○渡辺伸一¹•吉柳岳志¹•石井靖雄² (1:土木研究所 2:旧:土木研究所)

1. はじめに

乾雪雪崩は速度が速く、到達距離が長い特徴がある. そのため、人的被害の発生につながりやすい. 人的被害を防止 していくため、事前の避難とハード対策の検討が進められてきた. これまでに、各地で気象条件等の誘因について、基準 値を設定しながら、道路の通行規制などが実施されてきている. しかし、基準値の検討に用いられる雪崩発生事例のデー タは多くはなく、さらなるデータの蓄積が求められる. 今後、雪崩の発生時刻と発生場所の把握を積み重ね、発生メカニズ ムの理解に努めながら、その発生条件を明らかにしていく必要がある.

柵口地区では、継続して雪崩の観測を実施してきている(秋山, 2021). これまで、カメラや地震計, 積雪深計等の気象 観測機器を山麓に設置し, 雪崩発生の有無, その時の気象条件の把握を行ってきた. 本報告では, 2020 年から 2023 年 の観測で把握された 5 回の乾雪雪崩の発生条件について検討を行った結果を報告する.

2. 調査方法

本調査では、2020年から2023年の12月から3月を対象とした. 雪崩の発生は10分毎の静止画を撮影した「自動撮影 カメラ」画像と、1秒間隔のコマ送り「動画カメラ」画像に加え、地震計の計測データから把握した. 把握された雪崩の発生 回数は26回であった.

乾雪・湿雪の雪崩種別の判別は、「煙り型」の運動形態を示すものを「乾雪雪崩」とし、5回が計上された.5回の「乾雪雪崩」のうち「動画カメラ」画像で「煙り型」の運動形態を直接観察できたのは2回で、残りの3回は運動形態の観察はできなかったものの、降雪中に発生し、かつ降雪中の発生区の気温が氷点下で推移していると推測されたため「乾雪雪崩」と判断した.また、「流れ型」を「湿雪雪崩」としたが、本報告では調査対象としない.

雪崩の発生条件の検討に用いた指標は、現地及び近傍での気象観測値とした.柵口では山麓で積雪深、気温等の観 測を行っているが、2022年2月に発生した乾雪雪崩により観測機器が破損した.事前の避難等に用いるためには安定的 に観測値が得られることも重要である.そこで、1.6km 東側に位置する新潟県田麦平観測所の気温と積雪深の観測値を用 いた.検討では、Stefano and Jürg (2008)を参考に、気温に係る指標として、1、2、3日間の最低気温、最高気温、平均気温、 気温差を算定した.また、積雪深に係る指標として、1、2、3日間積雪増加深も算定した.これらの算定には、1時間ごとの データを用いた.

発生条件は、上記の指標のうち、乾雪雪崩発生日とそれ以外の日の値に有意な差がみられるものを抽出した上で、それらの閾値を検討した.ここでは、指標値を経時的に図示した上で検討した結果を述べる.有意差の検討は、統計分析ソフトRを用いて Brunner-Munzel (ブルンナー-ムンツェル)検定を行い評価した.

3. 調査結果

Brunner-Munzel 検定の結果は表1に示す通りで,積雪深及び1日間気温差以外は確率(P)1%以下の値を示した.指標値を求める際の期間による値の違いをみると,最低気温は1日間,最高気温は2日間,平均気温は1日間,気温差は3日間,積雪増加深は3日間の値が他の期間と比較して小さな値となった.

指標	Р	指標	Р	指標	Р
1日間最低気温	0.0000461	1日間平均気温	0.0000000	積雪深	0.0215100
2日間最低気温	0.0004021	2日間平均気温	0.0000005		
3日間最低気温	0.0011860	3日間平均気温	0.0000249		
1日間最高気温	0.0000147	1日間気温差	0.0133300	1日間積雪増加深	0.0000574
2日間最高気温	0.0000006	2日間気温差	0.0005995	2日間積雪増加深	0.0000259
3日間最高気温	0.0000310	3日間気温差	0.0001888	3日間積雪増加深	0.0000132

表 1 Brunner-Munzel 検定の結果

上記の確率が最も小さくなった指標の経時変化を図1に示す.図1には 2020 年から 2023 年の12 月から3 月のデー タを示している.1 日間平均気温は右側の座標軸に対応し上下を反転させて表示している.また,雪崩の発生日を赤色実 線で示している.雪崩の発生日は,積雪深が138 cm 以上,3 日間積雪増加深が36 cm 以上,1 日間平均気温が-1.3℃以 下となっている.そこで,値を5 単位で括約し,積雪深が135 cm 以上,3 日間積雪増加深が35 cm 以上,1 日間平均気温 が-1.0℃以下となると乾雪雪崩が発生する可能性が高いものとして評価すると,3 冬期で17 日が評価された.捕捉率は 100%であるが,的中率は29.4%という結果となった.



図1 2020年からの3冬期の積雪深、3日間積雪増加深、1日間平均気温

4. おわりに

今回は,経時的なデータの観察から,簡易に乾雪雪崩の発生の評価が可能か検討を行った.今後,統計的手法の適 用を検討していく予定である.

文献

秋山一弥(2021):動態観測による雪崩の発生状況と発生規模・発生数の関係,日本工学会論文集,37(3),37-39 Stefano Baggi, Jürg Schweizer(2008): Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland), Natural Hazards, 50(1), 97-108. DOI:10.1007/s11069-008-9322-7

糸魚川市柵口地区で発生した雪崩事例に対する発生区の分析

榊直人¹·高原晃宙²·渡辺伸一¹·吉栁岳志¹ (1:土木研究所 2:旧:土木研究所 現:国土技術政策総合研究所)

1. はじめに

当センターでは、毎年多数の雪崩が発生している糸魚川市柵口地区において、複数台のカメラ、地震計、積雪深計・温湿度計等の気象観測装置を設置し、観測を実施している。それらの観測に加えて、2022 年度からは UAV を用いた雪面地形の計測を行っている。本報告では、UAV により取得した雪崩発生区付近における雪崩発生前後の雪面地形の比較から雪崩発生区を抽出し、発生区の分析を行った結果を紹介する。

2. 方法

調査の対象地は,権現岳の東側斜面である(図 1).当該斜面の 標高 250~600m 付近は緩い勾配であり,標高 600m から山頂(標 高 1104m)付近までは急斜面をなし雪崩が毎年発生している.1 号 誘導工が設置されている標高 520m 付近に観測機器を設置し,この 地点から雪崩発生区・走路及び堆積区の画像(10 分毎の静止画,1 秒間隔のコマ送り動画)をカメラで撮影した.また,地震計による雪 崩震動記録及び積雪深・温湿度等の気象データを取得した.UAV 地形計測では,RTK-UAV(基準局とGNSS を用いて, cm オーダー の高精度な測位が可能な無人航空機)を用いて自動航行による連 続写真撮影を行った.

2022-23 冬期の観測では、6回の雪崩が確認されているが、その うち2月28日から3月1日にかけて発生した雪崩について発生前 後のデータが得られ、分析を行った、雪崩の諸元を表1に示す.



図1 権現岳の東側斜面の全景 (2023年3月1日10時50分撮影)

UAV による連続写真撮影日は、雪崩の発生前後である 2023 年 2 月 24 日及び 3 月 1 日である. 連続写真から SfM ソフトウェア(二次元写真データから三次元形状を復元)を用いて三次元モデルを作成し、GIS 上で雪崩発生前後の 2 時期比較を行った. 地震計データ及びカメラ撮影画像の情報から、雪崩発生状況及び雪崩発生区の境界を推定した. この雪崩発生区範囲についてオルソ画像及び元地形を用いた縦断図から、雪崩発生区の特徴を抽出した.

3. 結果

GIS 上で雪崩発生前後の2時期比較を行った結果及び、カメラ撮影画像と地震計による観測結果から、図2に示す範囲で雪崩が発生していた.2時期比較及びオルソ画像のみでは1回の雪崩によるものと考えられた現象が、2回に分かれて発生していた(図3).雪崩発生区範囲とその付近の雪崩発生前オルソ画像から、雪崩発生区の上端付近では、明瞭なクラックがいくつも確認された(図3).さらに、雪崩発生区範囲の縦断形状及び雪崩発生前のオルソ画像からは、1・2回目雪崩境界付近及び2回目雪崩発生区の上端境界部では、元地形の勾配が急変していること(図4)、2回目雪崩発生区の上端境界部は、クラック発生位置と重なっていることが確認された.なお、対象とした雪崩は雪崩発生後のオルソ画像で岩盤の露出が確認されたことから、全層雪崩と判断した.

4. まとめ

柵口地区で発生した雪崩1 事例を対象に、UAV-SfM を用いて雪崩発生区を抽出し、それらの範囲の分析を行った結果、雪崩発生前後の三次元モデルだけでなく、カメラ撮影画像、地震計データを活用することで、1 回の雪崩と考えられた現象が、複数回にわたって発生していたことが確認された.また、全層雪崩の前兆現象であるクラックの発生が、雪崩発生前オルソ画像から確認された.加えて、元地形の勾配が急変する箇所が、雪崩発生区の上端となっていることがわかった.

	2023年2月28日21時50分(1回目)				
光土口时	2023年3月1日10時45分(2回目)				
二、	760m~830m(1回目)				
光土际同	830m~870m(2回目)				
雪崩の分類	面発生全層雪崩				
一世之意思是	約 3000m ³ (1 回目)				
推足当朋里	約 4000m ³ (2 回目)				

表1 対象とした雪崩の諸元



図2 雪崩発生区と雪崩発生後のオルソ画像 (UAV 撮影日:2023 年3月1日)



図31回目の雪崩発生区(青),2回目の雪崩発生区 (赤), クラック及び雪崩発生前のオルソ画像 (UAV 撮影日:2023 年2月24日)



図4 雪崩発生区範囲の縦断図

数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立

明石亜子1•砂子宗次朗2•田邊章洋2•新屋啓文3

(1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 3:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

雪崩ハザードマップの作成には、雪崩発生区の特定と雪 崩到達範囲の推定が必要となる.日本では、雪崩発生の危 険度を得点化したマップは作成されているものの、発生区と 到達範囲は未だに考慮されていない.例えば、秋山ら (2007)は、傾斜と積雪深、筋状地形、土地被覆によって得点 化した「雪崩の発生条件分級加点図」(国土地理院)の再評 価および改良を実施している.一方、海外では雪崩ハザー ドマップが普及しており、ノルウェーでは NAKSIN と呼ばれ るハザードマップが Issler et al. (2023)によって開発されて いる. NAKSIN は、数値標高モデルから潜在的な雪崩発生 庭を推定するとともに、植生や気象データに基づく雪崩発生 確率や数値シミュレーションによる雪崩到達範囲を可視化し ている.一般的に入手可能なデータをもとにハザードマップ を作成するため、異なる地域に適用できる利点がある.

本研究の目標は、NAKSIN の手法を参考にし、日本の雪 崩ハザードマップを作成することである.しかし、氷食地形 かつ低温環境で雪崩規模の大きいノルウェーと比較した場 合、日本の山岳地形は複雑に入り組んでおり、雪崩の規模 は相対的に小さい.加えて、乾雪のみならず湿雪も考慮しな ければならない.ノルウェーと日本の地形・植生・気象は大き く異なるため、NAKSINの手法をそのまま日本に適用できな いと想定される.そこで、本研究では、雪崩ハザードマップ 作成の第一ステップとして、数値標高モデルから潜在的な 雪崩発生区を推定する手法の確立を行った.

2. 解析方法

数値標高モデルに対して以下で示す地形解析を行うこと で、潜在的な雪崩発生区を推定した.まず、雪崩が発生しや すい急傾斜地を抽出し、次に、急傾斜地を尾根に沿って分 割し、最後に、走路や堆積区などを除去することで急傾斜地 の上部を発生区として抽出した.

解析対象地は新潟県長岡市山古志地域である. この地域 は日本でも非常に入り組んだ複雑地形をしており, 雪崩跡を 捉えた空撮写真が現存している. 地形解析を行う際, 過去の 雪崩記録を活用することで, 適切な傾斜範囲や分割サイズ, 抽出範囲を決定した. 使用したデータは数値標高モデル 10 mメッシュ(国土地理院), 航空写真から雪崩跡を読み取った 雪崩判読図(防災科学技術研究所, 2009 年 2 月撮影), 雪崩 災害調査記録(日本雪氷学会北海道支部 雪氷災害調査チ ーム, 防災科学技術研究所, 2007 年 11 月以降) である. 地 形解析に ArcGISPro を用いたが, 一部 Python による処理を 併用した.





3. 日本に適した雪崩発生区推定パラメータの決定

NAKSINの潜在的な雪崩発生区の推定で使用されている パラメータが、日本において適切であるかどうか検討した.

3.1 急傾斜地の抽出

各セル(10 m×10 m) で数値標高モデルから傾斜角を計 算し,設定した傾斜範囲で急傾斜地を抽出した後,抽出した 領域の形状を滑らかに整えるため,凸部および1セルでの 結合箇所を除去した. NAKSIN での傾斜範囲は 30 度から 55度と設定されているが,雪崩判読図において30度未満で 発生している雪崩跡が確認された.加えて,傾斜 50 度を越 えて発生している雪崩跡は確認されなかった.そのため,本 解析では,傾斜範囲を25度から50度に変更した.その結果, 雪崩判読図に含まれる雪崩(262 件)の 98.9%が急傾斜地の 領域に含まれていた.

3.2 急傾斜地の分割

NAKSINでは、急傾斜地の領域を尾根線で分割するため、 集水域が用いられている.集水域とは、降った雨が地表を伝って川または谷に流れ込む範囲であり、傾斜の方位に基づいて作成される.集水域のサイズは、範囲に含まれるセル数 に閾値を設けることで任意に指定可能である.NAKSINでは、集水域の閾値は200,000 m²(2000 セル)と設定されているが、解析対象地の斜面はこの面積に達しておらず、小さい 閾値を設定する必要がある.そこで、急傾斜地を適切な大きさに分割するため、雪崩判読図における雪崩跡の幅と雪崩 跡が含まれる分割した急傾斜地の幅を比較することで、集 水域の閾値を決定した.なお、雪崩跡および分割領域の上 部が発生区であると仮定し、それぞれの幅を GIS において 手動計測した.

図1は、判読図における雪崩跡の幅と分割した急傾斜地の幅を比較した散布図であり、集水域の閾値を2,000,15,000,30,000 m²の3つに設定した場合の計測結果である. 雪崩ハザードマップ作成では、実際の雪崩を過小評価しないことが求められるため、集水域の閾値は分割した急傾斜地の幅が雪崩跡の幅を概ね上回る値に設定しなければならない.図1より、集水域の閾値15,000 m²において、分布の下限が1対1の線近傍に留まっているため、本解析では、15,000 m²(150 セル)を急斜面地の分割に使用する集水域の閾値と決定した.

3.3 分割した急傾斜地における発生区の抽出

急傾斜地の抽出と集水域による分割のみでは、走路と堆 積区が含まれる.そこで、分割した急傾斜地の上部を潜在 的な雪崩発生区と定めるため、各領域の最大標高から一定 の標高範囲を残し、その他の領域を除去した. NAKSIN で は、標高差を解析対象地に応じて変化させているが、100 m から 1,000 m の間に設定されている.本解析では、雪崩災 害調査記録に示された最大の雪崩発生区の長さ 100 m と、 急傾斜地の抽出で決定した傾斜範囲(25~50 度)の平均傾 斜 38 度を用いて、標高差を 62 m と決定した.

4. 潜在的な雪崩発生区と雪崩判読図の比較

日本に最適化したパラメータを用いて、山古志地域全域 (DEMの領域20km四方)で潜在的な雪崩発生区を推定した. 図2は、作成した雪崩発生区の一例である. 図中の灰色は 潜在的な雪崩発生区を示しており、黒線は発生区の分割線 を意味する. 加えて、雪崩判読図は白色で描画されるが、そ の雪崩跡に走路と堆積区が含まれている. 潜在的な雪崩発 生区を雪崩判読図の雪崩跡と比較すると、雪崩跡の上流に 雪崩発生区が確認できる. つまり、これらの発生区から雪崩 が起こった場合、雪崩跡を包括することが可能であり、推定 した雪崩発生区は妥当であると判断できる.

5. まとめ

本研究では、日本の雪崩ハザードマップ作成に資するた め、数値標高モデルから潜在的な雪崩発生区を推定する手 法について検討した.雪崩判読図や雪崩災害調査記録とい った実際の雪崩観測データを活用し、日本の複雑な地形に 適した傾斜範囲、集水域のサイズ、標高範囲を決定した.解 析により得られた雪崩発生区は実際の雪崩跡の上流に位置 しているため、潜在的な雪崩発生区を推定する手法の確立 に成功した.

文献

- 秋山実, 佐藤浩, 小荒井衛, 本間信一 (2007): 雪崩実績図 を用いた雪崩の発生条件分級加点図の評価とその改良. 写真測量とリモートセンシング, 46, 4-16.
- Issler, D., Gisnås, G. K., Gauer, P., Glimsdal, S., Domaas, U., and Sverdrup-Thygeson, K.



図2 潜在的な雪崩発生区(灰色)と雪崩判読図(白色)

(2023): NAKSIN-a new approach to snow avalanche hazard indication mapping in Norway. Available at SSRN.

野谷荘司山で 2021 年 1 月に発生した乾雪表層雪崩の流下状況

竹内由香里¹¹・勝山祐太¹¹・勝島隆史¹¹・荒川逸人²¹・安達聖²¹・河島克久³¹ (1:森林総合研究所十日町試験地 2:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター 3:新潟大学災害・復興科学研究所)

1. はじめに

岐阜県白川村の野谷荘司山において2021年1月10日に発 生した大規模な乾雪表層雪崩は、山頂に近い稜線直下の標高 1700m付近で発生し、水平距離で約2800m、標高差約1000 mを流下して標高約710~720mまで達し、橋などの構造物、 電柱、多数の樹木が損壊した(図1). 堆積区の面積は32ha以 上、雪崩の堆積量は27万トン以上と算出され¹⁾, 国内で調査さ れた雪崩では2番目に大きな規模であった. 雪崩の発生要因は、 1/7からの強い降雪により積雪荷重が急増したことと考えられ、 12/31または1/7から降り積もった雪が弱層になったことが積雪 変質モデルで示された³⁾. この雪崩の流下状況や雪崩に対する 森林の減勢効果を明らかにするために、樹木の折損状況から雪 崩の速度を推定し、それにもとづいた運動モデルのシミュレーションにより雪崩の流下を再現した³⁾. ここではシミュレーションで 明らかになった雪崩の流下状況や森林の減勢効果について発 表する.

2. 方法

樹木の折損状況の調査は、雪崩堆積区末端に近いスギ林 A 内に幅10m、雪崩の進行方向に長さ約160mの調査範囲を設 定して、範囲内の全樹木(247本、スギは198本)を対象に行な った.雪崩によって樹幹に生じた曲げ応力が、樹木の曲げ破壊 強度を超えたときに幹が折れたとして、幹が折れた高さや直径 の実測値にもとづいて雪崩の速度を推定した.雪崩の流下は、



図 1 野谷荘司山雪崩の発生区と堆積区の全容.
 (a)の白矢印は雪崩NとSの発生区の位置.
 赤矢印は雪崩の主要な流下方向を示す.
 (Takeuchi et al. (2024)³⁾のFig. 2を一部変更して転載)

運動モデル Titan2D(Ver.3.0.0)⁴を用いて計算した.本研究では,雪崩に対する樹幹の抵抗を Titan2D における林内の底面摩擦に含めて計算する手法で,森林が雪崩の流下に及ぼす影響を調べた.

3. 結果と考察

現地調査とシミュレーションの結果、雪崩は2箇所で発生し、どちらも沢に沿った同じ経路を流下したと考えられた.しか し、どちらの雪崩が先に発生し、どちらが堆積区のスギ林 A を倒したかを示すデータは現地調査では得られなかった.シ ミュレーションによると、2 箇所のうち南側から発生した雪崩 S がスギ林 A の樹幹が折れる速度で流下した場合には、スギ 林 A より先にスギ列 B を倒壊する結果になり、実際にはスギ列 B は倒壊しなかったので矛盾することがわかった.一方の 雪崩 N の場合は、スギ列 B より先にスギ林 A に流入するため、スギ林 A を倒壊する速度であっても、スギ列 B は倒壊せ ずに残る可能性があることがわかった.また、実際の到達範囲とシミュレーション結果を比較したところ、森林のないところ を流下するときの底面摩擦角 δ は雪崩 N の方が雪崩 S より小さいと考えられた.これらをもとに、雪崩 S が先に流下した がスギ林は倒壊せずに残り、雪崩 N が後からより高速で流下して、スギ樹幹を倒壊しながら林内を進んだと考えた.森林 の効果を考慮せずにシミュレーションすると、雪崩は実際より遠くまで広範囲に到達したが、スギ林内の底面摩擦角 δ f を 大きくすることによって森林の効果を考慮すると、実際に近い到達範囲を再現でき、森林の減勢効果を示すことができた.

文 献

1) 勝島隆史ら, 2021, 雪氷研究大会(2021・千葉-オンライン)講演要旨集, 170.

2) Katsuyama et al., 2023, Journal of Disaster Research, 18(8), 895-910. doi.org/10.20965/jdr.2023.p0895.

3) Takeuchi et al., 2024, Arctic, Antarctic & Alpine Research, 56(1). doi.org/10.1080/15230430.2024.2327652.

4) Pitman et al., 2003, Phys. Fluids, 15(12), 3638-3646. doi.org/10.1063/1.1614253.

