

ISSN 1340-7368

公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

第38号



2019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
2019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 2018年度事業報告	117
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019年度事業計画	122
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2018年度収支報告	124
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019年度予算	125
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019年度役員名簿	126
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 支部規程施行内規	127

表 紙

画： 斎藤 新一郎

題字：福沢 卓也

(表紙解説) 旭岳の雪渓

一般社団法人北海道開発技術センター
斎藤 新一郎

大雪山は、北海道の中央部に位置し、その最高峰が旭岳(2,291m)である。新しい火山群の主峰であって、なお噴煙が上がっているが、その名前のおとりに、雪山の景色に魅力がある。新しく、浸食が進んでいなくて、谷筋が深くないが、雪を長く留めて、初夏の雪渓が素晴らしい。隣接の北鎮岳(2,244m)の白鳥の雪渓が有名であるが、こちらも年々形が異なり、見守る楽しみがある。

—「りんゆう山歩」の表紙の写真の木版画とした。



巻頭言

副支部長
北海道教育大学教授
尾関俊浩

日本雪氷学会北海道支部は、今年で創立 60 周年を迎えました。人に例えるならば還暦を迎えたこととなり、雪氷研究の歴史を積み重ねてきた先人たちの精進に感謝申し上げます。また、今年が 30 年ちょっと続いた平成が終わり、年号が令和へと改まりました。すなわち、北海道支部はこの 60 年の前半は昭和の時代、後半は平成の時代に活動してきたこととなります。平成の終わりに向けて、世間では平成を振り返る様々な特集が組まれました。その中で、平成は多くの自然災害に見舞われた時代だったとまとめられることが多かったように思います。確かに未曾有の津波被害とそれに伴う原子力発電所の事故を出した東日本大震災を筆頭に、阪神・淡路大震災、中越地震、熊本地震などの大きな地震に日本全国が見舞われました。北海道でも昨年の胆振東部地震とそれに伴うブラックアウトにより雪氷研究大会 2018 (札幌) が中止・紙面開催となったことは記憶に新しいところです。他にも釧路沖地震、北海道南西沖地震など大きな地震災害に見舞われました。火山の噴火では、平成 3 年の雲仙岳、平成 26 年の御嶽山で多くの死者を出しました。一方、平成 12 年の有珠山噴火では噴火前に迅速な避難ができたことにより一名の死者も出さずに済んだのは自然災害対策の成功の一事例でしょう。その他にも全国で発生した洪水被害や発達した台風による災害など、自然災害への対処が喫緊の社会的問題ともなっています。

翻って雪氷災害を見ると、平成に入ったばかりの頃は全国的に暖冬寡雪の年が続き雪害が減少したことから、雪氷災害科学の役割も様変わりするのではないかと考えられていました。ところが平成の後半に入ると、平成 18 年豪雪以降、平成 23 年、24 年、25 年、26 年、28 年、30 年と毎年のようにどこかの地域が大雪に見舞われ、雪氷災害が起きています。雪害対策が講じられた現在でも、大雪のみならず吹雪、雪崩、着雪等による災害の発生はなくなりません。我々雪氷研究者が研究を通して社会貢献をできる場面は今後もたくさんあることでしょう。

目を転じると、平成に入った頃から地球温暖化現象が科学的な研究対象から、社会的、政治的なインパクトを持つようになってきました。北極海の夏季海氷面積は減少を続け、21 世紀中頃 (最近の報告ではもっと早く) には夏に海氷が消失すると予測されています。またグリーンランド氷床の融解・減少も取りざたされています。地球規模の雪氷の変化の中で、北海道支部会員の研究の対象も、北極圏または南極大陸の雪氷研究が多く行われ、支部の研究発表会で成果が発表されております。このような現代的で地球科学的なトピックスが支部の活動の中に見られることは、新しい活力に繋がっているものと思われます。

これからの北海道支部が、一周回ってまた新しくスタートする心づもりで、会員皆様により新たな歴史を積み重ねていくことを祈念いたします。

2019 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：2019年5月10日～5月11日

開催場所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

1. 豪雪から7成長期を経たアカエゾトウヒ造林木の成長経過 7
齋藤 新一郎 (北海道開発技術センター)
2. LPWA を利用したオホーツク地域の蜃気楼発生予測・公開システムの開発 11
館山 一孝, 佐藤 和敏 (北見工業大学 地球環境工学科),
佐藤 トモ子 (知床・蜃気楼幻氷研究会),
小林 一人 (株式会社構研エンジニアリング),
鈴木 一志 (シスコン株式会社)
3. グリーンランド北西部ボードイン氷河前縁のフィヨルドにおける
水温・塩分・流速の長期係留観測 15
藤支 良貴 (北海道大学 低温科学研究所, 北海道大学 大学院環境科学院),
深町 康 (北海道大学 北極域研究センター,
北海道大学 北極域研究グローバル・ステーション),
漢那 直也 (北海道大学 北極域研究センター),
杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所, 北海道大学 北極域研究センター)
4. 極端な暴風雪時における吹雪量と国道通行止めの関連について 19
大宮 哲, 武知 洋太, 金子 学, 高橋 丞二 (土木研究所 寒地土木研究所)
5. 比表面積測定法に関する諸問題 —試料のタンピングおよび含水の影響に関する考察— 23
池浦 有希, 八久保 晶弘 (北見工業大学),
山口 悟 (防災科学技術研究所),
青木 輝夫 (国立極地研究所)
6. 実験で学ぶ自然現象— 水⇄水蒸気の相変化 27
秋田谷 英次 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
7. ロシア・カムチャッカ半島・クロノツキー半島の氷河群における表面高度変化 31
福本 峻吾, 波多 俊太郎 (北海道大学 低温科学研究所,
北海道大学 大学院環境科学院),
斉藤 潤, 杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所)
8. 結晶構造 II 型の混合ガスハイドレート生成時のエタン水素同位体分別 35
松田 純平, 八久保晶弘, 小関貴弘 (北見工業大学) ,
竹谷 敏 (産業技術総合研究所)

9. 札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その1 39
—2018年度までの経年変化に着目して—
橋本 滯奈, 大橋 一仁, 永田 泰浩, 金田 安弘 (北海道開発技術センター)
10. 札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その2 43
—傷病程度と居住地に着目して—
大橋 一仁, 橋本 滯奈, 永田 泰浩, 金田 安弘 (北海道開発技術センター)
11. アウトドア寒冷地防災学から「巨大地震等による冬季大規模災害時の避難生活を想定した
防災冬キャンプにおける火気使用時の安全性を明らかにする」 47
藤澤 誠 (NPO 法人 北海道防災教育研究センター 赤鼻塾)
12. 雪崩の発生機構の演示実験 —積雪の破壊から表層雪崩に至る過程について— 51
尾関 俊浩, 渡會 航平 (北海道教育大学 札幌校),
秋田谷 英次 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
13. 気象条件を用いた吹雪時の視程推定手法とその精度について 55
—北海道と青森における観測結果より—
武知 洋太, 大宮 哲, 高橋 丞二, 松澤 勝 (土木研究所 寒地土木研究所),
國分 徹哉 (北海道開発局 室蘭開発建設部)
14. メタン・エタン系混合ガスハイドレートの自己保存効果に及ぼす結晶構造の影響 59
長谷 優之介, 松田 純平, 八久保 晶弘 (北見工業大学),
竹谷 敏 (産業技術総合研究所)
15. 農研機構メッシュ農業気象データを用いた土壌凍結深制御技術 63
小南 靖弘, 廣田 知良, 下田 星児
(農業・食品産業技術総合機構 北海道農業研究センター)
16. 諏訪湖と屈斜路湖の御神渡りについて 65
東海林 明雄 (湖沼雪氷研究所), 蜂谷 衛 (環境省 自然公園)
17. 道路における点発生雪崩 —特徴と面発生雪崩と比較した違い— 69
竹内 政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
18. 比表面積測定によるアルゴンハイドレートの自己保存効果の検証 73
池浦 有希, 八久保 晶弘 (北見工業大学), 竹谷 敏 (産業技術総合研究所)

19. 北海道中標津町地域での防雪柵に関する吹雪・吹きだまり観測報告 77
齋藤 佳彦, 大槻 政哉 (株式会社雪研スノーイーターズ),
金田 安弘, 永田 泰弘 (北海道開発技術センター),
根本 征樹, 荒川 逸人 (防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター),
竹内 政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク),
丹治 和博 (日本気象協会),
大風 翼 (東京工業大学 環境・社会理工学院),
大宮 哲 (土木研究所 寒地土木研究所)
20. グリーンランド北西部シオラパルク・カナックにおける強風の出現特性 81
橋本 明弘, 庭野 匡思 (気象研究所),
青木 輝夫 (気象研究所, 国立極地研究所),
山崎 哲秀 (アバンナット北極プロジェクト),
山口 悟 (防災科学技術研究所)
21. UAV を用いた多視点ステレオ写真測量による海氷厚分布測定手法の開発 85
照井 雄大 (北見工業大学 大学院社会環境工学専攻),
館山 一孝, 渡邊 達也 (北見工業大学 地球環境工学科)
22. 積雪ピーク期に見られる積雪分布のパターンの類似性 89
西原 照雅, 谷瀬 敦 (土木研究所 寒地土木研究所)
23. 南パタゴニア氷原 Pio XI 氷河の近年の流動速度と末端位置の変化 93
波多 俊太郎 (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),
杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所),
古屋 正人 (北海道大学 大学院理学研究院)
24. 雪結晶の散乱光照明による顕微鏡写真撮影法 (II) 97
油川 英明 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
25. 機械学習を用いた積雪粒子画像の自動判定法 101
白川 龍生 (北見工業大学),
齋藤 晶 (北見工業大学, 現在 東京技工株式会社),
高橋 浩司, 小林 一人 (株式会社構研エンジニアリング)
26. グリーンランド北西部カナック氷帽における
氷流動速度のモニタリング観測と数値モデリング 105
近藤 研 (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),
榊原 大貴 (北海道大学 低温科学研究所, 北海道大学 北極域研究センター),
津滝 俊 (国立極地研究所, 東京大学 大気海洋研究所),
杉山 慎 (北海道大学 低温科学研究所)

27. 道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪防止対策の検討 109
大廣 智則 (株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道),
渥美 尚大 (東日本高速道路株式会社 北海道支社),
細川 和彦 (北海道科学大学),
竹内 政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
28. 旭岳で観察された低温型の雪結晶「鷗状結晶」 113
尾関 俊浩 (北海道教育大学 札幌校)

豪雪から7成長期を経たアカエゾトウヒ造林木の成長経過

Growing morphology of the *Picea glehnii* afforestation after 7 growing seasons from the heavy snowfall in 2011-12 winter

斎藤 新一郎
Shin-ichiro Saito

Young trees of *Picea glehnii* afforestation were damaged by heavy snowfall (over 200cm) in 2011-12 winter. Trees over 3.0m high were little damaged. Trees 2.0-3.0m high were remarkably damaged on 2-3 year trunks in morphologies of trunk brake or trunk bending. Trees under 2.0m high were completely damaged in morphologies of trunk brake and trunk bending. On snow damaged trees 2.0-3.0m high, I practiced both by pruning for plural daughter trunks to single trunk methods and by splints for bending trunks. After 7 growing seasons, my practices gained some good results. However, trees of daughter trunks origin were behind trees of proper trunks of non-damaged in height growing.

1. はじめに

造林は、苗木植えから伐採まで、半世紀以上を要するので、まことに気の長い生産業である。その長い期間に、下刈り、裾枝打ち、枝打ち、間引きなどの保育作業が必要である。

さらに、各種の気象害が生じて、造林木の予想された、順調な成長が阻害され、抑制され、伐採時期が長引くケースもある。

本稿は、豪雪を受けたアカエゾトウヒ造林木の雪害からの回復状況を、保育手法を加えた木々も含めて^{1,2)}、7成長期後に、一区切りとして、まとめたものである。

なお、全体として、雪害後の林木の成長は、おおむね順調である(図1)。

2. 積雪の沈降圧害

積雪は、沈降する際に、その重さ(沈降圧)によって、林木の枝を引き抜き(枝抜け)、幹を折り(幹折れ)、幹を曲げる(幹曲がり)、ほかを生じさせる。

このことは、多雪地方の天然林においても³⁾、庭木においても^{4,5)}、道路防雪林においてさえ⁶⁾知られている。

そして、これに対して、保育作業として、裾枝打ちが有効である²⁾。積雪深より下位の枝を剪定する手法である。ふつう、地上高2.0mまでの枝を幹から切除する。枝が無ければ、沈降圧害が生じないし、見通しがよく、その後の間伐のための選木にも好都合であり、何よりも、通直・無節の木材生産に役立つ。



図1 雪害が軽微で7年後にも順調に成長し続けているアカエゾトウヒ造林木(2019.4)

3. 冠雪害

降雪が湿っていると、樹冠(枝葉)に付着して、冠雪となり、その重さで、木々を折り曲げる。常緑針葉樹類に知られ(図2)、落葉広葉樹類においても、晩秋~初冬の落葉期に生じやすい^{5,7,8)}。



図2 冠雪により中位で幹折れた庭木のアカエゾトウヒ (2014.4)
折れた地上高 2.55m, 最新積雪深 208cm

これは、少雪地方でも、成木においてさえ、湿雪の時期には、生じる可能性がある。近年の地球温暖化にともない、乾き雪から湿り雪へ変わりつつあるので、向後、冠雪害が増大する可能性がある。

そして、これに対して、有効な対策がない。せいぜい、既に傾いた幹を、倒伏が予想されるケースにおいて、降雪期の前に、伐り除く程度である^{3,6)}。

4. 複梢整理の効果

幹の雪害後に、折れた幹の直下の数本の輪生枝(大枝)が立ち上がり、複梢となった。複梢では、光合成の生産物を多数の小幹が分け合うために、上長成長が小さいし、二股木～三股木になるので、木材生産に不適であるし、再び雪害を受けて、幹裂けも生じる。

それゆえ、複梢整理として、それらを単幹に仕

立てるために、最も優勢な1本を残して、その他を切除した。その結果、7年後には、通直に近付いた幹を形成してきた(図3)。

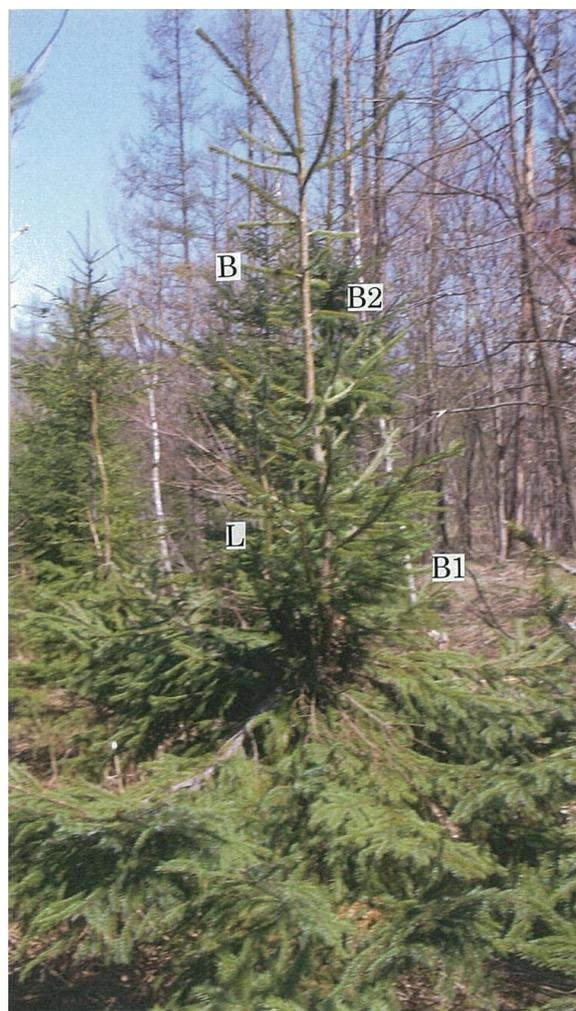


図3 複梢整理後7成長期を経たアカエゾトウヒ造林木の形態 (2019.4)

B: 立ち上がって幹化した大枝, B1: 大枝の名残, 狭い枝階, B2: 幹化した後の広い枝階, L: 弱い枝は、立ち上がったが、大枝に圧倒され、劣勢化した

そうした個体は、おおむね、林木として成長してきたが、枝起源のために、成長初期数年間においては、本来の幹(無雪害木)の年伸長量(0.25~0.35m)に比較して⁹⁾、それが小さく(0.10~0.25m)^{1,2,9)}、数年間の遅れが生じた(図4)。

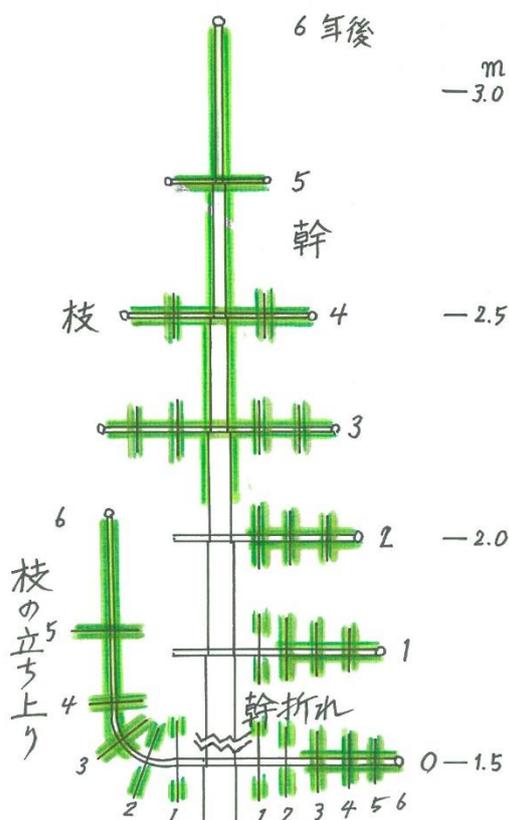


図4 輪生枝(大枝)起源の幹の立ち上がりとその初期の年伸長量の小ささ(模式図)

けれども、その後に、輪生枝の幹化が進むと、年伸長量が増大してきた。

5. 添え木の効果

豪雪年に、折れなかったが、幹曲がりを余儀なくされたアカエゾトウヒ造林木に、通直に戻るように、添え木を施してみた^{3,6)}。添え木には、菜園用の手竹を、あるいは、周辺に天然更新した雑木類の細い幹を用い、ガムテープで固定した。ガムテープは、粘着力を失い、幹の肥大成長もあって、2~3年後に外れた。

添え木の効用については、曲がったままの若木もあったが、それなりに立ち上がって鉛直に伸び出した若木も出現した(図5)。

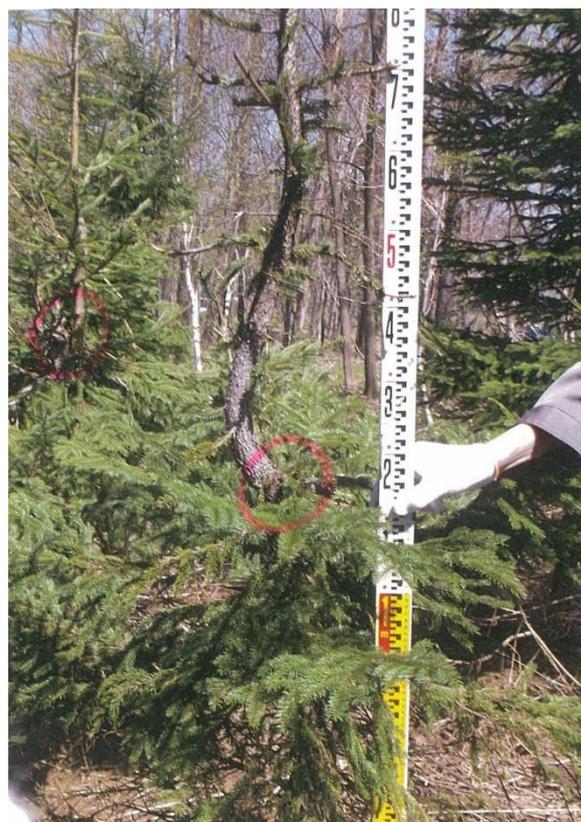


図5 幹曲がりに添え木した後7成長期を経たアカエゾトウヒ造林木(2019.4)

幹曲がり木に添え木をしたら、曲がりの痕跡が残ったが、上位では通直に伸び始めた

6. 雪害木の湿雪による再被害

2018/19年の積雪深は、130cm程度であったが、先年の雪害から回復中の木々に、冠雪害が生じた。

ただし、冠雪害のみでなく、冠雪の重さで曲げられた梢端部が、積雪に触れ、巻き込まれ、その沈降に引き下げられた結果であった(図6)。

7. おわりに

アカエゾトウヒは、常緑性針葉樹であり、大高木であって、樹齢400年生、樹高40m、胸高直径100cmに達する。耐寒性、耐雪性に富み、晩霜害を受けにくく、浅根性であるが、土質を得選ばず、木目が美しく、弾力性があり、北海道における主要な造林樹種であって、道路防雪林のエース樹種でもある。



図 6 冠雪の重さおよび積雪の沈降に由来する
エゾトウヒ(山取り苗木)の雪害(2019.4)
7年前には、小さくて、積雪に埋まり、特に雪
害がなかった；今回、エゾシカおよびエゾヤ
チネズミの食害も受けた^{10,11)}

こうした樹種でも、造林してみると、雪害(積雪の沈降圧害、冠雪害)を受けるのである。こうした自然災害に対する手法を確立しながら、成林を、美林を目指してゆきたい。

なお、森林生態学においても、冷温帯の多雪地方では、裸地から極盛相までの経過において、陽光条件(陽樹、陰樹)および寿命に加えて、こうした雪害を検討する必要がある¹²⁾。

【参考文献】

- 1) 斎藤新一郎, 2013: 三笠における 2011/12 年の大雪による造林木の被害と対策について, 北方森林研究, 61, 97-100.
- 2) 斎藤新一郎, 2014: 三笠の造林地における大雪被害後 2 成長期を経た針葉樹若木の諸形態と育林的な対応について, 北方森林研究, 62, 73-76.
- 3) 斎藤新一郎, 2010: 地球環境にやさしい道路緑化樹——その植え方と育て方, 326pp., 北海道道路管理技術センター, 札幌.
- 4) 斎藤新一郎, 阿部正明, 檜澤 肇, 2012: 2011/12 年の大雪による樹木被害のいろいろ, 北海道の雪氷, 31, 61-64.
- 5) 斎藤新一郎, 2014: 大雪による庭木の常緑針葉樹類の被害と対策, 北海道の雪氷, 32, 54-57.
- 6) 斎藤新一郎, 古田隆史, 2007: 国道 243 号美幌峠の道路防雪林における雪害および向後の保育手法について, 北海道の雪氷, 26, 2-4.
- 7) 斎藤新一郎, 2011: 切り土法面における林縁樹の湿り雪による倒伏とその対策について, 北海道の雪氷, 30, 43-46.
- 8) 斎藤新一郎, 2012: みぞれ雪起源の冠雪による林縁樹の道路への倒伏とその対策について, 寒地技術論文・報告集, 29, 186-191.
- 9) 斎藤新一郎, 2012: 樹木の真の成長と延伸およびその応用について, 北方森林研究, 60, 121-124.
- 10) 斎藤新一郎, 2013: エゾシカによるアカエゾトウヒ植栽木および天然生広葉樹類の食害と食害された木々の回復度について, 野生生物と交通, 12, 21-25.
- 11) 斎藤新一郎, 2014: エゾシカの樹皮食いからの林木の回復形態——広葉樹類と針葉樹類の違い, 野生生物と交通, 13, 45-50.
- 12) 斎藤新一郎, 2018: 冷温帯における気象害への樹木の対応について——雪害, 霜害および寒乾害への適応性, 寒地技術研究論文・報告集, 34, 323-327.

LPWA を利用したオホーツク地域の蜃気楼発生予測・公開システムの開発

Development of forecasting and web publishing systems for superior mirage occurrence in the Okhotsk region using the LPWA network sensors

舘山 一孝¹, 佐藤 和敏¹, 佐藤 トモ子², 小林 一人³, 鈴木 一志⁴
Kazutaka Tateyama¹, Kazutoshi Sato¹, Tomoko Satoh², Kazuhito Kobayashi³, Kazushi Suzuki⁴
Corresponding author: tateyaka@mail.kitami-it.ac.jp (K. Tateyama)

Superior mirage occurs when strong temperature inversion layer generates. Forecasting and web publishing system for superior mirage occurrence in the Okhotsk region was attempted to develop by measuring vertical profile of air temperature in the surface boundary layer using LPWA (Low Power Wide Area) network thermometers on the tower in the period from February 15 to May 30 2019.

1. はじめに

蜃気楼とは、光が温度（密度）の変化する層を通過することで曲がり、景色が通常と異なって見える光学現象であり、条件が揃えばどこでも出現する¹⁾。蜃気楼には実像の下方に虚像が出現する下位蜃気楼と、温度の急変などによって上暖下冷の気温分布が形成され（図1）虚像が上側に現れる上位蜃気楼の2種類があり、後者の方が珍しい現象である。蜃気楼は富山湾で冬と春に発生することが知られているが、近年は網走・斜里・知床半島沿岸のオホーツク地域においても高頻度で発生していることが報告された²⁾。佐藤³⁾によってオホーツク地域の上位蜃気楼の特徴として、冬から春にかけて約60日も発生すること、11月から3月にかけて冬季に発生する上位蜃気楼と3月から11月にかけて春季-秋季に発生する上位蜃気楼があること（本稿ではそれぞれ冬季型、春季-秋季型と呼称する）、冬季型はさらに3つ（海面への冷気移流型、流水面での放射冷却型、流水面への暖気移流型）に分類された。春季-秋季型の多くは海面への暖気移流によって発生すると考えられている。石原ら⁴⁾は消防やぐらに設置した気象計と海岸に設置したインターバルカメラによる連続観測を行い、ドローンを用いた鉛直気温分布の計測を行うことにより、冬季型の発生時に放射冷却による冷気層が存在することを明らかにした。

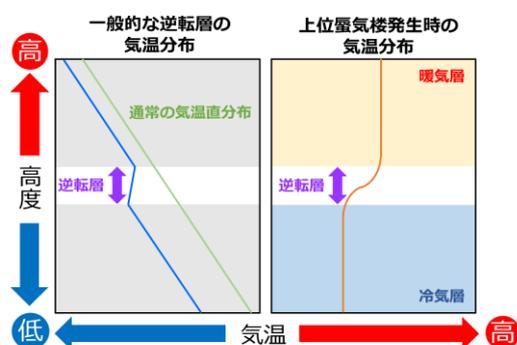


図1 一般的な逆転層と上位蜃気楼発生時の気温分布の違い。日本蜃気楼協議会¹⁾を参考に作成。

本研究はこれらの知見をもとに、地表付近の冷気層の形成と発達をリアルタイムで監視することにより上位蜃気楼の発生を予測するシステムの開発を行った。近年注目され始めているLPWA（省電力広域無線通信技術：Low Power Wide Area）式気温センサを斜里町内の鉄塔に取り付け、気温の鉛直分布を監視した。本研究は将来的に複数の鉄塔へLPWA式気象センサを設置し、三次元の高密度気象観測技術を開発することを目指している。この技術により既存の気象庁の地域気象観測システム（AMeDAS）で空間的に捉えきれないゲリラ豪雨や地吹雪などの局所的な気象災害の兆候を検知し、ユーザーへ警告するシステム等への発展が期待できる。

¹北見工業大学 地球環境工学科
School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
²知床・蜃気楼幻氷研究会
Shiretoko Mirage Research
³株式会社構研エンジニアリング
Koken Engineering Co., Ltd
⁴シスコン株式会社
Systcon Inc.

2. 観測方法

株式会社構研エンジニアリングとシスコン株式会社によって、寒冷地においても2年以上運用を目指したLPWA式温度センサの開発が行われた。LPWAは数本の電池で1年以上の計測が可能な低電力無線通信であり、1台の親機（携帯電話通信機）で約百台の子機（無線通信付各種センサ）から送信されたデータを収集し、サーバへアップロードすることが可能である。本研究はLoRa（920MHz帯）方式のLPWAを搭載した気温センサと親機を導入し（図2）、2019年2月に北海道斜里町の中心部付近（図3）にある鉄塔の42m、28m、7mの高さ3カ所に設置し、10分に1回の頻度で気温の鉛直分布を測定している。これらの気温データは1時間に1回の頻度で親機に送信され、親機から携帯電話回線を通じてサーバへ送信される。サーバ上で温度差を計算し、閾値以上の温度差が現れた際に蜃気楼発生予測のメールを関係者へ自動配信する。



図2 LPWA式温度センサおよび親機の写真

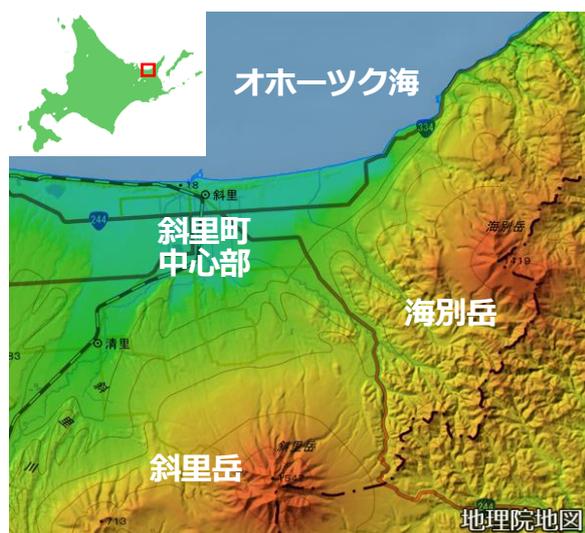


図3 北海道斜里町の地図。国土地理院地図を使用。現地での蜃気楼目視観測は知床蜃気楼・幻氷研究会によって実施された。なお、目視観測は毎日ではなく不定期で実施されている。

3. 結果

2019年2月15日から5月30日の期間で観測を実施した。LPWA式気温センサは冬期間（最低気温 -14°C ）においても使用可能であることが確認された。また、子機と親機の最大通信可能距離は見通しで約7kmであった。この範囲内であれば約百台の子機を1台の親機でデータを収集することができる。

図4に鉄塔に設置したLPWA式気温センサの測定結果と蜃気楼の発生状況を示す。灰色で示している2019年3月26日から4月3日の期間は、データの欠測期間であった。t1, t2, t3はそれぞれ高さ44m, 28m, 7mに設置したセンサの気温を示し、t1-t3は高さ44mと7mの気温差、t1-t2は高さ28mと7mの気温差を示している。橙色の縦棒は、目視観測によって小規模から大規模の上位蜃気楼が観測された時間帯を表している。

目視観測では、25回の上位蜃気楼の発生が報告された。日最低気温が 0°C よりも低い2019年2月15日から4月11日までの期間（3月19日を除く）に発生した上位蜃気楼を冬季型、3月19日および4月12日以降の日最低気温が 0°C よりも高い気温の期間で発生した上位蜃気楼を春季-秋季型と推定すると、冬季型は6回、春季-秋季型は19回発生した。また、流水の結氷状況については、網走の地方気象台の発表で2月27日に海明け、4月14日に流水終日となっている。水平線の向こう側にある流水が見える上位蜃気楼の「幻氷」は3月1日以降に4回観測された。

4. 考察

表1に上位蜃気楼が目視観測された日で最もt1とt3の気温差（t1-t3気温差）が大きい時間の気温、気温差、発生した蜃気楼の規模を示す。蜃気楼が観測された日は、3月19日、4月22日、5月16日の3日間を除き 2.3°C から 8.1°C のt1-t3気温差がみられ、気温差の平均は 4.3°C であった。気温差が大きい現象は冬季型と春季-秋季型の両方でみられた。冬季型は陸地で放射冷却によって形成された冷氣層が海面/流水面へ移流し上暖下冷の気温分布を形成するのに対し、春季-秋季型においても暖気移流によって上暖下冷を形成しており、両者とも同じ気温分布構造を示すため、t1-t3気温差での予測が可能であると考えられる。

気温差が小さいにも関わらず上位蜃気楼が発生する場合は、遠隔地から暖気が流水上や海上に移流

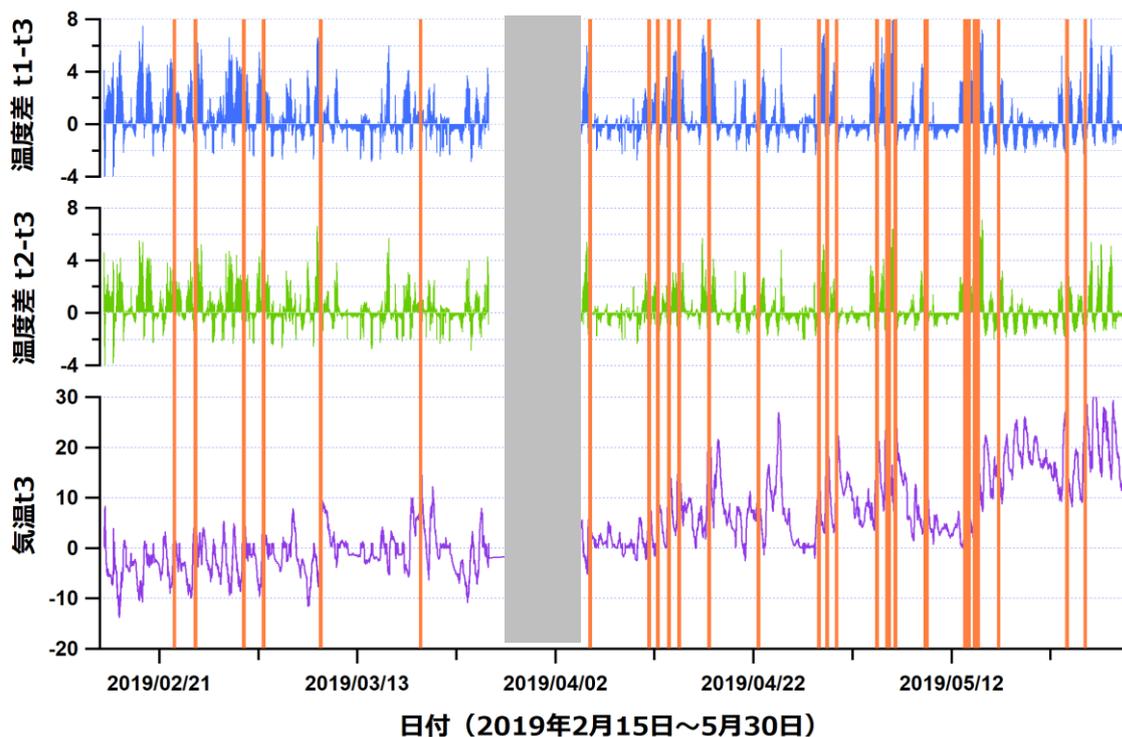


図4 鉄塔に設置したLPWA式気温センサの測定結果と蜃気楼の発生状況との比較。
 t1, t2, t3はそれぞれ高さ44m, 28m, 7mに設置したセンサの気温を示している。橙色の縦棒は目視観測によって上位蜃気楼が観測された時間帯を表している。

表1 蜃気楼が目視観測された際の日時, 気温, 気温差, 蜃気楼の規模 (1: 小, 2: 中, 3: 大, 4: 幻氷)

No.	Date	t1	t2	t3	t1-t3	t2-t3	Mirage scale
1	2019/2/22 4:20	-2.4	-4.6	-7.3	4.9	2.7	2
2	2019/2/24 4:20	-5.8	-6.0	-9.9	4.1	3.9	3
3	2019/3/1 4:10	-2.4	-5.2	-6.8	4.4	1.6	4
4	2019/3/9 0:40	-1.0	-2.9	-7.6	6.6	4.7	2
5	2019/3/19 3:10	6.6	6.4	5.6	1.0	0.8	2
6	2019/4/5 5:00	1.0	0.3	-5.0	6.0	5.3	4
7	2019/4/11 3:00	0.7	-1.1	-2.0	2.7	0.9	3
8	2019/4/12 3:50	1.7	0.9	-1.5	3.2	2.4	1
9	2019/4/13 5:20	3.7	0.9	0.1	3.6	0.8	4
10	2019/4/14 4:10	9.4	6.8	3.8	5.6	3.0	4
11	2019/4/17 4:50	7.8	4.9	2.3	5.5	2.6	3
12	2019/4/22 2:50	6.7	6.3	5.9	0.8	0.4	2
13	2019/4/28 4:40	0.7	-1.3	-1.6	2.3	0.3	2
14	2019/4/29 4:00	10.0	7.9	3.1	6.9	4.8	1
15	2019/4/30 4:00	8.8	5.9	4.1	4.7	1.8	3
16	2019/5/4 4:20	8.8	5.8	4.1	4.7	1.7	2
17	2019/5/5 6:00	17.0	12.4	11.6	5.4	0.8	2
18	2019/5/6 3:20	16.8	15.1	8.7	8.1	6.4	3
19	2019/5/9 3:00	7.9	4.7	3.6	4.3	1.1	2
20	2019/5/13 4:40	4.2	2.2	0.9	3.3	1.3	3
21	2019/5/14 1:50	8.4	5.3	4.3	4.1	1.0	3
22	2019/5/16 0:00	11.6	11.3	9.9	1.7	1.4	2
23	2019/5/23 3:20	15.6	12.1	10.4	5.2	1.7	2
24	2019/5/25 1:10	14.0	11.3	10.0	4.0	1.3	2
25	2019/5/30 3:00	11.8	8.9	8.2	3.6	0.7	2

して二層構造を形成するパターンであると推察され、陸上の観測では捉えることが難しいと考えられる。今回の観測期間では上位蜃気楼発生の閾値をt1-t3 気温差が 3.2℃以上と設定することにより、80%の上位蜃気楼が予測可能であることが示唆された。気温差はt2-t3 よりもt1-t3の方が常に大きく、気温センサは可能な限り高い位置に設置し地表付近の気温との気温差をとる方が冷気層の形成を捉えるのに有利であるという結果が得られた。

最大の t1-t3 気温差が現れた時刻に着目すると、冬型の上位蜃気楼が発生した期間は午前4時から5時にかけての早朝であり、春季-秋季型の上位蜃気楼の場合は午前0時から6時と幅広く発生し、午前3時の深夜に多く表れていることがわかった。これは日照時間が季節ともに早まっていることが原因であると考えられる。

今回の観測では、蜃気楼発生の有無に関して目視観測データを使用した。しかし、目視観測は不定期に行われおり、観測時以外にも蜃気楼が発生している可能性がある。そのため、インターバルカメラなどによる連続観測を実施し、予測精度をさらに検証する必要がある。

5. まとめ

斜里町内の鉄塔にLPWA 式気温センサを設置し、2019年2月15日から5月30日にかけて気温の鉛直分布のリアルタイム観測を行った。現地での蜃気楼目視観測と比較した結果、最上部と最下部の気温差から 3.2℃を閾値として上位蜃気楼の発生を予測できる可能性が示された。

今後は蜃気楼発生予測の精度を客観的に評価するために、不定期に行われていた目視観測だけでなく、インターバルカメラによる連続観測も実施することが課題である。

【謝辞】

本研究は平成31年度北見工業大学学長裁量経費(研究代表:佐藤和敏)による助成を受けて実施した。

【参考・引用文献】

- 1) 日本蜃気楼協議会, 2016: 蜃気楼のすべて!, 草思社, 108pp.
- 2) 大鐘卓哉, 加藤宝積, 佐藤トモ子, 2013: 流水の蜃気楼の観察と「幻氷・おぼけ氷」に関する考察, 北海道の雪氷, **32**, 26-29.
- 3) 佐藤トモ子, 2015: 斜里町における上位蜃気楼の記録, 知床博物館研究報告, **37**, 43-52.
- 4) 石原宙, 館山一孝, 佐藤トモ子, 小林一人, 2018: 冬季の斜里における上位蜃気楼の発生状況の調査-ドローンを用いた鉛直気温分布の観測手法の確立-, 雪氷, **80**(3), 213-226.

グリーンランド北西部ボードイン氷河前縁フィヨルドにおける 水温・塩分・流速の長期係留観測

Long-term Measurement of Temperature, Salinity and Ocean Current in the Bowdoin Fjord in northwestern Greenland

藤支 良貴^{1, 2}, 深町 康^{3, 4}, 漢那 直也³, 杉山 慎^{1, 3}

Yoshiki Fujishi^{1, 2}, Yasushi Fukamachi^{3, 4}, Naoya Kanna³, Shin Sugiyama^{1, 3}

Corresponding author: yoshiki-f@pop.lowtem.hokudai.ac.jp (Y. Fujishi)

To investigate seasonal variability in current, temperature, and salinity near a Greenlandic tidewater glacier, we deployed two moorings in Bowdoin Fjord in front of Bowdoin Glacier from July 2017 to July 2018. At 17 km from the glacier front, we observed fortnightly temperature variations, suggesting the influence of tide on water exchange in the fjord. At 1 km from the glacier front, temperature at 10 m from the bottom decreased by 0.4 °C between July and mid-August. The drop in the temperature during the melt season suggests that submarine melting at the glacier front was enhanced by subglacial meltwater discharge.

1. はじめに

グリーンランド氷床は近年急速に質量を失っている。特にグリーンランド沿岸域で著しく質量を失い、近年の海水準の上昇に大きく寄与している¹⁾。質量損失の要因として、カービング氷河末端の水中融解の増加が指摘されている²⁾。また、氷河から海洋への淡水流出量が増加しており、グリーンランド沿岸の海洋環境・生態系に与える影響も注目されている³⁾。これまでの研究によると、氷河底面から流出（底面排水）する融解水が、フィヨルド深層に位置する暖水を引き込み湧昇する⁴⁾。湧昇した融解水は沖向きに流れ、さらに底層では外洋から暖水が引き込まれる。フィヨルドの循環に影響を与える氷河からの淡水流出量は、季節的に大きな変動を示す。そのため、フィヨルド内部の海洋循環も季節的な変動を示すと考えられる。しかしながら、グリーンランドにおいてフィヨルドの長期海洋観測データは限られおり、フィヨルド内部の海洋循環や海水特性の季節変化に関する理解は遅れている。そこで本研究ではグリーンランド北西部に位置するボードインフィヨルドにおいて、水温、塩分、流速の長期係留観測を行い、フィヨルドの海水特性と循環の季節変動を調査した。

2. 研究対象地

グリーンランド北西部に位置するボードイン氷河（77°41'N, 68°35'W）は全長約 10 km、末端幅 3 km のカービング氷河で、全長約 20 km のボードインフィヨルドに流入する（図 1）。ボードイン氷河は、2008 年以降急激に後退したことが報告されている⁵⁾。またボードインフィヨルドでは、夏の期間に観測が行われた例はあるが⁶⁾、長期の海洋観測はまだ行われていない。

3. 観測手法

ボードインフィヨルドにおける係留観測は、2017 年 7 月から 2018 年 7 月の期間において 2 地点で行った（図 1）。氷河末端から 17 km の地点 (BF17) の水深は 540 m、氷河末端から 1 km の地点 (BF01) の水深は 180 m であった。BF17 の係留系は、圧力計 1 台、水温計 7 台、流向流速計 1 台、塩分・水温・深度計 (CTD 計) 1 台で構成されていた。BF01 の係留系は流向流速計 1 台と CTD 計 1 台で構成されていた（表 1）。観測中に BF17 の係留系に何らかの理由で絡まりが生じ、設置深度が不明となったため、一部の水温データは欠損値として扱った。また、BF01 において、2017 年 12 月および 2018 年 4 月以降にあたる期間は、電

¹北海道大学 低温科学研究所
Hokkaido University, Institute of Low Temperature Science

²北海道大学 大学院環境科学院
Hokkaido University, Graduate School of Environmental Science

³北海道大学 北極域研究センター
Hokkaido University, Arctic Research Center

⁴北海道大学 北極域研究グローバル・ステーション
Hokkaido University, Global Station for Arctic Research

気伝導度センサーへの泥の混入により異常値が検出されたため、塩分データは欠損値として扱った。係留データは、1.7 日未満の周期の変動を除去するタイドキラーフィルタ⁷⁾を適用した。気温データはカナック空港で測定されたデータを用いた (図 1)。

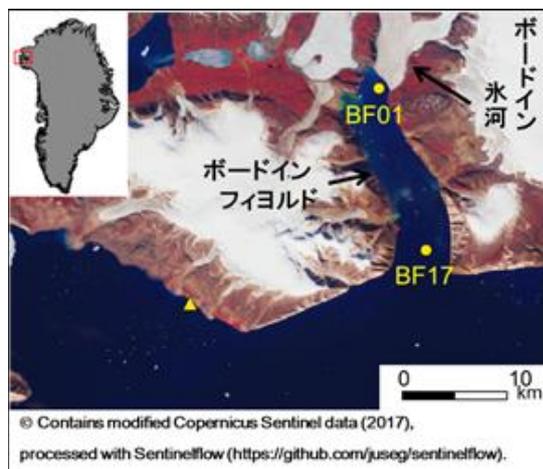


図 1 観測地の衛星画像 (2017 年 7 月 25 日の sentinel-2) に係留地点 (●) とカナック空港 (▲) の位置をそれぞれ示す。

表 1 本研究で設置した係留系の構成

機器	モデル	測定間隔 (min)	設置深 (m)
圧力計	JFE Advantech DEF12-D50HG	10	220(BF17)
水温計	SeaBird SBE56	1	222(BF17)
水温計	日油技研 NWT-SN	30	246(BF17)
水温計	日油技研 NWT-SN	10	288, 320, 368, 418, 468 (BF17)
流向流速計	JFE Advantech Infinity-EM	60	167(BF01), 527(BF17)
CTD計	SeaBird SBE37-SN	5	170(BF01), 530(BF17)

4. 結果

4. 1 フィヨルド入り口 (BF17) における水温鉛直分布

9 月 20 までは 272, 320, 368, 418, 468, 530 m, 10 月 10 日までは 312, 368, 418, 468, 530 m, その後は 345, 368, 418, 468, 530 m の水温データを議論する。BF17 において、最も暖かい海水 (0.77–1.04°C) は 350–450 m に存在したことが明らかになった (図 2)。また水温の鉛直プロファイルにおいて、0.8°C の等温線は、7–9 月に

は約 100 m に及ぶ大きな鉛直変動を二週間周期で示した。一方で、10–6 月には 0.8°C の等温線は比較的小さい変動を示した。また 0.8°C の等温線は 7–9 月にかけて深くなる傾向を示し、8 月 2 日に 360 m 深に位置した等温線は、9 月 14 日には 400 m 深にまで移動した。さらに 9 月 14 日には -0.29°C の海水が 290 m 深に観測された。

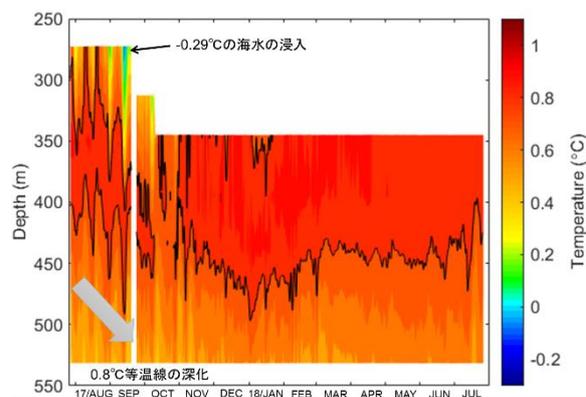


図 2 BF17 における水温の鉛直プロファイル。図中の黒線は 0.8°C の等温線を示す。

4. 2 氷河近傍 (BF01) における水温・塩分・流速データ

BF01 の 170 m 深では、氷河の融解が生じる 2017 年 7–8 月に 0.48°C の急激な水温の低下が観測された (図 3a)。2017 年 8 月中旬に最低水温 -0.85°C が観測され、その後の水温は昇温傾向を示した。2018 年 6 月中旬には 最高水温 -0.30°C が観測され、その後の融解期には 2017 年と同様に 0.43°C の急激な水温の低下が観測された。水温と塩分はよく似た変動を示し、7–10 月は比較的大きい変動を示した。また 167 m 深では、南に $7.90 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ の年平均流速が観測された。一方で、氷河の融解が生じる 7 月には北に $2.62 \times 10^{-1} \text{ cm s}^{-1}$ 、8 月には北に $3.38 \times 10^{-1} \text{ cm s}^{-1}$ と、氷河へ向かう流れが卓越した (図 3c)。

5. 考察

5. 1 フィヨルド入り口 (BF17) における水温鉛直分布の季節変動

7–9 月の水温の変動は 2 週間周期で生じたことから、大潮小潮が夏季の水温変動の要因であると考えられる。一方、比較的小さい変動を示した 10–6 月は、ボードインフィヨルドが海氷で覆われてフィヨルドの循環および海水交換が弱化したと考えられる。7–9 月にかけて 0.8°C の等温線

が深い位置に移動し、 -0.29°C の冷たい海水が 9 月 14 日に 290 m 深で初めて観測されたことから、上層に位置する比較的冷たい海水層が厚くなったことが示唆された。

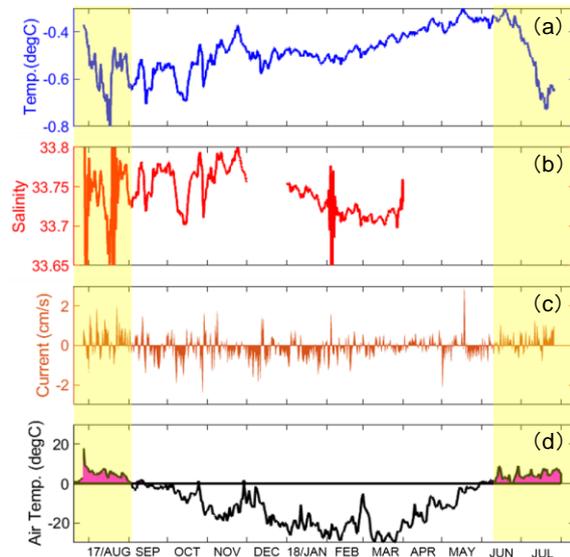


図3 BF01における (a) 水温, (b) 塩分, (c) 南北流速の係留データ. (d) カナック空港で取得された気温データ. (a), (b) は 170 m 深, (c) は 167 m 深で測定された. 黄色の網掛けは気温が 0°C を上回っている時期を示す.

5. 2 氷河近傍 (BF01) における海水特性の季節変動

本節では、氷河近傍の流向・流速の変動に注目し、水中融解の影響をポテンシャル水温・塩分データを用いて評価する。BF01 の 167 m 深において、融解期には氷河へ向かう流れが卓越した。氷河の底面排水により湧昇が生じ、その補償流として氷河向きの流れが駆動されたと考えられる (図 4)。次に、氷河向きの流れが卓越した融解期に、170 m 深で生じた急激な海水温低下を議論する。氷河末端付近の水温と塩分は、主に①底面排水で流出する融解水と、②水中融解で生じる融解水と混合して大きく変化する⁸⁾。2017 年 8 月の海水特性は、ポテンシャル水温・塩分の散布図上で②と海水の混合直線 (Melt-slope) の傾きとよく一致していた (図 5)。このことから、水中融解で生じた融解水と海水が混合することで、氷河近傍の水温が低下したと考えられる。以上の結果より、底面排水に起因して北向きの流れが生じ、水中融解が促進され、水中融解で生じた融解水が海水と混合することで、170 m 深の海水特性が変化することが示唆された。

①底面排水 ②氷河向きの流れを駆動

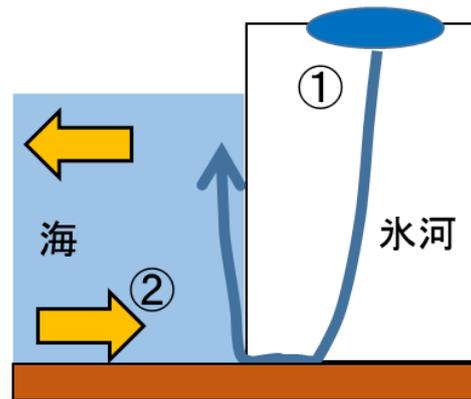


図4 底面排水と氷河向きの流れを示す模式図

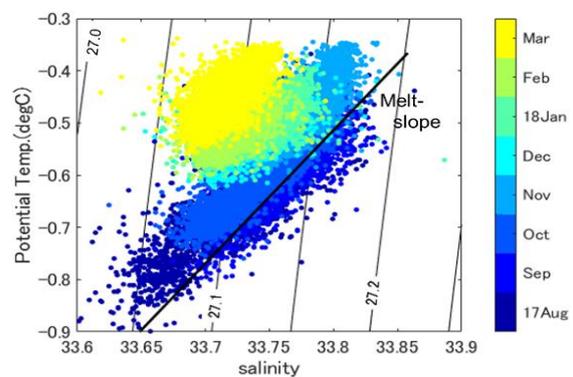


図5 BF01 の 170 m 深におけるポテンシャル水温と塩分の散布図. 図中の黒線は Melt-slope を示す. 図中の等値線と数字はポテンシャル密度を示す. 水温と塩分の保存式^{9,10)}に従い、Melt-slope を算出した.

6. まとめ

フィヨルドを循環する海流の季節変動の解明のため、グリーンランド北西部ボードインフィヨルドにおいて係留観測を行った。氷河から 17 km 離れた地点における水温は、7-9 月に 2 週間周期で鉛直的に大きな変動を示し、潮汐による水温変動が示唆された。また氷河近傍 1 km 地点の 170 m 深では、氷河の融解が生じる 7-8 月に、 0.4°C 以上の急激な水温低下が明らかとなった。この時期のポテンシャル水温と塩分の関係性は Melt-slope の傾きと概ね一致していた。そのため、底面排水に起因する水中融解で生じた融解水と海水が混合することで、フィヨルド底層の海水特性に影響を及ぼしたと考えられる。

【謝辞】

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

【参考・引用文献】

- 1) Khan, S. A., Wahr, J., Bevis, M., Velicogna, I., 2010: Spread of ice mass loss into northwest Greenland observed by GRACE and GPS, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, 1-4.
- 2) Straneo, F. *et al.*, 2013: Challenges to Understanding the Dynamic Response of Greenland's Marine Terminating Glaciers to Oceanic and Atmospheric Forcing, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 1131-1144.
- 3) Meire, L. *et al.*, 2017: Marine-terminating glaciers sustain high productivity in Greenland fjords, *Glob. Chang. Biol.*, **23**(12), 5344-5357
- 4) Rignot, E., Koppes, M., and Velicogna, I., 2010: Rapid submarine melting of the calving faces of West Greenland glaciers, *Nat. Geosci.*, **3**, 187-191
- 5) Sugiyama, S., Sakakibara, D., Tsutaki, S., Maruyama, M., & Sawagaki, T., 2015: Glacier dynamics near the calving front of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland, *J. Glaciol.*, **61**(226), 223-232
- 6) Kanna, N., Sugiyama, S., Ohashi, Y., Sakakibara, D., Fukamachi, Y., & Nomura, D., 2018: Upwelling of macronutrients and dissolved inorganic carbon by a subglacial freshwater driven plume in Bowdoin Fjord, northwestern Greenland, *J. Geophys. Res.: Biogeosci.*, **123**, 1666-1682.
- 7) Thompson, R. O. R. Y., 1983: Low-pass filters to suppress inertial and tidal frequencies, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1077-108
- 8) Straneo, F. *et al.*, M., 2013: Characteristics of ocean waters reaching Greenland's glaciers, *Ann. Glaciol.*, **53**(60), 202-210.
- 9) Gade HG., 1979; Melting of ice in sea water: a primitive model with application to the Antarctic ice shelf and icebergs, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**(1), 189-198
- 10) Mankoff, K. D., Straneo, F., Cenedese, C., Das, S. B., Richards, C. G., and Singh H., 2016, Structure and dynamics of a subglacial discharge plume in a Greenlandic fjord, *J. Geophys. Res.: Oceans*, **121**, 8670-8688

極端な暴風雪時における吹雪量と国道通行止めの関連について

A study on the relationship between the transport rate of drifting snow and national road closure during extreme snowstorm

大宮 哲, 武知 洋太, 金子 学, 高橋 丞二

Satoshi Omiya, Hirotaka Takechi, Manabu Kaneko and Joji Takahashi

Corresponding author: somiya@ceri.go.jp (S. Omiya)

The purpose of this study is to propose indices to support winter road management. We conducted case analysis on the extreme snowstorms that occurred in eastern Hokkaido at March 2013 and February 2014. As a result, it was shown that there is a characteristic for each route in the relationship between national road closure and the transport rate of drifting snow.

