ISSN 1340-7368

公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部機関誌



Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido 第37号



2018年9月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

巻頭言	1
2018 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2017年度事業報告13	9
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2018年度事業計画14	3
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2017年度会計報告14	5
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2018年度会計予算14	6
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部2018年度役員名簿14	7
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14	8

表 紙

画: 斎藤新一郎

題字: 福沢卓也

(表紙解説) 洞窟壁画のマンモス

一般社団法人北海道開発技術センター
 斎藤新一郎

Font de Gaume 洞窟に描かれたマンモスである.フランス南部の Bordeaux 東方の, Dordogne 地方の、ドルドーニュ川支流の Vezere 川にある、世界遺産「ヴェゼール渓谷 の洞窟壁画群」の1つであり、隣接の Lascaux の壁画が特に有名である.そして、近く の Cro Magnon において、人骨が発掘された.彼らは、最後のヴェルム氷河期の、後期 旧石器時代の人類(新人)であり、洞窟に棲み、火を使い、石器を加工して石刃(ナイ フ、槍)をつくり、動物狩りを行っていたらしい.石器でこつこつと、石壁に獲物を描 いてきた(呪いを掛けてきた)のであろう.

人類は、猿人、原人、旧人、新人、現代人と進化してきたが、その外因は厳しい 4 回 の氷河期であり、内因は大脳の発達であり、石器づくりの進歩である.氷河期とは、氷 冠下の土地を別にすれば、冷夏が長く連続して、数万年にわたった時期である.雪氷に 関わっているので、厳しい自然環境に対応して、ヒトが進化してきたことを素晴らしい と思う.



#### 巻頭言

#### 副支部長 杉山慎(北海道大学低温科学研究所)

みなさまのご尽力を得て、北海道の雪氷第37号が発刊されます。1982年に第1号が出版 されてから毎年、北海道の雪氷研究者による研究成果をまとめ、年間の活動が報告されている ものです。途切れることなく継続して出版された37年間の歩みに敬意を感じます。今年も無 事に伝統が引き継がれたことに安堵し、本巻に寄稿された執筆者のみなさまと編集の労をとら れた関係者にお礼申し上げます。

1959年5月に設立された雪氷学会北海道支部は、今年2018年に60年目の活動に入りました。支部では「北海道の雪氷」を出版する他にも、研究発表会の開催、各種講演会の実施、 HP運営などを通じて、研究者の交流、意見交換、情報提供などを行っています。このような活動を通じて雪氷学の発展に貢献することはもちろん、雪氷・寒冷現象に関する知識の普及と 啓蒙を目指しています。特に雪氷への関心が強い北海道という土地にあって、広く一般社会と 結びついた活動が支部の特色といえます。本号の掲載論文を見ても、「アウトドア寒冷地防災 学」、「カーリング」、「冬期の転倒と救急搬送」など、北海道における雪氷学が生活や文化に根 差したものであることを実感します。またその一方で、北極グリーンランドから南極まで世界 各地で展開される自然環境研究や、最先端の測定手法や工学的技術を報告する論文も多数掲載 されています。北海道において蓄積された雪氷の経験と知識が、世界的な先端研究と結びつい ていることを再確認し、雪氷学会北海道支部がカバーする広い研究分野と豊富な人材に驚かさ れます。

支部の特色ある取り組みとして、雪崩や豪雪などの雪氷災害を調査して社会に情報を提供する「雪氷災害調査チーム」の活動が挙げられます。活動の中心である雪崩調査の他にも、雪崩から身を守るための講演会や技術講習会の開催で安全普及活動を行っているものです。また一般市民に向けた雪氷普及活動として、道主催の「サイエンスパーク」に参加しています。札幌駅前の「チカホ」を使ったこのイベントは、子供たちが普段見慣れた雪や氷に興味を持ち、正しく理解する素晴らしい機会です。さらに毎年異なる街を選んで地域講演会を開催する他、雪氷に関連した各種イベントを共催・後援しています。

研究分野が発展して多様化するにつれ、学会活動は時には細分化し、また時には広い枠組み への統合が進みます。そんな中にあって、長い歴史を持つ北海道支部はどんな活動を続けてい くべきなのでしょうか。本号を手に取られたみなさんにとって、雪氷学会北海道支部はどんな 意味を持っていますか?私自身は支部に関わって18年になりますが、当初は憧れの雪氷研究 者に親しく話しかけられて感激しました。やがて様々な職場で活躍する方々と出会い、異なる 立場から見た雪氷学について学び経験することができました。そして最近は、若い世代の活躍 に刺激を受けています。何と言っても、北海道という生活環境を共有していることが支部活動 の魅力です。道内での研究・教育活動についてはもちろん、自宅の除雪、子供のスキー学校、 家庭菜園の作業時期など、広く情報を交換しています。少し気が早いですが、老後の楽しみは このような方々との付き合いなのかもしれないな、と思います。雪氷が重要な意味を持つ土地 柄に甘えることなく、会員のみなさんが意義を見出し、楽しんで活動できる支部を目指したい と考えています。今後ともご協力のほどよろしくお願いします。

#### 2018 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:2018年5月11日~5月12日

開催場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室

1. 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削

杉山慎(北海道大学低温科学研究所)

箕輪昌紘(北海道大学低温科学研究所, チリ・アウストラル大学)

伊藤優人(北海道大学低温科学研究所)

- 山根志織(北海道大学大学院環境科学院,低温科学研究所)
- アウトドア寒冷地防災学から「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の 知識、技術、装備を明らかにする」
   11

藤澤 誠(NPO 北海道防災教育研究センター赤鼻塾)

- 3. 積雪比表面積の測定—スラッシュ粒子の測定例—
   15
   八久保晶弘・矢作大輔(北見工業大学),
   山口悟(防災科学技術研究所),青木輝夫(岡山大学)
- 4. カーリング・ストーンはなぜ曲がるか? 新理論:エッジ・モデル 19
   前野紀一(北海道大学名誉教授)
- 5. 2016/17 年グリーンランド北西部カナック氷帽上における年間ダストフラックスの空間分布 23

羽月稜・黒崎豊(北海道大学大学院環境科学院), 的場澄人・杉山慎(北海道大学低温科学研究所)

- 6. 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 27
   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)
- 7. レーザー誘起表面ナノ周期構造を利用した道路構造物における落雪対策に関する研究 31
   櫻井俊光・松下拓樹・高橋丞二・松澤 勝(土木研究所寒地土木研究所),
   染川 智弘(レーザー技術総合研究所,大阪大学レーザー科学研究所),
   井澤 靖和(レーザー技術総合研究所)
- 8. 水素安定同位体の異なるメタンを包接するハイドレートの相図 35
   菊池優樹・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. 航空レーザ測量を用いた山間部における樹木と積雪深との関係に関する一考察 39
   西原照雅・谷瀬 敦(土木研究所寒地土木研究所)

7

10.2017 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 43永田泰浩・金田安弘((一社)北海道開発技術センター) 11. 百畳敷洞窟における氷筍生成状況と洞内環境の関係 47木富正裕(北大探検部), 酒井史明・石川喜一・小玉菜月 (大滝アウトドアアドベンチャーズ), 石毛康介・熊谷ちひろ・五十嵐侑樹・吉田侑平・徳井祐梨子(北大探検部) 12.2016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 ー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— 51的場澄人(北海道大学低温科学研究所) 山崎哲秀((一社)アバンナット北極プロジェクト) 13.「雪の結晶は二つと同じものがない」のはなぜか? 55油川英明(NPO 法人雪氷ネットワーク) 14. 樹木の栄養繁殖による氷河期の乗り切り一特に伏条繁殖について 59斎藤新一郎((一社)北海道開発技術センター) 15. 数値気象モデルによる降雪粒子予測の高度化 63 橋本明弘(気象研究所),本吉弘岐·三隅良平(防災科学技術研究所), 折笠成宏(気象研究所) 16. 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) 67 白川龍生·八久保晶弘(北見工業大学) 17. 雪崩の発生機構の教材開発一弱層モデルと摩擦モデルー 71堀尾沙希(北海道教育大学札幌校\*),尾関俊浩(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) 18. 南極ラングホブデ氷河における氷河下の海洋環境 75山根志織(北海道大学大学院環境科学院,低温科学研究所), 杉山 慎(北海道大学低温科学研究所), 箕輪昌紘(北海道大学低温科学研究所、チリ・アウストラル大学物理数学研究所) 伊藤 優人(北海道大学低温科学研究所) 19. 片切土における吹きだまりの発達過程と吹雪量の関係-2017 年度冬期における弟子屈町 での観測事例-79武知洋太・大宮哲・高橋丞二・小中隆範・松澤勝(土木研究所 寒地土木研究所)

\*は、当該研究を行っていた時の所属

- 20.風洞型表面霜作製装置の開発-大粒径の人工表面霜- 83 藤田恭輔(北海道教育大学札幌校\*),尾関俊浩(北海道教育大学札幌校), 安達聖・冨樫数馬(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)
- 21. 空撮画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度-機体の種類および画像枚数 と測定精度との関係 87

千葉隆弘(北海道科学大学)

22. 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比

91

黒崎豊(北海道大学大学院環境科学院・低温科学研究所), 的場澄人・飯塚芳徳・杉山慎(北海道大学低温科学研究所), 安藤卓人(北海道大学北極域研究センター), 青木輝夫(岡山大学大学院自然科学研究科)

- 23. 雪庇、冠雪、巻き垂れについて
   95

   竹内政夫(NPO法人雪氷ネットワーク),細川和彦(北海道科学大学)
- 24. 雪氷被害を軽減するための森林施業方法
   99

   鳥田宏行(北海道立総合研究機構 森林研究本部 林業試験場道南支場)
- 25.ドローンを用いた多視点ステレオ写真測量による海氷厚分布の測定に関する研究 103
   照井雄大(北見工業大学大学院), 舘山一孝・渡邊達也(北見工業大学)
- 26. 積雪の近赤外拡散反射スペクトルに及ぼす積雪試料容器と密度の影響 107 原田康浩(北見工業大学)
- 27.南パタゴニア氷原 Pio XI 氷河の表面流動速度分布
   111
   波多俊太郎(北海道大学大学院環境科学院,低温科学研究所)
   杉山慎(北海道大学低温科学研究所),古屋正人(北海道大学大学院理学研究院)
- 28. 力学的ダウンスケーリングに基づく吹雪の発生可能性の事例解析
   115
   丹治星河(北海道大学大学院理学院),稲津將(北海道大学大学院理学研究院)
- 29. グリーンランド北西部 Bowdoin 氷河における末端位置の変動と海底地形の関係 119
   浅地泉(北海道大学大学院環境科学院,低温科学研究所),
   榊原大貴(北海道大学北極域研究センター),
   杉山慎(北海道大学低温科学研究所),山崎新太郎(京都大学防災研究所)

\*は、当該研究を行っていた時の所属

30. 道路施設からの落雪危険防止について~三角格子フェンスによる落雪防止効果の検討~ 123

細川和彦・佐々木勝男(北海道科学大学),

竹内政夫(NPO法人雪氷ネットワーク),

大廣智則((株)ネクスコ・エンジニアリング北海道)

31. 衛星リモートセンシングによる北極海航路上の氷況と船舶の航行可能速度の関係性 125
 奥田 駿(北見工業大学大学院), 舘山一孝(北見工業大学),
 大塚夏彦(北海道大学北極域研究センター)

32. グリーンランド南東ドームアイスコアの近赤外線反射率測定 129 柴田麻衣(北海道大学大学院環境科学院),山口 悟(防災科学技術研究所), 藤田耕史(名古屋大学大学院環境学研究科),安達 聖(防災科学技術研究所), 安藤卓人(北海道大学北極域研究センター),藤田秀二(国立極地研究所), 堀彰(北見工業大学工学部社会環境工学科), 青木輝夫(岡山大学大学院自然科学研究科), 飯塚芳徳(北海道大学低温科学研究所)

# 33. ACM 型腐食センサを用いた車載式塩分濃度計の検討 131 大廣智則((株)ネクスコ・エンジニアリング北海道), 柴田賢治((株)本田技術研究所 四輪 R&D センター),

萩原亨(北海道大学大学院工学研究院)

34. 2018 年 3 月野塚トンネル雪崩の概要石本敬志((一財)日本気象協会北海道支社)

135

北海道の雪氷 No.37 (2018)

## 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削 Hot-water drilling at Langhovde Glacier in Antarctica

杉山慎(北海道大学 低温科学研究所) 箕輪昌紘(北海道大学 低温科学研究所,チリ・アウストラル大学) 伊藤優人(北海道大学 低温科学研究所) 山根志織(北海道大学大学院 環境科学院,低温科学研究所) Shin Sugiyama, Masahiro Minowa, Masato Ito, Shiori Yamane

#### 1. はじめに

南極氷床はその周縁の93%で氷が海洋と接し,うち74%で棚氷や氷河末端の浮氷舌を形成 する<sup>1)</sup>.最近になってこれら浮氷の底面融解量が南極全域で測定された結果,カービングと 並ぶ重要な氷床消耗プロセスであることが判明した<sup>2,3)</sup>.また西南極における近年の氷床質量 減少は棚氷の融解増加が原因との指摘があり<sup>4)</sup>,上記の発見と相まって棚氷底面融解の定量 化とそのプロセスの理解が急務となっている.また厚い氷に覆われた棚氷の下は特殊な環境 であり,生態系や堆積物など興味深い研究課題を提供している.しかしながら棚氷下での観 測は非常に困難で,直接的な観測データは少ない.

そこで本研究では、東南極リュツォホルム湾に位置するラングホブデ氷河の末端部で熱水 掘削を行い、棚氷下での海洋観測とサンプリングを行った.同氷河では2011/12年に熱水掘削 が実施されており、接地線の近傍における観測成果が報告されている<sup>5)</sup>. 今回2017/18年の観 測では棚氷の広い範囲で掘削を実施して、接地線から氷河末端まで棚氷下環境の全貌を明ら かにすることを目的とした.本発表では熱水掘削と観測活動の概要について報告する.

#### 2. 研究対象地

ラングホブデ氷河(69°12'S, 39°48'E)は昭和基地の南方約20kmに位置する溢流氷河である(図1).氷床沿岸部で長さ約10kmにわたって,比較的流れの速い氷が収束してリュツォホルム湾に流入している.幅約3kmの氷河末端からは年間約120ma<sup>-1</sup>の速度で氷が海洋に流出し,末端から数km上流にわたって棚氷が形成されている<sup>6</sup>.その規模は比較的小さいものの,南極沿岸に数多く見られる典型的な溢流氷河といえる.上述した2011/12年の観測の他には,氷河上の湖を人工衛星データで解析した研究が報告されている<sup>7)</sup>.この氷河の末端から約3kmの範囲内で,2017年12月29日から2018年2月4日にかけて,熱水掘削を含む各種の観測活動を実施した(図2).



**図1**. 研究対象地(Landsat LIMA 画像).

図2. ラングホブデ氷河末端部の掘削地点.

#### 3. 熱水掘削

掘削には北大低温科学研究所にて開発された熱水掘削システムを使用した(図3). このシ ステムは高圧熱水装置(Karcher HDS1000)数台を使用し,掘削ノズルから約80℃の熱水を毎 分30Lで噴出する.これまでにスイス,パタゴニア,南極半島などで氷河掘削に使用された 実績がある<sup>8,9</sup>.掘削中は氷河上を流れる融解水をポンプで汲み上げて熱水装置に供給する. 熱水は掘削深よりも長く準備した高圧ホースによってノズルに導かれる.このホースをウィ ンチで孔内に降ろしながら,適当な速さで氷河を掘削する.掘削孔が棚氷底面に達すると孔 内の水位が海水面まで下がるため,掘削の完了を知ることができる.掘削,観測,キャンプ 生活に必要な機材約5tは,砕氷船しらせによって昭和基地近傍まで輸送し,しらせ搭載の CH-101型および観測隊のAS350型へリコプターを使って氷河へ輸送した.また氷河上ではス ノーモービルを用いて掘削機材の移動を行った.



図3. 氷河上で運用中の熱水掘削システム.



#### 4. 掘削の結果

氷河末端から 0.5-2.5 km の範囲にほぼ等間隔で設定した 4 地点にて掘削を行い(図 2),棚 氷を貫通する縦孔 5 本の掘削に成功した.各掘削孔の深さ(氷の厚さ)は 234-412 m であり, 35-48 m hr<sup>-1</sup>の速度で 5-11 時間掘削することによって棚氷底面に達した(図 4).掘削孔の総 延長は 1740 m,掘削に要した時間は合計 46 時間,平均掘削速度は 38 m hr<sup>-1</sup>であった.また これら 5 回の掘削にヒーター燃料の軽油を 880 L,ポンプ燃料のガソリンを 220 L 消費した. 5 本の掘削とは別に,直径 140 mmの係留系センサを挿入するための拡大掘削(BH1802),お よび凍結して閉塞した孔の再掘削(BH1803) を行っている.

掘削の結果,氷河末端から 0.5 km の地点 BH1801 では氷厚が 234 m,棚氷下の海水層は厚 さ 302 m と判明した(表 1). この地点から上流に向けて氷厚は徐々に増加し,海底の標高が 上昇する.最も上流側の掘削点 BH1804(末端から 2.5 km)では氷厚 412 m,海水層厚 12 m であった.この結果,ラングホブデ氷河末端から接地線付近まで,棚氷の全域で氷河と海洋 の形状が初めて明らかになった.

各掘削地点の氷河表面標高を GPS で測量して氷厚と比較したところ,各地点において必ず しも静水圧平衡状態が保たれていない,すなわち氷に作用する重力と浮力が釣り合っていな いことが明らかになった.例えば BH1803 においては,静水圧平衡を仮定して表面標高から 推定される値よりも 40 m (11%)氷が厚く(表 1),局所的には重力よりも著しく大きな浮力 が作用していることになる.実際には周辺の氷から作用する力によってつり合いが保たれて いると考えられる.この結果から,比較的小規模で複雑な地形を持った棚氷では,表面標高 から氷の厚さを推定する際に慎重な検討が必要であることが示された.

掘削地点	BH1801	BH1802	BH1803	BH1804
掘削日	2018/01/16	2018/01/09	2017/12/31	2018/01/22-23
氷厚(m)	234	294	389	412
表面標高(m a.s.l)	21.7	25.8	31.5	37.3
海底標高(m a.s.l)	-514.7	-507.8	-468.0	-387.8
静水圧平衡氷厚(m)	241	287	349	414

表1 各掘削地点における氷厚,表面標高,海底標高,静水圧平衡から推定した氷厚.

#### 5. まとめと今後の展望

本研究によって、比較的小規模ながらも典型的な南極氷床の溢流氷河で、接地線から氷河 末端に至る全域で棚氷形状と海底地形を明らかにすることに成功した. 大規模な棚氷の限ら れた地点で実施されてきた従来の研究に対して、棚氷の全体で観測を実現したことが本研究 の特色といえる. 掘削孔を使って行われた観測では、棚氷下の水温・塩分・流速の測定、海 水と海底堆積物の採取、掘削孔カメラ観察を実施している<sup>10)</sup>. さらに BH1802 と BH1804 で は、棚氷の直下に温度・塩分・流速センサと圧力・温度センサをそれぞれ設置して、長期的 な測定を開始した. これらの測定データは氷河上のデータロガーに記録され、2018/19 年に回 収される計画である. 一方氷河上では、GPS を使った氷流動測定、氷レーダーによる氷厚・ 底面融解測定、地震波観測、気象観測などを行った.

今後は棚氷下で得られたデータから水温・塩分構造と海水循環を解析し,底面融解の定量 化と融解メカニズムの理解を進める.また係留系観測によって,底面融解と棚氷下海洋環境 の長期的な変動を明らかにする.さらに掘削孔カメラの映像から棚氷下海洋生態系の概要を 把握し,海底堆積物サンプルの分析によって物質循環と氷床変動の解析を目指す.氷河上で 得られたデータ,人工衛星データとも合わせて,南極における溢流氷河の変動と海洋との相 互作用に関して,新しい知見を得ることが本プロジェクトの目的である.

#### 【謝辞】

本研究は南極地域観測第9期重点研究観測「氷床・海氷縁辺域の総合観測から迫る大気-氷 床-海洋の相互作用」の一部として,第59次日本南極地域観測隊の夏期オペレーションとし て実施した.また科研費新学術領域研究「熱-水-物質の巨大リザーバ全球環境変動を駆動す る南大洋・南極氷床」(17H06316)の助成を得た.青木茂氏,田村岳史氏ら研究プロジェクト 関係者の協力,高村真司氏,土屋達郎氏を中心とした観測隊メンバーによる野外活動へのサ ポートに謝意を表する.

#### 【参考・引用文献】

- Bindschadler R. *et al.*, 2011 : Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere*, 5, 569–588.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot and B. Scheuchl, 2013 : Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, 341(6143), 266–270.
- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. Lenaerts, S. R. Ligtenberg, M. R. van den Broeke and G. Moholdt, 2013 : Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, 502(7469), 89–92.

- Pritchard, H. D., S. R. M. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke and L. Padman, 2014: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484(7395), 502–505.
- 5) Sugiyama, S., T. Sawagaki, T. Fukuda and S. Aoki, 2014: Active water exchange and life near the grounding line of an Antarctic outlet glacier. *Earth and Planetary Science Letters*, **399C**, 52–60.
- Fukuda, T., S. Sugiyama, T. Sawagaki and K. Nakamura, 2014: Recent variations in the terminus position, ice velocity and surface elevation of Langhovde Glacier, East Antarctica. *Antarctic Science*, **326**(6), 636–645.
- 7) Langley, E. S., A. A. Leeson, C. R. Stokes and S. S. R. Jamieson, 2016: Seasonal evolution of supraglacial lakes on an East Antarctic outlet glacier. *Geophysical Research Letters*, **43**, 8563–8571.
- 8) Tsutaki, S. and S. Sugiyama, 2010: Development of a hot water drilling system for subglacial and englacial measurements. *Bulletin of Glaciological Research*, **27**, 7–14.
- Sugiyama, S., P. Skvarca, N. Naito, K. Tone, H. Enomoto, K. Shinbori, S. Marinsek and M. Aniya, 2010: Hot-water drilling at Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glaciological Research*, 28, 27–32.
- 10) 山根志織,杉山慎,箕輪昌紘,伊藤優人,2018: 南極ラングホブデ氷河における棚氷下の 海洋環境.北海道の雪氷,37,(本号内参照).

## アウトドア寒冷地防災学から「冬季大規模災害時の避難生活を想定した 防災冬キャンプの知識、技術、装備を明らかにする」

" Outdoor cold district disaster prevention study"

## Using winter camp skill for winter disaster prevention In Hokkaido -

#### 藤澤 誠(NPO 北海道防災教育研究センター赤鼻塾) Makoto Fujisawa

#### 1. 背景

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.

避難所には定員があることから避難所に入れない人,またはストレスを避けて入らない人 の選択肢としてテント泊(キャンプ)がある.このことは阪神淡路大震災や東日本大震災, そして熊本地震では大規模なテント村が展開されたことから周知の事実である.しかもこれ らの巨大地震の発生は冬季である.北海道の1月から3月の最低気温は氷点下であり、4月 の最低気温は3.2度とまだ冬である.もし冬季の北海道で巨大地震等による大規模な災害が 発生した時には,厳寒降雪という環境下を考えると北海道の冬のテント泊は特有のものとな り,夏のテント泊とは必要とする知識・技術・装備の面での違いがあると考えられる.そこ で,平成30年1月に今年度から冬の営業を始めた十勝管内の帯広市にあるスノーピーク株式 会社が運営するポロシリキャンプ場で一泊二日の「防災冬キャンプ」を実施したのである. 冬季における防災冬キャンプに必要となる知識・技術・装備を明らかにするものである.

#### 2. 目的

北海道の冬季における大規模災害時の数日間を乗り切る手段としての「防災冬キャンプ」 を行うためには、北海道の冬の特質を知っておく必要がある.

- 1.冬の気温は日中でも氷点下となるのでとにかく寒い. そこでテント等の設営は素早く行 いたいことから短時間で設営できるテント等の装備を用意する.
- 2.暖房器具の使用に当たってはリスク管理を理解した上で使用したい.暖房器具は普段家 庭で使用し電源を必要としない持ち運び可能なポータブル式とする.
- 3. テントとシェルター (アウトドアメーカーによりスクリーンタープとも言う) は適した 冬用が存在しないため,経済的な面からも夏のものを流用したい.
- 4.リスクマネジメントに関しては、夏と冬の気候の違いや降雪、強風などにより人体や装備に対する危機回避の方法を理解する.

すなわち,夏との違いを十分に理解することが必須となる.

#### 3. 演習

演習の実施は気温が日中でも-10度,深夜には-20度以下に下がる十勝地区にある帯広市のスノーピーク株式会社がこの冬から冬季営業を始めた「ポロシリキャンプ場」において参加者2名(各男女1名)で演習を行った(図1,2参照).

演習場所:十勝管内帯広市ポロシリ・キャンプフィールド

演習日:平成30年1月12日(土)~13日(日)



図2 ポロシリキャンプ場 図3 シェルター外景

演習参加者には、これまでの8年間におよぶ研究から次の装備を用意して使用方法を確認 したのである.

- (ア) シェルター・シュラフ等 シェルターは、これまでは底辺が 4.5m×2.5m, 高さ 2.2mの 夏用を使用してきたが、この演習では通称カンタンタープと呼ばれ全面をナイロン生 地でクローズできるシェルターを2台連結して使用した(図3参照). 骨組みを左右 に広げて上部にタープ生地を被せるだけで設営が完成となる文字通り簡単なもので ある.1台の底辺が2.5m×2.5m,高さ2.2mであり,2台を連結することで底辺5m×2.5m を確保した.このカンタンタープであれば1台につき一人でも5分程で設営が可能と なる. このシェルターは風雪除けとなり、シェルター内はリビングと寝室のそれぞれ 底辺が 2.5m×2.5m の 6.25 m<sup>2</sup>で, 全面では 12.5 m<sup>2</sup>の床面スペースを確保した. その他, 就眠時の冬用シュラフは-30度対応との表示されたものを使用した.しかし、メーカ ー表示はあくまで目安としたい.シュラフは高価でもダウン素材のものをお勧めする. ただし、ダウン素材は濡れに弱く、一度濡れると乾きにくく、連泊の場合は使用でき なくなるのである. したがって今回は使用しなかったが濡れ防止に防水素材のシュラ フカバーで覆うことをお勧めする. さらに, 前年度の演習で有効であった折り畳み式 の簡易ベッドを人数分持ち込み使用したのである.
- (イ) 暖房器具 暖房器具の使用に関しては、これまでの防災冬キャンプの演習参加者から 「安全が担保されているなら使用可」「なにより暖かい」との意見えお参考にして厳重 なルールを決めた上で使用する。今回使用した暖房器具はポータブル式の灯油ストー ブである.外観は円ちゅう形で 360 度全方向を温めることができる.灯油はガソリン や薪に比べて保管が比較的容易で手に入れやすく,今では市販のすべての灯油ストー ブには完成度の高い耐震消火装置が標準装備となり信頼性があるのである.さらに点 火と消火が瞬時に可能であることは他のストーブ、特に薪ストーブに比べて特徴的な 良点である. ポータブルストーブはどの家庭にもある普段使用しているものを2台持 ち込んだのである(図4参照).
- (ウ) **リスクマネジメント**

夏のキャンプとの一番の違いとなる火気使用に関してはルールを決めて徹底した.す べて自己責任とした上で次のことを確認したのである.

- 1. 換気について:ストーブを使用することで一酸化炭素中毒と酸欠、さらに火災の 危険性があることからシェルターの出入り口の開け閉めによる換気は 15 分置き に行う. 各アウトドアメーカーではテント及びシェルター内での火気の使用は厳 禁となっていることからストーブ使用に関してルールを厳守する. 一酸化炭素は 無味無臭で空気よりも軽い特性をもちシェルターは上部には換気口があるもの が前提となる.
- 2. 一酸化炭素中毒警報器を常備すること:メーカーの違う2台を用意して電池は常

に新品を使用する(図5参照).いざというときに電池切れや誤作動があっては 本末転倒となる.

- 3. 火災に備える際の消化器について:ストーブの対角線上に2台用意して不測の事 態に対処できるようにする(図6参照).
- 4. 結露について:ストーブ使用時は屋内外の気温差からシェルター内の壁や天井部 の生地が結露することもあり、濡れて困るもの、特に電化製品は濡れないように ブルーシートで覆うような工夫が必要となる.
- 5. ストーブの使用場所:シェルター内でのみ可能であり,就眠用のテントには絶対 使用しない.
- 6. 就眠時について: 就眠時前にはストーブの消火を必ず確認してから就眠すること.
- 7. その他:炭の使用は原則不可. どうしても使用したい場合は屋外でのみの使用と する.シェルター及びテント内への持ち込みは絶対不可とする.



図4 ポータブルストーブ 図5 一酸化炭素中毒警報機

図6 消火器

午後3時の外気温-7.5度から深夜2時の外気温は-15.5度まで下がった.しかし、シェル ター内ではストーブを炊き、室温は+22.3 度であった. リビングスペースには真ん中にスト ーブを2台,ストーブへの接触を避ける簡易テーブル,煮炊き用の鍋,照明としての乾電池 式ランタン,その他食料品や割りばしや調味料など.この日のメニューは災害食として腹持 ちの良い鶏肉うどん鍋である(図7参照).ストーブ2台により室内温度を常に20度以上に 保つことができるので上着は必要ないほどであった.但し、外気温が-15度より低くなると 室温を20度に保つのが難しくなる.ストーブ使用時には一酸化炭素警報機が一度も鳴ること なく就眠の時間となったのである.

就眠時間には-20度近くになることから寒さで目を覚ますこともあったのである. 就眠ス ペースでは3~4人用の簡易テントを設置しが、簡易ベッドを2台入れたことで2人用となっ たのである.折り畳み式の簡易ベッドは地上(雪上)から45cmの高さがあり、ベッド面は地 面より4~5度気温が高いことが分かっている.しかしながら、背中に当たる下部面は底冷え するほどであった.これには銀マットを3枚敷くことで対応したのである.シュラフはダウ ンの冬用を使用したのである.参加者の女性は寒さで何度か目が覚めたそうであるが、朝ま では耐えることができたのである.朝6時に起床したときの外気温は-8.8度で室内温もほぼ 同じで-8.5度であった.シェルター内壁は霜が凍り付いていた.ストーブを点け温まると霜 は溶け出し水滴となって降ってきた. (図8,9参照).

#### 4. 演習参加者の感想

- ・女性(40代会社員)演習後の朝,率直な感想は?→「天候によっては過酷だと思いました」.
- ・夏のキャンプとの違いについては?→「夏のキャンプとは全く別な感じでした. 個人的 には冬は虫もいないし、(装備などがあれば)快適に過ごせると思いました.ストーブが あるだけで十分暖かい」.

・防災の意識を高める上でこの演習(防災冬キャンプ体験)は役に立ちましたか?
 →「役に立った」、その理由:「(災害など)急にその状況になるより、この体験をしたことによって不安は取り除けたと思います、何度も(防災冬キャンプを)体験していくことによって楽しみ方も増えていくと思いました」。

以上が感想である.この参加者は,これまで防災にまったく興味は無く,冬キャンプの経験 は無く,夏のキャンプも数十年ぶりでアウトドアにも興味が無いという方である.



図7 リビングスペース 図8 奥が就眠用テントとベッド 図9 シェルターと筆者

#### 5. 結論

今回の演習を通じて得られた結論を以下に示す.

- 1.寒さ対策の装備として、シェルターは設営時間を短縮するために折り畳み式の簡単タープ を使用したことで、それまでより大幅な時間短縮が可能となったのである. 暖房器具を設 置して食堂としての機能を持つリビングスペースと就眠スペースとしてのインナーテント を確保することから外装に大型シェルターを設営する必要がある. 大型とは、家族 4 人を 想定した場合最低でも 5m×2.5m 程は必要となるのである.
- 2.強風対策として.シェルターを固定するためのペグについては、今回は無風に近く、雪面 は適度な硬さがあり夏用のペグを打ち付けることで固定できた.雪が深く柔らかい場合は 夏に使用するペグが役に立たず、雪が深い場合は長さが必要となる.
- 3.安全性として、火気類を使用する場合は一酸化炭素中毒と火災の危険性を回避するために 使用に関しては厳重なルールを決める.換気と一酸化炭素中毒警報機、消火器を常備する.
- 4.快適性については,数日間暮らすための水,食料,燃料と燃料消費量の把握が必要となる. 簡易ベッドの使用に関しては雪上で寝るより快適であるが,設置に場所を取ることがデメ リットとなる.床面 2mx2m のインナーテントで最大3台まで持ち込み可能である.

#### 6. 課題

- ・燃料などの消耗品の量は一人当たりどのくらい必要となるのか → 今後の演習で検証する.
- ・装備は簡単に設営ができて見栄えの良い道具の開発 → 冬キャンプを楽しむために一考.
- ・冬キャンプに取り組むことが防災訓練になることを市民に認識してもらうためには
   →メーカーとタイアップする?冬キャンプに取り組む人を増やしていきたい.
- ・知識・技術・装備の各面でより一層の工夫が求められる → プロの知恵を教授し実践する.

#### 7. よくある質問

- ・イグルー、かまくらがシェルターになるのではないか?
   →昼夜の気温変化から変形,崩壊の危険性大であり,大型なほど維持が難しく,また十分な 降雪量が必要である.趣味としては可である.風よけの壁などは有効である.
- ・防災冬キャンプはサバイバルなのか?
   →対象者を小さな子どもや小柄な女性に置き換え、常に「それをさせられるか」をまず念頭に置いて考えていくことが必要である.

## 積雪比表面積の測定 ースラッシュ粒子の測定例— Measurement of specific surface area of snow — Examples of slush particles —

八久保晶弘, 矢作大輔(北見工業大学), 山口悟(防災科学技術研究所), 青木輝夫(岡山大学) Akihiro Hachikubo, Daisuke Yahagi, Satoru Yamaguchi, Teruo Aoki

#### 1. はじめに

積雪の比表面積(SSA)は,積雪粒径に変わる重要な観測項目として認知されつつあ る.その理由として、SSA は非球形積雪粒子に対する光学的に等価な積雪粒径の指標 であること、その結果、近赤外領域の積雪アルベドが積雪粒径、すなわち SSA と強い 相関があること、SSA は積雪の変態過程を記述する客観的指標であること、旧来の目 視観察による積雪粒径データには分布幅があること、また積雪粒径の測定値は観測者 によってしばしば異なること、などが挙げられる.分布のある積雪粒径とは異なり、 SSA は真値が一つであるため、積雪の複雑さを表現するパラメータとして理想的であ る.しかしながら、その測定方法については積雪の片薄片断面から画像解析で求めるな ど<sup>1,2)</sup>、古くから試みられてきたものの、手間がかかるため普及しなかった.

SSA 測定技術が実用のレベルに達したのは最近のことである.市販品である IceCube は,近赤外領域での積雪試料の反射率を求める光学的手法を基礎としており,測定手順 は容易,かつすばやく測定が可能である.フィールドにおける測定では,これらの利点 は極めて大きく,今後はこのタイプが SSA 測定法の主流になるとみられる.

一方で、IceCube といえども万能ではない.原理的には、積雪 SSA を直接求められ るわけではないため、既知の SSA 試料を用いた校正が必要である.IceCube の校正で 使用されるメタン吸着法(BET 法)は、液体窒素温度下で積雪試料表面に吸着させた メタンガスの吸着量から SSA を求める手法であり、フランスの研究グループにより考 案されたものである<sup>3,4</sup>).ガス吸着法では、試料表面へのガス吸着量とガス分子占有面 積との積で試料の表面積を求めるため、光学的手法に対してより直接的に SSA を計測 可能な測定手法、と言える.また、吸着ガス(クリプトン、キセノン、窒素など)の変 更まで考慮に入れれば、原理的には直径数 mm の粒子(SSA が 10<sup>0</sup> [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]のオーダ ー)からシリカゲルのような直径 10 nm 程度の細孔(同 10<sup>5</sup> [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]のオーダー)ま で、極めて広い測定レンジを有する.著者の開発した SSA 測定装置はメタン吸着式で あり、氷球試料を用いた測定によって 3-350 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]の広範囲で実用的であることが 示されている<sup>5</sup>).本装置の仕様と応用例については、既報 <sup>5-8)</sup>を参照されたい.

積雪のSSAは、降雪直後の新雪からこしまり・しまり雪化(等温変態過程)、こしも ざらめ・しもざらめ雪化(温度勾配過程)、あるいはざらめ雪化(融解再凍結過程)を 経て減少していく、本研究ではこのうち、一定温度環境下におけるSSA減少過程に焦 点をあてる.2014年から継続して測定を続けている、積雪試料の等温変態過程による SSA減少過程の測定例に加え、しまり雪に加水して作成したスラッシュ中の積雪粒子 の肥大化過程にも注目し、遠心分離機で脱水した積雪粒子のSSA減少過程を追った例 についても紹介する.

#### 2. 試料採取および測定方法

北見工業大学の構内において、2014年1~3月の計3回,顕著な降雪イベント直後の 新雪が採取されており、226K、243K、254Kの3種類の温度下で断熱箱に保存され ている.これらの試料について、定期的(毎年4月頃)にSSA測定が実施されている. 測定時には、30mL耐圧容器に試料を取り、液体窒素温度下で真空引きした後、メタン 吸着法(BET法)により試料のSSAを測定した.

また一方では、低温室で約5年間保存されたしまり雪(SSA:14.0 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>])に273.2 Kの水(氷水の液体部分のみ)を加えてスラッシュ状態にした試料を氷点環境下で保存 し、定期的に遠心分離機で完全に脱水し、氷粒子のみの状態でSSAを測定した.この スラッシュ粒子の測定は、2018年3月の北見の外気温が0°C近辺の時期に実施され た.試料は二重の断熱箱に保存し、箱の外側には定期的にぬれ雪を補充することで氷点 環境を保った.また、試料の取り出しと脱水過程については、融解や凍結の影響を極力 避けるために、外気温がほぼ0°Cの時間帯に実施された.遠心分離機を用いた脱水の 効率について、脱水後の試料の重量含水率を秋田谷式含水率計で検証した結果、0±1% の範囲にあり<sup>9</sup>、粒子間に懸垂する液体水はほぼ取り除かれていることを確認した.

#### 3. 測定結果および考察

まず,スラッシュ粒子の SSA の時間変化について 図1に示す.0°Cの水に浸ったしまり雪粒子は,わず か5時間でSSA は元の値 の約半分である 6.9 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]まで急激に低下し た.そこからはSSA はゆ るやかに減少し,約1週間 後には 2.5 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]まで 低下した.SSA測定のたび にスラッシュ粒子を顕微 鏡報ないし楕円体の形状 であり,時間とともに粒子



**図1** スラッシュ粒子の比表面積の時間変化.スラッシュ粒子は測定のたびに遠心分離機で脱水している.

が明らかに肥大化していた(図2).なお,試料の温度管理上の問題により,実験開始から166時間後が最後の測定となった.

次に、このスラッシュ粒子の測定例と併せて、等温変態過程における積雪粒子の SSA 減少過程を図3に示す. 試料 A~D, 試料 G~I, 試料 J~Lの3 群はそれぞれ同時期の 降雪試料であり、さらに3種類の温度下で保存されているものである. 横軸を対数でプ ロットした図3では、これらの氷点下の9 試料は最初の 100 時間~数 100 時間程度の 間は変化がゆるやかであるが、その後は指数関数的に減少し、そしてまた変化がゆるや かになる、逆S字のカーブを描いている.

氷粒子の焼結過程を詳細に検討した Legagneux ほか<sup>10</sup>によれば、等温変態過程の積 雪 SSA の変化は(1)式で表わされる.

- 16 -



SSA = SSA<sub>0</sub>  $\left(\frac{\tau}{t+\tau}\right)^{t/n}$  (1) SSA<sub>0</sub>はSSA の初期値であり、τとnはフィッティングパラメータである.図3中の実線および破線は、(1)式でフィッティングした結果であり、逆S字のカーブをおおむね再現しているようにみえる.試料 A~D,試料 G~I,試料 J~L の SSA<sub>0</sub>はそれぞれ、74±10 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]、68±3 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]、58±2 [m<sup>2</sup> kg<sup>-1</sup>]であり、これらの値は降雪時の粒子のSSAを表わしている.その他のパラメータについては、n は 226 K、243 K、254 K でそれぞれ、4.4±1.3、3.6±0.4、3.5±0.4、と低温につれて増加する傾向がみられた.しかしながら、τは n と同様に、低温下で増加する傾向が認められる反面、試料 L の τ のみ桁違いに大きかった.図3中の試料 L は 1000 時間近くまで SSA が初期値から大きく変わらず、初期状態である降雪結晶の形状等が関係している可能性もある.

氷点下で保存された試料 A~Lの積雪試料は、その中でも高温の 254 K, 243 K で数 1000 時間あたりから次第に SSA 減少速度が緩やかになってきているとはいえ、図 3 から推測するに、SSA は 10 万時間(約 11 年)が経過してもなお、減少傾向である可能性が高い.その一方で、より高温であれば積雪内の水蒸気圧(ほぼ飽和水蒸気圧と考えられる)は高くなり、焼結を引き起こす水蒸気輸送が活発になると考えられる.すなわち、保存温度が高い場合、図 3 で表わされる SSA の時間変化カーブが最終的にどのようになるのか、を見通せる可能性が高い.

脱水したスラッシュ粒子は、氷の融点である 273.2 K で保存された、最も高温状態で 維持された積雪試料と言える.現段階では、氷点下で保存された試料と同様にフィッテ ィングを施すにはデータが少なく、確かなことは言えないが、氷点下保存試料と比較し

- 17 -



て、SSAの減少速度は明らかに、桁違いに大きい.また、1000時間程度でSSAはゼロ に近づくようにもみえる.仮に1年程度のスラッシュ試料の長期保存が可能であれば、 融点における固液境界と氷点下での気固境界の違いはあるものの、(1)式の妥当性検証 および適用範囲に関する考察が可能となる.今後は、融点直下の各温度における積雪 SSA減少速度の測定を試みる予定である.

#### 【参考・引用文献】

- 1) 成田, 1969: 低温科学, 物理篇, 27, 77-86.
- 2) 成田, 1971: 低温科学, 物理篇, 29, 69-79.
- 3) Hanot and Domine, 1999: Environ. Sci. Technol., 33, 4250-4255.
- 4) Legagneux et al., 2002: J. Geophys. Res., 107(D17), 4335, doi:10.1029/2001JD 001016.
- 5) 八久保ら, 2015: 北海道の雪氷, 34, 15-18.
- 6) 清水ら, 2014: 北海道の雪氷, 33, 117-120.
- 7) 八久保ら, 2014: 北海道の雪氷, 33, 121-124.
- 8) 太田ら, 2016: 雪氷, 78(5), 281-290.
- 9) 八久保ら, 2017: 雪氷研究大会 (2017 · 十日町) 講演予稿集, P2-40.
- 10) Legagneux et al., 2004: J. App. Phys., 95, 6175-6184.

## カーリング・ストーンはなぜ曲がるか? 新理論:エッジ・モデル Why does a curling stone curl? A new theory: Edge Model

#### 前野紀一(北海道大学名誉教授) Norikazu MAENO

#### 1. はじめに

カーリングは,約500年前にスコットランドで生まれ,ヨーロッパ,カナダ,ア メリカを経由して全世界に広まった.長い歴史の中で競技場,氷,用具,服装,規則, 等は,多くの人たちによって,改良,洗練され,テクニックや戦術も高度の進歩を遂 げている<sup>1),2)</sup>.一方,主役であるストーンの運動には幾つかの課題が未解決のまま残 されている.その代表が「ストーンはなぜ真っすぐ滑らず,曲がって滑るのか?」で ある.本論文では,この課題に対する新しい理論「エッジ・モデル」を紹介する.モ デルの詳細については別の報告を参照されたい<sup>3)</sup>.

