

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

第32号



2014年1月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

北海道の雪氷

第32号

2014年

公益社団法人
日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言	1
2013年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文	6
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012年度事業報告	142
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013年度事業計画	145
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012年度収支報告	147
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013年度収支予算	148
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013年度役員名簿	150
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部規程	152

表紙

画：斎藤新一郎

題字：福沢卓也

(表紙解説) 芦別岳の残雪

一般社団法人北海道開発技術センター
斎藤新一郎

毎年、狩勝峠を越えて、十勝・釧路方面へ車行する際に、富良野市街地～山部市街地間において、残雪の秀峰を観る。東山地区のサクラ並木・園からの雪山も素晴らしい。富良野道路事務所の関連で、路傍のサクラ並木の手入れの講習や、フクジュソウの移植の講習をした。また、若いときから、東大演習林の森林を、先学に案内していただいた。



北海道の雪氷 No.32

ISSN-1340-7368

2014年1月31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

巻頭言

北海道支部長就任のご挨拶

2013年度 北海道支部長 石本 敬志 (ishimoto@jwa.or.jp)

今年度の支部総会及び全国理事会で承認され、公益社団法人日本雪氷学会北海道支部長を務めることになりました。北海道支部創立50周年を記念し発行された「雪氷研究の系譜」には、北海道支部創立に関わった広い分野の諸先輩の連携や熱意が溢れています。記念誌発行から早くも四年過ぎ、雪や氷の結晶というミクロの世界から、地球規模の海洋大循環の駆動力のひとつになっている極地氷床の融解まで空間的大きさも幅広い上、自然科学から雪氷防災、地域や社会との関連まで、雪氷学会が対象とする学問分野も最近ますます幅広くなっています。

関連分野や幅広い方々との連携は、公益社団法人としての定款に掲げられてもいますが、雪氷学会に関わっていただいている皆様は、理念としてだけでなくより深く実感できるような支部活動を目指したいと思います。

支部行事のなかでも支部研究発表会、続いて開催される総会は、会員が直接顔を合わせられる機会ですが、2013年度の北海道支部研究発表会で、2012年度の支部研究発表論文の中から北海道雪氷賞が3名に授与されました。中村一樹氏(北海道大学大学院地球環境科学院)は「氷のラボでの多様な雪氷体験－産官学連携で行った雪と氷の価値化－」のなかで地域や産業との連携例を示しました。伊東敏幸氏(北海道工業大学)は、「2011年度冬期における岩見沢及び三笠の屋根上積雪状態」で、記録的豪雪のもとで屋根にかかる荷重と部材の種類や強度について具体的に論じています。また、尾関俊浩氏(北海道教育大学札幌校)は、「2011-2012年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪」調査チームを組織し、全道の産官学、各機関に属する雪氷研究者・技術者に呼びかけ記録的な大雪実態の組織的調査を主導したことが評価されました。

9月下旬には、稔の秋の真っ最中だった北見で雪氷全国大会が開かれ、全国からの参加者を迎えて北見ならではの全国大会が開かれました。雪氷研究大会ホームページでその概要が見られます。また、2014年「雪氷」76巻1号では、雪氷研究大会を振り返り、次年度の大会に向けた報告が掲載されます。さらに今年度の支部行事として「大沼函館雪と氷の祭典」と協力し「雪氷楽会」を含む地域講演会を準備中で今後も継続できる行事をめざし担当者が努力中です。

雪氷学会北海道支部の運営については、いつでも、どの分野についてでもお気づきの点をお近くの理事か、私までお寄せいただき、お力添えいただけたら幸いです。

手をつなぎ春風に乗り一歩前 雪鬼

春の支部総会の時の一句ですが、もう冬です。

大幅に発刊が遅れ、ご迷惑をおかけしたことをお詫びいたします。

*2013年度雪氷研究大会 HP:<https://sites.google.com/site/jcsir2013/>

2013 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：2013年5月17日～18日

開催場所：北海道大学 学術交流会館 小講堂

1. 2012年12月に三段山で発生した雪崩の調査報告 6
山野井克己(森林総合研究所), 中村一樹(北海道大学大学院),
大西人史(雪崩事故防止研究会), 山本行秀(クウェリ),
菊池基(旭岳ビジターセンター), 雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム
2. 低気圧前面の降雪結晶による弱層形成 10
秋田谷英次(雪氷ネットワーク),
中村一樹(北海道大学大学院地球環境科学研究院)
3. 降雪系弱層形成時の気象の特徴 14
中村一樹(北海道大学大学院地球環境科学研究院),
佐藤友徳(北海道大学大学院地球環境科学研究院),
秋田谷英次(雪氷ネットワーク)
4. 2012-13年冬季初めの低気圧に伴う降雪に起因するトマム山の全層雪崩 18
中村一樹(北海道大学大学院地球環境科学研究院),
佐藤友徳(北海道大学大学院地球環境科学研究院),
下山宏(北海道大学低温科学研究所), 石川嵩(北海道大学大学院環境科学院)
5. 国道39号上川町層雲峡における2013年3月降雪時の積雪安定度観測 22
横山博之(寒地土木研究所道北支所・北見工業大学大学院),
高橋修平(北見工業大学), 松澤勝(寒地土木研究所雪氷チーム)
6. 流水の蜃気楼の観察と「幻氷・おぼけ氷」に関する考察 26
大鐘卓哉(小樽市総合博物館), 加藤宝積(北海道・東北蜃気楼研究会),
佐藤トモ子(北海道・東北蜃気楼研究会)
7. 落雪による衝撃荷重と積雪硬度の関係について 30
松下拓樹(寒地土木研究所), 笠村繁幸(寒地土木研究所),
松澤勝(寒地土木研究所), 中村浩(寒地土木研究所),
上田真代(寒地土木研究所)
8. 単純形状をした建築部材への着雪性状に関する実験的研究 34
一雪粒子の部材への衝突率と着雪率について一
千葉隆弘(北海道工業大学), 苫米地司(北海道工業大学),
田畑侑一(大林組技術研究所), 大塚清敏(大林組技術研究所),
佐藤研吾(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター),
佐藤威(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター),
望月重人(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

9. 豪雪時の軒損傷対策に関する考察 38
伊東敏幸 (北海道工業大学), 苫米地司 (北海道工業大学)
10. 北海道豪雪過疎地域における広域的除排雪ボランティアシステム構築 42
に関する実践的研究 (1)
ー札幌発「雪はねボランティアツアー」の実践と課題ー
中前千佳 (北海道開発技術センター), 小西信義 (北海道大学大学院文学研究科),
原文宏 (北海道開発技術センター), 堀翔太郎 (北海道大学文学部)
11. 北海道豪雪過疎地域における広域的除排雪ボランティアシステム構築 46
に関する実践的研究 (2)
ーボランティア活動におけるエンパワーメント・援助出費・継続意図ー
小西信義 (北海道大学大学院文学研究科), 中前千佳 (北海道開発技術センター),
原文宏 (北海道開発技術センター), 堀翔太郎 (北海道大学文学部),
佐藤浩輔 (北海道大学大学院文学研究科), 大沼進 (北海道大学大学院文学研究科)
12. 非火薬組成の破砕剤を除雪に活用する基礎検討 50
中村隆一 (寒地土木研究所), 住田則行 (寒地土木研究所),
山崎貴志 (寒地土木研究所), 三浦豪 (寒地土木研究所)
13. 大雪による庭木の常緑針葉樹類の被害と対策 54
斎藤新一郎 (北海道開発技術センター)
14. 道路緑化樹の除雪による影響に関する一考察 58
阿部正明 (北海道開発技術センター), 檜澤肇 (北海道開発技術センター),
金田安弘 (北海道開発技術センター), 中嶋清晴 (北海道開発局札幌開発建設部)
15. 2013年3月2日北海道の吹雪災害についてー主に気象的特徴からー 62
松岡直基 (日本気象協会), 萩原亨 (北海道大学大学院工学研究科),
金田安弘 (北海道開発技術センター), 丹治和博 (日本気象協会),
川村文芳 (日本気象協会), 中林宏典 (日本気象協会),
永田泰浩 (北海道開発技術センター)
16. 吹雪量の推定方法について 66
竹内政夫 (雪氷ネットワーク)
17. 積雪寒冷地における将来の吹雪統計値の推定 68
原田裕介 (寒地土木研究所), 上田真代 (寒地土木研究所),
松下拓樹 (寒地土木研究所), 松澤勝 (寒地土木研究所),
保坂征宏 (気象庁気象研究所)
18. 吹き払い柵スケールモデルにおける自然降雪を利用した屋外PIV計測の試み 72
山崎貴志 (寒地土木研究所), 住田則行 (寒地土木研究所),
三浦豪 (寒地土木研究所)

19. 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	74
根本昌宏(日本赤十字北海道看護大学), 尾山とし子(日本赤十字北海道看護大学), 高橋修平(北見工業大学)	
20. 道路でみられる雪庇の破断崩落	78
竹内政夫(雪氷ネットワーク), 成田英器(雪氷ネットワーク), 石本敬志(日本気象協会), 金田安弘(北海道開発技術センター), 佐々木勝男(北海道工業大学)	
21. そろばん道路の発生過程について	80
永田泰浩(北海道開発技術センター), 金田安弘(北海道開発技術センター), 富田真未(北海道開発技術センター)	
22. 路面凍結防止剤のモデリング	84
藤本明宏(寒地土木研究所)	
23. 効果的・効率的な防滑材の加熱水混合散布手法に関する研究	88
切石亮(寒地土木研究所), 川端優一(寒地土木研究所), 徳永ロベルト(寒地土木研究所), 高橋尚人(寒地土木研究所), 中村隆一(寒地土木研究所)	
24. 雪上歩行方法による歩容パラメータの違いについて	92
白川和希(北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター・北海道大学大学院教育学院), 上田知行(北翔大学生涯スポーツ学部), 井出幸二郎(北翔大学生涯スポーツ学部), 小坂井留美(北翔大学生涯スポーツ学部), 加藤満(北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター), 大宮哲(名古屋大学大学院環境学研究科), 須田力(北方圏体育・スポーツ研究会)	
25. 航空レーザ測量を活用した森林限界以上の高標高帯における積雪分布に 関する研究	96
西原照雅(寒地土木研究所), 中津川誠(室蘭工業大学大学院)	
26. 知床半島の積雪と気候特性	100
小倉美紀(北見工業大学), 高橋修平(北見工業大学)	
27. 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水(2) — 3ヶ年の模擬降雨散水実験の比較 —	104
石井吉之(北海道大学低温科学研究所), 中坪俊一(北海道大学低温科学研究所), 森章一(北海道大学低温科学研究所), 的場澄人(北海道大学低温科学研究所)	
28. 氷瀑の形成に関する観測(3)	108
東海林明雄(湖沼雪氷研究所)	
29. 圧縮変形した単結晶氷の転位密度測定	112
村上拓哉(北見工業大学), 堀彰(北見工業大学), 宮本淳(北海道大学低温科学研究所), 飯塚芳徳(北海道大学低温科学研究所)	

30. 南パタゴニア氷原ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河における近年の
末端変動と氷厚変化 114
箕輪昌紘 (北海道大学大学院環境科学院・低温科学研究所),
榊原大貴 (北海道大学大学院環境科学院・低温科学研究所),
杉山慎 (北海道大学低温科学研究所),
澤柿教伸 (北海道大学地球環境科学研究所),
Pedro Skvarca (Instituto Antártico Argentino)
31. 南極棚氷底面融解の原因 118
草原和弥 (北海道大学低温科学研究所), 羽角博康 (東京大学大気海洋研究所)
32. 棚氷底面融解量のパラメタリゼーションによる氷床-海洋相互作用の研究 122
佐藤建 (北海道大学低温科学研究所), Ralf Greve (北海道大学低温科学研究所),
Ben Galton-Fenzi (Antarctic Climate and Ecosystem CRC),
Roland Warner (Antarctic Climate and Ecosystem CRC)
33. 境界永久凍土の分布モデリング 126
石川守 (北海道大学地球環境科学研究所),
Jambaljav Yamkhin (モンゴル科学アカデミー地理学研究所),
山橋いよ (北海道大学大学院環境科学院),
Sebastian Westermann (オスロ大学), Bernd Etzelmueller (オスロ大学)
34. シベリア南限の永久凍土分布の環境要因 130
— 確率の概念を用いた凍土分布図の作成に向けて —
山橋いよ (北海道大学大学院環境科学院), 石川守 (北海道大学地球環境科学研究所),
Jambaljav Yamkhin (モンゴル科学アカデミー地理学研究所),
Sebastian Westermann (オスロ大学), Bernd Etzelmueller (オスロ大学)
35. 衛星および現場データを用いた南極昭和基地周辺の海氷厚モニタリング 134
星野聖太 (北見工業大学大学院), 舘山一孝 (北見工業大学),
牛尾収輝 (国立極地研究所), 田村岳史 (国立極地研究所)
36. 電磁誘導式氷厚計を用いた 2013 年サロマ湖の湖氷観測 138
舘山一孝 (北見工業大学), 星野聖太 (北見工業大学大学院),
中村和樹 (日本大学), 山川紘一 (日本大学大学院),
戸村嘉実 (日本大学大学院), 森裕太 (日本大学大学院)

2012年12月に三段山で発生した雪崩の調査報告

Slab avalanche occurred at Mt. Sandan, the Tokachi mountain range in Hokkaido, in December of 2012

山野井克己 (森林総合研究所), 中村一樹 (北海道大学大学院),
大西人史 (雪崩事故防止研究会), 山本行秀 (クウェリ),
菊地基 (旭岳ビジターセンター), 雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム
Katsumi Yamanoi, Kazuki Nakamura, Hitoshi Ohnishi, Yukihide Yamamoto,
Motoi Kikuchi, Snow damage research team of Hokkaido branch

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た。調査チームによる雪崩調査報告¹⁾²⁾³⁾⁴⁾は、概要がHPでも公開されている。本報では、2012年12月16日に北海道上富良野町、十勝岳連峰三段山中腹で発生した雪崩の調査結果を報告する。

2. 雪崩の発生状況

2012年12月16日10時頃北海道上富良野町三段山中腹で、5人のスキーヤーの内1名が巻き込まれる雪崩事故が発生した(図1)。雪崩は4人目のスキーヤーが斜面に侵入した事により発生し、スキーの先端は雪面上に出ていたがデブリに完全埋没した。他のメンバーにより15分後には掘り出され、約5時間後に病院に収容されたが、低酸素脳症のため死亡した。

発生前夜から当日にかけては本州北部を低気圧が通過し、発生時は冬型の気圧配置となっていた。

3. 調査の概要

現地調査は発生の翌日(12月17日)に行った。雪崩発生後の降雪はわずかで、図2に示すように、明瞭な破断面および堆積区が確認された。GPS測定による雪崩範囲の測量と埋没地点の特定を行った。また、破断面で積雪断面調査(層構造、雪質、密度、雪温、硬度、せん断強度、上載荷重)を行った。さらに、気象観測データ(吹上テレメータ、十勝岳テレメータ)の収集を行った。

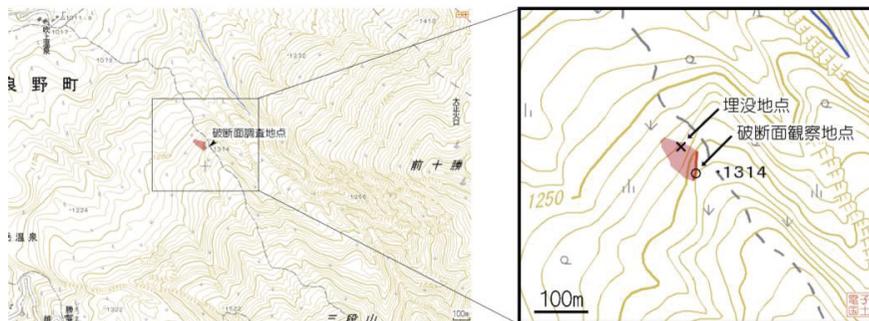


図1 雪崩の発生位置と範囲

4. 結果と考察

4.1 雪崩の概要と規模

GPS を用いて測定した雪崩の範囲を図 1 に示す。また、雪崩の概要を表 1 に示す。雪崩は 1310 m 付近の傾斜が変化する位置で発生し、破断面は北から南南西に向かって形成されていた。図 2 に示すように破断面が明確に残っており、破断面の厚さは場所によって異なっていた。雪崩の範囲内には灌木が有るものの、発生区付近は無立木の斜面となっていた。堆積区はブロック状の硬いデブリが堆積していた。



図 2 破断面及び堆積域

表 1 雪崩の種類及び規模

発生地点	三段山 標高1310m付近 (N43°25'27.07"、E142°39'15.36")	
雪崩の種類	面発生乾雪表層雪崩	
斜面方位・傾斜	北西・30-40°	
破断面	最高標高 1310m	破断面の厚さ 40-80cm
デブリ末端	標高 1272m	
雪崩の規模	破断面の幅 60m	水平距離最大 70m
	標高差 30-40m	見通し角 24°

4.2 破断面での積雪断面調査

破断面内の標高 1307 m 地点で積雪断面調査を行った (図 1)。積雪深は

305 cm、破断面の高さは 70 cm、傾斜 35° で有った。図 3 に破断面を含む積雪断面の写真と模式図を、図 4 に弱層となった雲粒無し新雪・こしまり雪の接写写真を示す。150-305 cm の範囲で行った積雪断面観測の結果を図 5 に示す。214-216 cm のこしまり雪、235-242 cm の雲粒無しの降雪結晶の残る新雪・こしまり雪、304-305 m の新雪以外はしまり雪であった。破断面の形状から、235-242 cm の新雪・こしまり層が雪崩の原因となったと考えられる。この弱層内の 237 cm の密度および硬度はそれぞれ

153 kgm^{-3} 、18.2 kPa となり、表面の新雪を除けば層内で最も小さくなった。硬度測定にはプッシュゲージを用いており、硬度をせん断強度に変換した⁵⁾。



図 3 破断面を含む積雪断面
模式図中の赤および黄で示した新雪・こしまり雪層が弱層となった。

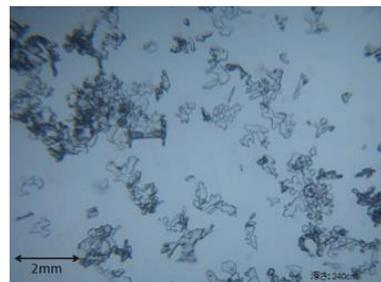
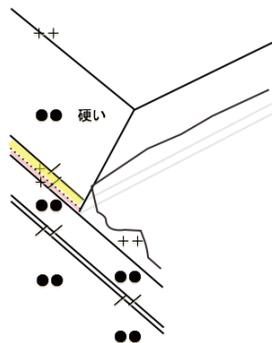


図 4 弱層となった新雪・こしまり雪層 (240cm)

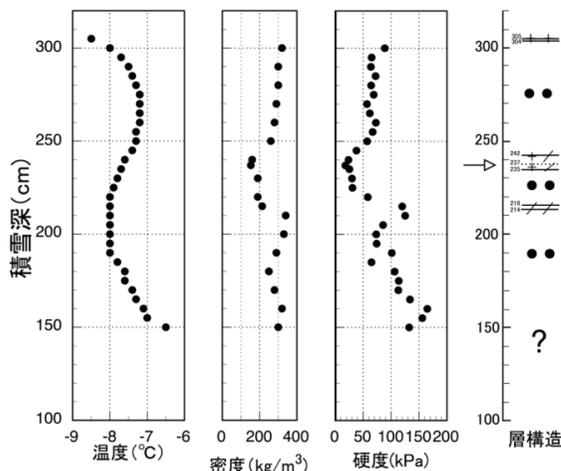


図5 積雪断面観測の結果
矢印は弱層の位置を示す。

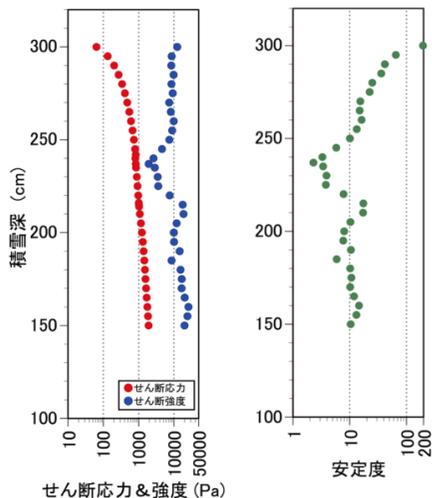


図6 積雪の安定度

また、密度から層ごとの積雪重量を積算し、観測地点の傾斜 35° を用いて各深さのせん断応力を求めた。図6にせん断強度、せん断応力および安定度を示す。237 cmの安定度が2.3となり、最も小さな値を示した。この弱層上には62 cmの密度および硬度の大きいしまり雪の層があり、風成雪であると考えられる。堆積区には、このしまり雪がブロック状に破壊した雪隕が堆積していた。

4.3 雪崩発生までの気象条件

図7に2012年12月1～16日の吹上テレメータ（標高1010 m，西南西1.9 km）および十勝岳（標高1320 m，北東1.5 km）の観測値を示す。吹上の風向・風速は設置場所が樹林帯の中であるなどの条件から、雪崩現場と大きく異なっている事が予想される。そこで、気象庁気候データ同化システムを力学的にダウンスケールしたWRFモデルを用いて雪崩現場の気象条件を再現した。

雪崩の原因となった235–342 cmの新雪・こしまり雪には雲粒無しの降雪結晶が残っていた。このような降雪結晶は低気圧前面で降ることが多く、本州北部から北海道付近を低気圧が通過する場合に生じる。現場の斜面は北西を向いており、東寄りの強風による風成雪で上載積雪が増える可能性が高い。一方、西寄りの強風では吹き払われて比較的積雪が増加しづらい。このような条件を12月前半の気象条件から抽出すると、3–4日、6–7日、8–9日、16日に低気圧が通過した。まとまった降水と積雪深の増加は4日および8–9日に発生した。WRFの東寄り成分（北北東～南）の内で風速5 m/s以上の時は、低気圧の通過に対応して4回ある（図7）。弱層となった雲粒無しの降雪結晶を含む層が8日に形成され、その後の東風で242–304 cmのしまり雪が堆積したと考えられると、214–216 cmのこしまり雪および216–235 cmのしまり雪は6日に、214 cm以下のしまり雪は4日に形成されたと考えられる。これらは図7のWRFによる降水、風向、風速および十勝岳と吹上の積雪深の推移と矛盾しない。事故当事者らの証言では、事故前日に同じ斜面を滑走した時と当日の現場斜面の積雪量に違いを感じており、16日の風成雪による上載積雪の増加も考えられる。242–304 cmのしまり雪は断面観測では1層と記載しているが、8日に加えて16日も堆積した可能性がある。

5. まとめ

今回の雪崩は、面発生乾雪表層雪崩で、雲粒無し降雪結晶を含む層が弱層になっていた。2012年11～12月は例年よりも北海道付近を低気圧が多く通過しており、北西の季節風だけでなく、東寄りの強風が吹いた頻度が高くなった。雪崩事故発生地点では降雪結晶に関連する弱層の形成と風成雪が発生しやすい状況になったと考えられる。

謝辞

吹上テレメータのデータは上川総合振興局 旭川建設管理部に提供していただいた。WRFによる気象モデル計算は、環境省環境研究総合推進費(S-8-1(2))、文部科学省気候変動適応研究推進プログラム(RECCA)の一環として実施された。

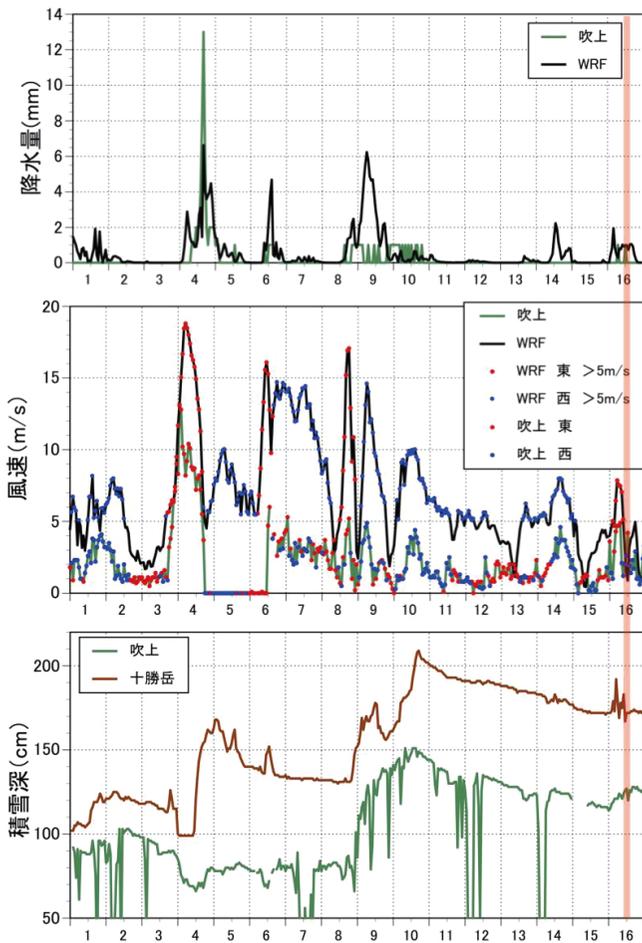


図7 雪崩発生までの気象データ

赤線は雪崩発生の12月16日10時

引用文献

- 1) 尾関俊浩・八久保晶弘・岩花剛・中村一樹・樋口和生・大西人史・佐々木大輔・秋田谷英次, 2008: 2007年11月に北海道上ホロカメットク山で連続発生した雪崩, 雪氷, **70**, 571-580.
- 2) 山野井克己・杉山慎・大西人史・高橋学察・中村一樹, 2009: 2009年2月にニトヌプリで発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, **28**, 41-44.
- 3) 澤柿教伸・中村一樹・奈良亘・松浦孝之・三鍋良平・小野寺規之・池田慎二・雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム, 2010: 2010年1月に尻別岳で発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, **29**, 5-7.
- 4) 荒川逸人・兒玉裕二・澤柿教伸・佐々木大輔・奈良亘・雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム, 2011: 2011年1月に尻別岳で発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, **30**, 99-102.
- 5) 山野井克己・竹内由香里・村上茂樹, 2004: プッシュゲージを用いた斜面積雪安定度の推定, 雪氷, **60**, 609-676.

低気圧前面の降雪結晶による弱層形成

Formation of weak layers caused by snow crystals fallen in worm front

秋田谷英次 (雪氷ネットワーク), 中村一樹 (北海道大学大学院地球環境科学研究院)

Eiji Akitaya, Kazuki Nakamura

1. まえがき

表層雪崩は積雪内の弱層の破壊によって引き起こされる。北海道で多く見られる弱層には霜系と降雪系が知られている。前者は表層のしもぎらめ雪と表面霜が、後者はあられと雲粒の付いていない降雪結晶がある。中村ら¹⁾は日本海にある低気圧の前面における層状の雲からの降雪は雲粒が少なく、弱層となりやすいと指摘した。さらに、この低気圧が発達しながら東進し太平洋側に抜けると冬型の気圧配置となり、北海道の日本海側や中央部の山岳域に大雪をもたらす。先に形成された弱層の上に大量の雪が堆積し、表層雪崩の危険が高まることになる。

北海道で2012-2013年冬期には、このような気象条件が複数事例見られ、札幌市北区で、そのうちの3事例の降雪結晶を観測し、その結晶の時間変化を追跡した。3例とも、その数日後にニセコ周辺と十勝岳周辺で事故雪崩が発生していたので、これら低気圧前面の降雪が弱層となり、その後の冬型の降雪がこれらの事故雪崩の原因となった可能性がある。

図1に弱層となりやすい雲粒なしの降雪結晶と、反対に多くの雲粒が付いていて、弱層にならない降雪結晶を示した。

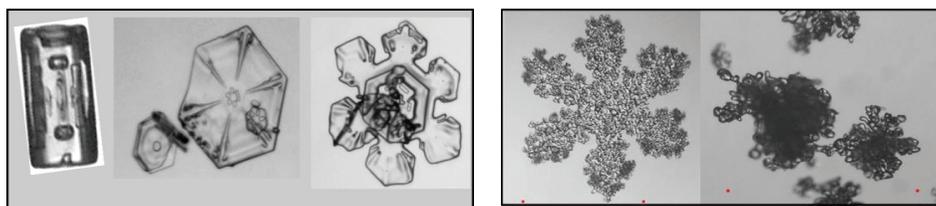


図1 左: 弱層になる雲粒なし降雪結晶 (左から角柱, 角板, 広幅六花), 右: 弱層にならない雲粒付き結晶 (左: 広幅六花の全面に雲粒が付着, 右: 0.5mm以下の雲粒の固まり, あられよりもはるかに小さい)

2. 2013. 2. 6 羊蹄山の事故雪崩

2013年2月6日正午過ぎ, 羊蹄山で表層雪崩が発生, 1名が埋没し骨折の重傷を負った。降雪結晶の継続した観察やアメダスデータの解析から, この雪崩は2月4日に日本海にある低気圧前面の降雪が弱層となったことが原因の可能性があると推定した。札幌では2月4日午後から降雪があった。18時30分頃, 降雪粒子を観察したところ, 雲粒が全くない角柱状の結晶が観察された。気温は-3°Cあまりで風速は小さかった。その後, 次第に風速が増し降雪が続いた。

観測点に近い札幌と石狩のアメダスの毎時データを図2に示した。これら2つのグラフから見られる, その特徴的な点は次の通りである。

気温が高く, 風速が弱く風向は南寄りである (風速グラフの赤文字)。4日午後から降雪が始まり5日になると風速が増し, 風向は西寄りに変わった。

これら気温や風速の変化は, 日本海にあった低気圧が津軽海峡付近を通過して太平洋側に抜け, 冬型の気圧配置に変わったことに対応している。

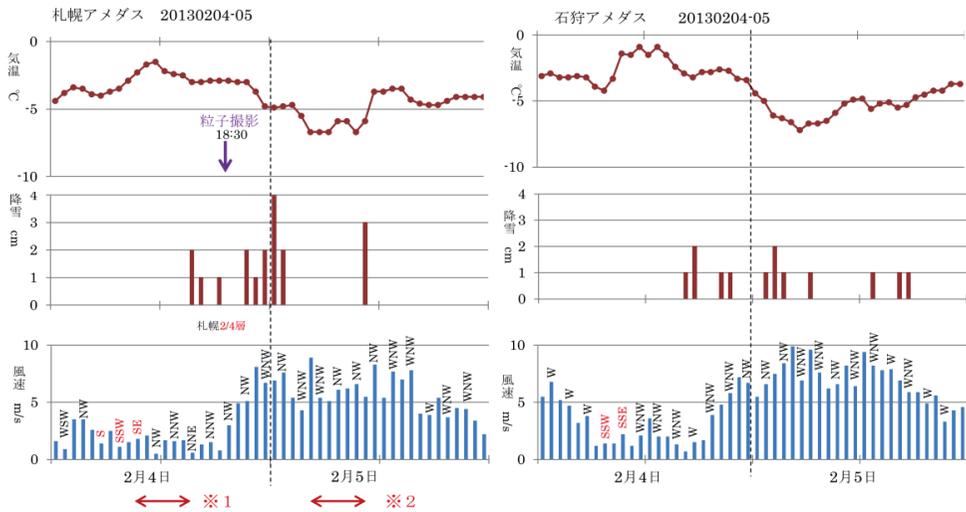


図2 札幌(左)と石狩(右)のアメダスデータ。風速棒グラフ上のアルファベットは風向を表す。赤字は南より、黒字は西よりの風。※1：低気圧が日本海、弱い南風、気温上昇、雲粒なしの降雪。※2：低気圧は発達しながら太平洋に抜け、冬型気圧配置で吹雪になる。

2月6日、羊蹄山の雪崩は札幌と同じ気象条件で形成された弱層が原因かどうかを、羊蹄山に近い倶知安と共和の気象データで検証した結果を図3に示した。

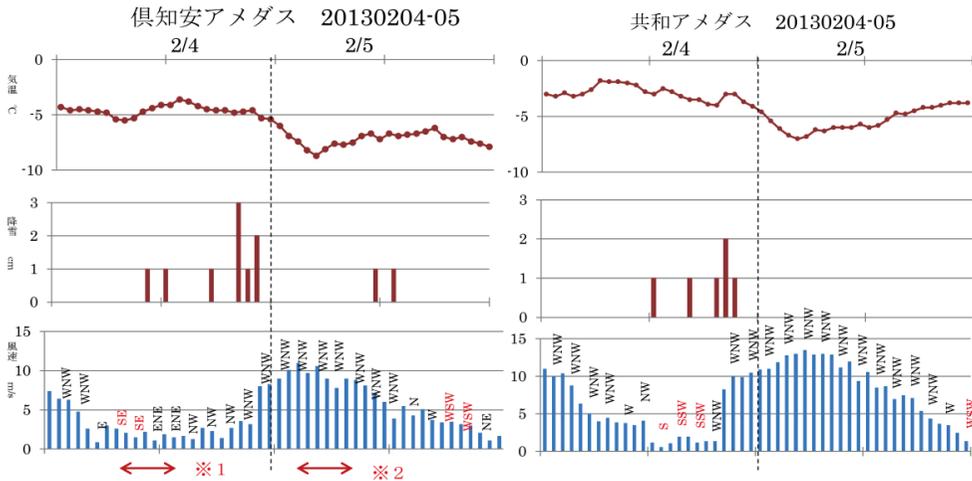


図3 倶知安(左)と共和(右)のアメダスデータ。気温・降雪・風速風向の傾向は札幌や石狩と類似である。

低気圧前面の2月4日の倶知安と共和の降雪は、低気圧の構造を考えると、札幌同様に雲粒なし降雪の可能性が高く、これが2月6日羊蹄山の雪崩の原因となったことが推察される。

次に札幌で観察された2月4日層が雲粒なしの降雪で、その後5日、6日、7日と、この層の粒子を追跡・撮影した写真を図4に示す。

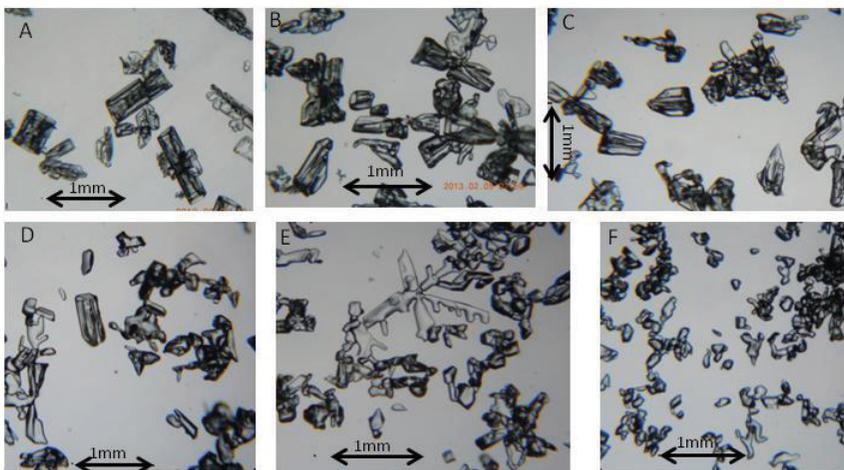


図4 2月4日層の追跡 A:2月4日層(降雪当日), B:2月5日(1日後), C:2月6日(2日後), D:2月7日(3日後, 雪崩の翌日, 表面から13cm下), E:2月7日(表面から10cm下), F:2月7日(表面から5cm下), E, Fは2月4日層の上に後から積もった雪。

図4の写真A~Dは低気圧前面の降雪で角柱や砲弾型が占めていて、雲粒は見あたらない。一方, E, Fは低気圧が太平洋側に抜け冬型気圧配置になってから積もった雪である。Eは樹枝と雲粒付きが, Fは雲粒付きが主体である。A~Dは脆く直ぐに崩れたが, その上に積もったE, Fはこしまり雪へと変態していた。

3. 3月13日と28日の十勝岳の事故雪崩

3月13日午前, 上ホロカメットク山で2名が雪崩に流され1名が骨折。3月28日早朝, 富良野岳で雪崩, 1名死亡。2つの雪崩も低気圧前面の降雪結晶が弱層になった可能性が高い。前者の雲粒なし降雪は3月8日に, 後者の降雪結晶は3月20日に札幌で観測された。

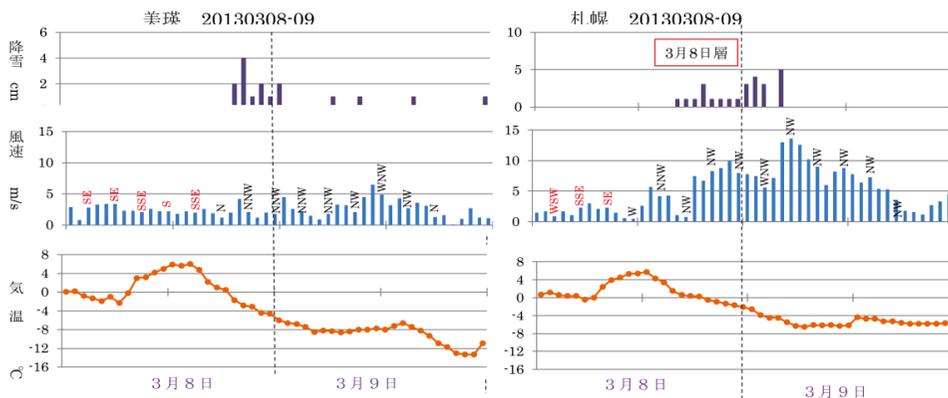


図5 美瑛(左)と札幌(右)のアメダスデータ

図5に3月8日-9日の美瑛と札幌の気象データを示した。図5によると美瑛の9日の風速は小さいが, 北海道を横断した低気圧の影響を受けて, 降雪, 風向, 気温の変化傾向は似ている, 札幌で観測された8日の層と似た結晶が降り, それが弱層になった可能性がある。

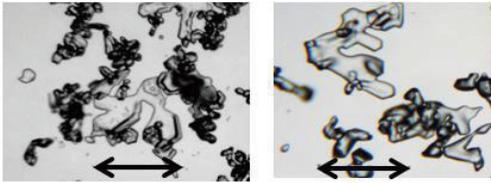


図6 左：札幌3月8日層，右：4日後の3月12撮影（矢印1mm），両写真には広幅六花の枝の一部と雲粒も見られる

図7は、3月28日雪崩の弱層となったと思われる3月20-21日の低気圧通過時の気象データである。札幌と美瑛アメダスは欠測のため富良野を示す。両グラフには共通点が多い。

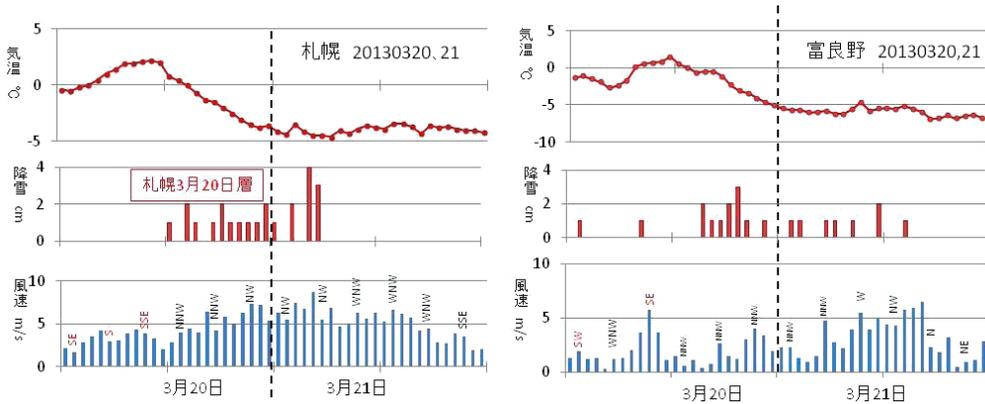


図7 札幌（左）と富良野（右）の気象データ。札幌の3月20日層が3月28日の弱層になったと考えられる。

図8は札幌3月20日層の結晶形の追跡結果で、20日の角板、広幅六花状結晶が3月26日まで鮮明に残っていた。雪崩当日の28日は気温が高く、結晶観察は融解が激しくできなかった。

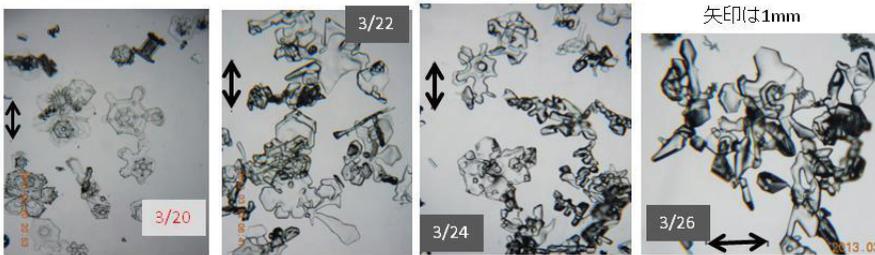


図8 札幌3月20日層の追跡結果。3月20層は雲粒が全く見られず、弱いまま残っていた。

4. まとめ

低気圧が日本海にある時に、その前面（温暖前線相当）で雲粒のない又は少ない降雪結晶を3例確認した。この雪は時間が経っても強度が増さず弱層の状態が残っていた。3例とも、低気圧が太平洋に抜けて西高東低の気圧配置となり雲粒付きの降雪をもたらし、それが上載積雪となって雪崩の危険が増加したと考えられる。十勝連峰と羊蹄山で発生した雪崩は、これら地域の気象データから、札幌で観測されたと同じ雲粒なしの降雪があった可能性がある。これらの地方でも降雪結晶の観察があれば、より精度の高い雪崩危険度の予測につながると考えている。

参考文献

1) 中村一樹・中林宏典・秋田谷英次，2009：2009年3月羊蹄山雪崩積雪調査について～積雪観測結果と気象条件からの考察～，北海道の雪氷，28，37-40。

降雪系弱層形成時の気象の特徴

Meteorological condition for formation of weak layers by non-rimed new snow crystals

中村一樹, 佐藤友徳 (北海道大学大学院地球環境科学研究院),

秋田谷英次 (雪氷ネットワーク)

Kazuki Nakamura, Tomonori Sato and Eiji Akitaya

1. はじめに

2012-2013 年の冬に十勝連峰で起きた 3 件の雪崩事故 (12/16, 3/28, 4/22) は, 雲粒の付着が少ない降雪系弱層が原因であった. このことから, 降雪系弱層が原因となる表層雪崩の危険度を予め把握することが重要であることがわかる.

弱層となる雲粒の付着が少ない降雪結晶がいつ降るのか, 気象モデルや質量フラックスから定量的に推定する試みがなされているが, まだ課題は多い (例えば, 中村ら¹⁾, 石坂ら²⁾). また, 降雪結晶の弱層が生じる典型的な気象の特徴については, 中村ら³⁾の 1 事例の解析の報告はあるが, あまり知られていないのが現状である.

2. 目的

現状を踏まえ, 降雪系弱層の発生する典型的な気象の特徴を明確にして, 定性的に注意すべき天気図パターン, 地上気象の特徴を抽出することを目的とした.

3. 方法

2012/2013 冬季に札幌市で降雪, 積雪の観測を行った (図 1 参照). 低気圧が北海道に接近した時に温暖前線に相当する層状雲から降る特徴的な雲粒のない降雪が複数事例認められた. これらの粒子を数日間追跡観測したところ, 積雪内で弱層を形成していた.

気象モデル WRF を使った気象解析, アメダスデータ, 天気図, 気象衛星画像等を用いて各事例の気象条件を考察し, 降雪系 (雲粒のない降雪結晶) 弱層形成時の気象の特徴を抽出した.

観測と解析の方法を以下に示す.

(1) 降雪, 積雪の結晶形の把握

- ・降雪, 積雪の雪結晶写真撮影
- ・定期的に積雪断面観測を実施して弱層を検出し, 新雪からこしまり雪への変態過程の雪結晶を撮影

(2) 降雪系結晶弱層形成時の気象条件の把握

- ・アメダスデータ (風向風速, 気温, 降雪の深さ)
- ・解析雨量 (降雪エリアの確認)

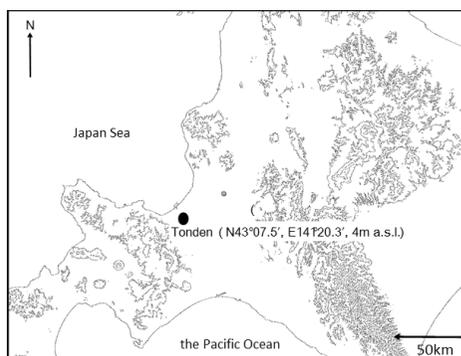


図 1 観測地点 (札幌市北区屯田)

(1) 弱層形成時の気象の特徴

図3に2013年3月8日15時の地上天気図，気象モデルWRFによる850hPa面の風向風速・気温，気象衛星可視画像，解析雨量を示す．8日～9日の降雪の前半に相当する．

地上天気図とWRFの850hPa面の風と気温の計算結果から，北海道の西に低気圧があって，温暖前線が地上では北海道の太平洋側に，850hPa面では道北地方に存在することが分かる．850hPa面の前線の位置は，気温と風向風速から判断した暖気の移流と風のシアから判断した．

気象衛星可視画像と解析雨量から，降雪をもたらしている雲は，可視画像でぼやけて撮像されている温暖前線の層状雲であることが推察される．

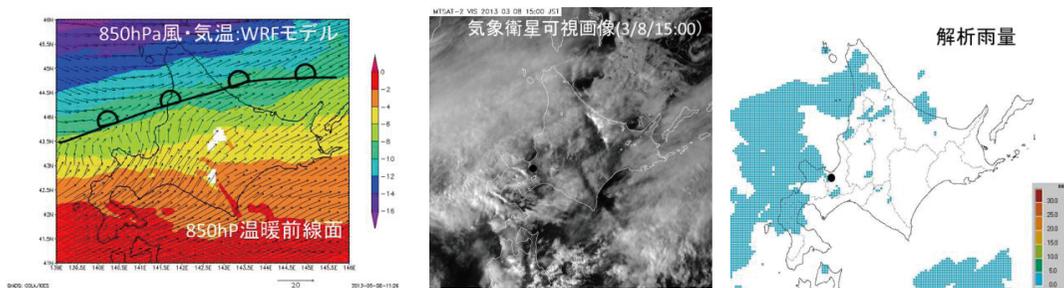
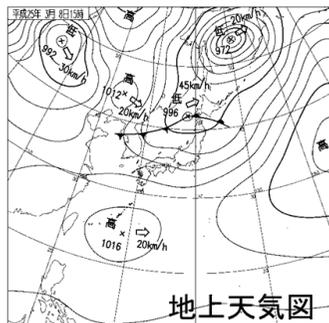


図3 2013年3月8日15時の地上天気図，WRFによる850hPa面の風向風速・気温，気象衛星可視画像，解析雨量（黒丸は札幌市観測地点）

(2) 上載積雪形成の気象の特徴

図4に2013年3月9日9時の地上天気図，WRFによる850hPa面の風向風速・気温，気象衛星可視画像，解析雨量を示す．8日～9日の降雪の後半に相当する．

地上天気図とWRFの850hPa面の風と気温の計算結果から，冬型の気圧配置になり，北西の季節風により大陸から寒気が移流していることが分かる．

気象衛星可視画像と解析雨量から，降雪をもたらしている雲は，可視画像ではっきりと撮像されている筋状の対流雲であることが推察される．

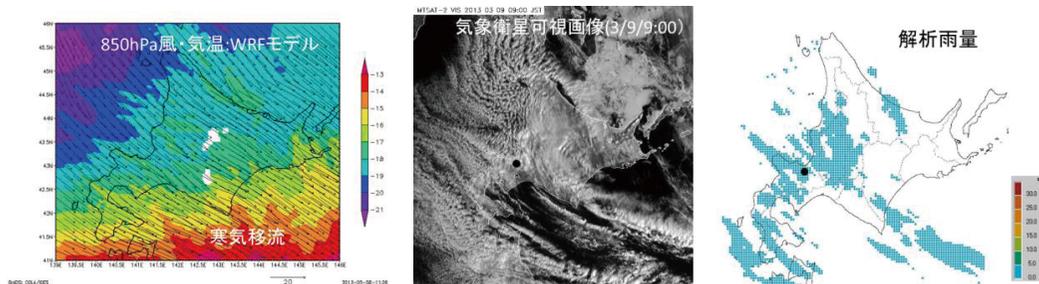
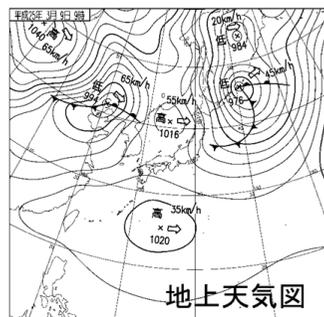


図4 2013年3月9日9時の地上天気図，WRFによる850hPa面の風向風速・気温，気象衛星可視画像，解析雨量（黒丸は札幌市観測地点）

6. まとめ

弱層形成時、及び上載積雪形成の気象の特徴を以下に示す。また、雲粒付着が少ない降雪結晶が弱層を形成する場合の典型的な天気図を図5に示す。

(1) 弱層形成時の気象の特徴

- ・低気圧の前面の温暖前線に相当する層状雲による降雪。
- ・気象衛星可視画像ではぼやけた雲に相当。
- ・天気図上で前線が描かれていなくても温暖前線相当の層状雲あり。
- ・暖気移流で気温は上昇しているが、0°C以下を保つ。

- ・南寄りまたは東寄りの風の後西寄りの風に変化。
- ・比較的弱い風速。

(2) 上載積雪形成の気象の特徴

- ・低気圧が通過した後の寒気移流による対流雲による降雪（冬型の気圧配置）。
- ・気象衛星可視画像でははっきりした筋状の雲に相当。
- ・寒気が移流し、低温になる。
- ・北寄りまたは西寄りの季節風。
- ・比較的強い風速。

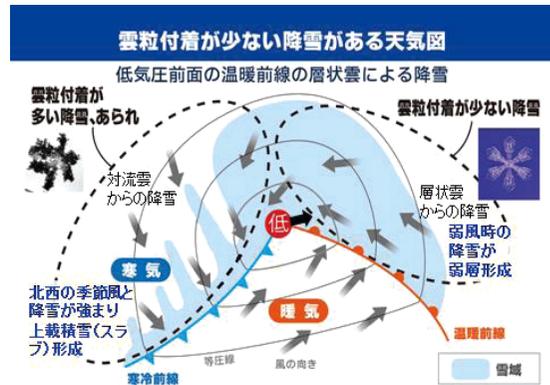


図5 雲粒付着が少ない降雪結晶が弱層を形成する場合の典型的な天気図

謝辞

本研究は、環境省環境研究総合推進費 (S-8-1(2))、文部科学省気候変動適応研究推進プログラム(RECCA)、IFES-GCOE モデリングタスクフォース、防災科学技術研究所・北海道大学共同研究「降雪結晶形の積雪モデルへの反映」、及び北海道大学大学院環境科学院・占冠村・株式会社星野リゾートトマム連携協定の一環として実施された。

また、解析雨量、可視画像データは、一般財団法人日本気象協会北海道支社から提供していただいた。

【参考・引用文献】

- 1) 中村一樹・佐藤友徳・藤吉康志・西村浩一，2011：北海道山岳域での雲粒なし降雪結晶による弱層の形成について，雪氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集，p37。
- 2) 石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人・熊倉俊郎・椎名徹・村本健一郎，2011：推定質量フラックスを用いた降雪粒子の連続的種類判別について，雪氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集，p105。
- 3) 中村一樹・中林宏典・秋田谷英次，2009：2009年3月羊蹄山雪崩積雪調査について～積雪観測結果と気象条件からの考察～，北海道の雪氷，28，37-40。
- 4) 中村一樹・秋田谷英次，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，(本号投稿中)。

2012-13 年冬季初めの低気圧に伴う降雪に起因する トマム山の全層雪崩

Full-depth avalanche at Mt. Tomamu caused by cyclonic snowfall in early winter of 2012-13

中村一樹, 佐藤友徳 (北海道大学大学院地球環境科学研究院),
下山宏 (北海道大学低温科学研究所),
石川嵩 (北海道大学大学院環境科学院)

Kazuki Nakamura, Tomonori Sato, Kou Shimoyama and Takashi Ishikawa

1. はじめに

図 1 に示すトマム山 (標高 1239m) は, 北海道中央部の山岳域に位置し, 占冠村側の斜面はスキーリゾートとして知られている. トマム山では, 2012 年 12 月, 2013 年 1 月にスキー場コース内で比較的大規模な積雪全層のクラックが発生した. また, 2013 年 2 月に隣接する山のスキー場コース内でクラックが発生し, 3 月に同地点で全層雪崩が発生した. これらの事例について実施した調査の結果と考察を報告する.

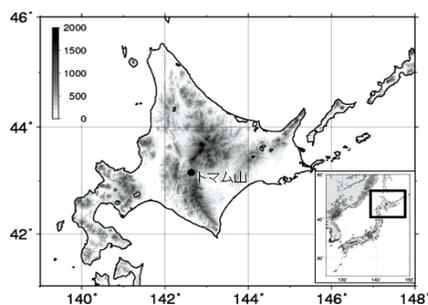


図 1 トマム山の位置

2. クラックと全層雪崩の発見の経緯

図 2 にトマム山のクラック発生地点と全層雪崩発生地点を示す. いずれも, トマムスキー場内の非圧雪ゲレンデで発生したもので, スキー場パトロールの方が発見した.

2012 年 12 月 17 日に A 地点でクラックが発見され, 2013 年 1 月 1 日に B 地点で, 翌 2 日に C 地点で発見された. クラック発生後, 安全が確認できるまで, 一時的にゲレンデは閉鎖された. 毎日のパトロールの一環として, A, B, C の各地点でクラックの上側の積雪と下側の積雪の間を計測することにより, 簡易的にクラックの開き (グライド量) の経過観察が行われた.

図 2 の全層雪崩地点の上端付近で, 2013 年 2 月上旬にクラックが発生したため, ゲレンデは閉鎖された. ここでも毎日のパトロールの一環として簡易的にクラックの開き (グライド量) の経過観察が行われた. 2~3 月にかけて, 10~30cm/day 程度のグライド量だったが, 3 月 29 日に 93cm/day と大きくなり, 3 月 30 日朝に全層雪崩が発見された.



図 2 トマム山のクラック発生地点と全層雪崩発生地点

3. 調査方法

それぞれの事例の調査方法を以下に示す. なお, A, B, C の各クラック地点のうち最も大規模な A 地点を中心に観測を行った. 以下の調査結果と考察では, 主に A 地点と全層雪崩地点を取り上げる.

(1) クラック地点

- ・2012年12月18日: A地点のクラック沿いに26点をGPS測量, 積雪深, クラック幅(傾斜方向)測定, 積雪断面観測, 写真撮影
- ・2013年1月9日: 積雪断面観測, 写真撮影
- ・2013年2月23日: 積雪断面観測, 写真撮影, B地点, C地点のGPS測量

(2) 全層雪崩地点

- ・2013年4月1日: 全層雪崩破断面及びデブリ外周沿いにGPS測量及び積雪深測定, 破断面で積雪断面観測, 写真撮影

4. 調査結果

(1) クラック地点 (A地点)

図3にA地点に発生したクラックと底面の笹の倒伏の状態を示す. 図4にGPS測量調査によるA地点のクラックの位置と開き幅を示す. また, 図5に2012年



図3 A地点に発生したクラック(左)と底面の笹の倒伏(右)

12月18日にA地点のクラック移動量測定点(N43°04'39", E142°35'50", 標高1149m)で実施したクラック破断面の積雪断面観測結果を示す.

クラックは, 長さ約100m程度である. クラックが開いている幅は, 測量26地点中の最大値が510cmであり, 300cm以上の部分が複数あった. 測量26地点の積雪深の平均値は128cm, 最小65cm, 最大231cm, 積雪断面観測を行ったクラック移動量測定点では積雪深が120cmで, 全層密度0.28g/cm³, 全層積雪相当水量338mm, 斜面は方位136度の方向に30度傾斜していた. 雪温は, 一番高い0cmの温度が-0.1℃で, 全層氷点下であった. 雪質は, 全層乾雪で, 濡れている層はなく, しまり雪が主で, 下層にざらめ雪, こしもざらめ雪の層があった. 積雪層の下に5~6cmの笹の層があり, 全ての笹が積雪の下で斜面

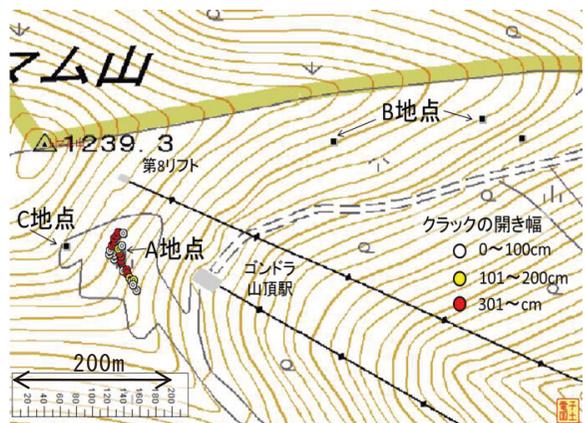


図4 GPS測量調査によるA地点のクラックの位置と開き幅

下向きに倒れていた。この面がすべり面となっていると考えられる。

クラック移動量測定点では、12月18日～19日は2m/day以上、20日～23日は1m/day以上、それ以降は数十cm/day以下の速度でクラックが開き、1月6日で一旦動きが止まった。

(2) 全層雪崩地点

図6に、3月29日から30日にかけて発生したと考えられる全層雪崩と破断面付近の積雪底面の笹の倒伏の状態を示す。また、図7にGPS測量調査による全層雪崩の位置を示す。破断面地点(N43°04'20", E142°38'08", 標高847m)の積雪断面観測より、積雪深128cm、全層密度0.42g/cm³、全層積雪相当水量543mmであり、積雪下層の0～10cmは、ざらめ雪と氷板で融解水の痕跡があった。また、積雪底面の全ての笹が斜面下向きに倒れていた。

5. 考察

既往研究によると、笹が地面で倒伏し、その上に雪が積っているときには、積雪底面での雪の滑り(グライド)が活発で、丈夫な雪でも全層雪崩になりやすい。一方、笹が倒伏せずに、積雪内に入りこんでいると、笹が雪を支え、グライドは少なく、全層雪崩も少ない^{1), 2)}。また、多量の雪が一度に積り、そのまま根雪となる

ときは、笹は倒伏しやすい。しかし少量ずつ、期間をおいて積ったときには、倒伏する笹は少ない。後者の場合には、全層雪崩の発生が遅く数も少ない³⁾。

トナム山は、日本海側の気象の特徴である冬型の気圧配置による降雪のほか、低気圧通過時に大雪となる太平洋側の気象の特徴を併せ持つ。表1に示すように2012年11月から12月にかけて頻繁に通過した低気圧に伴う大雪により、トナム山では冬の早い段階で根雪となった。

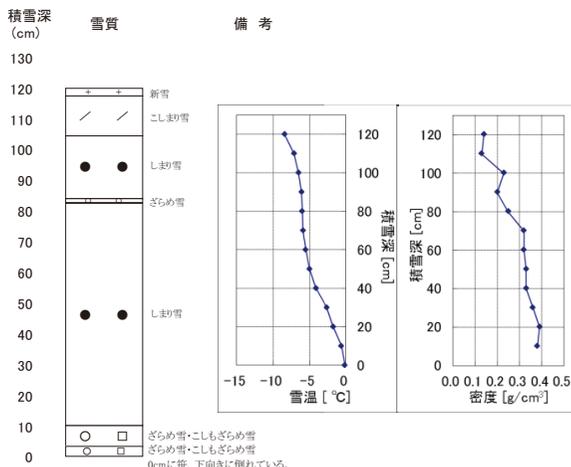


図5 2012年12月18日A地点クラック破断面積雪断面観測結果



図6 発生した全層雪崩(左)と破断面底面の笹の倒伏(右)

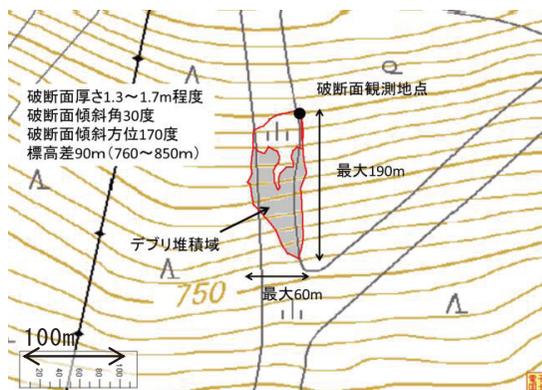


図7 GPS測量調査による全層雪崩の位置

図 8 に、トマム山のゴンドラ山頂駅（位置は図 4 参照）標高 1088m 地点の気温観測値を示す。12 月から 3 月中旬まで $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ 前後と低温かつ氷点下で経過している。初冬に根雪となって笹の倒伏があり、冬季に氷点下の低温が継続していたことから、12 月、1 月、及び 2 月上旬に発見された全層雪崩地点のクラックは、2012-2013 年初冬の低気圧接近に伴う大雪に伴い、笹が倒れた状態で積雪し、乾雪の状態で笹がすべり面となったことに起因する可能性が高い。

気温減率 $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ を用いて標高 850m の全層雪崩断面付近の気温を推定すると、3 月 28 日の 11 時に $+7.9^{\circ}\text{C}$ まで上昇していた。初冬の大雪により笹が倒伏することで厳冬期の 2 月上旬にクラックが入って不安定な斜面の積雪底面に、3 月 28 日の高温による融雪水が入り、いっそうすべりやすくなったことで、3 月 29 日のグライド量が大きくなり、29 日から 30 日の朝にかけて全層雪崩が発生したと推察される。

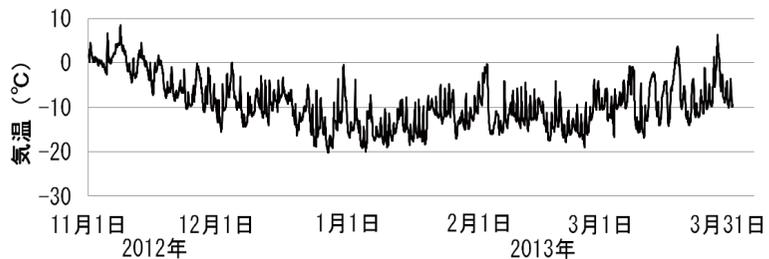


図 8 トマム山標高 1088m 地点気温観測値

表 1 北海道への低気圧の接近数 (N41-46, E139-146 の領域に入った低気圧の個数)

	11月	12月
2011年	5	6
2012年	10	8

6. まとめ

トマム山で 2012 年 12 月、2013 年 1 月、2 月に発生したクラックは、2012-2013 年初冬の低気圧接近に伴う大雪に伴い、笹が倒れた状態で積雪し、笹がすべり面となったことに起因すると考えられる。また、2013 年 3 月に発生した全層雪崩は、同様の笹の倒伏で積雪底面が滑りやすくなっていたことに加え、3 月下旬の高温により、積雪底面に融雪水が入ったことに起因すると考えられる。

謝辞

本研究は、環境省環境研究総合推進費 (S-8-1(2))、文部科学省気候変動適応研究推進プログラム(RECCA)、IFES-GCOE モデリングタスクフォース、及び北海道大学大学院環境科学院・占冠村・株式会社星野リゾートトマム連携協定の一環として実施された。

雪崩及びクラックのデータ提供や聞き取り調査で、星野リゾートトマムスキー場パトロール及びスタッフの方にお世話になった。図 2, 4, 7 の地図データは国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

【参考・引用文献】

- 1) 遠藤八十一・秋田谷英次, 1977: 笹地斜面における積雪のグライド機構, *低温科学. 物理篇*, **35**, 91-104.
- 2) 遠藤八十一, 1980: 笹地斜面における積雪のグライド機構 II, *低温科学. 物理篇*, **39**, 81-89.
- 3) 秋田谷英次, 1977: 積雪の映像化, *雪氷*, **39**, 215-221.

