射出された光は、その一部が色フィルターを通過し、また、フィルターの外側を通った光は顕微鏡の試料である雪結晶を光

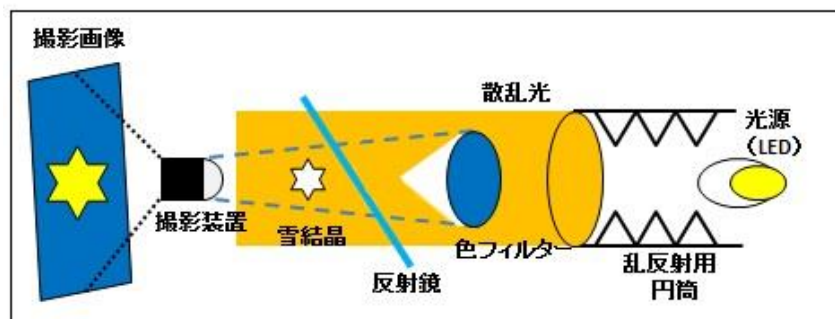


図 1 乱反射円筒式の散乱光照明による撮影法。実際には顕微鏡の構造により、雪結晶、撮影装置、撮影画像は垂直上方に位置し、光源からの光は顕微鏡の照明用反射鏡により垂直上方に向かっている。

源色の光で照射することになる。このとき、円筒から射出された光はその内壁で乱反射を繰り返していることから、それが光軸の異なる無数の点光源集合体としての散乱光となり、フィルターの外側周辺を通った光はこの散乱効果によりフィルターの内側に深く入り込む、つまり見かけの回折角が大きくなることから、光路先にはその影ができないことになるのである。このような光は磨り硝子などによる一般的な散乱光とは異なり、いわゆる無影灯 (Astral Lamp) の光と同じもので、照明の必要箇所 (今の場合は顕微鏡の雪結晶が置かれた場所) に対して光路途中に挿入された遮蔽物 (今の場合は色フィルター) の影が生じないようにすることができ、遮蔽物の存在に関わりなく、被写体である雪結晶に対して光源からの光が偏りなく照射されることになる。



図 2 装置全体の概観。一般的な生物顕微鏡の接眼部にバリアングル液晶モニター付きのデジタルカメラを搭載。

つまり、図 1 のように色フィルターの内側に回り込んだ照射光は顕微鏡の雪結晶を全方位的に照らすことになり、結晶の凹凸文様や輪郭などが反射・屈折により白く輝き、また、雪結晶に対して垂直に入射した光は結晶の形状に応じた陰影線を写し出すわけである。その結果、撮影画像はフィルターの色を背景として、雪結晶は白く、そして適度な陰影線により結晶は立体的かつ際立ったものに写る。従来の著者の撮影方法⁶⁾は雪結晶に対して斜め方向の照明光が主であったことから、多くの場合、上述のような陰影線を得ることが難しかったわけである。

なお、今回の照明法で用いられた円筒は、長さが 30cm、径が 10cm ほどで、その内壁には細かな凹凸を施した調理用のアルミ箔が貼り付けられたものである。また、色フィルターは青色のセロハン紙を数枚重ねて円形に切り出したものを用い、その径の大きさは、顕微鏡の対物レンズの特性にもよるが、今回は 3.5cm ほどとした。そして、光源として LED ランプを用いているが、これは発熱も少なく顕微鏡の照明として有用である一方、撮像の彩色によっては、その波長領域を考慮して選択することも必要である。

3. 写真撮影の結果

(1) 板状結晶の撮影例

板状の雪結晶について、今回の散乱光照明により撮影された顕微鏡写真を図 3 の左側に示す。図 3 の左側上に示された写真は少し雲粒が付着した角板付六花で、雲粒や枝の凹凸が陰影像となって立体的に写っている。また、六花の各々の中央部には枝の成長方向に虹色状の二本の線分が見られるが、これは比較的肉厚の結晶において、今回の撮影法のような一光源二色照明による撮影⁷⁾によって得られる特有の映像である。無色透明な雪結晶においてこのような彩色現象が見られるのは、結晶の特別な構造部

分に入射した光の干渉現象によるものではないかと推察される。

図 3 左側下の板状結晶は、その中心部にある六角形状の文様が照明光の反射と陰影によって明瞭に写し出されている。また、角板や各枝の輪郭も比較的鮮明で、映像が際立つような印象を与えてくれる。ところで、この結晶は枝付角板と呼ばれているものであるが、各々の枝と中央の角板とは明らかに個別のもので、これは六花の上に角板が重なっている二重構造の結晶であると見なすことができる。なお、図 3 左側上の結晶にも中央に小さな六角板が見られるが、これも同様の二重構造である。

このような二重構造の雪結晶は天然では一般的であり、角板と樹枝状六花という形態の異なるものが同じ大気環境のもとで同時的に成長したものと見なされるわけであるが、これは、雪の成長条件を示した中谷ダイヤグラム⁸⁾においては極めて想定し難いことである。このような事例および後述のことなどから、人工雪の従来の実験結果

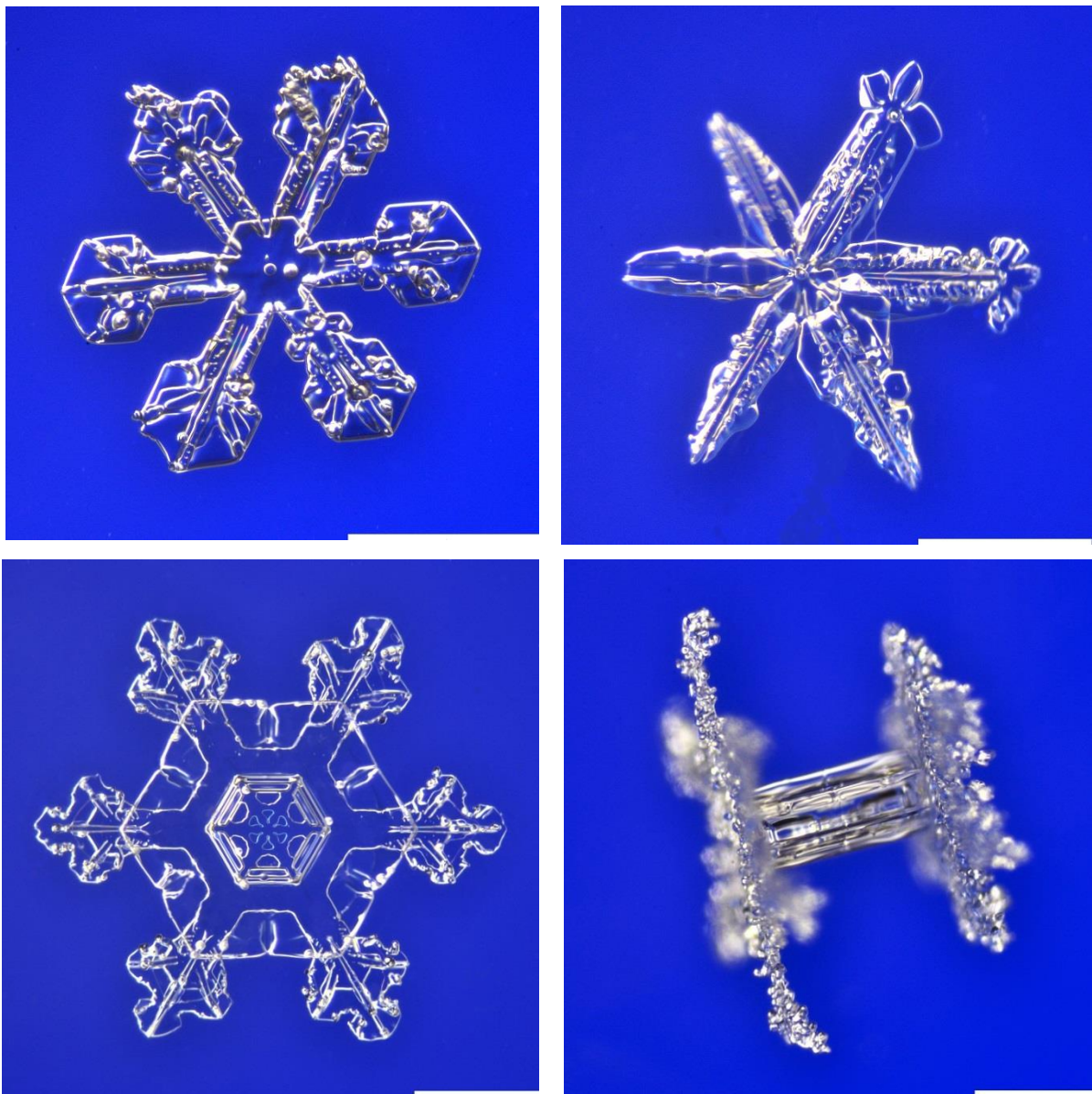


図 3 散乱光照明により撮影された雪結晶。左側上は角板付六花、左側下は枝付角板の結晶、右側上は星状六花、右側下はつづみ型の結晶。各写真右下の白線は 0.5mm の長さを表す。

を基に天然の雪を解釈するというのではなく、自然界の現象に則った新たな雪の成長条件を見出す必要があるものと考えられる。

(2) つづみ型結晶等の撮影例

図 3 右側上は星状六花の結晶で、各枝の表面文様が白い輝きと適度な陰影線によって示され、その構造が立体的に写し出されている。そして、枝の中央部には、図 3 左側上の結晶と同様に虹色状の線分が確認できる。なお、この結晶の左水平に伸びている一枝だけは文様の形態がなく、その縁が少し厚く盛り上がっているように見られる。また、その上側の枝は、焦点の合致の具合から、他の五枝よりも奥に位置しており、結晶全体が同一平面において成長しているようには見られない。加えて、右側の二枝の先端だけが特異な形状に成長しており、これらは前述と同様、中谷ダイヤグラムでは理解が困難なことである。

図 3 右側下の結晶は雲粒付つづみ型であるが、中央部の角柱は、その稜線などが適度な陰影となって形状が比較的細かく把握できるように写っている。つまり、この角柱部分は形が単純な六角柱ということではなく、陰影線の様子から少し複雑な形態であるように見受けられるわけで、従来の人工雪¹⁾では触れられていない形態である。

ところで、この雲粒付つづみ型結晶の角柱部分にはほとんど凍結雲粒が見られないわけであるが、雪雲内において長さにして 1mm 程度の角柱の区間にだけ雲粒が存在しなかったとは想定し難く、何らかの理由により、例えば雲粒と角柱の帯電現象により角柱部分への雲粒の付着が避けられた等々のことが推察されるわけである。

4. おわりに

雪結晶の顕微鏡写真撮影において、その照明法に無影灯の原理を適用することにより雪結晶の凹凸文様や稜線、輪郭などに適度な陰影線を得ることができ、そして、フィルターの色を背景として雪結晶を白く写し出すことによって比較的立体感のある結晶の撮像を得ることができた。

雪結晶を上記の方法により写真撮影する際の留意点は、その目的にもよるが、一般的には先ず被写体である雪結晶の形状が整っていることである。特に、結晶の厚みと大きさが撮影写真の良否を決定することになる。そして、観察・設営の場所が適切に選定されることである。なお、今回の撮影は大雪山・旭岳において行われた。

【参考・引用文献】

- 1) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 岩波書店, 161pp.
- 2) Libbrecht, K. and Rasmussen, P., 2003: SNOW FLAKE, Voyager Press Inc., USA, 112pp.
- 3) 油川英明, 1992: 雪結晶の「裏」と「表」について, 雪氷, **54**, 123-130.
- 4) 油川英明, 2005: 雪結晶の環状透過照明による顕微鏡写真撮影法, 北海道教育大学紀要(自然科学編), **56**(1), 1-7.
- 5) 樋口敬二, 1962: 雪の結晶の観察と記録, 気象研究ノート, **13**, 45-58.
- 6) 油川英明, 2016: 雪結晶の写真はどのように撮影しますか? 雪と氷の疑問 60, 成山堂書店, 24-27.
- 7) 吉田六郎, 2001: 雪の結晶, 平凡社, 24pp.
- 8) Nakaya, U., 1954: Snow Crystals – Natural and Artificial – Harvard Univ. Press, Cambridge, 510pp.

六花型霜の生成について

On the growth of hoar frost with six branches

津田将史（札幌第一高等学校），油川英明（NPO 法人 雪氷ネットワーク）

Masashi Tsuda, Hideaki Aburakawa

1. はじめに

霜は寒冷な時節に大気や地中あるいは動植物の水分が地上の物体表面に凍結して生成する氷の結晶である。また，霜は水分の付着素材や凝結・凍結条件により多様な形態に成長し，特に家屋などの窓ガラスに成長する窓霜は極めて変化に富んでいる。

本報告は，厳冬期の早朝，札幌市の郊外で自動車の窓霜のなかに見出された六花型の霜について，その形態や生成条件などを述べるものである。六花型霜は樹枝状六花の雪結晶に類似した特徴的な霜で，観察例も少なく，窓霜の実験¹⁾などにおいてもその事例は余り多く示されていない。

2. 六花型霜の観察と気象条件

図 1 は今回観察された六花型霜の一例である。この図の上と下の写真はいずれも野外駐車場の自動車の窓ガラス外側に成長したもので，上方の写真にはほぼ六花状の霜やその枝の幾つかが確認できる。

また，これらの六花型霜の周囲には十字型やラセン型，あるいはアラベスク文様型の霜¹⁾などが混成している。図 1 の下方の写真は同じ窓ガラスの他の箇所で，やや斜め方向から撮影したものである。この写真に見られるように，中央部の六花型霜は窓ガラスの上方へ空間的に成長しており，さらに，他の六花型霜の枝も同様に白く輝いて空間的に伸びている。

他方，図 1 において六花型霜の周囲に見られるアラベスク文様などの霜は余り白く輝いていないが，それは，これらの霜が窓ガラスの表面に張り着くように成長していて，空間的には浮き上がっていないためであると見られる。

ところで，図 1 に示したような六花型霜が観察されたのは札幌市郊外の清田区の地域で，時期は 2017 年 1 月 21 日と 22 日の早朝であった。このような霜の成長は特別な気象条件によるものとみなされることから，

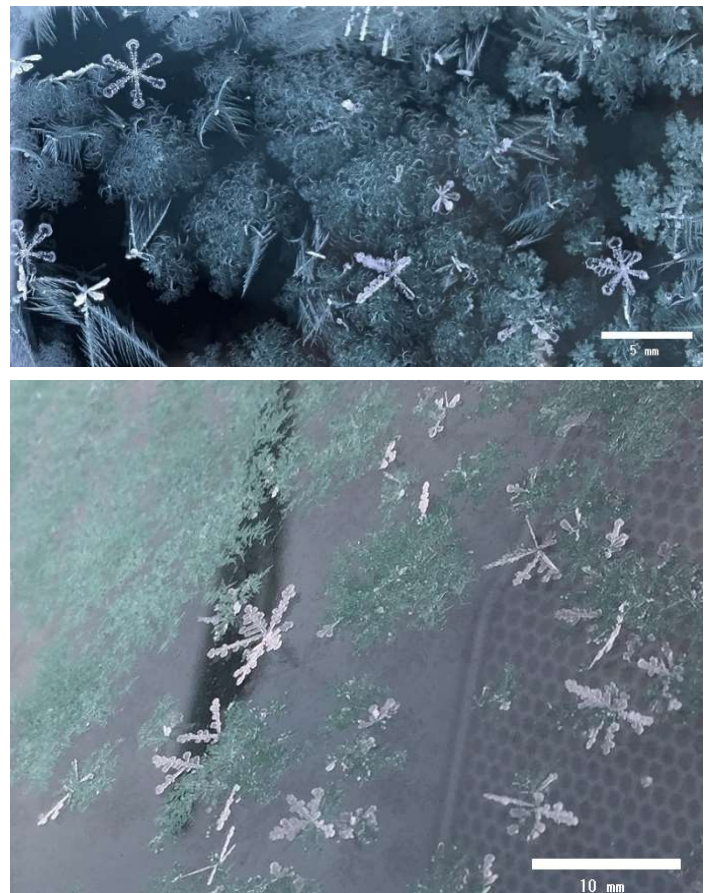


図 1 自動車の窓ガラス面（外側）に成長した六花型霜。上の写真は真上から，下はやや斜めから撮影。

この時の札幌（管区气象台）における気象の状況を見てみた。

図2に1月21日の気象図表を示す。22日もほぼ同様の状況であった。この図で、赤い縦線は図1の霜を撮影した時の時刻を示しており、22日も同じような時刻に観察・撮影が行われた。

図2において特徴的なことは、湿度が80%ほどと比較的大きな値を示し、風速は1m/s程度と弱く、気温は-8℃以下の低温で、さらに、これらの値には余り大きな変動が見られないことである。また、この時は晴れて降雪もなく、放射冷却が進行する天候であった。なお、このような時の札幌市郊外の気温はヒートアイランド現象により都心部（气象台）の値よりも4～6℃低くなるようで²⁾、実際、霜の観察・撮影が行われた時の現地の気温は-14℃ほどであった。

以上のようなことから、气象台の資料をもとに、今回のような六花型霜が生成する気象条件をまとめると図3のように示される。この図で三つの円が重なっている黄色の部分六花型霜の生成条件を満たしていると見なされる領域である。

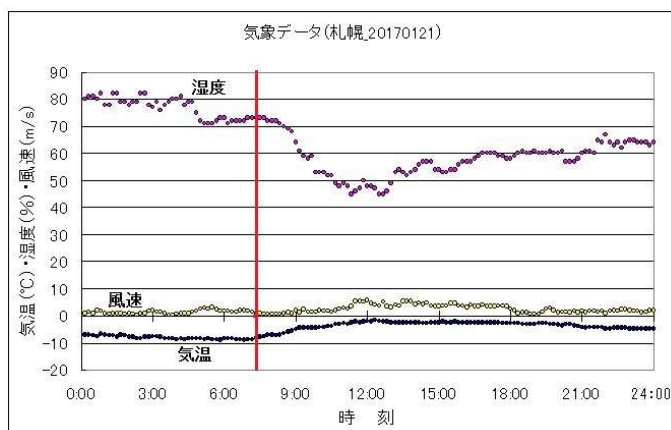


図2 六花型霜が観察された時の気象の状況（湿度，風速，気温）。赤の縦線は霜の写真の撮影時刻を示す。

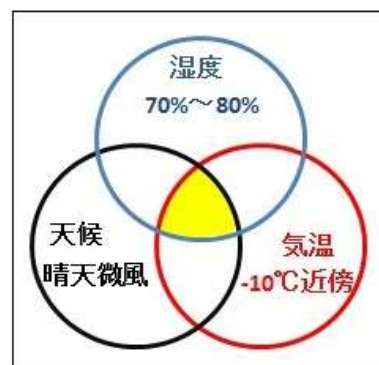


図3 六花型霜生成の気象条件

3. 霜の分類と生成について

今回観察された六花型霜の結晶は霜として特徴的なものであるが、それが霜のどのような領域に属するのか、また、その生成機構を探るために霜の分類を試みた。図4は Nakaya *et. al*¹⁾などを基にして作成した霜の一般分類図表（試案）である。この図に示したように、霜はその形態によって三種類に分類され、それらは、氷結晶が膜状に形成した氷膜霜、微水滴が粒状に凍結した氷粒霜、そしてラセン・アラベスク文様状や樹枝状などの結晶霜である。図4は、これら三種についての窓霜及び野外霜の例を加えて表示している。

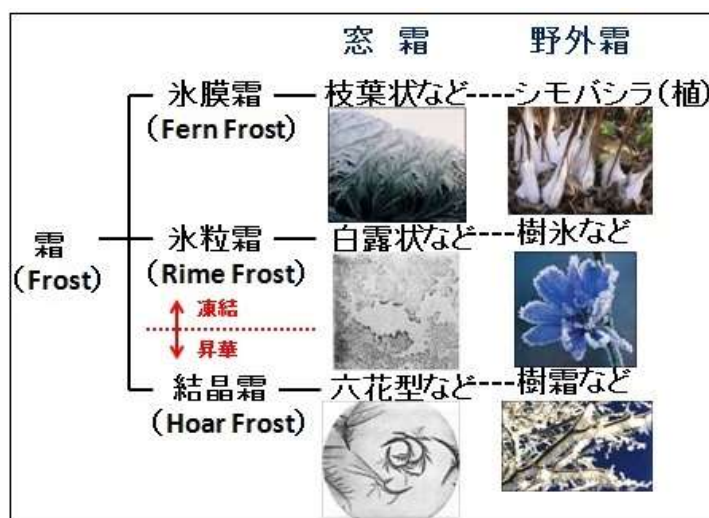


図4 霜の一般分類（試案）

ところで、この分類においてひとつの疑問が生じる。それは、これまで通説とされ

てきていることであるが³⁾、図 4 の赤線で示したように氷膜霜と氷粒霜に属する形態のものは液相が「凍結」することによって形成され、他方で結晶霜、例えば樹霜などは空中の水蒸気が「昇華」することによって形成されるという不連続性である。ここで、樹枝状などの結晶霜が昇華によって成長するということを受け入れるならば、その霜は過飽和水蒸気量を含んだ大気環境に長い間さらされていたこと⁴⁾を認めなければならない。しかし、そのような過飽和の大気環境が自然界に存在するものでないことは自明であるから、この矛盾については通説の側から何らかの言及が必要となる。

さらに、通説では解釈できない例として氷粒霜と結晶霜との混在が見られることである。それを図 5 に示す。これは今回の観察の一部で、水滴の凍結した氷粒霜と樹枝状などの枝を有した結晶霜が混在している様子を見ることができる。従来の説によりこの混在した状態を理解するには、同じ大気環境において水蒸気の凝結・凍結と昇華の現象が一つの箇所ですべて同時に起こることを認めなければならず、天然との矛盾が深まることになる。さらに、中谷⁴⁾による疑似樹枝状の人工霜や黒岩⁵⁾による氷粒霜と結晶霜の中間的な結晶の観察などの事例に対して、従来の説では一層理解が困難なことになる。

霜の生成について従来の説が矛盾を抱えている根源は、水蒸気の凝結による微水滴が氷粒としてしか凍結しないという先験的な結論にあるのではないかと考えられる。しかし、実際には図 6 に示したように、過冷却微水滴は、水蒸気が水滴へと凝結する際の条件によっては氷晶状に凍結・結晶化するものが存在するわけである⁶⁾。つまり、過冷却微水滴は、仮に表現するならば相応の「質」（今の場合、過冷却の深度と表現して）というものを有し、過冷却温度だけで一義的に決まるのではなく、水滴が形成される際の水蒸気の凝結温度及び凝結速度によりその質が決定されるということである。

以上のようなことから、霜という結晶は全体として液相の水から生成し、過冷却の液膜からは氷膜霜が、過冷却度の浅い質の微水滴からは氷粒霜が、そして、過冷却度の深い質の微水滴からは結晶霜が生成するということであり、これにより従来の説の矛盾も解消され得る。

図 7 は上記のことについて Kuroda and Lacmann⁷⁾の理論を基に図表として示したものである。なお、この図の「過冷却微



図 5 氷粒霜と結晶霜の混在

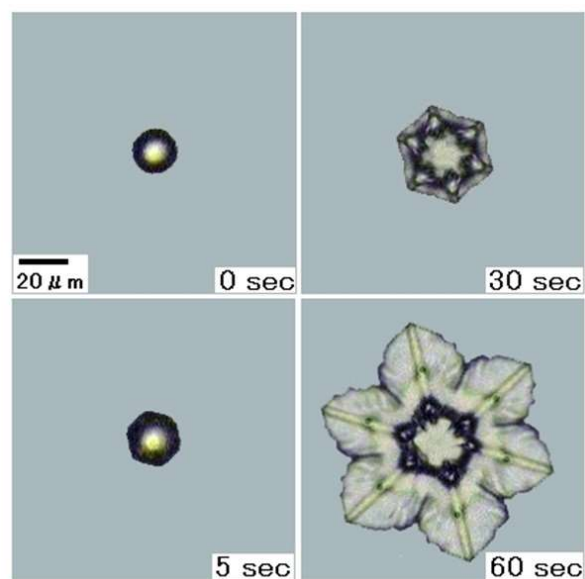


図 6 過冷却微水滴の凍結実験

水滴から結晶へ」という部分は、著者らの実験によるもので、詳細は今後の研究課題とすべきことでもある。

また、図 8 は各種の霜の生成過程について、これまで述べてきたことをまとめて示したものである。このように、霜の一般は水蒸気から液相の水の状態を経て、その過冷却の質（深度）に応じて各々の形態が形成されることになると考えられる。

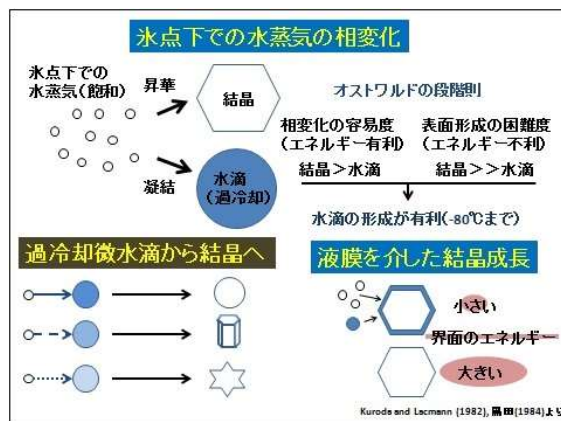


図 7 霜などの氷結晶の生成機構

4. おわりに

従来、六花型霜や樹霜などの霜の結晶は水蒸気の昇華により生成するものと言われてきたが、その通説は天然の現象と矛盾を抱えるものであった。これに対して本報告は、霜の昇華成長が必ずしも実証されているわけではないので、昇華ということをやア・プリオリに受け入れるのではなく、自然界の現象に沿って霜の生成機構を考察してきた。その結果、霜は全体として液相の水を介して生成・成長するものと見なされる。特に、六花型霜は、先ず初期結晶として相応の条件を有した過冷却微水滴が氷晶化し、表面はエネルギー的に平衡な厚さの液膜で覆われる。そして、その液膜は大気中の過冷却微水滴や水蒸気水分として補給され、厚みを増して不安定化することから、それが平衡の厚みへと減少するように固相の霜の結晶が成長するというのである。

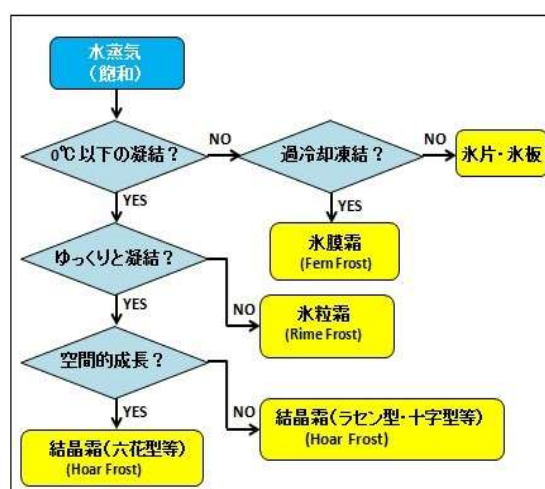


図 8 各種の霜の生成過程

【参考・引用文献】

- 1) Nakaya, U., M. Hanajima and K.Dezuno, 1939: Experimental Researches on Window Hoar Crystals, a General Survey, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. II*, Vol.III, No.1, 1-13.
- 2) 石川信敬・油川英明・成瀬廉二, 1978: 札幌市における放射冷却日の最低気温分布, 低温科学, 物理篇, **36**, 121-137.
- 3) 日本雪氷学会（編）, 2014: 新版 雪氷辞典, 東京, 古今書院, pp.307.
- 4) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 東京, 岩波書店, pp.161.
- 5) 黒岩大助, 1954: 過冷却した霧のなかでの樹霜の成長, 低温科学, 物理篇, **13**, 105-110.
- 6) 油川英明, 2014: “中谷現象”としての人工雪の生成, 北海道の雪氷, **33**, 113-116
- 7) Kuroda, T. and R. Lacmann, 1982: Growth kinetic of ice from vapour phase and growth forms, *J. Crystal Growth*, **56**, 189-205.

ドローンを用いた上位蜃気楼の発生状況に関する事例研究 A case study on the occurrence situation of the superior mirage using UAV

石原宙（北見工業大学大学院），舘山一孝（北見工業大学），
佐藤トモ子（知床蜃気楼・幻氷研究会），小林一人（構研エンジニアリング）
Hiromu Ishihara, Kazutaka Tateyama, Tomoko Satoh, Kazuto Kobayashi

1. はじめに

1-1 背景

上暖下冷の空気層内で光が屈折して起こる上位蜃気楼は近年富山県の蜃気楼¹⁾や琵琶湖の蜃気楼²⁾など日本各地で発生が確認されているが，その発生メカニズムの解明が課題になっている．北海道では風連湖（根室）での上位蜃気楼と下位蜃気楼を併せ持つ蜃気楼についてレイ・トレーシングを行い再現し大気の温度構造を得る研究³⁾やオホーツク海沿岸の斜里町で上位蜃気楼の研究がされている．図1に，斜里町の等高線図を示す．図中の3地点は本研究で使用した観測機器を設置した場所を表す．斜里町ではこれまで大鐘ら⁴⁾や佐藤ら⁵⁾が上位蜃気楼を冬と春で発生原理が異なるという分類を行った．斜里町で発生する上位蜃気楼の発生機構は，陸地の放射冷却による冷気が海上に流れ込む等による「冬の上位蜃気楼」（図2）と春先の暖気移流や北寄りの風による冷気移流等による「春の上位蜃気楼」がある⁵⁾．

1-2 目的

これまでの調査で冬の上位蜃気楼発生時に陸地の冷気が海上に流れ込むと考えられたが，冷気層の有無を明らかににはされてはいなかった．図1に示した3地点（三井，以久科，前浜，括弧内に標高を表した．）の気温・湿度・気圧・風等を測定し斜里平野に沿って海上へ流れる冷気層を調査する必要があると考えられる．しかし冬・春いずれの上位蜃気楼についても，どのような気象条件で発生しているのか機器等を設置して調査したものではなく，未だ不明な点が多い．本研究では，新たに設置した気象計から斜里町の上位蜃気楼の発生状況を調査し，さらにはドローンを用いた温度層の調査方法を開発し，いくつかの事例で発生時の下層気温鉛直分布に関する知見を得た．

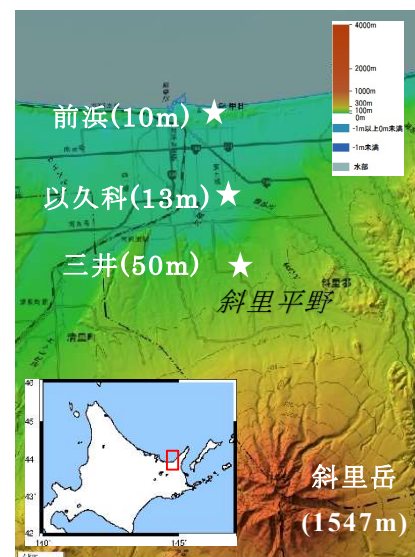


図1 北海道斜里町（左下図赤枠内）の斜里岳と斜里平野，観測機器を設置した3地点の位置（国土地理院⁶⁾）．



図2 流水の上位蜃気楼．以久科原生花園の海岸から撮影(2017年2月20日)．

2. 調査1 気象計による上位蜃気楼発生状況の推定

2-1 調査方法

冬の上位蜃気楼が発生しているのかを調査するために気象計を設置して観測した。出現の可否は、現場で知床蜃気楼・幻氷研究会が前浜・以久科原生花園から双眼鏡等を用いて不定期に観測した目視データを使用した。2016年1月1日から同年5月31までの上位蜃気楼を集計した。気象計は2016年2月20日から同年5月2日まで、斜里町内3か所に設置した(図1)。使用した気象計の概要を表1に示す。気象計①は3要素(おんどとり:T&D社, TR-73U, TR-52S), 気象計②はさらに風と日射量と降水量が測定可能(WeatherBucket:エスイーシー社)である。

表1 2016年調査に使用した気象計とその概要

種類	設置場所	期間	時間間隔	要素	備考
気象計①	以久科三井	2016年 3月25日 ~5月2日	30分	気温・湿度・気圧	地上から5m・12mの高さに設置
気象計②	前浜			気温・湿度・気圧・ 風向・風速・日射量・降水量	標高10mの地点に設置

2-2 観測結果

図3は、上位蜃気楼発生が目視により確認できた日を含む3月11日から13日の2日間の以久科の気温の変化と気温差を示す。気温差は上部に設置した気象計の気温と下部で計測した値の差を表しており、気温差が+の場合は下部が上部より低いことを表す。図3において3月11日では朝6時から8時半にかけて最大7.9度、3月12日では朝6時から9時にかけて最大9.1度、下部が上部より低くなっていた。

2-3 考察

これらの日の気象衛星画像をすべて確認したところ、夜間に4時間以上斜里平野上空に雲がないことを確認したため、放射冷却が起こっていたと考えられる。これに従って放射冷却に伴って冬の上位蜃気楼が発生した可能性が考えられる。しかし課題が残る。それは蜃気楼の有無を判断するデータが目視観測しか無く発生の有無を完全に把握できていないこと、富山での上位蜃気楼¹⁾では明らかにされている冷氣層の厚さが斜里町の上位蜃気楼では把握できていないこと、斜里平野に沿って冷氣層が流れているかを確認できる風のデータがないことである。そこで(1)蜃気楼の観測データを定量的なものにする、(2)冷氣層の厚さを把握する、(3)冬の上位蜃気楼発生時の風向・風速を把握する、の3つが必要と考えられた。このため、ドローンを用いた上位蜃気楼発生時の観測を計画した。

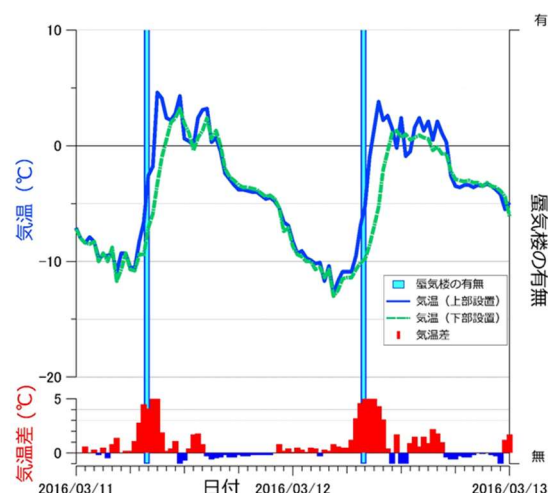


図3 冬の上位蜃気楼が発生した際の変化(2016/3/11-3/13)

3. 調査2 ドローンを用いた調査方法の開発

3-1 使用機材と観測方法

前章の課題に取り組むために、冬の上位層気楼に焦点を絞ってドローンによる調査方法を開発し行った。冷気層の厚さ観測の結果について2事例を報告する。層気楼における気温の鉛直分布の調査では、木下ら¹⁾がゴム製気球を用いた係留方式で行われたことがあるが、現場の使用許諾を得るのに労力を要し、また一度の計測に多くの時間と人員を必要とする。現在はドローン(PHANTOM4:DJI社(図4))を用いて簡易に気象要素を測定できるようになっており、温度計(LR5011:HIOKI)を吊り下げて行うことで簡便に気温の鉛直分布の調査を行うことができる。

低温下でのドローンの飛行はバッテリーが著しく消耗する。事前の試験で-14度の気温で最大12分飛行することが分かっていた。バッテリーと航空法の観点から最大高度を100mとした。高度100mまで上昇させ、20mずつ下降させる計画とした。計測高度は100m-80m-60m-40m-20m-10m-5mである。20m以下について、過去の層気楼の調査で温度の境界が10m-15mに存在した²⁾ため重点的に調査する必要があると判断したためである。各高度で温度計の時定数(20秒)を考慮し30秒間ホバリングを行っている。時定数を確認する実験を行ったところ、5秒であったため30秒間のホバリングで問題ないと判断した。測定間隔は1秒である。今回使用したドローンのペイロードは約400gであるが吊り下げた温度計と治具の合計重量が240gであった。揺れ防止のため治具には長さ15cmのばねを4本使用している。また低温によるバッテリーの消耗を可能な限り抑えるために飛行直前までバッテリーを保温した。調査期間は2月16日から2月22までの7日間で、悪天の2月19日を除く6日間飛行させることができた。そのうち2月17日と2月20日については上位層気楼が発生した。飛行場所は以久科原生花園付近の砂浜である。この期間は現地でドローンの調査と同時に天気と層気楼の観察を目視で行っている。

3-2 結果

図5に2月17日を除いた以久科原生花園付近での砂浜での観測結果を示す。破線は上位層気楼が発生していなかった際の記録、実線が発生した際の記録である。十分に周囲の温度に順応させたデータが必要であると考えたため、各高度で30秒間ホバリングして得られた気温のデータの最後の値をプロットしている。この図から上位層気楼発生時には高度40m~60mに温度の境界があり、地上との気温差が2月16日では4.5度、2月20日では6.2度あることが分かった。



図4 温度計を吊り下げたドローン

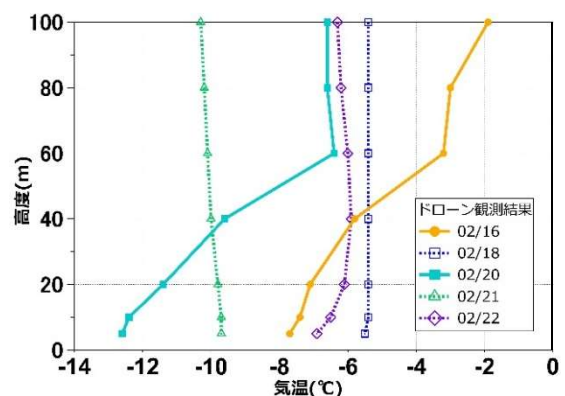


図5 気温の鉛直分布

3-3 考察

先行研究⁵⁾や実験結果から、冬の上位蟹気楼は陸地で生じた放射冷却による冷気が斜里平野の傾斜に沿って海上へ流れ、元々ある空気塊の下に放射冷却による冷気が潜り込むことで相対的に上暖下冷の空気層が生じると考えた(図 6)．冬の上位蟹気楼の発生状況について、上位蟹気楼が発生した時と発生しなかった時では温度分布に大きな差が見られた．上位蟹気楼が発生した際、高度 40m~60m にある温度の境界と比較し 4.5 度、6.2 度地上が冷えていることが見て取れる．現地での目視観測では天気は快晴であった．よって放射冷却による冷気と上位蟹気楼の発生には強い関係がある可能性がある．そして温度の境界が高度 40m-60m にある可能性が考えられる．これは冬の上位蟹気楼発生時の大気の層構造を初めて捉えることに初めて成功した実験であることが言える．しかしこの層構造がどのようにして形成されるのかを今後明らかにしていく必要があると考える．また今回の調査では 20m 間隔での気温計測であったが、一度の飛行高度を限定することでさらに細かい 10m や 5m 間隔での計測を行うことができ、詳細な温度の境界の把握が可能になると考える．そして同じ日に時間を変えて複数回測定し、斜里平野に沿って流れる冷気層の動きを捉えることが必要である．

今後の課題として、気温センサーをドローンの方下に吊り下げ形式で配置しているが、ドローンのプロペラによるダウンウォッシュが気温測定に影響を与えていないかを確認する必要がある．調査の際に現場で赤外カメラを用いて影響がないことは確認しているが、ダウンウォッシュの影響を受けない場所に温度計を配置し比較する計画である．また、太陽の高度が低い早朝の時間帯に調査を実施したため日射の影響が少ないと判断し、気温センサーにカバー等に取り付けていないが、日の出の日射が温度計にどの程度影響を及ぼすかを確認する必要がある．

今後の課題として、気温センサーをドローンの方下に吊り下げ形式で配置しているが、ドローンのプロペラによるダウンウォッシュが気温測定に影響を与えていないかを確認する必要がある．調査の際に現場で赤外カメラを用いて影響がないことは確認しているが、ダウンウォッシュの影響を受けない場所に温度計を配置し比較する計画である．また、太陽の高度が低い早朝の時間帯に調査を実施したため日射の影響が少ないと判断し、気温センサーにカバー等に取り付けていないが、日の出の日射が温度計にどの程度影響を及ぼすかを確認する必要がある．

【参考文献】

- 1) 木下正博，市瀬和義，2002：富山湾における上位蟹気楼の発生理由一気温の鉛直分布が示す新たな事実一，天気，**49**，57-66．
- 2) 本庄薫，市瀬和義，伴禎，松井一幸，房英夫，林芳和，2003：琵琶湖における蟹気楼の発生理由Ⅲ ～暖気の形成過程～，*Meteorological Society of Japan*，102．
- 3) 柴田清孝，2013：安定成層大気による多像の蟹気楼：レイ・トレーシングと温度構造推定の可能性，天気，**60**，709-722．
- 4) 大鐘卓哉，加藤宝積，佐藤トモ子，2013：流水の蟹気楼の観察と「幻氷・おぼけ氷」に関する考察，北海道の雪氷，**32**，26-29．
- 5) 佐藤トモ子，2015：斜里町における上位蟹気楼の記録，知床博物館研究報告 *Bulletin of the Shiretoko Museum*，**37**，43-52．
- 6) 国土交通省国土地理院ホームページ：地理院地図，
<http://maps.gsi.go.jp/#11/43.863990/144.672089/&base=std&ls=std%7Crelief&blend=1&disp=11&lcd=relief&vs=c1j0l0u0t0z0r0f0>



図 6 斜里沖で冬の上位蟹気楼を発生させる冷気移流の想定図

厳冬期の避難所における既設型シェルターシステムの有用性

Evaluation of pre-installed shelter system in emergency shelter in severe winter season

根本昌宏 (日本赤十字北海道看護大学)

Masahiro Nemoto

1. はじめに

寒冷地において冬期に停電が生じた際、オール電化住宅、FF ストーブをはじめとして電気を使用するほぼすべての暖房機器が使用不能となる。この状況は自宅だけでなく、自治体の指定する避難所においても同様であり、万が一の際にはポータブル式ストーブしか使用できないことが想定される。避難所として指定されることの多い教育機関の体育館は天井高があり容積の大きいためポータブル式ストーブで温められる範囲は限局的で暖を取る手段とは言い難い。暖房だけではなく、高い天井の下で就寝する際の不安感、風の流れによる冷えや照明不足による安全性の低下なども体育館型の避難所では問題となる。

我々は 2010 年の秋から段階的に寒期に移行し、冬期避難所の生活環境について実証研究を進めている。自治体のほとんどが想定しているブルーシート敷設による避難所は床の冷気を容易に通し、雑魚寝による睡眠は不可能である^{1), 2)}。既存体育施設（バレーボールコートや卓球台等）を構造体として保温エアキャップシートでカバーし、床面にアルミ断熱マットを敷き詰める検証を実施しシェルター内の温度は設営後 30 分で約 15℃まで上げることはできたもの、アルミマットを敷設しても床面からの冷気が睡眠の妨げになった³⁾。

本研究では新たに開発した既設型のシェルターシステムとジェットヒーターの組み合わせによる暖房効果について、設置手順・方法や安全性についてのハード的な側面と、温かさ・快適性に加えて血压や冷感などの避難者視点の側面を検証し、冬期避難所としての有用性を考察した。

2. 厳冬期災害演習 2016 における性能評価

(1) 実施概要

本演習は防災に関わる関係者のみとし、参加は自由意思で途中中断を可とした。演習は A 大学体育館（720 m²）を会場とし、1 月中旬の午後 1 時を開始時間とし、避難所展開、炊事ならびに宿泊を演習内容として終了時間は翌日の午後 2 時までとした。医療スタッフを常駐するとともに、参加者の健康、安全性の確保に十分留意した。参加者には事前に避難所生活に必要な物品を任意で準備させ、寝袋ならびに懐中電灯は必須とした。

シェルターは 2 種類展開した。一つ（シェルター A）は横 9 メートル×奥行 5 メートル×高さ 3 メートルのボックス状で、すべての幕地は橙色の舞台幕を縫製した構造体とし体育館のキャットウォークにロープを這わせて構造体を懸垂した（図 1）。二つ目のシェルター（シェルター B）は横 12 メートル×奥行 12 メートル×高さ 3 メートルのボックス状で、すべての幕地は建築用ビニールシートを加工した半透明状の構造体と



図1 シェルターAの懸垂部



図2 シェルターBの内部

し、このシェルターはキャットウォーク上に設置した4台のウィンチによって巻き上げて懸垂した(図2, 3)。なおこれらのシェルターの素材はすべて防炎性能を有している。シェルターの内部には段ボールベッド(Jパックス社製)を設置し、床面はそのままとした。

ジェットヒーターはSH-175EX(ナカトミ社製)を3台使用した。本ヒーターは約6時間の持続運転が可能であり、1台当たりの熱出力は18.1kWと小火力である。停電想定のため、電源はディープサイクルバッテリー(115Ah)をインバーターにて変換して使用した。これらの装備について、気温(屋外、体育館内、シェルター内、段ボールベッド上)、湿度、一酸化炭素、二酸化炭素濃度を測定するとともに、参加者の血圧、脈拍数を測定し、居住性についてのアンケートを実施した。

本研究は日本赤十字北海道看護大学研究倫理委員会の承認後に実施した(承認番号27-230)。

(2) 検証結果

演習の参加者は109名であり、そのうち36名が血圧等の検証に参画した。参加者の年齢は18歳から78歳であった。期間中の外気温の最高は演習開始直後のマイナス6.8℃、最低はマイナス17.5℃であった(図4)。曇天の天候であったため放射冷却は起こりにくく翌朝にかけて徐々に上昇したが、昼前までマイナス10℃以下で推移した。同時に測定した体育館内の気温は、演習開始時点が最も

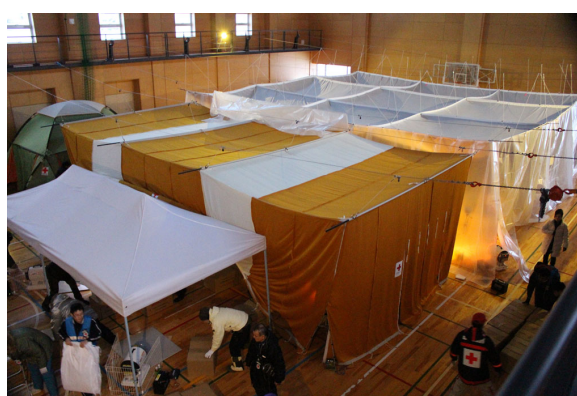


図3 シェルター2種類の外観

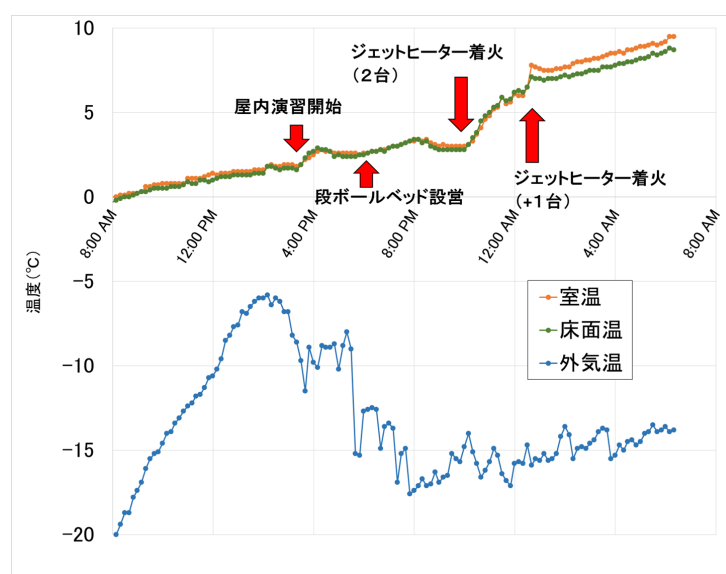


図4 屋外、体育館内気温ならびに体育館床面温

低く 2.1℃であり，無暖房の体育館内は全員で炊き出し等を実施しても 3℃までしか上がらなかった．ジェットヒーターを稼働することで体育館全体の気温も緩やかに上昇したが，一晩明けた朝 7 時においても 9.5℃までしか上がらなかった．床面の温度は気温とほぼ同じ温度で推移した（図 4）．

シェルター内をジェットヒーターで加温し，段ボールベッドを設置した場合の温度変化を図 6 に示す．シェルター内の気温は就寝時に 15℃となり，明け方までほぼ同じ温度を保った．段ボールベッド上はさらに 1℃以上高い温度で推移し，シェルターを使用しない床面と比べて約 10℃高い寝床を確保することができた（図 5，6）．



図 5 段ボールベッドの設置

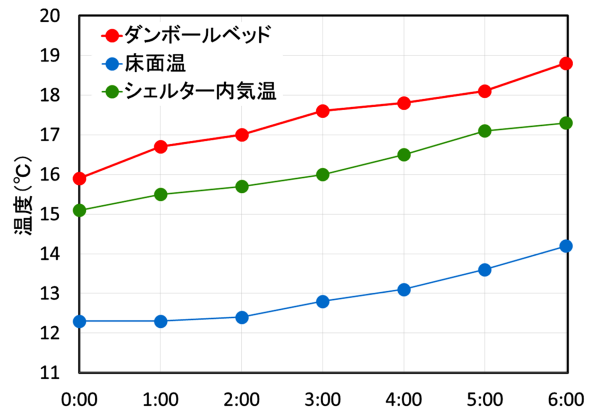


図 6 シェルター内，段ボールベッドの温度

図 7 に参加者の冷感の変化，図 8 に収縮期血圧の変化を示す．演習開始前の室内で冷感を感じている参加者はほとんどいなかったが，暖房なしの体育館での演習を通して就寝前には冷感を強く感じる参加者が増加した．それと同じように，参加者の収縮期血圧は，就寝前に平均で 10mmHg ほどの上昇が見られ，寒さが循環器系に大きな影響を及ぼすことが明らかとなった．暖房を稼働し，段ボールベッド上で就寝することによって冷感ならびに血圧とも演習開始前のレベルまで戻った．これらのデータを裏付けるように，参加者の 9 割はある程度以上睡眠ができたとし，そのうち 2 割は熟睡できたと返答した．

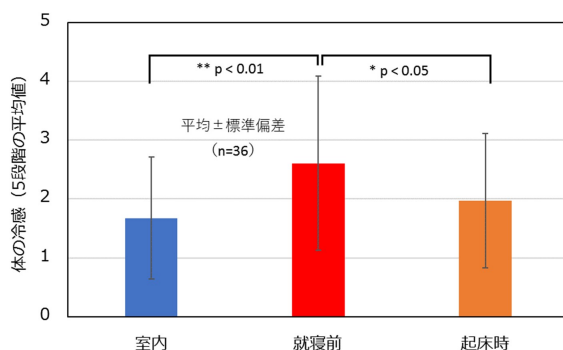


図 7 参加者の冷感の変化

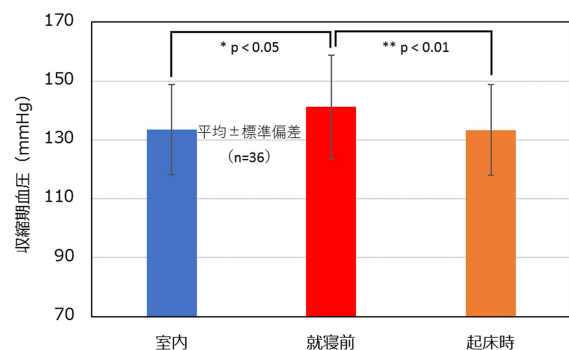


図 8 収縮期血圧の変化

3. 考察と今後の課題

〈シェルターについて〉

我々がこれまで進めてきた検証では体育館内にテント状の構造物を安全にかつ短時

間に展開することが困難であった^{2),3)}。本検証で実証したシェルターシステムは A, B とも 30 分程度で展開が可能であり, 防災性能を有する幕地のため安全性も担保できる。全体で 200 m²ほどの面積となるため, 約 120 名の就寝場所を確保し, 両シェルターとも光を透過する幕地のため, 体育館全体への投光で就寝場所の明るさを提供し治安の維持も確保できる。さらに段ボールベッドの 35cm の高さで段ボール自身の保温性能によって, 就寝時には床面に雑魚寝するよりも 10℃以上の体感温度を上げることに寄与し, 避難者の安眠の確保につながったと考える。シェルターで大きな空間を区分することで, 男女別の安全な空間とすることや, インフルエンザ等の罹患者の区分けにも使用できる。しかしながら, わずか 54kW のジェットヒーターによって著しい二酸化炭素濃度の上昇が確認された。ぜんそくなど呼吸器系の疾患がある方に安全に提供できるとは言えず, 安全に加温する新たな手法の開発が急務である。シェルターは既設型ではあるが技術者の指導を要するため, システムの簡易化も進めなければならない。

〈参加者の血圧等の変化について〉

本演習の就寝前までの体育館内の室温は 5℃前後で, すべての参加者は厚着をし, 防寒着を着用していた。さらに 20 時前後には夕食の炊き出しによって温かいうどんなど約 400kcal ほどのエネルギーを摂取している。にもかかわらずほとんどの参加者が寒さを訴えており, かつ収縮期血圧は平均 141mmHg に上昇した。拡張期血圧も上昇しており, 平時であれば高血圧と診断されるレベルである。このことは冬の寒さを伴う避難所では, 寒冷ストレスによって循環器系疾患の発症・増悪に十分留意しなければならないことを意味する。シェルターや段ボールベッドの使用で冷感を軽減することが安眠にいい, 血圧を落ち着かせることにつながると考えると, 冬の避難所運営マニュアル上で採暖室の設定だけでは不十分であり, 就寝空間を安全に加温することが避難者の命を護ることにもつながる。

〈今後に向けて〉

マイナス 15℃以下という厳寒の環境下で完全停電の設定においても約 120 名の就寝を可能とする空間を創り上げた。二酸化炭素等の課題もあるが, シェルターと段ボールベッドの併用は日本の冬の避難所において提案できる資機材と考えられる。熊本地震では余震の恐れから避難所に入ることをためらう避難者が多くあり, これが車中泊につながった。シェルターを体育館内に設置することは, 天井からの落下物を防護する役割も期待でき, 避難者の心理的な軽減につながる。震災関連死を減らすための減災を推進するべく, 今後も厳寒地のフィールドを用いた検証を継続する。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP15K12493 の助成を受けたものです。

【引用文献】

- 1) 根本昌宏, 尾山とし子, 高橋修平(2013): 寒冷地の冬期被災を想定した実証的災害対策への取り組み, 北海道の雪氷, 32, 74-77.
- 2) 根本昌宏, 尾山とし子(2014): 冬期被災を想定した体育館型避難所演習の実践内容に関する考察, 寒地技術論文・報告集, 30, 122-127.
- 3) 根本昌宏, 尾山とし子(2015): 暴風雪の停電下に暖房避難所を展開するための実践的検証, 寒地技術論文・報告集, 31, 17-22.

豪雪地児童生徒の全身持久性

Endurance of schoolchildren in heavy snowfall regions

須田力 (NPO 法人雪氷ネットワーク)

Tsutomu Suda

1. 目的

毎年 10 月, 体育の日の文部科学省・スポーツ庁の報告¹⁾ から, 北海道の児童生徒の体力運動能力の劣勢²⁾ と, その原因として冬季の運動不足の問題が指摘されている. 豪雪地の児童生徒の冬季の運動量の減少と体力の低下は, 長野県³⁾, 富山県⁴⁾, 北海道⁵⁾ などで報告されている. しかし, 近年では平成 27 年度の中学生の体力合計点および全身持久性のテストである「20mシャトルラン」は, 福井県が男女とも全国一である一方, 下位 5 位グループは, 北海道以外はいずれも無雪地の都府県で, 必ずしも豪雪地の児童生徒が劣っているとは言えない状況もある.

体力は, ほとんどの場合, 8 種目のテスト項目の合計点で評価されている. しかし健康づくりの視点に立つと, 健康関連体力 (Health-related fitness) といわれる体力要素中, 全身持久性が, 子どもの将来の生活習慣病予防, 死亡のリスク低減のために最も重要であることは周知の事実であり, 他の項目が優れているからといって合算して解消されるものではない. 全身持久性を高めるためには活発な運動習慣とともに肥満, 運動不足の解消などの生活習慣要因や生活リズムおよびこれに関連するさまざまな社会・経済・文化的要因の改善が考えられる.

本研究の目的は, 降雪環境の異なる地域間の児童生徒の全身持久力, 生活習慣, 社会・経済・文化的要因の差異および各種要因の相互関連について検討し, 北海道の児童生徒の全身持久性の問題点および体力向上の方策について論議の素材を提供することである.

2. 方法

(1) 分析に用いた資料

文部科学省, スポーツ庁による「体力・運動能力調査報告書における中学生の体力・運動能力」および各種政府統計資料等から, 以下の分析を行った.

- ① 積雪環境の異なる 3 地域, すなわち, 北海道をはじめ全域が豪雪指定である「豪雪地域」(N=10), 「一部豪雪指定地域」(N=14), および全域が無雪地の「無雪地域」(N=23) における中学生の全身持久力, 生活習慣および社会・経済・文化的要因を比較する.
- ② 全身持久力 (20mシャトルランの折り返し回数), 運動量 (週 420 分以上運動実施者の割合) を目的変数とし, 生活習慣および社会・経済・文化的諸要因を説明変数とする重回帰分析により, どのような要因が中学生の全身持久力, 運動実施と関わっているかを抽出する.
- ③ 北海道の児童生徒の全身持久力の問題点と体力向上のあり方を提起する.

(2) 統計処理

①の積雪環境の異なる3地域間の諸指標の平均値の差は、Tukey-Kramer法による多重比較検定を用いた。有意水準の判定は5%以下とした。②は、変数選択法による重回帰分析で、F値を2以上とした。

3. 結果および考察

(1) 積雪環境別比較

表1から、全身持久力および週420分以上運動する割合は、男女共、3地域間で有意差は見られなかった。7～16の全身持久性や運動実施と関わる生活習慣項目におい

表1 中学生の全身持久力、運動実施状況、運動部所属割合、生活習慣および社会・経済・文化的要因の積雪環境別比較

	北海道	A 豪雪	B 一部豪雪	C 無雪	A, B, C間の有意性
N		10	14	23	
1. 男子1500m持久走(秒)平成27年度	408	393	394	398	NS
2. 女子1000m持久走(秒)平成27年度	308	290	293	295	NS
3. 男子20mシャトルラン, 平成27年度	79.8	87.4	85.2	86.3	NS
4. 女子20mシャトルラン, 平成27年度	49.5	59.5	57.8	58.6	NS
5. 週420分以上運動する割合(男子)	77.6	86.4	84.7	83.6	NS
6. 週420分以上運動する割合(女子)	52.4	62.9	61.3	60.3	NS
7. 中学男子運動部所属	69.1	82.9	80.7	77.7	A>C
8. 中学女子運動部所属	47.0	60.7	59.7	57.1	NS
9. 朝食を毎日とる(男子)	80.0	86.5	84.5	82.7	A>C
10. 朝食を毎日とる(女子)	77.0	83.1	81.6	79.9	A>C
11. 平日にテレビ・ビデオ視聴5時間以上(男子)	8.4	6.45	7.04	7.46	NS
12. 平日にテレビ・ビデオ視聴5時間以上(女子)	9.3	6.29	7.49	7.76	A>C
13. 平日にゲーム3時間以上(男子)	29.4	20.74	22.41	23.34	NS
14. 平日にゲーム3時間以上(女子)	18.9	13.03	14.63	15.50	NS
15. 平日に携帯・スマホ3時間以上(男子)	16.7	10.60	11.77	12.80	A<C
16. 平日に携帯・スマホ3時間以上(女子)	25.1	14.58	17.46	19.60	A<C
17. 肥満傾向児出現率(男子), 平成27年度	10.03	8.27	7.65	7.87	NS
18. 肥満傾向児出現率(女子), 平成27年度	10.23	7.71	7.06	7.28	NS
19. 成人肥満者の割合(男性), 平成18～22	38.5	30.90	29.87	33.0	NS
20. 成人喫煙者の割合(男性), 2013年度	39.2	35.93	33.94	33.42	NS
21. 成人喫煙者の割合(女性) 2013年度	17.8	10.23	9.53	9.45	NS
22. 中学生学力テスト正答率, 平成27年度	59.5	61.58	60.15	59.25	NS
23. 一人当たり公園面積(m ²)平成26年度	38.0	18.59	13.31	10.88	A>B, C
24. スポーツ推進委員一人当たり人数, 平成26年度	2774	1805	2241	2553	NS
25. 少年犯罪検挙率(一万人当たり)	49.4	46.61	68.42	75.12	A<B, C
26. 生活保護率(千人当たり)平成25年度	24.8	10.63	7.73	14.10	B<C
27. 完全失業率(2016年推計値)	3.6	2.77	2.66	2.90	NS
28. 子どもの貧困率	21.4	17.29	17.37	19.77	NS

5～16は、スポーツ庁「平成27年度全国体力・運動能力、運動習慣等調査報告書」、28は、戸室⁸⁾による。19は平成18～22年度の5年分の国民健康・栄養調査。

ては、有意差がない場合も含め概して積雪地域は他の地域に比べて、朝食摂取率が高く、テレビ・ビデオ視聴、ゲーム、スマホなどに多くの時間を費やす割合は少なめで

ある。学力テストの正答率も高めで少年犯罪率も低いなど、雪国のハンディは感じられない。

一方、Aに含まれる北海道は、20mシャトルラン、持久走で男女とも大きく劣り、週420分以上運動実施者の割合が低い、運動部所属率が低い、生活習慣も問題傾向があり、学力テストの正答率も低めであることが明らかである。

(2) 重回帰分析の結果

20mシャトルラン(全身持久性)を目的変数とし、関係すると思われる社会・経済・文化的諸要因を説明変数としてピアソンの相関係数を求めた。説明変数7~16の生活習慣に関する項目で、F値が2以上となったのは男子では「運動部所属率」のみで、標準回帰係数 β は0.265、寄与率 R^2 は0.331と低かった、女子で有意となった項目は、「朝食を毎日摂取」(標準回帰係数0.609)、「睡眠8時間以上」(同、-0.432)および「平日に携帯、スマホ3時間以上」(同、0.785)で、寄与率 R^2 は0.431であった。

男子20mシャトルラン、17~28の生活習慣および社会・経済・文化的要因の項目で有意な相関となったのは、「肥満傾向児出現率」(-0.377)、社会・経済・文化要因として「学力テスト正答率」(0.387)、「完全失業率」(-0.433)、「生活保護率」(-0.316)および「子どもの貧困率」(-0.402)であった。相関が有意であった指標を説明変数として重回帰分析を行った結果、男子において有意($p=0.048$)であったのは「完全失業率」のみで、標準回帰係数 β は-0.377($p<0.05$)、寄与率 $R^2=0.199$ も低かった。女子においては、「成人男子肥満者の割合」(-0.298)、「学力テスト正答率」(0.400)、「生活保護率」(-0.386)および「子どもの貧困率」(-0.428)が有意となったものの、重回帰分析で有意となった説明変数はなかった。

本研究と関連するこれまでの研究は、いずれも目的変数として「体力合計点」が採用され、社会・経済・文化的要因として、青地たち⁶⁾は「生活保護割合」および「交通事故発生件数」を、石原たち⁷⁾は、「ひとり親世帯」の特徴である、「朝食の欠食」および「起床時刻」を抽出している。本研究では、20mシャトルランにおいては、特徴的な要因の抽出には成功したとは言えないが、「週420分以上運動する割合」においては、男子は「少年犯罪検挙率」($p=0.012$ 、標準回帰係数 $\beta=-0.345$)が有意で、寄与率 $R^2=0.372$ 、女子においては、「少年犯罪検挙率」($p=0.002$)、および「生活保護率」($p=0.02$)が有意で、標準回帰係数は、それぞれ-0.458および-0.466、寄与率 $R^2=0.310$ であった。

(3) 北海道の児童生徒の全身持久力の問題点と体力向上のあり方

全身持久性のテスト種目である持久走タイム、20mシャトルランは、北海道の児童生徒は男女いずれも全国平均より大きく劣っている。年次推移では、平均値の低下と分散拡大が憂慮される。例えば17歳の男子高校生の1500m持久走の場合、53年前の1964年の平均値は352秒、標準偏差は29秒であった、45年後の2009年においては、平均値が393秒と40秒余りも低下し、標準偏差は61秒と分散が著しく広がっている。

アメリカスポーツ医学会のWillmoreたち⁹⁾は、8~15歳の男子の冠動脈心疾患の危険因子として血清脂質、血圧、糖尿病、肥満などとともに低体力(最大酸素摂取量が42ml/kg/分、12メッツ以下)もあげている。「20mシャトルラン」において最大酸

素摂取量 42 ml/kg/分に相当する回数は 71 回である。全国の中学生男子の「20mシャトルラン」の度数分布で 71 回以下は相当数見られる。全国平均に大きく劣る北海道では、このような健康上のリスクに相当するレベルの生徒が一層多いことは疑いない。

筆者は、2012 年に札幌市内の O 大学の一年生 137 名に対して、中学、高校時代に経験した「20mシャトルラン」および「12 分間走」についてアンケート調査を実施した（未発表資料）。その結果、「20mシャトルラン」および「12 分間走」を「実施したことがある」と答えた割合は、それぞれ 55.5%および 22.6%であった。実施経験者のうち両テストについて、最大酸素摂取量を推定できるテストであることを「知っていた」と答えた者は、それぞれ 5.1%および 1.5%と、ほとんどの者が健康との関連を理解しないままテストを受けていたことが推察された。

このようなことから、体力テスト、とりわけ健康上最も重要な全身持久性の種目においては、事前にその健康上の意義と実施結果から自分がどのような現状にあるのかを生徒に認識される必要がある。そのためにも、文部科学省、スポーツ庁や教育委員会の報告も 平均値や全国順位だけでなく、標本数、平均値、標準偏差、度数分布など統計的検定に基づき具体的な指導ができる公表の方法や評価の工夫が望まれる。

相関分析において、全身持久性と学力テストの正答率は、男子 (0.387, $p<0.01$)、女子 (0.400, $p<0.01$) とも有意な正の相関であった。活発な運動で体力を高めることは、学習の妨げとならないことが示唆される。全国学力テストの数学の問題で体力テストや運動と健康づくりの応用問題が毎回出題されていることから、体力向上と学力向上を結合させる教科の枠を越えた取り組みも検討されてほしいものである。

【参考・引用文献】

- 1) 文部省, 文部科学省, スポーツ庁, 2015: 児童生徒の体力運動能力調査報告書, <http://www.e-stat.go.jp/SG1/estat/NewList.do?tid=000001088875>
- 2) 北海道教育庁保健体育課, 北海道教育委員会, 1964~2015: 児童生徒の体力・運動能力調査報告書.
- 3) 糠谷英勝・吉岡利治, 1977: 寒冷地における学校体育のあり方に関する研究—第一報豪雪地児童の生活時間について—, 信州大学教育学部紀要, **37**, 105-115.
- 4) 小野寺孝一・金子基之・山地啓司ら, 1987: 降雪期が児童・生徒の形態および体力・運動能力に与える影響. 体育の科学, **37**, 55-58.
- 5) 志手典之・新開谷春子・新開谷央, 1990: 小学校児童における有酸素的能力および無酸素的能力の季節変動について, 北海道体育学研究, **25**, 1-6.
- 6) 青地ゆり・芹澤加奈・扇原淳, 2014: 子どもの体力と社会・経済・文化的要因の関連に関する研究: 地域行政基礎データを用いた生態学的研究, 社会医学研究, **31**(2), 181-187.
- 7) 石原暢・富田有紀子・平田耕太・水野眞佐夫, 2015: 日本の子どもにおける貧困と体力・運動能力の関係, 北海道大学大学院教育学研究科紀要, **122**, 93-105.
- 8) 戸室健作, 2016: 都道府県別の貧困率, ワーキングプア率, 子どもの貧困率, 捕捉率の検討, 山形大学人文学部研究年報, **13**, 33-53.
- 9) Wilmore, J.H., et al, 1982: Prevalence of coronary heart disease risk factors in 13-to 15-year-old boys. *Journal of Cardiac Rehabilitation*, **2**, 223-233.