#### 2. カーリング・ストーンはなぜ曲がるか?

ストーンの速度は通常 1~5 m/s の範囲であるから空気抵抗は小さい.そのため, 野球やテニスのボールのように,曲がることを左右の速度差による空気の圧力差で説 明することはできない.しかし,氷は速度が大きいほど摩擦抵抗が小さい,つまり滑 りやすい,という特性を考慮すれば,ストーンの場合も左右の速度差で摩擦抵抗の差 が生じる.ただし,ストーン全体の摩擦抵抗を計算してみるとわかるように,横方向 の力は互いに相殺し合って消えてしまうので,ストーンを曲げる力は発生しない.進 行方向の摩擦抵抗はストーンを減速させ,また左右差によるトルクはストーンを回転 させるが,ストーンは回転するだけで,滑る向きは真っすぐのままである<sup>4)</sup>.

ストーンのこの不思議な運動に関して、1930年代には当時の数学や物理の権威た ちが、ストーンが曲がるのは底面のランニング・バンド後部の摩擦抵抗が前部より大 きいためという力学の結論を導き出している<sup>5),6)</sup>.これを受けた形でランニング・バ ンド後部の摩擦抵抗が前部より大きくなることを説明する物理モデルが幾つか発表さ れた.ジョンストン<sup>7)</sup>の「圧力差モデル」、シェゲルスキーたち<sup>8)</sup>の「水膜モデル」、デ ニー<sup>9)</sup>の「雪かきモデル」、前野<sup>10),11)</sup>の「蒸発・摩耗モデル」、ナイベルクたち<sup>12)</sup>の「ス クラッチ・ガイド・モデル」、シェゲルスキーとロゾウスキー<sup>13),14)</sup>の「ピボット・ス ライド・モデル」、等々である.しかし、いずれの理論モデルも完全ではなく、また実 験による証明がほとんど行われていない<sup>4),15),16)</sup>.

「ストーンはなぜ曲がるか?」という一見単純そうな課題が,カーリング発祥か ら500年経っても,またこの100年間の活発な理論研究にも関わらず解決していない のはなぜであろうか.カーリング研究の先駆者マッコゥレーとスミス<sup>5)</sup>は88年前の論 文の最後に「我々はなにかもっとも大事なことを見過ごしているのでないだろうか」 と書いている.筆者も同様の感想を持ちながら研究を続けてきた一人であるが,今年 になって今回のアイデアが頭に浮かんだ.本論文で提案する「エッジ・モデル」は, このアイデアをもとに生まれた新しい理論モデルである.

#### 3. 新理論:エッジ・モデル

カーリング・ストーンの底は中央が窪んでお り、氷に接するのはランニング・バンドと呼ばれ るドーナツ状の平面である.ランニング・バンド の直径は約13 cm,幅は3~10 mm,面積は約20 cm<sup>2</sup> である.これまでストーンの運動に作用する抵抗 はランニング・バンド平面に接する氷の摩擦抵抗 が考えられてきたが、エッジ・モデルでは、この 他にランニング・バンドのエッジによる抵抗を考 える.エッジの効果を考慮するのは、ランニン グ・バンドの両端は、文字通り「端 (edge)」で あるが、ストーンが氷表面を滑るとき、その角度 あるいは鋭さによっては「刃 (edge, blade)」の 働きをするからである<sup>17)</sup>.



Z 図 1 ストーンとランニング・ バンドの模式図

これまでカーリングの世界では,「ランニン グ・バンド」「ランニング・サーフェイス」「ランニ ング・エッジ」等の呼び名がほぼ同じ意味で使われ,

氷に実際に接触するのが「平面(バンド,サーフェイス)」なのか「刃(エッジ)」なの かはあまり意識されなかった.エッジ・モデルはこの点に着目したことになる.

図1のストーンの模式図から分かるように、ランニング・バンドの外側エッジと 内側エッジの作用は異なる.ストーンが左に進むとき、氷表面の突起(ペブル)が最 初に出会うのは、前面ランニング・バンドの外側エッジであり、後面ランニング・バ ンドは内側エッジで氷に出会う.外側エッジの角度(θ<sub>0UT</sub>)と内側エッジの角度(θ<sub>IN</sub>) が異なれば、エッジ効果も異なるであろう.



図2でストーンは反時計回りの回転をし ながら上方に進んでいるとする.エッジ効果 を強調するため,前面ランニング・バンドの 外側エッジと後面ランニング・バンドの内側 エッジは赤太線で描いてある.ランニング・ バンドがペブルから受ける抵抗は通常の平面 摩擦による抵抗(F)とエッジによる抵抗(G) の和であるが,Fはペブル表面の摩擦係数を 与えることにより容易に算出することができ る<sup>10),11)</sup>.Gは前面ランニング・バンドが受 ける抵抗(G<sub>RONT</sub>)と後面ランニング・バンド の受ける抵抗(G<sub>REAR</sub>)の和である.

 $G = G_{\rm FRONT} + G_{\rm REAR} \tag{1}$ 

**図2**外側エッジと内側エッジによる抵抗

エッジがペブルに出会うとき,背の低 いペブルなら滑らかに出会い,背の高いペ

ブルならミクロな衝突をし、続いて塑性変形、破壊、あるいは切削が起こるであろう.

- 20 -

Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

そのときエッジが受ける抵抗は、金属やプラスチックの研削・切削工学の結果から次のように表現される<sup>3)</sup>.

$$G = G_0 e^{C\theta} \tag{2}$$

ここで, *G*と*C*はプラスの定数, θはエッジ角である.式(2)によれば,エッジによる 抵抗はエッジ角の増加とともに指数関数で増える.

実際の競技に使われるストーンのランニング・バンドの形状は,製造上あるいは操作上の機密のためか一般には公表されていない.しかし,ランニング・バンドの幅と 直径は容易に計測できる.エッジ角は小さいので特殊な測定器がなければ計測できないが,いくつかのストーンについて計測してみると,内側エッジ角は外側エッジ角より大きい,すなわち θ<sub>IN</sub>> θ<sub>OUT</sub> である.式(2)によればこの結果は

#### $G_{\rm REAR} > G_{\rm FRONT}$ (3)

を意味する.図2で明らかなように、ストーンの進行方向に対して Gの横方向成分の 向きは逆である.つまり、前面ランニング・バンドより後面ランニング・バンドの横

方向成分が大きく,図2の場合向 きは-*X*方向で,ストーンは左へ カールする.

#### 4. エッジ・モデルの検証実験

エッジ・モデルの簡単な検証 実験を,底部をランニング・バン ドの形状に加工したアルミニウ シリンダーA

図3 模擬ランニング・バンド

ムのシリンダー(外径 90 mm, 内径 70 mm, 高さ 100 mm)で行った. 模擬ランニング・ バンドの幅は 2 mm, 直径は 80 mm である. シリンダーA は外側エッジ角  $\theta_{0UT} = 2.8^{\circ}$ , 内側エッジ角  $\theta_{IN} = 14.3^{\circ}$ で、シリンダーB は外側エッジ角  $\theta_{0UT} = 14.3^{\circ}$ 、内側エッジ 角  $\theta_{0UT} = 2.8^{\circ}$ である(図 3).



図4 模擬ストーン (シリンダーB) 実験ではシリンダー上部に金属円盤を固定し,底の ランニング・バンドに働く圧力が 110 kPa になるよう 調整した(図 4).実際のカーリング・ストーンのラン ニング・バンドに働く圧力は約 100 kPa である.検証 実験は札幌市の「どうぎんカーリング・スタジアム」の Cレーン(氷温-3℃)で行われた.模擬ストーンは,オ リンピック出場経験のあるカーラーによってハウス付 近で停止するようホグ・ラインからデリバリーされた. 初速およそ 2 m/s,総回転数 3~4 回のデリバリーを数 回行った結果,模擬ストーンAは,通常のカーリング・ ストーンと同様に,時計回りなら右方向へ,反時計回り なら左方向へ曲がることが確認された.一方,模擬スト

ーン B は逆で、時計回りなら左方向へ、反時計回りなら右方向へ曲がることが確認さ

れた. 模擬ストーンAは $\theta_{IN} > \theta_{OUT}$ , 模擬ストーンBは $\theta_{IN} < \theta_{OUT}$ であるから, この結果は, エッジ・モデルの予測と一致する.

#### 5. まとめ

ストーンをカールさせる力がランニング・バンドの外側エッジと内側エッジの角度 差によって生まれることを示すエッジ・モデルが提案され,簡単な実験で検証された. 将来エッジ効果を加味した理論モデルが構築され,実際のストーンのエッジ角および エッジの鋭さの関数として検証されることが期待される.

#### 【参考・引用文献】

- World Curling Federation, 2017: The Rules of Curling and Rules of Competition. World Curling Federation, 1-66.
- 2) 小川豊和(監修), 新みんなのカーリング公益社団法人日本カーリング協会オフィシャルブック. 学研教育出版, 2014, 131pp.
- 3) Maeno, N., 2018: Edge model of the motion of a curling stone. 日本機械学会シンポ ジウム:スポーツ工学・ヒューマンダイナミックス 2018 報告書.
- 4) 前野紀一, 2010: カーリングと氷物性. 雪氷, 72(3), 181-189.
- 5) Macaulay, W.H. and Smith, G.E., 1930: Curling. Nature, 125 (3150), 408-409.
- 6) Walker, G., 1937: Mechanics of sport. Nature, 140 (3544), 567-568.
- 7) Johnston, J.W., 1981: The dynamics of a curling stone. *Can. Aeronautics and Space J.*, 27 (2), 144-161.
- 8) Shegelski, M.R.A. et al., 1996: The motion of a curling rock. Can. J. Phys., 74, 663-670.
- 9) Denny, M., 2002: Curling rock dynamics: Towards a realistic model. *Can. J. Phys.*, **80**, 1005-1014.
- 10) Maeno, N., 2010: Curl mechanism of a curling stone on ice pebbles. *Bulletin of Glaciological Research*, 28, 1-6.
- 11) Maeno, N., 2014: Dynamics and curl ratio of a curling stone. Sports Eng., 17, 33-41.
- 12) Nyberg, H. *et al.*, 2013: The asymmetrical friction mechanism that puts the curl in the curling stone. *Wear*, **301**, 583-589.
- 13) Shegelski, M.R.A. and Lozowski, E., 2016: Pivot-slide model of the motion of a curling rock. *Can. J. Phys.* **94**: 1305-1309.
- 14) Shegelski, M.R.A. and Lozowski, E., 2018: First principles pivot-slide model of the motion of a curling rock: Qualitative and quantitative predictions. *Cold Regions Sci. Tech.*, 146, 182-186.
- 15) Maeno N., 2015: Curling. The Engineering Approach to Winter Sports. Braghin F. et al. (eds), Springer-Verlag, New York, 327-347. DOI 10.1007/978-1-4939-3020-3 10
- 16) Maeno, N., 2016: Assignments and progress of curling stone dynamics. Proc IMechE Part P: J Sports Engineering and Technology, 1–6.
- 17) 前野紀一, 2018: 氷の切削メカニズムとカーリング・ストーン運動のエッジ・モデル. 日本雪氷学会雪氷研究大会(2018・札幌)報告書.

## 2016/17 年グリーンランド北西部カナック氷帽上 における年間ダストフラックスの空間分布 The spatial distribution of annual dust flux on glacier surface at Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland in 2016/17

羽月稜(北海道大学大学院環境科学院) 黒崎豊(北海道大学大学院環境科学院) 的場澄人(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) Ryo Hazuki, Yutaka Kurosaki, Sumito Matoba and Shin Sugiyama

#### 1. はじめに

近年グリーンランド氷床の質量が急速に損失していること が報告されている<sup>1)</sup>.地球温暖化に伴う気温の上昇による夏 季の氷床表面の融解量増加や,カービングによる氷山分離量 の増加がその大きな要因であるとされているが,それ以外に もいくつかのプロセスが指摘されている.グリーンランド氷 床の消耗域での雪氷面暗色化に伴うアルベドの低下による表 面融解量の増加もその1つである<sup>2)</sup>.特にグリーンランド氷 床の中南部の消耗域で雪氷表面の暗色化が見られ,その範囲 は拡大している.暗色化の主な原因は氷河上の汚れ物質であ る.氷床・氷河上に存在する汚れ物質の量は,大気からの降 下物,氷床・氷河表面の消耗による氷体に含まれている不純 物の氷河表面への露出,氷河表面を流れる融解水による流出 などのプロセスによる収支で変化することが考えられる.グ リーンランド北西部のカナック氷河において行われた表面質

量収支の観測によって、氷河中流部は暗色化によ って気温に対する融解量が大きいことが示された <sup>3)</sup>.本研究では、カナック氷河において融雪期直 前の標高別の積雪特性と積雪中および氷体中の不 純物量を調べ、氷河表面の汚れ物質量の増減に対 する寄与を明らかにすることを目的とした.

#### 2. 観測サイト

カナック氷帽 (77°28'N, 69°14'W) はグリーンラ ンド北西部のカナック村から北に約3kmの地点に 位置し,標高15~1135mにかけて312km<sup>2</sup>の面積を 覆っている氷帽である(図1).主な観測は,カナ ック氷帽南部から南西方向溢流するQaanaaq氷河 において,2012年に氷河の流線に沿って設置され た消耗域の6つのステーク(Q1601~Q1606, 243m~968ma.s.l)近傍と標高944mに位置する SIGMA-Bサイトで行った<sup>3)</sup>(図1).





図1(a) グリーンランドと観測サイト(b) カナック氷河における観測地域.×印には 大気降下ダスト観測用のバケツを設置.

#### 3. 観測手法

各ステーク近傍において積雪断面観測を行い,層位,密度,雪温の鉛直分布を調べた.また積雪とその下の氷体から化学分析用のサンプルを採取した.層位は目視,ルーペによる雪粒子の観察,指で触った硬度によって判別を行った.密度は高さ3cm体積100cm<sup>3</sup>の密度サンプラーを用いて試料を採取したのち,電子天秤で質量を測定して算出した.雪温は白金測 温抵抗体(Pt100)を用いて測定した.積雪と氷体のサンプルは全て清浄なポリエチレン袋

(WHIRL-PACK) に採取し、室温で融解したのち、清浄なポリプロピレン製容器(アイボーイ)に移して保管した.

大気降下物は,超純水を入れたバケツをステーク4近傍の氷河上及びステーク3近傍の氷 河脇のモレーン上の高さ約1.5mに,2017年6月9日から7月4日までの26日間設置し, バケツ内に沈着した物質をバケツに残った超純水とともに採取した(図1).サンプルに含 まれる不溶性粒子(ダスト)の粒径分布および粒子の濃度をコールターカウンター

(BECKMAN COULTER 社製: Multisizer3)を用い測定した.測定した粒径の範囲は2から 60µm であった.粒子濃度は各サンプル3回の測定値の平均値から求めた.3回の測定は, ダストの沈殿による粒子濃度の変化を防ぐために各分析前に毎回軽く攪拌した.

#### 4. 結果

#### 4.1. 積雪断面観測

図 2 にステーク4の積雪断面観測の 結果を示す.雪温が表面から 0.4m まで 0℃であり 0.4m 以深で 0℃以下を示した ことから,観測時期は,積雪表面の融解 は始まっているものの融解水の流出が まだ生じておらず,融雪期の直前である ことが分かった.

#### 4. 2. 氷河氷体および積雪中のダス ト濃度の空間分布

図3に積雪中と(図3a)氷体中(図 3b)のダストの体積濃度の空間分布を 示す.全てのサイトにおいて氷体中の



図2 ステーク4の積雪深と層構造,密度,雪温の関係.



Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

ダスト濃度は積雪中のダスト濃度より高かった.氷体中のダスト濃度は同一サイト内でも値 にバラつきがあった.また積雪中のダスト濃度はステーク5で,氷体中はステーク3と4で 特に値が大きかった.

4.3. 氷河表面に付加されるダストの年間フラックスの空間分布

図3にサイト毎の合計氷河表面に付加される大気降下物由来のダストと氷河の消耗によっ て露出するダストの年間フラックスを示す. それぞれのダストフラックスは以下の計算式で 求めた.

 $D_{air} = C_{snow} \cdot H \cdot T_{snow}$  $D_{air} = C_{bucket} \cdot V_{bucket} \cdot S_{bucket} \cdot T_{bucket}$  $D_{ice} = C_{ice} \cdot A_{ice}$ 

ここで $D_{air}$ は大気降下物の年間フラッ クス (mm<sup>3</sup> m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>),  $C_{snow}$ は積雪中の ダスト濃度 (mm<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), Hは積雪の水当 量深度 (m),  $T_{snow}$ は SIGMA-B サイトに 設置された AWS で推定した積雪期間

(yr), *C*<sub>bucket</sub> と *V*<sub>bucket</sub> は最終的にバケツ に残った水溶液中のダスト濃度(mm<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)と水溶液の量(m<sup>3</sup>), *S* はバケツの 開口部の面積(m<sup>2</sup>), *T*<sub>bucket</sub> はバケツを設 置した期間(yr), *D*<sub>ice</sub> は氷河の表面融解 によって氷体中から露出するダストの年 間フラックス(mm<sup>3</sup> m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>), *C*<sub>ice</sub> は氷 体中のダスト濃度(mm<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), *A*<sub>ice</sub> は氷 河表面の年間消耗量(m yr<sup>-1</sup>)とする. *T*<sub>snow</sub> は, AWS から 2016/17 シーズンの降雪

開始日を8月12日とし、その日から観測



**図4** サイトごとに見積もられた年間ダストフラック ス. グラフ上側に積雪中また大気降下物由来,下 側に氷体由来のダストを示す.

日までを観測期間とした.また大気降下物サンプルの観測期間は実際にバケツを設置していた 26 日間を観測期間とした.つまりこの約1ヶ月の平均値が年平均値であると仮定して年間フラックスに換算していることになる.

ステーク 4 以下では、氷体由来のダストの寄与が大きいことが分かった.特にステーク 3 と 4 では氷体由来のダストの寄与が一桁大きい.一方、ステーク 5 と 6 では積雪由来のダストの寄与の割合が大きかった.ステーク 1 から 4 の氷体試料はトリチウム濃度がほぼ検出されず、近年の降水を含まない、つまり氷河の氷体の氷を採取していることが確認されたが、ステーク 5 と 6 ではトリチウムが検出され、前年の氷河表面を含む上積み氷を採取している可能性がある.

5. 考察

ここでは、ステーク3と4において氷体由来のダストフラックスが多かった理由について 考える. 図2と図3より、ステーク3、4はステーク1、2に比べて氷河表面の年間融解量が 少ないにも関わらず年間ダストフラックスは大きく、氷体中のダスト濃度が高いことが分か った. また氷河の流動により、氷河の表面では標高によって表面に露出する氷の年代が異な る(図5). ステーク3と4付近の氷体中のダスト濃度が高いのは、現在はこの部分だけ、汚

- 25 -

れ物質を多く含む年代の氷が出てきているのだと推定 される(図6). つまりステーク5や6付近では既に汚 れ物質を多く含む年代の氷は露出したあとであり,ス テーク1や2ではその年代の氷はまだ露出していない と考えられる. これが正しければ,今後暗色化が目立 つエリアがより下流域へシフトしていく可能性があ る. これを確かめるための方法として,カナック氷帽 でアイスコア掘削,ある年代にダストが多く蓄積した



図5 氷床内部の流動の模式図. 矢印は氷床の流動を示す.

と仮定したモデルを使っての検証, Na/Ca 比や安定水同位体比の分析によりダストや氷体の 年代の推定などが考えられる.



図6 ステーク3,4付近で現在高濃度のダスト層が析出している事を示す模式図. 矢印は氷床の流動を示す.

#### 6. 謝辞

本研究は SIGMA-II プロジェクト (JSPS 科研費 16H01772) および ArCS 北極域研究推進プロジェクトのもとで実施した.

【参考・引用文献】

- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. Van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts., 2011: Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38(5), L05503.
- 2) Wientjes, I. G. M. and J. Oerlemans, 2010: An explanation for the dark region in the western melt zone of the Greenland ice sheet, *The Cryosphere*, **4**(3), 261–268.
- 3) Sugiyama, S. *et al.* 2014: Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland, *Ann. Glaciol.*, **55**(66), 25–33.
- 4) Tsutaki, S. *et al.* 2017: Surface mass balance, ice velocity and near-surface ice temperature on Qaanaaq Ice Cap, northwestern Greenland, from 2012 to 2016. *Ann. Glaciol.*, **58**(75), 181–192.

## 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

## Effect of crystallographic structure on hydrogen isotope fractionation of ethane in the system of methane and ethane mixed-gas hydrate

#### 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) Jumpei Matsuda, Akihiro Hachikubo, Takahiro Ozeki, Satoshi Takeya

#### 1. はじめに

純粋なメタンハイドレート,および純粋なエタンハイドレートの結晶構造は,いず れも結晶構造 I 型となる.これに対し,メタン・エタン系混合ガスハイドレートの結晶 構造は,ある一定のガス混合比で結晶構造 II 型となることが報告されている<sup>1,2)</sup>.ロ シア・バイカル湖中央湖盆では,この結晶構造 II 型のメタン・エタン系混合ガスハイ ドレートが自然界で初めて発見され<sup>3)</sup>,それ以来,バイカル湖南湖盆を含む各地で相次 いで発見・採取されている.多くの場合,エタン組成数%程度の結晶構造 I 型と,同 約 15%程度の結晶構造 II 型が共存している.異なる結晶構造のガスハイドレートの生 成・共存メカニズムについては諸説あるが<sup>4,5)</sup>,結晶構造 I 型の一部が解離すると同時 にその解離ガスからエタンリッチな結晶構造 II 型が再生成した可能性が高い,という ことが最近の約 10 年にわたる研究で明らかになってきた<sup>6)</sup>.

バイカル湖中央湖盆の Kukuy K-2 泥火山で得られた天然ガスハイドレートに関し, エタンの水素同位体比は,結晶構造 I 型よりも結晶構造 II 型の方が 5~20‰小さいこ とが報告されている<sup>4)</sup>. 一方で,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 II 型が二次的に生成し,そのエタンの水素同位体比が結晶 構造 I 型の分解ガスに対して約 15‰小さくなることが明らかにされている<sup>6)</sup>. この実 験結果は,バイカル湖で得られた知見と調和的である.しかし,なぜ結晶構造 II 型の 生成により結晶中に濃縮されたエタンの水素同位体比が元の結晶構造 I 型よりもかな り小さくなるのか,未だ解明されていない.結晶構造 I 型のエタンハイドレートのゲ ストガス安定同位体分別については,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) 相よりもハイドレート相の方がエタンの水素同位体比で 0.5~1.8‰ 小さい,と報告されている<sup>7)</sup>.この差は,バイカル湖で報告されたエタン水素同位体比 の差を説明できない.

本研究では、「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は結晶構造 I型で小さく、結晶構造 II型では相対的に大きい」との仮説に基づいた研究を行った.メタン・エタン系でガス混合比を変化させてガスハイドレート試料を作り、ラマン分光分析により結晶構造を確認した上で、ハイドレート生成時の残ガスと結晶包接ガスのガス組成およびエタンの水素同位体比を測定し、両者の差を調べた.

#### 2. サンプルの生成方法および測定方法

-20°Cの低温室内でステンレス製耐圧容器(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,高純度メタンおよび高純度エタン(それ

- 27 -

ぞれ純度 99.99%および 99.9%,いずれも高千穂化学工業)を任意の組成で導入した. 耐圧容器を氷水に浸し,0°Cを保つことで粉末氷を徐々に融解させ,融解水と高圧のメ タン・エタン混合ガスと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.ガスの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°Cに設定され た恒温水槽に入れることで,0°C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,まず容器内の残ガスを採取し, 次に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 ため,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、メタンハイド レートの平衡圧よりもエタンハイドレートの平衡圧が低いことから、エタンはハイド レート相に濃縮され、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(6 MPa)、水和数(簡単のため6を仮定)から、 初期ガスの約8%がガスハイドレート結晶に取り込まれる(残り92%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て大気圧に調整し、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, サーモフィッシャーサイエンティフィック)に導入した. 残ガスよりもハイドレートガスの方が常にエタンリッチになるため、測定対象となるエタンのピーク面積が同等となるよう、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.

また,ガスハイドレート結晶についてはラマン分光分析装置(RMP-210,日本分光) により,エタン分子のC-C対称伸縮モードが観察される波数1000 cm<sup>-1</sup>を中心に記録し, そのピーク位置を結晶構造の判定に用いた.ピークが波数1000 cm<sup>-1</sup>付近に現れる場合 は結晶構造 I型,波数991 cm<sup>-1</sup>付近に現れる場合は結晶構造 II型と判断できる<sup>1)</sup>.

#### 3. 測定結果および考察

図1は、ガスクロマトグラフによる残ガスおよびハイドレートガスの組成分析結果 である.メタン・エタン混合系では、ガスハイドレート生成時に結晶相にエタンが優 先的に包接されるため、残ガスに対するハイドレートガスのエタン組成が1:1の点線 より上方にプロットされている.また、ある一定のガス混合比では結晶構造 II 型が出 現し、先行研究ではハイドレート相のエタン組成が約17~44%の範囲であると報告さ れている<sup>1,2)</sup>.一方、本研究では 8.0~56.9%の範囲であった.その理由として、本実 験では前述のように、結晶成長が進むにつれて残ガス組成も変化していくため、こう した数値は実験系によって若干異なると考えられる.

図2は、ハイドレート相のエタン組成がそれぞれ5.0%、8.0%、15.1%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.エタンが低濃度の5.0%では、波数1000 cm<sup>-1</sup>付近にピークが確認できるため、結晶構造I型と判断される.エタン組成が15.1% の試料では、波数991 cm<sup>-1</sup>に明瞭なピークが現れており、そのピークの位置から結晶 構造II型と判断される.なお、エタン組成が8.0%の試料では、上記の波数の両方にピ ークが現れているため、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.

- 28 -

これは、実験装置のサイズが有限であるため、試料生成時の初期段階にできた結晶は エタン組成の比較的大きい結晶構造 II 型、そして環境のエタン濃度が結晶成長ととも に次第に低下していき、最終段階でできた結晶はエタン組成の比較的小さい結晶構造 I型に推移したもの、と考えられる.



図1 残ガスおよびハイドレートガスのエタン組成.



**図2** エタン C-C 対称伸縮モードのラマンピーク. 図右側の数値はハイドレート中のエタン組成.

図3は、残ガス相およびハイドレート相中におけるエタンの水素同位体比の差と、 ハイドレート相のエタン組成との相関を示したグラフである。測定結果から、残ガス 相よりハイドレート相のエタンの水素同位体比が小さく、ハイドレート相は通常の C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>分子に対し、重水素を1個含むC<sub>2</sub>H<sub>5</sub>D分子を相対的に包接しにくいことが分かる. 純粋なエタンハイドレートの場合の水素同位体比の差は、先行研究による報告<sup>7)</sup>と変わらない.前述のラマン分光分析の結果から、メタン・エタン混合系では、図3の中ほどに結晶構造 II 型の領域が現れ、左端(エタン濃度が小さい)および右端(エタン濃度が大きい)は結晶構造 I 型の領域となる.したがって、結晶構造 II 型の領域では前述の水素同位体比の差が 8.8~12‰と大きく、図の両端の結晶構造 I 型領域では1~2‰程度と小さくなっている.なお、図の左端の結晶構造 I 型領域ではばらつきがやや大きいが、エタン濃度そのものが小さいことによる測定誤差、あるいは前述のように結晶構造 I 型に結晶構造 II 型がいくらか混じっているため、と考えられる.



図3 エタンの水素同位体比の差(残ガス – ハイドレートガス) とハイドレートのエタン組成との関係.

#### 4. まとめ

バイカル湖天然ガスハイドレートにみられるようなエタンの水素同位体比の差は、 結晶構造の違いに起因すると結論される.近年、CH<sub>3</sub>D ハイドレートの平衡圧は CH<sub>4</sub> ハイドレートよりわずかに高いことが報告されたが<sup>8)</sup>、同様に、結晶構造 II 型の領域 では CH<sub>4</sub>+C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>D 系のガスハイドレート平衡圧は CH<sub>4</sub>+C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>系よりも高く、結晶構造 I 型の領域ではその差が比較的小さい、と推測される.

#### 【引用文献】

1) Subramanian et al., 2000a: Chem. Eng. Sci., 55, 1981-1999.

2) Subramanian et al., 2000b: Chem. Eng. Sci., 55, 5763-5771.

3) Kida et al., 2006: Geophys. Res. Lett, 33, L24603, doi:10.1029/2006GL028296.

4) Hachikubo et al., 2009: Geophys. Res. Lett, 36, L18504, doi:10.1029/2009GL039805.

5) Manakov et al., 2012: Russ. Geol. Geophys., 54, 475-482.

6) 太田ら, 2016: 北海道の雪氷, 35, 99-102.

7) Hachikubo et al., 2007: Geophys. Res. Lett, 34, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.

8) Ozeki et al., 2018: J. Chem. Eng. Data., 63(6), 2266-2270.

## レーザー誘起表面ナノ周期構造を利用した道路構造物における 落雪対策に関する研究 Avoiding snow falling from highway structures using laser-induced periodic surface nano-structures

櫻井俊光,松下拓樹,高橋丞二,松澤 勝(国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所) 染川 智弘(レーザー技術総合研究所,大阪大学レーザー科学研究所),

井澤 靖和(レーザー技術総合研究所)

Toshimitsu Sakurai, Toshihiro Somekawa, Hiroki Matsushita Joji Takahashi, Yasukazu Izawa, and Masaru Matsuzawa

#### 1. はじめに

降雪が道路構造物(橋梁,道路案内標識などの道路付属施設)に着雪して成長する と着雪が自重によって落下する.道路構造物からの落雪は,交通車両等の破損事故の 原因にもなっており<sup>1)</sup>,着雪対策の効率化,省力化が課題となっている.そのため, 雪が落下しにくい難着雪法の技術開発が求められている.

難着雪法には部材の性質を変える性状変更等<sup>2)</sup>がある.性状変更の一つとして,生 物模倣を利用した方法が近年注目されている<sup>3,4)</sup>.また,超短パルスレーザーを金属 表面に照射し掃引すると,レーザー波長程度の微細な溝周期構造が自発的に形成され ることが知られており<sup>5)</sup>,レーザー誘起表面(ナノ)周期構造(Laser-induced periodic surface (nano-) structures, LIPSS)などと呼ばれている<sup>6)</sup>. LIPSS により金属 表面に撥水特性や親水特性が付与され,付着した不純物などを取り込みながら水滴が 滑り落ちる自浄機能への利用が期待されている<sup>4,7,8)</sup>. LIPSS は落雪対策に利用可能と 思慮されるが研究例は少なく,耐久性や耐候性の面で不明瞭な点が多い<sup>9,10)</sup>.

本稿は道路構造物に利用される亜鉛めっき鋼板などを対象に,LIPSSの技術を利用 した道路構造物における落雪対策について実験結果を報告するものである.

#### 2. 研究方法

亜鉛めっき鋼板や類似の金属板にレーザー照射により LIPSS を施し,走査型電子顕 微鏡(SEM)による表面性状の観察,水滴の接触角の計測および曝露実験を実施した. 2-1.金属サンプル

金属サンプルは,高耐食性亜鉛めっき鋼板(高Zn)とステンレス板(SUS304)を 利用した(括弧内は以降の名称とする).なお,SUS304の表面仕上げはNo.2Bであ る.高Znの表面処理はJISG3302のK27である.

#### 2-2. レーザー装置と接触角計

使用した超短パルスレーザーは Solstice Ace (Spectra-Physics 社製) であり,波 長,パルス幅,繰り返し周波数,パルスエネルギーはそれぞれ 800 nm, 100 fs, 1 kHz, 5mJ である.本実験ではパルスエネルギーを 0.19 mJ に減衰させて利用した. レーザー光はミラーで加工ステージまで導き,金属サンプルには焦点距離 *f*=150mm の凸レンズを利用して照射した.加工ステージを用いて金属サンプルとレンズの距離 を変えることで,レーザーフルエンス (J/cm<sup>2</sup>) を調整した (図 1a).加工ステージの 稼働速度は120 mm/minである. 掃引方法を図 1b に示す. ピッチ間隔は 0.05mm とした. 照射面積はそれぞれ,接触角計測用に 2mm×10mm, SEM 観察用に 1mm× 10mm,曝露実験用に 80mm×80mm とした. 一般的に水滴の接触角は,部材表面の濡れやすさを評価するために計測される<sup>11)</sup>.本研究では接触角計(DMe-200,協和界面科学社製)を利用し,室内で水滴(2μL)の接触角を計測した. なお,水滴が付着しにくい超撥水性を示した場合のみ 10μL の水滴を計測した.

#### 2-3. 曝露実験

曝露実験を寒地土木研究所石狩吹雪実験場で実施した.地上からの高さは3mで,各 金属サンプルを勾配60°で取り付け(図2),2018年2月16日~3月9日の期間で曝 露を行った.観察にはタイムラプスカメラを使用した.なお,参考として,未照射とレ ーザー照射されたSUS304の裏面に温度計(Pt100および熱電対)を設置した.



図1. レーザー光の照射と掃引方法



図2. 曝露実験開始時の写真.

#### 3. 実験結果と考察

#### 3-1. LIPSS による金属基板の接触角

LIPSS が施された金属基板における水滴の接触角の計測結果を図3 a に示す. レーザ ー照射前の SUS304 および高 Zn における水滴の接触角は<90°である. 両サンプルにお いて,レーザー照射により水滴の接触角が大きくなり,レーザーフルエンスが高くなる ほど水滴の接触角が大きくなる傾向がある. この傾向は SUS304 における先行研究<sup>12)</sup> と一致する. 一方,レーザーフルエンスが 0.7J/cm<sup>2</sup>程度のとき,高 Zn でも SUS304 で も接触角が 140°以上と高い接触角を示している. このレーザーフルエンス 0.7J/cm<sup>2</sup>時



図3. LIPSS を施した高 Zn と SUS304 の結果.
 a)水滴の接触角とレーザーフルエンスの関係, b)レーザーフルエンス
 0.7J/m<sup>2</sup>のときの高 Zn 表面における SEM 画像

SUS の場合,高いレーザーフルエンスほど水滴の接触角が高くなるという報告<sup>12)</sup>が あるが、本実験では SUS304 と高 Zn において低いレーザーフルエンスでも接触角が高 くなるという結果を得た.一般的に,金属の蒸発に必要なエネルギーを超えると加熱部 が除去され「アブレーション」にいたる<sup>13)</sup>.アブレーションの閾値は、レーザーフル エンスによるが、本実験で実施したような、低いフルエンスでも照射したレーザー波長 程度の凹凸構造が形成されたと考えられる.この微細な凹凸構造が LIPSS である <sup>5,6)</sup> が,本研究ではさらに大小2つの凹凸構造が確認された. 蓮の葉の表面には,凹凸の多 重構造があり,超撥水効果がみられることはよく知られている<sup>14)</sup>.本実験でも,高Zn 表面に2重構造が得られており、同様のメカニズムで超撥水が得られたものと考えら れる.ただし、水滴の接触角は、凹凸構造が付与されたとしても、元々の部材の性質に 依存する. つまり, 親水性の部材は, 微細な凹凸によってより高い親水性(超親水)を 示し, 撥水性の部材は, 微細な凹凸によってより高い撥水性(超撥水)を示す<sup>11)</sup>. し かし,親水性の部材が凹凸によって一時的に撥水性を示す場合(ピンニング効果)があ る.SUS304と高Znにおける水滴の接触角は<90°であることから,元々親水性であり, レーザー照射後の水滴の接触角は撥水性を示した.これは安定な状態ではなく,一時的 な性質(準安定状態)<sup>15)</sup>の可能性があることに留意が必要である.

#### 3-2. 冬期間における曝露実験

室内で実施した接触角計測の結果ではレーザ 一照射した SUS304 と高 Zn の両方に大きな接触 角が得られ、雪が付着しにくい状況が期待され た.しかし、冬期間における曝露実験を行いタイ ムラプスカメラで落雪状況を確認したところ(図 4a), 実際には着雪した. 曝露実験後, 室内に持 ち帰りレーザー照射した SUS304 と高 Zn の表面 について水滴の接触角を計測したところ, 両サン プルとも接触角が 30°以下を示した. つまり, レーザー照射により超撥水性が付与されたが,曝 露実験によって超撥水性から超親水性へと変化 したことがわかった (図 4b,c). これは, 表面の 凹凸に水やエアロゾルなどの不純物が入り込む ことで、 ピンニング効果が失われ、 本来の性質で ある超親水性へと性質が変化したものと思慮さ れる. すなわち, 準安定状態から安定状態へと遷 移した結果であり,超親水性の微細な凹凸構造に より,金属サンプルに付着した雪が落ちにくい状 況が作り出されたと考えられる.



図4.曝露実験結果. a)着雪の様子,b)曝露実験前の接触 角,c)曝露実験後の接触角.

実際,外気温がマイナスであっても金属サンプル裏面の温度は0℃以上である.他の サンプルで落雪が確認された時でも、レーザー照射された高 Zn のサンプル上には落雪 せずに雪が残っており(図4a)、一度に落雪するのではなく、徐々に融解する様子が確 認された.これは、レーザー照射された微細な凹凸構造をもつ高 Zn が超親水性である ことなど、高 Zn と雪との間に吸着力が働いたためと思われる.

#### 4. まとめ

本研究は、レーザー誘起表面(ナノ)周期構造による高耐食性亜鉛めっき鋼板(高 Zn)およびステンレス板(SUS304)について部材表面の性状変更を施し、水滴の接 触角の計測,走査型電子顕微鏡観察および曝露実験を実施した.レーザー照射した高 ZnとSUS304の表面における水滴の接触角を計測したところ、約0.7J/cm<sup>2</sup>のレーザ ーフルエンスでも接触角は140°以上となり撥水性が付与された.このとき、走査型電 子顕微鏡観察で、部材表面には大小2つの凹凸構造が確認された.約20日間の曝露 実験の後では高ZnおよびSUS304とも親水性に変化した.落雪を防ぐという観点 で、レーザー照射によって微細な凹凸構造が付与された高Znは、親水性であっても 一度に多量の雪を落下させないなど、落雪をコントロールする効果を発揮する可能性 も示唆された.今後も、曝露実験を継続してこの効果を明らかにすることや、室内実 験による微細な凹凸構造と雪の吸着力について明らかにしていきたい.

#### 【参考・引用文献】

- 1) 小中隆範ら,2015:道路付属物からの落氷雪による飛散状況とその影響について,寒地土 木研究所月報, No.748, 32-37.
- 2) 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、No.658、 45-48.
- 下村政嗣,2010: 生物の多様性に学ぶ新世代バイオミメティック材料技術の新潮流,科学 技術動向,2010年5月号,9-28.
- 4) Sojoudi H. *et al.*, 2016 : Durable and scalable icephobic surfaces: similarities and distinctions from superhydrophobic surfaces. *Soft Matter*, **12**, 1938–1963.
- 5) Birnbaum, M., 1965: Semiconductor surface damage produced by ruby lasers, *Journal of Applied Physics*, **36**, 3688.
- 6) Bonse, J. & J. Kruger, 2012: Femtosecond laser-induced periodic surface structures, Journal of Laser Applications, 24, 42006.
- 7) Wu, B. *et al.*, 2009: Superhydrophobic surfaces fabricated by microstructuring of stainless steel using a femtosecond laser, *Applied Surface Science*, **256**, 61–66.
- 8) Song, Y. *et al.*, 2018: Controllable superhydrophobic aluminum surfaces with tunable adhesion fabricated by femtosecond laser, *Optics & Laser Technology*, **102**, 25-31.
- Kulinich, S.A. et al.2011: Superhydrophobic surfaces: Are they really ice-repellent? Langmuir, 27, 25-29.
- 10) Varanasi, K.K. *et al.* 2010: Frost formation and ice adhesion on superhydrophobic surfaces, *Applied Physics Letters*, **97**, 234102.
- 11) 辻井薫, 2009: 超撥水と超親水-その仕組みと応用-, 産業図書.
- 12) Moradi, S. *et al.*, 2013: Femtosecond laser irradiation of metallic surfaces: effects of laser parameters on superhydrophobicity, *Nanotechnology*, **24**, 415302.
- 13) Fujita, M., 2008: Processing with femtosecond lasers, in: S. Eliezer, K. Mima (Eds.), *Applied Laser-Plasma Interactions*, CRC press, p. 243.
- 14) Bathlott, W. & C. Neinhuis, 1997: Purity of the sacred lotus, or escape from contamination in biological surfaces, *Planta*, **202**, 1-8.
- 15) Lafuma, A., & D. Quéré, 2003: Superhydrophobic states, Nature Materials, 2, 457-460.
## 水素安定同位体の異なるメタンを包接するハイドレートの相図 Phase equilibrium curves of gas hydrate composed of H/D methane isotopologues

菊池優樹,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) Yuki Kikuchi, Akihiro Hachikubo, Takahiro Ozeki, Satoshi Takeya

## 1. はじめに

天然ガスの主成分であるメタンは、炭素と水素から構成される. それぞれに安定同 位体(Dおよび<sup>13</sup>C)が存在することから、<sup>12</sup>CH<sub>4</sub>(存在比約 98.9%)のほか、<sup>13</sup>CH<sub>4</sub> (同約 1.1%), CH<sub>3</sub>D(同約 0.012%)のアイソトポログ(同位体分子種)なメタン が存在する.同じメタンであっても、質量数等が異なればその物性はわずかながら変 化すると考えられる.例えば、メタンは低温高圧環境下で水分子とともにメタンハイ ドレート(以下 MH)を構成するが、その平衡圧はそれぞれ異なるはずである.ガスハ イドレート(GH)平衡圧の異なるガス種(例えば、メタンとエタン)からなる混合ガ スの場合、その GH 平衡圧は両者の間に存在する.つまり、通常の MH はたとえメタ ンとして純粋であっても、実はこれらの同位体比の異なるメタンからなる「混合ガス」 ハイドレートであり、MH 平衡圧は厳密にはアイソトポログなメタンの混合比に依存す る、ということになる.

MH 生成時には、ゲストガスであるメタンの水素同位体分別が起こることが知られている<sup>1)</sup>. CH<sub>4</sub>よりも質量数の大きい CH<sub>3</sub>D はハイドレート相にとりこまれにくく、天然 MH が生成段階にあるのか、あるいは分解過程にあるのか、などの状態を議論する上で重要な情報となっている<sup>2,3)</sup>. しかし、このような分別が起こるメカニズムについては、未だ明らかにされていない.

この水素同位体分別について、前述のメタン・エタン混合系ガスハイドレートを例 にとると、ハイドレート平衡圧の低いエタンの方がハイドレート相に濃縮されやすい. CH<sub>3</sub>D と CH<sub>4</sub>に置き換えて考えると、ハイドレート相に相対的に濃縮されるのが CH<sub>4</sub> である. つまり、CH<sub>3</sub>D のハイドレート平衡圧は CH<sub>4</sub>のそれよりもわずかながら高いた めに、CH<sub>3</sub>D はハイドレート相に取り込まれにくい、と考えることができる. メタンの 水素同位体分別はわずか 5 ‰程度であり<sup>1)</sup>、平衡圧の差は極めて小さいことが予想さ れる. 実際、CD<sub>4</sub>ハイドレートは通常の CH<sub>4</sub>ハイドレートよりも平衡圧が高いことが 報告されている<sup>4)</sup>. したがって、CH<sub>3</sub>D ハイドレート平衡圧はこれらの間に存在する可 能性が高い.

本研究では、通常のメタン(ほぼ  $^{12}CH_4$ とみなせる)および  $CH_3D$ ,  $CD_4$ それぞれの MH 平衡圧を約 0  $^{\circ}C$ ~+4  $^{\circ}C$ の温度範囲で精密に測定し、予想通りのわずかな圧力差を 検出できたことを報告する.