国道 39 号上川町層雲峡における 2013 年 3 月降雪時の積雪安定度観測

Snow stability observation of snowfall at the time of March 2013
in the National Highway 39 Kamikawa-town Sounkyo

横山博之 ((独) 土木研究所寒地土木研究所 道北支所・北見工業大学大学院),
高橋修平 (北見工業大学), 松澤勝 ((独) 土木研究所寒地土木研究所 雪氷チーム)
Hiroyuki Yokoyama, Shuhei Takahashi, Masaru Matsuzawa

1. はじめに

北海道の国道における雪崩の発生および雪崩のおそれによる通行止めはほぼ毎年発生し、2001 年 4 月～2006 年 3 月までの 5 冬期で 41 件、その 2/3 の 26 件が乾雪雪崩によるものである¹⁾。雪崩による通行止め解除時期の判断は難しく、これまでは道路テレメーターを活用した道路事務所独自の判断基準²⁾や道路パトロール、雪氷関係の道路防災有識者の助言を参考に道路管理者が行っている。雪崩発生時は、多くののり面を点検する必要がある一方、早急な応急対策や解除の判断が求められるため、積雪安定度を直接計測することは、時間を要するため一般的でない。遠藤は、「乾雪表層雪崩は気温が 0℃以下の大雪の最中や直後に起こりやすいが、このような条件下で積もった深い新雪内の温度勾配は一般に小さく、新雪は等温変態過程のもとで変化するので、新雪の安定度は降雪量の時間変化が分かれば計算できる」としている³⁾。降雪量だけで積雪安定度が判断できれば道路管理上も有効であるが、北海道で実際に適用した事例はない。そこで本研究では、2013 年 3 月 2 日～3 日の降雪時に、国道 39 号沿道にある層雲峡アメダス横の平地において、降雪初期から積雪の剪断強度と重量測定により積雪安定度を観測し、遠藤³⁾のモデルによる計算結果と比較・検証したので報告する。

2. 当該区間における通行規制判断の目安

国道 39 号上川町層雲峡～石北峠は、多量降雪時に明確な弱層のない乾雪雪崩が多く、雪崩事例と専門家の助言に基づく降雪量による通行規制を試行的に実施している²⁾。

図 1 は、層雲峡アメダスと規制区間内の道路テレメーター位置の関係図である(以下、道路テレメーターを TM とす

る)。過去の雪崩事例では、規制区間内の 4 個の TM の内、どれか 1 つでも 24 時間降雪量が 50cm を超えるときに発生しているため、これを通行止め開始の目安としている。その解除については、当該 TM で、降雪強度 1cm/h 以下が 6 時間継続した時点としている。

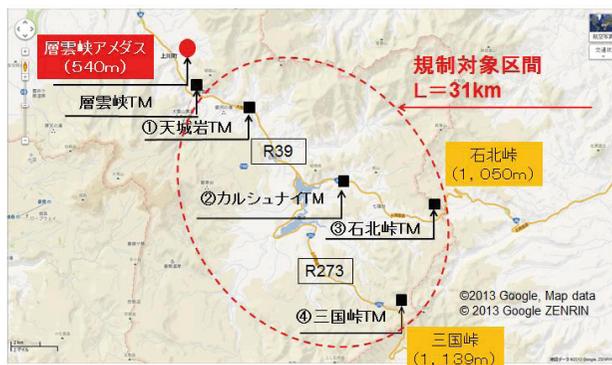


図 1 層雲峡アメダスと道路テレメーター位置の関係図

3. 観測概要

図2は、層雲峡アメダスと積雪断面観測を行った観測ピットの位置関係図である。層雲峡アメダスは層雲峡温泉から約2km旭川側の平地にある。観測ピットはアメダス南東約40mの位置に設置し、観測毎に0.5mずつ掘り進み新しい断面を作成した。観測項目は、新積雪深、密度、せん断強度、雪温である。

図3は、観測概要である。北海道の道路のり面における多量降雪時に発生する乾雪表層雪崩では、明確な弱層を持たないことが多い⁴⁾。即ち、上載積雪による駆動力の増加に新積雪底面近傍での支持力の増加が追いつかないことに起因する。そこで、シアーフレーム試験(せん断強度試験)位置は、旧雪と新雪の境界から5cm上方をフレーム下面位置とし、この位置が密度サンプラーの中央になるようにして観測を実施した。なお、明確な弱層を持たないことを確認するためには、積雪内温度勾配が小さいことを確認する必要がある。このため、積雪の温度測定を、積雪表面から概ね10cm毎に実施した。なお新積雪深が10cm未満の場合は、2.5~5cm間隔で測定した。積雪断面観測は、2013年3月2日15時から3日12時まで9回実施し、観測は毎正時のアメダスデータと比較するため、正時15分前から積雪重量と雪密度の測定を行い、正時から15分経過する前にシアーフレーム試験を終わらせた。これら現地の積雪断面観測に加えて、気象データとして層雲峡アメダスの積雪深と層雲峡TMの気温を解析に用いた。

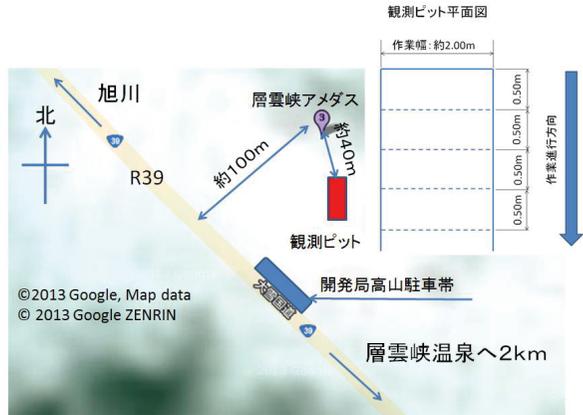


図2 層雲峡アメダスと観測ピットの位置関係図



図3 観測概要

4. 観測当日の気象概況

4-1 当日の天気図

図4は、観測開始当日の3月2日9時の天気図である。温暖前線と寒冷前線そして閉塞前線を伴った2つの低気圧がある。その後、3月3日にかけて北海道の中心部で2つの低気圧は合体し急激に発達した。

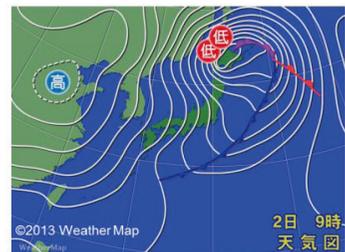


図4 当日の天気図

4-2 当日の気象概況

図 5 は、層雲峡アメダスの積雪深と層雲峡 T M の気温の推移図である。3 月 2 日 2 時から 11 時までの 9 時間、アメダスの積雪深は 111cm と一定であり、11 時以降増加したことから、3 月 2 日 11 時を降雪開始時とした。3 月 3 日 4 時（降雪開始 17 時間後）の積雪深は 143cm であり、降り始めから 32cm 増加した。これ以降は積雪深がほぼ一定なので、この時刻を降雪終了とした。また 3 月 2 日 11 時から 16 時までの 5 時間で気温が -2.3℃ から -9.8℃ へ降下した。

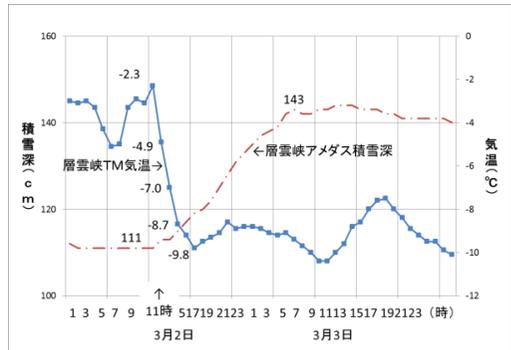


図 5 積雪深と気温の推移図

5. 斜面積雪の安定度算出法

図 6 のように、斜面角度を θ° 、積雪荷重を W ($N \cdot m^{-2}$)、積雪内部の境界面での剪断強度を SFI ($N \cdot m^{-2}$) とするとき、平面での降雪深 $H(m)$ が斜面の鉛直方向でも同じ $H(m)$ であるとすると、斜面積雪の安定度 SI は式(1)で表される。

$$SI = \frac{SFI}{W \cdot \sin \theta \cos \theta} = \frac{2 SFI}{W \cdot \sin 2\theta} \dots (1)$$

切土斜面の角度は 40° (1:1.2) ~ 50° (1:0.8) のことが多く、 $\theta = 40^\circ$ 、 50° の時、 $\sin 2\theta = 0.984$ 、 $\theta = 45^\circ$ のとき $\sin 2\theta = 1$ である。一番不安定な $\theta = 45^\circ$ の値を取ると、式(2)が得られる。

$$SI = \frac{2 SFI}{W} \dots (2)$$

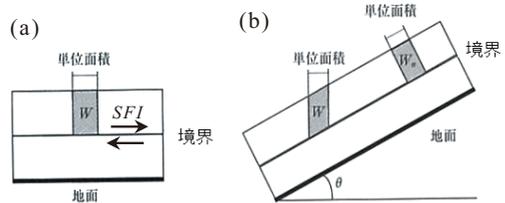


図 6 平面上 (a) および斜面上 (b) での単位面積当たりの上載荷重

6. 観測結果

図 7(a) は、斜面積雪安定度の推移図で、図 7(b) は、層雲峡アメダスの積雪深から求めた降雪量と新積雪深および、実測した新積雪深の推移図である。ここで降雪量は 1 時間毎の積雪深差の正值を取った。SI は、降雪終了直前(降雪開始 16 時間後)に 1.27 まで減少したが、降雪終了後はゆっくりと増加に転じ、降雪終了 7 時間後には 1.53 まで増加した。

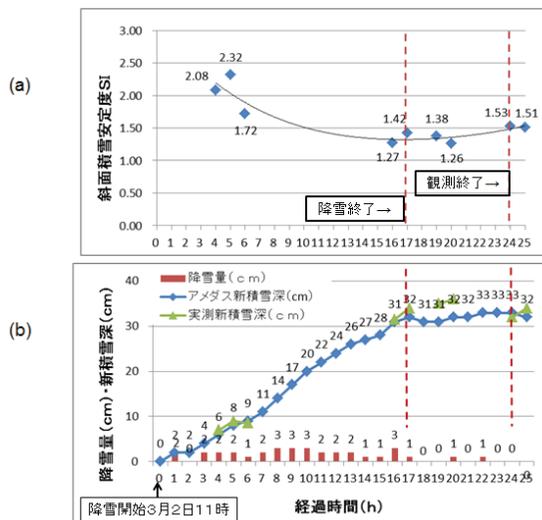


図 7 (a) 斜面積雪安定度の推移図
(b) 降雪量と新積雪深の推移図

7. 考察

図 8 は、本研究で求めた雪密度 ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) と剪断強度 SFI (kPa) の関係であり、両者には式(3)の関係が得られる。

$$SFI = 5.73 \cdot 10^{-6} \cdot \rho^{2.24} \dots (3)$$

図 9 は、遠藤³⁾による本州(北陸地方)の新雪の諸定数による SI 推算値と、式(3)を用いた SI 推算値、および SI 測定値との対比図である。本研究により求めた層雲峡地域における SI 推算値と SI 測定値は良く一致し、本州(北陸地方)における SI の推算値と比べ、① SI 測定値が小さい。② SI 測定値の最小値の出現時刻が遅い。という特徴がある。

今回の観測では3月2日11時から16時にかけて7.5℃の気温低下があり、新積雪層内に大きな温度勾配が生じる可能性も否定できない。図 10 は、雪温分布の計測結果である。新積雪底面近傍での温度勾配は、3月2日15~17時で、

0.29~0.43℃/cm であるが、降雪開始12時間以降では、0.20℃/cm 以下であった。福沢・秋田谷⁵⁾によると、しもざらめ雪の急速成長には2℃/cm 程度の温度勾配が必要であり、今回の観測結果と時間スケールを考えると、等温変態過程と考えて良い。

8. おわりに

本研究では、遠藤のモデル³⁾による SI の推算値が実測値に良く適合することが示された。なお、本研究では圧縮粘性係数や新積雪密度を定数として計算した。今後は、温度依存性を考慮する一方、他の気象条件での観測を行い、乾雪表層雪崩時の、適正な通行止め解除時期の判断に役立てていきたい。

謝辞

本研究では旭川開発建設部旭川道路事務所の皆様に、格段のご配慮をいただきました。ここに記し、厚くお礼申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) (独) 土木研究所寒地土木研究所, 2010: 北海道の地域特性を考慮した雪崩対策の技術資料(案), 2-2.
- 2) 原田洋平ほか, 2012: 雪崩の危険度による事前の通行規制について, ゆきみらい研究発表会 in 金沢.
- 3) 遠藤八十一, 1993: 降雪強度による乾雪表層雪崩の発生予測, 雪氷, 55, 113-120.
- 4) 竹内政夫, 2009: 雪崩の被害を未然に防ぐための道路管理, 北の交差点, 24, 20-24.
- 5) 福沢卓也, 秋田谷英次, 1992 しもざらめ雪層の急速形成過程の観測, 低温科学, 物理編, 50, 1-7.

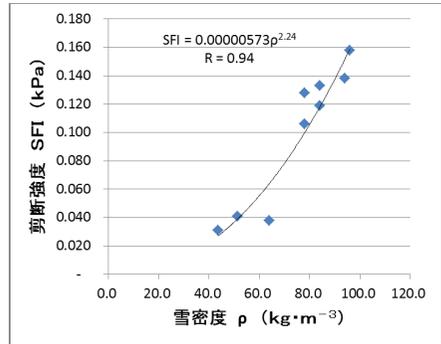


図 8 本研究の雪密度～剪断強度の関係

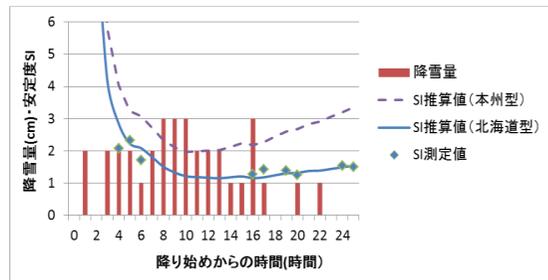


図 9 降雪強度から推算した SI 推算値と SI 測定値との対比図

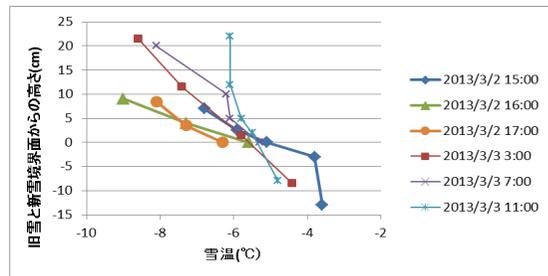


図 10 新積雪層底面付近の温度勾配図

流氷の蜃気楼の観察と「幻氷・おぼけ氷」に関する考察

Observation of mirages of drift ice and a study on a phenomenon called “Genpyou or Obake-gori”.

大鐘卓哉 (小樽市総合博物館), 加藤宝積, 佐藤トモ子 (北海道・東北蜃気楼研究会)
Takuya Ohgane, Hozumi Katoh, Tomoko Satoh

1. はじめに

流氷の蜃気楼は、発生時の海水状況と気象条件により多様な様相が見られ、幻想的で興味深い現象である。オホーツク海沿岸では、写真家、観光業関係者や報道関係者らが流氷の蜃気楼を神秘的な現象であるとして関心を持っていて、「幻氷」または「おぼけ氷」と呼んでいる事例もある¹⁾。これまでに幻氷の観測事例²⁾や幻氷発現日などの調査事例³⁾はあるが、流氷の蜃気楼の種別を考慮した研究事例はない。本研究では、北海道斜里沖のオホーツク海にて確認できた流氷の蜃気楼について、種別ごとの発生状況と、地域住民における流氷の蜃気楼「幻氷・おぼけ氷」の認知度に関する調査を行ったので、その結果について報告する。

2. 調査

2013年2月から4月の期間、北海道斜里町の海岸にて、オホーツク海の沖合に発生する流氷の蜃気楼の観察を不定期に肉眼で行なった。蜃気楼発生時には、デジタルカメラを用いて静止画や動画の撮影を行なった。本研究では、流氷の下方に虚像が見られる現象を下位蜃気楼、流氷の上方に虚像が見られる現象を上位蜃気楼と呼ぶ。さらに上位蜃気楼については、気温がおおむね氷点下の寒冷な日に発生する現象を「冬の上位蜃気楼」、気温が0℃以上の温暖な日に発生する現象を「春の上位蜃気楼」として区別する。これらの区分条件を基に、観察した流氷の蜃気楼の種別を分類した。

また、地域における流氷の蜃気楼に関する認知度を把握するために、斜里町と網走市およびその周辺地域居住者48名から対面での聞き取り調査を行った。聞き取り調査の項目は、「蜃気楼・幻氷・おぼけ氷」の認知、蜃気楼を見た経験などである。

3. 結果

観察の結果、確認した蜃気楼は8回で、2月は4日と7日、3月は5日、8日、19日、20日と31日、そして4月は2日に確認した。それらの蜃気楼について、虚像の様子と気象状況を考慮して判定した結果、下位蜃気楼は1回、冬の上位蜃気楼は2回、春の上位蜃気楼は5回と判定した。流氷の蜃気楼を確認した月日と判定した蜃気楼の種別、気象要素⁴⁾、流氷の密接度⁵⁾を表1に示す。

2月4日に観察した蜃気楼は、虚像の様子から下位蜃気楼であったと判定した。その写真を図1に示す。沿岸の海水面には流氷が散在し、その沖合に空中に浮いているように見える流氷を確認できた。沖合の流氷を詳しく観察すると、流氷の上方がその下方に鏡像反転している虚像であった。さらに空も下方反転しているために、まるで流氷が宙に浮いているように見えていた。

2月7日と3月5日に観察した蜃気楼は、虚像の様子と気温が氷点下であったことか

ら冬の上位蜃気楼であったと判定した。一例として 2 月 7 日に観察した蜃気楼の写真を図 2 に示す。沿岸から沖合まで全面が流氷に覆われていて、その彼方遠方に、縦縞模様の氷の壁が現れているかのような虚像を確認した。虚像の氷壁のさらに上方に、水平方向に伸びた筋状の虚像も部分的に確認できた。

表1 蜃気楼の観察日，種別，斜里AMeDAS気象要素，斜里沖流氷密接度

月/日	時刻 (時)	気温 (°C)	風向	風速 (ms ⁻¹)	流氷の密接度 (10分位)		蜃気楼の 種別
					沿岸	沖合	
2/4	8	-10.4	南東	2.0	7-8	9-10	下位
2/7	8	-17.6	北北東	1.1	9-10	9-10	冬の上位
3/5	8	-11.8	西	0.8	9-10	9-10	冬の上位
3/8	12	5.0	北北東	1.8	1-3	7-8	春の上位
3/19	12	6.2	北東	1.7	4-6	7-8	春の上位
3/20	12	4.2	南西	6.2	1-3	9-10	春の上位
3/31	12	2.8	南西	1.3	0	9-10	春の上位
4/2	13	6.6	北東	1.8	0-1	7-8	春の上位



図1 流氷の下位蜃気楼(2013/2/4)



図2 流氷の冬の上位蜃気楼(2013/2/7)



図3 流氷の春の上位蜃気楼(2013/3/19)



図4 流氷の春の上位蜃気楼(2013/4/2)

3月8日, 19日, 20日, 31日と4月2日に観察した蜃気楼は, 虚像の様子と気温が0℃以上であったことから春の上位蜃気楼であったと判定した. 3月19日と4月2日に観察した蜃気楼の写真を図3と図4に示す. 流氷が点在する沿岸の海水面の彼方遠方に, 氷の壁が現れているかのような虚像を確認した. 虚像を詳しく観察すると, 氷壁のような虚像の上端は平らで, その上端は流氷の倒立像であり, 全体的に流氷が引き伸ばされたように縦縞模様になっていた.

「蜃気楼・幻氷・おぼけ氷」の認知度についての結果を図5に示す. 質問項目に対して「よく知っている」と「少し知っている」の回答者を合わせて「知っている」として取り扱くと, 調査対象者の83%が「蜃気楼」を知っていた. しかしながら, 「幻氷」を知っていたのは38%で, 「おぼけ氷」については17%しか認知されていないことが分かった.

蜃気楼を見た経験についての調査の結果, 「よく見た」もしくは「何回か見た」の回答者を合わせて「見たことがある」として取り扱くと, その割合は44%であった. ただし, 回答者が見た現象が本当に蜃気楼であるかは不明である. さらに, オホーツク海とは別地域で見た蜃気楼も含んでいて, オホーツク海沿岸での流氷の蜃気楼を実際に見たことがある調査対象者は, さらに少ないと考えるべきであろう.

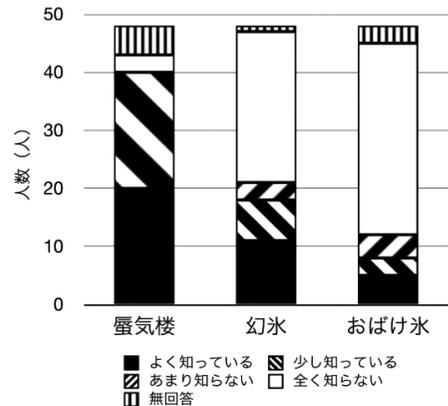


図5 「蜃気楼・幻氷・おぼけ氷」に関する認知度の調査結果

4. 考察

まずは, 観察した蜃気楼を種別ごとに考察する. 2月4日の午前8時の斜里における気温は-10.4℃で, 海氷が散在していて水面の見える海面温度より低い. このような状況下では, 海上への冷氣移流により, 上層が冷たく下層の方が相対的に暖かい上冷下暖の気温構造が形成されたと考えられる. その結果として, 光の屈折現象により虚像が下方に見える下位蜃気楼が発生したと考えられる.

2月7日と3月5日の午前8時の斜里における気温は-17.6℃と-11.8℃で, いずれも氷点下であった. これは, 早朝の晴天による放射冷却現象に伴う気温低下のためであった. 両日とも海氷密閉度が大きく, 海面は完全に氷で覆われている状況であった. そのため, 海氷上でも放射冷却現象が起こり, 下層が極端に冷たくて上層の方が相対的に暖かい接地逆転層により, 上暖下冷の気温構造が形成されたと考えられる. その結果として, 光の屈折現象により虚像が上方に見える上位蜃気楼が発生したと考えられる. 気温が氷点下の場合に虚像が上位に見られる「冬の上位蜃気楼」は, 早朝の放射冷却現象に伴う現象であることが特徴づけられる.

3月8日, 19日, 20日, 31日と4月2日の蜃気楼発生時の気温は, それぞれ5.0℃, 6.2℃, 4.2℃, 2.8℃, 6.6℃で, いずれも0℃以上であった. これは, 春が近づき, 日射により陸域が温められたことに伴う気温上昇, もしくは南からの暖気移流に伴う昇温が要因であった. それぞれの日は, 沿岸の海氷密閉度は小さく, 沖合の海氷密閉度

は大きい状況だった。沿岸は流氷が点在する状況だったので、海面温度はおよそ 0℃と
考え、陸域からの 0℃以上の暖気移流などにより、海上において上層が暖かく下層の方
が冷たい上暖下冷の気温構造が形成されたと考えられる。その結果として、光の屈折
現象により虚像が上方に見える上位蜃気楼が発生したと考えられる。気温が 0℃以上で、
虚像が上位に見られる「春の上位蜃気楼」は、暖気移流に伴う現象であることが特徴
づけられる。

次に、オホーツク海沿岸で「幻氷・おぼけ氷」と呼ばれていた蜃気楼現象について
考察する。「幻氷」は 4 月から 5 月にかけての暖かい日に見られる現象で、流氷が後
退した「海明け」を告げる春の風物詩として知られていた⁶⁾。すなわち、本研究におけ
る「流氷の春の上位蜃気楼」に相当する。本研究における地域住民への調査において、
蜃気楼を実際に見たことがあるのは、蜃気楼を知っている人のおよそ半分であり、蜃
気楼を知っていても「幻氷」や「おぼけ氷」という呼称を知っていたのは少数であっ
た。上位蜃気楼は稀にしか発生しない現象なので、地域住民や観光客における関心は
まだ低いであろう。観光業関係者や報道関係者においては、「幻氷」は稀にしか発
生しないために関心が持たれているが、ホームページ、出版物、新聞やテレビ報道に
おいて、流氷の下位蜃気楼を春の上位蜃気楼である「幻氷」としている事例¹⁾が多い。
流氷の蜃気楼の種別に関する誤認識や呼称が認識されていないことは、それらの情報
がほとんど普及されておらず、理解が正しく知られていないためだと考えられる。

5. まとめ

流氷の蜃気楼として、下位蜃気楼、冬の上位蜃気楼、春の上位蜃気楼の 3 種類を観
察した。「幻氷」や「おぼけ氷」と呼ばれている流氷の蜃気楼は、暖気移流を伴う「春
の上位蜃気楼」である。しかしながら、それらの呼称や種別の違いについて、地元住
民や報道関係者、観光関係者に広く知られてはいないことが分かった。

流氷の蜃気楼は、珍しく幻想的な現象なので観光資源として活用できる可能性があ
る。特に「幻氷」と呼ばれる春の上位蜃気楼は、特段に人々の関心が高い。今後は、
蜃気楼の種別の違いを考慮した研究を進め、それぞれの気象学的な発生機構を解明し
たい。そして、より多くの人に流氷の蜃気楼についての興味を深めてもらいたい。

【参考・引用文献】

- 1) 菊地慶一, 2004: 幻氷, 幻氷-蜃気楼はお化け氷か, 流氷-白いオホーツクからの伝
言, 響文社, 49-52
- 2) 小樽市総合博物館, 2009: 蜃気楼の正体, 第 61 回特別展「蜃気楼の神秘を探る」図
録, 小樽市総合博物館, 12-16
- 3) 浜本康一, 藤本崇志, 安達正樹, 2000: 網走管内における幻氷, 札幌管区気象研究
会誌, 1999, 56-57
- 4) 気象庁: アメダス北海道地方(東部), <http://www.jma.go.jp/jp/amedas/203.html>
- 5) 第一管区海上保安本部海氷情報センター: 海氷速報, [http://www1.kaiho.mlit.go.jp/
KAN1/1center.html](http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN1/1center.html)
- 6) 穂積邦彦, 合地信生, 1985: 知床の気象, 知床博物館郷土学習シリーズ, 第 7 集

落雪による衝撃荷重と積雪硬度の関係について

Relationship between impulsive pressure due to falling snow and snow hardness

松下拓樹, 笠村繁幸*, 松澤勝, 中村浩, 上田真代

(独立行政法人土木研究所 寒地土木研究所)

(*現所属: 国土交通省東北地方整備局 青森河川国道事務所)

Hiroki Matsushita, Shigeyuki Kasamura, Masaru Matsuzawa,

Hiroshi Nakamura and Masayo Ueda

1. はじめに

落雪による衝撃荷重の把握は、道路案内標識等の道路施設や構造物などからの落雪による被害発生の可能性を検討する上で重要である。落雪による衝撃荷重について、密度の大きいしまり雪や氷化させた雪を用いた測定例^{1)~3)}はあるが、密度や硬度が小さい雪の測定例は少ない⁴⁾。そこで、自然積雪を用いて、密度や硬度の小さい雪を含めた落雪による衝撃荷重を把握するための実験を行った。また、実験結果から、落雪による衝撃荷重と関係のある硬度を用いた衝撃荷重の推定方法について検討した。

2. 実験方法

2. 1 実験の概要

実験は、札幌市南区定山溪（定山溪ダム流木処理場）で行った。実験に用いた雪は、場内に積もった自然雪を一辺 10~30 cm の立方体に切り出した雪塊である。雪塊を切り出した箇所の積雪に対して、密度、硬度、雪温の測定及び雪質の観察を行った。密度は 100cc 角型サンプラーを用いて測定し、硬度はフォースゲージ（AIKOH RX-2）のアタッチメント（直径 30mm）を積雪に貫入して測定した。実験は、2012 年 1 月 30 日と 3 月 3 日及び 7 日の 3 日間、2013 年 2 月 13~14 日と 3 月 7~8 日及び 14 日の 5 日間実施した。

2. 2 衝撃荷重の測定方法

落雪による衝撃荷重の測定は、雪塊を高さ 1~6m から自由落下させて、コンクリートの地面上に水平に設置した受圧装置（図 1）に衝突させて行った。この受圧装置は、2 枚の鉄板（厚さ 9 mm）の間に 3 台のロードセル（LCN-A1KN または A5KN）を設置したものである。この 3 台のロードセルによる測定値の合計値を衝撃力 F (N) とする。衝撃力の波形の一例を図 2 に示す。衝撃荷重 P ($N \cdot m^{-2}$) は、この波形から得られた衝撃力の極大値を雪塊が衝突した面積 S (m^2) で除した値とした。

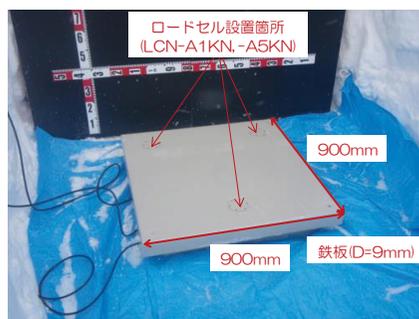


図 1 衝撃力測定の受圧装置

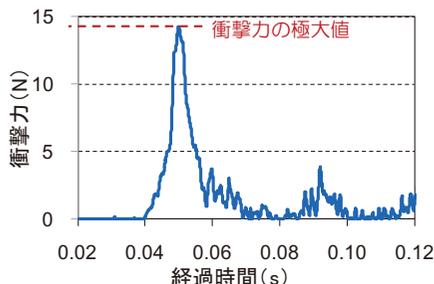


図 2 衝撃力の波形と極大値の例

3. 実験結果

3. 1 衝撃荷重の測定結果

実験に用いた雪塊の密度は $160 \sim 380 \text{ kg m}^{-3}$ 、硬度は $4 \sim 455 \text{ kN m}^{-2}$ 、雪質はこしまり雪、しまり雪、ざらめ雪の3種類、雪温は 0°C 以下である。図3は、雪の密度と衝撃荷重の関係である。図には、小竹ら(2001)¹⁾による氷化させた硬い雪塊、上石ら(2012)³⁾による高密度の雪や氷、川田(1983)⁴⁾による低密度の雪の測定結果も示す。小竹ら(2001)¹⁾は、一辺 10cm 、 20cm 、 30cm の立方体の雪塊を高さ $2.5 \sim 10.0\text{m}$ から自由落下させた。なお、上石ら(2012)³⁾と川田(1983)⁴⁾は、雪塊より小さな受圧板を用いた衝撃荷重の測定結果であり、本実験や小竹ら(2001)¹⁾と測定方法が異なる。

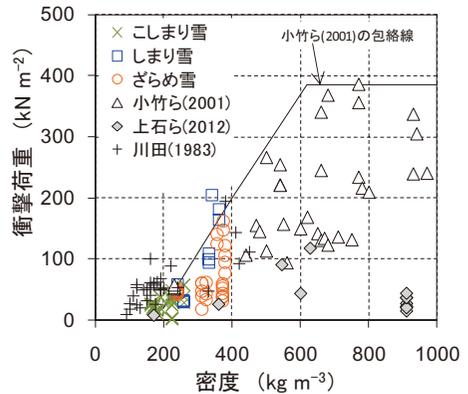


図3 衝撃荷重と雪塊の密度の関係

図3より、本実験の測定結果は、小竹ら(2001)¹⁾より密度が小さい 400 kg m^{-3} 以下の雪の衝撃荷重を示し、おおむね小竹ら(2001)¹⁾による包絡線以下の値である。よって、落下高が 10m 以下の場合において、雪の密度が分かれば図3から落雪による衝撃荷重の最大値を把握できると考えられる。しかし、衝撃荷重を定量的に求めるにはばらつきが大きく、密度以外の要素も衝撃荷重に関与していると考えられる。

そこで、図4に、衝撃荷重と落下高、雪塊の質量及び一辺の長さとの関係を示す。いずれの関係においても、衝撃荷重の最大値を把握できる可能性があるが、雪質ごと

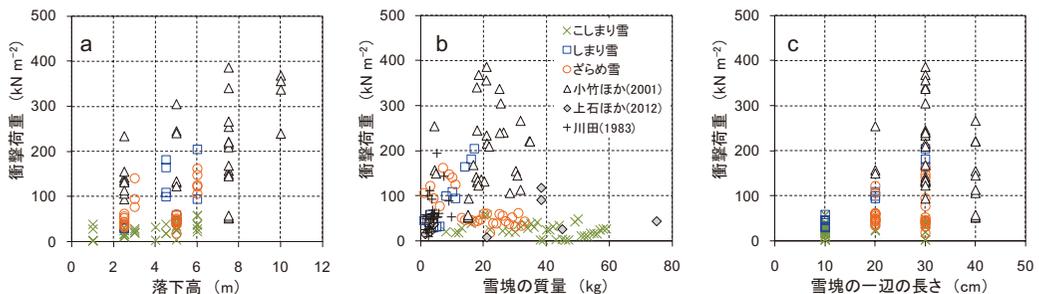


図4 衝撃荷重と(a)落下高、(b)雪塊の質量、(c)雪塊の一辺の長さとの関係。

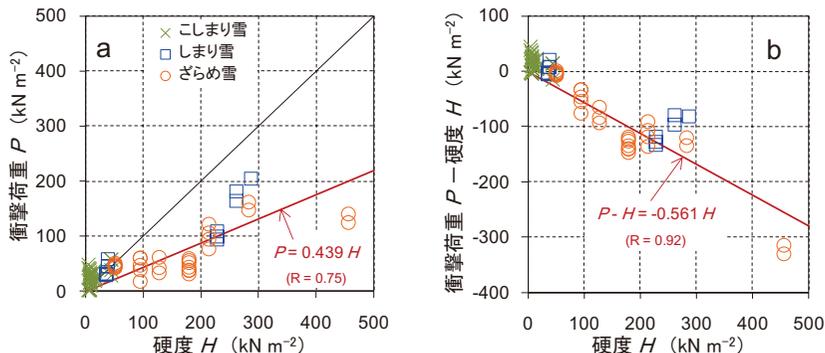


図5 雪塊の硬度と(a)衝撃荷重、(b)衝撃荷重と硬度の差との関係。

赤実線は回帰式、Rは相関係数。

にこれらの関係を求める必要があるなど、一つの要素だけで衝撃荷重を求めることは難しいといえる。そこで、雪質を代表する指標として硬度に着目した。衝撃荷重と雪塊の硬度との関係を図 5a に示す。衝撃荷重と硬度の間には、密度や質量との関係ではみられない、雪質に依存しない直線的な関係がみられる。また、衝撃荷重と硬度の差をとって硬度との関係(図 5b)をみると、両者の関係は図 5a よりも明確となった。ただし、こしまり雪だけをみると、硬度が小さく衝撃荷重との対応が不明瞭である。本実験で測定した雪塊の硬度は、フォースゲージを積雪に貫入した測定値であり、雪の圧縮破壊抵抗が寄与している⁵⁾。そのため、衝突によって雪が破壊したときの衝撃荷重と硬度との間に関係がみられたと考えられる。

3. 2 衝撃荷重の推定方法の検討

図 5a の衝撃荷重と硬度の関係を使って、落雪による衝撃荷重の推定を試みる。図 5a に、硬度 H (kN m^{-2})を説明変数、衝撃荷重 P (kN m^{-2})を目的変数、 y 切片を 0 として求めた回帰式(式(1))を示す。式(1)によると、雪の硬度の約 44%がその落下による衝撃荷重に寄与するといえる。

$$P = 0.439 H \quad \dots(1)$$

図 6 は、式(1)から推定した衝撃荷重と測定値を比較した結果である。衝撃荷重の推定値と測定値は、ほぼ等値線近くに分布し、両者の相関係数 R は 0.84 である。よって、密度 400 kg m^{-3} 以下の雪を使った本実験結果より、硬度を用いることで、落雪による衝撃荷重を雪質や落下高に関わらず推定できると考えられる。

ところで、雪の硬度 H (kN m^{-2})と密度 ρ (kg m^{-3})の関係式(式(2))が、竹内ら(2001)⁶⁾によって得られている。式(2)は、乾いたしまり雪とこしまり雪に対する関係式であるが、この式を活用することによって、雪の密度から落雪による衝撃荷重を推定できる。

$$H = 1.31 \times 10^{-8} \rho^4 \quad \dots(2)$$

図 7 は、本実験で用いた雪塊の密度と硬度の関係で、式(2)との対応がよい。そこで、式(2)より、密度 ρ の測定値から硬度 H を推定し、これを式(1)に代入することで落雪による衝撃荷重を推定した。図 8 が、この方法で推定した衝撃荷重と測定値の比較であ

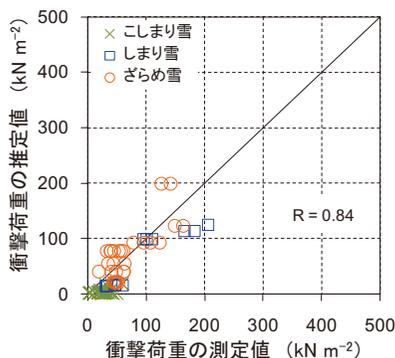


図 6 衝撃荷重の推定値と測定値の比較。推定値は式(1)より求めた値。R は相関係数。

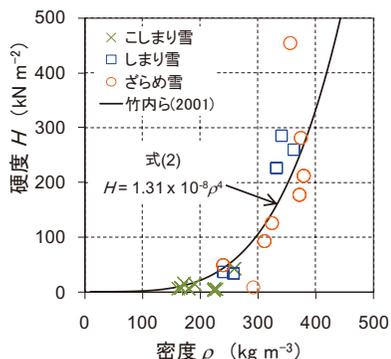


図 7 雪塊の密度と硬度の関係。曲線は竹内ら(2001)による式(2)。

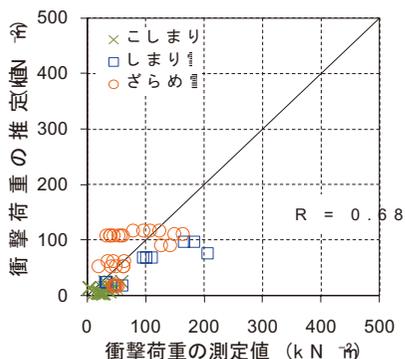


図 8 衝撃荷重の推定値と測定値の比較。推定値は式(1)と式(2)により求めた値。

る。図 6 に比べて全体のばらつきが大きく、相関係数 R は 0.68 となった。今回の実験では、落雪による衝撃荷重の推定において、硬度の測定値を用いる方がよいといえる。

4. 考察

雪の衝撃荷重と硬度との関係は、これまでも指摘されている^{2),4),7)}。例えば、川田(1983)⁴⁾は密度 $90\sim 450\text{ kg m}^{-3}$ の雪塊を用いて実験を行い、硬度の大きい雪の衝撃荷重は硬度に近い値をとるが、硬度の小さい雪の衝撃荷重は密度に関係することを示した。このことは、硬度の大小により衝撃荷重の推定方法を分けて検討する必要性を示唆している。また、横澤ら(2005)²⁾の密度 300 kg m^{-3} 以上のざらめ雪を用いた実験によると、雪塊の表面硬度によって雪塊の破壊や飛散の状況が異なり、表面硬度が大きいと衝撃荷重が大きく受圧板に作用する時間(衝突時間)が長くなる。硬度が大きい雪塊を剛体とみなす場合、衝撃荷重への衝突時間の寄与を考慮した力積の概念が重要となる。

以上のように、落雪による衝撃荷重と硬度の関係が指摘されているが、硬度を用いた衝撃荷重の推定方法はまだ得られていない。本実験では、密度 400 kg m^{-3} 以下の雪を落下させたときの衝撃荷重の推定方法として、硬度のみを用いた関係式を提示した。今後は、雪塊の破壊形態や衝突時間なども考慮して衝撃荷重の推定方法を検討する。

5. おわりに

密度や硬度の小さい雪を含めた落雪による衝撃荷重を把握するための実験を行った。その結果、落雪による衝撃荷重は雪の硬度と関係があり、雪の硬度を用いることで雪質や落下高に依存せず衝撃荷重を推定できる可能性を示した。雪塊の衝突時の破壊形態や衝突時間なども考慮した推定方法の検討は、今後の課題である。

謝辞

実験の実施にあたり、北海道開発局札幌開発建設部豊平川ダム統合管理事務所及び定山溪ダム管理支所の関係各位のご協力に対し、ここに記して感謝申し上げる。

【参考・引用文献】

- 1) 小竹達也, 苔米地司, 西川薫, 2001: 屋根上積雪の落雪による衝撃荷重に関する一考察, *日本建築学会構造系論文集*, **543**, 31-36.
- 2) 横澤直幸, 諏訪宗行, 相茶日出海, 細川和彦, 苔米地司, 2005: 雪氷塊の落下衝撃荷重について その 2, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 37-38.
- 3) 上石勲, 佐藤威, 本吉弘岐, 平島寛行, 安達聖, 山口悟, 佐藤篤司, 石坂雅昭, 西田陽一, 橋立広隆, 大宮哲, 2012: 雪氷塊の落下衝撃実験, *寒地技術論文・報告集*, **28**, 188-191.
- 4) 川田邦夫, 1983: 小さな円形受圧板に対する雪塊の衝撃力, *雪氷*, **45**, 65-72.
- 5) 佐藤威, 阿部修, 小杉健二, 納口恭明, 2002: 携帯式荷重測定器による積雪硬度の測定と木下式硬度計との比較, *雪氷*, **64**, 87-95.
- 6) 竹内由香里, 納口恭明, 河島克久, 和泉薫, 2001: デジタル式荷重測定器を利用した積雪の硬度測定, *雪氷*, **63**, 441-449.
- 7) 庄司敦, 和泉薫, 河島克久, 伊豫部勉, 2004: 高密度雪塊の衝撃力特性に関する研究, *寒地技術論文・報告集*, **20**, 268-273.

単純形状をした建築部材への着雪性状に関する実験的研究 - 雪粒子の部材への衝突率と着雪率について - Experimental study on snow accretion characteristics for simple-shaped members of buildings - Collision and accretion probability of snow particle -

千葉隆弘, 苫米地司 (北海道工業大学), 田畑侑一, 大塚清敏 ((株)大林組技術研究所)
 佐藤研吾, 佐藤威, 望月重人 ((独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)
 Takahiro Chiba, Tsukasa Tomabechi, Yuichi Tabata, Kiyotoshi Otsuka,
 Kengo Sato, Takeshi Sato and Shigeto Mochizuki

1. はじめに

吹雪が頻発する積雪寒冷地域の建築物では、その外壁面や露出している部材の一部などに着雪が発生する。高所で着雪が発生した場合は、雪氷塊の落下による危険が懸念される。このような危険性は、降積雪が少ないものの高層建築物が数多く存在している関東地方でも見受けられ、設計段階から着雪箇所を予測し、雪氷塊落下のリスクを回避しようとするのが求められるようになってきた。しかし、着雪に関する知見の蓄積は進んでおらず、その予測手法の構築には至っていないのが現状である。

筆者らは、風洞施設を用いた着雪実験を行い、単純形状をした部材への着雪特性に関する基礎データを蓄積してきた^{1), 2)}。本研究では、建築物における着雪状況の定量的な予測手法を構築することを目的に、着雪実験により雪粒子の部材への衝突状況を撮影し、その映像から雪粒子の衝突率および着雪率を検討した。

2. 実験方法

実験シリーズを表1に示す。表のように、本研究では、平板部材を対象に、着雪実験を行った。平板試験体は、厚さ9mmの合板に厚さ3mmのアルミ板を貼り付けて作製した。試験体の幅は、 $W=100\text{mm}$ および $W=300\text{mm}$ の2種類とし、長さはいずれも800mmとした。 $W=100\text{mm}$ の場合は、傾斜角 $\theta=0^\circ$ とし、風速を $V=5.0\text{m/s}$ 、 7.0m/s 、および 9.0m/s と変化させ、風速と着雪状況との関係に着目した実験を行った。 $W=300\text{mm}$ の場合は、風速を $V=9.0\text{m/s}$ と一定とし、傾斜角を $\theta=0^\circ$ 、 15° 、および 30° と変化させた。

着雪実験は、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄支所が所有する風洞施設で行った。実験方法を図1に示す。図のように、実験に用いた人工雪は、当施設の降雪装置A（樹枝状結晶）で作成したものとし、風路風上側の上部に設置した回転ブラシによって風路内部に供給した。同時に、風路内部で水道

表1 実験シリーズ

風速	$V=5\text{m/s}$	$V=7\text{m/s}$	$V=9\text{m/s}$	$V=9\text{m/s}$	$V=9\text{m/s}$	$V=9\text{m/s}$
傾斜角	$\theta=0^\circ$	$\theta=0^\circ$	$\theta=0^\circ$	$\theta=0^\circ$	$\theta=15^\circ$	$\theta=30^\circ$
試験体	$W=100\text{mm}$	$W=100\text{mm}$	$W=100\text{mm}$	$W=300\text{mm}$	$W=300\text{mm}$	$W=300\text{mm}$

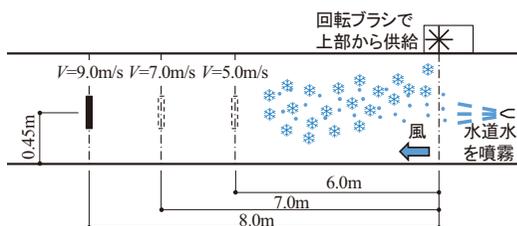


図1 実験方法

水を噴霧し、試験体へ着雪しやすい条件を再現した。なお、風路内部の温度は -3°C とした。試験体の設置位置は、風速によって雪粒子の流線が異なり、風速の低下に伴い流線の傾斜が大きくなることから、試験体の傾斜角 $\theta=0^{\circ}$ の場合において雪粒子の流線が試験体と垂直になるような位置とした。その結果、 $V=9.0\text{m/s}$ が人工雪の供給位置から風下側に 8.0m 、 $V=7.0\text{m/s}$ の場合が 7.0m 、 $V=5.0\text{m/s}$ の場合が 6.0m となった。なお、試験体の設置高さは、いずれの風速においても、風路底面から試験体中央高さまでを 0.45m とした。実験時間は 10 分間とし、着雪初期における雪粒子の衝突状況をデジタルカメラ (1/1200 秒モード) で撮影するとともに、10 分後の着雪深さを測定した。また、実験前に試験体の中央高さの位置において 1 分間、ネット式吹雪計を用いて風速ごとに飛雪流量を測定した。その結果を図 2 に示す。図のように、風速の増加に伴い飛雪流量が増加する関係がみられた。一方、飛雪流量を風速で除した飛雪空間濃度をみると、いずれの風速においても概ね同様の値となり、人工雪の供給状況は、安定していたと言える。

試験体の設置状況を写真 1 に示す。写真のように、風路上面からレーザーシートを照射して雪粒子の試験体への衝突状況を撮影した。このように撮影した映像を用い、試験体の高さ方向で 5 等分した区間のそれぞれで 5 秒間雪粒子の衝突個数を集計し、それらの衝突個数を用いて衝突率および着雪率を検討した。

3. 実験結果

3.1 雪粒子の衝突個数と衝突率

区間ごとに集計した各試験体における雪粒子の 1 秒間あたりの衝突個数を図 3 に示す。なお、 $W=100\text{mm}$ の区間幅は 20mm 、 $W=300\text{mm}$ の区間幅は 60mm である。図のように、 $W=100\text{mm}$ の場合をみると、いずれの風速においても、試験体高さ中央付近の衝突個数が多く、試験体両端が少なくなる傾向を示した。 $W=300\text{mm}$ の場合をみると、 $\theta=0^{\circ}$ は $W=100\text{mm}$ と同様の傾向を示

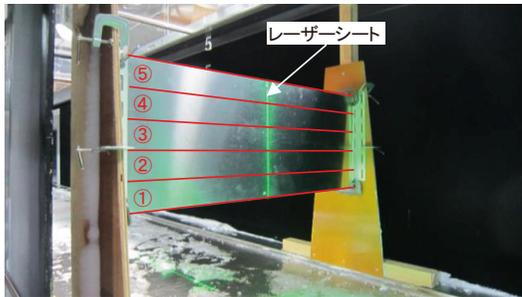


写真 1 試験体の設置状況

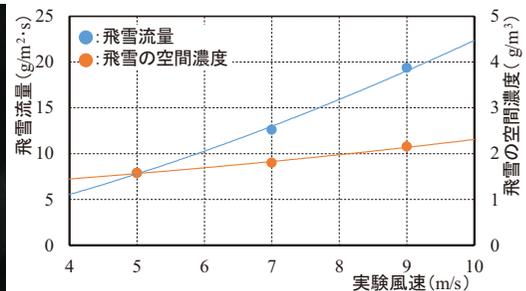


図 2 飛雪流量と飛雪空間濃度

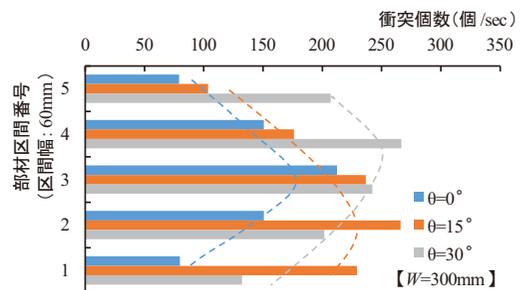
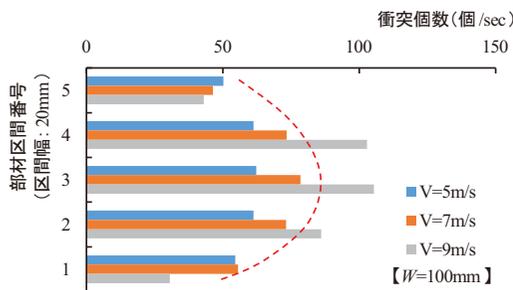


図 3 各試験体における雪粒子の衝突個数

すが、 θ の増加に伴い衝突個数が増加する傾向を示した。傾斜角ごとにみると、 $\theta=15^\circ$ の場合は試験体下方の衝突個数が多くなり、 $\theta=30^\circ$ の場合は試験体上方の衝突個数が多くなる傾向を示す。このように、 $\theta=0^\circ$ の場合は、試験体両端で衝突個数が減少し、 θ の増加に伴い衝突個数が多くなる区間が変化するようになる。

ここで、 $W=100\text{mm}$ の試験体における中央高さ付近の雪粒子の流線をみると、試験体近傍の流れ場に依存せず、風の進行方向に従って雪粒子が部材に対して垂直に衝突していた。本研究ではこのような状況を考慮し、 $W=100\text{mm}$ における中央高さ付近の雪粒子の衝突率が 100%であると仮定し、実験前に測定した各風速の飛雪流量を集計した衝突個数で除することによって雪粒子 1 個あたりの重量を算定した。算定した重量は約 $6.3 \times 10^{-6}\text{g}$ となり、雪粒子が密度 900kg/m^3 の氷の球体だとするとその直径は 0.25mm となる。この重量に各区間で得られた衝突個数を乗じ、先に示した飛雪流量で除することによって、区間ごとに雪粒子の衝突率を算定した。その結果を図 4 に示す。図のように、 $W=100\text{mm}$ の場合をみると、試験体の中央高さ近傍を衝突率 1.0 とすると、試験体両端の衝突率は $0.3 \sim 0.8$ であり、風速の増加に伴い衝突率が減少する関係がみられる。 $W=300\text{mm}$ で $\theta=0^\circ$ の場合をみると、衝突率の分布は、 $W=100\text{mm}$ に近似するものの、その値は $0.3 \sim 0.7$ であり、 $W=100\text{mm}$ に比べて小さくなる。これは、試験体風上側で雪粒子の流線が剥離するため、試験体へ衝突する雪粒子が減少したものと考えられる。一方、 $\theta=15^\circ$ の場合をみると、 $\theta=0^\circ$ に比べて衝突率が増加し、傾斜角の増加に伴い雪粒子が衝突し易くなることわかる。

3.2 雪粒子の着雪率

先に示した雪粒子の衝突率と 10 分間の着雪実験後に得られた各試験体の着雪深さをを用いて着雪率を算定した。具体的には、各部材区間で求めた衝突した雪粒子の重量を着雪の密度で除することによって着雪率 100% の深さを算定し、測定した着雪深さを着雪率 100% の深さで除す

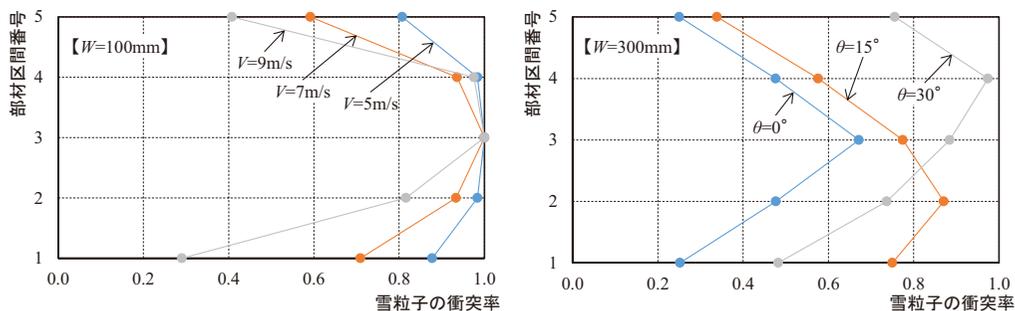


図 4 各試験体における雪粒子の衝突率

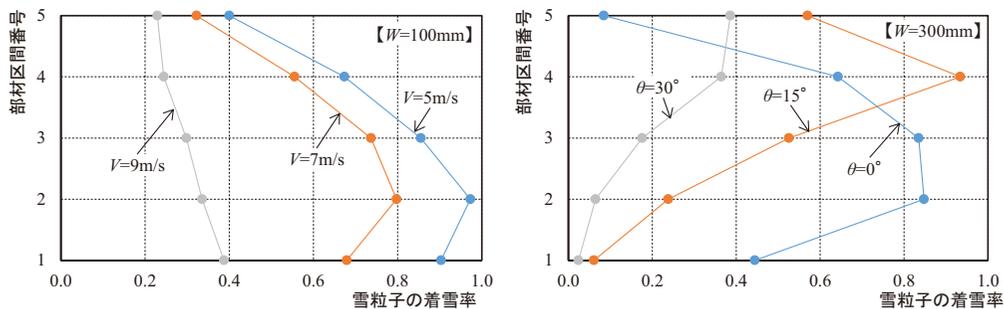


図 5 各試験体における雪粒子の着雪率

ると着雪率が得られる。なお、本実験では、着雪の密度を測定しなかったため、平成 23 年度の着雪実験で得られた密度 ($W=100\text{mm}$: 310kg/m^3 , $W=300\text{mm}$: 230kg/m^3) を用いた。ここで、着雪率を算定した結果を図 5 に示す。図のように、 $W=100\text{mm}$ の場合をみると、重力の影響で試験体下側の着雪率が高い傾向を示すものの、風速の増加に伴い着雪率が低下する関係がみられる。 $W=300\text{mm}$ の場合をみると、 $\theta=0^\circ$ では、 $W=100\text{mm}$ に比べて着雪率が高くなる。また、傾斜角の増加に伴い気流のよどみ領域の着雪率が高くなる傾向を示すとともに、試験体下側の着雪率が極端に小さくなる。このような状況をみると、雪粒子の衝突速度と角度が着雪率に影響を及ぼしていると考えられる。

ここで、撮影した映像を用いて PIV により雪粒子の速度 V_s と角度 θ_s を求めた。なお、試験体近傍では、雪粒子が衝突した際の跳ね返り等が大きく影響し、 V_s と θ_s が適正に測定することが困難な状況であったことから、試験体表面から風上に向かって $20\sim 50\text{mm}$ の範囲で得られた V_s と θ_s を雪粒子の衝突速度および角度として捉えた。ここで、雪粒子の衝突角度別に示した衝突速度 V_s と着雪率 P_s との関係を図 6 に示す。なお、 V_s と θ_s は各部材区間で値を平均した。また、 θ_s は試験体と垂直方向を 0° の軸とし、値を絶対値とした。図のように、 V_s の増加に伴い着雪率が低下する関係がみられると同時に、 θ_s の増加に伴い着雪率が低下する関係がみられる。ここで、 V_s および θ_s を説明変数、着雪率を目的変数として重回帰分析を行った結果、 $P_s = -0.1326V_s - 0.0147\theta_s + 1.2475$ という重回帰式を得ることができた。決定係数は $R^2 = 0.65$ であることから比較的相関が高く、標準偏回帰係数は V_s が -0.545 、 θ_s が -0.539 であり、これらの指標が着雪率に及ぼす影響はほぼ均等である。このように、雪粒子の衝突速度および角度が着雪率に大きく影響を及ぼすことが明らかとなった。

4. まとめ

本研究では、建築物における単純形状をした部材の着雪性状に関する基礎資料を蓄積することを目的に、風洞施設を用いた着雪実験を行い、雪粒子の部材への衝突状況を撮影するとともに、着雪深さを測定した。実験で得られた結果を用いて雪粒子の部材への衝突率および着雪率を検討した。その結果、雪粒子の衝突率は、部材幅の増加に伴い低下するとともに、部材の傾斜角の増加に伴い増加することが明らかとなった。雪粒子の着雪率は、その速度と角度の増加に伴い低下することが明らかとなった。

今後は、部材の大きさと雪粒子の衝突率との関係、および雪粒子の含水率が着雪率に及ぼす影響を明らかにする必要がある。

【参考文献】

- 1) 苫米地司, 千葉隆弘, 佐藤威, 堤拓哉, 高橋徹, 伊東敏幸, 2011: 構造部材への着雪性状に関する基礎的研究—屋外観測と風洞実験による部材形状と着雪性状との関係について—, 日本建築学会構造系論文集, Vol.76, No.659, 45-52.
- 2) 千葉隆弘, 苫米地司, 田畑佑一, 大塚清敏, 佐藤研吾, 佐藤威, 望月重人, 2012: 単純形状をした建築部材への着雪性状に関する実験的研究, 北海道の雪氷, No.31, 191-194.

