

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 33 号



2014 年 9 月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

目 次

巻頭言 -----	1
2014 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 -----	7
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013 年度事業報告 -----	165
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2014 年度事業計画 -----	168
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2013 年度収支報告 -----	170
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2014 年度収支予算 -----	171
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2014 年度役員名簿 -----	172
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部規程 -----	173

表 紙

画 : 斎藤新一郎

題字 : 福沢卓也

〔表紙解説〕 富良野岳東方の馬の雪形

一般社団法人北海道開発技術センター
斎藤新一郎

5 月下旬に、富良野市街地から、山部に向かうと、右手に芦別岳が大きく聳えている。そして、東山を経て、西達布に入ると、残雪の富良野岳が見えて、その東方に、見返り馬の雪形が現われる。地元の 1 婦人に尋ねたら、豊凶やタネ播きの農事暦どころか、馬にも気付いてこなかった、であった。



巻 頭 言

副支部長 深見浩司

(北海道立総合研究機構 環境・地質研究本部 地質研究所)

2013 年度から、副支部長を仰せつかっております。2009～2011 年度の研究発表会担当の理事を務めた後、1 年間のブランクで、また支部活動のお手伝いをさせて頂いていることになります。この間、2009 年度には、支部の幹事が廃止となり、それぞれの事業担当理事が責任者となって、理事会を中心に支部の事業を遂行する形になりました。そして 2011 年度は、研究発表会を約 1 ヶ月早めて休日を含む 2 日間の開催とし、総会を同時に開催するなど、支部の活動が大きく変わった年でした。これらの支部の改革があって、私のブランク期間の 2012 年度には、雪氷学会が公益社団法人になりました。

2013 年度からの支部活動で感じたことは、公益社団法人化に伴う事情によるのかは定かではありませんが、以前よりも支部の事業予算が厳しく査定されるようになったということです。支部ではこれまでと同様の活動を維持するために、今年度から、地域講演会の開催に外部資金（社会活動助成金など）の導入を検討しました。これにより、昨年度とほぼ同様の支部活動が本部の理事会で承認されました。これまでのところ、応募した外部資金は不採択となったため、地域講演会は緊縮予算で実施せざるを得ない状況ですが、旭川市近郊の東川町において開催される「ひがしかわ氷まつり」にあわせて、2015 年 1 月に実施する予定です。

さて、本年 5 月の研究発表会では 39 件の発表があり、全ての発表を掲載して、このように本誌を発刊することができました。昨年度は、後述する北海道雪氷賞のこともあって、研究発表会での全ての発表を、論文として掲載することを優先したため、発刊が遅れてしまいました。これまでも、発表を全て掲載するため、論文提出期限以降でも受付を延長して発刊していたようです。全ての論文を掲載するために、発刊日が遅れるという問題は、これからも起こりうると思いますが、原稿提出の可否の確認を適切に検討しながら、遅滞なく発刊できるよう心がけていくことになろうかと思います。発表者や関係者のご協力をお願いする次第です。

本誌の投稿論文をもとに選考する北海道雪氷賞（通称、「北の風花賞」）は、2011 年度に創設されました。そして、2013 年度に表彰規定の変更が行われ、北海道雪氷賞は、「北の風花賞」、「北の六華賞」、「北の蛍雪賞」に細分されました。2013 年度の表彰委員だったのですが、「北の蛍雪賞」に関する選考方法については、今後の検討すべき課題となり、対象者を決定し（でき）ませんでした。

以上のように、ここ数年、支部の活動は大きく変わってきております。これまでの伝統を踏襲しつつも、時代に見合った新たな展開は必要と思われます。それに伴い、様々な検討課題が出てくる場合もあります。いずれにせよ、今後の支部活動をより良きものとするためには、支部会員の皆様の忌憚のないご意見や積極的なご協力は欠かせません。今後とも、支部活動へのご支援、よろしくお願いいたします。

2014 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：2014 年 5 月 9 日～5 月 10 日

開催場所：北海道大学 学術交流会館 小講堂

1. 小樽運河における結氷と氷紋の観察 大鐘卓哉（小樽市総合博物館）	7
2. 札幌市における‘放射状氷紋’と‘同心円氷紋’の観測 東海林明雄（湖沼雪氷研究所）	11
3. 雪結晶観察シート試作と試用 井上聡（（独）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） 小松麻美（日本気象協会北海道支社） 中村一樹（（独）防災科研雪氷防災研究センター），大鐘卓哉（小樽市総合博物館） 秋田谷英次（雪氷ネットワーク），尾関俊浩（北海道教育大学札幌校） 山田高嗣（札幌第一高等学校），金森晶作（公立はこだて未来大学） 石本敬志（日本気象協会北海道支社），金村直俊（札幌総合情報センター株式会社）	15
4. 道央及び道東地域における広域積雪調査（2014 年） 白川龍生，小倉美紀（北見工業大学） 尾関俊浩（北海道教育大学札幌校），高橋修平（道立オホーツク流水科学センター）	19
5. 航空レーザ測量を用いたダム流域の積雪調査地点に関する一考察 西原照雅，渡邊和好（（独）土木研究所寒地土木研究所）	23
6. 北海道における 2013 年と 2014 年の吹雪災害の比較 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），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）	27
7. 主風向に対する防雪柵の設置角度と吹きだまり量との関係について 原田裕介，大宮哲，松澤勝（（独）土木研究所寒地土木研究所）	31
8. 冬の視界不良事故について ―交通事故統計からみる発生構造― 竹内政夫（特定非営利活動法人雪氷ネットワーク）	35
9. 大気電場計による吹雪と地吹雪の判別の可能性 大宮哲，原田裕介，松澤勝（（独）土木研究所寒地土木研究所）	39

10. 道路防雪林における間引きが防雪機能へ与える影響について ー風洞実験による調査ー 山崎貴志, 住田則行, 中村隆一 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	43
11. 広葉樹類の凍裂について 針葉樹類の凍裂および日焼け・樹皮剥がれと比較して 斎藤新一郎 (一般社団法人北海道開発技術センター)	47
12. 三本支柱の雪害軽減効果について 阿部正明, 檜澤肇 (一般社団法人北海道開発技術センター)	51
13. 防滑材の加熱水混合散布手法に関する実道試験 切石亮 ((独) 土木研究所寒地土木研究所), 川端優一 (北海道開発局 釧路開発建設部 中標津道路事務所) 藤本明宏, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中村隆一, 住田則行 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	55
14. 凍結防止剤と車両を考慮した熱・水分・塩収支による路面凍結モデルの構築 ー車両通過に伴う路面上の水分および塩の飛散のモデル化ー 藤本明宏, 切石亮 ((独) 土木研究所寒地土木研究所) 川端優一 (北海道開発局 釧路開発建設部) 徳永ロベルト, 高橋尚人, 石田樹 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	59
15. 融雪材散布適期のシミュレーションモデル 小南靖弘 ((独) 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)	63
16. 南極リュッツォ・ホルム湾における 2013-2014 年の観測報告 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, 田村岳史 (国立極地研究所)	65
17. 晩秋の北極域の海氷面積減少がもたらす AO/NAO の位相の負へのシフト 山崎孝治, 中村哲 (極地研究所/北海道大学), 岩本勉之 (極地研究所/新潟大学), 本田明治, 浮田甚郎 (新潟大学), 三好勉信 (九州大学) 小川泰信 (国立極地研究所)	69
18. グリーンランド北西部における氷床・氷帽・カービング氷河の変動 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), 津滝俊 (国立極地研究所 北極観測センター, 北海道大学 低温科学研究所), 榊原大貴, 丸山未妃呂 (北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所)	73

19. グリーンランド北西部における氷帽の表面高度変化	77
齊藤潤 (北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所)	
津滝俊 (北海道大学 低温科学研究所, 国立極地研究所北極観測センター)	
澤柿教伸 (北海道大学 地球環境科学研究所)	
杉山慎 (北海道大学 低温科学研究所)	
20. グリーンランド北西部カナック氷帽における質量収支・流動速度・表面高度変化の観測	81
丸山未妃呂 (北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所)	
津滝俊 (国立極地研究所 北極観測センター, 北海道大学 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)	
澤柿教伸 (北海道大学 地球環境科学研究所)	
杉山慎 (北海道大学 低温科学研究所)	
21. グリーンランド北西部沿岸の海洋環境	85
大橋良彦 (北海道大学 大学院環境科学院北海道大学・低温科学研究所)	
飯田高大 (国立極地研究所), 杉山慎 (北海道大学低温科学研究所)	
22. 2014 年 1 月にニセコアンヌプリで発生した雪崩の調査報告	89
原田裕介 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	
澤柿教伸 (北海道大学大学院), 大西人史 (雪崩事故防止研究会)	
小田克大 ((株) アルパインガイドノマド)	
雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム	
23. 道路法面の除排雪における省力化を目的とした可倒式雪崩予防柵の検討	93
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)	
24. 構造部材の着雪性状に関する実験的研究 ー雪粒子の衝突率・着雪率についてー	97
佐藤雄輝, 千葉隆弘, 苫米地司 (北海道科学大学)	
大塚清敏, 田畑侑一 ((株) 大林組技術研究所)	
佐藤研吾 ((独) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)	
25. 振動による屋根雪滑動時の動摩擦係数と粘性減衰係数に関する研究	101
工藤純也 (北海道科学大学大学院), 千葉隆弘, 苫米地司 (北海道科学大学)	
高橋徹 (千葉大学大学院)	
26. 滑落抑止屋根材料の表面性状に関する研究	105
伊東敏幸, 田沼吉伸, 千葉隆弘, 前田憲太郎, 苫米地司 (北海道科学大学)	

27. 在来軸組構法住宅の耐雪性能に関する研究	109
千葉隆弘, 苫米地司 (北海道科学大学), 堤拓哉 (北方建築総合研究所) 高橋徹 (千葉大学大学院)	
28. “中谷現象”としての人工雪の生成	113
油川英明 (NPO 法人雪氷ネットワーク)	
29. メタンハイドレートの比表面積の測定	117
清水勇希, 八久保晶弘 (北見工業大学), 竹谷敏 (産業技術総合研究所) 青木輝夫 (気象研究所)	
30. 積雪の比表面積と粒径との関係	121
八久保晶弘 (北見工業大学), Martin Schneebeli (スイス連邦雪・雪崩研究所) 山口悟 (防災科学技術研究所), 堀雅裕, 谷川朋範 (宇宙航空研究開発機構) 杉浦幸之助 (富山大学), 的場澄人 (北海道大学低温科学研究所) 庭野匡思, 朽木勝幸, 青木輝夫 (気象研究所)	
31. 雪中への音の伝搬特性	125
榊原健一 (北海道医療大学) 牧勝弘, 山川仁子, 天野成昭 (愛知淑徳大学)	
32. トマム地域における水溶性の乾性・湿性沈着エアロゾルの組成分布に関する 初期的結果	129
飯塚芳徳 (北海道大学低温科学研究所) 中村一樹 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター) 佐藤友徳, 山中康裕 (北海道大学環境科学院)	
33. 北海道における短期集中降雪と寒さに関する指標の将来傾向	133
原田裕介, 上田真代, 松澤勝 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	
34. 2014 年 2 月大雪の農業影響	137
井上聡, 小南靖弘, 根本学 ((独) 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) 大野宏之 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構 中央農業総合研究センター) 森山英樹 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所)	
35. 暴風雪時の車内閉じ込め事象を想定した車内泊装備の検証	145
根本昌宏, 尾山とし子 (日本赤十字北海道看護大学)	

36. 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 (3) 149
ー広域的除排雪ボランティアがもたらす受入地域への影響ー
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)
37. 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 (4) 153
ー除雪ボランティア経験が援助者自身の地域への考え方に及ぼす影響ー
中前千佳, 伊地知恭右 (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)
38. 札幌市における転倒による救急搬送者数の近況と分析 157
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)
39. スノーシューウォーキングにおける先導者と後続者の運動強度の差異 161
竹内健太郎, 丸孝則 (一般財団法人士別市体育協会)
朝日保 (士別スノーシュークラブ), 須田 力 (NPO 法人雪氷ネットワーク)
白川和希 (北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター)

小樽運河における結氷と氷紋の観察

Observation of freezing and surface patterns on ice cover of the Otaru Canal

大鐘卓哉 (小樽市総合博物館)
Takuya Ohgane

1. はじめに

小樽運河は、多くの観光客が訪れる観光名所のひとつである。小樽運河における結氷現象に対して、観光客や小樽市民が高い関心を示していることに、筆者は注目していた。結氷現象が小樽運河における冬の景観の価値を高める観光資源になりうると、筆者は考えている。

小樽運河における特徴的な結氷現象のひとつに「氷紋」がある。氷紋は、湖や池などの氷の上に現れる紋様で、氷と雪と水が関与して形成される。クモヒトデが触手を伸ばしたような紋様は、放射状氷紋と呼ばれている。放射状氷紋が発生するには、氷板に開いた穴からその下の水が浸みだし、その水が少しずつ氷板上の雪を融かし、水路を形成し拡張する過程を経る。氷紋については、これまでに、東海林¹⁾ などによる研究報告や、高橋²⁾による観察報告はあるが、発生機構の全容解明には至っていない。

本研究においては、筆者が 2011 年から 2014 年までのそれぞれの冬において、小樽運河を不定期に観察し、多様な結氷現象と氷紋を確認したので、その概要を報告する。

2. 調査方法

小樽運河の一部である観察対象域は、小樽駅の西 700 m に位置し、幅約 20 m、水深約 2 m で、北側の浅草橋から南側の中央橋までの約 300 m の区間である。対象域の北側は、小樽港と水路でつながっていて、潮汐により海水の流入流出がある。対象域の南側は、オコバチ川の河口部で、冬期においても河川水の流入がある。

観察を行ったのは、2011-2012 年、2012-2013 年と 2013-2014 年における 12 月から翌年の 3 月までの結氷の可能性のある期間であった。観察を行った月日は不定期で断続的であり、1 年目よりも 2 年目、2 年目よりも 3 年目の方がより頻繁に観察を行い、3 年目においては 7 日につき約 5 日の割合で観察した。時刻は主に午前 9 時頃を基本として、状況により正午頃と午後 6 時頃にも観察を行った。観察内容は、目視による結氷の有無、氷の分布や形態と様相で、あわせて、表層水の流れの様子、河川水の流入状況、湧水や湧出ガスの有無などの観察も適宜行った。

3. 結果

観察の結果、対象域において結氷を確認したのは、2011-2012 年の冬期には 13 日、2012-2013 年には 23 日、2013-2014 年には 30 日であった。それぞれ期間における月ごとの結氷を確認した日数を表 1 に示す。

表 1 小樽運河において結氷現象を確認した日数[日]

	12 月	1 月	2 月	3 月	計
2011-2012	1	3	9	0	13
2012-2013	0	10	12	1	23
2013-2014	1	12	11	6	30
計	2	25	32	7	66

結氷を確認した事例のほとんどは、未明に氷点下の気温が継続した朝であった。しかし、氷点下の気温が継続して結氷しない日も多く確認しており、特に12月には、同様の事例をより多くの確認した。それから、朝に結氷を確認した日でも、多くの場合は夕方までに氷がほとんど融けた。しかし稀に、翌日まで氷が融け残る事例を数回確認した。さらに、朝に結氷を確認できなかった場合でも、氷点下の気温を継続したり、多くの降雪があったりした場合には、日中や夕方に結氷を確認した日もあった。

観察した結氷の状態は、気象などの様々な影響を受けるので、多種多様であった。対象域が全面的に結氷する事例もあれば、部分的に結氷した事例もあった。部分的結氷の場合でも、表層水の流れの影響等により、北側寄りや、南側寄りのように多様性が見られた。特徴的な事例として、3つの結氷の事例を示し、その日の気象要素として小樽アメダスにおける気温と9時間積算降水量、小樽港における1時間潮位差を表2に示す³⁾。

第1の事例として、対象域が全面結氷した2012年1月30日の様相を図1に示す。氷板は、厚さが数cmで、波浪の影響により割れ目が生じ、大きさは5m程度であった。氷板は、前日に降った雪の一部が凍結した白い氷で形成されていて、縁は隣接する氷板との衝突によりまくれ上がっていた。第2の事例として、対象域の中央部で、2割ほどの領域において雪が水面に浮いた状態であった2013年1月13日の様相を図2に示す。これは、水面が凍ったのではなく、朝方に降った雪が融けずに残っていて、水雪状態となった事例である。第3の事例として、薄氷が全面結氷した2013年1月24日の様相を図3に示す。氷板は、厚さが1cm程度で、対象域全体を割れ目なく覆っていた。前夜から早朝にかけての降雪はなかったので、氷は透明であった。

氷紋を観察したのは、2012年に1回、2013年に6回、2014年に2回、計9回であった。氷紋を観察した日の小樽アメダスにおける



図1 割れ目を伴った氷板の全面結氷
2012年1月30日午前8時43分



図2 雪が水面に浮いた状態
2013年1月13日午前8時40分



図3 透明な薄氷による全面結氷
2013年1月24日午前9時23分

表2 結氷を確認した代表的な日の気温、降水量と潮位差³⁾

年/月/日	時	気温 [°C]	降水量 [mm]	潮位差 [cm]
2012/01/30	0	-6.2	8.5	-3
	9	-5.6	0.0	0
2013/01/13	0	-4.6	0.0	4
	9	-3.9	6.0	-13
2013/01/24	0	-6.0	-	1
	9	-5.7	-	-4

気温と 6 時間積算降水量，小樽港における 1 時間潮位差を表 3 に示す³⁾．放射状氷紋が顕著に見られた 3 つの事例について，以下に概要を述べる．

第 1 の事例として 2012 年 2 月 18 日の様相を図 4 に示す．午前 9 時前の観察では，対象域全面が結氷し，氷板の厚さは数 cm で，その上に朝方の降雪による雪が全面に数 cm 積もっていた．対象域の 1 割において水が浸みている，そこに直径数十 cm の放射状氷紋が数十個あった．午後 1 時過ぎには，水が浸みた領域は 6 割までに拡張し，放射状氷紋は百数十個に増え，一部の氷紋の大きさは直径 50 cm を超えるほどに拡大した．

第 2 の事例として 2013 年 1 月 10 日の様相を図 5 に示す．午前 9 時過ぎの観察では，対象域の 9 割が結氷し，朝方の降雪により氷板上の積雪深は約 1 cm で，大部分は水が浸みっていた．放射状氷紋は，全体で千個以上あり，直径が 1 m を超える大きな放射状氷紋も数十個確認した．午後 1 時前には，融解が進んだことにより放射状の紋様は崩れ，中心部の穴は拡大した．

第 3 の事例として 2014 年 2 月 8 日の様相を図 6 に示す．午前 9 時前の観察では，対象域の 9 割が結氷し，割れ目があり，厚さ数 cm の様々な大きさの氷板が多数あった．氷板の上には前夜から降った雪が積もり，全体的に水が浸みた状態であった．一部の氷板には直径数十 cm の放射状氷紋が密接して発生し，その数は数えきれないほどであった．正午過ぎには，氷紋の大きさや数に大きな変化はなかったが，中心部の穴が融解により朝よりも拡大した．午後 5 時頃には，対象域に氷板はなかった．

表 3 氷紋を確認した日の気温，降水量と潮位差³⁾

年/月/日	時	気温 [°C]	降水量 [mm]	潮位差 [cm]
2012/02/18	3	-11.4	-	-3
	9	-7.6	1.5	2
2013/01/10	3	-8.7	0.0	-3
	9	-7.4	1.5	0
2013/02/07	3	-9.4	-	-3
	10	-3.9	0.0	7
2013/02/22	3	-5.8	0.0	-3
	9	-4.6	0.0	0
2013/02/23	3	-5.8	0.0	-1
	9	-4.7	1.5	-1
2013/02/24	3	-8.3	0.0	-1
	9	-5.4	1.5	0
2013/02/25	3	-7.2	1.5	-1
	9	-4.3	-	-2
2014/02/07	3	-9.3	0.0	-2
	6	-8.4	0.0	2
2014/02/08	3	-9.1	0.5	-2
	9	-8.7	0.0	0



図 4 対象域全体に発生した氷紋
2012 年 2 月 18 日午後 0 時 23 分



図 5 直径約 1 m の大きな放射状氷紋
2013 年 1 月 10 日午前 9 時 47 分



図 6 直径十数 cm の小さな放射状氷紋
2014 年 2 月 8 日午後 0 時 29 分

4. 考察

一般に、層厚の薄い水塊であれば、気温が氷点下になると短時間で結氷するが、池などの深さのある水塊では短時間で結氷しない。表層水の水温変化に対して、下層の水や領域外からの水の流出入が影響を与えるためである。冬期の小樽運河を観察したことで、結氷に影響を与える要素についての知見が深まったので考察する。

対象域は、潮汐による海水の流出入が頻繁なので、全層的に塩分濃度が高く、表層水の水温は流入する海水温の変化に大きく影響を受ける。小樽港における海水温は、12月よりも3月の方が低いので、対象域における結氷の可能性は、12月よりも3月の方が高いと考えられる。この傾向を考慮した観察を行ったことで、2014年の3月には、他の2年の3月よりも多い6回の結氷を確認できた。

対象域には、同程度の閉塞水塊よりも結氷しにくい、もしくは氷が融解しやすい傾向がある。潮汐により海水が流入すると、海水が温かい効果と、流入による攪拌の効果で、表層水の水温が上昇するためだと考えられる。実際に、小樽港における潮位上昇時間帯に、対象域の表層水が大きく流動していることを筆者は目視により観察しており、朝に確認した氷板が数時間で融けてしまった事例を複数回確認した。また、とても寒冷だった朝でも、潮位上昇時間帯には結氷しないことも確認した。

一方で、対象域には、同程度の閉塞水塊よりも結氷しやすい傾向もある。塩分濃度の高い対象域の水塊の上に、淡水である河川水が流入することで、塩分濃度の低い表層水を形成する。気温の影響を受け対流混合する表層水が薄いと、気温低下に伴い短時間で水面が結氷温度を下回り、凍結するためだと考えられる。実際に、潮位低減時間帯には表層水が攪拌されないことを目視により観察していて、気温が十分に低い状況であれば結氷を確認できた。さらに、降ってきた雪が水面で融けないのも、この薄く短時間で水温が低下する表層水の存在によると考えられる。

氷紋の事例を検証した結果、発生する過程の共通点を見いだした。それは、気温が十分に低くなる未明が潮位低減時間帯であり、さらに結氷中もしくは結氷後に降雪があり、そうして氷板の上に雪が存在している状況で、その後に潮位上昇時間帯を迎え、氷板が融解するという過程である。ただ、氷紋が発生するための中心の穴が、最初にどのような機構で形成するかは、明らかになっていない⁴⁾。さらには、氷紋の大きさに影響を与える要因についても不明である。

小樽運河において、多種多様な結氷現象と氷紋を観察した。多様である要因は、気温、風、雪などの気象要素以外にも、海水温、潮汐、波浪、河川水流入などの多くの要素であり、それらが複合的に関与している。本研究を通して見出した傾向を基に、結氷や氷紋発生の事前予測について、一定程度の可能性を見出すことができた。今後、対象域における水温や塩分濃度の変化を測定することで、さらなる結氷現象の研究が進展するであろう。そうなれば、多様な結氷や氷紋の発生をより正確に事前予測できるようになり、多くの人々に対して雪氷への関心を高めることが期待できる。

【参考・引用文献】

- 1) 東海林明雄, 1973, 放射状模様氷面の生成機構 I, 雪氷, **35**, 4, 173-179.
- 2) 高橋喜平, 1980, 氷紋, 雪と氷の造形, 朝日新聞社, 90-95.
- 3) 気象庁, <http://www.data.kishou.go.jp/>
- 4) 大鐘卓哉, 2014, 小樽運河における氷紋, 小樽市総合博物館紀要, **27**, 1-6.

札幌市における‘放射状氷紋’と‘同心円氷紋’の観測

Observation for Radially Grown Snowmelt Patterns in Sapporo

東海林明雄（湖沼雪氷研究所）

Akio Toukairin

1. はじめに

2013年12月の9日、13日、19日、22日、25日の5回にわたり、放射状氷紋と同心円氷紋（以下氷紋と略記）を、北海道大学エンレイソウ横の池（南北24m，東西64m）・北海道庁赤レンガ前の池・札幌市中央区の中島公園の池（以下，北大の池・道庁の池・中島の池と略記）にて繰り返し観測することができた。そして、氷紋の発生と、その形成過程の記録を取ることができた。この定点観測による形成過程の写真解析から、円形浸水斑の直径の拡大と時間の関係を求めることができた。

2. 観測の経過

2.1 2013年12月9日の観測

この日正午に北大の池を観測した，表面に薄氷が張り，放射状氷紋が点在していた。この氷紋は，7日から8日の朝にかけて張った薄氷の上に，8日の朝方に3cmの降雪があり，この積雪中に氷の孔から池水が噴出して形成されたものと考えられた。しかし，10日正午には，氷も氷紋も消失し水面のみとなっていた。

2.2 2013年12月13日の観測

12時30分～15時30分に北大の池で放射状氷紋の生成過程の記録（図1～図4）を撮ることができた。そして，水温の鉛直分布も測定（図5）した。

また，15時53分～16時12分にかけて，道庁の池で放射状氷紋の記録を撮ることができた。これらの氷紋は，12日夕方からの気温の低下で結氷が進み，その結氷の上に翌13日朝からの降雪があり，この積雪中に氷の孔から池水が噴出して放射状氷紋が形成されたものである。

2.3 2013年12月19日の観測

道庁の池⇒北大の池⇒中島の池⇒道庁の池の順に各池をまわり氷紋の記録を撮ることができた。道庁の池には放射状氷紋と共に同心円氷紋も観測された。

2.4 2013年12月22日の観測

この日，道庁の池には放射状氷紋と共に同心円氷紋も観測された。道庁の池で，水温測定，結氷断面（図7）測定も行い，さらに，放射状氷紋と同心円氷紋の時系列記録も撮ることができた。



図1 北大の池の放射状氷紋
(2013年12月13日14時16分)

2.5 2013 年 12 月 25 日の観測

道庁の池⇒中島の池⇒北大の池⇒道庁の池の順に各池をまわり氷紋の記録を撮ることができた。道庁の池、北大の池、中島の池の各池共に、この日は、主に同心円氷紋（図 6， 8， 9）が観測された。

3 生成過程の観測結果

- ① 日本を除くと世界的に観測報告のない、同心円氷紋の生成が 5 回の観測の内、3 回観測された。
- ② 図 3 の結果を含む定点観測による形成過程の写真解析から、北大の池における円形浸水斑の直径と時間の間に、直線関係（図 4）が得られた。



図 2 北大の池の放射状氷紋
(2013 年 12 月 13 日 12 時 44 分)



図 3-1 北大の池の円形浸水斑の拡大
(2013 年 12 月 13 日 13 時 14 分)



図 3-2 北大の池の円形浸水斑の拡大
(2013 年 12 月 13 日 13 時 24 分)



図 3-3 北大の池の円形浸水斑の拡大
(2013 年 12 月 13 日 13 時 33 分)



図 3-4 北大の池の円形浸水斑の拡大
(2013 年 12 月 13 日 14 時 05 分)

図 3 北大の池における定点観測による円形浸水斑の直径の拡大、この円形浸水斑の中心部で、ヒトデ状の放射状氷紋が成長しつつある。

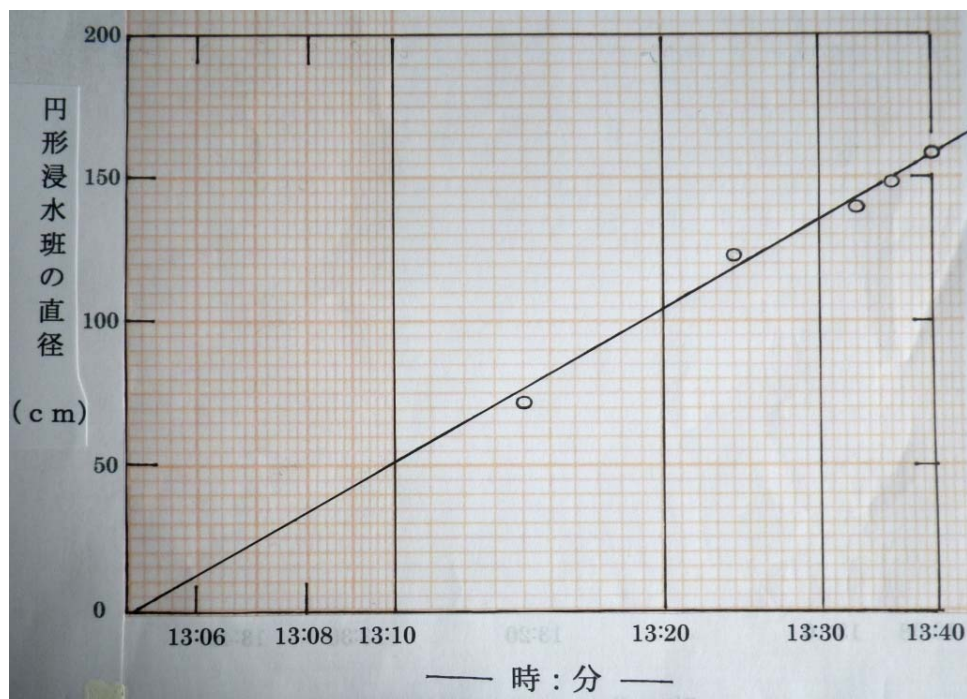


図4 図3の結果を含む定点観測による形成過程の写真解析から, 北大の池における円形浸水斑の直径の拡大と時間の関係が得られた.

(2013年12月13日)

表1 図4のグラフから得られた, 円形浸水斑の直径の拡大と時間の関係 (例)

時間 (分)	直径 (cm)
5	50
14	100
22	150

図5 北大の池の放射状氷紋生成 (図1～図3) 時の水温鉛直分布, 氷板の厚さ約5mm, 新雪深7～8cm (浸水後《雪泥化後》の厚さ1.5～2cm).

(作図 大鐘卓哉氏)

(2013年12月13日13時)

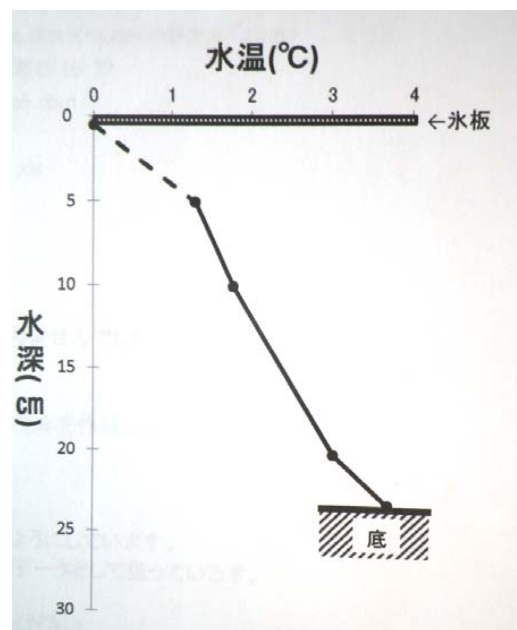


図6 道庁の池の同心円氷紋

写真下辺の左右幅約1.5m

(2013年12月25日12時15分)



図7 この写真の中心部, 道庁の池の同心円氷紋
生成場所の池氷鉛直断面, 全氷厚さ約 3.3 cm (下
部透明氷 1.6 cm, 上部雪氷《気泡氷》1.7 cm)
(2013 年 12 月 22 日 13 時 54 分)



図8 北大の池の同心円氷紋
写真下辺の左右幅約 2m
(2013 年 12 月 25 日 14 時 59 分)



図9 道庁の池の同心円氷紋
(2013 年 12 月 25 日 12 時 27 分)

4, むすび

日本を除くと世界的に観測報告のない, 同心円氷紋の生成が 5 回の観測の内,
3 回観測された.

この札幌市中心部における三つの池での観測は, これまで観測例の少なかった, 降
雪回数が多い多雪地における研究であるという意味を持つ. 結氷初期には, 頻繁に,
氷紋の生成が繰り返されていることが解った.

5. 文 献

Knight, C. A., 1988: Formation of Slush on Floating Ice. *Cold Regions Science and Technology*, 15, 33-38.

毛利茂男, 1947: 松原湖の結氷に就て. 雪氷, 9(5), 54-62.

Neumann, H. G. 1958: Zellmuster auf der Obefiache ines Teiches. *Beitr. Physik Atmos.*, 30, 246-253.

東海林明雄, 1973: 放射状模様氷面の生成機構 I. 雪氷, 35(4), 173-179.

東海林明雄, 1975: 春採湖氷紋. サイエンス, 5, 84-86.

東海林明雄, 1977: 氷紋の人工生成とその穴. 湖水 (沈黙の氷原・ミクロとマクロの謎). 東京, 講談社, 99-100.

東海林明雄, 1979: 氷の融点に於ける粒界三叉交線での水脈の発達. 雪氷, 41, (2), 121-130.

Toukairin, A., 1985: Mechanism of formation of radially-grown melt patterns on the surface of ice. *Annals of glaciology*, 6, 314-315.

高橋喜平, 1985: 氷紋. 雪と氷, 東京, 朝日新聞社, 89-90.

寺田寅彦, 1933: 自然界の縞模様. 科学, 3(2), 77-81.

雪結晶観察シート試作と試用 Trial of Snow Crystal Observation Sheet

井上聡（農研機構北海道農業研究センター）、小松麻美（日本気象協会北海道支社）、
中村一樹（（独）防災科研雪氷防災研究センター）、大鐘卓哉（小樽市総合博物館）、
秋田谷英次（雪氷ネットワーク）、尾関俊浩（北海道教育大学札幌校）、
山田高嗣（札幌第一高等学校）、金森晶作（公立はこだて未来大学）、
石本敬志（日本気象協会北海道支社）、金村直俊（札幌総合情報センター株式会社）

Satoshi Inoue, Asami Komatsu, Kazuki Nakamura, Takuya Ohgane,
Eiji Akitaya, Toshihiro Ozeki, Takatsugu Yamada, Syosaku Kanamori,
Keishi Ishimoto, Naotoshi Kanemura

1. はじめに

降雪および積雪は、常時一様な物質ではなく、形状や粒径の異なる多様な結晶構造をもつ。農業生産者や積雪地住民への雪の研究技術情報の普及、および雪氷教育に役立てるため、雪結晶観察シートを試作し、2014年冬季に実際に試用した。

2. 雪結晶観察シート

雪結晶観察シートは、A4サイズの厚手の紙に両面印刷し、100ミクロンの防水コートしたものである。片面を降雪粒子観察用とし、各種降雪粒子（針、角柱、つつみ、角板、樹枝状六花、広幅六花、十二花）画像を載せ、粒径計測のため方眼野を載せた（図1）。もう片面は積雪粒子観察用とし、各種積雪粒子（新雪、こしもざらめ雪、しもざらめ雪、ざらめ雪、しまり雪、こしまり雪）画像を載せ、各積雪層厚を測定するため、物差しを載せた（図2）。全200枚作成し、以下の通り試用した。



図1 雪結晶観察シート（降雪面）

3. 積雪断面観察会での試用

一般市民を対象とし、支部主催または支部会員の支援によって積雪断面観察会を開催した。観察会にて、参加者に雪結晶観察シートを配布し、雪結晶観察の現場にて試用した。

試用した 2014 年冬季の積雪断面観察会の日・場所・参加者数は以下の通りである。1 月 12 日・札幌市・10 人、2 月 2 日・七飯町大沼・50 人 (3 回)、2 月 11 日・小樽市・13 人 (図 3)。雪結晶観察が初体験であっても、ルーペ (100 円ショップ等の安いものでも良い) とシートを使用することにより、積雪断面から雪粒子をシート上に採取し、粒径や結晶形状を容易に観察し、雪質を判別できた。また、積雪層ごとに雪粒子間の結合力が異なるため、シートの角を立てて積雪層をこすると、その手応えが異なることを体感できた。

また、参加者アンケートを実施し、参加者の一部から回答を得た。回答者数は、札幌市 9 人、七飯町 19 人、小樽市 7 人であり、回答率は 48% であった。内訳を図 4 に示す。無記入は、筆跡から判断すると付き添いの保護者と思われるものが多く、半数以上が小中学生であったため、企画時に想定した年齢層に参加していただいたことが分かった。これは、参加者全体の様子とも一致した。さらに、積雪断面観察会の主旨である雪質の多様性については、3 分の 1 の参加者が事前に知らず、観察会によって初めて理解していただいたことが分かった (図 5)。その他アンケートの回答欄の自由回答によると、全般的に好評であり、積雪層ごとに異なる雪粒子の多様性を実感いただいたことが分かった。多様性の理由を知りたいとの回答もあり、このような地道な断面観察会が、次世代の雪氷や自然科学の研究者・技術者育成の種を播いているという、企画者側の実感も得た。試用によって確認した雪観察シートの修正点として、積雪面にも方眼紙を載せ粒径を測りやすくする必要があることが分かった。また「広幅六花」を「幅広六花」と誤表記していたことも判明した。これらを修正し、改良版を作りたいと考えている。



図 2 雪結晶観察シート (積雪面)



図 3 各地の積雪断面観察会の様子
左上・右上：札幌市（1月12日）
左中・右中：小樽市（2月11日）
左下：七飯町（2月2日）

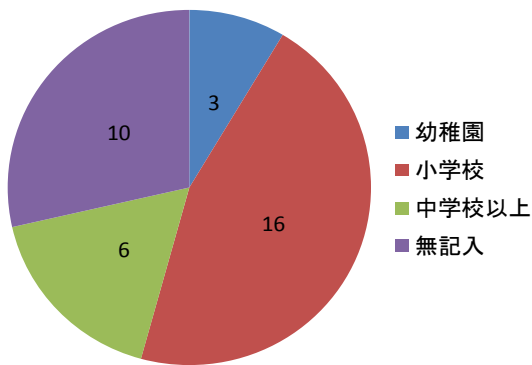


図 4 参加者の内訳

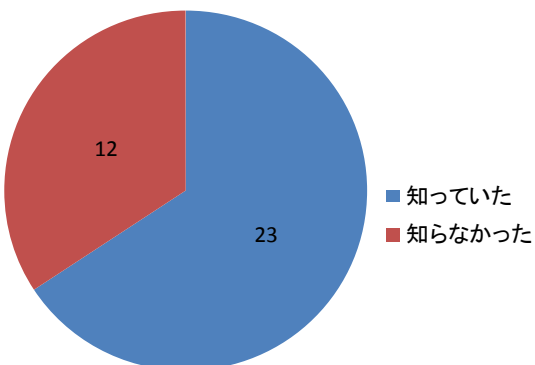


図 5 雪にはいろんな形（種類）があることを知っていましたか？

4. 役割分担

本雪観察シートの試作と試用についての役割分担は以下の通りである.

- ・企画・制作・管理：井上聡
- ・雪粒子観察シート試作
結晶画像提供：秋田谷英次，尾関俊浩
製作：井上聡，小松麻美，中村一樹，大鐘卓哉（デザイン協力：新家子麻里子）
- ・積雪断面観察会にて試用
1月12日札幌市：山田高嗣
2月2日七飯町大沼：金森晶作，石本敬志，金村直俊，井上聡
2月11日小樽市：山田高嗣，大鐘卓哉

謝辞

雪粒子観察シート作成に際して協力いただいた方々，断面観察会の企画・運営に協力いただいた方々，断面観察会に参加いただいた一般の方々など，多くの方々にご協力いただきました．深く感謝し，ここに記します．なお，雪結晶観察シートの試作と七飯町での積雪断面観察会は，（公社）日本雪氷学会北海道支部の支部事業として実施されました．

道央及び道東地域における広域積雪調査（2014 年）

Report of snow survey in the central and east region of Hokkaido, 2014.

白川龍生，小倉美紀（北見工業大学），尾関俊浩（北海道教育大学札幌校），
高橋修平（道立オホーツク流氷科学センター）
Tatsuo Shirakawa, Miki Ogura, Toshihiro Ozeki, and Shuhei Takahashi

1. はじめに

2014 年 2 月 23 日～3 月 9 日にかけて北見と札幌を拠点に実施した，道央及び道東地域における広域積雪調査の結果を報告する．調査箇所は計 36 箇所です，うち 14 箇所は 2012 年（岩見沢大雪）の広域積雪調査時と同箇所を実施し，結果を比較した．過去の調査結果と比較するため，単位系は積雪深を cm，積雪水量を g/cm²，平均密度を g/cm³ で表記する．

2. 調査項目

（1）概要

今回の広域積雪調査は，2014 年 2 月 23 日から同年 3 月 9 日にかけて道央及び道東における計 32 箇所で行った（図 1）．調査箇所の選定にあたっては，日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームが主体となり，2012 年 2 月～3 月に全道で実施された広域積雪調査箇所を参考に選定した¹⁾．また調査時期については，北海道では融雪出水が起きる前であり，積雪水量が最も大きい時期と考えられることから，この時期を設定した．



図 1 広域積雪調査箇所（計 32 箇所）

(2) 調査内容

各観測地点について、積雪深 (cm)、積雪水量 (g/cm²)、平均密度 (g/cm³)、簡易層構造 (断面観測) を調査した。

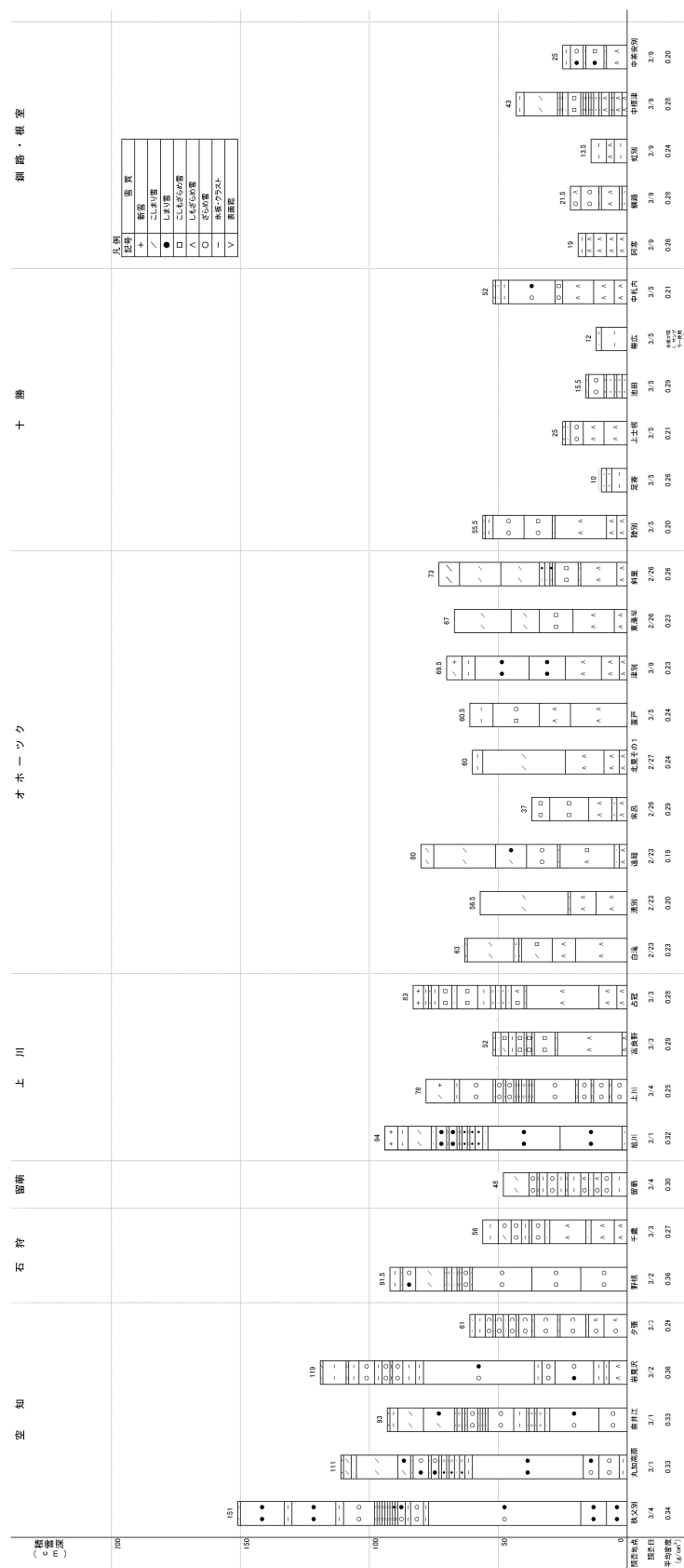
3. 調査結果

調査結果を整理したものを表 1、図 2 に示す。観測結果を比較すると、石狩山地の西側はしまり雪またはそれに近い雪質が多く、密度も大きい。一方、道東各地や富良野、占冠付近ではしもぎらめ雪またはそれに近い雪質が多く、密度は小さい結果が得られた。これは、過去の調査結果と同様である^{1), 2)}。

表 1 調査結果一覧

No.	地点名	観測日	緯度(北緯)			経度(東経)			積雪深 (cm)	積雪水量 (g/cm ²)	平均密度 (g/cm ³)
			度	分	秒	度	分	秒			
1	湧別	2014/2/23	44	13	18.00	143	37	27.80	68	11.12	0.20
2	遠軽	2014/2/23	44	3	18.63	143	32	20.87	87	15.15	0.19
3	白滝	2014/2/23	43	52	27.00	143	10	27.60	67	14.50	0.23
4	東藻琴	2014/2/26	43	50	23.55	144	17	16.24	75	15.71	0.23
5	斜里	2014/2/26	43	53	34.40	144	41	22.10	76	19.31	0.26
6	常呂	2014/2/26	44	7	12.44	144	3	32.45	35	9.10	0.29
7	北見	2014/2/27	43	49	30.80	143	54	8.30	58	14.10	0.24
8	旭川	2014/3/1	43	47	9.80	142	18	55.70	104	30.53	0.32
9	丸加高原	2014/3/1	43	37	29.00	141	59	9.10	116	36.58	0.33
10	奈井江	2014/3/1	43	25	18.60	141	53	49.60	93	31.14	0.33
11	野幌	2014/3/2	43	4	9.75	141	32	9.85	93	32.72	0.36
12	岩見沢	2014/3/2	43	13	2.35	141	45	22.12	117	42.63	0.36
13	富良野	2014/3/3	43	20	23.95	142	22	45.90	55	15.18	0.29
14	占冠	2014/3/3	42	58	42.20	142	23	53.43	82	23.04	0.28
15	夕張	2014/3/3	42	54	44.73	141	58	13.36	67	17.72	0.29
16	千歳	2014/3/3	42	49	50.86	141	39	52.13	61	15.15	0.27
17	留萌	2014/3/4	43	55	31.81	141	38	6.56	56	14.24	0.30
18	秩父別	2014/3/4	43	45	51.11	141	57	51.42	150	51.93	0.34
19	上川	2014/3/4	43	50	50.55	142	45	20.95	87	19.88	0.25
20	置戸	2014/3/5	43	40	46.55	143	36	0.27	65	14.56	0.24
21	陸別	2014/3/5	43	28	10.32	143	44	11.10	57	11.17	0.20
22	足寄	2014/3/5	43	14	23.32	143	32	32.40	7	2.11	0.26
23	池田	2014/3/5	42	55	25.43	143	26	42.17	13	4.56	0.29
24	中札内	2014/3/5	42	42	3.27	143	7	31.31	56	11.08	0.21
25	帯広	2014/3/5	42	55	15.80	143	7	39.40	13	計測できず	計測できず
26	上士幌	2014/3/5	43	14	11.36	143	16	40.40	27	5.35	0.21
27	津別	2014/3/9	43	41	51.72	144	2	7.89	75	16.23	0.23
28	阿寒	2014/3/9	43	8	42.48	144	8	39.15	26	4.98	0.26
29	釧路	2014/3/9	43	0	50.50	144	25	18.78	25	6.03	0.28
30	中茶安別	2014/3/9	43	12	50.98	144	40	46.92	29	5.03	0.20
31	中標津	2014/3/9	43	32	59.84	144	58	9.98	48	12.03	0.28
32	虹別	2014/3/9	43	27	48.40	144	40	30.56	22	3.20	0.24

※帯広は氷板層が厚く、スノーサンプラを貫入できなかったため、積雪水量及び平均密度については計測できなかった。



広域積雪調査(全道32箇所)における積雪断面観測結果 (2014年2月23日～3月9日)

図2 広域積雪調査における(32箇所)における積雪断面観測結果

また積雪深については十勝中部、釧路南部が少なく、3月上旬の時点で足寄 10cm, 池田 15.5cm, 帯広 13cm, 阿寒 26cm, 釧路 25cm であった。札幌管区気象台では、十勝は冬場に太平洋側を低気圧が通過する際、まとまった雪が降る傾向が強いが、例年以上に寒気の影響を受け、(十勝地方に雪をもたらす) 低気圧が北上しきれなかったため太平洋側はよく晴れたとしている³⁾。一方、同じ道東地域でも北見では 60cm の積雪があり、3月22日には 106cm に達するなど、積雪分布には地域差が見られた。

積雪水量と積雪深の関係を図 3 に示す。地域ごとに分布傾向の差が見られ、道央では 0.30-0.40g/cm³、道東、特に十勝や根釧ではこれよりも小さな値となった。これは過去の調査結果と概ね一致している。

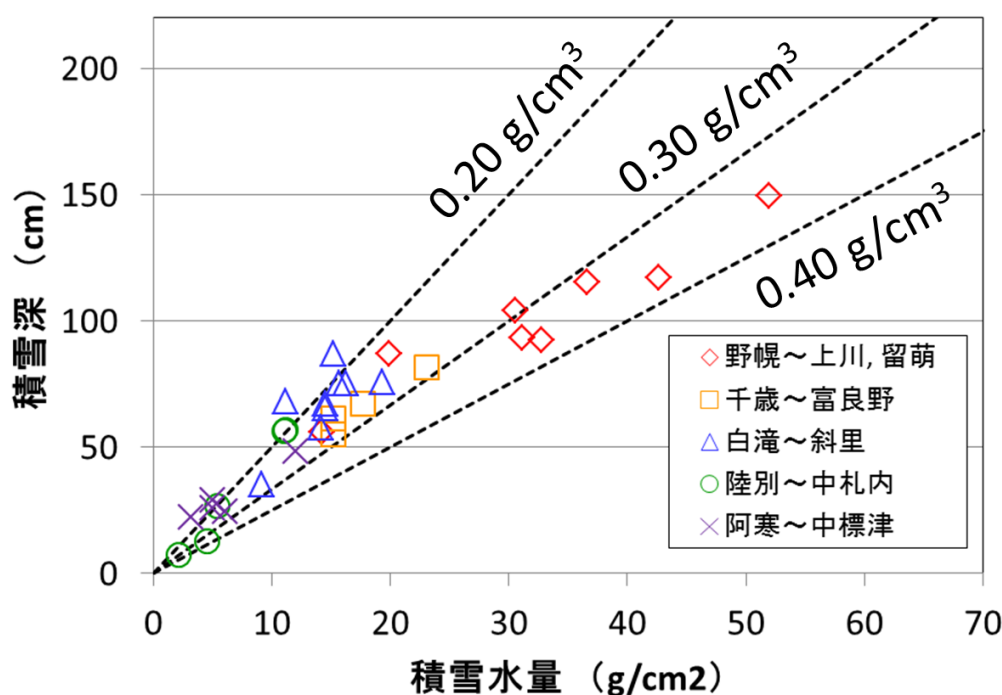


図 3 積雪水量と積雪深の関係

【謝辞】

各地での観測を実施する際、敷地への立ち入りを許可して頂いた皆さまに感謝申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム, 2012: 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関する調査報告書。
- 2) 例えば, 八久保晶弘・尾関俊浩・山田高嗣・山田知充, 2002: 北海道東部の積雪堆積環境, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 79-92.
- 3) 十勝毎日新聞 2014年2月17日版。
- 4) 例えば, 石井吉之・秋田谷英次, 1991: 北海道内の広域積雪調査-1991年2月-, 低温科学物理編資料集, **50**, 9-24.

航空レーザ測量を用いた ダム流域の積雪調査地点に関する一考察

Study on the snow survey points in the dam basin using airborne laser scanning data

西原照雅, 渡邊和好 ((独)土木研究所 寒地土木研究所)

Terumasa Nishihara and Kazuyoshi Watanabe

1. はじめに

積雪寒冷地では, 春先の融雪水をダムに貯留し, 夏季にかけての水需要を賄っている. このため, 冬季にダム流域に蓄積された積雪包蔵水量を精度良く推定することは, 水資源管理の観点から重要である.

現在のダム管理の実務では, 毎年 3 月頃に積雪調査を行い, この結果からダム流域の積雪包蔵水量を推定する. この際, 積雪調査結果を用いて, 標高と積雪相当水量の間に線形の回帰式を作成し, この式を用いて流域全体の積雪包蔵水量を推定する方法が一般的である¹⁾. したがって, 標高帯に対して代表性を有する観測値が得られる地点において積雪調査を実施する必要がある.

広域積雪調査の方法に関してまとめられた文献によると^{2), 3)}, 調査ルートや観測点は, 雪崩発生等の危険が無いこと, 移動や立ち入りが容易であること, 地表面に大きな凹凸が無く平坦な開けた場所であることが求められる. また, ダム流域は森林が大部分を占め, 調査範囲が森林内にあることが多いため, 自然な積雪の堆積が樹林や冠雪により妨げられないこと, または落葉樹の疎林地であることも必要な条件となる. このように, ダム流域における積雪包蔵水量の推定には, 様々な制約条件の下で, 観測可能な地点の限られたデータが用いられている. また, 調査地点の妥当性を直接検証することは困難であり, ダム地点で観測しているダム流入量と気象データから融雪期の水収支を求め, 水量の総量を用いて間接的に検証することが一般的である¹⁾.

一方, 最近では, 様々な GIS 情報がインターネットを通じて公開されている. いくつかの例を挙げると, 国土地理院は日本全国の標高データを公開しており, このデータを用いれば, 傾斜, 曲率等の様々な地形パラメタを計算することができる. また, 環境省は自然環境保全基礎調査の結果を公開しており, 日本全国の植生を把握することができる. また, 筆者らは, 国土交通省が積雪期に実施した航空レーザ測量の結果を入手しており, 前述した標高データとの差分により, ダム流域における積雪深の空間的分布を把握することができる. そこで, 本稿では, 航空レーザ測量結果及び GIS データを用いて, 積雪調査地点の妥当性を直接評価することを試みた.

2. 対象ダム流域

対象としたダム流域は, 図-1 に示す定山溪ダムである. 定山溪ダムは, 札幌市を貫流する豊平川の上流域に位置し, 流域面積は 104km², 標高帯は 300m から 1,300m 付近である. 図-1 には, 自然環境保全基礎調査の結果を用いて, 9 分類した植生を示しているが, 流域面積の約 8 割が森林である. 積雪調査は, 積雪相当水量がピークとなる毎年 3 月上旬に, 図に示した 2 コース 8 地点において実施されている. 調査地点の

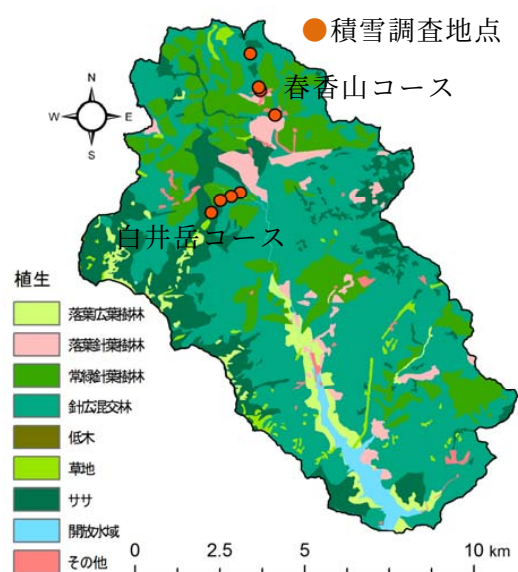


図-1 定山溪ダム流域と積雪調査地点

標高帯は 500m から 900m 付近である。

3. 積雪調査地点の地形の評価

文献^{2), 3)}によると、積雪調査地点は、地表面に大きな凹凸が無く平坦な開けた場所であることが求められる。そこで、各調査地点の傾斜及び地上開度を求め、地点の評価を行った。計算に使用した GIS データは、基盤地図情報数値標高モデルである。なお、局所的な地形が捉えられること避けること、また、GPS による積雪調査地点の位置計測の誤差を考慮し、積雪調査地点を中心に、25m 四方の範囲の平均値で評価することとした。ここで、地上開度とは横山ら⁴⁾が開発した指標であり、着目する地点が周辺に

比べて地上に突き出ている程度及び地下に食い込んでいる程度を数量化したものである。地上開度は、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できる天頂角の最大値(°)である。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。

表-1 及び表-2 に白井岳コース及び春香山コースの結果をそれぞれ示す。はじめに、傾斜であるが、すべての地点において 20° を下回っており、傾斜の大きい場所に調査地点は設定されていないことがわかる。次に、地上開度を見ると、すべての地点において、 $90^\circ \pm 5^\circ$ 以内に収まっており、調査地点は凹凸が無く、概ね平坦な場所に位置していることがわかる。なお、標高については、公称値と GIS の標高データの間ほとんど差は無く、適切な値が設定されていることを確認している。

4. 積雪調査地点の植生の評価

植生に関して、積雪調査地点は、自然な積雪の堆積が樹林や冠雪に妨げられないこと、または落葉樹の疎林地であることが求められる。そこで、自然環境保全基礎調査の結果を用いて、積雪調査地点の植生を確認した。結果を表-3 及び表-4 に示す。GIS 情報から判断すると、常緑針葉樹林内にある白井岳コース No.1, No.2, No.3, 春香山

表-1 積雪調査地点の傾斜と地上開度
(白井岳コース)

調査地点	標高(m)	傾斜(°)	地上開度(°)
No.1	530	8.0	89.3
No.2	560	7.1	90.6
No.3	598	12.4	88.9
No.5	698	19.7	89.2

表-2 積雪調査地点の傾斜と地上開度
(春香山コース)

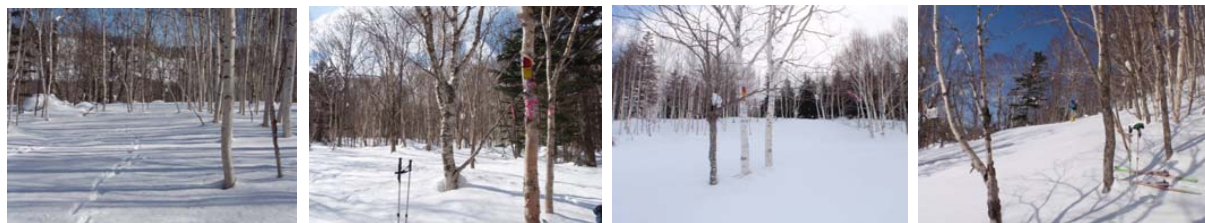
調査地点	標高(m)	傾斜(°)	地上開度(°)
No.3	580	6.7	86.1
No.5	680	13.6	89.0
No.6	710	18.5	88.4
No.9	853	10.9	88.3

表-3 積雪調査地点の植生（白井岳コース）

調査地点	植生
No.1	トドマツ植林
No.2	トドマツ植林
No.3	トドマツ植林
No.5	ササ-ダケカンバ群落

表-4 積雪調査地点の植生（春香山コース）

調査地点	植生
No.3	伐跡群落
No.5	エゾマツ-ダケカンバ群落
No.6	アカエゾマツ植林
No.9	エゾマツ-ダケカンバ群落



白井岳コース No.1 白井岳コース No.3 白井岳コース No.5 春香山コース No.6

図-2 積雪調査地点の状況

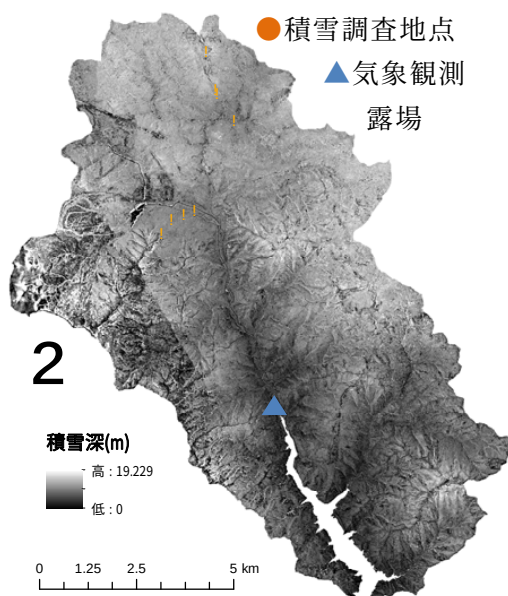


図-3 2010年4月8日の積雪分布

表-5 ダム流域の積雪包蔵水量

航空レーザ測量	ダム管理所水収支	相対誤差
$104.4 \times 10^6 \text{ m}^3$	$94.2 \times 10^6 \text{ m}^3$	9.8%

コース No.6 地点は、針葉樹林内に位置し、樹冠遮断により積雪の堆積が妨げられるおそれがある。一方、樹林の粗密の情報が含まれておらず、情報が不足している点もある。このように、GIS 情報だけで調査地点の適否を判断することは難しい。そこで、過去に行われた積雪調査の際に撮影された調査地点の写真を用いて状況を確認した。GIS 情報で常緑針葉樹林内とされた4地点の写真を図-2に示す。写真を見ると、いずれの地点の植生もシラカンバやダケカンバの疎林地と考えられ、調査地点として不適とは考えられない。以上のこ

とから、植生に関しては現時点で GIS 情報を用いて評価することは困難と考える。

5. 積雪調査地点の積雪深の評価

積雪調査地点の積雪深は、調査地点が位置する標高帯を代表する積雪深である必要がある。ここでは、定山溪ダム流域において積雪期に実施された航空レーザ測量の結果から求めた流域の積雪深分布を用いて評価することとした。

航空レーザ測量は、積雪期の2010年4月8日、無積雪期の2010年6月6日から13日及び8月19日から28日に行われており、積雪期と無積雪期の標高の差を積雪深とした。積雪深分布を図-3に示す。この積雪深分布の妥当性は、ダム管理所における観測データを用いて計算した水収支より確認した。航空レーザ測量結果を用いた場合、測量日におけるダム流域の積雪包蔵水量は、積雪深に積雪密度を乗じて求められる。ここで、積雪密度は、図-3の▲で示した地点において、測量日に観測された積雪深と積雪重量より求めた値を用い、流域全体に対して一定値とした。次に、ダム管理所地点における水収支から、ダム流域の積雪包蔵水量をダム流入量から流域平均降水量を

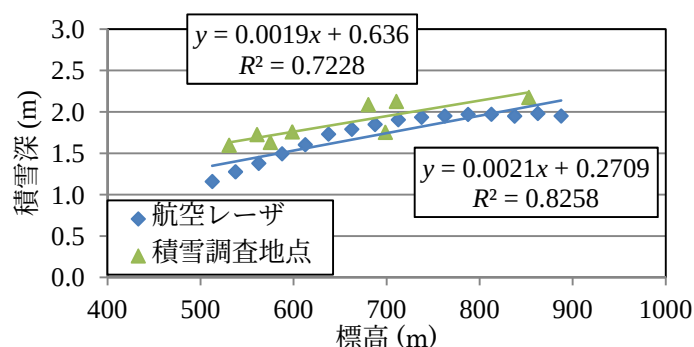


図-4 標高と積雪深の関係

表-6 ダム流域の全積雪量

航空レーザ測量	積雪調査	相対誤差
174.0×10 ⁶ m ³	178.2×10 ⁶ m ³	2.4%

積雪深の関係を評価する。結果を図-4に示す。ここで、航空レーザ測量と標記した積雪深は標高 25m ピッチの平均値、積雪調査地点と標記した積雪深は積雪調査地点を中心に、25m 四方の範囲の平均値をプロットしている。図を見ると、積雪調査地点の積雪深は、航空レーザの積雪深と比較して±30cm 以内に分布しており、標高帯を代表した積雪深が概ね得られていると考えられる。また、標高と積雪深の関係より得られた線形回帰式にも大きな違いは見られないことがわかる。

最後に、航空レーザ測量より求めた流域の全積雪量と、積雪調査結果より推定した全積雪量を比較する。積雪調査結果からは、図-4に示した緑の直線を用いて標高帯別の積雪深を算出し、これに標高帯別の面積を乗じてから、合算して求めている。結果を表-6に示す。積雪調査結果から推定した全積雪量は、航空レーザ測量結果を用いて求めた値とほぼ一致している。このことから、現在の積雪調査地点は、流域の積雪の総量を求めることに対し、適切な位置に設定されていると考えられる。

6. まとめ

航空レーザ測量結果及び GIS データを用いて、定山溪ダム流域に設定されている積雪調査地点の妥当性の評価を試みた。積雪深に関しては、ある一日の積雪深分布に対する評価しかできていない等、十分な評価ができていない点はあるものの、現在の調査地点は概ね妥当な位置に設定されていると推察される。

また、新たな調査地点を検討する場合、現地確認は欠かせないと考えられるが、今回用いたデータに、雪崩等の災害履歴の位置データ、林道等の移動ルートの情報等を重ねることで、ある程度の調査地点の絞り込みは可能であると考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) (独) 土木研究所 寒地土木研究所, 2012: ダムにおける積雪包蔵水量推定ガイドライン (案)。
- 2) 日本雪氷学会北海道支部編, 1991: 雪氷調査法。
- 3) 日本雪氷学会編, 2010: 積雪観測ガイドブック
- 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.

引き、Hamon 法で推定した可能蒸発散量を加えた値として求めた。計算期間は、測量日の翌日から 6 月 30 日までである。結果を表-5に示す。表を見ると、航空レーザ測量より求めた積雪包蔵水量は、ダム管理所地点の水収支から求めた水量と 10%程度の相対誤差となっており、航空レーザ測量より求めた積雪深分布は概ね妥当であると判断した。

ここから積雪調査地点の評価に移る。はじめに、積雪調査地点が設定されている標高帯における、標高と

北海道における 2013 年と 2014 年の吹雪災害の比較

Comparison between the characteristics of heavy snowstorm disasters in Hokkaido 2013 and 2014

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），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,
Fumiyoshi Kawamura, Hironori Nakabayashi, Yasuhiro Nagata

1. はじめに

北海道では 2013 年 3 月 2 日～3 日の猛吹雪によって 9 名の方が亡くなった．2014 年 2 月 16 日～19 日も北海道東部を中心に同規模の吹雪が発生したが，事前の対策もあって犠牲者を出すことはなかった．発達した低気圧の気象的な特徴と，吹雪災害規模や防災情報の変化を通して，両年の吹雪災害の特徴を比較した．

2. 低気圧の特徴

2013 年は二つの低気圧が網走沖で一つになって急激に発達した．一方，2014 年の低気圧は関東地方に 1 m 以上の記録的な大雪をもたらした後に，北海道の東海上で停滞した．中心気圧は 2013 年は一定量で低下，2014 年は北海道に近づいて低下が止まった．

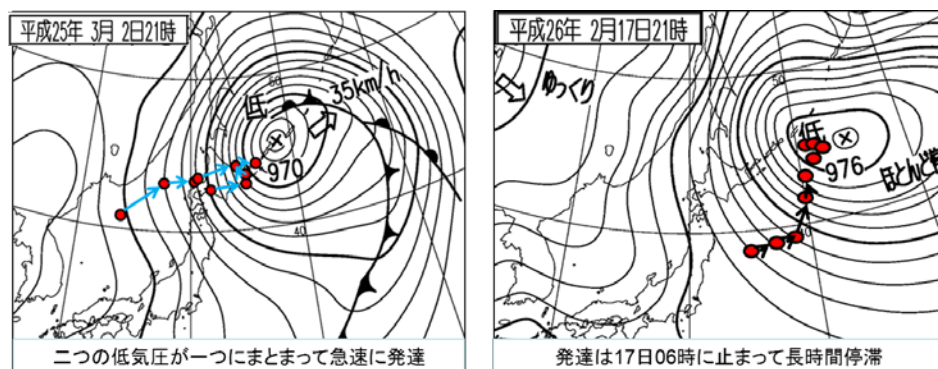


図 1 急速に発達した低気圧と経路 左：2013 年 右：2014 年 気象庁天気図に加筆

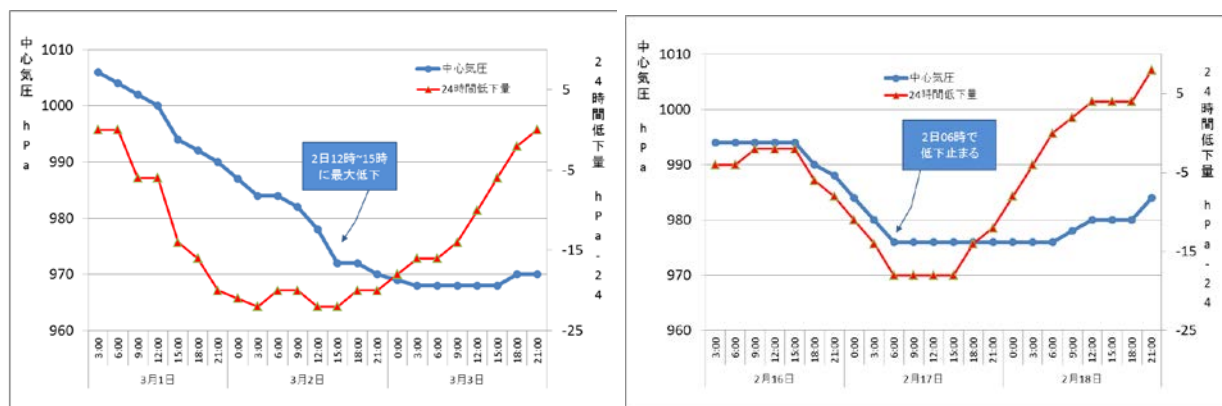


図 2 中心気圧と 24 時間気圧低下量 左：2013 年 右：2014 年

3. 天気の特徴

(1) 風速の比較

両年で最大風速のピークの値が似通っていた弟子屈アメダスの風速の比較を図 3 に示す。平均風速は 10 分間の平均風速，最大瞬間風速は 10 分間の中での最大値である。特徴は，2013 年は 3 月 2 日午後からの急激な風速の増加，2014 年は強風が 4 日間にわたって継続したことである。例えば平均風速 15 m/s 以上の出現時間が 2014 年は 47.2 時間にも及び，2013 年の 3 倍となった。

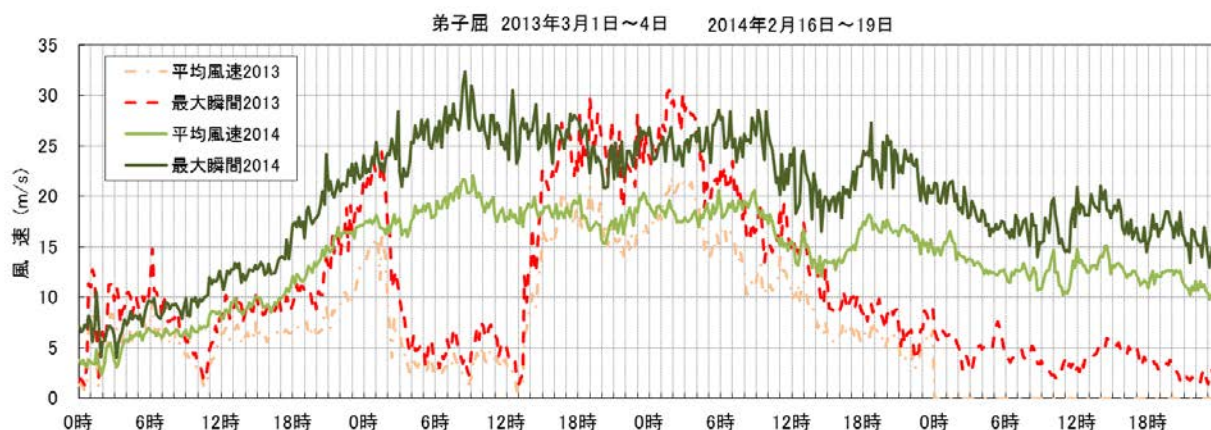


図 3 弟子屈アメダス風速の比較 2013 年：破線 2014 年：実線

(2) 天気の時間経過

2013 年 3 月 2 日のオホーツク海側は，午前中晴れて風も弱く穏やかな天気であった。しかし，低気圧の発達・移動とともに，暴風域が北から南へ向けて時速 30 km~40 km で南下し天気は急変した。これに対し 2014 年 2 月 16 日はオホーツク海側や道東では低気圧の接近によって北東風となり，朝から降雪となった。夜には低気圧の北上に伴って北西風が強まって広範囲で暴風雪となった。2013 年は土曜日の日中の好天から猛吹雪，2014 年は日曜の朝から降雪，その後の猛吹雪が長時間継続した。

4. 吹雪量と通行規制

吹雪による道路の通行規制を表現する因子として，吹雪量を採用した。図 4 は弟子屈アメダスのデータを用いて計算した吹雪量の経過図である。吹雪量の計算は松澤ら¹⁾によった。2013 年の吹雪量は 3 月 2 日午後からの立ち上がりが急で，翌日 3 日の昼には終息している。2014 年は 2 月 16 日夜から増加し，4 日目の 19 日深夜まで値が継続している。

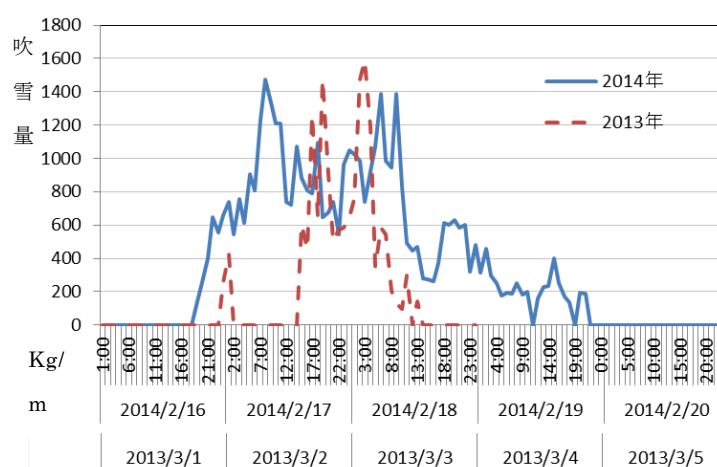


図 4 弟子屈アメダス毎時吹雪量の比較

吹雪による道路の通行規制の状況を見るために，図 5 に道道の通行規制の延長を時系列で示した。弟子屈アメダスの位置する釧路管内だけでなく，全道的にも吹雪量と

通行規制のグラフの形状が似通っていることが見て取れる．あらためて吹雪災害による通行規制を説明する因子として，吹雪量が有効であると考え．同時に吹雪災害のリスクマネジメントのハザードとして期待が持てる．

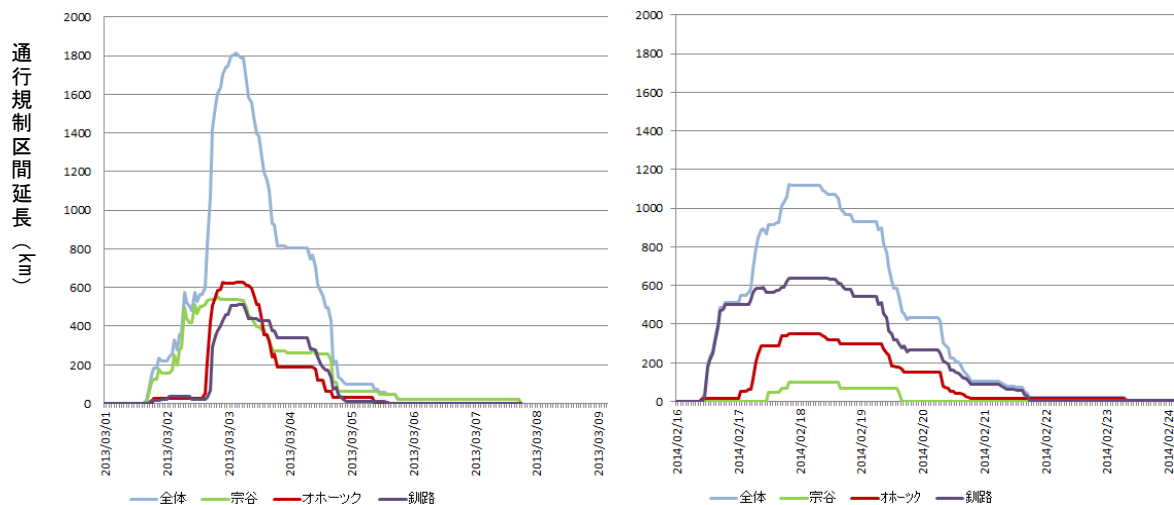


図5 道道の通行規制区間延長の時間経過 左：2013年 右：2014年

5. 防災情報の変化

(1) 提供情報の変化

気象庁は2013年3月の暴風雪災害を受け，“気象情報”の文言を改善した．図6に示すように，2014年2月17日の気象情報も「車の運転が困難になる」というより具体的は表現を使って注意を呼びかけた．報道機関も前年の吹雪災害を受けて，テレビではL字放送を増やすなどのきめ細かな情報提供を行った．

【気象情報】 フクシマ 1 クロ
 暴風雪と大雪に関する釧路・根室地方気象情報 第5号
 平成26年2月17日05時52分 釧路地方気象台発表
 (見出し)
 釧路北部・中部，根室地方では，引き続き18日にかけて，猛ふぶきや吹きだまりによる交通障害，暴風に警戒してください．
 <防災事項>
 釧路北部・中部，根室地方では，引き続き18日にかけて，雪を伴った北西の風が非常に強いでしょう．見通しのきかない猛ふぶきや吹きだまりにより，車の運転が困難になるなど交通障害のおそれがあります．暴風に警戒してください．
 釧路北部・根室北部では，18日朝まで大雪による交通障害に注意してください．また，根室地方では流水の動きが激しくなりますので注意してください．

図6 釧路地方気象台が発表した気象情報の例（一部抜粋、アンダーラインを加筆）

(2) 住民の意識変化

新聞報道²⁾によれば住民の意識も変化している．悪天時には、仕事を休んだり無理して帰宅せずにホテルに泊まる，車には毛布や紙おむつを積む，などの対策を取られている方がいた．

また，積極的な情報の取得も明らかになった．寒地土木研究所が提供する「吹雪視界情報」のアクセス数は，2013年3月1日～3日で10,159件，2014年2月16日～19日では26,736件と2.6倍に増加した．

(3) 災害対応方法の変化

行政側の対応方法も変化している。中標津町では、北海道開発局と北海道、気象台、消防・警察、自衛隊、建設業協会の情報共有を目的として、暴風雪災害対応検討会が開催された。この会の訓練では、救助に係る情報を確実に共有・伝達するために、各機関が共通した地図を用いる等の実践的な内容となっている。

道道の予防的な通行規制の実施も開始された。これは平成 25 年 10 月の道路管理に関する検討委員会での、予防的な通行規制の実施の提言を受けて行われた。付随して道路の規制情報に関しても変化が見られた。国道ではすでに行われていたが、道道もコンビニエンスストアへ FAX 情報を送るようになった。

北海道開発局、気象庁、北海道、寒地土研が共同で「暴風雪への備え」のパンフレット作成したように、関係機関の連携も進んだ。また、北海道の広報誌や運転免許更新時のテキストに暴風雪対策が掲載され、北海道開発局では複数個所で出前講座を開催したように、啓発活動も盛んに行われている。

6. おわりに

2013 年と 2014 年の吹雪災害は急変型と長時間型に分けられるように気象的な特徴は異なるものの、吹雪量や吹きだまり量から、共に大きな災害となるポテンシャルを持っていたと言える。しかし、2013 年の災害を受けて多くの改善が行われた結果、2014 年の被害軽減につながったといえる。具体的には情報の高度化・活発化、予防的

な道道の通行規制の実施、住民意識の変化である。一方、2014 年 2 月の吹雪は継続時間が長く、最長 4 日を超える通行規制が実施され、社会生活に大きな影響を及ぼすという課題も出た。

道路での吹雪災害を軽減させるには、被害対象である道路、車両交通、ドライバーそれぞれの吹雪に対する防災力をいかに高めるかである³⁾。吹雪対策のハードウェアはあまり変わっていない中、ソフトウェアとヒューマンウェアが充実したことで、2014 年の吹雪に対する防災力を高めることができたと考える（図 6）。

吹雪災害対策（リスクマネジメント）には、吹雪量（ハザード）の観測や予測精度の向上という古くからの課題がある。加えてソフト・ヒューマンウェア（リスクコミュニケーション）向上のために、雪氷学会の果たす役割は大きいと考える。

【参考・引用文献】

- 1) 松澤勝ら、2010：風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察，*寒地技術論文・報告集*，Vol.26，45-48.
- 2) 北海道新聞朝刊 2014 年 2 月 18 日付.
- 3) 金田安弘ら、2013：道路における吹雪災害マネジメントの構造，*雪氷研究大会講演要旨集*，128.