気象モデルの格子点データによる鉛直プロファイルを考慮した降水形態の診断方法

○本吉弘岐¹・中井専人¹・山下克也¹・中村一樹¹・上石勲¹・伊豫部勉²・林奈津子²・神谷弘志² (1: 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、2: 東日本旅客鉄道株式会社 JR 東日本研究開発センター 防災研究所)

1. はじめに

首都圏での降雪により、鉄道・道路・電力等に対してさま ざまな影響が生じる.降雪量だけでなく、降水形態(雨,雪, 霙など)によっても影響が変わるため、対策には降水形態の推 移を予測・把握することが重要である。気象庁の局地気象モデ ル(LFM)は 2km 解像度で 10 時間先までの予測が 1 時間ごと に高頻度で更新されるため、時々刻々と変化する降水形態を把 握するのに有用なプロダクトといえる。LFM では雨,雪,霰 などの水物質を予報変数とする雲解像モデルが採用されてい るものの、一般に配信される LFM 格子点データ(GPV デー タ)に格納される降水データは地上降水量のみである。本研究 では、気象モデル GPV の気温、湿度の鉛直プロファイルから 雨雪判別、特に、霙の含水状態を診断する方法について検討し た。

2. 高度別の雨雪判別手順

気温と湿度プロファイルから鉛直方向での雨雪判別を行うため、単純な融解層のモデルを考える。ここでは融解層より上層では雪、融解層上端で融解が開始され、融解層下端で融解が完了し、それより下方では雨となる。簡単のため、湿球温度 0°C高度 H_{Tw0} を融解開始高度、気温および湿度が Matsuo et al. (1981)の日光における融解完了線 RH - 43(6.8 - T) = 0

(RH: 相対湿度, T: 気温)と一致する高度 H_{MC} を融解完了高度とする。湿球温度 0℃をまたぐ逆転層を考慮するため、

- 上方・下方から探索した湿球温度 0℃高度 H⁽⁺⁾_{Tw0}, H⁽⁻⁾_{Tw0}
- 上方から探索した融解完了高度 H⁽⁺⁾_{MC}

を求め、ある高度 H に対して H⁽⁺⁾Tw0, H⁽⁻⁾Tw0, H⁽⁺⁾MC との関係 から、図1のフローチャートにより降水形態を判別する。

3. 結果

適用例として首都圏で降雪のあった 2024 年 2 月 5 日におけ る 18 時の雨雪判別を図 2 に示す。図 2(c)は地表面での降水形 態の推定結果で、首都圏の山沿いでは緑色で示した雪、内陸平 野部では黄色で示した霙が広く分布している。図 2 (c)の霙領 域には、融解開始高度 H⁽⁺⁾Tw0 を等高線で示している。霙は、融

解の程度に応じて雨に近い状態から雪に近い状態まで含まれる。図2(c)では、雨の領域との境界付近の千葉 県東部から茨城県県央地域にかけて等高線が混み、融解開始高度が高い領域(赤点線)がある。この領域で は融解層内での降水粒子の落下距離が長くなり、より雨に近い霙となることが推測される。一方、それ以外 の霙の領域では、融解開始高度は50~100m以下であり、融解層内での落下距離が短くなるため、より雪に近 い霙となることが推測される。実際には、融解完了高度は融解層内の気温・湿度プロファイルや、降雪粒子 の粒径分布などに応じて変化するため、ディスドロメータ観測などによる実際の降雪状況との比較による検 証が必要である。一方で、この方法は簡便でLFM以外の気象モデルのGPV に適用でき、逆転層の存在領域 と合わせて任意高度の雨雪判別が可能なことから、着雪災害等への対策にも応用可能と考える。

文献

Matsuo, T., Y. Sasyo and Y. Sato (1981): JMSJ, 59(4), 462-476.



図 1: H⁽⁺⁾_{Tw0}, H⁽⁻⁾_{Tw0}, H⁽⁺⁾_{MC}から高度 H におけ る雨雪判別を行うためのフローチャート。





レーダー観測面からの降雪粒子の移流アルゴリズム開発

山下克也1・田邊章洋1・中井専人1・本吉弘岐1 (1:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. はじめに

我々は、新潟県中越地域に既存の融雪装置を活用して降雪量分布を測定する地上稠密ネットワーク観測システム (Yamashita et al., 2020)を開発した. そのシステムから得られる地上の降雪量分布と気象レーダーから得られる上空の降 水量分布を比較結果から、両者にはレーダー観測面から地上に達するまでに降雪粒子が風によって流されることで生じ る位置ずれを確認できた.集中降雪による立ち往生などの被害を軽減するためには、降雪粒子の移流を考慮した位置ず れの少ない地上の降雪量分布が必要である.そこで我々は地上稠密ネットワーク観測システムと複数の現業用気象レー ダーが展開されている新潟県中越地域をテストフィールドに気象モデルとレーダーデータを用いてより現実に近い地上の 降雪量分布を算出するための降雪粒子の移流アルゴリズムの開発を行っている.アルゴリズムとしては、レーダー観測面 から落下する粒子の移流を粒子の落下速度と風向風速を用いて計算するものを想定している.レーダー観測面から下の 情報は気象モデル等の格子点データを使用することを想定して開発を進めている.現在は、比較的容易に高解像度のシ ミュレーションが可能なメン気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting)で格子点データを作成し、それと実測値 の比較による精度検証を行っている。並行して風速場に従って動くトレーサー粒子の軌道を計算するシステムの構築も行 っている.本稿では、精度検証について初期的な結果を報告する.

2. データ

WRF によるシミュレーションでは、2019 年2月5日 21 時から2月8日 21 時までを解析期間とし、初期値・ 境界値に NCEP-FNL, DTOPO30 を用いた.水平解 像度は1 km で鉛直格子は 40 層(地表-50 hPa)とし、 10 分ごとに格子点データを作成した.検証には新潟 県内の気象庁アメダスと気象庁新潟レーダーのデー タを用いた.

3. 結果と考察

アメダス新潟,長岡,高田,相川の風向・風速・気温 とWRF で計算したアメダス当該箇所データの時系列 の比較したところ、おおむね一致していた(図1は長 岡アメダス事例の結果). 高度 500 m の風向風速分 布とその高度付近のドップラー速度を重ねたところ (図2)、どちらも北から北北西の風を示す結果であり、 おおよそ一致していた.以上の結果は、シミュレーシ ョン結果が風速場を再現していることを示唆している. 図3は図2の赤枠領域内(地上稠密ネットワーク観測 システムにより地上降雪量分布が得られる領域)のデ ータから算出した風速と風向の領域平均値の鉛直分 布である. 高度1 km 以下では北寄りの風約8 m/sと 一定であり、それより上では西風成分が強くなり、風 速も高度によって差がある分布であった.気象庁合 成レーダーは高度約2 km 面上の全国合成図を作成 しているので、降雪粒子をその高度から落下させた 場合の水平方向に流される距離の推定を試みた.降 雪粒子の落下速度を1 m/s,水平風を領域平均値と



図1 2019 年2月5日 21 時(JST)から2月8日 21 時 (JST)までの長岡アメダス地点の風向,風速,気 温の時系列.青色が WRF 計算値を,オレンジ色 がアメダス実測値を示す.

仮定した場合,水平方向移動距離は約16kmであった.同様に落下速度を1.5m/sとすると約11kmであった.1事例での粗い推定ではあるが,降雪粒子の移流は道路管理の上では無視できない値であると思われる.



図2 2019 年2月7日 22 時の高度 500 m の風向風速(WRF 計算値)とその高度付近の気象庁新潟レーダーのドップ ラー速度分布(高度約 500~400 m に相当). 赤枠は地上の降雪量分布が得られる領域を, 黒丸枠は新潟レーダ ーから半径 20 km と 40 km の同心円を示す.



図3 図2の赤枠領域内のデータを用いて平均した風向と風速の鉛直分布.時間は図2と同様であり、エラーバーは 標準偏差である.

文献

Yamashita, K., S. Yamaguchi, T. Saito, Y. Yamakura, E. Kanda, S. Nakai, and H. Motoyoshi, 2020: Quantitative Snowfall Distribution Acquisition System with High Spatiotemporal Resolution Using Existing Snowfall Sensors, SOLA, 16, 271-276.

高見和弥¹•勝山祐太²•鈴木賢士³•高橋大介¹•勝島隆史²•竹内由香里² (1:鉄道総合技術研究所 2:森林総合研究所十日町試験地 3:山口大学)

1. はじめに

山間地域の降雪は地形によって励起される上昇流の影響を受けることが知られている.本研究では丘陵地形に励起される上昇流の影響を受けると考えられる,丘陵地形の風上側,風下側での雪粒子の違いを調べることを目的とした.新潟県に位置する森林総合研究所十日町試験地と鉄道総合技術研究所塩沢雪害防止実験所は,標高約750 mの魚沼丘陵をはさんで,冬型の気圧配置時における風上側(北西側,十日町市)と風下側(南東側,南魚沼市)に位置している(図 1).2 地点間の距離は12.3 km,標高は両地点ともに約200 mである.十日町市,南魚沼市での雪のほとんどは冬型の気圧配置のもとで降ることから,本研究では十日町で雪を降らせた雪雲が魚沼丘陵を越え,塩沢でも雪を降らせることを仮定し,両地点で過去に観測された日降雪の観測データ,2023 年-2024 年冬期に観測した雪粒子の観測データを分析することで魚沼丘陵の影響による雪密度,雪粒子の変化を調べた.

2. 日降雪密度の観測

+日町試験地(以下, 十日町)と塩沢雪害防止実験所(以下, 塩沢)では, 毎朝9時(0:00UTC)に雪板の上の降雪深と相当水量を計測し, 日降雪密度を計算している. 相当水量は十日町試験地では断面積 40cm², 塩沢雪害防止実験所では 50cm² の円筒サンプラーを利用して測定した. なお, 十日町の観測は主に平日のみ行われているため観測日数が塩沢よ り少ない. 本研究では 12 月~2 月を冬期として, 2013 年-2014 年冬期から 2022 年-2023 年冬期までの 10 冬期を対象とした. 10 冬期 902 日間のうち, 十日町試験地では 291 日間, 塩沢雪害防止実験所では 494 日間観測が実施されていた.

降雪深が少ない日のデータは日降雪密度の測定誤差や融解, 圧密の影響が大きいと考えられるため, 両地点で日降 雪 10 cm 以上の日 (160 日間)を対象として分析を行った. その結果, 十日町の日降雪深の平均値は塩沢の 1.06 倍, 相当 水量は 1.15 倍, 日降雪密度は 1.09 倍であった. なお, 両地点の湿球温度の日最大が 0 ℃未満の, 乾いた雪の事例(53 日間) に限定すると, 十日町の日降雪密度の平均値は塩沢の 1.12 倍であった. 対象とした 160 日間の日平均気温, 相対 湿度を調べると(図2), 2地点の日平均気温は相関が高く(R=0.96) 大きな差が見られないのに対し, 相対湿度は塩沢の方 が低いことが分かった. このことから, 過冷却水滴の量, ひいてはライミングの度合いの違いによって 2 地点の日降雪密度 の違いがもたらされている可能性がある. 一方で, 日平均湿球温度範囲 1 ℃ごとの日降雪密度の平均値と標準偏差を調 べたところ, 同じ湿球温度の範囲でも十日町の方が塩沢より日降雪密度が大きいことが分かった(図 3). このことから, 地 上での気象観測値だけでは両地点の雪密度の違いを評価することは難しいことが示唆された. 同じ湿球温度の範囲にお ける両地点の日降雪密度の違いは, 丘陵地形の風上側で地形に励起された上昇流によって空気が持ち上げられ, ライミ ングが活発になっていることが一因である可能性がある.

3. 雪粒子の観測

2023年-2024年冬期に両地点における雪粒子の観測を実施した. 両地点に光学式ディスドロメータ(OTT社, Parsivel²), パーティクルゾンデを地上観測用に改造したビデオディスドロメータ(明星電気, Rainscope, Suzuki et al., 2023), Kバンド 鉛直レーダー(METEK 社, Micro Rain Radar)を設置した. また, 両地点からみて, それぞれ魚沼丘陵の反対側に数 km 離れた地点に X バンド 2 重偏波レーダー(古野電気, WR-2100)を設置し, ボリュームスキャンを行った. Parsivel², Rainscope は風の影響を避けるために防雪ネット内に設置した. 2023年12月から2024年1月の気温0℃未満の時刻を 対象に, Parsivle²で観測した 20 分間積算の粒径・落下速度分布を用いて, 両地点での平均的なライミングの度合い (Takami et al., 2022)の違いを調べた(図 4). 結果, 塩沢に比べて十日町でライミングの度合いが大きい, つまり重い雪粒 子が降っている時刻が多いことが分かった. Rainscopeで取得した雪粒子の画像やレーダー観測の分析については当日 発表する.

文献

Suzuki, K., Hara, Y., Sugidachi, T., Shimizu, K., Fujiwara, M. 2023: Development of a new particle imaging radiosonde with particle fall velocity measurements in clouds. SOLA, 19, 261-268.

Takami, K., Kamamoto, R., Suzuki, K., Yamaguchi, K., Nakakita, E. 2022: Relationship between newly fallen snow density and degree of riming estimated by particles' fall speed in Niigata Prefecture, Japan. *Hydrological Research Letters*, 16, 87-92



図1 十日町試験地と塩沢雪害防止実験所の位置,地理院地図に加筆









図3 日平均湿球温度範囲1 ℃ごとの日降雪密度の平均値と標準偏 差

図4 気温0 ℃未満時における20分ごとの平均的なラ イミング度合い,2023年12月-2024年1月

AMeDAS 降雪の深さの毎正時データにおける異常値の抽出と欠測の取り扱いについて

川崎結生¹·河島克久²

(1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:新潟大学災害·復興科学研究所)

1. はじめに

AMeDAS 降雪の深さ(以下,降雪量)データの元となる AMeDAS 積雪の深さ(以下,積雪量)データには,様々な障 害要因によって極めて大きな降雪量データ(異常値と呼ぶ) が含まれることがある.気象庁では,このような異常値に対し て自動品質管理 AQC と職員による修正 HQC を行い,観測 値の品質を維持している.しかし AQC や HQC をすり抜けた 異常値が残っていることがある.このような異常値のほかに も,AMeDAS 降雪量データには欠測も多数見られる.これら の異常値や欠測は,大雪時の降雪量の統計的解析を進め る上で大きな障害となる.

本研究では、新潟県内の AMeDAS データの分析から、 降雪量の毎正時データにおける異常値の抽出と欠測デー タの補填を行う方法を確立することを目的とした。

2. 降雪量データの異常値と欠測の実態

本研究で扱う異常値とは、積雪深計の精度に伴う数セン チ程度の誤データではない.他の気象要素から強い降雪・ 融雪は明らかにないと判断される気象条件にもかかわらず、 積雪量データに大きな増加・減少が認められ、その1時間後 には変化前の値と同程度まで戻ることで生じる大きな降雪量 データを本研究では異常値として扱う(図1).

また, 過去 34 年間における降雪量データの欠測(品質情 報の値が 8,5 以外)の割合は, 全データの 0.2~3.0%に及 び, 気温や降水量データの欠測割合よりも著しく大きい.

3. 異常値の抽出方法

2章に示したような降雪量の異常値を過去40年間で確認 した.降雪量の異常値のほとんどが,積雪量の異常値を HS2,その前後の積雪量をHS1, HS3としたときに(図1),

|HS1-HS2 $| \ge 10 \text{ cm}$ かつ |HS1-HS3 $| \le 2 \text{ cm}$ の場合に出現していることが分かった. つまり, これらの 2 条件によって降雪量の異常値を抽出することが可能である.

4. 欠測データの取り扱い

降雪量データの欠測を補填するために、まず該当時刻の 降雪の可能性を判断する. その手順として、同時刻の降水 量の有無を確認し、降水なしの場合は欠測を「降雪量0 cm」 で補う. 一方、降水ありの場合は、気温を用いることで降雪の 有無を判断する. ここで降雪なしと判断された場合は「降雪 量 0 cm」とするが、降雪の可能性がある場合は欠測のままと する. ただし、降雪の可能性がある場合でも、図2のように欠 測が1時間のときには、HS2=(HS1+HS3)/2から積雪量の欠 測を補填することで、降雪量データも補填することができる. これらの欠測の補填方法についてまとめたフロー図を図 3 に示す.

謝辞

気象庁における AQC と HQC に関しては, 新潟地方気象 台の水野太治主任技術専門官, 永田俊光地域防災官から 適切なアドバイスを頂きました. ここに記し感謝いたします.











図3 降雪量の欠測補填のフロー図. (HS:積雪量 S:降雪量 P:降水量 Ta:気温)

地上設置型の Lidar を使った降雪密度推定

勝山祐太¹•新屋啓文²•竹内由香里¹•勝島隆史¹•稲津將³ (1:森林総合研究所十日町試験地 2:新潟大学災害•復興科学研究所 3:北海道大学大学院理学研究院

1. はじめに

降雪密度は,積雪の数値シミュレーションや降雪深推定など様々な用途で必要となるが,これを一般に普及している気 象観測機器を用いて精度よく自動観測することは難しい.本研究では,降水量観測と同時に地上設置型のLidarを用いた 広範囲の積雪深観測を行い,降雪密度の推定とその精度検証を行なった.

2. 方法

低価格ながらも高精度な計測が可能な Livox 社製の Lidar を使用して,森林総合研究所十日町試験地(新潟県十日町市)の観測露場のうち,1×1m 四方内の平均積雪深を合計56か所で1時間毎に観測した.また,同時に0.5mm 分解能の 助炭付き溢水式雨量計を使い1時間毎に降水量を観測した.これら積雪深と降水量の結果を基に,遠藤ほか(2002)の方 法に従い積雪の沈降を補正したうえで降雪密度を推定した.ただし,密度 250 kg m⁻³以上と推定された場合は,異常値と して除外処理した.推定した降雪密度の精度検証のための実測データは,1~1.5時間毎に断熱材でできた板に積もった 雪を 20×20cm 四方に切り出し,電子天秤で測定した重量を雪の体積で除すことで取得した.これら観測を 2023 年 12 月 26 日から翌年 3 月 28 日まで行った.

3. 結果と議論

観測期間において、複数の降雪イベントの観測に成功したほか、電子天秤を使った降雪密度の観測を計 33 回行うこと ができた.図1に2024年1月15日12時から翌日20時までに観測された降雪イベントにおける降雪密度を示す.1月15 日17時以前では、Lidar 観測の場所によって推定される降雪密度は±25 kg m⁻³程度の違いがあったものの、電子天秤を 使った観測結果と概ね整合的だった.しかし、1月15日18時以降では、同じ観測露場内であっても場所によって推定さ れる降雪密度が大きく異なり、その一部は電子天秤を使った実測値と大きく異なっていた.この期間は、降雪深が少なく、 わずかな観測誤差や露場内の積雪深のばらつきなどが密度推定に大きな影響を与えてしまったと考えられる.

全観測期間を通すと,電子天秤を使った実測値に対するLidar観測全56か所の平均降雪密度の二乗平均平方根誤差 は約7 kg m⁻³だった.これは遠藤ほか(2002)の報告の約半分の誤差であり,観測露場の広範囲の積雪深を観測したこと により降雪密度の推定精度が向上したと考えられる.



図1 2024 年1月15日12時から翌日20時までに観測された降雪密度.赤色〇と黒色〇はそれぞれ Lidar 観測56 か所すべての平 均降雪密度と電子天秤を使った観測結果を表す.赤色エラーバーは、Lidar 観測56か所の最大・最小の降雪密度の幅を示す.

謝辞

本研究は、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費(2023-6)の助成によって行われた.

文献

遠藤八十一,小南裕志,山野井克己,庭野昭二(2002):粘性圧縮モデルによる時間降雪深と新雪密度.雪氷,64, 3-13.

3分力計を用いた雪面せん断応力の直接計測

新屋啓文¹·大風翼²·富永禎秀³·根本征樹⁴ (1:新潟大学災害·復興科学研究所 2:東京工業大学環境·社会理工学院 3:新潟工科大学工学部 4:防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. はじめに

吹雪の発生条件は、雪面に作用する流体せん断応力と流体臨界と呼ばれる閾値の関数として定式化されている.流体せん断応力を見積もる手法として、プロファイル法や渦相関法がある.これらの手法は風速の計測に基づいているため、雪面での流体せん断応力は間接的に推定された値となる. 十分に発達した境界層であれば、コンスタント・フラックス層が成り立つので、境界層中の流体せん断応力と同じ値が雪面にも作用していると仮定できる.しかし、吹雪時では、風と飛雪の運動量交換により、流体せん断応力は吹雪発生前より低下する.加えて、飛雪粒子によるせん断応力も雪面に作用するため、雪面せん断応力の計測は困難となる.

Nemoto and Nishimura (2001)は、ロードセルに積雪を載せることで、吹雪発生前と吹雪時の雪面せん断応力を直接計測した.得られた雪面せん断応力はプロファイル法の値よりも若干過大評価しているものの、吹雪時の流体・粒子せん断応力の合計値が計測可能となった.Walter et al. (2014)は、飛砂の実験において、Irwinセンサーと呼ばれる風速計を用いて砂床から5 mmの高さの風速に基づいて地表面での流体せん断応力を推定した.せん断応力の直接計測では、流体と粒子のせん断応力を分離できないが、跳躍粒子を伴う場合でも、流体せん断応力の算出が可能となった.しかし、Niiya and Nishimura (2022)の数値計算によると、吹雪時の流体せん断応力の変化は雪面から高さ数 cm まで及んでいる.そのため、風速から雪面での流体せん断応力を正確に推定することは困難であると考えられる.

以上のように、雪面での応力は、吹雪発生の条件を解明 するため、流れ方向のせん断応力のみに着目されてきた. 新屋ほか(2021)は防雪柵周辺に形成される吹きだまりの内 部構造を調査したところ、吹きだまり内部の密度は表面付近 の値より小さいという観測結果を得ている.そして、飛雪粒子 の堆積過程が吹きだまりの成長とともに変化するため、この 影響が吹きだまり密度に反映されたという仮説を唱えた.つ まり、飛雪粒子による雪面と垂直方向の応力が、積雪を圧密 していることになる.したがって、雪面せん断応力のみらず 垂直応力の直接計測が、吹雪による吹きだまりメカニズムの 解明に重要となる.

本研究では、吹雪発生や吹きだまり構造で重要となる雪 面応力3成分を高精度に直接計測するため、3分力計(ロー ドセル)を用いた実験系の構築と計測試験を行った。



図1 3 分力計の配置:(a)アクリル板のみ,(b)積雪あり.

2. 実験方法

実験は、防災科学技術研究所新庄雪氷環境実験所の大型境界層風洞において-10°Cで実施された.

2.1 雪面せん断応力の計測

雪面せん断応力を計測するため、図 1(a)に示すように風 洞底面に穴を開けたベニヤ板を固定し、穴の部分に 150 mm×150 mm のアクリル板を取り付けた 3 分力計(KYOWA ELECTRONIC INSTRUMENTS Co., LTD.: LSM-B-5NSA37B-P)を配置した.3分力計の配置位置は,風洞入口 から十分に離れた地点とした:x = 12.5 m, y = 0.5 m. 風洞 底面およびアクリル板に敷き詰めた積雪は散水で硬化させ た hard snow であり、アクリル板の積雪深D。は 20 mm と 3.5 mm の2通りとした.3 分力計の出力(ひずみを)は動ひずみ 測定カードを取り付けたユニバーサルレコーダー(KYOWA ELECTRONIC INSTRUMENTS Co., LTD.: EDX-200A-4H (DPM-42B-F))で収録され、サンプリング周波数を20Hzと設 定した. 注意として, アクリル板に載せた積雪が周囲のアル ミフレームに接すると、ひずみは時間的に変化する挙動を 示した. そのため, 図 1(b)のようにヘラで積雪とアルミフレー ムに2mmの隙間を空けた.

低温環境で計測したひずみを力に正確に変換するため, 3 分力計のキャリブレーションを行った.まず,3 分力計を任 意の角度に傾け,x・y方向の傾斜角を2軸の水準器で測定 した.次に,3分力計に数本のネジ(1.0165g/本)を取り付け, ひずみ3 成分の変化量を計測した.最後に,積載荷重と傾 斜角から3分力計に作用する力Fをそれぞれ算出し,式(1) の校正係数を求めた.ここで,aは校正係数であり,添字のi はx,y,z成分を表す.

$$F_i = a_i \varepsilon_i \tag{1}$$



図2 ひずみ3成分の時系列データ.

