

## 2017/18 冬期に土木研究所で観測した雪崩について

○原田裕介・石川 茂・上之和人・秋山一弥(土木研究所)

### 1. はじめに

雪崩・地すべり研究センターでは、雪崩研究の基礎データを取得するため、2017/18 冬期に新潟県および長野県の3箇所に観測サイトを設けた(図1)。本発表では、各観測サイトの特徴と雪崩観測結果の一部について報告する。

### 2. 観測サイトの特徴および観測結果(一部)

#### 2. 1. 新潟県糸魚川市柵口

糸魚川市柵口地区では、1986 年 1 月に 13 名の犠牲者を出した流下距離 2.1km の表層雪崩が発生した。土木研究所では、2000 年に当該地区に雪崩観測ステーションを設置し、山麓サイトと集落サイトにて雪崩の動画撮影と気象観測を実施している<sup>1)</sup>。2017/18 冬期前に動画撮影カメラを増設し、併せて絶対気圧計を設置のうえインフラサウンド(低周波数の音波)観測を実施した<sup>2)</sup>。発表時には、2017/18 冬期に映像で得られた雪崩発生規模<sup>1)</sup>と、気象およびインフラサウンド観測との関係について紹介する。

#### 2. 2. 長野県松本市安曇(乗鞍高原)

近年、短時間での多量降雪によって雪崩災害が生じる場合がある。土木研究所では、上記の雪崩発生条件を解明し、その危険度評価手法を提案するための研究に取り組んでいる。長野県松本市安曇に位置する林道奈川安曇線 B 線、通称上高地乗鞍スーパー林道 B 区間(乗鞍高原～白骨温泉)では、多量降雪に伴う雪崩が樹林帯をすり抜けて道路に到達することで通行止になることがある<sup>3)</sup>。そこで、当該区間を対象として、乗鞍高原で気温・風向風速・積雪深計を設置のうえ冬期間計測し、2018 年 1 月 22 日の短時間の多量降雪時(9 時間で 45cm)に積雪<sup>4)</sup>および翌 23 日に雪崩発生跡の確認を行った。発表時には、上記結果を紹介する。

#### 2. 3. 長野県小谷村中土(小谷温泉)

小谷村中土の県道 114 号沿いで、2017 年 2 月(推定)に複数箇所ですべて全層雪崩が発生し、デブリが河川や道路付近まで到達していた。その後の道路関係者や地元住民の聞き取り等をもとに、当該路線の小谷温泉から南南西 3.3km 付近の4斜面を対象に、冬期間インターバルカメラを設置のうえ雪崩のモニタリングを実施した。また、小谷温泉付近に位置する中谷川雨量観測所(国土交通省所管)のパンザマストを用いて気温・風向風速・積雪深計を設置のうえ冬期間計測した。2017/18 冬期は、1 月 17~18 日、3 月 8~9 日、3 月 28~29 日に複数斜面ですべて全層雪崩が発生していた。

### 3. 今後の課題

雪崩は、山岳地域では頻繁に発生していると考えられるが、災害につながらないものは報告されず、加えて気象や映像のみだけで発生情報を得るのは難しい。2017/18 冬期は、2.1 はインフラサウンド観測、2.2 と 2.3 は道路管理者および地元住民からの雪崩発生情報を新たな試みとして導入した。将来的に、雪崩の危険区域をより精度よく決定するためには、実際に発生した雪崩の発生量や発生面積、到達距離などの雪崩の規模に関する統計データが必要である。今後、どのような観測手法が効果的かを検討していきたい。

### 4. 謝辞

上記の観測サイトの気象・映像・画像機器の設置は、関係省庁、地元自治体等への申請または承諾を得て実施した。また、松本市および小谷村の関係各位より雪崩発生情報を頂いた。ここに、御礼申し上げます。

### 参考文献

- 1) 秋山, 2014: 雪氷, 76, 431-440. 2) 新井ら, 2014: 寒地技術論文・報告集, 30, 194-199.
- 3) 原田ら, 2017: 雪氷研究大会(2017)講演要旨集, 221.4) 松下ら, 2016: 寒地技術論文・報告集, 32, 120-125.



図1 観測サイトの位置(地理院地図を基に作成)

## 小蓮華山（長野県）における雪崩事故（2018 年 1 月 20 日）の調査報告

○出川あずさ（日本雪崩ネットワーク）

### 1. はじめに

2018 年 1 月 20 日、12 時 30 分頃、長野県・白馬連峰にある小蓮華山・船越ノ頭付近にて山岳滑走をしていたスノーボーダー 1 人が雪崩を誘発し、死亡する事故が発生した。当該グループのメンバーおよび初動捜索救助活動を指揮した山岳ガイドへの聞き取り調査を実施したので報告する。

### 2. 雪崩データ

種類は面発生乾雪表層雪崩であり、地形局所に形成したウインドスラブであった。規模はサイズ 2（流下距離 800m）。破断面の標高は 2,550m、方位は南東、スラブは幅 30m、厚み 20～70cm（堆積区からの目視での推定）であった。破断面での積雪断面観察は実施していないため、弱層等は不明である。

### 3. 行動概略

経験ある 3 人の滑走者の内、1 人が稜線付近から斜面に滑り込むと、すぐに雪崩を誘発し、完全埋没した。残された仲間 2 人と近傍にいたガイド・パーティが初動捜索を実施したが、埋没者の雪崩ビーコンの電源が入っていなかったため、途中でプローブによる捜索に切り換えられた。最終的に山スキーヤー等、約 30 名が捜索活動に関わり、発生から約 1 時間 20 分後に要救助者を掘り出した。被害者は既に心肺停止であったが、県警ヘリコプターの到着まで約 1 時間、現場に居合わせた医師の指導の下、CPR が続けられた。その後、ヘリコプターが飛来したが気象状況により、翌 21 日に搬出は行われた。

### 4. 教訓と課題

#### 4.1 雪崩ビーコンの機能確認

入山時にトラブルがあり、通常、実施している雪崩ビーコンの確認作業が、適切に行われなかった。

#### 4.2 ゴースト現象の発生

身に付けた電子機器などの電磁波が雪崩ビーコンに影響を与え、実際には発信状態のビーコンがないにも関わらず、捜索モードのビーコンに数字が表示される「ゴースト現象」が発生する場合があることが、実務者の間ではよく知られている。この現象が

捜索現場で発生し、初動活動に影響を与えた。今回の事故はゴースト現象が実際の捜索現場で確認報告された国内最初の事例となった。

#### 4.3 雪崩エアバッグ

被害者はエアバッグを使用していたが、適切に展開させることができていない。このため、浅い埋没深であったものの、雪面に手がかりがなく、プロービングによる長時間の捜索活動が強いられた。