苫前町古丹別地区流雪溝利用者を対象とした アンケート調査報告

A Research for the users of snow-flowing gutters in Kotanbetsu

小西 信義, 野呂 美紗子, 原文 宏 ((一社) 北海道開発技術センター),
西 大志 (苫前町まちづくり企画)

Nobuyoshi Konishi, Misako Noro, Fumihiko Hara, Daishi Nishi

1. はじめに

流雪溝は導入から 30 年が経過し,この間,設備自体の老朽化や沿道地域の過疎高齢化といった社会情勢の変化もあり利用状況の課題も指摘されている。

今後の流雪溝運用方法の改善策を検討するために,沿道住民を対象としたアンケート調査を行った。本稿では,その結果を報告する。

2. アンケート調査の概要

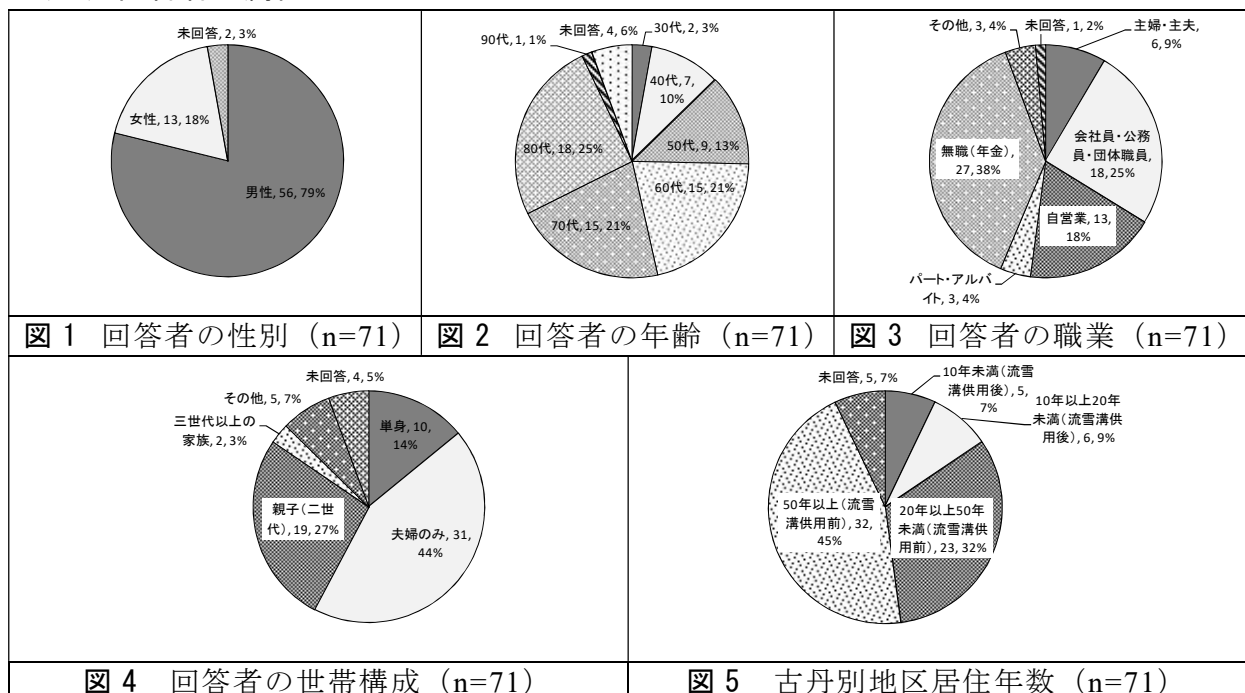
苫前町古丹別地区流雪溝の概要や置かれている状況については,小西らに詳しく,本稿では割愛する。以下,沿道住民の高齢化や施設自体の老朽化といった古丹別流雪溝の実態をより把握するために行ったアンケート調査概要について記載する。

調査期間は平成 28 年 11 月 15 日～25 日。調査対象は同流雪溝管理運営協議会が作成する利用者名簿一覧にある流雪溝沿道住民全 140 世帯を対象とした。調査方法は高齢などの理由により記入困難な方に対しては優先的に対面式調査を行い,基本は郵送式調査を行った。

主な質問項目は,世帯主の基本属性,家屋除雪の有無や箇所,利用ルート,投雪方法など家屋における除雪や流雪溝の投雪作業について,流雪溝があることでよかったことや困っていること,今後の流雪溝の必要性,今後必要な取組などの流雪溝に関する考え方だった。回答率は 50.7%と高く,流雪溝に関する関心の高さが示唆される。

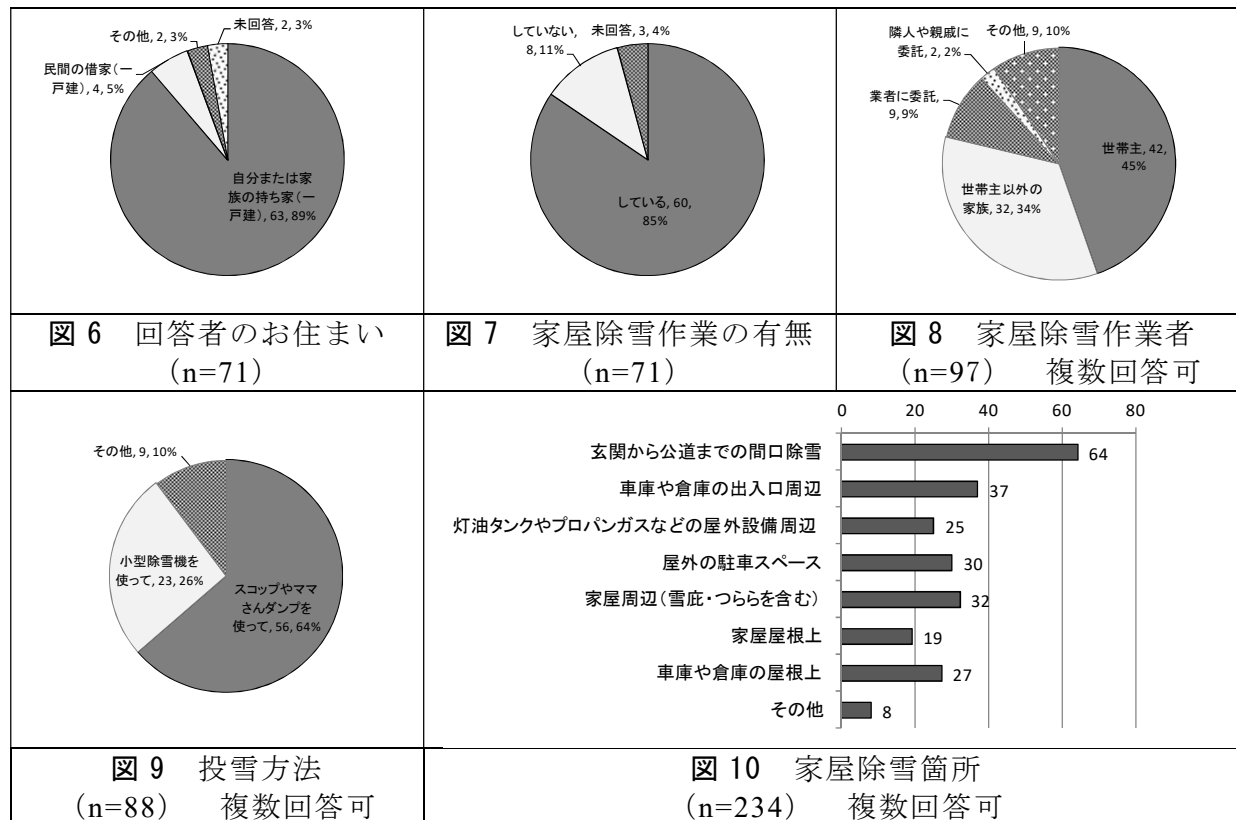
3. アンケート調査結果

(1) 回答者の属性



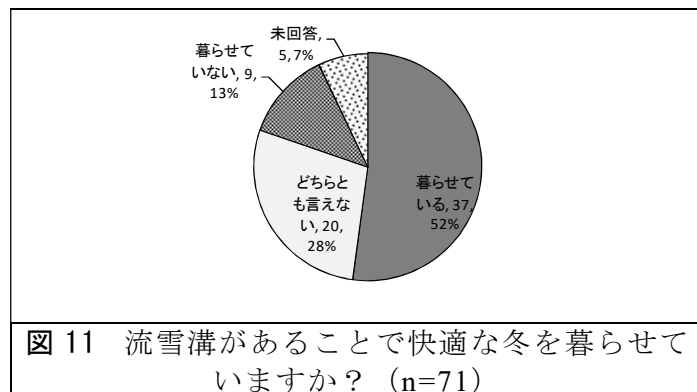
回答者の属性としては単身世帯や夫婦二世帯がもっとも多く、60代以上の回答者が7割近くを占めた。古丹別流雪溝の供用前から居住する世帯が7割以上を占め、流雪溝の供用前の除排雪体制を経験した世帯から回答を得ることができた。

(2) 回答者の除雪作業の状況



回答者において、一戸建ての持ち家に居住する世帯が9割を占め、居住する家屋の8割以上が除雪作業を行っている。家屋における作業者は世帯主とその家族が7割を越え、大半の世帯が自身の家屋の除雪を自前で行っており、業者への委託は1割を下回っている。投雪方法は人力が6割を越え、小型除雪機の利用も3割近くを占めている。

(3) 流雪溝利用に対する考え方(流雪溝があることによる冬の暮らし快適さ)



回答者のうち半数から、流雪溝があることで快適な冬の生活を暮らせているという回答が得られた。一方、「どちらとも言えない」が3割近く、「暮らせていない」が1割いる。

冬期の快適性別で見た流雪溝があることの長所は、冬の生活の快適性に関わらず冬道のバリアフリー化(「歩道が歩きやすいから」「道路の

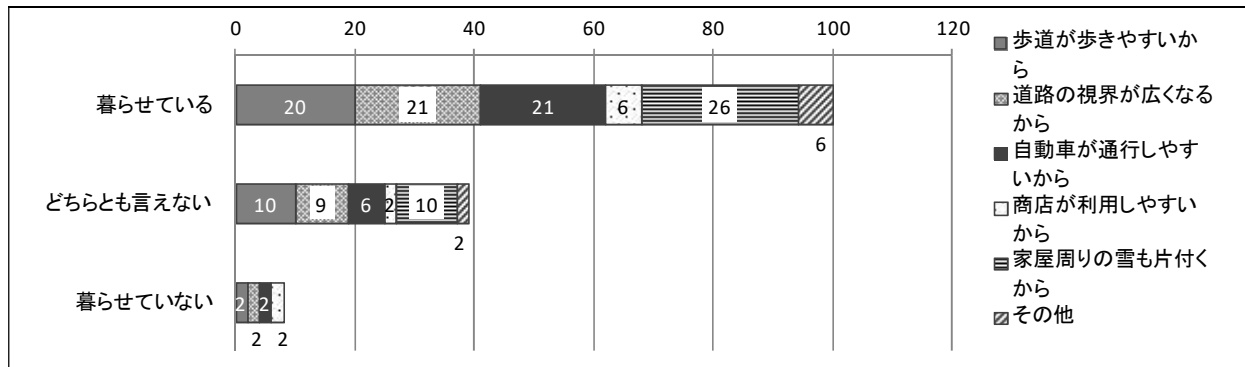


図 12 流雪溝があることでよかったこと (n=122) 複数回答可

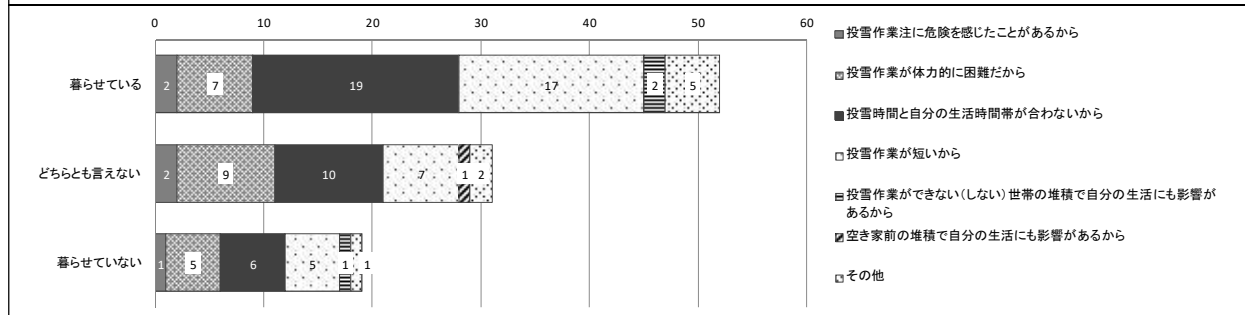


図 13 流雪溝があることで困っていること (n=78) 複数回答可

視界が広がるから」「自動車が通行しやすいから」) で実感しているようである。困り事については「暮らせている」方は主に投雪時間(「投雪時間と自分の生活時間帯が合わないから」「投雪作業が短いから」),「どちらとも言えない」「暮らせていない」方は体力面(「投雪作業が体力的に困難だから」)に集中した。

(4) 流雪溝利用に対する考え方(流雪溝の必要性)

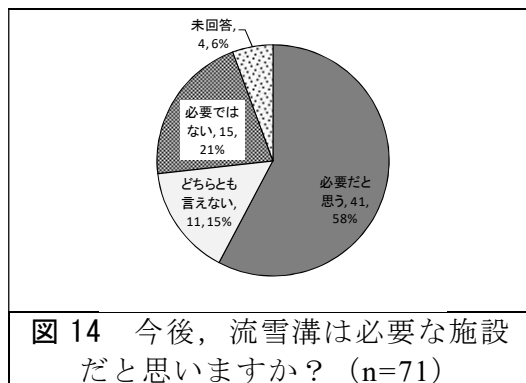


図 14 今後、流雪溝は必要な施設だと思いますか? (n=71)

今後の流雪溝が必要だと思う割合は 6 割近く、「どちらとも言えない」が 1 割強、「必要ではない」が 2 割を占めた。

(3) 流雪溝利用に対する考え方(流雪溝があることによる冬の暮らし快適さ)と総合すると、流雪溝の必要性は冬道のバリアフリーを享受する施設として理解はしているが、体力面での作業の困難さやライフスタイルと投雪時間との mismatch が指摘されていると読み取れる。

(5) 今後冬の快適な暮らしを確保するため必要な取組

次頁図 15 が示すように、流雪溝に対する今後必要だと思う取り組みについては、投雪時間延長や投雪作業の時間帯の調整への要望や小型除雪機による除雪代行者の調達が多く寄せられた。特に、流雪溝の必要性については「どちらでもない」「不必要」という方は、「流雪溝を停止し、ダンプカーによる運搬排雪に切り替える」という意見も目立った。また表 1 の自由回答では、投雪ルールを遵守しない人の指摘、投雪作業時間の見直し、道路管理者による道路除雪への困り事、流雪溝が本来道路管理者との協働による除排雪施設であるにも関わらず、沿道住民がなぜ道路除雪による堆積を投雪しないといけないかという回答もあった。

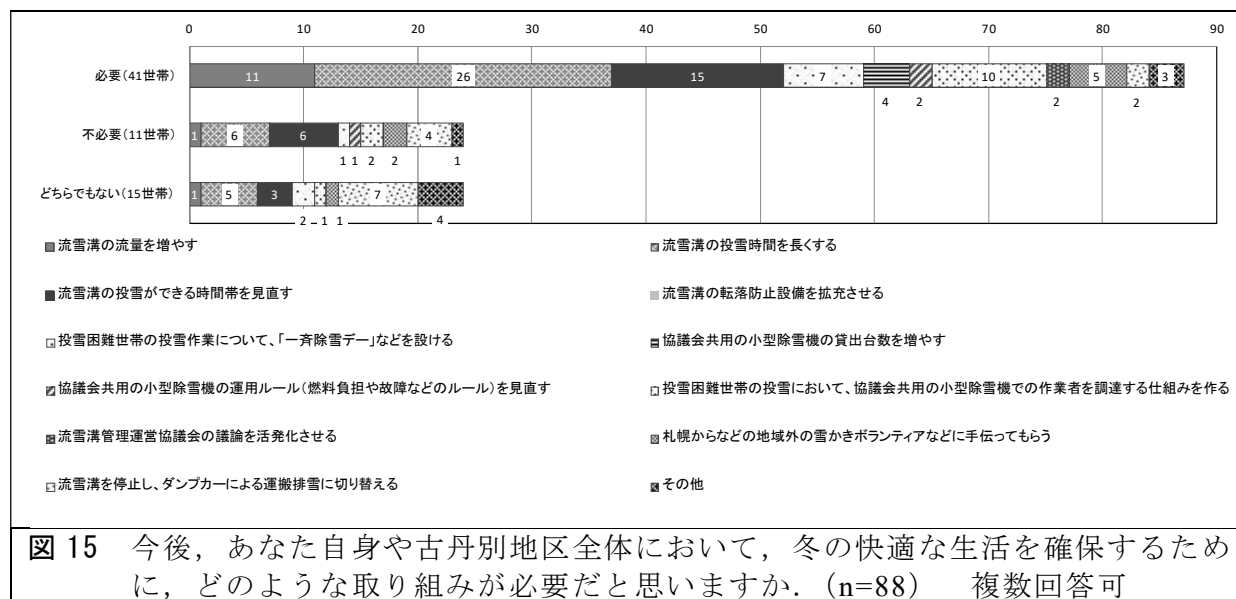


表 1 自由意見

男性	61 歳	流雪溝があることは有難い、但し、高齢化により投雪可能世帯が、少なくなっているのは事実。特に A ルートは高齢化が他ルートよりも進行しているため、担い手がない。
男性	75 歳	投雪時間のルール守る人が年々少なくなりルールを守らない人が増える。また流雪溝運用当初からルール守らない人が多い。ショベルカーなど所有しているところに多く、ルール守っていない。上記のことで管理者または委託業者がもう少しどうしたらよいか考えなければ、ルール守る人が年々少なくなること間違いなし。
男性	82 歳	これから単身の高齢者や空き家の増加などから町内の均一した除雪が困難になってくると思われます。かといって、私自身、自宅及び近所の高齢者住宅の除雪の手助けで手一杯といったところです。作業の効率化、作業人員や除雪機の確保が望まれます。
男性	57 歳	住宅の積雪量より道路の除雪の雪を捨てる量が多いので投雪者に負担がかかる。
女性	未回答	道路の固い雪を置いて行ってもらおうと困る。

4. まとめ

流雪溝利用に関わる実態を把握するため、古丹別地区流雪溝の沿道住民に対して、質問紙調査を行った。流雪溝が冬の快適な暮らしに貢献できているという回答が大半を占めたものの、投雪時間などの投雪ルールの検討や共助の担い手の確保などがニーズとして挙げられた。流雪溝という施設自体が道路管理者と沿道住民との協働を前提としていることから、上記の課題の解決には、流雪溝をめぐる道路管理者と沿道住民との協働関係の再構築が求められる。今後は、施設自体の老朽化の実態調査も行いつつ、道路管理者と沿道住民との協働の再構築に向けた基礎資料を蓄積していきたい。

【引用文献】

- 1) 小西信義ら、2016：流（融）雪溝事始～苫前町古丹別地区を事例に～、北海道の雪氷、35, 79-82.

ディープラーニングを活用した 雪道転倒による救急搬送者数予測の試み An attempt to predict the number of transporting emergency patient slipping in walking on snow roads by using “Deep Learning”

星野洋，加藤諒 ((株)シー・イー・サービス)，
永田 泰浩 ((一社)北海道開発技術センター)，金村直俊 (札幌総合情報センター(株))，
川村文芳，二階堂ひさえ ((一財)日本気象協会 北海道支社)，
ウインターライフ推進協議会

Hiroshi Hoshino, Ryo Kato, Yasuhiro Nagata, Naotoshi Kanemura,
Fumiyoshi Kawamura, Hisae Nikaido, Winter Life Promotion Council

1. はじめに

札幌市内では、毎年 1,000 人近くの方が、歩行者の雪道における転倒により、救急搬送されている(図 1)。転倒の主因の一つとして、歩道や横断歩道に形成される非常に滑りやすい路面(つるつる路面)が深く関与していることがわかっており、ウインターライフ推進協議会では、HP「転ばないコツおしえます。」上で提供する「つるつる予報(路面の滑りやすさの予測情報)」やパンフレット・冊子による注意喚起および調査研究活動を継続的に行っている。

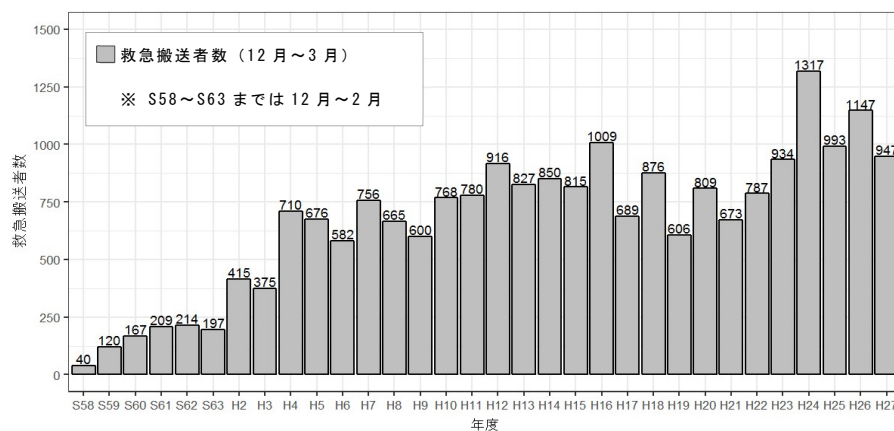


図 1 雪道における転倒による救急搬送者数の推移(札幌市)

図 2 は、平成 26 年 12 月 21 日に札幌市内で約 160 件の雪道転倒による救急搬送が発生した日の路面の状態である。気象条件(前日午後からの降った雨と当日早朝に気温がマイナスに低下した)の影響により、札幌市消防局には早朝から 119 番通報が相次いだ。



図 2 平成 26 年 12 月 21 日の路面状況

本取組は、このような「つるつる路面」の発生を事前に予測し、救急出動の初動支援や市民への注意喚起に役立てることを目的として、過去(5 冬期)の日別救急搬送件数のデータを基に、ディープラーニングを活用し、救急搬送者数を予測するモデルの構築を試みるものである。

2. 予測対象・影響要素の設定

平成 21 年度，22 年度，23 年度，24 年度の 4 カ年のデータ（N=485 日）を学習データとして用いて，図 3 に示した平成 25 年度の日別救急搬送者数の予測を行うモデルを構築する。

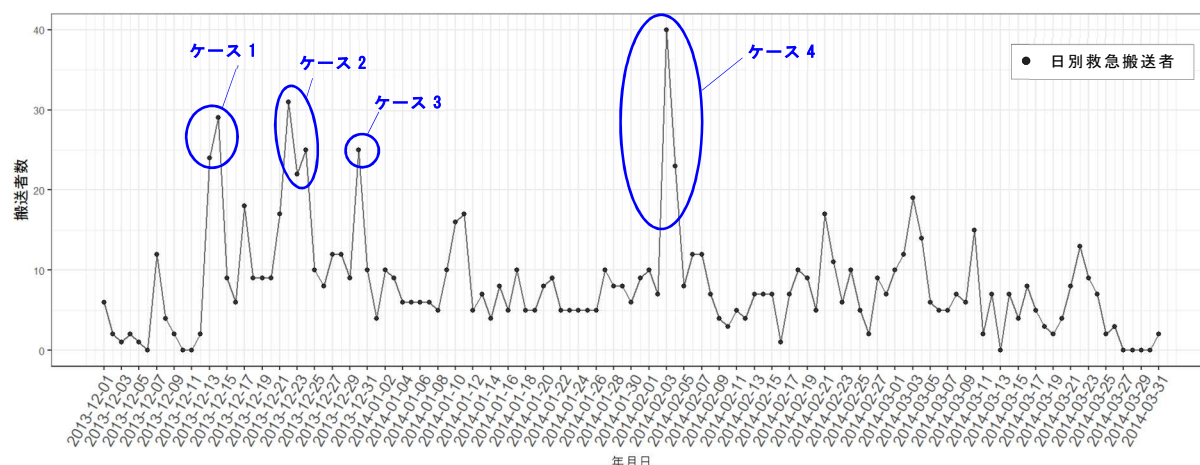


図 3 平成 25 年度 冬期(12 月～3 月)の日別救急搬送者数（データ提供：札幌市消防局）

平成 25 年度の救急搬送者数の傾向は，各月の日別平均搬送者数は 12 月 10.5 人，1 月 7.3 人，2 月 9.1 人，3 月 6.0 人であり，20 人以上が救急搬送された特異日は 4 ケース・8 日間であった。

雪道における転倒による救急搬送者数は，初冬期から厳冬期，晩冬期で変動するとともに，その日の気象条件のほか，路面の状態，市内の人出など様々な要因が複雑に影響していると考えられる．本取組においては救急搬送者数への影響要素を表 1 のように設定した。

表 1 影響要素

影響要素	特徴	要素数
気象データ	当日～過去 6 日間の日降水量，平均気温，最高気温，最低気温，降水量，最深積雪	42
曜日・祝祭日	曜日，祝祭日，祝前日	3
前日搬送者数	予測日の前日の搬送者数	1

気象データは当日から過去 6 日間（当日，1 日前，2 日前，3 日前，4 日前，5 日前，6 日前）の計 7 日前までを影響要素とした．市内の人出に係する要素として，曜日・祝祭日に関するデータも影響要素に設定した．また，前日の搬送者が多い場合は「つるつる路面」が形成されているか、もしくは形成されやすい状況下にある可能性が高いとして，前日搬送者数も影響要素の 1 つとして設定した。

3. 予測手法・モデル構築

予測手法はニューラルネットワークを用いた．ニューラルネットワークは，脳にある脳神経細胞（ニューロン）のネットワークの働きをモデル化したディープラーニング手法の 1 つであり，学習データを基に繰り返し計算を行うことで，コンピュー

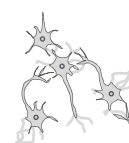


図 4 ニューロン
模式図

タがデータの特徴を学習 (= ニューラルネットを構築・発達させる) し、データの判別を行うものである。

モデルは表 1 の影響要素の組み合わせから複数作成した。パターンを表 2 に示す。

表 2 ニューラルネットワークモデル

	モデル A (要素：少ない)	モデル B	モデル C	モデル D (要素：多い)
気象データ (6 要素)	2 日間 当日と前日 6 要素×2 日=12	2 日間 当日と前日 6 要素×2 日=12	7 日間 当日～6 日前まで 6 要素×7 日=42	7 日間 当日～6 日前まで 6 要素×7 日=42
曜日・祝祭日・休前日	なし	あり	なし	あり
前日搬送者数	あり	あり	あり	あり
要素数	13	16	43	46

4. 結果

搬送者数を 0～5 人, 6～10 人, 11～15 人, 16～20 人, 20 人以上の 5 グループに分類し、実際の搬送者数と予測値が同じグループの範囲内である場合を「適中」と定義した。また、非適中については、実際の救急搬送者数よりも予測値が下回る場合を「見逃し」、予測値が上回る場合を「空振り」と定義した。

予測者数をおよび実際の搬送者数を図に整理した。(図 5-1, 5-2, 5-3, 5-4) また、各モデルの「空振り」「適中」「見逃し」の割合を図 6 に示す。

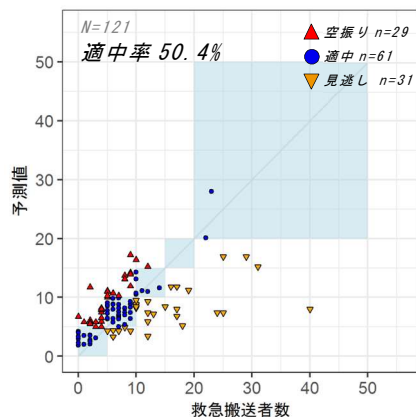


図 5-1 モデル A 結果

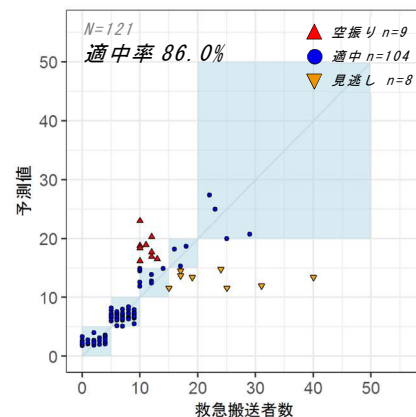


図 5-2 モデル B 結果

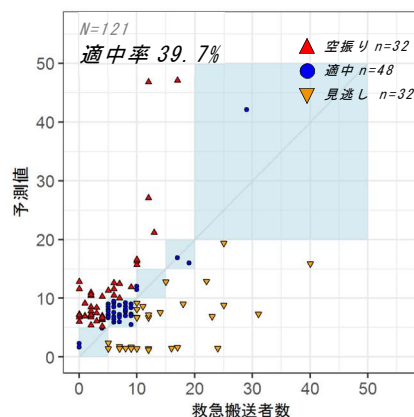


図 5-3 モデル C 結果

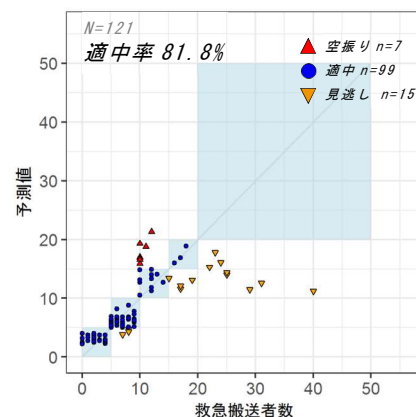


図 5-4 モデル D 結果

モデル B とモデル D には、「曜日・祝祭日・休前日」要素があるが、モデル A と C にはないことから、「曜日・祝祭日・休前日」要素（市内の人出状況）救急搬送者数に大きく影響することが確認できた。また、モデル B の気象データの 6 要素は 2 日分であり、モデル D は 7 日分であるが、気象データの要素については 2 日分のデータで十分な適中率が得られた。

なお、表 2 のパタンのほか、「前日搬送者数」を除いた場合についての試行も行ったが、「前日搬送者数」の有無は予測には影響しなかった。

モデルの一例として、モデル B の予測者数を図 7 に示す。

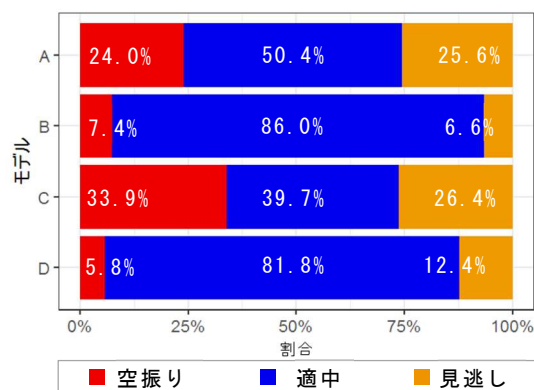


図 6 各モデルによる「空振り」「適中」「見逃し」の割合

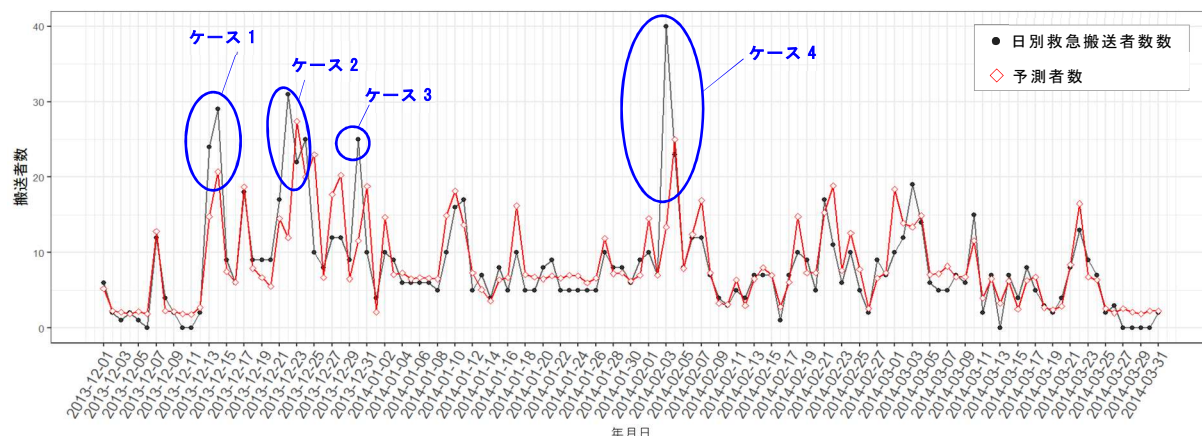


図 7 モデル B 予測者数

特異日（20 人以上搬送される日）は 8 日間であるが、モデル A は 2 日（ケース 2 と 4）、B は 4 日（ケース 1, 2, 4）、C（ケース 1）は 1 日、D は 0 日と予測した。

5. まとめ

ディープラーニングを用いることで、おおむね 8 割程度の精度で救急搬送者数を予測することができた。さらに、予測においては、「曜日・祝祭日・休前日」要素（市内の人出の状況）が与える影響が大きいことがわかった。前 2 日～6 日間の気象データは「つるつる路面」の形成に影響すると考えていたが、本モデルにおいては予測に影響する要素とは判断できなかった。

今後の目標として、このモデルを救急出動の初動支援に役立たせたいと考えているが、そのためには見逃しなく予測することが重要である。本取組で用いた救急搬送者数の学習データは、4 年間分の 485 日分であり、データ数としては少ない。ニューラルネットワークに学習させるデータを増やし、見逃しの少ないモデルを今後検討していきたい。

謝辞

転倒による救急搬送者数データをご提供頂いた札幌市消防局様に深く御礼申し上げます。

積雪の保湿・保温効果を利用した 北国における常緑性低木類の越冬手法

Wintering methods for evergreen shrubs with the keeping effects of warmth and humidity of snow cover in the northern region of Japan

斎藤新一郎（一般社団法人北海道開発技術センター）

Shin-ichiro SAITO

1. はじめに

北海道は、寒冷地方であり、森林帯が冷温帯広葉樹林帯（低地～丘陵）＋針広混交林帯（中山帯以上）である。そして、広葉樹類は、高木～低木の大半が落葉性であり、落葉して越冬する。他方、常緑性の種は、小低木～匍匐低木類であり、大部分が積雪下で越冬する。積雪は、保湿・保温効果によって、積雪下での越冬蔬菜（そさい）類に知られるように、厳しい寒気から常緑樹類を保護する。

それゆえ、この積雪下での越冬を応用するなら、本州方面の常緑性低木～小低木類を北海道に導入して、種数を増やし、庭園や公園で楽しむことが可能になる。こうした試みにあたり、先ず、積雪と樹木の生活形を知る必要がある。

2. 天然分布と植栽分布

自然界における天然分布は、気候（平均気温、気温の年較差、湿さの指数、ほか）を中心に、昔から論じられてきて、気候帯と森林帯が明らかになってきた^{2, 11, 16}。図1に、北海道および周辺における森林帯が示される。

けれども、分布を限定する要因には、気温に加えて、積雪が関係している¹⁵。積雪に適応して、南方起源の樹種が、北方にまで進出できたのである。つまり、生活形を小型化して、積雪の下に潜り込むことによって、その保湿・保温効果を利用して、北方にまで進出できた^{6, 17}。

そのことが、図2に示される。

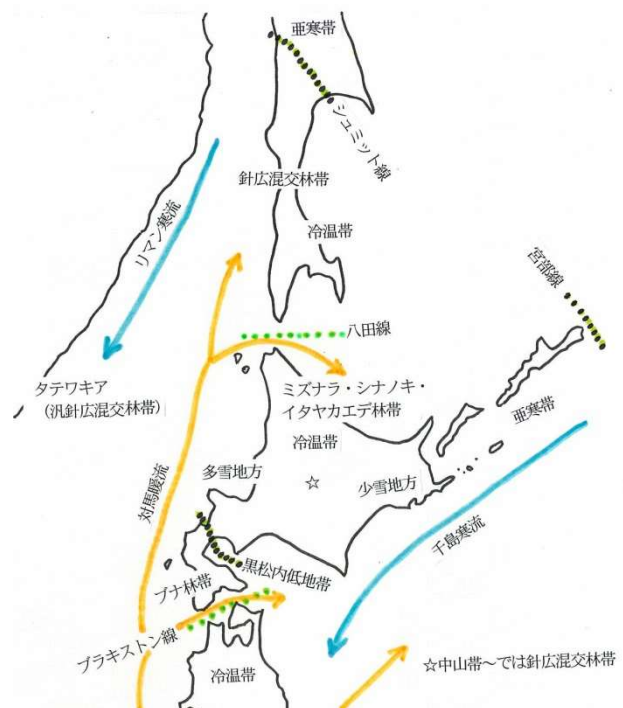


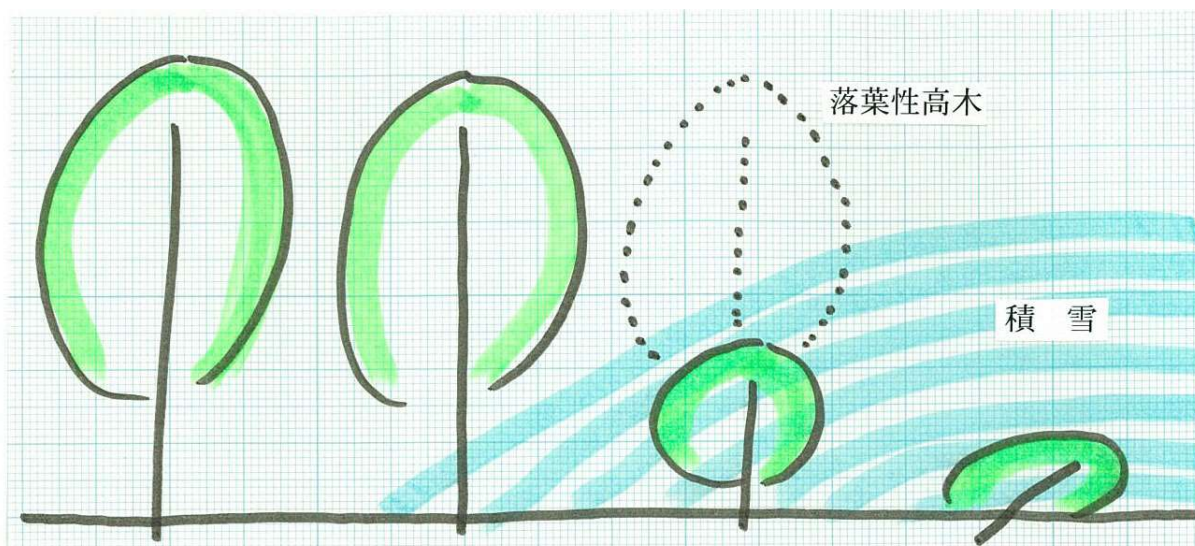
図1 北海道を中心とした森林帯¹⁶⁾
(冷温帯；模式図)

この冷温帯は、シュミット線、宮部線及び黒松内低地帯に囲まれた範囲であり、落葉樹林帯（ミズナラ・シナノキ・イタヤカエデ林帯）である

中山帯より高地では、針広混交林帯（エゾトウヒ＋落葉性広葉樹類）である

黒松内低地帯より南方は、冷温帯でもブナ林帯である

多雪地方においては、積雪下で、常緑性低木が越冬する



常伸性高木 → 常緑性高木 → 常緑性低木 → 常緑性小低木
熱帯 亜熱帯 暖温帯 温帯 冷温帯 亜寒帯

図2 常緑樹類の生活形の小型化による積雪下での越冬と北方への進出^{12, 17)} (模式図)
小型化して、積雪の保湿・保温効果を利用するなら、常緑性のまま北方へ進出できる
同様に、垂直的に、亜高山帯～高山帯へも進出できる^{7, 8)}
あるいは、落葉性に転身して、高木のまま北方へ進出する

さらに、長い地史において、耐寒性を増す^{12, 14)}、冬芽を発達させる²⁾、伏条繁殖する⁸⁾、ほかの適応進化も、南方起源の樹種が北方へ分布を拡大することに役立ってきたにちがいない。

こうして、寒冷多雪地と呼ばれる北海道においても、自生の常緑樹が存在するのであるし、雪害対策を講じながら、それらを積極的に植栽することが可能なのである^{4, 5, 9)}。

なお、分布の制限因子として、タネ散布がある。耐寒性に不足がなくても、タネの散布が不調であれば、分布を拡大できない。風散布、動物散布を考慮する必要がある、加えて、移住の速さ(=散布距離÷生活環の長さ)を検討しなければならない。

そして、植栽すると、一般的に、森林帯を1つ北方まで越えることができる。つまり、種の潜在能力を、植えるという実験生態学によって、把握することが可能である。こうして、暖かさの指数と種の潜在能力は、一致しなくなるのである。

3. 積雪の保湿・保温効果

農業方面で知られているように、積雪と地面の間に置かれた蔬菜は、保温効果(≥0℃)によって、凍結することなしに、越冬する。しかも、掘り上げた蔬菜より、保湿効果によって、瑞々しさを保ち、甘味が増すという。

自然界においても、表1のような積雪と樹木の生活形が知られる^{12, 15, 17)}。

表1 積雪と樹木の生活形（四手井のリスト¹⁷⁾に筆者が加筆した）

科	少雪地	多雪地	科	少雪地	多雪地
マツ	チョウセンゴヨウ	ハイマツ	ミズキ	アオキ	ヒメアオキ
	ヨーロッパアカマツ	モンタナマツ	トウダイグサ	ユズリハ	エゾユズリハ
イチイ	イチイ	キャラボク	モチノキ	モチノキ	ヒメモチ
	カヤ	チャボガヤ		イヌツゲ	ハイイヌツゲ
イヌガヤ	イヌガヤ	ハイイヌガヤ	ツバキ	ツバキ	ユキツバキ

★小型化して、積雪下に潜り、常緑性のまま、厳しい冬を過ごす

少雪地のものは高木～低木であり、多雪地のものは低木～小低木である

4. 越冬方法

寒冷多雪地方における常緑性木本類の越冬方法は、次のようである。

a) 耐寒性・耐雪性に富む種を選ぶ

自生の常緑性低木類を選択する、品種改良する。

b) 単に、積雪下に放置する

匍匐型低木類であれば、積雪下に放置できる。

根雪が遅れそうなら、雪を掛ける、あるいは、切り藁・ほかを載せる。

c) 刈り込む——生垣方式

雪害（積雪の沈降圧害）を受け難いように、刈り込む。

あるいは、雪上に出て、寒害を受けないように、刈り込む。

d) 低く剪定する

地面に近い位置で剪定し、あるいは、地面に這わせるなら、根雪の遅れに対応させる。

e) 雪囲いを工夫する

雪圧害を受けないように、竹・板・柵・縄・ほかで緑化木を囲う^{3, 13, 18)}。

ただし、ムシロなどで見えなくしてはならないし、その保温効果は乏しい¹⁾。

f) 一昔前の越冬方法

鉢上げして、室内で越冬させる。あるいは、土穴（地下窟、ムロ）に置く。

g) 耐寒性のツル類を用いて、電柱、門柱、樹幹に登らせる

ツルマサキを用いる。道南では、キツタ（アイヴィ）も用いる。

h) 取り外せる生垣づくりにする

ワイン用のブドウの栽培のように、生垣づくりにする。

冬期には、生垣（のワイヤー）から外して、地面に這わせ、積雪下に置く。

5. むすび

冬が長い——緑を見られない期間が長い——北海道では、寒冷地と嘆かないで、種の天延分布に縛られないで、植栽分布の可能性を知り、適する種と越冬手法の工夫とで、積雪の保湿・保温効果を利用して、積極的に常緑性の木本類を植えたい。

【参考文献】

- 1) 阿部正明・斎藤新一郎・小松佳幸, 2007: 気温測定からみたイチイに対する菰巻き
の効果について. 北海道の雪氷, **26**, 25~28.
- 2) AXELROD, D. I., 1966: Origin of deciduous and evergreen habits in temperate
forests. *Evolution*, **20**, 1~15. <温帯林における落葉性および常緑性の起源>
- 3) 斎藤新一郎, 1974: 雪害対策としての平坦地における斜植え. 雪氷, **36**, 137-140.
- 4) 斎藤新一郎, 1977: 寒冷多雪地における環境緑化の適樹について. 雪氷, **39**, 84-90.
- 5) 斎藤新一郎, 1979: 冬囲いとしての縄巻き. 雪氷, **41**, 143-145.
- 6) 斎藤新一郎, 1983: ほふく型常緑樹の生態について. 北海道の雪氷, **2**, 44.
- 7) 斎藤新一郎, 1985: 遠音別岳から知西別岳におけるハイマツを中心とした高山植生
について. 「遠音別岳原生自然環境保全地域調査報告書」, 223-295, 環境庁自然保
護局/日本自然保護協会.
- 8) 斎藤新一郎, 1993: 高木類および低木類にみられる伏条更新の諸事例. 日林北支論
集, **41**, 199-201.
- 9) 斎藤新一郎, 2004: 寒乾害および除雪害対策を兼ねた道路緑化における越冬方法に
ついて. 北海道の雪氷, **23**, 40-43.
- 10) 斎藤新一郎, 2007: 寒冷地方における寒さを活かした植栽方法について. 寒地技術
論文・報告集, **23**, 412-416.
- 11) 斎藤新一郎, 2009: 冬芽からみた落葉樹林の歴史. 本人著「落葉広葉樹図譜」,
316-361, 共立出版, 東京.
- 12) 斎藤新一郎, 2010: 樹木の高緯度地方への移住と寒さへの対応——生活形の変化,
冬芽の発達, 真の成長と延伸について. 寒地技術論文・報告集, **26**, 338-342.
- 13) 斎藤新一郎, 2010: 冬囲い. 本人著「地球環境にやさしい道路緑化樹」, p.307-324,
北海道道路管理技術センター, 札幌.
- 14) 斎藤新一郎, 2016: マツ科樹木類が寒冷地方にも生育できる適応性について. 寒地
技術論文・報告集, **32**, 97-101.
- 15) 酒井 昭, 1976: 植物の積雪に対する適応. 低温科学, 生物篇, **34**, 47-76.
- 16) 鮫島惇一郎, 1981: 黒松内低地帯, シュミット線, 宮部線. 北海道百科事典, 上,
583, 867, 下, 756.
- 17) 四手井綱英, 1971: 積雪と樹木の生活形. 雪氷, **33**, 42-43.
- 18) 塚本洋太郎編, 1988~90: 園芸植物大事典, 全 6 巻, 3674pp., 小学館, 東京.

摩周湖の結氷から解氷まで

Observation from freezing till thawing of Lake Mashu

東海林明雄（北海道教育大学名誉教授），蜂谷 衛（環境省自然公園指導員）

Akio Toukairin , Mamoru Hachiya

1. はじめに

摩周湖は北海道の東北部に位置する淡水湖で，面積 19.2 km²，水面標高 351m，最大水深 211.4m，平均水深 137.5m，楕円形で中央に中島がある．特に透明度は，世界最高値の 41.6m の記録を持つ．この湖は，全面結氷しないこともあり，凍結湖と不凍湖の境目の湖で，日本で最後に結氷する．最寒季に全面結氷すると，途中での解氷は無く，春季 4 月下旬から 5 月上旬まで，全面が結氷している．しかし，2 月～3 月上旬迄の最寒季の間に全面結氷を完了できずに，波浪の影響を受けやすい部分結氷の状態では，3 月上旬を過ぎてしまうと，気温と太陽高度の上昇も加わり，その年は，全面結氷することなしに春を迎える．過去 41 年間の記録では，全面結氷 21 回，部分結氷のみ 19 回，未観測 1 回であった．2017 年は，風下側沿岸の部分結氷（図 1）のみで，これは，4 冬季連続の全面結氷無しの記録となった．

2. 観測

摩周湖は，その外輪が，環壁で囲まれており，湖面上 200～330m の展望所の 1 点から，湖面の 95%以上を見通せ



図 1 風下湖岸への吹寄せ雪氷(2017.3.8) 図 2 風下湖岸 2km²の板氷，中央部は一度融氷後再結氷

るといふ観測上の利点がある．観測は，主に，展望所の 1 点から湖面の状態を把握し，観測地点を定めた後，氷上に渡渉して，氷の断面測定，水中測定等を行った．

3. 結果

(1) 結氷初期

図 1 は，風下湖岸への吹寄せ雪氷（2017.3.8）である．図 2 は，風下湖岸 2 km²の板氷で，中央部は透明氷の表面が露出しており，一度融氷後再結氷したことを示している．図 3 のような部分結氷は，容易に割れて漂流し，氷板同士が衝突し擦れあつて，大きな音¹⁾を立て，周囲の山々にこだまさせている．図 1～3 の様な部分結氷の状態では，開水面で発生する風波により

氷板は割れて、湖水に洗われて融解消失する²⁾。しかし、図4のように全面が結氷し、開水面が無くなると、風の影響は少なくなり、氷板は安定し、その厚さを増し続け、強度は飛躍的に増す。図5は、図4の中島とその周辺の結氷状況を示し、上部は摩周岳の裾野で、中島との最短距離は約1,500 mである。中島周辺を含め、摩周湖のほとんどが結氷鏡面になっている。



図3 破壊しやすい部分結氷



図4 全面結氷



図5 図4の中島周辺

(2) 結氷中期

図6には約15 km²の結氷板(1978.2.17)の表面が写っている。図7は、図6の透明氷露出部における結氷断面観測である(1978.2.17)。北海道の東北部に位置する摩周湖では、降雪量が比較的少なく、また、多少の積雪は地吹雪で吹き払われるので、透明氷の表面が露出している部分が多く、図6のような見事な景観に遭遇する機会も多い。図8は、渡渉観測の状況で、この年は6年振りの全面結氷で、中島への渡渉が可能になった。逆さ中島を映しているこの透明氷の内部には、図9~10に示すような、六角形の“空像”³⁾が散在している。空像



図6 全面結氷，約15 km²の結氷板(写真の範囲，1978.2.17)



図7 図6の透明氷露出部における結氷断面サンプル等(1978.2.17)



図8 6冬季振りに全面結氷し渡渉 (北海道新聞 1994.2.20)



図9 透明氷内部の六角形の空像
気泡は無い

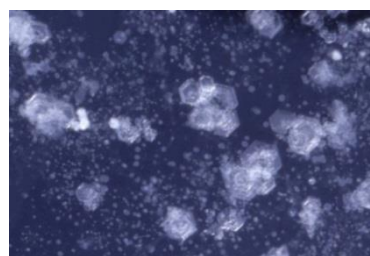


図10 直径30mmの巨大な空像



図 11 氷板下の日射測定



図 12 透明度の測定

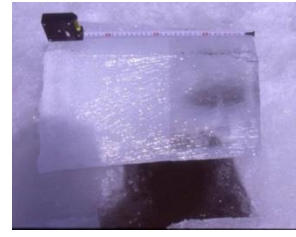


図 13 結氷断面内部の測定

は、透明氷内部を日射が融かしてチンダル像^{2),3)}ができた後、再凍結した時にできるが、特に、摩周湖は透明度が高く、不純物が少ないので、直径 10cm を越えるチンダル像ができることもあり、そのため大きな空像ができる。図 11～13 は、水中観測のようす。図 14 は、無数にできる、幅 1～10mm の細い亀裂（氷厚約 30cm）で、図 15 は、広い湖面に 1～2 本しかできない、幅 150mm の大収縮亀裂（1984.3.3）である。この 13 日後の図 16 では、図 15 の部分が隆起し、図 16 のような、御神渡り^{4),5)}（1984.3.16）が形成された。図 17 は、厚い積雪



図 14 無数にできる
細い亀裂(幅 1～10mm)



図 15 幅 150mm の
大収縮亀裂(1984.3.3)



図 16 図 15 の部分が隆起し、
御神渡りになった(1984.3.16)



図 17 氷板上積雪への浸水

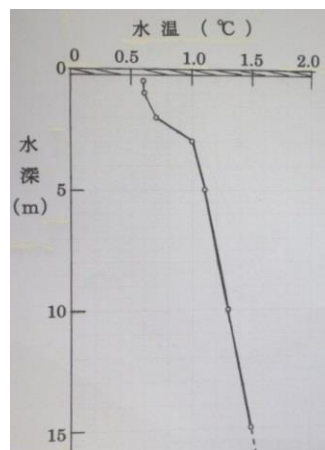


図 18 氷厚 30 cm 下の水温
深度分布 (1994.2.12)



図 19 放射状氷紋
(展望台から)

に覆われた湖面で、その積雪中に、筋状に湖水が浸み上がりつつある状況²⁾にある。図 18 は、水温の深度分布図で、このような水温の水の積雪中への浸透は、積雪を融かして、その内部に水路を作り得る⁴⁾ことが解っている。つまり、放射状氷紋を形成する能力^{6),7),8)}を持っている。図 19 は、展望台から撮影した、摩周湖の放射状氷紋である。

(3) 解氷期

一般に湖の解氷は、図 20 のように、岸边から進む傾向になるが、特に、摩周湖では、流入河川が無いので、その傾向が顕著になる。図 21 は、分解し、漂流する氷板を示している。強風は、一夜にして、これら全ての氷を消し去ってしまう。しかし、平穏な状態が続くと、不純物の少ない摩周湖の氷板は日射による内部融解が遅い²⁾ので、氷は、幾日も残り続ける。全面結氷した後の摩周湖の解氷はおそく、4 月下旬から 5 月上旬になる。



図 20 岸边から解け始めた摩周湖の結氷



図 21 分解し漂流を開始した氷板 (1977.5.11)

4. むすび

湖の結氷の仕方は、その年毎に異なるため、2～3 年位の観測で、結氷の全容を把握することは難しい。そこで今回は、結氷しなかった冬季を含め、摩周湖の 1977 年～2017 年までの、過去 41 年間のデータの中から、結氷初期、結氷中期、解氷期に起こる主な現象について記述し、この湖の結氷から解氷までの記録とすることとした。尚、部分結氷の状況、氷紋、空像、御神渡りの発生等は、流入河川と湖面形状の影響を除くと、基本的には、他の一般の湖でも同じ基本過程として、摩周湖の例を適用できると考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) 東海林明雄, 芥川義行, 水越武, 2003: 列島探訪 (屈斜路湖の御神渡りの音), *National Geographic*, **9**(1), 20 - 23.
- 2) 東海林明雄, 1977: 湖氷 (沈黙の氷原・ミクロとマクロの謎), 講談社, 1-103.
- 3) 東海林明雄, 1977: 湖面の氷に刻み込まれる模様, *科学朝日*, **37**(1), 99-104.
- 4) 東海林明雄, 1980: 日本最大の御神渡し, *サイエンス*, **10**(12), 46-48.
- 5) 東海林明雄, 2001: 御神渡し現象に関する研究—御神渡りの発生とその成長過程に関する考察—, 寒地技術シンポジウム, **17**, 394-401.
- 6) 東海林明雄, 1973: 放射状模様水面の生成機構 I, *雪氷*, **35**(4), 173-179.
- 7) 東海林明雄, 2014: 結氷した湖面などに形成される氷紋, *雪氷*, **76**(5), 355-363.
- 8) Toukairin, A., 1985: Mechanism of Formation of Radially-Grown Melt patterns on the Surface of Ice, *Annals of Glaciology*, **6**, 314-315.

グリーンランド北西部 Bowdoin 氷河における 末端位置の変動と海底地形の関係

Influence of ocean bed geometry on the ice front variations of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland

浅地 泉 (北海道大学 大学院環境科学院 低温科学研究所)

榊原大貴 (北海道大学 北極域研究センター)

山崎新太郎 (北見工業大学 社会環境工学領域)

杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所)

Izumi Asaji, Daiki Sakakibara, Shintaro Yamasaki, Shin Sugiyama

1. はじめに

グリーンランド氷床は近年質量を大きく損失している¹⁾。そして、海洋に流れ出すカービング氷河における氷損失が、グリーンランド氷床の質量損失に大きく寄与していることが多くの研究からも明らかとなった²⁾。特に氷床南部では2000年以降カービング氷河の急速な後退や流動加速による氷質量の損失が報告され、氷床北部でも氷質量の損失が報告されている。しかし、グリーンランド北部では南部と比較して観測例が少ない現状にある。したがって、カービング氷河の変化が氷床北部での質量損失に果たす役割の詳細は明らかとなっていない。そこでカービング氷河の末端付近における変動とそのメカニズムを明らかにするために、2013年よりグリーンランド北西部の Bowdoin 氷河で野外観測と衛星観測を行っている³⁾。本研究では、Bowdoin 氷河において人工衛星データを用いて2000年から2016年までの末端位置変動を測定し、2016年7月に現地で行った氷河前フィヨルドの海底地形調査のデータと共に解析を行った。

2. 観測手法

2.1 観測地

Bowdoin 氷河 (77°41'N, 68°35'W) は、グリーンランド北西部に位置する幅約3 km のカービ

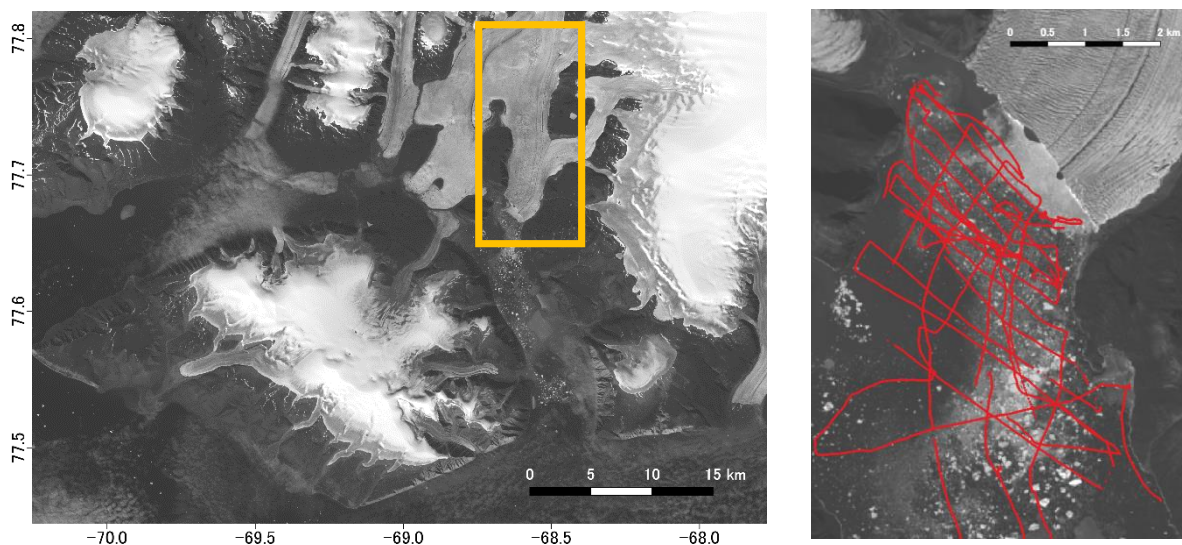


図1. (a) 観測地周辺の衛星画像。Bowdoin 氷河を黄色の枠で示す。 (b) Bowdoin 氷河末端部の衛星画像に海底地形測定の航路図を示す。衛星画像は2016年7月14日撮影の Landsat8 の画像。

ング氷河である (図1a). 本研究では, 2016年7月に Bowdoin 氷河上で氷厚の測定を, 末端前縁に広がるフィヨルドでは海底地形測量を行った.