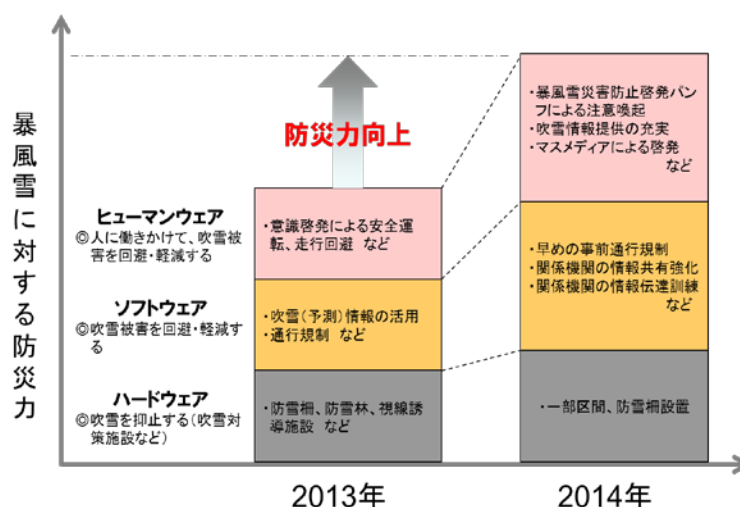


図 6 暴風雪災害対応の変化

主風向に対する防雪柵の設置角度と吹きだまり量との関係について About the relationship between the installation direction of snow fence and amounts of snow drift

原田裕介, 大宮哲, 松澤勝 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)
Yusuke Harada, Satoshi Omiya, Masaru Matsuzawa

1. はじめに

一冬期間の吹きだまり量の最大値（特に 30 年確率最大吹きだまり量）は、対象路線における吹雪対策の必要性、対策施設の設計値決定等、吹雪対策を実施する上で必須である¹⁾。しかし、広範囲で吹きだまり量を直接計測して確率値を求めるのは困難である。このため、風速、気温、積雪深データから経験式によって一冬期の吹雪量を推定し、また防雪柵の捕捉率が 100%であると仮定して吹きだまり量を求める方法が用いられている。しかし、吹雪時の主風向と防雪柵との交角の違いによる吹きだまり量の差異や、推定吹雪量と吹きだまり量との関係については定量的な把握がなされていない。本報では、上記事項を把握することを目的に現地調査を行ったので、その結果を報告する。

ここで、“吹雪量”は単位時間に風向と直交する 1m 幅を通過する飛雪の質量 (g/m/s) のことを、“吹きだまり量”は、防雪柵に直交する 1m 幅の、柵前面および後面に堆積した全積雪量から自然積雪量を差し引いた体積 (m³/m) のことを示す。なお、単位幅あたりの防雪柵によって堆積させることのできる最大吹きだまり量は竹内らの経験式²⁾で与えられ、“防雪容量”と呼ばれる。

2. 観測概要

2. 1 観測サイト

吹きだまり量観測は、石狩市親船町にあるヤウスバ運動公園の河川敷 (N43°13', E141°20', 標高 2m) にて行った。本観測点は主風向（北西）に向かって約 300m にわたり一様な平坦地が続き、主だった障害物はない。なお、主風向は八幡道路テレメーター (N43°13', E141°20') の過去 5 年間の風向データから推定した。図 1 に示す柵高 5m、柵長さ 50m、空隙率 30%、下部間隙 50cm の吹きだめ柵を、それぞれ主風向に直交（北東－南西）、角度 45 度で斜交（西－東）するように 2ヶ所に設置した。以後、これらをそれぞれ直交柵、斜交柵と呼ぶこととする。また、直交柵から風上側 80m 地点に地上高 3m で風向風速計を設置した。上空から見た観測サイトの様子を図 2 に示す。

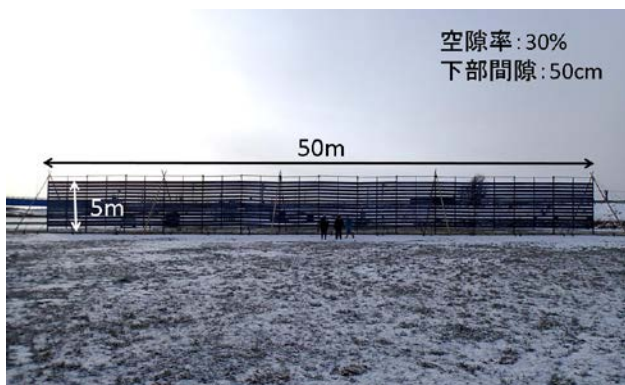


図 1 設置した吹きだめ柵



図 2 上空から見た観測サイトの様子

2. 2 観測内容

本観測は、平成 24 年 12 月 11 日～平成 25 年 3 月 5 日の期間中、計 7 回実施した（表 1）。観測内容は、柵前後の積雪深分布と積雪密度である。吹きだめ柵 2ヶ所の積雪深は、柵端部の影響が無く、かつ柵と直交方向で最も大きな吹きだまりが形成されている箇所を計測測線とし、柵の前後から自然積雪深の地点まで 5m 間隔で、積雪深変化の大きいところは 5m 以下で計測した。積雪密度は、それぞれの防雪柵前後の計測測線上で吹きだまりが最も大きくなっている地点（計 4 地点）において、神室式全層スノーサンプラーによって計測した。また、現地で測定した風向風速のほか、気象庁アメダス石狩（N43°11', E141°22', 標高 5m）で観測している風速、降水量、気温、積雪深データを収集した。

3. 観測結果

3. 1 積雪深と積雪密度

防雪柵前後における観測日別の積雪深分布を、直交柵および斜交柵についてそれぞれ図 3, 4 に示す。本観測で最大の自然積雪深を記録したのは 2 月 27 日（第 6 回目観測）であり、この日の防雪柵周辺の様子をそれぞれの図中左上に付記してある。

この観測から、直交柵と斜交柵には、柵前後の積雪量に違いがあり、直交柵周辺により多くの雪が堆積する事が示された。この違いは、防雪柵の吹雪粒子捕捉率が風向によって異なるためと考えられる。なお、H24-25 冬期に石狩アメダスによって観測された最大積雪深は 2 月 17 日に記録された 162cm であった。次に、観測した積雪密度を図 5 に示す。この結果から、堆積後の圧密によって時間経過とともに積雪密度が増加した事を確認した。

3. 2 吹きだまり量の比較

実測した積雪深から自然積雪深を差し引き、吹きだまり量（ m^3/m ）を求めた（図 6）。この結果から、直交柵では 2 月 12 日（図中実線枠）に、斜交柵では 3 月 5 日（図中波線

表 1 ふきだまり観測日

観測回	年月日
第1回	平成24年12月11日
第2回	平成24年12月28日
第3回	平成25年 1月15日
第4回	平成25年 1月29日
第5回	平成25年 2月12日
第6回	平成25年 2月27日
第7回	平成25年 3月 5日

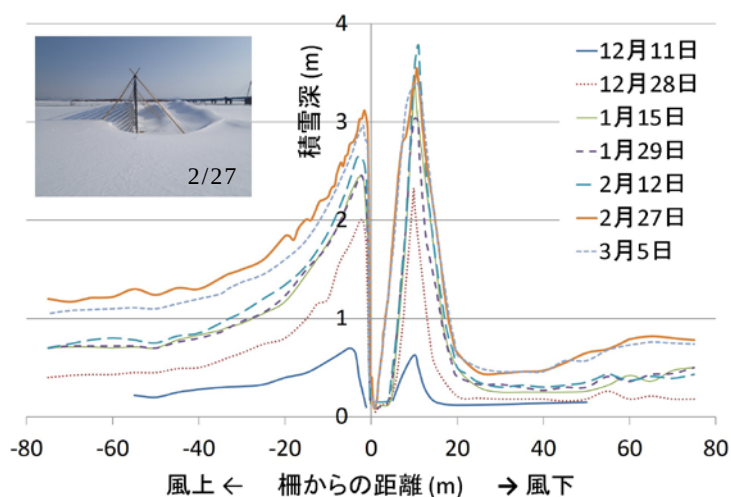


図 3 直交柵前後の積雪深

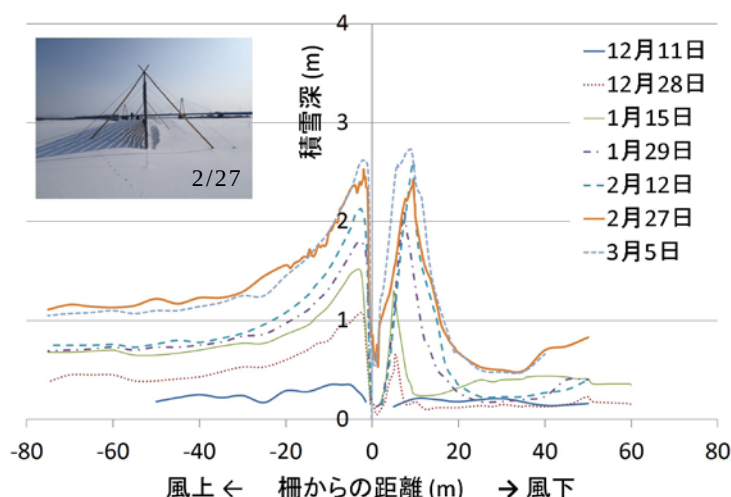


図 4 斜交柵前後の積雪深

柵) に最大吹きだまり量が形成された事が分かった. 直交柵の最大吹きだまり量は $55.2 \text{ m}^3/\text{m}$, 一方斜交柵の最大吹きだまり量 $41.5 \text{ m}^3/\text{m}$ であり, 直交柵の約 75% であった. 斜交柵の吹きだまり量が日数の経過とともに増加した一方で, 直交柵の吹きだまり量は防雪容量²⁾に達していないにもかかわらず, 第3回目の観測 (1月15日) 以降はほとんど増加が見られなかった.

4 考察

4. 1 推定累積吹雪量と吹きだまり質量の関係

吹雪量の推定方法は, はじめに吹雪の発生有無を判別し, 吹雪発生と判別された場合に, 松澤ら³⁾による式(1)によって計算した. 本論文では, 竹内ら⁴⁾による気温と風速による吹雪の発生条件および武知ら⁵⁾による降雪終了からの経過時間による吹雪発生条件を考慮し, 以下の条件1または条件2を満たし, かつ条件3を満たす場合に吹雪が発生するものとした.

条件1 : $T \leq -5^\circ\text{C}$ かつ $W \geq 5 \text{ m/s}$ かつ $S_d \geq 1 \text{ cm}$

条件2 : $-5^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$ かつ $W \geq 6 \text{ m/s}$ かつ $S_d \geq 1 \text{ cm}$

条件3 : $t \leq 10 \text{ (h)}$

$$Q = 0.005 V_{1.2}^4 \cdots (1)$$

ここで, T は気温 ($^\circ\text{C}$), W は高度 7m での風速 (m/s), S_d は積雪深 (cm), t は降雪終了後の経過時間 (h), Q は吹雪量 (g/m/s), $V_{1.2}$ は高度 1.2m での風速 (m/s) を示す. なお, 各高度における風速は対数則近似によって求めた. 次に, 上記の方法で推定した累積吹雪量 (kg/m) と吹きだまり量 (m^3/m) とを比較するため, 観測した積雪密度 (図5) と吹きだまり量 (図6) から吹きだまり質量 (kg/m) を算出した. 上記の吹雪発生条件を初めて満たした12月1日を吹雪発生初日とし, 各観測日までの推定累積吹雪量をそれぞれ算出した. 両者の比較結果を図7に示す. 推定累積吹雪量と吹きだまり質量が等しい場合には, 図中の直線に一致する事を意味する. この結果から, 大半のケースにおいて吹きだまり質量よりも推定累積吹雪量の方が多く, 日数経過とともに両者の増加量の差は大きくなることが示された. これは, 日数の経過とともに柵周辺の吹きだまり形状が変化し, 雪粒子の捕捉率が変化したことが一因であると推測される.

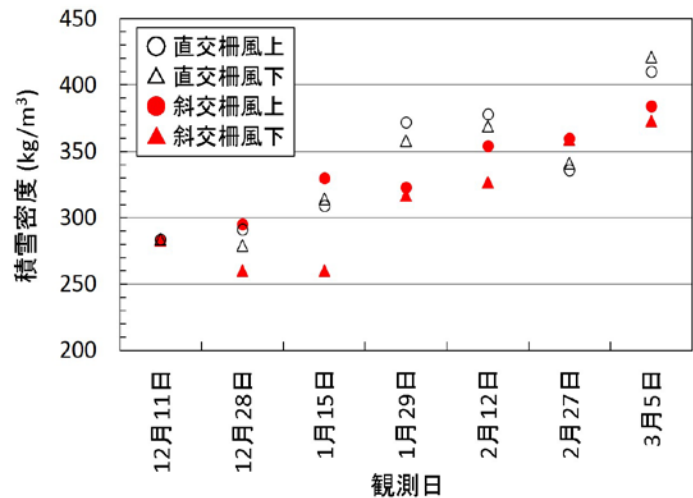


図5 観測日と積雪密度の関係

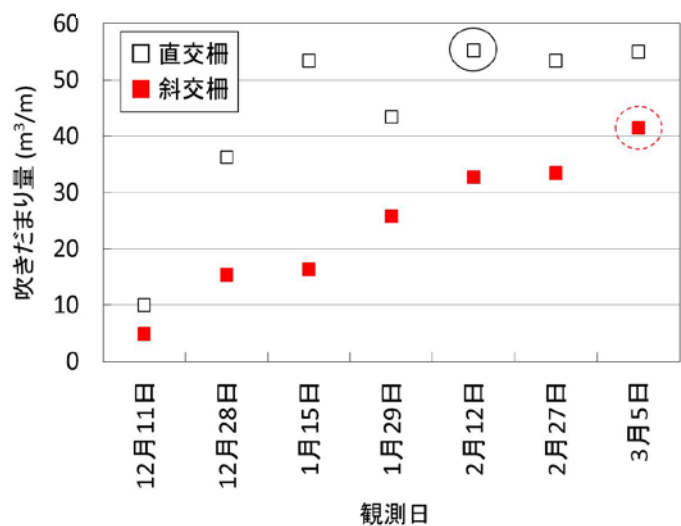


図6 観測日と吹きだまり量 (m^3/m) の関係

4. 2 風向別の推定累積吹雪量について

3.2節において、直交柵と斜交柵とでは吹きだまり量に差異があることを示した。そこで本節では風向別の吹雪量に着眼し、観測データを整理した。当該期間（12月1日～3月5日）における全風向頻度および吹雪発生時の風向別累積吹雪量を図8に示す。この結果で留意すべきは西風の頻度が高いことであろう。西風時の吹雪量（約15000 kg/m）は全累積吹雪量の約26%にあたる事が分かった。すなわち、本観測の吹きだめ柵設置方向はそれぞれ北東－南西（直交柵）、西－東（斜交柵）であるゆえ、全吹雪イベントのうち約26%は吹雪に対してそれぞれが直交、斜交を成していなかったことを意味する。西風頻度が高かった事が、第3回目の観測（1月15日）以降、直交柵の吹きだまり量がほとんど増加しなかった一因である可能性が考慮される。今後、各観測回間における風向別吹雪量に着眼した解析を進めるとともに、吹雪量推定方法の改良にも取り組む予定である。

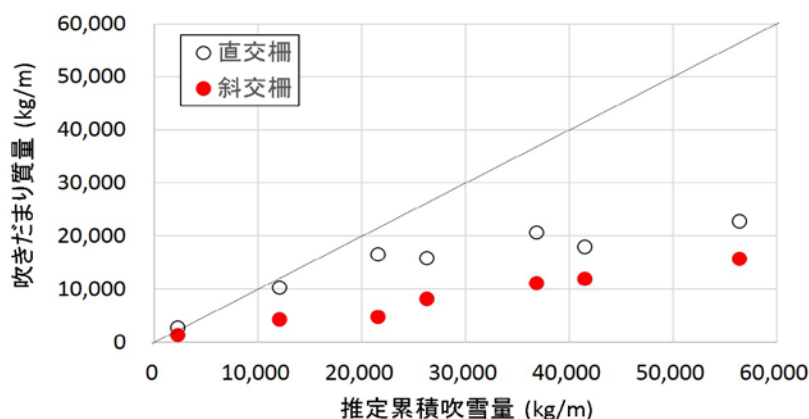


図7 推定累積吹雪量と吹きだまり質量の関係
(累積期間：2012年12月1日～2013年3月5日)

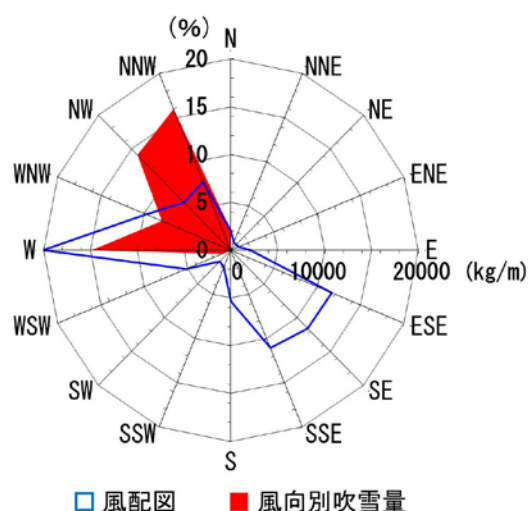


図8 風配図と風向別の推定累積吹雪量

5. まとめ

吹雪時の主風向と防雪柵との交角の違いによる吹きだまり量の差異、累積吹雪量の推定値と吹きだまり量との関係を明らかにする事を目的とし、主風向に対して直交および斜交するように吹きだめ柵を設置し、吹きだまり量観測を行った。その結果、斜交柵に形成された最大吹きだまり量は直交柵の最大吹きだまり量の約75%であった。また、大半のケースにおいて吹きだまり量は推定累積吹雪量よりも少ないことが示され、日数の経過とともにその差は大きくなる事が示された。

参考文献

- 1) 福澤ら, 2000: 北海道全域の吹きだまり量分布の推定. 雪氷, 62, 32-39.
- 2) 竹内ら, 1984: 防雪柵の研究－柵前後の吹溜り雪丘形状－. 雪と道路, 1, 96-100.
- 3) 松澤ら, 2010: 風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察. 寒地技術論文・報告集, Vol.26, 45-48.
- 4) 竹内ら, 1986: 降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 昭和61年度日本雪氷学会予稿集, 252.
- 5) 武知ら, 2010: 地吹雪発生時の気象条件に関する一考察, 雪氷研究大会要旨集, 216.

冬の視界不良事故について -交通事故統計からみる発生構造-

竹内政夫（特定非営利活動法人雪氷ネットワーク）

1. はじめに

吹雪が誘因となって被害対象である人、車、道路交通に働き様々な被害を発生させるのが吹雪災害である。吹雪災害の発生構造を把握することは試行錯誤に陥りがちな対策を組織的なものにできる点で重要である。しかし吹雪災害のなかでも、交通事故の発生構造については、吹雪の特徴から議論された（竹内、2002）ことはあったが、実証するための事故の実態を示すデータが不十分であったため仮説の状態であった。平成25年暮れに北海道警察が作成した視界不良事故の統計がホームページ（HP）に掲載された。この視界不良事故の統計を改めて吹雪時の視程の特徴によって見直したところ、仮説を補強するもの、気のつかなかったことや興味ある新たな知見が得られたので紹介する。

2. 「吹雪など視界不良時における交通事故の実態」（道警HP）

HPの内容は以下の6項目にまとめられたように、10年間(平成15年度～平成24年度)の統計資料で作成された図表、写真やイラストから成っている。

- 1) 冬型事故の発生状況、 2) 視界不良事故の発生状況
- 3) 視界不良時における視認性実験
- 4) 吹雪発生のメカニズム
- 5) 冬道運転の心構え、 6) まとめ

本文では、2)の統計図表の幾つかを使って、吹雪の視程障害（視界不良）の特徴、発生構造から観ての解釈・コメントを述べる。尚、視程は見通し距離、視界は見える範囲の意味であるが、自然現象の場合は視程（視程障害）を交通事故関係には視界（視界不良）を使う。

3. 吹雪による視程障害（視界不良）の特徴

視界不良事故をもたらすのは、1)降雪、2)車の巻き上げ雪、3)吹雪で前方の見通し（視程）が低下するため最悪の場合は雪一色のホワイトアウトになる。視界不良事故の大半は吹雪によるものであり、以下で述べる特徴がある。

吹雪時の視界不良（誘因）の特徴（竹内、1980）

- ・ 雪粒子は光の波長に比べて大きく目に見える：近くの雪は視認でき遠く離れると見えな

い. 近くの雪ほど視程を悪くする. 残像の影響で視程は雪の移動量との相関が良い.

- ・ 視程は変動する: 雪の移動量は風速と降雪や吹雪強度により、風速や降雪強度は強弱の変動があるため、視程は時間的に変動する. 雪移動量は、地形・道路構造などの沿道環境に影響されるため、視程は空間的にも大きく変動する (Takeuchi et. al.,1993).
- ・ 視程は雪面からの高さに依存する: 吹雪粒子の鉛直分布は地表面近くが大きく高くなるにつれて急激 (指数関数的) に減少する. 運転席の高い車の視程は良いのはそのため. これらの吹雪時の視界不良の特徴は事故統計にも良く表れている.

4. 視界不良事故はどのように発生するか?—事故類型別発生状況—

事故類型別発生状況 (図1) をみるとほぼ全体の6割 (965 件) が交差点や直線部での車両相互の追突であり、そのうちの82%(792 件)は停止車両への追突である。交差点、直線カーブ別の発生状況(図省略*)によると、交差点は市街地での件数が最も多く非市街部でも直

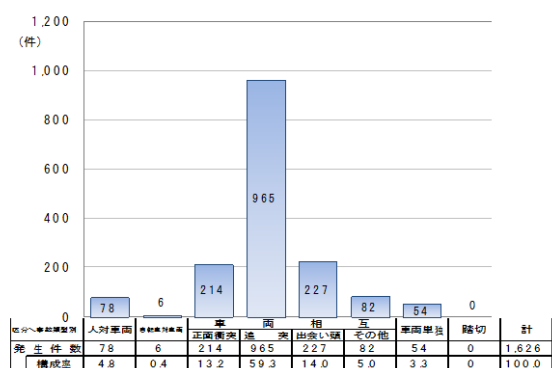


図1. 事故類型別発生状況 (発生件数)

線部の1/7を占める。車両がよく停止する交差点は、四隅に積み上げられた雪堤が風を乱し巻き上がる雪で視界不良になりやすい。直線部でも雪堤から吹き込む飛雪が小型車では運転席の高さを越えるようになり、見えるのは雪堤の白い壁と飛雪だけのホワイトアウト状態になり車は進めなく停止する。視界不良時には視線誘導 (矢羽根)、電柱などを注視し走行 (萩原、

1990) する。そのため雪堤より目線の高い大型車は道路線形の見通しは効くが、雪堤に隠れた停止車の発見は難しくなる。またカーブも前方を見通し難くスノーポールなどの視線誘導や対向車の発見遅れによる事故の危険度が高い。*紙幅の都合で図表を省略したことを示す。

5. 視界不良事故の時間別発生状況

一般に交通事故発生件数は生活・活動パターンを反映し、交通量の多い朝夕の通勤・通学時間帯に多い二つの明瞭なピークがある (交通事故総合分析センター、2006)。しかし冬の視界不良事故は図2のように、日中の明るい時間帯に多発し、朝夕の薄暮を含む交通量の多い通勤・通学時間帯である6~8時、16~18時に少ないという特徴がある。日中の視界不良時には車のライトの光は、太陽光と雪からの乱反射による背景の強い明るさのため効果が減少する。これに対して薄暮や夜間はライトの自体と背景の雪からの反射が車や歩行者を見えやすくしている。月別で見ると太陽高度が高くなり日照時間の長くなる2月、3月の発生件数が1月の2倍程度高い (図省略) ことも同じ効果によると思われる。また視対象と周囲と

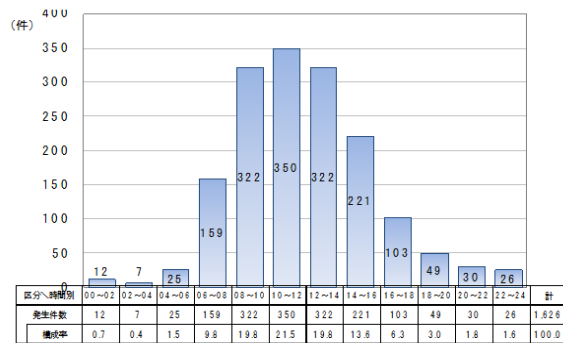


図2. 時間別発生件数(平成15～24年度)

6. 危険認知速度別発生状況

危険認知速度はドライバーが危険を認知してブレーキ等の危険回避措置をとる直前の速度のことである。視界不良事故における普通車の危険認知速度は20～30km/h以下に大型車では30～40km/hにピークがあり、30～60km/hの速度領域でも大型車の頻度が高い。冬型事故を

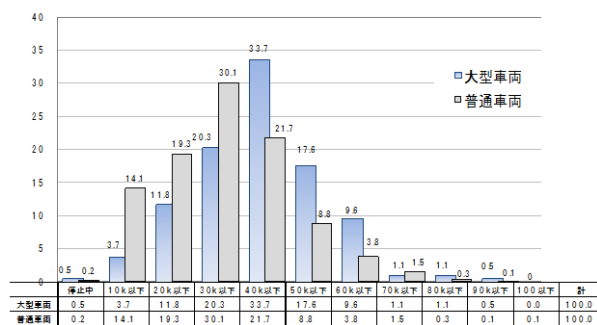


図3. 危険認知速度別発生頻度

の明暗の比が、明るい場合は視力低下が顕著になるという報告もあり(照明学会、1966)、日中の明い雪の背景が視力低下をもたらす事故につながる可能性もある。このような視界不良事故の特徴はこれまで知られていなかったことで、ドライバーから見た視界不良事故防止の研究に貴重な資料となるだろう。

除くと発生頻度のピークは普通車、大型車とも10km/h以下(道警調べ)であることから、視界不良事故は際立って高い速度で発生している。特に視界が効く大型車が高速走行中に急な視界不良に遭い事故を発生させていることを裏付けている。ブレーキをかけて車が止まるまでの制動停止距離は車速に比例するが、車種によっても大型車は普通車よりも大きい。

視界不良時に急には止まらない大型車の危険認知速度が高いことは、結果的にはスピードの出し過ぎであり、普通車の9.5倍におよぶ事故率の高さ(図省略)、死亡事故や多重衝突事故など事故の大型化となって表れている。

7. まとめ-視界不良事故の発生構造-

視界不良事故は見通しが悪く(誘因)、危険を察知したドライバーがブレーキ等の危険回避措置が間に合わず発生するが、幾つかの要因(誘因、素因、拡大要因)が互いに影響し合っている。視界不良事故の軽減・防止のために、その要因と発生の仕組みを明らかにする。

誘因: 時間的・空間的に急変化する視界不良で吹雪、降雪、車の巻き上げ雪による。しかし、誘因である視界不良の強度や規模が大きいことが、必ずしも事故につながるとは限らない。ホワイトアウトのような状態で車両が走行不能になれば、立ち往生・通行止めという別の形の吹雪災害になるが、交通事故という形になるとは限らない。多重衝突事故は大型車、小型車が混在する幹線道路で、視程が100m前後で発生していることが多い(福沢他、1988)。

被害対象の素因：ドライバー、車、歩行者。ドライバーは加害者の面もあるが視界不良の被害対象とする。ドライバーの素因は運転技能や経験などが事故防止に有効に働くと考えていたが、大型車の技能も経験値も高いプロの運転手が業務中に高い事故率で起こしている（図省略）ことや危険認知速度が高いことから、事故の原因はスピードの出し過ぎが問題であることを示している。視界不良時には危険を回避できる運転技術よりも危険を予測した安全運転の方が重要であろう。車については車種で異なる運転席の高さと制動停止距離が大きく影響することは述べた。車種による視界や制動停止距離の異なる車が混在することも事故の多発や多重衝突・死亡など事故の大型化をもたらすと考えられる。

拡大要因：路側雪堤、交差点・カーブ、雪道の明るい視環境については述べた。風上が広い田畑や草地などの沿道環境は飛雪が多いことで視界不良にし、切土と盛土の境、防雪柵の端末は視界やその変動を大きくし、車や標識類の着雪は対象を見え難くし、制動停止距離を大きくする滑りやすい雪氷路面は視界不良事故を大きくする拡大要因である。

8. あとがき

視界不良事故の発生構造についてはこれまでの仮説と大きな違いは無いが、新たに日中が多く薄暮・夜間の発生は少ないということや危険認知速度が高いということが分かった。いずれも素因であるドライバーに関したことである。視界不良事故を防止・軽減するためには、道路側からの吹雪対策とならんで、ドライバーの視環境の改善や安全予測運転、車の視界や滑り対策がますます重要になるであろう。ここで扱ったのは単独事故であるが、視界不良事故は多重衝突事故により特徴的に顕れているので、機会が与えられれば取り組んでみたい。

9. 引用文献

竹内政夫、2002：吹雪災害の要因と構造、雪氷 64-1、97-105.

北海道警察本部交通部交通企画課、2014：「吹雪など視界不良時における交通事故の実態」

竹内政夫、1980：吹雪時の視程に関する研究、土木試験所報告、74, 31pp.

Takeuchi,et.al.,1933:Variation in motorist visual range measured by vehicle-mounted sensor. Transportation Research Record, No.1387, 173-177.

萩原享、1990：「吹雪時における運転者の視覚挙動について」土木計画学研究・論文集 No.8

交通事故総合分析センター、2006：夕暮れどきに発生する交通事故、ITARDA、No.62

照明学会、1966：あたらしい明視論、54pp.

福沢義文他、1998：吹雪時における多重衝突事故の発生要因とその対策について（第2報）、14回 寒地技術シンポジウム、49-56.

大気電場計による吹雪と地吹雪の判別の可能性

Possibility of distinction of the blowing snow events using an electric field monitor

大宮 哲, 原田 裕介, 松澤 勝 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

Satoshi OMIYA, Yusuke HARADA, Masaru MATSUZAWA

1. はじめに

吹雪対策を検討するうえで吹雪量は重要な指標であるが、直接計測することが困難なため、風速から推定した値を用いることが多い。吹雪量を精度良く推定するためには、“降雪を伴う吹雪”と降雪を伴わない“地吹雪”を区別して解析する必要がある。その解析には、降雪を伴う吹雪および地吹雪が発生する時の気象や雪面状態等のデータの収集が必須である^{1,2)}など。しかし、強風時には降水量計の捕捉率が低下し、また新積雪が吹き払われるため、気象データから降雪の有無を精度良く判断することは容易でない。また、現地観測やビデオカメラ等による目視判断は人的・時間的労力を必要とし、連続観測は困難である。そこで、連続的かつ簡便な方法で吹雪から地吹雪を判別する方法が必要とされている。

一般的に、晴天無風時における大気電場は安定しており、平均すると+100V/mを示すことが知られている。しかし、降雪時や地吹雪時には、これら飛雪粒子が帯電していることに起因し、大気電場が変動することが分かっている^{3), 4)}など。そこで本研究では、野外において冬期の大気電場の連続観測を行い、その変動特性の違いから吹雪の発生検知および地吹雪判別の可能性を検討した。

2. 観測概要

大気電場観測は、2014年1月14日～2月28日に、寒地土木研究所石狩吹雪実験場(N43°12', E141°23')で実施した。本実験場では、気温、風向風速、積雪深、視程などの気象観測を常時実施している⁵⁾。“降雪のみ”および“降雪を伴う吹雪”、“地吹雪”の判別は、Webカメラによる目視観測および現地観測から判断した。

使用した大気電場計(Boltek社製EFM100)を図1に示す。この測器によって、大気中に形成された電場強度とその向きを測定する事ができる。本測器は昼夜を問わず連続観測する事が可能であり、また時間分解能が高いため、突発的な電場変化を捉えることが可能である。設置の様子を図2に示す。センサー高度は、地面上2.7mの位置に設置した。

本測器のセンサーは、図1右に示すように固定部分Aと回転部分Bからなる2重構造であり、両者は絶縁されている。周囲に帯電体が存在する時、静電誘導によって帯電体

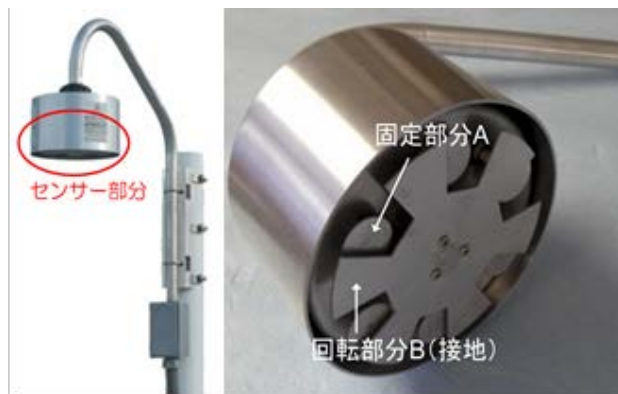


図1 使用した大気電場計
(左:大気電場計 右:センサー部分)

とは逆符号の電荷がセンサー表面に集まるが、B の回転によって A の電氣的シールドのオン・オフが繰り返される。その結果生じた誘導電流をもとに測定結果が出力される。

3. 観測結果と考察

3.1 無降雪時

降雪が無く、地吹雪も発生していなかった日の観測結果（2月26日のケース）を図3に示す。大気電場の瞬時値（測定周波数 2Hz）を実線で、10 分間平均風速および 10 分間平均気温をそれぞれ破線、点線で示してある。なお、Web カメラのキャプチャ画像も付記してある。

この日は1日を通して快晴であり、平均風速は常に 5m/s 未満（吹雪の発生臨界風速は 5m/s¹⁾）、Web カメラ映像からも降雪ならびに地吹雪の発生は確認されなかった。大気電場に変動は見られず、常に安定していた（平均で +164 V/m）。なお、この日以外にも、降雪が無かつ風が弱い日には、大気電場に顕著な変動は見られなかった。

3.2 降雪時

降雪（吹雪発生なし）があった日の観測結果（2月5日のケース）を図4に示す。なお、参考として石狩吹雪実験場で測定された1時間降雪量（cm）を図の上部に示してある。これは積雪深差から求めた値であり、表記の無い時間帯は、積雪深の増加が無かったことを示す。

Web カメラ映像によっ



図2 設置の様子

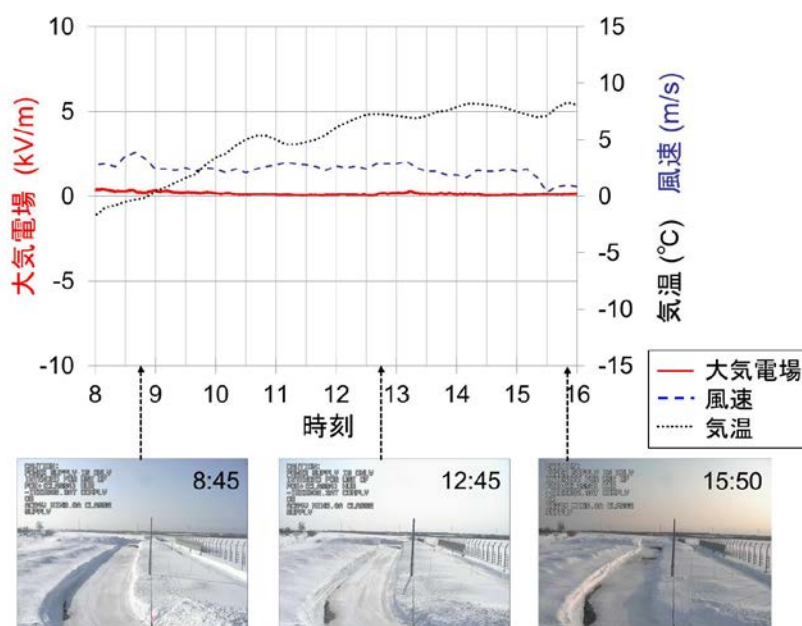


図3 無降雪時の観測結果（2月26日）

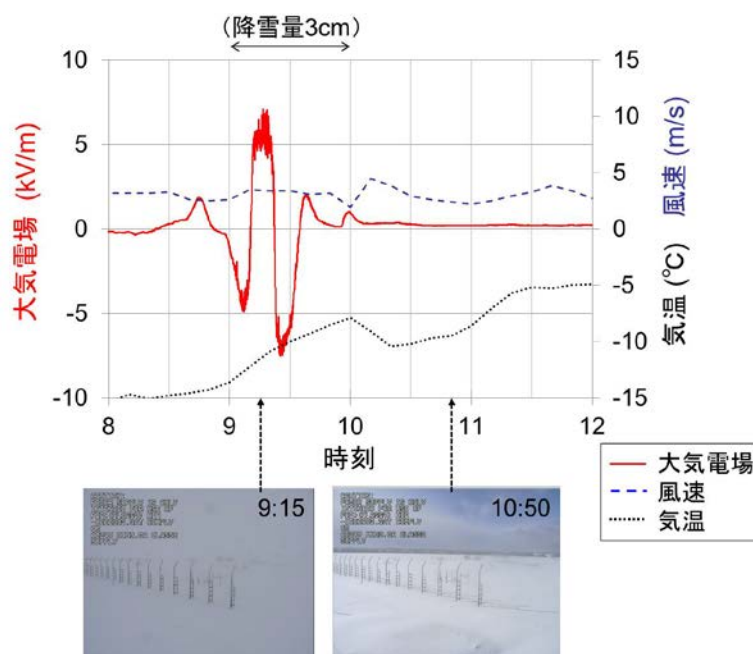


図4 降雪時の観測結果（2月5日）

て 9 時 15 分に降雪（吹雪発生なし）を確認した．このときの大気電場は正負に大きく変動した（ $-7.5 \sim +7.3$ kV/m）が，この観測結果は既往研究³⁾と定性的に一致している．これは帯電した降雪粒子の存在によって大気電場が乱されたためと推察される．その後，10 時 50 分には降雪は止んでおり，地吹雪も発生していなかった．この時の大気電場は図 3 に示した観測結果と同様，ほぼ一定で安定していた．

3.3 降雪を伴う吹雪および地吹雪時

降雪を伴う吹雪および地吹雪が発生した日の観測結果（1 月 31 日のケース）を図 5 に示す．11 時 30 分および 14 時 10 分に降雪を伴う吹雪が発生しており，大気電場が正負に大きく変動（それぞれ $-9.1 \sim +7.5$ kV/m および $-7 \sim +5.8$ kV/m）した．この変動は図 4 で示した降雪時（吹雪なし）の変動に比べ，振動数が多かった．また，12 時 40 分には降雪が止んでおり，地吹雪も発生していなかった．この時には図 3 の全観測結果と図 4 の 10 時 50 分の観測結果と同様，大気電場に変動は見られなかった．なお，16 時 30 分に地吹雪の発生を確認した．このときの大気電場は連続的に細かい振動を示し，“降雪のみ”時および“降雪を伴う吹雪”時とは異なった変動傾向を示した．なお，目視観測によって“降雪あり”と判断した時間帯にはそれぞれ積雪深の増加が認められ，降雪が記録されていた．

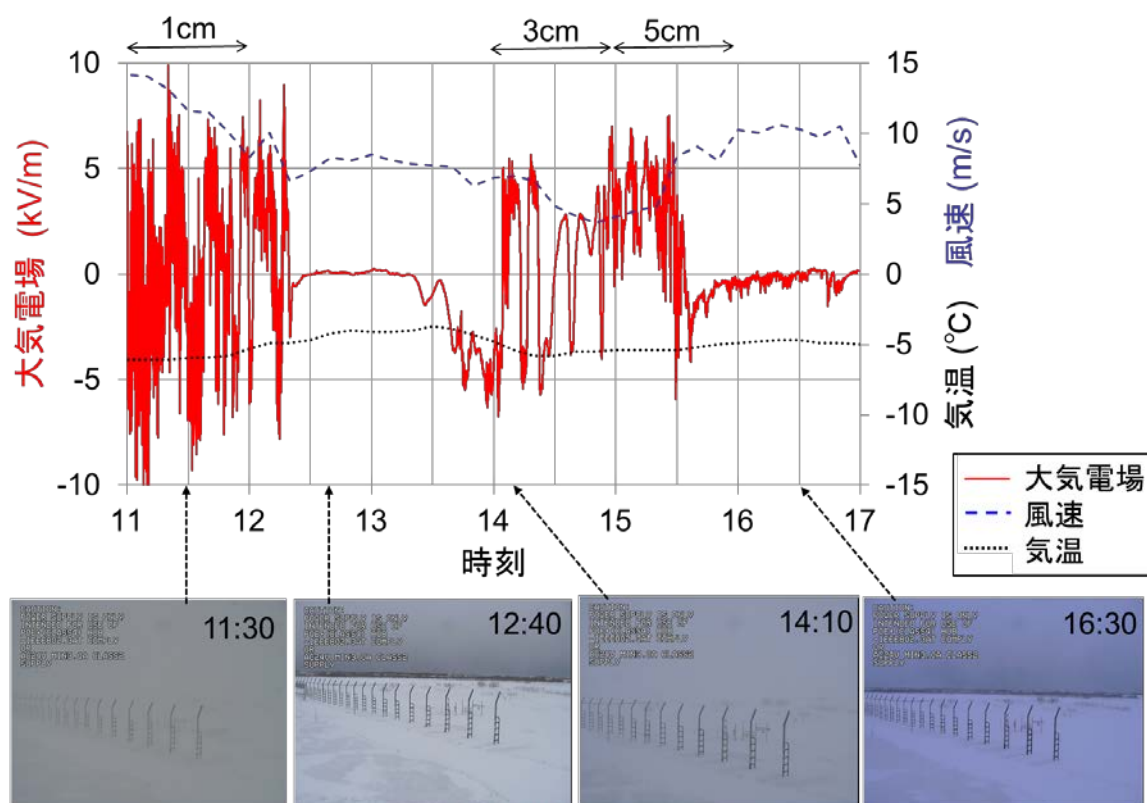


図 5 降雪を伴う吹雪時および地吹雪時の観測結果（1 月 31 日）

3.4 地吹雪時

地吹雪が発生した日の観測結果（2 月 6 日のケース）を図 6 に示す．この日観測を行った 10 時 55 分，12 時 40 分，14 時 00 分にはいずれも降雪が無く，地吹雪が発生していた．この地吹雪時の大気電場は，図 5 で示した 16 時 30 分の事例に類似しており，連続的に細かい振動を示した．その後 16 時 00 分には地吹雪は止んでいたが，その時間の大気電場には地吹雪時のような細かい変動は確認されず，安定していた．

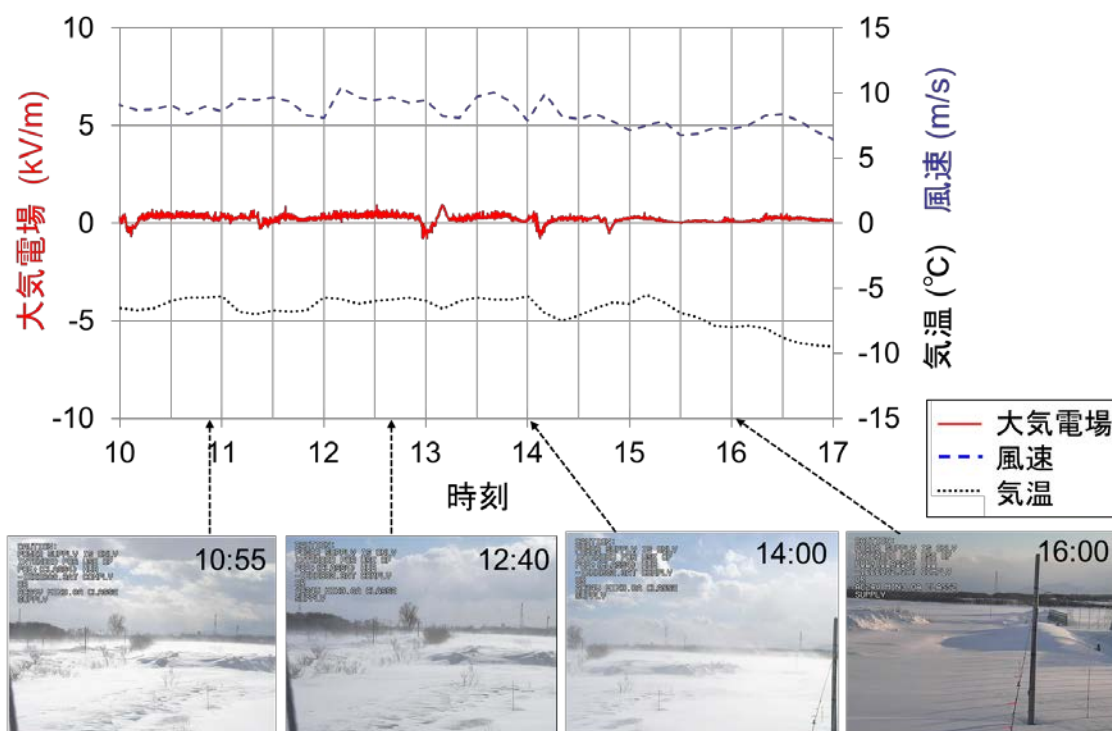


図6 地吹雪時の観測結果 (2月6日)

これらの結果から，“降雪のみ”時，“降雪を伴う吹雪”時，“地吹雪”時の大気電場変動はそれぞれ変動特性に特長があり，その違いからそれぞれを判別できる可能性を見いだすことができた．

4. まとめ

吹雪と地吹雪の判別に大気電場計が有用かどうかを探るため，大気電場の連続観測を行った．その結果，“降雪のみ”時，“降雪を伴う吹雪”時，“地吹雪”時の大気電場の変動特性には違いがある事が示唆され，吹雪と地吹雪を判別できる可能性を見いだす事ができた．この大気電場計は観測範囲が狭いゆえ，広域にわたる吹雪のモニタリングには適さない．ただし，地吹雪の発生有無を判定し，その発生条件を把握するためには有用なツールであると考えられる．今後も継続的に観測を行うことでさらなるデータ収集に努めたい．

参考文献

- 1) 竹内ら, 1986 : 降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 昭和 61 年度日本雪氷学会予稿集, 252.
- 2) 武知ら, 2010 : 地吹雪発生時の気象条件に関する一考察, 雪氷研究大会講演要旨集, 216.
- 3) 織笠, 1962 : 降雨及び降雪に伴う空中電場の擾乱, 北海道大学地球物理学研究報告, 9, 123-160.
- 4) Kikuchi, 1970 : Observations of the atmospheric electric field at Syowa Station, Antarctica. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 48, 5, 452-460.
- 5) 川中ら, 2012 : 吹雪観測システムネットワークの構築, 寒地土木研究所月報, 709, 31-37.

道路防雪林における間引きが防雪機能へ与える影響について —風洞実験による調査—

Relationship between thinning and snow control function about a snowbreak woods

—Investigation by wind tunnel experiment—

山崎貴志, 住田則行, 中村隆一 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

Takashi Yamazaki, Noriyuki Sumita, Ryuichi Nakamura

1. はじめに

道路の吹雪対策施設の一つである道路防雪林には、間引きなどの育成管理が必要であるが、間引きを行った場合一時的に防雪機能は低下する。道路交通環境を維持する上で、防雪機能の低下をできるだけ抑えて間引きを行うことは重要であり、そのためには間引きと防雪機能の関係を把握することが必要であるが、現時点でその関係は明らかになっていない。

そこで、間引きの有無および間引きパターンの違い（千鳥間引きと列間引き）が防雪機能へ与える影響について、模型防雪林を用いた風洞実験において流速を計測することにより調査した。

2. 実験条件

(1) 実験装置

実験には寒地土木研究所の風洞実験装置（図1）を使用した。測定洞内の鉛直方向風速分布は、上空ほど風速が増す自然の風を模擬するため、べき法則（べき指数は田園地帯を想定した $0.15^{1)}$ ）に近似するように、測定洞上流に設置した風速調整装置で調整している。

本実験では、老川ら²⁾が建物近傍を対象とした吹雪風洞実験における相似則で重要としている移動臨界摩擦速度比、安息角、ストークスパラメータについて考慮し、模型雪として活性白土を使用した。模型雪を測定洞上流のノズルから圧縮空気と共に風洞内に供給することにより、人工的な吹雪を発生させている。模型雪の供給量は 230g/min とした。実験風速は、老川ら²⁾による実験で吹きだまりの再現性が高いとされる 4.5m/s 前後（地面からの高さ $H=50\text{mm}$ での風速）を参考に、 $H=400\text{mm}$ での風速を 7m/s とした（このとき前述のべき法則において $H=50\text{mm}$ では 5.1m/s ）。

(2) 防雪林模型

模型縮尺は $1/100$ とした。樹木模型の大きさは、間引きを行うタイミングの目安とされる隣接する樹木の枝がふれ合う程度³⁾を想定し、樹冠直径を後述する苗間 20mm よりも若干大きく設定した（図2）。模型はABS樹脂を用いて3Dプリンターで製作した。

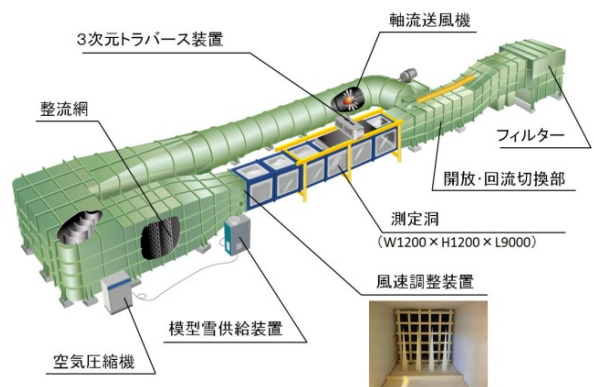


図1 風洞実験装置

植栽配置は、樹木列数 5 列および 3 列とし、それぞれ間引きを行わないもの、列間引きおよび千鳥間引きを行ったものの計 6 パターンとした。列間および苗間については道路吹雪対策マニュアル³⁾における標準林の植栽配置に準じて列間 30mm、苗間 20mm とした (図 3)。風向が防雪林帯に対して直角の場合のほか、16 方位で 1 および 2 方位ずれた場合の防雪機能を調査するため、これらの模型をそれぞれ風向に対して 90° 、 67.5° 、 45° に設置して計測を行った。

また、風向が防雪機能へ与える影響をより詳細に調査するため、樹木列数 3 列の列間引きと千鳥間引きについて、図 4 に示す植栽配置の模型 (列間、苗間は図 3 と同一) を風向に対して 90° 、 82.5° 、 75° 、 60° 、 56.3° 、 45° 、 36.9° 、 30° に設置して計測を行った。なお、 56.3° は千鳥間引きにおいて 3 本の樹木が風向方向に並ぶ風向角、 36.9° は列間引きにおいて 3 本の樹木が風向方向に並ぶ風向角である (図 5)。実験パターンの一覧を表 1 に示す。

(3) 計測方法

流速の計測方法は PIV とした (図 6)。PIV は、流れに沿って移動するトレーサー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り、面的に流れ場を把握することができる。トレーサーには模型雪の活性白土を利用した。画像の撮影は毎秒 2000 枚で 5 秒間行い、撮影した 10000 枚の画像を用いて解析を行った。画像 2 枚の解析から 1 組得られる流速分布を 5000 組分平均したものを計測結果としている。なお、トレーサーの動きは空気の流れと完全には一致しないので、計測結果は風速ではなくトレーサーの速度としての流速となる。計測面は、実スケールにおいて乗用車の目線の高さ位置に相当する地面からの高さ $H=15\text{mm}$ における水平面とした。なお、PIV はライトシートに照らされたトレーサーを観測するため、ライトシートを横断する方向 (水平面計測の場合には鉛直方向) の流速成分が大きい場合には良好な計測結果を得に

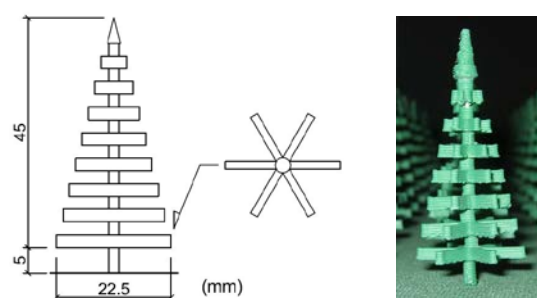


図 2 樹木模型

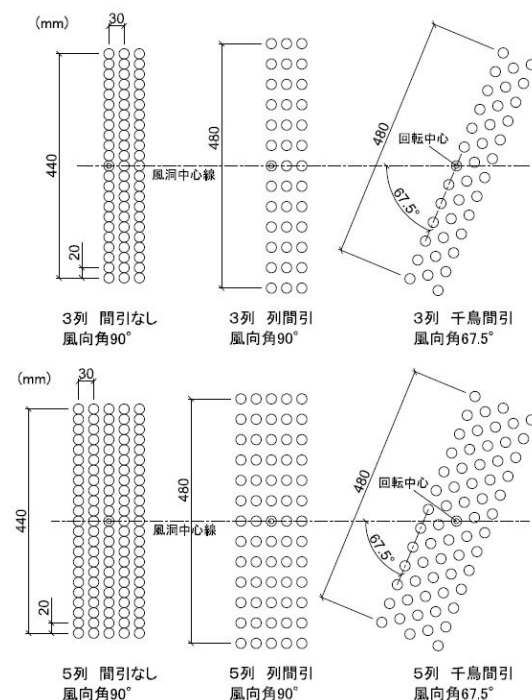


図 3 植栽配置

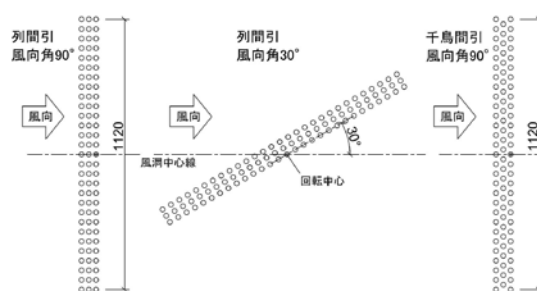


図 4 植栽配置

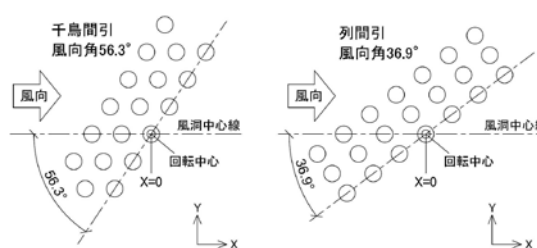


図 5 植栽配置 (詳細)

くいが，過去に行った実験において防雪林の風下側では流速の鉛直方向成分は小さいことを確認している⁴⁾．

3. 実験結果

実験パターン No.1～3（以下「P1～P3」と記す）について，風下側樹木列における風洞中心線に最も近い樹木背後および樹木間中央（図 7）での流速比分布を図 8～10 に示す．ここでの流速比は，各実験パターン各地点における流速を樹木がない場合の同一地点における流速で除したものとしている．流速比が低いほど防雪林により流速が抑えられているということであり防雪機能が高い．また，図の横軸は風下側樹木列からの垂直距離 L としている．

図 8 に示すように，間引きを行わない場合（P1）は， $L=150\text{mm}$ 以下における風向変化に対する流速比の変化や，樹木背後と樹木間中央との流速比の差はほとんど見られない． $L=150\text{mm}$ 以上において風向角 45° で流速比の上昇がみられるが，これは植栽端部からまわり込む流れの影響と考えられる．

図 9, 10 に示すように，間引きを行なった場合（P2, P3）は，P1 と比較して全体的に流速比が高くなっており，間引きにより防雪機能が低下していることがわかる．また，樹木背後と樹木間中央の流速比の差は，樹木間からの吹き抜けによるものと考えられるが，この差は下流ほど小さくなっている．列間引き（P2）では風向変化による流速比の変動が大きく，風向角が 45° では流速比が低い半面，風向角が 90° では流速比が高くなっている．一方，千鳥間引き（P3）では，風向変化に対して流速比は安定しており，風向角 90° での流速比も列間引きと比較して低くなっている．図示は省略したが，樹木列数 5 列（P4～P6）の場合は，樹木列数 3 列の場合よりも全体的に流速比が低くなっており，高い防雪機能を発揮しているが，風向変化に対する傾向は樹木列数 3 列の場合と同様となっている．

P7, P8 における風洞中心線上 $L=150\text{mm}$ で

表 1 実験パターン

No.	樹木列数	間引きパターン	風向角	備考
1	3列	間引なし	$90^\circ, 67.5^\circ, 45^\circ$	
2		列間引		
3		千鳥間引		
4	5列	間引なし	$90^\circ, 82.5^\circ, 75^\circ, 60^\circ, 56.3^\circ, 45^\circ, 36.9^\circ, 30^\circ$	風向詳細調査
5		列間引		
6		千鳥間引		
7	3列	列間引		
8		千鳥間引		

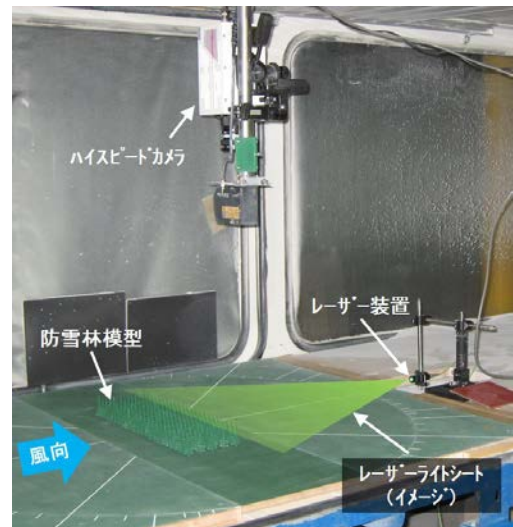


図 6 PIV 計測

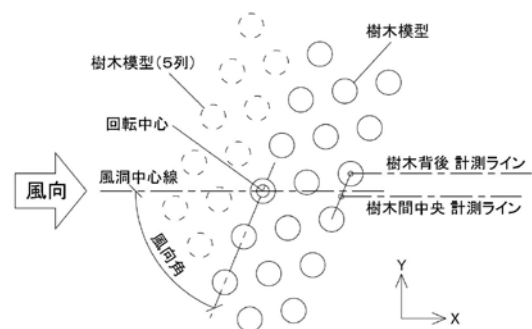


図 7 計測平面図（千鳥間引）

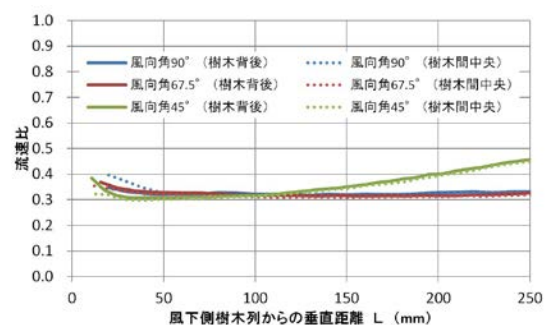


図 8 流速比（3列,間引なし,P1）

の風向角と流速比の関係を図11 に示す.
 $L=150\text{mm}$ は, 道路吹雪対策マニュアル³⁾ の標準林における基本林の道路側樹木列から道路中心線 (片側 1 車線道路を想定) までの距離約 15m を想定している. 流速比は風向角が $90^\circ \sim 70^\circ$ 程度の範囲では千鳥間引きの方が低く, 風向角が $65 \sim 40^\circ$ 程度の範囲では列間引きの方が低くなっている. 千鳥間引きでは風向角 56.3° で 3 本の樹木が風向方向に並び, 流速比のピークが現れているが, 列間引きでは 3 本の樹木が風向方向に並ぶ風向角 36.9° においても明確なピークは現れていない. また, 風向角が 40° 程度以下では流速比に明確な差はみられない.

4. まとめ

道路防雪林について, 間引きの有無および間引きパターンの違いが防雪機能へ与える影響を把握することを目的に, 模型防雪林を用いた風洞実験を行った. その結果, 間引きにより防雪機能が低下することや間引きパターンの違いにより風向変化に対する防雪機能の変動の傾向に違いがあることがわかった. 列間引きでは風向の変化に伴う防雪機能の変動が比較的大きく, 風向角 90° 付近での防雪機能は低い, 風向角が減少するに従い防雪機能は高くなった. 一方, 千鳥間引きでは, 風向の変化に対して防雪機能は比較的安定しており, 列間引きのような風向角 90° 付近での防雪機能の低下はないが, 風向角 $65 \sim 40^\circ$ 程度の範囲では列間引きよりも防雪機能は低くなった.

【参考・引用文献】

- 1) 財団法人日本建築センター, 2008: 実務者のための建築物風洞実験ガイドブック.
- 2) 老川進, 苔米地司, 石原孟, 2007: 建物近傍の雪吹きだまりの風洞相似則に関する考察, 日本雪工学会誌, **23**, 2, 13-32.
- 3) 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) 第 2 編 防雪林編.
- 4) 山崎貴志, 住田則行, 石川真大, 2013: 風洞実験による道路防雪林の防雪・防風機能調査, 国土交通省北海道開発局第 56 回(平成 24 年度)北海道開発技術研究発表会.

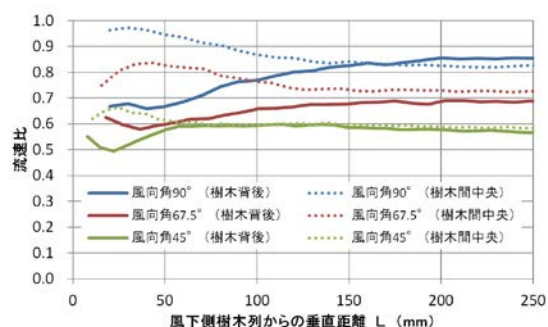


図 9 流速比 (3 列, 列間引, P2)

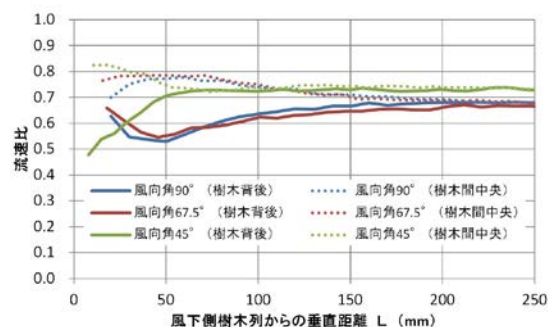


図 10 流速比 (3 列, 千鳥間引, P3)

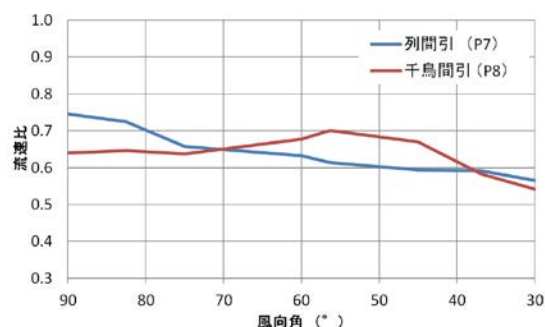


図 11 流速比 (P7, P8) ($L=150\text{mm}$)

広葉樹類の凍裂について 針葉樹類の凍裂および日焼け・樹皮剥がれと比較して On the frost crack of broad-leaved trees--Comparing with conifers

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

林木に関する寒さの害の1つとして、凍裂（frost crack of tree）がある。凍裂は、樹幹の一部が縦に長く、割れ目が幹の中心にまで達し、割れ目を塞ぐための癒合組織が、外側にクチバシ状に突き出している現象である。これは、冷氣湖（cool are lake）が発達する、寒冷地の谷間に生じやすく、針葉樹類のトドモミ（*Abies sachalinensis*, Todo-fir）によく知られる。

2. 針葉樹類の凍裂および日焼け・樹皮剥がれ

トドモミの凍裂の要因として、その水喰い材（半腐朽材）の凍結・膨張による強い内圧と、樹幹外周部の低温による収縮とがある（石田 1986, 新田ほか 2014）。

けれども、トドモミの凍裂には、材が健全であっても、縦に割れが生じ、クチバシ状の癒合組織が見られるケースもある。多くのケースでは、南西側に凍裂痕が見られる。それは、西日による樹皮温度の上昇（+5℃とか）と、その直後の寒気（-30℃とか）との、短時間における大きな温度差が、凍裂を生じさせる、と考えられる。しかし、凍裂は、南西側のみでなく、温度変化が乏しい筈の、北側にも生じる（斎藤・対馬 1993）。

凍裂では、癒合組織がクチバシ状に突出する。けれども、寒さの害の1つとしての日焼け・樹皮剥がれ（sunburned trunk and barking-off）では、南西側に限って、急激な温度差により、形成層が壊死して、数年後に樹皮が剥がれて、材が剥き出しになり、腐朽が始まる。この寒さの害は、冷氣湖が発達しない平野部でも生じ、傷口が内側に凹む。トドモミ（モミ属）に限らず、トウヒ属種（ヨーロッパトウヒ、アカエゾトウヒ）にも生じる（斎藤 2006, 斎藤・阿部 2009）。

凍裂および日焼け・樹皮剥がれの形態は、図1のようである。

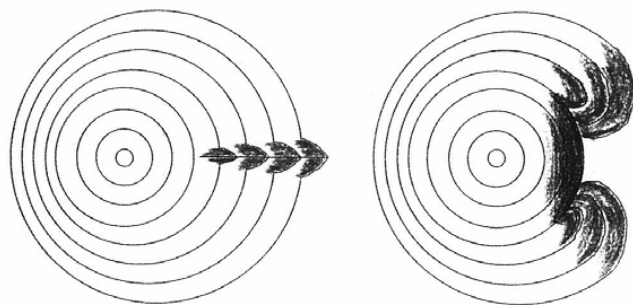


図1 凍裂と日焼け樹皮剥がれの、幹の横断面における違い（樹皮を除いた）

左：凍裂 クチバシ状，深い割れ，材の腐朽が遅い，癒合の可能性ある
右：日焼け・樹皮剥がれ 心臓形，浅い凹み，広い傷口，材の腐朽が速い，癒合の可能性が乏しい

3. 広葉樹類の凍裂の諸事例

広葉樹類には、次のような諸事例が見出された。

(1) イタヤカエデ (*Acer mono*, Itaya-maple)

冷気湖が存在しない、山腹斜面に生育する天然生木であり、典型的なクチバシ状の幹が見られた。割れの要因は不明であるが、幹の横断面を観察すると、割れ目を癒合するために、傷口部分に材形成（巻き込み）が集中し、残りの部分の肥大成長量がきわめて乏しかった。成長期に癒合しかかるが、厳寒期に傷口が広がり、その繰り返しが続いてきた（図2）。

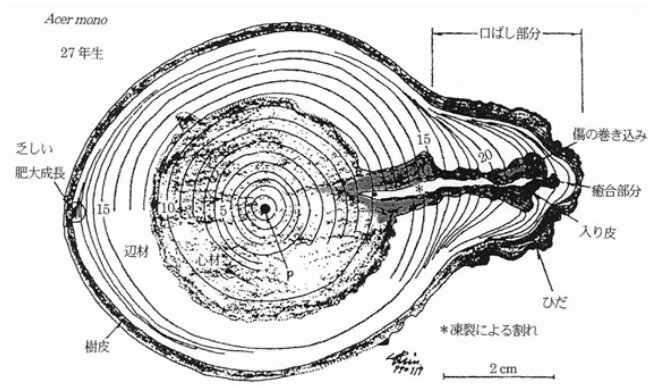


図2 イタヤカエデの凍裂
成長期に傷口を巻き込むが、厳寒期に再び割れ、入り皮にも阻害され、材の巻き込み・癒合できなかった

(2) ニセアカシア (*Robinia pseudoacacia*, false acacia, black locust)

やはり、気温差がそれほど大きくない、平野部の河畔林において、ニセアカシアに凍裂が見られた。幹の一部がクチバシ状に突出しつつあった。そして、幹の横断面を観察すると、中心部の材に、変色・腐朽が存在した（トドモミの水喰い材に近い）。そこから外周に向かい、割れ目を癒合するために、凹形に材の巻き込みがあったが、入り皮（inner bark）が存在して、癒合しなかった。そして、外周部に近づくと、巻き込みが凸状に替わり、凍裂の形態となった（図3）。

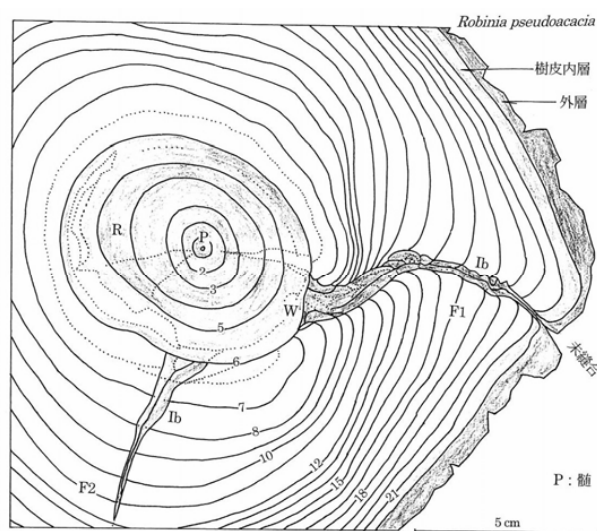


図3 ニセアカシアの凍裂
中心部の材腐朽にともなう凍裂である
——トドモミの水喰い材に近い
傷の巻き込みに際して、入り皮が、材の癒合を阻害している

(3) ケヤマハンノキ (*Alnus hirsuta*)

冷気湖の存在する谷間では、ケヤマハンノキの樹幹に、クチバシ状の長い突出が見られるケースがある。ただし、ここでは、凍裂候補でありながら、典型的な凍裂に到らなかったケースを紹介する。

外観上、無傷に見えた幹が、横断面には、部分的な凍裂を見せた。樹皮の損傷に由来して、入り皮が生じて、癒合が遅れた事例である。この幹は、4年間の凍裂の後に、入り皮が消えて、材が癒合し、本格的な凍裂を免れた(図4)。

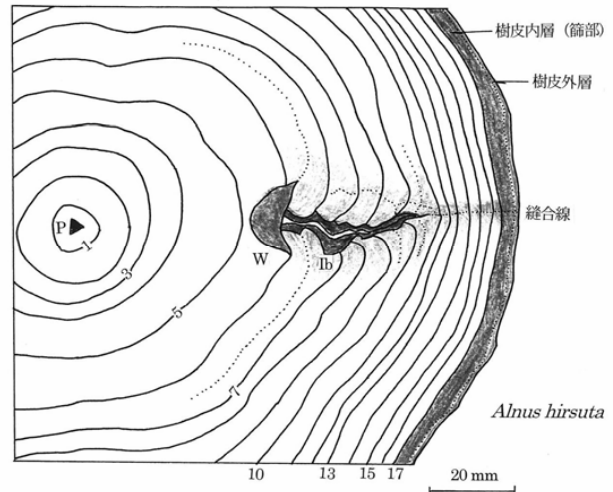


図4 ケヤマハンノキの幹の部分的な凍裂と癒合
6年生時点での樹皮の損傷と、4年間の凍裂と、5年後の癒合

(4) ヤマグワ (*Morus bombycis*)

外観的に、樹皮に小さな窪みがある幹を、切断して、横断面を観察すると、多数の凍裂候補が存在した。それらの多くが、樹皮の損傷に由来し、巻き込みがあっても、入り皮によって材の癒合を阻害されていた。凹形の巻き込みであったが、いずれ、凸形の巻き込みに進むケースもあるにちがいない(図5)。

なお、ヤマグワでは、樹皮の損傷が無く、心材の腐朽が無くても、割れ目が観察された。このケースでは、厳寒による直接の幹割れと看做せよう。

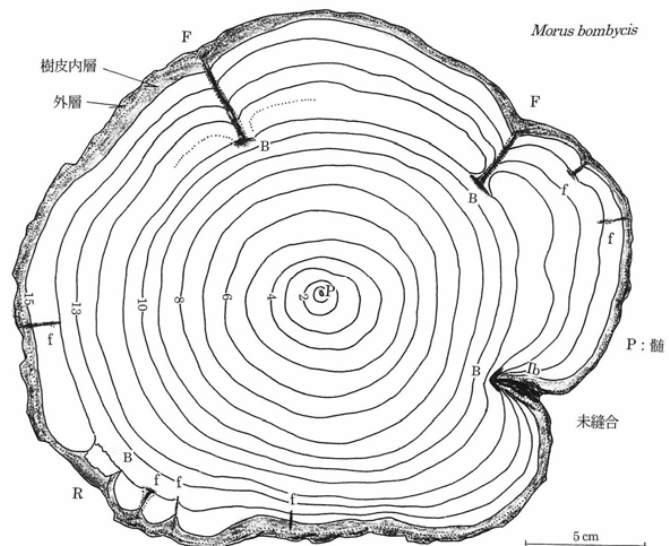


図5 ヤマグワの樹皮の損傷に由来する凍裂候補
樹皮が損傷して、材の巻き込みがあるが、入り皮が邪魔をし、外周が凹形に窪む
厳寒があれば、入り皮が開き、凍裂が始まり、外周が凸形に突き出すであろう

4. むすび

凍裂は、寒さの害の1つであり、材の腐朽・半腐朽と、冷気湖の存在とに関係する、と考えられてきた。トドモミが、その典型である。加えて、針葉樹類には、平野部においても、厳寒期の西日と関係した日焼け・樹皮剥がれが生じる。

けれども、広葉樹類においても、凍裂が観察される。外観的なクチバシ状の突出が凍裂を示すが、幹の横断面を観察することによって、心材の腐朽のケース、樹皮の損傷のケース、直接の低温割れ、などがある。いずれも、巻き込み部には、入り皮が存在し、材の癒合を妨げていた。こうした広葉樹類の凍裂は、観察事例が増えることによって、さらに解明されてゆくであろう。

【参考文献】

- 阿部正明・岸梅有祐・斎藤新一郎，2009. 一般国道 12 号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過，現況および向後の対策について. 北海道の雪氷, no.28: 25~28.
- 石田茂雄，1986. トドマツの凍裂. 110pp., 北方林業会，札幌.
- 新田隆三・斎藤新一郎，2014. 凍裂. 日本雪氷学会編「新版 雪氷辞典」, p.141, 古今書院，東京.
- 斎藤新一郎・対馬俊之，1993. 上士幌町三国峠の緑深橋ふきんのアカエゾトウヒ・トドモミ天然生林の現況について. 上士幌町ひがし大雪博物館研報, no.16: 43~51.
- 斎藤新一郎，2006. 庭木として植えられたトドモミの成長経過，幹の「日焼け」，およびその他の観察. 46pp., 環境林づくり研究所.
- 斎藤新一郎・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.
- 斎藤新一郎，2014. 尻別川の河畔林を構成する多様な樹種の年輪解析からみた成長量について. 189pp., 環境林づくり研究所（倶知安開発事務所への報告書）.