写真 1 山岳エリア全景（撮影日は事故以前）



写真 2 事故現場全景（黒丸が埋没位置）

### 5. まとめ

小蓮華山の事故は雪崩捜索救助に関して、いくつかの重要な教訓を残した。昨秋、山岳に係る主要 6 団体によって日本雪崩捜索救助協議会が設立されている。弊団体ではこの協議会を通して、これら教訓や課題に適切に対処し、雪崩安全活動を進めたい。なお、調査報告の作成にあたり、カナダ山岳ガイド協会の Marc Piche 氏に深く感謝の意を表する。



## 2018 年 2 月、3 月に福井県大野市の同一斜面で発生した 2 回の雪崩

○上石勲、山口悟、長峰聡(防災科研雪氷)

### 1. はじめに

2018年に大雪となった福井県大野市の荒島岳北東斜面(図1)で、2月13日と3月9日に流下延長2km以上の性質の異なる大規模な雪崩が2回発生した。現地調査概要を示す。

### 2. 雪崩の発生状況

発生した斜面、雪崩の発生状況は図1のとおりである。2回の雪崩とも道路に設置されたスノーシェッドよりも幅が広く流れ、道路の上にデブリが堆積した。2月13日の雪崩は道路下のダム湖上を流下しさらに、対岸を乗り越えていた(図2)。ダム湖には雪崩による倒木やデブリが湖面に浮かんだ状態であった。3月9日に発生した雪崩の発生区を上空から調査した結果(図3)、表層雪崩の破断面と推定される形跡が確認された。2回目の雪崩はアメダス九頭竜(標高 436m)、アメダス大野(標高 182m)での気象積雪状況(図4)から、発生区付近では雨や湿った雪が8日～9日午前にかけて降り、上載荷重が増加したことも発生要因であると考えられる。

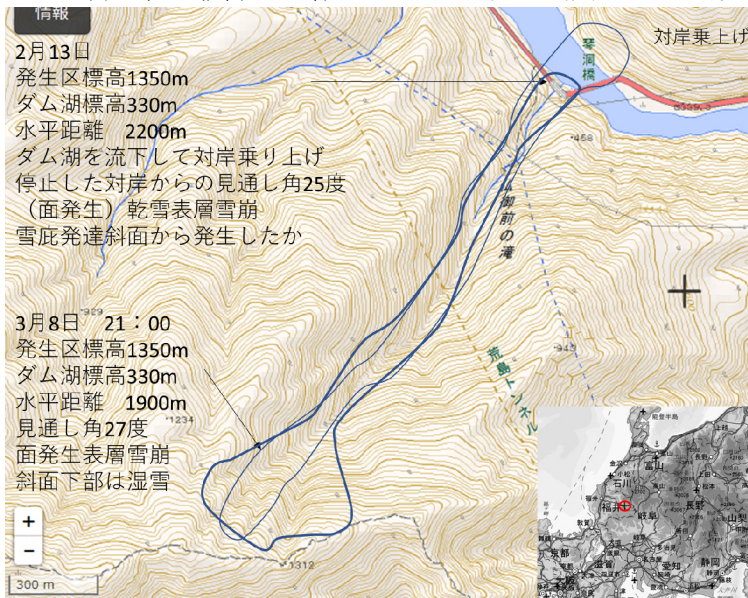
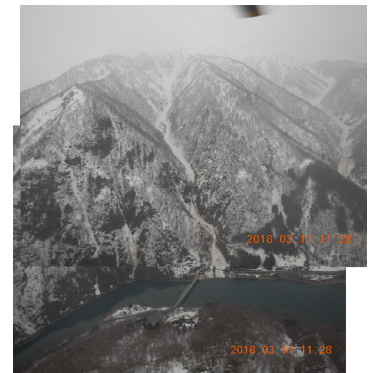


図1 雪崩発生状況



表層雪崩破断面? 全層雪崩発生

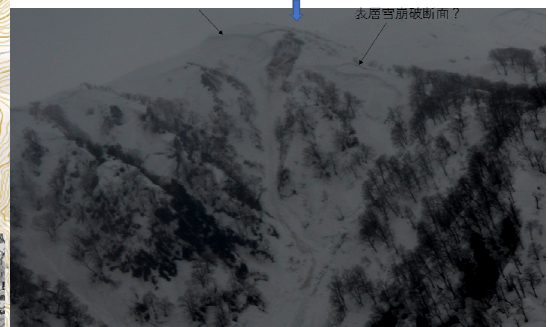


図3 2回目雪崩発生状況(2018.3.11日調査)



図2 1回目雪崩発生状況(2018.2.16日調査)

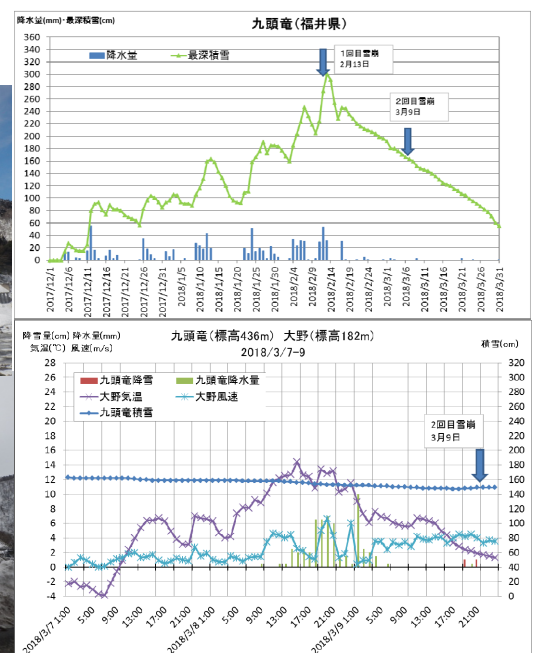


図4 気象積雪の変化と雪崩発生日



## 秋田県湯沢市泥湯温泉で 2018 年 2 月 13 日に発生した雪崩の調査（速報）

○竹内由香里・勝島隆史（森林総研十日町試験地）・浅利一成（林野庁秋田森林管理署湯沢支署）  
 ・井良沢道也（岩手大学農学部）・落合博貴（（株）森林テクニクス）

はじめに 2018 年 2 月 13 日 19 時 30 分すぎに秋田県湯沢市の泥湯温泉背後の小安岳で雪崩が発生した。雪崩は温泉旅館 1 軒の窓ガラスを割り、雪が室内に入ったが、けが人はなかった。最寄りの気象庁アメダス観測点（湯の岱；標高 335 m）のデータ（図 1）によると、2 月 11 日から断続的に降雪があり、11 日 8 時から 13 日 20 時までの降水量は、35.5 mm、積雪深は 127 cm から 170 cm と 40 cm 余り増加した。雪崩発生時の気温は  $-6.2^{\circ}\text{C}$  であった。泥湯温泉（標高約 700 m）や雪崩発生区は湯の岱より標高が高いので、この観測値より気温は低く、降水量や積雪深増加量は多かったと考えられる。この雪崩の発生状況や規模、流下経路を明らかにするために、発生直後の 2 月および融雪期に現地調査を実施したので報告する。