## 2. 試料生成方法および MH 平衡圧の測定方法

実容積 6 mL の小型耐圧容器 2 個に粉末氷 1 g をそれぞれ封入し,液体窒素温度下で 真空脱気した.一方は高純度メタン(メタンとしては純度 99.99 %,<sup>12</sup>CH<sub>4</sub>としては約 99 %,高千穂化学工業),他方は CH<sub>3</sub>D(純度 98 %,太陽日酸)で容器を適量加圧し た.その後,氷水で容器温度を 0 ℃に保ち,粉末氷を徐々に融解させることで MH を

- 35 -

生成し、圧力を調整しながら最終的にガス・水・MHの三相共存状態を実現した.

温度 0℃に設定した精密恒温水槽(図 2, TRL-N11L,トーマス科学器械)に耐圧容 器を移し(図 1),平衡圧測定を行った.温度 0℃近辺から,+0.4℃温度上昇し-0.2℃ 温度下降する作業を繰り返し,各温度における内圧が安定したところで温度・圧力を 記録した.なお,圧力センサ(AP-14S,キーエンス製)はシリコンシーラントを用い て防水加工を施し,耐圧容器と圧力計一式を全て恒温水槽内に沈めることで,温度変 化等の影響を最小限に抑えた.圧力計の校正には,上記と同じ測定系を用いて,高純 度 CO<sub>2</sub>(純度 99.99%,高千穂化学工業)の液化圧(約 3~4 MPaの範囲)を利用して 行なった.なお,温度測定については校正された精密温度計(testo 735, Testo)を用い た.恒温水槽の温度制御誤差は約±0.05℃だった.





図1恒温水槽に沈めた耐圧容器と圧力計.

図2本研究で使用した恒温槽.

## 3. 測定結果および考察

本研究で得られた結果について, MH 相図を図 3, その拡大図を図 4, 先行研究 <sup>4-6)</sup> との比較を図 5 に示した.本研究のデータについては,温度上昇・下降の両過程で圧 力がほぼ定常状態に達した時点での測定値の平均をプロットしている.理論的には, ハイドレート平衡圧の真値に達するには無限の時間がかかるため,真値は温度上昇・ 下降時それぞれの測定値(温度・圧力)の間に存在すると考えられる.

本研究で求めた平衡圧データの誤差範囲は、図3のグラフ中の記号の大きさ程度に 収まることがわかった. さらに、CH4ハイドレート平衡圧に関しては文献値<sup>5,6)</sup>とお おむね合致していることから、本測定で得られたデータの信頼性は高いと考えられる. 今回の測定範囲(温度:0~+4℃)では、CH3Dハイドレート平衡圧はCH4ハイドレ ート平衡圧に対し平均して 0.04 MPa 高く、CD4ハイドレート平衡圧は平均して 0.14 MPa 高かった. 図4で示される+4℃付近の CH4、CH3D、CD4 各ハイドレート平衡圧 の差と比較すると、より高温側で平衡圧の差が大きくなっていることがわかる<sup>7)</sup>. +10℃付近の CH4 および CD4 の各ハイドレート平衡圧の差(図5)は 0.7MPa 近くに 達しており<sup>4)</sup>、より高温環境下でアイソトポログな MH 同士の平衡圧の差は大きくな ると考えられる.



図3アイソトポログなメタンを包接するハイドレートの相図.



図43.5~4.3 ℃の温度範囲における MH 相図の拡大図.

- 37 -



図 5 MH 相図の先行研究との比較.

## 4. まとめ

本実験の結果から、「CD4 ハイドレート平衡圧>CH3D ハイドレート平衡圧>CH4 ハ イドレート平衡圧」の関係にあることを確認した.この関係から、重水素を持つメタ ン分子は、重水素を持つほど、CH4の場合と比較して MH 平衡圧が高くなる.つまり、 重水素を持つメタン分子を MH 中に包接して安定させるためには、CH4に比べてより 多くの圧力を与える必要がある、ということが示された.この結果は、先行研究<sup>1)</sup>で報 告されたメタンハイドレート生成時のメタン水素同位体分別と調和的である.以上の 関係から、MH 生成時の水素同位体分別が起こる原因は、ハイドレートに包接されるア イソトポログなメタンによる MH 平衡圧の差であることが明らかとなった.

## 謝辞

本研究を遂行するにあたり,科学研究費(基盤研究 B: 26303021)の助成を受けた.

## 【参考・引用文献】

- 1) Hachikubo et al., 2007: Geophys. Res. Lett., 34, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.
- 2) Hachikubo et al., 2010: Geo-Mar. Lett., 30, 313-319.
- 3) 八久保ほか, 2017: 北海道の雪氷, 36, 85-88.
- 4) 牧野ほか,2006: 化学工学会第38 回秋季大会講演予稿集, N305, doi: 10.11491 /scej.2006f.0.597.0.
- 5) Deaton and Frost, 1946: U.S.Brureau of Mines Monograph, 8.
- 6) Adisasmito and Sloan, 1991: J. Chem. Eng. Data, 36, 68-71.
- 7) Ozeki et al., 2018: J. Chem. Eng. Data, 63(6), 2266-2270.

# 航空レーザ測量を用いた 山間部における樹木と積雪深との関係に関する一考察 A study on the relationship between trees and snow depth in mountainous regions using airborne laser scanning

## 西原 照雅, 谷瀬 敦(国立研究開発法人土木研究所 寒地土木研究所) Terumasa Nishihara and Atsushi Tanise

## 1. はじめに

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

北海道は温帯性落葉広葉樹林帯から亜寒帯性針葉樹林帯への移行帯に位置することから、 針広混交林が多く分布している<sup>1)</sup>.北海道のダム流域は、その大部分がこのような樹林帯に位 置している.森林流域にもたらされた降雪は、降雪が地面に到達せずに消失する降雪遮断が 生じる.樹冠によって遮断された降雪は、一時的に樹冠に貯留された後、滴下、樹幹流下、遮 断蒸発に再分配される.これまでの研究をまとめると、樹冠による遮断率は年間降雪量の 0 から 60%の間であり、遮断された降雪の多くが昇華することから、推定で年間降雪量の 50% までが昇華による水の損失に繋がっていることが報告されている<sup>2)</sup>.

近年,航空レーザ測量の普及により,立ち入りが困難な山間部においても,上空から広範囲わたる地表面を精度良く計測できるようになった.航空レーザ測量により取得されたデータは,DSM (Digital surface model) や DEM (Digital elevation model) に加工されたデータの利用が進んでいるが、レーザ測量により取得された点群データには、各点が反射した地物の位置及び高さ、反射強度が記録されている.例えば、Zheng et. al.<sup>3)</sup>は、航空レーザ測量から得られた点群データを用いて、樹木及び樹冠の疎密の程度を表現する指標である Penetration Fraction (以降 PF と表記)を算出し、積雪深との関係を分析している.結果,PF が大きい (樹木及び樹冠が疎である) ほど積雪深が大きくなったことを報告している.しかし、樹林が積雪に与える影響を広範囲に分析した事例は少ない.

そこで本研究では、北海道旭岳周辺において積雪ピーク期に取得した航空レーザ測量デー タを用い、広範囲の樹林帯を対象に、樹木が積雪深に与える影響を評価した.

## 2. 航空レーザ測量範囲

図1に航空レーザ測量を実施した範囲を示す. 面積は10km<sup>2</sup>であり,北海道大雪山系旭岳 周辺に位置し,石狩川上流域に位置する忠別ダムの流域に含まれる. 測量範囲の標高帯は概 ね1100m~2300mであり,標高1450m付近に森林限界がある(図1). 航空レーザ測量は, 無積雪期の2009年9月22日~25日,積雪ピーク期の2015年3月27日に実施した. 積雪深 は積雪ピーク期及び無積雪期の二時期の標高差とした. データの水平解像度は5mである. 点 群データの取得数は7.7/m<sup>2</sup>である.

## 3. 点群データの特徴と Penetration Fraction

航空レーザ測量により取得した点群データの特徴を示す(図2). 航空レーザ測量を実施した時期は積雪のピーク期であることから,測量範囲においては,下層植生の大部分は積雪下に埋没している.このため,取得した点群データは,データの大部分が樹木(樹冠上の着雪

- 39 -



図1 航空レーザ測量範囲(左),航空レーザ測量範囲の標高分布(右上)及び植生(右下)



**図4** 標高と Penetration Fraction の関係

を含む)もしくは積雪表面から反射したものと考えられる.

このような特徴を有する点群データを用い, Zheng et. al.<sup>3)</sup>は、樹木及び樹冠の疎密の程度を 表現する指標として、Penetration Fraction を提案している. 具体的には、対象範囲を任意の大 きさの正方形メッシュに区分し、各メッシュ内において反射した全点数に対する、雪面から 反射した点の数と定義している.この定義により、PFは、雪面以外の地物から反射した点が 多い、つまり樹木や樹冠が密であるメッシュほど0に近づく性質がある.本研究では、PFの 計算に十分なサンプル数が得られるよう、メッシュの大きさは5mとした.



**凶**5 Penetration Fraction こ 損 当休 の 残 左 こ の 関係

図3にPFの分布を示す.図より,森林限界を境に,PFのばらつきが大きい範囲(西側)と 1に近い値が多く分布している範囲(東側)に分かれていることがわかる.樹林帯においては, 樹木の密度の差,常緑樹と落葉樹との間の樹幹密度の差,局所的な空地の存在によりPFがば らつくと考えられ,高山帯においては,植生が積雪下に埋没していることからPFがほぼ1に なると考えられるが,図示したPFはこのような性質を反映していると考えられる.図4に標 高とPFとの関係を示す.図示したPFは標高25m区間の平均値である.図を見ると,樹林帯 におけるPFは0.5~0.7程度であるが,森林限界である標高1450m前後の標高帯においてPF が急激に増加し,森林限界においてはPFが0.9程度となっている.また,高山帯においては, 全域でPFがほぼ1である.

## 4. Penetration Fraction と積雪深の関係

ここからは標高1450m以下の樹林帯を対象にPFと積雪深の関係を分析する.対象範囲の 主たる植生は針広混交林である.対象範囲は標高差が400m程度あることから、以下に示す 方法により,標高が積雪深に与える影響を取り除いた残差を用いて分析を行う.はじめに, 標高を25mピッチに区切り、各標高帯における平均積雪深を算出し、標高の中央値と平均積 雪深の線形回帰分析を行う、得られた線形回帰式から推定した各メッシュの積雪深を、航空 レーザ測量により計測された同一メッシュの積雪深から差し引いて残差を求める.これは, 航空レーザ測量により計測された各メッシュの積雪深から,同じ標高における代表的な積雪 深(平均値)を差し引くことに相当する. 残差が正である場合は, 航空レーザ測量により計 測された積雪深が、同じ標高における代表的な積雪深より大きいこと、負である場合は小さ いことを示す.図5に PF と積雪深の残差との関係を示す.ここで,積雪深の残差は, PF を 0.05 ピッチに区切った区間における平均値である. PF=1 は空地を示している. 図より, PF が 大きくなるに伴い、積雪深の残差が大きくなっている、このことは、樹木や樹冠が密である ほど樹冠遮断により地表面に到達する降雪量が少なくなることを反映していると考えられる. 樹冠遮断が無いと考えられる PF=1の範囲と比較すると、PFが 0.50~0.55の箇所は平均で約 0.32 m, PFが 0.00~0.05 の箇所は約 0.66 m 積雪深が小さい. また, PF が 0.60~0.65 の箇所に おいて積雪深の残差がほぼ0mとなっていることから、対象範囲の樹林帯においては、代表 性の高い積雪深は PF が 0.60~0.65 の範囲に出現していることが示唆される.

図6にPFを0.2ピッチに区切り、それぞれの区間に対する標高と積雪深の関係を示す.図示した積雪深は標高25mピッチに区切った区間の平均値である.図より、PFが大きい、つまり樹木や樹冠が疎であるほど積雪深が大きくなる傾向が見られる.PFの区間による差に着目すると、標高が1300mを超えると疎で区間と密である区間における積雪深の差が大きくな



る.標高が 1300 m 以下の PF が大きい箇所は樹木に囲まれ た閉じた領域であるのに対し, 標高が 1300 m 以上の PF が大 きい箇所は,高山帯と連続し た領域が見られる(図 2).こ のことから,1300 m 以上の PF が大きい箇所は風が吹き抜け やすく,風により積雪深が大 きくなった可能性がある.ま た,標高が 1100 m 付近におい て PF=1 の箇所の積雪深が小 さくなっているのは,旭岳温 泉地域における除雪の影響と

考えられる.積雪深が市街地や風の影響を受けにくいと考えられる標高 1200 m~1300 m を対象に, PF = 1 の範囲の積雪深に対する積雪深の減少率(樹冠による降雪の遮断率に相当)の 平均値を求めると, PF が 0.0~0.2 の範囲で 17%, 0.2~0.4 の範囲で 9%, 0.0~0.2 の範囲で 7%, 0.0~0.2 の範囲で 5%, 0.0~0.2 の範囲で 2%であった.久野ら<sup>4)</sup>は,針広混交林内の開 空率が 0~70%の範囲にある複数点において,積雪期に定期的な積雪調査により降雪遮断率を 求めたところ, 4.3~19.0 %であったことを報告しており,本研究の結果と概ね一致する.こ のことから,航空レーザ測量により取得した点群データを用い,樹木や樹冠が積雪深に与え る影響を定量的に評価できる可能性があると考えられる.

## 5. まとめ

北海道旭岳周辺において、広範囲の樹林帯を対象に、積雪ピークの航空レーザ測量により 取得した点群データから算出した Penetration Fraction を用い、樹林と積雪深との関係を定量的 に分析した.結果、PFが大きくなる(樹木及び樹冠が疎になる)に伴い、積雪深が大きくな ること、対象とした樹林帯における代表的な積雪深は PFが 0.60~0.65の範囲に出現している ことを示した.また、対象とした針広混交林においては、樹冠の降雪遮断率が 2~17 %であ り、積雪調査から求めた遮断率と概ね一致した.航空レーザ測量により取得した点群データ を用いることで、樹木や樹冠が積雪深に与える影響を定量的に評価できる可能性がある.

## 【参考・引用文献】

- 1) Tatewaki, M., 1958: Forest ecology of the island of the north pacific ocean, *Journal of the Faculty of Agriculture*, Hokkaido University, **50(4)**, 371-486.
- Moeser, D., Stähli, M. and Jonas, T., 2015: Improved snow interception modeling using canopy parameter delivered from airborne LiDAR data, *Water Resour. Res.*, 51, 5041-5059, doi: 10.1002/2014WR016724.
- Zheng, Z., Kirchner, R. B. and Bales, R. C., 2016: Topographic and vegetation effects on snow accumulation in the southern Sierra Nevada: a statistical summary from lidar data, *The Cryosphere*, 10, 257-269, doi: 10.5194/tc-10-257-2016.
- 4) 久野友靖, 兒玉裕二, 中井太郎, 石川信敬, 2009: 樹冠による降雪遮断量の評価, 北海道の雪 氷, 29, 45-48.

## 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 Pedestrian's Slip and Fall Accident on the Icy Slippery Roads

永田泰浩,金田安弘(一般社団法人 北海道開発技術センター)Yasuhiro Nagata, Yasuhiro Kaneda

## 1. 背景と目的

札幌市の雪道での転倒による救急搬送者は,図1のように,1995年度以降,毎冬期 600人以上に達している(以後,12月~3月を"冬期"と称す).2012年度冬期は,1317 人が雪道での転倒によって救急搬送され,データのある1990年度以降で最多の救急搬 送者数となった.2017年度も雪道での転倒による救急搬送者が1172人に達しており, 2012年度,2016年度に次いで3番目に救急搬送者が多い冬期となった.

本報告では、札幌市における 2017 年度の雪道での転倒による救急搬送の発生状況、 特徴を分析した.報告の目的は、雪氷の研究者や一般市民と問題意識を共有するとと もに、本報告を、北海道内を中心に雪道での転倒予防を啓発している「ウインターラ イフ推進協議会」の活動の基礎資料とし、情報提供による注意喚起や、同協議会が提 供している「つるつる予報」<sup>1)</sup>の改善などに用いることである.



図1 札幌市における転倒による救急搬送者数の経過(1983年度~2017年度)

分析に用いたデータは、札幌市消防局が収集した 1996 年度から 2017 年度までの救 急搬送データのうち、「雪道の自己転倒」に分類されたデータである. 2017 年度は冬期

(12月~3月)の救急搬送者 1172人の他に,11月にも 149人が記録されていた.

整理,分析にあたり,救急搬送者データをご提供いただいた札幌市消防局様に深く 御礼を申し上げます.

## 2. 2017 年度冬期の転倒による救急搬送の発生概況

2017 年度冬期の救急搬送の発生概況は、これまでの報告結果<sup>2)</sup> と大きな差はなかった.要点は以下のように列挙できる.

- ・転倒者が集中しているのは、歓楽街(すすきの地区)や地下鉄駅の住所が多い. ・人口あたりの救急搬送者は、加齢とともに確実に多くなっている.
- ・年齢層が高いほど大きなケガになる(80歳以上の方は約半数がそのまま入院).



・性別による件数の差は小さい.

図2 年齢層別・けがの程度別の救急搬送者の割合(1996年度~2017年度)

## 3. 2017 年度の転倒による救急搬送の特徴

(1) 11 月の救急搬送者

1996 年度から 2017 年度までの各月の救急搬送者数を,図4に示した.11月の救急 搬送者数は,記録のある 2009 年度以降では,2017 年度が 149 人で最も多かった.前 述のように 2017 年度冬期は,2012 年度,2016 年度に次いで救急搬送者が多い冬期で あった.11月の救急搬送者を含めると 2017 年度の救急搬送者数は 1321 人となり,2016 年度の同期間の救急搬送者数(1312 人)を上回り,2012 年度の同期間の救急搬送者数 (1406 人) に次いで 2 番目に大きな値となった.

2017年11月の救急搬送者は、20日(34人)と21日(35人)に集中していた.両日の路面状況を図3に示した.北海道内には19日の夜から真冬並みの寒波が入り込んでおり、18~19日に降った湿雪が20日の朝に氷板を形成していた.20日の日中は気温が0℃を少し下回っていたが日射があり、融解後、夕方から再凍結したと考えられる.



**図3** 2017 年 11 月 20 日前後の札幌市内の路面状況

- 44 -

-2 Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部



## (2)3月の救急搬送者

図 4 に示したように, 2017 年度 は 3 月の救急搬送者も 242 人と多 く,2012年の277人に次いで多か った.表1には,1996年度から2017 年度までの 22 年間の雪道での転倒 による救急搬送の多発日を示した. 表のように、上位十傑に入る 12 日 (※10 位が同数で3日あるため) のうち2/3の8日は12月であった.

その他は2月が3日,3月が1日で あり, 2018年3月9日の56人/日 は4番目の集中日であり,3月で唯 一, 上位十傑に入っていた.

3月9日9時の札幌市内の歩道の 路面状況を図5に示した.氷板の上 に降雨による水たまりが発生し,非 常に滑りやすい状況であった. 札幌 市内の気象経過を図6に示した.3 月5日から3月8日の未明までは, 気温が0℃を下回っており、救急搬 送が断続的に発生している.8日の 昼前から気温が0℃を上回り,8日 夜からは連続的に降水が記録され ている中,9日の8時(12人)と9 時(11人)に救急搬送が集中した.

0017 左南)

衣丨	救急搬达の多発日(1996~2017年度)				
順位	年月日	日救急搬送者数			
1	2014年12月21日	163 人/日			
2	2014年12月22日	84 人/日			
3	2012年12月5日	57 人/日			
4	2018 年 3 月 9 日	56 人/日			
5	2016年12月28日	53 人/日			
6	2009年2月1日	46 人/日			
7	2015年12月27日	45 人/日			
8	2001年2月22日	43 人/日			
	2017 年 12 月 6 日	43 人/日			
10	1999年12月30日	40 人/日			
	2014年2月3日	40 人/日			
	2016年12月14日	40 人/日			





図 5 3月9日9時の路面状況(札幌市北区) - 45 -



#### (3) 増加している年代

2003 年度冬期から 2017 年度冬期までの人口 10 万人あたりの年齢層別救急搬送者数 を図 7 に示した. 2012 年度冬期あたりから, 20~39 歳や 80 歳以上で数値の高い年度 が目立っている.人口 10 万人あたりの救急搬送者数が 20~39 歳で 25 人以上, 80 歳以 上で 175 人前後に達する年度が多くなっている.



#### 4. まとめと考察

ウインターライフ推進協議会では、これまで、転倒が多発するつるつる路面の発生 条件として、冬期の融解再凍結を考えており、本報告にある11月の救急搬送多発日や、 氷板上に多量の雨が降る条件をあまり意識していなかった.雪道での転倒による救急 搬送データは、つるつる路面の発生や転倒者数を評価できる数値であり、本報告結果 も踏まえて、市民への注意喚起情報や「つるつる予報」のアルゴリズムを改善したい.

ここ数年,20~39歳,80歳以上の救急搬送者が増加している点については,原因を 明確に把握できていないが,高齢者の活動の活発化(80歳以上)や,スマートフォン を操作する歩行者の増加(20~39歳)などの視点で分析を進めたいと考えている.

【参考・引用文献】

- 1)金村直俊,金田安弘,星野洋,高野伸栄.2010:つるつる路面による冬季歩行者転 倒防止の取り組みについて,北海道の雪氷, No.29, p.61-64.
- 2) 永田泰浩,金田安弘,冨田真未.2014: 札幌市における転倒による救急搬送者数の 分析,雪氷研究大会(2014・八戸)講演要旨集, p.113.

## 百畳敷洞窟における氷筍生成状況と洞内環境の関係 Relationship between ice stalagmite and cave environment at "Hyakujosiki cave" Otaki city, Hokkaido, Japan.

木富正裕(北大探検部),酒井史明(大滝アウトドアアドベンチャーズ), 石川喜一(大滝アウトドアアドベンチャーズ),小玉菜月(大滝アウトドアアドベンチャー ズ),石毛康介(北大探検部),熊谷ちひろ(北大探検部),五十嵐侑樹(北大探検部) 吉田侑平(北大探検部),徳井祐梨子(北大探検部),

氷筍とは洞窟などで天井部から滴下 した水滴が地上部で凝固し,上方に伸び る柱状の氷と定義されている<sup>4)</sup>.氷筍の 利用は環境教育の教材<sup>1)</sup>,観光資源,ス ケートリンクの材料<sup>3)</sup>など多岐にわた っていることから,その形成機構のさら なる理解は重要である.氷筍の形成は気 温と水滴の滴下間隔が影響を及ぼすこ とが屋内実験によって明らかにされて いる<sup>2)</sup>.一方,天然洞窟では同一空間内 であっても氷筍の密度や大きさが場所や 季節によって異なることがあるが,その ような違いを生み出すプロセスの要因に



図1 百畳敷洞窟の位置

この地図は、国土地理院発行の2.5万分1地形図 「徳舜瞥山」及び「蟠溪」を使用したものである.

ついて検討した例はほとんどない. そこで本研究では天然洞窟における氷筍形成メカニズ ムの解明を目的に検討を行った.



図2 百畳式洞窟の測量図

## 2. 百畳敷洞窟の概要及び研究手法

調査は、北海道伊達市大滝区、徳瞬瞥川上流に位置する百畳敷洞窟において行った(図1). 百畳敷洞窟は新第三紀中新世の火山岩からなる長流川層に形成しており、厳冬期に氷筍が多 数形成することで有名であり(図2a)、洞窟内部によって氷筍の発達程度が異なる様子が観 察される.

百畳敷洞窟の測量はレーザー距離計とコンパス,デジタル傾斜計を使用し,イラストレー ターを用いて製図を行った.洞窟内部の細かい形状は折尺や巻き尺を使用してイラストとし て記録し,測量図に反映した.

洞窟内部を網羅するように9地点(1 m×1 m)のサンプリング地点を設定し(図 2),気温 および水滴滴下間隔を測定した.気温測定は温度測定精度が±1℃のデジタル温度計を4つ用 い,地上から20 cm,80 cm,140 cm,200 cmの高さで同時に測定した.水滴滴下間隔は,各サ ンプリング地点における水滴滴下地点を目視で測定した.また,各サンプリング地点におい て,氷筍の密度と長さを測定した.また洞窟全体において氷筍の本数を,氷筍の頂点を計数 の対象とし,目視によって計数した.全ての測定値について代表値には平均値を用いた.



図 3 百畳式洞窟の写真.(a) 洞口 (b) 洞窟最奥部,氷筍低密度エリアの写真.(c) 洞口付近の 氷筍中密度エリアの写真.(d) 洞窟中央部付近の氷筍高密度エリアの写真.

## 3. 結果および考察

## 3-1. 洞窟測量

調査によって得た測量図を図2に示した.洞口から奥に向かっての垂直断面図(図2b)に 見られるように、洞窟は「逆への字型」の構造を有しており、奥に向かって上方に傾斜して

- 48 -

いた.一般に洞窟は外部と比べて気温の年較差 が小さいと言われおり、冬季には北海道の洞窟 内の気温は外気温より高くなることが知られて いる.この「逆への字型」構造は、冬季におい て外気温より暖かな洞窟内部の空気が上方に溜 り、外部に放出しにくい形状と考えられる.

## 3-2. 氷筍の密度分布及び長さ

洞窟内の氷筍は2314本確認された.これらの 氷筍の形成密度や長さは洞口から最奥部にかけ



て違いが認められた (図 3b, c, d). すなわち, 洞口付近は平均密度が 30 本/m<sup>2</sup> で平均長が 70 cm 前後, 中央部付近は平均密度が 60 本/m<sup>2</sup> で平均長が 120 cm 前後, そして最奥部は氷筍がほと んど発達していなかった (図 4). これらの結果から, 本研究では洞窟内部を氷筍の高密度域, 中密度域, 低密度域の 3 区分に分類した (図 2).

## 3-3. 洞内環境

密度区分ごとの各高さの気温および水滴滴下間隔を図5に示した.洞窟の最奥部である低 密度域ではすべての高さで気温は0℃以上だった.洞窟中央部の低密度域では地面から20cm および80cmの高さにおいて0℃以下であり,120cmおよび200cmの高さでは0℃以上だっ た.洞口付近である中密度域は洞窟外の気温とほぼ同様にすべての高さで0℃以下であった. この温度分布は,洞窟の断面構造によって影響を受けていると考えられる.上方に向かって 傾斜している断面構造は,奥の部分に洞窟内の暖かい空気がたまりやすい形状といえる.一 方,洞窟内より低温の外気は比重が大きいため,下方から侵入すると考えられる.

水滴は低密度域および高密度域においてはみられたが、洞口付近の中密度域では水滴はみ られなかった.水滴が中密度域でみられなかったのは、中密度域が洞口付近であり、外気温 に影響をより強く受けたためと考えられる.中密度域では天井付近が約一7℃と低温であり、 天井部の水分が凝固し、水滴の滴下に至らなかったと考えられる.



図5 密度区分別の気温の垂直分布と水滴滴下間隔

## 4. 百畳敷洞窟の氷筍形成モデル

以上の結果及び考察をもとに百畳敷洞窟における氷筍形成モデルを図6に示した.洞窟内 部は「逆への字型」断面構造によって、奥部に暖気を保持し、洞外から侵入した低温の外気 が下部を構成していることで、洞窟中央部の氷筍中密度域では広い範囲で氷筍の形成しやす い環境が達成されていると考えられる.すなわち、最奥部の氷筍低密度域は地上付近が氷点 下を下回らず、氷筍が発達しにくい、もしくは発達しても融解してしまう環境であると考え られる.洞口付近の氷筍中密度域は、岩盤内の水が天井部付近で凍結してしまい、氷筍を形 成する為の水滴が供給されない、氷筍が発達しにくい環境であると考えられる.中密度域に ある氷筍は、12月頃の外気温が氷点下をやや下回った時に形成した産物であり、厳冬期は成 長が停止しているものと考えられる.このように本研究によって、洞窟の立体構造が気温や 水滴の滴下を介して氷筍の形成に影響を及ぼしている可能性が示唆された.



## 5. まとめ

本研究では、百畳敷洞窟における氷筍の生成プロセスの解明を目的に、洞窟の構造調査、 氷筍の記載や気温観測を行なった.その結果、洞窟は「逆への字型」垂直断面形状を有し、 それに対応する洞内温度の空間変化が認められた.また、その空間変化に対応する氷筍の密 度や平均地上高の差が認められた.今回の検討から、百畳敷洞窟は、その断面構造によって、 氷筍が形成しやすい温度条件が洞内の広範囲に達成されていることが示唆された.洞窟にお ける氷筍の形成にはその断面構造が影響を及ぼす可能性が考えられる.断面構造以外の、た とえば天井部の透水性といった他の要因を検討した上で、他の洞窟との比較を行うことが今 後の課題である.

【参考・引用文献】

- 1) 小塩哲朗, 2011:名古屋市科学館大型展示「極寒ラボ」について, 雪氷研究大会報告
- 2) 高橋忠司ら, 2012: 氷筍を使ったチンダル像の作成, 川口短大紀要
- 3) 対馬勝年, 1999: 氷筍リンクの試み, 日本結晶学会誌
- 対馬勝年ら, 1983: 氷筍, 日本雪氷学会誌

# 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

ー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— Sea ice outflow damage to fishery in Qaanaaq, northwestern Greenland in December 2016.

# Changes of the livelihood associated with social and environmental changes –

的場澄人(北海道大学低温科学研究所) 山崎哲秀(一般社団法人 アバンナット北極プロジェクト) Sumito Matoba, Tetsuhide Yamasaki

## 1. グリーンランド北西部における生業の変化

グリーンランドは, 1720年代から 230年ほどデンマークの植民地支配下 に置かれたが, デンマーク政府による グリーンランド・イヌイットの社会組 織に対する干渉は少なく, 伝統的な生 活様式は比較的温存されてきた<sup>1)</sup>.グ リーンランド北西部に位置するカナ ック地方は,現在でも伝統的な生活様 式を残している地域の一つと言える (図 1)<sup>2)</sup>. カナック地方の人口は約 800人で,600人がカナック村に,そ れ以外が周辺の集落に住んでいる.こ の地域の主な伝統的な生業は狩猟で ある. 海獣類ではアザラシ, セイウチ, イッカククジラ,ベルーガ,陸上動 物ではジャコウウシ,トナカイ,ウ サギ,キツネ,ホッキョクグマなど が狩猟の対象である.かつて、これ らの狩猟対象動物は経済的価値が あり現金収入源であった. アザラシ は, 毛皮が衣料品の材料になるほ か,肉は政府出資の有限会社グリー ンランド貿易会社 (KNI A/S, 英語名 Greenland Trade) が犬の餌用に買い 取りを行っていたため, 1990年代ま で主要な現金収入源となっていた。 しかし、1970年代ごろから海獣の保



図1グリーンランドカナック地方の位置(左) とカナック地方の集落(右)



図2 ホッキョクグマの毛皮を干している様子

護政策、毛皮製品利用の反対運動などが欧米において盛んになり、2009年には EU が アザラシ製品の輸入を禁止した。これらの規制は、先住民からの輸入は規制の対象とは していないが、欧米社会で毛皮製品の利用が忌避されるようになり、アザラシや他の動 物の毛皮の流通量が減少した.また、ソリ犬の数の減少からか KNI による肉の買い取 りが行われなくなり、現在では、現金収入源としてのアザラシの経済的価値が低くなっ た。現在は、この地域での伝統的な儀式などに使用される衣装に必要なホッキョクグ マ、アザラシ、トナカイ、キツネの毛皮、嗜好品として好まれるイッカククジラの皮、 ジャコウウシやトナカイの肉、イッカククジラやセイウチの牙を使って作った民芸品 がコミュニティー内外で取引され、少ないながらも現金の収入源となっている(図 2).

カナック地方では漁撈も行われてきた。対象としてきたのは、カラスガレイ、ホッキ ョクイワナなどである。しかし、この地域の比較的高齢な猟師には、漁撈は猟師の仕事 じゃない、という気質が伝統的に強く、カラスガレイは、主に犬のえさ用として冬季に 氷穴釣りで獲られ、生業として大規模に行われることはなかった。

## 2. カラスガレイ漁による経済効果

2013 年からカナックで冷凍倉庫が稼働しはじめ、政府出資の有限会社 Royal Greenland 社(以下 RG 社)によるカラスガレイの買い取りが開始された。海獣類など の狩猟では多くの現金収入が得られなくなっていた猟師の多くは、冬季にカラスガレ イ漁に従事するようになった. カラスガレイ漁は、カナック村の前の凍ったフィヨルド 上で行われる. 大ソリやスノーモービルを使い漁場まで釣り小屋を運び, その小屋の中 に手動ウィンチを設置し、引っかけ釣りで獲れるホッキョクタラやオオカミウオなど の魚を餌にし、フィヨルドにあけた海氷上に穴にはえ縄を流し込んで行う. 極夜の厳冬 の中, 猟師は数日間小屋に泊まり, 仮眠をとりながら漁をつづけることもある. RG社 によるカラスガレイの買い取り価格は 1kg あたり 15~20DKK(約 300 円)である. KNR (英語名 Greenlandic Broadcasting Corporation)の報道によれば, 2013 年以前に は年間 20 トンの漁獲量だったのが, 2017 年には 193 トンまで増加した. 2018 年の 4 月には RG 社の冷凍倉庫が満杯になり買い取りが一旦中止された後, KNI が運営する スーパーマーケット(Pilersuisoq)の冷凍庫スペースが臨時で利用され,5月4日にそ こが満杯になるまで、さらに買い取りが続けられた.さらに、カラスガレイの買い取り に関連し, RG社には19人が雇用されるなど、冬期のカラスガレイ漁はカナック地域 の主要な経済活動の一つになっている.

フィヨルドの奥はサイズが比較的大きいカラスガレイが獲れる漁場になっており, フィヨルドの奥にはケケッタ(Qeqertat)という集落が,漁に訪れた漁師の活動の拠点 となっている.ケケッタは,2010年代になり人口が30人を下回ったため,政府からの 援助が打ち切られ,廃村となることが決まっていた.しかし,2013年からカラスガレ イ漁が盛んになりケケッタの重要性が増したため,グリーンランド自治政府は,2018 年に発電所,給水システム,売店,携帯電話の施設の設立のため,1840万デンマーク クローネ(約3億5千万円)を投資しすることを決定し,ケケッタは再び集落として存 続することになった.

## 3. 2016年12月に生じた海氷流出時の気象・海況状況

2016年12月7日深夜から8日未明にかけ、カナック地方に勢力の強い低気圧が接近

- 52 -

した. デンマーク気象研究所 (DMI) のウェブサイト (http://www.dmi.dk/groenland/ arkiver/vejrarkiv/) で公開されているカナック空港での観測値は,8日の未明に最大瞬 間風速 50 ms<sup>-1</sup>を記録し,風速の6時間平均値も30 ms<sup>-1</sup>を下回らず,強風が長時間続 いていた.そのときの卓越風向は北東で,氷床から吹き下ろす強風のために気温は-22 度にまで下がった.カナックの住人からの聞き取りによると,気温が-20度を下回るの はよくあることだが,同時に風速がこれほどまで上がることは珍しいとのことだ.この 日は,カナックが停電になり,外で歩けないほどの強風のため,仕事場から家に帰れな くなった人もいたそうだ.

この氷床からの吹き下ろしの強風のため、凍り付いていたカナック村の前のフィヨルドの海氷が割れ、西へ流されてしまった.カナックの北 60km にあるシオラパルク村では、近年、冬期に村の前の海氷が割れて流出することが、度々起きているが、カナック村の前の海氷が流出したのは、30 年以上なかったとのことだ. Arctic Database System

(ADS:国立極地研究所) で公開 されている AMSR2 の海氷密 接度の衛星画像では、12月6 日にグリーンランドとカナダ の間のスミス海峡で海氷密接 度が下がり、7日から8日にか けて,海氷密接度の低い海域が カナック村の前からフィヨル ドの奥に向かって広がってい る様子がみられる (図3)<sup>3</sup>. カ ナック村から南に 100km 離れ たチューレ米空軍基地で観測 されている潮位は12月7日は 小潮であり,海氷が割れて流出 しやすい潮位変動ではなかっ たにも関わらず,この地域で大 規模に海氷が流出したことは, 強風の影響の強さが大きかっ たことを示している.



図3 2016年12月4日(左上),6日(右上),7日 (左下),8日(右下)の海氷密接度.

## 4. 漁業被害に対するサポート

12月7~9日におきた海氷の流出とともに、海氷上に設置してあったカラスガレイ漁のための小屋や漁具が流されてしまった.事前に回避行動がなされなかった原因が、カ ナックではこれまで冬期に海氷の流出がなかったために楽観視していためなのか、災 害予知の情報が不十分だったのかは、現時点では判断することができない. KNRのウ ェブサイトには、低気圧接近前に災害への対策を周知するような報道はなされておら ず、低気圧の接近時にカナック村で厳しい荒天が続いていることと、その後の海氷の流 出による漁業被害があったことの報道が掲載されている. 海氷流出災害から約 1 週間 後の12月16日、KNIは、所有するスーパーマーケット Pilersuisoq を通して、被害に 遭った漁民に対し、1000DKK(約2万円)相当の食料、商品券などが入ったセットを 20 セット寄付することを表明した. また, さらに 1 週間後の 12 月 22 日には, グリー ンランド赤十字 (Kalaallit Røde Korsiat) は 被害にあった漁民と家族に対して計 50000DKK (約 100 万円)の経済援助を行うことを表明した.

## 5. グリーンランドにおける経済的、社会的なサポートの方法に関する考察

2016年12月に生じた漁業被害に対し、グリーンランド自治政府から猟(漁)師らに 援助がなされたということは、報道及び現地の方からの聞き取り調査からは確認され ていない.またカラスガレイを実際に猟(漁)師から買い上げている RG 社が,寄付や 援助を行ったことも確認されていない. RG社と KNIは,民間企業であるがグリーンラ ンド政府が100%出資している企業である.そのなかで,直接の当事企業であるRG社 から寄付,援助が行われないことが興味深い点である.その背景には,猟(漁)師の独 立心が関係していると考えられる. 猟(漁)師への聞き取り調査の中で, 役場や店で働 くことは安定した収入が得られるが,毎日決まった時間に寝起きし働くことが嫌いだ, と聞くことがしばしばある. これは, 他人からコントロールを受けたくない猟師として の矜持の表れだと思われる.つまり,直接の利害関係がある RG 社から援助を受けるこ とは、RG 社への帰属であり、自由であるはずの「猟師」のプライドを損失することで あると、カナックの猟(漁)師は捉えているのではないだろうか.RG社が、このよう な猟師の矜持を意識的に理解して直接的な援助を行っていないのか、無意識に行って いるかは、現時点では分からない.このような寄付や援助を受け取る社会的な構造を理 解することは、現在、グリーンランドので行われている自然科学分野の観測によって得 られつつある科学的な知見を現地にフィードバックする機会に必要だと思われる.

#### 謝辞

本研究は、北極域研究共同研究拠点(J-ARC Net)共同推進研究「北極域における人 新世の生業システム(代表:近藤祉秋)」及びJSPS 科研費(16H01772)のもとで実施 された.図1はグリーンランド地質調査所 Nuna-GIS(http://en.nunagis.gl)を用いて 描いた.図2は国立極地研究所で運用されている ADS(Arctic Data archive System) からデータを取得した.本研究をまとめるにあたり、北海道大学スラブユーラシア研究 センターの高橋美野梨助教より貴重な助言を頂いた.また、北海道大学低温科学研究所 共同研究集会における議論が大変参考になった.

## 参考文献

- 高橋美野梨(2016):グリーンランドの歴史③現代の漁業,農業,植林-新しい時代 を切り開くグリーンランド,「アイスランド・グリーンランド・北極」を知るため の65章,小澤実,中丸禎子,高橋美野梨編,明石書店,54-58.
- 高橋美野梨,的場澄人(2016):グリーンランドの都市 ヌークとカナック,「ア イスランド・グリーンランド・北極」を知るための65章,小澤実,中丸禎子,高 橋美野梨編,明石書店,59-65.
- 3) Yabuki, H., Park, H., Kawamoto, H., Suzuki, R., Razuvaev, V. N., Bulygina, O. N. and Ohata, T. (2011): Baseline Meteorological Data in Siberia (BMDS) Version 5.0, Arctic Data archive System (ADS), Japan, http://www.ads.nipr.ac.jp/dataset/ A20110307-001

# 「雪の結晶は二つと同じものがない」のはなぜか?

## Why is it that "No two snow crystals are alike"?

油川英明(NPO 法人 雪氷ネットワーク) Hideaki Aburakawa

1. はじめに

古来,「雪の結晶は二つと同じものがない」と言われてきた.実際,古今東西の雪結晶の写真, 例えば Bentley<sup>1)</sup>や中谷<sup>2)</sup>の顕微鏡写真には同じものが見出されず,彼らもそのように語ってい る.著者もこれまで雪の結晶の写真を撮影してきたが,同じ形のものには未だ出会っていない. そして,それは何故かという問いに対して余り具体的な言及がみられないことから,本小論に おいては雪結晶の液相成長説<sup>3)</sup>をもとに,天然の雪雲では同じ形態の結晶をつくり出すことが 極めて困難であるということについて試論を述べるものである.

さて、雪の結晶は中谷<sup>2</sup>により「水蒸気が或る種の核に昇華作用によって凝縮した氷の結晶」 と定義され、その成長条件が中谷ダイヤグラムとしてまとめられて今日に至っている<sup>4)</sup>. しか し、中谷のこの昇華成長説は不安定な水蒸気の過飽和が条件であり、特に水に対する過飽和は 天然に存在し得ない現象である. さらに、昇華成長説により上空の雪雲のなかに二つと同じ雪 結晶をつくり出すことのない成長環境を想定することは余りに不自然で容易なことではない.

一般に、天然の雪雲は飽和乃至は飽和に近い水蒸気を含む空気塊のなかに氷晶・雪結晶および過冷却雲粒などが混在している.雪雲のこれらの構成要素について各々検討を行うならば、 雪結晶の形成について過冷却雲粒の他に妥当な要素が見当たらないわけである.そして、雪雲 内の雲粒の分布が巨視的には一様で、微視的には非一様であるということも今回の課題に有利 な自然現象であると言える.ただ、これまでは過冷却微水滴、つまり雲粒は霰などに見られる ように氷球としてしか凍結しないと断定されてきたことから、それが枷となって雪結晶の液相 成長説に対しては余り関心が向けられなかったのではないかと想像される.しかし、雪結晶が 過冷却微水滴から直接的に生成し、そして周囲の微水滴を捕捉しながら成長することが示され るならば<sup>3</sup>、雪の生成は昇華(気相)成長説から液相成長説へと転換できることになる.そし て、雪の調査研究は液相成長を基に再構築される必要が生じるものと考えられる.

ところで、雪の結晶が上述のように生成するとして、結晶の成長形態は雲粒の特性全般に影響を受けると考えられるが、ここではその一つとしての粒径分布を取り上げ、雪結晶の形態との関係について述べることにする.

## 2. 過冷却微水滴の捕捉による雪結晶の成長

過冷却微水滴による雪結晶の成長実験<sup>3</sup>によれば,微水滴の固相化形態は単に過冷却度(温 度)だけで決まるのではなく,水蒸気が凝結して微水滴を形成する過程での凝結速度などによ って特徴づけられる.そして,それらの条件により過冷却微水滴は板状や柱状の結晶へと直接 的に固相化するか,あるいは単に氷球状に凍結して霰などを形成する.天然の雪雲では単体の 結晶に加え,これらの複合体やその中間型などが形成され,降雪となって観察されることにな る.つまり,過冷却微水滴(雲粒)はその成長(凝結)の条件により凍結形態(結晶形)が決 定されるとみなされるわけである. ここで、図1は過冷却微水滴が氷 晶・雪結晶へ成長する実験の一例を 示したものである.この図は、ビデ オカメラにより顕微鏡撮影された 動画から各々の静止画を作製し、そ れらを経過時間の順に並べたもの である.中央に位置した過冷却微水 滴から氷晶が生成し、それが周囲の 微水滴を取り込んで雪結晶へと成 長している様子が分かる.このと き、結晶に取り込まれる微水滴の径 の形が特徴づけられるように見受 けられる.つまり、雪結晶の形態は 捕捉する微水滴の粒径に関係して



 図1 過冷却微水滴による雪結晶の液相成長.中央のはじめに氷晶化する水滴の径は約30µm. 実験温度は-15℃.