1. はじめに

北海道内における冬期の国道通行止めは、吹雪に因るものが約4割を占める。観光や物流など、北海道の社会経済活動は自動車交通に強く依存しており、吹雪による通行止めが地域社会に及ぼす影響は大きい。吹雪によるダメージを最小限にとどめるためには、的確で効果的な通行規制の実施や除雪体制の構築、情報提供が必要である。

現在、雨に因る通行規制については、対象とする区間(事前通行規制区間)ごとに定量的な基準が定められていることが多い^{1),2)}。一方、吹雪に因る通行規制については定量的な基準が存在しない。各路線の道路管理者が、気象状況に加え、現地パトロールや道路管理用カメラ映像、道路交通状況など、総合的な判断に基づいて実施している。

本研究の最終目標は、一回の極端な暴風雪の厳しさを適切に表現し、通行規制や除雪の実施判断、情報提供をサポートするための客観的かつ定量的な指標を提案することである。本報では、北海道東部を中心に大きな被害をもたらした2つの極端な暴風雪事例(①2013年3月2日~3日、②2014年2月16~19日)を対象に、吹雪量と国道通行止め実施の関係を整理した結果について報告する。なお、「吹雪量」とは吹雪の激しさを示す指標の1つであり、単位幅を単位時間に通過した雪の質量のことを指す。

2. 暴風雪時の天気概況と被害状況

(1) 2013年3月2~3日の暴風雪

図1に、3月2日9時と同日15時の地上天気図を記す。2日9時頃に網走沖と苫小牧沖にあった2つの低気圧が、12時頃に網走沖で1つになって急激に発達した。低気圧の中心気圧は9時から15時の6時間のうちに15hPaも低下し、風速が急激に強まった。例えば、9時の北見アメダスの最大瞬間風速は 1.8 m s^{-1} であったが、15時には 13.2 m s^{-1} 、その後17時40分には 22.7 m s^{-1} を記録した。日本道路交通情報センター(JARTIC)によると、北海道内の国道通行止めは22路線43区間におよんだ。また、オホーツク海側や太平洋側東部を中心に合計300台以上の車両が立ち往生した。道路交通以外ではJR北海道で361本が運休したほか、新千歳空港を発着する205便が欠航した。

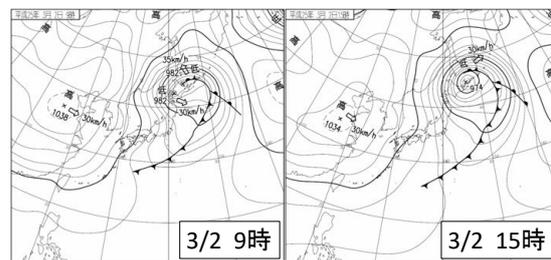


図1 3月2日9時と15時の地上天気図

(2) 2014年2月16~19日の暴風雪

図2に、2月15~18日の9時の地上天気図を記す。2014年2月14日から16日にかけて関東甲信地方に記録的大雪をもたらした南岸低気圧

が発達しながら北東進し、16日21時には根室の南東海上に達した。その後、低気圧は19日にかけて千島近海に停滞したため、北海道東部は長時間にわたって暴風雪となった。弟子屈アメダスでは、平均風速が16日21時30分から18日12時30分までの39時間にわたって常に 15 m s^{-1} 以上であった。JARTICによると、北海道内の国道通行止めは12路線15区間において実施された。

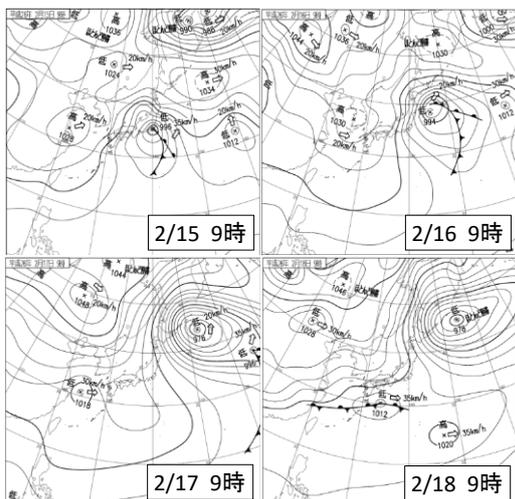


図2 2月15日～18日の9時の地上天気図

3. 吹雪量の算出

吹雪量の算出には大宮ほかによる手法³⁾を使用し、気象庁より配信される降水強度、気温、風速の特別値（解析雨量・毎時大気解析 GPV データ）を用いて1kmメッシュの時間吹雪量を求めた。なお、解析雨量は1kmメッシュデータである一方、毎時大気解析 GPV データは5kmメッシュデータである。そこで、ここでは5kmメッシュを25個の1kmメッシュに分割し、それらはすべて同値であると仮定した。また、各気象要素や気象履歴から吹雪の発生有無を統計的に判定するフロー⁴⁾に基づき、「吹雪あり」と判定された場合についてのみ吹雪量を計算し、「吹雪なし」と判定された場合の吹雪量はゼロとした。時間吹雪量の計算結果の一例(2013年3月2日18時)を図3に記す。

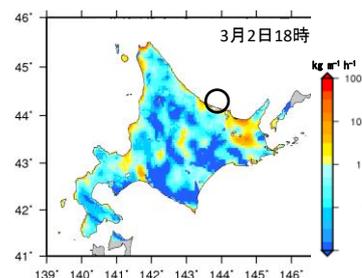


図3 3月2日18時における時間吹雪量

4. 通行止めの実施有無と時間吹雪量の関係

国道通行止めの実施有無（吹雪に因る通行止めのみ対象）と時間吹雪量の時間変化の関係について整理する。ここでは、美幌町を中心としたエリア（図3の黒丸で囲んだエリア）における国道を対象に、その特徴を述べる。なお、通行止め履歴についてはJARTICにより提供されたデータを使用した。

(1) 2013年3月2～3日の暴風雪

2013年3月の暴風雪事例について、2日11時から21時までの1時間ごとの時間変化を図4に示す。図中には、当該エリアにおける国道路線とその番号を付記してある。当該時刻において通行止めが実施されていた路線・区間は赤で、実施されていない路線・区間は黒で示してある。なお、吹雪発生判定フローによって「吹雪なし」と判定された吹雪量ゼロのメッシュについてはグレーで示してある。

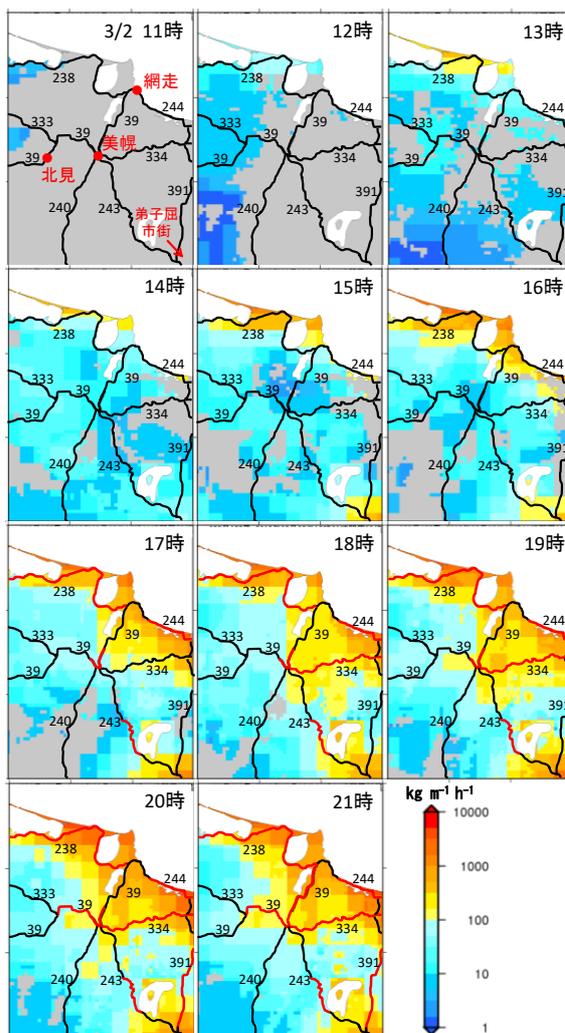


図4 通行止め実施有無と時間吹雪量の関係
(2013年3月2日11時～21時)

この結果より、11時の時点では、広い範囲において吹雪は発生していない。その後、時間経過とともに吹雪発生エリア・吹雪量ともに増加したことが確認される。当該エリアにおいて最初に通行止めが実施されたのは238号と243号であった(16時30分)。次いで、5分後の16時35分に39号が、17時に244号が、18時に334号が、19時30分に39号(区間延伸)と391号が、20時30分に39号(さらに区間延伸)が追加で実施された。なお、3日15時に、243号の通行止め区間の通行止め理由が「吹雪」から「雪崩の恐れ」へと変更になった(当該区間には美幌峠がある)。

本結果より、通行止め区間や地域ごとの特徴が読み取れる。例えば16時30分前後において通行止めが実施された238号と39号を比較した場合、海岸沿いに位置する238号は昼過ぎから強めの吹雪が継続したにも関わらず、吹雪の発生開始が遅く、かつ比較的吹雪が弱かった39号とほぼ同じタイミングで通行止めが実施された。一方、20時30分に延伸された39号の区間については、夕方以降、長時間にわたって強い吹雪が発生していたにも関わらず、通行止め実施タイミングは遅かった。また、弟子屈市街は15時頃から長時間にわたって強めの吹雪が継続していたにも関わらず、その中心部が通行止めになることはなかった。

(2) 2014年2月16～19日の暴風雪

2014年2月の暴風雪時の国道通行止め実施履歴と時間吹雪量の時間変化について述べる。図5に16日19時から17日9時までの1時間ごとの時間変化を示す。吹雪量の激しさを示すカラーバーは図4と同じものを用いている。ここで、2月16日21時以降の243号一部区間を赤の点線で示してあるが、これは当該時刻に「雪崩の恐れ」との理由で通行止めが実施されたものである。なお、この区間は図4に記した243号の通行止め区間と同じである。

2013年3月の暴風雪事例と同様、238号と39号の通行止め実施タイミングは周辺の路線よりも早かった(17日4時)。次いで5時に334号が、6時30分に39号(区間延伸)と244号が、8時30分頃に238号(区間延伸)が追加で実施された。

通行止め実施にいたるまでの時間吹雪量の推移傾向は2013年3月の事例と類似しており、

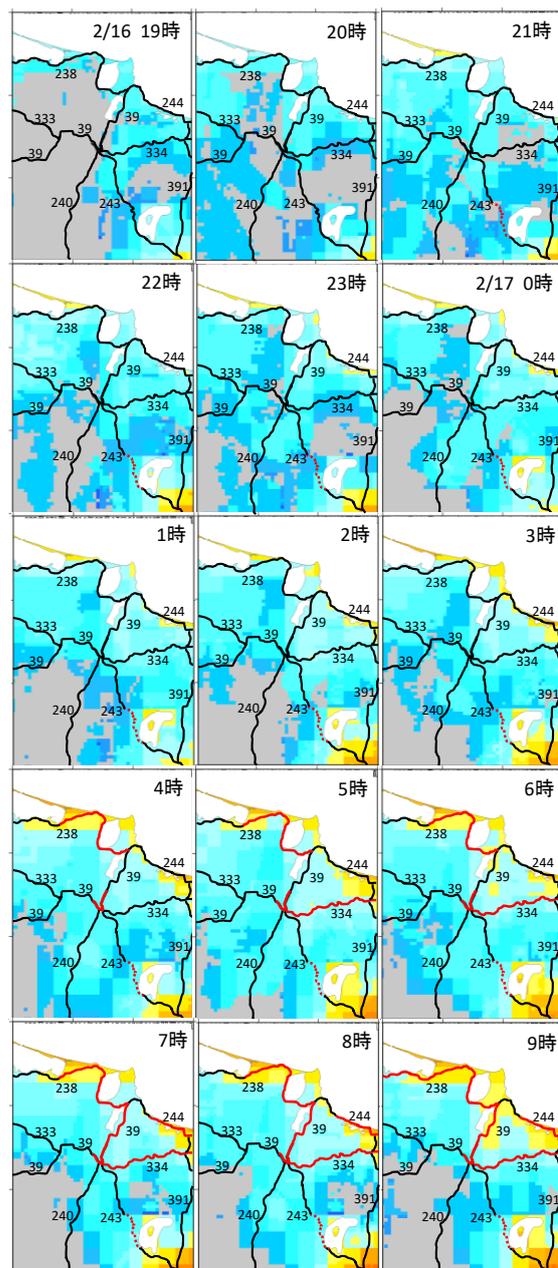


図5 通行止め実施有無と時間吹雪量の関係
(2014年2月16日19時～17日9時)

海岸沿いに位置する238号は39号に比べて強い吹雪が継続していたにも関わらず、通行止めの実施タイミングは39号同じであった。また、弟子屈市街においても、長時間にわたって強い吹雪が継続していたにも関わらず、通行止めが実施されることはなかった。

これらの結果は、エリアや路線(区間)ごとに吹雪に対する耐性が異なることを意味するものである。すなわち、通行止め実施判断に関する指標を作成するにあたっては、その区間ごとの特性を考慮に入れた検討を行う必要がある。

5. 通行止め実施と累積吹雪量の関係

次に、通行止め区間ごとに、吹雪発生から通行止め実施にいたるまでの累積吹雪量との関係について整理する。ここでは、通行止めの区間延伸が行われた 39 号と 238 号についてはその延伸区間を別区間として扱うこととし、図 6 に示すようにそれぞれ分割した。

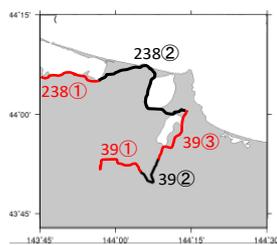


図 6 区間の分割

まず、各通行止め区間の累積吹雪量を代表すると見なすメッシュの選定を行う。本解析では、各通行止め区間において最も吹雪が激しかったと推定されるメッシュを「当該区間を代表する吹雪量を示すメッシュ」として扱うこととし、吹雪発生中における任意の 3 時間累積吹雪量が最大となったメッシュを抽出した。これは、国土交通省が想定する各除雪工区における 1 サイクルの除雪時間(除雪作業開始から終了後に戻ってくるまでの時間)が約 3 時間であることに基づく⁵⁾。

図 7 に、代表メッシュにおいて吹雪の発生が推定されてから通行止め実施にいたるまでの各通行止め区間の累積吹雪量を示す。本結果より、通行止めにいたるまでの累積吹雪量は通行止め区間ごとに大きく異なることが示され、その差は最大で約 43 倍であった(2013 年 3 月の 39 号②と 334 号)。また、総じて 2014 年 2 月の事例の方が 2013 年 3 月よりも通行止め実施までの累積吹雪量は少なかった。

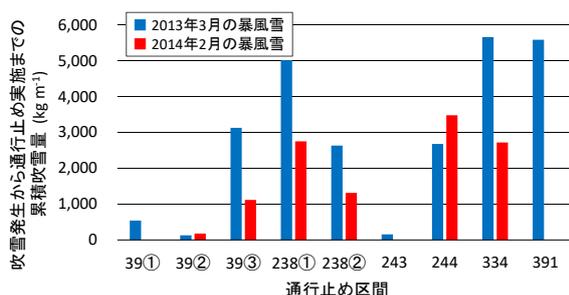


図 7 通行止め実施までの累積吹雪量

最後に、累積吹雪量の増加速度と通行止めとの関係を図 8 に示す。通行止めが実施されたタイミングを横軸 0h とし、実施までの累積吹雪量について示した。2013 年 3 月の事例を実線、2014 年 2 月の事例を破線、同一区間を同色で示した。この結果、累積吹雪量の増加傾向は 2 つの暴風雪事例で大きく異なり、2013 年 3 月の事例では短時

間で急激に増加していたのに対し、2014 年 2 月の事例では長時間にかけて徐々に増加したことが確認された。

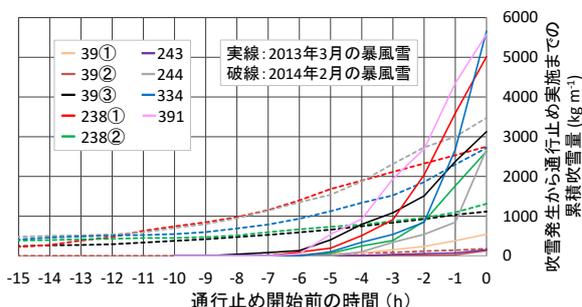


図 8 通行止め実施にいたるまでの累積吹雪量増加の様子

6. 結論と展望

本解析によって、通行止めの実施判断をサポートするための指標を作成するにあたっては、その判断基準(閾値)を路線や区間ごとに検討する必要があることが示された。本研究は気象データのみに基づいて解析を行ったものであり、地形や土地利用状況、道路の周辺環境等については考慮していない。今後は解析事例数を増やすとともに、気象要素以外についても検討項目に加える。路線ごとの除雪体制の違いや地域特性、実際のオペレーションなど、社会科学的観点からもアプローチする予定である。

【参考文献】

- 1)北海道開発局 HP, 事前通行規制区間
https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/dou_kei/ud49g7000000zegg.html#sOffice (2019 年 6 月 28 日閲覧)
- 2)北海道庁 HP, 道路維持事前通行規制
http://www.pref.hokkaido.lg.jp/kn/sbs/doro_iji_04_jizenkisei.htm (2019 年 6 月 28 日閲覧)
- 3)大宮ほか, 2018:「タイトル」を, 雪氷研究大会(2018・札幌)講演要旨集, p.273.
- 4)武知ほか, 2016:「タイトル」を, 寒地技術論文・報告集, vol.32, pp.157-162.
- 5)国土交通省 HP, 第 4 回冬期道路交通確保対策検討委員会(2018 年 11 月 1 日開催)配付資料, 資料 4: 今冬の大雪対応予定 <http://www.mlit.go.jp/road/ir/ir-council/toukidourokanri/giji04.html> (2019 年 6 月 28 日閲覧)

比表面積測定法に関する諸問題

—試料のタンピングおよび含水の影響に関する考察—

Some issues for measuring specific surface area of snow — Effect of tamping and water content of snow samples —

池浦 有希¹, 八久保 晶弘¹, 山口 悟², 青木 輝夫³
Yuki Ikeura¹, Akihiro Hachikubo¹, Satoru Yamaguchi², Teruo Aoki³
Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

積雪比表面積 (SSA) を光学的手法 (例えば IceCube などの市販装置) で測定する際、場合によっては試料を専用容器にタンピング (締固め) する必要がある。この時、積雪粒子が壊れたりくっついたりして SSA が変化する可能性がある。本研究では、タンピングによる SSA の変化について、ガス吸着式装置 (BET 装置) および IceCube を用いて調べた。また一方では、IceCube の SSA 値に及ぼす試料の含水効果について、ガス吸着式装置による SSA 値と比較し考察した。

1. はじめに

積雪粒径 (積雪粒子の粒径) は、積雪アルベドと密接な関連がある。しかしながら、積雪粒径には分布があり、ルーペ等を使用した目視観察においては、測定者によって値にばらつきが出てしまう。しかも、積雪粒子は雪質によって様々な形状であるため、粒子のどの部分を粒径の代表値として測定すべきか、の指針が定まっていない。このように、積雪粒径は測定しやすい物理量ではあるものの、その後の取り扱いが困難である。

一方、粒径に対して比表面積 (Specific Surface Area: SSA), すなわち「単位質量あたりの試料の表面積」という考え方がある。SSA には積雪粒径のように分布がなく、ある試料の SSA の真値は一つである。そして、積雪 SSA はアルベドとの相関が高い、との認識が一般的に浸透してきた。ゆえに、積雪粒径よりも積雪 SSA の重要性が相対的に大きくなってきた、と言える。

現在、市販装置である IceCube¹⁾ による積雪 SSA 測定が主流になりつつある。IceCube 内には積分球があり、上部に近赤外線のレーザー光源、側面にセンサがある。また、積分球の下部に試料容器を収める開口部がある。測定時には、レーザー光源から試料容器に近赤外線を当て、その反射率を測定することで、間接的に SSA を求めている。

IceCube の特徴としては、短時間で比較的容易に測定可能なことが挙げられる。しかしながら、近赤外領域での吸収率から間接的に積雪 SSA を見積もる方法であり、真に正しい SSA 値が求められているかどうかを確認する方法がない。つまり、メーカーによる初期校正を信じるしかない。

一方、我々の研究グループで開発したガス吸着法を測定原理とする積雪 SSA 測定装置 (BET 理論を基礎としており、簡便のため以降は BET 装置と表現する) は、吸着ガスであるメタンが積雪試料の表面に吸着した量を見積もり、メタンの分子占有面積との積によって積雪 SSA を求めることができる。図 1 に BET 装置の概略図を示す。装置本体は大型のノート PC 程度であり、IceCube

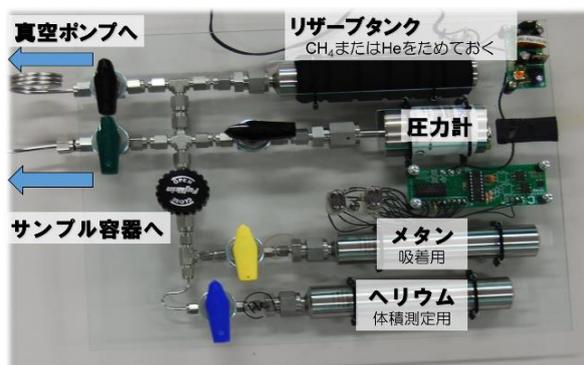


図 1 比表面積測定装置

¹ 北見工業大学

Kitami Institute of Technology

² 防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

³ 国立極地研究所

National Institute of Polar Research

と比較してコンパクトさに遜色はない。測定誤差は3%程度であり²⁾、同10%のIceCubeと比較すると格段によい。ただし、フィールド調査では調達しにくい液体窒素を使用し、真空ポンプの動作に商用電源が必要、との欠点を有する。また、IceCubeと比較して測定に時間がかかる(1試料あたり約1時間)という問題点がある。

IceCubeのマニュアルによれば、IceCubeの校正にはガス吸着法が使用されている。すなわち、正しく校正されたIceCubeの使用が、測定の手軽さ等の理由で積雪SSA測定の最適な選択となる。しかしながら、IceCubeには測定上のいくつかの問題がある。

IceCubeの測定可能温度範囲は、マニュアルによれば-40°Cから-5°Cの範囲である。これは「ぬれ雪のSSAは測定できない」ことを暗に示唆する。とすると、本州の平地の積雪の大半は測定対象外

であり、また海氷上の積雪は氷点下であっても塩分効果で液体水を含むことがあり、注意を要する。そもそも、IceCubeでのぬれ雪のSSA測定値はどのようなのか、についてはよくわかっていない。これに対し、BET装置は試料がぬれていても液体水を凍結させて測定することになるため、氷表面と水の表面を合わせた比表面積を求めることになる。また、脱水すれば液体水を除いた氷粒子(雪粒子)部分のみの比表面積となる³⁾。そこで、両者の装置の比較によって、IceCubeでぬれ雪のSSAを測定するとどうなるか、を調べた。

また一方では、試料が低密度の新雪の場合、IceCubeでは光学的距離が不足するため、200 kg m⁻³程度までのタンピング(圧密)がマニュアルでは推奨されている。しかしながら、タンピングにより積雪粒子の破壊や結合が起こり、SSAが変化する可能性がある。そこで、実験温度条件を-18~+5°Cまで変化させながら、タンピング前後の積雪SSAの変化についても調べた。

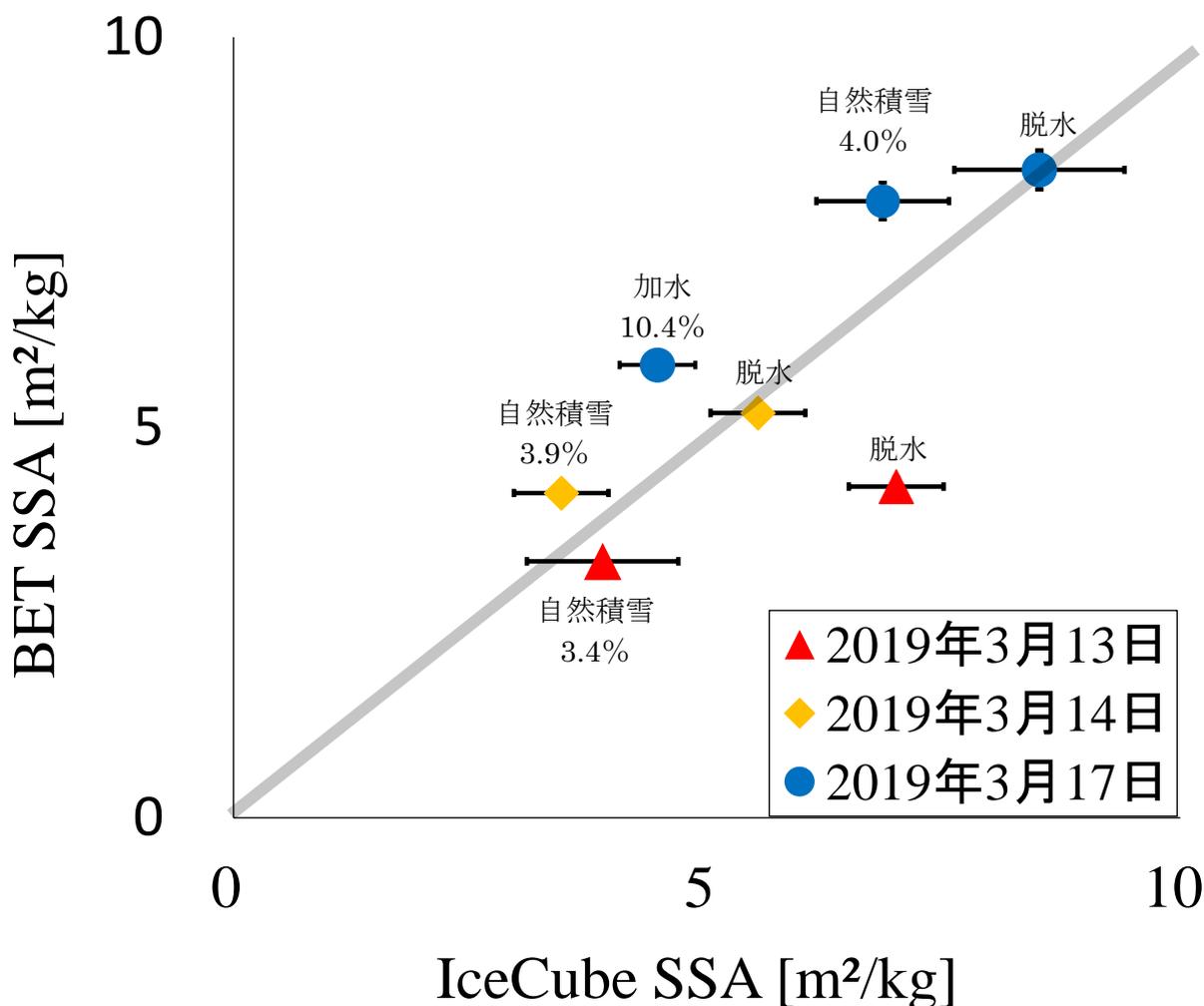


図2 IceCube と BET 装置によるぬれざらめ雪およびその脱水試料の SSA の相関

2. 実験手法

(1) 含水の影響

実験日(2019年3月13, 14, 17日)ごとに異なるぬれざらめ雪試料のSSAを, IceCubeとBET装置でそれぞれ求めた. また, この試料を遠心分離機(5000 rpm, 30秒)で脱水した試料についてもSSAを求めた. 3/17の試料のみ, 0°Cの水をスプレーで一様に散布し, よく混ぜることで含水率を増加させた試料も作成した. 試料の含水率については秋田谷式含水率計で測定した. したがって, 試料は以下の3種類となる.

- ①ぬれ雪状態の自然積雪試料(ぬれざらめ雪)
- ②①を遠心分離機で脱水した試料
- ③①に0°Cの水をスプレーで加水した試料

(2) タンピングによる影響

いくつかの雪質(新雪, しまり雪, こしもざらめ雪, しもざらめ雪, ざらめ雪)について自然積雪を採取し, 野外では外気温下でタンピングしない状態, およびタンピングした状態の試料について, IceCubeおよびBET装置でSSAを測定した. 試料によっては, -18°Cの低温室において測定を実施した. タンピングする際の気温については, サーミスタ温度計で測定した.

3. 結果と考察

(1) 含水の影響

IceCubeとBET装置による積雪SSA測定値の比較を図2に示す. 図中の▲は3/13で気温-0.8°C, ◆は3/14で気温0.0°C, ●は3/17で気温+0.8°Cである. 初期状態の雪質は, 全てぬれたざらめ雪(自然積雪)であり, 含水率はいずれも3~4%程度であった. このぬれざらめ雪のSSAについては, 3/13のデータを除いて, IceCubeによるSSAはBET装置によるSSAよりも若干小さめになっている. ここで, 脱水操作により含水率が0%となった試料のSSAに着目すると, これも3/13のデータを除いて, IceCube・BET装置ともにSSA値はほぼ等しかった. また, 3/17の試料では初期状態から加水により含水率を増加させたところ, 含水率は10%近くまで増加し, IceCube・BET装置ともにSSA値は同程度の低下がみられた.

図2中の自然積雪および脱水状態の2点を結ぶ直線の傾きは, 両軸の1:1の線(図中の灰色の線)の傾きと比較すると, いずれの試料も小さくなっている. そして, 脱水状態のぬれざらめ雪は, ざらめ粒子間で懸垂している液体水が全て取り除かれ, 曲率の小さい氷の表面(例えば粒子間

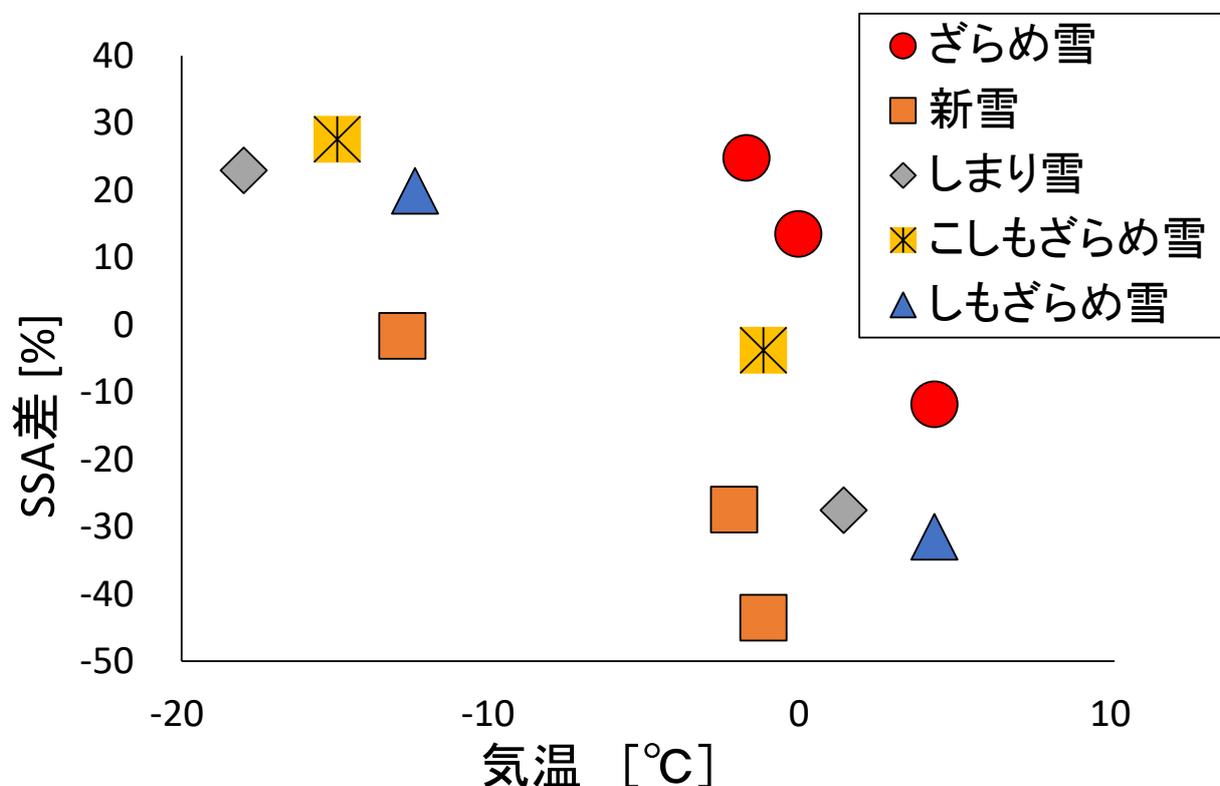


図3 気温(測定準備の際の試料温度)とタンピング前後のSSA変化との関係

のくびれ部分)も露出した状態であり、また含水していなければIceCubeもおおむね正しく測定できていると考えられる。

BET装置が自然積雪状態のぬれざらめ雪のどの部分を測定しているか、について考察する。BET装置では、試料容器を液体窒素温度にした上で測定するため、ざらめ粒子間で懸垂している液体水もほぼ瞬間的に凍結している。すなわち、ざらめ雪粒子の表面に液体水が覆った状態のSSAを測定していることになる。したがって、脱水前の自然状態のSSAは脱水後のSSAより必ず小さい。これを「ぬれざらめ雪の真のSSA値」であるとすると、IceCubeは図2に示すように、いずれも過小評価していることになる。その理由としては、粒子間に懸垂する液体水が光学的により「黒く」みえることにより、近赤外領域の反射率を過小評価していることが考えられる。

(2) タンピングによる影響

試料を準備した際の気温とタンピング前後のSSA変化との関係を、雪質ごとに整理して図3に示した。なお、この結果はBET装置のみで測定されたデータである。縦軸は、正の値であればタンピング後にSSAが増加し、負の値であればSSAが減少したことを示す。

まず、気温が低い場合の新雪の結果に着目すると、タンピング前後のSSA差は-2%であり、新雪はタンピングによる影響をほとんど受けないことがわかる。その一方では、融点直下ではタンピングによりSSAが3~4割ほど減少していた。他の雪質をみていくと、気温が低い場合、しまり雪・こしもざらめ雪・しもざらめ雪はタンピングによりSSAが逆に2~3割ほど増加している。ただし、気温が0°C近辺では新雪と同様、SSAは減少傾向

にあった。ざらめ雪は例外的で、融点直下でもタンピングによりSSAは1~2割ほど増加しているが、さらに高温環境下(0°C以上)では減少に転じた。

全ての雪質で共通する点は、温度が高くなるとタンピングによりSSAは減少する傾向である。また、低温環境下でSSAが増加するのは、タンピングにより積雪粒子を破壊したため、破断面が表面積の増加に寄与したと考えられる。ただし、もともとSSAの大きい新雪では相対的にこの効果が小さく、SSAはほとんど変わらなかったとみられる。一方、高温環境下でSSAが減少するのは、タンピングにより積雪粒子同士がくっついて表面積が減少したため、と考えられる。ざらめ雪は積雪粒子が大きいいため、他の雪質と比較して、0°C近辺でも積雪粒子の破壊による影響が相対的に大きかった、と考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. S. and Picard, G., 2009: Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550nm, *The Cryosphere*, **3**, 167-182.
- 2) Hachikubo, A., Yamaguchi, S., Arakawa, H., Tanikawa, T., Hori, M., Sugiura, K., Matoba, S., Niwano, M., Kuchiki, K. and Aoki, T., 2014: Effects of temperature and grain type on time variation of snow specific surface area, *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 47-53.
- 3) 八久保晶弘, 矢作大輔, 山口悟, 青木輝夫, 2018: 積雪比表面積の測定—スラッシュ粒子の測定例—, 北海道の雪氷, **37**, 15-18.

実験で学ぶ自然現象—水⇄水蒸気の相変化

Educational Materials for Meteorological Phenomena – phase Change between Liquid Water and Water Vapor

秋田谷 英次

Eiji Akitaya

Corresponding author: akitaya@coral.ocn.ne.jp

近年、地震や豪雨による大規模な自然災害が発生している。これらの災害の発生要因を知るには、自然現象の科学的な知識が必要である。これらの知識は防災にも役立つはずである。ここで述べる一連の実験は子供たちを対象としたものであり、これらの実験から子供たちの科学への関心が高まり、気象現象の理解が深まることを期待している。

1. 地球上の水の循環^{1),2)}

地球上のあらゆる生き物は水が無くては生存できない。宇宙の中には無数の星があるが、これほど豊富に水がある星はまだ見つからない。この水は地表と大気の間を循環し、常に新鮮な水が地上に供給されている。地表の水は蒸発して大気中を上昇し、やがて雲になり、その雲から雨や雪として地上に降ってくる。水が蒸発して水蒸気になるにはエネルギーが必要で、そのエネルギーは太陽エネルギーである。蒸発によって水面から熱が奪われている(蒸発熱/気化熱)。図1には水→水蒸気→水(雲)の相変化を表している。

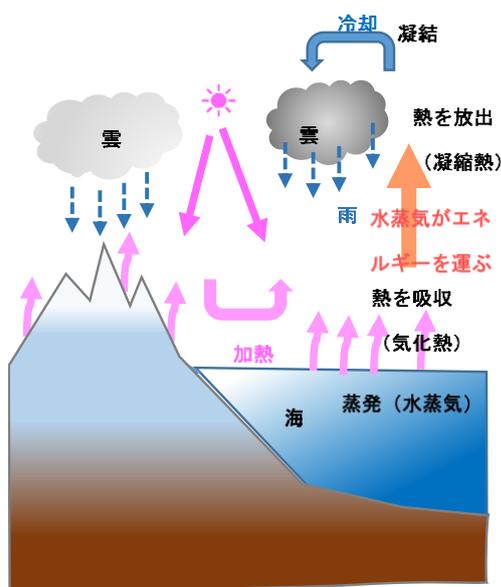


図1 水の循環

水蒸気は蒸発熱の分だけ高いエネルギーを持っている。蒸発した水蒸気は上昇気流によって高所へ移動し、冷やされ、雲になる。雲は微水滴の集合で、これ等がたくさん集まって雨となって地上に落下する。水蒸気が凝結して雲になる際、熱エネルギーを放出する(凝縮熱)。蒸発熱と凝縮熱は同じ値である。この水面と上空での潜熱の出入り、すなわちエネルギーの出入りがすべての気象現象の原動力である。台風も暴風雪も集中豪雨などのあらゆる気象現象は水の相変化の産物である。

2. 常温で雲を作る実験³⁾

低気圧下での雲の発生は、天気予報でも報じられ、日ごろ実感できる。その仕組みは：「低気圧→上昇気流→空気の断熱膨張→温度低下→相対湿度上昇→凝結核に水蒸気が凝結→微水滴(雲粒・水)形成→雲発生」となる。この過程は次の実験で再現できる。

- 1: 透明なガラス瓶に水を少し入れておく(瓶の中は相対湿度が100%近くになっている)。
- 2: 効率よく雲を作るために線香の煙を入れる(煙粒子が凝結核となる)。
- 3: 注射器で瓶の空気を一気に抜く(瓶内の気圧低下)。
- 4: 空気は断熱膨張。
- 5: 瓶内の気温が下がり湿度が飽和に達する。
- 6: 雲が発生し瓶内が曇る。

図2にこの実験の時間経過を示した。

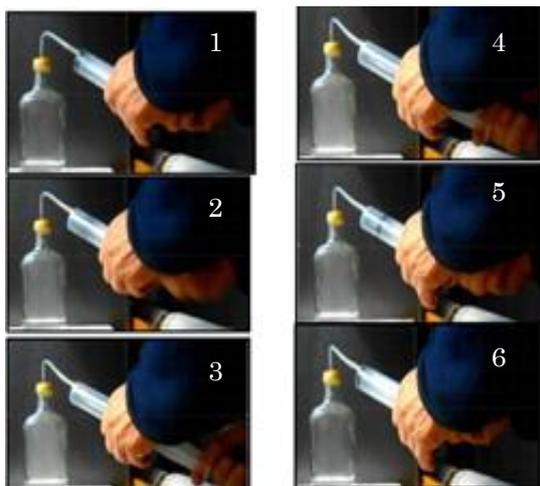


図2 常温で瓶内に雲を作る (1→6)
3: 雲発生 6: 雲消失

3. 高温水蒸気から雲を作る

同じ体積なら、空気の温度が高いほど沢山の水蒸気を含むことができる。したがって、沢山の雲を作るには温度の高い水蒸気を室温で冷やすのが効果的である。熱い水蒸気を放置するだけで、自然に室温まで下がるので冷却装置を必要としない(やけど注意)。

500mlの透明で簡単に蓋ができるペットボトルを用いた。容器に80℃前後の熱湯を1/5程度入れ、容器全体が熱くなったら中の湯を全て捨てる。容器の口から線香の煙をいれる。容器の中には高温の水蒸気と沢山の凝結核が入っている。すぐにボトルの蓋を閉める。図3にこの経過を示した。図3から次のことが分かる。高温の水蒸気が室温



図3 高温水蒸気から雲を作る
1: 湯を捨てた直後, 2: 蓋をした直後,
3: 蓋をした約3分後

で冷やされ、水蒸気が雲になった。雲ができると容器がつぶれた。容器に蓋をする前は、大気圧と等しい高温水蒸気が満たされていたが、蓋をして時間が経つと内部に雲が形成され、内部の圧力が下がり、外側の大気圧によって潰されたのである。

図2では断熱膨張で、図3では高温水蒸気の冷却で大量の雲ができた。雲の形成が容器内に人工低気圧を発生させたことになる。

4. 人工低気圧の威力

ペットボトル内に雲を作ると、ボトルが潰れた。その威力は空き缶潰し実験で知ることができる。4). 空き缶は350ml~500ml程度のアルミ缶が適している。アルミ缶は潰れる過程で何度か高い金属音を発生し、最後にさらに大きな音を発して“ぺちゃんこ”になり倒れたり、吹き飛んだりする。図4に空き缶潰しの写真を示した。空き缶は350mlのねじ蓋付炭酸飲料のアルミ缶である。プルタブ式のアルミ缶では缶の口を粘土の塊で密閉する。容器に熱湯を入れ、およそ1,2分後に湯を捨て、ねじ蓋をする。間もなくカーンという金属音を発し、側面が少し凹む。これを数回繰り返すと缶の凹みが顕著になる。



図4 空き缶潰し
1,2,3の順に進行, 4: 缶の潰れ具合

さらに時間が経過すると突然大きな音を発して倒れ込む。缶は吹き飛ぶこともあるので、この写真では浅い透明容器内に入れて、吹き飛ぶのを防いだ(図4)。図4-4に缶の潰れ具合を示した。折れ曲がると同時に、穴が開いていた。同じ原理でドラム缶をつぶすこともできる⁵⁾。

5. 透明容器による他の実験

次に透明容器を使った3つの実験を示す。図5は水を入れたゴム風船が容器内に吸い込まれる実験である。前と同様に容器を熱い水蒸気で満たす。容器が冷えてくると風船は容器内に吸い込まれる。図5に水風船が吸い込まれる様子を示した。

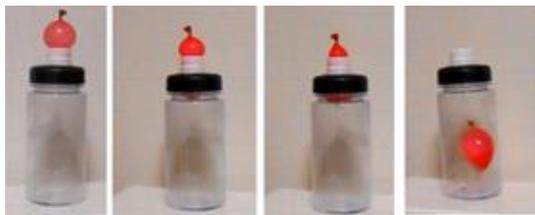


図5 水風船が吸い込まれる様子

図6には容器の口に取り付けた「すぼんでいるゴム風」が容器内に吸い込まれ、さらに風船内に外気が吸い込まれて容器内で膨らむ様子を示した⁶⁾。



図6 吸い込まれた風船が膨らむ様子

図7には低気圧下で起こる高潮を再現した実験を示す⁷⁾。

図7には色水の中に、熱い水蒸気が入った容器の口を下にして入れると色水が吸い込まれる様子を示した。海上で発達した低気圧が接近すると、海水面が盛り上がる現象で、高潮と言われ、時には大きな災害となる。



図7 高潮再現実験

6. 雲の生成が水車を回す実験

容器内の熱い水蒸気が冷やされて雲ができる。容器内の圧力が大気圧よりも低下する(負圧の発生)。

この負圧を利用して水を吸上げ、水車を回した(図8)。容器Aは水の入った蓋無しのガラス容器で、この水の表面には大気圧が作用している。Bは密閉容器で最初は空、Cは硬い耐熱容器で最初は熱い水蒸気で満たされている。各容器は細いパイプで繋がっている。C内の水蒸気が外気で冷やされると負圧になり、パイプで連結されたBも負圧となる。すると水はAからBに吸い上げられ、Bに落下する際に水車を回す。Aの水は高所のBへと吸い上げられた。青矢印は実験後の水位である。しかし、この程度の水車の回転速度では発電には使えない。

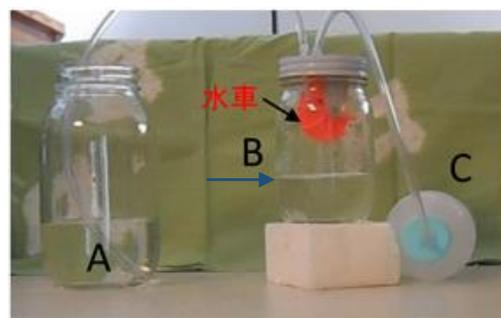


図8 雲の生成と水車の回転

7. 水を高所に上げて発電する

水を40cmの高さまでを吸上げ、それを一気に落下させて発電する装置を作成した。

図9に発電装置を示した。熱い水蒸気の容器は1000mlの金属容器を用いた。500mlの水を40cmの高さまで吸い上げるにはこの大きさの金属容器が必要であった。

上部水容器に約500mlの水が吸い上げられたら、この容器を45度の斜面を落下させる。落下速度の調整は左のオモリで調整する。落下速度は発電電圧の大きさと発電時間を左右する。電圧はLED(発光ダイオード)の規格に合わせ3V程度とした。

上に述べた一連の実験は子供向けの科学教室を想定して考案した。心掛けたことは、見ればなんとなく分かる、動きがあって楽しい、子供も実験に参加できる。装置のほとんどは百均の店、ホームセンタで調達可能な品である。ただし発電機

は国産の模型用の直流モーターでは適したものがなかった。この装置では「科学工作, 風力発電キット, (株式会社アークテック)」をネットで購入した。

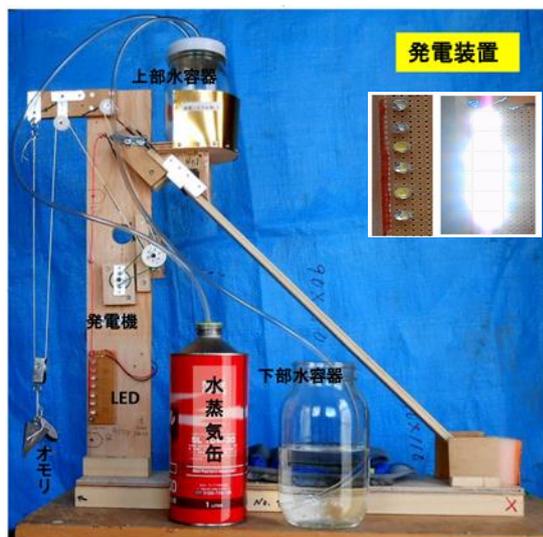


図9 発電装置.

上部水容器の台はタコ糸で繋がれ, 落下するといくつかのプーリを介して発電機をまわす。右上は点灯したLED.

【参考文献】

- 1) 三島勇, 増満浩志, 2001: 図解雑学, 水の科学, 東京, ナツメ社, 190-191.
- 2) 保坂直紀, 2001: 図解雑学, 異常気象, 東京, ナツメ社, 12-13.
- 3) 村松照男, 2004: 図解雑学, 気象のしくみ, 東京, ナツメ社, 24-25.
- 4) 山田暢司, 2013: 実験マニア, 東京, 亜紀書房, 13-18.
- 5) 山田卓三 (監), 小暮陽三, 1998: 21世紀こども百科, 科学館, 東京, 小学館, 64-65.
- 6) 山田卓三 (監), 小暮陽三, 1998: 21世紀こども百科, 科学館, 東京, 小学館, 60.
- 7) ガリレオ工房 (編著), 2011: ガリレオ工房の科学マジック, 東京, 新星出版社, 15-17.

ロシア・カムチャッカ半島・クロノツキー半島の氷河群における 表面高度変化

Surface elevation change of glaciers in Kronotsuky Peninsula, Kamchatka Peninsula, Russia

福本 峻吾^{1,2}, 波多 俊太郎^{1,2}, 斉藤 潤¹, 杉山 慎¹
Shungo Fukumoto^{1,2}, Shuntaro Hata^{1,2}, Jun Saito¹, Shin Sugiyama¹
Corresponding author: fukumoto@pop.lowtem.hokudai.ac.jp (S Fukumoto)

Relatively few research has been reported on the mass budget of glaciers in Kamchatka Peninsula, far eastern Russia. To quantify recent glacier change in the region, we utilized ALOS-PRISM and SRTM data to analyze the surface elevation change of glaciers in Kronotsky Peninsula situated on central eastern part of Kamchatka Peninsula. We processed stereo pair satellite images with a digital map plotting instrument (EARDAS IMAGINE) to generate digital elevation maps (DEMs). Generated DEMs were compared to measure surface elevation changes during periods of 2000–2006 and 2006–2010. The mean rate of annual surface elevation changes over 5 glaciers was -1.87 m a^{-1} in 2006–2010, which was more than double compared with the rate in 2000–2006.

1. はじめに

ロシア・カムチャッカ半島内には大小 405 個の氷河が存在し、1940–1970 年には 49 Gt の淡水が氷として蓄えられていたと推定されている¹⁾、近年の研究によって、カムチャッカ半島から周辺海域へもたらされる淡水量の変動が、北太平洋における海水循環に深く関わっている可能性が指摘された²⁾。したがって、同半島内の氷河とその淡水供給量の変動を定量化することが必要とされている。

Khromova ら¹⁾は衛星画像解析によって、氷河面積が同半島内の 139 の氷河の面積が 1950–2002 年までに平均 16.6%減少したことを明らかにした。また、Ananicheva ら³⁾は数値モデルを用いて同半島内の氷河の質量変動を地域ごとに推定し、2010 年から 2040–2061 年までに最大で 170 cm a^{-1} の質量減少を引き起こすことを予測した。しかしながら、近年の氷河質量変動を定量化した研究事例は少ない。そこで本研究は人工衛星データを用いて、カムチャッカ半島中東部・クロノツキー半島内に分布する氷河群 (図 1 赤線内) において、2000 年以降の質量変動に関する解析を行った。

2. 調査地域

本研究では、カムチャッカ半島中東部・Kronotsky 半島に位置する 5 つの氷河(Koryto, Bunina, Brovko, Left Tyushevsky, Right Tyushevsky)を対象とした (図 1)。中でも Koryto 氷河は 1997 年に小林ら⁴⁾、2000 年に山口ら⁵⁾によって現地調査が行われている。Kronotsky 半島は太平洋に面しており、海洋から豊富に水蒸気が供給されるため降雪が多く、同半島内の氷河群はカムチャッカ半島内で最も平衡線高度(ELA)が低い⁶⁾。なお、Kronotsky 半島内の氷河の面積は、カムチャッカ

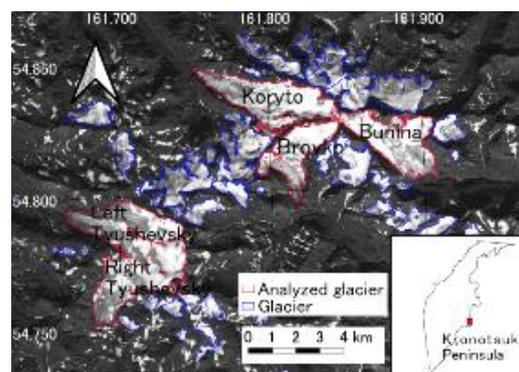


図 1 研究対象の氷河群を示す衛星画像 (2006 年 9 月 28 日の ALOS PRISM 画像) と、カムチャッカ半島におけるクロノツキー半島の位置。

¹北海道大学 低温科学研究所
Hokkaido University, Institute of Low Temperature Science
²北海道大学 大学院環境科学院
Hokkaido University, Graduate School of Environmental Science

半島内全域での氷河面積の 8.9% ⁷⁾を占める。

3. 手法

(1) 人工衛星データ

陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS)の PRISM (Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping) センサによって、2006 年および 2010 年に取得された前方視および直下視画像からなるステレオペア画像を標高解析に用いた。地表分解能は 2.5 m である。また、2000 年に取得された 1 arc-second Shuttle Radar Topography Mission (SRTM-1) DEM を使用した。撮影時期の異なるデータセットを比較することで標高変化を測定した。

(2) 氷域マッピング

2006 年に取得された PRISM 画像を基に、氷域と基盤部分を目視で区別して GIS ソフトウェア (QGIS) 上で氷河のマッピングを行った。

(3) ALOS 画像を用いた DEM の作成

PRISM ステレオペア画像に、RPC (Rational Polynomial Coefficients) ファイルで位置情報を付

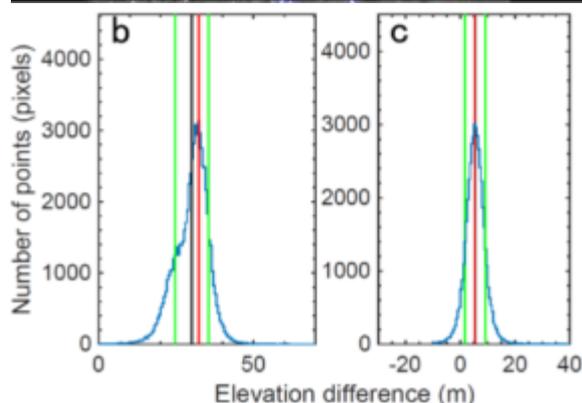
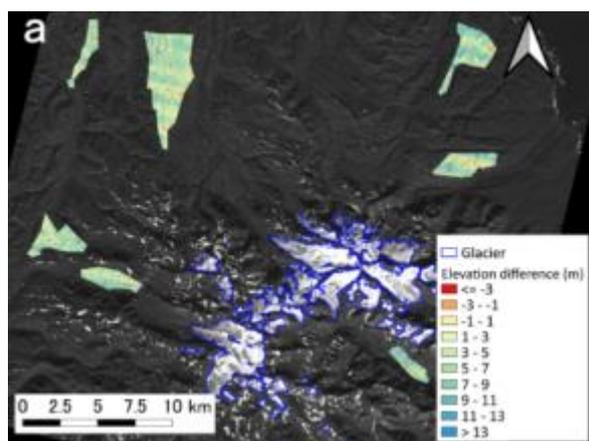


図 2 (a) 氷河周辺の基盤岩域における表面高度変化の空間分布と (b, c) ヒストグラム。黒線は標高差平均、赤線は最頻値、緑線は標準偏差の幅を示す

与し、デジタルフォトグラメトリソフトウェア (ERDAS IMAGINE) の自動生成機能を用いて DEM を作成した。生成した DEM は、解像度 30 m に統一し、表面標高解析に用いた。なお、ALOS 画像から DEM を自動生成する際に、コントラストの少ない雪に覆われた領域等で正確な標高値が得られないことがある。ALOS-PRISM 画像を使って過去に行われた同様の研究によれば、標高測定誤差は ± 4 m 程度である ⁸⁾。

表 1 基盤部分の標高差の平均、標準偏差、最頻値 (m).

	2000–2006	2006–2010
平均	30.1	5.4
標準偏差	5.4	3.8
最頻値	32.1	5.1

(4) 氷河表面高度変化

解析に用いた DEM の間では、本来変化がないと考えられる基盤岩域の標高値にずれを含む。そこで基盤岩域における 2 時期の標高差がゼロに近づくよう、以下のように基準となる標高値を調整した (図 2)。

基盤岩域内の 2 時期の標高差とピクセル数の関係を階級幅 0.5 m のヒストグラムにし、最頻値を DEM に含まれる基盤部分の鉛直方向の変化量として求めた (図 2 (b), (c), 表 1)。この値を片方の DEM の標高値に一律に加えることで基盤岩域内の標高差を小さくした。

4. 結果と考察

年間質量収支がゼロとなる標高を平衡線高度 (ELA, equilibrium line altitude) と呼ぶ。この ELA を

表 2 解析範囲内における各氷河の最大標高値、最小標高値および標高中央値 (m).

	最大標高	最小標高	標高中央値
Koryto	1159	323	829
Bunina	1181	481	845
Brovko	1149	518	955
Left Tyushevsky	1260	738	1001
Right Tyushevsky	1177	669	975

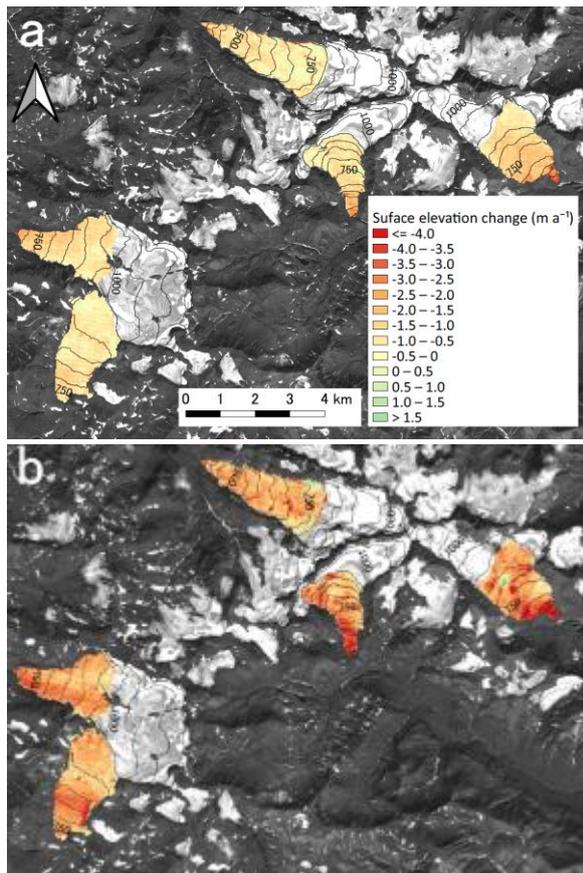


図3 氷河消耗域における2000–2006年(a), 2006–2010年(b)表面高度変化の分布図。

各氷河における標高の中央値に等しいと仮定した⁹⁾標高が ELA 以下である領域を消耗域, ELA 以上である領域を涵養域として区別した(表 2)。涵養域では, 画像の視認性の良し悪しによる DEM の誤差が大きいため, 本稿では消耗域のみを解析の対象とした。2000–2006, 2006–2010 年の各期間の消耗域における氷河表面高度変化の空間分布を図 3 に示す。いずれの期間・各氷河域においても負の値を示し, 2006–2010 年の Bunina 氷河および Brovko 氷河末端部での表面高度低下速度が特に大きく, それぞれ 5.8 m a^{-1} , 4.9 m a^{-1} であった(図 4(b))。また, 5 つの氷河消耗域における表面低下速度は, 2000–2006 年から 2006–2010 年にかけて 2 倍以上に増加した(表 3)。

さらに各氷河の表面高度変化速度を 50 m 毎の標高域で比較すると, Koryto 氷河は他の氷河と比べ同標高域における表面高度低下速度が小さい(図 4)。Koryto 氷河の標高 550–600 m における平均表面高度変化は 2000–2006, 2006–2010 年の各期間でそれぞれ -0.74 m a^{-1} , -1.78 m a^{-1} であり, 1995–1996 年(標高 580 m において $+3.03 \text{ m a}^{-1}$ ¹⁰⁾)

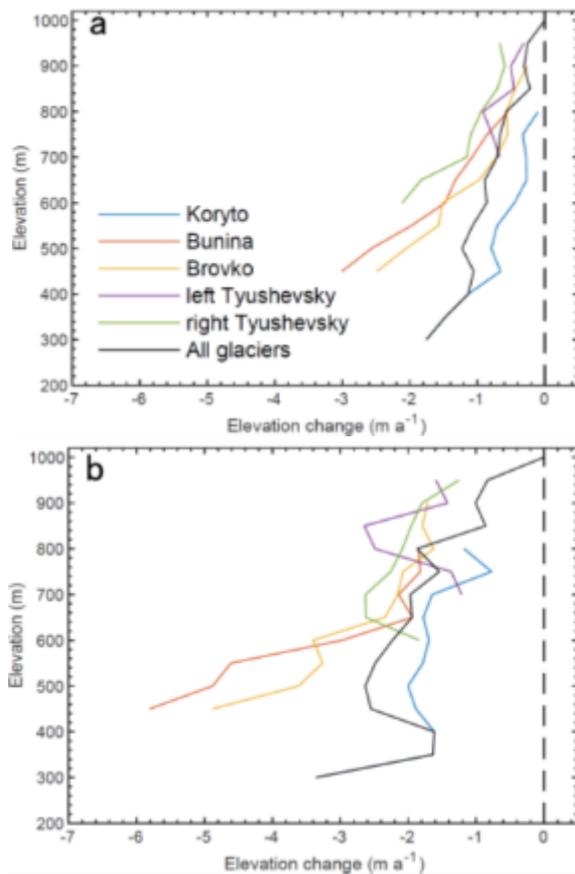


図4 2000–2006年(a), 2006–2010年(b)の各氷河消耗域における平均表面高度変化の標高分布。

表 3 各氷河消耗域の平均表面高度変化(m a^{-1})。

	2000–2006	2006–2010年
Koryto	-0.47 ± 0.9	-1.57 ± 1.0
Bunina	-1.04 ± 0.9	-2.19 ± 1.0
Brovko	-0.67 ± 0.9	-2.07 ± 1.0
Left Tyushevsky	-0.50 ± 0.9	-1.76 ± 1.0
Right Tyushevsky	-0.80 ± 0.9	-1.90 ± 1.0
全体平均	-0.68 ± 0.9	-1.87 ± 1.0

から, 氷河質量減少傾向へと大きく転換していることが明らかになった。先行研究の結果^{5,10)}から, これは冬季の降雪量の減少によるものである可能性が示唆されている。

図 5 は Semyachik (北緯 54.1 度, 東経 159.9 度) において観測された夏季(7–9 月)平均気温経年変化を示したものである。夏季の気温は 2000 年と 2010 年の間に $1.3 \text{ }^\circ\text{C}$ 増加し, 特に 2006–2010 年の期間は $12.1\text{--}12.8\text{ }^\circ\text{C}$ と比較的高い気温を示した。また, 2000–2006 年, 2006–2010 年の各期間の夏季平均気温はそれぞれ $11.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $12.5 \text{ }^\circ\text{C}$ であり,

1°Cの上昇が見られた。従って、夏期の気温上昇により表面融解が増加し、表面高度低下に寄与したと推定される。その他の要因としては、降雪量変化に伴う涵養量の減少等も考えられるため今後検討する必要がある。

5. まとめと今後の展望

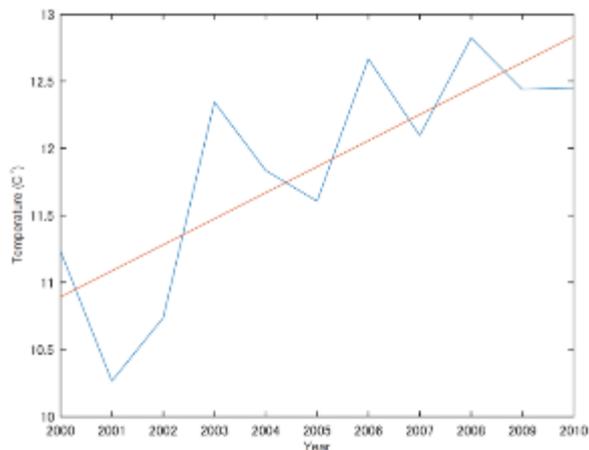


図5 Semyachikの夏季(7-9月)平均気温変化.赤線は全データの線形近似直線.気温データはNOAA(National Climatic Data Center)より取得した。

カムチャッカ半島中東部 Kronotsky 半島内の氷河群では、2000-2006年から2006-2010年にかけて、消耗域における表面高度低下率速度が約3倍に増加した。表面高度変化速度と気温の間には相関が見られたため、この変化は気温上昇による融解量の増加によって引き起こされた可能性がある。一方で降雪量の変化等の要因についても考える必要がある。

今後は Tera 衛星 ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) センサにより取得されたデータセット等も併用することで、2010年以降の氷河表面高度変化についても解析を行っていく。

【参考文献】

- 1) Tatiana Khromova, Gennady Nosenko, Stanislav Kutuzov, Anton Muraviev and Ludmila Chernova, 2014 : Glacier area changes in Northern Eurasia, *Environmental Research Letters*, **9**, 015003 (1-11).
- 2) Hiroki Uehara, Andrey A. Kruts, Humio Mitsudera, Tomohiro Nakamura, Yuri N. Volkov,

Masaaki Wakatsuchi, 2014 : Remotely propagating salinity anomaly varies the source of North Pacific ventilation, *Progress in Oceanography*, **126**, 80-97.