**調査方法** 2018 年 2 月 17 日および同 22 日には、雪崩堆積区の先端付近で積雪層上部の断面観測を実施した。4 月 13 日には、雪崩の走路上を踏査して、雪崩によって樹木の枝や幹が折れた高さを測定し、位置を GPS で測定した。また、雪崩に混入して流下したと思われる枝が雪面上に多数現われていたので、その分布範囲が雪崩走路を示すと考え、走路の左右両端の位置を測定した。

**調査結果** 図 2 に踏査の結果を示した。●と○が折損した樹木と雪面上の枝を表わす。これらを結んだ雪崩走路を実線で示した（走路幅は 40~70 m）。2 月の観測によると、標高 750 m 付近（×の位置）では、積雪層内に厚さ 30 cm のデブリが見られたが、これより下流では、顕著なデブリ層は確認されなかった。4 月に踏査した範囲では、図中①、②の幹や枝が折れた高さが最も高く、それぞれ 10.6 m、10.8 m であった。

**考察** 雪崩走路上では、10 m 以上の高さで幹や枝が折れていたことから、雪崩発生時の積雪深を差し引いても、この雪崩は雪煙を伴った乾雪表層雪崩であり、低密度の雪煙層が旅館まで達し、高密度の流れ層はそれより手前で堆積したと推測される。雪崩は、①②の地点を通過するまでに、雪煙を伴うほどの規模に発達し、高速になっていたと考えられるので、踏査した最高地点よりかなり上流の広い面積で発生した可能性が高い。実際の雪崩の発生区は不明であるが、図 2 には、傾斜が急で踏査できなかった上流の雪崩走路および発生区の範囲を地形から推定して点線で示した。1996 年冬期に発生した表層雪崩も標高 1100 m 付近の傾斜が平均 37 度の斜面で発生し、今回と同様の経路を流下したことが報告されている（阿部ら、1996）。

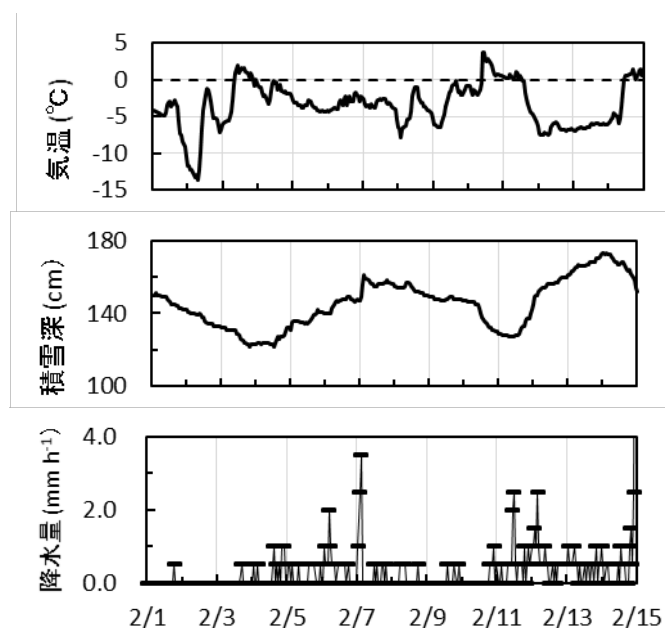


図 1 アメダス湯の岱の気象データ。



図 2 踏査した雪崩走路および推定される発生区。



## 全層雪崩の連動的発生とグライド速度

○河島克久（新潟大学） 松元高峰（新潟大学） 伊豫部勉（京都大学） 渡部 俊（新潟大学）

### 1. はじめに

全層雪崩（glide avalanche）の研究は古くからあるものの、その予測手法は未だ確立されているとは言えない。これは、全層雪崩が水の積雪内への供給・浸透、積雪層構造、地形、植生などが複雑に相互影響して発生すること、及びこれらに関する理解やデータ蓄積が不十分であるためである。そこで著者らは、新潟県魚沼市大白川の斜面において、全層雪崩の発生要因として極めて重要である積雪グライド観測とWebカメラによる雪崩モニタリングを2013/14年冬期から毎冬行ってきた。これまで、全層雪崩の発生に至る積雪グライドの加速プロセスについて議論してきたが、今回は全層雪崩が連動的に発生する場合のグライド速度の特徴について述べる。

### 2. 観測斜面と方法

観測斜面は、標高 310~430 m、斜面長約 150m、傾斜 35~40 度程度の北西向きの自然斜面であり、低中木に覆われている。積雪期には低中木は徐々に倒伏し、その上を斜面積雪がグライドする。グライド観測にはソリ式グライドメータ（大川ら、2012）を用いて 10 分間隔でデータを取得した。一方、Web カメラは、破間川を挟んでグライド観測斜面と正対する南東向き斜面に設置し、1 秒間隔で画像を記録した。

### 3. 主な結果

2017/18年冬期の観測では、2018年4月5日にグライド観測斜面においての15時57分36秒、15時59分49秒、16時00分19秒とわずか2分43秒の間に3回の全層雪崩が発生した。図1は3回の雪崩の前後のWebカメラ画像である（(a)~(d)はそれぞれ15時57分27秒、15時58分12秒、16時00分05秒、16時01分00秒）。これらの3つの雪崩の発生区は隣接しており、先に発生した雪崩がそれに続く雪崩の始動に大きな影響を及ぼした（連動関係にある）可能性が高く、言うなれば連動型雪崩とでも呼ぶべきものである。全層雪崩の連動的発生は、先行する雪崩による抵抗力（雪崩の始動を止めようとする力）の低下によって説明されるものと考えられる。4月1日から雪崩発生までのグライド速度（3回目の雪崩の発生区で測定）の変化を図2に示す。著者らは全層雪崩の発生に至る積雪グライドの加速過程がuniform motion, constant acceleration motion, increasing acceleration motionの3段階のステージからなることを指摘したが、今回の雪崩では、最後のステージに入ってから雪崩発生までの時間が極めて短く（約2.5時間）、雪崩発生直前のグライド速度（113 mm/h）も小さい（連動的発生でない場合の30%程度）。これらの積雪グライドに見られた特徴的な挙動には連動的発生が関係している可能性がある。

