

ISSN-1340-7368

(社)日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

第27号



2008年9月

発行 (社) 日本雪氷学会北海道支部

目次

卷頭言	1
2008 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文.....	5
(社)日本雪氷学会北海道支部 2007 年度事業報告	115
(社)日本雪氷学会北海道支部 2008 年度事業計画	121
2007 年度収支決算及び 2008 年度収支予算.....	123
(社)日本雪氷学会北海道支部役員名簿	125
社団法人日本雪氷学会北海道支部規約	127

表紙

画 : 斎藤新一郎

題字 : 福沢卓也

巻 頭 言

副支部長 石本敬志 ((財) 日本気象協会北海道支社)

IPCC の、地球温暖化を否定できないとの専門部会報告が、目先の経済発展が大事と反対していた米国も含め、全会一位で承認されておおよそ半年、地球規模の気候変動が話題にならない日は無い。

温暖化の影響が顕著に表れるのが雪氷圏であることから、極地や氷河分野だけでなく、雪氷学会は教育や社会工学を含む幅広い分野とも関わっている。自然現象だけに場所や時間の変動があるうえ、利害の絡まる議論を可能にし、時に、反対者をも承諾させる力を持つのは、信頼できる観測値の存在である。

事業のあり方や評価が、時代の要請と共に大きく替わろうとしている今、雪氷関連の観測値も、その必要性や利用価値を見直されるであろう。そうした見直しには、世代を越えて後世にも責任を持つため、判断に関わった人の個人名まで明らかにしてほしい。数十年あるいはそれ以上の長期にわたる変動を伴う傾向を議論し、社会的な合意を得るには、関連資料の社会的共有が大前提である。

立場による意見の違いがあり得る議論では、関連資料を共有できても、意見が分かれる。そうした議論の根拠となる資料や議論の舞台を共有するモデルやプロジェクトが、冬期道路分野にもある。

一つは、冬期路面管理状態と社会・経済的費用と効果の関係を表現し、議論の共通基盤をめざした、スウェーデンのウインターモデルである。もう一つは、地上交通網に大きな影響を与える、気象情報の高度化と情報共有の実現を目指した、米国の Clarus 計画(2004-2009)である。いずれも理想がどこまで、どのように具体化するのか、参考になることが多く目が離せない。

日本雪氷学会は来年 2009 年、全国大会を担うと共に、創立 50 周年を迎える。支部会員の皆様の協力を得ながら、これまでの足跡を振り返り、未来につなげる作業が本格化しようとしている。

2008 年度日本雪氷学会研究発表会発表論文 目次

日 時:2008 年 6 月 10 日(火)10:00~18:00

場 所:北海道大学 百年記念会館 大会議室

1. 送変電設備における塩雪害発生条件の一考察 5
大浦久到, 守護雅富, 酒井晃, 木村直行 (北海道電力株)
2. 塩水を用いた湿潤着氷のブライン排水路の再現実験 9
坂本拓麻 (北海道教育大学大学院 札幌・岩見沢校),
尾関俊浩 (北海道教育大学札幌校)
3. 屋根の雪庇を防止する格子フェンスの効果 13
川村文芳 (社団法人 北海道開発技術センター),
竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
4. 鉄道トンネル内のつららの観測 (第 2 報) 17
鈴木大樹, 小川直人 (J R 北海道),
岩花剛, 赤川敏 (北海道大学大学院工学研究科)
5. 雪崩予防柵にできる雪庇と柵高 21
竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク),
小林昭彦 (北海道開発局稚内開発建設部)
6. 新しい雪崩予防柵の提案
～雪崩予防柵が抱える課題とその対応策について～ 25
金田安弘 (開発技術センター),
竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
7. 三角格子フェンスによる冠雪から成長する雪庇の発生抑止と落雪防止 29
竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)
8. 振動による屋根雪の滑動と構造体との動的相互作用に関する基礎的研究その 3
屋根雪におけるすべり面の違いが構造体の応答性状に及ぼす影響 33
千葉隆弘, 苔米地司 (北海道工業大学),
高橋徹 (千葉大学大学院工学研究科)
9. 熱水ドリル掘削システムの構築 37
津滝俊 (北海道大学大学院環境科学院),
杉山慎 (北海道大学低温科学研究所)
10. スイスアルプス・ローヌ氷河における過去 100 年の流動速度変化 41
西村大輔 (北海道大学環境科学院),
杉山慎 (北海道大学低温科学研究所),
Andreas Bauder, Martin Funk (スイス連邦工科大学)
11. 地中レーダー(GPR)による積雪深観測法の改善 45
木下陽介, 佐藤研吾, 高橋修平 (北見工業大学)
12. 知床半島における気象と海氷の関係 49
小杉知史, 高橋修平, 堀 彰 (北見工業大学)

13. アラスカにおける積雪縦断観測および衛星データを用いた 新アルゴリズムでの積雪深比較	53
佐々木孔明 (北見工業大学), 木村しずか (サンスイコンサルタント), 榎本浩之 (北見工業大学), Kim Yongwon (アラスカ大学), 舘山一孝, 谷川朋範 (北見工業大学), 齋藤佳彦 (雪研スノーイーターズ), 門崎学 (RESTEC), 戸城亮 (道路建設 (株))	
14. 冬期路面のすべり抵抗値計測試験について	57
舟橋誠, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 葛西聡 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	
15. すべり抵抗値を用いた冬期路面管理手法の高度化に関する研究	61
徳永ロベルト, 舟橋誠, 高橋尚人, 葛西聡, 浅野基樹 ((独) 土木研究所寒地土木研究所), 林華奈子 (北海道開発局札幌開発建設部)	
16. 札幌市中心部の歩道の路面状況と冬期歩行者転倒事故 (平成 19 年度冬期)	65
川村文芳, 金田安弘 (社団法人 北海道開発技術センター)	
17. 凍土方式による大樹の移植—エゾヤマザクラおよびカシワの事例—	69
齋藤新一郎 (環境林づくり研究所), 竹ヶ原一郎 (沙流川ダム建設事業所)	
18. 風洞実験による防雪林の樹木形態と防雪効果の関係について その 3	73
山田毅, 伊東靖彦, 松澤勝 (寒地土木研究所), 根本征樹, 小杉健二, 望月重人 (防災科学技術研究所), 齋藤佳彦 ((株) 雪研スノーイーターズ)	
19. しもぞらめ雪の固有透過度の測定	77
荒川逸人 (野外科学株式会社/新潟大学大学院自然科学研究科), 和泉薫, 河島克久 (新潟大学災害復興科学センター), 河村俊行 (北海道大学低温科学研究所)	
20. 2007 年 11 月に北海道上ホロカメットク山で発生した雪崩の調査報告 —北海道支部雪氷災害調査チームの活動—	81
尾関俊浩 (北海道教育大学教育学部札幌校), 八久保晶弘 (北見工業大学未利用エネルギー研究センター), 岩花剛 (北海道大学大学院工学研究科寒冷地防災工学講座), 樋口和生 (NPO 法人北海道山岳活動サポート), 大西人史 (北海道立林産試験場), 佐々木大輔 ((株) ノマド)	
21. 気象データを用いた雪崩発生分析	83
中村一樹 (日本気象協会北海道支社), 秋田谷英次 (NPO 法人雪氷ネットワーク・北の生活館)	

22. MPS 法によるピンポン玉雪崩実験の再現計算	87
大塚達也, 清水康行 (北海道大学大学院工学研究科), 大槻政哉, 齋藤佳彦 (株式会社雪研スノーイーターズ)	
23. 新雪剪断強度の時間変化について	91
松下拓樹, 松澤勝, 伊東靖彦, 加治屋安彦 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)	
24. 2008 年冬期北海道を通過した爆弾低気圧と交通障害及び視程の推定	95
滝谷克幸, 谷口恭, 岡村智明, 松岡直基 ((財) 日本気象協会)	
25. 2008 年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について (1) ～2008 年 2 月・長沼近郊での事例について～	99
武知洋太, 伊東靖彦, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋安彦 (土木研究所寒地土木研究所)	
26. 2008 年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について (2) ～2008 年 4 月・釧路根室地方での事例について～	103
伊東靖彦, 武知洋太, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋安彦 (土木研究所寒地土木研究所)	
27. プローブ車を用いた吹雪による視程障害の検知可能性	107
松澤勝, 加治屋安彦 ((独) 土木研究所寒地土木研究所雪氷チーム), 西田尚司 (富士重工業), 永田泰浩 ((財) 日本気象協会北海道支社)	
28. 吹雪による雪崩	111
石本敬志, 小松麻美 (財団法人日本気象協会北海道支社)	

送変電設備における塩雪害発生条件の一考察

大浦 久到, 守護 雅富, 酒井 晃, 木村 直行 (北海道電力株式会社)

1. はじめに

2004年11月29日10時25分頃～30日12時16分頃にかけて、北海道空知管内の送変電設備に断続的な停電障害が広範囲に発生し需要家のみなさまに大きな影響を与えたことは記憶に新しい。この原因は、腕金や碍子に付着した冠雪が凍り、それが溶け出し氷柱が形成された後、湿潤状態下で絶縁が破壊したものと推定されている。

停電障害発生当時、変電所構内からはコロナノイズが普段に比べ大きかったことが確認されているが、塩雪による停電障害（以下塩雪害という）は北海道で最も過酷な強風雪によるものとは異なり、事前の予測が極めて難しいものである。特に、海岸からの距離がある内陸の設備においても塩雪害があったのは、約40年前に一度経験した限り⁴⁾で特異な気象に曝されたことが推察される。

本稿は、砂川地区の気象データ及び復旧作業時に採取測定した冰雪サンプルの導電率値等のデータを改めて調査し、塩雪害発生時の特異条件の知見として報告するものである。

2. 気象状況の特徴

図-2.1に塩雪害発生以前の11月26日～27日までの気圧配置を、図-2.2に滝川アメダスの気象データを示す。これから、気象状況の特徴をまとめると次のように集約される。

- ①塩雪害発生前の11月26日・27日は低気圧が北海道北部を通過し、西寄りの15m/s以上の強風（冬期季節風）が吹いた、
- ②塩雪害発生前の11月28日深夜に降雪があった、
- ③塩雪害発生日の11月29日・30日は日射があった、
- ④塩雪害発生日の気圧配置は冬期の典型的な西高東低型

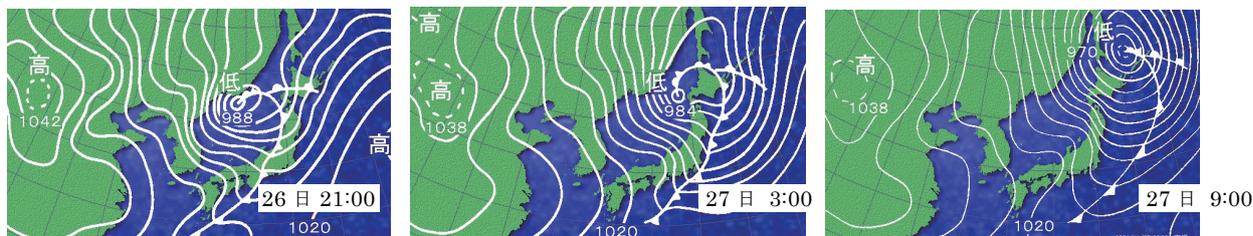


図-2.1 塩雪害発生以前の11月26日～27日までの気圧配置

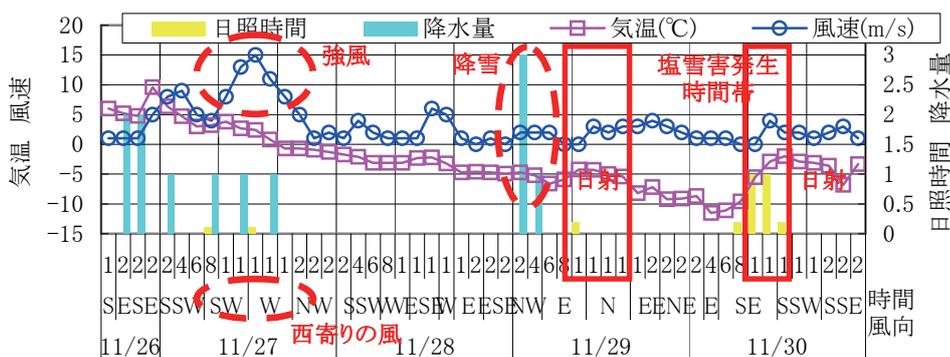


図-2.2 滝川アメダスの気象データ

3. 送変電設備に発生した氷柱状況

図-3.1～3.3 に発生した典型的氷柱を示す。氷柱本数は最大5本程度で下部になるほど本数が低減する傾向にある。

図-3.2 は塩雪害のあった碍子の状況であるが、氷柱の発生条件を示したものとしてわかりやすい。これによると、鉄塔腕金の部分に冠雪が残っているのがわかる。



図-3.1 碍子氷柱その1



図-3.2 碍子氷柱その2



図-3.3 碍子氷柱その3

4. 塩雪害を引き起こす温度と湿度の条件

図-4.1 に塩雪害の影響が大きかったエリアの中心付近にある砂川地区広域消防組合消防本部での温度と湿度の経時変化を示す。11月29日の障害発生初期の時間帯であるが、温度はマイナス5℃から上昇しマイナス3℃に上昇し、また湿度は前日深夜から9時間程度100%近くを維持し、温度上昇に伴い95%程度まで低下したが、湿潤状態は高めに推移したと推定される。なお、岩見沢アメダスデータも確認したが、同じ時間帯の湿度は80%以上、最大でも90%程度となっており、その傾向線はほぼ同様であった。

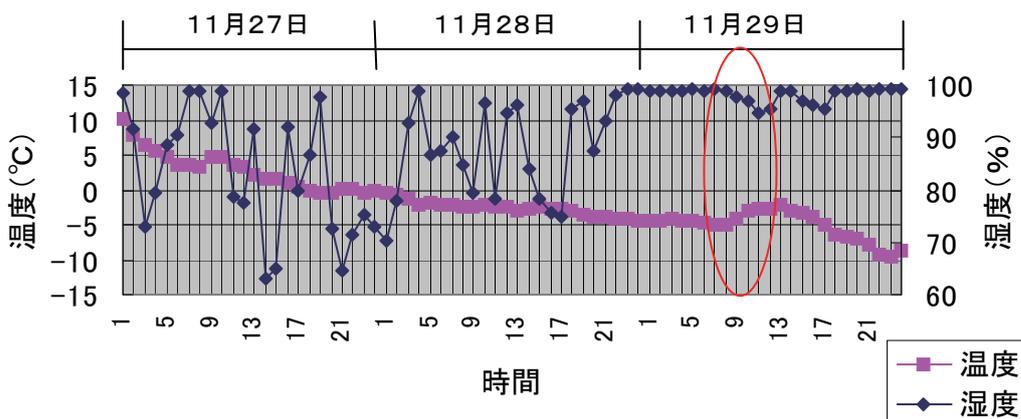


図-4.1 温度変化と湿度変化(2004. 11. 27～11. 29)

5. 内陸部に塩雪害を引き起こす風速，風向条件

図-5.1 に強風があった2004年11月27日における砂川地区広域消防組合消防本部での風速および風向データの時間推移を示す。これから強風時の風向がほぼ西風になっていることがわかる。砂川と内陸の野花南を結ぶ線は東西方向にほぼ一致していること、野花南まで空知川に沿って風が吹きぬける地形であることから、瞬間風速15m/s～25

m/s 程度で西側からの風が数時間継続する条件も内陸での塩雪害を引き起こすの要因の一つと考えられる。

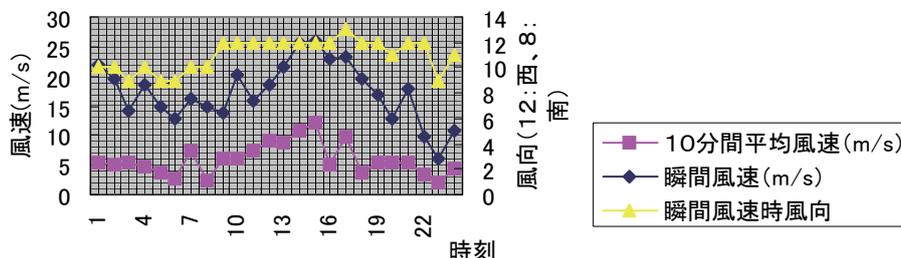


図-5.1 風速と風向(2004. 11. 27)

6. 海岸からの距離と導電率

一般に送変電設備における耐塩害設計では海岸からの距離と等価塩分付着密度の関係が重視されるが、氷柱の表面湿潤時における耐電圧は著しく低下するとされており、また塩分を含む氷柱が溶解後の水分は塩分濃度が高くなることが確認されている¹⁾。これは氷柱の溶解により短絡を引き起こす程度の導電路が一時的に形成されることを示すもので、碍子表面の等価塩分付着密度よりもむしろ氷柱の導電率による検討が適切と考えられる。

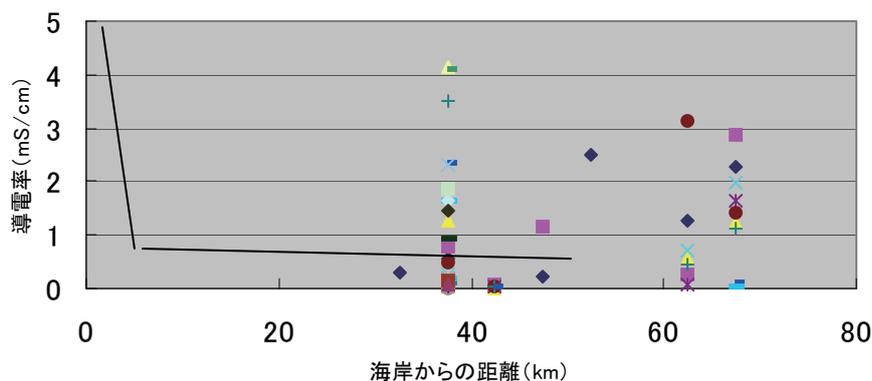


図-6.1 雪氷の導電率と海岸からの距離

海岸からの距離があるほど雪氷の導電率は低下するが、文献2によれば海岸から30km程度の位置にある岩見沢市で最大0.5mS/cm程度(海岸付近で10mS/cm程度)が示されている。図-6.1に2004年の障害対応時に採取した氷柱等の導電率を示した。ただし、の中には一部、鉄塔腕金上の冠雪を含んでいる。また、導電率のデータは海岸からの距離を5km毎に整理したもので、グラフでは中央値(例えば35km~45kmのデータを37.5kmでの値にする)線上で示した。これによると、海岸からの距離が60~70kmの芦別付近で3.14mS/cmの値もみられ、これまでの冠雪の既存値(実線:文献2に示されるおよその値)を大幅に上回っている。なお、導電率測定は小型デジタル導電率計PC-300を使用した。

7. 塩分濃度(≒含塩量)と導電率

図-7.1に2004年の塩雪害対応時に採取した氷柱の塩分濃度と導電率の関係を示すが、導電率と塩分濃度との相関性が高い。一般に塩分含有量は融雪水の導電率によって関係づけられると言われており、これを裏付ける結果となっている。

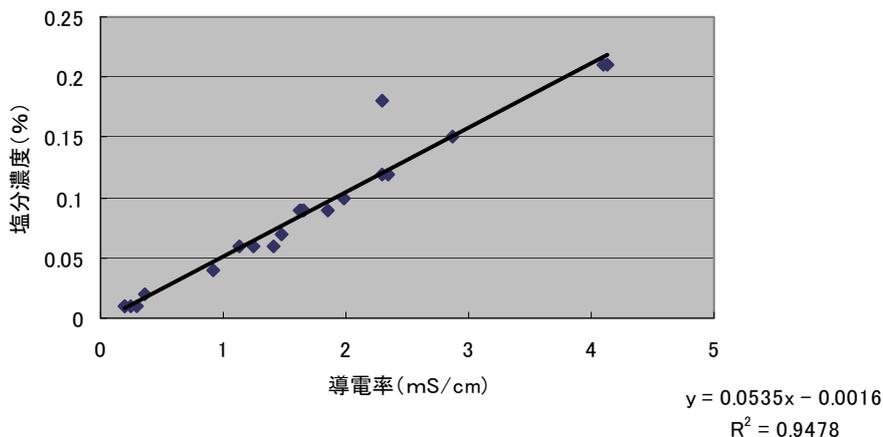


図-7.1 塩分濃度と導電率の関係

塩分濃度 0.1%は ppm 換算で 1000ppm に相当する。氷柱が笠間で短絡されていない場合は等価塩分付着密度による従来の耐電圧特性を適用できるが、氷柱が形成された場合、氷柱の含塩量が 500ppm 以上となる場合の耐電圧特性は塩分付着密度 0.1mg/cm² 以上の汚損耐電圧特性に相当することが報告されている¹⁾。図-7.1 では採取された冠雪、氷柱の含塩量は 500ppm (塩分濃度 0.05%) を超えているサンプルは多く、汚損耐電圧の面からも過酷な状況となっていたことが推定される。

8. まとめ

確認できた知見を以下にまとめる。

- ・ 鉄塔腕金合掌部や碍子上面の冠雪の日照に伴う融解により、氷柱が形成された。
- ・ 本事例の氷柱の形成条件は、マイナス 3℃～マイナス 5℃時、湿度 80%以上が数時間続き、日照を伴っている。
- ・ 内陸部の塩雪害は 10m/s 内外の風が数時間継続する場合に発生すると報告（社内報告）されているが、本事例では、砂川で瞬間風速 15m/s 以上の西風が数時間継続しており、この条件を満たしていた。
- ・ 本事例の冠雪や氷柱の導電率 (or 含塩量) は従来値を大幅に上回っていた可能性が高い。

9. おわりに

2004年の空知地方を襲った塩雪害は未曾有の電力システムの混乱を招き、改めて本事象の重要性を知らしめることになった。本報告は地元の気象特性および測定された雪の導電率の視点から考察を行ないその特異性を調査したものであるが、雪の導電率データなどは今後の室内試験での再現条件として活用できるものと考えられる。なお、本報告に当たり、北海道大学名誉教授若濱五郎氏から有益なご助言を賜わり、また氷柱研究に詳しい北海道大学名誉教授前野紀一氏から著作論文資料を頂戴した。お二人に深く謝意を表す。

[参考文献]

(1) 有働龍夫, 小野正夫, 平博, 谷口義雄: 日本海側における冬期塩害とその対策, 電力中央研究所委員会報告 177001, 1977.6
 (2) 内藤克彦, 川口敏幸, 坂西建治, 武田年清: 冠雪, 着氷碍子連の耐電圧特性, NGK (日本碍子) レビューNo39, 1978

塩水を用いた湿潤着氷のブライン排水路の再現実験

坂本拓麻 (北海道教育大学大学院 札幌・岩見沢校),
尾関俊浩 (北海道教育大学札幌校)

1 目的

オホーツク海北部及び日本海北部の海域を厳冬期に航行する船舶には、しばしば着氷が発達することが知られている。船体着氷の源は海水の飛沫であることから、着氷内にブラインが含まれており、形成時には含水量の多さからスポンジ・アイスと呼ばれる¹⁾。日本海北部の防波堤灯台にも厳冬期に着氷が発達するが、その形成過程から海水飛沫による着氷がその主な原因と思われる。本研究では海水飛沫着氷内のブラインに着目し、そのネットワーク構造を調べるため、 -5°C の低温室で海水飛沫着氷を模擬した湿潤着氷試料を作製し、さらに低温室用小型MRIを用いて着氷内のブラインの撮像を行うことを目的とした。

2 実験装置と実験方法

-5°C の低温実験室内で、流量制御定量ポンプを用いて、樋上に供給水を流し、流下液膜を再現することで湿潤着氷を再現した。供給水には水に食塩(NaCl 99%以上)を加え濃度30%の塩水とし、MRIの造影剤として硫酸銅を0.005 mol/l加えた。

実験装置の概要図を図1に示す。まず、貯水槽の中に蓄えられた供給水をホースとポンプにより吸い上げ、樋に供給する。ホースには途中での凍結を防止するために線ヒータを設置した。自然界の海水飛沫は発生が間欠的であることから、本装置でも流下液膜の供給量と供給間隔が調整できるようにした。供給量は流量計を用いて測定した。樋は横幅が12 cm、深さ5 cmのものを使用した。貯水槽にはサイズ縦48 cm、横28 cm、高さ32 cmのペルチエ電子冷温式冷温蔵庫を用い、 -5°C の低温室内でも供給水が凍結しないように温度調節した。これにより、供給水の水温を約 -1.5°C に保つことができた。

3 実験結果

3.1 鉛直樋での塩水着氷実験

図2のように二つの樋を、上段樋は仰角10度、下段樋は鉛直に設置した。樋の長さは上段が160 cm、下段が65 cmである。上段樋に供給水を流すことにより、供給時に約 $+1.5^{\circ}\text{C}$ であった塩水を上段樋の下端部で、約 -3.0°C まで下げることができ、下段樋上に着氷を発生させることができた。実験時間は20時間、流した供給水は10リットルである。

図3は下段樋に成長した着氷の写真である。湿潤着氷²⁾を再

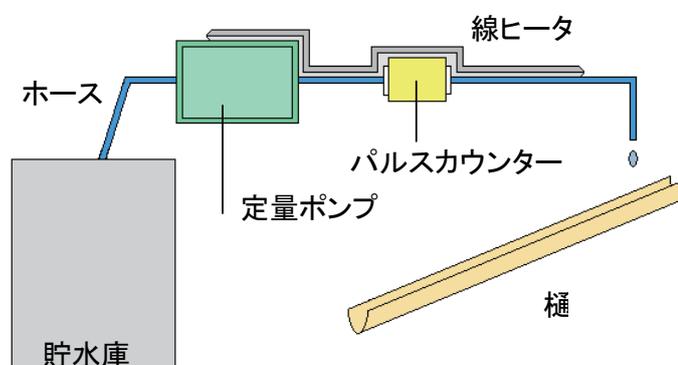


図1 実験装置の概要図

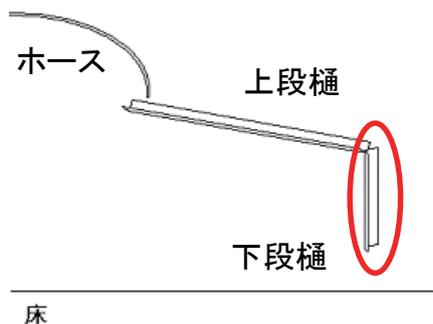


図2 鉛直樋(下段樋)への着氷実験の装置概念図



図3 着氷の写真. 写真(a): 下段樋全体の写真. 写真(b): 写真(a)を一部拡大したもの.

現したため、着氷表面は濡れていた。また表面には凹凸が形成された。

上段樋の上部での塩分濃度は 30 %だったが、下段樋の中間部分で流下液膜を採取して測定したところ、塩分濃度は 60 %であった。したがって純水が凍結することにより流下液膜の塩分濃度が高くなったことが確かめられた。

3.2 塩水つららの形成実験

図4のように樋を一つだけ使用し、樋の先端部に塩水つららを作成した。樋の長さは 160 cm、仰角 10 度に設置した。樋の下端での水温を約 -3.0°C に調節した。実験時間は 20 時間、流した供給水は 10 リットルである。

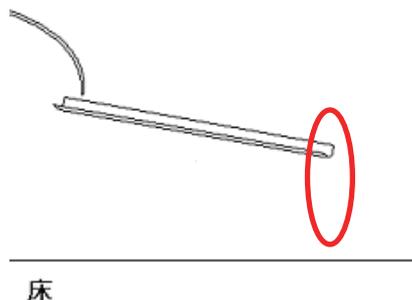


図4 塩水つららの作成装置概念図

図5は樋先端部に成長した塩水つららの写真である。湿潤着氷であり、表面には凹凸が形成された。また一般の真水のつららに比べ、白濁していた。

4 MRI によるブラインの撮像

4.1 MRI 装置

ブラインの撮像には 1 T の永久磁石を用いた小型低温室用 MRI 装置を用いた³⁾。サンプルホルダの形状は内径 24 mm、長さ 100 mm の円筒形である。空間分解能は $200\ \mu\text{m}$ 、イメージマトリックスは $128 \times 128 \times 128$ である。この MRI 装置では、氷粒子からの信号はノイズレベル以下と微弱なため可視化できない。そのため着氷内部のブラインのみを可視化することができ、ブラインの分布を観察することができる⁴⁾



図5 作成した塩水つららの写

4.2 MRI で可視化したブライン

図6は樋上に作成した湿潤着氷内部のブラインをMRIによって可視化したものである。MIP(最大値投影法)による画像であり、全128層分の2次元画像を投影し、奥行きの情報まで見ることができる。

図7は樋先端部に作成した塩水つららのブラインをMRIによって可視化したものである。この画像もMIP表示である。ブラインが着氷内部全体に分布し、輪郭がブラインによって波模様に形成されていることから、つららの表面の波模様がブラインによって確認できる。

図8は2008年2月26日に初山別村豊岬で防波堤灯台に着氷した海水飛沫着氷を採取し、MRIで可視化した画像である。着氷内部のブラインは採取した時にはすでに排水されていたので、代わりに造影剤(ドデカン)を着氷内部に満たして撮像した。

作成した湿潤着氷のブラインの分布(図6,7)と自然の海水飛沫着氷のブラインの分布(図8)を比較すると、いずれも着氷内部全体にブラインがあり、細長い紐のようなブラインがいくつか共通して観察することができ、それらの太さもほぼ同じであったことから、作成した湿潤着氷は自然の海水飛沫着氷に近い内部構造を再現できていると思われる。

5 温度変化がブラインの分布に与える影響の調査

自然の海水飛沫着氷は時間の経過とともに、着氷内部のブラインが排出されることが知られている。この駆動力は第1に重力、第2に相変化による体積変化がある。また、自然の着氷を採取した場合、低温室へ移動させる間の温度変化がブライン分布に与える影響を調査し、線プルの妥当性を判断する必要がある。本研究では、低温室で作成した塩水湿潤着氷に -20°C と -5°C の温度のサイクルを与えて、ブラインの分布に変化があるかをMR画像により観察した。

5.1 実験方法

塩水湿潤着氷を -20°C の低温実験室内で12時間以上置き、サンプル全体を -20°C に冷却した。次に -5°C の低温実験室内でさらに12時間以上置き、全体を -5°C に戻したのちMRI装置を用いて、ブラインの撮像を行った。この一連の作業を1サイクルとし、同じサンプルにつ

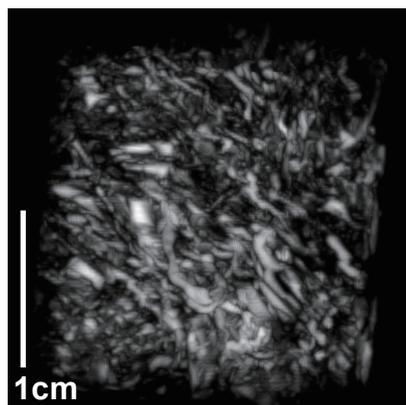


図6 樋上に作成した着氷のMRI画像。白く表示されている部分が着氷内部のブライン。

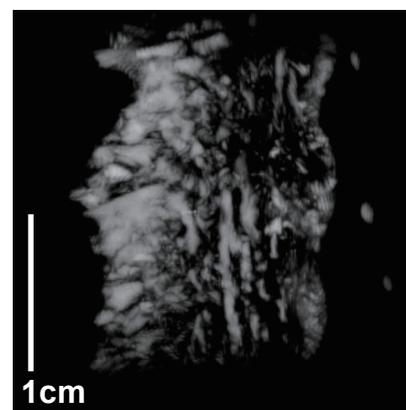


図7 塩水つららのMRI画像。画像の上下方向はつららの上下方向と同じ。

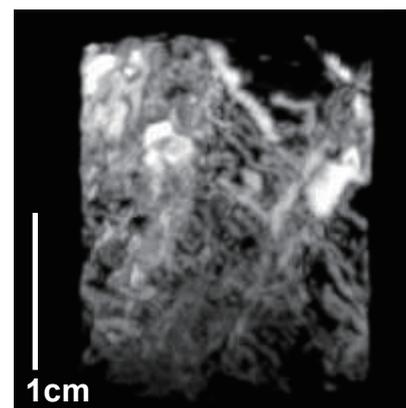


図8 豊崎南防波堤灯台の着氷のMRI画像。着氷内部の空隙に造影剤を満たして、ブラインの分布を可視化した。

いて 10 サイクル繰り返し、それぞれの 3 次元データからブラインの様子を観察し、元の画像と比較した。各回のサンプルの向きは同方向にそろえた。

5.2 実験結果

それぞれ得られた 3 次元データはイメージマトリックス 128×128 の 2 次元画像 128 スライスから成る。今回はその内の比較の見やすかった 66 番目のスライスを 1 つだけ取り出し、2 次元画像で比較した (図 9)。各サイクルでの変化は撮像する際の調整誤差程度にしか見られなかった。さらに、サンプル作製から約 50 日間経過した撮像ですら変化が見られなかったことから、通常の時間の経過によるブラインの排水もないと考えられる。

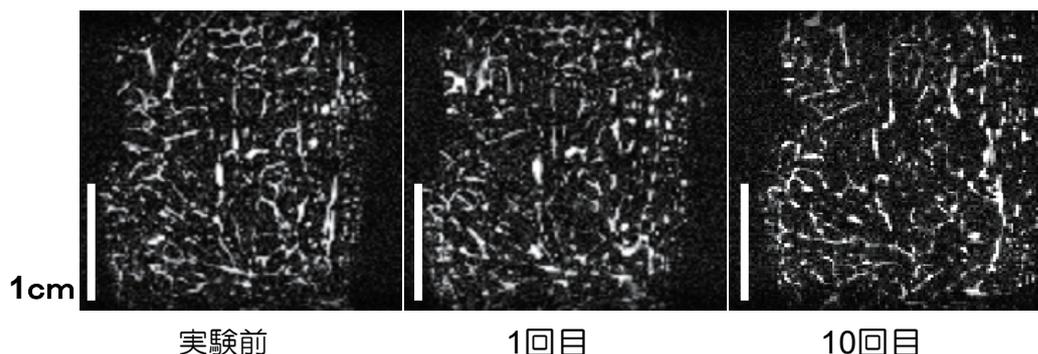


図9 MRIによる着氷の断面のブラインの可視化。左からサイクル実験前, 1 サイクル目, 10 サイクル

6 まとめ

今回の実験により、着氷内部にブラインを含む湿潤着氷の再現ができたことを MRI により確認した。自然の海水飛沫着氷と同様にブラインを着氷内部全体に分布させることができたが、それぞれのネットワークが形成されているかどうかを確認することができなかった。今後は、低温実験室での海水飛沫着氷の再現性の向上及び、本実験で作製した海水飛沫着氷を再現した試料に加え、自然の海水飛沫着氷の試料から 3 次元データを取得し、3 次元解析ソフトにより、海水飛沫着氷のブライン排水路の定量化と成長機構を解明することを目指す。

7 謝辞

本研究を進めるにあたり、本学物理研究室の油川英明教授には、ご多忙の中、実験の内容から論文製作にいたるまで丁寧な指導や助言を頂いた。北海道大学低温科学研究所の河村俊行博士からも重要なご助言を頂いた。また、筑波大学大学院生の安達聖氏には、実験装置の使い方の指導や助言を頂いた。ここに併記して深く感謝の意を表する。

8 参考文献

- 安達聖, 尾関俊浩, 拝師智之 2006 : 低温室用コンパクト MRI による海水飛沫着氷ブライン排水路の可視化, 寒地技術論文・報告集, 22, 86-89.
- Lasse Makkonen 2000 : Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures, Phil Trans R Soc Lond, A358, 2811-2845.
- 小野延雄 1964 : 船体着氷に関する研究 II : 着氷条件と着氷量について, 低温科学, 22, 170-181.
- 尾関俊浩, 巨瀬勝美, 松田善正, 拝師智之, 中坪俊一 2003 : MRI による海水飛沫着氷内のブラインチャンネルの可視化, 寒地技術論文・報告集, 19, 239-243.

屋根の雪庇を防止する格子フェンスの効果

川村文芳 ((社) 北海道開発技術センター), 竹内政夫 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)

1. はじめに

雪国の最近の住宅は、屋根の傾斜がない無落雪住宅が多い。無落雪住宅は一見、冬期間メンテナンスフリーと思われるが、まとまった雪が降ったあとには写真 1 のように屋根の底部分に雪庇を形成することが多く、気象条件によっては雪庇が屋根の底を越えて垂れ下がり、強固な雪塊となって落下することがある。このような雪塊が落下した場合、人や車に大きな損傷を与える恐れがある。共著者の 1 人である川村は、これまでまとまった雪が降ったあと、写真 2 のように自宅駐車場側の屋根の底部分に形成した雪庇を人力で除去していたが、大きな労力と危険を伴う作業であることから、屋根に雪庇を形成させない工法を検討してきた。竹内は橋梁の落雪防止用として、格子フェンス工法を開発している。この工法は、積もった新雪(冠雪)がゆっくりと沈降(クリープ)して水平方向にはみ出して形成する雪庇を防止する効果があり、イニシャルコスト及びランニングコストが小さいという利点がある。

本報告は、屋根の底部に格子フェンスを試験的に設置し、雪庇発達の防止効果について調査した結果をとりまとめたものである。



写真 1 無落雪住宅の屋根に形成する雪庇



写真 2 屋根の底部分の雪庇除去

2. 調査の概要

竹内の既存の研究^{1) 2)}より、格子フェンスは台所用品として市販されているステンレス製のメッシュ(格子間隔4×4 cm, 径3 mm, 高さ30 cm)を用い、写真 3 に示すように比較的大きい木柵を作成し、対象とする屋根の縁側の木柵に格子フェンスを固定した。格子フェンスは、その効果を検討するため、図 1 のように駐車場側の屋根の縁の約半分(約5 m)にのみに設置した。格子フェンスは11月下旬に設置し、12月から3月にかけて屋根の雪庇形成状況を観察した。なお、考察に用いた気象データは、札幌管区気象台の観測値である。

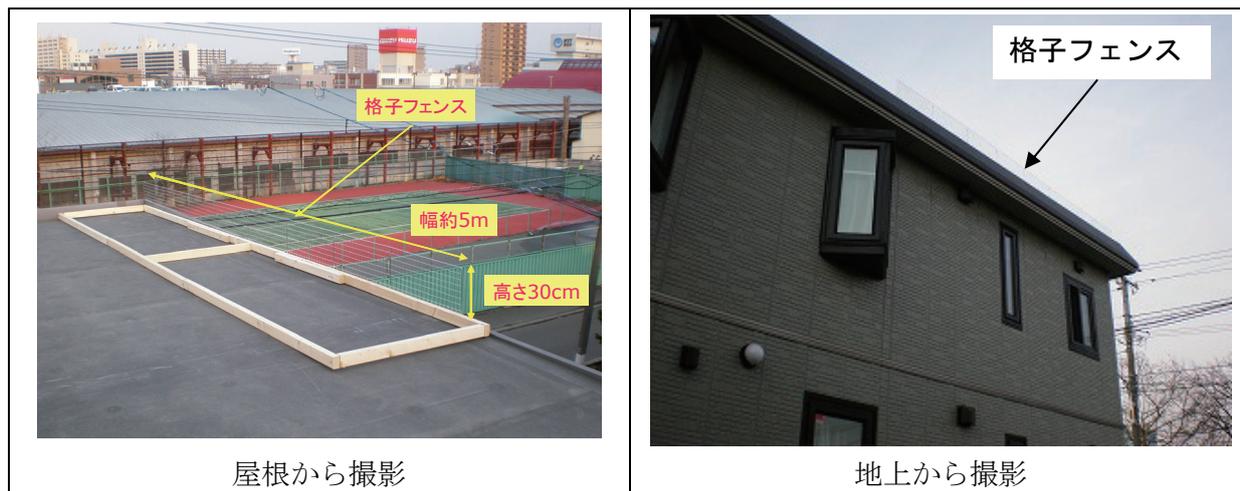


写真 3 格子フェンスの設置状況 (2007年11月26日設置)

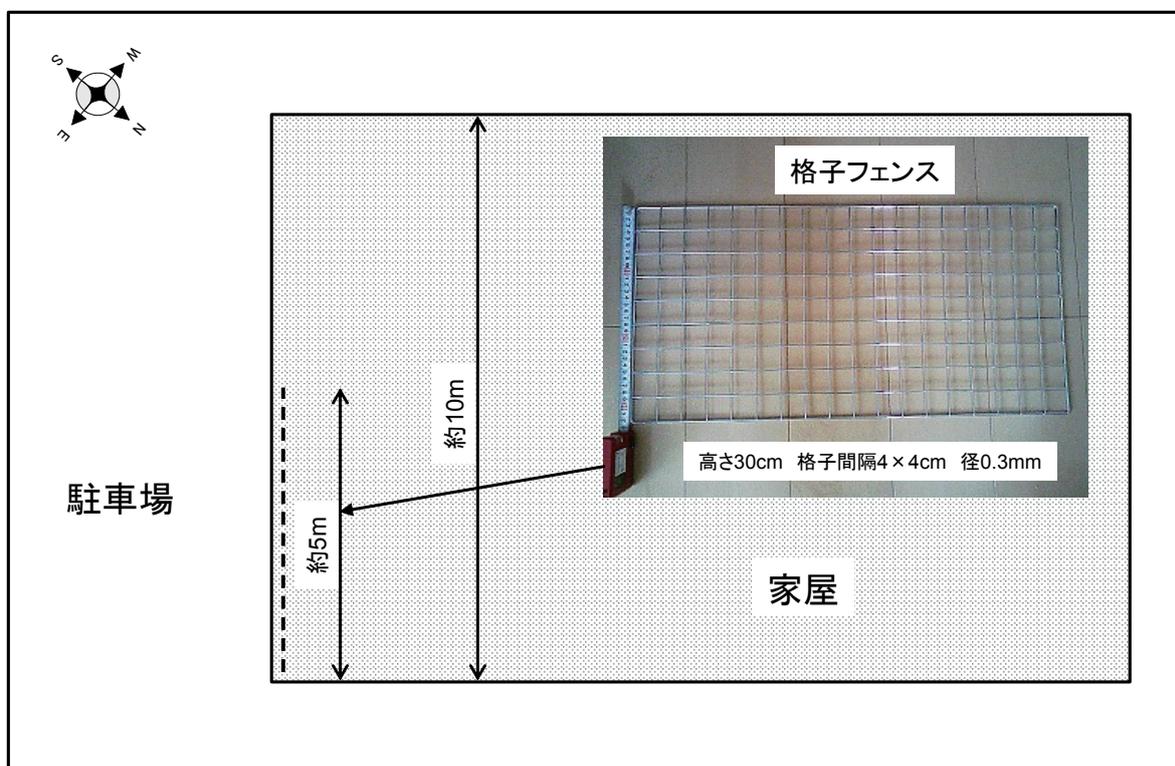


図 1 格子フェンス設置平面図

3. 調査結果

今冬期は12月から1月中旬まで雪が少なかったため、屋根雪の雪庇の発達は見られなかった。1月下旬以降は、1月18日～19日、2月12日～16日などでまとまった降雪があり、それと同時に屋根の雪庇が発達した。期間を通じてみると、今冬期の降雪量は423cmで平年の630cmを大きく下回ったため、屋根雪の雪庇が庇を越えて垂れ下がるほどの大きな発達はなかった。

4. 格子フェンスの効果

1月19日～20日にかけてまとまった雪が降った3日後の事例を写真4に示す。格子フェンス未設置区間では庇に雪が張り付いているのに対し、格子フェンス設置区間は庇に雪が張り付

いていない。これは、格子フェンスが屋根に積もった雪の沈降に伴う水平方向への張り出しを抑止している効果を表している。

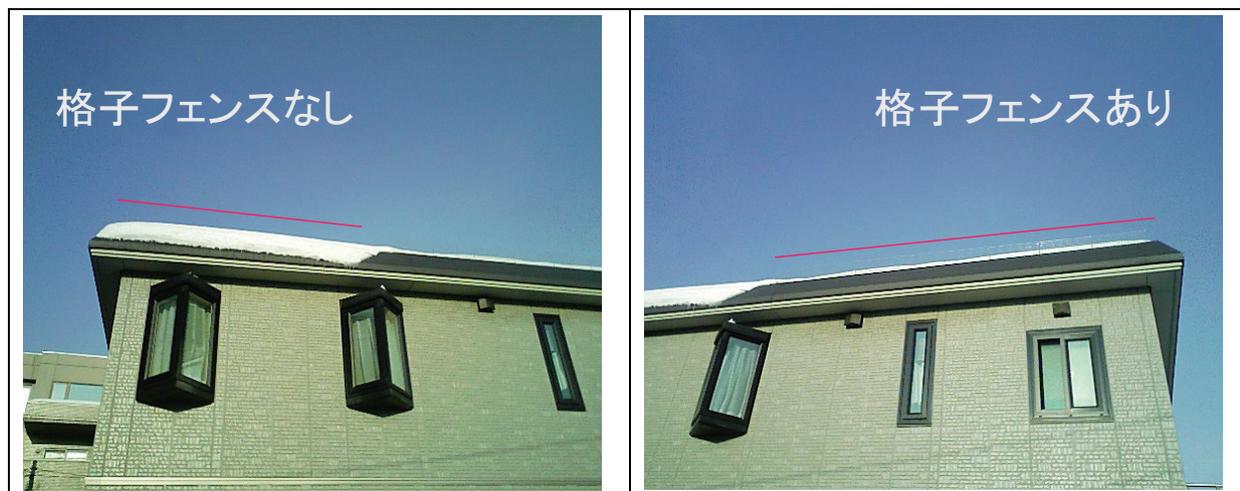


写真 4 屋根の雪庇状況 (2008 年 1 月 23 日 07:30 頃)

今冬期の降雪が少なかった中で、屋根雪の雪庇が最も発達した 2 月 16 日～17 日の事例から格子フェンスの効果を検討した。2 月 16 日までの降雪量は、2 月 12 日が 11 cm, 13 日が 10 cm, 14 日が 2 cm, 15 日が 10 cm, 16 日が 21 cm の合計 54 cm であった。また、同期間の平均風速は、2 月 12 日が 5.3 m/s, 13 日が 5.9 m/s, 14 日が 6.9 m/s, 15 日が 5.3 m/s, 16 日が 4.9 m/s となり、瞬間的には降雪ありの場合の吹雪発生臨界風速を上回っている状況が伺える。

写真 5 は 2 月 16 日の雪庇の状況を示す。写真左は格子フェンス未設置区間の状況である。強風により形成した雪庇が積雪の頂部で水平方向に張り出し、庇に沿って垂れ下がっている。写真右は格子フェンス設置区間の状況である。強風により形成した雪庇がフェンスの高さを越えた部分で水平方向に張り出しているが、庇には雪がない。翌日の 2 月 17 日の 10:30 頃の観測では、格子フェンス未設置区間は庇に垂れ下がる雪庇が厚みを増している一方、格子フェンス設置区間はフェンスの頂部を越えて発達した雪庇が庇まで垂れ下がっている状況となっていた。



写真 5 屋根の雪庇状況 (2008 年 2 月 16 日 12:30 頃)

写真 6 は同日の 16 時頃の雪庇の状況を示す。格子フェンス未設置区間は雪庇が庇に張り付

いたままであるのに対し、格子フェンス設置区間はフェンスの頂部から庇に垂れ下がった雪庇が落下していた。フェンス未設置区間の雪庇は、屋根上に積もった雪がクリープすると共に水平方向に張り出して発達しているため、雪の結合が強い。これに対し、フェンス設置区間の雪庇は、フェンスによって屋根上の雪の水平方向へ張り出しを抑制しているため、庇に垂れ下がった雪と屋根に積もった雪はフェンスより高い部分のみで結合している。このことから、屋根の積雪がクリープすると共に、フェンスより高い部分で結合していた雪庇がフェンスを支点に破断し、落雪したと考えられる。



写真 6 屋根雪の雪庇状況 (2008年2月17日16:00頃)

今回の試験の結果、屋根の雪庇が落雪したのは格子フェンス設置区間であったが、落雪はまとまった降雪があった2~3日以内に発生していた。自宅駐車場に停車中の車両に落雪することがあったが、車両の破損はなかった。このことから、落ちた雪庇は密度が小さいものと考えられる。一方で、格子フェンス未設置区間は落雪には至らなかった。過去において、雪庇が庇より下まで垂れ下がり、大規模に落雪したことを考慮すると、今冬期は雪が少なかった影響で雪庇が大規模に発達せず、落雪するまでに至らなかったと考えられる。

5. おわりに

屋根に設置した格子フェンスについて、水平方向の雪庇の発達を抑制する効果を確認できたが、小規模な落雪が発生した。落雪したのは、強風により格子フェンスの高さを越えて庇に垂れ下がった雪庇であった。今回の調査では、格子フェンスの高さを30 cmとしたが、さらに高くすることで積雪の水平方向の張り出しを抑制することが可能と考えられる。今後は、一度にまとまって降る雪の量を勘案し、格子フェンスの高さを検討すると共に、その効果を検証するための調査を継続して行っていく予定である。

【参考文献】

- 1) 竹内政夫, 2005 : 雪庇を防止する格子フェンス, 第21回寒地技術シンポジウム, 692-696
- 2) 竹内政夫, 2006 : 斜材からの落雪防止—メッシュ格子の冠雪と落雪, 第22回寒地技術シンポジウム, 560-563

鉄道トンネル内のつららの観測(第2報)

鈴木 大樹・小川 直仁 (JR 北海道)
 岩花 剛・赤川 敏 (北海道大学大学院工学研究科)

1. はじめに

鉄道トンネルにおいて、車両や電気設備に損傷を与えるつららの対策は重要な課題である。そのため過去より、つらら対策として冬期間の鉄道トンネルでは、毎日欠かさず長柄の棒を使った人力による過酷なつらら除去作業が行なわれており、作業員に大きな負担をかけている。トンネル内のつらら発生箇所を解消するため、つらら発生箇所への凍結防止工の施工を進めているが、JR 北海道が管轄する全トンネルのうち 80%においてつららが発生する¹⁾ため、その対策がつらら発生箇所全てに施されるまでの間は、人力によるつらら除去作業を併用した保守管理を継続せざるを得ない。人力によるつらら除去作業は過酷なため、つららが発生しない日を予想し除去作業日を軽減する事が求められている。そのためには、つららが発生しない日の鉄道トンネル内の気象条件を特定する必要があるが、鉄道トンネル内での現地観測例は少なく、JR 北海道においては現在実施していない状況であった。本稿では、平成 18 年度冬期から開始した鉄道トンネル内のつらら観測で得られた、トンネル坑内気温とつらら発生状況(場所・本数・長さ)の関係について、2 年間の解析結果を報告する。

2. 観測概要

トンネル坑内気温とつらら発生状況の観測は、JR 北海道旭川保線所管轄の 5 つのトンネルで、平成 18 年 12 月～平成 19 年 3 月、及び平成 19 年 12 月～平成 20 年 3 月までの 2 冬期間実施した。

トンネル坑内気温は、各トンネルの 1.5m 高に延長方向に 3 箇所ずつ温度ロガー (RTR-51, A&D, Japan) を設置して気温を測定した。また、第 2 伊納トンネルでは詳細な気温測定を行なうため、温度ロガーの設置箇所をトンネル延長方向に 5 つとし、クラウン部にも設置した(表 1)。つらら発生状況(場所・本数・長さ)は、つらら除去作業の際に観測期間中、毎日記録した。

表 1 計測器設置状況

トンネル名	延長 (m)	温度計設置数 (台)			
		入口	中央	出口	天井
神居トンネル	4523	1	1	1	-
第1伊納トンネル	1235	1	1	1	-
第2伊納トンネル	1240	5	5	5	5
第3伊納トンネル	810	1	1	1	-
嵐山トンネル	1300	1	1	1	-

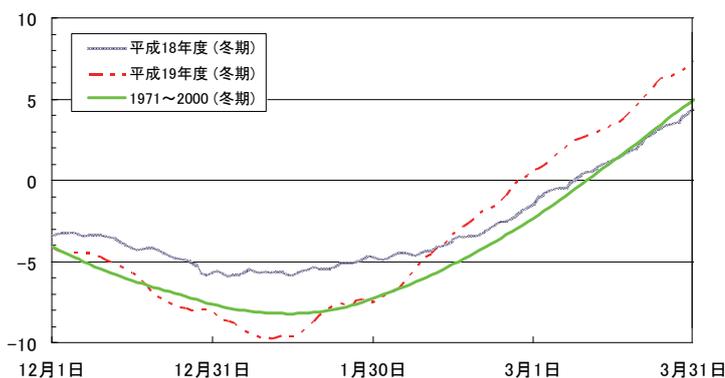


図 1 旭川地方気象台による観測値(平均気温)

3. 観測結果

3.1 気象条件

図 1 に旭川地方気象台による気温観測値(平均気温)を示した. 図 1 によると平成 18 年度冬期は例年に比べ暖かく暖冬であったが, 平成 19 年度冬期は 12 月から 2 月上旬までは例年より寒く, 以降は暖かい気象であったことが分かった.