2.2 衛星画像解析による末端位置の変動

アメリカ地質調査所が配布する Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus と Landsat 8 Operational Land Imager センサーにより取得された人工衛星画像を使用した. 解析には, 2000年から2016年までに取得された, 画像中の雲が占める割合が60 %未満のものを使用した. そして地理情報システムソフトウェア (QGIS) を用いて画像を解析し, 氷河末端位置を PC スクリーン上での目視判別により抽出した.

2.3 海底地形測量

氷河前のフィヨルドでは, 長さ6 m の小型船に Lowrance 社製の HDS-9 Gen2ソナーを取り付け, 海底地形の測深を行った. 航路図を図1b に赤線で示す. 船速10~12 km/h で航行しながら, 毎秒データを取得した.

2.4 氷河下の基盤地形

オハイオ大学製氷レーダを用いて, 氷河上の約200の地点で氷厚の測定を行った. そして, 氷厚の値を差し引くことで基盤の標高を求めた.

2.5 表面標高の変化

NASA の Terra 衛星に搭載されている ASTER によって2001年から2012年までに撮影したステレオペア画像によって DEM (digital elevation model) が作成・公開されている. 本研究ではこのデータを入手し使用した. DEM の分解能は30 m である.

3. 結果

3.1 末端位置と海底地形

2008年から2016年までの氷河末端位置と, 2016年夏の観測により得られた海底地形を図2に示す. 末端位置は, 2008年から2011年の間に氷河の西側部分で最大1.7 km 後退した. 一方で, 末端の東側の後退距離は0.4 km であり, 東西で後退距離に差があることが確認された.

氷河前フィヨルドでは, 氷河末端西側と東側で深さが顕著に異なることが明らかとなった. 末端西側では最深部で約270 m のくぼみがあり, そこから東側にかけてまず180 m の丘を越え, 再び220 m まで深くなるという地形が観測された. a-a', b-b' のラインに沿った断面図を図3に示す. a から a' にかけて最深部で約70 m の高低差があることが明らかとなった. また, b-b' の断面図より, 氷河末端に近づくにしたがって水深が深くなっており, 水平距離が約2 km で深さ方向に約100 m の高低差があることが確認された.

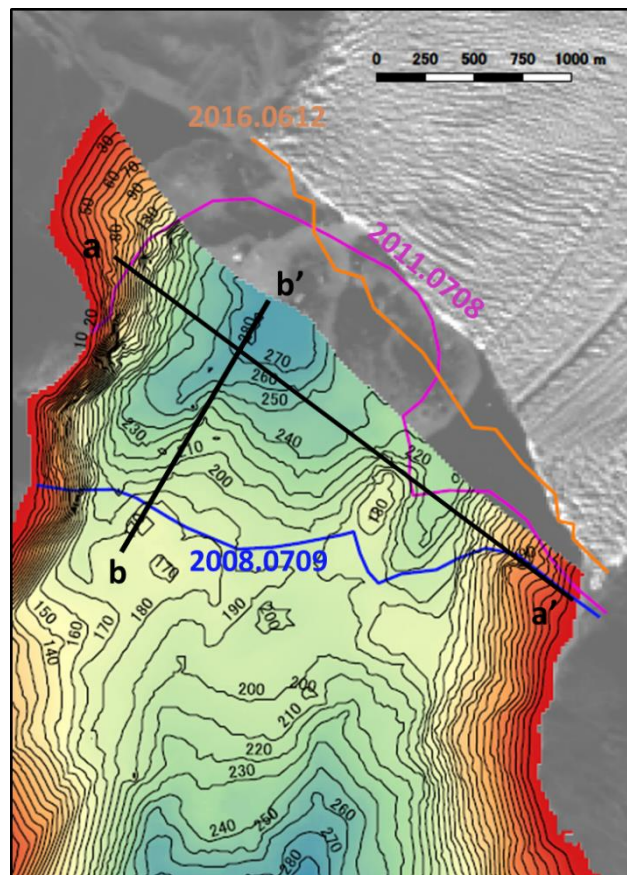


図2 氷河前フィヨルドの海底地形図.

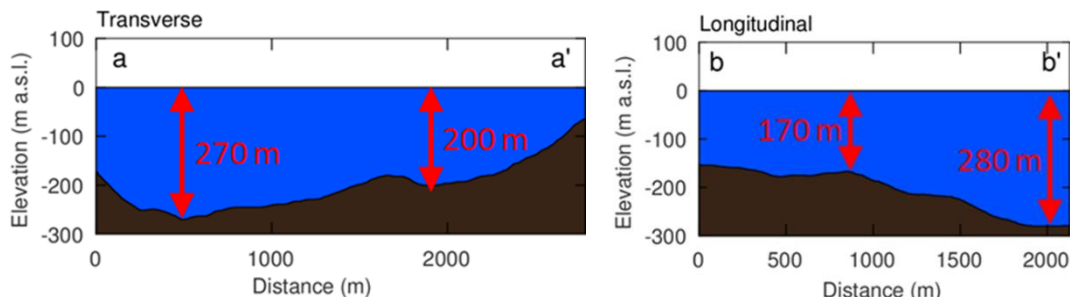


図3 図2に示す a-a', b-b'に沿った海底断面図.

3.2 氷河下の基盤地形

アイスレーダーで氷厚を測定した結果、氷厚は下流から上流に向かって増加し、氷河下流側では約300 m、上流側では400 mを越えていた。氷河末端部分の表面高度を海底地形とともに図4に示す。氷河下の基盤地形でも、氷河前フィヨルドの海底地形と同じく氷河東側よりも西側が20 m以上深い地形が確認された。

3.3 表面標高変化

氷河の表面標高は、2001年から2012年までに測定地点の平均で21 m 低下した。2009年以降は特に末端部分での変化量が大きい。

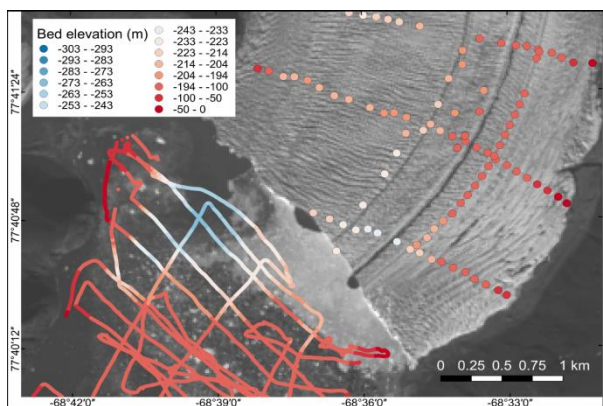


図4 氷河末端部分の海底および氷河底面地形.

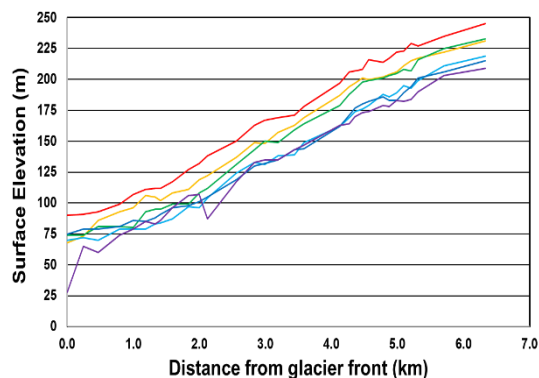


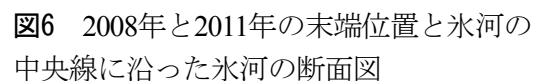
図5 2001年から2012年までの氷河の表面標高.

4. 考察

氷河が2008年から2011年にかけて1.7 km 後退した末端西側の水深は、最も深い地点で270 mに達しているのに対し、比較的後退の少ない（後退距離0.4 km）東側の末端付近の水深は180 m～220 mと浅くなっている。これは、2008年から2011年にかけての末端位置の後退が、氷河末端前縁の海底地形と強く関係していることを示す。

基盤地形において周辺より浅い部分に氷河末端が位置する場合、基盤からの応力が氷河を安定化する効果が提案されている。この仮説に基づくと、この地点からのわずかな後退によって、支えを失った末端が大きくカービングして急速な氷河後退が始まる。Bowdoin 氷河の場合は、末端から約1.5 kmに位置する水深150～200 mの海底リッジの上に、少なくとも1950年頃から2008年までの長期間にわたって末端が位置していた。2008年に末端がこのリッジを離れて後退した

また、氷河下の基盤地形でも氷河の東西で異なる標高を示していることより、今後の後退過程においても東西で後退量に差が出ると予想される。図6に氷河の中央線に沿った断面図を示す。基盤地形の起伏は、2008年～2011年に後退した地域は大きく窪んでいるが、現在氷河底面となっている基盤にはそのような大きな起伏は見られない。したがって、2008年以降に起きたものと同様な急激な後退は、しばらくは見られないと予想される。



本研究では、グリーンランド北西部 Bowdoin 氷河において末端位置変動を測定し、2016年7月に現地で行った氷河前フィヨルドの海底地形調査でのデータと共に解析を行った。末端位置の変化を海底地形と比較したところ、氷河から約1.5 km 離れた海底の窪みが、氷河後退を加速させた可能性が示唆された。2008年に末端がこのリッジから離れた結果、基盤からの応力が減少し、急速な後退を引き起こしたと考えられる。

本研究は ArCS 北極域研究推進プロジェクトの支援を受けて実施した。2016年夏のグリーンランド観測メンバーの協力に感謝する。

- 1) Rignot, E., I. Velicogna, M. R. Van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts., (2011): Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, **38**(5): L05503.
- 2) Ian Joughin, Waleed Abdalati and Mark Fahnestock., (2004): Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Letters to Nature*.,**432**, 608-610.
- 3) Sugiyama, S., Sakakibara, D., Tsutaki, S., Maruyama, M., Sawagaki, T., (2015): Glacier dynamics near the calving front of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland. *Journal of Glaciology*, **61**, No.226, 223-232.

南パタゴニア氷原・グレイ氷河の末端変動メカニズム

Relationship between buoyancy and retreat of Glacier Grey in the Southern Patagonia Icefield

山本淳博（北海道大学低温科学研究所・大学院環境科学院）

箕輪昌紘（北海道大学 低温科学研究所）

杉山慎（北海道大学 低温科学研究所）

Yoshihiro Yamamoto, Masahiro Minowa, Shin Sugiyama

1. はじめに

パタゴニア氷原は南半球で最大の温暖氷塊であり，そのうち南パタゴニア氷原は 12550km^2 を占める¹⁾．南パタゴニア氷原から流出するほとんどの氷河がフィヨルドや湖に流入するカービング氷河であり²⁾，1984年から2010年にかけてその殆どが後退している³⁾．カービング氷河は陸に末端をもつ氷河に比べて後退が急速であることが知られているが⁴⁾，特にパタゴニアでは研究例が少ないため，変動メカニズムの理解が遅れている．カービング氷河の後退要因として，氷河前縁湖の湖底地形の影響が提案されている⁵⁾．本研究の対象地であるチリのグレイ氷河では，1979年以降後退が続いており，特に1990年代後半にかけて大規模なカービングが起こったことが人工衛星データを使った過去の研究から明らかになっている⁶⁾．しかしその末端変動の詳細な研究は2000年以降に限られており，また2003年以降変動は明らかになっていない．さらに氷河前縁湖の底面地形の詳細な観測はされておらず，グレイ氷河の後退のメカニズムについて詳しい研究報告はない．そこで本研究で，2016年までの最新の人工衛星画像を用いてグレイ氷河の末端変動を解析し，1979年から現在までの氷河変動を解析した．また，2016年と2017年にグレイ氷河前縁湖にて現地観測を実施して，湖の深度分布を測定した．得られた観測データと氷河変動の原因として考えられる気候データを用いて，グレイ氷河における近年の変動メカニズムを解明することが本研究の目的である．

2. 研究対象地

グレイ氷河は2000年において全長29km，面積 275.6km^2 であり，100–2344m a.s.l. の標高に位置している．1975年から人工衛星を用いて観測されており，当時グレイ氷河は中央末端と東側末端の2つに分離していた．その後2000年に氷河末端は東側，中央側，西側の3つに分離した．

3. 手法

グレイ氷河の末端変動解析には，米国地質調査所（USGS）で無償配布されているLandsat衛星の画像を用いた．使用した画像はLandsat 2, Landsat 4, Landsat 5, Landsat 7 ETM, Landsat 8が1979–2016年に撮影した合計88枚の画像である．解像度はLandsat 2, Landsat 4が60m，Landsat 5が30m，Landsat 7 ETM, Landsat 8が15mである．氷河の末端部分を東側，中央側，西側の3つに分けて，それぞれの末端部に指定した範囲内の面積をQGISにより目視にて算出した．その後，面積変化量を指定領域の横幅で割

ることで、各氷河末端における平均的な移動距離を算出した⁷⁾。面積は目視により算出したため、末端位置の測定誤差はそれぞれの画像の解像度と同等であると仮定した。

湖底地形の測定は 2016 年 1-2 月と 2017 年 3 月に行った。測定は Lorance 社のソナー HDS-7 を使用し、振動子には Airmar B75M (80kHz) と Airmar P319 (50kHz) を用いた。小型ボートの側面に設置した金属パイプの先に振動子を取りつけて、10km h⁻¹ 程度の船速で移動しながら毎秒深度データを記録した。

気候データは、NOAA が無償配布している Punta Arenas (南緯 50 度 10 分、西経 70 度 56 分) の気象ステーションの気温データを使用した。観測期間は 1973 年から 2017 年までである。

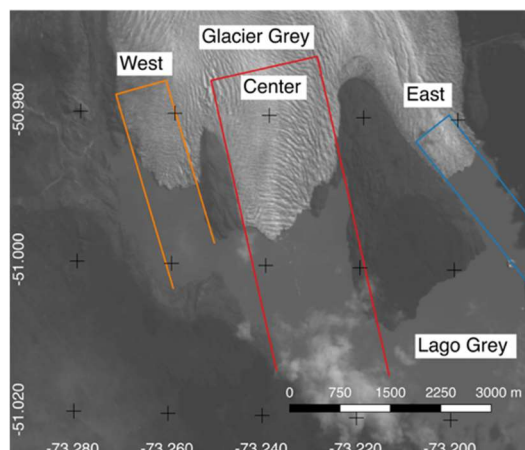


図 1 グレイ氷河末端部の Landsat 8 画像画像 (2017 年 2 月 13 日)。氷河末端の平均的な変動距離を解析するために、青、黄色、赤で示した範囲の面積変化を測定した。

4. 結果

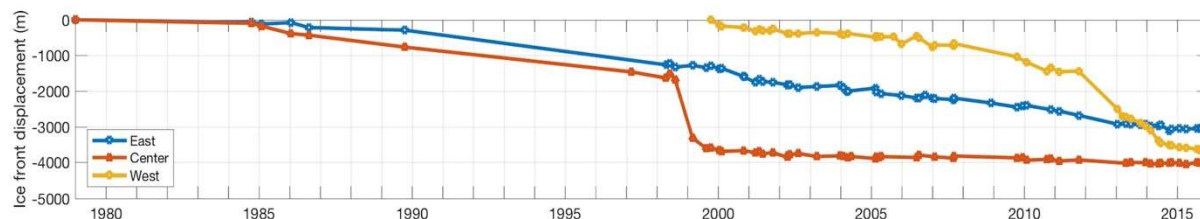


図 2 1979 年から 2016 年における各末端の移動距離。縦軸は負の方向に氷河後退を示す。青、赤、黄色はそれぞれ東側、中央、西側末端の挙動を示す。

末端変動を解析した結果、3 つの末端においてそれぞれ異なる挙動が明らかになった (図 2)。東側末端は 1985 年以降 105m² a⁻¹ で後退し、その後退速度はほとんど変化していないことが明らかになった。一方で西側末端は 2011 年まで 52m² a⁻¹ の速度で後退したのに対して、2011 年以降は 327 m² a⁻¹ と 6 倍以上の速度で後退が進んでいることが明らかになった。中央末端は 1979 年から 1989 年までは 84m² a⁻¹、1990 年から 2016 年までは 41m² a⁻¹ とほぼ一定の後退速度であったが、1989 年から 1990 年の 1 年間で約 0.8m と急速に後退していたことが判明した。

測深の結果を図 3 に示す。中央末端の前縁において湖が他の領域に比べて深く、中央末端から約 1.4km の地点に位置する最深部は 467m であることが判明した。西側末端の前縁約 0.8km では 228m、東側末端では氷河末端から約 0.5km 付近で 246m を観測した。

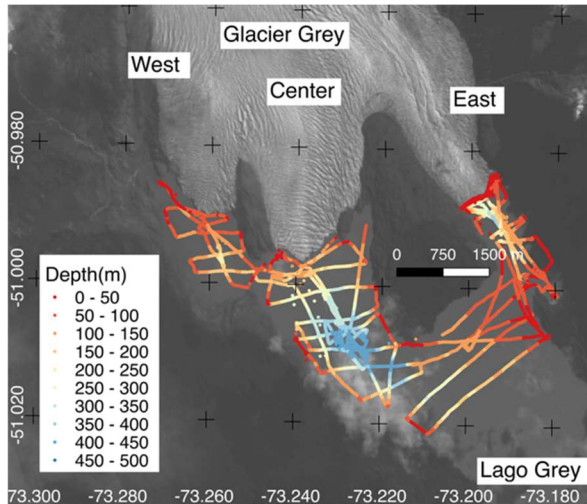


図3 測深を行った船の航跡に沿ってカラースケールで水深を示す。暖色から寒色にかけて水深が大きくなることを示す。

5. 考察

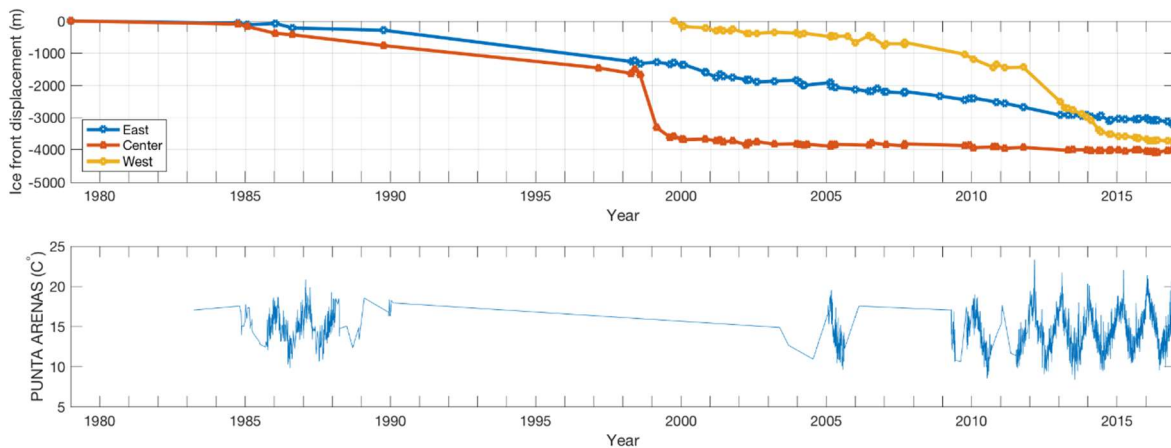


図4 氷河の末端変動と Punta Arenas の気温変化。

各末端の変動を Punta Arenas における気温変化と比較した結果を図4に示す。2012年以降に西側末端での後退速度が増加しているが、このタイミングで顕著な気温変動は見られない。中央末端が急激に後退した1998年に他2つの末端に大きな変動が見られないことから、末端の急激な後退は気温以外の要因に起因すると考えられる。

そこで各末端の変動と氷河前縁湖の基盤地形との比較を行った。まず中央末端では、1989年における末端位置から上流側にかけて基盤地形が深くなっており、1998年における末端位置付近で再び湖が浅くなっている。したがって、大規模なカービングが発生した1989年8月から1999年1月にかけて、湖が周辺よりも深い場所に氷河末端が位置していたことが明らかになった。西側末端では2010年から2013年にかけて氷河末端が湖が深い地域にあった。この末端では2012年から後退速度が増加しており、末端が位置する場所の基盤地形が深くなっていることに影響されていると考えられる。最後に東側末端では、1979年から2010年まで末端位置における基盤地形に大きな起伏は見られない。しかし、その後2010年以降において氷河末端が基盤地形の深みに入り、浅い場所まで後退する様子が確認出来た。東側末端は広範囲に渡って基盤地形が比較的一様であるため、氷河の後退量がほぼ一定であったと考えられる。また氷河の幅が比

較的狭いため、側岸との接触による応力が末端の後退を抑制していた可能性がある。以上の解析から、基盤地形の起伏が広範囲で変化した中央末端と西側末端では、氷河急激な後退に基盤地形が重要な役割を果たしていたことが示唆された。

氷河末端付近では、氷河全体の上載荷重と末端にかかる浮力の 2 つの力が主に働いている。このバランスが不安定になる時にカービングが起これと考えられる。湖底地形が深くなる場所では水面下での氷厚が増加する事によって、浮力が上載荷重を上回るために大規模なカービングが起これと考えられる。一方で本研究では基盤地形が浅くなるような場所で大規模なカービングが発生したが、基盤地形の起伏以外の要因でも氷河末端にかかる力のバランスが崩れたと推測される。

6. まとめ

本研究では、南パタゴニア氷原グレイ氷河における氷河末端変動を、1979 年から現在までの人工衛星画像を用いて解析した。また 2016 年と 2017 年に行った湖の測深データと NOAA から取得した気温データと末端変動との比較を行った。3 つに分かれた氷河末端は、測定期間中にそれぞれ異なる変動を示した。中央末端は 1998 年 8 月から 1999 年 1 月にかけて特に急激な末端後退を示し、5 カ月の間に 1.5km² の面積を消失した。2014 年から 2016 年までは最高気温が 17℃から 20℃と増加しているが、2012 年から 2014 年にかけては 18℃から 17℃と僅かに下がっている。しかし西側末端における急激な後退は 2012 年から 2014 年にかけて起こっており、気温の変化以外の要因で変動していることが考えられる。現地観測で得られた氷河湖の基盤地形の起伏と氷河末端の変動を比較した結果、深みに入ったあと浅みに戻る過程で後退量が増加したことが明らかになった。本研究の結果は、氷河の後退と基盤地形の相関性を示唆するものである。

【参考・引用文献】

- 1) Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., and Casassa, G, 1996 : The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **62**, 1361–1369.
- 2) Rignot, E., Rivera, A., and Casassa, G., 2003 : Contribution of the Patagonia icefields of South America to global sea level rise. *Science*, **302**, 434–437.
- 3) A, White and L. Copland, 2015 : Decadal-scale variations in glacier area changes across the Southern Patagonian Icefield since the 1970s Arctic, *Antarctic, and Alpine Research*, **47**(1), 147–167.
- 4) Benn, D. I., Warren, C. R., and Mottram, R. H., 2007 : Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth-Science Reviews*, **82**, 143–179.
- 5) Nick, F. M., A. Vieli, I. M. Howat, and I. Joughin 2009 , Large scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus, *Nat. Geosci.*, **2**(2), 110–114, doi:10.1038/ngeo394.
- 6) Rivera, A S, Casassa, G, 2004 : Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonk Icefield Arctic, *Antarctic, and Alpine Research*, **36**(4), 379–389.
- 7) T. Moon, I. Joughin 2008 : Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007, *Journal of Geophysical Research*, **113**, F02022, doi:10.1029/2007JF00092.

コハク酸二ナトリウムの 凍結防止剤としての利用可能性に関する研究 Feasibility Study of Disodium Succinate as a Deicer

佐藤賢治, 中島知幸, 徳永ロベルト,
高橋尚人, 石田樹 (土木研究所 寒地土木研究所),
中島範行 (富山県立大学)
Kenji Sato, Tomoyuki Nakajima, Roberto Tokunaga,
Naoto Takahashi, Tateki Ishida, Noriyuki Nakajima

1. はじめに

積雪寒冷地域では、凍結路面对策として凍結防止剤散布が行われている。凍結防止剤には、塩化ナトリウム（以下、塩ナト）が主に使用されているが、道路構造物などの沿道環境への負荷が懸念されている。筆者らは、沿道環境への負荷が小さい、塩ナトに代わる凍結防止剤を開発するため、様々な化合物を調査した結果、主に食品添加物として使用されるプロピオン酸ナトリウム、コハク酸二ナトリウムおよびコハク酸二ナトリウム六水和物に着目し、これまでプロピオン酸ナトリウムの凍結防止剤としての実用化や普及へ向けた研究を実施してきた。¹⁾²⁾

本稿では、プロピオン酸ナトリウム同様に金属腐食抑制効果が高いことが確認されたコハク酸二ナトリウムおよびコハク酸二ナトリウム六水和物の凍結防止剤としての利用可能性を検討するための試験を行った。

2. コハク酸二ナトリウム

コハク酸二ナトリウム (Disodium Succinate, 以下DS) は、国内で主に食品添加物として流通する。DSは、六水和物で化学的に安定し、国内では、コハク酸二ナトリウム六水和物 (Disodium Succinate Hexahydrate, 以下DSH) として製造される (図1)。価格は、DSの試薬が10,000 円/kg程度、DSHの試薬が3,200 円/kg程度。中国品の1フルコンテナ (18t) 取引の場合、DSが620 円/kg程度、DSHが320 円/kg程度であり、いずれも塩ナト (20円/kg程度) と比べると高価である。



図1 コハク酸二ナトリウム
六水和物

3. 凝固点測定

DSおよびDSHの凝固点測定結果を表1に示す。また、DSおよびDSHの剤単価を考慮して、塩ナトとDSおよび塩ナトとDSHの重量比8:2、9:1および19:1混合物も対象とした。本測定結果より、DSおよびDSHは、凍結防止剤として使用するには凝固点が高いことがわかった。一方、塩ナトにDSまたはDSHを混合した場合、塩ナト単体に近い凝固点が得られるため、主に塩ナトを散布している積雪寒冷地域全域で使用する可能性がある。

表1 凝固点測定結果

濃度20% 水溶液	試料	凝固点
	重量比	
塩ナト	－	-19.7℃
DS	－	-6.3℃
DSH	－	-5.9℃
塩ナト・DS 混合物	8:2	-17.4℃
	9:1	-18.5℃
	19:1	-19.5℃
塩ナト・DSH 混合物	8:2	-15.5℃
	9:1	-17.3℃
	19:1	-17.8℃

4. 金属腐食性試験

DS および DSH の金属腐食性を確認するため、地方独立行政法人北海道立総合研究機構工業試験場が定める、凍結防止剤の腐食試験（乾湿繰り返し）を実施した。試験対象剤は、凝固点測定と同様に、DS、DSH、塩ナト・DS 混合物および塩ナト・DSH 混合物とした。また、塩ナト、塩化カルシウム（以下、塩カル）および蒸留水を比較用とした。

金属腐食性試験の結果を図2に示す。結果は、塩ナトの腐食減少量を基準（1.00）とした腐食減少量比率で表し、本値が大きいほど金属が錆び易いと捉えてよい。本試験結果より、DS および DSH は、単体または、塩ナトと混合して使用することで、塩化物系凍結防止剤と比べて沿道構造物の金属腐食の進行を大幅に抑えられる可能性が示唆された。

塩ナトと混合した場合、DSの方が金属腐食抑制効果が高いが、その差は小さく、剤単価も考慮して、以降の試験は、DSHを対象として実施した。

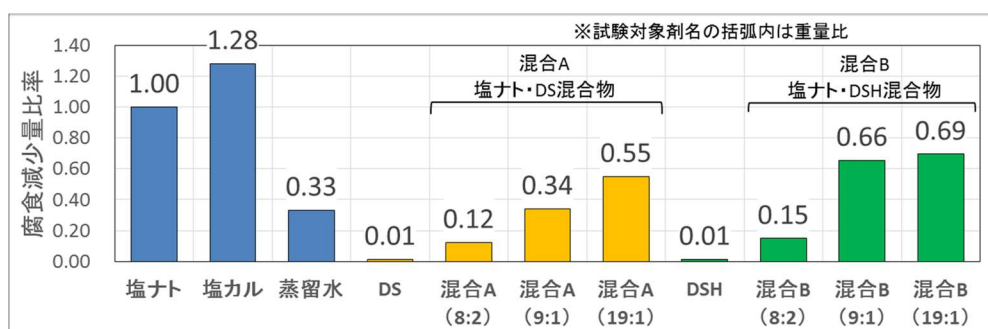


図2 金属腐食性試験結果

5. 有害物質試験

DSHの安全性を確認するため、道路用凍結防止剤として使用する塩ナトの品質規程³⁾に準じ、DSH飽和水溶液（濃度約26%）の含有成分が水質汚濁防止法の排水基準⁴⁾のうち16種類の有害物質の基準値に適合するか確認した。DSHは、16種類全ての有害物質の基準値に適合していることがわかった（表2）。

表2 有害物質試験結果

有害物質の種類	単位	基準値（許容限度）		定量下限	試験結果	適／不適
		一律排水基準 ※1	上乗せ排水基準 ※2			
カドミウム	mg/L	0.03	0.01	0.001	0.001未満	適
全シアン	mg/L	1	検出されないこと※3	0.1	0.1未満	適
有機リン	mg/L	1	検出されないこと※3	0.1	0.02未満	適
鉛	mg/L	0.1		0.005	0.005未満	適
六価クロム	mg/L	0.5	0.05	0.005	0.05未満	適
ヒ素	mg/L	0.1	0.05	0.005	0.002未満	適
総水銀	mg/L	0.005	0.0005	0.0005	0.0005未満	適
アルキル水銀	mg/L	検出されないこと※3		0.0005	0.0005未満	適
PCB	mg/L	0.003		0.0005	0.0005未満	適
チウラム	mg/L	0.06		0.0006	0.001未満	適
シマジン	mg/L	0.03		0.0003	0.001未満	適
チオベンカルブ	mg/L	0.2		0.002	0.002未満	適
セレン	mg/L	0.1		0.002	0.002未満	適
ホウ素	mg/L	10（海域以外）、230（海域）		0.02	0.01	適
フッ素	mg/L	8（海域以外）、15（海域）		0.1	0.1未満	適
アモニア、アンモニウム化合物、亜硝酸化合物及び硝酸化合物	mg/L	100		0.22	0.05未満	適

備考 ※1 「排水基準を定める省令」に定める排水基準許容限度
 ※2 北海道が条例で定める排水基準許容限度
 ※3 「検出されないこと」とは、環境大臣が定める方法により水溶液を検定した場合において、その結果が当該検定方法の定量下限を下回ることをいう。

6. 融氷特性に関する試験

DSHの融氷特性を確認するため、低温恒温室で融氷量試験を実施した。

試験条件を表3に示す。試験対象剤は、塩ナトおよびDSHとし、金属腐食性試験の結果から、塩ナトとDSHの重量比8:2混合物（以下、混合物8:2）も加えた。

試験実施手順を以下に示す。i) 試験容器に水道水 200 ml を入れて凍らせた後、室内を試験温度に設定する、ii) 試験対象剤を氷表面に散布し、各経過時間後の融出水の質量（以下、融氷量）を計測する。

融氷量は、吸水性の高い紙で融出水を吸い取り、紙を重量計で計測した。融氷量は、同一条件に付き3 サンプル測定し、平均値を結果とした。

各試験温度での融氷量の経時変化を図3に示す。DSHは、-5℃以上では、塩ナトと比べて3割程度の融氷性能だが、-8℃以下では、ほぼ融氷に作用しないことがわかった。しかし、混合物8:2は、温度にかかわらず塩ナトと比べて7～8割程度の融氷性能があり、塩ナトとの混合が融氷性能の面からも有効であることを確認した。

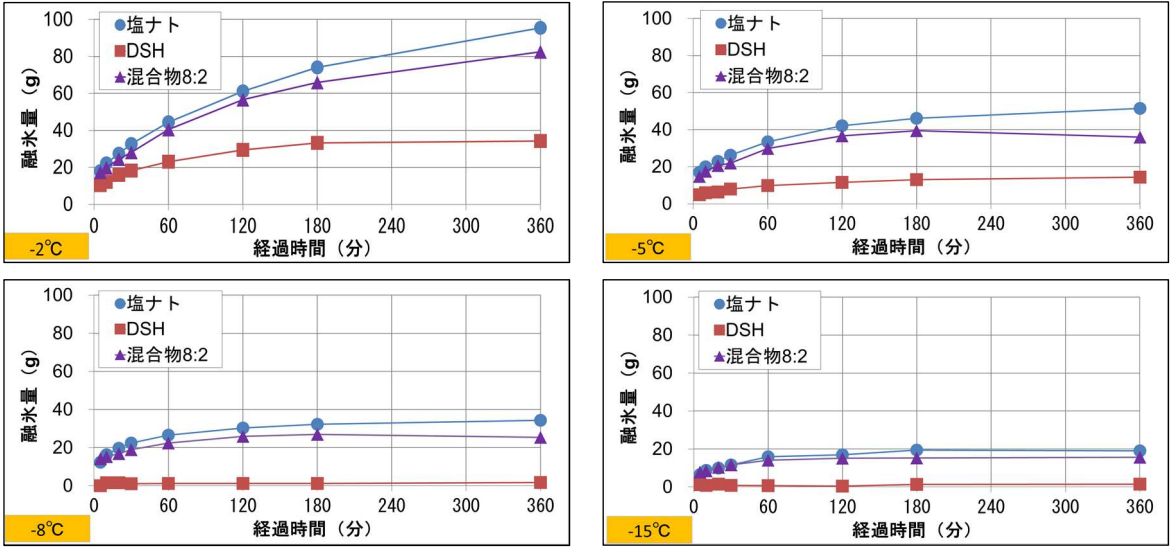


図 3 融氷量の経時変化

7. 植物の生育に与える影響に関する栽培試験

DSHが植物の生育へ与える影響を確認するため、植物に対する害に関する栽培試験の方法⁵⁾に準拠し、こまつなを供試植物とした栽培試験を実施した。

試験条件を表 4 に示す。試験対象剤は、融氷量試験同様、塩ナト、DSH および混合物 8:2 とし、土壤に添加する量を変え、生育状況を調べた。

試験実施手順を以下に示す。i) 供試土壌 500 ml に対して所定の肥料を施肥する、ii) 試験対象剤を 1 mm のふるいを通して均質化し、施肥後の供試土壌に添加してよく混和した後、試験容器に詰める、iii) 土壌水分を調節し、こまつなの種子を試験容器あたり 20 粒播種する、iv) 所定の管理方法で栽培し、播種後 21 日目に収穫する。

土壤に添加する試験対象剤の量は、1.0 g、2.0 g、4.0 g および 8.0 g とし、比較用に試験対象剤を添加しない土壌（以下、無添加）を用意した。また、各添加量につき 2 鉢ずつ用意した。調査項目は、こまつなの種子の発芽数（本）、葉長（mm）および生体重（g/鉢）とし、調査結果

表 4 栽培試験条件

試験容器	ノイバウエルポット d*H=113*65mm（表面積0.01m ² ）
試験対象剤	塩ナト（純度95.0%以上） DSH（純度95.0%以上） 混合物8:2
剤の粒径	1.0 mm未満（ふるいがけ）
土壌添加量	1.0、2.0、4.0、8.0 g（比較 0.0 g）
室内温度	15～25℃

は、2鉢の平均値とした。その他、土壌中の水素イオン指数 (pH) および塩化物イオン (Cl⁻) 濃度を調査した。

21 日目 (収穫前) の生育状況の写真および試験結果を表 5 に示す。塩ナトおよび混合物 8:2 は、土壌添加量の増加に伴い発芽・生育が落ちている。これは、いずれも塩ナトが影響を与えていると考えられる。ただし、混合物 8:2 は、塩ナト単体と比べて塩ナトの土壌添加量が少ないため、塩ナト単体よりも生育への影響が小さくなっている。一方、DSH の 1.0 g と 2.0 g で無添加と同等以上の生育がみられたのは、塩ナトによる発芽・生育阻害がなかったことと併せ、DSH にこまつなの生育を促進する作用があったためと考えられる。

今回、こまつなを対象に試験を行ったが、実道への適用を検討する場合には、土壌条件や植生の多様性を考慮して、試験条件を設定することが望ましい。

8. まとめと今後の予定

本研究では、以下の知見が得られた。

- (i) 塩ナトと DSH の重量比 8:2, 9:1 および 19:1 混合物は、塩ナトの約 1~7 割程度まで金属腐食を抑えることが出来る
- (ii) DSH は、有害物質に関する道路用凍結防止剤の品質規定をクリアした
- (iii) 塩ナトと DSH の重量比 8:2 混合物は、融氷性能が塩ナトに近い
- (iv) DSH は、土壌への混入量によっては、こまつなの生育に好影響を与える場合がある
- (v) 塩ナトと DSH の重量比 8:2 混合物は、塩ナトと比べてこまつなの生育への影響が小さい

以上の結果から、今後は、DSH および塩ナト・DSH 混合物を対象にコンクリート凍害劣化への影響、試験道路での散布試験および現場での施工性検証を実施し、適切な混合割合および散布方法を決定する予定である。

【参考文献】

- 1) 佐藤賢治, 藤本明宏, 切石亮, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中島範行, 2015: 新しい非塩化物系凍結防止剤の環境性能と路面すべり抵抗改善効果について, 寒地土木研究所月報, **753**, 34-38.
- 2) 佐藤賢治, 藤本明宏, 中島知幸, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 石田樹, 中島範行, 2016: 新しい非塩化物系凍結防止剤の融氷特性と植害に関する研究, 寒地技術論文・報告集, **32**, 141-145.
- 3) 凍結防止剤性能及び品質規定検討委員会, 2004: 凍結防止剤 (塩化ナトリウム) の品質に関する調査報告書.
- 4) 排水基準を定める省令 (昭和 46 年 6 月 21 日総理府令第 35 号).
- 5) 昭和 59 年 4 月 18 日農蚕第 1943 号農林水産省農蚕園芸局長通知.

表 5 21 日目 (収穫前) の生育状況と試験結果

調査項目	無添加	塩ナト			
		1.0 g	2.0 g	4.0 g	8.0 g
発芽数 (本)	20.0	20.0	19.5	0.0	0.0
葉長 (mm)	128.0	97.0	53.0	0.0	0.0
生体重 (g/鉢)	7.73	6.29	1.13	0.00	0.00
pH	5.2	5.1	5.3	5.5	5.3
Cl-濃度 (mg/mg)	16	800	1900	4400	9200

調査内容	無添加	DSH			
		1.0 g	2.0 g	4.0 g	8.0 g
発芽数 (本)	20.0	20.0	20.0	20.0	0.0
葉長 (mm)	128.0	146.0	125.0	99.0	0.0
生体重 (g/鉢)	7.73	11.65	10.97	8.79	0.00
pH	5.2	6.3	7.0	8.0	9.0
Cl-濃度 (mg/mg)	16	18	23	27	37

調査内容	無添加	混合物 8:2			
		1.0 g	2.0 g	4.0 g	8.0 g
発芽数 (本)	20.0	20.0	18.5	13.0	0.0
葉長 (mm)	128.0	110.0	87.0	50.0	0.0
生体重 (g/鉢)	7.73	7.91	4.11	1.39	0.00
pH	5.2	5.2	5.4	5.8	6.2
Cl-濃度 (mg/mg)	16	810	1500	3300	6500

近赤外線を用いた凍結および圧雪路面の計測試験 Measurement Test Using NIR on Icy or Snowy Road Surface

中島知幸, 高橋尚人 (土木研究所寒地土木研究所), 舘山一孝 (北見工業大学)
Tomoyuki Nakajima, Naoto Takahashi, Kazutaka Tateyama

1. はじめに

積雪寒冷地における基本的な凍結路面对策として凍結防止剤が散布されているが, 維持管理コストの縮減等の観点から, 散布の一層の効率化が必要である. 冬期路面管理マニュアル(案)では, 「散布は, 気象条件, 路面条件等により適切な散布剤(材), 散布手法等を選定し, (中略) 最小限の散布量で効果的な利用を図る」としている¹⁾. 道路管理者は道路巡回, 気象データの活用に取り組んでいるが, 路面上の雪氷量を計測する実用的な技術がないため, 散布の判断や散布量調整は, オペレータの経験に基づいて実施されている.

本研究では, 道路交通の支障とならず路面状態を評価可能な方法として, 光学式センサーを用いた路面状態の評価に取り組む. 本稿では, 平成28年度の冬に実施した, 近赤外線を使用した凍結および圧雪路面の計測を目的とした野外試験の結果について報告する.

2. 計測試験

試験は, 2017年2月に, 北見工業大学の構内で実施した.

近赤外線を用いた計測システムおよび試験条件を図1および表1に示す. 測定対象路面として, 15cm×15cm×3cmの密粒度アスファルト舗装供試体を使用し, 嵩上げ用の板を用いて, 乾燥路面, 凍結路面および圧雪路面(圧雪表面)が同じ高さになるように調整した. 反射光の測定には可視赤外分光放射計を使用し, 光源はハロゲンランプ(50W)とした. 角度調整機能付きの測定用治具を使用し, 光源から舗装供試体への光の照射および舗装供試体からの反射光の受光は, 同一の角度とした.

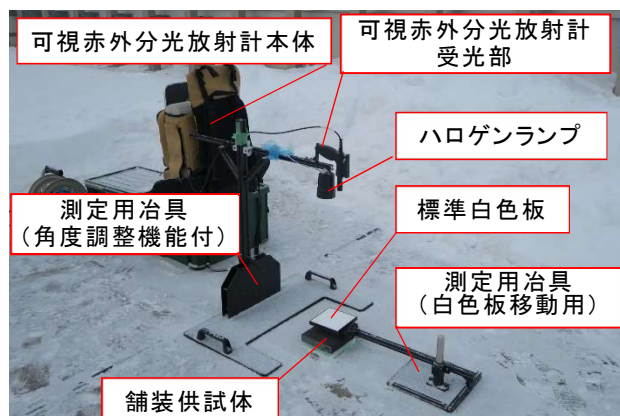


図1 計測システム

表1 試験条件

日時	2017年2月1日17:35~20:30	
	2017年2月2日18:30~22:30	
場所	北見工業大学 第1総合研究棟屋上	
天候	曇り時々雪	
路面状態	乾燥、凍結、圧雪	
計測対象路面	密粒度アスファルト舗装供試体	
光源	ハロゲンランプ(50W)	
厚さ	氷膜	0.5mm、1.0mm、1.5mm、2.0mm
	圧雪	10mm、20mm
照射・受光角度 (水平を0°とする)	45°、55°、65°、75°、85°	

測定対象である凍結路面は、純水を使用して作製した（図 2）。氷膜の厚さはデジタル塗膜厚計で計測し（図 3）、調整した。また、圧雪路面の作製には、自然雪を使用した。雪の密度が 500kg/m^3 となるように、重量を調整してプラスチック容器に入れ、乾き軟圧雪と乾き硬圧雪の中間²⁾となるように押し固めて作製した（図 4 および図 5）。



図 2 作製した氷膜路面



図 3 氷膜厚の計測



図 4 作製した圧雪路面



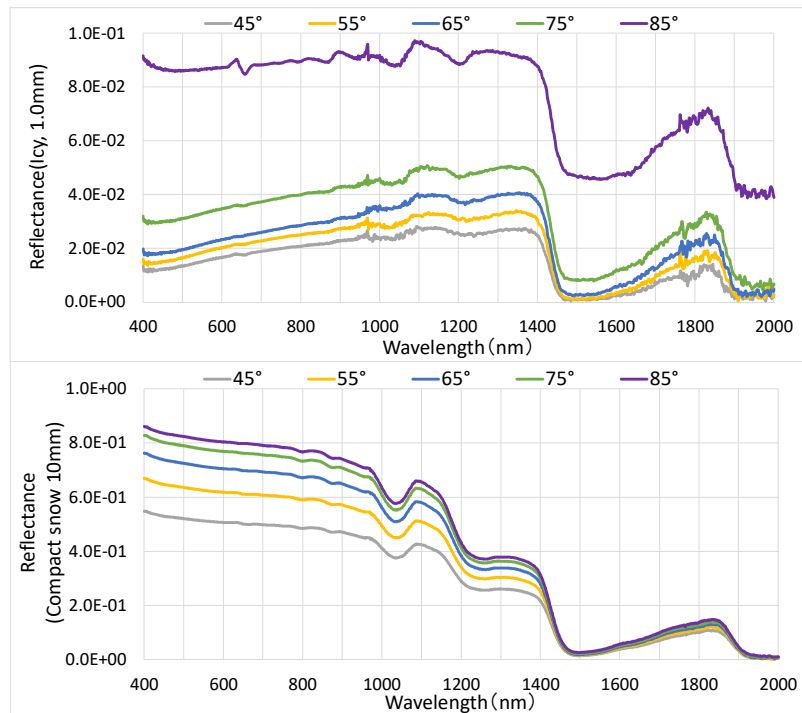
図 5 圧雪の作製
(左：重量計測，右：押し固め)

試験手順を述べる。

- i) 85° の角度に光源および可視赤外分光放射計の受光部を設置し、舗装供試体（乾燥）からの反射光を計測する。
- ii) 舗装供試体上に標準白色板を設置し、反射光を計測する。
- iii) 上記 i)から ii)を 3 回繰り返す。
- iv) 上記 i)から iii)を 75° 、 65° 、 55° および 45° でも計測する。
- v) 舗装供試体（乾燥）を舗装供試体（凍結：0.5mm、1.0mm、1.5mm および 2.0mm）に交換し、i)から iv)の計測を実施する。
- vi) 舗装供試体（凍結）を舗装供試体（圧雪：10mm および 20mm）に交換し、i)から iv)の計測を実施する。

3. 試験結果

近赤外線による凍結路面および圧雪路面の計測結果を図 6 に示す。横軸は波長，縦軸は反射率を示している。反射率は、可視赤外分光放射計で計測される，計測の基準となる標準白色板からの反射光に対する比率を示している。凍結路面および圧雪路面ともに，計測された反射率は角度が直上に近づく程大きくなり，各角度間で波形の特徴は類似している。また，波長 1500nm および 2000nm 付近において，その他の波長帯よりも反射率が大きく低下している。凍結路面の 85°については，波形の形状はその他の角度の波形と類似しているが，反射率は計測した全波長で高い。この原因は，凍結路面の 85°の計測結果には，直接反射光が含まれているためと考えられる。

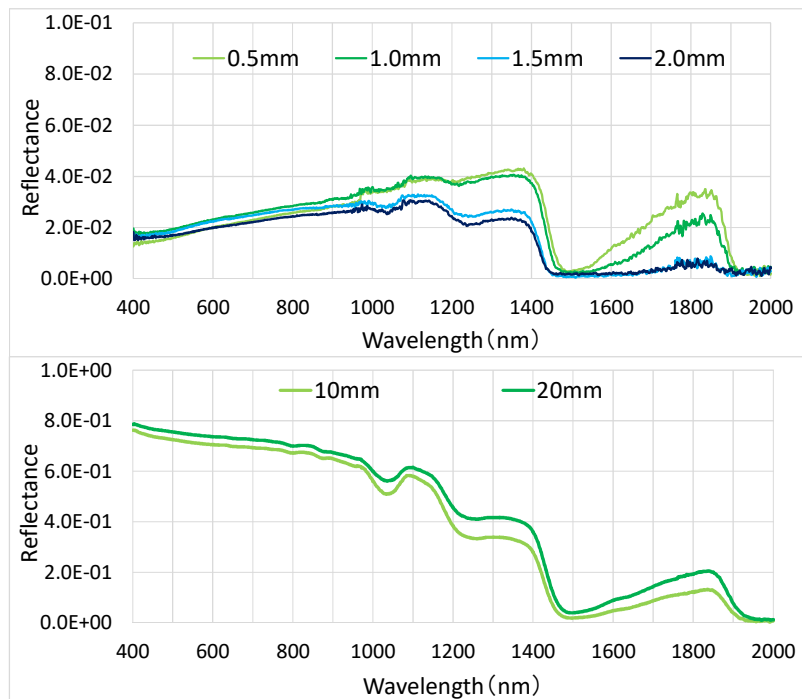


(上：凍結 1.0mm，下：圧雪 10mm)
図 6 凍結および圧雪路面の計測結果

次に 65°で計測した凍結路面および圧雪路面の計測結果を図 7 に示す。

凍結路面では，波長が 1500nm および 2000nm 付近では計測した全ての氷膜厚で反射率は非常に低くなり，波長が 1200nm から 1450nm 付近では，氷が薄くなる程，反射率が大きくなった。

また，圧雪路面でも波長が 1500nm および 2000nm 付近で反射率は非常に低くなり，2000nm 付近を除く全ての波長において，雪が厚い方が反射率は大きくなり，凍結路面と逆の結果となった。



(上：凍結，下：圧雪)
図 7 凍結および圧雪路面 (65°) の計測結果

各路面状態の計測結果を比較するために、65°で計測した乾燥、湿潤（平成 27 年度計測³⁾、1mm）、凍結（1mm）および圧雪（10mm）路面の計測結果を図 8 に示す。圧雪路面の反射率は、乾燥、湿潤および凍結路面の反射率と比較して 10 倍程度と大きく、それぞれの路面状態で波形の形状が異なることがわかる。

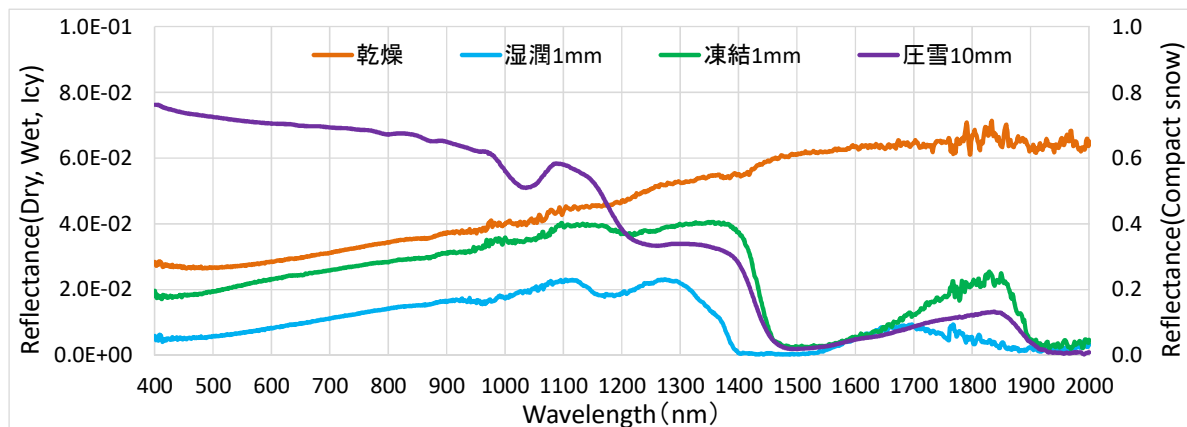


図 8 各路面状態の計測結果（夜間，65°）

4. まとめと今後の展望

近赤外線を用いて、乾燥、凍結および圧雪路面を計測した。平成 27 年度の計測結果を加えて比較すると、乾燥、湿潤、凍結および圧雪路面では、反射率-波長の波形の形状が異なることがわかった。この形状の違いを判別できれば、路面状態の判別が可能であると考えられる。また、凍結路面および圧雪路面では、氷膜および雪の厚さが変化すると、反射率も変化する波長があることから、氷膜および雪の厚さについても推定できる可能性がある。

今後、路面状態の判別および水分、雪氷量の推定が可能な判別手法の検討と波長の選定を進める予定である。

【参考・引用文献】

- 1) 北海道開発局，1997：冬期路面管理マニュアル(案)
- 2) 前野紀一，成田英器，西村浩一，成瀬廉二，1987：道路雪氷の構造と新分類，北海道大学低温科学研究所業績，第 3099 号。
- 3) 中島知幸，高橋尚人，舘山一孝，2017：近赤外線およびマイクロ波を用いた路面状態の評価について，第 60 回北海道開発技術研究発表会。

透明導電膜によるWEBカメラ着雪対策カバーの開発

Development of the WEB camera cover for snow accretion countermeasure by transparent conductive film

大廣智則（株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道）

森雅則（株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道）

小林智宏（ジオマテック株式会社）

萩原亨（北海道大学大学院工学研究院）

Tomonori Ohiro, Masanori Mori, Tomohiro Kobayashi, Toru Hagiwara

1. はじめに

CCTV 設備は、高速道路のインターチェンジの代表地点や気象の変化点等に設置されており、高速道路本線の道路状況・交通状況・気象状況などをリアルタイムに把握することができ、道路管理に使用されている重要な設備である。CCTV 設備は大きく大別して ITV カメラと WEB カメラがある。従来は ITV カメラが主流であった。近年は安価な WEB カメラが普及している。

冬期間、WEB カメラは、吹雪などで WEB カメラカバーに着雪し道路画像が常時閲覧できない状態が発生していた。これまで、WEB カメラに着雪対策を実施するには、WEB カメラカバーが透明で曲面のため電熱線などの加工が困難であり効果的な対策方法が無かった。そこで、透明導電膜を曲面に加工する手法を試みた。しかし、単純に曲面に透明導電膜を貼り付けたのでは電極間の距離が異なりホットスポットが発生することが分かった。既往の研究では、温度差が 20℃以上ある場合に成膜が破損した。

本研究では、ホットスポットを抑制し視認領域を確保するため、透明導電膜表面の温度差が 10℃以内となる WEB カメラカバーの電極および透明導電膜の成膜形状を明らかにし、透明導電膜型 WEB カメラ着雪対策カバーを開発することを目的とする。

2. 実験方法

2. 1 WEBカメラ着雪対策方法

(1) 透明ヒーター

WEB カメラの着雪対策方法は、透明ヒーターを活用した。従来のヒーターは発熱抵抗体に電気を流した際に発生する熱を利用するものである。図 1 に透明ヒーターの原理を示す。透明ヒーターは、真空状態で成膜した透明導電膜の両側に一對の電極を形成し、その電極間に電気を流した際に発生する熱を利用するものである。一般的には、太陽光電池や TFT 液晶、スマートホンなどに使用される静電容量タッチパネルなどに使用されている。WEB カメラ着雪対策として使用した透明ヒーターは、膜厚が薄く抵抗値が高いものである。特徴として、透過率が高く視認性が良い。消費電力・使用電圧に合わせて制作が可能である。

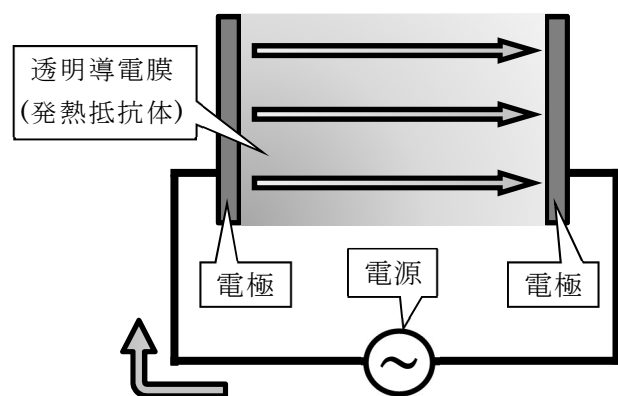


図 1 透明ヒーターの原理

(2) 既存の対策

平面の透明ヒーターは電極間の距離が一定であり、温度はほぼ一定となる。WEB カメラに使用する透明ヒーターは曲面のため、電極間の距離に違いが生じ温度が一定にならない。図 2 に WEB カメラカバーへの成膜の課題を示す。試験的に通電した結果、ホットスポットにより透明導電膜にクラックが発生し、発熱機能が破損した。また、きめ細やかな ON/OFF 制御が可能な PID 制御（フィードバック制御）について試みた。しかし、ヒーター全体ではなく、スポット的に急激に温度上昇したことにより母材が耐えられずに破損した。

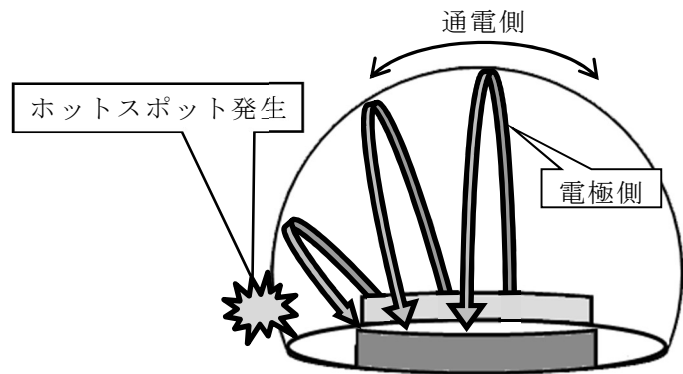


図 2 WEB カメラカバーへの成膜の課題

透明導電膜にクラックが発生し、発熱機能が破損した。また、きめ細やかな ON/OFF 制御が可能な PID 制御（フィードバック制御）について試みた。しかし、ヒーター全体ではなく、スポット的に急激に温度上昇したことにより母材が耐えられずに破損した。

2. 2 透明導電膜のWEB カメラカバーへの成膜方法

使用した WEB カメラのカバーは材質がポリカーボネートの透明なものである。高さは 91mm、曲率半径は 95mm である。透明導電膜の WEB カメラカバーへの成膜は、一对の向かい合う電極側と、一对の電極が向かい合う方向とは異なる方向に通電側がある（図 2）。表 1 に 5 つの対策案を示す。対策案 1 は、電極間の距離を均一とするため、電極を円弧状にしてその高さを 85mm とした。対策案 1 は視認領域が狭いため、実用上問題がある。対策案 2 は電極を円弧状にした影響を確かめるため、高さを 35 mm にした。対策案 3 は、電極側と通電側の影響を確かめるため、電極を直線にして通電側に高さ 20 mm から 40 mm のアーチ状の非通電部を設けた。対策案 4 は電極が直線状の方が作りやすいため電極を三角形状とし、電極の高さを 40 mm にした。対策案 5 は電極を円弧状にしてその高さを 36 mm とし、通電側に高さ 36 mm の円弧状の非通電部を設けた。

2. 3 実験方法

透明ヒーターの成膜は、最低気温が -30℃ でも氷点下を下回らないように、 Δt （温度差）が +30℃ となるように設定した。表 2 に透明ヒーターの仕様を示す。消費電力を約 30W 程度とするために抵抗値を設定している。

2016 年 8 月 9 日に案 1～3 の、7 月 20 日に案 4 の、8 月 30 日に案 5 の室内通電試験を行った。室内通電試験は、通電してから 30 分経過後の表面温度を赤外線カメラで撮影した。撮影した赤外線カメラ画像から、ホットスポットの有無を確認した。また、電極側と通電側で、頂点付近、電極付近、底面付近の両端のそれぞれの温度を算出した。温度を算出したのは 8 点である。なお、対策案 1 だけは、電極付近の測定は他の対策案と同様の位置（非通電部）で測定した。また、通電側の測定は頂点付近の両端と底面付近の両端で測定した。実験時の室内の温度は 27℃ と同一にした。

3. 実験結果

表 3 に室内通電試験結果を示す。表 4 に室内通電試験結果のまとめを示す。周囲と比べて 20℃ 以上温度が高い値を示す地点をホットスポットと定義すると、ホットスポットが発生したのは、対策案 2 と対策案 3 であった。対策案 1 は、電極側の頂点付近と電極付近の温度差が大きかった。対策案 2 と対策案 3 は、電極側、通電側ともに底

表 1 5つの対策案

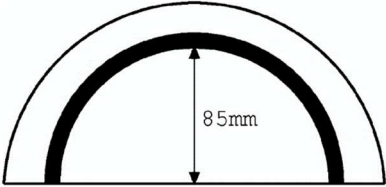
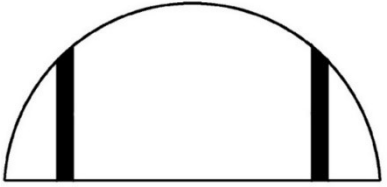
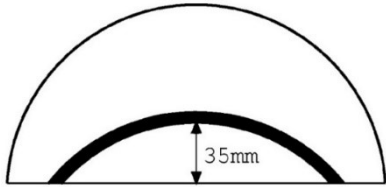
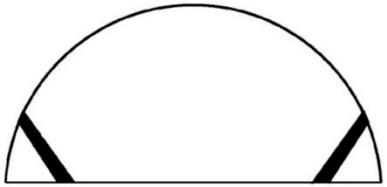
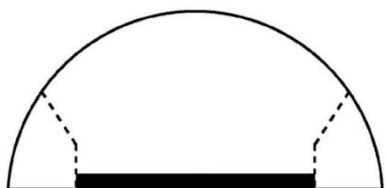
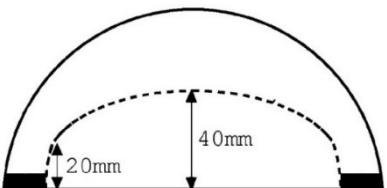
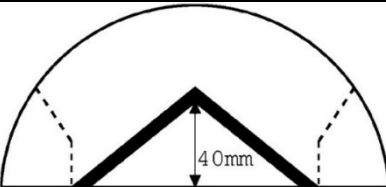
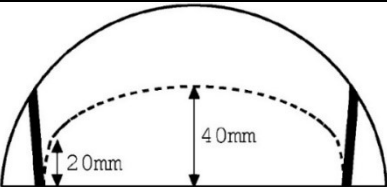
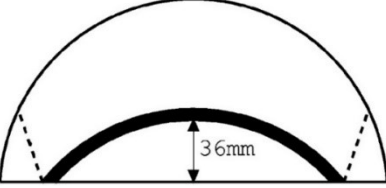
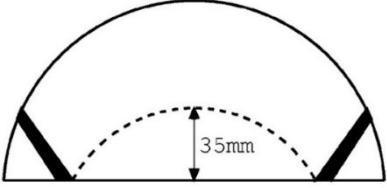
	電極側	通電側
対策案 1		
対策案 2		
対策案 3		
対策案 4		
対策案 5		

表 2 透明ヒーターの仕様

対策案	対策案 1	対策案 2	対策案 3	対策案 4	対策案 5
抵抗値	87.2 Ω	143.5 Ω	205.6 Ω	78.4 Ω	84.9 Ω
電圧	51 V	66 V	79 V	48 V	50 V
消費電力	29.8 W	30.3 W	30.3 W	29.4 W	29.4 W

面付近の両端と頂点付近および電極付近との温度差が大きかった。対策案 4 は、電極側の電極付近の温度が他よりも大きかった。また、通電側の電極付近の温度が他よりも小さかった。対策案 5 は、温度差が 7℃と小さかった。

4. まとめ

5つの対策案の中で温度差を確認すると、対策案 5 が最も温度差が小さく目標とした 10℃以内を達成した。

本研究により表面温度差が 10℃以内とする WEB カメラカバーの電極および透明導電膜の成膜形状を明らかとした。本研究では、電極を円弧状に湾曲させ、通電側にも円弧状の非通電部分を設けることで、透明導電膜型 WEB カメラ着雪対策カバーを開発した。今後、実地検証結果についてとりまとめていく予定である。