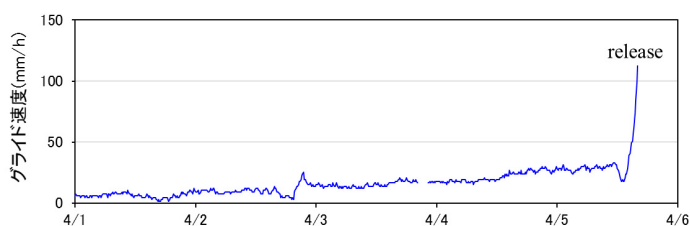


図2 雪崩発生前約5日間のグライド速度の時間変化。

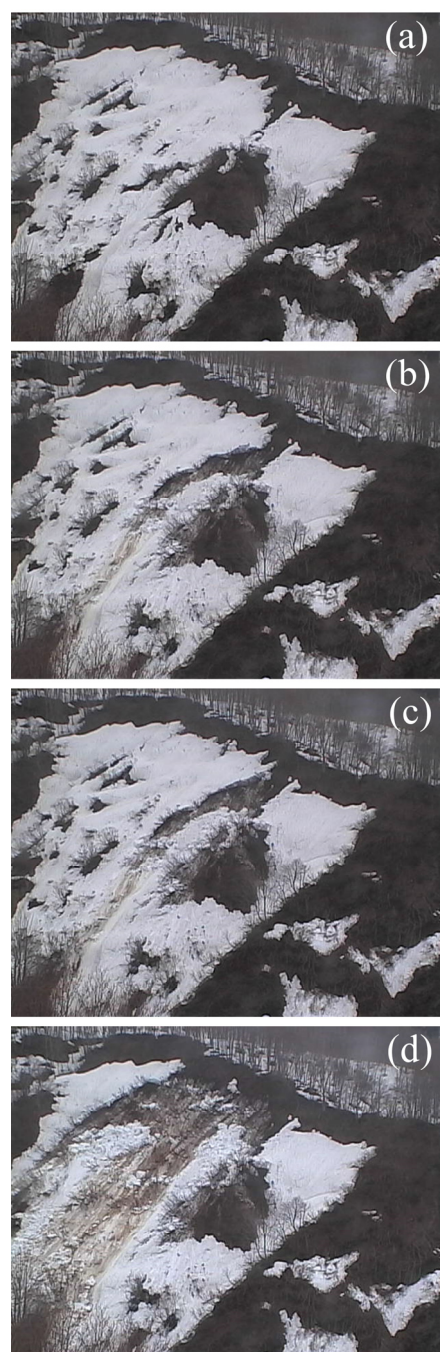


図1 雪崩の発生前後のWebカメラの画像。

## 高精度空間情報による雪崩の発生規模の推定

○秋山一弥・石川泰裕（土木研究所 雪崩・地すべり研究センター）

国内では雪崩の質量を用いた質量階級（清水，1966）や，質量と雪崩の重心落差を用いた雪崩の magnitude（Shoda, 1965）と同義であるポテンシャル階級（清水，1966）が雪崩の規模として示されている．質量には発生量と雪崩層（発生区）の積雪密度の情報が必要であるが，雪崩は短期間で痕跡が消失するうえ積雪密度は場所によって異なることから，形状や密度が推定できる土砂の崩落と比較すると調査は容易ではない．

岐阜県高山市（旧上宝村）新穂高の左俣谷支流穴毛谷流域を中心として 2008 年 4 月 15 日に実施した空中写真撮影を判読したところ，大部分が表層雪崩で走路の途中で合流して堆積区が不明な雪崩が多いが，発生区から堆積区まで追跡可能な 344 個の表層雪崩と 38 個の全層雪崩を特定した．次に，同時に実施した航空レーザ測量から 2m 間隔の DSM を作成して，ArcGIS を用いて特定した雪崩の二次元形状を数値化した．

さらに，三次元形状として堆積区を対象に前記の DSM を用いたところ，堆積状況や構造物（砂防堰堤）の凹凸形状があまり再現できなかったが，オリジナルデータでは図 1 のとおり両者が明瞭に再現できた（秋山ら，2016）．発生区でも同様で，オリジナルデータを用いると破断面が段差として再現できて発生量を算定し，標高別の 3 箇所で行った積雪断面観測の標高と平均積雪密度の関係から発生区の積雪密度を算定することで，雪崩の質量を推定できると考えられるが，ArcGIS ではオリジナルデータは扱いづらいため，今後はどの間隔の DSM なら再現が可能か検討する必要がある．