三本支柱の雪害軽減効果について

About the snow damage reduction effect of three props

阿部正明, 檜澤肇 (一般社団法人北海道開発技術センター)

Masaaki Abe, Hajime Hizawa

1. はじめに

一般国道337号当別バイパスでは、除雪や積雪による雪害が要因と考えられる道路緑化樹の生育不良が確認されている¹⁾。それらの雪害を軽減するために、一部の区間において三本支柱（単管パイプ三本による雪囲い）による雪害対策が試行されている。著者等は三本支柱の雪害軽減効果を把握することを目的として、対策が実施されている樹木及び実施されていない樹木の各々にパイプひずみゲージを設置し、そのひずみ値（ $\mu strain$ ）から算出された力（N）の比較検証を行った。

2. 三本支柱とは

三本支柱とは、樹木に対して除雪による投雪や冠雪及び積雪の沈降力等による雪害被害を軽減するために開発された方式で、図1に示すとおり、単管パイプ3本をハッ掛状に設置し、樹木の上部で結束したものである。なお、本対象路線では単管パイプを使用しているが、材質はこれに限らない。



図1 三本支柱

3. 調査概要

調査は、一般国道337号当別バイパス（石狩市生振～当別町蕨岱間）のKP73.6地点のアカエゾマツ（アカエゾトウヒ）2本を対象とした。本地点を対象地点とした理由は、対象木が同樹種の低木で、かつ、道路からの水平距離が同じ列に隣り合わせで植栽されているため、降雪や除雪による影響が同条件の環境にあり、一方は三本支柱が施工されており、他方は無施工であったため、比較対象として適切であると判断したからである。

設置完了後の写真を図2に示す。三本支柱を施工している樹木、及び、三本支柱を施工していない樹木各々にパイプひずみゲージを下枝より下部に3か所設置し、そのひずみ値（ $\mu strain$ ）をデータロガーで収集した。パイプひずみゲージは、不陸調整した上でブロックを活用して地上高20cmの位置に設置し、上部からの力が加わるとプラスになる向きに設置した。なお、三本支柱が施工されている樹木については支柱の内側（樹木寄り）に設置した。



図2 パイプひずみゲージ等の設置状況

データ取得期間は 2013.12.26.17:00～2014.3.25.23:00 の 1 時間毎である。データはバッテリーの消耗等によるデータの欠損を考慮し、月 1 回程度 (2014.1.20, 2014.2.14, 2014.3.11) 回収した。回収時には、雪堤高の推移を把握するために雪堤高の計測も行った。

4. 調査結果

得られたひずみ値については、パイプひずみゲージの製造メーカーによる荷重試験結果より、参考値として N (ニュートン) 換算にて示した。

4.1 三本支柱の施工有無による比較

パイプひずみゲージを設置した 6 箇所全てのデータの推移を図 3 に示す。設置箇所により推移や計測値の違いがみられたものの、1 箇所 (図 3 の「なし F」) を除き、他の 5 箇所については時間の経過に伴い N が大きくなる傾向がみられた。2 月 11 日から N が小さくなる傾向を示した 1 箇所については、撤去時にパイプひずみゲージのずれが確認されたことから、2 月 11 日時点で何らかの影響により想定外の力が加わりパイプが回転し、上からの力がマイナスに計測されたものと考えられる。最も格差の大きかった 3 月 25 日において、三本支柱を施工していない力の最大値は、施工している力の最小値の約 3 倍であった。

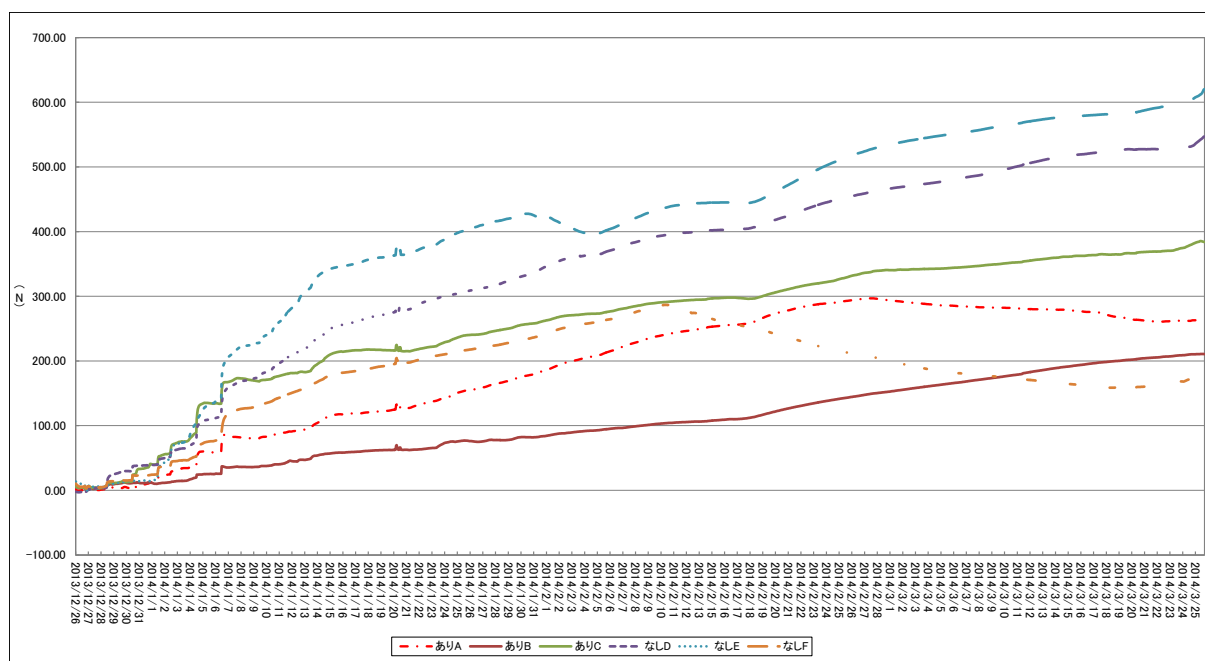


図 3 力 (N) の推移 (全 6 箇所)

次に、三本支柱を施工している 3 箇所のデータの平均値と施工していない 3 箇所のデータの平均値の推移を図 4 に示す。これをみると、N は三本支柱を施工していない場合も施工している場合も時間経過につれ大きくなる傾向にあった。2 月 11 日までは、三本支柱を施工していない場合の方が施工している場合より増加割合が大きく、その差が拡大傾向であったが、2 月 11 日以降は、三本支柱を施工している場合も施工していない場合もほぼ同じ割合で大きくなる傾向がみられた。三本支柱を施工している場合と施工していない場合の差が最も大きかった 2 月 11 日では、三本支柱を施工した場合では、施工しない場合と比べて約 43% 低減する結果となった。

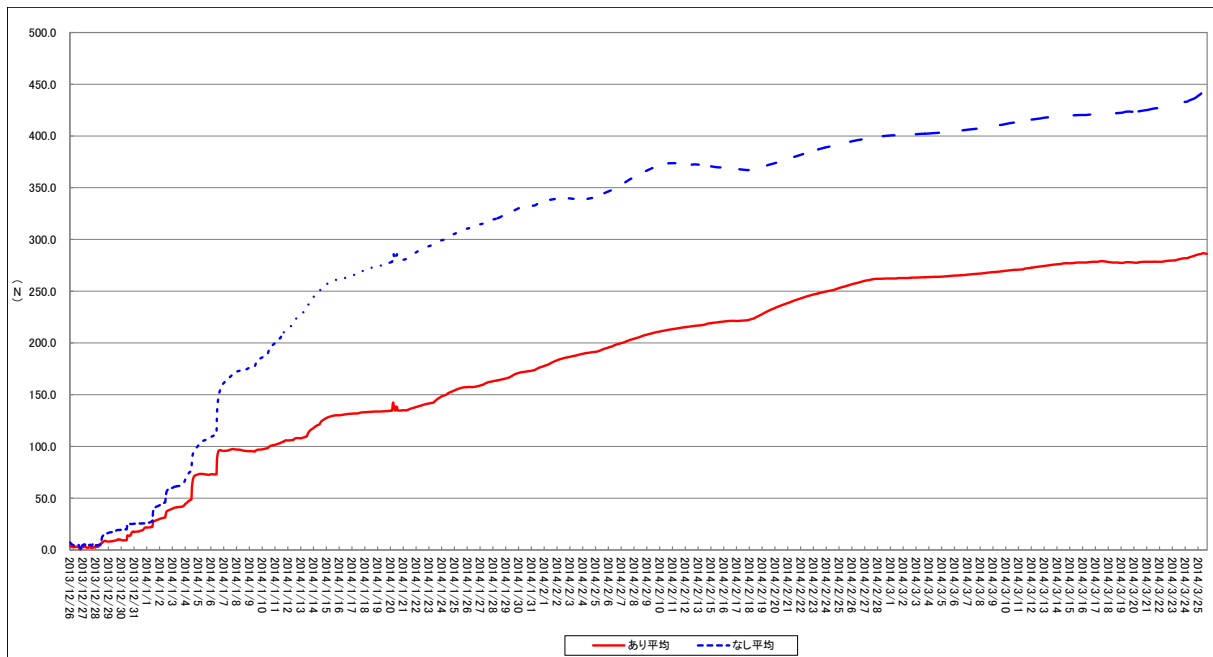


図 4 力 (N) の推移 (三本支柱ありの平均及び無しの平均)

4.2 除雪との関係

図 3 から、データ取得開始から 1 月 7 日の間の全 6 箇所において、ある一定の時間帯の変動が大きいことがわかる。具体的には 12 月 29 日、31 日、1 月 2 日、3 日、5 日、7 日の 3:00~8:00 の間に特定された。最も変動の大きい 1 月 5 日 0:00 から 1 月 7 日 23:00 の間における全 6 箇所データの前時間差分の推移を図 5 に示す。これを見ると 3:00~8:00 の間に 1 月 5 日では前日差が最大で +21.3 N、1 月 7 日では前日差が最大で +31.4 N と大きな変動が確認された。この期間における対象地点 KP 付近の除雪出動記録をみると、1 月 5 日は 6:34 から 7:17 の間に除雪グレーダーが 1 台で 2 回、除雪ドーザーが 1 台で 2 回、除雪トラックが 3 台で 6 回除雪されており、1 月 7 日は 2:48 から 3:44 の間に除雪グレーダーが 1 台で 2 回、除雪ドーザーが 1 台で 2 回、除雪トラックが 3 台で 6 回除雪されていたことから、除雪のタイミングと変動の大きい時間帯が概ね一致していることが判明した。

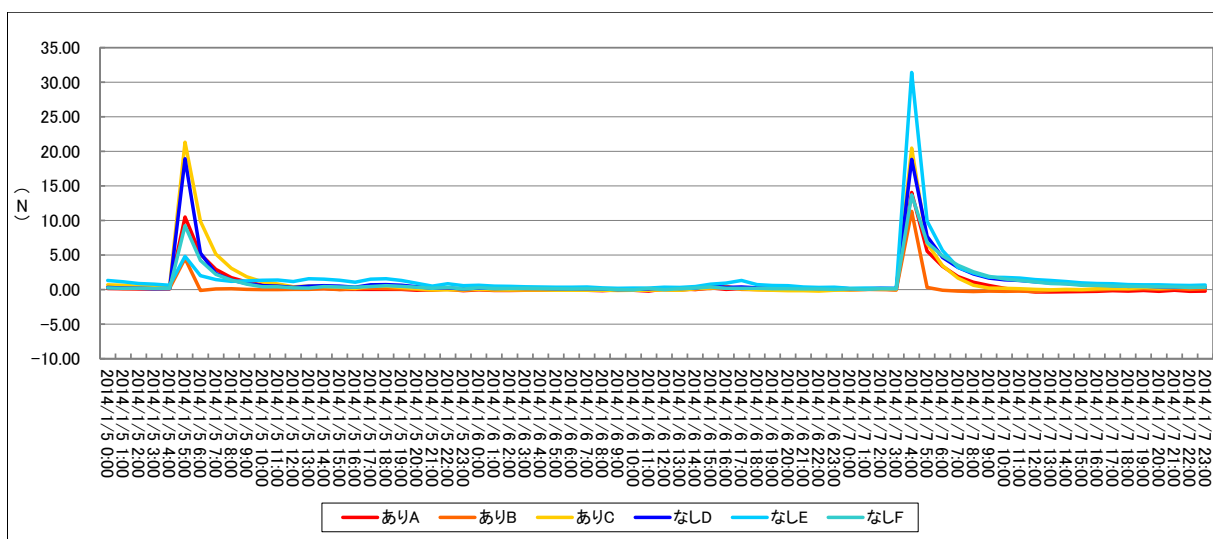


図 5 力 (N) の推移 (1 月 5 日 0:00~1 月 7 日 23:00 の前時間差分)

4.3 雪堤高・積雪との関係

図 4 に、本調査地近傍である石狩アメダス観測所の時間積雪深の推移及び計測した雪堤高の移動平均近似曲線を重ねたチャートを図 6 に示す。積雪深は増加傾向にあったが 2 月 22 日 3:00 の 156cm をピークに減少している。他方、雪堤高は時間の経過とともに高くなっており、自然積雪と除雪によって積み上げられた雪に、若干の吹き溜まりが加わったものと推察される。前述したとおり、N も時間の経過とともに大きくなっていることから、雪堤高が大きくなるにつれ、N も大きくなる傾向がみられた。

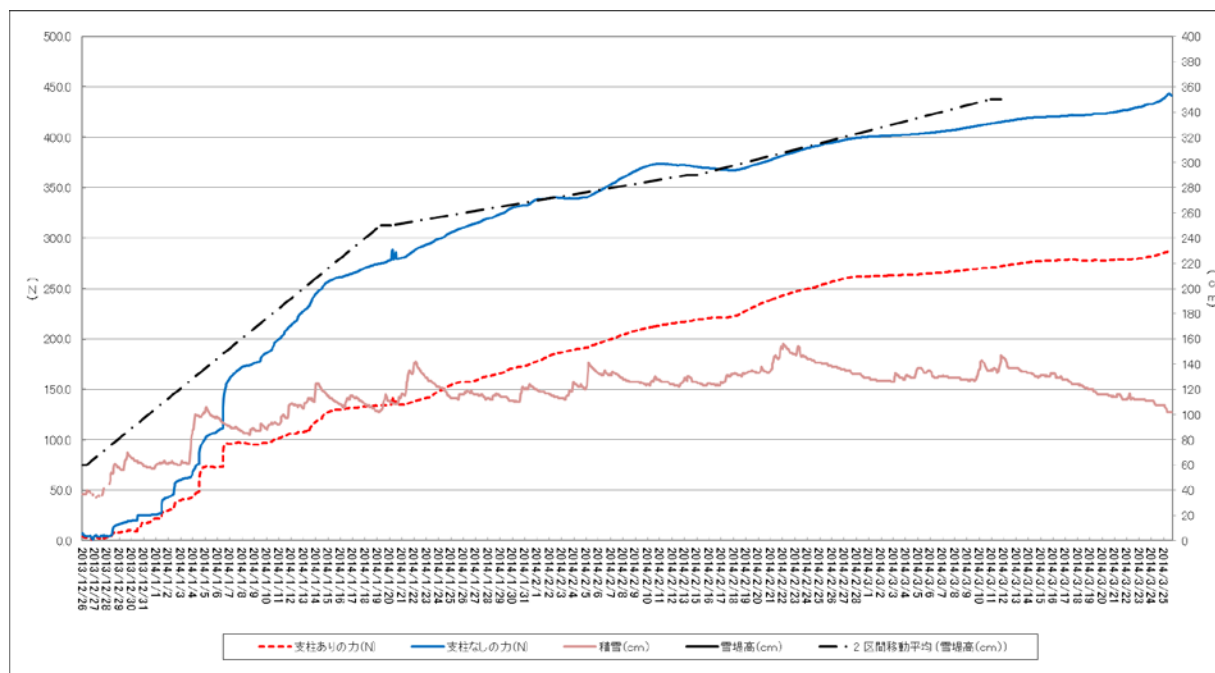


図 6 力 (N) 及び積雪深、雪堤高の推移

5. まとめと考察

樹木に及ぼす力は、N の変動が大きい時間帯が除雪の出動時間とほぼ一致したことから、雪堤が低い 1 月上旬までの期間では、除雪による投雪等の影響が大きいと考えられる。雪堤が一定の高さ以上となった 1 月中旬以降では、雪堤高が大きくなるにつれ N が大きくなる傾向が見られ、積雪深と沈降力は比例関係にあることから、降雪や除雪によって堆積した雪の沈降力による影響が大きいと考えられる。また、三本支柱を施工した場合及び施工しない場合各々の N の平均を比較すると、施工した場合は、施工しない場合と比べて最大 4 割程度低減する結果となり、三本支柱は樹木に及ぼす除雪や積雪による雪害を軽減できることが認められた。

謝辞

調査の実施にあたり、フィールド及び除雪出動記録のご提供をいただきました北海道開発局札幌開発建設部札幌道路事務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ます。

【参考・引用文献】

- 1) 阿部正明, 檜澤肇, 金田安弘, 中嶋清晴, 2013: 道路緑化樹の除雪による影響に関する一考察, 北海道の雪氷, 第 32 号, 58-61.

防滑材の加熱水混合散布手法に関する実道試験 A Feasibility Test for Warm, Pre-Wetted Sanding Method on Road

切石亮（土木研究所寒地土木研究所），川端優一（北海道開発局釧路開発建設部），藤本明宏，徳永ロベルト，高橋尚人，中村隆一，住田則行（土木研究所寒地土木研究所）

Makoto Kiriishi, Yuichi Kawabata, Akihiro Fujimoto, Roberto Tokunaga,
Naoto Takahashi, Ryuichi Nakamura, Noriyuki Sumita

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て，路面への定着性が高く，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⁾。

海外では防滑材と加熱水の混合散布（以下、加熱水混合散布）が行われている⁵⁾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い，加熱水混合散布の有効性を確認した。その後，切石ら^{7), 8)}は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，加熱水温度 40℃，加熱水混合割合 30% の場合において良好な散布効果が得られることを確認した。しかし，実際の道路環境下における当該手法の散布効果は不明である。そこで，著者らは 2014 年に実際の道路上において当該手法の試験を行ったので，試験の概要とその結果について述べる。

2. 実道における加熱水混合散布試験

(1) 試験概要

試験は，2014 年 2 月 5 日に一般国道 451 号で行った。表 1 に試験条件を示す。

(2) 試験方法

試験は，図 1 に示すように無散布区間，湿式散布区間，加熱水混合散布区間を設定した（詳細は次節参照）。

調査項目は，路面のすべり抵抗値，気温，路温，路面状態（雪氷厚，雪氷密度，雪氷硬度），加熱水散布機構内における加熱水温度（3箇所）とした。気温，路温，路面状態は KP=51.0 を代表地点として計測した。路面のすべり抵抗値は，散布前

表 1 試験条件

試験日時		2014年2月5日 3:00 ~ 11:00	
天 候		晴	
気 温		-19.3 ~ -12.8℃	
路 温		-16.5 ~ -9.5℃	
路面状態	雪氷圧	21.3mm	
	雪氷密度	808kg/m ³	
	雪氷硬度	18.8kg/cm ²	
試験場所	試験区間A	湿式散布	KP=50.8 ~ 51.0
		無散布	KP=50.4 ~ 50.6
		加熱水混合散布	KP=50.0 ~ 50.2
	試験区間B	湿式散布	KP=42.8 ~ 43.0
		無散布	KP=42.4 ~ 42.6
		加熱水混合散布	KP=42.0 ~ 42.2
散布条件	湿式散布		150g/m ² (凍結防止剤水溶液混合割合20%)
	加熱水混合散布		150g/m ² (加熱水温度40℃、加熱水混合割合30%)

(3 時台), 散布後 (6 時台, 8 時台, 10 時台) の計 4 回計測した.

(3) 試験装置

防滑材散布作業は図 2 に示す凍結防止剤散布車を使用した. 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 (以下、加熱水散布機構) を試作し搭載した. 水溶液タンク内上部, 水溶液タンク内中央及び散布円盤部に熱電対を設置し, 加熱水散布機構の経路内における加熱水温度を 1 秒毎に計測した.

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)⁹⁾を用いて計測を行った. CFT で計測するすべり抵抗値は, HFN と呼ばれる独自の値で, すべり難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.

(4) 試験結果

加熱水散布機構の試験結果として, 加熱水混合散布時の水溶液タンク内 (2 箇所), 散布円盤部における加熱水温度推移を図 4 に示す.

水溶液タンク内上部の加熱水温度は試験開始時には約 60℃であったが, 加熱水混合散布終了時には約 40℃まで低下した. 一方, 水溶液タンク内中央の加熱水温度は, 試験開始時には約 70℃であったが, 加熱水混合散布終了時には約 55℃まで低下した. 散布円盤部における加熱水温度は試験区間の間における回送時に最低で約 30℃に低下したが, 散布時には急激に温度が上昇し水溶液タンク内中央における温度と同程度となった. このことより, 水溶液タンク中央から散布円盤部加熱水の熱損失は無視できるほどに小さいことが判った.

なお, 本試作機構は加熱機構の電源にポータブルの発電機を用いている. そのため, 走行中に水の加熱が不可能であることから, 本試験では確実に 40℃以上の加熱水を散布することができるよう, 試験開始時の加熱水温度を高めに設定した.

加熱水混合散布の効果として, 計測した HFN を図 5 に試験区間 A, 図 6 に試験区間 B それぞれにおける上下車線, 計測区間及び試験時間帯別に箱ひげ図に示す. 箱ひげ図のデータは各計測区間 200m における 1 秒毎の HFN で, サンプル数は 11~17 件である.



図 1 試験区間



図 2 試作した加熱水散布機構



図 3 連続路面すべり抵抗値測定装置

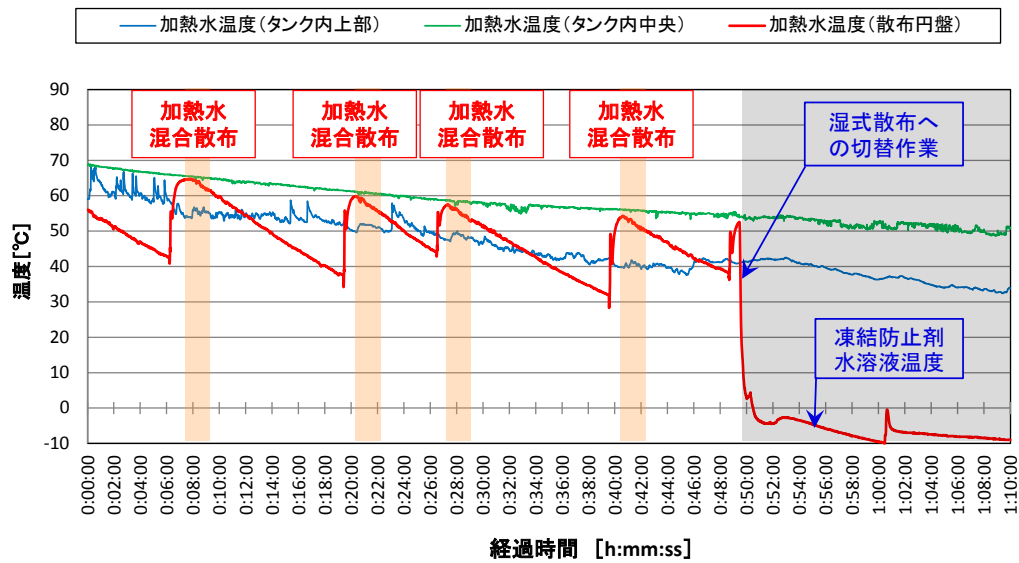


図 4 加熱水散布機構内における加熱水温度

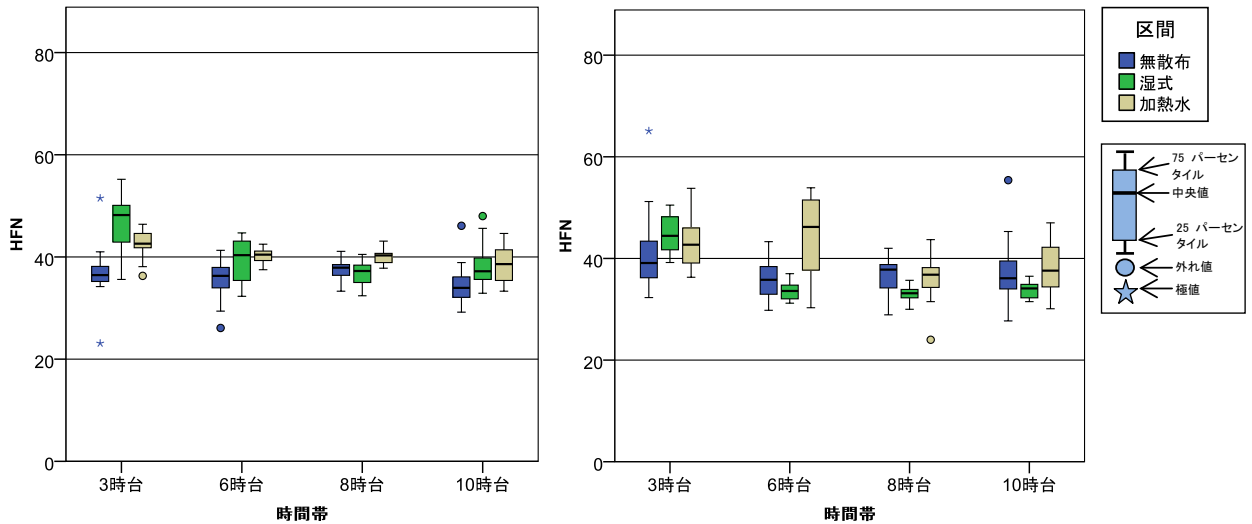


図 5 試験区間 A における HFN (左：上り車線，右：下り車線)

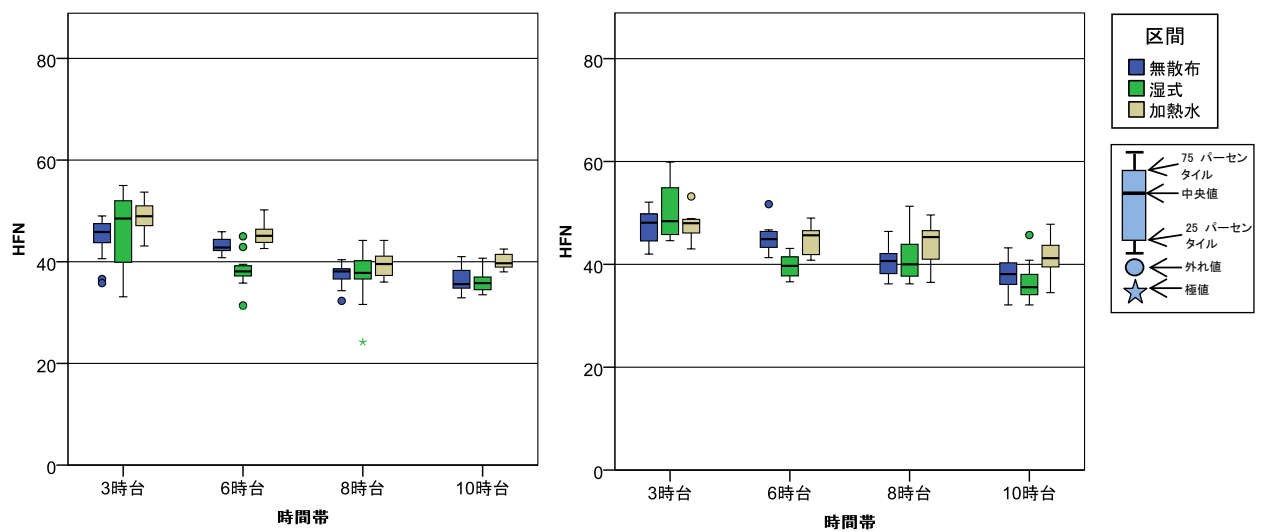


図 6 試験区間 B における HFN (左：上り車線，右：下り車線)

これらの図より、防滑材散布後の 6 時台以降では、試験区間及び上下車線の区別なく全てのケースにおいて湿式散布に比べ加熱水混合散布の方が中央値は高い値を示した。しかし、試験区間 A における上り車線の 6 時台や 10 時台、試験区間 B における上り車線の 8 時台のように、湿式散布と加熱水混合散布の HFN に大きな違いが見られない場合があった。

3. まとめと今後の展望

本試験時において加熱水散布機構は、走行中に水の加熱が不可能であったにもかかわらず、外気温約-17℃の環境下で、約 1 時間の作業時間に亘って 40℃以上の加熱水を散布することができた。また、加熱水散布区間のインターバルは最大で 10 分程度であったが、加熱水が経路内で凍結することは無かった。

防滑材の加熱水混合散布効果は、基本的には湿式散布に比べて高い HFN を示したが、同程度の HFN を示す場合もあった。

本試験では、気象条件や現場の作業状況により、1 日しか試験を実施できなかった。今後も実道における試験を重ねてデータの蓄積を図り、加熱水混合散布の効果を明確にし、防滑材の加熱水混合散布手法の確立を図る所存である。

最後に本試験の実施にあたり、試験フィールドの提供等にご協力いただいた、国土交通省北海道開発局札幌開発建設部滝川道路事務所に感謝申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) 日本工業規格, 1995 : 道路用碎石, 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) 切石亮, 川端優一, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中村隆一, 2013 : 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, 北海道の雪氷 **No.32**
- 9) 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

凍結防止剤と車両を考慮した 熱・水分・塩収支による路面凍結モデルの構築 －車両通過に伴う路面上の水分および塩の飛散のモデル化－ A Development of Road Surface Freezing Model Using Heat, Water and Salt Balance in Considering of Deicing Agents and Vehicles - Modeling of vehicular water and salt dispersion on road -

藤本明宏，切石亮（土木研究所寒地土木研究所），川端優一（北海道開発局釧路開発建設部），徳永ロベルト，高橋尚人，石田樹（土木研究所寒地土木研究所）

Akihiro Fujimoto, Makoto Kiriishi, Yuichi Kawabata, Roberto Tokunaga,
Naoto Takahashi, Tateki Ishida

1. はじめに

冬期交通の安全性向上と冬期道路管理の効率化を図るために，路面凍結モデルは1980年代から様々な研究機関で開発されてきた（既往研究については，前報¹⁾にとりまとめたので，参照されたい）．しかしながら，車両や凍結防止剤（以下，塩）などの人為的影響を考慮したモデルは少なく，特に塩を考慮したモデルは筆者の知る限り世界的に存在しない．路面凍結モデルに塩を加味することにより，塩散布後の路面状態の推定と散布効果の評価が可能になり，塩散布の適正化への貢献度は高い．

そこで本研究では，固相塩の散布に伴う路面の水膜厚，氷膜厚，塩濃度および残塩量の時間変化の計算を可能にする熱・水分・塩収支による路面凍結モデル（以下，Salting Vehicle Road Surface Freezing (SVRSF) model）を新たに構築した²⁾．本論文では，車両通過に伴う水および塩の飛散のモデル化について紹介するとともに，野外試験との比較を通じた SVRSF model の検証結果の一部を報告する．

2. SVRSF model

SVRSF model は，従来の熱・水分収支による路面凍結モデルに，塩散布の影響（溶解潜熱および凝固点降下）および通過車両の物理的影響（飛散）を組み込んだ点に新規性があり，通過車両の熱的影響（タイヤ摩擦熱フラックス，車両輻射熱フラックス，車両誘発顕熱フラックス，車両による放射熱の遮蔽）³⁾も考慮される．

以下では，図1を用いて氷膜路面への塩散布に伴う水・氷・塩の相変化現象のモデリングについて説明する．氷膜路面に塩を散布した場合，Step 1: 散布された塩は氷膜に接触する．Step 2: 塩周辺に飽和濃度の塩溶液が発生する．

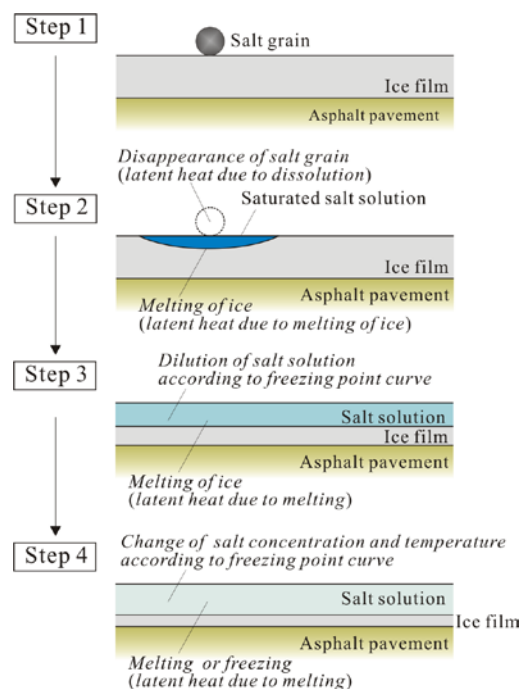


図1 氷膜路面への塩散布に伴う相変化の概念図

この相変化の際に塩の溶解熱(塩化ナトリウム：吸熱，塩化カルシウム：発熱)および氷の融解熱が発生する．Step 3：凝固点曲線上の塩溶液温度に対応する濃度まで氷が融解し，塩溶液は希釈される．Step 4：塩溶液は熱収支によって温度変化が生じると，路面上の氷の融解あるいは水の凝固が生じ，凝固点曲線に対応する濃度に変化する．

SVRFP model は，上記の Step 1 から Step 4 の過程における塩溶液の温度および濃度の変化を，路面の熱，水，氷および塩収支を解析することで可能にし，路面雪氷状態(氷膜厚や水膜厚)に加えて，塩濃度および路面残塩量を出力することができる．熱，水，氷および塩収支については次章で詳述する．

3. 理論

(1) 路面氷膜層の構成成分

図 2 は，塩散布下の氷膜路面における熱，水分および塩移動の概念を示す．この場合，路面上に存在する物質は不純物を除けば，水，氷および塩によって構成される．本論文では，路面上のこれらの混合層を WIS 層と呼ぶ．WIS 層の質量 M_{wis} (kg m⁻²) は，水質量 M_w (kg m⁻²)，氷質量 M_i (kg m⁻²) および塩質量 M_s (kg m⁻²) の和となる． M_s は固相塩質量 M_{ss} (kg m⁻²) と溶媒に溶け込んだ液相塩質量 M_{sl} (kg m⁻²) に分けられる．

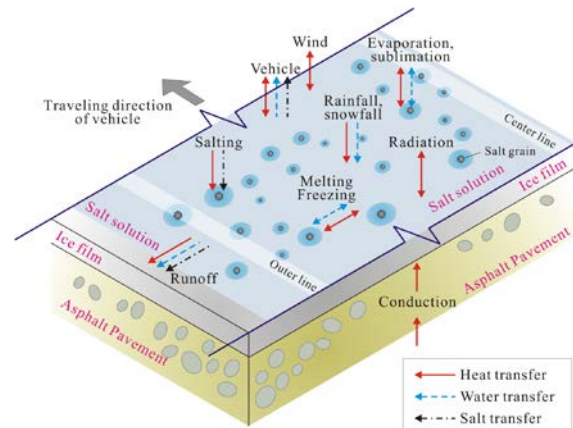


図 2 SVRFP model における熱，水分および塩移動の概念図

(2) 基礎方程式

SVRFP model における WIS 層の熱，氷，水および固相・液相塩質量移動の基礎方程式を以下に示す．本論文では，車両通過に伴う飛散水フラックス(車両飛散水フラックス， m_{wv} (kg m⁻² s⁻¹))のみ 4 章で記述する．その他のフラックスについては参考文献²⁾を参照されたい．なお， $f(t)$ および $g(t)$ は車両の有無に起因して発生および消失するフラックスの判別変数である．車両が有る場合は $f(t) = 0$ ， $g(t) = 1$ ，車両が無い場合は $f(t) = 1$ ， $g(t) = 0$ とする．

$$\text{氷収支} : \frac{\partial M_i}{\partial t} = f(t)m_{if} + m_{il} - m_{wi} - g(t)m_{iv} \quad (1)$$

$$\text{水収支} : \frac{\partial M_w}{\partial t} = f(t)m_{wf} + m_{wl} + m_{wi} + m_{wr} - g(t)m_{wv} \quad (2)$$

$$\text{固相塩収支} : \frac{\partial M_{ss}}{\partial t} = m_{sf} - m_{sl} - g(t)m_{ssv} \quad (3)$$

$$\text{液相塩収支} : \frac{\partial M_{sl}}{\partial t} = m_{sl} + m_{sr} - g(t)m_{sv} \quad (4)$$

$$\text{熱収支} : \frac{\partial}{\partial t} \{ (\rho c)_{wis} V_{wis} T_{wis} \} = q_{csp} + q_{rn} + q_{sn} + q_{ln} + q_{vn} \quad (5)$$

m_{if} : 降雪フラックス， m_{il} : 昇華フラックス， m_{wi} : 融解・凝固フラックス， m_{iv} : 車両通過による損失(飛散・消耗)氷フラックス， m_{wf} : 降雨フラックス， m_{wl} : 蒸発・凝結フラックス， m_{wr} : 道路排水フラックス， m_{sf} : 散布フラックス， m_{sl} : 溶解フラックス， m_{ssv} : 車両飛散固相塩フラックス， m_{sr} : 道路排出塩フラックス， m_{sv} : 車両通過に起因した大気への拡散・車両への付着による損失塩フラックス(車両飛散塩フラックス)， $(\rho c)_{wis}$: WIS 層の体積熱容量， V_{wis} : WIS 層体積， T_{wis} : WIS 層温度， q_{csp} : 舗装熱(路面雪氷層と舗装との間の伝導熱)フラックス， q_{rn} : 純放射熱フラックス， q_{sn} : 純顕熱フラックス， q_{ln} : 純潜熱フラックスおよび q_{vn} : 純車両熱フラックス

4. 野外試験

(1) 概要

図3は野外試験の概要を示す。本試験は次の手順で実施された。(i) $T_{wis} < 0^\circ\text{C}$ を確認した後、散水車を用いて密粒度アスファルト舗装区間に散水する、(ii) 気温 T_a の低下によって道路表面水を凍結させ、氷膜路面を形成させる、(iii) 路面氷膜厚 H_i 、 T_{wis} 、塩濃度 C および路面すべり抵抗値 HFN を測定する、(iv) 氷膜路面に凍結防止剤(塩化ナトリウム)を湿式散布 (20 g m^{-2}) する、(v) 散布直後の T_{wis} および HFN を測定する、(vi) 5台の走行車両を周回させる、(vii) 10周回毎(50台通過毎)に路面水膜厚 H_w 、 H_i 、 T_{wis} および HFN を測定する、(viii) 60周回(300台通過、計測回数7回)に達するまで(vi)および(vii)を繰り返す。

(2) 車両飛散水フラックス

ここでは詳述しないが、本試験における路面の水収支(式(2))において、 m_{wf} はゼロ、 m_{wl} は無視できる程に小さく、 m_{wr} は理論的にゼロ⁴⁾、 m_{wi} (T_{wis} の低下に伴う再凍結)は極めて小さい。従って、路面の水損失は m_{wv} が支配的であった。このことから、 M_w の低下は m_{wv} によるものと仮定し、1台の車両通過によって飛散する水量 m_{wv}' ($\text{kg m}^{-2}\text{台}^{-1}$) を計測回間における M_w の変化量から求めた。すなわち、

$$m_{wv}' = (M_w^{k+1} - M_w^k) / N_v \quad (6)$$

であり、 k は計測回、 N_v は各計測間の通過車両台数(=50台)である。図4は m_{wv}' と M_w の関係であり、 m_{wv}' は M_w に比例して増大した。両者の関係は次式で定式化される。

$$m_{wv}' = \beta_v M_w \quad (7)$$

本論文では、 β_v を車両損失係数(= 0.015 台^{-1})と呼ぶ。 β_v は車両条件や道路条件に依存すると考えられるので、今後、 β_v を詳しく調べるのが望ましい。

5. モデルの検証

図5は、2013年1月31日に実施した野外試験における T_{wis} 、舗装温度 T_p (深さ50mm)、 H_i 、 H_w 、 C および路面残塩量 M_s の時間変化をそれぞれ示す。以下、添え字 m は実測値を、添え字 c は計算値をそれぞれ意味する。

T_{wis-m} は時間とともに低下し、 T_{p-m} もこれに追従するように低下した。 T_{wis-c} には塩散布直後に急激な低下が観られた。これは、2章の Step 2 で説明したように、凍結防止剤と氷の接触によって起こる溶解熱(吸熱)によるものである。その後の T_{wis-c} の上昇は主に周辺からの伝導熱に依る。本モデルは T_{wis-m} の時間変化を概ね再現できた。

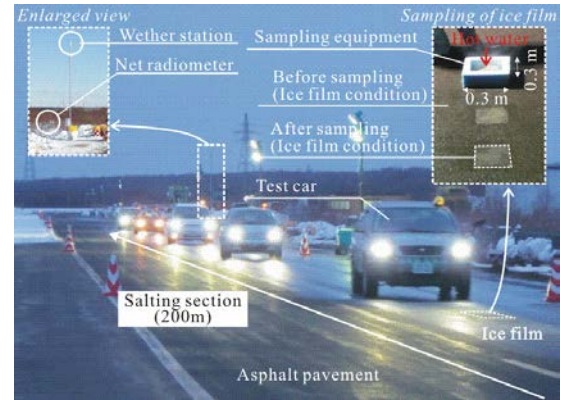


図3 野外実験の概要図

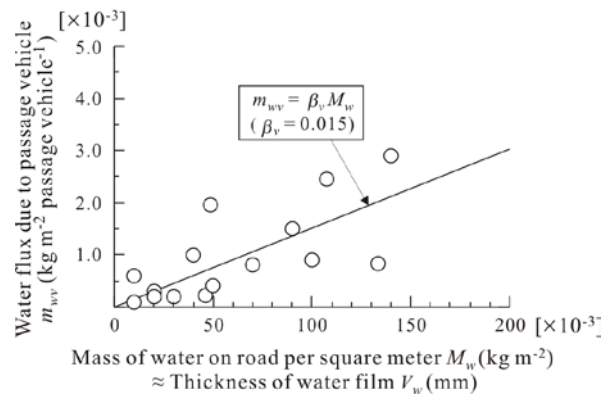


図4 車両飛散水フラックスと水膜厚の関係

H_{i-m} は、塩散布によって 0.1 mm 程度の低下が生じた。その後は、ばらつきがあるものの時間とともに微減する傾向にあった。 H_{i-c} は塩散布によって約 0.2 mm 低下し、その後は大気中の水蒸気から路面への凝結 ($m_{il} > 0$) が生じたため微増した。この散布後の H_{i-m} と H_{i-c} の挙動の相違は、計算では路面の水蒸気密度を地上高さ 6m で測定した気温と相対湿度を用いて求めたためと考えられる。また、試験道路のテクスチャや不陸によって H_{i-m} にばらつきが生じた可能性も考えられる。

H_{w-m} は、氷膜の融解によって 1.4 mm 発生し、その後時間経過とともに低下した。 H_{w-c} は塩散布と同時に約 0.2 mm 発生し、指数関数的に低下した。

C_m は、6.2~8.5%の範囲にあった。 M_{s-m} は、塩散布時の 13 g/m^2 から指数関数的に低下し、試験終了時にはほぼゼロになった。 C_c は、塩散布時に上昇し、その後は T_{wis-c} が時間とともに緩やかに低下したことに準じて、微増した。 M_{s-c} は、散布直後に急激に上昇し、15 分後にほぼ 20 g/m^2 になり、その後は低下した。

以上、 H_i については更なる検証が必要であるものの、SVRFP model は凍結防止剤散布に伴う路面上の相変化現象を概ね再現できた。

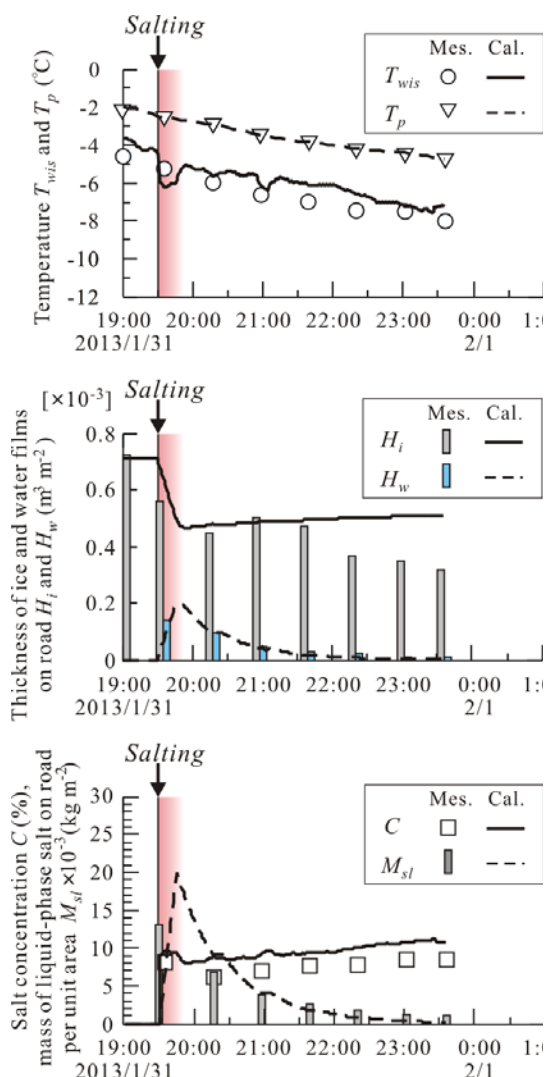


図5 実測値と計算値の比較

6. おわりに

今後は、野外実験を継続し、SVRFP model の検証および改良を行い、モデルの実道路への適用を目指す。SVRFP model が完成することにより、凍結防止剤散布後の路面雪氷状態のみならず、数時間先の塩濃度や路面残塩量を予測することが可能になり、凍結防止剤散布の適正化と冬期道路の安全性向上への貢献が期待される。

【参考・引用文献】

- 1) 藤本明宏, 2013: 路面凍結防止剤のモデリング, 北海道の雪氷, **32**, 84-87.
- 2) Fujimoto, A., et al., 2014: A Road Surface Freezing Model Using Heat, Water and Salt Balance and Its Validation by Field Experiments, *Cold Regions Science and Technology*, 2014 (掲載決定) .
- 3) Fujimoto, A., et al., 2012: A New Approach to Modeling Vehicle-Induced Heat and Its Thermal Effects on Road Surface Temperature, *J. Appl. Meteor.*, **51**, 1980-1993.
- 4) Sass, B.H., 1992: A numerical model for prediction of road surface temperature and ice, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1499-1506.

融雪材散布適期のシミュレーションモデル

A simulation model to determine a period to execute snow melt acceleration by blackening of snow surface

小南靖弘 ((独) 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)

Yasuhiro Kominami

1. はじめに

雪面に炭などの融雪資材を散布してアルベドを低下させる雪面黒化法は、農地の融雪促進のために古くから行われている。この融雪材の散布適期は「日平均気温-3℃以上で、20cm以上の降雪確率が低くなった時期」(大沼¹⁾)とされるが、その時期が出現する頻度や幅、あるいは適期をはずして散布した場合にどのくらい融雪効果が低下するかなどについては、勘や経験則で判断せざるを得ない。そこで最も融雪促進ができる散布日(散布適日)の出現時期や、その地域的な特徴などを検討するためのシミュレーションモデルの検討をおこなった。

2. モデリング

(1) 融雪材被覆率

融雪材を散布した雪面のアルベド A は、自然積雪のアルベドを A_1 、融雪材のアルベドを A_2 、融雪材の被覆率を S とした場合、次式で表される。

$$A = A_1(1-S) + A_2 S \quad (1)$$

散布直後の S は散布量の対数に比例する大沼¹⁾が、その融雪の進行に伴って融雪材粒子の下層への移動が生じるため、徐々に低下する。また、散布面上に新たな積雪が生じれば S は 0 となり、その状態は散布面が再び露出するまで続く。前者について、融雪の進行に伴う S の変化を散布してから積算融雪量 SM の関数とし(図1)、その特性を以下の3つのパラメタで表現した。

$$S = (S_{max} - S_{min}) \times \exp\{\ln(0.5) \times SM / SM_h\} + S_{min} \quad (2)$$

ここで S_{max} : 散布直後の被覆率, S_{min} : $SM \rightarrow \infty$ における被覆率, SM_h : 被覆率が半減する SM である。

(2) 積雪・融雪過程

日単位の1層モデルを用いた。入力には官署データを用い、推定された顕熱、潜熱、長波放射、短波放射の各項より積雪表面温度を推定し、融雪量を決定する。その際にアルベドについて(1)式の A_1 には山崎²⁾の推定式を用いた。 S の推定に用いる3つのパラメタについては広田³⁾の観測結果より模索的に求め、暫定的に $S_{max}: 0.70$, $S_{min}: 0.35$, $SM_h: 500$ mm とした。

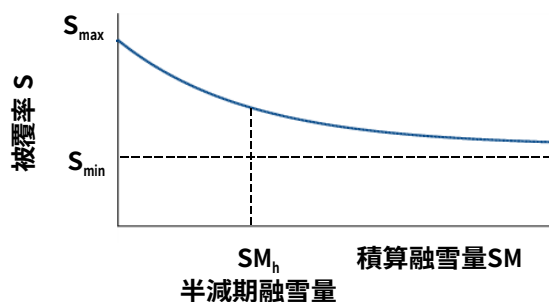


図1 融雪材被覆率の変化の模式図

3. 結果

図 1 に、岩見沢における 2012-13 年寒候期の気象データを用いた計算例を示す。3/7 に融雪材を散布した場合、消雪日の前進効果は 8 日となり、現実的な値であると判断された。そこで、このモデルを用いて散布日を変えた計算を繰り返し、最も消雪日が前進した散布日を求めることにした。その際、 S_{max} 、 S_{min} 、 SM_h の各パラメタをそれぞれ変化させた。

図 2 にその結果を示す。各パラメタを変化させたプロットを見ると、パラメタの大きさによって消雪日は変化するが、最も消雪日が前進した散布日（散布適期）はほぼ DOY が 60~70 日付近であることがわかる。図 1 の積雪深の変化からわかるように、2 月末にまとまった降雪があったので、それ以前に散布すると散布面が被覆され、DOY=80 日以降に散布した場合は、融雪量の差がつく前に消雪してしまうので、散布効果は薄れる。

また、3 つのパラメタを変化させてもグラフの形が変わらないということは、粒径分布や素材等の融雪材の特性に関わらず、散布適期は気象と積雪の条件のみによって決まることを示唆している。

今後は観測によってパラメタの妥当性を確認するとともに、過去の気象データを用いて散布適期の地域性や経年変化などについて解析をおこなうつもりである。

【引用文献】

- 1) 大沼匡之, 1971: 農耕地の消雪, 雪氷, 33, 4, 78-83.
- 2) 山崎剛, 桜岡崇, 中村亘, 近藤純正, 1991: 積雪の変成過程について □モデル, 雪氷, 53, 2, 115-123.
- 3) 広田知良, 長谷川益男, 田中弘康, 鈴木伸治, 但野利明, 2008: 農林水産系廃棄物を利用して開発した融雪材の融雪促進効果の検証, 農業気象, 64, 4, 271-279

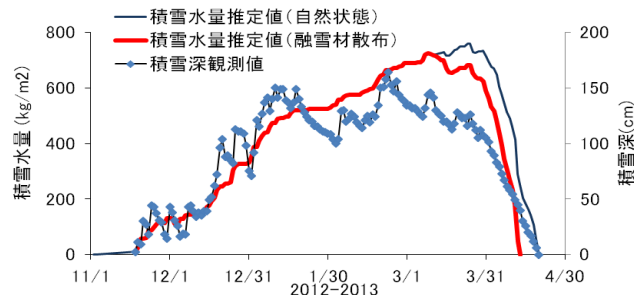


図 1 計算例（岩見沢，2012-13）
3/7 に融雪材を散布した場合．パラメタは
 $S_{max}:0.70$ ， $S_{min}:0.35$ ， $SM_h:500$

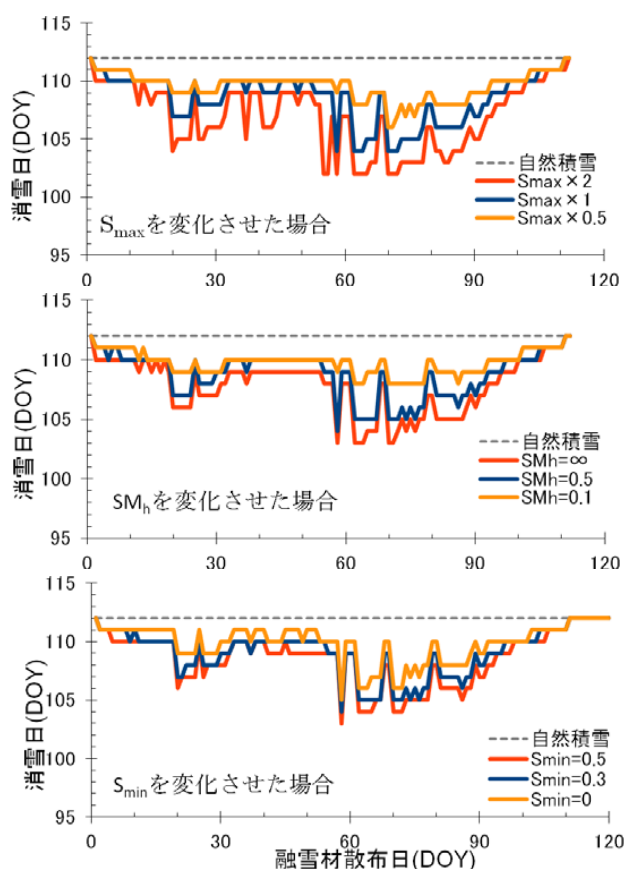


図 2 融雪材散布日と消雪日との関係（岩見沢，2012-13）．3 つのパラメタをそれぞれ変化させたプロットを重ねている。

南極リュッツォ・ホルム湾における2013-2014年の観測報告

Report of sea ice observation in the Lützow-Holm Bay, Antarctica during

2013-2014

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, 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 月に砕氷艦「しらせ」が昭和基地沖接岸を 1993 年以降 18 年ぶりに接岸を断念し翌年, 2013 年 1 月にも断念した. 日本において南極観測が開始して以来, 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. 2014 年 1 月に 3 年ぶりに念願の接岸を果たしたと報道された²⁾.

本稿では, 第 55 次日本南極地域観測隊 (以下: JARE55) の同行者として参加し行った, 海水観測の結果を報告する. また, JARE55 の観測結果と過去のデータを比較し, 砕氷艦「しらせ」が昭和基地沖への接岸を 2 年ぶりに果たした要因について考察する.

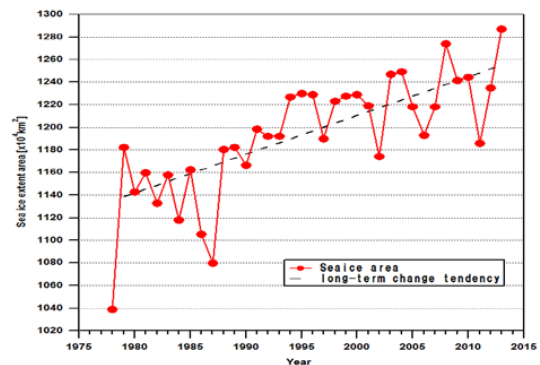


図 1. 南極における海水域面積の変動傾向¹⁾
赤線: 海水域面積 破線: 長期の変化傾向

2. 海水観測概要

図 2(a)に JARE55 における砕氷艦「しらせ」の全体の航路, (b)にはリュッツォ・ホルム湾における航路を示す. 2013 年 11 月 27 にオーストラリア出港後, 季節流水域へと侵入した 12 月 09 日より海水観測を開始した. 観測手段は電磁誘導氷厚計 (以下 EM) 及び目視観測にて海水厚を観測し, マイクロ波放射計 (以下 PMR) を用い海水の輝度温度を観測し, 2014

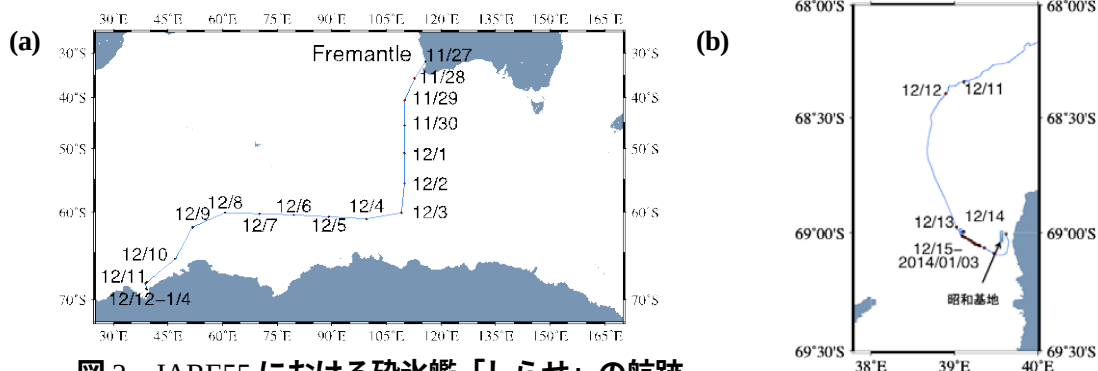


図 2 JARE55 における砕氷艦「しらせ」の航跡
(a)全体の航跡 (b)リュッツォ・ホルム湾内における航跡

年1月4日昭和基地へと接岸後、往路の海水観測を終えた。

3. 観測結果

図3は、プリンセスオラフ海岸沖を12月10日に通過時の海水密接度及び、砕氷艦「しらせ」の航跡を示している。海水密接度は青に近づくほど海水密接度が低く、赤に近づくほど海水密接度が高いことを示している。12月09日より海水密接度が高いプリンセスオラフ海岸沖の海水域に侵入したが、付近よりも海水密接度の低い大根水路を通過したことにより、開放水面を航行することができた。JARE55のEM、PMR及び目視観測による現場観測データを図4に示す。図4(a)の赤棒がEMによる海水厚、黒点が目視による海水厚を示している。斜線の枠で囲まれた地点は、前述の大根水路と言う分離帯水路を通過したため海水が存在しない。分離帯水路とは、冬季の卓越風により流水帯と定着氷帯との間にしばしば開水面が作られる水路を意味する³⁾。大根水路をすぎると6m程度の乱氷帯を4回ほど通過する。その後68.5°S-69°Sにおいて海水厚が2m程度まで海水が薄くなり、69°S以南はEMでは10m、目視では7mの海水が観測された。

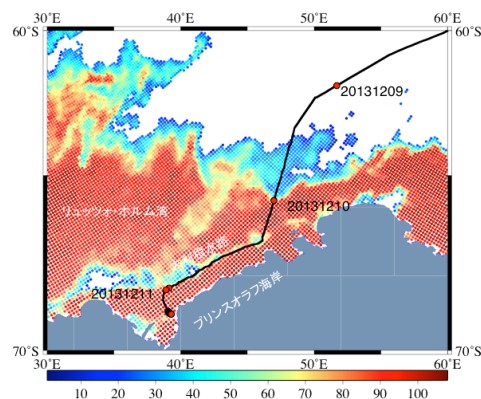


図3. プリンセスオラフ海岸沖を通過時の海水密接度及び「しらせ」の航跡

図4(b)はPMRで観測された赤外温度を黄点、36Ghzの水平垂直の輝度温度をそれぞれ赤点、青点で示している。赤外温度の変化はあまり見られないが、67°S、67.6°S、68°S、68.2°S、68.4°S、68.5°S-69°Sの地点において輝度温度が上昇していることがわかる。EM海水厚グラフと、PMRの輝度温度グラフを比較すると乱氷帯を通過時に輝度温度が上昇していることがわかる。しかし、68.5°S-69°Sにおいてはその傾向とは異なり、海水が薄くなるに対して輝度温度が上昇していることがわかる。

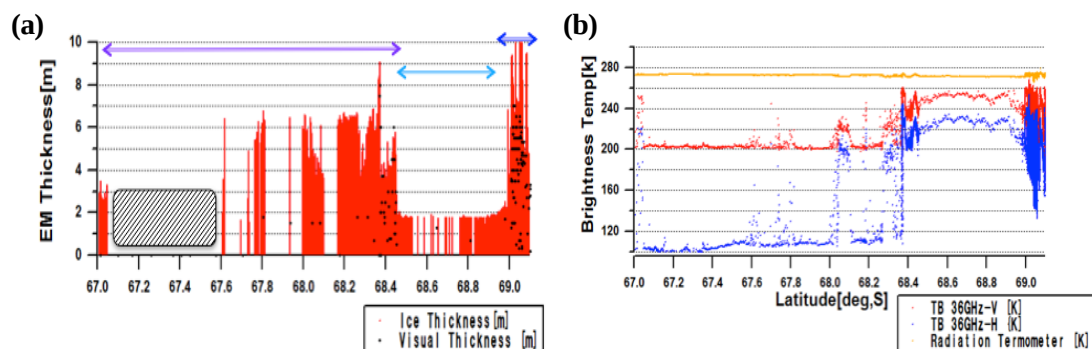


図4. JARE55 海水観測結果

(a) EM 及び目視による海水観測結果

紫色両矢印：季節海水域、水色両矢印：定着氷一年氷帯、青色両矢印：定着氷多年氷帯

(b)PMR による赤外温度、垂直水平輝度温度の観測結果

4. 海水厚、海水域面積の過去8年間の経年変化

リュッツォ・ホルム湾における海水の経年変化を図5に示す。赤棒がEM海水厚、青点が目視観測による海水厚を示している。このグラフを見ると JARE47 から JARE48 にかけて 68.4°S 以南の海水厚が薄くなり、その後 JARE51 より年々海水が厚くなる。1993 年以来 18 年ぶりに昭和基地沖への接岸を断念した JARE53 では、6m を超える乱氷帯が度々見られる。翌年の JARE54 も前年と同様に接岸を断念され、前年と同様に昭和基地へと近づくにつれて海水が厚くなっていることがわかる。JARE55 は前年と比較すると 68°S-69°S の範囲において海水厚が 2m 程度であり、薄くなっていた。しかし、JARE53, 54 と同様に昭和基地へと近づくにつれ海水が厚くなっている。昭和基地で受信している MODIS センサで観測された、リュッツォ・ホルム湾の衛星画像を図6に示す。図6を見ると定着氷縁は2005年-2008年まで後退・前進を繰り返しており、2010年、2011年と定着氷縁が前進し2012年以降は後退を始めていることがわかる。図7に JARE55 の定着氷一年氷帯における海水厚の値を赤線、昭和基地から定着氷縁までの直線距離の変化を青線で示した。指定範囲の海水厚は定着氷縁の前進によって厚く、後退によって薄くなっていることがわかる。接岸断念した JARE53 は海水域面積が最大で、また海水厚は 6m に達しており砕氷艦「しらせ」の航行が困難であったことがわかる。

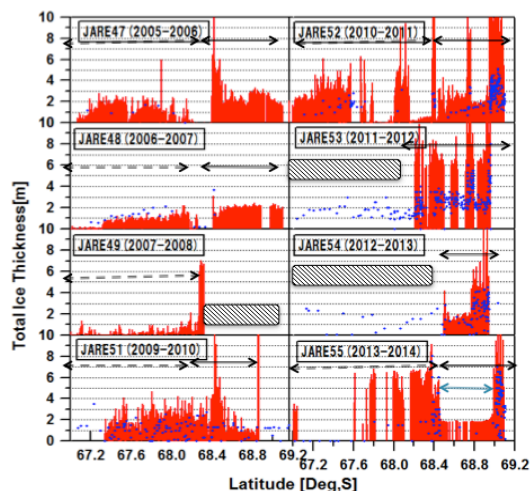


図5. 過去8年間のEM海水厚の経年変化
破線両矢印：流氷帯 両矢印：定着氷帯
青色両矢印：定着氷一年氷帯

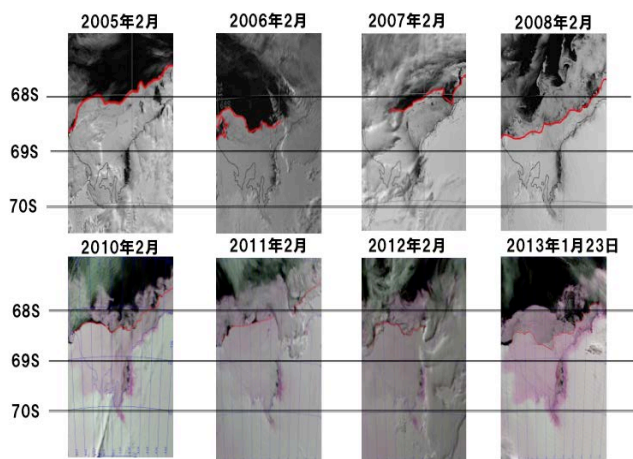


図6. MODIS 画像による8年間の海水域面積の広がり及び流出

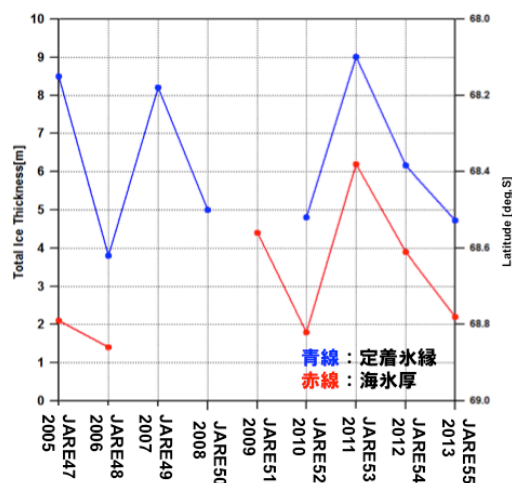


図7. 海水域面積及び定着氷一年氷帯における海水厚の経年変化

5. リュッツォ・ホルム湾における 2013 年の海氷域面積の変動

昭和基地沖への接岸を断念した JARE54 から JARE55 にかけて定着氷縁の変動の様子を図 8 に示す。2013 年 1 月-5 月までを定着氷の南下（後退）時期、2013 年 5 月から 10 月を北上（前進）時期に分けた。また 2, 6, 7 月の MODIS 画像はリュッツォ・ホルム湾の天候や極夜のため定着氷縁を判断することが可能な画像が存在しないため、抜けている。 (a)を見ると、昭和基地の直上を除いて多くの地点で定着氷縁の位置が南下していることが

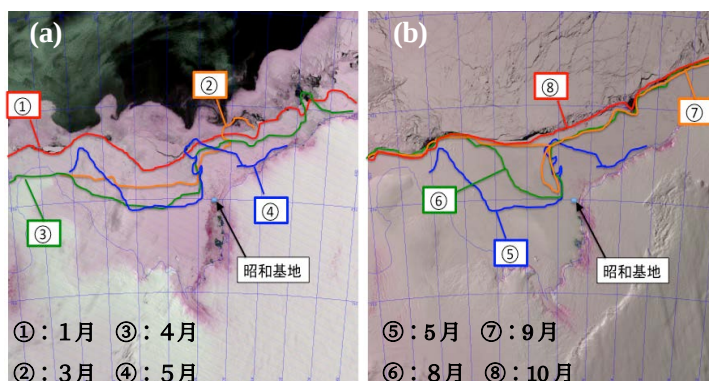


図 8. 2013 年 1 月-10 月までの海氷域面積の変化

(a) 1 月-5 月の海氷域面積の変化

(b) 5 月-10 月の海氷域面積の変化

わかる。4 月には一度定着氷縁が最も南下し、5 月には一部北上し一部が南下していることがわかる。 (b)をみると 6 月-7 月の極夜に大きく海水縁が北上し、8 月には昭和基地の直上を除き海水縁が北上している。10 月になると海水縁が 1 月と同程度まで北上した。

6. 砕氷艦「しらせ」の接岸要因

JARE55 において 3 年ぶりに昭和基地沖へと接岸を果たした要因を以下のように考えた。一点目は砕氷艦「しらせ」がプリンセスオラフ海岸沖を通過時に、大根水路という開放水面を航行した。そのため例年よりも早く定着氷へと進入することができた。もう一点は、昭和基地直上の定着氷が遅くまで開いていたため、定着氷一年氷帯ができたことである。図 9 にリュッツォ・ホルム湾における 9 月、11 月の MODIS 画像及び砕氷艦「しらせ」の航跡を示す。航跡は定着氷一年氷帯を通過している。図 4 より定着氷一年氷帯は、他の地点とは異なり海水厚が 2m 程度の薄水域であったことがわかる。薄水域を航行できたということは、例年よりもラミング回数が少なくすみ、燃料と時間が節約できたのではないかと考えた。

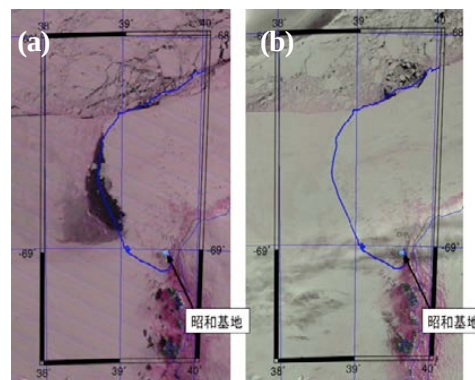


図 9. リュッツォ・ホルム湾における MODIS 画像（青線：「しらせ」の航跡）

(a)2013 年 9 月 17 日

(b)2013 年 11 月 16 日

[参考・引用文献]

- 1) 気象庁地球環境・海洋部, 2014: 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/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html
- 2) 文部科学省, 2014: 南極観測船「しらせ」の昭和基地沖への接岸について 2013 年 1 月 5 日発表
http://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/26/01/1343201.htm
- 3) 国立極地研究所, 1982: 南極の科学 4 氷と雪, 2.4.3 昭和基地周辺海域の海氷, 36-37

晩秋の北極域の海水面積減少がもたらす AO/NAO の位相の負へのシフト

A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea ice reduction in late autumn

山崎孝治, 中村哲 (国立極地研究所／北海道大学),
岩本勉之 (国立極地研究所／新潟大学),
本田明治, 浮田甚郎 (新潟大学),
三好勉信 (九州大学),
小川泰信 (国立極地研究所)

Koji Yamazaki, Tetsu Nakamura, Katsushi Iwamoto, Meiji Honda, Jinro Ukita,
Yasunobu Miyoshi and Yasunobu Ogawa

1. はじめに

北極域の海水面積は近年急速に減少しており, 地上気温は全球平均の2倍の速さで温暖化している. このような北極域の変動が北半球中緯度の気候に影響を及ぼしている可能性がある. 最近の研究で海水減少は冬の大気循環を変えユーラシアに寒波をもたらすことが示唆されている (例えば, Honda et al.¹⁾; Petoukov and Semenov²⁾; Screen et al.³⁾). 本研究では晩秋の北極域の海水の近年の減少が冬に負の北極振動 (AO (Thompson and Wallace⁴⁾)) / 北大西洋振動 (NAO) をもたらすことについて観測データ解析と大気大循環モデルを用いた数値実験で調べる. 明らかになったことは, 「最近の北極域の海水減少は中緯度の大陸域 (欧州, 東シベリア, 北米) に負の AO/NAO に関連した寒波をもたらし, 強い負の AO の生起確率を倍増させること, バレンツ海からの定常ロスビー波が北極域で下降, 中緯度で上昇する残差平均子午面循環を励起しその循環は北極域での海水減少による直接的な温暖化を強化すること」などである.