2.2 流体せん断応力の推定

3分力計で雪面せん断応力を直接計測するとともに、風速 分布から雪面に作用する流体せん断応力を間接的に推定 した.3次元超音波風速計(KAIJO SONIC Co.: DA-650 (TR-92T))を用いて、各設定風速において雪面から異なる高さで 風速を計測した:z = 40, 80, 160, 320, 495 mm. 風速のサンプ リング周波数を20 Hzと設定し、各高さでの計測時間は60秒 であった.得られた風速分布 $\bar{u}_x(z)$ に式(2)の対数則をフィ ッティングすることで、摩擦速度 u_* と粗度長 z_0 を推定した.

$$\bar{u}_x(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{2}$$

ここで, κはカルマン定数(0.4)である. 流体せん断応力τは, 空気の密度と摩擦速度を用いて式(3)で記述される.

$$\tau = \rho u_*^2 \tag{3}$$

ここで、 ρ は-10°Cでの空気の密度(1.3413 kg m³)とした. さら に、風洞内の境界層は十分に発達しているため、コンスタン ト・フラックス層が形成されていると判断できる. したがって、 流体せん断応力は空間一様であり、算出した流体せん断応 力が雪面にも作用していると仮定し、式(4)の3分力計によ る雪面せん断応力 τ_{surf} と比較した.

$$\tau_{\rm surf} = F_x / S \tag{4}$$

ここで, Sはアクリル板の面積(2.25×10⁻² m²)である.

2.3 実験条件

吹雪発生前の雪面せん断応力を計測するため,風洞の 設定風速 u_{set} を2,4,6,8,10,12 m s¹の6通りに設定した.ま た,風洞入口の底面にある雪供給装置(充填率 100%)を作 動させた吹雪時においても雪面せん断応力を計測した.吹 雪時の設定風速は 6,10 m s⁻¹の2通りとし,雪供給装置の上 昇率は風速 6 m s⁻¹で 2%,風速 10 m s⁻¹で 10%と設定した.



図 3 吹雪発生前の流体せん断応力と雪面せん断応力の比較.

3. 結果と考察

3.1 ひずみ値の raw データ

図2は積雪深3.5mmで設定風速10ms⁻¹において計測 された等価ひずみ(単位: $\mu\epsilon = \epsilon \times 10^{-6}$)の時系列データ を示しており、基準点は風を吹かせる前(t = 0-60 s)の平均 ひずみである. 図 2 上部の数値と両矢印は、それぞれ設定 風速と風洞内の風速が安定した時間帯を表している. 一方, 図 2 下部の両矢印は雪供給装置の動作の有無を意味して おり、雪を供給した時間帯(t = 190-360 s)が"Saltation"に相 当する. 風を吹かせ始めると(t = 70-380 s), 風向のひずみ ε_xはオーバーシュートして横ばいに遷移したが,鉛直方向 のひずみをなはアンダーシュートした後も減少傾向を示した. スパン方向のひずみ ε_v は、風向と鉛直方向のひずみと比較 すると,相対的に小さい変化に留まった.そして,風を停止 させた後では(t > 400 s), 風向とスパン方向のひずみは基 準点にほぼ戻ったものの, 鉛直方向のひずみは基準点より 低い値に収束した. つまり、積雪表面が吹雪で侵食されたと 判断できる.

3.2 吹雪発生前の流体・雪面せん断応力の比較

図3は、雪供給装置を作動させず風を吹かせた状態にお ける流体せん断応力 τ と雪面せん断応力 τ_{surf} の比較を示し ている.なお、雪面せん断応力のプロットは、60秒間のひず みデータから計算された平均値と標準偏差である. 飛雪粒 子が存在しないため、風速分布から推定した流体せん断応 力が真値であると仮定し、3分力計による雪面せん断応力の 計測値を評価した.積雪深 20 mm での雪面せん断応力は、 流体せん断応力を上回っていた.積雪深 3.5 mm での雪面 せん断応力は $\tau < 0.2$ Paの範囲で流体せん断応力と一致 していたが、 $\tau > 0.2$ Paでは雪面せん断応力は過大評価し たままであった.



図 4 吹雪時の流体せん断応力と雪面せん断応力の比較.

3.3 雪面せん断応力の過大評価

我々は、雪面せん断応力の過大評価の原因について、 次のような仮説を考えた.図2に示される鉛直方向のひずみ は風を吹かせた直後にマイナスとなり、3分力計の積載荷重 が軽くなったことを意味している.ただし、雪供給装置を停止 させた実験データによると、風速が増加するほど鉛直方向 のひずみ変化量が大きくなった.つまり、積載荷重の減少は 風による雪面の侵食量でなく、図1(b)に示される積雪とアル ミフレームの2mmの隙間に起因した風洞底面と風洞内部 の圧力差が原因であると考えられる.この圧力差が風向にも 影響することで、雪面せん断応力の過大評価が生じたと仮 定した.

風洞底面と風洞内部の圧力差を解消するため、3 分力計 を配置した風洞側面(x = 12-14 m)のドアを開放した状態で 実験を行った.積雪深は 3.5 mm であり、設定風速は 10 m s⁻¹とし、ドアの下部 10 cm を開ける部分開放と全面開放の2通 りを試みた.図3において、部分開放と全面開放での雪面せ ん断応力は流体せん断応力と一致したため、3 分力計で風 洞内の風による応力を正確に検出することが可能となった.

3.4 吹雪時の流体・雪面せん断応力の比較

図4は、吹雪発生前および吹雪時に計測した流体せん断応力と雪面せん断応力の比較を示している.一般的に、吹雪時の摩擦速度は、飛雪粒子による跳躍層の風速弱化で吹雪発生前より増加する.しかし、雪面近傍の流体せん断応力は粒子せん断応力に分配されるが、粒子せん断応力と粒子せん断応力の和は空間一様に保たれる.図4に示される吹雪発生前後の流体せん断応力の変化量($\bullet \rightarrow 0$)は小さいものの、全てのケースで摩擦速度は増加した.雪面せん断応力に関して、積雪深20mm・設定風速10ms¹のケースを除いて、流体せん断応力と同様に微小な増加が確認された.したがって、3分力計は、雪面で作用する流体せん断応力

のみならず,飛雪粒子の雪面での衝突により生じる粒子せん断応力も検出した.

4. まとめ

本研究では、吹雪の物理素過程である風による雪粒子の 取り込みで必須となる雪面せん断応力を直接計測するため、 3分力計を用いた実験系の構築を風洞実験で実施した.積 雪に作用する応力を正確に3分力計で計測するためには、 3分力計に載せた積雪を周囲と切り離す必要があった.加え て、風洞底面と風洞内の圧力差が3分力計の出力値に影響 を与えたため、風洞壁面を開放する等の対策が必須であっ た、雪面せん断応力は微小な値であるため、実験系の構築 には繊細な作業が求められるものの、吹雪発生前後の雪面 せん断応力を高精度で直接計測することに成功した. 謝辞

本研究は JSPS 科研費 20H01983, 21H01489, 21H04601 の助成を受けた.

- 新屋啓文, 大宮哲, 砂子宗次朗, 西村浩一, 大風翼 (2021): UAV-SfM 写真測量によるフェンス周辺の吹きだまり観測. 雪氷研究大会(2021・千葉-オンライン)講演要旨集, A1-2.
- Niiya, H. and Nishimura, K. (2022): Hysteresis and surface shear stresses during snow-particle aeolian transportation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 183, 447–467.
- Nemoto, M. and Nishimura, K. (2001): Direct measurement of shear stress during snow saltation. *Boundary-Layer Meteorol.*, **100**, 149–170.
- Walter, B, Horender, S., Voegeli, C., and Lehning, M. (2014): Experimental assessment of Owen's second hypothesis on surface shear stress induced by a fluid during sediment saltation. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6298–6305.

画像解析による立山・弥陀ヶ原高原の積雪深と融雪量の分布

○杉浦幸之助¹²・児島和輝¹・与河雄太²・堀雅裕¹ (1:富山大学都市デザイン学部地球システム科学科 2:富山大学理学部地球科学科)

1. はじめに 積雪は重要な水資源となっている. この積雪 深を把握する際に, 気象庁 AMeDAS の積雪深データは有 効である. しかし, 立山・弥陀ヶ原のように高標高域には AMeDAS 観測点が設置されていない. 一方で, 立山黒部ア ルペンルート沿いにはライブカメラ(立山黒部貫光株式会社)が設置されており, 立山・弥陀ヶ原の積雪の様子を知ることが可能である. そこで本研究では, これまでにライブカメラ 画像から確認できる樹木を指標として, 積雪深を広域に推定 する方法を検討してきた. また, 立山・弥陀ヶ原のライブカメ ラから求めた融雪量と Degree-Day 法から求めた融雪量とを 比較して問題点を検討したので報告する.

2. 観測および解析方法 対象地域は,標高 1,600m から 2,000m 程度に広がる富山県立山町芦峅寺の弥陀ヶ原高原 である. ライブカメラが公開される4月から弥陀ヶ原高原一帯 で消雪が確認されるまでを対象期間とした. 樹木にあらかじ め番号を振り(図1),実際に弥陀ヶ原高原にて積雪面から露 出している樹木の高さを計測した. そして,実際に弥陀ヶ原 高原で観測したデータとライブカメラから抽出した画像デー タから積雪深の変化を調べた. 画像処理ソフトウェア 「ImageJ」を使い,毎日正午の積雪深の変化を算出した. 融 雪量を算出するために以下の Degree-Day 法を用いた.

$M=T \cdot K$

(1)

ここで, M: 日融雪量 [mm day⁻¹], T: 日平均気温 [°C], K: 融 雪係数 [mm day⁻¹ °C⁻¹]である. 日平均気温には, 弥陀ヶ原 高原に設置した温湿度計(ティアンドデイ製 TR-72wf-H)の データまたは農研機構が提供するメッシュ農業気象データ (大野, 2016)を使用した. また, Degree-Day 法による融雪量 と画像解析による積雪深から算出される融雪量を比較する ために, 積雪全層の積雪水量を次式で求めた.

$SWE = SD \cdot \rho$ (2)

ここで, *SWE*:積雪水量 [mm], *SD*:積雪深 [m], ρ:積雪密 度 [kg m⁻³]である.

3. 結果と考察 ライブカメラから遠く、そして樹高が低い樹木では、1 ピクセルでのスケールを 1cm 以下となるように調整して拡大すると画像が不鮮明となった。大きな誤差を含む データとなることから、検証や考察には使用できない結果となった。ライブカメラを使用して積雪深の変化量を算出する 場合の距離の限界が確認できた。

また、ところどころに見られる1日あたりの大きな積雪深の 変化は、木の幹や枝の持ち上がりなど、オオシラビソに作用 する積雪の荷重が解放されたためと考えられる.顕著な例と して、オオシラビソの幹が積雪面から大きく持ち上がり、変化 が1.5m程度となる場合も画像から確認された.

全体として観測期間後半に向かうにつれて気温が上昇し ており、融雪が加速していた.谷地形の樹木周辺では融雪 がはやかった.その要因としては、融雪により谷の中央部に 不純物が集まることでアルベドが低くなりさらに融雪が進む ことと、谷部分の小川と接する積雪下方の空隙が積雪の重さ に耐えきれずに沈降することによって融雪が加速したように 見えることなどが考えられる.同様に消雪が他と比較しては やい樹木の原因として、樹高が高く、周辺に他の樹木が密 集しているために長短波放射および乱流フラックスにより融 雪が加速されたことなどが考えられる.また、同じタイミング で消雪した樹木の原因として、積雪のある一帯の中で、一箇 所が消雪し地表が現れると、地表面は積雪面に比べてアル ベドが小さく高温になりやすいことから、露出した地表面の 周りの雪が融けやすくなり、融雪が一気に進んだ可能性な どが考えられる.

融雪係数に大塚ら(2004)による標高の関数とした値を用 いて Degree-Day 法から求めた融雪量と、ライブカメラ画像 から求めた融雪量を比較したところ、ほとんどの樹木で Degree-Day 法による融雪量が画像による融雪量を下回った. 時間経過とともに粒径が大きくなることに起因するアルベド 低下や、時間経過とともに雪面の不純物が多くなることに起 因するアルベド低下、さらに時間経過とともに日射量の増加 といった他の融雪要因が今回加味されていないために誤差 が大きくなったものと考えられる.



図1 ライブカメラによる弥陀ヶ原.数字は積雪深の観測ポイント例.

- 大野宏之, 佐々木華織, 大原源二, 中園 江 (2016): 実況 値と数値予報, 平年値を組み合わせたメッシュ気温・降 水量データの作成. 生物と気象, 16, 71-79.
- 大塚憲一,小島慎也,川田邦夫 (2004): 立山山岳地域の高 度別融雪モデルと融雪水量予測. 日本雪氷学会全国大 会講演予稿集,60.

新潟焼山における積雪水量の高度分布特性と地形条件の影響

諸本大輝¹•松元高峰²•河島克久²•新屋啓文²•渡部俊²•西井稜子²•片岡香子² (1:新潟大学大学院自然科学研究科 2:新潟大学災害•復興科学研究所)

1. はじめに

積雪期に火山が噴火すると、噴火に伴う火砕流などの熱 により斜面の雪が融かされ、多量の融雪水や雪、火山噴出 物が混ざり合った融雪型火山泥流が発生することがある. 積雪地域に位置する活火山では、融雪型火山泥流の減災 対策としてハザードマップが作成される場合、泥流の影響範 囲を想定する上で、火口付近の高標高帯から麓の低標高帯 に至るまで積雪水量の正確な空間分布が必要となる.日本 の多くの冠雪活火山では、周辺のアメダスなどの観測地点 で得られた積雪深データを用いて、積雪深と標高の一次回 帰式から推定した積雪深と、一定値の積雪密度を掛け合わ せることで積雪水量を推定している(伊豫部ら、2016).しかし、 これには以下のような課題がある.

1) 一次回帰式の作成には、高標高帯の積雪深が用いられ ていないため、斜面全体にわたって山麓から山頂まで直線 的に積雪水量が増加するか否か不明である.

2) 積雪水量は同一の標高であっても、地形・植生によって 大きく異なると考えられるが、そのような積雪水量分布の特 徴が反映されていない.

そこで本研究では、冠雪活火山である新潟焼山を対象と して、積雪期の航空レーザー測量から積雪水量分布を求め ることによって、山麓から山頂までの積雪水量の増加が直線 的であるのか、及び地形条件の違いによって積雪水量がど の程度異なるのかを明らかにすることを目的とした.

2. 研究方法

2.1 調査地域

対象地域は,新潟県南西部に位置する新潟焼山(標高 2,400 m)である.航空レーザー測量は,北斜面を中心とした 1.1×11 km(標高 400~2,400 m)の範囲を対象に実施した.

2.2 積雪水量分布の推定

積雪期の2023年2月17日に航空レーザー測量を実施した. GISを用いて、このデータと無積雪期の2013年10月29日~12月9日の計測データ(国土交通省北陸地方整備局松本砂防事務所)の差分から積雪深分布を求めた. データの水平解像度は1mである. 算出された積雪深に、同日に新潟焼山で実測した積雪密度(366kgm³)を乗じることで、積雪水量分布を求めた. その後、標高100m間隔の範囲(標高帯)ごとに区分し、標高帯ごとの平均積雪水量を算出した.

3. 結果

3.1 積雪水量と標高の関係

新潟焼山では積雪水量が標高に対して直線的には増加 していない (図1). 北斜面の場合,標高 1,400 m 付近から積 雪水量の増加が緩やかになり,標高 1,900 m から山頂にか けては、標高とともに減少する. さらに、北斜面と南斜面の積 雪水量を同一標高で比較すると、標高1,400~1,900 m では、 北斜面が南斜面に比べ 100~500 mm 程度大きいのに対し て、標高1,900 m から山頂にかけては、北斜面が南斜面と比 べ 200~700 mm 程度小さくなっており、積雪水量分布には 南北斜面で非対称性があることがわかった.

3.2 谷部の積雪水量の特徴

積雪水量分布の不均一性は急斜面に挟まれた谷部で特 に顕著であった.一例として,図2に示される黒枠の範囲 (1,080×550 m)に対して,谷部とそれ以外の平均積雪水量を それぞれ求めたところ,谷部以外が1,861 mm であるのに対 し,谷部ではその約2.3 倍の4,367 mm にも達していることが わかった.谷部の中には,積雪水量が13,130 mm に達する 地点もみられた.これは,谷部に面した急斜面で頻繁に雪 崩が起き,雪が谷部に再堆積したためと考えられる.

4. おわりに

本研究から明らかになった積雪水量分布の高度分布特 性や非対称性・不均一性は、融雪型火山泥流の影響範囲を 想定する上で、融解水の生成量や泥流の流動過程に大きな 影響を及ぼす可能性がある.

文献

伊豫部勉,松元高峰,河島克久,佐々木明彦,鈴木啓助 (2016):冠雪火山における積雪水量の時間的・空間的変 動特性に関する研究:御嶽火山での観測事例.寒地技 術論文・報告集, 32, 27-32.



図2 地形によって生じる不均一な積雪水量分布(北斜面).

540

270

立山における黄砂沈着に伴う雪面反射率の変動

ー人工衛星を用いた広域調査ー

米澤瑞起^{1,2}・〇堀雅裕²・杉浦幸之助² (1:国土地理院 2:富山大学都市デザイン学部)

1. はじめに

近年,雪氷圏において積雪や氷河の融解進行が報告されているが,その一因として表面に付着した不純物による雪 氷面アルベドの低下が挙げられる.立山では,3月~5月に 飛来する黄砂が雪面に沈着し,立山の積雪融解に影響を及 ぼしていると考えられる.黄砂粒子が雪面反射率へ及ぼす 影響については,室堂平周辺において調査した先行研究 (古川ら,2008;田中ら,2012)は数例あるが,立山周辺域の 黄砂沈着量と雪面反射率との長期的な関係について,人工 衛星を使用して広範囲に調査した例はこれまでにない.そ こで本研究では,2019年~2023年の3,4,5月の弥陀ヶ原 および室堂平周辺の積雪域を対象とし,春季に沈着した黄 砂量と雪面反射率との関係を調査した.

2. 解析方法

2.1 人工衛星 Sentinel-2 の反射率データ

人工衛星データには、欧州宇宙機関が運用する Sentinel-2の大気上端反射率(L1C,空間分解能 10m)の観 測データを用いた.弥陀ヶ原から室堂平にかけて標高の低 い順に 5 つの観測地(Site)を設定し、各 Site における Sentinel-2観測日の雪面反射率を求めた.黄砂沈着にともな う反射率変動の評価には、Sentinel-2の青バンド(B2)と緑バ ンド(B3)の反射率の比(B2/B3)を算出して用いた.

2.2 積雪表層内の黄砂濃度

雪面への黄砂沈着量の評価には、国立環境研究所が運 用する化学天気予報システム(CFORS)(Uno et al., 2003)の 大気中黄砂濃度を用い、 3-5 月の立山における重力沈降 に伴う一日当たりの黄砂沈着量を算出し、積雪表層内の黄 砂濃度に変換した。

3. 解析結果

CFORSの黄砂沈着量とSentinel-2の反射率を比較した結果,多量の黄砂の飛来があった日の前後で B2/B3 が低下 することが明らかになった. B2/B3 は,主に標高の高い Site ほど高い傾向があったが,雷鳥沢付近のSite4 においては, 弥陀ヶ原(Site1)よりも B2/B3 が低くなる日もみられた(図 1).

4. 考察

黄砂飛来の前後で B2/B3 が低下していたことから, B2/B3 は黄砂濃度を良く評価できており、黄砂が雪面に沈 着したことに伴い立山周辺の広範囲で雪面反射率が低下し ていると考えられる. B2/B3 は標高が高いSite ほど高い傾向 があるが、これは、標高の高いところほど降雪日数が多いこ とによるものと考えられる.また、標高が高いにも関わらず B2/B3 が低い雷鳥沢の Site は、地獄谷からの噴煙に含まれ る硫黄成分の影響を反映したものと考えられる.

5. まとめ・今後の展望

今回, 黄砂飛来があった日の前後で B2/B3 が低下し, 立 山の雪面反射率が黄砂の沈着による影響を受けていること が明らかになった. 今後, 3 月~5 月の雪面の状態を長期的 に調査して衛星観測の頻度を増やしていき, 現地観測によ る黄砂濃度とも比較していくことで, より正確な黄砂濃度を衛 星観測により推定することができるようになる可能性がある.



図1 2023 年 3 月~5 月の高度 2km の大気中黄砂濃度から算出し た1日当たり単位面積当たりの黄砂沈着量および Site 毎の B2/B3 の変動. Site1~Site5 は標高の低い順. Site4 は雷鳥沢付近.

謝辞

CFORSの大気中黄砂濃度の数値データは国立環境研究所の清水厚氏より提供いただいた.ここに謝意を表する.

- 田中モナミ, 竹内望, 大沼友貴彦, 植竹淳(2012): 2012 年 融雪期立山室堂における積雪表面の反射スペクトルー 赤雪・黄砂雪・硫黄雪-. 雪氷研究大会(2012)要旨集.
- 古川隆朗,竹内望(2008):富山県・立山の融雪期の積雪面 における不純物の特性と積雪面アルベド.雪氷研究大 会(2008)要旨集.
- Uno, I. and 13 others (2003): Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE-Asia experiment, *J. Geophys. Res.*, 108 (D23), 8668.

融雪期の立山・室堂周辺における表層雪中の化学成分の特徴および保存中の濃度変化

渡辺幸一¹・樋掛辰真¹・中西彩水¹・牧ちさと¹・中澤暦¹ (1:富山県立大学工学部)

1. はじめに

立山などの融雪期の山岳域では、鉱物粒子、黒色炭素などの非水溶性物質や雪氷藻類の影響で、黒や赤色などに着 色した表層雪が観測される.雪が着色することで積雪のアルベドが低下し、融雪を促進させることとなる.温暖化の影響が 懸念される中、雪氷藻類や黒色炭素などの影響がグローバルな観点においても非常に重要視されている.通常、融雪期 の積雪試料は水溶性の化学成分の溶脱が進行しているため、イオン成分などは非常に低濃度である.そのため、化学成 分の特徴について詳しく検討された事例は十分でない.一方で、融雪期の表層雪中には非水溶成分が濃縮していると考 えられる.本研究では融雪期の立山・室堂周辺において表層雪の採取を行い、化学成分の分析および冷蔵保存中の変 化などについて評価した.