表 3 室内通電試験結果

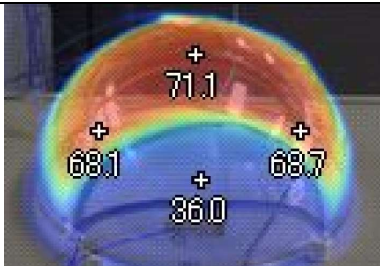
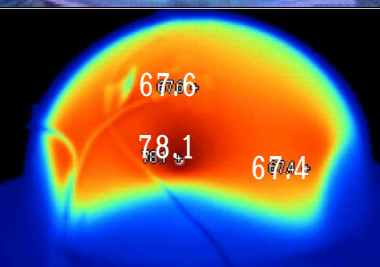
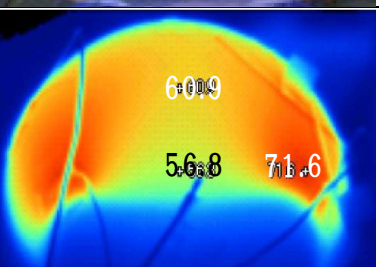
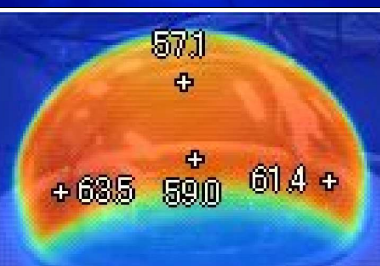
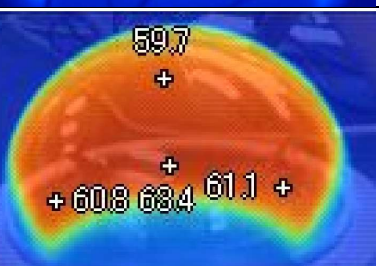
	電極側	通電側
対策案 1		
対策案 2		
対策案 3		
対策案 4		
対策案 5		

表 4 室内通電試験結果のまとめ

対策案 タイプ	対策案 1 円弧電極 85 mm	対策案 2 円弧電極 35 mm	対策案 3 非通電部 アーチ状	対策案 4 三角電極 40 mm	対策案 5 円弧電極&非 通電部円弧
ホットスポット	無し	発生	発生	無し	無し
最高温度	71℃	81℃	84℃	78℃	64℃
最低温度	36℃	53℃	53℃	56℃	57℃
温度差	35℃	28℃	31℃	22℃	7℃
評価	×	×	×	×	○

インターバルカメラによる防雪柵前後の吹きだまり形状の撮影 Observation of snowdrifts around the two different types of tandem row snow fences by interval cameras

永田泰浩, 金田安弘 (一般社団法人 北海道開発技術センター)

竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)

Yasuhiro Nagata, Yasuhiro Kaneda, Masao Takeuchi

1. 背景と目的

北海道東部では、2012 年度、2013 年度、2014 年度と 3 冬期にわたり暴風雪が多発した。北海道東部は、道内では、それほど吹雪量の多くない地域であり、それに応じた防雪対策が施されてきた。2015 年 3 月には、図 1 のように防雪柵が雪丘によって埋没し、防雪効果を失うような状況が多数発生した。このような地点で、既存対策を活かしつつ、防雪柵が埋没する状況を防ぐためには、風上側に仮設の吹きだめ柵を整備する方法が考えられる。吹きだめ柵を既存対策の吹雪主風向側に雪丘の長さの分だけ離して設置することで、吹きだめ柵の前後に雪丘を形成し、既存の吹き払い柵や吹き止め柵に達する吹雪量を減少させ、既存対策施設の機能を保持する方法である。

吹きだめ柵や吹き止め柵の雪丘の成長については、これまで竹内ら¹⁾や伊東ら²⁾が現地観測を行っている。一方、吹きだめ柵と吹き止め柵を併設した場合に、どちらの柵から雪丘が成長するのか、防雪容量は単純に合計した値になるのか、といった点はほとんど解明されていない。本研究ではこれらの点を明らかにすることを目的として、小型タイムラプスカメラを用いて、吹きだめ柵と吹き止め柵を併設した場合の雪丘形状の変化を撮影、分析した。



図 1 防雪効果を失った吹き払い柵(左)と吹き止め柵(右)※2015 年 3 月 20 日中標津町

2. タイムラプスカメラによる雪丘の撮影

(1) 撮影地点

撮影を行った場所は、上標津アメダスから約 4 km 北西側に位置する標津郡中標津町西養老牛地区である。吹雪時の主風向は北西～北北西であり、主風向とほぼ垂直に吹き止め柵(柵高 5 m, 上部 1/3 有孔板, 下部 2/3 無孔板)が常設されており、その吹雪時主風向風上側 30 m の位置に仮設の吹きだめ柵(柵高 2.8 m, 下部空間 0.5 m, 空隙率 37 %)が整備されている。

(2) 撮影概要

簡易型の小型タイムラプスカメラで撮影を行った。吹きだめ柵，吹き止め柵（カメラの設置高さ：吹きだめ柵 3.3 m，吹き止め柵 5.3 m）の北東側の端部で，日中の時間帯，30 分間隔で静止画像を記録した。

吹きだめ柵での撮影状況を図 2 に示した。積雪深の確認のため，風上側は柵から 3 m，風下側は柵から 3 m，6 m，9 m の位置に高さ 2 m の赤白ポールを設置した。吹き止め柵については，図 3 のように，柵の風上側 3 m，6 m，9 m の位置に赤白ポールを設置した。赤白ポールは 20 cm 間隔で赤白交互に塗られており，タイムラプスカメラの画像から，5～10 cm 程度の精度で積雪深を把握することができた。

小型タイムラプスカメラによる撮影は，2015 年度冬期，2016 年度冬期に実施した。本研究では，そのうち 2015 年 12 月中旬から 2016 年 1 月下旬までの画像を分析した。

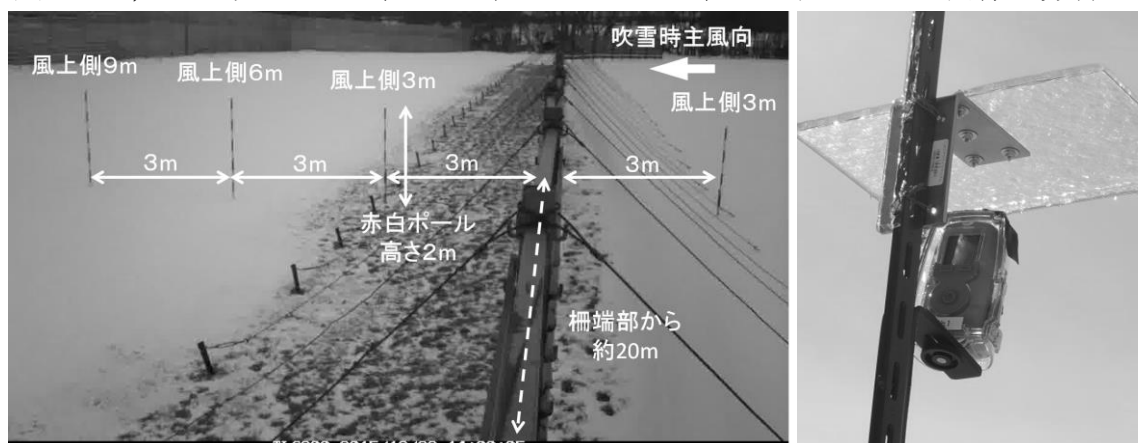


図 2 吹きだめ柵の撮影状況（赤白ポールの設置位置とカメラの設置状況）

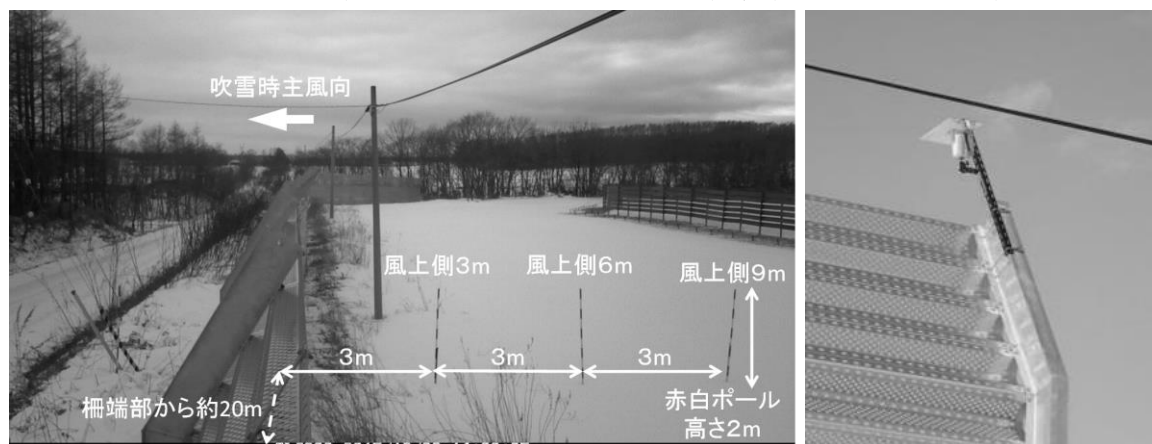


図 3 吹き止め柵の撮影状況（赤白ポールの設置位置とカメラの設置状況）

3. 雪丘形状（吹きだまり形状）の把握

(1) 降雪を伴う弱い吹雪時の事例（2016 年 1 月 14 日）

2016 年 1 月 14 日 8 時の積雪深を図 4 に示す。薄灰色の部分は前日 13 日 9 時からの積雪の増加量を示している。13 日 9 時から 14 日 8 時までの風速（上標津アメダス）の最大値は 3.2 m/s であった。積雪の増加量は根室中標津アメダスで 13 cm であり，観測地点においては，吹きだめ柵と吹き止め柵の風上側 3 m の地点で 15 cm，その他の箇所では 10 cm，積雪が増加していた。

1 月 14 日は 8 時以降も降雪があり，10 時，11 時には 6 m/s 以上の風速の中，2 時間

で 7 cm の降雪が観測されている。1 月 14 日 16 時の積雪深と図 4 に示した当日 8 時から
の積雪の増加量を図 5 に示した。積雪深は、吹きだめ柵風上側で 25 cm、吹きだめ柵
風下側 9 m で 20 cm 増加していた。図 6 には、1 月 14 日 16 時の撮影画像を示した。
吹き止め柵側は平地よりは積雪が多いものの、雪はほぼ平坦に積もっていた。吹きだ
め柵の前後は雪丘の成長が著しく、風下側 9 m の位置に雪丘のピークが確認できた。

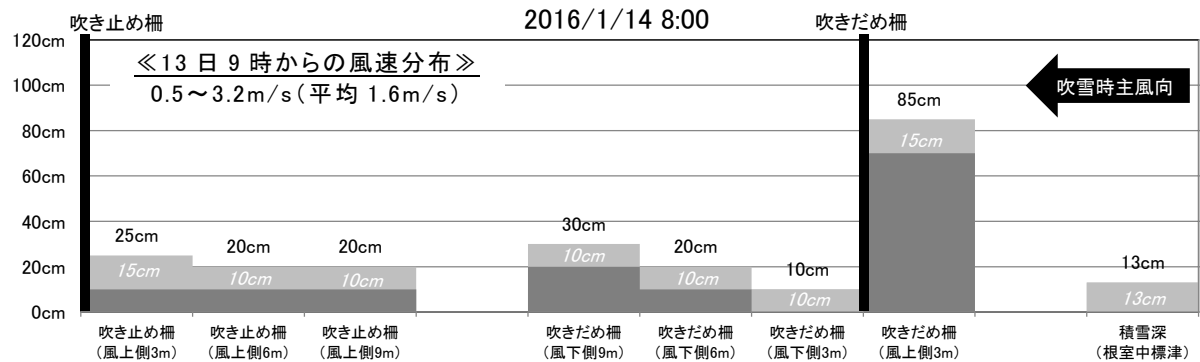


図 4 2016 年 1 月 14 日 8 時の積雪深 (薄灰色及び斜字は 13 日 9 時からの増加量)

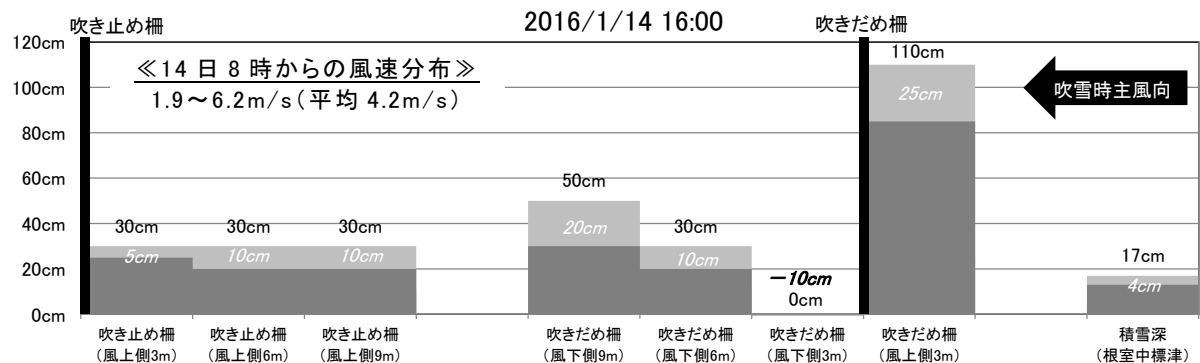


図 5 2016 年 1 月 14 日 16 時の積雪深 (薄灰色及び斜字は 14 日 8 時からの増加量)



図 6 2016 年 1 月 14 日 16 時の撮影画像 (左: 吹き止め柵, 右: 吹きだめ柵)

(2) 吹雪量が推定されるような強い吹雪時の事例 (2016 年 1 月 19 日～21 日)

2016 年 1 月 19 日は未明からまとまった降雪があった。7 時の段階の積雪深は、前日
に比べて中標津アメダスで 23 cm、観測地点で 10～20 cm 増加していた。1 月 19 日は
7 時以降も降雪があり、22 時以降は断続的に吹雪量も推定される状況となった。

図 7 には 2016 年 1 月 20 日 7 時の積雪深、図 8 には 2016 年 1 月 21 日 9 時の積雪深
を示した。図 7 の薄灰色の部分は 19 日 7 時から、図 8 の薄灰色の部分は図 7 からの積
雪の増加量を示している。20 日 7 時は、図 7 のように、吹き止め柵風上側で積雪の増
加が目立った。吹きだめ柵の風上側、風下側でも積雪が増加していたが、吹き止め柵

風上側 3 m に比べると少なかった．図 8 に示す 21 日 9 時は，吹きだめ柵の風下側で急激に積雪が増加していた．吹きだめ柵風下側 6 m の地点では，前日 7 時から積雪が 125 cm 以上増加しており，観測用の赤白ポールが埋没した．図 7，図 8 について約 24 時間前からの気象状況を比較すると，風速は大きな差はなかった．一方，図 7 までの 24 時間は降雪量が 15cm(降水量 11mm)あったのに対し，図 8 までの 26 時間は降雪量が 6cm(降水量 0mm)であり，後者は主に地吹雪による積雪形状の変化と考えられる．

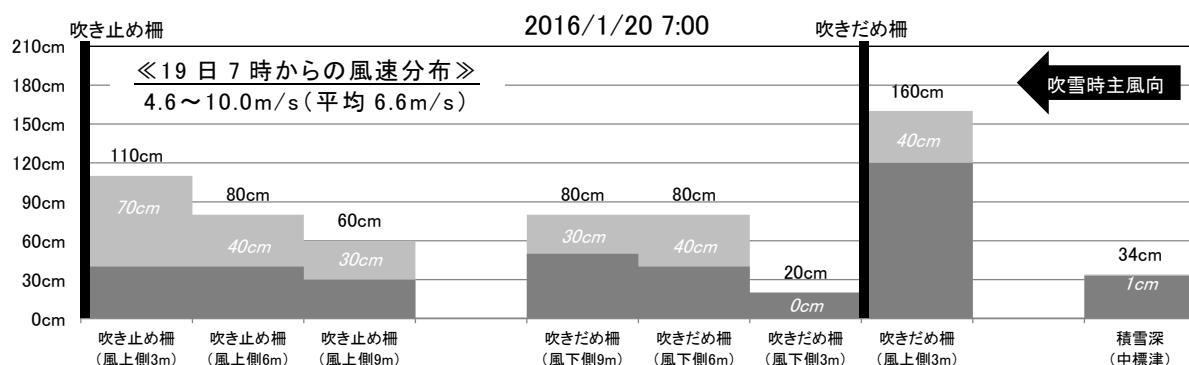


図 7 2016 年 1 月 20 日 7 時の積雪深 (薄灰色及び斜字は 19 日 7 時からの増加量)

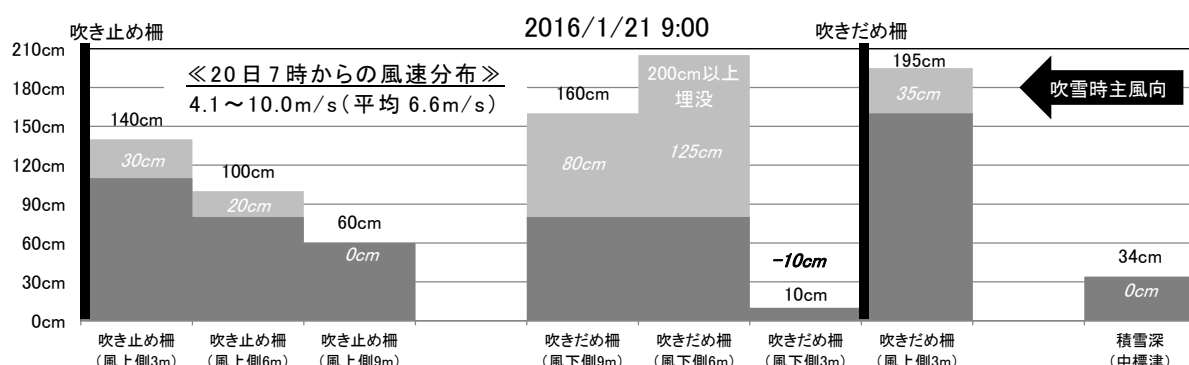


図 8 2016 年 1 月 21 日 9 時の積雪深 (薄灰色及び斜字は 20 日 7 時からの増加量)

4. まとめ

2 種類の防雪柵を設置した場合の雪丘の成長状況および防雪容量を把握することを目的としたが，2015 年度冬期，2016 年度冬期は，吹雪の発生が少なく，吹雪量も 2014 年度冬期の 20 % 未満であった．分析を通じて，雪丘の成長は，風速や降雪，雪質などの影響を受けており，それらの条件に応じて，凹凸が変化していくことがわかった．特に吹きだめ柵の雪丘は，吹雪量と比例して，一様に成長していくわけではなく，積雪が増加する場所が刻々と変化することがわかった．

近年，小型タイムラプスカメラが非常に安価になっている．本研究の撮影地点において，引き続き観測を続けるとともに，吹き止め柵と吹きだめ柵以外の組み合わせについても，同様に撮影を行い，雪丘形状の変化をとらえたいと考えている．

【参考・引用文献】

- 1) 竹内政夫・野原他喜男・石本圭志・福沢義文，1984：防雪柵の研究＝柵前後の吹溜り雪丘形状＝，雪と道路，1，96-100.
- 2) 伊東靖彦・松澤勝・福沢義文・加治屋安彦，2002：吹き止め柵の吹きだまり形状に関する考察，2002 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，135.

道路防雪林の下枝の枯れ上がりについて～事例からみた対策～

A case study to find solutions to snowbreak trees

'dying from bottom on up

阿部正明，斎藤新一郎，佐藤金八（一般社団法人北海道開発技術センター）

Masaaki Abe, Shin-ichiro Saito, Kinya Satou

1. はじめに

道路防雪林の下枝と防雪機能の関係については，幸田ら¹⁾，阿部ら²⁾の研究から，枝下高が高いほど防雪機能が低下することが示唆されている．しかし，道路防雪林の基本林となる常緑針葉樹は，自然に放置しておくとし，いずれ下枝が枯れ上がる性質を有する．本論では，これまでの防雪林の造成事例等を踏まえ，下枝の枯れ上がりを遅らせる方法について報告するとともに，枯れ上がり対策案を提案する．

2. 下枝の枯れ上がり要因

針葉樹類の枝階のうち最も長い輪生枝を力枝と呼ぶ．力枝は，成長応じて順次上位に移っていく．力枝より下の枝，つまり下枝が力枝の影響で光不足になり，成長が衰え，やがて枯死していく．加えて，次のような事象により，下枝の枯れ上がりが早まる事例が報告されている^{2),3)}．

- ・前生林（保護林）や大型草本類による被圧
- ・過密植栽及び樹幹閉鎖による光不足，枝同士の接触ストレス
- ・下部に比べて上部の重量が大きい個体の植栽による地中栄養分の吸収不足
- ・積雪・除雪の沈降力による枝抜け



写真1 過密植栽とイタドリによる被圧



写真2 積雪の沈降力による枝抜け

3. 下枝の枯れ上がりを遅らせる方策

次に，下枝の枯れ上がりを遅らせる方策について述べる．

（1）前生林（保護林）や大型草本類による被圧対策

道路防雪林の整備においては，環境圧を低減するために成長の速い広葉樹を中心とした前生林を植栽する場合が多い．この前生林が成長すると，道路防雪林の枝をたたき，光を奪うことで，枯れ上がりが早まる事例が見られる⁴⁾．また，オオイタドリなどの大型の草本類による被圧の被害も多い．したがって，大きく成長した前生林については適切な時期に除伐し，草本類他については下刈りを徹底することが重要である．

(2) 過密植栽・樹幹閉鎖対策

鉄道防雪林では苗間 1.4m, 道路防雪林では苗間 1.0m で複数列の樹木を植栽している事例がみられる。そのような過密植栽では短期間で樹幹閉鎖となり、枝の接触や陽光不足により下枝が枯れ上がりやすくなる。したがって、列間を広くとり、苗間 2.0～2.5m 程度空けて、接触ストレス及び陽光不足を最小化する必要がある。また、適切なタイミングによる間引きも必須である。上川町東雲の鉄道防雪林の事例ではヨーロップウトウヒの列間 2.0m, 2 列植えを実践している。そのため、林帯に万遍なく陽光が当たり、樹高 14-15m で枝下高が 1.9m に抑えられていた (写真 3)。

(3) 植栽木の品質対策

T/R の大きい植栽木をはじめ植栽木の品質が悪いために、下枝の枯れ上がりが早まった事例が見られた (写真 2)⁵⁾。それらを防止するためには、苗木の品質を見極める必要がある。植栽木は、苗畑の中で成長の旺盛な樹木、強度な根切りをせず、細根が発達している樹木、幹が通直で、頂芽が着生し、輪生枝が四方均等に展開し、根元が太い樹木を選定する必要がある。具体的には、 $H/D: 50$ 以下 (H : 苗高, D : 根本直径), $T/R: 4$ 以下 (T : 地上部の重量, R : 地下部の重量) を目安とすると良い⁶⁾。



写真 3 上川町東雲の鉄道防雪林



写真 4 下枝が高く枯れ上がった道路防雪林

(4) 枝抜け対策

降雪や除雪による積雪深よりも下に位置する枝は、沈降力による枝抜けを余儀なくされる^{7),8)}。その対策としての裾枝打ちは必須である。裾枝打ちは林業の枝打ちとは趣旨が異なる。林業の枝打ちは、無節な良材を得るための機械的な作業である。段階的に高さ 8.0m まで枝打ちする場合もある。一方、裾枝打ちは雪害を低減する目的で積雪深の高さまで、最大 2.0m まで枝を伐る作業である。成長に応じて最低 6～7 枝階を残して実施するものであり、樹木が健全に成長することが前提の作業である。

また、道路防雪林は、苗木が成長して防雪機能を発揮するまでの間に、併用の防雪柵を設置するケースが多い。防雪柵には吹きだめ柵の設置例が多いが、柵の風下側に形成される雪丘の沈降力による枝抜け被害が報告されている^{7),8)}。そのため、防雪林が植栽されている位置の雪丘を低く抑えるために柵の空隙率をコントロールする必要がある。一般に、柵の空隙率を大きくすると低く長い雪丘が形成されやすい。また、吹雪量が小さい個所では吹き止め柵を採用し、柵の風上側に雪を溜めることも検討する必要がある。ただし、土壌凍結の恐れがある地域では寒乾害の影響に留意する必要がある。

4. 枯れ上がりに対する防雪対策案

下枝の枯れ上がりによる防雪対策として、①風上側に林帯列を複数造成する、②風上側の柵の下部を残す、③風上側に柵以外の工作物（土塁等）を設置する、などが提案されている³⁾。①は最も望ましい対策と考えるが、風上側の用地に余裕があり、地権者の承諾が得られる場合に限られるため、現実的には困難と考える。②、③はそもそも防雪林以外の防雪対策となる。したがって、著者等は、風上林縁部の力枝を垂らす方法及び風上林縁部に生垣を形成する方法を提案したい。以下に、事例を踏まえた対策案を示す。

（１）適用樹種

トウヒ属はモミ属よりも下枝が枯れ上がりにくい性質を有する。モミ属は上からの陽光を受ける性質を有し、枝張りが広く、力枝が高くなりやすいため、下枝が枯れ上がりやすい。一方、トウヒ属は横からの陽光を受ける性質を有し、細長い樹冠を形成し、力枝が十分に成長しないため、下枝が枯れ上がりにくい。また、ヒノキ科の樹木は剪定に耐性があり、下枝が枯れ上がりにくく、公園や庭木において生垣としての事例も多い。したがって、風上側の林縁部には、防雪林として実績のあるアカエゾトウヒ（アカエゾマツ）、ヨーロッパトウヒ、ニオイヒバの採用を提案したい。

（２）風上林縁部の力枝を垂らす方法

風上林縁部にアカエゾトウヒまたはヨーロッパトウヒを採用し、下枝の枯れ上がり後も、その上の力枝が成長して垂れ下がることにより、樹木の下部を閉塞させる方法を提案する。そのためには、下枝の枯れ上がりを極力遅らせた上で、その間に力枝の発達を促進させることが重要である。剣淵地区の鉄道防雪林では、林縁部のヨーロッパトウヒが、樹高 22m、胸高直径 35cm まで成長し、枝下高 4.0m まで枯れ上がっているが、力枝が垂下した枝先からの地上高が 1.2m になっていた（写真 5、図 1）。



写真 5 剣淵地区の鉄道防雪林

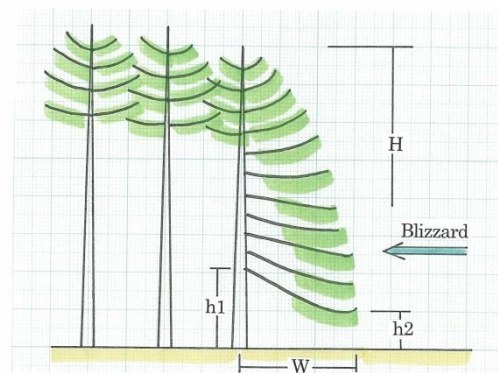


図 1 剣淵地区鉄道防雪林の模式図
H:22m,W:5.8m,h1:4.0m,h2:1.2m

（３）風上林縁部に生垣を形成する方法

次に、風上林縁部にニオイヒバを採用し、剪定により生垣を形成することで裾風の影響を最小化する方法を提案する。この方法は吹雪量の小さいエリアにおける 2 列植えの狭帯林に適していると考えられる。国道 39 号愛別町豊里の道路防雪林では、アカエゾトウヒ及びニオイヒバの 2 列植えであった。風上林縁部のニオイヒバは樹高 8.3m、胸高直径 16.5cm まで成長しており、枝下高が 1.6m まで枯れ上がっているが、力枝の垂下した枝先からの地上高が 0.6m 抑えられ、生垣が形成されていた（写真 6）。その他、

国道 39 号北見市端野の道路防雪林においても同様の好事例が見られた。理想形としては、ニオイヒバの上部を断幹し、道路側樹木の枝張りを確保することが望ましい(図 2)。



写真 6 R39 愛別町豊里の道路防雪林

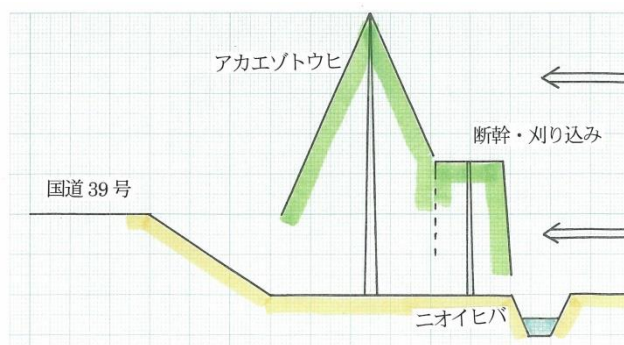


図 2 ニオイヒバ生垣方式の模式図

上述した好事例から学び、樹木の性質を賢く利用して、防雪林単体による下枝の枯れ上がり対策を講じていくことが望ましいと考える。

5. 今後の課題

本論では事例からみた経験則による対策案を述べたが、今後は次の点について定量的に把握していく必要がある。

- ・下枝の枯れ上がりを遅らせる方策を講じた場合の枯れ上がりのタイミング
- ・力枝が垂下する限界地上高
- ・トウヒ属の力枝の垂れ下がり方式及びニオイヒバ生垣方式の防雪効果(裾風の低減)

【参考・引用文献】

- 1) 幸田勝, 山崎貴志, 住田則行, 太田広, 2017: 防雪林の防雪機能調査に関する風洞実験, 2017 ふゆトピア・フェア in 函館 第 29 回ふゆトピア研究発表会。
- 2) 阿部正明, 檜澤肇, 斎藤新一郎, 2011: 防雪林の下枝の喪失に関する一考察-防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について(その 2)-, 北海道の雪氷, **30**, 39-42.
- 3) 斎藤新一郎, 2010: 防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について, 北海道の雪氷, **29**, 24-27.
- 4) 阿部正明, 檜澤肇, 北村有樹士, 斎藤新一郎, 2010: 成林しつつある道路防雪林の維持管理手法について～一般国道 40 号天塩町雄信内防雪林の事例より～, 北海道の雪氷, **29**, 20-23.
- 5) 阿部正明, 岸梅有祐, 斎藤新一郎, 2009: 一般国道 12 号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過, 現況および向後の対策について. 北海道の雪氷, **28**, 25-28.
- 6) 東京農工大学農学部森林・林業実務必携編集委員会, 2016: 森林・林業実務必携. 朝倉書店, 446pp.
- 7) 斎藤新一郎, 対馬俊之, 1994: 道路防雪林の雪丘による被害について一国道 243 号(弟子屈町仁多)における 1 事例一. 北海道の雪氷, **13**, 7-10.
- 8) 斎藤新一郎, 原文宏, 阿部正明, 1996: 羅臼峠の道路防雪林の雪丘害について. 北海道の雪氷, **15**, 28-31.

近赤外偏光分光計測による路面状況の識別 Identification of Road Surface by Spectral Polarimetry

岩間大舗 (北海道科学大学短期大学部), 北川浩史 (北海道科学大学),
城戸章宏 (北海道科学大学短期大学部), 長沼要 (金沢工業大学)

Daisuke Iwama, Hiroshi Kitagawa, Akihiro Kido, Kaname Naganuma

1. はじめに

近年, 産官学が一体となった自動運転技術の開発・実用化推進の体制が整えられ, 平成 32 年代には完全自動走行の実現を目指している中で, 自動運転技術の普及によって, 交通事故の削減, 渋滞の緩和, そして高齢者等の移動支援が可能となると思われる. しかしながら積雪寒冷地での適用には技術的課題が多く, 自動ブレーキであっても冬期間の適用は困難であるのが実情である. これらの課題を克服するには路面の滑りやすさを定量的に把握することが必要である.

路面 μ センサの開発例としては, 車輪を用いた接触式とカメラなどを用いた非接触式に大別される. 前者では, 車軸に取り付けた歪センサと ABS 装置とによるリアルタイム μ 計測が報告されている¹⁾. この手法は路面 μ の定量計測が可能であるが, 制動などの操作が必要となる. 後者では, 水や氷などの透明体が偏光特性を有することに着目した近赤外偏光分光計測による研究が報告されている²⁾. これによってドライ, ウエット, 凍結の各状態の分類にはある程度成功しているが, 凍結路面 μ の定量には至っていない. 一方, 凍結路面 μ は路面の表面粗さによって特定し得ることが報告されており³⁾, 凍結路面の表面粗さ状態が測定できれば μ の推定が可能となる.

本研究は各種雪氷路面における摩擦係数 μ の定量計測手法確立を目的として取り組み, これまで図 1 に示すようにある程度の成果を上げており, 凍結路面に近赤外線を入射させた場合の反射光の偏光現象を分光計測手法に応用し, 乾燥路面および凍結路面の識別, 凍結路面の滑りやすさ定量化手法を構築し⁴⁾, 次に, 本手法の測定理論の検証と計測精度についての理論的考察, ならびに圧雪路面への適用手法について⁵⁾報告を行い, さらに単なる湿潤路面と表面に水膜が形成された凍結路面との識別手法の構築をした⁶⁾. 本稿では, 以上を取りまとめ, 近赤外偏光分光を用いた雪氷路面 μ の定量計測手法について紹介する.

2. 実験装置及び方法

2.1 偏光分光計測の原理⁷⁾

図 2 に示すように, アスファルト上に凍結層(氷)と融解層(水膜)を有する路面に光が

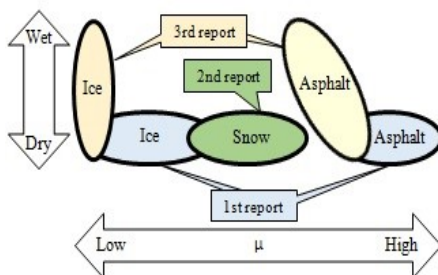


図 1 これまでの成果の概略図

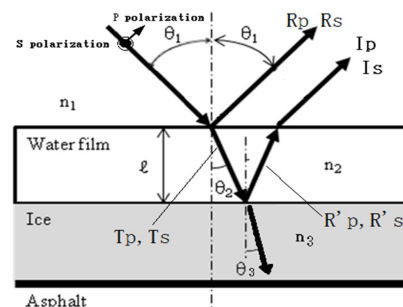


図 2 偏光分光計測の原理

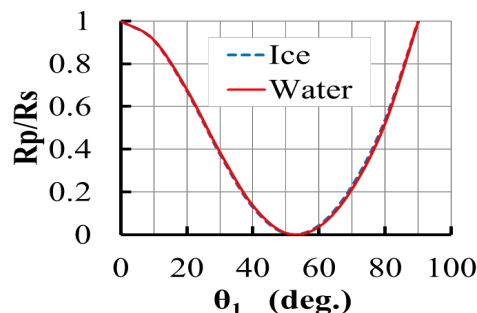


図3 水および氷の偏光強度比の理論計算値

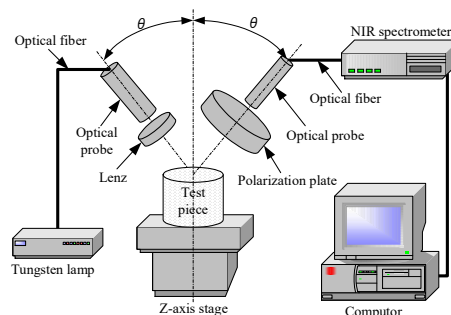


図4 偏光分光計測装置の構成

入射する場合を想定する．入射側媒質および透過側媒質の屈折率をそれぞれ n_1 および n_2 ，入射角と反射角を θ_1 とすると，屈折率の異なる二つの物質の界面に，ある角度をもって光が入射するとき，電場の振動方向が入射面に平行(P)および垂直(S)な偏光成分の強度は反射物質表面の物性や表面粗さに影響される．

物体表面から反射する光の P 偏光成分 R_p と S 偏光成分 R_s の強度比は入射光強度 I_0 ，入射角度 θ_1 ，および透過角度 θ_2 を用いて次式で表される．

$$\frac{R_p}{R_s} = \left(\frac{\cos \theta_1 \cos \theta_2 - \sin \theta_1 \sin \theta_2}{\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2} \right)^2 \quad (1)$$

上式にスネルの法則と n_1 に空気の屈折率である 1 を代入すると次式が導かれる．

$$\frac{R_p}{R_s} = \frac{\cos^2 \theta_1 (n_2^2 - \sin^2 \theta_1) + \sin^4 \theta_1 - 2 \cos \theta_1 \sin^2 \theta_1 \sqrt{n_2^2 - \sin^2 \theta_1}}{\cos^2 \theta_1 (n_2^2 - \sin^2 \theta_1) + \sin^4 \theta_1 + 2 \cos \theta_1 \sin^2 \theta_1 \sqrt{n_2^2 - \sin^2 \theta_1}} \quad (2)$$

図3は，式(2)を用いて水および氷の R_p/R_s を入射角 θ_1 に対して算出した結果である．なお，水および氷の屈折率 n_2 はそれぞれ 1.333 および 1.309 とした．水および氷のいずれもブリュースタ角である約 53 度で P 波の反射率がゼロとなるため， R_p/R_s もゼロとなることが分かる．図によると，入射角 θ_1 が 60 度，70 度および 80 度において，水と氷の強度比に差があることがわかる．このことから，入射角度の設定は，60 度および 80 度とした．

2.2 近赤外偏光分光計測装置

供試計測装置の概略を図4に示す．タングステン光源からの光を光ファイバプローブと集光レンズを介して任意の入射光角度 θ_1 でテストピースに照射し，その反射光を偏光板を介してプローブに受光した後，近赤外分光器に取り込んだ．その際，偏光板を 90 度回転させて P 波と S 波を分離し，それぞれのスペクトルを測定した．テストピースは Z 軸ステージ上に設置し，表面反射および下地反射測定に応じてステージの高さを調節した．なお，供試光源の波長範囲および出力はそれぞれ 350 nm～2500 nm および 5 W である．実験では各種粗さのサンドペーパーによって表面を研磨した氷盤，アスファルト，および水をテストピースとして使用した．氷盤の測定に際しては，装置全体を冷凍庫内に設置し，約 -14℃ の低温状態を保った．

ここで，各種サンドペーパーで研磨した氷盤の算術平均粗さの計算値 R_a と滑り摩擦係

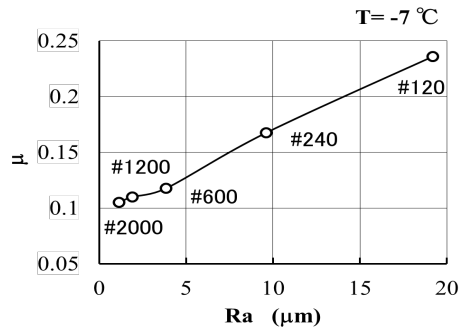


図5 算術平均粗さ R_a と
滑り摩擦係数 μ の実測値の関係

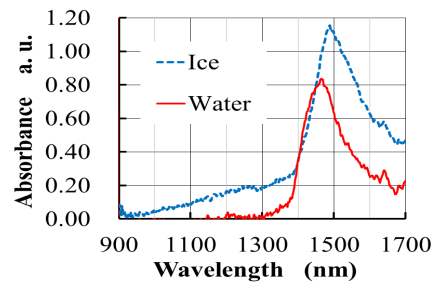


図6 近赤外吸収スペクトル

数 μ の実測値との関係について求めた結果を図5に示す⁸⁾。図から、氷盤の μ は R_a と良好な正の相関関係にあることが分かる。また、近赤外吸収スペクトルの計測結果を図6に示す。図から、水および氷のいずれも 1400 nm よりも長波長の光を良く吸収するものの、短波長の光はほとんど吸収せず透過することが分かる。従って、1500 nm 近辺の波長域では、下地からの反射光は水と氷に吸収されるため、下地の影響を除去できるものと考えられる。なお、太陽光の場合も大気中の水蒸気による同様のメカニズムにより 1500 nm 付近の光は地表に到達しないため、この波長を選択すれば太陽光は外乱とならない。よって、測定波長は 1500 nm を選択した。

3. 実験結果および考察

3.1 各種テストピースの表面反射強度比 R_p/R_s

各種テストピースに対して本計測手法を適用した際の R_p/R_s スペクトルを図7に示す。なお、入反射角度は 60 度に設定した。図から、 R_p/R_s の値は、概ね粉雪、圧雪、アスファルト、氷、水の順に低下し、かつ明確に識別可能であることが明らかである。

一方雪の場合、強度比が全般に高いものの 1550 nm 付近で最小となる傾向を示している。これは雪の中で乱反射した光のうち、とくに表面反射しにくい P 偏光成分が前述した氷の吸収バンドによって大きくその強度を低下させたためと推測される。従って、雪と氷との判別は R_p/R_s の波長特性を用いることによって可能となる。また、図8に示すように、氷においては表面粗さの低下に伴って R_p/R_s が低下する傾向を示しており、本手法によって車両直下の凍結路面 μ を定量し得ることが判明した。さらに、

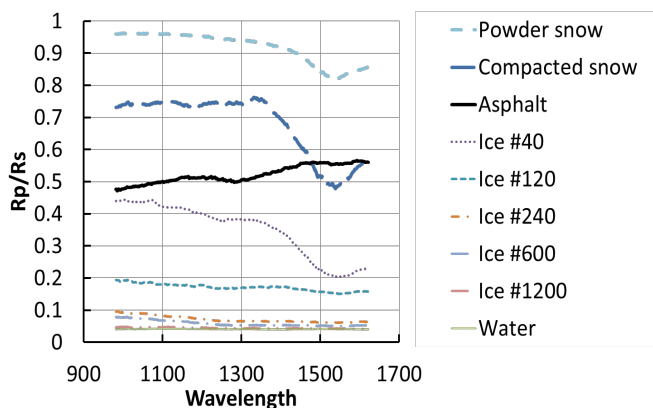


図7 各種テストピースの R_p/R_s スペクトル

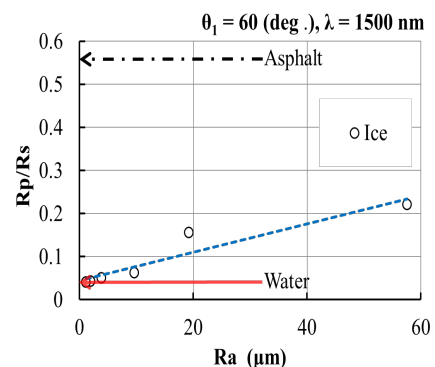


図8 各種表面粗さの氷の R_p/R_s

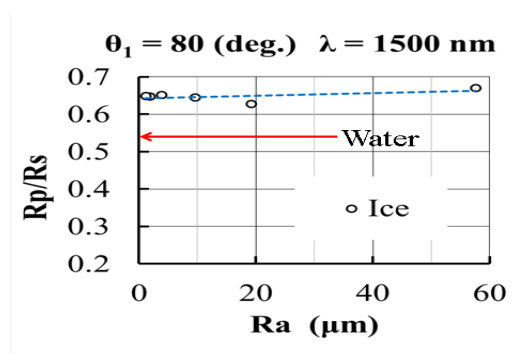


図9 各種表面粗さの氷の R_p/R_s

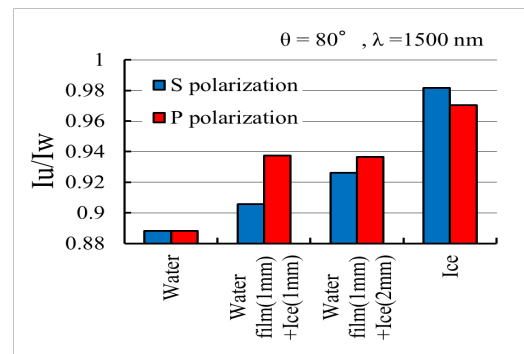


図10 表面反射と1mm下からの反射の強度比 I_u/I_w

図9に示すように、入射角度を80度とすれば、表面状態によらず氷の R_p/R_s は水よりも大きくなることから、氷と水の判別も可能となると思われる。

3.2 下地からの反射と表面反射の強度比 I_u/I_w

入射角度を80度とした場合の表面反射 I_w と1mm下からの反射 I_u の強度比を図10に示す。図によると、水膜下に氷がある場合は、水膜下に氷がない場合よりも値が大きくなり、氷の有無が判別可能であることが判明した。

4. まとめ

本手法により、各種路面の識別および雪氷路面における μ 定量化の可能性を示すことができた。しかしながら、本手法による路面状況の識別は、車両直下の情報となるため、自動運転に資するためには、前方路面に対する予測が必要となる。今後は、本手法と画像計測とを組み合わせることによる、前方路面 μ のリアルタイム計測の可能性について検討をし、取り組んでいく。

【参考・引用文献】

- (1) 福原輝幸, 渡邊洋, 荒川智之, 玉置肇, 2003: MASS車による冬期路面の滑り摩擦計測, 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要「日本海地域の自然と環境」, **10**, 59-66
- (2) P. Pyykönen, M. Jokela, J. Birgitta, Martinkauppi, M. Kutila, 2012: Road friction monitoring, SIRWEC 2012 Helsinki, ID 0049, 1-6
- (3) 二瓶光弥, 清水健一, 安藤泰之, 2014: 氷路面の摩擦痕断面形状計測によるタイヤ/氷摩擦の解析, 自動車技術会春季学術講演会前刷集, No.58-14, 13-18
- (4) 岩間大輔, 北川浩史, 城戸章宏, 長沼要, 2015: 近赤外偏光分光計測による凍結路面の表面粗さ解析(第1報), 自動車技術会論文集, **46**(5), 931-936
- (5) 岩間大輔, 北川浩史, 城戸章宏, 長沼要, 2015: 近赤外偏光分光計測による凍結路面の表面粗さ解析(第2報), 自動車技術会論文集, **46**(5), 937-942
- (6) 岩間大輔, 北川浩史, 城戸章宏, 長沼要, 2016: 近赤外偏光分光計測による凍結路面の表面粗さ解析(第3報), 自動車技術会論文集, **47**(2), 471-476
- (7) 田幸敏治ほか, 1981: 光学的測定ハンドブック, 東京, 朝倉書店, 4-6
- (8) 城戸章宏, 2010: 各種路面の光学特性計測に関する研究-第2報 NIR分光器による計測-, 北海道自動車短期大学研究紀要, **35**, 1-10

道路施設からの落雪危険防止について Anti-accident caused by falling snow from overhead facilities

竹内政夫（特定非営利活動法人雪氷ネットワーク）、佐々木勝男（北海道科学大学）

大廣智則（ネクスコエンジニアリング北海道）

Masao Takeuchi, Katsuo Sasaki, Tomonori Ohriro

1. まえがき

道路情報板や標識等の頭上の道路施設から冠雪や着雪が落下し、通行車両や人身に損傷を与えることがある。道路管理者は危険な冠雪や着雪を人力除去しているが、高所作業に伴う交通規制が必要になるため、交通に与える影響は大きい。これまで冠雪・着雪の落雪害防止対策については、主として冠雪を融かすヒーティング工法や冠雪が発達し危険になる前に少量ずつ落下させるように、滑雪性の高い塗料および材料や落雪カバー等を使った落雪促進工法というべき対策が考えられてきた^{1),2)}。しかし前者は経済性とツララの発生、後者は経時的性能低下のために雪下ろし作業が必要になるなどの問題があり、まだ実用的に満足のゆく工法にはなっていないように思われる。ここでは橋梁などで行われている雪庇や落雪防止のための格子フェンス³⁾を応用し、道路情報板の取り付け支柱に載る冠雪の落雪危険防止の実証実験と補足実験として野外模型実験を並行して行った。

2. 落雪の危険防止のための必要条件

道路標識等頭上の施設に積もった冠雪の落下は、衝撃が大きい場合は通行車両や歩行者に損傷をあたえる危険が大きい。積もったばかりの新雪は密度 0.1g/cm^3 (90%が空気)程度であり、落雪の衝撃・危険は小さい。衝撃の大きい冠雪は長い日数の間に圧密や融解凍結を経て密度が大きくなった硬い雪氷の塊の場合である。また密度の小さい新雪でも、フロントガラスの直撃で視認障害になるような大きな塊は危険であろう。一方で密度も塊も小さい冠雪は落雪しても、衝撃が小さく被害をもたらすことはないと考えられる。このことから、危険防止の必要条件として以下の3点が挙げられる。

- ① 密度の大きな冠雪は落下させない。
- ② 冠雪を小さい密度に保つ。
- ③ 落雪の塊を小さくし、大きなツララを形成させない。

以上の三点をクリアするものとし、雪庇の形成を防ぐ格子フェンスが考えられた。

格子フェンスの3項目の効果を検証するために、実物を使った実証実験と冠雪の細部を格子フェンスの模型を使った野外模型実験によって観察した。

3. 格子フェンスによる落雪対策実証実験

図1は冠雪から巻きだれた雪が道路情報板を覆い始めたものである。取り付けパイプの冠雪は情報板の左側直近では後ろに紐状に垂れ下がり、その左では冠雪が見えてる部分は手前に、見えない部分は後ろに傾いている。このようにパイプや狭い天板上の冠雪は基底と同程度以上に積もると一方に傾き、それにバランスするよう

に隣接する部分は反対方向へと交互に垂れる⁴⁾ことが多い。今回は後者の取り付けパイプに積もる冠雪の落雪対策を実証実験の主目的として、頂角 30° と 60° の 2 種類のフェンスで冠雪状況や効果の違いを観察した。加えて頂角 60° については格子フェンスが支柱に直接接したのものと図 2 手前のように両裾を離れたものの 2 種類、計 3 種類の三角格子フェンスで行なった。それぞれ防雪対象となる直径 20cm の支柱をカバーして図 3 のように設置し、道路巡回時に冠雪状況を写真観測した。写真観測では頂角による違いは見られず、またフェンスと支柱が接する部分は水が滞留しツララが成長しやすいと考えて行った実験であったが、いずれにも気になるようなツララは見られず違いは確認できなかった。



図 1 道路情報板上の冠雪



図 2 頂角 60° の格子フェンス

図 4 は最も冠雪量が多く観測された例である。図の左端は頂角 60° で裾が支柱に



図 3 格子フェンス設置状況



図 4 格子フェンスを覆う冠雪

中央は頂角 60° 、右端は頂角 30° で支柱に接したもので他と比べてより高く上にハミ出している。図 4 のように冠雪が多くなると低い格子は雪に覆われてしまうので冠雪量が多いように見える。しかし実際は、格子が雪を被っているだけでフェンスと支柱との間は空洞で冠雪量はむしろ少ない。この冠雪は積もったばかりの 90% 以上が空気

密度が 0.1g/cm^3 以下でありそのままに保たれたままの小さい塊であれば、落雪しても危険は小さいと考えられる。供用中の道路での冠雪状態の詳しい観察や調査は難しいので、模型実験によって冠雪状況の変化、消雪過程や密度測定等を行った。

4. 格子上の冠雪と落雪防止実験

格子フェンスは橋梁においては雪庇の張り出しや落雪防止のために設置されている⁴⁾。主に横方向への張り出し（雪庇）防止効果を利用したものであるが、ここでは図 5 のように水平に置いた格子に雪の塊（密度 0.25g/cm^3 ）を載せて、鉛直下方向への落雪の有無やツララの発生などを観察した。観測では低温時には変化はな

かったが、気温上昇によって格子に接する雪が融けて、トコロテン状に格子を抜けてその先端には小さなツララも見られた。抜けた雪は先端から小片で剥離落下し、大きなツララにはならなかった。これは空隙が大きい雪はツララを大きくするのに必要な量の水を集めることや、大きなツララを支える強度に欠けるからと考えられる。



図 5 格子の落雪防止実験

尚、模型実験で使った格子は全て、メッシュ間隔 40mm，線の太さ（線径）4mm の塩化ビニール被覆の市販のものを使用した。

5. 格子フェンス上の冠雪は浮遊状態のため密度が小さく保たれる

(1) 格子フェンス上の冠雪

格子フェンスに積もる冠雪を頂角 60°の模型によって観察した。小さい降雪粒子や雪片，吹雪粒子は格子をすり抜けて図 6 のように積もるが，付着しやすい大きな雪片は格子の上から積もり始め雪片・雪粒子の絡み合い，結合や焼結などによって隙間を埋めやがて格子全体を覆うように積もる。格子フェンスに積もった雪は，面積比で全体の一割程度の細い格子で支えられる。冠雪を構成する雪粒子が 3 次元網



図 6 格子を抜けて積もった冠雪

目構造で結合しているためと考えられるが，冠雪の重さが格子の細い線に集中することはなく，一枚の板や布のように面的に支えられている。そして低温下では時間を経ても冠雪が格子を抜けるのは見られなかったが，温度上昇によって格子に接する雪から融解が始まるとトコロテンのように格子の間を抜けるようになる。

(2) 冠雪の消滅-消滅過程-

格子フェンス上の冠雪は気温上昇とともに，融けたり格子間を抜けて少しずつ落下して消滅した。図 7 は冠雪が最大量(左図)に達してから消滅までの状況である。



図 7 冠雪最大時 (2/28 9:28)
気温

23 時間経過 (3/1 8:16)
-1~4℃

31 時間後 (3/1 16:50)
1~6℃

手前の冠雪で見にくいですが、格子フェンス上の冠雪と板の間は空洞である。気温が $-1\sim-4^{\circ}\text{C}$ で推移した23時間後(図7.中央)には冠雪が格子を抜け出しているのが見える。冠雪の大きい空隙が格子との密着を妨げるため強く凍着することではなく、格子との結合力が弱いため振動や風で吹き飛ぶこともあり図7(右)のように消滅するのは速い。

(3) 格子フェンス上の冠雪密度

面に積もる雪は融解凍結や重力によって圧密するが、格子に積もった雪は全体として浮遊状態に近く圧密は小さい。小さい密度で保水力が小さく大きなツララや氷



図8 格子上の冠雪密度測定

になり難い。しかし六華の結晶が焼結などを経て丸みを帯びるように、全体の体積が減少するため多少の密度増加はある。実験用の斜めのフェンスでの密度測定は難しく、水平でも大差ないと考え図8のように水平に置いた格子と板で比較測定した。冠雪が始まってから10日目の測定であるが、格子上では $0.08\sim 0.1\text{g}/\text{m}^3$ 、木板上では上下で幅があり、は $0.09\sim 0.19\text{g}/\text{m}^3$ で底部では約90%増加した。

6. まとめ

道路情報板を載せる支柱パイプからの落雪危険防止のための、格子フェンスによる実証実験と補足のための模型実験を行った。その結果、格子フェンスは危険防止に必要な次の①密度の大きな冠雪は落下させない、②冠雪を小さい密度に保つ、という2点を確認できた。また本文では述べなかったが、③落雪を大きくしないためには、格子で仕切ると隣接する雪の結合力が小さくなり仕切りを越えて大きな塊にはならないことも観察した。即ち、格子フェンスの内側に積もった雪は①の落雪防止、外側に積もった冠雪は②の密度を新雪並みに保つ効果で、また必要であれば格子で仕切ることで③の落雪の大きさをコントロールすることができる。このように格子フェンスを工夫することにより衝撃の大きな落雪は防ぐ可能性は大きいことが示された。

7. 今後の課題

道路情報板や標識の冠雪は落雪だけでなく、道路情報板や標識類の視認を妨げる冠雪から発生する巻き垂れとその落雪防止を、今後の課題と考えている。

【引用文献】

- 1) 吉田光則 他 8 名, 1993: 着氷雪防止技術に関する研究(1), 北海道の雪氷, **12**, 24-26.
- 2) 伊東敏幸 他 4 名, 1994: 建築物外装材に用いられる各種材料と雪氷体の付着性に関する研究 その1.表面性状と凍着性状について, 寒地技術論文・報告書, **10**, 489-492.
- 3) 竹内政夫, 岳本秀人, 植野英睦, 浅野豊, 2005: 橋梁の落雪防止のための格子フェンス, 第22回日本雪工学会全国大会論文報告集, 19-20.
- 4) 竹内政夫, 2005: 雪庇を防止する格子フェンス, 第21回寒地シンポジウム, 692-701.

天然ガスハイドレート生成時のメタン炭素安定同位体分別 —バイカル湖南湖盆のハイドレート含有湖底堆積物の例— Carbon isotope fractionation of methane at the formation of natural gas hydrate — A case study of hydrate-bearing lake bottom sediment at the South Baikal Basin —

八久保晶弘, 谷本純香, 山崎亮, 北桃生 (北見工業大学),
Oleg Khlystov (ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所),
Gennadiy Kalmychkov (ロシア科学アカデミーシベリア支部地球化学研究所),
Marc De Batist (ゲント大学), 坂上寛敏, 南尚嗣, 山下聡 (北見工業大学)
Akihiro Hachikubo, Sumika Tanimoto, Ryo Yamazaki, Momoi Kita, Oleg Khlystov,
Gennadiy Kalmychkov, Marc De Batist, Hirotohi Sakagami,
Hirotugu Minami, Satoshi Yamashita

1. はじめに

北見工業大学環境・エネルギー研究推進センターでは, ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所およびベルギー・ゲント大学との共同研究体制を長年維持し続けている. 我々の研究のターゲットは, 世界最深の湖であるロシア・バイカル湖の湖底堆積物中に存在する天然ガスハイドレート (GH) の生成過程である. これまでの調査のあらましについては, 既報¹⁻⁶⁾を参照されたい. 2016年8月には, 2009年から毎年続いている Multi-phase Gas Hydrate Project (MHP) の通算 8 回目の調査航海 (VER16-03) が行なわれ, 南湖盆および中央湖盆で計 17 本の天然 GH 含有湖底堆積物コアを採取した⁷⁾. このうち 8 本のコアは, 2015年8月にメタン (C_1)・エタン (C_2) 混合系の結晶構造 II 型結晶が発見された Kedr (2015年当初の Kedrovaya から改称された地名)⁶⁾ および Kedr2 で採取されている (図 1).

既報⁶⁾では, Kedr で採取された GH ガス・湖底堆積物中の堆積物ガスの炭化水素ガス組成 ($C_1/(C_2+C_3)$) および $C_1 \cdot C_2$ の水素同位体比に着目した. GH 含有コアは非含有コアに対して C_2 リッチであること, 結晶構造 II 型の GH ガスの $C_1/(C_2+C_3)$ は約 6~7 であること, GH ガスの $C_1\delta D$ は堆積物ガスのそれよりも約 5% 小さいこと, 同一地点ないし同一堆積物コア中の GH ガスの $C_2\delta D$ は結晶構造 I 型と II 型で明らかな差があり, 前者に対して後者は小さい, などの結果を得ている. 特に $C_1\delta D$ の差に関しては, GH 生成時のメタン安定同位体分別⁸⁾から説明される. すなわち, GH 相に包接された C_1 の δD が環境相の C_1 の δD よりも 5% 小さいということは, GH が周囲の間隙水溶存メタンと平衡状態にあることを示唆する. しかしながら, 2015St1GC15 コアは例外的に GH ガス・堆積物ガスそれぞれの $C_1\delta D$ がほぼ同一であり, 差がみられなかった. この堆積物コア中の GH 結晶構造は, 湖底に近い方 (堆積物コア上方) から構造 II 型, 構造 I 型, 構造 II 型と並び⁶⁾, これまでに Kukuy K-2 泥火山等で報告されていたような, 常に構造 I 型の上方に構造 II 型が存在するパターンとは異なる.

一方, $C_1\delta^{13}C$ については, $C_1\delta D$ のような明らかな安定同位体分別がみられない⁸⁾. ところが, 堆積物粒子の存在により $\delta^{13}C$ の大きい C_1 が GH 相に濃縮されるとの報告もある⁹⁾. 本研究では, 南湖盆の Kedr および Kedr2 で得られた GH ガス・堆積物ガスのメタン炭素同位体比 ($C_1\delta^{13}C$) に焦点を絞り, 報告する.