3.2 計測高による坑内気温の比較

図 2 は, 第 2 伊納トンネルの平成 18 年 12 月～平成 19 年 3 月におけるクラウン部及び 1.5m 高の日最低

気温分布図である. クラウン部で計測した気温分布をみると, 初冬においては出入口付近が冷却されているが, トンネル中央付近まで冷却は進行していない. 真冬には, 出入口付近の冷却はより進行し, トンネル中央付近も冷却され, トンネル全体が負の気温となった. 初春においては, トンネル中央付近から気温が上昇している. これらの傾向は, 1.5m 高で計測した値においても同様の傾向であった. また, クラウン部で計測した気温は, 1.5m 高で計測した値より, 平成 18 年度冬期では 0.8～1.7℃, 平成 19 年度冬期では 0.6～1.7℃高かった.

3.3 計測年度別の坑内気温比較

図 3 は第 2 伊納トンネルの平成 18 年度及び平成 19 年度冬期の 1.5m 高における日最低気温分布図である. 坑内気温の季節変化は, 平成 19 年度冬期においても 3.2 節と同様の傾向であることが確認できた. また, 坑内気温は外気温の影響を受け変化しているが, 暖冬であった平成 18 年度冬期に比べて厳しい冬であった平成 19 年度冬期は

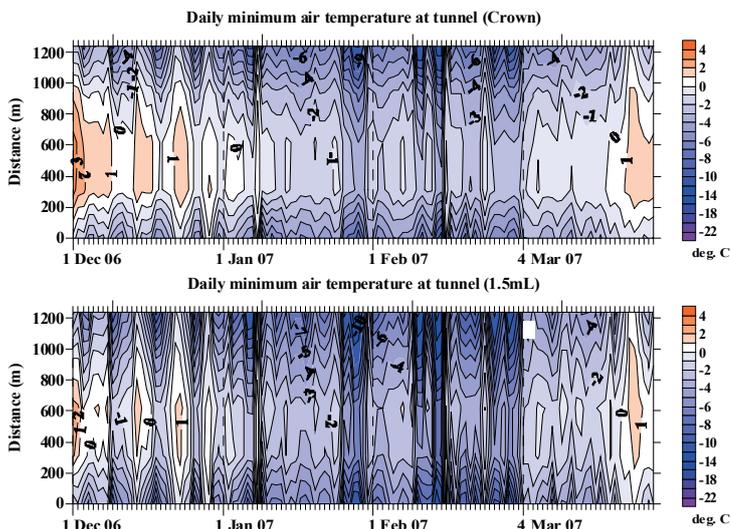


図 2 第 2 伊納トンネルにおける日最低気温分布図 (上)クラウン部(下)1.5m 高

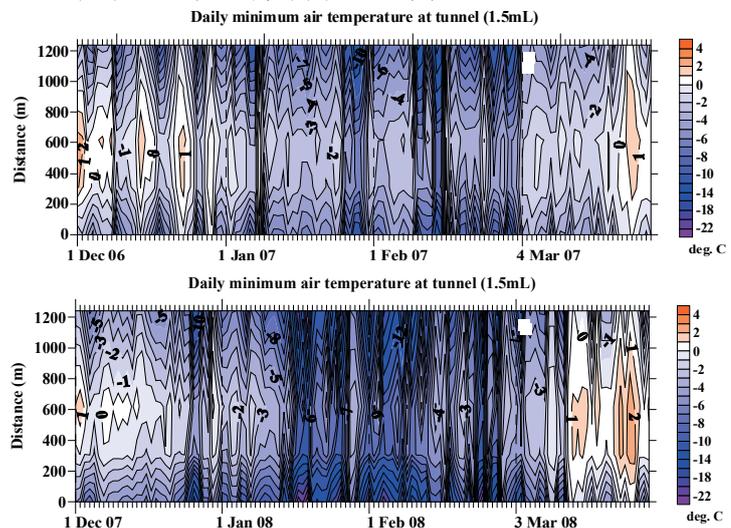


図 3 第 2 伊納トンネルにおける日最低気温分布図 (上)平成 18 年度(下)平成 19 年度

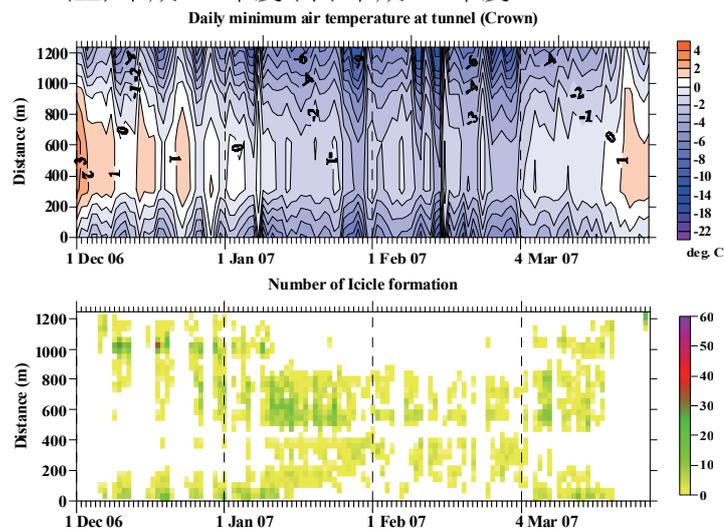


図 4 平成 18 年度冬季におけるクラウン部の日最低気温分布図(上)とつらら発生位置図(下)

より冷却されていることが確認できた。

3.4 つらら発生位置

図4に第2伊納トンネルにおける平成18年度の日最低気温分布とつらら発生位置図を示した。つららの発生は、12月から1月ではトンネルの出入口付近に発生しているが、1月から3月においてはトンネル中央部に発生位置が移動しており、3月にかけて発生位置はまた、トンネルの出入口付近に移動していることが確認できた。また、つららの発生は、トンネル坑内気温と相関関係があり、気温が高い箇所には発生せず、気温が寒すぎても発生しないことが分かった。

図5に平成19年度の日最低気温分布とつらら発生位置図を示した。つらら発生位置は、12月から1月中旬にかけては、平成18年度と同様の傾向を示していたが、1月中旬から3月はつららの発生がトンネル全体でほとんどみられなかった。これは、坑内気温が下がりすぎたため、つらら発生の原因であるトンネル内の漏水が凍結したためと考えられる。また、3月から4月にかけては、例年の月平均気温が1.2℃に対して、平成19年度は3.8℃と気温が高かったことから、トンネル坑内の気温の上昇も速まり、つららの発生はほとんどみられなかった。

3.5 日最低気温とつらら発生本数の関係

計測をおこなった5トンネルにおける、日最低気温とつらら発生本数の関係を図6に示す。つらら発生領域は平成18年度では約2.5

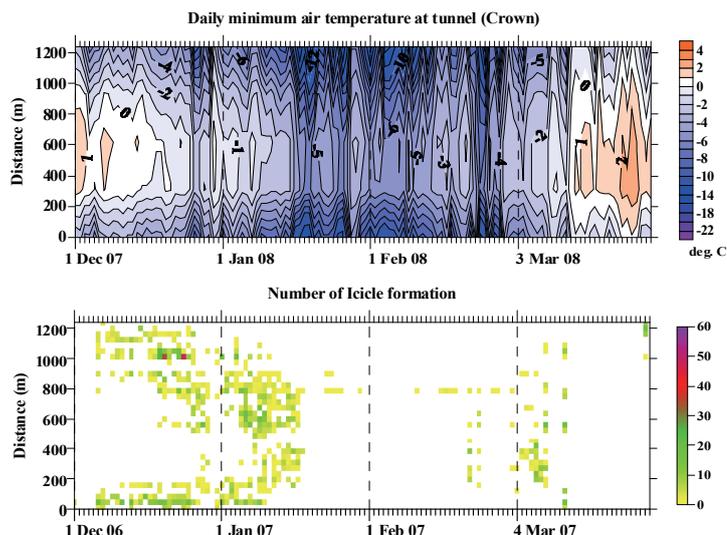


図5 平成19年度冬季におけるクラウン部の日最低気温分布図(上)とつらら発生位置図(下)

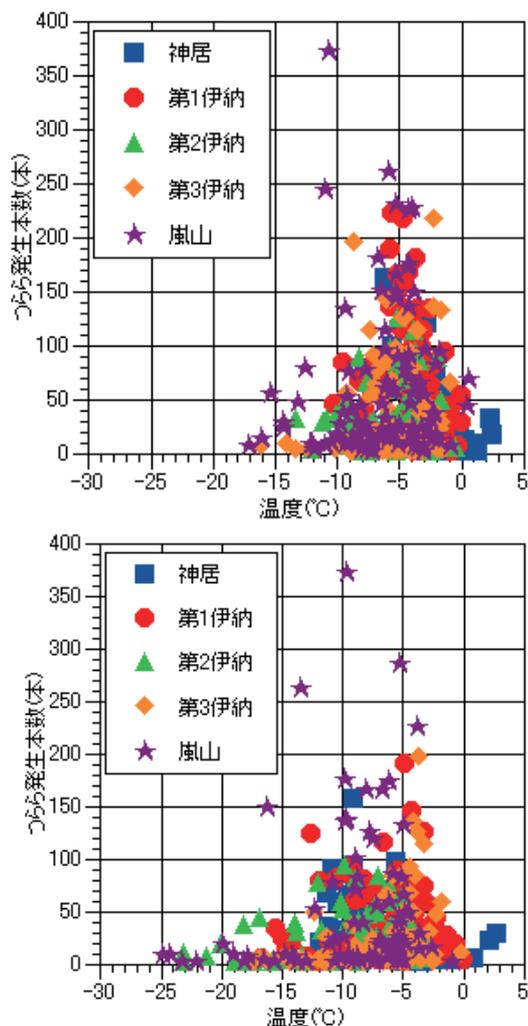


図6 日最低気温とつらら発生本数の関係 (上)平成18年度 (下)平成19年度

～-17.5℃, 平成19年度では約2.5～-25.0℃の間であった。神居トンネルにおいてつらら発生領域が正の気温にも見られる理由は、延長が4.5kmと長いことから外気温が上昇してもトンネル坑内の気温が上昇するまでに他のトンネルに比べて時間差があり、気温計測を行なった箇所とつらら発生箇所での温度差が原因と考えられる。また、計測年度でつらら発生領域が異なるのは、坑内気温に影響している外気温が3.1節で述べたように、計測年度によって異なる気象条件であったためと考えられる。

4. まとめ

本報告では、トンネル坑内気温とつらら発生状況(場所・本数・長さ)の関係について、JR北海道旭川保線所管轄の5つのトンネルを対象としたつらら観測を行い、平成18年度及び平成19年度冬期の計測結果から以下のことがわかった。

(1) トンネル内の温度分布

- ・トンネル内の中央部に向かうにしたがって、気温が上昇していた。
- ・クラウン部で計測した気温は、1.5m高で計測した値より、平成18年度冬期では0.8～1.7℃、平成19年度冬期では0.6～1.7℃高かった。
- ・トンネル内の気温は、氷点下の部分が季節によって出入口付近から中央部に移動し、また出入口付近へ移動していた。

(2) つらら発生位置

- ・つららの発生位置は、初冬から真冬にかけて出入口付近で多く発生し、真冬は中央部に発生位置が移動し、初春にかけて出入口付近へ移動していた。
- ・つららは氷点下付近から発生し始めるが、ある温度まで下がると発生が止まった。
- ・計測することで、毎年多くつららが発生している箇所がわかった。
- ・気温計測及び解析を行なうことでつらら発生予想を行える可能性があることが分かった。

5. おわりに

本稿では、つららが発生しない日を予想し鉄道トンネル内のつらら除去作業日を軽減したいと考え、基礎資料取得のため鉄道トンネル内にてつらら観測を行なった。今後は、取得したトンネル坑内気温とつらら発生状況(場所・本数・長さ)の関係について解析を進め、つらら発生の予想およびつらら除去作業の効率化に資する知見を得るべく研究を行なっていく。

参考文献

- 1) 小川直仁, 岩花 剛, 赤川 敏・鉄道トンネル内のつららの観測(第1報)・北海道の雪氷, 第26号, pp. 53～56, 2007年

雪崩予防柵にできる雪庇と柵高

竹内政夫（雪氷ネットワーク）、小林昭彦（稚内開発建設部）

1. はじめに

雪崩柵の頂部で巻き垂れる雪庇が崩落し道路に達することがある。様々な雪庇を観察し、雪庇は強固で簡単に破断・崩落しない報告（竹内, 2008）もあるが、通過車両を事故に巻き込む危険があるとして除去作業が行われている。雪庇が出来るのは積雪深に比べて柵高が低すぎるといふ考えから補助工（島貫他, 2005）も含めて柵高の嵩上げが試験的されている。反面、積雪深より低い雪崩柵には雪庇は観られない（竹内ほか, 2006）。雪崩柵の柵高を議論するためには、雪庇が出来るのは柵高が高いからか低いからかを明らかにする必要もある。柵高の大小は経済性や特に景観に大きく影響するが、雪崩柵にできる雪庇の調査・研究例は非常に少ない。雪崩柵の雪庇を柵高と積雪深の關係に着目して調査した。

2. 雪崩柵の雪庇二つの形

雪崩柵の雪庇にはおおよそ二つの形（写真1と写真2）が観られる。写真1のように柵を乗り越えた雪庇と、写真2のように柵頂部から大きく巻き垂れているものである。前者は雪が同じ深さで横方向に連なった形になり、後者は柵毎に孤立して雪は垂れており柵間の雪は明らかに柵より低い。写真3は意識的に雪に埋もれる高さに設置した全層雪崩対策専用の雪崩柵であるが、柵高が積雪深より小さく雪に埋まるようになると写真3のように雪庇はできない。このように、雪崩柵に雪庇ができるか否か、や雪庇の形は柵高と積雪深が關係していることが分かる。



写真1 積雪深と雪崩柵の差が小さい



写真2 柵が積雪深より著しく大きい



写真3 雪に埋もれる前の雪崩柵



写真4 雪に埋まった雪崩柵

3. 雪庇の種類と成因

同じ切土斜面(斜面勾配 $4\sim 5^\circ$)に設置された2段の雪崩柵(上段下段ともに柵高2m)にできた雪庇の形状が、写真5(平成8年2月27日に撮影)のように上段と下段とで明らかに異なるものが観られた。下段は写真1のように柵間の雪に隙間が観られず雪庇は一連に繋がっているのに比べ、上段は柵間に隙間があり明らかに柵より積雪深は小さく雪庇は孤立しており、写真2と同類の雪庇であることが分かる。雪の上の横張り部材の本数が上段の方が1本多く見えることから、初めは上段の柵は下段より高いのではないかと考えられた。写真6のように3月4日には上段向かって右端の雪庇の崩落が観察され、3月28日までは上段の雪庇全てが崩落した。



写真5 上段と下段で異なる形状の雪庇



写真6 上段の柵からの雪庇崩落

3月24日には柵を横断して上下に法面の積雪深分布を測定するとともに、柵背面の積雪を写真観察した。その結果、上段の雪は柵と背面の雪との間に空間があり、下段の雪が柵を押しつけて柵間でははみ出していることなどが観察された。即ち、下段の雪庇はクリープによってできているが、上段の雪は柵の頂部に雪が積もった冠雪であることを示していた。

3-1 積雪のクリープによってできる雪庇

雪庇には幾つかの種類があるが（竹内，2007a），雪崩柵にできる雪庇の主たる成因は，重力の作用で雪が斜面に沿ってゆっくりと移動するクリープであることは一般的に知られている．風の条件によっては稜線風下にできる雪庇のように着雪が成因にプラスされるものもあり，冠雪も雪の供給源となって成長を助けている．写真7は，雪庇断面の層構造であるが，積雪層が雪崩柵の背面に繋がっており，クリープした雪が柵で塞き止められ柵上部にオーバーフローしたことを示している．また，クリープの流れは柵間を抜けて狭い柵の横張り部材であるパイプを抜けていないことなども観察された．このようなクリープによってできる雪庇は写真1のタイプの雪庇である．写真8のように雪庇（ポール位置）は背面の積雪と一体となり繋がっている．このような，クリープによってできる雪庇は柵の背面の雪と固く結ばれているため，平屋根上の雪庇で観られるようにグライド（滑り）のない限り大きく柵をはみ出すことは無いと考えられる（竹内，2008）．

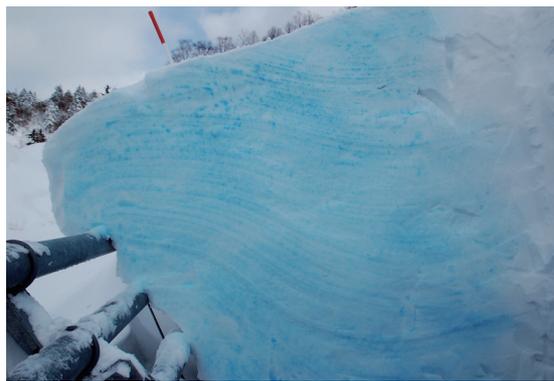


写真7 雪庇の断面構造

3-2 冠雪

写真2や写真5上段の雪は柵頂部に積もった雪（冠雪）によってできたもので，雪庇というより冠雪と呼んだ方が適切であり，以下では冠雪と呼ぶことにする．特徴はクリープによるものと異なり，横方向の雪や柵背面に空隙が観られるように背面の雪との繋がりがなく孤立して落下しやすいことである．雪崩柵頂部の横張り部材のように狭く長い物体にできる冠雪は，重力の影響でクリープし部材からはみ出し雪を受ける面積を増し，その上に冠雪を繰り返し雪庇のように大きく成長する（竹内，2007b）．この雪は冠雪であることから柵を高くしても防ぐことはできない．



写真8 下段の柵背面の積雪



写真9 上段背面の積雪

4. 積雪分布から観た斜面積雪のクリープと雪崩柵の影響

雪崩柵は斜面に沿ってゆっくりと移動する積雪のクリープを抑える。間隔の狭い柵の横張り部材の間は雪は抜けないが、柵と柵の間は写真10のように雪がはみ出している。



写真10 クリープによって柵と柵の間をはみ出した雪

図1は積雪深分布図であるが、下段柵の周りの雪は上段柵より深い。これは降雪量の差は少ないので、上段柵によって積雪が切られるためにクリープを抑える雪の引っ張り力が働かなくなり積雪全体が柵に寄せられて柵高との差が小さくなり、上段では積雪に切れ目が無いため、積雪の引っ張り力が働きクリープを抑えていたと考えられる。

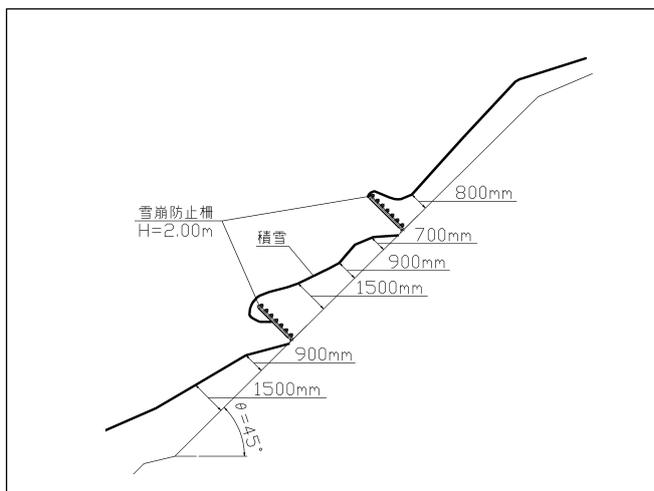


図1 斜面積雪分布

5. まとめ

雪崩柵の頂部にはクリープによってできる雪庇と冠雪とがある。雪庇は柵の周りの積雪深が柵高と同程度、冠雪は柵高が冠雪より明らかに高いとできる。斜面の柵は積雪を切ることによってその下のクリープを助長させている。冠雪は転落するが雪庇は強く破断崩落し難い。雪庇対策には柵高を嵩上げするより低い柵が良く、雪崩対策には雪の引っ張り力を活用すべきであろう。

文献

- 島貫浩ほか, 2005, 雪崩予防柵の補高対策について, 雪氷学会全国大会講演予稿集, A3-8
- 竹内ほか, 2006, 積雪の支持力を生かした低柵高全層雪崩予防柵, 北海道の雪氷 25号,
- 竹内政夫, 2007a, 雪庇について, 23回寒地シンポジウム, 421-424
- 竹内政夫, 2007b, 紐状冠雪の成長抑止実験, 北海道の雪氷 26号
- 竹内政夫, 2008, 三角格子フェンスによる冠雪から成長する雪庇の発生抑止と落雪防止, 2008年度雪氷学会北海道支部研究発表会

新しい雪崩予防柵の提案

～雪崩予防柵が抱える課題とその対応策について～

金田安弘（北海道開発技術センター）、竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク）

1. はじめに

雪崩対策施設は、発生を未然に防止するための予防施設と、発生した雪崩から道路や集落などを防護する防護施設に大別される。雪崩予防柵（本稿では吊柵も含んで雪崩予防柵と呼ぶ）は全層雪崩および表層雪崩の両方を未然に防ぐ工法として、雪崩予防工の中で最も確実な方法であり、対象面積の大小にかかわらず採用できるため、現在最も広範に用いられている工法である。しかし、雪崩予防柵にはいくつかの問題点が報告されており、これらの問題点は抜本的な改善までには至っていないのが実状である。

2. 雪崩予防柵が抱える問題点と対応の現状

雪崩予防柵の抱える問題点を表1にまとめた。「乾雪表層雪崩のすり抜け」は、近年、道路雪崩の現場でその発生が報告されている雪崩である(図1)。短時間に多量の新雪が降った場合(新積雪深約50cm程度が発生の1つの目安である)に発生する。

現在、鋼製メッシュパネルやネットを柵に張り、雪崩のすり抜けを防止する試験が行われている(写真1, (1)参照)。こうしたメッシュを柵に張ることで、雪崩のすり抜けは防止できる可能性が高い。ただ、網目の細かいメッシュは、小規模なスラフ(点発生表層雪崩)を全て捕捉してしまうため、短時間で柵上部に雪がたまり柵の堆雪容量を超えてしまう。これは、雪崩予防柵が本来持ち得る表層雪崩防止能力の低下につながるものである。また、メッシュを張ることで柵の上下の斜面積雪のつながりがなくなり、積雪の支持力が低下することも、メッシュを柵に張ることのマイナス効果と言える(図2)。

表1 雪崩予防柵の問題点

雪崩予防柵の問題点	内容	原因及び対応策等
乾雪表層雪崩のすり抜け	短時間に多量の新雪が降った場合には、発生した乾雪表層雪崩が柵のすき間をすり抜けて流下する場合がある。	メッシュ(金網)を柵に張る試みが試験的に行われているが、抜本的な対応策にまでは至っていない。
最下段の柵の下部から発生する全層雪崩	柵高が必要以上に高いため、柵の上下の積雪が分断されることで支持力が失われ、柵の下部が新たな雪崩発生源となり、全層雪崩として滑り落ちる場合がある。	柵下部の積雪が滑り落ちる危険が高まった際には、人力や重機により柵下部の雪を除去している。
雪崩予防柵上部に形成される巻き垂れ [*]	雪崩柵に形成された巻き垂れが崩れ落ちることがある。巻き垂れが崩壊に至るか否かは、巻き垂れの成因にも因るが、道路維持管理の現場では巻き垂れの除去が管理の負担になっている。	雪崩予防柵が必要以上に高いことが、巻き垂れの発達を促している可能性がある。

*) 柵上部に形成される雪の塊を、本稿では総称して巻きだれと呼ぶ。雪の塊はその形状から雪庇と呼ばれることもある。巻きだれは元々、傾斜屋根に積もった雪が軒先から垂れ下がる現象で、風下側先端にできる巻き垂れ状の雪庇とは成因が異なる¹⁾。柵上部に形成される雪の塊の成因は1つではないが、成因別に名称が整理されていないのが実状である。

2つ目の雪崩
 予防柵の問題
 点は「最下段の
 柵の下部から
 発生する全層
 雪崩」である
 (図1)。これ
 は、柵の上下の
 積雪が分断さ
 れることで雪
 の支持力が失
 われ、柵の下部
 が新たな雪崩
 発生源となり
 全層雪崩を誘
 発する問題で

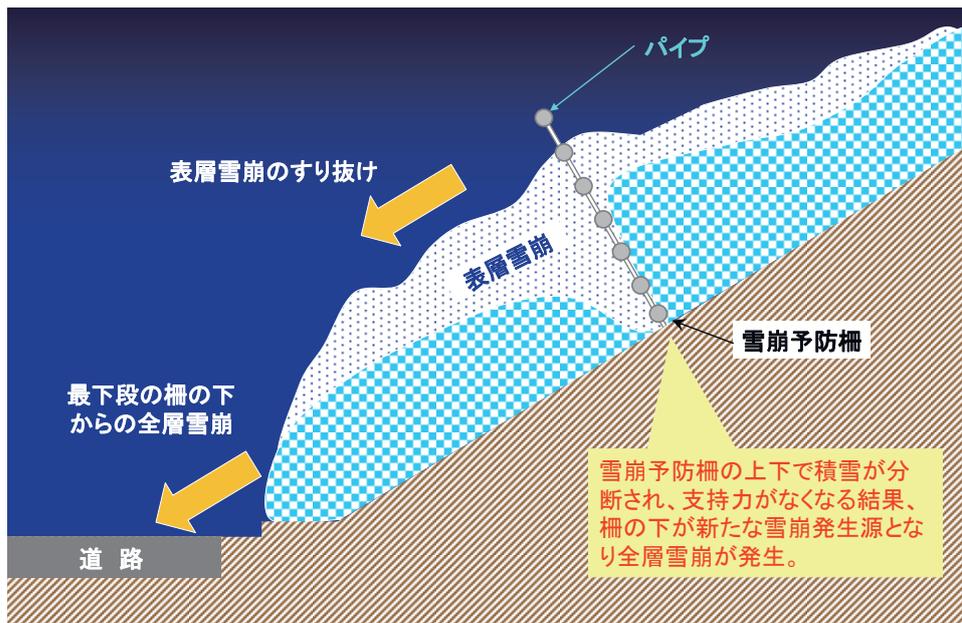


図1 雪崩予防柵が抱える問題点のイメージ

ある。柵高が積雪深より大きいことが、積雪を分断する原因となっていることから、柵の設置によって雪崩が誘発されたという見方もできる。滑り落ちる雪の斜面長は比較的小さいため大規模な雪崩には至ることは少ないが、崩れた雪が道路にまではみ出すケースもある(写真1, (2)参照)。このため、雪崩発生の危険がある場合には、斜面の雪を除去する作業が行われている。

3つ目の問題点は、「雪崩予防柵上部に形成される巻き垂れ(雪庇と呼ばれる場合もある)」である。巻き垂れの成因にはいくつかあるが、発達した巻きだれが崩れ落ちることがある。冠雪として巻き垂れが大きく発達するのは、柵高が積雪深に対して必要以上に高いのも一因と考えられる²⁾。前述した柵による積雪の分断と合わせて、柵高が無意味に高いことによる弊害とも言える。

冬期道路維持管理の現場では、巻き垂れがある程度以上に大きくなると、人力や重機を用いて除去するケースが多く、先に述べた最下段の柵下部の斜面上の雪の除去と同様に、現場の負担となっている。

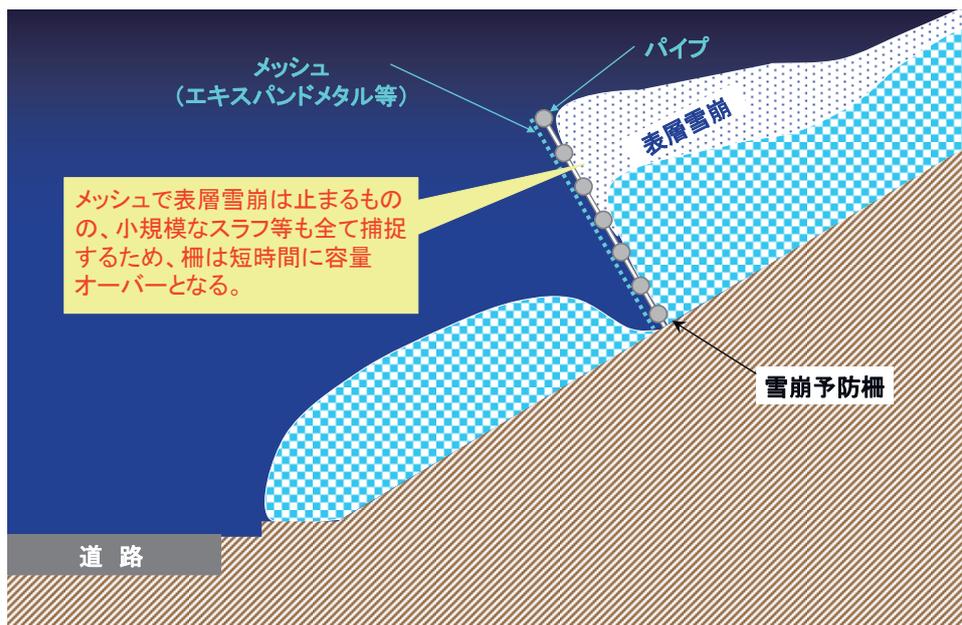
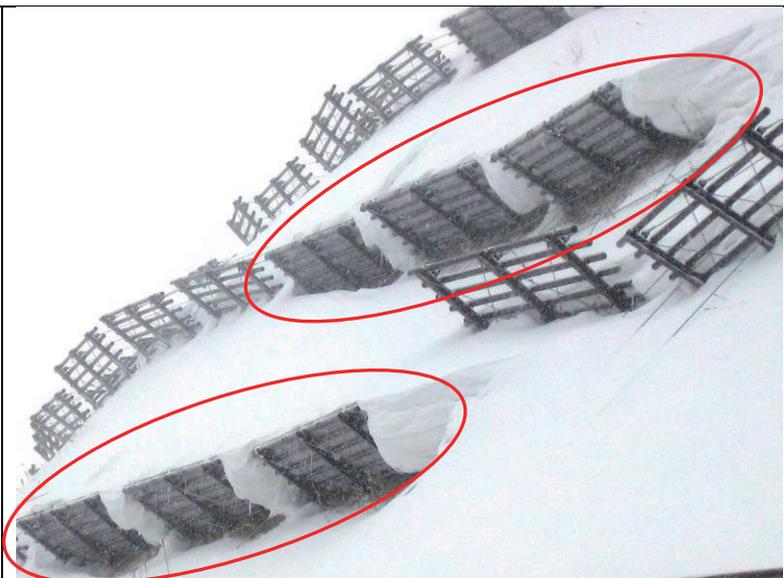


図2 雪崩のすり抜け対策としてのメッシュの弊害イメージ

(1) 乾雪表層雪崩のすり抜け防止用に張られた金網

雪崩のすり抜けを防止するために、メッシュ（金網等）を柵に張る試験が行われている（左の写真の円内の柵には鋼製メッシュパネルが張られている）。雪崩のすり抜けは防止できる一方、小規模なスラブも捕捉してしまうため、短時間に柵上部に雪がたまり堆雪容量を超える。柵の下部は地面が露出しており、上下の雪は分断されている。積雪の支持力が低下するため、表層雪崩防止工としての能力は低下してしまう。



(2) 最下段の柵の下から発生した全層雪崩

柵が積雪深より高い場合、上下の積雪が分断され支持力がなくなり、柵下部が新たな雪崩の発生源となる。柵下部の積雪がある程度まで増えると自重を支えきれなくなり、全層雪崩として崩れ落ちる。雪崩予防柵自体が誘発した雪崩とも言える。



(3) 柵に形成された巻き垂れ

柵上部に巻き垂れ（雪庇や冠雪と呼ばれる場合もある）が形成される場合がある。巻き垂れの成因にはいくつかあるが、発達した巻き垂れが崩れ落ちることもある（左の写真の円内）。巻き垂れが大きく発達するのは、柵高が積雪深に対して必要以上に高いことも一因と考えられる。



写真1 雪崩予防柵の問題点を示す状況写真（上段：雪崩のすり抜け防止用に張られた金網，中段：最下段の柵の下から発生した全層雪崩，下段：柵に形成された巻き垂れ）

3. 雪崩予防柵の改善提案

新しい雪崩予防柵を提案するに際して、改良ポイントを表2にまとめた。雪崩のすり抜け防止に対しては、小規模なスラブは下に逃がしつつ、規模の大きい表層雪崩を止める工夫が必要である。全層雪崩の防止するためにはグライドを止めればよいので、数十cmの柵高があれば十分、雪崩の発生を防ぐことができる³⁾。この最下層の板の上に、40~50cm程度の空間を設けることで柵の上下の雪につながりを持たせ、最下段の下からの全層雪崩の発生を防ぐ。また、不必要に高い柵高は、冠雪を発達させる等の弊害だけではなく、景観面、コスト面でもマイナスである。設計積雪深を柵高の上限値とし、これより50cm程度低い柵高が妥当と考えられる。これは、新積雪深が約50cmを超えると表層雪崩の危険が高まることによる。以上の改良型雪崩予防柵のイメージ及び構造を図3、図4に示す。

表2 雪崩予防柵の改良ポイント

問題点	改良ポイント
表層雪崩のすり抜け防止	現在、北海道で広く使われているパイプではなく、より抵抗の大きい板を使用する。短時間で柵が埋まらないよう、板の間には適当な空間を設け、小規模なスラブは柵の下に逃がす。
最下段の柵の下から発生する全層雪崩	できるだけ低い柵でグライドを防止し、柵で斜面の積雪を分断させないことで、柵の下が新たな全層雪崩の発生源にならないようにする。
柵に形成される巻き垂れ	冠雪として形成された巻き垂れが大きく発達しないよう、必要以上に柵高を高くしない。

4. おわりに

本稿では古い歴史を持つ雪崩予防柵の問題点を整理し、その対応策として新しい雪崩予防柵の提案を行った。今後、現地実験で改善効果を検証しつつ、実用化を進めていきたい。

参考文献

- 1) 日本雪氷学会編, 1990: 雪氷辞典, 196pp.
- 2) 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, 第27号.
- 3) 竹内政夫, 2006: 柵高の低い雪崩予防柵の全層雪崩防止機能, 一積雪の支持力-, 日本雪氷学会全国大会予稿集, pp. 45-.

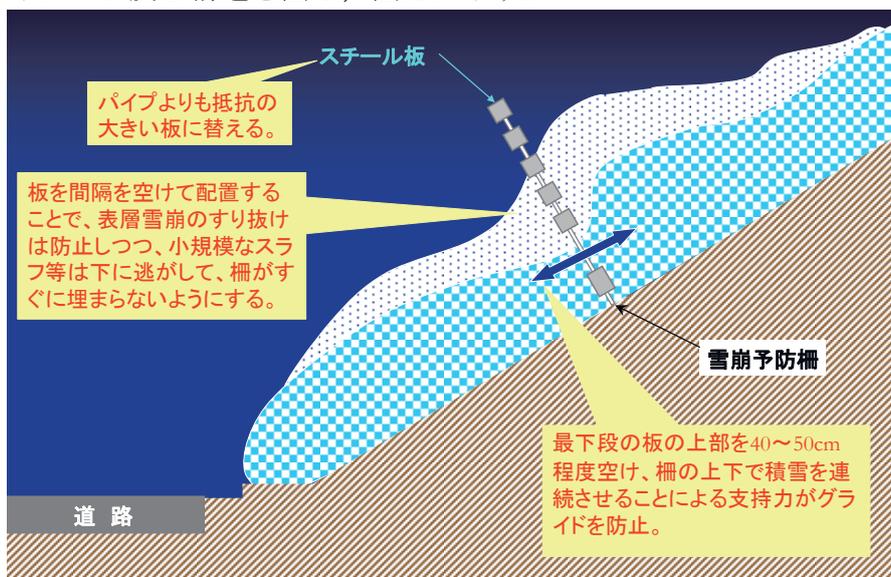


図3 改良型雪崩予防柵のイメージ

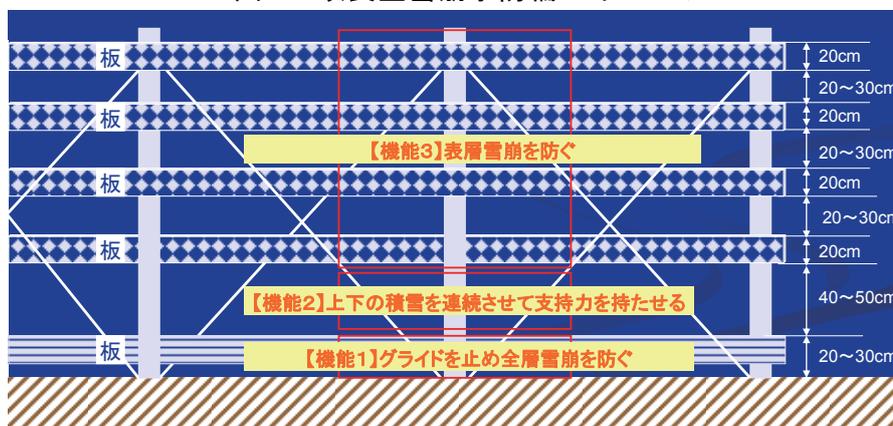


図4 改良型雪崩予防柵の構造

三角格子フェンスによる冠雪から成長する雪庇発生抑止と落雪防止

竹内政夫（雪氷ネットワーク）

1. はじめに

構造物部材からの落雪対策として提案してきた格子フェンスは（竹内，2005，千葉他，2006），冠雪から発生する雪庇と滑落を防止する．幾つかの橋梁で試験や施工され，橋門構などある程度広い部材では十分な効果が認められてきている．しかし，屋外変電所の鉄構，建築物のサロペットや塀など狭い構造物部材に積もった雪は，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（竹内，2007）になる．狭い部材上の雪庇は部材の表面から剥離や滑落によって落下する．このような部材からの落雪は量が多く部材表面では密度が高く特に氷板になっていると危険である．狭い部材からの落雪防止のために部材を屋根型に覆う三角格子フェンスによる落雪防止実験を行った．

2. 構造物部材からの落雪

クリープで成長する，例えば写真1のような平屋根の雪庇は，部材からのみ出しが小さく堅固で容易には破断しない．しかし，狭い部材上の冠雪が大きくなるとバランスを崩して傾き写真2のように大きく部材をはみ出す雪庇になる．雪庇は一方に偏ると偏荷重を大きくし底面からの剥離や滑落を促し危険である．



写真1 平屋根にクリープでできた雪庇



写真2 狭い部材（塀）上の雪庇

3. 雪庇の落下－剥離と滑落－

写真3のように，傾斜した部材からグライドしてできた雪庇は大きくはみ出した部分に偏荷重がかかり，氷板化した底面から破断や滑落して落雪するので非常に危険である．しかし，水平な部材ではクリープで水平方向に押し出されてできる雪庇ははみ出しが小さく破断する危険は少ない．クリープによって成長する雪庇の実験や観察では，雪庇が破断して落雪するのは観察されていない．雪庇は表面から小さい破片となって落下したか，或いは昇華・蒸発の熱の作用で小さくなって消えたようである．熱作用の大きい融雪期には雪庇表面から最中の皮のような小さなフレイク状の破片になって消耗したのが観察されている．このような，雪庇が表面から剥離した落雪は大きさや密度が小さく危険は小さい．



写真3 橋梁部材から破断した雪庇

3-1 狭いあるいは小さい部材からの落雪

狭い部材からの落雪は、底面（部材表面）から氷板化したあるいは密度の高い雪を含んだ雪庇（冠雪）全体が一塊になって落雪するため非常に危険である。底面からの一塊になって落雪させないことが重要と考えて、狭い部材にできる雪庇の落雪を観察した。

1) 融雪による滑落（高温時）

写真4は幅36cm長さ180cmの板材に積もった冠雪からできた雪庇が一方にはみ出したものである。部材をはみ出した雪による偏荷重のため、一方に傾き、融雪時には写真5のように底面から融解し滑落した。

写真4は幅36cm長さ180cmの板材に積もった冠雪からできた雪庇が一方にはみ出した



写真4 落雪前日の雪庇（36cm幅の板上）



写真5 滑り面を上にした落雪

2) 剥離による落雪（低温時）

写真6は幅24cm長さ180cmの部材上の冠雪からできた雪庇による偏荷重によって底面から剥離しめくり上がった雪庇（冠雪）である。写真奥の部分で格子フェンスによって雪の落下を抑えているが、それがなければこの雪全体が一塊となって落下していたであろう。



写真6 偏荷重による雪庇の剥離

このように落雪が危険なのは、部材上の雪全体が底面から、滑落あるいは剥離によって一塊になって落下する場合である。以上のことより、落雪事故対策としては、実際には難しい冠雪を防ぐことよりも、雪庇や冠雪を底面から落下させないことが基も重要であると考えている。

4. 三角格子フェンスの落雪事故防止効果

雪庇の部材をはみ出した部分は、圧密過程を経ないため密度が小さく（0.07～0.09g/cm³）、破断したとしても落下途中に

細かく砕けるため、事故になる危険は小さいと考えられる。重要なのは底面からの滑落・剥離をさせないことで、そのためには部材表面からの滑りや剥離を防ぐことのできる三角格子フェンス（以下、△フェンスとする）が有効と考えた。△フェンスにはフェンスに積もった雪が小片で剥離落下することによって雪庇・冠雪の成長を防ぐ機能も期待した。

4-1 実験方法

長さ 180cm, 幅 36cm, 24cm, 12cm の 3つの部材に頂角がそれぞれ 80° , 60° , 50° の△フェンスのカバーを取り付けた。フェンスのメッシュは 4x4cm, メッシュの太さは 3mm で、頂角を少し変えて影響を見た。△フェンスカバー設置は部材長さ 180cm のうちの 110cm とし、残りはカバーのない部分として、フェンスの効果を比較できるようにした。実験状況を写真7に示す。



写真7 三角格子フェンスの実験状況

1) 冠雪の成長と△格子フェンスの冠雪減少効果

実験で確認されたが（写真7からも）△フェンスの冠雪減少効果は明らかである。フェンスの上に乗った雪が写真8のような冠雪が風で吹き飛ぶのも観察された。

フェンス上の冠雪はフェンスの無い部分と比べて非常に早く消える。これはフェンスの内部は空洞になるため風は抜け、雪は内部からも融解される他に、フェンス上の冠雪は表面積の大きい分、融解、昇華が大きいためであろう。またフェンスの上は急傾斜のための降雪の捕捉が小さく、小片の剥離落下も促進され手いる可能性もある。



写真8 フェンス上の冠雪

2) 頂角の影響によるフェンス上での剥離

頂角 50° の△フェンス上で写真9のように冠雪が剥離するのが観られた。

内側からの昇華や融解で格子メッシュとの結合力が小さくなったところに雪庇の偏荷重が働いて剥離したものである。このような冠雪の剥離は頂角 80° では全く観られず、 60° では小さな剥離は



写真9 △フェンス上の冠雪の剥離

観られたが落下することなく消滅した。雪底部分の密度は高々150kg/m³であり、一塊にならず物体に落下したときのダメージは小さいと考えている。

5. まとめ

実験結果をまとめると以下の通りである。

- 1) 格子間隔の大きい△格子フェンスであるが降雪の何割かが載る
 - 2) △フェンスに載った雪とフェンスとの繋がりは殆ど無く、新雪の段階では風で吹き払われることもある
 - 3) 頂角50°の△格子フェンスに載った雪は剥離し落下するのが観られた
 - 4) 頂角50°の△格子フェンスを除くと塊での落雪は観られなかった
- 狭く小さい部材底面からの一塊となつての滑落や剥離を防ぎ、冠雪量を減少させる△格子フェンスは落雪事故防止に有効であり、他の落雪防止に活用できる。

6. 文献

- 竹内政夫, 2005, 雪庇を防止する格子フェンス, 21回寒地技術シンポジウム
千葉, 岳本, 植野, 竹内, 浅野, 2006, 橋梁の着氷雪対策工法に関する評価と格子フェンスの開発, 日本雪工学会誌 vol. 22, No. 5
竹内政夫, 2007, 雪庇について, 23回寒地シンポジウム

振動による屋根雪の滑動と構造体との動的相互作用に関する基礎的研究 その3 屋根雪のすべり面の違いが構造体の応答性状に及ぼす影響

千葉隆弘, 苫米地司 (北海道工業大学), 高橋徹 (千葉大学大学院工学研究科)

1. はじめに

2004年10月に発生した新潟県中越地震では、約3,000棟の木造住宅が全壊するとともに、多数の土砂崩れが発生し、甚大な被害が発生した¹⁾。新潟県中越地方は積雪深が平年で2mにも及ぶ地域が含まれており、降雪期前に完了させるように震災復興が急ピッチで進められた。しかし、年明けの2005年1月からの断続的な降雪により18年ぶりの豪雪となり、267棟の木造住宅が倒壊し、これらのうち、77%は先に発生した地震で被害を受けたものであった²⁾。このような新潟県中越地方で発生した自然災害をみると、地震と豪雪との複合災害の様相を呈しており、地震と雪とを複合的に捉えた災害対策が望まれるようになった。

建築基準法施行令第46条に示されている在来軸組構法の耐震規定をみると、屋根重量の増加に伴い住宅に作用する地震力が増加するため、屋根重量に対応した壁量が規定されている。しかし、屋根重量に加える雪荷重は考慮されていないのが現状である。一方、積雪期の地震により屋根雪が破断・滑動することによって構造体の応答性状が大きく変化することが考えられるが、このような屋根雪の動的挙動を考慮した耐震性の評価方法は検討されていない。

このような背景から本研究では、前年度に引き続き、屋根雪の動的挙動と構造体の応答性状との関係を明らかにすることを目的に、基礎的な振動実験を行った。前年度の実験で得られた振動による屋根雪の破壊形態を整理するとともに、この破壊形態を考慮した振動実験を行い、屋根雪の滑動とすべり面の違いが構造体の応答性状に及ぼす影響を検討した。

2. 既往の実験で得られた屋根雪の破壊形態

前年度の実験³⁾では、図1に示すように、大きさ900mm×900mmの屋根に鋼製の柱を取り付けた1階建て無落雪屋根を想定した試験体を対象に、振動による屋根雪の破壊形態を観察した。屋根葺材は積雪地域で一般的に使用されている塗装鋼板とし、屋根雪には自然雪を用いた。屋根雪の深さは5cm, 10cm, および15cmである。屋根雪と屋根葺材とのすべり面については、屋根雪の滑動拘束度と破壊形態との関係を検討することを目的に、屋根面周囲の屋根雪が1辺, 2辺, および3辺で凍着した状態を想定した。

さらに、塗装鋼板葺きの屋根に生じる「はぜ」と呼ばれる突起により全面の屋根雪の滑動が拘束された状態を想定した。

実験で得られた振動による屋根雪の破壊形態を表1に示す。表のように、1辺拘束の場合をみると、滑動する屋根雪と拘束された屋根雪との境界で引張破壊した事例や、拘束された屋根雪の水平面でせん断破壊した事例が確認でき、屋根雪の深さの増加に伴い水平面でせん断破壊した事例が増加する傾向を示す。次に、2辺拘束の場合をみると、拘束された屋根雪における鉛直面でのせん断破壊と水平

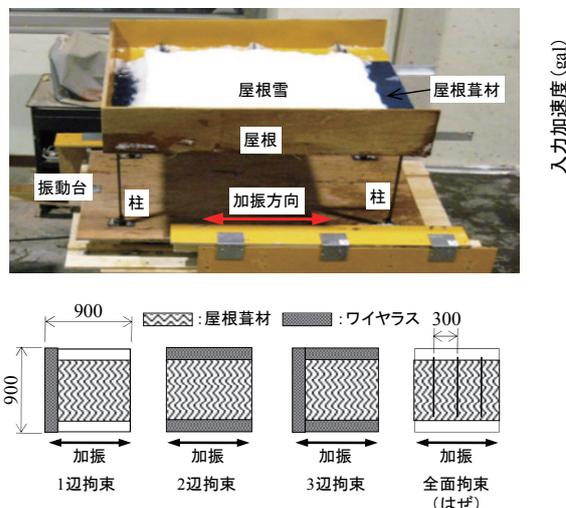


図1 前年度の実験状況

表1 振動実験による屋根雪の破壊形態

破壊形態	引張破壊	【フッ素】 5cm 10cm 15cm 【つや消し】 5cm	鉛直面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 5cm	鉛直面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 5cm	鉛直面のせん断破壊	5cm
	水平面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 10cm 15cm	鉛直面のせん断破壊	【フッ素】 5cm 【つや消し】 10cm	引張破壊	【フッ素】 5cm 10cm 【つや消し】 10cm 15cm	水平面のせん断破壊	5cm
	水平面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 10cm 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 10cm 15cm 【つや消し】 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 15cm 【つや消し】 なし	水平面のせん断破壊	10cm 15cm
	水平面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 10cm 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 10cm 15cm 【つや消し】 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 15cm 【つや消し】 なし	水平面のせん断破壊	10cm 15cm
	水平面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 10cm 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 10cm 15cm 【つや消し】 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 15cm 【つや消し】 なし	水平面のせん断破壊	10cm 15cm
	水平面のせん断破壊	【フッ素】 なし 【つや消し】 10cm 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 10cm 15cm 【つや消し】 15cm	水平面のせん断破壊	【フッ素】 15cm 【つや消し】 なし	水平面のせん断破壊	10cm 15cm

: 滑動する屋根雪
 : 拘束された屋根雪

面でのせん断破壊が同時に発生する事例が確認でき、屋根雪の深さの増加に伴い、いずれの拘束辺においても水平面のせん断破壊が発生している。3辺拘束および「はぜ」の場合をみると、水平面でのせん断破壊が発生した事例が大半を占めるようになる。このように、屋根雪の深さの増加に伴い、拘束された屋根雪の水平面でせん断破壊が発生する傾向が強くなるのがわかる。