2. 方法

4 月の立山・室堂平において積雪断面観測(底部までは掘らず)を行い,積雪試料を採取した. 試料は融解させないま ま富山県立大学まで持ち帰り,冷凍保存した. 試料融解後,主要イオン成分などをイオンクロマトグラフ法で分析した. ま た,融雪期の室堂周辺において,「赤雪」や「黒雪」など着色した表層雪試料を採取した. 融雪期の表層雪試料について, ろ過(孔径 0.45 μm),未ろ過試料別に分け,冷蔵保存中の化学成分の変質について評価した. ろ過したフィルターにつ いては,走査型電子顕微鏡(SEM)・エネルギー分散型 X 線分光装置(EDX)での観察と元素分析を行った。さらに,還元 気化冷原子蛍光光度法により水銀の分析を行った.

3. 結果と考察

立山・室堂周辺で採取された着色表層雪試料では、未ろ過状態で冷蔵保存している間に pH が大幅に低下し(pH が 5 から 3 程度に)、SO4²濃度が大きく増加する現象が(特に黒く着色した雪試料で)みられた.一方で、ろ過した試料については pH の低下(SO4²濃度の増加)はみとめられなかった.

試料をろ過したフィルターについて、SEM・EDX で観察, 元素分析を行ったところ非水溶性の硫黄が有意に存在してい ることが確認され, 室堂近郊に存在する弥陀ヶ原火山(気象庁の表記)の噴気孔である地獄谷由来によるものと考えられ た. 未ろ過で冷蔵保存中に硫黄酸化細菌による(未酸化状態の硫黄成分からの)硫酸生成が起こっていた可能性が考え られる. なお, 十日町試験地や山形県の月山で採取された着色雪試料については, 冷蔵保存中の大幅な SO4²濃度増加 や pH の低下は認められず, 保存中の硫酸生成は室堂周辺など火山噴気の影響を受けやすい地域に限られた現象であ ると考えられる.

図1 に融雪期の室堂周辺における表層雪試料(未ろ過)中の水銀濃度を示す.水銀濃度は通常の降水や4月の室堂 平の積雪中の濃度よりも2桁以上高く,硫黄などと同様に,火山由来の非水溶性の粒子状水銀も融雪期の表層雪中に大 きく濃縮しているものと考えられる.





令和6年能登半島地震と雪氷災害との複合災害の被害軽減に向けた取り組み

○中村一樹¹・山下克也¹・平島寛行¹・本吉弘岐¹・山口悟¹・上石勲¹

・伊藤陽一¹・砂子宗次朗¹・中井専人¹

(1: 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

1. 応急、復旧対応に関わる情報の発信

雪氷防災研究センターでは、防災科学技術研究所の情報提供 サイトである「令和6年能登半島地震に関する防災クロスビュ ー」の開設に合わせ、冬期の応急・復旧対応に大きく影響を及 ぼす雪氷関連情報を提供した。防災科研独自の雪氷関連情報で ある積雪変質モデルを用いた屋根雪荷重(kg/m²)(図1参照) や推定融雪量(mm)(図2参照)に加え、気象庁から配信され ている降雪量(cm)、積雪深(cm)、降水量(mm)、気温(℃) 等の気象、雪氷情報を加工して提供した。

2. 現地調査の実施

道路が液状化で損傷すると、その後の降雪時の除雪が不十分 となり路面の悪化につながる。そこで、雪氷防災研究センター では、液状化が発生している新潟県新潟市と糸魚川市の調査を 2024年1月4日に行い、調査速報をWebサイトで公開した。 応急、復旧対策に役立てるために、調査結果を新潟市や糸魚川 市の関係者に提供したほか、さらなる詳細調査につなげるため に、防災科研の液状化調査チームに共有した。

また、雪氷に関わる複合災害の低減に資することを目的とし て、寒波の到来で降雪が発生した 2024 年 1 月 26 日に、石川 県七尾市(図 3 参照)と富山県氷見市で被害状況の調査(図 4 参照)を実施し、調査結果を Web で公開した。

現地調査は、走行するだけで 2 秒間に 1 枚の画像が記録さ れ、AI で路面判定を行うことができるスマホ AI 路面判定試験 システムや、気象や路面状態などの各種センサーを装備した移 動観測車を用いて効率的に実施した。

3. 注意喚起情報の発信と課題

雪氷防災研究センターでは、令和6年能登半島地震雪氷災害 関連情報の特設 Web ページを設け、災害調査速報のほか、平 成16年(2004年)10月23日に発生した中越地震の経験を踏



図2 推定融雪量分布情報(mm)の例



図 3 道路上への建物の倒壊と屋根上に設置さ れたブルーシートの状況(石川県七尾市)



図 4 消雪パイプの機能が低下している道路と 接合部が破断された消雪パイプ(富山県氷見 市)。

まえた地震後の雪国における注意点(例えば、屋根にブルーシートを敷いた時の屋根雪の滑落の危険や、積 雪による建物の倒壊の危険、着雪が原因で発生する倒木や電線切断による広域停電・通信障害の可能性、融 雪による雪崩や土砂災害の危険、道路通行上の注意等)等を掲載した。雪に慣れていない支援者が行動する 際の注意点も考慮に入れ、Webページや報道などを通じて注意喚起を行った。

日本の国土の 50.8%は豪雪地帯に指定されている。冬期の地震発生時には、雪氷災害との複合災害による 被害を低減するため、積雪寒冷地の生活スタイルを踏まえた視点からの情報発信が課題であると考えている。

雪国型 ZEB を実現する年間電力収支のケーススタディ

藤田愛稀1,杉原幸信2,上村靖司2

1 長岡技術科学大学 技学研究院 機械系, 2 長岡技術科学大学大学院 工学専攻 機械工学分野

1. はじめに

我が国では、「グリーン成長戦略」^[1]を開始し、カー ボンニュートラルな社会を目指すことを宣言した.枯 渇が懸念され、大量使用による環境影響が大きい化石 燃料の消費量削減に向け、再生可能エネルギー(地中 熱、雪氷熱、バイオマス等)の開発と実装を進め、地域 特性を踏まえた低炭素社会を目指している.豪雪地帯 にある新潟県長岡市では、冬季の暖房等のためエネル ギー消費量に占める化石燃料の割合が高く、1人当た りの二酸化炭素排出量は全国平均の約1.75倍(2020年 度)^[2]である.

本研究では、熱負荷が大きく、太陽光発電等の創エネ ルギーの観点でも不利な豪雪地である、新潟県長岡市内 で建て替え予定の事業所を対象として、太陽光、雪氷 熱、バイオマスの組み合わせにより、対象事業所で雪 国 ZEB を実現するための条件を検討する.本研究で検 討する事業所の概要を表1に示す.

表 1	再建設事業所の概要	
1111		

2000年度	現在の事業所	再建設後の事業所	
外皮面積[m²]	5086	3680	
断熱性能 [W/(mK)]	断熱等級 2 [1.5]	HEAT20 G1 [0.46]	

2. ZEB, 雪国型 ZEB とは

図1にZEBの概念を示す.ZEB (Zero Energy Building) とは、使うエネルギーと創るエネルギーの1年間の総量 がゼロになる事業所ビルや商業施設などの建築物であ る^[3].ZEBは、「エネルギーを外から実質的に購入しな いで済むため環境に優しく、省エネルギーに貢献でき る住宅」とされている.しかし表2を見ると長岡市では、 日射量が低く太陽光パネルによる発電量が全国平均と 比較して低い.そのため豪雪地帯である特徴を活かし、 雪氷冷熱エネルギーを利用した雪冷房、さらに木質バイ オマスを組み合わせる事で、創エネルギーの観点で不利 な豪雪地帯でも正味の消費電力をゼロにできる新たな ZEB(本研究では雪国型ZEBと呼ぶ)の成立条件を検討 する.

表2 太陽光パネルによる年間発電量の比較

2000年度	全国平均	長岡市	比率
太陽光発電量	955.8 kWh	809.5 kWh	85 %



3. 再建設予定の事業所の雪国型 ZEB について

再建設予定の事業所を雪国型ZEBにするために,まず 再建設予定の事業所で予想される各月の消費電力を調 査し,その消費電力に対して必要な再生可能エネルギー 設備を算出した.そして再生可能エネルギー設備で,消 費電力分の電力を賄い,必要量以上に生成した電気(売 電)と再生可能エネルギー設備でも賄えない電気(買電) の差を取り,年間の電力収支を評価した.以下に消費電 力の計算,再生可能エネルギー設備の必要設備数の計算, 年間の電力収支の評価方法について順に説明する.

4. 再建設予定の事業所の予想消費電力について

商業施設では、40%以上を空調機の消費電力が占めて いる事が知られている^[4].そのため再建設予定の事業所 で予想される消費電力の計算では、空調機に注目し空調 機の消費電力とその他の電化製品の消費電力との2つ に分けて計算を行った.以下に計算方法を説明する.

4.1 空調による消費電力

再建設後の事業所の断熱性能を,新潟県の政策動向 ^[5]に合わせ HEAT20 G1 とし,事業所の窓,外壁,屋根, 床などの外気に触れる部分の熱が伝わりにくい構造と 仮定した.空気調和ハンドブック^[5]の計算式(1)を使用し, 冷房を使用する6月~9月を夏期,暖房を使用する12月 ~3月を冬期と定め,消費電力の計算を行った.E [MWh]は消費電力, UA は外皮熱貫流率(新潟県は 0.46 [W/m²K]), Sは外皮面積(3680 [m²]), ΔT [℃]は冷暖房設計 外気温度と湿内の設定温度との差, D は稼働日数(各月 の日数), COP は冷房の場合は3, 暖房の場合は4.3, K は 補正係数とした. この補正係数は各月の稼働時間, 換気 量, 人の出入りを考慮した値とし, 現在の事業所の消費 電力データを参考に決めた.

$$E = \frac{UA \times S \times \Delta T \times D \times 10^{-6}}{COP} \times K \qquad (1)$$

4.2 その他の電化製品による消費電力について

その他の電化製品の消費電力を,現在の事業所の消費 電力データを参考にして算出した.図2にその結果を示 す.なお4月の消費電力データの実績データを参考に 100 MWhとした場合の,年間の消費電力を示している. 図2の各月における左側の棒グラフ1は現在の事業所 の消費電力,2は再建設予定の事業所の消費電力を示し ている.夏期,冬期以外の期間(4月,5月,10月,11月)の 現在の事業所の消費電力を,空調機以外のその他の消費 電力と定めた.さらに現在の事業所の電化製品と同じ製 品を同じ数だけ,再建設予定の事業所でも使用すると仮 定した.そして現在の事業所の冷暖房を使用しない期間 の平均値を,再建設予定の事業所での各月のその他の電 化製品の消費電力として算出した.

再建設予定の事業所は断熱性能の向上と,外皮面積の 減少により,空調の消費電力において消費電力の5%削 減効果が見られた.



5. 再生可能エネルギー設備について

図2の冷房を使う夏期に雪冷房を使用し,暖房を使用 する冬期に木質バイオマスボイラーを使用し,その他の 電化製品の消費電力を太陽光パネルで賄うための貯雪 量,木質バイオマス量,太陽光パネルの台数の計算につ いて順に説明する.

5.1 雪冷房について

夏期の冷房を雪冷房で補うための必要貯雪量を計算 する.本研究では片野らの「雪堆積場の雪冷熱利用技術 に関する研究」^[6]で,使用された雪冷房に必要な貯雪量 計算式(2)を参考にし,必要な貯雪量を求めた.表 3 に貯 雪量を示す. *E*_sは夏期の冷房による消費電力,冷房使用 時の*COP*は3,*C*_Rは雪冷房利用可能熱量(0.099491 [kWh/kg]),*R*は雪冷房使用時の雪のロス率(0.5[-])とした.

$$W = \frac{E_s \times COP \times 10^{-3}}{C_R \times R}$$
(2)

5.2 木質バイオマスボイラーについて

冬期の暖房を木質バイオマスボイラーで賄うための 必要木質バイオマス量を計算する. Mahesh Wail らの 「PRACTICAL POWER PLANT MAINTENANCE」^[7]に よる,木質バイオマスの発熱量と木質バイオマス量の関 係式(3)を参考にし,冬期の暖房による消費電力から必 要な木質バイオマス量を算出した.表3に必要な木質バ イオマス量を示す. *M* [kg]は必要な木質バイオマス 量, E_w [kWh]は冬期の暖房による各月の消費電力,暖房 使用時の *COP*は 4.3, *L*は木質バイオマスによる発熱量 (2.78 [kWh/kg]), *R*は木質バイオマスボイラーの使用に よるロス率(0.6)とした.

$$M = \frac{E_w \times COP \times 10^{-3}}{L \times R} \tag{3}$$

5.3 太陽光パネルについて

その他の電化製品の消費電力を賄うための 10 [kW]容 量の太陽光パネルの必要枚数について計算する.太陽光 発電協会^[8]による,太陽光パネルの発電量計算式(4)を参 考にし,発電量を計算した.また太陽光パネルの設置条 件を BAYANMUNKH TSATSRAL ら^[9]による,雪国に有 効な太陽光パネルの設置角度 60°と図 3 の垂直積上設置 法を参考にし,計算を行った.そして夏期の売電と冬期 の買電の差が最小の正の値になるように太陽光パネル の枚数を計算する.Xはパネル枚数.H [kWh/m²月]は太 陽光パネルの角度 60°による 1 か月あたりの平均日射 量,Kは損失係数(0.85),Pはシステム容量(10),Dは日数, E_p [kWh]はその他の電化製品を賄うために必要な発電 量,r は標準状態における日射強度(1).必要な太陽光パ ネル台数を表 2 に示す.

$$X = \frac{H \times K \times P \times D}{E_P \times r} \tag{4}$$

表3 再生可能エネルギー設備台数,数量

設備	数量
10kW 容量 PV パネル	約 143 枚
雪(雪冷房使用)	約 1760 t
木質バイオマス (木質バイオマスボイラー使用)	約 105 t



図3 垂直積上設置法

再生可能エネルギーと,再建設予定の事業所の消費電 力関係図を図4に示す.図4を見ると夏期に必要以上の 電力を発電しているため売電を行い,冬期に必要な消費 電力分を買電する.そして売電-買電の結果が最小の正 の値になる為には143枚の太陽光パネルが必要になり, 雪冷房による必要貯雪量が約1760トン,木質バイオマ スボイラーによる必要木質バイオマス量が約105トン 必要であることが確認できた.



6. 結果

本研究では長岡市にある再建設予定の事業所を雪国 型 ZEB にするために,仮想計算によって予想される消 費電力と,それに対する再生可能エネルギー設備につい て計算を行ってきた.今後は今回注力して計算をしてい ないその他の電化製品の消費電力データを詳細にし,省 エネ化を進めていく.そして 50%の省エネルギー化を 目指す.現在では,その他の消費電力データを詳細にし ており,厨房で使用される電化製品が 70%以上を占め ている事が確認できた. そのため今後は厨房施設の省 エネルギー化を進めていき,さらに電化製品の雪,木質 バイオマス利用を考案していく.そして雪国型 ZEB を 達成する設備の組み合わせを見つけていく.

参考文献

- Prime Minister's Office of Japan,内閣官房内 閣広報室(2020)「第二百 三回国会における菅内 閣総理大臣所信表明演説」(2021年04月21日)
- 「長岡市カーボンニュートラルチャレンジ 2050 長岡市地域新エネルギービジョンにおける算定の 考え方 1太陽光エネルギー」 https://www.city.nagaoka.niigata.jp/shisei/c ate01/energy-vision/
- 環境省 ZEB PORTAL[ゼブ・ポータル],「ビルは" ゼロ・エネルギー"の時代へ」,(2024年04月19日)
- https://www.env.go.jp/earth/zeb/detail/01.ht ml
- 5. 財団法人/省エネルギーセンター ビル省エネ技術
 部 商業施設の省エネルギー P4(2023 年 4 月 21
 日) https://www.eccj.or.jp/commercial_bldg/
- 6. 井上宇市,空気調和ハンドブック,丸善出版株式会社,平成30年2月20日P54
- 片野浩司,山口和哉,永長哲也,五十嵐匡,平伴斉 (2002):雪堆積場の雪冷熱利用技術に関する研究
- 8. MAHESH WALI (2023): PRACTICAL POWER PLANT MAINTENANCE
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO), 月平均データ MONSOLA-20(2023 年 4 月 21 日) https://www.nedo.go.jp/library/ZZFF_100041.h tml
- 10. BAYANMUNKH TSATSRAL, BAASANDORJ MUNGUNTUUL, 杉原幸信,上村靖司(2022):事業所規模での雪国 ZEH の実現可能性,寒地技続論文・報告集 Vol.38 論 文番号 II-025.

日本の積雪地域の気温・積雪・降水量間の関係と気候応答 -2000年と2020年の地上気象観測およびアメダス平年値の比較から-

> 石坂雅昭¹・本吉弘岐² (1:防災科研客員 2:防災科研)

1. はじめに

先に2020年のメッシュ平年値を用いて旧平年値 (2000年)からの日本の積雪地域の雪質分布の変化 について論じた(石坂ら,2023).一方,2020年の 新たな平年値についてはメッシュ平年値とともに, 地上気象観測および地域気象観測(アメダス)平年 値も発表されている.そしてこれらについては, 2000年の平年値において気温・積雪・降水量間の関 係を検討した(石坂,2006,2007).ここでは,同様 の気象要素間の関係を2020年の新平年値について調 べるとともに.実際の観測値である地上気象観測の 新旧平年値の比較から積雪地域の気候変化に対する 応答の特徴についても明らかにする.

2. 対象とした平年値と積雪地域

ここで対象とする平年値は、特にことわらない限 りメッシュ、地上気象観測、アメダスとも月平均気 温、月最深積雪、月降水量の1、2月平均である.そ して、これら3要素間の関係を論じるにあたって は、月最深積雪を月降水量で除した値を「積雪・降 水量比」(1,2月平均)と呼んで使う.また、ここ で「積雪地域」として対象としたのは、12月から3 月までのいずれかの月の月最深積雪が10cm以上の 地域である.なお、メッシュ平年値では積雪要素の 対象外である西南日本が入っていないほか、標高 1000mまでの地点に制限した.これは地上気象観 測、アメダスとも1000mを超える観測点は限られ、 メッシュ平年値もそれらの実測データからの推定値 であるからである.

3. 気温・積雪深・降水量間の関係

石坂(2007)では、2000年のアメダス平年値についてこれら三者の関係を気温と積雪・降水量比の関係として検討し、気温に応じて後者に上限や下限があることを示し、それらの目安を与える式を提案した.ここでは同様の関係が2020年の平年値でも成り立つかを検討した.図1はその結果で、メッシュ(灰色ドット)、アメダス(黒丸)、地上気象観測平年値(白丸)について示した.三者とも気温が低

くなるほど積雪・降水量比が大きい方に分布し,0 ℃より高い気温では地上気象観測,アメダスとも 2000年平年値で示した上限(直線)とともに6℃ に向かって収斂している.気温が低いと降水が雪と して降る頻度が多くなることと雪がとけずに着実に 累積する効果が最深積雪を大きし,逆に0℃を超え て気温が高くなると,雪ではなく雨の割合が大きく なることを反映していると理解できる.ただ,メッ シュ平年値では気温に対する比の振れ幅が大きいこ とや0℃以上で上限の直線を超える地点や6℃を超 える積雪地域が多く存在する.果たして,実際にそ のような地点があるのか,あるいはメッシュ平年値 の推定上の問題であるかは現状で不明である.

ここで、上限の目安の直線と下限の目安を示す曲 線は、月最深積雪*HS*(cm),降水量*P*(mm),気温*T*(°C) としてそれぞれ次の関係式で表される。

HS/P=0.6-0.1T	T > 0	•	•	•	(1)
HS/P=0.002+1.5e	xp(-(<i>T</i> +10)/4.3)	•	•	•	(2)



図1 2020年のメッシュ,地上気象観測・アメダス 平年値の気温と積雪・降水量比.

いずれにしても、三者とも同一の傾向を持つこ と、そしてとりわけ地上気象観測とアメダス平年値 はわずかに上限を上回る地点が数地点あるものの、 ほぼ式(1),(2)の上下限の範囲内におさまり2000年と 同様の関係が成り立っていると言える.

4. 気候変化に対する応答

図2に主な地上気象観測地点で2000年から2020年 の20年間で気温と積雪深の平年値がどのように変化 したかを示した.すべての地点ではないのは見易く するためで,全体を入れても以下に述べる傾向は同 じであった.図中の-1°C以下の二つの曲線はそれ ぞれそれより下方が準しもざらめ雪地域(点線)と しもざらめ雪地域(実線)を表す境界線である.直 線は後述の式(1)と関連する上限の目安である.

まず,どの地点でも2000年平年値に比べ気温は 2020年の方が高く,温暖な方へ変化を示している.

したがって,各地点の左端が2000年で右端が2020年 の値を表している.気温の増加は,地点によるが 1,2月平均でおよそ0.5~1℃前後暖かい方へシフトし ている.気温の上昇傾向に対して積雪深は一律に減 少ではなく増減まちまちである.雪質別に傾向を見 ると,準・しもざらめ雪地域では,変わらないかや や増加の地域が多く,その結果としてしもざらめ雪 地域ではなくなる地点が多く存在する.先のメッ



図2 主な地域気象観測地点における気温と積雪 深の2000年から2020年への変遷.

シュ平年値での、しもざらめ雪地域の減少と同じ傾向である(石坂ら、2023). 乾き雪地域では、本州・北海道とも増減まちまちで、本州では主に山形、高山、松本など内陸で増加した地域が散見される.これも先のメッシュ平年値の結果(石坂ら、2023)と整合的である.中間地域から湿り雪地域の 温暖な積雪地域では多くの地点で減少傾向が見られ、特に日本海側の湿り雪地域の減少が顕著である。図2に示した直線は温暖積雪地域の上限の目安を与える次の式である.降水量を含まない式で2000 年平年値で導入された(石坂,2006).

HS=100(2-T/3) T>0 ••• (3)

これは式(1)の降水量に333mm(正確には1000/ 3mm)を与えたものである.地上気象観測点での 降水量は高田でわずかにこの値より大きい以外はす べて下回ることから降水量を抜いた上限の目安とし て成り立っている.

6. 終わりに

地上気象観測およびアメダス平年値について, 2000年平年値で成立していた気温・積雪深・降水量 間の関係について2020年で調べた.結果,2020年で も同様の関係が成立していることがわかった.ま た,温暖側にシフトした中での積雪深の変化を検討 した結果,単純に減少ではなく雪質や地域によって 増減に違いのあることがわかった.実際の観測値に 基づく平年値は気候変化をみる指標に適している. 今後もその変化に注目していきたい.

- 石坂雅昭(2006):温暖な積雪地域「湿り雪地域」 における平年値の上限について. 雪氷, 68, 179-190.
- 石坂雅昭(2007):日本の積雪地域の月平年値におけ る積雪・気温・降水量間の関係.雪氷,69,591-599
- 石坂雅昭(2008):「しもざらめ雪地域」の気候条 件の再検討による日本の積雪地域の質的特徴を 表す新しい気候図.雪氷,70,3-13.
- 石坂雅昭・本吉弘岐・杉浦幸之助(2023):メッシュ平年値が示す日本の積雪地域の雪質の変化 -2000年と2020年の比較から-.雪氷北信越. 43, 18-19.