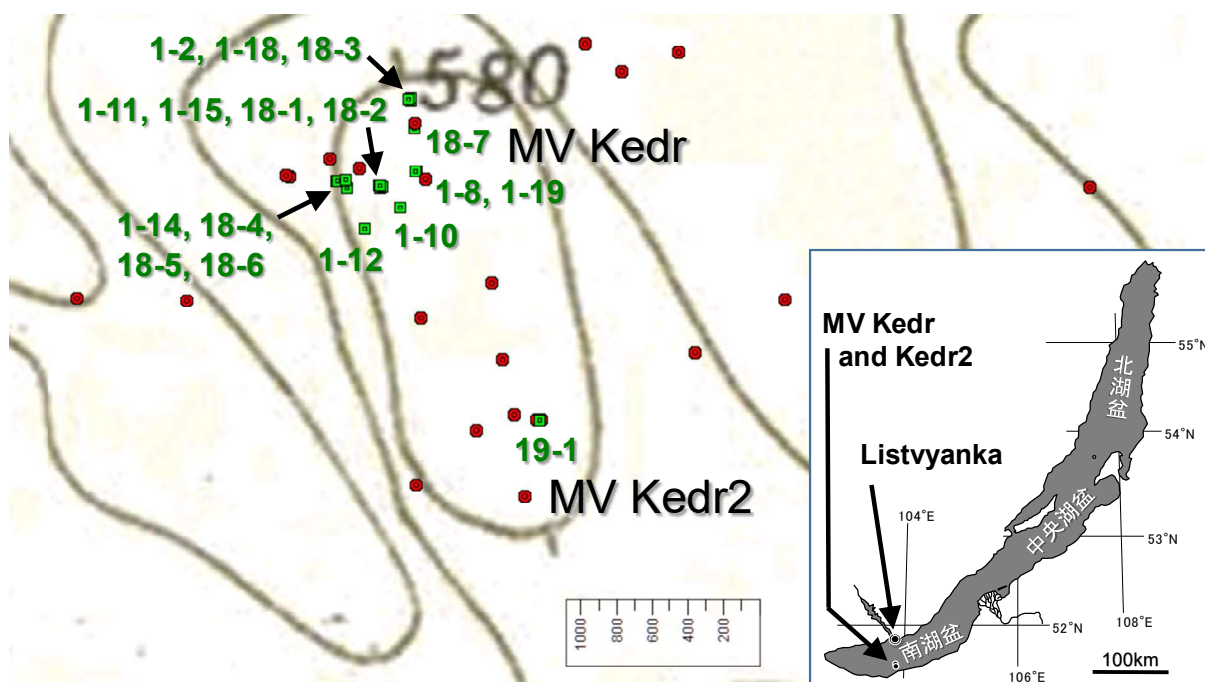


図1 バイカル湖南湖盆のKedr・Kedr2両泥火山付近における湖底堆積物コア採取地点(2015-2016年)．緑四角はGH含有コア(コア番号付き)，赤丸はGH非含有コア．水深約600mの緩やかな丘陵地形に小さな多数のポックマークが存在している．

2. 試料採取および分析方法

天然GHの採取されたKedrおよびKedr2(水深約600m)は、バイカル湖南湖盆の観光拠点である港町、Listvyankaから南方約30kmに位置する泥火山である(図1)．2015年調査ではSt1(Kedr)，2016年調査ではSt18(Kedr)およびSt19(Kedr2)とstation名が付けられている．KedrおよびKedr2はそれぞれ直径約1kmの丘陵状の地形であり、VER15-03調査航海に先立ち2015年に調査船*G. Titov*号で実施されたマルチビームエコーサウンダー物理探査によれば、高さ数10m規模のマウンドやポックマークが泥火山上に多数存在している¹⁰⁾．

調査船*G. Yu. Vereshchagin*号によるVER15-03(2015年8月)およびVER16-03(2016年8月)調査航海にて、重力コアラを用いてそれぞれ18本(GH含有コア9本)、22本(同8本)の湖底堆積物コアを得た．GHガスについては、船上にて水上置換法で8mLバイアル瓶に採取し、防腐剤として塩化ベンザルコニウム水溶液(50wt%)を0.2mL注入した．また、半割した堆積物コア断面から40cmおきに先端カットシリンジを用いて堆積物10mLを採取し、飽和NaCl水溶液10mLとともに25mLバイアル瓶に封入し、ヘッドスペース5mLをヘリウムで置換してからよく振盪することで堆積物ガスを得た．これらの試料について、ガスクロマトグラフでガス組成を、また安定同位体比質量分析装置でC₁の炭素安定同位体比(C₁δ¹³C)をそれぞれ測定した．

3. ガス分析結果および考察

GHガスおよび堆積物ガスに含まれる、メタンの炭素同位体比(C₁δ¹³C)の深度プロファイルを図2に示す．なお、データについては2016年調査のものから代表的な

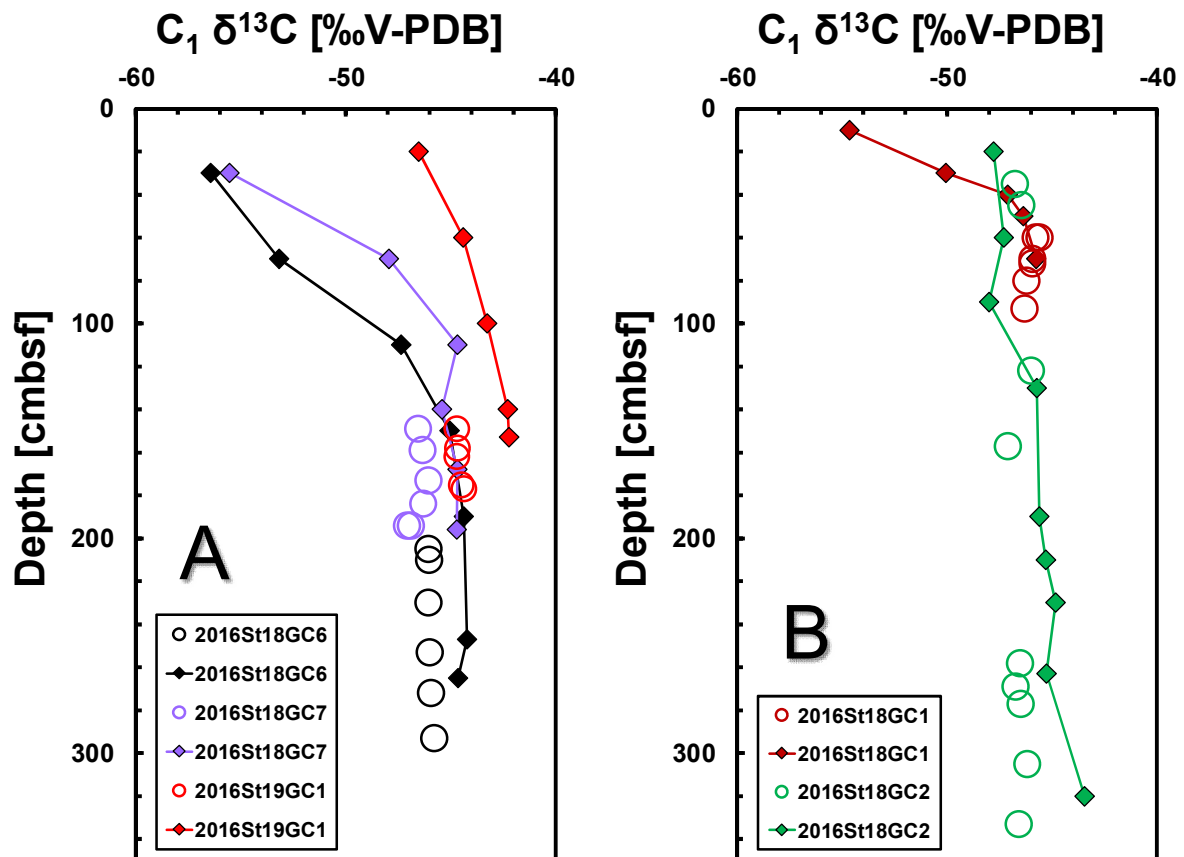


図 2 GH ガス（記号○）および堆積物ガス（記号◆）の $C_1\delta^{13}C$ の深さ方向プロファイルの代表例。A)ではいずれも GH ガスの $C_1\delta^{13}C$ が堆積物ガスより小さい。一方、B)では両者がほぼ同程度（2016St18GC1）か、深さ方向で大小関係が逆転している（2016St18GC2）。

5 コアのみを抜粋している。左図（A）では、堆積物ガスの $C_1\delta^{13}C$ は深度とともに増加し、コアごとに一定の値に収束している。湖底に近い表層では、当該深度での微生物起源 C_1 の生成により $C_1\delta^{13}C$ は小さいが、深部から供給される熱分解起源 C_1 との混合により $C_1\delta^{13}C$ が増加していると解釈される。注目すべきは、同深度での GH ガスと堆積物ガスとの間に $C_1\delta^{13}C$ の明瞭な差がみられることで、どのコアも前者は后者より 1~2‰小さい。一方、右図（B）では両者がほぼ同程度か（2016St18GC1）、深度によって大小関係が逆転している（2016St18GC2）ことがわかる。また、Kedr および Kedr2 で得られた全ての GH 含有コアについて、GH ガスと堆積物ガスとの間の $C_1\delta^{13}C$ の差を求めたところ、Kedr 泥火山の中心部のポックマーク（窪み）から得られた 2015St1GC11・2015St1GC15・2016St18GC1・2016St18GC2 の 4 コアでは、 $-0.2 \pm 0.8\text{‰}$ で両者にほとんど違いはなかったが、他の 9 コアでは $1.7 \pm 0.4\text{‰}$ であり、GH ガスのほうが軽い C_1 ($^{12}CH_4$) を優先的に包接していた。

人工的に C_1 ハイドレートを生成した場合、 C_1 の炭素同位体分別はみられない⁸⁾ことから、 $C_1\delta^{13}C$ は GH ガス・堆積物ガスで両者に違いはない、と予想される。しかしながら、多孔質媒体である珪藻を混ぜて C_1 ハイドレートを生成すると、GH 相に $C_1\delta^{13}C$ の大きい、すなわち重い C_1 が優先的に包接される、との実験結果もあり⁹⁾、バイカル湖の結果は全くの逆傾向を示している。一方、オホーツク海網走沖の天然 GH に付着し

ていた堆積物（主成分は珪藻， FeS_2 ， CaCO_3 など）を混ぜて C_1 ハイドレートを生工的に生成した例では，バイカル湖の結果と同様，軽い C_1 を GH 相に優先的に包接するとの結果を得ている¹¹⁾．また，堆積物含水率の違いが C_1 の炭素同位体分別に影響を与えているとの報告もある¹¹⁾．このように，天然堆積物の細孔効果が C_1 の炭素同位体分別に及ぼす効果については未だ不明な点が多いものの，堆積物粒子の存在が，純粋な C_1 ハイドレートの場合とは異なる同位体効果を生む可能性がある．すなわち，「天然堆積物の混じる環境では C_1 $\delta^{13}\text{C}$ の 1~2‰ 小さい（軽い） C_1 を優先的に GH 相に包接する」と解釈すれば，そのような GH 含有コアが得られた地点では，GH 結晶は環境の間隙水溶存メタンと平衡状態にある，ということになる．とすると，むしろ両者の差がほとんどなかった 2015St1GC11・2015St1GC15・2016St18GC1・2016St18GC2 の 4 コアが得られた地点では，何らかの異常の存在が示唆される．

前述のように，既報⁶⁾では 2015St1GC15 コア中の GH 結晶が浅層から構造 I 型，II 型，I 型と並び， C_1 δD にも異常がみられた．2016St18GC2 コアでもほぼ同様の GH 結晶構造の産状であることから，Kedr 泥火山の中心部のポックマークでは，GH 結晶が環境の間隙水溶存メタンと平衡状態にはない，例えば GH 結晶の解離過程にある，などの可能性がある．堆積層深部で作られた熱分解起源ガスが湖底表層に供給される時，チムニー状の GH からなる供給路が存在すると考えられる．しかしながら，GH 生成によりガス供給路が閉塞するなどの状況もありうる．その場合，ガス供給の止まった結晶構造 I 型の C_1 ・ C_2 混合 GH の一部は間隙水中に溶解し，一方で C_2 をさらに濃縮した結晶構造 II 型の GH を再生成したのではないかと考えられる．

謝辞

調査船 *G. Yu. Vereshchagin* 号の乗組員ならびに乗船研究者・学生の皆様にはお世話になりました．本研究は科学研究費（基盤研究 B: 26303021; 16H05760）の助成を受けて実施された．

【参考・引用文献】

- 1) Hachikubo, A., *et al.*, 2009: *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18504, doi:10.1029/2009GL039805.
- 2) Hachikubo, A., *et al.*, 2010: *Geo-Mar. Lett.*, **30**, 321–329.
- 3) Hachikubo, A., *et al.*, 2012: *Geo-Mar. Lett.*, **32**, 419–426.
- 4) Khlystov, O., *et al.*, 2013: *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 162–166.
- 5) 八久保晶弘, 2013: 低温科学, **71**, 141–151.
- 6) 八久保晶弘ほか, 2016: 北海道の雪氷, **35**, 95–98.
- 7) Minami, H., *et al.*, 2017: *Operation Report of MHP III-16*, R/V G. U. Vereschchagin Cruise, VER-16-03, ERC, KIT, 143pp.
- 8) Hachikubo, A., *et al.*, 2007: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.
- 9) 太田有香ほか, 2016: 雪氷, **78**(5), 281–290.
- 10) Minami, H., *et al.*, 2016: *Operation Report of MHP II-15*, R/V G. U. Vereschchagin Cruise, VER-15-03, ERC, KIT, 157pp.
- 11) 谷本純香ほか, 2016: 雪氷研究大会（2016・名古屋）講演予稿集, 213.

メタン・硫化水素混合ガスハイドレートにおける ゲストガス分子の占有性 Cage occupancy of mixed-gas hydrate composed of methane and hydrogen sulfide

柿崎圭人, 八久保晶弘 (北見工業大学), 竹谷敏 (産業技術総合研究所),
Young K. Jin (韓国極地研究所),
Anatoly Obzhairov (ロシア科学アカデミー極東支部太平洋海洋学研究所),
坂上寛敏, 南尚嗣, 山下聡 (北見工業大学)
Keito Kakizaki, Akihiro Hachikubo, Satoshi Takeya, Young K. Jin, Anatoly Obzhairov,
Hirotoishi Sakagami, Hirotugu Minami, Satoshi Yamashita

1. はじめに

海底下に存在する天然ガスハイドレート (GH) は, 天然ガスの主成分であるメタンを大量に包蔵することから, メタンハイドレート (MH) と呼ばれ, 将来のエネルギー資源として注目されている. それらは低温・高圧条件下で存在し, 常温・大気圧下では不安定な物質である. MH の分子式は $\text{CH}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ で表わされ, 水和数 (n) はメタン 1 個を包接するのに必要な水分子の平均個数に相当する. ゲスト分子とホスト分子との間には弱い Van der Waals 相互作用があるのみで, 水和数は温度・圧力条件で変化すると考えられる. MH 水和数の水深 (圧力) 依存性が明らかになれば, 例えば MH の存在する水深が MH のガス包蔵性に及ぼす影響を評価することが可能となる. すなわち, 水和数を決定する要因は, 資源量評価に関わる重要な検討項目と言える.

MH 水和数は, 結晶構造 I 型の大小ケージにそれぞれ入るメタン分子によるラマンピークの面積比, および熱力学モデルを援用する方法で推定される¹⁾. 本研究では, サハリン島沖および網走沖で得られた天然 GH のラマン分光分析を行ない, これらの試料を純粋な MH であると仮定して, 天然 GH 採取地点の水深と水和数との関係を調べた. また, 天然 GH はメタン以外のゲストガス成分をわずかながら包接する. その中でも硫化水素は比較的多く, 天然 GH には最大 3% 付近まで含まれている²⁾. そこで, 硫化水素が水和数計算に影響を及ぼしている可能性についても, 人工のメタン・硫化水素混合 GH を用いて天然試料と同様の分析を行ない, 考察した.

2. 試料およびラマン分光分析

使用した試料は, CHAOS プロジェクト (2003-2006), SSGH プロジェクト (2007-2015), 北大水産学部附属練習船「おしよろ丸」共同利用によって得られた, サハリン島北東沖, 南西沖およびオホーツク海網走沖の水深 322m から 1051m で採取された表層型天然 GH である. 液体窒素温度下で保存されている天然 GH を顆粒状に砕き, ラマン分光分析装置 (RMP-210, 日本分光製) でメタン分子の C-H 対称伸縮モードによるラマンピークを観測した. このピークは大小ケージそれぞれに包接されるメタンで波数が異なるため, 2 つに分かれるものの, 完全には分離しない. そこで, これらのピーク面積比を Voigt 関数でピークフィッティングして求め, 大小ケージそれぞれのメタン面積比を求めた. これらの手順を 1 つの試料に対して 5 回実施し, ばらつき

の評価を行なった．このピーク面積比は大小ケージにそれぞれ包接されるメタンの存在比に相当し，熱力学モデル¹⁾を援用することで水和数を計算した．なお，温度条件については，サハリン島北東沖の海底付近の海水温度実測値+2.3℃を，全ての地点で同じであると仮定した．

3. 測定結果および考察

図1は，天然 GH および人工 MH の水和数を水深（圧力）に対してプロットした図である．まず，天然 GH では水和数のばらつきが比較的大きく，水深依存性は特にみられない．例えば，水深 322m の同一地点で採取された GH に限定してみると，水和数が 6.00～6.05 と広範囲にわたる．一方，今回測定された天然 GH の水和数の最大値は 6.06，最小値は 5.98 であった．この水和数の差である 0.08 をガス包蔵性の差に換算すると，ある一定の体積の MH から解離したメタンの体積比（モル比）としては，わずか 1.2% 程度に過ぎない．したがって，天然 GH そのものの水和数の違いが資源量評価に与える影響は限定的であることが示された．

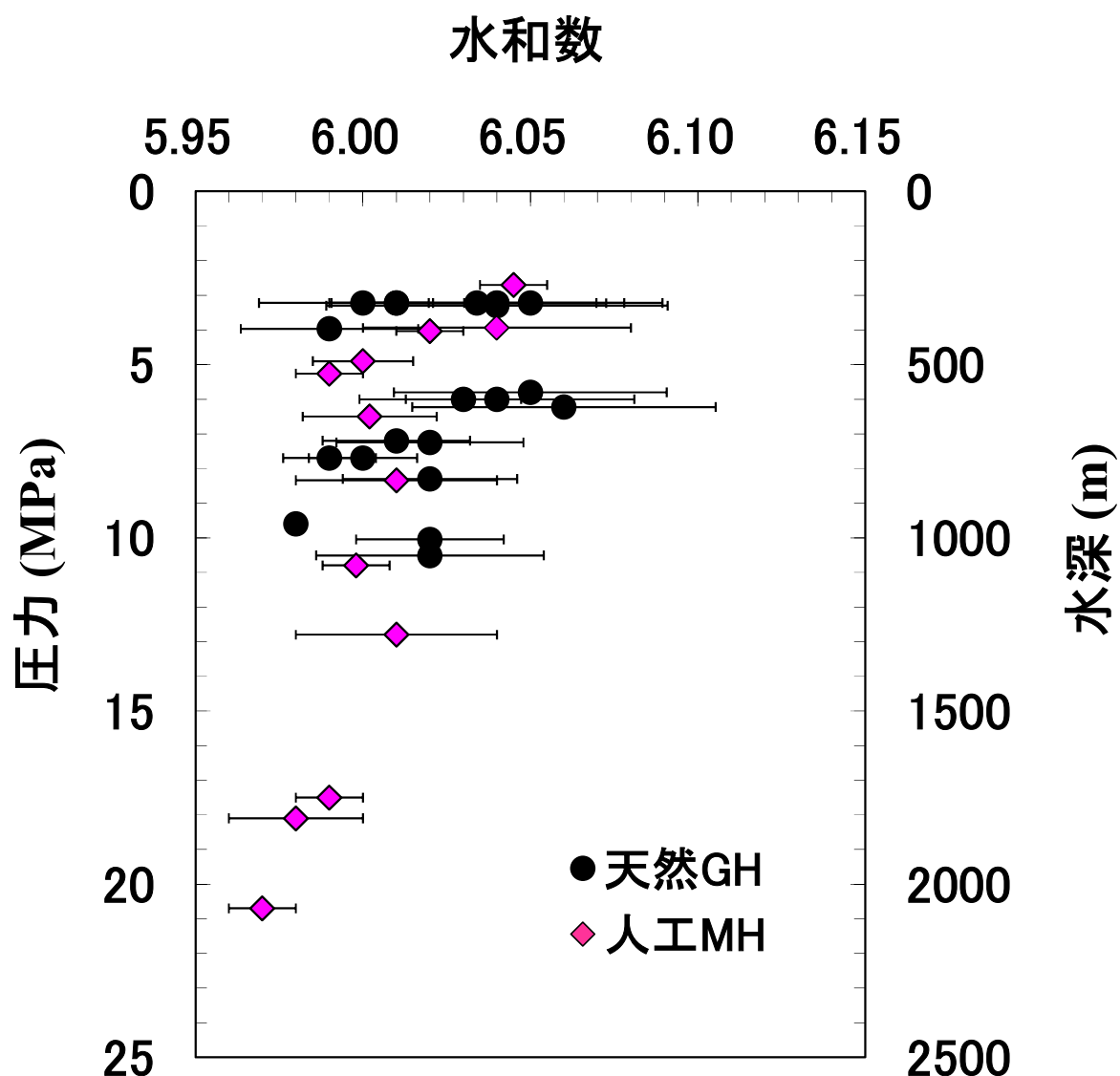


図1 天然 GH と人工 MH の水和数の水深（圧力）依存性．

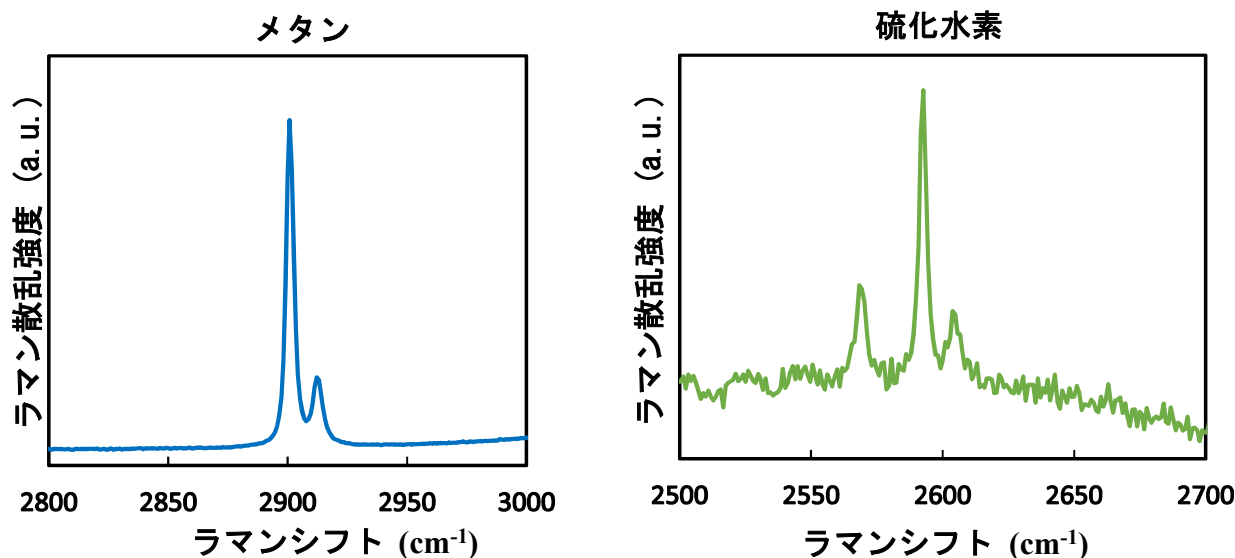


図 2 天然 GH のラマンスペクトル (サハリン島南西沖 水深 600m). 左: メタンの C-H 対称伸縮モード, 右: 硫化水素の S-H 対称伸縮モード.

一方, 先行研究³⁾で報告されている人工 MH の水和数については, 生成圧力の増加にともない, やや減少する傾向がある (図 1). 天然 GH で人工 MH のような傾向がみられない理由として, 天然 GH を純粋な MH と仮定したことがその一つに挙げられる. そこで, 本研究では硫化水素の存在が水和数計算に及ぼす影響について検討する.

図 2 は, 本研究で水和数を求めた天然 GH のラマンスペクトルの一例である. まず, メタンについては, 結晶構造 I 型の大小ケージにそれぞれ包接された, 波数 2900 cm^{-1} 付近のメタン分子によるピークが左右に分かれ, その面積比はおおむね 3:1 である. 一方, メタンとは異なる波数 2600 cm^{-1} 付近に硫化水素分子によるピークが存在し, メタンと同様, 結晶構造 I 型の大小ケージに対応するとみられる 2 ピークが現れている. なお, 波数 2570 cm^{-1} 付近に現われるピークはメタンの変角振動モードである. これらの結果から, 硫化水素もメタンと同様に大小ケージに包接されていることがわかる. そこで, メタンだけでなく硫化水素についても, 大小ケージに相当する 2 ピークをピークフィッティングで分離し, 大小ケージのピーク面積比, すなわち存在比を求めた. なお, 大小ケージのゲストガス存在比に及ぼす GH 中の硫化水素濃度の影響をみるため, 天然 GH ではなくあえて人工 GH をその解析対象とした.

図 3 は, 人工的に生成したメタン・硫化水素混合 GH の大小ケージそれぞれのゲストガスの面積比を, 硫化水素濃度に対してプロットしたものである. 純粋な MH の大小ケージの面積比は 3.11 ± 0.06 であり, 大ケージに対して小ケージの方に空きが存在することを示す. これに対し, 硫化水素が混入するとメタンの面積比は $3.16 \sim 3.33$ 程度まで増加する. そして, 硫化水素の大小ケージの面積比はメタンと比べると小さく, おおむね 3 以下となっている. このことから, 硫化水素はメタンに対して小ケージに優先的に包接される傾向が示唆される. 前述の水和数導出法は本来, 純粋な MH に適用されるものであるため, 硫化水素の存在がメタンの大小ケージ占有率に影響を及ぼし, ピーク面積比をいくらか増加させた結果, 水和数を過大評価したと考えられる.

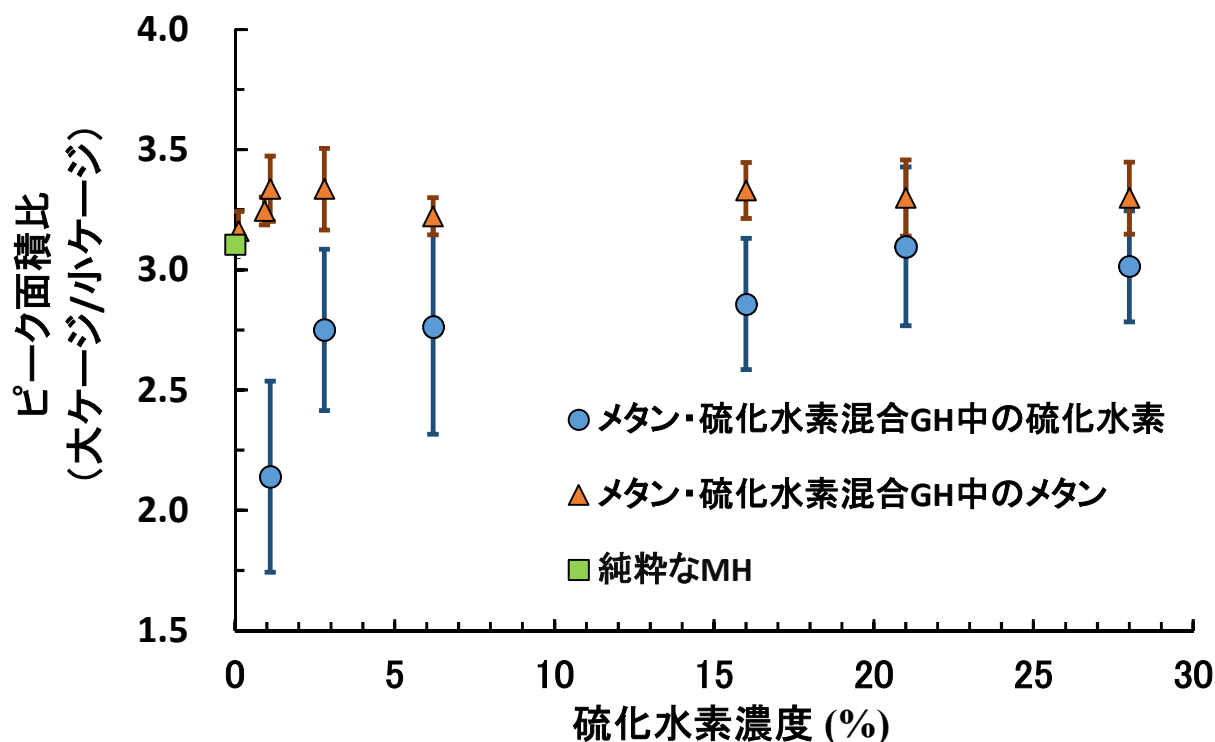


図3 大小ケージに包接されたゲストガス分子の面積比の硫化水素依存性.

4. まとめ

人工MHの水和数は、生成圧力が増加するにつれて水和数がやや減少するのに対し、サハリン島沖および網走沖で得られた天然GHを純粋なMHと仮定して求めた水和数については、人工MHでみられるような圧力依存性は認められなかった。そこで、天然GHに含まれる硫化水素についても同様に、人工の混合GHに関してピークフィッティングにより大小ケージの面積比を求めると、その比は硫化水素濃度に関わらず、メタンと比べて常に小さかった。このことは、メタンに対して硫化水素が天然GHの小ケージに優先的に包接されることを示唆する。また、その裏返しとして、純粋なMHよりも硫化水素がいくらか混入している方がメタンの大小ケージの面積比は大きかった。このことは、メタン・硫化水素混合系において純粋なMHと仮定して水和数を求めると、結果的に水和数を過大評価することを示している。

謝辞

ロシア太平洋海洋学研究所調査船 Akademik Lavrentyev 号および北大水産学部附属練習船「おしよろ丸」の乗組員および関係者各位には天然試料採取でお世話になりました。なお、本研究では科学研究費（基盤研究 B: 26303021）の助成を受けた。

【参考・引用文献】

- 1) Sum *et al.*, 1997: *J. Phys. Chem. B*, **101**, 7371–7377.
- 2) 八久保晶弘ほか, 2009: 地学雑誌, **118**(1), 207–221.
- 3) 長谷川ほか, 2015: 雪氷研究大会（2015・松本）講演予稿集.
- 4) Schicks and Ripmeester, 2004: *Angew. Chem. Int. Ed.*, **43**, 3310–3313.

積雪における可視光の透過実験－青い雪－

Transmission of visible radiation in snow layer

－Blue snow experiment－

三浦辰也（北海道教育大学札幌校*），尾関俊浩（北海道教育大学札幌校）

安達聖（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）

富樫数馬（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）

Tatsuya Miura, Toshihiro Ozeki, Satoru Adachi, Kazuma Togashi

1. はじめに

2014 年 2 月に記録した関東甲信地方の記録的な大雪は交通に大きな影響をもたらしただけでなく、「雪が青く見える」ことが大きな話題を呼んだ。これは雪粒そのものが青く見えるのではなく、積雪の穴や割れ目を覗いた色が水色に見えるというものである。このとき積もった雪は、さらさらとした、雪粒間の結合が弱いガラス片が集まったような雪の結晶で、角柱が多くみられたことが報告されている¹⁾。

氷塊を長距離透過した光が青く見える現象は一般によく知られている。図 1 はローヌ氷河（スイス）に開けられた氷のトンネルの内部を撮影した写真であるが、氷の壁は青白く見える。氷に入射した光は距離とともに指数関数的に減衰する。紫外線からマイクロ波にかけての減衰係数（または吸収係数）は多くの人によって測定されており、光の波長 λ に依存することが知られている²⁾。氷は可視光領域（ $0.4 \sim 0.7 \mu\text{m}$ ）ではほとんど透明であるが、赤外領域（ $0.7 \sim 3 \mu\text{m}$ ）では減衰係数が大きく不透明である。Warren ら³⁾が可視光領域から赤外領域についてまとめた例では、減衰係数は波長 $0.4 \mu\text{m}$ 前後を極小値として 0.1 m^{-1} よりも小さな値を示す。

Warren と Brandt⁴⁾が既往の Complex index of refraction m に関する計測結果を改めたところ、虚部 m_{im} の波長 $0.2 \sim 0.5 \mu\text{m}$ における値はそれまで小さいとされていた値よりもさらに小さいことが明らかになっている。なお m を虚部 m_{im} と実部 m_{re} により $m = m_{re} + im_{im}$ と表すと、 m_{im} は減衰係数 k_{abs} と $k_{abs} = 4\pi m_{im} / \lambda$ で関係づけられる。したがって、太陽光のうち青から緑にかけての波長（約 $0.43 \sim 0.55 \mu\text{m}$ ）がより多く透過した結果、トンネルの壁の色が青白く見えたことがわかる。



図 1 ローヌ氷河（スイス）の氷のトンネル。透過光は青く見える。

通常の積雪は白く（透過光は白いまま暗く）見える。一つ一つの雪の結晶は透明な氷粒であるが、積雪に入射した光は吸収と散乱を受け、反射光は多重散乱の結果白く見える。一方、透過光は急激に減衰する。積雪の減衰係数も多くの人によって測定されているが、その波長依存性については結果に相違が見られる^{3) 5)}。これは積雪の粒径、密度、含水率などにも大きく依存するからである。

*現在 北海道大学

「青い雪」が観察されるのは雲粒なし降雪結晶に起因すると指摘されている¹⁾⁶⁾．そこで本研究では、結晶形の違う雪を用意して、積雪の厚さを変えて透過光を測定し、青い雪の見える条件を調査した．

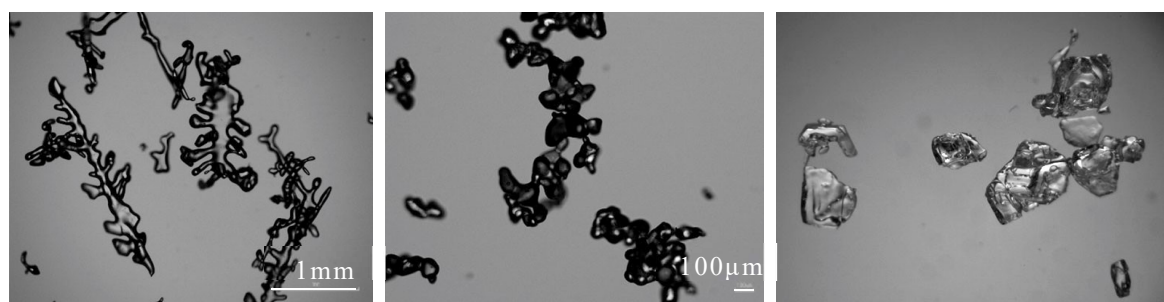


図 2 実験に用いた積雪の結晶の接写．左から積雪 A，積雪 B，しもぞらめ雪．

2. 実験方法

2014 年 2 月の関東甲信地方の降雪では角柱やガラス片が集まったような結晶が積もったことが分かっているが，そのような Solid（無垢）な雲粒なし降雪結晶を実験用に集めるのは難しい．そこで，風洞型表面霜作成装置で生成した表面霜を使うことを想定した．人工表面霜は一回の生成で 0.8 m^2 の面積で得られる．しかし本研究では同時に行った実験に表面霜を用いたため十分な量を確保できず，苫小牧で採取した天然のしもぞらめ雪を用いることとした．また，均一な結晶を積層させるため，防災科研 CES の降雪 A，降雪 B を篩（ふるい）にかけ積雪 A，積雪 B とした．積雪 A は樹枝状の大きな結晶で，結晶の長径は 2 mm ほど，短径は $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ ほどである（図 2 左）．密度は 110 kg m^{-3} と密度の小さい積雪であった．積雪 B は水滴を膜に噴霧して作った降雪を用いており，形状は粒状の小さな結晶の集合体で，各粒径は 0.1 mm ほどである（図 2 中）．一方，密度は大きく 330 kg m^{-3} であった．しもぞらめ雪は角ばった形状をしており，粒径は 2 mm ほどである（図 2 右）．しもぞらめ雪を篩にかけて作成した積雪の密度は 250 kg m^{-3} であった．

本研究では，高さ 90 cm の実験箱の上部に光源を取り付け，箱の下部に円形の穴をあけアクリル板を敷き，光源からの光が試料を透過して箱の下に設置したセンサーで捕らえられるようにした．光源とアクリル板の距離は 70 cm である．透過光の測定にはフィールド携帯型分光放射計 Field Spec (ASD 社) を用いた．実験装置概図を図 3 に示す．実験箱内部は塗料で黒く塗られており，壁面からの反射光が積雪やセンサーに入射しないようにした．アクリル板は厚さ 3 mm ，全光透過率約 93% ，可視光領域ではほぼすべての光を透過するものを使用した．また，本実験では光の強度を高めるために，集光レンズ NIKKOR 85 mm （ニコン，F1.4）を使用した．光源はフトリフレクタランプ（Panasonic， 500 W ，色温度 5500 K ）を用いた．また，しもぞらめ雪についてはその他に LED ランプ（朝日電器， 14 W ，昼光色，全光束 1000 lm ）と太陽光も用いた．

本研究では，積雪深を増加させるごとに分光計により透過光を測定した．したがって分光計より下方からの反射光がない実験であり，透過光が青く見えるかに特化した実験である．各波長の減衰係数 k は，透過光の強さ I が

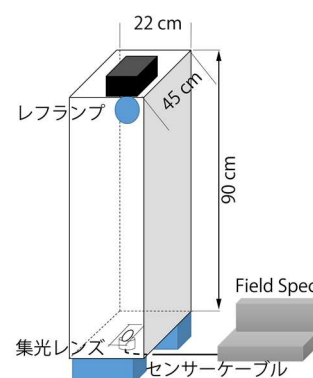


図 3 実験装置概図．

$$I = (1 - a)I_0 \exp(-kz) \quad (1)$$

にしたがって積雪の深さ z にとともに減衰するとして回帰式より求めた. ここで I_0 は入射光, a はアルベドである. 積雪が浅いときには黒い板上のアルベドは黒い板の影響を受けることが知られている⁵⁾. 積雪が数ミリ積もるだけでアルベドは黒い板の影響を受けなくなるので, 最も薄い積雪の値は除いて k を求めることとした.

3. 実験結果

実験系の性能を確かめるため, 氷ブロックを用いて測定を行った. 本実験では, 氷を電動糸鋸で加工し, 5 cm から 70 cm まで 5 cm 間隔で測定を行った. 氷は内部に気泡が含まれていない透明な氷を使用した. 図 4 に 380~750 nm の測定結果を示す. 減衰係数は 380~450 nm (紫から青) まで 0.2 m^{-1} 程度と小さく, それより波長が長くなると徐々に大きくなる傾向がみられた. 既往の研究³⁾と比較すると, 紫から緑の減衰係数の値は大きめだったものの, 増加傾向もオーダーも一致していた. この結果から, この実験系によって積雪の透過光を測定することとした.

図 5 に 3 種類の積雪の測定結果を示す. 減衰係数は 380~750 nm の範囲で算出した. 積雪 A は, 可視光全域にわたって約 40 m^{-1} であった. これは既往の研究⁵⁾とオーダーは一緒であるが, 密度が小さいことを勘案すると, 密度の割に減衰が大きかったと推察される. 波長依存性はよく見ると 550 nm 以降は波長が長くなるほど減衰係数が大きくなっている. 積雪 B の減衰係数は約 200 m^{-1} と大きく, 透過光は急速に減衰する. しかしその値を注意深く見ると 380 nm から 550 nm にかけて緩やかに減少, 550 nm 以降は波長が長くなるほど減衰係数が大きくなった. この結果数 cm の浅い積雪のときに透過光が青白くなる現象が見られた (図 6).

しもぎらめ雪の減衰係数は積雪 B と比較して明らかに小さいため, しもぎらめ雪のような Solid な結晶は他の雪よりも光を通しやすいと考えられる. しもぎらめ雪の減衰係数は 380 nm から 450 nm 付近まで減少し, 650 nm から 750 nm まで増加している. 450 nm から 650 nm にかけて減衰係数が横ばいの傾向があるが, 摂動が見られた. 450~650 nm はリフレクタ

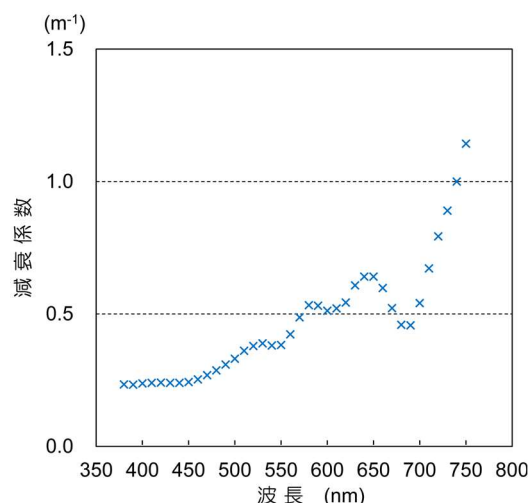


図 4 氷の減衰係数の波長依存性.

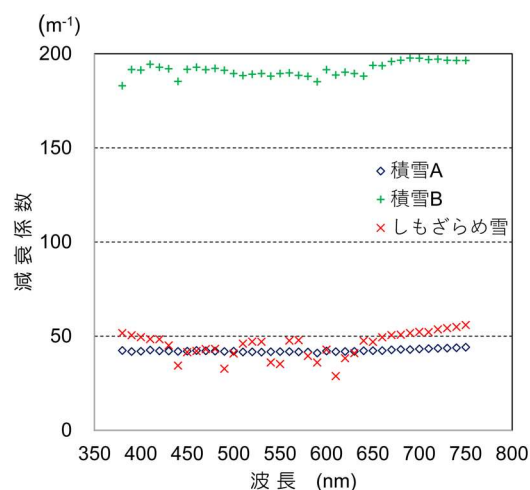


図 5 積雪 A, 積雪 B, しもぎらめ雪の減衰率の波長依存性.

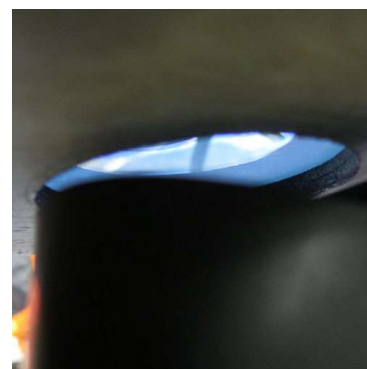


図 6 青い透過光. 積雪 B.

ランプの出力が十分ではなかったことが原因の可能性があるので，他の光源を用いてしもぎらめ雪の追加実験を行った．LED ライトの出力はリフレクタランプと比べて小さかったので，光源の高さを 20 cm へ近づけて測定した．太陽光は高度約 19°であったので，分光計を約 40°に傾けて測定した．よって太陽光のみ約 20°の入射角で光が雪面にする条件であった．

図 7 に 3 種類の光源を使った測定結果を示す．なおデータは各光源の入射光が $0.1 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ 以上の部分だけを抽出した．3 種類ともに測定した 440～470 nm の値はいずれも 40 m^{-1} 前後であった．また，LED の減衰係数が全体的に小さい傾向はあったが，この値の差はしもぎらめ雪の積層の差であった可能性も考えられる．傾向としては 550 nm 以降は波長が長くなるほど減衰係数が大きくなっていった．

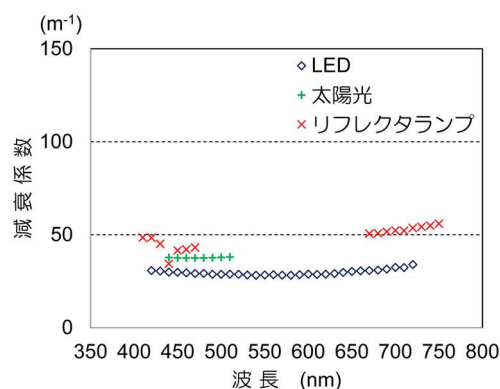


図 7 3 種類の光源による減衰係数の測定．積雪はしもぎらめ雪．

4. まとめ

3 種類の積雪ともに減衰係数は光の波長が 400～550 nm 付近で小さく，550 nm より波長が長くなるにつれて増大するという共通性は見られた．しかし，減衰係数の値は各積雪によって大きく異なった．これは，各積雪の密度や結晶の形状の違いのためだと考えられる．藤原と青木⁷⁾が行ったシミュレーションでは，大きな雪粒子ほど 450～500 nm の光が相対的に残りやすい結果が得られている．一方，いずれの積雪においても青から緑にかけての波長で減衰係数が小さい傾向はあるものの，氷のように長波長の色と比べて劇的に小さいわけではない．また氷の減衰係数に比べて $10^2 \sim 10^3$ 倍大きな値であることから，反射光は白く，積雪内部は暗くなり，積雪が青く見えることが希であることがわかる．しもぎらめ雪のように減衰係数が 50 m^{-1} 以下の Solid な大粒の結晶の場合は，積雪の層が厚くても透過光が感知でき，青白く見える可能性が高い．一方，積雪 B ではごく薄い積層の時に青く見える可能性がある．積雪 A で青い雪が見える可能性については特定に至っていない．今後は入射光の強度を大きくすること，スペクトルの合成で透過光の色を確認して最も青く見える積雪深を究明することが課題である．

【参考・引用文献】

- 1) 石坂雅昭，ほか 6 名，2015: 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴－関東甲信地方の雪崩の多発に関連して－，雪氷，**77**(4)，285-302.
- 2) 前野紀一，黒田登志雄，1986: 第 4 章氷の物性. 雪氷の構造と物性，東京，古今書院，81-130.
- 3) Warren, S.G., Brandt, R.E., Grenfeli, T.C., 2006: Visible and near-ultraviolet absorption spectrum of ice from transmission of solar radiation into snow. *App. Optics*, **45**(21), 5320-5334.
- 4) Warren, S.G., Brandt, R.E., 2008: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14220, doi:10.1029/2007JD009744.
- 5) 小野延雄，1994: 第 1 章雪氷水文現象. 雪氷水文現象，東京，古今書院，1-15.
- 6) 四手井綱英，1953: 表層雪崩の一特異例．雪氷，**14**(2)，116-119.
- 7) 藤原滋水，青木輝夫，1993: 氷の色・雪の色．天気，**40**(3)，2pp.

雪洞・テント・車内の気温変化比較
－北海道十勝岳山麓，白金温泉での夜間変化－
Characteristics of air temperatures in a snow cave, a tent, and a car
－Change of the night-time air temperatures at Shirogane-onnsen
in the foothills of Mt.Tokachi-dake, Hokkaido－

日下 哉(北海道土質コンサルタント株式会社)，
日下 稜(特定非営利法人北海道自然エネルギー研究会)
Hajime Kusaka, Ryo Kusaka

1. はじめに

北海道における冬季の低温は周知の事実であるが，その低温は風雪を伴うことが多く，近年になっても惨事が続いている．2013 年 3 月 2～4 日の道東暴風雪はその代表例で，低体温症などで合計 9 名の死者がでた．

2017 年 3 月 4 日夜から 5 日朝にかけて北海道教育大学岩見沢校アウトドア・ライフコースの講義「冬のフィールド経験」の中で雪洞実習が行われた．この機会を利用して近隣地にテントと RV 車を配置して，外気温と併せて気温変化を測定した．場所は北海道中央部石狩山地，十勝岳（標高 2077m）北西山麓の白金温泉，国立大雪青少年交流の家周辺で，標高約 650m である（図 1・図 2）．



図 1 白金温泉付近の地図．国土地理院電子国土 web に加筆



図2 調査地の地図. 国土地理院電子国土 web に加筆

2. 調査概要

2. 1. 調査地と設営方法

調査地周辺は、美瑛岳（標高 2052m）の北西出尾根にあたり、北方を西流する美瑛川へ向かう火山麓扇状地によって形成された緩斜面にあたり（石塚ほか¹），国立大雪青少年交流の家の施設内である．雪洞は，施設の駐車場および倉庫の除排雪と降雪によって形成された小丘状地を利用して製作した．以前は自然の積雪を利用していたが，近年は積雪が少ないために，人工的な集積雪の利用となっている．

3月4日時点での積雪深は70～80cmであり，利用した小丘状地の最大積雪深が雪洞①地点が約320cm，雪洞③地点が約220cmであった．テントは，雪洞の北西方70～100m，グラウンド東端に設営した．乗用車は，グラウンドへの取り付け道路上に駐車した（図2）．乗用車とテントは直線距離で10数m離れている．外気温は，乗用車の南方約20mの針葉樹林帯で測定した．

雪洞の形状は図3に，内容量と宿泊人数は表1に示した．開口部は，雪洞①が南西向き，雪洞③が北東向きである．いずれも出入り口開口部の上端が，居住・就寝スペースの底面より10～20cm高く形成され，外気の流入を防ぐように工夫していた．雪洞①は14時30分ころ，雪洞③は15時40分ころ完成した．テントは，ダンロップV6（6人用タフコンディション・アルパインテント）を使用した．16時40分ころ設営した．冬山用外張りを

表1 宿泊場所の内容積と宿泊人数

	内容積	宿泊人数
雪洞①	6.4m ³	5人
雪洞③	6.0m ³	5人
テント	3.2m ³	3人
パジェロ	4.5m ³	1人

忘れたため、18 時過ぎ作業用ブルーシートで大部分を覆い寒さを防ぐようにした。乗用車は、パジェロロング（以下、パジェロ）を使用した。

2. 2. 調査方法

温度測定は、おんどとり Jr. (Thermo Recorder TR-52i；株式会社ティアンドデイ製、以下「おんどとり」) を使用した。温度センサーが雪面やシート・車部品等に触れないように設置した。

雪洞①・雪洞③では、いずれも最奥部の側面上方に小枝を水平に固定し、おんどとりを吊した。テントは、頂部奥側におんどとりを紐で吊した。パジェロは、バックミラーから紐でおんどとりを吊した。外気温は、針葉樹の横枝から紐でおんどとりを吊し、通気性を確保した上、ポリ袋で降雪がセンサーに触れないように覆い囲った。

測定は、16 時 15 分頃より順次設置し、10 分間隔で測定した。なお、雪洞①の東隣に雪洞②を製作したが、こちらは 60 分間隔での測定のため、ここでは除外している。雪洞①および雪洞③には 20 時 20 分ころ各 5 人が入洞し、翌朝 6 時過ぎにおんどとりを回収した。テントは 22 時ころ 3 人が中に入りシュラフなど設置後外出し、24 時過ぎに戻って就寝した。パジェロは 18 時 30 分ころ施設駐車場からグランドへの取り付け道路上に移動して駐車した。以降エンジンは停止している。20 時過ぎに 1 人乗車し、22 時 15 分ころ他に 3 人が乗車し歓談した。23 時過ぎ 4 人全員が一時下車したが、間もなく全員が乗車し再び歓談。24 時ころ 3 人が下車し、1 人が車内で就寝した。気温は 16 時 30 分ころ施設駐車場脇におんどとりを設置。18 時 40 分ころ移動しグランド横の針葉樹林帯に移設した。

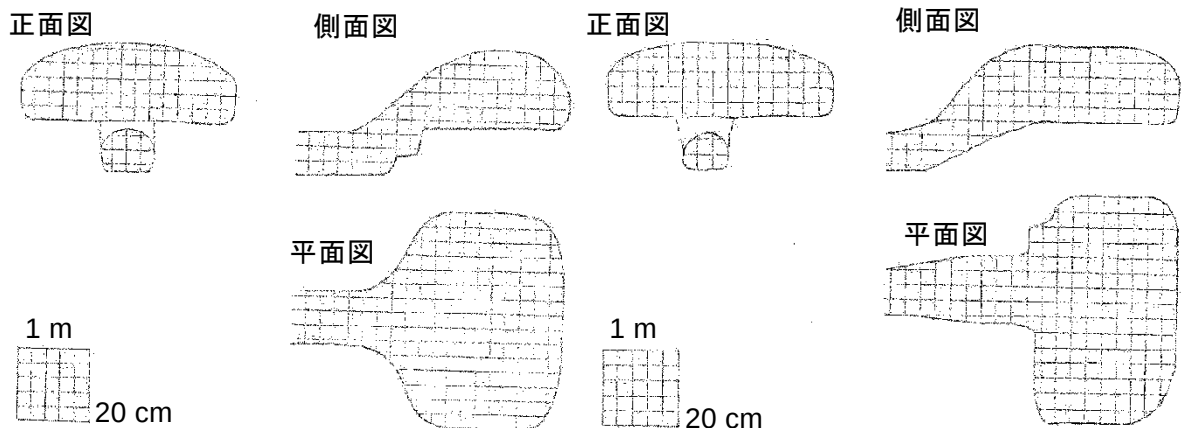


図 3 雪洞の形状（左：雪洞①，右：雪洞③）

3. 調査結果

気温は、針葉樹林帯では $-10^{\circ}\text{C} \sim -13^{\circ}\text{C}$ で推移した。天気は、夕刻より翌朝まで曇り一時雪で経過した。

雪洞①および雪洞②は、無人の時は $-1^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$ で推移したが、5 人が入洞すると 7°C 前後まで上昇し、就寝後は $5^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ で推移した。

テントは、無人の時は $-8^{\circ}\text{C} \sim -10^{\circ}\text{C}$ で推移したが、3 人が入幕すると 0°C 前後まで上昇し、就寝後は $0^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ で推移した。

パジェロ内は、無人の時は -5°C 以下で推移したが、1 人の乗車で 3.4°C 上昇し、4 人が車内で歓談すると 5°C 前後まで上昇した。4 人が下車すると、すぐに約 3°C 低下し、再度乗車すると回復した。1 人の就寝後は -7°C 前後で推移した。

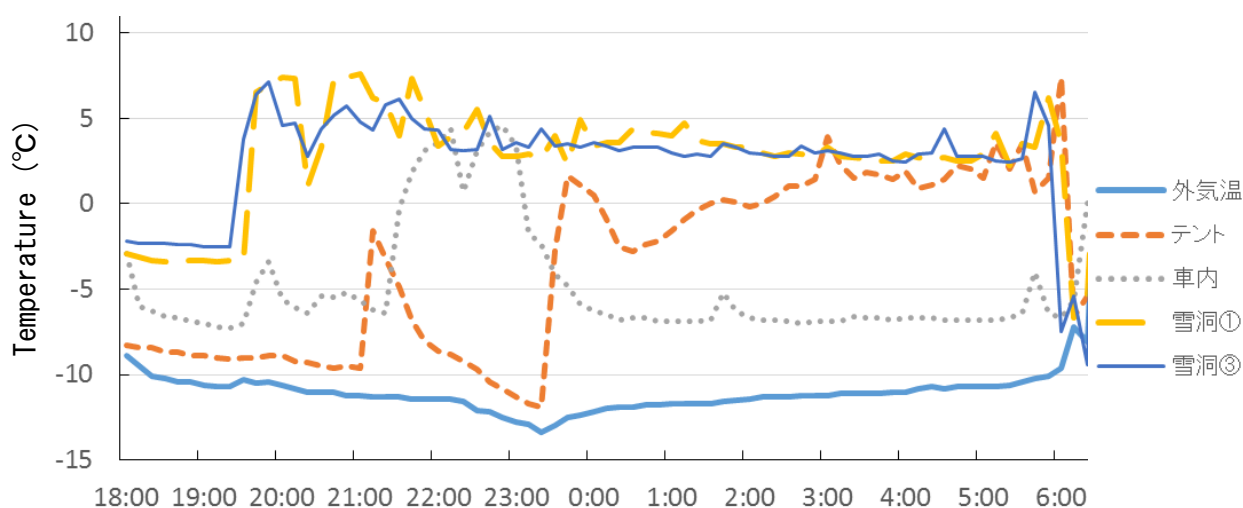


図4 雪洞・テント・車内の気温比較 (2017年3月4～5日)

4. まとめ

この実習では近隣地にテントとRV車を配置して、中に5～1人が宿泊し、外気温と併せて気温変化を10分間隔で測定した。結果によると20時以降翌朝6時までの外気温は -10°C ～ -12°C で推移したが、車内は -7°C 程度、テント内は 0°C 前後、雪洞内は $+1^{\circ}\text{C}$ ～ $+4^{\circ}\text{C}$ で推移し、興味ある結果となった。今後は、断熱を含めた熱収支を考慮したより詳細な調査を継続したい。調査に協力頂いた北海道教育大学岩見沢校アウトドア・ライフ専攻の前田和司・濱谷引志・山田 亮の各先生ならびに生徒諸君に感謝申し上げます。

【引用文献】

- 1) 石塚吉浩・中川光弘・藤原伸也, 2010: 十勝岳火山地質図, 産業技術総合研究所地質調査総合センター

冬期の避難所における段ボールベッドの防寒・保温効果の評価

Evaluation of thermal effects by cardboard-bed at winter evacuation shelter

水谷嘉浩（京都工芸繊維大学，J パックス株式会社），根本昌宏（日本赤十字北海道看護大学）

Yoshihiro Mizutani and Masahiro Nemoto

1. はじめに

2010年9月より，日本赤十字北海道看護大学において寒冷地における避難所運営の研究が始まった¹⁾。北海道を始めとする寒冷地域や高地では，冬期の停電だけで低体温症の発症や凍死者が出る危険性があるが，寒冷環境に置ける防災対策は未だ手薄であると言える。北海道北見市に所在する，日本赤十字北海道看護大学の体育館で実際に冬期の避難所演習を行い，冬期被災の問題を明らかにすることで，寒冷地の防災対策に活かす試みが継続されている。プログラムには宿泊訓練も組み込まれており，当初はブルーシートやアルミマットといった標準的な防災備蓄品が使用されたが，ジェットヒーターなどの暖房で気温を上昇させても，床からの冷えが厳しく，眠ることは不可能であった(図1)^{2,3)}。その後も毎年演習は続けられたが，2016年1月の第7回目の演習で，初めて床に段ボールベッドを設置したところ，著しく温熱環境が改善して，90%の参加者が眠れた上に20%の参加者が熟睡できたという(図2)。更に翌2017年1月の演習では，外気温がマイナス22℃まで下がる環境下で，初めて暖房を使用せずに宿泊したが，同じように多くの参加者が眠る事ができた。



図1 ブルーシート上での雑魚寝演習



図2 段ボールベッドを使用した就寝演習

東日本大震災発生から2週間後に考案された段ボールベッドは，低体温症を始めエコノミークラス症候群や廃用症候群など二次健康被害の予防や，避難生活の質の向上を目的として，これまで様々な災害の避難所に提供されてきた。また平成28年4月の熊本地震では，約5,300床が提供され，5年間に提供した累計が10,000床を超えた。平成28年4月に，内閣府防災担当が公表した『避難所運営ガイドライン』に，段ボールベッドを推奨することが記載されたことや，行政と企業が協力する『災害時の段ボールベッドに関する防災協定』の締結が，全国の半数に迫る21都道府県を数えたことで，少しずつ普及が進んできた。その結果，避難所の環境が改善され，寒さ対策としての期待も広がってきている。段ボールベッドを使用した多くの避難者からは，「温かい」や「よく眠れるようになった」などの感想が聞こえてはいるが，段ボールベッドの温熱効果を検証・評価した研究はない。そこで本研究は，冬期避難所における段ボールベッドの防寒・保温効果を明らかにし，避難所での有用性を評価する事を目的として行った。

2. 実験方法

北海道北見市に所在する日本赤十字北海道看護大学の体育館にて、2017年3月1日～3日にかけて実験を行った。天気は晴れ。実験期間中の最低気温は -3.3°C 、最高気温は 5.8°C であった。段ボールベッドの温熱効果の評価は、ヒトの体温に見立て 40°C の温水を入れた20Lポリタンク2個を使用し、一方は体育館の床に直接雑魚寝をする状態を想定してブルーシートを敷いた床の上で、もう一方は段ボールベッドの上に置いて約20時間の温水の温度変化を継続的に計測した(図3, 4)。また、今回はポリタンクを避難所で使用することが想定されている寝袋に包み、ヒトが実際の避難所に寝ている状態に近づけた。この寝袋は、札幌市の災害救助用備蓄品と同じものを使用した。ブルーシート群と段ボールベッド群を、1日目に2例、2日目に2例のそれぞれ合計4例ずつ計測した。計測器は、1台で4ヶ所の温度測定ができる温度計である、株式会社佐藤商事が扱うデータロガー温度計TM-947SDを使用した。この計測器の4本あるK熱電対センサーを、ブルーシート群は、①床面、②床面とブルーシート間、③ブルーシートと寝袋間、④寝袋とポリタンク間、の4ヶ所、段ボールベッド群は、①床面と段ボールベッド間、②段ボールベッド内部、③段ボールベッドと寝袋間、④寝袋とポリタンク間にそれぞれ設置して約20時間温度を計測した。また、床からの冷えが厳しく寒さで眠れないのは風による影響も考えられる。体育館のような建物の内部では、上下で自然な風の対流を生じていることや、入り口など外からの風を遮断することができずに風が流れている可能性がある。そこで、床面と高さ35cmの段ボールベッド上の風を、微少風速計 Hot Wire Anemometer で計測した。



図3 ブルーシート上に設置した寝袋とタンク



図4 段ボールベッド上に設置した寝袋とタンク

3. 結果

ブルーシートならびに段ボールベッドに設置した4つの測定点のうち、資材下(②)、寝袋直下(③)ならびにタンク下(④)の3点をまとめたものを図5ならびに図6に、同時時点の段ボールベッドの温度をブルーシートの温度で減じた温度差を図7に示した。これらの測定点のうち寝袋直下の温度が、避難者が実際に感じる背中の中冷感や温感に相当する。その寝袋直下の温度は段ボールベッド群で、約90分後に最高温度 24°C まで上昇し、その後緩やかに低下した。ブルーシート群は3時間しても 17°C までしか上がらなかった。実験開始から30分後にブルーシートと段ボールベッドの温度差が最大の 9.2°C となり、その後緩やかに低下したものの、実験終了まで 4°C ほど段ボールベッドが高く推移した。ヒト自身の温度と想定されるタンク下の温度についても、段ボールベッド群の方が、実験開始後2時間から実験終了時まで、約 2°C ほど高い値を示した。逆に床との接点となる資材下の温度は、ブルーシートの方がすべての時間点で高い値であり、寝袋直下の温度とほぼ同じ値で推移した。それに対し段ボールベッドは温熱を床にほとんど伝えておらず、資材下の温度は低く推移した。

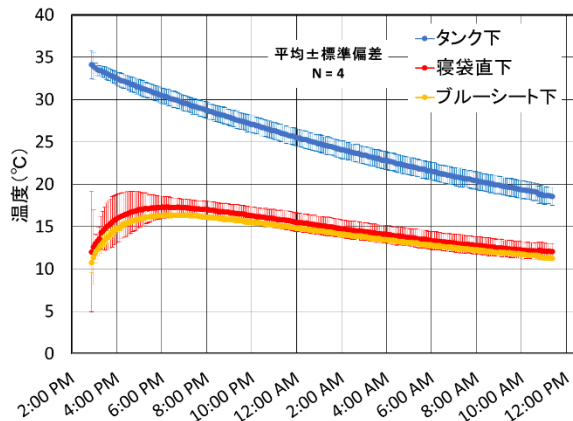


図5 ブルーシートの温度推移

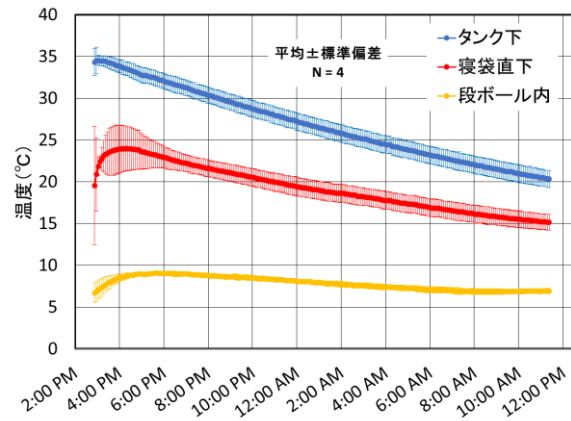


図6 段ボールベッドの温度推移

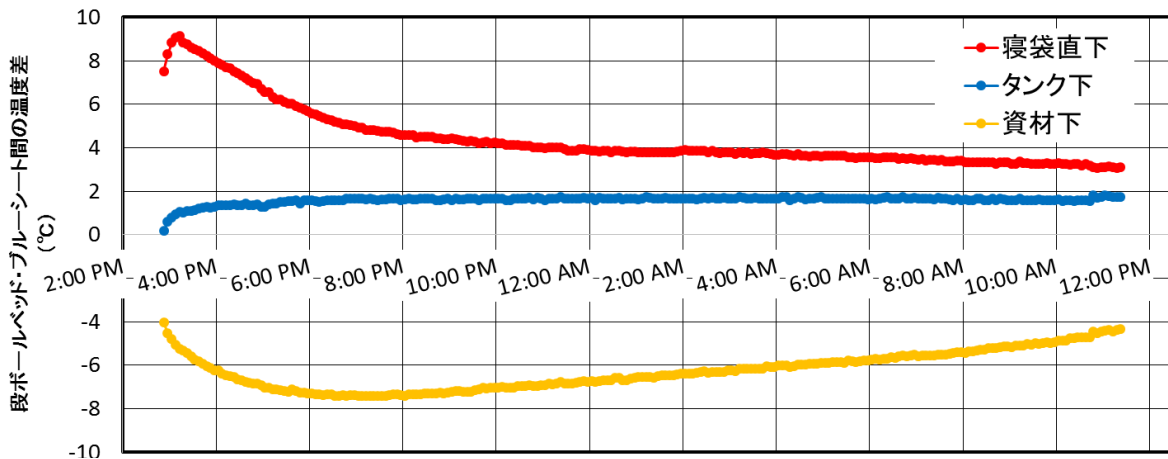


図7 段ボールベッドとブルーシートの温度差 (段ボールベッドーブルーシート)

空気の流れをそれぞれ4回計測した数値を平均して図8に示した。床面は0.15m/s、段ボールベッド上は0.03m/sであった。その差異は、継続的に約0.12m/sほどあり、床面はダンボールベッド上に比べて、約4.5倍速い風速を観測した。

4. 考察

体育館にブルーシートで雑魚寝した場合と段ボールベッドの場合の温度差は、実際に避難生活が始まれば、非常に大きな差で避難者の健康に影響を与える可能性がある事がわかった。就寝した際に、直接冷気を感じる部位は背中であり、本実験では「寝袋直下」に該当する。この部位の温度差は最大で9.2°Cも段ボールベッドが高くなり、差は冬季や寒冷地での避難生活において、低体温症や凍死の予防の一助になるかもしれない。段ボールベッドの寝袋直下の温度が高く推移した要因は、以下のように考えられる。資材下のデータからわかるように、ブルーシートは断熱作用を持たないことから、温熱を床に直接伝えてしまうことと同時に床の冷気を寝袋へ伝えてしまう。反対に段ボールベッドは、資材下の温度が低いことから温熱の放散が少なく、かつ床からの冷気の伝導を遮断していることで、寝袋直下の温度が高く推移したと考えられる。段ボールベッドは床面から数えると、大小5層

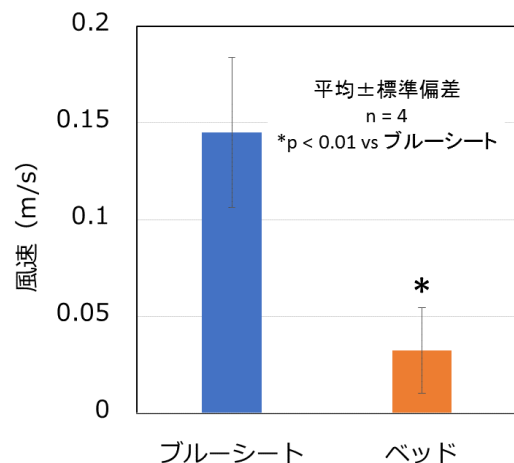


図8 ブルーシート上とベッド上の風速

の空気層を有する．これに加え紙の熱を保持する作用が相加的に作用して，防寒保温効果を示したと推察される．実際に，実験開始 20 時間後のブルーシート上ならびに段ボールベッド上の熱画像を撮影すると，段ボールベッド上では，明らかに広範囲に温かさを保持していることが確認されている（図 9，10）．

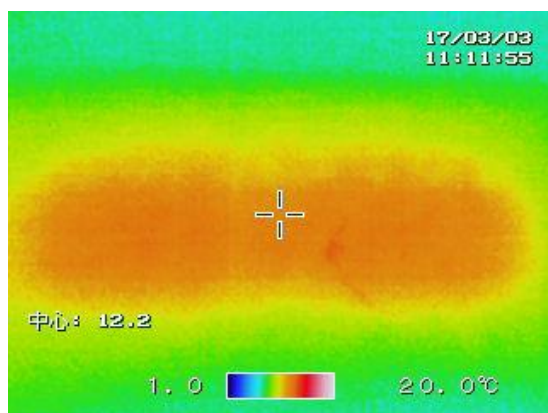


図 9 実験終了直後のブルーシート上の熱画像

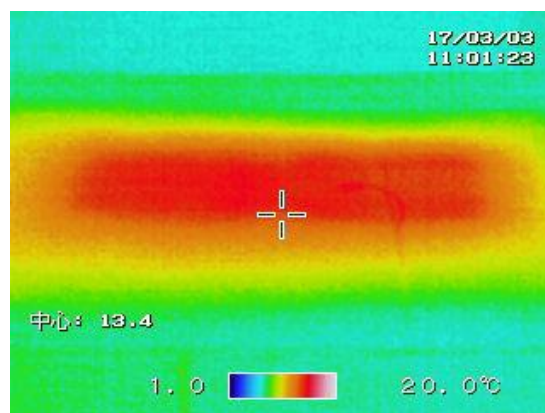


図 10 実験終了直後の段ボールベッド上の熱画像

また床面は，35cm の高さがある段ボールベッドに比べて，空気の流れが 4.5 倍も早く，実際の睡眠時であっても，首筋や顔面など表出している部位では寒さを感じる可能性がある．さらに，風が少なくなることによって，冷氣だけではなく埃を吸引する可能性も低下する．冬期の避難では，寒さの他にインフルエンザやぜんそくなどへの対策が不可欠であり，段ボールベッドはこれらの予防にもつながる可能性がある．

以上の結果，冬季や寒冷地でも，寝袋や防寒具と段ボールベッドの組み合わせができれば，万が一暖房が無くてもある程度の睡眠環境を作れることや，条件によっては十分に低体温症や凍死の予防ができる可能性がある．平成 23 年 9 月の紀伊半島豪雨災害において，和歌山県那智勝浦町の中学校の体育館避難所に段ボールベッドを持ち込んだ．避難をしていた高齢の女性に話を聞いたが，本州最南端の紀伊半島潮岬近くの那智勝浦町ですら，9 月中頃を過ぎると体育館の床に雑魚寝するのは大変寒いということであった．すなわち，沖縄を除く日本全体で，初秋から初夏に及ぶ年間の大部分で，寒さを感じる可能性が十分にあることになる．とりわけ，寒冷地や高地で積雪もあるような地方ではなおさらである．

段ボールベッドは，起き上がりのしやすさによるエコノミークラス症候群の予防，床の歩く音の軽減による安眠，平面耐荷重 7 トンの強度，段ボール 12 個分の貴重品や着替え等の私物の保管など，他の簡易ベッドでは実現不可能な性能を有している．いざという時に，段ボールベッドを使用できる環境を準備しておくことが，厳しい避難所での生活を改善させ，ひいては災害関連死・関連疾患の予防につながることが期待される．

【引用文献】

- 1) 根本昌宏，尾山とし子，高橋修平：寒冷地の冬期被災を想定した実証的災害対策への取り組み，北海道の雪氷，**32**, 74-77, 2014.
- 2) 根本昌宏，尾山とし子，冬期被災を想定した体育館型避難所演習の実践内容に関する考察，寒地技術論文・報告集，**30**, 122-127, 2014.
- 3) 根本昌宏，尾山とし子，暴風雪の停電下に暖房避難所を展開するための実践的検証，寒地技術論文・報告集，**31**, 17-22, 2015.