2. データと方法

海面水温 (SST) 及び海水密接度 (SIC) の観測データは the Merged Hadley NOAA/OI SST and SIC (Hurrell et al.⁵⁾) を用いた. 大気データは ECMWF の ERA-interim (Dee et al.⁶⁾) を用いた. また, AO index や NAO index は NOAA-CPC のサイトのデータを用いた (<http://www.ersl.noaa.gov/psd/data/climateindices>). 期間はいずれも 1979–2011 年の 33 年間である.

大気大循環モデル (AGCM) として, 地球シミュレータの AFES ver.4.1.T79L56 を用いた. AFES ver.4.1 は Honda et al.¹⁾でも用いられたモデルであるが, 本研究で利用したモデルの水平分解能はより高く (T42→T79), 鉛直にも高い (30km → 60km). 数値実験は 1979–1983 年の昔の 5 年平均の境界条件 (SST と SIC) を与えたランを control (CNTL) run とした. 全部の境界条件を 2005–2009 年の最近の 5 年平均とした global run, 北極域の海水だけを最近の条件にした N.Ice run など各種実験を行ったが, ここでは CNTL run と N.Ice run の比較を行うことで北極域海水減少の効果を論ずる. この 2 つのランは 1 年のスピニング後, 各々 60 年積分した結果を解析する.

3. 結果

まず観測データにより冬(12,1,2月)平均の AO index と 9,10,11,12月の北極域の海氷面積とのラグ相関係数を計算し、どの月の海氷偏差が冬の AO に最も影響を与えるかを調べた。計算には線形トレンド除いたデータを使用した。その結果、9,10,11,12月との相関係数は、それぞれ、0.14, 0.28, 0.48, 0.26 であり、11月の海氷面積が冬の AO に最も影響を与えることがわかった。11月の海氷面積が少ないと冬に AO が負になり、北極域の気温は上昇するが、ユーラシア、特にシベリアと欧州および北米の地上気温が下がる(図 1c,d)。北極域の海氷のみ最近の値にしたモデル実験の偏差(N.ICE-CNTL)は観測結果を裏付けるものであった(図 1a,b)。

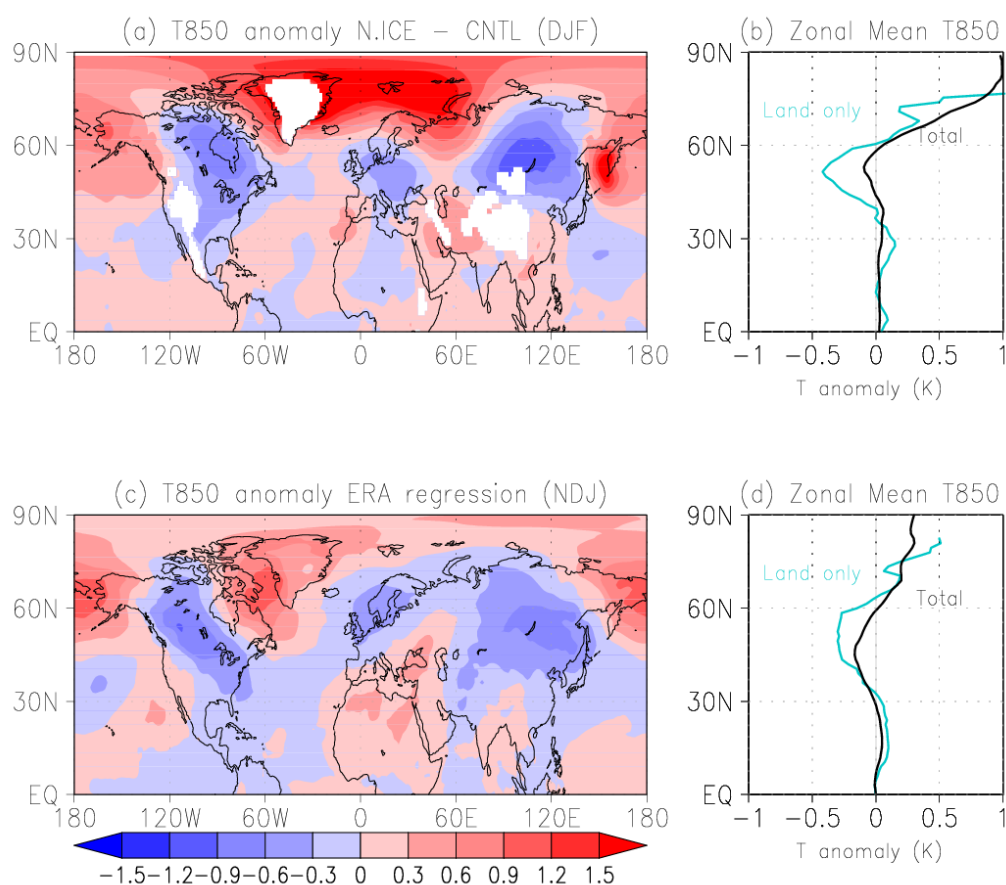


図1 (a) 冬(12,1,2月)平均の 850 hPa 気温偏差. N.ICE- CNTL. (b)東西平均気温偏差. 黒(水色)線は全(陸地のみ)平均. (c),(d) (a),(b)と同様だが冬(11,12,1月)平均の 11月の海氷面積に回帰した観測値(ERA interim). 海氷面積が -1σ に対応. 観測は1月ずらした方がモデル結果との一致が良い.

このような偏差が生じる元々の原因は晩秋～初冬にかけてバレンツ海・カラ海の水氷面積が減少すると暖かい海表面からの乱流熱フラックスが増加し下層大気を暖めることにある。9月は海氷面積の減少は大きい、その偏差は主に東シベリア海にあり、乱流熱フラックスは小さい。またバレンツ海・カラ海は晩秋以降、上空に南東向きの

ジェットが吹いており、加熱により励起された惑星スケールのロスビー波が冬季には下流へ、つまりシベリア方面へ伝播しやすい。この惑星波は高緯度対流圏上部に伝播しそこの西風を減速し AO を負にシフトさせる (図略)。また波強制により誘起された残差子午面循環は中緯度で上昇流、北極域で下降流となり、この加熱効果は海水減少による直接的な海面からの加熱の 25% に相当する。つまり海水減少による北極域の温暖化に正のフィードバックがかかる。

では海水減少に伴い AO はどのように変化し index の分布はどうなるのであろうか。図 2 a,b は北半球(20N 以北)の冬平均 500-hPa 高度場の CNTL, N.ICE の第 1 主成分 (EOF1) である。それぞれのランにおいて北極域で負のときは中緯度域で正になる AO 的な変動が最も卓越することが確認される。2 つのランを比べると N.Ice の方が北極域の活動中心がより強くやや低緯度にシフトしている。

図 2 c は、2 つのランを一緒にして求めた EOF1 であり、図 2 d はそのスコアの 120 年間の時系列である (前半は CNTL, 後半は N.Ice)。

図 3 は図 2 における EOF1 スコアのヒストグラムとそれから推定した確率密度関数である。標準偏差 σ の 0.247 倍だけ CNTL は正にシフトし、N.Ice は負にシフトしている。両者は重なってはいないが、 $+1\sigma$ 以上の確率は CNTL の 20.4% から N.Ice では 10.8% に半減し、逆に -1σ 以下の確率は 9.3% から 18.2% に倍増する。つまり、海水減少により寒気吹き出しのような状況に季節平均場になる確率が倍増する。

各々のランにおける日々の EOF1 スコア分布を調べた結果 (即ち平均値は両ランで同じ) では、 -2σ 以下のような極端な負のスコアが N.Ice ランで増加することがわかつ

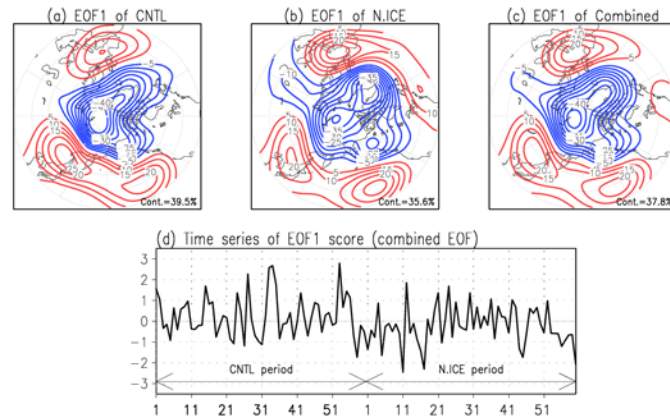


図 2 冬(12,1,2 月)平均 500-hPa 高度場の EOF1 パターン. (a) CNTL, (b) N.ICE, (c) CNTL+N.ICE. (d) 結合した EOF1 スコア時系列. CNTL60 年と N.ICE60 年を結合.

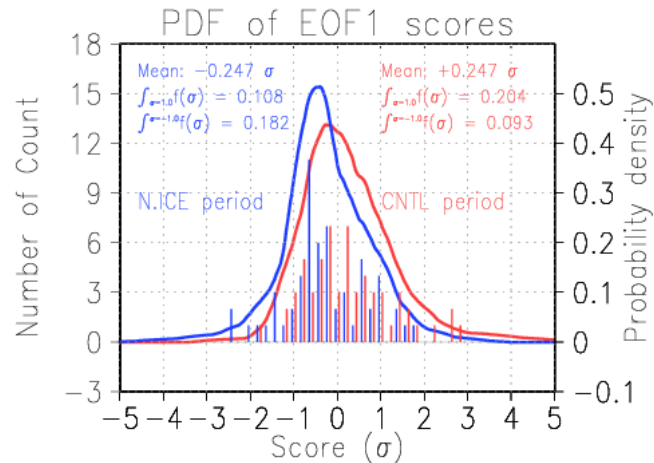


図 3 EOF1 スコアのヒストグラム(棒: 左目盛り)と推定した確率密度関数(線: 右目盛り). 横軸はスコア. 赤は CNTL 実験, 青は N. ICE 実験.

た．日々の気象においても海氷減少により中緯度での強烈な寒波が起こりやすくなっているといえる．

4. まとめ

11 月の北極域の海氷面積の変動が北半球冬の卓越変動である北極振動に影響を与えることを示した．大気大循環モデル(AFES)による北極海の海氷を変化させた感度実験により，海氷が減少した最近の状況では北極振動は負の位相となり，北極域では温暖化するが，シベリア，欧州，北米の中緯度大陸上で寒冷化することが確認された．ただし，温室効果ガス濃度の上昇や海面水温の上昇傾向はこれらの効果を幾分相殺する傾向にある．今回の実験は昔と今の比較であるが，長期間にわたる変動を再現する実験を行う必要があり，現在そのような実験を実施中である．

当研究は Nakamura et al.⁷⁾に基づいている．

謝辞

当実験で使用した AFES モデル実験は JAMSTEC の地球シミュレータで行った．JAMSTEC の開発チームと東京大学中村尚研究室メンバーにモデルのチューニングや積分に関してお世話になり感謝する．当研究は GRENE 北極気候変動事業の一環として行った．

【引用文献】

- 1) Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- 2) Petoukov, V., and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *J. Geophys. Res.*, **115**, D21111, doi:10.1029/2009JD013568.
- 3) Screen, J. A., I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas, 2013: The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss, *J. Climate*, **26**, 1230-1248, doi:10.1175/JCLI-D-12-00063.1.
- 4) Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- 5) Hurrell, J., J. Hack, D. Shea, J. Caron, and Rosinski, 2008: A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model, *J. Climate*, **21**, 5145-5133.
- 6) Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- 7) Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, J. Ukita, Y. Miyoshi, and Y. Ogawa, 2014: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea ice reduction in late autumn, *J. Geophys. Res.* (under revision).

グリーンランド北西部における氷床・氷帽・カービング氷河の変動

Mass changes of the ice sheet, ice caps, and calving glaciers in northwestern Greenland

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),
 津滝 俊 (国立極地研究所 北極観測センター, 北海道大学 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),
 丸山 未妃呂 (北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所)
 Shin Sugiyama, Takanobu Sawagaki, Shun Tsutaki, Daiki Sakakibara, Mihiro Maruyama

1. はじめに

グリーンランドを覆う氷床, および氷床から独立した数多くの氷帽・氷河の質量が近年急激に減少している. グリーンランド氷床は 1990 年代後半から顕著な縮小傾向を示し, 2000–2011 年における氷損失速度は海水準に換算して約 0.6 mm a^{-1} と報告されている¹⁾. 氷損失は近年加速傾向にあり, 特に沿岸に位置する溢流氷河で変化が大きい. すなわち気温上昇による融解増加に加えて, 海洋への氷流出が氷床縮小に重要な役割を果たしている. また総面積 $89,700 \text{ km}^2$ に及ぶグリーンランド沿岸部の氷帽・氷河は, 2003–2008 年に 0.12 mm a^{-1} の速度で氷を失った. この値はグリーンランド氷床の氷損失の約 20% に相当し, 世界の山岳氷河における総氷損失の 10% に相当する²⁾.

衛星観測技術の進歩により, グリーンランドの氷質量変化がより正確に測定されるようになった. さらに発展著しい数値モデルを駆使して, 質量変化の原因にも踏み込んだ議論がなされている. その一方で, グリーンランドにおける現地観測データは少なく, 調査が不十分で理解されていない重要なプロセスが多く残されている. 例えば, 内陸のフィルン層における融解水の貯留は³⁾, 現地観測なしでは予見しえなかった新しいプロセスである. この他, 氷床海洋相互作用, 雪氷表面アルベド, 氷床底面流動などが, 重要かつ未解決のプロセスとして挙げられる (図 1). 氷質量減少の定量化には涵養量, 融解量, カービングフラックスの正確な把握が必要となるが, 詳細かつ正確なデータを得るため, また衛星データの検証のため, 現地観測の拡充が急務である.

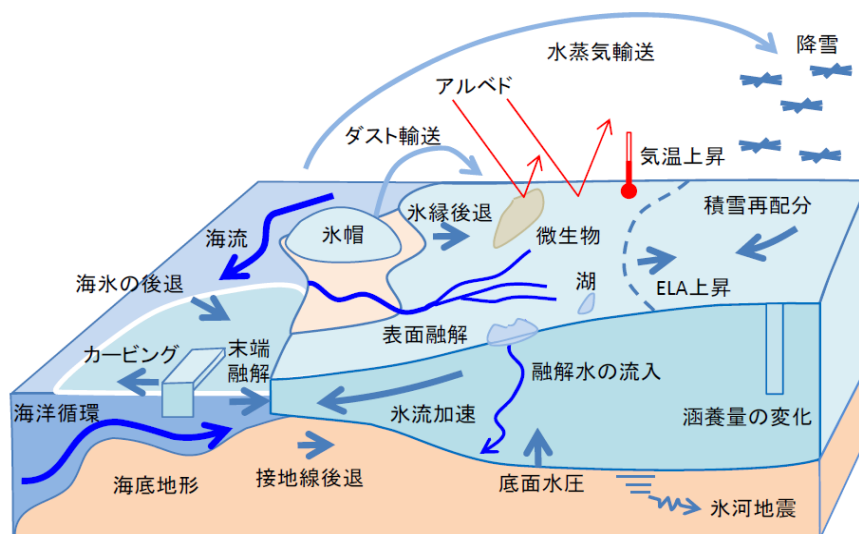


図 1. グリーンランドにおける近年の氷質量減少に関わるプロセス.

このような背景に基づいて我々は、グリーンランドにおける氷損失に着目して研究活動を開始した。このプロジェクトは 2011 年に始動した GRENE 北極気候変動研究事業の取り組みのひとつであり、GRENE 事業の戦略課題「全球の気候変動及び将来予測における北極域の役割の解明」への貢献を目指すものである。特にグリーンランド北西部に焦点をあて、氷床・氷帽・カービング氷河の変動とそのメカニズム解明を目的とする。本稿では研究対象地を紹介し、これまでの取り組みとその成果を概説する。

2. 研究対象地

本研究は、グリーンランド北西部カナック周辺の氷床周縁部、溢流氷河、独立氷帽を調査対象とする（図 2）。カナック（77°28'N, 69°13'W）は人口約 600 人、定期便が就航するグリーンランド最北の村落である。グリーンランド北部は南部と比較して現地観測活動が少なく、カナック周辺でも氷河氷床に関する研究は非常に少ない。近年の研究では、南部で顕著であった氷損失が北西部に伝搬しつつあるデータが示されており⁴⁾、北西部における氷変動観測はその重要性を増している。

カナックは Inglefield Bredning と呼ばれる幅約 15–20 km の湾に面しており、この湾には 7 つの溢流氷河が流入している。特にフィヨルドの東端に位置するトレイシー氷河とヘイルプリン氷河はこの地域最大の氷河で、これまでの衛星データ解析によってその後退、氷厚減少、流動加速が明らかになった⁵⁾。さらに Inglefield Bredning から派生するボードインフィヨルドにはボードイン氷河が、カナック北西の沿岸には 11 のカービング氷河が流出し、2000 年以降これら全ての氷河が後退傾向にある⁵⁾。カナックの北側には、西に突き出す形でグリーンランド氷床の周縁部が伸びており、上記の氷河群に氷を供給している。2013 年 7 月にはこの氷床上 A2（1800 m a.s.l.）（図 2）地点で積雪ピット観測と 5 m フィルンコア掘削を行い、近年の涵養量復元に必要なサンプルを得た。また 2012 年以降 SIGMA-A（1500 m a.s.l.）地点で、気象研究所を中心としたプロジェクトが気象・積雪観測を行っており、このグループとも協力して観測活動を進めている。氷床の北側には Inglefield Land と呼ばれる陸地が広がっている。

その近傍では氷床表面の暗色化が特に著しく、バンド状の着色が衛星画像からも確認できる（図 2）。カナックのすぐ北側に幅約 20 km のカナック氷帽が広がる他、周辺にいくつかの氷帽が存在するが、これらの氷帽も消耗域の暗色化が顕著である。

我々は上記の氷体を対象に、野外観測及び人工衛星データの解析を実施している。以下では、2012 年と 2013 年に野外観測を実施したカナック氷帽とボードイン氷河に関して、これまでの研究成果を紹介する。

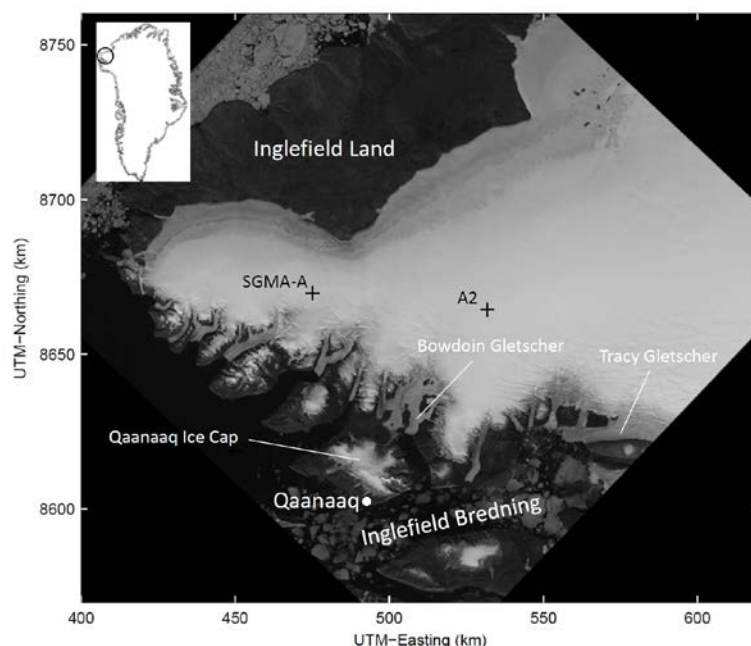


図 2 グリーンランド北西部カナック周辺の衛星画像（1999 年 7 月 24 日 Landsat 画像）。

3. これまでの成果

(1) カナック氷帽

カナック氷帽は、グリーンランドから半島状に突き出た陸地を覆う面積 288 km^2 の氷体で、陸上に末端を持つ多数の氷河が溢流する (図 3a). 溢流水河のひとつであるカナック氷河末端から氷帽最高点 (1110 m a.s.l.) にかけて測線を設け、2012 年と 2013 年の夏季に観測を行った⁶⁾ (図 3b).

氷レーダによる測定によると、測線に沿った平均氷厚は 120 m 、最高氷厚は 165 m である. 氷の流動速度は中流域で約 25 m a^{-1} で、この速度が日変化、季節変化を示すことが明らかになった. 年間平均気温 (海面高度で約 -8°C) は氷が十分に冷たいことを示唆しており、融解水が底面に到達するメカニズム、底面での流動状態の解明が課題となっている. 氷帽上 7 か所における融解速度によれば、氷の暗色化に伴うアルベド低下によって消耗域で融解が有意に増加している⁶⁾. 暗色化の原因は雪氷生物の繁殖であることが確認されている. 2012 年の 8 月には 1000 m a.s.l. 付近まで上がった雪線が、2013 年の同時期には 700 m a.s.l. 程度に観測され、質量収支の年々変動が激しいことが示された.

以上の観測結果は、グリーンランド沿岸における氷帽の氷損失を定量化し、そのメカニズムを探る上で重要である. 質量収支の変動が大きいことが判明し、長期間にわたる継続観測が必要となっている.

(2) ボードイン氷河

ボードイン氷河は、カナックの北約 20 km に位置する末端幅幅 3 km のカービング氷河である (図 4). 末端から約 10 km 上流まで流動の速い部分が続いており、ボードインフィヨルドへ約 500 m a^{-1} の速度で氷が流出している. 2012 年のヘリコプターによる予察に続き、2013 年 7 月には約 3 週間にわたり氷河とフィヨルドの観測を行った.

氷河末端から約 4 km の範囲で氷レーダ観測を行った結果、最大氷厚 350 m の氷はその大部分が海水面より下に位置することが判明した. カービング端では浮力とほぼ釣り合う位置まで氷が海に浸かっており、浮力がカービングや氷流動に重要な影響を与えていることを示唆している. また氷河の流動速度は半日・日周期の変動、降水に反応した加速イベントなどを示し、表面から底面に流入する融解水と降水、潮位の変化に強く影響を受けていることが明らかになった.

氷河前のフィヨルドではソナーによる測深を実施した. その結果、氷河から $1\text{--}2 \text{ km}$ 離れた海底に高さ約 50 m の起伏が存在することが明らかになった. この氷河は 2008 年以降急速に後退しているが、この後退に氷河前の地形が関与している可能性が高い. 氷レーダによって得られた氷河底面地形と合わせて、カービング氷河末端付近の基盤

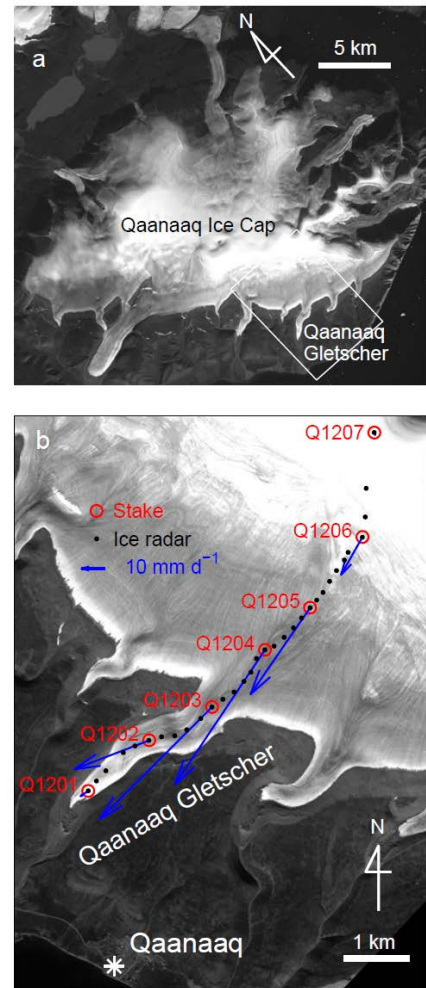


図 3 (a)カナック氷帽の人工衛星画像 (2009 年 8 月 25 日 ALOS PRISM 画像). 白枠は b の範囲. (b)カナック氷河上の観測地点 (○) と表面流動ベクトル, 氷レーダ測定地点 (●).

形状が明らかになった．通常カービング氷河では，クレバスが多い氷河末端部や氷山に埋められたフィヨルドでは，地形の詳細な測定が難しい．ボードイン氷河での詳細な観測結果はユニークなものであり，カービング氷河の変動メカニズムを理解する上で重要なデータになると考えている．

4. まとめと今後の計画

GRENE 北極気候変動研究事業では，グリーンランド北西部カナック周辺の氷床・氷帽・カービング氷河を対象に研究活動を開始した．2012年と2013年に現地観測を実施した他，人工衛星データを使った解析が進行している．カナック氷帽とボードイン氷河で質量収支や流動に関わる多様なデータを取得した他，内陸の涵養量，カービング氷河の末端変動と流動変化などが明らかになりつつある．今後は2014年と2015年に現地観測を予定しており，2016年3月のプロジェクト終了までに，カナック周辺における氷質量減少の定量化とそのメカニズム解明を目指す．

5. 謝辞

本研究は，GRENE 北極気候変動研究事業の一環として実施した．現地観測メンバー，GRENE 雪氷課題代表者の榎本浩之氏，科研プロジェクト代表者の青木輝夫氏に謝意を表する．またカナックでの活動に協力頂いた Gohsic-Sakiko Daorana 氏に感謝する．

【引用文献】

- 1) Shepherd, A. *et al.*, 2012: A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, **338**, 1183–1189.
- 2) Bolch, T. *et al.*, 2013: Mass loss of Greenland's glaciers and ice caps 2003–2008 revealed from ICESat laser altimetry data. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 875–881.
- 3) Forster, R. R. *et al.*, 2013: Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet. *Nat. Geosci.*, **7**, 95–98.
- 4) Khan, S. A. *et al.*, 2010: Spread of ice mass loss into northwest Greenland observed by GRACE and GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L06501.
- 5) 榎原大貴，杉山慎，2013: グリーンランド北西部におけるカービング氷河の末端変動と流動変化.2013年度雪氷研究大会講演予稿集，北見．
- 6) Sugiyama, S. *et al.*, 2014: Initial field observations on Qaanaaq Ice Cap in northwestern Greenland. *Ann. Glaciol.* 55(66), 25–33.

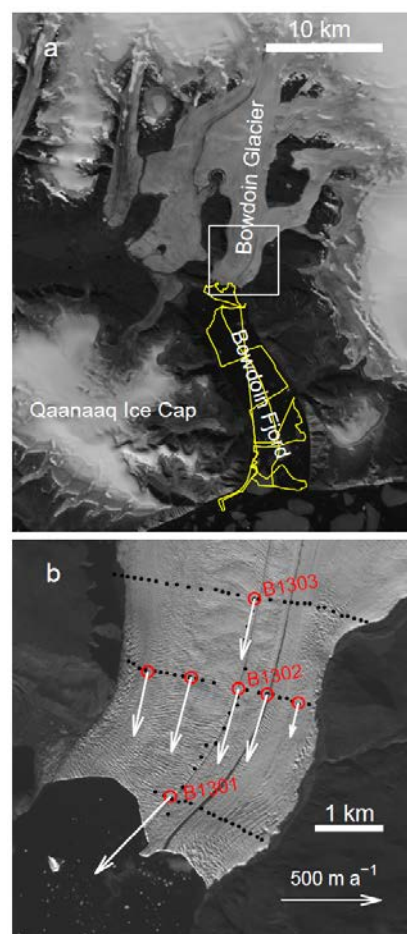


図 4 (a)ボードイン氷河周辺の人工衛星画像（1999年7月24日 Landsat 画像）．黄線は測深ルート，白枠は b の範囲．(b)ボードイン氷河上の観測点（○）と表面流動ベクトル，氷レーダ測定地点（●）（2010年7月25日 ALOS PRISM 画像）．

グリーンランド北西部における氷帽の表面高度変化 Surface elevation change on ice caps in northwestern Greenland

齊藤 潤 (北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所)

津滝 俊 (北海道大学 低温科学研究所, 国立極地研究所北極観測センター)

澤柿 教伸 (北海道大学 地球環境科学研究所)

杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所)

Jun Saito, Shun Tsutaki, Takanobu Sawagaki, Shin Sugiyama

1. はじめに

グリーンランド沿岸には、氷床とは独立した氷河や氷帽が多数存在する¹⁾。これら氷河、氷帽の変動は気候変動の重要な指標であり、海水準変動に寄与している²⁾。近年、氷床沿岸全域で氷河、氷帽の質量損失がレーザー高度計搭載衛星 ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite) の観測によって見積もられ、急速な氷体縮小が明らかになった³⁾。しかし、ICESat の軌道間隔は 10–30 km であり、氷河氷帽の体積変化を正確に測定するには不十分である。そこで本研究では、陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS : Advanced Land Observing Satellite) のパンクロマチック立体視センサ (PRISM) 画像から表面標高を高い空間分解能で測定し、グリーンランド北西部カナック周辺における氷帽表面高度変化を明らかにすることを目的とした。

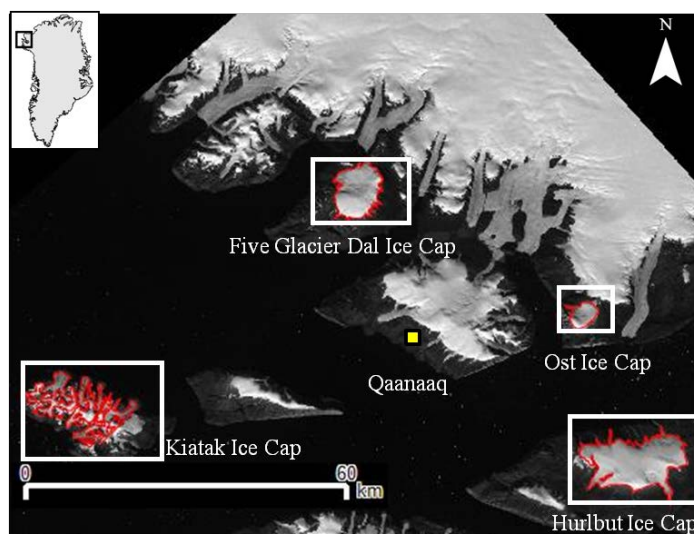


図 1 グリーンランド北西部カナック周辺の衛星画像 (Landsat 3, RBV/MSS, 1982 年 8 月 27 日撮影)。観測した氷帽を白枠で示す。

2. 研究対象地

カナック (77°28'N, 69°13'W) は、グリーンランド北西部に位置する村である。本研究では、カナック周辺に位置する 4 つの氷帽の表面高度変化を解析した。本稿ではこれらの氷帽を Hurlbut Ice Cap, Ost Ice Cap, Five Glacier Dal Ice Cap, Kiatak Ice Cap と呼ぶ (図 1)。

3. 使用データと解析手法

3.1. 人工衛星画像

氷帽表面の標高解析は、ALOS によって 2006–2010 年に撮影された PRISM 画像を用いた (表 1)。地表分解能は 2.5 m である。解析に用いたのは、直下視と前方視、または直下視と後方視のステレオペア画像で、撮影時期の異なる 2 組のペア画像を比較することで標高変化を測定した。

3.2. 表面高度とその変化の測定

ALOS・PRISM データに RPC (rational polynomal coefficients) ファイルを付加して、画像の画素情報を地理座標へ変換した. デジタルフォトグラメトリソフトウェア (ERDAS Inc., LPS:Leica Photogrammetry Suite) を使用したデジタル図化機を用いて, ステレオ視モニター (Planar Systems Inc., SD2020) 上で画像を実体視する. この実体視空間を使って, 500 m 間隔に区切った格子点上で標高を測定し, 2 時期における表面高度変化を算出した. 標高の比較にあたっては, 本来変化がないと考えられる氷帽周辺の基盤岩域で, 2 時期の標高差がゼロに近づくように基準標高値を調整した. 実体視による標高測定では, 画像の視認性の良し悪しが誤差に影響する. 例えば, コントラストが低い箇所や起伏の激しい箇所, 雲量の多い箇所で誤差が大きくなる⁴⁾. これらの影響を加味した標高測定誤差は ± 4 m 程度である⁵⁾. また, 各氷帽の体積変化量 (ΔV) は次式で算出した.

$$\Delta V = \sum_i (\Delta h_i \times A)$$

Δh は氷帽の表面高度変化, i は各測定点を示す. A は氷帽上における測定点の単位面積 0.25 km^2 である. 雪に覆われた高標高域では標高の測定が困難であり, 今回の解析ではこれらの地域では標高変化がゼロと仮定して氷帽の体積変化を計算した. 氷帽の面積は ESRI 社の ArcGIS を使用し, 目視でマッピングして算出した.

表 1 各氷帽の観測期間, 面積, 面積相対変化, 表面高度変化, 体積変化.

	Hurlbut Ice Cap	Ost Ice Cap	Five Glacier Dal Ice Cap	Kiatak Ice Cap
観測期間	2007/8/10-2010/7/3	2007/8/15-2009/8/3	2006/7/7-2010/8/28	2007/7/27-2010/8/28
面積 (km^2)	140	18	69	92
面積相対変化 (%)	0.32	0.65	0.57	0.32
表面高度変化 (m/yr)	-1.7 ± 0.8	-2.8 ± 1.3	-2.0 ± 1.0	-1.7 ± 1.0
体積変化 ($10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$)	-172 ± 82	-50 ± 24	-126 ± 62	-117 ± 69

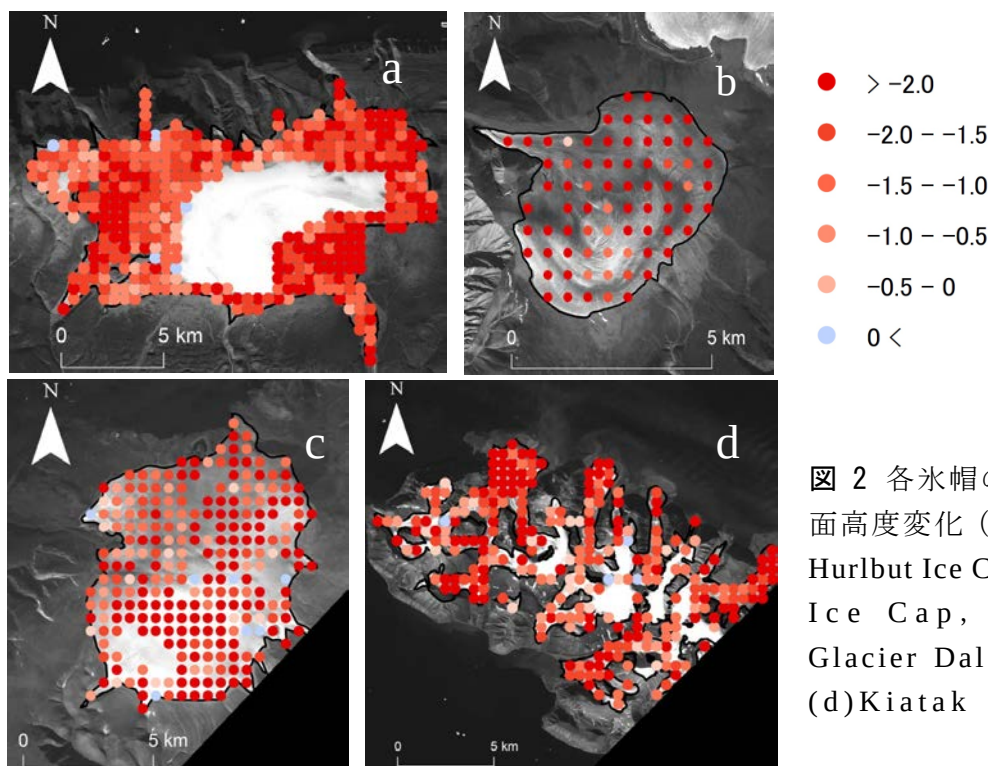


図 2 各氷帽の年間の表面高度変化 (m/yr) . (a) Hurlbut Ice Cap, (b) Ost Ice Cap, (c) Five Glacier Dal Ice Cap, (d) Kiatak Ice Cap.

4. 結果および考察

各観測期間における 4 つの氷帽の表面高度変化速度は、標高測定値が得られた範囲内の平均で $-1.7 \sim -2.8$ m/yr だった。また、体積変化速度は $-50 \sim -172 \times 10^6$ m³/yr であった。Ost Ice Cap は、観測した氷帽の中で最も低下速度が大きく (2007 年 8 月 15 日から 2009 年 8 月 3 日で 2.8 m/yr)、その他の氷帽では $1.7 \sim 2.0$ m/yr となっている。また、各氷帽における面積変化の相対量は Ost Ice Cap で最も高く、Hurlbut Ice Cap と Kiatak Ice Cap で最も低い値を示した。氷帽面積が小さいほど裸氷域の割合が大きく、表面の暗色化によるアルベド低下や氷帽周辺の基盤岩域からの放射熱の供給によって、表面融解が促進されと考えられる^{6), 7)}。

各氷帽における高度変化の標高依存性を解析すると、全標高域で低下傾向にあるものの、特に低標高において低下速度が大きい (図 3)。カナック氷帽において 2012 年と 2013 年の夏期に行われた現地観測では全標高域を含む測線上の平均表面低下速度 0.2 m/yr に対して、氷河末端部では 2.1 m/yr と、低標高で標高低下が顕著であることが報告されている⁸⁾。カナックの夏期 (6, 7, 8 月) の気温は 1996 年から 2012 年にかけて上昇傾向にある (図 4)。降雪量の変化を無視すると、夏期の気温上昇によって表面融解が増加し、標高低下に参加していることが示唆される。

グリーンランド北西部における氷河氷帽 (総面積 2699 km²) の表面低下速度は、2003–2008 年の平均で 0.6 m/yr と報告されている³⁾。本研究で得られた 4 つの氷帽 (総面積 254 km²) の平均値 1.8 m/yr はその約 3 倍に相当する。この結果は、同地域の氷河、氷帽の質量損失が近年加速していることを示唆するものである。

5. まとめ

本研究では、グリーンランド北西部カナック周辺に位置する 4 つの氷帽において、表面高度変化を ALOS・PRISM データを用いて解析した。その結果、全ての氷帽において表面高度の低下が観測され、2007–2009 年に Ost Ice Cap において最大の表面低下速度

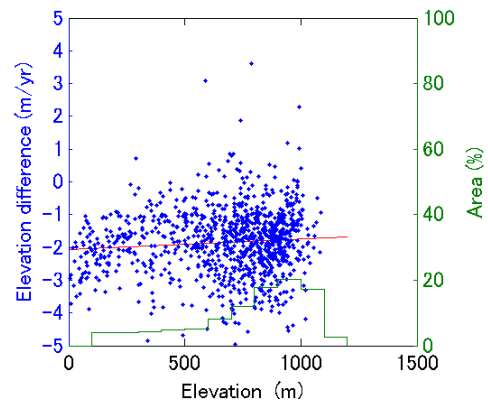


図 3 Hurlbut, Ost, Five Glacier Dal, Kiatak Ice Cap の表面高度変化 (青点) とヒプソメトリー (緑線)。赤線は全データに対して線形近似したものである。

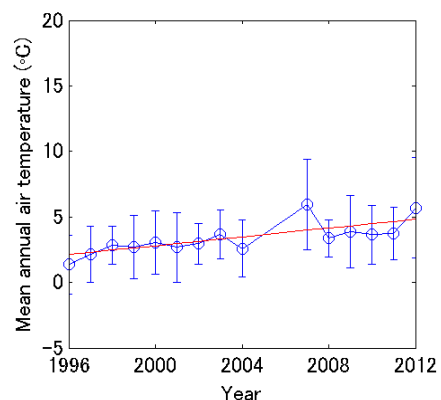


図 4 カナック (77°46'N, 69°21'W) の夏期 (6, 7, 8 月) の平均気温変化。赤線は全データの線形近似直線。誤差棒は日平均気温の標準偏差を示す。気温データは NOAA(National Climatic Data Center) より取得した。

2.8 m/yr が得られた。その他の氷帽の表面高度変化は 2006–2010 年にかけて−1.7～−2.0 m/yr であった。これらの値は, Bolch ら³⁾によって報告されている 2003–2008 年のグリーンランド北西部の表面高度変化 (−0.6 m/yr) の約 3 倍に相当する。また, 表面高度変化は特に低標高で著しいことが判明した。その要因として, 夏期 (6,7,8 月) の気温が上昇傾向にあり, 低標高域の融解が増加している可能性が挙げられる。今後は, 他の衛星データを用いてより長い期間における標高変化を測定し, より詳細に氷帽の変動を解析していく予定である。

謝辞

本研究は GRENE 北極気候変動研究事業の一環として実施した。

【参考文献】

- 1) Raster, P., *et al.* (2012) : The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland. *The Cryosphere*, **6**, 1483-1495.
- 2) Meier, M. F., *et al.* (2007) : Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, **317** (5841), 1064-1067.
- 3) Bolch, T., *et al.* (2013) : Mass loss of Greenland's glaciers and ice caps 2003-2008 revealed from ICESat laser altimetry data. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, 1-7.
- 4) 澤柿教伸・ラムサールダモダール. (2011). デジタル三次元空間における実体視地形解析へのステレオスコピック技術の応用. *地理学論集*, **86**, 1-9.
- 5) Lamsal, D., *et al.* (2011) : Digital terrain modeling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *Journal of Mountain Science*, **8**, 390-402.
- 6) Frank, P., *et al.* (2004) : Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21402, doi:10.1029/2004GL020816.
- 7) Andreas, K., *et al.* (2002) : The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: II. First results. *Annals of Glaciology*. **34**. 362-366.
- 8) 丸山未妃呂, 津滝俊, 榊原大貴, 澤柿教伸, 杉山慎, 2014: グリーンランド北西部カナック氷帽における質量収支・流動速度・表面高度変化の観測, *北海道の雪氷*, **33**

グリーンランド北西部カナック氷帽における 質量収支・流動速度・表面高度変化の観測 Field measurements of mass balance, ice speed and elevation change on Qaanaaq Ice Cap, northwestern Greenland

丸山未妃呂（北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所）

津滝俊（国立極地研究所 北極観測センター，北海道大学 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）

澤柿教伸（北海道大学 地球環境科学研究所）

杉山慎（北海道大学 低温科学研究所）

Mihiro Maruyama, Shun Tsutaki, Daiki Sakakibara, Takanobu Sawagaki, Shin Sugiyama

1. はじめに

グリーンランド周縁部には、氷床とは独立した氷帽、氷河が数多く存在している。これらの氷体は沿岸の低標高に位置するため、近年の融解量増加が著しいと考えられる。先行研究により、グリーンランド周縁部における近年の氷損失の原因として、気温の上昇以外にもいくつかのプロセスが指摘されている。たとえば、氷表面の暗色化によるアルベド低下が融解量を増加させる他¹⁾、季節的な流動変化が氷流出量に影響を与えると考えられている²⁾。しかしながら、グリーンランドの氷帽における研究例は限られており、特に北西部では現地観測データが不足している。そこで本研究では、グリーンランド北西部のカナック氷帽において2012年および2013年の夏期に現地観測を行い、表面融解量、流動速度および表面高度を測定した。2012年の観測についてはSugiyamaら³⁾(2014)によって報告されたところであるが、本論はそれに引き続いて観測で得られたデータを基に、近年の質量損失を定量化し、流動速度短期変動の原因やアルベドが融解に与える影響を考察する。

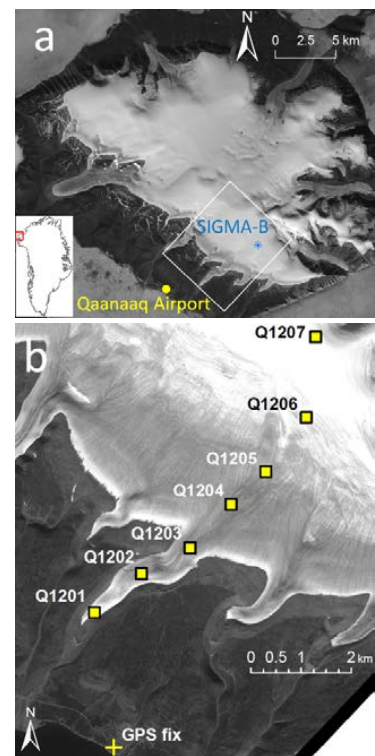


図1 (a)カナック氷帽の衛星画像 (Landsat7ETM+, 2002年7月2日撮影)。(b)カナック氷帽における観測地域(aの白枠部分に、ステーク設置場所(□)とGPS基準局(+))を示す。

2. 観測手法

カナック氷帽は、グリーンランド北西部カナック村(77°28'N, 69°13'W)の北側に位置する面積288 km²の氷帽である³⁾(図1a)。本研究では、氷帽から溢流するカナック氷河の最上流(1100 m a.s.l.)から末端にかけて7本のステークを設置し(243–1079 m a.s.l.)、表面融解量と流動速度の測定を実施した(図1b)。2012年7月18日にQ1201からQ1206、2012年7月20日にQ1207にステークを設置した。使用したステークは長さ2 m、直径35 mmのアルミポールで、マキタの電動ドリルとKovacs社製の掘削刃を使って氷内に埋設した。これらのステークの高さを測定することで2012年7月18–29日および2013年6月29日–8月4日の融

解速度を測定した。

標高 900 m 以上に設置した 2 本のステークは、2013 年 7 月 20 日の段階で雪に埋まっており、再測できなかった。そこでこの 2 地点においては、以下の手順で質量収支を計算した。はじめにカナック空港と SIGMA-B (図 1a) で測定された気温から気温減率を求め、Q1206 と Q1207 地点の Positive Degree-Day (PDD) を算出した。次に、2012 年の観測で得られた Degree-Day Factor (DDF)³⁾ を使って 2 地点の融解量を求めた。また、SIGMA-B で測定された雪面高度の連続値から降雪量を推定し、融解量を差し引くことで年間の質量収支とした。なお新雪の密度は 80 kg m^{-3} とした。

2 周波 GPS (GNSS GEM-1) によるスタティック測量で氷帽上のステークの位置を測定し、2012 年 7 月 18–29 日と 2013 年 7 月 18 日–8 月 4 日および年間の流動速度を計算した。また、ステークを設置した測線に沿って、計 260 点で 2 周波 GPS (Leica System1200, GNSS GEM-1) を用いたキネマティック測量により表面標高の測定を行った。2013 年 7 月に、前年の測定地点をハンディ GPS によって探索しながら表面高度を再測した。測量の精度は水平方向、鉛直方向共に数 cm 程度である。

3. 結果

3. 1. 表面融解

図 2 に 2012 年、2013 年の夏期融解速度を示す。末端付近の Q1201 では、2013 年の融解速度 ($17 \text{ mm w.e. d}^{-1}$) は 2012 年 ($46 \text{ mm w.e. d}^{-1}$) の 37% であった。2012 年の融解速度は中緯度の温暖氷河と同等であることが先行研究によって報告されている³⁾。それに対して 2013 年は 5 地点の平均で 2012 年の 23% と低い値を示した。また、2012 年 7 月から 2013 年 7 月にかけての各ステークにおける年間質量収支を図 3 に示した。末端での消耗量は $1.2 \text{ m w.e. a}^{-1}$ であり、約 1000 m a.s.l. 以上で涵養していることが判明した。

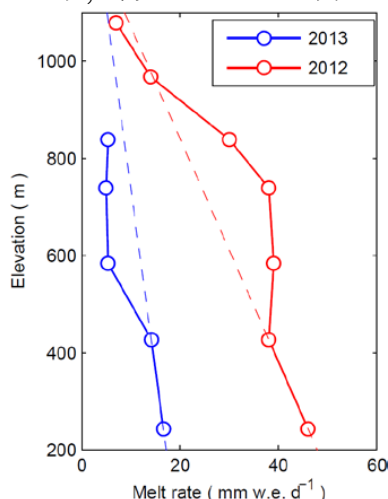


図 2 2012 年夏期および 2013 年夏期の融解速度。点線は Q1201 と Q1202 の融解速度を結んだ線の外挿を示す。

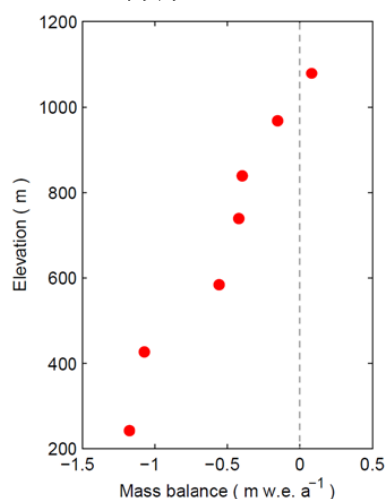


図 3 2012–2013 年における年間の質量収支。

3. 2. 流動速度

2012 年および 2013 年の夏期流動速度と、2012 年 7 月から 2013 年 7 月の年間流動速度を図 4 に示す。Q1203–Q1204 (584–739 m a.s.l.) において速度は最大となり、2012 年夏期には 25.2 m a^{-1} 、2013 年夏期は 20.8 m a^{-1} であった。2013 年夏期の 5 地点における平均流動速度は 13.6 m a^{-1} と、年間の平均値 13.4 m a^{-1} とほぼ同等であるが、2012 年夏期の平均流動速

度は 16.0 m a^{-1} と有意に大きな値を示した。

3. 3. 表面高度

2013 年と 2012 年の測線沿いの表面標高を比較して、1 年間の高度変化を図 5 に示した。氷河の末端付近で約 2 m、観測全域平均で 0.20 m の表面低下を示しており、氷厚の減少が明らかとなった。

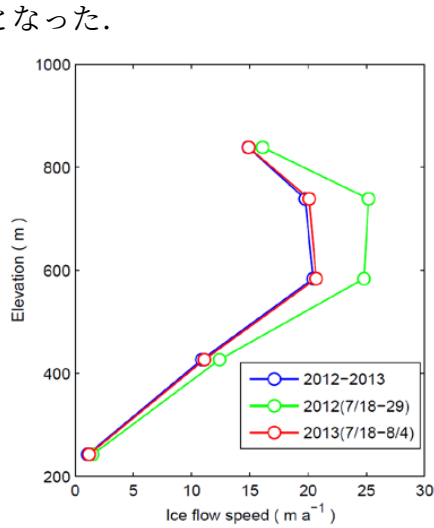


図 4 年間の流動速度および 2012 年夏期、2013 年夏期の流動速度。

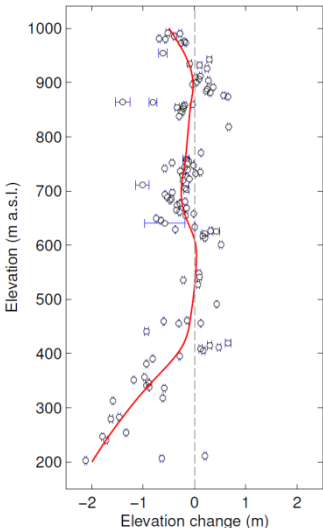


図 5 2012–2013 年における表面高度変化。赤線は局所回帰モデルでスムージングした線を表す。

4. 考察

2002 年から 2013 年における 7 月の平均気温と PDD を表 1 に示す。2012 年は 2013 年と比べて平均気温が 3.1°C 、PDD が 87 K d 高く、融解量が大きかった主要因と考えられる。一方 2013 年は、過去 10 年間の平均値と比較して気温が低く、例年よりも融解量が少なかった可能性がある。さらに、2012 年の氷河表面は不純物で汚れていたためアルベドが低下し (図 6a)、融解が促進されたと考えられる。これに対して積雪が多かった 2013 年は、観測期間中にも降雪があり、氷河表面のアルベドが高く保持されたため融解が抑制されたと推測される (図 6b)。

また、比較的アルベドが低い期間に得られた 2012 年の DDF を質量収支の計算に用いているため、Q1206 と Q1207 における 2013 年の融解量は過大評価された可能性が高い。さらに上積氷の形成を考慮していないため、質量収支は過小評価となっている。これらの点を改善するために、正確なアルベドと上積氷を考慮した質量収支モデルの適用を予定している。

2012 年夏期における中流域の流動速度は、年間の平均速度に対して 37% の加速であった。2012 年夏期は、前述のように表面の融解速度が大きく、クレバスなどの裂け目からより多くの融解水が氷河底

表 1 カナック空港で測定された観測期間中における過去 10 年間の 7 月の平均気温と PDD。

年	月平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)	PDD (K d)
2002	1.6	53
2003	4.5	138
2004	2.0	62
2005	6.1	190
2006	7.0	218
2007	7.9	243
2008	6.6	205
2009	8.3	256
2010	7.6	229
2011	8.8	273
2012	8.7	260
2013	5.6	173
平均	6.2	192

面に流入することで、底面流動が活発であった可能性が高い。カナック氷帽表面での年間平均気温は $-2\sim-8^{\circ}\text{C}$ であり、氷体は氷点下に保たれていると考えられる。冷たい氷体を通して底面に融解水が到達し、底面流動を促進していることを示す観測結果は、氷帽の流動機構を考える上で重要である。

本研究で得られた表面低下速度 (0.20 m a^{-1}) は、Bolch ら⁴⁾ (2013) によって報告されている 2003–2008 年のグリーンランド北西部の氷帽・氷河平均表面低下量 0.65 m a^{-1} の 31%であった。これは 2013 年の積雪と低い気温による表面融解の抑制が大きく影響しており、例年よりも表面低下量が小さかったといえる。低い標高で氷厚減少が顕著であり、低標高域での融解量の増加が重要な役割を果たしている可能性が高い。このような標高依存性は、人工衛星データの解析によって示されたカナック周辺の氷帽氷厚変化の結果と整合するものである⁵⁾。

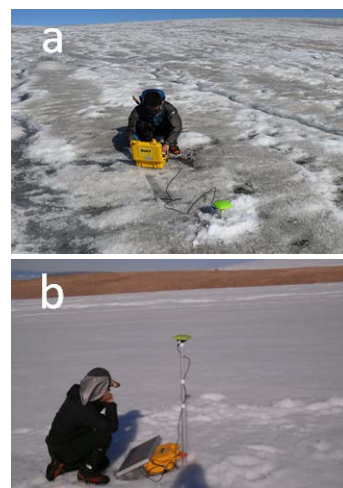


図 6 Q1203 地点における
(a) 2012 年の氷河表面と
(b) 2013 年の氷河表面。

5. 結論

2012 年および 2013 年夏期に、グリーンランド北西部のカナック氷帽において融解量、流動速度、表面標高の測定を行った。質量収支観測の結果、氷帽の末端では 2012–2013 年に 1.2 m w.e. a^{-1} の消耗が確認された。表面高度の測定結果からは、観測全域平均で 0.20 m a^{-1} の表面低下が明らかとなった。2012 年は融解速度が比較的大きく、高い気温と低いアルベドの両方が大きな役割を果たしていると推測される。2012 年は 2013 年よりも特に中流域で流動速度が大きいことが判明した。2012 年は表面融解速度が大きく、氷河底面に融解水が流入し、底面流動が活発であったことが示唆された。今後は、現地観測データと質量収支モデルからアルベドと上積氷を考慮した質量収支を計算し、2014 年 7 月に行われる観測の結果を加えて氷帽の将来変動予測を目指す。

謝辞

本研究は、GRENE 北極気候変動研究事業の一環として実施したものである。2012 年および 2013 年の現地観測メンバーに謝意を表する。

【参考文献】

- 1) Wientjes, IGM and Oerlemans, J. (2010): An explanation for the dark region in the western melt zone of the Greenland ice sheet, *The Cryosphere*, **4**(3), 261–268
- 2) Palmer, S. and 4 others. (2010): InSAR observations of ice elevation and velocity fluctuations at the Flade Isblink ice cap, eastern North Greenland, *Journal of Geophysical Research*, **15**(F4), F04037
- 3) Sugiyama, S. and 5 others. (2014): Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland, *Annals of Glaciology*, **55**(66), 25–33
- 4) Bolch, T. and 6 others. (2013): Mass loss of Greenland's glaciers and ice caps 2003–2008 revealed from ICESat laser altimetry data, *Geophysical Research Letters*, **40**, 875–881
- 5) 齊藤潤, 津滝俊, 澤柿教伸, 杉山慎, 2014: グリーンランド北西部における氷帽の表面高度変化, *北海道の雪氷*, **33**

グリーンランド北西部沿岸の海洋環境

Ocean environment in the northwestern Greenland coast

大橋良彦（北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所），
飯田高大（国立極地研究所），杉山慎（北海道大学低温科学研究所）
Yoshihiko Ohashi, Takahiro Iida, Shin Sugiyama

1. はじめに

グリーンランド沿岸には氷床から溢流する氷河が多く存在し、氷河から海洋へ高濁度の淡水が流入する（図 1）。したがって沿岸海洋では、氷床融解の影響を受けた海洋環境の変化が考えられる。例えば南極氷床沿岸では、融解水の流入に伴って植物プランクトン量の指標であるクロロフィル *a* (Chl-*a*) 濃度が上昇することが示唆されている^{1,2)}。また、近年ではグリーンランド沿岸でも同種の研究が行われており、南西部の Disko Bay において Chl-*a* 濃度の増加時期が沿岸からの距離によって異なることが明らかとなっている³⁾。しかしながら氷床沿岸の海洋環境についての研究事例は少なく、その詳細は明らかでない。

そこで本研究では、人工衛星データを使用し、グリーンランド北西部沿岸域における海表面温度 (SST)、Chl-*a* 濃度、海水密接度、懸濁の指標となる波長 555 nm のリモートセンシング反射率 (Rrs555) を解析した。



図 1 グリーンランド北西部ボードイン氷河から海洋に高濁度の淡水が流入する様子（2012 年 7 月撮影）。右図は左図の黒枠部分を拡大したもの。

2. 使用データおよび解析手法

SST, Chl-*a* 濃度, Rrs555 は、人工衛星 Aqua に搭載されている Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS: 中分解能撮像分光放射計) センサーのデータをもとに、アメリカ航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration: NASA) が作成したデータプロダクトを使用した。時間解像度は 8 日、空間解像度は 4 km である。海水密接度は、同じく Aqua に搭載されている Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E: 改良型マイクロ波放射計) センサーによって取得されたデータをもとに、

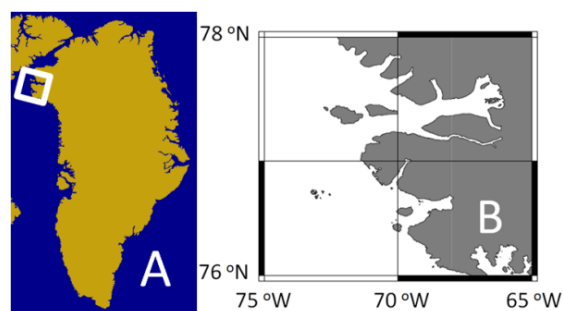


図 2 (A)グリーンランドにおける研究対象域を白枠で示す。(B)研究対象地。白い部分が海洋、グレーの部分は氷床又は陸を示す。

Hamburg 大学が作成したデータプロダクトを使用した。時間解像度は 1 日，空間解像度は 6.25 km である。誤差は 6–25%であり，海水密接度の値が小さいほど誤差が大きい⁴⁾。他のデータと時間解像度を合わせて 8 日間の平均値を求めた。以上の各物理量に関して，研究対象域(図 2)における水平分布図を作成して時空間変動を解析した。

3. 結果

2002–2011年の7–8月について行った解析から，本論文では2011年に着目して結果を紹介する。7月上旬において，フィヨルド外部（3–4 °C）と比較して，氷床沿岸でより低いSST（0–2 °C）が観測された（図3黒枠線内）。7月下旬から8月下旬においてはその逆に，氷床沿岸で比較的高いSST（4–5 °C）であった（図3白枠線内）。またChl-*a*濃度は，フィヨルド外部で7月上旬に高い値（2–3 mg m⁻³）が観測された（図4黒枠線内）。7月中旬においては，フィヨルド外部（0.5–1.5 mg m⁻³）と比較して，氷床沿岸でより高いChl-*a*濃度（2–3 mg m⁻³）であった（図4白枠線内）。SST，Chl-*a*濃度の衛星時系列データより，最大となった時期を図5に示す。SSTは，フィヨルド外部では7月上旬，氷床沿岸では8月上旬に最大値を示した（図5黒枠線内）。Chl-*a*濃度もSSTと同じような傾向を示しており，フィヨルド外部では7月上旬，氷床沿岸では7月下旬から8月上旬にかけて最大値を示す（図5白枠線内）。以上の結果から，SST，Chl-*a*濃度ともに，夏の初めにフィヨルド外部で値が上昇した後，氷床沿岸にその極大値が移動することが明らかとなった。Chl-*a*濃度に関する結果は，グリーンランド南西部に位置するDisko Bayの研究結果³⁾と整合するものである。

フィヨルド外部の海水密接度は解析期間を通して約0%であり（図6白枠線内），7–8月は海水が存在していない。一方，氷床沿岸では7月上旬は高い値（80–100%），7月中旬は低い値（0–20%）を示す（図6黒枠線内）。誤差（6–25%）を考慮しても，7月上旬から中旬にかけて，氷床沿岸の海水密接度が大きく低下したことが明らかとなった。フィヨルド外部のRrs555は，解析期間を通して低い値（0.002 sr⁻¹）を示した（図7黒枠線内）。氷床沿岸においては，7月中旬に比較的高い値（0.008–0.01 sr⁻¹）（図7黒枠線内）を示した後に減少し，8月下旬には比較的低い値（0.002–0.004 sr⁻¹）となった（図7白枠線内）。

4. 考察

氷床沿岸のChl-*a*濃度の時空間的変動は，海水密接度と関係があると考えられる。海水密接度は7月上旬から中旬にかけて大きく低下しており（図6黒枠線内），海水が後退した後，Chl-*a*濃度が増加する傾向が見られる。このようなChl-*a*濃度と海水との関係性は，南極海などの海水域で一般的に見られるものである⁵⁾。海水の後退により生じた融解水が低塩分水を生成し，氷縁近くに鉛直的に安定した表層水が形成される。この表層付近で植物プランクトンが光合成に必要な光を十分に受けて繁殖し，Chl-*a*濃度が増加すると考えられる⁶⁾。本研究で得られた結果は，グリーンランド沿岸でも海水の後退とChl-*a*濃度の増加に密接な関係があることを示唆するものであり，多時期にわたりChl-*a*濃度と海水の関係を詳細に解析していく必要がある。

Rrs555の時空間分布は，氷河から高濁度の淡水が流入する時期と場所を示している。Rrs555が0.0070 sr⁻¹以上の値を示す地域に高濁度の淡水が流入していると仮定すると⁷⁾，7月上旬から8月上旬に氷床沿岸域でそのような条件が確認できる（図8黒枠線内）。これらの地域には多くの氷河が流入しており，氷河から海洋への高濁度の淡水流入を強く示唆するものである。また2011年に関しては，8月中旬以降はそのような条件は観測されなかった。

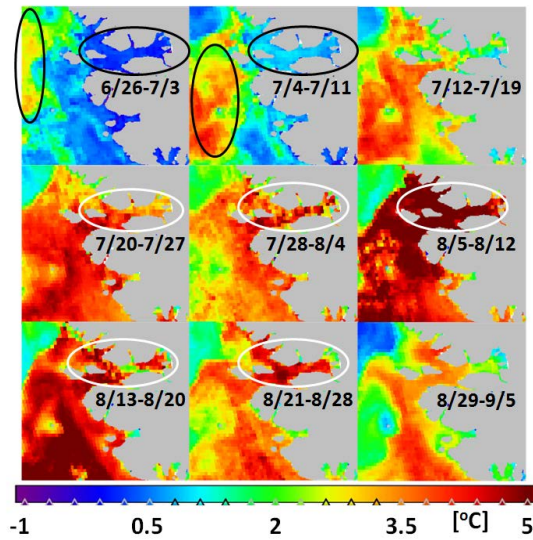


図3 2011年の各時期における SST

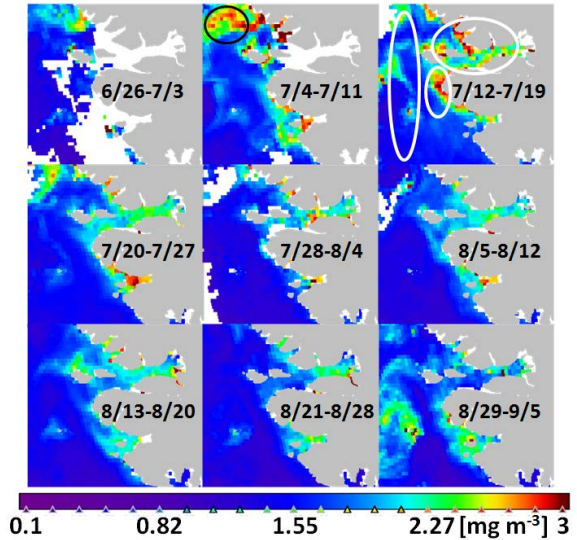


図4 2011年の各時期における Chl-a濃度

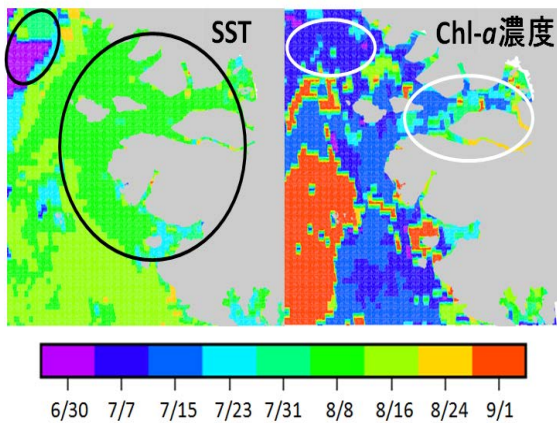


図5 2011年の SST, Chl-a 濃度が最大値を示す時期

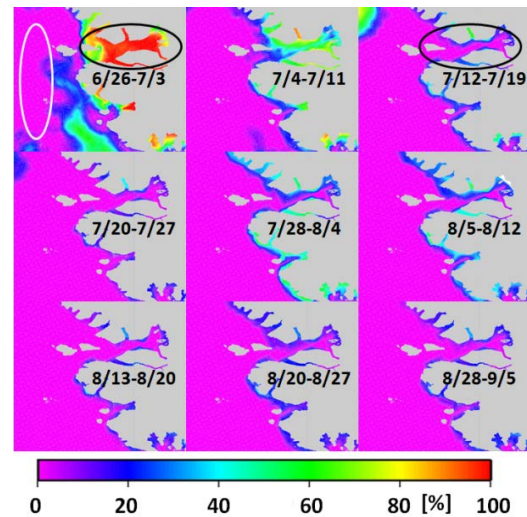


図6 2011年の各時期における海水密度度

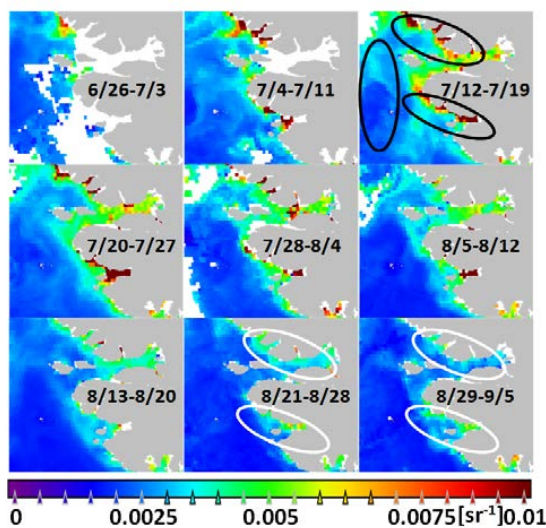


図7 2011年の各時期における Rrs555

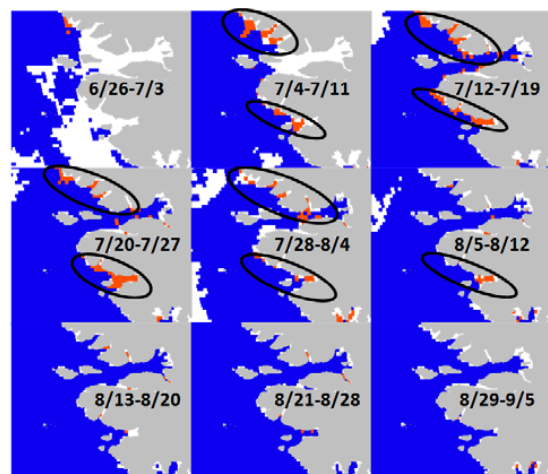


図8 2011年の各時期における Rrs555 の分布. Rrs555 が 0.0070 sr^{-1} 以上を橙, 0.0070 sr^{-1} 未満を青で示す.

5. まとめ

グリーンランド北西部沿岸域において、2011年7-8月のSST, Chl-*a*濃度, 海水密接度, Rrs555のデータセットを作成し, それぞれの変動を解析した. SST, Chl-*a*濃度はフィヨルド外部と氷床沿岸で最大となる時期が異なることが明らかとなった. 氷床沿岸のChl-*a*濃度の増加は海水の後退後に生じ, 海水密接度がChl-*a*濃度に影響を与えていることが示唆された. また多くの氷河が流入する氷床沿岸では, 7月上旬から8月上旬にかけて高濁度の淡水流入を示すRrs555の上昇が見られ, 氷河から海洋へ高濁度の淡水が流入していることが示唆された.

今後は, 2002-2011年について作成したデータセットをもとにSST, Chl-*a*濃度, 海水密接度, Rrs555の年変動とその要因, 各データ間の関係性について解析を進める. また, 本論文で示唆されたChl-*a*濃度の増加時期と海水密接度の関係などについて各年の状況や, そのメカニズムについて明らかにする.

【参考文献】

- 1) Anne-Carlijn Alderkamp and 10 others, 2012: Iron from melting glaciers fuels phytoplankton blooms in the Amundsen Sea (Southern Ocean): Phytoplankton characteristics and productivity. *Deep Sea Res. II.*, **71-76**, 32-48.
- 2) Heidi M. Dierssen and 2 others, 2002: Glacial meltwater dynamics in coastal waters west of the Antarctic peninsula. *PNAS*, **99**(4), 1790-1795.
- 3) M. P. Heide-Jørgensen and 3 others, 2007: Springtime coupling between chlorophyll *a*, sea ice and sea surface temperature in Disko Bay, West Greenland. *Progress in Oceanography*, **73**, 79-95.
- 4) G. Spreen and 2 others, 2008: Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *Journal of Geophysical research*, **113**, C02S03.
- 5) Yoriko Arai and 4 others, 2005: Distribution of chlorophyll-*a* and sea surface temperature in the marginal ice zone (20 °E-60 °E) in East Antarctica determined using satellite multi-sensor remote sensing during austral summer. *Polar Bioscience*, **18**, 16-27.
- 6) V. Alexander and H. J. Niebauer, 1981: Oceanography of the eastern Bering Sea ice-edge zone in spring. *Limnology and Oceanography*, **26**, 1111-1125.
- 7) I. Caballero and 2 others, 2011: Dynamics of the turbidity plume in the Guadalquivir estuary (SW Spain): a remote sensing approach. *IEEE Oceans*, 1-11.