いることになる. さて,ひとつの雪雲のなかで多数の雪結晶が成長する場合,粒径分布が一様 で成長環境が平等であっても雲粒の径は非一様であることから,雪結晶が捕捉する雲粒に大小 の順序が生じることになり,そのことによって各々の結晶の形態に差異が生じることになる.

なお,図1の元動画は10倍速に編集され,インターネット上の映像ファイルとして保存されているので,以下から適当なブラウザによりダウンロード・閲覧が可能である.

https://1drv.ms/f/s!As9IcXMRuXdAnThR8E5JU2MPuKG2

## 3. 捕捉される雲粒の順列と雪結晶の形態数について

雪の結晶が多数の雲粒を捕捉して成長するということは、上記の実験のように過冷却微水滴 が直接的に氷晶化することから、また、天然の雪結晶には雲粒の芯としての凝結核が無数に付 着していることが Kumai<sup>5</sup>により見出されたこと等々から、確かなことであると考えられる.こ こで、雪結晶がどのような粒径の雲粒をどれほどの数、どのような順序で捕捉して成長するの かについて、今は結晶への付着箇所およびその時間間隔等は問わず、以下に考察してみよう.

雪雲内の雲粒の粒径分布については雲粒付雪結晶の観測などにより種々求められているが, ここでは図2に示されたような中谷<sup>2)</sup>の観測結果をひとつの典型と見なして採用する.これは 正規分布のグラフとして示され,粒径の平均は30μmと見なされている.また,雪結晶の質量 mは,雪の代表的な形態である普通樹枝を例とし,その平均の大きさ*d*を2.5mmとして,

*m* = 0.0038 · *d*<sup>2</sup> (mg)
 により<sup>2)</sup>, その質量は 0.024mg と求められる.
 これらの値から上記の雪結晶を形成するため
 の平均粒径 30µm の雲粒数 *M* を求めると,

$$M = \frac{0.024(\text{mg})}{\frac{4}{3}\pi \left(\frac{30}{2}\mu\text{m}\right)^3} = \frac{0.024 \times 10^{-3}(\text{g})}{1.413 \times 10^{-8}(\text{g})}$$



により1699個となる.そして,この雪結晶が 完全に対称的な六花に成長すると仮定して,



図2 二つの雪結晶(Ⅰ,Ⅱ)についての 付着雲粒の粒径分布.(中谷,1949)

雲粒の数を6本の枝に均等配分すれば,各枝には1699/6=283(個)が付着して結晶を成長させることになる.次に,この数量を図2の分布に沿って,今は仮に粒径15,20,25,30,35,40µmごとに比例配分すれば,各々の個数は次のように求められる.すなわち,15µmが1個,20µmが14個,25µmが68個,30µmが117個,35µmが68個,40µmが14個,45µmが1個,という具合である.

先にも述べたように、雪雲内の結晶はこれら種々の粒径の雲粒をどのような順序で捕捉する かによって成長の形が決定されると考えられることから、ここで雪結晶に捕捉される雲粒に順 番をつけ、その雲粒の捕捉順序、今の場合は上記のような283個の雲粒が雪結晶に捕捉される 順序(順列)によって結晶の成長形が決まるものとする.つまり、種々の粒径を有した雲粒群 の順列が結晶形の数を表しているとみなすわけである.

一般に,総数n個のなかにp個の同じもの,q個の他の同じもの,r個の他の同じもの,···· があるとき,このn個の全てを一列に並べて得られる順列の総数 $\alpha$ は,

$$\alpha = \frac{n!}{p! \times q! \times r! \ \cdots}$$

ここで、 $n=p+q+r+\cdot$ ・である.

これにより上記の粒径分布の雲粒について、その順列を求めると、

283!

# $\alpha = \frac{1}{1! \times 14! \times 68! \times 117! \times 68! \times 14! \times 1!}$

となる. ところで、各々の数の階乗には相当に大きなものが含まれているので単純な演算により値を求めることは困難であることから、次の近似式によりそれらの値を求めることとする. すなわち、Stirling の公式

を適用して

$$\log_e(k!) \approx k(\log_e k - 1)$$

$$10^{571}$$

# $\alpha \approx \frac{10^{-5}}{10^{0} \times 10^{10} \times 10^{95} \times 10^{191} \times 10^{95} \times 10^{10} \times 10^{0}} = 10^{170}$

と求められ、この結果から雲粒の捕捉順列、つまり雪結晶の可能な成長形の数は10<sup>170</sup>通りが考 えられることになる. つまり、ひとつの雪雲(上記の粒径分布の雲粒群)において、全く同じ 形の雪結晶が出現する確率は1/10<sup>170</sup>とう極めて小さな値となる.

この結晶数がどのような数量なのかを大略把握するために、年間の降雪の結晶数との比較を 以下に試みることにする.先ず、一年間に地球全域に降る雪結晶の数を求めると、地球の表面 積を514,458×10<sup>3</sup>km<sup>2</sup>とし、また世界観測地(41カ国)の年平均降水量を807mm/年(国土交通 省の資料[1971年~2000年]より)という値から、地球全体の年間降水総量は、

 $514,458 \times 10^3 \text{ km}^2 \times 807 \text{ mm} = 412,168 \times 10^{15} \text{ g} = 4.2 \times 10^{20} \text{ g}$ 

となる. ここで,降雪は年間降水量の1/2とし,先の中谷<sup>20</sup>の経験式から求められた平均の雪結 晶1個の質量(2.4×10<sup>5</sup>g)を採用して,これらの値から地球全域に降る一年間の降雪による雪 結晶の数を求めると,

# $\frac{4.2 \times 10^{20} \times 0.5}{2.4 \times 10^{-5}} \approx 10^{25}$

となり,その数はおよそ 10<sup>25</sup> 個となる. なお, Frank<sup>4)</sup>によればこの値は 10<sup>24</sup> 個とされているが, 算出の詳細が示されていないので,ここでは上記により求められた値を用いることにする.

さて、この値と順列により得られた結晶の数とにより 10<sup>170</sup>/10<sup>25</sup>=10<sup>145</sup> という値が得られることから、先に求められた雪結晶の数は 10<sup>145</sup> 年にわたり形の異なったものをつくり出すことがで

- 57 -

きることになる.そして,地球の寿命が10<sup>10</sup>年と言われていることから,求められた年数は地 球が10<sup>145</sup>/10<sup>10</sup>=10<sup>135</sup>回も生成・消滅を繰り返した末にはじめて同じ形の結晶を得る可能性があ るというわけである.このことは,少なくとも今の地球上の人類について同じ結晶に巡り会う 機会がほとんど無いということを物語っているわけである.結局,「雪の結晶は二つと同じもの がない」ということは絶対であるとは言えないが,この地球の人類が「同じもの」に遭遇する ことは,過去・現在・未来にわたりおよそ無いであろうということである.

ここで、雲粒の粒径分布に関連して若干の捕捉を行うならば、先の六花の枝へ等分されるとした雲粒について「仮に」として各々の粒径の分割幅で配分を行ったが、この分割幅は順列の数に影響を与えるものであることから、その幅と順列の数との関係について述べることとする.

先の順列の数  $a \, b \, x$  める式において、分割幅を小さく取れば区分数が増して分母の  $p! \times q! \times r! \cdot \cdot \cdot$ の値は小さくなり、aはより大きな値へとシフトする.逆に、分割幅を大きく取 れば区分数が少なくなって分母の $p! \times q! \times r! \cdot \cdot \cdot$ の値は大きくなり、aは小さくなる.前者の極 限として、1区分に1個の雲粒が分割される(雲粒の粒径が全て異なる)ならば、 $p! \times q! \times r! \cdot \cdot \cdot$ の値は1となって、順列の数 aは最大のn!となる.本論の「仮に」の分割幅は比較的大まかに 目盛られたものなので、実際にはより細かな分布幅、つまり区分数はより多くなることが予想 され、従って順列の数(結晶の数)は今回求められた値よりは大きくなると考えられるわけで ある. つまり、本論において求められた結晶の数は天然に比して過小な見積もりであると言う ことができる.また、後者の極端な例として雲粒が全て同じ粒径であるとすれば、 $a \, b \, c \, x$ ある 式の分母はn!となり、a = n!/n! = 1となって雪結晶の形はただ1つの同じものだけが成長する ということになる.その例として、実験によるものであるが、ほぼ同一の結晶(完全に同じで はない)がLibbrecht<sup>®</sup>により示されている.ただ、天然では過冷却雲粒の特性、今の場合は粒 径だけに限っても、それが全て同じであるような雪雲を得ることは不可能に近いと言える.

## 4. おわりに

雪の結晶は、天然の降雪では同じ形のものを見出すことが極めて困難であるということにつ いて、液相成長説を基に雲粒の粒径分布によって数量的な考察を試みた.今回の結果は雲粒の 典型的な粒径分布を採用したいわば第一近似的なものであり、実際には雪雲の生成過程により 種々の分布が存在することから、天然では本論において求められた結果を越えるものになるこ とが予想される.また、雪結晶が過冷却雲粒の捕捉により成長するとした場合、その形態は雲 粒の特性、つまり凝結過程、過冷却度、環境温度、粒径等々の多くの要素に依存すると考えら れることから、実際には結晶の形態はより複雑で多様なものになるであろうと考えられる.

さらに、今回は雪結晶が六花型の完全な対称形であると仮定したが、一般的には対称性に欠けるものの方が多いので、結晶の形態数はさらに大きな値が見積もられるものと推察される.

#### 【参考・引用文献】

1) Bentley, W. A. and W. J. Humphreys, 1931: Snow Crystals, McGraw-Hill Book Co., New York

- 2) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 岩波書店, 東京, pp.161
- 3) 油川英明, 2014: 中谷現象としての人工雪の生成, 北海道の雪氷, 33, 113-116
- 4) Frank, F. C., 1983 : Snow Crystals, *Contemporary Physics*, **23**, 3-22
- 5) Kumai, M., 1951 : Electron Microscope Study of Snow Crystal Nuclei, J. Meteor, 8, 151-156
- 6) Libbrecht, K. G., 2016: https://www.nytimes.com/2016/01/23/science/who-ever-said-no-two-snowflakes-were-alike.html (参照日:2018年6月21日)

# 樹木の栄養繁殖による氷河期の乗り切り――特に伏条繁殖について Trees have gotten over the Glacial ages by the vegetative propagation –Especially on natural layering

斎藤新一郎 ((一社)北海道開発技術センター) Shin-ichiro SAITO (Hokkaido Development Engineering Center)

## 1. はじめに

地球の歴史および日本列島の歴史を読むと、造山運動にともない、氷河期が繰り返し出現し、それ に対応して、生物が進化し、適応してきたことが記されている.植物群については、花粉分析の結果 によって、温暖期ないし寒冷期が判定されている<sup>24</sup>.

けれども、花粉分析については、いくつかの不明確さがある. つまり、①風媒花のみが取り上げら れ、ライヴァルかつより進化した虫媒花が無視されている、②花粉の飛散距離はたいへん長く、数百 〜数千キロに及ぶ、③種や属について、暖温帯系と冷温帯系とを決めることは困難であり、日本列島 の全域ないし過半に分布する種も多いのであって、広葉樹類なら暖温帯系、針葉樹類なら冷温帯系と いう判断は不適切である. さらに、花粉は、実生繁殖としての開花が前提であり、④水河期(冷夏の 連続)には、花粉は生産されないか、量が乏しいので、指標になりにくい. けれども、開花・結実し なくても、⑤多くの樹種は、栄養繁殖によって、クローン型の世代交代を図ることができる<sup>69,10</sup>.

## 2. 樹木の繁殖方法 実生繁殖および栄養繁殖

開花・結実し、タネ散布し、発芽・成長して、世代交代する方法が、実生繁殖(有性繁殖)である. 一年生植物は、これに限られる.多年生植物であっても、生活環および生活史については、タネ散布 についても、この実生繁殖を検討することになる<sup>12</sup>.

他方,タネ散布に頼らず,器官の一部によって世代交代する方法が,栄養繁殖(無性繁殖)であって,これには,次ぎのような種類がある<sup>14</sup>.

- ・萌芽繁殖: 幹のロングバッドから更新する → 萌芽更新(伐り株更新),伐り株移植<sup>13,14</sup>に応用される.
- ・根萌芽繁殖:水平根の不定芽(根出芽)から地上幹が立ち上がる → 根ザシ育苗に応用される.
- ・伏条繁殖:枝の接地による不定根発生と枝先の立ち上がりから子木が発生する → トリキに応用 される<sup>1,35,8,13,17~19</sup>.
- ・地下茎繁殖:地下茎の定芽から地上茎が立ち上がる → 地下茎ザシ育苗に応用される.
- ・埋没による株分かれ:不定根が発生して幹や枝が新しい株となる → 株分けに応用される.
- ・匍匐茎繁殖:地表上ないし直下の匍匐茎が子株をつくる → 株分けに応用される.
- ・倒木繁殖: 倒伏した幹が接地し、不定根を出し、枝々がそれぞれ子木となる<sup>11,13</sup>.

- ・落枝繁殖:落枝が接地し、不定根を出し、子木をつくる → 枝サシに応用される.
- ・流木繁殖:洪水で運ばれた流木が、川原に横たわり、接地側から不定根を発生し、反対側から萌 芽幹を立ち上げる<sup>15</sup>.

われわれの先祖は、こうした自然界における栄養繁殖を観察し、農業方面で応用してきた. すなわち、種子を用いると、収穫までに多年数を要する. けれども、栄養増殖を応用するなら、単年~少数年で収穫できる農作物の種類は、かなり数多い.

なお、ツギキは、栄養増殖の1つであり、自然界には存在しないで、ヒトが発明した技術であって、 果樹・園芸方面で利用されている.

## 3. 伏条繁殖の諸事例

開花・結実・タネ散布という実生繁殖に頼らないで、クローン型の世代交代をする栄養繁殖は、上述のように多様である. それらのうち、氷河期(冷夏の連続)との関連がつよい伏条繁殖は、今では、数多くの樹種に知られていて、表1のようである.

種	生活形	場所	文献	備考
アカエゾトウヒ	針・高	ウペペサンケ山	斎藤・川辺・ほか 1990	球果をつくれない
ヨーロッパトウヒ	]]	アルプス山脈	Киосн & Аміет 1970	11
スギ	]]	奥羽山脈	小野寺・ほか 1989	
11	]]	富山県立山	平 1985	
ヒバ (ヒノキアスナロ)	]]		諸文献から	
エゾノウワミズザクラ	広・高	富良野市山部	小笠原・ほか 1988	
]]	]]	網走川	斎藤・ほか 2017	
オノエヤナギ	]]	厚田川	河畔林研究会 1990	流木繁殖を含む
]]	]]	札内川	斎藤 2015	11
ハイマツ	針•低	東ヌプカウシ山	斎藤・川辺 1990	
ハマナス	広·低	小清水町浜小清水	斎藤 1984	地下茎繁殖を含む
ダケカンバ	広・高	斜里岳	斎藤・松田 1992	倒木繁殖を含む
ブナ	]]	狩場山	渡辺 1994 ダケカン	バ帯より上位にある

表1 伏条繁殖をする樹種,場所,文献

これらのうち,アカエゾトウヒ<sup>8</sup>,ヨーロッパトウヒ<sup>3</sup>,スギ<sup>5,8</sup>,ダケカンバ<sup>11</sup>,ブナ<sup>19</sup>は,平地 ~中山帯~亜高山帯(下部)では,実生繁殖により世代交代するが,亜高山帯(上部)~高山帯(温 量指数不足,冷夏)では,伏条繁殖により世代交代する種である.

他方,エゾノウワミズザクラ<sup>17</sup>,オノエヤナギ<sup>15</sup>,ハマナスは,平地~中山帯に生育し,伏条繁殖

- 60 -

の方が実生繁殖よりも盛んな種である.

ハイマツは、高山帯の種であり、高山帯〜亜高山帯では、実生繁殖と伏条繁殖<sup>7</sup>をするが、平地で は、開花・結実が困難で、伏条繁殖が主体となる。同じような高山帯の種であるモンタナマツは、平 地でも、実生繁殖と伏条繁殖を併用できる。

なお、本論では、氷河期といっても、氷床に被われた土地ではなく、氷床に被われなかった、氷河の周辺の、長い冬と短い夏のある(数百~数千年にわたる冷夏の連続)地帯の樹木群を対象としている.われわれの先祖は、氷河期を乗り切って、進化してきたのである.

## 4. 氷河期における開花・結実

農作物における、あるいは、自然林における冷害は、春には開花したが、積算温度が不足して、秋 には結実が不成功に終わったこと(不作、凶作)を言う.

けれども、自然林においては、隔年結実の傾向があり、春に開花しないので、秋に結実がない、という年がある.これは、不作年ではなく、不なり年<sup>12</sup>なのである.

氷河期のケースでは、後者の開花しない〜結実しない、冷夏年(不なり年)の連続に近いのであろう.う.つまり、花粉を飛ばさず、タネ散布せず、である.

けれども、木々には寿命があるので、世代交代しなければならない. タネの発芽~成長~枯死が不可能であれば、寒気を避けて、南方へ移住するか、そこに留まって、栄養繁殖としての伏条繁殖に頼ることになる. 伏条繁殖は、冷夏であっても、枝の接地~不定根の発生~枝先の立ち上がり~根系の 発達~子木の独立であるから、生き残りも、クローン型の世代交代も十分に可能である.

5. まとめ――自然界における、氷河期と間氷期における栄養繁殖と実生繁殖の使い分け

氷河期は、氷床に被われない土地では、冷夏年の連続である.

冷夏年は、冷害年(不作年・凶作年)であり、これが長期にわたって連続するなら、生活史(寿命) より長く続けば、樹木は実生繁殖できず、衰滅することになる.

けれども、伏条繁殖に頼るなら、冷夏年が長く続いても、その場に生き残り続けることが可能である. 低標高では実生繁殖する種であっても、高標高では、耐寒性が十分であるなら、生き残り戦略を 伏条繁殖にシフトすることができる. かつての氷河期の気温が、こうした高標高に対応するなら、氷 河期と間氷期(亜氷河期と亜間氷期も含む)の繰り返しに、栄養繁殖と実生繁殖を使い分けてきた、 と推測される. それぞれ表2に要約される.

表2 氷河期と間氷期における栄養繁殖と実生繁殖の関係

開花~結実	花粉	伏条繁殖	生き残り	・繁殖戦略
	101/24			

氷河期・冷夏の連続	$\times$ or $\triangle$	×	$\bigcirc$	クローン繁殖で耐え、間氷期を待つ
間氷期・温暖気候	$\bigcirc$ or $\bigcirc$	$\bigcirc$	0	開花・結実し、繁茂して、移住する

- 61 -

なお、花粉については、氷河期のものは、近くの森林からの飛散ではなく、はるか南方(温暖地) からの、ライヴァルの虫媒花タイプの種を除いた、風媒花タイプの種からの飛散であろう.

## 引用文献

- 1) BAZZIGHER, G. et al., 1982. Vermehrung und Aufzucht der Kastanie. 35pp., Berichte Nr.240, Swiss Federal Institute of Forestry Research (バッツィヘル, G. ほか共著・斎藤新一郎抄訳, 1986. クリの増殖と栽培. 15pp., 北海道立林業試験場).
- 2) 井尻正二·湊 正雄, 1974. 地球の歴史, 第2版. 岩波新書, 208pp.
- KUOCH, R. et al., 1970. Die Verjungung im Bereich der oberen Waldgrenze der Alpen. Mitteil-ungen, vol.46(4): 159~328, Swiss For. Res. Inst.
- 4) 湊 正雄・井尻正二, 1976. 日本列島, 第3版. 岩波新書, 216pp.
- 5) 小野寺弘道・ほか、1989. 多雪環境下におけるスギ天然林の更新様式.雪氷大会予講集、平1:154.
- 6) 斎藤新一郎, 1971. 氷河期における樹木群の残存の可能性について. 雪氷大会講予稿集, 昭46:80.
- 7) 斎藤新一郎, 1985. 遠音別岳から知西別岳におけるハイマツを中心とした高山植生について. 「遠音別 岳原生自然環境保全地域調査報告書」, p.223~295, 環境庁自然保護局/日本自然保護協会.
- 8) 斎藤新一郎・川辺百樹・ほか, 1990. ウペペサンケ山の森林植生(2) ——1610m 峰ふきんの尾根筋の 植生. 上士幌町ひがし大雪博物館研報, no.12: 1~16.
- 9) 斎藤新一郎・川辺百樹, 1990. 伏条更新によるアカエゾマツの氷河期における生き残りについて. 北海 道の雪氷, no.9: 32~34.
- 10) 斎藤新一郎, 1993. 高木類および低木類にみられる伏条更新の諸事例. 日林北支論集, no.41: 199~201.
- 斎藤新一郎・松田 功, 1993. 斜里岳の森林植生について(3) ――北斜面の亜高山帯におけるダケカンバの伏条更新およびエゾマツ・広葉樹混交林分. 知床博物館研報, no.14:1~8.
- 12) 斎藤新一郎, 2000. 木と動物の森づくり――樹木の種子散布作戦. 206pp., 八坂書房, 東京.
- 13) 斎藤新一郎, 2000. 栄養繁殖としての萌芽繁殖, 伏条繁殖および倒木繁殖について——松前小島のイ タヤカエデ林における諸事例. 専修大学北海道短期大学紀要, no.33:11~22.
- 14) 斎藤新一郎, 2010. 伐り株移植工法——森林植生を再生する新しい緑化技術. 124pp., 北海道開発技術 センター, 札幌.
- 15) 斎藤新一郎, 2015. 流木起源の細葉ヤナギ類の中州における樹林化とその対策. 北方森林研究, no.63: 85~88.
- 16) 斎藤新一郎, 2015. 図説・土木技術者のための樹木学入門. 170pp., 北海道開発技術センター, 札幌.
- 17) 斎藤新一郎・小西欽也・田崎冬記, 2017. 網走川流域におけるエゾノウワミズザクラの伏条繁殖, 伏 条の採取,山取り苗木植栽,および植栽成績.野生生物と交通, vol.16:5~12.
- 18) 平 英彰, 1985. 北アルプス北部におけるタテヤマスギの天然分布について.森林立地, vol.27(2):1~8.
  19) 渡辺定元, 1994. 植物社会学. 450pp., 東京大学出版会,東京.

## 数値気象モデルによる降雪粒子予測の高度化

## Sophistication of snow property prediction by numerical weather model

橋本明弘(気象研究所),本吉弘岐(防災科学技術研究所),三隅良平(防災科学技術研究所), 折笠成宏(気象研究所)

Akihiro Hashimoto, Hiroki Motoyoshi, Ryohei Misumi, Narihiro Orikasa

## 1. はじめに

新雪粒子の物理特性は、積雪層の変質過程に影響を与える重要な因子だが、降雪イベント の再現や予測に用いられている数値気象モデルでは、降雪粒子の物理特性は極めて簡単な形 でしかモデル化されておらず、降雪・積雪粒子の直接観測やリモートセンシング観測によっ て得られる多様な粒子特性データに追随できていない.このため、著者らは、気象モデルに 組み込まれたバルク法雲物理過程を多変数化し、雲・降水の粒子特性を従来よりもはるかに 精緻に表す新たな手法の開発に取り組んでいる.この手法を用いて、2018 年 2 月 23 日早朝 に札幌市北区で観測された新雪粒子の再現を試みた.

## 2. 数値気象モデル

対象とする降雪イベントの再現実験のため に、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に 改良を加えた新しいモデルを用いた. JMA-NHMの雲物理過程は、大気中の固体水 粒子を氷晶・雪・霰の3クラスに分け、それ ぞれの総混合比・総数濃度を予報変数として 計算する.水過飽和は許容せず、固体水粒子 の昇華成長は氷過飽和の条件下で計算され る.雲粒と固体水粒子が共存する場合は雲粒 捕捉成長が併せて計算される.

新しいモデルでは,従来の予報変数に加え て, 氷晶・雪・霰それぞれの温度・湿度別昇 華成長量および雲粒捕捉成長量といった素 過程別の成長量が新たな予報変数として組 み込まれている.昇華成長する氷晶の形状が 温度・湿度条件に応じて変化することを考慮 して, Nakaya (1954) の実験結果をもとに, 表 1のように温度・湿度によって昇華成長量を クラス分けした. 氷粒子の質量に対する温 度・湿度別昇華成長量の比は, 粒子形状と密 接に関連したパラメータと見なせる.また, 粒子質量に対する雲粒捕捉成長量の比は, 粒 子の密度に関連したパラメータとみなすせ る.これらのパラメータは、大気の流れと粒 子自体の重力沈降によって, 粒子とともにモ デル大気中を輸送される.これにより, 粒子

表 1	素過程と結晶形	(T は温度,	SSi は氷
<b>過</b> 飽7	和度)		

	素過程	結晶形
Dep-0	昇華成長,-4 <t<0c< th=""><th>角板</th></t<0c<>	角板
Dep-4	昇華成長,-10 <t<-4c< th=""><th>針・角柱</th></t<-4c<>	針・角柱
Dep-10	昇華成長,-20 <t<-10c, Dep-14を除く</t<-10c, 	角板
Dep-14	昇華成長,-17 <t<-14c, SSi&gt;7%</t<-14c, 	樹枝
Dep-20	昇華成長,-36 <t<-20c< th=""><th>角柱</th></t<-20c<>	角柱
Dep-36	昇華成長, T<-36C	砲弾集合・不規則等
Accr	雲粒捕捉成長	雲粒付き





の形状や密度に関する物理特性を,粒子の生成から降水を経て地上に至るまで追跡することが可能となった.

#### 3. 数值実験

日本を中心とする水平 2500km×2500km, 鉛直約 22km の計算領域を設け,水平格子幅 は 5km,鉛直方向には最下層で 40 - 最上層で 735m の可変格子として数値実験を行った (図 1,5km-NHM).タイムステップ長は 15 秒,積分時間は 45 時間とし,初期値・境界 値には気象庁メソ解析を用いた. さらに 5km-NHM の計算結果を初期値・境界値とし て,北海道を中心とする 700km×610km の計



**図2**2月23日03時(日本時)における降 水強度の(a) 観測結果(レーダー・アメダス 解析)と(b)実験結果(1km-NHM,ダイヤ 印は札幌市北区の粒子観測点)

算領域を設け,水平解像度 1km,鉛直層は 5km-NHM と同じ設定で実験を行った(図 1, 1km-NHM).タイムステップ長は8秒,積分時間は30時間とした.実験対象期間は2018年2月22日09時~23日21時(JST)とし,初期時刻を12時間ずつずらしながら3回の数値実験を行った

## 4. 結果

2018 年 2 月 23 日早朝,日本海を東進する低気圧の接近に伴い,札幌市では早朝と夕方に 降雪が観測された.図 2 は,2 月 23 日 03 時(日本時)における 1 時間降水量の観測結果と 実験結果である.JMA-NHM はこの時の降水分布を概ね良く再現していた.図 3 は,地上気 象要素の観測(黒)と数値実験(赤)の結果である.観測データとして,札幌市北区にある 粒子観測点から最寄りの気象庁アメダス石狩地点の値を用いた.図 3 によると,23 日早朝の 降雪のタイミングは良く再現されていた(図 3a).風速・風向(図 3b)についても実験対象 期間を通じて良く再現されていた.気温(図 3c)については,23 日未明と日中に,低温誤差 がみとめられる.

23 日早朝の降雪イベントの間に粒子観測点に積もった新雪粒子は、秋田谷英次博士によっ て撮影され公開されている(日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム,さっぽろ積雪情報 第19号, http://avalanche.seppyo.org/snow/). それによると、新雪の深さは約15 cm で、雲粒 なし結晶が目立ち,降雪の前半にあたる層では鼓型,後半にあたる層では樹枝状結晶が多か った. 図4は、数値実験の結果から求めた粒子観測点における新雪粒子特性を、水当量積雪 深に対する変化として表した層位図である.23 日早朝の降雪の間,雲粒捕捉成長の寄与(Accr, オレンジ)はほとんど無く、粒子観測の結果と一致した. 温度・湿度別昇華成長の寄与をみ ると、降雪の前半は、Dep-20(角柱、黄)と Dep-10(角板、黄緑)の寄与がともに大きく、 降雪の後半は、Dep-20(角柱、黄)の寄与が減少し、Dep-14(樹枝、緑)の寄与が増加した. 数値実験で、降雪の前半に c 軸成長 (Dep-20)と非 c 軸成長 (Dep-10)の寄与が共存してい たことは、粒子観測で降雪の前半にあたる層で鼓型結晶が捉えられたことと整合的である. また、降雪の後半に、c 軸成長 (Dep-20)の寄与が、主に、a 軸成長 (Dep-14)の寄与に置き 換えられたことは、降雪の後半にあたる層で樹枝状結晶が捉えられたことと親和的な傾向で ある.

図 5 は、図 1 の直線 AB に沿った温度・湿度別昇華成長量混合比の鉛直断面図である.23 日早朝の降雪前半にあたる時刻では(0300JST,図 5a, b, c), Dep-20 の寄与が高度 3 km 付近か

- 64 -

ら地上まで到達していた. さらに Dep-10 の 寄与も高度 2km 付近から地上まで到達して いた. それに対して,降雪後半にあたる時刻 (0400JST,図 5d, e, f) では,上空の Dep-20 の寄与は地上まで届かず,降雪雲が上層と下 層に分かれており,粒子観測点での降雪は主 に Dep-10 と Dep-14 によってもたらされてい た.つまり,上空の降雪雲の状態の時々刻々 の変化が,地上降雪量に対する素過程別成長 量の寄与率の変化(図 4)に深く関与してい ることを具体的に表していた.

## 5. 考察

新雪粒子特性の推移に関して,数値モデル は概ね良好な再現性を示したが,23日早朝の 降雪の後半に Dep-10 (角板, 黄緑) と Dep-14 (樹枝,緑)が共存し、このうち Dep-10 が 寄与率の大半を占めていた(図4).この点に ついては検討を要する.ここで,温度・湿度 別昇華成長量の意味を再考する.異なる温 度・湿度条件における成長量の寄与が共存す ることは,異なる結晶形をもつ粒子が複数種 存在することを必ずしも意味しない. 大気中 のある温度・湿度をもつ環境のもとで氷晶が 発生し、その環境を保ったまま同じ粒子が地 上に到達することは極めて稀である.したが って,むしろ,同一の粒子が複数の異なる温 度・湿度条件の空間を経た後に地上に到達し たと捉えるべきである.

図 5e, 5g を見ると,黒実線と黒破線で表さ れる Dep-14 の成長条件を満たす領域(氷鉋 和度<107%,かつ,-17℃<気温<-14℃)は, この条件で獲得された質量の分布(青白シェ ード)と一致していない.つまり,はじめ Dep-14 の条件下で成長した粒子が,その後, Dep-10 の条件下で成長する,または,その逆 もあり得ることを示している.このことを考 慮すると,角板が卓越する条件と樹枝が卓越 する条件の両方を大気中で経験し成長した 同一の粒子を,結果的にどのような形状の粒 子として類型化してモデリングに反映させ るかという点が,新雪粒子観測の結果と数値 実験結果を比較する上で,解決を要する課題 であることが分かる.



図3 (a)1時間降水量,(b)風速(円)・ 風向(四角),(c)気温の観測結果(黒,気 象庁アメダス石狩)と実験結果(赤,粒子 観測点)



図 4 観測点における新雪粒子特性の層位 (10 分間降水量に対する各素過程成分の質 量比の推移)



図5 図2bの直線ABに沿った温度・湿度別昇華成長量混合比の鉛直断面(白破線は観測 点の位置,白等値線は気温,黒実線と黒破線の等値線はDep-14の条件に関する氷飽和度 と温度の境界;氷飽和度107%,および,気温-17℃,-14℃を表す.)

## 6. 結論

中谷ダイヤグラムをもとに、温度・湿度でクラス分けした昇華成長量の他、雲粒捕捉成長 量を新たな予報変数として組み込んだ新しい数値気象モデルを用いて、2018 年 2 月 23 日早 朝の札幌における降雪イベントに関する数値実験を行い、札幌市北区の新雪粒子観測点で、 秋田谷英次博士によって観測された新雪粒子特性の再現を試みた. 観測された鼓型から樹枝 状結晶への粒子特性の変化傾向を新しいモデルは概ね再現した. 他方、複数の温度・湿度条 件を経て成長した粒子の物理特性をどのように類型化するかという点で検討を要することが 分かった.素過程別成長量を追跡できる新しいモデルを用いることで、地上の降雪粒子や新 雪粒子の物理特性を上空の降水形成機構と具体的に関連づけて議論する新しいアプローチが 可能となった.

## 謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557 の助成を受けたものです.

## 【参考・引用文献】

Nakaya, U., 1954: Snow crystals. Harvard University Press, 246.

- 66 -

# 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) Report on snow profile observations and winter meteorological observations during the 2017-2018 winter season in Kitami, Hokkaido

白川龍生(北見工業大学),八久保晶弘(北見工業大学) Tatsuo Shirakawa, Akihiro Hachikubo

## 1. はじめに

本研究では、2017-2018年冬季に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の概要を報告する.北見での積雪観測は2013-2014年冬季から、冬季気象観測は2015-2016年冬季から毎年継続している.2017-2018年冬季は北見工業大学敷地内(主に野球場)にて、積雪のある日は毎日、計133回の積雪断面観測を行った.また同敷地内の陸上グラウンドでは冬季気象観測も実施した.

## 2. 観測方法

## (1)積雪断面観測

2017年10月23日~2018年4月16日の期間,北見工業大学の敷地内にて,積雪のある日は 毎日行った(計133回).なお大学入試センター試験期間(2018年1月13日~14日)は隣接 する野付牛公園内の児童公園にて実施した.観測内容は積雪深・雪質・粒径(d1,d2)・雪温・ 密度・硬度・積雪水量とし,必要に応じてせん断強度と含水率の測定を追加した.観測方法 は積雪観測ガイドブックに準じて行った<sup>1)</sup>.2018年3月31日に撮影した観測露場(北見工業 大学野球場)を図1に示す.

## (2)冬季気象観測

2017年11月4日~2018年4月1日の期間,北見工業大学の陸上競技場に測器を設置し,連続観測した.観測内容は,短波放射(上下)・長波放射(上下)・気温・湿度・気圧・風向・風速・積雪深・降水量・地温(0,5,10cm)・地熱流量で,サンプリング間隔は1分間隔とした.また雪面に雪板を設置し,降雪時には降雪量を測定した.2017年11月14日に撮影した観測露場(北見工業大学陸上グラウンド)を図2に示す.



図1 積雪断面観測の観測露場. 冬期間, 北見工業大学野球場を拠点に,写真の中 央部にある軌跡に沿って,日々の積雪断 面観測(積雪深・雪質・粒径(d1,d2)・雪 温・密度・硬度・積雪水量)を実施した.



図2 冬季気象観測の観測露場.気象測器は 常設とし,短波放射(上下)・長波放射(上 下)・気温・湿度・気圧・風向・風速・積 雪深・降水量・地温(0,5,10 cm)・地熱流 量の各データを1分間隔で測定した.

## 3. 観測結果

図 3 に積雪断面観測および冬季気象観測の一部(積雪水量・日降雪量・日平均気温)を示 す. 観測期間全般の特徴としては,積雪深の時間変化のパターンは漸増型<sup>2)</sup>で,2017年12月 中旬から2018年3月上旬までの期間,霜系の雪質(こしもざらめ雪・しもざらめ雪)を主体 とする積雪層構造が続いた(図3a).

シーズン最初の積雪は 2017 年 10 月 23 日で,これは台風 21 号(のち温帯低気圧)の接近 に伴う積雪であった.同年 11 月は断続的だったが,12 月 4 日以降,2018 年 4 月 2 日の消雪ま で 120 日間の長期積雪が続いた.この間,12 月 24 日~26 日にかけて発達した低気圧の接近・ 通過に伴う気温上昇と強風のため,12 月 25 日は全層 0℃(全層でざらめ雪)となった.その 後,雪面や層間にクラスト・氷板ができ,下層にしもざらめ雪が発達した.シーズンを



図3 積雪断面観測および冬季気象観測(積雪水量・日降雪量・日平均気温). a:積雪断面 観測結果(複数の雪質の層もあるが,ここでは第一分類のみを示す. 凡例は雪質の国際 分類に従った<sup>3)</sup>.), b:冬季気象観測の一部(積雪水量は積雪断面観測の一環として測定).

- 68 -

通じた最深積雪は 2018 年 3 月 2 日に 記録した 92 cm で,これは気象庁北見 地域気象観測所 (アメダス)の 1981-2010 年平均値 (82 cm)に比べやや高 い値である.3月9日に気温の上昇お よび降雨があり (積雪水量 186 mm, 今シーズンのピーク値,図 3b),同日 以降は全層0 ℃となり融雪が進み,4 月2日に消雪した.その後,4月15日 に降雪があり,翌16日まで積雪状態 となったが、その後は積もることがな



かった. 冬季気象については, 日降水量のピークは 2018 年 3 月 9 日の 37 mm で, これは雪で はなく雨の値である(図 3b). 日平均気温は 2017 年 11 月 30 日~2018 年 3 月 1 日の期間(先 述の 2017 年 12 月 25 日を除く)で氷点下であり, 放射冷却による低温の日が多かった. この 結果は長期積雪の期間および雪質の変化とよく一致する(図 3 b). 期間中の最低気温は-23.1℃(2018 年 2 月 19 日午前 6 時 21 分)だった.

アメダスデータから求めた北見の積算寒度(期間:2017年10月1日~2018年3月31日) は896℃-daysで、3期連続で800℃-daysを上回った(図4a).累計降雪量は420 cmで、こち らも直近2期と同程度であった(図4b).

## 4. 考察

長期積雪期 間における下 層の密度変化 と積雪粒子の 変化を図5に 示す.対象の 層は図 5a に 示す A~E の 5層であり, 各層の密度の 経時変化は図 5b のように なり, 雪質が しもざらめ雪 に変態すると 密度が一定の 範囲内(250~ 300 kgm<sup>-3</sup>) で 推移した.ま た,図5cはA ~E 層のうち D 層に着目し て雪質の変化



図5 長期積雪期間における下層の密度変化と積雪粒子の変化.a:対象の層(A~E層)とD層の撮影時期(1~5),b:A~E層の密度の経時変化,c:D層の積雪粒子写真.

を粒子写真で追跡したものである.このうち積雪下層のしもざらめ雪の写真は,2018年1月 1日に撮影した左から3枚目の写真(しもざらめ雪に変態した時期)と,同年3月4日に撮影 した同4枚目の写真(融雪直前の時期)である.

A~D層の雪質変化は、新雪→こしもざらめ雪→(12/25 に一度濡れて) ざらめ雪→しもざ らめ雪の順に、E層については新雪→こしまり雪→しまり雪→こしもざらめ雪→しもざらめ 雪の順に変化した.いずれの層も、しもざらめ雪に変態してからの密度の変化が少なく、こ れは秋田谷による既往の研究結果とよく一致した<sup>4)</sup>.

## 5. まとめ

2017-2018 年冬季,北海道北見で実施した毎日の積雪断面観測と冬季気象観測の概要を報告した.期間中の積算寒度は 896 °C-days,累計降雪量は 420 cm であり,寡雪地帯で見られる 典型的な気象条件であり,積雪深の時間変化パターンはこれを反映した漸増型であった.12 月中旬から3月上旬までの期間,こしもざらめ雪やしもざらめ雪を主体とする積雪層構造が 続いた.しもざらめ雪に変態後の密度の変化は少なく,これは先行研究結果を裏付けるもの であった.

## 謝辞

本研究は秋田谷英次先生からご提供いただいた積雪粒子撮影装置を使用しました.ここに 記し、お礼申し上げます.本研究は科研費(15K06679)の助成を受け実施しました.

## 参考文献

- 1) 日本雪氷学会編, 2010:積雪観測ガイドブック,朝倉書店, 136pp.
- 2) 伊藤驍, 1983:日本における積雪深の形態分類とその特徴について、雪氷, 45(2), 57-63.
- Fierz, C. et al., 2009 : The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, *IHP-VII* Technical Documents in Hydrology N83, IACS Contribution N1, UNESCO-IHP, Paris.
- 4) 秋田谷英次, 1968: しもざらめ雪の形成, 雪氷, 30(5), 25-31.
# 雪崩の発生機構の教材開発-弱層モデルと摩擦モデル-

# A study on teaching materials of avalanche release mechanism – Weak layer model and friction model –

堀尾沙希(北海道教育大学札幌校\*),尾関俊浩(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)
Saki Horio, Toshihiro Ozeki, Eizi Akitaya

#### 1. はじめに

2017 年 3 月 27 日栃木県那須岳で表層雪崩によって春山安全講習会に参加した高校生 6 8 名が亡くなる雪崩事故が発生した.この事故はスキー場のバックカントリーと呼ばれる場 所で起こっているが,バックカントリー遭難による死亡事故の実に 43%は雪崩が原因となって いる.那須の雪崩事故の原因は表層雪崩であったが,表層雪崩は発生の前兆現象がないため発生を予期しづらく特に注意が必要な雪崩である.我々は今後このような事故が繰り返されないためにはユース雪崩教育が必要であると感じ,教材開発に取り組むこととした.

現在の中等教育課程(中学校と高等学校)では積雪や雪崩に関する学習は行われておら ず,雪に関する学習も中学校 2 年生理科の「空気中の水の変化」の単元で雪の結晶のでき 方,「大気の動きと日本の四季」の単元で冬の天気を学習するにとどまっている.つまり,中 高生は雪崩がどのような現象であるのかをイメージすることすら難しい現状にある.以上の背 景を踏まえて,本研究では摩擦モデルと弱層モデルの学習用実験装置を作成し,各モデル で上載積雪が増えたときに雪崩が発生するか否か検証した.

## 2. なぜ摩擦説では表層雪崩を説明できないのか

#### 2.1. 中等教育の学習内容から表層雪崩の発生を考える

報道機関などでよく耳にする雪崩の発生機構の一般的な説明は、「摩擦説」と「弱層破壊 説」の2つである.このうち「摩擦」は中等教育で学習する.一方,破壊の科学は中高生には 新しい概念である.

摩擦説とは斜面上に積もった雪が気象の影響で凍るなどして氷化し,摩擦が小さくなり, その上に雪がたくさん積もると滑りやすいので,雪崩が発生するという考え方である.しかしこの説では理論上説明がつかない部分が 出てくる.例えば,図1のように斜面上に質量 mの物体(積雪)があった場合,物体には鉛直 下向きにmgの重力が働く.この力を分解する と,斜面平行下向きにmgsinθ,斜面垂直方向



図 1 高等学校で学習する斜面上の物体 にかかる重力と摩擦力の概念.

下向きに  $mg\cos\theta$  の力がかかっている. また, 斜面垂直方向上向きに垂直抗力 N, 斜面平行 上向きに摩擦力 F が働いている. この物質は斜面上に静止しているためこれらの力がつり合 い,  $N=mg\cos\theta$ ,  $F=mg\sin\theta$  と表される. ここで, この物質が斜面上を滑り出すのは  $mg\sin\theta$  が  $F_{max}=\mu N=mg\cos\theta(\mu:静止摩擦係数)$ を超えるときであるから,

\*現在 札幌市

 $mgsin\theta > \mu mgcos\theta$ 

(1)

となり,

#### $\mu < \tan \theta$

(2)

という式が導かれる. (2) 式によると雪崩の発生は質量 m には関係せず,  $\theta \ge \mu$  の変化によっ てのみ決まる. つまり, もともと雪が積もっている斜面ならば, 上載積雪が増えてもその分摩擦 力 Fも大きくなるため,  $\mu$  または  $\theta$  が変わらない限り上載積雪は滑らないということを表してい る. したがって, 中高生が中学3年生の「仕事とエネルギー」や高等学校物理基礎の「斜面上 での物体の運動」で学習した「摩擦」の知識を基に今回のような表層雪崩の発生機構を考え てもうまく説明できず, 行き詰ってしまうことになる. そこで, 中高生には新しい概念である弱 層の破壊の理論を導入する.