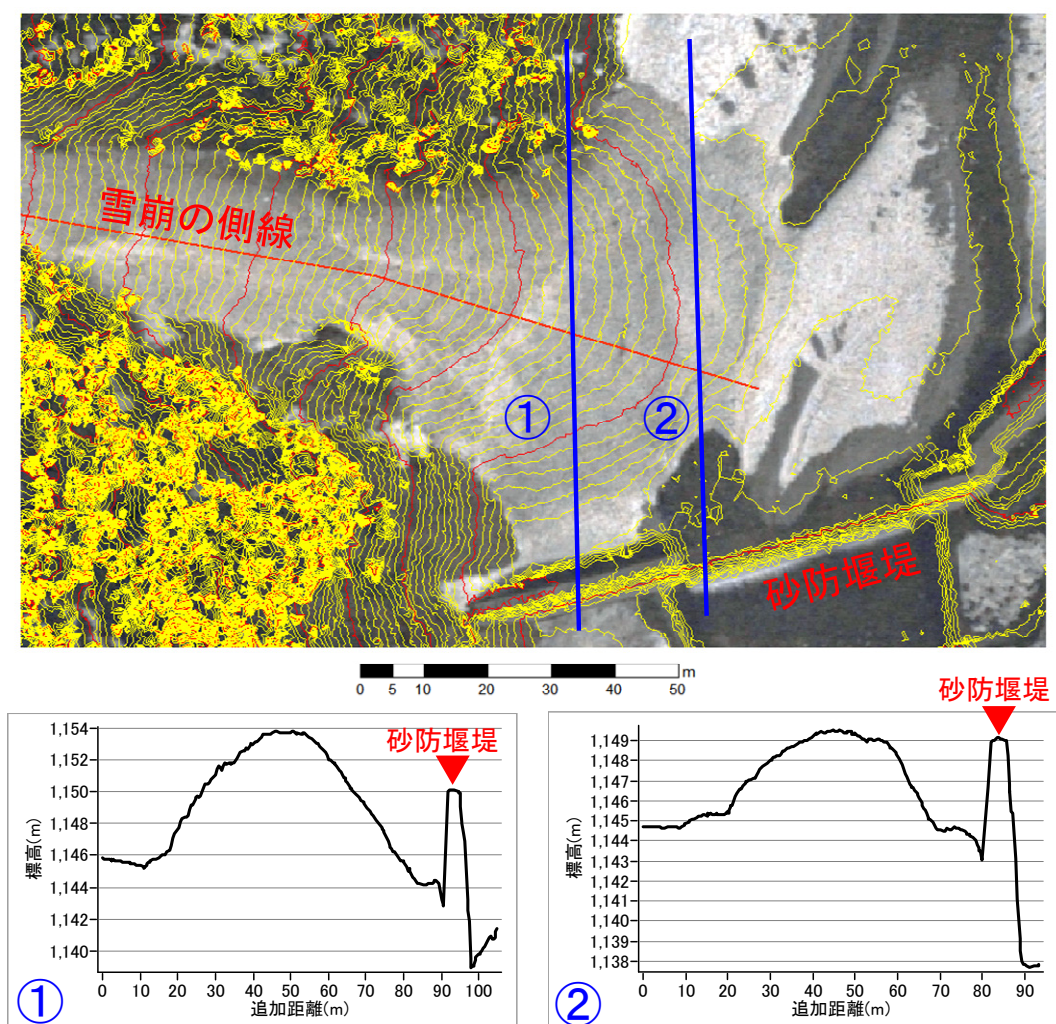


図 1 オリジナルデータによる全層雪崩（堆積区）と砂防堰堤の縦断形状（図中のコンターは 1m 間隔で，①と②は縦断形状の側線）



## 太平洋側地域に適用可能な雪崩発生危険度の評価方法

吉川知里（新潟大学理学部，現在：新潟県村上地域整備部），河島克久・松元高峰（新潟大学災害研）

### 1. はじめに

普段は積雪の少ない太平洋側の地域でも南岸低気圧の影響により大雪となり，雪崩が発生することがある。例えば，2014年2月14日～16日に関東甲信地方を中心として広範囲に大雪となった結果，山梨県や埼玉県の山間部などで雪崩が頻発し，集落が孤立する事例が多数見られた。また，2017年3月27日には栃木県那須町で雪崩が発生し，48名もの死傷者を出した。このような雪崩災害を防止・軽減するためには，太平洋側地域でも雪崩発生危険度の高い斜面を特定し，適切な対策を講じる必要がある。そこで本研究では，2014年2月の山梨県等における雪崩発生地点のデータに基づき，太平洋側の地域に適用可能な雪崩発生危険度の評価方法を検討した。

### 2. 解析方法

著者らは，2014年2月14日～16日の大雪イベント直後に山梨県等において現地調査を行っており，大雪に伴う雪崩の発生地点を明らかにしている。そこで，まず雪崩の発生地点と非発生地点について，傾斜要因と植生要因（樹高，樹冠密度，植生種類）を新山ら（2003）を参考にして求めた。次に，発生・非発生の標本分布に基づき各要因を階級区分し，数量化二類を適用して雪崩発生への影響度を表すスコアを求めた。得られたスコアを用いて，10 m メッシュで雪崩発生危険度を定量的に評価する方法を提案した。

### 3. 解析結果

発生・非発生の標本分布の特徴から各要因の階級区分を表1のように設定した。その結果，数量化二類から表1に示したスコアが得られた（的中率 88%）。そこで，本研究では，雪崩発生危険度を傾斜・植生要因の各スコアを足し合わせることで7段階に分けて評価する方法を提案した（表2）。この方法では合計スコアがプラス側に大きくなるほど危険度が高いことを意味する。例えば，ある地点において傾斜が 20° かつ樹冠密度 80% 以上の中木の植生が存在している場合，評価得点は -0.6447 となり，合計スコア < 0 であるので雪崩発生危険度は低いと評価される。

### 4. 妥当性の検証

本研究で提案した評価方法を山梨県早川町の 1 km 四方の領域に適用し，図1のような雪崩発生危険度マップを作製した（10 m メッシュ毎）。色が濃くなるに従って雪崩発生危険度が高いことを意味する。北西側の斜面は植生が少ないため危険度が高いと評価される地点が多いが，南東側の斜面は植生が密かつ樹高も大きい急な斜面であっても危険度が低いと評価されている。×印を付けた地点は空中写真から 2014 年 2 月 14 日～16

日の大雪で雪崩が確認された地点である。この 2 地点は雪崩危険度が高いと評価されていることから，本研究の評価方法が妥当なものであり，山梨県に適用可能である考えられる。また，栃木県那須町に適用したところ，過去に雪崩が発生した複数の地点において危険度が高いと評価されたことから，山梨県以外の太平洋側に広く適用できる可能性が示唆された。

【謝辞】本研究の解析では，国土交通省国土地理院が管理する航空レーザ測量データを利用させていただいた。また，本研究は JSPS 科研費 17K18453 の助成を受けて実施された。

表1 雪崩発生に寄与する要因の階級区分とスコア

| 要因 | 階級                                 | スコア     |
|----|------------------------------------|---------|
| 傾斜 | 20° 未満または 60° 以上                   | -0.9302 |
|    | 20° 以上かつ 35° 未満                    | -0.6013 |
|    | 35° 以上かつ 45° 未満                    | 0.7037  |
|    | 45° 以上かつ 60° 未満                    | 0.212   |
| 植生 | 樹冠密度 80% 以上の高木                     | -0.493  |
|    | 樹冠密度 80% 以上の中低木<br>樹冠密度 80% 未満の常緑樹 | -0.0434 |
|    | 樹冠密度 80% 未満の落葉樹<br>草地、裸地           | 0.6244  |

表2 提案した雪崩発生危険度の評価方法

| 植生                            | 傾斜        |         |         |         |
|-------------------------------|-----------|---------|---------|---------|
|                               | ～25°、60°～ | 25°～35° | 45°～60° | 35°～45° |
| 樹冠密度80%以上の高木                  | -1.423    | -1.094  | -0.281  | 0.211   |
| 樹冠密度80%以上中低木<br>樹冠密度80%未満の常緑樹 | -0.974    | -0.645  | 0.170   | 0.660   |
| 樹冠密度80%未満の落葉樹<br>草地、裸地        | -0.306    | 0.023   | 0.836   | 1.328   |

～ -1.25    -1.25～-0.75    -0.75～-0.25    -0.25～0.25    0.25～0.75    0.75～1.25    1.25～  
 低 ← 雪崩危険度 →