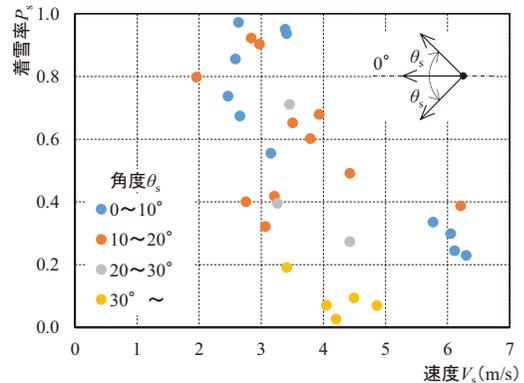


図 6 雪粒子の速度と着雪率との関係

豪雪時の軒損傷対策に関する考察

Consideration Concerning Damage of Eaves at Heavy Snow

伊東敏幸 (北海道工業大学), 苫米地司 (北海道工業大学)
ITO Toshiyuki, TOMABECHI Tsukasa

1. はじめに

2011 年度冬期の空知地区は記録的な豪雪であり, 平年よりも低温であったことも作用して屋根雪の積雪量が多大となり, 写真 1 に示すような屋根の軒部損傷が多く発生した¹⁾. この豪雪時における屋根雪の積雪状態を基に, 軒部が損傷する要因を整理すると, 屋根雪が地上積雪と連結した状態で地上積雪が沈降することによる損傷, 緩勾配屋根のために屋根雪が滑落せずに軒部に大きな巻垂れを形成することによる損傷, あるいは巨大な雪庇が形成されることによる損傷が主な要因となっている.

本研究では, 豪雪時においても軒部が損傷しないような屋根の構工法を検討することを目的とし, 2011 年度冬期の屋根上積雪状態に対応した軒部材への荷重モデルを設定し, その荷重モデルを用いて部材応力を算定した.

2. 屋根上積雪状態の分類

豪雪時における屋根雪状態の調査結果¹⁾を基に, 屋根雪が多量積雪する状態を分類すると, 屋根形状と大きく関わって次の 5 種類となる.

- ①均等積雪の勾配屋根: 弱風で多量降雪した後の状態であり, 軒部やケラバ部に巻垂れや雪庇が形成されていないので, 屋根面上の積雪荷重のみで応力算定できる.
- ②巻垂れのある緩勾配屋根: 緩勾配および屋根材の劣化によって屋根雪が微速滑動することで軒部に巻垂れが形成される. 巻垂れの荷重モデルの検討が必要である.
- ③雪庇のある屋根: M形屋根やフラット屋根あるいは勾配屋根のケラバ部に屋根上吹雪によって雪庇が形成される. 雪庇の荷重モデルを検討する必要がある.
- ④氷板化積雪がせり出した屋根: 緩勾配屋根において長期間の融解凍結作用によって氷板化した屋根雪が軒先にせり出す状態になると軒先に過大荷重が作用する.
- ⑤屋根雪が地上積雪と連結した屋根: 1 階屋根と地上積雪が連結した状態になると, 融雪期の地上積雪沈降による荷重が軒先に作用する.

以上のような 5 種類の積雪状態に対応した積雪荷重の作用モデルを考慮して軒部材の応力算定を行うこととした.

3. 軒部材の応力算定の結果

軒部の積雪荷重を負担する野地タル木の木材強度は, 表 1 のように規定されている.



写真 1 豪雪後における軒部損傷の事例

表 1 構造用木材の強度

木材の強度 (国交省告示 1452 号より)、(曲げ強度は並列材の割増なしの値)						
えぞまつ、とどまつ	曲げ強度(N/mm ²)			せん断強度(N/mm ²)		
	長期許容	短期許容	材料強度	長期許容	短期許容	材料強度
JAS 甲種 1 級	12.5	22.8	34.2	0.66	1.2	1.8
JAS 甲種 2 級	10.3	18.8	28.2			
無等級	8.1	14.8	22.2			

表 2 軒部材の応力算定結果 1

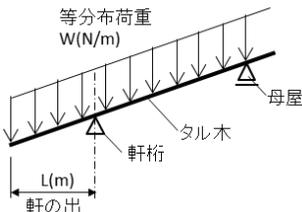
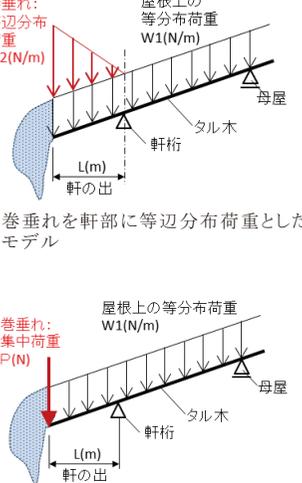
	積雪事例写真	荷重モデル	曲げ応力度・せん断応力度
均等積雪の勾配屋根		 <p>垂直積雪深 S(m)、雪密度 D(kg/m³) タル木間隔 p(m) のとき、</p> <p>1) タル木 1 本に作用する等分布荷重: $W(N/m) = 9.8 \cdot D \cdot S \cdot p$ 2) タル木の最大曲げ応力(軒桁位置): $M(N \cdot m) = w \cdot L \cdot L/2$ 3) タル木の最大せん断応力(軒桁位置): $Q(N) = w \cdot L$</p>	<ul style="list-style-type: none"> ● 左上写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 70 cm, 雪密度 300 kg/m³ ・軒の出 50 cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm $w=926.1 N/m$ $M=115.8 N \cdot m$ → 曲げ応力度 $\sigma=7.6 N/mm^2$ $Q=463.1 N$ → せん断応力度 $\tau=0.4 N/mm^2$ ● 同条件で積雪深 1m のとき <ul style="list-style-type: none"> $M=165.4 N \cdot m$ → 曲げ応力度 $\sigma=10.9 N/mm^2$ $Q=661.5 N$ → せん断応力度 $\tau=0.5 N/mm^2$ ● 同条件で積雪深 1.5m のとき <ul style="list-style-type: none"> $M=248.1 N \cdot m$ → 曲げ応力度 $\sigma=16.3 N/mm^2$ $Q=992.3 N$ → せん断応力度 $\tau=0.8 N/mm^2$
巻垂れがある緩勾配屋根		 <p>① 巻垂れを軒部に等辺分布荷重としたモデル</p> <p>② 巻垂れを軒先に集中荷重としたモデル</p>	<ul style="list-style-type: none"> ● 左上写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 70 cm, 雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れの桁方向断面積 1.2 m² ・軒の出 40 cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm ① 巻垂れを等辺分布荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> $W1=926.1 N/m, W2=7938.1 N/m$ $M=497.4 N \cdot m$ → 曲げ応力度 $\sigma=32.8 N/mm^2$ $Q=1958.0 N$ → せん断応力度 $\tau=1.5 N/mm^2$ ② 巻垂れを集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> $W1=926.1 N/m, W2=1587.6 N/m$ $M=709.1 N \cdot m$ → 曲げ応力度 $\sigma=46.7 N/mm^2$ $Q=1958.0 N$ → せん断応力度 $\tau=1.5 N/mm^2$ ● 左下写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 60 cm, 雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れの桁方向断面積 0.7 m² ・軒の出 45 cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm ① 巻垂れを等辺分布荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma=23.6 N/mm^2$ → せん断応力度 $\tau=1.0 N/mm^2$ ② 巻垂れを集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma=32.8 N/mm^2$ → せん断応力度 $\tau=1.0 N/mm^2$

表3 軒部材の応力算定結果2

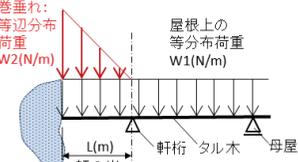
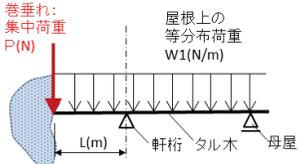
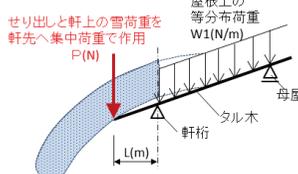
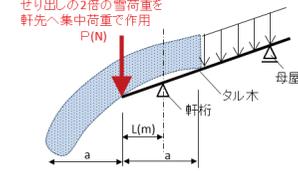
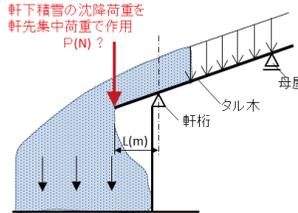
	積雪事例写真	荷重モデル	曲げ応力度・せん断応力度
雪庇のある屋根		<p>巻垂れ: 等辺分布荷重 $W2(N/m)$</p> <p>屋根上の等分布荷重 $W1(N/m)$</p>  <p>①巻垂れを軒部に等辺分布荷重としたモデル</p> <p>巻垂れ: 集中荷重 $P(N)$</p>  <p>②巻垂れを軒先に集中荷重としたモデル</p>	<ul style="list-style-type: none"> ●左上写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 60 cm, 雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れの桁方向断面積 0.9 m² ・軒の出 50 cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm ①巻垂れを等辺分布荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 32.7 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 1.2 \text{ N/mm}^2$ ②巻垂れを集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 45.8 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 1.2 \text{ N/mm}^2$ ●左下写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 80 cm, 雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れの桁方向断面積 1.4 m² ・軒の出 30 cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm ①巻垂れを等辺分布荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 27.6 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 1.7 \text{ N/mm}^2$ ②巻垂れを集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 39.8 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 1.7 \text{ N/mm}^2$
氷板化積雪がせり出した屋根	 <p>屋根面上に空洞あり</p> <p>軒が損傷した状態</p>	<p>せり出しと軒上の雪荷重を軒先へ集中荷重で作用 $P(N)$</p>  <p>①軒部積雪を軒先集中荷重としたモデル</p> <p>せり出しの2倍の雪荷重を軒先へ集中荷重で作用 $P(N)$</p>  <p>②せり出しの2倍を軒先集中荷重としたモデル</p>	<ul style="list-style-type: none"> ●左上写真におけるタル木の応力度 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 50 cm, 雪密度 450 kg/m³ ・せり出しの桁方向断面積 0.45 m² ・軒の出 45cm, タル木間隔 45 cm ・タル木断面 45×45 mm ①軒部積雪を軒先集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 26.5 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 0.7 \text{ N/mm}^2$ ②せり出しの2倍を軒先集中荷重としたモデル <ul style="list-style-type: none"> → 曲げ応力度 $\sigma = 53.0 \text{ N/mm}^2$ → せん断応力度 $\tau = 1.4 \text{ N/mm}^2$
地上積雪と連結した屋根雪	 <p>軒が損傷した状態</p>	<p>軒下積雪の沈降荷重を軒先集中荷重で作用 $P(N) ?$</p> 	<p>※この荷重モデルに関しては、既往研究を基に今後検討する！</p> <p>次期冬期に模擬屋根試験体を用いた応力測定を行い、軒部への応力影響の範囲を明らかにする予定である。</p>

表 4 積雪状態別にみた軒部材の曲げ応力度 σ の比較

均等積雪	巻垂れを伴う積雪	雪庇を伴う積雪	せり出しを伴う積雪
 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 70 cm ・雪密度 300 kg/m³ ・軒の出 50 cm $\sigma = 7.6 \text{ N/mm}^2$ ・積雪深 1m ならば $\sigma = 10.9 \text{ N/mm}^2$ ・積雪深 1.5m ならば $\sigma = 16.3 \text{ N/mm}^2$ 	 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 70 cm ・雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れ断面積 1.2 m² ・軒の出 40 cm ①巻垂れを等辺分布荷重としたモデル $\sigma = 32.8 \text{ N/mm}^2$ ②巻垂れを集中荷重としたモデル $\sigma = 46.7 \text{ N/mm}^2$ 	 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 60 cm ・雪密度 300 kg/m³ ・巻垂れ断面積 0.9 m² ・軒の出 50 cm ①巻垂れを等辺分布荷重としたモデル $\sigma = 27.6 \text{ N/mm}^2$ ②巻垂れを集中荷重としたモデル $\sigma = 39.8 \text{ N/mm}^2$ 	 <ul style="list-style-type: none"> ・積雪深 50 cm ・雪密度 450 kg/m³ ・せり出し断面積 0.45 m² ・軒の出 45 cm ①軒部積雪を軒先集中荷重としたモデル $\sigma = 26.5 \text{ N/mm}^2$ ②せり出しの 2 倍を軒先集中荷重としたモデル $\sigma = 53.0 \text{ N/mm}^2$

表のように無等級の木材における材料強度は、曲げ強度で 22.2 N/mm²せん断強度で 1.8 N/mm² であることから、以下に示す応力算定結果がこの値を超えると部材が破壊する可能性が高くなる。

前述した 5 種類の積雪状態別に野地タル木に作用する曲げ応力度 σ とせん断応力度 τ を算定した結果は表 2 および表 3 となる。なお、巻垂れ、雪庇および氷板化積雪のせり出しの状態においては荷重モデルを 2 通り設定して算定している。表に示すように、タル木のせん断応力度は材料強度 1.8 N/mm² を超える事例はみられないが、曲げ応力度においては均等積雪以外の状態で材料強度 22.2 N/mm² を超えている。

積雪状態別にみたタル木の曲げ応力度の一覧を表 4 に示す。屋根面上にのみ積雪する状態におけるタル木の曲げ応力度は材料強度よりも小さいことから、巻垂れや雪庇がない状態では積雪深 2 m 程度まで耐えられることになる。一方、巻垂れ及び雪庇を伴う積雪状態の曲げ応力度をみると、巻垂れや雪庇の積雪荷重を軒先に集中荷重で作用させるモデルは、軒部に等変分布荷重で作用させるモデルの 1.5 倍程度となり、何れも材料強度を超えていることから、実際の積雪層で生じる応力伝達に対応した荷重モデルを確立する必要がある。あるいは、巻垂れや雪庇を除去する建物管理手法を検討する必要がある。また、氷板化した屋根雪がせり出す状態における曲げ応力度は、極めて大きな曲げ応力度となることから、屋根雪除去等の適切な維持管理を行うことが不可欠になると考える。

以上のように、豪雪時の軒部損傷を防止するには、軒部構造材の強度を高めることと過大荷重を防止する適切な維持管理を施すことと言えるが、さらに軒部の構工法を改良することや非恒常的な豪雪時に対応した建物管理を併用することも有効であろう。

4. まとめ

豪雪時の積雪状態に対応した荷重モデルを用いた野地タル木の応力算定を行い、その結果を木材強度と比較し、豪雪後の軒部損傷を防止するための考察を行った。今後は、軒部材設計の適切な荷重モデル、木材の腐朽に伴う強度劣化、軒部の構工法および軒部への過大荷重を防ぐ建物管理手法について検討する予定である。

引用文献

- 1)伊東敏幸, 千葉隆弘, 前田憲太郎, 田沼吉伸, 苫米地司, 2012 : 2011 年度冬期における岩見沢および三笠の屋根上積雪状態, 北海道の雪氷, 31, 147-150

北海道豪雪過疎地域における

広域的除排雪ボランティアシステム構築に関する実践的研究(1)

—札幌発「雪はねボランティアツアー」の実践と課題— Practical Study on the Volunteer for Snow removal

中前千佳（一般社団法人北海道開発技術センター），小西信義（北海道大学大学院文学研究科），原文宏（一般社団法人北海道開発技術センター），堀翔太郎（北海道大学文学部）
Chika Nakamae, Nobuyoshi Konishi, Humihiro Hara, Shoutarou Hori

1. はじめに

近年，急激に進む少子高齢化や過疎化などによって，中山間地域や農村部といった地方では，定住人口の減少や地域経済の停滞などの厳しい現実と直面している．地方では，都市部に比べて地域における労働の担い手の減少が著しく，地域コミュニティの維持が難しくなってきた．特に，豪雪過疎地域では，急速な高齢化の進行により，住宅周りの除排雪を行う担い手が減少しており，冬期における除雪問題が深刻化している．そこで，このような豪雪過疎地域の除雪問題を解決するために，都市部に住んでいる学生や企業人を除雪ボランティアとして募り，地域の除雪のお手伝いを担ってもらうという，市町村を跨いだ広域的な除排雪ボランティアシステムの仕組みを構築することを目指して，平成 25 年冬期に札幌発着型の「雪はねボランティアツアー」を企画した．ツアーは，岩見沢・三笠・上富良野・倶知安の 4 地域計 6 回を実施し，持続可能なボランティアシステムを構築するための実践的研究を行った．本報告では，「雪はねボランティアツアー」の概要を報告する．



雪はねボランティアツアーのチラシ

2. ツアー企画・実施概要

① ツアーの実施主体

ツアーの企画・実施主体は，「ボランティア活動による広域交流イノベーション推進研究会」が行った．この研究会は都市部と地方部の広域的な交流による地域活性化を目指して，大学などの研究者，企業の CSR（社会的責任）活動に携わる担当者ら 20 人が集まり，平成 24 年 8 月に発足した任意団体である．研究会の事業費については，企業・団体，個人からの協賛金等によって確保している．

② ツアーの行き先

ツアーの行き先については，地域の行政機関や，地域住民の理解・協力が得られる場所で，かつ札幌からの日帰り圏内で地域を検討した結果，岩見沢市美流渡地区（2 月 3，16，23 日），上富良野町泉地区（2 月 9 日），三笠市弥生・幾春別地区（2 月 10 日），倶知安町琴和地区（3 月 10 日）の 4 地域とした．4 地域の概要は以下の表に示す（表 1）．

表1 地域の概要

場 所	概 要
岩見沢市美流渡地区	岩見沢市街から東に15km程の所に位置する人口約600人の旧産炭地域。年間積雪量が6mを越える豪雪地域である。市内全体の人口は約8.9万人、高齢化率は28.7%。
上富良野町泉地区	十勝岳連峰のふもとに位置している。年間降雪量は平坦部で1m、2月の平均気温は約-8℃。町の人口は約1.2万人、高齢化率は約26.6%、独居老人世帯は約440の地域である。
三笠市弥生地区	道内における官営採炭と鉄道のはじまりの地区。相次ぐ閉鉱により現在の市内全体の人口は1万人をきった。平成24年豪雪では、自衛隊の出動があった地域。高齢化率43.2%。
倶知安町琴和町内会	羊蹄山麓に位置するため北海道の地域の中でも非常に降雪量が多く、年間降雪量は10mを超え、毎年の最深積雪は2m前後となる。町の人口は約1.5万人、高齢化率は22.3%。

(人口・高齢化率等のデータは平成24年10月現在)

②参加者の募集方法・ツアー内容

除雪ボランティアの募集は、ツアー会社を介して一般参加者を募集することに加え、研究会メンバーであるCSRに取り組む民間企業を通じて参加を募った。また、本企画旅行に関する記事を新聞やWebサイト等で掲載して頂いたり、本企画を告知するfacebook等を立ち上げ、広く周知を図った。

ツアーでは、高齢者宅の玄関周りや窓を掘り起こす雪はねボランティアの作業だけでなく、それぞれの行き先ごとにテーマを設定した。岩見沢市美流渡では、「ボランティア&学び」というテーマで、地域医療の話や除雪に関する体力科学の話それぞれの専門家から学ぶ時間を設けたり、上富良野町のツアーでは「ボランティア&地域交流」というテーマで、雪はねボランティアの作業終了後に、地域の方々と一緒に地元食材を使った食事を取りながら交流できる機会を設けたり、ウィンターサーカスという地域のアートイベントを見学するなど、観光的な要素など様々な内容を盛り込んだ。また、倶知安町では、町内会で除雪ボランティアの組織が結成されているため、ツアー参加者と地元の除雪ボランティアの人達が一緒に雪はね作業を行い、作業後に食事を取りながら交流するという内容とした(表2)。

表2 ツアー実施の場所・日程・テーマ

ツアー名	行き先	日 程	参加費	テーマ	内 容
岩見沢市美流渡雪はねツアー	岩見沢市美流渡地区	2/2, 2/16, 2/23 8:30~19:30	1,500円	雪はね&学び	不思議な雪の魅力、雪はねにまつわる体力の話、地域医療の話等、雪にまつわる学びの機会を提供。
上富良野雪はねツアー	上富良野町泉地区	2/9 8:30~21:00	3,000円	雪はね&地域交流	雪はねのあとは、地域の人達と地元の美味しい食材を頂きながら、お話しする交流会を設定。
三笠市弥生雪はねツアー	三笠市弥生・幾春別地区	2/10 8:30~17:00	1,000円	がつつり雪はね	しっかり雪はねをした後に、ゆっくり温泉に入って、疲れを癒すコース。
倶知安雪はねツアー	倶知安町琴和町内会	3/10 8:00~17:30	1,000円	地元の人と一緒にゆきはね	地元の人たちと一緒に雪はねをした後に、地元の方によって頂いた料理と一緒に頂く内容。

③ツアー費用

バスツアーのバス運行費用については、企業・個人からの協賛金で賄い、参加者の昼食代、温泉入浴料、保険等の費用については、参加するボランティアに各自負担してもらい、ツアー全体の費用を賄った。

④除雪作業の事前準備

除雪作業を実施する場所は、独居老人世帯や障がい者世帯とし、役場や社会福祉協議会、

町内会等を通じて、予め場所の選定をして頂いた。

また、参加者には、安全に除雪作業に参加してもらうため、「除雪の10ヶ条」(出典：森田勲・須田力(2007)人力除雪学序説—めざせ雪かき名人—)を記載したパンフレットを事前に送付し、当日も持参してもらい、移動中のバス内で説明を行った。

⑤除雪ボランティアの実施

除雪作業の範囲・レベルについては、基本的に協力世帯で必要とされている作業とし、事故リスクが高い屋根の雪下ろし等については、作業の対象としなかった。除雪道具の準備及び、現地での事前説明(当日の注意事項や除雪作業に不慣れな参加者への道具の使い方など)については、ツアー事務局の担当者や現地の社会福祉協議会等が行い、作業開始前には準備体操からはじめ、安全な除排雪作業ができるよう配慮した。参加者は、玄関前の間口除雪や、雪に埋もれそうな窓前の除雪及び氷の除去作業などを行った。



写真1. 除雪作業の様子
(岩見沢)



写真4. 除雪作業の様子
(上富良野)



写真7. 除雪作業の様子
(三笠)



写真10. 除雪作業の様子
(倶知安)



写真2. 除雪作業の様子
(岩見沢)



写真5. 交流会の様子
(上富良野)



写真8. 地元の人との交流
の様子 (三笠)



写真11. 交流会の様子
(倶知安)



写真3. 学習交流会の
様子 (岩見沢)



写真6. アートイベントの
様子 (上富良野)



写真9. 集合写真
(三笠)



写真12. 温泉入浴の様子
(倶知安)

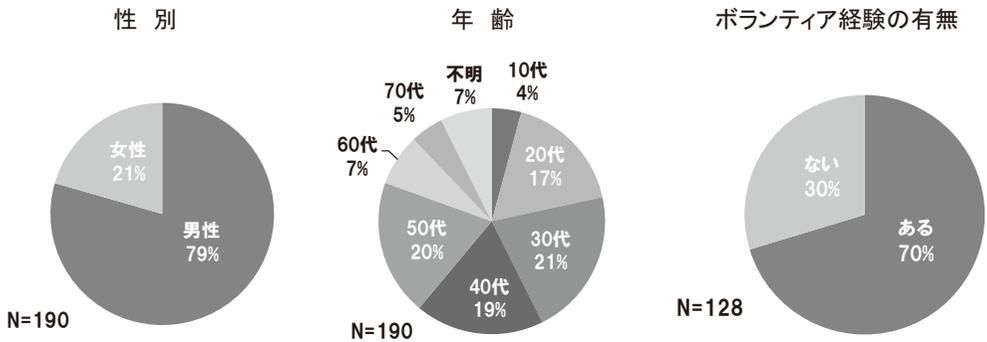
3. ツアー実施結果

①ツアーの参加状況

ツアーの全参加者(現地集合者も含む)は、190名の参加者(表3)があり、その内、男性が約8割、女性が約2割、20代以下、30代、40代、50代が約2割ずつを占め、残りは、60代以上が約1割という内訳であった。また、全参加者の内、2回以上参加した方は37名おり、リピーターの割合は全体の約2割となっていた。なお、参加者の内、約7割がなんらかのボランティアを経験したことのあるボランティア経験者であった。

表3 ツアーの参加者数

日程	2/2	2/9	2/10	2/16	2/23	3/10	合計
行き先	岩見沢市 美流渡①	上富良野 町泉町	三笠市弥 生地区	岩見沢市 美流渡②	岩見沢市 美流渡③	倶知安町	
参加者数	25名	20名	61名	27名	27名	30名	190名



②ボランティアツアーの印象について（アンケートの自由回答より）

参加者の方には、次年度以降の参考とするため、アンケートにご協力頂いた。ここではボランティアツアー運営面についてのアンケート自由回答の結果を一部紹介する。

除雪の作業時間については、「もう少し長い時間雪かきをしたかった（美流渡）」「雪はねの時間が短く、申し訳なかった（倶知安）」や「1泊2日コースの検討をして欲しい（5,000円くらいを希望）（上富良野）」など、除雪時間や滞在時間をもっと長くして欲しいという声が見られた。

地域の方との交流については、「もう少し地域の方との交流機会を増やして欲しい（美流渡）」「除雪をさせて頂いたお家の方にお礼を言いたかったので、紹介して欲しかった（上富良野）」「ボランティア先のお家の方について事前の情報があればもっと良かった（上富良野）」といった意見が見られた。

また、観光の可能性については、「地域のパンフレット等があれば、自分なりに地域のことを考え、今度は観光で来ると思う（三笠）」「観光コンテンツがなくても、今回のような歓迎をして頂けるとまた行きたくなる（倶知安）」といった意見が見られ、除雪ボランティアツアーがその地域に来訪者を増やす可能性が示された。また、「もっと効率よく体を使えるように（雪はねの）勉強がしたい（美流渡）」など、除雪の技術を学びたいという声も見られた。

4. 今後に向けて

アンケートの結果から、ツアー参加者はツアー内容について、除雪時間や滞在時間の増加だけでなく、地域の人との交流機会の増加を求めていることが分かった。また、ツアーをきっかけとして対象地域を知り、再訪の意図を導く可能性があることが分かった。今後は、ツアー参加者から頂いた意見や課題を踏まえ、ボランティアツアーの内容を改善し、道内各地の広域的なボランティアの仕組みを必要とする地域において、雪処理問題の解消に加え、地域の活性化につながるような様々なボランティアツアーを展開していく予定である。

北海道豪雪過疎地域における

広域的除排雪ボランティアシステム構築に関する実践的研究(2)

－ ボランティア活動におけるエンパワーメント・援助出費・継続意図－

Practical Study on the Volunteer for Snow removal

小西信義（北海道大学大学院文学研究科），中前千佳，原文宏（一般社団法人北海道開発技術センター），堀翔太郎（北海道大学文学部），佐藤浩輔，大沼進（北海道大学大学院文学研究科）

Nobuyoshi Konishi, Chika Nakamae, Humihiro Hara, Shoutarou Hori, Kosuke Sato,
Susumu Ohnuma

1. はじめに

除排雪の担い手の減少と高齢化は、寒冷過疎地域では切実な問題である。この問題に対し、例えば、新潟県の「越後雪かき道場」や山形県の「やまがた除雪志隊」、北海道上富良野町の「雪はね隊」などの実施例のように、住民による自助機能が低下した地域に、雪処理の担い手を地域外から調達する広域的除排雪ボランティアの取組が各地で展開されている。このような取組は、眼前の積雪を除去し、高齢者などの生活環境を改善するという点で一定の効果を果たしている。しかし、取組の持続可能性を問われれば、運営資金やボランティアの確保などさまざまな課題が山積している。

本研究では、持続可能な広域的除排雪ボランティアの構築に資するべく、ボランティアの人的確保の側面に焦点を当てる。安定的なボランティアの人的確保のためには、参加者の拡大だけでなく、継続的な参加も必要不可欠な要素である。これまでの援助行動研究では、ボランティア活動を通じたエンパワーメント¹⁾や援助成果²⁾の獲得が、ボランティア活動の継続性を高めると言われてきた。一方、援助に要する援助者の出費（金銭に限らない）は、活動の継続性を阻害する要因であると言われてきた。

エンパワーメントとは、活動に関与することで獲得される個人のコントロール感、あるいは影響感、自身の生活に対する決断力のことである。スキルや自信を得たり（有能感）、コミュニティなどに影響を及ぼしたり（有効感）、スキル獲得や周囲への影響を及ぼしたりする上で大きな援助となる人間関係のネットワーク（連帯感）の獲得で構成される。また、援助出費³⁾とは、援助するにあたっての種々の自己犠牲と言われており、具体的には「努力」「金銭」「危険」「時間」で構成される。

そこで、本報告では、上記の視点から、実際に広域的除排雪ボランティアに参加した人びとに対し質問紙調査を行い、ボランティア活動前後のエンパワーメントや援助成果、援助出費の変化を観察するとともに、「次も参加したい」と思う継続意図がどのような要因から影響を受けているのかを分析した途中経過を報告する。

2. 研究方法・手続き

調査は、2013年2月～3月における「雪はねボランティアツアー」内で行われた。このツアーは、岩見沢市美流渡地区（2月3日、16日、23日）、上富良野町泉地区（2月9

日), 三笠市弥生・幾春別地区 (2月10日), 倶知安町琴和地区 (3月10日) における除排雪が困難な世帯 (独居高齢者世帯など) の雪処理を公募ボランティアによって支援する, 札幌発着型の日帰りボランティアツアーのことである. 本研究における調査対象者は, ツアー参加者 (177名) のうち現地集合を除いた札幌市発着のバス利用者141名だった. 対象地域間の往路・復路のバス移動中に, 事前・事後の質問紙を配布・回収した. 回答率は, 事前で91.7%, 事後で91.5%であった.

本報告では, 複数回参加したことの効果を除くため, 初回参加のみの回答 (100名) を分析に用いた.

3. 質問紙の構成

事前・事後の質問紙では, エンパワーメントや援助成果, 援助出費などの除雪ボランティア活動への印象, 除雪ボランティア活動に関わる人への印象, 対象地域への印象について回答を求めた. 事前では除排雪の経験, ボランティア活動の経験, 性別・年齢などの回答者の基本属性を尋ねた. 事後の質問紙では, 今後のボランティア活動への継続意図, ボランティアツアー運営面への印象について回答を求めた.

除雪ボランティア活動への印象, 除雪ボランティア活動に関わる人への印象, 対象地域への印象は事前で「~だろう」, 事後で「~だった」というように, 活動を挟んで対の質問項目となっている. 上記の「印象」を尋ねる項目は, “そう思わない” ~ “そう思う” の5件法で回答させた.

特に, 本報告では事前および事後の除雪ボランティア活動への印象と事後の今後のボランティア活動への継続意図を中心に報告する.

4. 調査結果

(1) 回答者の基本属性

回答者の性別は男性が7割強で, 年代は20代から60代の世代が各々2割ほどであった (図1, 2).

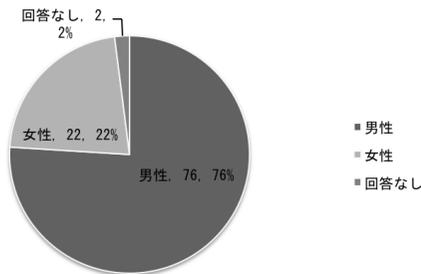


図1. 性別

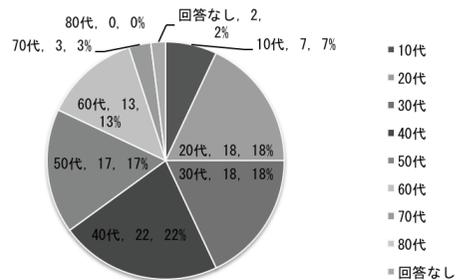


図2. 年齢

(2) エンパワーメントおよび援助成果

エンパワーメントおよび援助成果に関する分析は, 以下の変数を用いた (表1): 「成長感」 (除雪ボランティア活動を通じて自分自身が成長できた, などの4項目; 事前 $\alpha=.83$, 事後 $\alpha=.79$), 「サポートネットワークの拡張」 (困ったことがあれば, サポートや助力を求められるつながりができた, などの3項目; 事前 $\alpha=.82$, 事後 $\alpha=.79$), 「人

間関係の拡張」(新しい出会いがあり, 他のボランティアの人たちとの人間関係の輪が広がった, などの3項目; 事前 $\alpha=.88$, 事後 $\alpha=.90$), 「貢献感」(人や地域に貢献しようという気持ちが芽生えた, などの2項目; 事前 $\alpha=.75$, 事後 $\alpha=.83$), 「充足感」(除雪ボランティア活動を通じて気持ちの充足感を得ることができた, などの5項目; 事前 $\alpha=.84$, 事後 $\alpha=.87$), 「有能感」(自分にできることで, 困っている人の役に立つことができた, などの5項目; 事前 $\alpha=.88$, 事後 $\alpha=.87$) .

次に, 各変数における事前と事後の変化について t 検定(有意水準5%)を行ったところ, 充足感のみが有意に上昇し, サポートネットワークの拡張・貢献感は下降した. 成長感・有能感・人間関係の拡張については有意な変化は見られなかった.

表1. 事前・事後におけるエンパワーメントおよび援助成果の変化

変数	平均値 (標準偏差)		t 値
	事前	事後	
成長感	3.88 (0.79)	3.90 (0.73)	0.38
サポートネットワークの拡張	3.33 (0.82)	3.00 (0.82)	3.49***
人間関係の拡張	3.80 (0.81)	3.65 (0.90)	1.78
有能感	3.96 (0.74)	4.01 (0.70)	0.77
貢献感	3.84 (0.75)	3.64 (0.84)	2.58**
充足感	3.88 (0.70)	4.19 (0.64)	6.76***

*** $p<.001$, ** $p<.01$

(3) 援助出費

援助出費に関する8項目については, 見ず知らずの他者と共同作業をすることで気疲れするだろう, などの3項目のみを「共同作業による徒労感」(事前 $\alpha=.73$, 事後 $\alpha=.73$)の変数とし, それ以外の5項目は単独項目で変数として扱った(表2) .

次に, 各変数における事前と事後の変化について t 検定(有意水準5%)を行ったところ, 「時間」(他にやるべきことがあっても, 除雪ボランティア活動に費やす時間を優先したほうがよかった)が有意に上昇し, 「危険」(落雪や滑って転ぶなどの危険が自身に及ぶかもしれないと思った), 「努力」(除雪の技術を体得したりするのに努力した), 「金銭」(参加費が高かった), 「共同作業による徒労感」は有意に下降した. 「身体的疲労感」(除雪作業により肉体的に疲れた)に有意差は見られなかった.

表2. 事前・事後における援助出費の変化

変数	平均値 (標準偏差)		t 値
	事前	事後	
身体的疲労感	3.93 (1.27)	3.71 (1.25)	1.58
危険	3.29 (1.11)	2.76 (1.43)	3.61***
努力	3.48 (1.11)	2.93 (1.32)	3.64***
時間	2.47 (0.91)	3.15 (0.98)	5.85***
金銭	1.76 (0.85)	1.55 (0.88)	2.10*
共同作業による徒労感	2.55 (0.96)	2.03 (0.90)	5.41***

*** $p<.001$, * $p<.05$

(4) ボランティア継続意図

今後のボランティア継続意図に関しても, 次回もこの地域で, 除雪ボランティア活動に参加したい, などの4項目を「継続意図」の変数とした($\alpha=.89$) .

「継続意図」の平均値は 4.01 で、標準偏差は 0.74 だった。

(5) 継続意図の規定因

継続意図を従属変数とし、事後のエンパワメントおよび援助成果、援助出費を独立変数とした重回帰分析を行った(図 3)。その際、事前の影響を統制し、ステップワイズ法による変数選択を行った。

変数選択の結果、「充足感」「貢献感」「共同作業による徒労感」「身体的疲労感」が「継続意図」に影響を与えていた。「充足感」および「貢献感」は有意に正の影響を与えているが、「共同作業による徒労感」「身体的疲労感」は負の影響を与えた。つまり、活動そのものを楽しめたり、人や地域に貢献できたと思えば、継続意図を高めるが、共同作業による徒労感や身体的疲労感を感じれば継続意図を低下させた。

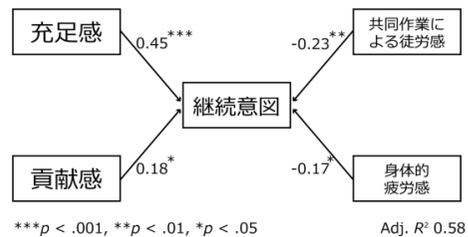


図 3. 継続意図の規定因

5. 結論と考察

本報告では、今後のボランティアの人的な持続可能性を検討するにあたり、ボランティアの継続性に影響を与えているエンパワメントおよび援助成果、援助出費の事前・事後の変化を観察し、継続意図の規定因を分析した。

エンパワメントおよび援助成果について、充足感が上昇したのは、雪かきという適度な運動と共同作業を一種のアクティビティとして純粋に楽しめたことからであろう。一方、下降したサポートネットワークの拡張・貢献感については、今後助力を与え合う関係性や人や地域に貢献しようという気持ちの高揚が、わずか一日の除排雪共同作業では獲得しにくいことを示唆している。また、有意な変化が見られなかった成長感・有能感については、事前でも高い値を示し、回答者にとって「期待通り」のエンパワメントおよび援助成果を獲得できたと言えるのかもしれない。しかし、人間関係の拡張については、下降傾向が見られる。

援助出費については、大半の項目において援助に費やすコスト感は下降したため、回答者が活動前に想定していたコスト感より、実際のコスト感は低かったと言える。

最後に、継続意図の規定因の分析から、取組の持続可能性における今後の課題を提示する。1) 充足感や貢献感を向上させるプログラム作りが有効だと考えられる。一方、2) 共同作業の気疲れや身体的疲労は、逆に次回の継続意図を阻害する規定因として考えられ、共同作業を安全かつ円滑に行えるかの事前講習や現場の諸問題を即座に解決できる「雪かきリーダー」の養成など、が今後の課題として挙げられるだろう。

参考文献

- 1) 前田洋枝ら, 2004: 環境ボランティアによる資源リサイクル活動とエンパワメントー参加者の有能感・連帯感・有効感の獲得と今後の活動意図ー, 廃棄物学会論文誌, 15, 5, 398-407.
- 2) 妹尾香織ら, 2003: 援助行動経験が援助者自身に与える効果ー地域で活動するボランティアに見られる援助効果ー, 社会心理学研究, 18, 2, 106-118.
- 3) 高木修, 1996: 人を助ける心, 東京, サイエンス社.

非火薬組成の破砕剤を除雪に活用する基礎検討

Basic examination which for snow removal utilizes the crush agent of non-gunpowder composition

中村隆一, 住田則行, 山崎貴志, 三浦豪 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)
Ryuichi Nakamura, Noriyuki Sumita, Takashi Yamazaki, Go Miura

1. はじめに

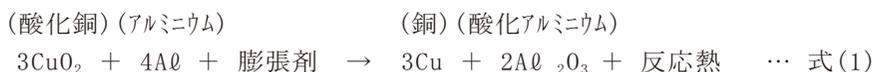
積雪寒冷地の冬期道路においては、雪崩災害を未然に防止するため、法面の雪底などの除排雪が行われているが、人力作業に頼るところが大きく、危険作業であるとともに費用も高額となっている。そのため、効率的で安全性の高い除排雪工法が望まれている。

本稿では、道路法面に形成される大規模な雪底除雪に活用することを目的に、岩盤やコンクリート構造物の解体処理に活用されている非火薬組成の破砕剤を自然積雪の雪中に配置し、発破時の破砕伝播圧の測定と破砕生成残渣の分析を行ったので報告する。

2. 発破試験

2. 1 非火薬組成破砕剤の特徴

非火薬組成の破砕剤（以下、「破砕剤」という。）は、岩盤やコンクリート構造物の解体処理に活用されている、酸化銅とアルミニウムを主成分とするテルミット反応を利用した薬剤であり、火薬類を使用していないことから、法による規制が少なく、低振動・低騒音の破砕を行えることが特徴である。以下に破砕剤の化学反応式の例を示す。



2. 2 試験概要

試験は、交通等による外的影響を受けていない自然積雪の雪中で破砕剤を発破した。表1及び以下に概要を示す。

試験日：平成25年2月12日（破砕生成残渣の採取）
平成25年2月25日～26日（破砕伝播圧の測定）
場 所：(独) 土木研究所 寒地土木研究所 石狩実験場内
破砕剤：市販品3種類

表1 試験項目

試験項目	種別	細別
破砕伝播圧の測定	単発発破(1本)	0.5m, 1.0m, 1.5m, 2.0m
	一斉発破(4本)	直列配置1.0m間隔, 千鳥配置1.0m間隔
破砕生成残渣の分析	重金属	カドミウム, シアン, 鉛, 有機リン, 六価クロム, 砒素, 総水銀, アルキル水銀, PCB, ホウ素, フッ素
	ダイオキシン類	ダイオキシン類
	化合物	酸化アルミニウム, アルミニウム, 溶解性アルミニウム, 銅, 酸化銅
	その他	pH, 硫酸イオン, 硝酸イオン

2. 3 試験方法

破砕伝播圧の測定は、破砕剤から一定の距離にロードセル 3 個を組み込んだ受圧板を配置し、発破時の圧力を計測した。破砕剤と受圧板の設置断面及び平面の概要を図 1～図 3 に示す。

また、雪中で発破した場合に生じる破砕生成残渣を分析した。分析用の検体は、雪中で発破した際の破砕影響部の雪を全量採取し、その雪を溶かしたものを各破砕剤毎 2 検体用意した。なお、各発破で破砕影響部の範囲が異なるため、検体の融雪量も各々異なる。検体の採取方法の概要を図 4 に示す。また、発破前後の影響を確認するため、自然積雪のままの雪（ブランク雪）についても分析した。

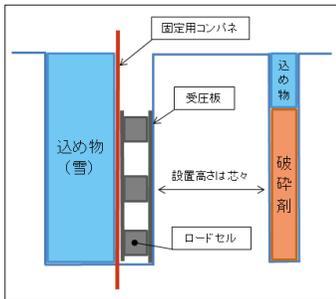


図 1 破砕剤と受圧板の設置断面図

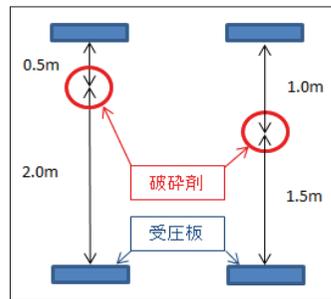


図 2 破砕剤と受圧板の設置平面図(単発)

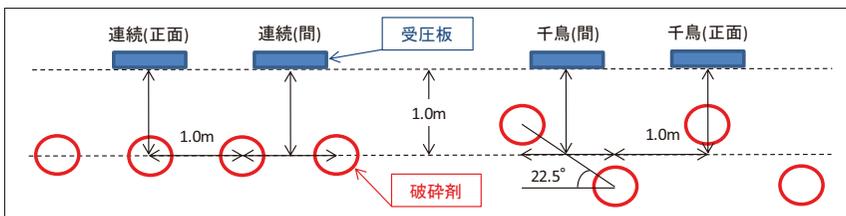


図 3 破砕剤と受圧板の設置平面図(連続)

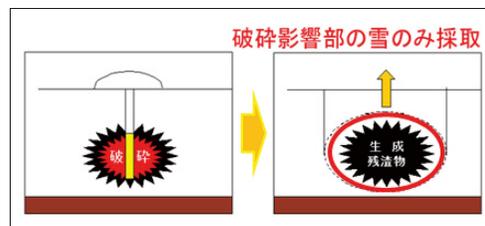


図 4 検体の採取方法

2. 4 試験結果

試験は、図 5 に示すとおり、積雪深 0～45cm ざらめ雪、45～130cm しまり雪、雪硬度の平均が約 80kN/m²、雪密度の平均が約 330kg/m³ の自然積雪で行った。破砕剤 A, B, C の 3 種類を雪中で発破し、破砕伝播圧を測定した。その結果、図 6 に示すように雪中で発破した場合、雪を破砕する効果があったのは破砕剤 A, B の 2 種類で、破砕伝播圧は図 7 に示すとおり破砕剤 A, B, C の順に大きく、破砕剤中心付近の雪の破砕量が多かった。

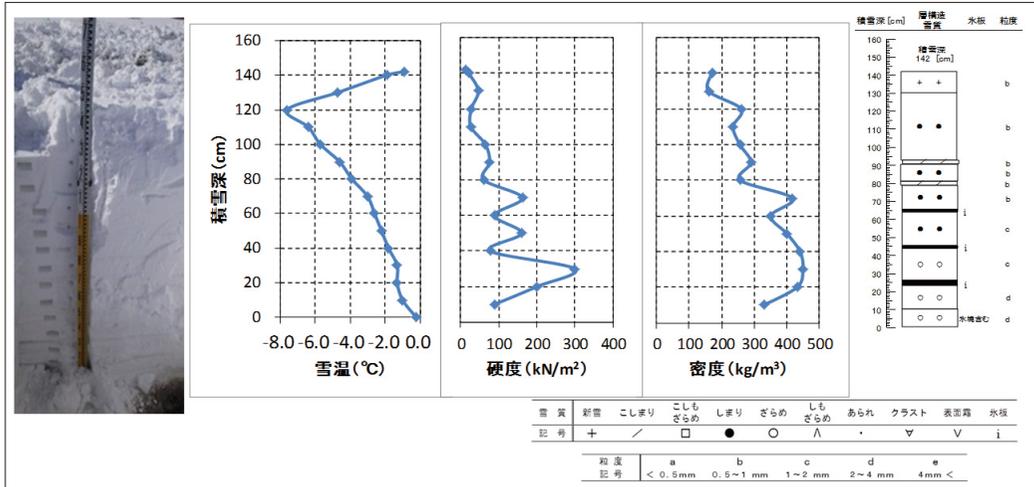


図5 自然積雪の計測結果

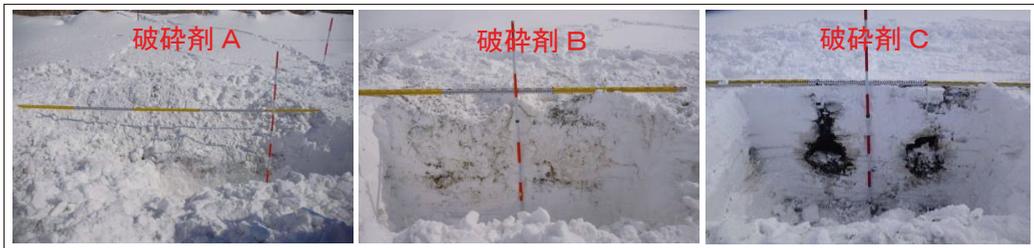


図6 破砕剤による破砕断面

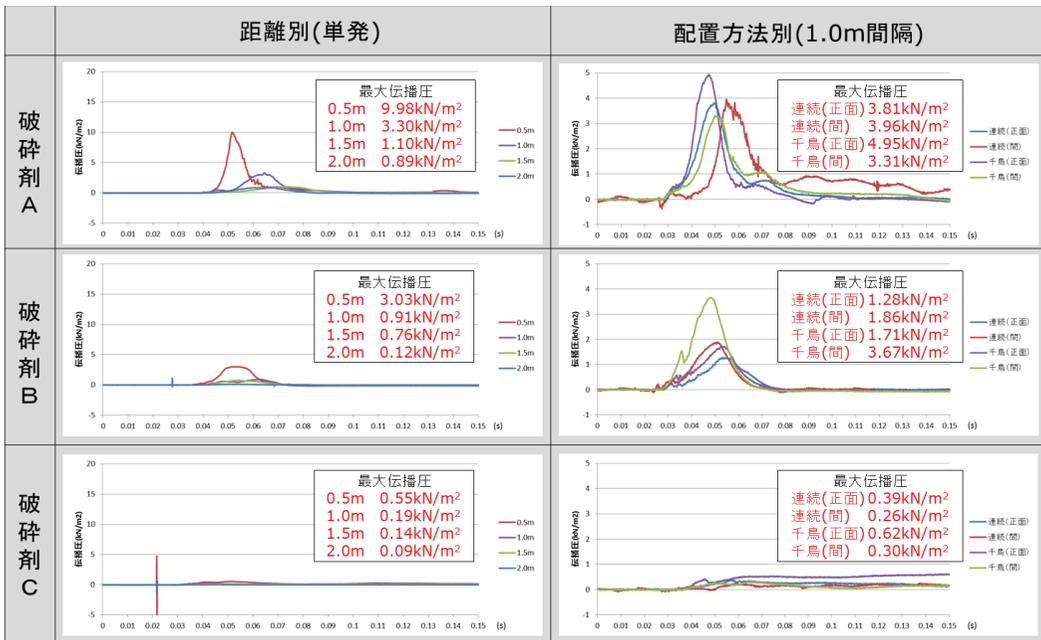


図7 破砕伝播圧の測定結果

次に、雪中で発破した場合に生じる破砕生成残渣の分析結果を表 2 及び表 3 に示す。分析結果に示すとおり、破砕剤毎の生成残渣の傾向を確認することができた。

表 2 生成残渣の分析結果

(単位 : mg/l)

生成残渣分析	ブランク雪	破砕剤 A	破砕剤 A	破砕剤 B	破砕剤 B	破砕剤 C	破砕剤 C
		① 融雪量346l	② 融雪量298l	① 融雪量103l	② 融雪量 52l	① 融雪量142l	② 融雪量117l
(01) カドミウム	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	0.0005	0.0007	0.0008
(02) シアン	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
(03) 鉛	0.003	0.008	0.008	0.33	0.44	0.022	0.028
(04) 有機リン	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
(05) 六価クロム	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
(06) 砒素	0.001	0.003	0.002	0.004	0.010	0.009	0.013
(07) 総水銀	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005
(08) アルキル水銀	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005
(09) PCB	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005
(10) 杓素	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.13	0.16
(11) フッ素	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1
(12) 酸化アルミニウム	0.25	8.8	2.3	490	530	590	730
(13) アルミニウム	0.13	4.7	1.2	260	280	300	390
(14) 溶解性アルミニウム	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	95	150
(15) 銅	0.35	76	49	330	1500	380	590
(16) 酸化銅	0.44	95	62	410	1900	480	740
(17) pH	5.3	6.5	6.7	7.4	6.8	4.5	4.4
(18) 硝酸イオン	1.1	1.0	1.2	1.3	1.1	2.3	1.8
(19) 硫酸イオン	5.2	12.2	5.1	1100	2250	5700	2900

表 3 ダイオキシン類含有の分析結果

(単位 : pg-TEQ/l)

ダイオキシン類含有分析	ブランク雪	破砕剤 A 融雪量346l	破砕剤 B 融雪量103l	破砕剤 C 融雪量142l
(01) ダイオキシン類含有量	0.31	0.75	0.25	0.15

3. まとめ

非火薬組成の破砕剤を雪中で発破した場合の破砕効果と破砕生成残渣について確認した。その結果、雪に対する破砕の適用性が確認できた。

なお、破砕剤の現場適用に際しては、破砕生成残渣を考慮し、施工計画を立案する必要がある。

非火薬組成の破砕剤は、法による規制が少なく、取り扱いが容易で、緊急的な除雪にも対応できるため、今後は、人力作業の省力化に貢献できる効率的な工法として確立を目指していきたい。

大雪による庭木の常緑針葉樹類の被害と対策

The damages of evergreen conifers at gardens by heavy snow and the countermeasures against them

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

岩見沢地方は、2011/12年には、豪雪であって、最深積雪深が208 cmに達した。平均積雪深が97 cmであるから、2倍を超える量であった。それゆえ、庭木、造林木、防雪林に、大きな雪害——幹折れ、幹曲がり、枝抜け——が生じた。

そして、2012/13年には、最深積雪深が165 cmであったが、年末年始にかけて、前シーズン並みの積雪深になり、地球温暖化の影響か、湿り雪が続けて降って、常緑針葉樹類の樹冠に、大きな冠雪をもたらした。加えて、暖気が出現せず、屋根雪が滑落せず、冠雪の荷重が長期間にわたって、幹の上位～中位に掛かって、幹の逆U字形の傾きを余儀なくした。それで、庭木の針葉樹類については、前シーズン以上の雪害が発生した。

2. 庭木の役割

庭木は、その家庭のシンボルであり、家庭から排出されるCO₂の数%を吸収し、防風・防雪・防寒の機能をもち、大気を浄化し、四季の歩みを実感させる。伐り株更新により、薪炭をつくり、落葉を菜園に鋤き込める。そして、落葉樹と異なり、常緑樹は、青木であり、「冬こそ緑の木」であって、気温が $\geq +5^{\circ}\text{C}$ 以上であれば、光合成をするので、成長期間が長い。

ところが、雪害が生じると、祖先が植えた庭木を切って、花畑にする傾向にある。けれども、上述の環境機能を考えれば、庭木 > 草花であって、庭木を失ってはならない、と言える。そのためにも、雪害対策を効果のあるものに高め、普及しなければならない。

3. 雪害の要因と樹種の違い

庭木の雪害には、積雪の沈降圧害、冠雪害、屋根雪害、除雪害、などがある。

積雪の沈降圧による害の程度は、積雪深にほぼ比例する。積雪の表面に近い枝々が、最も大きい沈降圧を受ける。地面に近い枝々は、ほとんど被害がない。

冠雪害は、冠雪量にほぼ比例する。枝張りの細かい樹種ほど、冠雪を受けやすい。また、



図1 アカエゾトウヒの雪害

大きな冠雪によって、積雪深より上で幹折れを余儀なくされた

木本性つる類の、つる茎のネットワークは、寄主の冠雪量を増大させ、枝折れ、枝抜け、幹折れをもたらす。

除雪害は、小型除雪機の普及が進んで、庭木に増えつつある。これは、人為的なものであるから、想定内であり、植栽場所と排雪場所を明らかにし、対策を練るべきである。

庭木の針葉樹類の雪害形態は、樹種によって異なる。

常緑樹のうち、最も馴染みの深いイチイは、枝張りが広いので、多様な雪害を受けやすい。特に、除雪による枝抜けが生じやすい。

トウヒ類（エゾトウヒ、アカエゾトウヒ、ヨーロッパトウヒ）は、幹に弾力性があり、

多雪地においても、よい成長を示す。それでも、湿り雪が樹冠に着くと、幹が曲げられ、積雪に引き込まれて、幹折れを生じる（図1, 2）。

モミ類（トドモミ）は、幹に弾力性が乏しく、深い積雪、大きい冠雪、除雪に対して、トウヒ類より、雪害を受けやすい。多雪～豪雪地の造林が、アカエゾトウヒに偏ることが、このことを暗示する。

マツ類では、ニヨウマツ類が、hard pines の名前のとおり、雪害を受けやすい。北海道の多雪地には、自生しない。他方、ゴヨウマツ類は、soft pines であり、多少とも、耐雪性がある。

スギ、サワラ、コウヤマキ、ほかの望郷樹は、耐雪性のほかに、耐寒性に問題がある。

4. 雪害対策

庭木の雪害を回避し、あるいは、軽減する対策として、次ぎのような手法がある。

1) 積雪の沈降圧害に対して、裾枝打ち・枝打ちで対応できる。ただし、日焼け・樹皮剥がれが生じやすくなる。

丸太囲いで対応できる。丸太を円錐状に立てることで、雪害を軽減できる。

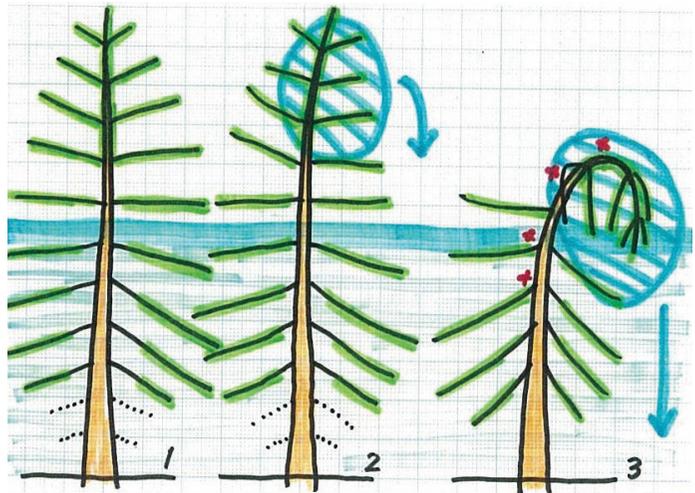


図2 トウヒ類の冠雪による幹折れ（模式図）

冠雪による樹冠上部の曲がりと深い積雪深への取り込まれが、幹折れを余儀なくさせる；トウヒ類は、上位の枝々が上向きで、しかも、幹の葉が上向きであり、湿り雪を補足しやすい

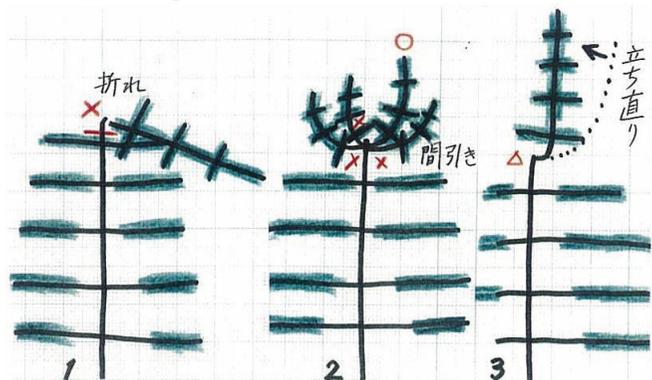


図3 大雪に由来するアカエゾトウヒの高い位置での幹折れと、その対策（模式図）

- 1) 幹の上部での折れとその直下での切断
- 2) 複梢（輪生枝の立ち上がり）の間引き（単幹化）
- 3) 残した1本（娘幹）の成長と幹の通直化

幹が弾力性に富む樹種を植える。トウヒ属の方が、モミ属より、折れにくい。

剪定して、雪圧を受けにくくする。樹冠の細長い樹形に仕立てる。

2) 冠雪害に関して、

湿り雪に由来する冠雪には、対策が無い。それゆえ、地球温暖化による、湿り雪の増加は、向後、冠雪害を増大させるであろう。

枝張りの大きい樹種を植えない。マツ属種をやめ、トウヒ属種やモミ属種を植える。冠雪で上位～中位の幹が折れても、輪生枝を立ち上げ、優勢な1本のみを残せば、立ち直りうる(図3)。

雪吊りで対応する。これまで以上に頑丈な雪吊りが必要になる(図4)。

3) 屋根雪の滑落に関して、

丸太囲いで対応できる。丸太を円錐状に、隙間を明けて立てることで、雪害を軽減でき、冬期の緑を楽しめる(図5)。

ちなみに、ムシロ囲いは、光合成、景観、雪害軽減、ほかに、マイナスである。

屋根雪および軒下雪を、こまめに排除する。屋根雪と軒下雪が繋がると、屋根が壊れる。

4) 除雪害に関して、

除雪量が大きい場所には、緑化木を植えない。

除雪作業では、迅速さが重要であるが、急ぐとも、立木を傷つけないように心掛ける。

雪圧防止杭(国道の並木で実施)、丸太囲い、ほかで対応する。

移動街路樹方式を採用する。大鉢に植え、除雪期間には、除雪しない場所に移動する。

擬木を立て、常緑性の木本性のつる類を登らせる。除雪丘までは、枝張りさせない(図6)。



図4 クロマツの雪吊り(素描)

冠雪に加害されやすいマツ類に対して、匠たちが、「雪吊り」を発明して、改良してきた

左：新方式の、枝に竹竿を縛り、間接的に、枝を縄で吊る

右：従来方式の、直接的に、枝を縄で吊る

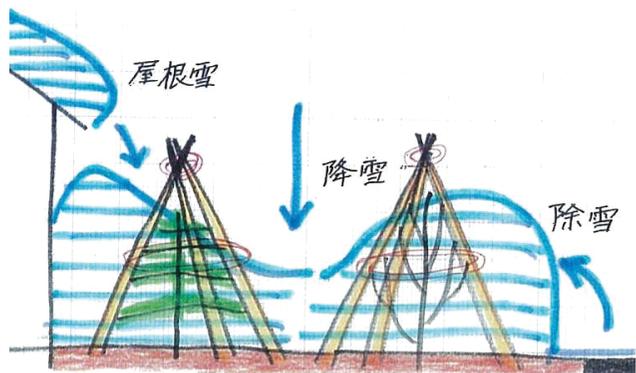


図5 異常大雪に対する庭木への丸太囲い(丸太棒工)

は、積雪の沈降圧害、冠雪害、屋根雪の落下害、除雪害に耐えうる(模式図)

丸太棒で、大きい沈降圧や除雪圧を軽減し、庭木を雪害から護る

少雪期には、丸太の隙間から、庭木を楽しめる

参考文献

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, no. 26, 25-28.

GILL, D., 1974. Snow damage to boreal mixedwood stand in northern Alberta. *Forestry Chronicle*, vol. 50, 70-73.

市村恒士・深川隆道・黒澤和隆, 2005. 積雪寒冷地における戸建て住宅地の樹木分布特性と二酸化炭素固定効果に関する研究. *寒地技術論文・報告集*, vol. 21, 332-339.

斎藤新一郎, 1979. 冬囲いとしての縄巻き. *雪氷*, vol. 41, 143-140.

———・小泉重雄, 2003. 並木の除雪による被害とその対策としての防雪杭の効果. *北海道の雪氷*, no. 22, 21-24.

———, 2005. ヨーロッパトウヒ並木の雪害および保育管理手法について. *北海道の雪氷*, no. 24, 38-41.