#### 2.2. せん断破壊を用いた弱層破壊説

積雪内部に滑り面となる薄い弱層(せん断強度の弱い層)がサンドイッチのように挟まった 構造の斜面がある.弱層破壊説とは,弱層の上に積もった上載積雪が雪の重さにより落ちよ うとする力(駆動力)と弱層が上載積雪を支える力(抵抗力)が釣り合っているときには積雪は 斜面上で動かないが,さらに雪が積もったり斜面上に人が侵入したりなどして駆動力の大きさ が抵抗力の大きさよりも大きくなったとき雪崩が発生するという考え方である.表層雪崩の発 生機構は雪氷学ではこの弱層破壊説で説明される.

弱層が上載積雪を支える力(抵抗力)はクーロンの式  $\tau=C+\sigma \tan \varphi(\tau)$ せん断破壊強度, C: 粘着力,  $\sigma$ :垂直応力,  $\varphi$ :内部摩擦角)で表される.積雪において粘着力 C と内部摩擦角  $\varphi$ の値は雪質や密度,含水率などによって異なる.積雪の特徴として粘着力 C が比較的大きい ため,クーロンの式では第2項よりも第1項が大きく影響する.上石ら<sup>1)</sup>によるとぬれざらめ雪 の粘着力と内部摩擦角を測定した結果, C=4290[Pa],  $\tan \varphi=0.539$  が得られた.この結果か らも積雪の粘着力 C は大きく, クーロンの式の第1項の影響が大きいことが分かる.

本研究ではグラニュー糖や磁石,マジックテープなどの物質を用いてせん断強度を測定し, 積雪と同じように第2項の感度が悪く,第1項,つまり粘着力Cの値が優先する材料を探し, 弱層モデルとして使用することを目指した.

#### 3. 実験装置

#### 3.1. 摩擦モデル

摩擦モデルでは斜面が氷化することで、 積雪と斜面の間の摩擦が小さくなり積雪が 積もることなく滑落する様子を再現し、<u>実際</u> の雪崩とは異なる現象であることが理解でき るよう工夫した.また、積もることなく滑落す る様子をよりイメージしやすくするために、滑 落する角度を測定し、視覚的に分かりやす いようにした.滑り面の材質は紙よりも氷化 をイメージしやすいと考え、アクリル板を採 用し、積雪表面が滑りやすいことを直感的 に示す工夫をした(図 2).実際にせん断強



図 2 摩擦モデルの概観. 土台寸法 55mm ×400mm. 角度可変.

度の測定を行った結果,粘着力 C が 0 であったことから質量を増やしていっても落ちる時の角度が変わらないことが予想された.

- 72 -

#### 3.2. 弱層モデルの材料の検討

弱層モデルでは駆動力が抵抗力 を上回り滑落する様子を再現した. 積雪のせん断破壊はクーロンの式  $(\tau=C+\tan\varphi)$ の第1項の影響が大き く第2項の影響が小さいという特徴 がある.そこで弱層モデルを作成す るための予備実験として,各材料の せん断強度の測定を行い,積雪の

表1 弱層モデル用の試験材料と組み合わせ.

기미프	式験材料	上載側	土台側
グラニュー糖		両面テープ	グラニュー糖
マジ	ックテープ	布	フック面
	弱×強	磁石(弱)	磁石(強)
磁	強×弱	磁石(強)	磁石(弱)
	強×強	磁石(強)	磁石(強)
石	強×鉄	磁石(強)	鉄板
	鉄×強	鉄板	磁石(強)

破壊を説明するのに適した材料を研究した.

試験は作成する実験装置の寸法に合わせ、縦 30 cm、横 2 cmの木の土台に試験材料を 前面に貼り付け、平地に固定した(土台側). その上に土台と同じ大きさの木を載せ、上載荷 重を 50 g ずつ加えて最大 200 g まで加重し、プッシュプルゲージで引っ張り、せん断される 力を 5 回ずつ測定した. 試験材料にはグラニュー糖、マジックテープ、磁石の 3 種類を選ん だ. また、上に載せる木にも土台に貼り付けた材料と対応する材料を貼り付けた(上載側).

グラニュー糖の測定では土台側に両面テープ で満遍なくグラニュー糖を貼り付け,上載側には 小さく切った両面テープを使用した.マジックテー プの測定では土台側にマジックテープのフック面 を貼り付け,上載側には接着力を下げるために布 を使用した.磁石の測定では磁力の強いもの(磁 束密度 37.7 mT)と弱いもの(磁束密度 23.3 mT) の2種類のシート状磁石および鉄板を用いて,表 1のように組み合わせて測定を行った.土台側に は全面に材料を貼り,上載側には部分的に材料 を貼って使用した.

#### 3.3. 弱層モデルの材料の評価

土台の上に載せた木とおもりの重さ を断面積で除して垂直応力 $\sigma$ としてグ ラフの横軸にとり、プッシュプルゲージ で測定したせん断力を土台の断面積 で除してせん断強度 $\tau$ として縦軸にと った.このグラフより回帰式を求め、切 片から粘着力C、グラフの傾きから内 部摩擦角 $\phi$ を求めた.

<u>マジックテープ</u>は形状が表面霜をイ メージしやすいので試験材料に選定した.測定結果から回帰式を求め,

v = 0.64x







図4 強磁石, 弱磁石, 鉄板を組み合わせたと きのσとτの関係.

(3)

を得た.マジックテープの粘着力はほぼ 0 であったことから,イメージの良さに反して本モデルの材料としては適さないという結論を得た.

<u>グラニュー糖</u>について測定結果を横軸に垂直応力 $\sigma$ ,縦軸にせん断強度 $\tau$ を取ったグラフを図3に示す.回帰式より粘着力Cは64.7[Pa],内部摩擦 $\tan \varphi$ 値は0.51という値が得られた.マジックテープと比べ,粘着力Cの値が大きく内部摩擦角の値も小さいことから,マジックテープよりも弱層モデルに適している.しかし,グラニュー糖を用いた弱層モデルで模型実験を行ったところ,荷重を増やしても上載側が一気に落ちず徐々に下にずり落ちていった. そのため一気になだれ落ちる様子が再現できず,今回の弱層モデルでは使用しないこととした.

<u>磁石</u>について,組み合わせを変えて測 定した結果を図 4 に示す.横軸は垂直応 力 $\sigma$ ,縦軸はせん断強度 $\tau$ である.それぞ れの回帰式から求めた粘着力Cと $tan \phi$ の 値を表 2 に示す.この測定結果から,粘 着力Cが大きいものは強磁×鉄板と強磁 ×強磁の2種類が挙げられた.強磁×鉄

#### 表2材料の組み合わせと粘着力,内部摩擦角.

上載×土台	粘着力 [Pa]	tanφ
弱×強	10.3	0.37
強×弱	15.7	0.29
強×強	145.2	0.45
強×鉄	137.0	0.33
鉄×強	44.4	0.22

強: 強磁石, 弱: 弱磁石, 鉄: 鉄板

板の方が内部摩擦角が小さいため、より弱層モデルに適した材料と考えられたが、強磁×鉄板を用いた弱層モデルで模型実験を行ったところ、粘着力が大きすぎて滑落しなかった.鉄板×強磁では上載側の鉄片の長さを調整することで、おもりの荷重による滑落を再現できることがわかり、弱層モデルとして採用することとした.

#### 4. 模型実験の結果

摩擦モデルと弱層モデルでおもりを1個,2個,3個 と変化させたときの滑落角度を測定し,摩擦モデルと弱 層モデルでの特徴を比較した.摩擦モデルに50gのお もりを1~3個載せて滑落する角度を測定したところ, 摩擦モデルではおもりの数を変えても滑り落ちる角度 は変わらず,滑落角度はすべて15°であった.これは 理論と一致する結果であった.



図 5 弱層モデルにおもりを 3 個載せたときの滑落角度.

弱層モデルでは任意の位置(図 5 では下から 4 つ目)に 1 つ 50g のおもりを 1~3 個載せ て角度を徐々に大きくしていき、上載積雪が滑落したときの角度を測定した.その結果、おも りが 1 つのときは 33°, 2 つのときは 28°, 3 つのときは 21°で滑り落ち、おもりが重くなるほ ど滑り落ちる角度が小さくなることがわかった.上載荷重を大きくするほど滑落する角度は小 さくなったことから、上載側が落ちようとする力を弱層が支えきれなくなった瞬間に滑落するこ とを再現できた.

#### 5. おわりに

本研究では、摩擦説という一見正しく思える説がなぜ間違っているのか、弱層というものは どのような概念なのかをモデルを通してわかりやすく説明するよう試みた.弱層モデルの課題 として、「弱層」の概念は理解できるものの、実際の弱層がどのようなものかイメージしづらい 点が挙げられる.弱層により近い材料によるモデルの検討が必要であると考える.また、上部 破断面の再現についても将来の課題であると考える.

#### 【参考·引用文献】

1) 上石勲,町田敬,小田憲一,山口悟,佐藤篤史,2009:雪氷研究大会講演要旨集,P209.

- 74 -

# 南極ラングホブデ氷河における氷河下の海洋環境

# Subshelf environment of Langhovde Glacier, Antarctica

山根 志織(北海道大学 大学院環境科学院,低温科学研究所) 杉山 慎(北海道大学 低温科学研究所)

箕輪 昌紘(北海道大学 低温科学研究所,チリ・アウストラル大学 物理数学研究所) 伊藤 優人(北海道大学 低温科学研究所)

## Shiori Yamane, Shin Sugiyama, Masahiro Minowa, Masato Ito

## 1. はじめに

南極の沿岸では、氷床が沿岸で海洋に流れ込んで棚氷を形成する. 南極氷床における氷消 耗は、棚氷の先端で生じるカービング(氷山分離)と棚氷の底面融解が同程度の割合を占め ており<sup>1)</sup>、氷床の質量変動に重要な役割を担っている. 衛星データ解析や数値モデリングによ って、棚氷の底面融解量の増加が南極氷床の質量減少に寄与することが指摘されている<sup>2)</sup>. 従って、南極氷床の質量変動を予測する上で、棚氷の底面融解量の定量化や融解するメカニ ズムを理解することが急務である. 近年、棚氷底面下や氷河前縁における海洋観測によって、 棚氷の底面融解量が定量的に示されるようになってきている<sup>3)</sup>. しかしながら棚氷下を直接 観測することは難しく、底面融解の理解が遅れている.

第59次日本南極地域観測隊では、氷河棚氷下における海洋特性の理解と底面融解量の定量 化を目的として、東南極ラングホブデ氷河末端付近の棚氷において活動を行った.2017/18年 に実施した野外観測において、熱水掘削システムを用いた棚氷を貫通する掘削を行い<sup>4)</sup>、棚氷 下の海洋で塩分・水温データや水中カメラによる棚氷底面と海底の映像を得た.同地では 2011/12年にも接地線付近で観測が行われており<sup>5)</sup>、氷厚や棚氷下の水塊構造、及び棚氷下に おける生物の存在が報告されている.本観測では、接地線より下流側においてより広範囲で の観測を実施した.本報では、海洋観測より明らかになった棚氷の断面構造、棚氷下の海洋 における水温・塩分の分布、および水中カメラで撮影された生物の様子を報告する.

#### 2. 手法

2018年1月1-24日の間に, ラングホブデ氷河の末端から約3kmの範囲で熱水掘削孔 4 点を用いた海洋観測を実施した.

#### 2.1. CTD 測定

塩分・水温・水圧センサ(IDRONAUT 社 Ocean Seven 304)を挿入し,棚氷下の水温及び塩 分分布を測定した.CTD センサには錘を取り付け,ケプラーロープを用いて孔内に降ろした. 塩分・水温・水圧の測定精度はそれぞれ 0.005 psu, 0.005 ℃, 0.05 % F.S.である.

#### 2.2. 水中カメラ

小型水中カメラ(Little Leonardo 社 V500-LED 及び GoPro 社 HERO5)を挿入し、棚氷から 海底までの撮影を行った. 挿入方法は CTD センサと同様である. V500-LED は掘削孔 4 点で

- 75 -

鉛直下向きに撮影した. HERO5 は BH1802 のみで使用し, 鉛直上向きに挿入し棚氷底面の撮影を試みた.



図1 南極沿岸の人工衛星写真(Landsat 画像, 2018 年 2 月 16 日撮影) にラングホブデ氷河 を示す.氷河は図の右下から左上に向かって流れている.星印 4 点(BH1801-04)は熱水掘削お よび海洋観測地点を示す.

- 3. 結果·考察
- 3.1. CTD 測定

#### 3.1.1. 氷河断面構造

CTD データより算出された氷河の断面構造を図2に示す.氷河末端付近で氷厚234mから 接地線付近で412mの棚氷を形成しており,海水層は氷河末端近傍のBH1801で302m,最も 接地線に近いBH1804で12mであった.



**図 2** 掘削によって明らかになったラングホブデ氷河の鉛直断面. 横軸は 2018 年 2 月 16 日の氷河末端からの距離,縦軸は海面からの高さ(水深)を示す.

#### 3.1.2. 棚氷下における水温・塩分分布

棚氷下の水温は、棚氷底面直下で-1.2℃から-1.4℃程度であり、その下 5-10 m にわたっ て急激に上昇し-1.35℃程度であった.水深が下がるにつれ水温は徐々に上昇し、水深 400 m 付近で-1.15℃から-1.2℃となり、その下海底付近までほぼ一定の値を示した.塩分は、棚 氷底面直下で 34.24-34.28psu であり、水深が下がるにつれて徐々に増加していた.その後水 深 400 m 付近で 34.3-34.32psu となり、その下海底付近までほぼ一定の値を示した.この結果 から、棚氷底面直下 50-100 m 付近には、比較的冷たく低塩分の水塊が存在しているのに対し、 水深 400 m 以深から海底にかけて、比較的温かく高塩分の水塊が存在していることが明らか になった.

#### 3.2. 水中カメラ

掘削孔へ挿入した水中カメラの映像を図3に示す.棚氷下の海底付近(図3(b))では,ナン キョクオキアミをはじめとした多数の動物プランクトンや底生生物が確認された(図3(c)). これらの生物は,氷河末端から約2km離れた海底においても生息していることが明らかに なった.さらに,棚氷底面直下数+メートルの範囲では,複数の動物プランクトンが確認さ れた(図3(d)).これらの結果から,棚氷底面下や海底付近には,広範囲にわたって多様な 生物相が存在することが示唆された.

#### 4. まとめ

東南極ラングホブデ氷河において熱水掘削による海洋観測を行った. 2017/18 年に実施し た観測では,氷河末端付近は厚さ約 234-412 mの棚氷を形成しており,その下の海水層は棚 氷末端付近で約 302 m,接地線付近では約 12 m であった.また,水深 400 m から海底付近 にかけて水温-1.15℃から-1.2℃で塩分が 34.3 から 34.32 程度の水塊が存在しているのに対 し,棚氷底面直下では比較的低温で低塩分な水塊が存在することがわかった.さらに,棚氷 底面直下や海底付近では,広範囲にわたって動物プランクトンをはじめとした多様な生物相 が存在することが明らかになった.

#### 【謝辞】

氷河観測にあたり,第58・59次日本南極地域観測隊の皆様,海上自衛隊の皆様,北海道大 学低温科学研究所の青木茂准教授,国立極地研究所の田村岳史准教授に尽力頂きました.ま た,観測はその一部に ROBOTICA 及び科研費(新学術領域研究 17H06320)の助成を得て 実施しました.本観測に携わったすべての方々に謝意を示します.

## 北海道の雪氷 No.37 (2018)



図 3 水中カメラで撮影された棚氷下の生物(a) 掘削孔にカメラを投入する様子.(b) 海底に到着したときの様子.(c) ナンキョクオキアミと推察される.(d) 動物プランクトンの 一種と推察される.

## 【参考・引用文献】

- 1) Rignot, E, S. Jacobs, J. Mouginot and B. Scheuchl, 2013: Ice shelf melting around Antarctica, *Science*, **314** (6143), 266–270.
- 2) Pritchard, H., S. Ligtenberg, H. Fricker, D. Vaughan, M. Van den Broeke, and L. Padman, 2012: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, **484**(**7395**), 502-505.
- Silvano, A. *et al.*, 2016: Ocean-ice shelf interaction in East Antarctica, *Oceanography*, 29(4), 130–143.
- 4) 杉山慎, 伊藤優人, 箕輪昌紘, 山根志織, 2018: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘 削, 北海道の雪氷, 37, (本号内参照).
- 5) Sugiyama, S. *et al.*, 2014: Active water exchange and life near the grounding line of an Antarctic outlet glacier. *Earth and Planetary Science Letters*, **399**, 10.1016.

吹きだまり調査値P

# 片切土における吹きだまりの発達過程と吹雪量の関係 -2017 年度冬期における弟子屈町での観測事例-

# Relationship between the development of snowdrifts and the snow

# transport rate on a cut on one side

# - Observation in Teshikaga town during wintertime in FY2017-

武知洋太,大宮哲,高橋丞二,小中隆範,松澤勝 (国立研究開発法人土木研究所 寒地土木研究所) Hirotaka Takechi, Satoshi Omiya, Joji Takahashi, Takanori Konaka, Masaru Matsuzawa

#### 1. はじめに

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

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

#### 2. 調査方法

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

調査では、片切土の風下側に第3種第1 級の2車線道路<sup>1)</sup>を想定し、青線で示した 計測線上の吹きだまり深さを観測した(図 2上).観測では、図2に示すようにレーザ ースキャナ1台を設置し道路横断方向(測 線1)の雪丘形状を1秒毎に連続計測した. さらに、積雪深計1台を風上側の車線中心

(測線 2) に設置し1時間毎に計測した. 観測期間は2017年11月20日から2018年 3月30日とした.また,併せてタイムラプ スカメラとスノーポール9本を設置し測線 2における吹きだまりの発達状況を20分 毎に撮影した.

# 3. データ分析

#### (1)分析対象

想定した道路上に吹きだまりが概ね存 1.5m 1.25m 3.5m 3.5m 1.25m 1.5m 住はない状況から,吹きだまりの発達が見 図2 調査箇所への計測機器の配置状況 られた図3に示す3つイベントを対象に分析を行った.なお,2018年2月1日(イベントIII の前)には、レーザースキャナの計測範囲の積雪を除雪した.





## 北海道の雪氷 No.37 (2018)



(2)吹きだまり深さ

レーザースキャナの計測データより1 時間毎の吹きだまり深さを整理し, 吹き だまり深さに変化が見られた代表的な 時刻の雪丘形状をイベント毎に示した (図 4).

イベント I 及びⅢでは, 吹きだまりが 最初に風上側の切土法面上で大きく発 達し,その後に風上側の車線上でも増加 が見られた. イベントⅢの雪丘は勾配が イベントIに比べると緩い傾向が見ら れるが、吹きだまりの発達する過程はイ ベントIとⅢで概ね類似していた.一方 イベントⅡでは, 吹きだまりの発生が始 まった1月3日9時頃から,切土法面上 のみではなく風上側の車線上にも吹き だまりの発達が見られた.その後,4日 6時頃には風下側の車線でも吹きだま りが発達した.このように、イベントⅡ ではイベントⅠ・Ⅲに比べ吹きだまりが 比較的広い範囲で同時に発生する傾向 が見られた.この要因には各イベントの 吹雪前に切土法面上に堆雪していた雪 丘形状(勾配)の違いが考えられる.



#### (3) 吹きだまり量

吹きだまり量(kg m<sup>-1</sup>)は、吹きだまり形状の断面積(m<sup>2</sup>)に積雪密度(kg m<sup>-3</sup>)を乗じ、 図 2 に示した①道路全体、②車線上、③風上の切土法面の 3 つの範囲で算出した.その結果 は図 5 に示す.ただし、積雪密度は 2016 年度の報告<sup>2)</sup>を基に 130 kg m<sup>-3</sup> と仮定した.なお、 吹きだまりの深さや量は各イベントの初日 0 時以降に増加した量として整理した.

北北西 北西 西北西

イベントI

#### (4)気象条件と吹雪量

各イベントの気象条件を近傍の弟子 屈アメダス (図1)の観測データより把 握した(図5). ただし,降水量につい ては道路テレメータ (図1)の観測デー タからも把握し,降雪有無を調査時に 撮影した静止画から判定した(図5). イベントIで吹きだまりが発達した 際,風速は 5.2~15.7 ms<sup>-1</sup>であり,気温 は-1.8~0℃で比較的高かった. 一方イ ベントⅡでは、風速が 5.5~11.5 ms<sup>-1</sup>で イベント1より小さく,気温は-5.7~-1.8℃でイベント1より低かった. イベ ントIIIでは風速が 3.9~9.3ms<sup>-1</sup>と他の イベントに比べ小さかった.ただし,気 温は-2~-13.8℃で最も低温であった.

次に、以下の方法で吹雪量を推定し た(図5). はじめに地吹雪発生の有無 を判別し,地吹雪発生と判別された場 合に松澤ら<sup>3)</sup>らが示した式(1)によりそ の間の吹雪量を見積もった.なお,地吹 雪の判別は竹内ら4や雪氷調査法5を参 考に,降雪有無で区分した条件1,条件 2により判定した.なお,吹雪量推定に はアメダスデータ(10分値)を利用し た. ただし, 降水有無の判定について は,画像での判定結果を基本とし,画像 の無い夜間などは、アメダス及び道路 TM の降水量データが 0 mmでない場合 を降雪有りとした.また,各高度の風速 は対数則(雪面粗度:1.5×10<sup>-4</sup>m)より 求めた.

 $Q=0.005\times U_{1.2}{}^4$ • • • • • • • (1)Q は吹雪量  $(gm^{-1}s^{-1}), U_{1,2}$ は高度 1.2m での平均風速 (ms<sup>-1</sup>) を示す.



25

20

15 (ms<sup>-1</sup>)

10

#### 4. 吹きだまりと吹雪量の関係

仮想道路の車線上における吹きだまり量と累計吹雪量の関係をイベント毎に示した(図6). また,2016年度に行った同様の調査結果(武知ら<sup>2)</sup>)を併記した.イベントIでは、車線上 の吹きだまり量は累計吹雪量が概ね 1000kgm<sup>-1</sup>を超えた時点から増加が大きくなり,累計吹 雪量が概ね 1700kgm<sup>-1</sup>を超えると 250kgm<sup>-1</sup>に達した(図 6a)). この結果は 2016 年度の結果<sup>2)</sup>

·風速 5 風回 0 ຼົວ 南南京 南京京 京南京 -5 吹きだまり発達第 . -10 見 第 東北東 北京 十七東 気温 風速(最大瞬間 風速(平均 -15 莆 ■ 隆水量(弟子屈道路TM) 降水量(第子屈アメダス) ◇ 降雪有り(静止画判定) 3 f ⊈ 無 営 2 降大量 1 1200 300 ■時間吹雪量 250 5 200 - 吹きだまり(道路全体) - 吹きだまり(道路風上) ŭ iii 150 吹きだまり(車線上 ₩100 数 50 描记 0 .12:00 00 00 00 66 00 00 71 2017.12.14 00:6 2:00 18:00 21:00 - 0:00 3:00 6:00 9:00 18:00 21:00 0:0 6:00 2017.12 25 イベントエ 20 (ms<sup>-1</sup>) 15 10 風速 西南南南南南京家 来 5 できだまり発 0 仾 ô -5 温温 -10 風速(最大瞬間) 風速(平均) 風向 気温 -15 有 無 上 一 二 一 二 一 ■ 隆水量(弟子屈道路TM) 隆水量(弟子屈アメダス) ◇降雪有り(静止画像判定) 3 降火量 1 0 1200 300 250 -- 吹きだまり(道路全体) y 200 ▲ 吹きだまり(道路風上) 150 画<sup>150</sup> 画100 参 50 吹きだまり(車線上) 50 推足 0 2:00 21:00 6:00 9:00 15:00 18:00 21:00 0:00 3:00 6:00 9:00 2:00 5:00 18:00 0:00 2018.1.3 2018.1.4 25 イベント皿 20 気温 風速(最大瞬間 風速(平均 風向 (ms<sup>-1</sup>) 15 北西西南南南南南南南京 東京市南南京 10 風凍 5 風向 ô 0 -5 頭 -5 喊 -10 版 東北京 北京 北北市 -15 Ē > 隆雪右り(静止画判定 隆水量(弟子屈道路TM 路水景(弟子同マメダマ 降雪有 有 無 降大量 0 300 推定收雪量 (kgm<sup>-1</sup>h<sup>-1</sup>) 200 120 120 0 0 0 0 1200 時間吹雪量 1000 --- 吹きだまり(道路全体) 800 吹きだまり量(kgm 吹きだまり(道路風上) 600 吹きだまり(車線上 400 200 0 15:00 18:00 21:00 3:00 6:00 9:00 12:00 15:00 - 0:00 3:00 6:00 9:00 12:00 15:00 18:00 3:00 6:00 9:00 12:00 0:00 21:00 2018.2 図5 各イベントの気象条件と吹雪量

とも概ね一致した.一方,イベントⅡ・ Ⅲ ではイベント I より速い各々 1000kgm<sup>-1</sup>と500kgm<sup>-1</sup>を累計吹雪量が超 えると吹きだまり量が 250kgm<sup>-1</sup>に達し た(図 6b), c)).

次に,風上側の車線中心の吹きだまり
次に,風上側の車線中心の吹きだまり
の深さと累計吹雪量との関係をイベン
ト毎に示した(図7).また,図6同様に
2016年度の結果<sup>2)</sup>を併記した.ここで小
型車が発進できる上限の積雪深 15cm<sup>6)</sup>
に着目し,吹きだまり深さと累計吹雪量の
関係を見るとイベントIでは累計吹雪量が
概ね 1000kgm<sup>-1</sup>で吹きだまりが 15cm に達した
(図7a)).これは,2016年度の結果<sup>2)</sup>と
も概ね一致した.一方,イベントIIではこれより少ない累計吹雪量 300~700kgm<sup>-1</sup>で吹き
きだまりが深さ 15cmを超過した(図7b)).
イベントIIでは累計吹雪量 200kgm<sup>-1</sup>で吹き
だまりが深さ 15cmを超過した(図7c)).



このように道路の車線上に発達する吹きだまりの累計吹雪量に対する速度がイベントII・ IIIではイベントI及び2016年度の結果<sup>2)</sup>に比べて速い.ここで,各イベントの吹雪前におけ る風上の切土法面上の堆雪量(m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup>)(図2)に着目すると,堆雪量がイベントIでは0.36m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup> と少なく,イベントII・IIIでは2.48 m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup>,1.72 m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup>と多かった.また2016年度の事例<sup>2)</sup> では1.01 m<sup>3</sup>m<sup>-1</sup>であった.また,切土法面上の堆雪量が吹雪前に最も少なかったイベントI の吹きだまり量(図5)を見てみると,他の2イベントに比べ吹きだまり量が道路全体で最も 多いが車線上で最も少なく,道路全体の吹きだまりに占める車線上の吹きだまりの割合が最 も少ない.これは風上の切土法面上の堆雪が吹雪前に少ない場合,堆雪が吹雪前に多く存在 する場合に比べ飛雪が風上の切土法面上に多く捕捉され車線上には吹きだまりが発生しにく いことを示している.これらのことから,車線上における吹きだまり発達速度には風上側の 切土法面上における吹雪前の堆雪状況が大きく影響していると考えられる.

#### 5. まとめ

本研究では、切土道路の車線上に発生する吹きだまりのタイミングや量をリアルタイムに 予測するには、累計吹雪量や吹雪前の風上側の切土法面上の堆雪状況を考慮することが重要 であることを明らかとした.

#### 【参考・引用文献】

- 1) (公社) 日本道路協会, 2015:道路構造令の解説と運用
- 2) 武知ら, 2017: 片切土における吹きだまりの発達過程に関する調査-2016 年度冬期における弟 子屈町での観測事例-, 北海道の雪氷, 36, 137-140.
- 3) 松澤ら, 2010:風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察, 寒地技術論文・報告集, 26, 45-48.
- 4) 竹内ら, 1986:降雪時の高い地吹雪の発生限界風速, 昭和 61 年年度日本雪氷学
- 5) 日本雪氷学会北海道支部, 1991: 雪氷調査法, 19
- 6) 渡邊ら, 2012:車両が発進困難となる吹きだまり深さに関する実験と吹きだまり発達速度に関す る観測, 寒地土木研究所月報, 712

# 風洞型表面霜作製装置の開発ー大粒径の人工表面霜ー Artificially formed surface hoar in wind tunnel experiments –Improvement for large surface hoar production–

藤田恭輔(北海道教育大学札幌校\*),尾関俊浩(北海道教育大学札幌校) 安達聖(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター) 冨樫数馬(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター) Kyosuke Fujita, Toshihiro Ozeki, Satoru Adachi, Kazuma Togashi

#### 1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町茶臼岳で高校生ら 8 名が死亡した雪崩のように, スキ ーヤーや登山者などが雪崩に巻き込まれる事故が絶えない.日本ではこしもざらめ雪などの 霜系結晶が表層雪崩の原因となることが多く, 7~8 割が霜系結晶によるものである<sup>1)</sup>. Schweizer and Jamieson<sup>2)</sup>によると, カナダ, スイスでの統計では表層雪崩に関係した弱層 のうち 82%が霜系の結晶であり, その中でも表面霜の割合が全体の約半分を占めていた.こ のように, 表面霜は雪氷災害を起こす原因となり得るものであるため, 表面霜に関する研究が 重要である.

表面霜は、空気中の水蒸気が雪面に昇華凝結してできた氷結晶のことである.よく晴れた 日に雪面で放射冷却が起こり、飽和水蒸気圧が下がる.そこへ微風によって水蒸気が輸送さ れることで雪面に表面霜が生成される. Hachikubo and Akitaya<sup>3)</sup>は野外観測により表面霜 が良く成長する条件を、放射冷却-60 W/m<sup>3</sup>以上、風速 2~3 m/s 程度、相対湿度 90%以上 であることを示した. Slaugter *et al.*<sup>4)</sup>は表面霜の生成が相対湿度、雪面温度、雪面と空気の 温度差、風速、長波放射(下向き)に依存することを示した.しかし、日本では表面霜が良く 成長する条件が整うことはめずらしいため、表面霜の物性に関するデータが集まりにくかった. 本研究では、人工風洞を用いて表面霜を生成し、その物性を測定する.津田・尾関 <sup>5)</sup>は風洞 を用いた人工表面霜の作製装置を開発し、表面霜の生成温度と雪面-気温間の温度勾配 によって結晶形に違いが現れることを明らかにした.また、八代ら<sup>6)</sup>は人工表面霜の発生装 置を大型風洞に応用し、コップの一面型の人工表面霜を用いて、表面霜の粒径(高さ)と剪

断強度の関係についての研究を行った.その結果,表面霜が大きいほど,上載積雪が下層と接しにくくなり,剪断強度が弱くなることを示した.本研究では,風洞型表面霜作成装置を改良し,コップの側面型以外の結晶形の表面霜を生成し,発生条件による表面霜の結晶形の違いについて明らかにすること,さらに大粒径の人工表面霜の生成の特徴を明らかにすることを目的とした.



図1 風洞型表面霜作製装置1の模式図.

#### 2. 実験装置

#### 2.1. 人工表面霜作製装置の原理

本研究では,人工雪結晶作製装置を参考 に,回流式低温風洞によって人工表面霜を生 成した.表面霜は放射冷却と,高い湿度,微 風の環境下でよく成長する.風洞型人工表面 霜作製装置では放射冷却による雪面冷却は 難しいので, 放射冷却に換えて雪面下に冷却 板を入れ冷媒により雪面を冷却した.水蒸気 の供給方法は移流型とし,低温風洞内に水蒸 気源を作って水蒸気圧を高く保ちながら,雪 面で飽和以上の水蒸気圧を実現し,霜を成長 させた. 今までの装置では粒径 2 mm 程度の 結晶が主体で,大きくても 6 mm 程度であっ た.欧米ではしばしば1 cmを超える表面霜が 観察されることから、今回は装置を改良し、水 だめとヒーターを用いて水蒸気量を大幅に増 加させるようにして、霜の成長を促した.

# 2.2. 風洞型表面霜作成装置による大粒径 の人工表面霜

本研究では、2 つの実験装置を使用した. 北海道教育大学札幌校の低温室において は実験装置の開発を主眼とした実験を行っ た.本実験の前身である津田・尾関 5)の風 洞では、低温室の温度で飽和水蒸気圧に 近づけた空気を冷却板上に移流させること により基盤積雪上に表面霜を成長させた. 本実験では風洞内の水蒸気量を増やすた めに回流式風洞に改良を施した.実験装置 の諸元を表1に、風洞型表面霜作製装置 (実験装置1)の模式図を図1に示す.風洞 装置のワーキングエリアは,断熱材で覆わ れており、この両端をアルミダクトでつなぎ、 ダクトの中間部にダクト内に水蒸気を供給 するための水だめを設置した.水だめの温 度は投込み型ヒーターにより 0℃から 20℃ の範囲で任意の温度に調整した.小型ファ

表1 実験装置1の諸元(北海道教育大学)

ワーキングエリア		
内寸	$30 \text{ cm} \times 30 \text{ cm} \times 90 \text{ cm}$	
風速	$0 \sim 1 \text{ m/s}$	
回流部		
ダクト	アルミ φ 150 mm	
水蒸気	ダクト中間部で供給	
冷却板		
面積	300 mm×395 mm 1 枚	
恒温槽		
温度域	$\geq -35 \ ^{\circ}\mathrm{C}$	

表2 実験装置2の諸元(防災科研 CES)

ワーキングエリア			
内寸	$1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 14 \text{ m}$		
風速	$0\sim 20$ m/s		
回流部			
水蒸気	ワーキングエリア上流端及び		
	ワーキングエリア末端で供給		
冷却板			
面積	300 mm×395 mm 6 枚		
恒温槽			
Α	$\ge -25$ °C		
В	$\geq -35$ °C		



(A)



## (B)

図 2 CES における実験装置 2 の模式図. (A)回流式風洞, (B)表面霜生成部.

ンにより風洞内に送風し,整流柵を設けることにより,風速の鉛直分布を制御した.雪面近傍から風洞中央部までは風速が指数関数的に増加しており,接地境界層とみなせる.ワーキングエリアには冷却板を設置し,冷却パイプに恒温槽から冷媒を循環させることにより雪面温度をコントロールした.基盤積雪には屋外で採取した自然積雪を用いた.表面霜の成長時間は20時間前後であった.

- 84 -

第2の実験装置は防災科学技術研究所雪氷防災センターの雪氷防災実験棟(CES)にある低温風洞を使用した. CES での実験装置(実験装置2)の諸元を表2に,実験装置の模式 図を図2に示す.3枚2セットの冷却板が2台の恒温槽で任意の温度に制御される仕様であ

り、1回の成長実験で 0.72 m<sup>2</sup>の表面霜の成長面 積を得られる.水蒸気の供給源は八代ら<sup>6)</sup>ではワ ーキングエリア末端1箇所であったが、本実験では 風上端にも増設し、供給量を増加させた.基盤とな る積雪には CES の人工雪の2種類を使用した.表 面霜の成長時間は約15時間であった.

# 3. 結果と考察

#### 3.1. 成長した結晶の種類

旧風洞の中心では相対湿度 90%前後であった が、本実験でほぼ 100%か 100%を超えており、今 までよりも大きな水蒸気量の条件下で成長実験を 行うことができた.また、ファンを調節して今までより も風の弱い環境化での成長実験を行った.これに より 2cm を超える大粒径の表面霜を成長させること に成功した.さらにシダ状や針状やなど今までと異 なる結晶形の生成に成功した.本実験で観察され た表面霜はコップの側面型(plate)、樹枝角板中 間型(sector)、シダ型(dendrite)、針型(needle) の4種類であった.



図3生成した表面霜. 左: コップ の側面型, 右: 樹枝角板中間型.



図4大きく成長した表面霜. コッ プの側面型が連続成長.

#### 3.2. コップの側面型と樹枝角板中間型

コップの側面型(図 3 左)と樹枝角板中間型(図 3 右)は本実験においてよく観察された結 晶であり、天然においてもよく観察される表面霜である.既往の風洞型表面霜作成装置でも 生成している.コップの側面型は6角形のコップの側面が1面あるいは複数面成長したような 形状である.雪面温度が比較的高い領域から生成するが、本実験では冷媒温度が-35 ℃の 低温領域のときにもよく観察できた.雪面から10cmの風速が0.4 m/s以上のときに生成し、 風速を大きくする程コップの側面型が良く生成した.本実験では、既往の研究よりも大きいも のが生成したが、これは新風洞では水蒸気の供給量が増えたからだと考えられる.大きく成 長したコップの側面型は1面が成長したものと、1面型が複数連結して成長したものがあった (図 4).成長方向は c 軸方向に伸びながら a 軸方向にも広がっている<sup>7)</sup>.

樹枝角板中間型は結晶に中心軸があり、それを中心に扇状に成長し、側枝にコップの側面型と同型が見られる. すなわち、コップの側面型と成長軸が 30 度ずれている. 雪面温度が低い領域で多く見られる結晶で、本実験の実験条件(冷媒温度-35 ℃;低温室温度-5 ℃)でよく観察できた. 特に、10cmの風速が 0.2 m/sと、コップの側面型よりも低速領域で生成した.

#### 3.3. シダ型と針型

シダ型(図 5)と針型(図 6)は本実験装置により生成が可能となった結晶である.風が弱く, 水蒸気量が非常に多いときに生成される結晶であり,本実験では,雪面から 10cm の風速が 0.1 m/s と最も低速の条件で生成した.シダ型は結晶の中心に軸がありそれを中心に側枝と して樹枝角板中間型が複数成長している.この軸は,樹枝角板中間型の中心と,コップの側

- 85 -

#### 面型の軸と同じものと考えられる.

針型の表面霜には2種類あった.1つはc軸に成長した結晶であり,鞘状のものも見られた.もう1つは樹枝角板中間型が扇状の広がりが乏しく,中心軸のみが成長したような結晶で,表面には凹凸が見られた.図6は後者である.本実験では,後者がよく観察された.

今回はシダ型, 針型両方とも冷媒温度-35 ℃, 低温室 温度-5 ℃, 雪面から 10cm の風速 0.1 m/sと同じ条件で の成長であった. しかし水だめの温度に違いがあり, シダ 型が 20 ℃, 針型が 10 ℃のときに生成した. 相対湿度を 計測した風洞中央では両方ともほぼ 100%を示しているも のの, 水だめの温度から勘案するとシダ型のほうがより水 分量多い環境で成長したと考えられる.

#### 3.4. 風速と生成する表面霜の形状

図 7 に高さ1 m に換算した風速と,生成した表面霜の 形状を示す.コップの側面型は,風速が大きいときに成長

しやすかった.風速が大きいと水蒸気輸送量が増加するので,この型は成長量が大きくなりやすいことが示唆される.シダ型や針型は無風に近い条件下で成長する.これよりも風速が大きくなり,側枝が複合して成長すると、樹枝角板中間型になると考えられる.

#### 4. おわりに

本研究は、表面霜の成長機構について人工表 面霜を用いて実験した.作成装置を改良して水蒸 気の供給を増やしたことにより、大きな表面霜を成 長させることに成功した.風速の違いにより成長す る結晶の種類に特徴が見られ、本研究で作製が



図5 シダ型の表面霜.



図6 針型の表面霜.



図7風速と生成する表面霜の形状.

可能になったシダ型や針型は何れもほとんど無風の条件が必要であった.今後は表面霜の 形によるせん断強度の違いに着目して調査する予定である.

【参考・引用文献】

- 1) 雪氷災害調査チーム, 雪崩事故防止研究会 (2017): 雪崩教本. 山と渓谷社, 144pp.
- 2) Schweizer, J., Jamieson, J.B. (2000): Proc. Int. Snow Science Workshop, 1-8.
- 3) Hachikubo, A., Akitaya, E. (1997): J.Geophys.Res. 104(D4),4367-4373.
- Slaughter, A.E., Adams, E.E., Staron, P.J., Shertzer, R.H., Walters, D.J., McCabe, D., Catherine, D., Henninger, I., Leonard, T., Cooperstein, M., Munter, H. (2011): J. Glaciology, 57, 441-452.
- 5) 津田将史, 尾関俊浩, 2012: 雪氷研究大会講演要旨集, P2-10, 207.
- 6) 八代裕平, 尾関俊浩, 安達聖, 中村一樹, 2016:雪氷研究大会講演要旨集, P1-48, 242.
- 7) 尾関俊浩, 八代裕平, 仲條莉央, 安達聖, 2017:雪氷研究大会講演要旨集, C4-9, 136.

- 86 -

# 空撮画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度

# 一機体の種類および画像枚数と測定精度との関係-

# Accuracy of roof snow depth by photogrammetry using Aerial images - Dependence of kinds of UAV and number of the images on the accuracy -

千葉隆弘(北海道科学大学)

Takahiro Chiba

#### 1. はじめに

近年,SfM (Structure from Motion)のような画像処理技術の進歩によって,撮影した被写体 をメッシュ化した立体モデルとして生成するソフトウェアが普及しており,デスクトップ PC でも比較的容易にその立体モデルが生成できるようになった.一方,CCD カメラを搭載した小 型 UAV が急速に普及し,空撮画像・動画が手軽に撮影できるようになった.これらの SfM と 小型 UAV を組み合わせて写真測量を行うことも可能であり,土砂・雪崩災害の調査に活用さ れている<sup>1),2)</sup>.建築物における屋根上積雪深の測定に写真測量の技術を活用できれば,安全を 確保し難い屋根上において長時間かけて実測するよりも手軽で詳細な積雪分布のデータが得ら れる可能性がある.筆者らは,これまでに様々な建築物を対象に屋根上積雪深の写真測量を行 い,その測定精度を検証してきた<sup>3),4),5)</sup>.

本研究では、機体の大きさや CCD カメラの仕様が異なるいくつかの小型 UAV が販売された ことから、機体の違いおよび空撮画像の枚数と屋根上積雪深の測定精度との関係を検証した.

#### 2. 研究方法

本研究では、北海道科学大学体育館 HIT Arena を対象に屋根上積雪深の写真測量を行った. HIT Arena の概要を図1に示す. 平面規模は、約60m×約70m であり、高さは約18m である. 図中の空撮画像をみると、HIT Arena のメインアリーナ屋根には高さ3m のハイサイドライトが

設置されており、屋根が階段状となっている. 冬期の主風向が西北西であることから、 風下側の下段屋根には、毎冬期、吹きだまり が形成される.本研究では、その下段屋根に 2本の測線(測線AおよびB)を設定し、写 真測量の測定精度を検証するための実測を 行った.実測には10mm 目盛りのスノーゾン デを用い、測定間隔は0.5m とした.

本研究で使用した小型 UAV を写真1に示 す. dji 製の Phantom4, Phantom3, および Mavic の3機を使用した. これら3機に搭載されて いる CCD カメラの仕様を表1に示す. セン サーの仕様をみると, いずれも CMOS であ り, 撮像素子の大きさは, Phantom4 が最も大 きく, Phantom3 と Mavic は同じである. 視 野角は, Phantom4 と Mavic が同程度であり,



図1 HIT Arena の概要

Phantom3 がやや広角となっている. 画素数 については, Phantom4 が 20.0M pixel, Phantom3 と Mavic が 12.4M pixel である. こ のように、Phantom4 に搭載されているカメ ラの性能が高い状態である. なお, CCD カメ ラは、いずれの機体においても、その姿勢を 制御するジンバルを介して機体に取り付け られており、機体の振動や姿勢の影響がな く,フォーカスが合った鮮明な画像が撮影で きる. 空撮は, 積雪なしとありの状態で合計 2回行い,空撮日は,積雪なしが2017年9月 7日,積雪ありが2017年12月11日である. 空撮方法については、撮影高さを 30m にす るとともに、カメラの向きは真下とし、機体 を前後左右にゆっくり飛行させながら HIT Arena 全体にわたって2秒インターバルでお よそ12分間撮影した.すなわち,空撮画像 は360枚程度とした.