雪害リスクを生活情報として提供するための研究 Research to provide risk of snow damage as life information

細川和彦(北海道科学大学), 二本柳玲子(北海道科学大学),
山形敏明(郡山女子大学), 苫米地司(北海道科学大学)

Kazuhiko Hosokawa, Reiko Nihonyanagi, Toshiaki Yamagata, Tsukasa Tomabechi

1. はじめに

積雪地域における人身雪害の発生件数は、防雪技術や除排雪技術が向上した現在でも後を絶たない。豪雪年にはその発生数は増大し、多くの死傷者を出す。雪害事故は、豪雪・寡雪に関わらず毎年発生しており、その事故形態も昔から変わっていない。

これまで対策は、住民に対する除排雪作業における注意喚起や除排雪の支援制度、ハード面における雪害対策や整備などいわゆる共助・公助が中心であり、防災における最も基本的な自助に対する方策はほとんど見られない。

本研究では、自助による雪害対策の促進を目的に、過去の事故事例および気象履歴を基に雪害事故の発生状況を分析し、気象予報と共に生活情報として公開する『雪害指数』の構築を試みた。

2. 研究方法

はじめに、北海道警察本部まとめによる雪害事故データから北海道内における雪害事故発生全体の全体像を分析した。

次に、札幌市消防局のまとめによる札幌市の救急出動データより雪害事故の特徴を分析する。また、雪害事故発生に影響を及ぼす気象要因を検討するため、札幌市各区の気象データ(最高気温、最低気温、降雪量)を基に雪害発生時の状況を分析した。これらのことから、雪害発生危険度を示す指標を求めた。

3. 研究結果

3.1 雪害事故発生状況

はじめに、北海道警察本部まとめによる「雪害事故資料」を基に、平成9年度～平成27年度(平成19年度欠損)の18冬期に北海道全域で発生した雪害事故を整理した。同資料の収録データは、発生場所(方面、管轄署、市区町村)、発生年月日および時間、年齢、性別、原因(年度により事故詳細を含む)および負傷程度である。

過去18年間に発生した雪害事故の発生件数

および道内4都市の最深積雪深の状況を図1に示す。図のように、雪害の発生件数はのべ1347件で平均すると一冬期に約75件発生している。特に積雪深が多い年には雪害の発生が顕著になっている。また、発生市町村別にみると、札幌市が全体の14.2%と最も多い。

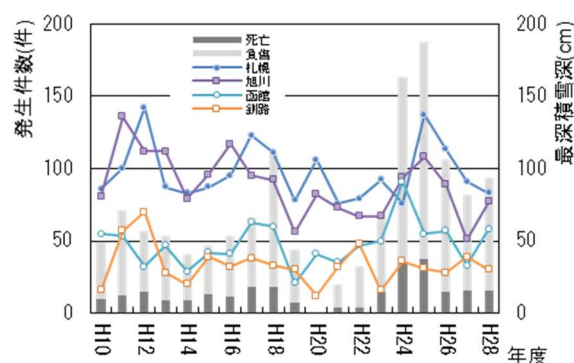


図1 年度別雪害事故発生件数および最深積雪深(平成20年度はデータ欠損)

次に、被害者の年齢別事故発生率を見ると図2となる。図のように60歳代以上の高齢者が全体の57%を占めている。特に高齢者の場合重症、死亡の割合が高くなる傾向にある。また、図3に示す時間帯別発生状況を見ると、9～11時の朝食後、13～14時の昼食後時間帯に多く発生しており、人々の生活行動に非常にリンクしている点も特徴的である。

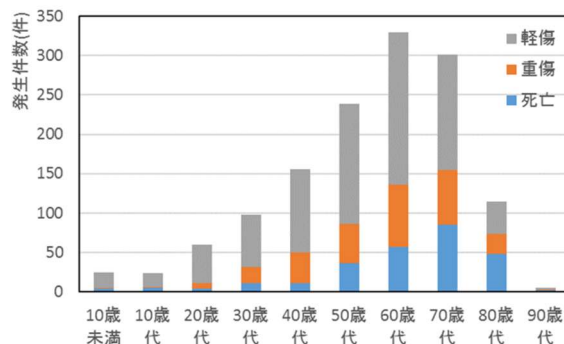


図2 年齢別事故発生率

雪害事故の原因について分類毎の発生件数をみると図4となる。図のように「雪下ろし」および「落氷雪」が合わせて68%となっており、この二つの原因について注視する必要がある。

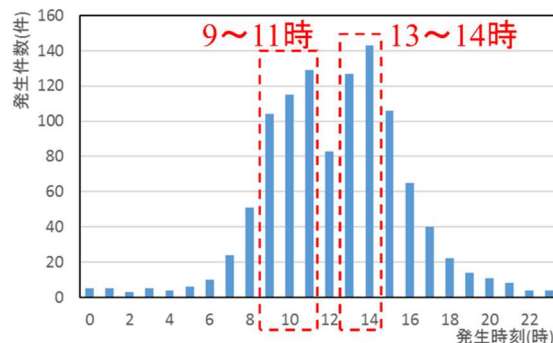


図3 時間帯別事故発生件数

前述の雪害事故資料中、事故発生時の状況が詳細に記載されている年度を対象にその要因を分類したものを表1に示す。表に示すように、雪下ろし作業中の事故および落氷雪事故について分類すると、事故発生時「除雪作業に従事していた」場合と単なる歩行など「除雪作業とは異なる行動をしていた」場合に二分することができる。後者は、事故の要因が雪氷ではあるものの偶発的に発生した事故と言える。また、前者は、さらに表中に示す3つの要因に分類することが可能であった。この内訳は、「原因となった雪氷に直接手を加えたもの」、「原因は雪氷であるものの軒下で除雪中などに落雪したもの」および「原因は雪氷以外にあり、雪下ろしなどの際に不注意等により梯子等から落下したもの」となる。これらのことから、

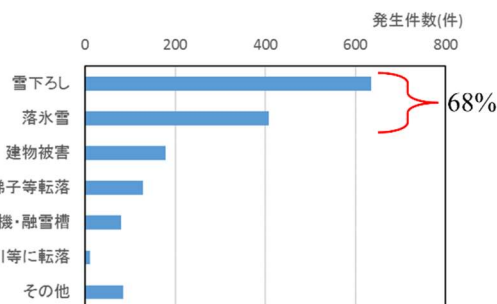


図4 雪害事故の原因(分類)

「外気温や降積雪などの自然条件により落氷雪の危険があり注意喚起が必要である場合」と「雪下ろしや除雪といった行動そのものについて注意喚起が必要である場合」等、事故に至る行動特性を考慮した注意喚起情報の提供が必要である。

表1 事故の発生状況から分類したタイプ

雪害事故のタイプ分類	雪害事故発生時の被害者の行動	事故発生の要因
1	除雪作業に従事していた	事故の要因となった雪氷に対し手を加えたことによって起きた事故。(雪庇除去や屋根の雪下ろし中など雪の挙動によって起きた事故)
2		事故の要因となった雪氷に対し手を加えていない状態で起きた事故。(軒下の除雪作業中に起きた事故)
3		事故の要因として雪氷が関与していない事故。(屋根に上る途中で梯子から転落するなど雪氷が事故の直接的な原因でない事故)
4	除雪作業とは異なる行動をしていた	事故の要因が雪氷であるものの偶発的に発生した事故。(歩行中などに頭上からの雪氷が原因で起きた事故)

以上のことから、北海道における雪害事故を減少させるためには、外気温や降積雪等の気象要因を背景に高齢者が取得しやすい情報を適切な時間に配信できることが重要

であると考える。

3.2 雪害事故と気象的背景の関係

北海道内で発生した雪害事故のうち市町村単位で最多となった札幌市について、札幌市消防本部のまとめによる救急出動データを基に平成 17 年度～平成 27 年度(ただし、平成 22 年度はデータ欠損、平成 27 年度は 12 月まで)の 10 冬期に発生した雪害事故を整理した。同資料の収録データは、発生場所(区単位)、発生年月日および時間、年齢、性別、原因(要請概要より判断)および負傷程度である。これらのデータより「雪下ろし中の転落事故」、「梯子等からの転落事故」および「落氷雪事故」を抽出した。

次に、気象履歴との関連を検討するため、札幌市全区におけるマルチセ

ンサーデータ(平成 17 年度～平成 27 年度の 10 冬期)を使用した。同資料から日最高気温、日最低気温および日降雪量を抽出しそれぞれの積算値を算出した。

雪害事故発生日における気象の特徴を把握するため積算暖度(以下、d)、積算寒度(以下、k)および累積降雪量(以下、s)を算出し、それぞれの積算値が持つ影響度(関連度)について因子分析を行った。ここで、各積算値は、事故発生日を d0,k0,s0 として、直近 10 日間までの累積をそれぞれ d1～d10 のように算出した。

分析の結果、表 2 に示す固有値および寄与率を得た。この結果から、雪害事故発生の背景は 4 つの気象履歴(因子)で 88%説明できると考えた。それぞれの因子に影響を及ぼす要素については因子負荷量を図 5 に示す。これにより、4 日積算暖度および積算寒度ならびに 7 日および 2 日累積降雪量が各因子を特徴づける要素であった。これらの要素を対象に以降の分析を行う。

3.3 雪害事故発生日の雪害指数の試算

前述の因子分析により雪害事故の発生には 4 つの因子があることが明らかとなった。事故発生日における 4 つの因子の影響度はそれぞれの因子得点で示すことができる。そのため、各日における 4 つ因子得点の合計を「雪害指数」と定義した。さらに、雪害指数を目的変数、4 日積算暖度、4 日積算寒度、7 日累積降雪量および 2 日累積降雪量を説明変数として重回帰分析を行った。重回帰分析により得られた回帰式を式(1)に示す。

$$S = -0.0362 \cdot d4 + 0.0461 \cdot k4 + 0.0765 \cdot s7 + 0.0093 \cdot s2 - 1.6939 \quad \cdots \text{式(1)}$$

($r^2 = 0.978$)

表 2 因子分析結果(固有値・寄与率)

因子	固有値	寄与率	累積寄与率
1	10.1823	30.86%	30.86%
2	9.2728	28.10%	58.95%
3	7.6468	23.17%	82.13%
4	2.0477	6.21%	88.33%

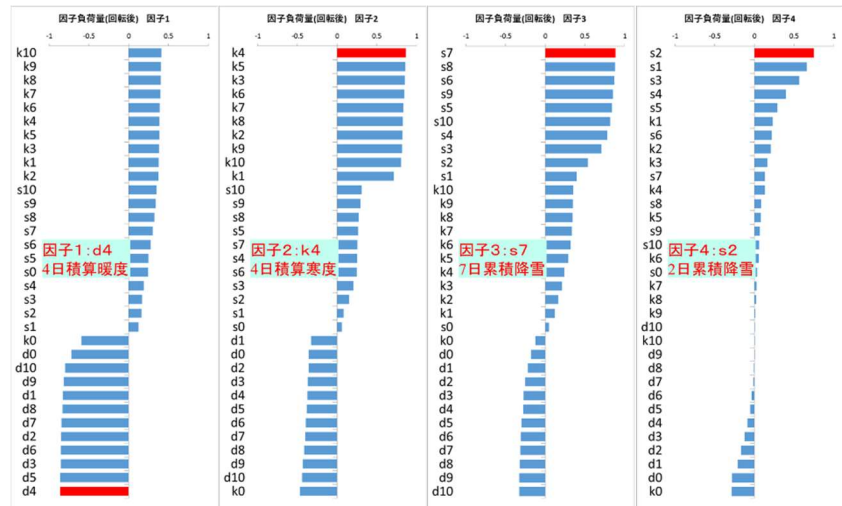


図 5 因子分析結果(因子負荷量)

ここで、

S:雪害指数

d4 : 4 日積算暖度

k4 : 4 日積算寒度

s7 : 7 日累積降雪量

s2 : 2 日累積降雪量

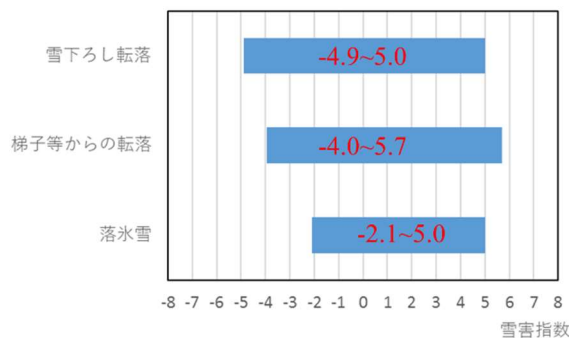


図 6 雪害指数の閾値

以上の式より、任意の日における雪害指数は、式中の d4,k4,s7 および s2 を代入することで得られる。

雪害事故事例から抽出した事故発生日における雪害指数の閾値について図 6 に示す。図に示す閾値つまり指数の取りうる範囲は雪害事故原因により若干異なっており、これらのことから、算出された値に応じた注意喚起を行うことができる。

4. まとめ

本研究では、北海道全域における雪害事故事例より、事故の要因を詳細に分類できた。また、雪害事故発生の最多である札幌市の事例を基に事故発生日に至る気象履歴を分析し、雪害指数の算出方法を構築した。今後は、北海道全域における指数の算出システムのハード的な構築および注意喚起のための情報発信媒体の提供が課題である。

外来血液透析者の冬季の生活実態と災害への備え

Actual condition of living in the winter of hemodialysis patient and disaster preparedness

二本柳玲子（北海道科学大学） 細川和彦（北海道科学大学）

中井寿雄（金沢医科大学） 川上敬（北海道科学大学）

Reiko Nihonyanagi, Kazuhiko Hosokawa, Hisao Nakai, Takashi Kawakami

1. はじめに

血液透析療法を必要とする人は全国に約 31 万人おり、その 95%以上が週 2～3 回、1 回 4～5 時間の外来血液透析療法を受けている。この治療は水と電気への依存度が高く、専用の透析機器を要すること、1～2 日おきの治療を継続できないと生命に関わるという特徴があることから、災害に特に脆弱な治療と言われている¹⁾。よって血液透析者は災害弱者になりやすいと言える。全国の透析施設を対象に、年 1 回統計調査を行っている日本透析医学会は、2011 年末調査²⁾において、透析者数などの基本的調査項目に加え、2011 年 3 月末に発生した東日本大震災に関連する項目を調査した。その結果、震災によって透析室の操業が不能となった施設は 315 施設であった。操業不能に至った理由として、震度 3 および 4 では、90%以上が停電、震度 6 では約 70%が断水であった。このように災害発生時は、平常時同様の透析を受けることが困難となる。血液透析者が平常時から、災害発生時に求められる知識や対応、判断について検討しておくことは、災害時の自助につながると考える。

血液透析者の災害への備えについては、震災時の病院機能継続に関する調査や避難訓練、災害発生時マニュアルの作成に関する研究が散見される。しかし、外来通院している血液透析者にとって災害時に必要な備えを明らかにした研究は見当たらない。

さらに、居住地域によって起こりうる災害の特性は異なる。特に全域豪雪地帯に指定されている北海道においては積雪寒冷期を考慮した災害医療対応が不可欠である³⁾。特に積雪期の防災対策は、低体温症の発症や凍死の危険性を考えると、生命に関わる重要な要素といえる。しかしこのような地域特性を考慮した、血液透析者に対する対応は明らかにされていない。

私たちは、積雪寒冷地に居住する血液透析者の災害への備えに関する実態調査に先がけ、今回札幌市近郊に居住する 7 名の外来血液透析者に対し予備調査を実施した。ここから、冬季の生活実態と災害への備えの結果と本調査の展望について報告する。

2. 調査方法

札幌市近郊に居住する外来血液透析者 7 名に対し、文部科学省科学研究費補助金挑戦的萌芽研究「医療処置を要する在宅療養者と支援者による災害備えチェックシートの開発」（課題番号 26670940）（研究代表者 中井寿雄）の助成を受けて作成した「災害備えチェックシート」を参考に、豪雪地帯に居住する外来血液透析者に特有な項目を加えた無記名の自記式調査用紙に解答を依頼した。その後、研究者が面接を行い、質問項目と選択肢の表現や内容に不明点や追加事項がないか確認した。調査項目は、①透析に関する情報、②日常生活動作、③医療処置、④災害時の備え、⑤災害に対する知識・経験、⑥支援体制、⑦避難行動、⑧冬季の生活について、などであった。調査は、2016 年 11 月～12 月に実施した。本調査は、金沢大学医学倫理審査委員会と北海道科学大学倫理委員会の審査・承認を得て、調査施設から紹介を受けた研究参加候

補者に対し、研究目的と方法、倫理的配慮を説明し同意を得て実施した。

3. 結果・考察

1) 研究参加者の概要 (表 1)

- ・性別は男性 5 名、女性 2 名、年齢は 64-77 歳であった。2015 年末の調査において透析者全体の平均年齢は 67.86 歳であり、ほぼ現状を反映した結果であった。
- ・透析歴は 2-28 年、札幌近郊居住歴は 30-70 年であった。

2) 冬季の生活実態

- ・透析施設への移動手段 (表 2) は車の利用が 6 名、透析施設の送迎利用が 1 名で、冬季と冬季以外で移動手段を変えている者はいなかった。車の利用が多く、公共交通機関を利用している者はないことから、移動の身体的負担軽減を図っている者が多いことが推察された。
- ・透析施設への移動時間は、車を利用している 2 名と透析施設送迎利用の 1 名は、冬季とそれ以外で移動時間の変化はなかった。一方、車を利用している 6 名中 4 名は、冬季以外に比べ冬季の移動時間が 5-10 分長いことがわかった。札幌市近郊はそれ以外の市町村に比べ透析施設が多く、透析施設への移動時間が比較的少ないと推察される。
- ・冬季の透析日をいつから気にしているかの問いでは、週間天気は 2 名、前日から 3 名、気にしていない者が 2 名であった。
- ・冬季の透析日の交通情報を気にしているかの問いでは、気にしている者が 6 名、気にしていない者が 1 名であった。
- ・大雪により透析に支障をきたした経験がある者は 3 名、経験がない者は 4 名であった。その理由は、大雪により自家用車の運転が危険と判断し、公共交通機関を利用したが定刻より大幅に遅れたため透析開始時間に遅れた、医師が病院に到着せず透析開始時間が遅れた、であった。いずれも透析施設への移動に関する問題であった。

3) 災害への備え

- ・防寒対策について、防寒具の備えがあると答えたのは 2 名、ないと答えたのは 5 名であった。手袋・カイロ・湯たんぽのいずれも備えがあると答えたのは 1 名、ないと答えたのは 6 名であった。札幌市近郊に居住するほとんどの者が、防寒具や手袋を持っていると思われるが、「災害時の装備」としての問いには、ないと答えた者のほうが多かった。積雪寒冷地における透析施設の防寒対策に関する調査はないが、北海道の寒冷な気候においては、個々の防寒対策が求められると考える。
- ・補助暖房および熱源の備えがあると答えたのは 6 名、ないと答えたのは 1 名であった。石油ストーブの備えがあるのは 4 名、カセットボンベ式ガスストーブの備えがあるのは 1 名、カ

表 1 研究参加者の概要

性別	男性 5 名 女性 2 名
年齢	64-77 歳
透析歴	2-28 年 2 年 1 名 3 年 2 名 5 年 2 名 7 年 1 名 28 年 1 名
札幌市近郊居住歴	30-70 年

表 2 透析施設への移動手段

	冬季以外	冬季
車	10 分	20 分
車	15 分	20 分
送迎	10 分	10 分
車	15 分	15 分
車	10 分	10 分
車	10 分	15 分
車	30 分	40 分

セットボンベ式ガスコンロの備えがあるのは2名、赤外線調理器具の備えがある者はいなかった。今回は、「停電時の補助暖房及び熱源の備え」としての質問であり、もともと石油ストーブを利用している者が「備えがある」と答えた可能性もある。一方、停電時にも使用が可能であるカセットボンベ式のガストーブやガスコンロを備えている者は1名のみであり、この啓発は必要だと考える。

4) 災害時に必要な知識 (表3)

- ・血液透析者は、平常時においても食事の蛋白質や塩分、カリウムの制限が必要となるが、災害時は、エネルギーの確保に努めるとともに、平常時よりやや厳格な制限を行うことが求められる。このことが、平常通りの透析を受けられない状況でも、心不全や尿毒症などの原因による生命の危険を回避することにつながる。
- ・エネルギーの確保を知っている者は7名中4名、蛋白質をできるだけ控える知識がある者は3名、塩分は5名、カリウムは6名、水分は5名であった。この結果は、平常時における食事・水分制限の知識や制限遂行に対する考え方によっても影響を受ける可能性があると考え。「災害時の食事・水分の摂り方」に特化した質問が必要だと考える。

表3 災害時に必要な知識

エネルギーを できるだけ確保する	知っている	4名
	知らない	3名
蛋白質を できるだけ控える	知っている	3名
	知らない	4名
塩分を できるだけ控える	知っている	5名
	知らない	2名
カリウムを できるだけ控える	知っている	6名
	知らない	1名
水分を できるだけ控える	知っている	5名
	知らない	2名
災害時に透析時間短縮の 可能性があること	知っている	4名
	知らない	3名

5) 大雪による支障経験の有無別でみた被災時の透析への希望および透析に対する考え

表4 大雪による支障経験の有無別でみた被災時の透析への希望

大雪による透析 への支障経験	被災時の透析への希望	透析歴 (年)					
		2	3	5	7	28	合計
支障経験なし	別施設で透析を受けたい	0	1	1			2
	別施設では透析を受けたくない	1	0	0			1
	わからない	0	1	0			1
支障経験あり	別施設で透析を受けたい			1	1	0	2
	わからない			0	0	1	1

表5 大雪による支障経験の有無別でみた被災時の透析に対する考え

大雪による透析 への支障経験	被災時の透析に対する考え	透析歴 (年)					
		2	3	5	7	28	合計
支障経験なし	透析施設がなんとかしてくれる	1	0	0			1
	そのときにならないとわからない	0	2	1			3
支障経験あり	透析施設がなんとかしてくれる			0	1	0	1
	自分でなんとかする			1	0	0	1
	そのときにならないとわからない			0	0	1	1

- ・大雪による支障経験は、透析歴が浅いほど経験がなく、透析歴が長くなるにつれ、支障を受けた経験がある者が多くなることが推察された。
- ・大雪による支障経験の有無別でみた被災時の透析への希望では、支障経験のない4名中、透析施設が被災した場合、別の施設で透析を受けたいと希望した者は2名、別の施設で透析を受けたくない者は1名、わからないと答えた者は1名であった。支障経験のある3名中、別の施設で透析を受けたいと希望したのは2名、受けたくないと希望したのは1名であった。
- ・今回の7名による調査では、大雪による支障経験の有無による被災時の透析への希望の特徴として推察される事柄はなかった。
- ・大雪による支障経験の有無別でみた被災時の透析に対する考えでは、支障経験のない4名中、透析施設がなんとかしてくれると答えたのは1名、そのときにならないとわからないと答えたのは3名であった。支障経験のある3名はそれぞれ1名ずつ、透析施設がなんとかしてくれる、自分でなんとかする、そのときにならないとわからないと答えた。
- ・支障経験のない4名中3名が、そのときにならないとわからないと答えており、経験のない者が、大雪をはじめとする災害発生時の対応について検討できていない可能性が示唆された。支障経験のある1名を加えても、7名中4名が、災害時の透析について具体的な考えに及んでいないことがわかった。このことから、災害発生時の対応を検討する必要性があることがわかった。

4. 今後の展望

この調査は7名に対する予備調査であり、今回の結果で推察された内容は、今後本調査を実施し関連を見出すことが求められると考える。特に、災害への備えに関する設問は、積雪寒冷地に居住する者がごく普通に持っている防寒具や手袋の有無を問うものであったが、冬季の災害の備えとして備えているかどうかを明確に問うことができる設問を検討したいと考える。また、雪に対する捉え方によって、災害への備えや被災時の透析に対する希望および考えが異なる可能性も考慮し、親雪、克雪、諦雪といった雪への捉え方の違いが備えに影響するかどうか検討できる設問を考えたい。

【引用・参考文献】

- 1) 一般社団法人日本透析医学会東日本大震災学術調査ワーキンググループ編著, 2013: 第2章 大規模災害と透析医療, 東日本大震災学術調査報告書－災害時透析医療展開への提言－, 33-38.
- 2) 日本透析医学会統計調査委員会 統計解析小委員会, 2013: わが国の慢性透析療法の現況 (2011年12月31日現在), 日本透析医学会雑誌, **46**, 1, 1-76.
- 3) 木村智博, 神田順, 三橋博巳, 青山清道, 2004: 新潟地域における積雪期地震を考慮した病院防災に関する事例分析, 一般社団法人日本建築学会総合論文誌, **2**, 82-87.

アウトドア・レジャー（冬キャンプ）を北海道の冬季防災に活かす 「アウトドア寒冷地防災学」を構築する

Built a model of "Outdoor cold district disaster prevention study" - Using winter camp skill for winter disaster prevention in Hokkaido -

藤澤 誠 (NPO 北海道防災教育研究センター 赤鼻塾)

Makoto Fujisawa

1. 背景

近年の大規模災害は偶然、冬に発生している。阪神淡路大震災は1月、東日本大震災は3月、熊本地震は4月（札幌の4月平均最低気温は3.2℃）。東日本大震災をきっかけに冬季災害時に避難所の快適性を高める研究が進められている。ここで問題となるのは、避難所には定員が有ることである。避難所に入れない、または入らない人もいる。ペットと一緒に居たい、障害がある、ストレスを避けたいなどの理由からである。先の三つの大震災、特に熊本地震では避難所に入らずに、または一度入ったがでてしまい車中泊をする人が多数となり2200台という人数にして5000人以上の大規模な車中泊者がいた。しかし、車中泊は一晩くらいなら我慢できるが、長引くと血栓ができエコノミー症候群になりやすくおすすめできない。熊本地震では命を落とした人もいた。そもそも家族4人と全員が就眠できるスペースがあるか疑問である。そこで、公園などの自宅近隣でテント泊をする人たちが大勢みられた。車中泊に比べて「足を延ばせる。プライバシーを守れる」と、熊本県益城村では多くのテント提供者も現れ大規模なテント村が展開された。テント泊によってプライバシーや健康を保つことができたのである。そこで、大規模災害時の避難先の選択肢として次の三つが考えられる。一つ目は「避難所」である。家屋の倒壊などで家に留まることができない場合。二つ目は「自宅避難」で家屋に被害はない。しかしこの場合、数日分の水と備蓄食、冬は電気を必要としない暖房器具等の備えが前提となる。三つ目の選択肢として考えられるのは車中泊ではなくテント泊（キャンプ）としたい。これは自宅近隣にテント泊を行うことから「自宅付近避難」とする。なぜ自宅から離れないのかは、火事場泥棒から大切な家や財産を守るためである。すでにキャンプは防災訓練と認識されている。災害時に必要なことは、ほぼキャンプ（アウトドア）で学ぶことができる。どうやら、災害時はキャンプ、つまりアウトドア・レジャーが有効と考えられる。

2. 仮説：「冬季北海道の災害時に避難先の選択肢としてキャンプが有効と考えられる」

夏のキャンプの経験は小中学校で行事として行っていることや夏休みのレジャーとしてほとんどの方が経験済みであるのは間違いない。ところで、そもそも北海道の冬にキャンプ泊が可能なのか？そこで聞き取り調査を行った。18歳以上の大人の男女を対象に78名中76名が経験なしであった。残りの2名は、一人は木製のコテージ、もう一人は冬のやはり木製の山小屋であり、事実上ほぼ経験無しという結果であった。以上のことから、明らかにすることは二つある。一つ目は氷点下の北海道で冬キャンプが可能なのか？検証の方法は、まず著者自身を被験者として実験する。二つ目は、冬キャンプが可能であるのなら冬キャンプの方法を確立する。検証の方法は、演習（イベント）

の参加者から意見や感想により改善点を見つけて方法と安全性を確立する。

(1) 検証1年目：2011年12月から2012年3月までの取り組み

2012年2月2～3日深夜最低気温マイナス9度，実験者：著者本人，場所：北海道江別市著者自宅敷地内，使用道具：夏用テント，冬用シュラフ，毛布1枚（図1）。結果：寒くて何度も目が覚める。

とても熟睡できない。しかし、「死なない」凍死しないということが分かった。また、東日本大震災を想定して同じ場所で同年3月9～10日に同じ装備で検証を行った。結果は同じで、寒くて寝られないものの凍死しないことが再び実証された。

(2) 検証2年目：2012年12月から2013年4月の取り組み

前年度の反省から研究テーマを「寒さ対策」として、寒い土地で暮らす人たちはどのような知恵を持っていたかを調べた。明治・大正の北海道の家では、開拓使の時代から薪ストーブ、昭和に入り石炭ストーブ、やがて都市部から石油（灯油）ストーブとなった。アイヌのチセは、家屋の中央に炉があり、天井に排気口がある。モンゴルのゲル（パオ）はストーブがあり、燃料は乾燥した家畜の糞である。イヌイットの雪で作られたイグルーは、野生動物の油を使ったオイルランプで暖を取っている。ネイティブアメリカンのティピーでは、煮炊きに焚火が使用できる構造になっている。と、いずれも火器による暖房を使用している。以上のことから、安全が担保できるならストーブを使用したい。しかしながら、テント内での火気使用は絶対禁止のタブーとされている。タブーとは？＝狭いテントの中で火器を使用することは、一酸化炭素中毒の危険性が高く、ナイロン製のテント生地は可燃性で燃えやすいことからである。ここで発想を少し変えて、テントではなく夏に日よけ雨除け等に使用されている大型のフルクローズ（床4.5mX2.5m）できるスクリーンタープを使用して半分を就眠スペース、もう半分にストーブを置けるリビングスペースとした（図2、図3）。



図1



図2



図3

2年目の演習として、ルールを決めてタブーを侵してみると・・・とても暖かい！

灯油ストーブの使用に当たりルールを設定：消火器を2本常備する。換気を15分おきに行うこと、一酸化炭素警報機を2台常備することと、大型のスクリーンタープ内のみでの使用を題意前提とする。この装備とルールをもとに3月20～21日札幌市南区定山溪自然の村キャンプ場最低気温マイナス4度。3月27～28日ニセコ・サヒナキャンプ場最低気温マイナス7度。4月13～14日十勝郡清水町コニファーキャンプ場最低気温マイナス3度と検証を行った結果、スクリーンタープ内の室内温度は20度前後をキープしてとても暖かく過ごすことができた。ただし、就眠時は必ず消火をする。

(3) 検証3年目：2013年12月から2014年3月の取り組み

前年度の成功事例をもとに冬キャンプが可能であることの裏付けと啓発活動の観点からエベレスト登山者の栗城史多さんからアドバイスを戴く講演会を開催した（図4）。

テントは小さいほど寒くない。ベースキャンプには暖房がある。着衣は上から下までダウンを着込むと暖かい。つまり、装備をしっかり整えることで氷点下でも問題ないと助言をいただくことができた。そして、3年目にして初めての防災冬キャンプとしてのイベントを開催することになった。北海道江別市泉の沼公園にて2014年3月8～9日最低気温マイナス8度、参加者5名（男性3名、女性2名）。特にスクリーンタープ内でのストーブ使用に関して意見を伺った。参加者女性A「ルールを決めての使用なら可。理由は寒さに対するストレスを軽減できるから」。男性B「ルールを決めての使用なら可。タープであれば換気が容易であり、何より暖かい」。男性C「消極的賛成。必要な人が暖をとれるスペースは確保すべきだが、一時的な活用にとどめるべきカモ。暖房を確保できないときの工夫や方法を考え、学習することも大切にしたい」。

（4）4年目の検証：2014年12月～2015年3月までの取り組み

冬キャンプの取り組みを啓発するために札幌の都心部で演習を行った（図5）。札幌市中央区さっぽろテレビ塔1階イベント広場、最低気温マイナス6度、参加者8名（男性4名、女性4名）。テント設営から、炊き出し、撤収まで参加者自ら行った。炊き出しの煮炊きの役目もあり、暖かい料理や暖をとれることからストーブの使用に関して違和感なく賛成意見をいただいた。さらに、3月14から15日北海道江別市泉の沼公園最低気温マイナス7度、参加者3名（男性2名、女性1名）（図6）。冬キャンプ体験後の朝、率直な感想。81歳男性「またとない体験ができた。思っていたよりも寒く、もっと装備を考えないと感じた。寒さでよく眠ることができなかった」。67歳女性「寝ている間は寝袋もよく寒くはなかった。今回は一晩だけでしたが、災害時はいつまで続くか先が見通せなければ精神的に弱くなると思いました。普段体験できない、意外な驚きの世界でした」。冬キャンプの体験から防災への意識の高まりを感じられた。



図 4



図 5



図 6

（5）5年目の検証：2016年12月から2017年3月までの取り組み

北海道江別市泉の沼公園演習、最低気温マイナス8度、参加者2名（男性1名、女性1名）。ストーブ使用の冬キャンプ体験後の感想。女性「冬キャンプ＝寒いという固定観念が変わりました。ストーブを焚いたタープのなかは以外にも快適で、インナーテントの中では予想以上に眠れました」。男性「寒さの中でどうしたら快適に生活できるか考える体験になりました」。

冬キャンプとストーブの組み合わせは快適な移住空間になったようである。

（6）6年目の検証：2016年12月から2017年3月までの取り組み

2017年2月4～5日、札幌市南区定山溪自然の村キャンプ場、最低気温マイナス5度、参加者男性3名。この模様は赤十字北見大学の冬季避難所演習とともに北海道新聞で紹介された（図7）。ここ定山溪のキャンプ場では、いつの間にか冬キャンプを楽しむ市民が急増していた。なかには、薪ストーブを使用するキャンパーさんもいて各人

様々な工夫が見られた(図8)。3月4~5日江別市湯川公園男性2名で演習、最低気温マイナス7度。3月11~12日北海道日高郡新ひだか町花園公園最低気温マイナス3度、参加者1名、ここではコット(簡易ベッド)を使用した。それまで地面にマットを敷いてシュラフで寝ていたが、地面から約45センチ高さのある場合はどうなのかを使用した。結果、地面とコットの気温差は5度もあり、今後詳細な研究対象とする(図9)。



図 7



図 8



図 9

3. 結論

冬季の災害時に避難所以外の選択肢として冬キャンプが有効であることがわかった。さらに北海道の市民が主体的に取り組む際の防災冬キャンプの方法がある程度は確立できた。しかし、北海道の冬季における防災対策は未だ発達段階であり、未知数な部分と課題も多い。よって、避難先の選択肢の一つとして冬キャンプ(テント泊)をはじめ、アウトドアの知識、技術、そして装備を防災に積極的に活かす研究をすすめる学問領域として「アウトドア寒冷地防災学」という名称のもと、さらなる検証と研鑽を続けていきたいと考えていくものである。

今後の検証課題：寒さ対策＝体の小さい子ども、女性の寒さ対策として、親子で参加できる演習を企画したい。多様化するニーズに対して＝高級志向のグランピングや趣味的要素の強い薪ストーブの安全な使用方法と可能性などを検証していきたい。冬キャンプは流行のキザシが見られるが、演習を含めイベント等で経験者を増やしていくことと普及にともない指導者の養成が不可欠である。

まとめ：アウトドア寒冷地防災学とは＝アウトドアの技術(知識・経験・装備)を応用して、寒冷地(特に冬季の北海道)の防災に生かすことである。

アウトドア寒冷地防災学を实践するうえでの遵守事項:冬季にライフライン(電気・水道・ガス)の停止した状況を想定し、屋外でテント泊等の経験から知識と技術を身に着ける。装備(道具)の正しい使い方を学ぶには日ごろからの取り組みが必要である。通常の夏季に行うキャンプ(日帰り、または宿泊)行事が冬季キャンプ行事に繋がる。家族単位や、コミュニティ、または学校行事等として継続的に実施し、後世に引き継いでいくこと。自分ばかりではなく、他者が困っていたら助けあう優しい気持ちを育むことも目的とする。日ごろの備えと防災への取り組みが、いざというときに役立つことを知り、落ち着いて行動できるように定期的に訓練する。なによりアウトドア(野外活動)体験を楽しむこと。不便を逆に楽しむことが、災害時にたくましく生き抜く精神を培うことにつながるのである。

道央・道東 32 箇所における広域積雪調査報告 (2017 年)

Report of snow survey of 32 sites

in the central and eastern region of Hokkaido, 2017

白川龍生 (北見工業大学)

Tatsuo Shirakawa

1. はじめに

本報告は、2017 年 2 月 17 日～25 日に実施した、道央及び道東の計 32 箇所における広域積雪調査の結果をまとめたものである。筆者は 2014 年より毎年同時期（平地での積雪水量が最大とみなせる 2 月下旬）に同じ箇所での調査を実施しており¹⁾、今回報告する 2017 年 2 月の調査は 4 シーズン目となる。

今回の調査では、いずれの箇所も積雪深が 100cm 未満であり、特に空知南部はこれまでの観測で最少であった。一方、千歳や釧路ではこれまでの観測の最高値を更新するなど、例年とは異なる傾向が見られた。以下、調査内容、調査結果および考察を記す。

2. 調査内容

筆者が 2014 年以降実施している広域積雪調査の調査箇所を図 1 に示す。調査箇所の選定にあたっては、2012 年 2 月～3 月に全道で実施された広域積雪調査箇所を参考とした。概ね 43°N～44°N の範囲から平地を抽出し、さらに自然積雪での観測ができる候補地の中で、管理者から敷地への立ち入りを許可された 32 箇所を本研究では調査箇所としている（原則として調査箇所は毎年同一だが、現場の積雪状況によっては近隣の代替地（ただし 2km 以内）を使用することもある）。調査期間は、2017 年 2 月 17 日～25 日に実施した。調査項目は、積雪深、簡易層構造および積雪水量の 3 項目である。

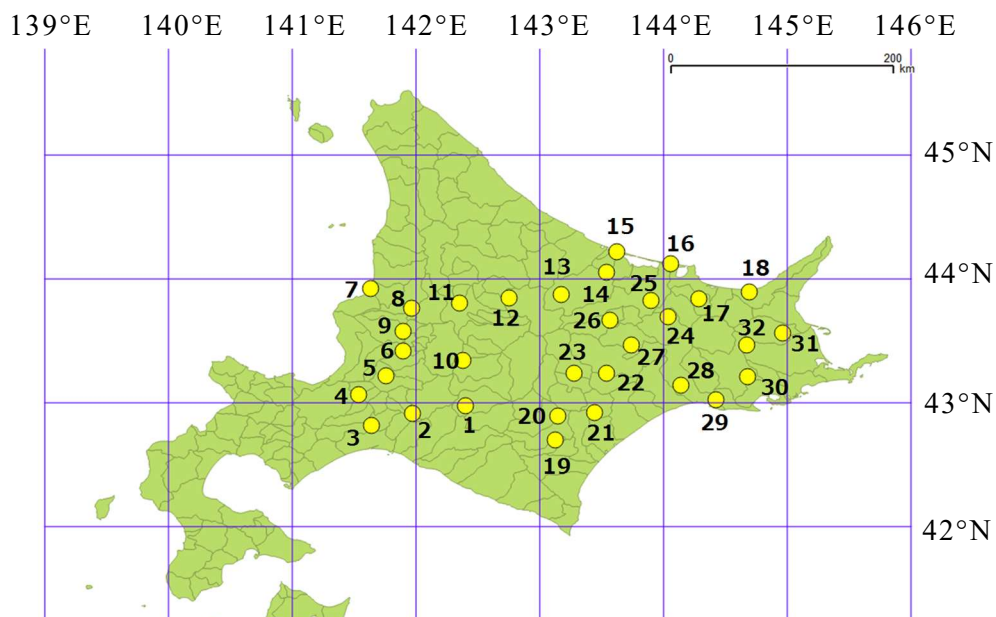


図 1 広域積雪調査の調査地点（道央・道東地域の計 32 箇所）
（2017 年 2 月 17 日～25 日、図中の数字は調査順を示す。）

3. 調査結果および考察

表 1 に調査地点の積雪深・積雪水量・全層密度、図 2 に各地点の積雪断面を示す。いずれの結果も観測順に整理した。また積雪層構造については図 3 に示した（ここでは各地点を概ね地域別に整理した）。

今回の調査でみられた特徴としては、全ての調査地点で積雪深が 100cm 未満であったことが挙げられる。特に空知南部の岩見沢・奈井江では顕著な小雪傾向がみられた。過去の観測では、岩見沢が 119cm（2014 年）・61cm（2015 年）・90cm（2016 年）、奈井江が 93cm（2014 年）・68cm（2015 年）・110cm（2016 年）と推移したのに対し、今回は岩見沢：41cm、奈井江：40cm であり、調査開始以来最小値を記録した。

表 1 調査地点の積雪深・積雪水量・全層密度

No.	地点名	観測日	積雪深(cm)	積雪水量 (mm)	全層密度 (kgm ⁻³)
1	占冠	2017/2/17	65	191	294
2	夕張	2017/2/17	50	173	345
3	千歳	2017/2/17	72	213	295
4	野幌	2017/2/17	53	163	307
5	岩見沢	2017/2/17	41	136	331
6	奈井江	2017/2/17	40	129	323
7	留萌	2017/2/18	53.5	183	341
8	秩父別	2017/2/18	83	284	342
9	滝川	2017/2/18	75	266	354
10	富良野	2017/2/18	53	163	307
11	旭川	2017/2/19	83	253	304
12	上川	2017/2/19	75	218	290
13	白滝	2017/2/19	41	129	315
14	遠軽	2017/2/19	60	184	307
15	湧別	2017/2/19	49	141	287
16	常呂	2017/2/19	41	118	287
17	東藻琴	2017/2/21	67	189	282
18	斜里	2017/2/21	57	134	235
19	中札内	2017/2/22	65.5	161	246
20	帯広	2017/2/22	54	136	252
21	池田	2017/2/22	27	76	281
22	足寄	2017/2/22	25	78	310
23	上士幌	2017/2/22	26	84	324
24	津別	2017/2/23	76	173	227
25	北見	2017/2/23	65	198	304
26	置戸	2017/2/23	55	134	244
27	陸別	2017/2/23	54	124	230
28	阿寒	2017/2/24	44	95	216
29	釧路	2017/2/24	41	92	225
30	中茶安別	2017/2/25	54	123	227
31	中標津	2017/2/25	80	186	233
32	虹別	2017/2/25	57	127	223

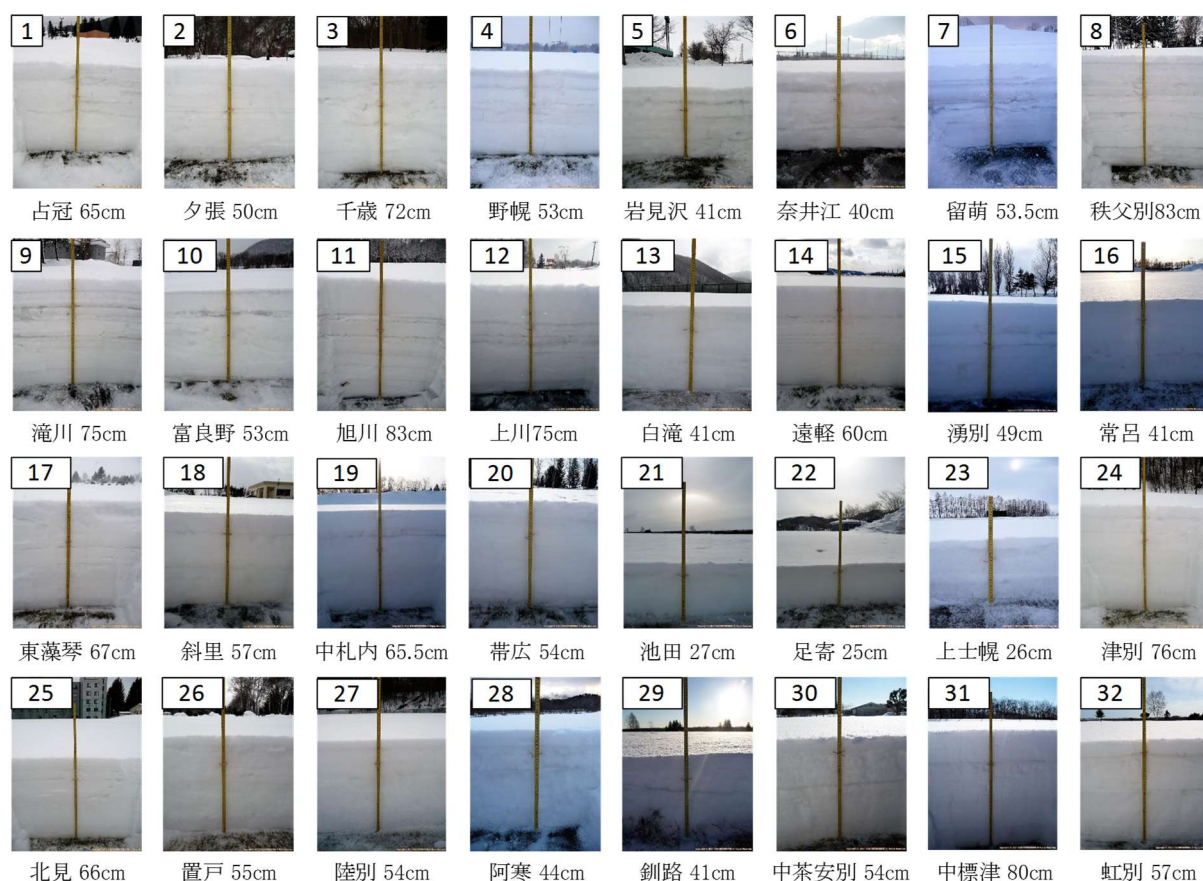


図2 調査地点の積雪断面 (2017年2月17日～25日、図中の数字は調査順を示す)

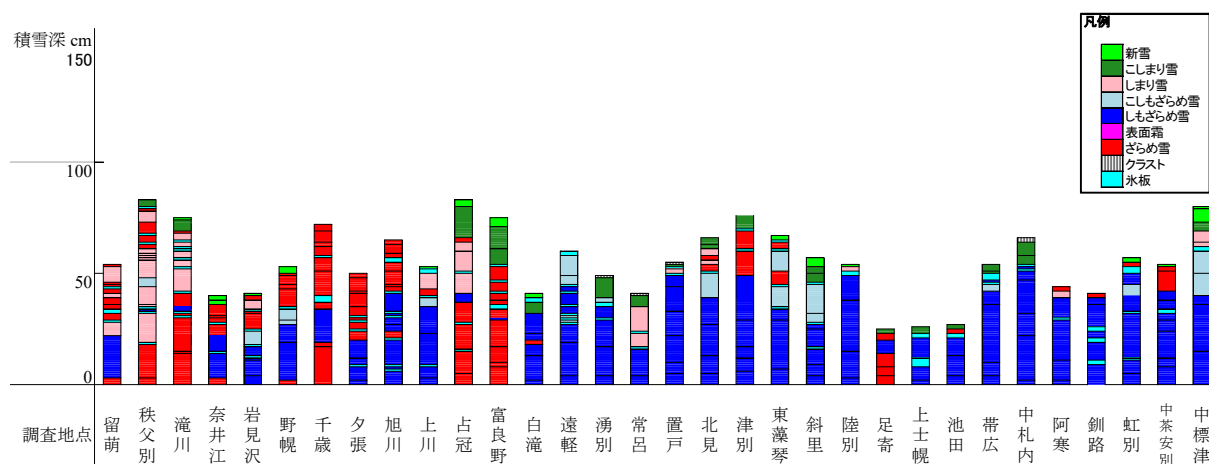


図3 調査地点の積雪層構造 (2017年2月17日～25日)

一方、例年積雪が少ない千歳や釧路では、本調査の積雪深の最高値を更新した。過去の観測では、千歳が 56cm (2014 年)・28cm (2015 年)・28.5cm (2016 年)、釧路が 21.5cm (2014 年)・10cm (2015 年)・25.5cm (2016 年) と推移したのに対し¹⁾、今回は千歳：72cm、釧路：41cm であった。

また、今年は各地でしもざらめ雪の層がよく発達していた (図 3)。石狩・空知・留萌における直近 4 シーズンの積算寒度と冬季の累計降水量を比較したものを図 4 に示す。今シーズンは各地で積算寒度が高かった一方、冬季の累計降水量は少なく、特に

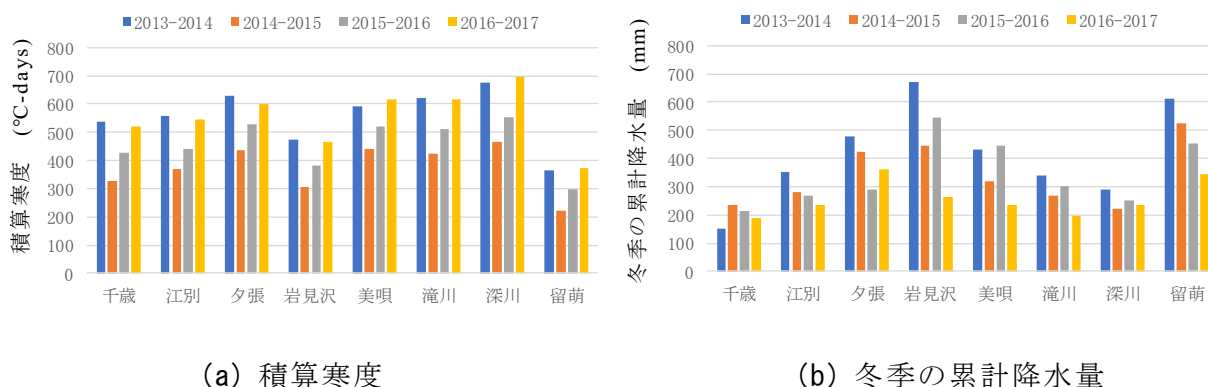


図4 石狩・空知・留萌における直近4シーズンの積算寒度と冬季の累計降水量
気象庁 AMeDAS による観測値²⁾から算出 (期間: 11月1日～翌年3月31日)

空知南部の岩見沢・美唄の降水量が少なかった。このことから、これらの地域では積雪内に大きな温度勾配が生じ、結果としてしもざらめ雪の層が発達したと推察される。道東各地については、下層または全層に亘り、しもざらめ雪が観察された。こちらは既往の研究報告にも記されている道東の典型的な積雪堆積環境であったと思われる³⁾。

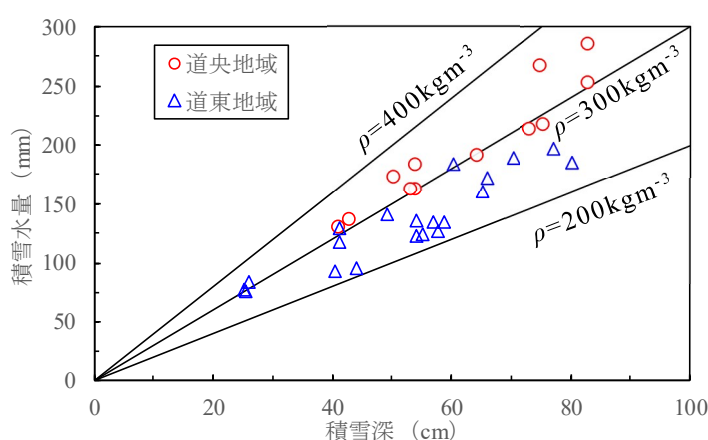


図5 調査地点における積雪深と積雪水量の関係

図5に調査地点における積雪

深と積雪水量の関係を示す。今回の調査では、道央地域と道東地域の積雪深には有意な差はなかったが、道央地域は道東地域に比べ全層密度は高い傾向が見られた。これは既往の研究とよく一致している³⁾。

最後に、これも今シーズンの特徴と思われるが、全調査地点で積雪内に氷板またはクラストが観察された。地点によって程度に差はあるが、本調査では過去に例のない初めての事例であった。

謝辞

広域積雪調査を実施するにあたり、敷地内での調査を許可して下さった各地の皆様にお礼申し上げます。本研究は、科学研究費（基盤研究(C), 課題番号: 15K06679)の助成を受け実施しました。

【参考・引用文献】

- 1) 白川龍生, 2016: 近年実施した広域積雪調査に基づく道央・道東地域の積雪水量分布の特徴, 北海道の雪氷, **35**, 39-42.
- 2) 気象庁ホームページ (<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>)
- 3) 八久保晶弘, 尾関俊浩, 山田高嗣, 山田知充, 2002: 北海道東部の積雪堆積環境, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 79-92.

2017 年 2 月 25 日ニセコ春の滝で発生した雪崩の調査報告

Report on an avalanche occurred at “Haru no Taki” in Niseko on Feb. 25, 2017

下山 宏 (北海道大学), 原田裕介 (土木研究所雪崩・地すべり研究センター),
榊原健一 (北海道医療大学), 古市竜太 (マウンテンガイド・コヨーテ),
阿部幹雄 (極食), 雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム
Kou Shimoyama, Yusuke Harada, Ken-Ichi Sakakibara, Ryuta Furuichi, Mikio Abe,
Snow damage research team of the Hokkaido branch, JSSI

1. はじめに

日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害の調査を迅速に行うために、2007/08 年冬期に雪氷災害調査チームを発足させ、これまでに北海道で発生した雪崩事故を中心に雪崩事故調査を行ってきた¹⁾。調査結果は「北海道の雪氷」にて報告されるとともに、概要が雪氷災害調査チームのホームページ (<http://avalanche.seppyo.org/snow/>) でも公開されている。本報では、2017年2月25日にニセコアンヌプリ南東斜面のスキー場コース外、通称「春の滝」で発生した雪崩事故の調査結果を報告する。

2. 雪崩事故の概要

2017年2月25日10時30分頃、北海道ニセコスキー場コース外の完全立ち入り禁止区域に指定されている「春の滝」付近で、スノーボードをしていた5人のグループの内3人が雪崩に巻き込まれた。1人は自力脱出したが2人が埋没した。埋没した1人は頭部がデブリから出た状態で発見。もう1人は完全埋没しており、同行者と雪崩現場付近に居合せた人達のコンパニオンレスキューによって深さ約2.5 m から救出されたが、搬送先の病院で死亡が確認された。

3. 調査結果

雪崩事故発生翌日は悪天候であったため、2日後の2月27日に雪氷災害調査チームによる現地調査を行った。しかしながら、調査当日は雪崩の危険性が想定されること、また「春の滝」は「ニセコルール」で立ち入り禁止区域に指定されていることなどから、事故発生現場への立ち入りはせず、積雪調査は破断面と近い地形条件を持つ近隣の斜面で実施した。雪崩事故発生状況に関する調査は、写真判読および警察やスキーパトロールの聞き取りをもとに行った。

3.1 雪崩の概要と破断面

雪崩の種類は、スノーボーダーがトリガーとなる乾雪表層雪崩で、「春の滝」本流の右岸下方に位置する沢地形（通称：一番沢）で発生した（図1）。埋没地点は「一番沢」と本流の合流地点付近であり、デブリは下方の埋没地点から20 m 程下流まで到達した。

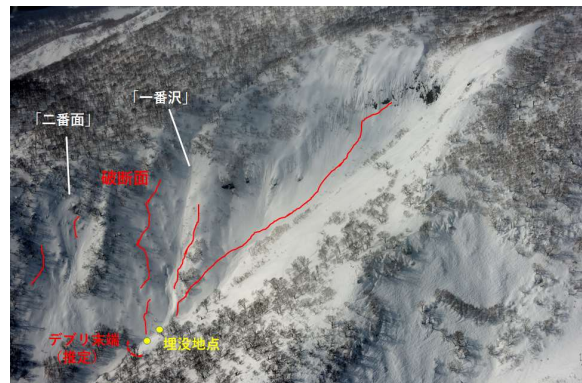


図1 「春の滝」全景。

達していた。写真判読の結果、破断面は「一番沢」の両岸で確認された他、「春の滝」本流の右岸や、「一番沢」のさらに下流の沢地形（通称：二番面）でも複数の破断面が確認された。その中でも「春の滝」右岸の破断面は規模が大きく、最上部の崖から谷底まで 200 m 以上に渡っていた。そして「一番沢」の雪崩デブリの上部には、本流からの雪崩が流下した形跡が確認された。このことから、被害者は「一番沢」で誘発された雪崩に巻き込まれて埋没、続いて「春の滝」本流でも雪崩が発生、本流筋からの大量のデブリが「一番沢」のデブリの上に堆積したことで被害者は深く埋没した、と推察される。

3.2 積雪断面

積雪断面調査は、「春の滝」から約 2.6 km 北東に位置する、ヒラフスキー場と花園スキー場の間にある南東向き尾根上の三角点（545.7 m）下の、東北東向き斜面（標高 520 m、斜度 45 度）で実施した（図 2）。この斜面は破断面が観測された斜面と非常に類似した地形・標高条件である。積雪断面観測の結果を図 3 に示す。シャベルコンプレッションテストを実施したところ、2 か所で破断が観測された。1 層目（WL1）は雪面から 59 cm で CTH22(SP)、2 層目（WL2）は 80 cm で CTH25(SP) という結果であった。積雪構造は、表層 24 cm に雪崩発生後のまとまった降雪による新雪層、24–59 cm にはこしまり雪を中心とする層があり、59–61 cm には融解を経験したざらめ／しまり層が観察された。WL1 はこのざらめ／しまり層の上部であり、破断面を直接観測すると雲粒のない



図 2 積雪調査地点。

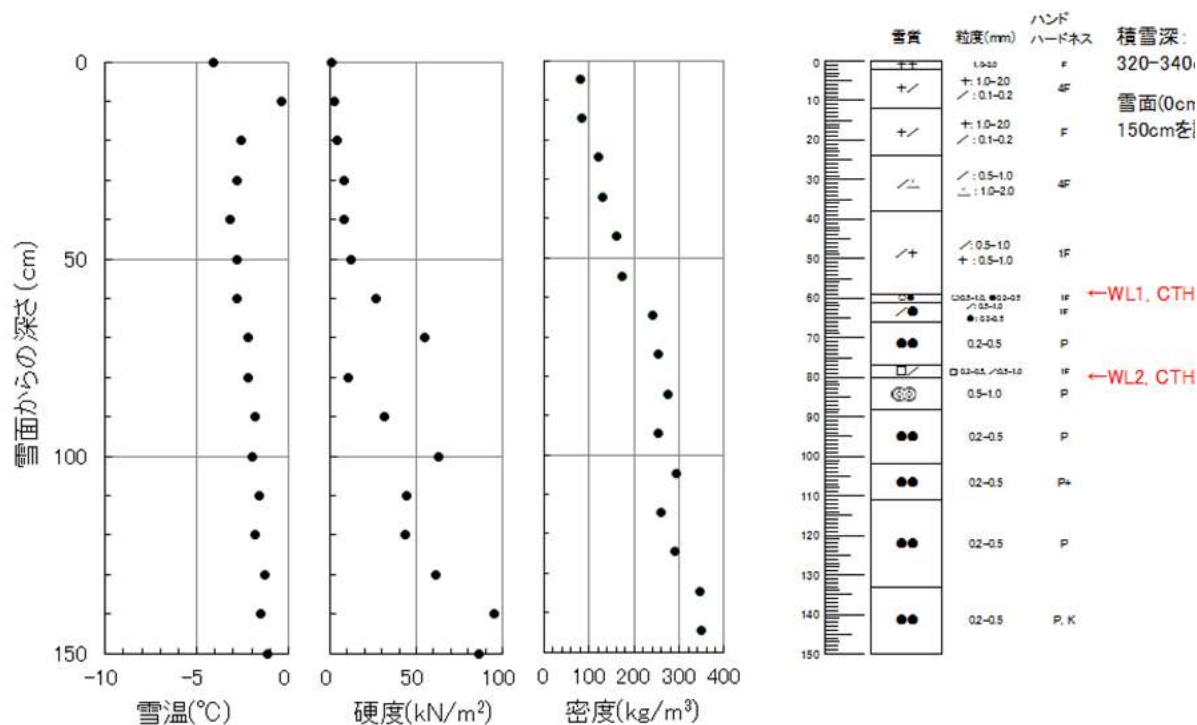


図 3 積雪断面調査結果。

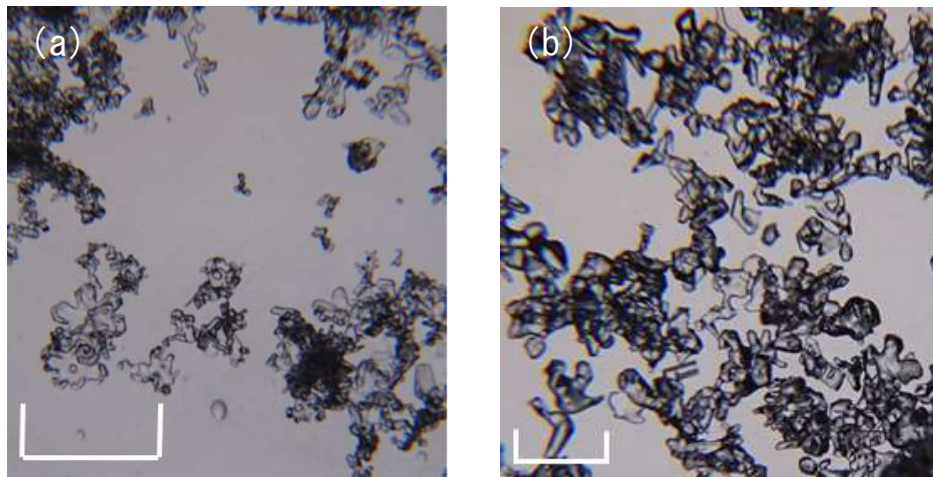


図 4 弱層の結晶写真. (a) は WL1, (b) は WL2 の結晶. スケールは 1 mm.