- 3) M. D. Ananicheva, A. N. Krenke and R. G. Barry, 2010 : The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios, *The Cryosphere*, **4**, 435-445.
- 4) Daiji Kobayashi, Yaroslav D. Muravyev, Yuji Kodama and Takayuki Shiraiwa, 1997 : An outline of Russo-Japanese joint glacier research in Kamchatka, 1996, *Bulletin of Glacier Research*, **15**, 19-26.
- 5) Satoru Yamaguchi, Renji Naruse, Takayuki Shiraiwa, 2008: Climate reconstruction since the Little Ice Age by modelling Koryto glacier, Kamchatka Peninsula, Russia, *Journal of Glaciology*, **54**, 125-130.
- 6) Russian Academy of Sciences, 1997: World Atlas of Snow and Ice Resources .
- 7) Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS) : www.glims.org (2019年4月15日閲覧)
- 8) D. Lamsal, T. Sawagaki, T. Watanabe, 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.
- 9) Braithwaite, R. J. and Raper, S. C. B., 2007: Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model, *Annals of Glaciology*, **46**, 297-302.
- 10) Shiraiwa Takayuki, Muravyev Yaroslav D., Yamaguchi Satoru, Glazirin Gleb E., Kodama Yuji, Matsumoto Takane, 1997: Glaciological features of Koryto Glacier in the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia, *Bulletin of Glacier Research*, **15**, 27-36.

結晶構造 II 型の混合ガスハイドレート生成時のエタン水素同位体分別

Hydrogen isotopic fractionation of ethane at the formation of crystallographic structure II mixed-gas hydrates

松田 純平¹, 八久保 晶弘¹, 小関 貴弘¹, 竹谷 敏²
Jumpei Matsuda¹, Akihiro Hachikubo¹, Takahiro Ozeki¹, Satoshi Takeya²
Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

We report isotopic difference in ethane δD between gas and hydrate phases at the clathrate hydrate formation of ethane-argon systems. Ethane was concentrated into hydrate phase rather than argon. The hydrate of crystallographic structure II formed in the high concentration of argon, whereas the structure I appeared in the low concentration of argon. The isotopic difference in ethane δD between gas and hydrate phases changed according to the crystallographic structure, and the tendency was similar to the methane-ethane system. We proposed that the size of host cages affect the isotopic fractionation of guest molecules.

1. はじめに

ロシアのバイカル湖に天然ガスハイドレートが存在することは広く知られている。通常、メタンハイドレートとエタンハイドレートは双方とも結晶構造 I 型となるが、メタンとエタンの混合ガスハイドレートはエタンの組成によって結晶構造 II 型となる^{1),2)}。ロシアのバイカル湖中央湖盆では、メタン・エタン混合系ガスハイドレートの結晶構造 II 型が発見されており³⁾、それ以来、バイカル湖の南湖盆を含むさまざまな場所で同タイプの結晶が発見・採取されている。多くの場合、エタン組成が数%の結晶構造 I 型とエタン組成 15%程度の結晶構造 II 型が同じ堆積物コアに共存している。異なる結晶構造のガスハイドレートの生成・共存メカニズムに関しては諸説^{4),5)}あるが、結晶構造 I 型の一部が何らかの理由で解離すると同時に、その解離ガスからエタン組成の大きい結晶構造 II 型が再生成した可能性が高い、ということが近年明らかになってきた。

バイカル湖中央湖盆の Kukuy K-2 泥火山で採取された天然ガスハイドレートのエタン水素同位体比に関して、結晶構造 II 型は結晶構造 I 型と比較して 5~20‰小さいことが報告されている⁴⁾。同様に、人工的に生成したメタン・エタン系混合ガスハイドレートの解離過程で結晶構造が二次的に生成し、そのエタン水素同位体比が結晶構造 I 型の解離ガスよりも約 15‰小さくなることが

明らかになっている⁶⁾。この結果はバイカル湖で得られた知見と調和的であるが、結晶構造 I 型よりも結晶構造 II 型のエタン水素同位体比がより小さくなる理由については未解明である。なお、結晶構造 I 型の純粋なエタンハイドレートのエタン安定同位体分別に関しては、結晶生成時にハイドレートに取り込まれなかったガス（残ガス）相よりハイドレート相の方がエタン水素同位体比が 0.5~1.8‰小さいことが報告されている⁷⁾。これではバイカル湖で報告されたエタン水素同位体比の大きな差を説明することができない。

筆者らは、メタン・エタン系混合ガスハイドレート生成時のエタン水素同位体分別の度合いが、結晶構造 I 型で小さく結晶構造 II 型で大きいと考えている。松田ら⁸⁾は、様々なメタン・エタンの混合比でガスハイドレート試料を生成し、ラマン分光分析で結晶構造を確認し、ハイドレート生成時の残ガスと解離ガスそれぞれのガス組成およびエタン水素同位体比を測定し、両者の差を調べた。その結果、結晶構造 I 型に対して結晶構造 II 型のハイドレートの方が水素同位体分別の度合いが大きくなることを確認した。

そこで本研究では、メタンとエタンのゲスト・ホスト相互作用が結晶構造 I 型・II 型のエタン水素同位体分別の大きさに影響を及ぼしているのかどうかを確認するため、結晶構造 II 型のエタン・アルゴン系混合ガスハイドレートを生成し、

¹ 北見工業大学
Kitami Institute of Technology

² 産業技術総合研究所
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

エタン水素同位体比を測定することで、その関連性を確認した。なお、純粋なアルゴンハイドレートは結晶構造 II 型をとるため、そこに少量のエタンを導入することで、結晶構造 II 型のエタン・アルゴン系混合ガスハイドレートを生成することが可能である。

2. サンプルの生成方法および測定方法

-20℃の低温室内で耐圧容器（容積 30 mL）に粉末氷 0.7 g を封入し、液体窒素温度下で容器内を真空引きした後、高純度エタンと高純度アルゴンを任意の組成で導入した。その後、耐圧容器を氷水に浸し、0℃を保つことで粉末氷を徐々に融解させ、融解水とゲストガスを接触させる方法で純度の高い混合ガスハイドレートを生成した。ガス混合比から予想される平衡圧以上で圧力が安定した後、+1℃に設定した恒温水槽に入れることで、0℃のままでは残存する可能性のある氷を全て融解させてガスハイドレートを生成した。内圧が安定してから容器内の残ガスを採取し、その後余剰ガスを排出し、耐圧容器を液体窒素に浸してからガスハイドレート結晶を採取した。

バッチ式反応容器で混合ガスハイドレートを生成する際、容器内体積が有限であることから、結晶の成長段階で時々刻々とガス組成が変化する。本実験では、エタン・アルゴン系に関しては、同じ温度ではアルゴンハイドレートの平衡圧よりもエタンハイドレートの平衡圧の方がかなり低いことから、エタンはハイドレート相に相対的に濃縮され、また結晶成長が進むにつれて残ガス相・ハイドレート相それぞれのエタン組成はともに変化していくと考えられる。耐圧容器のヘッドスペースガス部分の体積と、混合ガスの初期圧力（10 MPa）、水和数（簡単のため、結晶構造 II 型の全てのケージに包接された場合の 5.67 を仮定）から、初期ガス全体の約 3.9% がガスハイドレート結晶に取り込まれる（残り 96.1% は残ガス）と見積もられた。

残ガスについては、容器を真空ラインに接続し、大気圧程度に圧力を調整した。ハイドレートガスについては真空ライン内で結晶試料を解離させることで得た。それぞれのガス試料をシリンジインジェクションにより安定同位体質量分析装置（Delta V, サーマフィッシャーサイエンティフィック）に導入した。エタン・アルゴン系混合系のハイドレート生成実験では、ハイドレートガスが

残ガスよりもエタンリッチになるため、測定対象となるエタンの質量分析装置への導入量が一定の値となるよう、あらかじめガスクロマトグラフ（GC-2014, 島津製作所）でそれぞれのガス組成を求め、シリンジインジェクション量を計算して調節した。

3. 測定結果

図 1 はガスクロマトグラフで求められた、残ガスおよびハイドレートガスの組成分析の結果である。純粋なエタンハイドレートの平衡圧は純粋なアルゴンハイドレートよりもかなり低いため、松田らの結果⁸⁾と同様、ガスハイドレート生成時にアルゴンよりもエタンが優先的に包接される。その結果、残ガス相に対するハイドレート相のエタン組成が図中両軸の 1:1 の点線より上方にプロットされている。

図 2 はハイドレート相のエタン組成が 30.2%, 60.9%, 67.1% の 3 試料から得られた結晶のラマン分光分析の結果である。結晶構造 I 型および II 型に包接されるエタンの C-C 対称伸縮モードのラマンピーク位置はそれぞれ、1000 cm^{-1} および 991 cm^{-1} であるため、結晶構造の判別に利用できる^{1),2)}。すなわち、エタン組成 30.2% では結晶構造 II 型、同 67.1% では結晶構造 I 型、同 60.9% では結晶構造 I 型と結晶構造 II 型が混在していることがわかる。同様に、全ての試料についてラマンピークを調べた結果、図 1 に示すように、ハイドレート相のエタン組成が 0~36% まではアルゴンリッチな結晶構造 II 型、同 67% 以上ではエタンリッチな結晶構造 I 型の生成範囲であると考えられる。

図 3 はエタン水素同位体比の残ガス・ハイドレートガス間の差をハイドレート相のエタン組成に対してプロットしたものである。図 1 および図 2 で示したように、エタン高濃度域には結晶構造 I 型の範囲が、エタン低濃度域には結晶構造 II 型の範囲があり、これらの中には結晶構造 I 型と II 型の混合領域が存在する。結晶構造 II 型の範囲（図中□）では水素同位体比の差が 4.2~6.6‰、結晶構造 I 型の範囲（図中○）では -3.0~0.6‰、と明らかな差があり、メタン・エタン系⁸⁾と同様に結晶構造 II 型の範囲で相対的に同位体分別の度合いが大きいことが分かる。このことから、エタンの水素同位体比の差は結晶構造によるものであると考えられる。

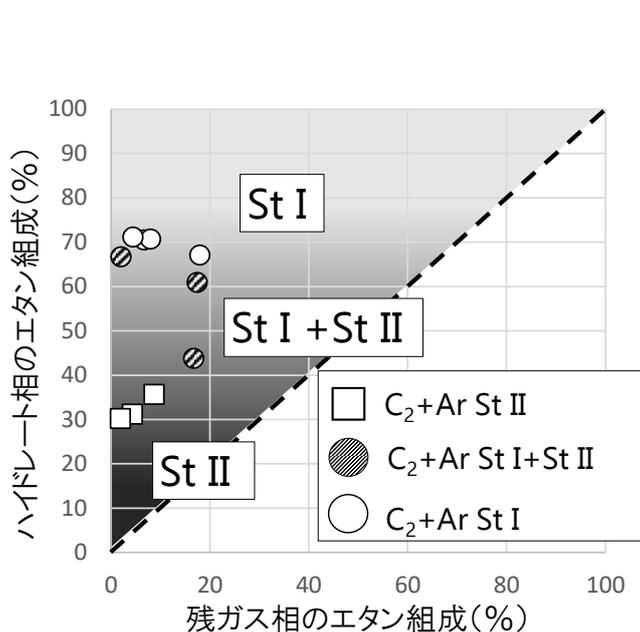


図1 エタン・アルゴン系混合ガスハイドレートのガス組成分析の結果

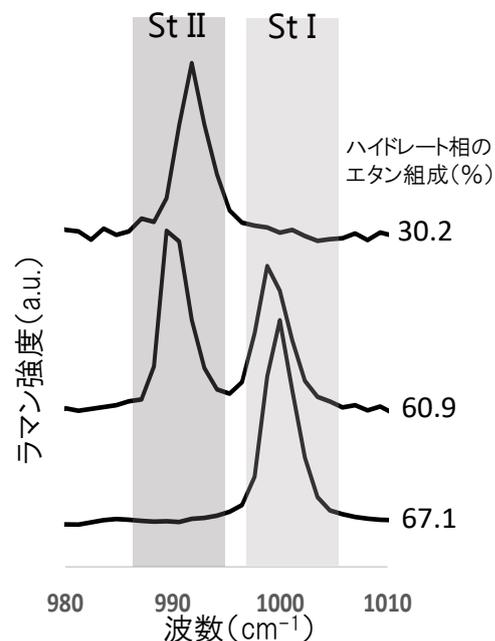


図2 エタン・アルゴン系混合ガスハイドレートのラマン分光分析の結果

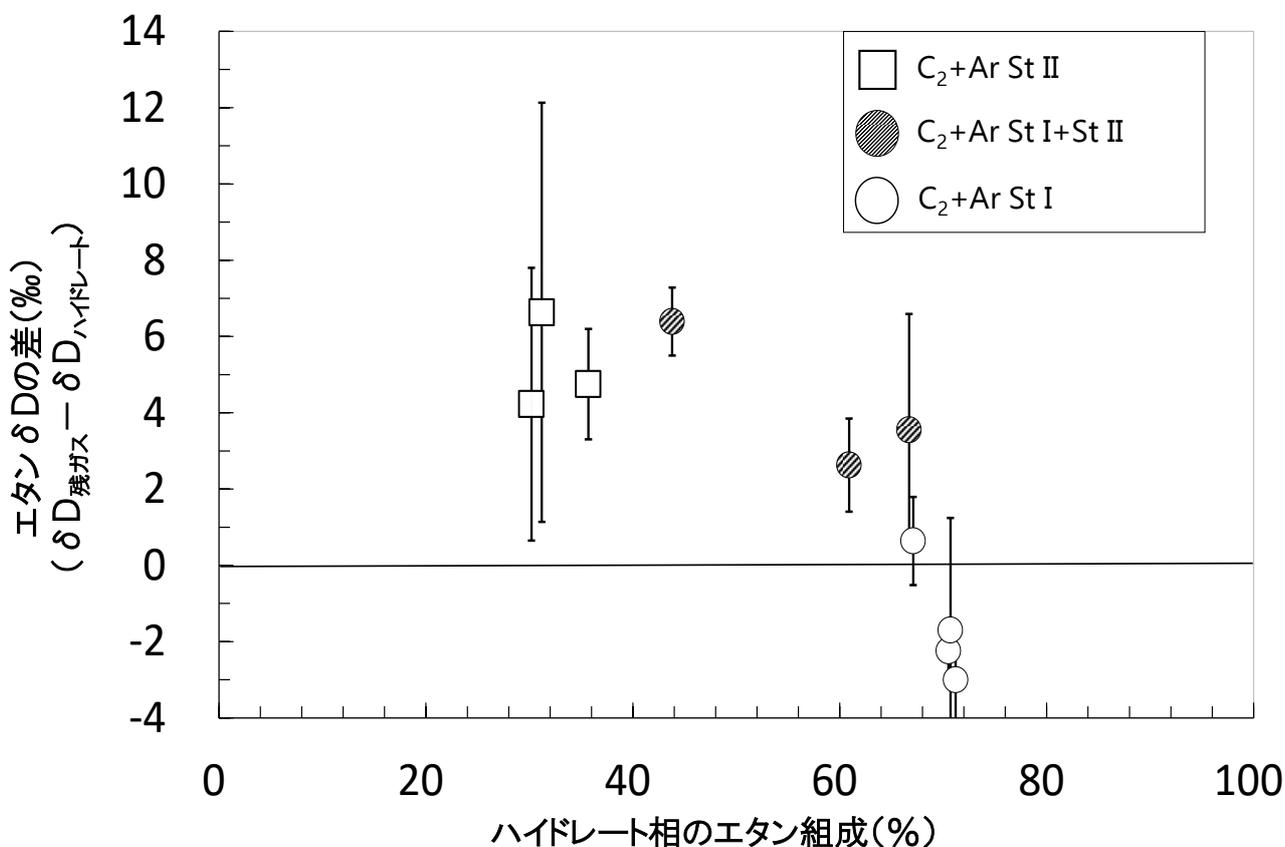


図3 エタン・アルゴン系混合ガスハイドレートのエタン水素同位体比の差

4. 考察およびまとめ

先行研究⁸⁾に引き続き、エタン・アルゴン系においても、結晶構造 I 型と結晶構造 II 型で安定同位体分別の大きさに差がみられた。その理由として、水分子で構成されるケージのサイズと分子径との関係が考えられる。純粋なメタンハイドレートと純粋なエタンハイドレートは、双方とも結晶構造 I 型をとり、特にエタンに関してはほぼ結晶構造 I 型の大ケージにのみ包接される。メタン、エタンそれぞれの大ケージに包接された際のホスト分子とゲスト分子間の距離について検討すると、メタンと比較して分子径の大きいエタンはケージとの距離がより短くなると考えられる。同様に、プロパンハイドレートとイソブタンハイドレートについて考えると、双方とも結晶構造 II 型をとり、かつ大ケージにのみ包接され、また分子径の関係から、プロパンと比較してイソブタンの方がケージとの距離が短くなると考えられる。

これらのことを踏まえて、それぞれのガス混合系における水素同位体分別について検討する。ゲスト・ホスト分子間の距離が相対的に長いメタンハイドレートとプロパンハイドレートの水素同位体分別は、それぞれ約 5‰⁷⁾と約 6‰⁹⁾である。これに対し、ゲスト・ホスト分子間の距離が相対的に短いエタンハイドレートとイソブタンハイドレートの場合、両者とも約 1‰であった⁷⁾。このことから、同じサイズのケージ同士 (14 面体ないし 16 面体) では、ゲストのサイズがカゴに対して小さい、すなわちゲスト・ホスト分子間の距離が長いと、同位体分別の度合いが大きくなると考えられる。

結晶構造 I 型および結晶構造 II 型にそれぞれ包接されたエタンのゲスト・ホスト分子間の距離についても同様に検討すると、結晶構造 I 型の大ケージ (14 面体) に包接されたエタンと比較して、結晶構造 II 型の大ケージ (16 面体) に包接されたエタンの方が、ゲスト・ホスト分子間の距離が長い。したがって、前述の他の軽炭化水素と同様、より大きいサイズのケージに包接された場合にゲストの水素同位体分別は大きくなる、と考えられる。

【引用文献】

- 1) Subramanian, S., Kini, R. A., Dec, S. F. and Sloan Jr., E. D., 2000a: Evidence of structure II hydrate formation from methane + ethane mixtures, *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 1981-1999.
- 2) Subramanian, S., Ballard, A. L., Kini, R. A., Dec, S. F. and Sloan Jr., E. D., 2000b: Structural transitions in methane + ethane gas hydrates — Part I: upper transition point and applications, *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 5763-5771.
- 3) Kida, M., Khlystov, O., Zemskaaya, T., Takahashi, N., Minami, H., Sakagami, H., *et al.*, 2006: Coexistence of structure I and II gas hydrates in Lake Baikal suggesting gas sources from microbial and thermogenic origin, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24603, doi:10.1029/2006GL028296.
- 4) Hachikubo, A., Khlystov, O., Manakov, A., Kida, M., Krylov, A., Sakagami, H., *et al.*, 2009: Model of formation of double structure gas hydrates in Lake Baikal based on isotopic data, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18504, doi:10.1029/2009GL39805.
- 5) Manakov, A. Yu., Khlystov, O. M., Hachikubo, A. and Ogienko, A. G., 2013: A physicochemical model for the formation of gas hydrates of different structural types in K-2 mud volcano (Kukui Canyon, Lake Baikal). *Russ. Geol. Geophys.*, **54**, 475-482.
- 6) 太田有香, 八久保晶弘, 竹谷敏, 2016: メタン・エタン混合ガスハイドレート解離時のエタン安定同位体分別. 北海道の雪氷, **35**, 99-102.
- 7) Hachikubo, A., Kosaka, T., Kida, M., Krylov, A., Sakagami, H., Minami, H., *et al.*, 2007: Isotopic fractionation of methane and ethane hydrates between gas and hydrate phases, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.
- 8) 松田純平, 八久保晶弘, 竹谷敏, 2018: メタン・エタン系混合ガスハイドレートのエタン水素同位体分別の結晶構造依存性, 北海道の雪氷, **37**, 27-30.
- 9) 二階堂亜美, 松田純平, 八久保晶弘, 竹谷敏, 2018: プロパンおよびイソブタンハイドレート生成時の水素安定同位体分別, 雪氷研究大会 (2018・札幌) 講演要旨集, p158

札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その1 —2018年度までの経年変化に着目して—

Trends of Injured Fallers Requiring Emergency Transport to Hospitals in Winter in Sapporo, Focusing on Secular Change Until 2018

橋本 滯奈, 大橋 一仁, 永田 泰浩, 金田 安弘
Reina Hashimoto, kazuhito Ohashi, Yasuhiro Nagata, Yasuhiro Kaneda
Corresponding author: r-hashimoto@decnet.or.jp (R. Hashimoto)

本報告では、1996年度から2018年度の23冬期における、札幌市の冬期の転倒による救急搬送者のデータを用い、2018年度の救急搬送者の動向、ならびに、23冬期のデータを用いた救急搬送者の特徴を把握するための分析を行った。その結果、2018年度の救急搬送者数は2011年度以降では最も少なかったこと、2018年度3月の救急搬送者数は10冬期の平均値の半数以下であったことが明らかになった。また、2017年度の救急搬送者数は、23冬期の多くの年度で割合が低い未明から朝方の時間帯に高い割合であったこと、中央区では年度により救急搬送者数の変動が顕著であることが明らかとなった。

1. 背景と目的

北海道開発技術センターでは、ウインターライフ推進協議会の事務局として、雪道での転倒事故防止を目的に、街頭での砂まき活動、ウェブサイトやリーフレットによる注意喚起、転倒予防教室での指導、つるつる路面情報の提供に向けた協力などを行ってきたほか、札幌市における雪道での転倒による救急搬送データを継続的に分析してきた¹⁾。札幌市における救急出動は、出動件数、搬送人員ともに年々増加傾向にある²⁾。2017年は、降雪が記録された1月から3月、11月および12月に、雪道での転倒による救急搬送者数(1268人)が、札幌市における救急出動件数(39197件)の約3.2%を占めていた。

本報告では、12月から3月を“冬期”と定義し、札幌市における冬期の転倒による救急搬送者データを分析した。本報告の目的は、冬期の転倒による救急搬送者(以降、“救急搬送者”と称す)の動向や特徴を把握することである。

今回分析に用いたデータは、1996年度から2018年度までの救急搬送者データのうち、「雪道の自己転倒」に分類されたデータである。データには、転倒によって救急搬送された日付、時間帯、出動場所、転倒事故の発生場所(歩道、車道、建物出入口など)、救急搬送者の性別、年齢、居住地、傷病名、傷病程度の情報が含まれている。2018年度は、冬期(12月から3月)の救急搬送者886人の他に、11月に75人が記

録されていた。

2. 2018年度の救急搬送者の動向の把握

(1) 年度別救急搬送者数

1996年度から2018年度までの23冬期における救急搬送者数の推移を、図1に示した。図1より、2018年度の救急搬送者数は886人であり、2011年度以降では最も少なかった。図2には、2018年度における累積救急搬送者数および札幌市の累積降雪量の推移を示した。図2より、2018年度は11月中旬頃に初めて降雪が観測されており、同時期に救急搬送者も初めて記録されている。累積降雪量は、11月中旬頃から2月中旬頃まで右肩上がりに増加していたが、2月中旬以降はほぼ横ばいで推移していた。2月中旬以降は累積救急搬送者数の傾きも緩くなっていることから、救急搬送者数は降雪量の影響を受けていると考えられる。

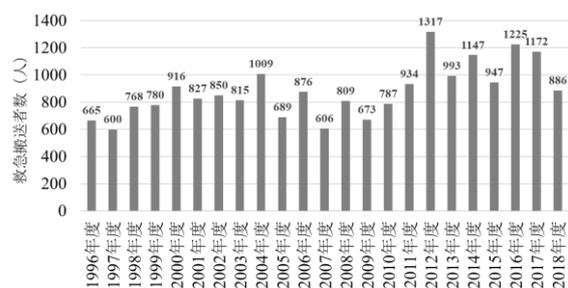


図1 救急搬送者数の23冬期の推移

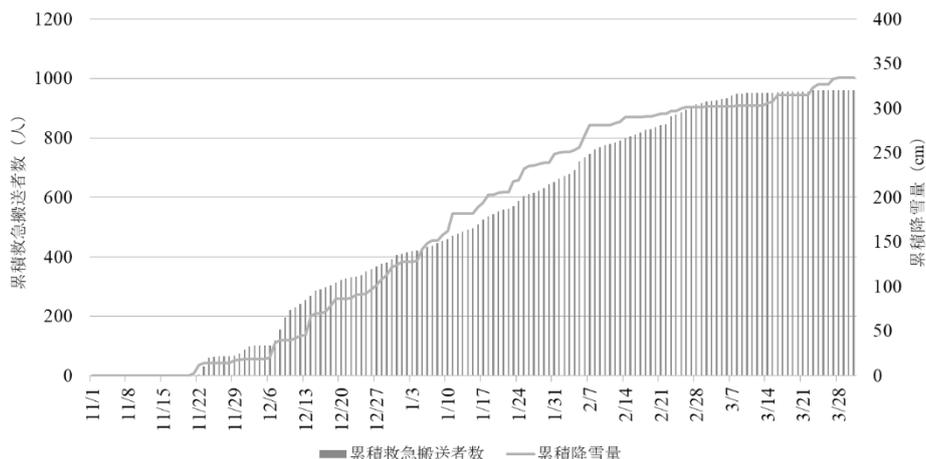


図2 累積救急搬送者数および札幌市の累積降雪量の2018年度の推移

(2) 月別救急搬送者数

2018年度における月別救急搬送者数および2009年度から2018年度までの10冬期における救急搬送者数の月別平均値を、図3に示した。図3より、10冬期の平均値は12月が最多であった。12月は、日中には気温が零度以上となるため融雪が進みやすい一方で、朝方や夜間には氷点下となるため昼間に融けた雪が再び凍結し、凍結路面となりやすいことが一因として考えられる。さらに、12月は雪が降り始める時期であるため、凍結路面に対する不慣れさや準備不足などといった、人的要因の影響もあると考えられる。

図3より、2018年度は3月の救急搬送者数が10冬期の平均値の半数以下であり、非常に少なかった。2018年度3月の札幌市の降雪量は33cmと、3月の平年値(98cm)と比べて非常に少なく、図2でも、2月中旬以降の累積降雪量は横ばいに推移していた。2018年度の3月は降雪量が少なかったことにより、救急搬送者数も少なかった可能性が考えられる。

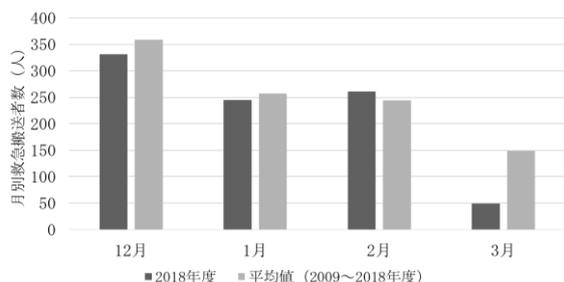


図3 2018年度の月別救急搬送者数および10冬期(2009~2018年度)の救急搬送者数の月別平均値

3. 23冬期のデータによる救急搬送者の特徴の把握

(1) 時間帯別救急搬送者数

1996年度から2018年度までの23冬期における救急搬送者数の時間帯別推移を、図4に示した。図4より、ほとんどの年度において、0時台から2時台や3時台から5時台といった未明の時間帯における救急搬送者の割合が低い一方で、9時台から11時台といった午前中、15時台から17時台といった夕方の割合が高いことが明らかになった。しかし、2017年度は未明における救急搬送者数の割合が高かった。図5には、2017年度における救急搬送者数および2009年度から2018年度までの10冬期における全救急搬送者数の時間帯別割合を示した。10冬期の全救急搬送者数は、8時台から10時台に全体の7~8%程度をそれぞれ占めており、午前中の早い時間帯に救急搬送者数の割合が高かった。しかし、2017年度は、0時台から9時台といった未明から朝方にかけての救急搬送者数の割合が、10冬期の全救急搬送者よりも1~2%程度高く、特に0時台から3時台が高かった。2017年度にこれらの傾向が見られた理由については現在不明であるが、同時時間帯における救急搬送者の年齢や居住地などについて分析を進めている最中である。

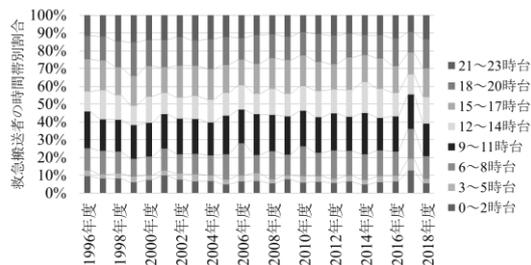


図4 救急搬送者数の時間帯別推移

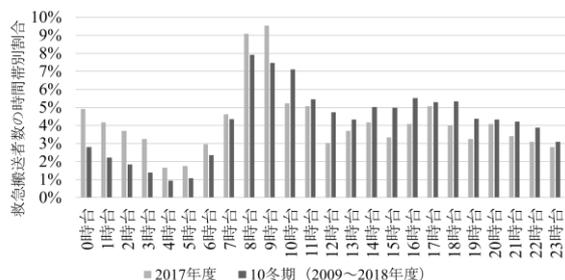


図5 2017年度の救急搬送者数および10冬期(2009～2018年度)の全救急搬送者数の時間別割合

(2) 行政区別救急搬送者数

1996年度から2018年度までの23冬期における行政区別救急搬送者数の推移を、図6に示した。図6より、中央区において救急搬送者数の年度による変動が目立っており、2012年度、2016年度および2017年度は特に救急搬送者数が多かった。図7には、1996

年度から2018年度までの23冬期における中央区の救急搬送者数および札幌市の降雪量の推移を示した。図7より、中央区において救急搬送者数が特に多かった2012年度は、降雪量も多かったことが示されたが、2016年度および2017年度は平均的な降雪量であった。図8には、中央区における救急搬送者数とそのうちの市外居住者の救急搬送者数の推移を示した(救急搬送者の居住地の記録開始が2007年度であったため、2007年度から2018年度の推移を示した)。中央区において救急搬送者数が多かった2012年度、2016年度および2017年度は、市外居住者の中央区での救急搬送者数が多くなっていた。中央区は、ビジネスや観光を目的に市外からも多くの人が集まる地域であり、気象のような歩行者を取り巻く環境に加え、歩行者側の特性(歩行者数の増加や居住地など)の影響を受け、救急搬送者数の急増が発生したと考えられる。

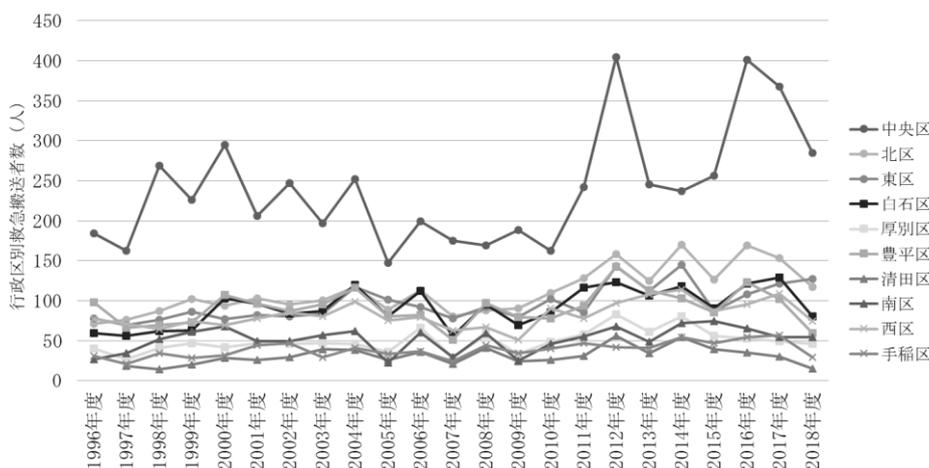


図6 行政区別救急搬送者数の推移

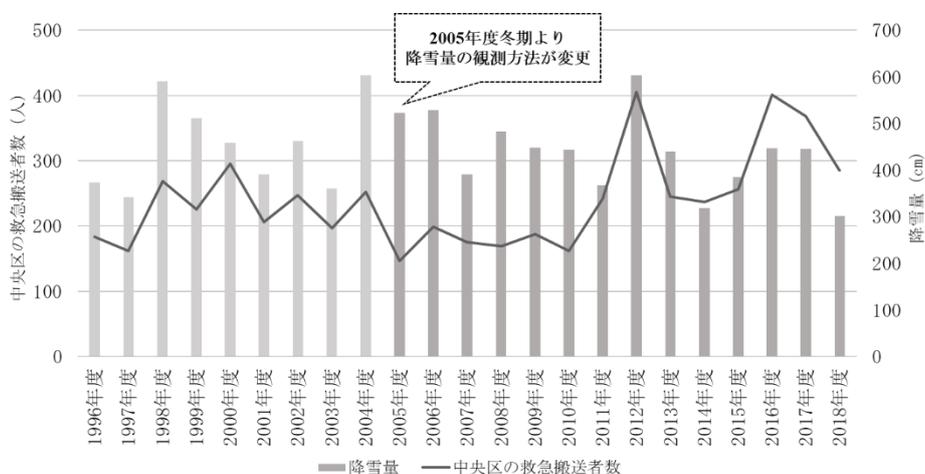


図7 中央区の救急搬送者数および札幌市の降雪量の推移

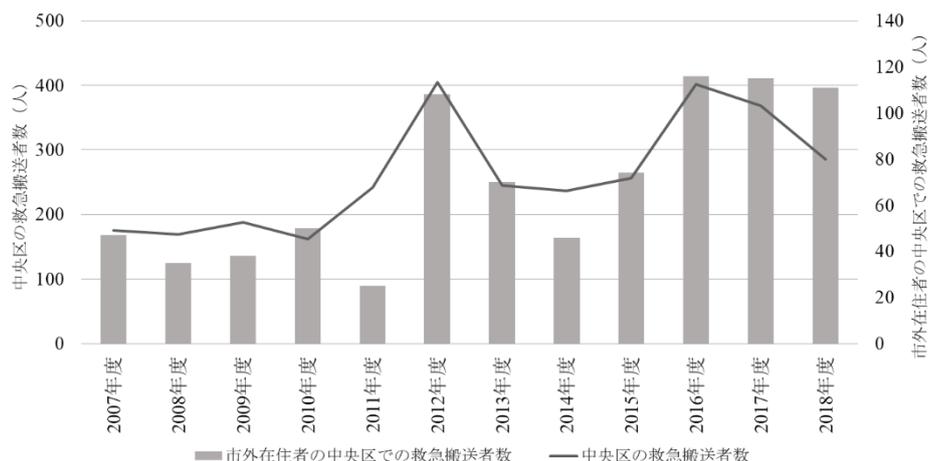


図 8 中央区の救急搬送者数とそのうちの市外居住者の救急搬送者数の推移

4. まとめ

・年度別救急搬送者数

2018 年度の救急搬送者数は 886 人であり、2011 年度以降では最も少なかった。救急搬送者数は降雪量の影響を受けており、2018 年度は少雪による影響が大きいと考えられる。

・月別救急搬送者数

10 冬期 (2009~2018 年度) における救急搬送者数の月別平均値は、12 月が最多であった。同一年のうちの気温の変動によって凍路路面となりやすいことに加え、雪が降り始める時期であることによる不慣れさや準備不足が一因として考えられる。また、2018 年度 3 月の救急搬送者数は 10 冬期の平均値の半数以下であった。2018 年度は 2 月中旬以降の降雪量が非常に少なかったためであると考えられる。

・時間帯別救急搬送者数

2017 年度の救急搬送者数は、23 冬期の多くの年度で割合が低い未明から朝方の時間帯に高い割合であった。このような傾向が見られた理由については現在不明であるが、同時間帯における救急搬送者の年齢や居住地などについての分析を進めている。

・行政区別救急搬送者数

中央区において救急搬送者数の年度による変動が目立っていた。中央区の救急搬送者数は、気象の

ような歩行者を取り巻く環境のみならず、歩行者側の特性の影響を受けていると考えられる。

今後は、上記の点や大橋ら³⁾の提言を踏まえ、救急搬送者数が増加しやすい条件を、市内居住者のみならず、市外から札幌市を訪れた人に対してもさらに周知させる必要があると考えられる。

【謝辞】

整理、分析にあたり、札幌市消防局様より救急搬送者データをご提供いただいた。この場を借りて深く御礼申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) 永田泰浩, 金田安弘, 2018 : 2017 年度冬期の札幌市における転倒による救急搬送者の動向, 北海道の雪氷, **37**, 43-46.
- 2) 札幌市ホームページ「救急出動状況」:
<https://www.city.sapporo.jp/shobo/kyukyu/shutudou/shutudou.html> (2019 年 5 月 9 日閲覧)
- 3) 大橋一仁, 橋本滯奈, 永田泰浩, 金田安弘, 2019 : 札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その 2—傷病程度と居住地に着目して—, 北海道の雪氷, **38**.

札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その2 —傷病程度と居住地に着目して—

Trends of injured fallers requiring emergency transport to hospitals in winter in Sapporo, focusing on their injury levels and residence locations

大橋 一仁, 橋本 滯奈, 永田 泰浩, 金田 安弘
Kazuhito Ohashi, Reina Hashimoto, Yasuhiro Nagata, Yasuhiro Kaneda
Corresponding author: k-ohashi@decnet.or.jp (K. Ohashi)

札幌市における冬期の転倒による救急搬送を傷病程度と救急搬送者の居住地に着目して行政区別に分析した。結果、札幌市全体における救急搬送者の傷病程度については、救急搬送件数のピークが昼間と夜間にあり、夜間は軽症による搬送割合が高かった。救急搬送者の居住地に関しては、居住地が札幌市内から離れるにつれて軽症の割合が増加する傾向にあった。今後高齢化の進展によって救急搬送件数が増加すると推察されるため、上記の視点を踏まえ、救急搬送人員抑制のための対策が必要である。

1. はじめに

ウインターライフ推進協議会では、札幌市における「雪道の自己転倒」による救急搬送データの分析結果をもとに、冬期の転倒予防を目的として、情報提供による注意喚起を行っている¹⁾。橋本ら²⁾は、1996年度から2018年度のデータから救急搬送者の特徴を把握した。それを踏まえ本報告では、札幌市行政区別の救急搬送者の傷病程度と居住地に着目した冬期の転倒による救急搬送者の動向の把握を目的とする。なお、2006年度以前は属性データの一部に欠損があるため、2007年度から2018年度のデータで分析を行った。

送のうち、3件に1件以上は入院が必要な傷病であった。本報告では、救急搬送元として札幌市行政区に着目し、救急搬送者の傷病程度の分析を行った。

(1) 行政区別の傷病程度と年齢

行政区別の入院が必要な傷病程度（中等症、重症）の割合を図1に示す。救急搬送者数に対する入院が必要な傷病程度の割合は、南区が47%と最も高く、次いで手稲区が45%であり、中央区が32%で最も低かった。

これら3区に着目すると、中央区は札幌駅、大通地区、すすきの地区を有する札幌の中心街であ

2. 救急搬送元と傷病程度の分析

札幌市における傷病程度の分類を表1に示す。分析対象とした12年間における冬期の転倒による救急搬送件数は11,918件であった。傷病程度別の割合は、軽症が61.8% (7365件)、中等症が36.7% (4378件)、重症が1.5% (173件)、死亡が0.0% (2件)であった。冬期の転倒による救急搬

表1 札幌市における傷病程度の分類

傷病程度	定義
軽症	入院加療を必要としないもの
中等症	重症または軽症以外のもの
重症	3週間の入院加療を必要とするもの以上のもの
死亡	初診時において死亡が確認されたもの

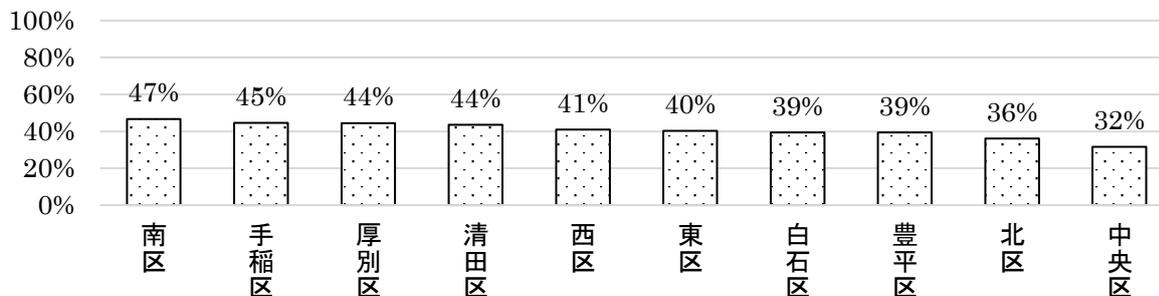


図1 札幌市行政区別にみた入院が必要な傷病程度（中等症、重症）の割合

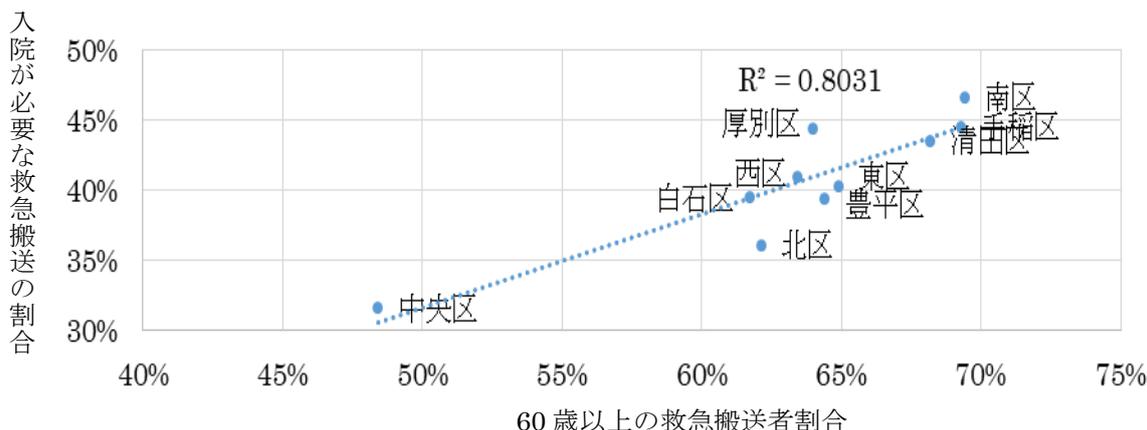


図 2 60 歳以上の救急搬送者割合と傷病程度の関係

る。手稲区は石狩市、小樽市に隣接し、札幌市内で3番目に高齢化率が高い区である。そして南区は、真駒内公園、滝野すずらん丘陵公園など自然豊かな地域であり、札幌市内で最も高齢化率が高い区である。既存文献¹⁾からも、年齢層が高いほど大きなケガになることを把握している。入院が必要な傷病程度（中等症、重症）の割合は、各区の繁華街の規模や60歳以上の救急搬送者割合と関係していると考えた。

図 2 に冬期の転倒による救急搬送者数に対する60歳以上の救急搬送者割合と、冬期の転倒による救急搬送者数に対する入院が必要な傷病程度の割合（中等症、重症）を行政区別に示す。2軸の回帰直線の決定係数は0.8031であった。60歳以上の搬送割合が高い区は、入院が必要な傷病程度の割合が高い傾向にある。

(2) 行政区別の傷病程度と救急搬送時刻

救急搬送時刻と救急搬送者の傷病程度に着目して行政区別に分析した。図3、図4、図5、図6に、札幌市全体、手稲区、南区、中央区における軽症と中等症の時刻別の救急搬送件数を示す。札幌市全体の救急搬送件数のピークは、午前中と夕方から夜間にかけて2つあり、夕方以降の救急搬送件数は軽症の割合が増える傾向にあった。手稲区は午前中に搬送件数のピークがあり、夜に向けて搬送件数が減少していた。南区においても手稲区と同様の傾向が見られるが、南区の午前中の搬送件数は、軽症よりも中等症の件数が多いという特徴があった。中央区は夜間に救急搬送件数のピークがあり、夜間の軽症の割合が高かった。

中央区は、すすきのなどの繁華街が大きく影響し、飲酒によって転倒しやすいうえ、夜間は周辺に病院が開いていないことから、救急搬送件数と軽症の割合が夜間に増加すると考えられる。

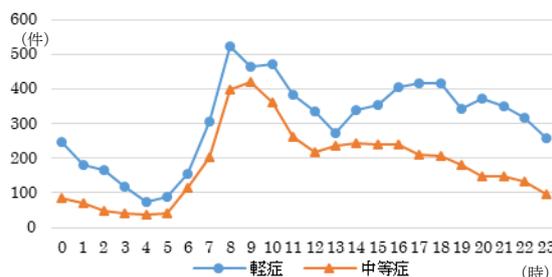


図 3 札幌市における時刻別搬送件数

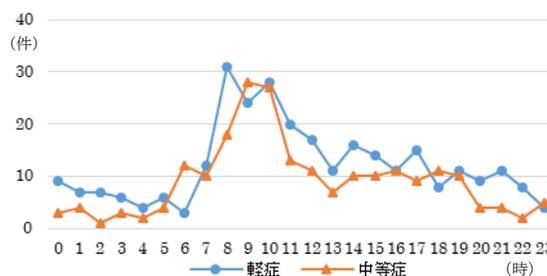


図 4 手稲区における時刻別搬送件数

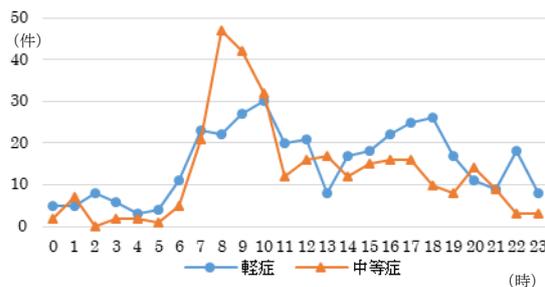


図 5 南区における時刻別搬送件数

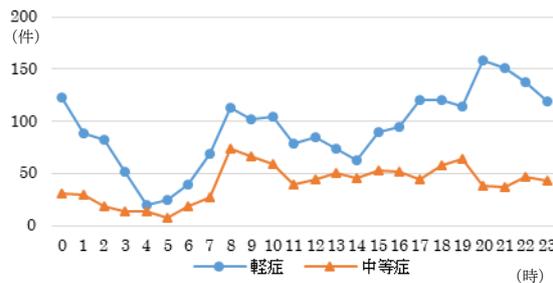


図 6 中央区における時刻別搬送件数

3. 救急搬送者の居住地による特徴

救急搬送者の居住地に着目して分析を行った。11,918 件の全救急搬送者における居住地別の割合は、札幌市内が 89% (10934 件)、札幌市内を除く道内が 3.3% (388 件)、道外が 6% (706 件)、海外が 1% (162 件) であった。

(1) 搬送者の居住地と救急搬送元

居住地別の救急搬送元を図 7 に示す。居住地が道外、海外の搬送者は、約 75% が中央区で転倒しているのに対し、札幌市内を除く道内は 50%、市内は 22% であった。主な転倒場所として、海外居住者は狸小路を含むすすきの地区、大通駅や札幌駅周辺で多くの人が転倒によって搬送されていた。また道外居住者はそれらの場所に加えて、中島公園、藻岩山山麓、桑園において転倒によって搬送されていた。このほか海外居住者は、札幌雪まつりつどーむ会場や白い恋人パークでも転倒によって搬送されていた。

札幌市内を除く道内居住者は、札幌市内居住者と比較して、中央区と厚別区における搬送割合が高い。これはどちらの区も JR と地下鉄、バスへの乗り換えが可能であるとともに、駅周辺には大型の商業施設が存在する。札幌市内を除く道内居住者の多くが、移動の目的地や経由地として、中央区、厚別区を経由することが影響していると考えられる。

の乗り換えが可能であるとともに、駅周辺には大型の商業施設が存在する。札幌市内を除く道内居住者の多くが、移動の目的地や経由地として、中央区、厚別区を経由することが影響していると考えられる。

(2) 搬送者の居住地と救急搬送時刻

居住地に着目した時刻別の搬送割合を図 8 に示す。札幌市内居住者は、午前中にピークがあり、夜に向けて搬送件数が減少していく傾向にある一方で、道外と海外居住者に関しては、夜の 20 時ごろにピークがあり、午前中から徐々に搬送件数が増加していく傾向があった。

(3) 搬送者の居住地と傷病程度

居住地別の傷病程度割合を図 9 に示す。居住地が札幌市内から離れるにつれて、軽症での搬送割合が高くなる傾向が明らかとなった。海外や道外居住者は図 8 の結果から、夜間の救急搬送割合が高く、飲酒によって転倒しやすいとともに、近くに病院がないために軽症でも救急搬送を依頼するのではないかと考えられる。さらに、道外や海外の居住者は札幌市内の土地勘がなく、近くに頼

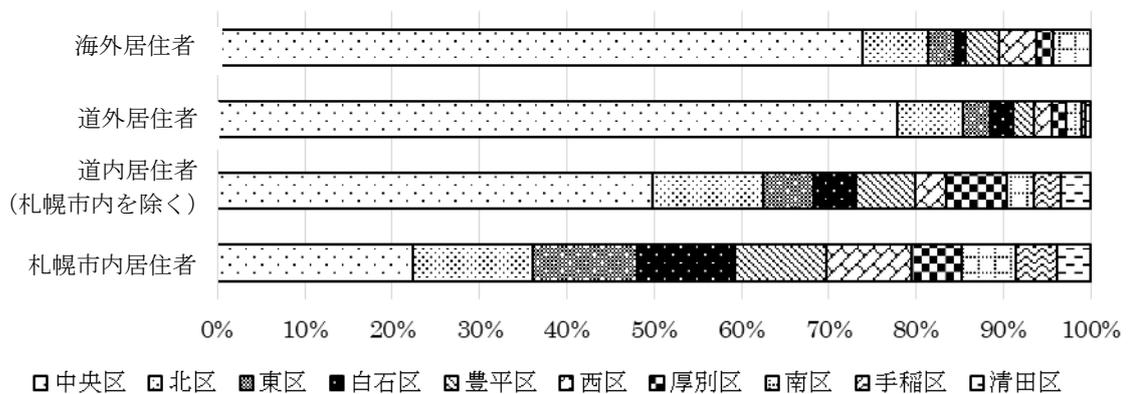


図 7 居住地別の救急搬送元割合

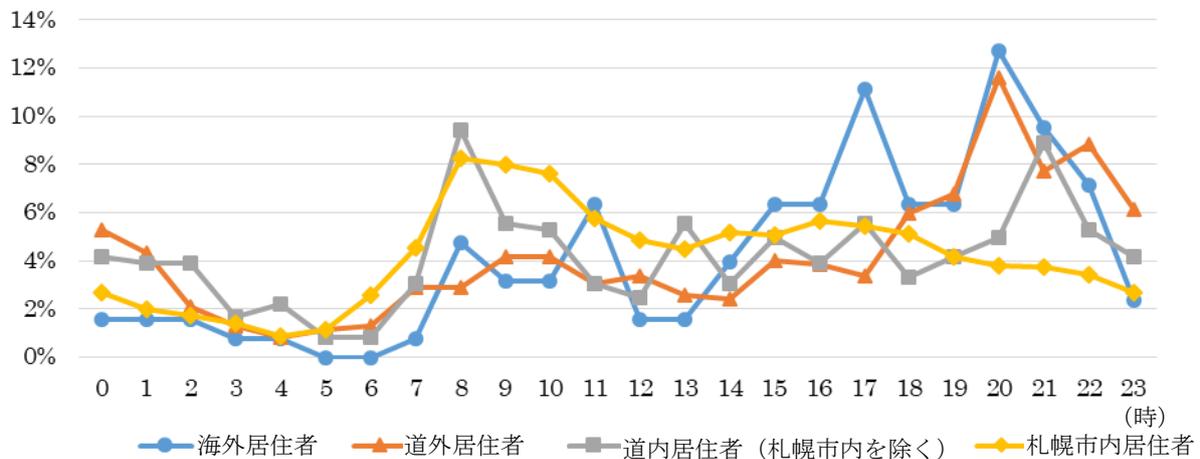


図 8 時刻別搬送割合

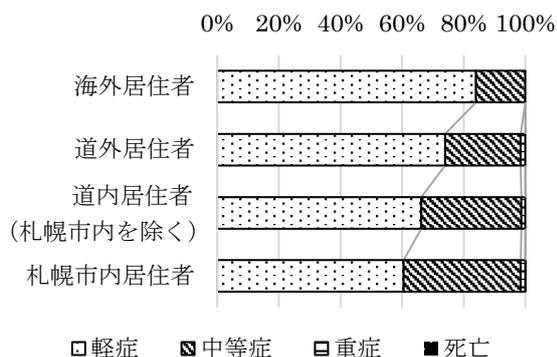


図9 居住地別傷病程度割合

れる人がいないことも、救急搬送者の居住地が札幌から離れるにつれて軽症の割合が増加する要因の一つとして考えられる。

4. まとめ

本研究の成果を以下に示す。

- 冬期の転倒による全救急搬送者数に対する60歳以上の搬送割合が高い区は、入院が必要な傷病程度（中等症、重症）の割合が高い傾向にある。つまり、60歳以上の転倒は若者と比較して重症になりやすい傾向にある。
- 夕方から夜間にかけての救急搬送件数は、中央区が多く、南区、手稲区は少ない傾向が見られた。よって、繁華街の規模や60歳以上の転倒による救急搬送割合が影響していると考えられる。
- 同様に、夕方から夜間にかけての救急搬送は軽症での搬送割合が高くなる傾向を明らかにした。飲酒によって転倒しやすいとともに、近くに病院がないために軽症でも救急搬送を依頼するのではないかと考えられる。
- 札幌市内を除く道内居住者は、札幌市内居住者と比較して、中央区と厚別区における搬送割合が高い。札幌市内を除く道内居住者の多くが、移動の目的地や経由地として、中央区、厚別区を訪れるためだと考えられる。
- 救急搬送者の居住地が札幌市内から離れるにつれて軽症の割合が増加する傾向や、海外、道外居住者は夜間の搬送件数が多い傾向につ

いて、行政区別の転倒割合と同様に、飲酒によって転倒しやすいとともに、近くに開いている病院がないため、軽症でも救急搬送を依頼するのではないかと考えられる。

札幌市HP³⁾によると、2008年から2017年の10年間で、1年あたりの搬送人員が1.86万人増加している。また、高齢者の搬送人員は2008年から2017年にかけて約1.71万人増加しており、搬送人員増加の多くが高齢者によるものである。よって、高齢化の進展によって救急搬送件数が増加すると推察される。冬期の転倒など予防や対策が可能な事故による救急搬送人員を削減していく対策が必要である。冬期の転倒による救急搬送に関しては、主に2つの視点から対策が考えられる。まず1つ目は、転倒を防止する対策である。2つ目は軽症の時に救急車の利用を抑制する対策である。特に2つ目に関しては、居酒屋などの飲食店が応急処置や注意喚起を行うなど、ソフト面から対策が可能である。そのほか、救急搬送者の居住地が道外や海外の人に向けた当番院の広報など、対策を行う必要があると考える。