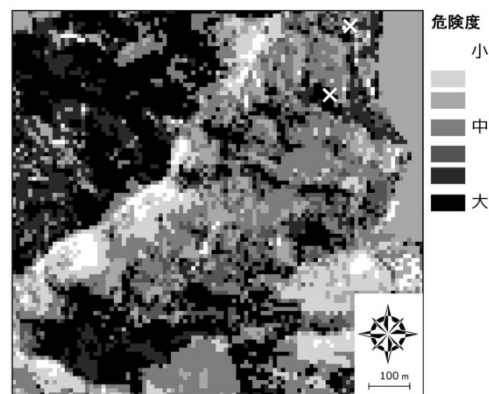


図1 山梨県早川町への適用結果

## 日本最古の雪崩防止柵について

和泉 薫 (NPO なだれ防災技術フォーラム)

### 1. はじめに

明治の初めから 2010 年までに日本国内における雪崩災害のデータベースを作成 web 上に公開している ([https://www.nhdr.niigata-u.ac.jp/nadare\\_db/index.html](https://www.nhdr.niigata-u.ac.jp/nadare_db/index.html))。併せて江戸時代の雪崩災害についても調べているが、近現代ではそれほど多くない青森県での発生件数・死者数が、新潟県に次いで多いことがわかった。これは、一つには 1661~1868 年までの天候、災害等が細かく弘前藩庁日記に残されていること、また、弘前藩が多雪山地で鉱山開発を行い、何度も雪崩被害を受けていたことによると考える。この弘前藩の尾太銅山（青森県西目屋村）について書かれた文献（根深誠，2014）を調べて、銅山の絵図にこれまで見たことのない雪崩対策が描かれていることがわかったので報告する。

### 2. 近代までの雪崩対策の歴史

日本での雪崩防止技術の歴史は古く、雪崩防止林の植栽や階段工の施行などが行われてきた。記録上最も古い階段工は、長野県太田村五束（現飯山市大字常郷字五束）の山腹に明徳年代（1390~1394）に施行された水平階段と言われている（勝谷，1955）。現存する最古の切取階段工は、新潟県十日町市大池に「なでどめ」として 1841（天保 12）年に施行され、その後数回の補修を経て今なおその効果を発揮している（図 2）。一方、雪崩防止柵（杭）、コンクリート擁壁、スノーシェッドなど近代的な構造物が設けられるようになったのは、奥羽本線、磐越西線など雪国での鉄道が開発され始めた 19 世紀末以降と言われている（中俣，1987）。従って、江戸時代まで雪崩防止柵は無かったというのが定説であった。

### 3. 日本最古の雪崩防止柵

青森県西目屋村の尾太（おっふ）銅山では、江戸時代、銅山辺りで 10 件の雪崩災害が発生し、少なくとも 39 人が死亡しており（塚越，2016）、度々の雪崩の襲来に難儀していたことがわかっている。その銅山で幼時から伝聞した鉱山稼働の様子を金華溪秀山が書き綴った記録『山機録』（1771）に、銅山の見取り絵図（図 2）がある。絵図をよく見ると鉱山裏の山腹上部に柵が並んでいるのが見て取れる。左端の柵には注記があって「ナデヨケ」「ヤラ井」と書かれている。前者は「ナデ（全層雪崩）除け」、後者は丸太を縦横に粗く組んで作った囲い「矢来」のことである。すなわち雪崩防止の木柵が設置されていたことを示している。しかも建物の最上部の線は、古釜跡と注記されている。塚越（2016）によれば『山機録』が執筆される前の約 20 年間（1724~1745）に、尾太銅山で 6 件の雪崩災害が発生し 28 人が死亡している。それらの雪崩災害で斜面中腹の銅釜が被害を受け山麓に移したため、元の銅釜を古釜跡と記載したものと考えられる。すなわち『山機録』には、日本最古の雪崩防止柵と銅山施設の雪崩被害跡が記録されていたと言えよう。



図 1 十日町市大池の切取階段工（高橋，1952）

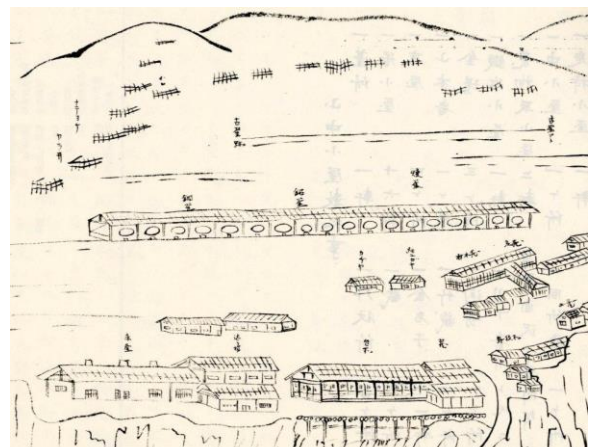


図 2 尾太銅山見取り図（『山機録』（1771）より）



## 「新潟の雪」と「雪の新潟」の謂れ

和泉 薫（新潟大学名誉教授）

1. はじめに ここでの「新潟」とは新潟市のことである。新潟市は、「雪国」新潟県の中でも一段と雪の少ない処として知られている。新潟における最深積雪の平年値（1981～2010年）は、36cmとスコップひと掻分くらいしかない。そんな新潟においても、時に大雪は降り、各種雪害も発生してきたこと、そのため越後の雪を代表して「雪の新潟」と謂われてきたことを報告する。

2. 新潟における大雪 2017/18冬期の1月11～12日に45, 39cmの日降雪があり、12日にはこの冬の最大積雪深80cmを記録した。このため交通に多大な障害が発生し、市民生活は大きな被害を受けたことは耳目に新しい。この80cmは、観測史上歴代11位の値でしかない。これを上回る近年の大雪は2010年2月の81cm（歴代10位）、1984年の87cm（歴代7位）で、過去に100cmを超えたのは歴代1位の120cmを記録した1961年（36豪雪）より以前に発生している。歴代2位の118cmは1896年1月に、3位タイの106cmは1895年1月と小氷期の影響の残る19世紀末に記録されている。

3. 新潟で発生した雪害 最大積雪深が120cmとなった36豪雪時の大晦日には、弱風型の着雪が起こり下越地方の広域で停電被害が生じた。近年では2005年12月22～23日に下越地方を中心に強風型の着雪によって大規模な停電（新潟大停電）が発生し、36豪雪時に比べ電気に大きく依存する社会生活が大打撃を受けた。