降雪結晶が確認された(図 4a). WL2 は 80–88 cm の融解凍結クラスト層と, 77–80 cm のこしもぎらめ／こしまり層の境界で破断した(図 4b). この層は比較的もろい層で硬度の測定値も突出して低い値であった. 今回の雪崩ではどちらが破断面であったのかは不明である. スキーパトロールは WL1 の可能性が高いと指摘しているが, 積雪調査地点では調査員が斜面に立ち入った時に, これら 2 つの層でほぼ同時に破断が生じており, WL2 で破断した可能性も否定できない.

3.3 雪崩発生までの気象条件

図 5 に地上気象要素の観測結果を示す. 2 月 16 日は気温が非常に上昇し, 正午過ぎから 17 日未明にかけて約 12 時間 5℃前後の高温が継続した. また南からの非常に強い風も吹いており, 風速は最大 13 m s^{-1} 以上を記録した. その後 17 日から 18 日にかけて風向が南から北へと変化し, 気温は -10°C 近くまで低下. 23 日にかけて氷点下の気温が続いた. また, 17 日早朝からは降雪が観測されて, 19 日にかけて積雪深が 30 cm 以上増加した.

2 月 21–22 日は天気が回復して晴天となった. 22 日の最高気温は 0°C 程度であったが, 快晴で風速も弱く, 穏やかな陽気であった. 23 日午後になると風雪が強まり, 断続的な降雪が雪崩発生直前まで継続した.

4. 考察

図 6 に 2 月 23 日 9 時の地上天気図

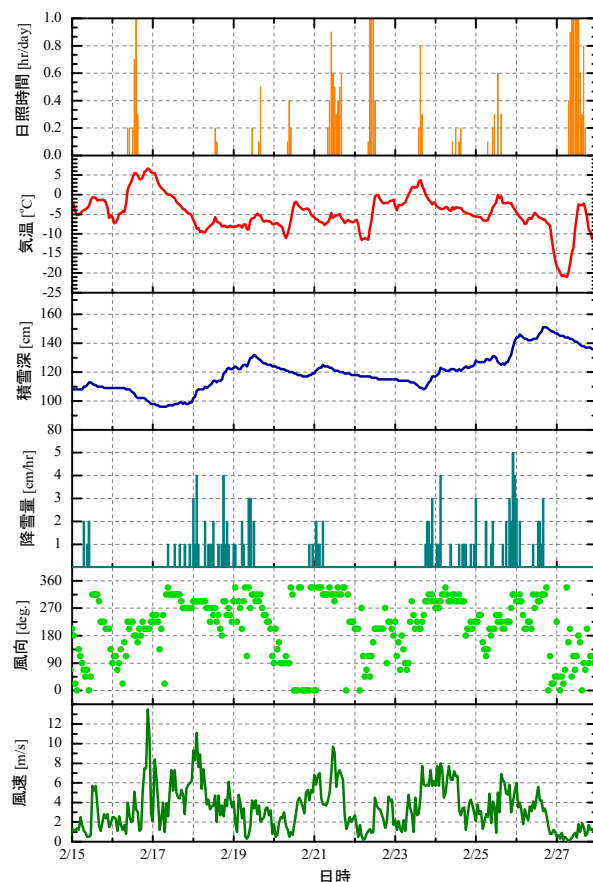


図 5 アメダス倶知安における地上気象要素の時系列.

を示す。ニセコ地域は日本海にある2つの低気圧間の前面に位置している。地上気象データでは観測されていないが、レーダー降水量では22-23日にかけて弱い降雪が見られた。このような気圧配置では一般的に雲粒なしの結晶が降ることが知られている²⁾。実際に札幌では23日早朝、雲粒なしの降雪結晶が観測されたことから、この時の降雪がWL1に相当するものと考えられる(秋田谷英次博士私信)。低気圧の通過後は西高東低の冬型気圧配置となり(図6)、季節風型の降雪が多量に堆積することで、上載積雪層が形成されたと考えられる。これは2014年にニセコアンヌプリ鉦山の沢で発生した雪崩事故³⁾と同様の特徴であった。

一方、2月16-17日にかけては、北海道よりも北に中心を持つ低気圧が通過しており(図7)、これに伴う暖気-寒気の移流が大きな気温変化をもたらしたことがわかる。16日の高温と強風により融解層が形成、17日以降の寒気によって融解層は凍結した。この層が凍結する過程での降雪により、当該層と新雪層との境界付近で比較的大きな積雪温度勾配が形成されてこしもざらめ化が促進、WL2が形成された、と考えられる。WL2が今回の雪崩事故で破断したかは不明であるが、複数の弱層の同時破断に関する検討は今後の課題としたい。

謝辞

ニセコ雪崩調査所の新谷暁生氏には、現場状況の聞き取り調査に対応していただいた。また、防災科学技術研究所の伊藤陽一博士には、雪崩直後の積雪状況に関する情報を頂いた。現地調査においては、陸上自衛隊の板垣力氏にご協力いただいた。ここに記して感謝申し上げる。

【参考・引用文献】

- 1) 山田 知充, 2014: 活躍する雪氷災害調査チーム: 北海道支部の社会貢献活動, 雪氷, 76, 481-485.
- 2) 雪氷災害調査チーム, 2015: 山岳雪崩大全, 山と溪谷社.
- 3) 原田裕介他, 2014: 2014年1月にニセコアンヌプリで発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, 33, 89-92.

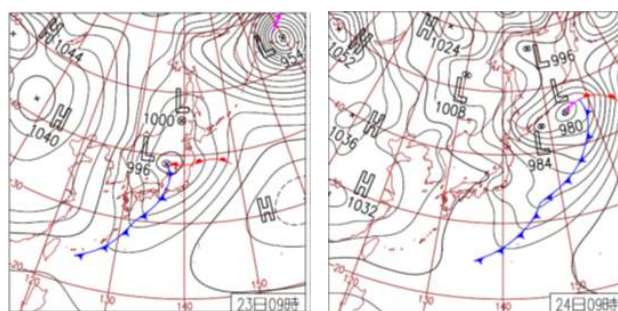


図6 地上気圧配置. 2月23日9時(左)と24日9時(右).

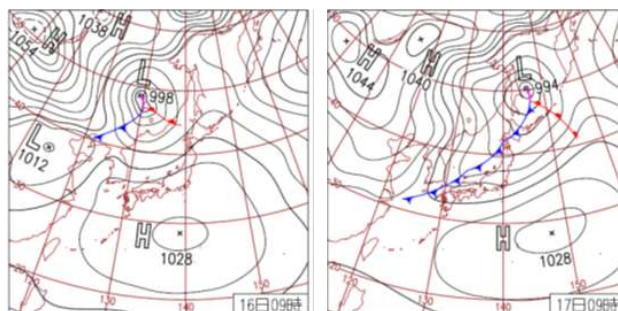


図7 地上気圧配置. 2月16日9時(左)と17日9時(右).

低気圧接近時の短期間多量降雪における 積雪密度の時間変化に関する観測事例について

Observation on the temporal change of the snow density during short-term heavy snowfalls brought by the low pressure

高橋 渉 ((国研) 土木研究所 寒地土木研究所)

原田 裕介 ((国研) 土木研究所 雪崩・地すべり研究センター)

松下 拓樹, 松澤 勝 ((国研) 土木研究所 寒地土木研究所)

Wataru Takahashi, Yusuke Harada, Hiroki Matsushita, Masaru Matsuzawa

1. はじめに

短期間多量降雪による雪崩に関しては、2014年2月13日から16日にかけて本州南岸を通過した低気圧によって、関東甲信地方を中心に大雪となり、多くの箇所で発生した雪崩¹⁾があげられる。この時の雪崩は、従来発生しにくいと言われている樹林内からも発生し、樹林帯をすり抜けて道路や集落に到達した¹⁾。また、原田ら²⁾は北海道の一般国道において、雪崩に起因する通行止め時間から、近年では一般国道236号において通行止めが多く発生しており、これらは低気圧の接近や通過に伴う多量降雪によるものであることを示している。

短期間多量降雪による雪崩を発生させる要因として、降雪の形態が大きく影響していると考えられる。松下ら³⁾は新潟県妙高山麓で、積雪の密度と硬度の時間変化に関する現地観測を行った。その結果、期間前半の南岸低気圧による積雪は、経過時間に対して密度や硬度の変化が小さい一方で、期間後半の日本海小低気圧による積雪は、先の積雪と比較して、経過時間に対する密度や硬度の増加が大きかった。このことは、南岸低気圧によって堆積した密度や硬度が小さい雪の上に、新たな積雪が加わることで不安定な積雪層が形成されやすいことを示す。

ただ、このような観測事例は少なく、北海道内においては、秋田谷ら⁴⁾や中村ら⁵⁾が、低気圧前面の層状雲によってもたらされる降雪結晶は雲粒の付着がないか少なく、その上に雲粒付きの降雪結晶が堆積することで不安定な積雪層が形成されることを示しているものの、積雪の密度や硬度の時間変化に着目した観測は行われなかった。そこで、本論文では低気圧による多量降雪時に、新たな積雪層の密度と硬度の時間変化について、一般国道236号の山間部に近い場所で観測した結果を報告する。

2. 観測方法

現地観測は2017年2月20日から24日にかけて、北海道広尾郡広尾町トヨイベツの民家の庭(北緯42°25'2", 東経143°11'13", 標高155m)で行った(図1)。観測は松下ら³⁾の方法に倣い、数時間おきに降雪の有無を確認し、積雪が7~10cm程度観測されたときに、積雪層を区分する目的で、雪面に毛糸を設置した。そして、再び毛糸を設置するタイミングで、各積雪層の密度、硬度、雪温を観測した。密度の測定は角形サンプラー(体積100cm³)、硬度の測定は直径15mmの円型アタッチメントを付けたデジタル荷重測定器、雪温はサーミスタ温度計、各積雪層の全層質量は円筒型サンプラー(断面積50cm²)を用いた。密度、硬度は3~5回の測定値の平均値を解析に用いた。また、

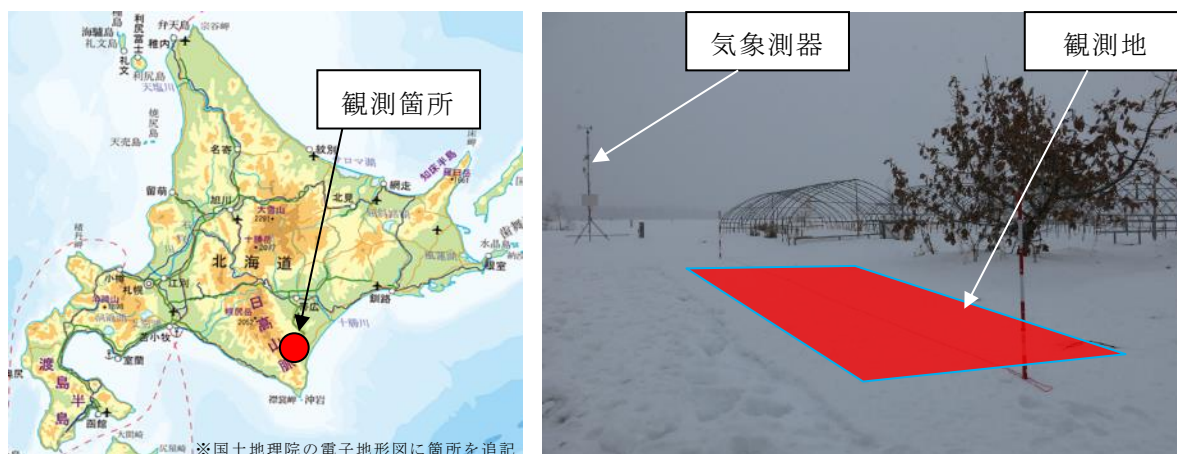


図1 観測箇所図ならびに現地状況写真(2017年2月20日撮影)

現地では温湿度計(KADEC21-PT8-C), 積雪深計(KDC-S18-L-10), 風向風速計(HM P155)による連続観測を実施した。

3. 観測結果

(1) 観測時における気象と積雪の状況

図2(a)は2月21日9時, (b)は2月24日9時の地上天気図を示している。20日9時に日本海にあった998hPaの低気圧は北東に進み, 津軽海峡を横断し, 20日21時頃に北海道に最接近し, 北海道東方沖に抜けた。21日9時の時点で970hPaまで発達した。この低気圧により広尾地区は大雪となり, 観測箇所の積雪深は20日14時の65cmから, 21日0時には110cmを観測した。その後, 高気圧の通過を挟み, 再び低気圧が接近した。23日9時に日本海にあった996hPaの低気圧は東に進み, 東北地方を横断し三陸沖から北海道東方沖に抜けた。24日9時の時点で980hPaに達していた。この低気圧により広尾地区で降雪があり, 観測地点における積雪深は23日9時の90cmから, 24日0時には105cmを観測した。

次に, 観測終了時(2月24日6:00)の積雪断面を図3(図中の線は毛糸を表す)に示す。降雪直前の20日14時に, 既に積雪している層と区分するために1本目の毛糸を積雪

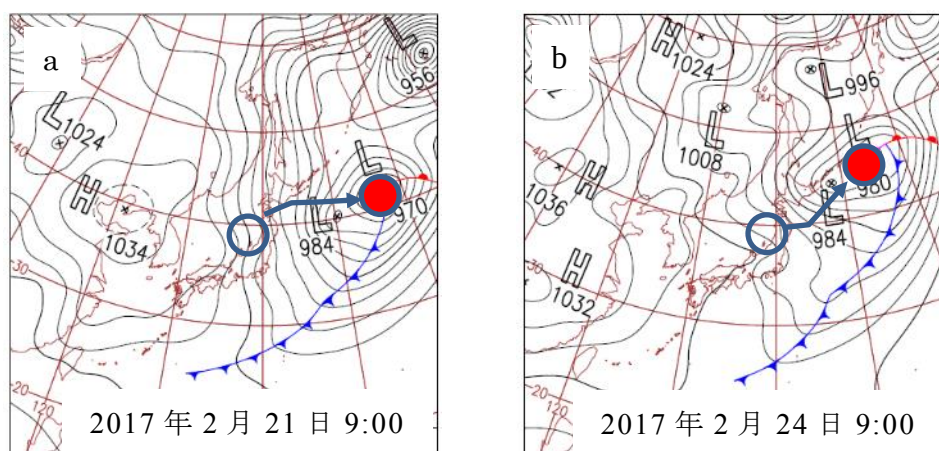


図2 観測期間中における地上天気図⁶⁾に加筆
図中の○は24時間前の低気圧の位置を示す

表面に設置した．この時，積雪表面は氷板化していた．観測開始直後から激しい降雪となり，20日16時に2本目，20日18時に3本目の毛糸を設置した．積雪は20日14時から18時の4時間で28.9cm増加した(層1，2)．その後，積雪は弱まり，20日18時から21時までの3時間で11.2cmの積雪(層3)はあったが，20日21時から21日6時までの9時間で3.7cm(層4)となった．なお，21日0時には雪はほぼ止んだ．

再び低気圧が接近する23日12時の段階では，21日6時に設置した毛糸がうっすらと見える状況であった．積雪は23日12時から18時までの6時間で6.2cm(層5)増加し，23日18時から24日6時までの12時間で7.7cm(層6)の増加であった．

(2) 密度と硬度の時間変化の特徴

図4は，各積雪層における密度の時間変化を示している．密度は時間の経過とともに増加する傾向となっているが，20日の降雪初期の層1から3と，降雪後期の層4とでは，密度の増加傾向に違いが見られ，図中に示す密度と経過時間の回帰直線の傾きから，層1から3の密度増加は，層4と比べて74%となった．このことは，低気圧前面の雲による積雪層は密度が増加しにくく，低気圧通過後の積雪層は密度が増加しやすいことを示唆している．

硬度も密度と同様に増加傾向にあるものの，松下ら³⁾が本州で行った観測結果と比較しても，初期の値が小さく，その後の値も小さいまま推移した．また，降雪初期の層1から3と，降雪後期の層4との比較においては，明確な違いは見られず，線形近似においてもほぼ同じ直線となった．

(3) 圧縮粘性率の特徴

積雪層においては，上載積雪による垂直荷重が応力として層に作用し，圧密されることによりその層の密度を増していく．圧縮粘性率は，密度の時間変化の割合(ひずみ速

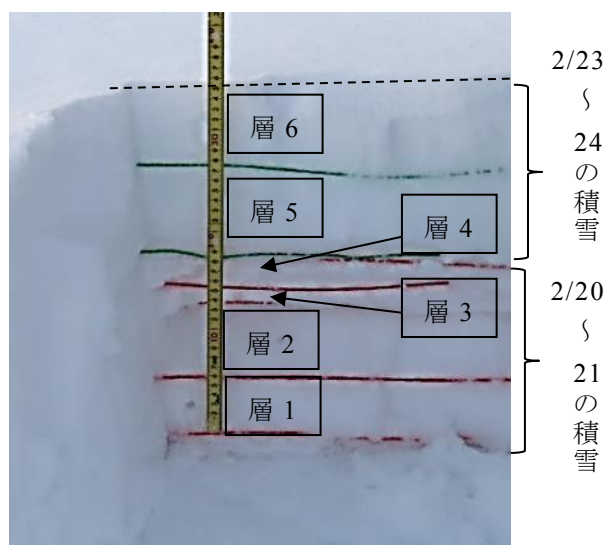


図3 観測終了時(2/24 6:00)の積雪断面
図中の断面に写る線は毛糸を表す

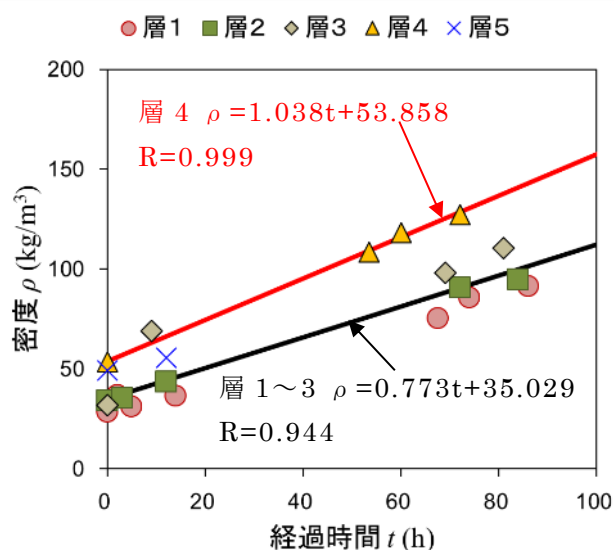


図4 各積雪層における密度の時間変化
図中の直線は回帰直線，Rは相関係数
層6は時間が経過していないため除外

度) と応力の比である。

図 5 は、各積雪層の密度と圧縮粘性率の関係を示している。密度は時間の経過とともに変化しており、圧縮粘性率も変化している。20 日の日中に降った雪 (層 1, 2) は、圧縮粘性率が高い傾向にあり、20 日の夜間に降った雪 (層 3, 4) は低い傾向にあった。圧縮粘性率が大きいということは、同じ上載荷重下において、圧密の進行が遅く、密度の増加がゆっくりであることを意味する。密度が小さいことは、一般的に雪の強度は小さく、斜面上の積雪の安定性が低下し、雪崩がより発生しやすい状況になると考えられる。

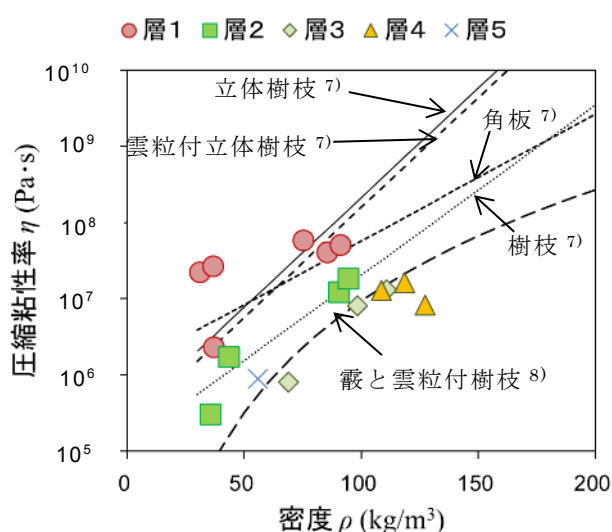


図 5 各積雪層における圧縮粘性率と密度の関係

4. まとめ

短期間多量降雪時における雪崩発生の機構を解明するために、現地において積雪の密度と硬度の時間的変化を観測した。その結果、同じ積雪期間内においても、積雪の物性に違いが見られることが確認できた。このことは、降雪をもたらす低気圧の位置によって積雪の密度や硬度に違いが出ることを示しており、松下ら³⁾が新潟県妙高山麓で行った観測においても同様な傾向は示されてはいる。ただ、これらが雪崩発生にどの程度影響を与えるのか、また、地域などの条件によって違いがどの程度見られるのかなどを解明するために、今後の解析や継続的な調査が必要と考える。

【参考文献】

- 1) 和泉薫, 河島克久, 伊豫部勉, 松元高峰, 2014: 2014 年 2 月中旬の大雪による雪崩発生状況と特徴, 科学研究費助成事業 (課題番号 2590003) 研究報告書, 111-118.
- 2) 原田裕介, 高橋渉, 松澤勝, 2017: 北海道における短時間多量降雪に起因する雪崩発生の気象の特徴, 第 60 回 (平成 28 年度) 北海道開発技術発表会
- 3) 松下拓樹, 石川茂, 石田孝司, 2016: 南岸低気圧による降雪結晶弱層の密度と硬度の時間変化, 寒地技術論文集, **32**, 120-125.
- 4) 秋田谷英次, 中村一樹, 2013: 低気圧前面の降雪結晶による弱層形成, 北海道の雪氷, **32**, 10-13.
- 5) 中村一樹, 佐藤友徳, 秋田谷英次, 2013: 降雪系弱層形成時の気象の特徴, 北海道の雪氷, **32**, 14-17.
- 6) 気象庁: 日々の天気図 2017 年 2 月, <http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/data/hibiten/2017/201702.pdf>, 2017 年 6 月 30 日閲覧.
- 7) 梶川正弘, 小野昇, 1990: 新積雪の圧縮粘性係数と降雪粒子の結晶形との関係, 雪氷, **52**, 283-287.
- 8) 後藤博, 梶川正弘, 橋本正秀, 後藤直樹, 菊地勝弘, 2005: 新積雪の圧縮粘性率と降雪粒子の諸特性の関係, 雪氷, **67**, 331-340.

2 回の航空レーザ測量により計測した 積雪分布のパターンの類似性に関する研究

A study on similarity of snow depth distributions based on airborne laser scanning measurements

西原 照雅, 谷瀬 敦 (国立研究開発法人 土木研究所 寒地土木研究所)

Terumasa Nishihara and Atsushi Tanise

1. はじめに

積雪寒冷地においては、融雪水は水資源として重要である。一方で、融雪水は融雪出水及び土砂災害の原因にもなる。このため、融雪が始まる前に山間部の積雪分布をできるだけ正確に把握することは、水資源管理及び防災の両面で非常に重要である。

ダム管理を例にすると、毎年 3 月に積雪調査を行い、この結果から流域の積雪包蔵水量を推定することが一般的である¹⁾。しかし、積雪調査は雪崩等の危険や多大な労力と伴い、調査地点は冬期に入山できる範囲に限られる。一方、近年では、航空レーザ測量を用いて、森林限界以上の高標高帯のような冬期に立ち入りが困難な範囲を含む広範囲の積雪分布を計測した例がある^{2), 3), 4)}。これらのうち西原ら⁴⁾は、北海道大雪山系旭岳において、同一範囲の積雪分布を 2012 年及び 2015 年の 2 度にわたって計測し、両年の積雪分布のパターンに類似性が見られること、この類似性を用いてダム流域等の山間部において、簡易にかつ低コストで精度良く積雪分布を推定できる可能性があることを報告している。しかし、西原ら⁴⁾は積雪分布のパターンの類似度を多面的に評価するには至っていない。そこで、本研究では様々な観点から積雪分布のパターンの類似度を評価した。

2. 航空レーザ測量範囲及び計測された積雪分布の特徴

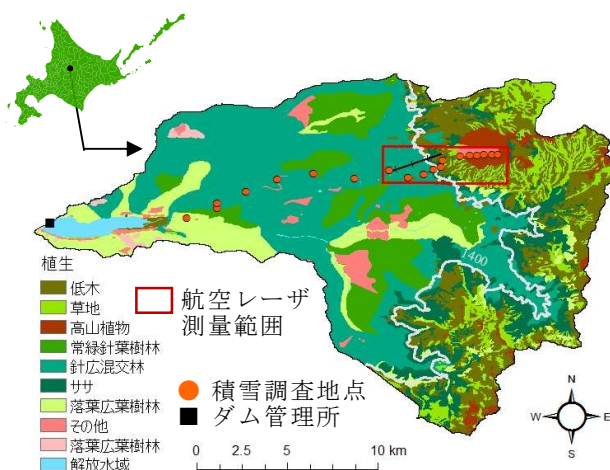


図 1 測量範囲（忠別ダム流域）

図 1 に航空レーザ測量により積雪分布を計測した範囲を示す。計測した範囲は、忠別ダム流域に位置し、赤枠で示した南北方向の長さが 2km、東西方向の長さが 5km、面積が 10km²である。図 1 には環境省の自然環境保全基礎調査の結果を用いて 10 分類した植生を示した。図中の白線は標高 1,400m の等高線であるが、標高 1,400m 付近に森林限界があり、ここを境に主たる植生が森林から草地やササといった森林以外に変化している。積雪分布を計測した範囲の標高帯は概ね 1,100m～2,300m で

ある。積雪分布を計測した範囲の森林限界は概ね標高 1,450m であり、標高 1,450m 以上の範囲では、約 98%が森林以外の植生である。航空レーザ測量は、無積雪期の 2009 年 9 月 22 日～25 日、積雪期の 2012 年 3 月 10 日及び 2015 年 3 月 27 日に実施し、積

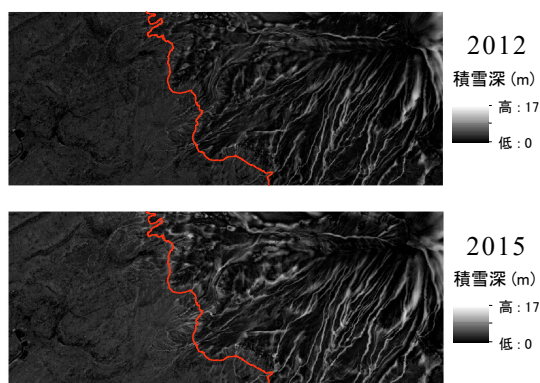


図2 計測された積雪分布⁴⁾

雪深は積雪期及び無積雪期の二時期の標高差とした。データの水平解像度は 5m である。測量に使用した機器の計測精度を基に算出した積雪深の計測精度は±30cm である。

計測された積雪分布を図 2 に示す。図中の赤線が森林限界であり、赤線の左側が樹林帯、右側が森林限界以上の高標高帯である。計測範囲における 2012 年及び 2015 年の積雪の総量は、それぞれ $2.13 \times 10^7 \text{ m}^3$ 、 $2.71 \times 10^7 \text{ m}^3$ であり、2012 年と比較して 2015 年の積雪が多い。図 2 を概観すると、樹林帯と高標高帯の積雪分布の特徴が明瞭に異なる。樹林帯においてはほとんどが暗色であることから積雪深が小さく、狭い範囲に分布しているのに対し、高標高帯においては明暗が明瞭であることから積雪深が幅広く分布し、尾根沿いに積雪の少ない箇所、谷沿いに積雪の多い箇所が分布しているといった両年の積雪分布に同様のパターンが見られる⁴⁾。

3. 積雪深のヒストグラムの比較

山間部の積雪分布は樹林帯及び森林限界以上の高標高帯においてその特徴が異なる。そこで、森林限界と考えられる標高 1,450 m の等高線を境界として、計測範囲を樹林帯と高標高帯に区分し、それぞれの範囲における積雪深のヒストグラムを比較する。

はじめに、図 3 に樹林帯における積雪深のヒストグラムを示す。図中の赤線はヒストグラムに正規分布を当てはめた結果であるが、両年の積雪分布は概ね正規分布に一致している。積雪量の多い 2015 年のヒストグラムは、積雪量の少ない 2012 年のヒストグラムと比較して、最も出現度数の大きい積雪深の度数が 18 % 小さく、積雪深の標準偏差が 23 % 大きい。次に、図 4 に高標高帯における積雪深のヒストグラムを示す。図中の赤線はヒストグラムに指数分布を当てはめた結果であるが、両年の積雪分布は概ね指数分布に一致している。2015 年のヒストグラムは、2012 年のヒストグラムと比較して、最も出現度数の大きい積雪深 0 の度数が約 14 % 小さく、積雪深の標準偏差が 17 % 大きい。また、積雪量の多い 2015 年のヒストグラムは 2012 年のヒストグラムと比較して、積雪深が 1 m 以下の度数が 24 % 減少している点に特徴がある。全体的に見

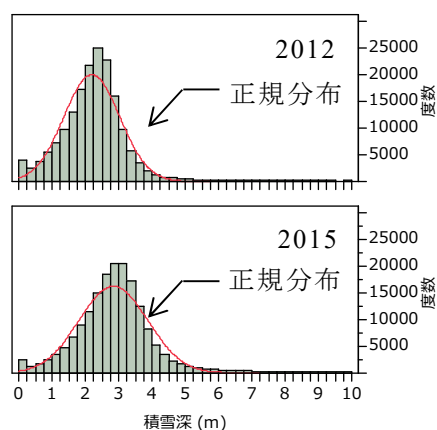


図3 樹林帯の積雪深の分布

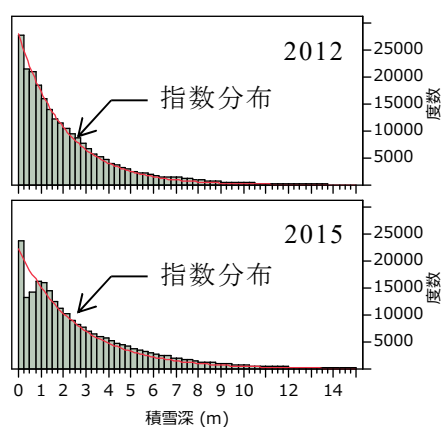
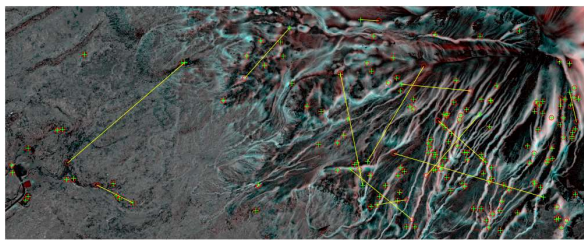


図4 高標高帯の積雪深の分布

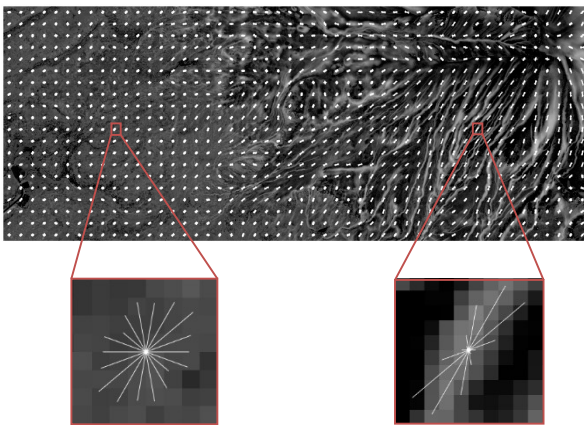
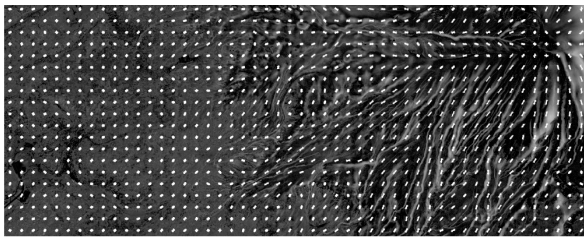
ると、積雪分布は樹林帯において正規分布、高標高帯において指数分布であること、積雪深の多い年は、最も度数が多い積雪深の度数が小さくなり、積雪深の分布する幅が積雪深の大きい方に向かって大きくなることが示された。

4. 積雪分布の画像特徴の比較



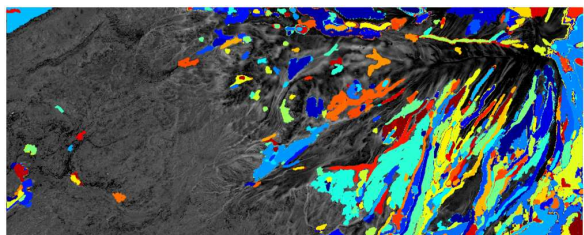
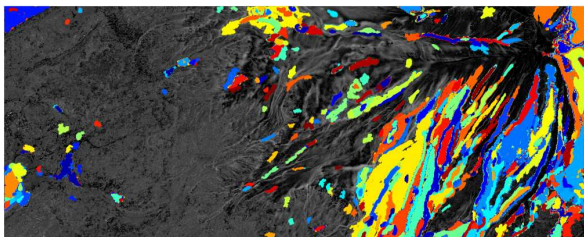
○2012 +2015

図5 SURF 特徴量の比較



上：2012 年，下：2015 年

図6 HOG 特徴量



上：2012 年，下：2015 年

図7 MSER 特徴量

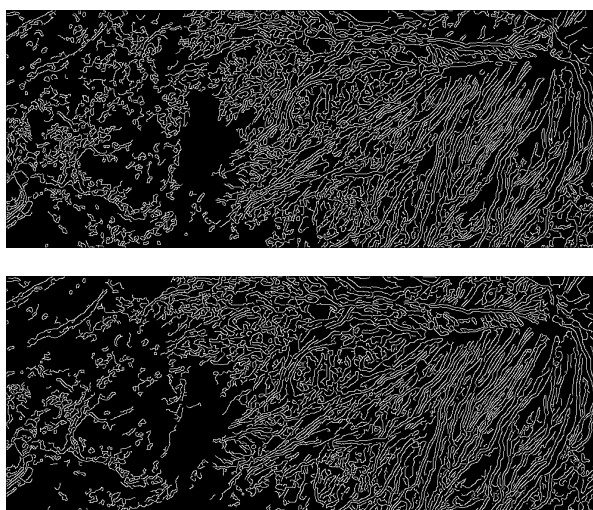
画像特徴⁵⁾とは、デジタル画像を対象として、計算機がその中に含まれる物体を認識するために用いられる諸量であり、3章で示したヒストグラムは対象とする物体全体の情報を示す特徴量に位置づけられる。4章では、図2に示した積雪分布を8ビットの整数に変換した画像から、局所領域の輝度の変化やエッジに着目した特徴量を算出し、比較を行う。計算には技術計算用語 MATLAB を用いた。

SURF 特徴量を図5に示す。SURF 特徴量は輝度変化が大きいエッジを抽出したものである。図には検出された特徴点のうち、両年にマッチングする点をプロットしており、誤った点がマッチングされた場合は点同士をつなぐ線が描かれている。検出された特徴点は高標高帯に多く、概ね正しくマッチングしている。

HOG 特徴量を図6に示す。HOG 特徴量は局所領域における輝度の勾配方向ヒストグラムであり、個々のプロットはローズダイアグラムで表示した。図を概観すると、樹林帯は輝度変化(積雪深の変化)が小さいため、どの方向にも概ね同じ大きさのダイアグラムとなっているのに対し、高標高帯は輝度変化が大きいため、

輝度の変化に応じてダイアグラムの形状が変化している。両年の同位置におけるダイアグラムの形状を見ると、概ね同様の形状となっている。

MSER 特徴量を図7に示す。MSER 特徴量は輝度が近い領域を1つの領域にまとめていくことで、画像を特徴の近い領域に分割したものである。図より MSER 特徴量は、森林限界以上の高標高帯において輝度の変化が大きい範囲に多く検出され、樹林帯においてはほとんど検出されていない。高標高帯において検出された範囲を見ると、両年の画像に対して、比較的類似した形状の領域が検出されて



上：2012 年，下：2015 年

図 8 Canny エッジ

いる。

Canny エッジを図 8 に示す。エッジとは輝度が急激に変化する経路に沿った曲線である。図より、樹林帯と比較して、高標高帯において多くのエッジが検出されていることがわかる。図 8 に示した両年の画像をメッシュ毎に比較すると、全メッシュの 88%が一致した。

ここまで、複数の画像特徴及びエッジを抽出し、2012 年及び 2015 年の積雪分布のパターンを比較した。特徴量により検出数は異なるが、森林限界以上の高標高帯に関しては、比較的多くの特徴が検出され、概ね一致した傾向が見られた。使用した画像特徴は局所領域における輝度の変化やエッジに着目していることから、

積雪深が幅広く分布し、尾根や谷といった積雪深が局所的に変化する箇所が多い、つまり輝度の変化が大きく、エッジが明瞭となる高標高帯において検出数が多くなったと考えられる。一方で、積雪深が狭い範囲に分布している樹林帯においては、輝度の変化が小さくエッジが不明瞭となるため、画像特徴が検出されにくかったと考えられる。

5. まとめ

同一範囲の積雪分布を 2012 年及び 2015 年の 2 度にわたって航空レーザ測量により計測した結果を用いて、積雪分布のパターンの類似度を評価した。積雪分布は樹林帯において正規分布、高標高帯において指数分布であること、積雪深の多い年は、最も度数が多い積雪深の度数が小さくなり、積雪深の分布する幅が積雪深の大きい方に向かって大きくなることが示された。また、積雪深が幅広く分布し、尾根や谷といった積雪深が局所的に変化する箇所が多い森林限界以上の高標高帯に関しては、画像特徴を用いて積雪分布のパターンの類似性を評価できる可能性を示した。

【参考・引用文献】

- 1) (独)土木研究所 寒地土木研究所, 2012: ダムにおける積雪包蔵水量推定ガイドライン(案).
- 2) 花岡正明, 本間信一, 渡正昭, 飯田肇, 2007: レーザ計測を用いた積雪深分布解析, 平成 19 年度砂防学会研究発表会概要集, 524-525.
- 3) 鈴木啓助, 佐々木明彦, 2012: 上高地梓川流域における積雪深分布推定, 2012 年雪氷研究大会概要集, 145.
- 4) 西原照雅, 谷瀬敦, 2017: 積雪分布のパターンの類似性に着目した積雪分布の推定手法の検討, 土木学会論文集 B1(水工学), **73**(4), I_37-I_42.
- 5) 例えば, 山下隆義, 藤吉弘亘, 2008: 特定物体認識に必要な特徴量, 情報処理学会研究報告コンピュータビジョンとイメージメディア (CVIM), 221-236.

気象庁の視程観測データを用いた冬季視程の統計解析

Statistical analysis of winter visibility observed at Japan Meteorological Agency's stations

呉迪 (北海道大学大学院環境科学院)

佐藤友徳 (北海道大学大学院地球環境科学研究院)

Di Wu, Tomonori Sato

1. はじめに

冬季の北海道では吹雪による視程障害がしばしば発生する。視程は道路、鉄道、航空および船舶等の各交通網において重要な気象情報の一つであるが、視程障害の時空間分布や発生メカニズムは必ずしも十分に理解されておらず、視程を正確に予測することは容易ではない¹⁾。このような視程障害のリスクが気候変動に伴ってどのように変化するかを明らかにするためには、まず過去の冬季視程障害の特徴を明らかにしたうえで、将来の影響予測を行う必要がある。近年、風速や降雪強度等の気象データを用いて視程の時空間分布を評価する検討が行われており、吹雪に伴う視程障害の時空間分布が明らかになると期待される。本研究では、北海道全域における視程障害事例の空間分布を評価する際の参照情報として利用可能と考えられる、気象庁による視程観測データを用いて北海道における冬季の視程低下イベントの統計解析を行った。さらに、冬季視程障害の原因となる総観気象場の抽出を行うことを目的とした。

2. データと手法

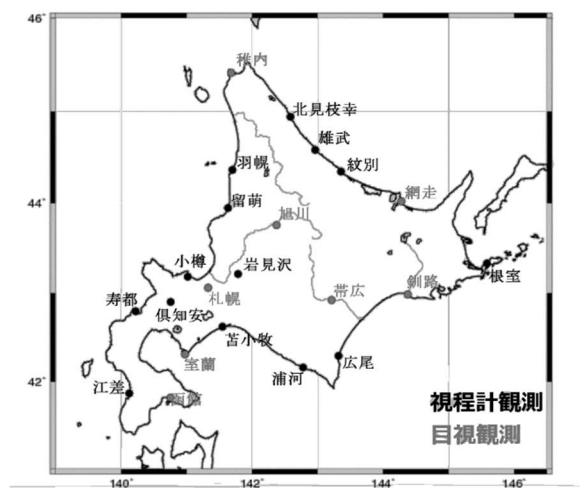


図1 解析に用いた22地点の位置。
地名の色は観測手法を表す。

本研究では、気象庁によって観測された北海道内22地点の視程データを用いた。解析期間は2012/2013年から2016/2017年まで計5冬季(12~2月)である。視程データの時間間隔は地点によって異なり、視程計観測では1時間間隔、目視観測では3時間間隔(00JSTを除く1日7回、すなわち03, 06, 09, 12, 15, 18, 21JST)である。解析には降水量と風速の1時間間隔のデータも使用した。

気象庁では、目視と視程計による2種類の方法で視程を観測している。目視による観測は、あらかじめ適当な目標物を選択し、観測場所から目標物までの距離を記入した視程目標図を作成しておき、これを観測者が参照して行う。視程計観測は気象光学距離(MOR)

を観測する小型の視程計が利用されている²⁾。目視観測地点は、地方気象台7地点と測候所

1 地点，視程計観測地点は特別地域気象観測所 14 地点である．

本研究では，視程低下事例として視程が 3km 以下となった事例に着目し，地点ごとに発生頻度を比較した．発生頻度は，各地点における全観測データ数に対する事象発生数の割合を百分率で表したものである．さらに，特にシビアな視程低下が発生した事例として，視程 0.5km 以下の場合について地上天気図を用いて総観場の特徴を考察した．

3. 解析結果

3.1 視程低下事例の発生頻度

視程が 3km 以下となる視程低下イベントの発生頻度は日本海側で平均 17%，オホーツク海側で平均 13%，太平洋側で平均 6%であった（図 2）．太平洋側の各地点では他の地域のどの地点よりも発生頻度が低かった．次に視程 0.5km 以下となる頻度を図 3 に示す．図 2 と同様に，日本海側の地域で最も頻度が高かった．図は省略するが，同期間の降水頻度（ここでは，0.5mm/h 以上を降水有りとした）は，日本海側で平均 19%，オホーツク海側で平均 10%，太平洋側で平均 7%となっており，図 3 の特徴と類似している．この結果から，視程低下頻度の地域差には，冬季の降水頻度の地域間の差が関与していることが示唆される．視程 0～0.5km の事例および 0.5～1km の事例の発生頻度は，視程 3km 以下の事例の発生頻度と同じ傾向であった．

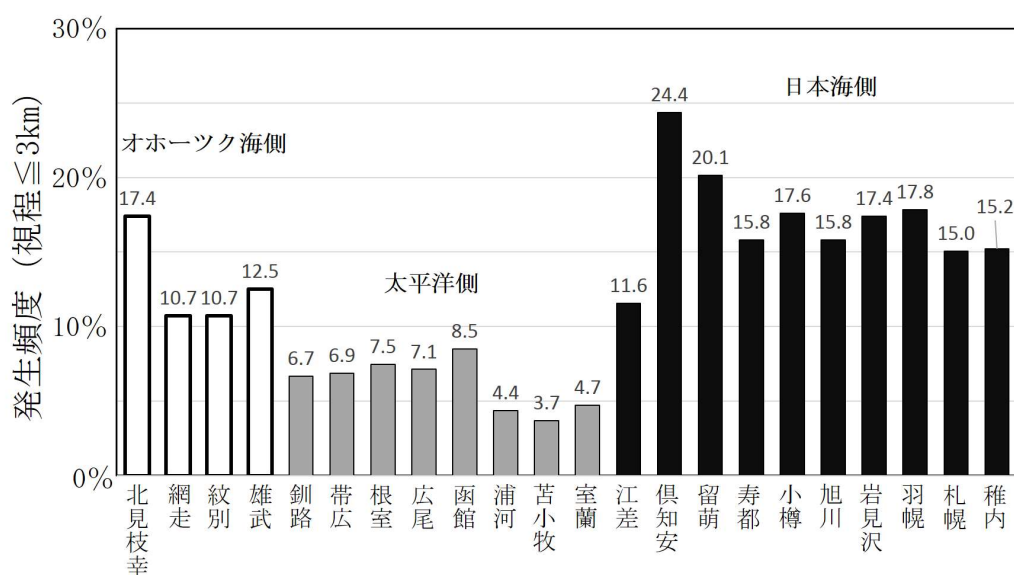


図 2 視程が 3km 以下となる事例の発生頻度．

特に視程低下の頻度が高い日本海側に着目すると，目視観測を行っている札幌，旭川，稚内は，日本海側の他地点に比べて相対的に頻度が低いことが分かる．さらに，視程が 2～2.5km の条件では，目視観測地点での頻度は，同じ地域内の視程計観測地点と比較して特に低かった（図略）．このような視程障害イベントの発生頻度の地域内差は，目視観測と視程計観測の違い，または土地被覆や地形などの局地的な要因の影響と考えられる．前者に関しては，建物の屋上など高度の高い場所から目視観測を行う際に地吹雪の影響を受けにくくなることで，相対的に視程が大きくなっている可能性や，目標物の選定条件に起因する可能性が考えられる．また，後者に関しては，土地被覆の違いによる粗度の違いや局

地的な地形効果等に起因して風速の空間分布が非一様となり，局所的に風速が弱くなっている可能性などが考えられる．

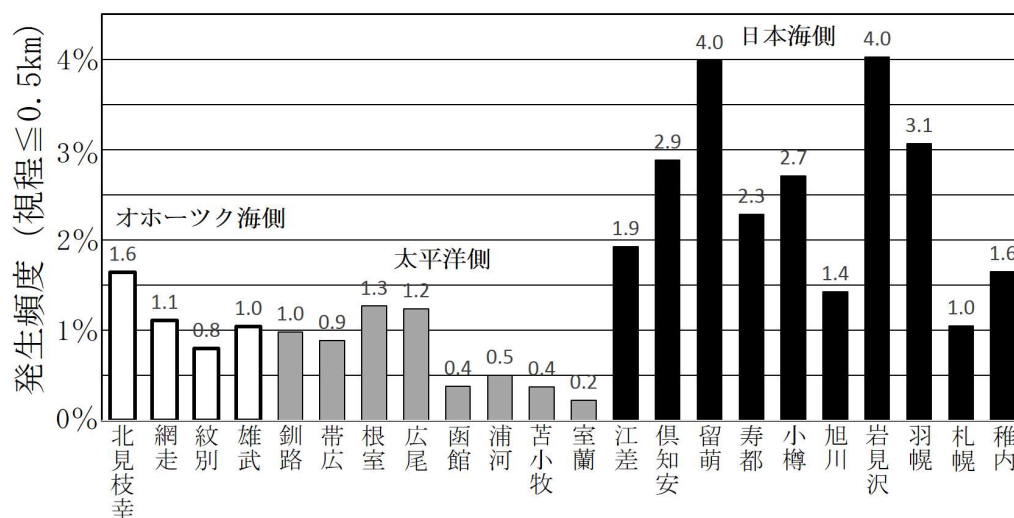


図3 視程が0.5km以下となる事例の発生頻度．

3.2 視程低下をもたらす総観場の特徴

視程低下イベントをもたらす気象条件を調べるため，各地域の代表地点について視程0.5km以下となった全イベントの気圧配置を比較した．視程0.5km以下の視程低下イベントが発生した時の天気図を分析した結果，太平洋側を代表する都市，帯広では，シビアな視程低下イベント(視程0.5km以下)計16事例のうち，15事例で低気圧の接近または通過が確認された．このことから，太平洋側の地域で発生する冬季の視程低下イベントは低気圧が通過する際の降水によってもたらされ则认为られる．日本海側を代表する都市，札幌ではシビアな視程低下イベント(計33事例)は，西高東低型(18事例)または低気圧の接近・通過(15事例)のいずれかであった．オホーツク海側を代表する都市，網走では，シビアな視程低下イベント(0.5km以下; 計37事例)は，太平洋側と同様に，低気圧通過時(36事例)に発生していた．

各地域を代表する3地点において，視程0.5km以下となった事例発生時の地上風速を比較したところ，帯広で1.7m/sec，札幌で5.2m/secであるのに対して，網走では9.5m/secであった．3地点の冬季風速の平均値にも同様の傾向が確認された．このことから，網走では視程障害時に風速の増加に伴う降雪粒子フラックスの寄与が大きくなることが示唆される．

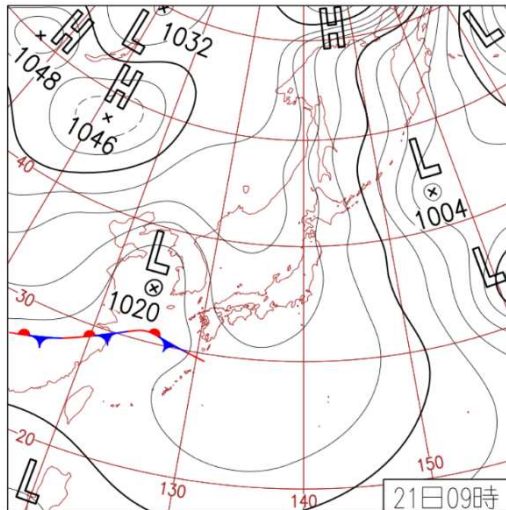


図 4 札幌において視程低下イベントが発生した日の地上天気図. 西高東低型の例(2013年1月21日). 気象庁提供.

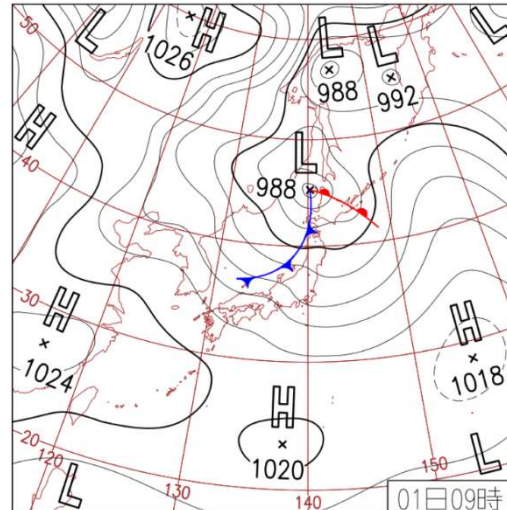


図 5 図 4 と同じ. ただし低気圧型の例(2014年1月1日). 気象庁提供.

4. まとめ

気象庁の視程観測データを用いて北海道における5年分の12月～2月の視程低下事例を解析した結果、以下のことが分かった。

3km以下の低視程事例の発生頻度は日本海側(約17%)、オホーツク海側(約13%)、太平洋側(約6%)の順である。太平洋側は全ての地点で他地域よりも頻度が低かった。頻度の地域内の差は、目視観測と視程計観測の違い、または土地被覆や地形などの局地的な要因が関与していると考えられる。

シビアな低視程事例(視程0.5km以下)が発生した際の気圧配置を調べたところ、太平洋側は16事例中15事例で低気圧の通過または接近が認められた。日本海側では33事例中18事例が西高東低の気圧配置、15事例が低気圧の通過または接近であった。オホーツク海側では、37事例中36事例が低気圧の通過または接近を示しており、太平洋側と同様に低気圧が通過する際に視程が低下していることが分かった。また、他の地域に比べて相対的に風速変動の寄与が大きい可能性が示唆された。

【参考文献】

- 1) 松沢 勝, 竹内 政夫, 2002: 気象条件から視程を推定する手法の研究. 雪氷, **64**, 77-85.
- 2) 気象庁, 2007: 気象観測の手引き. 81pp.

片切土における吹きだまりの発達過程に関する調査 —2016 年度冬期における弟子屈町での観測事例— Survey on the Process of Snowdrift Development at a Cut - Observation in Teshikaga Town in the winter 2016/2017 -

武知洋太, 大宮哲, 原田裕介, 松澤勝, 小中隆範 ((国研) 土木研究所 寒地土木研究所)
Hirotaka Takechi, Satoshi Omiya, Yusuke Harada, Masaru Matsuzawa, Takanori Konaka

1. はじめに

近年, 切土道路において吹きだまりが発生し車両が立ち往生するなどの交通障害が発生しており¹⁾, 切土道路に発生する吹きだまりをリアルタイムに予測することは重要と考えられる. しかし, 切土構造や気象条件の違いによる道路上への吹きだまりの発達過程は明らかとされていない.

そこで本研究では, 片切土において吹雪による吹きだまりの発生状況を調査し, 吹きだまりの発達過程と気象条件との関係について分析を行った.

2. 調査方法

著者らは, 北海道弟子屈町 (図 1) の郊外にある高さ約 2m の片切土 (図 2) で吹きだまりの発達過程を調査した. 調査箇所の風上には, 吹雪が十分発達する 500m 以上の吹走距離が存在する (図 1, 図 2 上).

調査では, 片切土の風下側に第 3 種第 1 級の 2 車線道路²⁾を想定し, 青線で示す計測線上の吹きだまり深さを計測した (図 2 上). 計測では, 図 2 に示すように 9 本のスノーポールを設置しタイムラプスカメラを用い 6~16 時に 20 分間隔で撮影した (図 2). さらに, 風上側の車線中心には積雪深計を設置し 1 時間毎に計測した (図 2). なお, 計測期間は 2016 年 11 月 20 日から 2017 年 1 月 17 日とした.

また, 観測終了時の 1 月 17 日には全層サンプラーと測深棒を用い風上側の車線中心付近で積雪の全層密度を計測した.

3. 分析方法

(1) 分析対象

2016 年 12 月 9 日に北日本で低気圧が発達し, その後に北海道東部で低気圧が停滞し冬型の気圧配置が 12 月 12 日頃まで継続した³⁾結果, 調査箇所でも図 3 に示す通り吹きだまりが大きく発達した.

そこで本論文では, この期間に着目し吹きだまりの発達過程と気象条件との関係について分析を行った.