【謝辞】

この度は札幌市消防局様よりデータをご提供頂いた。この場を借りて深く感謝申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) 永田泰浩, 金田安弘, 2018: 2017年度冬期の札幌市における転倒による救急搬送者の動向, 北海道の雪氷, **37**, 43-46.
- 2) 橋本滯奈, 大橋一仁, 永田泰浩, 金田安弘, 2019: 札幌市における冬期の転倒に着目した救急搬送者の動向 その1-2018年度までの経年変化に着目して-, 北海道の雪氷, **38**.
- 3) 札幌市HP: 救急出動状況
URL:
<http://www.city.sapporo.jp/shobo/kyukyu/shutudou/shutudou.html> (2019年6月26日閲覧)

アウトドア寒冷地防災学から 「巨大地震等による冬季大規模災害時の避難生活を想定した 防災冬キャンプにおける火気使用時の安全性を明らかにする」

Safety of fire use in winter camp during large-scale disasters regarding on the cold-regional disaster prevention

藤澤 誠

Makoto Fujisawa

Corresponding author: akahanajuku@yahoo.co.jp

大規模災害時の避難先の選択肢として、キャンプ（テントやシェルター）が考えられる。しかし、寒冷地における冬季キャンプでは、暖を採るため暖房器具を持ち込み、火気を使用するところが夏季とは異なる。そのため、一酸化炭素中毒などの危険を伴うことが予想される。そこで本稿はシェルター内における火気使用時の安全性および課題について明らかにしたので報告する。

1. 背景

はじめに、本稿で述べる「アウトドア寒冷地防災学」とは、アウトドアの技術（知識・経験・装備）を応用して寒冷地（特に冬季の北海道）の防災に生かすことである。

大規模災害時の避難先の選択肢として、また防災訓練の一つの方法としてキャンプ（テントやシェルター）がある。阪神淡路大震災、東日本大震災では避難所の定員オーバーにより入り切れなかった避難者達の簡易避難所として、熊本地震では益城村において民間主導による大規模なテント村が展開された。「防災キャンプ」として主に青少年を対象としたテント等による宿泊型の防災訓練が実施されている。

キャンプを北海道に置き換えるならば夏季に関しては本州とそれほどの違いはない。しかし、冬季の場合は日中でも気温は氷点下となり、厳寒降雪という環境下で行う冬季キャンプは特有のものとなる。すなわち、必要とする知識、技術、装備の面で夏季キャンプとは違いが生じる。なかでもシェルター内で暖を採るための方法として暖房器具を持ち込み、火気を使用するところが大きな相違点となる。

そこで、本稿では平成大寒波と言われた平成31年2月上旬に「防災冬キャンプ」の演習を行い、シェルター内の一酸化炭素濃度を測定し、火気使用時の人体に及ぼす影響を検証する。さらに、

3月には同様の演習を、消防署員を対象とした「防災冬キャンプ」の演習を実施することで、シェルター内における火気使用時の安全性と課題を明らかにするものである。ここで「防災冬キャンプ」とは、寒冷地における大規模災害時を想定した冬季キャンプとする。

2. 目的

「防災冬キャンプ」を行うときに危惧されるものとして以下が想定される。

1. アウトドアメーカーではシェルター内での火気使用は厳禁とされることから、自己責任のもとに実施する。そのため、暖房器具の特性や使用するリスクを十分に理解すること、ルールを徹底する。
2. シェルター内で暖房器具を使用することにより、器具の転倒による火災や暖房器具へ人体の接触による火傷などを想定する。
3. 演習ではポータブル式灯油ストーブを使用する。そのため、一酸化炭素中毒や酸欠が考えられる。取り扱いを間違えるとすぐに死に直結するような重大な事故となる可能性があることを理解する。

3. 演習 (その1)

平成大寒波と言われた平成 31 年 2 月上旬に、北海道十勝清水町の「コニファーオートキャンプ場」において「防災冬キャンプ」を行った。参加者は 2 名で、50 代女性 (看護師) と、筆者である。演習場所は「遊び小屋コニファーオートキャンプ場」、演習期間は平成 31 年 2 月 9、10 日の二日間である。冬キャンプの経験は 3 度あるものの、暖房器具を使用する冬キャンプは初めてである。したがって暖房器具の取り扱いや換気の方法と、非常時の対処法などを説明した後に「防災冬キャンプ」を実施した。

「防災冬キャンプ」のフローと結果を示す。

3-1. シェルター等

シェルターとは、メーカーによりスクリーンタープとも言う。大きさは、底辺は $4\text{m} \times 2.5\text{m} = 10\text{m}^2$ 以上の面積があり、高さは 2m 程の大型、壁幕があり、床面の生地が無い。シェルターは、昨年度の演習¹⁾ ではフルクローズできるカンタンタープを 2 台連結して床面積 12.5m^2 ($5\text{m} \times 2.5\text{m}$) を確保した。しかし、風に弱い一面もあることから本演習ではロゴス製シェルターを使用した。ロゴス製シェルターの外形は台形型で風に強く、壁は全面フルクローズでき、広さも十分であることから本演習で使用した。床面積は 11.25m^2 ($4.5 \times$



図1 ログス製シェルター外景 (奥側)

2.5) である (図1)。

3-2. シェルター内部

シェルター内部の半分は寝室としてのインナーテント (床の大きさは $2\text{m} \times 2\text{m}$) を置き、半分をリビングスペースとした。暖房器具 2 台、ストーブガードとしてテーブル、椅子 2 脚、消火器 2 台等を装備した。就眠時に使用するシュラフは冬のダウン仕様である。

3-3. 暖房器具

電源を使用しない灯油ポータブルストーブで、外形は円柱型の家庭でもよく使用されるもので

ある (図2)。このストーブの特徴は信頼性のある耐震消火装置と、薪ストーブ等と違い瞬時に消火できる場所にある。しかし、煙突等がないため燃焼時には空気を汚してしまうことから換気は必須である。

3-4. リスクマネジメント



図2 暖房器具 (ポータブルストーブ)

火気使用時の安全性を確認するための手段として、一酸化炭素濃度測定チェッカーと一酸化炭素警報機を用いた。演習であるため、それぞれ新品の電池を使用した。火災時を想定した消火器は対角線上に 2 台常備した。シェルターには天井に換気口が 2 ヶ所、地面と壁幕の下部は接地させずに 10 cm ほどの隙間を確保し、空気の通り道とした。さらにポータブルストーブを使用することで想定される危険性として、一酸化炭素中毒や火災、それらを回避する際の換気の方法等、心構えとして決して過信や油断をしてはいけないことを確認した。



図3 一酸化炭素濃度チェッカー (左) と、一酸化炭素警報機 (右)

3-5. 一酸化炭素濃度の測定方法

一酸化炭素濃度を測定するために、DOD 製「一酸化炭素測定濃度チェッカー」を使用した。この製品はテント内で火気使用厳禁を謳っているア

ウトドアメーカーから発売されている。以前からワカサギ釣り愛好者や本州では近年冬キャンプ愛好者が増加するにつれテント（シェルター）内で火気を使用する人が増えたためである。メーカーとしては、事故を未然に防ぐ意味では必須アイテムと言える（図3参照）。なお、一酸化炭素濃度で危険な数値は200ppmからとされる。

3-6. 演習の結果

1日目の17時から灯油のポータブルストーブを2台焚き続け、就眠時の24時までの間30分ごとに一酸化炭素濃度の数値を確認した。最大値は27ppmであった。この間、特に換気はせず人の出入りのみであった。また、演習期間中に200ppmを超える状況は一度も無かった（図4）。

時刻	外気温 (°C)	屋内気温 (°C)	一酸化炭素濃度 (ppm)
17:00	-9.7	-3.1	0
18:00	-9.7	+0.5	0
30	-9.9	+24.0	9
19:00	-9.8	+25.5	27
30	-10.5	+7.9	27
20:00	-11.0	+17.6	15
30	-12.5	+19.2	13
21:00	-13.0	+18.3	27
22:00	-14.2	+18.4	20
23:00	-15.1	+10.4	27
30	-15.8	+7.9	27
24:00	-15.8	-0.2	27
深夜	-20.5		
MAX			
5:00	-16.9	-14.5	0
6:00	-16.1	-7.3	0
7:00	-15.5	+9.1	0
8:00	-11.5	+2.8	9
9:00	-7.7	+22.4	9

図4 一酸化炭素濃度測定結果表

3-7. 演習参加者の感想

防災冬キャンプの参加者（女性）への質問と回答を以下に示す。

質問：シェルター内でストーブを使用することに関して意見・感想は？

回答：「条件が整っていて注意点も理解されている場合にはよいと思う。暖かい場所（空間）と時間の拡大はそこで出来るが増える。避難で数日に渡る場合には、ストレスが軽減されると思う」

4. 演習（その2）

平成31年3月2,3日の二日間に豪雪地帯である空知の三笠市で消防署員を対象とした防災冬キャンプを行った。消防署員は火気類の取り扱いや危険についての専門家であり防災のプロであることから、防災冬キャンプの火気使用についての率直な意見・感想を得られるものと期待した。

場所は三笠市役所に隣接する中央公園で行った。積雪は十分にあった。参加者は三笠市消防署員4名、会社員1名（道新記者）、女性1名（看

護師）の宿泊6名と日帰りの消防署員1名、警察官1名の合計8名である（図5）。

4-1. シェルター等

演習（その1）と同じロゴス製シェルターを使用した。食堂機能をもつ本部のみ火気を使用した。その他のシェルターは4台設置し就眠用のインナーテントを設置して1名から最大2名の宿泊とした。

4-2. 本部シェルター内部

食堂及びミーティングスペースとして本部のみに演習（その1）と同じ灯油ポータブルストーブを2台設置した。ストーブの使用は活動している時間のみで、就眠時は消火した。



図5 演習その2の参加者

暖房器具については演習（その1）と同じように2台を対角に配置した。リスクマネジメントにおいて、本演習は最大9名がシェルターを利用したことから、壁幕の一部を全面開放した（図6）。一酸化炭素濃度測定方法についても演習（その1）と同じ方法である。本演習は壁幕の一部を全面開放していたことから数値は0ppmであった。



図6 本部シェルター

4-3. 演習の結果

本研究の焦点であるストーブの使用に関して、質問・回答形式で以下に記す。

質問内容：「シェルター内で灯油ポータブルストーブ使用について」

回答：

- ✓ 消防署員 A・30代「正しい使用方法, CO (一酸化炭素) についての知識があれば問題ない」。
- ✓ 消防署員 B・40代「安全対策を徹底すれば問題ないと思います」。
- ✓ 消防署員 C・40代「安全対策は必須. ストーブが無いと寒いので気持ちが沈むと思う」。
- ✓ 消防署員 D・20代「一酸化炭素に注意すれば, 暖かいので不可の理由がない」。
- ✓ 会社員 E・20代「寒さをしのぐ手段として考えるのならば, 安全を配慮した上での使用は良いと思う (CO 濃度を測る, 換気する)」。
- ✓ 看護師 F・50代 (参加者中唯一の女性)「数日に渡る避難生活で子どもやお年寄りがいる場合, 会った方が良い. 使用方法が周知できれば OK だと思う」。

条件付きであるが, 参加者一同ストーブ使用に関して肯定的であった。

5. 結論

シェルター内での暖房器具 (ポータブル灯油ストーブに限る) の使用に関しては, 一酸化炭素についての知識と安全対策を理解し実践できることが必須条件となる。

安全対策として以下が該当する。

- ・シェルター内でのポータブルストーブ使用に関してはすべて自己責任とした上で使用。
- ・火災時の対策として, 消火器を対角線上に各 1 台配備。
- ・一酸化炭素中毒を未然に防ぐために換気は 15 分おきに行うことを原則とする. 過信や油断をしない。
- ・シェルターの壁幕の下部は密閉せずに風通しを良くしておく。
- ・一酸化炭素濃度測定器の他に, メーカーの違う一酸化炭素警報機の 2 台を配置する. その際, 電池は新品を使用する。
- ・一酸化炭素中毒の知識を持つ. 一酸化炭素は無味無臭であり, 空気と同じ重さであることから中毒の初期段階では自覚症状がないため発覚が遅くなることを理解する. その人個人の体調面や子どもや高齢者によって症状が重くなることもある. 僅かでも頭痛や眠気があるときは中

毒の前兆であり危険な状態であることを理解する。

6. 課題

- ・演習から導き出した防災冬キャンプの方法をどのようにして周知していくか. 依頼があれば指導は可能であるが, 信用度の観点から三笠市のように自治体が興味を持ち, 市民に伝播していくことが一番の近道と考える。
 - ・防災冬キャンプの情報を得たい人はどこに訪ねればよいのか. 問い合わせただければ情報公開は可能. 防災冬キャンプのマニュアル本があるとよいのではないか。
 - ・今演習で使用したシェルターやテントその他のキャンプ機材は夏用である. 冬用の開発が待たれる. 冬キャンプはレジャーとして徐々に流行の兆しもあり, アウトドアメーカーだけではなく, 防災マーケットとして大手ゼネコンも開発に着手しているようである。
 - ・冬にキャンプを行うレジャーが浸透することで避難時に応用できることを知ることができる社会の実現が待たれる. このように普段から使用していることやものがいざというときに役立つ考え方をフェーズフリーという. フェーズフリーという考え方を広く周知して行く必要があるのである. なお, フェーズフリーという言葉は新しいものではあるが, 概念としては以前からあるものなので時間はかからないであろう。
 - ・本稿のテーマから外れるが, ストーブを使用することが前提であるが燃料が無くなった場合や, ストーブが使用できない場合に, どのような手段があるか, 私たちは工夫することも学んでいく必要がある. 防寒着や室温を上げるなら発電できるソーラー発電機やポータブル発電機などのような機材を使用することや, 化石燃料や電気に頼らない先人の知恵やイヌイット, アイヌ等から寒冷地で暮らす民族から寒さをしのぐ術を学ぶ必要があると思われる。
- 以上, 今回の防災冬キャンプで考え得る課題を列挙したが, 北海道という寒冷地で暮らすということは, 大規模災害時の対策を十分に準備する必要があるものと思う. 自治体や人任せにせず, まず自分たちで出来ることは何かを考え, 特に冬はリスクがあることを理解する必要がある。

文献 1) 藤澤, 北海道の雪氷, No.37, 2018, 11-14.

雪崩の発生機構の演示実験—積雪の破壊から表層雪崩に至る過程について—

Demonstration materials for educating slab avalanche release mechanism — The process from destruction of snow cover to release of slab avalanche —

尾関 俊浩¹, 渡會 航平¹, 秋田谷 英次²

Toshihiro Ozeki¹, Kohei Watarai¹, Eizi Akitaya²

Corresponding author: Ozeki.toshihiro@s.hokkyodai.ac.jp (T. Ozeki)

We studied educational materials to teach the avalanche release mechanism for avalanche safety education of youths. We developed three materials that contained weak layers fracture phenomena. In the model where the slab layer on the bed surface was represented by bellows or drawers, an indication of tensile fracture at the crown and formation of the stauwall was provided by the tensile deformation of the bellows or the drawer. In the model where the weak layer due to surface hoar was represented by plates of polystyrene foam, the failure of the weak layer was caused by the overturning of the plates like domino toppling.

1. はじめに

2017年3月27日に那須で発生した表層雪崩は、登山研修中の高校生ら8名が亡くなるいたましい結果となった。日本における中高生の雪や雪崩に対する学習は十分に行われていないのが現状であり、この事故を未来の若者のための教訓とするには、ユース向けの雪崩の安全教育が重要となる。2011年の東日本大震災の後に発行された中学校理科の教科書では自然災害の記載が充実する傾向にあるが、雪害については大雪の記載に止まっている。これは国土の1/2が豪雪地帯であることを勘案すると、学習が不足している感は否めない。また雪崩の観点から斜面上の物体の力学について見ると、中等教育で扱われている内容はたいへん限定的である。

2. ユース向けの雪崩安全教育のためには？

雪崩に遭わないためには積雪を調べて、弱層の確認をすることが不可欠である。そのためには雪や雪崩の知識と積雪観測の実習を合わせて行うことが大切である。しかし雪崩のユース教育を勘案すると、破壊現象についても弱層についても（もちろん）中等教育では扱われていない。本研究では現在の中高生の理科の知識でも理解できるような、表層雪崩の発生機構を説明する演示模型を試作することを目的とした。

3. 演示実験の教材研究

本装置は教室でも演示できることを前提とするので、雪ではないもので積雪の破壊現象をイメージさせることが肝要となる。物性が違い、空間スケールが違い、時間スケールが違う実験であること、さらに教育のためのデモンストレーションであることを念頭に、雪崩を「再現」することにとらわれすぎないように心がけた。すなわち、現象の根幹をなす家庭の理解のために、学習してもらいたいポイントは何かを強調する仕様とした。

最近の10年間に雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームが調査した主要な表層雪崩12件を表1に示すが、すべて弱層の破壊が雪崩発生の原因であった¹⁾。その内訳をみると8例がこしもざらめ雪・しもざらめ雪からなる弱層であり、降雪結晶が弱層を形成した例が4例であった。そこで対象とするのは雪崩事故が多い面発生表層雪崩とし、滑り面となる弱層に相当する部分が入った模型を複数種類作成した^{2),3)}。本発表ではそのうち2種類3例について紹介する。

3.1 表層雪崩の発生機構をイメージさせる装置

従来から、積雪層内に弱層があるとき、その斜面に人が侵入すると、その力学的刺激で弱層が破壊して表層雪崩を誘発すると言われている。この外部からの力学的刺激で積雪内の特に弱い層が剪断破壊を起こし（剪断）、その上の積雪が下の

¹北海道教育大学 札幌校
Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
²NPO 法人 雪氷ネットワーク
NPO Network of Snow and Ice Specialists

表1 雪氷災害調査チームが2007～2017年に観測した表層雪崩における弱層の特徴. 北海道(立山の1例を含む). 表層霜とは雪面直下で成長し埋もれたしもぎらめ雪・こしもぎらめ雪, 深部霜とは積雪の下の方で成長したしもぎらめ雪・こしもぎらめ雪を表す. 尾関ら¹⁾による.

雪崩発生日	雪崩場所	弱層雪質	弱層の記述	弱層成因
2007.11.17	上ホカメツク下降ルンゼ	□△, ~2mm	明らかに柔らか、指1本	深部霜/表層霜
2007.11.23	上ホカメツク化け物岩	○□、~2mm	底面に近い層が破壊	深部霜
2009.2.8	ニセコヌブリ南西斜面	□、~1mm	指4本	表層霜
2009.3.2	羊蹄山	雲粒なし、~1mm	同じ低気圧下を北村で撮影	低気圧性降雪
2010.1.16	尻別岳989m峰	□、~1mm	日射融解と温度勾配	表層霜
2010.11.30	立山・国見峠	□、~1mm	指4本	表層霜
2011.1.1	ニセコ西方斜面	○□、~1mm	日射内部融解と放射冷却	表層霜
2012.12.16	三段山で発生した雪崩	/ +、~2mm	つぶみ、広幅六花鮮明	雲粒なし降雪
2013.4.22	富良野岳北尾根	25cm、/ + ; ~1mm	雲粒なし広幅六花	雲粒なし降雪
2014.1.16	ニセコヌブリ西斜面	/ +、~2mm	雲粒なし樹枝の枝残る	雲粒なし降雪
2015.12.30	旭岳(奥盤の沢)	● □、~1mm?	角ばった結晶が観察	表層霜
2016.3.26	羊蹄山	□、~0.5mm		表層霜

記号: □ こしもぎらめ雪, △ しもぎらめ雪, + 新雪, / こしまり雪, ● しまり雪, ○ ざらめ雪.

支えが無くなり斜面下方に引っ張られて破壊し(引張), その結果, 割れ目より下方の積雪が移動して圧縮破壊を誘発して(圧縮), 表層雪崩となる(図1). 図2および図3の装置では剪断, 引張, 圧縮の3つの破壊形式が関与していることをイメージできるようにした.

図2は上載積雪を蛇腹で表現したモデルである. 図2(c)に蛇腹部の拡大写真を載せる. 4つの蛇腹は磁石で連結されており, スキーヤー姿のおもりを載せると上部では引っ張り, 下部では圧縮の様子を見せることができる(図2(a)). スキーヤーの上端で磁石が外れると, 下部破断面に相当する下端の斜面がスライドして雪崩が発生する(図2(b)). 瞬間的に破壊が伝搬して雪崩に繋がる様子が面白い.

図3は上載積雪を引出しで表現したモデルである. 図3(c)に引出し部の拡大写真を載せる. 3つの引出しは磁石で連結されており, スキーヤー姿のおもりを載せると(図3(a)), 上部では引っ張り力により引出しが出てきて, 下部で破断面ができ, 雪崩が発生する. このとき, 上流側の引出しが一斉に斜面を落下する(図2(b)).

これらのデモンストレーションでは, いずれも先にスキーヤー姿のおもりを載せた状態で, 斜度を徐々に上げていき, 強度限界を超えたところで破断が発生する様子を示した.

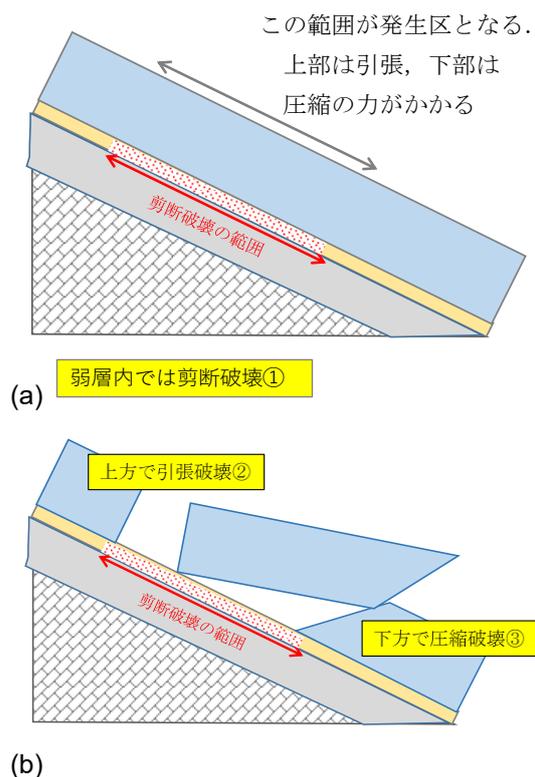


図1 弱層を含んだ積雪の破壊模式図. (a)弱層が何らかの要因で破壊した様子. 上載積雪上部で引張, 下部で圧縮の力がかかる. (b)雪崩の発生と上部破断面, 下部破断面.

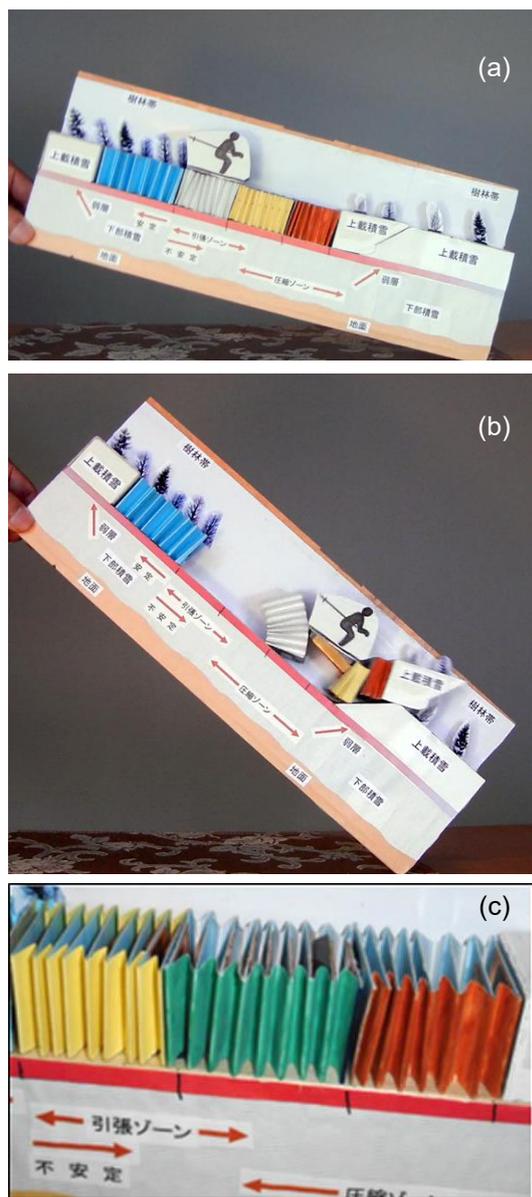


図 2 上載積雪を蛇腹で表現した弱層破壊モデル。(a)スキーヤー姿のおもりを載せた蛇腹。(b)角度を上げ、上端で磁石が外れて下部で破断が発生した様子。(c)蛇腹部。

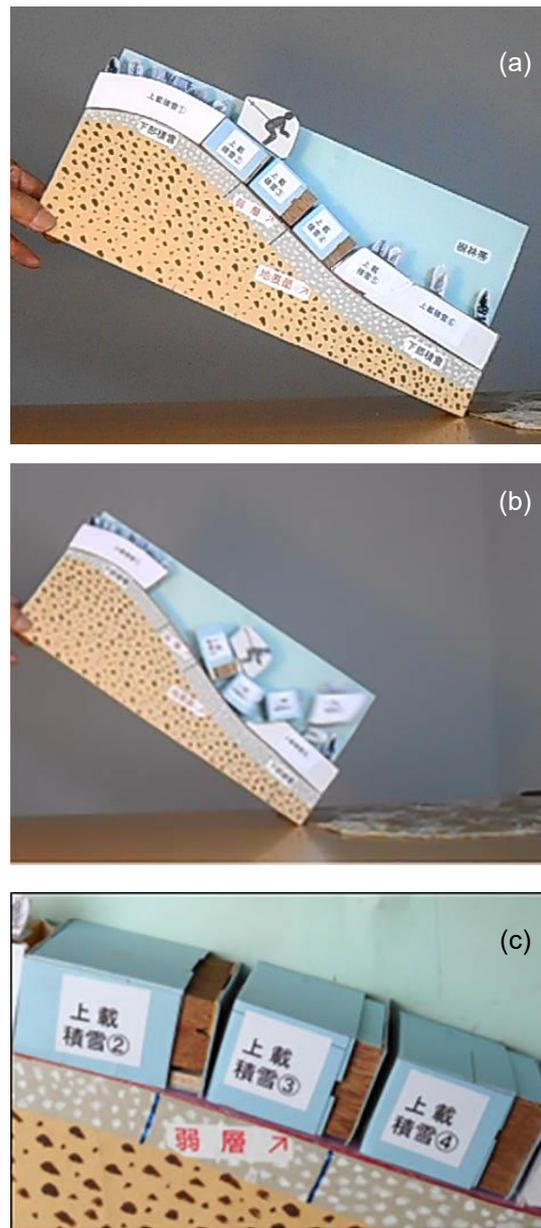


図 3 上載積雪を引出しで表現した弱層破壊モデル。(a)スキーヤー姿のおもりを載せた引出部。(b)角度を上げ、上端で引出しが出て下部で破断が発生した様子。(c)引出部。

3.2 表面霜をイメージした装置

スイスやカナダでの弱層の調査⁴⁾では 82%の弱層は表面霜、こしもざらめ雪、しもざらめ雪から成る層であった。このような霜系の弱層が破壊する様子をイメージできるような模型を作成した(図 4)。この弱層は疎な層を形成し、剪断力に弱い特徴があるので、その様子を示すために極端な層を作ることを心がけた。本体は厚さ 3 cm のウレタンフォームであり、表面霜は厚さ 1.2 cm の

発泡スチロールを用いた。一枚のサイズは高さ 7 cm、横幅 4.5 cm であり、合計 12 枚で上載荷重を支える設計である(図 4(a))。表面霜には下流側へ倒れるように蝶番を用いた。自然界の表面霜の弱層は、その形状から根元が破壊することが予想されるが、装置を組み立てる上では根元を蝶番で固定する方法をとった。

斜度を一定に保ち、上載するおもり(ペットボトルの水量)を変化させて、弱層の破壊をデモンストレーションした(図 4(b))。

4. まとめと今後の展望

本研究では、雪崩のユース教育を目的に、面発生表層雪崩を対象とした教育用弱層モデルを作成した。いずれの装置も、はっきりと弱層の破壊現象をデモンストレーションできたことから、これらの装置を用いて演示できるような1つの教育プログラムを作成することが次のステップとなる。さらに、中高生を対象に実践を行うことを計画しているので、この演示実験による学習効果をアンケートにより検証し、より効果的な演示実験になるようにフィードバックさせる予定である。

【謝辞】

本研究はJSPS 科研費18K02929の助成を受けたものである。

【引用文献】

- 1) 尾関俊浩, 荒川逸人, 八久保晶弘, 原田裕介, 岩花剛, 兒玉裕二, 中村一樹, 榊原大貴, 榊原健一, 澤柿教伸, 下山宏, 杉山慎, 山野井克己, 山口悟, 秋田谷英次, 2017: 2007~2017年に観測した北海道の表層雪崩における弱層の特徴, 雪氷研究大会(2017・十日町)講演要旨集, 214.
- 2) 堀尾沙希, 尾関俊浩, 秋田谷英次, 2018: 雪崩の発生機構の教材開発ー弱層モデルと摩擦モデルー, 北海道の雪氷, 37, 71-74.
- 3) 秋田谷英次, 尾関俊浩, 堀尾沙希, 渡會航平, 2018: 積雪の破壊から表層雪崩に至る過程を動画で再現, 雪氷研究大会(2018・札幌)講演要旨集, 231.
- 4) Schweizer, J. and J.B. Jamieson, 2000: Field observations of skier-triggered avalanches, *Proc. Int. Snow Sci. Workshop*, Big Sky, MO, 192-199.

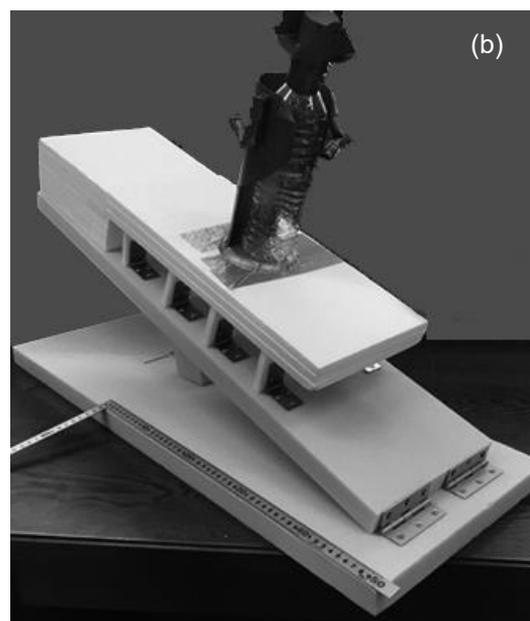
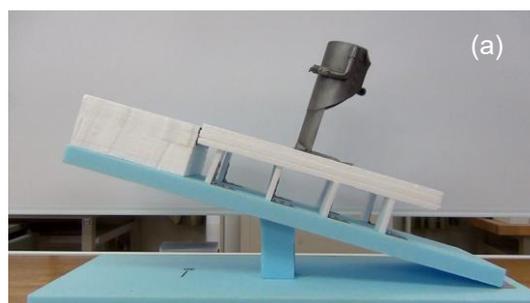


図4 霜系の弱層が破壊する様子をイメージした弱層破壊モデル。(a) 表面霜が斜面に直立して上載荷重を支えている様子。(b) 斜度を固定し、ペットボトルの水量で上載荷重を変化させる。

気象条件を用いた吹雪時の視程推定手法とその精度について

—北海道と青森における観測結果より—

An Accuracy of the Visibility Estimation Method under Snowstorm using Meteorological Conditions - Results of Observation at Hokkaido and Aomori -

武知 洋太¹, 國分 徹哉², 大宮 哲¹, 高橋 丞二¹, 松澤 勝¹
Hitotaka Takechi¹, Tetsuya Kokubu², Satoshi Omiya¹, Joji Takahashi¹, Masaru Matsuzawa¹
hiro-takechi@ceri.go.jp (H. Takechi)

Abstract: We have developed the visibility estimation method under snowstorm using meteorological conditions, and provide road users with the prediction information on a poor visibility during snowstorms in Hokkaido. In the paper, the meteorological observation was carried out in Hokkaido and Aomori prefecture, and the accuracy was evaluated about the visibility estimation method. As a result, the hitting ratio of the estimated visibility was about 80 %.

1. はじめに

積雪寒冷地の冬期道路では、吹雪による視程障害や吹きだまりによる交通障害がしばしば発生し、社会的に影響を与えている。

そこで寒地土木研究所では、道路利用者の吹雪時における交通行動の判断支援を目的とし、気象条件を用いた吹雪時の視程推定手法を開発し吹雪時に発生する北海道内の視程障害に関する予測情報（吹雪の視界情報¹⁾）を提供している。

本論文では、「吹雪の視界情報」¹⁾の予測に用いている気象条件による吹雪時の視程推定手法について精度検証を行ったので結果を報告する。

2. 気象条件を用いた吹雪視程推定手法

吹雪時の視程 Vis と飛雪流量 q の間には強い相関関係があり、浮遊層の飛雪流量は飛雪空間密度 N と風速 V の積 ($q=N \cdot V$) で表せる。そこで、本推定手法では松澤ら²⁾による式(1)を用いて任意の高さ z における $N(z)$ を求め、風速 V を乗じることで q を算出する。なお、式(1)の第1項は降雪による飛雪空間密度、第2項は地吹雪による飛雪空間密度に該当する項である。次に武知ら³⁾による式(2)を用いて視程 Vis に換算する。

$$N(z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_t - \frac{P}{w_f} \right) \left(\frac{z}{z_t} \right)^{-\frac{w_b}{ku_*}} \dots (1)$$

$$Vis = 10^{-0.886 \log(q) + 2.648} \dots (2)$$

ここで、 P : 降雪フラックス ($\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$)、 N_t : 基準高さ z_t の飛雪空間密度 (gm^{-3})、 w_f : 降雪粒子の落下速度 (ms^{-1})、 w_b : 浮遊雪粒子の落下速度 (ms^{-1})、 k : カルマン定数 (=0.4)、 u_* : 摩擦速度 (ms^{-1}) である。なお本推定手法では、既往研究²⁾を参考とし式(1)の変数には以下の値を与えている。

$$\begin{aligned} w_f &= 1.2 \text{ (ms}^{-1}\text{)}, \quad w_b = 0.21 \text{ (ms}^{-1}\text{)}, \\ z_t &= 0.15 \text{ (m)}, \quad u_* = 0.036 V_{10} \text{ (ms}^{-1}\text{)}, \\ N_t &= 0.116 \exp(0.309 V_{10}) \text{ (gm}^{-3}\text{)} \\ &\quad (Ph \geq 0.4 \text{ mmh}^{-1} \text{ の場合}) \\ N_t &= 0.021 \exp(0.401 V_{10}) \text{ (gm}^{-3}\text{)} \\ &\quad (Ph < 0.4 \text{ mmh}^{-1} \text{ の場合}) \end{aligned}$$

ここで、 V_{10} : 高さ 10m の風速 (ms^{-1})、 Ph : 降雪強度 (mmh^{-1}) である。なお、 Ph は降雪を降水に換算した値とする。またドライバーの目線高さを考慮し、任意高さ z は 1.2m を基本としている。ただし、雪面から目線までの高さは積雪量により変化するため、 z は積雪深を考慮した変数とした。

3. 地吹雪発生及び雨雪の判別方法

前述の式(1)により $N(z)$ を推定する手法は、雪面に飛び出しやすい雪が十分に存在する状態を想定したものである。このため、地吹雪が発生する状況であるかの判別や、雨ではなく雪が降って

¹土木研究所 寒地土木研究所
Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute
²北海道開発局 室蘭開発建設部
Hokkaido Regional Development Bureau

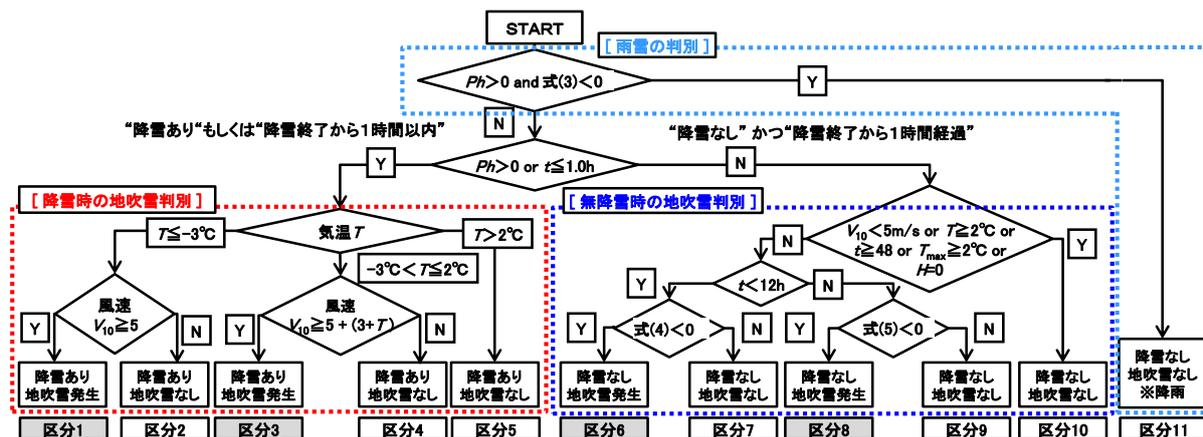


図 2 地吹雪発生及び雨雪判別フロー

いるかの判別を行った上で視程を推定することが必要である。そこで、本推定手法では地吹雪発生と雨雪の判別を図 2 に示した判別フローで行うこととしている。

図 2 の最初の条件は、式(3)に示した判別式により相対湿度 ϕ と現況気温 T (°C) から降雪か降雨 (区分 11) かを判別するもの⁴⁾である。なお、 N が 0 未満の場合に雨の判定となる。

$$N = -\phi + (100/9) \times (T - 9.75) \times -1 \quad \dots(3)$$

次に、図 2 の左側 (区分 1, 2, 3, 4, 5) は降雪を伴った場合における地吹雪発生を判別する条件で、竹内ら⁵⁾による既往研究を参考とし気温と風速により設定した条件である。また、その右側 (区分 6, 7, 8, 9, 10) は降雪を伴わない場合の地吹雪の発生を判別する条件である。

ここで、 t : 降雪終了後の経過時間(h), T : 現況気温(°C), T_{max} : 降雪終了後の最高気温(°C)である。また、式(4), 式(5)は無降雪時の地吹雪発生を t に応じて判別するための判別式⁶⁾である。なお、 D が 0 未満の場合に地吹雪発生の判定となる。

$$D = -0.59 V_{10} + 0.2 T + 0.08 SF + 4.77 \quad \dots(4)$$

$$D = -1.18 V_{10} + 0.16 T + 0.09 t + 0.03 U_{sum} + 4.93 \quad \dots(5)$$

ここで、 SF : 降雪終了直前の降雪量の積算値 (cm), U_{sum} : 降雪終了後の毎時風速の 4 乗の積算値 $\times 10^{-3}$ ($m^4 s^{-4}$)

4. 視程推定手法の精度検証

2 章及び 3 章で示した視程推定手法の推定精度を、推定した視程と実測した視程とを比較することにより検証した。

(1) 検証方法

検証箇所は、北海道内 4 箇所 (石狩市, 初山別村, 猿払村, 弟子屈町) 及び青森県内 2 箇所 (青森市, 五所川原市) とした。検証期間は北海道内が 2016 年度及び 2017 年度の冬期 (12 月 ~ 3 月), 青森県内が 2017 年度の冬期 (12 月 ~ 3 月) とした。検証箇所では視程推定に必要な気象データ (視程, 気温, 相対湿度, 風速, 積雪深) を観測した。なお、観測は風上に 200m 以上の吹走距離を有し地吹雪が発生しやすい地点で行った。

検証する視程の推定値は、表 1 に示した現地で実測した気象データと検証箇所近傍のアメダス, 道路テレメータでの観測データを活用し時別値を求めた。なお、視程の推定高さは視程計の設置高さとし積雪深を考慮し視程計の雪面からの高さに設定した。

視程の真値は、後方散乱型視程計の実測値から求めた 1 時間毎の中央値とした。ただし、青森県内 2 箇所は、別途撮影した動画映像内の背景 (目標物) の視認性を 1 時間毎の主たる状況から読み取り視程を判定した。なお、視程は「吹雪の視界情報」¹⁾ で用いている「視程 100m 未満」, 「視程

表 1 視程推定に用いた気象データ

気象要素	実測・推定の区分	統計方法
視程	V_{is} 実測値	①北海道内 前1時間の中央値 (視程計) ②青森県内 主たる状況を判読 (動画映像)
気温	T 実測値	前10分値
相対湿度	ϕ 実測値	前10分値 (猿払村はMSMデータ利用)
風速	V_{10} 実測値	前1時間の平均値 (高さは対数則により10mへ補正)
積雪深	H 実測値	前10分値
降雪フラックス	P 推定値	毎時の解析雨量データの単位を換算し利用
降雪強度	Ph 推定値	毎時の解析雨量データ利用
降雪終了後の最大気温	T_{max} 実測値	降雪終了時からの気温 T の最大値*
風速4乗の積算値	U_{sum} 実測値	降雪終了時からの毎時風速 V_{10} の4乗値の積算値*
降雪深の積算値	SF 推定値	降雪終了時からの降雪深の積算値* ただし、降雪深は解析雨量データより換算

*降雪終了は解析雨量データにより判定

100m 以上 200m 未満」, 「視程 200m 以上 500m 未満」, 「視程 500m 以上 1000m 未満」, 「視程 1000m 以上」の 5 段階に区分し整理した。

次に, 視程推定手法の推定精度は, 「吹雪の視界情報」で用いている視程 5 ランクでの適中率を分析することにより検証した。なお適中率の分析では, 図 3 の分割表により「完全適中率」, 「見逃し率」, 「1 ランク見逃し率」, 「空振り率」, 「1 ランク空振り率」を定義し, それぞれ整理した。

	推定した吹雪時の視程	推定した吹雪時の視程					合計
		1	2	3	4	5	
現地の吹雪観測	1 100m未満	n11	n12	n13	n14	n15	
	2 100m以上200m未満	n21	n22	n23	n24	n25	
	3 200m以上500m未満	n31	n32	n33	n34	n35	
	4 500m以上1000m未満	n41	n42	n43	n44	n45	
	5 1000m以上	n51	n52	n53	n54	n55	
合計						SUM(n)	

■ 見逃し 見逃し率=(n13+n14+n15+n24+n25+n35)/n
■ 1ランク見逃し 1ランク見逃し率=(n12+n23+n34+n45)/n
■ 完全適中 完全適中率=(n11+n22+n33+n44+n55)/n
■ 1ランク空振り 1ランク空振り率=(n21+n32+n43+n54)/n
■ 空振り 空振り率=(n31+n41+n42+n51+n52+n53)/n

図 3 視程 5 ランクでの精度検証方法

(2) 適中率の分析結果

図 4 は, 北海道内 4 箇所と青森県内 2 箇所での推定視程の適中率を整理した結果である。図 4 より, 適中率は北海道内が 80.2%, 青森県内が 77.8%であり, 青森県内での適中率は北海道内より 2.4%低いものの北海道内と同程度であった。ただし, 2 ランク以上の空振りが青森県内は 6.6%であり北海道内の 2.7%に比べ若干高い傾向が見られる。

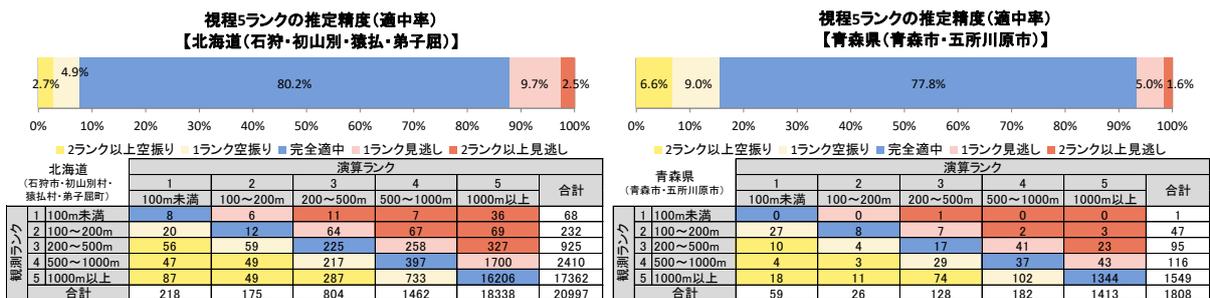


図 4 視程 5 ランクでの適中率

検証箇所別の発生頻度	区分	2ランク以上の空振り					広義の適中 ※1ランクの空振り, 見逃しを含む					2ランク以上の見逃し							
		五所川原市(動画)	青森市(動画)	石狩市	弟子屈町	初山別村	猿払村	五所川原市(動画)	青森市(動画)	石狩市	弟子屈町	初山別村	猿払村	五所川原市(動画)	青森市(動画)	石狩市	弟子屈町	初山別村	猿払村
1		1.3%		0.6%	0.2%	1.0%	0.8%	5.4%	6.8%	11.9%	2.7%	8.1%	1.6%		0.7%	0.6%	0.0%	0.4%	0.1%
2						0.0%	0.0%	0.9%	2.1%	9.2%	1.9%	4.4%	1.8%	0.1%	1.0%	2.2%	0.2%	1.6%	0.3%
3		8.7%	0.4%	1.4%	0.5%	0.7%	1.6%	7.9%	3.0%	3.7%	1.8%	1.4%	0.6%	0.1%	0.0%				
4		0.9%	0.3%	0.2%	0.0%	0.2%	0.3%	10.4%	13.7%	9.2%	3.2%	6.6%	3.2%	0.2%	0.8%	0.7%	0.1%	0.6%	0.1%
5		1.2%	0.2%	0.0%		0.0%		2.7%	2.3%	0.8%	0.2%	0.3%	0.0%		0.0%				
6		0.1%		0.1%	0.6%	0.4%	1.4%	4.1%	1.2%	3.4%	5.9%	5.7%	5.1%	0.1%	0.1%		0.1%	0.3%	
7								3.2%	3.8%	2.5%	1.7%	5.0%	2.3%	0.2%			0.0%	0.0%	
8					0.2%	0.1%	0.7%	0.9%	1.2%	0.7%	3.8%	2.2%	3.6%		0.0%			0.1%	
9								0.7%	1.1%	0.1%	5.1%	1.3%	3.8%			0.0%		0.1%	
10								42.6%	54.2%	50.9%	70.1%	57.7%	71.3%		0.5%	0.5%	0.4%	0.6%	
11								8.4%	6.9%	1.0%	1.2%	1.7%	0.5%		0.0%	0.0%	0.0%		

※発生頻度は各検証箇所の全事例数を母数とした割合

図 5 地吹雪判定区分別の 2 ランク以上の空振り・見逃しの発生頻度(検証箇所別)

次に, 大きな見逃し・空振りの改善に向け, 2 ランク以上の見逃しや空振りに着目し, それらが地吹雪判定フロー(図 1)のどの判定区分で発生頻度が高いかを分析した。図 5 は各検証箇所における 2 ランク以上の見逃し, 2 ランク以上の空振り, 広義の適中(1 ランクの見逃し及び空振りを含めた割合)を地吹雪判定区分毎に整理した結果である。図 5 より, 見逃しは地吹雪が発生しないと判定された区分 2 (降雪を伴った気温-3℃未満かつ風速 5ms⁻¹未満)で割合が高い(石狩市: 2.2%)。また, 空振りは地吹雪が発生すると判定された区分 3 (降雪を伴った気温 0℃前後の強風時)で割合が高い(五所川原市: 8.7%)。

(3) 区分 2 の見逃し事例の分析

見逃しが多かった区分 2 の石狩での事例に着目し, その原因について分析した。区分 2 は風速 5ms⁻¹未満で地吹雪が未発生となる。このため本推定手法の区分 2 では, 降雪強度 Ph から式(1)により換算した飛雪空間密度 N と風速 V から飛雪流量 q を求め式(2)により視程を推定している。

そこで, 視程と降雪強度の関係を整理した。(図 6)。なお, 石狩では二重柵基準降水量計(DFIR)により降雪強度を実測しており, 解析雨量が実際とは異なっていた恐れがあるため, 図 6 ではこの実測値を用いた。また, 降雪強度, 風速に応じた本推定手法の推定視程を図 6 に併記した。

図 6 より, 実測の視程は降雪強度の増加に伴い低下する関係が見られるものの, 本視程推定手

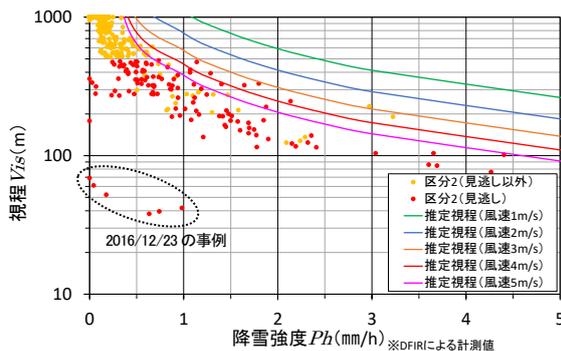


図 6 降雪強度と視程 (区分2 (石狩市))

法による降雪強度と風速から推定される最小値よりも小さい傾向が見られた。ただし、破線で囲んだ事例は視程 100m 未満の視程障害が動画映像から明らかに確認できなかった。このため視程計前方のフードへの着雪などにより視程の計測値に異常があったと考えられる。今後は、降雪による視程低下と降雪強度や飛雪流量との関係について調査し、視程推定手法の改善の必要性を検討していきたい。

(4) 区分3の空振り事例の分析

空振りが多かった区分3の五所川原の事例に着目し、その原因について分析した。区分3は降雪時の気温が -3°C より大きくかつ 2°C 以下で地吹雪発生と判定された事例であり、空振り原因に地吹雪発生自体を空振りしている恐れがある。そこで気温が -3°C より大きくかつ 2°C 以下で地吹雪発生と判定された区分3と発生なしと判定された区分4の実際の地吹雪発生状況を撮影していた動画映像から判別し、気温 T と風速 V_{10} の関係を整理した(図7)。

図7より、地吹雪発生と判定された区分3の事例には地吹雪を空振りしていた事例が多く含まれており、推定視程の空振りは地吹雪発生の空振りによる影響が大きいと考えられる。

そこで、区分3において視程及び地吹雪を適中、空振りした事例の発生頻度について各種気象条件のランク別に整理した(図8)。その結果、気温 T

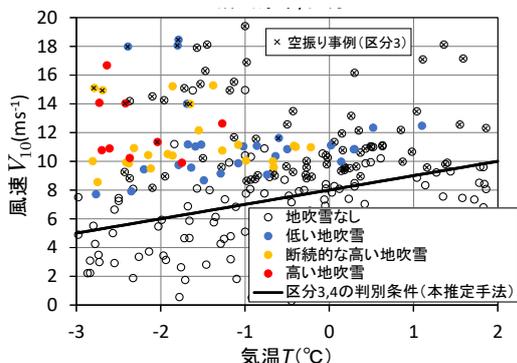


図 7 降雪時の地吹雪発生と気象条件 (区分3・4 (五所川原市))

各種気象条件	区分3における発生頻度				
	視程ランク空振り		視程ランク適中		
	地吹雪空振り	地吹雪適中	地吹雪空振り	地吹雪適中	
気温 $T(^{\circ}\text{C})$	$-3 \leq T < -2$	3.3%	3.3%	3.3%	9.9%
	$-2 \leq T < -1$	8.6%	2.6%	3.3%	7.9%
	$-1 \leq T < 0$	13.9%	0.7%	9.3%	5.3%
	$0 \leq T < 1$	14.6%		4.0%	3.3%
	$1 \leq T < 2$	5.3%		0.7%	0.7%
風速 $V_{10}(\text{ms}^{-1})$	$5.0 \leq V_{10} < 7.5$			4.0%	
	$7.5 \leq V_{10} < 10.0$	18.5%		12.6%	7.9%
	$10.0 \leq V_{10} < 12.5$	13.2%	1.3%	4.0%	16.6%
	$12.5 \leq V_{10} < 15.0$	6.0%	2.6%		1.3%
	$15.0 \leq V_{10} < 17.5$	5.3%	0.7%		1.3%
	$15.0 \leq V_{10} < 20.0$	2.6%	2.0%		
相対湿度 $\phi(\%)$	$40 \leq \phi \leq 45$	1.3%			
	$45 \leq \phi \leq 50$	2.6%		3.3%	
	$50 \leq \phi \leq 55$	3.3%		0.7%	0.7%
	$55 \leq \phi \leq 60$	8.6%	1.3%	3.3%	2.0%
	$60 \leq \phi \leq 65$	8.6%		4.0%	4.0%
	$65 \leq \phi \leq 70$	8.6%	1.3%	2.0%	4.0%
	$70 \leq \phi \leq 75$	5.3%	2.0%	2.6%	2.6%
	$75 \leq \phi \leq 80$	3.3%	0.7%	2.6%	6.0%
	$80 \leq \phi \leq 85$	0.7%	0.7%	0.7%	0.7%
	$85 \leq \phi \leq 90$	2.6%	0.7%	0.7%	5.3%
	$90 \leq \phi \leq 95$	0.7%		0.7%	2.0%

※発生頻度は区分3の全事例数に対する割合

図 8 視程・地吹雪の空振り・適中の発生頻度 (区分3 (五所川原市))

が -1°C 以上では視程ランク及び地吹雪発生を空振りした事例の発生頻度が33.8%と高く、適中した事例の発生頻度は9.3%と少なかった。また、視程ランク及び地吹雪発生を空振り事例の発生頻度は相対湿度 ϕ が70%以下で高く、 ϕ が75%より高い場合には視程ランク及び地吹雪発生の適中事例の発生頻度が比較的高い傾向が見られた。今後は、このような結果を基に降雪時における地吹雪発生の判別条件について改善方法を検討していきたい。

5. まとめ

気象条件を用いた吹雪時の視程推定手法について精度検証を北海道内及び青森県内で実施した結果、推定視程の5ランクでの適中率は概ね8割であった。ただし、降雪時の気温 -3°C 未満、風速 5ms^{-1} 未満の場合に見逃し、降雪時の気温 0°C 前後の強風時に空振りが発生する傾向が見られた。

【参考・引用文献】

- 1) 武知洋太ら：“吹雪の視界情報”における吹雪視程推定手法について、寒地技術論文・報告集, **32**, 157-162, 2016
- 2) 松澤勝：吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, **69**, 79-92, 2007.
- 3) 武知洋太ら：吹雪時に人間が感じる視程と視程計や吹雪計による計測値との関係, 北海道の雪氷, **28**, 17-20, 2009
- 4) 気象庁：最大降雪量ガイドダンス, 平成21年度数値予報研修テキスト, 2009
- 5) 竹内政夫ら：降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 日本雪氷学会全国大会予稿集, 1986
- 6) 大宮哲ら：複数の気象要素に基づく地吹雪発生条件, 寒地土木研究所月報, **750**, 14-22, 2015

メタン・エタン系混合ガスハイドレートの自己保存効果 に及ぼす結晶構造の影響

Effect of crystallographic structure on self-preservation of methane-ethane mixed gas hydrate

長谷 優之介¹, 松田 純平¹, 八久保 晶弘¹, 竹谷 敏²
Yunosuke Hase¹, Jumpei Matsuda¹, Akihiro Hachikubo¹, Satoshi Takeya²
Corresponding Author: hachi@kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

ガスハイドレートの分解過程では、包接されるガスによっては本来不安定な条件下でも残存することが知られており、この効果は自己保存効果と呼ばれている。本研究は、比較的データの少ない混合ガスハイドレートの自己保存効果をラマン分光測定で検証した実験である。ガス混合比によって結晶構造の変化するメタン・エタン混合系で実験を行ない、自己保存効果の有無とガス組成および結晶構造との関係について考察した。

1. はじめに

ガスハイドレートは、水分子 (H_2O) が籠状の構造を形成し、その中に気体分子を含む包接水和物である。氷点下温度でのガスハイドレートの分解過程では、分解時に出現する氷によって結晶が覆われ、ハイドレート自身の分解が抑えられることが以前から指摘されている。この現象は自己保存効果と呼ばれている¹⁾。

自己保存効果は、包接されているガス (ゲストガス) によって効果の有無に違いがあることが報告されている²⁾。ここでは例として、メタンハイドレートとエタンハイドレートについて考えると、メタンハイドレートでは自己保存効果がみられるのに対し、エタンハイドレートでは自己保存効果はみられない。また、ガスハイドレートにおいて、包接されるガスによって決まる要素として、結晶構造がある。メタン・エタンとも純粋なガスハイドレートでは結晶構造 I 型となるが、ある特定の混合比では結晶構造 II 型が出現することが知られている³⁾。

2. 本研究の目的

純ガスハイドレートの自己保存効果に関しては、前述のように先行研究があるものの、混合ガスハイドレートについては情報が少ない^{4),5)}。そこで本研究では、メタン・エタン系混合ガスハイドレートを人工的に作成し、ラマン分光測定で結晶の残存率を調べると同時に結晶構造を決定し、試料昇温時の結晶残存率の変化

から自己保存効果の有無を判定し、自己保存効果の有無に影響を及ぼす要素について調べることを目的として実験を行なった。

3. 実験内容

(1) 試料生成

自己保存効果の実験では、粒子サイズが結果に影響するとの報告がある⁶⁾。そこで、試料の粒子サイズの統一のために、霧吹きを用いて液体窒素に蒸留水を噴霧する方法で微小氷球を作成した。その後、液体窒素を取り除き、 $-20^{\circ}C$ の低温室で氷球が“だま”にならないように一定時間ごとにかき混ぜ、全体を乾燥させた。液体窒素由来の湿り気がなくなったところで、低温室内氷球の篩がけを行ない、粒径が $106\sim 180\mu m$ のものを分取した (図 1, 図 2)。