大規模アンサンブル気候予測データベースを用いた樹木着雪量の将来変化予測

勝島隆史¹•勝山祐太¹•竹内由香里¹ (1:森林総合研究所十日町試験地)

1. はじめに

大雪による樹木への着雪により、倒木の被害が発生する. 樹木への着雪現象は降雪時の気温に強く影響を受けるため、 温暖化により倒木の危険性が変化する可能性がある. 倒木 被害の回避には、間伐などの森林管理の的確な実施が有 効な対策である. そのため、中長期的な森林経営計画の立 案に対して、倒木の危険性の将来変化に関する情報は有用 である. 本研究では、地球温暖化対策に資するアンサンブ ル気候予測データベース(以下, d4PDF)を用いて、日本周 辺領域の樹木着雪量の将来変化を評価した.

2. 研究手法

d4PDFの20km 解像度の領域実験データ(Mizuta et al., 2017; Fujita et al., 2019)を使用して,着雪現象の気温依存性を考慮した樹木着雪モデル(Katsushima et al., 2023)により,着雪量の時間変化を推定した.過去実験は61冬期×50メンバー,2℃上昇実験は61冬期×54メンバー,4℃上昇実験は61冬期×90メンバーにおける年最大着雪量を計算し,それらの確率分布から確率年最大着雪量を求めた.そして,過去実験と将来実験の確率年最大着雪量を比較した.

3. 結果と考察

再現期間 30 年の確率年最大着雪量は,西日本や東日本 の広い範囲で大幅に減少する傾向が見られ, 北海道の道 北地方や,本州日本海側の北陸以北の標高の高い地域で 増加する傾向が見られた.これらの変化傾向は、2℃上昇実 験よりも 4℃上昇実験の方が顕著であった. 西日本や東日 本の海岸に近い地域では、将来実験の再現期間 30 年の確 率年最大着雪量が 0mm と評価された箇所が多く見られた. 研究に使用した樹木着雪モデルでは、気温-4℃から 0℃の 範囲で気温の増加とともに着雪が成長しやすくなる効果を、 また、気温 0℃以上で気温の増加とともに着雪が成長しにく くなる効果を表すモデルを採用している. 将来実験で着雪 量の減少が推定された地域では、冬期の降水が気温0℃以 上で生じることが多くなったことで、着雪量が相対的に減少 したものと考えられる. 将来実験で着雪量の増加が推定され た地域は、冬期の降水時の気温が他の地域と比較して低い 地域にあたる. 将来実験で着雪量の増加が推定された要因 として,温暖化により冬期の降水時の気温が着雪の成長に 適した気温帯へと変化したことが考えられる.

謝辞

本研究は国立研究開発法人 森林研究・整備機構 森林 保険センターからの助成を受けたものです.





- Mizuta, R. et al. (2017): Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(7), 1383–1398.
- Fujita, M. et al. (2019): Precipitation changes in a climate with 2-K surface warming from large ensemble simulations using 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Geophysical Research Letters*, **46**, 435–442.
- Katsushima, T. et al. (2023): Modelling of snow interception on a Japanese cedar canopy based on weighing tree experiment in a warm winter region. *Hydrological Processes*, **37(6)**, e14922.

ICESat-2 衛星 ATL08 プロダクトデータを使用した 東シベリア地域における積雪深推定手法の評価

岩沢啓太¹・堀雅裕¹・杉浦幸之助¹ (1:富山大学都市デザイン学部)

1. はじめに

雪に関する物理量の一つである積雪深について知るこ とは、融雪期における雪どけ水の量の把握や地球の熱収支、 水循環を知ることに繋がる.熱収支や水循環は地球の気候 に大きく関わっており、積雪深は地球に住む我々にとって 非常に有益な情報である.現在、地上観測所による積雪深 の測定は、全球規模で実施されていない.そこで本研究で は東シベリア地域のコリマ川下流域を調査領域とし、 ICESat-2 衛星データを用いて夏と冬の表面標高の差分を 積雪深とし、その精度を地上観測所との差分で評価した. また、GCOM-WのAMSR2 レベル3積雪深プロダクトと も比較を行い、多角的にICESat-2のATL08 プロダクトの 積雪深の抽出精度および有効性を評価した.

2. 方法

2018年10月~2022年7月の期間のATLAS/ICESat-2L3A Land and Vegetation Height (ATL08) Version 5 プロダクトか ら緯度、経度、標高、傾斜、土地被覆データを、また同時 期の水循環変動観測衛星しずく搭載 AMSR2 の積雪深プ ロダクトから積雪深を衛星データとして使用した.本研究 で真値とする地上観測データには, Global Historical Climatology Network daily (GHCND) のデータを使用した. まず、ICESat-2と地上観測による積雪深データの差分を取 り、ICESat-2の積雪深の抽出精度を評価した.また、差分 が生じる要因を調査するために、地上観測所から ICESat-2の観測点までの距離, 観測点付近の傾斜や土地被覆, そ して ICESat-2 の観測点間の標高差(傾斜に観測点間の距 離をかけたもの.以下, Slope Multiplied by Distance(SMD)) との関係性について調査した. その上で, ICESat-2の有効 データを抽出するための閾値を設定した. 最後に抽出した ICESat-2と地上観測データの積雪深のRMSEを算出した.

3. 結果

ICESat-2 の積雪深抽出精度は SMD が小さくなるほど高 くなる傾向が見られたが、草原湿地と密林では SMD を小 さくしても精度の向上は認められなかった. ICESat-2 の観 測点付近の様々な要因との関係性から求めた有効データ のフィルタリング条件は、1) [SMD] < 0.5m、2)海、水 域ではない、3) 草原湿地、密林ではない、4) ICESat-2 に より推定した積雪深が 1.0m を超えない、の4 つである. フィルタリング条件を基に ICESat-2 による積雪深の有効 データを抽出し地上観測所での積雪深との関係を表した ものが図1である.図1では、描画するにあたってフィル タリング条件の他に地上観測所から半径 40km 以上の ICESat-2 の観測点を除外する条件が加わっている.フィル タリング後の有効データがまだ 22 点と少なく、今回はば らつく結果となった.また、AMSR2 と ICESat-2 による積 雪深を地上観測所の積雪深と比較したところ、内陸と海岸 側 RMSE に差が生じる結果となった(図省略).

4. 考察

SMD の値を小さくしても草原湿地と密林で積雪深の 抽出精度が向上しなかったのには以下の理由があると考 えられる. 草原湿地には,高緯度地域特有の大小さまざま な湖が存在しており,季節によって水位が大きく変動する. そのため, ICESat-2 が計測した夏季と冬季の標高差分に水 位の変動が含まれてしまったことが原因と考えられる.ま た,密林では, ICESat-2 の観測点光子が森林の樹冠で散乱 を受け地上までたどりつけなかったことが抽出精度の低 下を引き起こしたと考えられる.解析は現在も継続中であ り,今後はさらに ICESat-2 の観測データを蓄積し, ICESat-2 による積雪深の有効データをフィルタリングする条件 について引き続き調査を進める予定である.



図1 ICESat-2 による積雪深と地上観測所の積雪深の関係 黒線はy=xを表し,橙色線は青点を線形近似したものである.

寡雪地域における降雪による車両滞留発生の要因分析

藤本明宏1•河島克久2•竹内裕希子3

(1:福井大学工学系部門建築建設工学講座 2:新潟大学災害·復興科学研究所 3:熊本大学大学院先端科学研究部)

1. 研究の目的

大雪による立ち往生は、新潟県や福井県などの積雪地域 のみならず首都高速道路、新名神高速道路など、冬期にノ ーマルタイヤの車両が走行しているような寡雪地域でも発 生している。熊本県では、2022年12月22日から24日に強 い寒気が流れ込み、その影響により水俣市の国道268号に おいて23日早朝に滞留車両が発生し、熊本と鹿児島の県 境付近(水俣市葛渡〜越小場区間)で通行止めが実施され た. 当該区間の標高はおよそ350~470mであり、道路縦断 勾配は3°以上である。滞留車両は熊本県側で31台、鹿児 島県側で18台であり、通行止めは約6時間に及んだ。

本論文では、この車両滞留の事例に着目し、道路管理者 へのヒアリング調査、現地踏査および当時の車両滞留危険 度や路面雪氷状態の推定を通じて、寡雪地域における積雪 による車両滞留の発生要因を分析したので、ここに紹介する.

2. 気象条件および除雪状況

図1は当該期間の気温と時間降水量である.降水は12月 21日から継続しており、22日22時から気温が氷点を下回り、 降雪となったと推測する.

本研究では、2023 年 10 月 24 日に熊本県芦北地域振興 局において車両滞留発生に関するヒアリング調査を実施し、 当時の交通状況や道路管理の体制に関する資料を収集す るとともに、車両滞留現場を踏査した。

写真1は車両滞留発生時の道路状態である.同写真(a)は 23日10:28の道路状態であり,車両は発進不能状態である. 道路の中央付近に除雪によって寄せられた雪の塊が見られ るため,除雪後と考えられる.道路状態は薄いシャーベット 状態のようである.写真(b)では、グレーダーが写っており, 除雪中であることから、この辺りの除雪時間は23日10:30と 判断できる.なお、当該道路には塩化カルシウム袋が常設さ れており、散布の有無は不明であるが、散布したとするとそ の散布量は160gm²である.

3. 車両滞留危険度

河島・伊豫部(2021)が開発した車両滞留危険度評価手法 に図1に示した気象データ等を適用した結果を図2に示す. 当該区間における車両滞留危険度は、12月23日夜から翌 24日朝にかけて「警戒」の領域に近づいているものの、車両 滞留が発生した23日朝の段階ではそれほど高くない、本手 法は、主に北陸や山陰地方などの積雪地域において、大雪 時に発生した大規模な車両滞留に基づいて構築されたもの である.したがって、本結果は、積雪地域では危険性が低い と判断される気象条件下で今回の車両滞留が発生したこと を意味する.





(a) 12 月 23 日 10:28, 標高 340 m(除雪後)



(b) 12 月 23 日 10:30, 標高 370 m(除雪前) 写真 1 国道 268 号における車両滞留発生時の道路状態





4. 路面雪氷状態解析

ここでは、当時の路面雪氷状態を推定し、車両滞留発生 の要因を考察する.本研究で用いた解析ソフトは藤本ら (2007)によって開発されたものであり、舗装や路面雪氷層の 熱・物質収支から水、氷、空気および塩の質量や体積を計 算し、路面雪氷状態を推定する.

図3は、路面上の水、雪(氷)、空気あるいはそれらの混合物の厚さ(路面雪氷厚)の解析結果であり、同図の左列は凍結防止剤散布なしの解析結果を、右列は散布ありの解析結果をそれぞれ示す.凍結防止剤散布について、時期は降雪前の21日6時と22日22時とし、その種類と量は固形の塩化カルシウムを160gm²とした.また、同図下段は12月22日12時~翌日12時までの結果を拡大して示す.同図の棒グラフの青、黄および灰色は水厚、空気厚および氷厚を意味しており、その累計が路面雪氷厚である.なお、この棒グラフは路面上に水、空気、氷が順に層を成して存在していることを示しているのではなく、これらの厚さを有する水、空気および氷が混合した雪氷層が路面上に存在していることを示している.

散布なしの解析結果(同図左列)を見ると,22 日 22 時から 水分を含まない圧雪状態となり,通行止めが行われた時点 では約 9 mm の圧雪路面が形成されている.圧雪路面では, ノーマルタイヤの車両では登坂できず,スタックすると推察 される.同図中に示すチェーン規制では,「チェーン必要」 の情報表示を行っているが,チェーン非装着の車両の進入 を防ぐような交通規制までは実施されていない.

散布ありの解析結果(同図右列)では、21 時の散布によっ て圧雪状態にはならず、シャーベット状態となった.シャー ベット状態であれば、ノーマルタイヤの車両でも登坂できる 場合がある.しかしながら,凍結防止剤の効果は限定的であり,夜間の気温の低下に伴い,雪氷層内の水分が凍結し始め,通行止めを実施した8時15分には殆ど水分を含まない 薄層(約5mm)の圧雪状態となった.

当時、凍結防止剤を散布していたとしても、薄層の圧雪路 面が形成され、特にノーマルタイヤの車両が登坂での発進 不能に陥ったと推察される.また、凍結防止剤散布によって 発生した水分の融解と再凍結によって、路面が滑りやすい 状態であった可能性もある.いずれにしてもスタッドレスタイ ヤの車両ではスタックまでには陥らない路面雪氷状態と考 えられる.

5. まとめ

本解析により、当該事象のスタック車両や車両滞留の発 生は、チェーン非装着やノーマルタイヤの車両の走行、気 温低下と継続的な降雪により薄い圧雪路面の形成、が要因 となって引き起こされたと推察される.また、実施されたチェ ーン規制は、適切なタイミングであったと判断できるものの、 情報表示のみであり、ノーマルタイヤの車両の流入を完全 に防ぐことができなかったと推察される.冬用タイヤやチェ ーン装着の車両しか走行できない交通規制を実施すること により、スタック車両の発生は防ぐことができた可能性がある. 本研究は、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費

(2023-15)の助成によって行われた.

- 河島・伊豫部(2021):大雪による車両滞留の危険度評価システムの開発と試験的運用.雪氷研究大会(2021・ 千葉-オンライン), 62.
- 藤本ら(2007):輻射-透過を伴う路面薄雪氷層の融解 解析. 土木学会論文集 E, 63, 2, 202-213.

降雨による路面圧雪の急速な軟化過程

河島克久¹·藤本明宏²

(1:新潟大学災害·復興科学研究所 2:福井大学工学系部門建築建設工学講座)

1. はじめに

近年,集中的な大雪時に大規模な車両滞留による立ち往 生が高速道路や幹線国道で頻発し大きな社会問題となって いる.この車両滞留は厚い圧雪路面における車両のスタック によって発生する.大雪の終了後には,路面圧雪の軟化が 原因で車両通過時に圧雪轍掘れ(深い轍掘れや段差)が形 成され,著しい交通障害が広範囲に生じることがある.この ような圧雪轍掘れによる交通障害は,大雪時に除雪が十分 には行き届かない都市域の生活道路で特に顕著である.

藤本(2018)は、2018年2月の福井大雪による国道8号の 大規模な立ち往生が解消した後に圧雪轍掘れによるスタッ ク車両や交通渋滞が多発したことを確認しており、厚い圧雪 の軟化が晴天による気温上昇や強い日射によって生じたと 報告している。著者らは、2022年12月に発生した新潟県柏 崎市(国道8号)の立ち往生の際にも同様な圧雪轍掘れと交 通障害を同市内で確認したが、このケースでは大雪終了後 の降雨が主な原因であったと考えられる。北陸地方では大 雪の後に降雨がもたらされることがしばしばあるため、本研 究では降雨による厚い路面圧雪の軟化過程の観測を行い、 どの程度の雨量や時間で軟化が進行するのかを調べた。

2. 観測場所と方法

2024 年1月18日に,新潟県魚沼市大白川の新潟県道385号浅草山大白川停車場(標高472m)において観測を実施した.1月10日に同停車場の除雪を行い,1月12日以降に新たに積もった雪を1月15~17日に人力と車で踏み固めて厚さ26 cm,密度約550 kgm³の圧雪を作製した.1月18日には,停滞前線の影響を受けて日中に降雨が予測されたため,降雨前の1月18日9:00から1~2時間ごとに圧雪断面の雪質・粒径,雪温,重量含水率(遠藤式含水率計使用),硬度(プッシュゲージ使用)を同日17:00まで観測・測定した.また,観測期間中は気温と雨量の測定も行った.

3. 観測結果

3.1 気象の推移

観測期間中の気温は 0.9~2.4℃の範囲で変化しており, 降雨は観測開始後まもなくして始まり,観測終了時まで続い た(図1).降雨は15:00にかけて徐々に強くなっていったが, その強度は最大で2.5 mmh⁻¹程度であった.また,9:00から 17:20までの累積雨量は12.7 mmであった.

3.2 降雨による圧雪の軟化過程

1月18日9:00の雪質は最下部層(路面上2 cm)を除いて 全層が乾いた(雪温マイナス)しまり雪であった.この時の硬 度(図 2①)は高さ方向にほぼ一様であった(平均硬度 1.72 MPa).降雨開始から1~2時間経過した10:20及び11:30 では、圧雪上部の硬度は低下したものの、中部では逆に硬 度の増加が認められた(図2②、③).これは圧雪中部にお いて雨水が凍結したためと考えられ、それに伴う雪温の上 昇が観測された.降雨開始から約4時間後の13:20には、 上部と下部の硬度が著しく低下し、硬度プロファイルは「逆く の字」の形状を呈した(図2④).この時の上部の重量含水率 は16~19%であった.降雨開始から約6時間後の15:00に なると、圧雪全層が濡れざらめ雪(重量含水率13~25%)と なり、硬度(図2⑤)の高さによる差異は小さくなった(平均硬 度0.33 MPa, 9:00の平均硬度の19%).この状態は17:00 の時点でも同様であった(図2⑥).以上の結果から、路面圧 雪(厚さ26 cm)の著しい軟化は、約9 mmの累積雨量の下、 6時間程度で起こり得ることが明らかになった.

文献

藤本明宏(2018):平成 30 年福井大雪におけるスタック車両 発生に関する考察. 寒地技術論文・報告集,34, 186-189.



2022/23 冬季の関越自動車道における雪堤崩壊の事例分析と発生予測

長嶺俊介¹・山田佳汰¹・杉原幸信²・上村靖司²・岩﨑伸一³・荒川涼³ (1:長岡技術科学大学 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系 3:株式会社ネクスコ・エンジニアリング新潟)

1. はじめに

高速道路の路側帯や中央分離帯に形成される雪堤は,道路側に崩れると車線がふさがれるため,自動車への物損被害や交通事故に繋がる可能性がある.これを未然に防ぐためには,適切なタイミングで処理することが重要である.しかし,現状,雪堤崩壊を引き起こすメカニズムは未解明であり,雪堤処理のタイミング等は作業員の経験則に依存しているため,崩壊に至る前に適切にかつ効率的に雪堤処理を行うための定量的な崩壊予測手法の開発が望まれている.現時点での先行研究は,芝崎ら¹¹による高速道路(関越自動車道,北陸自動車道,上信越自動車道),並びに一般道路を巡回し,実際に形成された雪堤の形成状態の観察と雪堤崩壊の発生地点の探索・崩壊状態の観察を行っている.

本研究では、「雪堤の崩壊危険度を評価する気象指標を 検討すること」、そして、「検討した気象指標を基に、ある時刻 における雪堤崩壊の危険度を判断できる閾値、範囲の提案 をすること」が目的となる。そのため、気象条件と雪堤崩壊の 関係に着目し、2022/23 冬季に関越自動車道で発生した雪 堤崩壊を分析した。そして、雪堤の崩壊危険度を評価する 気象指標を検討した。

2. 調査方法および結果

本研究では、2022年12月1日から2023年3月31日の 期間(以降、2022/23冬季と記す)を対象とし、ウェブカメラシ ステムを用いて関越自動車道(水上 IC~小千谷 IC)で生じ た雪堤崩壊の件数と地点の特徴を調査した.また、雪堤崩 壊が起こった日時と地点、雪堤崩壊の分類、地点の特徴(中 央分離帯・路側帯、防護柵種別、遮音壁・壁高欄・飛雪防止 柵などの有無)を整理した.気象データ(気温、降雪量、積雪 深)は本線最寄りのアメダス(湯沢、小出、長岡)の1時間ごと の観測結果を用いた.ここで土樽 PA~六日町 IC はアメダス 湯沢、六日町IC~越後川口IC はアメダス小出、越後川口IC ~小千谷 IC はアメダス長岡の気象データを適用することに した(図 1).

図2に2022/23冬季の構造物種別ごとの崩壊件数を、図3に2022/23冬季の土樽PA~六日町IC間の雪堤崩壊件数と気象の関係を示す。図2より、ほとんどの雪堤崩壊は中央分離帯のガードケーブルとガードレールで発生しており、ともに100件以上確認された。また、それぞれの崩壊を規模の大きさごとに、雪塊が側帯内に留まり車線上に飛び出さない崩壊をランクB、また雪塊が外側線を跨ぎ、車線上に飛び出

た崩壊をランクA, そのなかでも車線の半分の位置を越えた ものをランク AA と分類したところ, 崩壊規模の大きいランク A とランク AA の崩壊についても中央分離帯にある構造物 上で多いことが分かった.

次に、崩壊件数の多い中央分離帯のガードケーブル、ガ ードレール、壁高欄において、それぞれ設置されている距 離あたりで崩壊件数を求めたところ、ランク B の崩壊では単 位距離あたりの崩壊数が最も多いのはガードレール(ランク B:3.4 件/km)だった.しかし、崩壊規模が大きいランク A と ランク AA では壁高欄(ランク A:2.6 件/km、ランク AA:0.52 件/km)での崩壊が最も多い結果となった.



図1 アメダス(湯沢,小出,長岡)を適用した区間



また、図3のグラフでは、土樽 PA~六日町 IC 間の崩壊 は1月中に多発しており、その後1月下旬以降はほとんど 崩壊が発生していない、崩壊件数が多い所では主に2つの 傾向が読み取れ、日平均気温が氷点下で積雪深が急激に 上昇しているタイミングや、日平均気温が0℃以上で積雪深 が減少しているタイミングであることが分かる、次に崩壊件数 の棒グラフに着目すると、ランク AA の崩壊が発生している ときは積雪深が100 cmを越えているのが分かる、また、ラン ク AA の崩壊は大雪及び雪崩注意報・警報が同時に出てい るときに発生していることがわかった、



3. 分析方法

図3により、雪堤の崩壊の危険度評価を行う上で崩壊発 生前の日平均気温、日降雪量、日最深積雪などの気象デー タが重要であると考え、分析では、河島・伊豫部²(2021)の 大雪による車両滞留の危険度評価システムを参考にした. 2022/23冬季の各崩壊事例について、崩壊日時から遡って1 週間前を分析開始点とし、積算日平均気温、積算日降雪量、 日最深積雪の3つの気象指標について雪堤崩壊との関係 についてグラフを作成し、危険度評価に最適な気象指標を 検討した(図4).