写真1 空撮に用いた UAV

表1 UAVに搭載されているカメラの仕様

カメラ仕様	Phantom4	Phantom3	Mavic
センサー	1"CMOS	1/2.3"CMOS	1/2.3"CMOS
視野角	80.0°	94.0°	$78.8^{\circ}$
画素数	20.0M	12.4M	12.4M

空撮画像を用いて立体モデルを生成するソフトウェアには、Agisoft の Photoscan を用いた. 立体モデルの精度に関する設定は様々であるが、本研究では、2 日間で一連の処理が終了でき るような設定で立体モデルを生成した.なお、本ソフトウェアは、隣り合う画像が 60%以上重 複していることが条件となるが、画素の空間座標を自動的に推定した後に被写体をメッシュ化 するものであり、画素数が多いほどメッシュサイズが小さくなるという特徴を有する.

#### 3. 研究結果

HIT Arena におけるメッシュ化された立体モデルの生成状況を図2に示す. Phantom4 の場合 をみると,360 枚の空撮画像から立体モデルを生成しており,HIT Arena が適正にモデル化され ている様子がわかる.風下側下段屋根の部分をみると,テクスチャー表示およびメッシュ表示 のいずれにおいても,屋根面にあるトップライトの形状や形成された吹きだまりの分布がモデ ル化されている.また,メッシュも繊細であることもわかる. Phantom3 の場合をみると,353 枚の空撮画像から立体モデルを生成し,Phantom4 と同程度の立体モデルが得られている. Mavic の場合をみると,366 枚の空撮画像から立体モデルを生成し,機体や CCD カメラのサイズが Phantom4 および Phantom3 に比べて小さいものの,これらと同程度の立体モデルが得られてい る.このように,生成された立体モデルを目視でみた限りでは,機体の差異が立体モデルに影 響を及ぼしていない様子が伺える.

次に、測線AおよびBを対象に、立体モデルから得られた積雪面の測量値と実測値とを比較 した結果を表2に示す.なお、測量値は積雪ありの空撮画像を用いて生成した立体モデルから 取得した積雪面の座標値であり、実測値については屋根面からの相対値として測定座標を算定 した.測線Aの場合をみると、いずれの機体においても積雪面の測量値と実測値が概ね一致し ており、写真測量によって屋根上積雪深の測定が可能であることがわかる.段差壁面に近い箇 所では、測量値と実測値が完全に一致しない場合が見受けられるが、これは、空撮で撮影し難 い箇所であり、写真測量の弱点であると言える.測線Bの場合をみると、測線Aと同様の傾向

- 88 -



図2 各機体における 3D メッシュの生成状況



表2 3Dメッシュから得られた測量値と実測値との比較

を示しており、測量値と実測値が概ね一致している.

このように、本研究で用いた 3 機のいずれにおいても、撮影距離 30m 程度での空撮画像を用いて屋根上積雪分布の写真測量が十分可能であることが明らかである.ここで、積雪面の測量値と実測値との誤差の頻度分布を図 3 に示す.なお、この誤差の頻度分布は測線 A と B のすべての測点 (50 点)を対象としており、誤差については実測値を真値と捉えて算定した.Phantom4の場合をみると、明瞭な正規分布となっており、誤差の平均値  $\mu$  は-1.12mm で、標準偏差  $\sigma$  が 34.1mm, RMSE が 3.8mm となった.Phantom3 の場合をみると、概ね正規分布となっているものの、Phantom4 に比べてバラツキが大きい傾向を示す. $\mu$  が 7.11mm、 $\sigma$  が 37.0mm、RMSE が 37.3mm であった.Mavic の場合をみると、Phantom3 と同様の傾向を示し、 $\mu$ が-3.11mm、 $\sigma$  が 37.5mm、RMSE が 37.2mm であり、 $\sigma$ と RMSE は Phantom3 とほぼ同様となった.これは、カメラの解像度が影響しており、Phantom4 の解像度が高いことから誤差が小さくなり、Phantom3 と Mavic の解像度が同じであることから $\sigma$ と RMSE が同程度になったものと考えられる.





図4に、Phantom4 で得られた測量値を対象に、メッシュ化に用いた画像を 50 枚および 200 枚とした場合において測量値と実測値とを比較した結果を示す. 画像が 50 枚の場合,測量値と 実測値との誤差が大きく、画像が 200 枚の場合においては測量値と実測値が近似した. このように、被写体のメッシュ化は少ない画像枚数においても可能となるものの、測定誤差が大きくなることに注意を要する.

#### 4. まとめ

本研究では、カメラの性能が異なる 3 機の小型 UAV を用いて空撮を行い、写真測量に基づいた屋根上積雪深の測定精度を検証した.その結果、いずれの機体においても十分な精度で屋根上積雪深を測定することができた.その要因の一つとしてジンバルの使用が挙げられ、カメラの姿勢を制御し、機体の振動や姿勢が空撮画像の品質に影響しなければ比較的精度が高い屋根上積雪分布を写真測量によって得ることができる.

#### 【参考文献】

- 1) 内山庄一郎,井上公,鈴木比奈子,2014:SfMを用いた三次元モデルの生成と災害調査へ活用可能性に関する研究,防災科学技術報告,81,37-60.
- 2) 秋山一弥,松下拓樹,中村絵美,2015:マルチコプターを用いた全層雪崩の調査,雪氷研究大会(2015・松本) 講演要旨集,78.
- 3) 千葉隆弘, Thomas Thiis, 高橋徹, 苫米地司, 2016: デジタル画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度について, 北海道科学大学研究紀要, 40, 35-43.
- 4) 千葉隆弘, 苫米地司, 2016:空撮画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度について, 北海道の雪氷, 35, 127-130.
- 5) 千葉隆弘, 2017:空撮画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度に関する研究-体育施設を対象とした撮影距離ごとの測定精度について-,日本建築学会大会学術講演梗概集(中国), B-1, 21-22.

# 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 水安定同位体比

# Water stable isotope analysis of SIGMA-A ice core 2017 in northwestern part of Greenland Ice Sheet"

黒崎 豊(北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所) 的場 澄人,飯塚 芳徳,杉山 慎(北海道大学 低温科学研究所) 安藤 卓人(北海道大学 北極域研究センター) 青木 輝夫(岡山大学大学院 自然科学研究科)

Yutaka Kurosaki, Sumito Matoba, Yoshinori Iizuka, Shin Sugiyama, Takuto Ando and Teruo Aoki

#### 1. はじめに

降雪をなす水分子の安定同位体比( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ )は、降雪の起源となる水蒸気の輸送中の周囲の環境や起源が変化することによって値が変化する<sup>1)</sup>.また、 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$ から算出されるd-excessは、海面から大気に水蒸気が蒸発する時の、相対湿度、水温、風速によって決定付けられ、大気中での水蒸気輸送過程では保存される<sup>2)</sup>. そのため、d-excessは水蒸気の起源を推定するための有用なツールである<sup>3)</sup>.

過去に降り積もった降雪が連続的に保存されているグリーンランド氷床から得られたアイ スコア中の水安定同位体比から,過去の北極域における水循環を復元することが可能であ る.北極域の海氷変動は大気中の水循環に影響を与える1つの要因である.海氷変動が,降 雪をもたらす水蒸気起源とアイスコア中のd-excessに影響を与えていることが報告されてい る<sup>4)</sup>.したがって,アイスコア中のd-excessと現存する北極域の海氷変動のデータとの関係性 が明らかになれば,d-excessが過去の海氷変動を復元するための1つのツールとして役立つこ とが考えられている<sup>5)</sup>.

グリーンランド氷床北西部SIGMA-A(N78°3′6″,W67°37′42″,標高1490m)において2017 年5月25日から6月6日に気象・雪氷観測が行われた<sup>6</sup>. その観測において過去100年程度の気 候・環境復元を目的に,60m長のアイスコアの掘削が行われた(図1).本研究では, SIGMA-Aのアイスコア中の水安定同位体比を用いて年層を決定し,海氷データが存在する 期間のd-excessの年平均値と北極域の海氷密接度との関係と,そのメカニズムについて考察 した.



図1 アイスコア掘削地点 (SIGMA-A サイト).

#### 2. 試料採取と化学分析

アイスコアの掘削に用いた掘削機は低温科学研究所製作の「どこでもドリル 2」である. 掘削用のテントの中を1m掘り下げ,掘削機を設置した.合計 125回の掘削で 60.19m (雪 面からは 61.19m)のアイスコアを採取した.採取後のアイスコアの融解を防ぐため,テン ト内は通気性を良くし低温環境を保った.掘削したアイスコアはグリーンランドから北海道 大学低温科学研究所まで輸送され-50℃の低温室に保存された.その後,-20℃の低温室 でアイスコアの側面 10mmの部分を深さ方向に 2.5 cm 長に分割し清浄なポリエチレン袋 (Whirl-pak) 内で融解させ清浄なポリプロピレン瓶に保存した.

試料中の  $\delta^{18}$ O と  $\delta$ D は、レーザーキャビティリングダウン分光法を用いた同位体比分析装置 (Picarro CRDS L2130-i) に高速蒸気化装置 (Picarro 社 A0212) にて蒸気化させた試料を導入して測定した.分析精度は  $\delta^{18}$ O が±0.08 ‰,  $\delta$ D が±0.8 ‰ である.

#### 3. 年層決定と表面質量収支

図2に SIGMA-A で採取されたアイスコア中の δD の深さプロファイルを示す. 極域の降雪 中の水安定同位体比は気温によって変動し,夏に高い値を示すことが知られている<sup>¬</sup>. SIGMA-A においても、 δD は明瞭な季節変動を示していることが考えられる. δD の負のピークを1年 の始まりとしてアイスコアの深さ 36.9 m までの年層をカウントした.また,示準層によって もアイスコアの年代を推定した.氷のコンダクタンスは,高密度層と酸の濃度が高い層でピ ークが出ることが知られている.深さ 12.8 m にコンダクタンスのピークがみられ、 δD による 年層カウントから 1991 年 6 月 15 日に起きたフィリピンの Pinatubo 火山噴火によると推定し た.また,北極域では,部分的核開発禁止条約が締結される 1963 年に先立ち頻繁に行われた 世界中における大気中での水爆実験によって 1963~1964 年にトリチウムのピークが現れる. 本研究では、ピークが見られた層 (28.2 m ~ 28.6 m)を 1963 年とした. δD による年層カウ ントをコンダクタンスとトリチウムの結果で補正した年層カウントを図2の▲の記号で示す. その結果,深さ 36.9 m は 1947 年に相当し、その期間の年間表面質量収支の平均値は 0.34 m w.eq. yr<sup>-1</sup>であった.



Depth (m)

図 2 SIGMA-A アイスコア中の δD の深さプロファイル. ▲の記号は1年の始まりの深さを 表している.

#### 4. d-excess と海氷密接度の関係

図 2 の年層カウントを基に、d-excess の年平均値を算出した.海氷密接度の年平均値は、 NCEP/NCAR 再解析データ<sup>8)</sup>から取得した.SIGMA-A サイトの d-excess の年平均値と北極域 の各グリッドの海氷密接度の 1979 年~2016 年の相関係数を図 3 に示す.d-excess の年平均 値は、バッフィン湾中部(N65°~N73°, W60°~W55°)とノースウォーター域(以下 NOW, N75°~N78.5°, W68°~W80°)の海氷密接度の年平均値と有意な負の相関が見られ た.Steen-Larsen *et al.*<sup>9</sup>は、グリーンランド氷床北西部(NEEM)において水蒸気の



 図3 SIGMA-A アイスコアの d-excess の年平均値と北極域における 海氷密接度の年平均値の相関係数(|r|>0.32, P<0.05).</li>

安定同位体比の時間変化を測定し、高い d-excess を示した水蒸気は開水面からの比較的激し い蒸発によってもたらされたものだと考察している.相関係数が負になった原因は海氷密接 度が小さい場合,比較的激しい蒸発が生じる開水面の面積が多くなり、高い d-excess を持つ 水蒸気が SIGMA-A に輸送され、降雪としてもたらされたことが考えられる.

バッフィン湾で有意な相関が見られた原因は、グリーンランド北西部とバッフィン湾周辺の大気循環場が影響を与えていると考えられる.バッフィン湾北東部に発達した低気圧によってグリーンランド西部沿岸では南風が卓越することが知られている<sup>10)</sup>.また、2017年春にSIGMA-Aにおいて採取した積雪表面雪のd-excessから、バッフィン湾に発達する低気圧性循環の風によって北極海上空からバッフィン湾に向かって空気塊が南下し、バッフィン湾南部を回り込み、開水面上を通過し南からSIGMA-Aにもたらされる降雪はd-excessが高くなることが確認されている<sup>11)</sup>.したがって、バッフィン湾において低気圧または、低気圧性循環の風の発生によって空気塊がバッフィン湾中部の開水面上を通過することが比較的多かった年が多かったことが、バッフィン湾中部でd-excessと海氷密接度の年平均値に有意な相関が見られた原因であると考えられる.

海氷域においては、局所的に開水面が露出するポリニヤが存在する. NOW では、強い北 風によって海氷が生成され、バッフィン湾に輸送される<sup>12)</sup>. また、NOW ポリニヤは 11 月 ~3月の間に形成される<sup>13)</sup>ため、NOW の海氷密接度の変動は、夏季よりも冬季の変動が大 きいことが考えられる. NOW で d-excess と海氷密接度の年平均値に有意な相関が見られた ため、SIGMA-A において冬季の降雪をもたらす水蒸気は、NOW を起源とするものが比較的 多いことが示唆された.

#### 5. まとめ

2017年5月25日から6月6日のSIGMA-A観測で掘削したアイスコアの年層を決定し, d-excessの年平均値と北極域の海氷密接度の年平均値との関係を調べた.アイスコアの年層

- 93 -

は、 **δD**の深さプロファイルを基に、氷のコンダクタンスとトリチウム濃度のプロファイル から示準層を推定し、補正して決定した. 深さ 36.9 m は 1947 年に相当し、年間の表面質量 収支の平均値は 0.34 m w.eq. yr<sup>-1</sup>であった.

図2の年層カウントを基に、d-excessの年平均値を算出し、北極域の海氷密接度の年平均 値との相関係数を示した.その結果、バッフィン湾中部とNOWで有意な負の相関が見られ た.その原因は、バッフィン湾中部やNOWにおいて海氷密接度が小さくなると海水面が露 出して比較的激しい蒸発が生じ、d-excess が高い水蒸気が SIGMA-A に運ばれ、降雪として 降り積もったからであると考えられる.今後、SIGMA-A のアイスコアから過去の海氷変動 を復元するためには、SIGMA-A に降雪をもたらす水蒸気の輸送経路、起源や大気循環場の 年々の傾向を明らかにすることで、d-excess とバッフィン湾と NOW の海氷密接度に負の相 関が示された原因を明らかにする必要がある.

#### 6. 謝辞

本論文に関する観測に協力いただいた,一般社団法人アバンナット北極プロジェクトの山 崎哲秀氏に心からお礼申し上げます.本研究は,ArCS 北極域研究推進プロジェクト及び SIGMA-II プロジェクトの一部として実施されました.また本研究は,JSPS 科研費 16H01772, 26257201,15H01733の助成を受けたものです.

#### 【参考・引用文献】

- 1) Gat, J. R., 1996: Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24(1)**, 225-262.
- 2) Merlivat, L. and J. Jouzel, 1979: Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation, *J. Geophys. Res.* 84, 5029-5033.
- 3) Yamanaka, T. *et al.*, 2002: Footprint analysis using event based isotope data for identifying source area of precipitated water, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **107 (D22)**, 4624.
- 4) Jouzel, J. et al., 2007: The GRIP deuterium-excess record, Quat. Sci. Rev., 26(1), 1-17.
- 5) Osterberg, E. C. *et al.*, 2015: Coastal ice-core record of recent northwest Greenland temperature and sea-ice concentration, *J. Glaciol.* **61**, 230.
- Matoba, S. *et al.*, 2018: Field activities at the SIGMA-A site, northwestern Greenland Ice Sheet, 2017, *Bull. Glaciol. Res.*, 36, 15-22.
- 7) Igarashi, M. et al., 2001: Stable oxygen isotope ratio observed in the precipitation at Ny-Ålesund, Svalbard, Mem. Natl. Inst. Polar. Res., Spec. Issue, 54, 169-182.
- 8) Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470.
- 9) Steen-Larsen, H. C. *et al.*, 2013: Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the Greenland Ice Sheet, *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 4815-4828.
- 10) Ohmura, A. and N. Reeh, 1991: New precipitation and accumulation maps for Greenland, *J. Glaciol.*, **37(125)**, 140-148.
- 11) 黒崎豊, ら, 2018: グリーンランド北西部 SIGMA-A における積雪表面雪の d-excess と大気 循環場の関係, 雪氷, 投稿中.
- Smith, S. D. *et al.*, 1990: Polynyas and Leads: An Overview of Physical Processes and Environment, J. Geophys. Res., 95, 9461-9479
- 13) Barber, D. G. *et al.*, 1996: Sea-ice and meteorological conditions in Northern Baffin Bay and the North Water polynya between 1979 and 1996, *Atmosphere-Ocean*, **39:3**, 343-359.

# 雪庇、冠雪、巻き垂れについて

## Snow cornice, Crown snow and Curled snow on slant roof

# 竹内政夫(非営利特定活動法人 雪氷ネットワーク), 細川和彦(北海道科学大学) Masao Takeuchi, Hosokawa Kazuhiko

#### 1. はじめに

雪庇,冠雪や巻き垂れは雪氷辞典(1990)にも記載されているが,積雪地で現実に 使われている語とは意味や内容と異なることがあり当惑することがある.例えば道路 現場では,2種類のひさし(庇)状の雪を区別なく「せっぴ(雪庇)」とよんでいるが, 学術用語ではどちらも雪庇とはいえない.また冠雪や巻き垂れについても雪氷辞典と 一般の使い方では違うところがある.もともと身近な現象で自由に使われていた語句 が先にあり,辞典や事典は後から正確性や厳密性を旨として作られたことを考えると, それは当然のことともいえる.しかし成因によって強度等の性質は大きく違うので, その違いを語句で表現できれば実用上の便利さもある.ここでは現場でのコミュニケ ーションや論文作成時に使って良いか迷う雪庇・冠雪や巻き垂れについて述べる.

#### 2. 雪庇と庇状の雪

雪庇は「庇のように見える(庇状の)雪」という広い意味で使っていたと思われ、これは現在にも通ずる表現である.学術用語(雪氷辞典)になれば雪庇は「自然斜面の勾配が変化する風下側にできる吹きだまりの一種・・・(雪氷辞典)」となり、成因や形成場所も限定されてしまい安易な使い方はできなくなる.この様に学術用語では雪庇に多くの意味が詰め込められており見掛けや成因も同じでも、例えば自然以外の人工構造物にできるものは雪庇と言えないことになる.逆に成因が異なるが見掛けが似ていて雪庇と呼ばれている雪がある.言葉は時代とともに変化するので雪氷辞典の記述にこだわる必要はないかと思うが、雪氷研究者としては一定の整理があって欲しいと思っている.ここでは先ず身近に見られた雪庇と呼ばれている雪を成因別に述べる.

#### 2.1 風(着雪)が主成因の雪庇

雪氷辞典での雪庇は自然斜面で勾配が変化する先端部で,風の流れが変わり(剥離) 雪面を跳んできた吹雪や降雪粒子が(風の)流れが乱れた渦に巻き込まれ,風下先端 部への付着と吹きだまりによってできるものである.学術的な雪庇(図1)の主成因 は降雪や吹雪粒子の着雪・付着であり原動力は風である.着雪して稜線から伸びた雪 庇部分は重力でクリープし,図1,2の様に先端に行くほど大きく垂れ下がる.図1は 雪氷辞典とおりの雪庇であるが,図2の左端部に見える雪庇状の屋根雪は風によって 出来たもので成因も形状も稜線にできる雪庇と全く同じである.しかし自然斜面でな いので雪氷辞典でいう雪庇とは言えないことになる.また積雪寒冷地では日常的に吹 雪後のビル屋根の風下に見られる図3のような雪も雪庇と呼ばれる.これも発生機構 は同じ風が原動力になってできる雪庇状の雪であり,その場所が自然か否かの違いだ けであり,雪庇または雪庇の一種といって良いと思っている.



図1. 稜線にできた雪庇



図2. 四阿の東側にできた庇状の雪



図3. ビルの風下に張り出した庇状の雪

#### 2.2 冠雪から派生した庇状の雪

構造物や樹木の上に積もった冠雪が重力でクリープやグライドで水平方向に広がり 積もった物体からはみだした部分は庇状に見える.道路の現場などではこれら冠雪か ら出来た庇状の雪は落雪事故の危険があり雪庇と呼んで警戒している.

#### 2.2.1 橋梁の冠雪から生じた雪庇状の雪

アーチやトラス橋などでは道路面より高い部材に載った冠雪が落下することがある. 後述する屋根雪の「巻き垂れ」のようにクリープもあるが主成因は同じグライドである.現場では見掛けから雪庇と呼ばれている.雪密度が高く大きな塊になって落下すると通行者や車両に大きな被害を与える危険があり,その対策が重要になっている.

# 2.2.2 雪崩柵頂部の冠雪から生じた雪庇状の雪

図4は上下2段になっている雪崩柵の雪庇 であるが、上段は柵に積もった冠雪がクリー プと降雪を繰り返し雪庇(キノコの傘)状に 大きくなったものである.正確には冠雪であ るが、時間を経て水平方向に広がった雪が庇 のように見えることから、道路現場では下段 と区別することなく共に雪庇と呼んでいる. 冠雪が大きくなると張り出した庇部分(傘) が破断したりバランスを欠いて大きな塊りに なって転落するので危険である.下段の雪庇 状の雪については後述する.



**図4**.雪崩防止柵にできた2種類の 庇状の雪

- 96 -

#### 2.2.3 切土法枠に載った庇状に見える冠雪

急傾斜切土では法面保護のために,コ ンクリートの枠で固めたフリーフレーム といわれる工法が施行されている.幅 20~30cm 程度はみ出したステップ状の コンクリート枠に雪が積もると,図5の ようにマス目のような枠を越えて,同じ レベルに繋がった長い庇状の冠雪になる. 狭いステップ上の冠雪は深くなると,山 側はその上の冠雪の影になり雪が積もり 難く斜面側に多く雪が積もる.図5はこ



図5. 切土法枠にできた庇状の冠雪

のためバランスが崩れ斜面側にクリープして巻き込み雪庇状になったものである。巻き込みが大きくなると支えるステップが狭いため益々バランスを崩し不安定で崩落し やすくなる。図5には冠雪が下側の冠雪を巻き込んで崩落した何本もの縦線の跡や雪 崩柵の頂部の冠雪が幾つか崩落しているのも見える。

#### 2.3 斜面積雪のクリープによってできる雪庇状の雪

前節で示した図4の上段は雪庇と呼ばれているが冠雪であることは述べた.下段も 同じように雪庇と呼ばれているが、クリープした斜面積雪が雪崩柵を乗り越えて雪庇 状になったものである.同一斜面に柵高(2m)の等しい雪崩防止柵が上下に2段設置 されていて、非常に稀なことであるが背面の雪の深さが違ったことで、それぞれに異 なる種類の雪庇状の雪ができた<sup>1)</sup>.上段は傘の様に覆い被さっている樹木のため下段と 比べて柵の周りの積雪は半分程度と少なく、柵の頂部にできた冠雪が積雪に接触する ことなく、孤立状態のままで大きくなった.積雪の多い下段は柵頂部と積雪の差が小 さいため、切土斜面の積雪がクリープし柵を乗り越えて雪庇状になった<sup>1)</sup>.雪庇状の雪 になるまでの過程では頂部にできていた冠雪を呑み込み成長したと考えられる.冠雪 の場合は転落の危険があるがこのクリープでできた雪庇は、背面の積雪や左右の雪と 結合し支えられていることから厳冬期には大きな塊で破断や転落する危険は小さい. 融雪期に湿雪化すると結合力が小さくなりはみ出した雪庇部分が破断・転落すること がある.このように同じ雪庇と呼ばれていても冠雪からできる雪庇とクリープによっ てできるのとは強度的に大きな違いがある.道路管理ではそれを区別できると維持管 理に役立つため、前者を冠雪型雪庇後者は雪庇と呼ぶことを提案している<sup>2)</sup>.

#### 2.4. 吹きだまり

稀な事例であるが切土斜面に雪崩柵を埋め尽くす大量の吹きだまりが出来て,防雪柵 の風下にできる雪丘のような雪庇が発生した事例があった.吹雪粒子の着雪・付着と大 量の飛雪粒子の堆雪で,前者は稜線の雪庇と同じ成因で後者は小山のような吹きだま りが時間を経て上層が速く下が遅いクリープ速度の違いで雪庇状になったものである.

#### 3.巻き垂れ

巻き垂れは、雪氷辞典では「傾斜屋根に積もった雪がずり落ちてきて、軒先きから 垂れ下がっている現象」となっている.雪が垂れ下がっている現象は雪庇と冠雪の節 でも述べたように他にもあるが、学術的には図6(左)のような傾斜屋根の軒先で成 因がグライドでなければ巻き垂れとは言えないことになる.図6(右)は強風時に風

- 97 -



図6.巻き垂れ(左)と風上の冠雪巻き垂れ(右)

下にできる雪庇のように見えるが、逆に巻き垂れは降雪を捕捉しやすい風上側にでき たもので冠雪が垂れ下がったものである.道路では図7の交通情報視認障害や落雪事 故につながる危険のある道路標識の巻き垂れも冠雪から派生したものである.

#### 4. あとがき

雪氷辞典や多くの辞典や事典に載って いる雪庇は稜線に強風によってできる一 種類だけである.しかし道路の現場では 冠雪や巻き垂れも区別なく雪庇と呼んで いる.一般的にも場所や成因に関わらず 庇のように見える雪を総称して雪庇とい っているようである.しかし冠雪から派 生した雪庇は転落しやすいなど,成因と 性質・強度は不可分であり,危険か否か の判断材料にするため雪庇の成因によっ て分類した.辞典や事典類の多くでは雪 庇の記述は雪氷辞典から借りたようにほ ぼ同じ内容になっている.そのため現在



**図7**. 道路で雪庇と呼ばれている標識 の巻き垂れ雪

の辞典類では日常的に使われている雪庇は調べることが出来ず正体不明である.デジ タル大辞泉だけは,せっぴ(雪庇)に二つ目の意味として文学的な「雪が積もってひ さしのように突き出たもの(ゆき‐びさし)が載っていた.雪氷辞典も雪庇は複数意味 を持つとして日常使われているものも載せて欲しいものである.尚,研究発表会では 雪庇や冠雪の崩落についても述べたが紙面の都合で省略した.

#### 【参考・引用文献】

1) 竹内政夫,小林昭彦,2008:雪崩予防柵にできる雪庇と柵高,北海道の雪氷, No.27, 21-24.

2) 竹内政夫,成田英器,佐々木勝夫,2011:巻きだれ雪の形成と消滅-危険な巻きだれの見分け方,北海道の雪氷, No.30, 111-114.

# 雪氷被害を軽減するための森林施業方法 Forest management to reduce snow and ice damage

# 鳥田宏行(北海道立総合研究機構 森林研究本部 林業試験場道南支場) Hiroyuki Torita

#### 1. はじめに

寒冷多雪な北海道の森林地帯における降雪は、森林と共に保水機能を発揮して重要 な水源となっている.しかしその反面,森林そのものを破壊する事もあり,北海道に おける雪氷とどのように向き合い、対応して行くのかは、重大な問題である. 北海道 においては、冬期の降水は雪や雨氷となって樹木に冠雪・着氷し、幹折れなどの被害 を発生させてきた<sup>1)</sup>.北海道の主要造林樹種であるカラマツは、全国の生産量の8割を 占め,北海道林業の柱となっているが,過去,幾度となく冠雪害・雨氷害などの雪氷 被害を受けており、対策が望まれている<sup>2)3)</sup>.更に雪氷害は、直接的に幹折れなどの被 害を生じさせるだけではなく,被害木がカラマツヤツバキクイムシの増殖源となって, 周辺の立木を加害・枯死させる危険性を有しており、森林に強い影響を及ぼす.これ らの経済的・環境的な損失を最小限に留めるには、適切な森林施業を実施して、雪氷 被害を受けにくい森林をつくる必要がある.従来、風害・雪害の危険度を示す目安と して形状比(樹高/胸高直径:地上高 1.3mにおける直径)が用いられ,その値が 90 ~100 を超えると被害を受けやすいとされてきた<sup>4)5)6)</sup>.しかし,スギの若齢林では形 状比 70 を目安としている報告<sup>7)</sup>もあり,更なる検討を必要とする.本研究では,過去 に発生したカラマツ林の雨氷被害の調査事例を基に、雪氷被害を受けにくい森林施業 の目安となる形状比について検討した.

#### 2. 形状比に関する力学的検討

現地調査は、2004年日高町にて雨氷被害を受けたカラマツ144林分に、20m×20mの方形調査区を設定して実施された<sup>2)</sup>(図1).この林分の内、本数被害率30%以下を 軽害林、70%以上を激害林として抽出し、本数被害率30%以下ならば、その後の成長 段階で回復が期待できるため、実質的には無被害林と考えた.以下に軽害と激害を分 ける形状比を限界形状比として力学的に検討を進めるため、危険度*R*を定義した.

$$R = 雪氷重量W_{ica}/座屈荷重P$$
 (

(1)

R>1 は有被害(激害), R<1 は無被害(軽害), R=1 は, 有被害と無被害の境界を意味する. ここでは, P は座屈荷重を表し, 立木に着氷した雨氷の荷重 W<sub>ice</sub>に対する抵抗力である. 図 2 のように, 立木の幹を円柱として, 樹冠部の雨氷荷重 P が重心に作用して座屈したとすると, 曲げモーメント M とたわみ y との間には以下の式が成り立つ.

$$M = -EI\frac{d^2y}{dx^2} = P(\delta - y)$$
(2)

ここで E はヤング係数, L は地表から樹冠の重心までの高さ, I は断面 2 次モーメン トで, $I = \pi D^4/64$  と表すことができる.ここで,  $\alpha = \sqrt{P/(EI)}$  とおくと, (2)式の一般解 は,  $y = C_1 sin \alpha x + C_2 cos \alpha x + \delta$  ( $C_1, C_2$  は積分定数) (3) となる.根元は固定端と考えられるので,境界条件は以下のようになる.



この境界条件より、(3)は、(4)式のように表すことができる.

$$v = \delta(1 - \cos\alpha x) \tag{4}$$

また, x = L:  $y = \delta$  であるから, (4)式より座屈条件は,  $cos\alpha L = 0$  となり, これを満た す最小の根は $\alpha L = \pi/2$  であるから, 座屈荷重 P は(5)式となる.

$$P = \frac{\pi^2 EI}{4L^2} = \frac{\pi^3 ED^4}{256L^2} \tag{5}$$

一方,樹冠に着氷した雨氷の重量  $W_{ice}$ は,枝葉重量  $W_{bc}$ と相関があり以下のような関係が成り立つ<sup>8)</sup>.

$$LogW_{ice} = 0.7635 LogW_{bc} + 1.233$$

枝葉重量  $W_{bc}$ は、パイプモデル<sup>9)</sup>より、枝下高の直径の2乗に比例するので、(7)式のようになる.

$$W_{bc} = k_1 D^2 \quad (k_1: c \pm b)$$

また,一般的に直径 Dと樹高 Hの間には,相対成長(アロメトリー)関係が成り立ち,(8)式のように表すことができる.

$$H = aD^b \quad (a,b: \overline{z} \, \underline{x}) \tag{8}$$

形状比は, 樹高 H を直径 D で除した値であるが, 図 2 においては, L/D が形状比に 相当する. そこで(1)において, R=1 として限界形状比 L/D を(5)~(8)式を用いて整理 すると, (9)式を得る.

$$\frac{L}{D} = k_2 H^{k_3} \tag{9}$$

ここで、
$$k_2 = \frac{1}{2^4} \sqrt{\frac{\pi^3 E}{17.1 k_1^{0.7635}}} \left(\frac{1}{a}\right)^{k_3}, k_3 = \frac{0.2365}{b}$$
である. (9)式によれば、限界形状比は、

- 100 -

Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

(6)

(7)

従来のように一定の値ではなく,成長段階(樹高成長)に伴って,変化することを示唆している.また,(8)式における定数 a, bおよび(7)式の  $k_1$ は,一般的に正の値をとるので, $k_2>0$ ,  $k_3>0$  となり,限界形状比は初期の成長段階にある林分ほど小さく,成長段階が進むにつれて大きくなる事を示している.

#### 3. 結果と考察

樹木は、立地環境などにより成長速度が異なるため、林齢を用いて複数の林分の成 長段階を比較するには、立地環境が同じでなければならない.そこで立地環境が異な る場合などを考慮して、本数密度の影響を大きく受けない樹高(上層高あるいは平均 樹高)が成長段階を表す指標とされてきた<sup>例えば10)</sup>.本論においても、林分の成長段階 を樹高で示す.

限界形状比 100 より大きな値の林分平均形状比を持つカラマツ林は 19 林分で、その うち現地調査の結果より激害と判断された林分は、16林分であった(図3).限界形状 比を100として、被害の程度を判別すると、激害林分の的中率は89%となった.限界 形状比 100 より小さな値の林分平均形状比を持つカラマツ林は 29 林分で,現地調査の 結果より軽害と判断された林分は15林分であり、的中率は47%となった.激害・軽害 を含めた全体の的中率は 63%である. 軽害林の的中率が低いのは, 軽害林分と判断さ れる林分に激害林が多く存在しており、被害軽減の目安としては、不十分である事を 意味している.同様に,限界形状比 90 より大きな値を持つ林分は 40 林分で,そのう ち現地調査で激害と判断された林分は 29 林分であった(図 3). その的中率は 73%で ある.限界形状比90より小さな値を持つ林分は8林分で、そのうち現地調査では6林 分が軽害林であった.その的中率は75%である.全体の的中率は73%となった.限界 形状比を 100 と設置したケースよりも良好な目安である. しかしながら, 上記の力学 的な検討からは、限界形状比は一定の値を示すものではなく、樹高の累乗式で表現さ れることが示され、成長段階毎に変化する結果を得ている。そこで密度管理図上にお いて、激害および軽害林の境界を示した研究成果<sup>11)</sup>より、その境界線上の直径及び樹 高情報を用いて、限界形状比に関する回帰式(樹高の累乗式)を求めた、得られた限 界形状比曲線を図4に示す.この限界形状比曲線より上の激害林分は37林分で,その うち現地調査で激害と判断された林分は29林分であった.その的中率は78%である. また、曲線より下に位置する軽害林は11林分で、そのうち現地調査で軽害と判断され た林分は9林分であった.その的中率は82%である.激害・軽害を含めた全体の的中 率は 79%で,限界形状比 90 とした場合よりも,的中率が向上した.以上の結果を総合 すると、限界形状比は一定値とするよりも、力学的な検討から得られた曲線式を用い て,成長段階に応じた目安設定を行う必要がある事が示唆された.

#### 4. まとめ

カラマツは,北海道の主要造林樹種であり,北海道の産業を支える貴重な資源であ る.しかしながら,気象害による被害がたびたび発生し,大きな損失を被ってきた. 本研究では,雪氷による被害を軽減するための目安である形状比は成長段階に応じて 変化することを示した.今後は,より詳細な検討を進めるため,更にデータを収集し, 目安となる限界形状比に適合した森林施業計画(植栽密度,間伐回数,間伐強度など) を具体化する必要がある.



**図3**限界形状比を一定とした場合の激害 林と軽害林の分布.(引用文献 11 の図 7 を加筆転載)

図4 限界形状比を樹高の累乗式で求めた場合の激害林と軽害林の分布.(引用文献11の図7を加筆転載)

#### 【参考・引用文献】

- 吉武孝,島田和則,2001:文献による森林気象災害-発生位置図と気候区分図-,森 林総研研報,380,35-173.
- 2) 鳥田宏行,2005:2004年2月に北海道日高町で発生した雨氷害カラマツ林分の要因 解析事例,日林誌,87,354-357.
- 3) 中田欣作, 1982:カラマツ雪害木は利用できる, 林産試だより, 7月号, 6-8.
- 4) Wang, H., Titus, S. J., Lemay, V. M., 1998:Relationships between tree slenderness coefficients and tree or stand characteristics for major species in boreal mixedwood forests, *Can. J. For. Res.*, 28(8), 1171-1183.
- 5) Lekes, V. and Dandul, I., 2000: Using arirflow modelling and spatial for defining wind risk classification(WINDARC). *For. Ecol. Manage*. 135, 331-344.
- Navratil, S., 1995: Minimizing wind damage in alternative silviculture systems in boreal mixedwoods. For. Can. and For. Lands Wildl. Aita. For. Serv. Edmonton, Alta. Canada-Alberta partnership Agreement in For. Rep. No. 124.
- 7) 石井弘, 片桐成夫, 三宅登, 1983:冠雪害をうけたスギ人工林の直径分布, 形状比分 布と被害の関係, 日林誌, 65, 366-371.
- 8) 古川仁, 片倉正行, 近藤道治, 岡田充弘, 小山泰弘, 畠山竜哉, 1999:立木の枝葉付 着した雨氷重量について-1998年4月の事例から-, 中森研, 47, 131-132.
- 9) 吉良竜夫, 1965: 樹形のパイプモデル, 北方林業, 17, 69-74.
- 10)Drew, T. J. and Flewelling, J. W. 1977:Some recent Japanese theories of yield-density relationships and their application to Monterey pine plantations. For. Sci. 23, 517-534.
- 11)鳥田宏行,武田一夫,2007:雨氷害を受けたカラマツ人工林における林分構造と被害 率の関係,日林誌,89,39-44.

# ドローンを用いた多視点ステレオ写真測量による海氷厚分布の測定に関 する研究

# Study on measurement of sea ice thickness distribution by multi viewpoint stereo photogrammetry using UAV

照井雄大(北見工業大学大学院), 舘山一孝, 渡邊達也(北見工業大学) Yudai Terui, Kazutaka Tateyama and Tatsuya Watanabe

## 1. 研究背景と目的

海氷の存在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、その変化は北極 域の環境に大きな影響を及ぼす<sup>1)</sup>. 異常気象や地球温暖化などの気候変動の実態把握, それら の機構解明のために海氷観測は有効な手段の1つである<sup>2)</sup>. その中でも海氷面積にとどまら ず,海氷量の変動を監視することは重要であり、そのためには海氷厚測定の精度を向上させ ることが必要不可欠である. しかし、ドリル掘削による測定や航空機, 船舶に搭載した電磁 誘導式氷厚計などといった従来の現地測定方法では労力やコストがかかり、高頻度で測定す ることは困難であり、従来の現地測定より効率が良く広範囲でコストがかからない手法が求 められる.

地形学や地質学などの分野ではドローンを利用した SfM (Structure from Motion) と呼ばれ る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を 用いた多視点ステレオ写真測量が注目されている<sup>3)</sup>.本研究はこの手法を応用して空撮写真 と現地で測位した位置情報から構築した数値標高データから,効率よく海氷厚を推定するこ とを目的とした.

# 2. 対象地域

筆者らは予備研究として 2017 年に北海道東部に位置する能取岬,網走湖,屈斜路湖において海氷,湖氷の空撮を行った.本稿では最も多くの空撮写真と地上基準点が得られた網走湖 における測定結果について報告する.



図1 北海道の全体図と網走湖の拡大図(Google Earth より)

- 103 -

#### 3. 観測とデータ解析方法

(1) ドローンによる空撮

2017年4月13日の16時から18時にかけてドローンによる空撮を行った.使用したド ローンは DJI 社の Phantom4Pro を使用した.撮影条件として、ドローンの飛行時の撮影高 度は22.5m、撮影インターバルは2秒、写真1枚あたりの重複率は90%以上、写真の保存 形式は JPEG と設定した. 20 分間の飛行で総撮影枚数は 527 枚, 撮影範囲面積は 0.017km<sup>2</sup> であった.

#### (2) GCP (Ground Control Point:地上基準点)の座標計測と実測値

撮影画像から作成する高密度点群モデルに位置情報を付与するために, GCPを設置し位 置情報を入手する必要がある.そのため撮影前に撮影範囲内において対空標識を6地点設 置し、Trimble 社の GNSS 機器である SPS351 を用いて標識の中心座標を求め GCP とし た. 空撮時は湖氷の融解が進んでおり,氷上での氷厚実測は危険と判断し,行わなかっ た.参考情報として,翌年2018年2月8日の16時に網走湖でドリル掘削による氷厚実測 を3点行った.

2017年4月の測量データは寒さによる手の震えなどから取得した座標の値の信用性が低 いと判断されたため、2017年10月17日に同地点でGCPの計測のやり直しを行った.こ の際に使用機材は表1に示す Emlid 社の Reach で RTK 測位によって行った.

<b>改</b> 「一円可例した际ののASS 機器の相比				
機材名	メーカー	サイズ	重量	誤差(RTK 測位の場合)
Reach	Emilid 社	45.5 x 27 x 9.2 mm	14 g	水平:5mm, 鉛直10mm

両封測した欧の CMCC 抛児の封二

#### (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. 撮影した写真を SfM ソフトウェアに取り込み, 現地測量で得た GCP の座標を入力 し,位置情報を付与した高密度点群モデルを作成した.

#### (4) 氷厚計算

SfM 処理で得た高密度点群モデルから数値標高モデルを出力し,静水圧平衡から全氷厚 を計算した.網走湖は淡水湖であるため,融解期であることから湖水と湖氷の温度を0℃ と仮定し、湖水の密度を 999.84kg/m<sup>3</sup>、湖氷の密度 916.50kg/m<sup>3</sup>として全氷厚に換算した.



度点群モデル

の等高線図

- 104 -

Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

#### 4. 解析結果

#### 高密度点群モデル

SfM ソフトウェアに撮影した写真を取り込み,図2のように網走湖の高密度点群モデル を作成した.湖の氷の端部分は欠落があるもの,表面の凹凸が欠損なく表現されている.

#### (2) 等高線図の作成

図2において緑色の枠で示した範囲を地表マップ作成ソフトを用いて1.0m格子の数値標 高データを出力し、湖氷の等高線図を作成した.ここで標高は東京の平均海面を基準とし た.湖氷表面の標高はおよそ0.45~0.60mと表示され、図3の赤丸部分で示したような岸付 近に見られた水面では湖氷表面よりも約0.30mも標高が低くなっていたため、対象部分(図 3の白い線の部分)の断面図を図4のように作成し原因を検討した.網走湖の湖岸は階段状 になっており、図4の矢印の色は同じ段を表している.この比較から水面の標高は正しく 計算されておらず、水面を透過して映っている湖底をSfMソフトが水面と認識してしまっ て誤った標高を計算したためと考えられる.この問題を解決するため、図4のように空撮 写真と地上で撮影した写真から水面の標高を0.48mと再定義し、この値から氷厚計算を行 った.



図4 作成した断面図と断面図付近の空撮写真

#### (3) 推定氷厚

図5は図3の等高線図の線AB上の推定氷厚である.水面を0mとし,水面から氷表面を 表すフリーボードを正の値,水面から氷底面までの厚さを表すドラフトを負の値で表示して いる.また,参考として2018年2月8日にドリル掘削で得られた実測値を点で示す.岸付 近のA地点付近では概ね実測値と近い結果が得られ、フリーボードでは誤差0.149m,ドラ フトでは誤差0.021mであった.一方,岸から離れるにしたがって厚くなる傾向が見られ,B 地点付近ではフリーボードとドラフトの誤差はそれぞれ0.061m,1.258mと増加した.誤差 が大きくなった原因はGCPを湖上や湖氷上に配置できず,陸地のみに配置したために起き たものと考察される.