図 1 調査箇所

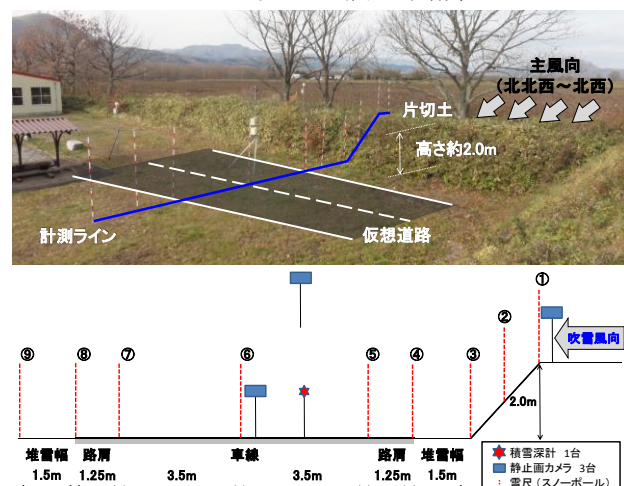


図 2 調査箇所への計測機器の配置状況

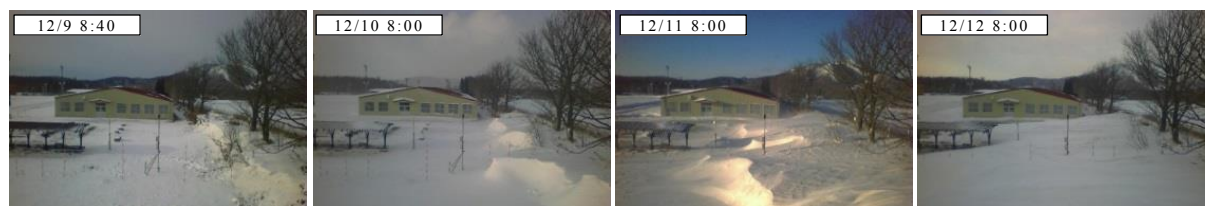


図3 吹きだまり状況の撮影結果 (全景)

(2) 分析期間の気象条件

調査箇所の近傍にある弟子屈アメダス (図1) で観測された10分データを基に、吹きだまりが発達した期間の気象状況を整理した (図4)。また、強風時には降水量が正確に計測されていない恐れがあるため、撮影した静止画像 (日中のみ) により降雪有無の判定を行うとともに、北海道開発局が弟子屈に設置

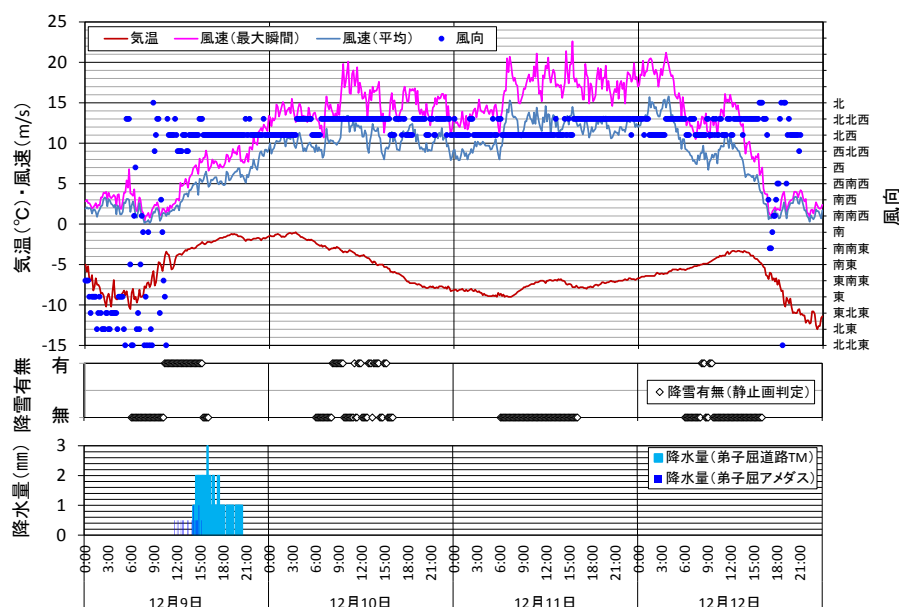


図4 気象条件 (弟子屈アメダス・道路 TM)

している道路気象テレメータ (以下、道路 TM) (図1) の降水量データも記した (図4)。

図4より、9日午後から北西～北北西からの風が徐々に強まり、10～11日にかけて平均風速10m/s前後の強風が継続したほか、気温は-1～-9℃であった。なお、9日午後には0.5～3.0mm/10minの降水量が計測されており降雪が見られた。また、静止画像で判定した結果からは翌日の10日にも降雪が見られた。

(3) 吹雪量の推定

吹きだまりの発生には吹雪量が大きく寄与することから、以下の方法で吹雪量を推定した。はじめに地吹雪発生の有無を判別し、地吹雪発生と判別された場合に松澤ら⁴⁾らが示した式(1)によりその間の吹雪量を見積もった。なお、地吹雪発生の判別は、竹内ら⁵⁾や雪氷調査法⁶⁾を参考に、降雪有無で分類し条件1、条件2により判定した。

$$Q = 0.005 \times U_{1.2}^4 \quad \dots\dots\dots \text{式(1)}$$

【条件1 (降雪有り)】: $T \leq -5^\circ\text{C}$ かつ $U \geq 5\text{m/s}$ 又は $-5^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$ かつ $U \geq 6\text{m/s}$

【条件2 (降雪無し)】: $T \leq -5^\circ\text{C}$ かつ $U \geq 10\text{m/s}$ 又は $-5^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$ かつ $U \geq 11\text{m/s}$

ここで、 Q は吹雪量 (g/m/s), $U_{1.2}$ は高度1.2mでの平均風速 (m/s), T は気温 (℃), U は高度10mでの瞬間最大風速 (m/s)を示す。

また、吹雪量の計算に用いる各データは弟子屈のアメダスデータ (10分値) を利用した。ただし、降水有無の判定については、画像による判定を基本とし画像がない夜間は、弟子屈のアメダス及び道路 TM の降水量データが0mmでない場合を降雪有りとした。また、各高度における風速は対数則 (雪面粗度を $1.5 \times 10^{-4}\text{m}$ とする) より求めた。

(4) 吹きだまり量の算出

撮影画像及び積雪深計のデータより 6～16 時の 1 時間毎の吹きだまり深さを整理した。図 5 には、各観測日の 6 時及び 16 時の雪丘形状を示した。

図 5 より、9 日 6～16 時までの期間には各計測箇所では概ね 10～15cm の積雪増加がみられた。また図 4 より、9 日 6～16 時までは平均風速がほぼ 5m/s 未満であった。これらのことから、9 日 6～16 時までの積雪増加は主に降雪によるものと考えられるため、吹きだまりは 9 日 16 時以降に発生したものと仮定し、以下の分析を行った。

吹きだまり量 (kg/m) は、吹きだまり雪丘形状の断面積 (m^3/m) に積雪密度 (kg/m^3) を乗じ、図 5 に示す①切土道路全体、②風上の切土法面、③車線上の 3 つの範囲で算出した。

なお、全層の積雪密度 $280 \text{ kg}/\text{m}^3$ は計測時までに圧密が生じている。そこで積雪深計の毎時の積雪深差が負であった場合の合計値を圧密量とし補正し、吹きだまりの積雪密度は $130 \text{ kg}/\text{m}^3$ とした。

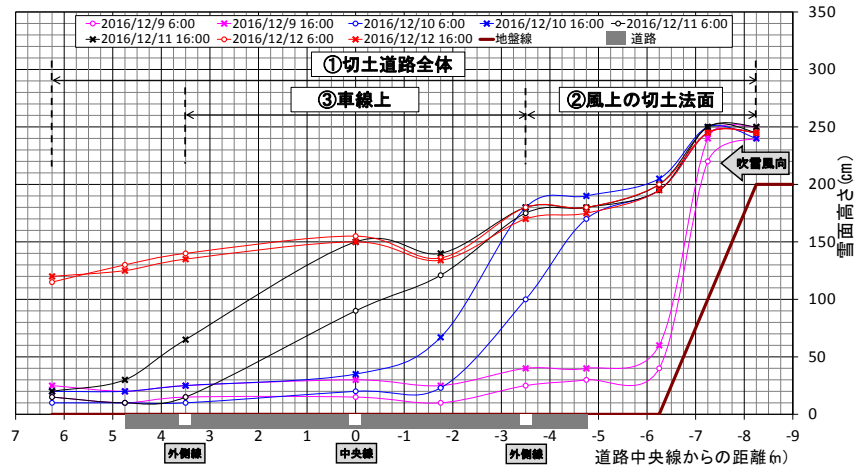


図 5 吹きだまり雪丘形状の変化

4. 分析結果と考察

図 6 は、推定累計吹雪量 (以下、累計吹雪量) と累計吹きだまり量 (以下、吹きだまり量) との関係を示したグラフである。また、切土道路全体の吹きだまり量の累計吹雪量に対する割合 (捕捉率) を併記した。

図 6 より、累計吹雪量が概ね $1,000 \text{ kg}/\text{m}$ までは切土道路

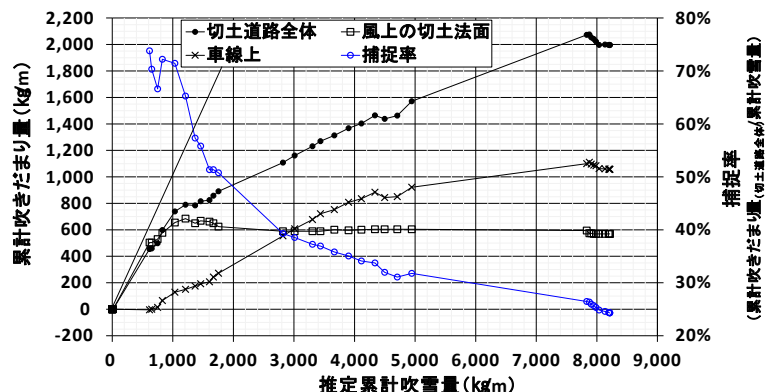


図 6 推定累計吹雪量と吹きだまり量

全体の吹きだまり量が概ね $700 \text{ kg}/\text{m}$ まで大きく増加する傾向がみられ、捕捉率も概ね 70%以上と高い傾向が見られた。一方その後は、切土道路全体の吹きだまり量が推定吹雪量の 2 割程度の割合で増加し、捕捉率は 25%程度まで低下した。このように捕捉率は最初に大きく、切土道路への吹きだまりの増加とともに低下する傾向が見られた。

次に風上の切土法面の吹きだまり量に着目すると、累計吹雪量が概ね $1,200 \text{ kg}/\text{m}$ まで増加し、その後は増加が見られなかった。一方、道路の車線上への吹きだまり量に着目すると、累計吹雪量が概ね $600 \text{ kg}/\text{m}$ までは吹きだまりの発生が見られないが、それ以降は累計吹雪量が概ね $5,000 \text{ kg}/\text{m}$ に達するまで増加し続け概ね $900 \text{ kg}/\text{m}$ の吹きだまりが発生した。このように、吹雪粒子は最初に主として風上側の切土法面上で捕捉され、道路上への吹きだまりは切土法面に堆雪した量が一定量を超えた後に発達する傾向が見られた。このため、道路上に発生する吹きだまりの発生時刻やその量を予測する上では、累計吹雪量のみでなく吹雪前の風上側の切土法面上の堆雪状況を考慮する

ことが重要と考えられる。

また図 7 に、各箇所の吹きだまり深さを時系列で示した。図 8 に、各箇所の吹きだまり深さと累計吹雪量の関係を示した。

図 8(a) より、風上側の車線中心に相当する位置では累計吹雪量が概ね 600kg/m までは吹きだまりが見られなかった。

しかし、その 3 時間後の累計吹雪量が概ね 1,000kg/m に達した時点で吹きだまり深さが車両の発進困難とされる 15cm⁷⁾まで発達し(図 7(b), 図 8(b)), 13 時間後の累計吹雪量が概ね 2,200kg/m に達した時点には深さ 113 cm まで吹きだまりが急激に発達した(図 7(c), 図 8(c))。また、道路の中央線に相当する位置では、累計吹雪量が概ね 1,600kg/m に達した時点で吹きだまりが発生し始め(図 8(d)), その 22 時間後の累計吹雪量が概ね 4,400kg/m に達した時点には吹きだまり深さが 125 cm まで発達した(図 7(e), 図 8(e))。

なお、北海道石狩市で行われた高さ 2m の両切土での吹きだまり調査⁷⁾では、累計吹雪量 1500kg で道路の中央線付近に車両が走行困難となる 15cm の吹きだまりが発生することを明らかにしている。この既往研究⁷⁾と比較すると、本研究では吹きだまりの発達速度が若干遅い傾向が見られ、この要因の 1 つには切土構造の違いが考えられる。

5. まとめ

本研究では、高さ 2m の片切土道路に発生する吹きだまりの発達過程や推定累計吹雪量との関係について明らかとした。今後は、切土構造や気象状況の異なる条件下での道路上への吹きだまり発達過程に関する調査事例をさらに増やし、リアルタイムに切土道路に発生する吹きだまりの予測手法を検討していきたい。

【参考・引用文献】

- 1) 吾田洋一ら, 2010: えりも町での吹きだまり調査報告, 雪氷研究大会講演要旨集, 62
- 2) (公社) 日本道路協会, 2015: 道路構造令の解説と運用
- 3) 気象庁: 気象庁 HP (日々の天気図), <http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/>
- 4) 松澤勝ら, 2010: 風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察, 寒地技術論文・報告集, 26, 45-48.
- 5) 竹内政夫ら, 1986: 降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 昭和 61 年年度日本雪氷学会全国大会予稿集, 256
- 6) 日本雪氷学会北海道支部, 1991: 雪氷調査法, 19
- 7) 金子学ら, 2013: 切土・盛土道路における吹きだまり発達と車両の発進が困難となる吹きだまり深さに関する検討, 第 25 回ゆきみらい研究発表会論文集 2013(CDROM)

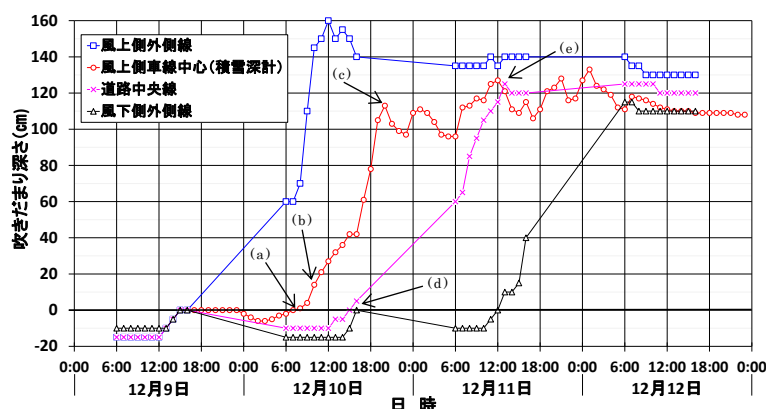


図 7 吹きだまり深さの発達過程

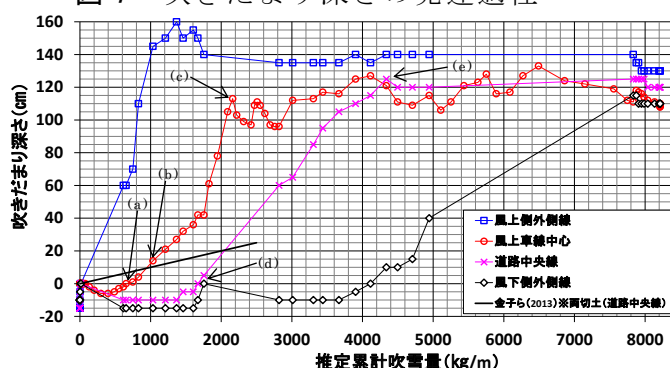


図 8 推定累計吹雪量と吹きだまり深さ

新たな吹雪センサーとしての大気電場計の可能性

Possibility of field mill as a new blowing snow sensor

大宮 哲, 松澤 勝 ((国研) 土木研究所 寒地土木研究所), 鴨川 仁 (東京学芸大学)

Satoshi OMIYA, Masaru MATSUZAWA and Masashi KAMOGAWA

1. はじめに

吹雪災害による被害が後を絶たない。より効果的に災害対策を講じるためには、降雪の有無や吹雪の発生状況をリアルタイムに判断することが望ましい。しかし、その判断が容易でない。例えば、一般的な地上気象観測点で使用される雨量計や積雪深計は、その計測分解能の低さなどから、雪が降っているにも関わらず「降雪なし」と記録されることがある¹⁾。また、従来の冬期道路管理における吹雪発生状況の判断方法は、現地確認やCCTVカメラ画像を用いた目視によるものが大半である。目視判断は人的・時間的労力を要するだけでなく、個人の主観に左右される。加え、夜間のCCTVカメラ画像は目視判断自体が難しい。そこで、昼夜を問わず連続かつ客観的な方法で降雪の有無や吹雪の発生状況をリアルタイムに判断するための新技術の開発が期待される。本研究では、新たな吹雪センサーとしての大気電場計の可能性について探った。本誌では、大気電場観測および気象観測を実施した結果について述べる。

大気電場計（フィールドミルとも呼ばれる）について簡潔に説明すると、「大気中の電気状態を計測するための機器」であり、雷雲の接近監視などに使用される。大気電場とは、地表面と上空の間に存在する電位差の勾配のことである（単位はV/m）²⁾。晴天無風時など、大気中の電気状態が安定している時の地表付近の大気電場は、平均すると+100V/mを示す²⁾。一方、雷雲接近時のみならず、降雪時や吹雪時にも大気電場が乱れることが報告されている^{3),4)}など。しかし、その詳細についてはよく分かっていない。本研究はこの現象に着目したものである。

2. 観測概要

当研究所が所有する石狩吹雪実験場(N43°12', E141°23')にて大気電場観測および気象観測を実施した。上記の観測に加え、CCTVカメラによる動画撮影を行い、吹雪の発生状況についても記録した(動画撮影は日中のみ, 6時~18時)。使用した大気電場計(Boltek社製, EFM100)を図1に、大気電場計およびCCTVカメラの設置状況を図2に記す。この大気電場計は昼夜を問わず連続観測することが可能であるほか、時間分解能が高い(計測周波数は2~20Hz)ため、突発的な大気電場の変化を捉えることが可能である。

大気電場計の測定原理を以下に説明する。図1に示すセンサーは誘導板と回転遮蔽板の2重構造となっており、両者は絶縁されている。なお、誘導板は抵抗を通じて

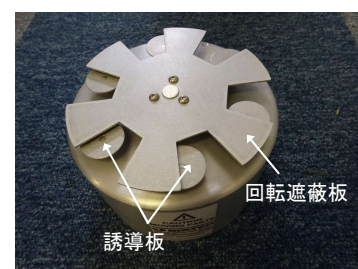


図1 大気電場計



図2 大気電場計とCCTVカメラの設置状況

地表面につながれている。遮蔽板が回転して誘導板と重ならない位置にくると、誘導板は大気電場に露出する。その結果、その大気電場に対応する電荷が地表から抵抗を通じて誘導板表面に集まる。一方、遮蔽板が誘導板と重なる位置にくると、誘導板は遮蔽板によって大気電場から遮蔽されるため、誘導板上の電荷は抵抗を通じて地表に戻る。この繰り返しによって交流電圧が抵抗に発生する。静電誘導により誘導板に集まった面電荷密度と大気電場には比例関係があることから⁵⁾、これより大気電場が求められる。

次に、降雪観測方法について述べる。本観測では、世界気象機関（WMO）が推奨する二重の防風柵（Double Fence Intercomparison Reference⁶⁾）と重量式雨量計（Geonor 社製, T-200B）を使用した（以下, DFIR 雨量計）。図 3 に DFIR 雨量計の外観を記す。この二重の防風柵によって、風による雨量計への降雪粒子の捕捉損失が軽減される。重量式雨量計は、計器内に捕捉された降雪粒子の重量を記録するものであるため、一般的な地上気象観測点で使用する転倒ますタイプの雨量計（計測分解能は 0.5～1mm）に比べて観測精度が高く、その分解能は 0.1mm 以下である。以降、本誌に記す「地上降雪量」は、DFIR 雨量計により計測された降雪を水量換算した値のことを指す（単位は mm）。また、降雪を伴う吹雪を単に「吹雪」、降雪を伴わない吹雪を「地吹雪」と呼ぶこととする。

本研究では、DFIR 雨量計によって降雪が計測された場合に「降雪あり」と判断した。また、吹雪および地吹雪の発生有無の判断については CCTV カメラ動画の目視により行った。

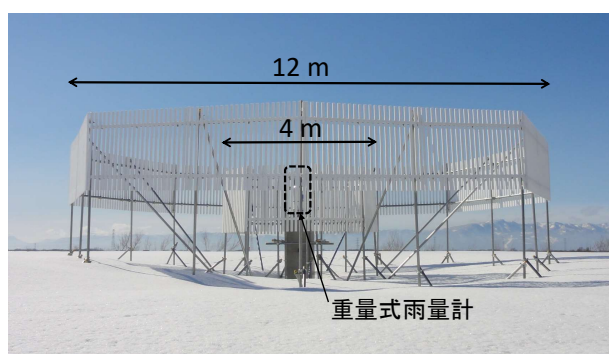


図 3 DFIR 雨量計の外観

3. 観測結果と考察

3.1 降雪時（吹雪発生なし）

降雪が計測された 2017 年 1 月 3 日および 1 月 15 日の結果を図 4(a), (b)に記す。グラフは上から順に、DFIR 雨量計による 10 分間地上降雪量、大気電場の瞬時値、10 分間平均風速（高度 10m）および 10 分間平均気温である。両日とも一日を通して平均風速は 5m/s 未満であり、CCTV カメラからも吹雪や地吹雪の発生は確認されなかった（一般的に、吹雪の発生臨界風速は 5m/s とされる⁷⁾）。図 4 に示す結果から、地上で降雪が計測

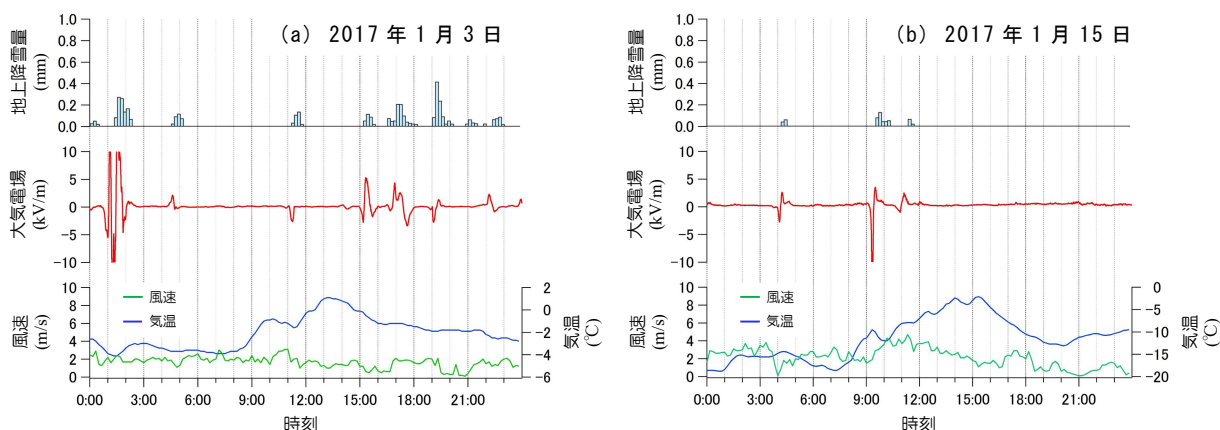


図 4 降雪があった日の観測結果

(a) : 2017 年 1 月 3 日のケース (b) : 2017 年 1 月 15 日のケース

されたのとほぼ同じタイミングで大気電場が変動していたことがわかる. その変動パターンは一義的でないが, これは織笠³⁾にもあるように, 降雪種の違い等が一因であろう. 一般的な地上気象観測点で使用する転倒ますタイプの雨量計では微量な降雪量が計測されないことが多々あるなか, 大気電場計は微量な降雪に伴う大気電場変動を正確に捉えることができていた. これは, 大気電場計が降雪検知センサーとして有用であることを示唆するものである.

3.2 吹雪時および地吹雪時

吹雪および地吹雪が発生した2017年2月2日の観測結果を図5に示す. この日は1日を通して平均風速が5m/s以上であり, CCTVカメラ動画からも吹雪や地吹雪の断続的な発生が確認された. 図5より, この日は大気電場も断続的に正負に大きく変動していたことが分かる. 地上降雪量が多い時間帯ほど変動の振幅が増大する傾向があった. また, 図4に示した弱風時の降雪事例に比べ, 変動時の振動数が大きかった.

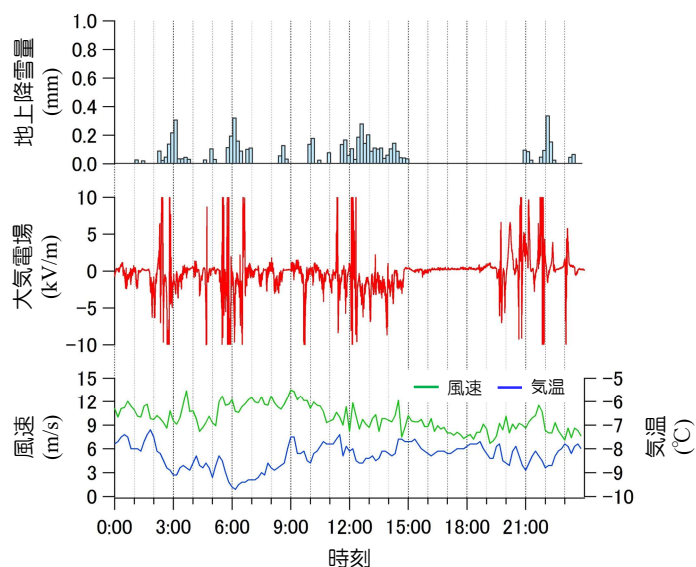


図5 2017年2月2日の観測結果

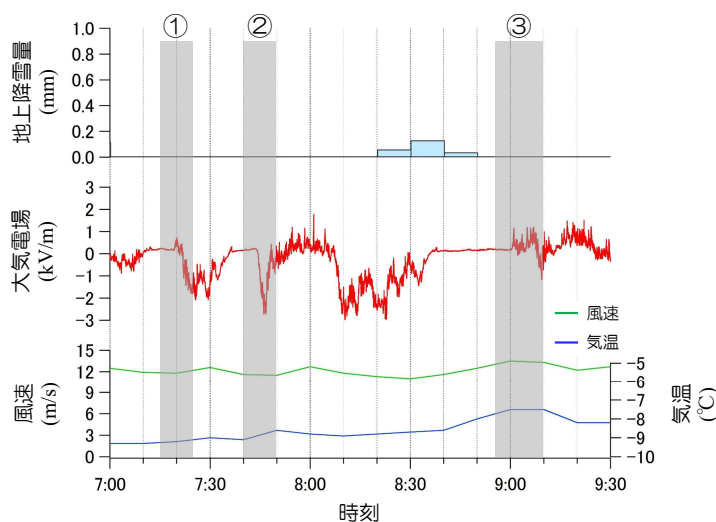


図6 断続的な地吹雪発生時の観測結果
(図5の7:00~9:30の拡大図)

図5における7:00~9:30の拡大図を図6に示す. ここでは, 大気電場グラフの縦軸スケールも拡大してあることに留意されたい. この時間帯は吹雪や地吹雪の発生・非発生の時間変化が特に顕著だった時間帯である. 図6中の網掛部分①~③に該当する時間帯のCCTVカメラ動画のキャプチャ画像を図7に記す.

図6および図7をもとに, 時間帯①~③における大気電場の変動状況と地吹雪発生有無について述べる. まず, 網掛部分①について, 7:15時点では大気電場に変動はなく, 画像においても地吹雪の発生は確認されない. その後, 大気電場が変動し始めた7:20前後から地吹雪発生に伴って徐々に視程が低下する様子が確認され, 7:25には大きく視程が低下した. 網掛部分②についても①と同様, 大気電場が変動していない7:40時点では画像からも地吹雪の発生は確認されない. その後, 大気電場が変動し始めた7:45前後から地吹雪発生に伴って徐々に視程が低下する様子が確認され, 7:50には大きく視程が低下した. 網掛部分③については①や②よりも天候急変が顕著であった. 8:55や9:00時点では太陽光による影が確認できるほど天候は良好である. 一方, 大気電場の変動が見

られた 9:00 過ぎからは地吹雪発生によって急激に視程が悪化した。これらの結果より、大気電場の変動と地吹雪発生のタイミングはほぼ一致することが認められた。これは、大気電場計が地吹雪検知センサーとして有用であることを示唆するものである。ただし、3.1 節で述べた降雪時（図 4）と同様、大気電場の変動パターンについては一義的ではなく、また、変動の振幅は小さかった。

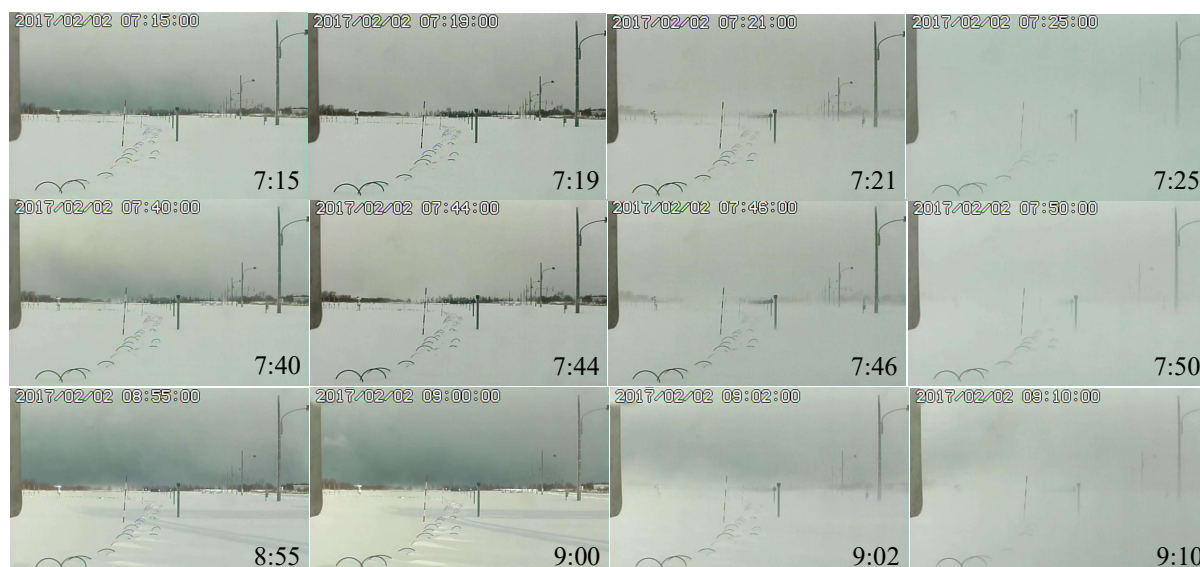


図 7 地吹雪の発生・非発生時の CCTV カメラ動画のキャプチャ画像
（上段：7:15～7:25、中段：7:40～7:50、下段：8:55～9:10）

4. まとめと今後の展望

新たな吹雪センサーとしての大気電場計の可能性を探ることを目的に、降雪の有無や吹雪の発生状況と大気電場の関係について調べた。その結果、降雪や地吹雪が発生するタイミングと大気電場が変動するタイミングがほぼ一致することが確認され、新たな発生検知センサーとしての大気電場計の有用性を示すことができた。今後は、大気電場の変動パターンについて解明するほか、降雪および吹雪発生の自動判別化に向けた閾値の検討、降雪量や吹雪量、視程との関係解明など、定量的解析を進める予定である。

【参考文献】

- 1) 大宮・松澤, 2016: 強風時における雨量計の降雪粒子捕捉率に関する検討, 寒地土木技術研究, **769**, 2-8.
- 2) 日本大気電気学会, 2003, 大気電気学概論, 2.
- 3) 織笠, 1961: 降雪に伴う地上付近の空中電位の擾乱, 雪氷, **23**(3), 1-10.
- 4) Kikuchi, 1970: Observations of the atmospheric electric field at Syowa Station, Antarctica, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **48**(5), 452-460.
- 5) Ogawa, 1967: Analyses of measurement techniques of electric fields and currents in the atmosphere, *Contributions of the Geophysical Institute, Kyoto University*, **19**, 307-315.
- 6) Goodison et al., 1998, *WMO Solid Precipitation Measurement Inter Comparison Final Report*.
- 7) 竹内ほか, 1986: 降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 昭和 61 年度日本雪氷学会予稿集, 252.

本研究の一部は（一財）防災研究協会の研究助成を受けたものです。ここに記し、深謝します。

多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析

A study on particle size distribution in suspension layer of snowdrift with multiple SPC observation

佐藤隆光 (一般財団法人日本気象協会北海道支社)

Takamitsu Sato (Japan Weather Association)

大宮哲, 松沢勝 (国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所)

Satoshi Omiya, Masaru Matsuzawa (Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute)

1. はじめに

吹雪やそれに伴う視程障害を予測する上で、吹雪浮遊層の特性と風速等の気象要素を関係づけることは重要である。本研究は、4 高度に設置した SPC を用いて飛雪フラックスを約 2 か月間連続観測した。この観測結果のうち粒径データを用いて、浮遊層における粒径分布の特徴、粒径の高度分布、摩擦速度と粒径の関係、飛雪空間密度と粒径の関係を解析した。

2. 観測概要

2015 年 1 月 23 日～3 月 31 日に北海道弟子屈町において飛雪フラックスの連続観測を実施した(佐藤ほか, 2016)。粒径分布は SPC(Snow particle counter) (新潟電機株式会社製 SPC-S7) を用い、4 高度(0.5, 1, 3, 7m)で観測した。SPC は 36～500 μm の粒径範囲を約 14 μm 間隔のステップに分割して各ステップの雪粒子数を計測している。1 秒間隔で計測し 10 分間の粒子数として整理した。風向が北西, 北北西, 北の場合で、10 分間の総粒子数が 100 個以上のときのデータを解析対象にした。

3. 観測結果

(1) 粒径分布の特徴

図 1 に各高度の粒径分布例を示す。同図の縦軸は粒子数である。高度が高くなるほど粒子数が減少し、どの高度も小粒径(100 μm 付近)の粒子が多いことがわかる。

図 2 は縦軸を確率密度にした粒径分布図である。同図ではガンマ分布で近似した曲線も示す。なお、本報ではモード粒径とはガンマ分布において確率密度が最大となる粒径をいう。

高度 3m, 7m では粒径 100 μm 以下の割合が大きく、100 μm 以上は急激に減少する。高度 0.5m, 1m では粒径 200 μm 以下の割合が大きく、200 μm 以上は緩やかに減少する。高度が高くなるほど、平均粒径・モード粒径が小さくなる。

(2) 摩擦速度と平均粒径・モード粒径

図 3 に各高度における摩擦速度 U_* と平均粒径・モード粒径の関係を示す。ばらつきが大きいものの、摩擦速度 U_* が大きくなるに従い平均粒径, モード粒径が大きくなる傾向がある。しかし、この特徴は高度 3m, 7m では不明瞭である。

(3) 平均粒径・モード粒径の高度分布

図 4 に平均粒径・モード粒径の高度分布を示す。高度 3m, 7m では摩擦速度 U_* が変

化しても平均粒径・モード粒径の変化は小さい。高度が低くなるに従い U^* の変化による平均粒径・モード粒径の変化が大きくなる。

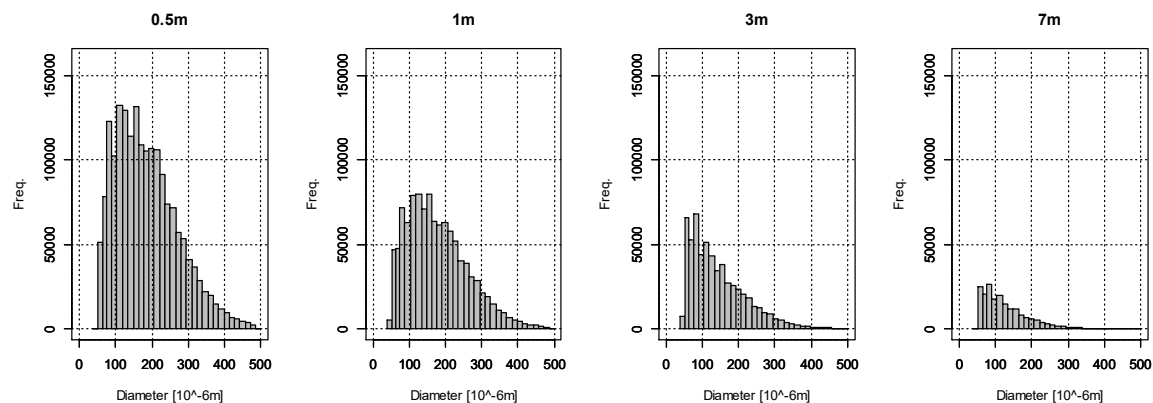


図1 粒径分布(縦軸:粒子数), 2015年2月15日9:20の例

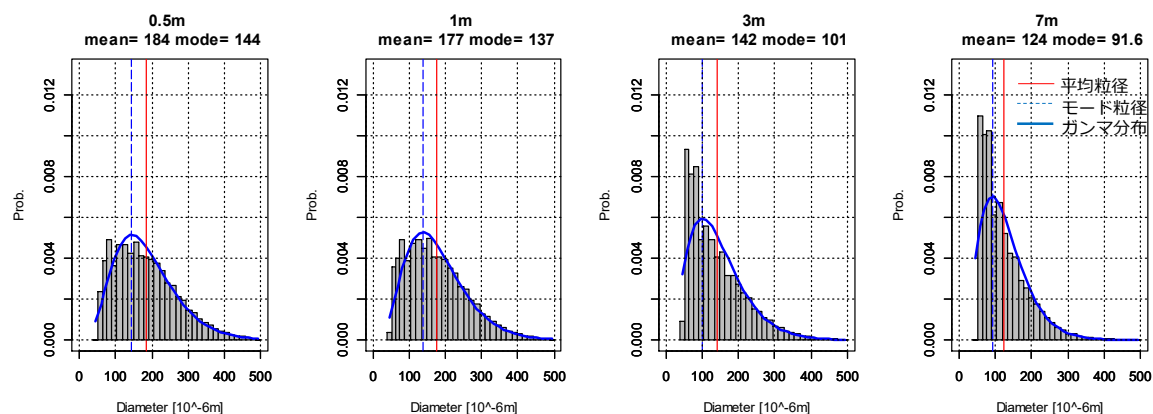


図2 粒径分布(縦軸:確率密度), 2015年2月15日9:20の例

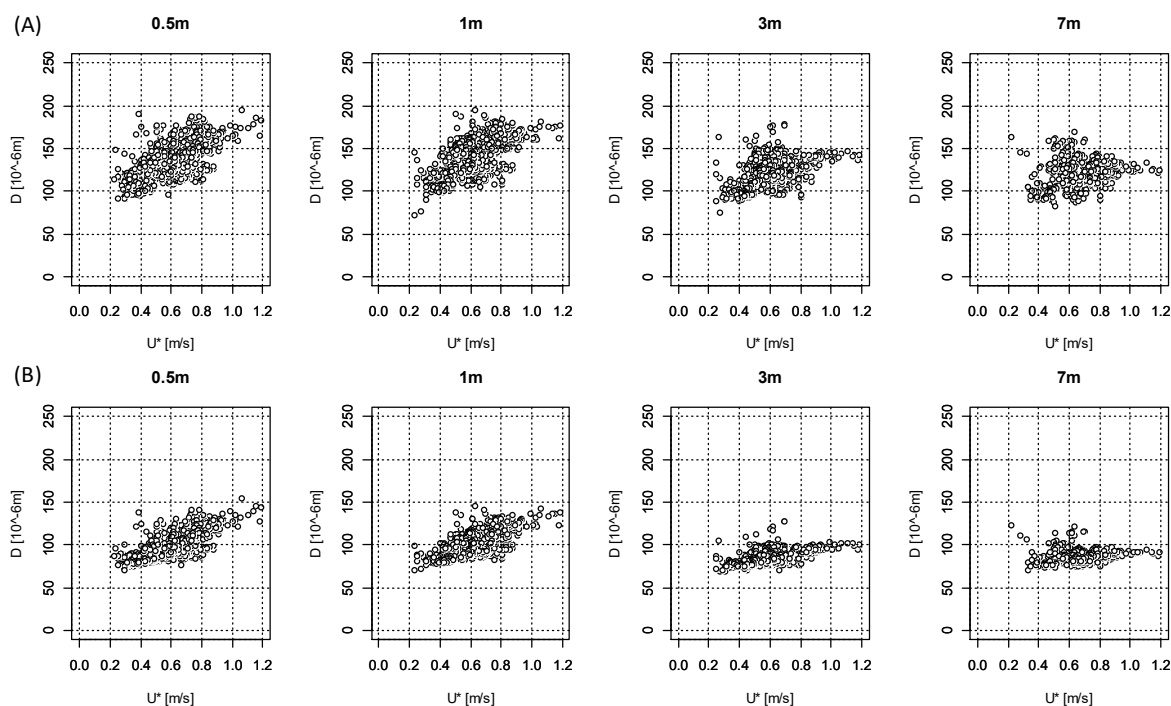


図3 摩擦速度 U^* と平均粒径・モード粒径の関係, (A)平均粒径, (B)モード粒径

4. 考察

(1) 昇華の影響

図4によれば、高度が高くなるに従い U_* の変化による平均粒径・モード粒径の変化が小さくなっている。これは、大きな粒子(重い粒子)は上層へ移動しにくいこと、大きな粒子の上層移動過程で

粒子間衝突によって小さくなってしまふこと、大きな粒子が上層へ移動する間に昇華によって小さくなってしまふことなどが考えられる。

昇華の影響を考察する。図5は昇華による氷球直径変化モデル(Thope, 1966)によって求めた氷球直径の時間変化である。同図によれば直径 $200\mu\text{m}$ の氷球は約300秒で直径 $100\mu\text{m}$ に減少することが分る。

(2) 平均粒径の高度分布モデル

Budd(1966)は平均粒径の高度分布モデルを提案している(式1)。式(1)において、 D_m :平均粒径、 U_* :摩擦速度、 k :カルマン定数、 Z :高さ、 Z_{ref} :基準高さ(15cm)、 β_2 :パラメータ、 D_{mref} : Z_{ref} における平均粒径である。

$$D_m(Z) = \frac{D_{mref}}{1 + \frac{\beta_2}{kU_*} \log\left(\frac{Z}{Z_{ref}}\right)} \quad (1)$$

各観測から平均粒径を求め、最小二乗法により式(1)の β_2 , D_{mref} を求めた結果を図6に示す。同図によれば、 D_{mref} は U_* に比例し、 β_2 は、 U_* の2乗に比例する。

(3) 平均粒径と飛雪空間密度

図7(A)に摩擦速度 U_* と高さ0.5mの飛雪空間密度 $C_{0.5}$ の関係を示す。 U_* が $0.5 \sim 1.0 \text{ms}^{-1}$ においてばらつきが大きい。粒径分布をみると、図7(B)のように $C_{0.5}$ が小さいとき、高度0.5mの平均粒径 D_{mean} が小さい。そこで D_{mean} と $C_{0.5}$ の関係をみると図8となり、両者に相関性があることがわかる。

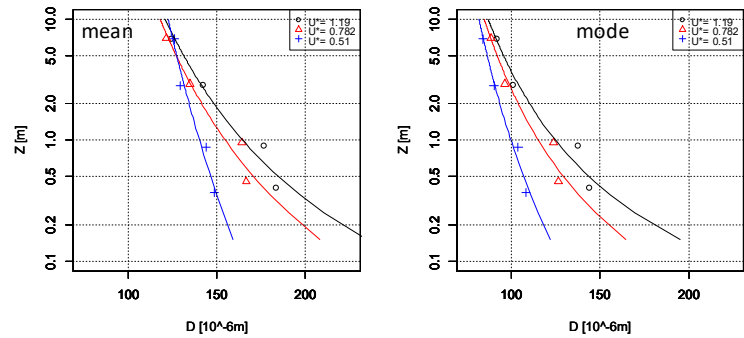


図4 平均粒径・モード粒径の高度分布

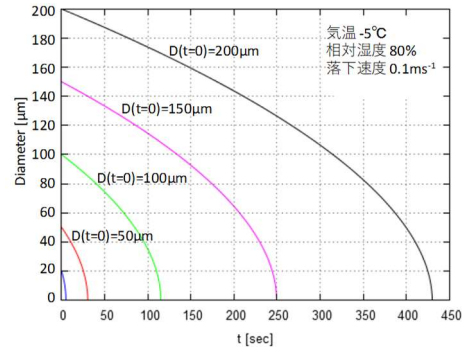


図5 昇華による粒径の時間変化

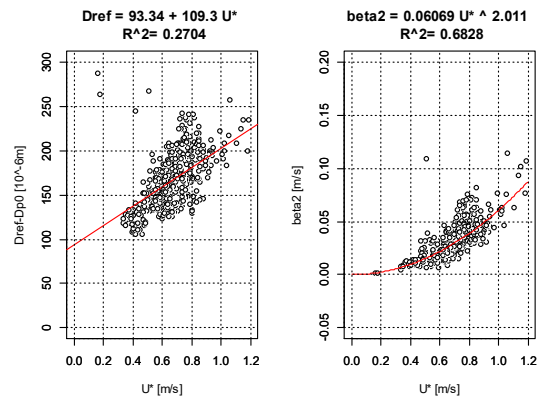


図6 U_* と D_{mref} 、 β_2 の関係

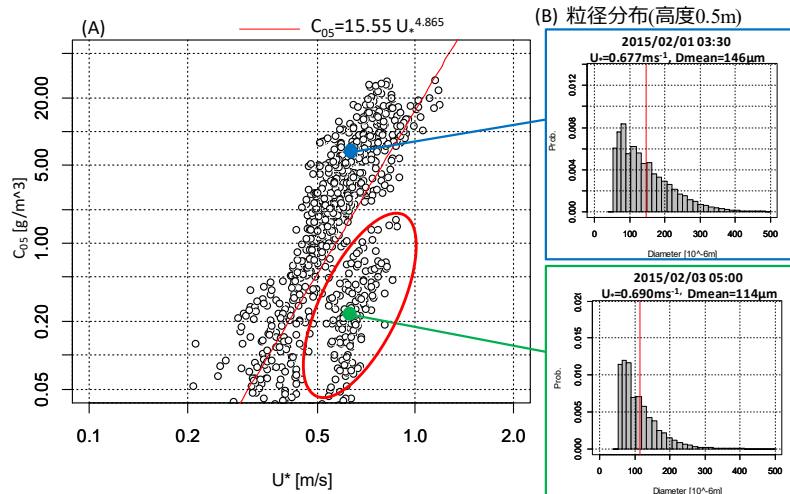


図7 摩擦速度 U_* と高さ0.5mの飛雪空間密度 $C_{0.5}$ の関係および粒径分布

図 9 に示すように、 C_{05} を推定するにあたり、説明変数が U^* のみの推定式(図 9(A))よりも、説明変数が U^* と D_{mean} の推定式(図 9(B))のほうが、観測値に対する推定値のばらつきが小さくなることがわかる。なお、図 8、図 9(B)の回帰分析にはロバスト回帰(Yohai, 1987)を用いた。

5. まとめ

4 高度で観測した SPC による粒径データを用いて、浮遊層における粒径分布の特徴、粒径の高度分布、摩擦速度と粒径の関係、飛雪空間密度と粒径の関係を解析した。結果を以下にまとめる。

- ・ 高度が高くなるに従い平均粒径が小さくなり、粒径 $100\mu\text{m}$ 以下の割合が増加する。
- ・ 摩擦速度 U^* が大きくなるに従い平均粒径 D_{mean} が大きくなる。 U^* の変化による D_{mean} の変化は高度が低いほど大きい。
- ・ D_{mean} と飛雪空間密度に正の相関性があり、 U^* と D_{mean} を説明変数にして飛雪空間密度に関する回帰分析を行うと、観測値に対する推定値のばらつきが小さくなる。

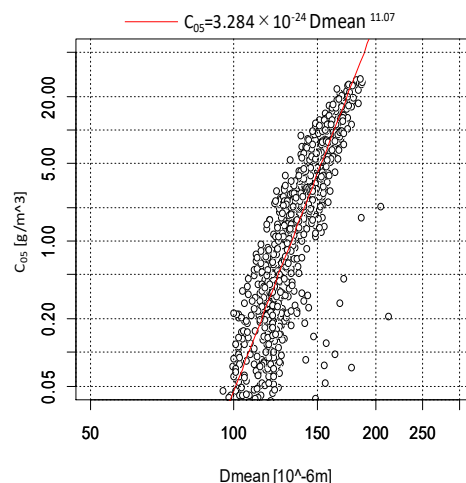


図 8 平均粒径と飛雪空間密度の関係

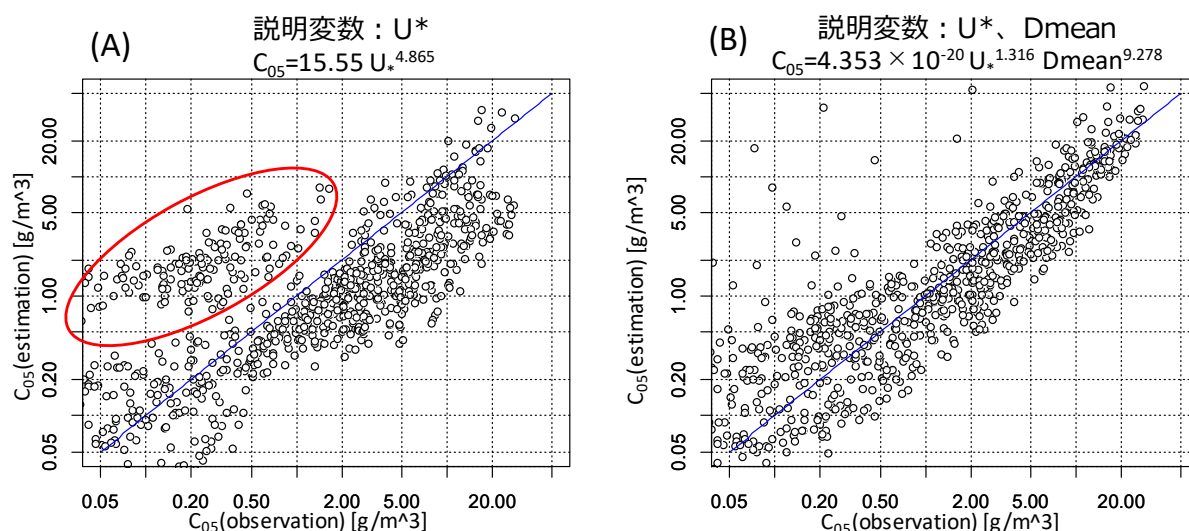


図 9 高さ 0.5m の飛雪空間密度 C_{05} の推定結果

(A)説明変数 U^* , (B)説明変数 U^* , D_{mean}

【参考文献】

- 1) 佐藤隆光ほか, 2016: 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析, 北海道の雪氷, **35**, 25-28.
- 2) Budd, W.F., 1966: The drifting of nonuniform snow particles. *Studies in Antarctic Meteorology, American Geophysical Union, Antarctic Res. Ser.*, **9**, 59-70.
- 3) Thorpe, A.D. et al., 1966: The Evaporation of ice spheres and ice crystals. *Brit. J. Appl. Phys.*, **17**, 541-548.
- 4) Yohai, V.J., 1987: High breakdown-point and high efficiency robust estimates for regression. *The Annals of Statistics*, **15**, 642-656.

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2016 年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2016 年 5 月 13 日（金）10:00-10:30

開催場所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

主要議題：（1）2015 年度事業報告・収支決算
（2）2016 年度事業計画（案）・収支予算（案）
（3）2016 年度支部役員（案）について

出席者：35 名

2. 理事会の開催

第 1 回理事会

開催日時：2016 年 5 月 13 日（金）10:30-11:30

開催場所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

主要議題：（1）役割分担の確認
（2）評議員・顧問の選出
（3）その他

第 2 回理事会

開催日時：2016 年 7 月 13 日（水）15:00-17:30

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：（1）理事役割分担の確認
（2）支部予算について
（3）2016 年度研究発表会の総括
（4）「北海道の雪氷」の論文投稿状況
（5）雪氷賞の選考委員会の立ち上げについて
（6）地域講演会について
（7）雪氷教育事業（サイエンスパークほか）
（8）支部 HP の更新状況
（9）（仮）国際基準雪崩レスキュー講習会の主催について
（10）その他
（11）次回の理事会について

第 3 回理事会

開催日時：2016 年 11 月 2 日（水）15:00-17:30

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：（1）機関誌（北海道の雪氷 35 号）発行の報告
（2）雪氷賞の選考について
（3）地域講演会について
（4）サイエンスパークの報告
（5）次年度の支部予算について
（6）支部規程施行内規について
（7）第 2 回雪崩レスキュー講習会について
（8）支部 HP の更新・改修について
（9）その他
（10）次回の理事会について

第4回理事会

開催日時：2017年4月10日（月）15:00-17:45

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：(1) 2017年度役員について
(2) 研究発表会について
(3) 2017年度総会資料について
(4) 2016年度地域講演会結果報告
(5) 支部HPの更新・改修について
(6) 雪崩災害調査チーム事業報告
(7) 2018年雪氷研究大会の北海道開催について
(8) その他

3. 顧問・評議会の開催

開催日時：2016年5月13日（金）11:30~12:00

開催会場：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

主要議題：今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定

4. 研究発表会の開催

開催日時：2016年5月13日（金）13:00~16:40

2016年5月14日（土）9:15~17:00

開催会場：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

口頭発表：34件

参加者：124名

5. 北海道雪氷賞の表彰

○2015年度北海道雪氷賞の表彰

以下の通り、2015年度北海道雪氷賞の表彰式を実施。

【北の風花賞】

受賞者：森下裕士氏（北見工業大学大学院）

論文名：北極海航路の氷況と可航性に関する研究

【北の六華賞】

受賞者：八久保晶弘氏（北見工業大学）

論文名：野外におけるガス吸着式積雪SSA測定装置の運用

【北の蛍雪賞】

受賞者：斎藤新一郎氏（北海道開発技術センター）

受賞名：大雪や寒さと樹木被害の関係についての一連の研究

○2016年度北海道雪氷賞の選考

以下の通り、2016年度北海道雪氷賞を選考。

【北の風花賞】

受賞者：鍵野目純基氏（北海道文教大学大学院）

論文名：冬道歩行の健康体力科学的研究

【北の六華賞】

受賞者：大廣智則氏（ネクスコ・エンジニアリング北海道）

論文名：高速道路における凍結防止剤最適自動散布システムの試行運用状況報告

【北の蛍雪賞】

受賞者：油川英明氏（NPO法人雪氷ネットワーク）

受賞名：雪結晶の顕微鏡写真撮影法ならびに成長論に関する独自の展開
受賞者：須田力氏（NP0 法人雪氷ネットワーク）
受賞名：豪雪地住民の身体活動の実態解明に関する調査研究と啓発活動

6. 機関誌「北海道の雪氷」35号の刊行

発行日：2016年9月

収録論文数：34件

7. 社会貢献事業

○雪氷災害調査チームの活動

- ・第24回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
開催日時：2016年10月15日（土）10:00～17:00
参加者：210名
開催場所：北海道大学クラーク会館講堂（札幌市）
主催：北海道大学体育会山スキー部，北海道大学山とスキーの会，雪崩事故防止研究会・（公社）日本雪氷学会北海道支部
- ・2017年2月25日ニセコ春の滝で発生した雪崩の調査
調査日時：2017年2月27日（月）
調査場所：ニセコ春の滝の雪崩事故現場の北東約2.6kmの斜面
調査内容：積雪断面調査
- ・第2回雪崩サーチ&レスキュー講習会の開催
～マニユエル・ゲンシュワインによる最新メソッド～
開催日時：2016年12月13～15日
参加者：18名
開催場所：北大手稲パラダイスヒュッテ
主催：（公社）日本雪氷学会北海道支部

○雪氷教育等

- ・「2016サイエンスパーク」への参加
開催日時：2016年7月28日（木）10:00～15:30
開催場所：札幌駅前通地下歩行空間および道庁赤れんが庁舎
主催：北海道，（地独）北海道立総合研究機構
出展：『雪の結晶を作ろう（雪氷楽会）』
内容：平松式人工雪発生装置による雪結晶観察，雪の結晶型アイロンビーズ作成
参加者：小学1年生～6年生48名
- ・「南極観測60周年記念講演会」
開催時期：2016年7月9日（土）13:00～18:00
開催場所：北海道大学学術交流会館
主催：南極OB会 北海道支部
後援：国立極地研究所
出展内容：体験学習コーナーでの実験出典

8. 支部ホームページの更新

- ・各種イベント（研究発表，地域講演会など）の告知
- ・「北海道の雪氷」公開

9. 北海道支部地域講演会

講演会名：「雪下ろしの安全対策について」
開催日時：2017年1月21日（土）
開催場所：上富良野町保健福祉総合センター
主 催：上富良野町社会福祉協議会
共 催：（公社）日本雪氷学会北海道支部
参 加 者：42名

10. 雪氷関連行事の共催・後援・協力・監修（研究成果普及事業）

【後援】

- ・平成28年度第6回 紋別わくわく科学教室
開催時期：2016年7月17日（日） 10:00-15:00
開催場所：北海道立オホーツク流水科学センター
主 催：北海道立オホーツク流水科学センター
- ・シンポジウム「北海道の吹雪災害とこれからの物流を考える」
開催時期：2016年11月15日（火） 14:30-16:40
開催場所：TKP 札幌駅前カンファレンスセンター3B
主 催：日本気象協会北海道支社

【協力】

- ・「南極観測60周年記念講演会」
開催時期：2016年7月9日（土）13:00~18:00
開催場所：北海道大学学術交流会館
主 催：南極OB会北海道支部
後 援：国立極地研究所
協力内容：体験学習コーナーでの実験出典

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2017 年度事業計画

1. 支部総会の開催
日 時：2017 年 5 月 12 日（金）10:00-10:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：(1) 2016 年度事業報告・収支決算
(2) 2017 年度事業計画案・収支予算案
(3) 2017 年度支部役員について
2. 理事会の開催
第 1 回理事会
日 時：2017 年 5 月 12 日（金）10:30-11:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：(1) 役割分担の確認
(2) 評議員・顧問の選出
上記を含み年 3～4 回開催する。
3. 顧問・評議員会の開催
日 時：2017 年 5 月 12 日（金）11:30-12:00
場 所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：
4. 研究発表会の開催
期 日：2017 年 5 月 12 日（金）13:00～17:30
2017 年 5 月 13 日（土） 9:30～17:00
会 場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考
・北海道における雪氷研究の活性化のために、「北海道の雪氷（第 36 号：2017）」での投稿論文または支部活動への貢献者を対象として表彰を行う。
・表彰選考委員会、選考基準、受賞者の決定、授章は、支部表彰規程に従う。
・2016 年度北海道雪氷賞の表彰は 2017 年 5 月、2017 年度受賞論文の選考は「北海道の雪氷」の発行後に実施する。
6. 機関誌「北海道の雪氷」36 号の刊行
・冊子体の有料化を継続する一方、電子媒体として支部ホームページ上に掲載する。
7. 地域講演会の開催
・第 1 回理事会にて詳細を検討する。

8. 社会貢献事業

8-1 雪氷災害調査チームの活動

- ・雪崩講演会の開催
- ・研修会の開催
- ・プレシーズンミーティングの開催
- ・雪崩災害発生への随時対応

8-2 雪氷教育等

- ・サイエンスパークへの参加
- ・開催日…平成 29 年 7 月 28 日（金）10 時～15 時 30 分
- ・開催場所…札幌駅前地下歩行空間、道庁赤れんが庁舎
- ・主催…北海道、地方独立行政法人北海道立総合研究機構（道総研）
- ・内容…ステージイベント、展示コーナー（簡単な科学体験や企画展示）、体験コーナー（教室形式の科学実験や工作など）

9. 支部ホームページの運営

- ・雪氷関連情報の提供
- ・会員向け情報の掲載
- ・既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等の充実
- ・雪氷災害調査チームの活動報告
- ・支部活動成果の紹介：支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど
会員向け情報（総会や講演会、研究発表会など）を支部ホームページに掲載する毎に、
メーリングリスト（hokkaido@seppyo.org）を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

10. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

- ・研究成果普及事業の一環として、他分野や他組織による雪氷関連行事を共催又は後援する。

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2016 年度収支報告

(2016 年 4 月 1 日～2017 年 3 月 31 日)

北海道支部（雪氷災害調査を除く）

雪氷災害調査以外				2016 年度予算	2016 年度決算
収入合計				135,000	131,184
当期収入				135,000	131,184
事業収入	出版収入			135,000	131,184
雑収入	受取利息			0	0
	寄付金			0	0
支出合計				320,800	252,597
事業費				304,400	228,557
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査		-
	2 研究会研修会	研究発表会	北海道支部研究発表会・支部表彰	82,400	74,535
		研修会等	北海道支部講演会	60,000	0
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	16,852
		褒賞	北海道雪氷賞	36,000	25,272
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	100,000	111,898
		その他出版物		0	0
管理費				65,000	24,040
	事務局費			43,500	10,050
	会場費			20,500	13,100
	支払手数料			1,000	540
	役員選挙費			0	0
	雑費			0	350
収支差額				-185,800	-121,413

雪氷災害調査

雪氷災害調査				2016 年度予算	2016 年度決算
収入				500,000	602,000
資産勘定(雪氷災害調査基金)からの繰入				0	0
寄附金				500,000	602,000
前期繰越金				0	0
支出				500,000	656,950
	1 調査・研究	調査	事業費 計	500,000	656,950
			雪氷災害調査		
			旅費交通費		461,370
			謝金		45,000
			通信運搬費		0
			消耗品費		60,000
			保険料		20,300
			印刷費		70,200
			会場費		0
			振込手数料		80
収支差額				0	-54,950

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2017 年度予算

(2016 年 4 月 1 日～2017 年 3 月 31 日)

北海道支部（雪氷災害調査を除く）

雪氷災害調査以外

2017 年度予算 2017 年度決算

収入合計				130,000	0
当期収入				130,000	0
事業収入	出版収入			130,000	0
雑収入	受取利息			0	0
	寄付金			0	0
支出合計				379,500	0
事業費				296,900	0
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査		
	2 研究会研修会	研究発表会	北海道支部研究発表会・支部表彰	82,400	0
		研修会等	北海道支部講演会	42,500	0
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	0
		褒賞	北海道雪氷賞	36,000	0
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	110,000	0
		その他出版物		0	0
管理費				82,600	0
	事務局費			67,000	0
	会場費			13,100	0
	支払手数料			1,000	0
	役員選挙費			0	0
	雑費			1,500	0
収支差額				249,500	0

雪氷災害調査

雪氷災害調査

2017 年度予算

2017 年度決算

収入				800,000	0
資産勘定(雪氷災害調査基金)からの繰入				0	0
寄附金				800,000	0
前期繰越金				0	0
支出				800,000	0
			事業費 計		
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査		0
			旅費交通費	500,000	0
			謝金	100,000	0
			通信運搬費	20,000	0
			消耗品費	150,000	0
			保険料	20,000	0
			印刷費	10,000	0
			会場費		0
			振込手数料		0
収支差額				0	0

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2017 年度役員名簿

(2017 年 5 月 12 日現在)

2017年度 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部 役員			
	職名	氏 名	所 属
1	理事 支部長	苫米地 司	北海道科学大学 学長
2	理事 副支部長	杉山 慎	北海道大学低温科学研究所
3	理事 "	伊東 敏幸	北海道科学大学工学部建築学科
4	理事 庶務担当	伊東 靖彦	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
5	理事 "	大廣 智則	株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道
6	理事 会計担当	阿部 正明	(一社)北海道開発技術センター
7	理事 "	岩間 大輔	北海道科学大学短期大学部
8	理事 広報担当	西田 浩平	株式会社雪研スノーイーターズ
9	理事 事業担当	白川 龍生	北見工業大学地球環境工学科
10	理事 "	天見 正和	(一社)北海道開発技術センター(株式会社ドーコンより出向)
11	理事 "	伊藤 達人	北海道電力株式会社総合研究所
12	理事 "	飯塚 芳徳	北海道大学低温科学研究所
13	理事 "	亀田 貴雄	北見工業大学地球環境工学科
14	理事 "	高倉 政寛	(地独)北海道立総合研究機構 建築研究本部北方建築総合研究所
15	理事 社会貢献担当	荒川 逸人	野外科学株式会社
16	理事 "	大宮 哲	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
17	理事 "	杉田 明史	株式会社環器
18	理事 本部対応担当	杉山 慎	北海道大学低温科学研究所
19	理事 "	金田 安弘	(一社)北海道開発技術センター
1	監事	植松 孝彦	株式会社雪研スノーイーターズ
2	監事	石本 敬志	(一財)日本気象協会
1	評議員	浅野 基樹	土木研究所寒地土木研究所
2	評議員	早野 亮	(株)ドーコン
3	評議員	須田 力	北方圏体育・スポーツ研究会
4	評議員	武市 靖	北海学園大学工学部社会環境工学科
5	評議員	東海林 明雄	北海道教育大学名誉教授
6	評議員	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授
7	評議員	高橋 修平	北海道立オホーツク流水科学センター
8	評議員	松岡 直基	(一財)日本気象協会
9	評議員	阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
10	評議員	長尾 法明	北海道総合政策部地域創生局地域政策課長
11	評議員	川村 雅春	札幌管区気象台 気象防災部 気象防災情報調整官
12	評議員	竹内 正信	北海道開発局開発監理部開発調整課長
13	評議員	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所
14	評議員	竹腰 稔	(一社)北海道開発技術センター常務理事
15	評議員	岳本 秀人	(一財)北海道道路管理技術センター専務理事
16	評議員	坂本 孝司	北海道旅客鉄道(株)鉄道事業本部
17	評議員	添田 伸一	札幌市建設局土木部雪対策室長
18	評議員	小山 俊	北海道電力株式会社 土木部
19	評議員	竹内 政夫	NPO法人雪氷ネットワーク
1	顧問	秋田谷 英次	NPO法人雪氷ネットワーク
2	顧問	菊地 勝弘	北海道大学名誉教授・秋田県立大学名誉教授
3	顧問	前 晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授
4	顧問	若濱 五郎	北海道大学名誉教授

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 支部規程施行内規

(名称)

第 1 条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。

(事業)

第 2 条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会定款第 3 条に定めたこの法人の目的達成に必要な次の事項を行う。

- (1) 雪氷及び寒冷に関する調査・研究。
- (2) 雪氷及び寒冷に関する研究会、講演会、展示会などの開催。
- (3) 支部会誌その他資料の刊行。
- (4) 本部理事会が委嘱又は承認した事項。
- (5) その他この法人の目的達成に必要な事項。

(会員)

第 3 条 本支部の会員は、北海道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。

(役員)

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
支部理事	若干名
支部監事	2 名

(支部長の選出)

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。

(役員を選出)

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。

(役員の職務)

第 7 条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。

第 8 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 9 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、支部事業の企画、会計ならびにその他の会務を行う。

- 2 支部理事会は、文書審議理事会をもって代えることができる。
- 3 支部理事会は支部長が招集し、議長は支部長とする。
- 4 支部理事会は、支部理事の 3 分の 2 以上の出席がなければ開会することができない。但し、他の出席理事に表決を委任した者及び書面にて議決に参加した者は出席者とみなす。
- 5 議事録は本規定第 14 条に定めるところによる。

第 10 条 支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する。

(役員任期)

第 11 条 支部長は本部理事会で決まり、任期を 2 年、再任は 1 回に限り可能とする。支部長を除く役員の任期は 2 年とし、再任は 1 年単位で 2 年までとする。その他は定款第 24

条の定めるところによる.

(顧問、評議員)

第 12 条 本支部に顧問および評議員を置くことができる.

2 顧問および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. 顧問および評議員は本支部の発展に寄与するものとする.

3 評議員および顧問の任期は 2 年とし、再任を妨げない.

(総会)

第 13 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.

2 議長は出席者の互選とする.

3 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.

(1) 会務ならびに会計の報告

(2) 新年度の事業計画

(3) 役員の決定

(4) 施行内規の変更

(5) その他重要な事項

4 議事録は本規定 14 条に定めるところによる.

(議事録)

第 14 条 支部理事会及び支部総会の議事録は議長が作成し、速やかに支部ホームページに掲示し、支部会員の閲覧に供さなくてはならない.

附 則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する.

この規程の一部を改訂し、平成 29 年 5 月 13 日から施行する(資産及び会計に関する第 15 条を削除).

北海道の雪氷 No.36

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2017 年 9 月 1 日発行

発行 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目

北海道大学 低温科学研究所内