図4 で示した積算グラフから一時間ごとの積算気温,自然 積雪深の 2 つの気象指標を用いた分析は雪堤の危険度を 評価するうえで有効であることがわかった.また,2022/23 冬 季において初めて観測された雪堤崩壊は,3 日前の降雪に よる積雪深の増加が起点となって生じたと考えた. そこで崩 壊までの傾向をより見やすくするため,分析開始点を1週間 前から3日前に変更した. 例として,湯沢区間(土樽 PA~六 日町 IC 間)で発生したすべての雪堤崩壊を対象に作成した 積算グラフをまとめたものの例を図5に示す. それぞれの崩 壊時点でのパラメータにはばらつきがあるが,プロットが集 中している箇所がいくつか見受けられた. このグラフから崩 壊が多発する傾向は主に2つ見て取ることができる. それ らは①積算気温が0℃以下~50℃付近で,自然積雪深が80 cm あたりを越えたとき,②自然積雪深が80 cm に満たなくて も,積算気温が100℃あたりを越えてきたときである.



図5 土樽 PA~六日町 IC 間での1時間ごとの積算気温, 自然積雪深の推移(期間3日)

4. 積雪重量の検討

図 5 より,崩壊時点のプロットは積算気温が 0℃付近のときには自然積雪深は高く,そこから積算気温が上昇するにつれて自然積雪深は減少傾向を示した.ここで積算気温が低い所では積雪の密度は低く,積算気温が高い所では積雪の密度は高いと考えられるため,それぞれの崩壊が起きたときの積雪重量には差がないと考えた.そこで,それぞれの崩壊時点での積雪重量を求めるため,2 つの計算方法を利用して算出を試みた.

まず,1 つ目の算出方法について述べる.積雪の全層平 均密度を ρ [kg/m³],自然積雪深を h [m]と置くと,積雪重量 *M* [kg/m²]は

$$M = \rho h \tag{1}$$

となる. なお, 全層平均密度ρ [kg/m³]は2通りの関係式を用いて算出した. まず, 1 つ目は上村ら³による積雪の全層平均密度を積雪期の根雪開始時刻をゼロとする連続時間の関数として

$$\rho(t) = 0.08t + 160 \tag{2}$$

と一次近似したものである. 2022/23 冬季では, 2022/12/15 を 開始時刻とした. 2 つ目は松下ら %による積雪の断面観測に よって得られた経験式である. この式は, 全層平均密度 ρ [kg/m³]を目的変数, 全層平均雪温[℃]と積雪深[cm]を説明 変数として重回帰分析を行うものである.

$$\rho = 10.50\sqrt{H} + 29.74T + 240.5 \tag{3}$$

ここで, 全層平均雪温 *I*[℃]は観測値が得られないため, *T*=-1,-2[℃]と仮定した.

次に,2 つ目の算出方法について述べる.積雪重量は次 式で示す上村ら³による関係式を用いて算出した.

$$M_n = M_{n-1} + bP_n - aT_n - r_n \ (M_n \ge 0)$$
 (4)

ここで、 M_n はn日目の積雪重量 $[kg/m^2]$, P_n はその日の日降水量 $[kg/m^2d]$, T_n は日平均気温 $[^{\circ}C]$, aは融雪係数 $[kg/(m^2d^{\circ}C)]$, bは降水中の氷分率 $(0 \le b \le 1)$ である.また、土樽 PA~六日町 IC 間の雪堤崩壊について、図4 で示した積算グラフの縦軸を積雪重量に変更し、分析を行った.式(1)及び式(2)より算出した積雪重量を用いた結果を図6 に示す、図より、積雪重量は150~300 kg/m²付近まで幅広く分布しており、ばらつきが大きいことが分かる.また、積算気温が上昇するにつれて積雪重量が減少し、図5 で示した結果と同様な傾向を示した.



次に式(1)及び式(3)を用いた結果を図 7 に示す. 全層平 均雪温 T=-1[°C]と仮定したときを①, T=-2[°C] と仮定したと きを②に示す. ①では, 積雪重量が 150~350 kg/m² 付近ま で分布しており, ②では, 積雪重量が 130~360 kg/m² 付近 まで分布していた. また, 図6の結果と同様, ばらつきが大き い結果となった.





次に式(4)を用いた結果を図 8 に示す. 図より, 積雪重量 は 170~350 kg/m² 付近まで幅広く分布している. しかし, プ ロットのほとんどは積雪重量が 300~350 kg/m²の間にある. この範囲外のプロットに着目すると, これらの崩壊は 2024 年 1月2日から1月5日の間に発生したものであり, この期間 は今冬において日降雪量が特に多かった期間である. 従っ て, 雪堤崩壊は降雪中もしくはその前後に生じ, そのときの 積雪重量は 170~350 kg/m² 付近まで幅広く分布していると いえる. また, 降雪が止み, 融雪期間の雪堤崩壊は,「積雪 重量が 300~350 kg/m² のときに発生しやすい」と予測できる 可能性がある.



図6及び図7の結果より、式(1)を用いて算出した積雪重 量は値のばらつきが大きい結果となった.これは式に用い ている自然積雪深 *h*[cm]が要因であると考えられる.自然積 雪深のデータはアメダスから入手しているため、局地的な降 雪の量は表現できない.実際に形成されている雪堤の高さ とはある程度の誤差があると考えられるため、積雪重量にも 誤差が出たと考えられる.一方、式(4)に用いる気象データ は日降水量[kg/m²d]及び日平均気温[℃]であるため、誤差 が生じにくいと考えられる.このことから、本研究では、積雪 重量を算出するには式(4)を用いてよいと判断した.また、積 雪重量は雪堤崩壊の危険度の評価するうえで非常に有効 なパラメータである可能性があることが明らかになった.

5. まとめ

本研究では、2022/23 冬季に関越自動車道(水上 IC~小 千谷 IC)で発生した雪堤崩壊を分析し、その結果を基に、 「雪堤の崩壊危険度を評価する気象指標を検討すること」、 そして、「検討した気象指標を基に、ある時刻における雪堤 崩壊の危険度を判断できる閾値、範囲の提案をすること」を 目的とした.そこで、雪堤の崩壊危険度を評価するため、本 報告では積算気温、積算降雪量、積雪深の3つの気象指標 を検討した.その結果、これらは雪堤の崩壊危険度を評価 するうえで有効であることがわかった.さらに、積雪重量を用 いた雪堤崩壊危険度の評価を試みた.積雪重量の評価は 上村ら³の改正デグリーデイ(degree-day)法を用いるとよいと 判断した.その結果、雪堤崩壊は降雪中もしくはその前後に 生じ、降雪が止み、融雪期間の雪堤崩壊は、「積雪重量が 300~350 kg/m²のときに発生しやすい」と予測できる可能性 があることが示唆された.

- 芝崎ら(2021):道路雪堤の崩壊メカニズムの解明に向 け基礎研究.雪氷研究大会講演要旨集(2021・千葉オ ンライン),49.
- 河島・伊豫部, (2021):大雪による車両滞留の危険度評 価システムの開発と試験的運用.雪氷研究大会講演要 旨集(2021・千葉オンライン), 62.
- 上村ら(2021):遠赤外線融雪面の積雪深推計モデルと 最適運動条件,日本雪氷学会誌,83巻4号,385~401 頁.
- 松下ら(2016):積雪の全層平均密度と雪温および積雪 深との関係,雪氷研究大会講演要旨集(2016・名古屋), 1~32.

2024年1月 滋賀県,岐阜県での大雪による交通への影響調査

上石勲¹・山口悟¹・中村一樹¹・菅原清² (1:防災科研雪氷技術センター 2:矢崎総業㈱)

1. はじめに

2024年1月24日,関ケ原付近の名神高速道路が大雪のため長時間にわたり通行止めとなった. 2024年1月25日,滋賀県,岐阜県の大雪による道路交通への影響とその対応について調査した.

2. 路面状況調査

観測車に搭載した AI 路面判定システムで撮影された道路の路面状況を図1~3に示す. 米原~関ケ原付近では雪が 多く,除雪されていた箇所でも,路肩には大量の雪が堆積していた. 通行止めの名神高速と並行する国道 21 号関ケ原付 近では一部路面上にも積雪が残っており,大型車同士のすれ違いが危険な状況も見られた.



図1 米原付近(県道234号)

- 図 2 関ケ原付近(国道 21 号)
- 図3 関ケ原付近(国道21号)

3. プローブデータ解析

図4は、矢崎総業㈱が保有する商用車のプローブデータの1月24日15時の解析結果である。関ケ原周辺では高速道路や国道21号で速度が低下していること、東海北陸道では交通が比較的確保されていることなど各種状況が把握され、 迂回などの対策を検討するうえで有用な情報であることがわかった。



図4 商用車プローブデータの解析結果(1月24日15時時点の速度解析)

4. 降積雪状況

1月24日には気象庁関ケ原アメダス観測点で6時間降雪量49cm,1時間降雪量10cm以上の極端な集中降雪となった(図5).9時の天気図では日本海側に等圧線の屈曲が見られ、気象レーダーの画像からもJPCZが日本海北西部から発生し、福井県~滋賀県~岐阜県付近に発達した雪雲がかかっていたことがわかる(図6).



残雪深制御による消融雪施設の省資源化と高効率化

o小野寺誠¹,田中日菜¹,杉原幸信²,上村靖司² (1:長岡技術科学大学 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院)

1.緒言

温暖かつ多量の雪が降る北陸地域では、円滑な交通を維持 するために、年間を通して温度がほぼ一定な地下水を散水し て道路上の雪の消融雪を行う散水型消融雪装置、いわゆる 「消雪パイプ」が広く普及している。しかし、冬季間の多量な地 下水の汲み上げにより、地下水位が著しく低下する事例が観 測されている。実際に、新潟県内の様々な地域で翌冬までに 地下水位が回復しておらず、一度低下した地下水位が元に戻 るためには長い時間を要する。このため、節水を目的として、積 雪状況に応じた散水消融雪装置の高度な制御が求められて いる。

さらに、近年は地球温暖化の影響で、年間に降る雪の量は減 少の傾向にあるが、比較的短時間で多量の雪が降り積もる、い わゆる「ドカ雪」の頻度が増えているこの影響により、冬季には 大規模な車両滞留が発生しており、1000 台以上の車が大雪の 中道路に取り残された事例がある。このようなゲリラ豪雪から生 じる交通麻痺等の雪害への対応も考慮する必要がある。

本研究では、散水消融雪装置の「省資源化」と「高効率化」を 同時に実現しつつゲリラ豪雪にも対応しうる条件を探ることを 目的とし、消雪パイプの地域別の最適な制御方法及び融雪熱 量を検討した.また理論上の最適条件下での車両滞留危険 度について評価を行った.

2.融雪シミュレーションについて

路面上の積雪重量を求める為,上村らの改良 Degree-day^[1] 法を用いる.式(2-1)に積雪重量計算式を示す.

 $M_m = M_{m-1} + bP_m - aT_m - R_m$ (2-1) ここで、 $P_m \& T_m$ は、**m**時間目の時間降水量 [kg m⁻²]、 と平均 気温[°C]を意味する. R_m は融解量[kg m⁻²]である. 気象デー タは新潟県の 5 地点(表 2 参照)での AMeDAS 観測点のデー タ(気温、降水量、積雪深の毎時データ)を用いた. ここでは、 累計降雪深、最大積雪深、気温が異なるように地点を選定して いる.分析データは、2005 年から 2015 年までの 10 年間につい て 11 月 1 日から翌年 3 月 30 日までの 1 時間毎のデータを用 いた. このとき、1 年のデータは 3624 時間分となる. そして、残 雪深 H_m は雪密度 $\rho_s を表 1$ のように設定し、 M_m/ρ_s より求めた.

散水消融雪装置の出力方法には固定出力と可変出力が あり、固定出力が一般的でありイニシャルコストも低いが、無駄 撒きが発生してしまう可能性が高い²¹.一方可変出力は無駄な 出力を抑えつつ残雪も抑制できる可能性が示唆されているが、 イニシャルコストが高い.可変出力の切り替えは、上村ら(2009) が「自動車に対して、路面を無雪状態にするのが理想であり、 このときのサービス水準は最大になるが、そのためのコストは 膨大である。そこで、通常は所定量の残雪を許容(一般的に は 10cm以下)しながら道路除雪が行われる」^同と述べているこ とから、残雪深 H_m より判定を行い、 $H_m \leq 5 \text{ cm}$ のときに定常融 雪能力で融雪し、 $H_m > 5 \text{ cm}$ のとき高融雪能力で融雪を行う。 以上の出力方法をまとめたものが表 3 である。

3.制御方式と評価項目

散水消融雪装置の融雪量は、式(2-1)中の R_m で表される. 融 雪装置を稼働する際は R_m に融解量を与え、装置を停止すると きは R_m に 0を与える. 装置の発停は制御方式によって異なる が、今回は代表して以下の手法を用いて融雪シミュレーション を実施した.

降雪検知制御は降雪センサを用いて降雪を検知し、散水ポ ンプの発停を行うものであり、フローチャートを図1に示す.ここ で、 S_{fm} はm時間目の時間降雪量[cmh^{-1}]であり、式(2-1)中の、 $bP_m - aT_m$ の値が正となるときに運転を行うよう制御する. J_m はm時間目の散水消融雪装置の運転状況(停止時0、運転時 1)である.降雪検知制御は導入の際のイニシャルコストが安く、

表1 地域別の降雪密度

地域	新潟	柏崎	長岡	安塚	十日町
降雪密度 o _s [kg m ⁻³]	80	80	70	70	70

表2 シミュレーションの対象にする地域の AMeDAS観測地域と平年値

	N	平均值(1991~2000年)			
地垣	£	冬季平均気温	冬季降水量		
		[°C]	[mm]		
新潟		3.7	521.8		
柏崎	平野部	3.8	805.4		
長岡		2.6	826.7		
安塚	心明心	1.5	1016.4		
十日町	山山山山	0.8	1045.7		

表3散水消融雪装置の出力方式

出力方式	融雪能力	初期費用
固定出力	常時一定	低
可変出力	$H_m \leq 5 cm$ で低出力 $H_m > 5 cm$ で高出力	山

技術的にも簡単で取り入れやすいため制御方式の主流とな

っている。しかし、降雪を検知した段階で動作してしまうため、路 面状態を考慮した運転の発停が難しい、このため、無駄な運転 が多く、省資源化の観点では問題があり、路面の残雪状態も不 安定となる傾向がある、^四

3.2 残雪深制御

残雪深制御は路面の残雪の有無を検知して散水消融雪装置を稼働させる制御方式である.フローチャートを図2に示す. 降雪検知制御との違いは,運転判定がm時間目の時間降雪量 S_{fm} [cmh¹]ではなく,m時間目の残雪深 H_m [cm]である点である.残雪深制御は路面に雪が存在しない限り装置が作動しないため,降雪検知制御で問題視されている無駄な運転が抑えられ,かつ路面の残雪が長時間にわたって発生しにくい特徴がある¹⁹.本研究では,残雪深 H_m が1cmとなるタイミングを基準に発停を行っており,残雪深が1cm未満になったときに装置を停止する.したがって,1時間散水し続けない場合がある.この場合,1時間ごとの融雪熱量と残雪量から半端運転時間を決定する.

3.3 複合制御

複合制御は、散水消融雪装置の稼働制御には降雪検知制 御、停止制御には残雪深制御を用いる制御手法であり、フロー チャートを図3に示す、複合制御は、1時間前の運転状況 J_{m-1} に応じて加時間の装置の運転状況 J_m を判定する、停止 中 $(J_{m-1} = 0)$ であれば運転の判断を時間降雪量 S_{fm} で判定 し、運転中 $(J_{m-1} = 1)$ であれば停止の判断を残雪深 H_m で判 定する、シミュレーションの終了判定に関しては各制御方式と 同様である、現在このような制御方法を行う融雪装置は存在し ないので、あくまで仮想のものである、二種類の検知器の両方



を使用するため初期費用が高くなるが、両制御方法の欠点を 補いあって高いサービスと省資源化を実現できる可能性があ る.3.1~3.3の制御方式をまとめたものが表 4 である.

4.残雪深制御の有効性評価

4.1 評価項目

シミュレーション結果を評価する項目として、①最大残雪深 (安全・信頼性評価),②散水熱量(コスト評価),③重みづけ残雪 時間(サービス評価)の3つを定め,降雪検知,残雪深および複 合制御の有効性を検討した.

①では、10年間の最大残雪深の平均値Hmaxを算出し、その 値が大きいほど立ち往生が発生し、長時間の渋滞や通行止め につながる恐れがあるため、低く抑えることが望ましい.

$$\overline{H_{max}} \,[\text{cm}] = \frac{bP_m - aT_m [\text{kg m}^{-2}]}{\rho_s \,[\text{kg m}^{-2}]} \times 100 \qquad (4-1)$$

②では、10年分の散水熱量Qwを評価し、散水熱量は地下から汲み上げる地下水消費量と密接に関係している。この値が小さいほど地下水の消費を削減できる。ここで、融雪能力rmは200Wm²を1として計算する。また、稼働時間Tについて、1時間撒き続けた場合は1、撒き続けなかった場合はどのくらいの時間で融雪したかを算出し(<1)、その値を掛けることとした。

 Q_w [Jm⁻²] = r_m [Wm⁻²] × T [h] (4-2) ③では、道路上に残雪が 1cm以上ある時間の合計を総残雪 時間と定義し、これを道路のサービス水準の指標とした.この値 が少ないほどドライバーにとって安全で運転しやすい道路サ ービスを提供していることとなる.ここで、重みづけ係数を 1 とし、 残雪深が 10cm 未満の場合は、重みづけ係数を 0 から 1 まで 比例の関係で増加させることとした.重みづけ残雪時間 T_s は 「重みづけ係数×残雪時間」より算出し、10 年分の重みづけ総



表4 制御方式と出力方法の一覧

制御方式	装置ON	装置 OFF
降雪検知制御	$bP_m - aT_m > 0$	$bP_m - aT_m \le 0$
残雪深制御	残雪深 1cm以上	残雪深 lcm未満
複合制御	$bP_m - aT_m > 0$	残雪深 lcm未満

残雪時間 T_s を評価した.

$$T_s = H_m \times 0.1 [h] \quad (0 < H_m < 10)$$

$$T_s = 1 [h] \quad (10 \le H_m)$$
(4-3)

4.2 融雪必要熱量について

本研究では、降雪検知制御における固定出力での稼働を基 準として、その他二つの制御方式及び融雪熱量の組み合わせ について検討を行い、最適な稼働条件について検討を行う.こ こで、基準となる降雪検知制御における固定出力での稼働に ついて、融雪熱量の値を定める必要がある.そこで、路面消・融 雪施設等設計要領型に基づき、その値を算出した.式(44)に融 雪必要熱量算出式を示す.

$$q_1 = \frac{\rho_s h_s (J + C_s | T_s |)}{360\eta} \quad (4-4)$$

降雪密度 ρ_s および設計時間降雪深 h_s は日降雪深より算出 するため地域により異なる. 氷の融解潜熱Jは 334 kJ (kg°C)¹, 氷の比熱 C_s は 2.1 kJ (kg°C)¹,降雪の温度 T_s は-1°Cとした. 熱効 率 η は一般に土木部は 0.8~0.9 としている⁵⁵ため,本研究では 0.8 とした.

4.3 残雪深制御の有効性評価

42 節にて説明した融雪シミュレーションを用いて,従来法で ある降雪検知制御の固定出力での稼働を基準とし,各制御方 式及び融雪熱量の最適な組み合わせについて検討をした結 果を報告する.また,シミュレーション結果に基づいて,最適な稼 働条件について提案する.残雪深制御及び複合制御の可変 出力でのシミュレーション条件を表 5 に示す.最後に 4.1 項に 示す3つの項目を用いて総合的に有効性を判断する.

図4に、十日町市において最も優れた評価結果であった制 御方式及び融雪熱量の組み合わせでの削減率を示す.これ より、残雪深制御の固定出力または可変出力での運転が望ま しいことが分かる.また図4より、可変出力と固定出力では、削減 率がおおむね一致していることが分かる.これは5地域すべて に当てはまっている事象であった.初期費用の観点から、固定 出力の方が安く抑えられるため、固定出力の高融雪熱量で稼 働することが適していると考えられる.表6および図5には、各 地域での最適な制御条件をまとめたものを示す.どの地域に おいても、残雪深制御で高い融雪能力の場合が最も削減率 が良い組み合わせであった.

表5 融雪シミュレーション条件

		高融雪熱量					
		100	150	200	250	300	
	50	0	0	0	0	0	
定常	100		0	0	0	0	
献雪 熱量	150			0	0	0	
	200				0	0	
[,,,,,,]	250	/	/	/	/	0	



図4 十日町市の最適稼働条件での各評価項目の削減率

	表6	地域別	の最適	な制御	条件	
地域		新潟	柏崎	長岡	安塚	十日町
制御方式		残雪深制御				
可変出力	定常			250Wm	-2	
	高		30	$0Wm^{-2}$ (図5)	



図5 残雪深制御の固定出力(300Wm²)における削減率の比較

5.車両滞留危険度評価

5.1 車両滞留危険度評価について

本研究では、河島ら¹⁰の調査を参考に、それぞれの稼働条件 における車両滞留危険度評価を行った、河島らは、車両滞留 発生時の降雪量、気温、風速に着目した気象特性の解析から、 新潟県や北陸地域のような温暖多雪地域では、雪による車両 滞留発生前に長時間且つ多量の降雪があり、降雪時の気温 のほとんどが氷点下で推移することを明らかにしたこれより、各 地域の気象データを用いて車両滞留の潜在的危険度を評価 するシステムを構築したこのシステムは、大規模な車両滞留を 未然に防ぐための意思決定を支援するものである.

本研究で使用する危険度ランクごとの気象指標の閾値は 表7に示す.特筆すべき点として,道路上の除雪は通常は所定 量の残雪を許容したうえで行われるため,新たにこのシステム のランクに「新雪換算 10 cm 以下」で「支障なく走行が可能」で ある領域を追加した.

5.2 十日町市の車両滞留危険度評価

1 冬季(2014-2015)の残雪深制御の高融雪能力での稼働に おける,十日町市の車両滞留危険度評価の結果を図 6 に示 す.装置を稼働させない場合は、「非常に危険」の領域に入る が,装置を稼働させることで、「支障なく走行が可能」、「今後の情 報等に留意」の領域に収めることができる.これらのことを踏ま えると、最適な稼働条件(残雪深制御、300Wm²)で装置を稼働 させることで車両滞留を抑制することが可能であることを示唆 している.

6.まとめ

本研究では、累計積雪深、最大積雪深、標高が異なる代表 5 地域での散水消融雪装置の稼働における、各制御方式及び 出力方法の有効性について調査してきた。その結果、どの地域 でも最適な稼働条件は残雪深制御の高融雪熱量であり、かつ 可変出力と固定出力での削減率はほぼ同程度であったことか ら、コスト面を考慮すれば、固定出力での稼働が最適であると 考える.よって、今回示したどの地域でも残雪深制御の固定 300 Wm²で稼働させることで、サービス面、コスト面共に従来法であ る降雪検知制御に比べて有効である可能性が示された。

また,最適な稼働条件(残雪深制御の固定 300W m²)の下で 散水消融雪装置を稼働させることで,ゲリラ豪雪の場合も含め て車両滞留の発生を抑制でき,サービスおよび信頼性の向上 につながることが示された.