3. 実験方法

前述のように、屋根雪滑動の拘束度が変化した場合、振動による屋根雪の破壊形態は屋根雪の深さの増加に伴い、水平面でせん断破壊が発生する傾向が強くなる。このことから本実験では、図2に示すように、振動により屋根雪が滑動するすべり面を、屋根雪と屋根葺材との界面および屋根雪の水平面の2種類を対象とし、屋根雪の滑動が構造体の応答性状に及ぼす影響を検討した。使用した屋根葺材は、積雪地域で一般的に使用されているとともに、表面粗さの異なる2種類（フッ素塗装鋼板：表面粗さ $Rz_{JIS}=4.2\mu m$ ，つや消し塗装鋼板：表面粗さ $Rz_{JIS}=21.2\mu m$ ）とした。屋根雪は自然雪とし、屋根雪の重量を $0.3kN/m^2$ ， $0.5kN/m^2$ ，および $0.7kN/m^2$ とした。すべり面の雪質は、しまり雪とごらめ雪の2種類とした。なお、実験室の温度は、屋根雪が凍着しないとともに雪質が急激に変態しない条件とするため、 $5^{\circ}C$ 前後に確保した。

実験状況を写真1に示す。写真のように、前年度の実験と同様に、1階建て無落雪屋根を想定した試験体を用いた。屋根の大きさは $350mm \times 550mm$ であり、アルミ製の柱を介して振動台に取り付けた。実験に使用した地震波は正弦波とし、振幅は試験体の応答加速度と振動台の加速度との比率（加速度応答倍率）が2.0程度になるように共振曲線から設定した。加振スケジ

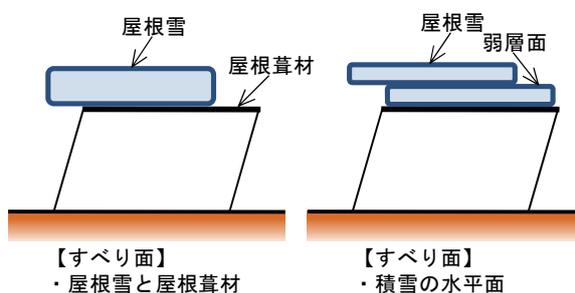


図2 本実験で想定したすべり面

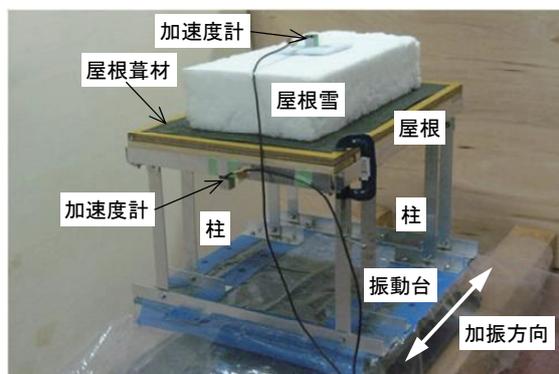


写真1 実験状況

ユーラを図3に示す。図のように、自由振動加振により試験体の固有振動数を測定し、加速度応答倍率が2.0程度になる振動台の振動数を設定した。次に、振動台の変位を10mmとして調和加振し、終了するたびに変位を5mm増加させて再加振し、入力加速度を増加させた。なお、振動台の変位は30mmまでとした。これらの振動第、試験体、および屋根雪の動的挙動を加速度計（サンプリング周波数：200Hz）により測定した。ここで、図4に、屋根雪の重量と測定した固有振動数および加振振動数との関係を示す。図のように、屋根雪がない場合における試験体の固有振動数は6Hzであり、耐震性が確保された木造住宅の値に近似するようにしている⁴⁾。この固有振動数は屋根雪の重量の増加に伴い減少する関係を示し、一般的な単質点弾性応答モデルと同様の傾向を示している。試験体の減衰定数は約2%であったため、固有振動数の0.7倍で加速度応答倍率が約2.0となる。従って、加振振動数は、図中に示すように、重量増加に伴う固有振動数の減少に応じて設定した。

4. 実験結果

測定した入力加速度 a_0 が約 6.0m/s^2 の加速度時刻歴を図5に示す。図のように、フッ素塗装鋼板のしまり雪の場合をみると、試験体および屋根雪の応答加速度は規則的に推移しており、屋根雪の応答加速度をみると、等加速度運動をしている区間があり、振動時に屋根雪が滑動していることがわかる。このような屋根雪の滑動により、試験体から遅れて屋根雪が振動する傾向を示す。すべり面が屋根雪の水平面の場合においてもフッ素塗装鋼板と同様の傾向を示す。一方、つや消し塗装鋼板の場合をみると、屋根雪の応答加速度は規則的に推移する傾向を示すものの、試験体の応答加速度が不規則となる傾向を示し、屋根雪の重量 $W=0.3\text{kN/m}^2$ に比べて $W=0.5\text{kN/m}^2$ の方が顕著となる。このように、表面粗さの大きい屋根葺材では、試験体の応答加速度が不規則となる傾向を示し、屋根雪の重量が大きいほど顕著である。

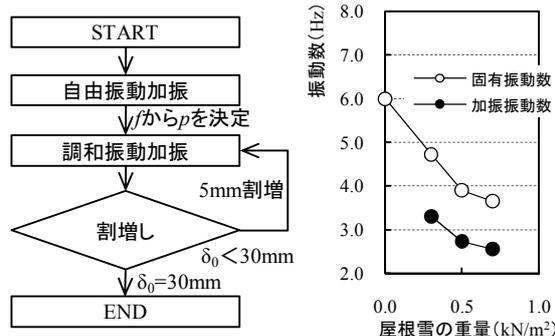


図3 加振条件 図4 測定した固有振動数

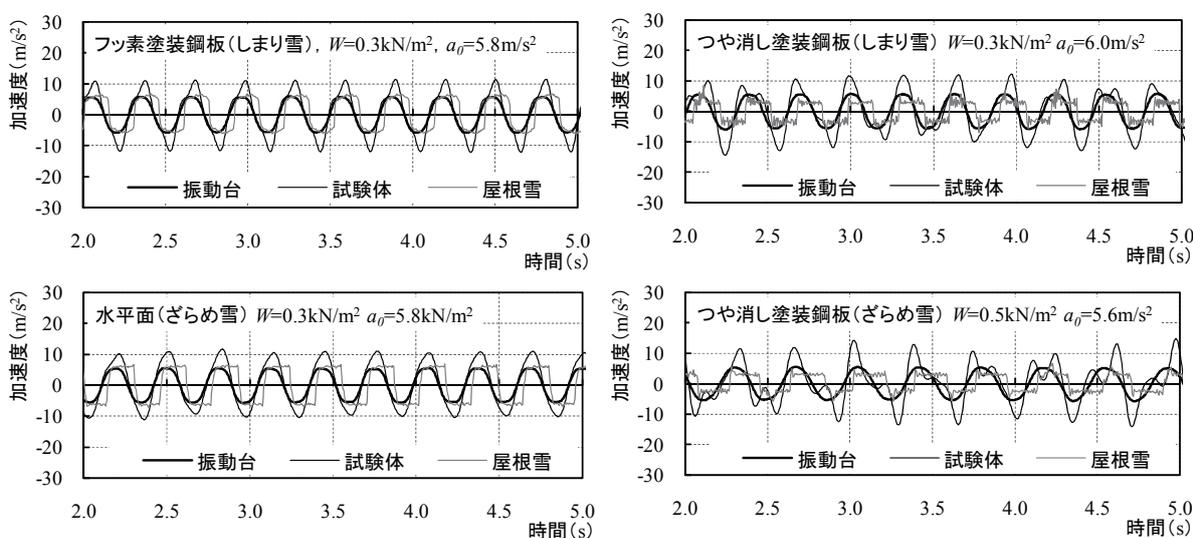


図5 実験で得られた加速度時刻歴

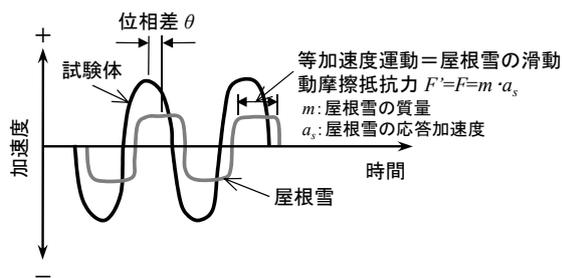


図6 動摩擦抵抗力 F^s と位相差 θ

以上に示す試験体と屋根雪の動的挙動を図6に示すように、すべり面の動摩擦抵抗力 F^s と試験体と屋根雪との位相差 θ で捉え、 F^s が θ に及ぼす影響および θ が試験体の応答性状に及ぼす影響を検討した。図7に、動摩擦抵抗力 F^s と位相差 θ との関係を示す。図のように、フッ素塗装鋼板および屋根雪の水平面の場合をみると、両者に明瞭な相関関係はみられない。これに対し、つや消し塗装鋼板をみると、ざらめ雪に比べてしまり雪の F^s が大きくなる傾向を示し、 F^s の増加に伴い θ が減少する関係がみられる。このように、表面粗さの大きい屋根葺材に対して動摩擦抵抗力が屋根雪の動的挙動に影響を及ぼしている。

次に、位相差 θ と試験体の応答加速度 a_m を入力加速度 a_0 で除した加速度応答倍率 a_m/a_0 との関係を図8に示す。図のように、 a_m/a_0 は θ の増加に伴い減少する関係を示し、 θ が 50° 以上になるといずれの条件においても a_m/a_0 が 2.0 を下回る傾向を示す。屋根雪が滑動せず試験体と一体で振動した場合の a_m/a_0 は 2.0 であることから、 θ が 50° 以上になると試験体の応答加速度が減少したことになる。これに対し、 θ が 50° 以下の場合をみると、つや消し塗装鋼板である事例が大半を占め、 a_m/a_0 の値が 2.0 を大きく上回る傾向を示す。このように、表面粗さの大きい屋根葺材で θ の値が減少すると、試験体の応答加速度は増幅することがわかる。

5. まとめ

本研究では、振動による屋根雪の動的挙動と構造体の応答性状との関係を明らかにすることを目的に、1階建て無落雪屋根を想定した試験体を用いた基礎的な振動実験を行った。その結果、すべり面の表面粗さが小さく構造体と屋根雪が規則的に滑動した場合は位相差が大きくなり、構造体の応答加速度が減少することが明らかとなった。さらに、表面粗さが大きく位相差が小さい場合においては、構造体の応答加速度が増加することが明らかとなった。

【参考文献】

- 1) 日本建築学会編：2004年10月23日新潟県中越地震災害調査報告，2006.8
- 2) 新潟県危機管理防災課：雪による家屋等被害（建物滅失）状況，入手先<<http://www.pref.niigata.lg.jp/kikitaisaku/1199812567102.html>>，2005.6
- 3) 千葉隆弘，宗像真木彦，苫米地司，高橋徹：振動による屋根雪滑動と構造体との動的相互作用に関する基礎的研究その1－振動による屋根雪の破断モードと構造体の応答性状－.北海道の雪氷.第26号, pp.33-36, 2007.9
- 4) 綿引誠，町田健一，大橋好光，坂本功：実物大建物振動台実験に基づく木造軸組工法住宅の耐震性能に関する研究，日本建築学会構造系論文集，第599号，pp.103-110，2006.1

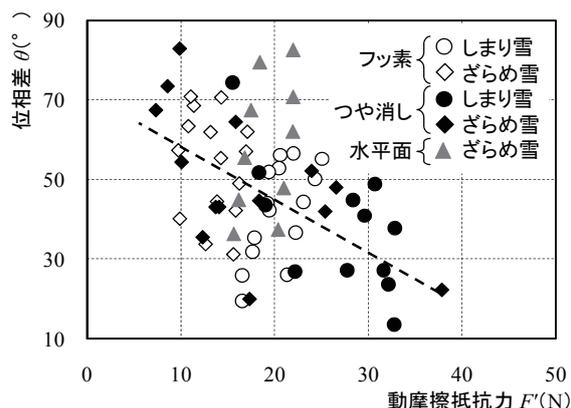


図7 動摩擦抵抗力 F^s と位相差 θ との関係

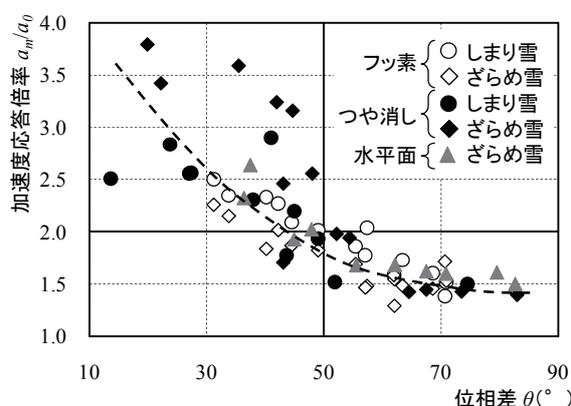


図8 位相差 θ との加速度応答倍率との関係

熱水ドリル掘削システムの構築

津滝俊（北大環境科学院），杉山慎（北大低温研）

1. はじめに

熱水ドリルは沸点近くまで加熱した水を噴射して氷を融かし、氷河に直径 10-20 cm の縦孔を掘削する手法で、主に氷河内部や底面での測定を目的とした掘削に使用される。

アイスコア掘削用のメカニカルドリルに対する優れた特徴として、毎時 50-100 m という掘削速度の大きさが挙げられる。これはメカニカルドリルの 10-100 倍に相当し、数 100-1000 m の氷河掘削を数時間から数日で完了することが可能である。その他には、氷点下から融解温度にある氷まで掘削可能であること。一般的な機器を組み合わせるため、開発と操作に経験と時間を要しないこと。また機器の設置と撤収が容易に行えるため、氷河上で移動して多点で掘削が可能であること等が挙げられる。熱水ドリルは主に欧米の研究機関によって開発され、山岳温暖氷河を対象に掘削が行われてきた (e. g. Taylor, 1884; Iken, 1988)。しかし日本国内では開発例はなく、熱水ドリルは存在しない。

本研究グループでは熱水ドリルの開発を目的として、氷厚 200-300 m 程度の温暖氷河の掘削を想定したシステムの構築と、性能試験および氷塊を用いた試験掘削、スイスのローヌ氷河における掘削を達成課題として研究を行った。

2. 熱水ドリル掘削システム

熱水ドリル掘削システムは、貯水槽、水を高圧で送り出すポンプ、加熱用のヒーター、熱水を導く耐圧ホースと噴射ノズル、ホースを支える三脚と滑車から構成される (図 1)。このシステムの中核となるポンプとヒーターは、一体型である高温高圧洗浄機 (Kärcher HDS 1000 BE) を使用した (図 2 a, 表 1)。ポンプ、ヒーターはそれぞれガソリン、軽油を燃料とする。ポンプとドリル部分をつなぐ直径 0.5 インチの耐圧ホースの耐久上限は、水圧、水温それぞれ 21 MPa, 155 °C である。容積 3000 リットルの貯水槽はビニールパイプを骨組みとした組み立て式で、設置や撤収が容易に行える (図 2 b)。ドリル部分は長さ 1.5 m のステンレス製パイプと真鍮製ノズルから構成される (図 2 c)。掘削中、ホースは三脚に取り付けた滑車に通して保持される。滑車にはメジャーが取り付けられており、掘削距離が測定可能である (図 2 d)。パイプと、ホース・パイプ・ノズルの各連結部は北海道大学低温科学研究所技術部にて製作した。

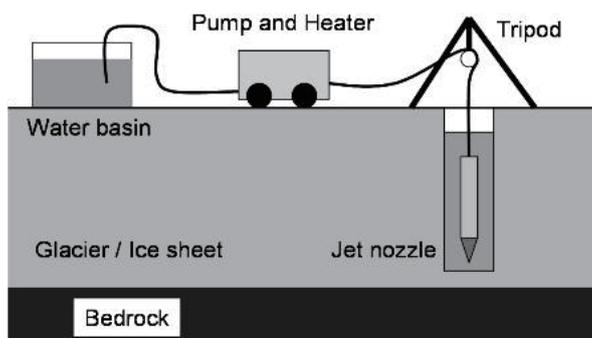


図1 熱水ドリル掘削システム概要図

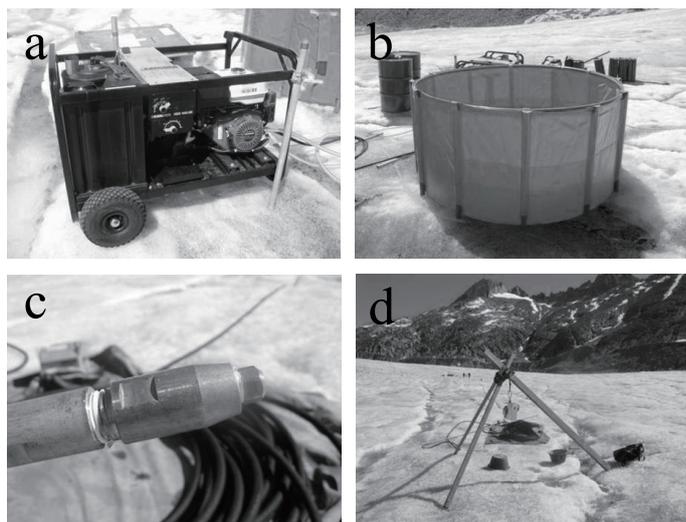


表1 ポンプ・ヒーター性能一覧

流量 (l h ⁻¹)	450-900
水圧 (MPa)	6-21
温度 (°C)	30-140

図2 掘削システムの各部位

- (a) ポンプ・ヒーター
- (b) 貯水槽
- (c) ドリル先端部
- (d) 三脚と滑車

3. 熱水ドリルのテスト

3.1 システムの性能試験

掘削に先立ち、水圧、流量、水温、燃費に関するシステムの性能試験を行った。試験では、全開にした水道の蛇口から流水をポンプへ直接取り込み、流量が調節できる洗車用ノズルと4種類の直径 (1.6, 2.0, 2.5, 3.0 mm) のストレート噴射ノズル、長さ 50 m のホースを使用した。水圧の測定はポンプに付属している圧力ゲージを利用した。流量はノズルを挿入した木箱に熱水が貯留する時間から算出した (図3 a)。水温を測定する際、ノズルの先端から噴射する熱水の温度を直接計測するのは困難である。そこでポリタンクに熱水を連続的に注入し、温度ロガー (HIOKI 3633) を使用して噴射口付近の水温を測定した (図3 b)。燃費は試験を行う前後の燃料の変化量から算出した。

試験の結果、水圧は 3-34 MPa の範囲で、ノズルの直径が小さくなるにつれ高い圧力値を示した。また 3.0 mm のノズルは 0.45 MPa とシステム稼動の下限を大きく下回り、エンジンが自動的に停止したため使用するノズルからは除外した。次に流量と水温の関係を図3cに示す。洗車用ノズルを使用した場合では流量約 500 l h⁻¹ の時に水温は 100°C に近く、流量の増加にともない水温は低下した。掘削用ノズルを使用した場合では、流量は 950-1000 l h⁻¹、水温は 60-65°C であった。燃費はガソリン、軽油それぞれ 1.8 l h⁻¹、6.1 l h⁻¹ であった。

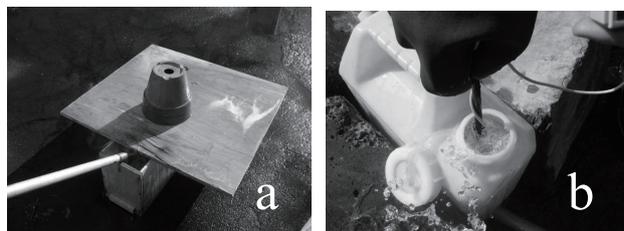


図3 (a) 木箱 (520×150×240 mm³) による流量測定 (b) ポリタンク (10 リットル) と温度ロガー (HIOKI 3633) を使用した水温測定 (c) 流量に対する水温の変化 (グラフ内)

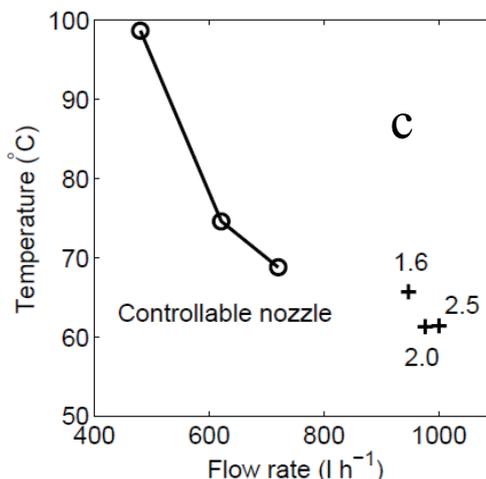




図4 氷塊 (1 × 0.5 × 0.25 m³) を用いた掘削試験

表2 各設定温度による掘削時間

設定温度(°C)	掘削時間(秒)	掘削速度(m h ⁻¹)
非加熱(7.4)	124	29
30	53	68
50	43	84
70	27	133
90	39	92
110	28	129
135	31	116
150	31	116

3.2 氷塊を用いた試験掘削

次に、1×0.5×0.25 m³の氷塊を用いた掘削試験を行った(図4)。試験には2.0 mmのノズルと50 mのホースを使用し、水は水槽から汲み上げた。その結果、厚さ1 mの氷塊に直径約5 cmの孔を30秒で掘削することができた。また様々な温度設定で掘削したところ、ヒーターの設定温度が70 °C以上では掘削速度はほぼ一定値を示した(表2)。これは、性能試験時に掘削用ノズルの水温は60-65 °Cであったように、設定温度を70 °C以上にしても水温は変化しないためであると考えられる。また非加熱状態(7.4 °C)でも多くの時間を要するものの掘削は可能であった。しかしながら機器の挿入や測定に十分な直径の掘削孔を短時間で得るには、より高温の水を使用するのが望ましいといえる。

4. ローヌ氷河における掘削

2007年7月11-31日にスイスのローヌ(Rhone)氷河で掘削を行った。ローヌ氷河はスイスアルプスの中央部(46°35' N, 8°23' E)に位置する全長約8 kmの山岳温暖氷河である(Huss, 2008)。ローヌ氷河末端部では2005年より新しい氷河湖の形成が確認された(図5)。氷河末端に湖が形成されることで、カービング現象による氷の消耗や、湖水の浮力に起因する末端部の崩壊などにより氷河の後退が進行するため、今後の氷河の変動が注目されている。今回掘削を行った地点は、氷河消耗域の流線沿いに6箇所、流線と直交方向に2箇所の計8箇所である(図6)。



図5 末端部に形成された氷河湖 (2007年9月撮影)

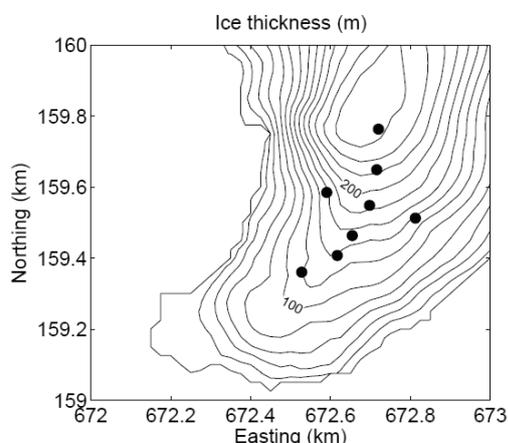


図6 ローヌ氷河消耗域の掘削地点(等高線はZahno(2004)によるアイスレーダ測定から得られた氷厚)

期間中は大きなトラブルも無く、順調に掘削が行われた。掘削した孔は直径 15-20 cm で、測定機器の挿入や孔内の測定には十分な大きさの孔が得られた。掘削地点 8 箇所

(BH1-BH8) の結果は、それぞれ掘削距離 87-138 m, 掘削速度 32-67 m h⁻¹であった (表 3)。実際には 1 日あたり 1 本から 2 本の孔を掘削したので、7 日間で延べ 900 m 以上の掘削を行うことができた。また掘削孔の深さを

直接計測することにより、氷河の正確な氷厚を得ることができた。2003 年に行われたアイスレーダによる氷厚調査の結果では、掘削地点付近の氷厚は 110-230 m であった (Zahno, 2004; 表 3)。掘削結果と比較することにより、アイスレーダで測定された氷厚は全体的に過大評価されていることが明らかになった。今回の掘削で正確な氷厚データが得られたことで、今後ローヌ氷河を対象とした氷河の流動や質量収支に関する研究に大いに貢献すると予想される。

表3 各掘削孔の掘削距離、掘削速度と、同地点付近のアイスレーダ測定による氷厚 (Zahno, 2004)

掘削孔No.	掘削距離 (m)	掘削速度 (m h ⁻¹)	アイスレーダ測定 (m)
BH1	138	50	180-190
BH2	120	64	145-155
BH3	119	51	130-140
BH4	124	32	220-230
BH5	99	67	130-140
BH6	87	41	150-160
BH7	135	38	260-270
BH8	103	38	110-120

5. まとめ

本研究では新しい熱水ドリルを開発し、性能試験と試験掘削、及び温暖氷河での掘削を行った。性能試験の結果、掘削用ノズル装着時の流量は 950-1000 l h⁻¹, 水温は 60-65 °C であり、試験掘削では厚さ 1 m の氷を 30 秒で掘削できた。スイスのローヌ氷河では 8 箇所掘削を行い、7 日間で延べ 900 m 以上を掘削することができた。また得られた正確な氷厚データは、今後ローヌ氷河の流動や質量収支に関する研究への貢献が期待される。

謝辞

新しい熱水ドリルを開発するにあたり、中鉢健太氏をはじめ北海道大学低温科学研究所技術部の方々に多大なるご協力を頂きました。株式会社ナカムラサービスには滑車部分の製作をして頂きました。また性能試験やローヌ氷河での掘削を行う際には北海道大学低温科学研究所氷河・氷床グループの西村大輔氏、佐藤建氏、スイス連邦工科大学 Martin Funk 教授、Heinz Blatter 教授にご協力頂きました。心より謝意を申し上げます。

文献

- Huss, M., A. Bauder, M. Funk, and R. Hock, 2008: Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *Journal of Geophysical Research*, **113**, F01015.
- Iken, A., 1988: Adaption of the hot-water-drilling method for drilling to great depth. *Mitteilung*, **94**, 211-229, VAW, ETH Zürich.
- Taylor, P. L., 1984: A hot water drill for temperate ice. *CRREL Spec. Rep.*, 84-34, 105-117.
- Zahno, C., 2004: Der Rhonegletscher in Raum und Zeit: Neue geometrische und klimatische Einsichten. Diplomarbeit, ETH Zürich. (In German)

スイスアルプス・ローヌ氷河における過去100年の流動速度変化

西村大輔 (北海道大学環境科学院), 杉山慎 (北海道大学低温科学研究所),
Andreas Bauder (スイス連邦工科大学), Martin Funk (スイス連邦工科大学)

1. はじめに

氷河は気候の変化に応答してその大きさを変化させるため、気候変動の指標として重要である。氷河は主に上流域での降雪により質量を増加し(涵養)、下流域での融解により質量を失う(消耗)ため、その質量変化は涵養と消耗のバランスにより決定される、しかしながら10 - 100年以上の長い時間スケールでは、涵養域から消耗域への氷の流動が非常に重要な役割を果たし、その詳細を知る事なしに氷河変動は予測できない。

これまで氷河の流動に関する研究は多く行われてきた。しかし、氷河変動の時間スケールに対して氷河研究の歴史が浅いため、100年以上の時間スケールで氷河の形状変化と流動速度を比較した研究はほとんど行われていない。

氷河の流動は大きく氷体内部の粘性流動と氷河底面流動に分ける事が出来る。氷河底面が圧力融解温度に達している氷河では融解水が底面流動を生じさせると考えられており、氷河全体の流動を考える上で底面流動の寄与は重要である。しかしながら、氷河底面は厚い氷体の下にあり、底面状態を広範囲かつ長期的に観測することは極めて困難である。

本研究は1. 氷河形状と流動速度の観測値の蓄積のある氷河を対象に100年を超える時間スケールで氷河形状が有意に変化した前後での流動状態を比較する。2. 流動速度と氷河形状のデータを用いて数値実験を行い、過去100年の温暖谷氷河底面流動性の変化について議論する。

2. 研究対象地

スイス・アルプス中央部(46° 35' N, 8° 23' E), ローヌ(Rhone)氷河は、小氷期以降急速に後退しつつある約8 kmの長さの温暖谷氷河である(Huss and others, 2008)。17世紀から絵画、写真、地図、DEM (Digital Elevation Model)によりその消長が記録されてきた。

(1) 地図と、航空写真による解析から1874-1882 (Mercanton, 1916), 1928-1930 (Jost, 1936), 1959, 1980, 1991, 2000 (Zahno, 2004; Bauder and others, 2007)の各年における氷河表面地形、(2) 1874年から1910年にかけて、氷河上に配置した石の移動を年ごとに観測した、特に氷河下流側半分について詳細な表面流動速度二次元分布(Mercanton, 1916)、(3) アイスレーダによる底面地形(Zahno, 2004)、(4) スイス連邦工科大学によるローヌ氷河の1960年以降の継続的な航空写真、が得られている。これらのデータにより1874年まで遡る氷河の三次元分布と二次元表面流動速度分布を知る事が可能である。

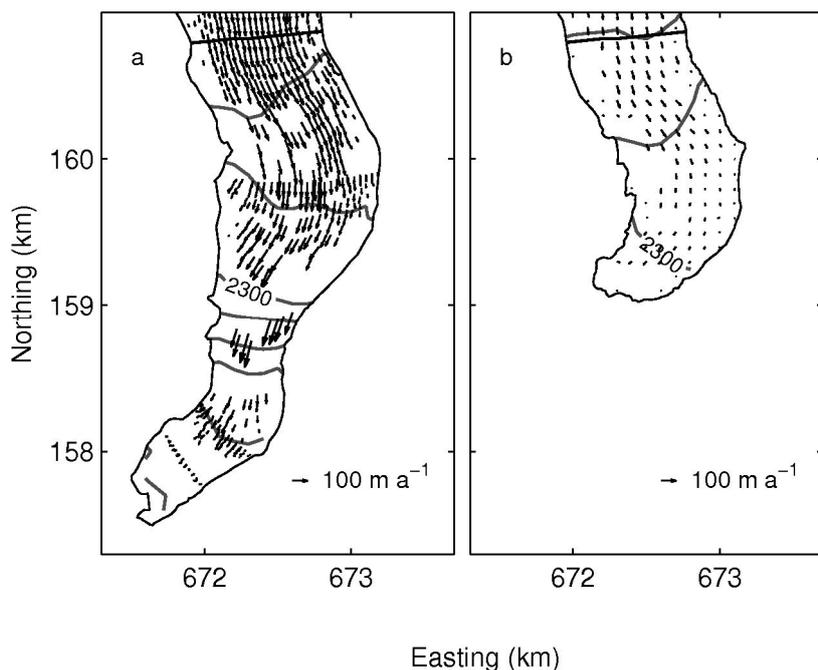


図 1. a.1874-1910 年, b.2005-2006 年におけるローヌ氷河流動速度分布. 等高線は表面高度(100 m 間隔), 座標はスイス座標系を示す. 太線は数値計算を行った氷河横断線を示す.

3. 手法

3.1 表面流動速度と表面高度の解析

1970-1971, 1981-1982, 1999-2000, 2005-2006年の航空写真を航空写真解析装置KERN DSR 15-18によって解析し, 氷河上の石やクレバスの移動を追跡することでローヌ氷河下流側半分の表面流動速度二次元分布を100 m 間隔で得た. また同時に, 写真測量によって氷河表面高度を求めることで氷厚の変化も明らかにした. 一方, 1874年から1910年の観測で測量された石の位置(Mercanton, 1916)をデジタルデータ化して, 表面流動速度分布を得た.

3.2 数値実験

明らかになった流動速度変化の原因, 特に底面流動の変化を調べるため, 氷河平衡線から約 1.5 km 下流にとった氷河横断プロファイル(図 1 の太線)を対象に数値実験を行った. 数値実験は氷を非圧縮性の連続体とし, 剪断応力と氷体にかかる重力の釣り合いの式,

$$\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \rho g \frac{\partial S}{\partial x}, \quad (1)$$

を有限要素法で解く事によって氷河横断面内の流動速度の水平成分を計算した. ρ は氷の密度, g は重力加速度, S は表面高度, τ_{ij} は剪断応力を表す. 氷の構成方程式は Glen の流動則(Glen, 1955; Nye, 1957),

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = A \tau_e^{n-1} \cdot \tau_{ij}, \quad (2)$$

を与えた。 $\dot{\varepsilon}_{ij}$ は歪み速度， τ_e は実効応力を表す。 実効応力の指数 n を3とし，流動定数 A には近隣に位置するウンターアール氷河で求められた $75 \text{ MPa}^{-3} \text{ a}^{-1}$ (Gudmundsson, 1999) を使用し，過去100年の間に変化していないものと仮定した。 底面剪断応力に一次比例する底面流動則，

$$u_b = C \tau_b \quad (3)$$

を仮定し，測量で得られた表面流動速度を再現するように，応力係数 C を決めた。ここで u_b は底面流動速度， τ_b は底面剪断応力を表す。

4. 結果と考察

航空写真測量と過去のデータのデジタル化によって図1のように表面流動速度の2次元分布を得た，ローヌ氷河では，1874年から2006年の間に氷河全域で氷厚が減少すると同時に，流動速度が顕著に低下していることが明らかになった。たとえば氷河平衡線から約1.5 km下流(図1の太線)では，氷河中央部で氷厚が320 mから270 mに15%低下し，流動速度が 100 m a^{-1} から 50 m a^{-1} に50%低下した。図2に示すように数値計算によって測量データを再現した。底面流動の応力係数 C はそれぞれ1878年に $340 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ ，1970年に $250 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ ，1981年に $280 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ ，2000年に $170 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ ，2006年に $150 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ となった。この結果は (1) 過去100年の間に底面流動の応力係数が減少した，すなわち，氷厚の減少による粘性変形量の減少に加えて氷河底面の流動性が減衰したことが過去100年の流動速度低下をもたらした可能性，または，(2) 氷河底面流動は底面応力に一次比例する流動則で表す事ができない可能性を示す。今後、底面応力の指数を変えて実験する必要がある。

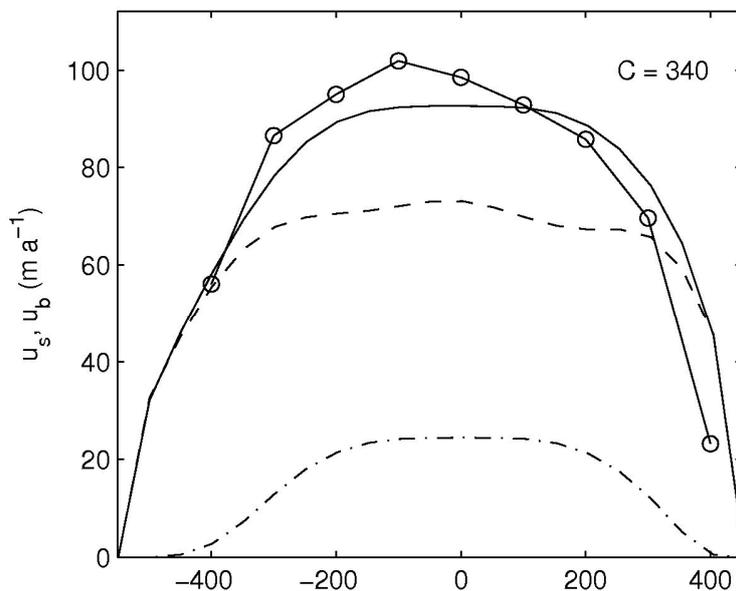


図2. 図1太線部分の1878年の流動速度。観測値(○)，実線と破線は底面流動応力係数 C を $340 \text{ m a}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$ とした時の表面流動速度と底面流動速度，一点鎖線は底面流動なしで計算した表面流動速度を示す。

5. まとめ

航空写真測量と過去のデータのデジタル化により1874年から2006年間の表面流動速度と氷河の形状を定量化した。また氷河形状から氷河横断面内流動速度を計算する数値実験で、表面流動速度を再現するよう底面流動則の応力係数を決めた。結果は(1)氷河底面の流動性が減衰したことが過去100年の流動速度低下をもたらした可能性、または、(2)氷河底面流動は底面応力に一次比例する流動則で表す事ができない可能性を示した。

謝辞

スイス連邦工科大学水理水文氷河学研究所, Hermann Bösch氏に航空写真解析を一から教わった。また, 大村纂教授, Heinz Blatter教授, Patrick Riesen氏にスイスにおける研究のサポートをして頂いた。記して御礼申し上げます。

参考文献

- Bauder, A., M. Funk and M. Huss. 2007. Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Ann. Glaciol.*, **46**, 145-149
- Glen, J. W. 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser A*, **228**, 519-538
- Gudmundsson, G.H. 1999. A three-dimensional numerical model of the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *J. Glaciol.*, **45**(150), 219-230.
- Huss, M., A. Bauder and M. Funk. 2008. Determination of seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *J. Geophys. Res.*, **113**, F01015.
- Jost, W. 1936. Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhonegletscher 1931. *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **71**, 26-42
- Mercanton, P.L., ed. 1916. Vermessungen am Rhonegletscher /Mensuration au glacier du Rhône:1874-1915. *Neue Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **52**.
- Nye, J. F. 1957 The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheet. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, **311**, 445-467.
- Zahno, C. 2004. Der Rhonegletscher in Raum und Zeit: neue geometrische und klimatische Einsichten. (Diplomarbeit, ETH Zürich.)

地中レーダー(GPR)による積雪深観測法の改善

木下陽介, 佐藤研吾, 高橋修平(北見工業大学)

1. はじめに

地中探査レーダー(Ground Penetrating Radar 以下 GPR と略す)は地中に電波を放射し、地下物体から反射した電波を受信することにより、地下構造を調べる小型の測定器である。元々は地下の物体や空洞を検知したいという都市工学的な要請から発達した機器であるが、その簡便さから地質調査、人口埋蔵物の検知、遺跡調査、凍土探査、地下水探査などにも広く応用されており(物理探査学会, 1999)近年では雪氷圏の調査にも用いられてきている。

積雪の堆積状態を知ることは、山岳地帯広域での水資源である積雪や吹雪に伴う積雪の再配分機構等を考える上で重要な指標である。GPR は小型であるため、持ち運びしやすく広範囲の積雪を短時間で観測することが可能であるが、GPR には固有のシステムノイズというものが存在し、観測されたデータのシステムノイズによって埋没した表面積雪の反応の観測が難しい。そのため、本研究では従来の GPR による観測方法を工夫し、さらに取得データの画像解析を行うことによってこの問題を解決することを試みた

2. 地中レーダー観測装置

(1) 観測原理

本研究では Mala Geoscience 社製の GPR を用いている(写真 1)。GPR は地中に電波を放射し、反射波が受信機に戻ってくるまでの電波の往復時間と強度から地中の内部の状態を知る測定器であるため観測されたデータは縦軸が電波の往復時間で示される。



写真 1 観測装置

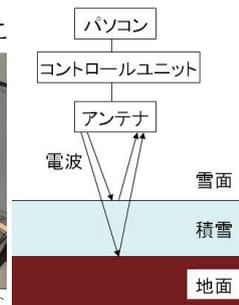


図 1 GPR 観測概念図

GPR から放射された電磁波の反射波は、媒質中(積雪)の比誘電率に差異が生じた箇所では生じる。そのため反射波が極端に強く反応する箇所では、媒質中の比誘電率及び密度の急激な変化を意味している。概念図を図 1 に示す。

(2) 観測理論

観測原理により、GPR 観測データから積雪深を求めるには積雪中の電磁波速度を求める必要がある。電磁波速度はまず真空中では次式で表される。

$$C=1/\sqrt{(\epsilon_0 \mu_0)} \quad (C: \text{真空中の電磁波速度}, \epsilon_0: \text{真空中の誘電率}, \mu_0: \text{真空中の透磁率})$$

ここで、一般的に地中や積雪中では透磁率の変化はほとんど無いため、誘電率の変化に電磁波速度は依存するので物質中の電磁波速度は次式のようなになる。

$$V=C\sqrt{(\epsilon_0/\epsilon)} \quad (V: \text{物質中の電磁波速度}, \epsilon: \text{物質の誘電率})$$

ここで比誘電率というものを次式のように定義する。

$$\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0 \quad (\epsilon_r: \text{比誘電率})$$

積雪中の比誘電率は、積雪密度に依存する次式が経

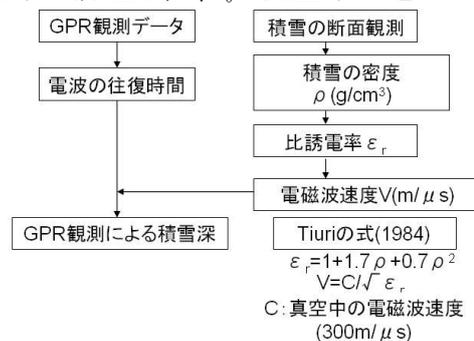


図 2 GPR 観測データによる積雪深計算流れ図

験的に知られている (Tiuri, 1984).

$$\epsilon_r = 1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2 \quad (\epsilon_r: \text{比誘電率}, \rho: \text{積雪の密度})$$

また、真空中の電磁波速度は $300\text{m}/\mu\text{s}$ なので積雪中の電磁波速度は次式で表される

$$V = 300 / \sqrt{1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2}$$

この式から積雪中の電磁波速度は密度に依存することがわかる。

実際に積雪の断面観測によって積雪の密度と深さを求め、これらの式を用いて GPR 観測データから積雪深を求める。その流れ図を図 2 に示す。

(3) 観測装置

本研究では受信周波数が 800MHz と 1.6GHz の 2 種類のアンテナを用いた。アンテナは送信機と受信機が内蔵されたシールドアンテナになっており、コントロールユニットから接続されている。パソコンもコントロールユニットに接続されており、パソコン上の Ramac GroundVision というソフトによって GPR を使用する。



写真 2 観測用ソリ

この GPR を今回は観測用ソリ (写真 2) に載せて観測する。概念図を図 3 に示す。この観測用ソリは、パソコン、コントロールユニットが収納でき GPR のアンテナの真下の積雪を乱さないよう工夫されており、またアンテナが上下運動できるようになっている。

(4) 2 種類の周波数アンテナ

北見工業大学の GPR 研究では従来まで 800MHz アンテナによる観測を行ってきたが、本研究では新しく 1.6GHz アンテナを用いた。周波数による違いは電波の性質上、波長が 1/2 であるため物質透過性は低いですが、空間分解能が高い。1.6GHz アンテナでは本研究グループで従来まで難しかった GPR 観測による積雪の雪面の確認、積雪内部層の小さな密度変化の確認がより改善される可能性がある。

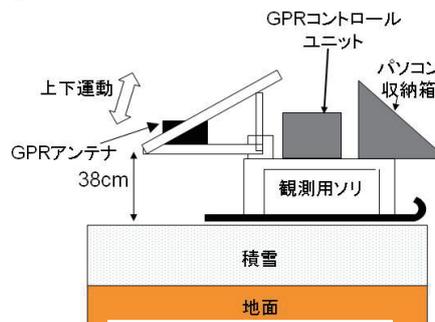


図 3 観測用ソリ概念図

3. 観測方法

(1) アンテナ上下観測方法

本研究では、定点位置で固有のシステムノイズと反射信号を区別するため、アンテナと雪面までの距離を変化させる観測方法によって検定した。この例を図 4 に示す。従来の雪面距離を変えない方法では、雪面反応のような微弱なものはシステムノイズに埋没してしまう。地面反応のように強いものもシステムノイズとの見分けが付きづらい。雪面までの距離を変化させると、システムノイズは変化せず雪面や地面の反応は距離変化に追従して変化する。

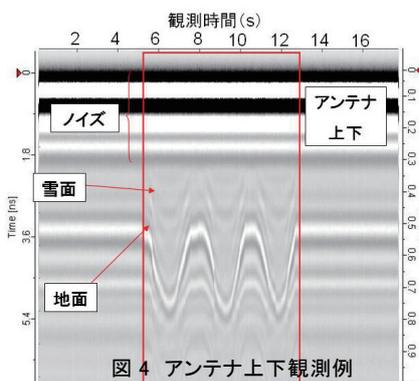


図 4 アンテナ上下観測例

(2) 北見工業大学内グラウンドの定点観測

今冬は 2007 年 12 月 20 日から 2008 年 3 月 10 日の期間に 15 回、北見工業大学内のグラウンドにて積雪の断面観測と GPR 観測を上記のアンテナ上下観測方法で定位置にて行った。

積雪の断面観測は GPR 観測地点の積雪を乱さないよう約



図 5 知床横断道路観測コース

5m離れた地点で行い、積雪深、積雪密度、層構造、雪温を観測した。

(3) 知床横断道路観測

2008年3月19日に宇登呂一羅臼を横断する国道上の自然積雪をGPR観測した。観測

コースを図5に示す。GPR観測は雪上車で牽引しながら行った。断面観測は出発地点と知床峠頂上で行った。

4. 画像処理方法

観測されたGPR画像の画像解析は、行列解析ソフトMATLABによって行う。GPR画像に含まれるシステムノイズを除去するための処理を行った概要を図6に示す。アンテナを上下させて観測したおかげで、アンテナが水平状態の部分で減算するためのデータを元データから取り出し用いることができる。取り出した減算用データは平均し元データから減算した。

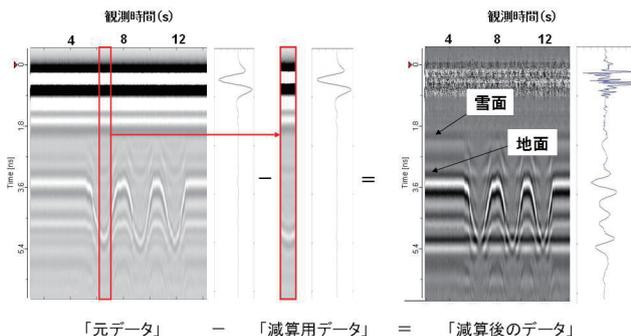


図6 画像処理方法

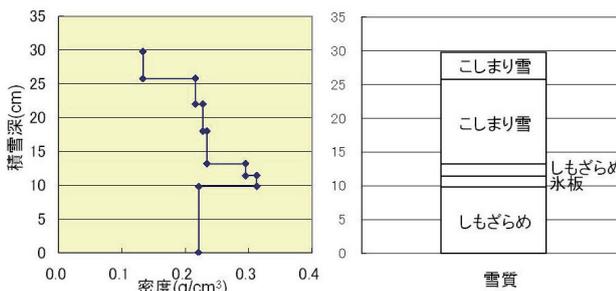


図7 2008年2月11日観測データ

表1 2008年2月11日観測データ

積雪深		雪質	各層の密度 (g/cm ³)	全層平均密度 (g/cm ³)
上部(cm)	下部(cm)			
29.8	25.8	こしまり雪	0.133	0.221
25.8	13.2	こしまり雪	0.226	
13.2	11.4	しもざらめ	0.295	
11.4	9.8	氷板	0.313	
9.8	0.0	しもざらめ	0.221	

5. 画像解析結果

(1) 北見工業大学内グラウンド定点観測結果 [800MHz アンテナ]

観測例は2008年2月11日の積雪断面観測データを表1と図7に示し、その日の800MHzアンテナの観測データを図8に示す。アンテナを上下させたことによって地面反応は見る事ができた。画像解析後には雪面反応は変化している所で反応を見分けることができた。

[1.6GHz アンテナ]

800MHzアンテナと同日の観測データを図9に示す。地面反応は明瞭に反応を確認することができ、雪面反応も明瞭に捉えることができた。また積雪の内部層の違いも密度差が約0.09g/cm³の違いを捉えることができた。

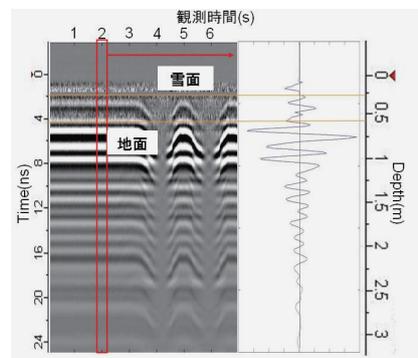


図8 800MHzアンテナによる観測結果

6. 知床横断道路観測結果

(1) 800MHz アンテナによる観測 (往路) 結果

停止地点にてアンテナ上下を行ったおかげで、システムノイズに埋もれていない地面反応は停止地

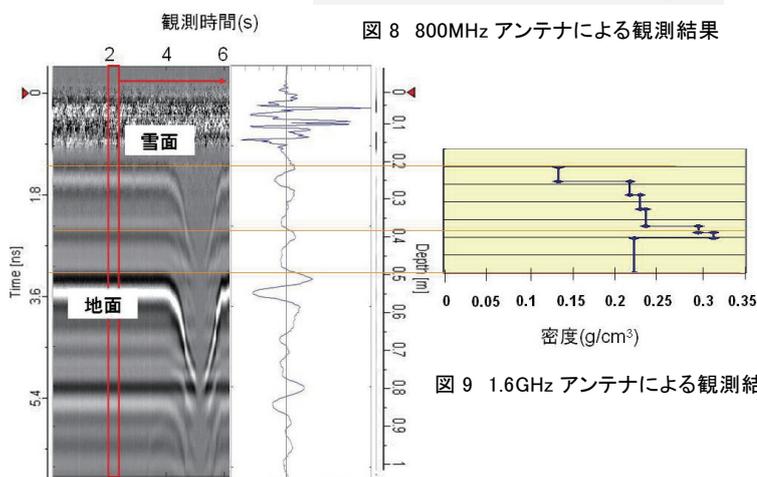


図9 1.6GHzアンテナによる観測結果

点で確認することができた。

(2) 1.6GHz アンテナによる観測 (復路) 結果

雪面反応は捉え続けることができたが、深さに対する取得データ数の設定が少なかったため、地面反応はほとんど捉えることができなかった。

(3) 電磁波速度

結果を図 10 に示す。GPR 観測データから得た地面反応までの往復時間と各キロポストの実測積雪深から積雪の電磁波速度を求めた。実測から求めた $200\text{m}/\mu\text{s}$ から $220\text{m}/\mu\text{s}$ の間に近い値を示した。積雪の浅いところでは密度にばらつきがあることが予想される。

(4) 積雪深実測結果

標高と積雪深観測結果を図 11 に示す。観測の往路の各キロポスト地点にてゾンデ棒により積雪深を観測した。最大積雪深は標高 606m

(19.5km 地点) の 206cm となっており標高 660m を越えた地点からは強風による吹き溜まりと吹き払いが激しく、標高 667m(18.5km) と 715m(17.5km) では地面が露出していた。実測の同一観測区間である標高 434m~573m(22~20km の実測地点) で平均した積雪深を表 2 に示す。過去 3 年で比較したところ、2006 年度:138cm, 2007 年度:178cm, 2008 年度:81cm となっており、2007 年度では一度上昇しているが今年度は過去 3 年中最も積雪が少なかった。

7 まとめ

- ・ 800MHz アンテナを上下させて観測した結果、地面反応が見分けやすくなった。更に画像解析を行ったことで雪面反応も変化するところで確認することができた。知床横断道路観測では停止地点でシステムノイズに埋もれていない地面反応を捉えることができた。
- ・ 1.6GHz アンテナでは雪面を見ることができた。また、上下観測によって地面反応に加え、積雪内部層の密度差 $0.09\text{g}/\text{cm}^3$ の反応を捉えることができた。
- ・ 知床横断道路観測の積雪深の実測を行った結果、標高 660m を越したところから吹き溜まりや吹き払いが激しく、標高 430m~570m 区間での積雪の年度比較から今年度は過去 3 年で最も積雪が少なかった。

参考文献

Tiuri, M. E., Sihvola, A. H., Nyfors, E. B., and Hallikaiken, M. T., (1984): The Complex Dielectric Constant of Snow at Microwave Frequencies. IEEE Journal of Oceanic Engineering Vol OE-9, No 5, 377-381.
 物理探査学会編, 1999: 物理探査ハンドブック. 物理探査学会, 第 7 章.