2014 年 1 月にニセコアンヌプリで発生した雪崩の調査報告

Slab Avalanche occurred at Mt. Niseko Annupuri, in January of 2012

原田裕介 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所), 澤柿教伸 (北海道大学大学院),
大西人史 (雪崩事故防止研究会), 小田克大 ((株) アルパインガイドノマド),
雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム

Yusuke Harada, Takanobu Sawagaki, Hitoshi Ohnishi, Katsuhiko Oda,
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⁾⁻⁵⁾は、概要が HP でも公開されている。本報では、2014 年 1 月 16 日に北海道ニセコアンヌプリ南西斜面で発生した雪崩の調査結果を報告する。

2. 雪崩事故の概要

2014 年 1 月 16 日、ニセコ町ニセコアンヌプリ (標高 1,308m) 山頂付近の鉦山の沢で雪崩が発生し、スキーをしていたガイド 1 名と外国人の男女 2 名が堆積区にて巻き込まれた。ニセコ・ヒラフおよび花園スキーパトロール隊に救助され、事故後約 4 時間後に下山した。ガイドが右腕を骨折、他 2 名はそれぞれ右足ねんざと右膝脱臼のけがを負った (図 1, 図 2)。

3. 調査結果

現地調査は、翌 1 月 17 日に雪氷災害調査チームの 4 名で行った。発生区から埋没点推定箇所 (デブリが不明瞭) にかけての GPS 測量、破断面付近での積雪断面観測 (層構造, 雪温, 密度, 硬度), ニセコ・ヒラフスキー場にて気象データの収集とパトロールへの聞き取り調査を行った (図 2~図 6, 表 1~表 2)。

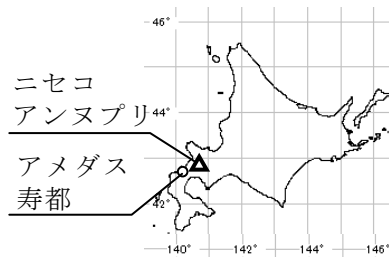


図 1 現地概況

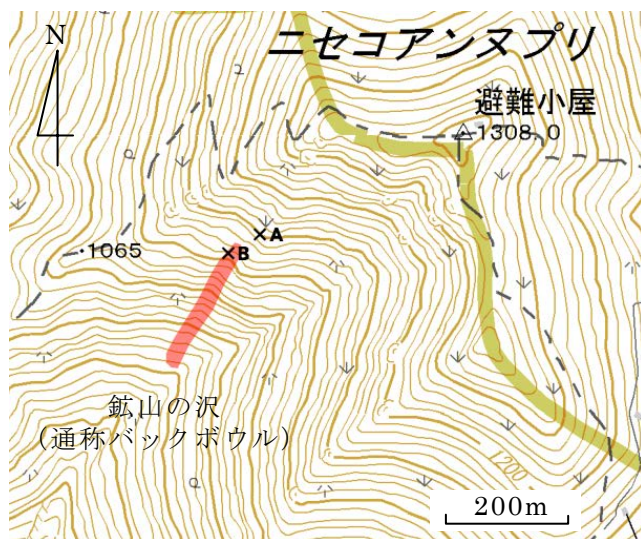


図 2 雪崩の発生位置と範囲

表 1 雪崩の概要と規模

1. 概要	発生地点	北海道ニセコ町ニセコアンヌプリ鉱山の沢（通称バックボウル）急斜面から緩斜面へ変化する谷地形の南西向き斜面				
	発生日	2012 年 1 月 16 日 午前 11 時頃		種別	面発生乾雪表層雪崩	
2. 破断面 (調査地点 B)	緯度	N42°52'23.9"	経度	E140°39'14.5"	標高	1,154m
3. 破断面 から デブリ末端	距離	225m 沿面距離 276m	標高差	157m	走路幅	10m
	方位	南西	斜度	35-45°	植生	なし
	地形	沢地形 (発生区から末端は見えない)		見通し角	35.7° (デブリ末端－破断面)	
4. 埋没地点	緯度	不明	経度	不明	標高	不明

表 2 破断面での積雪断面調査結果（於：調査地点 B 図 2～4 参照）

天気	晴れ 一時地吹雪	気温	-8.8℃ (14 時 30 分)	風	北西の風弱い（14 時 30 分） その後、断続的に強くなる．
積雪深	4.5m 以上（調査は、積雪表面から 160cm までで実施）				
雪質	新雪-こしまり 粒径 0.5-1.0mm				
弱層	雪面から 16cm 下の降雪結晶の形状が残る新雪（六花結晶の残骸，雲粒なし）・こしまり雪の層（ただし，雪崩発生後に圧密や風による削剥等が考えられる）破断面付近以外には，顕著な弱層は見受けられなかった（図 5）．				
雪面勾配	38°	平均雪温	-11.2℃	平均硬度	38.45kN/m ²
備考	破断面付近のシャベルコンプレッションテストでは，雪崩発生後もスキーやスノーボードの進入があったため，弱層より上部の積雪（以下，上載積雪）は凹凸した不規則な破壊となった．但し，調査地 A 周辺をスキーで走行したところ上載積雪に亀裂が入り，板状に破壊するケースも見受けられた（図 6）．				

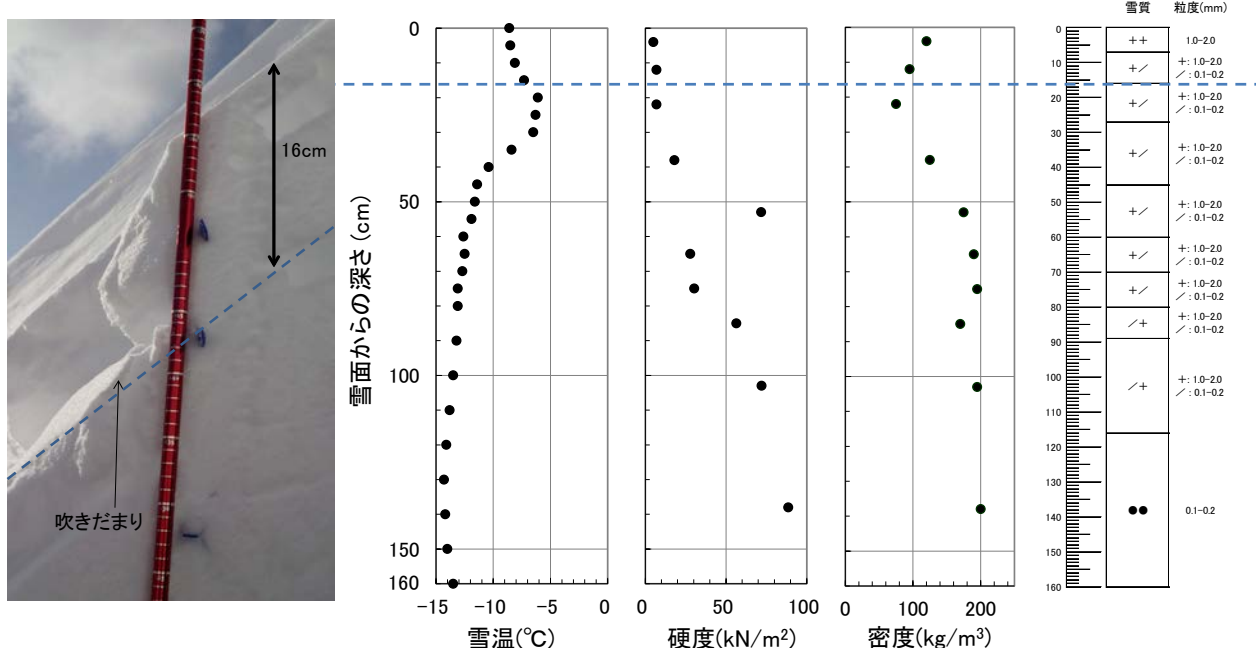


図 3 破断面での積雪断面調査結果（於：調査地点 B 図 2，表 1 参照）



図4 破断面での積雪断面調査

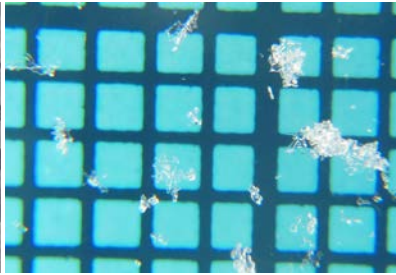


図5 弱層となった新雪・こしまり雪層



図6 A地点付近の積雪状況

4. 雪崩発生までの気象条件

破断面から東南東に約 1.8km 離れたニセコ・ヒラフスキー場気象観測点 (N42°52'15.4", E140°40'33.9", 標高 820m) における 7:30 積雪深, 日最低・最高気温を図 7 に示す. 図 8 には, 日降雪量 30cm 以上, 雪崩発生日を付記した. 現地では, 1 月 10 日～16 日にかけて, 日降雪量 30cm 以上を記録し, 積雪深増加が 100cm であった. このことは, 調査地点 B の新雪・こしまり雪層が積雪表面から 116cm までの範囲であったことと関連すると考えられる.

1 月 10～16 日までの午前 9 時の地上天気図を調べた結果, 主に西高東低の冬型気圧配置で, 12 日と 15～16 日はこの気圧配置が緩んでいた (図 8). 12 日午前 9 時には, 日本海の低気圧の前面に位置する札幌市で雲粒なしの降雪結晶 (破断面積雪断面調査で弱層となった雪質) が観測された (図 9). 同時刻の気象衛星画像によれば, 低気圧に伴う層状雲が北海道の日本海側中部から南西部にかけて確認された (図 10). よって, この一帯で降雪が認められた場合は雲粒なし結晶であったことが推察される⁶⁾. つぎに, 雪崩発生箇所から西南西に約 37km 離れたアメダス寿都 (図 1) の 1 月 10 日～16 日気象観測データを図 11

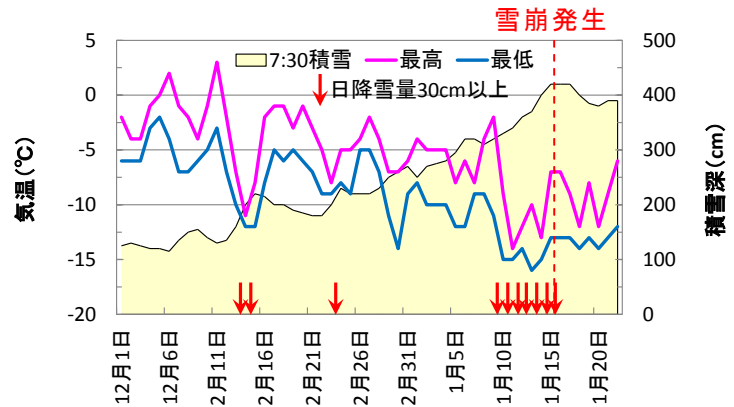


図7 雪崩発生までの気象データ
(於: ニセコ・ヒラフスキー場)

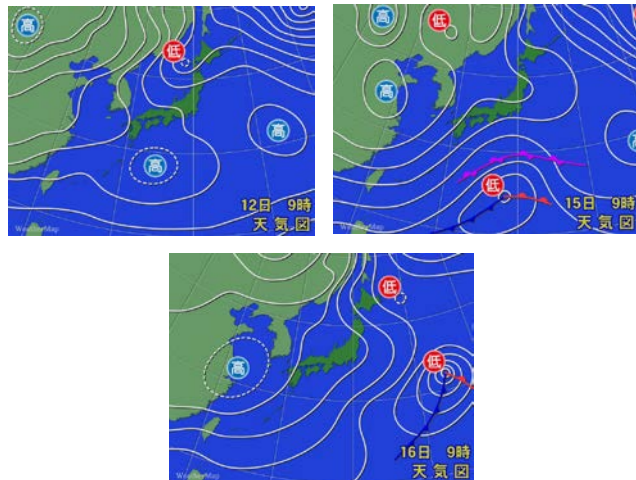
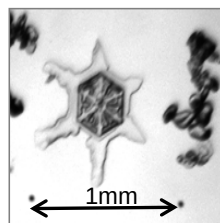


図8 1 月 12 日, 15 日, 16 日 AM9 時の地上天気図



提供: 雪氷災害チーム
秋田谷英次博士

図9 1 月 12 日 AM9 時の雲粒なし降雪結晶

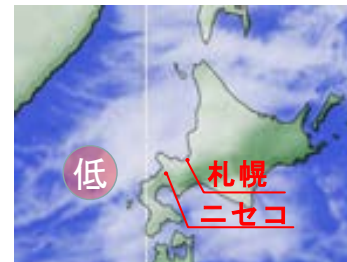


図10 1 月 12 日 AM9 時の気象衛星画像 (加筆)

に示す。12 日午前と類似した気象条件（海面気圧の低下，南よりの風，積雪深増加）が，15 日午前に確認される（図 11 の青枠）。

破断面の積雪断面調査では，弱層が積雪表面から 16cm 下方で，各気象観測データから雪崩発生前の降雪と，雪崩発生後の圧密や風による削剥等を考慮すると，15 日の降雪によるものと考えられる。ただし，15 日午前の気象条件と雲粒なし降雪結晶の形成との関係は現状では不明で，今後の検討課題である。

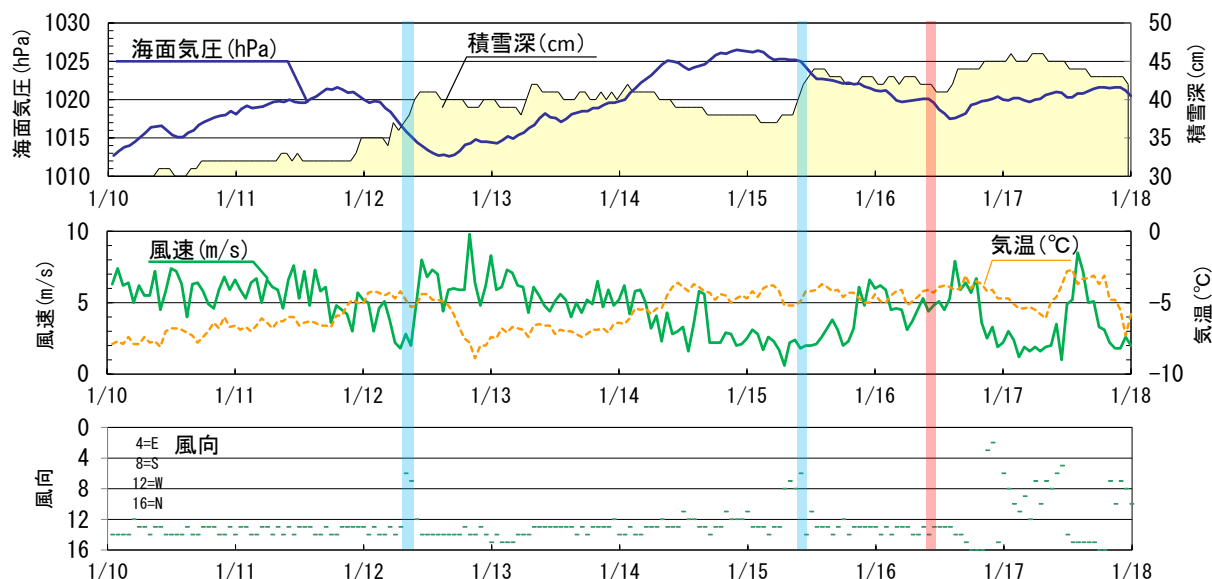


図 11 雪崩発生までの気象データ（於：アメダス寿都）。赤枠は雪崩発生時間帯，青枠は 12 日と 15 日の着目すべき気象条件の時間帯を示す。

5. まとめ

今回の雪崩は，面発生乾雪表層雪崩で，雲粒なし降雪結晶が弱層となっていた。現地調査および周辺の気象データから，雪崩発生前日と推定される。発生区で崩れた弱層より上部の積雪（斜度約 40° ）が走路の乾雪を取り込みながら細かく碎けるように流下していき，緩斜面の谷底まで到達したものと考えられる。

謝辞

ニセコ雪崩調査所，ニセコ・ヒラフスキー場には，現地状況聞き取りのご対応および気象観測データを貸与頂いた。ここに記して感謝申し上げる。

【参考・引用文献】

- 1) 尾関俊浩他，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) 山野井克己他，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) 澤柿教伸他，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) 荒川逸人他，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) 山野井克己他，2013：2012 年 12 月に三段山で発生した雪崩の調査報告，*北海道の雪氷*，**32**，6-9.
- 6) 中村一樹他，2009：2009 年 3 月羊蹄山雪崩積雪について～積雪観測結果と気象条件からの考察～，*北海道の雪氷*，**38**，37-40.

道路法面の除排雪における省力化を目的とした 可倒式雪崩予防柵の検討

A Study on drop type Avalanche Snow Bridges for labor-saving snow removal on roadside slope

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

積雪寒冷地では，雪崩を未然に防止するため，道路法面に雪崩予防柵が設置されているが，その年の積雪や気象状況等によって，雪崩予防柵が設置されている法面においても除排雪が行われている．この除排雪は，雪崩予防柵が設置されていない法面に比べ，人力施工に頼るところが大きく，効率的な除排雪工法が望まれている．

このことから，人力施工の省力化を目的に，雪崩予防柵を法面の谷方向に倒伏する可倒式雪崩予防柵について検討を行った．

2. 除排雪の実態調査

積雪法面においては，雪庇・巻きだれの雪の張り出し，スノーボール・雪しわ・クラック，元の地形が分からないほど平らな積雪状態など，雪崩の前兆現象が見られた時には危険度が高まっているため，注意が必要とされている¹⁾．雪崩予防柵は，雪崩の発生を事前に防止するため，雪崩の発生区に設置されている²⁾が，雪崩予防柵の設置法面においても，積雪や気象状況等によっては，前述の雪崩の前兆現象が現れ，除排雪が実施されている．

そこで，その実施判断や実施方法等を把握するため，北海道の国道の道路法面において平成 22～23 年度に実施された除排雪の実態調査を行った．

道路法面の状態は，道路巡回業務で監視され，除排雪作業は，道路管理者の指示で実施される．除排雪の時機は，吹雪等による雪庇や巻きだれが発生した場合，法面の積雪が非安定勾配になった場合が多く，緊急の除排雪を要するクラックなどが発生する前に実施されている．その除排雪判断は，過去の災害事例とその前兆現象などの経験に基づいてなされている．

雪崩は，厳寒期は表層雪崩，融雪期は全層雪崩が発生する危険性が高い．これを踏まえ，除排雪の実施においては，雪崩の危険度に応じて，担当工区の除排雪延長と積雪状況や時期を考慮し，経過観察する箇所，除排雪する箇所，さらに除排雪する量を調整している箇所がある．

雪崩予防柵の設置箇所における除排雪の実施範囲は，今後の降雪に備えて雪崩予防柵の背圧領域を除排雪する場合（ケース①），雪庇・巻きだれなど積雪斜面から張り出した箇所のみ除排雪する場合（ケース②）の 2 つに分類される（図 1, 2）．実施方法は，機械の作業可能範囲内は機械施工，それ以外は人力で施工されている．

雪崩予防柵の設置箇所と無対策箇所の除排雪作業を比較検証した（表 1）．平成 22 年度に実施された作業件数は共に約 150 箇所であった．1 シーズン除排雪回数，1 箇所当たり除排雪量に大きな差異はないものの，除排雪 1 回当たり作業日数，1 シーズン延べ

作業人員，1箇所当たり除排雪費は，無対策の箇所に比べ雪崩予防柵の設置箇所は約2～3倍で，除排雪の負担が大きいことがわかる。

また，機械施工が約3割に対し，人力施工が約7割を占め，人力施工の比率が高い。作業員の年齢構成比は，人力・機械施工共に50代が多く，40代，30代と続き，20代は極端に少なく，若手の確保が困難で高齢化が進んでいる（図3）。

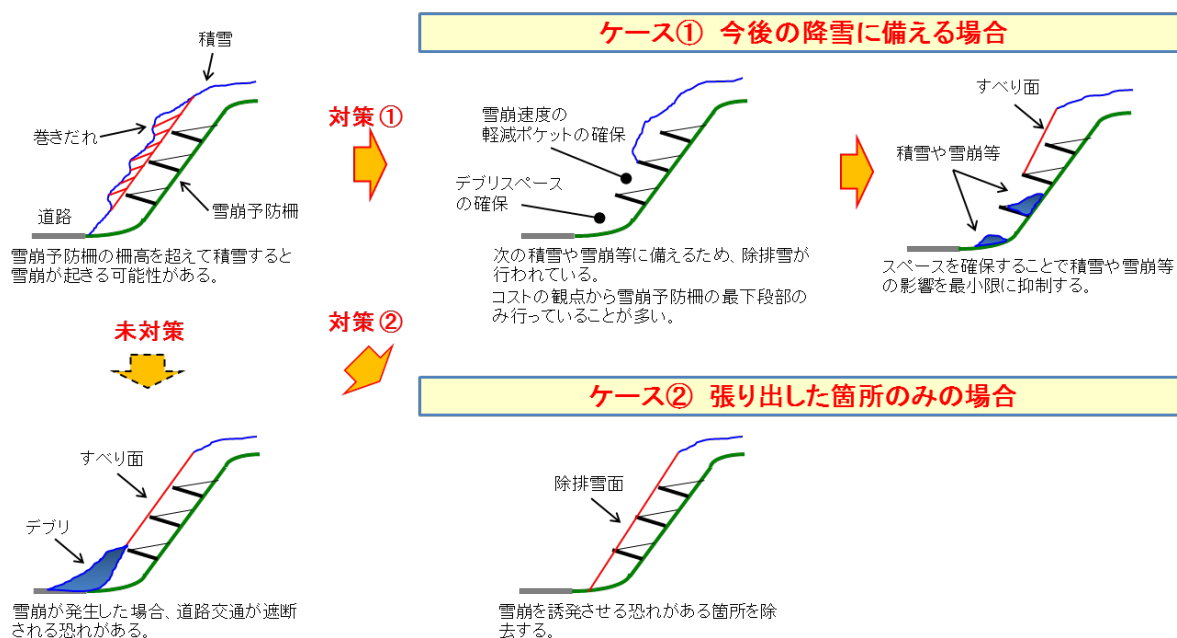


図1 雪崩予防柵の設置箇所における法面除排雪の分類



図2 雪崩予防柵の設置箇所における法面除排雪の事例

表 1 除排雪作業に係る内訳

	雪崩予防柵	無対策
除排雪箇所数(平成22年実施分の調査)	151箇所	153箇所
1シーズン除排雪回数	1.31回	1.24回
1箇所当たり除排雪量	1,520m ³	1,650m ³
除排雪1回当たり作業日数	3.25日	1.81日
1シーズン延べ作業人員	50人	26人
1箇所当たり除排雪費	179万円	57万円
除排雪作業区分	人力のみ 39箇所 機械のみ 13箇所 複合施工 99箇所	人力のみ 26箇所 機械のみ 38箇所 複合施工 89箇所

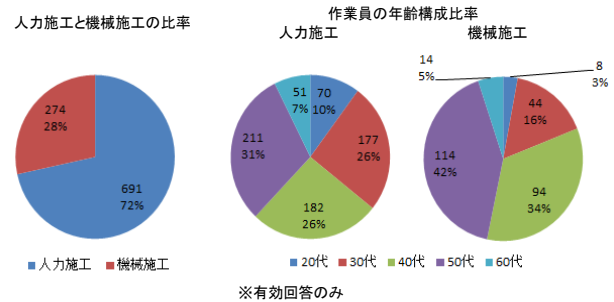


図 3 人力施工と機械施工の比率及び作業員の年齢構成

3. 可倒式雪崩予防柵の検討

雪崩予防柵設置箇所の除排雪において、特に人力施工の負担が大きい背圧領域に着目し、省力化を目的とした可倒式雪崩予防柵を検討した³⁾。

雪崩予防柵は、法面に対して垂直に固定されているため、背圧領域の機械施工における障害となっている。そのため、背圧領域の除排雪は人力施工で実施されているが、雪崩予防柵が設置されていない法面に比べ、より多くの労力を要している。

そこで、機械施工の作業可能範囲の拡大と人力施工の省力化を図るため、雪崩予防柵を法面の谷方向に倒伏させることを着想し、標準の雪崩予防柵の支持ロープ部品及びサポート部品を交換することで可倒式に改造し、改造箇所は最小限とする機構を考案した(図4, 5)。但し、この可倒式雪崩予防柵の設置は、除排雪実態に合わせ、法面最下段のみとする。

仮設斜面の積雪条件下で、上述の雪崩予防柵の可倒動作及び倒伏・起立の作業性を確認した結果、次の点に留意が必要であった。

- ① 安全対策として、雪崩予防柵下段から法尻にかけて機械施工する時に、積雪断面から積雪量や雪質などを点検する。
- ② 積雪断面に弱層がある場合は、弱層より上部を事前に取り除く。
- ③ 雪崩予防柵の倒伏作業は、クレーン仕様のバックホウ等を使用し、表層雪崩を誘発しないよう1基ずつ除々に倒す。
- ④ 積雪深等によって、雪崩予防柵に掛かる荷重が異なるため、必要に応じて、バックホウ等の機械による支えの他、補助ワイヤー・レバースタック等の補助器具を設置する。

4. まとめ

雪崩予防柵設置箇所における除排雪の効率化を目的に、人力作業の負担軽減を図る可倒式雪崩予防柵を検討した。

可倒式雪崩予防柵は、除排雪作業において障害となっている雪崩予防柵を法面の谷方向に倒伏させることで、機械施工の作業可能範囲拡大や人力施工の負荷軽減などの省力化が期待できる。

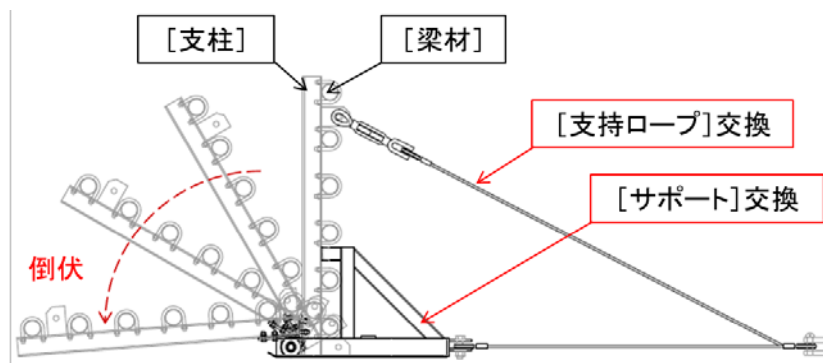


図4 可倒式雪崩予防柵の概略図

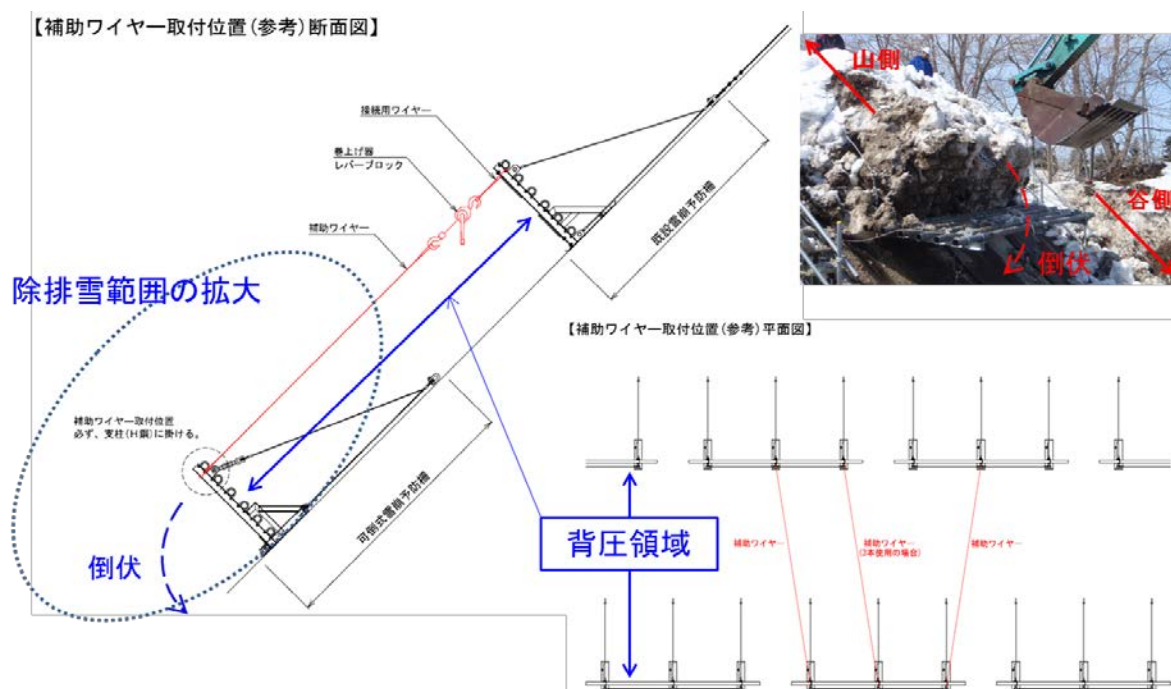


図5 可倒式雪崩予防柵の倒伏作業イメージ図

謝辞

北海道の国道における道路法面の除排雪実態を調査するにあたり、資料を提供して頂いた国土交通省北海道開発局の担当者様に、ここに記して謝意を表します。

【参考・引用文献】

- 1) 内閣府大臣官房政府広報室:政府広報オンラインー最大で時速 200km ものスピードに！雪崩（なだれ）から身を守るためにー。
- 2) 社団法人日本建設機械化協会・社団法人雪センター，2005: 除雪・防雪ハンドブック（防雪編），143-246.
- 3) 中村隆一・住田則行，2014: 北海道の国道における道路法面の除排雪実態と除排雪工法の基礎検討ー平成 22～23 年度の実態調査ー，国土交通省北海道開発局第 57 回（平成 25 年度）北海道開発技術研究発表会。

構造部材の着雪性状に関する実験的研究

－雪粒子の衝突率・着雪率について－

Experimental study on characteristics of snow accretion for structural members with buildings

－ Ratio of collision and accretion of snow particles －

佐藤雄輝, 千葉隆弘, 苫米地司 (北海道科学大学)

大塚清敏, 田畑侑一 (株式会社大林組技術研究所)

佐藤研吾 (独立行政法人防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Sato Yuki, Chiba Takahiro, Tomabechi Tsukasa,

Otsuka Kiyotoshi, Tabata Yuichi,

And Sato Kengo

1. はじめに

2014年2月, 関東地方では記録的大雪に見舞われた。東京では, 30cm 弱の積雪が2度にわたり確認されたとともに, 埼玉県熊谷市および山梨県甲府市では, 過去最深積雪を記録した。このように, これまで雪が少ないといわれていた地域においても大雪に見舞われる事例が確認され, これらの地域の建築物においても降積雪に対する備えの重要性が確認されたと考える。

一方, 建築物における構造部材への着雪は, 以前から関東地方でも見受けられている。部材の着雪が地上へ落下することによって, 人的・物的被害が発生している例も少なくない。特に, 高層建築物の上空においては気温が氷点下となり, 着雪が発生し易くなる可能性がある。しかし, 着雪対策に関する技術資料の蓄積は少なく, 十分な対策が行えないのが現状である。

このようなことから本研究では, 構造部材への着雪発達過程を明らかにすることを目的に, 風洞施設を利用した着雪実験を行い, 雪粒子における部材への衝突率や着雪率を分析した。

2. 研究方法

着雪実験は, 山形県新庄市にある防災科学技術研究雪氷防災研究センターが所有する低温風洞施設を用いて実施した。図1に示すように, 室温-2.0℃, 風速 9m/s とし, 人工雪を風洞上部から供給した。なお, 着雪現象の補助的役割として, 始めの10分間は雪の供給と同時に, 風上から水噴霧を行った。表1に試験体概要を示す。試験体の大きさは, 幅を 800mm と一定にし, 高さを 50mm, 100mm, 200mm の3種類とした。試験体の設置高さは, 風洞中央付近とし, 試験体の設置位置は, 人口雪供給口から風下側に 4m の位置とした。実験は, 先ず, 試験体を設置しない状態においてネット式吹雪計を用いて飛雪流量を計測し, 次に, 試験体を設置し, 10分毎に着雪重量と着雪厚さを計測した。その厚さの測定にはトラバース装置を用い, 試験体中

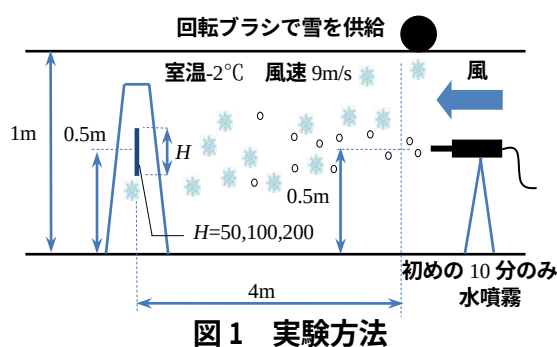


図1 実験方法

部材幅 H[mm]	傾斜角[度]	風速U[m/s]	実験時間 [min]
50	0	9	30
100			40
200			30

表1 試験体概要

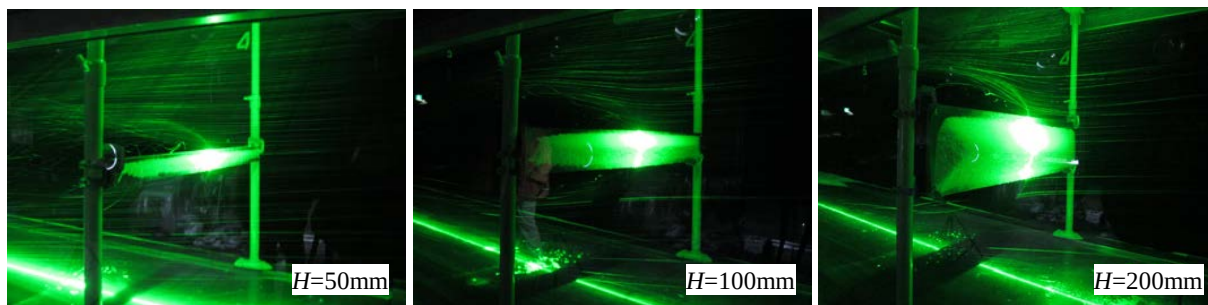


写真1 試験体の設置状況と飛雪の挙動

央で高さ H 方向に 5mm 間隔で測定した。着雪状況は、風洞上部からレーザースクリーン装置を用いて試験体を照射するとともに、ハイスピードカメラ (1/1200 秒モードおよび 1/60 秒モード) を用いて撮影した。

実験時における試験体周辺の雪粒子の挙動をみると、 $H=50\text{mm}$ の場合は、飛雪が試験体へ直進し、その表面に強く衝突するのに対し、 $H=100\text{mm}$ の場合は、試験体中央付近においては、飛雪が直進する傾向を示すものの、上・下端部をみると、剥離流に追従しようとする傾向がみられた。その傾向は、試験体高さが大きいほど顕著であった。本研究では、このような飛雪の挙動を雪粒子が試験体へ衝突した回数をカウントすることによって分析することにした。

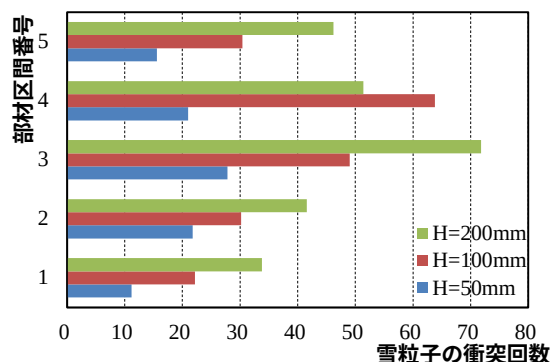


図2 衝突回数

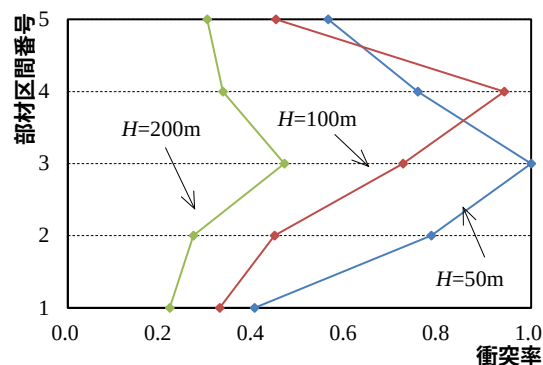


図3 衝突率

3. 実験結果

3.1 雪粒子の衝突率および着雪率

ハイスピードカメラで撮影した映像を用い、雪粒子が試験体へ衝突した回数を整理した。なお、試験体を高さ方向に5分割し、それらの領域ごとに雪粒子の衝突回数を整理した。その結果を図2に示す。図のように、いずれの試験体においても、試験体両端部の衝突回数は中央部に比べて少なく、着雪の断面形状に近似する傾向がみられる。次に、衝突回数から求めた雪粒子の衝突率を図3に示す。なお、衝突率は、 $H=50\text{mm}$ の試験体中央付近の雪粒子が直進していたことから、その中央付近の衝突率を 100%と仮定し、雪粒子 1 個当たりの重量を求めてから区間ごとの雪の総重量を飛雪流量で除した値とした。 $H=50\text{mm}$ の場合をみると、試験体中央から上端あるいは下端に向かうに従い衝突率が減少した。その傾向は、他の試験体においても同様であった。部材高さと衝突率との関係をみると、部材高さの増加に伴い衝突率が減少する関係がみられた。これは、部材の高さの増加に伴い、試験体風上側の剥離流が明瞭となり、風上側の飛雪が試験体を避けようとしたことが考えられる。

各試験体の実験時間 10 分ごとの雪粒子の着雪率を図4に示す。なお、着雪率は、衝突したすべての雪粒子の重量と着雪の密度から着雪率 100%の場合における深さを求め、さらに、測定した着雪深さを着雪率 100%の深さで除した値とした。図のように、実験時間ごとの着雪率をみると、いずれの試験体においても時間の経過に伴い着雪率が減少した。部位別にみると、試験体中央付近に比べて端部の着雪率が小さい傾向を示す。これは、雪粒子の衝突速度と角度が

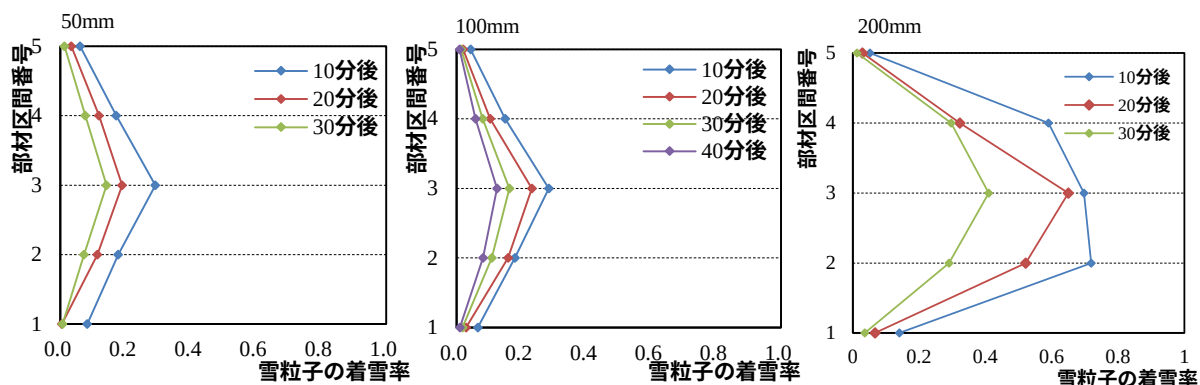


図4 雪粒子の着雪率

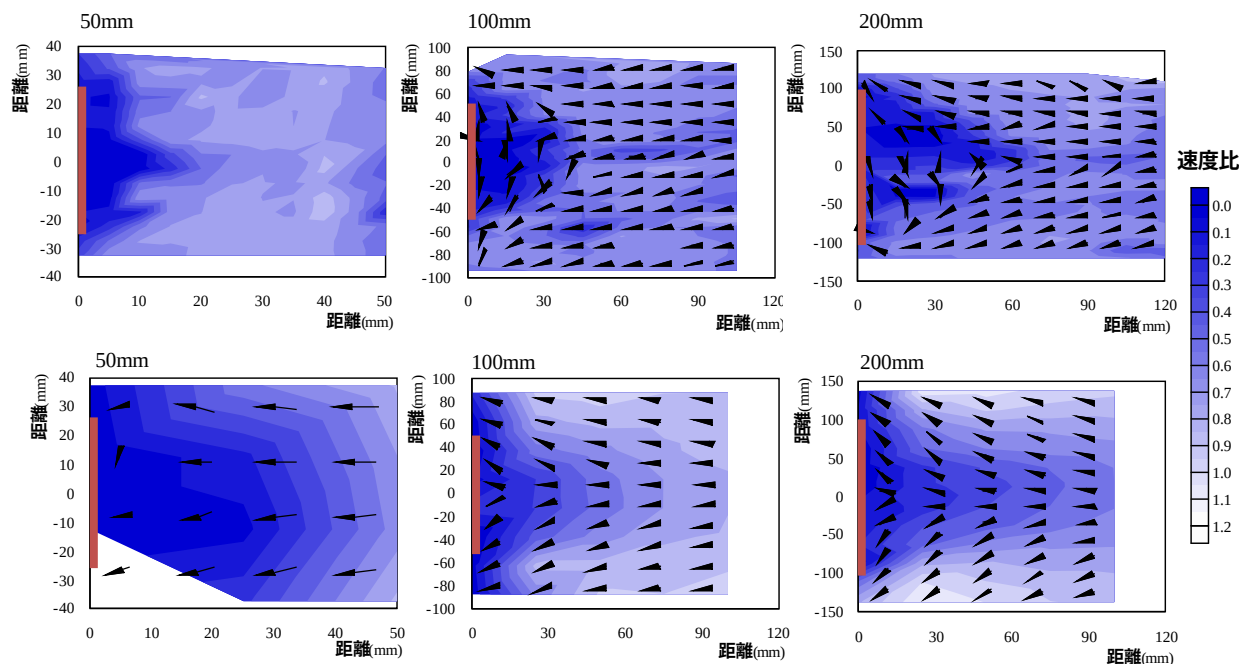


図5 雪粒子および気流の速度分布とベクトル図

着雪率に影響を及ぼしているためであると考えられる。

3.2 流速計測システムを用いた画像解析

以上の結果をみると、雪粒子における試験体への衝突角度と衝突速度が着雪率へ影響していると考えられる。ここで、流速計測システム（PIV/PTV システム）を用いて雪粒子の速度および角度を解析した。なお、雪粒子の挙動と気流とを比較するため、北海道科学大学が所有する風洞施設を用い、煙を用いた気流の可視化実験を行っている。

図5に、試験体ごとに示した雪粒子および気流のそれぞれの速度分布図とベクトル図を示す。なお、図中の速度比は、任意点の速度を風洞施設の設定速度で除した値である。試験体手前側では衝突した雪粒子が跳ね返った挙動も含まれているので、試験体風上側から30～50mm離れた領域における雪粒子の挙動を対象とした。試験体の高さ $H=50\text{mm}$ の場合をみると、雪粒子は試験体に向かって直進するような挙動を示すのに対し、気流の挙動をみると、試験体を避けるようにその中央付近から上下方向に向かって角度が増加している。このように、雪粒子は気流に依存せず慣性力の影響により直進する傾向が強い。試験体の高さ $H=100\text{mm}$ の場合をみると、雪粒子が試験体を避けるように角度が増加するものの、気流の挙動と比較すると、雪粒子の直進性が強いことがわかる。こうした傾向は $H=200\text{mm}$ の場合においても同様であった。また、雪粒子の速度をみると、いずれの試験体においても、試験体中央付近の速度が小さく、その上

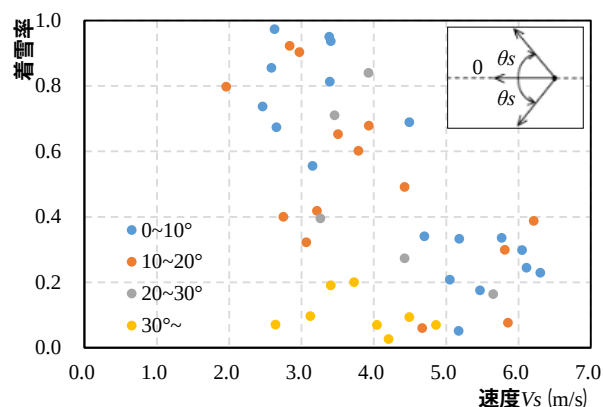


図6 角度ごとに分類した速度と着雪率の関係

雪粒子の速度の増加に伴い着雪率が減少する関係がみられるとともに、衝突角度の増加に伴う着雪率の減少傾向もみられ、その角度が 30° 以上になると小さい速度の場合においても着雪率が小さい。ここで、着雪率 P_s を目的変数に、速度 V_s と衝突角度 θ_s を説明変数として重回帰分析を行った。得られた重回帰式は以下に示す通りである。

$$P_s = -0.160V_s - 0.014\theta_s + 1.308 \dots\dots\dots 1)$$

重回帰分析で得られた相関係数は $R=0.77$ 、決定係数は $R^2=0.59$ であり、 V_s と θ_s から着雪率を十分に推定することが可能と考えられる。標準偏回帰係数は、速度 V_s が -0.633 、衝突角度 θ_s が -0.538 となり、いずれの説明変数においても着雪率に十分関与しているといえる。

以上の結果をみると、着雪現象は、雪粒子の衝突速度と角度に依存し、速度が大きいほど、あるいは角度が大きいほど着雪し難くなるといえる。

4. まとめ

本研究では、構造部材への着雪発達過程を明らかにすることを目的に、風洞施設を用いた着雪実験を行い、実験で得られたデータから雪粒子における部材への衝突率や着雪率を検討した。その結果、飛雪の挙動は、部材高さで変化しており、その高さが大きいほど部材の上・下端で飛雪が部材を避けようとする挙動を確認した。また、雪粒子における部材への衝突回数を整理し、その回数に基づいて衝突率および着雪率を分析した結果、着雪率は、雪粒子の速度および角度の影響を受けることを明らかにした。PIV システムを用いて雪粒子の速度および角度を算定し、着雪率との関係を分析した結果、速度と角度を説明変数とした着雪率を算定するための重回帰式を提案することができた。

今後は、数値シミュレーションに基づいた着雪量評価手法を構築することが重要であると考えられる。また、着雪の落下条件を導くことも重要となり、着雪箇所およびその落下状況を評価し、着雪の危険性を事前に把握するための設計手法を構築することが課題である。

【参考文献】

- 1) 日本建築学会編：雪と建築，技法堂出版，2010.8
- 2) 千葉隆弘，苫米地司，田畑侑一，大塚清敏，佐藤健吾，佐藤威，望月重人：単純形状をした構造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—
日本雪氷学会北海道支部機関誌 北海道の雪氷 第32号 pp34-37

振動による屋根雪滑動時の動摩擦係数と粘性減衰係数に関する研究

Study on Coefficients of Friction and Damping on Sliding Snow during Seismic Ground Motion

工藤 純也 (北海道科学大学大学院), 千葉 隆弘, 苫米地 司 (北海道科学大学)
高橋 徹 (千葉大学)

KUDO Junya, CHIBA Takahiro, TOMABECHI Tsukasa
TAKAHASHI Toru

1. はじめに

筆者らはこれまでに、地震時における屋根雪の動的挙動を考慮した構造体の応答性状を実験的に検討し、その実験を再現する解析モデルの検証を行ってきた¹⁾。振動時の屋根雪には、地震動による慣性力に加えて、屋根雪と屋根葺材との界面に諸抵抗が生じるが、これまでの研究では、図1に示すように、摩擦抵抗のみを考慮した解析モデルを用いて時刻歴応答解析を行った。その結果、振動による屋根雪の滑動と構造体の応答性状との関係を概ね再現することができ、その妥当性を明らかにした。しかし、屋根雪と屋根葺材との界面に介在する融雪水の影響は考慮しておらず、その影響は不明な点が多い。

このような背景から本研究では、屋根雪と屋根葺材との摩擦係数のみを考慮した解析モデルに加えて、粘性減衰係数を考慮した場合の解析モデルを実験的および解析的に検討した。

2. 研究方法

本研究では、試験体を用いた振動実験を行うとともに、動摩擦係数 μ_k と粘性減衰係数 C_s を考慮した運動方程式を用いて時刻歴応答解析を行い、実験結果に近似する μ_k と C_s を導いた。また、振動実験と同時に融雪実験を行い、 μ_k および C_s の含水率依存性を検討した。

振動実験の状況を写真1に示す。写真のように、試験体は、陸屋根平屋建てを想定したものであり、屋根の大きさは $350 \times 550 \text{ mm}$ である。このような試験体を $450 \times 450 \text{ mm}$ の振動台に据え付けて振動実験を行った。屋根雪には自然雪（しまり雪 $\rho = 313 \text{ kg/m}^3$ ）を用い、屋根上に 3.0 kg の雪を載せて実験を行った。実験に使用した屋根葺材は、塗装鋼板（SG）、つや消し塗装鋼板（SM）、およびフロート板ガラス（GL）の3種類とした。なお、試験体重量は、 $3 \sim 4 \text{ kg}$ である。加振方法は、始めに、屋根雪が積載された状態で試験体の固有振動数を測定し、次に、試験体の応答倍率が約 2.0 となるように調和振動加振した。また、振動実験は低温実験室内で行い、屋根雪は -5°C に保たれた環境で試験体に堆積させ、その後 5°C まで室温を上昇させてから一定に保ち、 $0.5 \sim 1$ 時間ごとに加振した。なお、振動台、試験体、および屋根雪の挙動は、加速度計で測定し、サンプリング周波数は 200 Hz とした。このような振動実験と同時に行った融

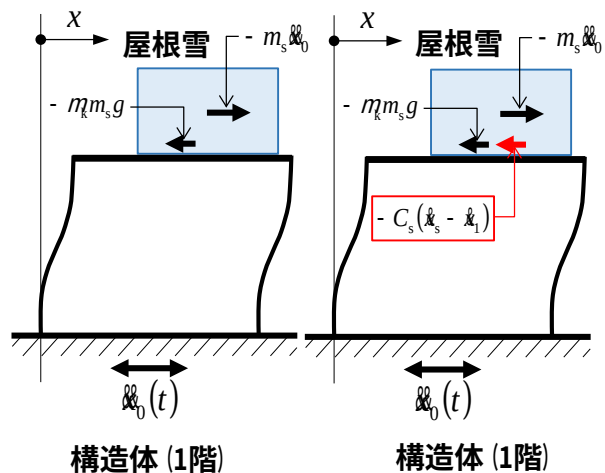


図1 屋根雪滑動時における力の釣り合い

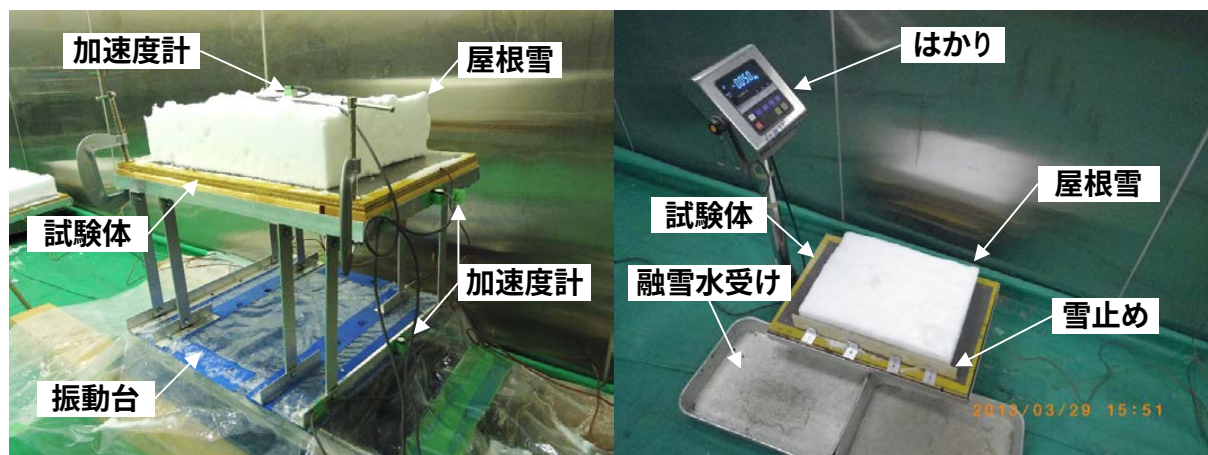


写真1 振動実験の状況

写真2 融雪実験の状況

雪実験は、写真2に示すように、振動実験で
使用した同じ屋根を約 5° の傾斜をつけて重
量計の上に載せるとともに、その屋根上に振
動実験と同じ重さの自然雪を載せ、融雪量の
時刻歴を測定した。屋根雪と同じ重さの水に
ついて同様の実験を行い、氷と屋根雪との
融雪状況の差異から屋根雪の含水率を求めた。

振動実験を再現する解析については、
Newmark- β 法（平均加速度法： $\beta=0.25$ ）に基
づいて行った。ここで、試験体および屋根雪
の質量を m_1 , m_s 、試験体および屋根雪の粘性
減衰係数を C_1 , C_s 、試験体の剛性を K_1 、屋根
雪および試験体の変位を x_1 , x_s とした場合に
おける解析に用いた運動方程式を1)式に示す。

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \begin{pmatrix} m_1 & 0 \\ 0 & m_s \end{pmatrix} \frac{d}{dt} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_s \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} C_1 & C_s \\ C_s & C_s \end{pmatrix} \frac{d}{dt} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_s \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} K_1 & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_s \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} m_1 g \\ m_s g \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \text{sgn} \dot{x}_1 \\ \text{sgn} \dot{x}_s \end{pmatrix} = 0 \quad \cdots 1) \text{式} \end{aligned}$$

このように、試験体と屋根雪の2質点とし
たせん断型モデルであり、屋根雪の粘性抵抗
力および摩擦抵抗力と反対向きの力が試験体
へ伝達するものとした。本解析では、 μ_k と C_s
を様々に変化させて実験結果と近似するそれ
ぞれの値を求めた。

3. 研究結果

3.1 各屋根葺材の実験・解析結果

図2に、SGの場合における振動実験で得られた加速度時刻歴と解析結果とを比較したものを示す。なお、実験室内の 5°C に設定してから経過時間ごとに示している。図のように、解析では、実験で得られた屋根雪の加速度時刻歴に近似させたが、試験体の時刻歴においても解析

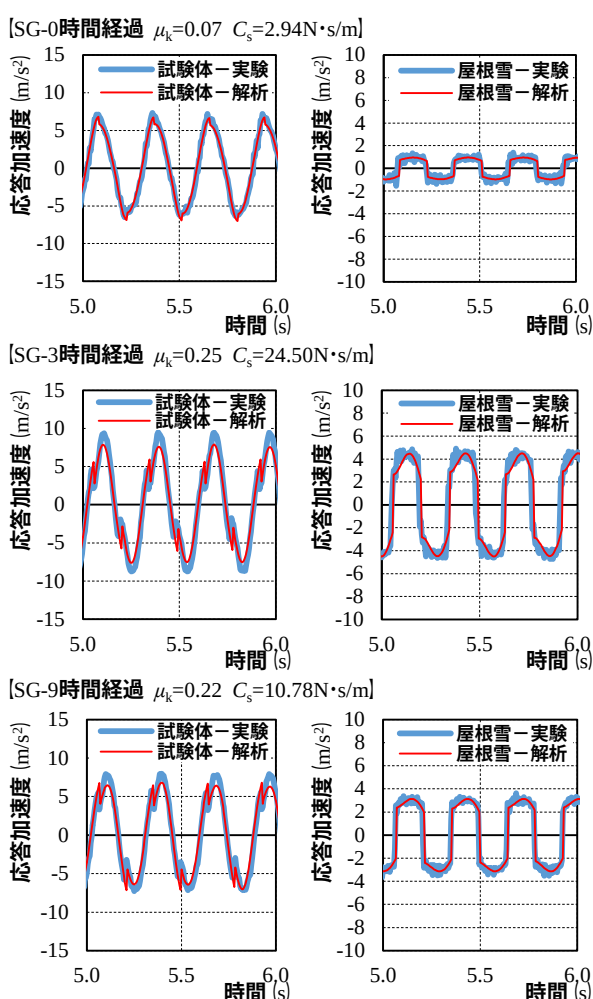


図2 SGにおける経過時間毎の加速度時刻歴

で十分に再現できている。経過時間ごとに試験体および屋根雪の時刻歴をみると、0 時間経過の場合は、屋根雪の応答が小さくなっており、いずれの係数においても小さな値となった。これに対し、3 時間経過の場合をみると、試験体および屋根雪のいずれにおいても応答が大きくなり、いずれの係数においても前述に比べて増加した。一方、9 時間経過をみると、屋根雪の応答が減少し、粘性減衰係数の減少傾向が顕著であった。このように、SG の場合は、時間の経過に伴い屋根雪の応答が増減した。SM の場合における振動実験で得られた加速度時刻歴と解析結果とを比較したものを図 3 に示す。図のように、SG と同様に、時間の経過に伴い試験体および屋根雪のいずれにおいても応答が増減している。しかし、3 時間経過の場合をみると、実験と解析が適合しない箇所が存在している。実験で得られた屋根雪の挙動をみると、滑動と停止を繰り返す場面がみられ、そのような挙動は解析で捉えられていないのが適合しない要因の一つであると考えられる。次に、GL の場合における振動実験で得られた加速度時刻歴と解析結果とを比較したものを図 4 に示す。図のように、0.5 時間経過の場合をみると、試験体および屋根雪の応答が大きくなり、解析で得られた μ_k は小さいものの、 C_s については、極めて大きな値となった。一方、3 時間経過の場合をみると、屋根雪の応答が急激に減少し、 C_s は $2.94\text{N}\cdot\text{s/m}$ にまで減少した。フロート板ガラスの表面は親水性が高く、屋根雪とガラスとの界面には水膜が形成される。その影響により μ_k と C_s が小さくなったものと考えられる。9 時間経過の応答をみると、3 時間経過と同様の傾向を示す。

以上の結果をみると、いずれの屋根葺材においても C_s の影響を無視できないといえる。

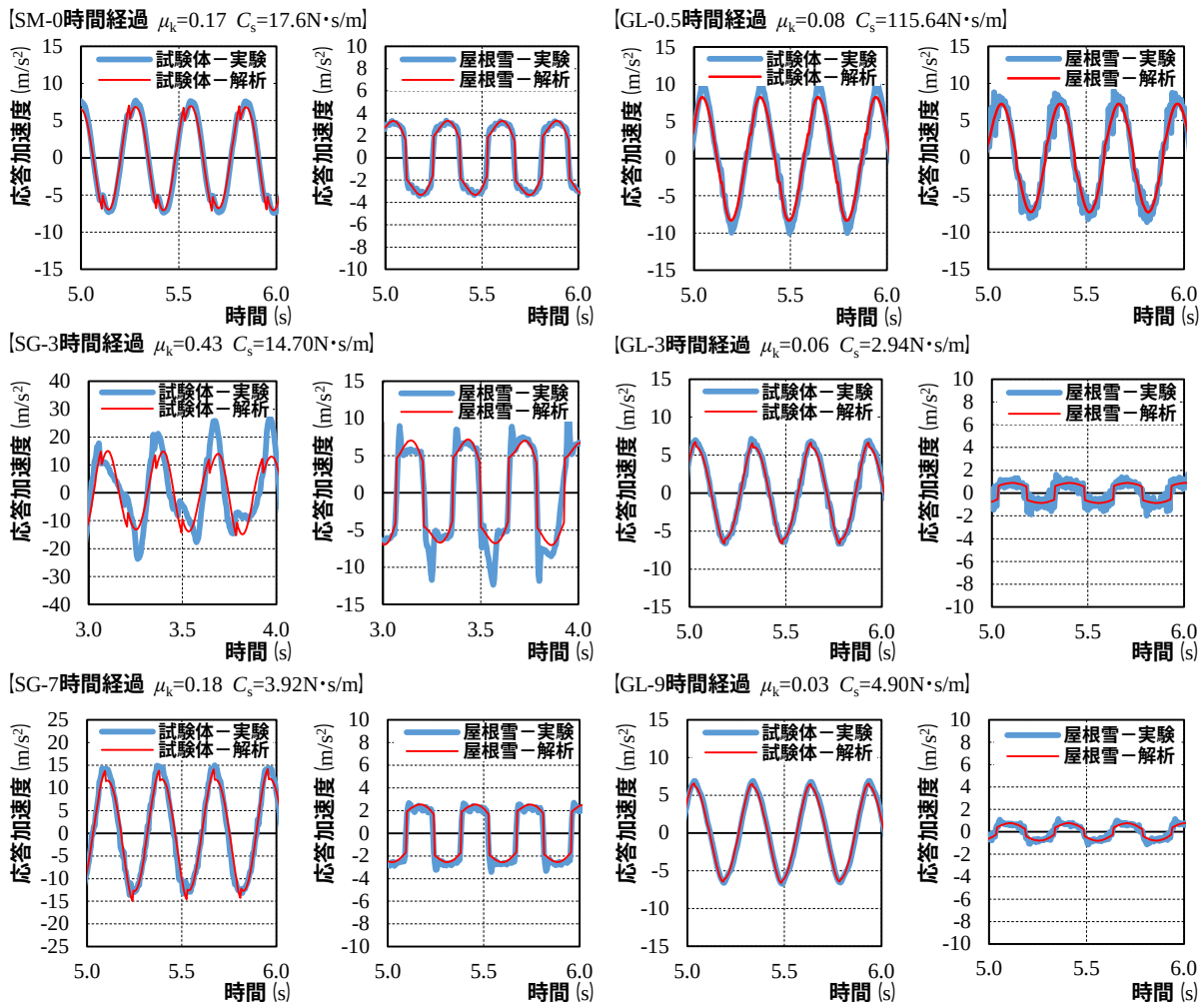


図 3 SM における経過時間毎の加速度時刻歴

図 4 GL における経過時間毎の加速度時刻歴

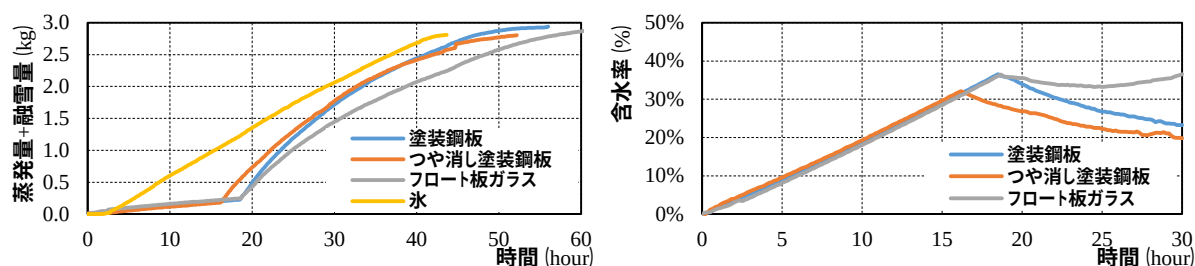


図5 融雪実験で得られた融雪量

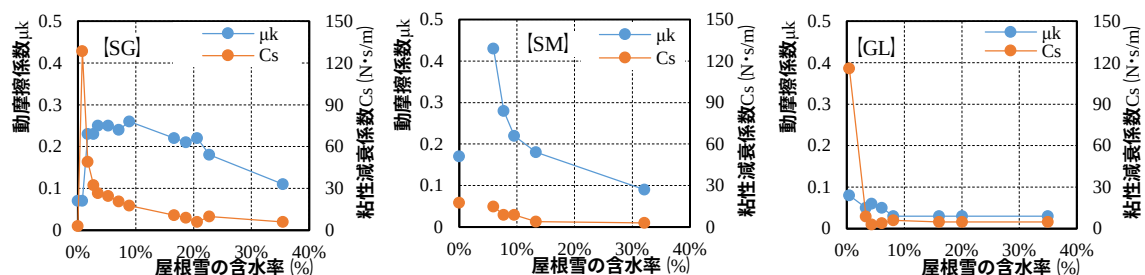


図6 各屋根葺材における屋根雪の含水率と諸係数との関係

3.2 屋根雪の含水率と諸抵抗係数との関係

本研究では、解析で得られた実験結果と近似する μ_k および C_s の含水率依存性を検討した。融雪実験で得られた融雪量と推定した屋根雪の含水率の時刻歴を図5に示す。図のように、氷の融雪量をみると、一定の割合で融雪している。これに対し、屋根雪の場合をみると、始めは融雪する割合が小さく、15～18時間経過した後から融雪する割合が大きくなっている。これは、屋根雪の場合、融雪水が雪の中で蓄えられて融雪水が外側に流出せず、屋根雪における飽和含水量に達してから流出は始まったことを表している。従って、屋根雪重量における始めの減少は蒸発によるものである。このような実験で得られた氷の融雪量から屋根雪が蓄えた融雪水、すなわち、含水率を推定した。その結果をみると、含水率は時間の経過に伴い一定の割合で増加し、含水率が30～35%に達した時点から融雪水の流出が始まったことがわかる。

推定した屋根雪の含水率と各屋根葺材の μ_k および C_s との関係を図6に示す。図のように、SGの場合をみると、屋根雪が融雪した直後では、 μ_k が小さく C_s が極めて大きくなり、その後 μ_k は一旦大きくなるものの、含水率の増加に伴い μ_k および C_s が徐々に減少している。 μ_k が一旦増加する要因としては、屋根雪の重量による垂直抗力に加えて毛管現象による垂直抗力が作用したためであると考えられる。このような傾向はSMでも同様であり、 μ_k の増加・減少傾向がSGに比べて顕著である。これに対し、GLの場合をみると、融雪直後に C_s が急増する傾向はSGと同様であるものの、含水率が5%と小さい段階においても μ_k と C_s が急激に減少している。

4. まとめ

本研究では、屋根雪と屋根葺材との界面に介在する融雪水の影響を考慮し、既往の研究に加えて粘性減衰係数を考慮した場合の解析モデルを検証した。その結果、粘性減衰係数を考慮することによって解析の精度が格段に向上することが明らかとなった。また、動摩擦係数と粘性減衰係数の含水率依存性を検討した結果、含水率の増加に伴いこれらの係数は減少し、飽和含水量に達する以前においては、粘性減衰係数や屋根雪の毛管現象の影響を無視できないことを明らかにした。

【参考文献】

- 1) 千葉隆弘, 高橋徹, 植松武是, 苫米地司, 2013: 屋根雪の動的挙動を考慮した構造体の地震応答解析と積雪期の地震による木造住宅の被害状況について. 日本雪工学会誌, 29(1), 3-12.

滑落抑止屋根材料の表面性状に関する研究 Research on surface properties of roofing used for snow stop roof

伊東敏幸, 田沼吉伸, 千葉隆弘,
 前田憲太郎, 苫米地司 (北海道科学大学)
 Toshiyuki Ito, Yoshinobu Tanuma, Takahiro Chiba,
 Kentaro Maeda and Tsukasa Tomabechi

1. はじめに

積雪地域における勾配屋根は、従来から屋根雪を自然滑落させる処理が主流であったが、近年は写真1に示すような滑落雪を抑止する勾配屋根が普及している。上写真は塗装鋼板のハゼやリブを横方向に施工し、葺き板の接合部となるハゼや下地固定のために設けられるリブを用いて屋根の傾斜方向への滑落雪を抑止する屋根である。下写真は塗装鋼板の表面に砂粒を付着させ、その凹凸によって屋根雪の滑落を抑止しているものである。これらの屋根工法における問題は、屋根雪の融雪水を適切に処理することであったが、近年では小屋裏換気を十分に確保し、屋根雪を融雪させないようにすることで、それらの問題は解消されつつある。



写真1 滑落雪抑止屋根の例

しかしながら、滑落雪抑止工法の一つである砂付き塗装鋼板の多くは滑落抑止を目的として開発された屋根材料ではなく、既存の屋根材料を滑落雪抑止に応用したものであることから、滑落雪抑止に関わる砂性状の特性は明らかにされていない現状にある。これらのことから本研究では、滑落雪に及ぼす砂性状の影響に関して実験的に検討することを目的とする。

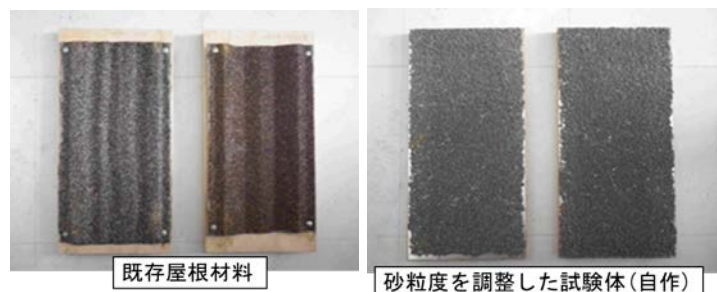


写真2 実験に用いた砂付き屋根材

2. 滑落雪抑止性能の砂粒度特性

既往の研究^{1),2),3),4)}によって屋根雪の滑落抑止に対する砂粒度の特性に関して次のことが分かっている。

写真2に示すような既存の砂付き屋根鋼板および砂粒度を変化させた屋根試験体を対象とし、ガラメ雪および氷板における動摩擦係数を測定した結果によると、図1に示すよう

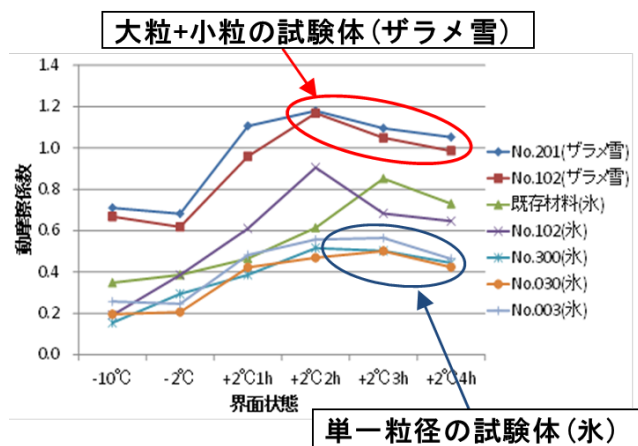


図1 動摩擦係数の砂粒度特性

に、大粒（粒径 2.4～1.7mm）と小粒（粒径 1.2～0.6mm）を混合させた砂粒度（図中の No.201 及び No.102）にすることで、既存材料よりも摩擦抵抗が大きくなる。具体的には、ザラメ雪の摩擦抵抗を高めるには大粒の砂、氷板の摩擦抵抗を高めるには小粒の砂が効果的である。なお、同一粒径で構成される砂粒度の摩擦抵抗は低くなる傾向にある。

既存材料、大粒+小粒および大粒+中粒（粒径 1.7～1.2mm）+小粒の同様の試験体を用いた写真 3 に示す自然滑落雪実験を行った結果、図 2 に示すように、ザラメ雪においては、大粒+中粒+小粒（No.111）が滑落し易く、大粒+小粒（No.201 及び No.102）は滑落することなく全てが融雪にて消雪することもあった。一方、氷板においては、大粒+中粒+小粒（No.111）は滑落し易い傾向にあるが、既存材料および大粒+小粒（No.201 及び No.102）は滑落することなく全てが融解にすることが多かった。

以上の結果から、ザラメ雪および氷板の両雪氷体に対して滑落抑止機能が高い砂付き屋根材の表面性状をモデル化すると図 3 となる。図のように、大粒の砂で生じる表面凹凸によってザラメ化した屋根雪の滑落を抑止し、その表面に小粒の砂を配置することで、氷板化した屋根雪の滑落を抑止することができる。さらに、使用する砂を砕砂にすることで、氷板の滑り抵抗を向上できると考えられる。

3. 研究の方法

前述したような屋根雪の滑落抑止機能の高い材料表面性状モデルの試験体を作製し、それら試験体と雪氷体との動摩擦係数を測定して滑落雪抑止性能を評価した。

実験に供した試験体の砂粒度は、表 1 に示す通りである。表のように、砂粒は 2.5mm フルイを通過し 1.7mm フルイに残留するもの、1.7mm フルイを通過し 1.2mm フルイに残留するもの、1.2mm フルイを通過し 0.6mm フルイに残留するもの、0.6mm フルイを通過し 0.3mm フルイに残留するものの 4 種類の砂粒を混合して用いた。使用した砕砂は札幌市南区藤野で採取されたものである。なお、砂の粒形による効果をみるため、試験体の一部（試験体 No. に「カラー」がついたもの）は、前述した既往研究に用いたカラーサンドを用いた。砕砂とカラーサンドの粒形は、写真 4 に示すように、カラーサンドの角部は丸みを帯びているが、砕砂の角部は少し鋭角的であり、砂の表

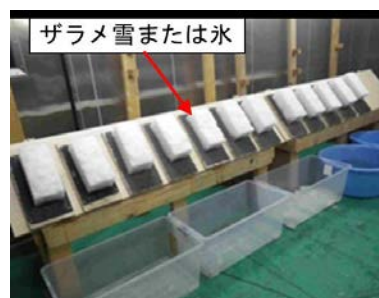


写真 3 滑落雪実験の状態

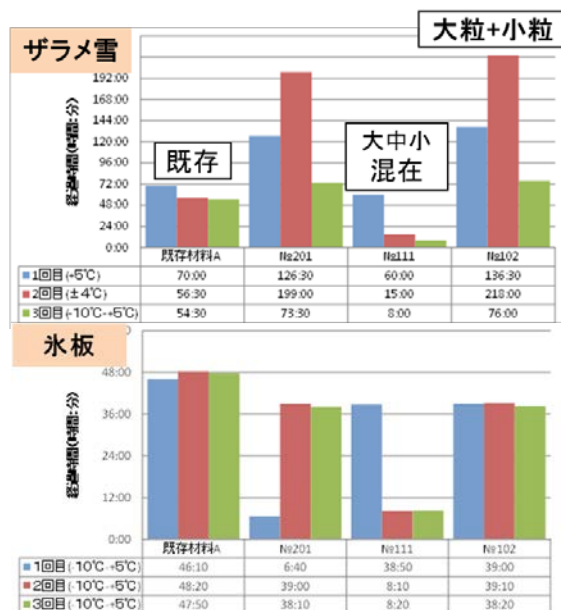


図 2 自然滑落雪の砂粒度特性

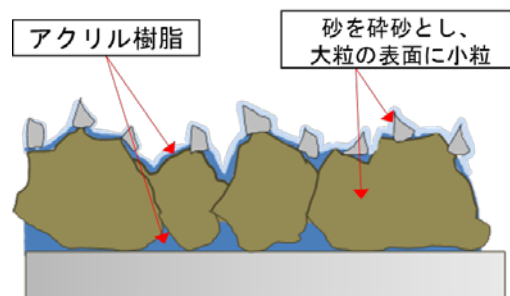


図 3 雪止め機能の高い表面形状モデル

面も粗面となっている。

試験体の大きさは幅 20cm, 長さ 40cm とし, 厚さ 1mm のアルミニウム板を厚さ 15mm ランバーコア合板に釘固定したものを下地台板とした。砂粒の付着方法は, 4 種類の粒径に分類した砂を所定の割合で混合し, その砂をアクリル樹脂塗料に練り混ぜ, アルミ板上に均一に塗布した後に, 乾燥器に入れて乾燥付着させた。なお, 試験体 1 枚あたりの砂量は 150g, 樹脂量は 75g とした。また, 表 1 に示す試験体 No. に「S」がついた試験体は, 雪止め機能の高い表面形状モデルを再現したものであり, 塗膜表層部に粒径の小さい砂を配置した 2 層塗りの試験体である。2 層塗りの試験体は, 各試験体の最小粒径の砂の 30% を除いた割合にて前述した方法で砂を塗布し, その後, 最小粒径の砂の 30% を表面塗膜の上に振りかけ, その上にアクリル樹脂をスプレー塗布した後に乾燥器にて乾燥付着させた。

雪氷体との動摩擦係数の測定は, 低温室内にて水平滑落装置を用いて行った。12×12cm のザラメ雪と氷板を試験体上で滑動させ, その摩擦抵抗から動摩擦係数を算出し, 屋根雪は外気温や時間経過によって雪質変化して状態となることから, 雪粒径 1~3mm 程度のザラメ雪および氷板の 2 種類の雪氷体を用いた。雪氷体を滑動さ

せる速度は 2mm/sec. とした。この速度は 1 時間で 7.2m 滑り落ちる速度であり, 一般住宅などの屋根雪が 1 時間程度内で滑落することを想定した速度である。屋根雪が滑落するときの摩擦界面状態は, 氷点下での乾燥状態から融雪過程での湿潤状態になることから, その界面条件を再現する手法で動摩擦係数を測定した。具体的には, 低温室内の温度を -10℃ で 1 時間放置した状態で摩擦係数を測定し, その後に室温を -2℃ として 1 時間後に測定, さらに室温を +2℃ として 1 時間毎に 4 回測定した。この方法では, -10℃ と -2℃ では乾燥状態の摩擦係数, +2℃ の 1~2 時間後は初期湿潤状態の摩擦係数, +2℃ 3~4 時間後は湿潤状態の摩擦係数が測定できる。このような方法で動摩擦係数の測定を 3 回行い, 測定された 3 回の摩擦係数の平均値を用いた。

4. 結果および考察

砂付き塗装鋼板屋根における滑落雪抑止性能が高い表面性状の試験体を作製し, それら試験体と雪氷体との動摩擦係数を評価した結果を図 5 に示す。図のように, ザラメ雪との動摩擦係数は, 大粒 (粒径 2.4~1.7mm) の砂が混入された試験体 (No.2010, No.1020, No.2100S, No.2001S) において湿潤状態の摩擦係数が 0.9~1.1 と大きな

表 1 砕砂を用いた試験体の砂粒度

試験体NO.	砂粒の粒径別割合(重量割合)			
	2.4~1.7mm	1.7~1.2mm	1.2~0.6mm	0.6~0.3mm
No.2010	67%	0%	33%	0%
No.1110	33%	34%	33%	0%
No.1020	33%	0%	67%	0%
No.0201	0%	67%	0%	33%
No.0111	0%	33%	34%	33%
No.0102	0%	33%	0%	67%
No.2010 カラー	67%	0%	33%	0%
No.1110 カラー	33%	34%	33%	0%
No.1020 カラー	33%	0%	67%	0%
No.2100S	67%	33%	0%	0%
No.2010S	67%	0%	33%	0%
No.2001S	67%	0%	0%	33%

大粒 中粒 小粒 微粒

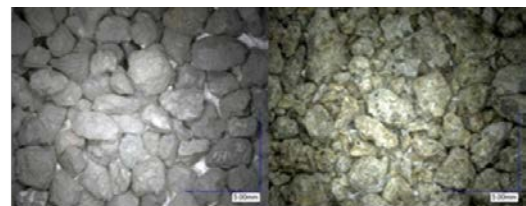


写真 4 滑落抑止用の砂の形状

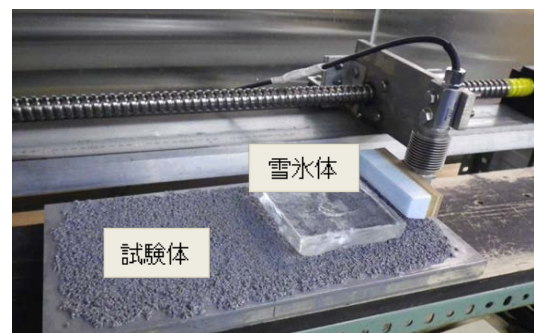


図 4 動摩擦係数の測定方法

るのに対し、大粒が混入されていない試験体 (No.0201, No.0102) の摩擦係数は 0.6~0.8 程度の低い値となる。氷板との動摩擦係数をみると、表層部に小さな砂を配置した 2 層塗りの試験体 (No.2100S, No.2001S) および微粒の砂が混入された試験体 (No.0201) の摩擦係数が若干大きくなる傾向がみられる。