———, 2006. 年輪解析からみた庭木の落葉広葉樹の炭素固定量とそれらの更新方法について. *寒地技術論文・報告集*, vol. 22, 440-444.

———, 2007. 除雪圧を受けたイチイの幹折れおよび枝抜けについての解剖的な観察. *北海道の雪氷*, no. 26, 29-32.

———・阿部正明, 2009. 寒さの害の一形態としての針葉樹類の日焼け・樹皮剥がれについて. *北海道の雪氷*, no. 28, 21-24.

———・孫田 敏・阿部正明・小松佳幸, 2009. 道路緑化樹の保育手法——北国における道路緑化の手引き. 札幌, 北海道開発技術センター, 157pp..

———, 2010. 地球環境にやさしい道路緑化樹——その植え方と育て方. 札幌, 北海道道路管理技術センター, 326pp..

———, 2011. 切り土法面における林縁樹の湿り雪による倒伏とその対策について. *北海道の雪氷*, no. 30, 43-46.

———・阿部正明・檜澤 肇, 2012. 2011/12年の大雪による樹木被害のいろいろ. *北海道の雪氷*, no. 31, 61-64.

———, 2013. 三笠における2011/12年の大雪による造林木の被害と対策について. *北方森林研究*, no. 61, 97-100.

———, 2013. エゾシカによるアカエゾトウヒ植栽木および天然生広葉樹類の食害と食害された木々の回復度について. *野生生物と交通*, vol. 12, 21-25.

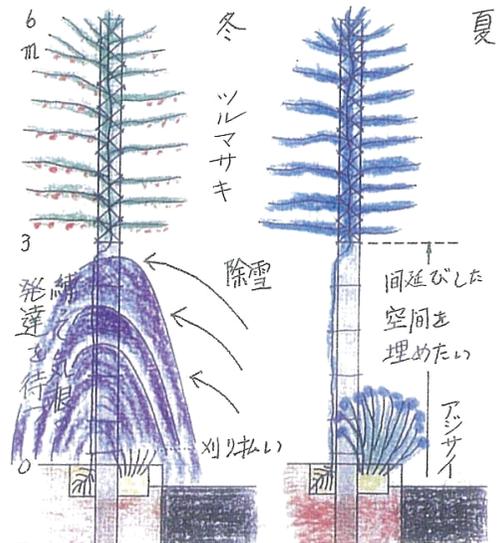


図6 擬木を用いた豪雪地の除雪に

対応した、木本性つる類による緑化(模式図)

豪雪地では、積雪+除雪のために、庭木・街路樹を育てられない; つる類なら、擬木と組み合わせることで、緑の確保が可能となる

道路緑化樹の除雪による影響に関する一考察

A study on the impact of snow removal of the road planted trees

阿部正明, 檜澤肇, 金田安弘 (北海道開発技術センター),
中嶋清晴 (北海道開発局札幌開発建設部)

Masaaki Abe, Hajime Hizawa, Yasuhiro Kaneda and Kiyoharu Nakajima

1. はじめに

一般国道 337 号当別バイパス (石狩市生振～当別町蕨岱間) は多雪地帯に位置する地域高規格道路であり, 冬期の安全かつ円滑な交通確保のためには除雪が必要不可欠な路線である. 本路線には緑地帯が設置され, その端部に吹雪対策のための防雪柵が設置されている. そのため降雪量の多い期間には, 除雪時に歩道と防雪柵の間に位置する緑地帯への投雪を余儀なくされる. この緑地帯において, 道路緑化樹の生育不良が確認された. 要因として生育基盤の問題が考えられたが, 土壌透水性試験及び土壌硬度を計測した結果, 生育不良との関係性が見いだせなかった. また, 過去に試行的に投雪が禁止されていた区間では生育不良が確認されなかった. そのため, 生育不良の要因として除雪による影響が考えられた. 本論では雪堤の性状と樹木の生育状況の関係から, 除雪による樹木に対する影響について考察した.

2. 雪堤の性状把握

2.1 雪堤断面観測

対象路線の雪堤 1 断面において, 目視による雪堤断面観察, 断面に形成された雪層の状態及び密度計測から雪堤の性状を把握した. 雪堤断面観測の手順を以下に示す.

- ①歩道端から防雪柵までの雪堤を横断方向に小型バックホウ及び人力にて掘削
- ②雪堤の横断面の成層状況を観察後, 層を見やすくするために青インクを断面に噴霧し観察
- ③防雪柵から 1 m 間隔で 6 側線を設定し, 側線毎の雪堤高を計測
- ④側線毎に地上面から 50cm 間隔にて密度を測定, 目視にて明らかに雪質の違いが確認された層については 50cm 間隔に依らず密度を計測
- ⑤密度は密度サンプラーにてサンプルを採取し, レタースケールにて重量計測を行い, その場で密度を計算し記録

雪堤の断面観察より, 歩道端から 4.4m までの範囲において黒く変色した層が確認され, 歩道側の断面については層が明確に確認されなかった (図 1). また, 歩道端からの距離が近くなるほど雪堤の平均密度が高く, かつ, 雪質は「ざらめ」の割合が大きかった. 雪堤の平均密度は, 歩道端から 4.4m 地点までの側線において $420\text{kg/m}^3 \sim 508\text{kg/m}^3$ と高い値を示した (表 1).



図 1 雪堤断面の状態

したがって, 歩道端から 4.4m までの範囲の雪堤は, 道路上の暖められた雪が投雪され

たもの、つまり、除雪による雪が堆積した割合が大きいと考えられる。

表 1 側線毎の密度及び雪層の状態

測線1: 歩道端から「5.4m」地点 雪堤高(m): 2.15			測線4: 歩道端から「2.4m」地点 雪堤高(m): 2.60		
地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態	地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態
0.50	520	圧縮状態	0.50	570	ざらめ
1.00	420	しまり雪とざらめ混在	1.00	490	ざらめ
1.50	310	しまり雪	1.50	380	しまり雪
2.00	320	ざらめ	2.00	520	ざらめ
平均密度	393		2.50	530	ざらめ
測線2: 歩道端から「4.4m」地点 雪堤高(m): 2.70			測線5: 歩道端から「1.4m」地点 雪堤高(m): 2.72		
地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態	地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態
0.50	480	しまり雪	0.50	540	ざらめ
0.90	460	しまり雪	1.00	440	ざらめ
1.05	560	ざらめ	1.50	380	しまり雪
1.50	390	しまり雪	2.00	640	ざらめ
2.00	350	しまり雪	2.50	480	ざらめ
2.50	280	こしまり雪	平均密度	496	
平均密度	420		測線6: 歩道端から「0.4m」地点 雪堤高(m): 2.20		
地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態	地面からの距離(m)	密度(kg/m ³)	雪層の状態
0.50	500	ざらめ	0.50	530	ざらめ
1.00	530	ざらめ	1.00	490	ざらめ
1.50	550	しまり雪とざらめ混在	1.50	500	ざらめ
2.00	420	しまり雪とざらめ混在	2.00	510	ざらめ
2.18	390	しまり雪とざらめ混在	平均密度	508	
2.50	430	ざらめ			
2.70	310	しまり雪			
2.80	450	ざらめ			
平均密度	448				

2.2 雪堤高の計測

対象路線全体の雪堤高形状を把握するために、測量により雪堤高を計測した。計測は以下の手順にて実施した。

- ① 5箇所計の計測地点の任意の位置にトータルステーションを設置
- ② 決定した横断線上の縁石を基点とし、雪堤高変化点にレーザー反射スタッフを立て、距離、水平角、高度角から各変化点の水平・垂直座標を算出し、線形を測定
- ③ 5箇所計の雪堤形状から平均形状を算出 (図 2)

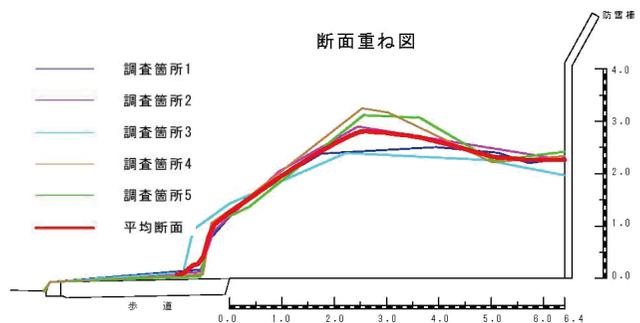


図 2 雪堤高の形状

平均形状の算出結果より、歩道端から 1.1m-6.4m の範囲で雪堤高 2.0m 以上であった。また、歩道端から 1.9m-4.5m の範囲において、雪堤高 2.5m 以上であることが判明した。

2.3 沈降力

道路緑化樹の雪害は、機械的雪害と生理的雪害に分類され、機械的雪害は雪圧害（沈降力、クリープ・グライド、除雪による投雪等）、冠雪害、雪崩害、不良土壌生成等がある。生理的雪害は生育阻害、病害助長等がある。除雪による影響としては、除雪による積雪の沈降力及び投雪による衝撃があげられる。本論では、四手井の研究成果¹⁾から、沈降力に着目し、側線毎に沈降力を算出し、樹木への影響範囲を考慮した。

$$Fs = a \rho (Hs)$$

Fs : 沈降力(N), ρ : 積雪平均密度(kg/m³),
 Hs : 積雪深(m), a : 沈降力を生ずる受圧面を中心とした積雪の面的広がり(m²)

なお、本件においては、 a が一定と仮定するため考慮しない。

沈降力は、歩道から 1.4m, 2.4m, 3.4m の側線において大きかったため、この範囲において樹木に対する沈降力の影響が大きいと考えられる(図3)。

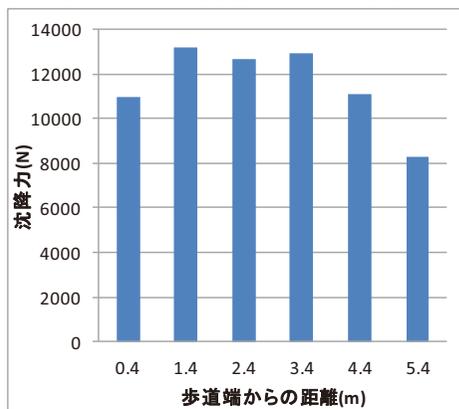


図3 側線毎の沈降力

3. 樹木の生育状況

樹木の毎木調査より、408本(緑化樹全体4,227本の9.7%)に生育不良が確認された。生育不良木の内容としては、枯損が27.0%と最も多く、次いで主幹枯れが19.9%、幹折れが17.6%の順であった。生育不良木のうち、幹折れ、幹曲がり及び倒木などの外部からの圧力によるものが生育不良木全体の32.5%を占め、これらについては、除雪による影響が大きいと考えられる。そのため、以後は、この除雪による影響と考えられる生育不良木を対象に分析を行った。

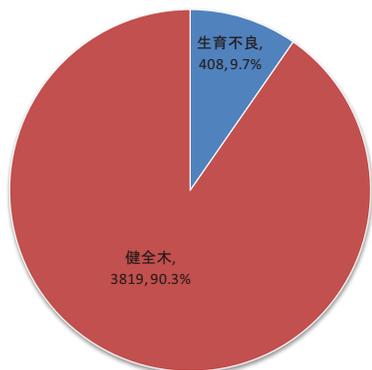


図4 生育不良の割合

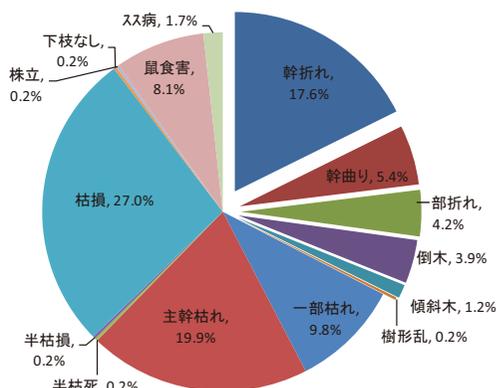


図5 生育不良の内容

3.1 生育不良木と歩道からの距離の関係

生育不良木の歩道からの離れについてみると、歩道端から3m-4m離れた位置において、生育不良木の約4割を占めた。この位置は、雪の沈降力が大きく、雪堤が高い箇所であった。一方、沈降力が小さい歩道端から5m以上の位置で約3割の生育不良が確

認められ、沈降力が大きい歩道端からの離れが 1 m-3mの位置での生育不良は約 2 割と少なかった (図 6)．この要因として、樹種と樹木の大きさが関係していると考えられる．対象路線の緑化樹を針葉樹と広葉樹に区分して歩道端からの位置関係を見ると、主に、歩道端から 4.5mの範囲において広葉樹が植栽され、歩道端から 4.5m以上の位置において針葉樹が植栽されていた．また、広葉樹の平均樹高が 262cm、平均胸高直径が 3.9cmであったのに対し、針葉樹の平均樹高が 134cm、胸高直径が 1.9cmであり、広葉樹に比べて針葉樹は小さな個体であった．したがって、道路側には雪害に強く、大きな広葉樹が植栽されていたため雪害の影響が小さく、歩道端から離れた位置では雪害に弱く、小さな針葉樹が植栽されていたため、雪害の影響が大きかったものと考えられる．

3.2 生育不良木と雪堤高の関係

生育不良と雪堤高の関係を見ると、生育不良は雪堤高 2m以上で発生し、全体の 55%が 2.5 m以上の位置で発生していた (図 7)．

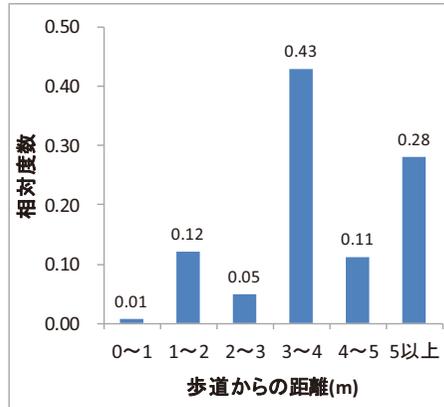


図 6 生育不良木と歩道からの距離

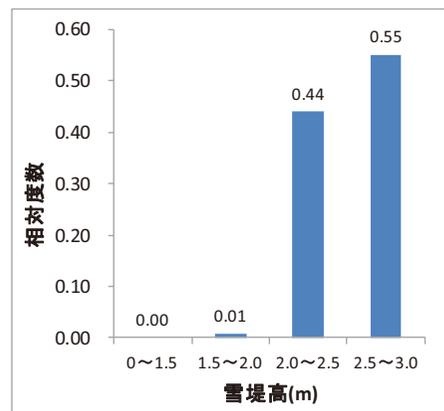


図 7 生育不良木と雪堤高

4. まとめ

- ・雪堤断面観測より、歩道端から 4.4mの範囲で、黒く変色した層を多く確認され、この範囲の平均密度は $420\text{kg/m}^3 \sim 508\text{kg/m}^3$ と高く、「ざらめ」の割合が大きかった。これは道路上の暖められた雪が投雪された (=除雪) 割合が大きいと考えられる。
- ・生育不良の 32.5%が、折れ、曲がり等の外力による影響であった。これは除雪による影響と考えられる。
- ・沈降力 (Fs) は歩道端から 1.4m, 2.4m, 3.4mの側線において大きかった。
- ・雪堤は歩道端から 1.9m-4.4mの範囲で高さ 2.5m以上であった。
- ・生育不良は雪堤高 2.0m以上で発生し、2.5m以上で 55%を占めた。
- ・除雪による影響と考えられる生育不良の 4 割は、雪堤が高く、沈降力の大きい歩道端から 3m-4mの位置であった。一方、沈降力が大きい道路側から 1m-3mの生育不良の割合は 2 割程度であった。これは歩道側には針葉樹に比べて雪害に強く、萌芽力がある大きな個体の広葉樹が植栽されていたため影響が小さかったと考えられる。以上の結果から、歩道端から 1.4m-4.4m範囲における低木の針葉樹は、除雪による雪害を受けやすいと考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) 四手井綱英, 1954: 雪圧による林木の雪害, 林業試験場研究報告, 第 73 号, 1-64.

2013年3月2日北海道の吹雪災害について —主に気象的な特徴から—

“Meteorological features of the serious disaster caused by heavy snowstorm in Hokkaido, 2 March 2013”

松岡直基 (日本気象協会)、萩原 亨 (北海道大学大学院工学研究科)、金田安弘 (北海道開発技術センター)、丹治和博 (日本気象協会)、川村文芳 (日本気象協会)、中林宏典 (日本気象協会)、永田泰浩 (北海道開発技術センター)

Naoki Matsuoka, Toru Hagiwara, Yasuhiro Kaneda, Kazuhiro Tanji,
Fumiyoshi Kawamura, Hironori Nakabayashi, Yasuhiro Nagata

1. はじめに

急速に発達した低気圧の影響により、2013年3月2日から3日にかけて北海道内は暴風雪に見舞われた。道北からオホーツク海側、そして道東にかけて自動車が相次いで立ち往生するなどして、車内での一酸化炭素中毒や屋外での低体温症などから9名の方が亡くなるという、近年にない大きな吹雪災害となった¹⁾。本論文では気象状況の特徴をまとめるとともに、このような災害を低減するための新たな取り組みについて述べる。

2. 低気圧の特徴

低気圧は日本海から北海道を横断するコースを取り、2日09時の段階で網走沖と苫小牧沖にあった低気圧が2日12時には網走沖で一つになり、その後も発達しながらゆっくりと東へ進んだ。天気図を図1に示す。

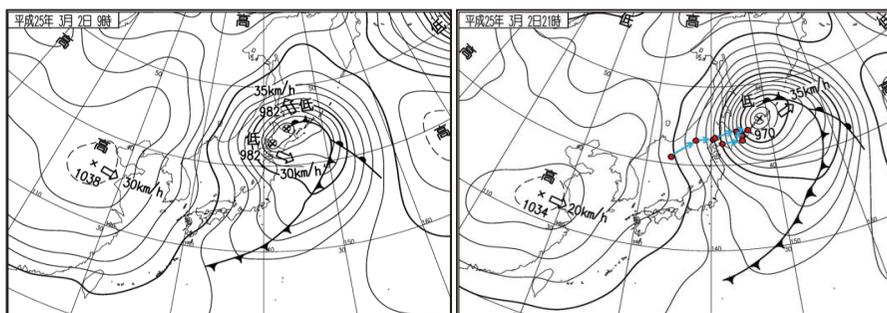


図1 急速に発達した低気圧 左：3月2日09時 右：3月2日21時

3月2日09時から同日15時にかけての6時間で中心気圧は15hPaも急激に低下し、その後もさらに低下して3月3日03時には968hPaとなった。気圧の最大低下量は22hPa/24hrに達する爆弾低気圧²⁾であった。

2. 天気の特徴

低気圧の中心部では晴れ間の広がることがある。3月2日09時には二つの低気圧が

一層晴れ間を広げ、図 2 の気象衛星画像から道北や道南を除いた大きな晴れ間が確認できる。しかし低気圧の発達と東進に伴って、この晴天域は猛吹雪の状態へ急変した。



図 2 気象衛星画像

2013年3月2日09時

オホーツク海沿岸のほぼ中間に位置する湧別アメダスによる 10 分単位の風速の状況を図 3 に示す。最大瞬間風速に着目すると、3 月 2 日 10 時 20 分に 1.7m/s と弱かったが、20 分後の 10 時 40 分には 13.3m/s へと一気に増大した。その後も風速は 2 日 20 時頃まで増大し続けた。

晴天の弱風から一転して強風・吹雪へと移り変わったことを広範囲に見るために、北の宗谷岬から道東の中標津まで、風速と日照時間の経過を表 1 に示した。各アメダス地点における 3 月 2 日毎時の値から、北から順番に日照時間が短くなり風速が急激に増大していったことがわかる。

宗谷管内では 3 月 1 日から悪天・猛吹雪となり、国道をはじめ道路は通行止めで社会生活はほぼ停止状態となっていた。一方、オホーツク海側や道東の各地では、2 日土曜日の早朝から晴天のもと、買物や催物など通常の社会活動が営まれていたであろうが、その後の天候の急変によって多くの自動車や人々が猛吹雪にさらされることになった。天候の急変こそが 9 名もの死亡者を発生させた本災害の最大誘因であったと推察する。



図 3 湧別アメダス 10 分風速の経過 2013 年 3 月 2 日～3 日

3. 過去の災害事例との比較

北海道では爆弾低気圧による大雪・吹雪災害はこれまでも発生しており、過去の事例との比較を通じて今回の事例における特徴を明らかにする。図 4 は、2004(H16)年 1 月 13 日～15 日の北見豪雪³⁾、2008(H20)年 2 月 23 日～24 日の長沼吹雪⁴⁾、そして今回 2013 年(H25)年 3 月 2 日～3 日の急変吹雪事例、それぞれの低気圧の規模を示した模式図である。

北見豪雪は降雪が間断なく長時間続いた。長沼吹雪は爆弾低気圧の割には狭い範囲の吹雪であった。今回の暴風雪をもたらした低気圧は北見豪雪時に似た規模の低気圧であるが、低気圧が小さい分だけ気圧の傾きが急で風速が強く、晴天から暴風雪へ急変したことが特徴である。

表 1 各アメダスの風速と日照時間の推移

3月2日	宗谷岬		北見枝幸		雄武		紋別		湧別		常呂		斜里		中標津	
時間	風速	日照時間	風速	日照時間												
1	19.1		6.2		4.7		4.4		4.9		5.2		14.8			5.6
2	19.2		8.3		4.6		2.6		3.1		3.6		13.1			4.2
3	20.2		8.2		5.0		1.8		1.9		1.7		7.8			4.2
4	17.1		7.8		2.9		1.2		0.7		4.1		10.2			4.0
5	18.1		6.9		0.7		1.4		2.0		2.3		5.1			2.2
6	16.5		9.1		2.1		1.6		2.6		0.7		1.1	0	2.3	0
7	16.5	0	10.2	0	2.3	0.1	1.6	0	3.8	0	1.5	0.3	0.9	0.6	5.5	0
8	19.7	0	13.8	0	2.2	0.5	1.7	0.5	4.6	0.2	1.3	0	1.1	1.0	6.8	0
9	20.1	0	13.3	0	8.4	0	3.4	0.9	4.8	1.0	0.3	0.5	5.4	1.0	5.7	0.5
10	20.3	0	9.8	0	11.1	0	8.1	0.4	2.8	0.9	1.0	0.9	5.3	1.0	5.2	0.8
11	20.1	0	11.5	0	11.3	0	10.1	0	8.4	0.3	2.3	0.7	6.2	1.0	7.6	0.3
12	18.5	0	12.4	0	12.0	0	8.7	0.1	9.2	0.3	11.2	0.4	4.1	0.3	6.3	0
13	18.4	0	15.1	0	11.7	0	9.3	0	11.8	0.1	13.2	0.8	9.9	0.3	4.6	0.5
14	20.2	0	13.4	0	14.6	0	11.2	0	11.4	0	12.3	0.2	10.6	0.1	4.1	0.4
15	19.5	0	14.0	0	13.3	0	14.4	0	13.8	0	15.9	0	10.3	0	6.4	0.5
16	19.7	0	14.5	0	14.7	0	12.7	0	16.4	0	16.6	0	11.1	0	9.5	0.1
17	20.7	0	14.3	0	14.5	0	14.1	0	15.3	0	15.6	0	16.1	0	7.1	0
18	19.9	0	14.4	0	15.5	0	15.1	0	16.0	0	17.2	0	18.6	0	3.1	0
19	21.8		10.3		14.3		14.0		17.0		20.1		19.9			6.3
20	21.3		11.8		12.8		13.0		19.8		22.2		20.1			9.3
21	21.1		13.4		10.8		13.0		16.8		20.1		21.2			10.6
22	21.1		12.7		10.5		12.4		15.8		19.8		20.6			9.7
23	19.1		11.0		9.9		11.7		13.8		18.4		20.7			10.0
24	18.5		8.0		11.2		11.4		13.6		17.3		18.4			9.9

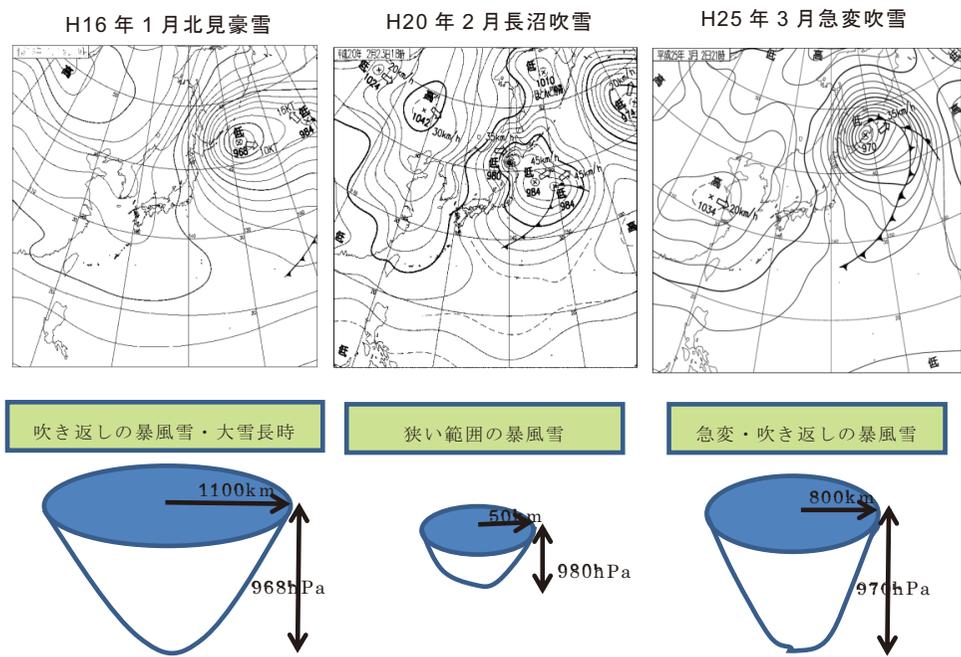


図 4 暴風雪災害をもたらした爆弾低気圧のサイズ比較

4. 気象予測の精度と課題

気象災害の低減・防止に対し、一般向けの天気予報をはじめとする気象情報は大きな役割を担っている。本吹雪災害に関連する気象台の発表した「気象情報」の一例を図5に示す。網走地方気象台が前日の午前中に発表した情報は、「2日昼過ぎから急速に風が強まる」としており、予想風速の値も非常に精度の高いことがわかる。この例が示すように天気予報や気象要素の予測値は一定の精度を有している。しかし、一般の方々がこれら情報を十二分に利用し暴風雪災害を抑止できているとは言い難い。

最大の原因は予測の不確実性にあると考えられる。一度でも外れた情報を経験すると、住民は避難行動を取らなくなることが報告されている⁵⁾。精度は上がったとはいえ、

予測に誤差はつきものである。さらに予測者は安全側の予測を出す傾向にあり、空振りが多くなる。このような予測の不確実性という課題は早急に解決するものではなく、災害低減に向けて別なアプローチが必要なことを示している。

もう一つの課題は、例えば吹雪災害で発生する視程障害や吹きだまりの道路交通に対するハザード(危険要因)が現状では特定できていないことである。吹雪量や視程情報がハザードとして有効であろうが、予測精度を含めて課題がある。

5. リスクマネジメントの導入

本吹雪災害が示すように、爆弾低気圧の発達度合いや進むコースを予測できても、道路交通分野での人的被害や社会的被害の低減に必ずしも直結していない。また、吹雪災害におけるハザード情報があっても、意思決定のルールが確立されていないのが実情である。

これらの問題を解決するためにリスクマネジメントシステムの導入を進めていきたい。ハザードを定量化できればリスク評価が可能となり、リスク対策を取ることができる⁶⁾。さらに、道路利用者や住民と防災担当者とのリスクコミュニケーションを活発に機能させることで、吹雪災害が低減できると考える。

6. おわりに

急速に発達した低気圧による局地的な大雪や吹きだまりにより、死者 9 名と近年にない大災害を招いた。災害誘因のひとつとして、午前中の穏やかな天気から記録的な暴風雪へ急変したことが挙げられる。地元の気象台は前日午前中には的確な「気象情報」を発表して注意を呼びかけていたが、災害を低減・防ぐことができなかった。気象情報による吹雪災害の低減には多くの課題(予測の不確実性、ハザードの定量化、リスクコミュニケーションなど)があり、リスクマネジメント導入による改善を目指したい。

【参考・引用文献】

- 1) 北海道新聞 2013 年 3 月 4,5 日付
- 2) 例えば、朝倉正,関口理郎,新田尚, 1995:新版気象ハンドブック, 朝倉書店, 122
- 3) 榎本浩之, 高橋修平, 渡邊 誠, 齋藤佳彦, 山本 徹, 2004: 2004 年 1 月道東地方の大雪-北見市の積雪-, *北海道の雪氷*, **23**, 75
- 4) 武知洋太, 伊東靖彦, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋安彦, 2008:2008 年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について(1), *北海道の雪氷*, **27**, 99
- 5) 例えば, 北海道新聞 2007 年 1 月 17 日付
- 6) 例えば, 三菱総合研究所, 2000:リスクマネジメントガイド, 日本規格協会, 20-23

【気象情報】
 暴風雪に関する網走・北見・紋別地方気象情報 第1号
 平成25年3月1日10時55分 網走地方気象台発表
 (見出し)
 網走・北見・紋別地方では、2日昼過ぎから3日朝にかけて、北西の風が雪を伴い非常に強くなるでしょう。**猛ふぶきや吹きだまりによる交通障害、暴風に厳重に警戒してください。**
 (本文)
 <概況>
 北海道付近は気圧の谷となっています。一方、日本海から低気圧が発達しながら接近しており、2日には北海道を通過してオホーツク海に達する見込みです。これに伴い、**網走・北見・紋別地方では、2日昼過ぎから急速に風が強まる見込みです。**
 <防災事項>
 警戒を要する地域・期間・災害
 網走・北見・紋別地方 2日昼過ぎから3日朝にかけて猛ふぶきや吹きだまりによる交通障害、暴風に厳重に警戒してください。なお、流水の動きが激しくなりますので、注意してください。
 <風の予想>2日の最大風速(最大瞬間風速) 北西の風
 網走東部・西部、紋別地方の海上 28メートル(40メートル)
網走東部・西部、紋別地方の陸上 20メートル(35メートル)
 網走南部 18メートル(30メートル)
 北見地方 16メートル(30メートル)
 次の「網走・北見・紋別地方気象情報」は2日6時頃に発表の予定です。
 (本文最後)

図 5 網走地方気象台が災害前日に発表した気象情報

吹雪量の推定方法について

Estimation of snow transport

竹内政夫 (NPO 法人雪氷ネットワーク)

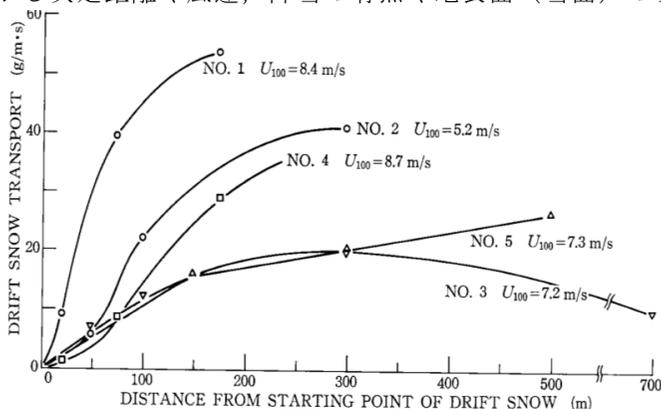
Masao Takeuchi

1. はじめに

吹雪量は道路の吹雪対策の基礎になる物理量であるが、風速などの気象要素のように簡単に実測することはできない。そのため一つのイベントのように短時間の吹雪量は、風速の関数として得られた実験式に基づいて推定している。しかし吹雪量は風速だけで定まるものではなく、気象以外に、地形・植生などの沿道環境による違いが大きい。特に吹走距離による違いが大きい。ここでは、一晩で道路が吹きだまりに埋没した 2013 年 3 月 2~3 日に発生した吹雪を対象に吹雪量を風速によるものと、道路の風上側に数 km ある広い平坦地で吹走距離を 500 m とし降雪が全て輸送されるとした 2 つの方法で推定し、写真撮影された道路の吹きだまりの大きさと比較した。

2. 吹雪量と吹走距離

一様で広い草地や田畑のようなところでは、吹雪が発生してから吹雪量は増加する。しかし吹走距離や風速、降雪の有無や地表面（雪面）の雪の状態によっても輸送される



る吹雪量には限界がある。図 1. は石狩川河口近くで測定された吹雪量と吹走距離についての実測例である。吹走距離で 200 m 位まで吹雪量は急増し、300 m までは確実に増加している。1 例だけでだが 500 m まで増加しているものもある。

図 1. 吹雪量（縦軸）と吹走距離（横軸）

3. 吹雪量の供給源

吹雪量として供給される雪は降雪と積雪である。風速が大きくても、降雪や雪面からの雪が供給されなければ吹雪は発生しない。最も容易に輸送されるのは降雪である。降雪は動的臨界風速で運ばれるが、静止し時間を経て焼結や融解再凍結によって結合した雪面の雪が削剥され運ばれるには動的臨界風速の数倍の風速が必要になる。北海道でみられる吹雪では新しく積もった新雪が風食されることはあっても、古い積雪が削剥されることは稀である。吹雪時の風速は降っている雪は全て運ぶことができるので、吹走距離を d とすると吹雪量は降雪 $(g) \times d$ とすることができる。吹雪量の限界である飽和（平衡）状態になるまでは吹雪量は増え続けるが、増加の限界は図 1. から吹走距離 500 m とした。

4. 飽和吹雪量までの過程

吹雪量は平坦地であれば吹走距離によって増加する増加過程があり、降雪や雪面からの風食による供給増加が限界に達すると風上から来る量と風下へ抜ける収支が等しい定常状態になる。定常状態には輸送余力があるので降雪は吹き払われ吹雪量は降雪の分増加し、飽和（平衡）状態に向かう。飽和吹雪量になれば風速の強弱の変動の弱い部分や、降雪などの増加部分は堆積する。飽和吹雪量は雪が堆積しつつある状態で測定することで得られる。図2. は飽和吹雪量の雪質の違いでの二つの実測曲線（Takeuchi, 1980）と南極での Budd 他（1965）その他を載せた。

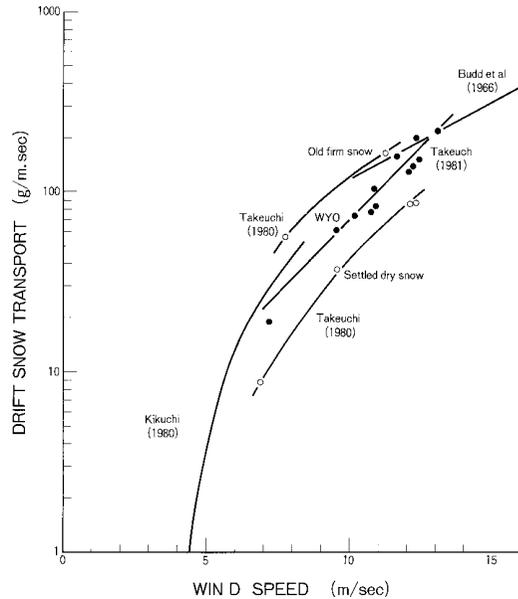


図2. 飽和吹雪量（縦軸）と風速（横軸）

5. 吹雪量と吹きだまり量の比較—推定法の比較—

対象とする吹雪の吹きだまりは新聞写真では部分的には大型車の屋根までの高さがあった。均しても高さ 2~3m はありそうである。近くのアメダスの気象要素と現場の風上に広がる 500m 以上の吹走距離を基に、次の二つの方法で吹雪量を推定した。

1) 降雪量と吹走距離による方法

アメダスで測定された合計の降水量 15mm が 500m の広さに降り、それが全て道路に達したと仮定すると吹雪量を計算し、幅 1m を運ばれた吹雪量は約 7,500kg/m となった。吹きだまり密度を括弧内*（単位 kg/m³）とし、吹きだまりが道路幅 10m に一様の深さに積もったとすると； D=3m (250)~2.5m (300) になる。

2) 風速による方法—飽和吹雪量と風速—

しまり雪として中標津空港の風速から図2によって求めた吹雪量は約 3,670kg/m で、吹きだまりの高さは 1) と同様に求め； D= 1.5m (250)~1.22m(300)となったが。これは写真の吹きだまりからみると小さく実態と合っていないように思われる。

*吹きだまりの密度は投稿中の成田(2013)により：250~300 kg/m³と仮定した。

6. おわりに

一回の吹雪量と吹きだまりとを現場で比較するのは簡単ではない。除雪された道路が1回で吹きだまった写真があったので、気象データから吹雪量を推定し比較してみた。降水量と吹走距離および風速と飽和吹雪量で求める二つの方法で推定した吹雪量を道路の吹きだまりと比較した。上の1)の方法は吹きだまりの大きさと概ね合うが、2)の方法は1)より吹雪量が多くなると考えていたのでこの結果は意外に小さいものであった。吹きだまりの密度や大きさなどの算定はラフではあったが、いずれもオーダー的には合っているが方法によって2倍の差があった。吹雪量は沿道環境に強く影響されるので、防雪対策に重要な吹雪量の見積もりには、吹走距離を無視できないので、データを積み重ね現行の推定法をより良いものにしていきたいと考えている。

積雪寒冷地における将来の吹雪統計値の推定

Estimating Future Statistics of Blowing-snow in Cold Snowy Regions of Japan.

原田裕介, 上田真代, 松下拓樹, 松澤 勝 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)
保坂征宏 (気象庁 気象研究所)

Yusuke Harada, Masayo Ueda, Hiroki Matsushita, Masaru Matsuzawa, Masahiro Hosaka

1. はじめに

我が国の積雪寒冷地では、近年降雪の少ないとされてきた地域への大雪や、局地的な豪雪などによる雪氷災害が散見され¹⁾⁻⁴⁾、将来に亘って雪氷災害の発生地域や形態の変化が懸念されている。このため、気候変動の影響による雪氷環境の変化を明らかにすることは、雪氷災害対策に関する長期的計画や施策の立案において、基礎となるものであり重要である。本論文では、雪氷環境のうち吹雪の度合いを表す一冬期吹雪量と視程障害発生頻度（以下、吹雪統計値という）について、新潟県以北の積雪寒冷地における将来の値を推定した結果を報告する（表-1）。

表-1 本論文での吹雪統計値の定義⁵⁾

吹雪統計値	定義
一冬期吹雪量 (m^3/m)	吹雪量（単位時間に風向と直角な単位幅を通過する雪の質量）の一冬期の累計値を体積換算した値。
視程障害頻度 (日)	1年間のうち視程障害が発生する日数である。ここでは視程 200m を下回る日（視程障害発生日）の年間累計日数。

（注：吹雪統計値は直接計測が困難なため、気象条件から推定した値である。推算手法は上田ら（2010）⁶⁾を参照）

2. 将来の吹雪統計値の推定方法

2. 1 使用データ

将来の吹雪統計値の推定は、新潟県以北の積雪寒冷地における気象庁アメダスと道路テレメータ（計 161 箇所）の気温、風速、降水量の観測値と、気候モデル MRI-AGCM3.2S⁷⁾（気象研究所、解像度 20km 格子）の出力値を用いて行った。気候モデル MRI-AGCM3.2S の出力値は、現在気候（1979-2003 年）、近未来気候（2015-2039 年）、将来気候（2075-2099 年）における 1 時間ごとの気象値である。近未来および将来気候の出力値は、IPCC の A1B シナリオ（大気中の温室効果ガス濃度が 21 世紀末頃に 20 世紀末の約 2 倍）⁸⁾に基づく計算結果である。

2. 2 吹雪統計値の推定方法

観測値と比較する気候モデルの格子点は、アメダスや道路テレメータの地点との距離が最も近い格子点（計 161 点）とした。ただし、気候モデルの出力値は、格子点を中心とした 20km 格子の平均的な値であるため、一地点で観測された気象値と差が生じる。そこで、Piani et al.(2010)⁹⁾を参考に、以下 1)～5) の手順で気候モデルの各年代における出力値を補正したうえで、気象観測地点ごとに吹雪統計値を推定した。図-1 には、一例として北海道中央部のアメダス新篠津における将来の一冬期吹雪量の推定方法を示す。

- 1) 観測値から推算した 1979～2003 年の冬期ごとの吹雪統計値（図-1 ①）を、大きい方から順に並べかえる（図-1 ②）。
- 2) 各観測地点に対応する気候モデル格子点の現在気候（1979～2003 年）出力値から

推算した吹雪統計値 (図-1 ①) を, 大きい方から順に並べかえる (図-1 ②).

- 3) 1) 観測値から推算した吹雪統計値の順列値と, 2) 現在気候のモデル出力値から推算した吹雪統計値の順列値との散布図を作成する. そして, Newton-Raphson 法により誤差の二乗が最少となるように, 観測値から推算した吹雪統計値を目的変数, 現在気候のモデル出力値から推算した吹雪統計値を説明変数とする回帰式 (多項式や一次式) を求め, これを補正式とする (図-1 ③).
- 4) 3) で求めた補正式を, 現在気候のモデル出力値から求めた吹雪統計値に適用し補正を行う. 同様に, 近未来気候 (2015~2039年) と将来気候 (2075~2099年) の出力値から推算した吹雪統計値に対しても適用する (図-1 ④).
- 5) 気候モデルの現在, 近未来および将来の各期間における, 補正後の吹雪統計値の平均値を求め (図-1 ④), 分布図を作成した.

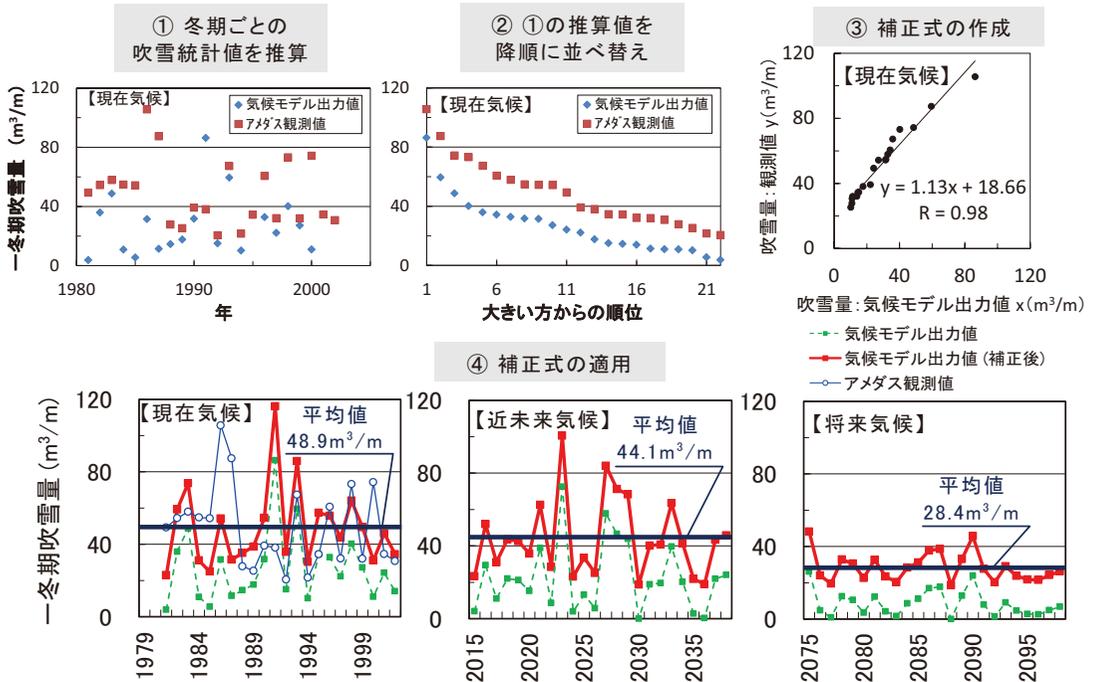


図-1 将来の一冬期吹雪量の推定方法 (アメダス新篠津の例)

3. 推定結果

現在, 近未来および将来気候における, 吹雪統計値の平均値の分布図を図-2 に示す. 図-2 によると, 一冬期吹雪量と視程障害頻度は北海道日本海側で多く, 北海道と本州の太平洋側で少ない地域分布となっている.

図-3 は, 近未来気候または将来気候と, 現在気候における吹雪統計値の差を算出し, これらを各年代の一冬期吹雪量と視程障害頻度の変化量として示したものである. その結果, 一冬期吹雪量と視程障害頻度は, とともに将来にかけて近未来 (2015-2039年) では日本海側で減少傾向にあるが, 北海道の内陸部と東部, 本州の内陸部の一部では増加傾向であった. また, 将来気候 (2075~2099年) では, 日本海側で減少傾向が大きくなる一方, 北海道東部の一部で増加傾向であった. 気象庁 (2013) ¹⁰⁾ によれば, 将来にかけて冬期の冬型の気圧配置が弱まることを指摘している. 以上から, 今後冬

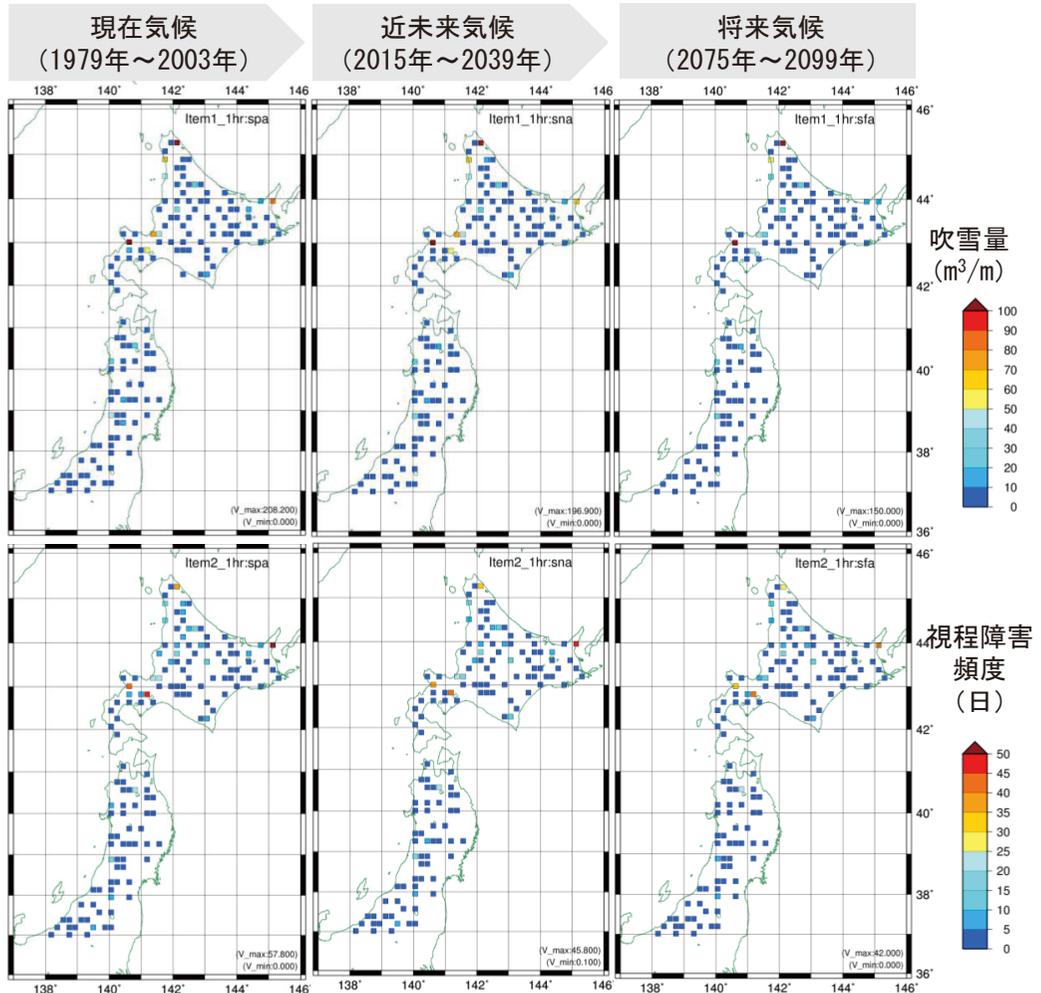


図-2 気候モデル出力値 (補正後) による年代ごとの吹雪統計値
(上段：一冬期吹雪量, 下段：視程障害頻度)

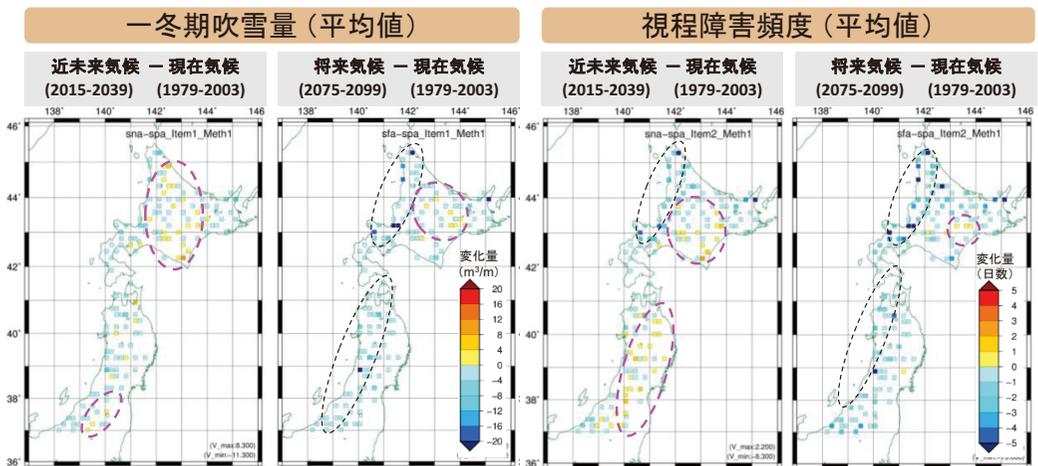


図-3 吹雪統計値の年代ごとの変化量 (近未来気候または将来気候－現在気候)

型の気圧配置に起因する吹雪よりも、低気圧の接近通過に伴う吹雪の可能性が多くなることが示唆される。

4. まとめ

本論文では、新潟県以北の積雪寒冷地における将来の吹雪統計値を推定した。推定方法は、はじめに気象庁アメダスと道路テレメータ 161 箇所の観測値と、最も近い気候モデル格子点の現在気候再現値を用いてそれぞれ推算した吹雪統計値を Newton-Raphson 法により回帰式(補正式)を箇所ごとに作成した。次に、気候モデルの将来気候を補正式の説明変数に代入することで、将来の吹雪統計値を推定した。その結果、近未来(2015-2039年)の吹雪統計値は、現在(1979-2003年)と比較し日本海側で減少する傾向にあるが、北海道の内陸部と東部、本州の内陸部の一部では増加する傾向が見られた。

吹雪をはじめ雪氷現象は、局地的な地形の影響をうける場合が多い。今後、より細かい格子の気候モデル(気象研究所 NHRCM, 解像度 5km 格子)を用いて将来の吹雪統計値を推定し、将来の雪氷災害対策の計画、設計等に資するよう取りまとめる予定である。また、近年の極端な雪氷現象を考慮し、吹雪統計値の極大値または再現確率値の推定手法の検討も今後の課題としてあげられる。

【参考・引用文献】

- 1) 堤拓哉他, 2010: 2011-2012年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について(その2) - 大雪災害の被害 -, *北海道の雪氷*, **31**, 119-122.
- 2) 尾関俊浩他, 2010: 2010年1月17日に北海道石狩中部で局地的に発生した大雪(その1) - 概要および雪氷災害調査 -, *北海道の雪氷*, **29**, 81-84.
- 3) 滝谷克幸他, 2008: 2008年冬期北海道を通過した爆弾低気圧と交通障害, 及び視程の推定, *北海道の雪氷*, **27**, 95-98.
- 4) 榎本浩之他: 2004年1月道東地方の大雪 - 北見市の積雪 -, *北海道の雪氷*, **23**, 75-77, 2004.7.
- 5) 独立行政法人土木研究所寒地土木研究所, 2011: 道路吹雪対策マニュアル(平成23年改訂版), 1-4-19 - 1-4-21.
- 6) 上田真代他, 2011: 近年における吹雪量と視程障害発生頻度の変動傾向について, *寒地土木研究所月報*, **701**, 32-39.
- 7) Mizuta, R. et al., 2012: Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid, *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233 - 258.
- 8) IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, 79.
- 9) Piani, C. et al., 2010: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrology*, **395**, 199-215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024
- 10) 気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報第8巻, 44.

吹き払い柵スケールモデルにおける 自然降雪を利用した屋外 PIV 計測の試み

The trial of the outdoor PIV measurement using snowfall in the scale model of a blower snow fence

山崎貴志, 住田則行, 三浦豪 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)
Takashi Yamazaki, Noriyuki Sumita, Go Miura

1. はじめに

吹き払い柵などの防雪対策施設周辺の流れ場を詳細に観測することは、施設の性能評価や設計等を行うにあたって重要である。しかし、風速計等を用いての詳細観測は計測箇所数が多くなるために困難である。流れ場の観測において PIV (Particle Image Velocimetry, 粒子画像流速測定法) という流速分布を面的に把握できる計測方法があるが、そのほとんどが屋内観測への適用であり、屋外観測への適用事例は少ない。そこで本稿では、防雪対策施設の一つである吹き払い柵周辺の流れ場を詳細に観測することを目的に試みた屋外 PIV について紹介する。

2. 屋外 PIV に向けた対策

PIV は、シート状にした照明 (ライトシート) を照射し、流れ場に混入させたトレーサー (流れに追従する粒子) が反射する光で可視化を行い、それを連続撮影した画像の解析により流速を計測する方法である。屋外 PIV にあたっては、環境負荷を生じないトレーサーの選択や、風向が一定ではない自然風の中で観測範囲にトレーサーを分布させる方法の検討が必要であるが、自然降雪をトレーサーとして利用することでこれらの条件を満たすと考えられる。

また、PIV では、画像解析を行ううえで、連続撮影される画像に同一のトレーサーが写っていることが必要であるため、流れと平行になるようライトシートを配置するが、風向が一定ではない屋外観測においては、ライトシートの厚みが薄い場合、トレーサーがライトシート面外へ移動し解析不能となることが予測される。そこで、ライトシートを厚くするため、一般的に PIV の光源として利用されているレーザーではなく、光線の広がり角約 6° の LED スポットライト 28 個を並列に配置した照明装置を使用した (図 1)。



図 1 照明装置 (ライトシート)

3. 屋外 PIV 事例

(1) 計測条件

計測には、合板と単管パイプを用いて製作した縮尺 $1/2$ の吹き払い柵模型を用いた。

柵高は 1650 mm、柵幅は 8750 mm とした。機器の配置については、柵模型を主風向に対しておおむね直角に設置し、照明装置を柵の風下側に設置して柵風下側の観測範囲にライトシートを配置した (図 2)。連続画像の撮影はハイスピードカメラにより毎秒 125 枚の速度で行った。また、柵の風上 10 m に超音波風向風速計を設置して風向風速を計測した。

(2) 計測結果

撮影した画像の例を図 3 に示す。ここでは示していないが連続する画像間で同一の雪粒子が多く写っているため画像解析が可能であった。しかし、ライトシートが厚いためライトシート内で交錯する流れが生じることがあり、そのような部分では画像解析が正しく行えないと考えられる。

また、PIV では 2 枚の画像から計測が可能であるが、本件では流れに乱れがあることや風向風速が一定ではないことを考慮して、7276 枚 (3638 組、約 58 秒間) の画像からそれぞれ得られた結果の平均を流速分布とした (図 4)。

得られた流速分布から、吹き払い柵における吹き払い効果が生じている

範囲や減風されている範囲などが定量的に把握できることがわかった。なお、このときの平均風速は、高さ 1.5 m で 4.9 m/s、平均風向は柵直角方向からのずれで約 10° であった。

4. まとめ

吹き払い柵模型と自然降雪を利用した屋外 PIV を試みた結果、自然降雪はトレーサーとしての利用が可能であること、また、厚みのあるライトシートを使用することにより屋外観測が可能であることを確認した。しかし、ライトシートが厚すぎるとライトシート内で交錯する流れが多くなるため画像解析が正しく行えないと考えられる。また、本件で使用した照明装置は光線の指向性が不十分で、観測範囲を広げるほど光源から遠い部分でライトシートが厚くなりすぎるため、実スケール観測への適用にあたっては光線の指向性向上が必要と考えられる。

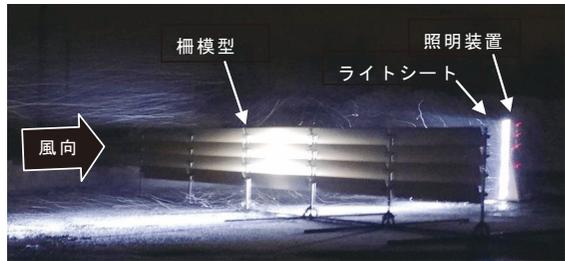


図 2 柵模型，照明装置設置状況



図 3 撮影画像

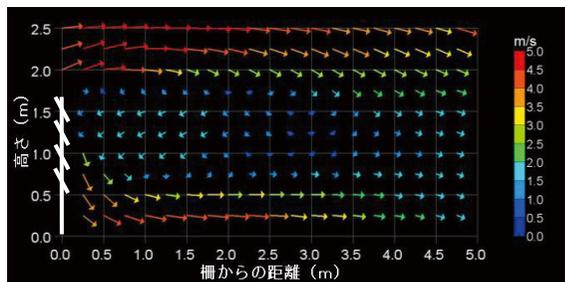


図 4 流速分布

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

Positive study on prevention for disaster occurred in winter season in cold regions

*根本昌宏, 尾山とし子 (日本赤十字北海道看護大学), 高橋修平 (北見工業大学)
*Masahiro Nemoto, Toshiko Oyama and Shuhei Takahashi

1. はじめに

東日本大震災以降, 津波対策等は意欲的に進められている. しかしながら北海道などの極寒冷地域は, 冬期の停電のみで命を落とす危険性があるにもかかわらず, 寒冷環境への防災対策は手薄であり, 市民の関心もあまり高くない^{1, 2)}.

我々は冬期被災に対応する命を守る技術, 設備そして知恵を集約するために, 3年間をかけてさまざまな実証検討を行ってきた. ここでは秋期から冬期に向かって段階的に収集した仮想避難所のデータを解析し, 冬期被災に適用可能な手法を導き出して, 寒冷地の防災対策について考える.

2. 段階的仮想避難所の設営と実証

(1) 第一段階: 秋期仮想避難所と実証結果 (2010)

第一段階の仮想避難所の設営は, 日本赤十字北海道看護大学の体育館を使用し, 安全性を考慮し秋期 (2010年9月) に実施した. 秋期仮想避難所の準備物資と避難想定を表-1に示す.

表-1 秋期仮想避難所の概要

準備物資	ブルーシート, 新聞紙, 段ボール, 毛布
避難想定	2010年9月21日北見市において大規模停電の発生 仮想避難者30名

初めて開催された避難所演習は, 暖房設備なし, 炊き出しなしであり, 食事は乾パン, 塩と水のみであった. 図-1に示すように, 避難所はブルーシートを敷設し, 乾電池型のLEDランプ2基のみの照明とした. これは大部分の自治体で想定している体育館避難所の設営方法である. 当日の気温変動を図-2に示す. 外気温は最低気温が7.5℃まで低下したが, 体育館内温度は19℃を保持した. 室内温度が19℃あるにもかかわらず, 大部分の仮想避難者は就寝時に寒いと答え, これは床下からの冷気の伝導と



図-1 秋期仮想避難所の様子(2010).



図-2 秋期仮想避難所屋内・屋外の温度変化.