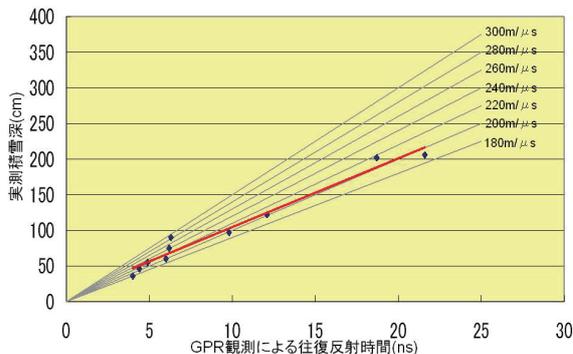


図 10 知床積雪中の電磁波速度

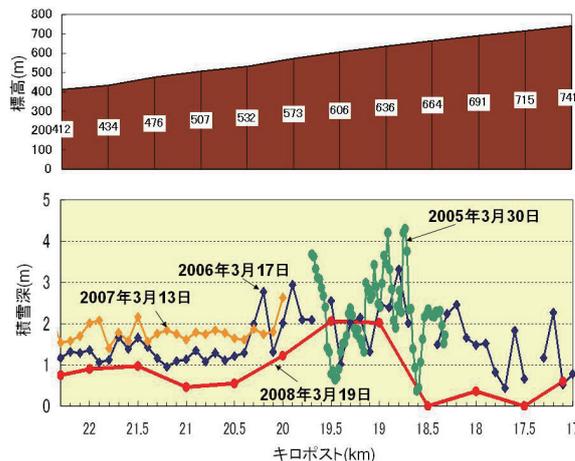


図 11 知床横断道路標高と積雪深

表 2 同一観測区間の平均積雪深比較

年月日	平均積雪深(cm)
2006年3月17日	138
2007年3月13日	178
2008年3月19日	81

知床半島における気象と海氷の関係

小杉 知史, 高橋 修平, 堀 彰 (北見工業大学)

1. はじめに

2005年7月, 知床半島はユネスコ世界自然遺産に登録された。この登録理由の一つは北半球で最南端の海氷接岸地域であることであった。知床半島北西部に位置するウトロ地区はオホーツク海南部の海氷接岸地域であり, 近年の地球温暖化等の気候変動に伴う自然環境の変化により接岸する時期や海氷の量に変化が生じ, さらに環境の変化が生じるものと思われる。

海氷による気温の変化は, 中村(1996)によるとオホーツク海沿岸部の中央部で特に大きく, 斜里では -2.3°C 程である。これは北海道大学低温科学研究所附属流氷研究施設の枝幸・紋別・網走のレーダー観測において, 1988年の海氷密接度(%)が3地点共に30%を超えた日を境に前後7日間の平均気温差から求められ, 氷の影響が無いとされる850hPa高度と地上の平均気温差を比較した結果から得られた。

本論文では, 2004年から2008年までの5年間のウトロにおける海氷の動向, 気温の変化および海氷と気温の関係を示す。

2. 使用データ

今回の研究で使用した主なデータは海氷密接度(%)および気温($^{\circ}\text{C}$)である。海氷と気温の比較を行うため, 海氷が接岸する知床半島北西部のウトロのデータを使用した。

流氷接岸初日と終日といったデータは, 知床自然センターによる観測によって得られているが, その期間内の詳細は不明である。そのため, 地球観測衛星Aquaに搭載されているマイクロ波放射計AMSR-Eによって観測された輝度温度データを基に, NASAゴダード宇宙飛行センターのJosefino C. Comiso博士によって作成されたアルゴリズムで算出された値を使用した空間分布図を使用し海氷密接度を求めた。ただし, ウトロ沿岸部の密接度は不明であるため, 最も沿岸部に近いウトロ沖の値を読み取った。その年に初めて値を取った日を海氷出現日, その後0%となった日を海氷消失日とし, その間の期間を接岸期間と示すが, 必ずしも沿岸部に海氷が接岸しているとは言えない。

気温データはウトロ観測所における気象庁地域気象観測(AMeDAS)データを使用した。

3. ウトロ沿岸部における海氷の変化

3-1 各年の海氷密接度変化

AMSR-Eから求めたウトロ沖の海氷密接度の2004年から2008年の変化を図2に示し, おおまかな流れを以下に示す。

[2004] 接岸期間 41日 (2/6~3/17). 2/6: 50%→2/11: 80%→90%前後→3/14: 40%→3/18: 0%.

[2005] 接岸期間 54日間 (2/3~3/28). 2/3: 40%→2/7: 100%→90%前後→2/21: 50%→2/26~3/21: 90%前後→3/23: 40%→3/29: 0%.

[2006] 接岸期間 32日間 (1/24~2/22). 1/24: 50%→1/27~2/4: 90%→2/8: 60%→

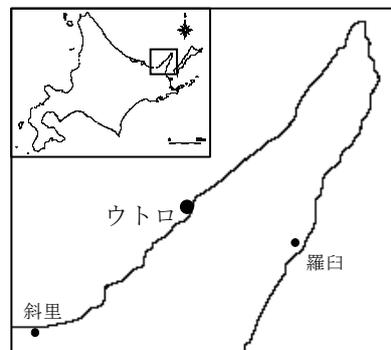


図1 知床半島とウトロ。

2/9~2/16: 90%前後→2/24: 0%.
 [2007] 接岸期間 18 日間 (2/9~2/23). 1/27: 50%→1/30: 0%→2/9: 30%→~2/23:
 50%→2/25: 0%.
 [2008] 接岸期間 74 日間(1/29~4/9). 1/23: 30%→1/25: 0%→1/29: 70%→1/31~2/15:
 90%前後→2/16~2/26: 30%→3/1~3/20: 90%前後→4/10: 0%.

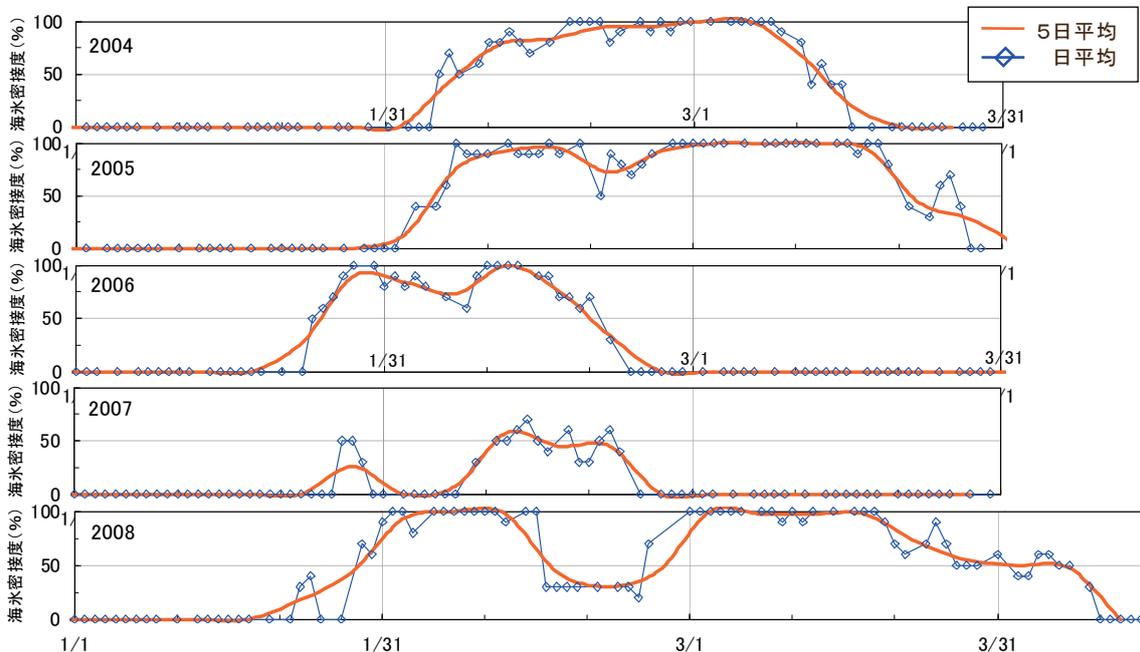


図2 ウトロ沖における2004年から2008年の海水氷接度とその5日移動平均.

3-2 5年間のウトロ沖データ (AMSR-E) および 1990 年からのウトロ沿岸部データ

図2から求めたデータを表1にまとめた. この表が示すように, ウトロ沖における海水氷出現時期においては1月下旬から2月上旬であり, 消失時期においては2月下旬から4月上旬であった. またウトロ沖に海水氷が確認出来た日数においては, 最短で18日, 最長で2008年の74日であった.

表1 2004年から2008年のウトロ沖における海水氷出現時期, 消失時期および接岸日数.

	出現	消失	期間(日)
2004	2/6	3/17	41
2005	2/3	3/28	54
2006	1/24	2/22	32
2007	2/9	2/23	18
2008	1/29	4/9	74

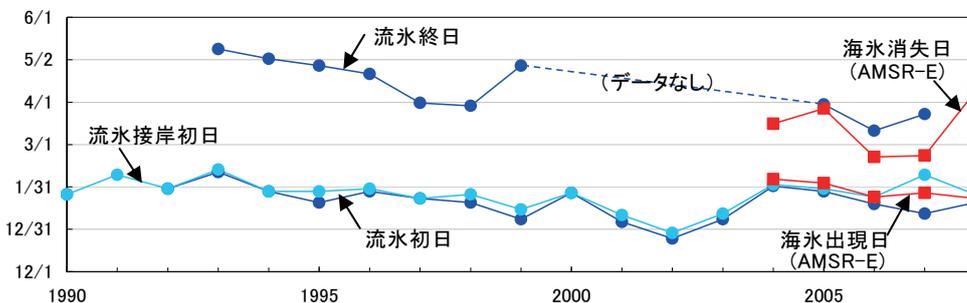


図3 各年の海水氷接度変化. 丸はウトロ沿岸部(知床自然センター), 四角はウトロ沖(AMSR-E)を示す.

図3に, 知床自然センターで目視によって観測されたウトロにおける流氷初日, 流氷接岸初日, 流氷終日およびAMSR-Eによるウトロ沖における海水氷出現日・消失日を示す. 海水氷出現に関し, AMSR-Eデータと目視データはよい対応を示しており, 1990年から2002年は海水氷出現が早くなる傾向にあったが, 2004年からは1月下旬でほぼ一定となっている. ま

た、海氷消失に関しては年々変動が大きい。

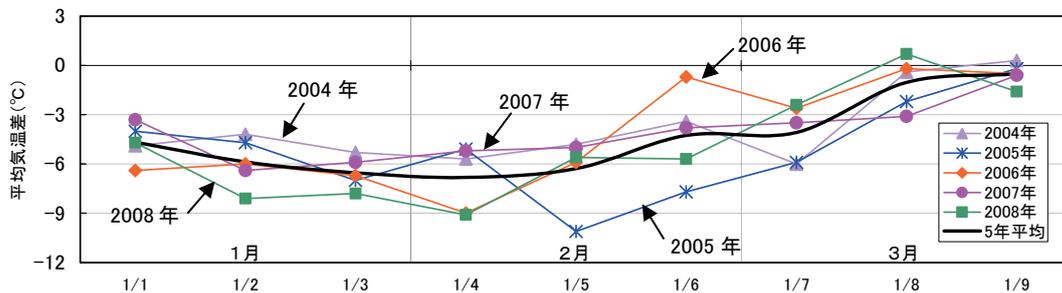


図4 各年の旬平均気温変化比較. グラフは2004年から2008年までの各旬平均気温および5年間の各旬平均気温を示す.

表2 ウトロにおける2004年から2008年の各月における平均気温および海水接岸日数.

	1月	2月	3月	1-2月	1-3月	2-3月	海水接岸日数(日)
2004	-4.8	-4.6	-2.0	-4.7	-3.8	-3.3	41
2005	-5.2	-7.6	-2.8	-6.4	-5.2	-5.2	54
2006	-6.4	-5.2	-1.1	-5.8	-4.2	-3.2	32
2007	-5.2	-4.7	-2.4	-4.9	-4.1	-3.5	18
2008	-6.9	-6.8	-1.1	-6.8	-4.9	-4.0	74

表3 2004年から2008年の各期間における平均気温に対する接岸日数の相関係数.

期間	相関係数
1月	0.26
2月	0.58
3月	0.09
1-2月	0.65
2-3月	0.24
1-3月	0.51

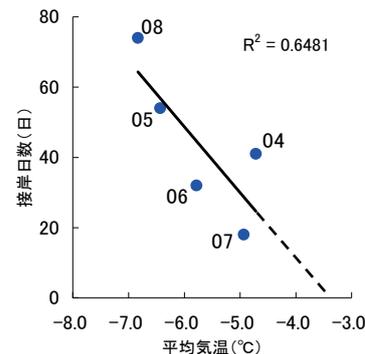


図5 2004年から2008年の1月2月の平均気温と接岸日数の相関図.

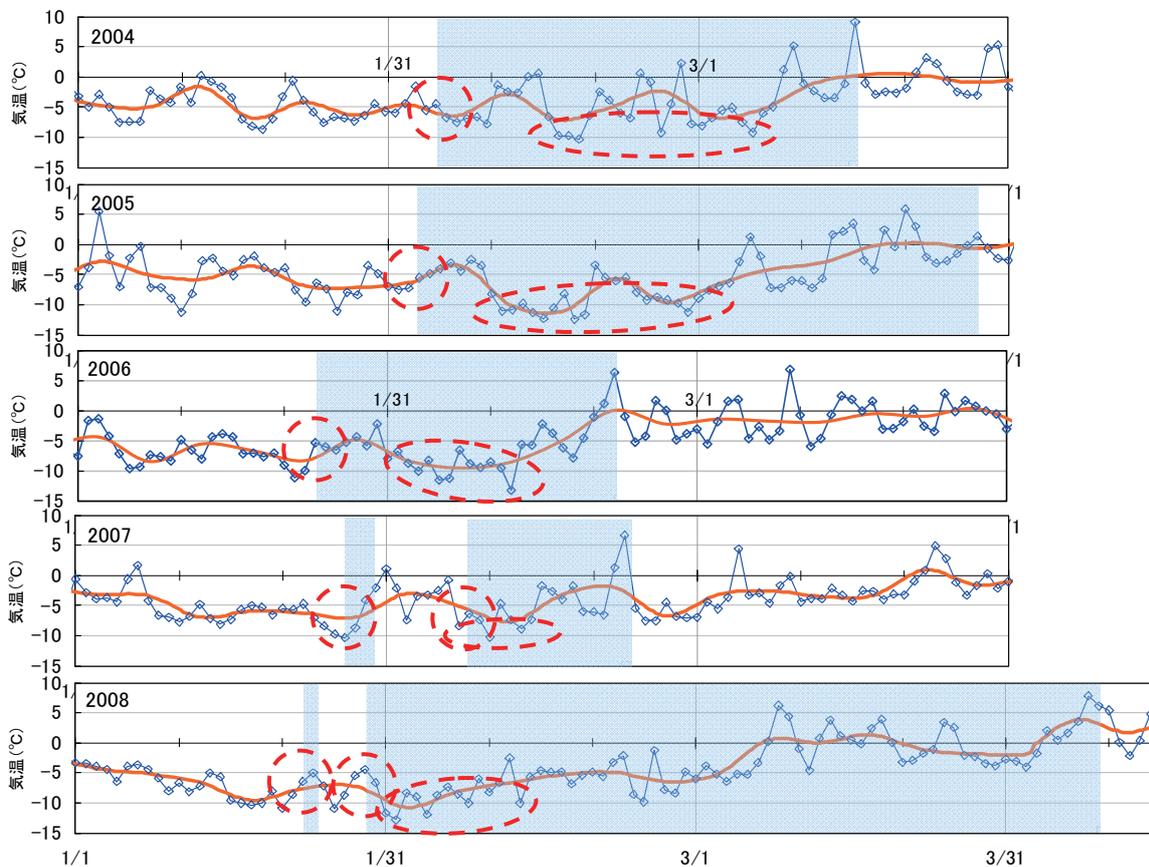


図6 ウトロにおける日平均気温および5日移動平均気温. 2004年から2008年まで上から順に示し, 斜線部分は海水接岸期間を示す.

4. ウトロの旬平均気温の変化と海氷

各年のおおまかな気温変化を知るため、旬毎の平均気温および5年間の旬毎の平均気温を図4に示した。この図から2004年は暖かい年であり、2005年および2008年は寒い年であったとわかる。また海氷の気温との関係が顕著に現れているのは2004年および2005年であり、2004年2005年共に1月に気温が高かったために流氷の接岸が遅れたこと、さらに2005年においては海氷接岸後に気温が低下したため消失が遅れたと考えられる。

ここで各年の1月の平均気温、1-2月の平均気温、1-3月の平均気温を求め(表2)、海氷接岸日数との相関を求めた。表3にその相関係数をまとめたが、これにより海氷の影響は1-2月の平均気温と高い負の相関があり、1-2月の気温が低い程接岸日数が多かった。最も相関が取れていた1-2月の平均気温と接岸日数とのグラフを図5に示す。

5. 流氷と気温

2004年から2008年の日平均気温変化と5日移動平均を図6に示す。どの年もウトロ沖に海氷が出現する前に気温が低下し、出現時に5日移動平均では-5℃以下であった。

海氷が接岸中は、接岸してから7~10日後に出現時や出現前よりもさらに気温が低下し、日平均気温が-10℃以上の日が1~8日あった。

海氷消失時においては、各年共に日平均気温が0℃以上の日であった。中でも2004年、2006年および2007年においては急激に気温が上昇した日に海氷消失日を迎えたが、2005年においてはその数日後であり、2008年においては他の年と同様の急激な気温上昇の約ひと月後であった。

6. まとめ

2004年から2008年までの5年間のウトロにおける海氷の動向、気温の変化および海氷と気温の関係のまとめを以下に示す。

- (1) 海氷の出現時期は1990年から2002年までは早くなる傾向にあったが、2004年からはほぼ一定である。また、消失時期は年々変動が大きい。
- (2) 海氷の影響は1-2月の平均気温と高い負の相関があり、1-2月の気温が低い程接岸日数が多い傾向にあった。
- (3) 海氷出現時は、5日移動平均気温は-5℃以下であった。
- (4) 海氷接岸して数日後、出現時や出現前よりもさらに気温が低下し、-10℃以下の日が1~8日あった。つまり、接岸中は気温が低下しているといえる。
- (5) 海氷消失日は日平均気温が0℃以上になった日であった。

表4 2004年から2008年のウトロ沖における流氷出現前から消失までの気温の高低および変化。

		出現前		接岸		消失	
2004	気温	高低	高		低		
		変化		上昇	低下		上昇
2005	気温	高低	高	高	低		
		変化	低下	低下	低下		上昇
2006	気温	高低	低		低		高
		変化		低下	低下		上昇
2007	気温	高低	高	高	高		
		変化		低下	上昇	低下	
2008	気温	高低	低			高	
		変化	低下		低下	上昇	上昇

参考文献

中村圭三, 1996: 北海道オホーツク海沿岸における海氷による気温低下の定量的把握. 天気, vol. 43, No. 6, 383-390

アラスカにおける積雪縦断観測および 衛星データを用いた新アルゴリズムでの積雪深比較

佐々木孔明¹, 木村しずか², 榎本浩之¹, Kim Yongwon³, 舘山一孝¹,
谷川朋範¹, 斉藤佳彦⁴, 門崎学⁵, 戸城亮⁶

¹北見工業大学, ²サンスイコンサルタント, ³アラスカ大学,
⁴(株)雪研スノーイーターズ, ⁵リモート・センシング技術センター, ⁶道路建設(株)

1. はじめに

衛星を用いて得られた積雪情報は、積雪水文情報として農業などへの利用や近年の気候変動などの研究に役立てることが出来る。高緯度地域（北極圏）の積雪は地球温暖化の影響が顕著に現れることで知られている。この高緯度地域の積雪情報は、地球の状況を知る手がかりとなるため重要な情報を含んでいる。

しかし従来の積雪深算出アルゴリズムは、森林域では実際の積雪深よりも少なく、ツンドラ域では多く推定してしまうという誤差が生じていた。

本研究ではこの誤差を改善するために、アラスカでの現地観測データと地球観測衛星 Aqua に搭載されているマイクロ波放射計 AMSR-E のデータを用いてアラスカにおける正確な積雪深推定を行えることを目的としている。

2. アラスカ積雪縦断観測

2.1 概要

積雪縦断観測は2005年からアラスカ内陸のフェアバンクスから北極海沿岸のプルドベイ間にあるハイウェイ沿いに観測サイトを設けて行っている。

積雪縦断観測はこれまで冬季の4年間（2005年1月24日－1月27日，2006年2月4日－2月16日，2007年2月22日－3月6日，20

08年3月1日－3月14日）行った。観測サイトはアラスカにあるダルトンハイウェイ沿いに設置し、その間隔は平均30kmである（木村ほか，2006；2007）。各年共通で観測している項目は積雪深・積雪内部温度・雪質・積雪密度である。

2.2 積雪深

積雪深は（北側の）ツンドラ域よりも（南側の）森林域で多い傾向にあり、多い年はおよそ1mちかい積雪深が観測された。しかし、森林域の積雪深は変動が大きく、2005－2007年は減少傾向にあり、2007年はツンドラ域の積雪深とそれほど違いがみられなかった。しかし、2008年は観測直前に起こった降雪により、結果として観測域全体で積雪深の増加が見られた（図2）。一方、ツンドラ域は森林域にくらべ年による変動は小さく、この時期の積雪深は20－40cmであった。



図1 アラスカの積雪縦断観測地域を示した地図（地図上の番号は観測サイトを示している。）

2.3 積雪内部構造

2005年-2008年の4年間で観測域の全体でしもざらめ雪とこしもざらめ雪が多く観測された。また、ツンドラ域では森林域よりクラストとアイスレイヤー(氷板)が多く観測された(図2)。

この地域ではしもざらめ雪とこしもざらめ雪が作られやすい大きな温度勾配であることがわかる。2008年には降雪直後であったためしまり雪とこしまり雪が多く観測された。

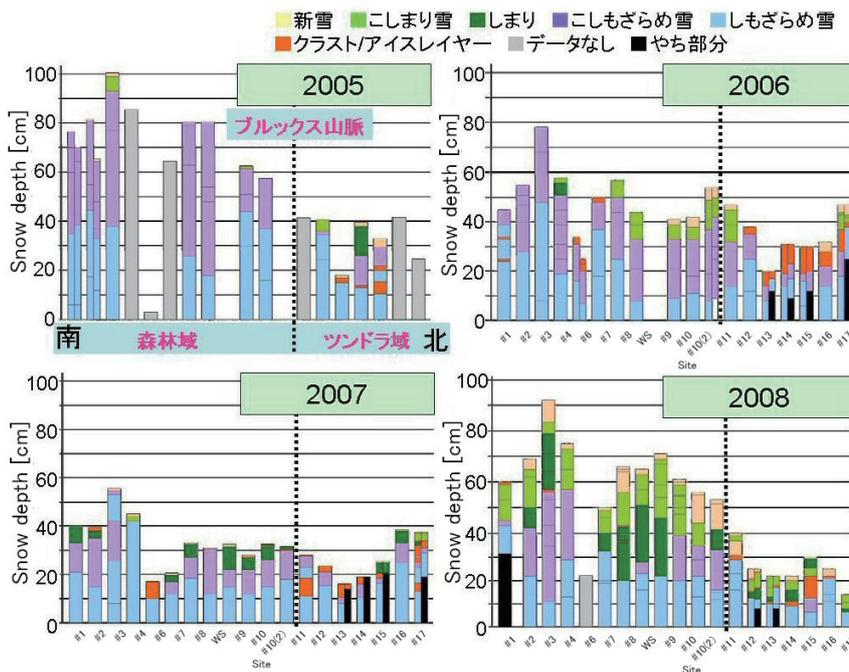


図2 アラスカ積雪縦断観測における2005年-2008年の積雪深と積雪層構造の実測データ(南側の#1-#10(2)を森林域, 北側の#11-#17をツンドラ域である。中間にある点線はブルックス山脈を示している。)

3. 衛星による積雪深の推定

高緯度地域の積雪情報は水資源情報としての利用や気候変動の指標にもなるため衛星データから出来るだけ正確に積雪深を求める必要がある。これまで多くの研究者によって積雪面積の季節変動や分布が捉えられてきた。その中でも Chang *et al.* (1987)の積雪深算出アルゴリズムは多くの研究者に指示され、さまざまな衛星データに適用された。この積雪深算出アルゴリズムは次式によって定義される

$$SD = 1.59(Tb_{18H} - Tb_{36H}) \text{ [cm]} \quad (1)$$

ここで、SD (Snow depth)は積雪深、 Tb_{18H} と Tb_{36H} はそれぞれ18GHzと36GHzの水平偏波の輝度温度データ、係数1.59は雪粒子半径0.3mm、積雪密度 0.3 g/cm^3 と仮定した積雪マイクロ波放射伝達モデルから決められた値である。このアルゴリズムは森林域では木の影響により輝度温度が上昇し実際の積雪深よりも少なく推定してしまうことが報告されている(Foster *et al.*, 1987)。また積雪粒径、密度の違いからツンドラ域でも実際の積雪深よりも過大評価する傾向にある(図3, 4)。

そこで本研究では森林域とツンドラ域で精度よく積雪深を算出するために、アラスカ積雪縦断観測のデータ(2005年-2007年)とマイクロ波の輝度温度データの各チャンネルの相関を求め、積雪深と最も相関の高かった6GHzと36GHzの2つの水平偏波の輝度温度データを用い、以下のような積雪深を求める推定式を開発した

$$SD = \frac{Tb_{6H} + Tb_{36H} - 399.07}{0.8366} \text{ [cm]} \quad (2)$$

ここで、 Tb_{6H} と Tb_{36H} は6GHzと36GHzの水平偏波の輝度温度データ、399.07と0.8366は回帰解析から求めた係数である。本研究では1日2回測定しているAMSR-Eによって観測され

たマイクロ波の輝度温度データを用いて積雪深を算出した。

3.1 新アルゴリズムによる積雪深算出と比較

それぞれのアルゴリズムから作成した積雪深の空間分布図を示す(図3)。またアラスカの縦断観測データとこの2つのアルゴリズムで推定した積雪深との比較を図4に示す。

Chang *et al.* (1987)が開発した積雪深算出アルゴリズムでは、実際の観測データと比較してツンドラ域では多く森林域では少なく推定されていた。この森林域とツンドラ域の誤差は新しいアルゴリズムによって解消されていることがわかる。しかし、2008年のグラフでは森林域において実際の積雪深よりも過小評価した結果となった。その原因は2つ考えられる。1つ目は雪質の違いである。新アルゴリズムは2005年~2007年の主にしもざらめ雪やこしもざらめ雪が多く存在している縦断観測データで作成されている。そのため2008年のこしまり雪しまり雪に対応していないと考えられる。2つ目は降雪直後で樹木への冠雪が多かったことも原因として考えられる。

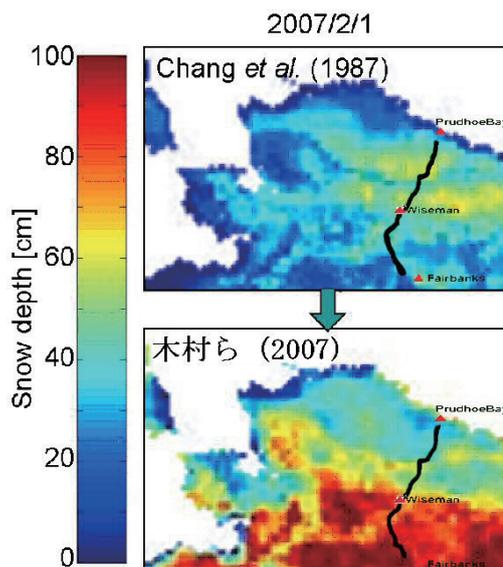


図3 衛星データを使用して推定した積雪空間分布図(上:基礎アルゴリズム, 下:新アルゴリズム, 曲線は縦断観測サイトを示す)

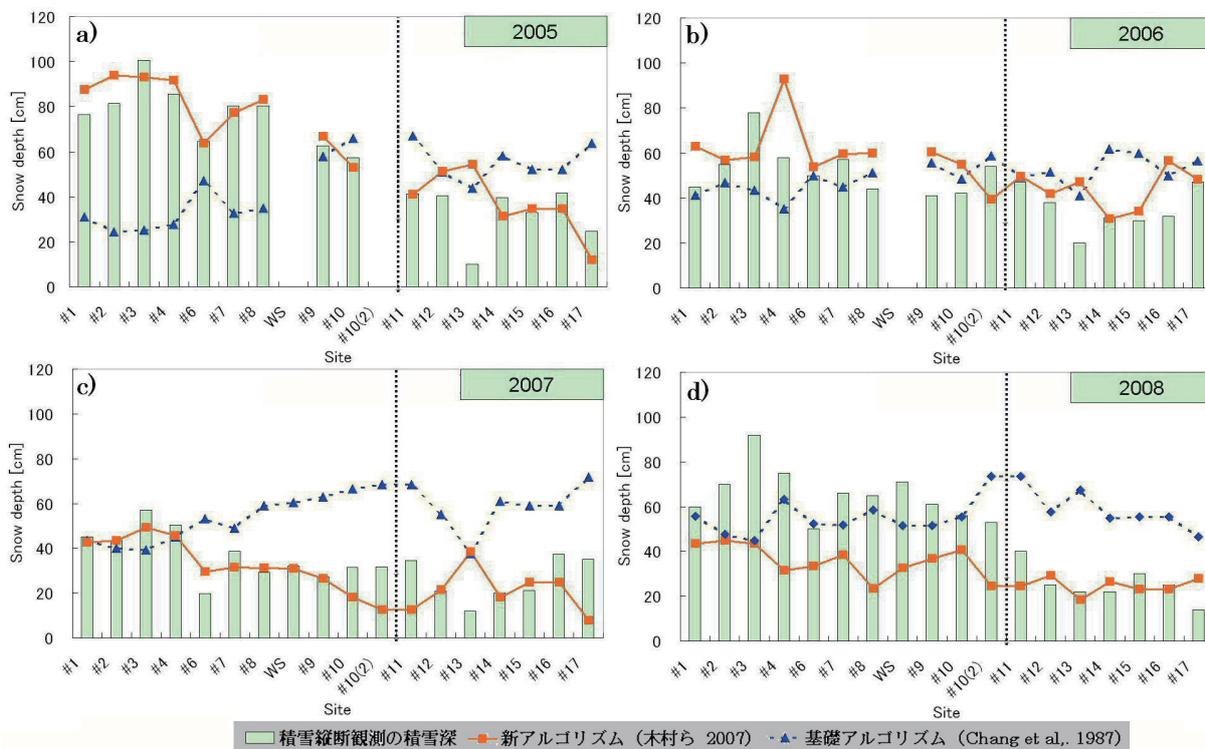


図4 衛星データから求めた積雪深と縦断観測で得られた積雪深との比較(2005年-2008年) 棒グラフは積雪縦断観測の積雪深, 実線は新アルゴリズム(木村ら, 2007)で求めた積雪深, 点線は基礎アルゴリズム(Chang *et al.*, 1987)で求めた積雪深を示す。

4. まとめ

積雪縦断観測では、2005年から2007年まで減少傾向にあった積雪深が2008年においてはほぼ全サイトにおいて増加しており、観測直前の降雪の影響からしまり雪やこしまり雪が多く観測された。

新アルゴリズムでの積雪深推定は、Chang *et al.* (1987)が開発した積雪深算出アルゴリズムでツンドラ域では多く森林域では少なく推定されていた問題を解消することが出来た。新アルゴリズムを使用しての積雪深推定は2005年–2007年ではほぼ実測値とあっているが、2008年は森林域において実測値よりも少なく算出していた。この誤差は、しまり雪こしまり雪などの雪質の違いや冠雪などの影響で輝度温度が上昇してしまったためと考えられる。

今後は、この森林域における算出誤差をなくしていくために森林のマイクロ波に与える影響や冠雪が積雪深推定に及ぼす影響について調べていく予定である。

謝辞

本研究はアラスカ大学国際北極圏研究センター(IARC)との共同研究の一環として行いました。使用した衛星データについては宇宙航空研究開発機構(JAXA)からAMSR-Eデータを提供していただきました。ご協力いただき感謝致します。

参考文献

- Chang, A. T. C., J. L. Foster and D. K. Hall, 1987: Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. National Aeronautics and Space Administration/ Goddard Space Flight Center, *Annals of Glaciology*, 9, 39-44
- Chang, A. T. C. and R. Kelly, 1998: Description of snow depth retrieval algorithm for ADEOS II AMSR. *Annals of Glaciology*, 9, 39-44.
- Foster J. L., Hall D. K., Chang A. T. C., Rango A, 1984: An overview of passive microwave snow research and results. *Reviews of geophysics and space physics*, 22(2), 195-208
- 木村しずか, 榎本浩之, Kim Yongwon, 斉藤佳彦, 戸城亮 (2006) : AMSR-Eを用いたアラスカの融雪の検出. 北海道の雪氷, **25**, 36-39
- 木村しずか, 榎本浩之, Kim Yongwon, 谷川朋範, 斉藤佳彦, 戸城亮, 門崎学 (2007) : アラスカにおける積雪縦断観測および衛星データを用いた積雪比較. 北海道の雪氷, **26**, 69-72

冬期路面のすべり抵抗値計測試験について

舟橋誠，徳永ロベルト，高橋尚人，葛西聡（寒地土木研究所）

1. はじめに

冬期路面状態は，気象・沿道環境・道路構造・交通状況などにより変化するため，効果的・効率的な冬期道路管理を行うには，的確・詳細に冬期路面状態を把握する必要がある。

現在，我が国の冬期路面状態の把握には，目視による路面状態判断のような主観的評価手法が用いられている。しかしながら，この手法では，目視観測者の主観的判断，個人の経験による差や判別の難しい路面が存在することにより，路面状態判断の客観性に課題がある。

そのため，寒地土木研究所では，冬期路面状態を定量的に評価する手法について研究を進めているところである。現在，冬期路面のすべり抵抗値を直接計測する従来のバス型すべり試験車と共に，冬期路面状態を定量的かつ連続的に把握することができる連続路面すべり抵抗値測定装置を活用した計測試験を行っている¹⁾。

本報告では，試験走路に作製した雪氷路面におけるこれら測定装置による計測比較試験や実際の道路におけるすべり抵抗値の計測結果について紹介する。

2. すべり抵抗値の測定装置

2.1 バス型すべり試験車 (LWFT)

バス型すべり試験車 (Locked-Wheel Friction Tester, 以下 LWFT) を写真 1 に示す。この測定装置の特徴は，車体に通常の走行タイヤの他にすべり摩擦係数を測定するための試験輪が設けられている。計測方法は，試験車を走行させた状態で試験輪だけにフルロック制動 (すべり率 100%) を掛けることによって生じる抵抗力を計測する。すべり摩擦係数は，試験輪に掛けられている負荷荷重と計測された抵抗力の関係から算出する。このため，車両を停止することなく目的の場所のすべり摩擦係数が計測可能である。また，この測定装置は，我が国の標準的な雪氷路面のすべり摩擦係数の測定装置として使用されている。しかしながら，非常に高価であるため調査・研究目的の保有に限られていることや，制動を利用した測定方法であるため連続的な路線 (線) としてのすべり抵抗値を把握することが難しいことから，冬期路面管理の恒常的な測定装置としては不向きである。



写真 1 バス型すべり試験車

2.2 連続路面すべり抵抗値測定装置 (CFT)

LWFT のような制動を利用した計測方法では，地点 (点) での計測となるため路線全

体（線）でのすべり抵抗値の変化を把握するのは難しい。当研究所では、路線全体の路面状況を詳細に把握するべく、路面のすべり抵抗値を連続的に取得可能な連続路面すべり抵抗値測定装置（Continuous Friction Tester, 以下 CFT）を導入した（写真 2）。この測定装置は、測定輪を車両進行方向に対してある程度の角度を与えることにより測定輪に発生する横力を計測することによってすべり抵抗値を算出する装置である（図 1）。この測定装置は、測定輪に制動を掛けないので、走行しながら連続的に路面のすべり抵抗値を計測可能であり、計測の際には特別な機器操作を要しない利点がある。



写真 2 連続路面すべり抵抗値測定装置

CFT で得られるすべり抵抗値は、HFN (Halliday Friction Number) と呼ばれ、製作会社²⁾が装置用の測定タイヤに基づき独自に設定したすべり抵抗値である。すべり抵抗値 HFN は、測定輪を上げ路面に接地していない状態（横力が無負荷状態）を 0、乾燥した舗装路面（路面温度 0℃時）において一定の速度で走行した際に掛かる横力が負荷状態時の値を 100 とし、その間を 100 等分した値で定義されている。このように、ある路面を基準とした定義であることから、この装置からの計測値は、LWFT による計測値とは異なり、ある基準に対しての相対的な計測値となっている。このため、冬期路面管理の実務への導入を検討するにあたり、両測定装置の計測結果の関係や特徴を把握することが必要である。

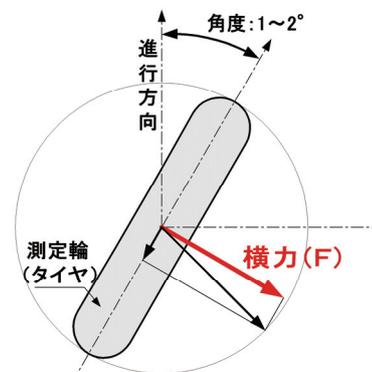


図 1 測定概要図

3. 試験走路における計測試験

冬期の雪氷路面における測定装置間の特徴を把握するために、試験走路上に雪氷路面

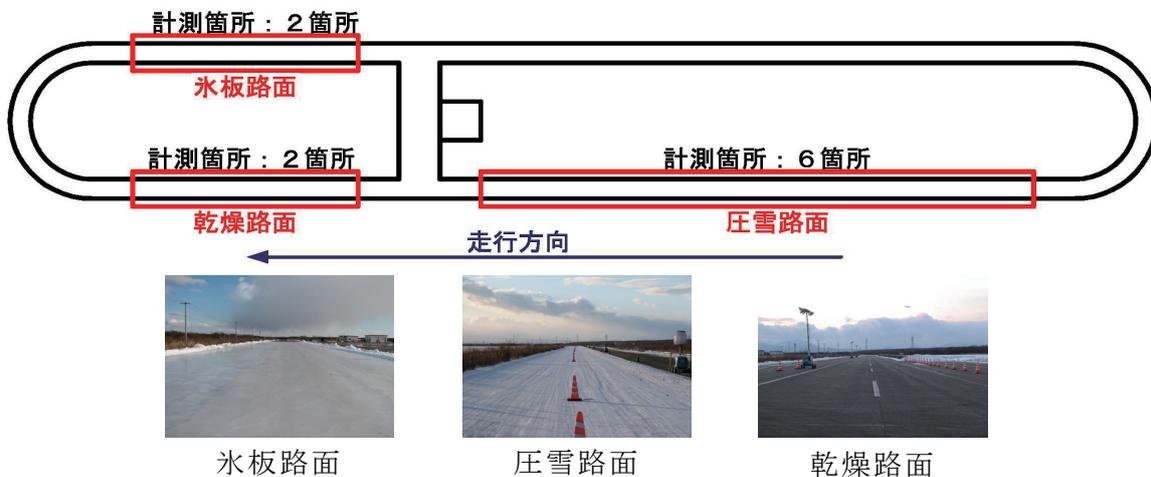


図 2 試験走路における試験概略図及び路面状態

(氷板・圧雪・乾燥路面, 図 2) を作製し, 両測定装置で各路面のすべり抵抗値を計測した. 計測速度は両測定装置共に 40 km/h とし, 試験時の気温は -6 ~ -7°C, 路面温度は -4 ~ -7°C であった.

図 3 に試験結果を示す. この図において, 縦軸は, LWFT で計測されたすべり摩擦係数を 100 倍した値を FN (Friction Number) とし, 横軸には CFT で計測されたすべり抵抗値 HFN を示した. また, この装置間には直線的な関係があるものと仮定して近似式を示した.

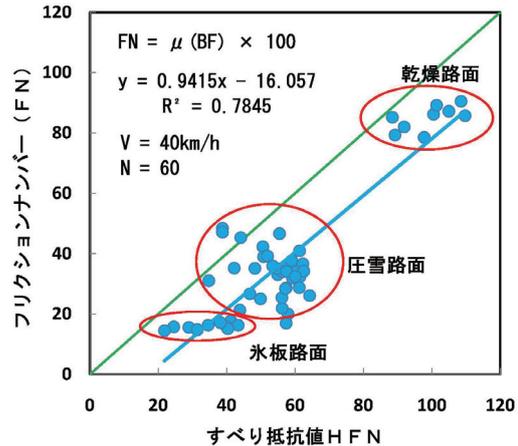


図 3 試験走路における試験結果

この図より, フリクションナンバー (FN)

は, 乾燥路面で FN=80~90, 圧雪路面では FN=20~50, 氷板路面では FN=10~20 であった. この結果から, 圧雪路面と氷板路面で値の重なる計測結果となるデータもあったが, 路面状態毎に明確に分かれた結果となった. 一方, すべり抵抗値 HFN は, 乾燥路面で HFN=90~110, 圧雪路面で HFN=40~60, 氷板路面で HFN=20~50 と圧雪路面と氷板路面が一部値の重なる結果となった. 圧雪路面において, 両測定装置の計測値の範囲が他の路面状態に比べて共に大きいのは, 作製した圧雪路面が他の路面状態に比べて均一性に若干欠けることと試験の方法上計測箇所が完全に一致していないことが他の路面状態に比べて大きく影響したためと考えられる.

また, 近似式を見てみると相関係数が 0.8 近くと, LWFT 及び CFT はおおむね良好な関係があることが判る.

4. 実際の道路における計測試験

実際の道路において, 冬期路面の状況が把握できることを確認するため, 両測定装

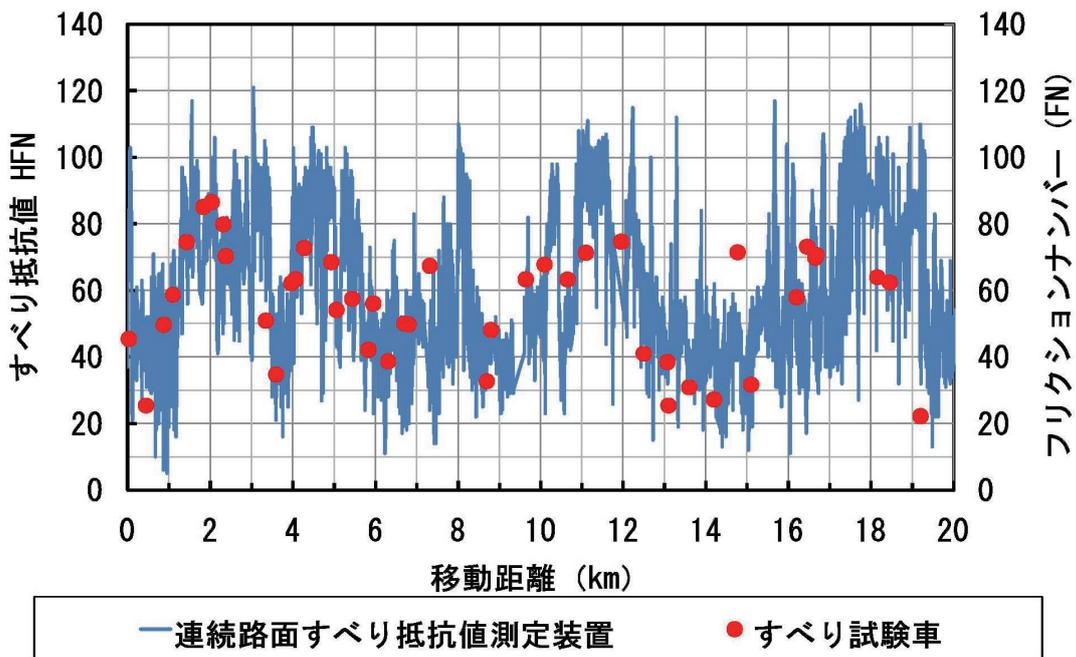


図 4 実際の道路における計測結果の一例

置で冬期路面のすべり抵抗値を計測した。LWFT は指定地点のフリクションナンバー (FN) を、CFT は計測開始から終了時までのすべり抵抗値 HFN を連続的に取得した。LWFT の計測速度は約 40 km/h, CFT は規制速度以内で計測を行った。

ある計測路線における計測結果の一例を図 4 に示す。この図は、左側の縦軸にすべり抵抗値 HFN を、右側の縦軸にフリクションナンバー (FN) を示し、横軸には移動距離を示した。また、この図は、午前 2 時 30 分～午前 3 時 30 分の 1 時間に計測したデータであり、計測時の天気は曇り (但し前日に降雪有り)、気温は 4 °C、路面温度は -6 °C であった。また、目視観測による路面状態は、凍結・湿潤・乾燥状態の路面が交錯した路面状態であった。尚、CFT における計測データは、車両のステアリング操作 (例えば曲線半径の小さいカーブを曲がる等の操作) により、出力されるすべり抵抗値 HFN が影響を受けることから、図中の計測結果はその許容値である車両のステアリング角度が ±12 度以内のデータを採用している。

この図より、CFT の計測結果であるすべり抵抗値 HFN が様々な値となっており、この日の計測路線の路面状態が目視観測と同様に一様ではなかったことが判る。また、LWFT の計測結果からもフリクションナンバー (FN) は、様々な値を計測しており地点での計測でありながらも路面状態が一様でなかったことが判る。LWFT と CFT の計測結果を比較すると、計測位置や移動距離の誤差等があり完全なマッチングはできないが、概ね計測値が高いところは高い、低いところは低いと相対的に見ると、CFT は LWFT と同等の計測傾向を示すことが確認できた。

5. まとめ

本報告では、試験走路にて氷板・圧雪・乾燥路面状態における路面のすべり抵抗値の計測試験を行った。その結果、LWFT と CFT の間には良好な関係が得られたことから、雪氷路面のすべりやすさを把握する装置であることが確認できた。

また、実際の道路における計測結果から、CFT は LWFT と同等の計測傾向を示すことが確認できた。

以上のことから、現在標準的なすべり摩擦係数の測定装置である LWFT だけではなく、CFT についても冬期路面管理の実務計測ツールとして適用可能であることが判った。

6. 今後の予定

今後は、これまで計測したすべり抵抗データの詳細な解析や様々な路面状態におけるすべり抵抗データのさらなる蓄積やこれら測定装置を用いた凍結防止剤や防滑材の散布効果の評価手法等の検討を行う予定である。また、更に実際の冬期路面管理にこれら測定装置を導入するための手順・基準等の検討を行うと共に、我が国の状況に合わせた CFT の測定輪用タイヤの策定と計測されるすべり抵抗値 HFN の傾向把握についても同時に行う予定である。

参考文献

- 1) 舟橋誠, 徳永ロベルト, 浅野基樹: 連続路面すべり抵抗値測定装置 (RT3) の導入について, 北海道の雪氷, No. 26, pp5~8, 2007
- 2) Halliday Technologies Inc. ホームページ: <http://www.hallidaytech.com/>

すべり抵抗値を用いた冬期路面管理手法の高度化に関する研究

徳永ハハルト, 舟橋誠, 高橋尚人, 葛西聡, 浅野基樹 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)
林華奈子 (北海道開発局札幌開発建設部)

1. はじめに

冬期路面管理における路面状態の把握は、冬期の道路交通機能確保を目指す上で重要な要素である。当研究所では、冬期路面状態の定量的評価と冬期路面管理の業績測定への活用可能性を検討するために、路面のすべり抵抗値を連続的に測定することが可能な「連続路面すべり抵抗値測定装置 (Continuous Friction Tester: CFT)」¹⁾ を試験的に導入し、平成 19 年度冬期から札幌圏国道のすべり抵抗値の測定データを用いた「冬期路面すべり抵抗モニタリングシステム」を構築した。本稿では、当該システムの構築、道路管理者への情報提供の試行、冬期路面管理の業績測定への活用に関する検討等の取り組み状況について紹介する。

2. 冬期路面状態の把握・評価手法の構築

2.1 連続路面すべり抵抗値測定装置

冬期における路面管理²⁾は、目視による路面状態の判断を基本として行っている。しかしながら、目視判断には正確な判別が難しい路面や判断の個人差があることから、客観性・的確性に限界がある。路面状態を客観的・定量的な指標で表すことができれば、各種冬期道路対策等の効果を定量的に計測することでより適切な冬期路面管理の実現が可能になると考えられる。



写真 1 CFT と牽引車

当研究所では、CFT (写真 1) を試験的に導入し、冬期路面の定量的なモニタリング手法の確立を目指して研究を進めている。当該装置は、車両進行方向に対して測定輪に与えられたト一角 1~2 度から発生する横力 (すべり抵抗値) を測定する。CFT から出力されるすべり抵抗値 (Halliday Friction Number: HFN) は、この装置の開発者 Halliday Technologies 社が独自に設定した値で、横力無負荷状態を 0、乾燥路面状態を 100 (路面温度 0°C 時) とし、その間を 100 等分した値である。当該装置は、牽引車または測定輪を制動させる必要がないため、走行しながら周辺車両の交通に支障を及ぼすことなく路面のすべり抵抗値を連続的に測定することができる。測定したすべり抵抗値は、走行中に車内でリアルタイムに確認できる他、時刻、測位、速度データ等とともに外部記録装置 (GPS ロガー・パソコン等) に記録することもできる。当該装置を用いることで、路面のすべり抵抗値の時間及び空間的な変化を仔細にとらえることが可能である。

2.2 実道における冬期路面状態の計測

すべり抵抗値による冬期路面状態の定量的評価と冬期路面管理の業績測定への活用

可能性を検討するため、平成 19 年 12 月から平成 20 年 2 月下旬までの間の延べ 61 日間において札幌開発建設部札幌道路事務所所管の一般国道 5 号、12 号、230 号、231 号及び 274 号の冬期路面すべり抵抗モニタリング試験を実施した (図 1)。

2.3 冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの構築・試行

当研究所は、平成 19 年度冬期より冬期路面管理の高度化に資する技術開発の一環として、CFT を用いて計測した札幌圏内国道の路面すべり抵抗値をデジタル道路地図の道路区間とリンク付けしたデータベースを構築し、測定結果を地図上に表示する他、蓄積したデータを用いた種々の分析が可能な「路面すべり抵抗モニタリングシステム」を構築した (図 2)。