これら試験体における摩擦界面状態が湿潤状態となる 2℃2~4 時間経過の平均動摩擦係数をみると図 6 となる。図のように、ザラメ雪に対しては大粒混入の効果が顕著となり、氷板に対しては、若干であるが 2 層塗りの効果が確認できる。

5. まとめ

砂付き塗装鋼板における屋根雪の滑落抑止に対する表面性状について実験的に評価した結果、滑落抑止に効果的となる砂粒度の特性が分かった。ザラメ化した屋根雪の滑落抑止には大粒 (粒径 2mm 程度) の砂が有効に作用し、氷板化した屋根雪の滑落抑止には小粒 (粒径 1mm 程度) の砂が有効であり、それらが混在した状態の砂粒度において滑落抑止機能が高くなる。また、使用する砂に鋭角のある砕砂を用いることで、滑落抑止性能を向上させることができ、さらに、屋根材料の表面に微小な砕砂が配置されるような表面仕上げにすることが有効となる。

【参考文献】

- 1)伊東敏幸, 苫米地司, 2011: 砂粒仕上げ鋼板屋根の雪止め性能について, 日本建築学会大会学術講演梗概集 B 1, pp.161-162
- 2)伊東敏幸, 千葉隆弘, 苫米地司, 2012: 石粒化粧屋根材の雪止め機能評価実験, 日本建築学会北海道支部研究報告集, **85**, pp.13-14
- 3)伊東敏幸, 高倉政寛, 苫米地司, 2013: 砂仕上げ屋根葺材における砂粒度と雪氷体の摩擦係数について, 日本建築学会北海道支部研究報告集, **86**, pp.5-6
- 4)伊東敏幸, 高倉政寛, 苫米地司, 2013: 砂仕上げ屋根葺材におけるザラメ雪および氷板の摩擦係数, 雪氷研究大会 (2013・北見) 講演要旨集, p.108

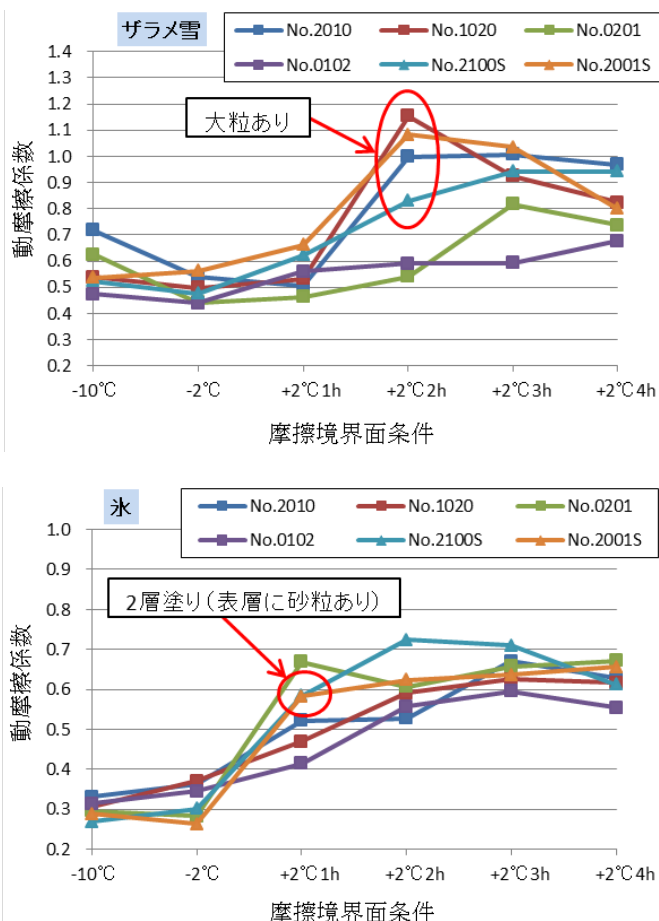


図 5 砕砂試験体の動摩擦係数

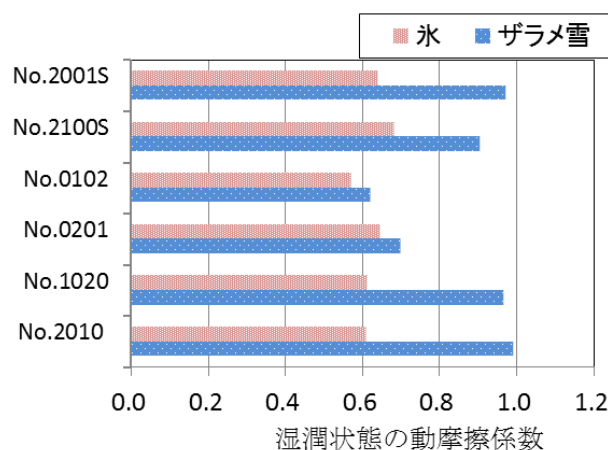


図 6 湿潤状態での動摩擦係数平均値

在来軸組構法住宅の耐雪性能に関する研究

Study on structural performance of wood-frame houses for snow load

千葉隆弘, 苫米地司 (北海道科学大学)

堤拓哉 (北方建築総合研究所), 高橋徹 (千葉大学大学院)

Takahiro Chiba, Tsukasa Tomabechi, Takuya Tsutsumi and Toru Takahashi

1. はじめに

平成 24 年の冬期において、北海道岩見沢市では、建物に倒壊等の被害が生じるほどの記録的な豪雪となった。岩見沢測候所で観測した平成 24 年の最深積雪は 208cm であり、過去最深を記録した。建物の被害状況をみると、柱の跨度が大きい鉄骨造や木造の倉庫等や、戸建て住宅のうち空き家に被害が集中した。一方、居住している戸建て住宅では、倒壊のような被害はほとんど生じていない¹⁾。これら住宅における屋根雪の処理状況をみると、軒先に形成された雪庇のみを処理し、大半の屋根雪は残したままの状態であった²⁾。このような状況をみると、居住している住宅では、倒壊の危険性は低いことが伺えるものの、雪庇のみの雪下ろしが頻繁に実施されたため、屋根からの転落による人身事故が増加したものと考えられる。

以上に示す空き家の雪荷重による倒壊や雪下ろしに起因する人身事故を減少させるためには、雪下ろし等のメンテナンスを実行するための判断材料が不可欠である。従って、住宅の耐雪性能を把握することが重要となる。しかし、建築基準法をみると、在来軸組構法住宅の横架材は、詳細な構造計算が義務化されていないことから、その実態は不明な点が多いのが現状である。

このような背景から本研究では、在来軸組構法住宅の耐雪性能を把握することを目的に、既存住宅の図面を用いて小屋梁および垂木の損傷積雪深を算定した。

2. 研究方法

本研究では、北海道に建築された 98 棟の既存在来軸組構法住宅の図面を用い、耐雪性能に関わる小屋梁および垂木の断面およびスパンを集計し、部材が損傷する際の積雪深（以下、損傷積雪深という。）を算定した。対象とした住宅の建設地は、札幌市、共和町、および岩内町が中心であり、それぞれ、35 棟、32 棟、10 棟である。その他は、石狩市が 6 棟、江別市、倶知安町、および寿都町がそれぞれ 2 棟、北広島市、旭川市、美瑛町、枝幸町、ニセコ町、函館市、伊達市、帯広市、および音更町がそれぞれ 1 棟である。これら 98 棟の住宅は、1966～2013 年の間に建築されている。

これらの住宅における屋根形状、小屋梁の最大梁せい、および垂木の断面を図 1 に示す。図のように、屋根形状は、無落雪屋根が全体の約 48%、勾配屋根が全体の約 52%を占めており、これらの屋根形状の比率は概ね 1:1 である。耐雪性能を支配すると考えられる最大梁せいをみると、200mm 以上 300mm 未満が全体の約 80%を占めており、200mm 未満は

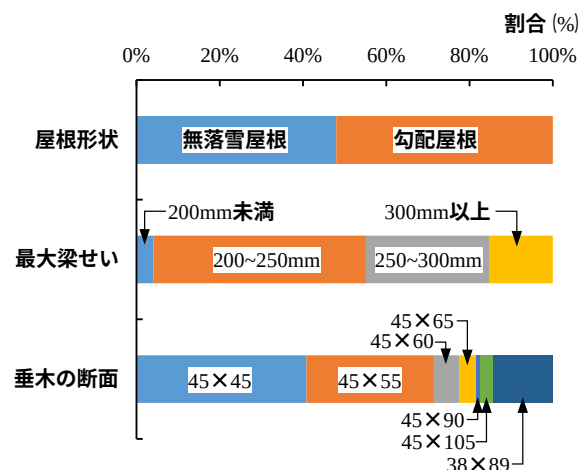


図 1 対象とした住宅の概要

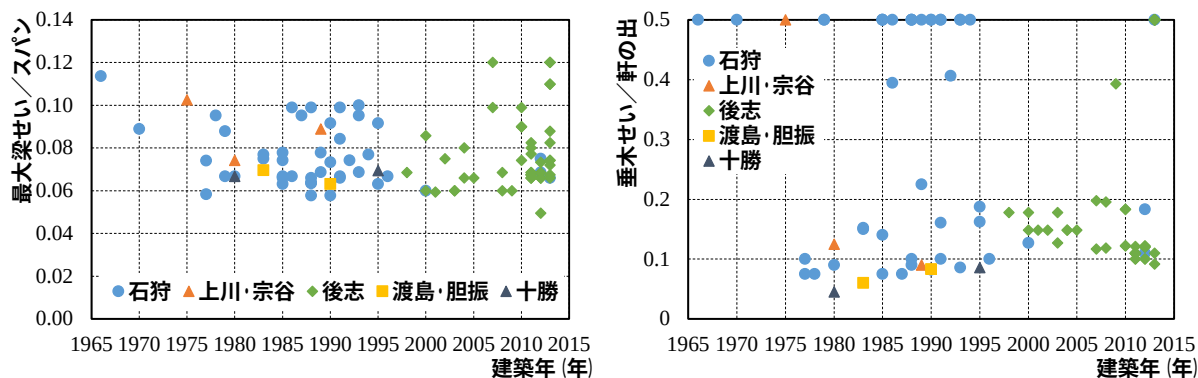


図2 建築年と最大梁せい／スパンおよび垂木せい／軒の出との関係

僅かである。300mm以上の梁が用いられている住宅は、西暦2000年以降に建築された住宅で確認された。なお、梁幅は、いずれの住宅においても105mmであった。次に、垂木の断面をみると、西暦1999年以前に建築された住宅では45×45mm、2000年以降に建築された住宅では45×55mm以上の断面が使用され、特に、2000～2005年の間に38×89の垂木を使用する住宅が比較的多い状況であった。

建設地を北海道の振興局ごとに分類し、建築年と最大梁せい／スパンおよび垂木せい／軒の出との関係を表したものを図2に示す。図のように、最大梁せい／スパンは、建築年に依存しておらず、いずれの年においても0.06～0.1の間に分布している。建設地ごとにみても、西暦1999年以前は石狩の住宅で、2000年以降は後志の住宅で構成されているが、住宅における構造部材の地域特性はみられないと判断できる。次に、建築年の垂木せい／スパンとの関係を見ると、垂木せい／スパンの値が極端に大きい住宅は、軒の出がほとんどない無落雪屋根のケースであるが、軒の出が比較的確保されている住宅の垂木せい／軒の出の値をみると、0.04～0.2の間に分布しており、建築年の経過に伴い緩やかに増加する傾向を示している。

表1 小屋梁の構造モデル

小屋梁の構造モデル	k_M
	$\frac{1}{4}$
	$\frac{1}{3}$
	$\frac{1}{2}$
	$\frac{3}{5}$

※曲げ応力 $\sigma_b = k_M \times 6PL / bh^2$ b : 小屋梁の幅, h : 小屋梁のせい

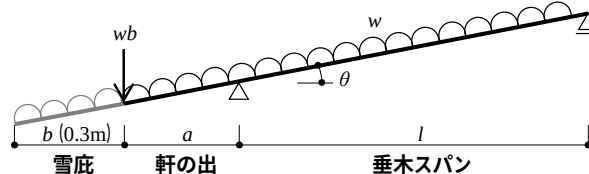


図3 垂木の構造モデル

小屋梁における損傷積雪深を算定するための構造モデルを表1に示す。表のように、雪荷重および屋根の固定荷重が小屋束から伝達される単純梁モデルであり、本研究で対象とした住宅では、表中の4種類が該当した。損傷積雪深は、係数 k_M を構造モデルに応じて変化させ、損傷時の曲げ応力度 σ_b を算定した。図3に、垂木の構造モデルを示す。図のように、片方の支点から垂木を延長させた単純梁モデルであり、その垂木には、雪荷重、屋根葺材、および野地板に

よる等分布荷重が作用するようにした。垂木の先端には雪庇が形成され、その荷重が作用する場合も対象とした。なお、本研究では、雪庇が軒先からせり出した距離を 30cm とした。

小屋梁および垂木の損傷積雪深は、損傷する際の曲げ応力を算定してから荷重に換算し、その荷重を単位積雪重量 3.0kN/m^3 で除することによって算定した。損傷時の曲げ応力を算定するためには、部材の基準強度が必要となる。本研究では、北海道産とどまつの曲げ強度試験³⁾で得られた平均値 $\mu=40.7\text{N/mm}^2$ 、標準偏差 $\sigma=10.3\text{N/mm}^2$ を用い、正規乱数で各住宅に基準強度をランダムに割り当てることによって損傷積雪深を算定した。乱数の発生回数は 10 万回とし、98 棟の損傷積雪深の平均値が最小となる組み合わせを導いた。また、荷重の継続期間は、最も不利な断面となるように「短期積雪時」とし、荷重に乗じる係数を 1.0、基準強度に乗じる係数を 1.6/3 とした。なお、小屋梁および垂木の断面性能のうち、小屋梁の断面係数は、短ほその断面欠損を考慮し⁴⁾、腐朽・劣化による断面欠損については考慮していない。

3. 研究結果

3.1 建築年の損傷積雪深との関係

対象とした各住宅の建築年と小屋梁および垂木のそれぞれで算定した損傷積雪深との関係を図 4 に示す。図のように、小屋梁の場合をみると、両者に明瞭な相関関係がみられず、損傷積雪深に大きなばらつきが存在している。損傷積雪深の平均値は 2.5m であり、5.0m を超える大きいケースや 1.0m を下回る小さいケースも見受けられる。次に、垂木の損傷積雪深をみると、軒部で損傷する場合と母屋間で損傷する場合の 2 ケースが存在し、それぞれ半数ずつの構成となっている。各住宅の建築年と損傷積雪深との関係をみると、前述の小屋梁と同様に、両者の関係にばらつきがみられる。損傷積雪深の平均値は 2.47m であり、小屋梁と同程度である。ここで、雪庇が形成された場合の損傷積雪深をみると、建築年との関係は前述と同様の傾向を示すが、軒部で損傷する住宅が前述に比べて 13 棟増加するとともに、軒部で損傷する場合の損傷積雪深が急激に減少している。損傷積雪深の平均値は 1.71m となり、雪庇が形成されていない場合に比べて約 30%低下した。

3.2 損傷・倒壊リスクの算定

損傷積雪深を算定した結果をみると、建築年との相関関係は明瞭とはいえず、築年数から各住宅の耐雪性能を評価することが難しい状況である。ここで、損傷積雪深の値を大きい順に並べ替え、Hazen 法により非超過確率を算定し、これらの値に対応する損傷積雪深を確率紙にプロットし、適合度の高い累積分布関数を選択するという手順で被害関数を得ることを試みた。その結果を図 5 に示す。なお、分析には正規確率紙と対数正規確率紙の 2 種類を用いた。図のように、いずれのケースにおいても、対数正規分布との適合度が高く、その累積分布関数が被害関数として捉えることができる。

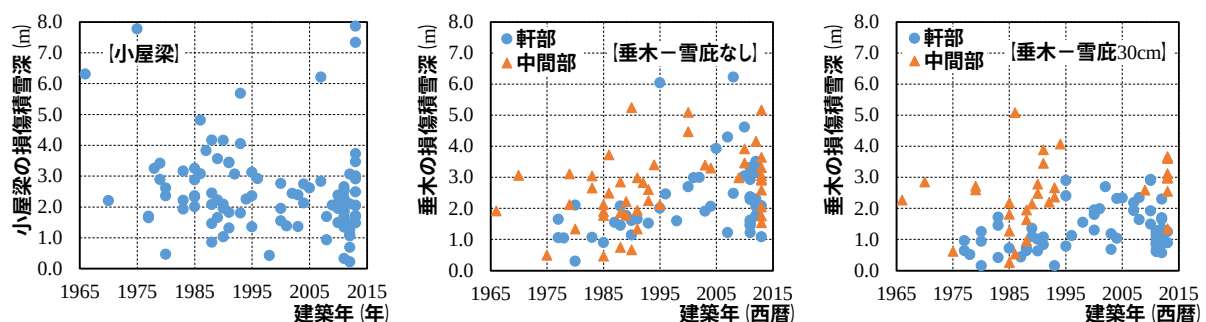


図 4 建築年と小屋梁および垂木の損傷積雪深との関係

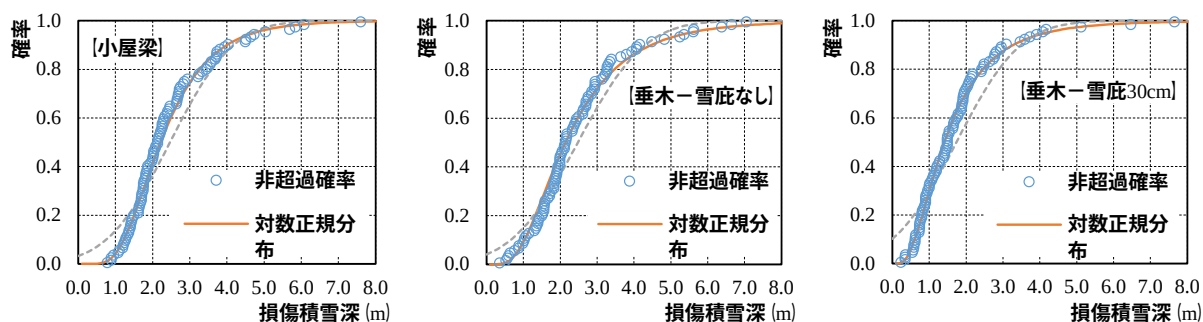


図5 小屋梁および垂木における損傷積雪深の確率分布

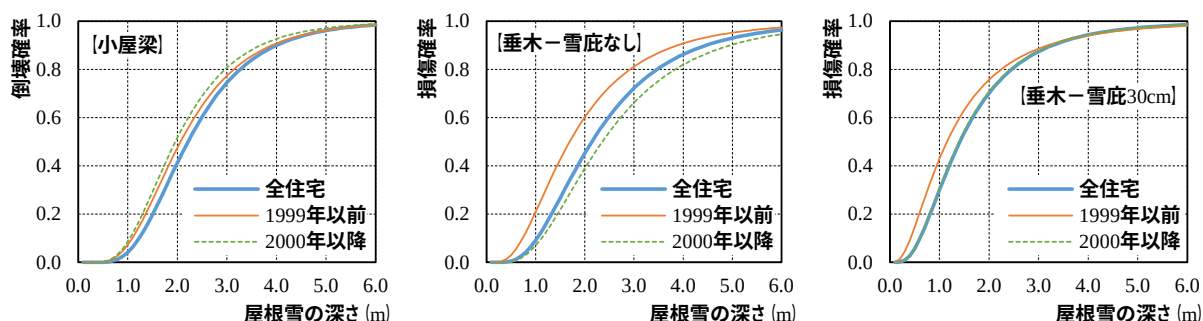


図6 小屋梁および垂木の損傷リスク

屋根雪の深さと倒壊・損傷確率との関係を図6に示す。なお、小屋梁が損傷した場合は、脆性的な破壊形態となることから住宅が倒壊したものとし、垂木が損傷した場合は、住宅が損傷したものと捉えた。また、全住宅を対象とした被害関数に加えて、1999年以前および2000年以降のそれぞれにおいても被害関数を導いた。図のように、倒壊確率をみると、屋根雪の深さが1.0mでは約10%であり、2.0mまで増加すると倒壊確率が40%まで上昇している。建築年代ごとにみると、小屋梁の耐雪性能は建築年に依存しない傾向を示す。これに対し、損傷確率をみると、雪底の形成を考慮していない場合、全住宅および2000年以降に建築された住宅では、屋根雪の深さ1.0mで約10%、2.0mで約40%となり、小屋梁と同程度の耐雪性能を有している。しかし、1999年以前の住宅においては、損傷リスクが高くなる傾向を示す。また、雪底の形成を考慮した損傷確率をみると、建築年代に関わらず小屋梁に比べて耐雪性能が低下し、屋根雪の深さ1.0mで損傷確率が35～40%を示している。このように、雪底の形成によって損傷リスクが急増することがわかる。

4. まとめ

本研究では、在来軸組構法住宅の耐雪性能を把握することを目的に、北海道に建築された98棟の既存住宅の図面を用い、小屋梁および垂木の損傷積雪深を算定するとともに、雪荷重による倒壊・損傷リスクを分析した。その結果、雪底の形成によって軒部の損傷リスクが増加することが明らかとなった。

【参考文献】

- 1) 総務省消防庁：平成23年11月から平成24年3月31日までの雪による被害状況等，入手先<<http://www.fdma.go.jp/bn/2012/detail/739.html>>，2014.4.6
- 2) 千葉隆弘，苫米地司，伊東敏幸，田沼吉伸，前田憲太郎：平成24年岩見沢豪雪における戸建て住宅の屋根雪処理状況について，日本建築学会北海道支部研究報告集，No.85，pp.145-148，2012.6
- 3) 飯島泰男，園田里見：国内の製材曲げ強度試験データの収集と分析 その1 収集データの概要と分析方法，日本建築学会大会学術講演梗概集（北陸），C-1，pp.33-34，2010.9
- 4) (財)日本住宅・木材技術センター編：木造軸組工法住宅の許容応力度設計（2008年版），2008.12

“中谷現象”としての人工雪の生成 The formation of artificial snow crystals as "Nakaya effect"

油川英明 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)

Hideaki Aburakawa (NPO : Network of Snow and Ice Specialists)

1. はじめに

本小論は、中谷¹⁾に始まり Hallett and Mason²⁾ や Kobayashi³⁾などによって展開されてきた人工雪について、それが天然の降雪現象とは相容れないものもあることから、ここに「中谷現象」として特化し、総称することを提唱するものである。

中谷は「雪の研究」¹⁾の“緒言”において「雪は低温に於いて水蒸気が或る種の核に昇華作用によって凝縮した氷の結晶である」と述べ、また、その“結語”においては「本研究に於て得られた最大の結果は、天然に観測される雪の結晶の全種類が、低温実験室内で人工的に製作され、その各々の結晶の生成条件が確かめられたという点である。(中略)雪の結晶の形及び構造を決定する要素は、第一に気温、次に過飽和度であることが、実験的に略々確認された。(以下略)」と述べている。

これは、霜そして雪の結晶が水蒸気から昇華成長するということをアプリオリに取り入れた実験の結果によるもので、本来はその昇華成長をこそ実証することから始められるべきであったと考えられる。また、人工雪の作製条件が天然の降雪現象に対して直接的に普遍化されたわけであるが、これについてもまずは天然の現象に則して検討が行われるべきではなかったかと疑念が感じられるところである。

中谷は、人工雪の成功が余りにも画期的であったことから、上記のことについては特段にとらわれることなく、地上の雪結晶を観察すれば上空の気象は人工雪から推しはかることができるとして、「雪は天から送られた手紙である」という印象的な名言を生み出すことになった。しかし、人工雪作製の条件、特に過飽和度ということは天然にはおよそ存在しない現象であり、また、雪結晶が昇華成長ではなく、過冷却微水滴(雲粒)から液相成長するものであることが認められた⁴⁾ことから、本小論においてはそれらの関連についても触れることとする。

2. 中谷ダイヤグラムの特徴

図1は、人工雪の成長条件を示した中谷ダイヤグラム⁵⁾である。このダイヤグラムの特徴は、ほとんどの雪結晶が過飽和(水に対して)の水蒸気量により成長すること、その過飽和度には上限があること、結晶の基本的な形態は温度によりドラスティックに変化し、かつ一義的に決定されること、等々である。しかし、これらのことは天然とは必ずしも一致しない現象であり、特に過飽和が現実には存在しないことは Tazawa and Magono⁶⁾による雪雲の直接観察からも明らかである。

このようなことから、中谷ダイヤグラムに示されていることは人工雪の作製実験に特有なこととし、ここではそれを「中谷現象」として、天然とは異なる特別な現象とみなすことが必要であると考えられる。

雪雲は一般に、地表や海面からの水蒸気を含む空気塊が上昇・降温することにより形成されるが、その空気塊が飽和を超えたとき、氷点下であっても直接に固相の氷球

や氷晶に相変化するよりも、過冷却雲粒として液相を形成することの方がエネルギー的に有利であり、雲粒程度の粒径では -30°C 以下（理論的には -80°C ）の過冷却が可能であるとされている⁷⁾。

つまり、天然の雪結晶は、過冷却雲粒を含んだ飽和水蒸気量近傍の気塊のなかで生成されるとみなす方が妥当であろう。しかし、中谷ダイヤグラムではそのような水蒸気量から樹枝状結晶などの典型的な雪結晶の生成が望めないことから、天然の雪雲を想定すれば、過冷却雲粒の変化・役割に着目がなされることになる。実際、Magono and Lee⁸⁾では、中谷ダイヤグラムの過飽和度（水に対して）の領域は“cloud droplet region”と書き改められており、このことは、過飽和ということが気象学的にはあり得ないということで、中谷ダイヤグラムに示された現象は室内実験に限られたことであると理解される。

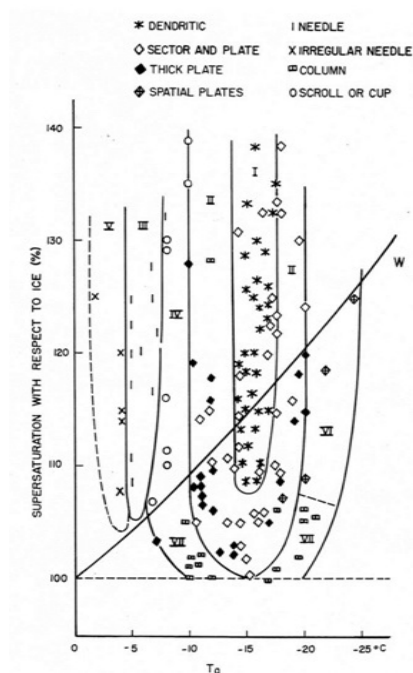


図1 中谷ダイヤグラム．Wは水に対する飽和曲線．

3. 過冷却微水滴（雲粒）からの雪結晶の生成実験

天然の雪結晶は、前節で述べたように、雪雲のなかで生成・成長する現象であると考えられることから、雪雲における雲粒の形成から氷晶の発生に至るまでのプロセスを観察することが必要となる。

図2は過冷却微水滴から氷晶が発生・成長する実験⁴⁾の一例である。図2のaは、一つの過冷却微水滴が板状氷晶へ変化する過程を示したもので、微水滴の外形は瞬時に六角形状になり、角板の状態から小六花へ成長している。これは微水滴そのものが氷晶へと変化・成長していることを示しているもので、実験温度は -15°C である。

図2のbは過冷却微水滴（図の矢印）からの柱状の氷晶への成長を示したもので、実験温度は $-7\sim-8^{\circ}\text{C}$ である。この図bの左下に示した数字は経過時間（分：秒）で、3分ほどで柱状結晶の形状が定まるまでに成長している。

図2のcは、樹枝状の枝が過冷却微水滴を捕捉して成長する過程を示したものであるが、側枝は微水滴を取り込んだ部分から活発に成長している。実験温度は -15°C で、樹枝の成長速度は中谷¹⁾の4倍強である。このように過冷却微水滴は、雪雲内での水

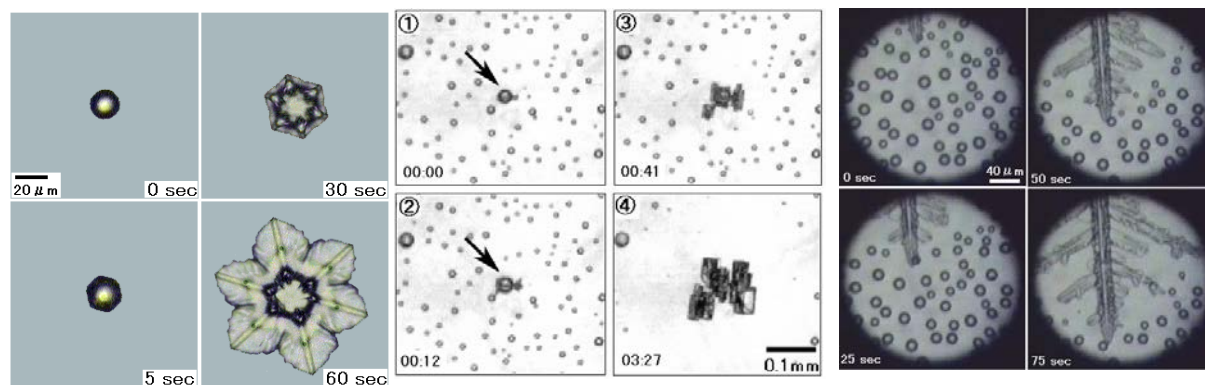


図2 過冷却微水滴による氷晶の発生・成長の実験例．左より a, b, c の図とする．

蒸気源⁸⁾というよりも、直接に氷晶を生成させるものであるといえる。なお、過冷却微水滴は、後述のように、凝結速度に応じて氷晶あるいは氷球（霰など）に変化する。

4. 氷晶の発生と成長について

氷晶は前節で述べたように生成することから、その発生と成長とは段階論的に考察すべきであると考えられる。まず、氷晶の発生について考えると、過冷却微水滴の相変化にはその凝結速度によって違いが見られ、比較的穏やかに凝結したものは氷晶化する。そのように結晶化する過冷却微水滴は、氷点下での凝結が緩やかなであれば、氷晶に極めて類似した分子構造のクラスターが形成されるであろうことが推察される。すな

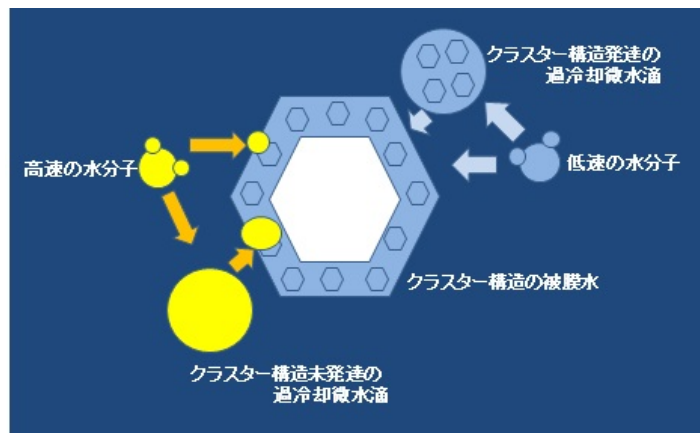


図3 雪雲内における氷晶の液相成長。

わち、固相としての氷晶と上記の過冷却微水滴は、その自由エネルギー（後述の化学ポテンシャル）に関して、一般的な氷と水とのエネルギー差よりも相当に近接したものと考えられる。そして、主にはこの自由エネルギー差の大小により水滴の相変化の形態、つまり六角形状か氷球状か、あるいは角板や樹枝、角柱や針などの成長形が決められるものと推察される。

次に氷晶の成長についてであるが、図3は、前節の実験結果から氷晶の液膜を介した成長機構について、その概念を示したものである。ここで、氷晶によって捕捉された過冷却雲粒は、結晶に取り込まれてその成長に寄与するものと、単に凍結して氷球状になるものとが存在する。前者の雲粒は、図3の青色で示した微水滴で、氷点下で比較的緩やかに凝結した過冷却微水滴であり、これに対して後者は図3の左側の黄色で示した微水滴で、急激に凝結したものである。また、周囲の空気中から飽和を超えた水蒸気が氷晶の液膜に凝結し、その一部となることが推察される。このときも、緩やかな凝結の場合は結晶を成長させる液膜として組み込まれるが、急激な凝結の場合は母結晶の氷晶とは異なった分子配列の状態になり、氷球などに変化するものと考えられる。この場合、氷晶は見かけ上、水蒸気によっても成長することになるが、それは「昇華成長」ということではなく、氷晶表面の液膜を介して行われる液相成長である。これが中谷式の人工雪装置において、水蒸気の供給は穏やかに、かつ氷晶表面の液膜を成長させ得るように多量に、いわゆる「過飽和」の状態にしなければならないこと、そして、その過飽和度には「氷晶化」が可能な水蒸気の輸送速度（凝結速度）として、その上限が存在すること（拡散型装置では水蒸気の輸送が分子拡散で穏やかなことから上限は示されていない）の理由であると考えられる。

ところで、Kuroda and Lacmann⁹⁾によれば、氷点下の融点近傍においては氷結晶の表面は液膜で覆われている方がエネルギー的に有利で、その界面エネルギーと化学ポテンシャルとの関係から液膜の平衡の厚さを求めることができるとして、

$$\delta_{eq} = -A + \left(\frac{nA^n \Delta\sigma_\infty V_m}{\Delta\mu_{l/w}} \right)^{1/(n+1)}$$

という理論式を導いている．ここで， δ_{eq} は平衡液膜の厚さ， $\Delta\sigma_{\infty}$ は結晶表面のぬれ易さのパラメータ， V_m は分子の単位容積， $\Delta\mu_{I/W}$ は氷と水との化学ポテンシャルの差， A と n は実験的に決められるパラメータである．

ここで，例えば水膜の蒸発によりその厚さ δ が薄くなったときはそれを補う方向，つまり固相の結晶面が液化することになり，また，水膜に対して水蒸気が凝結するか，先に述べたような氷晶化可能な過冷却微水滴が附着するなどして δ が厚くなったときはそれが減少する方向，つまり結晶面が成長することになる．このことは，液膜と氷晶が可逆的な関係にあるともいえる．

ところで，先にも述べたように，氷晶と液膜の化学ポテンシャルの差 $\Delta\mu_{I/W}$ は，一般的な氷と水との差とは異なり極めて小さな値とみなすならば，上式において平衡液膜の厚さ δ_{eq} は増大の方へシフトすることになる．Kuroda and Lacmann⁹⁾ は δ_{eq} について， $A=1.5\text{ \AA}$ ， $n=2$ と仮定し，数 $\text{\AA}$ の値を求めているが，天然雪の形態や先の過冷却微水滴の実験などからは，液膜の厚さは $1\text{ }\mu\text{m}$ 程度の値として概算される．

5. おわりに

古来，言葉は概念を規定すると言われる．人工雪という言葉が雪結晶について昇華成長・気相成長，そして，天然にはほとんど存在しない水蒸気の「過飽和」という概念を作り上げてきたのではないかと想像される．

雪結晶は過冷却微水滴（雲粒）により形成される可能性が実験的に示されたことから，従来の人工雪について冷静に見直しを行い，それは天然の雪とは異なる現象，つまり「中谷現象」として概念を再構築し，「雪は天からの手紙」の名言は受け継ぎつつも，雪結晶の成長機構に関して液相成長の観点から新たな解明方向を探る必要があるのではないかと考えられる．

【参考・引用文献】

- 1) 中谷宇吉郎，1949：雪の研究，東京，岩波書店，pp.161.
- 2) Hallett, J. and B.J. Mason, 1958: The influence of temperature and supersaturation on the habit of ice crystals grown from the vapour, *Phil. Roy. Soc.* **247**, 440-453.
- 3) Kobayashi, T., 1961: The growth of snow crystals at low supersaturation, *Phil. mag.* **6**, 1363-1370.
- 4) 油川英明，2005：過冷却微水滴の結晶化による雪結晶の生成，*北海道教育大学紀要（自然科学編）*，**55**，1-12.
- 5) Nakaya, U., 1954: Snow Crystals-Natural and Artificial, Cambridge, Harvard Univ. Press., pp.510.
- 6) Tazawa, S. and C. Magono, 1973: The Vertical Structure of Snow Clouds, as Revealed by "Snow Crystal Sonde", Part I, *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 176-190.
- 7) 黒田登志雄，1984：結晶は生きている，東京，サイエンス社，pp. 265.
- 8) Magono, C. and C. W. Lee, 1966: Meteorological Classification of Natural Snow Crystals, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. II (Geophysics)*, **2**, 321-335
- 9) Kuroda, T. and R. Lacmann, 1982: Growth kinetic of ice from vapour phase and growth forms, *J. Crystal Growth*, **56**, 189-205

メタンハイドレートの比表面積の測定

Specific surface area of methane hydrate

清水勇希（北見工業大学）, 八久保晶弘（北見工業大学）,
竹谷敏（産業技術総合研究所）, 青木輝夫（気象研究所）

Yuki Shimizu, Akihiro Hachikubo, Satoshi Takeya, Teruo Aoki

1. はじめに

メタンハイドレート(MH)は将来のエネルギー資源として注目されている。MH 結晶の表面積は結晶の生成・解離速度に関わる重要な要素と考えられるが、その大きさの実測例は極めて少ない。先行研究では、MH の単位重量当たりの表面積である比表面積（specific surface area: SSA）の測定に窒素吸着を利用しており¹⁾、 $0.3344 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ の値が得られている。しかしながら、窒素を用いたガス吸着法では液体窒素温度における窒素の蒸気圧（大気圧）が高いため、SSA が $1 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ 以下の比較的小さい試料の測定には不向きである。また一方では、メタンを用いたガス吸着法により $0.8 \sim 1.2 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ の値が得られているものの²⁾、電子顕微鏡写真はサブミクロンオーダーの微細な凹凸が MH 結晶表面に存在することを示しており、結晶表面が解離することで SSA が増加している可能性がある。そこで本研究では、MH 結晶表面の解離を防ぎ、メタン吸着法により MH 結晶表面の SSA を測定し、これらの先行研究の結果との比較を行なった。

2. 試料生成および測定方法

SSA 測定にはガス吸着法を利用した自作の装置を用いた³⁾。まず、一定量のヘリウム（非吸着ガス）を液体窒素温度の試料容器内に拡散させ、その圧力変化から試料容器内のデッドスペース体積を測定した。次に、メタン（吸着ガス）に関して同様の測定を行なった。ヘリウムとメタンそれぞれの測定結果では、試料表面にメタンが吸着する分、両者の圧力に差が生じる。このメタン吸着量には圧力依存性があるため、BET 法⁴⁾を用いて、吸着等温線から BET プロットを求めた。本研究ではメタン飽和蒸気圧の 7-20% の領域で BET プロットの直線関係が得られ、その切片と傾きから単分子吸着量と吸着熱を求め、分子占有面積と試料質量を用いて SSA に換算した。

以下、詳細な実験手順について述べる。まず、蒸留水を凍結させた氷から微細な粉末氷をミクロトームで約 5g 削りだし、これを耐圧容器（容積 30mL）に入れ、上記の方法で粉末氷の SSA を測定した。次に、粉末氷を液体窒素温度に保ったままメタンを液化させて耐圧容器内に導入し、これを 0°C までゆっくり昇温させ、気化したメタンで平衡圧以上に加圧した。耐圧容器内では氷が融解し始める温度で急激に圧力が減少し、氷がほぼ全て MH に変換されて圧力はほぼ一定値となった。その後、氷を完全に融解させ MH に変換させるため、耐圧容器を $+1^\circ\text{C}$ で約 1 日間保持した。生成した MH を液体窒素温度に保ち、液化した余剰メタンを真空ポンプで数時間かけて排気し、今度は MH の SSA を測定し、元の粉末氷の SSA と比較した。最後に、耐圧容器温度を常温にして MH を完全に解離させ、ガス重量・水重量をそれぞれ求め、MH の水和数が 6 であると仮定して、その純度を計算した。

なお、MH 生成時に粉末氷が 0°C で急激に融解し、結晶サイズおよび比表面積が大幅

に減少した可能性を考え、 -18°C の低温室に耐圧容器を保存し、粉末氷の表面だけに MH を生成させた別実験を実施した。また一方では、MH の SSA 測定後、液体窒素温度で真空状態にした耐圧容器を密閉したまま -50°C 、 -30°C 、 -20°C 、 -10°C の各温度で約 1 日保存し、MH 解離後の試料の SSA についても同様に測定した。その場合、最後に測定するガス重量はそれぞれの温度で解離せずに残った MH に取り込まれたメタンのものであり、MH 解離前の MH 重量については、MH の純度が 100% であり、水和数が 6 であると仮定して水重量から推定した。

3. 測定結果および考察

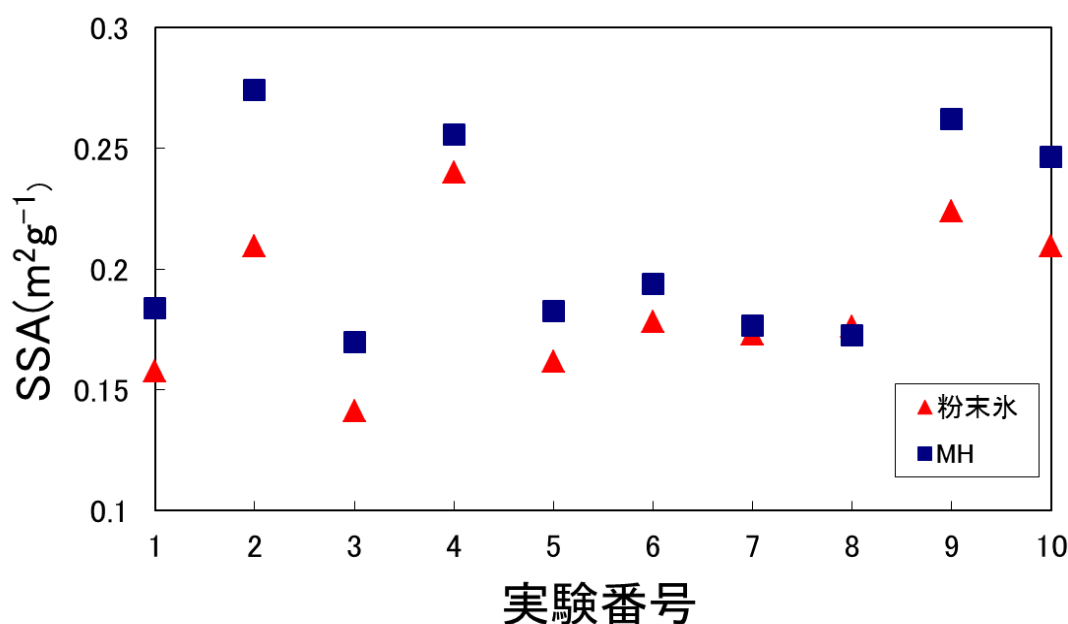


図 1 粉末氷と MH の比表面積 SSA

MH を生成する前の粉末氷、および MH 生成後の MH の SSA の測定結果を図 1 に示した。測定は計 10 回実施され、粉末氷および MH の SSA はそれぞれ $1400 \sim 2400 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 、 $1700 \sim 2700 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ の範囲にあった。これらの試料の MH 純度は、後述する実験番号 9 と 10 を除き、93～96% の範囲にあり、粉末氷のほとんどが MH に変換されたことを示唆する。なお、実験番号 2 と 4 については、マイクロトームのステージ上昇率を小さくして極めて微細な粉末氷を生成したものであり、他の試料と比較して SSA が大きい。このように、粉末氷の SSA は試料ごとに異なるものの、粉末氷から MH に変化した場合、SSA はほぼ同じか、やや増加するものが多かった。

試料によって SSA 増加率にこのような違いがみられる理由については不明な点が多い。特に、粉末氷を 0°C で融解させる際、氷の融解速度が早すぎて粒子そのもののサイズが増加した可能性は否定できない。その場合、MH の SSA は氷のそれよりも減少することが期待される。しかしながら、 -20°C で粉末氷の表面だけに MH を生成させた実験番号 9 と 10 (MH の純度はそれぞれ 48%、46%) の結果は他の試料と同様、MH の SSA が増加している。したがって、実験番号 1-8 では、MH 生成時の粉末氷の極端な融解による粒子肥大化は起こらず、粉末氷のサイズ・形状がそのまま MH にほぼ引き継がれたと考えられる。実際、MH 試料を耐圧容器から取り出すと、 $+1^{\circ}\text{C}$ で約 1 日置か

れたにもかかわらず，MH 粒子は極めて細かく，最初の粉末氷と区別がつかなかった．ただし，現段階では定量的な議論ができないため，粉末氷と MH 粒子それぞれの粒度

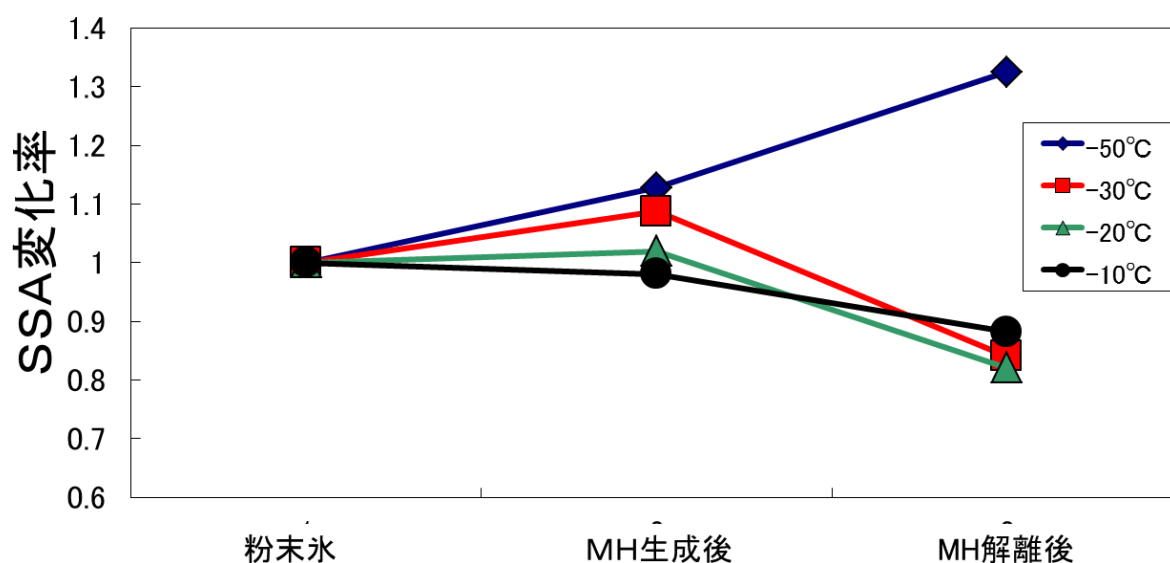


図 2 MH の解離による SSA の変化

測定については今後の課題である．

最後に，MH の SSA 測定後に試料容器を密閉したまま一定温度に静置し，MH 解離後の SSA が元の粉末氷の SSA からどのように変化したかを図 2 に示した．-50°C の試料を除き，MH 解離後の SSA はいくらか減少し，元の粉末氷の値を下回った．これは，試料容器内で MH が解離して生成した氷の焼結過程が進んだものとみられる．一方，-50°C では MH 解離後に唯一，SSA が増加している．水蒸気圧は温度低下に対し指数関数的に減少するため，氷の焼結過程は進みにくい．すなわち，一部解離せずに残った MH 表面の凹凸に加え，MH が完全に解離した後に氷表面に残された凹凸が SSA を増加させたとみられる．

5. まとめ

粉末氷から MH を生成した場合，MH の SSA は粉末氷のそれから約 1 ～ 2 割増加した．これは MH の結晶表面がミクロに凸凹しておらず，SSA は氷よりやや大きい程度に留まることを示唆している．窒素を吸着ガスに用いた先行研究¹⁾の結果とは，オーダーはほぼ同じと言えるが，一方で Kuhs 他²⁾の先行研究とは 1 オーダー近くの違いが見られる．これらの先行研究に関しては，MH 試料の取り扱いやその生成方法に不明な点が多く，試料への霜の付着や，MH 結晶表面での解離による凸凹の形成など，二次的な変化をとらえている可能性もある．

今後は，これらの試料表面での電子顕微鏡観察を実施し，解離していない新鮮な MH 結晶表面に本当にミクロな凸凹があるのか，また昇温させると結晶表面はどのように変化するのか，などを調べていく予定である．

謝辞

本研究は科研費（基盤研究 C: 22540485）の助成を受けた．

【参考・引用文献】

- 1) 八久保晶弘, 山口悟, 谷川朋範, 堀雅裕, 杉浦幸之助, 庭野匡思, 朽木勝幸, 青木輝夫, 2012: ガス吸着法による積雪比表面積測定装置の開発, *北海道の雪氷*, **31**, 45–48.
- 2) Kuhs, W. F., Genov, G., Goreshnik, E., Zeller, A., Techmer, K. S. and Bohrmann, G., 2004: The impact of porous microstructures of gas hydrates on their macroscopic properties, *International Journal of Offshore and Polar Engineering*, **14**(4), 305–309.
- 3) Wang, X.-L., Sun, C.-Y., Chen, G.-J., Yang, L.-Y., Ma, Q.-L., Chen, J., Tang, X.-L. and Liu, P., 2009: The specific surface area of methane hydrate formed in different conditions and manners, *Science in China Series B: Chemistry*, **52**(3), 381–386, doi:10.1016/S1004-9541(09)60043-4.
- 4) Brunauer, S., Emmet, P. H. and Teller, E., 1938: Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American Chemical Society*, **60**, 309–319.

積雪の比表面積と粒径との関係 Relation between SSA and grain size of snow

八久保晶弘（北見工業大学）、Martin Schneebeli（スイス連邦雪・雪崩研究所）、
山口悟（防災科学技術研究所）、堀雅裕、谷川朋範（宇宙航空研究開発機構）、
杉浦幸之助（富山大学）、的場澄人（北海道大学低温科学研究所）、
庭野匡思、朽木勝幸、青木輝夫（気象研究所）

Akihiro Hachikubo, Martin Schneebeli, Satoru Yamaguchi, Masahiro Hori, Tomonori
Tanikawa, Konosuke Sugiura, Sumito Matoba, Masashi Niwano, Katsuyuki Kuchiki,
Teruo Aoki

1. はじめに

積雪のアルベドは積雪粒子の粒径や不純物濃度等に依存することが知られている¹⁾。特に、近赤外領域のアルベドは積雪粒径や粒子の形状（雪質）に大きく影響される²⁾。従来の積雪粒径測定方法は、ルーペ（通常、倍率 10 倍）と粒度ゲージを用いた目視による観察であり、多くの場合、積雪粒子の長径が記載される。しかしながら、積雪粒子の粒径の定義は明確ではなく、研究者が目的に応じて粒径を定義し、測定している。我々は、樹枝状六花の結晶の枝の幅や、ざらめ雪の単結晶粒、しもざらめ雪の条線の間隔などをスケール付 50 倍ルーペで測定し、これを d_2 と呼んでいる。 d_2 は光学的粒径（光学的に等価な粒径）に近いことが、野外観測³⁾および数値モデル計算結果²⁾から示されている。しかしながら、積雪粒径には分布があり、 d_2 の野外観測ではその最大値、最小値、平均値を目視で求めるのはやや困難である。したがって、積雪粒径は雪質判定とともに観測者に依存する部分が大きい測定項目といえる。

他方では、積雪アルベドは積雪の比表面積（Specific Surface Area, 以後 SSA と表記）との相関がよい、との認識が広まりつつある⁴⁾。すなわち、我々の興味、そして本研究の主題は、我々が従来測定してきた d_2 と積雪 SSA との間の関係性はどのようなものか、である。積雪の SSA は片薄片を用いて古くから測定されているが^{5,6)}、片薄片製作とその画像解析は多くの困難をとまなうため、適用例は少ない⁷⁾。X 線 CT による三次元解析法については、 μ -CT を用いて $10\mu\text{m}$ 立方程度の解像度まで達するが⁸⁾、片薄片法と同様、比較的大きな SSA を有する新雪などの雪質には不利とみられる。最近注目されているのは、近赤外領域の吸収を用いる光学的手法である^{9,10)}。研究者によっていくつかの測定様式が考案され、中には製品として既に実用化・市販されているものもある。手軽に短時間で測定可能な光学的手法は現在、SSA 測定法の主流となりつつある。しかしながら、積雪アルベドに密接に関連する SSA の導出に光学的手法を用いるのは、堂々巡りの感が否めない。

これらに対し、BET 理論を用いたガス吸着法は、多孔質体の SSA を測定する手法として広く用いられており、原理的にも光学的手法から完全に独立している。Legagneux ほか¹¹⁾は吸着ガスにメタンを用いる積雪 SSA 測定法を確立した。八久保ほか^{12,13)}はこのガス吸着法をベースに、野外観測等でも使用可能でコンパクトな積雪 SSA 測定装置を開発した。最近では、等温変態条件下における積雪試料の SSA が低下する様子が詳細に観察され、特に低温域における SSA 低下速度の温度特性が報告されている¹⁴⁾。

これまで、 d_2 と積雪 SSA との関係求めた例はなかった。本研究では、同一の積雪試料について d_2 を目視観察で求め、その比表面積をガス吸着法で測定し、比較を行なった結果を報告する。

2. 測定装置および測定方法

ガス吸着法の原理の詳細および測定系については既報^{12,13)}を参照されたい。2011 年にプロトタイプが完成、翌年には改良を続けながら 2~5 号機を作成し、現在は 4 号機 (図 1) と 5 号機が SSA 測定に使用されている。



図 1 積雪比表面積測定装置 (4 号機)

本研究においては、メタンを吸着ガスに用いた。測定で使用するヘリウムとメタンは 50mL ステンレス容器にわずかに封入されており、野外測定においてガスボンベ等を準備する必要がない。測定には液体窒素が必要であるが、後述する中札内村における 6 日間の測定 (1 日あたり 4 試料、計 24 試料) では、試料冷却・運搬・測定・真空ポンプ用トラップ等の用途を全て含め、約 35L の消費量だった (デュワー瓶からの自然蒸発も含む)。野外ではドライシッパー (ベーパーシッパー) を持参し、現地で試料を容器に封入後、すぐに液体窒素温度に冷却した。なお、1 試料あたりの測定に要する時間は約 1 時間だった。

3. 測定試料

測定に用いた積雪試料、計 83 試料は以下の 4 地点で 2014 年に採取された。

3.1. 北見工業大学 (2014 年 1 月 26 日, 1 月 31 日, 3 月 21 日, 4 月 17 日)

雪質は降雪直後の新雪が主体であり (28 例)、他にこしまり 2 例・しまり 2 例・ざらめ 1 例を大学構内グラウンドおよび野球場にて採取した。これらの試料は低温室に保管され、一定温度の環境下で変態が進んだ試料についても測定を行なった。

3.2. 北海道河西郡中札内村元札内 (2014 年 2 月 22-27 日)

中札内村の農場にて、こしもざらめ 13 例を主体とした雪質の積雪試料を採取した。その他、積雪上層のこしまり 3 例、融解再凍結により生じたざらめ 5 例、および積雪最下層のしもざらめ 3 例を採取した。

3.3. スイス雪・雪崩研究所 (ダボス) およびサンモリッツ (2014 年 3 月 9-13 日)

2014 年 3 月にスイス雪・雪崩研究所で開催された Intercomparison of Snow Grain Size Measurements Workshop にて、様々な雪質の積雪試料に関する国際比較測定が実施された。現地で採取され低温室に保存されたこしまり 1 例・しまり 9 例や、低温室内で人工的に温度勾配をかけて生成させたこしもざらめ 1 例、しもざらめ 3 例の SSA を測した。一方では、サンモリッツのテニスコート上の積雪について観測が実施された。

現地で積雪層を切り出し、ドライアイス温度で保存、実験室に持ち帰ったブロック試料（こしまり 1 例・しまり 5 例・こしもざらめ 1 例・しもざらめ 1 例）から採取した。

3. 4. 森林総合研究所十日町試験地（2014 年 3 月 17-18 日）

新潟県十日町市で開催された第 4 回 SIGMA プロジェクトワークショップに先立ち、積雪粒径相互比較観測が実施された。現地ではざらめ雪のみ 4 例が測定された。

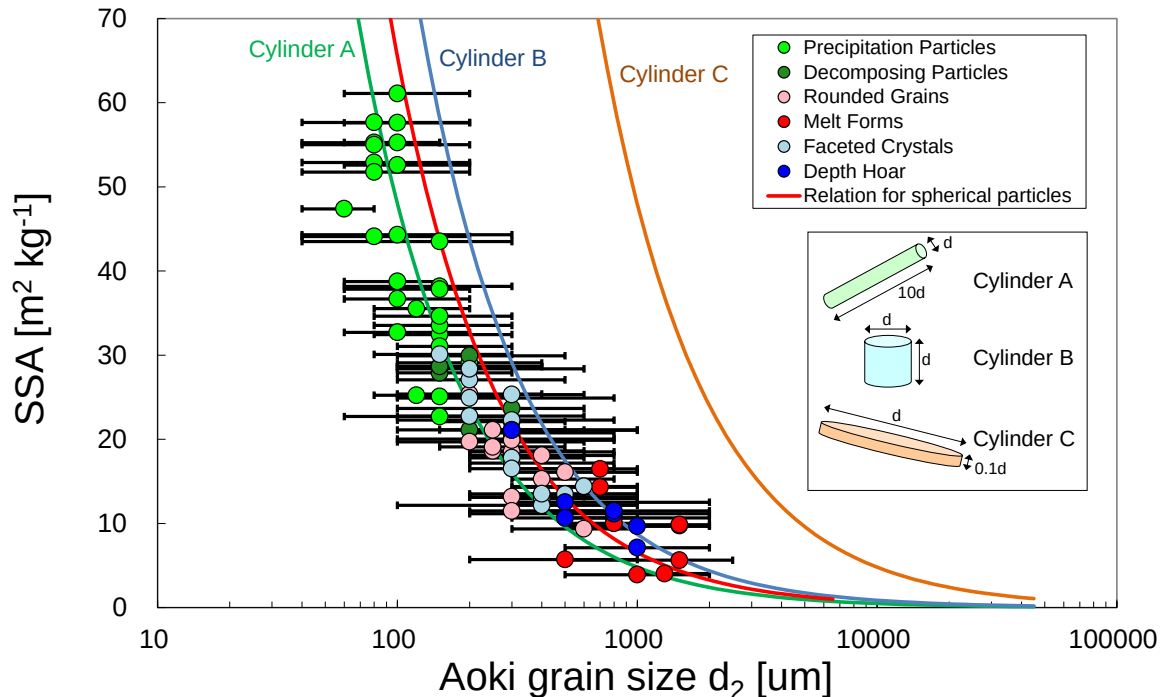


図 2 積雪粒径 d_2 と比表面積 SSA との関係

4. 測定結果および考察

はじめに、SSA 測定値の信頼性について述べる。BET 法では SSA と同時に氷表面へのメタンの吸着熱が計算される。本実験では 2531 ± 117 [J mol^{-1}]であり、Domine ほか¹⁵⁾の報告値である 2540 ± 200 [J mol^{-1}]とほぼ一致することから、SSA 測定値の信頼性は高いと考えられる。

次に、 d_2 と積雪 SSA との関係を図 2 に示した。まず、SSA 測定データに焦点をあてる。雪質ごとの SSA は、新雪：23-61 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]、こしまり：20-30 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]、しまり：9-25 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]、ざらめ：4-16 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]、こしもざらめ：12-30 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]、しもざらめ：7-21 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]のそれぞれの範囲であった。これらの結果を文献値^{6,15)}と比較すると、新雪でやや小さめのデータが多いものの、他の雪質ではおおむね同程度とみられる。すなわち、新雪では SSA が最も大きく、等温変態が進むにつれてこしまりからしまりへ、また一方では温度勾配下でこしもざらめからしもざらめへと SSA が減少し、そして融解再凍結によりざらめとなって SSA が最も小さくなる方向へ変化する。

図 2 中の赤線は積雪粒子が球体の場合における d_2 と積雪 SSA との関係である。測定データは、粒子形状が球体に近づく領域（しまり雪など、SSA が 20 [$\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$]以下）でこのラインにおおむね沿っているものの、SSA が比較的大きい新雪では、同じ SSA でも d_2 を球相当粒径より過小評価している。そもそも、新雪の d_2 については細長い樹枝の枝の幅などを測定している。形状は球体からかけ離れているため、仮に粒子が細

長い円柱状 (Cylinder A, 図 2) であると仮定し, その直径を d_2 としてプロットすると, 新雪の d_2 と SSA の関係に近づく. したがって, 新雪のような明らかな非球形粒子のどの部分を粒径の代表値とするか, という問題がこれらの関係に影響していることが示唆される.

5. まとめ

本研究では, 我々の研究グループが従来測定してきた積雪粒径 d_2 と比表面積 SSA との間に一定の関係があることを初めて具体的に明らかにした. このことは, d_2 が光学的粒径と密接な関連があることを定量的に示し, 先行研究^{2,3)}の結果を支持するとともに, 過去の d_2 データを SSA に変換可能であることを示唆している.

謝辞

本研究は科学研究費 (基盤研究 S:23221004) および 2013-2015 年 JAXA GCOM 研究費「GCOM-C/SGLI による雪氷アルゴリズム高度化・新規開発及び, 地上観測と気候モデルによる検証に関する研究」の助成を受け, また平成 23-25 年度北海道大学低温科学研究所共同研究 (「積雪変質・アルベド過程モデル開発のための積雪物理量及び熱収支に関する観測的研究 1-3」, 代表者: 青木輝夫) の一部として実施された.

【参考・引用文献】

- 1) Warren, S. G., 1982: *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 67–89, doi:10.1029/RG020i001p00067.
- 2) Tanikawa, T., *et al.*, 2006: *Appl. Opt.*, **45**(21), 5310–5319, doi:10.1364/AO.45.005310.
- 3) Aoki, T. *et al.*, 2007: *Remote Sens. Environ.*, **111**, 274–290, doi:10.1016/j.rse.2007.02.035
- 4) Domine, F. *et al.*, 2006: *Cold Reg. Sci. Tech.*, **46**, 60–68, doi:10.1016/j.coldregions.2006.06.002.
- 5) 成田英器, 1969: *低温科学, 物理篇*, **27**, 77–86.
- 6) 成田英器, 1971: *低温科学, 物理篇*, **29**, 69–79.
- 7) Arakawa, H., *et al.*, 2009: *Cold Reg. Sci. Tech.*, **59**, 163–168, doi:10.1016/j.coldregions.2009.07.004.
- 8) Kaempfer, T. U. and Schneebeli, M., 2007: *J. Geophys. Res.*, **112**, D24101, doi:10.1029/2007JD009047.
- 9) Martzl, M. and Schneebeli, M., 2006: *J. Glaciol.*, **52**, 558–564, doi:10.3189/172756506781828412.
- 10) Gallet, J. -C., *et al.*, 2009: *The Cryosphere*, **3**, 167–182, doi:10.5194/tc-3-167-2009.
- 11) Legagneux, L., *et al.*, 2002: *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), 4335, doi:10.1029/2001JD001016.
- 12) 八久保晶弘ほか, 2012: *北海道の雪氷*, **31**, 45–48.
- 13) Hachikubo, A., *et al.*, 2013: *Proceedings International Snow Science Workshop*, 7-11 October, 2013, Grenoble, France, 73–77.
- 14) Hachikubo, A., *et al.*, 2014: *Bulletin of Glaciological Research*, **32**, in press.
- 15) Domine, F., *et al.*, 2007: *J. Geophys. Res.*, **112**, F02031, doi:10.1029/2006JF000512.

雪中への音の伝搬特性

Sound propagation characteristics of snow packs

榊原 健一（北海道医療大学）、牧 勝弘（愛知淑徳大学）、
山川 仁子（愛知淑徳大学）、天野 成昭（愛知淑徳大学）

Ken-Ichi Sakakibara, Katuhiro Maki, Kimiko Yamakawa, Shigeaki Amano

1. はじめに

雪崩のレスキューにおいて、埋没者の探索にはビーコンが用いられることが通常である。山岳ユーザは、山行には必ずビーコンを携帯し、雪崩事故遭遇時は、コンパニオンレスキューにおいて、ビーコンを用い、埋没者の埋没位置を迅速に特定することが、埋没者の救命には不可欠である。しかしながら、ビーコン不携帯の雪崩事故も、依然として存在する（例：2014年4月18日に発生したエベレストでの雪崩事故。13名死亡、3名行方不明）。

ビーコン不携帯時の雪崩レスキューの方法として、日本では、1970年代に始められたスカッフ・アンド・コールという音を用いる搜索方法がある¹⁾。スカッフ・アンド・コールは、雪面にある柔らかい雪を手ではらい、雪面直上から埋没者に大きな声で呼びかけ、その後に、雪面に耳を近づけて雪中からの音を聴き、埋没者の埋没位置を探索しようとする方法で、国内の様々な雪崩講習会で、これまで長きにわたって、講習されてきた方法である。また、カナダの1984—1996年の雪崩事故データでは、完全埋没者を、埋没者の発する音を手がかりに救出をおこなったという事例が8件報告されている²⁾。

しかしながら、空気と積雪とは、音響インピーダンスは大きく異なり³⁾、細かい雪による空隙率の低いデブリでは、積雪の表面から埋没者、または、埋没者から積雪表面への音の伝搬は、積雪の上下で、反射、吸収が生じ³⁻⁸⁾、搜索者と埋没者の間の音によるコミュニケーションは、容易ではない。

本稿では、(1)自然積雪；(2)踏み固めることによって密度を高めた積雪（細かい雪によるデブリの模擬）；の2種類の異なる積雪について、雪面と雪中の間の音の伝搬特性を明らかにし、また、様々な音源を用いて、埋没者の聴取の可能性を分析し、ビーコンを持たない埋没者に対する、音による有効な搜索方法の検討を行う。

2. 実験

積雪の音響特性の計測は、2012年2月22日、23日に、北海道石狩郡当別町青山地区の開かれた平地で実施した。2月22日の積雪深は、270 cm、両日とも降雪は無かった。音響計測用に、幅1.5 m、奥行き2.5 m、深さ1.3 mのピットを掘った。

音響計測には、TSP（time-stretched pulse）⁹⁾を用い、信号再生には、フルレンジのアクティブスピーカ（BEHRINGER C50A）を用い、振動面を下向

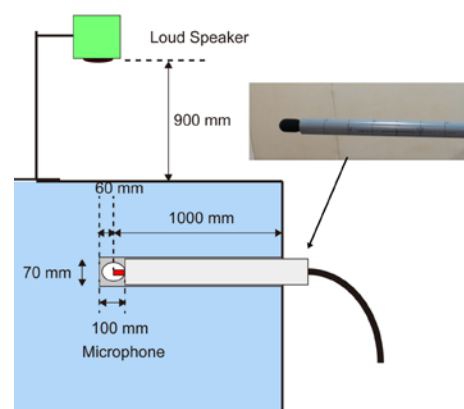


図1 計測方法の概略図。ウレタンで充填した塩ビ管の先端にマイクを取り付け雪中に挿入。

きに、雪面から 90 cm 上方に設置し、録音には雪中にマイクロホン (DPA4006C, 圧力コンデンサ型) を、雪中にピットの側面から 100 cm 内部の地点に留置し、リニア PCM レコーダ (TASCAM DR-100MKII 等) を用い、サンプリング周波数 48 kHz, 量子化ビット数 16 bit で収録した (図 1)。

3. 結果

3.1 自然積雪

自然積雪状態の積雪構造は、雪面より、0～-20 cm は、新雪、粒径 0.3 mm、ハンドハードネステストによる硬度 F、-20～-50 cm は、こしまり雪、粒径 0.5～0.7 mm、硬度 4F、-50～-85 cm は、こしまり雪、粒径 0.5～1.0 mm、硬度 1F、-85～-90 cm は、こしまり雪、粒径 0.5 mm、硬度 4F、-90～-110 cm は、しまり雪、粒径 1.0 mm、硬度 1F であった。プッシュプルゲージを用いた硬度測定、および密度、温度測定の結果を図 2 に示す。なお、当日の気温は、-1.4～0.3℃であった。

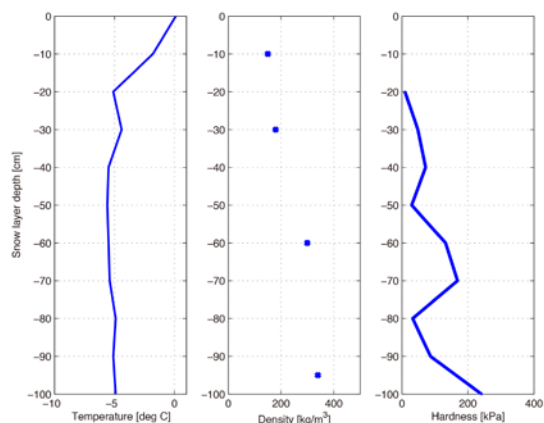


図 2 自然積雪条件での積雪データ

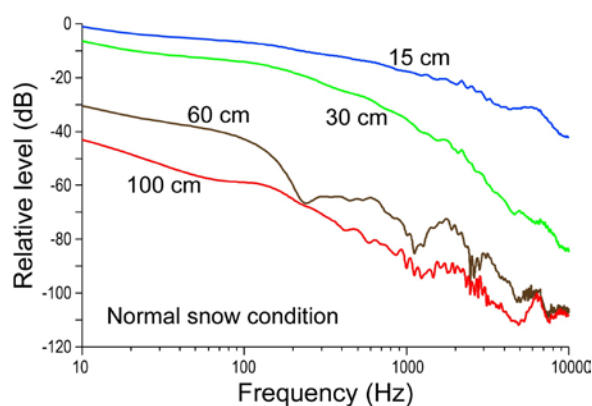


図 3 自然積雪条件での音の減衰特性

図 3 に、雪面 (正確には 4 cm 上方) を基準とした音の減衰特性を示す。雪面から深い場所の方が、音の減衰量は大きくなっている。例えば、1 kHz では、-15 cm で、18 dB、-30 cm で 35 dB、-60 cm で、78 dB、-100 cm で 90 dB となっている。

また周波数が高い方が、減衰量は大きくなっている。例えば、-60 cm では、10 Hz は 30 dB であるが、10 kHz では 100 dB となっている。

3.2 デブリ模擬条件

自然積雪条件での測定終了後、雪面を強く踏み固め、翌日に計測を行った。当日のアメダス石狩データでは、夜中は -5.4℃ (0300) まで下がった。計測時の日中の気温は、1.5～5.0℃であった。

圧密焼結により、雪は全体的にこしまり雪、しまり雪へと変わった。0～-10 cm は、硬度 1F、-10～-18 cm では、硬度 4F、-18～-58 cm では硬度 1F、-58～-62 cm では硬度 4F、-62～-70 cm では硬度 1F、-70～-80 cm では硬度 P であった。

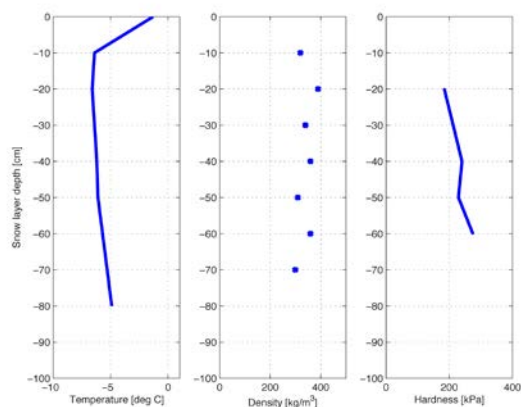


図 4 デブリ模擬条件での積雪データ

プッシュプルゲージを用いた硬度測定、および密度、温度測定の結果を図4に示す。硬度に関しては、雪面から地面に向かって硬度が増し、雪面から-100 cmの積雪の密度は、 $300 \sim 400 \text{ kg/m}^3$ で、デブリの平均密度と比較すると、下限に近い条件であった¹⁰⁾。なお空隙率は、測定していない。

図5に、デブリ模擬条件の積雪の減衰特性を示す。自然積雪と異なり、減衰量の周波数依存性が低く、特に100 Hz以上では、60 dB程度の減衰率となっている。

また、雪面からの深さに関しては、-30 cmと-60 cmでは、5 dB程度しか差がなく、深さに依存して減衰量の大きくなる自然積雪とは異なる特性を示している。

デブリ模擬条件において、異なる音源を用いて、積雪内での周波数特性を測定した。用いた音源は、(i)足踏み；(ii)スキーストックで雪面を突き刺す；(iii)ホイッスル；である。足踏みは、男女各1名によるデータを記録した。

図6に足踏みと、スキーストックで突き刺したときの雪面から-30 cmでの周波数特性を示す。どちらの音源の場合も、高域に向かって単調に減衰している。3 kHz以上では、ストックで突いた方が、足踏みよりも大きくなっている。また、点線で示される最小可聴閾値よりも、広い周波数範囲において、40 dB以上上回っている。

図7に、足踏みの位置を、マイクの直上から水平に動かした場合の周波数特性を示す（マイクは雪面より-30 cm 足踏みは男性）。180 cm離れていても、1000 Hz以下の周波数帯域では、最小可聴閾値よりも20～30 dB大きい。

図8に、2つの異なる種類のホイッスルを雪面より90 cm上方で吹き、-30 cmで計測した音の周波数特性を示す。Type Aのホイッスル(ACME社製 Tornado No 636)は、4000 Hzで、30 dB以上、最小可聴閾値を上回っている。Type Bのホイッスルは筒型の小型のホイッスルで、10 dB程度最小可聴閾値を上回るに留まった。

4. 考察

音響インピーダンスの異なる、空気と積雪、特にデブリとして堆積した高密度の積雪との

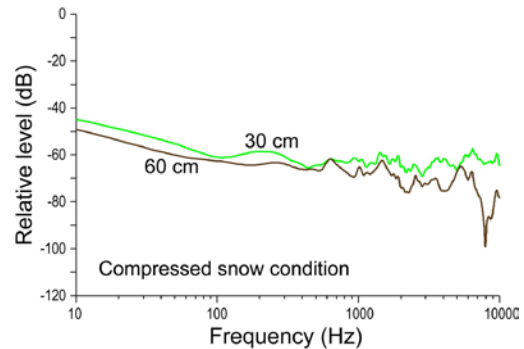


図5 デブリ模擬条件での音の減衰特性

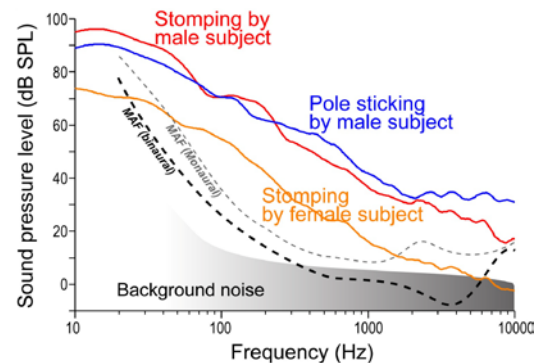


図6 デブリ模擬条件での、-30 cmでの各種音源の周波数特性。点線は最小可聴閾値(MAF)を示す。背景雑音は、環境雑音、電気雑音すべてを含む。

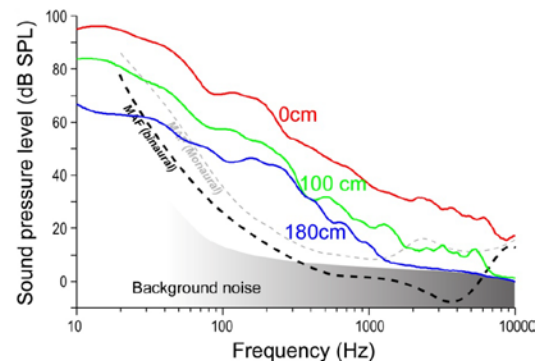


図7 デブリ模擬条件で、水平方向に異なる位置で男性が足踏みした場合の雪面から-30cmでの音の周波数特性

間を伝搬する場合、これまでの研究でも指摘されているように、音声などの気導音は、反射や吸収によって、大きく減衰する。本研究では、デブリを模擬した高密度の積雪の場合、減衰は周波数によらず大きい。搜索時に強い風による雑音加わった場合、埋没者は、搜索者の音声を聴取することは困難であるといえる。しかしながら、雪面を直接振動させる足踏みや、スキーストックでの突き刺しの音は、埋没者は、十分に聴き取ることが可能であることが示された。特にスキーストックによる突き刺しは、搜索側の労力も小さく、リズムカルに突くなどすることにより、搜索者の接近を埋没者に示す有効な方法であると考えられる。足踏みも、男性搜索者であれば、-100 cm より上の埋没であれば、2 m 水平に離れた地点でも、埋没者は聴取可能であると考えられる。救難用のホイッスルは通常、人間の聴力の感度が最も高い周波数の 4000 Hz にピッチを合わせてあるが、十分に聴取可能な音圧レベルであるといえる。

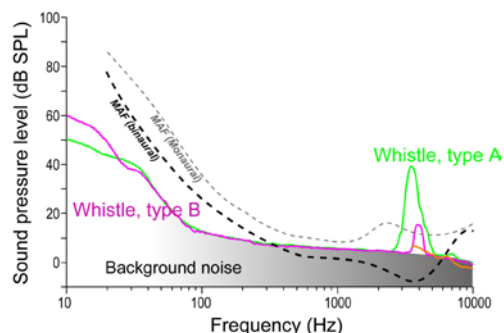


図 8: デブリ模擬条件におけるホイッスルを音源とした場合の、-30 cm での周波数特性

5. おわりに

雪中の音の伝搬特性を自然積雪、デブリ模擬の 2 条件で計測し、雪崩埋没者に雪面からの音がどのように聴こえるかについて、検討をおこなった。スキーストックによる突き刺し、足踏み、ホイッスルなどは、埋没者にも十分に聴こえることが示唆された。

【参考文献】

- 1) 新田 隆三, 1986: 雪崩の世界から, 改訂増補版, 古今書房.
- 2) B. Jamieson and T. Geldsetzer, 1996: *Avalanche accidents in Canada*, Vol. 4
- 3) T. Ishida, 1965: Acoustic properties of snow, *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, **A20**, 23-63.
- 4) 大浦 浩文, 1952: 積雪中の音速, *低温科学*, **9**, 171-178.
- 5) 石田 完, 小野寺 重男, 1954: 積雪の吸音率について, *低温科学, 物理編*, **12**, 15-24.
- 6) 高田 実, 大河内 重信, 那須 伝夫, 1954: 雪の吸音率と雪面上の音の伝播について, *日本音響学会誌*, **10**, 23-27.
- 7) 大垣 正勝, 竹村 英夫, 1990: 積雪中の音速と垂直入射吸音率の測定, *日本音響学会誌*, **48(9)**, 723-727.
- 8) T. Iwase, Y. Murotuka, K. Ishikawa, and K. Yoshihisa, 2008: Measurement of acoustic impedance and their data application to calculation and audible simulation of sound propagation, *Acoust. Sci. & Tech.*, **29(1)**, 21-35.
- 9) Y. Suzuki, F. Asano, H.-Y. Kim, and T. Sone, 1995: An optimum computer-generated pulse signal suitable for the measurement of very long impulse responses, *J. Acoust. Soc. Am.*, **97**, 1119-1123.
- 10) 前野 紀一, 黒田 登志雄, 1986: 雪氷の構造と物性, 基礎雪氷学講座 1, 古今書院.