関連していると考えられた。また体育館は天井が高く、この環境下での睡眠に不安が訴えられ、広い体育館に閉鎖的空間を生む必要性が考えられた。さらにブルーシートの“擦れ”により発生する音は耐え難いものであり、多くの避難者の睡眠を妨げるものとなった。ブルーシートは体育館を養生するために敷設するものであり避難者にメリットはない。これらのことを踏まえて第二段階へと進んだ。

(2) 第二段階：晩秋期仮想避難所と実証結果 (2011)

晩秋期仮想避難所は同場所において 2011 年 10 月に実施した (表-2)。外気温がマイナスとなる可能性があったため、準備物資は前回よりも強化し、閉鎖的空間を作り出すために大人数収容テント (図-3) を導入した。炊き出し設備として簡易型薪ストーブを屋外に設置し、食材は家庭で保存している可能性が高い物のみとし、羽釜を使用して白米をはじめ豚汁など 3 回分の食事を炊き出した。テント内の暖房には、CO の発生がなく安全な熱源となり得る焼いた煉瓦 (高温に熱した煉瓦) を用いその効果を検証した (図-4)。

当日の気温変動を図-5 に示す。最低気温は 2.2℃まで低下し、体育館内温度も 12.3℃まで低下した。テント一基当たり焼いた煉瓦を 20 個導入したが、それによる温度増加はわずか 3.1℃であり、持続時間も 2 時間以内となった。テント内を暖めるための

表-2 晩秋期仮想避難所の概要。

準備物資	大型テント, 薪ストーブ レンガ, 調理器具 食材(米等)
避難想定	2011年10月23日北見市において大規模停電の発生 仮想避難者 60 名



図-3 大型テントの体育館内設営(2011)。



図-4 焼き煉瓦の製作。

熱源としては熱量不足であり、重量や労力を勘案すると煉瓦による暖房は現実的ではないことが明らかとなった。寒さによる就寝への影響があったものの、テントによる閉鎖的空間の提供とブルーシートをアルミマットに変更したことは、就寝改善効果に寄与することが確認された。

安全に貯蔵可能なエネルギー源として薪を使用し、一升の白米を 30 分で炊きあげることができる薪ストーブと羽釜の有用性が確認された。秋期までの間であれば、薪ストーブによる暖房で屋外での避難も可能と思われた。



図-5 外気温(下), 体育館内気温(中), テント内気温(上). (23:00 に煉瓦搬入)

(3) 第三段階：冬期仮想避難所と実証結果 (2012)

前2回の実証結果により種々の問題点が明らかとなった。安全性を重視した改善対策を確立すべく、冬期の仮想避難所を2012年12月に実施した(表-3)。暖房対策として屋内の大型テント内には、市販品のジェットストーブをディープフリーバッテリーで駆動させる設備を(図-6)、屋外の設備としてインディアンテント(以下、ティピー)とペレットストーブを導入した(図-7)。

外気温が-5℃以下で推移し、体育館内も約5℃であったが、大型テント内にジェットストーブ

準備物資	ジェットストーブ, ペレットストーブ, ティピー, ディープフリーバッテリー等
避難想定	2012年12月17日北見市において大規模停電の発生 仮想避難者20名

表-3 冬期仮想避難所の概要。

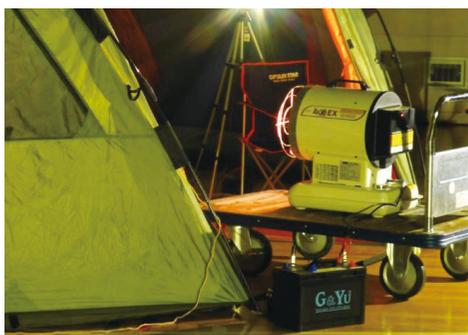


図-6 ジェットストーブとバッテリー(2012)。



図-7 ティピー(インディアンテント)。内部にペレットストーブを導入した。

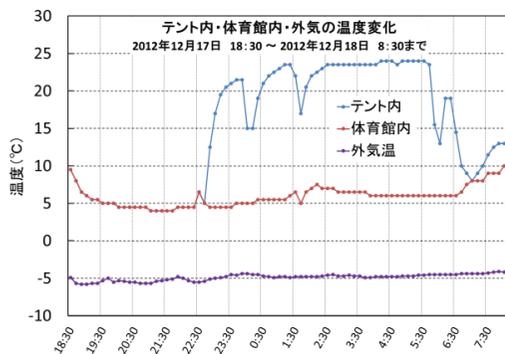


図-8 テント, 体育館, 外気の温度変化。(22:30 から 5:30 まで稼働)

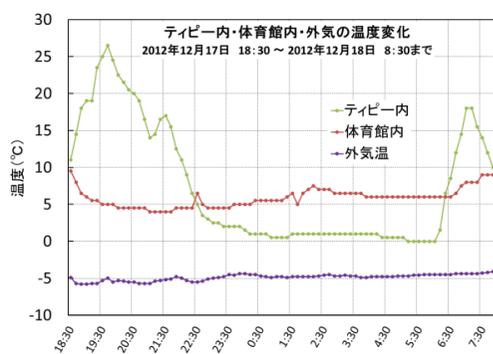


図-9 ティピー内の温度変化。(夜, 朝とも約1時間のみ点火)

ブを導入することによってテント内は約 24℃を維持できることが確認された(図-8)。このストーブは115Ahタイプのディープフリーバッテリー1個で約12時間持続運転が可能であった。灯油使用量は12時間で約19Lとなった。屋外に設置したティピーは、キッチンならびに食事場所として稼働させた。ティピーは防災加工が施された幕体であり、室内でストーブやたき火ができるように設計されている。本検討では簡易型ペレットストーブを導入して居住性を確認した。図-9に示すように、外気温が-5℃にもか

かわらずティピー内は 26℃まで上昇し、快適な居住空間を生み出すことができた。夜間はストーブを消し翌朝スタートさせると短時間で快適な温度に到達させることができた。

3. まとめと今後の課題

〔防災対策の現状〕

自治体で想定もしくは備蓄している物品を基にして、冬期に被災した際に起こりうる事象を検討した。ほぼすべての自治体は本実証の第一段階にとどまり、厳冬期に生じた災害に耐えることは難しいと考える。発生する確率の少ない災害に対して潤沢な予算を使うことは難しいが、冬期被災に対する最低限の設備の開発実証を推し進めることが防災対策として重要であると考えている。

〔仮想避難実験結果〕

冬期の避難生活に有用な設備や技術を段階的に検討した。今回使用したジェットストーブやペレットストーブは安価で誰にでも入手可能な機材であり、自治体（公助）に依存せず、自助もしくは共助の観点で有用な手法と考えられる。さらにアメリカインディアンの知恵から生まれているティピーは、冬期の降雪時の屋外においても快適な空間を作りだし、寒冷地域における防災用具としての有用性が期待された。しかしながら我々は厳冬期の実証を行っていない。マイナス 20℃を下回る環境において、本実証結果が反映できるか、さらなる検討を必要としている。

〔今後の課題〕

これらの成果を一般市民に公開すべく「オホーツク de あそぼうさい」を 2013 年 3 月に実施した（図-10）。滑り台など子どもたちに遊んでもらうアトラクションを取り入れながら、冬の防災について学んで頂くイベントとした。冬の屋外催事にもかかわらず、来場者総数は 160 名を越え、テレビ、新聞等でも報道された。実証した結果を広く寒冷地域に暮らす方々に理解して頂くことによって、冬期被災への関心と住民ひとり一人の意識の向上が図られるものと期待される。これらがひいては積雪寒冷地で生活するための安心安全な暮らしに繋がるものと考えている。



図-10 オホーツク de あそぼうさいの会場。

謝辞

寒冷対策、非常食対策について南極料理人・西村淳先生にご助言を頂きました。また取り組みの周知には、FM オホーツクの藤澤利光様にご協力頂きました。

本検証は公益財団法人秋山記念生命科学振興財団のネットワーク形成事業助成により実施いたしました。皆さまのご協力に感謝申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1)札幌市, 2013:平成 24 年度第 2 回市民アンケートの結果について,平成 25 年 2 月 28 日報道発表資料
- 2)美幌町, 2012:防災意識に関する町民アンケート調査結果について,平成 24 年 10 月 5 日報道発表資料

道路でみられる雪庇の破断崩落 Break down of snow blocks from highway

竹内政夫、成田英器 (NPO 雪氷ネットワーク)、石本敬志 (日本気象協会北海道支社)、
金田安弘 (北海道開発技術センター)、佐々木勝男 (北海道工業大学)

Masao Takeuchi, Hideki Narita, Keishi Ishimoto, Yasuhiro Kaneda, Katsuo Sasaki

1. はじめに

積雪期の道路の切土では雪崩の発生の他に、雪崩予防柵 (以下雪崩柵とする) 等の構造物や法頭にできる雪庇が転落し道路交通を危険に晒すことがある。雪庇の崩落から道路を守るため、危険な雪庇の除去作業も行われている。特に雪崩柵にできる雪庇の除去作業は目立って多く、筆者らが雪の専門家として現場では雪庇の安全や危険について問われることが多い。雪崩柵に被さる雪の塊は一概に雪庇と呼ばれているが、成因からみると斜面の雪がクリープして柵に被さる雪庇と単に柵上部に雪が積もって大きくなった冠雪の2種類がある (竹内, 小林, 2008)。そして冠雪は転落するが雪庇は堅固で厳冬期には破断や転落しないことから、除去作業が必要なのは冠雪で雪庇は安全と考え、雪庇と冠雪の見分け方について述べた (竹内, 成田, 佐々木, 2012)。しかし、融雪期には山の稜線の雪庇のように破断する可能性は否定できないので現地調査を続けてきた。道路における雪庇・冠雪の事例の紹介と雪庇の破断について述べる。

2. 道路の雪庇

雪の専門家として現場に呼ばれよく訊かれるのは写真1. のような雪崩柵に懸かる雪庇の除去についてである。写真1. の雪庇は水平方向にも背面の雪とも繋がって支えられているので破断する危険は少ない。しかし、写真2. のように斜面の雪ごと除去している例も少なくない。大きくはみ出した雪庇の巻きだれ部分はともかく斜面



写真1. 雪崩柵に懸かる雪庇



写真2. 雪庇と斜面積雪の除去

の積雪は雪崩柵で抑えられているので、除去するのは雪庇部分だけで十分と考えられる。むしろ柵に雪を残さない丁寧な除雪は新雪 (表層) 雪崩のすり抜けの危険性がある。

3. 雪庇の破断—融雪期—

厳冬期には強く固まった雪庇も気温上昇とともに柔弱になるため、大きくはみ出した雪庇部分は雪崩柵などの支持物体の上から破断する。写真3. は雪崩柵に被さった



雪庇のはみ出した部分が平均気温0℃の暖気が5日間続いて破断した例である。破断した部分を除くと雪崩柵で支持されているので、写真2. の斜面積雪の除雪の必要性は小さいと考えられる。融雪期にみられる雪庇の破断は雪崩柵に懸かる雪庇が大きくはみ出して残っている場合にみられるが、一般的には雪庇の表面から剥離して小さくなり大きな塊で破断することは少ない。

写真3. 融雪期の雪庇の破断

4. その他の雪庇

非常に特殊な例であるが、雪庇防止に設置した吹き払い柵の下にできた大きな吹き



だまりが雪庇状に成長した例が写真4. である。雪崩柵を大きく埋め尽くしたのは柵で吹き払われた雪が吹きだまりとなったものである。これと隣接した切土斜面では同じような吹きだまりが崩落し雪崩となっている。乾き新雪による吹きだまりや雪庇は密度も強度も小さいので破断・崩落することがある。

写真4. 雪庇防止柵の下の吹きだまり

5. まとめ

道路でみられる雪庇や冠雪は雪崩柵等ここで述べた他に、法面枠型工の狭いステップにできる冠雪の転落もある。いずれも融雪期に入ってから発生しているのは雪の強度は雪の温度に大きく依存しているからである。大きく支持物体からはみ出している部分が破断・崩落するので、除去する時期や除去部分の判断は慣れるとそれほど難しいものではない。

6. 引用文献

竹内, 小林, 2008: 雪崩予防柵にできる堅固な雪庇と転落する冠雪, 24回寒地技術シンポジウム技術論文・報告書, pp. 60-363.

竹内, 成田, 佐々木, 2012: 巻きだれ雪の形成と消滅—危険な巻きだれの見分け方—, 北海道の雪氷, 30, 111-114.

そろばん道路の発生過程について

A Study on the Emergence of Ice Bumps on the Road Surfaces in Winter

永田 泰浩, 金田 安弘, 富田 真未 (一般社団法人 北海道開発技術センター)
Yasuhiro NAGATA, Yasuhiro KANEDA, Mami TOMITA

1. はじめに

冬期の北海道では、道路上にそろばんの珠のような「こぶ氷」が発生する。まとまって発生した道路を「そろばん道路」と呼ぶことが多い。走行する車両の快適性が低下するだけでなく、歩行や走行の障害となり、成長すると車両の安全性にも影響する。

2011年度冬期は、冬期を通じてそろばん路面の発生状況の分析を行い、発生頻度の高い区間の特徴を把握した¹⁾。そろばん道路、こぶ氷の発生および成長の過程については、自分自身の仮説の他、雪氷学会北海道支部研究発表会、雪氷研究大会(2012・福山)で、多くの方から様々な仮説をご教示いただいた。とにかく多くの仮説があり、結論としては、明確な発生、成長過程が把握されていないことがわかった。

2012年度冬期は、前年度冬期と同様に1日2回の現地踏査を行うとともに、静止画像記録装置による定点観測を行い、そろばん道路の発生および成長の過程を観察した。

2. 調査方法

(1) 現地踏査

現地踏査は図1のように、札幌市中央区南1条東2丁目から北1条通(一般国道12号)まで北上し、北海道中央バス札幌ターミナルの東側を南下し、さらに創成川公園を大通まで南下して、大通を東2丁目まで東進する一周約800mのルートの基本とした。2012年12月から3月にかけて、可能な範囲で平日の朝夕の2回、踏査を行った。

(2) 定点観測

2011年度調査で、最もそろばん道路の発生が多かったのが、北海道中央バス札幌ターミナル東側の市道であった。そこで、北海道中央バス株式会社の協力をいただき、中央バス札幌ターミナルの照明柱に静止画像記録装置を設置し、路面状況を撮影した。観測は2013年1月下旬～3月に実施し、10分間隔で静止画像を記録した。



図1 現地踏査の基本ルートと定点観測地点

3. 現地踏査結果

現地踏査の結果、把握できた現象を以下に示した。

(1) 安定走行区間でのこぶ氷の発生

昨年度、大きなこぶ氷は大型車両の加減速区間で多発していることを確認したが、小さなこぶ氷は安定走行区間でも発生していることがわかった。図2のように高さ1cm程度であり、大きなこぶ氷ほど突状にはなっていない。交差点などのない安定走行区間のタイヤ通過部分に10~20cm程度の間隔で発生していた。

昨年度までは、車両の加減速挙動がこぶ氷発生の要因と考えていたが、加減速挙動はこぶ氷が大きく成長する要因であって、発生の要因ではない可能性も考えられた。

(2) 尾根状の固い圧雪の発生

2013年2月8日24時の現地踏査時には、図3のように固い圧雪が尾根状に発生しており、一部で小さなこぶ氷が確認できた。当日は、図4のように15時から24時までの9時間で7cmの降雪があった。気温は15時の-1.6℃から22時に-4.0℃まで低下しており、湿った雪が踏み固められ、表面の一部が氷化している状況であった。図3に示した尾根状の圧雪の発生状況は、松倉らが行った非積雪期の非舗装道路での「そろばん道路」の路面状況と似ている²⁾。松倉らは、そろばん道路の特定波長と車両の振動加速度が一致することを示したが、雪氷路面における尾根状の圧雪についても、車両の振動加速度が影響を及ぼしている可能性が考えられる。

図3と同様に、尾根状の圧雪が車両の進行方向と垂直に発生している事例を図5に示した。いずれも固い圧雪の表面の一部が氷化している状況であり、氷化している部分は尾根の突部であった。

一方、現地踏査において、尾根が車両の進行方向と平行に発生している場合があった。図6にその際の道路状況を示した。図3や図5との違いは、尾根の方向と雪面状況であった。尾根が車両の進行方向と平行に発生している事例は、圧雪路面ではなく、氷板路面であった。

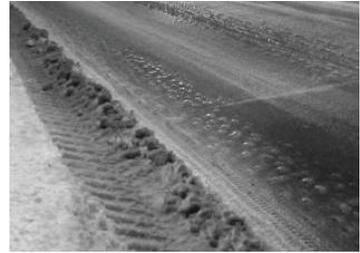


図2 安定走行区間のこぶ氷

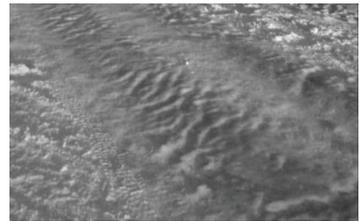


図3 尾根状の固い圧雪とこぶ氷

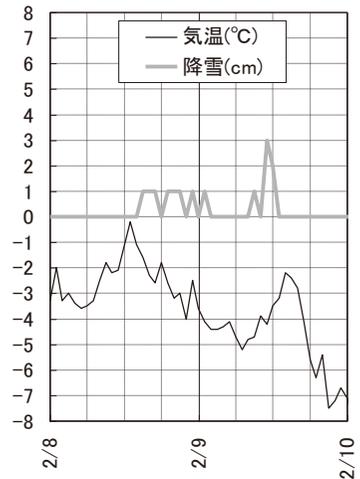


図4 2013/2/8~9の気象経過

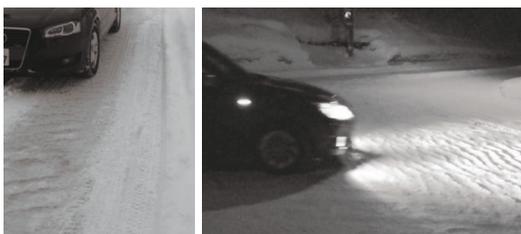


図5 進行方向と垂直に発生した尾根状の圧雪

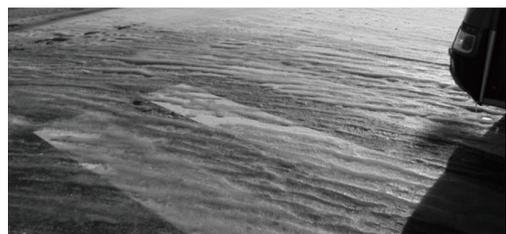


図6 進行方向と平行に発生した尾根状の氷板

(3) 雪氷路面の表面が融けるような状況でのこぶ氷の成長

2013年1月22日から23日の同一地点（中央バス札幌ターミナル東側）の路面状況の変化を図7に示した。22日の9時の時点では圧雪および氷板路面で、こぶ氷は確認できなかったが、20時には多数のこぶ氷が発生していた。日中の最高気温が -0.9°C と氷点下であったが、図8のように日射があり、路面の表面は融けていたと考えられる。翌23日は午前中に降雪があったものの、前日と同様に気温が -1°C 前後で日射があり、19時の現地踏査では、昨日からのこぶ氷が大きくなるとともに、数も増加していた。

図7の両日の夜間の画像を比較すると、タイヤ通過部を除いては、23日には雪氷路面の厚さが減少していた。こぶ氷は高さを増して成長するのではなく、周辺雪氷路面の融解によって、相対的に高くなっていると考えられる。

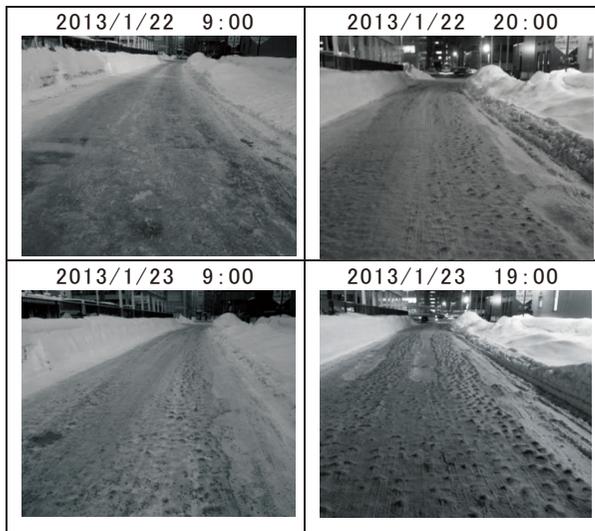


図7 2013/1/21~22 のこぶ氷の増加と成長

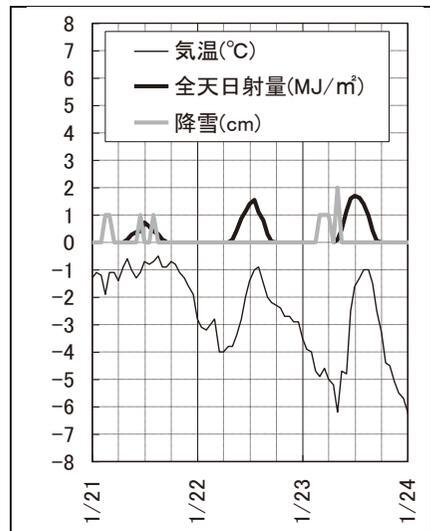


図8 2013/1/21~22 の気象経過

4. 定点観測結果

静止画像記録装置による定点観測の結果、把握できた現象を以下に示した。

(1) 雪氷路面が融けるような状況でのこぶ氷の成長

2013年2月13日は日中に気温が 1°C まで上昇し、日射もあったことから、図9のように水たまりができるほど雪氷路面が融解した。前日の12日にもこぶ氷が発生していたが、13日の夜にはこぶ氷が12日より相対的に高くなっていた。



図9 2013/2/12~13 のこぶ氷の成長（静止画像記録装置による定点観測結果より）

(2) こぶ氷の位置の変化

こぶ氷が大きく成長した 2013 年 2 月 15 日から、氷板に尾根状の筋のある状況であった 2 月 8 日までの路面状況を観察した。図 10 の白丸は、2 月 15 日の時点で静止画像記録装置でも確認できるような大きなこぶ氷のあった位置である。静止画像記録装置は照明柱に固定されており、同期間で撮影角度は変更していない。図 10 には白丸の位置を時間の逆経過とともにプロットした。図のようにこぶ氷の位置は、2 月 14 日日中の水たまりができるほどの融解状態も含めて、2 月 10 日の時点から移動していない。一度できた小さなこぶ氷が、同じ位置で徐々に成長していったと言える。

一方、2 月 8 日の段階では、こぶ氷の発生は確認できないが、筋状になった氷板の角の部分がこぶ氷の位置と重なっていることが多かった。ただし、2 月 6～7 日と静止画像記録装置のバッテリーの電圧が低下し、欠測が生じたため、2 月 7 日以前に同じ位置にこぶ氷が発生していたかを確認することはできなかった。

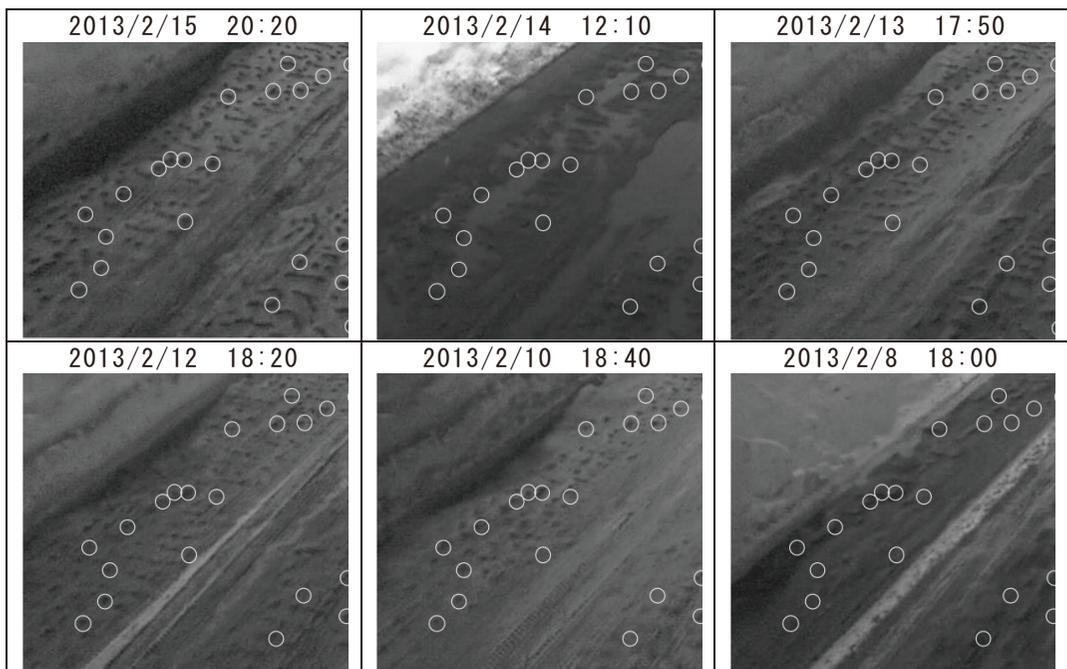


図 10 2013/2/8～15 のこぶ氷の位置 (静止画像記録装置による定点観測結果より)

5. おわりに

そろばん道路、こぶ氷についてはまだ不明な点が多いが、冬期の連続的な踏査、観測を踏まえて、徐々にその発生状況、成長状況が把握されつつある。次年度こそは、発生過程、成長過程について、その結論を示したいと考えている。

最後になりますが、「つつる路面」および「そろばん道路」の定点観測にご協力くださいました北海道中央バス株式会社様に、深く御礼申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) 永田 泰浩, 金田 安弘, 富田 真未, 2012: 「そろばん道路」の発生に関する考察, 北海道の雪氷, 第 31 号, 77-80.
- 2) 松倉 佑太, 川村 彰, 中島 繁則, 富山 和也, 2008: そろばん道路の路面特性について, 土木学会北海道支部 論文報告集, 第 65 号, E-4.

路面凍結防止剤のモデリング

Modeling of road salt

藤本明宏 (土木研究所寒地土木研究所)

Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

1. はじめに

冬期道路では、機械除雪や凍結防止剤散布を基本に様々な積雪・凍結路面对策が実施されている。路面凍結モデルは路面温度や路面凍結の発生を予測することで積雪・凍結路面对策の適正化を支援する技術として、これまでに国内外の様々な研究機関で提案され、実用化されてきた。1980, 1990年代に開発された初期のモデル^{1)~3)}などの多くは気象や地形などの自然要因に重点を置いたものが多く、車両や凍結防止剤などの人為要因を十分に考慮していなかった。最近になって路面に及ぼす車両の熱的影響に関する研究が進み、車両の影響はモデルに組み込まれるようになった^{4)~6)}など。一方、凍結防止剤のモデリングに関しては車両熱に比べて遅れており、世界的にも未だ研究開発段階の域を出ていない。凍結防止剤を未考慮の路面凍結モデルは路面の凍結を予測できても、散布内容の妥当性(通常の散布量で凍結を回避できるか否か、散布時期が適切か否か等)までを評価できない。

本研究では、路面凍結モデルの改善の一環として、凍結防止剤のモデリングを行っている。本論文では、凍結防止剤散布の効果と課題を整理するとともに、凍結防止剤のモデリングの状況を踏まえて今後の路面凍結モデルに関する課題について述べる。

2. 凍結防止剤散布の効果と課題

冬期路面管理マニュアル(案)では、「凍結防止剤とすべり止め材は、気温と雪氷量を総合的に判断して、状況にあわせて効果的な散布に心がける必要がある。」⁷⁾と記載されている。この事について村國による研究^{8),9)}を参考に今一度考えてみる。

一般的に路面上の水・氷・雪量(以下、路面雪氷量)が増えるほどあるいは温度(ここでは路面温度や気温を意味する)が低下するほど、凍結防止剤の効果は低下する。具体例として、氷膜や氷板に塩化ナトリウムを散布した場合、温度 -10°C では凝固点曲線に準じて塩濃度が約15%の塩化ナトリウム溶液が発生するように氷が融解する。温度 -5°C では塩濃度が約7%の塩化ナトリウム溶液が発生する。これより、温度によって融氷量は異なるため、同じ散布量・路面雪氷量であっても温度が高いと路面凍結を回避できる(適正散布あるいは過剰散布)が、温度が低いと路面雪氷表層の一部のみを融かすだけで路面状態を改善できない(過少散布)場合があることが分かる。また、同じ散布量・温度では融氷量が一定となるため、路面雪氷量が少ないと路面凍結を回避できるが、路面雪氷量が多いと散布効果を十分に得られない場合がある。このように、凍結防止剤散布による融氷量は温度に依存し、有意な散布効果が得られるか否かは路面雪氷量によって決まるので、確かに凍結防止剤の散布は温度と路面雪氷量を総合的に判断して決定する必要がある。ちなみに、現道において比較的測定し易い塩濃度で凍結防止剤の散布量の過不足を判断するような試みには注意が必要である。氷点下では塩濃度は基本的に温度に依存するため、低温下では高濃度であっても路面

雪氷量の多いすべり易い路面は存在し、低濃度だからといって必ずしもすべり易い路面とは限らない。冬期道路管理においては、塩濃度も参考になるが、やはり温度と路面雪氷量（可能であれば路面残塩量）を基に総合的に凍結防止剤の散布内容を決定することが望ましい。

これまでに凍結防止剤の基本的性質は明らかにされ、平衡状態に達した時の融氷量は簡単に求めることができる。それでもなお、適切に凍結防止剤を散布することは容易でない。この理由は、現道の温度および雪氷量の正確な把握、またはこれらの情報を基にした的確な散布の実施が難しいことにある。具体的には、路面温度・気温および路面雪氷量は時間的・空間的に多様に変化する上に、路面雪氷量については現道での実用的な測定技術が確立できていない。また、北海道では重点散布を実施しているが、必要な箇所に必要な量を撒くための改良すべき機械的課題もある。さらに、凍結防止剤を散布機械のホップ内に残すと固詰の原因になるため、完全に撒き終えなければならないといった管理上の事情も存在する。将来においては、オペレータの高齢化や世代交代に伴う散布作業の習熟度の低下に関する潜在的な不安要素も忘れてはいけない。

3. 路面凍結モデルに関する課題

(1) 凍結防止剤のモデリング

路面凍結モデルは計測機器で得ることが難しい路面温度や路面雪氷量を計算で求めることができる。更に凍結防止剤の影響を加味することにより、散布後の路面雪氷状態（散布が適切か否か）を事前に検証することが可能になるため、凍結防止剤散布の適正化への貢献度は高い。

筆者らはこれまでに凍結防止剤の溶解熱や凝固点降下を考慮したモデルを提案し、塩化ナトリウム溶液の凍結過程¹⁰⁾と固形散布後の霜凍結過程¹¹⁾について室内実験を通してモデルの妥当性を検証した。しかしながら、これらのモデルは道路外への凍結防止剤の流出がない条件下での検証に留まっており、現道へ適用するには道路上で起こ

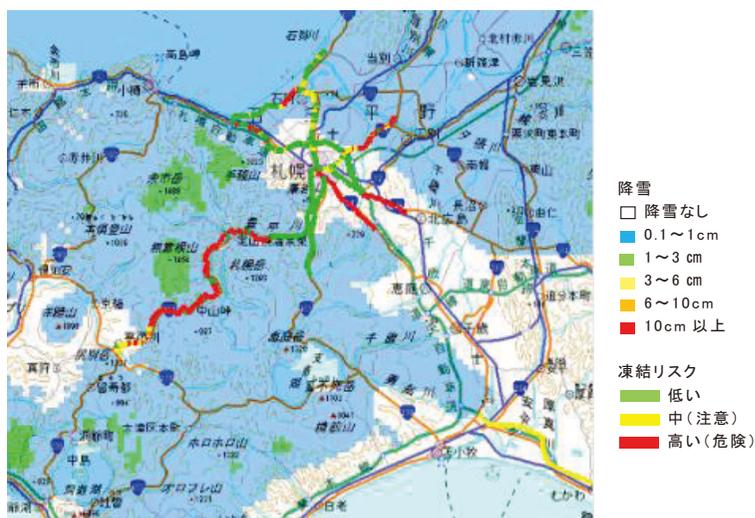


図1 寒地土木研究所版路面凍結モデル

る凍結防止剤の移動の定量化が必要となる。現在、道路上の凍結防止剤の移動を車両による飛散、車両への付着および道路勾配に伴う排水に分け、それぞれ野外実験を通して定量化を試みており、別の機会に報告したい。

(2) 予測範囲の拡大

当研究所では独自に路面凍結モデルを構築し、平成 24 年度の実績として国道主要 24 路線の総延長 570 km に亘る路面温度および路面凍結リスクの予測情報を道路管理者へ提供している¹²⁾。当モデルは道路気象テレメータ地点の路面温度・路面雪氷状態予測とサーマルマッピングで作成した路面温度路線分布を組み合わせることで、面的な路面温度および路面凍結リスクの予測を可能にした。しかしながら、この手法は予測範囲の拡大にサーマルマッピングが必須となり、多大な時間と労力を要する。従って、今後の課題はサーマルマッピングの実行回数の最小化検討やサーマルマップとは別の方法による予測の広域化検討が挙げられる。最近では、齊田ら¹³⁾は山岳地形データ、太陽の軌跡、気象モデルを組み合わせ、路面温度の路線分布を熱収支のみで推定する広域路面温度モデルを提案しており、早期の実用化が待たれる。

4. おわりに

本論文では、凍結防止剤散布と路面凍結モデルの現状と課題について紹介した。今後、路面凍結モデルに凍結防止剤の影響を組み込み、さらに計算精度や予測範囲を改善することにより、今まで以上に合理的かつ客観的な道路管理方法を提案できる可能性は高まる。しかしその一方で、現状の道路維持作業は、予算の縮減等、様々な制約下であり、いくら正確で豊富であっても道路維持作業への反映が困難な情報は好まれない。従って、冬期道路管理の効率化を推進させるためには、“研究者が提供できる情報”と“管理者が実施できる作業”を照合する機会を増やし、路面凍結モデルの改善と並行して、モデルの有効的な活用方法を検討することが益々重要になると考える。こうした課題を乗り越え、冬期道路管理の歯車に路面凍結モデルが噛み合った時、路面凍結モデルは今まで以上に冬期道路管理の効率化に貢献できるであろう。

【参考・引用文献】

- 1) Thones, J. E. , 1984: The prediction of ice formation on motorways. Ph.D. thesis, *University College*, 1-392.
- 2) Rayer, P. J. , 1987: The Meteorological Office forecast road surface temperature model. *Meteor. Mag.*, **116**, 180-191.
- 3) 武市靖, 前野紀一, 久保宏, 1992 : 路面凍結の検知と推定手法に関する研究, *土木学会論文集*, **440**, 155-164.
- 4) Prusa, J. M. et al. , 2002: Conceptual and scaling evaluation of vehicle traffic thermal effects on snow/ice-covered roads, *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1225-1240.
- 5) 石川信敬ら, 2000 : 凍結路面の発生メカニズムに関する熱収支的考察, *寒地技術論文・報告集*, **16**, 382-388.
- 6) Fujimoto, A., Saida, A. and Fukuhara, T. , 2012: A New Approach to Modeling Vehicle-Induced Heat and Its Thermal Effects on Road Surface Temperature, *J. Appl. Meteor.*, **51**, 1980-1993.
- 7) 北海道開発局, 1997, *冬期路面管理マニュアル (案)*, 16.

- 8) 村国誠, 1993 : 冬期路面管理に使用する薬剤 (2) 薬剤の事前散布効果, *ゆき*, **11**, 87-94.
- 9) 村国誠, 1993 : 冬期路面管理に使用する薬剤 (3) 薬剤の融雪メカニズム, *ゆき*, **12**, 97-103.
- 10) 藤本明宏, 渡邊洋, 福原輝幸, 2009 : 凍結に伴う NaCl 湿潤アスファルト舗装のすべり抵抗低下, *日本雪工学会誌*, **24**, 2, 3-11.
- 11) 藤本明宏, 齊田光, 福原輝幸, 2011 : 固形塩化ナトリウムの溶解を伴う路面霜凍結解析, *日本雪工学会誌*, **27**, 4, 3-13.
- 12) 高橋尚人, 浅野基樹, 石川信敬, 2005 : 熱収支法を用いた路面凍結予測手法の構築, *寒地技術論文・報告集*, **21**, 201-208.
- 13) 齊田光, 藤本明宏, 福原輝幸, 2013 : 熱収支法による広域路面温度予測モデル—乾燥路面の路線温度分布予測—, *土木学会論文集*, 掲載決定.

効果的・効率的な防滑材の加熱水混合散布手法に関する研究

A study on effective and efficiently method for warm wetted sanding

切石亮, 川端優一, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中村隆一
 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)

Makoto Kiriishi, Yuichi Kawabata, Roberto Tokunaga, Naoto Takahashi, Ryuichi Nakamura

1. はじめに

積雪寒冷地では、凍結路面对策として凍結防止剤の散布を行っているが、厳寒時や路面上の雪氷量が多い場合には、凍結防止剤だけでは路面のすべり抵抗値を改善させる十分な効果が得られない場合があり、7号砕石¹⁾等を防滑材として散布している^{2), 3)}。

防滑材の散布手法としては、防滑材のみを散布する「乾式散布」、防滑材と凍結防止剤水溶液を混合して散布する「湿式散布」がある。湿式散布は乾式散布に比べ、路面への定着性が高く、乾式散布に比べると散布効果が持続することが知られている³⁾。しかし、防滑材の湿式散布を行った場合でも、車両の走行などにより防滑材が飛散し、時間の経過と共にすべり抵抗値が低下する場合がある⁴⁾。

海外においては、表1に示す仕様⁵⁾で加熱水混合散布が行われているが、我が国における適用性を確認するため、佐藤ら⁶⁾は、低温室内において基礎的な試験を行った。その結果、加熱水温度 20℃、加熱水混合割合 20%の場合、90%以上の7号砕石が氷の上に定着し、温度上昇に伴い7号砕石の定着率が向上することを確認した。

表1 海外における加熱水混合散布の主な仕様

防滑材の粒度	0~4 mm
加熱水の温度	90~95 °C
加熱水の混合割合	重量比30 %
散布量	200 g/m ²

切石ら⁷⁾は、佐藤らの試験結果を基に、苫小牧寒地試験道路において、実際の散布装置、一般交通を模擬した車両等を用いた試験を行い、すべり抵抗値を用いて散布効果を評価した。その結果、加熱水温度 20℃の場合には車両の通行により防滑材が飛散し散布効果が低下したが、加熱水温度 40℃の場合には、車両の通行がある場合でも散布効果が持続した。このことより、加熱水温度が 20℃では当該手法の効果は得られないことを確認した。しかし、40℃より高い加熱水温度や 20%以外の加熱水混合割合における散布効果は不明であった。

そこで、著者らは 2012 年及び 2013 年に加熱水温度 60℃と加熱水混合割合 30%の散布効果に関する試験を行ったので、試験の概要とその結果について述べる。

2. 防滑材散布試験

加熱水の温度及び混合割合による散布効果を目的として試験を行った。

2. 1 試験概要

試験は、加熱水の温度及び混合割合による散布効果を目的として、苫小牧寒地試験道路で行った。各試験日における試験条件は表2に示す。

2. 2 試験方法

図1に示すコースレイアウトのように氷膜路面を作成し、4区間の氷膜路面を、無散

布区間，7号砕石散布区間，7号砕石+加熱水散布区間，7号砕石+凍結防止剤水溶液（以下，CaCl₂水溶液）散布区間を設定した。各区間に必要な散布材を散布した後，交通模擬車両（以下，ダミー車）を走行させ，車両の通行による影響を再現した。

調査項目は，氷膜・散布後における路面のすべり抵抗値，時刻，気温，路温，各区間の写真撮影とした。気温及び路温はコース上の固定点において計測した。調査のタイミングは，散布前，散布直後，ダミー車の走行50台毎に300台走行までの8回調査を行った。

2. 3 試験装置

散布作業は図2に示す凍結防止剤散布車を使用して散布作業を行った。なお，凍結防止剤散布車は，国土交通省北海道開発局で多く使用されている機種と同様の機械を用いた。散布装置部分には，加熱水混合散布を行うため，水を加熱し保温する機構を試作し搭載した。

すべり抵抗値は図3に示す連続路面すべり抵抗値測定装置（以下，CFT）⁸⁾を用いて計測を行った。CFTで計測するすべり抵抗値は，HFNと呼ぶ独自の値で，すべりにくい路面ほど高い値を示し，すべり易い路面ほど低い値を示す。

2. 4 試験結果

2. 4. 1 2012年の試験結果（加熱水温度40℃・60℃）

2012年に実施した試験結果を，図4に示すように各区間（無散布，7号砕石，7号砕石+加熱水，7号砕石+CaCl₂水溶液）50mにおける0.1秒毎に計測したすべり抵抗値を箱ひげ図に示す。当該年度は1月17日（加熱水温度40℃）の結果を図4左に，1月18日（加熱水温度60℃）の結果を図4右に示す。

1月17日の試験では，加熱水混合散布（40℃）が50台走行後から徐々にすべり抵抗値が低下しているが，従来の散布手法（7号砕石，7号砕石+CaCl₂水溶液）に比べて高いすべり抵抗値を示した。

表2 試験条件

試験月日	2012年1月17日	2012年1月18日	2013年1月23日	2013年1月30日
時刻	18:30~23:47	17:49~22:54	17:56~22:38	17:31~22:30
気温(°C)	-10.4~-12.3	-5.0~-13.3	-6.0~-12.0	-0.7~-3.4
路温(°C)	-5.4~-7.9	-4.0~-8.3	-3.0~-6.9	-1.7~-4.7
散布条件	無散布	無散布	無散布	無散布
	7号砕石 150g/m ²	7号砕石 150g/m ²	7号砕石 150g/m ²	7号砕石 150g/m ²
	7号砕石+加熱水(40°C) 150g/m ²	7号砕石+加熱水(60°C) 150g/m ²	7号砕石+加熱水(40°C) 150g/m ²	7号砕石+加熱水(40°C) 150g/m ²
	加熱水割合 20%	加熱水割合 20%	加熱水割合 20%	加熱水割合 30%
	7号砕石+凍結防止剤水溶液 150g/m ² 水溶液割合 20%			

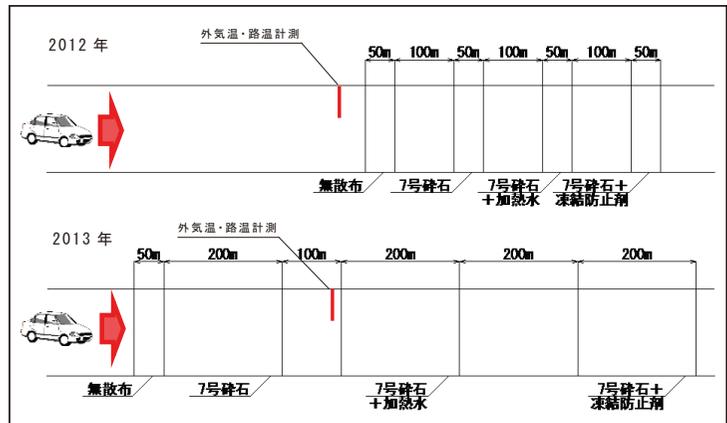


図1 コースレイアウト



図2 凍結防止剤散布車 (4.0m³級，湿式)



図3 連続路面すべり抵抗値測定装置 (CFT)

1月18日の試験においても、前日の試験結果と同様に加热水混合散布(60℃)が100台走行後から徐々にすべり抵抗値が低下しているが、従来の散布手法(7号砕石, 7号砕石+CaCl₂水溶液)に比べて高いすべり抵抗値を示した。

加热水温度40℃に対する加热水温度60℃のすべり抵抗値(HFN)は、各区間の平均値で-1.2~4.9異なり、加热水の温度によるすべり抵抗値の違いは確認できなかった。

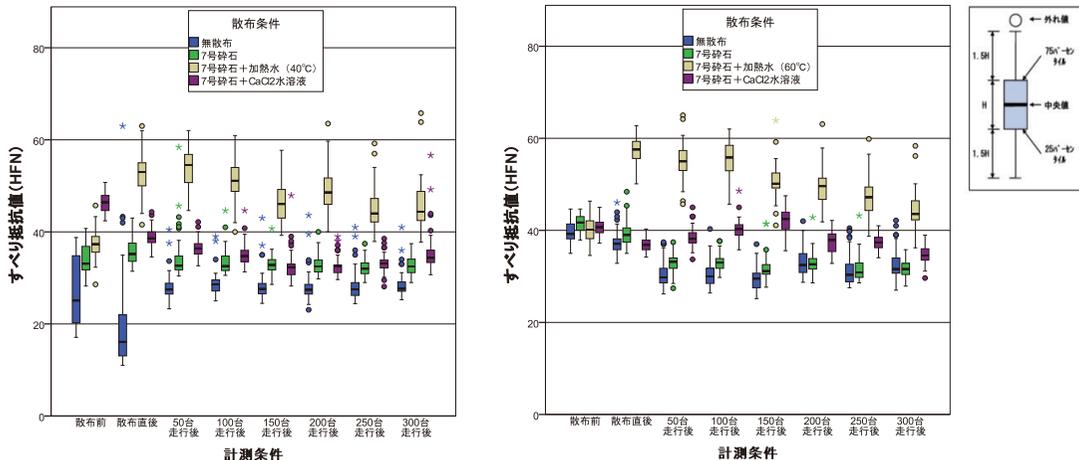


図4 2012年の試験結果(左:1月17日、右:1月18日)

2. 4. 2 2013年の試験結果(加热水混合割合20%・30%)

2013年に実施した試験結果を、図5に示すように各区間(無散布:50m, 7号砕石:200m, 7号砕石+加热水:200m, 7号砕石+CaCl₂水溶液:200m)における0.1秒毎に計測したすべり抵抗値を箱ひげ図に示す。当該年度は1月23日(加热水混合割合20%)の結果を図5左に、1月30日(加热水混合割合30%)の結果を図5右に示す。

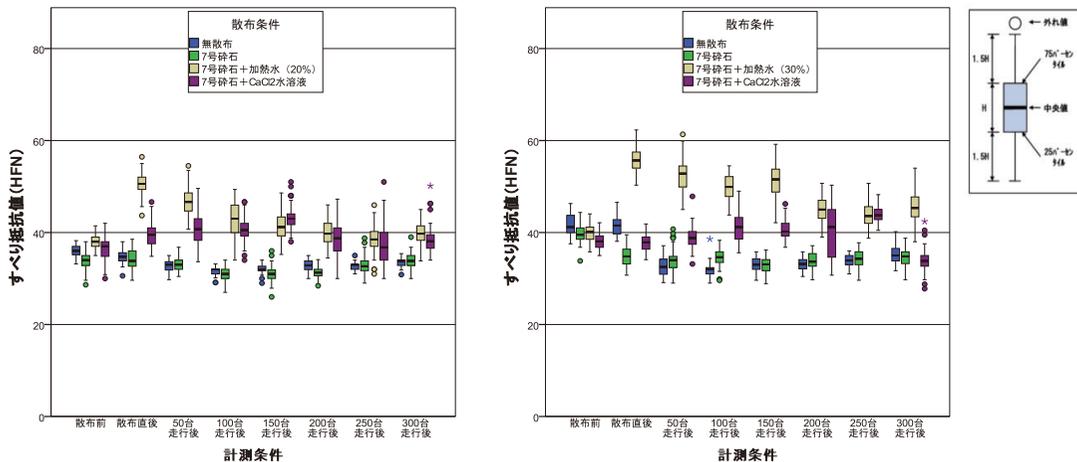


図5 2013年の試験結果(左:1月23日、右:1月30日)

1月23日の試験では、加热水混合散布(20%)が散布直後から徐々にすべり抵抗値が低下しており、7号砕石に比べ高いすべり抵抗値を示したが、100台走行後以降は7号砕石+CaCl₂水溶液と同等程度のすべり抵抗値を示した。

1月18日の試験においても、前日の試験結果と同様に加热水混合散布(30%)が散

布直後から徐々にすべり抵抗値が低下しているが、7号砕石に比べ高いすべり抵抗値を示し、7号砕石+CaCl₂水溶液に対しても200台走行後及び250台走行後を除き高いすべり抵抗値を示した。

加熱水混合割合20%に対する加熱水混合割合30%のすべり抵抗値(HFN)は、各区間の平均値で5.2~9.6高く、加熱水の混合割合により散布効果の違いが現れた。

3. まとめと今後の展望

本試験結果より、防滑材の加熱水混合散布は、従来の散布手法に比べて、高いすべり抵抗値が持続することを既往の試験結果と同様に確認した。

加熱水温度については、40℃と60℃ではすべり抵抗値に明確な差が確認できなかった。既往の試験結果を考慮すると加熱水温度は40℃以上必要であるが、既存の凍結防止剤散布装置の改良を考慮した場合、既存の装置は高温の水に対応した設計がなされていないことや、水の加熱に必要な費用等の面から、加熱水温度を必要以上に高くすることは望ましくない。そのため、加熱水温度は40℃として今後の検討を進めていくことが望ましいと考える。

加熱水の混合割合については、加熱水混合割合30%の場合に高いすべり抵抗値を示したことから、加熱水混合割合が防滑材の散布効果に影響を及ぼす事を確認した。このことにより、防滑材の散布効果を高めるためには、加熱水温度に加え、加熱水の混合割合も防滑材の散布効果を左右する要素として検討を進める必要がある。

今後は、30%より高い加熱水混合割合での散布効果や、圧雪など氷膜以外の各種路面状態における散布効果を含め、様々な条件下における試験・検討を今後も行い、防滑材の加熱水混合散布手法の確立を図る所存である。

【参考・引用文献】

- 1) 日本工業規格, 1995: 道路用砕石, JIS-A5001
- 2) 北海道開発局, 1997: 冬期路面管理マニュアル(案)
- 3) (社)日本建設機械化協会, 2004: 2005 除雪・防雪ハンドブック(除雪編) 213-214
- 4) 宮本修司, 森田英俊, 倉内圭, 阿部英樹, 舟橋誠, 高橋尚人, 浅野基樹, 2004: 防滑材の再利用に関する研究, 寒地土木研究所月報, **No.615**, 44-49
- 5) Torgeir Vaa, 2004: Implementation of New Sanding Method in Norway, Sixth International Symposium on Snow Removal and Ice Control Technology, TRB Electronic Circular **63**, 473-486
- 6) 佐藤圭洋, 秋元清寿, 宮本修司, 徳永ロベルト, 2009: 防滑材の飛散対策に関する基礎的研究, 寒地土木研究所月報, **No.675**, 35-41
- 7) 切石亮, 大日向昭彦, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中村隆一, 2011: 冬期路面管理における防滑材の定着性向上に関する研究, 北海道の雪氷 **No.30**
- 8) 舟橋誠, 徳永ロベルト, 浅野基樹, 2007: 連続路面すべり抵抗値測定装置(RT3)の導入について, 寒地土木研究所月報, **No.651**, 40-47

雪上歩行方法による歩容パラメータの違いについて

Differences in the gait parameters with four types of snow walking equipments during walking on snow

白川和希¹⁾⁵⁾, 上田知行²⁾, 井出幸二郎²⁾, 小坂井留美²⁾,
加藤満¹⁾, 大宮哲³⁾, 須田力⁴⁾

¹⁾北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター, ²⁾北翔大学生涯スポーツ学部,
³⁾名古屋大学大学院環境学研究科, ⁴⁾北方圏体育・スポーツ研究会, ⁵⁾北海道大学大学院教育学院

Kazuki Shirakawa, Tomoyuki Ueda, Kojiro Ide, Rumi Kozakai,
Mitsuru Kato, Satoshi Omiya, Tsutomu Suda

【背景】

近年、積雪期間における雪上活動、特にかんじきやスノーシューを履いて行うトレッキングが人気となっている。それに伴い雪上歩行具の浮力性、牽引性、安定性、軽量化が向上してきている。これまで、スノーシューの仕様による運動強度の違い¹⁾や健康上の有用性²⁾について報告されている。しかしながら、かんじき型とスノーシュー型の雪上歩行具や用具を使わない場合（つぼ足）などとの歩容の差異は未だ明らかになっていない。そこで、本研究は一般的に使用されている雪上歩行具を含む歩行手段による歩容の違いを明らかにすることを目的とした。

【方法】

健康な男性被験者 11 名（平均±標準偏差：年齢 33.4±18.8 歳，身長 168.7±5.4 cm，体重 62.9±5.3 kg，靴サイズ 26.3±0.6 cm）が，50 m の距離を 4 種類の自由歩行で往復した（図 1）。運動時間は，各 5 分間以上，距離は 3～5 往復（300～500m）であった。自由歩行は，被験者の体力に合わせた self-selected pace での歩行とした³⁾。

実験条件は，圧雪又は無雪路面を歩行する普通歩行，雪上をかんじきで歩行するかんじき歩行，雪上をスノーシューで歩行するスノーシュー歩行，雪上をブーツのみで歩行するつぼ足歩行の 4 条件とした。実験は，2013 年 2～3 月（積雪深 78～114cm，外気温-2.2～6.3℃）の積雪期に北翔大学の多目的グラウンドと陸上競技場で実施した。

実験で使用した道具を以下に示す。圧雪歩行とつぼ足歩行：各自で用意した長靴やブーツを用いた。かんじき歩行：Belmont 社製プラスチックかんじき「雪っこちゃん」（重量：310 g，底面積：718 cm²）と各自で用意した長靴やブーツを用いた。スノーシュー歩行：スノーシューは Redfeather Snowshoes 社製 HIKE 22（重量：760 g，底面積：1035 cm²）と各自で用意した長靴やブーツを用いた。

測定項目は，歩行速度（歩行距離を歩行時間で除して算出した。），歩数（カウンターを用いて手作業で計測した。），歩幅（歩行距離を歩数で除して算出した。），footprint の埋没深（3 種類のそれぞれの雪上歩行時に足跡の母指球側と踵側の埋没の深さを定規

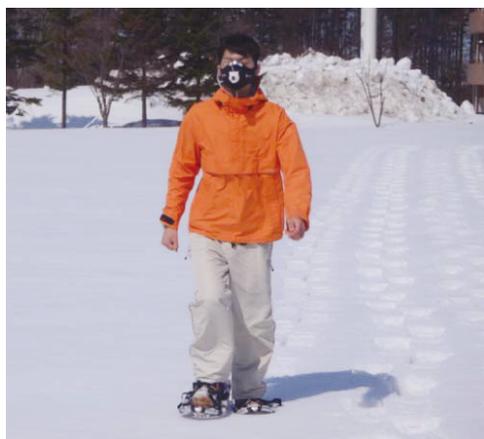


図 1 雪上歩行時の実験風景

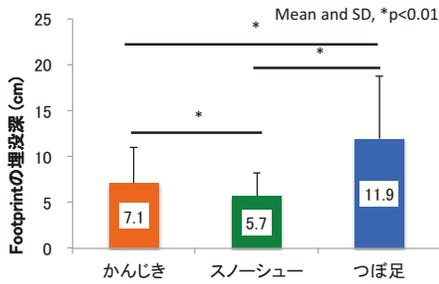


図2 Footprintの埋没深

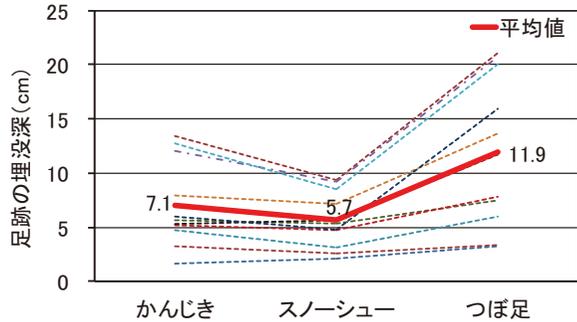


図3 被験者別埋没深の比較

で計測した。算出方法：(母指球部+踵部) ÷ 2))，左右の不安程度を反映する指標として埋没深の左右差 (左足と右足の埋没深の差の絶対値を算出した。) とした。つぼ足の埋没深を推定する要因を探るため、靴のサイズあるいは体重の相関を算出した。

解析方法について以下に示す。歩行速度と歩幅，footprint の埋没深は，一元配置分散分析を行った。各被験者の footprint の埋没深を埋没深 10 cm 未満の浅い群と 10 cm 以上の深い群として，二元配置分散分析を行った後に多重比較を行った。母指球部と踵部の埋没深の前後比較と左右差比較においては，対応ある t 検定を用いた。つぼ足の埋没深と靴のサイズおよび体重の相関分析を行った。いずれの検定も有意水準 5% とした。

【結果】

歩行速度の平均値は，圧雪/無雪歩行 81.8±7.0 m/min，かんじき歩行 56.1±11.3 m/min，スノーシュー歩行 56.7±9.8 m/min，つぼ足歩行 57.2±11.1 m/min となった。平均歩行速度を比較すると，かんじき歩行，スノーシュー歩行，つぼ足歩行は，圧雪/無雪歩行よりも有意に低下した (p<0.01)。しかし，かんじき歩行，スノーシュー歩行，つぼ足歩行の間に有意な差は見られなかった。

歩幅の平均値は，圧雪/無雪歩行 0.77±0.08 m，かんじき歩行 0.63±0.08 m，スノーシュー歩行 0.64 ± 0.06 m，つぼ足歩行 0.61±0.08 m となった。平均歩幅を比較すると圧雪/無雪歩行と比較して，かんじき歩行，スノーシュー歩行，つぼ足歩行いずれも有意に低下した (p < 0.01)。かんじき歩行，スノーシュー歩行，つぼ足歩行の間に有意な差は見られなかった。

footprint の埋没深の平均値は，かんじき歩行 7.1±4.0 cm，スノーシュー歩行 5.7±2.6 cm，つぼ足歩行 11.9±6.8 cm となった (図2)。footprint の平均埋没深の比較では，スノーシュー歩行<かんじき歩

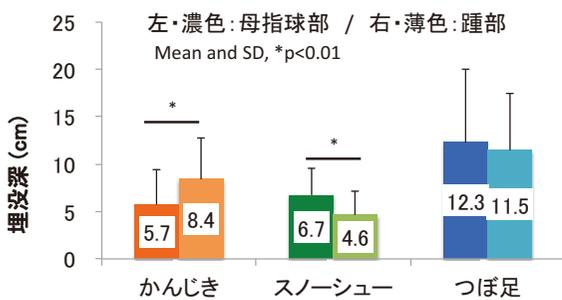


図4 埋没深の前後差 (母指球, 踵)の比較

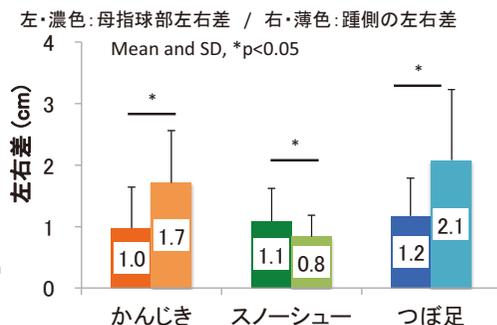


図5 埋没深の左右差の比較

行<つぼ足歩行の順に有意差があった ($p < 0.01$). つぼ足歩行は、かんじき歩行とスノーシュー歩行と比較して有意に大きかった ($p < 0.01$).

被験者別の footprint の埋没深を図 3 に示した. つぼ足歩行の footprint の埋没深が 10 cm 未満の浅い群と 10 cm 以上の深い群を分けた結果を以下に示す. 埋没深が浅い群の平均値は、かんじき歩行 4.1 ± 1.7 cm, スノーシュー歩行 3.6 ± 1.4 cm, つぼ足歩行 5.6 ± 2.2 cm となった. 埋没深が深い群の平均値は、かんじき歩行 9.6 ± 3.6 cm, スノーシュー歩行 7.4 ± 1.9 cm, つぼ足歩行 17.2 ± 4.0 cm となり、歩行方法間の平均値の差が広がるとともに、かんじき歩行およびつぼ足歩行の分散が大きくなった. 二元配置分散分析の結果、条件間および群間、そして交互作用に有意差があった (全ての項目において $p < 0.01$). 埋没深の浅い群においては、かんじき歩行とスノーシュー歩行に有意な差はなかった. しかし、埋没深が深い群において、かんじき歩行よりもスノーシュー歩行が有意に少なかった ($p < 0.05$).

母指球部と踵部の埋没深の前後の比較を図 4 に示した. かんじき歩行では、母指球部 (5.7 ± 3.7 cm) と比較して踵部 (8.4 ± 4.4 cm) が有意に大きかった ($p < 0.01$). スノーシュー歩行は、踵部 (4.6 ± 2.5 cm) と比較して母指球部 (6.7 ± 2.8 cm) が有意に大きかった ($p < 0.01$). つぼ足歩行は、母指球部 (12.3 ± 7.8 cm) と踵部 (11.5 ± 6.0 cm) の比較で有意な差は見られなかった.

母指球部と踵部のそれぞれの埋没深の左右差の比較結果を図 5 に示した. かんじき歩行では、踵部 (1.7 ± 0.8 cm) が母指球部 (1.0 ± 0.7 cm) よりも有意に大きかった ($p < 0.05$). スノーシュー歩行は、母指球部 (1.1 ± 0.5 cm) が踵部 (0.8 ± 0.4 cm) よりも有意に大きかった ($p < 0.05$). つぼ足歩行は、踵部 (2.1 ± 1.2 cm) が母指球部 (1.2 ± 0.6 cm) よりも有意に大きかった ($p < 0.05$).

つぼ足の埋没深に影響する因子として、つぼ足の埋没深と靴のサイズおよび体重の相関関係を比較した結果、それぞれの項目に有意差は見られなかった.

【考察】

本研究は、2013 年 2 月末から 3 月末までさまざまな雪上条件で実施されたため、埋没度は日によって大きな差が見られた. 測定場所の測定期間中の積雪深は約 80~115 cm, 気温は約 $-2 \sim 6$ °C であり、つぼ足歩行の埋没度が 5 cm 以内のしまり雪の場合や 20 cm を越えた軟雪の場合もあったことから、結果的につぼ足の埋没度がかんじき、スノーシューの埋没度に反映することも明らかとなった.

雪上歩行具の装着と未装着に差があったことから、雪上歩行具の必要性が明らかとなった. 特に、埋没の軽減させる雪上歩行具は、スノーシューであることが示唆された. さらに、つぼ足の埋没が 10 cm を超えるような環境下では、雪上歩行具、特にスノーシューの有用性が明らかとなった.

雪上歩行時の不安定要因の指標として埋没深の左右差を用いることができると考えられる. 図 5 において、つぼ足の踵側の左右差が大きくなっていることから左右のバランスが取りにくい要因であると示唆される. また、踵部左右差においては、かんじきよりもスノーシューの方が少ないことから、より安定した歩き方を可能にしていると考えられる. 被験者からは、「かんじきがスノーシューに比べて歩きづらい」という感想が挙げられた. その要因としては、かんじきの体重に対する底面積がスノーシューよりも小さいことや踵側が深く埋没するためつま先での蹴り出しが利かないが考えられる.