文献

- [1] 上村靖司, 梅村晃由, "屋根融雪装置の能力設計に関する提案,"日本雪工学会誌, 12(3), pp. 10-15, 199
- [2] 上村靖司, 善哉広大, "路面融雪装置の設計熱負荷 第3 報:サービス水準と消費熱の総合評価指標の提案,"日本雪 氷学会誌,81(6),pp.269-281,201
- [3] 上村靖司, 楠田翼, 藤野丈志, 路面融雪装置の設計熱負荷第2報:残雪許容が熱負荷に与える効果, 2009年, 日本 雪氷会誌
- [4] 路面消·融雪施設等設計要領編集委員会,路面消·融雪 施設等設計要領,社団法人日本建設機械施工協会北陸支 部,2008,p.19
- [5] 国土交通省国土技術政策総合研究所,"B-DASHプロジェ クトNo.35ヒートポンプレスで低LCCと高COPを実現する下 水熱融雪システム導入ガイドライン(案),"国土技術政策総 合研究所資料第1158号,2021
- [6] 河島克久,伊豫部勉,"大雪による車両滞留の危険度評価 システムの開発と試験的運用,"雪氷研究大会(2021・千葉・オ ンライン)講演要旨集,p.62,2021

表7 本研究で使用する危険度ランク毎の気象指標の閾値®

ランク	24時間平均気温	24時間で路面に 積もる累計降雪量
非常に危険	1℃未満	40cm以上
警戒	1-2°C	20-40cm
今後の情報等に 留意	2°C 以上	20cm 未満
支障なく走行が 可能	×	新雪換算 10 cm 以下



新潟県内の消雪パイプ稼働による地下水位低下の傾向

藤野丈志¹•坂東和郎¹ (1:株式会社興和)

1. はじめに

消雪パイプは,積雪地域の冬期道路交通の確保に欠かせないインフラであるが,その普及とともに地下水揚水量が増加した結果,地下水位の低下,さらには地盤沈下が進行する地域がみられるようになっている.この問題を抑制する目的で,地下水取水規制や節水散水対策が進められているなか,近年の地下水位低下状況はどのように変わっているのか, 整理した結果を報告する.

2. 地下水位観測状況とデータ分析方法

新潟県内では、新潟地域、上越地域、長岡地域、南魚沼地域及び柏崎地域の 5 地域で、地盤沈下観測井による地下 水位と地盤変動量の長期観測が行なわれている.このうち、新潟・新発田地域を除く 4 地域では、消雪パイプによる地下 水の汲み上げが主な原因と考えられる地盤沈下が生じており、降雪量が多い年には、沈下量も大きくなる傾向がみられて いる¹⁾.この 4 地域のうち、現在も地下水位観測が続いている 42 の観測井の最高水位・最低水位を整理し、最高水位と地 下水位低下量(最高水位と最低水位の差)と、降雪量 1 m あたりの地下水位低下量を求めた.また、最高水位と水位低下 量それぞれの 10 年あたりの変化速度を、最近 20 年とそれ以前に分けて求めた.

3. 地下水位低下状況

長岡地域の地下水位観測データ²⁰より,四郎丸小学校観測井の最高水位,最低水位および降雪量1m当たりの水位 低下量の変化状況整理した結果を図1に示す.最高値は1980年ころから低下が始まり,10年あたり0.46mのペースで 低下,最近20年は10年あたり1.53mの低下へと加速していた.降雪量1m当たりの水位低下量は10年あたり0.74m の増加から,最近20年は0.20mの増加へ減速していた.長岡地域にある17観測井の最高水位と降雪量1m当たりの水 位低下量の加減速状況を整理した結果を図2に示す.最高水位の低下速度は加速,降雪量1m当たりの水位低下量の 増加速度は減速している観測井が多くなっていた.4地域合計42の観測井では,26の観測井で地下水位の最高値は低 下傾向にあり,37の観測井で地下水位低下量が増加傾向にあった.

4. 考察とまとめ

降雪量は増加傾向にないにもかかわらず、冬期の地下水位低下量が増加している地域では、地下水取水規制や消雪 パイプの散水対策が追い付いていない状況にある可能性がある.さらに、地下水位の最高値が低下傾向にある地域では、 年間の地下水涵養量を上回る地下水揚水に陥っていると考えられる.持続可能な地下水利用のためには、消雪パイプに はかなりの節水が求められる.



文献

1) 新潟県ホームページ「地盤沈下」https://www.pref.niigata.lg.jp/sec/kankyotaisaku/1295298031419.html 2024/4/8 閲覧

新潟県県民生活・環境部「長岡地区の地盤沈下(47)」(2023)

小型ベルトコンベアを用いた降雪結晶観測装置

島田 亙¹ · 伊藤柊哉²

(1:富山大学 理学部 自然環境 2:富山大学大学院 理工学研究科)

1. はじめに

降雪結晶には、針状・角柱・角板・樹枝状など、さまざまな形状が見られる. 中谷をはじめ多くの研究者が、その結晶の 写真を論文・写真集などで公開しているが、その多くは対称性の良い整った結晶写真を用いている. しかし、降雪結晶の 全て対称性が良いわけではなく、また同じ形状の結晶が降っている時もあれば、幾つかの形状の結晶が混ざって降って いる時もある. どのような形状の雪結晶が、どの程度の割合で降っているのかについては、北極圏では畸形雪結晶の割合 を観測した例(Magono et al, 1972)がある. 一方、国内では長岡雪氷防災センターでの低温室での観測(本吉, 2017)があ るが、大規模な装置であり野外観測には向かない. そこで小型のベルトコンベアを自作し、コンパクトデジタルカメラ2台で 降雪結晶観測装置を試作し野外観測を行ったので、装置の概要とその観測結果を報告する.

2. ベルトコンベア装置

ベルトには、厚さ1 mm,幅100 mmの天然ゴムシートを用いた(図1左).これを塩化ビニール製パイプとシールドベア リングを組み合わせて製作したローラー3本で支え、内1本を駆動軸として減速機付 DC12V モーターと接続した.このモ ーターをデジタルツインタイマーを用いて制御した(図1右).この制御装置では、ベルトコンベアを任意の時間駆動/任 意の時間停止することが可能で、さらに停止時にシャッター接点操作も可能なよう設計した.なお今回はシャッター端子を 使用せず、後述のようにカメラのインターバル機能で撮影した.

3. 雪結晶撮影装置

黒いプラスチック製段ボールでベルトコンベアの約半分を覆い,その内部に LED 電球2個を照明として設置した. 雪結 晶の撮影には RICOH WG シリーズのコンパクトデジタルカメラ2台を用いた. 一方のカメラでベルトコンベア全幅(100 mm) x 134 mm の広範囲での雪結晶を撮影し(図1左の右側カメラ),もう一方でベルト中心部分の 31.7 mm x 18 mm を拡大撮 影した(図1左の左側カメラ). RICOH WG シリーズにはインターバル撮影機能があるため, 30 秒間隔で連続観測した. 今 回,ベルトは 25 秒駆動/5 秒静止を繰り返し,静止している状態でデジタルカメラ撮影した. ベルトは 25 秒間に約 100 mm 移動するため,広範囲のカメラはベルト上の全降雪結晶を撮影することができる.

4. 観測結果

観測は、北海道空知郡上富良野町の吹上温泉(標高:約1000m)で2024年3月上旬に行った. ベルトコンベアで運ばれる雪結晶は、最初に広範囲の撮影ののち、30秒後に、その一部の拡大撮影を行うようになっている. 広範囲の撮影では細かな雪結晶形状がわからないものの、拡大撮影では雪結晶形状が判別できた. 解析結果は、講演で述べる.



図1 降雪結晶観測装置. 左:小型ベルトコンベア装置. 左手前のギア付きモーター(12V 駆動)でゴム製のベルトを動かす. 右:デジタ ルツインタイマーユニット. 市販のツインタイマーとディレーリレー2台でコンベア ON/OFF, カメラシャッターを作動させることができる.

- Kajikawa, M., Kikukchi, K. and Magono, C. (1980): Frequency of occurrence of peculiar shapes of snow crystals. J. Meteolo, Soc. Japan, 58 (5), 416-421.
- 本吉弘岐(2017): 新雪の特性を推定するための降雪粒子観測,降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究(第16回) 講演要旨集,長岡,2017年11月,防災科学技術研究所,pp.15-16.

小型ベルトコンベア降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶の観測

伊藤柊哉¹•島田亙² (1:富山大学大学院 理工学研究科 2:富山大学 理学部)

1. はじめに

雪結晶は、六花や六角板など六回対称性を持った単結晶 がよく知られているが、まれに 12 本の枝を持つ十二花結晶 が見られることがある。十二花結晶は、限られた気象条件で のみ観測されることが知られているが、観測例が少ないこと から、その形成機構には不明な点が多い。

六花が降る条件下で,それらに混じって見られる十二花 結晶は,どの程度の割合で見られるのか,また,十二花結晶 が降る際に同時に見られる結晶の形に特徴があるのかなど も,十二花結晶の形成機構を知る上で重要な情報となる.こ れまでに,Kobayashi and Furukawa (1975) や Uyeda and Kikuchi (1990) などによって天然降雪十二花結晶の観測が 行われてきた.これらの観測の多くは,採取した十二花結晶 を顕微鏡撮影し,十二花結晶単体の特徴を解析するもので あり,十二花結晶が降る際の結晶形に着目した観測はな い.

そこで本研究では、小型ベルトコンベア降雪結晶観測装置を用いて、天然降雪結晶の観測を行い、十二花結晶が見られる際の結晶形の観測を行った.

2. 観測手法

観測は、2024年3月3日から2024年3月8日にかけて 北海道空知郡上富良野町の吹上温泉(標高約1000m)にて、 実施した.

観測装置は、小型ベルトコンベアと照明装置、2 台のカメ ラ(RICOH WG シリーズ)を用いている. ベルトコンベアにて 運ばれてきた雪結晶を、1 つのカメラでは、ベルト幅全体が 確認出来るように撮影し(図 1)、もう 1 つのカメラでは、図 1 の赤枠部分を拡大して撮影した(図 2). 撮影インターバルは、 30 秒間隔とした.

3. 結果·考察

観測期間中,いくつかの十二花結晶が観察できた.その 一例を図 1,2 に示す.図1の広範囲の撮影画像では,200 個以上の雪結晶が観察でき,多くは樹枝状六花であった. また,図2の拡大撮影画像では,1つの十二花結晶を観察 することができた.

降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶の観測を行う際, 図1の広範囲の撮影画像のみでは解像度の限界から,十二 花結晶であるかを判断するのは難しい場合もあるが,図2の 拡大撮影画像では十二花結晶の判断が安易であった.今 後は,画像の解像度を上げるか,拡大撮影する箇所を増や すことで、より広範囲の十二花結晶の観測が可能になると考 えられる.

降雪結晶観測装置を用いた十二花結晶観測の解析結果 及び,同時並行で行った十二花結晶の顕微鏡観察における 解析結果についての詳細は,講演で述べる.



図1 2024 年 3 月 4 日の広範囲の撮影画像.赤枠は、図2の撮 影範囲に該当する.



図 2 2024 年 3 月 4 日の拡大撮影画像. 十二花結晶である赤枠部 分を拡大したものを図の左側に示す.

- Kobayashi, T., and Y. Furukawa, (1975): On twelve-branched snow crystals. J. Crystal Growth, 28, 21-28.
- Uyeda, H., and Kikuchi, K. (1990): Formation mechanisms of twelve-branched snow crystals. J. Meteorological Society of Japan, 68, 549-556.

高電圧パルス印加による微気泡抑制

岡本忠次¹・○篠原良輔¹・藤崎颯太²・杉原幸信³・上村靖司³ (1:長岡技術科学大学大学院 工学研究科 2:長岡技術科学大学 工学部 3:長岡技術科学大学 機械創造工学専攻)

1. はじめに

高品質な氷(結晶粒が大きい,結晶方位が揃っている,気 泡がない)は、その透明度や加工性の高さから特に飲食業 などで需要があり、なかでもバーテンダー業界では丸氷な どに使用する無気泡氷の需要が高い.また、学術研究にお いては単結晶氷に力学的試験等の試料としての需要がある. そのため本研究室では、放射冷却を用い、上記の高品質な 氷を作成する技術について研究を行ってきた¹⁾.

本報告では氷の透明度を下げる主因である気泡のうち, 製氷初期に発生する微気泡群の抑制方法を提案し,氷の透 明度評価からその有効性を確認した結果を報告する.また, 単結晶氷の作製を目指し,より大きな結晶粒を得るための製 氷方法の提案とその結果を報告する.

2. 気泡の析出メカニズムについて

放射冷却を用いた製氷において,氷に発生する気泡は, 氷の初晶形成時に氷に取り込まれる微「気泡群」と氷の成長 に伴い所定の厚さに達した後に発生する「気泡列」の二種類 に分けられる(図 1). 気泡列の抑制方法は先行研究 ²により 解明済みであるため、本研究では微気泡群に注目した. 微 気泡群は初晶のデンドライト(樹枝状結晶)付近に発生する ことが分かっている. デンドライトは, 過冷却度が高い液体の 過冷却が解消され,結晶成長が始まった際に発生し,過冷 却された原料水の体積が大きいほど大きく成長する. 微気 泡群がデンドライト付近に発生するメカニズムは、 過冷却が 解消した際に水中の溶存気体の拡散速度よりも結晶成長速 度の方が早くなった結果、デンドライト部分を中心に局所的 に溶存気体の濃度が飽和に達するからだと考えられている ³⁾. このことから, 過冷却度が小さいうちに過冷却の解消を促 進し、デンドライトの成長速度を遅くすることで、微気泡群の 発生を抑制できると考えられる.

3. 高電圧パルス印加による過冷却の解消

3.1. 実験概要

過冷却水に電場を付与することで核生成が促進されるという報告は多くの研究者によりなされている⁴.本研究室でも、 高電圧パルスの印加により核生成が促進されるかに注目して研究を行っており、高電圧パルス(6000V, 9000V, 12000V) の印加が有効であると明らかになっている⁵⁾.本研究では、 先行研究で行われなかった 6000V 以下の高電圧パルスの 印加が氷の核生成の促進に有効か検討を行った.

3. 2. 実験方法·条件

実験装置の概要図を図 2 に示す. 製氷ユニット上部に小 さな穴を開け, 電極を原料水へ 3mm 差し込み高電圧パルス の印加を行う. 高電圧パルスの印加には耐電圧試験機 (TEXIO GPT-12003 200VA)を使用し, 1 秒間の高電圧パル ス印加を 1 分間隔で 46 回繰り返した後, 自動で停止するよ うに設定した.また, 実験条件を表1に示す.

3.3.実験結果

条件別に10回ずつ実験を行った結果を図3に示す.結果 からわかるように、高電圧パルスを印加した場合、すべての 条件において核生成が2℃以下で行われており、印加しな かった場合に比べて明らかに核生成を促進していることが わかる.次に製氷した氷の観察結果を図4、透明度の測定 結果を表2に示す.ここで、氷の透明度測定方法について 説明する.図5に示すように、氷に対してレーザー光を投下 させた時の強度と空気中での強度を比較し、9か所の平均 値をその氷の透明度としている.比較に用いた計算式を式 (3.1)に示す.図4からわかるように、高電圧パルスを印加し た場合はどの電圧条件においても微気泡群が析出していな いことが確認できる.のことから、6000V以下の高電圧パル ス印加も微気泡群の抑制に有効であるとわかる.



図1 氷に析出する気泡の種類

図2 実験装置概要



図3 過冷却度と核生成時間



図4 製氷した氷の観察結果

衣と水の迴行却度、遊明度、惊平力を	度,透明度,標本分散	攵
-------------------	------------	---

電圧 [-]	過冷却度 [°C]	平均透明度 [-]	標本分散 [-]
50	1.3	0.904	0.229
500	1.0	0.917	0.128
5000	0.90	0.930	0.109



4. 製氷面の一角からの核生成による結晶サイズの改善

4.1. 実験方法

高電圧パルスを印加して製氷した氷の結晶観察結果を図 6(a)に示す.図6(a)においては製氷面中心部に高電圧パル スを印加しており、その結果製氷面中心部から核生成が始 まり、デンドライトが外へ向けて成長することで、氷の結晶粒 を分断していると考えられる.そこで、図 6(b)に示すように高 電圧パルスの印加位置を製氷面の角にし、デンドライトの成 長方向を限定することで、より大きな結晶粒が得られ、単結 晶氷に近づくのではないかと考えた.そこで図 7 に示すよう に、高電圧パルスの印加位置を製氷面の中心から製氷面の 一角に変更し、製氷を行った.なお、印加する電圧は 5000V とした.

4.2. 実験結果

製氷した氷の偏光観察結果を図 8 に示す.1回目の実験 では写真右上の角付近から核生成が行われているとわかる. また,2回目は製氷面上部の中心付近から,3回目は右端か ら核生成が行われている.どの実験結果においても高電圧 パルスの印加位置付近から核生成が行われており,核生成 位置から離れた場所に大きな結晶が確認できる.以上のこと から,製氷面角からの核生成は、中心からの核生成に比べ て大きな結晶を得やすく、単結晶氷の作成に向けて有益で あると考えられる.また、単結晶氷の作成には氷の核生成お よびデンドライトの成長が大きく関係していると分かった.



図6 核生成位置の変更による結晶サイズの改善案



図7 実験装置の変更部分



図8 氷の結晶観察結果(赤丸は核生成位置)

5. まとめ

放射冷却を用いた製氷における,高電圧パルスの印加に よる製氷初期の微気泡群の発生抑制効果を 6000V 以下の 条件で検討した.その結果,同様に核生成の促進が確認で き,微気泡群の抑制に有効であると明らかになった.また, 高電圧パルスの印加位置を製氷面の一角にすることで,より 大きな結晶粒を得られることがわかった.

6. 参考文献

- 上村靖司,星野真吾,(2008):「放射冷却による製氷過程の 観察」,日本雪氷学会誌雪氷,70巻,5号,pp477-485
- 2) 本田宇希,上村靖司(2018):「放射冷却による高品質製氷の 実用化:初期気泡析出条件」,寒地技術論文・報告集:寒地 技術シンポジウム p301-p304
- 3) 前野紀一, (1966):「水氷境界における気泡の発生と捕捉」, Low temperature science. Series A, Physical science, 24:91-109
- 七里公毅, 永田隆広(1978):「水の凍結に及ぼす電気の影響: 基礎」, 日本結晶成長学会誌5巻(1978)3号
- 5) 藤崎颯太(2022):「放射冷却における微気泡群発生抑制に有 効なパルス電圧範囲」,雪氷研究大会(2022・札幌), A1-24,24(2018)

二段階製法による氷柱花作製ー花氷の形状予測ー

丸山翔生¹•杉原幸信²•上村靖司²

(1:長岡技術科学大学大学院 工学専攻機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系)

1. はじめに

氷柱花は外観の美しさから飲食業界や観光業界で需要がある.しかし,飲料用の透明度が高い小さな氷柱花を作ることは容易ではない^{II}.そこで,透明度の高い飲料用氷柱花を作製するために,先行研究では本研究室で開発した放射製氷技術を用いて,放射製氷過程の途中に食用花を直接挿入し,凍結を継続させることで氷柱花の製作を試みた.先行研究で作製した氷柱花を図1に示す.放射製氷技術を使用して氷柱花を作製する方法では,氷の成長に伴って花弁の下に気泡が発生し,自濁した氷となった^{II}.そこで,本研究では第一段階として滴下法を用いて花や葉の入った氷(以降花氷と呼ぶ)を作製し,切り出し(STEP1),放射製氷過程の途中に挿入して取り込ませる(STEP2)という2段階製法(図-2)によって,高品質な氷柱花を作ることを試みた.

氷の透明度を下げる主な原因は気泡である.氷の成長に より水中に含まれていた空気が飽和に達して気泡が発生し, その気泡が氷中に捕捉されることで白濁した氷となる^[3].こ の気泡発生メカニズムから先行研究では、1軸方向に氷を成 長させる放射製氷技術における気泡発生条件を明らかにし, 気泡発生を抑制した無気泡の氷を安定して作製できる方法 を提案した^[4].本研究でも気泡発生メカニズムから STEP1 の 2軸方向(円筒座標系)に成長する花氷の気泡発生条件を明 らかにし,気泡発生を抑制した無気泡の花氷を安定して作 製できる条件を検討していく.

気泡発生条件を求めるためには液体の体積の時間変化 を求める必要がある.本研究の場合,つららのように2軸方 向へ氷が成長し,さらに花氷表面には液体が常に供給され, 上部から下部へと流れるため,ある時刻に花氷を覆っている 液体の体積の時間変化を直接求める事は難しい.そこで, 花氷の一定時間経過前と後の体積の差を花氷を覆っている 液体の体積と仮定し,求める事にした.本報告では花氷の 体積を算出するために必要な花氷の形状を予測する式を求 め,実際に作製した花氷と比較し,評価した結果を示す.

2. 花氷作製方法

花氷を作製する STEP1 について説明する. 花氷作製装 置の概要を図 3 に示す. なお, ①~⑥は熱電対による温度 測定位置を示す. 断熱槽は市販の冷凍ストッカーを使用し た. この冷凍ストッカーは槽内温度を-30℃にすることがで きるが, 槽内温度を-10℃から0℃の範囲で安定して保つこ とが困難であった. そこで, 槽内上部に熱交換チューブを巻 き付けて-30℃から-20℃の不凍液を循環させ, -10℃か



図3 花氷作製装置

ら 0°Cの槽内温度を実現した.また槽内温度を一定に保つ ため、槽内温度が設定値以上になった場合には、スイッチ を ON(不凍液の循環開始 or 冷凍ストッカーを ON)にし、設 定値以下になったらスイッチを OFF(不凍液の循環停止 or 冷凍ストッカーを OFF)にする温度制御を行った.槽内の温 度分布を図 4 に示す.図 4(a)では、設定値を-3°Cとしたと きの槽内温度を示す.槽内上部の温度は 5°C程度のばらつ きがあり、最下部・中部との温度差は 3℃程度であった.(b) では設定値を-13℃としたときの槽内温度を示す. 槽内上 部の温度は 5℃程度のばらつきがあり、最下部・中部との温 度差は 10℃程度であった. 花氷作製では、上部の 5℃程度 の温度変動と中部・最下部との温度差を許容した.

花氷作成の手順は次のとおりである.まず温度制御 により一定に保たれた断熱槽内に花や葉を設置する. その後水滴の滴下間隔を調整し,水を花や葉に供給す る.水滴の滴下をおよそ 24 時間継続し,氷を成長さ せ,十分に成長した花氷をバンドソーで切り出す.ま た,滴下間隔は0.12 mL/min,水温は平均3.5℃,室 温と滴下部の周辺温度は平均値で約3.7℃である.