トマム地域における水溶性の乾性・湿性沈着エアロゾルの組成分布に関する初期的結果

Preliminary results on Elemental distribution of dry and wet depositions of soluble aerosols in Tomamu

飯塚芳徳（北海道大学低温科学研究所），中村一樹（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター），佐藤友徳，山中康裕（北海道大学環境科学院）

Corresponding author: Yoshinori Iizuka (Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University)

1. 研究目的

水溶性エアロゾルは PM2.5 問題に代表されるように，大気・地表環境変動の解明に重要な研究対象である．エアロゾルが地表環境変動に与える影響を評価するためには，大気から地表にエアロゾルが沈着するメカニズムの解明が求められる．沈着には，降水（雨や雪）とともにエアロゾルが地表に沈着する湿性沈着と降水を伴わない乾性沈着の2種類がある．乾性沈着は主にフィルタリング法で，固体である粒子状とガス（液滴）状の物質に区別され，固体の水溶性エアロゾル微粒子の粒径と組成の分析が国立環境研究所を中心に定期観測レベルで汎用的に行われている¹⁾．しかしながら，降水は主に雨であるため，湿性沈着の評価には雨中に含まれるイオン濃度分析など溶液分析が主であり¹⁾，化学形態に関係する議論はほとんどされてこなかった．

雨ではなく雪であれば，水溶性エアロゾル微粒子を融解させずに”湿性”沈着させると考えられる．ただ，代表的な水溶性エアロゾル微粒子のいくつかは-20℃程度の環境で水和するため，低温環境の降雪であることが望ましい．代表的な低温環境の降雪地域は両極である．近年，南極やグリーンランドの雪氷に含まれる過去のエアロゾル微粒子を抽出する手法が開発され²⁾，新雪³⁾やアイスコア⁴⁾の水溶性エアロゾル組成が報告されてきた．しかし，乾性沈着と湿性沈着の水溶性エアロゾル微粒子の組成分布の違いや湿性沈着エアロゾルのうち固体である粒子状成分と酸などのガス状成分の組成分布の違いなど，エアロゾルの物理的・化学的プロセスの理解を高度化するにあたり，両極域での研究はロジスティックに困難さを伴うことから研究成果を創出するまでに予算と時間がかかりすぎる短所がある．

北海道内陸域は日本を代表する厳寒地であり，母子里・陸別・占冠などは最低気温が-30℃を下回ることもまれではない．このような地域で上述したエアロゾルの物理的・化学的プロセスの理解を高度化させることで，両極を含むエアロゾルに起因する大気・地表環境変動の解明に貢献できる．本研究の目的は-50℃低温室を有する北海道大学にアクセスしやすい占冠村トマム地域において同時期のエアロゾル微粒子と降雪中の粒子状物質の化学組成を分析し，乾性と湿性沈着粒子の組成を比較し相違点・類似点を解明することである．本稿は2014年1月14日に採取した降雪中微粒子とエアロゾル微粒子の元素組成について，初期的な分析結果を報告する．

2. 観測地域と分析方法

占冠村トマム地域のうち，星野リゾートトマム敷地内のゴルフ場を観測地域とした

(図 1). 星野リゾートトマムは占冠村，北海道大学大学院環境科学院と産学官連携協定を締結しており，その一環で星野リゾートから宿泊と観測の場を提供いただいた．星野リゾートゴルフ場周辺は冬期間，人の出入りがほぼなく，トマム地域の中でも低地にあり冬季の気温が低い傾向にある．著者らの気象予報により寒冷でかつ降雪が期待できる日を予測し，2014 年 1 月 14 日を観測日とした．最も気温が低い早朝 2 時から 6 時にかけて，降雪とエアロゾルを採取した．



図 1 観測場所の地図

エアロゾルの採取に際し，観測地点にポールを設置し，ポールの高さ 1.5m 付近にステンレス製の 1 段フィルターパックをセットし，ダイヤフラム式エアポンプ（ユニポンプ UP-2）で 1.5~2.5 L/min の流量で大気を連続吸引した．エアロゾル採取フィルターには孔径 0.4 μ m，直径 13 mm のポリカーボネイトフィルター（ADVANTEC_K040A013A）を使用した．エアロゾルを採取したフィルターはフィルターパックに用いたステンレス容器ごと，-25℃以下の保冷容器に入れた．

降雪は，市販されている 70L の容器にビニール袋を取り付け，ビニール袋に降り積もった雪を採取した．採取後すぐに降雪を 100ml のポリびんに移し-25℃以下の保冷容器に入れた．この保冷容器は断熱性が高く，融点-25℃の保冷剤 5 kg とドライアイス 2 kg が入っており，30 時間程度ドライアイスがなくなることが予め確認されている．今回，-50℃環境で保冷容器にドライアイスを入れてから 24 時間以内に，トマムへの移動，試料採取，試料の-50℃環境（北海道大学の低温室）への輸送を終えた．

持ち帰られた試料は-50℃環境の低温室内で保管された．-50℃環境でステンレス容器からエアロゾル粒子が載っているフィルターを回収した．また，採取した降雪については，すでに確立された手法²⁾を用いて，-50℃環境で雪や酸などの揮発性粒子を昇華除去し，エアロゾル採取に用いたものと同じポリカーボネイトフィルター（ADVANTEC_K040A013A）上に残渣として不揮発性微粒子を抽出した．これらのエアロゾル・不揮発性微粒子が載っているフィルターを白金コーティング（MSP-10 Magnetron Sputter）し，走査電子顕微鏡 JSM-6360LV (JEOL) SEM-X 線蛍光分析装置 JED2201 (JEOL) EDS を用いて個々の微粒子の観察と元素組成の分析をした．SEM-EDS の分析条件は加速電圧 20kV，測定時間約 40 秒である．微粒子由来以外の元素として C, O, Cr, Fe, Pt が検出された．このうち C, O はフィルター，Cr は試料台，Fe はステンレス管，Pt はコーティング由来である．

3. 分析結果と考察

図 2 にエアロゾル微粒子と降雪中不揮発性微粒子の電子顕微鏡写真を示す．両者とも直径サブミクロンから数ミクロン程度の微粒子が数百個程度見つかった．これらの微粒子の元素組成分析をした例を図 3 に示す．フィルターやコーティング由来の元素を除き，検出された元素が Na と Cl であれば，この粒子が NaCl を含んでいると仮定した．同様に Ca と S が検出された元素を CaSO₄ とした．S が検出されたにもかかわらず，金属成分（Na や Ca）が検出されない微粒子についてはその他の硫酸塩を含んでいるとした．

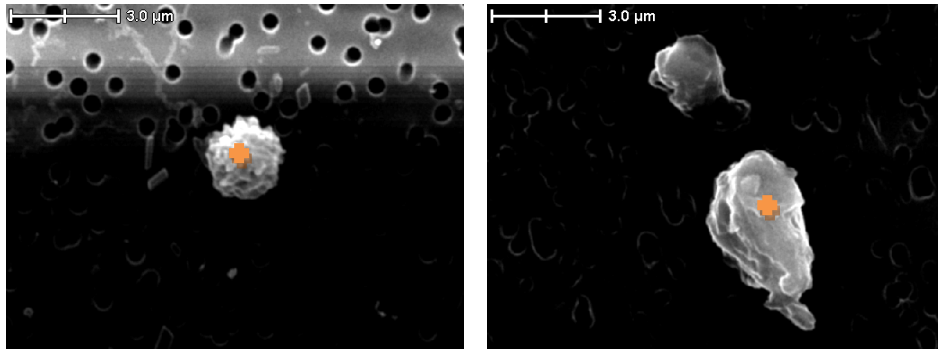


図2 エアロゾル粒子（左），降雪中の不揮発性粒子（右）の電子顕微鏡写真

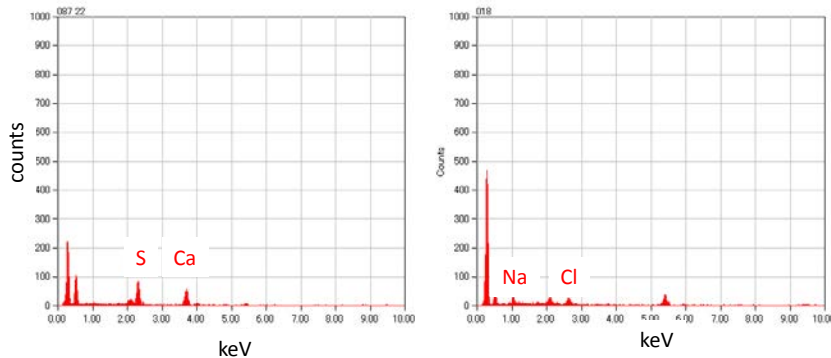


図3 エアロゾル粒子（左），降雪中の不揮発性粒子（右）の元素組成分析．それぞれ図2の橙色のマーカ一点で蛍光 X 線分析をした．

図4にはCl（塩化物塩）やS（硫酸塩）が検出された粒子数の内訳が示されている．ClやSも見つからない粒子のほとんどのSiが検出された．Siはシリカ鉱物（不溶性のダスト）と示唆されることから，Cl（塩化物塩）やS（硫酸塩）も見つからない粒子は不溶性の物質から構成されていると考えられる．

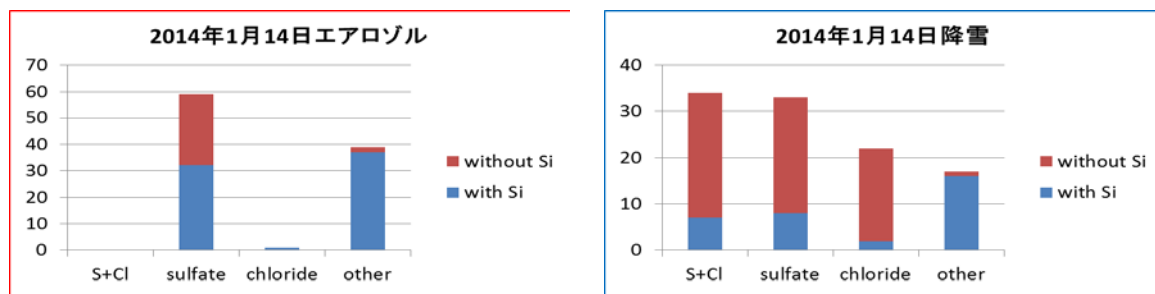


図4 エアロゾル粒子（左），降雪中の不揮発性粒子（右）の内訳．縦軸は粒子数，横軸は左から硫酸塩と塩化物塩が含まれている粒子，硫酸塩が含まれている粒子，塩化物塩が含まれている粒子，どちらも含まれていない粒子．図中の赤色の棒グラフはケイ素を含まない粒子数，青色の棒グラフはケイ素を含む粒子数を示す．

エアロゾル微粒子 98 個，降雪中不揮発性微粒子 93 個の元素組成を分析し，元素組成分布を調べた（図5）．エアロゾル微粒子の元素分布は主成分が CaSO_4 （22%）やその他の硫酸塩（17%）である．その他の硫酸塩として代表的なものに硫酸アンモニウムが考えられる⁵⁾．これらの硫酸塩は人為起源や陸域起源物質のエアロゾルである可能性が高い．また，塩化物塩がほとんど検出されず，全粒子中の1%以下であった（図4，5）．トマムは北海道内陸域に位置しているので，陸域起源物質が主要なエアロゾルになっていると考えられる．他方，降雪中の不揮発性微粒子の元素分布は主成分が NaCl

(37%) と Na_2SO_4 (40%) であった。 NaCl の起源は海塩（海域起源物質）であり， Na_2SO_4 は大気中で海塩が硫酸塩化したものであると考えられる。 日本気象協会の web サイトによる天気図によれば， 2014 年 1 月 14 日早朝は冬型の気圧配置が強まり， 日本海を起源とする降雪がトマムまで飛来していた。 降雪中には日本海を起源とする物質が多く含まれていると考えられる。 現時点では 1 回の分析データのみの報告ではあるが， エアロゾル微粒子と降雪中の不揮発性微粒子の元素組成分布には違いがみられた。

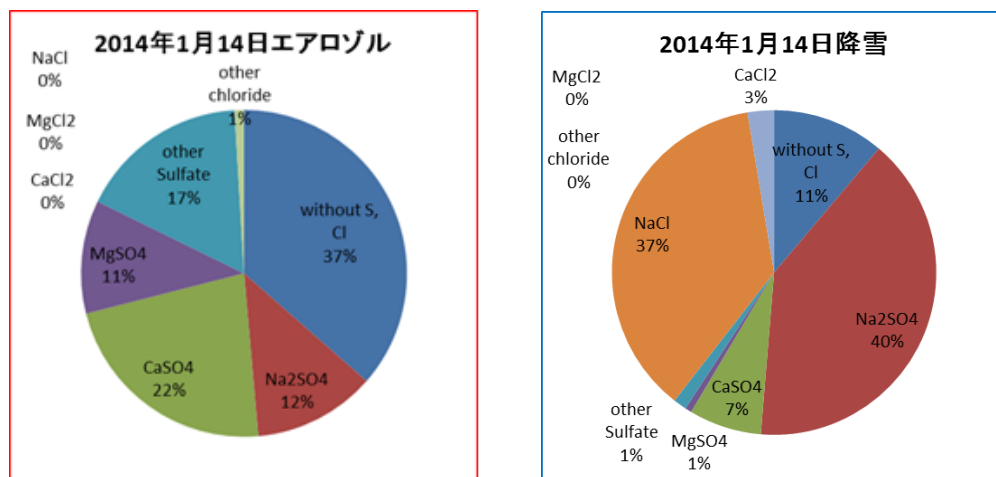


図 5 エアロゾル粒子（左），降雪中の不揮発性粒子（右）の硫酸塩，塩化物塩の構成元素分布。

謝辞

本研究は JSPS 科研費（課題番号 26610147; 23681001; 26257201）の助成を受けたものである。本研究は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。特に，星野リゾートトマム田中 大介氏にお世話になった。図 1 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。天気図データは日本気象協会 (<http://www.tenki.jp/past/>) から使用させていただいた。

【参考・引用文献】

- 1) 全国環境研協議会による酸性雨調査
<http://db.cger.nies.go.jp/dataset/acidrain/ja/research.html>
- 2) Iizuka, Y. T. Miyake, M. Hirabayashi, T. Suzuki, S. Matoba and co-authors. 2009. Constituent elements of insoluble and nonvolatile particles during the Last Glacial Maximum of the Dome Fuji ice core. *J. Glaciol.* 55 (191), 552-562.
- 3) Iizuka, Y., A. Tsuchimoto, Y. Hoshina, T. Sakurai, M. Hansson and co-authors. 2012. The rates of sea salt sulfatization in the atmosphere and surface snow of inland Antarctica. *J. Geophys. Res.* 117, D04308, doi:10.1029/2011JD01637.
- 4) Iizuka, Y., R. Uemura, H. Motoyama, T. Suzuki, T. Miyake and co-authors. 2012. Sulphate-climate coupling over the past 300,000 years in inland Antarctica, *Nature*, 490, 81-84, doi; 10.1038/nature11359.
- 5) Buseck, P. R. and M. Posfai, 1999, Airborne minerals and related aerosol particles: Effects on climate and the environment, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 96, 3372-3379

北海道における短期集中降雪と寒さに関する指標の将来傾向

Trends of future heavy snowfall and accumulated freeing index in Hokkaido

原田裕介, 上田真代, 松澤勝 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

Yusuke Harada, Masayo Ueda, Masaru Matsuzawa

1. はじめに

冬期間の短期集中降雪と寒さに関する統計値は, 道路雪害対策を検討する上で有効な指標である. 現在は, 過去の気象観測値に基づいて得られた各指標が, 防雪施設の設計や計画などに用いられている. 将来に亘って十分な防雪効果が得られるように, 気候変動の影響を考慮に入れ, 長期的な雪氷対策計画を検討することが重要と考えられる. そこで, 本論文では北海道を対象に, 気象庁アメダスなどの観測値と気候モデルの出力値を用いて, 短期集中降雪と寒さに関する指標の将来傾向を推定した.

2. 解析指標および推定方法

本論文で対象とする指標は, 短期集中降雪が 24 時間最大降雪量と 6 時間降雪量 10cm 以上の頻度, 寒さが 1 冬期積算寒度とゼロクロッシングの日数である (表 1). なお, 本研究での冬期は, 当年 11 月 1 日から翌年 4 月 30 日までとした.

2. 1 将来の短期集中降雪指標の推定

将来の短期集中降雪指標の推定は, 北海道の気象庁アメダスと北海道開発局所管の道路気象テレメータのうち, 積雪深を計測している 97 箇所の観測値と, 気象庁気象研究所で開発された地域気候モデル NHRCM (解像度 5km での実行結果) の出力値を用いた¹⁾. 観測された 1 時間ごとの積雪深の正の増加量を, その 1 時間の降雪量とした. 収集期間は, 1980 年冬期またはそれ以降の観測開始から 1999 年冬期までとした. 解析に用いた気候モデル NHRCM の出力値は, 現在気候 (1980-1999 年冬期), 近未来気候 (2016-2035 年冬期), 将来気候 (2076-2095 年冬期) における積雪深である. これらは, 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) に基づく計算結果である²⁾ (表 2). 観測値と比較する気候モデルの出力値は, 当該の観測地点との距離が最も近い格子の値を採用した.

表 1 本論文で対象とする指標

解析指標		備考
短期集中降雪	24 時間最大降雪量	積雪寒冷地域では, 冬期最大日降雪量の 10 年再現確率値が道路堆雪幅の設計値として用いられる ³⁾ .
	6 時間降雪量 10cm 以上の頻度	積雪寒冷地域の国道では, 路面上の積雪が 10cm に達し, さらに雪が降り続くことが予想されるときに新雪除雪を実施する ⁴⁾ . 除雪工区での 1 作業サイクルを 6 時間と仮定した際, 新雪除雪作業が追い付かない可能性が示唆される.
寒さ	1 冬期積算寒度	冬期間の日平均気温 0℃以下の値を積算した値. 冬期の寒さの程度を示す.
	ゼロクロッシングの日数	日最高気温がプラスかつ日最低気温がマイナスの日数. 舗装損傷 (ポットホール) 発生リスクの一指標 ⁵⁾ .

気候モデルの出力値は、各期間を通じた平均的な予測値であり、毎時の値が実測値と一致するわけではない。そこで、Piani et al.⁶⁾を参考に、以下(1)～(4)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短期集中降雪の指標（以下、降雪指標）を推定した。図 1 には、一例としてアメダス新篠津（石狩管内）における将来の 24 時間最大降雪量の推定方法を示す。

表 2 気候モデル NHRCM の使用データ¹⁾

解像度	格子間隔：5km × 5km	
気象要素 (時別値)	-積雪深（97 地点） -気温（アメダス地点補正済：153 地点）	
収集期間	現在気候（1980-1999 年冬期） 近未来気候（2016-2035 年冬期） 将来気候（2076-2095 年冬期）	
温室効果ガス 排出シナリオ	A1B of IPCC	

- (1) 地上観測値から推算した 1980-1999 年の冬期ごとの降雪指標を、地点別に大きい方から順に並べかえる（図 1 ②の○）。
- (2) 各観測地点に対応する気候モデル格子点の現在気候再現値（1980-1999 年冬期）から推算した降雪指標を、地点別に大きい方から順に並べかえる（図 1 ②の■）。
- (3) 観測値から推算した降雪指標と、モデル格子点の現在気候再現値から推算した降雪指標の順列値について散布図に示し、誤差の二乗が最少となるように観測値から推算した降雪指標を目的変数、現在気候再現値から推算した降雪指標を説明変数とする回帰式（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、近未来気候（2016-2035 年冬期）、将来気候（2076-2095 年冬期）より推算した降雪指標に対して同様に適用し、補正後の降雪指標の各期間における平均値、最大値、標準偏差を求める。

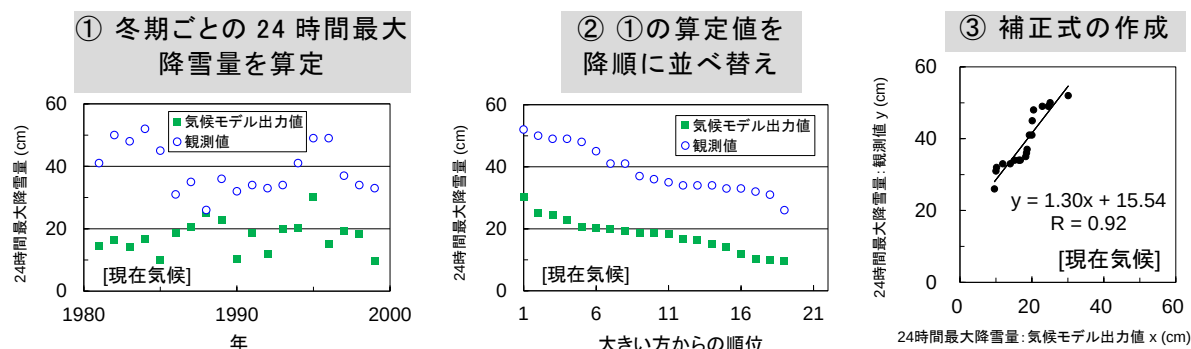


図 1 将来の 24 時間最大降雪量の推定方法（アメダス新篠津の例）。

2. 2 将来の寒さに関する指標の推定

将来の寒さに関する指標の推定は、北海道で気温を計測している気象庁アメダス 153 箇所の観測値（1980-1999 年冬期）、各観測箇所と対応する地域気候モデル NHRCM の補正済気温出力値（現在気候、近未来気候、将来気候）を用いて行った（表 2）¹⁾。1 冬期積算寒度とゼロクロッシングの日数は、表 1 にしたがって冬期ごとに算出し、各気候期間の平均値、最大値、標準偏差を求めた。

3. 結果

2 章の手法で推算した各指標について、近未来気候または将来気候と現在気候との平均値の差を求め地図上に示すとともに、気候区分⁷⁾をもとに分類した 5 つの地域ごと

の変化傾向を分析した (図 2)。

3. 1 短期集中降雪指標

24 時間最大降雪量の平均値は、現在から近未来・将来にかけて主に日本海側，内陸部，オホーツク海側で 0～10cm 程度増加する地点が多く，うち 3～4 地点では 20cm 以上の増加が推定された (図 3 上)．地域ごとでは，平均値が内陸部やオホーツク海側で増加傾向，最大値が日本海側，内陸部，太平洋側西部で 10～20cm 増加する傾向が見られた．(図 4 左)。

6 時間降雪量 10cm 以上の頻度の平均値は，将来にかけて日本海側，内陸部，オホーツク海側で現在より 0～4 回程度増加する地点が多く，4 回以上増加する地点も散見された (図 3 下)．また，日本海側，内陸部，オホーツク海側では，平均値とともに最大値が 5～10 回程度増加する傾向が見られた (図 4 右)。

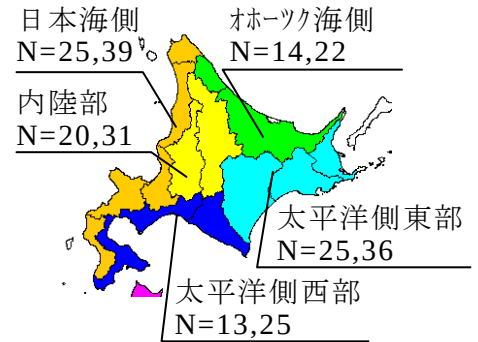


図 2 地域分類．N の左数字は短期集中降雪，右数字は寒さの指標の観測地点数を示す。

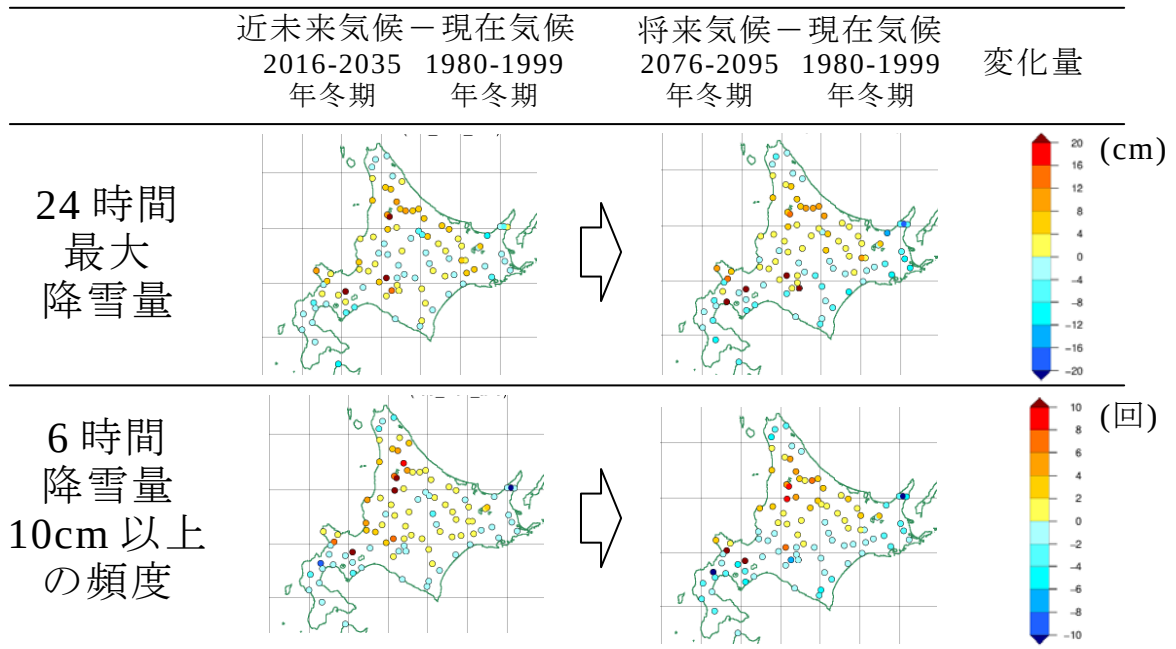


図 3 短期集中降雪指標の平均値の変化傾向 (近未来・将来気候－現在気候)。

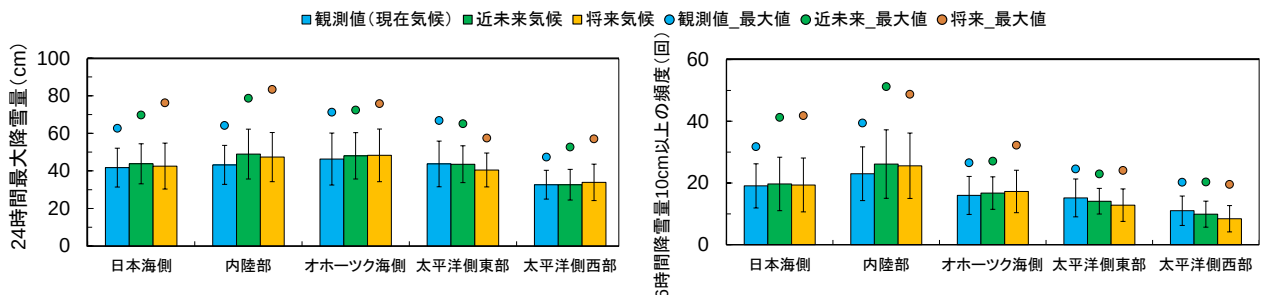


図 4 短期集中降雪指標の地域ごとの変化傾向 (左：24 時間最大降雪量，右：6 時間降雪量 10cm 以上の頻度，グラフの縦棒は年々変動の標準偏差を示す)。

3. 2 寒さに関する指標

1 冬期積算寒度の平均値は，将来にかけていずれの地域とも増加傾向が見られた (図

5 上). また, 全ての地域で平均値, 最大値とも上昇傾向にある. 寒冷な内陸部, オホーツク海側, 太平洋東部では, 他地域と比較し上昇の幅が大きい (図 6 左).

ゼロクロッシングの日数の平均値は, 西側で減少し, 東側は増加する傾向にあった (図 5 下). また, 地域ごとに見ると, 寒冷な内陸部, オホーツク海側, 太平洋側東部では増加傾向, 他地域ではほぼ変化がなかった (図 6 右).

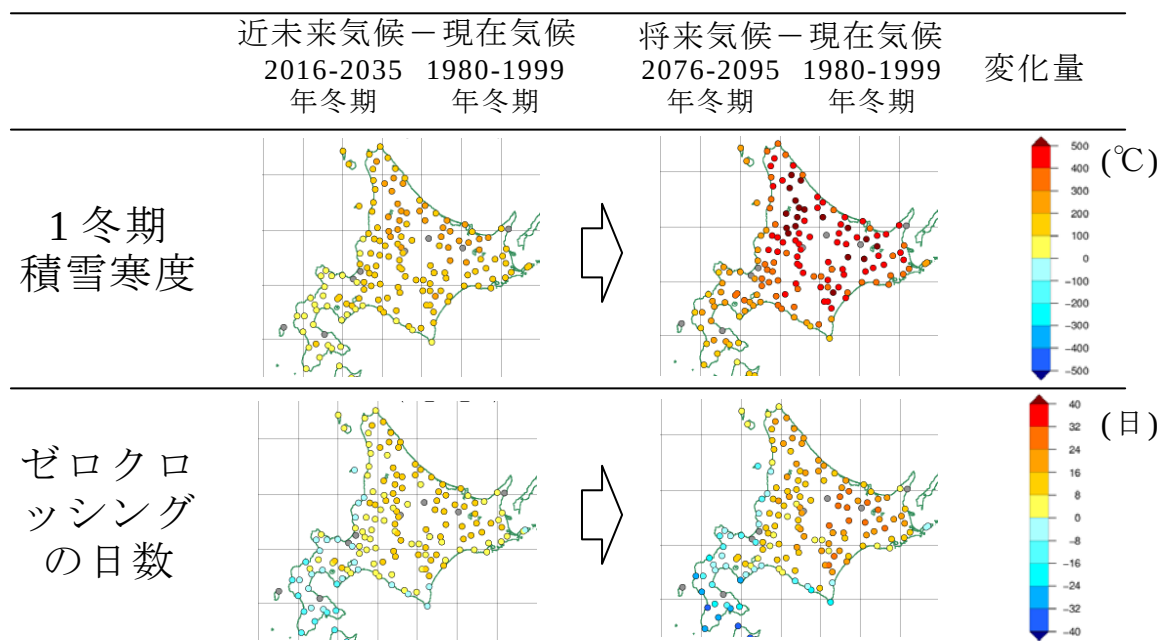


図 5 寒さに関する指標の平均値の変化傾向 (近未来・将来気候－現在気候).

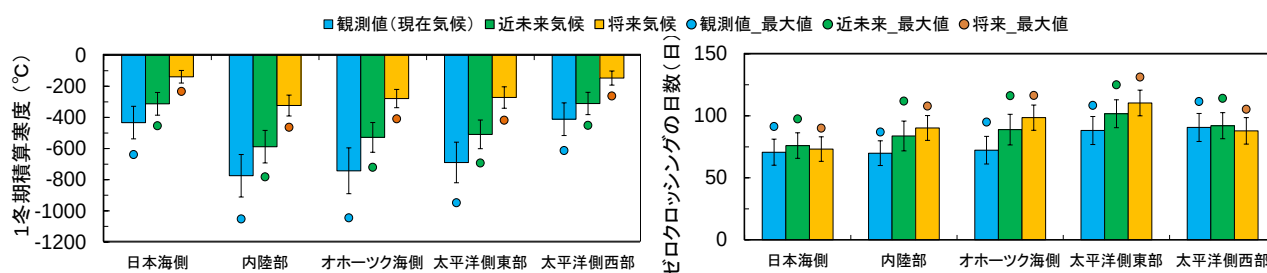


図 6 寒さに関する指標の地域ごとの変化傾向 (左: 1 冬期積算寒度, 右: ゼロクロッシングの日数, グラフの縦棒は年々変動の標準偏差を示す).

謝辞

本研究では, 地球温暖化予測情報第 8 巻の解析で用いられた地域気候モデル NHRCM データを, 気象庁よりご提供頂いた. ここに記して感謝申し上げる.

【参考・引用文献】

- 1) 気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報 第 8 巻, 88pp.
- 2) IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, 79.
- 3) (社) 日本道路協会, 2004: 道路構造令の解説と運用, 240-250.
- 4) (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), 119.
- 5) 北海道開発局, 寒地土木研究所, 2014: 融雪期に発生する舗装の損傷実態と損傷のメカニズム, 第 57 回北海道開発技術研究発表会, 指-2 (道).
- 6) Piani, C. et al.: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrology*, **395**, 199-215.
- 7) 札幌管区気象台, 函館海洋気象台, 2010: 北海道の気候変化, 序 1-序 3.

2014 年 2 月大雪の農業影響 Estimation of Agricultural Effect by Heavy Snow in February, 2014

井上 聡, 小南靖弘, 根本 学

((独) 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),
大野宏之 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構 中央農業総合研究センター),
森山英樹 ((独) 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所)
Satoshi Inoue, Yasuhiro Kominami, Manabu Nemoto, Hiroyuki Ohno, Hideki Moriyama

1. はじめに

2014 年 2 月 14 日から 15 日にかけて、関東甲信地方を中心に大雪となり、各地の農業用ハウス等農業施設に多大な被害が生じた。本稿では、独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 中央農業総合研究センターで開発されたメッシュ農業気象データを利用して、本州各地の積雪荷重を推定し、農業被害地域を推定した。さらに今後の対策として、任意の地点、任意の時期について、簡便に積雪荷重を推定できるプログラムを開発した。

また過去には、1998 年 1 月 15 日にも大雪があり、山梨県を中心に農業用ハウス等農業施設被害とぶどう棚に被害が生じた。しかし、2014 年大雪では幸いなことにぶどう棚被害があまり生じなかった。両者を比較し、今回ぶどう棚被害があまり生じなかった原因についても解析した。

2. 方法

2. 1 使用したデータ

被害地域の推定には、独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 中央農業総合研究センターで開発されたメッシュ農業気象データ¹⁾(以下、メッシュ農業気象データ)を使用した。これは、時間分解能 1 日、空間分解能約 1km(基準国土 3 次メッシュ)の気温や降水量についての時空間データセットである。気温のメッシュデータは、過去値についてはアメダス地点の観測値と「気象庁メッシュ平年値 2010」との差を空間補間したものをメッシュ平年値に加えて作成され、予報値については、気象庁全球数値予報モデル GPV(GSM-GPV)や 1 か月予報ガイダンス等を補正して最長 26 日将来までについて作成される。降水量のメッシュデータは、過去値については、アメダス地点の観測値と当該日の気象庁メソ数値予報モデル GPV(MSM-GPV)の予報値との差を空間補間したものを MSM-GPV に加えて作成され、予報値については GSM-GPV をもとに 9 日将来までについて作成される。いずれの気象要素も、予報期間よりも先には対応する日の日別平年値が与えられている。また、取り扱いデータ量を軽減するため、重複を含め全国を 6 地域に区切っている。農業研究目的として、利用規則を守っていただければ、どなたでも利用可能である。

2. 2 解析方法

日積算降水量(mm)は、単位面積当たりの降水の量であり、重さであるため、降水形態が雪である場合には、そのまま積雪による荷重として換算可能である。そこで、メッシュ農業気象データのエリア 3 (本州中央部相当) について、2014 年 2 月 13 日から

16日の日平均気温と日降水量の分布を図化した。

また、メッシュ農業気象データを入力とし、任意の地点について、当該1kmメッシュでの農業施設に対する積雪荷重が推定できれば、暖房や雪おろし等の対策作業によって倒壊被害を低減できる可能性がある。そこで、任意の年（寒候年）、緯度、経度を入力すると、当該年の当該3次メッシュデータの日平均気温と降水量を参照し、雨雪判別を行って積雪荷重を推定するマイクロソフト社エクセル上で動作するマクロプログラム、農業施設積雪荷重推定システムを開発した。メッシュ農業気象データ配信サーバに対して利用登録されたPCから、Webクエリー機能によって、必要なデータを切り出し、積雪荷重を推定するものである。ただし、農業施設上での融雪量は推定困難であるため、本プログラムでは融雪を考慮しない。

2. 3 1998年大雪との甲府での比較

1998年1月15日に山梨県および関東地方で南岸低気圧の通過に伴う多量の降雪が生じた。この際の甲府における最深積雪は、今回の大雪による更新まで、最深記録であった。両降雪事例の気温、相対湿度、降水量、積雪深、風速データについて、1998年大雪と2014年大雪との比較を行い、ぶどう棚被害状況が異なる理由を検討した。

3. 結果

2014年2月13日から16日までの本州中央部における日降水量と日平均気温の分布を図1に示す。左列の日降水量分布の推移をみると、13日には太平洋側にほとんど降水がなく、14日に山梨県、静岡県、愛知県、千葉県にて降水域が広がり、15日に関東地方、新潟県、福島県に降水域が移動し、16日には太平洋側の降水はなくなったことが分かる。日平均気温分布の推移をみると、4℃以下の低温域が太平洋側平野部にも広がり、特に14日に2℃以下の低温域が広がっていた。また、14日の千葉県勝浦市の降水は雨またはみぞれ、15日の茨城県北部の降水は雨であることが、現地での気象庁観測記録から確認された。

2014年2月14-15日の2日間積算降水量の分布を図2に示す。茨城県北部から房総半島にかけて多降水量の地域（斜線部）があるが、これらの地域での降水形態は雨またはみぞれであるため、斜線部を除く地域で積雪となり、積雪荷重が生じた。水の密度を 1g/cm^3 とすると1mmの降水は 1kg/m^2 に換算されるため、75mm以上の降水域（黄緑以上）は 75kgf/m^2 すなわち 735N/m^2 の荷重に相当する。この地域は愛知県東部から長野県北関東内陸部に広がっていた。2014年2月26日付日本農業新聞記事によると、愛知県東部の設楽町や豊根村などでもハウス倒壊があったため、この 735N/m^2 相当地域の分布は、ハウス等農業施設被害地域の分布とほぼ一致した。

また、メッシュ農業気象データの日平均を入力とし、菅谷²⁾を基にした井上・横山³⁾の雨雪判別式（図3の赤線）を用いて積雪荷重を推定するマイクロソフト社エクセル上で動作するマクロプログラム、農業施設積雪荷重推定システムを開発した（図4）。農業施設積雪荷重推定システムでは、まずメッシュ農業気象システムにおいて対象地点を含むエリアを選択し、対象地点の緯度経度、および年（寒候年）を入力する。次に「①計算」ボタンを押すとエクセルのクエリー機能によって、メッシュ農業気象データサーバから当該地点、当該寒候年の日平均気温、日降水量を参照し、取得する。

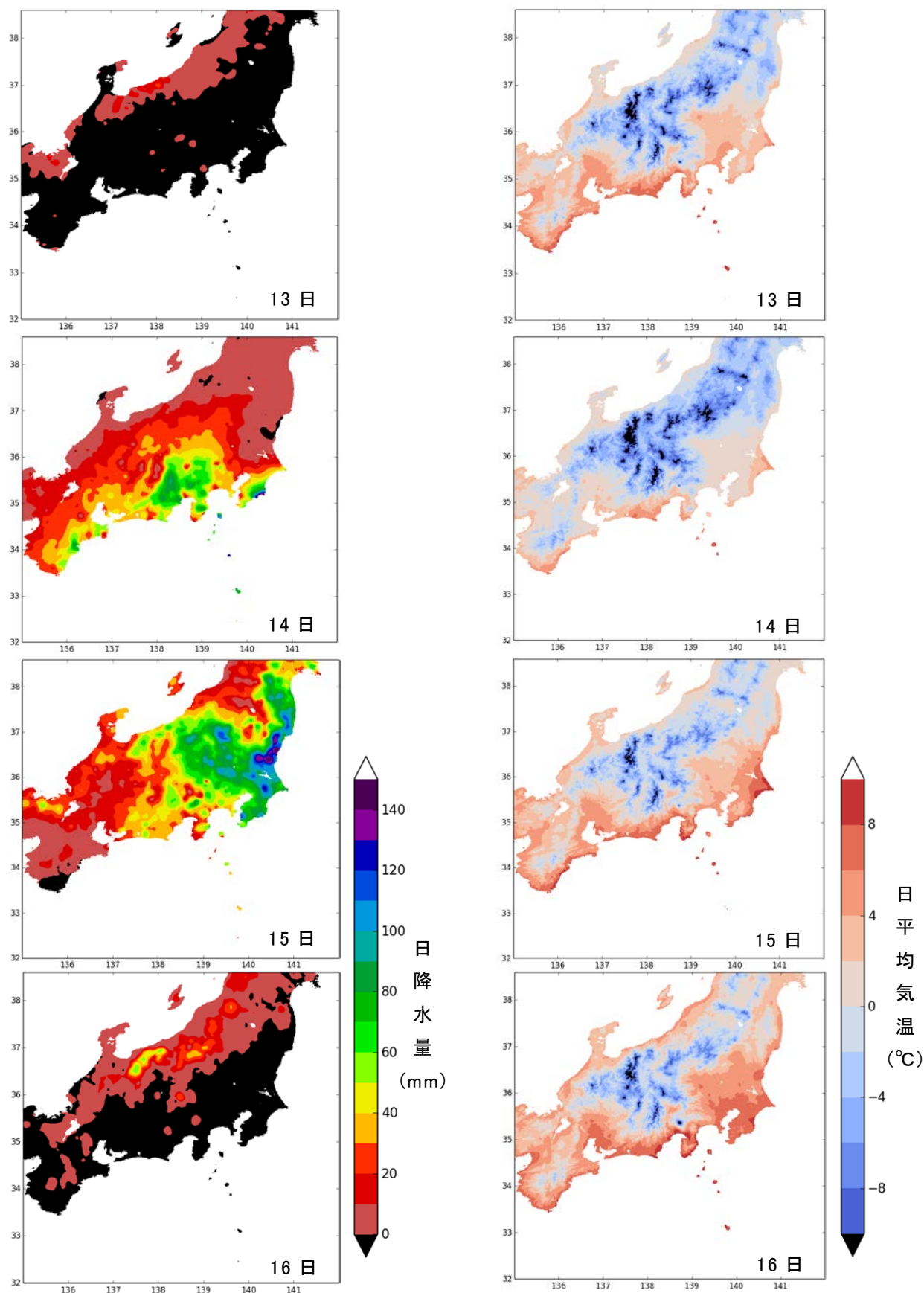


図 1 2014 年 2 月 13 日から 16 日までの本州中央部における
日降水量 (左) と日平均気温 (右) の分布

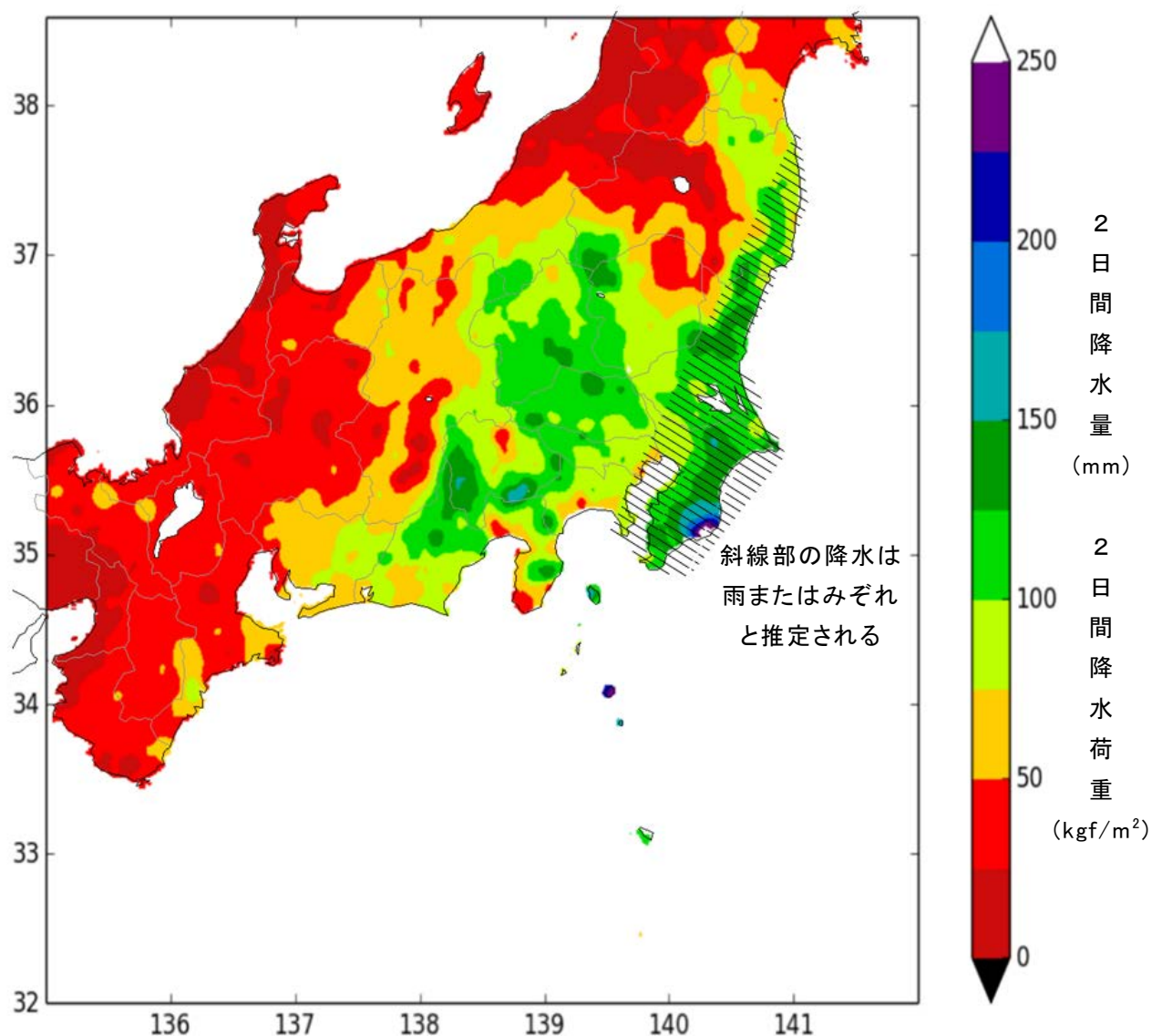


図2 2014年2月14-15日の2日間積算降水量の分布

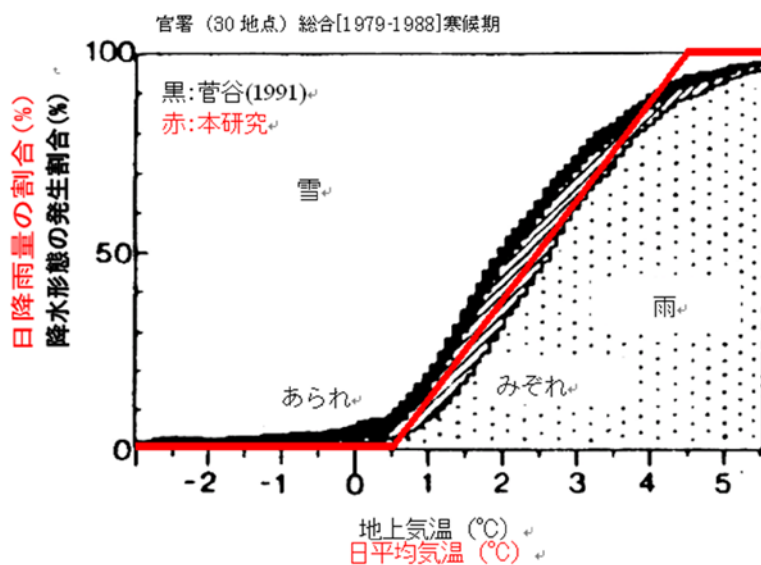


図3 菅谷²⁾に基づく雨雪判別式 (赤線)

過去データのみならず予報値を含むことが特徴である。当該寒候年の11月1日から日々の降雪水量積算値すなわち積雪荷重を計算する。もし雪おろしをしているなら、それ以降の積雪荷重のみを計算することが可能である。さらに、積雪荷重変動をグラフとして図化し、将来にわたる積雪荷重の推移を一目で確認することが可能である。例として入力した地点は甲府市付近であり、2月1日に雪おろしを行った後に2月16日における積雪荷重（黒線）は平年値（灰色線）に比べて、非常に大きいことが分かる。

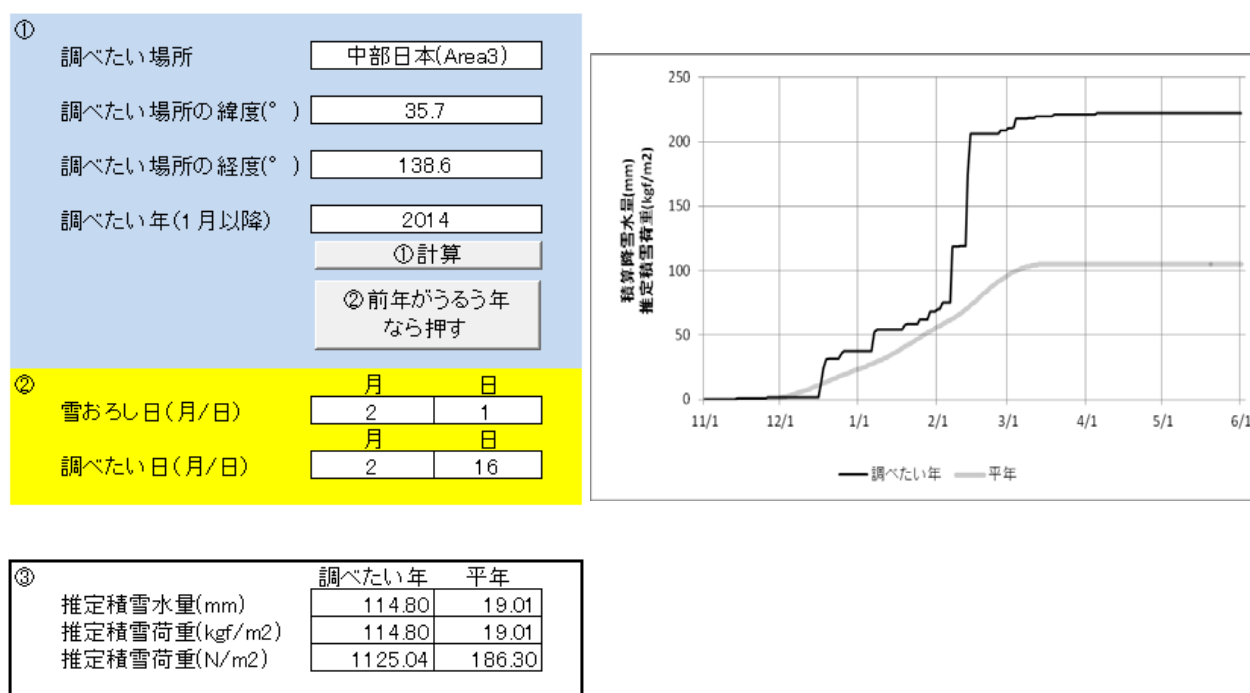


図4 農業施設積雪荷重推定システム入力画面(左)と積雪荷重推移の表示画面(右)

さて、気象庁甲府地方気象台における1998年1月15日との比較について、両降水事例の比較を表1に示す。降水量計の観測記録および目視記録から、2014年大雪は2月14日6時から2月15日9時まで、1998年大雪は途中みぞれの時間帯を含み1月15日1時から16日5時まで、降雪があったと考えられる。ただし、後者は18時49cmをピークに積雪深が減り始め、降水形態がみぞれに変わり、以後の積雪深の回復がないことから、18時までを対象とする。

表1 2014年大雪と1998年大雪との比較

	2014年大雪	1998年大雪
降水日	2月14-15日	1月15日
降水量(雪)	96.5mm	63mm
最深積雪	114cm	49cm
降雪前積雪深からの増加量	112cm	37cm
推定雪密度	86kg/m³	170 kg/m³

降水量は、前者 96.5mm、後者 63mm といずれも多く、これは荷重としては 946N/m^2 、 617N/m^2 に相当する。一方、積雪深増加量は前者 112cm、後者 37cm (14 日 21 時 11cm からの増加量) と約 3 倍であり、降水と積雪深増加量から、新積雪部の雪密度を推定すると、前者 86kg/m^3 、後者 170kg/m^3 となり前者は比較的軽い雪、後者は比較的重い雪であった。そこで、さらに両者の降水時の気象データを比較した (図 5)。

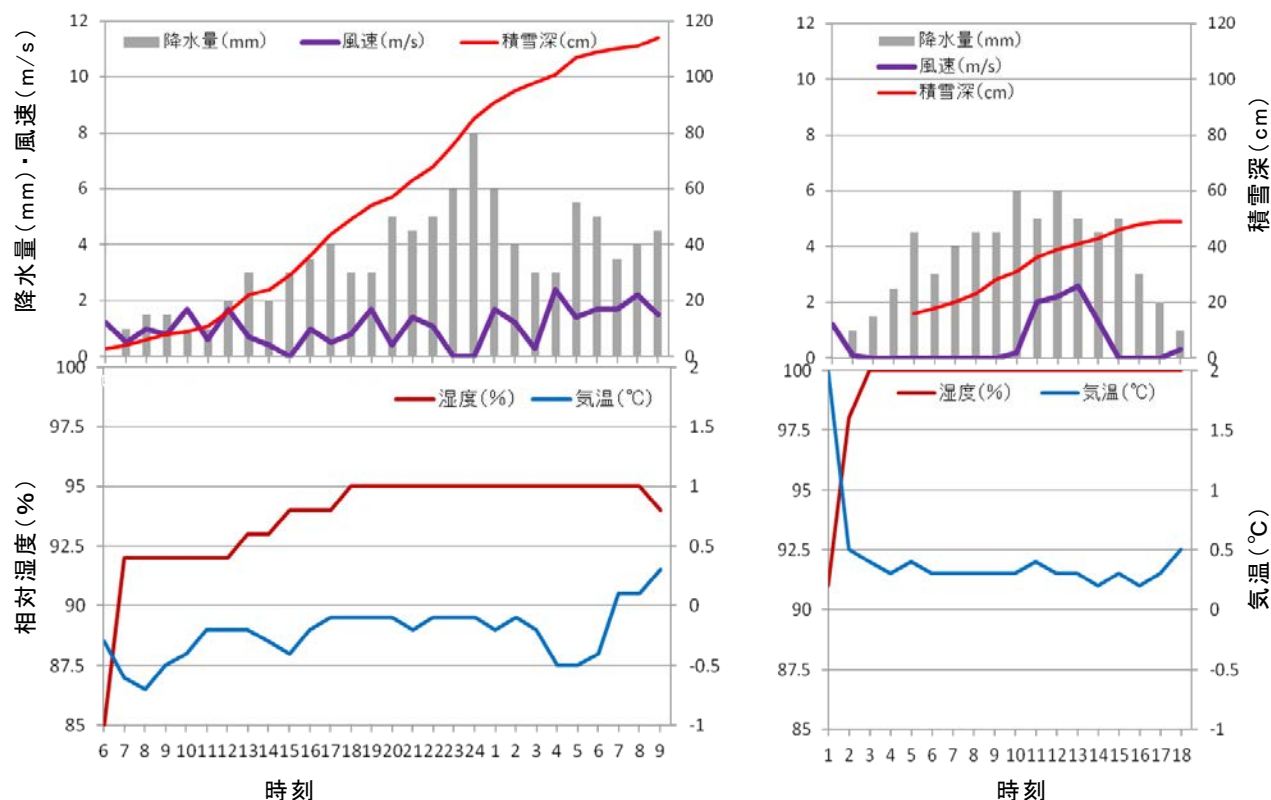


図 5 2014 年大雪 (左) と 1998 年大雪 (右) との気象データの比較
(上段：降水量・風速・積雪深，下段：気温・相対湿度)

2014 年大雪では、積雪深は 2 月 14 日 6 時から 15 日 9 時にかけての連続した降水 (平均 3.5mm/時) によって、連続して増加した。その間の風速は弱く、平均風速は 1.06m/s であった。また、気温はほぼ氷点下で推移し、平均 -0.14°C であった。相対湿度も飽和せず推移し、平均 95% であった。一方、1998 年大雪では、積雪深は 1 月 15 日 1 時から 15 日 9 時にかけての連続した降水 (平均 2.3mm/時) によって、連続して増加した (ただし、5 時以前の積雪深の観測記録はないが、14 日 21 時の最終観測記録 11cm から 15 日 5 時の 16cm まで増加している)。その間の風速はさらに弱く、平均風速は 0.65m/s であった。また、気温はプラスで推移し、平均 0.5°C であった。相対湿度は飽和状態の 100% で推移した。

4. 考察

図 1 に示すメッシュ農業気象データによる 2014 年 2 月 13 日から 16 日の日降水量分布は、気象庁メソ数値予報モデル GPV データ (MSM) を日積算降水量として 1 km メッシュに展開したものであり、南岸低気圧の通過に伴う降水域の分布と移動を良く再現していた。また、2 月 13 日から 16 日の日平均気温分布も、寒気の南下、特に 14 日

の低温を良く再現していた。

図2のように14日から15日の積算降水量を求め、両日の気温分布や各地の気象庁の降雪深（積雪深）観測結果を参照することにより、降雪域とその降水量分布を得ることが出来た。水の密度を 1g/cm^3 とすると、降水量(mm)は荷重(kgf/m^2)に読み替えることができる。したがって75mmの降水域(図2の黄緑)は 75kgf/m^2 すなわち約 735N/m^2 に相当する。この地域は愛知県東部から長野県北関東内陸部に広がっていて、報道等によるハウス等農業施設被害地域の分布とほぼ一致した。一般的なパイプハウスが積雪荷重によって被災する閾値は 300N/m^2 程度であるが、実際には微気象や地表微地形による局所的な積雪のばらつき等による誤差を含むため、本調査では、より大きい 735N/m^2 以上の積雪荷重推定地域が被災可能性の高い地域となり、その内部で被害事例が生じたと考えられる。

さらに、今後の雪害対策の一助とするため、農業施設積雪荷重推定システムを開発した(図4)。マイクロソフト社エクセルのクエリー機能によって、メッシュ農業気象データサーバから当該地点、当該寒候年のデータを参照し、取得する際に各データごとに数秒要するため、井上・横山(1998)の日平均気温、日降水量を使った簡便な雨雪判別式を用いた。本システムでは、過去データに加えて計算時点における最新の将来データの積雪荷重を推定できる。当該寒候年の11月1日から日々の降雪の推定荷重を積算したものであり、融雪を考慮しないため、荷重の過大評価側（安全側）となる。さらに、途中で雪おろしをしているなら、それ以降の積雪荷重のみを計算できるようにしてある。また、積雪荷重の推移もグラフで示し、将来にわたる積雪荷重を確認できる。図4では、北緯35.7度、東経138.6度の地点（甲府市北部）の計算結果を示す。2月1日に雪おろしを行った後に2月16日における積雪荷重は 1125N/m^2 と推定され、同時期の平年 186N/m^2 に比べて非常に大きく、雪害被災可能性が極めて高いことが分かる。

さて、1998年大雪との比較では、図5に示す通り、2014年大雪は気温が氷点下で推移し、相対湿度も飽和せず推移し、平均95%であった。これは、含水しない乾き雪状態で降雪したことを意味する。その結果、 86kg/m^3 と軽い雪密度となった。一方、2014年大雪は、気温が平均 0.5°C とプラス、相対湿度100%で推移し、含水した湿り雪状態で降雪した。これは松下・西尾⁴⁾の着雪条件にも当てはまる。湿り雪のため 170kg/m^3 と比較的重い雪密度となった。両事例とも、ほぼ 2m/s 以下の静穏な風速条件であったが、乾き雪と湿り雪という雪質の違いにより、2014年大雪では着雪しなかったが、1998年大雪では着雪現象が生じたものと考えられる。

図6に2014年3月の山梨県勝沼町のぶどう棚の写真を示す。十分に剪定された状態であるが、現地での聞き取りから、大雪発生前の初冬に剪定を行っていることが確認された。また、従来はぶどう棚に対する補強等はなされていなかったが、近年は写真のように補強柱を設け、斜張橋と同様の構造により荷重強度を高めている事例がある。これら、1998年大雪を受け、ぶどう棚に対する対策を十分に施したことに加えて、気象条件的に約 0.6°C 低く、着雪しにくい乾き雪だったことが、2014年大雪が1998年大雪より降雪水量（荷重）が多かったにもかかわらずぶどう棚被害が軽微となった理由だと考えられる。



図6 ぶどう棚の様子の一例 山梨県勝沼町 2014.3.29

【参考・引用文献】

- 1) 独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構 中央農業総合研究センター, メッシュ農業気象データ, <http://adpmit.dc.affrc.go.jp/technical/cont67.html>
- 2) 菅谷博, 1991: 寒候期降水中の雨・雪の判別(その3)ー湿球温度による推定. 平成3年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, **48**
- 3) 井上聡・横山宏太郎, 1998: 地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷, **60**, 367-378.
- 4) 松下拓樹・西尾文彦, 2006: 着雪を生じる降水の気候学的特徴. 雪氷, **68**, 421-432

暴風雪時の車内閉じ込め事象を想定した車内泊装備の検証

Safety verification of emergency supplies for staying overnight in automobile in heavy snow storm

*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）

*Masahiro Nemoto and Toshiko Oyama

1. はじめに

2013 年 3 月に北海道道東地域で生じた暴風雪被害では，車内閉じ込め等で尊い命を 9 名失うという惨事となった¹⁾．さらに本年 2 月には，関東甲信越地方で生じた大雪において，福島県，群馬県，山梨県で計 7 名が車内閉じ込めによる一酸化炭素中毒が疑われる惨事を生じている．これら悲惨な事故に対応すべく，事前警報を含めた予防と迅速な救出について論議がなされているが，暴風雪時に車に閉じ込められた際の“対応策”については十分な実証がなされていない．

本検証は暴風雪時に車内においていのちを守るための技術・知識を確立する目的で，厳冬期のオホーツク地域において計画した．車内に常備できる物品（廉価，汎用，コンパクト）を用い，氷点下 15 度を下回る環境においてエンジンを停止した実車両に居住しその性能を評価した．得られた実証結果を基に積雪寒冷地域の車内対策について考察する．

2. 厳冬期車内閉じ込め想定演習

(1) 実施概要

実施概要を表 1 に示した．車内演習の参加は自由意思で任意の参加とし，途中中断を可とした．医療スタッフを常駐するとともに，15 分ごとに車内状況を確認して参加者の健康，安全性の確保に十分留意した．参加者の車内で装着する備品は表 1 のとおり 5 点とするが，任意で省略しても良いこととした．

全体演習の参加者（体育館避難者）は 49 名であり，そのうち車内演習は 6 名が希望した．内訳は男性 5 名，女性 1 名であった．

演習は網走開発建設部の照明車によって屋外のあかりを確保し，22 時から準備を開始した．エンジンをかけ車内温度を 15 度まで上昇させた後，23 時にエンジンを停止し演習を開始した（図 1，2）．車内外温度は温度ロガー（TR-71Ui, T&D 社）を用いて継続的に測定し，参加者の表面温度は赤外線サーモグラフィー（F30S, 日本 avio 社）を用いて測定した．

人が乗車せず，車両のみの温度変化を検討

表 1 車内演習の実施概要

災害想定	2014 年 1 月 18 日夕方，北見市において暴風雪の発生．車がスタックし，マフラーが雪に埋もれる可能性．仮想被災者 6 名
車内対応	一酸化炭素中毒を避けるためにエンジンを停止．以下に掲げる検証備品を装着する．
検証備品	1) サバイバルシート（保温） 2) 着る毛布（保温） 3) 簡易寝袋（保温） 4) USB 電気ブランケット（加温） 5) 手回しラジオ（情報・発電）



図 1 厳冬期車内演習の設営と照明車

するため、演習日とほぼ同気温で推移した 2014 年 2 月 6 日に車内外の温度を同条件で測定し、乗車時の車内温度の変化と比較検討した。

(2) 検証結果

参加者が装着した装備の内訳は、普段着のまま（ダウンジャケットのみ）が 1 名、USB ブランケットを着用しなかったものが 1 名、フル装備が 4 名であった。演習開始時（23 時）の外気温は約 -10°C であり、3 時間後（午前 2 時）に -14°C 、6 時間後（午前 5 時）に -15°C に到達した。同時に測定した車内の気温は開始時が 14°C であり、3 時間



図 2 備品を装着した車内の参加者

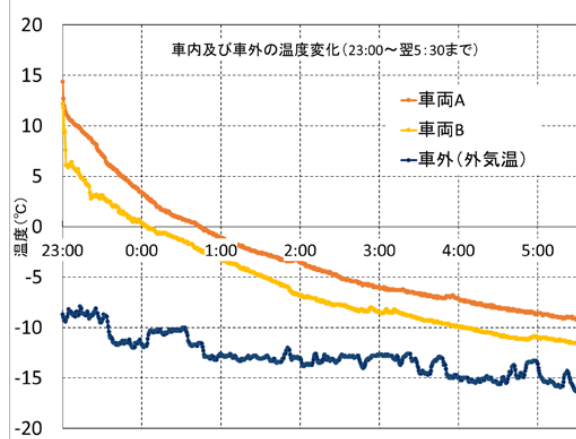


図 3 車内及び車外の温度変化

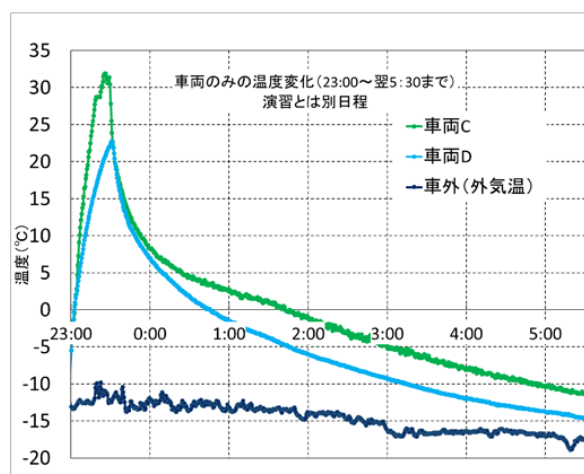


図 4 車両のみの車内外の温度変化
(2014.2.6 同場所にて計測)

後は -5°C 、6 時間後は -10°C まで低下した（図 3）。このことから、エンジンを停止した車内においてもドアを開けず閉鎖空間とすることで、外気より 5°C 以上高く保持できることが分かった。人が乗車しない状況下で室温を 25°C 以上まで上昇させた車内温度は、エンジン停止後急速に低下し、乗車時とほぼ同程度の 3 時間で -5°C まで低下した（図 4）。

本条件で普段着のまま乗車した参加者は約 1 時間で屋内に避難した。USB ブランケットを使用しなかった参加者は約 4 時間で屋内に避難した。フル装備の 4 名は 6 時間半の全行程を車内で過ごした。しかしながら、全行程を車内で過ごしたフル装備の参加者においても快適に車内で過ごせた者はなく、車内温度が -5°C を下回った 3 時間以降から足先に寒さを感じ始め、車内温度が -10°C に近づいた 5 時間後からは結露への対処に苦慮した。保温装備としてのサバイバルシートや簡易寝袋は透湿性が一切なく、発汗により生じた水分がすべて保持されて着用していた衣服を濡らすと同時に、襟元付近で凍結してしまうこととなった（図 5）。

参加者のアンケートでは以下の意見が出された。1. 孤独・静寂による不安、2. 体勢が苦しく寝返りがうてない、3. 生きる事が最優先、4. 寝袋の中が結露して服が濡れる、5. 着る毛布は暖かくてとても良い、6. 寝袋の上にサバイバルシートが良い、7. カイロ、帽子、手袋が必要、8. マスクがあると保湿できる。

3. まとめと今後の課題 〔検証備品について〕

外気温 -16°C という厳寒条件においては保温のみで体温を保持することは厳しい。検証した備品の中で、発熱性のある USB ブランケットの使用は特に有用であることが明らか

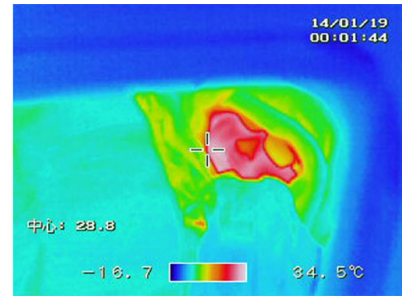


図-5 参加者の表面温度(可視画像(左), 赤外画像(右))

となった。本品は携帯電話用充電器で一晩暖を取ることが可能であり安全性にも優れている。一般的に用いられる耐寒用シュラフは最低でも 30,000 円程度であり、車の非常用に常備する事は現実的ではない。本検証で用いた 4 品(ラジオを除く)はコンパクトで車内に常備しても邪魔にならず、計 7,000 円程度で廉価に揃えることが可能である。車のみならず、厳冬期の自宅内においても有用な防災用品となろう。

参加者からの意見としては寒さだけでなく、エンジンを切った車内の孤独と静寂からくる「不安」が挙げられた。これには手回しラジオの有用性が明らかとなった。情報や音楽を与えるツールであるとともに、手回しラジオに付属する USB 発電機能は自らの携帯電話やスマートフォンを半永久的に使用することを可能とする。現在販売されている携帯等は GPS 機能を有しており、暴風雪災害時は自車位置情報の把握と発信を行うことができる。電池残量を意識せずに自車位置を発信し続けることで、救出作業の迅速化に寄与するものと考えられる。

〔検証の課題〕

今回用いたサバイバルシートならびに簡易寝袋は、共にアルミを蒸着させて熱放散の抑制を目的した製品であるが、それは同時に発汗に伴う水蒸気を内にこもらせてしまう結果となり、開始後 5 時間から結露の凍結に悩まされる事態となった。これには結露した水分が自らの衣服や襟元などに付着しないような対策が必要となる。具体的には廉価な寝袋等をシート状に使用することが考えられる。また暖を取るものとして USB ブランケットだけでなく、機能性カイロを組み合わせることも有用と考えられる。

温度以外では、狭い車内で体勢が苦しく寝返りが打てないことの辛さが挙げられた。車内の位置取りの問題が挙げられ、運転席ではなく助手席や後部座席の利用や車内のフラット化など、所持している車の特性を理解した対応の重要性が明らかとなった。また車内でじっとしているのではなく、可能な限りエコノミークラス症候群対策と同様のつま先立ち等の関節運動を実施することによって末梢血管に血流を促すことも重要である。

〔検証を踏まえた提案〕

暴風雪時ホワイトアウトが発生している際に車外に出ると、自らの位置が不明となり極めて危険である。パニックを抑え、以下の項目について把握することが重要となる。1)閉じ込めの状況、周囲の状況、2)現在位置:民家や他車等との距離、携帯電話(GPS)、3)現在時刻:日没、夜明け、4)自車条件:装備(燃料、バッテリー、毛布等)、5)情報伝達と収集:現在地の消防・警察への発信、これからの天候(携帯電話、ラジオ)。