つぼ足の埋没深を推定する因子として積雪深や硬度、密度などの雪の物理的性質が考えられるが、本研究ではこれらの条件からの検討が及ばなかったため今後の課題としたい.

【結論】

雪上歩行時には、2 種類の雪上歩行具を装着することの有用性、かんじきとスノーシューの埋没する特徴に違いがあることが明らかとなった. 特に、スノーシューは、柔らかい深雪で埋没深が大きい場合、足の埋没を軽減させるより高い効果を有していることが示唆された.

<謝辞>

本研究にご協力いただきました被験者、験者としてご協力頂きました学生ならびにスポル会員の皆様にこの場を借りまして深謝申し上げます。

<付記>

本研究は、私立大学戦略的研究基盤形成支援事業「北海道型スポーツ振興システムの構築」(平成23年～平成25年, 北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター)の助成を受け, 健康スポーツ研究分野のプロジェクト研究として行われた。

<参考・引用文献>

- 1) Dalleck L., DeVoe, D.E., and Kravitz, L., 2003: Energy cost and physiological responses of males snowshoeing with rotating and fixed toe-cord designs in powdered snow conditions. *Ergonomics*, **46** (9), 875-881.
- 2) Schneider, P. L., Porcari, J. P., Erikson, J.D.A., Foster, C., Brice, G., and Freeman, A. 2001 : Physiological Responses to Recreational Snowshoeing. *Journal of Exercise Physiology*. **4** (3), 45-52.
- 3) 社団法人日本雪氷学会編, 2010: 積雪観測ガイドブック, 朝倉書店, 50-52.

航空レーザ測量を活用した 森林限界以上の高標高帯における積雪分布に関する研究 A study of snow depth distribution in high elevation zone above forest limit using airborne laser scanning

西原照雅 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所), 中津川誠 (室蘭工業大学大学院)
Terumasa Nishihara and Makoto Nakatsugawa

1. はじめに

積雪寒冷地では、融雪水をダムに貯留して夏季にかけての水需要を賄う。このため、ダム管理の現場では毎年3月に積雪調査を行い、流域の積雪包蔵水量を推定している。

ダム流域のような山間部の積雪分布は、標高の低い樹林帯（以降、「森林内」と表記）と森林限界以上の高標高帯（以降、「森林外」と表記）で異なることが報告されている¹⁾。このうち、森林内の積雪深及び積雪相当水量については、標高の増加とともに線形に増加することが多数報告されており、この関係はダム管理の実務において流域の積雪包蔵水量を推定する際の標準的な手法に用いられている²⁾。一方で、森林外の積雪深及び積雪相当水量は標高との間に線形の関係を示さない。例えば山田ら¹⁾は、大雪山系旭岳の森林外において積雪調査をした結果、積雪は凹部では多く、凸部では少なく、全体として地形の凹凸を平坦化するように堆積することを報告している。しかし、森林外は、冬季の立ち入りに危険を伴うことから、広範囲にわたり積雪分布を面的かつ定量的に計測し、地形との関係を詳細に分析した事例はない。

そこで本研究では、忠別ダム流域において実施した航空レーザ測量結果を用いて、森林外の積雪分布と地形との関係を解析した。この結果から、森林外の積雪分布を簡易に推定する手法を提案する。

2. 対象流域

対象流域は図-1に示す忠別ダム流域である。標高帯は400m～2,300m付近である。図には、環境省が公表している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が、白線で示した標高1,400m付近を境に植生が森林から森林以外に変化し、

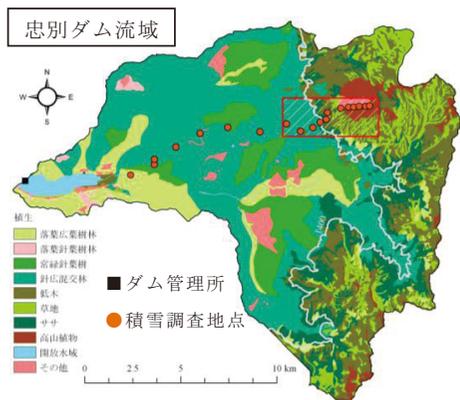


図-1 対象流域

流域面積の約6割が森林、約4割が森林以外である。積雪深分布の解析は、図-1の赤枠斜線で示す範囲で実施した航空レーザ測量結果を用いた。面積は10km²、標高帯は1,100m～2,300m付近の主に南～西向き斜面である。測量範囲の植生は標高1,450m付近を境に森林と森林以外に分かれ、標高1,450m以上の範囲では、98%が森林以外である。航空レーザ測量は、無積雪期の2009年9月22日～25日及び積雪期の2012年3月10日に実施し、二時期の測量の標高差を積雪深とした。データの水平解像度は5mである。なお、測量に

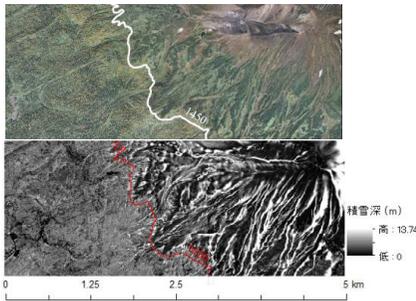


図-2 航空レーザ測量範囲の
航空写真（上）と積雪分布（下）

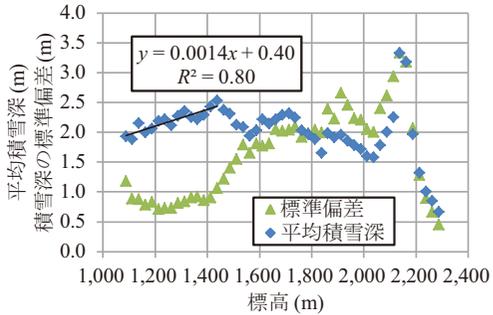


図-3 標高と積雪深及び標準偏差の関係

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。図-2に航空レーザ測量を実施した範囲の航空写真と測量日の積雪分布を示したが、森林限界である標高1,450m付近を境に積雪分布の特徴が大きく異なることが見てとれる。

3. 標高と積雪深の関係

航空レーザ測量で得られたデータは約40万データあり、そのままでは積雪深と地形との関係を捉えることが困難である。このため、標高25mピッチのように、幅を持った範囲に区分し、その範囲の平均積雪深を求め、地形因子との関係を考察する。

図-3に標高と積雪深の関係を示す。標高1,450mまでの積雪深が増加している範囲は、主たる植生が森林である。この範囲の標高と積雪深について線形回帰分析を行った結果を図中に示したが、既往報告と同様に、高い相関で線形の関係が見られる。また、積雪深の標準偏差は0.5～0.8程度であり、既往報告と一致した傾向がみられる³⁾。次に、標高1,450m以上は、森林限界を超え、主たる植生が森林以外である。ここでは、既往報告と同様に、森林内と比較して積雪深が小さい傾向がある。また、標高1,450mを超えると積雪深の標準偏差が急激に大きくなっており、森林外では積雪深のばらつきが大きいことがわかる。また、森林外では、積雪深の変動が大きく、標高のみをパラメタとして積雪深を表現することは困難であると考えられる。

4. 地上開度と積雪深の関係

山田ら¹⁾は、森林外の積雪は地形の凹凸を平坦化するように堆積することを報告している。そこで、本研究では、地形の凹凸を表す指標として地上開度を用い、積雪深との関係を解析する。地上開度は、横山ら⁴⁾が開発した指標であり、式(1)で求められる。

$$\Phi = (\phi_0 + \phi_{45} + \phi_{90} + \phi_{135} + \phi_{180} + \phi_{225} + \phi_{270} + \phi_{315})/8 \quad (1)$$

ここで、 Φ ：地上開度(°)、 ϕ_i ：着目する地点から指定した探索距離以内で方位*i*°方向の空を見ることが出来る天頂角の最大値(°)である。地上開度は、探索距離を任意に指定でき、8方位の天頂角の平均値を用いるため、方位及び局所地形に依存しない指標となる。着目する地点が谷の場合は地上開度が90°以下、尾根の場合は地上開度が90°以上であり、平地の場合は地上開度が90°となる。なお、本研究で用いた地上開度の探索距離は100mである。

図-4に地上開度と積雪深の関係を示す。地上開度は5°ピッチで区分し、平均積雪深を算出した。なお、積雪分布が森林外の特徴を示した標高1,450m以上のデータを抽

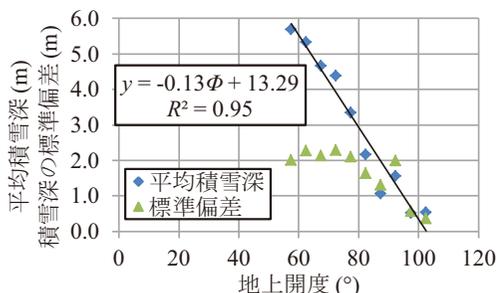


図-4 地上開度と積雪深及び標準偏差の関係

出している。図より、地上開度が大きくなる、つまり地形が谷から尾根に変化するにともない、積雪深が高い相関で線形に減少していることがわかる。また、積雪深の標準偏差を見ると、地上開度が 90°までは概ね 2.0 程度となっており、森林外では谷地形であっても森林内より積雪深のばらつきが大きいことを示している。一方で、地上開度が 90°を超えると、積雪深、標準偏差ともに小さく、森林外の尾根には積雪が堆積しづらいことを示している。

表-1 回帰係数

a_1	a_2
-0.205	19.105

表-2 全積雪量の推定結果 (10³m³)

	航空レーザ	本手法
全積雪量	12,014	12,020

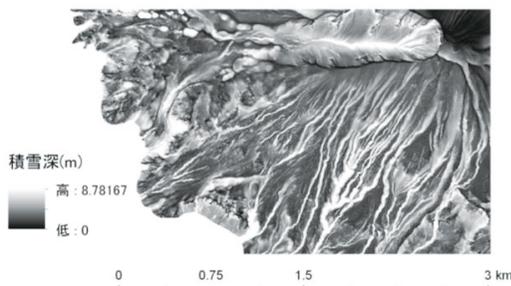


図-5 積雪分布の再現結果

5. 地上開度を用いた積雪分布の再現

4章における解析の結果、森林外の積雪分布は式(2)で表せることが明らかとなった。

$$SD = a_1\phi + a_2 \quad (2)$$

ここで、ここで、 SD ：積雪深(m)、 ϕ ：地上開度(°)、 a_1 及び a_2 ：回帰係数である。回帰係数は航空レーザ測量より得られたデータのうち、標高 1,450m 以上にある全データを対象とした線形回帰分析より決定した。結果を表-1 に示す。この結果を用いて、航空レーザ測量範囲の積雪分布を再現した結果を図-5 に示す。図を見ると、谷に沿って積雪が多く、尾根に沿って積雪が少なくなっており、森林外の積雪深分布の特徴を良く捉えている。航空レーザ測量により計測した積雪深を真値とすると、全メッシュのうち、誤差±50cm 以内で積雪深を推定したメッシュの割合が 27%、同じく誤差±1m の割合が 58%であった。次に、図-5 に示した範囲の全積雪量を推定した結果を表-2 に示す。両者の全積雪量はほぼ同等であり、誤差は 0.05%であった。以上より、地上開度を用いると、森林外の積雪分布を精度よく推定することが可能であると考える。

6. 地上開度を用いた積雪相当水量分布の推定

毎年航空レーザ測量を実施することは困難なため、ダム流域の積雪包蔵水量を推定する場合は、毎年の積雪調査結果を用いることとなる。そこで、忠別ダムで実施されている積雪調査のうち、森林外で実施されている 8 点について、地上開度と積雪深の関係を図-6 に示した。図には各年の回帰直線を併せて示したが、積雪調査結果についても、地上開度と積雪深の間に線形の関係が見られた。しかし、積雪深を用いた場合は、別途積雪の密度を考慮する必要が生じる。そこで、より簡便に実務に適用できるよう、試みに積雪相当水量と地上開度の関係をプロットした。結果を図-7 に示す。

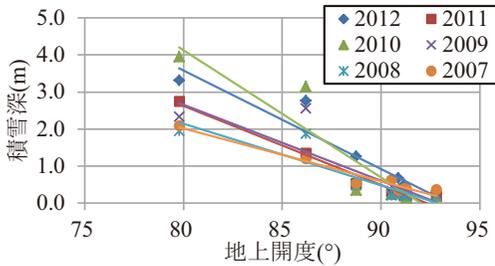


図-6 地上開度と積雪深の関係

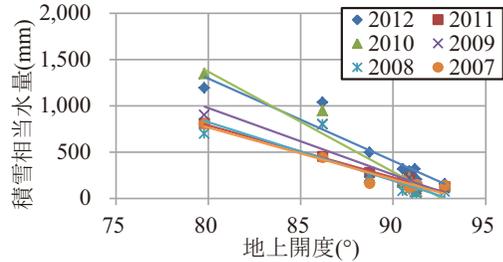


図-7 地上開度と積雪相当水量の関係

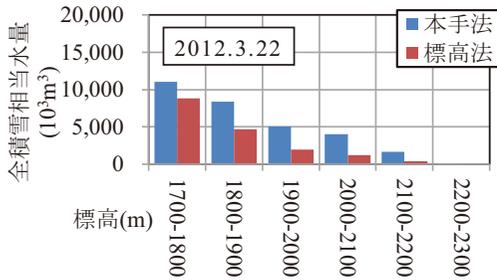


図-8 標高帯別全積雪相当水量

図-6 と同様に、毎年の回帰直線を併せて示したが、積雪相当水量と地上開度の間にも線形の関係が見られた。図に示した 6 年間において、決定係数が最も低い年で $R^2=0.74$ であり、実務に適用するには十分な相関関係と考える。以上より、実務においては、地上開度と積雪相当水量の関係をを用いることで、簡便かつ精度良く森林外の積雪相当水量を推定できることが明らかとなった。

最後に、標高 1,700m 以上の範囲に対し、積雪調査結果を用いて標高帯別の全積雪相当水量を推定した結果を図-8 に示す。比較のために示した標高法とは、標高と積雪相当水量の間に試行錯誤により多項式をあてはめて推定した結果である。なお、標高 1,700m 以上は冬季の立ち入りが困難なため、積雪調査は尾根のみで行われている。図-8 を見ると、すべての標高帯において、地上開度を用いて推定した全積雪相当水量が大きくなっている。これは、標高法では、積雪相当水量が小さい尾根上で計測した値が標高帯の代表値となっているためである。地上開度を用いた本手法は、積雪相当水量が多い谷地形を適切に評価し、全積雪相当水量を推定していると考えられる。

7. まとめ

森林限界以上の高標高帯で実施した航空レーザ測量結果から、森林外では、積雪深と地上開度間に線形の関係があることを明らかにした。さらに、森林外で行われた積雪調査結果について、積雪深及び積雪相当水量と地上開度間に線形の関係があることを明らかにした。この関係は、ダム管理上、非常に有用であると考えられる。

- 1) 山田知充, 西村寛, 水津重雄, 若浜五郎, 1978: 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程, *低温科学物理篇*, **37**, pp1-12, 1978.
- 2) (独)土木研究所 寒地土木研究所: ダムにおける積雪包蔵水量推定ガイドライン(案), 2012.
- 3) 西原照雅, 中津川誠, 浜本聡: 航空レーザ測量を活用した森林内における積雪深分布と地形の関係に関する考察, *北海道の雪氷*, **No.31**, pp.41-44, 2012.
- 4) 横山隆三, 白沢道生, 菊池祐, 1999: 開度による地形特徴の表示, *写真測量とリモートセンシング*, **第 38 巻 4 号**, pp.26-34.

知床半島の積雪と気候特性

Snow accumulation and climate properties in Shiretoko Peninsula

小倉美紀, 高橋修平(北見工業大学)

Miki Ogura, Shuhei Takahashi

1. はじめに

世界自然遺産として知られる知床半島には、オホーツク海に面する斜里町、根室海峡に面する羅臼町がある。どちらの街も主要産業が漁業と観光であり、気候条件が住民の生活や観光業に大きく影響する。特に、斜里町と羅臼町を結ぶ知床横断道路の開通が5月の大型連休の前か後かで観光業に大きな影響をもたらす(図-1)。

本研究では、ウトロ・羅臼・知床峠・知床岬の気候的特性および知床峠の積雪についてまとめ、知床峠路線沿いの積雪深の予測を行った。

2. 使用したデータについて

図-2 に使用したデータと位置関係を示す。北見(標高 114m)、網走(38m)、斜里(15m)、中標津(50m)、ウトロ(144m)、羅臼(15m)はアメダスによるデータ、ウトロ(峠入口・開発局ゲート)(162m)、知床峠(682m)、羅臼峠(84m)は北海道開発局によるテレメータデータ、知床岬は北見工大で設置したAWSのデータである(図-2)。

知床峠の気象測器および積雪深計は峠駐車場から約3km 羅臼側にある。

3. 知床と周辺地域の夏冬の気候

データはアメダスデータを使用した。羅臼はアメダス地点が移動したため最近6年平均を用いた、その他の地点は30年平均である。5~10月を夏期間、11~4月を冬期間とする。

図-3 に月平均降水量を示す。羅臼の夏の降水量は非常に大きく北見や網走の約2倍であり、根室側は夏に霧雨が多いことを反映している。冬の降水量はウトロも羅臼も北見・網走より多く、札幌並みかそれ以上である。

図-4 の平均気温では、夏期間では羅臼が12.9℃と8地点の中では最も低かった。冬期間はウトロで-1.6℃、羅臼で-0.9℃であるのに対し、内陸部の北見は-2.8℃、中標津は-2.4℃と低めだった。



図-1 知床峠の除雪状況



図-2 使用したデータの測定位置

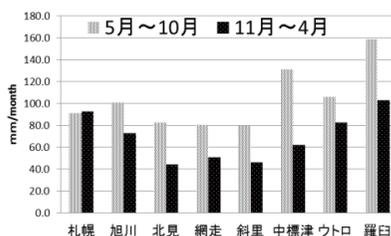


図-3 各地の夏・冬の月平均降水量 (30年平均)

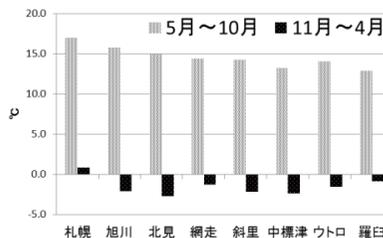


図-4 各地の夏・冬の平均気温 (30年平均)

図-5 の平均風速では、道東地方の夏冬を比べると冬期間の方が強い。羅臼では夏 2.3m/s に対し、冬 3.0m/s であった。また、ウトロでは夏 1.3m/s、冬 2.2m/s であった。

図-6 の積算降雪深は斜里もウトロも 647cm であり、札幌の 597cm より多い。羅臼は 522cm であった。

4. 知床岬と知床峠の気候の特徴

知床岬と知床峠の気候を調べるため、ウトロ(峠入口)と羅臼峠の気象データを比較した。知床岬は 2009 年の 1 年間データを使用した。その他は 10 年平均値である。

(1) 平均気温の比較

知床峠は標高が高いため平均気温は低くなっている。6 月に羅臼と知床峠の気温が逆転しているが、これは羅臼側に発生する海霧の影響で日射が遮られ気温が上がらないためと考えられる。4~7 月はウトロが最も高くなるが、8~3 月は知床岬の方が高い(図-7)。

(2) 平均風速の比較

平均風速は、知床岬の風速が 1 年を通して大きい。知床峠の風速は冬期が大きい、6~8 月は羅臼と同程度であった。羅臼・ウトロも夏期よりも冬期の方が風速は大きい。知床峠の風速が知床岬ほど大きくないのは、気象測器(開発局テレメータ)が大きく羅臼側の山陰にあるためかもしれない(図-8)。

(3) 知床岬の積雪について

2009 年 11 月~2010 年 5 月のデータをまとめた。同期間のウトロ(峠入口)の最大積雪深は 121cm、羅臼峠の最大積雪深が 99cm であった知床岬の積雪深はインターバルカメラの画像により得られたが、最大積雪深は 2010 年 1 月 10 日の 12cm であり、降雪はあるものの、強い風によりいつも吹き払われていることがわかった。また、積雪期間も 1 ヶ月程度であった(図-9)。

(4) 知床峠の積雪について

2009 年 11 月~2010 年 5 月の知床峠の最大積雪深は 351cm であり、ウトロ・羅臼峠の約 3 倍であった(図-10)。

図-11 に同期間の知床峠とウトロ(峠入口)の積雪深の関係を示す。期間 A(11 月初旬~12 月中旬)では平地(ウトロ)では積雪がないが峠では積雪が増えていく。期間 B(12 月中旬~1 月初旬)で

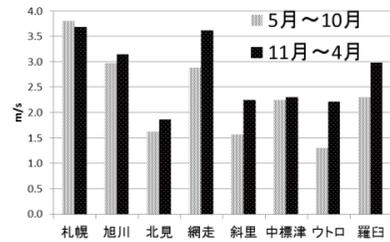


図-5 各地の夏・冬の平均風速 (30年平均)

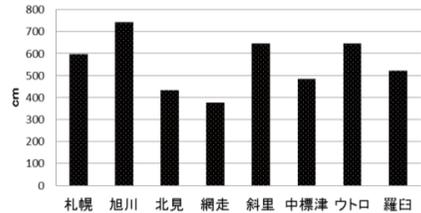


図-6 1 冬の積算降雪深 (30年平均)

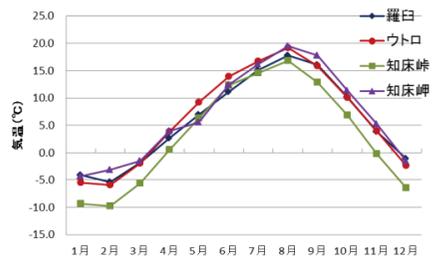


図-7 知床 4 地点の月平均気温

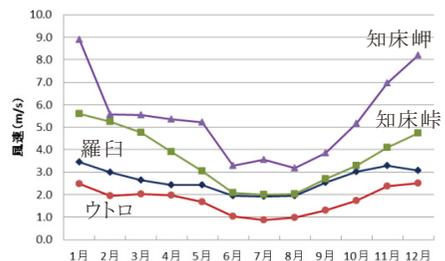


図-8 知床 4 地点の月平均風速



図-9 ウトロ、羅臼峠、知床岬の積雪深変化 (2009~2010年)

は平地も峠も積雪深は増加する. 期間 C(1月~3月)では平地の積雪深はほぼ一定となるが, 峠の積雪深は増加し続ける. 期間 D(3月中旬~4月下旬)では平地も峠も融解により積雪深は減少する. 期間 E(4月下旬~5月)では平地の積雪深が先に0cmとなり, 峠の積雪深のみ減少となる. この関係は羅臼峠も同様である.

積雪期間はウトロ(峠入口)・羅臼峠では12月中旬から4月下旬の4ヶ月間, 峠は12月はじめから5月下旬までの7ヶ月間と長い.

5. 山間部の積雪深の見積り

(1) 平地気象データから山間部積雪深の予測

ウトロの気象データから知床峠周辺の積雪深を見積もる. ウトロを地点1, 山間部を地点2として, 山間部の積雪深 H_2 を次式で求める.

$$H_2 = (\sum P_2 - \sum M_2) / \rho_2 \dots\dots\dots (1)$$

P_2 は山間部降雪量, M_2 は山間部融解量, ρ_2 は山間部の積雪密度である.

山間部気温 T_2 はウトロ気温 T_1 より気温減率 $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ より求め, $T_2 < 0$ のとき山間部で雪となるとして, ウトロ降雪量 P_1 から次式で求める.

$$P_2 = fP_1 \dots\dots\dots (2)$$

f は地形係数であり, 路線沿いの実測例から求める. 融解量 M_2 は $T_2 > 0$ のときに融解が起こるとし

$$M_2 = kT_2 \dots\dots\dots (3)$$

から求める. k は融雪係数(一般に $3\sim 6\text{mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{day}$)である.

(2) 知床峠の積雪深推定値検証

ウトロアメダスデータを用い, 式(1)より知床峠積雪深計地点の日平均積雪深を5冬分求めた(図-12). 地形係数 f は各年最大積雪深差が 0.0cm となるように調整した. また, 5年間の地形係数 f を求めると表1のようになった. 各年によって値が異なるのは, 風速や風向等の傾向が年によって異なるためと思われる(図-12).

(3) 峠路線沿い

2010年3月19日に若林らが国道334号知床峠前後の路線沿いに行った積雪深実測観測^{1),2),3)}を基に地形係数 f を見積もった. 路線沿いの地点名は羅臼を基点とし, キロポスト(0.5km)の距離数で名付けてある. 17km地点が峠頂上である(図-13). 20.5~21.5km地点は平坦な森林部であり, 積雪深



図-10 ウトロ, 羅臼峠, 知床峠の積雪深変化(2009~2010年)

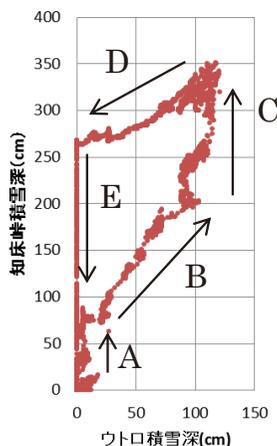


図-11 ウトロと知床峠の積雪深の関係

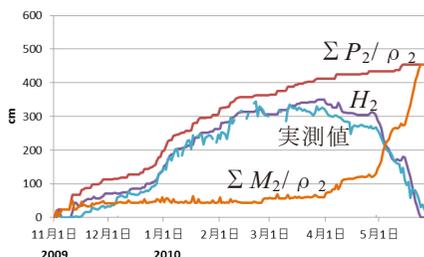


図-12 ウトロのデータから予測した知床峠積雪深計地点の積雪深見積もり(2009~2010年)

表-1 知床峠積雪深計地点の5年間の地形係数 f の値 (ウトロの値を1とする)

年	地形係数 f
2010~2011	2.63
2009~2010	2.96
2008~2009	2.46
2007~2008	2.76
2006~2007	1.98
平均	2.55

は約 100cm であった. この日のウトロアメダスの積雪深は 100cm と, 実測値とほぼ等しかった. これによりこの地点の地形係数はほぼ $f=1$ である. また, 峠積雪深計は 14~14.5km 地点にあり, この日の積雪深 291cm なので $f=2.9$ と考えられる. また, 毎年の実測観測により峠路線沿いの吹きはらい・吹きだまりの傾向が分かっている. たとえば, 17.5~17km 地点は吹きだまり地点であり, 18km 地点・18.5km 地点は吹きはらい地点である. この傾向を利用して地形係数 f を設定し, ウトロアメダスの積雪深から峠路線沿いの積雪深の予想ができると思う(図-14).



図-13 国道 334 号キロポスト位置
(キロ数は羅臼を基点とし, 知床峠駐車場は 17km)

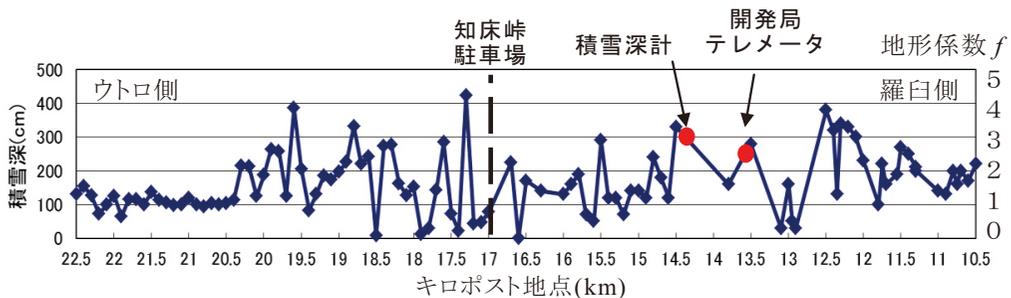


図-14 国道 334 号知床峠路線沿いの積雪深 (2010 年 3 月 19 日)
ウトロ側は地中レーダーによる測定, 羅臼側は測深棒による測定. グラフの右側には, ウトロ積雪深が約 100cm であることに基づいた地形係数 f を示す.

6. まとめ

- ・ウトロや羅臼では, 冬の降水量は道東地方の中では多く, 風速は冬の方が強かった.
- ・知床峠の最大積雪深は平地の 2~3 倍であった.
- ・知床峠は風速が大きく, 雪が積もらない.
- ・知床峠の積雪深変化はウトロの降水量, 気温から見積もりが可能であった.
- ・路線沿いの積雪は, 過去の積雪観測から見積もりが可能である.
- ・見積もりに必要な地形係数 f や融雪係数 k については, 風速や風向, 日射等の地形による変化を考慮していきたい.

謝辞 北海道開発局網走開発建設部の方々より貴重なデータを提供して頂きました. また松本経氏(北見工業大学)には知床峠のデータ回収に協力して頂きました. 心より感謝いたします.

【参考文献】

- 1) 若林剛・高橋修平・木下陽介・野原雅彦, 2010: 地中レーダーによる積雪観測(6) -知床半島の積雪分布特性-, 寒地技術論文・報告集, 26, 42-44.
- 2) 松岡健一, 2005: 16.4 地中探査レーダ, 雪と氷の事典, 674-678
- 3) 木下陽介・高橋修平・浜名裕司, 2009: 地中レーダー(GPR)による知床峠の積雪観測, 北海道の雪氷, 28

降雨と融雪が重なって生じる融雪出水(2)

—3ヶ年の模擬降雨散水実験の比較—

Hydrological study of snowmelt flooding during a rain-on-snow event, 2; Comparison of rain simulation experiment in the 3 snowmelt seasons

石井吉之, 中坪俊一, 森章一, 的場澄人 (北海道大学低温科学研究所)

Yoshiyuki Ishii, Shun-ichi Nakatsubo, Shoichi Mori, Sumito Matoba

1. はじめに

融雪期にまとまった雨が降ると河川は著しく増水する。あたかも雨によって融雪が促進されて増水したかのように見えるが、一般に雨滴自体による融雪量は小さい。降雨時には、比較的気温と湿度が高く、風速が強いことや、凝結潜熱の増大、蒸発熱損失の抑制、夜間の雪面冷却の抑制などの二次的効果によって融雪が進む^{1), 2)}。しかし、それでも降雨時の融雪量は晴天時の融雪量に比べて小さい。融雪量が小さいにもかかわらず、なぜ著しい河川増水が起きるかについては十分に理解されていない。また、降雨を伴った融雪出水において積雪がどのような役割を果たすかについても、積雪内での貯留が効く例と効かない例との相反する結果が報告されており、よくわかっていない。北大低温研の水文気象グループでは、降雨と融雪が重なって生じる融雪洪水の発生メカニズムと、この時に積雪が果たす役割を明らかにするために、2011～2013年の各融雪期に、雪面上に模擬的に降雨を散布することにより、積雪底面流出や積雪内部での水貯留の実態を実験的に明らかにしようとした。

2. 実験方法

実験は北海道幌加内町母子里の北大雨龍研究林内の融雪観測室前の露場で行った。容量 25 L の塩ビ製の耐圧円筒タンクを複数連結させて散布に必要な水量を確保した。タンクにはコンプレッサで圧力を掛け、常時一定圧力となって散布量が一定になるように調整した。ホースの先には市販の噴霧ノズルを付け、ノズルの先からはミスト状ではなく実際の雨と同様の微水滴が出るようにし、散布範囲が直径 70～80 cm の円形となるようにノズルの高さを雪面上 1 m に設定した。風による飛散を防ぐために風上にブルーシートで側壁を設けた。また、散布した水の積雪内での挙動や積雪との混ざり具合を調べるため、水の安定同位体を天然トレーサーとして用いた。同位体比の重い岩内町海洋深層水脱塩水を散布用の水試料として用いることにより、同位体比の軽い積雪との濃度コントラストを大きくさせた。実験を行う融雪観測室前の露場には、積雪期前の 10 月に 1 m×1 m の積雪ライシメータ (積雪底面流出測定用) 2 台と散水装置据付用の櫓を 3ヶ所に設置し、同じ積雪条件下で 3 回の実験が行えるようにした。

実験は、融雪が進み、積雪全層が 0℃となっている積雪深 1 m 程度の時期を選んだが、年毎に融雪の進行が異なり、必ずしも積雪深 1 m で統一されていない。各年の実験で与えた降雨条件とその時の積雪深及び積雪層構造を表 1 と図 1 にまとめて示す。なお、散布量の雨量への換算は、全量がライシメータの面積上に散布されたと見なして計算

した.

表 1 各年の実験で設定した降雨条件

	総散布量 (L)	総雨量 (mm)	平均雨量強度 (mm/h)	散布時間 (min)	積雪深 (cm)
2011 年					
実験 1	25	25	35	43	106
実験 2	60	60	23	159	106
実験 3	200	200	34	356	106
2012 年					
実験 1	170	170	35	295	173
実験 2	120	120	33	218	173
2013 年					
実験 1	160	160	34	286	180
実験 2	120	120	35	207	116

3. 結果と考察

2011 年の実験は 4 月 5～7 日に行った。期間中の積雪深は 100～80cm, 気温は -6.0～+9.9℃で推移した。3 回の実験における積雪底面流出量は実験 1 ではゼロ, 実験 2 では実験中から翌日にかけて約 1.5L (流出率 3%), 実験 3 では 200L も散水したにもかかわらず流出量はゼロであった。実験 3 において積雪底面流出がゼロであった理由については次のように考えた。積雪内に供給される水量が少ないうちは、水は雪粒間に保持されるが、供給水量が増加し、

下方への浸透速度 (強度) 以上の水が加わってくると、雪粒間の水はもはや下方ではなく、多くの水を保持できる層内を水平方向に流れるようになる。つまり、散布する水の量が多くなると散いた水は積雪内を水平方向に流れるようになり、鉛直下方の積雪底面からは流出しなかった。

2012 年の実験も、ある程度の融雪が進み、積雪深が 100cm 程度になった時期に行おうとした。ところが、2012 年の融雪期は、4 月上旬は寒気の影響を受けて融雪が遅れ、4 月 15 日になっても積雪深は 170cm もあった。2011 年に比べ 2 倍近い積雪深であったが、4 月 16～17 日に 2011 年と同じ方法で 2 回の実験を行った。この時の積雪深は 170～164cm, 気温は -1.9～+12.5℃で推移した。積雪深が多いので 2011 年以上に水平方向の流れが生じやすく、積雪底面流出量は観測されないことが予想されたが、実験 1 では散水開始後 50 分で積雪底面流出が現れ、総散布量 170L に対し総流出量は 46L, 流出率は 27%であった。実験 2 でも同様に散水開始後 90 分で積雪底面流出が現れ、総

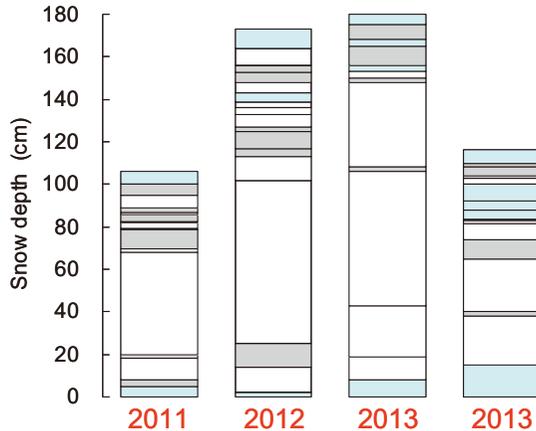


図 1 実験時の積雪の層構造 (水色部は著しく濡れた層、灰色部は大粒の層を表す)

散水量 120L に対し総流出量は 48L, 流出率は 40%であった (図 2). 散水した岩内海洋深層水 (脱塩水) の水素同位体比は +1‰, 実験前の全層積雪の水素同位体比は実験 1, 2 とも -93‰であった. 積雪底面流出水の水素同位体比は, 実験 1 では流出開始時の -86‰から散水終了時には -26‰まで重くなった. 同様に実験 2 では流出開始時の -109‰から終了時には -34‰になった. 散水量と流出量がほぼ定常となった時点で散水を終了したが, 終了時における積雪底面流出水に含まれる模擬降水の割合は, 水および同位体収支式より, 実験 1 では 71%, 実験 2 では 63%と見積もられ, 概ね 6~7割であった.

これまでの融雪水の積雪内浸透に関する研究では, 化学成分や水の安定同位体をトレーサーに用いることによって, 晴天日や弱い降雨時 (総雨量 20mm 程度) には積雪内部に貯留されていた水が押し出されるように積雪底面から流出し, その割合は 9 割以上に及ぶと言われていた^{3), 4)}. しかし, 顕著な降雨と融雪が重なった時にはこうした流出過程とは異なることも指摘されていた. 今回の実験では, 積雪上に総量 120~170mm の降雨があった時には, 降ってきた降水の概ね 6~7 割が積雪底面から流出することが明らかになった.

2013 年の実験では, 積雪内で水平方向の水みちとなる氷板や大粒のザラメ雪層ができる前後で, 融雪水の浸透がどのように変化するかを明らかにするために, 水平方向の顕著な水みち層が発達する前 (積雪深 180cm) と後 (同 116cm) とで模擬降雨散水実験を比較した. 実験

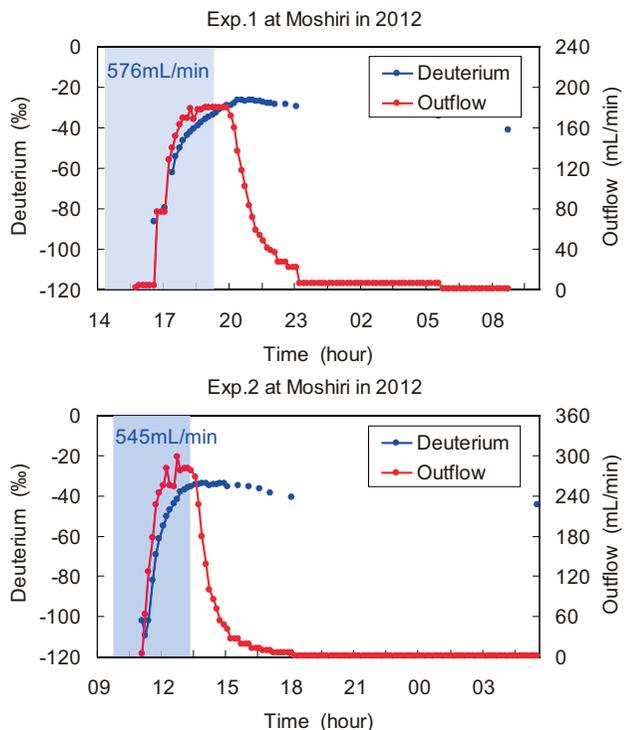


図 2 散水量と底面流出量及びその同位体濃度の時間変化 (2012 年の実験)

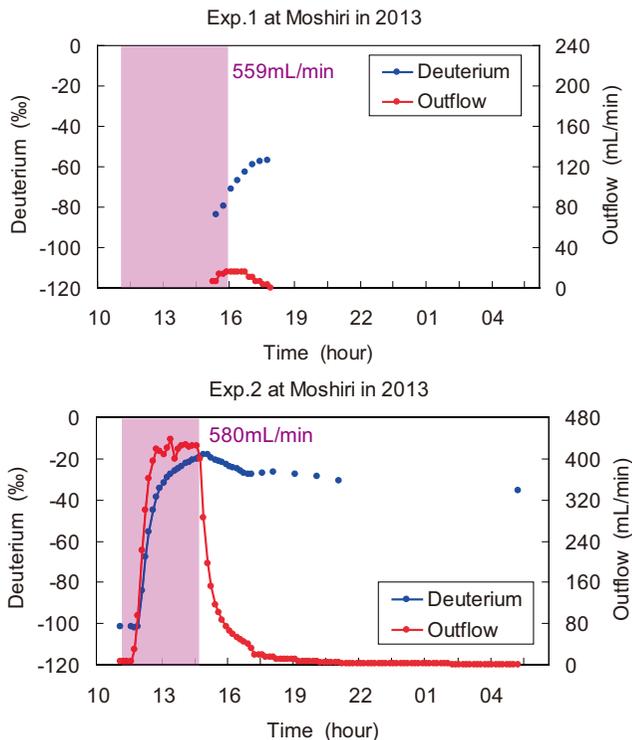


図 3 散水量と底面流出量及びその同位体濃度の時間変化 (2013 年の実験)

1は4月11日に行い、この時の積雪深は180cm、散水中の気温は $-0.1\sim+3.6^{\circ}\text{C}$ であった。散水開始後240分経過してからようやく積雪底面流出が現れたが、流出量が小さいまますぐに定常となり、3時間後には停止した。総流出量は1.8Lにすぎず、流出率は1%であった(図3上)。しかし、ピーク時における積雪底面流出水に含まれる模擬降水の割合は、水および同位体収支式より34%となり、決して小さな割合ではなかった。図1に示したように雪面から深さ約30cmまでに大粒のザラメ雪層が発達しており、2011年と同様に、散水した水の多くはこの層を通じて水平方向に流動したと考えられる。また、実験の前後で積雪層全体の濡れ密度が増大しており、散水した水は積雪中にも貯留されていたが、その量は4Lと推算され大きな量ではなかった。4月30日には実験2を行った。この時の積雪深は116cm、気温は $-0.5\sim+2.8^{\circ}\text{C}$ であった。散水を始める前から通常の融雪に伴う積雪底面流出が観測されていたが、散水開始から40分後に顕著な流出量増加が始まった。総散水量120Lに対する総流出量は85Lで、流出率は71%であった(図3下)。定常時における同位体比から見積もられる流出水中の模擬降水の割合は81%となり、2012年の実験における割合よりもさらに大きかった。積雪の層構造は雪面から深さ約50cmまでに水を含んだ明瞭な濡れ層が存在するが、それより下部の層の雪粒も大きくなっており、4月上旬に比べると全体的に比較的大粒であった。このために水平方向よりも鉛直方向に流動しやすく、散布した水の7割が積雪底面から流出したと判断される。

4. おわりに

積雪全層が 0°C となる融雪期に、雪面上に100mm以上の大雨が降った時を想定した模擬降雨散水実験を2011~2013年の3融雪期に実施した。その結果、積雪底面からの流出が顕著に現れる場合とほとんど現れない場合が見られた。流出状況は散水量や積雪深とは関係がなく、その時の積雪の層構造に応じて多様であった。つまり、積雪内部で貯留される場合とされない場合の両方が起こり得ることが改めて明らかになった。今後、層境界での粒径コントラストを定量的に評価し、低温室実験や数値実験などによって、どのような層境界の時に鉛直浸透が妨げられるかを確認したい。また、野外でそれを簡易に判別する方法を、既存の“しみ上り高さ”法⁵⁾等を改良するなどして検討して行きたい。

謝辞

模擬降雨用の岩内海洋深層水(脱塩水)の利用にあたっては岩内町地場産業サポートセンター(中家正希所長)のご協力を頂いた。現地実験を進める上では北大雨龍研究林のご協力を頂いた。以上の皆様に深謝致します。この研究に要した経費の一部は文科省科学研究費補助金(課題番号22510193, 代表・石井吉之)から支弁された。

引用文献

- 1) 小島賢治・小林大二・油川英明・石本敬志・高橋修平・藤井俊茂, 1973: 母子里の小流域における融雪, 流出, および熱収支の研究Ⅲ(特に悪天候の影響について), *低温科学*, **31**, 159-177.
- 2) 石川信敬, 1994: 融雪と積雪層の熱収支. 基礎雪氷学講座VI「雪氷水文現象」, 古今書院, 17-48.
- 3) 鈴木啓助, 1993: 積雪中における押し出し流の形成. *地理学評論*, **66A-7**, 416-424.
- 4) 矢野真也・石井吉之・山崎学・田中夕美子, 2005: 降雨と融雪が重なった時の出水現象. *北海道の農業気象*, **57**, 15-27.
- 5) 若浜五郎, 1968: 積雪内における融雪水の移動Ⅲ:水路流下速度, 皮膜流下速度. *低温科学*, **26**, 77-86.

氷瀑の形成に関する観測 (3)

Observation of Formation Process for Icefall (Part 3) —瀑布流芯部における氷覆いの形成— (Formation of Iceplate for Midle of Fall)

東海林明雄 (湖沼雪氷研究所)

Akio Toukairin (Lake Research Institute of Snow and Ice)

1. はじめに

図 1 は高さ 3 m の氷瀑の流芯部 (高さ約 1 ~ 2 m の部分) である. このような流芯部は, 暖候時には落下水流から発生する飛沫の熱により融けて, 図 1 のように水流が見えるようになる. しかし, 寒候時にはこの部分も氷で覆われる (図 2). 図 3 は, 氷瀑の流芯部の水平断面で, 写真の上辺がダム堤体の位置で, 弓状の氷で囲まれた空間を, 水流は落下する.

このような, 水流が激しく流下する, いわゆる, 流芯部の表面が氷板で覆われる氷板の形成速度を, 次の 2 例について求めた. 流芯部の中央の凍閉速度, および, 流芯部の中央に作った窓の凍閉速度についてである.

2. 観測

気温・水温・湿度の 2 分毎のデータをロガーに収録しながら, インターバル撮影カメラ 2 台を昼夜回し続け記録を収集した.

3. 観測結果

3.1 流芯部中央に作った窓の凍閉過程と速度

図 2 は, 透明な薄氷 (厚さ 1 ~ 2 cm) に覆われた, 氷瀑の流芯部である. この部分に窓を作り, これの凍閉過程と, 氷の形成速度を求めた.

図 4-1 ~ 図 4-4 のように流芯の右側の氷板と左側の氷板が, 水滴を受けて成長し, 出合って接合する. インターバル 20 分で撮影した画像から, 右側の氷板が図 5 の A 点 (3 月 11 日 23 時) から B 点 (3 月 13 日 5 時) に達するまでの時間は 30 時間で, 平均気温 -1.8°C , 水平距離は 60mm (矢印の長さ) であった, 従って, 1 時間当たりの成長速度は 2mm となった.

また, 図 6 の形成過程図, および, 図 7 の C 点 (3 月 13 日 14 時) から D 点 (3 月 14 日 5 時) に達するまでの時間は 15 時間で, 平均気温 -5.1°C , 水平距離は 84mm (矢印の長さ) であった. 従って, 1 時間当たりの成長速度 5.6mm が得られた.



図 1 開口した氷瀑の流芯部

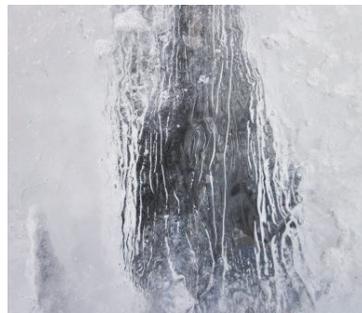


図 2 透明な薄氷 (厚さ 1 ~ 2 cm) に覆われた, 氷瀑の流芯部 (2012 年 3 月 9 日 13 時)



図 3 氷瀑の流芯部の水平断面



図 4-1. 3 月 11 日 14 時 (気温 +1.5°C)

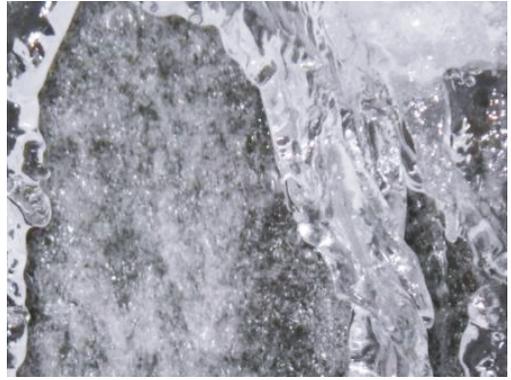


図 4-2. 3 月 12 日 3 時 (気温 -4.2°C)



図 4-3. 3 月 12 日 12 時 (気温 -2.0°C)

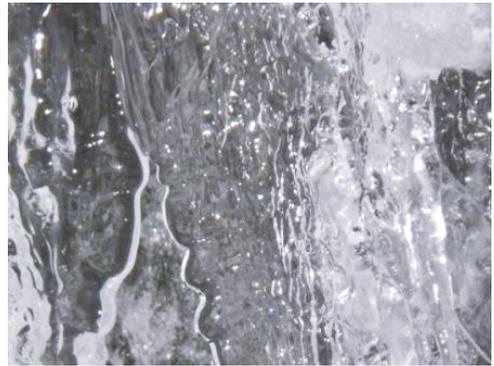


図 4-4. 3 月 13 日 2 時 (気温 -2.1°C)

図 4 流芯部の中央に作った窓の凍閉過程 2012 年 3 月 11 日～13 日, 写真画面の水平幅 18 cm (流水温 1.7°C～2.0°C, 水量約 2ℓ 毎秒).

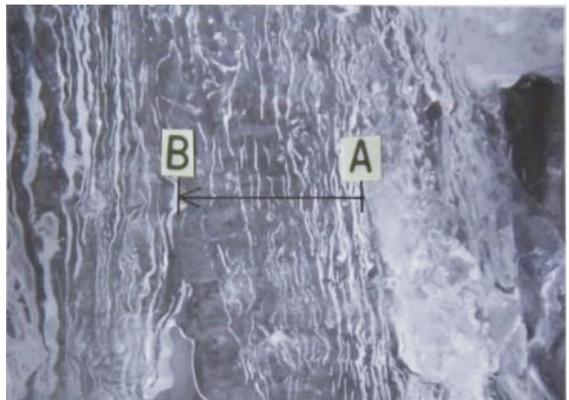


図 5 この写真は 3 月 13 日 11 時のもの, 図 4-1～図 4-4 の形成過程図のように流芯の右側の氷板と左側の氷板が, 水滴を受けて成長し, 出合って接合している. インターバル 20 分で撮影した画像から, 右側の氷板が図 5 の A 点 (3 月 11 日 23 時) から B 点 (3 月 13 日 5 時) に達するまでの時間は 30 時間で, 平均気温 -1.8°C, 水平距離は 60mm (矢印の長さ) である. 従って, 1 時間当たりの成長速度は 2mm である.

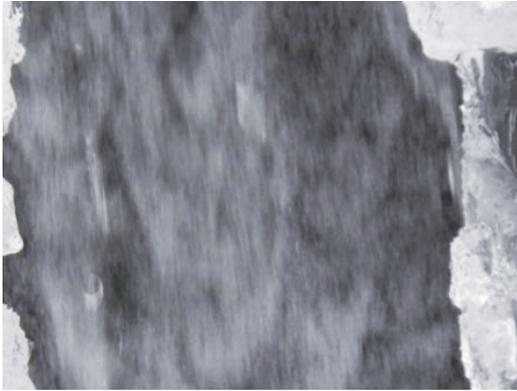


図 6-1. 3 月 13 日 12 時 (気温 -2.0°C)

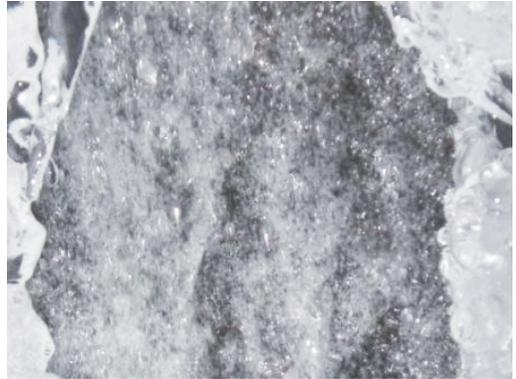


図 6-2. 3 月 13 日 17 時 (気温 -4.3°C)



図 6-3. 3 月 14 日 0 時 (気温 -8.3°C)

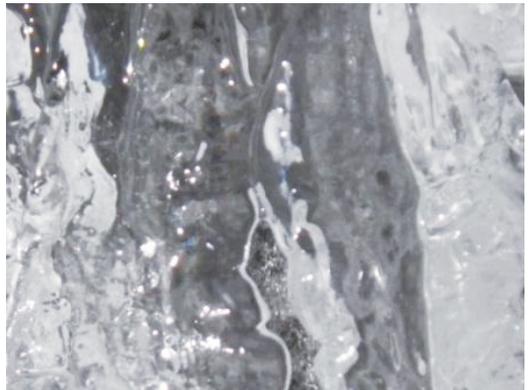
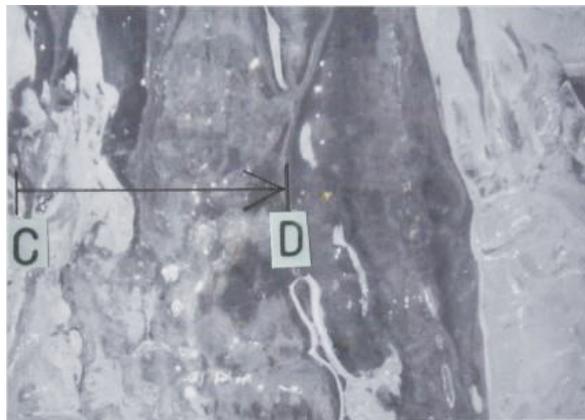


図 6-4. 3 月 14 日 5 時 (気温 -7.3°C)

図 6. 流芯部の中央に作った窓の凍閉過程 2012 年 3 月 13 日～14 日, 写真画面の水平幅 18 cm (流水温 $1.7^{\circ}\text{C}\sim 2.0^{\circ}\text{C}$, 水量約 20 毎秒).

図 7 この写真は 3 月 14 日 6 時のもの, 図 6-1～図 6-4 の形成過程図のように流芯の右側の氷板と左側の氷板が, 水滴を受けて成長し, 出合って接合している. インターバル 20 分で撮影した画像から, 右側の氷板がこの図の C 点 (3 月 13 日 14 時) から D 点 (3 月 14 日 5 時) に達するまでの時間



間は 15 時間で, 平均気温 -5.1°C , 水平距離は 84mm (矢印の長さ) であった. 従って, 1 時間当たりの成長速度は 5.6mm となる.



図 8-1. 3月18日12時 (気温 -1.8°C)



図 8-2. 3月18日18時 (気温 -3.4°C)

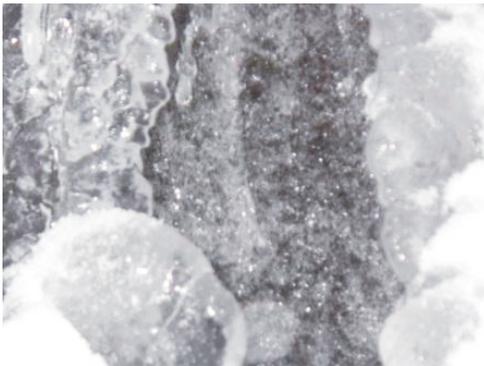


図 8-3. 3月19日4時 (気温 -6.4°C)

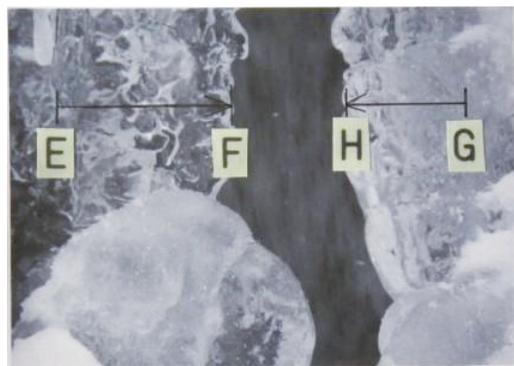


図 8-4. 3月19日10時 (気温 -1.1°C)

図 8. 図 1 の流芯部中央の凍閉過程 2012 年 3 月 18 日～19 日, 写真画面の水平幅 22 cm (流水温 1.7°C ～ 2.0°C 、水量約 20 毎秒).

3.2 流芯部中央の凍閉速度

インターバル 20 分で撮影した画像から, 左側の氷板が図 8-4 の E 点 (3 月 18 日 12 時) から F 点 (3 月 19 日 10 時) に達するまでの時間は 22 時間で, 平均気温 -4.1°C , 水平距離は 75mm (矢印の長さ) であった. 従って, 1 時間当たりの成長速度 3.4mm が得られた. また, 右側の氷板が図 8-4 の G 点 (3 月 18 日 12 時) から H 点 (3 月 19 日 10 時) に達するまでの時間は 22 時間で, 平均気温 -4.1°C , 水平距離は 52mm (矢印の長さ) であった. 従って, 1 時間当たりの成長速度 2.4mm が得られた. 右と左の速度の違いは風向の影響が大きい.

4. 参考文献

- 1). 東海林明雄, 2010: 河川における“氷瀑”の形成過程について (1). 雪氷研究大会 (2010・仙台) 講演要旨集, 149pp
- 2). 東海林明雄, 2011: 河川における“氷瀑”の形成過程について (2). 雪氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集, 206pp
- 3). 東海林明雄, 2011: 氷瀑における“くらげ氷”の形成. 雪氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集, 110pp

圧縮変形した単結晶氷の転位密度測定

Dislocation density measurements of single crystal ice deformed by uniaxial compression

村上 拓哉 (北見工業大学), 堀 彰 (北見工業大学)

宮本 淳 (北海道大学低温科学研究所), 飯塚 芳徳 (北海道大学低温科学研究所)

Takuya Murakami, Akira Hori,
Atsushi Miyamoto, Yoshinori Iizuka

1. はじめに

氷床の流動の際に氷床を構成する氷結晶は塑性変形し、結晶には転位が導入される。氷結晶の転位密度の測定はこれまで主として X 線トポグラフ法による画像解析により行われてきた¹⁾。しかし、氷床コアは転位密度が高くてこの方法が適用できず²⁾、他の方法としてラウエ斑点の幅から求める方法では分解能に問題がある³⁾。そこでわれわれは、X線回折法のロッキング・カーブ測定を行い、その幅から転位密度を求めた⁴⁾。しかしながら、実験室で作製して圧縮変形させた試料に対して変形前後の転位密度の変化をこの方法で検出できるかどうかは確認されていない。本研究は、実験室で作製した氷単結晶試料に対して 1 軸圧縮試験を行い、X線回折法でロッキング・カーブを測定して転位密度を求め、変形による転位密度の増加を確認することを目的とする。

2. 研究の方法

氷単結晶試料は直径約 10 cm の円柱容器の底に種結晶を貼り付け、下側からペルチエ素子で冷却し、成長方向を鉛直上向きにして作製した。そこから断面が 19.47 mm×17.92 mm、高さが 27.99 mm の試料を切り出し、一軸圧縮試験を行った。一軸圧縮試験は、応力： 1.8×10^6 N/m²、温度：-15°C で約 1500 時間圧縮して 1.2% 歪み、2 次クリープ領域の歪速度は 6.5×10^{-10} m/s であった。

変形前後の試料から薄片を作製して、X 線ラウエ法で結晶方位を測定し、-20°C の低温室に設置された自動 X 線回折装置でロッキング・カーブを測定した (図 1)。

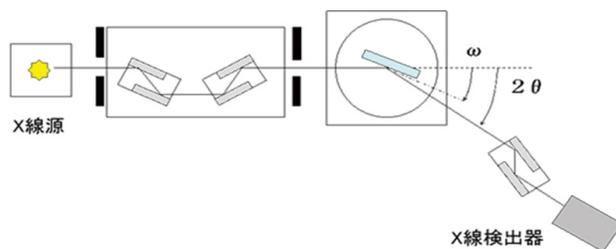


図 1 自動 X 線回折装置の模式図

ロッキング・カーブは X 線検出器の角度 2θ を固定した状態で、試料を回転 (角度 ω) させながら X 線強度を測定して得られる。ロッキング・カーブの半値幅 F から以下の式に従い、転位密度 D を求めた。

$$D = \frac{F^2 - f^2 - f_0^2}{9b^2}$$

ここで、 F はロッキング・カーブの半値幅、 f は入射 X 線の幅、 f_0 は物質固有幅、 b はバーガースベクトルの大きさ (4.52 \AA) である。

3. 結果および考察

単結晶氷の圧縮前後の(10-11)回折のロッキング・カーブの測定結果を図2に示す。変形前は半値幅が 0.0040° より小さい亜結晶が主に3つ集まって一つの結晶を構成していた。変形後のプロファイルは全体として複雑で幅が広がり、雑で、特に中央は細かいピークが多数からなると考えられるが、詳細な解析は行わず両端付近の明瞭なピークの解析を行った。解析の結果、半値幅 0.04° 以上の亜結晶が少なくとも3個存在することがわかった。ソフトウェア OriginPro 8.1J を用いて Gauss 関数によるフィッティングを行い、得られた半値幅 F から上式により転位密度 D を求めた。転位密度は $1 \times 10^9 \text{ m}^{-2}$ だったものが最大で $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-2}$ まで増加した。

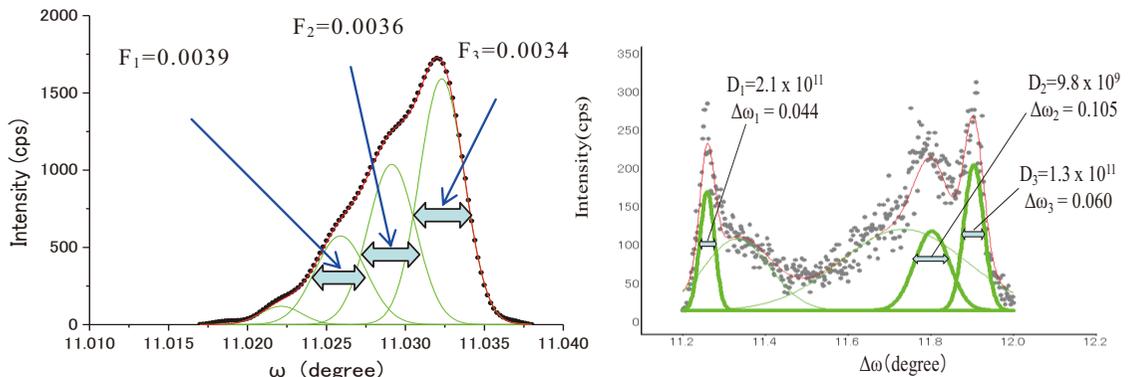


図2 氷単結晶の圧縮変形前（左）と変形後（右）の(10-10)回折のロッキング・カーブ

表1 圧縮前後のロッキング・カーブの半値幅 F と転位密度 D

	半値幅 F [degree]	転位密度 D [m^{-2}]
圧縮前	0.0034~0.0039	1×10^9
圧縮後	0.0441~0.1055	$1 \times 10^{10} \sim 2 \times 10^{11}$

4. まとめ

一軸圧縮により変形した氷単結晶試料に対して、X線回折法によるロッキング・カーブの測定を行った。その幅から計算した転位密度は、変形の前後で $1 \times 10^9 \text{ m}^{-2}$ から最大で $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-2}$ まで増加した。この方法で塑性変形による転位密度の増加を検出できることが確認できた。

【参考・引用文献】

- 1) A. Higashi, 1988: *Lattice defects in ice crystals*, Sapporo, Hokkaido University Press.
- 2) D. Cullen and I. Baker, 2002: Observation of sulfate crystallites in Vostok accretion *Materials Characterization*, **48**, 263-269.
- 3) M. Montagnat and others, 2003: Lattice distortion in ice crystals from the Vostok core (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction; implication in the deformation of ice at low stresses. *Earth Planetary Science Letters*, **214**, 369-378.
- 4) A. Hori, M. Oguro, T. Hondoh, and V. Y. Lipenkov, 2004: Ice lattice distortion along the deepest section of the Vostok core (Antarctica) from X-ray diffraction measurements, *Annals of Glaciology*, **39**, 501-504.