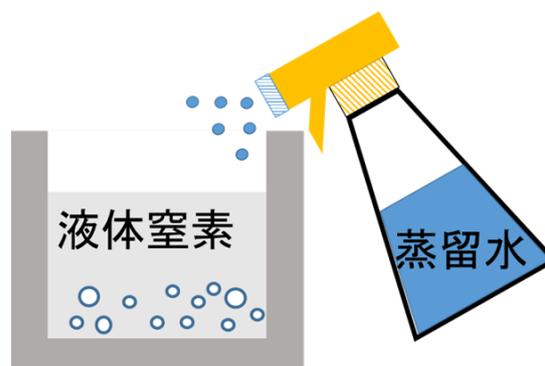


図 1 氷球作成のイメージ図

¹北見工業大学

Kitami Institute of Technology

²産業技術総合研究所

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

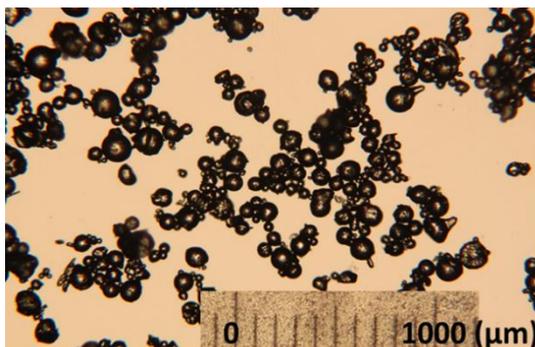


図2 篩がけをした氷球 (106~180μm)

次に、30 mL 耐圧容器に氷球 0.7 g を封入し、液体窒素温度下で真空引きした後、任意圧力でメタン・エタン組成の混合ガスを加圧し、これを氷水に漬けることで、0°C条件下で氷球を徐々に融解させて、平衡圧以上の圧力条件下でハイドレートを生じた。

その後、加圧したままの耐圧容器を+1°Cに設定した恒温槽に移し、約1日静置させることで、試料中に残留する可能性のある氷球や融解水を全てハイドレート化させた。

(2) ハイドレートのガス組成の測定

ハイドレートの生成時の残ガス、およびハイドレートを分解させて得た包接ガスのガス組成を求めるため、ガスクロマトグラフ (GC-2014, 島津製作所, 図3) を使用した。分離にはパックドカラム (Sunpak-S, 信和化工) を用い、検出器には TCD を使用した。



図3 ガスクロマトグラフ

(3) ラマン分光分析装置による測定

ラマン分光分析では、測定対象に固体レーザー (波長 532nm, 出力 100mW) を当てることで、元のレーザー光と同波長のレイリー散乱光と、測定対象に含まれる分子の様々な振動モードによって波数の変化したラマン散乱光、の2種類が現れる。その後者のラマン散乱光を、空冷によって温度調整し一定温度にした CCD 検出器 (英国 Andor 社製, DV401-FL) により

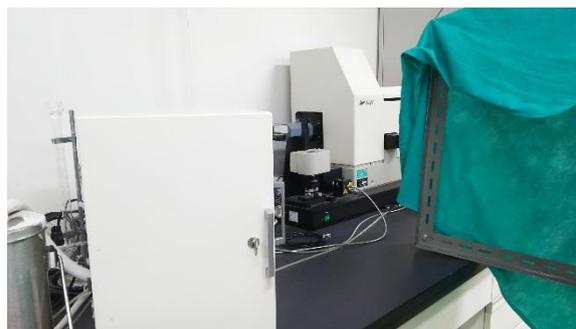


図4 ラマン分光分析装置

検出し、ラマンスペクトルを得た。検出器はラマン分光分析装置 (RMP-210, 日本分光製, 図4) に組み込まれており、作成したハイドレート試料のメタンおよびエタンの C-H 対称伸縮モードによるラマンピーク (波数シフト 2900 cm^{-1} 付近) と、エタンの C-C 対称伸縮モードによるラマンピーク (波数シフト 1000 cm^{-1} 付近) をそれぞれ測定した。測定時には、試料を液体窒素温度下で石英製試料容器に適量をセットし、ラマン分光分析装置内にあるコールドステージに試料容器を設置し、試料温度を制御した。

ラマン分光分析は大気圧条件下、空気雰囲気で行ない、-190°Cから測定を開始し、ラマンシフト 1000 cm^{-1} 付近、2900 cm^{-1} 付近をそれぞれ 10 分間測定した後、10°C上昇させた。それ以降は、ラマンシフト 2900 cm^{-1} 付近で 10 分測定しては、10°C上昇させる、の操作を繰り返した。測定はゲストガス由来のラマンピークがみられなくなるまで継続した。以上の測定方法で同一試料について複数回、実験を繰り返した。

ハイドレートの結晶構造については、-190°Cで得られたエタンの C-C 対称伸縮モードによるラマンピーク位置 (結晶構造 I 型では 1000 cm^{-1} , 結晶構造 II 型では 991 cm^{-1}) から判断した。

(4) 実験結果解析

ラマン分光測定によって得られたデータを用いて、各設定温度におけるハイドレートの残存率を以下の方法で求めた。

まず、実験によって得られたラマンピークについて、グラフ解析ソフト (OriginPro 7.0J) を使用してピークフィッティングを実施し、C-H 対称伸縮モード付近で重なり合う複数ピークを分離することで、ピーク面積の総計を求めた。このピーク面積を各温度でそれぞれ計算し、-190°Cでのピーク面積を 100%として各温度での残存率を求めた。

その後、残存率と温度の関係からグラフを作成した。

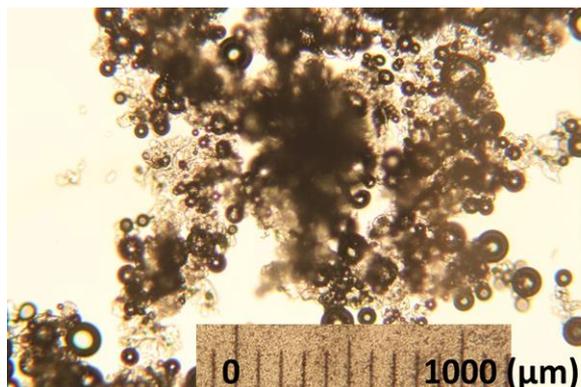


図5 生成したハイドレート
(球にみえる部分は分解による気泡)

4. 実験結果

(1) 生成したハイドレートの光学顕微鏡観察

生成した試料について、 -20°C の低温室で光学顕微鏡により観察した際の写真を図5に示す。なお、この試料は氷とほぼ同じ屈折率をもつフッ素系不活性液体に浸した状態で観察しているため、氷粒子は完全に透明となり見えない。図5の黒っぽく丸い粒子は分解ガスによる気泡である。その周りにある、表面がやや荒れている不定形の物体がハイドレートである。このように、ハイドレートの結晶形は元々の氷球とはだいぶ異なる不定形であり、想定していた粒径の揃った球状のハイドレートにはならなかったことがわかる。

(2) 昇温実験によるメタンハイドレート・エタンハイドレートの自己保存効果

自己保存効果に関する実験結果を図6に示す。純粋なメタンハイドレート(エタン組成が0%)では、大気圧での平衡温度(約 -80°C)以上でも6割近くが残存し、 -10°C 付近でもなお残存していたことから自己保存効果があると判断される。一方、純粋なエタンハイドレートでは -80°C 前後で残存率が急減少したため、自己保存効果はないと判断される。これらの結果は同様の昇温法による先行研究²⁾の結果と一致している。

ラマン分光分析での測定時間(積分時間)は、試料の昇温速度を決定している。そこで、混合ガス系での本格的な実験に先立ち、純粋なメタンおよびエタンのハイドレートについて、各温度での測定時間について検討した。具体的には、10分の測定時間を標準として、2分30秒、5分、20分(メタンハイドレートのみ)の3種類を設定した。それぞれの測定時間での結果を10分測定の結果と比較したところ、大きな違いはみられなかった。したがって、混合ガス系における実験では、測定時間を10分に統一して比較することにした。

(3) 昇温実験によるメタン・エタン系混合ガスハイドレートの自己保存効果

(2)の純ガスハイドレートの実験に引き続き、メタン・エタン混合系ガスハイドレートでも同様の実験を行なった。その結果、混合ガスハイドレートのハイドレート相に含まれるエタン組成によって、自己保存

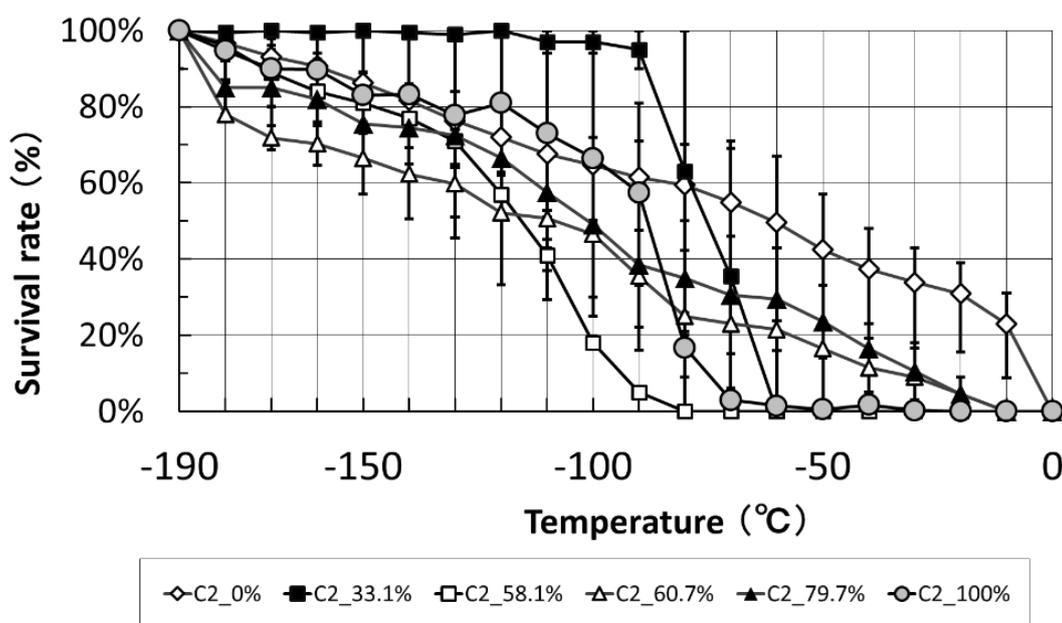


図6 メタン・エタン系混合ガスハイドレートの自己保存効果
(図中のC₂はハイドレート包接ガス中のエタン組成)

性に違いがみられた(図6). ハイドレート相にエタンが33.1%と58.1%含まれる試料では、比較的低い温度帯(約-60°C)で急激に残存率が減少したことから、自己保存効果はないと判断される. なお、これらの試料ではラマン分光分析の結果、結晶構造II型ないしI型とII型の混合だった. 一方、ハイドレート相にエタンが60.7%と79.7%含まれる試料(いずれも結晶構造I型)では、純粋なメタンハイドレートほど顕著ではないものの、-50°Cより高温でも1~2割程度残存していたことから、自己保存効果はあると判断される.

表1 本実験での自己保存効果発現条件

ハイドレート相のエタンの割合(%)	結晶構造	自己保存効果
0	I	有
33.1	II	無
58.1	I II 混合	無
60.7	I	有
79.7	I	有
100	I	無

5. 考察

メタン・エタン混合系ガスハイドレートの自己保存効果に影響を及ぼす要素として、実験結果から考えられるのは、ハイドレート相のガス組成とハイドレート結晶構造の2点である. 表1は、ハイドレート相のエタン組成とハイドレートの結晶構造に対する、自己保存効果の有無をまとめたものである. 純粋なメタンハイドレートでは自己保存効果があり、純粋なエタンハイドレートでは自己保存効果がないため、当初は中間の適度なガス混合比で自己保存効果の有無の境界が存在すると考えられた. しかしながら、実際にはハイドレート相のエタン組成が増加するとともに、自己保存効果は有→無→有→無、とのパターンがみられる.

混合ガス部分を詳細にみていくと、自己保存効果がないと判断された、ハイドレート相のエタン組成の比較的小さい33.1%、58.1%のものでは結晶構造II型が主体だった. 一方で、自己保存効果があると判断された、エタン組成が60.7%、79.7%では、結晶構造I型が主体だった. このことから、結晶構造I型のメタン・エタン系混合ガスハイドレートは、ガス混合比にかかわらず基本的には自己保存効果を発揮するが、結晶構造II型のメタン・エタン系混合ガスハイドレートは自己保存効果を発現しない、と考えられる.

6. まとめと今後の展望

メタン・エタン系混合ガスハイドレートにおいて発現する自己保存効果は、ハイドレート相のガス組成とハイドレートの結晶構造の双方から影響を受けていると考えられる.

最後に、本研究に関する今後の課題を挙げる. 一点目はデータ数の少なさである. 再現性や結晶構造の変化する部分の細かな変化や傾向をみるために、今後は他のガス混合比での実験を行ない、データをさらに蓄積する予定である. 二点目はラマン分光分析測定における試料の均一性の問題である. 試料に照射されるレーザー光はスポット的に試料に当たる. そのため、ハイドレート試料を分光測定用セルに載せる際、試料が一定量で一様かつ平坦になるようにセッティングしているが、これも目視かつ手作業に頼っている. 現時点でこの課題を確実に解決できる方法はないが、様々な方法で検証、検討していく必要がある. 三点目は、試料そのものの均一性の問題である. 本実験では期待通りの、ある粒径分布を有するハイドレートにはならなかった. さらに、氷球から生成した試料はラマン分光分析でみるには粒径が比較的大きいため、二点目の課題にも密接に絡んでいる. そのため、試料の生成方法についても再検討が必要である.

【参考文献】

- 1) Yakushev, V. S. and Istomin, V. A., 1992: Gas-hydrates self-preservation effect, *Physics and Chemistry of Ice*, Hokkaido University Press, Sapporo, 136-140.
- 2) Takeya, S. and Ripmeester, J. A., 2008: Dissociation behavior of clathrate hydrate to ice and dependence on guest molecules, *Angew. Chem. Int. Ed.*, **47**, 1276-1279.
- 3) Subramanian, S., Ballard, A. L., Kini, R. A., Dec, S. F. and Sloan Jr, E. D., 2000: Structural transition in methane + ethane gas hydrates -Part I: upper transition point and applications, *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 5763-5771.
- 4) Kida, M., Jin, Y., Takahashi, N., Nagao, J. and Narita, H., 2010: Dissociation behavior of methane-ethane mixed gas hydrate coexisting structures I and II, *J. Phys. Chem. A*, **114**, 9456-9461.
- 5) Uchida, T., Kida, M. and Nagao, J., 2011: Dissociation termination of methane-ethane hydrates in temperature-ramping tests at atmospheric pressure below the melting point of ice, *ChemPhysChem*, **12**, 1652-1656.
- 6) 竹谷敏, 2006: ガスハイドレートの自己保存効果に関する最近の研究, *低温科学*, **64**, 231-236.

農研機構メッシュ農業気象データを用いた土壌凍結深制御技術

A decision-making system for soil frost control by using the Agro-Meteorological Grid Square Data, NARO

小南 靖弘, 廣田 知良, 下田 星児

Yasuhiro Kominami, Tomoyoshi Hirota, Seiji Shimoda

Corresponding author: comy@affrc.go.jp (Y. Kominami)

収穫時に取り残したジャガイモが雑草化する「野良イモ」対策として広く普及している圃場内除雪（雪割り）に加え、近年は圧雪（雪踏み）による土壌凍結深制御手法も広がっている。これは、積雪を圧縮して熱伝導率を高めることにより土壌凍結を促進するもので、低コストや土壌病害虫拡散リスクの低減などのメリットがある反面、実用的な精度で凍結深を管理するためには、その圃場の高品質な積雪データが必要である。そこで発表者らは農研機構メッシュ農業気象データを用いた土壌凍結深推定システムを構築した。

1. はじめに

道東地方では、1980年代後半から積雪開始期などのパターンが変化して土壌凍結深が減少傾向となり、以前は問題とならなかった野良イモが多発するようになった。この対策として圃場内除雪（雪割り）による土壌凍結促進技術が確立され、広く普及している¹⁾。これは大気と土壌との間の熱抵抗（断熱材）である積雪を取り除いて土壌を凍結させる技術だが、最近では積雪を圧縮して熱伝導率を高める「雪踏み」も作業面積が増加しつつある。農家による雪割り作業は主に、トラクタ前部に取り付けた専用の排雪板（V羽根）によって、雪踏み作業は専用のタイヤローラーをトラクタで牽引することによって行うが、導入コストは後者の方が低めである。また、雪割りは雪を削って地面を露出させるため、輪作体系の中でジャガイモの後作となることが多い秋まき小麦では使用できないが、雪踏みなら可能となる。これについては、凍結促進による小麦へのストレスの増加と野良イモ駆除効果とが両立する最適な土壌凍結深に制御する技術として、研究が進められている²⁾。また、ジャガイモの重大な害虫であるシストセンチュウは、シストと呼ばれる休眠状態となって土壌中で越冬するため、作業機械に付着した土によって圃場外に持ち出される。雪の上から作業をする雪踏みは、蔓延防止という点でも安全性が高い。

一方、凍結深の推定・制御という点では雪割りの方が有利である。雪割り作業はV羽根で積雪

を左右に割りながら行い、畑内に縞状の裸地を作成する。この裸地部分の土壌が凍結したら、今度は現在雪が堆積している部分を裸地にする。裸地について凍結計算を行うので、正確な凍結深推定が可能である。これに対して雪踏みは、作業を行う時点での積雪量によって出来上りの圧雪深が異なり、したがって大気と土壌との間の熱抵抗値も異なる。このため、精度を確保するためには、積雪の熱抵抗を正確に知ることが必要となる。そこで、農研機構メッシュ農業気象データシステムに搭載された積雪データを用いてシステムを構築した。

2. メッシュ気象データシステムの概要

農研機構メッシュ農業気象データシステムは、気象庁の観測値や数値予報GPVなどを元に国土数値情報3次メッシュ（約1km²）ごとの日単位の気象データを9日後までの予報値も含めて提供するものである³⁾。ここに搭載された積雪関係の情報は積雪深、積雪相当水量、日降雪水量で、小南らの1層積雪水量推定モデル⁴⁾を用いて計算された積雪水量を遠藤らの方法⁵⁾で積雪深に変換し、アメダス積雪深で補正するものである。ただし、ここで用いる積雪水量推定モデル自体には若干の改良が加えられている。積雪深分布推定のパフォーマンスを図1に示す。

3. 土壌凍結深推定システム

土壌凍結深の推定は廣田らの Extended force-

¹⁾ 農業・食品産業技術総合機構 北海道農業研究センター
Hokkaido Agricultural Research Center, NARO

restore method¹⁾によって行われる。これは土壌内の熱移動を表現する多層モデルで下端の境界条件を工夫することによって計算量を抑えるものである。大気と土壌との間の積雪の熱抵抗値の見積もりには、雪踏み(圧雪)作業を行った後の積雪密度が必要であるが、既往の観測結果よりタイヤローラーによる圧雪後の積雪密度は、トラクタやローラーのサイズ、作業前の密度・積雪深等に関係なく、おおむね一定値(410±116kg m⁻³)となることがわかった。また、その後の降雪・融雪に伴う積雪深の変化は、無処理区と雪踏み区の積雪水量が等しいという条件下でいくつかの過程を用いる推定式を作成した。

これらを用いて推定された、圃場の積雪深および土壌凍結深の推定結果を図2に示す。積雪深、土壌凍結深のいずれについても良好に推定されていることがわかる。ユーザー(農家)は、自身の圃場の座標と雪踏みを行った日をシステムに入力して現在の土壌凍結深を確認し、凍結深が目標に達したか(追加の雪踏みが必要か)を判断する。

なお、年次や場所によっては、メッシュの積雪深や気温の誤差、あるいは火山灰土や粘土といった土壌タイプによる熱伝導度の違い等が凍結深

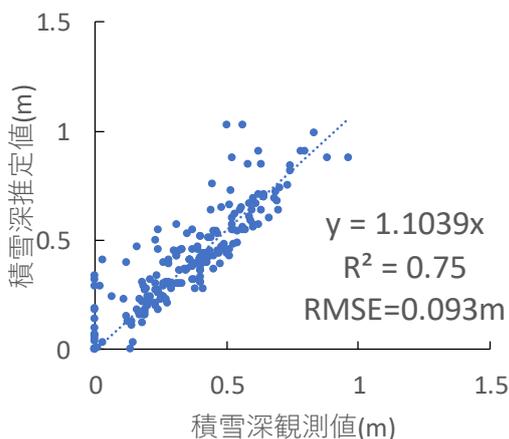


図1 積雪深現況値の検証拠

2017-18 寒候期に、十勝地方とオホーツク地方合計 21ヶ所の農家圃場で手動観測された積雪深と、同じ地点のメッシュ推定値との比較。各地点の観測回数は 5~22 回で n=188。

の推定精度に影響を及ぼすことがあり、現在さまざまな方法で改良を行っているところである。

【謝辞】

本研究はイノベーション創出強化研究推進事業(旧農食事業)(29017C(開発研究ステージ 現場ニーズ対応型))により実施した。

【参考文献】

- 1) Hirota, T. et al., 2011: Soil frost control: agricultural adaptation to climate variability in a cold region of Japan. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change*, **16**, 791-802.
- 2) Shimoda, S. et al., 2015: Possible soil frost control by snow compaction on winter wheat fields. *J. Agric. Meteorol.*, **71**, 276-281.
- 3) 農研機構メッシュ農業気象データシステム URL: <https://amu.rd.naro.go.jp/> (2019年6月14日閲覧)
- 4) 小南靖弘ほか, 2015: メッシュ農業気象データのための積雪水量推定モデル, 雪氷, **77**, 233-246.
- 5) 遠藤八十一ほか, 2004: 降水量データから積雪深と密度を推定する方法, 雪氷, **66**, 17-25.



図2 積雪深(上)および土壌凍結深(下)の推移

2017-18 寒候期, 訓子府の農家圃場の例。12/15と12/18に雪踏み(圧雪)作業を行った。実線はシステムの実出力値。赤丸の実測値は上下いずれも雪踏みを行った区で測定されたもの。

諏訪湖と屈斜路湖の御神渡しについて Observation of Omiwatari (thermal ice ridge) of Lake Suwa and Lake Kussharo

東海林 明雄¹, 蜂谷 衛²
Akio Toukairin , Mamoru Hachiya

Corresponding author: toukairin103@yahoo.co.jp (A.Toukairin)

諏訪湖は、2018年1～2月に、5年振りに全面結氷し、顕著な御神渡りの発生を観測したが、今冬は、全面結氷に至らなかった。屈斜路湖では今冬5年振りとともに評される、御神渡りの発生（2019年2～4月）が観測された。それらの状況を紹介^{1)～14)}する。

1. 観測の結果

(1) 諏訪湖

図1は、典型的な諏訪湖御神渡りの状況。対岸まで約3,000mの湖面を横切って1本の御神渡りが出来ている。図3は、近付いて観た諏訪湖御神渡し。

図4は、蛇行する隆起氷板の押し合いによって出来た、御神渡し両サイドのプール状の水溜り。このような水溜りは、隆起氷板を空中に押し上げるための浮力を得るため、御神渡し左右の氷板が水中に沈み、そこに湖水が噴出して、その水が氷板の上に溜まって形成され、蛇行する御神渡りの左右交互に出来る。このおよそ6時間前の図3では、まだ、湖水の噴出は起っておらず、水溜りも出来ていない。一般に、御神渡りの発生ラインに於いては、朝方の図3と午後の図4の状態の日変化が繰り返されている。図5では、直線部の御神渡りに沿って河川状の水溜りが出来ている。

図6は、氷温上昇時の膨張で押し上げられた板氷であるが、2本の水平縞が並行に刻印されている。この水平縞は、氷厚の違いによる段差で、氷板が移動する時の水空境界を示し、その



図1 対岸まで、約3,000mの湖面を横断して、一条の御神渡りが出来ている（遠景）
(2018年2月14日7時26分)

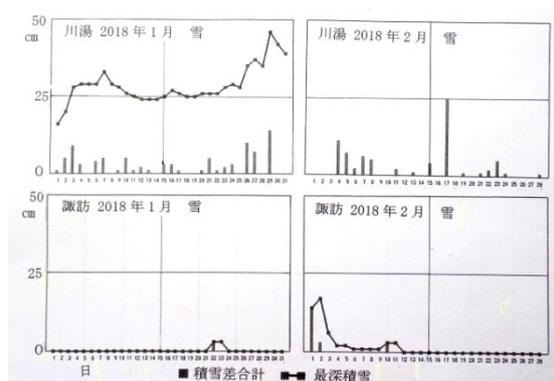


図2 諏訪と川湯の雪（日毎の値）のアメダスデータ
(2018年1月と2月)

(注:川湯2月の最深積雪は省略)

間隔は7cmで、これは、一回の氷板の大凡の移動距離を示している。

図2は、諏訪と川湯の雪（日毎の値）のアメダスデータ（2018年1月と2月）で、諏訪湖では、北海道東部の湖沼である屈斜路湖(川湯)と比較して、降雪回数とその量が格段に少ない事を示している。このような気候条件のため、諏訪湖で、活発な御神渡し現象の発生が起る。



図3 典型的な諏訪湖御神渡りの状況（近景）
(2018年2月14日8時6分)

¹湖沼雪氷研究所
Snow and Ice Research Institute of Lake

²環境省 自然公園
Mastermind of Natural Park of Environmental Office



図4 蛇行する隆起氷板の押し合いによって出来た御神渡り両サイドのプール状の水溜り，
(2018年2月14日13時55分)



図5 対岸まで3キロの氷面を横断する
一条の御神渡りと河川状の水溜り，諏訪湖
(2018年2月14日13時58分)



図6 押し上げられた板氷，
2本の水平縞が並行に刻印されている
(2018年2月16日11時56分)

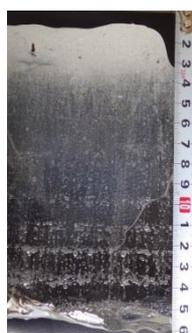


図7 諏訪湖浅い部分，
水深50cm部の氷の垂直
断面，氷厚10～14cm
の部位に鮮明な4層の
気泡層が認められる。

(2) 屈斜路湖

屈斜路湖では今冬，1月下旬から部分結氷が始まり，2月初旬，結氷せずに残っていた約16平方キロの部分（全面積の5分の1）も，2月9日に最低気温 -30.5°C となり，全面結氷に至った。その後，降雪も少なかったこともあり，図8のような，最近では5年振りとも評される，御神渡りの形成が（2019年2～4月）が観測された。

イ. 日変化

御神渡りは，そのラインにおける，氷板の前進と後退の日変化を繰返しながら次第に成長する。そのため，朝方は凍結しているため，御神渡りラインを横切つての渡渉が出来る，しかし，午後になると，氷板の膨張による破壊や，潜り込み部分の発生により，横断渡渉は難しくなる場合が多い。

その一例であるが，筆者は，3月31日の夕方，観測の帰路，御神渡りを横断可能な場所を探してさ迷い歩き，1,000m先にてようやく見付けることが出来た。つまり，夕闇迫るなかを往復2,000mの，危険な氷上の移動を強いられたのであった。この点でも諏訪湖と屈斜路湖は，同じである。このように，御神渡りは，隆起と陥没の日変化を繰返しながら次第に成長する，このことが改めて確認された。

ロ. サイクル変化

図9は，複雑に蛇行する御神渡りであるが，このジグザグは，一区切り毎に，時間と日数をかけて次第に延長して行った事を示している。

一条の御神渡りは，日変化しながら次第に成長し，2～4週間で成長期を終え，活動を停止する場合が多い。その後は，湖面の別の場所にて，新たな御神渡りの発生が起り，成長を開始する。このことを繰り返すというサイクルが観測された。図13の矢印①は，全面結氷当初から形成を開始した御神渡りで，3月初旬まで成長を続けた。しかし，3月中旬の多量の降雪を機に，活動を休止した。それと機を一にして，矢印②の位置に，新しい御神渡りが出来は始め，4月初旬まで成長を続けた。これは，複雑な湖岸地形や，氷厚分布の違いなどによると推測されるが，諏訪湖と異なり，結氷期間が長く，気候的に亜寒帯に属する屈斜路湖で，顕著に現れる特徴の一つであると考えられる。



図8 屈斜路湖の御神渡り (2019年3月7日)



図9 屈斜路湖の御神渡り (2019年3月31日)



図10 屈斜路湖浅部,
氷垂直断面, 多数の
水平縞は気泡層
(2019年4月1日)



図11 屈斜路湖深部,
氷の垂直断面,
気泡層なし
(斜線は採氷時の鋸跡)
(2019年4月1日)



図12 屈斜路湖の御神渡り (2019年4月1日)

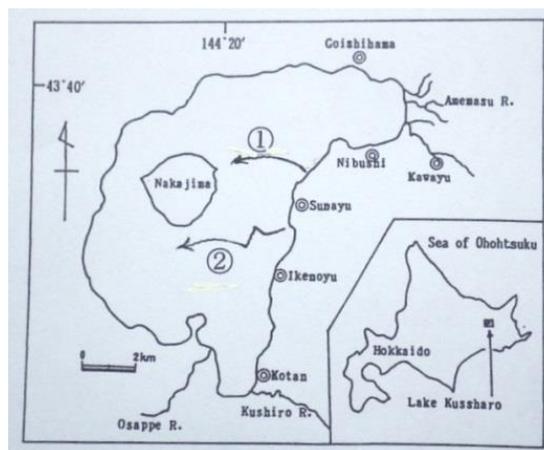


図13 屈斜路湖 →印の①(図8)と②(図9)は、
観測した御神渡りの位置

ハ. 気泡

図10は、屈斜路湖の水深135cmの場所の氷の垂直断面で、多数の水平縞は気泡層で、この気泡層は直径1~2mmの球形の気泡の集合になっている。図11は、屈斜路湖の水深の深い場所の氷の垂直断面で、表層の雪氷層を除くと、全層透明で、図10のような、気泡層は無い。

図7は、諏訪湖の水深50cm部の氷の垂直断面で氷厚10~14cmの部位に4層の気泡層がある。しかし、これとは別の水深150cmの場所では、気泡層は認められなかった。

このことから、この気泡層は、湖底藻類による光合成の可能な、水深の浅い場所に出来ていたと考えられる。参考までに、屈斜路湖の透明度は6m程度、諏訪湖の透明度は0.5m程度である。

二. 屈斜路湖周辺の他の湖の御神渡り、

北海道東部には、屈斜路湖以外にも御神渡りの観測出来る幾つかの湖がある。そのうちの一つ摩周湖は、面積20km²で16km²の諏訪湖より少し大きく、楕円形で、中央部に中島がある。

図14は、摩周湖の御神渡りで、第一展望台と中島の間3,000mを横断している一条の御神渡りが確認できる。撮影日は、図8の屈斜路湖と同じ3月7日である。



図 14 摩周湖第一展望台と中島の間 3,000m を横断する一条の御神渡り (2019年3月7日)

2. むすび

諏訪湖は結氷期間が短く、出現する御神渡りも小さいが、降雪の影響が極端に少ないという好条件のため、活発な御神渡り現象の生起していることが改めて確認された。また、屈斜路湖では、御神渡りの出現サイクルが観測された。

【謝辞】

諏訪湖の現地観測では、湖畔在住の依光隆明氏と諏訪神社の方々から、データの提示と湖氷断面の観測について多大な協力を戴いた。また、屈斜路湖では、砂湯在住の磯貝高士氏から、データの提示を戴いた、記して感謝申し上げます。

【参考文献】

- 1) 東海林明雄, 1977: 湖氷 (沈黙の氷原・ミクロとマクロの謎), 講談社, 103pp.
- 2) 東海林明雄, 1980: 日本最大の御神渡り, サイエンス, **10**(12), 46-48.
- 3) 東海林明雄, 1989: 屈斜路湖・日本最大の御神渡り, 科学朝日, **49**(3), 116-117.
- 4) Akio Toukairin, Fumihiko Nishio and Motoki Sakai, 1993: Similarity between Thermal Ice Ridge and Plate Tectonics, *The Eighth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice (and International Space Year/Polar Ice Extent Workshop)*, **8**, 481-492.
- 5) Akio Toukairin, 1994a: Thermal Ice Ridge Growth Process Indicated by a Striped Pattern of Upheaved Ice Plates, *The Ninth International Symposium on*

Okhotsk Sea & Sea Ice (and Joint Workshop '94 on the Okhotsk Sea & Sea Ice and ITS Biological Role), **9**, 283-288.

- 6) Akio Toukairin, 1994b: Instantaneous Movement Speed and Continuous Movement Speed in the Formation of Thermal Ice Ridges, *The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice (and Joint Workshop '94 on the Okhotsk Sea & Sea Ice and ITS Biological Role)*, **9**, 289-294.
- 7) Akio Toukairin and Fumihiko Nishio, 1994c: Application of Thermal Ice Ridge (OMIWATARI) Studies to the Earth and other Planets, *The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice (and Joint Workshop '94 on the Okhotsk Sea & Sea Ice and ITS Biological Role)*, **9**, 295-300.
- 8) Akio Toukairin, 1995: Characteristics of Thermal Ice Ridges (OMIWATARI) in Lake Kussharo in 1994., *The Tenth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice and Peoples (and Workshop on International Multi Disciplinary Research Plans in the Sea of Okhotsk)*, **10**, 342-347.
- 9) Akio Toukairin, 1996: Characteristics of the Formation of the Thermal Ice Ridges (OMIWATARI) in Lake Kussharo in 1995, *The Eleventh International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice (and The Sea of Okhotsk; New Global Significance and an Urgent Need for International Joint Investigation Workshop '96)*, **11**, 297-302.
- 10) 東海林明雄, 2001: 御神渡り現象に関する研究, *Cold Region Technology Conference 2001*, **17**, 394-401.
- 11) 東海林明雄・石原有香・浅野暢・亀田浩司・苗加大輔・愛沢さとみ・岩田幸基・吉田陽才・梅田諭 (北教大), 石黒直子 (お茶の水大), ベロニークマルバル (リモージュ大), 2001: 屈斜路湖の結氷期後半における御神渡りの成長について, 北海道の雪氷, **20**, 32-35.
- 12) Akio Toukairin, 2003: Thermal Ice Ridges (OMIWATARI) Growth in Lake Kussharo in The Latter Half of the Freezing Season, *The 18TH International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice*, **18**, 281-286.
- 13) 東海林明雄, 芥川義行, 水越武, 2003: 列島探訪 (屈斜路湖の御神渡りの音), *National Geographic*, **9**(1), 20 - 23.
- 14) 東海林明雄, 2018: 氷の世界, あかね書房, 新装版 (改訂第11刷), 54pp.

道路における点発生雪崩

—特徴と面発生雪崩と比較した違い—

Point-starting avalanches observed on highway -properties and difference from slab avalanches-

竹内 政夫
Masao Takeuchi

点発生乾雪表層雪崩は急斜面に多いが小規模で衝撃力が小さいため道路やスキーヤー・登山者が受ける被害は少ない。研究・報告例も少なくその実態は良く知られてない。点発生乾雪表層雪崩は新雪でよく見られ雪の深さによって2種類あるが、いずれも吊柵をすり抜け雪崩になる特徴がある。短時間に大量の降雪があった急斜面で点発生雪崩のデブリが道路に達し交通に支障を生じた珍しい事例があった。また隣接して同時発生した無害の点発生乾雪表層雪崩と比べた。その特徴や雪崩調査シートに関する問題も指摘した。

1. はじめに

北海道開発局では道路に被害をもたらした雪崩（道路雪崩）は記入様式を定めた雪崩調査シートに記録しているが、2016年までに231の記録があり、内5%が点発生雪崩である¹⁾。雪崩調査シートの記入項目には種類も入れることになっているが、発生時の気象や地形等による視距障害で種類の判断に必要な破断面の有無を視認できないことがある。その場合は規模によって判断し大きいと面発生雪崩とする傾向がある。ここで紹介するのは落石防護柵を越えて道路に達した雪崩で、当初面発生とされたが、後日のドローン空撮で点発生と確認された事例である。それは対策困難な急斜面で発生したもので、今後の急傾斜法面の雪崩対策や雪崩の種類を記録する際の参考事例になると考え紹介する。

2. 道路における点発生雪崩

点発生雪崩は雪の安息角と比較される程度の急斜面で発生することが多い²⁾。点発生雪崩は乾雪表層雪崩が多く湿雪の道路雪崩の発生記録は2件だけであった。点発生雪崩は規模も被害も小さく研究対象とされる事は少ないが、ここでは道路に被害の無かった雪崩を含め幾つかを紹介し、面発生雪崩と比べた特徴を述べる。

(1) 2種類の点発生乾雪表層雪崩

点発生表層雪崩の規模はなだれる新雪の層が浅いか深いかで二つに分けられる。ここでは公式の雪崩分類には無いが、後で紹介する事例のように被害や規模に関係するので分類した。

イ. 浅い新雪の点発生乾雪表層雪崩

典型的な点発生雪崩として写真や文献等で紹介されるのが、道路法面でも見かけることが多い、固い雪化した雪面に積もった新雪が一点から発生する雪崩である。図1は吊柵のある勾配約40°の切土斜面で発生したものである。降雪後日時を経た雪の表面をすべり面にして、深さ2~3cmの一点から動き出した雪が末広がり



図1 浅い新雪が古い雪面を滑った点発生雪崩

に周囲を巻き込みながら吊柵を抜け、デブリは道路の手前で法面に止まった。この種の雪崩は極く小規模で道路に被害を与えたことも、また湿雪で発生した道路雪崩の記録もない。

ロ. 深い新雪の点発生雪崩

図1と同様の箇所で、深い新雪時に発生したのが図2である。点発生乾雪表層雪崩であるが、深く積もった新雪表面近くの一点で発生した点発生雪崩である。積雪表面近くの一点で発生し内部崩壊からするのは共通している。浅い新雪と

比べると内部崩壊は深さ方向に削り込むように発達し水平方向の広がり小さい。発生年は異なるが同じ箇所でも2種類とも観察されていることから、降雪量だけでなく斜面勾配や雪粒子の安息角即ち雪質も関係しているように考えられる。



図2 深い新雪が内部崩壊した点発生表層雪崩

積雪表面と新雪粒子との間の結合が、より強いいため深く積もっても積雪面から滑る雪崩にならなかった。もし時間差で多数の点発生表層雪崩が発生しなければ、深く積もった新雪層全体が滑る規模の大きな面発生雪崩になる可能性もある。この事例は道路に被害を与えなかったため雪崩調査シートに記録はされていない。

ハ. 点発生湿雪表層雪崩

湿雪は乾雪と異なり雪粒子の結合が強いため、全層雪崩を含めて湿雪の点発生雪崩は少ない。唯一の道路に被害を与えた点発生湿雪表層雪崩の事例が図3である。



図3 点発生湿雪表層雪崩 (道路雪崩)

強い暖気によって新積雪表面で融けた雪が内部崩壊をもたらしたと推定される。図3は道路に達したデブリとともに吊柵最下段から下の雪が除去された後の写真である。道路上のデブ

リは交通障害になるような規模の大きなものでは無かったが安全のための通行止であった。

(2) 点発生雪崩に共通する特徴

点発生雪崩は乾雪か湿雪かという雪質、すべり面が表層か全層かによって4種類ある。残りの点発生全層雪崩は少なく、著者も公園内で樹木の冠雪落下から生じたスノーボールから生じた1例を見ただけである。道路では雪崩としてではなく落雪として扱われると思われる。ここでは上で述べた3種類の点発生雪崩に共通する特徴を簡単にまとめる。

- 小規模。
- ほぼ同時・時間差を持って多数発生する。
- 勾配35°以上の急斜面で発生。
- 雪崩防止柵 (吊柵) をすり抜ける。

対策を検討する側としては、小規模なのは幸いであるが点発生雪崩が乾雪だけでなく湿雪でも吊柵をすり抜けることは厄介な問題である。

3. 規模の大きな点発生表層雪崩の事例

当初規模が大きく道路に被害を与えたことで面発生雪崩と判断された事例である。面発生雪崩は発生区にある破断面で判定できるが、このケースでは図4のように、目前の急斜面が視界を妨げ尾根まで続く雪崩斜面は十分視認できない。



図4 道路から望んだ雪崩斜面

フリーフレームが露出していることから全層雪崩のようにも見えるが、フリーフレームは勾配50°で強風が多く通常も雪の付かない斜面で全層雪崩とは言えない。法尻から5m離れた路側に高さ3mの擁壁上に高さ2mの落石防護柵が設置されている。図の中央右の箇所ではデブリの一部は柵を越えて道路のセンターまで達していた。



図5 図4(中央)を含む雪崩箇所の中の写真

図5は翌日撮影の空中写真である。図4で示したデブリは図5では上部の格子幅が大きい右端に二つ並んでいるフリーフレームの間を流れ累積した点発生雪崩のデブリである。この区間で最初に擁壁・柵を越え道路にデブリが堆積して発見された。即ち最初に調査対象になったもので、沢を伝って雪崩は流れ下りフリーフレームを越え落石防護柵の手前から時間を掛けて堆積し乗り越え道路に達した。それから15~16時間後に道路に達したものとして最後のデブリが発見され落石防護柵の末端が雪に押されて支柱から外れる軽微な損傷も見られた。このように点発生雪崩個々は小さくても無数の雪崩が時間を掛けてデブリを大きくするのが特徴である。

(1) 雪崩調査シート

雪崩の種類	発生の形	点発生・面発生・不明	・面発生雪崩は発生した箇所に明確な破断面が残ることが多い。 ・点発生雪崩には破断面が少ないことが多い。 ・点発生雪崩は規模が小さく積状が多少連続的に広がる程度である。 ・面発生雪崩は広い範囲にわたって積が崩れる。
	雪崩層の雪質	乾雪・湿雪・不明	・積雪が湿りかたは、雪崩発生してから時間が経ったデブリが崩れているか否かによって、湿雪発生時の積雪と異なっている。
雪崩の規模	積雪の位置	表層・積雪内部・全層(地面)	・積雪全体が崩れ落ちるのが全層雪崩。積雪の上の層が崩れ落ちるのが表層雪崩である。 ・全層雪崩は、地表が露出し、走路や擁壁には土砂が見えることが多い。
	デブリ量	①(幅) 15m × (長さ) 10m × (高さ) 5m × 1/2 × 3/5 ≈ 200m ³	・幅: 道路直前方向、長さ: 道路横断方向、高さ: 山側斜面付近の高さ(=デブリの厚さのこと) ・積雪上のアメダスではなく、デブリ自体の規模を把握するものとする。 ・ポイントごとにデブリを撮影するなどして、上記の数字以外にもスケールを入れることが望ましい。
斜面形状等	デブリの先端位置	道路手前(道路に達せず)・山側車線・CL付近・反対側車線・道路通過	
	斜面方位(16方位)	南東	種類 (自然斜面・法面) 状況 斜面 50°
	発生面積	(幅)20m × (長さ)50m = 1000m ²	走路長 30m
	斜面の特徴(該当項目に○)	(露出)・草地(芝)・笹・灌木(林縁)・林(密)・小段・フリーフレーム・コンクリート法面・吹き付けモルタル法面・不明	
積雪状況	対策工有無	有り・なし・不明	手防護(柵)・手防護・スノーシェッド・その他(※法面に落石等対策がある場合(施設名):
	新雪の有無	有り・なし	
	新雪の深さ(道路直前平面)	20cm	斜面積雪深さ 数10cm (10~50cm程度) 雪崩層の厚さ(雪崩層の厚さから読み取れる場合) 不明cm

図6 雪崩調査シート(一部の抜粋)

図6は道路に達したデブリが最初に発見された箇所(図4)の雪崩調査シートの主要部分を抜粋したものである。調査シートには雪崩斜面、走路やデブリの位置を示す概略図や写真等が添

えられている。雪崩の種類は該当部分を○で囲うことになっている。ここでは面発生、乾雪、表層(滑り面)が○で囲まれており、種類は面発生乾雪表層雪崩となる。道路から見たらこの程度の大きさであれば、大抵の場合は面発生と判断すると思われる。しかし空中写真には破断面はなく幾つもの点発生と見られる痕跡やデブリが見られたことで、本文では新雪が深い場合の点発生雪崩と判断した。

(2) 雪崩発生時の気象

雪崩発生箇所から直線距離で数kmに目黒アメダスがあり、降水量(mm)、降雪(cm)および積雪深(cm)を測定している。気温や風速は測定項目に無いが、直線距離で約25kmにある襟裳アメダスの値を参考にした。

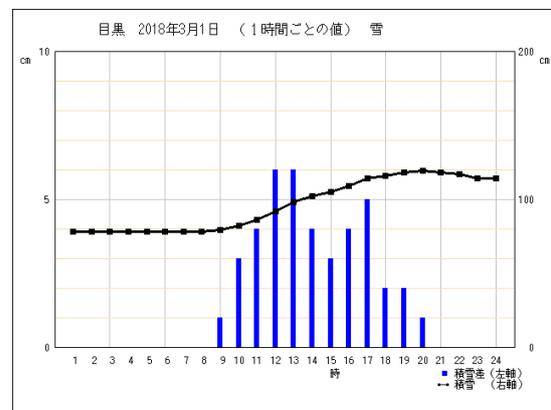


図7 1時間毎の降雪量と積雪 目黒アメダス

最初に発見された雪崩(デブリ)は2018年3月1日18時頃発生と推定された。8時過ぎに降り出した雪は雪崩発見時までの10時間に36cmの新雪が降り、積雪もほぼ同量増加した。特に降雪としては例外的に多い降水量35.5mmを記録し降雪としては最大級の大雪であったと言える。しかし図6の雪崩調査シートでは新雪の深さは20cmになっている。新雪の増加が記録されなかった約10時間後に最後のデブリが道路に達し発見された時のようさシートには60cmと記録されている。積雪の深さは現場道路近くの平坦地で測定することになっているが、当日は平均風速16.6m/sと大きく吹きだまりや吹き払いができてその影響が測定値にも出たものと考えられる。アメダスの積雪深は最初の雪崩発生直後の21時から減少に転じている。降水量は毎時0.5~3.5mm観測されており雨か湿雪があったと考えられる。最後のデブリが道路に達

したのは2日9時40分頃で雪崩調査シートには湿雪雪崩と報告された。しかし今回の点発生雪崩の場合はマイナス気温で積もった雪崩層内部の雪はまだ乾雪状態であった可能性もある。表面の湿雪と内部の乾雪が混じり合う雪質が湿雪か乾雪かについては改めて議論すべきであろう。

4. 隣接する無被害個所での点発生雪崩

上で述べた雪崩箇所と直線で250~260m離れた自然斜面でも、同規模の点発生雪崩の発生空中写真が撮られていた。道路に被害が無く雪崩調査シートは作成されていないが、ほぼ同時に同一気象で発生した点発生雪崩であり雪崩の痕跡等の状況がより明瞭である。また資料の少ない点発生雪崩ということだけでなく、被害が無かったという点で急崖斜面の雪崩対策の資料として貴重なので紹介する。

(1) 雪崩斜面とデブリ

当該斜面の勾配は45~50°の露岩も見られる自然斜面である。夏には水が流れる沢が数本あって草や樹木に覆われている。厳冬期には図8のように沢は雪で埋め尽くされている。今回の雪崩は、これらの沢伝いに流れて落石防護柵(柵高3m)に止められていて、沢の数と同数のデブリまたデブリの大きさも沢の流域面積に比例しているように見える。他に斜面途中で止まった小さい点発生雪崩の跡も幾つか見られる。

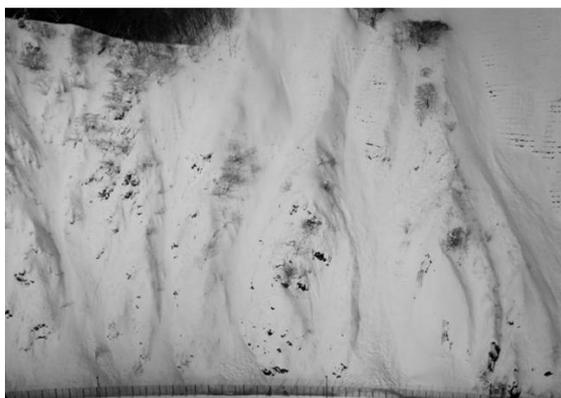


図8 自然斜面からの雪崩跡とデブリ

(2) 急斜面の雪崩

当該個所では2012年2月23日にも11時間に45cmの新雪があり落石防護柵に止められたデブリが見られた。降雪時には襟裳アメダスの気温は-1.3~-3.1°Cで風速は10.9~30.4m/sであった。気象条件が類似していることから点発生雪崩と推定できる。このように45°を超えるような

急斜面では雪の深さが面発生雪崩の条件とされる30cm以上になる前に点発生雪崩として発生していると考えられる。

5. まとめ

点発生表層雪崩には新雪の深さによって2種類ある。浅い(1~2cm?)と古い雪面と新雪の間がすべり面になり水平方向に、深いと内部崩壊は表面から深く削り込むように発達し深さ方向に削り込むように発達し水平方向の広がり小さい。両者を分ける深さ、雪質などについては不明である。紹介した道路に被害を与えた点発生(道路)雪崩の事例は深く積もった新雪が内部崩壊したものである。降り積もった新雪の大部分が無数の点発生表層雪崩になり沢地形に沿って流下していた。道路に被害を与えなかった事例を加え、点発生雪崩の資料および勾配45°以上の急斜面の雪崩や冠雪・雪庇対策の参考資料として紹介した。

あとがき

点発生雪崩は一つ一つが小規模であり、スキーヤーや登山者を含めて人に被害を与えた記録も知られていない。また今回の報告のように施設に軽微でも被害を与えた事例も少ないが、デブリが道路に堆積すると交通障害になり交通が止まる。点発生雪崩は時間差で無数に発生するが個々には規模も衝撃力も小さい。点発生雪崩の発生機構等の研究や事例報告も少ないが、面発生雪崩と無関係ではなくセットで考えると雪崩に関する視点や情報を豊かにできる可能性もあるので点発生雪崩にも関心を向けて欲しい。

尚、写真等の貴重な雪崩資料の多くは北海道開発局室蘭開発建設部道路整備保全課より提供された。この資料が動機になり、本文をまとめることができたことを付して謝意を表す。このような点発生雪崩の実態を知ることが多少でも道路管理に資することを願うものである。

【引用文献】

- 1) 金田安弘他, 2016: 北海道における道路雪崩の特徴, 雪氷研究大会講演要旨集, 215.
- 2) 成田英器, 竹内政夫, 2009: すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける安息角, 北海道の雪氷, **28**, 33-36.
- 3) 竹内政夫他, 2012: 乾雪表層雪崩の点発生と面発生を分ける条件, 北海道の雪氷, **31**,161-162

比表面積測定によるアルゴンハイドレートの自己保存効果の検証

Self-preservation phenomena of argon hydrate detected by measuring specific surface area

池浦 有希¹, 八久保 晶弘¹, 竹谷 敏²

Yuki Ikeura¹, Akihiro Hachikubo¹, Satoshi Takeya²

Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

ガスハイドレート (GH) は包接化合物の一種である。氷点下温度での GH 分解時には、放出される水分子が GH 表面で氷膜を生成し、分解を抑制すると考えられる。この現象は、GH の自己保存効果と呼ばれる。自己保存効果の詳細なメカニズムの解明には未だ至っておらず、特に GH 分解時の結晶表面の状態に関する情報が乏しい。本研究では、自己保存効果のあるアルゴンハイドレートに注目し、結晶表面での氷膜形成をガス吸着式装置を用いた比表面積測定により推定し、結晶の比表面積と自己保存効果との関係を調べた結果を報告する。

1. はじめに

ガスハイドレート (GH) は包接化合物の一種であり、水分子が水素結合してできたかごの中にガス分子が包接された化合物である。GH は低温高圧下で安定であり、メタンハイドレート (MH) は結晶体積の約 170 倍のガスを貯蔵できることが知られている。このことから、GH はエネルギー資源や、ガスの貯蔵、運搬媒体に利用できると考えられている。

GH にはいくつかの結晶構造をとることが知られている。例えば、MH は結晶構造 I 型、アルゴンハイドレート (Ar-H) は結晶構造 II 型をとる。氷点下温度での GH の分解時には、放出される水分子が GH 表面で氷膜を生成し、分解を抑制すると考えられている¹⁾。この現象は、GH の自己保存効果と呼ばれる。自己保存効果の詳細なメカニズムの解明には未だ至っていない。仮に氷膜が形成しない場合、分解により GH 表面は荒れ、比表面積は増加すると考えられる。逆に氷膜が形成される場合は、氷膜により GH 表面が滑らかになり分解が抑制されることから、比表面積は未分解の GH と比較して、変化は少ないと考えられる。

結晶構造 I 型である MH の自己保存効果に関する研究については、温度を上昇させて分解する昇温法、急減圧させて分解する減圧法のどちらも行われているが、同じく自己保存効果が起こるとされる¹⁾ Ar-H の減圧法による自己保存効果の検証は行われていない。さらに、Ar-H の自己保存

効果発現時、その結晶表面の比表面積を測定し、氷膜形成との関連について議論した例はない。本研究では、実験後の重量測定から Ar-H の残存率を求めることで自己保存効果の有無を調べ、Ar-H 表面での氷膜形成を比表面積測定により推定する方法で、結晶比表面積と Ar-H の自己保存効果との関係を調べた。

2. 実験手法

(1) 試料の作成方法

液体窒素中に蒸留水をスプレーで噴霧し、氷球を生成した。これを -20°C の低温室内でふるいにかけて、106-180 μm のサイズの微小サイズの氷球を分取し、3 g を 30 mL 耐圧容器に封入した。次に、図 1 のシステムを用いて、以下の手順により、Ar-H が生成可能な圧力までアルゴンを加圧し、微小氷球サイズの Ar-H 生成を目指した。

まず、微小氷球の入った耐圧容器 (試料容器) をシステムに接続し、液体窒素温度に冷却後、試料容器およびチューブ内を真空ポンプによって真空引きした。その後、アルゴンボンベからシステム中央部の 150 mL 耐圧容器に一定量のアルゴンを導入し、圧力が安定した後、液体窒素温度に冷却された試料容器のコイル管部分でアルゴンを冷却しながら、アルゴンを液化させて導入した。試料容器を液体窒素トラップから外し、氷水のバスに浸して 0°C まで徐々に昇温させ、微小氷球をゆっくりと融解させながら、アルゴンガスと融解

¹ 北見工業大学

Kitami Institute of Technology

² 産業技術総合研究所

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

水とを反応させて Ar-H を生成した。なお、0°C のままでは未反応の氷ないし水が残存する可能性があるため、Ar-H 生成による試料容器内の圧力低下がみられなくなってから、試料容器を+1°C で約 9 時間、恒温槽を用いて温度制御を行ない、平衡圧以上で保持したまま、加圧下で全ての水を Ar-H に変換した。

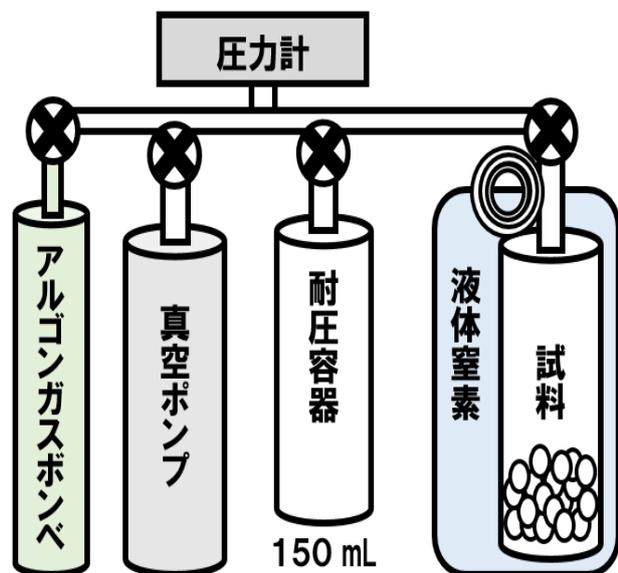


図1 アルゴンガス導入システムの配管図

(2) 試料の分解方法

Ar-H の分解実験では、-50°C・-30°C・-20°C・-10°C・+1°C の 5 種類の温度条件下でそれぞれ 1 分、10 分間、100 分間の分解を行なった。分解方法には、耐圧容器を大気圧まで急減圧させる減圧法を用いた。減圧後 1 分・10 分・100 分の 3 種類の分解時間を経過した、それぞれの Ar-H 試料を液体窒素で固定し、分解を終了させた。

分解温度については、-10°C の温度条件は恒温槽で設定し、-50°C・-30°C・-20°C の 3 つの温度条件はそれぞれの温度に設定された低温室で実験を行なった。任意の温度条件に設定後、加圧していた耐圧容器のバルブを一気に開放し、大気圧（平衡圧以下）まで急減圧させた。その際、加圧分のガスはテドラーバッグに放出し、所定の分解時間中は耐圧容器とテドラーバッグを接続したまま、大気圧のアルゴン環境下で分解させた。

(3) 比表面積測定

比表面積測定にはガス吸着法を利用した装置（図 2）を用いた。本装置は本来、積雪の比表面

積を測定するために開発されたものであり、吸着ガスにメタンを用いることで、3~300 m² kg⁻¹ の範囲の試料の比表面積を測定誤差 3%以内で求めることができる²⁾。

比表面積の測定手順について述べる。まず、試料の入った試料容器を液体窒素温度下で昇華・解離させずに真空排気し、非吸着ガスである少量のヘリウム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（試料を除いた、試料容器内の空間体積）を測定した。次に、吸着ガスである少量のメタンを同様に試料容器内に拡散させた。上記の例における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、後者のほうが低下する。このメタン吸着量の圧力依存性（吸着等温線）を求め、BET 法を用いて BET プロットを描き、その直線式の切片と傾きから試料の比表面積を計算して求めた。

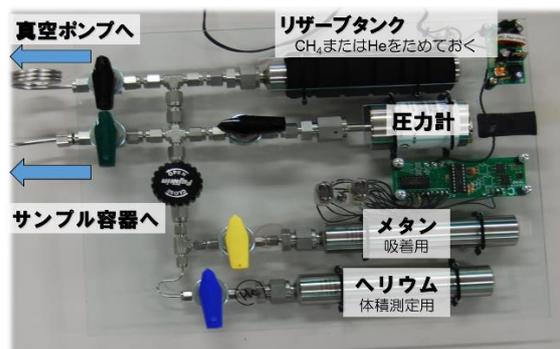


図2 比表面積測定装置

(4) Ar-H 残存率の測定

以下の手順で Ar-H の残存率を重量測定から求めた。まず、前述の(1)の手順で封入した 3 g の氷がアルゴンガスと反応し、全て Ar-H に変換されたと仮定する。これを液体窒素温度で固定し、余剰アルゴンガスを真空ポンプで完全に真空引きしてから、常温に戻した耐圧容器内で Ar-H を分解させた。分解ガスと水の入った容器重量を測定後、加圧状態のガスを静かに抜いて、アルゴンが 1 気圧分残った状態でさらに重量を測定した。上記の方法を用いて、Ar-H のゲスト・ホストそれぞれの重量を独立して求めることができる。その結果、ゲスト・ホストのモル比である水和数は 6.22 と求められた。

(2)の分解実験後、残存する Ar-H についても上記と同じ方法を用いて重量測定を行ない、アル

ゴンガス重量を求めた。試料は部分的に分解しているため、分解前の状態の試料と比較すると分解ガス重量が小さくなっている。これらの比較測定によって、Ar-Hの残存率を計算して求めた。

3. 作成した氷球と Ar-H の光学顕微鏡写真

まず、図3に作成した氷球、図4に Ar-H の顕微鏡写真を示す。



図3 作成した氷球の写真



図4 氷球から作成した Ar-H の写真

図3の氷球は、様々なサイズの小さな氷球が結合しており、この顕微鏡写真からわかる氷球の代表的な直径は、106-180 μm より明らかに小さい。こ

の氷球試料の比表面積を測定すると $73 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ であり、この値の球相当粒径である $90 \mu\text{m}$ はふるいの目よりも小さく、結果は調和的である。このことから、氷球がふるいを通じた際に、複数の小さな氷球が結合して“だま”の状態になっていたと推察される。

図4は Ar-H のみを観察するため、氷と同じ屈折率を持つフロリナートに浸して -20°C の低温室で観察した際の写真である。写真に写っているのは、分解によって生じたアルゴン気泡（黒い球状の物体）と Ar-H（不定形の透明な結晶）である。なお、未分解の Ar-H 比表面積を測定すると $114 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ であり、球相当粒径は $57 \mu\text{m}$ と小さい。このことは、試料生成時に元の氷球よりもやや小さな Ar-H 粒子ができたことを示している。なお、写真では分解時の様子をみているため、Ar-H 結晶表面に観察される非常に微細な構造（図4）は分解時のみに観察されるものかもしれない。

したがって、氷球をゆっくり融解させながらガスと反応させて Ar-H を作成しても、元の氷球と同程度のサイズの Ar-H にはならないことがわかった。さらに、Ar-H の比表面積は元の氷球の状態から 1.6 倍程度増加することがわかった。

4. Ar-H 残存率と比表面積の温度依存性

Ar-H の残存率の温度依存性を図5に、比表面積の温度依存性を図6に示す。

Ar-H を1分間だけ分解した場合、全ての温度条件で残存率は90%以上であった。10分間分解した場合は、 -50°C から温度が上がるにつれ残存率は60%台まで低下していき、 -10°C のみ約80%の残存率であった。さらに、100分間分解した場合、 -50°C と -30°C の残存率は10%以下で試料の大半が分解していたのに対し、 -20°C と -10°C では40~50%の Ar-H が残存していた。以上のことから、Ar-H は -20°C 、 -10°C で自己保存効果がみられる。

以上のことを念頭に、Ar-H の分解前後の比表面積の変化に注目する。図6中の比表面積が $110 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ 付近の帯は、分解前の Ar-H の比表面積を示している。図5で自己保存効果が確認されなかった -50°C および -30°C では、未分解の比表面積よりも大きく増加するケースが多かった。これは急減圧・Ar-H 分解時に急激に結晶表面が荒れ、スポンジのような多孔質の氷に覆われた状態、または分解で生じた極めて細かい霜結晶が結晶表面

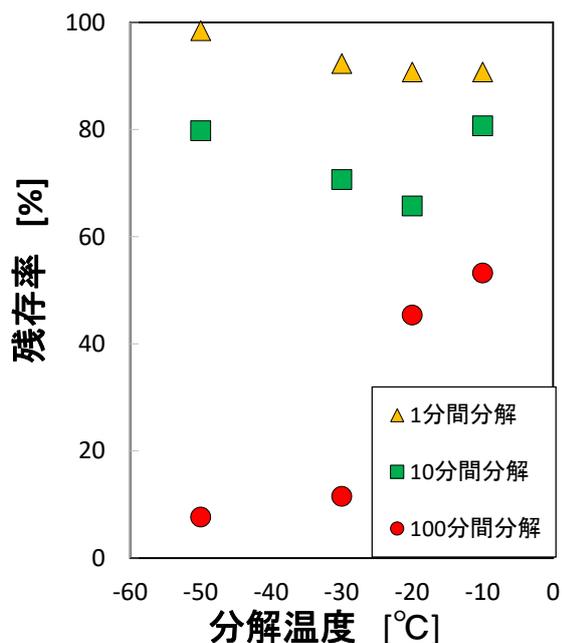


図5 Ar-H の残存率の温度依存性

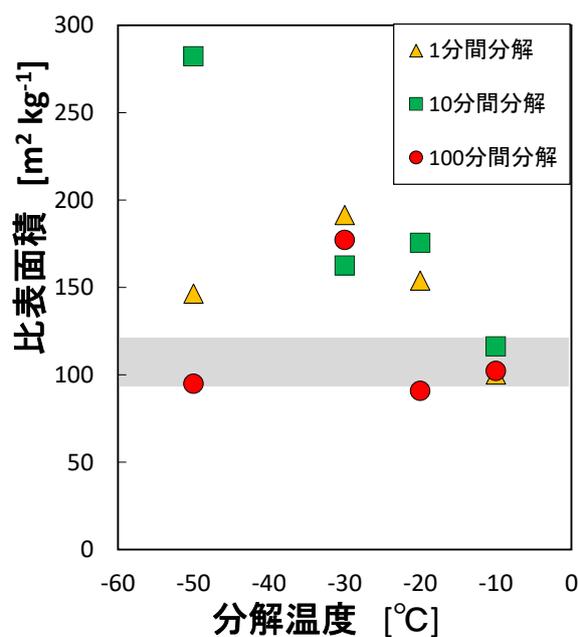


図6 Ar-H の比表面積の温度依存性

に大量に付着した状態だった、と予想される。なお、-50°Cの100分間分解では比表面積は元の値と同程度まで低下しているが、Ar-Hがほとんど残存しない状態で氷の昇華による比表面積の低下が起きたと考えられる。

一方、顕著な自己保存効果が確認された-10°Cでは、分解後のAr-Hの比表面積は未分解状態とほぼ等しい値を示した。このことから、自己保存効果発現時、結晶表面に氷膜が形成されて、分解前のAr-Hと同様の表面状態が維持されたのではないかと考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) 竹谷敏, 2013: クラスレート水和物の分解と氷の結晶成長: 自己保存効果のメカニズム, 低温科学, **71**, 153-160.
- 2) Hachikubo, A., Yamaguchi, S., Arakawa, H., Tanikawa, T., Hori, M., Sugiura, K., Matoba, S., Niwano, M., Kuchiki, K. and Aoki, T., 2014: Effects of temperature and grain type on time variation of snow specific surface area, *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 47-53.