3. 花氷の形状予測

3.1 花氷の形状予測

氷柱の形状は氷柱表面に流れる水滴が凍結することで発生 する凹凸など様々な要因によって確率的に決定されることが分 かっている.このような氷柱の形状を予測するために多くの研 究が行われてきた.その中でもKRZYSZTOF SZILDERらが提 案した氷柱成長の解析モデル(1994)は、熱平衡方程式と物質 平衡方程式の単純な微分形式を解析的に解くことで複雑な氷 柱の形状予測を簡易にした^[5].本研究ではこの解析モデルを 参考に花氷の形状予測を行った.ここで、花氷の根元部分の 半径rと先端部分の長さlの関係のイメージ図を図5に示す.

花氷の根元部分の半径rは花氷表面から冷気への総熱 損失から

$$r = r_0 \left[(2 - 3k) \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t + 1 \right]^{\frac{1}{2 - 3k}}$$
(1)

と算出できる.また,花氷の先端部分の長さ1は花氷先端から滴り落ちる水滴(以降排水と呼ぶ)における総熱損失から

$$l = r_0 \frac{h_D \Delta T_D}{\delta L_F \rho} t = r_0 \frac{r_0}{\delta} \frac{h_D \Delta T_D}{h_0 \Delta T} \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t = r_0 B \frac{h_0 \Delta T}{L_F \rho r_0} t$$
(2)

と算出できる. ここで, r_0 は先端の花氷の半径(=液滴半径)で あり,滴下の様子を撮影・測定した結果を基に 3.0×10^{-3} m とし た. kは流れの種類によって決定する係数であり,花氷作製条 件が自然対流かつ層流で空気が流れているため, 0.25 とした^[6]. L_F は水の凝固潜熱で 333.5×10^3 Jkg⁻¹, ρ は氷の密度で 917kg m⁻³ とした^[7]. h_0 は対流熱伝達率 [W m²K⁻¹], ΔT は花氷表面 (0°C)と空気との温度差 [K], tは経過時間[s], h_D は排水にお ける熱伝達率 [W m²K⁻¹], ΔT_D は空気と排水の温度との温度 差 [K]である. なお,このモデルでは氷柱先端からの熱流束は, 半径 r_0 における氷柱からの横方向の熱流束と等しい ($h_D\Delta T_D = h_0\Delta T$)と仮定している. さらに,花氷先端が円筒状 であるという仮定から δ は円筒の厚さ [m]を示す.

図5の2つの座標(r,0), (r₀, l)を使用して花氷の輪郭の式



図5 花氷の根元部分の半径 rと先端部分の長さ lの関係

を導出する.ここで、今回参考にしている KRZYSZTOF SZILDER らが提案した氷柱成長の解析モデルでは氷柱側面 の輪郭の形状を線形として仮定しているため、花氷側面の輪 郭の形状も線形として考える.定数を $\alpha = \frac{h_0}{L_F \rho r_0}$, $\beta = 2 - 3k$ と書き換えると、直線の式y = ax + bより傾きaは

$$a = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{0 - l}{r - r_0} = -\frac{B\alpha t}{[\beta \alpha \Delta T t + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1} (3)$$

と求めることができる. また, 切片bは図 5 の座標 (x,y) = (r,0)を使用すると

$$b = -ar = \frac{B\alpha r_0 t [\beta \alpha \Delta T t + 1]^{\frac{1}{\beta}}}{[\beta \alpha \Delta T t + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1}$$
(4)

と求めることができる.以上の計算結果より,花氷の輪郭(直線の式)は

y = ax + b $y = -\frac{B\alpha t}{[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1}x + \frac{B\alpha r_0 t [\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}}}{[\beta\alpha\Delta Tt + 1]^{\frac{1}{\beta}} - 1}$ (5)
と表すことができる. 式(5)より変数 ΔT , tの決定により形状予 測が可能であることが分かる.

3.2 花氷の形状予測の評価

前節で求めた花氷の輪郭の式について,実際に作製し た2つの花氷と比較し、評価した.評価方法として、画像解 析ソフト ImageJ を使用して作製した花氷の直径を測定した. 直径の測定位置を図6に示す.また,作製した花氷とその 直径の測定結果,さらに式(5)から求めた花氷の形状予測 結果を図7に示す.なお、図7に示す花氷1、2の実験条件 は図 3 の上部の温度④がそれぞれ平均-2.4℃, -2.3℃ である.これらの結果から、半径方向(X)では花氷の根本 付近(0 ≤ Y ≤ 40)で予測結果との違いが確認できた.ま た,花氷1では中部付近(40 ≤ Y ≤ 180)で予測結果より も直径が大きくなり、たる状になっていた、一方、花氷 2 で は実際の形状と予測結果がおおよそ一致した.このことか ら実験ごとにばらつきはあるものの,式(5)を用いることで花 氷の直径をある程度予測できることが確認できた.長さ方向 (Y)では、予測結果ほど実際の花氷が伸びていないことが 確認された.氷柱に供給する水の供給速度の変化は氷柱 の長さに影響を与えるが、半径には影響しないということ分 かっている¹⁸. そのため本研究の場合, 滴下装置の性能上, 水の供給速度が時間経過に従って減少したことが,花氷の 長さが予測式と実測値とで異なった原因であると考える.以 上から, 滴下装置の改良を行い, 供給速度を一定にするこ とで式(5)を使用して花氷の輪郭, すなわち, 直径および長 さを予測することは可能であると考える。

4. まとめ

本研究では無気泡氷柱花を作製する二段階製法の花氷 作製時(STEP1)での花氷の形状予測について検討した. この形状予測はKRZYSZTOF SZILDERらが提案した氷柱 成長の解析モデルを参考にした.形状予測評価では、半 径方向は一部予測値がずれているものが確認されたが、 定性的に概ね一致していると判断することができた.長さ方 向は予測結果ほど実際の花氷が伸びていないことが確認 された.これは水の供給速度が一定となっていないことが



図6 花氷の直径測定位置





原因と考えられるため、滴下装置の改良により改善されると 考える. 今後はこの花氷形状予測を使って花氷作製時の気 泡発生条件を明らかにし、気泡発生を抑制した無気泡の花 氷を安定して作製できる条件を検討する.

- 上村靖司,星野真吾 (2008):放射冷却による製氷過程の観察,雪氷,70(5),477-48.
- [2] 藤田愛稀,杉原幸信,上村靖司 (2022):水滴下による 氷柱花製造の試み,雪氷研究大会(2022・札幌)講演 要旨集,23
- [3] 前野紀一 (1966):氷の中の気泡,雪氷,28(1),11
- [4] 本田宇希, 上村靖司 (2018): 放射冷却による高品質
 製氷の実用化 初気泡析出条件, 寒地技術論文・報告
 集, 301-304

- [5] K RZYSZTOF SZILDER AND EDWARD P. LOZOWSKI (1994) : An analytical model of icicle growth, Annals of Glaciology, 141-143
- [6] 西川兼康,藤田恭伸(1984):伝熱学,理工学者,204
- [7] 福追尚一郎, 田子真(1988):, 氷、雪、および海氷の熱 物性, Netu Bussei, 90-91
- [8] 前野紀一,高橋庸哉(1985):つららの研究 I つららの 構造と成長の一般的特徴,低温科學物理篇,43,125-138

FC に充填した雪塊の融雪に伴う形状変化の数値シミュレーション

田中光太¹・〇西川詩音¹・上村靖司²・杉原幸信²・佐々木賢知³ (1:長岡技術科学大学大学院 工学専攻 機械工学分野 2:長岡技術科学大学 技学研究院 機械系 3:三機工業株式会社 R&D センター建築設備開発部先端環境開発課)

1. はじめに

近年,雪冷熱エネルギーの活用促進により,雪利用への 関心が高まっている.本研究室では必要に応じて移動可能 な可搬型雪冷房装置を開発している.この装置では FC (flexible Container,通称フレコンと呼ばれる大型の袋)に充 填した雪の表面で熱交換を行うことで冷風を得ているため, 雪の融解に伴う形状の変化は熱交換性能を決める重要な因 子であり,所定の熱交換性能を維持するには設計段階で最 適な熱交換システムを確立することが必要である.しかし, 実際の装置で夏場の屋外環境下で様々な条件で実験を行 い,最適な熱交換システムを追求することは現実的でない. そこで,CFD 解析を用いて雪の融解形状の変化を検討する ことで,実験を行うことなく最適な熱交換システムを確立でき ると考え,本研究では市販の CFD ソフトを用いて非定常熱 交換シミュレーションにより,雪塊の融解形状と熱交換性能 を再現することとした.

2. 数値解析の概要

本研究では数値解析を 2 段階に分けて行った.まず,時間経過ごとの雪の融解形状を再現することを目的とした非定常融解解析を行う.この時,実際に解析領域内のメッシュが変刑して融解するのではなく、メッシュの固相率が変化することで,融解を疑似的に再現している.計算の後,雪の融解形状データを 3 次元モデルとして取り出し,定常熱流体シミュレーションを行う.定常,非定常に分けて解析を行う理由は,様々な条件を変更した複数のモデルを段階的に解析できることが,計算コストの削減になるためである.

本研究で使用したシミュレーションソフトは市販の熱流体 解析ソフト Cradle CFD V2023.1 (Student Edition)の STREAM (MSC Software)である. これは使いやすさと高速 演算が特徴の解析ソフトである. また, ソフト内の凝固・融解 ツールを使用することで, 相変化時の潜熱を与えて計算す ることができる.



3. 雪-空気非定常融解シミュレーション

3.1 非定常融解解析モデル

雪冷房装置では FC に充填された雪を使用する. 融解形 状解析モデルは FC 内部を再現するため, 雪の高さを 1000 mm, 直径を φ1000 mm の円柱とした. また, 熱交換ユニット の隔膜設置部や台車の高さを考慮し, 雪上面から 100 mm, 雪下面から 250 mm の位置に解析領域を設定した.

初期状態として、円柱の雪塊モデルに φ150 mm の吹出口 ダクトが 20 mm 雪に埋没している状態を設定した.

また,使用ソフトが Student Edition で,最大メッシュ分割数 が 1,000,000 以下という制約があるため,メッシュ数を抑える ために解析領域は円筒座標系 1/4 の円柱形とした.



図2 非定常融解解析モデルの概要

3.2 非定常融解解析の解析条件

表1に非定常融雪融解解析の解析条件を示す.

表1 解析条件(非定常融解解析)

Cradle CFD V2023.1 (STREAM)			
解析領域	$\mathbf{R}: 500 \mathbf{mm} \boldsymbol{\theta}: 90^{\circ} \mathbf{Z}: 1700 \mathbf{mm}$		
雪モデル	r : 500mm z : 1000mm		
メッシュ分割	$29 \times 46 \times 95$ 126730		
乱流モデル	線形低レイノルズ数モデル		
流れ境界条件	吸込口側面 表面圧力0Pa (30℃)		
	吹出口ダクト 150 ㎡/h流出(30℃)		
壁境界条件	Tmax面, Tmin面 (対称面) 熱伝達係数:4.94 ₩/(㎡・K)		
熱境界条件	Rmax面, Zmax面 (熱伝達条件)		
	Rmax面, Zmin, Zmax面 (ノースリップ面)		
初期条件	雪(0°C),解析領域(30°C)		
融解物性判別条件	固相率:0.9		

3.3 非定常融解解析結果

図3に計算で得られた1時間ごとの雪の融解形状の変化 を示す. 白く表示されている部分が固相率0.9の等値面で色 分けした雪を表している.結果から、1時間ごとに鉛直下向き に縦穴が徐々に形成される様子が再現でき、およそ5時間 後には縦穴がFC底部に到達している.また、図4に1時間 ごとの温度分布と流速ベクトルを示す.非定常解析では、冷 気吸込口付近の温度は3時間以降ではほとんど5度以下の 冷風であり、温度分布からも実測値と異なる結果となった.

さらに、解析初期から中期では、比較的高温、高流速の空気が吹き付けているにも関わらず、雪中央部で融け残りが確認できる.これは円筒座標系の回転軸中心近傍であるほど、メッシュが複雑になりやすい性質が原因だと考えられる.また、吹出口直下には高流速の流体が流れているため、雪上面によどみ点が形成され、部分的に流速が0ms⁻¹と判断されたのではないかと考察した.



図3 1時間ごとの雪の融解形状(固相率 0.9)



3.4 残雪率の計算

シミュレーションの再現性及び妥当性を評価するために, 雪の融解形状から求めた時間経過ごとの残雪率の傾向を実 測値と比較することとした.残雪率Rを雪の初期体積Vと一定 時間経過後の雪の体積V、を用いて以下の式1に示す.

$$R = \frac{V_x \,[\mathrm{m}^3]}{V \,[\mathrm{m}^3]} \tag{1}$$

シミュレーションの雪の体積は CAD ツールを用いて出力 した.実験における雪の体積は,雪塊高さと直径,そして縦 穴の深さと直径を計測し体積を算出する.また,実験に使用 する前後に雪の重量を計測している場合は,残っている重 量の割合から残雪率を算出した. 図 5 に時間経過に伴う数値解析と実測値から求めた残雪 率をプロットしたグラフを示す. グラフの下には1時間ごとの 雪塊の融雪の様子と縦穴の直径,深さを示している.

グラフから,数値解析と6月21日の実測値と残雪率を比較 すると傾向はおおむね一致しているが,時間が経過するに つれ解析のほうがやや融解が促進されていることが確認で きる.しかし,8月の実験での5時間後の残雪率と比較する と,実測値の融解のほうが促進されていることから,外気温 による影響が大きいと考えられる.



図5 数値解析と実測値による残雪率の比較

表2 実測値の残雪率

実験日	平均外気温	稼働時間	平均冷房能力	実験前	実験後	残雪率
6月21日	30.2°C	4時間	2.5 kW	225.0 kg	180.5 kg	80.2%
8月7日	34.2°C	5時間	2.6 kW	261.5 kg	120.0 kg	45.9%
8月8日	34.3°C	5時間	2.2 kW	241.0 kg	111.0 kg	46.1%

4. 雪-空気定常熱流体シミュレーション

4.1 定常熱流体解析モデル

非定常計算で得られた雪の融解形状をもとに、形状変化 を伴わない雪-空気間の熱交換性能を再現する定常熱流体 シミュレーションを行った.雪の形状データを3次元モデル 化して解析に使用した.

4.2 定常熱流体解析の解析条件

定常熱流体解析の解析条件を表3に示す.

表3 解析条件(定常)

Cradle CFD V2023.1 (STREAM)				
解析領域	$\mathbf{R}: 500 \mathbf{mm} \qquad \boldsymbol{\theta}: 90^{\circ} \qquad \mathbf{Z}: 1700 \mathbf{mm}$			
雪モデル	r : 500mm z : 1000mm			
メッシュ分割	約263000 ~ 約886000			
乱流モデル	線形低レイノルズ数モデル			
流れ境界条件	吸込口側面 表面圧力0Pa (30℃)			
	吹出口ダクト 150 ㎡/h流出(30℃)			
壁境界条件	Tmax面, Tmin面 (対称面)			
	烈伝達係数:4.94 W/(m・K)			
熱境界条件	Rmax面, Zmax面(熱伝達条件)			
	Rmax面, Zmin, Zmax面 (ノースリップ面)			
初期条件	雪(0°C),解析領域(30°C)			
計算結果出力時間	1, 2, 3, 4, 5 (時間)			

4.3 定常熱流体解析結果

図6に外気吹出口・吸込口降下ありの1時間ごとの温度分 布と流速ベクトルを,図7に外気吹出口・吸気口降下なしのも のを示す.なお,風量は送風ファンの出力350・600 m³ h⁻¹の それぞれ1/4 とした.外気吹出口・冷気吸込口は融解した雪 モデル縦穴の最下面から50 mm 上を維持し,時間経過とと もに降下するものとした.

風量が大きい場合には高温の領域が大きく、外気吹出口 付近にある吸込口からは熱交換される前の空気をそのまま 吸気していると見て取れる.対して、風量が少ない場合には 温度分布が緩やかに形成されている.また、比較的高温な 温度分布が外気吹出口直下に鉛直下向きに伸びていること から、流速が冷気吸込口温度に与える影響の大きさがわか る.



図6-1 外気吹出口·冷気吸込口降下あり(風量 87.5 m³ h⁻¹)



図6-2 外気吹出口·冷気吸込口降下あり(風量 150 m³ h⁻¹)



図7-1 外気吹出口·冷気吸込口降下あり(風量 87.5 m³ h⁻¹)



図 7-2 外気吹出口・冷気吸込口降下あり(風量 150 m³ h⁻¹)

降下あり・なしを比較すると、時間が経過するにつれ降下な しの場合のほうが吹出口温度が低くなる傾向になっている. また、風速の変化による影響を見てみると、風速が小さい条 件の時に吹出口温度が低いといえる.これは鉛直下向きに 対する風速の影響が大きく、降下なしの場合では伝熱面積 がより大きく確保できるためと考えられる.

解析結果から求めた熱移動量を図8に示す.熱移動量は 以下の式2から算出した.

$$\Delta t = t_{in} - t_{out}$$

$$P' = \Delta t \rho Q C_p$$
(2)

ここで, t_{in} は流入温度(解析では $t_{in} = 30^{\circ}$ C), t_{out} は吹 出口温度である. また, ρ は空気の密度[kg m⁻¹], Q は風量 [m³ s⁻¹], C_n は空気の比熱[kJ kg⁻¹ K⁻¹]である.

実測値と比較すると、解析では低い値を示していることが わかる.これは解析内で設定する雪表面の熱伝達率の与え 方による影響が考えられる.また、雪モデルを0℃、密度600 kgm³の氷として扱うため、実測値とのずれが生じたと考えら れる.



5. まとめ

FC 内部環境での空気の流れ及び、雪-空気の熱交換性能 の最適条件を検討するため、市販の CFD ソフトを用いて数 値解析を行った.まずは雪の非定常融解シミュレーションを 行い、時間経過による雪の融解形状変化は概ね一致するこ とが確認できた.定常熱流体シミュレーションでは概ね実測 の熱交換性能を再現することができた.数値解析と実測値 では冷房性能の時間変化において逆の傾向がみられた.こ の原因として,風速分布,雪表面の熱伝達率の与え方に改 善の必要があるものと考察した.

- 田中光太ら(2023):可搬型雪冷房装置におけるFC内の雪の 熱流体シミュレーション. 雪氷研究大会(2023・郡山)公園 要旨集, 18p.
- 田中光太ら(2023):可搬型雪冷房装置の実用機試験と雪の 非定常解析. 寒地技術論文・報告集 39, 121-126p.
- 国土交通省国土政策局地方振興課 豪雪地带担当(2023): 豪雪地带対策特別措置法. 国土交通省 豪雪地带対策 特別措置法, p1,5. https://www.mlit.go.jp/common/00147 5891.pdf(2024.4.10 閲覧).
- 佐々木ら(2022):鉛直孔を有する雪塊と空気との熱交換に対 する研究. 寒地技術論文・報告集 38, 228-231p.

斜面積雪中の側方流における毛管障壁と氷板の影響

- 数値モデルによる感度実験-

平島寛行¹・山口悟¹・大澤光² (1:防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター 2:森林総合研究所)

1. はじめに

斜面積雪中を水が移動する際には、水は積雪中の粒径の異なる層境界や氷板上で浸透が妨げられ、側方流として斜面に平行に移動することがある。これまで斜面積雪中におけるトレーサー実験やマルチライシメータデータの解析、水分移動モデルを用いた再現計算等で側方流の発生や挙動の研究を進めてきた。その研究結果の1つとして、毛管障壁により帯水層が形成されると傾斜が緩やかであっても側方流が発生しうることが確認された。このように積雪層構造は側方流の発生に対して強い影響をもつ。本研究では、3次元水分移動モデル¹⁾を用いて、様々な層構造パターンで側方流発生に対する感度実験を行い、その結果を用いることで積雪層構造の情報から側方流が発生しうるか、またどの程度の側方流により水が移動するかの指標を得ることを目指す。また本研究では、氷板による帯水が側方流発生に与える影響についても試験的な数値実験を行った。

2. 方法

本研究では、毛管障壁及び氷板の2つの観点から側方流発生とその影響を確認した。まず、毛管障壁に関する感度実 験では3次元水分移動モデルを用いて2つの積雪層(上部20cmと下部20cm)を設定し、上部粒径及び下部粒径の異な る複数パターンの層構造(粒径範囲は0.2mm~1.6mm)を初期設定として与え、上部から2mm/hの水を供給して、帯水し た層において発生した側方流によって移動する水の量を解析した。続いて、氷板が側方流に与える影響を確認するため、 粒径0.8mmの40cmの単一層中に厚さ2cmの氷板を設定した計算を行った。氷板は透水しない層として扱ったが、板中 に水が通過可能な2cmの孔を2箇所設定して水分移動を計算した。孔の部分は上下の積雪と同じ積雪条件を与えて計 算した。計算の際には、傾斜は1.7度と緩やかな傾斜条件で行った。

3. 結果

図1にシミュレーションの結果の例を示す。上の粒径が0.4mmで下の粒径が1.6mmの条件下では、強い毛管障壁が 生じ、下流側における流出量は上流側の30倍近くあった(図1a)。一方で、上の粒径が0.8mm、下の粒径が1.6mmの条 件下では若干の帯水はみられたもの側方流の発生はほとんど見られず、流出量は下流側も上流側もほとんど同じであっ た(図1b)。感度実験の結果では、上の層の粒径が0.5mm以下になると側方流による下流方向への移動がみられ、上部の 雪の粒径が小さく、下部の雪の粒径が大きいほど、側方流による水の移動量が大きくなった。氷板が止水面となった場合 も帯水して側方流が発生し、孔の部分を通って氷板下へ水が流れる様子が確認できた(図1c)。

4. まとめと今後の課題

本研究では複数パターンの積雪層条件で感度実験を行い、側方流に対する粒径依存性をまとめた。今後は傾斜角を より急にして感度実験を行い、層構造と傾斜角からどの程度の側方流が発生しうるか推測する指標を作成していく予定で ある。また、感度実験の結果はマルチライシメータや斜面積雪のトレーサー実験結果と比較して検証していく。氷板の影 響に関する水分移動計算は現段階では1例で試験的に計算した段階であるが、今後は孔を平面で模擬して3次元での 水分移動計算を行い、様々な孔の大きさや形状パターンで感度実験を行う予定である。氷板に関しては、帯水層が凍結 して形成される寒冷地域の氷板と比べて、新潟や北陸地域のような温暖な積雪地域の氷板はその形成過程や水の移動 への影響が異なる可能性があり、そのような氷板をどのように扱っていくかについても今後の研究課題である。

本研究は、科学研究費補助金24K07138で行った。



図1 感度実験の結果の例 (a) 側方流が発生した例、(b) 側方流が発生しなかった例、(c) 氷板により側方流が発生した例 参考文献

1) Hirashima, H., Yamaguchi, S., Katsushima. T. (2014): Cold Reg. Sci. Technol., 108, 80-90.