南パタゴニア氷原ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河における

近年の末端変動と氷厚変化

Changes in terminus positions and surface elevation of Glaciar Perito Moreno and Glaciar Ameghino, Southern Patagonia Icefield

箕輪 昌紘 (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 大学院環境科学院・低温科学研究所)

杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所)

澤柿 教伸 (北海道大学 地球環境科学研究所)

Pedro Skvarca (Instituto Antártico Argentino)

Masahiro Minowa, Daiki Sakakibara, Shin Sugiyama, Takanobu Sawagaki,
Pedro Skvarca

1. はじめに

南パタゴニア氷原(総面積 12,550 km²)¹⁾に位置するペリートモレノ氷河とアメギノ氷河は、湖に流入するカービング氷河である(図1)。ふたつの氷河は氷河末端がわずか8 kmの距離で隣接するが、異なる末端変動を示す事が知られている²⁾。例えば、アメギノ氷河では1967年頃、カービングによる質量損失が増加して大きな後退が観測されたのに対し、ペリートモレノ氷河の末端変動は20世紀前半から現在にかけて非常に小さい。これまでの研究により、末端部の基盤地形や谷形状が変動の異なる原因として推測されてきた²⁾が、当時の変動解析にとどまっており、詳細は明らかになっていない。そこで本研究では最新の人工衛星データを使用して、ふたつの氷河の近年の末端位置と氷厚変化を測定し、その変動の原因を明らかにすることを目的とする。

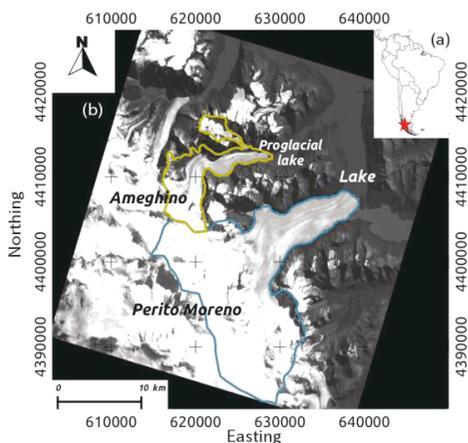


図1. (a)南米、ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河の位置を星印で示す。(b)ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河のALOS/PRISM像(2008年3月29日)。

2. 使用データと解析手法

2. 1. 末端位置

ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河の末端位置変動を解析する為に1999-2012年のLandsat 7 ETM+ band 8, Landsat 5 TM band 3の可視画像を使用した。これらの画像はU. S. Geological Survey (USGS)のダウンロードサイトより取得した。ESRI社のArcGISを使用し、目視で末端位置をマッピングした。その精度は衛星画像の解像度と等しく、Landsat 7が15 m, Landsat 5が30 mである。末端位置の移動量は末端部の面積減少量

を氷河幅で除して求めた³⁾。

2. 2. 表面標高

氷河表面標高の変化を解析する為に、2 時期の数値標高モデル(DEM) を比較した。一つは Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) で、2000 年 2 月の観測によって得られた DEM であり、今回は SRTM v2.1 データを使用した。このデータは分解能 90 m で水平絶対精度 20 m で鉛直絶対精度 16 m となっている⁴⁾。もう一つは 2008 年 3 月 29 日に撮影された Advanced Land Observing Satellite (ALOS) PRISM 画像を用いたステレオ視解析により、本研究によって得られた DEM である。この解析には、デジタル図化機 (LPS; ERDAS Inc.) とステレオモニタ (SD2020; Planar Systems, Inc.) を使用し、SRTM のデータが存在する位置で表面標高を測定した。同様の手法で得られた DEM の鉛直誤差は最大で ± 4 m と報告されている⁵⁾。2 時期の DEM の標高差が、氷河外でゼロに近づくよう、標高値のずれを補正した。2 時期の DEM を氷河外で比較した時の標準偏差は 2.3 m であった。

3. 結果

3. 1. 末端位置変動

ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河の末端位置変動を図 2 に示す。ペリートモレノ氷河は 100 m 程度の前進と後退を繰り返した結果、1999 - 2012 年の間に 26 m 前進した。長期的に末端位置はほぼ一定であったといえる。最大変化幅は 272 m であった。短期的な変動に注目すると、末端位置は 12 月 (南半球の夏) まで前進し、その後 7 月 (南半球の冬) まで後退するという季節的な末端変動が明らかとなった。アメギノ氷河では同期間に 723 m 後退し、平均の後退速度は 51 m a^{-1} であった。

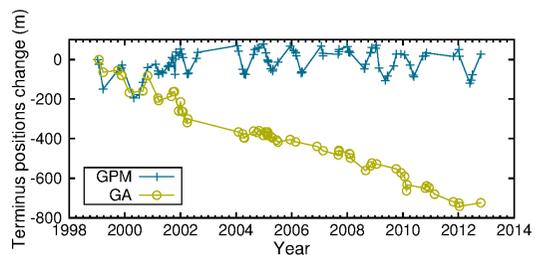


図 2. 1999 - 2012 年までの末端位置の変動距離。青色の十字はペリートモレノ氷河 (GPM)、黄色の丸はアメギノ氷河 (GA) を示す。

3. 2. 表面標高変化

2000 - 2008 年の 8 年間に、ペリートモレノ氷河は末端から約 5 km の範囲で表面標高が 10 - 30 m 上昇した。アメギノ氷河は、末端より約 1 km 上流を極大とした表面標高の低下を示しており最大の低下量は 60 m であった (図 3)。氷厚増加速度はペリートモレノ氷河で 0.4 m a^{-1} 、アメギノ氷河で -12.3 m a^{-1} であった。

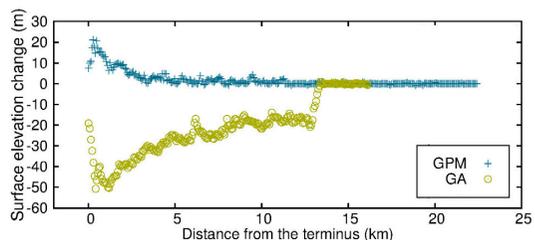


図 3. 2000 - 2008 年における中央流線上での表面標高変化

4. 考察

1999 - 2012 年までの末端位置変動と 2000 - 2008 年の氷厚変化は、いずれの結果も、ペ

リートモレノ氷河は比較的安定していた一方で、アメギノ氷河は後退が進んでいることが示された。パタゴニア氷原では、多くの氷河がアメギノ氷河同様に後退しており、ペリートモレノ氷河と同様に安定している氷河は例外である。以下では先行研究や本研究の結果に基づき、全質量収支の内訳を詳細に考察することによって、これらの氷河の異なる変動の原因を議論する。

カービング氷河の年間質量変化量 ΔM は、次式で示される。

$$\Delta M = A - B - C = \int A(z)S(z)dz - \int B(z)S(z)dz - cWH_i$$

$A(z)$ と $B(z)$ は各標高 z における年間の正味の涵養および消耗量を示す。 $S(z)$ は標高 z に位置する氷河表面積を示す(図 4)。 c , W , H_i はそれぞれカービング速度、末端部の氷河幅と氷厚を示す。 また、単位面積当たりの年間氷厚変化量 dh は

$$dh = \Delta M / S$$

となる。 Stuefer *et al.*⁶⁾ によって報告されたペリートモレノ氷河の 1999 - 2000 年の表面質量収支と SRTM による表面標高(図 4)を用いて、氷河全体の涵養量(A)と消耗量(B)を計算した。カービングフラックス(C)に関しては、ペリートモレノ氷河では Stuefer らによる推定値を用いた。アメギノ氷河では過去に示された末端部の氷厚⁷⁾と流動速度⁸⁾、および本研究で得られた末端移動量を用いて求めた。上記の数値から得られた質量変化量を氷河表面積で割って平均の氷厚変化速度を求め、DEM によって得られた標高変化速度と比較した(表 1)。氷河の表面積は、Landsat 7 可視画像と SRTM の DEM を使用して目視により測定した。全質量収支の計算によって得られた氷厚変化速度は、ペリートモレノ氷河において 0.30 m a^{-1} 、アメギノ氷河において -2.54 m a^{-1} となり、DEM の比較によって得られた氷厚変化速度と概ね整合する結果である。質量損に対する氷河表面の消耗量とカービングフラックスの比は、ペリートモレノ氷河では 62:38、アメギノ氷河では 80:20 となり、質量損に氷河表面消耗が占める割合が大きいことが示された。さらに、アメギノ氷河では、消耗量が涵養量の 2 倍に相当することが明らかになった。以上の結果から、アメギノ氷河の近年の後退には、カービングよりも、融解がより大きな役割を果たしていたと推測される。また、アメギノ氷河で表面消耗量が涵養量を大幅に上回っている理由は、涵養域面積比(AAR)によって説明できる。氷河表面積と過去に報告された平衡線高度⁶⁾を使用して涵養域と消耗域の面積を求めたところ、ペリートモレノ氷河で 191.8 km^2 , 67.3 km^2 であり、アメギノ氷河で 34.9 km^2 , 25.8 km^2 となった。AAR は、山岳氷河の一般的な値が $0.5 - 0.8$ ⁹⁾であるのに対し、アメギノ氷河では 0.43 と小さい。また、ペリートモレノ氷河で 0.74 とおおむねその

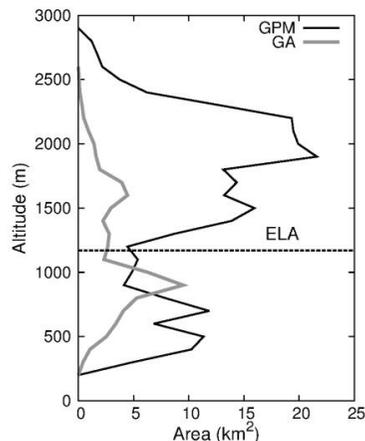


図 4. 氷河表面積の標高分布。黒線がペリートモレノ氷河，太いグレー線がアメギノ氷河を示す。点線は同地域において推定された平衡線高度⁶⁾。

表 1. 全質量収支の各要素の計算結果と DEM から得られた氷河の氷厚変化量。

	A	B	C	dh (Model)	dh (DEM)
	$\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$	$\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$	$\text{km}^3 \text{ a}^{-1}$	m a^{-1}	m a^{-1}
GPM	1.022	0.581	0.361	0.30	0.05
GA	0.098	0.202	0.050	-2.54	-1.56

範囲に入る。すなわちアメギノ氷河の AAR は通常の値よりも小さいため、今後も氷河が後退していくことが予測される。

5. 結論

南パタゴニア氷原ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河において末端位置変動と氷厚変化を人工衛星データによって解析した。その結果、ペリートモレノ氷河では、末端位置・氷厚ともに長期的な変動はなかったが、季節的な末端位置の変動が明らかになった。アメギノ氷河では、末端が 1999 - 2012 年に 51 m a^{-1} の速度で後退し、氷厚は 2000 - 2008 年に 12 m a^{-1} の速度で減少した。全質量収支を計算してその内訳を考察したところ、アメギノ氷河では質量損に対する表面消耗量の割合が大きく、カービングと比較して氷河後退に果たす役割がより大きいと推測される。また、アメギノ氷河の AAR は、0.43 と一般の氷河よりも小さく、今後も縮小傾向にあることが示唆された。以上の結果から、ペリートモレノ氷河とアメギノ氷河の異なった変動に AAR の違いが重要な役割を果たしていることが示された。

謝辞

本研究は科研費(基盤研究 B 23403006)の助成を受けて実施したものである。

参考文献

- 1) Skvarca, P. and 2 others. (2010): Documenting 23 years of areal loss Hielo Patagónico Sur, recent climate data and potential impact on Río Santa Cruz water discharge. *Abstract Book of International Glaciological Conference Ice and Climate Change: A View from the South*, Valdivia, Chile, Centro de Estudios Científicos, 82
- 2) Aniya, M. and 4 others. (1997): Recent Glacier Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America, *Arctic and Alpine Research*, **29**, No. 1, 1–12
- 3) T. Moon and I. Joughin (2008): Change in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007, *Journal of Geophysical Research*, **113**, F02022
- 4) Farr, T. G. and 17 others. (2007): The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics*, **45**, RG2004
- 5) Lamsal, D. and 2 others. (2011): Digital terrain modelling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *Journal of Mountain Science*, **8**(3), 390–402.
- 6) Stuefer, M. and 2 others. (2007): Glacier Perito Moreno, Patagonia: climate sensitivities and glacier characteristics preceding the 2003/04 and 2005/06 damming events. *Journal of Glaciology*, **53**(180), 3–16.
- 7) Warren, C. and Aniya, M. (1999): The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, **22**(1–4), 59–77.
- 8) Floricioiu, D. and 4 others. (2008): Velocities of major outlet glaciers of the Patagonia Icefield observed by TERRASAR-X. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*. **4**(IV–347), IEEE, 2008
- 9) Hawkins, F. (1985): Equilibrium-line altitudes paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, **31**(109), 205–213

南極棚氷底面融解の原因

Heat sources for basal melting of Antarctic ice shelves

草原 和弥 (北海道大学低温科学研究所), 羽角博康 (東京大学大気海洋研究所)

Kazuya Kusahara, Hiroyasu Hasumi

1. はじめに

現在, 南極海では海氷生成量の減少や南極氷床の海への加速度的な流出量の増加・崩壊等が観測・報告されており, 雪氷圏-海洋圏が一体となった大きな環境変化が科学的・社会的に注目を集めている. 南極氷床と南大洋の相互作用の活発化は極域の海洋を急激に淡水化させ, 地球気候システムに大きな役割を担う海洋深層循環を弱体化させる恐れがある. 本研究は氷床を起源とする氷(棚氷)の融解プロセスを海水海洋結合モデルに導入し, 南極棚氷の底面融解を引き起こす原因(熱源)を探るものである.

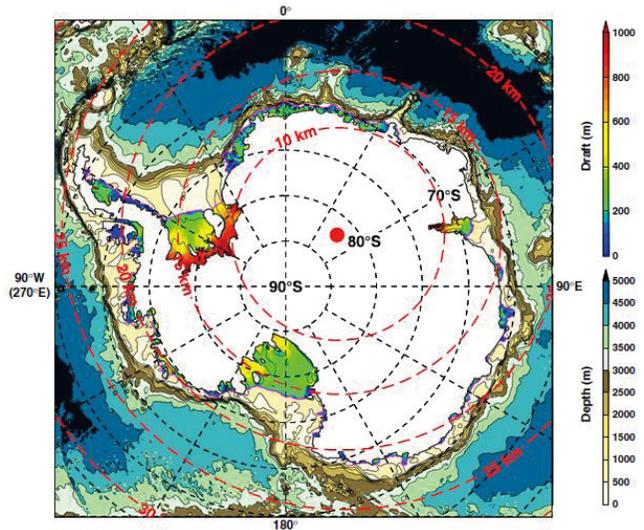


図 1: 棚氷-海氷-海洋結合モデルの海底地形と棚氷の厚さ(Draft). 赤破線はモデルの水平解像度.

2. 数値モデルと実験設定

東京大学大気海洋研究所及び海洋開発機構で共同で開発・運用されている海水海洋結合モデル(COCO)に棚氷要素を組み込んだ数値モデルを使用した¹⁾. モデルの領域はおおよそ南緯 35°以南の南大洋全域である(図 1). 南極沿岸域の水平解像度は 10-20kmである.

3. 結果および議論

図 2 は本棚氷-海氷-海洋結合モデルによって再現された棚氷底面の一年間の単位面積当たりの融解率の水平分布図である (CTRL 実験). 1979年から2011年の経年変動を含む海面境界条件(ECMWF 再解

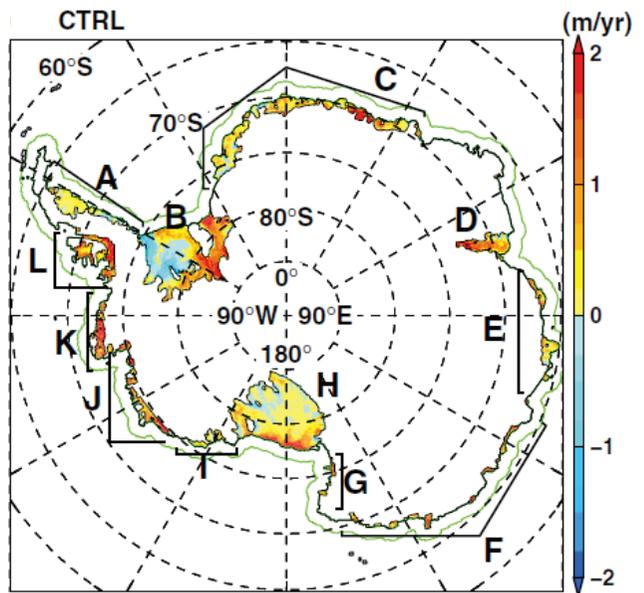


図 2: 南極棚氷年間底面融解量. 正值が融解.

析データから計算)によって駆動した経年変動実験においても、同様の融解の水平分布が得られた。南極の棚氷は正味融解しており、その全融解量は年間 770-944 Gt 見積もられた。

南極の三大棚氷であるフィルフィナー・ロンネ棚氷(図 2 の B の棚氷)、アメリー棚氷(D)、ロス棚氷(H)では結氷域も再現されている。これらの三大棚氷の面積は南極棚氷の総面積の 62%を占めているが、その融解量は全体の 44%しかない。一方、南極沿岸域に細長くへばり付いた棚氷の融解量は、南極棚氷の総融解量の半分以上寄与している。

海洋の熱によって棚氷底面は融解する。棚氷底面の融解に寄与する海洋起源の熱源は大きく三つある。一つ目は Shelf Water (SW, 冬季沿岸水)である。これは冬季、沿岸域で海水生成時に形成される水塊で、高塩分・表層結氷水温で特徴づけられる。SW は高塩分のため、周囲の水より重く、海底まで沈み込む。棚氷下(棚氷の厚さは 100-1500 m)では、その高圧力のために、現場の結氷水温は表層の結氷水温より低い。そのため、表層の結氷水温を持つ SW が棚氷底面に接すると、棚氷底面は融解する。

二つ目は Circumpolar

Deep Water (CDW, 中層水)の浸入である。この水塊は沖の南極周極流の中層の水で、高温・高塩分で特徴づけられる。この水塊は大陸棚外縁(Shelf Break)の切れ目等をおって、海底地形に沿って棚氷下に到達し、棚氷を融解させる。三つ目は Antarctic Surface Water (AASW, 南極表層水)である。この AASW は海水が溶けることによって形成され、夏季の太陽放射によって温められた水塊である。AASW は低塩分・高温で特徴づけられる。棚氷近辺にこの表層水が多く存在すると、沿岸に平行に吹く西風によってこの水塊が棚氷下への押し込まれ(エクマン収束)、棚氷底面を融解させる。

本研究では、棚氷底面の融解を引き起こす海洋の熱源を調べるために、棚氷縁辺(棚氷末端と海の境界)での水塊流入を各棚氷で調べた(図 3)。棚氷下に侵入する水塊は棚氷毎に大きく異なっていることがわかる。西南極域に存在している JKL の棚氷群では、中層水起源の水塊(CDW, MSW)の浸入が支配的である。一方、フィルフィナー・ロンネ棚氷(B)では、ほとんど沿岸水(SW=HSSW+LSSW)の流入で決まっている。

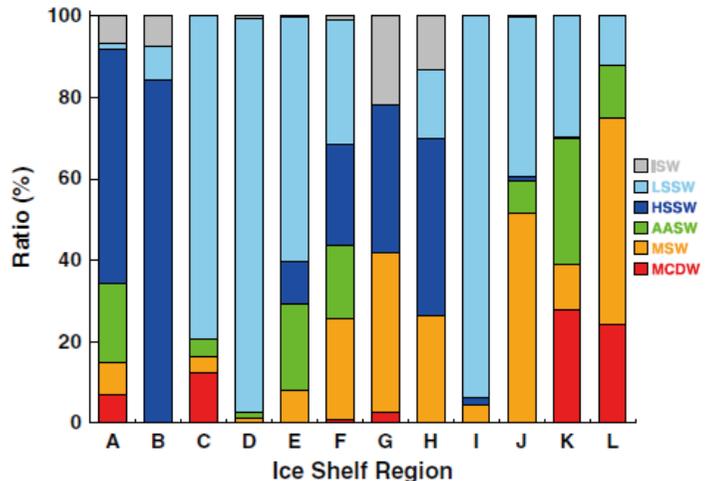


図 3: 棚氷下に流入する水塊の割合。各水塊の定義は以下に示す。ISW(Ice Shelf Water): $T(\text{水温}) < -1.9$, LSSW (Low Salinity Shelf Water): $-1.9 \leq T < -1.7$ かつ $S(\text{塩分}) < 34.6$, HSSW (High Salinity Shelf Water): $-1.9 \leq T < -1.7$ かつ $S(\text{塩分}) \geq 34.6$, AASW (Antarctic Surface Water): $T \geq -1.7$ かつ $S < 34.4$, MSW (Modified Shelf Water): $-1.7 \leq T < -1.0$ かつ $S \geq 34.4$, MCDW (Modified Circumpolar Deep Water): $T \geq -1.0$ かつ $S \geq 34.4$ 。

IPCC の気候モデルに基づく、将来気候予測によると、南大洋上の大気場では次の二つのことが予測されている。一つ目は南緯 60° 以南の領域の気温上昇であり、二つ目は偏西風の強化である。上述の現在気候における棚氷融解量が再現可能な数値モデルを用いて、将来の気候状態における棚氷の融解応答特性を調べた。

CTRL 実験に使用した海面境界条件に南緯 60° 以南に一樣に+1°C~+6°Cの偏差を加えた数値実験を行なった。棚氷底面融解量が準定常に達した CTRL 実験からそれぞれ 10 年間積分を行なった。偏西風を強化した数値も実施したが、棚氷の融解量及び融解パターンは CTRL 実験と同じであった。そのため、本報告では気温を変化させた実験についてのみ記述する。

気温上昇に対する棚氷底面融解の応答は棚氷ごとに大きく異なっている(図 4)。多くの棚氷では、気温が上昇すると、底面融解量は増加傾向にある。最も大きく増加したのは、南極半島の西側に位置する L の棚氷で、83 Gt/yr から 256 Gt/yr に増加した。その次に大きな増加は C の棚氷とインド洋セクターにある棚氷群 D,E,F である。ウェッジル海の棚氷 A,B とロス海の棚氷 G,H,I は気温上昇に対して鈍い応答を示した。

気温上昇に伴う棚氷融解量の変化原因を探るために、棚氷下に流入する水塊の変化を調べた(図 5)。気温上昇による棚氷の融解量の変化は、おおよそ棚氷下に流入する熱量の変化で説明可能である(図 4 と図 5 の折れ線)。例えば、棚氷 L では気温上昇と共に、中層水及び表層水の寄与が大きくなった結果、底面融解量が大きく増加する。インド洋セクターにある棚氷 D,E,F においては、相対的に暖かい表層水の寄与が大きくなるために、底面融解量が大きく増加する。実際、表層水の棚氷下への浸入は、数は少ないが、直接現場観測においても確認されている。棚氷 B や H では、気温上昇によって、棚氷下に流入する水塊は HSSW から LSSW に変化するが、どちらも表層結氷水温の水塊であるため、気温上昇によって、棚氷融解量は大きく変化していない。

4. まとめ

棚氷-海氷-海洋結合モデルを用いて、南極棚氷の底面融解の特性を調べた。現在気候において、棚氷毎に流入する水塊が大きく異なること、温暖化時に棚氷下への水塊流入の変化(平均水温)によって、底面融解量の変化が説明できることがわかった。

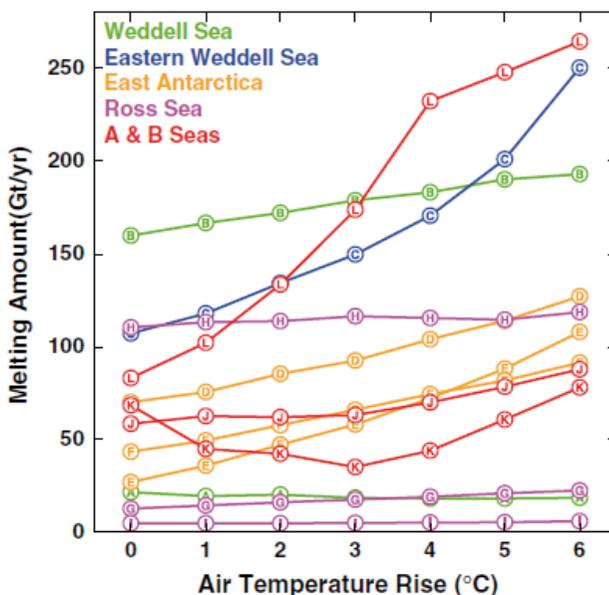


図 4: 気温上昇に対する棚氷底面融解量の変化。

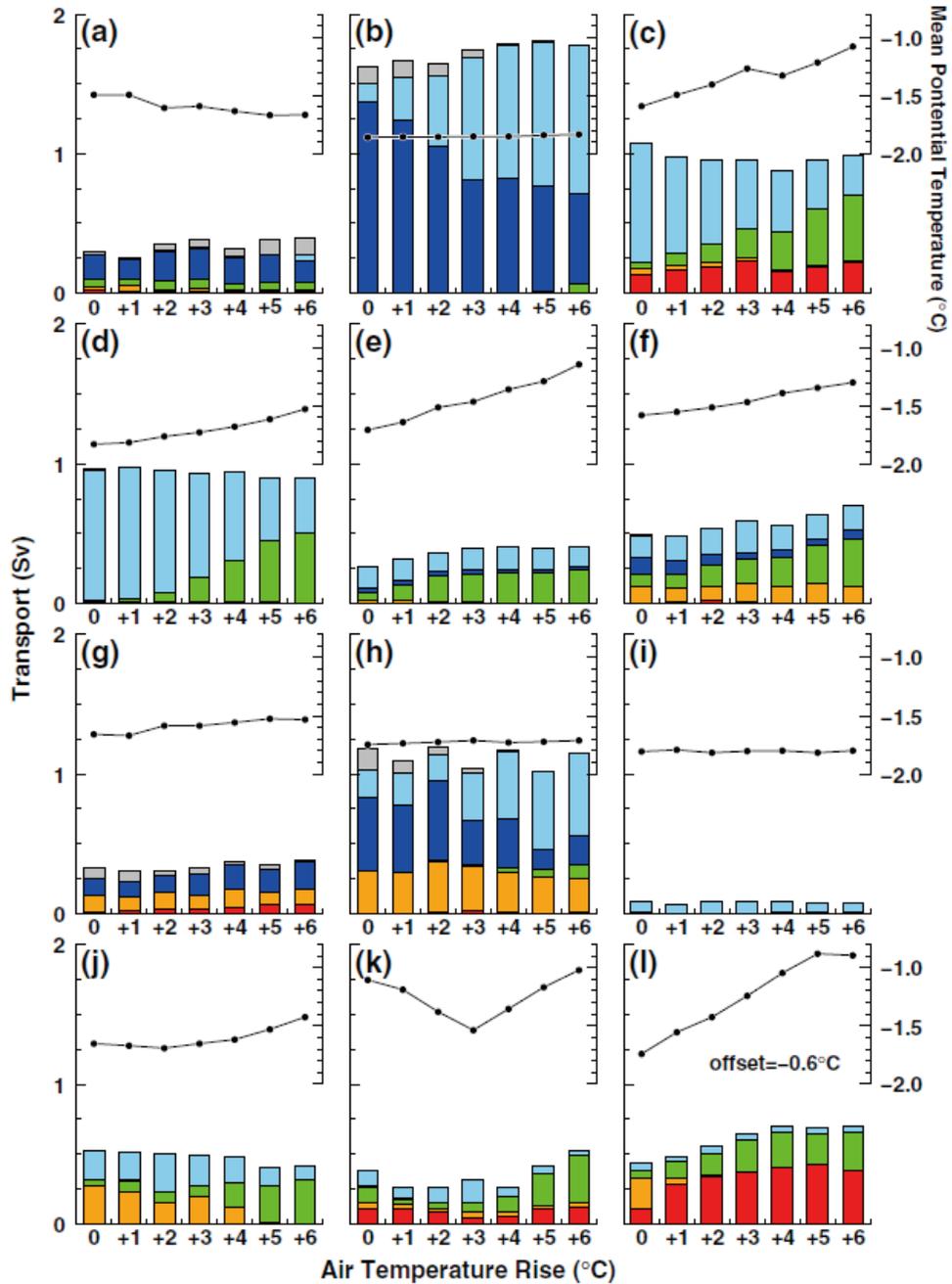


図 5: 棚氷下に流入する水塊の変化. 黒の折れ線は棚氷下への流入水の平均水温.

【参考・引用文献】

1) Kusahara, K. and H. Hasumi 2013: Modeling Antarctic ice shelf responses to future climate changes and impacts on the ocean, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, Vol 118, doi:10.1002/jgrc.20166

棚氷底面融解量のパラメタリゼーションによる氷床-海洋相互作用 “Ice-Ocean interaction study with a simple parameterization of sub-ice-shelf melting rate”

佐藤 建 (北海道大学低温科学研究所), Ralf Greve (北海道大学低温科学研究所)、
Ben Galton-Fenzi (Antarctic Climate and Ecosystem CRC), Roland Warner (Antarctic
Climate and Ecosystem CRC)

Tatsuru Sato, Ben Galton-Fenzi, Ralf Greve and Roland Warner

1. はじめに

IPCC 第四次レポートで将来的な海水準予測の不確定性の大きな原因となっていたのは南極氷床の質量収支変動である。近年の衛星観測の発展により、南極氷床全体での質量収支が負であり、減少速度も加速していることがわかった¹⁾。近年は沿岸部、棚氷での表面、底面融解が活発化しており、特に底面融解量の上昇で棚氷が薄くなって氷床を抑える力が減少することによって内陸からの流出が促進されているとされる²⁾。これは先に挙げた海水準予測の不確定性に影響をあたえたものの一つである。

このように棚氷底面での底面融解プロセスは南極氷床の質量収支の解析には非常に重要だが、それが分かりだしたのはごく近年である。棚氷底面での融解量を海洋モデルで見積もった研究ではその量は 800Gt~1600Gt³⁾⁴⁾などとなっている。最新の衛星観測によると底面融解による損失は 1300Gt、カービングによる損失は 1000Gt 程度なので半分以上が底面融解によるものとされている⁵⁾。南極氷床の将来予測のためのモデル研究の一つに SeaRISE 実験がある⁶⁾。この実験では氷床表面の温暖化による融解の効果、底面すべりの変化による氷床の加速の効果、棚氷底面の融解による内陸氷床の加速に分けた実験を行った。この結果、棚氷融解による氷床量の減少が大きい効果であるとわかったが、この実験では棚氷の融解量が非常に単純に設定されている。

こうした将来予測実験のためには棚氷の底面融解の気候分布を氷床モデルの入力にすればよいのだが、接地線やカービングフロントの変化により棚氷の領域が変化するために、融解量が定義できていない点が生じてしまう。また別の方法として海洋モデルと氷床モデルを結合することも一つの手法だが、時間スケールが異なるために現実的には難しい。典型的な時間スケールは氷床では 1 万~10 万年、棚氷では 100~1000 年であり、海洋の時間スケールは 1 年程度となる。また、海洋モデルは領域の変化を扱っていないために双方を完全に結合させるのは難しい。こうした問題を解決するための方法の一つが、棚氷の下の融解量について物理的妥当性を持った簡略化したパラメタリゼーションを行うことである。

棚氷の下での融解の影響を氷床モデルに導入する試みはこれまでにもなされてきた⁷⁾。しかし、これらの見積もりは棚氷全域に一律に与えるなど、物理的に妥当でないものもあった。一方で海洋循環の研究でも棚氷下の熱交換を見積もるパラメタリゼーションの研究が行われてきた⁸⁾。本研究では Beckmann and Goosse (2003)らの棚氷底面の融解量見積もりを応用し、さらに海洋モデルを利用して融解量⁹⁾の特徴を考え、氷床モデルのためのパラメタリゼーションの開発を行う。

2. 手法

Beckmann and Goose (2003)は棚氷と海洋の間全体での熱フラックスを考察し、全体の熱量は以下のようにになると考えた。

$$Q_{\text{net}} = \rho_w C_{\text{pw}} \gamma_t (T^* - T_f)$$

ここで、 Q_{net} は棚氷と海洋の間の熱フラックス、 ρ_w は海水の密度、 C_{pw} は海水の比熱、 γ_t は熱交換係数である。また T^* は棚氷外部の海洋の温度、 T_f は棚氷下の融解点の温度である。この場合の棚氷全体での融解の総量は下記のようになる。

$$m = Q_{\text{net}} / \rho_i L$$

ここで m が融解速度、 L は融解潜熱、 ρ_i は氷の密度である。

この融解量は T^* の範囲が少なければ温度に対して線形であるが、南極の広い範囲の棚氷下のことを考える場合には広い範囲の影響を考える必要があり、融解量は温度に対して非線形になる¹⁰⁾。これに対応するため、熱交換係数をその場所の強制力に依存するような係数 Ω をかけて、融解量を温度に対するヘビサイド関数にする。この研究ではこの係数の値がどのようになるかを、海洋モデルによる底面融解量分布を参照して検討した。

3. 海洋モデル解析と考察

棚氷下の融解点温度が圧力に依存するため、水圧の高い深部での融解量が高くなる。Galton-Fenziによる海洋循環モデルにより見積もられた棚氷底面の融解量をそれぞれの深度ごとに分けると、図1のようになる。これを見ると、深部での融解量が高くなる一方、浅い部分の大きな融解量を持つことがわかる。また、棚氷下の大部分の点では年間の融解量が1m/aに満たないということも分かった。

さらに海洋モデルによる南極全体の底面融解量について、年融解量が1m/aを超える所に色付けし、それ以外の部分と分けると図2のようになる。これを見ると、棚氷融解量が高い点は深い接地線付近と棚氷の先端部(冰山分離域)に分けられ、それ以外の部分は融解、再凍結量が限られることが分かった。

こうした冰山分離域の高い融解量の原因は幾つかのことが考えられる。棚氷下での熱交換量は境界層と棚氷底面の温度差と、境界層での海水の摩擦速度に比例すると考えられる。この摩擦速度というのが上に述べた熱交換係数を変化させるものである。このことから考えると、夏季の海面水温の上昇、風応力による表面部での混合などが高い融解量の原因であろう。

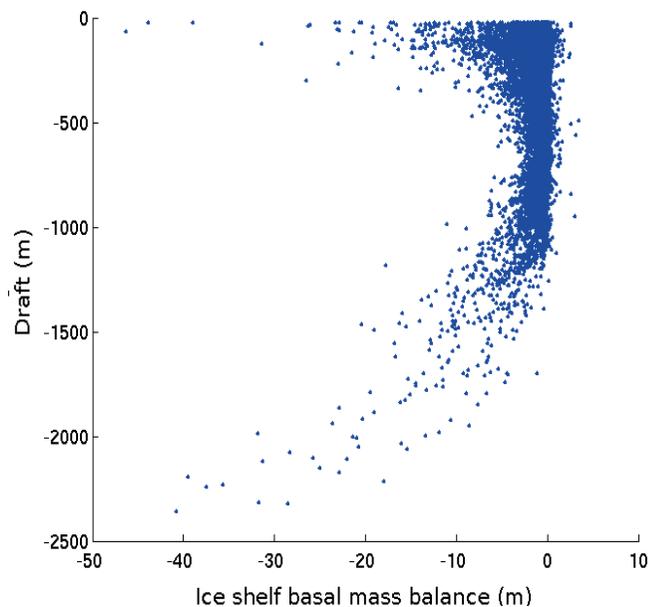


図1. 棚氷底面融解量と底面の深度の分布図

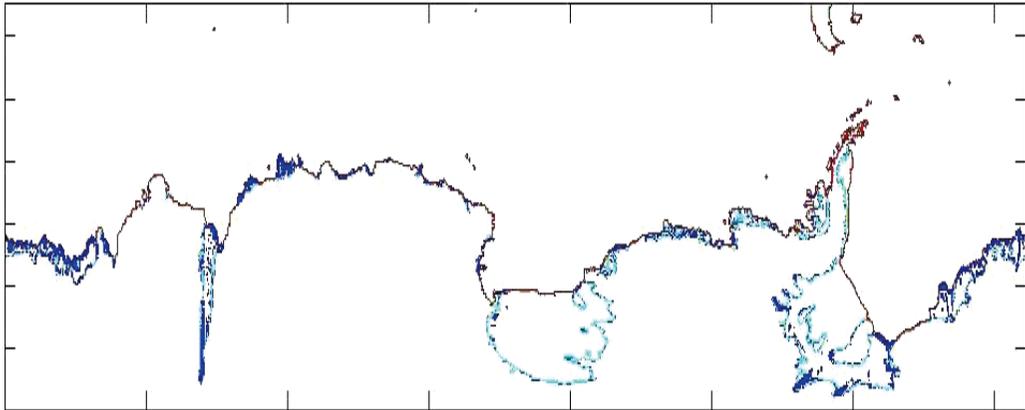


図2. 海洋モデルでの見積もりで底面融解量が1m/a以上の地点の分布

以上のような結果を踏まえて、棚氷域を接地線付近、冰山分離域、それ以外の部分の三つに分けて γ の値を変えることでパラメタリゼーションを行った。南極の棚氷の地形にあてはめた結果が図3である。この結果を見ると、海洋モデルで見られるような

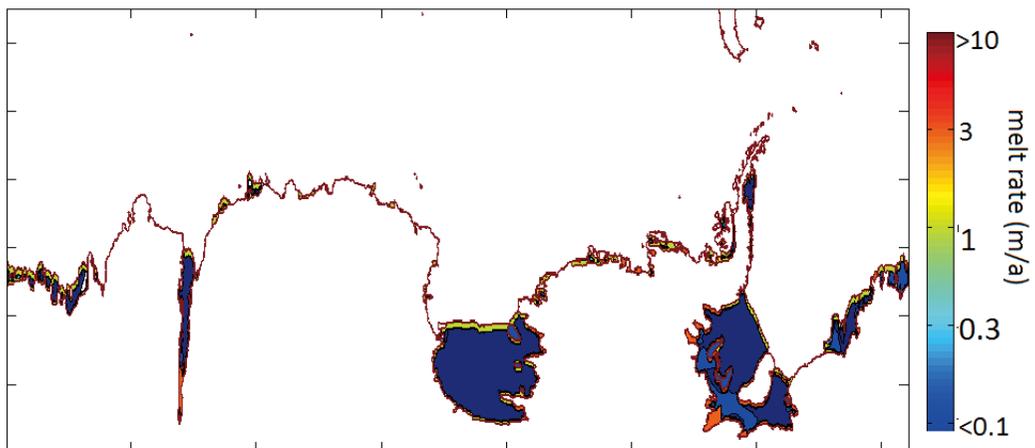


図3. パラメタリゼーションにより見積もられた南極氷床全体の棚氷底面融解量

棚氷の融解量分布が再現出来ている。また、棚氷下の融解量の積算値は1457Gtであり、衛星観測の結果に比べても妥当な量となっている。

4. 結論

棚氷底面の融解量のパラメタリゼーションのために海洋モデルで見積もられる融解量を解析した。この結果接地線付近、冰山分離域での高い融解量が見積もられた。棚氷底面での融解量が外洋との温度差と、その場所での摩擦速度に依存することから、これらが高い両区間で高い融解量となると考えられる。融解量のパラメタリゼーションを3区間に分けて行ったところ、妥当な底面融解量を得る事が出来た。

本質的には接地線付近で融解量が高くなる原因と、冰山分離域で融解量が高い原因

は同じではない。前者の原因は接地線付近が深く、融解点温度が高くなること、キャビティが狭くなって流速が上がること、下面から棚氷に入り込んだ暖かい水が初めにぶつかる点であることが要因となるだろう。一方で氷山分離域では、表面の暖かい水の一部が直接棚氷下に潜り込むことが原因であると考えられる。この場合境界層の厚さや表面風速、潮汐や海水のでき方など多くの要因に左右される。これらを分けた設定を行うことが課題である。氷山分離域の融解について海洋循環の観点からはどれだけ暖かい渦が大陸棚付近まで入り込んで来て、そこに何らかのパターンがあるかを解析できれば南極海の循環の解明にも繋がり、融解量のパラメタリゼーションの観点からも各領域での融解量分布の設定にも役立つだろう。

参考文献

- 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) Rignot, E., Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844):1637-1655, 2006.
- 3) Timmermann, R., Q. Wang, and H. H. Hellmer (2012), Ice-shelf basal melting in a global finite-element sea-ice/ice-shelf/ocean model, *Annals of Glaciology*, 53(60), 303-314
- 4) Kusahara, K., Hasumi, H. 2013. Modeling Antarctic ice shelf responses to future climate changes and impacts on the ocean. *Journal of Geophysical Research: Ocean*. DOI: 10.1002/jgrc.20166
- 5) Rignot E, Jacobs S, Mouginot J, Scheuchl B. 2013, Ice Shelf Melting Around Antarctica, *Science*, DOI: 10.1126/science.1235798
- 6) Bindschadler, R. A., S. Nowicki, A. Abe-Ouchi, A. Aschwanden, H. Choi, J. Fastook, G. Granzow, R. Greve, G. Gutowski, U. C. Herzfeld, C. Jackson, J. Johnson, C. Khroulev, A. Levermann, W. H. Lipscomb, M. A. Martin, M. Morlighem, B. R. Parizek, D. Pollard, S. F. Price, D. Ren, F. Saito, T. Sato, H. Seddik, H. Seroussi, K. Takahashi, R. Walker and W. L. Wang. 2013. Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea level (the SeaRISE project). *Journal of Glaciology* 59 (214), 195-224.
- 7) Sato, T., Greve, R. 2012. Sensitivity experiments for the Antarctic ice sheet with varied sub-ice-shelf melting rates. *Annals of Glaciology*, 53(60), 221-228.
- 8) Beckmann, A., Goosse, H. 2003. A parameterization of ice shelf-ocean interaction for climate models. *Ocean modelling*, 5(2), 157-170.
- 9) Galton-Fenzi, B, 2010, Modelling the interaction between Antarctica and the Southern Ocean, *Ocean Science -The fourth CAWCR Workshop*, 9, Hobart, pp. 33-37
- 10) Holland, Paul R., Adrian Jenkins, and David M. Holland. (2008) The response of ice shelf basal melting to variations in ocean temperature. *Journal of Climate* 21, 2558-2572.

境界永久凍土の分布モデリング Spatial modeling of boundary permafrost

石川 守 (北大・地球環境科学研究所), Jambaljav Yamkhin (モンゴル科学アカデミー・地理学研究所), 山橋いよ (北大・環境科学院), Sebastian Westermann and Bernd Etzelmueller (オスロ大)
Mamoru Ishikawa, Jambaljav Yamkhin, Iyo Yamahashi, Sebastian Westermann and Bernd Etzelmueller

1. はじめに

凍土は多様な時間と空間スケールで発達・衰退する。全陸地の約 2 割に分布する永久凍土の消長には数千年規模の時間を要す。その一方で、全陸地の約 6 割を占める季節凍土は年～数十年規模で消長する。凍土衰退に起因した影響が人にとっての環境に潜在的(温暖化加速)にも顕在的(土地浸食の加速化, 水・生態系資源の劣化)にも及びつつある。これら諸現象の過程を理解したり, ハザードマップを作成したりするには, 凍土の安定性を空間的に示す分布図が不可欠となり, それには気候変動や地表面改変などによる影響を定量的に評価できるものであることが望まれる。

氷河や海氷といった「見える雪氷要素」に対しては, 衛星による直接観測や, 均一物性値を仮定した空間モデリングなどによってその分布や将来像を精度よく表示, 予測することができる。その一方で, これらの手法をそのまま「見えない雪氷要素」である凍土に援用するのは難しい。地上から視認できないこと, 氷, 水, 土粒子, 有機物などが様々な割合で混在しており物性値すら決定することが難しいことなどによる。気候モデル研究でよく参照される環北極域永久凍土・地下水分布図 (以下 IPA 図) では, 単位面積の 90-100%に永久凍土が分布する領域を連続的永久凍土帯 (Continuous permafrost), 50-90%の領域を不連続永久凍土帯 (Discontinuous permafrost) といったように曖昧さを含んだ凡例で永久凍土分布を表現している¹⁾。

このような凡例区分は, グローバルスケールでの気候値や植生などの分布と永久凍土との対応を議論する際にはある程度有効である。北東シベリアのツンドラや北方林などの分布が連続永久凍土帯のそれにほぼ一致することがその好例であろう。その一方で, 永久凍土の発達や分布が地形, 植生, 土壌物性といったローカルな因子群に制約される不連続・点状および山岳永久凍土帯 (境界域永久凍土) では, このような大まかな凡例区分は実用的ではない。にもかかわらずこのような地域にて永久凍土の分布を詳細に示すことのニーズは高い。熱的に脆弱な永久凍土の将来動態を予測する気候・雪氷学的な意義の他に, 永久凍土の衰退が植生や水文過程といった地域生態系サービスの急激な劣化を引き起こすことが現実的な問題となっているからである。本稿では主に筆者が関わってきた不連続帯や山岳域での永久凍土分布の研究成果を踏まえた上で今後の方向性について紹介する。

2. 北海道大雪山の永久凍土

北海道大雪山では, 1970 年代に山岳永久凍土が発見された²⁾。1980 年代には永久凍土の指標周氷河地形の記載^{3),4)}や通年にわたる気温や地温の観測が行われた。その後,

多地点での物理探査、積雪底地表面温度や浅層地温観測などにより、永久凍土の分布・構造や維持・形成メカニズムなどが議論された^{5),6)}。

IPA 図では大雪山とその周辺は点在帯区分として一色に塗られているだけで、これでは永久凍土の分布特性を十分に表しているとは言い難い。現実には標高や、地形起伏、地表層物質の熱物性などに応じて永久凍土は複雑に分布している。これまでの観測研究の蓄積によって永久凍土が発達しうる標高の下限や微地形（冬季間を通じて雪が堆積しない風衝地）が明らかになってきた⁷⁾。Ishikawa⁸⁾は解析図化機上で2×2mの標高グリッド（DEM）を作成し、各グリッドにおける積雪深の季節推移を考慮したうえで数mから数十メートルの規模でモザイク状に分布する風衝地の輪郭を描いた。

このような、グリッドサイズをできるだけ小さくして精度を高めるというアプローチは利用できるデータの精度や密度などによってその成否が決まる。大雪山では正確に標定できるステレオ空中写真が利用できるため高精度DEMが作成できた。その一方で、永久凍土の分布をこのような詳細スケールで表現するためには、地表面温度や地表層の熱物性についての情報も同様のグリッドスケールで求められる。

3. モンゴルの永久凍土

モンゴルはシベリアを中心としたユーラシア永久凍土帯の南限に位置し、IPA 図では国土北部は連続・不連続・一点在・孤立的と遷移する永久凍土帯として、南部では季節永久凍土帯として示されている。Ishikawa et al.⁹⁾は、同国永久凍土帯のほぼ全域を網羅するように約40地点でのポアホール(3-15m深さ)による永久凍土温度観測を行い、連続的分布域では-2℃を下まわるような寒冷な永久凍土が存在する一方、南部の点在域では-1～0℃と温暖で融点に近い永久凍土が卓越することを見出した。

一方で、不連続帯から点在帯へと遷移する領域ではローカルな地形起伏（北向・南向・谷底）や植生被覆（草原・森林）、土壌の湿潤度、地下水量などに依存して地温は大きくばらついていた。冬季に冷気湖が形成される谷底、森林に被覆される北向き斜面、湿潤で地下含水量が多いところで地温が低くなる傾向がある。国土規模では緯度依存型極域永久凍土の、地域規模では地形依存型山岳永久凍土の分布特性がみられる。

各観測点での永久凍土の維持形成メカニズムは通年地温観測によって得た地温の鉛直プロファイルに反映されていた。乾燥した国土南部の谷底では、地表面付近の地温は大きくマイナス側に傾き、冬季間の冷気湖形成が永久凍土の維持に大きく寄与していること、多くの地下水があるところでは、地温の年振幅量が小さく地下水の相転移に多くの潜熱が消費されていることなどが推定された。さらに、森林下では直達日射が遮蔽されるため夏季の地表面温度上昇が抑えられ、このことが永久凍土の形成に寄与していることが示された。これら観測的知見に立脚し、同国における永久凍土の分布やその熱的安定性を将来予測への適用までを視野にいれ、地図化していくことが次の課題である。

4. 境界域永久凍土の分布表現

凍土は「物体」としてではなく「状態」として捉えるべきであり、これに従うと凍土は「分布図」というよりはむしろ「ポテンシャル図」として表現されるべきだろう。近年では、永久凍土分布（ポテンシャル）図はGISやリモートセンシングなどを援用して作成される。ここでは、単位グリッド内におけるパラメーター値（土壌熱物性、

標高, 斜面方位・傾斜, 植生, 積雪, 気温など) が均一であるという条件を前提としている. このような仮定は広大平坦な連続永久凍土帯 (ツンドラ, タイガ) ではある程度当てはまり, 実際に結果と点ベースの現地観測値との間により対応があることも示されている. その一方で, グリッド内での不均質性が顕著な山岳域や不連続永久凍土帯などでは, 各パラメーターに代入する値を一意に決められなくなる. これは本来的にフラクタル的次元をもつ地形の効果が大きくなるためである. この問題に対し, 大雪山の事例では, 可能な限りグリッドを小さくし, そこに導入しうるパラメーター値のばらつき幅をなるべく小さくするという発想に基づいている. ここでは各グリッドにおける永久凍土の有無や地温プロファイルなどが一意に出力される (決定論的アプローチ).

一方, 境界域永久凍土の分布表現として, 不均質性や曖昧性をあえて認めたくなくてそれらを出力に含めることも考えている. すなわち, グリッドサイズはそのまま, グリッド内でのパラメーター群がどのような値でどのように組み合わせれば, 「どの程度の確率で」永久凍土が発達しうるのか, といったアプローチである (確率論的アプローチ). この概念に基づいた先行研究は, 北米の山岳永久凍土にて行われてきた¹⁰⁾.

筆者らは, これまでにモンゴルで実施してきたボアホール地温観測結果に基づき, 決定論および確率論両アプローチでモンゴルの境界域永久凍土の分布を表現すべく研究を進めている. これらは永久凍土の熱的安定性・脆弱性およびこれらの将来動態を高精度で評価できるだけでなく, 生態・水文過程との相互作用評価にも応用できるものとなることを目指す.

前者のアプローチについて, 筆者らはすでに高解像度 (1×1 km) リモートセンシング地表面温度 (MODIS-LST) とボアホール地温観測結果との間に有意な相関を見出している. これを上部境界条件として, 熱伝導式や TTOP モデル¹⁰⁾によって, 各グリッドにて一意に決まる地温プロファイルの分布図を作成する.

後者のアプローチで作成するのは, 永久凍土が存在する確率をグリッド単位でマッピングしたものである. ここでは気候変動や地表面変化に伴う永久凍土の変化は各グリッドでの永久凍土存在確率の変化として定量的に表現される. 解析では多点での地温観測によって重要性が示唆された地形・植生・気候値などを説明変数とし, これらを MODIS-LST と同様 1×1 km でグリッド化したのち, 結果変数 (永久凍土の有無) との間で回帰分析を行う. 「見えない雪氷要素」である永久凍土の分布を表現する唯一無二の方法はない. 多様に表現しそれらを比較検討していきたい.

謝辞

本研究には, 平成 25-27 年度文部科学省科学研究費補助金 (課題番号: 21310001, 代表者: 石川守) および, 平成 21-23 年度文部科学省科学研究費補助金 (課題番号: 2535041603) を使用した. また, モンゴルでの地温観測には海洋研究開発機構のプロジェクト経費を使用した.

【参考・引用文献】

- 1) Brown, J., O.J.J. Ferrians, J.A. Heginbottom and E.S. Melnikov, 1997: International Permafrost Association circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions, scale 1:10,000,000, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.

- 2) 福田正己・木下誠一, 1974:大雪山の永久凍土と気候環境. *第四紀研究*, **12**, 192 - 202.
- 3) 曾根敏雄・高橋伸幸, 1986: 北海道大雪山北海平における凍結割れ目多角形土の冬期観測, *地理学評論*, **59A**, 654 - 663.
- 4) 高橋伸幸・曾根敏雄, 1988: 北海道中央高地, 大雪山平ヶ岳南方湿原のバルサ, *地理学評論*, **61A**, 665 - 684.
- 5) Ishikawa, M. and K. Hirakawa, 2000: Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 109-123.
- 6) Ishikawa, M., K. Fukui, M. Aoyama, A. Ikeda, Y. Sawada and N. Matsuoka, 2003: Mountain permafrost in Japan: distribution, landforms and thermal regimes. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **130**, 99-116.
- 7) Ishikawa, M., 2003: Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, **52**, 105-120.
- 8) Ishikawa M. (2001). Distribution of mountain permafrost in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, northern Japan, PhD thesis, Hokkaido University, 123pp.
- 9) Ishikawa, M., N. Sharkhuu, Y. Jambaljav, G. Davaa, K. Yoshikawa and T. Ohata, 2012: Thermal states of Mongolian permafrost. *Proc. 10th Int. Conf. Permafrost*, Salehard, 173-178.
- 10) Bonnaventure P.P., A.G. Lewkowicz, M. Kremer and C. Michael, 2012: A permafrost probability model for the Southern Yukon and Northern British Columbia, Canada: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 MAR 2012, DOI: 10.1002/ppp.1733
- 11) Smith MW. And D. Riseborough, 1996: Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, **7**, 301-309.

シベリア南限の永久凍土分布の環境要因
- 確率の概念を用いた凍土分布図の作成に向けて -
Environmental factors of permafrost distribution
in the Southern Siberia.
- Toward for probability mapping -

山橋いよ・石川守（北海道大学大学院環境科学院），
 Jambaljav YAMKHIN（モンゴル科学アカデミー地理学研究所），
 Sebastian WESTERMANN・Bernd ETZELMUELLER（オスロ大学）
 Iyo Yamahashi, Mamoru Ishikawa, Jambaljav YAMKHIN
 Sebastian WESTERMANN, Bernd ETZELMUELLER

1. はじめに

近年、地温の温暖化や活動層厚の増加、湖沼の減少など、温暖化に伴う南限地域の凍土の応答が報告されている。凍土の融解は、大気との熱や水収支、及び温室効果ガス収支に関わることから、寒冷地における自然環境変化の広域的把握は必須である¹⁾。よって、現在の分布を示す永久凍土分布図は極めて重要である。

シベリア南限モンゴルにおける既存の永久凍土分布図は、主に凍土の空間連続性に基づき凡例区分されている（図1 a b）。一般に、南限地域の凍土分布は細部まで入り込んで複雑であり、地域的な地形起伏や植生被覆に大きく依存する。しかし既存の分布図は、地形や気象との対応が定性的なレベルで留まっており、そのような環境条件をパラメータに考慮していない。また、そのため将来の変化予測図への応用が難しい。よって本研究は、新たな確率の概念を用いた凍土分布図の作成を目的として、現地調査と地理情報システムGISによる総合的な解析から、凍土の存在に寄与する説明変数（環境因子）を明らかにした。

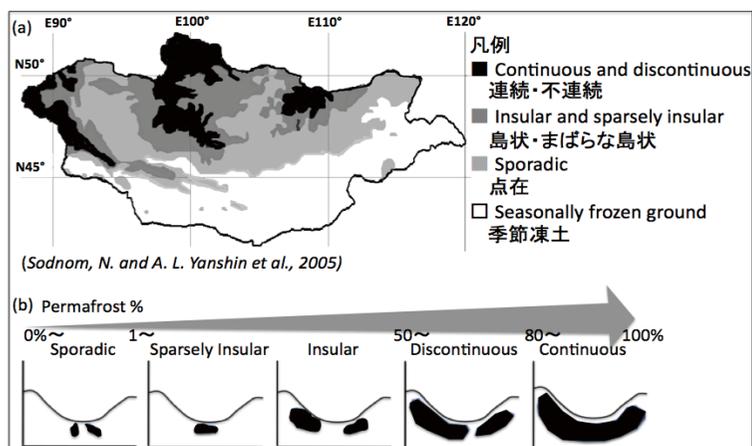


図1 (a) モンゴルの永久凍土分布図 (National Snow and Ice Data Center より).
 (b) 凍土分布状態の概念図 (Jambaljav YAMKHIN より).