北海道中標津町地域での防雪柵に関する吹雪・吹きだまり観測報告

Measurements of Snowdrift Formed by 6 and 2 rows Snow Fences in Nakashibetsu Area, Hokkaido

齋藤 佳彦¹, 金田 安弘², 永田 泰弘², 根本 征樹³, 荒川 逸人³, 竹内 政夫⁴,
丹治 和博⁵, 大風 翼⁶, 大宮 哲⁷, 大槻 政哉¹

Yoshihiko Saito¹, Yasuhiro Kaneda², Yasuhiro Nagata², Masaki Nemoto³, Hayato Arakawa³,
Masao Takeuchi⁴, Kazuhiro Tanji⁵, Tsubasa Okaze⁶, Satoshi Omiya⁷, and Masaya Otsuki¹

Corresponding author: saito@snow-eaters.com (Y. Saito)

筆者らは 2018 年冬期に、北海道東部の中標津町西養老牛の吹きだめ柵と吹き止め柵が設置されている箇所、および標津町北標津の吹き止め柵が斜めに 6 列設置されている箇所の 2 か所において、防雪柵（吹きだめ柵、吹き止め柵）周辺に形成される吹きだまりを対象とした観測を行った。観測では定点気象観測や UAV による写真撮影、測深棒を用いた吹きだまり形状の観測、静止画カメラによる連続観測等を行い、気象の推移や吹きだまり状況などを詳細に把握した。

1. はじめに

道路や鉄道の地吹雪対策として設置される防雪柵は、開発されてから長い歴史があり、設置に関するガイドライン等がまとめられている（道路吹雪対策マニュアル¹等）。一方、機能については未解明な部分もあり、近年の暴風雪による吹雪災害等では、期待した効果を発揮できていない事例が報告されている（金田ら（2016）²等）。

筆者らは、防雪柵周辺に発生する吹きだまりの形成メカニズムや防雪柵の効果、防雪柵の配置方法による吹きだまり状況の違いなどを把握することを目的として、2018～2019 年冬期に、北海道東部の中標津町周辺の 2 箇所（標津町北標津、中標津町西養老牛、表 1）において、防雪柵周辺の吹きだまりを対象とした観測を行った。本報告では観測で行った定点気象観測や連続静止画観測、UAV（Unmanned Aerial Vehicle）の撮影画像と SfM-MVS（Structure from Motion – Multi View Stereo）技術による、吹きだまり形状の計測等の結果について報告する。

表 1 観測箇所一覧

	防雪柵の設置状況
標津町北標津	吹きだめ柵（高さ 4.6～5.6m）柵が吹雪時風向に直交し、柵が平行に 6 列設置されている。
中標津町西養老牛	風上側に吹きだめ柵（高さ 2.8m）、風下側に吹き止め柵（高さ 5.0m）が並行に設置されている。（柵は吹雪時風向に対し直交）

2. 防雪柵の設置状況と観測概要

(1) 標津町北標津

図 1 に標津町北標津で観測対象とした防雪柵と観測機器の設置状況を示す。当該箇所では防雪柵（吹きだめ柵、赤の実線）が道路に対し、斜めに 6 列設置されている。当該箇所では吹雪が道路に対し、平行に入射する風向であるため、上記のような配置で防雪柵が設置されている。なお、吹きだめ柵は高さ 4.6～5.6m（最も西側の柵が 4.6m、そのほかは 5.6m）である。定点気象観測では、風向、風速、積雪深、気温、湿度、日射量を 10 分間隔で計測し、風向風速計の高さは地面より約 4m とした。また、連続静止画観測として、6 つの吹きだめ柵の各々の北側に一定の時間間隔で撮影が可能な静止画カメラ（インターバルカメラ）を設置し、日中に 10 分間隔で吹

¹株式会社雪研スノーイーターズ
YUKIKEN Snow Eaters Co., Ltd.

²北海道開発技術センター
Hokkaido Development Engineering Center
³防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター
Snow and Ice Research Center, NIED

⁴NPO 法人 雪氷ネットワーク
NPO Network of Snow and Ice Specialists

⁵日本気象協会
Japan Weather Association

⁶東京工業大学 環境・社会理工学院
School of Environment and Society, Tokyo Institute of Technology

⁷土木研究所 寒地土木研究所
Civil Engineering Research Institute for Cold Region, PWRI

きだめ柵前後に形成される吹きだまりを撮影した。また、撮影された静止画より、吹きだまりの形状を読み取るため、赤白ポールを設置した。また、定点気象観測の位置より、吹きだめ柵側を撮影する形で、インターネットでの撮影された画像が確認可能なネットワークカメラを設置し、10分間隔で吹雪状況を撮影した。定点気象観測およびカメラの観測期間は、2018年12月19日～2019年4月3日である。

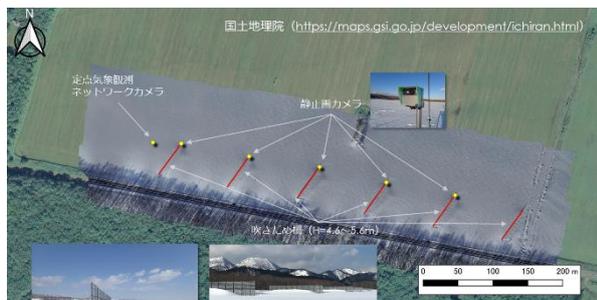


図1 防雪柵と観測機器の設置状況
(標津町北標津)

(2) 中標津町西養老牛

図2に中標津町西養老牛での防雪柵と観測機器の設置状況を示す。当該箇所では、防雪柵が2つ設置されており、吹きだめ柵(高さ2.8m)と吹きだめ柵の南東側に吹き止め柵(高さ5.0m)が設置されている。定点気象観測では、観測装置を吹きだめ柵の北西側に設置し、風向、風速、気温等を10分間隔で計測した。風向風速計の高さは地面より約4mとした。また、標津町北標津と同様に、インターバルカメラを設置し、10分間隔で吹きだまりの形状を撮影した。定点気象観測とカメラの観測期間は、2018年12月19日～2019年4月3日である。

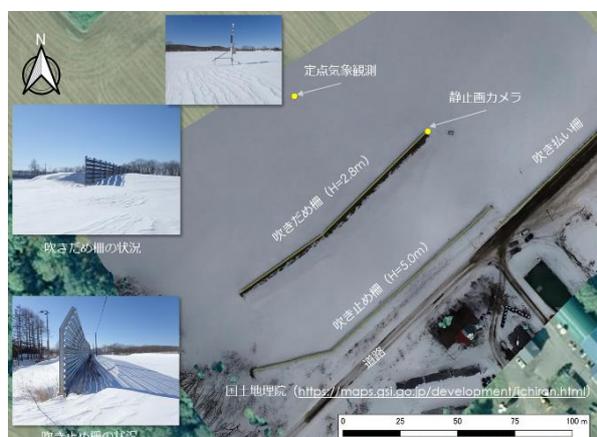


図2 防雪柵と観測機器の設置状況
(中標津町西養老牛)

3. 定点気象観測による気象状況

定点気象観測で得た気象データを基に、各箇所での2018～2019年冬期の気象状況を整理した。気象状況の整理では、旬別の統計値を整理した。なお、吹雪の発生や規模を定量的に捉えるため、定点気象観測で計測された風速および気温より、吹雪量 Q ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)を推定した。吹雪量の推定は、小林他(1969)³⁾に示される式(1)より算出した。

$$Q = 0.03 U^3 \quad (1)$$

ここで、 U は高さ1mの風速(m s^{-1})である。なお、風速が小さい場合や気温が 0°C よりも高い場合、吹雪が発生しないことが考えられることから、風速が 5 m s^{-1} 以上かつ気温が 0°C 以下という吹雪発生条件(条件に合致しない場合は、吹雪量 Q を0とする)を課した。また、吹雪量 Q の算出では風速の10分平均値を対数則により1m高さの風速に変換した値を用いた。

(1) 標津町北標津

図3に標津町北標津での観測結果より整理した旬別統計値(積雪深、降雪深さ合計、気温、累積吹雪量)を示す。積雪深を見ると、12月下旬には30cm程度であり、1月下旬には100cm程度となった。しかし、2月中は各旬で20cm以下と降雪は少なく、3月上旬まで目立った積雪深の増加は見られなかった。その後、3月中旬で60cm弱、下旬に40cm弱の降雪のみられた。累積吹雪量は、前述の方法で算出した吹雪量を累積し算出したものを示すが、積雪深等と同様に、12月下旬から2月上旬までは、 $500 \sim 2000 \text{ kg m}^{-1}$ 程度であるが、2月中旬～3月中旬は 500 kg m^{-1} より小さく、吹雪の発生が少ない状況にあった。図4に風向別の発生時間と吹雪発生条件を課した発生時間(吹雪の発生時間と想定)を示す。図に

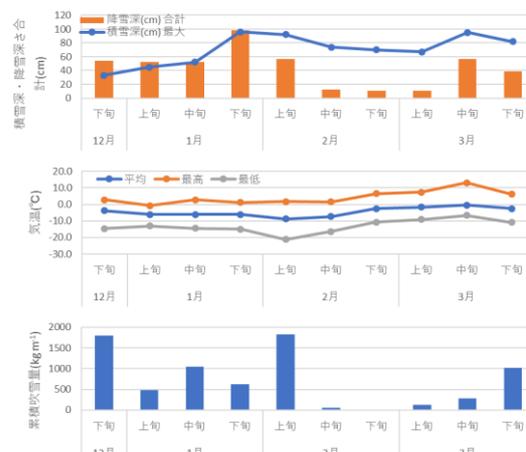


図3 2018～2019 冬期の気象旬別統計値
(標津町北標津, 定点気象観測結果より)

示されるように発生時間では W~WNW が卓越しているが、条件を課した場合には、WNW~NW が卓越しており、当該箇所の吹雪時の主風向は WNW~NW であると言える。

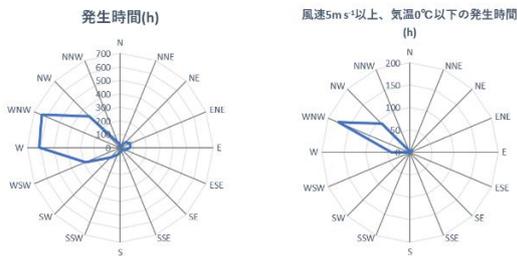


図4 2018~2019年冬期の風向別発生時間
(標津町北標津, 定点気象観測結果より)

(2) 中標津町西養老牛

図5に中標津町西養老牛において、定点気象観測で観測されたデータより整理した旬別統計値を示す。累積吹雪量を見ると、12月下旬から2月上旬、3月中旬から3月下旬と比べ、2月中下旬は値が小さい傾向がみられ、標津町北標津と同様に2月中は吹雪の発生が少なかったものと予想される。図6に風向別の発生時間を示す。発生時間では W~NW が卓越しているが、吹雪発生条件を課した場合には、WNW~NW であり、当該箇所で吹雪時の主風向は、WNW~NW であると言える。

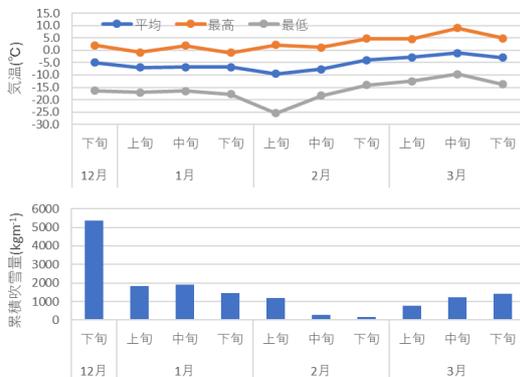


図5 2018~2019年冬期の気象旬別統計値
(中標津町西養老牛, 定点気象観測結果より)

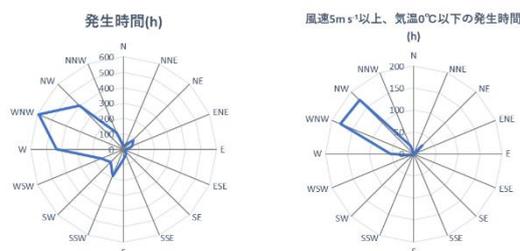


図6 2018~2019年冬期の風向別発生時間
(中標津町西養老牛, 定点気象観測結果より)

4. UAV, SfM-MVSによる吹きだまり形状

観測箇所の2箇所において、防雪柵周辺で形成された吹きだまりの形状を計測することを目的として、UAVで写真撮影およびSfM-MVS技術によるDSM(Digital Surface Model)、およびオルソ画像等の作成を行った。写真撮影用UAVには、DJI社Phantom4 Proを用い、UAVに搭載されたカメラにより撮影を行った。撮影・飛行高度は、地表から50mとした。また、SfM-MVSソフトは、Agisoft社PhotoScan Pro Ver. 1.4.4を用い、作成されたDSMデータより陰影図(DSMデータで計算された勾配を用いる)の作成も行った。

(1) 標津町北標津

標津町北標津では、UAVによる撮影を2019年1月30日、2019年2月25日の2回実施した。図7に吹きだまり形状の陰影図を示す。赤線は防雪柵を示すが、2回の観測とも防雪柵の風下に柵に平行となる形で、吹きだまりが形成されていることが確認できる。なお、1回目の1月31日に対し、2回目の2月25日では、吹きだまりの位置がやや北側に移動している傾向がみられるが、理由として1回目と2回目の各観測までの吹雪状況(風向など)が異なっていたことが考えられる。なお、1回目の雪面が平坦なのに対し、2回目はあばた状の雪面となっているが、これはSfM-MVSの処理において、2回目の雪面上に特徴点が少なく、解析の誤差が生じたためである。

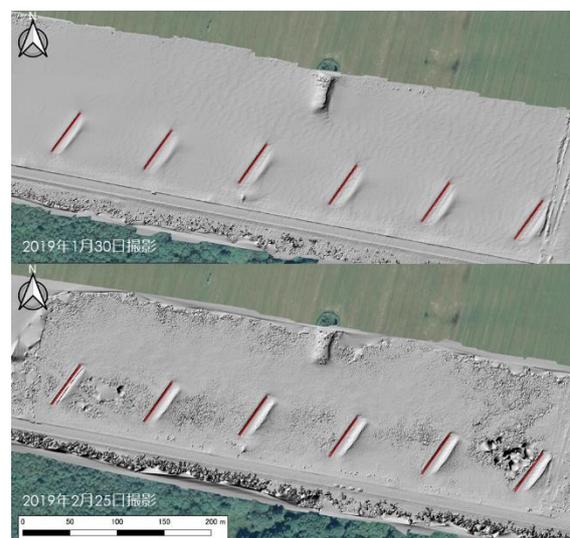


図7 吹きだまり形状の陰影図
(標津町北標津)

(2) 中標津町西養老牛

中標津町西養老地区では、2019年2月25日に1回の撮影を行った。作成した陰影図を図8に示す。

図より、北側の吹きだめ柵の南側（風下側）に吹きだまりが形成されていることが確認できる。なお、図8に示す2019年2月25日と同様に雪面があげた状となっているが、同じ原因（SfM-MVSの解析誤

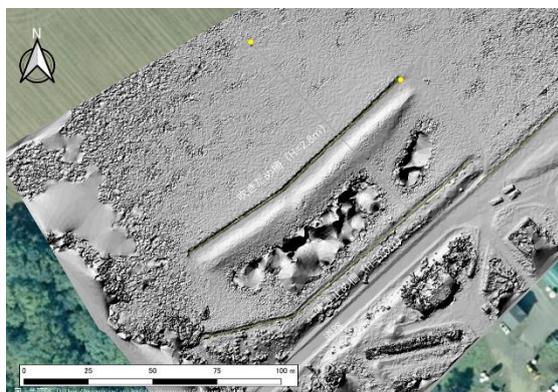


図8 吹きだまり形状の陰影図
(中標津町西養老牛, 2019年2月25日)

差)によるものである。

5. 測深棒計測による吹きだまり形状の計測

前項の UAV, SfM-MVS による吹きだまり形状の計測に加え、より正確に吹きだまりの形状を計測するため、測深棒を用いた人力による吹きだまり形状の計測を行った。なお、観測回数は両箇所とも2019年2月25日の1回である。

(1) 標津町北標津

図9に人力計測による吹きだまり（積雪深）の計測結果を示す。なお、計測は各々の吹きだめ柵の中央の位置で柵と直交する測線で行った。吹雪時風向（WNW～NW）での最風上となる吹きだめ柵①では、柵前後の吹積雪深は最大200cm程度と、風上側と風下側で概ね同程度であるが、吹きだめ柵②～⑥では、風上側が最大200cm程度であるに対し、風下側は300～400cm程度と風下側の方が大きい傾向にある。また、柵の間で比較すると、柵が風下側になるほど、風下側の積雪深の最大値が大きくなる傾向がみられた。なお、吹きだまりに対する柵の影響範囲は、吹きだまり形状から風上、風下とも柵から概ね50m前後と推察される。

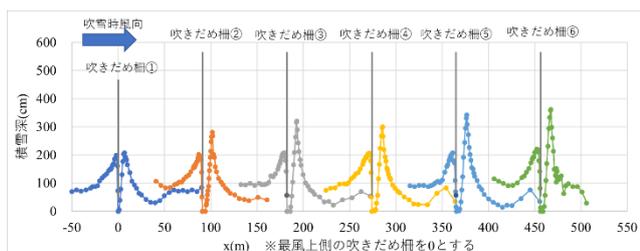


図9 人力計測による吹きだまりの計測結果
(標津町北標津, 2019年2月25日計測)

(2) 中標津町西養老牛

図10に吹きだまりの計測結果（積雪深）を示す。吹雪時風向（WNW～NW）に対し、風上側に吹きだめ柵、風下側に吹き止め柵が設置されている。吹きだめ柵前後では、風上で200cm弱、風下で250cm弱となっており、風下の方の積雪深が大きい傾向にある。一方、風下側の吹き止め柵では、柵の風上の概ね $x=30\text{m}$ 位置から柵に近くなるほど積雪深が大きくなる傾向にあり、吹きだまりが形成されていることが確認できるが、吹きだめ柵の吹きだまりよりも小さい結果である。このことから、本観測期間で発生した吹雪では、吹きだまり量が吹きだめ柵で堆積させることができる容量を超えることがなく、風下の吹き止め柵で吹きだまりを形成させるまでには至らなかったと考えられる。

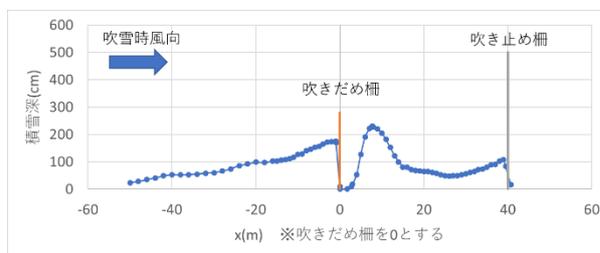


図10 人力計測による吹きだまりの計測結果
(中標津町西養老牛, 2019年2月25日計測)

6. まとめ

2018～2019年冬期に北海道中標津町周辺の防雪柵が設置されている箇所において、定点気象観測や UAV による観測、人力観測等により、防雪柵に発生する吹きだまりの形状や形成される過程について観測を行った。今後、防雪柵と吹きだまりの関係や吹雪・吹きだまり現象の解明に向け、本報告で示した結果の詳細な解析や連続静止面観測結果を用いた吹きだまり形成過程の解析を予定である。

【謝辞】

野外観測において、中標津町役場総務部の徳永博之氏、上田龍氏に多大なご協力を頂きました。ここに記して感謝いたします。

【引用文献】

- 1) (独) 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) .
- 2) 金田安弘, 永田泰浩, 根本征樹, 竹内政夫, 2016: 吹雪多発地域にみる防雪柵の問題点と課題-北海道中標津地域での防雪柵の吹きだまり観測-, 北海道の雪氷, **35**, 29-32.
- 3) 小林大二, 小林俊一, 石川信敬, 1969: みぞによる地ふぶき量の測定, 低温科学・物理編, **27**, 99-106.

グリーンランド北西部シオラパルク・カナックにおける 強風の出現特性

Occurrence frequency of strong winds at Siorapaluk and Qaanaaq in northwest Greenland

橋本 明弘¹, 山崎 哲秀², 青木 輝夫^{1,3}, 庭野 匡思¹, 山口 悟⁴
Akihiro Hashimoto¹, Tetsuhide Yamasaki², Teruo Aoki^{1,3}, Masashi Niwano¹, Satoru Yamaguchi⁴
Corresponding author: ahashimo@mri-jma.go.jp (A. Hashimoto)

In field research activities, watching and predicting local weather is important to perform a mission safely and effectively. Intense winds more than 15 m s^{-1} were observed during 2016-2017, 2017-2018, and 2018-2019 winter seasons at Siorapaluk and Qaanaaq which are base villages for scientific activities in northwest Greenland. Some of these intense wind events seriously affected a scientific activity and residents living in this area. The authors studied occurrence characteristics of intense winds in this area based on ground-based observations and numerical simulations. In this article, preliminary results are presented.

1. はじめに

極地における野外観測では、その効果的で安全な実施のための基本アイテムとして、気温・風速・降水等の局地気象要素の現況把握や予測が重要な意味を持つ。野外活動の拠点となる地域は、気象観測や予測情報の過疎地である場合が多く、地球物理学的研究活動に付随して一時的または準定常的に収集・配信される気象データ、および、それに基づく局地気象の知見は、学術調査のみならず、地域社会における有用性も潜在的に備えている。

グリーンランド北西部における雪氷研究の拠点であるカナック村では、2016年12月に、強風によって沿岸の海氷が流出し、漁業被害が生じた。的場・山崎¹⁾によると、カナックで海氷が流出するほどの強風が吹くことは稀であり、この強風は特異な事例であった。また、2018年4月に実施されたシオラパルク-SIGMA-A間の移動観測では、強風により出発日を数日間延期することを余儀なくされた(庭野ほか²⁾)。シオラパルク付近で、しばしば、強風が発生することは住民の間で知られていたが、この時、移動観測のために持ち込まれた気象計により貴重な実測データが得られるとともに、領域気象モデルを用いた気象予測実験においても観測と整合的な結果が得られた(Hashimoto et al.³⁾)。

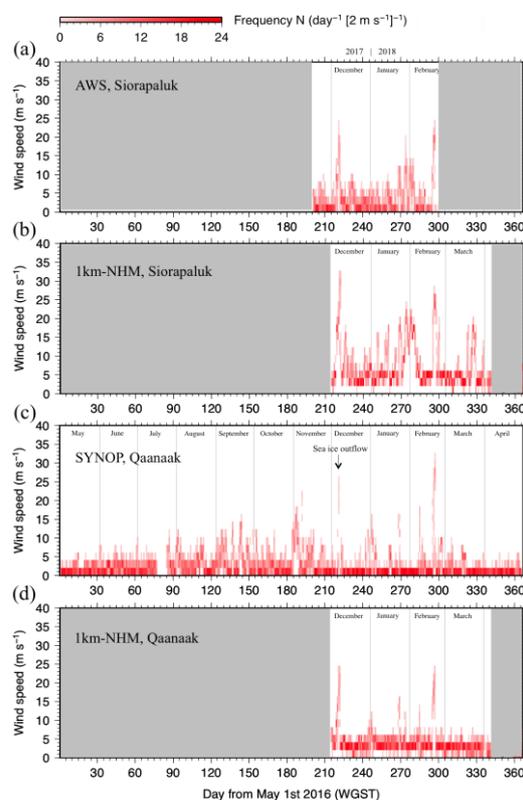


図1 2016年5月-2017年4月の地上風速の日別出現度数分布. シオラパルクでの(a)観測結果, (b)数値実験結果. カナックでの(c)観測結果, (d)数値実験結果.

本稿では、シオラパルク・カナック両地域における強風の出現特性について、地上観測と数値実験をもとに調べた結果を述べる。

¹気象研究所

²アバンナット北極プロジェクト

³国立極地研究所

⁴防災科学技術研究所

Meteorological Research Institute
Avangnaq Project
National Institute of Polar Research
National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

表 1 解析に使用した観測データと数値実験データ.

	Observation		Simulation
	Siorapaluk	Qaanaaq	
Data source	Automatic weather station	SYNOP	1km-NHM
Data available period	17 November 2016 – 14 February 2017 22 November 2017 – 8 April 2019	1 May 2016 – 30 April 2019	1 December 2016 – 6 April 2017 1 May 2017 – 30 April 2019

2. 観測データ

シオラパルクにおける風速・風向の観測データは、自動気象計(AWS, HOBO U30-NRC Weather Station, N77° 46' 58.1" , W70° 40' 52.8")を用いて、2016年11月17日から2017年2月14日まで、および、2017年11月22日から2019年4月8日までの期間に渡り取得した(表1)。カナクにおける風速・風向の観測データとして、アメリカ国立気象局(NCEP)によって収集・保存された2016年5月1日から2019年4月30日までの地上実況気象通報式データ(SYNOP, NCEP Department of Commerce, 2004⁴⁾, N77.58°, W69.67°)を使用した(表1)。

3. 数値実験

2016年12月1日から2019年4月30日までの、一部期間(2017年4月7日-30日)を除く、2年4ヶ月を対象とし(表1)、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて数値実験を行なった。Hashimoto et al.³⁾と同様に、バフィン湾・グリーンランド・スバル諸島・アイスランド・ノルウェー海を覆う水平4000km×3500km、鉛直約22kmの計算領域を設け、水平解像度を5kmとして数値実験を行った(5km-NHM)。初期値・境界値には気象庁全球予報値を用いた。さらに、5km-NHMの計算結果を初期値・境界値として、グリーンランド北西部を中心とする

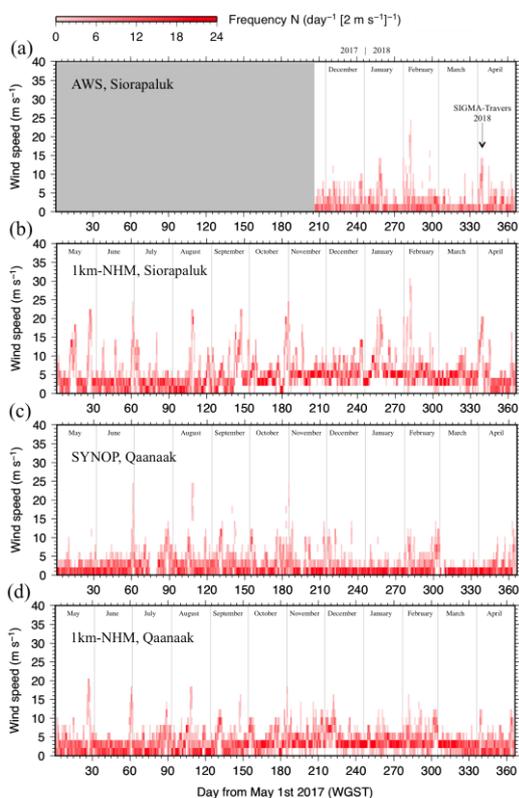


図2 図1と同じ。ただし、2017年5月-2018年4月の結果。

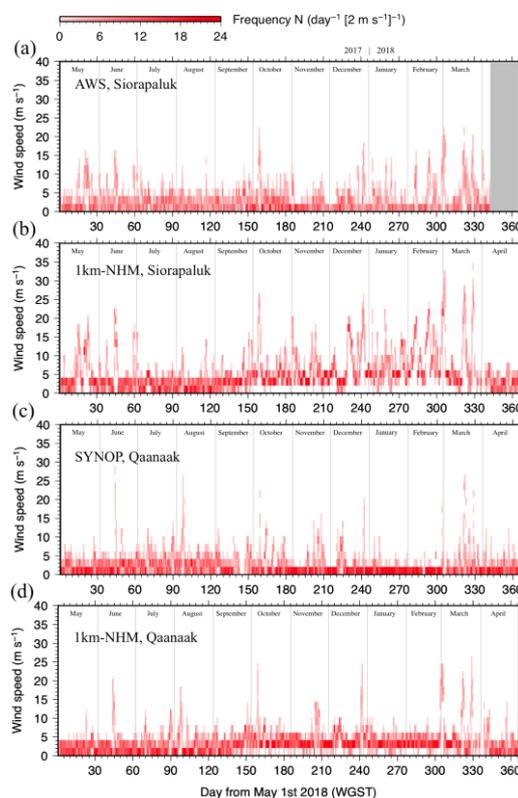


図3 図1と同じ。ただし、2018年5月-2019年4月の結果。

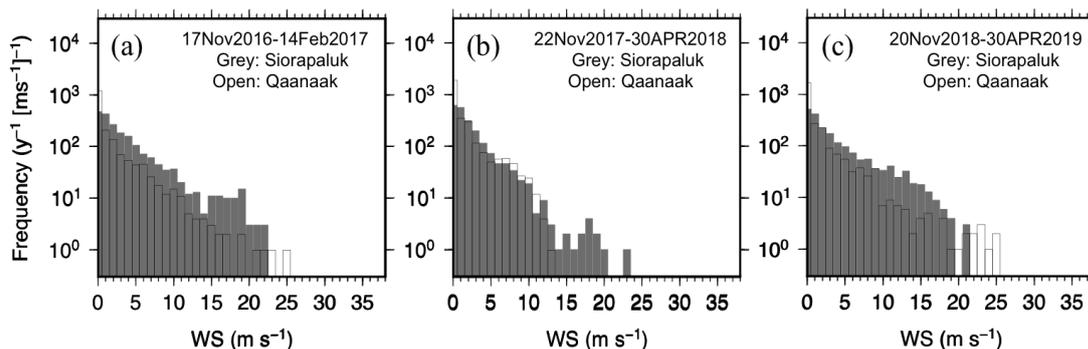


図4 シオラパルク（灰色）とカナック（実線）の風速出現度数分布. (a) 2016-2017 冬季, (b) 2017-2018 冬季, (c) 2018-2019 冬季の結果.

650km×650km の計算領域を設け、水平解像度 1km として数値実験を行った (1km-NHM). 1km-NHM の結果から、シオラパルクとカナックの両観測地点の風速・風向を取り出し、解析に使用した.

4. 結果

図 1c は、2016 年 5 月から 2017 年 4 月の間のカナックにおける地上風速の日別出現度数分布である. 2016 年 12 月初旬に海氷流出を引き起こした強風 (的場・山崎¹⁾) が捉えられていた. 風速 15 m s^{-1} に達する強風は図示された期間で数度発生していた. 図 1d は、1km-NHM の結果である. 12 月から 2 月までの間に観測された強風を良く再現できていた. 図 1a, 1b は、それぞれ、同じ期間のシオラパルクにおける観測と数値実験の結果である. カナックでの強風イベントに同期して強風が発生しており、強風を発生させるメカニズムは、約 50 km の距離を隔てた両地域を優に覆う空間スケールをもっていたことを表している. 図 2 は、2017 年 5 月から 2018 年 4 月の間の結果である. 2018 年 4 月に庭野ほか²⁾によって観測された強風が、AWS 観測 (図 1a) と数値実験 (図 1b) によって捉えられていた. この時、数値実験ではカナックで 10 m s^{-1} 以上の風を予測していたが (図 2d)、観測では数 m s^{-1} 程度の風であった (図 2c). シオラパルクとカナックにおける強風の出現頻度を冬季に限って見ると、 15 m s^{-1} を超える強風事例は、シオラパルクの方が多く観測されており、数値実験の結果も整合的であった. 図 3 は、2018 年 5 月から 2019 年 4 月の間の結果である. 観測・数値実験ともに、冬季の 15 m s^{-1} に達する強風事例はシオラパルクの方が多く現れていたが、冬の間の最

大風速はカナックの方が大きかった.

図 4 は、観測から求めた 2016-2017 年、2017-2018 年、2018-2019 年それぞれの冬季の風速出現度数分布で、シオラパルク (灰色) とカナック (実線) について図示している. 約 25 m s^{-1} に達する強烈な風が、2016-2017 年および 2018-2019 年冬季はカナックで、2017-2018 年冬季はシオラパルクで観測されており、年による違いがみとめられた. 一方、風速 15 m s^{-1} 前後の風は、いずれの年も、シオラパルクの方が多く出現していた.

図 5 は、シオラパルクにおける地上風の東西・南北成分の散布図である. 観測によると (図 5a)、 15 m s^{-1} を超える強風は北北東または北東側から吹き付ける傾向があった. 数値実験は (図 5b)、強風のもつ指向性を良く再現していたが、その方向は観測と比べて北寄りにずれている他、風速が過大となる傾向があった. カナックでも強風時の風向は主に北東だが、南東から吹き寄せる別の風系も現れていた (図 6a). 数値モデルは、北東からの強風を良く再現していたが、南東側から吹くもう一つの強風成分については、東寄りにずれていた (図 6b).

5. 考察とまとめ

数値実験は、強風発生のタイミングや風速・風向を概ね再現していたが、一部に観測からのずれも認められた. 地表付近の風は、地形や地表面状態の影響を強く受けている. 数値モデルの地形や地表面状態は実際に比べて平滑化・単純化されており、地形や地表面状態が下層大気に与える効果を完全には再現できない. 観測からのずれは、このことが大きな原因である. このように、数値モデルの不完全さからは免れな

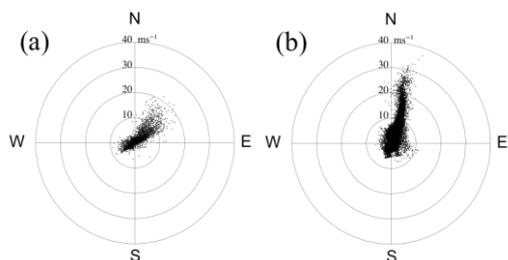


図5 シオラパルクにおける2018年5月-2019年4月の風の東西・南北成分の散布図。(a)観測結果。(b)数値実験結果

いが、強風発生タイミングや強風のもつ指向性の他、シオラパルクとカナックで同期して強風が出現する傾向があることを、数値モデルは再現しており、強風発生に関与する力学的・熱力学的作用の本質を捉えていると期待できる。

2016-2017年、2017-2018年、2018-2019年にかけてのシオラパルク・カナック両地点の観測および数値実験結果が全てそろそろ、各冬季に限定して強風の出現頻度を調べたところ、風速 15 m s^{-1} 前後の強風がシオラパルクでより多く出現しており、それを超える 20 数 m s^{-1} の強烈な風は、シオラパルク・カナック両地点で観測された。つまり、カナックでは比較的風の弱い条件下にあることが多いが、まれに強烈な風に見舞われることを示している。両地域の強風の出現特性の違いは、科学的興味を惹くとともに、地域防災の観点からも留意することが望まれる。

Hashimoto et al.³⁾ は、数値実験をもとに、2018年4月初旬に起きた強風に「おろし風」の特徴が見られることを指摘した。我々は2016年12月初旬の強風についても、別途実施した数値実験から、同じ特徴が見られることを確認している。本稿で示した解析結果から、両地域がしばしば強風に見舞われることが具体的に示された。これら強風の発生要因を、おろし風を含むいくつかのメカニズムで整理し、より大きな空間スケールの環境場と関連づけることが今後の課題である。

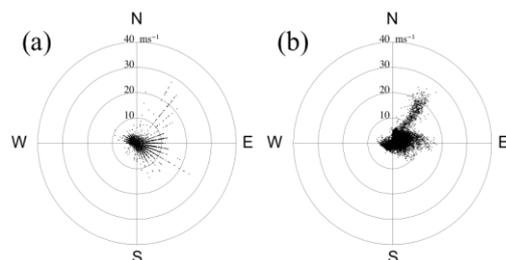


図6 図5と同じ。ただし、カナックにおける結果。

【謝辞】

本研究の一部は JSPS 科研費 JSPS 15H01733, 16H01772, 17K12817, および、地球環境保全等試験研究費により実施された。

【参考・引用文献】

- 1) 的場澄人, 山崎哲秀, 2018: 2016年12月にグリーンランド北西部カナック村で生じた海氷流出事故と漁業被害 —グリーンランド北西部における社会・自然環境と生業の変化—, 北海道の雪氷, **37**, 51-54.
- 2) 庭野匡思, 山崎哲秀, 山口悟, 2018: 北極犬橇観測行2018, 雪氷, **80**, 588-592.
- 3) Hashimoto, A., M. Niwano, S. Yamaguchi, T. Yamasaki, and T. Aoki: 2018: Numerical simulation of lee-side downslope winds near Siorapaluk in northwest Greenland, *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **48**, 5.05-5.06.
- 4) National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce, 2004: NCEP A DP Global Surface Observational Weather Data, October 1999 - continuing. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, CO. [Available online at <http://rda.ucar.edu/datasets/ds461.0/>.] Accessed† 25 January 2019.

UAV を用いた多視点ステレオ写真測量による海氷厚分布測定手法の開発

Development of sea ice thickness distribution measurement method by multi-view stereo photogrammetry using the UAV

照井 雄大¹, 館山 一孝², 渡邊 達也²
Yudai Terui¹, Kazutaka Tateyama² and Tatsuya Watanabe²
Corresponding author: m1852200155@std.kitami-it.ac.jp (Y. Terui)

This study attempt to develop the method of sea-ice thickness measurement using Unmanned Aerial Vehicle (UAV). The aerial photographs and digital elevation data were acquired over the lake ice of the Saroma-ko Lagoon in winter by a UAV with a high-precision Global Navigation Satellite System unit. The Digital Surface Model were created with SfM (Structure from Motion) from photograph and GNSS data and converted to the sea-ice thickness distributions.

1. 研究背景と目的

海氷は大気と海洋間の熱交換に対して断熱材としてはたらくなど重要な役割を持っており、その変化は地球規模の気候変動に大きな影響を及ぼすため、気候変動の実態把握に海氷観測が有効な手段の1つとなっている²⁾。特に海氷面積にとどまらず、気温変化に敏感な海氷厚の変動も監視することが重要である。海氷厚の測定はドリル掘削や航空機・船舶に搭載した電磁誘導式海氷厚計 (EM) などといった現地での観測が主であるが、これらの測定方法では労力やコストがかかり、広範囲を定期的に観測することは困難である。そのため、現地測定よりも効率良く広範囲でコストがかからない観測手法の開発が求められる。

近年、地形学や地質学などの分野ではドローンと呼ばれる小型無人航空機 (Unmanned Aerial Vehicle, UAV) を使用し、多視点ステレオ写真測量技術 (Structure from Motion, SfM) を用いて、異なる方向から撮影した複数の写真からカメラと対象物の3次元構造を復元する手法が注目されている^{3),4)}。本研究はこの手法を海氷厚観測に応用し、航空写真と UAV に搭載した GNSS 機器で測位した撮影時の高精度位置情報から数値地表モデル (Digital Surface Model, DSM) を構築し、モデルから得られた海氷と積雪のフリーボード (水面からの高さ) を

海氷厚に換算する手法の開発を行った。これまでの海氷厚測定では、ドリル掘削は点、電磁誘導法 (EM) は線のデータであったが、本法によって初めて面の海氷厚データが得られることが大きい利点である。



図1 北海道の全体図 (上図) とサラマ湖の拡大図 (下図)。国土地理院地図を使用。

2. 観測対象地域

本研究では図1に示す北海道東部に位置するサ

1 北見工業大学大学院 社会環境工学専攻
Graduate School of Civil Engineering, Kitami Institute of Technology
2 北見工業大学 地球環境工学科
School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

ロマ湖の湖氷を観測対象とした。サロマ湖は冬になると積雪深は最大 20cm 程度、湖氷厚は 30cm から 50cm 程度になり、沿岸の流氷と比較して湖氷上へのアクセスが容易かつ安全であり、検証点を設けることが可能である。また、同時期に他の氷上観測を行っているため、広範囲な氷厚や積雪深などのデータを共有する事が可能であるという利点があり、これらの理由から観測対象域として選定した。図 1 の上図に丸で囲まれた部分がサロマ湖であり、下図はサロマ湖の拡大図である。この図に記載されている緑色で囲まれた部分は UAV による撮影を行った範囲を示している。

3. 観測とデータ解析方法

(1) UAV による空撮

2019年2月23、26、28日にUAVの自動航行による空撮を行った。使用したUAVはDJI社のPhantom4Proを使用した。撮影条件として、重複率を表すオーバーラップとサイドラップは80%以上確保するために、UAVの飛行時の巡航速度は7km/h、撮影高度は50m、撮影インターバルは10秒とした。また、写真の保存形式はRAWとJPEGである。撮影範囲には



図2 サロマ湖での撮影範囲と分割したエリアの図 (Google Map より)

図2のように300m×200mの範囲を1エリア100m×100mの6エリアに分割した。総撮影枚数は6エリアの合計で約680枚であった。

(2) 位置情報の取得と実測値

航空写真から作成するDSMに正確な位置情報を付与するために、通常はリアルタイムキネマティック (Real-time kinematic, RTK) 測位によって精密な空間座標を持つ地上基準点 (Ground Control Points, GCP) を複数設置する必要がある。しかし広範囲の観測を行う場合、多数のGCPを設置するための測量に時間がかかり、撮影範囲にGCPが入っていなかったり点数が不十分であるとDSMに顕著な歪みが生じるといった問題があった。そこで本研究はその問題を解決するために、図3のようにUAVへRTK測位を行えるGNSS機器を装着し、写真撮影と同時に位置情報を取得する方法を採用した。使用したGNSS機器はEmlid社のReach M+である。サイズは45.5×27×9.2mm、重量は14g、RTK測位の精度は水平5mm、鉛直10mmと小型で精度の高いものを使用した。



図3 GNSS機器を装着したPhantom4とRTK GNSS機器であるReach M+

また、精度検証を目的として測量範囲内で検証点を設け、RTK測位とドリル掘削による氷厚の実測を行い、測定精度の検証を行った。

(3) SfM 処理

SfM 処理には、Agisoft 社の SfM ソフトウェアである PhotoScan Professional を使用した。観測時に得た写真と位置情報をこのソフトウェアに取り込み、最初に高密度点群モデルを作成した。

(4) 全氷厚換算

SfM 処理で得た高密度点群モデルから DSM を出力し、水面から湖氷表面までの距離であるフリーボード F_{ice} を計算した。 F_{ice} は東京湾の平均海面の高さとサロマ湖の水面の高さの差の平均を用いて水面から雪表面までの距離を計算し、観測で得た実際の積雪深を引いたものである。静水圧平衡の式(1)を用いて、現地観測によって得られた海水密度 ρ_W 、海氷密度 ρ_I 、積雪密度 ρ_S 、積雪深 Z_{snow} 、および UAV 観測により得られた F_{ice} から全氷厚（積雪深+氷厚） T_T に換算した⁴⁾。

$$T_T = F_{ice} \cdot \frac{\rho_W}{\rho_W - \rho_I} + Z_{snow} \cdot \frac{\rho_S}{\rho_W - \rho_I} \quad (1)$$

4. 解析結果

本稿では A1 区域の解析結果を報告する。

(1) 高密度点群モデル

SfM ソフトウェアに撮影した写真と位置情報を取り込み、図 4 のようにサロマ湖の高密度点群モデルを作成した。撮影範囲の端部分は画像の重複が無い場合 SfM 処理が行えず、点群の欠落が見られる。しかし、図に示す $100\text{m} \times 100\text{m}$ の範囲の内側に関しては欠落が少なく湖上の雪も表現されている。

(2) 等高線図の作成

作成した高密度点群モデルから地表マップ作成ソフトウェアを用いて図 5 のように 0.5m 格子の DSM を出力した。図 5 のカラーバーは東京湾の平均海面を基準とした雪面の高さを意

味している。問題であった GCP の点数不足による DSM の歪みを防ぐことができ、 $100\text{m} \times 100\text{m}$ の範囲内に関してはほぼ均一にすることができた。

(3) 推定氷厚

DSM で得られた雪面の高さから、東京湾の平均海面とサロマ湖の平均水面の差 (0.505m) を引いてフリーボード F_{ice} を計算した。現地観測で得られたデータから ρ_W を $1017.63 \text{ kg m}^{-3}$ 、 ρ_I を 924.41 kg m^{-3} 、 ρ_S を 295.52 kg m^{-3} とし、式(1)を用いて F_{ice} から T_T に換算した。負のフリーボード（氷表面が水面下にある場合）は T_T に換算することはできない⁴⁾。表 1 に示す検証点において、推定と実測の F_{ice} および T_T を比較し

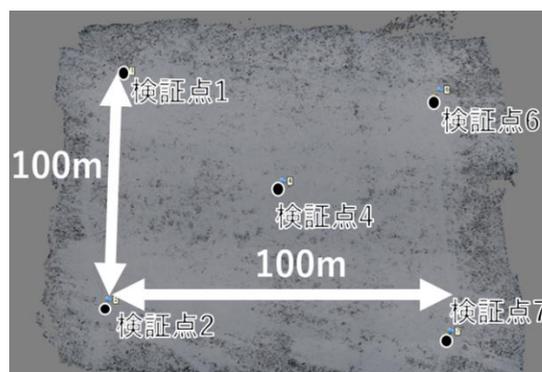


図 4 A1 の高密度点群モデル

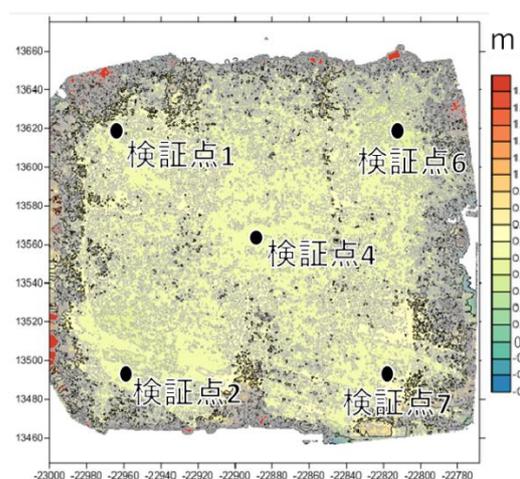


図 5 A1 の DSM

表1 推定と実測のフリーボード、氷厚の比較

検証点	フリーボード F_{ice} (m)			全氷厚 T_T (m)		
	推定	実測	誤差	推定	実測	誤差
1	0.021	0.028	-0.007	0.584	0.566	0.017
2	-0.007	0.015	-0.022	-	0.461	-
4	0.093	0.054	0.039	1.102	0.606	0.496
6	-0.063	0.028	-0.091	-	0.543	-
7	0.101	0.020	0.081	1.381	0.422	0.959

た結果、検証点1のみ誤差が小さかったものの、他の検証点ではフリーボードで0.02~0.09m、全氷厚で0.50~0.96mと誤差が大きい結果となった。

5. まとめ

UAVに直接RTK GNSS機器を装着することにより、GCPを多数設けなくとも均一なDSMを作成することに成功した。問題であったDSMの歪みや解析の精度の低下を防ぐことに成功し、GCPのための測量にかかる時間を大幅に減らすことができた。このことから一面が白く凹凸が少ない雪原などSfM測量に向かない場所でも観測が可能であり、DSMを作成することができたことがわかった。

湖氷のフリーボードおよび全氷厚の推定に関しては5点の検証点中4点において誤差が大きい結果となった。検証点1のみ誤差が小さい結果が得られたが、この点は他の検証点と比べると実測での積雪深が深く、氷厚が厚いという特徴があった。このことから積雪深が深い、氷厚が厚い湖や海氷では本手法が有効である可能性がある。今後は誤差の要因を検討し静水圧平衡のパラメータ等を見直すことで改良を加え、フリーボードおよび全氷厚の推定精度の向上を目指す。

【謝辞】

本研究はArCS北極域研究推進プロジェクト(2015年度~)の支援を受けて実施しました。

【参考文献】

- 1) 石川信敬, 小林俊一, 1983: 海氷の生長に伴う表面熱収支の変化 I : サロマ湖における冬期の表面熱収支, 低温科学, 物理篇, **41**, 179-189.
- 2) 気象庁: 気候変動と海氷, http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/seaice/knowledge/eikyoku_kikou.html, 2019年7月2日閲覧
- 3) 山崎新太郎, 2017: 地すべり調査におけるドローン(UAV)の活用事例, 地質と調査, **148**, 12-16.
- 4) 渡邊達也, 山崎新太郎, 亀田純, 2018: 小型無人航空機とGNSSを利用した数値地表モデルの作成実習, 地質学雑誌, **124**(8), 643-649.
- 5) 星野聖太, 他 2018: 北極海における衛星高度計Cryosat-2 SIRALを用いた海氷厚推定手法の改良と南極海への応用, 雪氷, **80**(4), 297-317

積雪ピーク期に見られる積雪分布のパターンの類似性

A similarity of patterns of snow depth distribution at the peak of snow accumulation season

西原 照雅, 谷瀬 敦

Terumasa Nishihara and Atsushi Tanise

Corresponding author: Nishihara-t22aa@ceri.go.jp (T. Nishihara)

Patterns of snow depth distribution calculated from LiDAR data at the peak of snow accumulation season in mountainous regions near Mt. Asahidake, Hokkaido, Japan, were analyzed. We observed that the pattern of snow depth distribution at the peak is similar for the four years. Furthermore, it found that amount of snow in certain amount of area might estimate from snow depth measured at the representative site.