最大積雪深87cmを記録した1984年（59豪雪）は低温多雪の冬で、路線バスが田んぼに突っ込む等、地吹雪による交通障害が多発した。この年2月に国道116号線で発生した低い地吹雪の状況を図1に示す。これを上回る地吹雪災害が発生したのが、最大積雪深81cmを記録した2010年2月である。81cmを記録した5日の翌日6日には $-2^{\circ}\text{C}$ 前後の気温と10 m/s前後の風速が継続したため強い地吹雪が発生し、視程障害や吹溜まりに伴い、走行不能車両は約550台に及んだ。新潟市は海岸沿いに立地していて冬期の季節風が強いいため、低温多雪の冬には地吹雪が発生しやすい。加えて、通勤に自家用車利用率が高いことから、地吹雪条件が整えば交通関係の甚大な障害が発生しうる都市となっている。一方、自動車交通がまだ発達していない19世紀末における新潟の雪害は、家屋倒壊であったことが官報の記事からわかる。新潟の下町で暴風雪のため数軒の住家が倒壊したが、古い木造家屋の屋根雪が偏荷重となって倒壊に至ったものであろう。

以上のように新潟ではこれまで豪雪地並みに様々な雪害が発生していることがわかる。

4. 新潟市章に雪環が入っている理由 豪雪地市町村の標章には、雪の結晶デザインを取り入れたものが多い。図2に示した新潟市章の、錨は港の意、漢数字五は開港五港の意、雪環は新潟（越後）の意、と市章制定時（1908）の説明にある。新潟市章に雪デザインが採用されたのは、豪雪地帯を多く抱える新潟県の県庁所在地であることだけではなく、市章制定の2年前に、「佐渡おけさ」の前身である「相川おけさ」が成立しており、その第3番は「♪ 雪の新潟 吹雪に暮れてよ 佐渡は寝たかよ 灯も見えぬ ♪」と歌われ、明治の頃は、新潟でも吹雪が冬の風物詩となっており、時には災害を起こしていたことも雪環デザイン採用に繋がったのであろう。平均的には雪は少ないものの、時には大雪の冬もあり、様々な雪害が発生してきた。

新潟は、やはり「雪の新潟」と呼ぶのがふさわしい。



図1 新潟市西区曾和 R116 (1984-2)

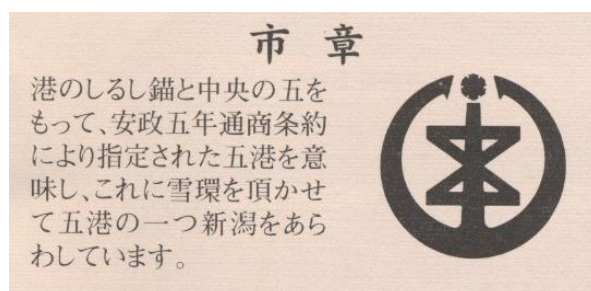


図2 新潟市章とその説明文

## 乗鞍岳東斜面における雪面上の重力風

○上原元樹（信州大学）・佐々木明彦（国士舘大学）・鈴木啓助（信州大学）

### 1. はじめに

山岳地域において、地表面の放射加熱・放射冷却により生じる温度勾配の結果、山谷風や斜面上昇風・斜面下降風と呼ばれる日周期の風系が現れることはよく知られている．中部山岳地域でも、これらの風系が卓越することが報告されており、山岳地形の効果（木村，1994）や局地気象（斎藤ほか，1998）などとの関連が議論されてきた．しかしながら、実際の中部山岳地域は、特に冬季から春季にかけて広く雪に覆われ、積雪期は1年のうちのかかなり大きな部分を占めるにも関わらず、雪面上における山岳風系の研究はほとんどされていない．本研究において、本州中部に位置する乗鞍岳（標高 3026 m）の東斜面の標高 1450 m 地点において経年の気象観測を行い、冬季～春季の積雪期に卓越する局地風系の存在を明らかにした．

### 2. 方法

観測は乗鞍岳東斜面に位置する信州大学乗鞍ステーション（以下、乗鞍 st.）（北緯 36°7′ 東経 137°37′ 標高 1450 m）において行った．乗鞍 st.では風速，風向，気温，相対湿度，気圧，日射量，降水量を通年観測しており、本研究では 2009 年 7 月から 2016 年 11 月までを解析対象期間とした．

### 3. 結果

乗鞍 st.の観測結果から、日中は上昇風・夜間は下降風という日変化（日中/夜間型）と、日出から昼前まで上昇風・昼過ぎから翌日出まで下降風という日変化（午前/午後型）の 2 つの風系の日変化が存在することが明らかとなった．日中/夜間型は一般的な山谷風の特徴に該当するが、午前/午後型はそれとは異なる特殊な風系である．日中/夜間型と午前/午後型の発生頻度は明瞭な季節変化を示し、特に、午前/午後型は春季を中心に卓越していた．

### 4. 考察

日中/夜間型と午前/午後型は両者とも比較的風が弱く、日射の大きな日に観測されていたことから、これらの風系は地表面付近の温度変化に伴う熱駆動の風であると考えられる．しかしながら、乗鞍岳の地表面状態は積雪の有無によって季節的に大きく異なり、冬季から春季にかけては山体の広い面積が雪に覆われる．雪がない場合、一般的に日中は、大気よりも地表の方が暖かく、その結果、山岳斜面では斜面上昇風が吹く．しかしながら、雪面は 0℃以上にはならないため、日中に気温が上昇すると大気よりも雪面上の方が低温の状態が形成される．その結果、相対的に低温の（重い）空気に重力が働き、斜面下降風（重力風）が発生する．日出直後は標高の低い非雪面がよく暖められ上昇風が吹くが、やがて気温の上昇と共に、より高い標高の雪面と気温の温度差が大きくなり、昼過ぎから下降風へ転じると考えられる(Ma et al., 2013)．春季は雪面と非雪面が共存しつつ、十分な日射が確保できる季節であるため、午前/午後型のような風系が卓越すると考えられる．



## 熱収支モデルおよび積雪融解モデルを用いた山岳地域における積雪融解プロセスの再現

○西村基志（信州大学）・佐々木明彦（国士舘大学）鈴木啓助（信州大学）

### 1. はじめに

冬季の気温が低温となる山岳地域をはじめとする高標高地域では、冬季降水によって大量の積雪がもたらされる。積雪融解による融雪水は土壌への水の安定供給源となっており、また、周囲の大気環境を支配するなど、周囲の植生や気象に多大な影響を与えている。全球規模での気候変動などの環境変化に対する影響が如実に表れると言われている山岳地域においては、積雪融解の挙動を把握することは同地域の自然環境を理解する上で非常に重要である。そこで本発表では、積雪融解解析の際に広く用いられる熱収支モデルを用いた解析に加え、経験則に基づいた積雪融解モデルを用いて解析を行い、それらのモデルを乗鞍岳東斜面の標高 1590 m 地点に適用することで積雪融解過程の再現を試みた。この結果は山岳地域における積雪融解過程の再現および、広域分布への応用の面からも有用な結果となり得る。