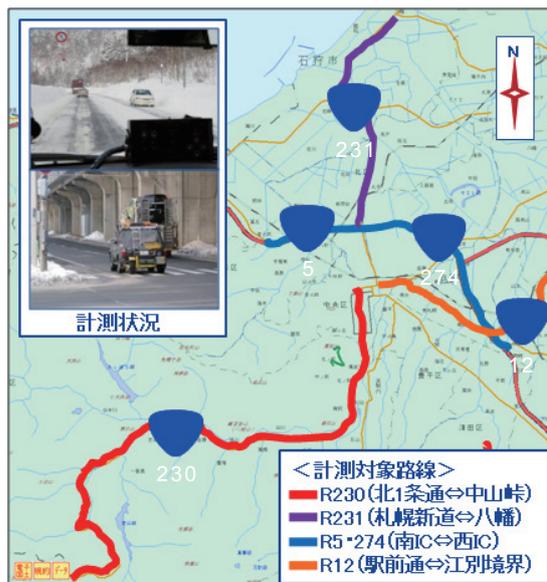


図 1 計測対象路線の概略図

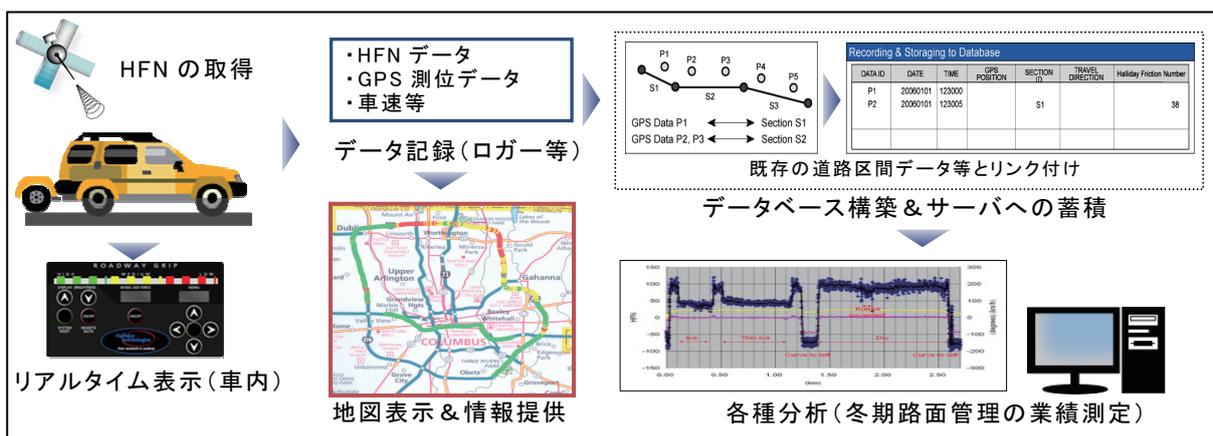


図 2 冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの概略図

3. 冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの活用

3.1 冬期路面状態の情報提供

著者らは、実道にて計測したすべり抵抗値をインターネット上で容易かつ詳細に確認できるサイトを道路管理者向けに構築した。具体的には、国土地理院が公開・運用している「電子国土ポータル」の電子国土 Web システム³⁾を活用して「冬期路面すべり抵抗モニタリングサイト」を構築 (図 3) し、情報提供を試験的に行った。なお、CFT によって計測したデータは「JSGI 第 2 版電子国土プロファイル」形式に変換し、システムの地図上にプロ



図 3 冬期路面すべり抵抗モニタリングサイト

ットした。計測したすべり抵抗値のサンプリングレートは 10Hz であるが，サーバへの負担軽減及び当該サイトの操作性を考慮して，データを 5 秒毎に平均化し，HFN49 以下 (赤)，HFN50～69 (黄)，HFN70 以上 (緑) の 3 段階・3 色に分類して表示している。道路管理者は，本サイトを介して特定の路線及び日時の測定結果を任意に選択・閲覧し，すべり抵抗値の分布状況を任意の倍率・区間で道路構造 (土工区間・橋梁区間・トンネル区間等)，時間経過，対策実施前後等による路面状態の変化や発生頻度を詳細に確認できる。これにより，各種冬期道路対策効果の定量的評価や対策が必要な区間の見落としの回避など，よりの確な作業判断・作業実施が可能になると期待される。

3.2 冬期路面管理の業績測定の試行

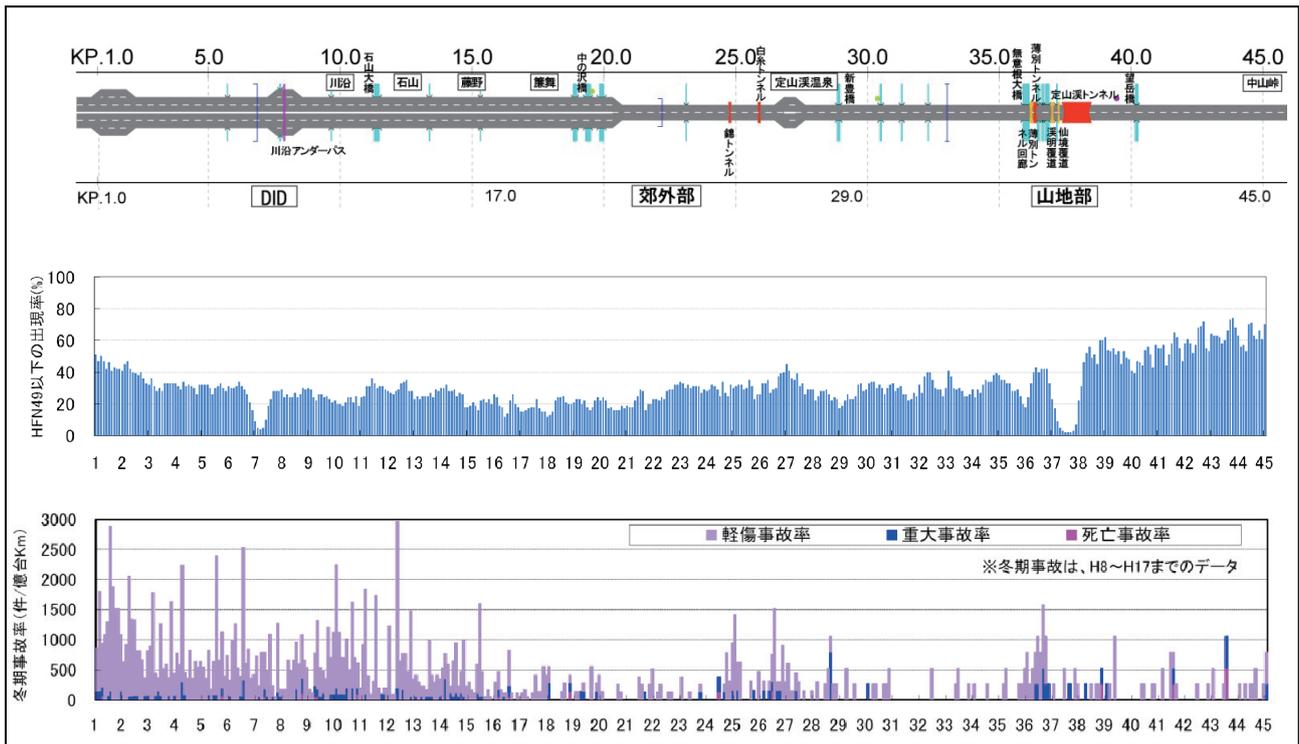


図 4 一般国道 230 号の概略・すべり抵抗値の出現率・冬期事故率

道路行政においては，国民の視点に立ちより効果的・効率的かつ透明性の高い道路行政へと転換を図るため，平成 15 年度より事前に数値目標を設定し (Plan)，施策・事業を実施 (Do)，達成度の評価 (Check) を次の行政運営に反映 (Action) する「道路行政マネジメント」に取り組んでいる。冬期路面管理についても例外ではなく，その業績を測定 (Performance Measurement)・評価することによって冬期道路マネジメントサイクル (PDCA) の確立が可能になる。

当研究所では，札幌開発建設部札幌道路事務所所管の一般国道 230 号をケーススタディとして，平成 19 年 12 月から平成 20 年 2 月までの 40 日間 (2 往復/日) CFT を用いてすべり抵抗値を測定した結果を基に業績測定を試行した。図 4 は，上段から対象路線の主な特徴，HFN49 以下の出現率 (%)，平成 8 年～17 年の冬期事故 (1 月～3 月，11 月，12 月に発生した露出路面状態以外の人身事故) の発生率 (件/億台 km) を 100m 単位で集計したものである。グラフの横軸はキロポスト (KP) を表し，始点 (KP=1) から，札幌市中心部の DID 区間 (KP=1～17)，郊外部 (KP=17～29)，山地部 (KP=29～) を通過して終点 (KP=45) の峠部に至る。今回は，一路線のみを試行であるとともに

に、用いた事故データの年度及び蓄積年数が不揃いであるため、これらの関係进行分析することはできないが、定量的なデータに基づいた冬期路面管理の業績測定（実態の把握）が可能である。

当該区間におけるすべり抵抗値から、冬期の雪氷路面状態を示す HFN49 以下の出現率を抽出すると、出現率が 40%を超える区間は KP=1~3（札幌市中心部）、KP=27 付近（郊外部市街地）、KP=35~37（橋梁区間）であることが分かる。更に、KP=37 付近のトンネル以降は峠に至る山間部で出現率が顕著に高くなり、出現率が 60%を超える区間がある。他方、ロードヒーティングが設置されている KP=7 付近及びトンネル内となる KP=37 付近では、HFN が 49 以下になることが殆ど無い。理由として、沿道の建造物・地形による日射の遮蔽、各種対策の特徴、道路構造物、山間部特有の気象条件等が影響しているものと考えられる。

当該路線の冬期事故発生率は、DID 区間で高い他、KP=25~27 付近及び KP=37 付近で高いことが分かる。特に、山間部では HFN が区間間で大きく変動している橋梁・覆道・トンネルの前後や HFN49 以下の出現率が 60%に達している区間において局所的に重大・死亡事故率が他区間に比べて高い。すべり抵抗値の計測時期と事故データの取得年度が異なるため、確言はできないが、路面状態の急激な変化が起きやすい区間やすべり易い路面の出現率の高い区間が重大・死亡事故率と関係している可能性があるため、各種データのマッチングを行った上で更なる分析を進めてまいりたい。

4. まとめと今後の展望

本研究では、冬期道路すべり抵抗モニタリングシステムによるすべり抵抗値を用いることで冬期路面状態の時間的・空間的变化を定量的・連続的にモニタリングすることが可能であることを示した。また、路面状態を定量化することによって、地域特性と路面状態、道路構造や各種対策と路面状態、冬期交通事故発生状況と路面状態等の関係について比較・分析が可能であることが分かった。最後に、今後における冬期路面すべり抵抗モニタリングシステム活用の展望について紹介する。

- ・平成 19 年度は、すべり抵抗値計測後に記録したデータを回収・変換・アップロードしていたため、掲載までに最短で 1 日を要した。今後は、道路維持事務所の職員等がほぼリアルタイムにすべり抵抗値の分布状況を確認できるように、道路パトロール中あるいは一定区間毎にデータ更新が可能になるよう工夫し、状況把握・意思決定・作業実施までの時間短縮を可能にする機能を追加する予定である。
- ・既存のデータ（維持管理データ、道路気象データ、交通事故データ等）とすべり抵抗値の蓄積及び時間的マッチングを行い、各種対策の効果や要注意箇所をより具体的かつ詳細に分析し、対策の種類、優先順位、実施方法の適正化に資する冬期路面管理の業績測定・評価による冬期道路マネジメントサイクルの実証を目指す予定である。

参考文献

- 1) Halliday Technologies Inc. Web ページ, <http://www.hallidaytech.com/>, 2007
- 2) 北海道開発局：冬期路面管理マニュアル（案），平成 9 年 11 月
- 3) 電子国土ポータル: <http://portal.cyberjapan.jp/index.html>

札幌市中心部の歩道の路面状況と冬期歩行者転倒事故 (平成 19 年度冬期)

川村文芳, 金田安弘 ((社) 北海道開発技術センター)

1. はじめに

札幌市内における冬期歩行者の転倒による救急搬送者数(以下, 転倒事故者数)は, 平成 4 年以降 600 人を上回り, それ以前に比べ大幅に増加している. 特に平成 16 年度は 1,000 人を超え, 記録として残っている昭和 58 年以降, 最高となった. 転倒事故増加の背景には, 高齢者の増加やアジアからの観光客の増加などの社会的要因のほか, すべりやすい歩道路面の発生も一因としてある. 著者らは, 札幌市中心部の歩道の路面状況調査を平成 18 年度から実施している. 平成 18 年度の観測では, すべりやすい路面は 12 月に多く発生していた. すべりやすい路面は, まとまった降雪の後, 気温が日中プラス, 夜間マイナスを数日繰り返すという気象条件の下で発生していた.

本報告は, 平成 19 年度冬期におけるすべりやすい路面の発生状況を把握すると共に, 歩行者による転倒事故発生との関係を考察したものである.

2. 調査の概要

札幌市中心部に位置する地下鉄バスセンター駅周辺において, 歩道の路面状態及びすべりやすさの観測を実施した. 概要を以下に示す. なお, 分析時に使用した気象データは, 札幌管区気象台の観測値とした.

- ・ 観測期間: 平成 19 年 12 月~平成 20 年 3 月 (休日等を除く 48 日間)
 - ・ 観測時間帯: 朝の通勤時 (午前 9 時~10 時)
 - ・ 観測位置: 図 1 参照
 - ・ 観測項目: 路面状態 (目視による), 路面のすべりやすさ (歩行時の体感による)
- 路面状態 (7 分類): こな雪, つぶ雪, 圧雪, 氷板, 氷膜, 湿潤, 乾燥
路面のすべりやすさ (4 分類): 非常にすべる, すべる, ややすべる, すべらない



図 1 路面状況調査観測位置

3. 路面状況調査結果

歩道と横断歩道では路面状態及びすべりやすい日の発生状況に違いがみられた。路面状態の発生状況を図 2 に示す。No. 1 から No. 6 までの歩道の観測地点では圧雪及び氷板が全体の 8 割を占めた。近傍にロードヒーティングのある No. 1 及び No. 4 は氷板の割合が 2~4 割とやや多くなるが、他の歩道地点 (No. 2, No. 3, No. 5, No. 6) は圧雪が 7~8 割を占め、圧倒的に多かった。一方、No. 7 から No. 9 までの横断歩道の観測地点では、圧雪や氷板の割合はそれぞれ 1 割ないし 1 割未満と少なく、つぶ雪や氷膜がそれぞれ 2~3 割を占めて多かった。また、非雪氷路面 (湿潤, 乾燥) も 2~3 割と多かった。

すべりやすい日の発生状況を図 3 に示す。なお、すべりやすい日の判定は、観測時に「非常にすべる」または「すべる」と判定した日である。歩道の観測地点のうち、No. 1, No. 4, No. 5 では、4~6 日発生していたが、そのうち 12 月に 4 日発生していた。一方、横断歩道の地点では、7~10 日発生し、12 月だけでなく、1 月及び 2 月にも発生していた。特に No. 9 は 2 月に 8 日発生した。

以上の結果から、歩道での路面状態及びすべりやすい路面の発生状況は、平成 18 年度とほぼ同様な傾向を示すことが確認できた。また、横断歩道は歩道と異なる傾向を示すが、これは車両が走行することや除雪の影響が大きいこと考えられる。

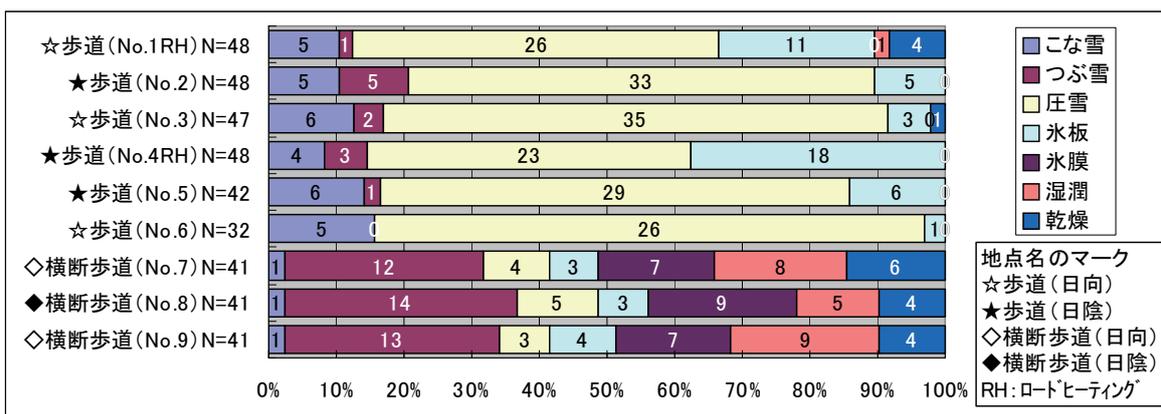


図 2 路面状態の発生状況

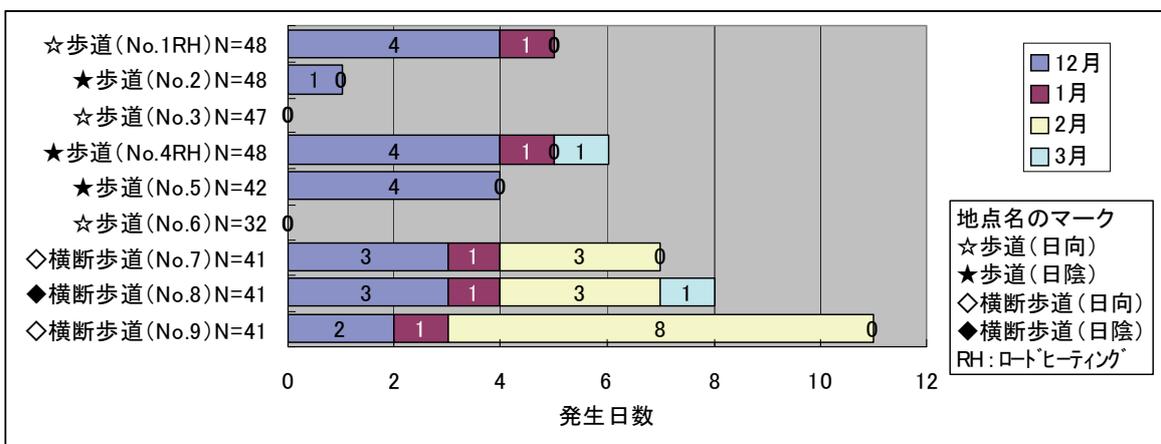


図 3 すべりやすい日の発生日数 (非常にすべる, すべると判定された月別の日数)

4. 冬期歩行者転倒事故との関係

(1) 札幌市における冬期歩行者の転倒事故者数と気象の関係 (最近4冬期)

図4は最近4冬期(平成16~19年度)の冬期歩行者の転倒事故者数と気象との関係を示したものである。平成19年度の転倒事故者数は606人で最近では最も少なかった。最近4冬期では、転倒事故者数は減少傾向にある。また、12月から3月までの月別の転倒事故件数をみると、12月及び3月は変動が大きいことがわかる。

12月は平成17年度及び平成19年度で転倒事故者数が少なかった。平成17年度は平均気温が平年より1℃程度低かった。また、平成19年度は月の降雪量が70cm程度で平年の半分しかない状況だった。3月は、12月と同様に平成17年度及び平成19年度で転倒事故者数が少なかった。平成17年度は平均気温が平年より1℃程度高かった。また、平成19年度は平均気温が3℃高く、降雪がかなり少なかった。

一方、1月及び2月は12月及び3月のような転倒事故者数の変動はみられなかった。札幌では、12月及び3月に気温が0℃前後となることが多いことから、気象状況により路面状況の変化が大きく、転倒事故件数が変動するのではないかと考えられる。

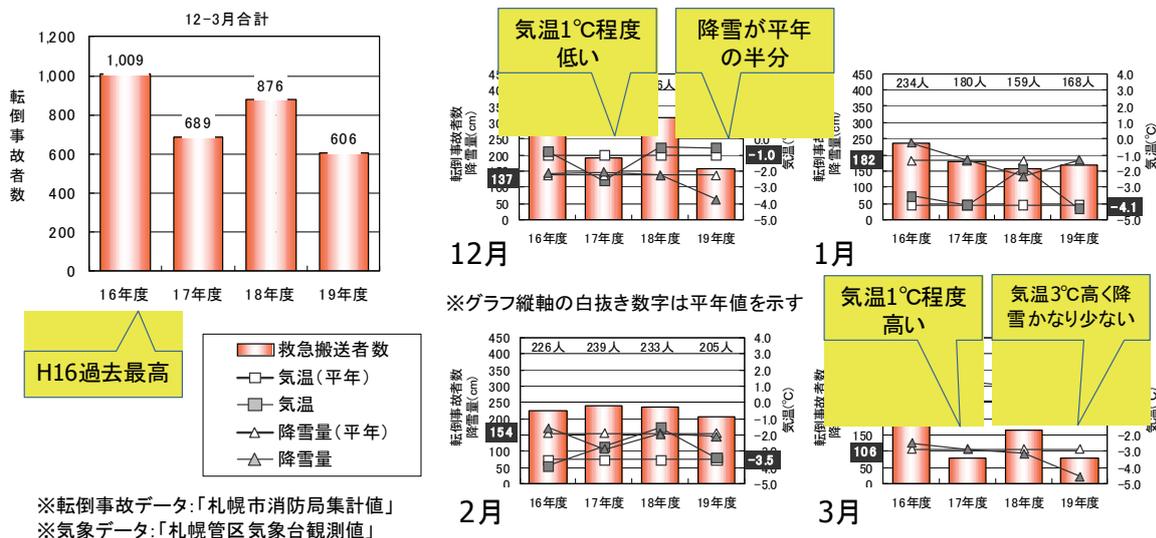


図4 冬期歩行者の転倒事故者数と気象の関係

(2) 冬期歩行者転倒事故の特徴

平成19年度の転倒事故者数606人のうち、市内在住者が約9割を占めた。転倒場所は「道路(歩道)」が49%で最も多く、次いで「道路(一般道路)」が32%となった。道路(歩道及び一般道路)での転倒事故が全体の約8割を占めた。残る約2割は、多い順に「住宅」、「道路(屋外駐車場)」、「公衆出入り場所」、「道路(その他)」、「仕事場」となった。年代は10代から40代までで全体の約4分の1、50代から80代までは全体の約4分の3を占め、50代から多い傾向がみられた。性別は約半数ずつ、救急車の出動場所は中央区が30%と最も多く占めた。傷病の程度は、軽症が65%、中等症が33%、重症が2%であった。

転倒事故のうち、道路の路面状態が深く関係すると考えられる道路(歩道及び一般道路)で発生した事故を抽出して、同様に統計を行った。道路(歩道及び一般道路)での転倒事故者数は492人であったが、転倒事故の特徴は前述した全体の特徴とほぼ同様な傾向を示した。

(3) 冬期歩行者転倒事故とすべりやすい路面との関係

図 5 は転倒事故者数と路面のすべりやすさの判定結果を示したものである。路面状況調査は札幌市中心部を対象としたため、転倒事故者数は中央区の道路（歩道及び一般道路）で発生したものを対象とした。図中の枠で囲んだ期間に着目すると、転倒事故者数が多いとき、すべりやすい路面が発生している傾向が伺える。12月17日～20日及び2月24日～25日は「非常にすべる」と判定した箇所があるが、それぞれ前後より転倒事故者数が多く、特に2月24日～25日は顕著である。このことから、すべりやすい路面は転倒事故を発生させる一因になっていると考えられる。

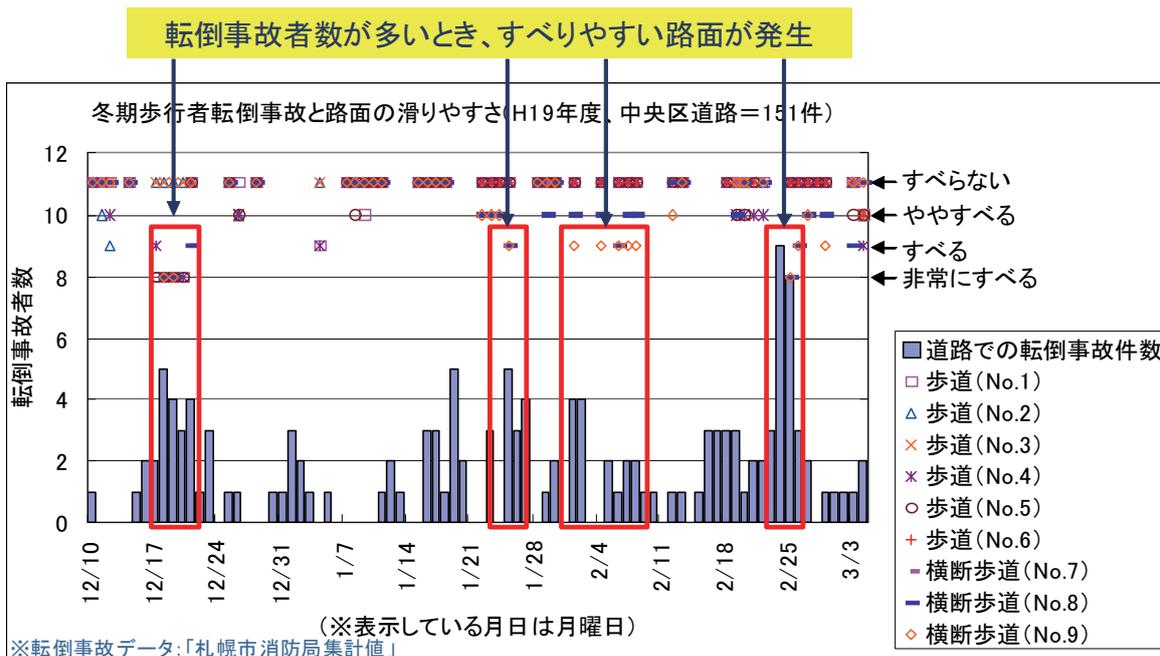


図 5 転倒事故者数と路面状況の関係（中央区の道路（歩道及び一般道路））

5. まとめ

平成 18 年度に引き続き、札幌市中心部において冬期の歩道等の路面状況について調査を行った。歩道における路面状態は圧雪や氷板が 8 割を占めて圧倒的に多く、12 月にすべりやすい路面が発生する傾向は平成 18 年度とほぼ同様であった。一方、横断歩道は歩道とは異なる傾向を示したが、これは車両が走行することや除雪の影響が大きいことが考えられる。冬期の歩行者による転倒事故者数は 606 人であったが、8 割が道路（歩道及び一般道路）で発生し、そのうち約 9 割が市内在住者、約 4 分の 3 が 50 代以上、約 3 割が中央区で発生していることがわかった。また、転倒事故者数が多いとき、すべりやすい路面が発生している傾向が伺えた。このことから、すべりやすい路面は転倒事故を発生させる一因になっていると考えられる。

今後は、すべりやすい路面（つるつる路面）の発生条件及び過程の整理やすべりやすさの簡便で定量的な測定、歩行者の違いによるすべりやすい路面の発生状況の把握、朝以外の時間帯の路面状況の詳細な把握等に取り組んでいきたいと考えている。

(参考文献)

- 1) 川村文芳, 金田安弘, 2007 : 平成 18 年度冬期における札幌市中心部の歩道の路面状況について, 北海道の雪氷 No. 26, 9-12

凍土方式による大樹の移植

—エゾヤマザクラおよびカシワの事例—

斎藤新一郎（環境林づくり研究所），竹ヶ原一郎（沙流川ダム建設事業所）

はじめに

樹木は、バイオリズム（成長の年周期）をもつ。ここから、植栽、枝打ち・剪定、ほかの手入れの適期は、休眠期である。凍土方式による大樹の移植は、樹木の休眠が最も深い、樹液が不動態で、根切りの影響が少ない、厳寒期に実施される。大きい根鉢を掘り出し、灌水し、凍らせ、根系と土壌を固定して、土壌微生物群（持参菌）つきで、運搬し、移植先の植え穴に埋める。この移植方式は、建設重機を使用することにより、これまで移植が困難であった大樹に適用できる、北海道の冬の寒さを活用した、新しい緑化工法であり、貴重な自然遺産を後世に遺す技術である。本稿において、最近の、史上最大規模の2事例を紹介する。

本研究の発表に当たり、次の関係機関および会社の関係各位と、助言・検討された個人とに感謝の意を表す。凍土方式による移植技術の開発について、田口和幸氏（元ケイセイ㈱）；エゾヤマザクラについて、遠軽道路事務所，パシフィックコンサルタンツ㈱，ドーコン㈱，大同産業開発㈱，奥山壽雄氏；カシワについて，沙流川ダム建設事業所，ドーコン㈱，磯田建設㈱，（財）日本グラウンドワーク協会，辻井達一先生。

大樹の移植の必要性和困難さ

大樹・巨樹と呼ばれる樹々は、貴重な木であるケースが多い。名木、御神木、天然記念物、歴史的記念木、ほかである。これらの生育位置が道路予定線などに一致すると、伐採するか移植するかを判断しなければならない。移植する際にも、貴重な木は、ふつう、老齢木であり、樹勢が衰えつつある。それでも、可能な限り、後世へ遺すことが求められる。

大樹の移植については、従来の造園的な技術では、そのサイズや樹種に限界があった。そのために、掘り取り根鉢が小さく、切断された根系の回復力が遅いから、そして、根とバランスを取るために樹冠を強度に剪定するから、移植後に、樹勢の回復が乏しく、梢端から枯れ戻りが生じやすかった。根廻しの不実行、成長期の施工、クロボク土による土ギメ（土壌微生物群の無視）、その他の不適切な対応も、樹勢の衰弱に関係した。

地上部をそのまま、大樹を移植する場合には、そのサイズ、樹種、樹勢、余命、最小の根鉢サイズ、時期、移植先の微気候、土壌（根張り空間）、ほかを検討する必要がある。

凍土方式による大樹の移植手法

凍土方式による大樹の移植は、昔も実行されていた。それゆえ、筆者たちの新しい凍土方式は、昔の技術の現代的な改良であり、昔の方式より、さらに確実に施工しうる、とも言える。

1) 昔の凍土移植技術

上原（1959）によると、昔（開拓期）、北海道では、道路事情が悪く、建設重機およびトラックが無かった。そこで、冬期（積雪期、休眠期）に、近くの山林に生育していた大樹を、人力で掘り上げ、馬籠で運搬して、寺院や神社の御神木とした。掘り上げにかなりな日数を要したので、根鉢（根系＋土壌）が凍って、凍土塊となり、ムシロで巻かれ、縄を掛けられ、運搬に好都合であった。なお、御神木の樹種の多くは、イチイ（最長寿の常緑針葉樹、玉串の木）で

あって、それらは、今も、各地の神社に生存している（斎藤 1986）。

2) 新しい凍土移植技術

現代では、道路事情が好転し、建設重機および大型トラックを利用できる。そこで、厳寒期に、大きい根鉢を掘り上げ、凍らせれば、運搬も移植も容易になり、移植後の樹勢の衰えも少ないであろう、と考えられた。そして、新しい凍土方式——大きい根鉢の掘り上げ、コルゲートパイプ包み、クレーン吊り、トラック運搬、ほか——を考案して、大樹に適用してみた。アカエゾトウヒ (*Picea glehnii*, 樹高 15m, 胸高直径 40cm, 根鉢直径 2.9m×深さ 1.2m) において、期待の成果を得ることができた（斎藤・田口 1995）。

その後も、御神木クラスの大樹およびそれに準ずる中樹に、この移植手法が適用され、それぞれ、成果が挙がってきた。

また、この移植手法では、施工者が、造園関係者でなく、土木建設関係者である点も、新しい緑化技術である、と言えよう。

エゾヤマザクラの大樹の事例

遠軽町旧白滝地区において、高規格道路・旭川紋別自動車道の予定線上の屋敷地に生育してきた、エゾヤマザクラの大樹 (*Prunus sargentii*, 樹高 16m, 胸高直径 80cm 超, 樹冠直径 15~20m) は、枝張りが大きく、樹勢が良くて、余命が十分にある、と診られたので、また、旧白滝村の名木であり、村人たちの「花見の木」でもあったので、後世へ遺すために、近くの草地に移植されることになった。

移植作業は、2007年2月に実施された。気温が氷点下続きで、1週間前から、直径 4.0m×深さ 1.5m の根鉢（約 19m³, 約 40ton）が掘り上げられ、コルゲートパイプより強いライナープレートで包まれ、隙間に土が充填され、灌水され、十分に凍った根鉢が出来上がった（写真-1）。移植当日には、最低気温が-24℃であった。

この巨大な根鉢をもつエゾヤマザクラは——クレーンで吊り上げ、トラックに積みこめないサイズなので——、鉄板の櫃に載せられ、根鉢が櫃に固定され、2機のドラッグショベルに曳かれ、1機のブルドーザーをブレーキ代わりに、緩傾斜地をゆるゆると運ばれて、草地の植え穴に納められた（斎藤 2007）。



写真-1 エゾヤマザクラの大きな根鉢



写真-2 エゾヤマザクラの開花

Photo. by 切畑利章

層が挿入された,

春に自然解凍した後, 樹液が動き, 初夏になって, 樹冠全体から, 欠けた箇所もなく, 開葉が始まった (写真-5). その後, 展葉し, 新条も伸びて, 前年と変わらない樹形となった——僅かながら, 一回り大きくなった——ので, 成功した, とみなされた.

まとめ

この新しい凍土方式によれば, 根鉢のサイズに制約が無いので, どのような樹種の大樹 (名木, 巨樹) であっても, 伐らないで, 後世に遺すための移植が十分に可能である, ということが, 確認された. ただし, 樹勢が十分であり, 余命が十分にある, という条件が不可欠である. 厳寒期であり, 積雪期であっても, 建設機械を活用すれば, 移植作業に支障がなく, 樹木のバイオリズムにも叶っているから, 良い成果を挙げるのが可能なのである.

向後の課題として, 寿命・余命の診断技術の向上, 樹種による根張りの形態の違い, 根鉢の縮小化, 移植距離の克服, 移植先の土壌改良および寒風対策, 添え木外しのタイミング, 伐り株移植方式との組み合わせ, 北海道から本州方面への技術移転の可能性, 等々の検討および実証が挙げられる.

参考文献

川口賢一・斎藤新一郎, 2007. 厳冬期における樹木移植——凍土方式によるホオノキ移植の実例. 野生生物と交通, vol. 6: 13~16.

斎藤新一郎, 1986. オンコ. 237pp., 北海道新聞社, 札幌.

斎藤新一郎・田口和幸, 1995. 凍土方式による大きな木の厳寒期における移植について. 北海道の雪氷, no. 14: 3~6.

斎藤新一郎, 2007. エゾヤマザクラ大樹の移植における最大規模の凍土方式による施工を診てのコメント. 26pp., 環境林づくり研究所 (パシフィックコンサルタンツ(株)への報告書/遠軽道路事務所委託).

斎藤新一郎, 2008. 大カシワの凍土方式による移植——史上最大規模の移植作業を診てのコメント. 31pp., 環境林づくり研究所 (沙流川ダム建設事業所への報告書).

上原敬二, 1959. 樹木大図説. I, 1300pp, 有明書房, 東京.

風洞実験による防雪林の樹木形態と防雪効果の関係について その3

山田毅, 伊東靖彦, 松澤勝 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)
 根本征樹, 小杉健二, 望月重人 ((独) 防災科学技術研究所)
 齋藤佳彦 ((株) 雪研スノーイーターズ)

1. はじめに

道路防雪林は吹雪対策施設として造成される樹林帯である。成長した道路防雪林では隣り合う樹木の枝が重なり合い、下枝の枯れ上がりが進行する。枯れ上がりが進行すると枝下を飛雪が通過し、防雪効果が低下すると考えられる。枯れ上がりを防止するためには適切な時期での除伐が必要であるが、除伐によって樹木密度が小さくなり一時的に防雪効果が小さくなることが懸念されている。

そこで樹木密度と防雪効果との関係を明らかにするため、著者らは現地観測と風洞実験により研究を行ってきた(山田ら, 2006, 2007, 伊東ら, 2006)。本報は、前報(山田ら, 2007)に引き続いて除伐したモデル林の実験パターンを追加して行った風洞実験結果を報告する。

2. 研究の概要

本研究では除伐による樹木密度(以下 ρ_t とする)の変化による防風防雪効果の変化を明らかにするために風洞実験を行った。

風洞実験は現地観測した林帯を参考にして、生長に応じた除伐を考慮し 14 パターン(以下 P1~P14 と略する)を実験した(表 1, 図 1)。実験は(独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄支所の低温風洞装置(断面 1 m×1 m)を用いた。

表 1 モデル林帯一覧

パターン (P)	モデル	林帯幅 (cm)	針葉樹 1 (本)	針葉樹 2 (本)	針葉樹 3 (本)	広葉樹 1 (本)	広葉樹 2 (本)	針葉樹 樹木密度 (本/ha)
1	密な林帯	31.5	152	-	117	299	-	890
2	密な林帯(除伐 1)	31.5	152	-	117	233	-	890
3	密な林帯(除伐 2)	31.5	152	-	117	166	-	890
4	疎な林帯	31.5	-	59	-	-	160	190
5	密な林帯(除伐 3)	31.5	114	-	117	166	-	767
6	密な林帯(除伐 4)	31.5	114	-	79	166	-	645
7	密な林帯(除伐 5)	31.5	75	-	79	166	-	519
8	密な林帯(除伐 6)	31.5	56	-	79	166	-	458
9	密な林帯(除伐 7)	31.5	37	-	79	166	-	397
10	密な林帯(除伐 8)	31.5	37	-	60	166	-	335
11	密な林帯(除伐 9)	31.5	37	-	40	166	-	267
12	密な林帯(除伐 10)	31.5	37	-	20	166	-	199
13	密な林帯(除伐 11)	31.5	37	-	0	166	-	132
14	密な林帯(除伐 12)	31.5	19	-	0	166	-	64

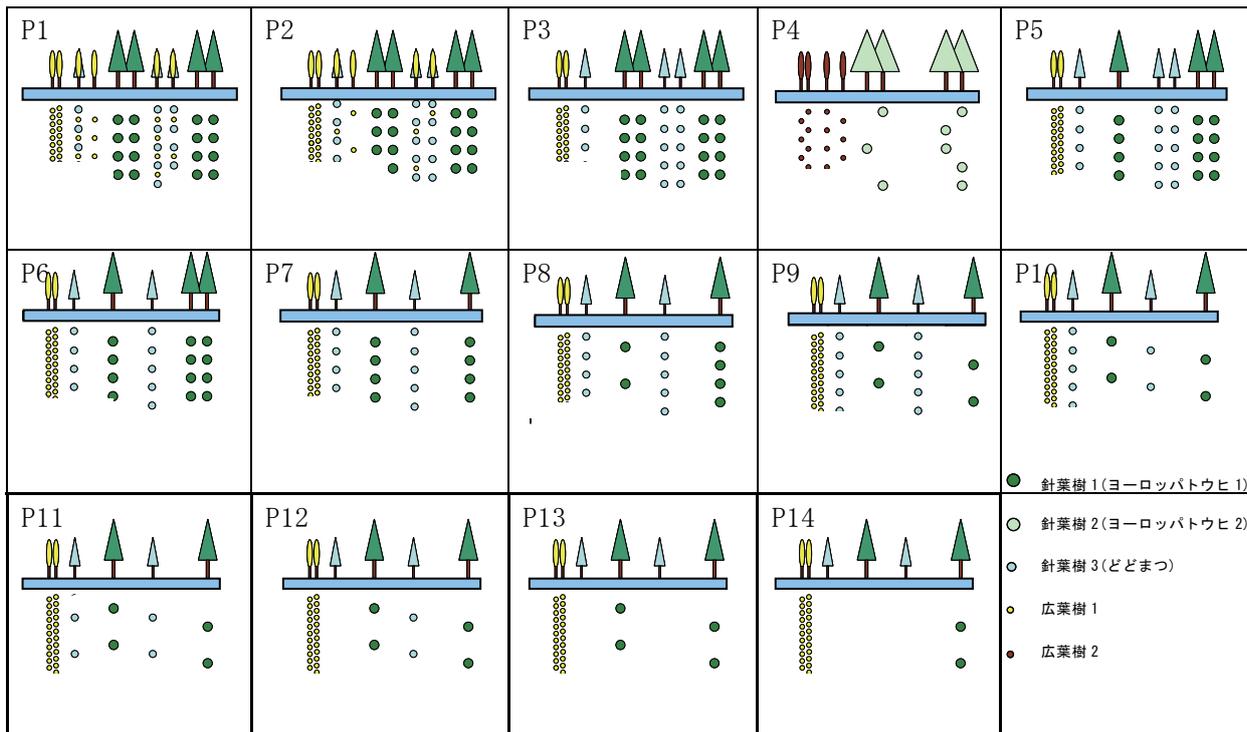


図 1 実験パターンの配置図

3. 風洞実験方法

風洞実験は、防雪林前後で風速分布測定を行った。模型林は風洞装置測定部の風上端から 8500 mm 風下に設置した(図 2)。さらに座標を風方向に x 軸, 鉛直上向き方向に z 軸と設定し, 道路中心を x=0 mm, 地表面を z=0 mm として座標を (x, z) で示す



図 2 風洞内の模型配置(側面図)

風洞中心風速は模型林未設置時の風速鉛直分布を前報の実験と一致させるため, 10.5 m/s と設定した。模型林は縮尺を 1/100 とし, 大きさは表 2 に材質は表 3 に示す。

表 2 模型木の大きさ

	樹高 (cm)	枝下高 (cm)
針葉樹 1	8.5	1.7
針葉樹 2	8.5	1.8
針葉樹 3	6.3	0.9
広葉樹 1	5.9	1.3
広葉樹 2	6.6	1.2

表 3 模型の材質

項目		材質 型番
模型林前後の木板		木製 シラハ材 厚さ 20mm
樹林 (針葉樹)	葉部分	モルトフィルター イノック製 型番 MF-8
	幹部分	硬ステンレス棒
樹林(落葉広葉樹)		亜鉛メッキ軟質線材#30 0.28mm
ガーゼ(板に貼り付け)		綿日本薬局方ガーゼ分類 Type I

4. 風洞実験結果(樹木密度と風速比の関係)

風速分布測定結果を防雪林風上遠点の風速に対する道路付近の風速の比 (以下, 風速比とする) で示した. なおこれ以降に示す風速比は, 前報で得た現地観測での風速比 RUR と風洞実験での風速比 RUE の関係式

$$RUR = RUE + 0.21 \dots \dots \dots$$

(1) より, 風洞実験の風速比を現地観測の風速比に補正した RUR' で示す.

ここでの道路付近の測定位置は $x=-70, -20, 0, 20, 50$ mm の各位置における高さ $z=6, 12, 24$ mm の 15 点である. ρ_t と道路付近の 15 点における RUR' の平均値, 最大値, 最小値の関係を図 3 に示す.

図 3 より ρ_t が減少するにつれて道路付近における RUR' は増加する傾向がある.

図 3 から ρ_t と RUR' の平均値に相関がみられることから, 最小二乗法より回帰式を求めた. その結果, ρ_t と RUR' の関係式(2)を得た.

$$RUR' = -0.321 \log(\rho_t) + 1.24 \dots \dots \dots (2)$$

図 3 より, P8 から P9 に除伐するに伴い, RUR' の最大値と最小値の差が 0.31 から 0.07 と小さくなっている. また P9 から P13 までの RUR' も P4 を除き, 最大値と最小値の差が P1 から P8 までの最大値と最小値の差に比べ小さい. このことから, $\rho_t = 400$ 本/ha 付近で防雪効果に変化があることが示唆される.

P1 から P8 では座標点(-70, 24)において RUR' が最小値を示し, 座標点(-70, 6)で RUR' が最大値を示した. この理由として林帯が風を遮っていることと, 座標点(-70, 6)の測点が防雪林の枝下高より低い位置にあり防雪林の下部間隙から風が吹き込んでいることが考えられる. しかし P9 から P13 ではこのような傾向はみられなかった.

5. まとめ

本実験では樹木密度 ρ_t の異なる模型林について風洞実験を行い, 道路付近の風速分布測定を行った. 実験の結果, 以下の結果が得られた.

- ・道路付近の風速比 RUR' は樹木密度 ρ_t が減少するにつれて増加する傾向があった.
- ・道路付近の風速比 RUR' と樹木密度 ρ_t の関係について $RUR' = -0.321 \log(\rho_t) + 1.24$ を得た.
- ・P8 ($\rho_t = 458$ 本/ha) に比べ, P9 ($\rho_t = 397$ 本/ha) から P13 ($\rho_t = 132$ 本/ha) までの道路付近の風速比 RUR' は P4 ($\rho_t = 190$ 本/ha) を除き, 最大値と最小値の差が小さい.

本実験では樹木密度 ρ_t と道路付近の風速比 RUR' の関係式を得た. 現実の防雪林ではそれぞれ毎に林帯幅や枝下高等が異なるため他の防雪林においても現地調査を通じ ρ_t と RUR' の関係式の相関を検証していきたい.

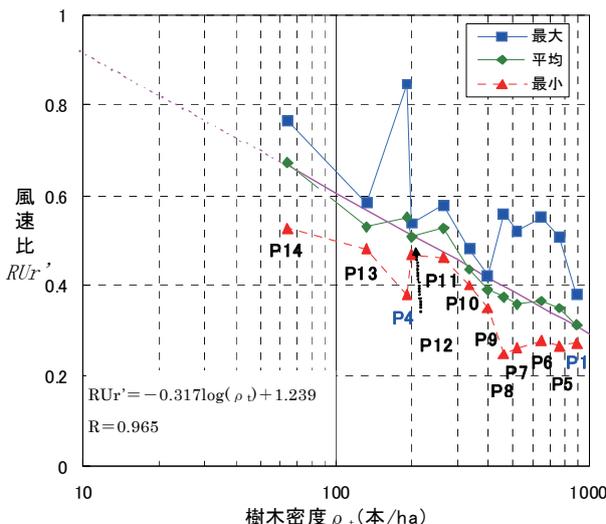


図 3 樹木密度 ρ_t と風速比 RUR' の関係

参考文献

山田毅・伊東靖彦・加治屋安彦・小杉健二・根本征樹・今西伸行, 2006: 風洞実験による防雪林の樹木形態と防雪効果の関係について. 北海道の雪氷 **25**, 85-88.

山田毅・伊東靖彦・松澤勝・小杉健二・根本征樹・望月重人・齋藤佳彦, 2007: 風洞実験による防雪林の樹木形態と防雪効果の関係について その2. 北海道の雪氷 **26**, 21-24.

伊東靖彦・山田毅・武知洋太・加治屋安彦, 2006: 樹木形態の異なる道路防雪林の視程改善効果. 雪工学会誌, **22**(5), 15-16.

しもざらめ雪の固有透過度の測定

荒川逸人 (野外科学 (株) / 新潟大学大学院),
和泉 薫, 河島克久 (新潟大学), 河村俊行 (北大低温研)

1. はじめに

固有透過度とは多孔質体の通気度に空気の粘性係数を乗じて求められ, その次元は $[L^2]$ となり多孔質体の形状に依存する量である. 固有透過度は積雪内で起こる対流や融雪水浸透などの物理過程を支配し (Albert *et al.*, 2000), これらを定量的に評価するには不可欠なパラメータである (Sommerfeld and Rocchio, 1993). Shimizu (1970) は新雪, しまり雪, ざらめ雪の通気度を測定をおこなったが, 力学的に脆弱であり雪崩発生機構を考える上でも重要であるしもざらめ雪の測定をおこなっていない. しもざらめ雪の発達に係わる温度勾配は積雪内の空気の対流と密接な関係があることから (Akitaya, 1974), しもざらめ雪の固有透過度の測定をおこなうことは意義が大きい. そこで本研究ではしもざらめ雪の通気度を測定し固有透過度を求め, 同時にプッシュプルゲージによる硬度の測定をおこなったので, この結果について報告する.

2. 観測地点

2007/08 冬期を通して, えにわ湖, 阿寒湖畔など北海道内 7 箇所でももざらめ雪中心に積雪観測をおこなった. 特に, えにわ湖では図 1 に示すようにほぼ 1 週間ごとに積雪観測を実施した. 観測項目は, 層構造, 雪質, 密度 ρ_s , 固有透過度 k , 硬度 H (プッシュプルゲージ) である.

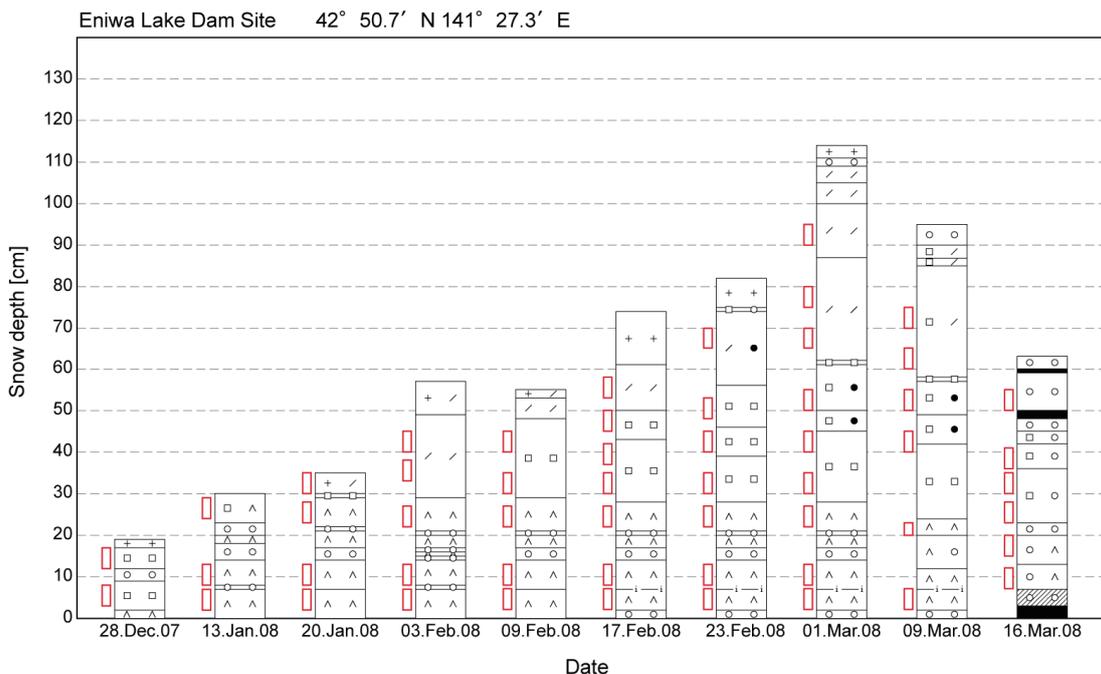


図 1 えにわ湖における積雪断面観測結果.
層構造の左側の四角は通気度測定位置を示す.