これら条件を把握した上でエンジンを切り最低限の暖を取ることによって車内は有用な避難所となり得ることを厳寒期の条件下でも明らかにすることができた。

本検証を踏まえた車内備品としては、発熱する物品（カイロ、USB ブランケット）、着る毛布、軽量寝袋、手回しラジオ（情報入手、携帯電話の充電）、マスク・帽子、最低限の食料・水が挙げられる。さらにこれら物品の具体的な使用手順を記したリーフレットが重要である。すべての備品を最初から装着・使用するのではなく、体調や感覚に応じて備品の適用手順をガイドすることで、最低限の暖を取り寒さに順応しながら動作制限を少なくできる。これは無駄に暑さを生じず結露予防にもつながるであろう。自動車メーカーでは寒冷地仕様というパッケージをオプションで用意しているが、上記のような緊急用物品を加えることもいのちを守る上で一案と考えられる。

〔検証結果の発信〕

検証結果を広く一般市民に周知すべく、2014 年 3 月に「オホーツク de あそぼうさい 2014」を開催した（図 6, 7）。本イベントは子どもたちに楽しく元気いっぱい外で遊ぶ場所を提供しながら、冬期の災害対策を実感できる場として今年で 3 回目の実施となった。会場では完全停電下の冬期においてもいのちを守ることができる方法を学び、暴風雪時の車内閉じ込めへの対応方法について実演した。NHK の「ストップ！暴風雪被害」キャンペーンの周知や、北海道開発局網走開発建設部の防災の取り組みのパネル展示も実施し、寒冷地域の安心・安全な暮らしを再確認する機会となった。



図 6 あそぼうさい 2014 での装備実演

冬期を迎える毎に多数の尊い命が一酸化炭素によって奪われている。暴風雪被害を未然に防ぐための予報、注意喚起に耳を傾け、万が一に対処するための知識、技術の普及が寒冷地域の住民ひとり一人に求められている。北海道庁は道内の防災教育を統合したポータルサイトの運用を開始した²⁾。様々なメディアを通じた啓発が今後も継続的に必要である。



図 7 あそぼうさい 2014 の風景

謝辞

本検証は北海道開発局網走開発建設部の皆さまに多大なご協力を頂きました。また寒冷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。取り組みの周知には、NHK 北見放送局、北海道テレビ放送、北海道新聞ならびに朝日新聞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)北海道, 2013: 低気圧に伴う暴風雪による被害状況等について, 平成 25 年 5 月 28 日全国積雪寒冷地帯振興協議会理事会配付資料
- 2)北海道, 2014: ほっかいどうの防災教育, <http://kyouiku.bousai-hokkaido.jp/wordpress/>

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(3) － 広域的除排雪ボランティアがもたらす受入地域への影響－ 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）

Nobuyoshi Konishi, Chika Nakamae, Fumihito Hara

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，著者たちが所属する「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」（事務局；（一社）北海道開発技術センター）は，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（通称；雪はねボランティアツアー）の実践的研究を展開してきた（中前ら，2013）．

本報告では，これまでの研究成果に引き続き，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，援助者を受け入れた人びとや地域の側面に焦点を当てる．受け入れによる地域への影響を記述することは，実践上の課題整理と受入地域に対する視点の提供をすることでもある．そこで，本報告では，ボランティアを受け入れた地域が，「広域的な除排雪ボランティア」という取組や地域外の「よそ者」の介入に対し，どのようなことを期待し，どのような影響がもたらされたかを，ツアーの観察や事前事後の聞き取り調査・観察を基に記述を試みた．

2. 雪はねボランティアツアーの概要

調査は，2014 年 1 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，当別町みどり野地区（1 月 25 日，2 月 1 日），岩見沢市美流渡地区（1 月 26 日，2 月 2 日，2 月 22～23 日），上富良野町扇町地区（2 月 15 日），三笠市唐松・美和・幾春別地区（2 月 8 日），倶知安町琴和・六郷地区（2 月 9 日，3 月 2 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（2 月 22～23 日のみは，一泊二日）のことである．

（1）各ツアーで行われたこと

図 1 は，各ツアー内のバス移動・除排雪活動・昼食・入浴などのプログラムに分配された時間を比較したものである．対象地域と札幌市内との距離により，バス移動時間に異動が見られるのは当然のことであるが，除排雪活動（安全上，屋根雪下ろしは厳禁）に充てられた時間も違えば，社員研修（当別町）・命綱講習（岩見沢市）・雪下野菜掘り体験（倶知安町）・アートイベント見学（上富良野町）・地域の人びとの飲食を兼ねた交流会（岩見沢市・倶知安町・上富良野町）・町職員による観光紹介（倶知安町・上富良野町）というように，除排雪活動以外の研修やアクティビティ，地域交流会，観光紹介なども地域や日程に応じて実施された．

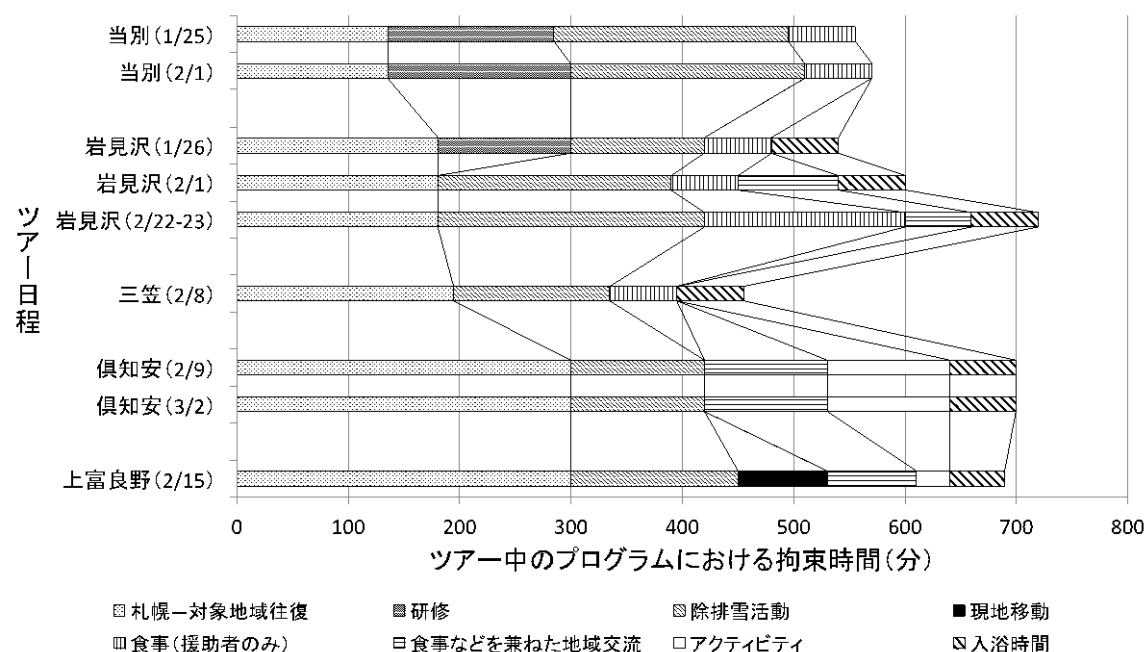


図1 地域・日程ごとのプログラム上の時間配分

(2月22～23日は、一泊二日だが、就寝時間は除く)

(2) 受入地域ごとの除排雪ボランティア体制の違い

表1は、2014年冬期の「雪はねボランティアツアー」を受け入れた地域の除排雪ボランティア体制を示したものである。これらは、著者による参与観察（岩見沢市）、担当者へのヒアリング（当別町・三笠市・倶知安町）、町広報誌（倶知安町・上富良野町）から得られたものである。類型について、社協（社会福祉協議会のこと）／町役場主導型は、広域的ボランティアの受入経験の多寡により、成長期と円熟期の段階を設けた。町内会主導型は、地域内ボランティアに関わる人材の多寡により、縮小期と自給期の段階を設けた。

表1 地域ごとの地域内除排雪体制

	地域内 ボランティア 実施主体	主な地域内 ボランティア活動者	広域的 ボランティア 受入経験	ボランティア 人材	地域内除排雪体制 の類型
当別町	社協	町内外の有志	多い	潤沢	社協主導型（円熟期）
岩見沢市（美流渡）	社協・町内会	町内会の有志	なし	枯渇	町内会主導型（縮小期）
三笠市	社協	市内の有志	少ない	充足	社協主導型（成長期）
倶知安町（琴和）	町役場・町内会	シルバー人材派遣登録者・ 町内会の有志	なし	潤沢	町内会主導型（自給期）
上富良野町	町役場・社協	町内の有志	少ない	潤沢	町役場・社協主導型 （成長期）

地域ごとの特記事項として、当別町は、社協を中心に町内外からのボランティアの受入は道内でも長年継続的に行われ、かつ地元企業・大学・高等学校・自衛隊などの地域内ボランティアが安定的に自給されている点で先進的である。岩見沢市美流渡地区は、「地域除排雪活動支援事業」（市から社協への委託事業）を基盤としながら、独自の“住民ルール”を設け、除排雪活動を行っている。三笠市は、社協に登録する市内の有志による除排雪ボランティアを行ってきたが、平成24年度より札幌圏の企業連携グループの受け入れをはじめた。倶知安町では、主にシルバー人材センターの登録者が、除排雪困難世帯のボランティア活動を行っている。特に、本ツアーで受入地域となった琴和町内会は、シルバー人材センターで手の届かない世帯を対象に月一回の

一斉除雪を行う独自の共助機構（ちょボラ除雪隊）を有している。上富良野町は、社協が中心となり、地元有志・企業・自衛隊員によるボランティアを精力的に行っている。また、本ツアーの前身にあたる「雪はね隊」も平成18年から受け入れている。

（３）受入に関わる役割のシェア

ツアー実施において、企画・運営を担う「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「実施主体」、当該地域の役場や社会福祉協議会が「受入主体」、実際に除排雪作業世帯や入浴施設のある「受入地域」が、主なステークホルダーである。これら三者の協議・合意の下にツアーが、春期から秋期にかけて設計される。

表２は、2014年冬期の「雪はねボランティアツアー」における実施主体・受入主体・受入地域の役割分担を示したものである。地域により細かな差異はあるが、地域内の除排雪体制が基盤となり、広域的除排雪ボランティアの受入体制も構築されたと言える。つまり、町役場／社協主導型の除排雪体制を有する地域は、町役場や社協が中心的な役割を担い、町内会主導型の除排雪体制を有する地域は、町内会が中心となり、受入体制を準備・整備していたことがわかる。

表２ 広域的除排雪ボランティアに関わる実施主体・受入主体・受入地域の役割分担

	地域内除排雪体制の類型	主なステークホルダー		対象世帯の選定と交渉	除排雪具の貸出し	作業指示・安全管理	食事の準備	除雪作業者の派遣	施設手配
当別町	社協主導型（円熟期）	実施主体	研究会		●	○			
		受入主体	社協・町役場	●	○	●	●		●
		受入地域	町内会						○
岩見沢市	町内会主導型（縮小期）	実施主体	研究会		●	○	●		
		受入主体			○	●		●	●
		受入地域	町内会	●	○	●			●
三笠市	社協主導型（成長期）	実施主体	研究会		●	○			●
		受入主体	社協	●	○	●	●	●	●
		受入地域	町内会						
倶知安町	町内会主導型（自給期）	実施主体	研究会		●				
		受入主体	町役場・振興局		○				○
		受入地域	町内会	●		●	●	●	●
上富良野町	町役場・社協主導型（成長期）	実施主体	研究会		●		●		●
		受入主体	町役場	●	○	●			
		受入地域	町内会	○		○		●	

（●が中心的な分担者，○は補佐的な分担者）

３．広域的除排雪ボランティアの受入が地域に与えた影響

（１）倶知安町の事例

倶知安町では、先述のように安定的な共助機構を有する琴和町内会が2013年冬期の受入地域となった。ツアー当日の地域交流会では、町長も参加し、「ちょボラ除雪隊」と札幌市民からなる広域的除排雪ボランティアとの共同作業や交流を視察した。この「雪はねボランティアツアー2013 in 倶知安」を契機に、町長は琴和町内会以外の町内会でも共助機構を期待するようになったという。倶知安町職員は、「町長が、町政報告会で『各町内会でも、琴和町内会のように地域内共助を推進してほしい』と熱弁していた」と述べた。その結果、2013年11月六郷親交会で「六郷ちょボラ除雪隊」が組織化された。また、ボランティア



図２ 広報くっちゃん 2月号の記事

には、倶知安町の観光パンフレットが配布され、交流人口の増加の目的も伺えた。

(2) 岩見沢市美流渡地区の事例

2013 年冬期受入地域となった美流渡地区では、2013 年 11 月の町内会役員会にて「今年は、炊き出しでも用意しよう」という提案が起こり、ツアー二日目(2月2日)の地域交流会にて実施する予定だった。しかし、その提案は今冬実現することはなかった。それは、ツアー一日目(1月26日)の屋根からの落氷雪が起こったためである。この「事件」を受け、連合町内会は、美流渡駐在所からの安全指導により、安全指導役の参加役員の増員と除排雪活動範囲の制限・ヘルメットの準備を設ける緊急役員会が開くこととなった。連合町内会事務局長は、この状況を「炊き出しどころではない」と述べた(1月29日)。また、ツアー三日目(2月23日)の除排雪作業では、T町内会長より「あの家の雪かきはしたらだめだ」という対象世帯の取り下げの打診があった。T町内会長は、「あの家」の除排雪をすると、T町内会内の他の地域除排雪活動支援事業の対象世帯からの批判が起こることを懸念したのである。それはつまり、町内会ごとで、対象世帯の選定条件に相違があり、美流渡連合町内会全体での合意形成が成熟していない結果と言える。

このような受入状況を、連合町内会事務局長は、「受け入れるかも含め、今後話し合っていないといけないといけない。正直、(屋根の雪下ろしもしないので)遊びに来ているようだ」と述べ、地域内を調整するコスト感と実際の支援効果が不均衡になっているという認識が浮き彫りとなった。

4. 結論と考察

結論として、今冬の受入地域を、受入目的と受入効果に位置した概念図を提示する(図3)。倶知安町の事例のように、「よそ者」の介入が契機となり、地域内共助を推進させることもある。また、三笠市や上富良野町は、将来的な雪処理の担い手を確保するための地域内共助の活発化や交流人口の増加を狙いとしていることが伺える。

美流渡地区の事例のように、受け入れることによって割かれるコストを割高に思うこともある。また、この「受入疲れ」の本質的な原因は、「よそ者」の出現により、地域内のいざこざを喚起してしまうことにあり、広域的な雪処理問題への取り組みが地域社会集団の潜在的問題をあぶり出してしまう可能性もある。

このような「受入疲れ」は、援助コストを極小化しながらエンパワーメントを獲得する援助者(小西ら, 2013)と被援助者の「非対称性」の問題として提起され、受入意図を阻害する要因と考えられる。しかし、その「非対称性」を町内会で話し合うことで乗り越えようとする意思もあり、それは広域的共助を活発化する働きがあるだろう。そのため、町内会主導型の地域を町役場／社協主導型へ移行するという手段が、解決策とは現段階では言えない。

今後、受入主体や地域の性質を鑑みながら、地域の実状に即したツアー設計をしていく必要がある。また、役割のシェアの最適化・屋根雪下ろしの実施など運営サイド側の力量も試される段階となっている。

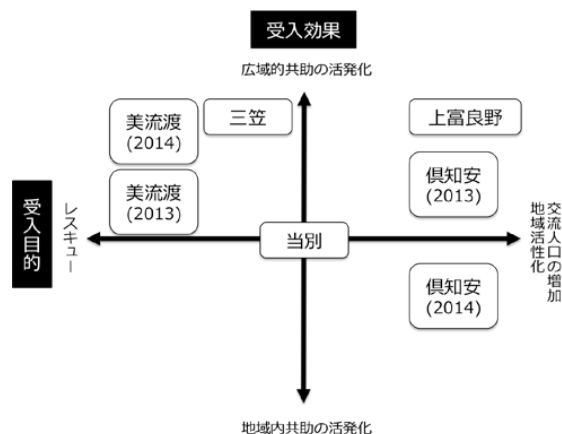


図3. 受入目的と受入効果の概念図

北海道豪雪過疎地域における 広域的除雪ボランティアシステム構築に関する実践的研究(4) － 除雪ボランティア経験が援助者自身の地域への考え方に及ぼす影響－ Practical Study on the Volunteer for Snow removal

中前千佳, 伊地知恭右 (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)
Chika Nakamae, Kyosuke Ijichi, Nobuyoshi Konishi, Humihiro Hara

1. はじめに

近年, 豪雪過疎地域において, 急速に進行する高齢化や過疎化による除雪の担い手不足が, 深刻な問題となっている. この問題に対し, 著者たちが所属する「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」(事務局; (一社) 北海道開発技術センター) は, 雪処理の担い手を地域外から調達する広域的な除雪ボランティア (通称; 雪はねボランティアツアー) の実践的研究を展開してきた (中前ら, 2013).

広域的な除雪ボランティア活動においては, ボランティア (以下: 援助者) と受入側 (被援助者) の相互に多様な影響を及ぼし合い, 互いの意識や行動にさまざまな変化が生じると考えられる. 例えば, 地域の高齢者は, 除雪をしてもらうことで日常生活の不便さが解消され生活の質が向上したり, ボランティアを地域で受け入れることで, 受け入れる環境・知恵 (受援力) が向上すると言われている (諸橋, 2012). 一方, 援助者は除雪をすることで, 地域の人達に喜んでもらい, ボランティアをすることで, 成長感, 有能感, 充足感等を得ている (小西ら, 2013). また, 援助者が得るものは, それだけでなく, 高齢過疎地域の現状を知り, その地域に住んでいる人々の暮らしを見ることで, その人自身の「日常生活のあり方 (行動)・考え方」についても影響を及ぼすものと考えられる.

そこで, 本研究では, 援助者に着目し, 除雪ボランティアに参加した援助者における「自身の地域との関係性・地域への考え方」等の変化について調査することとした.

2. 調査方法

(1) 調査対象

本研究における調査対象者は, 2014 年 1 月～3 月における「雪はねボランティアツアー」のツアー参加者 (323 名) のうち現地集合を除いた札幌市発着のバス利用者 211 名である. このうち, 事後調査に回答して頂いた方は 171 名 (回収率 81%) であった.

(2) 調査場所・時期

「雪はねボランティアツアー」は, 当別町みどり野地区 (1 月 25 日, 2 月 1 日), 岩見沢市美流渡地区 (1 月 26 日, 2 月 2 日, 2 月 22～23 日), 上富良野町扇町地区 (2 月 15 日), 三笠市唐松・美和・幾春別地区 (2 月 8 日), 倶知安町琴和・六郷地区 (2 月 9 日, 3 月 2 日) にて実施した.

(3) 調査方法

調査対象者に対し, 質問紙調査を実施した. 対象地域からの復路のバス移動中に, ボランティア参加者に対して, 調査者より調査の趣旨を説明した後, 調査票を配布し

た．質問紙に回答を記入直後，ただちに回収を行った．なお，分析は統計処理されるため，個人の特定はされないことについて，口頭で説明し調査協力を依頼した．

(4) 調査内容

基本属性に加え，「除雪ボランティア活動を通して、あなたの地域に対する考え方に変化がありましたか」という設問について下記の 6 つの項目を設け，それぞれ，“そう思わない”～“そう思う”の 5 件法で回答させた．

- ①今後，家族や近所の人々の除雪を手伝う機会が増えると思う
- ②自分の住んでいる地域への関心が高まった
- ③地域内のコミュニケーションを大切にしたいと思うようになった
- ④地域の行事などに参加しようと思うようになった
- ⑤地域内の協力が重要だと思ふようになった
- ⑥自分の地域に貢献しようと思ふようになった

なお，本稿においては，上記 6 つの項目をそれぞれ「①除雪機会の増加」「②地域への関心の高まり」「③地域内コミュニケーションの重要視」「④地域行事への参加意欲向上」「⑤地域内の協力行動の重要視」「⑥地域への貢献意欲の向上」と記述することとする．

3. 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，女性が 3 割，年代は 10 代から 60 代以上の世代が 1～2 割ずつを占めていた（図 1，2）．職業については，「会社員・公務員・団体職員など」が 6 割強を占め，「学生」が 2 割弱，「その他」が 2 割となっていた（図 3）．居住地については，「札幌市在住」が約 9 割，「道内（札幌市以外）」が 1 割弱，「道外」が 2% であった（図 4）．自宅の除雪の有無については「除雪をしている」人と「していない」人が半々となっており，ボランティア経験については，「経験あり」が 7 割弱，「経験なし」が 3 割強であった（図 5，6）．

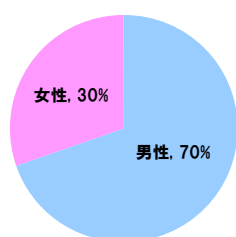


図 1 性別

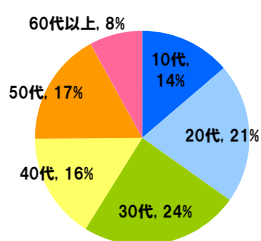


図 2 年齢

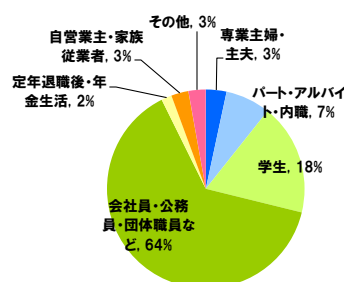


図 3 職業

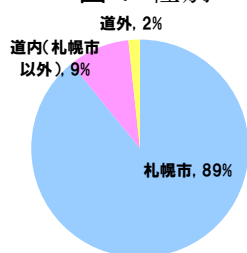


図 4 居住地

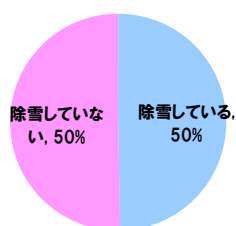


図 5 自宅の除雪の有無

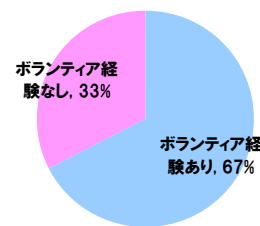


図 6 ボランティア経験の有無

(2) 除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方

「除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方」に関する質問紙調査の結果、全項目において中位値の3.0より有意に高くなっていた。これは、除雪ボランティア後に平均的に「変わった／変化を感じた」ことを意味している。特に「⑤地域内の協力行動の重要視」の平均値は4.2と高い値を示していた。これらのことから、他地域での除雪ボランティアを通して、援助者自身の居住地域への関心や貢献意欲が高まっており、特に地域内の協力行動を重要視するようになったことが分かった。

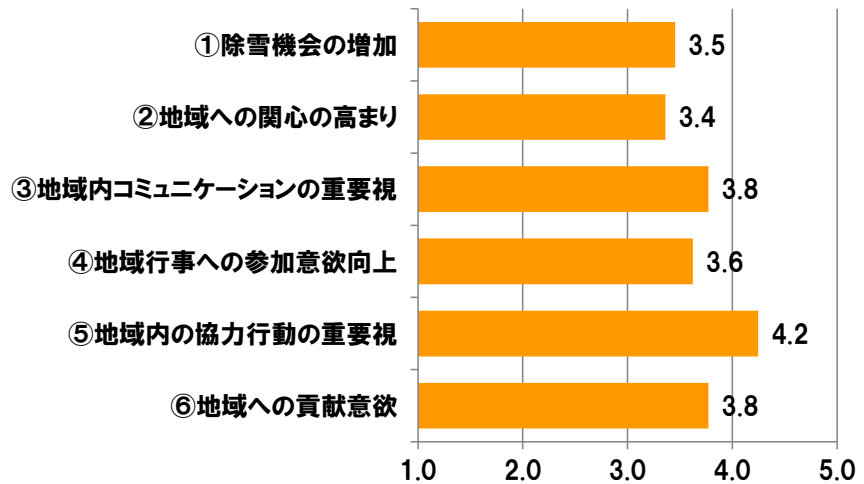


図7 除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方

(3) 除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方（属性別）

「除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方」に関する質問紙調査の結果を属性別に比較した結果、性別においては、全項目について「女性」よりも「男性」の方が、平均値が高い傾向が見られたが、統計的な有意差は見られなかった。また、年代別においては、「①除雪機会の増加」「③地域内コミュニケーションの重要視」という項目において「10代」の平均値が他の年代より有意に高く、「地域内の協力行動の重要視」という項目で「10代」と「20代」が他の年代より平均値が有意に高くなっていた。

このことから、10代・20代の若い世代が、他の世代よりも、他地域での除雪ボランティアを通して、援助者自身の居住地域で除雪を手伝う意欲が高まり、地域内におけるコミュニケーションを大切に思うようになり、地域内での協力行動を重要視するようになることが分かった。

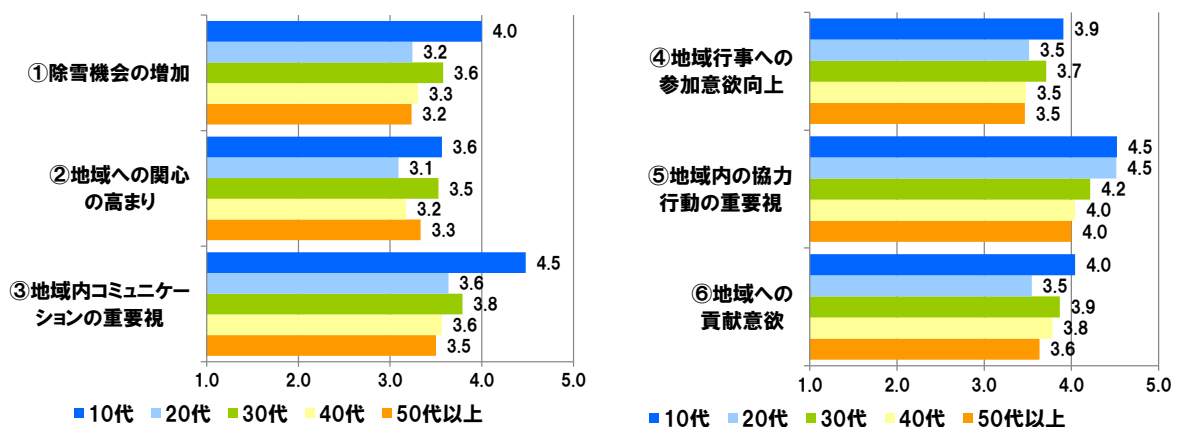


図8 除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方（年代別）

表1 除雪ボランティアを通して変化した地域への意識・考え方 (年代別)

設問	平均値 (標準偏差)					p 値
	10 代	20 代	30 代	40 代	50 代以上	
①除雪機会の増加	4.00 (1.04)	3.24 (1.35)	3.58 (1.00)	3.30 (0.93)	3.23 (1.04)	0.063 †
②地域への関心の高まり	3.57 (1.16)	3.09 (1.38)	3.53 (1.11)	3.17 (0.89)	3.33 (1.03)	0.411
③地域内コミュニケーションの重要視	4.48 (0.73)	3.64 (1.19)	3.79 (0.91)	3.57 (0.79)	3.50 (1.07)	0.004**
④地域行事への参加意欲向上	3.91 (0.81)	3.52 (1.12)	3.71 (1.06)	3.48 (0.73)	3.47 (1.11)	0.464
⑤地域内の協力行動の重要視	4.52 (0.67)	4.52 (0.62)	4.22 (0.98)	4.04 (0.64)	4.00 (0.79)	0.023*
⑥地域への貢献意欲の向上	4.04 (0.77)	3.55 (1.06)	3.87 (0.93)	3.78 (0.60)	3.63 (1.03)	0.285

** $p < .01$, * $p < .05$, † $p < .1$

4. 結論と考察

結論として、除雪ボランティアツアーの参加者は、他地域での除雪ボランティアを通して、援助者自身の居住地域への関心や貢献意欲が高まり、特に協力行動を重要と思うようになる可能性があることが分かった。特に、中高年よりも若い世代の方が除雪ボランティア活動をきっかけとして、居住地域に対する意識の変化が大きくなることが分かった。以上の結果を踏まえ、他地域での除雪ボランティアをすることで、援助者自身の居住地域への関心や貢献意欲が高まる理由について考察することとした。ここで、ツアー参加者の自由回答を見てみると「初めて参加したが、もっと他の地域の人たちの役に立てるボランティアに参加してみたいと思うきっかけになった」「(豪雪地域の課題が)よその出来事ではなく、自分やまわりにもふりかかることだと考えるきっかけになった」という回答が得られている。

このことから、ツアー参加者が豪雪過疎地域といった他地域の課題に直接触れることで、自分自身の地域を振り返るきっかけとなり、さらに、除雪ボランティアといった協力行動が地域の助けとなることに気づき、地域内の協力行動を重要だと思うようになることが考えられる。また、中高年よりも若い世代の方が除雪ボランティア活動により、地域に対する意識の変化が大きいのは、日頃、地域に関わりが薄く、地域のことを考えたことのない人の方がボランティア活動をきっかけに意識が変わる可能性が高いことが考えられる。

以上のことから、除雪ボランティア活動への参加は、他地域の人達を助けるだけでなく、地域との関わりの薄い人達が自身の地域を振り返るきっかけとなり、自身の居住地域の地域活動に参加するきっかけを生み出す可能性があることが示唆された。

【参考文献】

- 1) 中前千佳ら, 2013: 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)ー札幌発「雪はねボランティアツアー」の実践と課題ー, 北海道の雪氷, 第32号, 42-45.
- 2) 諸橋和行, 2012: 新潟県中越発! 越後雪かき道場: 受援力強化の仕掛け(特集 豪雪地帯対策のこれから), 人と国土21, 38(1), 20-23, 2012-05.
- 3) 小西信義ら, 2013: 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)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, 北海道の雪氷, 第32号, 46-49.

札幌市における転倒による救急搬送者数の近況と分析

Analysis of Pedestrian's Falls on Winter Road in Sapporo

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

札幌市ではスパイクタイヤの装着率の低下とともに、転倒による救急搬送者数が増加し、スパイクタイヤの装着率が一桁となった平成4年度には転倒による救急搬送者数（以後、各年度の救急搬送者数は12月～3月の数値を示す）が500人を超えた。その後も増減を繰り返しながら、平成24年度には、転倒による救急搬送者が1317人と、過去最大の救急搬送者数となった。本研究の目的は、冬期道路における転倒事故を減少させることである。転倒による救急搬送者の発生状況を分析することで、転倒に対して、的確な注意喚起が可能であると考えた。また、平成24年度冬期に救急搬送者が多かった原因や、特に救急搬送者の多い特異日の特徴を把握することで、転倒に注意すべき日を特定し、注意喚起の情報が提供できると考えた。なお、救急搬送者のデータについては、転倒事故の防止に向けた研究を目的として、札幌市消防局様から継続的にご提供いただいた。

2. 転倒による救急搬送者の発生状況

(1) 転倒による救急搬送の多発地域

平成8年度から平成24年度までの、転倒による救急搬送者の搬送元住所を整理した。転倒した場所と搬送元住所の異なる事例が含まれている可能性があるが、多発地域を把握する上では有効と考えた。救急搬送の搬送元住所は図1（左）のように南4条から南6条の住所が多かった。同住所は地下鉄すすきの駅の南側であり、飲食店街のある「すすきの地区」の中心部となる。すすきの駅の北側や「大通地区」、「札幌駅周辺」が抽出されていないのは、地下歩行空間やロードヒーティングによる影響が考えられる。図1（左）の薄い灰色は「すすきの地区」や「大通地区」といった、市の中心部以外の住所を示している。いずれも地下鉄の駅の周辺であり、麻生、新さっぽろ、北24条、琴似、澄川など、駅周辺に飲食店の多い地域の駅であった。図1（右）には地下鉄駅の日乗降者数を示した。救急搬送者の多いすすきの地区のすすきの駅の乗降客数は5番目であった。図1（左）に薄い灰色で示した駅も、日乗降者数の少ない駅ではないが必ずしも上位ではなかった。乗降者数は多いが図1（左）に未抽出の駅は、福住や真駒内など住宅街の駅が目立っていた。

(2) 救急搬送者の年齢層別の比較

年齢層別に転倒による救急搬送者数を比較すると、平成8年度から平成24年度まで、常に60～70代が最も多く、40～50代が2番目に多かった。各年齢層によって人口が異なるため、平成15年度から平成24年度までの救急搬送者数を各年度1月の年齢層別人口で除し、1万人あたりの救急搬送者数で示した結果を図2に示した。転倒によって救急搬送される1万人あたりの人数は80歳以上の高齢者が最も高く、年齢の低下とともに、救急搬送者数が低下する傾向が顕著であった。平成15年度から平成24年度までの10冬期の平均では、1万人あたりの年平均救急搬送者数は80歳以上が13.0人、60～70代が9.1人、40～50代が4.8人、20～30代が1.8人であり、20歳未満は1.8人であった。

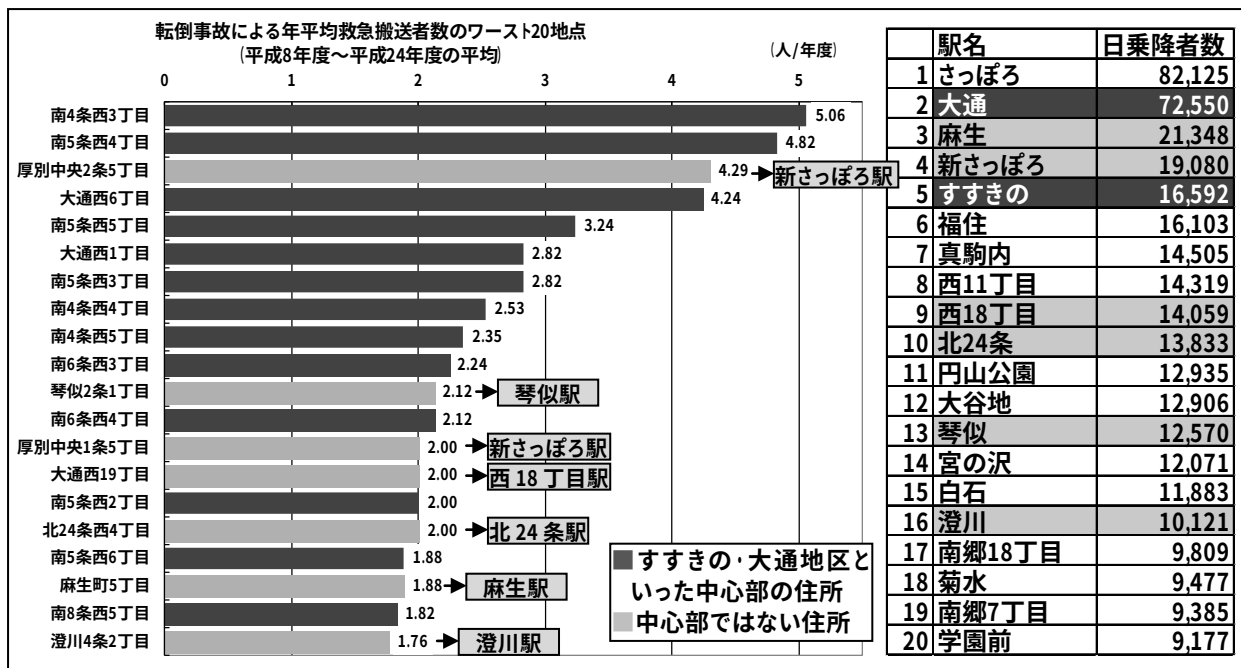


図1 救急搬送者の搬送元住所の上位20地点と地下鉄の平成24年度の平均日乗降者数

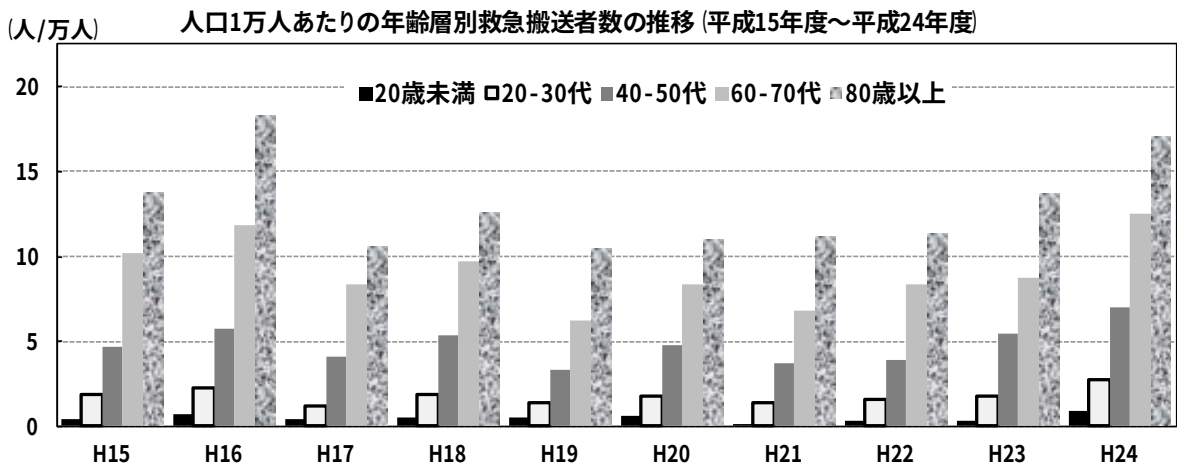


図2 人口1万人あたりの年齢層別救急搬送者数の推移 (平成15年度～平成24年度)

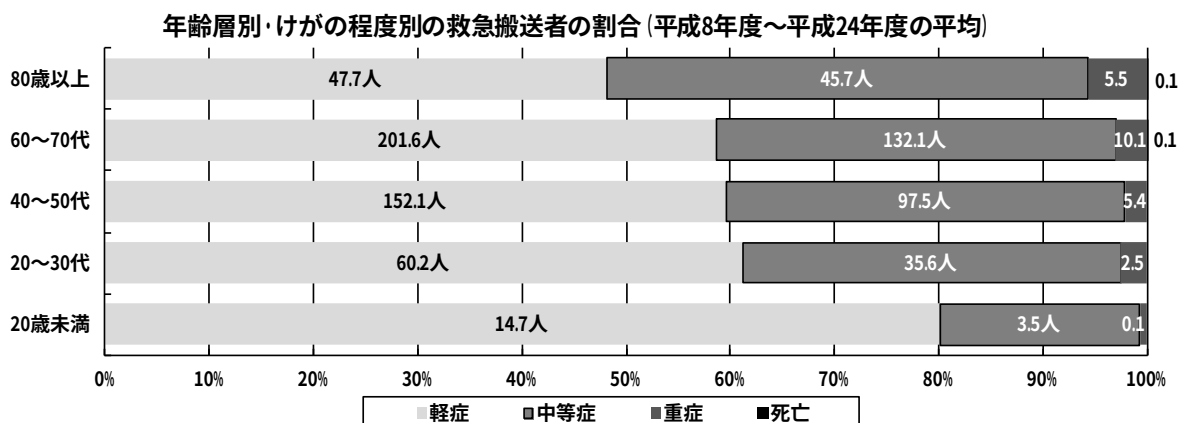


図3 年齢層別・けがの程度別の救急搬送者の割合 (平成8年度～平成24年度の平均)

(3) 転倒による救急搬送者のけがの程度

平成8年度から平成24年度までの転倒による救急搬送者数の合計から、救急搬送者の年齢層別のけがの程度の割合を図3に示した。図のように、年齢が高くなるほど重症化する傾向にあった。特に80歳以上の高齢者は救急搬送者の半数以上が中等症より重い症状であり、重症となった救急搬送者の割合も約6%と他の属性に比べると多かった。逆に20歳未満の場合には中等症より重い症状は全体の2割と低かった。

3. 転倒による救急搬送者と気象条件

(1) 転倒による救急搬送者数と旬別気象条件

救急搬送者が非常に多かった平成24年度冬期の気象的な特徴として、冬期を通じて寒かったという点がある。平成14年度から平成23年度までの10冬期の月別平均救急搬送者と平成24年度冬期の月別救急搬送者数を比較すると、平成24年度冬期は12月が10冬期平均に比べて197%、3月が212%と救急搬送者が非常に多かった。

表1では平成8年度から平成24年度までの札幌市の転倒による旬別救急搬送者数データと、札幌管区気象台の旬別気象データ（旬平均気温、旬累計降水量、旬累計降雪量、旬最深積雪、旬平均風速）を月別に比較した。旬別の救急搬送者数と旬別の5つの気象データを月別（各月の標本数は17冬期×3旬で51サンプル）に整理し、相関係数を算出した。3月については平均気温と強い負の相関がみられ、最深積雪との正の相関も強かった。累計降雪量ともかなり高い正の相関があった。気温が低く、積雪の多い3月には転倒による救急搬送者が増え、降雪も多いほど転倒による救急搬送者が増加することがわかった。12月についても、3月と同様に平均気温とはかなり高い負の相関があり、最深積雪と累計降雪量とはかなり高い正の相関がみられた。気温が低く、降雪、積雪が多いほど転倒による救急搬送者が増加することがわかった。1月については、平均気温の相関係数が他の月と異なりプラスの数値となっていた。また累計降雪量についても相関係数が他の月と異なりマイナスの数値となっていた。

1月については、気温が高く、降雪が少ないほど転倒による救急搬送者が増加する傾向にあった。元々の気温が低い1月については、気温が高くなるほど積雪表面が一時的に融け、滑りやすい路面が発生しやすくなることが考えられる。また、降雪がないと救急搬送者が増加する理由として、降雪によって、つるつる路面などの滑りやすい路面が解消される状況が考えられる。

表1 旬別救急搬送者数と旬別気象データの相関係数

相関係数	旬平均気温 (°C)	旬累計降水量 (mm)	旬累計降雪量 (cm)	旬最深積雪 (cm)	旬平均風速 (m/s)
12月	-0.51	0.30	0.51	0.57	0.00
1月	0.20	0.02	-0.21	0.31	0.24
2月	-0.17	0.20	0.28	0.05	0.11
3月	-0.82	0.32	0.54	0.75	-0.02

(2) 転倒による救急搬送者数集中日の気象状況

平成8年度から平成24年度までの17冬期（2061日）における日救急搬送者数の分布を確認すると、平成24年12月5日が日救急搬送者数57人で最大値となっていた。また平成24年度については、平成25年1月26日にも39人が転倒によって救急搬送されていた。

平成 24 年 12 月 5 日の前々日からの気象経過を図 4 に示した。前日の日中はプラスの気温でまとまった降水があった。自分で行った路面調査記録には、「日中は強い雨。気温も高い。歩道はぐしゃぐしゃ。夜になっても気温は下がらず、ぐしゃぐしゃのまま。」となっていた。5 日の早朝には気温が 0℃未満まで低下しており、気温が 0℃未満まで低下した 6 時ごろから救急搬送者が増加し、7 時台が 11 人、8 時台が 20 人、9 時台が 15 人と 3 時間で 46 人が救急搬送された。翌日 6 日の路面状況を図 4 の右下に示したが、歩道には厚い氷板ができている。12 月 5 日の早朝は前日までの降雨が、徐々に凍結し始める状況であったと考えられる。また、平成 24 年 12 月 5 日の 7 時台から 9 時台にこれほどの救急搬送者が集中した理由として、平日の通勤通学の時間帯と重なっていることも影響が大きいと考えられる。

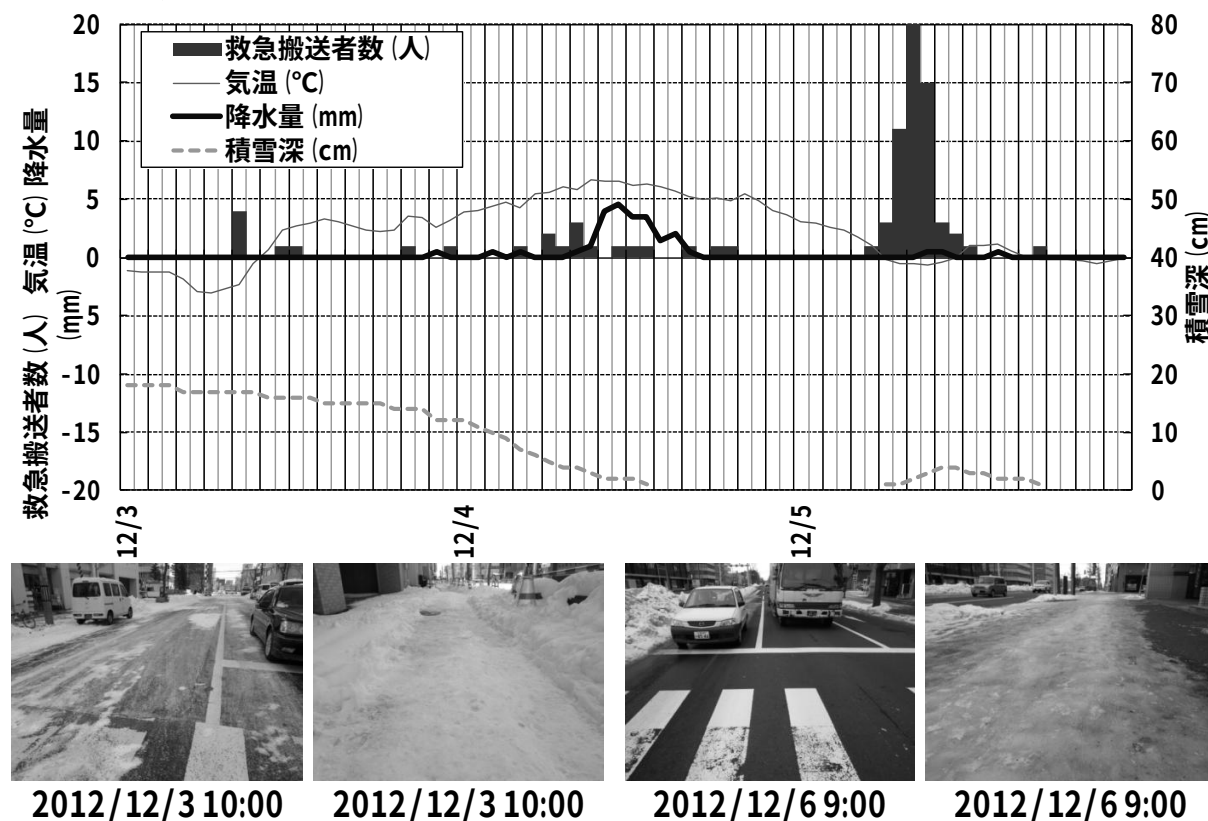


図 4 平成 24 年 12 月 5 日の前々日からの気象経過と車道および歩道の路面状況

4. おわりに

平成 24 年 12 月 5 日の事例がそうであったように、転倒による救急搬送者数は、路面による影響とその路面を歩行する人による影響が大きいと考えている。前者には気象条件が影響しており、この面からの分析を進めるとともに、2 章で示したように多発地域の歩行者側の原因（飲酒など）や高齢者の増加による影響も加味して分析、注意喚起を進めたいと考えている。



図 5 救急搬送者数増減のイメージ

謝辞

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

スノーシューウォーキングにおける先導者と後続者の運動強度の差異

Differences in exercise intensity of snowshoeing between the leader and the successor during wading through the deep snow

竹内健太郎（一般財団法人士別市体育協会），丸孝則（一般財団法人士別市体育協会）
朝日保（士別スノーシュークラブ），須田力（NPO 法人雪氷ネットワーク），
白川和希（北翔大学北方圏生涯スポーツ研究センター）

Kentaro Takeuchi, Takanori Maru, Tamotsu Asahi, Tsutomu Suda and Kazuki Shirakawa

1. 研究の目的

積雪寒冷地住民の冬季の身体活動の不足は，成人の肥満や生活習慣病のリスクの増大，高齢者の自立能力の低下の誘因となる．近年全域が豪雪地帯の北海道においてスノーシューターなどの有酸素運動による健康づくりが各地で推進されこのような問題の解決への有効性が期待されている．スノーシューの愛好者は我が国の場合中高年層が主体と思われるが，スノーシューの生理的応答に関するこれまでの研究の多くは若い年齢層の被験者^{1,2),3),4)}による高い運動強度となっており，高齢層を対象とした研究は皆無に等しい．しかし，果たして実際に高齢層においてもこのような高強度であるのか疑問がある．

通常，スノーシューターでは全員が横隊となって新雪を進むよりも，縦列の場合が多い．その際，先頭で新雪を踏破するリーダーが最も運動強度が高くなると予想されるが，スノーシューに関するこれまでの研究は，いずれも全員同じ新雪ラッセル条件での運動強度で，先導と後続の身体的負担度の差異に関する報告はない．そこで我々は高齢層を対象に新雪平坦条件におけるスノーシュー歩行の先導者と後続者の運動強度の差異を測定し，地域の実態に即した健康づくりに役立つ情報を提供することを目的に本研究を行った．

2. 研究の方法

表1 被験者の身体的特性

被験者	身長(cm)	体重(kg)	VO _{2max} 推定値 (MET s)
TK, 70 歳	170	74.7	9.5
SH, 65 歳	159	56.6	10.2
HS, 72 歳	163	60.8	9.5
HI, 63 歳	169	55.7	9.9
YJ, 65 歳	169	64.7	10.4
TT, 64 歳	177	82.1	9.8
M	167.8	65.8	9.9
SE	2.5	4.3	0.1

(1) 被験者の身体的特性

被験者は，表1に示す63歳～72歳，平均66.5歳のスノーシュークラブの男性6名であった．全員に予め研究の目的，方法，予想される危険性について説明し文書によるインフォームドコンセントを得た．

(VO_{2max}: 最大酸素摂取量)

(2) プロトコル

6人縦隊グループを3班編成し，初心者のRPEが13（ややきつい）を超えない範囲で先導者が調整し，self-selected paceでスノーシュー歩行を行った．歩行ペースの目安は600m（100m区間3往復）/10分で，歩行終了後十分な休憩をとり，1セット目に先導だった者が2

セット目で後続(2番目)と交代し,同じ要領で2セット行った.

(3) 運動強度の測定指標

①心拍数: Polar 社製 ポラール RS800CX を用いた.

②酸素摂取量推定値: トレッドミルによる段階的負荷試験の傾斜および速度から算出された酸素摂取量推定値をY,被験者の心拍数をXとする一次回帰式を算出し,①最大酸素摂取量推定値(=220-年齢)時に相当する心拍数を回帰式に代入し最大酸素摂取量推定値を求め,②スノーシュー歩行時の心拍数を回帰式に代入し,酸素摂取量推定値を求めた.

③主観的作業強度(RPE): Borg スケールを用いてスノーシュー歩行直後に測定した.

(4) 環境条件

実験は,2014年1月22日(水),士別市陸上競技場内で行った.天候は,曇り,気温は,-5.9~-0.6℃,積雪深は,106cmであった.硬度は,木下式硬度計⁵⁾を用いて表層部は3.8g/cm²であった.密度は,角型密度サンプラー⁵⁾を用いて測定し,表層は0.076,深さ20cmで0.275,深さ40cmで0.274,深さ60cmで0.325であった.

(5) スノーシューの埋没深

自作のスケールを用いて各被験者について先導歩行時のfoot printのつま先部および踵部の埋没深を測定した.(つま先+踵)/2を埋没深⁶⁾とし,10歩の平均値を求めた.

3. 研究結果

(1) 歩行パラメータ

先導者と後続2番目の歩行パラメータとして速度,ピッチ,ストライドの平均値は,表1に示す通りほぼ同じ値で有意差はなかった.ストライドと身長との間に有意な正の相関($r=0.62$, $p<0.05$)が見られた.ピッチと身長の間は負の相関($r=-0.572$)であったが,有意ではなかった($p=0.052$, ns).先導時のスノーシューの埋没深は11.2~14.5cm,平均値±標準誤差は,12.6±0.49cmであった.

表1 先導時と後続2番目時の速度,ピッチ,ストライドの比較(平均値±標準誤差)

	先導時	後続2番目	有意差
速度(m/分)	60.5±0.293	60.5±0.293	ns.
ピッチ(歩/分)	89.3±2.31	88.21±3.02	ns.
ストライド(m)	0.68±0.01	0.69±0.02	ns.

(2) 心拍数

心拍数の平均値は,表2に示すように,先導時の137.9拍/分に対し後続2番目時では119.7拍/分で18.2拍の有意な差($p<0.01$)があった.最大心拍数推定値に対する割合は,先導時が90%,後続2番目時は78%であった.Karvonen法⁷⁾による目標心拍数下限を50%,上限を85%とすると,先導時に目標心拍数上限を越えた者は6名中3名であった.

(3) 酸素摂取量推定値

トレッドミルによる最大下段階的負荷テストから得られた心拍数/酸素摂取量推定値から得られた心拍数をx,酸素摂取量推定値をyとする回帰式にスノーシュー運動時の心拍数を代入して求めた酸素摂取量推定値を求め比較した結果を図2に示す.

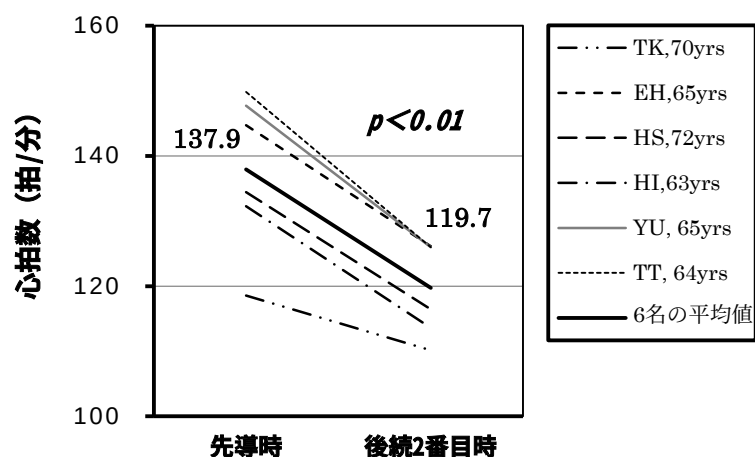


図1 男性6名のスノーシューツアーにおける先導時と後続2番目時の心拍数の比較

安静時の酸素摂取量を1としてその倍数で表す運動強度は、先導時の8.4メッツに対し、後続2番目では6.7メッツで、1.7メッツの有意 ($p<0.01$) な差があった。

(4) 主観的作業強度 (RPE)

先導時は13.7(「ややきつい」と「きつい」の間)、後続2番目時は11.8(「楽である」と「ややきつい」の間)と1.9の差が見られ、この差は有意 ($p<0.05$) であった。

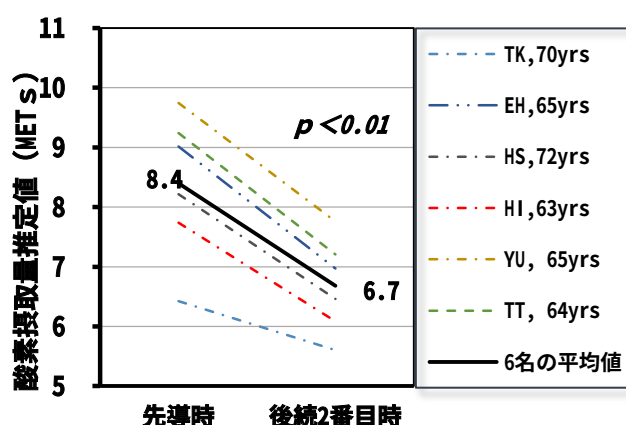


図2 高齢男性6名のスノーシューにおける先導時と後続2番目時の酸素摂取量推定値(メッツ)

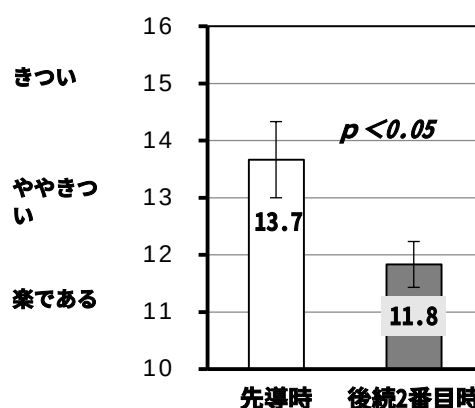


図3 高齢者男性6名のスノーシューにおける先導時と後続2番目時の主観的作業強度 (RPE)

4. 考察

我が国の厚生労働省による成人を対象とした「健康づくりのための身体活動基準 2013」⁸⁾によってメタボリックシンドロームを予防し死亡リスクを低減させるために望ましい身体活動量および全身持久力(最大酸素摂取量)の基準値が提案されている。性・年代別の全身持久力の基準は、男性の場合40～59歳、60～69歳がそれぞれ10.0および9.0メッツ、女性の場合は8.5および7.5メッツとなっている。

本研究における被験者の最大酸素摂取量推定値の平均値は、9.9メッツで厚生労働省による「健康づくりのための身体活動基準 2013」⁷⁾における基準値を全員が上回る良好な体力レベルであった。しかし、先導時の酸素摂取量推定値8.4メッツは、 VO_{2max} の85%に相当し、心拍数も目標心拍数上限を超える者も3名見られた。白川たち⁶⁾は、埋没深の異なる雪上歩行において埋没深の大きい場合、かんじきに対してスノーシューの負担度が低く、つば足の埋

没深が 10cm を越える条件ではスノーシューの有用性が明らかとなったと報告している。これらの結果から、先導で進む者は高い体力が要求されるため頻繁に先頭を交代し、特定の者に負担が集中しないような配慮の必要性が示唆された。

後続 2 番目となった場合では 6.7 メッツの強度となった。この強度は、Ainworth たち⁸⁾ によるスノーシューの一般的な強度の 8.0 メッツよりも低めで、竹内たち¹⁰⁾ による土別市博物館コースのスノーシュー散策の 6.5 メッツと同程度であるとはいえ平地歩行の 2 倍に相当し、「誰でも親しめる運動」とは言えないレベルと思われる。

5. 結論

新雪のスノーシューツアーにおいて埋没深が 12.6 cm の条件で、先導時は後続 2 番目時に対し心拍数は、138 拍/分対 120 拍/分、酸素摂取量推定値は、8.4 メッツ対 6.7 メッツ、主観的作業強度は 13.7 対 11.8 といずれも先導時が有意に高かった。若年者を対象としたこれまでの研究よりも低めだったとはいえ、高年齢者においても厚生労働省による「健康づくりのための身体活動基準 2013」の最大酸素摂取量の基準値を上回る体力が要求されると思われた。

謝辞

本研究にご協力いただいた土別スノーシュークラブの皆様に厚くお礼を申し上げます。

【参考文献】

- 1) Connolly, DA., 2002 : The energy expenditure of snowshoeing in packed vs. unpacked snow at low-level walking speeds. *J. Strength Cond Res*, **16**(4): 606-610.
- 2) Dalleck, L, DeVoe, and D., Kravitz, L, 2003 : The energy expenditure of snowshoeing in packed vs. unpacked snow at low-level walking speeds. *Ergonomics*, **46** (9) : 875-881.
- 3) Schneider, PL, Porcari, JP, Erikson, JDA, Foster, C, Brice, G, and Freeman, A. 2001: Physiological Responses to Recreational Snowshoeing. *Journal of Exercise Physiology*, **4** (3): 45-52 .
- 4) 富岡 徹・石田直章, 2009: ノルディックスノーシューイングの生体負担度. *体力科学*, **58** (6): p.808.
- 5) 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, pp.39-53.
- 6) 白川和希, 上田知行, 井出幸二郎, 小坂井留美, 加藤満, 大宮哲, 須田力, 2013: 雪上歩行方法による歩容パラメータの違いについて. *北海道の雪氷*, **32**, 92-95.
- 7) Karvonen, M, Kentala, K, Mustala, O. 1957: The effects on heart rate: A longitudinal study, *Ann, Med. Exp. Biol. Fenn.* **35**: 307-315.
- 8) 厚生労働省 運動基準・運動指針の改定に関する検討会, 2013: 健康づくりのための身体活動基準 2013, <http://www.mhlw.go.jp/stf/houdou/2r>.
- 9) Ainthworth, B.E. et al, 1993: Compendium of Physical Activities: classification of energy costs of human physical activities. *Medicine and Science in Sports and Exercise*. **25**, (1) : 71-80.
- 10) 竹内健太郎, 丸孝則, 朝日保, 森久大, 須田力, 2013: スノーシューウォーキングの有酸素能力増進効果, *寒地技術シンポジウム報告・論文集*, **29**, pp.282-285

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2013 年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2013 年 5 月 17 日（金）10:00-10:30

開催場所：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
(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

出席者：30 名

2. 理事会の開催

第 1 回理事会

開催日時：2013 年 5 月 17 日（金）10:30-11:30

開催場所：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

第 2 回理事会

開催日時：2013 年 7 月 24 日（水）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) 理事役割分担の確認
(2) 支部予算について
(3) 2013 年度研究発表会の総括
(4) 「北海道の雪氷」の編集状況
(5) 雪氷賞の選考委員会の立ち上げについて
(6) 地域講演会について
(7) サイエンスパークについて
(8) 支部 HP の更新・改修について
(9) その他
・本部理事会・総会の報告
・2013 雪氷研究大会
・次回の理事会について

第 3 回理事会

開催日時：2014 年 2 月 7 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) 2013 年度の事業報告と決算報告
(2) 2014 年度の事業計画と予算計画
(3) 2014 年度の役員体制

第 4 回理事会

開催日時：2014 年 4 月 14 日（月）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) 2014 年度総会資料について
(2) 2014 年度第 1 回理事会について
(3) 評議員会について
(4) 日本雪氷学会北海道支部表彰について
(5) 研究発表会について

3. 研究発表会の開催

開催日時：2013年5月17日（金）13:00～17:30

2013年5月18日（土）9:30～17:00

開催会場：北海道大学 学術交流会館 小講堂

口頭発表：38件

参加者：100名

4. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

○2012年度北海道雪氷賞の表彰（北の風花賞）

- ・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

○2013年度北海道雪氷賞の選考

【北の風花賞】

受賞者：山橋いよ氏（北海道大学大学院）

論文名：「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—」

【北の六華賞】

受賞者：根本昌宏氏（日本赤十字北海道看護大学）

論文名：「寒冷地の冬期被災を想定した実証的災害対策への取り組み」

【北の蛍雪賞】※該当者なし

5. 機関誌「北海道の雪氷」32号の刊行

発行日：2014年1月

収録論文数：36件

6. 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：2013年11月9日（土）

開催場所：北海道大学クラーク会館（札幌市）

主催：北海道大学山スキー部、北海道大学山とスキーの会、雪崩事故防止研究会、（公社）日本雪氷学会北海道支部

- ・2013年4月22日に富良野岳北尾根で発生した雪崩調査

調査日時：2013年4月23日（火）

調査場所：上富良野町富良野岳

調査内容：積雪層構造、弱層テスト、写真撮影など

- ・2014年1月16日にニセコアンヌプリ鉱山の沢で発生した雪崩調査

調査日時：2014年1月17日（金）

調査場所：ニセコ町ニセコアンヌプリ

調査内容：積雪層構造、弱層テスト、写真撮影など

○雪氷教育等

- ・雪氷楽会 in Kitami への参加（プラレールブース出展）

開催日時：2013年9月21日（土）

開催場所：北見工業大学

主催：（公社）日本雪氷学会

- ・雪氷教育北海道のFacebook ページ立ち上げ

雪氷楽会の案内が主だが、地域講演会（大沼）の情報発信も行っている。

- ・雪観察シートの作成

担当（敬称略）：井上、小松（気象協会）、中村（北大）、大鐘（小樽市博物館）

製作費5万円（全200枚）。今冬に各地の積雪観察会で試用する／した。

試用結果はとりまとめて支部会等で報告予定。

7. ニュースレターの刊行

- No. 45 : 2013 年度 北海道支部研究発表会のお知らせ (最終) / 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 (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
<2013 年 5 月 7 日発行>
- No. 46 : 北海道の雪氷 32 号発刊のお知らせ / 2013 年度 日本雪氷学会北海道支部地域講演会の開催報告 / 2014 年度 北海道支部研究発表会のお知らせ
<2014 年 3 月 17 日発行>
- No. 47 : 2014 年度 北海道支部研究発表会のお知らせ / 2014 年度 北海道支部総会・理事会 (第 1 回)・評議員会のお知らせ / 2014 年度 北海道雪氷賞の選考について
<2014 年 4 月 8 日発行>

8. 支部ホームページの更新

- ・各種イベント (研究発表, 地域講演会など) の告知
- ・石本支部長挨拶掲載
- ・デザインアーカイブス公開
- ・「北海道の雪氷」公開
- ・支部規約掲載
- ・アクセス数の更新

9. 北海道支部地域講演会

講演会名 : 雪と氷の世界から - 調べる・楽しむ・利用する -
開催時期 : 2014 年 2 月 1 日 10:00~2 日 15:00
開催場所 : 南北海道大沼婦人会館 (亀田郡七飯町大沼町 212-2),
大沼ふるさとの森自然学校 (亀田郡七飯町字東大沼 294-1 流山温泉内)
開催内容 : (1) 上演会, (2) 講演会, (3) 体験コーナー
主 催 : 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部
共 催 : 大沼函館雪と氷の祭典実行委員会, 大沼ふるさとの森自然学校,
大沼体験観光づくり実行委員会, サイエンス・サポート函館
参 加 者 : 上映会 : 66 名, 講演会 : 30 名, 体験コーナー : 約 200 名

10. 雪氷関連行事の共催・後援 (研究成果普及事業)

【共催】

- ・大沼函館雪と氷の祭典
開催時期 : 2014 年 2 月 1 日 (土), 2 日 (日)
開催場所 : 大沼国定公園
主 催 : 大沼函館雪と氷の祭典実行委員会, 函館市, 北海道新聞函館支社,
北海道旅客鉄道株式会社函館支社, 七飯町, 一般社団法人七飯大沼国際観光
コンベンション協会
- ・雪の観察会
開催時期 : 2014 年 2 月 11 日 (火)
開催場所 : 小樽市総合博物館
主 催 : 小樽市総合博物館
- ・雪の映像上映
開催時期 : 2014 年 2 月 7 日 (金) ~ 16 日 (日)
開催場所 : 小樽市総合博物館
主 催 : 小樽市総合博物館

【後援】

- ・紋別わくわく科学教室
開催時期 : 2013 年 7 月 20 日 (土)
開催場所 : 道立オホーツク流水科学センター ギザ
主 催 : 道立オホーツク流水科学センター ギザ
- ・科学探検ひろば 2014
開催時期 : 2014 年 1 月 11 日 (土), 12 日 (日)
開催場所 : 旭川市博物科学館 (サイパル)
主 催 : サイエンスボランティア旭川, 旭川市教育委員会

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2014 年度事業計画

1. 支部総会の開催

日 時：2014 年 5 月 9 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) 2013 年度事業報告・収支決算
(2) 2014 年度事業計画案・収支予算案
(3) 2014 年度支部役員について

2. 理事会の開催

第 1 回理事会
日 時：2014 年 5 月 9 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. 顧問・評議員会の開催

日 時：2014 年 5 月 9 日（金）11:30-12:00
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：支部活動のための外部資金獲得について

4. 研究発表会の開催

期 日：2014 年 5 月 9 日（金）13:00～17:30
2014 年 5 月 10 日（土） 9:30～17:00
会 場：北海道大学 学術交流会館 小講堂

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

- ・北海道における雪氷研究の活性化のために、「北海道の雪氷（第 33 号：2014）」での投稿論文または支部活動への貢献者を対象として選考を行う。
- ・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。
- ・2013 年度北海道雪氷賞の表彰は 2014 年 5 月、2014 年度受賞論文の選考は「北海道の雪氷」の発行後に実施する。

6. 機関誌「北海道の雪氷」33 号の刊行

- ・冊子体の有料化を継続する一方、電子媒体として支部ホームページ上に掲載する。

7. 社会貢献事業

7-1 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。

7-2 雪氷教育等

- ・サイエンスパークへの参加（8 月：予定）

8. 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)。

9. 支部ホームページの運営

- ・ 雪氷関連情報の提供
- ・ 会員向け情報の掲載
- ・ 既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等の充実
- ・ 雪氷災害調査チームの活動報告
- ・ 支部活動成果の紹介：支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど

会員向け情報（総会や講演会，研究発表会など）を支部ホームページに掲載する毎に，メーリングリスト（hokkaido@seppyo.org）を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

10. 北海道支部地域講演会

時 期：2015 年 1～2 月（予定）

場 所：東川町での開催を予定

概 要：検討中

11. 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 2013 年度収支報告

(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 収支計算書 (収入)		2013年度予算 (A)	2013年度 決算 (B)	差額 (A) - (B)
収入		240,000	991,033	-751,033
事業収入	出版収入	240,000	211,100	28,900
内部移管	学会資金	-	-	-
資産勘定の繰入		-	-	-
雑収入	受取利息	0	133	-133
	寄附金	0	0	0
前期繰越金 (支部現預金残高)		0	779,800	-779,800

2013年度 収支計算書 (支出)		2013年度予算 (A)	2013年度 決算 (B)	差額 (A) - (B)
支出		730,000	633,490	96,510
事業費		620,000	598,495	21,505
1調査・研究	調査	-	-	-
2研究会研修会	研究発表会	140,000	118,520	21,480
	研修会等	250,000	243,391	6,609
	普及・啓発	50,000	59,234	-9,234
	褒賞	20,000	20,538	-538
3出版事業	支部等機関誌	160,000	156,812	3,188
	その他出版物		0	0
管理費		110,000	34,995	75,005
	事務局費	80,000	2,165	77,835
	会議費	30,000	32,830	-2,830

収支差額	-490,000	357,543	-847,543
-------------	-----------------	----------------	-----------------

雪氷災害調査

2013年度 収支計算書 (収入)		2013年度予算 (A)	2013年度 決算 (B)	差額 (A) - (B)
収入		647,656	1,336,387	-688,731
資産勘定 (雪氷災害調査基金) からの繰入		647,656	636,387	11,269
寄付金収入		0	700,000	-700,000

2013年度 収支計算書 (支出)		2013年度予算 (A)	2013年度 決算 (B)	差額 (A) - (B)
支出		0	347,840	-347,840
事業費		0	347,840	-347,840
1調査・研究	雪氷災害調査			
	旅費交通費		151,330	-151,330
	外注費		80,000	-80,000
	賃借料		0	0
	保険料		4,605	-4,605
	印刷費		111,905	-111,905

収支差額	647,656	988,547	-340,891
-------------	----------------	----------------	-----------------

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2014 年度予算

(2014 年 4 月 1 日～2015 年 3 月 31 日)

北海道支部 2014 年度予算

2014年度 収支予算書		2014年度予算 (A)	2013年度予算 (B)	増減 (A) - (B)
収入		200,000	240,000	-40,000
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	200,000	240,000	-40,000
内部移管	支部交付金	0	0	0
資金からの繰り入れ(事業指定資金がある場合のみ)		0	0	0
雑収入	寄附金(雪氷災害調査チーム)	0	0	0
		0	0	0
前期繰越金(特別な理由がある場合のみ)		0	0	0
支出		400,000	730,000	-330,000
事業費		360,000	620,000	-260,000
事業費計		360,000	620,000	-260,000
1調査・研究	調査	0	0	0
2研究会研修会	研究発表会	120,000	140,000	-20,000
	研修会等	70,000	250,000	-180,000
	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	100,000	160,000	-60,000
	その他出版物	0	0	0
管理費		40,000	110,000	-70,000
管理費計		40,000	110,000	-70,000
	事務局費	10,000	80,000	-70,000
	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		-200,000	-490,000	290,000

2014年度 事業計画				[参考] 2013年度 事業計画	
支部	分類	事業分類	事業小分類	2014年度 事業名	2013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	北海道支部地域講演会の開催 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(雪氷教育等)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	北海道雪氷賞の表彰	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」33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」32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

2014 年度 公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 役員名簿

(2014 年度 5 月 20 日現在)

職名	氏 名	所 属
理事	支部長 石本 敬志	(一財)日本気象協会
理事	副支部長 深見 浩司	(地独)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	〃 石井 吉之	北海道大学低温科学研究所
理事	庶務担当 永田 泰浩	(一社)北海道開発技術センター
理事	〃 武知 洋太	(独)土木研究所 寒地土木研究所
理事	会計担当 内田 努	北海道大学大学院 工学研究科
理事	〃 金村 直俊	札幌総合情報センター株式会社
理事	広報担当 的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
理事	〃 斉藤 佳彦	(株)雪研スノーイーターズ
理事	〃 千葉 隆弘	北海道科学大学 工学部 建築学科
理事	事業担当 細川 和彦	北海道科学大学 工学部 都市環境学科
理事	〃 川島 由載	(株)ドーコン
理事	〃 尾関 俊浩	北海道教育大学札幌校
理事	〃 麻生 照雄	北海道電力株式会社総合研究所
理事	〃 大鐘 卓哉	小樽市総合博物館
理事	〃 金森 晶作	公立はこだて未来大学
理事	〃 堤 拓哉	(地独)北海道立総合研究機構建築研究本部北方建築総合研究所
理事	社会貢献担当 井上 聡	(独)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	〃 荒川 逸人	野外科学株式会社
理事	〃 渡邊 祥史	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
監事	金田 安弘	(一社)北海道開発技術センター
評議員	浅野 基樹	土木研究所寒地土木研究所
評議員	斎藤 有司	(株)ドーコン
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	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授
評議員	高橋 修平	北海道立オホーツク流水科学センター
評議員	松岡 直基	(一財)日本気象協会
評議員	阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
評議員	三上 章	北海道総合政策部地域づくり支援局
評議員	室井ちあし	札幌管区気象台気象防災部
評議員	谷村 昌史	北海道開発局開発監理部開発調整課
評議員	白岩 孝行	北海道大学低温科学研究所
評議員	竹腰 稔	(一社)北海道開発技術センター
評議員	相馬 和則	(一財)北海道道路管理技術センター
評議員	伊勢 勝巳	北海道旅客鉄道(株)鉄道事業本部
評議員	河原 正幸	札幌市雪対策室
評議員	西村 哲治	北海道電力(株)土木部
評議員	竹内 政夫	NPO 法人雪氷ネットワーク
顧問	秋田谷英次	NPO 法人雪氷ネットワーク
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	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

公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部規程

(名称)

第1条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。

(事業)

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

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

(会員)

第3条 本支部の会員は、北海道に在住する公益社団法人日本雪氷学会の会員とする。また、他支部に所属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない。

(役員)

第4条 本支部に次の役員をおく。

支部長	1 名
副支部長	若干名
支部理事	若干名
支部監事	2 名

(支部長の選出)

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

(役員を選出)

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

(役員職務)

第7条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。

第8条 副支部長は支部長に事故ある場合、その職務を代行する。

第9条 支部理事会は、支部長、副支部長、支部理事で構成され、支部会務執行に必要な協議、支部事業の企画、会計ならびにその他の会務を行う。

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

第10条 支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する。

(役員の任期)

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

(顧問、評議員)

第 12 条 本支部に顧問および評議員を置くことができる。

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

3 評議員および顧問の任期は 2 年とし、再任を妨げない。

(総会)

第 13 条 本支部は毎年 1 回定時総会を開くほか必要に応じ臨時総会を開く。

2 議長は出席者の互選とする。

3 総会においては下記事項の承認を受けなければならない。

(1) 会務ならびに会計の報告

(2) 新年度の事業計画

(3) 役員の決定

(4) 施行内規の変更

(5) その他重要な事項

4 議事録は本規程 14 条に定めるところによる。

(議事録)

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

(資産及び会計)

第 15 条 本支部の資産は次の通りとし、支部長がこれを管理する。

1. 本部からの交付金

2. 寄付金

3. その他

2 本支部の会計年度は、毎年 4 月 1 日より翌年 3 月 31 日までとする。

附 則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する。

北海道の雪氷 No.33

ISSN—1340—7368

2014 年 9 月 30 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