図5 等高線図の線 AB 上の推定氷厚と実測氷厚(参考値)の比較

#### 6. まとめ

SfM ソフトウェアで作成した網走湖の氷の高密度点群モデルは凹凸も欠損なく再現しており、大きな問題はみられなかった.しかし、数値標高データを出力し等高線図を作成した場合、水面の標高を正しく表示できなかった.これは SfM ソフトウェアが水面ではなく湖底を認識してしまったことによるものと考えられた.

推定氷厚に関しては、GCP に近い岸付近では 2018 年 2 月に実測した参考値と比較的近い 厚さが得られた.しかし、岸から離れるにつれて氷厚は過剰に厚く計算されてしまった.こ れは GCP が陸地にのみに配置され、湖上や湖氷上に配置できなかったことが原因と考えら れる.

今後はこれらの解決策として、氷厚をより正確に推定するために GCP が撮影範囲内を全 てカバーできるように氷上にも設置すること、現地観測の際に浮体を用いて水面にも GCP を設置し水面の標高を計測できる装置を導入することで、より正確な氷厚を推定できる可能 性があると考えられる.

【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,低温科學,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 /eikyou\_kikou.htm, 2018年6月25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号, 12-16.
# 積雪の近赤外拡散反射スペクトルに及ぼす積雪試料容器と密度の影響

# Experimental study on effects of sample size and snow density on near-infrared spectral reflectance of snow pack

原田 康浩(北見工業大学),山田 知生(北見工業大学),田中 康弘(北見工業大学), 鳥越 悠加(北見工業大学),舘山 一孝(北見工業大学),神田 淳(宇宙航空研究開発機構) Y. Harada, T. Yamada, Y. Tanaka, Y. Torigoe, K. Tateyama, and A. Kanda

# 1. はじめに

積雪の比表面積 (specific surface area: SSA) は、雪粒子の粒径のみならず、雪粒子の形状と結合状態を反 映した量であり、積雪の種類と内部構造を表現するのに適したものである.近年は野外で簡単に比表面積を測 定する方法として、近赤外域の光を積雪に照射して反射率を測定し、そこから比表面積を算出する方法が提案 され<sup>1)</sup>、IceCube とう名称で市販化もされている<sup>2)</sup>.しかし積雪は雪粒子と空気(濡れ雪の場合は水)から構 成される多孔質媒質であって光学的には多重散乱体であるため、そこからの光の反射率は雪粒子の粒径、光学 特性の波長依存性、結合状態のみならず、積雪の物理的なサイズ(例えば積雪深と空間広がり)に依存して値 が変わるものであり、また試料表面も粗面であるため、測定する場所によって反射率が変動する可能性もある. 一般に積雪の反射率は半無限の大きさと深さの積雪を想定して定義されるが、実用上そのような試料を準備し ての反射率の測定は不可能であり、積雪試料の大きさを考慮した反射率を検討する必要がある.

本研究では、光学的に比表面積を決定する方法において基本となる積雪からの近赤外域の反射率の値および そのスペクトル分布形状に注目し、それに及ぼす積雪試料の大きさ、すなわち積雪試料容器の大きさの影響を 実験的に調べた.また同一の積雪粒子でも密度、すなわち雪粒子の結合状態が異なる場合の影響がどのような 形で現れるのかも調べた.

#### 2. 実験概要

#### 2.1. 測定系

図1(a)に本実験で使用した近赤外域の反射率 分布の測定実験系の概略を、図1(b)に積雪から の拡散反射光の測定プローブ部分となる積分球 と積雪試料の関係の模式図を示す。光源にはハロ ゲン光源 (Ocean Optics, HL-2000, 波長 360nm-2400nm)を用い、そこからの光を光ファイバで 積分球 (Ocean Optics, ISP-REF) に導き, 下面 の孔より積雪試料に照射する.積雪試料から拡 散反射光は積分球内で多重反射された後,もう1 本の光ファイバに集められ分光器 (Ocean Optics NIRQuest, 波長 900nm-1700nm, 512ch) に導か れて,近赤外域の反射光強度が検出される.ここ で, 積雪試料からの反射光強度を測定する前に, 分 光器の暗電流を測定して除去し、同一の条件で白 色板からの反射光強度を測定しておくことで,積 雪からの拡散反射率が測定できる。なお、積雪か らの散乱光のうち,積分球の孔以外に到達した光



図1 積雪反射率スペクトルの測定実験系.

が再度積雪試料に反射されることを防ぐために,積雪積分球と積雪試料表面の間には散乱光を吸収する黒色の フェルトを挟んでいる.

#### 2.2. 積雪試料容器と実験条件

積雪試料容器には次の2種類の大きさを準備した。いずれも内壁には容器壁での光の反射を抑制するために つや消し黒色塗装を施している。また容器Aでは底面に反射防止用に黒色のフエルト布を敷いて使用した。

**容器 A**: H300 × W300 × D100mm の長方体金属製容器

**容器 B**:  $\phi$ 80mm × D45mm の円筒ポリエチレン容器

実験は表1に示した自然降雪の積雪(新雪)を屋外にて採取し,二つの容器に充填して低温室(北見工業大学社会連携推進センター定温室,設定気温 –13°C)にて,積雪密度を測定して採取後4時間以内に図1に示した装置を用いて近赤外域の反射率を測定した.なお、2018年2月6日に採取・実験した積雪は,採取後に自作の圧雪器具を用いて圧雪して密度を調整し,自然積雪での密度80.4[kg/m<sup>3</sup>]を含め,合計6種類の密度の積雪を作り使用した.測定は、2018/01/10から2018/01/17に採取した積雪では,試料容器 A,B両方を対象として試料表面の中央部で積分球の設置向きを変えてそれぞれ5回行った.2018/02/06に採取した積雪試料では,試料容器は容器Bのみに限定して,異なる密度の試料毎に試料表面の中央部で積分球の設置向きを変えて5回測定した.

積雪採取期日	積雪種類	積雪密度 $ ho  [ m kg/m^3]$	試料容器の種類	実験内容
(測定期日)				
2018/01/10	新雪	52.6	容器 A, 容器 B	容器毎で,積分球の設置向きを変え,5回測定
2018/01/11	新雪	139.1	容器 A, 容器 B	容器毎で,積分球の設置向きを変え,5 回測定
2018/01/17	新雪	91.8	容器 A, 容器 B	容器毎で,積分球の設置向きを変え,5 回測定
2018/02/06	新雪	80.4,107.6,111.3	容器 B	密度毎に積分球の設置向きを変え,5回測定
		142.6, 156.6, 183.5		

表1 使用した自然雪の採取期日と諸元ならびに実験内容.

\* 積雪の採取場所はいずれも北見工業大学社会連携推進センター(北海道北見市文京町)の屋外.

#### 3. 実験結果と考察

図2(a), (b) はそれぞれ、大きい長方体金属製容器の容器 A と 小さな円筒ポリスチレン容器の容器 B に充 填した積雪試料から得られた近赤外域の反射率のスペクトルの測定結果である.それぞれの積雪試料に対して 積分球の設置向きを変えて5回測定した結果の平均値を記号で、標準偏差を縦棒で示している.いずれの測定 結果も、よく知られた波長依存性を示している.すなわち、波長 800 nm から 1400 nm にかけて次第に低下 し、波長 1500 nm 付近で反射率が最低値となり、さらに波長が増加すると反射率は若干増加する<sup>3,4)</sup>.3つ の積雪試料での反射率の値の大小関係は、使用した積雪が異なる採取期日の積雪であるため、ここに示した積 雪の密度の違いだけでは直接議論はできないので、ここでは議論せず、以下で測定毎でのばらつきと試料容器 による違いについて考察する.

#### 3.1. 測定毎のばらつきと試料容器の影響

図 2 (a) の容器 A の場合は、積雪密度が  $\rho = 52.6 \text{ kg/m}^3$  と小さい場合は測定毎のばらつきが大きいが、  $\rho = 91.8, 139.1 \text{ kg/m}^3$  と大きくなるにしたがって測定結果のばらつきが小さくなっていることが分かる. こ れは、密度が高い積雪では照射された光が密接する積雪粒子による多重散乱によって拡散反射となるため、表 面からの散乱光の強度に方向異方性や測定場所の局所性が小さいのに対し、密度の低い積雪では雪粒子が空間

- 108 -



図23つの異なる積雪試料からの近赤外反射率スペクトル: (a) 容器 A に充填した場合, (b) 容器 B に充填した場合.

的に疎に存在するため、個々の雪粒子による単散乱や低次元散乱の影響が強く、積分球の設置向きや位置で測 定結果が大きく変わることが原因であると考えられる.

図 2 (b) に示した小さいサイズの容器 B の場合は,積雪密度  $\rho = 52.6 \text{ kg/m}^3$  の場合に加えて密度 91.8 kg/m<sup>3</sup> の場合も測定のばらつきが大きく現れている.密度 139.1 kg/m<sup>3</sup> の場合は容器 A と同様にばら つきは非常に小さい. 各積雪試料での反射率の値の大小関係は容器 A の場合と同じである.しかしながら,そ の値はすべての波長にわたって容器 A の結果よりも高い値となっている.

これらの試料容器の違いによる測定結果の違いは、いずれも 容器壁面における反射と散乱が容器サイズの小さい容器 B で顕 著に現れた結果であると考えられる.すなわち、図3(a)に示 すように、容器が小さい場合は積雪表面から照射され積雪内部 で散乱されて広がった光は、まだ雪による散乱と吸収で十分に 弱く減衰する前に容器壁面に遭遇する.壁面の光の吸収(具体 的には黒色塗装による光吸収)が完全でなければ、散乱光は容 器壁面で反射して積雪中の散乱して伝播し、その一部は積分球 で検出される.その結果、十分に大きな積雪試料であれば存在



しない容器壁面からの反射光を余分に検出することで反射率は高い値となる.

#### **3.2.** 積雪密度の影響

図4(a)は2018年2月6日に採取した積雪(新雪)に対して自作の装置で密度を6段階に変化させた試 料を用いて測定した近赤外反射率を示す.積雪からの近赤外反射スペクトの形状の特徴は維持したまま,積雪 の密度が増加するとともに,反射率の値はいずれの波長においても増加している.ただし,波長900 nm から 1400 nm にかけて反射率の増加に比較して,波長1500 nm から1650 nm の波長域での増加量は小さく,密 度のよる影響は強くない.これらの特徴は,密度の高い雪ほど照射した光は内部に深達せず,積雪表面近くの 雪粒子によって散乱されることと,氷の光吸収が1500 nm から1650 nm で高い(複素屈折率の虚数部が大き い)ということで説明できる.これらの関係をより定量的に理解するために,波長範囲を

Range 1: 920 - 1000 nm, Range 2: 1040-1150 nm, Range 3: 1250-1400 nm, Range 4: 1490-1600 nm

の4つに分け、それぞれの波長範囲の反射率の平均値を算出し、その値が密度の増加に対してどのように変化 を調べた.その結果を図4(b)に示す.ここで、縦軸の値は積雪の密度が 80.4 kg/m<sup>3</sup> の場合の平均反射率を

- 109 -



**図** 4 密度を変えた同一の積雪試料からの近赤外反射率スペクトルとその積雪密度依存性:(a) 反射スペクトル分布,(b) 波長帯毎の平均反射率の積雪密度依存性.

1 として,規格化してプロットしている. このグラフから,Range 1, 2, 3 の近赤外域の反射率が,Range 4 に 比較して積雪密度の増加に対して大きく増加するのが見て取れる.例えば,密度が 80 kg/m<sup>3</sup> から 160 kg/m<sup>3</sup> と 2 倍になった場合,平均反射率は Range 1, 2 で約 2 倍,Range 3 で約 1.7 倍となるのに対し,Range 4 で は変化は小さく約 1.3 倍であることが分かる.

### 4. まとめ

積雪からの近赤外域の反射率の値およびそのスペクトル分布形状に及ぼす測定位置やプローブ(積分球)の 向き,積雪試料容器の大きさと積雪密度の影響を実験的に調べた.その結果,以下のことが分かった.

- 測定毎の結果のばらつきは、密度が低い雪で大きく、密度の高い雪では少ない.
- 測定毎の結果のばらつきは、試料容器が小さい場合に密度の高い雪でも大きく現れる場合がある.
- 反射率の値は試料容器が大きいほど低い値となり、容器が小さい場合は高い値で測定される.
- 積雪の粒子径が同じで密度が異なる場合は,密度が高いほど反射率は高くなり,また,その変化は 800nm から 1400nm の光波長範囲で顕著に現れる.
- 密度変化による反射率の変化は氷の光吸収帯である波長 1500nm-1600nm の範囲でも無視できない値で 現れる。

以上の結果は, IceCube のように有限サイズの試料容器(内径 63 mm, 深さ 25mm の円筒容器<sup>1,2)</sup>)に積 雪を充填し,近赤外光(波長 1310 nm のレーザー光<sup>1,2)</sup>,本研究における Range 3)を用いて積雪からの反射 光強度を測定し,その値を用いて経験式にしたがって比表面積を求める計測機器において,その試料容器サイ ズ,内壁での反射・散乱,積雪充填時の密度変化が結果に大きく影響を及ぼすことを示唆しており,それら装 置の使用時はこの点の注意が必要であることを指摘するものである.

#### 参考文献

- 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 1310nm and 1550nm, *The Cryospheres*, 3, 162–182.
- [2] A2 Photonics Senosor, France: http://www.a2photonicsensors.com/en/products\_IS3.html
- [3] Wiscombe, W.J., and Warren, S.G., 1981: A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, J. Atmos. Sci., 37, 2712–2733.
- [4] 青木 輝夫, 2007: 積雪の衛星リモートセンシング, 雪氷, 69, 155–167.

- 110 -

# 南パタゴニア氷原 Pio XI 氷河の表面流動速度分布

# Surface velocity distribution at Pio XI glacier, Southern Patagonia Icefield

波多俊太郎(北海道大学大学院 環境科学院,低温科学研究所) 杉山 慎(北海道大学 低温科学研究所) 古屋正人(北海道大学大学院 理学研究院) Shuntaro Hata, Shin Sugiyama, Masato Furuya

# 1. はじめに

南パタゴニア氷原は南半球で最大の温暖氷塊であり,面積は12550km<sup>2</sup>を占める<sup>1)</sup>.氷原 から溢流する氷河の96%が海洋か湖に流れ込むカービング氷河である.その多くが末端の 後退と表面標高の低下傾向を示しており,南パタゴニア氷原全体における氷体積減少の主 要因となっている<sup>2)</sup>.こうした氷原全体の傾向に反して,Pio XI 氷河は質量の増加を続け ている.Pio XI 氷河は南パタゴニア氷原の西側に位置し,氷原で最大の流域面積を持つ. 消耗域の末端は二股に分岐して,北側では湖に,南側はフィヨルドに流入している.1945 年から前進を続け,近年も表面標高の上昇が報告されている<sup>3)</sup>.また,パタゴニアの他の 氷河では示さないサージと類似した流動変化の報告もある<sup>4)</sup>.このような Pio XI 氷河の特 殊な変動と流動変化を詳しく調査するために,人工衛星を使った観測が有効である.しか しながら南パタゴニア氷原の西側は雲に覆われる期間が長く,可視衛星画像による観測が 難しい.また,雲を透過して観測可能な合成開口レーダも,回帰周期が長く流動速度の検 出には不十分であった.そこで本研究では,2014 年に打ち上げられた回帰周期の短い合成 開口レーダのデータを用いて 2014–2017 年の期間の流動速度の変化を高時間分解能で調 べた.

#### 2. 観測手法

流動速度の測定にはオフセットラッキング法を用いた.オフセットトラッキング法とは, 取得時期の異なる2枚の画像のずれを変位として検出する手法である.この手法は InSAR と呼ばれる手法と比較して,干渉性の悪い箇所や変動量の大きいところでも変動を検出で きるメリットがある.一方,気候条件や流動変化により融解やクレバスの増加など氷河表 面の状態が変化したとき変動を検出できない場合がある.本研究で用いたデータは2014年 に打ち上げられた ALOS-2 と Sentinl-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.2014年から2017年までの画像を用いた.

#### 3. 結果

2014-2017 年における氷河流動速度分布を図1に示す. 北側末端(図1a)と分岐点(図1b)の領域において流動速度が特に顕著に変化を示した.

図 2, 3 に北側末端と分岐点それぞれの地点における速度の変化を示す.まず,北側末端 では 2015–2017年の間の年平均速度が 2.0, 2.6, 1.9 m d<sup>-1</sup> であり, 1.0 m d<sup>-1</sup>から 4.7 m d<sup>-1</sup> の範囲で変動を示した. 2015–2017年の各年における変動幅はそれぞれ 3.6, 3.5, 2.1 m d<sup>-1</sup> であった.分岐点では年平均速度は 3.7–3.9 m d<sup>-1</sup>であり, 2.5 m d<sup>-1</sup>から 5.6 m d<sup>-1</sup>の範囲で 変動を示した.また各年の変動幅は 2.0, 1.7, 3.1 m d<sup>-1</sup>であった.分岐点での平均流動速度

- 111 -

は北側末端における平均流動速度と比べ 1.63 m d<sup>-1</sup> ほど大きい.しかし,変動幅は北側末端のほうが大きく,より顕著な加速と減速が確認された.



図1. 2016年7月11日から8月4日までの流動速度分布

# 4. 考察



**図2**. 北側末端(図1a)の流動速度変化. 図中の数字は各年の最小・最大速度 (m d<sup>-1</sup>)と年平均速度からの偏差(%)を示す

本研究によって、Pio XI 氷河末端付近における流動変化の詳細が明らかになった. 北側 末端と分岐点で4-9月にかけて加速し,10-3月に減速するという年周期変動が確認された. これは観測期間を通して確認できる年周期変動であるため,季節変動であると考えられる. また,2015年,2016年の7-9月には北側末端と分岐点で顕著な加速が認められ,2015年の8-9月には年平均の2.3倍の流動速度が観測された.



図3. 分岐点(図1b)の流動速度変化. 図中の数字は各年の最小・最大速度(m d<sup>-1</sup>) と年平均速度からの偏差(%)を示す

明らかになった季節的な流動変化は、南半球の冬に当たる 7-9 月に加速を示した点で興味深い.氷河の流動加速は、氷河底面における融解水が重要な役割を果たすと考えられている.アラスカの氷河で冬季流動加速を見出した Abe 等は、夏季に生じた融解水が氷河底面で水路を発達させた後、冬季に水路が閉塞して水圧が上がり、その結果として流動速度が上昇するという説を提唱している<sup>5)</sup>.しかしながら流動速度の観測のみでは Pio XI 氷河の加速現象の原因について結論を出すことはできない.

2015年,2016年には季節的な流動変化を示したが,2017年には異なる挙動が認められた.4-5月に加速した後6-7月で減速し,その後8月以降は加速傾向を示し,最終的に12月に年最大速度に達した.このような年間を通して継続した流動加速は2017年でのみ観測された.

## 5. まとめ

短回帰周期合成開口レーダのデータを解析した結果,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.氷河は 4–9 月に加速し,10–3 月に減速する,すなわち冬季に大きな流動速度を示す.また北側末端では 2015 年,2016 年の冬季(8,9 月)に年平均よりも2 倍程度速い顕著な加速が観測された.今後はこの流動変化が Pio XI 氷河の変動に果たす役割を明らかにする計画である.

北海道の雪氷 No.37 (2018)

6. 謝辞

本研究で用いた PALSAR 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 データの所有権は経済産業省およ び JAXA にある.本研究の一部は,東京大学地震研究所特定共同研究 (B)「SAR を用いた多角的な地殻・地表面変動研究」 で行われた.

- 7. 引用・参考文献
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., and Casassa, G, 1996: The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield. *Photogramm. Eng. Remote Sensing*, 62, 1361–1369.
- 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; doi:10.3390/rs10020188.
- 3) Warren CR, Rivera A, 1994: Non-linear response of calving glaciers: a case study of Pio XI Glacier. *Rev. Chil. Hist. Nat*, **67**(4), 285–394.
- 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. Glacial.*, 57(73), 119-130.
- 5) Abe T. *et al.*, 2016: Brief Communication: Twelve-year cyclic surging episodes at Donjek Glacier in Yukon, Canada, *Cryosphere*, **10**, 1427–1432.

# カ学的ダウンスケーリングに基づく吹雪の発生可能性の事例解析 Case Studies of Drifting Snow Potential with Dynamical Downscaling

丹治星河(北海道大学大学院理学院), 稲津將(北海道大学大学院理学研究院) Seika Tanji, Masaru Inatsu

# 1. はじめに

吹雪とは, 強風によって積雪粒子が巻き上げられるか, または強風によって降雪粒子 が飛ばされる現象である. 吹雪粒子の跳躍・浮遊は視界を悪化させ, 交通障害を引き起 こす. また, 吹雪粒子の運搬・堆積により形成される雪庇は雪崩の原因となる. このよ うに吹雪は人的被害をもたらしうる. 一方, 雪粒子の再配置は極域や山岳域の水循環に 大きく寄与する. よって, 吹雪研究は防災・自然科学の両面において重要である.

吹雪そのものは乱流によって変動する風速の影響を受けたマイクロスケールの現象 である.とはいえ,吹雪の発生可能性は主にメソスケール現象により規定される降雪や 地表面風速に強く依存する<sup>1)</sup>.よって,吹雪発生可能性は1km程度のメソスケール現象 を解像する数値シミュレーションによって評価できるものと期待される.しかしながら, これまでこのような高解像度気象データに基づいて吹雪の発生可能性を評価した例は ない.日本における現業の吹雪発生予測に用いられる気象データの解像度は高々5kmに とどまる<sup>2)3)</sup>.

本研究の目的は、力学的ダウンスケーリング(以下、DDS)によって作成した 1km 解像 度の気象データに基づいて吹雪発生可能性を評価し、DDS 境界条件とする 5km 解像度 の気象データに基づいた吹雪発生可能性評価と比較することである.本研究ではマイク ロスケール現象として吹雪を直接計算せず、あくまで 1km 解像度の気象データから雪 粒子空間濃度と視程を推定する.また、DDS の計算負荷軽減のため、札幌周辺における 2 つの典型的な吹雪事例のみを扱うとする.

# 2. データと手法

# (1) 力学的ダウンスケーリング

本研究で使用したデータは気象庁提供のメソ数値予報モデル(MSM)の解析値(5km 解像 度)である. DDS には,理化学研究所計算科学研究センター(R-CCS)が開発している気 象・気候科学計算向けライブラリ SCALE(Scalable Computing for Advanced Library and Environment)<sup>4)</sup>を用いた.この際,水平格子数は90×90,鉛直層数は32層,水平格子間 隔は1km,出力時間間隔は1時間,また,計算領域は札幌市近郊の北緯42.7-43.4度, 東経141.0-141.8 度とした.

# (2)雪粒子空間濃度と視程(吹雪)の評価

ある高さz[m]における雪粒子空間濃度n[g/m<sup>3</sup>]を

$$n = \frac{P}{w_f} + \left(n_1 - \frac{P}{w_f}\right) \left(\frac{z}{z_1}\right)^{-\frac{w_b}{kU_*}} \tag{1}$$

(塩谷 1953<sup>5)</sup>)と, 視程[m]を

 $\log(vis) = -0.773 \cdot \log(M_f) + 2.845$ <sup>(2)</sup>

(竹内・福沢 1976<sup>o</sup>)の経験式によって評価した.ここで松澤・竹内(2002)<sup>7)</sup>に従い,降雪 粒子の落下速度 $w_f$ は 1.2m/s,吹雪粒子の落下速度 $w_b$ は 0.35m/s で一定と仮定し,ある高 さ $z_1$ (0.15m)における雪粒子空間濃度 $n_1$ は 30g/m<sup>3</sup>,カルマン係数kは 0.4 とした.また, 降雪強度P [g/m<sup>2</sup>/s],風の摩擦速度 $U_*$  [m/s]は DDS データを使用した.飛雪流量 $M_f$ は,  $M_f = n_z \cdot U_z$ により求めた.これら統計式による吹雪の定量的推定を,3時間ごとの MSM 解析値と 1時間ごとの DDS データそれぞれについて行った.

また、本研究では積雪粒子の巻き上がりに伴う吹雪が発生する条件を、氷点下、かつ 高さ 10m における風速 5m/s 以上とした.この条件のうちどちらか一方でも満たさない 場合は、式(1)の第2項を0とした.

# (3)計算期間

本研究で対象とする事例は①2016 年 2 月 22 日 00:00UTC~25 日 00:00UTC の 3 日間 と②2018 年 1 月 4 日 00:00UTC~7 日 00:00UTC の 3 日間の 2 つである.①の期間では, 24 日 11 時 45 分ごろ,北広島市内の道央自動車道で,吹雪による視界悪化が原因と思 われる交通事故が発生した.また,②の期間では,6 日 17 時半ごろから,道央自動車道 札幌南 IC~恵庭 IC で吹雪に伴い通行止めとなった.

# 3. 結果

# (1)①の事例

図 1(b)~(e)は2月24日10:00~12:00の雪粒子空間濃度の推定値である. MSM(5km 解 像度)に基づく雪粒子空間濃度の推定値は石狩市付近のみで大きい. 一方, DDS データ (1km 解像度)に基づく雪粒子空間濃度の推定値によると, 札幌市中心部や北広島市にも 吹雪域が広がっている. また, 24日の事故発生現場近傍の格子における視程を推定し た. MSM の解析値によると, 交通事故直前である10時から11時までの間, 視程は1km 以上を保ったままだった(図略). 一方, DDS データによると, その間, 視程が急激に小 さくなり, 約100mとなった(図1(a)).

# (2)②の事例

図 2(b)~(e)は1月6日16:00~18:00 の雪粒子空間濃度の推定値である. MSM 解析値 によると雪粒子空間濃度は一様に小さかった.一方,DDS データによると、石狩市,札 幌市西部,恵庭市,および千歳市で雪粒子空間濃度は大きくなった.また、6日の恵庭 IC 近傍の格子における視程を推定した. MSM の解析値によると視程悪化を見出すこと はできなかったが、DDS データによると通行止め開始前後である17時~18時の間で視 程が急激に小さくなり、約500m となった(図 2(a)).

# 4. まとめ

本研究では 5km 解像度の MSM 解析値と 1km 解像度の DDS データそれ添えに基づき雪粒子空間濃度および視程を評価した.その結果,前者では判定できない吹雪発生可能性を,後者では判定できた.



図 1 (a)事故発生現場付近における2月24日の視程[m]の時間変化をDDSデータ に基づき計算した結果. (b)~(e)2016年2月24日10:00~12:00における雪粒子空 間濃度n[g/m<sup>3</sup>]を(上段,色影)MSMの解析値,(下段,色影)DDSデータに基づき計 算した結果.(矢印)高さ10mにおける風向風速[m].



**図 2** 図 2 と同様. ただし,2018 年 1 月 6 日 16:00~18:00 および恵庭 IC における1月 6 日の結果.

【参考・引用文献】

- 前野紀一,遠藤八十一,秋田谷英次,小林俊一,竹内政夫,2000: 『雪崩と吹雪』 (基礎雪氷学講座第Ⅲ巻),古今書院,236 pp.
- 2) 寒地土木研究所: "北の道ナビ【吹雪の視界情報 北海道版】- Northern-road.jp". 参照 先:http://www.northern-road.jp/navi/touge/fubuki.htm (参照日:2018 年 6 月 25 日)
- 防災科学技術研究所:"中標津町吹雪予測情報".参照先: http://yukibousai.bosai.go.jp/nakashibetsu open/ (参照日:2018年6月25日)
- 4) 理化学研究所: "SCALE by RIKEN AICS". 参照先: https://scale.aics.riken.jp/ja/ (参照日:2018年1月26日)
- 5) 塩谷正雄, 1953: 吹雪密度の垂直分布にたいする一考察. 雪氷, 15, 1, 6-9.
- 6) 竹内政夫, 福沢義文, 1976: 吹雪時における光の減衰と視程, 雪氷, 53, 309-315.
- 松沢勝,竹内政夫,2002:風速と降雪強度から吹雪時の視程を推定する手法について、雪氷,64,7-85.

# グリーンランド北西部 Bowdoin 氷河における 末端位置の変動と海底地形の関係 Influence of ocean bed geometry on the front variations of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland

浅地泉(北海道大学大学院環境科学院,低温科学研究所)
 榊原大貴(北海道大学 北極域研究センター)
 杉山慎(北海道大学 低温科学研究所)
 山崎新太郎(京都大学 防災研究所)

# Izumi Asaji, Daiki Sakakibara, Shin Sugiyama, Shintaro Yamasaki

# 1. はじめに

グリーンランド氷床では、沿岸部に位置するカービング氷河が近年急速に後退し、海水準変動に大きく寄与している<sup>1)</sup>. このような氷河後退は、表面質量収支に加えて氷河末端付近の動力学に駆動される.氷河の表面標高が低下し、flotation level(氷に作用する浮力と重力が等しくなる表面標高)に近づくと、カービングが促進されて急激な後退が起きると考えられている<sup>1)</sup>(図1).flotation levelは、水と氷の密度と基盤標高から求められるため、この仮説の検証には、氷河前縁および氷河下の基盤標高を知る必要がある.そこで本研究では、近年の後退が著しいグリーンランド北西部 Bowdoin 氷河にて、前縁フィヨルドと氷河底面地形を測定し、1)氷河後退と基盤地形との関係性を明らかにして、上記の仮説を検証すること、2)現在の氷河表面標高の低下速度から将来の後退予測を行うことを目的とした.



**図1**. 提唱されているカービング氷河の後退メカニ ズム. (a)表面標高が次第に低下し, (b)flotation level を下回る(浮力>重力)と,赤の斜線部の氷が失 われて末端が後退する.



**図2**. 観測地周辺の Landsat8画像に Bowdoin 氷河を示す(黄枠).

# 2. 研究対象地

図2に、本研究対象地であるグリーンランド氷床北西部 Bowdoin 氷河(77°41'N, 68°35'W)を示す. Bowdoin 氷河は、氷床から南に向かって流れる全長約10 km, 末端幅3 kmのカービング氷河である. 2008年以降, それまで安定していた末端位置が急速に後退したことが報告されている<sup>3</sup>.

#### 3. 観測手法

#### 3.1 現地観測

Bowdoin 氷河が流入する Bowdoin フィヨルドでは、2016年7月29日に末端付近3 km×6 kmの範囲 で海底地形の測深を行った. 全長6 m の小型船にソナー(Lowrance 社製 HDS-9 Gen2)と振動子 (Airmar 社製 B175L)を取り付け,船速10~12 km h<sup>-1</sup>で航行しながら毎秒データを取得した. ま た,オハイオ大学で開発された氷レーダを用いて、氷河上約200地点で氷厚の測定を行った. ま た,同じ地点で GPS キネマティック測量を行い、氷河の表面標高を計測した. そして、表面標 高値から氷厚の値を差し引くことで氷河下基盤地形の標高を求めた.

# 3.2 人工衛星データ解析

末端位置変動解析には、アメリカ地質調査所が配布する、Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus と Landsat 8 Operational Land Imager センサにより取得された人工衛星画像のうち、2000年から2016年までに取得された、雲が占める割合が60%未満のものを解析に使用した.そして、地 理情報システムソフトウェア(QGIS)を用い、氷河末端位置を PC スクリーン上での目視判別 により抽出した.また、2001年から2012年における氷河表面標高変化は、人工衛星 Terra および ALOS の光学画像から作成された数値標高モデルより測定した.DEM の地上分解能はそれぞれ 30 m と15 m である.

#### 3. 結果

#### 3.1 末端位置と海底地形

末端位置は,2008年から2011年の間に氷河の西側部分 で最大1.7 km 後退した(図3).一方で,東側の後退距離 は0.4 km と比較的小さい.

また氷河前フィヨルドでは、氷河末端西側と東側で深 さが顕著に異なることが明らかとなった.その詳細を確 認するため、末端を横断する X-X'、縦断方向 Y-Y'に沿 った断面図を作成した.X-X'では西側には最大深さ約 270 mの窪みがあり、東側にかけて180 mの丘を越え、地 形は再び220 m まで深くなっていたことが確認された

(図4a). 一方 Y - Y'では,氷河末端に近づくにしたがって水深が深くなっており,水平距離2 km で約100 m の勾配が確認された.





図3. 氷河前フィヨルドの海底地形図. 実線は2008-2016年の氷河末端位置.

図4. (a) 図2に示す X-X (b) Y-Y'に沿った断面図.

# 3.2 氷河下の基盤地形

西側でより水深が大きくなるフィヨルド海底地形と整 合するように、氷河下の基盤地形は本流側(西側)の方 が深い(図5).本流側最上流部の測線 T4\_1では最大415 m,支流側の測線 T4\_2では最大264 mの氷厚が観測され た.平均氷厚は T4\_1で320 m, T4\_2で197 mであり、本流 側の氷の方が厚いことが明らかとなった.これらの氷厚 差は、本流と支流の合流地点である氷河上の中央モレーン (氷河が削った岩石の屑が運ばれ堆積した物)が境となっ ている.そして、本流と支流の氷厚差は、氷河下の基盤 標高の差にも表れており、西側の標高が低く東側で高い ことが明らかとなった



**図5**. 氷レーダ測定によって得られた 氷厚測定結果.

# 3.3 表面標高変化

図5に示す L1上の31地点での,氷河表面標高の平均変化速度は,2001年から2012年の間で-2.5 m a<sup>-1</sup>の速度であったことが明らかとなった.氷河の後退の始まる前の2001年から2007年まで,および後退後の2009年から2012年までの変化速度はそれぞれ,-4.94 m a<sup>-1</sup>,-1.91 m a<sup>-1</sup>であった. 大規模後退の起こる前後で,表面標高の低下速度が60%減少したことが明らかとなった.

# 4. 考察

#### 4.1 氷河の表面標高と flotation level

末端後退前の2001年と2007年,そして後退後の2010年の DEM を用いて,大規模後退の前後で氷河表面標高と flotation level を比較した.標高値が flotation level に対して十 分に大きければ,氷に作用する重力が浮力に対して大き いため,氷河末端は力学的に安定していると考えられる。 もしも標高値が flotation level に近い,あるいは下回る場合 は,氷河末端は浮力の作用でカービングが起きやすい状 態にあったと推定できる.

その結果,2001年の表面標高は flotation level より10 m 以上高く,浮力は重力よりも小さいことを示した(図6 a).しかし後退直前の2007年には氷河西側の表面標高が flotation level を下回り,氷厚の約90%が海水面下にあった ことが判明した(図6b).この地域は2008年以降大きく 後退している.以上のことから,Bowdoin 氷河末端西側 の領域では,氷厚の減少によって氷に加わる浮力が重力 を上回ったため,大規模に後退したことが示唆された.



図6. (a)2001年 ASTER DEM (b)2007年 ALOS DEM に基づいた氷河表面標高と Flotation level との差(単位は m).

# 4.2 氷河の表面標高変化と後退予測

次に、氷河中心線での表面標高が今後も2.5 m a<sup>-1</sup>で低下 し、表面標高が flotation level を下回った部分が失われる と仮定して、氷河末端位置の将来予測を行った(図7). その結果、2016年から2030年までに末端位置は1.7 km 後 退することが予測された.

この解析は、最近11年間の氷厚減少速度を将来にわた って一定と仮定したものであり、今後の表面質量収支変 動、氷厚の減少にともなう流動速度の変化や水中融解に よる氷損失量の変化については考慮していない。

Bowdoin 氷河の流動速度は末端付近で最大となり,伸長 流に伴う鉛直歪で氷が薄くなるため,末端付近では表面 標高変化も大きい<sup>4)</sup>.したがって,Bowdoin 氷河の将来 変動をより正確に予測するためには,将来の気候変動に 加えて,氷河の後退と氷厚減少に伴った流動変化を考慮 することが必要である.



図7. 中心線に沿った氷河の断面図 と2007年,2010年,2016年,2030年 (予測)の氷河の表面標高.

# 5. まとめ

本研究では、現地観測によりグリーンランド北西部 Bowdoin 氷河末端前縁に広がるフィヨル ドの詳細な形状,Bowdoin 氷河の氷厚および表面標高を測定した.また、衛星データ解析より 氷河の末端位置の抽出および表面標高の経年変化を明らかにした.そして、大規模後退前後に おける氷河末端での力学的状態を精査した.その結果、氷への浮力と重力が釣り合う条件に達 した領域が後退したことが明らかとなった.この結果は、氷河末端での力学的状態を考慮した 氷河の後退予測を可能とした.

# 6. 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. 2016年夏のグリーンランド観測メンバーの協力に感謝する.

【参考文献】

- 1) Enderlin, E. M., I. M. Howat, S. Jeong, M. J. Noh, J. H. Angelen and M. R. Broeke, 2014: An improved mass budget for the Greenland ice sheet, *Geophysical Research Letters*, **41**(3), 866–872.
- 2) Benn, D. I., C. R. Warren and R. H. Mottram, 2007: Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth-Science Reviews*, **82**(3-4), 143-179.
- Sugiyama, S., D. Sakakibara, S. Tsutaki, M. Maruyama and T. Sawagaki, 2015: Glacier dynamics near the calving front of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland, *Journal of Glaciology*, 61(226), 223-232.
- 4) Tsutaki, S., S. Sugiyama, D. Sakakibara, and T. Sawagaki, 2016: Surface elevation changes during 2007-13 on Bowdoin and Tugto Glaciers, northwestern Greenland, *Journal of glaciology*, **62**(236), 1083-1092.

# 道路施設からの落雪危険防止について ~三角格子フェンスによる落雪防止効果の検討~ Measures against snow falling from road facilities -Study of the effect of the triangular lattice fence-

細川和彦(北海道科学大学), 佐々木勝男(北海道科学大学), 竹内政夫(雪氷ネットワーク), 大廣智則(ネクスコ・エンジ=アリング北海道) Kazuhiko Hosokawa, Katsuo Sasaki, Masao Takeuchi, Tomonori Ohiro

# 1. はじめに

積雪地域における建築物では,パラペ ットや塀など狭い構造部材上の冠雪量が 多くなるとバランスを崩して傾き,大き く部材をはみ出す雪庇となる.雪庇の張 り出しは降雪を受けやすくし冠雪の成長 を増大させ,部材表面では圧密され密度 も高く凍結融解により氷板にもなりやす い.図1に示すような道路情報板など道 路構造物では,冠雪の剥離,破断や滑落に より通行車両や人に被害を及ぼす現象が 発生している.筆者らはこれまで情報板の 取付け支柱の冠雪対策として約5cm 間隔



図1 道路情報版の支柱および横架材に 発生した冠雪

の格子フェンスを用い模型実験を行なった.その結果,構造部材上の落雪危険防止とし て実用に供し得る結果が得られたことから,2017年~2018年冬季に,格子間隔 5cm, 10cmの格子フェンスおよび格子間隔 2cmのエキスパンドメタルを用いて,格子による 冠雪状態の違い,冠雪から危険な落雪やツララの発生の有無について観測した.

# 2. 研究方法

観測に用いた試験体は,北海道科学大 学構内(札幌市手稲区)に図2に示すよう に設置した.格子間隔5cmおよび10cmの 格子フェンスおよび格子間隔2cmのエキ スパンドメタルは,直径200mmのメッキ 鋼管に取り付け,設置高さを1.5mとした. さらに,定点写真観測を行うため,全景お よび上部には暗視撮影可能なネットワー クカメラを設置し15分間隔で撮影,また, 近景には暗視撮影可能なトレイルカメラ を設置し10分間隔で撮影した.

図2 試験体・観測カメラの設置状況



Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

# 3. 研究結果

観測期間中における鋼管上の積雪を見 ると、多量の降雪日における格子フェン ス未設置部では図3のように積雪し、時 間の経過とともに冠雪全体が垂れ下が り、まとまった落雪が発生する様子が確 認できた.

次に、日降雪量 17cm と なった 2018年2月11日に ついて降雪後の試験体上 の冠雪の状況を図5に示 す. 同日の外気温は降雪開 始からマイナスの状態を 維持していた. 図のように 格子間隔 2cm では、エキス パンドメタル上に冠雪が 発生しておりフェンス内 部には積雪がほとんど見 られない. 格子間隔 5cm で は、フェンス内部に積雪 し、それと接続するように フェンス上にも冠雪が見 られた.一方,格子間隔10 cmでは、フェンス内部に積 雪するものの、フェンス上 への冠雪は前述の 5cm よ りは少ない. さらに, 日降



図3 鋼管上冠雪の経時変化



**図4** 格子間隔の差異による冠雪状況(2/11)



**図5** 格子間隔の差異による冠雪状況(3/1)

雪量 24cm,降雪時からその後にかけて外気温が0℃付近で推移した 2018 年 3 月 1 日の状況を図 5 に示す.前述と同様に格子間隔 2cm では,フェンス上の冠雪が多く,格子間隔 10cm では,内部の積雪量が少ない.また,格子間隔 10 cm の場合,早期に融雪および落雪している状況がわかる.

# 4. まとめ

格子フェンスによる,落雪危険防止効果の検討を行った結果,今冬の観測では,格子 フェンスの有無に関わらず,つららの発生は見られなかった.また,格子間隔の違いに より,冠雪状況に差異があった.格子間隔 2cm のエキスパンドメタルでは,フェンス 上面に多量の冠雪,落雪があった.格子間隔 5cm の格子フェンスでは,フェンス内部 の冠雪が上面にせり出し,内部の積雪量も多くなる傾向にある.格子間隔 10cm の格子 フェンスでは,フェンス内部の冠雪,せり出し,落雪が量小となり,随時分割落雪して いることがわかった.以上のことから格子間隔 10 cm の格子フェンスが落雪危険防止効 果が高いといえる. 今後も,継続して効果の検証にあたりたい.

# 衛星リモートセンシングによる 北極海航路上の氷況と船舶の航行可能速度の関係性 Relationship of between sea ice condition and navigable speed in the Northern Sea Route by using satellite remote sensing

奥田 駿(北見工業大学大学院),
 舘山 一孝(北見工業大学),大塚 夏彦(北海道大学北極域研究センター)
 Hayato Okuda, Kazutaka Tateyama, Natsuhiko Otsuka

#### 1. 研究背景と目的

近年,北極海域の海氷の減少傾向<sup>1)</sup>に伴い,東西の輸送路として北極海航路利用に対する期 待が高まっている.北極海航路を利用することで,従来のスエズ運河経由の航路に対して航 行距離を3~4割短縮することが可能となる<sup>2)</sup>.また,この距離の短縮効果はアジア側の港湾 位置が北であるほど大きくなるため日本においては特に期待が持たれている.さらに,北極 域に埋蔵されている天然資源の世界への輸送に不可欠な航路であるため,日本国内でも利用 の機運が高まっている<sup>3)</sup>.

しかしながら,通航時期や通航船舶の耐氷,砕氷性能によっては,減速や待機を余儀なく される場合も多い.このため,安定した航行が難しいといった短所がある<sup>4)</sup>.

本研究は、衛星リモートセンシングから得られた氷況データと、AIS (Automatic Identification System) によって得られた実際の船舶の航行速度などのデータから、北極海航路における航行速度の推定を行うことで、将来的に北極海航路の高効率な利用に寄与することを目指すものである.

# 2. 使用データ

# 2.1 船舶データ

本研究で扱った船舶のデータは Shipfinder.com を利用して取得した. Shipfinder.com とは, AIS を用いた船舶動向をモニタリングできるインターネットサービスの1つであり,得られ

た実船の航行データ から位置と船速のデ ータを用いた.対象と する船舶は積載重量 一万トン以上の各種 貨物船とした.

また, 北極海航路を 航行する船舶の多く は, その耐氷性能およ び砕氷性能の指標で あるアイスクラスを 保持している. この船 舶の性能差を考慮す るため, アイスクラス ごとに解析を行うこ ととした. 表1に各ア 表1 各アイスクラスの航行可能とされる 氷況および海氷厚の参考値<sup>4)</sup>

極地氷海船階級 (Polar Class)	氷況及び季節の目安	<b>氷厚参考</b> 値 (m)
PC1	全ての極地氷水域を通年航行	3.5以上
PC2	中程度の厳しさの多年氷が存在する 氷水域を通年航行	3.0~3.5
PC3	多年氷が一部混在する2年氷の中を通年航行	2.0~3.0
PC4	多年氷が一部混在する厚い一年氷の中を 通年航行	1.2~2.0
PC5	多年氷が一部混在する中程度の厚さの 一年氷の中を通年航行	0.7~1.2
PC6	一年氷が一部混在する中程度の厚さの 一年氷の中を夏季又は秋季に航行	0.5~0.9
PC7	多年氷が一部混在する薄い一年氷の中を 夏季又は秋季に航行	0.3~0.6

#### - 125 -

Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

イスクラスに対する航行可能とされる氷況の目安と海氷厚の参考値を示す.