3. 通気度の測定方法

固有透過度は積雪の通気度測定をおこなうことで求められる。通気度計は Shimizu(1970)を参考に二重管式通気度計を製作した(図2)。通気度はダルシー則によって求められ、積雪試料に空気を流し、その流量 Q と試料の両端にかかる圧力勾配 $\cdot P/Ls$ によって求められる。

$$\frac{Q}{A} = \frac{k \Delta P}{\mu Ls} \quad (1)$$

ここに、 Q は流量、 A は試料測定部分の断面積、 \cdot は粘性係数、 $\cdot P$ は試料両端の圧力差、 Ls は試料長さで、 k/\cdot は通気度を表す。ここで求められた通気度に粘性係数 \cdot を乗じて固有透過度 k を求める。

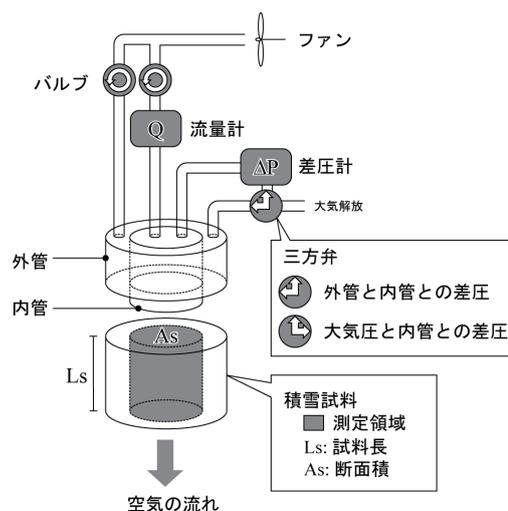


図2 通気度計概念図

4. 結果と考察

4-1. 密度と固有透過度との関係

図3は密度 \cdot_s と固有透過度 k の関係を示したものである。図3の R_i 領域は等温変態過程の雪質の領域(以下、しまり系)、 R_g 領域は温度勾配変態過程の雪質の領域(以下、霜系)、 R_m 領域は融解再凍結過程の雪質の領域を示す。 R_i 領域は密度増加とともに固有透過度の単調減少が見られるが、 R_g 領域や R_m 領域では密度との関連がみられない。

4-2. 硬度と固有透過度との関係

図4は硬度 H と固有透過度 k の関係を両対数で示したものであり、全体的に見ると硬度増加に対して固有透過度減少であることがわかる。間隙率の大きい新雪やこしまり雪、個々の間隙が大きいと考えられるしもざらめ雪などは、硬度が小さく固有透過

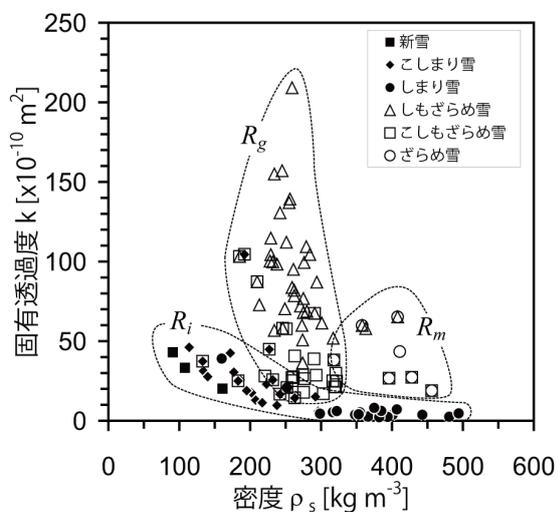


図3 密度と固有透過度との関係

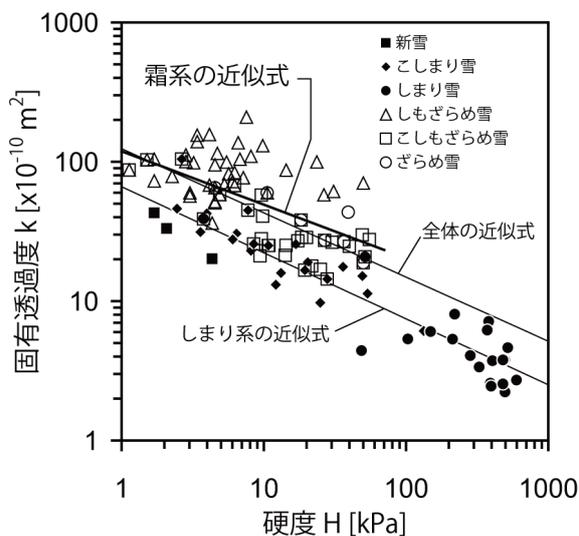


図4 硬度と固有透過度との関係

度が大きいことがわかる。硬度 H と固有透過度 k の関係を、 $\log_{10}k = a \log_{10}H + b$ で近似すると、全雪質、しまり系、霜系の決定係数 R^2 はそれぞれ、0.5343, 0.8697, 0.3604 となった。しまり系の雪質では硬度と固有透過度との間に良い相関関係が得られるが、霜系に関しては相関関係が良くないことがわかった。

4-3. 密度と硬度との関係

図 5 は密度と硬度の関係である。図 5 の細線は Takeuchi *et al.* (1998) によるしまり雪において硬度が密度の 4 乗に比例するという関係式で、

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

である。本研究のしまり系の密度と硬度との関係を調べると、比例定数が 1.15×10^{-8} 、決定係数 $R^2 = 0.8181$ となり、式(2)の関係とほとんど同じ結果が得られた。霜系に関しては、 $R^2 = 0.4200$ となり相関関係が良くなかった。ところが、図 5 で霜系であっても式(2)の曲線に近いものが存在することがわかる。便宜的にしまり系と霜系を分ける目安の線を引くと、しまり系側に分けられた霜系は、乗載積雪による圧密が認められるこしもざらめ雪で、乗載積雪があっても充分発達してほとんど圧密しないしもざらめ雪の場合は該当しないことがわかった。図 1 のえにわ湖の例でみると、2008 年 2 月 17 日の 28~43cm のこしもざらめ雪をはじめとして、それ以降えにわ湖で観測されたこしもざらめ雪が全て含まれている。そこで、しまり系側に分けられたこしもざらめ雪をしまり系に含めてみても、式(2)の比例定数は 1.18×10^{-8} 、決定係数 $R^2 = 0.8073$ となり、ほとんど変わらない結果となった。残りの霜系に関して密度と硬度との関係を調べると、

$$H = 0.93 \times 10^{-9} \rho_s^4 \quad (R^2 = 0.6764) \quad (3)$$

で図 5 の太線となり相関関係も良くなり、圧密が認められない霜系に関しては、比例係数がしまり系のほぼ 10 分の 1 であることがわかった。

4-4. 硬度と固有透過度との関係 (霜系を分けた場合)

硬度と固有透過度との関係に圧密の影響を考慮してみることにする。4-2. のように硬度 H と固有透過度 k の関係を、 $\log_{10}k = a \log_{10}H + b$ で近似してみると、傾き a 、切片 b および決定係数 R^2 は表 1 のようになった。しかしながら、霜系を分けた効果はみられず、どちらかといえば相関が悪くなる結果となった。

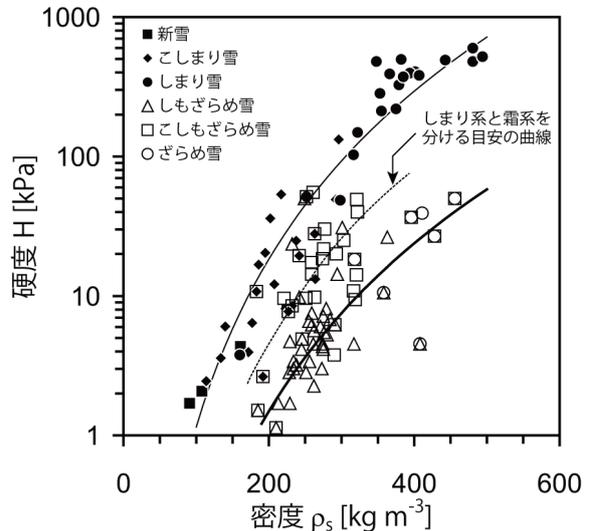


図 5 硬度と固有透過度の関係

表 1 硬度と固有透過度の近似式の係数と決定係数

雪質	傾き a	切片 b	決定係数 R^2
全雪質	-0.460	-7.906	0.5343
しまり系雪質	-0.474	-8.179	0.8697
しまり系+圧密したこしもざらめ雪	-0.492	-8.053	0.7148
霜系雪質	-0.384	-7.924	0.3604
圧縮しない霜系雪質	-0.402	-7.879	0.3599

5. まとめ

主にしもざらめ雪を対象として、固有透過度、硬度、密度の測定をおこない、しもざらめ雪やこしもざらめ雪の霜系雪質に関して、以下のことがわかった。

- 1) 霜系に関して密度と固有透過度は明確な関係が見られない。
- 2) 硬度増加で固有透過度減少の傾向はあるものの相関が良くない。
- 3) 密度と硬度との関係から、乗載積雪により圧密が認められる霜系と認められない霜系に分けた。これにより圧密が認められない霜系の密度（の4乗）と硬度の近似式の比例定数はしまり系の10分の1の大きさであることがわかった。
- 4) 霜系雪質を分けた硬度と固有透過度との関係について考察したが、明確な関係を見出せなかった。

構造を反映する固有透過度については、硬度と深い関係があると考えられるが、霜系の場合、明確な関係が見られなかった。通気度測定時に同じ層の積雪試料をフタル酸ジメチルによって固定しているので、今後、片薄片試料作成により、Run-Length法による粒径や間隙幅の情報を取得（荒川ら，2006）して粒径や間隙幅との関連付けをおこなう予定である。

参考文献

- Akitaya, E., 1974: Studies on Depth Hoar. Contributions from the Institute of Low Temperature Science. A26, 1-67
- Albert, M.R, Shultz E.F. and Perron Jr., F. E., 2000: Snow and firn permeability at Siple Dome, Antarctica. Annals of Glaciology. 31, 353-356.
- 荒川逸人, 尾関俊浩, 川田邦夫, 和泉薫, 河島克久, 河村俊行, 2006: 固有透過度と比表面積による雪質の定量的分類. 寒地技術論文・報告集, 22, 6-11.
- Shimizu, H., 1970: Air Permeability of Deposited Snow. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A22, 1-32
- Sommerfeld, R. A. and Rocchio, J. E.: Permeability Measurements on New and Equitemperature Snow. Water Resources Research, 29(8), 2485-2490
- Takeuchi, Y., Nohguchi, Y. Kawashima, K. and Izumi, K, 1988: Measurements of snow hardness distribution. Annals of Glaciology, 26, 26-30.

2007年11月に北海道上ホロカメットク山で発生した雪崩の調査報告 —北海道支部雪氷災害調査チームの活動—

尾関俊浩（北海道教育大学），八久保晶弘（北見工業大学），
岩花剛（北海道大学），樋口和生（北海道山岳活動サポート），
大西人史（北海道立林産試験場），佐々木大輔（ノマド）

1. はじめに

（社）日本雪氷学会北海道支部では2007/2008冬シーズンから社会貢献事業の一環として雪氷災害調査チーム（以下調査チーム）を発足させた。北海道では豪雪，寒冷地に557万人が暮らしており，冬季には雪崩，吹雪，着氷雪などの雪氷災害が数多く発生している。雪氷災害を防ぐには，災害をもたらした現象を調査し，発生メカニズムを解明し，対策を講じることが肝要である。しかし雪氷災害の対象は雪や氷であることから，災害発生から時間が経過すると，例えば雪崩であれば発生区が降雪や吹きだまりで埋没し，交通障害であれば視程や吹きだまりの状況が刻々と変化することとなる。また災害調査は災害復旧と平行して行われるため，災害状況は時間とともに把握が困難となる。調査チームが雪氷災害の発生直後に災害現場に入り，被害状況や積雪の状態などを調査できるようになれば，災害発生のメカニズムや原因を明らかにするうえで有効であり，災害の予知，防止，被害の軽減に寄与するであろう。

山岳地帯で起きる雪崩災害は研究者だけでは発生現場まで調査に入ることが困難であった。この調査チームでは冬山登山に豊富な経験を持つ登山家や雪崩事故防止活動を行なっているメンバーの協力を得て，事前に雪崩発生時に出動できるメンバーを登録し，研究者と冬山の安全管理担当者により編成される調査チームを迅速に派遣できる体制を整えた。

2. 2007年11月に北海道上ホロカメットク山で発生した雪崩

2007年11月に北海道十勝岳連峰上ホロカメットク山（図1）で2度登山者が巻き込まれる雪崩が発生した。一度目の雪崩は11月13日に発生した。山頂に近い標高1820m付近の西斜面で発生した雪崩（以下上ホロカメットク山下降ルンゼ雪崩と呼ぶ）はスキーヤー1名を巻き込み，標高差約200m，距離約440mを流下した。デブリに埋没したスキーヤーは同行者の迅速な救助により一命をとりとめた。11月13日は調査チーム発足当日というタイミングであり，さっそく下降ルンゼ雪崩の調査チームを編成し，11月17日に調査を行った。調査項目を表1に示す。

二度目の雪崩は10日後の11月23日に発生した。上ホロカメットク山山頂から西に延びるD尾根の通称・化物岩の東側にあたる北斜面の標高1630m付近で発生した雪崩（以下上ホロカメットク山化物岩雪崩と呼ぶ）は，標高差約190mを流下し，ヌッカクシ富良野川の谷底に達して堆積した。化物岩雪崩には12名の登山者が巻き込まれ，4名が死亡，1名が重傷を負った。化物岩雪崩は調査チームにより11月24日に予備調査が，11月25日に本調査が，12月11日に雪崩発生区の調査が行われた。調査項目を表1に示す。

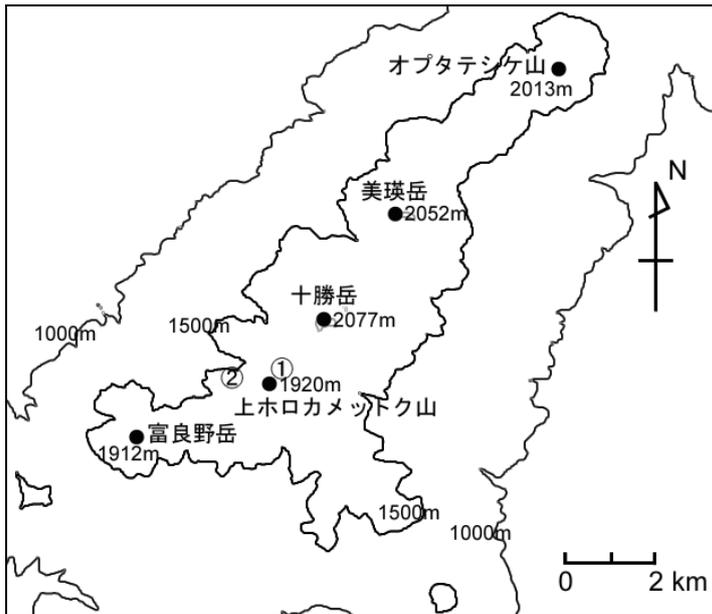


図1 十勝岳連峰と2007年11月の雪崩発生場所。
①下降ルンゼ雪崩。②化物岩雪崩。

下降ルンゼ雪崩の発生区、化物岩雪崩の発生区および堆積区近傍で行った積雪断面調査の結果、両方の雪崩とも地面に近い積雪内にしもぎらめ雪とこしもぎらめ雪からなる弱層が確認された。11月の現地付近の気象データより、この弱層は同じ時期に形成されたとみられたことから、今回の下降ルンゼ雪崩と化物岩雪崩は、この同じ弱層が破断したことにより面発生乾雪表層雪崩が発生したと結論された。なお、本調査の詳細な結果については、雪氷学会機関誌「雪氷」に投稿中である。

謝辞

現地の調査活動にあたって、十勝岳温泉凌雲閣の会田圭治氏、上富良野遭難対策協議会、日本雪崩ネットワーク、雪崩事故防止研究会の皆様にご協力いただいた。北海道大学大学院地球環境科学研究院の澤柿教伸博士には調査データの編集環境の整備にご尽力頂いた。NPO法人雪氷ネットワークの山田知充博士、(独)森林総合研究所の山野井克己博士には調査データをまとめるにあたり有益なご助言をいただいた。また日本気象協会北海道支社からは調査時の現地の気象情報及び解析用の気象データを、北海道上川支庁旭川土木現業所富良野出張所からは解析用に吹上テレメータ積雪深データをご提供いただいた。ここに記して感謝申し上げる。最後にこの雪崩で亡くなられた4名の方々に謹んで哀悼の意を表する。

表1 2つの雪崩の調査項目一覧

調査項目	下降ルンゼ雪崩	化物岩雪崩
発生日	2007年11月13日	2007年11月23日
調査日	2007年11月17日	2007年11月24日, 25日, 12月11日
GPSによる測定	デブリ末端位置, 遭難者埋没位置, 破断面位置	デブリ範囲
雪崩規模の測定	○	○
破断面の調査	層構造, 雪質, 密度, 雪温, 積雪水量	ショベルコンプレッションテスト 破断面の雪質, 積雪深
デブリの調査	—	層構造, 雪質, 密度, 雪温, 積雪水量
その他	—	デブリ近傍の自然積雪の調査 層構造, 雪質, 密度, 雪温, 積雪水量 シアーフレームテスト

気象データを用いた雪崩発生分析

中村一樹 (財団法人日本気象協会北海道支社),
秋田谷英次 (NPO 法人雪氷ネットワーク・北の生活館)

1. はじめに

2007年11月13日と23日の2度にわたり、上ホロカメットク山で雪崩が発生した。11月13日の雪崩は山頂に近い西斜面で発生し、1人が埋没し救助された。11月23日の雪崩はD尾根の北斜面で発生し、12人が埋没し4名が死亡、1名が重傷となる大きな事故となった。

(社)日本雪氷学会北海道支部が2007年11月に新設した雪氷災害調査チームは、雪崩の発生メカニズムを解明する目的で雪崩の現地調査を行った。発生区および堆積区で行った積雪断面調査の結果、両方の雪崩とも地面に近い積雪内にしもぎらめ雪とこしもぎらめ雪からなる弱層が確認された。今回の雪崩はこの層が破断したことにより面発生乾雪表層雪崩が発生したとみられた。本研究は、雪氷災害調査チームの積雪断面調査結果を基に、周辺の気象データから雪崩発生について分析を行ったものである。

2. 目的

雪崩発生の危険性を気象データから予想することが可能ならば、登山者、スキーヤー、スノーボーダー、山岳での作業者の他、道路管理等にも有益な情報となる。周辺の気象データから雪崩を予想し、冬期に山岳で行動する場合の安全性を高めることを目的に本研究を実施した。

3. 表層雪崩の発生要因と着眼点

図1に示すように、表層雪崩の発生要因は、斜面の状態などの「地形」と「積雪の安定性」、そして積雪の状態に大きく影響する「気象」である。この3要因に、「人的要因等」が加わることで、積雪内に弱層と上載積雪がある不安定な状態の場合等では、表層雪崩の危険が高まる。

本研究では、「積雪の安定性」に関わる表層雪崩発生プロセスである「弱層形成」と「上載積雪形成」について、「気象」データから考察し、雪崩発生の分析を試みた。



図1 表層雪崩の発生要因

4. 事例分析

2007年11月に連続発生した上ホロカメットク山での2つの雪崩発生事例について、気象の側面から考察する。

(社)日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームが行った現地調査によると、上ホロカメットク山で発生した2007年11月13日と23日の雪崩発生区では、積雪の地面に近い層にこしもぎらめ雪とこしもぎらめ雪からなる霜系の弱層が見られ、その層が破壊して面発生乾雪表層雪崩が発生し、二つの雪崩事故に至ったとたことがわかった(尾関ら, 2008)。積雪の中間層に発達した霜系の弱層が見られる場合には、その層が表面付近にあったときの気象条件がその形成に関わっている場合が知られている(福沢・秋田谷, 1992; 福沢ら, 1993)。

この節では雪崩発生前の気象データから弱層の形成と上載積雪の堆積を考察する。図2に周辺気象観測所の位置図を示す。図3は、11月1日から23日の富良野アメダス(上ホロカメットク山より日本海側、標高174m)における降水量、風速、日照時間、気温データと、新得アメダス(上ホロカメットク山より太平洋側、標高178m)における降水量データ、上ホロカメットク山山頂から西北西に約3.5kmの標高1020mに位置する旭川土木現業所吹上テレメータ積雪深データを時系列で示したものである。



図2 周辺気象観測所の位置と標高

国土地理院発行数値地図200000(地図画像)使用

平均的な気温減率 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ から考えると、標高1800m付近の雪崩発生区の気温は、富良野に比べ約 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 低かったと推定される。この気象データを見ると、8日夜に3mmの降水があり、気温から考えると、1800m付近では降雪であったと推定される。吹上テレメータでも4cmの積雪を記録していることがわかる。気象庁解析雨量データで確認したところ、この時間帯に十勝岳連峰一帯で弱い降水が確認された。9日の日中は日照があり、8日夜に積もった新雪層は日射で内部昇温していると考えられる。9日午後から10日早朝にかけては風速が弱く、気温は一定の速度で低下していることから、強い放射冷却があったことが分かる。日中暖められた新雪が放射冷却で急激に冷却されると、この新雪は霜系の雪に変化するので、この層が弱層を形成したと推定される。

図3より、11日から12日にかけて新得アメダスでは50mmの降水があったことがわかる。この時間帯の新得の気温が $4\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ということから、新得では降雨であったと推定される。気象庁解析雨量データで確認したところ、この時の降水域は、十勝岳連峰の尾根付近まで達していたが、富良野や吹上テレメータ付近にはほとんど到達しなかった。富良野アメダスの降水データや吹上テレメータの積雪深データに記録されていないのはそのためである。新得の標高と平均的な気温減率から勘案すると、上ホロカメットク山山頂付近の気温は氷点下であったと推定され、山頂付近ではまとまった降雪になったと考えられる。

気象庁解析雨量データと高層気象データより、上ホロカメットク山山頂付近では11日の夜は南東からのやや強い風(10 m s^{-1} 程度)のなかやや重たい雪が降り、12日朝には東北東の非常に強い風($20\sim 25\text{ m s}^{-1}$)により風下に吹き溜まりが形成されたと推定される。これは13日に雪崩が発生した西向き斜面が該当する。以上が13日に発生した雪崩に対する上載積雪の形成過程である。

一方、吹上テレメータの積雪深データは15日から23日の間に98cmの積雪深の増加を記録している。この間、低気圧の通過と、その後の北から西寄りの季節風を伴う強い冬型により、十勝岳連峰では15日から23日の午前中までに多くの降雪があった。11日から12日の積雪の上に、この15日以降の多量の積雪が加わり、23日に雪崩が発生した北斜面上で上載積雪が形成されたと考えられる。

すなわち、放射冷却で雪の表面が霜系の弱層に変化し、その後この弱層の上に風で飛ばされた雪や降雪が堆積したことにより、斜面積雪が不安定になったものと結論される。これは現地で行った積雪調査結果(尾関ら, 2008)と一致している。

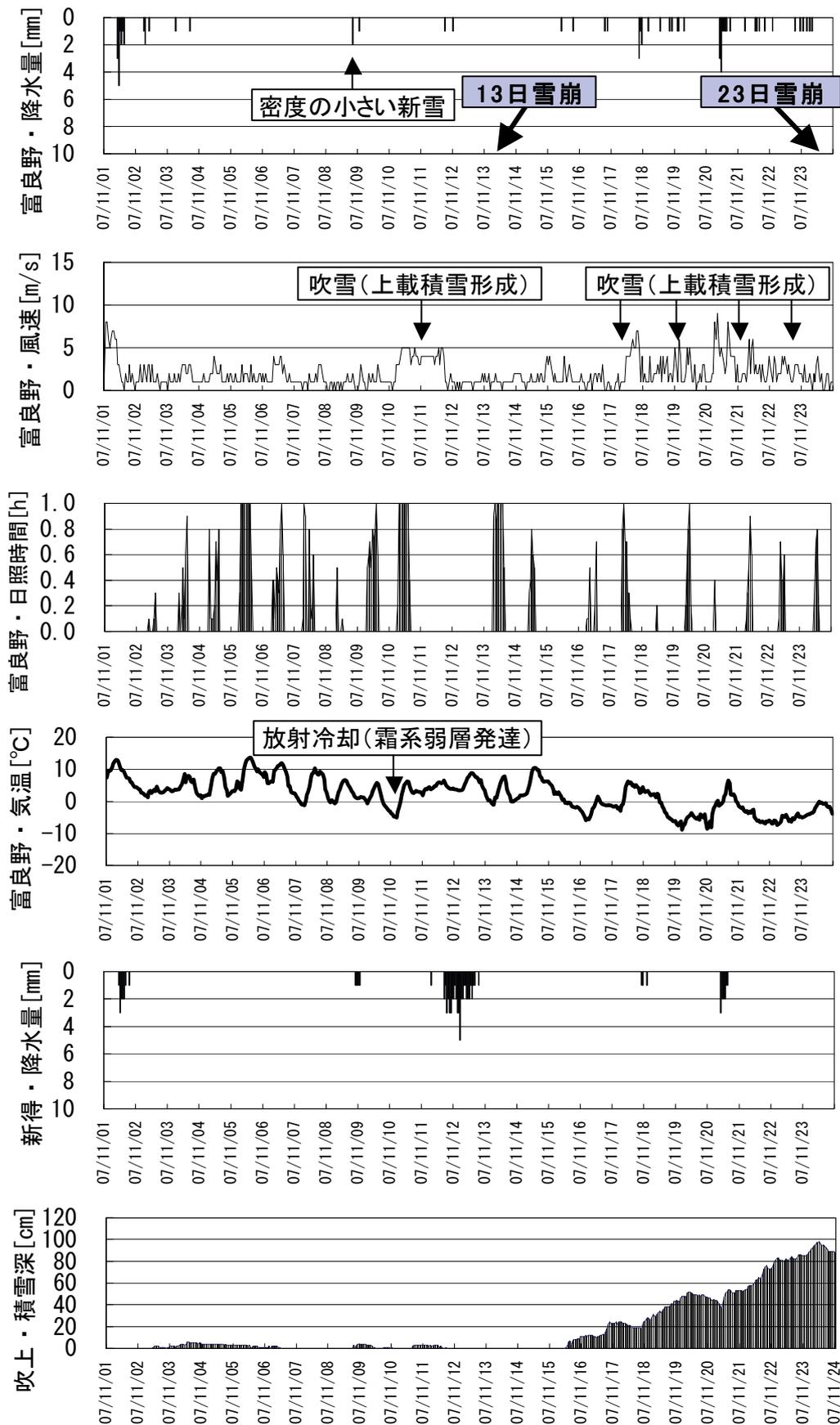


図3 周辺気象時系列データ (2007年11月1日~23日)

5. まとめ

本研究では、雪崩発生前の気象データを用いて積雪の安定性について分析した。考察の結果、上ホロカメットク山の広い範囲で霜系の弱層が形成され、その後の降雪と風成雪が上載積雪となって、雪崩発生の時期に西向きや北向きの斜面積雪が不安定な状態にあったと推定した。

しもざらめ雪が弱層になりその後の上載積雪で表層雪崩の危険性が大きくなる場合、図4に示す4つの気象の条件を考慮することにより、予め周辺気象データからある程度の危険度を推定することが可能と考えられた。今後、さらに、雪崩事例に対する気象の分析を積み重ね、気象データによる雪崩危険度の推定方法を広く浸透させたい。

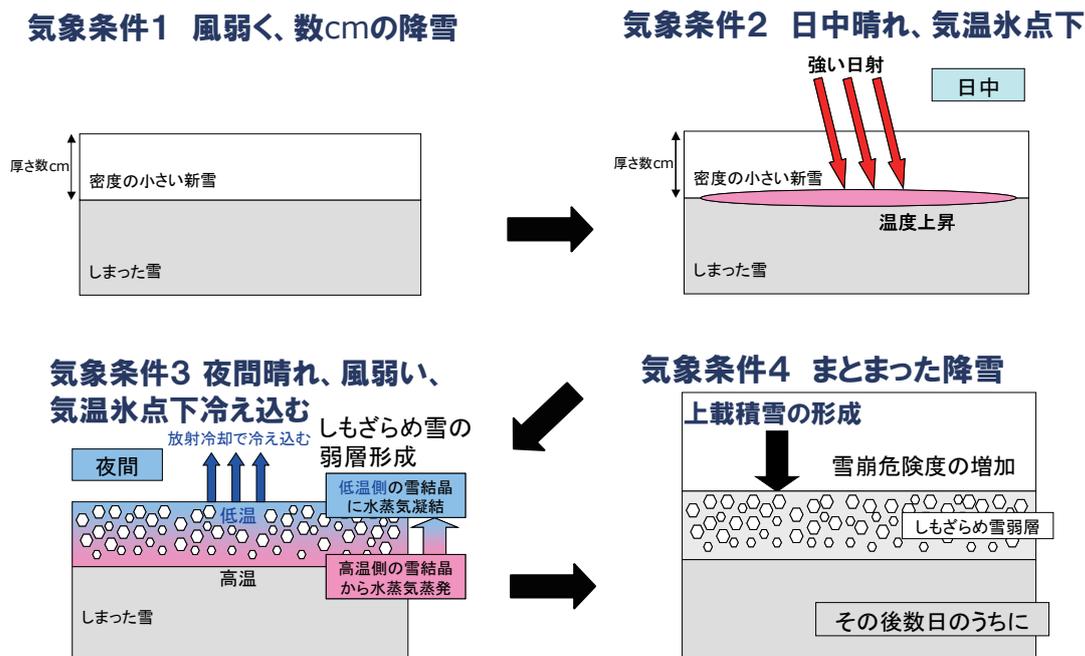


図4 しもざらめ雪弱層と上載積雪形成のための4つの気象条件

謝辞

(社)日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームの皆様と現地調査に関わった多くの皆様
が観測した貴重な現地調査データがなければ、この考察は不可能であった。また、北海道上川
支庁旭川土木現業所富良野出張所からは、吹上テレメータ積雪深データをご提供いただいた。
ここに感謝申し上げる。

2007年11月20日に「十勝連峰の雪は不安定 入山者は注意を！」という情報を発表してい
たにも関わらず、11月23日に雪崩事故が起こってしまったことが残念でならない。気象情報
を伝える立場から、必要な人に的確な情報を確実に伝えることを今後の課題として受け止めた
い。今後も山岳雪崩など雪氷災害の研究を継続し、被害や犠牲を少しでも減らすことができ
ばと考えている。最後に、2007年11月23日の雪崩で亡くなられた4名の方々に謹んで哀悼の
意を表する。

参考文献

尾関俊浩, 八久保晶弘, 岩花剛, 中村一樹, 樋口和生, 大西人史, 佐々木大輔, 秋田谷英次,
2008: 2007年11月に北海道上ホロカメットク山で連続発生した雪崩. 雪氷, 投稿中.
福沢卓也, 秋田谷英次, 1992: しもざらめ雪層の急速形成過程の観測. 低温科学, A50, 1-7.
福沢卓也, 秋田谷英次, 松本慎一, 1993, 大きな温度勾配の下でのしもざらめ雪成長実験(II).
低温科学, A51, 23-30.

MPS 法によるピンポン玉雪崩実験の再現計算

大塚達也, 清水康行 (北海道大学大学院工学研究科),
大槻政哉, 齋藤佳彦 (株式会社雪研スノーイーターズ)

1. はじめに

雪崩を 3 次元的に再現することで防災上, 様々な構造物の設計を行うことが可能になる. しかし現状の雪崩シミュレーションにおいて, 雪崩を流動体として 3 次元的に表現するモデルは開発途上である. そこで, 新たな雪崩シミュレーションモデルの開発にあたり, 低温科学研究所が宮の森スキージャンプ台で行なったピンポン玉雪崩実験¹⁾の再現計算を粒子法のひとつである MPS 法²⁾を用いて行った. 本研究では粉体であるピンポン玉の挙動を流体と仮定し, 既存の MPS 法に空気抵抗項を考慮したモデルをつくった. そして, 空気抵抗項の有無や動粘性係数の値によりどれくらい流れに影響があるのか確認し, モデルの再現性について考察した.

2. 計算手法

2. 1 粒子法 (MPS 法) について

粒子法は完全 Lagrange 的手法である. 連続体を有限個の粒子で表し, 各粒子は圧力などの変数を保持して移動する. そのため, 差分法や有限要素法のような格子は使用しない. 粒子法には離散要素法 (DEM), SPH 法 (Smoothed Particle Hydrodynamics), MPS 法などがあるが, MPS 法は DEM のような粉体を構成する粒子をそのまま粒子として計算する方法ではなく, 連続体の支配方程式を勾配や発散といった微分演算子に対応する粒子間相互作用モデルによって離散化する手法である³⁾.

2. 2 基礎式

雪崩を流体と仮定し, 連続式を式 (1) に, 運動方程式を式 (2) にそれぞれ示す.

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0 \quad (1)$$

$$\rho \frac{Du}{Dt} = -\nabla P + \rho \nu \nabla^2 u + \rho g - F_a - F_b \quad (2)$$

ここで, ρ : 粒子の密度, u : 速度, P : 圧力, ν : 動粘性係数, g : 重力加速度, F_a : 空気抵抗, F_b : 底面摩擦を表している.

空気抵抗 F_a を式 (3) に示す.

$$F_a = \frac{1}{2} \rho_a C_D S u |u| \quad (3)$$

ここに, ρ_a : 空気の密度, C_D : 抵抗係数, S : 投影面積を表している.

また, 抵抗係数 C_D はレイノルズ数 Re の値により変化する Schiller and Naumann の式を用いる.

$$C_D = \begin{cases} \frac{24}{Re} (1 + 0.15 Re^{0.687}) & Re \leq 1000 \\ 0.4 & Re > 1000 \end{cases} \quad (4)$$

また，底面摩擦 F_b は底面とピンポン玉との間で粘性が働くとし動粘性係数により与えている．

3. 計算条件

ピンポン玉雪崩がニュートン流体と仮定した上で，式 (2) の中の動粘性係数 ν を， $\nu = 1.0 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-5}$ とした．行った計算 Case を表-1 に示す．Case1 は式 (2) の右辺第 4 項がない場合．すなわち，空気抵抗項無しの場合である．Case2 から Case6 は空気抵抗項を考慮していてそれぞれ異なる動粘性係数を与えている．また，すべての Case でピンポン玉の密度 ρ は 87.7 kg/m^3 とした．

陽的な計算が終了した時点で， $n^* < 0.97n^0$ を満たす粒子を自由表面上に存在すると判定し³⁾，式 (2)，(3) の空気抵抗 F_a は自由表面上の粒子に働くとした (図-1)．

MPS 法では，壁などについても粒子として粒子数密度 n を計算する必要があるため，流体及び構造物を粒子の配列によって表す必要がある．本来のピンポン玉の直径は 0.0378 m だが，本研究では計算負荷を少なくするため粒子の平均間隔 $r_0 = 0.2 \text{ m}$ でピンポン玉及びスロープを表現した．計算に用いた宮の森スキージャンプ台の縦断図を図-2 に示す．

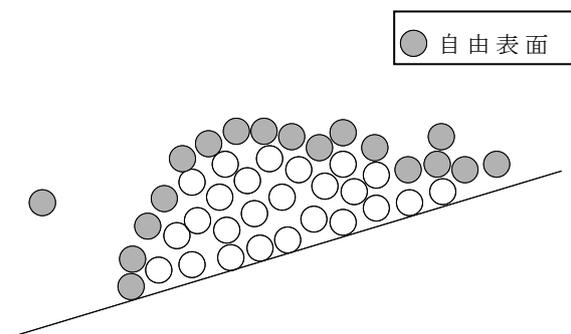


図-1 空気抵抗の影響を受ける粒子

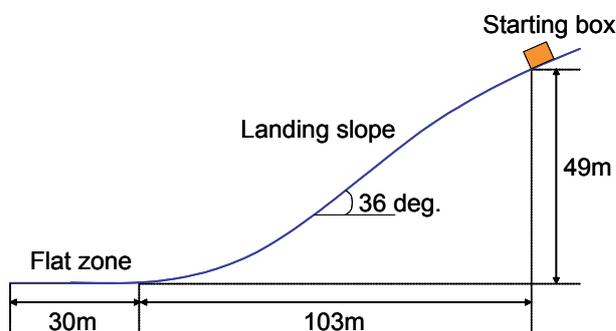


図-2 スキージャンプ台の縦断図

表-1 行った計算 Case

計算 Case	粘性項の ν	底面摩擦力項の ν	空気抵抗項の有無
Case1	1.0×10^{-2}	1.0×10^{-2}	無
Case2	1.0×10^{-2}	1.0×10^{-2}	有
Case3	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-7}	有
Case4	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-7}	有
Case5	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-8}	有
Case6	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-8}	有

4. 結果と考察

図-3, 図-4 に各 Case での計算結果を示す. ここで, 図中縦軸の平均速度とは式 (5) より求めたピンポン玉雪崩先端 42 個の粒子の平均である.

$$\bar{v} = \frac{\sum v_i}{42} \tag{5}$$

ここに, \bar{v} : 平均速度, v_i : 各雪崩粒子の合成速度.

Case1, Case2 を比較した結果を図-3 に示す. 同一の動粘性係数 ($\nu=1.0 \times 10^{-2}$) では空気抵抗項の有無により最大速度で約 7m/s, またその出現位置でも約 40m の差が出るのがわかった. 次に, 実現象ではピンポン玉に空気抵抗が作用すると考えられるので, 空気抵抗を考慮した Case3 から Case6 の計算結果をピンポン玉雪崩実験の結果¹⁾と比較した(図-4). Case3 から Case6 で動粘性係数をパラメータとして実測値により近づけることを試みたがそれぞれの Case であまり差は見られなかった. また, Case1 から Case6 すべてで最大速度の出現位置が実験値よりも手前になっている. 動粘性係数の値, 空気抵抗の有無に係わらずこのような現象が起こることから勾配が影響していると推測できる.

Case3 から Case6 の最大速度の値に着目すると, 実現象を再現できているといえる. 最大速度は雪崩災害を考えたときに最も重要になってくる値であり, それを再現できたことは大きな成果だといえる.

次に, ピンポン玉雪崩の流動形状を図-5 に示す. 図中(左)が実験, (右)が Case3 の計算結果である. 実験ではピンポン玉雪崩先端部は空気抵抗のためまとまりを持って流下しているが, 計算結果は空気抵抗を考慮しているにもかかわらず粒子にまとまりが見られない. 連続体として運動するに十分な粒子数密度が得られなかったことなどが原因だと考えられるが, 空気抵抗の考慮の仕方を改善する必要がある.

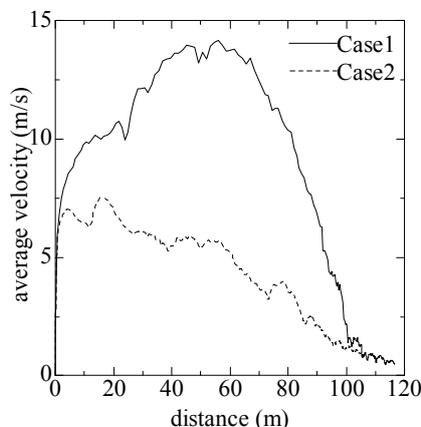


図-3 空気抵抗の有無による速度の比較

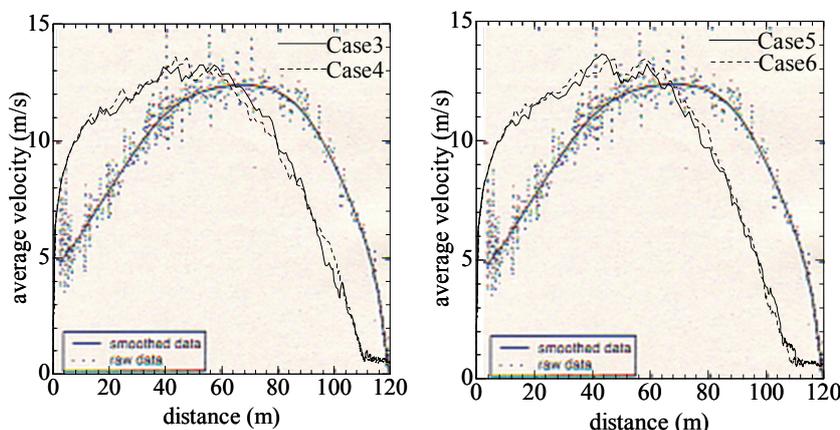


図-4 各 Case と実験値との比較

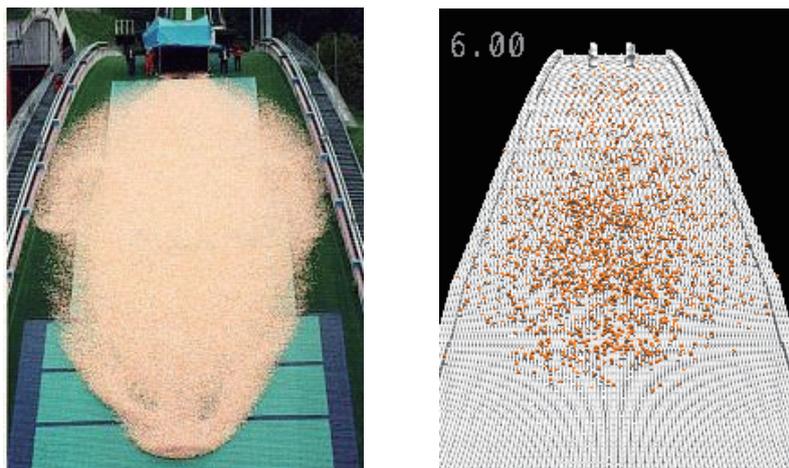


図-5 形状の比較

5. まとめ

本研究では、3次元MPS法を用いて空気抵抗を考慮した雪崩の数値計算を試みた。得られた結果を以下に列挙する。

- 1) 同一の動粘性係数でも空気抵抗項の有無で計算結果に大きな違いが出ることがわかった。
- 2) 空気抵抗を考慮することにより最大速度の再現性が確かめられた。
- 3) 空気抵抗を考慮した場合、動粘性係数 1.0×10^{-4} から 1.0×10^{-5} 、底面とピンポン玉との間の動粘性係数 1.0×10^{-7} から 1.0×10^{-8} の範囲では平均流速に違いは見られなかった。
- 4) 流動形状が実験結果の様なまとまりを持った形になっておらず、空気抵抗の与え方を改善する余地がある。

本研究では乱流抵抗などは考慮していないが、現象を捉える上で重要な最大速度が実験値と一致したことから粉体の挙動を流体として扱った本モデルでもある程度実現象を再現できているといえる。今後は、本来の目的である雪崩への適応を考え、空気抵抗の考慮の仕方を改善していきたいと考える。

参考文献

- 1) 小椋崇広, J. McElwaine, 西村浩一: 質量中心モデルを用いたピンポン玉雪崩の運動解析, 日本雪氷学会誌 雪氷 65 巻 2 号, pp.117-123, 2003.
- 2) Koshizuka, S. and Oka, Y.: Moving-Particle Semi-implicit Method For Fragmentation of Incompressible Fluid, Nucl. Sci. Eng., 123, pp.421-434, 1996.
- 3) 越塚誠一: 計算レクチャーシリーズ 5 粒子法, 日本計算学会編, 丸善株式会社.

新雪剪断強度の時間変化について

松下拓樹, 松澤 勝, 伊東靖彦, 加治屋安彦 (独) 土木研究所寒地土木研究所

1. はじめに

雪崩発生の危険度評価において、勾配 θ の斜面における積雪層の剪断応力 $Q \sin \theta$ と剪断強度 σ の比である積雪の安定度指標 SI (Stability Index) が用いられることが多い。

$$SI = \sigma / Q \sin \theta \tag{1}$$

上載積雪による垂直応力 Q は積雪深や降水量の観測値から計算される。一方、剪断強度 σ は積雪密度との関係式から求められ、新雪やしまり雪について弱層を伴う場合 (Jamieson and Johnston, 2001) と伴わない場合 (山野井・遠藤, 2002) の以下の関係式がある。

$$\text{(弱層を伴う場合)} \quad \sigma = 14.5 (\rho / 917)^{1.73} \tag{2}$$

$$\text{(弱層を伴わない場合)} \quad \sigma = 9.40 \times 10^{-4} \rho^{2.91} \tag{3}$$

式(2)はカナダにおける測定結果、式(3)は主に本州の積雪に基づいて得られたものである。

さて近年、北海道では斜面積雪が雪崩予防柵の柵面をすり抜けて道路に達する現象が問題となっており、この現象は気温が低くかつ降雪強度が大きい時に発生する傾向にあることが指摘されている (松下ら, 2008)。そのため低温下多量降雪時の積雪に対して式(2)と式(3)が適用可能かを検証するために札幌近郊の中山峠にて積雪断面観測を行ったところ、積雪層内に弱層は存在しないが測定した剪断強度は式(2)の弱層を伴う場合に近い値となった (松下ら, 2007)。この理由を明らかにするため、本論文では剪断強度の時間変化と積雪形成時の降雪強度に着目して、中山峠における測定データの解析を実施し、さらに札幌において降雪強度の大きい気象条件下で形成された新雪の剪断強度測定を行った。

2. 測定および解析方法

2. 1 中山峠における測定と解析の方法

中山峠における測定内容は松下ら (2007) に詳しいが、以下にその概略を記す。観測は 2007 年 1 月 7 日から 9 日にかけて堆積した約 100cm の積雪を対象に、2007 年 1 月 9 日 18 時から 11

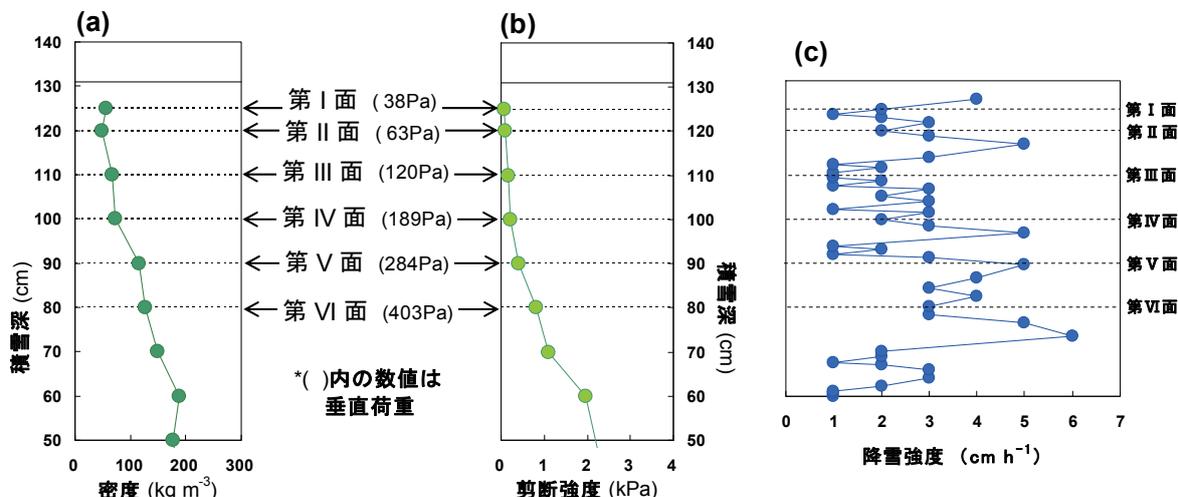


図1 第1回観測で測定した密度(a)と剪断強度(b)の鉛直分布と、1月7日以降に形成された積雪層に対応する降雪強度(c)。降雪強度は隣接する気象観測所の積雪深データより計算。

日 12 時までの期間 3～9 時間毎に合計 9 回実施した。鉛直方向に 5cm または 10cm 間隔で雪温、剪断強度、密度の測定及び雪質、積雪の粒度、層構造の観察を行った。剪断強度はシアーフレーム(断面積 0.025m²)を用いて測定し、一つの積雪層に対して 2～4 回の測定した平均値を解析に用いた。また、各観測毎に新たに積もった新雪層を把握するため、積雪表面にチョークの粉をマーカーとして散布した。図 1 に第 1 回観測の密度(図 1 a)と剪断強度(図 1 b)の鉛直分布、7 日以降に形成された積雪に対応する降雪強度(図 1 c)を示す。図 1 c の降雪強度は現地に隣接する寒地土木研究所の気象観測施設の積雪深から求めた。

次に第 1 回から第 9 回観測における積雪面 I～VI(図 1)の剪断強度から、その時間変化を調査した。ただし、積雪面 I～VIの高さは圧密によって時間とともに変化するため、第 2～9 回で剪断強度を測定した高さは第 1 回の積雪面 I～VIの高さに一致していない。そこで図 2 に示すように、第 1 回観測の積雪面を基準とした積雪重量は変化しないと仮定して、第 2 回以降はこの積雪重量が同じである第 1 回積雪面からの深さを見出し、その深さに最も近い上下の測定値を内挿して剪断強度を求めた。この方法で第 2～9 回観測における積雪面 I～VIの剪断強度を推定した。

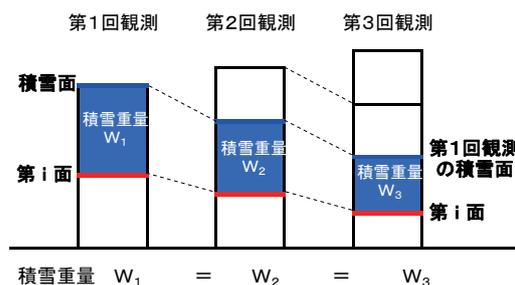


図 2 積雪重量を用いた第 i 面の高さの推定方法

2. 2 札幌における測定方法

寒地土木研究所敷地内(以下、札幌)にて、2008 年 2 月 26 日 14 時から 27 日 7 時にかけて積もった新雪を対象に剪断強度と密度の測定を行った(図 3 a)。対象とした積雪は地上からの高さ 80cm(第 1 面)と 70cm(第 2 面)に位置する新雪で、測定は雪が止んでから 1 日後(2 月 28 日)、2 日後(2 月 29 日)、5 日後(3 月 3 日)の 3 回実施した。測定に際し 2 月 28 日の積雪面からの上載積雪荷重を指標に対象積雪層を見出して測定を行った。剪断強度はシアーフレーム(断面積 0.025m²)を用いて測定し、一つの積雪層に対して 5 回以上の測定結果の平均値とした。また上記 2 つに加えて高さ 55cm のこしまり雪(第 3 面)についても測定を行った。これは 2 月 23 日に道央地方で吹雪が発生したときに形成された積雪である。

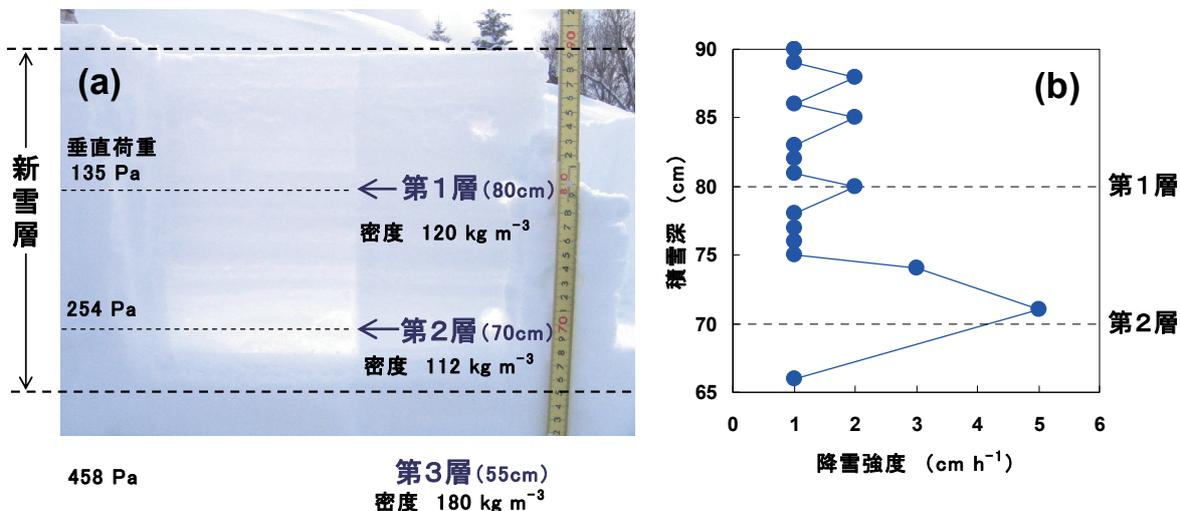


図 3 札幌において剪断強度の時間変化を測定した積雪面(a)と積雪形成時の降雪強度(b) (a)は積雪層を厚さ 2 cm にして太陽光を背景に撮影。(b)は札幌管区气象台の観測資料より。

図3b に示す降雪強度は、札幌管区气象台における積雪深の観測データから求めたもので、26日以降に積もった新雪層(高さ 65~90cm)に対応させて示した. 第3面に対応する降雪強度の把握は難しいが、この積雪層が積もった23日の降雪強度は1~4cm h⁻¹であった.

3. 結果

3. 1 中山峠における測定データの解析結果

図4は、中山峠で測定した積雪面 I ~VIの剪断強度と密度の時間変化の推定結果である. 積雪面 I ~IVと V ~VIで時間変化に違いがある. 積雪面 I ~IVは弱層を伴わない式(3)に一致した時間変化を示し、積雪面 V とVIは最初は弱層を伴う式(2)に近い値だが時間の経過とともに式(3)に近づく変化を示す. 図1c によると、積雪面 V とVIは5~6cm h⁻¹の大きな降雪強度の下で形成され、積雪面 I ~IVが形成されたときの降雪強度は1~3cm h⁻¹であった. なお積雪面 V の雪温は-6.8~-7.9℃、積雪面VIは-5.9~-7.1℃であった.