2. 研究地域・使用データ

モンゴル中央部のハンガイ山脈周辺を対象地域とした(図2)。ここは大きな標高差と、山脈の左右で異なる森林分布が特徴的である。解析には現地観測地温データと、この他に凍土存在の環境因子を探るため、旧ソ連官製地図(mapstor.com)、解像度約15mのGeoCover™ Product(<http://www.earth.com>)、解像度1kmの数値標高モデルGTOPO30(USGS)、および解像度1kmのMODIS地表面温度(2002-2012年)を用いた。

◆ 現地観測地温データ

2012年7月19日から約2週間、モンゴル国内を車で移動し、短期間で約100地点の表層地温データ(0, 0.5, 0.75, 1m深)を取得した。そのうち対象地域内では51地点取得した(図2●)。また、33地点の深層(約10m)ボアホール永久凍土観測サイト²⁾(BH)のデータを使用した。これは通年を通して地温が観測されており、下部の永久凍土の実際の地温状態を観察できる。

3. 方法

GIS上に、現地でGPSに記録した観測地点をおとし、グリッドベースの各環境因子の値と表層地温との対応関係をみた。調べた環境因子は、標高、GISのSpatial Analysisツールにより求めた集水指数、曲率、日射(傾斜角・方位)、及び植生NDVIとMODIS地表面温度(2002-2012年の10年平均)である。次に、各環境因子の凍土存在への寄与を定量化するため、ロジスティック回帰分析を行った。このロジスティック回帰分析は、結果変数を2値とする確率統計手法である。そのために、BH観測データを基にし、観測地点の表層地温から、その場所の下部の地温状態を”凍土が存在する”・”凍土が存在しない”・もしくは”分からない”、の3段階に判定した。このモデルは、対象とする事象の発生に影響する複数の説明因子から、その事象が発生する確率 p の確率曲線を導く(式1)。解析ソフトはR i386 2.15.1を用いた。

$$p = \frac{\exp(b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n)}{1 + \exp(b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n)} \quad (\text{式 1})$$

p : 確率($0 < p < 1$)、 b : 係数、 x : 1 から n 個の説明変数

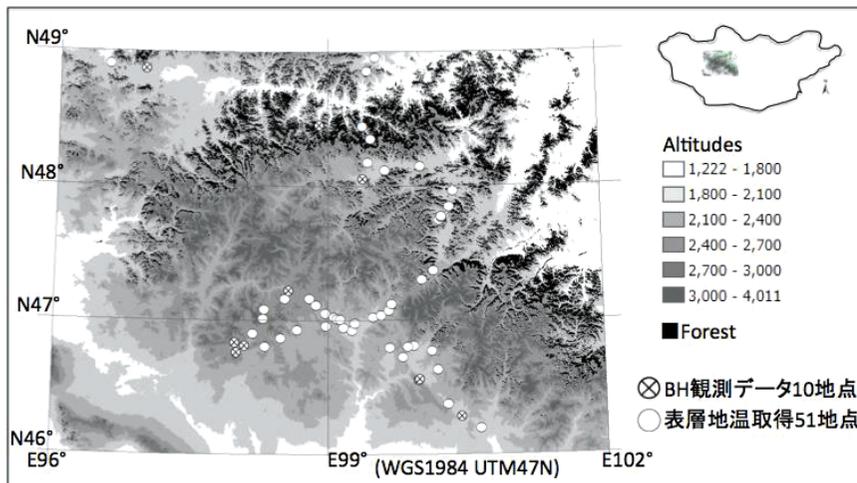


図2 対象地域と地温データの観測地点。

4. 結果と考察

4-1. 1m 深地温と標高の関係 (図 3)

図 3 は、北緯 49° 以下の草原で取得した 1 深地温[°C]と標高[m]の関係を示す。1 m 深地温が約 10~12 °C 以下から分布の傾きが負から水平傾向へと変化している。この負の傾きは、地温が標高の気温減率を反映し、気温低下の勾配に沿った地温低下を示す。一方、ある標高から凍土が存在し始めると、地中からの冷えが気温減率の効果を相殺するため傾きが小さくなる³⁾。つまり傾きが変化する 2000 m 付近の標高は、永久凍土の下限高度を示す値と言える。

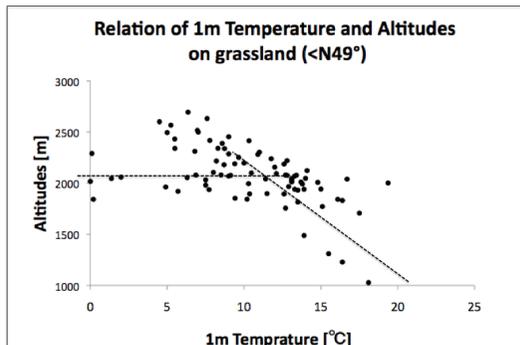


図 3 1 m 深地温と標高の関係。

※図中の点線は、感覚的に引いてある。

4-2. 地温の低い場所の特徴

現地での見知とグーグルアースでの解析により、特に地温の低かった環境場は主に 4 つあった。まず一つは川底・河川跡である。ある河川域の観測地点では、1 m 深地温は 6 °C 前後と低く、3 km ほど離れた周囲の地温と比べて約 8 °C も相対的に低かった。二つ目は、四方を山に囲まれた狭い谷底の河川近くで、ほぼ 0 °C の非常に低い地温だった。三つ目は森林下の地温で、1 m 深地温は約 6~7 °C に集中していた。そして最後は湖沼のそばであり、1 m 深地温はほぼ 0 °C に達していた。これらの特徴から、凍土が形成されやすい低い地温が保たれる環境場は、水の豊富な集水場所と森林下であることが言える。これは粘土層の役割が、夏季に高温になる乾燥地での凍土の維持に効いていると考えられる。含水率が大きい粘土層は熱容量が大きく、冬季を通し大気から地中に伝わった冷えが夏季でも保持されやすくなる。

4-3. BH 観測データによる、凍土が実際に確認される地点の表層地温傾向

33 地点のモンゴル国内の BH 観測データから、下部の地温が 0 °C 以下の状態であることを確認出来る地点の 1 m 深地温傾向を調べた。なおその際は、現地調査と同時期の地温平均値を調べた。その結果、地上から約 3 m の深さから凍土が始まる地点では、1 m 深地温は 8~9 °C に集中していた。それよりも浅い約 2 m の深さから始まる地点での 1 m 深地温は、5~6 °C に分布していた。さらに 1 m 深地温が 13°C 以上となる BH データは無かった。これらの結果を用いて、次の 4-4 では観測地点の凍土存在状態を判定した。

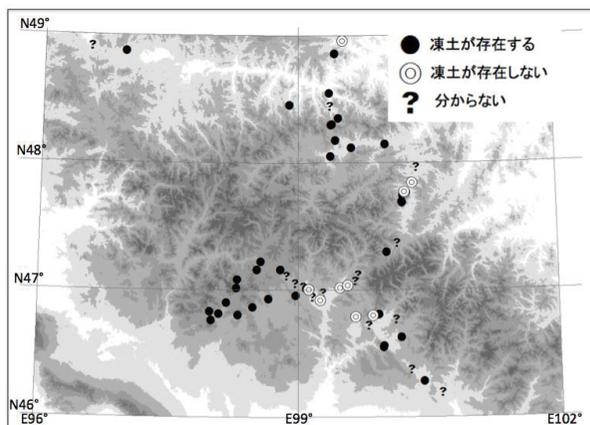


図 4 BH 観測データを基にした凍土存在状態の判定。

4-4. 観測地点の凍土存在状態の判定(図4)と統計解析の結果(図5)

BH 観測データより、現地で取得した 1 m 深地温を 8~9 °C 以下（土壌の乾湿をさらに考慮）で “凍土が存在する”・9~13 °C は “分からない”・14 °C 以上では “存在しない”，に分けた(図4). そして，“分からない”を除いた 2 値の凍土状態 (N_{1,Yes} =36, N_{0,No} =10, 合計 N₁₊₀=46) を結果変数とし、ロジスティック回帰分析を行った. その結果、先に述べた 6 つの説明変数のうち、高植生 NDVI と高い標高、そして凹地を示すマイナスの曲率の組み合わせが最も凍土の存在を説明する変数となり、4-1 および 4-2 を象徴する結果となった. 結果のモデルを式 2 に示す. なお、変数間の相互作用（内部相関）は見られないことを確認した.

$$p = \frac{e^x}{1+e^x} = \frac{1}{1+\exp(37.03-0.16*(NDVI)-0.01*(Alt)+29.50*(curve))} \quad (式 2)$$

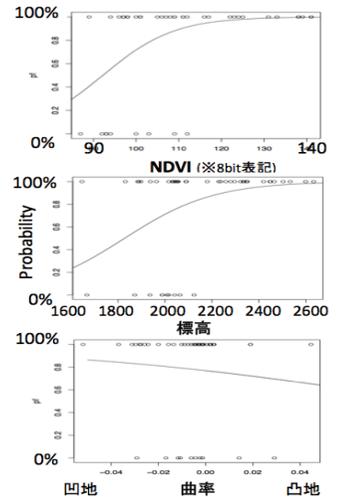


図 5 3 つの説明変数と確率曲線.

5. 課題・今後の展開

今回示した統計解析の結果は、現時点では試作段階の見解であり、“存在する・しない”のサンプル数 N の個数に差があることが課題として残る. 一般に、BH 観測データは主に凍土が存在する地点の観測データしかなく、存在しない地点のデータが不足している. そのため、“存在しない”という断定が難しい(よって本研究では、“分からない”の地温間隔を 4 °C 設定している). そのため今後は存在しない地点のデータ補充を目指し、サンプル数を近づけて解析を行う必要がある. また、今回は 1 km の解像度で行ったが、異なる解像度で変わる説明変数の違いを今後見ていき、不連続域の凍土存在環境の多様性を調べていきたい.

6. まとめ

現地観測データを基に、GIS とリモートセンシングを用いた総合的な解析から、凍土の存在する環境因子を明らかにし、統計手法による説明変数の定量化を試みた. 現時点では、シベリアの南限モンゴル中央部の永久凍土の存在には、森林や湿潤植生を表す高 NDVI, 1800 m 以上の高い標高、そして凹地を示すマイナスの曲率が影響することが分かってきた. これは先行研究および現地研究者の既存の見解を支持する結果となった. 今後も引き続き解析を進め、将来予測に応用可能な確率マッピングに向け、感覚的に留まっていた凍土存在場所の定量的把握を目指していく.

謝辞: 本研究には、平成 25-27 年度文部科学省科学研究費補助金 (課題番号: 21310001, 代表者: 石川守) 及び、平成 21-23 年度同上 (課題番号: 2535041603) を使用した. また、モンゴルでの地温観測には海洋研究開発機構のプロジェクト経費を使用した.

参考・引用文献:

- 1) 串田圭司, 原田鋳一郎, 森淳子, 岩花剛, 澤田結基, 片村文崇, 福田正己, 2007: 永久凍土と活動層のリモートセンシング, 日本雪氷学会誌 「雪氷」, 69 巻 2 号 221-228 頁.
- 2) Ishikawa et al., 2012: Thermal State of Mongolian Permafrost, Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost, Salehard, 173-178.
- 3) 藤井理行, 増沢武弘, 橋本泰助, 小野田幹生, 上野健, 1999: 1976-1998 年における富士山の永久凍土下限高度の変化, 1999 年度日本雪氷学会全国大会要旨, 38.

衛星および現場データを用いた南極昭和基地周辺の海水厚モニタリング Sea ice thickness monitoring around the Showa station area by using the satellite and field observations

星野聖太 (北見工業大学大学院), 館山一孝 (北見工業大学)
牛尾収輝, 田村岳史 (国立極地研究所)
Seita Hoshino, Kazutaka Tateyama, Shuki Ushio, Takeshi Tamura

1. はじめに

1979年に衛星を用いた南極周辺海水域の観測が開始されて以来, 図1に示すように海水域面積の年平均値が増加傾向にある¹⁾. 2012年1月に南極観測船しらせが1993年以降18年ぶりに昭和基地沖へ接岸を断念し翌年, 2013年1月にも断念したと報道された²⁾. 日本において南極観測が開始してより, 2期連続で南極観測船が昭和基地沖へ接岸断念したのは初の出来事である²⁾. 2009年就航された2代目しらせの砕氷能力は1.5mの海水厚であれば3ノット(5.6 km/h)で連続砕氷が可能であり世界最大級の砕氷艦である³⁾. また, 海水域内において後退と前進を繰り返す(ラミング)ことで3m程度の厚さまで砕氷航行が可能である. したがって, 昭和基地沖へ接岸できなかったことは海水域面積だけではなく海水の厚さが例年に比べて発達していたのではないかと考えられる.

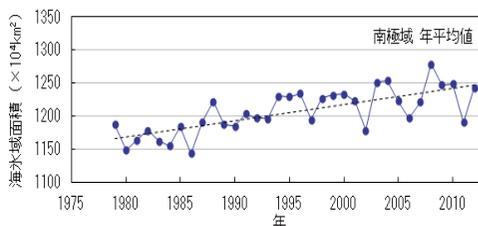


図1 南極域の海水域面積の年平均値の経年変化(1979年~2012年: 気象庁2013)

本研究では, 日本南極地域観測隊(JARE: Japanese Antarctic Research Expedition)によって南極の昭和基地周辺にて現場観測された過去11年分の海水厚データおよび昭和基地周辺の衛星画像データから, 海水厚と定着氷の拡がりの年変動について検証した. 本研究の目的は, 2012年および2013年と他の観測年の海水厚の変化傾向を比較し, 船が昭和基地周辺への接岸を断念した原因について明らかにすることを目的である.

2. 観測期間と観測データ

本研究では, JAREによって2000年から2013年の間に昭和基地周辺にて南極観測船しらせに搭載された電磁誘導式氷厚計(EM: Electro Magnetic Induction device)による観測データおよび目視データを使用した. なおJARE43(2002年~2003年), JARE50(2008年~2009年)の観測期間では, EMを用いた海水厚観測が行われていない. また, 衛星搭載光学センサであるAVHRRとMODISによって2000年から2013年の間に観測された昭和基地周辺の画像データを用い, 定着氷の拡がりとその流出について現場観測データと比較した.

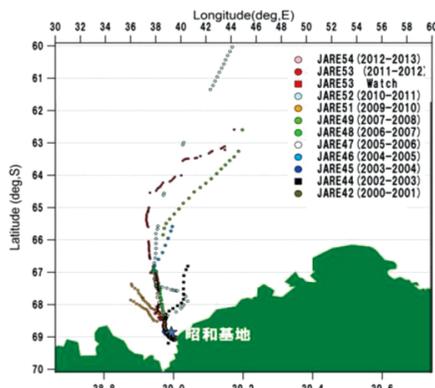


図2 2000年-2012年しらせ航跡

3. 定着氷域の広がり

図3は昭和基地周辺において、定着氷の広がりおよび流出を示した衛星画像である。南緯66°~70°、東経35°~40°の範囲において過去11年間の衛星画像データを比較したものである。赤線を定着氷端、黄線は流出した定着氷を示す。画像内には黒線と青線で示される2種の海岸線が表示されているが、前者は衛星画像の取得時に自動的に付加される海岸線であり、後者は地図描画ソフトウェアによる海岸線である。本研究では前者の海岸線は誤差を含んでいると思われる、後者を正しいものとして扱った。つまり、定着氷の面積の増減は、赤線と青線で挟まれた範囲について比較している。また、砕氷艦が昭和基地へ向かう航跡は、例年最短ルートで定着氷縁に向かってのに対し、2010年は大きく南東に迂回していることがわかる。これは、良好な海水状況が航路として選択し航行時間を節約するため、流水帯および定着氷縁の隙間にある開放水面に沿って航行したためである。

全体の傾向として、定着氷端が南緯68°30'前後に存在することがわかる。2002年の画像に2本の白い線と1本の黒い線が入っているが、これは欠測ノイズである。2000年から2002年にかけて定着氷の一部(黄線)が流出し、定着氷縁が大きく後退した。このため、2002年と2003年は定着氷域面積が過去11年間で最少となった。その後定着氷域が年々拡大し、2007年には面積が2000年と同程度まで回復し、2010年に面積が最大となった。昭和基地沖接岸を断念した2011年以降は再度定着氷縁の後退に転じている。

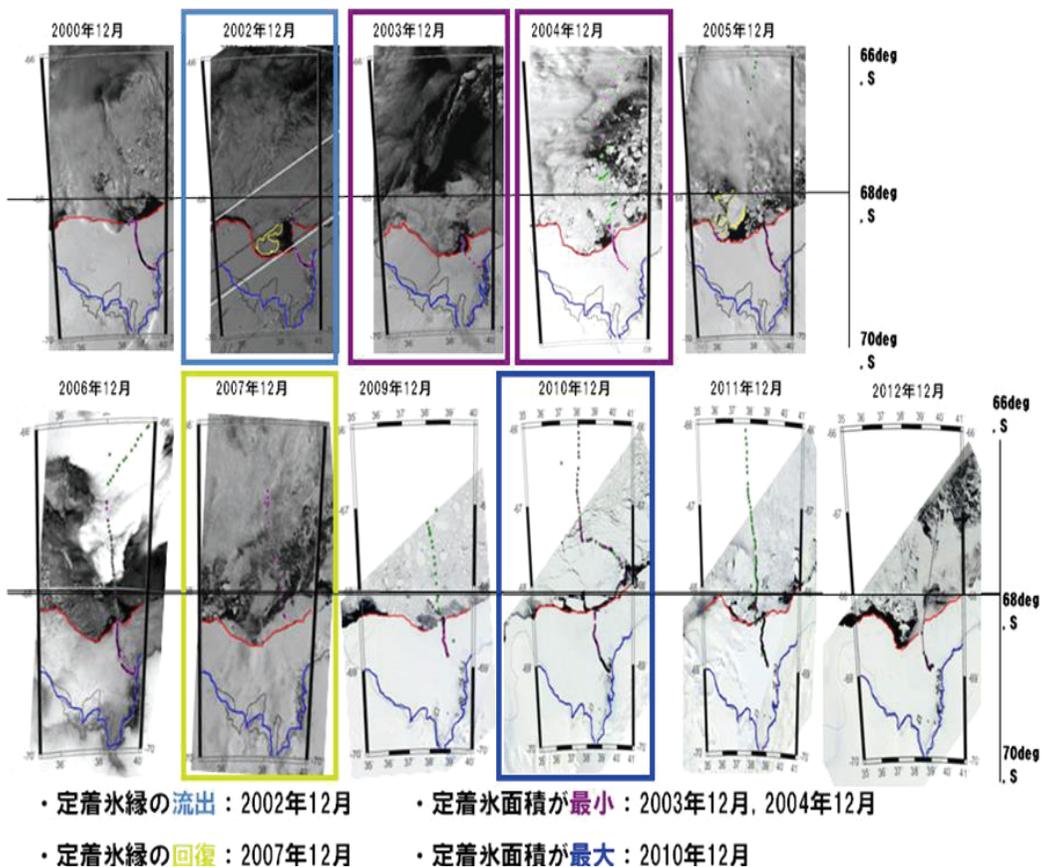


図3 衛星画像データによる11年間の海水域面積の広がり及び流出

4. EM 全氷厚の測定結果

昭和基地周辺の過去 11 年間の EM (赤棒) および目視 (青点) で観測された海氷厚の変動傾向を図 4 に示す。このグラフは緯度に対する全氷厚の年変化を比較したものである。目視観測は概ね 1 時間に 1 回の頻度で艦橋において行われており、氷厚や積雪深は砕氷された海水が 90 度傾いた際にその破断面の厚さから物差しを用いて計測されている。JARE53, JARE54 において、南緯 68° 54' 以南は接岸していないため観測データは存在していない。EM 観測が行われていない領域を斜線で、衛星および目視観測から判断した流水帯と定着氷帯の領域をそれぞれ橙色と緑色の両矢印で示す。

JARE42 から JARE44 にかけて図 3 の衛星画像と同様に定着氷帯が大きく減少し、その後年々回復していくことがわかる。定着氷帯の海氷厚は JARE44 から増加傾向にあり、JARE53 で最大であった。一方、JARE53 と同様に接岸断念した JARE54 は、海氷の厚さが減少していることがわかる。図 4 において昭和基地に最後に接岸した JARE52 のときの氷厚分布は、接岸断念した JARE53 よりも観測データ上厚く、しらせの航行が困難であった印象を与える。しかし、JARE52 では厚い海氷厚は瞬間的に観測されているのに留まっているのに対し、JARE53 では 7 m を超える厚い定着氷が広く分布していた。さらに JARE53 では、昭和基地周辺において過去 11 年間の観測史上最大である 20 m を越える厚い定着氷が観測された。通常、砕氷艦の能力以上の海氷域においてはラミングが行われる。ラミングは、艦の長さの 2~3 倍の助走距離から前進して氷盤に突入し、艦首を氷盤に乗り上げ氷を圧砕、次いで後進して氷盤から離脱し、再び前進を繰り返す航法をいう。ラミングが行われると開放水面の無い定着氷帯では割れた氷板が他の海水の下に潜り込んでしまい、EM で測定する全氷厚の値が増加してしまう可能性がある。特に、JARE52 ではラミングが過去 11 年間で最も多く、氷板の潜り込みによる全氷厚増加の影響が考えられる。

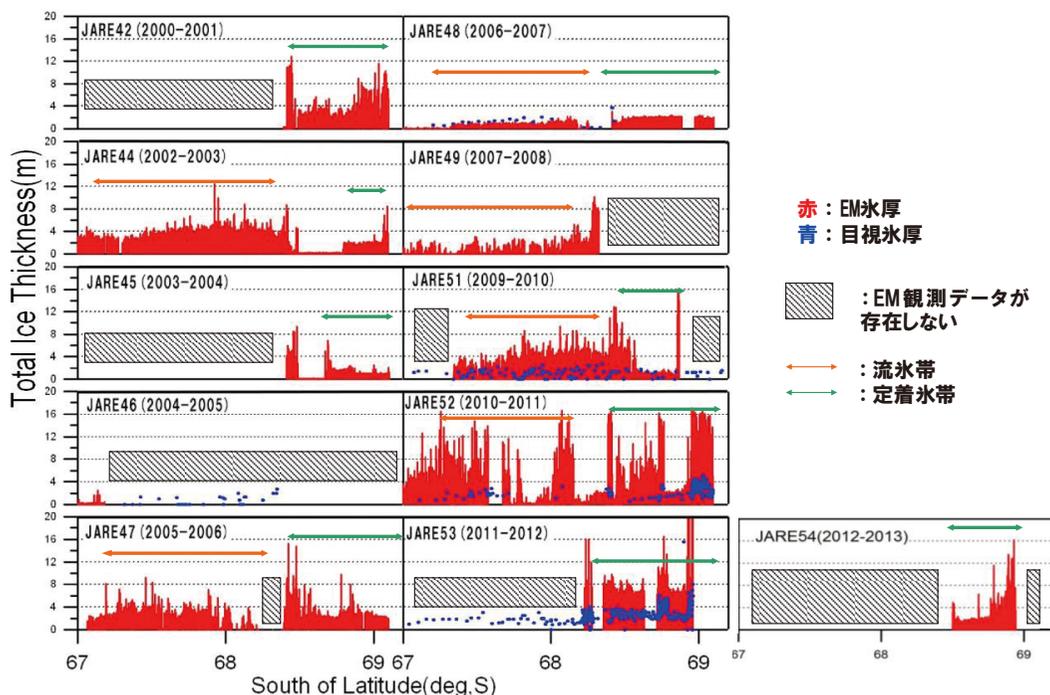


図 4 EM 及び目視観測による過去 11 年間の海氷厚の変動傾向

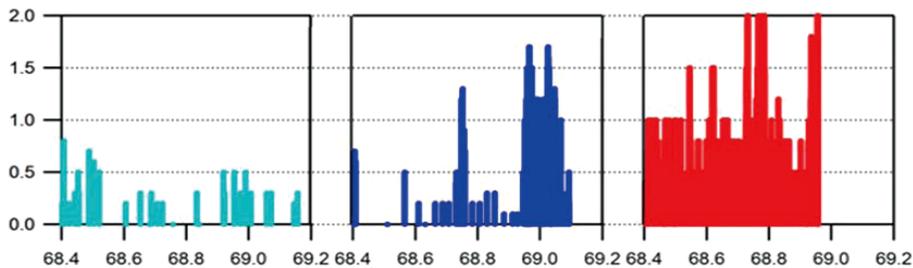


図5 過去三年間の目視観測による積雪深の変動傾向

昭和基地周辺において目視で観測された積雪深の変動傾向を図5に示す。全体の傾向としてJARE51からJARE53にかけて積雪深は増加傾向にある。特にJARE53では1mを超える積雪が広く分布しており、最大で2mを超える積雪が観測されている。またJARE53においては1時間に1回観測される積雪深データの空間分布が他の年に比べて密であったことから、1時間あたりの航走距離が短く、積雪の摩擦によって航行が困難であったことが推察される。

以上より、JARE52よりもJARE53の方が実際の定着氷帯の氷厚は厚く、同様に積雪深が多かったために、極めて厳しい氷況であったと言える。

5. 考察

2000年から2013年までの11年間の定着氷域面積の広がりおよび流出、海氷厚の年変動を明らかにした。定着氷域面積は2010年12月を最大としてその後減少傾向にあり、昭和基地沖接岸を断念したJARE53とJARE54において定着氷縁が後退し、面積が徐々に減少していったことがわかる。このことから、昭和基地沖接岸断念の原因は海氷面積増加によるものではなく、海氷厚や積雪深に原因があると考えられる。

JARE53では、以下の2点が海氷厚増加の原因と考えた。第一に、JARE53では沿岸部から大陸にかけて例年とは異なり、大陸向きに風が吹いていた(田村私信)。そのため、流氷が氷縁部の定着氷の下に潜り込み厚くなった。第二に、図5で示したように最大で2mを超える積雪深が観測されたことから、雪ごおりが形成されることにより海氷の急激な上方成長が原因であると考えられる³⁾。

6. 謝辞

この研究を行うにあたって独立行政法人海上技術安全研究所の下田春人研究員、若生大輔研究員、北海道大学低温科学研究所の大島慶一郎教授、大学院後期博士課程3年杉本風子さんに貴重なデータおよびご指摘を頂きましたことを深く感謝します。

【参考・引用文献】

- 1) 気象庁地球環境部・海洋部, 2013: 海氷域面積の長期変化傾向(全球), 2013年1月31日発表, http://www.data.kishou.go.jp/shindan/a_1/series_global/series_global.html
- 2) 日本経済新聞, 2013: しらせ、今年も接岸断念 南極・昭和基地沖18キロから進めず, 2013年1月12日発表, http://www.nikkei.com/article/DGXNASDG1103L_S3A110C1CR0000/
- 3) 河村俊行, 滝沢隆俊, 大島慶一郎, 牛尾収輝, 1996: リュツォ・ホルム湾の海氷の特性と成長過程, 南極資料 41(1), 367-383.

電磁誘導式氷厚計を用いた 2013 年サロマ湖の湖水観測 Observation of lake ice thickness in the Saroma-ko lagoon using the Electro-Magnetic induction device

鶴山一孝 (北見工業大学), 星野聖太 (北見工業大学大学院), 中村和樹 (日本大学),
山川紘一, 戸村嘉実, 森祐太 (日本大学大学院)

Kazutaka Tateyama, Seita Hoshino, Kazuki Nakamura, Koichi Yamakawa, Yoshimi
Tomura, Yuta Mori

1. はじめに

サロマ湖は面積 150.35km², 周囲長 90.24km と我が国で最大の汽水湖で, オホーツク海と 2 つの湖口で通水している海跡湖である. 湖水の塩分は, 流入する河川の河口周辺を除いて外洋とほぼ同じ値 (31~33psu) を示し, 湖水は外洋の海氷とほぼ同じ物理特性を有している¹⁾. そのため, 雪氷, 海洋生物等の様々な分野の研究機関によって外洋に比べて安全な海氷観測フィールドとして利用されている.

筆者らは衛星リモートセンシングを利用した氷厚推定技術の開発を目的として, サロマ湖氷上において衛星観測と同期した現場データの取得を行ってきた. サロマ湖の広範囲な氷厚分布を効率的に取得するために, 2005 年より電磁誘導式氷厚計 (Electro-Magnetic induction device, 以下 EM) を橇に搭載し, 氷厚を連続測定する手法の開発に取り組んできた²⁾. 本研究は, 初めて EM を用いたサロマ湖の広域観測に成功した 2013 年の観測結果と測定精度について報告する.

2. 観測エリアと観測方法

2013 年のサロマ湖は例年よりも早く 1 月初旬に全面結氷し, 2 月にはほぼ全域にわたってスノーモービルでの走行が可能な厚さを示した.

本研究は 1km 間隔で格子状の観測地点を設定し, 2013 年 2 月 15 日から 20 日にかけて図 1 に丸印で示すように 117 点の観測地点を得た. 湖口付近の空白地域は, 氷厚が 10cm 以下の薄氷域で, スノーモービルでのアクセスが不可能であった.

各観測地点において, 最初に積雪深を観測し, ドリル (アイスオーガ) を用いて湖水表層の塩分サンプルを採取した後, 湖水を貫通する孔を開け, 氷厚と水位を測定した. EM を用いた氷厚測定は, 図 2 に示すように EM との干渉を避けるために金属部品を一切使用しない FRP 製の橇に EM を搭載し, 長さ 10m のナイロンロープを用いスノーモービルによって時速 20km で

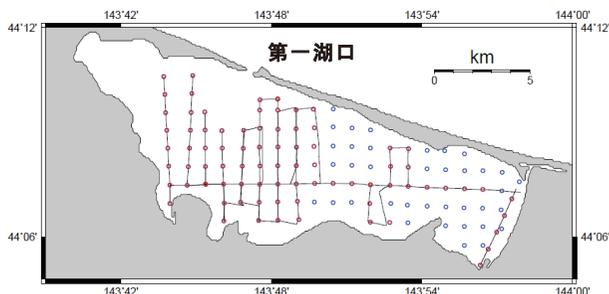


図 1 サロマ湖氷上の観測地点. 丸印で示した地点はドリルを用いた実測地点. 赤丸と実線はドリルと EM の両方で観測した地点. 青丸はドリルのみのデータがある地点.

牽引した。測定間隔は 1 秒とした。前述の掘削地点毎に 30 秒間静止し、EM 観測と実測氷厚データを比較して EM 観測の精度を検証した。

3. 観測結果

1) 2013 年のサロマ湖の結氷状況

2013 年は 1 月 8 日に全面結氷し、4 月 13 日まで 96 日間の結氷期間であった³⁾。図 3 は過去 48 年間のサロマ湖の全面結氷期間と時期の経年変動を示している。この図が示すように 1980 年以前は全面結氷期間が 100 から 130 日間に達し、全面結氷時期も 12 月中であった。1980 年以降、全面結氷時期が遅くなり、期間も減少した。1988 年以降は大幅な減少が起こり、全面結氷しない年が現れ始め、これまで外洋の流氷が湖内に流入するのを妨げていた湖氷の不足により、湖内の養殖施設が流入した流氷によって破壊され、数千万円から数億円の被害が生じた。2001 年より湖口に流氷をせき止めるアイスブームが導入され、流氷害は解消された。

このような全面結氷期間が減少している背景であったにもかかわらず、2013 年の全面結氷期間は過去 25 年間で最長となった。また、これまで薄氷や未結氷であった地域においてもスノーモービルでの走行が可能な厚さに達し、サロマ湖のほぼ全面を観測することができた。

2) 氷厚、積雪深、水位の空間分布

図 4 から図 6 に全 117 地点の実測結果を示す。氷厚の平均値は $32.7 \pm 8.9\text{cm}$ 、積雪の平均値は $10.0 \pm 4.9\text{cm}$ であった。

図 4 は実測氷厚の空間分布を示している。氷厚分布は南東部で最も厚く、第一湖口付近が最も薄い特徴を示した。これは結氷期に北西風が卓越し、氷晶が風下側の南東部に堆積するため、最も早く結氷が起きるためである。南東部でも特に北側と南側に 60cm を越える厚い氷が見られるが、これは流入河川の影響で塩分が低いことが原因である。第一湖口付近は外洋と接しているため水温が高く、結氷時期が最も遅い。そのため最も薄い分布を示している。

図 5 は実測積雪深の空間分布を示している。氷厚分布と異なり、南西側や南側に積雪深が多い傾向を示している。これは遮蔽物のない湖氷上では風が強く、積雪分布は



図 2 EM を搭載した FRP 製の橇

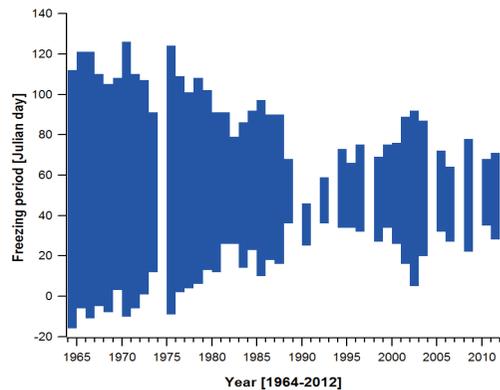


図 3 1964 年から 2012 年のサロマ湖の全面結氷時期と期間。縦軸は 1 月 1 日を 0 とした Julian day で表している。負の値は前年の 12 月を意味する。サロマ湖養殖漁業協同組合 (2013) のデータ³⁾を使用。

風による再配分の影響を大きく受けていることが考えられる。そのため陸上から風によって輸送される雪の量が多い風上(南西部)や陸地付近(南部)で積雪が多い分布を示している。

図6はドリルで湖氷に開けた穴の水面の高さを示している。北部を除いてほとんどの地点で負の値を示している。これは水面の高さが湖氷の表面よりも高いことを意味しており、実際これらの地点で孔を開けると湖水が溢れ出す。サロマ湖の湖氷は周囲の陸地と接しているため、外洋の海氷のようにアイスタシーが成り立っておらず、積雪の重みで下向きに撓んでいるような状態になっているためである。このような負の水位を示す地点では、湖氷と積雪の境界に湖水を多く含んだ濡れ雪層(スラッシュ)が存在する。この高塩分の濡れ雪はEM観測において氷厚を過小評価してしまう誤差原因になることが知られている⁴⁾。

3) EM観測結果

図7に実測全氷厚(積雪深+氷厚)とEM観測から得られたみかけ電気伝導度を比較した結果を示す。全氷厚とEMのみかけ電気伝導度の間には負の指数関数の関係が見られる⁴⁾。

本研究ではサロマ湖の全氷厚の変化幅が50cm程度と狭いものの、みかけ電気伝導度は600から1000mS/mの比較的大きなダイナミックレンジを示し、良好な測定対象であることがわかった。両者の関係にばらつきが見られるが、測定日が異なる場合があったことや、地吹雪のため掘削孔の跡が消えてしまい比較する場所に若干のずれが生じていることが原因であると考えられる。この結果から得られたEMのみかけ電気伝導度と実測全氷厚の関係式を用いて、EMから全氷厚を推定した。

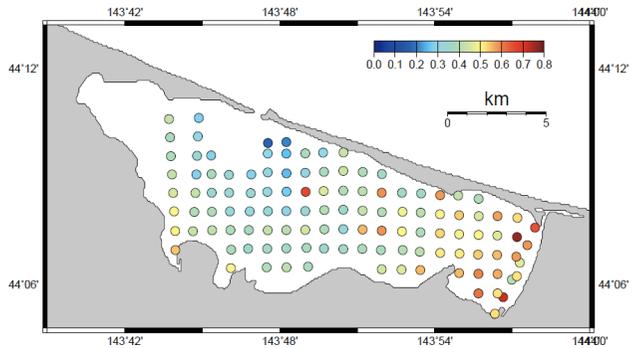


図4 掘削による実測氷厚分布

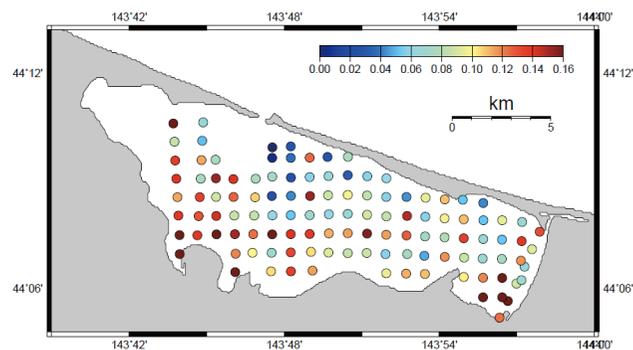


図5 実測積雪深分布

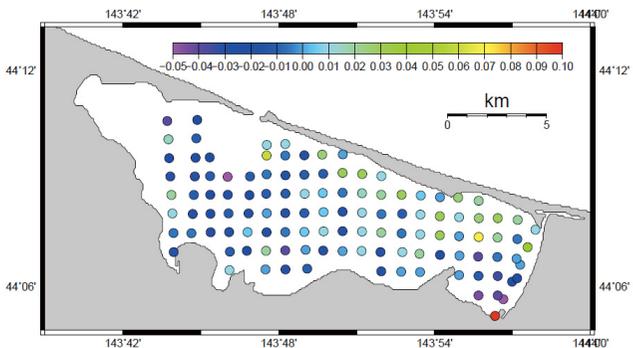


図6 掘削による実測水位分布

図 8 に EM 全氷厚と実測全氷厚の分布比較の例として、東西ライン（約 20km）の結果を示す。EM 全氷厚は厚い氷に対して過大評価している傾向が見られたものの、概ね良い一致を示しており、最小自乗誤差は 9cm であった。過大評価の原因として、塩分を含み EM 観測の過小評価の原因となるスラッシュが多く存在するデータをもとに EM の氷厚換算式を定めたために、スラッシュのない厚い氷で過大評価が生じたことが考えられる。

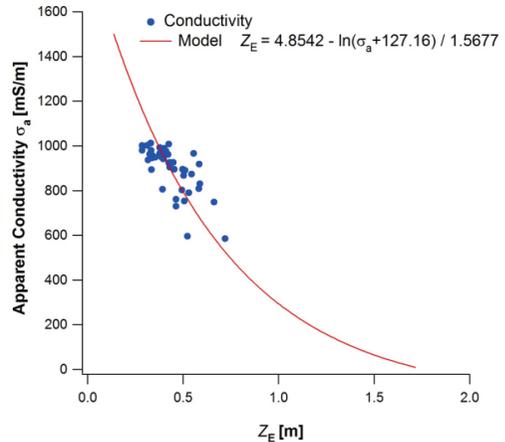


図 7 実測全氷厚（積雪深+氷厚）と EM 観測から得られたみかけ電気伝導度の比較。赤線は近似曲線。

4. まとめ

今回の結果から、EM を橇に乗せて連続的に氷厚を測定する手法は効率的に詳細な氷厚分布を得られるものの、異なる湖氷状態、特に塩分を多く含む濡れ雪層の有無によって測定精度が左右されることがわかった。今後は 2 次元の多層モデルを EM の氷厚推定式に導入するなど、誤差を小さくする工夫が必要である。

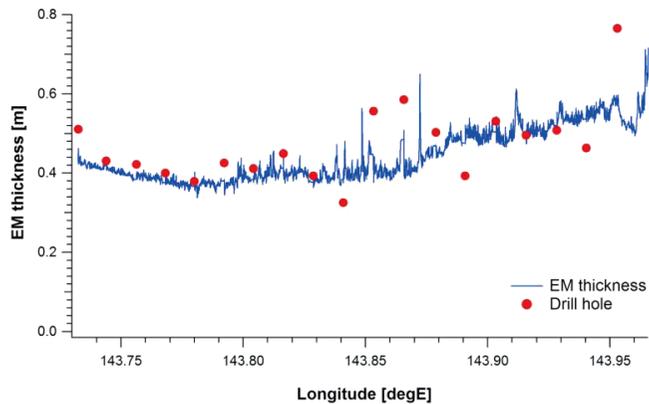


図 8 東西ラインにおける EM 全氷厚（青実線）と実測全氷厚（赤点）の分布比較の例。

【謝辞】

本研究は JSPS 科研費 24510005 の助成を受けたものです。

【参考・引用文献】

- 1) 白澤邦男, 藤芳義裕, 前川公彦, 2002: サロマ湖の水理および海氷環境, 月刊海洋号外 海氷生態系, 号外 30, 50-61.
- 2) 舘山一孝, 白澤邦男, 宇都正太郎, 河村俊行, 石川正雄, 高塚徹, 2005: 電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖広域氷厚観測, 北海道の雪氷, 24, 7-10.
- 3) サロマ湖養殖漁業協同組合ホームページ, 2013: サロマ湖の過去の結氷記録 <http://saromako.sakura.ne.jp/kepyou.pdf>
- 4) Haas, C., Gerland, S., Eicken, H. Miller, H. 1997: Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device, *Geophysics*, 62, 749-757.

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2012年5月18日（金）10:00-10:30

開催場所：北海道大学百年記念会館 大会議室

- 主要議題：(1) 2011年度事業報告・収支決算
(2) 2012年度事業計画案・収支予算案
(3) 2012年度支部役員について

出席者：30名

2. 理事会の開催

第1回理事会

開催日時：2012年5月18日（金）10:30-11:30

開催場所：北海道大学百年記念会館 大会議室（札幌市）

- 主要議題：(1) 理事役割分担の確認
(2) 評議員・顧問の選出
(3) 2012年度の活動について

第2回理事会

開催日時：2012年7月13日（金）9:30-12:00

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

- 主要議題：(1) 役割分担の確認
(2) サイエンスパーク（8/1）について
(3) 地域講演会について
(4) 2012年度研究発表会の総括
(5) 北海道の雪氷の編集状況
(6) 支部HPの更新・改修について
(7) 支部予算について
(8) その他
・ニセコの雪崩に関するMLへの投稿について
・2013雪氷研究大会について

第3回理事会

開催日時：2013年3月4日（月）12:30-15:00

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

- 主要議題：(1) 2012年度の事業報告と決算報告
(2) 2013年度の事業計画と予算計画
(3) 2013年度の役員体制

第4回理事会

開催日時：2013年4月12日（金）13:00-15:30

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

- 主要議題：(1) 2013年度の総会、第一回理事会、評議員会
(2) 2013年度の支部表彰
(3) 2013年度の研究発表会
(4) 雪氷教育等社会貢献事業

3. 顧問・評議員会の開催

開催日時：2012年5月18日（金）11:30-12:00

開催場所：北海道大学百年記念会館 大会議室（札幌市）

主要議題：日本雪氷学会北海道支部としての社会貢献について

4. 研究発表会の開催

開催日時：2012年5月18日（金）13:00～18:00
2012年5月19日（土）9:30～16:40
開催会場：北海道大学百年記念会館 大会議室（5月18日）
北海道大学 学術交流会館 小講堂（5月19日）
口頭発表：49件
参加者：136名

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

- 2011年度北海道雪氷賞（北の風花賞）の表彰式の実施
 - ・受賞者：小西信義氏（北海道大学大学院文学研究科）
論文名：「豪雪過疎地域の除排雪における自助共助に関する人類学的研究」
 - ・受賞者：千葉隆弘氏（北海道工業大学）
論文名：「構造部材における着雪性状に関する研究」
- 2012年度北海道雪氷賞（北の風花賞）の選考
 - ・受賞者：中村一樹氏（北海道大学大学院環境科学院）
論文名：氷のラボでの多様な雪氷体験—産官学連携で行った雪と氷の価値化—
 - ・受賞者：伊東敏幸氏（北海道工業大学）
論文名：2011年度冬期における岩見沢および三笠の屋根上積雪状態
 - ・受賞者：尾関俊浩氏（北海道教育大学札幌校）
内 容：「2011—2012年冬季に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪」調査チームによる活動

6. 機関誌「北海道の雪氷」31号の刊行

発行日：2012年9月
収録論文数：50件

7. 社会貢献事業

- 雪氷災害調査チームの活動
 - ・講演会「雪崩から身を守るために」の開催
開催日時：2012年11月2日（金）
開催場所：北海道立道民活動センター かでの2.7（札幌市）
主 催：日本雪氷学会北海道支部、雪崩事故防止研究会
参加者：145名
 - ・防災フォーラムの開催
開催日時：2012年12月16日（日）14時～16時
開催場所：市民交流施設であえーる岩見沢 3階であえーるホール
内 容：第1部 講演「2011-2012冬期の大雪を振り返る」
講師：北海道教育大学 准教授 尾関 俊浩氏
第2部 パネルディスカッション「大雪とどうつき合うか」
主 催：日本雪氷学会北海道支部、自然災害研究協議会
参加者：43名
 - ・2012年12月16日に発生した三段山での雪崩調査
調査日時：2012年12月17日（月）
調査課所：上富良野町三段山
調査内容：積雪層構造、弱層テスト、写真撮影など
 - ・雪氷災害調査チーム研修会
調査日時：2013年3月14日（木）
調査課所：東川町
調査内容：雪崩発生現場での調査方法や安全対策など

○雪氷教育等

- ・サイエンスパークへの参加
開催日時：2012年8月1日(水)
開催場所：札幌駅前通地下歩行空間(札幌)
主催：北海道、地方独立行政法人北海道立総合研究機構

8. ニュースレターの刊行

- No. 42：2012年度北海道支部研究発表会のお知らせ(最終)/2012年度北海道支部総会・理事会(第1回)・評議員会のお知らせ(最終)/2012年度北海道雪氷賞(北の風花賞)の受賞者・受賞論文のお知らせ/雪氷薄片写真集Web発刊のお知らせ<2012年5月2日発行>
- No. 43：北海道支部地域講演会のお知らせ/「北海道の雪氷」第31号発刊のお知らせ/防災フォーラム「平成24年岩見沢大雪」講演会のお知らせ<2012年11月30日発行>
- No. 44：2013年度北海道支部研究発表会のお知らせ/2013年度北海道支部総会・理事会(第1回)・評議員会のお知らせ/2013年度北海道雪氷賞(北の風花賞)の選考について<2013年3月28日発行>

9. 支部ホームページの運営

- ・雪氷研究大会2013(北見)のホームページ開設のお知らせ
- ・会員向け情報の掲載
- ・北海道の雪氷(バックナンバー)の電子化とHP掲載

10. 北海道支部地域講演会

- テーマ：鉄道を守る雪の研究
- 開催時期：2012年12月15日(土) 14:30-16:30
- 開催場所：小樽市総合博物館(小樽市)
- 開催内容：(1)講演会(2)工作(3)展示
- 主催：日本雪氷学会北海道支部
- 共催：小樽市総合博物館
- 後援：小樽市、NPO法人北海道鉄道文化保存会
- 協力：北海道旅客鉄道株式会社
- 参加者：地域講演会50人、工作教室45人

11. 雪氷関連行事の共催・後援(研究成果普及事業)

【後援】

- ・第2回 紋別わくわく科学教室
開催時期：2012年7月21日(土)
開催場所：北海道立オホーツク流水科学センター(紋別市)
主催：北海道立オホーツク流水科学センター ギザ
(財団法人オホーツク生活文化振興財団)
- ・科学探検ひろば2013
開催時期：2013年1月12日(土)、13日(日)
開催場所：旭川市博物科学館(サイバル)
主催：サイエンスボランティア旭川、旭川市教育委員会

【企画・監修】

- ・「氷のラボ」
開催時期：2012年12月31日(月)-2012年3月上旬
開催場所：星野リゾートトマム(占冠村)
主催：星野リゾートトマム

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013 年度事業計画

1. 支部総会の開催
日 時：2013 年 5 月 17 日（金）10:00-10:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：(1) 2012 年度事業報告・収支決算報告
(2) 2013 年度事業計画（案）・収支予算（案）
(3) 北海道支部規程の改正（案）について
(4) 北海道支部表彰制度の改正（案）について
(5) 2013 年度支部役員（案）について

2. 理事会の開催
第 1 回理事会
日 時：2013 年 5 月 17 日（金）10:30-11:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
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. 研究発表会の開催
期 日：2013 年 5 月 17 日（金）13:00～17:30
2013 年 5 月 18 日（土） 9:30～17:00
会 場：北海道大学 学術交流会館 小講堂

4. 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 32 号：2013）」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、支部表彰規程にしたがう。
・2012 年度北海道雪氷賞の表彰は 2013 年 5 月、2013 年度受賞論文の選考は 2013 年 11～12 月に実施する。

5. 機関誌「北海道の雪氷」32 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。

6. 社会貢献事業
 - 6-1 雪氷災害調査チームの活動
 - ・雪崩講演会の開催
 - ・雪氷災害発生時に随時対応する。
 - 6-2 雪氷教育等
 - ・サイエンスパークへの参加（8 月）

7. ニュースレターの刊行
・メーリングリストを活用して、各種行事案内や連絡事項などを会員に周知する（2～3 回）。

8. 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@seppy.org)を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

9. 北海道支部地域講演会

時 期：2014年2月

場 所：北海道七飯町

概 要：第48回大沼函館雪と氷の祭典と共催する方向で検討中。

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 2012 年度収支報告

(2012 年 4 月 1 日～2013 年 3 月 31 日)

北海道支部(雪氷災害調査を除く)

		2012年度予算 (A)	2012年度決算 (B)	差額 (B)-(A)
2012年度 収支計算書(収入)				
収入		586,650	1,083,026	496,376
会費収入	支部会員費	0	0	0
事業収入	雪氷災害調査寄附金一別収支へ	-	-	-
	研究発表会収入	0	0	0
	研修会講演会等収入	0	0	0
	出版収入			
	北海道支部機関誌投稿料他	180,000	314,387	134,387
内部移管	支部交付金	244,000	244,000	0
資産勘定(基金)からの繰入		-	-	-
雑収入	受取利息	0	97	97
前期繰越金	現金12,168, 北洋 512,374, 本部預り0	162,650	524,542	361,892

		2012年度予算 (A)	2012年度決算 (B)	差額 (A)-(B)
2012年度 収支計算書(支出)				
支出		580,000	591,279	-11,279
事業費		470,000	470,055	-55
1調査・研究	調査			
	雪氷災害調査一別収支へ	-	-	-
2研究会研修会	研究発表会	120,000	129,170	-9,170
	北海道支部研究発表会			
	研修会等	160,000	121,203	38,797
	北海道支部講演会			
	普及・啓発	50,000	37,557	12,443
	褒賞	20,000	17,325	2,675
3出版事業	支部等機関誌	120,000	164,800	-44,800
	北海道支部機関誌			
	その他出版物	0	0	0
管理費		110,000	121,224	-11,224
	事務局費	80,000	81,309	-1,309
	会議費	30,000	35,715	-5,715
	支払手数料	0	4,200	-4,200
	役員選挙費	0	0	0
	雑費	0	0	0
収支差額		6,650	491,747	485,097

雪氷災害調査

		2012年度予算 (A)	2012年度決算 (B)	差額 (A)-(B)
2012年度 収支計算書(収入)				
収入		723,895	1,123,895	400,000
寄付金収入	雪氷災害調査寄附金(ほくやく400,000)	0	400,000	400,000
資産勘定(基金)からの繰入	北海道	723,895	723,895	0
前期繰越金		0	0	0

		2012年度予算 (A)	2012年度決算 (B)	差額 (A)-(B)
2012年度 収支計算書(支出)				
支出		723,895	489,608	234,287
事業費		723,895	489,608	234,287
1調査・研究	調査	723,895	489,608	234,287
	雪氷災害調査(含送金手数料)			
収支差額		0	634,287	634,287

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2013 年度予算

(2013 年 4 月 1 日～2014 年 3 月 31 日)

北海道支部 (雪氷災害調査を除く)

2013年度 収支予算書		2013年度予算		2012年度予算	増減
		(A)	(B)	(A) - (B)	
収入		240,000	1,310,545		-1,070,545
会費収入	支部会費	0	0	0	0
事業収入	研究発表会収入	0	0	0	0
	研修会講演会等収入	0	0	0	0
	出版収入	240,000	180,000	60,000	0
内部移管	支部交付金	0	244,000	-244,000	
基金 (残高がある場合) からの繰入	北海道	0	723,895	-723,895	
雑収入	寄附金 (雪氷災害調査チーム)	0	0	0	0
		0	0	0	0
学会前期繰越金		0	162,650	-162,650	
支出		730,000	1,303,895		-573,895
事業費		620,000	1,193,895		-573,895
1調査・研究	調査 雪氷災害調査	0	723,895	-723,895	
2研究会研修会	研究発表会 北海道支部研究発表会	140,000	120,000	20,000	
	研修会等 北海道支部講演会	250,000	160,000	90,000	
	普及・啓発	50,000	50,000	0	
	褒賞	20,000	20,000	0	
3出版事業	支部等機関誌 北海道支部機関誌	160,000	120,000	40,000	
	その他出版物	0	0	0	
管理費		110,000	110,000		0
	事務局費	80,000	80,000	0	
	会議費	30,000	30,000	0	
	支払手数料	0	0	0	
	役員選挙費	0	0	0	
	雑費	0	0	0	
収支差額		-490,000	6,650		-496,650

2013年度 事業計画 (雪氷災害調査を除く)

【参考】2012年度 事業計画

支部	分類	事業分類	事業小分類	2013年度 事業名	2012年度 事業名	
北海道	事業	1調査・研究	調査		雪氷災害調査チームによる調査	
			研究			
		2研究会研修会	研究発表会	北海道支部研究発表会の開催 (札幌市)	北海道支部研究発表会の開催 (札幌市)	
			研修会等	地域講演会の開催 雪氷関連行事の共催・後援	地域講演会の開催 雪氷関連行事の共催・後援	
			普及・啓発	支部ホームページの運営・管理 社会貢献事業 (雪氷教育) の実施	支部ホームページの運営・管理 社会貢献事業 (雪氷教育) の実施	
			褒賞	北海道支部雪氷賞	北海道支部雪氷賞	
		3出版事業	支部等機関誌	機関誌「北海道の雪氷」32号の刊行 ニュースレターの刊行 (2~3回)	機関誌「北海道の雪氷」31号の刊行 ニュースレターの刊行 (2~3回)	
			その他出版物			
		管理	その他	管理事項	支部総会の開催 (札幌市) 理事会、評議員会など会議の開催	支部総会の開催 (札幌市) 理事会、評議員会など会議の開催

北海道支部(雪氷災害調査)

2013年度 収支予算書		2013年度予算 (A)	2012年度予算 (B)	増減 (A)-(B)
収入		899,546	723,895	175,651
会費収入	支部会員費	0	0	0
事業収入	研究発表会収入	0	0	0
	研修会講演会等収入	0	0	0
	出版収入	0	0	0
内部移管	支部交付金	0	0	0
基金(残高がある場合)からの繰入	北海道	899,546	723,895	175,651
雑収入	寄附金(雪氷災害調査チーム)	0	0	0
		0	0	0
	学会前期繰越金	0	0	0
支出		899,546	723,895	175,651
事業費		事業費計 899,546	723,895	175,651
1調査・研究	調査 雪氷災害調査	899,546	723,895	175,651
2研究会研修会	研究発表会 北海道支部研究発表会	0	0	0
	研修会等 北海道支部講演会	0	0	0
	普及・啓発	0	0	0
	褒賞	0	0	0
3出版事業	支部等機関誌 北海道支部機関誌	0	0	0
	その他出版物	0	0	0
管理費		管理費計 0	0	0
	事務局費	0	0	0
	会議費	0	0	0
	支払手数料	0	0	0
	役員選挙費	0	0	0
	雑費	0	0	0
収支差額		0	0	0

2013年度 事業計画(雪氷災害調査)

【参考】2012年度 事業計画

支部	分類	事業分類	事業小分類	2013年度 事業名	2012年度 事業名
北海道	事業	1調査・研究	調査	雪氷災害調査チームによる調査	雪氷災害調査チームによる調査
			研究		
		2研究会研修会	研究発表会		
			研修会等		
			普及・啓発		
			褒賞		
		3出版事業	支部等機関誌		
その他出版物					
管理	その他	管理事項			

2013年度 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 役員名簿

(2013年7月31日現在)

職名	氏名	所属
理事 (支部長)	石本 敬志	一般財団法人 日本気象協会
理事 (副支部長)	白岩 孝行	北海道大学低温科学研究所
理事 (副支部長)	深見 浩司	地方独立行政法人 北海道立総合研究機構 環境・地質研究本部 地質研究所
理事 (庶務)	永田 泰浩	一般社団法人 北海道開発技術センター
理事 (庶務)	松下 拓樹	独立行政法人 土木研究所 寒地土木研究所
理事 (会計)	内田 努	北海道大学大学院 工学研究科
理事 (会計)	金村 直俊	札幌総合情報センター株式会社
理事 (広報)	的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
理事 (広報)	齋藤 佳彦	株式会社雪研スノーイーターズ
理事 (広報)	千葉 隆弘	北海道工業大学 建築学科
理事 (事業)	細川 和彦	北海道工業大学 空間創造学部 都市環境学科
理事 (事業)	川島 由載	株式会社ドーコン
理事 (事業)	吉松 卓哉	北海道電力株式会社 総合研究所
理事 (事業)	尾関 俊浩	北海道教育大学札幌校
理事 (事業)	大鐘 卓哉	小樽市総合博物館
理事 (事業)	金森 晶作	公立ほこだて未来大学
理事 (社会貢献)	山野井克己	独立行政法人 森林総合研究所北海道支所
理事 (社会貢献)	井上 聡	独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 北海道農業研究センター
理事 (本部渉外)	石本 敬志	一般財団法人 日本気象協会
理事 (本部渉外)	的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
監事	藤井 雅晴	札幌総合情報センター株式会社
監事	油川 英明	NPO法人雪氷ネットワーク
評議員	浅野 基樹	独立行政法人 土木研究所 寒地土木研究所
評議員	佐々木 徹	北海道総合政策部地域づくり支援局
評議員	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所
評議員	齋藤 有司	株式会社ドーコン
評議員	渋谷 元	北海道開発局 開発監理部開発調整課
評議員	赤代 恵司	一般社団法人 北海道開発技術センター
評議員	鈴木 勝美	一般財団法人 北海道道路管理技術センター
評議員	須田 力	北方圏体育・スポーツ研究会
評議員	武市 靖	北海学園大学工学部土木工学科
評議員	武田 一夫	帯広畜産大学
評議員	東海林明雄	北海道教育大学名誉教授
評議員	笠島 雅之	北海道旅客鉄道株式会社 工務部
評議員	高松 康廣	札幌市建設局雪対策室
評議員	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授
評議員	田中 則和	北海道電力株式会社 土木部
評議員	成田 英器	NPO法人雪氷ネットワーク
評議員	森 隆志	札幌管区気象台技術部
評議員	高橋 修平	北見工業大学社会環境工学科
評議員	松岡 直基	一般財団法人 日本気象協会
顧問	秋田谷英次	北の生活館館長
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
顧問	佐伯 浩	北海道大学総長
顧問	前 晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授
顧問	若濱 五郎	北海道大学名誉教授

理事の役割分担

分担	氏名	担当
事務局	石本 敬志	支部長
	白岩 孝行	副支部長(総務)
	深見 浩司	副支部長(総務)
	永田 泰浩	庶務
	松下 拓樹	庶務
	内田 努	会計
	金村 直俊	会計
広報	的場 澄人	HP・ML管理
	斉藤 佳彦	HP・ML管理
	千葉 隆弘	ニューズレター
事業	細川 和彦	北海道の雪氷、支部表彰
	川島 由載	北海道の雪氷、支部表彰
	吉松 卓哉	研究発表会
	尾関 俊浩	研究発表会
	大鐘 卓哉	地域講演会
	金森 晶作	地域講演会
社会貢献	山野井克己	雪氷災害調査チーム
	井上 聡	雪氷教育
本部渉外	石本 敬志	本部渉外
	的場 澄人	本部渉外

公益社団法人日本雪氷学会 支部規程

(名称)

第1条 支部は、公益社団法人日本雪氷学会定款第2条に基づき、定款施行細則第25条に定められた地に設置されたもので、それぞれ北海道支部、東北支部、北信越支部、関東・中部・西日本支部と称する。

(規程の策定)

第2条 支部は、定款第3条に定めたこの法人の目的を達成するため、定款施行細則第29条に基づき、支部の運営に必要な規程を定める。

2 本規程の施行に必要な事項は、各支部の実状を鑑み、別に定めることとする。

(事業)

第3条 支部は、定款第3条に定めたこの法人の目的を達成するため、各地区において定款施行細則第26条に定めた事業を行う。

(会員)

第4条 支部の会員は、それぞれの地区に在住する雪氷学会の会員とする。地区が異なる都道府県に在住する会員であっても、所属することを希望する支部がある場合は、重複所属することを妨げない。

(役員)

第5条 支部には次の役員を置く。

支部長 1名

支部理事 若干名

(支部長の選出)

第6条 支部長は、定款施行細則第28条に定めるように、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。

2 支部長は必要に応じて支部理事の中から副支部長を委嘱することができる。

(支部理事の選出)

第7条 支部理事は、支部総会において支部会員の中から選任し、定款第27条に定める理事会に報告する。

(支部理事の職務)

第8条 支部長は、支部を代表し、会務を総理する。

2 支部長に事故あるとき、または欠けたとき、副支部長またはあらかじめ支部長が指名した支部理事が、支部長の職を代行する。

3 支部理事は、支部長を補佐するとともに、支部会務の執行にあたる。

(支部理事会)

第9条 支部理事会は、支部長及び支部理事で構成され、支部会務執行に必要な協議を行う。

2 支部理事会の決議は、決議について特別の利害関係を有する支部理事を除く支部理事の過半数が出席し、その過半数を持って行う。但し、一般社団法人及び一般財団法人に関する法律第96条の要件を満たしたときは、支部理事会の決議があったものとみなす。

(役員の任期)

第10条 役員の任期は2年とする。その他は定款第24条の定めるところによる。

(顧問)

第11条 支部に顧問を置くことができる。

(支部総会)

第12条 支部は、毎年1回、定時支部総会を開くほか、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。

(議事録)

第13条 支部総会及び支部理事会の議事録は議長が作成し、定款第2条に定める事務所に備えておかななくてはならない。

2 支部会員はこれら議事録を事務所に於いて随時閲覧することができる。

3 支部理事会の議事録は支部理事全員に通知する。

附則

1 本規約は公益社団法人日本雪氷学会の設立登記の日より施行する。

2 公益社団法人日本雪氷学会の設立登記の日の支部役員は以下のとおりとする。

支部長

北海道支部 高橋修平

東北支部 阿部 修

北信越支部 鈴木啓助

関東・中部・西日本支部 西尾文彦

支部理事

北海道支部 金田安弘, 白岩孝行, 高橋修平, 高橋尚人, 永田泰浩, 丹治和博, 内田 努, 的場澄人, 齋藤佳彦, 千葉隆弘, 館山一孝, 細川和彦, 久保雅弘, 伊東敏幸, 大鐘卓哉, 高橋章弘, 山野井克己, 井上 聡, 苫米地司, 古川義純

東北支部 赤田尚史, 阿部 修, 石田祐宣, 井良沢道也, 梅村 順, 小杉健二, 鈴木利孝, 照井 繁, 沼野夏生, 根本征樹, 野口正二, 原田鉦一郎, 本谷 研, 山谷 睦, 横山孝男

北信越支部 飯田 肇, 和泉 薫, 上石 勲, 上村靖司, 河島克久, 熊倉俊郎, 小南靖弘, 佐藤 威, 鈴木啓助, 高田英治, 竹井 巖, 竹内由香里, 中井専人, 長峰 聡, 野呂智之, 前田博司, 宮崎伸夫, 山田忠幸, 山口 悟

関東・中部・西日本支部 上野健一, 太田岳史, 鎌田 慈, 川嶋高志, 佐藤 昇, 内藤 望, 中澤文男, 中村和樹, 成田秀明, 西尾文彦, 藤田秀二, 宮崎真一, 雪野昭寛, 吉松唯史, 渡辺晋生

支部監事

北海道支部 小林利章, 藤井雅晴

東北支部 堀井雅史, 柳澤文孝

北信越支部 遠藤八十一, 佐藤和秀

関東・中部・西日本支部 竹中修平, 隅谷大作