北極海航路における船舶の航行は、このアイスクラスによって時期や海域が制限されており、北極海航路局 (NSRA) および NSRA から管制業務を委託された運航管制所の指示のもと 航行しなくてはならない.これにより、厳しい氷況の海域を航行する際は砕氷船による支援 を受けて航行を行うことがある<sup>4)</sup>.

# 2.2 氷況データ

衛星搭載マイクロ波放射計 AMSR2 で観測された海氷密接度と輝度温度のデータを使用した.海氷密接度のデータは JAXA の地球観測衛星データ提供システム (G-Portal) より取得し,海氷厚については,同サービスから得られる輝度温度から Krishfield ら (2014)の氷厚推定式<sup>の</sup>を用いて算出したものを利用した.また、空間分解能は 10km×10km であり、海氷の影響を 考慮して氷厚および密接度が共に0以上を示す値を用いた.

## 3. 日平均船速と海氷厚の関係

対象期間は2014年および2015年の6~8月と 10月である.また,衛星観測で得られる氷況デ ータが日平均データであるため,船速のデータ も日平均に換算して用いた.そして,アイスク ラスごとに分類することでその傾向を調べた. 本解析ではPC4, PC6, PC7の三つのアイスクラ スを対象とした.図1に各アイスクラスにおけ る海氷厚と船速の関係を示す.

PC6 については両者の間に負の相関がみられ、得られた近似式において、海氷厚が 0.1m 上昇すると、速度がおよそ 0.52kn (1kn=1.852km/h) 低下するという関係があった.

しかし, PC4 については相関がほとんど認め られなかった. PC4 の船舶は高い耐氷性能を保 持しており, 砕氷船支援を受けずに航行してい たことから, 夏季の PC4 の船舶の航行では減速 を余儀なくされるほどの氷況に達しないと考え られる.

また PC7 についても有意な相関が認められな かった.この要因として、日平均速度および海 氷厚が共に高い値を示す点の航行状況が、その 前後の船速の変化から砕氷船の援助を受けての 航行である可能性が高いことが示唆される.本 研究では、大型砕氷船の航行データと比較する ことで援助航行の有無を判断したが、把握して いない小型砕氷船による援助航行によって厳し い氷況において十分な船速を維持できたのでは ないかと考えられる



#### 4. 瞬間船速と海氷厚の関係

図2に2014~2016年の夏期間(6~8月,10月)に北極海航路を航行した PC6の船舶の瞬

- 126 -

間船速と海氷厚の関係を示す.この図から,航行事例が海氷厚 0.9m 以下の PC6 の航行可能範囲とされている領域に多く分布していることがわかる.しかし,低い船速海氷以外の種々の理由によっても発生することがあるため,データのばらつきが大きく,両者の関係を有意に求めることは出来なかった.

そのため、海氷厚は小数点以下2桁を四捨五入し0.1mステップとし、各海氷厚の上位3点を 抽出することで最大船速と海氷厚の関係を調べた(図3).両者は相関係数Rが-0.63の負の相 関関係にあった.

また,船速上位3点のうち,海氷厚が0.5m以下の薄い部分では船速は横ばいの傾向にあり, 0.6m以上の厚い部分では減速傾向にあった.



図2 PC6 船舶の瞬間船速と海氷厚



図3 PC6船舶の海氷厚に対する最大船速

# 5. 航海事例ごとの解析

実際の船舶は、同じアイスクラス を保有している船舶であっても、船 ごとに性能差が存在する.また、航 行事例ごとに船舶のミッションは 異なるため、一航海ごとに注目する 必要がある.

図4に2017年の夏季に北極海航路を東西に完航した2つの事例を示す.事例aの船舶は7月13日~7月27日の間にモトフスキー湾付近からペベク港までを航行したPC6のアイスクラスを持つタンカーである.この事例において,明らかに減速する領域があることがわかる.特に,カラゲイト海峡やビルキツキー海峡において著しい減速を示している.この要因として,これらの海峡域は一般に,狭隘であり浅水域が多く,大型船舶では海氷の有無に関わらず減速を余儀なくされる場合が



あることが考えられる.また、海峡のみでなくラプテフ海上でも減速している.

事例 b の船舶は 9 月 19 日にベーリング海峡から北極海航路に侵入し,10 月 20 日にノルウ ェー沿岸まで航行した PC6 のアイスクラスを持つ general cargo 船舶である.事例 a の船舶と 同様に海峡付近では減速しているが,航路上全体の船速は事例 a の船舶よりも高い値を示し ている.これは,事例 b の航行期間が北極海において例年海氷域面積が最少を記録する 9 月 を含んでいるため,事例 a に比べ氷況が緩やかな海域を航行したためではないかと考えられ る.

# 6. まとめと今後の課題

本研究では、実船の航行速度と海氷厚の関係性を調べた.

まず、日平均船速と海氷厚の関係を各アイスクラスについては、PC6の船舶で比較的強い 負の相関関係を得られた.これは、海氷厚が0.1m上昇すると、速度がおよそ0.52kn低下する 関係にあった.

また, PC6 の船舶の瞬間船速と海氷厚の関係については, 航行事例が海氷厚 0.9m 以下の PC6 の航行可能範囲とされている領域に多く分布していることが分かった. さらに, 最大船 速に着目するため, 各海氷厚上位3点の船速に着目すると, 相関係数-0.63の負の相関関係が 得られた. 海氷が薄い領域と厚い領域では異なった傾向を示すことがわかった.

さらに、アイスクラスが等しい船舶においても性能差が存在することから、PC6の異なる 船舶の一航海ごとの事例に着目したところ、海峡付近などで減速する領域があり、今後は地 理的要因も考慮する必要があることが示唆された.加えて、季節によっても船舶の航行速度 に差が生じる可能性があるため、冬季も含めた多様な航海事例に関して解析する必要がある.

# 【参考・引用文献】

- 気象庁, 2017: 海氷域面積の長期変化傾向(北極域), <u>https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\_1/series\_arctic/series\_arctic.html.</u>(参照日:2018 年6月28日)
- 2) 森下裕士, 舘山一孝, 大塚夏彦, 2016: 北極海航路における氷海航行速度解析と氷況・海 域の影響, 北海道の雪氷, 35, 107-110.
- 3) 独立社団法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構. 2017:北極域研究共同推進拠点北極域科 学概論資料.
- 4) 北極海航路ハンドブック検討委員会,2016:北極海航路ハンドブック 実務編(上巻).
- 5) 北海道建設部航空港湾局物流港湾課, 2013:北極海航路可航性調查事業委託業務報告書.
- 6) R. A. Krishfield, A. Proshutinsky, K. Tateyama, W.J. Williams, E.C. Carmack, F.A. McLaughlin, M.-L. Timmermans, 2014: Deterioration of perennial sea ice in the Beaufort Gyre from 2003 to 2012 and its impact on the oceanic freshwater cycle. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 1271-1305

# グリーンランド南東ドームアイスコアの近赤外線反射率測定 Near infra-red reflectance of southeast dome ice core, Greenland

柴田 麻衣(北海道大学大学院環境科学院),山口 悟(防災科学技術研究所), 藤田 耕史(名古屋大学大学院環境学研究科),安達 聖(防災科学技術研究所), 安藤 卓人(北海道大学北極域研究センター),藤田 秀二(国立極地研究所), 堀 彰(北見工業大学工学部社会環境工学科),

# 青木 輝夫(岡山大学大学院自然科学研究科),飯塚 芳徳(北海道大学低温科学研究所) Mai Shibata, Satoru Yamaguchi, Koji Fujita, Satoru Adachi, Takuto Ando, Shuji Fujita, Akira Hori, Teruo Aoki and Yoshinori Iizuka

# 1. はじめに

グリーンランド氷床は地球上の氷床の中で2番目に大きい氷塊である.グリーンランド氷 床の中でも南東ドーム地域(67.18N,36.36W,標高3,170m)は年涵養量が大きく,この地域 で掘削されたアイスコアからは高時間分解能な年代に基づいて古環境を復元できる<sup>1)</sup>.また, 涵養量が多いため,積雪堆積後の圧密氷化過程がグリーンランドの他の地域とは異なり,同 じ荷重で変形しやすい特徴を持つ<sup>2)</sup>.なぜ変形しやすいのかを知る手掛かりの一つとして, アイスコアの積雪構造を把握し,荷重に対する積雪の変態過程を精査することがあげられる. 近赤外線反射率は積雪の比表面積の指標となることが知られており<sup>3)</sup>,比表面積や積雪粒径 の深度変化を非破壊で連続に追跡できる.本研究では,グリーンランド南東ドーム地域のア イスコアの近赤外線反射率を測定し,すでに公表されているX線密度データ<sup>2)</sup>と比較するこ とで,高涵養域のアイスコアがなぜ変形しやすいのかを比表面積や積雪粒径から考察する.

#### 2. 試料と分析

2015年に採取された南東ドームアイスコアは約90m長で189セクションあり,過去60年間の環境変動を追跡できる<sup>2)</sup>.近赤外線反射率測定はアイスコアをセクションごとに白色光が均一に当たるように撮影台(全長1m)に設置し,近赤外波長(850-950 nm)を受光するフィルターを取り付けたカメラで撮影した.撮影の際にスタンダード(Labsphere 社製スペクトラロン反射ターゲット)を同時に測定することでアイスコアの近赤外線反射率を定量化した.アイスコアの割れ目では近赤外線反射率が下がるため,割れ目のある深度のデータを取り除いた.本稿では189セクションのうち深さ7.5mのセクション(7.22-7.70 m)の5 mm 平均値近赤外反射率データを考察する.この深さ7.5mのセクションは2012年の夏のグリーンランド全面融解の年代に相当し, 氷板が存在する.

# 3. 結果と考察

図1に南東ドームアイスコアの深さ7.5mのセクションの可視光透過写真,近赤外線反射率と密度の深度プロファイルを示す.写真を見ると,7.41m(図1点線)で透過光の違いがみられ,より浅部(7.22-7.41m)ではしまり雪,深部(7.41-7.68m)ではざらめ雪の雪質であり,7.63-7.66mには氷板が確認された.これらに対応するように密度も変化している.浅部(7.22-7.41m)では505±24 kg m<sup>-3</sup>の範囲でほぼ一定の変化をしていたのに対して,深部(7.41-7.68m)では416±69 kg m<sup>-3</sup>で幅広く変化し,かつ浅部よりも低密度を示した.これは、ざらめ層から融解水が流れ出て,7.63-7.66mの氷板形成に使用されたと考えられる.

近赤外反射率は浅部(7.22-7.41 m)では 69.8±1.4%の範囲でほぼ一定の変化をしていた

- 129 -

のに対して,深部(7.41-7.68 m)では66.2±4.9%の範囲で幅広く変化し,かつ浅部よりも低い.反射率の低さはざらめ雪へと雪質が変化した際にフィルンの焼結が進行して接触部分が太くなり,粒子間の結合が強くなり比表面積が減少したためと考えられる.このセクション全体でみると密度と近赤外反射率は正の関係を示しているが,深部(7.41-7.68 m)のざらめ層に着目すると逆の傾向を示す.これはざらめ雪が層内で高密度化している部分でフィルンの結合が強くなっていることを示唆している.また,氷板(7.63-7.68 m)では近赤外反射率は45.1%まで低下した.

これらの傾向は、写真ではしまり雪とざらめ雪の判別が難しいアイスコアの深部で密度と 近赤外反射率の特徴を利用して雪質やフィルンの結合の強さを追跡できることを示唆する. 今後、過去 60 年間のざらめ層を検出することで、南東ドーム地域における氷板だけではない 融解の履歴を追跡する.



(b) 7.5 mのアイスコアの近赤外線反射率(%)と密度(kg m<sup>-3</sup>)の深度プロファイル

# 4. 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP18H05292, JP26257201, JP16H01772 と一部 ArCS (Arctic Challenge for Sustainability Project) から助成をいただき行った.

# 【参考・引用文献】

- Iizuka, Y., et al., 2018: A 60 year record of atmospheric aerosol depositions preserved in a highaccumulation dome ice core, Southeast Greenland, *Journal of Geophysical Research*, **123** (1), 574-589.
- 2) Iizuka, Y., et al., 2017: A firn densification process in the high accumulation dome of Southeastern Greenland, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **49** (1), 13-27.
- 3) Aoki, T., et al., 2003: Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos, *Journal of Geophysical Research*, **108** (D19), 4616.

- 130 -

# A C M 型腐食センサを用いた車載式塩分濃度計の検討 Investigation of using a vehicle-mounted ACM sensor as a salinometer

# 大廣智則(株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道) 柴田賢治(㈱本田技術研究所 四輪 R&D センター) 萩原亨(北海道大学大学院工学研究院) Tomonori Ohiro, Kenji Shibata, Toru Hagiwara

# 1. はじめに

北海道の高速道路において、冬期間における気温の低下は路面凍結の原因となる.したがって、凍結防止剤の散布は、お客様へ安全で安心な走行環境を提供する上で欠かすことのできない作業である.しかし、塩化ナトリウムを主材料とする凍結防止剤は、道路構造物の長寿命化に対して影響があることが分かっている.凍結防止剤の散布量を最小限にする必要がある.

これまで、凍結防止剤の散布判断は、熟練の道路管理者のこれまでの経験やノウハウ から、気象と雪氷量や気象予測等から総合的に判断されている.路面状態が湿潤・半湿 路面の場合、路面温度が0℃以下、または、路面予測温度が0℃以下で路面の塩分濃度 が凝固点以下の場合に散布作業を行っている.このため、路温や路面塩分濃度の把握が 重要となる.

北海道の高速道路での路面塩分濃度の測定は,3~5時間毎に出動する雪氷巡回時に 一部の区間を除いて手持ち式の塩分濃度計により行われている.手持ち式の塩分濃度 計の測定は,連続的にデータを取得できないといった課題があった.一部の区間で現在 導入されている車載式塩分濃度計は,連続測定が可能という利点があるものの,価格や 測定条件の面で課題があり解決が必要とされていた.

一方,他業界では、ACM 型腐食センサ(Atmospheric Corrosion Monitor 以下 ACM センサとする)を組付けた実車走行による部位別腐食モニタリングにより、凍結防止剤に 起因する自動車の腐食に対しても有効な計測手法となりうることが示唆されている<sup>1)</sup>. 図1に室蘭管内の日常点検車に取り付けた ACM センサの月別の値を示す. ACM セン サの出力値は、凍結防止剤を散布している冬期間の値が大きいことが確認できる.

これまで、車載式塩分濃度計を活用した研究は様々行われている.吉江ら<sup>2)</sup>は、車載



Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

のシステムで測定した路面塩分濃度と路温の関係から濃度管理を行う手法について提 案した.路温に応じて所定の路面塩分濃度を保つ手法である.しかし,本手法は北海道 の高速道路では採用されていない.路面塩分濃度の把握は,代表地点のみである.路面 塩分濃度を考慮した凍結防止剤散布の効率化を進めるには,自動路面状態判別システ ム(CAIS)などの他の先進システムとの連携が必要である.

本研究では、安価で水飛沫でも連続測定可能な新たな車載式塩分濃度計を開発する ために、ACM センサを車両に取付け実験を行った. ACM センサの測定は、塩分濃度の 異なる湿潤路面を作成し、測定速度、路面の水膜を変化させ行った. 本研究の目的は、 ACM センサの出力と路面塩分濃度の関係を明らかにすることである.

# 2. ACM センサの原理

本研究で用いた ACM センサは、母材が鉄の溶融亜鉛メッキ鋼板の上に間隔をあけ て、絶縁層となるシリコンを設け、さらにその上に銀を配置する.図2に ACM センサ を示す.自然状態では、絶縁層があるため通電しない.しかし、水滴が付着すると金属 間を水膜が連結する.この時、イオン化傾向の違う異種金属間接触による腐食電流が流 れる.腐食電流は、腐食の進行度によって異なる.つまり、水滴に塩分が含まれている と腐食が進行するため、ACM センサの出力値は大きくなる.図3に ACM センサの原 理を示す.

# 3. 研究方法

2016年11月に苫小牧寒地試験道路(北海道苫小牧市字柏原 211番地)にて路面塩分 濃度の変化とACM センサの出力に関係があると考え実験を行った.路面塩分濃度,水 膜,測定速度を変化させ,ACM センサを設置した車両を走行させ実験を行った.

# 3.1 ACM センサによる路面の残留塩分濃度の測定方法

ACM センサは、ホイールハウスの運転席側に設置した.実験車両は、SUV を使用した.路面の残留塩分濃度は、2%~10%で2%毎に5パターンとした.測定速度は40km/h,60km/h,80km/hの3パターンとした.規定の速度となるように助走区間を300m設けた.水膜は給塩水時に5mm以上となるようにし、徐々に水膜が減少するのを測定毎に計測した.塩水路面を各速度で7往復計測した.

# 3.2 塩水路面作成および測定方法

図4に塩水路面作成および測定方法を示す.塩水路面作成区間は100mである.車



Copyright © 2018 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部

線幅 3.5 m の 2 車線道路の片側で塩水路面を作成し、もう一方に機器を配置した.路面 は横断勾配が設けられており塩水が流れ出るため、中央破線側にゴム板と垂木で堰き 止めた.塩水路面作成は、2 tダンプトラック1台に2 ℓのタンクを1基、水中ポンプ を 2 台、発電機を1台用意し、2 台編成にて行った.2 tダンプトラックは、塩水路面 作成区間の起終点から 25 m の位置に配置した.作業員が4台の水中ポンプから 25 m 程度のホースにより塩水路面作成区間 100 m をむらなく散水した.水中ポンプの吐出 量は 120 ℓ/min とした.

測定員は、起終点 12.5 m の位置から 25 m 間隔で計 4 人配置した. 散水後および測 定毎に水膜の厚さを路肩側と中央破線側で直定規を使用し目視により計測した. また、 路面塩分濃度を手持ち式塩分濃度計により測定した. 往路・復路含め、5 回走行で給塩 水した. ただし、測定速度が変わった場合は給塩水した. 測定終了後は、 水切りワイ パーやデッキブラシで路面に溜まった塩水を除去した. 現在の測定よりも次回の測定 の塩分濃度が低い場合は、真水を散水車で散水し、路面残留塩分を除去した.

## 3.3 塩分濃度溶液の作成方法

塩分濃度溶液の作成は、2~10%の間で2%毎に5パターン行った.作成方法は、まず20%の塩分濃度溶液を作成し、次に0%の真水で希釈することで作成した.表1に 塩分濃度溶液の作成方法を示す.

#### 4. 研究結果

図5に全データのACMセンサ出力と塩分濃度の関係を示す.ACMセンサの出力と 塩分濃度には正の相関があり,決定係数が0.58であった.表2にACMセンサ出力と 塩分濃度の関係について測定速度毎の決定係数のまとめを示す.測定速度毎にACMセ ンサ出力と塩分濃度の関係を整理することにより,決定係数が,平均で0.67と向上し た.これは,速度が速くなると酸素の供給が大きくなるためと考えられる.表3にACM センサ出力と塩分濃度の関係について水膜毎の決定係数のまとめを示す.水膜毎にAC

<b>双</b> 一				
塩分濃度(%)	20%の塩濃度溶液(ℓ)	0%の真水 (ℓ)		
2	200	1,800		
4	400	1,600		
6	600	1,400		
8	800	1,200		
10	1.000	1.000		

表1 塩分濃度溶液の作成方法



- 133 -

M センサ出力と塩分濃度の関係を整理することにより、薄い水膜(0.3 mm 以下)では 決定係数が 0.70 と向上した.これは、水膜が厚くなると、ACM センサへの塩水の付着 面積が増えるためと考えられる. 表 4 に ACM センサ出力と塩分濃度の関係について測 定速度と水膜毎の決定係数のまとめを示す.測定結果を測定速度と水膜毎に ACM セン サ出力と塩分濃度の関係を整理することにより、決定係数が平均で 0.70 と向上した. これは、測定速度による酸素供給の関係と水膜による付着面積の関係の相乗効果によ るものと考えられる.実験結果からは、ACM センサの出力と塩分濃度の関係は、測定 速度の影響を考慮する必要があることが分かった.

<b>祝</b> 2					
測定速度	40 km/h	60 km/h	80 km/h	平均	
$0\sim$ 5mm	0.66	0.67	0.68	0.67	

表2 測定速度毎の決定係数のまとめ

	表3 水膜毎の	決定係数のまとめ		
路面の水膜	0.3 mm 以下	$0.5 \sim 1 \text{ mm}$	$2\sim 5 \text{ mm}$	平均
$40\!\sim\!80$ km/h	0.70	0.55	0.58	0.61

表 4	測定读度	レ水櫙毎	の決定係数	のまとめ
11 1	1別 / / / / 文		マノ 1八 スニーレト 安入	

	0.3 mm 以下	0.5~1 mm	$2\sim 5 \text{ mm}$	平均
40 km/h	0.71	0.59	0.81	0.70
60 km/h	0.69	0.63	0.77	0.70
80 km/h	0.74	0.64	0.75	0.71
平均	0.71	0.62	0.78	0.70

#### 5. おわりに

本研究では,ACM センサを車両に取り付け,塩分濃度の異なる湿潤路面を作成し, 測定速度,路面の水膜を変化させ測定を行った.本研究で明らかになった点を以下に整 理する.

- ・ ACM センサの出力と塩分濃度には正の相関がある.
- 測定結果を測定速度毎に整理すると、決定係数が向上する。
- 測定結果を水膜毎に整理すると、薄い水膜では決定係数が向上する。
- 測定結果を測定速度と水膜毎に整理すると、決定係数が向上する。

本実験結果からは、ACM センサの出力と塩分濃度の関係は、測定速度の影響を考慮 しなければならず、水膜まで考慮することで、さらなる精度向上を目指すことができる ことが分かった.本研究により、ACM センサの出力と路面塩分濃度の関係を明らかに した.本実験では、路面塩分濃度が同一な塩水路面を作成し測定を行った.今後は、路 面塩分濃度が不連続な塩水路面について、測定を行う必要がある.また、高濃度の塩分 濃度の測定や外気温等、その他の影響について調べる予定である.

# 参考文献

- 1) 渡邉弘和, 植木光彦, 斎藤康介, 2008: ACM 型腐食センサを用いた自動車の腐食環 境評価, 腐食防食シンポジウム, 165, 80-83.
- 2) 吉江誠吾,七五三野茂,桜庭拓也,2008:地域特性を考慮した凍結防止剤散布の濃 度管理図の作成とその活用方法について,寒地技術シンポジウム,24,278-282.

# 2018 年 3 月野塚トンネル雪崩の概要 Snow Avalanche in Nozuka mountain pass on March 2018

石本 敬志(一般財団法人 日本気象協会北海道支社) Keishi Ishimoto (Japan Weather Association, Hokkaido)

# 1. はじめに

一般国道 236 号は北海道の胆振圏と十勝圏を結び、日高山脈を横断する.北海道の国道で 発生する大規模な雪崩はこの地域を含め、これまで乾雪表層雪崩が多かった.この地域はこ れまでにも、北海道の南岸を通る低気圧の雨による湿雪雪崩はあったが規模はそれほど大き くなかった.2018年3月9日降雪後の記録的な大雨で、雪が残る野塚トンネルの広尾側坑口 を北海道の国道では最大規模の湿雪雪崩が襲ったので、その概要を報告する.

# 2. 雪崩発生地点の自然条件, 気象条件

# (1) 発生個所

雪崩発生個所は北海道日高山脈を貫き,浦河から十勝へ抜ける国道 236 号野塚トンネルの 上の,尾根の北側の沢の標高 1100-1200m あたりである(図1参照.図の上が北).



図1 一般国道 236 号野塚峠,広尾側出口周辺の地図<sup>1)</sup>.

# (2) 気象条件

2018年3月8日から9日にかけて日本列島を南から北へやや発達(-8hPa/24h)しながら低 気圧が北海道を縦断し、オホーツク海に抜けた.その地上天気図を図2に示した.この低気 圧は日本列島を北上し、北海道を縦断する過程で、この時期としては記録的な大雨をもたら した.野塚峠では初め雪が降った後、雨に変わり、その連続雨量は道路が開通し現地で道路 気象観測が始まった今年まで16冬期の最大値であった2009年3月の倍近い大雨だったこと が表1からわかる.国道236号野塚トンネルの浦河側トンネル坑口近くには上杵臼、広尾側 坑口近くには野塚の道路気象テレメータがあり、表1には両観測点の3月の連続降雨量を大 きい順に示してある. どれも野塚の観測値が上杵臼より多かった.



図3は野塚トンネル広尾側坑 口近くにある野塚道路気象テレ メータで観測された降雨量であ る.棒グラフが1時間値,実線が 累計値である.3月9日の11時過 ぎに雪崩のデブリがトンネル坑 口近くの電気室や観測施設を破 壊したため,これ以降の観測がで きなかった.これを補完するた め,気象庁の解析雨量メッシュ時 間雨量・連続雨量も掲載した.3 月9日,12:00まで大雨が続い ていたことがわかる.

**図2**3月8日,9日午前9時の地上天気図<sup>2)</sup>

表1 上杵臼と野塚道路気象テレメータの3月の5大連続雨量終了年月日と時刻,

連続雨量・継続時間. 雨の中断が4時間以内を継続する雨と見なしている.						
上杵臼観測点	mm・継続時間	野塚観測点	mm・継続時間			
2018/3/9 18:00	185・20 時間	2018/3/9 11:00	288・16 時間			
2009/3/14 17:00	104・14 時間	2009/3/14 17:00	157・15 時間			
2016/3/7 6:00	96・14 時間	2016/3/7 8:00	110・18 時間			
2009/3/7 6:00	59・13 時間	2009/3/7 5:00	89・12 時間			
2013/3/19 4:00	55・11 時間	2013/3/19 8:00	78・16 時間			



図3 野塚道路気象テレメータ及び気象庁解析雨量による時間雨量と連続雨量

野塚道路気象テレメータが雪崩デブリで破壊された3月9日11:00以降の降雨状況を知るため、気象庁の解析雨量メッシュデータから推定した時間雨量と連続雨量を図3に示し、メッシュ雨量が野塚道路気象テレメータの雨量計の50%だったので、野塚道路気象テレメータの雨量があったと解釈した.

また、3月8日18:00から23:00まで6cmの新雪が降り、それ以降は図3で見たようにこの時期としては記録的な大雨に加え、急激な気温上昇による融雪が始まったはずであり、それも雪崩を発生させる要因となった。野塚観測点の積雪深と気温の時間変化を図4に示した。



図4 野塚道路気象テレメータの気温と積雪深, 12:00以降は雪崩で観測施設が破壊し欠測



図5 野塚トンネル広尾側坑口と雪崩が発生した沢(3本の沢の内,中央の沢),同トンネル 坑口上部の雪だけのデブリの壁が土砂を含むデブリを豊似川方面へ流した.

3月8日は氷点下だった気温は3月9日にかけ急激に上昇し融雪が進んだと考えられ、それ を雨量に換算した量の推移を図6に示した.この換算雨量には気温が0℃以上になってからの 雨量も加えてあり、雪崩発生までの連続換算雨量は325mmであった.

- 137 -



図6 3月8日から9日にかけての換算雨量(雨量と融雪量の合計)推移

# 3. おわりに

大規模な湿雪雪崩が道路を襲ったが、当該道路は雪崩の危険があったため雪崩発生の前日 タ方から事前規制で通行止めになっており、道路利用者の被害は無かった.北海道では雪氷 学会や各種登山団体、関連機関が連携し、雪崩講習会や講演会が毎年開かれている.今回も、 当該区間の道路管理者は雪崩講習会に何度も出席されていたと記憶する.

これまでにない気象現象があれば、災害の種類や規模もこれまでにないものになる危険が ある. 道路防災施設の充実とともに、それら施設の限界を知り、道路の現場で何が起こりう るかを想像し判断できる知恵を伝承できるよう努力したい.

# 【引用文献】

- 1) 北海道開発局: "北海道地区道路情報", 参照先: http://info-road.hdb.hkd.mlit.go.jp/RoadInfo/index.htm(参照日: 2018年6月29日)
- 2) 気象庁, 2018: "日々の天気図 No.194 2018 年 3 月", 参照先: https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/data/hibiten/2018/1803.pdf(参照日: 2018年6月29日)

# 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2017 年度事業報告

#### 1. 支部総会の開催

開催日時:2017 年 5 月 12 日 (金) 10:00-10:30 開催場所:北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室 主要議題: (1) 2016 年度事業報告・収支決算

- (2) 2017 年度事業計画(案)・収支予算(案)
- (3) 2017 年度支部役員(案)について
- (4) 支部規程施行内規の改訂について・
- 出 席 者:25名
- 2. 理事会の開催
- 第1回理事会
- 開催日時: 2017年5月12日(金) 10:30~11:30
- 開催場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室
- 主要議題:(1) 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: 2017 年 7 月 13 日(木) 15: 30~17:00
- 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)「北海道の雪氷」について
  - (3) 2017 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) 本部委員等について雪氷賞の選考委員会の立ち上げについて
  - (6) 出版物について(積雪観測ハンドブック・雪氷研究の系譜)
  - (7) 第25回講演会「雪崩から身を守るために」について
  - (8) 2018 年度の雪氷研究大会について

#### 第3回理事会

開催日時: 2017 年 11 月 8 日 (水) 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)機関誌(北海道の雪氷35号)発行について
  - (2) 地域講演会について
  - (3) サイエンスパークについて
  - (4) 市民向け雪氷科学教室のイベントについて
  - (5) 雪崩講演会等について
  - (6) 展示資料の製作について
  - (7) 雪氷研究大会(札幌)の準備状況について
  - (6) 50 周年記念誌「雪氷研究の系譜」の終売について
  - (7) 雪氷賞の選考について
  - (8) 次年度の支部予算について
  - (9) 次年度の役員体制について

第4回理事会 開催日時:2018年4月10日(火)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)2018年度役員について

- (2) 研究発表会について
  - (3) 雪崩災害調査チーム事業報告
  - (4) 遊雪広場 in 北大 2018 への協力
  - (5) 2018 サイエンスパークへの出展
  - (6) 2018 年雪氷研究大会の準備状況について
  - (7) 支部 HP の更新・改修について
  - (8) 「雪氷研究の系譜」について
  - (9) 2018 年度総会資料について
- 3. 顧問・評議会の開催

開催日時: 2017 年 5 月 12 日(金)11∶30~12∶00 開催会場:北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室 主要議題:今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定

4. 研究発表会の開催

開催日時: 2017 年 5 月 12 日 (金) 13:00~17:30 2017 年 5 月 13 日 (土) 9:30~17:00 開催会場:北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室 口頭発表:36 件 参 加 者:106 名

#### 5. 北海道雪氷賞の表彰

〇2016 年度北海道雪氷賞の表彰

以下の通り、2016年度北海道雪氷賞の表彰式を実施。

【北の風花賞】

- 受賞者: 鑓野目純基氏(北海道文教大学大学院)
- 論文名:冬道歩行の健康体力科学的研究
- 【北の六華賞】
- 受賞者:大廣智則氏(ネクスコ・エンジニアリング北海道)

論文名:高速道路における凍結防止剤最適自動散布システムの試行運用状況報告 【北の蛍雪賞】

受賞者:油川英明氏(NPO法人雪氷ネットワーク)

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

O2017 年度北海道雪氷賞の選考

- 以下の通り、2017年度北海道雪氷賞を選考。
- 【北の風花賞】
- 受賞者:呉廸氏(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 :「コハク酸ニ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」

6. 機関誌「北海道の雪氷」36 号の刊行

発行日:2017 年 9 月 収録論文数:36 件

7. 社会貢献事業

〇雪氷災害調査チームの活動

- ・第9回研修会
  2017年4月5日(水)~6日(木)
  参加者 全22名(ガイド部門15名,研究部門7名)
  開催地 ニセコ モイワスキー場
  内 容 ・ミーティング(2016/17活動報告,来シーズン活動予定など)
  ・実技研修(雪氷調査、ロープレスキュー,コンパニオンレスキュー)
- ・第 25 回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
   開催日時:2017年10月28日(土)10:00-17:00
   参加者:250名
   開催場所:北海道大学 クラーク会館講堂・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: 2017 年 10 月 28 日 (土) 17:30-19:00
   会場:北海道大学クラーク会館講堂控室
   出席者:27 名
- 諸習会の開催
   雪崩サーチ&レスキュー講習会
   内容 日本では普及していない世界最先端の雪崩捜索&救助の知識,技術の基礎を取得する
   ための講習会. 3つのレベルに分けて実施.

雪崩サーチ&レスキュー講習会 basic 開催日:10 月 29 日(日) 開催地:札幌市 さっぽろばんけいスキー場 参加者:30名

雪崩サーチ&レスキュー講習会 advance 開催日:10 月 31 日(火) 開催地:南富良野町 どんころ野外学校 参加者:30 名

雪崩サーチ・アンド・レスキュー講習 pro 開催日:12 月 12 日(火)〜14 日(木) 開催場所:赤井川村 山村活性化センター 参加者:24 名  「雪崩教本」(山と渓谷社)出版 編者 雪氷災害調査チーム&雪崩事故防止研究会 2017年12月25日 初版発行 定価 1,000円(税別)

〇雪氷教育等

- ・「2017 サイエンスパーク」への参加
   開催日時:2017 年7 月 28 日 (水) 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:「南極での生活と観測」 開催日時:2017 年9 月10 日(日)15:00~17:30 開催場所:稚内市立図書館多目的ホール 講演者:高木知敬(市立稚内病院医師),亀田貴雄(北見工業大学教授) 主催:(公社)日本雪氷学会北海道支部 共催:南極 0B 会北海道支部道北分会、(財)日本極地研究振興会稚内支部 後援:稚内市,稚内市教育委員会 参 加 者:30名

10. 雪氷関連行事の共催・後援・協力・監修(研究成果普及事業)

【後援】

・シンポジウム 「気象災害に強い道路と物流を考える」
 開催時期:2017年10月13日(金)13:30~16:30
 開催場所:京王プラザホテル札幌 エミネンスホール
 主催:(一財)日本気象協会北海道支社
 参加者:255名

【協力】

 「遊雪広場 in 北大 2018~ 雪から学ぶ!!ワクワク体験~」 開催時期:2018年1月28日(日)12:30~16:00 開催場所:
 主 催:(特非)雪氷ネットワーク
 後 援:札幌市教育委員会、(一財)日本気象協会北海道支社 協 力:(一社)北海道開発技術センター、ウインターライフ推進協議会、 (公社)日本雪氷学会北海道支部

参加者:76 名
### 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2018 年度事業計画

- 支部総会の開催
   日時:2018年5月11日(金)10:00-10:30
   場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室
   主要議題:(1)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年度支部役員について
- 2. 理事会の開催
   第1回理事会
   日時:2018年5月11日(金)10:30-11:30
   場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室
   主要議題:(1)役割分担の確認

   (2)評議員・顧問の選出
   上記を含み年3~4回開催する。
- 3. 顧問・評議員会の開催
   日 時:2018 年 5 月 11 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:2018年5月11日(金)13:00~17:30
   2018年5月12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37号:2018)」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。
  - ・2018 年度北海道雪氷賞の表彰は 2019 年 5 月、2018 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」37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10回研修会(実施)
   2018年4月3日(水)~4日(木)
   参加者 全19名(ガイド部門11名,研究部門7名,見学1名)
   開催地 旭岳 スキーコース周辺
   内 容 ・ミーティング(2016/17活動報告,来シーズン活動予定など)
   ・実技研修(雪氷調査、ロープレスキュー,コンパニオンレスキュー)
  - ・雪崩講演会の開催
  - ・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・第10回研修会(実施)
- 8-2 雪氷教育等
  - ・サイエンスパークへの参加 開催日…2018年7月27日(金)10時~15時30分 開催場所…札幌駅前地下歩行空間、道庁赤れんが庁舎・前庭 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。
- 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 2017 年度会計報告

雪氷災害調査				2017 年度 予算	2017 年度 決算
収入				800,000	550,000
資産勘定(雪氷	×災害調査基金):	からの繰入		0	0
寄附金				800,000	550,000
前期繰越金				0	0
支出			事業費 計	800,000	561,560
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	800,000	561,560
			旅費交通費		394,420
			謝金		45,000
			通信運搬費		0
			消耗品費		50,000
			保険料		11,900
			印刷費		43,700
			会場費		0
			振込手数料		340
			サイト運営費		16,200
収支差額				0	-11,560
				2017 年度	2017 年度

雪氷災害調査	至以外			予算	決算
収入合計		•		130,000	165,000
当期収入				130,000	165,000
事業収入	出版収入			130,000	165,000
雑収入	受取利息			0	0
	寄付金			0	0
支出合計				379,500	402,275
事業費				296,900	337,051
	1 調査·研究	調査	雪氷災害調査		-
			支部研究発表会・		
	2 研究会研修会	研究発表会	支部表彰	82,400	74,671
		研修会等	支部講演会	42,500	75,894
		普及·啓発	雪氷教育ほか	26,000	25,480
		褒賞	北海道雪氷賞	36,000	27,756
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	110,000	133,250
		その他出版物		0	0
管理費				82,600	65,224
	事務局費			68,500	51,152
	会場費			13,100	13,100
	支払手数料			1,000	972
	役員選挙費			0	0
	雑費			0	0
収支差額				-249,500	-237,275

## 公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2018 年度会計予算

雪氷災害調査					2018 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				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

雪水災害調査以外

2018 年度 予算

収入合計				160,000
当期収入				160,000
事業収入	出版収入			160,000
雑収入	受取利息			0
	寄付金			0
支出合計				417,700
事業費				336,000
	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	北海道支部研究発表会·支部表彰	103,000
		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	50,000
	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				81,700
	事務局費			66,500
	会場費			14,200
	支払手数料			1,000
	役員選挙費			0
	雑費			0
収支差額				-257,700

## 2018年度 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部 役員·評議員·顧問

(2018年5月11日現在)

No.	0. 職名		氏 名	所 属	
1	理事	支部長	苫米地 司	(学)北海道科学大学	
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	(国研)土木研究所 寒地土木研究所	
5	理事	庶務担当	小倉 美紀	(株)ネクスコ・エンジニアリング北海道	
6	理事	会計担当	岩間 大舗	北海道科学大学短期大学部	
7	理事	会計担当	小西 信義	(一社)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)雪研スノーイーターズ	
9	理事	事業担当	天見 正和	(一社)北海道開発技術センター	
10	理事	事業担当	櫻井 俊光	(国研)土木研究所 寒地土木研究所	
11	理事	事業担当	飯塚 芳徳	北海道大学低温科学研究所	
12	理事	事業担当	守護 雅富	北海道電力(株)総合研究所	
13	理事	事業担当	高倉 政寛	(地独)北海道立総合研究機構 北方建築総合研究所	
14	理事	事業担当	白川 龍生	北見工業大学工学部	
15	理事	社会貢献担当	荒川 逸人	野外科学(株)	
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	(一社)北海道開発技術センター	
	· /				
1		監事	植松 孝彦	株式会社雪研スノーイーターズ	
2		監事	石本 敬志	(一財)日本気象協会北海道支社	
1	1		浅野 其樹	十大研究所実地十大研究所	
2		<u> </u>		(株)ドーコン	
3		<u> </u>		NPO注人雪氷ネットワーク	
4		証 議員		北海学周大学工学部社会環境工学科	
5				北海宁国八宁工于即任五乘苑工于们	
6			<u>午</u> 作 裕	北海道教育大学名誉教授	
7		評議員	高橋 修亚	北海道立才ホーツク流氷科学センター	
8		証 議員		一般財団法人 日本気象協会北海道支社	
9				雪崩事故防止研究会	
10		評議員	而田潤	北海道総合政策部地域創生局地域政策課長	
11		評議員		札幌管区气象台 气象防災部 气象防災情報調整官	
12			竹内 正信	北海道開発局開発管理部開発調整課長	
13		証 議員		北海道大学低温科学研究所	
14		証 議員	竹腰段	(一社)北海道開発技術センター党務理事	
15		評議員	兵太 委人	(一財)北海道道路管理技術センター連務理事	
16		証 議員	坂木 孝司	北海道旅安群道(株)群道事業大部	
17		証 議員		1. 根本建設局十大部電対策字	
18		証 議員		北流市建设两工小市当内承至	
19		証 議員	竹田改	NPO注人雪氷ネットワーク	
20		<u> </u>	油田 修	面日大高速道路(株)北海道支社	
20	40 町城只 他口 修   宋日平向述退龄\怀/北伊坦人社				
1		顧問	秋田谷 英次	NPO法人雪氷ネットワーク	
2		顧問	菊地 勝弘	北海道大学名誉教授・秋田県立大学名誉教授	
3		顧問	前晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授	
4		顧問	若濱 五郎	北海道大学名誉教授	

#### 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 支部規程施行内規

(名称)

第1条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する.

(事業)

- 第2条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会定款第3条に定めたこの法人の目的達成に必要な次の事項 を行う.
  - (1) 雪氷及び寒冷に関する調査・研究.
  - (2) 雪氷及び寒冷に関する研究会、講演会、展示会などの開催.
  - (3) 支部会誌その他資料の刊行.
  - (4) 本部理事会が委嘱又は承認した事項.
  - (5) その他この法人の目的達成に必要な事項.

(会員)

- 第3条 本支部の会員は、北海道に在住する公益社団法人日本雪氷学会の会員とする.また、他支部に所 属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない. (役員)
- 第4条 本支部に次の役員をおく.

支部長	1名
副支部長	若干名
支部理事	若干名
支部監事	2名

- (支部長の選出)
- 第5条 支部長は、支部からの推薦に基づき、定款施行細則第28条により、定款第20条に定める理事の 中から理事会において選出する.

(役員の選出)

第6条 副支部長,支部理事および支部監事は支部総会において,支部会員の中から選任する.

(役員の職務)

- 第7条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する.
- 第8条 副支部長は支部長に事故ある場合、その職務を代行する.
- 第9条 支部理事会は、支部長、副支部長、支部理事で構成され、支部会務執行に必要な協議、支部事業 の企画、会計ならびにその他の会務を行う.
  - 2 支部理事会は、文書審議理事会をもって代えることができる.
  - 3 支部理事会は支部長が招集し、議長は支部長とする.
  - 4 支部理事会は、支部理事の3分の2以上の出席がなければ開会することができない. 但し、他の出席理事に表決を委任した者及び書面にて議決に参加した者は出席者とみなす.
  - 5 議事録は本規定第14条に定めるところによる.
- 第10条 支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する.

(役員の任期)

- 第11条 支部長は本部理事会で決まり、任期を2年、再任は1回に限り可能とする.支部長を除く役員の 任期は2年とし、再任は1年単位で2年までとする.その他は定款第24条の定めるところによる. (顧問、評議員)
- 第12条 本支部に顧問および評議員を置くことができる.
  - 2 顧問および評議員は支部理事会の議決を経て支部長がこれを委嘱する. 顧問および評議員は本支 部の発展に寄与するものとする.
  - 3 評議員および顧問の任期は2年とし、再任を妨げない.

(総会)

- 第13条 本支部は毎年1回定時総会を開くほか必要に応じ臨時総会を開く.
  - 2 議長は出席者の互選とする.
  - 3 総会においては下記事項の承認を受けなればならない.
    - (1) 会務ならびに会計の報告
    - (2) 新年度の事業計画
    - (3) 役員の決定
    - (4) 施行内規の変更
    - (5) その他重要な事項
  - 4 議事録は本規定14条に定めるところによる.

(議事録)

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

附 則

本内規は平成25年5月17日より施行する.

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

# 北海道の雪氷 No.37

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2018年9月1日発行 発行 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目 北海道大学 低温科学研究所内