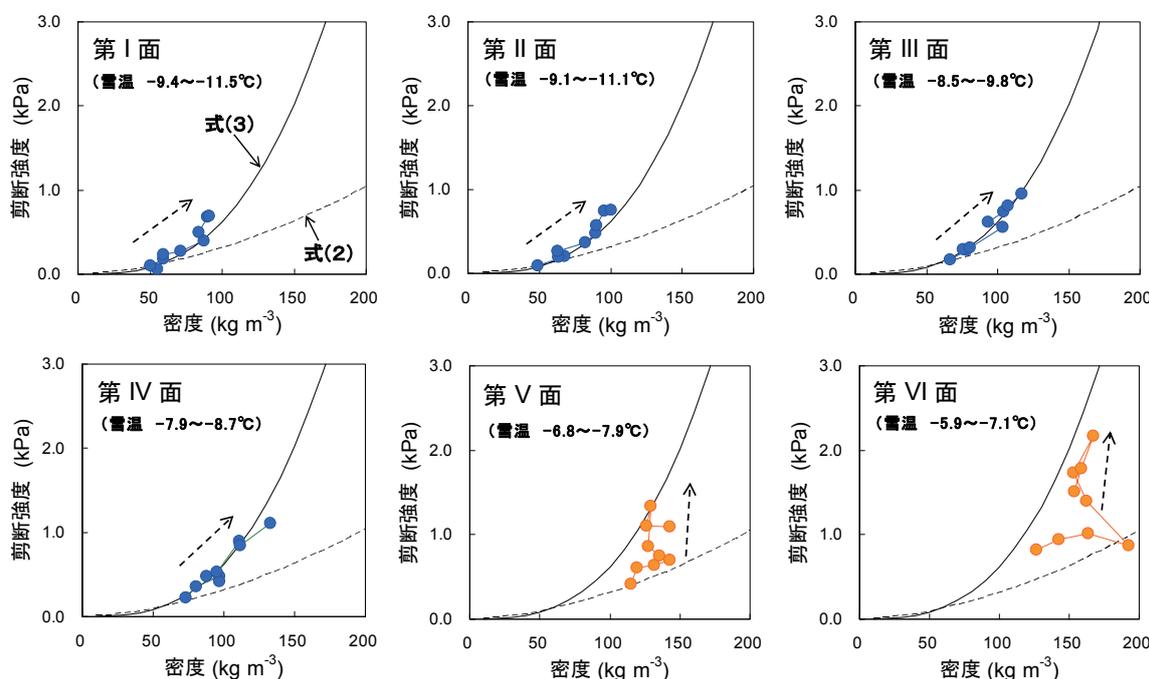


図4 中山峠における積雪面 I ~VIの剪断強度と密度の時間変化
2. 1 節で示した方法による推定結果. 破線矢印は時間の流れを示す.

3. 2 札幌における観測結果

図5は、札幌における剪断強度と密度の時間変化の測定結果である. 第1面は降雪から2日後にざらめ雪に変化したため5日後の測定は行わなかった. 図5より、第2面と第3面は、最初は式(2)に近い値であるが時間の経過とともに式(3)に近づく傾向を示した. この傾向は中山峠の第V面と第VI面と同じである.

図5 札幌における剪断強度と密度の測定結果
破線矢印は時間の流れを示す. 第1面は2日後の測定以降ざらめ雪に変化した.

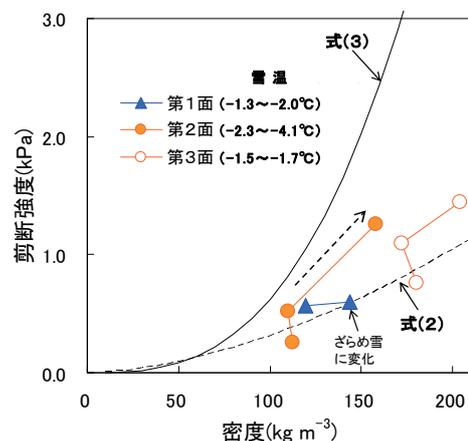


図3bより第2面が形成されたときの降雪強度は 5cm h^{-1} と大きく、第3面が形成された23日の降雪強度は $1\sim 4\text{cm h}^{-1}$ であった。また第2面と第3面の雪温は、同じ時間変化傾向を示した中山峠の第V及びVI面より雪温が高かった。

4. 考察

今回測定した新雪やこしまり雪の剪断強度は、最初は弱層を伴う場合の式(2)に近い値となり、時間の経過とともに弱層を伴わない場合の式(3)に近づく傾向を示した。中山峠と札幌の積雪は、雪温が異なるもののいずれも大きな降雪強度を伴って形成された。

図6は積雪の剪断強度と圧密過程の関係の概念である。圧密によって積雪密度が増加するとき、雪の内部では様々な物理過程が複雑に関連しながら進行するが、その主なものは粒子の破碎や再配列による充填と、焼結による粒子間の結合力の強まりである(前野・福田, 1986)。この物理過程の進行によって剪断強度が大きくなっていくと考えられる。

今回測定した積雪の上載積雪による垂直荷重と圧縮破壊強度を比較すると(図7)、垂直荷重が小さい積雪面付近では、垂直荷重と圧縮破壊強度が同程度であるため圧縮破壊が起きていると考えられる。このため降雪強度が大きい場合、急速に増加した上載積雪荷重によって粒子の破壊や充填が起こって密度が増加する。しかし、粒子の破壊による充填に比べて焼結による粒子間の結合力の増加はゆっくり進行するため、密度増加に比べて剪断強度の増加量は小さく(図6)、密度との関係において弱層の剪断強度に近い値になると考えられる。

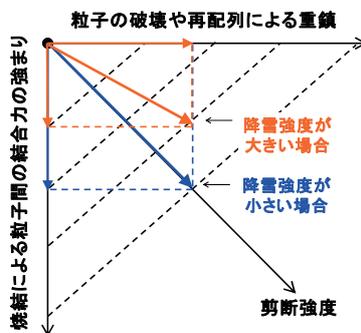


図6 剪断強度と圧密過程の主要物理過程の関係の概念

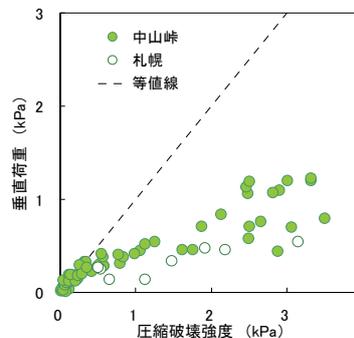


図7 垂直荷重と圧縮破壊強度(Watanabe(1977)による)の比較

5. おわりに

本論文は2事例の調査結果である。今後、より多くの多量降雪時の積雪について測定を行い、剪断強度の時間変化に関する具体的なメカニズムの解明を行っていきたい。

参考文献

Jamieson, B., and C. D. Johnston, 2001: Evaluation of the shear frame test for weak snowpack layers. *Annals of Glaciology*, 32, 59-69.

前野紀一, 福田正己, 1986: 雪氷の構造と物性, 東京, 古今書院, 209pp.

松下拓樹, 松澤 勝, 伊東靖彦, 加治屋安彦, 2007: 低温下の新雪の剪断強度と圧密に関する観測. *寒地技術論文・報告集*, 23, 431-436.

松下拓樹, 松澤 勝, 加治屋安彦, 2008: すり抜け現象を伴う雪崩の発生条件と対策について. 第51回北海道開発局技術研究発表会 発表論文集(CD-ROM), ふゆ-10(道).

Watanabe, Z., 1977: The influence of snow quality on the breaking strength. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, 27, 27-35.

山野井克己, 遠藤八十一, 2002: 積雪におけるせん断強度の密度および含水率依存性. *雪氷*, 64, 443-451.

2008年冬期北海道を通過した爆弾低気圧と交通障害及び視程の推定

滝谷克幸, 谷口 恭, 岡村智明, 松岡直基 (日本気象協会北海道支社)

1. はじめに

2008年冬期は、二度に渡り急速に発達した低気圧による暴風雪により視程障害と吹溜りが発生し、車両の立ち往生など大きな交通障害が発生した。2008年2月23日から24日にかけて、発達した低気圧が北海道の南海上を通過し、道央を中心に猛吹雪となり、通行止めや交通障害が発生した。また、3月31日から4月1日にかけては道東に急速に発達した低気圧が進み、釧路、根室、網走管内で多数の通行止めや交通障害が発生した。爆弾低気圧と呼ばれるこれら低気圧の特徴と、気象状況、通行止めの状況を整理した。また、これらふぶきの状態を視程に換算し、メッシュで表示することによって広範囲に吹雪の状況を把握する手法を試みた。

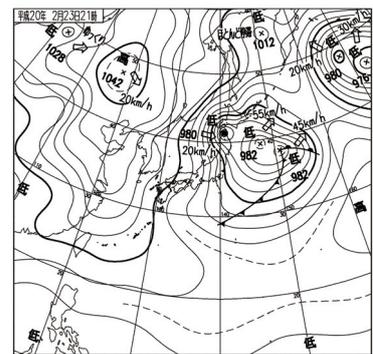
「爆弾低気圧」とは、中心気圧が24時間で $24\text{hPa} \times \sin(\phi) / \sin(60^\circ)$ 以上低下する温帯低気圧 (ϕ は緯度)であり、例えば北緯 40° なら $17.8\text{hPa}/24\text{h}$ が基準となる¹⁾。気象庁では予報用語としては「急速に発達する低気圧」などと言い換えることとしているが、ここでは、低気圧の発達度合いと暴風雪による被害状況から「爆弾低気圧」と呼称する。

2. 低気圧の発達状況

(1) 2008年2月23～24日

日本海の低気圧は急速に発達しながら東北東進し、23日9時には秋田市の西海上に達して 992hPa になった。この間の低気圧の中心気圧の低下量は、前12時間で -16hPa 、前24時間で -24hPa と、急激な低下を示した。

この低気圧がさらに発達しながらゆっくり津軽海峡を通過し、23日21時には下北半島付近に達して、中心気圧は 980hPa まで下がった(図1)。この時点での前12時間の中心気圧の低下量は -12hPa 、前24時間では -28hPa という、稀に見る急速な発達を示した(図2)。低気圧周辺での等圧線の間隔が密になり、強風を伴う吹雪になった。



2008年2月23日21時

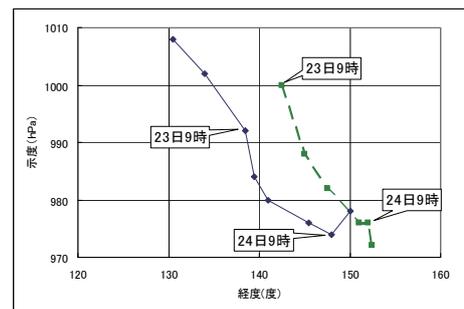


図2 中心気圧変化図(二低気圧)

2008年2月23日～24日

(2) 2008年3月31日～4月1日

3月31日9時には関東の南海上に二つの低気圧があり、中心気圧は双方とも 996hPa であった。これらの低気圧は急速に発達しながら北東へ進み、31日21時には三陸沖へ達して、中心気圧は 976hPa および 980hPa まで低下した。4月1日3時には一つにまとまって北緯 40 度に達し、9時には釧路の南東海上に進み、中心気圧は 952hPa の最低値になった(図3)。

31日21時から1日9時までの12時間に中心気圧は 24hPa 低下し、31日9時から24時間では 44hPa 低下したことになる。低気圧の中心気圧が24時間内に $20\sim 30\text{hPa}$ 程度低下することは時々あるが、 44hPa という低下量は稀にしか起こらないほどの急発達であった(図4)。

その後は低気圧の進行速度が遅くなって根室の南東海上に停滞し、1日の夜になってゆっくり東進しながら遠ざかって行った。

二つの事例に共通するのは、低気圧が急速に発達する段階で動きが遅くなり、周辺では強風と暴風雪が続いたことである。

3. 通行止め状況

2月23～24日の事例では、国道の通行止めが274号を含む11路線14箇所、道道の通行止めが52路線59箇所、高速道路の通行止めが道央道・道東道の5区間で発生し、道路通行障害の解除待ちによる退避者80名余りが一時近くの公民館や役場などに收容された。なお、道道新富神里線では立ち往生していた車両内から男性1名が発見され死亡が確認された。

また、24日には自衛隊災害派遣要請により吹きだまりにより閉じ込められた車両から人命救助が実施された。

3月31日～4月2日の事例では、国道の通行止めが7路線10区間、道道の通行止めが66路線84区間に達し、国道では4路線4区間計106台の車両が立ち往生した。また、根室地方では大規模な停電(1200戸余)も発生した。

4. 気象状況

2月23～24日の事例では、23日の夜から24日の朝にかけて、低気圧の中心に近かった太平洋側の地域や海岸部で北寄りの風が20m/s前後まで強まり、函館では最大瞬間風速が24.9m/s、室蘭では17.3m/s、苫小牧では29.3m/s、札幌では18.9m/sを記録した。岩見沢では23日の18時58分に最大瞬間風速27.5m/sを記録し、これは2月としては第3位の記録となった。

23日から24日にかけて、南西部では60cm前後の大雪になり、オホーツク海側では70cm、場所によっては90cm近い大雪になった。

23日の日降雪量は寿都で45cm、黒松内で43cm、恵庭島松で40cm、倶知安で38cm、札幌で37cm、長万部で32cm、苫小牧で24cmに達し、普段は降雪量が余り多くない太平洋側でも大雪がもたらされた。

通行止めのあった国道付近の長沼アメダスの経過を見ると、風は23日の夕方から強まり、24日未明にピークとなった、この間北寄りの風向が持続した。降水は23日日中から24日にかけて断続的に観測され、23日夕方にやや強い降水が観測されている(図5)。

現地は通常冬期の主風向は北西であるが、今回、北寄りの風が吹き道路とほぼ直角の風向であったことも、交通障害を発生させた原因のひとつと考えられる。

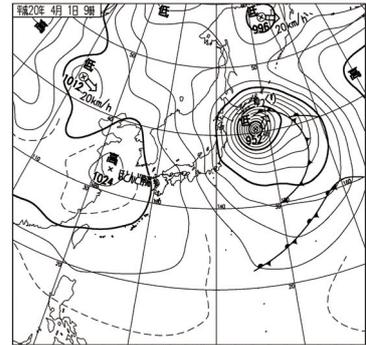


図3 地上天気図
2008年2月23日21時

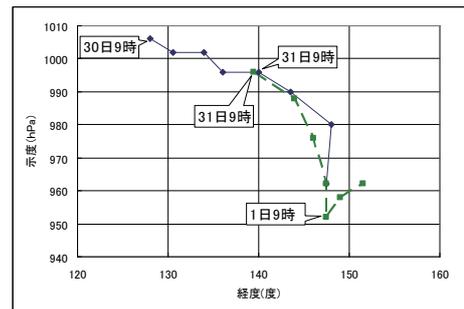


図4 中心気圧変化図(二低気圧)
2008年3月30日～4月1日

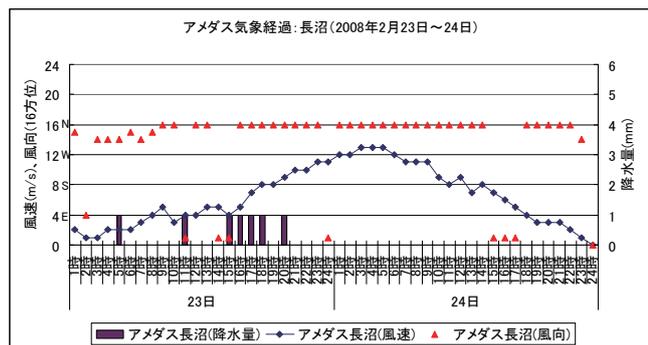


図5 気象経過図(アメダス長沼)
2008年2月23日～24日

3月31日～4月2日の事例では、低気圧に近かった道東で等圧線の間隔が狭まって北寄りの暴風が吹き、釧路では4月1日の最大風速は23.3m/s、最大瞬間風速は34.4m/s（ともに風向は北）を記録した。これは4月としてはそれぞれ第1位と第2位の記録となった。

根室では最大瞬間風速が33.8m/sを記録し、4月としては第3位の記録となった。1日から2日にかけて、道東の一部では40cmを越える大雪が降り、70cm前後になった地域もあった。

網走東部の宇登呂では4月1日の降雪量が67cmとなり、4月としては第1位となり、通年でも第3位の記録になったが、2日はさらに4cmの新たな降雪が加わった。釧路中部の阿寒湖畔では1日の降雪量が52cmに達し、4月として1位の記録となり、通年でも4位の記録に当たる。

通行止めのあった国道付近の厚床アメダスの気象経過を見ると、1日になって北寄りの風が急速に強まり、ほぼ1日強風と降雪が観測された(図6)。

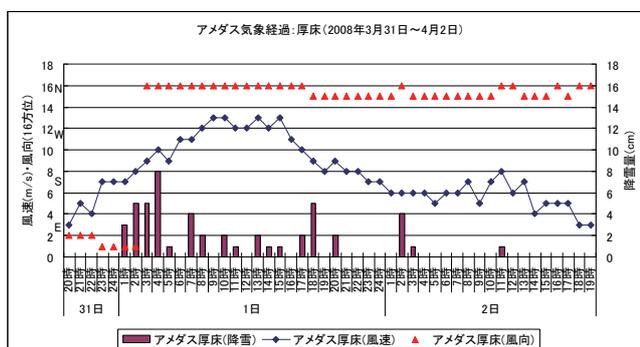


図6 気象経過図(アメダス厚床)
2008年3月31日～4月2日

5. 吹雪量推定結果

2つの事例について、周辺の気象観測データを用いて、吹雪量の計算を行った。観測所の条件や推定手法²⁾であることから実際の吹雪量とは一致しないが、吹雪規模の目安となる。

2月23日～24日の事例で長沼周辺の気象観測データを用いて吹雪量を算出した結果、各地点とも24日の未明にピークが出現しており、24日に日付が変わる時間帯に急激に吹雪が激しくなり、吹きだまりも形成されていったものと推定される。西長沼テレメータでは、24日02時に、 $0.52\text{m}^3/\text{m}$ と計算された。これは単位幅1mを単位時間1時間に 0.52m^3 の雪が通過したことを意味する。資料のある長沼アメダスで昨年度一冬の吹雪量計算値が $2.5\text{m}^3/\text{m}$ であったのに対し、今回の吹雪量は $4.58\text{m}^3/\text{m}$ で、ほぼ一日で昨冬の二倍近い吹雪量となった(図7)。

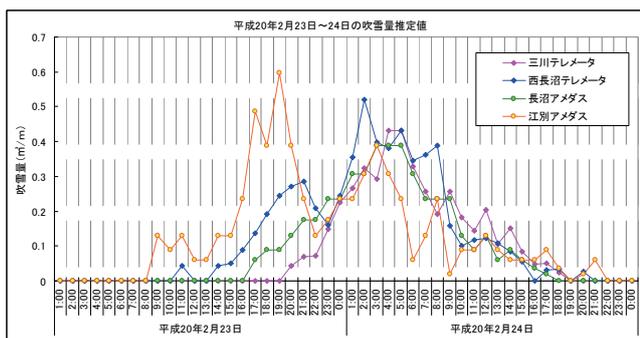


図7 吹雪量経過図(2008年2月23日～24日)

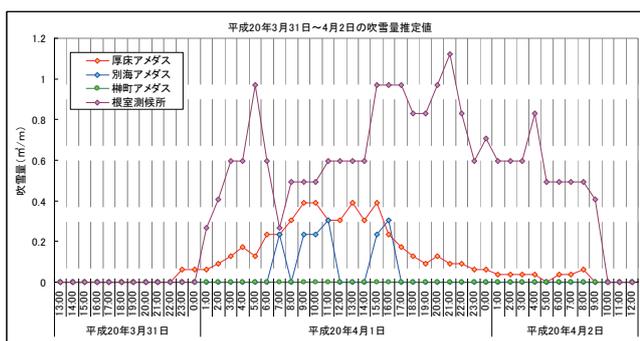


図8 吹雪量経過図(2008年3月31日～4月2日)

3月31日～4月2日の事例では、釧路管内の厚床で4月1日の日中がピークとなり、1日9～10時、15時に $0.39\text{m}^3/\text{m}$ と計算された。根室では低気圧に近いことと低気圧の動きが遅かったことから、1日～2日にかけて高レベルの吹雪量が計算され、ピークは1日21時の $1.12\text{m}^3/\text{m}$ であった(図8)。ただし、根室のアメダスは地上高22.9mであり、計算時に標高補正はしているものの過大に計算されている可能性がある。

6. 降雪・視程の分布状況

降雪・視程の分布状況を 1km メッシュで推定した結果を示す。視程の推定は、降雪強度と風速を入力値とし松澤、竹内の式³⁾を用いて算出した結果である。

2月23～24日の事例では、降雪は千歳や長沼周辺で23日18時頃から1時間に10cm程度の強い雪の領域がかかっていた(図9)。そのときの視程メッシュでは、降雪強度の強い領域付近で視界が100m程度の著しい視程悪化が見られる(図10)。22時で降雪がやや弱まったにもかかわらず長沼付近で視程が悪化した状態が続いたのは、強風の持続によると考えられる。

3月31日～4月2日の事例では、降雪強度の強い領域は釧路、根室地方北部の山間部に見られる(図11)。一方、視程メッシュでは山間部の他、根室などの海岸部でも視程が100m前後になっている部分が見られる(図12)。このように、視程メッシュを活用することで降雪強度だけでは表せない視界不良地域の把握が可能となるものである。

7. まとめと今後の課題

暴風雪や交通障害をもたらした爆弾低気圧は、二つの事例とも24時間で20hPa以上発達し、特に2008年4月の事例では24時間に44hPaと急発達した。急速に発達している間は動きが遅くなったため、同じような地域で暴風雪が続いたものと考えられる。

1kmメッシュによる降雪、視程の分布は、点の観測である地上気象観測では得られない吹雪の発生状況を把握することが可能であり、特に降雪強度と風速によって算出される視程情報は、降雪強度のみでは把握できない吹雪の状況を捉えることができるため、災害対策の状況把握に今回の事例では有効であることがわかった。

今後の課題としては、急速に発達する爆弾低気圧による災害対策のため、爆弾低気圧の発生状況と災害発生との関係を明らかにし、対策を検討する必要があるとともに、現在、規制基準のない吹雪吹きだまりによる交通障害についても、降雪強度、視程、吹雪量などの要素をもとに指標を検討する必要があると考えられる。

【参考文献】

- 1) 気象学会編, 1988: 気象科学事典, 433.
- 2) 日本雪氷学会編, 1991: 雪氷調査法, 17-19.
- 3) 松澤 勝, 竹内政夫 1998: 降雪強度と風速から視程を推定する手法に関する研究, 北海道の雪氷, No17, 13-14.

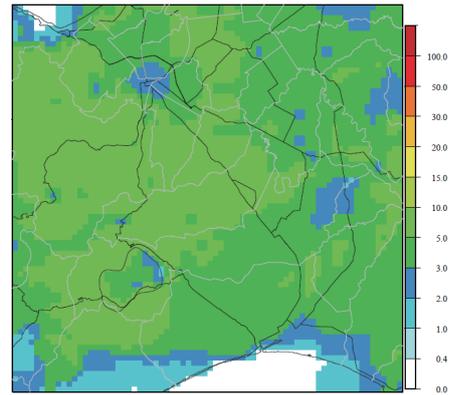


図9 降雪メッシュ
2008年2月23日18時

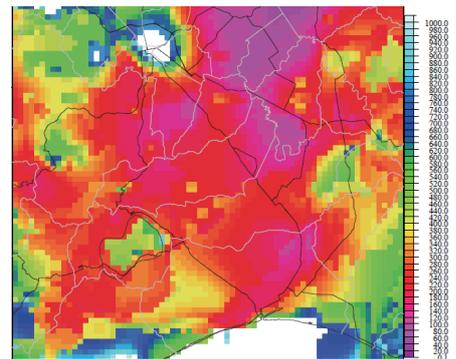


図10 視程メッシュ
2008年2月23日18時

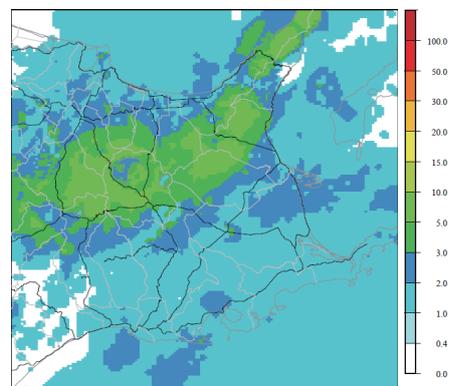


図11 降雪メッシュ
2008年4月1日11時

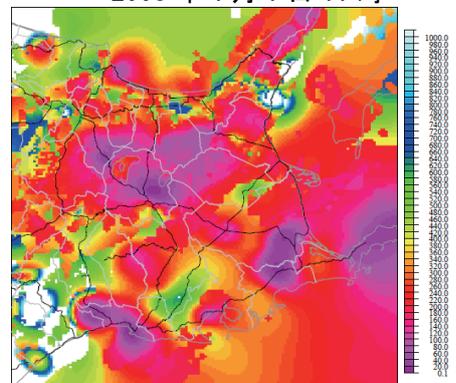


図12 視程メッシュ
2008年4月1日11時

2008年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について(1) ～2008年2月・長沼近郊での事例について～

武知洋太, 伊東靖彦, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋安彦 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

1. はじめに

2008年2月23日から24日にかけて発達した低気圧が津軽海峡を東進し, これに伴って北海道内の道央地域において暴風雪が発生した. この暴風雪は道路, 鉄道, 航空など多くの交通機関に障害を発生させるなど, 大きな吹雪災害をもたらした.

本稿では, この暴風雪によって長沼町(図1)近郊の国道で発生した交通障害について現地調査を行ったので, 道路で発生した吹雪災害の概要と併せてこの調査結果を報告する.



図1 長沼町の箇所図

2. 暴風雪に伴う道路交通障害の概要

今回発生した吹雪災害は, 平成20年2月22日, 日本海西部で発生した低気圧が秋田沖で急速に発達, 津軽海峡を東進したことに伴ってもたらされた, 石狩南部を中心とした強い降雪や強風などによるものである.

この暴風雪に伴って道路では, 新聞報道¹⁾²⁾³⁾によると一般国道274号(長沼町)で23日午後6時半頃から24日未明までに約19kmの区間にわたって約140台の車両が, 道道島松千歳線(千歳市)で約7kmの区間にわたり約60台の車両がそれぞれ吹きだまりの発生などにより立ち往生した. さらに道道新富神里線(豊浦町)では, 吹きだまりに埋もれた車両1台が24日午後6時20分頃発見され, 運転手の死亡が確認された.

3. 長沼近郊で発生した吹雪災害

3.1. 長沼近郊の気象状況

長沼町のアメダスによって観測された気象データによると, 長沼町近郊では23日午前から24日午後までに低い地吹雪が発生する⁴⁾とされる風速5m/s以上の強風が計29時間発生しており, 24日3時頃にはピークの13m/sに達していた. また, 気温も0℃付近から-20℃付近まで低下しており, 吹雪が非常に発生し易い状況であったことが伺える(図2).

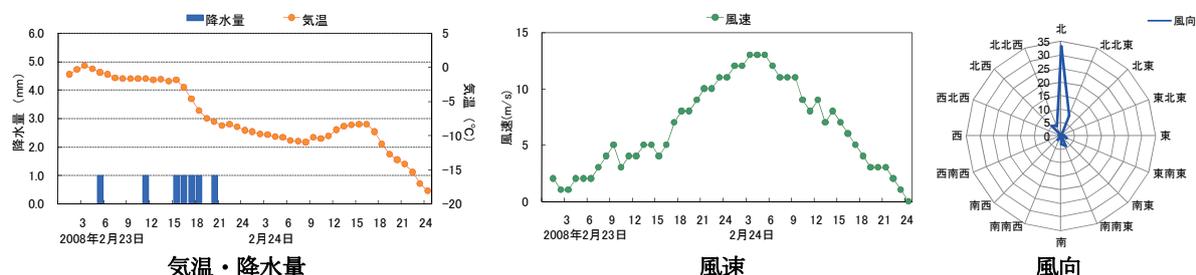


図2 長沼近郊の気象概況(長沼アメダス) [2008年2月23日～24日]

次に, 長沼近郊で今回発生した吹雪の規模を把握するため, 長沼町のアメダスにおける既往データから吹雪事例を抽出し, 各事例の吹雪量を算出した(図3). なお, 吹雪の抽出条件は竹内ら(1986)による地吹雪の発生臨界風速⁵⁾を参考に図3に示す2つの条件を設定した. また, 抽出した吹雪事例毎の吹雪量算出には小林ら(1969)の吹雪量算出式⁶⁾を用いた.

その結果, 今回の暴風雪で長沼近郊に発生した吹雪は吹雪量が $4.4\text{m}^3/\text{m}$, その再現確率年は概ね 20 年 (図 4) と非常に大きい吹雪量であったことがわかった。

吹雪事例抽出方法	観測期間	1978年11月1日～2008年2月29日	
	観測項目	①風向風速: 長沼アメダス (時間値, 設置高 6.5m) ②気温: 長沼アメダス (時間値) ③積雪深: 長沼アメダス (日値 (毎日9時), 1978年度～2001年度) 恵庭島松アメダス (日値 (毎日9時), 2002年度～2007年度) ④降水量: 長沼アメダス (時間値)	
吹雪の抽出条件	以下の3条件を満たす～	以下の3条件を満たす～	以下の3条件を満たす～
	気温 $\geq 2^{\circ}\text{C}$ 以下, 風速 $\geq 5.0\text{m/s}$ 以上, 積雪 1cm 以上 *地上高 1m に補正した風速 吹雪の1事例: 吹雪の発生条件が6時間中断した場合は吹雪の終わりとした	気温 0.5°C 以下, 風速 $\geq 7.5\text{m/s}$ 以上, 積雪 1cm 以上 *地上高 1m に補正した風速	気温 0.5°C 以下, 風速 $\geq 7.5\text{m/s}$ 以上, 積雪 1cm 以上 *地上高 1m に補正した風速
吹雪量の算出方法	吹雪量の算出式(小林ら 1969)	$Q_i = 0.03U_i^2$	Q_i : 吹雪量 (g/ms) U_i : 地上高 1m の風速 (m/s) *算出した吹雪量は雪の密度 ($0.35\text{g}/\text{cm}^3$), 継続時間 (60分) を考慮し, 単位を m^3/m に変換
独立年計算方法	岩井法	2008年2月23～24日吹雪量 ($4.4\text{m}^3/\text{m}$)	

図 3 長沼近郊(長沼アメダス)の吹雪量算出方法

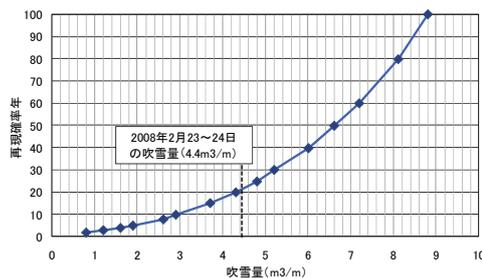


図 4 吹雪量と再現確率年の関係 (長沼)

3.2. 長沼近郊における一般国道の通行止め状況と調査箇所

今回の暴風雪に伴って, 長沼近郊を通る一般国道 274 号, 337 号では 24 日に長時間に渡った通行止めが発生した(図 5, 表 1)。



図 5 長沼近郊における一般国道の通行止め区間

表 1 長沼近郊における一般国道の通行止め区間

路線	規制日時	規制箇所	延長	備考
R274	24日 2:00～8:10	長沼町西 11 線南 6 号 —由仁町三川旭町 KP26.1—KP45.1	19.0 km	車両約 140 台立ち往生
	24日 8:10～17:00	長沼町西 11 線南 6 号 —由仁町川端 KP26.1—KP54.6	28.5 km	区間延長
R337	24日 6:10～13:15	長沼町東 3 線南 6 号 —南幌町南 7 線西 8 号 KP23.0—KP42.7	19.7 km	
	24日 13:15～17:00	長沼町東 3 線南 6 号 —長沼町東町 2 区 KP23.0—KP28.0	5.0 km	区間短縮

通行止め区間は 2 路線とも全て片側 1 車線の 2 車線道路であった。一般国道 274 号については山地部を通過する区間を除けば, 水田や畑地帯が風上遠方まで続く吹雪が発生し易い平地区間が大部分であった。一方, 一般国道 337 号については市街地と郊外部が混在する区間であった。

本調査では, 2 つの路線のうち約 140 台の車両が立ち往生した一般国道 274 号の通行止め区間を調査の対象とした。調査は通行規制が解除された翌日 25 日に行い, 当該区間周辺の吹きだまり状況などについて調査を行った。なお, 調査時は既に除雪を終えた状態であった。

3.3. 長沼近郊を通る一般国道 274 号周辺の吹きだまり状況

図 6 左は, 通行止めがあった一般国道 274 号の起点側 KP26.1-29.2 付近の道路状況を示したものである。この区間は, 風上側に防護柵, 風下側に歩道が存在する道路であった。吹雪の発生により風上側の防護柵周りへ吹きだまりが発生することが懸念されるが, 今回の調査で防護柵や歩道周辺への堆雪はあまり見られなかった。一方, 風上側に歩道, 風下側に防護柵が存在する KP29.2-33.5 付近では図 6 中央に示す通り路側や防護柵周りへの堆雪が見られた。

ここで両区間の風上側に着目してみると, 起点側である KP26.1-KP22.9 付近には道路の風上側に道路と平行して水路が存在していた(図 6 右)。その断面は, 大きい所で概ね幅が 15m, 深さが 5m 程度であった。道路周辺への堆雪が起点側で少なかったのは, この水路が吹雪を捕捉したことが一因として考えられる。



図 6 家屋などの沿道利用がほとんど無い区間の吹きだまり状況 (KP26.1-33.5 付近)
 [左:下り車線(KP27.0 付近) 中:下り車線(KP31.0 付近) 右:道路風上側の水路 (KP27.0 付近)]

次に、一般国道 337 号線と合流する交差点の前後 (KP33.5-34.4 付近) と一般国道 234 号との交差点の起点側 (KP43-44.5 付近) には吹き払い柵が設置されていた (図 7, 図 8)。

KP33.5-34.4 付近に設置されていた吹き払い柵では、下部間隙 (図 7) が堆雪で閉塞している状況がみられた。柵の背面では柵から 25m 程度離れた箇所から吹きだまりの発生が見られ柵の直近では平地積雪深の上に概ね 50~100 cm 程度の吹きだまりが発生していた。さらに、風下側にある防護柵周りには比較的大きな堆雪が見られた。

一方、KP43.5-44.5 付近に設置された吹き払い柵では、下部間隙への堆雪があまり見られなかった。この原因には、起点側の吹き払い柵の設置角度が主風向に対して 60~70° であったのに対し、終点側では 75~85° であったことが一因として考えられる。



図 7 吹き払い柵(上部有孔板タイプ)の設置された区間の吹きだまり状況 (KP33.5-34.4 付近)
 [左:上り車線 中:吹き払い柵の下部間隙 右:吹き払い柵の背面]



図 8 吹き払い柵の設置された区間の吹きだまり状況 (KP43-44.5 付近)
 [左:上り車線 中:吹き払い柵の下部間隙 右:吹き払い柵の下部間隙]

また、車両が多く立ち往生していた KP36.0 付近は、風上側に吹きだめ柵や家屋、樹木が存在している区間であった。吹きだめ柵が設置された区間 (図 9) では、吹きだめ柵と道路の間に吹きだまりが多く発生しており、道路にまで吹きだまりが及んでいた状況は見られなかった。しかし、その前後の家屋や樹木が風上に存在する区間 (図 10) では、道路の風上及び風下側の路側に吹きだめ柵の設置された区間と比較して大きな堆雪が見られた。

一方、風上側に幅 30m 以上の林帯が存在していた区間では、道路周辺にはあまり堆雪が見られなかった (図 11)。しかし、林帯の端部付近における道路の路側では大きな堆雪が見られ、道路上にも吹きだまりを発生させていたことが窺えた (図 12)。

また、山地部の道路構造が切土の区間や既存林に囲まれた区間では、道路上へ顕著な吹きだまりが発生した形跡は見られなかった (図 13, 図 14)。



図9 吹きだめ柵が設置された道路の風上側



図10 家屋・樹木が道路の風上に存在する区間(上り車線)



図11 林帯が存在する区間(下り車線)



図12 林帯端部の道路状況(下り車線)



図13 切土区間(下り車線)



図14 既存林に囲まれた区間(下り車線)

4. まとめ及び課題

本調査をまとめると、以下の結果が得られた。

- ・ 2008年2月23日から24日に長沼近郊で発生した吹雪量は $4.4\text{m}^3/\text{m}$ と見積もられ、その量は概ね20年に一度の規模であった。
- ・ 吹雪により通行止めとなった長沼町近郊を通る国道274号を翌25日に調査したところ、道路の風上側に沿って水路が存在する区間では、水路の無い区間に比べ路側への堆雪が少ない傾向にあった。
- ・ 吹雪の主風向に対し斜に吹き払い柵が設置された区間では、柵の下部間隙が比較的閉塞し、また道路の風下側に設置された防護柵周辺への堆雪が見られた。
- ・ 風上側に家屋や樹木が存在する箇所では路側で局所的に大きな堆雪が見られ、道路上にも比較的大きな吹きだまりが発生していたことが窺えた。
- ・ 吹きだめ柵や林帯が存在する区間、切土や既存林が存在する山地部の区間では、道路上へ顕著な吹きだまりが発生していた状況は見られなかった。

これらの調査結果から、次の課題が考えられる。

- 1) 現在「道路吹雪対策マニュアル」⁷⁾に基づいて行われている道路の吹雪危険度評価において、危険度評価の対象とならない水路、家屋、樹木の道路への吹きだまりに対する影響が認められた。今回の吹雪規模が大きく再現期間も長いことから一般的な危険度評価の採点対象とすべきか否かも含めて、危険度評価への反映については今後の課題となると考えられる。
- 2) 吹き払い柵については、設置場所により堆雪形状が異なっており、防雪性能にも差異があった可能性がある。現在、防雪柵の一般的な設置基準となっている「道路吹雪対策マニュアル」⁷⁾に示される吹き払い柵の設置適用条件には風向などに関する定性的な記述も多いため、吹雪時の事例収集に今後も努めて、適用条件の整理を図る必要があると考えられる。

参考資料

- 1) 北海道新聞 2008年2月25, 26日付
- 2) 読売新聞 2008年2月25日付
- 3) 毎日新聞 2008年2月25日付
- 4) 遠藤八十一, 秋田英次, 小林俊一, 竹内政夫(2000年2月25日)：基礎雪氷学講座Ⅲ 雪崩と吹雪, 前野紀一, 福田正己 (株)古今書院
- 5) 竹内政夫, 石本敬志, 野原他喜男, 福沢義文(1986)：降雪時の高い地吹雪の発生臨海風速, 昭和61年度日本雪氷学会全国大会予稿集
- 6) 小林大二, 小林俊一 (1969)：みぞによる地ふぶき量の測定, 低温科学 物理篇 第27輯
- 7) 国道交通省北海道開発局 (2003年7月)：道路吹雪対策マニュアル, (独)北海道開発土木研究所

2008年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について(2)

～2008年4月・釧路根室地方での事例について～

伊東靖彦, 武知洋太, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋安彦
((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

1 はじめに

2008年2月に道央の長沼町近郊で、また2008年4月には根釧地方で、低気圧の発達に伴う激しい吹雪と吹きだまりにより長時間に亘る通行止めなど大規模な吹雪災害が発生した。本稿ではこのうち4月に起きた事例について、その概要と現地調査で得られた課題を報告する。

2 根釧地方における吹雪災害

2.1 災害の概要

平成20年4月1日、三陸沖から急速に発達した低気圧が北海道南東海上を通過した。この結果、根釧地方に強い降雪と強風があり、吹雪が発生により道路交通に支障をもたらした。

根室測候所の観測によると、4月1日未明から4月1日夕刻にかけて積雪が0cmから36cmに一気に増加し、風速は午前6時以降15m/s前後で推移し、4月2日午前10時頃まで継続した(図1)。最大瞬間風速は33.8m/sであった。

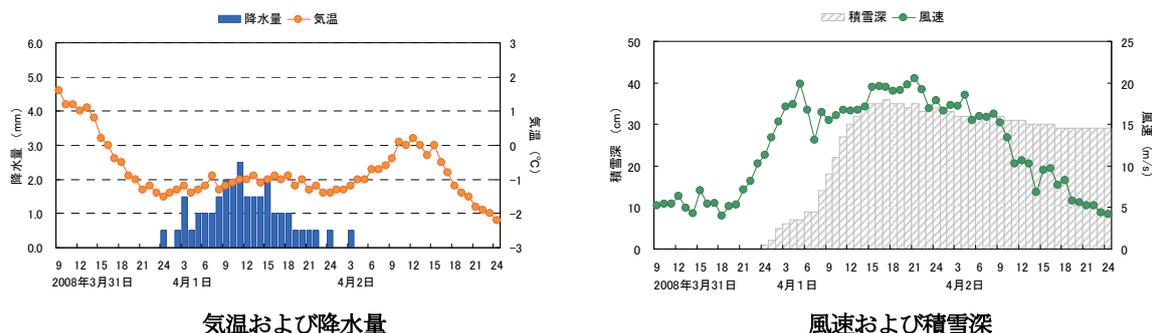


図1 気象概況(根室測候所)

これに伴い、国道の通行止めは4月1日9時に国道44号が通行止めになったのを皮切りに4月2日17時まで2日間に及んだ。期間中最大7路線10区間240.4kmが吹雪のため通行止めとなった。道道では66路線81区間が通行止めになり、4月3日まで通行止めは続いた。(釧路開発建設部, 2008)

新聞報道(北海道新聞, 2008)によると、一般国道272号標茶町では4月1日7時頃乗用車同士の接触に端を発し17台が立ち往生。さらに11時半頃にはトラックや乗用車3台により追突事故が発生し、2名が重軽傷を負った。通行止めになった後も午後1時には支線からの車両流入によって50台が立ち往生した。これらは燃料補給等により午後8時半までに救出された。

また一般国道44号では、場所によって視界が2m以下となったほか、浜中町中央付近で故障等により9台の車両が立ち往生した。

別報(武知ら, 2008)と同手法により、気象庁厚床アメダスのデータを用いてこの災害時の吹雪について吹雪量を推計すると、吹雪量は $4.6\text{m}^3/\text{m}$ でアメダス設置の1978年以降既往最大を示した。また岩井法に基づく発生確率年計算では60年に1度程度の吹雪となった(図2)。厚岸町内の年配者から聞いた「こんなひどい吹雪は初めて」との感想にも一致するものとなった。

2.2 現地調査とその課題

上記の吹雪災害を受け、著者らは4月2～3日に車両の立ち往生箇所を中心に、中標津～別海～厚床～標茶～釧路と根釧地方を踏査した。踏査ルートを図3に、また調査箇所周辺の通行止め履歴を表1に示す。

著者らが現地に到着した段階で国道の除雪は一通り終わっていたが、道道や町道の一部ではまだ除雪できてなかったり、通行止めが続いている状況であった。

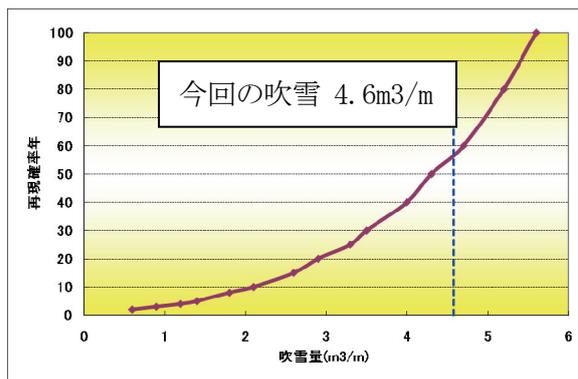


図2 厚床における吹雪量と確率年



図3 踏査ルート

表1 踏査ルート周辺の通行止め状況

路線	規制日時	規制箇所	延長	備考
R243	4/1 9:30-	弟子屈町仁多	13.1 km	
	4/2 13:00	-標茶町虹別		
	4/1 9:30-	標茶町虹別	28.5 km	
	4/2 13:00	-別海町西春別		
R44	4/1 9:00-	浜中町浜中基線	19.7 km	
	4/1 9:30-	-根室市厚床		
	4/1 9:30-	厚岸町住の江町	42.6 km	区間延長
	4/1 12:00	-根室市厚床		
	4/1 12:00-	厚岸町住の江町	70.7 km	区間延長
	4/2 7:00	-根室市穂香		
	4/2 7:00-	厚岸町糸魚沢	31.5 km	区間短縮
	4/2 12:00	-根室市厚床		
R272	4/1 16:30-	標茶町中久薯路	23.8 km	
	4/2 8:30	-標茶町標茶		

写真1は中標津市街の国道の状況である。車道は除雪が終わっているものの歩道や民有地は除雪中の状況であった。また、吹雪前の積雪は0cmで、写真に写っている雪はこの低気圧に因ってもたらされたものである。

郊外では町道等で吹きだまりが見られた(写真2)。また、国道の路側雪堤も高く(写真3)、今回の災害による交通障害は吹きだまりによってもたらされたものと考えられる。

このほか、路外逸脱による運転不能車も見られた(写真4)。このケースでは事故後に運転手は車を離れて避難しているが、その確認に若干時間を要した模様である。また宿泊先の厚岸町内の民宿では宿主が家までたどり着けず、車両を路上に放置して帰宅したとのことである。

吹きだまり以外の被害としては、案内標識の裏につけられた着雪防止枠が強風により破損している事例が見られた(写真5)。



写真1 中標津市街の状況



写真2 道路の吹きだまり状況 (町道 別海町 虹別付近)



写真3 路側に高く積まれた堆雪 (R44 浜中)



写真 4 路外逸脱した車両
(浜中町内)



写真 5 強風による
着雪防止柵の破損
(R44 根室市厚床)



写真 6 通行止めの状況
(厚床付近)

通行止めの区間では、単管等で構成された簡易な柵と標識板により通行止め表示をしている例(写真 6)が多かったが、細路では全く標識等の無い箇所も見られた。柵の横から車両が入りできるようになっており一般車両と見受けられる通行や、逆に標識等のないところから進入してしまい、通行後規制区間であることが認識できた箇所もあった。

次に、現地調査で確認できた防雪柵設置箇所の堆雪状況について記す。調査区間を通じて、吹き払い柵の設置されている箇所が多かった。

防雪柵が設置されていた箇所の多くは柵の風上に吹雪の堆雪が見られた。堆雪によって道路に吹き込む吹雪量は少なくなり、道路上への吹きだまりの可能性は低くなるため、安全性の向上に防雪柵が一定の機能を果たしていたと考えられる。また1回の吹雪イベントであるにもかかわらず、柵風上への堆雪は高い場所では3m前後と、柵高に近い高さまで堆雪していた吹き払い柵もあった。吹き払い柵の柵風上側の堆雪は吹きだめ柵と同様(福澤ら, 1982)と報告されており、このような箇所ではほぼ飽和に達していると思われる(写真 7)。一方、道路上の堆雪が多い例(写真 8)や柵風上への堆雪がほとんど無いもの(写真 9)も見られた。



写真 7 数多く設置されていた吹き払い柵
(一例として 別海町 西春別原野付近)



写真 8 防雪柵設置箇所での吹きだまり事例
(根室市 湖南)



写真 9 柵風上への堆雪の少ない事例
(浜中町内)



写真 10 下部間隙の閉塞した事例
(R44 浜中町 姉別付近)

小さい柵では閉塞が見られ、道路への堆雪が多い

吹き払い柵では最下段の防雪板の設置位置が低い、すなわち下部間隙の小さい形式で下部間隙の閉塞と道路上への堆雪増加が見られた(写真 10)。下部間隙の高さは道路吹雪対策マニュアル(北海道開発土木研究所(2003)で90~120cmが一般的と記述されているが、気象条件や地域性

による補正については記述がなく、これらの条件を考慮することは今後の課題となろう。

最後に、路上で吹きだまりが発生していた箇所を報告したい。

今回、非常に強風であったため、従来あまり吹きだまり発生箇所として重視されてこなかった箇所での吹きだまりが見られた。一つは周辺が平坦地で、独立して存在する家屋や樹木の後背となる道路上で吹きだまりの発生が見られた(写真 11)。二つめに短い高さ 2m 程度の切土となる道路で、今回通行不能車が発生した区間にはほぼこの形態の区間が含まれていた(写真 12)。吹雪による吹きだまりには違いないが、切土法頭で発達した雪庇が法長が短いため道路上にはみ出した。と捕らえる方実感に近い。こうした区間は延長も比較的短い場合が多く、周辺の平坦地区間と同様に吹き払い柵が取り付けられている箇所もあったが、柵の有無と吹きだまり状態との相関は現地では確認できなかった。

また、有孔板を用いた吹き払い柵が設置されている箇所では、比較的道路上の吹きだまり量が多い状況であった(写真 13)。



写真 11 家屋後背の吹きだまり状況
(R44 根室市 西厚床)



写真 12 短い切土の吹きだまり
(R44 浜中町 姉別)



写真 13 有孔板を用いた吹き払い柵
(R44 浜中町 熊牛)

3 本調査から得られた吹雪対策の課題

吹雪発生後に現地を調査して得られた課題を以下にまとめたい。今回の災害では、吹きだまりの発生により被害が発生した可能性が高い。近年、道路交通における吹雪対策としては視程障害が重視されがちであるが、吹きだまり対策についても引き続き課題として示された。

また、災害では通行不能になった車両が多く存在したが、この中にはガソリン不足による通行不能も見られた。また通行止め実施後も枝道等からの車両の進入が見られ、混乱を招いた。ここから得られる課題としては、道路管理者としての対策の外、利用者としても、十分なガソリンやロープ等日頃からの装備の搭載、二次被害を防ぐ運転モラルの向上や運転自粛、車両離脱時の連絡手段確保と連絡先の周知が挙げられる。

さらに、吹雪対策の面からは吹きだまり易い箇所であった短い切土や家屋、樹木の後背地への対応、さらに吹き払い柵の下部間隙高さや適用範囲などの地域気象に応じた高度化が必要になる課題といえる。

最後に、短期間の調査となり、情報や調査が十分でなく記述に不確かな点もあることをお許しいただきたい。不足部分について読者から教示いただければ幸いである。

文献

福沢義文, 竹内政夫, 石本敬志, 野原他喜男, 1982:防雪柵の性能比較試験, 第 25 回北海道開発局技術研究発表会論文集, 210-215

(独)北海道開発土木研究所, 2003:道路吹雪対策マニュアル, 425p

北海道新聞, 2008: 4月2日付, 4月3日付

釧路開発建設部, 2008:2008年3月31日~4月2日低気圧による暴風雪対応について(報道発表資料)

武知洋太, 伊東靖彦, 松下拓樹, 山田毅, 松澤勝, 加治屋宏彦, 2008:2008年冬期に北海道で発生した吹雪災害の状況と課題について(1)~2008年2月・長沼近郊での事例について~, 北海道の雪氷, 27

プローブ車を用いた吹雪による視程障害の検知可能性

松澤勝, 加治屋安彦 (寒地土木研究所), 西田尚司 (富士重工業),
永田泰浩 ((財) 日本気象協会北海道支社)

1. はじめに

プローブカーは、走行中に車両から得られるデータ、例えば位置、速度、ABSの作動などを収集して、道路交通調査、および道路交通管理や道路交通情報提供等のコンテンツとして利用するものである。走行速度から渋滞情報を収集しドライバーに提供するサービスは既に実用化されている¹⁾。また、ワイパーの作動状況から降雨を検知したり²⁾、ABSの作動状況から路面の滑りを把握したりする研究が行われている³⁾。しかし、プローブカーを使って吹雪の強さを把握する研究は行われていない。そこで、本研究では、ワイパーと前照灯や車幅灯の使用状況から吹雪の強さを把握する可能性を把握するため2つの調査を行った結果を報告する。