1. はじめに

積雪寒冷地では水資源を融雪水に依存している。一方、融雪水は融雪出水や土砂災害の要因となる。このことから、融雪が始まる直前の積雪ピーク期における積雪状況を正確に把握することは、水資源管理及び防災の面で重要である。

過去には、山間部の積雪分布を調査するため、国内各地において積雪調査が盛んに行われた (Yamada¹⁾ 他多数)。これらの調査から、樹林帯においては、標高と積雪深との間に線形の関係があることが報告され、この関係は、ダム管理の現場において、流域における積雪包蔵水量を推定する際に活用されている。しかし、積雪調査は厳冬期に調査者が直接入山して実施するため、多大な労力を要し、雪崩等の危険を伴うことから、調査可能な地点が限られる。

近年、レーザ測量技術の発達により、地表面の状態を広範囲に高解像度で高精度に計測できるようになった。これにより、冬季に立ち入りが困難な山間部における積雪分布を広範囲に計測することが可能になり、航空レーザ測量により計測された積雪深と、地形や植生との関係を分析した例が報告されている (例えば西原ら²⁾)。最近では、レーザ測量により積雪深を計測したデータの蓄積が進み、同一範囲を複数回計測したデータを分析した例や、異なる地域における積雪分布を比較した例が報告されている。

Schirmer et. al.³⁾ は、アルプス山脈に位置し、主たる降雪が北西風を伴う荒天時に発生する範囲において、地上レーザスキャナを用い、積雪期に同一箇所での積雪分布を複数回計測している。結果、個々の荒天によって様々な積雪分布のパターン

が現れるものの、積雪期に数回発生する北西風を伴う荒天が積雪分布に与える影響が大きく、積雪ピーク期には毎年類似した積雪分布のパターンが見られることを示した。

また、Grünwald et. al.⁴⁾ は、アルプス山脈、ピレネー山脈、ロッキー山脈において、積雪ピーク期に、航空レーザ測量により積雪分布を計測したデータを用い、標高、傾斜、斜面方位といった地形パラメータや、風の影響を考慮するパラメータから、積雪深を推定する線形重回帰モデルの構築を試みている。結果、積雪ピーク期を対象に構築したモデルを、同一範囲の他の年の積雪ピーク期における積雪分布の推定に適用できる可能性があることを示している。

北海道の日本海側では、西高東低の冬型の気圧配置の際に降雪が多い特徴があり、この際の卓越風向である北西から西の風が積雪分布に大きく影響していると考えられる。西原らは、北海道旭岳付近において、積雪ピーク期に航空レーザ測量による積雪分布の計測を複数回実施した結果、樹林帯及び高山帯の両方において、また、西高東低の冬型の気圧配置の際の卓越風向に対する風衝斜面及び風背斜面の両方において積雪分布のパターンの類似性があることを報告している^{5),6)}。このような類似性を活用して、ダム流域のような山間部におけるピーク期の積雪分布を簡易に推定できる可能性があると考えられる。しかし、これらの報告は2~3カ年のデータに基づくものであり、十分なサンプルを有しているとは言い難い。

筆者らは、2018年3月に旭岳付近の風衝斜面を対象として、4回目の航空レーザ測量を実施した。本稿では、北海道大雪山系旭岳付近の風衝斜



図1 航空レーザ測量範囲

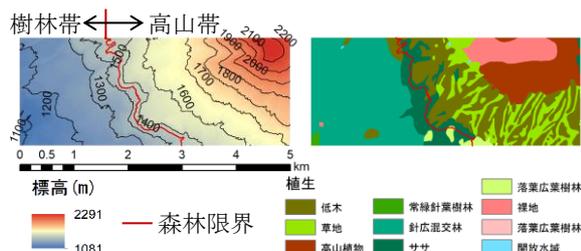


図2 測量範囲の標高及び植生の分布

面において、4カ年の積雪ピーク期に航空レーザ測量により計測した積雪分布のパターンの類似性について報告する。

2. 対象範囲

図1に航空レーザ測量を実施した範囲を示す。測量範囲は、北海道大雪山系旭岳付近に位置し、石狩川上流域に位置する忠別ダムの流域に含まれる10 km²の範囲である。測量範囲の標高帯は概ね1,100 m～2,300 mであり、標高1,450 m付近に森林限界がある(図2)。無積雪期の航空レーザ測量は2009/9/22～25、積雪ピーク期の航空レーザ測量は2012/3/10、2015/3/27、2017/3/13、2018/3/21に実施した。測量範囲には国土交通省が設置している積雪深計(旭岳温泉地点)があり、表1に示した各年の航空レーザ測量を実施した日の積雪深から、2017年の積雪深が最も多いこと、2012年の積雪深が最も少ないこと、2017年と2018年の積雪深がほぼ同等であることがわかる。測量範囲においては、積雪期の荒天時における卓越風向は北西から西であり⁷⁾、測量範囲は主に風衝斜面で構成される。

3. 分析の方法

はじめに、航空レーザ測量により取得したデータから積雪深を算出する方法である。無雪期に取得したデータから地表面のDEM(Digital Elevation Model)を、積雪ピーク期に取得したデータから積雪表面のDEMをそれぞれ作成し、各年

表1 旭岳温泉地点の積雪深

航空レーザ測量	積雪深 (m)
2012/3/10	2.08
2015/3/27	2.77
2017/3/13	3.18
2018/3/21	3.03

の積雪表面のDEMから地表面のDEMを引いた値を各年の積雪深とした。DEMの水平解像度は5 mに統一した。積雪深がマイナスとなったメッシュはデータから除外した。なお、傾斜が55°以上の斜面には積雪が堆積しない⁸⁾ことが報告されていることから、該当するメッシュにおける積雪深は0とした。加えて、人工構造物が多い旭岳温泉地区及び旭岳ロープウェイの施設周辺をデータから除外した。

次に、積雪ピーク期における毎年の積雪分布の類似度を評価する方法である。同一メッシュにおける2カ年の積雪深の関係に対して、原点を通る(切片=0)の直線を当てはめる回帰分析を行い、決定係数を評価する。この際、積雪分布の特徴が異なる樹林帯と高山帯に分けて評価を行う。また、樹林帯における積雪深は標高との間に線形の関係があること、高山帯における積雪深は地表面の凹凸を表す地上開度⁹⁾との間に線形の関係があることが報告されている^{2),5)}ことから、このような関係を有しているかを検証する。

4. 結果と考察

図3に各年の積雪分布を示す。白抜きのメッシュは、積雪深がマイナスとなったメッシュ及び旭岳温泉周辺等のデータから除外したメッシュである。図より、樹林帯における積雪分布の特徴と高山帯における積雪分布の特徴が異なることが明瞭である。樹林帯においては、積雪深が1 m～6 m程度の出現割合が多く、積雪深のばらつきが小さい。一方で、高山帯においては、積雪深が0の箇所や積雪深が10 mを超える箇所が見られ、積雪深のばらつきが大きい。積雪分布を概観すると、毎年同様のパターンが見られており、積雪が堆積しにくい箇所及び積雪が堆積しやすい箇所は年によらず同じである可能性がある。同一メッシュにおける2カ年の積雪深について、回帰直線を当てはめた際の決定係数と傾きを表1に示す。直線を当てはめる際、x軸は表の1行目に示す年、y軸は表の1列目に示す年とした。表より決定係数は0.72～0.86に分布しており、ピーク期における積雪分布は類似度が高いことがわかる。樹林帯

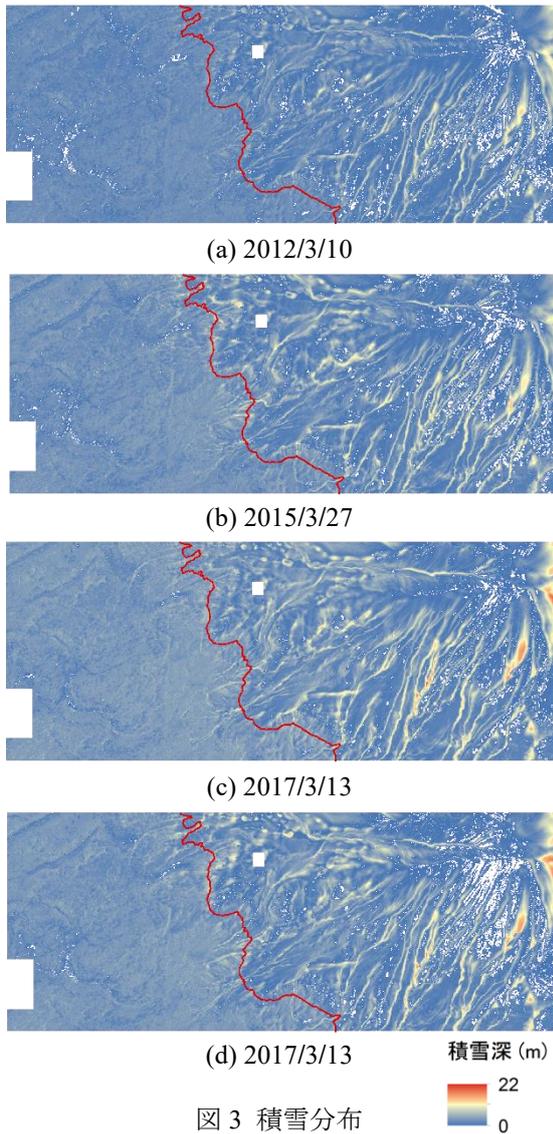


図3 積雪分布

と高山帯で大きな差は見られない。また、傾きを見ると、2012年及び2015年を横軸とした場合に1を超えていること、2018年を横軸とした場合に1を下回っていることは、表1に示した旭岳温泉地点の積雪深の傾向と一致している。

図4に標高と積雪深との関係を示す。図示した積雪深は標高25m区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。図には樹林帯における標高と積雪深との間の線形回帰式を併せて示している。図より樹林帯においては標高の増加とともに積雪深が線形に増加する傾向が毎年見られる。標高に対する積雪深の増減の傾向は、年によらず一致している。

図5に森林限界以上の高山帯における地表面の地上開度と積雪深の関係を示す。図示した積雪深は、地上開度1°区間に含まれるメッシュの積雪深の平均値である。図には地上開度と積雪深と

表2 線形回帰式の決定係数と傾き

樹林帯	2012	2015	2017	2018
2018	0.75 1.38	0.84 1.07	0.83 0.93	
2017	0.73 1.48	0.72 1.15		
2015	0.76 1.27		上段：決定係数	
2012			下段：傾き	

高山帯	2012	2015	2017	2018
2018	0.84 1.27	0.76 1.02	0.86 0.90	
2017	0.84 1.38	0.78 1.12		
2015	0.78 1.16		上段：決定係数	
2012			下段：傾き	

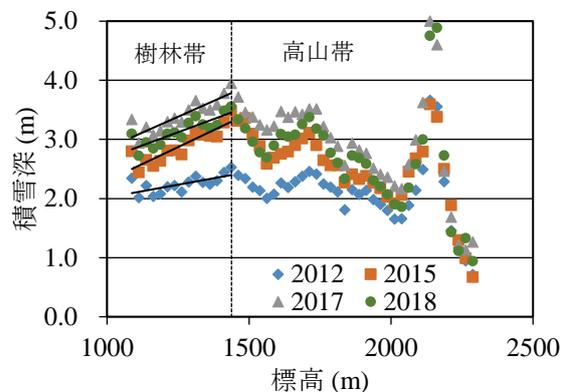


図4 標高と積雪深の関係

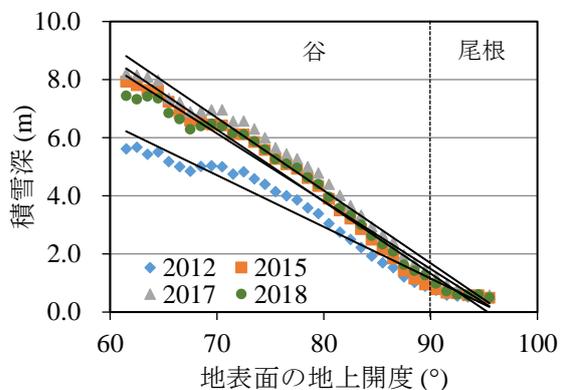


図5 地上開度と積雪深の関係 (高山帯)

の間の線形回帰式を併せて示している。図より高山帯においては地上開度の増加とともに積雪深が線形に減少する傾向が毎年見られる。地上開度に対する積雪深の増減の傾向は、年によらず一致している。また、地上開度が90°を超えた範囲では年によらず積雪深がほぼ一定である。これは、強風が吹き抜ける高山帯の尾根においては、積雪が1m程度しか堆積できないことを示唆していると考えられる。

図6に航空レーザ測量を実施した日における

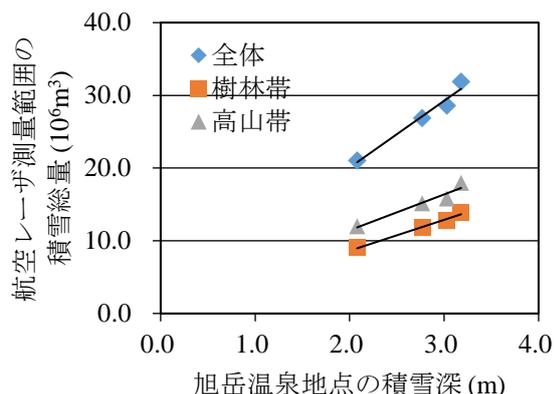


図6 旭岳温泉地点の積雪深と
航空レーザ測量範囲の積雪総量の関係

旭岳温泉地点の積雪深と、航空レーザ測量範囲における積雪の総量との関係を示す。サンプル数が少ないものの、旭岳温泉地点の積雪深と航空レーザ測量範囲の積雪の総量との間に線形の関係が見られる。決定係数は、全体が $R^2 = 0.97$ 、高山帯が $R^2 = 0.94$ 、樹林帯が $R^2 = 0.99$ であった。このことは、代表地点として旭岳温泉地点の積雪深を用いることにより、航空レーザ測量を実施した範囲におけるピーク期の積雪の総量を簡易に推定できる可能性を示唆している。このような関係が代表地点とダム流域のピーク期における積雪の総量との間に確認されれば、ダム流域における水資源の管理を省力化できる可能性があるが、データの取得及び蓄積が課題となる。最近、人工衛星画像から高精細のDEMを作成する技術が開発され、このようなDEMから求めた積雪深の精度を検証した例¹⁰⁾がある。人工衛星からは、ダム流域全域を一度に撮影することが可能であり、航空レーザ測量と比較して低コストでDEMを作成出来ることから、このような技術の発展を注視していくことが必要と考える。

5. まとめ

北海道大雪山系旭岳周辺の風衝斜面において、4カ年の積雪ピーク期に航空レーザ測量により計測した積雪分布を分析し、ピーク期における積雪分布のパターンが類似していることを示した。

また、代表地点において観測した積雪深から、ダム流域のような広範囲における、ピーク期の積雪総量を推定できる可能性があることを示した。

【謝辞】

ワカサリゾート(株)旭岳事業部に測量場所を提供して頂いた。ここに記して謝意を表す。

【参考・引用文献】

- 1) Yamada, T., 1983: Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, A31, 1-33.
- 2) 西原照雅, 谷瀬敦, 2018: 航空レーザ測量を用いた風衝斜面及び風背斜面における積雪分布の分析, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.4, I_883-I_888.
- 3) Schimer, M., Wirz, V., Clifton, A. and Lehning, M., 2011: Persistence in intra-annual snow depth distribution: 1. Measurements and topographic control, *Water Resour. Res.*, **47**, W09516.
- 4) Grünwald, T., Stötter, J., Pomeroy, J. W., Dadic, R., Moreno Baños, I., Marturià, J., Spross, M., Hopkinson, C., Burlando, P. and Lehning, M., 2013: Statistical modeling of the snow depth distribution in open alpine terrain, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **17**, 3005-3021.
- 5) 西原照雅, 谷瀬敦, 2017: 3回の航空レーザ測量結果から分析した山間部における積雪分布の特徴, 雪氷研究大会(2017・十日町)講演要旨集, 237.
- 6) 西原照雅, 谷瀬敦, 2019: 2カ年の航空レーザ測量データを用いた風衝斜面と風背斜面の積雪ピーク期における積雪分布の分析, 土木学会北海道支部平成30年度年次技術研究発表会, B33.
- 7) 菊地時夫, 金田安弘, 山田知充, 1979: 大雪山における積雪期の気象状況について, *天気*, **26**, 751-757.
- 8) Farinotti, D., Magnusson, M., Huss, M. and Baudar, A. 2010; Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modeling, *Hydrol. Processes*, **24**, 2087-2097.
- 9) 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, 26-34.
- 10) 西原照雅, 谷瀬敦, 2019: 人工衛星画像から作成した無雪期及び積雪期の標高モデルから求めた山間部の積雪分布の精度検証, 河川技術論文集, 第25巻, 193-198.

南パタゴニア氷原 Pio XI 氷河の近年の流動速度と末端位置の変化

Recent variation in Ice Speed and Ice-front Position of Pio XI Glacier, Southern Patagonia Icefield

波多俊太郎^{1,2}, 杉山慎², 古屋正人³

Shuntaro Hata^{1,2}, Shin Sugiyama², Masato Furuya³

Corresponding author: shuntaro.hata@frontier.hokudai.ac.jp (S. Hata)

南パタゴニア氷原に位置する氷河の中で唯一末端前進および氷厚増加をした特異な氷河であることが知られている Pio XI 氷河の特異性を説明するためには、Pio XI 氷河の流動の詳細を理解する必要がある。そこで我々は SAR 衛星画像および可視衛星画像をそれぞれ用いて 2014–2017 年における Pio XI 氷河の流動速度と末端位置変化の季節スケールにおける変動を定量化した。その結果、北側末端は 4-9 月に加速し 10-3 月に減速する、すなわち冬期に大きな流動速度を示す。一方で、南側末端では 7-11 月に加速、12-6 月に減速する。北側末端は、その末端位置に 7-11 月に前進、12-6 月に後退する季節変動を示した。一方、南側末端では季節変動は観測されなかった。

1. はじめに

南パタゴニア氷原に位置する氷河末端の多くは後退しており、氷原は縮小傾向にある (Maltz, 2018)。氷原西部に位置する Pio XI 氷河は近年、氷原に位置する氷河の中で唯一末端の前進および南側末端で標高上昇が報告された (e.g., Wilson 2016, Maltz, 2018)。末端で 2 股に分岐して北側は湖に、南側はフィヨルドに流れ込んでいる。

気候変動に直接影響を受けていないと考えられる Pio XI 氷河の特異な振舞いを説明するために、先行研究によって長年議論が行われている。気候変動に直接影響

を受けない末端変動として、氷河サージが知られており、Pio XI 氷河がサージ氷河ではないかという指摘がある。しかしながら Rivera(1997)では、Pio XI 氷河でサージ氷河ではないと結論付けた。

Pio XI 氷河を対象とした流動速度および末端位置の観測はこれまで人工衛星画像解析によって行われてきた (e.g., Sakakibara and Sugiyama, 2014)。しかしながら Pio XI 氷河の位置する氷原西部では 1 年を通して天候が悪く、光学センサーを用いた高頻度観測が困難である。そのため、流動速度および末端位置が季節スケールでどのような変動を示すのか

わかっていない。しかしながら、2014 年以降新たな人工衛星が運用開始されたことで天候を問わず観測可能な合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar: SAR) の回帰周期が短くなり、高時間分解能での流動観測が可能となった。

そこで本研究では 2015–2017 年の期間で 1 年よりも短いタイムスケールにおける流動速度および末端位置の変化を定量化することを目的とした。

2. 観測手法

2.1. 流動速度

本研究では、人工衛星が取得した SAR 画像にオフセットトラッキング法を適用して氷河の流動速度を測定した。オフセットトラッキング法は取得時期の異なる 2 枚の画像間のずれを累積変動量として検出する。オフセットトラッキング法は、地表面変動観測によく用いられる InSAR と呼ばれる手法では捉えることのできない大きな変動や干渉性の悪い箇所でも流動速度の検出が可能であるというメリットがある。したがって流動速度の大きな氷河を対象とした流動速度検出に頻繁に用いられている (e.g. Nagler, 2015, Kääb, 2018)。この手法により、氷河の面的な流動速度を得ることができる。

¹北海道大学 大学院環境科学院
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

²北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

³北海道大学 大学院理学研究院
Department of Natural History Sciences, Hokkaido University

本研究で用いたデータは 2014 年に打ち上げられた ALOS-2 と Sentinel-1 によって取得され、それぞれの最短回帰周期は 14, 12 日である。流動速度の測定に用いた衛星画像の 46 ペアの取得感覚は 12-48 日であった。

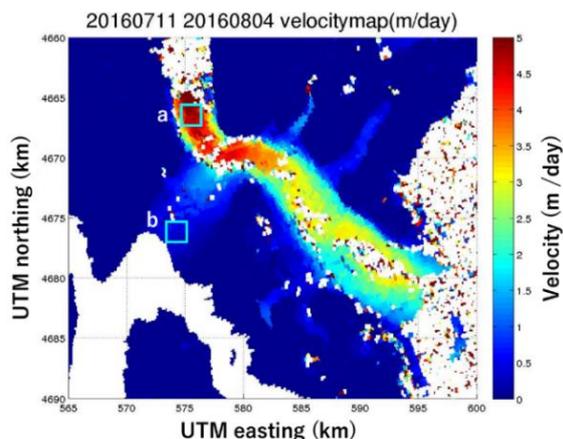


図 1. 2016 年 7 月 11 日から 2016 年 8 月 4 日の期間における Pio XI 氷河の流動速度分布 a, b の領域内の平均流動速度を図 2. に示す。

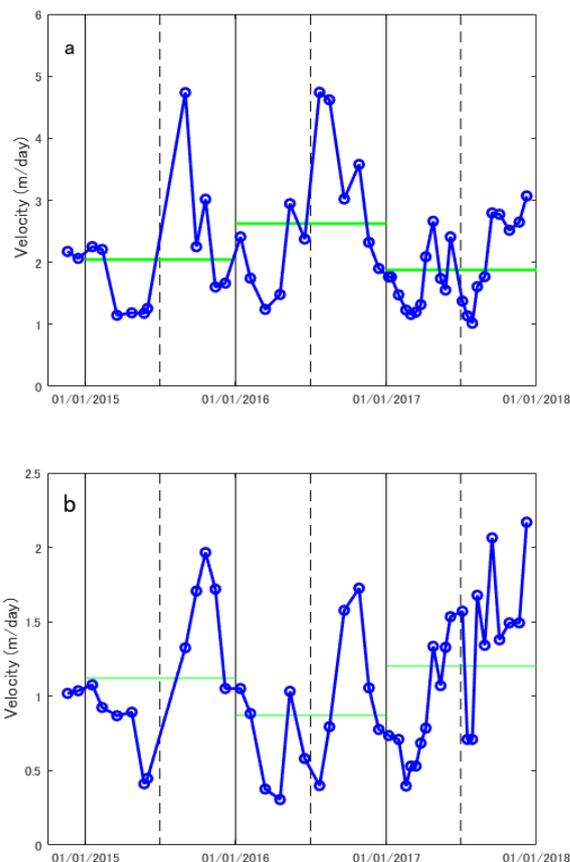


図 2. 北側末端(a)および南側末端(b)における流動速度の時間変化 (青), 各年の平均値 (緑)。

2. 2. 末端位置変化

2015-2018 年の 16 枚の可視衛星画像から地理情報システム (QGIS) を用いて目視判別により末端位置を決定した。その後、同一の氷河幅に対する末端位置の平均的な変化量を氷河末端変動量とした。用いたデータを取得した衛星は Landsat 8 (Band-8) と Sentinel-2 であり、空間分解能はそれぞれ 15 m, 10 m である。

3. 結果

3. 1. 流動速度変化

2016 年における氷河の流動速度分布を図 1 に示す。北側末端 (図 1a) と分岐点の領域において大きな流動速度を示した。次に時間変化を解析すると、北側末端では 2015-2017 年の年平均速度は 2.0, 2.6, 1.9 m/day であり、1.1-4.7 m/day の範囲で季節変動を示した (図 2a)。また各年の変動幅は 3.6, 3.5, 2.1 m/day であった。南側末端では年平均速度は 1.1, 0.9, 1.2 m/day であり、0.3-2.1 m/day の範囲で季節変動を示した (図 2b)。また各年の変動幅は 1.5, 1.4, 1.7 m/day であった。観測期間全体を通し、南側末端よりも北側末端において流動速度とその変動幅が大きかった。

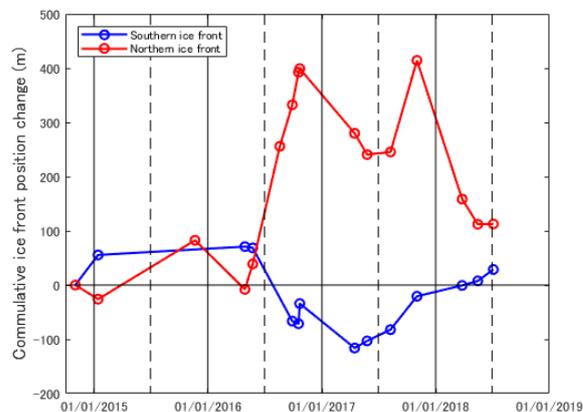


図 3. 北側 (赤) および南側 (青) 末端位置の時系列変化。

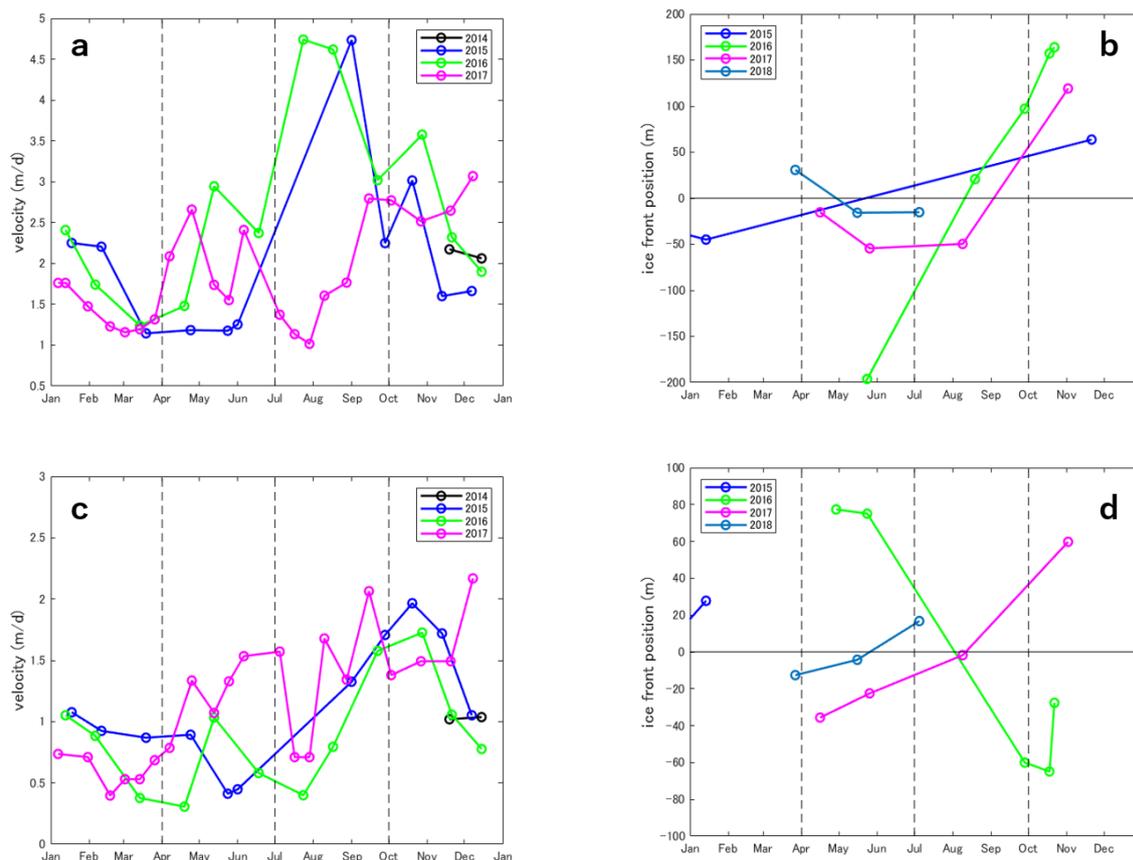


図 4. 北側末端における(a)流動速度の季節変化, (b)末端位置の季節変化. 南側末端における(c)流動速度の季節変化, (b)末端位置の季節変化. 末端位置は各年平均値からの偏差を示す.

3.2. 末端位置変化

北側の末端は2016年6月までゆるやかな前進を示した後、年周期の前進・後退を繰り返し、2018年7月には2014年11月と比べて200mまで前進した(図3).

南側末端は最大100mの範囲で前進・後退を示した後、2014年11月から2018年6月までに100m前進した.

4. 考察

4.1. 季節変動

Pio XI 氷河両末端は、1年以内の短い時間スケールで流動速度および末端位置に変化を示しながら流動していた。北側末端で4-9月にかけて加速し、10-3月に減速するという季節変動が観測された(図4a)。南側末端では8-10月に加速、12-6月に減速するという季節変動が確認された(図4c)。

さらに、2015、2016年の7-9月には北側末端で顕著な加速が認められた。特に、2015年8-9月には年平均の2.3倍の速度に達した。一方、南側末端

ではこのような顕著な流動加速は確認されなかった。

図4b, dでは、南北末端位置のそれぞれの季節変動が確認できる。北側末端位置では、7-11月に前進し、12-6月に後退する年周期変動が観測された。一方で南側の末端位置においては、末端位置変化に周期的な変動を認めることができない。

4.2 流動速度と末端位置の関係

両末端における流動速度および北側末端における位置変動は季節変動を示したが、それらの周期および位相は一致していない。南側末端位置は季節的な変動が確認されなかった。

それぞれの氷河末端は15km程度離れているため気象条件が大きく異なることは考えにくい。同じ気象条件の消耗域で分岐したそれぞれの氷河末端において加速現象の有無および季節変動が異なることは非常に興味深い。しかしながら、南北両末端で挙動が異なる原因に関して、現段階で結論を出すことはできない。さらに、季節スケールの流動速度

および末端位置変化が氷河変動に与える影響もわかっていない。そのためには今後さらなる観測が必要である。

5. まとめ

人工衛星搭載 SAR のデータを高時間分解能で解析した結果、南パタゴニア氷原 Pio XI 氷河の季節的な流動変化が明らかになった。

北側末端は 4-9 月に加速し 10-3 月に減速する、すなわち冬期に大きな流動速度を示す。一方で、南側末端では 7-11 月に加速、12-6 月に減速する。北側末端は、その末端位置に 7-11 月に前進、12-6 月に後退する季節変動を示した。一方、南側末端では季節変動は観測されなかった。

流動速度と末端位置変化に関係性は見出すことができない。今後は季節変動スケールの流動速度変化が氷河変動に与える影響について研究を進める予定である。

【謝辞】

本研究で用いた PALSAR-2 データは PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) において共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) と東京大学

地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものである。PALSAR-2 データの所有権は経済産業省および JAXA にある。

本研究は科研費 (16H05734) の助成を得た。

【引用・参考文献】

- 1) Rivera, A. *et al.*, The 20th-century advance of Glacier Pio XI, Chilean Patagonia, *Ann. Glaciol.*, **24**, 66–71
- 2) Malz, P. *et al.*, 2018: Elevation and Mass Changes of the Southern Patagonia Icefield Derived from TanDEM-X and SRTM Data, *Remote Sens.*, **10**, 188.
- 3) Wilson, R and D. Carrion, A. Rivera, 2016: Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glacier Pio XI, the only surge-type glacier of the Patagonia Icefield, *Ann. Glaciol.*, **57**(73), 119-130.
- 4) Rignot, E., J. Mouginot, and B. Scheuch, 2011, Ice flow of the Antarctic ice sheet, *Science*, **333**, 1427–1430.
- 5) Nagler T. *et al.*, 2015, The Sentinel-1 Mission: New Opportunities for Ice Sheet Observations, *Remote Sens.*, **7**, 9371-9389.
- 6) Kääb A. *et al.*, 2018, Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability, *Nat. Geosci.*, **11**, 114-120.

雪結晶の散乱光照明による顕微鏡写真撮影法 (Ⅱ)

The method of taking the photomicrograph of the snow crystal by the scattering illumination (Ⅱ)

油川 英明

Hideaki Aburakawa

Corresponding author: abuhide@nifty.com

By the method of taking the photomicrograph, the color picture of the snow crystal was taken clearly and it could be changed more vividly with reversing to its complementary color by the operation of the computer. Moreover, the three-dimensional picture of the snow crystal was taken by the scattering illumination adjusted the position of the color filter and consequently the pattern of concentric circles such as flat flows of liquid water was found on the surface of the crystal, which could not be seen by the ordinary illumination of the microscope.

1. はじめに

一昨年の報告¹⁾は散乱光照明を用いた雪結晶の顕微鏡撮影に関わる原理的なことであったが、本論においてはそれを応用して撮影した雪結晶の写真およびその画像処理について紹介する。

雪の結晶は無色透明な物質で、表面や内部には特徴的な起伏や気泡等がある²⁾ことから、その顕微鏡写真は照明の方法により色彩に富んだ立体的な結晶の撮影をすることができる。例えば、吉田³⁾や Ribbrecht and Rasmussen⁴⁾のカラー写真がその代表としてあげられる。

ところで、上記の写真は撮影の詳細が示されていないので同様の写真を撮ることはできないが、本撮影法のように散乱光の照明を用いかつカラーフィルターの位置を調整することにより、それらに類似した写真を撮影することができる。そして、さらに適度なフィルターの調整により雪結晶の起伏形態が比較的鮮明に撮影され得るので、通常の顕微鏡照明で撮影された写真には見られない結晶表面の文様が写し出される。これは雪結晶の成長機構を究明するうえで貴重な資料となるものである。

また、顕微鏡のフィルターの色を適当に選択して撮影し、それをコンピュータの画像処理により補色反転を行えば、雪結晶の形態がより鮮明に示される。これは雪結晶の標本写真などに適しているものと見なされる。

本論ではこれらについて報告を行う。

2. 雪結晶の撮影方法

今回の雪結晶を顕微鏡撮影する方法は一昨年のもものとほとんど同じであるが、ただ、フィルターの設定に少し違いがある。図1に撮影の原理を示す。ここでまず、光源のLEDランプを乱反射体の円筒(内側に細かな凹凸のアルミ箔を貼り付けたもの)に挿入し、照明を散乱光に変える。このような照明光は無影灯(Astral lamp)として医療の現場等で利用されており、光源前の器物の影が短い距離で消滅してしまう。図1では、光源の前に置かれたフィルターの影が顕微鏡の載物台の場所では消えて、載物台上に置かれた雪結晶には白色光だけが照射されて白く輝き、顕微鏡の視

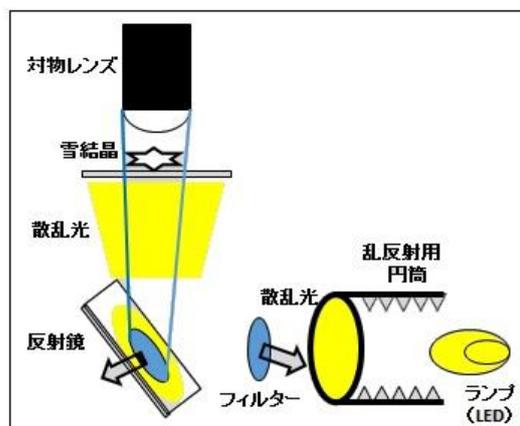


図1 散乱光照明による顕微鏡写真撮影の原理。

野はフィルターの色に見えることになる。

今回の撮影は、図1に示したようにフィルターを矢印方向へ少し動かし、散乱光の照明を若干偏らせるだけのものであるが、この操作により興味深い写真を撮影することができた。

3. 撮影された雪結晶の写真について

(1) フィルターが視野の中心にある場合

図1において、フィルターの位置が顕微鏡の視野の中心にくるようにし、視野全体がフィルターの色(今の場合は青色)で均一になるようにする。これを便宜的にタイプ①の撮影法と称する。このようにして撮影された写真を図2に示す。

図2の写真は、雪結晶に対して散乱光が均等に照射されるので、結晶の輝きが一様に撮影され、

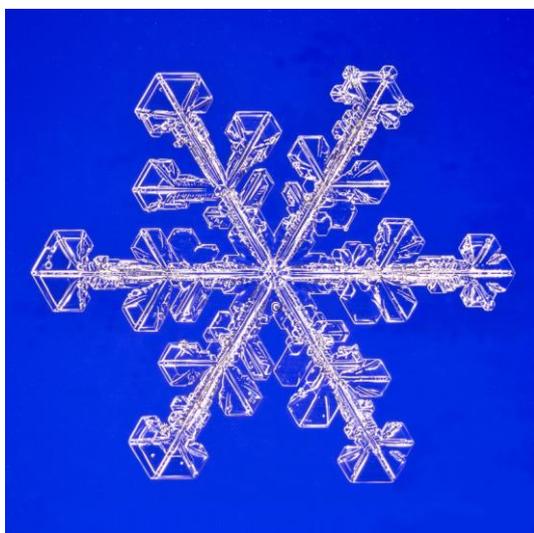


図2 タイプ①の撮影例

形態的な特徴を全体として把握できる。

(2) フィルターが視野の内側の縁にある場合

フィルターの位置が顕微鏡の視野の中心からずれて、視野の内縁にフィルターの端が丁度くるように調整する。これをタイプ②と称し、そのようにして撮影された写真を図3に示す。これは吉田³⁾の一光源二色照明法による撮影写真に近いように見られる。

(3) フィルターが視野の外側の縁にある場合

フィルターの位置が顕微鏡の視野から外れて、視野の外縁にフィルターがくるように調整する。これをタイプ③と称し、その例を図4に示す。これは単色の映像となっているが、Ribbrecht and Rasmussen⁴⁾の写真に似かよったものとなっている。



図4 タイプ③の撮影例

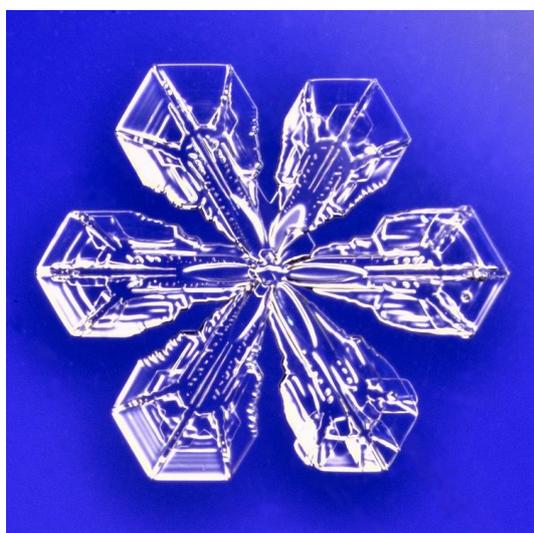


図3 タイプ②の撮影例



図5 タイプ④の撮影例

(4) フィルターが視野の中間にある場合

フィルターの端が顕微鏡の視野の中間にくるように調整する。このタイプを④と称し、その例を図5に示す。この場合はフィルターと照明光の色が混合して色彩的なグラデーションをつくり出し、雪結晶がより立体的に際立って見える。

4. 雪結晶の波状文様について

図6は、タイプ④の撮影方式により撮られた雪結晶の写真である。この方式は結晶の立体的な構造が比較的鮮明に撮影されるので、表面の僅かな凹凸であっても見出すことができる。図6の雪結晶は中央の扇形部分に波状文様が幾筋も見られ、それらは結晶の中心から同心円状に広がっている。また、この結晶は左上と右下の部分が中央で二分割され、波状文様は左上の結晶部分にだけ写っている。

雪結晶は板状結晶の場合、一般的には上下の二重構造を成し、板状の内側は結晶特有の文様が存在する「裏」の面、その外側は平坦な「表」の面となっている⁹⁾。つまり、図6の結晶の左上の四花は下段に位置した「裏」の面、右下の四花は上段に位置した「表」の面という二段の構造を示しているわけである。そして、この二つの四花は同じ形態で、同じ環境の下で成長したと見なされることから、波状文様は両方に存在すると推定される。ただ、右下の結晶の波状文様は画面の向こう側にあるために、かつその起伏が微細であることから、文様の濃淡が厚みのある結晶体を透過して写真に写るまでには至らなかったものと推察される。これに対して、左上の部分はこちら向き

の画面に文様が存在していることから、その露出している微細な起伏が散乱光照明の偏りの効果によって写し出され得たものと見なされる。

ところで、図6の結晶に見られるような波状文様は、これまで定説とされてきた中谷⁹⁾による雪結晶の昇華成長説ではその成因の解釈が困難となる。すなわち、雪結晶の成長が水分子の昇華によるものであれば、結晶表面は水分子の規則的な配列により線状のステップ文様になるわけで、図6のように同心円的な波状文様を形成することにはならない。

天然の雪結晶が過冷却雲粒を捕捉して成長するもの^{7,8)}であるという液相成長説を基にすれば、図6の波状文様の湾曲は、雲粒により供給された液相の水の薄膜による成長と理解できる。このような結晶の成長文様に関しては、小林⁹⁾による氷のVLS成長実験における液相(L)から固相(S)への結晶成長にその類似例が見られる。

なお、図6の雪結晶は左上と右下の二つの四花が結合した結晶に見えるが、実際は単一の結晶であると判断される。すなわち、図6の結晶の輪郭を抽出し、各枝の配置関係を図7に示すと、左上と右下の二つの枝は各々直線で結ばれ、一つの雪結晶として成長していることが分かる。つまり、このような雪結晶は、昇華成長による二つの結晶が単に結合したものとはいえないわけである。

5. 補色反転による雪結晶の写真

本撮影方法による雪結晶の写真は、通常は図2に示したように、背景はフィルターの色、雪結晶は光源の色(今の場合白色)に写し出される。



図6 波状文様の雪結晶

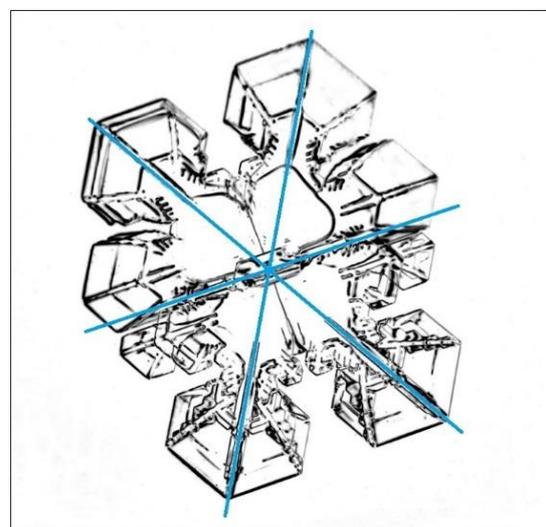


図7 図6の結晶の枝の配置

いま、望みの背景色のもとに雪結晶の写真を撮りたいときは、先ず背景色を決め、その補色のカラーフィルターを作製し、それを装置に挿入して撮影を行う。そして、この写真(画像ファイル)は、コンピュータにより補色反転の画像処理を行うことにより、背景は相応の色に反転され、雪結晶の白色部分は黒色に反転される。この一例として、褐色系のフィルターにより撮影された元画像を図8に、そして、それを補色反転した画像を図9に示す。

このような撮影と画像処理により雪結晶はより鮮明に写し出されるわけであるが、これは、通常の照明光にフィルターを挿入して撮影した顕微鏡写真では得難い効果である。



図8 褐色系のフィルターで撮影された雪結晶の写真

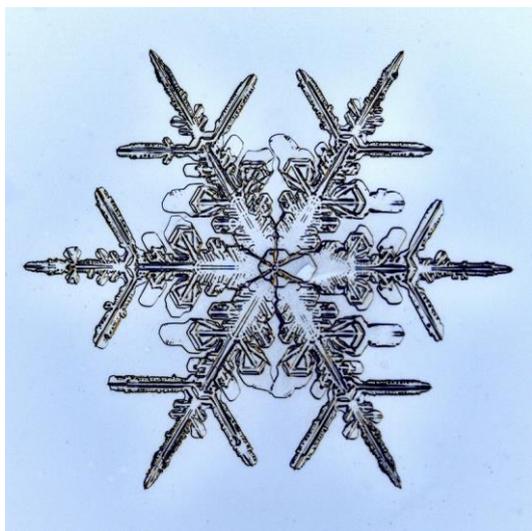


図9 図8の写真が補色反転されたもの

6. おわりに

雪の結晶は無色透明かつ繊細で、その形態は蒸発などで刻々と変化することから、顕微鏡の写真撮影は適度な明るさと色合いの照明が肝要であると考えられる。今回は、散乱光の照明とフィルターの位置を適当に調整することにより望外の撮影効果を得ることができた。

特に、吉田³⁾の一光源二色照明撮影法は、著者には一部不明なところもあったが、今回の撮影でおおよその見当がついたように感じられる。つまり、吉田の方法は照明の光とフィルターの配置にポイントがあったものと推察されるが、散乱光の照明効果に関しては今後も考察を深める必要があるものと考えられる。

今回は顕微鏡の視野にグラデーションを施して撮影したのものもあるが、これは照明の傾きを比較的大きく調整できたことから、雪結晶の微小な起伏形態を鮮明に写し出すことができた。なお、本論に掲載されている雪結晶の大きさは3mm内外の径のものである。

本研究の雪結晶の観察や写真撮影は、NPO 法人雪氷ネットワークの2018年度事業活動として、大雪山系旭岳の山麓で行われた。

【参考・引用文献】

- 1) 油川英明, 2017: 雪結晶の散乱光照明による顕微鏡写真撮影法, 北海道の雪氷, **36**, 13-16
- 2) 前野紀一, 黒岩大助, 1966: 雪の結晶の中の気泡, 低温科学, **24**, 81-89
- 3) 吉田六郎, 2001: 雪の結晶, 東京, 平凡社, 48pp.
- 4) K. Libbrecht and Rasmussen, P., 2003: The SNOWFLAKE, Minnesota, U.S.A., Voyageur Press, 112pp.
- 5) 油川英明, 1992: 雪結晶の「裏」と「表」について, 雪氷, **54**, 123-130
- 6) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 東京, 岩波書店, 161pp.
- 7) Kumai, M. 1951: Electron-Microscope Study of Snow-Crystal Nuclei, *J. Meteor.*, **8**, 151-156
- 8) 油川英明, 2018: 「雪の結晶は二つと同じものがない」のはなぜか? 北海道の雪氷, **37**, 55-58
- 9) 小林禎作, 1980: 六花の美, 東京, サイエンス社, 83-104

機械学習を用いた積雪粒子画像の自動判定法

Automatic determination of snow particle images using machine learning

白川 龍生¹, 齋藤 晶^{1,2}, 高橋 浩司³, 小林 一人³
Tatsuo Shirakawa¹, Akira Saito^{1,2}, Koji Takahashi³, Kazuto Kobayashi³
Corresponding author: shirakaw@mail.kitami-it.ac.jp (T. Shirakawa)

This study proposes the automatic determination method of snow particle images using machine learning. A visual method using a gauge and loupe is generally used to determine snow type, however, this requires skill and is prone to an error. To resolve this issue, we focused on machine learning, built and evaluated a snow particle image determination model and then developed a smartphone application for practical application of the technology. Although there were issues with determining layers showing multiple types of snow quality, good determination results were obtained for snow type with characteristic shapes, such as new snow and depth hoar.

1. はじめに

積雪状態を把握する最も基本的な観測が積雪断面観測である。ここでの観測項目は、積雪の密度、温度、硬度、含水率など種々あるが、観測の中で最も難易度が高い項目は雪質判定である。雪質判定は数値として計測される他の項目と異なり、観測者が積雪粒子の性状を手がかりに判定するため、経験がないと正確な判定が難しい。このような背景から雪質を判定できる研究者は限られており、後継者不足も懸念されている。さらに習熟した研究者であっても互いの個人差、あるいは個人内誤差の影響も少なくない。

積雪各層の雪質を正確に判定することは、雪崩の危険性判断や地域の積雪特性を把握、積雪推定モデルの検証など、冬期防災や雪氷分野の研究・教育において非常に重要である。

そこで本研究では、新しい雪質判定の方法として機械学習に着目し、雪質の自動判定を試みた。機械学習は膨大なデータの中から共通パターンを見つけ出す手法である。人間がラベル付けしたデータを使用してアルゴリズムを訓練(教師あり学習)する場合、機械学習では入力とそれに対応すべき出力を写像する関数を生成する。本研究はこの手法を用い、機械学習による判定結果と現場での断面観測による判定結果とを比較した。これが実現すると、雪質の判定支援ツールとして雪崩調査等での利用に加え、新たな研究開発分野の発

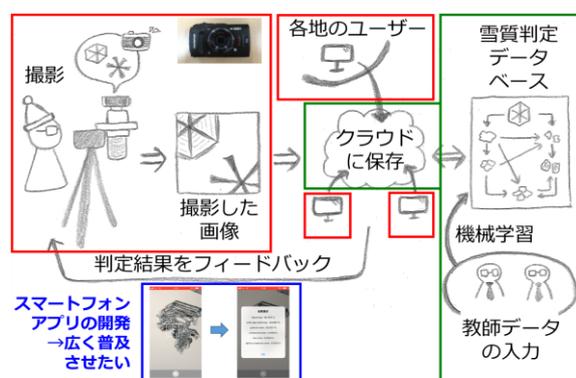


図1 本研究の全体像

掘や教育現場への応用、そして技術継承ツールとしての利用が期待できる。

本研究の全体像を図1に示す。流れは以下の3段階である。すなわち、(1)教師データを機械学習し雪質判定データベースをあらかじめ作成し、これをクラウドサーバーに保存する。(2)各地のユーザーはあらかじめ統一した方法で写真を撮影し、それをクラウドサーバーに送る。(3)送信したユーザーに判定結果が送信される。インターネットに接続されていれば国の内外を問わず利用できるため、汎用性も高い。さらにこれをスマートフォン用のアプリに搭載し、スマートフォンのカメラ・通信機能と組み合わせると、雪氷分野の研究者のみならずバックカントリースキーなどを楽しむ一般の方が山で使用するなど、利用範囲が

¹北見工業大学

Kitami Institute of Technology

²現在 東京技工株式会社(研究当時:北見工業大学 学生)

Tokyogiko Co., Ltd.

³株式会社構研エンジニアリング

Koken Engineering Co., Ltd.



図2 機械学習による雪質判定の流れ (Microsoft Azure の Custom Vision)

拡大することが期待される。

2. 機械学習による画像判定

本研究では、Microsoft Azure が提供する Custom Vision (<https://azure.microsoft.com/ja-jp/services/cognitive-services/custom-vision-service/>) を使用した。Custom Vision では、教師データ(学習用画像)にタグを付けて入力すると特徴を機械学習した画像判定モデルが作成される(図2)。ここでの機械学習アルゴリズムには畳み込みニューラルネットワーク(フィルタで特徴を取り出す畳み込み層と重要な特徴を残して圧縮するプーリング層とを繰り返し適用し、特徴量から重み付き和を求め、予測結果を出力する方法)が用いられている(例えば、Kaiming He, *et al.*, 2015)。

3. データの準備

積雪の変態系統図を図3に示す。教師データを作成する際は、積雪粒子を新雪・こしまり雪・しまり雪・こしもざらめ雪・しもざらめ雪・凍結ざらめ雪・濡れざらめ雪の7種類のいずれかに分類し、ラベルを与えた。ざらめ雪については、凍結によって乾いているざらめ雪と、水を含んで濡れているざらめ雪の2種類がある。同じざらめ雪でも性状は異なるため、本研究の画像判定では両者を区別することとした(図4)。



図3 積雪の変態系統図 (亀田・高橋, 2017 を基に編集)

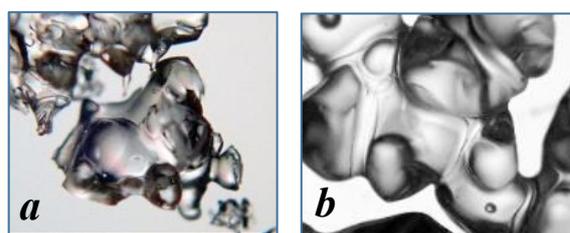


図4 2種類のざらめ雪
(a)凍結ざらめ雪, (b)濡れざらめ雪

表1 教師データとして用いた画像の種類と枚数

雪質	単一の雪質		複数の雪質	
	撮影枚数	雪質	撮影枚数	雪質
新雪	92	新雪+こしまり雪	50	
こしまり雪 (旭川・函館)	68	新雪+こしもざらめ雪	10	
しまり雪 (剣淵・旭川)	100	こしまり雪+しまり雪	4	
凍結ざらめ雪	27	こしまり雪+こしもざらめ雪	9	
ぬれざらめ雪	94	しまり雪+こしもざらめ雪	2	
こしもざらめ雪	62	凍結ざらめ雪+しもざらめ雪	12	
しもざらめ雪	35	凍結ざらめ雪+こしもざらめ雪	8	
		しもざらめ雪+こしもざらめ雪	15	

ここで層によっては複数の雪質が混在する場合がある。Custom Vision では複数のラベルを与えることもできるが、ここでは複数の雪質を組み合わせさせたラベルを新たに作成(例えば「こしまり雪+こしもざらめ雪」)し学習に用いた。これは単一の雪質による典型的な層の雪質に比べ特徴が明瞭ではないため、こうした雪質での適中率を高めるために加えた工夫である。

粒子画像は、雪粒子を置いた装置にマクロ撮影モードを備えたデジタルカメラを載せて撮影した。倍率や対象物までの距離は全て一定とした。

教師データとして用いた画像は、2017年12月~2018年4月に北海道北見市で実施した積雪断

表 2 判定対象の画像の種類と枚数

観測日	雪質	撮影枚数
1/21	新雪	5
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	22
	しもざらめ雪	11
1/25	新雪	21
	新雪+こしまり雪	5
	こしまり雪	31
	こしまり雪+こしもざらめ雪	7
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	16
	しもざらめ雪	22
1/28	新雪	10
	こしまり雪+こしもざらめ雪	6
	こしまり雪+しまり雪	13
	しまり雪+こしもざらめ雪	5
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	14
	しもざらめ雪	18
2/1	新雪+こしもざらめ雪	6
	こしまり雪+こしもざらめ雪	6
	新雪+こしまり雪	12
	こしまり雪+こしもざらめ雪	25
	しまり雪+こしもざらめ雪	6
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	12
	しもざらめ雪	13

面観測(白川・八久保, 2018)の際に撮影した420枚に、2018年12月～2019年2月に北海道剣淵町・旭川市および函館市で採雪・撮影した168枚(北見市で観測が不足していたこしまり雪68枚としまり雪100枚)を加えた588枚である(表1)。

一方、判定の対象画像は、2019年1月21日～

2月1日に北海道北見市で撮影した286枚である(表2)。1月24日に24.5cmの降雪があり、その後にはこしまり雪としまり雪(あるいはそれを含む複数の雪質)の層が形成された。

4. 結果および考察

機械学習による積雪粒子画像の判定結果を表3に示す。観測当日、現地で観測者が判定した結果を基準とし、積雪粒子画像の判定結果(教師データとの適合度)を雪質別に整理した。表中、太字アンダーラインは現地観測で判定した雪質を示す。これによると、単独の雪質(新雪、しもざらめ雪)を対象とした場合は、80%以上の確率で適合している。しかしながら、複数の雪質が組み合わされた層では適合率が低い。特に現地でこしまり雪・しまり雪と判断した層で低い値を示した。適合率が低くなった理由としては、複数の雪質層のモデルとなる教師データの不足、ラベル付けの方法、ならびに撮影方法(写真内に粒子数が多い、あるいは少ない)の問題が挙げられる。撮影方法については、撮影時の露出補正や撮影後のコントラスト補正が結果に影響している可能性がある(画像補正なしで分類ができれば理想的である)。

なお各画像と今回の雪質には含まれていない濡れざらめ雪との適合度は、いずれも1%未満であった。

表 3 機械学習による積雪粒子画像の判定結果

観測日	雪質	教師データとの適合度 (%)						
		新雪	こしまり雪	しまり雪	凍結ざらめ雪	濡れざらめ雪	こしもざらめ雪	しもざらめ雪
21	新雪	<u>99.4</u>	2.9	0.0	0.1	0.0	0.0	1.4
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	5.2	1.2	0.3	55.0	0.0	<u>41.9</u>	<u>70.7</u>
	しもざらめ雪	0.4	0.0	0.0	22.1	0.0	9.9	<u>84.4</u>
25	新雪	<u>86.9</u>	48.6	0.1	3.3	0.0	1.5	2.2
	新雪+こしまり雪	<u>80.9</u>	<u>59.5</u>	2.0	0.8	0.0	2.6	0.2
	こしまり雪	87.2	<u>31.5</u>	8.5	1.5	0.0	4.5	0.4
	こしまり雪+こしもざらめ雪	47.3	<u>17.1</u>	47.5	3.0	0.0	<u>19.7</u>	0.5
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	0.8	2.3	2.5	41.3	0.0	<u>62.7</u>	<u>52.5</u>
	しもざらめ雪	0.1	0.6	0.4	32.4	0.5	13.7	<u>91.6</u>
28	新雪	<u>86.3</u>	25.3	1.1	1.1	0.0	21.6	0.7
	こしまり雪+こしもざらめ雪	19.0	<u>32.4</u>	29.0	0.9	0.0	<u>38.3</u>	0.3
	こしまり雪+しまり雪	34.2	<u>59.0</u>	<u>44.6</u>	0.7	0.0	42.2	0.0
	しまり雪+こしもざらめ雪	22.5	38.6	<u>45.4</u>	2.8	0.0	<u>38.7</u>	0.2
	こしもざらめ雪+しもざらめ雪	0.1	0.6	1.1	54.1	0.1	<u>50.8</u>	<u>47.5</u>
	しもざらめ雪	0.0	0.0	0.2	18.0	0.8	19.3	<u>93.5</u>
1	新雪+こしもざらめ雪	<u>49.4</u>	80.9	3.5	0.9	0.0	<u>10.6</u>	1.9
	こしまり雪+こしもざらめ雪	39.4	<u>44.5</u>	22.9	3.8	0.0	<u>38.8</u>	6.5
	新雪+こしまり雪	<u>71.5</u>	<u>28.4</u>	12.6	0.3	0.1	46.8	0.6



図5 スマートフォン向け雪質判定アプリ
(Apple社 iOS用, Custom Vision を利用)

5. スマートフォン用アプリの開発

このような機械学習による積雪粒子の雪質判定を山岳の現場やスキー場にしながら実現できれば、ユーザーはその場で雪質がわかるため、これは現状より優れた雪氷防災ツールとなり得る。

そこで Apple 社のスマートフォン iPhone をモデルに iOS 用のアプリを開発した (図5)。アプリでは、事前に CustomVision による機械学習で作られた雪質判定モデルを搭載しているため、PC によりデスクトップ上で実施する判定がこれで可能となる。ただし今回の雪質判定モデル構築にはスマートフォンに搭載されたカメラでの撮影画像ではなく、3章に記したデジタルカメラによる画像であり、スマートフォン用には最適化されていない (2019年3月末日現在)。今後、スマートフォン用の教師データを多数準備し、前章に記した課題を解決する必要があるが、これが実装できれば操作性および信頼性が改善され、有益なツールになると思われる。

6. まとめ

雪質の判定に機械学習を用いる試みは、本研究が国内外を通じて初めてと思われる。研究内容をまとめると以下のようなになる。

- (1) 機械学習を用いた積雪粒子の雪質の自動判定法を提案した。機械学習に着目し、積雪粒子画像の判定モデルの構築とその評価を行った。
- (2) 2019年1月下旬に北見で実施した積雪断面観測で撮影した画像を用い、雪質判定を行った結果、単一の雪質 (新雪, しもぎらめ雪) については 80%以上の適合率で判定結果が

得られた。一方、複数の雪質を示す層の判定には複数の課題がみられた。

- (3) 開発中の雪質判定用アプリを紹介した。スマートフォン用に最適化された雪質判定モデルを搭載したアプリを今後開発する予定である。

【謝辞】

本研究で使用した積雪粒子の撮影装置は、北海道大学名誉教授の秋田谷英次博士から提供いただいたものです。ここに記し、感謝の意を表します。本研究の一部は、JSPS 科研費 JP15K06679 および JP19K04647 の助成を受け実施しました。

【参考文献】

- 1) 例えば, Kaiming He, *et al.*, 2015: Delving Deep into Rectifiers: Surpassing Human-Level Performance on ImageNet Classification, *Proc. 2015 IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV)*, 1026-1034, doi:10.1109/ICCV.2015.123
- 2) 亀田貴雄, 高橋修平, 2017: 雪氷学. 古今書院, 349pp.
- 3) 白川龍生, 八久保晶弘, 2018: 北海道北見で実施した積雪断面観測および冬季気象観測 (2017-2018), 北海道の雪氷, **37**, 67-70.

グリーンランド北西部カナック氷帽における 氷流動速度のモニタリング観測と数値モデリング Field measurements and numerical experiments on ice flow velocity of Qaanaaq Ice Cap, northwestern Greenland

近藤 研^{1, 2}, 榊原 大貴^{2, 3}, 津滝 俊^{4, 5}, 杉山 慎²
Ken Kondo^{1, 2}, Daiki Sakakibara^{2, 3}, Shun Tsutaki^{4, 5}, Shin Sugiyama²
Corresponding author: ken_kondo@pop.lowtem.hokudai.ac.jp (K. Kondo)

To investigate seasonal and year-to-year ice flow variations of an Arctic ice cap, we conducted flow velocity measurements on Qaanaaq Ice Cap, northwestern Greenland from 2012 to 2018. Velocity showed seasonal acceleration by 19 % in the summer 2012, indicating enhanced basal ice motion. Annual velocity decreased by 3.6 % from 2014 to 2016, which can be attributed to intensive mass loss during the period. Numerical experiments with an ice flow model implied existence of relatively warm ice within the glacier, suggesting the influence of latent heat released by meltwater refreezing.

1. はじめに

グリーンランド氷床の質量損失の増加が報告されているが、沿岸部に位置する氷河、氷帽についてもその例外ではない。これらの氷河、氷帽は低標高に位置しているため気候変動に敏感に反応することが知られている¹⁾。氷河の流動は氷体を消耗域に運搬する役割を担っているために、流動加速は質量損失の増加に繋がる。よって氷河の質量変動を理解するためには流動速度の継続的な観測が必要となる。また氷河の氷体温度は氷の粘性を変化させることで流動速度に大きな影響を与える。寒冷な北極域に位置する氷河は気温に大きく影響を受けた温度構造を持ち、その多くは氷河全体が圧力融解点を下回る寒冷氷河、または一部が融点に達しているポリサーマル氷河である。しかしながら、氷河内部の温度分布は単純ではない。例えば本研究の対象地であるグリーンランド北西部のカナック氷河では、高標高域で氷体温度が高くなる傾向が測定され、流動速度に影響を与えている可能性が示唆された^{2), 3)}。

このような背景のもと我々は、グリーンランド北西部の氷床周縁に位置するカナック氷帽にて、流動速度の継続的な観測を行っている。本稿では、観測によって定量化された流動速度の季節・年々変動を

報告するとともに、数値実験を用いて氷体温度が流動速度に与える影響について議論する。

2. 研究対象地

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 289 km² の氷帽である²⁾ (図 1a)。カナック氷帽から南側に溢流するカナック氷河では、2012 年以降継続的に表面質量収支を中心としたモニタリング観測が行われている³⁾。その結果、2012 年から 2016 年における氷河全体の年間表面質量収支の平均値は -0.22 ± 0.30 m w.e. a⁻¹ (water equivalent per annual) と報告されている。

3. 研究方法

(1) 流動速度観測

カナック氷河上の標高 243–968 m a.s.l. の 6 地点に観測サイトを設け、アルミポールを埋設した (図 1b)。アルミポールの先端を GPS (Leica, System 1200, Enabler Ltd., GEM-1) によって測量し、前回測定からの移動距離から流動速度を算出した。1 秒間隔で 30 分間の GPS 衛星データを取得し、カナック村に設置した基準局 (Enabler Ltd., GEM-1)

¹北海道大学 大学院環境科学院
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

²北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

³北海道大学 北極域研究センター
Arctic Research Center, Hokkaido University

⁴国立極地研究所
National Institute of Polar Research

⁵東京大学 大気海洋研究所
Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo

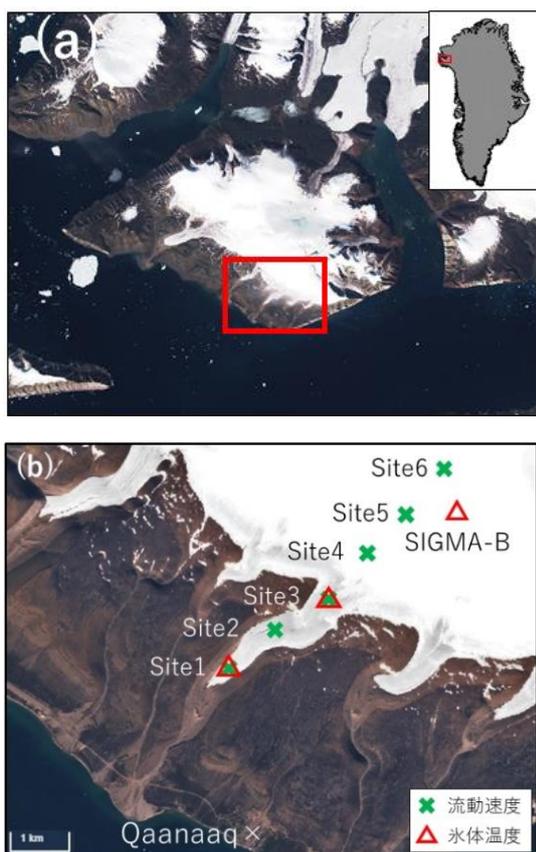


図1 (a) カナック氷帽の衛星画像 (Sentinel-2, 2017年7月25日撮影). 赤枠は (b) の範囲を示す. (b) カナック氷河における流動速度 (×) および氷体温度測定地点 (△).

を使ったスタティック干渉測位法によって測定を行った. 2012年7月18日から2018年8月5日の間, 毎年7月上旬と8月初旬に観測を行うことで, 夏期と年間の流動速度を測定した.

(2) 氷河流動モデル

先行研究²⁾で構築された2次元氷河流動モデルを用いて氷河の流動速度を計算した. このモデルはグレンの流動則と熱収支式を用いて氷河の流動速度と温度分布を算出する. 計算には有限要素法を用いており, 流線方向と鉛直方向の2次元空間を対象とする (図2). 氷河表面の氷体温度と底面から供給される地殻熱流量 (本研究では 50 W m^{-2}) を境界条件として計算を行い, 流動速度と温度分布が定常に達した値を出力する.

先行研究において, 流動速度の再現に氷体温度の実測が重要であることが示唆された²⁾. その結果を受けて, 2014–2015年に氷河表面近傍の氷体温度が測定された³⁾. 本研究では測定された氷体温度を用

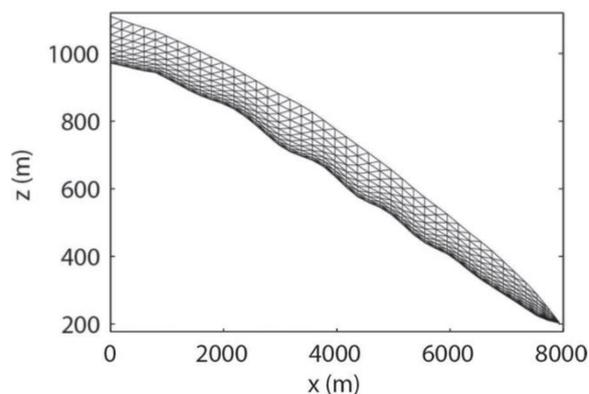


図2 2次元氷河流動モデルの有限要素を示す (Sugiyama et al., 2014 より引用). 横軸に氷河最高標高からの距離, 縦軸に氷河末端からの高度を取る.

いて, 氷河流動モデルによる流動速度観測値の再現性の向上を目指す.

4. 結果

(1) 流動速度

図3に流動速度の観測値を示す. 年間流動速度の平均値はサイト1で 0.87 m a^{-1} の最小値, サイト3で 19.8 m a^{-1} の最大値を取った (図3a). 観測期間中に顕著な経年変化は見られなかったが, 2014年から2016年にかけて僅かな速度減少が見られ, サイト3では 20.2 m a^{-1} から 19.5 m a^{-1} と3.6%減少した. 2012年には夏期の速度上昇が観測され, サイト3で 24.5 m a^{-1} と年間流動速度に対して19%の加速を示した (図3b).

(2) 氷河流動数値実験

氷体表面温度の観測値を境界条件として, 流動速度と温度分布を計算した (実験1) (図4). 計算値は全域で観測値を下回る結果となった. 特に中流域で観測値との差が大きく, サイト3での計算値は, 観測を59%下回る 10.0 m a^{-1} であった. 氷河底面の温度は全域で圧力融解点以下を示し, 末端で $-10.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ の最小値, サイト5で $-4.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ の最大値を取った.

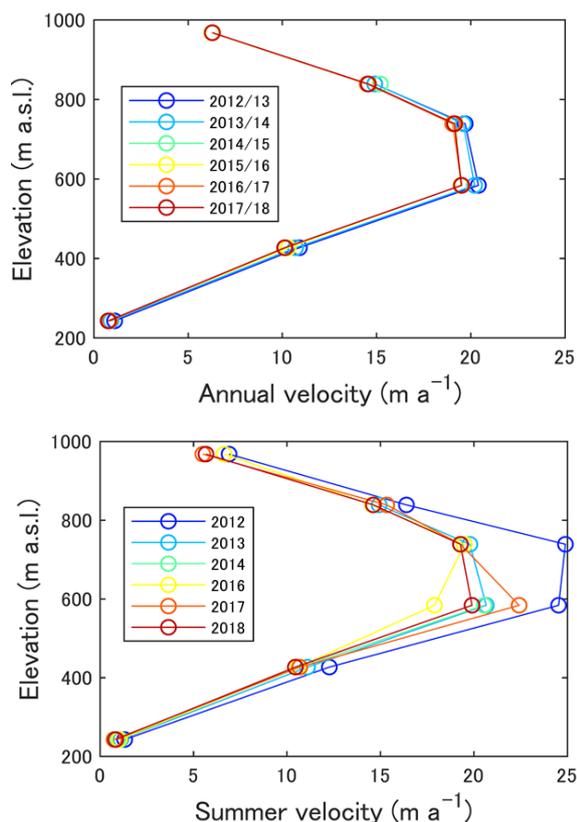


図3 (a) 2012年から2018年の年間流動速度。
(b) 2012年から2018年の夏期流動速度。

5. 考察

(1) 流動速度

2015年と2016年には降雪量が少なかったことに加えて夏の気温が高く、大規模な質量損失が生じている³⁾。氷河全域の年間質量収支は2014/15年に -0.72 ± 0.32 m w.e., 2015/16年に -0.27 ± 0.31 m w.e.であり³⁾、同期間にカナック氷河の広い範囲で氷厚が減少したと考えられる。したがって2014年から2016年にかけて観測された年間流動速度の減少は質量損失によって生じた氷厚減少が原因であると考えられる。そこで氷河流動モデルを用いて末端で2 m、最高標高で0 mの氷厚減少が生じたとして流動速度の計算を行ったところ、サイト3においては1.3 mの氷厚減少で流動速度が 1 m a^{-1} 減少する結果となった。この実験によって、観測された流動速度の減少が氷厚減少に起因することが定量的に示された。また2012年に観測された夏期の速度上昇については、夏期の激しい融解によって融解水が氷河底面に潜り込み、その結果上昇した底面水圧によって底面滑りが加速した可能性が示唆されている^{2), 4)}。氷河底面の温度が圧力融解点に達していない場合、底面滑りは生じないと考えられる。し

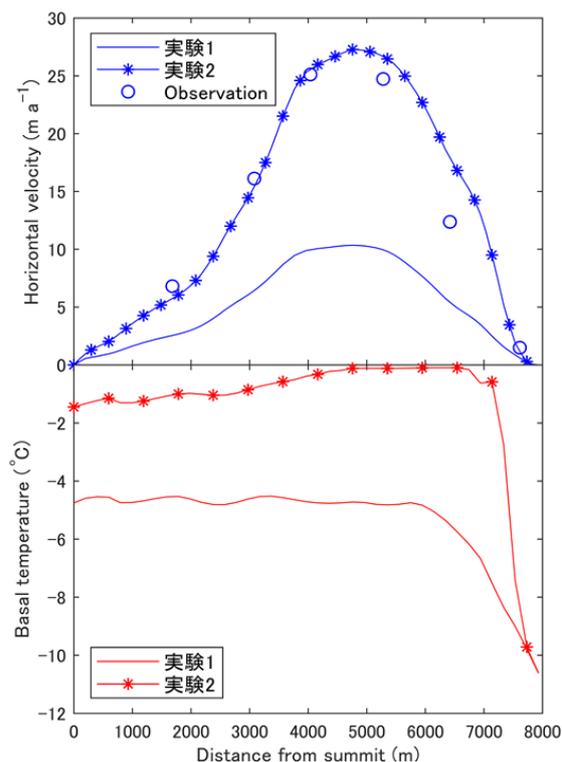


図4 (a) 2012年夏期流動速度の観測値(○, 最も右がサイト1, 左がサイト6), 実験1の流動速度計算値(実線), 実験2の流動速度計算値(*, 実線)を示す。(b) 実験1の底面温度計算値(実線), 実験2の底面温度計算値(*, 実線)を示す。

たがって2012年の季節的な速度上昇は、氷河底面温度が圧力融解点に達していることを示している。

(2) 氷河流動モデル

計算された氷河底面の温度は最高で -4.5 °Cと全域で圧力融解点以下であり、2012年夏の流動変化から推定される底面条件と整合的ではない。そこで、氷体表面温度を変化させて感度実験を行い、観測値を再現するための条件を探った。その結果、氷体表面温度の観測値からSIGMA-Bサイトで 3.5 °C、サイト4で 2.5 °C高い氷体温度を与えた際に、流動速度の観測値と良い一致が得られた(実験2)(図4a)。温度条件の変化に伴う速度増加はサイト3で最大となり、 10.0 m a^{-1} から 26.7 m a^{-1} であった。さらに2012年夏期の速度上昇が観測されたサイト2からサイト4では、氷河底面の温度が圧力融解点以上を示した(図4b)。すなわち、氷河底面の融解が観測値を再現する条件であることを示している。この結果は、大気や地熱以外の熱源によって氷がより高い温度に保たれている可能性を示す。例えば、クレバスに流入した融解水が氷河内部で再凍結する

ことで、潜熱を放出して氷体温度を上昇させる。また、涵養域において融解水が積雪内に浸透して再凍結しても氷体温度は上昇する⁵⁾。よって氷河の流動速度を正確に再現するためには、更なる数値実験や現地観測によって氷河内部の温度構造を明らかにする必要がある。

6. まとめと今後の展望

グリーンランド北西部に位置するカナック氷河において、2012–2018年に継続的な流動速度観測を行い、数値実験との比較を行った。夏期流動速度は2012年に最大で19%の季節的な上昇を示し、底面水圧上昇による底面滑りの加速が示唆された。年間流動速度は2014年から2016年にかけて3.6%減少し、同時期に起きた氷厚減少が原因であることが示唆された。2014–2015年に測定された氷河表面近傍の氷体温度を境界条件として数値実験を行ったところ、観測値を下回る流動速度が得られた。氷体温度に対する流動速度の感度実験によって、氷河内部の温度が計算結果よりも高く、底面が融解に達していることが示唆された。融解水がクレバスや積雪内で再凍結することで発生する潜熱を、数値計算に取り入れることが重要と考えられる。以上の結果は、融解水の再凍結によって寒冷・ポリサーマル氷河の温度構造が変化し、流動速度を変動させることを示す。よって本研究は、氷河流動機構の理解に加えて、温暖化傾向にあるグリーンランドにおける氷河変動の将来予測に重要な知見を与えるものである。

【謝辞】

本研究は、GRENE 北極気候変動研究事業およびArCS 北極域研究推進プロジェクトの一環として実施したものである。

【引用文献】

- 1) Hanna E, Mernild SH, Cappelen J and Steffen K, 2012: Recent warming in Greenland in a long-term instrumental (1881–2012) climate context. I. Evaluation of surface air temperature records, *Environ. Res. Lett.*, **7**(4), 045404.
- 2) Sugiyama, S., Sakakibara, D., Matsuno, S., Yamaguchi, S., Matoba, S., and Aoki, T. 2014: Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland, *Annals of Glaciology*, **55**(66), 25-33.
- 3) Tsutaki, S., Sugiyama, S., Sakakibara, D., Aoki, T., and Niwano, M., 2017: Surface mass balance, ice velocity and near-surface ice temperature on Qaanaaq Ice Cap, northwestern Greenland, from 2012 to 2016, *Annals of Glaciology*, **58**(75pt2), 181-192.
- 4) 丸山未妃呂, 津滝俊, 榎原大貴, 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**, 81-84.
- 5) van Pelt, W. J. J., Oerlemans, J., Reijmer, C. H., Pohjola, V. A., Pettersson, R., and van Angelen, J. H., 2012: Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model, *The Cryosphere*, **6**, 641-659.

道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪防止対策の検討

Examination of a measure against dangerous blocks of snow falling from the support poles of road information boards

大廣 智則¹, 渥美 尚大², 細川 和彦³, 竹内 政夫⁴
Tomonori Ohiro¹, Naohiro Atsumi², Kazuhiko Hosokawa³, Masao Takeuchi⁴
Corresponding author: t.ohiro.sa@e-nexco.co.jp (T. Ohiro)

After heavy snowfall in cold, snowy regions, snow cornices often form on road information boards and their support poles. When these cornices fall, they obstruct traffic or cause accidents. Removing them manually requires considerable labor. Measures to prevent snow blocks from falling from these structures are indispensable. Towards this, we previously investigated the optimal shape of a lattice fence for such structures. In this study, we experimentally installed such a fence on a road information board on an inbound lane to test its effectiveness in comparison with a road information board on the same lane but without a fence.

1. はじめに

道路情報板や道路標識は、お客様へ交通情報や気象情報、路面情報を提供する重要な交通施設である。道路情報板や道路標識は、視認性を確保するために走行車線の上部や道路を横断して設置されている。このような状況の中で積雪寒冷地では、冬期間、降雪が伴うと、情報板や道路標識、支柱の上部へ雪が堆雪する。ある程度以上の降雪があると、図1に示すように情報板や支柱の上部に積もった雪が雪庇となって垂れ下がる(冠雪)。これらが、落雪すると、事故や交通の妨げの原因となるため、除去しなければならない。冠雪が大きくなると、除去作業は、図2に示すように高所作業車による作業となり、車線規制を必要とするため、多大な労力と時間を要している。これらを防止する道路情報板や道路標識、支柱の冠雪による危険な着雪・落雪防止対策は必要不可欠な状況である。

これまで道路情報板や道路標識の着雪・落雪防止対策は、屋根型や傾斜板を設置したもの、カバー型でもコラム型やシート型が考案されてきた^{1),2)}。これらは、建設時に対策を実施するのであれば十分な対策を検討することができる。しかし、既設の支柱に対策を実施する場合、支柱の耐力や基礎の地耐力を考慮すると、風荷重のかからないもの、自重の軽いものでなければ、対策品を設置することが困難となる場合がある。近年、温暖化の影響なのか、建設時に道路情報板や道路標識、



図1 道路情報板に発生した冠雪



図2 道路標識に発生した冠雪の除去作業

支柱への着雪・落雪の問題が無かった箇所がクローズアップされるようになってきた。

一方、竹内³⁾によると、冠雪は、格子フェンス⁴⁾により冠雪の成長や落下を抑制することが可能

¹株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道
Nexco-Engineering Hokkaido Co., Ltd.

²東日本高速道路株式会社 北海道支社
Hokkaido Regional Head Office, East Nippon Expressway Co., Ltd.

³北海道科学大学
Hokkaido University of Science

⁴NPO 法人 雪氷ネットワーク
NPO Network of Snow and Ice Specialists (NeSIS)

であり、橋梁の冠雪防止実験では、種々の対策の中で格子フェンスだけが冠雪の落下を防止することができ、格子フェンス設置以降降雪事故は皆無となったと報告されている。格子フェンスは風荷重がかかる面積が小さく、重量も軽い。著者らはこれまで、竹内³⁾が開発した格子フェンスを応用し、道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪を防止する形状の開発を行ってきた^{5),6)}。

本研究では、道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪を防止するため、これまで検討した最適な形状の格子フェンスを深川 JCT (ジャンクション) 上りの道路情報板に試験設置し、無対策箇所との比較から格子フェンスの道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪を防止する効果を検証する。

2. これまでの道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪防止対策

これまで、表1に示すように、市販のものを3

タイプ試験設置し、道路情報板支柱の冠雪による危険な落雪防止対策を検討してきた。超撥水シートと融雪ナノマットと雪割りである。超撥水シートは、支柱上部に雪が堆雪し効果が無かった。試験設置した箇所が-20℃程度の低温になること、支柱の径が19 cmあることが影響していると考えられる。融雪ナノマットは、着雪を防止することができた。しかし、危険な氷柱が発生し効果が得られなかった。雪割りは、白色と茶色の2種類で試験した。雪割りの上部に堆雪した雪は、白色より茶色の方が落下しやすい。しかし、どちらも着雪した雪は大きな塊となって落下し効果が得られなかった。既存の市販品では、道路情報板支柱への危険な落雪を防止するには不十分であった。

3. 格子フェンスの冠雪抑制効果

降雪があると図3(a)に示すように支柱の上に雪が着雪する。降雪が続くと支柱上部の着雪は大

表1 これまでの道路情報板支柱の冠雪による落雪防止対策

対策	超撥水シート	融雪ナノマット	雪割り
概要			
対策状況			
結果	効果無し	氷柱の発生	2色ともに着雪し、まとまった雪が落雪



(a) 支柱への着雪



(b) 冠雪による巻きだれ



(c) 格子フェンスの冠雪防止

図3 格子フェンスの冠雪による危険な落雪防止効果

きくなり冠雪が発生すると、図3 (b) に示すように巻き垂れとなり、大きな塊となって落雪する。

一方、図3 (c) に示すように格子フェンスを設置した状態では、冠雪を抑制し、格子外での小さな落雪を容認し、格子内に溜まった雪は日射とともに消雪させることができる。格子内外の雪は一時的には繋がり、格子内の雪は圧密が進行する。しかし、格子外の雪は、格子により内外に分けられ、格子外の雪の深さでの圧密となるため圧密の進行は小さい。このような雪の落雪は大きな塊となって落雪しない限り交通の障害になることは小さい。

著者らはこれまで、格子フェンスの格子間隔には最適な大きさがあると考え、格子間隔を変化させ着雪・落雪対策の効果検証を行ってきた。これまでの研究で得られた最適な格子間隔は、 $100 \times 100 \text{ mm}$ である。

4. 実験方法

(1) 検証期間

格子フェンスを道路情報板支柱に設置し、危険な落雪を防止する効果に関する検証は、2018年11月16日から2019年3月31日の期間に行った。

(2) 検証箇所

検証箇所は、深川 JCT 上りの道路情報板の支柱で行った。

(3) 落雪対策

格子フェンスの形状は、格子高さが支柱センターから 350 mm、格子の頂角が 60° 、格子間隔が $100 \text{ mm} \times 100 \text{ mm}$ 、長さが 4.0m である。格子フェンスの形状を図4に、道路情報板支柱への設置状況を図5に示す。

(4) 検証機器

検証に用いた機器は、タイムラプスカメラである。メーカーは Brinno、型式は MAC200DN ダレカである。カメラの解像度は 92 万画素、解像度は 1280×720 の 720P である。

5. 実験結果

期間の中で、図6に示すような無対策箇所から大きな雪の塊となって落雪したイベントが7回発生した。一方、格子フェンス設置箇所からは、大きな雪の塊となって落雪した事例は無かった。無対策箇所から危険な落雪があったときの気象状況を表2に示す。累計降雪量は、深川 JCT に

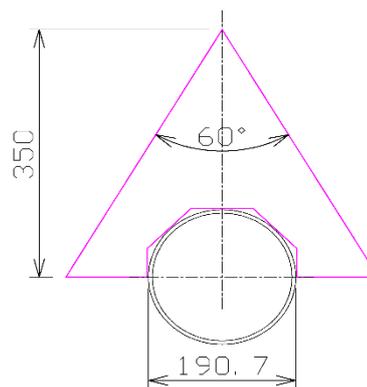


図4 格子フェンスの形状



図5 格子フェンスの道路情報板への設置状況



図6 無対策箇所からの落雪



図7 支柱上部の多量降雪

表2 落雪時の気象状況

No.	年月	降雪開始日時	落雪日時	気温の推移	累計降雪量
1	2018年12月	18日 0:00	21日 15:38	-7~0℃	230mm
2	2018年12月	23日 20:00	30日 13:00	-11~0℃	890mm
3	2018年12月	31日 22:00	翌1月4日 16:30	-8~-1℃	220mm
4	2019年1月	5日 9:00	10日 12:01	-13~0℃	280mm
5	2019年1月	10日 17:00	15日 16:59	-18~0℃	180mm
6	2019年1月	21日 17:00	25日 15:13	-11~-2℃	210mm
7	2019年1月	31日 20:00	2月3日 17:28	-10~0℃	190mm

設置した積雪深計の値を使用した。また、気温は、オキリカップ川の気象観測局のデータを用いた。累計降雪量に着目すると、支柱の上部に20 cm程度の累計降雪があると落雪している。気温に着目すると、降雪量が20 cmを超え、気温が高くなったときに落雪している。格子フェンスは、危険な落雪を防止できている。しかし、2番目の事例に着目すると、支柱上部の降雪が多くなり過ぎている(図7)。支柱上部の着雪は、無対策箇所からの落雪後すぐに除去作業が行われた。格子フェンス上部からの落雪はなかったものの、格子フェンス上部の積雪量が多い。つまり、格子フェンスは、想定していたように30 cm程度までの累計降雪量に対し、危険な落雪を防止する効果があることを確認した。今後、格子フェンスが許容する気象条件を検討する必要がある。以上より、格子フェンスの設置により、危険な落雪を防止でき、除去作業の頻度を減少させることが可能と考えられる。

6. おわりに

本研究では、道路情報板の支柱の上に着雪した雪が大きな塊となって落雪しないように、格子フェンスを設置した。支柱上部の格子フェンス内に雪を堆雪するスペースを確保し、支柱上部に着雪した雪の付着力を格子フェンスがある程度の大きさで分離させ、落雪の塊を小さくさせることができた。考案した格子フェンスは、道路情報板支柱の冠雪による大きな雪の塊の落雪を防止することが可能である。

今回対策を行ったのは、道路情報板の支柱のみである。道路標識の支柱についても同様の形状のため、冠雪による危険な落雪を防止する効果が得

られると考えられる。一方、道路情報板の上部や梁については検討がなされていない。今後は、道路情報板の上部、梁、支柱を含めた、道路情報板全体について、大きな雪の塊の落雪を防止する対策を考案する必要がある。また、格子フェンスが許容する気象条件を検討し、冠雪による危険な落雪を防止するメカニズムを明らかにする必要がある。

【参考・引用文献】

- 1) 松下拓樹, 2008: 道路案内標識の着雪・落雪対策について, 寒地土木研究所月報, **658**, 45-48.
- 2) 松澤勝, 中村浩, 松下拓樹, 笠村繁幸, 2012: 道路案内標識の雪氷対策に関する研究, 国立研究開発法人土木研究所 平成24年度土木研究所成果報告書, **21**, 1-11.
- 3) 竹内政夫, 2008: 三角格子フェンスによる冠雪から成長する雪庇発生抑止と落雪防止, 北海道の雪氷, **27**, 29-32.
- 4) 竹内政夫, 岳本秀人, 植野英睦, 浅野豊, 2005: 橋梁の落雪防止のための格子フェンス, 日本雪工学会全国大論文報告集, **22**, 19-20.
- 5) 竹内政夫, 佐々木勝男, 大廣智則, 2017: 道路施設からの落雪危険防止について, 北海道の雪氷, **36**, 81-84.
- 6) 細川和彦, 佐々木勝男, 竹内政夫, 大廣智則, 2018: 道路施設からの落雪危険防止について, 北海道の雪氷, **37**, 123-124.

旭岳で観察された低温型の雪結晶「鷗状結晶」

Low-temperature type snow crystals observed at Mt. Asahidake

尾関 俊浩

Toshihiro Ozeki

Corresponding author: Ozeki.toshihiro@s.hokkyodai.ac.jp (T. Ozeki)

We have been taking pictures of snow crystals and observing snow layer for many years using the education and research facility of Hokkaido University of Education in Asahidake-Onsen. This year's observation session was held in 12–15 February 2019 when Hokkaido was just hit by a cold wave, and snow crystals were also seen in a different kind from the ordinal year. Low-temperature type snow crystal "Seagull" was observed in the morning of 15 February. It was suggested that the temperature above the observational site was cold enough to grow low-temperature type crystals at that time.

1. はじめに

北海道教育大学札幌校では、学部学生の実験・実習として、旭岳温泉にある本学教育研究施設を使って雪結晶の撮影と積雪の観測を行ってきた。2019年2月に行った実習は折しもこの冬一番の寒波が到来した時期と重なり、雪の結晶も例年とは違った種類が見られた。中でも、低温下で降ることが知られている「鷗状結晶」を旭岳で観察することができたので報告する。

2. 北海道教育大学札幌校における雪氷教育

北海道教育大学は道内に5キャンパスを有し、札幌校は旭川校、釧路校とともに教員養成を担っている。札幌校の理科教育分野では、雪や氷を学習するいくつかの授業が開講されている。現在の中等教育では、中学校理科第2学年の気象の中で雪結晶について学習する構成となっている。また、平成23年の東日本大震災など、近年は日本が自然災害に見舞われていることから、現行の中学理科の教科書では自然災害を扱ったページ数が増加しているが、雪氷災害は大雪についての記述にとどまっている。一方、札幌市は札幌らしい特色ある学校教育として「雪」「環境」「読書」を”中核をなす3つのテーマ”として平成21年から取り組んでおり、10年を経過した今年度からはリニューアルしてさらに同テーマを継続している状況である。札幌校理科ではこれらのニーズに応えられるカリキュラムとして、以下の授業が活用されている。



図1 雪洞（撮影室）の制作。上：積雪の掘り下げとブロックの積み上げ。下：ブルーシートにより冷却を促す天井と入口。

学部第2学年の基礎実験において、地学領域では札幌キャンパスのある「あいの里」の地の利を生かして構内の積雪断面観測が行われている。物理領域では、1月の実験に積雪の構造物「イグルー」作りを行い、雪を用いた実験を取り入れている（力の分解の応用）。学生はこれらを通して、積雪の掘り方やブロックの作り方の基礎についても学ぶことになる。

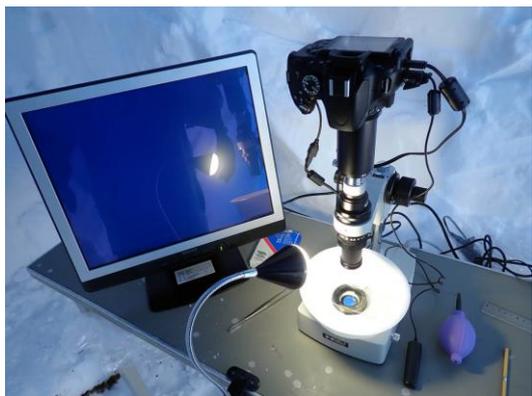


図2 顕微鏡撮影装置。



図3 旭岳ビジターセンター前駐車場における積雪断面観測。積雪深は約2 m。

物理領域第3学年にはゼミ学生が旭岳温泉大雪山教育研究施設「六稜山荘」(旭川校)に3泊4日で合宿しながら、低温撮影室の制作、雪結晶の顕微鏡撮影、同レプリカの作成、積雪断面観測などを実習する。図1は六稜山荘前に制作する雪洞「低温撮影室」である。積雪の掘り下げとブロックの積み上げには、前年の実習が生かされている。また、天井と入り口はブルーシートにより作成され、外気により冷却されやすい構造となっている。図2はこの雪洞の中に設置した、顕微鏡(MS-50DR, メイジテクノ)、カメラ(D5100, ニコン)、モニターの組み合わせによる雪結晶顕微鏡撮影装置である。照明は暗視野照明に加えて簡易的に

雪結晶を縁取る白色光を作るために藤野¹⁾の方法を模して白い深皿(カップ麺)を使っている。室内はマイナス10度以下に下がるが、外部電源を用いることでどの機器にも故障無く動作することが確認された。

図3は積雪断面観測の様子である。2月下旬の旭岳ロープウェイ山麓駅周辺(標高1100 m)は2 mを超える積雪深であり、地域的特性から融解の影響を受けていないしまり雪の層がその大半を占めている。

2018年度の実習は2019年2月12日から15日の4日間行われた。この日程を含む1週間は北海道が寒波に見舞われており、旭岳山麓の志比内アメダス(標高310 m)では最高気温が -8°C までしか上がらない状況であった(図4)。積雪断面観測を行った2月14日午前には山麓駅周辺で昼間にもかかわらず $-13^{\circ}\text{C}\sim-15^{\circ}\text{C}$ の中での観測であった。



図4 実習期間の旭岳山麓志比内の気温変化(志比内 AMEDAS による)。

3. 雪結晶の観察

雪結晶の撮影は2月13日午後から随時行っていたが、この年はきれいな雪結晶(いわゆる樹枝状結晶など)が降ることがほぼ無く、立体状結晶や放射状結晶が観察された。2月15日早朝もその傾向が続いていたが、06:31に鷗状結晶が観察された(図5)。これは両側に大きく開いた羽根が特徴で、羽根の両側に角板が見られることから図5はCP6c 両側角板付鷗²⁾³⁾と分類した。鷗状結晶は一般に低温下で降ることが知られていることから、この寒気のおかげで、極地で見られる低温型の結晶が旭岳で観察できたのであろう。鷗状結晶の撮影された時刻を境として、雪結晶には変化が見られた。直前には図6に示すような、立

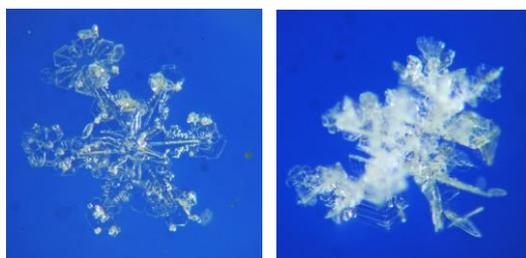
体や、不規則集合の雪結晶が降り続いていた。一方、同日 9 時以降はまだ立体が混じるものの、図 7 に示すように枝付角板や樹枝付角板が主になった。

同地域での鷗状結晶の観察記録は以前から報告に見られる。Nakaya⁴⁾は、”Very complicated side-plane crystal”として鷗状結晶の写真を掲載している。また、南サハリンでも鷗状結晶が撮影されたことを紹介し、このような形の雪結晶が実在していることを示した。

一方、島田(私信)は白銀荘(十勝岳連峰)において 2007 年 3 月 15 日深夜に鷗状結晶を撮影

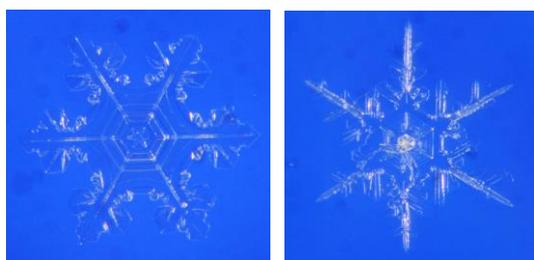


図 5 鷗状結晶 (CP9c 両側角板付鷗). 2019 年 2 月 15 日 6:31 撮影.



06:20 06:23

図 6 鷗状結晶が観察される直前の雪結晶.



09:16 09:19

図 7 鷗状結晶が観察された後の雪結晶の例 (9 時台).

した。このときは全く冷え込んでおらず、低温下で成長した結晶ではなかったようである。これは、山下⁵⁾⁶⁾が低温領域 (-18°C 以下) のみならず高温領域 ($-3\sim-10^{\circ}\text{C}$) でも鷗状結晶と類似した「V 字氷晶」が成長すると記していることと一致している。

4. 旭岳上空の大気

鷗状結晶が観察された前後の気象状況について考察する。2019 年 2 月の北海道は 8 日に非常に強い寒気が流れ込み、札幌付近の上空約 1500 m の気温は -24.4°C と 1957 年の統計開始以降最も低い気温が観測された⁷⁾。それ以降も 14 日まで北海道全域で低温が続き、15 日にやっと最高气温が平年を上回る地点が多くなった。この傾向は図 4 の志比内アメダスでも同様で、15 日朝から気温が上がり始めていることが分かる。すなわち鷗状結晶が撮影された以降に寒気を脱して地上気温に上昇が見られた。

旭岳六稜山荘地点の上空(指定気圧面)の相対湿度と気温を図 8 と図 9 に示す。これらのデータは京大生存圏研究所が運営する生存圏データベースによって収集・配布されたものである

(<http://database.rish.kyoto-u.ac.jp>)。ここで上空の指定気圧面のデータは約 10km メッシュの値であり、湿度と雲の有無や雲の中の状態を正確に表しているわけではないことに注意が必要である。つまり相対湿度が 100%でなくても、雲が発生している。時刻は UTC で記されており、日本時間は 9 時間進んでいる。図 8 によると、相対湿度が 90%を超えるのは概ね 800 hPa より気圧の高い領域である。図 9 によると、14 日は 800 hPa は $-20\sim-30^{\circ}\text{C}$ の領域であったが、21Z (日本時間 15 日 06 時) 以降 $-10\sim-20^{\circ}\text{C}$ の領域になったことがわかる。つまり、雪結晶が成長する上空の気温が低温領域から板状結晶が成長する領域へと変遷したことにより、雪結晶が図 6 の結晶形から図 7 の結晶形へと変遷したのであろう。

5. まとめ

2019 年 2 月 15 日に旭岳六稜山荘で撮影された「鷗状結晶」について報告するとともに、鷗状結晶の観察された前後の結晶形の変化について示した。また、この冬一番の寒波が居座った時期とこの実習期間が重なっていたことから、旭岳上空の大気の気温、相対湿度について考察し、鷗状

結晶の観察された後は、上空の気温は低温領域から板状結晶が成長する領域へと変遷したことを示唆した。

【謝辞】

本研究を進めるにあたり、防災科学技術研究所の中村一樹氏から旭岳上空における気温変化、湿度変化の図の提供を受けた。札幌市立白石中学校森山正樹氏に気温データの提供を受けた。中谷宇吉郎雪の科学館元館長神田健三氏、富山大学島田互准教授には貴重な情報の提供を受けた。撮影環境の整備は北海道教育大学札幌校理科教育分野物理領域3年の諸君の努力の賜である。ここに記して感謝の意を表す。本研究は JSPS 科研費 18K02929 の助成を受けたものである。

【引用文献】

1) 藤野丈志, 2016: 野外で雪結晶を撮影する透過光撮影台と雪結晶の撮影方法. 六花, **46**, 12-13.

菊地勝弘, 亀田貴雄, 樋口敬二, 山下晃, 2012: 中緯度と極域での観測に基づいた新しい雪結晶の分類—グローバル分類—. 雪氷, **74(3)**, 223-241.
2) 菊地勝弘, 2012: 雪結晶のグローバル分類における CP6 (骸晶状結晶) ~ CP9 (鷗状結晶) について. 北海道の雪氷, **31**, 105-106.
3) Nakaya, U., 1954: Snow crystals: natural and artificial. Harvard Univ. Press, Cambridge, 510 pp.
4) 山下晃, 1974: 大型低温箱を使った氷晶の研究. 気象研究ノート, **123**, 49-94.
5) 山下晃, 1979: 自由落下中に成長する人工雪の結晶—凍結微水滴からの成長—. 日本結晶成長学会誌, **6**, 41-51.
6) 札幌管区気象台気象防災部地球環境・海洋課, 2019: 平成31年(2019年)北海道地方2月の天候. 気象庁札幌管区気象台, 3pp.

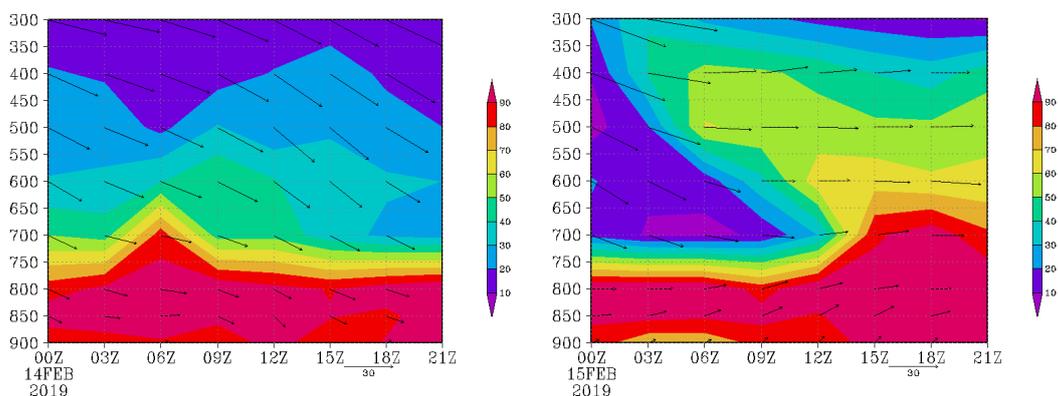


図8 旭岳六稜山荘地点の上空(指定気圧面)の相対湿度. 時刻は UTC (JST は+9 時間)

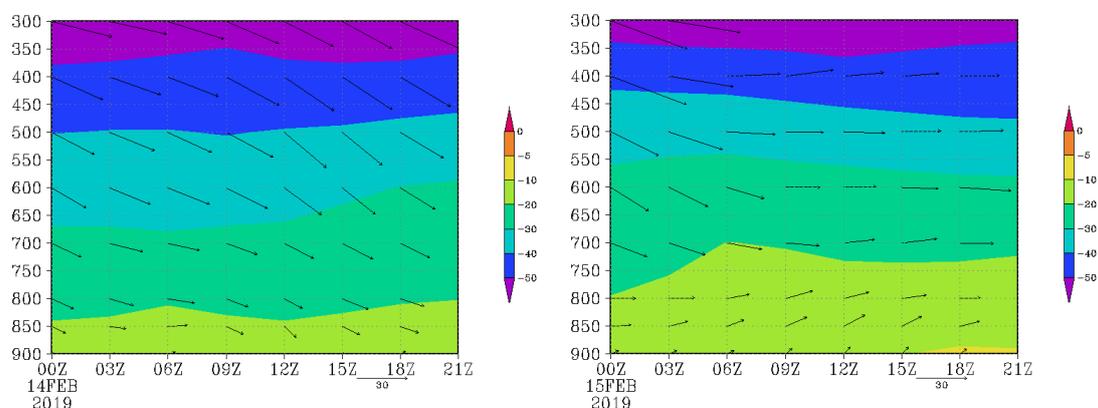


図9 旭岳六稜山荘地点の上空(指定気圧面)の気温. 時刻は UTC (JST は+9 時間)

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2018 年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2018年5月11日（金）10:00-10:40
開催場所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室
主要議題：(1) 2017年度事業報告・収支決算
(2) 2018年度事業計画（案）・収支予算（案）
(3) 2018年度支部役員（案）について
出席者：25名

2. 理事会の開催

第1回理事会

開催日時：2018年5月11日（金）10:40~11:30
開催場所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室
主要議題：(1) 評議員・顧問の選出
(2) 理事の役割分担
(3) メーリングリストについて
(4) 地域講演会について
(5) 年間スケジュールの確認

第2回理事会

開催日時：2018年7月2日（月）15:00~17:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1) 支部研究発表会の総括
(2) 雪氷賞の選考委員・「北海道の雪氷」について
(3) 2018サイエンスパークへの出展について
(4) 地域講演会について
(5) 本部委員・出版物について（雪氷研究の系譜）
(6) 2018年度の雪氷研究大会について

第3回理事会（メール審議）

配信日時：2018年7月25日
主要議題：(1) 雪氷災害調査チームの活動について

第4回理事会

開催日時：2017年11月5日（月）15:00~18:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1) 機関誌（北海道の雪氷37号）発行について
(2) サイエンスパークについて
(3) 地域講演会について
(4) 雪氷災害調査チームの活動予定について
(5) ISSW派遣報告方法について
(6) 会員名簿とメーリングリストについて
(7) 文書管理・決裁に関する申し合わせについて
(8) 雪氷賞の選考について
(9) 次年度の総会・研究発表会の日程会場について
(10) 研究発表会の発表と機関誌への投稿に関する変更について

- (11) 次年度の支部予算について
- (12) 次年度の役員について

第5回理事会（メール審議）

配信日時：2018年11月30日

主要議題：(1)サイエンスカフェの開催について

第6回理事会

開催日時：2019年4月11日（木）15:00-17:00

開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）

- 主要議題：
- (1) 雪崩災害調査チーム事業報告
 - (2) 2019サイエンスパークについて
 - (3) 支部HPの更新・改修について
 - (4) 地域講演会について
 - (5) サイエンスカフェの開催について
 - (6) 会員名簿とメーリングリストについて
 - (7) 文書管理・決裁に関する申し合わせについて
 - (8) 研究発表会の準備について
 - (9) 研究発表会の発表と機関誌への投稿に関する変更について
 - (10) 2019年度役員について
 - (11) 会計関係について
 - (12) 2019年度総会資料について
 - (13) 表彰規定の変更について
 - (14) 北海道雪氷賞の一覧掲載について

3. 顧問・評議会の開催

開催日時：2018年5月11日（金）11:30～11:40

開催会場：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

主要議題：今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定

4. 研究発表会の開催

開催日時：2018年5月11日（金）13:00～17:00

2018年5月12日（土）9:00～17:00

開催会場：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

口頭発表：35件

参加者：99名

5. 北海道雪氷賞の表彰

○2017年度北海道雪氷賞の表彰

以下の通り、2017年度北海道雪氷賞の表彰式を実施。

【北の風花賞】

受賞者：呉迪氏（北海道大学大学院環境科学院）

論文名：「気象庁の視程観測データを用いた冬季視程の統計解析」

【北の六華賞】

受賞者：佐藤賢治氏（土木研究所寒地土木研究所）

論文名：「コハク酸二ナトリウムの凍結防止剤としての利用可能性に関する研究」

【北の蛍雪賞】

受賞者：東海林昭雄氏（湖沼雪氷研究所）

受賞名：「北海道における湖・河川の凍結に関する研究」

○2018年度北海道雪氷賞の表彰

以下の通り、2018年度北海道雪氷賞を選考。

【北の風花賞】

受賞者：黒崎豊氏（北海道大学大学院環境科学院・低温科学研究所）

論文名：2017年グリーンランド北西部（SIGMA-Aサイト）におけるアイスコアの水安定同位体分析

【北の六華賞】

受賞者：杉山慎氏（北海道大学大学院・低温科学研究所）

論文名：南極ラングホブデ氷河における熱水掘削

【北の蛍雪賞】

受賞者：秋田谷英次氏（NPO法人雪氷ネットワーク）

受賞名：青少年への雪氷教育，雪崩災害の啓蒙活動，及び長年の積雪研究による北海道支部への貢献

6. 機関誌「北海道の雪氷」37号の刊行

発行日：2018年9月

収録論文数：34件

7. 社会貢献事業

○雪氷災害調査チームの活動

・第10回研修会

2018年4月3日（火）～4日（水）

参加者：19名

開催地：旭岳温泉スキー場周辺・湯駒荘（上川町）

・第26回講演会「雪崩から身を守るために」の開催

開催日時：2018年11月10日（土）10:00-17:00

参加者：300名

開催場所：北海道大学 工学部オープンホール・陸上競技場（札幌市）

主催：北海道大学体育会山スキー部，雪崩事故防止研究会・（公社）日本雪氷学会
北海道支部

・雪氷災害調査チームプレシーズンミーティング

開催日時：2018年11月10日（土）18:00-19:00

参加者：28名

開催場所：北海道大学 工学部オープンホール（札幌市）

・出動訓練

開催日時：2018年12月3日（月）

参加者：12名

開催場所：朝里岳（札幌市）

○雪氷教育等

・「2018サイエンスパーク」への参加

開催日時：2018年7月27日（金）10:00～15:30

場 所：札幌駅前通地下歩行空間（チカホ）・北海道庁赤れんが庁舎
主 催：北海道，（地独）北海道立総合研究機構
出 展：『雪の結晶を作ろう（雪氷楽会）』
内 容：平松式人工雪発生装置による雪結晶観察，雪の結晶型アイロンビーズ作成
参 加 者：小学1年生～6年生 48名

8. 支部ホームページの更新

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

9. 北海道支部地域講演会

講演会名：「高齢者の住まい」
開催日時：2018年9月18日（火）10:30～12:30
開催場所：フィール旭川7階
講演者：高倉政寛（北海道立総合研究機構）
主 催：旭川市建築部，（公社）日本雪氷学会北海道支部
参 加 者：46名

講演会名：サイエンスカフェ「冬期の災害時における避難について」
開催日時：2019年1月12日（土）14:00～16:00
開催場所：紀伊國屋書店札幌本店 1階 インナーガーデン
講演者：松坂彰（札幌市），根本昌宏（日本赤十字北海道看護大），及川欧（旭川医科大学病院），高橋学察（北海道後志総合振興局），藤澤誠（NPO北海道防災教育研究センター 赤鼻塾）
主 催：紀伊國屋書店 札幌本店
共 催：（公社）日本雪氷学会北海道支部
協 賛：（特非）雪氷ネットワーク
後 援：札幌市
参 加 者：113名

講演会名：「雪と氷のサイエンス」
開催日時：2019年3月23日（土）13:00～15:00
開催場所：秩父別町ファミリースポーツセンター2階研修室
講演者：白川龍生（北見工業大学）
主 催：（公社）日本雪氷学会北海道支部
後 援：国立大学法人北見工業大学
協 力：秩父別町教育委員会
参 加 者：13名

10. 雪氷関連行事の共催・後援・協力・監修（研究成果普及事業）

【共催】

- ・サイエンスカフェ「冬期の災害時における避難について」（再掲）

【後援】

- ・第8回 紋別わくわく科学教室

開催日時：2018年 7月15日（日）10:00～15:00
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター
主 催：北海道立オホーツク流氷科学センター
参加者：1094名

・ シンポジウム 「冬期のスタック車両と物流のあり方を考える」

開催時期：2018年11月16日（金）13:30～16:30
開催場所：ANAクラウンプラザホテル札幌 鳳
主 催：（一財）日本気象協会北海道支社
参加者：230名

・ 第2回 国際雪・雪崩シンポジウム in ニセコ

開催時期：2018年12月7日（金）～12月10日（月）
開催場所：ニセコ町民センター
主 催：防災科学技術研究所，名古屋大学大学院環境学研究科
参加者：一般向け講演会 200名，ワークショップ 40名

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019年度事業計画

1. 支部総会の開催
日 時：2019年5月10日(金) 10:00-10:40
場 所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室
主要議題：(1) 2018年度事業報告・収支決算
(2) 2019年度事業計画案・収支予算案
(3) 2019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：2019年5月10日(金) 10:45-11:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室
主要議題：(1) 役割分担の確認
(2) 評議員・顧問の選出
上記を含み年3~4回開催する。

3. 顧問・評議員会の開催
日 時：2019年5月10日(金) 11:30-12:00
場 所：北海道大学 学術交流会館 第1会議室
主要議題：今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定について

4. 研究発表会の開催
期 日：2019年5月10日(金) 13:00~17:30
2019年5月11日(土) 9:30~17:00
会 場：北海道大学 学術交流会館 第1会議室

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考
・北海道における雪氷研究の活性化のために、「北海道の雪氷(第38号:2019)」での投稿論文または支部活動への貢献者を対象として表彰を行う。
・表彰選考委員会、選考基準、受賞者の決定、授章は、支部表彰規程に従う。
・2019年度北海道雪氷賞の表彰は2020年5月、2019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」38号の刊行
・冊子体の有料化を継続する一方、電子媒体として支部ホームページ上に掲載する。

7. 地域講演会の開催
・テ ー マ：未定
・開催時期：未定
・会 場：未定

8. 社会貢献事業

雪氷災害調査チームの活動

8-1 雪氷災害調査チームの活動

- ・ 第 11 回研修会（実施）
 - 開催日：2019 年 4 月 3 日（水）～4 日（木）
 - 参加者：全 21 名（ガイド部門 13 名, 研究部門 8 名）
 - 開催地：十勝岳温泉 湯元凌雲閣周辺
 - 内 容：・ ミーティング（2018/19 活動報告, 来シーズン活動予定, 寄付金の状況および会計報告など）
 - ・ 実技研修（出動フローの模擬演習および雪氷調査手順の確認）
- ・ 第 27 回講演会「雪崩から身を守るために」
 - 開催日：2019 年 10 月 26 日（土）
 - 開催地：北海道大学 クラーク会館
- ・ プレシーズンミーティングの開催
- ・ 出動訓練研修会の開催
- ・ 雪崩災害発生への随時対応

8-2 雪氷教育等

- ・ サイエンスパークへの参加
 - 開催日：2019 年 7 月 30 日（火）10 時～15 時 30 分
 - 開催地：札幌駅前地下歩行空間, 道庁赤れんが庁舎
 - 主 催：北海道, 地方独立行政法人北海道立総合研究機構（道総研）
 - 内 容：ステージイベント, 展示コーナー（簡単な科学体験や科学展示）, 体験コーナー（教室形式の科学実験や工作体験など）

9. 支部ホームページの運営

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

10. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

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

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2018 年度収支報告

雪氷災害調査			2018 年度 予算	2018 年度 決算
収入			800,000	1,100,000
資産勘定（雪氷災害調査基金）からの繰入			0	0
寄附金			800,000	1,100,000
前期繰越金			0	0
支出			800,000	1,092,958
事業費 計			800,000	1,092,958
1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	800,000	1,092,958
		旅費交通費	500,000	1,022,738
		通信運搬費	20,000	140
		消耗品費	120,000	0
		印刷費	70,000	4,000
		会議費	0	5,000
		保険料	20,000	0
		謝金	70,000	60,000
		振込手数料	0	1,080
収支差額			0	7,042

雪氷災害調査以外			2018 年度 予算	2018 年度 決算
収入合計			160,000	429,389
当期収入			160,000	429,389
事業収入	出版収入		160,000	137,500
雑収入	受取利息		0	0
	寄付金		0	60,000
	講演会事業積立基金からの繰り入れ			197,813
	支部出版事業収益積立金からの繰り入れ			34,076
支出合計			417,700	686,080
事業費			336,000	657,250
1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	-	-
2 研究会研修 会	研究発表会	支部研究発表会・ 支部表彰	103,000	106,184
	研修会等	北海道支部講演会	27,000	283,112※1
	普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	106,932※2
	褒賞	北海道雪氷賞	50,000	45,792
3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,000	115,230
	その他出版物		0	0
管理費			81,700	28,830
	事務局費		66,500	10,050
	会場費		14,200	17,700
	支払手数料		1,000	1,080
	役員選挙費		0	0
	雑費		0	0
収支差額			-257,700	-256,691

※1 講演会記念品購入及びサイエンスカフェ実施

※2 サイエンスパーク消耗品購入

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度予算

雪氷災害調査

2019 年度
予算

収入			800,000
資産勘定（雪氷災害調査基金）からの繰入			0
寄附金			800,000
前期繰越金			0
支出			800,000
		事業費 計	800,000
1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	800,000
		旅費交通費	500,000
		謝金	70,000
		通信運搬費	20,000
		消耗品費	120,000
		保険料	20,000
		印刷費	70,000
		会場費	0
		振込手数料	0
		サイト運営費	0
収支差額			0

雪氷災害調査以外

2019 年度
予算

収入合計			135,000
当期収入			135,000
事業収入	出版収入		135,000
雑収入	受取利息		0
	寄付金		0
支出合計			394,200
事業費			313,000
1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	-
2 研究会研修会	研究発表会	支部研究発表会・ 支部表彰	107,000
	研修会等	北海道支部講演会	27,000
	普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000
	褒賞	北海道雪氷賞	23,000
3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,000
	その他出版物		0
管理費			81,200
	事務局費		62,500
	会場費		17,700
	支払手数料		1,000
	役員選挙費		0
	雑費		0
収支差額			-259,200

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度役員名簿

(2019 年 7 月 4 日現在)

No.	職名	氏名	所属
1	理事 支部長	石井 吉之	北海道大学 低温科学研究所
2	理事 副支部長	杉山 慎	北海道大学 低温科学研究所
3	理事 副支部長	尾関 俊浩	北海道教育大学 札幌校
4	理事 庶務担当	伊東 靖彦	土木研究所 企画部
5	理事 庶務担当	小倉 美紀	株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道
6	理事 会計担当	千葉 隆弘	北海道科学大学
7	理事 会計担当	小西 信義	北海道開発技術センター
8	理事 広報担当	イセンコ エフゲーニー	株式会社雪研スノーイーターズ
9	理事 事業担当	今西 伸行	株式会社ドーコン
10	理事 事業担当	櫻井 俊光	土木研究所 寒地土木研究所
11	理事 事業担当	石川 守	北海道大学 大学院地球環境科学研究所
12	理事 事業担当	守護 雅富	北海道電力株式会社 総合研究所
13	理事 事業担当	小南 靖弘	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芽室研究拠点
14	理事 事業担当	館山 一孝	北見工業大学 工学部
15	理事 社会貢献担当	山野井 克己	森林研究・整備機構 森林総合研究所 北海道支所
16	理事 社会貢献担当	杉田 明史	株式会社環器
17	理事 社会貢献担当	日下 稜	北海道大学 工学研究院
18	理事 本部対応担当	金田 安弘	北海道開発技術センター
1	監事	高橋 修平	オホーツク流氷科学センター
2	監事	石本 敬志	NPO法人 雪氷ネットワーク
1	評議員	太田 広	土木研究所 寒地土木研究所
2	評議員	早野 亮	株式会社ドーコン
3	評議員	須田 力	NPO法人 雪氷ネットワーク
4	評議員	東海林 明雄	北海道教育大学 名誉教授
5	評議員	佐藤 隆光	日本気象協会 北海道支社
6	評議員	阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
7	評議員	佐藤 圭子	総合政策部地域振興局 地域政策課 地域政策課長
8	評議員	森谷 貞幸	札幌管区气象台 気象防災部 気象防災情報調整官
9	評議員	小林 幹男	北海道開発局 開発監理部開発調整課長
10	評議員	白岩 孝行	北海道大学 低温科学研究所
11	評議員	竹腰 稔	北海道開発技術センター 常務理事
12	評議員	柳屋 勝彦	北海道道路管理技術センター 専務理事
13	評議員	島村 昭志	北海道旅客鉄道株式会社 鉄道事業本部 執行役員 工務部長
14	評議員	土井 勝雄	札幌市建設局 土木部雪対策室長
15	評議員	田中 則和	北海道電力株式会社 土木部 土木エンジニアリンググループリーダー
16	評議員	竹内 政夫	NPO法人 雪氷ネットワーク
17	評議員	阿部 勝義	東日本高速道路株式会社 北海道支社 技術部 技術企画課長
1	顧問	秋田谷 英次	NPO法人 雪氷ネットワーク
2	顧問	菊地 勝弘	北海道大学 名誉教授・秋田県立大学 名誉教授
3	顧問	前 晋爾	北海道大学 名誉教授・旭川工業高等専門学校 名誉教授
4	顧問	若濱 五郎	北海道大学 名誉教授

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 支部規程施行内規

(名称)

第1条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。

(事業)

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

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

(会員)

第3条 本支部の会員は、北海道に在住する公益社団法人日本雪氷学会の会員とする。また、他支部に所属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない。

(役員)

第4条 本支部に次の役員をおく。

支部長	1名
副支部長	若干名
支部理事	若干名
支部監事	2名

(支部長の選出)

第5条 支部長は、支部からの推薦に基づき、定款施行細則第28条により、定款第20条に定める理事の中から理事会において選出する。

(役員を選出)

第6条 副支部長，支部理事および支部監事は支部総会において、支部会員の中から選任する。

(役員職務)

第7条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。

第8条 副支部長は支部長に事故ある場合、その職務を代行する。

第9条 支部理事会は、支部長，副支部長，支部理事で構成され、支部会務執行に必要な協議，支部事業の企画，会計ならびにその他の会務を行う。

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

第10条 支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する。

(役員任期)

第11条 支部長は本部理事会で決まり、任期を2年、再任は1回に限り可能とする。支部長を除く役員任期は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) 役員の設定
 - (4) 施行内規の変更
 - (5) その他重要な事項
- 4 議事録は本規定 14 条に定めるところによる。

(議事録)

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

附 則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する。

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

北海道の雪氷 No.38

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2019年9月5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