2. 調査1 (被験者実験) の概要

調査1で用いたプローブカーで計測したデータの概要を表1に示す。計測項目は、時刻、車両位置、走行速度、ワイパーの作動状況、灯火器の使用状況である。サンプリング間隔は、GPSで記録している

表1. 車両データの概要

計測項目	情報内容	サンプリング間隔
時刻	年月日 時分秒	0.1秒
車両位置	緯度、経度	1秒
走行速度	左前輪、右前輪、左後輪、右後輪	0.1秒
ワイパーの作動	作動/停止	0.1秒
灯火器使用状況	車幅灯・Lowビーム・Hiビーム : 各々 (点灯/消灯)	0.1秒

る車両位置は1秒、それ以外は0.1秒である。データは車載したロガーのCFカードに記録されるほか、スバル技術研究所のサーバに携帯電話回線を通じて格納される。なお、後者の場合、データのサンプリング間隔は2秒であり120秒毎に送信される。

被験者は50代の女性で、2007年2月2~20日の通勤時にプローブ車を運転してもらった。札幌市北区の自宅と同中央区にある職場は約20km離れており、通勤時間帯は概ね朝は8:30から9:30で、夕方は17:00から18:00である。なお、被験者は、実験目的を知らされていない。また、プローブカーの助手席には、ビデオカメラを設置し吹雪の発生状況を記録した。今回の実験において、夕方の帰宅時については、周囲が暗いため視程レベルに関わらずライトを使用していた。

解析においては、まず、ビデオから目視で視程を6段階に分類し、全部で22回の走行の中から視程が1000m未満に低下した7事例を抽出した。そして、車両データに視程階級をマッチングさせて、両者の関係を分析した。

3 被験者実験の結果

図1は2007年2月7日の朝の事例である。内側の線がワイパーの使用を示しており、太線が「間欠」である。外側の線が灯火器の使用状況で、灰色の太い線が車幅灯である。出発時は視程レベルが500m～1000mであったが、ワイパーを作動させると共に、車幅灯を点灯させている。図のA地点以降は視程の改善とともにワイパーの使用頻度は低下している。そして、B地点で降雪が止むとともにワイパーの使用を停止

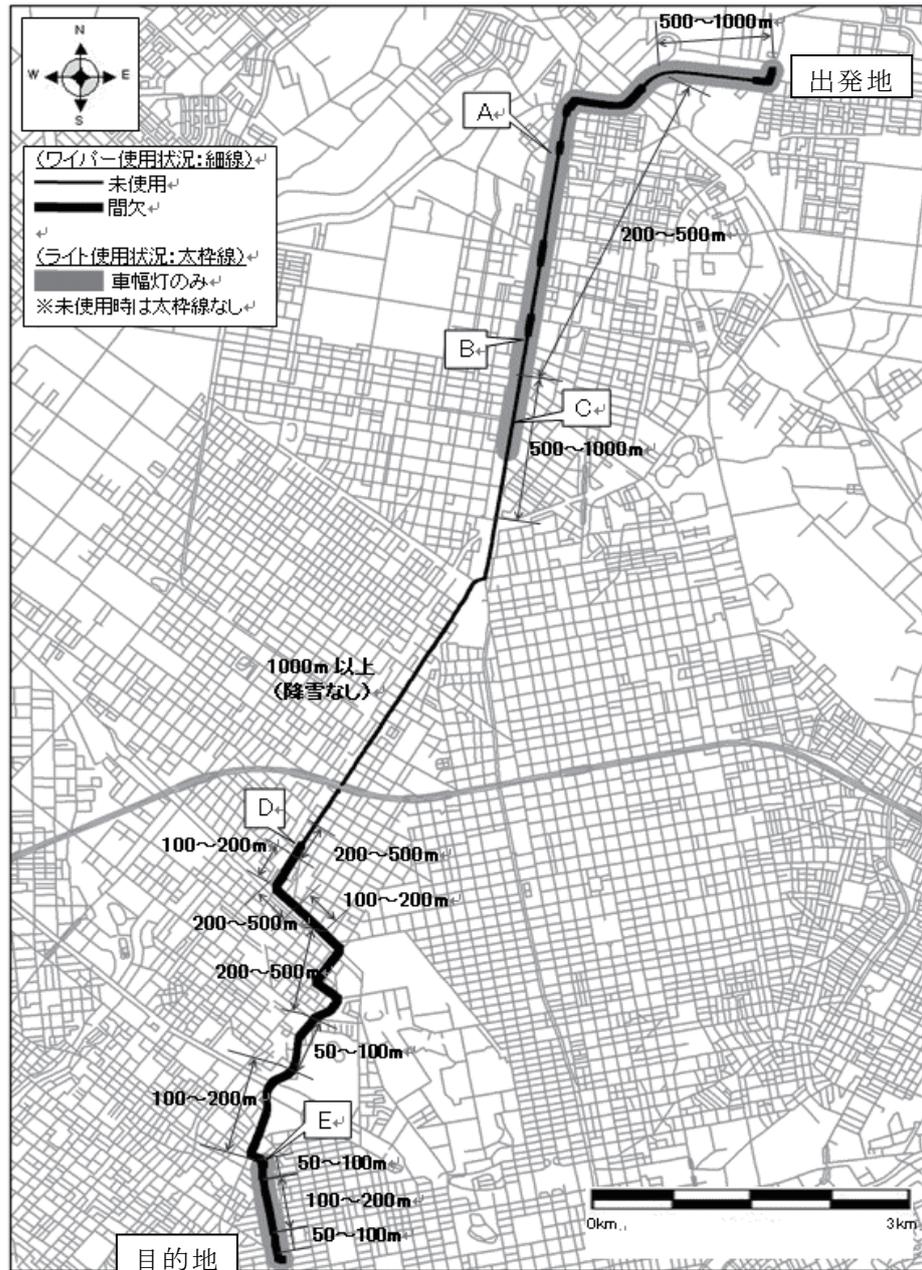


図1. 2007年2月7日の朝の事例

した。しかし、C地点付近では、視程が改善されているにもかかわらず車幅灯が点灯しているのが分かる。これは消し忘れの可能性が大きい。その後、D地点で、降雪が始まるとすぐにワイパーの使用が始まった。そして、E地点で視程が100m未満に低下した際に、車幅灯を再点灯した。

次に解析結果を示す。図2は、視程とワイパー使用との関係である。朝の時間帯については、視程レベルが200m未満に低下するとほとんどの時間帯でワイパーが「間欠」となっている。また、視程低下とともにワイパーを使用する割合が増加することが分かる。つまり、視程障害の発生だけでなく、視程障害の程度も把握できる可能性があると考えられる。一方、夕方の時間帯については、視程が500m未満においてワイパーを使用する割合が高くなっており、視程500m程度の吹雪発生を検知する可能

性は高いと言える。

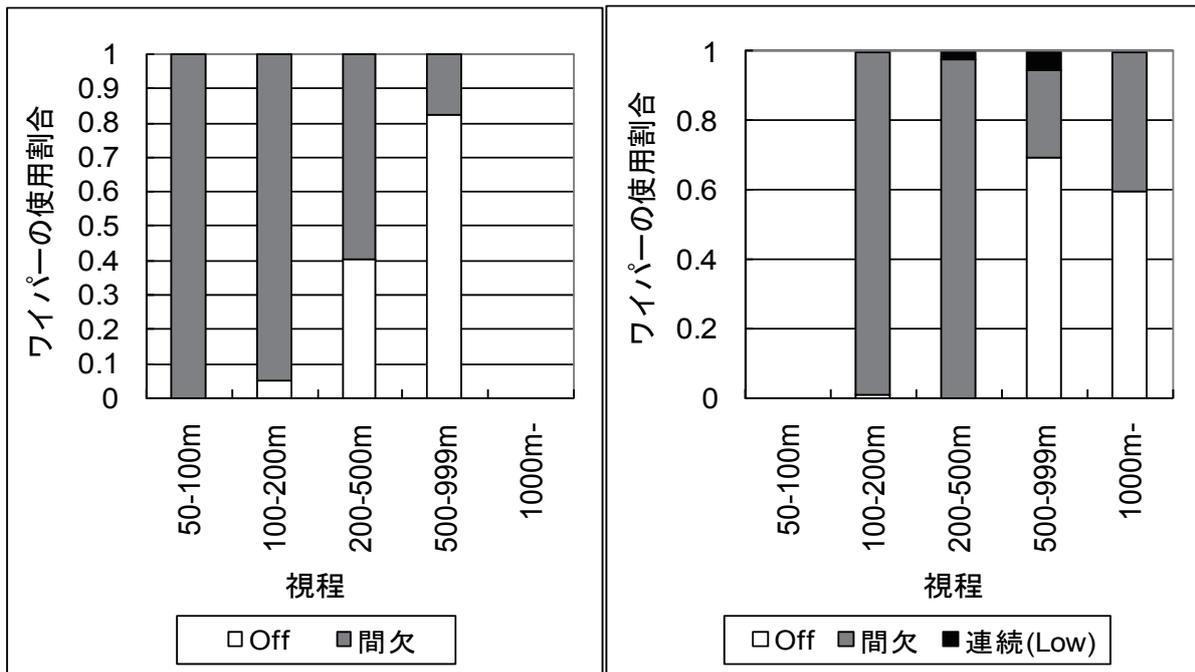


図2 視程とワイパーの使用との関係。(左図：朝，右図：夕方)

図3は、朝の時間帯における、視程と車幅灯の使用との関係を調べたものである。視程500m未満では、車幅灯を使用する割合が、30~45%程度であった。

調査1の結果から、プローブデータから吹雪による視程障害の発生を検知する可能性があることが示された。しかし、わずか1名の被験者に対する調査であり、個人差が含まれることは否めない。従って、データを補完するため次の調査2を実施した。

4. 調査2の概要

2007年2~3月に、北海道スバル(株)の社員が営業で4台のプローブ車を運転した。計測項目は、調査1と同じであるがビデオ撮影は行っていない。本研究では、スバル技術研究所のサーバに蓄積されたデータを用いて解析を行った。

札幌圏で降雪のあった2007年2月12~14日、3月12~14日を解析対象とした。気象データについては、日本気象協会提供の1kmメッシュの時間降雪量と風速から推定した1時間平均視程を用いた。車両の走行位置に該当するメッシュの視程データと車両データのマッチングを取った。

ところで2秒ごとのサンプリング時点で、ワイパーが動いていないと停止の信号が

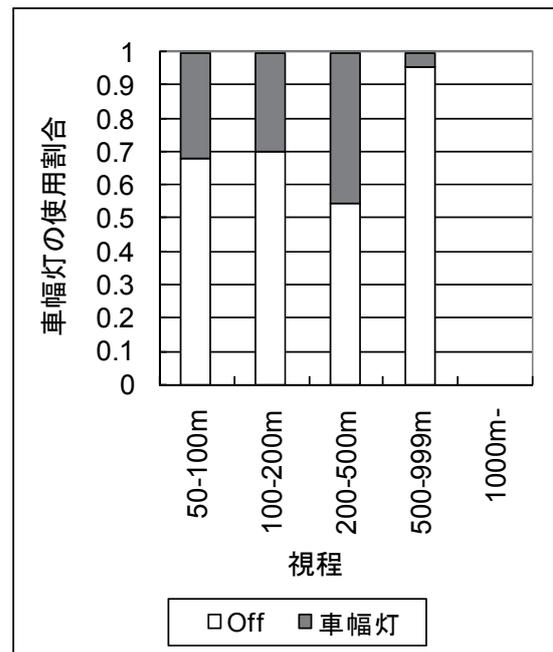


図3 視程と車幅灯使用との関係

出力される．そこで，解析に際しては以下の作動率を定義した．同様に，車幅灯に関しても同様に点灯率を定義して解析を行った．

$$\text{作動率} \cdot \text{点灯率} = \frac{\text{気象条件 A における ON のデータの数}}{\text{気象条件 A に該当する全データ数}} \times 100 (\%)$$

5. 調査 2 の結果

図 4 は，視程とワイパー作動率との関係である．視程が低下するに従い，作動率が増加している．すなわち，ワイパーの作動状況により，視程障害の程度も把握できる可能性があることが分かる．図 5 は視程と車幅灯の点灯率との関係である．図より，視程が 500 m 未満の場合に車幅灯の点灯率が急増していることがわかる．

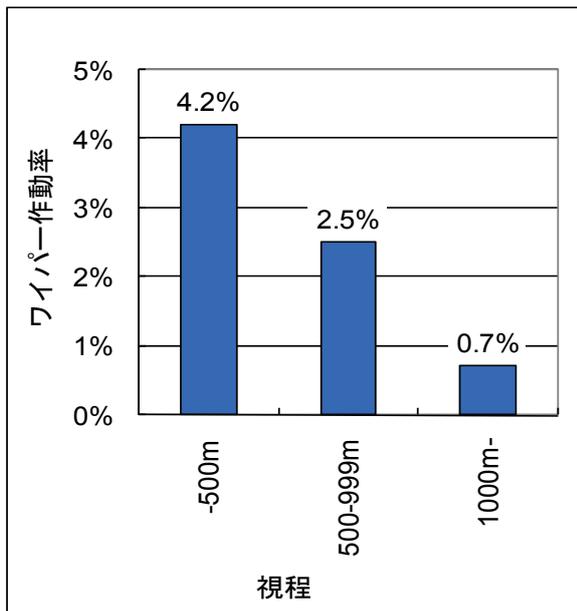


図 4 視程とワイパーの作動率

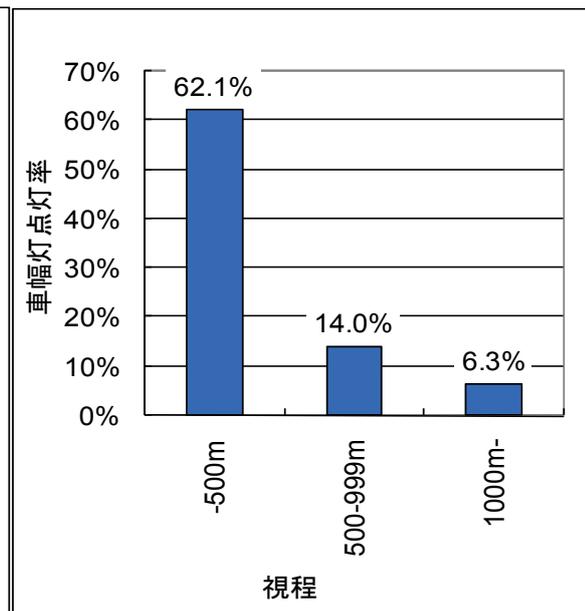


図 5 視程と車幅灯の点灯率

6. まとめ

日中は，車幅灯の点灯状態のデータでは視程障害の検知が可能であり，ワイパーの作動データを用いることで視程障害の程度の把握も可能であることが示された．一方，夜間は，ワイパーのデータによる，視程障害の検知可能性が示された．

今後の課題としては，被験者数やプローブ車の数を増やすこと．視程 500 m 未満の吹雪時のデータを増やすこと．さらに，視程障害発生や，視程障害の程度を判断する基準を求めることが挙げられる．

参考文献

- 1) ホンダ・インターナビ・プレミアムクラブ, <http://www.premium-club.jp/>.
- 2) Petty R. and W. Mahoney, “Enhancing Road Weather Information through Vehicle Infrastructure Integration (VII)”, 86th TRB Annual Meeting, Jan. 21-25, 2007.
- 3) Nakatsuji T. et al., “On-line Estimation of Friction Coefficients of Winter Road Surfaces Using Unscented Kalman Filter”, 86th TRB Annual Meeting, Jan. 21-25, 2007.

吹雪による雪崩

石本敬志, 小松 麻美 (財団法人日本気象協会北海道支社)

1: まえがき

一般国道 39 号(R39)石北峠では, 降雪が止んでから 1 日後の 2004 年 1 月 15 日の朝, デブリ量 3000m³ の雪崩が発生した. 道路周辺の雪の様子で, 吹雪による雪崩であることは分かったが, 複数の最寄り道路気象テレメータの風は 5m/s 以下で弱かった. 今回, 現場近くの大雪ダム管理所の風の記録からも, この雪崩が間違いなく吹雪によることを確かめた.

雪崩発生までの資料を添え, 吹雪に起因する雪崩危険度推定に向けた一歩にしたい.

2: 2004 年 1 月 13 日から 1 月 15 日にかけての気象条件と道路

2004 年 1 月中旬, 日本列島を挟む低気圧が北海道南岸で一つになり, 低気圧の中心示度も, 964 ヘクトパスカル(hPa)と, 一日で猛烈な台風並に発達した. この低気圧の東側には,

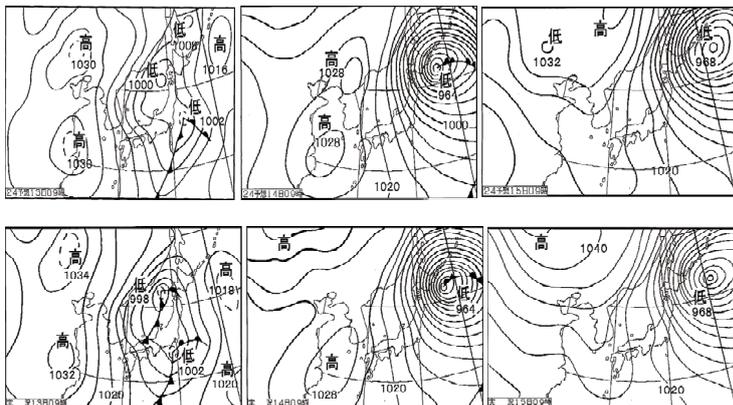


図-1: 2004/1/13-15、予想(上段)・実況(下段)天気図
1/13.09:00 1/14.09:00 1/15.09:00

優勢な高気圧があり, 低気圧の進路を阻んだため, 道東の風や降雪が長く続き, この地域の交通網に大きな影響を与えた.

この間の天気図を図-1 に示した. 図の上段が 1 日前の予想天気図, 下段が当日同時刻の実況天気図であり, 低気圧の発達具合と, 移動経路が, ほぼ予測できている. なお, 現在, 気象庁が使っている予想モデルは, 当時よりも改良されている.

急速に発達しながら北海道に接近した低気圧の湿った南風で, -17~-18℃だった石北峠の気温は-5℃前後まで上がり, 13 日夜までの新たな降雪の深さが三国峠では 50cm を越え, 一般国道 273 号(R273)や 39 号が, 層雲峡から三国峠・石北峠の間で雪崩発生危険のため通行止めになった.

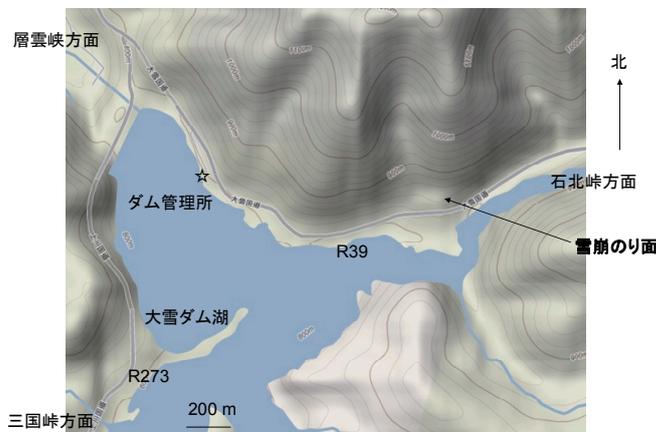


図-2: 雪崩発生現場近くの地形図

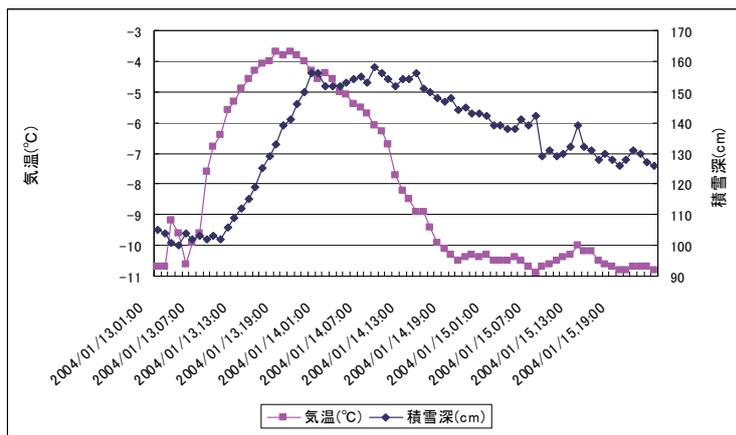


図-3: 三国峠の気温・積雪深の変化

この報告が対象にしている場所は、層雲峡から三国峠や石北峠への国道で、図-1の天気図からも、低気圧通過前は南風、通過後は強い北よりの風が伺える。一般国道273号は、39号との分岐から南へ延び、三国峠手前の道路気象テレメータは、図-2の地形図の左下の先に位置する。図-3に示すように、低気圧は湿った南よりの暖かな空気を運び、三国峠でも気温は-10°C以下

から-3°C近くまで急に上昇し、13日朝から夜までの間に50cmを越える新たな雪を積もらせた。低気圧通過後は、気温が再び、-10°C以下まで急に下がると共に、積雪深が減っており、風で飛ばされた可能性がある。

層雲峡～石北峠・三国峠の間が通行止めになっていた2004年1月15日、早朝の道路パトロールで異常が無かった、大雪ダム沿いの一般国道39号78.7kpで、午前8時過ぎに雪崩堆積量3000m³の雪崩が発生した。

写真-1は、左側のり面から落ちた道路上の雪崩堆積状況で、右側の雪堤を乗り越えた雪はダム湖に達していた。雪が落ちた道路左側よりも右側により多くの雪が堆積していること、その雪も膝までしか埋もれない程度に圧縮されてことなどから、道路へ落ちた雪の勢いが想像できる。

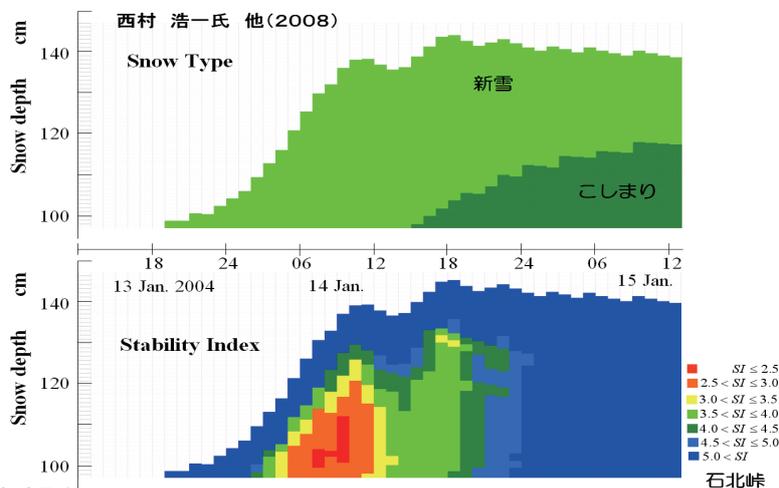


写真-1 道路中央から石北峠方面を望む 写真-2 左のダム湖からの吹き上げによる雪庇

写真-2は、写真-1とほぼ同じ場所を背にして、層雲峡方面を望んだ写真である。写真左側のダム湖から吹き上げられた風が道路左端の雪堤ではがれ、凍結したダム湖の上を運ばれて来た雪は、道路に沿って写真奥まで、連続した雪庇を形成していることがわかる。

3 : 3000m³の雪崩の発生原因について

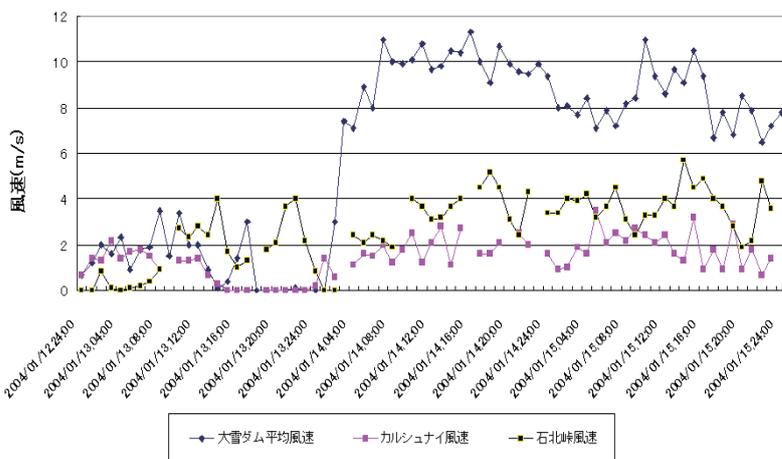
写真-1 は、雪崩の危険があると判断され、事前規制していた間に発生した雪崩であり、幸い人や車への被害は無かったが、今後の雪崩危険度判定精度を改善できるよう、発生原因を考えたい。



雪崩発生点に近い道路気象観測点 (R39, カルシュナイ, 雪崩現場から石北峠側へ 2km)の積雪深と雪質の変化を、図-4 上に示した (西村・他, 2008). 1月13日夜から14日夕方までに40cm近い雪が降り、図-4 下に示したように積雪層中の安定度が、14日の朝には2.5より小さくなり、小規模な雪崩発生も報告されている。

図-4 : 積雪深, 雪質, 安定度 (SI) の変化 (西村浩一, 他 2008)

道路のり面としては大規模な 3000m³の雪崩は、1月15日朝に発生した。その頃には図-4からもわかるが、新たな降雪は止み、積雪層の中では新雪が、こしまり雪へと、雪崩が起きにくいより安定な方へ性質を変えていると推定されている。しかし、写真-1・2で見るような雪崩がおきた。写真-2 から、風の関与が考えられたが、現場から石北峠側にあるカルシュナイ道路気象テレメータでは、強風は観測されていなかった。現場から、石北峠とは逆方向に約1km風上の大雪ダム監視所が風速を観測しており、それらを図-5に示した。



風速は、毎正時に至る10分平均値を示しており、1月14日早朝から急に、大雪ダム監視所で、10m/sを越える強風が吹き初めていることが分かる。この強風は15日未明にかけ、やや弱くなってはいるが、その後も8m/s前後の強めの風が継続していた。

図-5 : 現場周辺の、10分間平均風速の時間変化

風向は図-1の天気図からも推測されるように、南寄りで暖かかったが、14日に低気圧が北海道を通り過ぎると北寄りへ変わり、気温も-10℃近くまで下がり、強い風で13日に降った新

雪が飛ばされ吹雪が継続したと思われる。積雪表面に新雪があり、低温に強い風が伴い、斜面上で作られた吹きだまりが雪崩発生を促した可能性がある。雪崩発生斜面は、50度近い急斜面で斜面上部で傾きが緩くなり、下からの風がはがれやすい。



写真-3: 雪崩発生直後の、のり面と雪崩発生点

また、ダム湖沿いを通る山岳道路であるため、風は吹き上がるだけでなく斜面を這うように斜めにも吹く。現地では、そうした山岳道路特有の複雑な風により運ばれた雪が、斜面横方向にも吹きだまる。写真-3は、そうした吹きだまりの残りとし、雪が落ち、地山に見える斜面である。

4: あとがき

層雲峡から三国峠や石北峠に至る国道沿いの雪崩の大部分は、新雪雪崩であるが、ここで紹介したように、降雪が止み1日経った後で、吹雪に起因する雪崩もある。

そうした雪崩の危険度を的確に把握するには、道路気象テレメータはもとより、大雪ダム監視所の風の記録も不可欠であった。

ただ、雪崩が起きた後で、関連資料から雪崩発生を論ずることはできても、どの程度の吹雪がどれくらい続いたら、どこがどの程度危険になるかを、通行規制が可能な程度に精度良く予測するのは、現状では不可能である。

こうした分野に関心を持ってくれる道路管理者や研究者・技術者との連携を強めながら、より安全な冬期道路交通を支えられるよう努力したい。

5: 引用文献

- 1): 西村 浩一, 小倉 勉, 小松 麻美: 簡易な積雪変質モデルを用いた雪崩情報システムの構築, (社) 日本雪氷学会 北信越支部研究発表会 (2008年5月24日)
予稿集は, http://www.seppyo.org/~hse/hksnet2008/hokusinetu28_2008-45.pdf

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2007 年度事業報告

1. 春の講演会の開催

日時 : 2007 年 4 月 26 日 (木) 13 時 30 分～15 時 30 分

場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

講演 :

1. 「雪のある生活とアート」

原 文宏 氏 (社団法人北海道開発技術センター 理事)

2. 「海氷生成が駆動する海洋中深層循環とその変動」

大島 慶一郎 氏 (北海道大学低温科学研究所 准教授)

2. 支部総会

日時 : 2007 年 4 月 26 日 (木) 15 時 40 分～16 時 10 分

場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

- 議題 :
- (1) 2006 年度事業報告・収支決算報告・監査報告
 - (2) 2007 年度支部役員について
 - (3) 2007 年度事業計画案と収支予算案
 - (4) 支部財政の健全化について (機関誌の電子化)
 - (5) その他

3. 理事会と幹事会の開催

3-1 第 1 回理事会・幹事会の合同開催

日時 : 2007 年 4 月 26 日 (木) 16 時 10 分～17 時 30 分

場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

- 議題 :
- (1) 北海道の雪氷の電子化について
 - (2) 日本雪氷学会北海道支部創立 50 周年記念事業について
 - (3) 社会貢献事業について
 - (4) その他

3-2 第 2 回理事会の開催

日時 : 2007 年 11 月 13 日 (火) 18 時 00 分～20 時 00 分

場所 : (社) 北海道開発技術センター 9F 会議室

- 議題 :
- (1) 雪氷災害緊急調査チームの創設について
 - (2) 道支部 50 周年記念事業の実施について
 - (3) 社会貢献グループからの企画案について
 - (4) その他

- 報告事項 :
- (1) 研究発表会
 - (2) 電子出版
 - (3) 地域講演会の予定
 - (4) 会計状況
 - (5) 会費未払い会員への対応

3-3 第3回理事会の開催

- 日時 : 2008年4月3日(木) 16時00分～18時00分
場所 : 北海道道路管理技術センター会議室
議題 : (1) 2007年度事業報告・収支決算
(2) 2008年度支部役員について
(3) 2008年度事業計画案・収支予算案
(4) 支部規約の見直し
(5) 著作権の本部移譲
(6) 北海道支部創立50周年記念事業委員会について
(7) その他

3-4 第2回幹事会の開催

- 日時 : 2007年6月21日(木) 12時00分～13時00分
場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室
議題 : (1) 自己紹介, 役割確認
(2) Home Page, News Letter, Mailing List の整備状況
(3) 研究発表会に関する問題整理
(4) 会誌(電子体, 印刷体) 発行に関する問題整理
(5) 地域講演会の準備
(6) その他

4. 研究発表会の開催

- 日時 : 2007年6月21日(木) 10時00分～18時30分
場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室
内容 : 研究発表26件 参加者87名

5. 支部機関誌「北海道の雪氷」のNo.26の発刊(電子出版)

【電子出版概略】

- ・ 道支部ホームページ上への電子化出版(アクセス無料)
- ・ 冊子体は有料配布
- ・ これまでの寄贈団体(特別・賛助・購読会員)のうち配布希望団体へは無料配布を継続

【経費節減効果】

表は2005年度～2007年度の機関誌発行に係わる決算額の比較である。従来、機関誌発行で約19万円の赤字が発生したが、2007年度は約1万円の黒字に転じることができた。

表 機関誌発行に係わる決算額の比較

		2005年度決算	2006年度決算	2007年度決算
収入	合計	193,000	161,500	164,500
	広告収入	62,000	57,000	0
	出版収入	131,000	104,500	164,500
支出		378,970	347,235	155,414
収支		▲185,980	▲185,735	9,086

6. 地域講演会

日時： 2007年12月8日（土） 13:20～16:20

場所： 函館市民会館 大会議室

テーマ： 北国に生きる～雪氷圏の海，生活，歴史を学ぶ～

主催： （社）日本雪氷学会 北海道支部

共催： （社）土木学会 北海道支部

後援： 函館市

参加者： 51名

講演：

「北国の冬の雪氷環境と私たちの生活～自然と人の共生を考える～」

秋田谷英次氏（NPO法人雪氷ネットワーク）

「亜寒帯の海洋環境と生物生産～北の海が育む海の幸～」

齊藤誠一氏（北海道大学大学院水産科学研究院）

「文明開化のサクセス・ストーリー～函館氷の誕生～」

猪上徳雄氏（函館短期大学）

7. 積雪調査法講習会

実施せず

8. 雪氷災害調査チームの創設および活動

2007年11月13日 理事会で設立を承認

2007年11月14日 雪氷災害調査チームメーリングリスト開設（チーム専用）

2007年11月17日 上ホロカメットク山下降ルンゼ雪崩調査

2007年11月19日 雪氷災害調査チームHP開設

2007年11月20日 HPで警告「2007冬：十勝連峰の雪は不安定 入山者は注意を！」

2007年11月25日 上ホロカメットク山化物岩雪崩調査

2007年12月6日 上ホロカメットク山下降ルンゼ雪崩調査報告（HP公開）

2007年12月7日 上ホロカメットク山化物岩雪崩調査報告（HP公開）

2008年3月11日 自然災害研究協議会北海道地区防災フォーラム

「雪崩災害をなくすには－雪氷災害調査チームからの報告－」開催

9. 北海道支部創立 50 周年記念事業準備委員会の活動

- 2007 年 4 月 26 日 理事会で「北海道支部創立 50 周年記念事業準備委員会（準備委員会）」設置を承認
- 2007 年 5 月 17 日 準備委員会活動開始
- 2007 年 11 月 12 日 最終答申案作成
- 2007 年 11 月 13 日 第 2 回理事会にて 50 周年記念事業の大枠を審議・了承
- ・今後「北海道支部創立 50 周年記念事業委員会」を立ちあげる
 - ・記念事業委員会の委員の選任については山田支部長に一任

【最終答申案概要】

基本的なコンセプトとして、創立 50 周年事業は実施すべきであるが、時代背景を鑑みて多額の資金を要するような事業ではなく、身の丈にあった記念事業にする。

10. ニュースレターの発行

ニュースレターNo. 26 (2007/6/13 発行) :

北海道支部 2007 年度研究発表会(2007. 6. 21)のお知らせ

北海道支部 2007 年度役員

日本雪氷学会全国大会のお知らせ

ニュースレターNo. 27 (2007/11/16 発行) :

平成 19 年度 (社) 日本雪氷学会 北海道支部 地域講演会のお知らせ

ニュースレターNo. 28 (2007/12/23 発行) :

平成 19 年度第 2 回理事会における重要決定事項の通知

ニュースレターNo. 29 (2008/3/5 発行) :

2008 年度日本雪氷学会北海道支部 春の講演会のお知らせ

2008 年度日本雪氷学会北海道支部総会のお知らせ

2008 年度日本雪氷学会北海道支部 研究発表会のお知らせ

2007 年度雪氷関連学位論文調査のお願い

11. 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
- ・ コラムやエッセイ等の充実
- ・ 質問コーナーの開設
- ・ メーリングリストの整備

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) を使って会員にホームページへのアクセスを促すサービスをおこなった。メーリングリストの登録者数は、211 名（全会員 239 名：2007 年 5 月 31 日現在）であり、メールアドレスを持たない会員に対しては、従来通り郵送で連絡をおこなっている。

12. 雪氷関連行事の共催・後援（開催順）

12-1 2008 科学探検ひろば

日 時： 2008年1月12日～13日 10:00～16:00
場 所： 旭川市科学館サイパル
主 催： サイエンスボランティア旭川，旭川市教育委員会(主管：旭川市科学館)
共 催： NHK旭川放送局
後 援： 日本雪氷学会北海道支部，応用物理学会北海道支部
日本化学会北海道支部，日本生化学会北海道支部
日本動物学会北海道支部，日本物理教育学会北海道支部
旭川観察実験サークル「ネットワークはてな2000」
内 容： サイエンスボランティア旭川の会員や
市内の理科教諭・高校生・大学生たちが様々なブースを出店
いろいろな実験・工作を楽しみながら体験

12-2 雪と氷を楽しむ会 in 小樽市総合博物館

日 時： 1回目：2008年1月14日 10:00～16:00
2回目：2008年2月11日 10:00～16:00
場 所： 小樽市総合博物館
主 催： 小樽市総合博物館
共 催： 日本雪氷学会北海道支部
協 力： 日本気象協会北海道支社
内 容： 雪氷学会北海道支部の会員を中心にして
博物館の館内，野外の会場で，研究者自身が実験，演示，展示

12-3 土木学会北海道支部講演会「冬期道路交通を考える」

日 時： 2008年3月3日 13:30～16:30
場 所： (独)土木研究所寒地土木研究所 1F講堂
主 催： 土木学会北海道支部，地盤工学会北海道支部
共 催： 日本雪氷学会北海道支部
土木研究所寒地土木研究所(第23回寒地道路連続セミナー)
北海道土木技術会道路研究委員会
内 容： 札幌都市圏の冬期道路交通に携わる行政，研究機関，学識経験者から
冬期道路交通の課題と最新の取り組み状況を紹介

12-4 自然災害研究協議会北海道地区防災フォーラム

「雪崩災害をなくすにはー雪氷災害調査チームからの報告ー」

日 時： 2008年3月11日(火) 13:30～17:00
場 所： 北海道大学 百年記念会館大会議室
主 催： 自然災害研究協議会北海道地区部会，日本雪氷学会北海道支部
内 容：

■趣旨説明

「雪氷災害調査チーム発足の経緯と目的」 山田知充(雪氷学会)

■雪氷災害調査チーム活動報告

「11-13上ホロカメットク山下降ルンゼ雪崩」 八久保晶弘(北見工大)

「11-23 上ホロカメットク山化物岩雪崩」
「二つの雪崩と 2007-2008 シーズンの十勝山系」
「入山者の動向と雪崩—十勝山系の実態—」
「チームからの社会貢献—Web サイトの活用—」

■総合討論

「コメント 1」
「コメント 2」

樋口和生 (雪崩事故防止研究会)
尾関俊浩 (道教大岩見沢)
大西人史 (三段山クラブ)
澤柿教伸 (北大地球環境)

中村一樹 (雪氷学会)
秋田谷英次 (雪氷学会)

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2008 年度事業計画

1. 春の講演会の開催

日時 : 2008 年 4 月 10 日 (木) 13 時 30 分～15 時 30 分

場所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

講演 : 1. 「寒冷地の気象資源, 雪氷冷熱の利用

ーアイスシェルター技術の実際と今後の展望ー」

浦野 慎一 氏 北海道大学大学院農学研究院教授

NPO 北海道自然エネルギー研究会会長

2. 「北海道の低温を利用した寒締めハウレンソウ栽培」

濱寄 孝弘 氏 北海道農業研究センター主任研究員

2. 支部総会の開催

日時 : 2008 年 4 月 10 日 (木) 15 時 40 分～16 時 10 分

場所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

主要議題 : (1) 2007 年度事業報告・収支決算報告・監査報告

(2) 2008 年度支部役員について

(3) 2008 年度事業計画案と収支予算案検討

(4) その他

3. 理事会・幹事会等会議の開催

必要に応じて 2～3 回開催する。

3-1 第 1 回理事会

日時 : 2008 年 4 月 10 日 (木) 16 時 15 分～16 時 40 分

場所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

3-2 第 1 回幹事会

日時 : 2008 年 4 月 10 日 (木) 16 時 40 分～17 時 00 分

場所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

4. 研究発表会の開催

日時 : 2008 年 6 月 10 日 (火) 10 時 00 分～18 時 00 分

場所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

5. 機関誌「北海道の雪氷」27 号の刊行

昨年度と同様に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。賛助会員 (特別・賛助) と購読会員, 従来からの寄贈団体には配布希望を確認の上, 無料配布を継続する。

6. 地域講演会の開催

日時： 未定
場所： 未定

7. 社会貢献事業

7-1 雪氷災害調査チームの活動

雪氷災害発生時に随時対応する。

7-2 雪氷楽会活動等による啓蒙普及活動

未定

8. 北海道支部創立 50 周年記念事業

北海道支部創立 50 周年記念事業委員会を立ち上げ活動を開始する。

9. ニュースレターの刊行 (2~3 回)

メーリングリストを活用して、各種行事案内や連絡事項などをニュースレターとして発行する。
なお、メーリングリスト未登録会員に対し、重要事項については従来通り郵送する。

10. 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
- ・ コラムやエッセイ等の充実
- ・ 質問コーナーの開設

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）を使って全会員にその旨通知するサービスを継続する。

11. 雪氷関連行事の共催・後援

- ・ 土木学会北海道支部との講演会の共催（予定）
- ・ その他

2007 年度収支決算

(2007 年 4 月 1 日～2008 年 3 月 31 日)

収入の部

(単位 円)

科 目	予算額	決算額	差額	備 考
1. 事業収入	200,000	164,500	35,500	
研修会等収入	50,000	0	50000	
広告収入	50,000	0	50000	
出版収入	100,000	164,500	-64500	北海道の雪氷, 別刷り
2. 内部移管金収入	262,000	512,000	-250,000	
交付金支部収入	262,000	262,000	0	本部より
調査活動寄付金	0	250,000	-250,000	寄付金を本部経由で内部移管
3. 資産勘定からの繰入	40,000	40,000	0	
4. 雑収入(預金利子)	100	338	-238	
預金利子	100	338	-238	
当 期 収 入 合 計	502,100	716,838	-214,738	
前期繰り越し収支差額	123,067	123,067	0	
収 入 合 計	625,167	839,905	-214,738	

支出の部

(単位 円)

科 目	予算額	決算額	差額	執行率	備 考
1. 事業支出	530,000	347,497	182,503	66%	
研修・見学会支出	50,000	30,710	19,290	61%	研究発表会
講演・談話会支出	100,000	161,373	△ 61,373	161%	春の講演会・地域講演会
積雪災害調査活動支出	0	0	0		雪氷災害調査
支部機関誌発行費	380,000	155,414	224,586	41%	北海道の雪氷・ニュースレター
2. 管理費	60,000	64,400	△ 4,400	107%	
事務費	20,000	30,960	△ 10,960	155%	文房具費, 封筒, 通信費
旅費・交通費	30,000	0	30,000	0%	
会議費	10,000	33,440	△ 23,440	334%	旅費など
雑費	0	0	0		
3. 内部移管収入勘定	0	0	0		
4. 資産勘定への繰入	0	150,000	△ 150,000		
5. 予備費	0	0	0		
当 期 支 出 合 計	590,000	561,897	28,103	95%	
当 期 収 支 差 額	-87,900	154,941	△ 242,841		
次期繰越し収支差額	35,167	278,008	△ 242,841		差額：繰り越し増額
支 出 合 計	625,167	839,905	△ 214,738		

2008 年度予算

(2008 年 4 月 1 日～2009 年 3 月 31 日)

収入の部

(単位 円)

科 目	平成20年度予算	備 考
1. 事業収入	200,000	
研修会等収入	50,000	
広告収入	0	
出版収入	150,000	北海道の雪氷, 別刷り
2. 内部移管金収入	260,000	
交付金支部収入	260,000	本部より
調査活動寄付金	0	
3. 資産勘定からの繰入	0	
4. 雑収入(預金利子)	100	
預金利子	100	
当 期 収 入 合 計	460,100	
前 期 繰 り 越 し 収 支 差 額	278,008	
収 入 合 計	738,108	

支出の部

(単位 円)

科 目	平成20年度予算	備 考
1. 事業支出	500,000	
研修・見学会支出	100,000	研究発表会, 社会貢献活動
講演・談話会支出	200,000	春の講演会・地域講演会, 支部50周年準備
積雪災害調査活動支出	50,000	雪氷災害調査
支部機関誌発行費	150,000	北海道の雪氷・ニュースレター
2. 管理費	100,000	
事務費	20,000	文房具費, 通信費
旅費・交通費	30,000	
会議費	50,000	会場費, 旅費など
雑費	0	
3. 内部移管収入勘定	0	
4. 資産勘定への繰入	0	
5. 予備費	0	
当 期 支 出 合 計	600,000	
当 期 収 支 差 額	-139,900	
次 期 繰 越 し 収 支 差 額	138,108	差額: 繰り越し増額
支 出 合 計	738,108	

2008年度(社)日本雪氷学会北海道支部役員

2008年4月10日承認

2008年6月25日改訂

職名	氏名	所属	備考
支部長	山田 知充	北海道工業大学	後任
副支部長	石本 敬志	(財)日本気象協会北海道支社	
理事	伊東 敏幸	北海道工業大学空間創造学部建築学科	
理事	加治屋安彦	(独)土木研究所 寒地土木研究所寒地道路研究グループ	
理事	金田 安弘	(社)北海道開発技術センター	
理事	亀田 貴雄	北見工業大学社会環境工学科	
理事	河村 俊行	北海道大学低温科学研究所	
理事	久保 雅弘	北海道電力総合研究所	
理事	高橋 修平	北見工業大学社会環境工学科	
理事	竹内 政夫	NPO 法人 雪氷ネットワーク	
理事	武田 一夫	帯広畜産大学地域環境学研究部門	
理事	成田 英器	NPO 法人 雪氷ネットワーク	
理事	平松 和彦	北海道旭川東高等学校	
理事	古川 義純	北海道大学低温科学研究所	
理事	本堂 武夫	北海道大学理事・副学長(兼・北海道大学低温科学研究所)	
理事	見延 勲英	(財)北海道道路管理技術センター	
理事	山野井克己	(独)森林総合研究所北海道支所寒地環境保全研究グループ	
監事	石丸 幸一	鹿島建設(株)札幌支店	
監事	松岡 直基	(財)日本気象協会北海道支社	
幹事長	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所	庶務 新任・会計
幹事	阿部 幹雄	報道写真家	
幹事	荒川 逸人	野外科学(株)技術部	
幹事	飯塚 芳徳	北海道大学低温科学研究所	
幹事	今西 伸行	(株)ドーコン防災保全部	
幹事	岩花 剛	北海道大学大学院工学研究科	
幹事	大槻 政哉	(株)雪研スノーイーターズ	
幹事	小川 直仁	北海道旅客鉄道(株)鉄道事業本部	
幹事	尾関 俊浩	北海道教育大学札幌校	
幹事	川端伸一郎	北海道工業大学社会基盤工学科	
幹事	兒玉 裕二	北海道大学低温科学研究所	
幹事	澤柿 敦伸	北海道大学大学院地球環境科学研究院	

職名	氏名	所属	備考
幹事	杉山 慎	北海道大学低温科学研究所	
幹事	館山 一孝	北見工業大学社会環境工学科	
幹事	堤 拓哉	北海道立北方建築総合研究所	
幹事	中村 一樹	(財)日本気象協会北海道支社	
幹事	松澤 勝	(独)土木研究所 寒地土木研究所寒地道路研究グループ	新任
幹事	松下 拓樹	(独)土木研究所 寒地土木研究所寒地道路研究グループ	
幹事	水野津与志	東日本高速道路(株)北海道支社	後任
評議員	青田 昌秋	北海道立オホーツク流水科学センター	
評議員	油川 英明	北海道教育大学岩見沢校	
評議員	上垣内 修	札幌管区気象台技術部	後任
評議員	小山 芳一	(財)河川情報センター札幌センター	
評議員	斉藤新一郎	環境林づくり研究所	
評議員	斎藤 有司	(株)ドーコン	
評議員	佐藤 和哉	北海道企画振興部地域づくり支援局	後任
評議員	高橋 公浩	北海道開発局開発監理部開発調整課	
評議員	武市 靖	北海学園大学工学部	
評議員	土谷富士夫	帯広畜産大学畜産科学科	
評議員	苫米地 司	北海道工業大学建築工学科	
評議員	幅口 堅二	北海道旅客鉄道(株)工務部	後任
評議員	福澤 義文	(株)雪研スノーイーターズ	
評議員	前野 紀一	北海道大学名誉教授	
評議員	三日市宏展	札幌市建設局雪対策室	後任
評議員	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授	
評議員	藪 正樹	北海道電力(株)土木部	
顧問	秋田谷英次	北の生活館館長	
顧問	小島 賢治	北海道大学名誉教授	
顧問	佐伯 浩	北海道大学総長	
顧問	前 晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授	
顧問	若濱 五郎	北海道大学名誉教授	

社団法人 日本雪氷学会北海道支部規約

(名称)

第1条 本支部は、社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。ただし略称を北海道支部とする。

(目的)

第2条 本支部は、社団法人日本雪氷学会定款第4条の目的を達成するため、下記の事業を行う。

1. 雪氷および寒冷に関する学術調査・研究その他関連事項
2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、座談会、見学会等の開催
3. 会員相互の連絡
4. 本部理事会が委嘱又は承認した事項
5. その他必要な事業

(会員)

第3条 本支部の会員は、北海道に在住する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 本支部につきの役員を置く。

- | | |
|------|--------------------------|
| 支部理事 | 20名以内（うち、支部長1名、副支部長 若干名） |
| 支部監事 | 2名 |
| 支部幹事 | 20名以内 |

(役員を選出)

第5条 支部の理事・監事は、支部総会において、支部会員の中から選任する。

(支部長および副支部長の選出)

第6条 支部長および副支部長は、支部理事の互選とする。

(幹事および幹事長の選出)

第7条 幹事および幹事長は、支部会員の中から支部長が委嘱する。

(理事の職務)

第8条 支部長は、本支部を代表し、その会務を総理する。

- 2 副支部長は、支部長に事故あるとき、または欠けたとき、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
- 3 支部理事は、支部理事会を組織し重要な事項を決議する。

(監事の職務)

第9条 支部監事は、支部の事業、会計を監査する。

(幹事の職務)

第10条 支部幹事は、支部の会務を処理する。

(理事会)

第11条 支部理事会は、支部理事で構成され、重要な事項を議決する。

- 2 支部理事会は、場合によっては文書審議理事会をもって代えることができる。
- 3 支部理事会の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よって議決に参加した者は出席者とみなす。
- 5 文書審議理事会の開催方法等は日本雪氷学会細則第27条に定めるところによる。

(幹事会)

第12条 支部幹事会は、支部幹事で構成され、支部長の命を受けて支部事業の企画および会計ならびにその他の会務を処理する。

(役員任期)

第13条 役員任期は2年とする。ただし同一役員（理事・監事・幹事）につき最長連続2期4年とし、特別

な事情のある場合には再任を妨げない。

(顧問, 評議員)

- 第14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委嘱する。
 - 3 顧問および評議員は、本支部の発展に寄与するため、支部長の諮問に応じて意見を具申する他、随時建設的提案を行う。
 - 4 第13条は、顧問、評議員について準用する。

(総会)

- 第15条 本支部は、毎年1回、通常総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。
- 2 総会においては、下記の事項の承認を受けなければならない。
 1. 支部役員
 2. 事業計画および収支予算
 3. 事業報告および収支決算
 4. 財産目録および貸借対照表
 5. 重要なる財産の処分
 6. 支部規約の変更
 7. その他支部理事会において必要と認めた事項

(資産および会計)

- 第16条 本支部の財産は次のとおりとし、支部長がこれを管理する。
1. 本部からの交付金
 2. 寄付金
 3. その他
- 2 本支部の会計年度は、毎年4月1日より翌年3月31日までとする。

付則 本規約は昭和34年5月18日より施行する。
本規約は昭和53年6月8日に改正する。
本規約は平成6年6月15日に改正する。
本規約は平成17年4月20日に改正する。
本規約は平成20年7月14日に改正する。

北海道の雪氷 No. 27

ISSN-1340-7368

2008年9月30日発行

発行 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