### 2. 方法

乗鞍岳東斜面の標高 1590 m 地点に位置する気象観測地点において、熱収支モデルおよび気温と日射量をパラメータとする積雪融解モデル (Konya *et al.*, 2010) を適用した。解析期間は 2011/12 年から 2016/17 年の積雪期間であり、熱収支モデルのモデル式を式 (1) に、積雪融解モデルのモデル式を式 (2) に示す。

$$Q_M = R_{net} + H + E + Q_p \quad (1)$$

$$M = \alpha SW_{in,day} + \beta T_{day} + \gamma \quad (2)$$

$Q_M$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) は融解熱,  $R_{net}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) は正味放射量,  $H$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) は顕熱フラックス,  $E$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) は潜熱フラックス,  $Q_p$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) は降雨伝達熱である。各係数  $\alpha, \beta, \gamma$  は本研究地点における各年の熱収支解析による融解量  $M$  (mm w.e.) を従属変数, 日中 (8 時から 18 時) の平均気温 ( $T_{day}$ ;  $^{\circ}\text{C}$ ) および日中の平均下向き短波放射量 ( $SW_{in,day}$ ;  $\text{W m}^{-2}$ ) を独立変数として回帰分析を行うことにより決定した。また、モデル計算値が負となった場合は積雪融解が起っていないとし、解析データを除外した。また、熱収支解析の結果から、日積算融解熱量が連続して正である期間を消耗期, 消耗期以前の期間を涵養期とそれぞれ定義した。ただし、日積算融解量が負であった場合、その日から遡って、日融解熱量が正である日が連続して 7 日以上続いた場合は、日積算融解量が負であったその日も消耗期に含めた。

### 3. 結果

熱収支モデルによる解析により、消耗期への移行のトリガーとしてアルベドの低下が大きく影響している可能性が示唆された。また、本研究地点での積雪融解に最も寄与していたのは短波放射によるエネルギー供給であり、涵養期と消耗期の平均熱量を見てみると、短波放射収支量が大きく増加していた。

経験則に基づく積雪融解モデルの係数決定を行った結果、 $\alpha = 0.04$ ,  $\beta = 1.79$ ,  $\gamma = -2.49$  となった。上記の係数を用いて各年の消耗期にモデルを適用したところ、いずれの年も精度良く積雪融解過程を再現出来ていた。

### 4. 考察

熱収支モデルによる解析結果から定義した消耗期への移行に伴い、積雪深の減少および、融解熱量の増加が概ね認められた。それには、アルベドの低下による短波放射収支量の増加が影響し、さらに融雪が進行するという正のフィードバックの可能性が示唆されるが、アルベド低下の決定的なトリガーとなる現象については現段階では不明であり、これは今後の課題である。また、本研究地点のような短波放射が積雪融解に大きく寄与する地点では、気温に加え日射量をパラメータに含んだ積雪融解モデルを用いることは非常に有用である。積雪融解過程を精度良く再現することに成功したこの結果は、同地域の積雪融解過程へのさらなる理解や、モデルのさらなる応用の可能性を示した。

## 融雪型火山泥流の流動性に与える雪の影響

○沖田竜馬<sup>1</sup>, 河島克久<sup>2</sup>, 松元高峰<sup>2</sup>, 片岡香子<sup>2</sup>, 渡部俊<sup>2</sup>

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

山頂や山腹に積雪や氷河が存在する火山で噴火が起きた場合に、高温の火山噴出物が火山斜面上の雪や氷を融かして泥流を発生させることがある（融雪型火山泥流）。泥流は土砂やテフラ（火山噴出物）、水、雪、氷で構成されるが、それらの構成割合が異なる事で泥流の流動性が異なると考えられている（Manville et al., 2000）。流動性は泥流の流速や到達範囲などに大きな影響を及ぼすため、泥流の構成割合と流動性の関係を定量的に明らかにすることは防災上、極めて重要である。本研究では、テフラ、水、雪の構成割合の違いが流動性に及ぼす影響を明らかにすることを目的として基礎的実験を行った。

### 2. 実験方法

木製の模擬斜面（斜面長 167 cm, 傾斜 15°）の上にテフラ、水、雪（全て 0℃）を混合させたサンプルを流し、流下距離と先端速度を測定した。実験では沼沢湖火砕堆積物（山元, 1995）の火砕流堆積物の基質部分をテフラ試料として用いた。テフラと雪は粒径をそれぞれ 32~63  $\mu\text{m}$ , 2 mm 以下に整えた。本実験ではテフラ、水の質量をそれぞれ 270 g, 220 g に固定し、雪の質量を 0~40 g の範囲で 5 g ずつ変えた。雪を入れた実験は 2 回ずつ行い、再現性を確認した。なお、実験は 0℃の低温室内で行った。

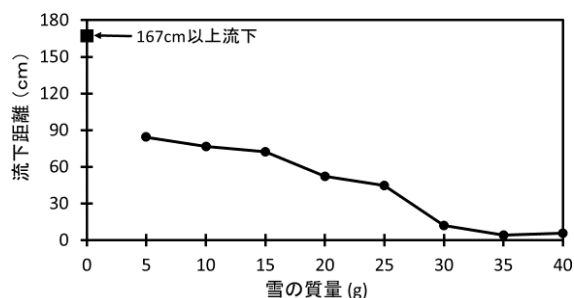


図1 雪の質量と流下距離（2回の平均）の関係

### 3. 実験結果

雪の質量と流下距離の関係を図 1 に示す。雪の質量が大きくなるほど流下距離は小さくなった。雪 0 g の実験では長さ 167 cm の模擬斜面内で停止しなかったが、わずか 5 g の雪を加えただけで流下距離は 84 cm まで小さくなった。雪 35 g, 40 g の実験では流動をほとんど示さなかった。

流下開始からの先端速度の時間変化を図 2 に示す。全ての実験において流下開始 1 秒後に先端速度が最大となり、その後は減速した。雪の質量が大きくなるほど先端速度は小さくなった。

### 4. 流動性低下の考察

雪を入れた全ての実験で、大きさ 5~15 mm, 質量 1~3 g のテフラ、水、雪から成る凝集体が泥流表面に多数出現した。接写撮影で構造を観察すると、凝集体は雪粒子にテフラが付着した状態のものから構成されており、テフラを含んだ水がその周りを満たしていた。さらに、凝集体を脱水、高温乾燥させて凝集体に含まれるテフラ、水、雪の質量比を計測すると、それぞれ 33 %, 50 %, 17 %であった（14 個の平均）。

流下実験において雪が含まれると泥流の流動性が低下したのは、この凝集体の存在が深く関係していると考えられる。凝集体がサンプル内の水を吸収して泥流本体の含水比を低下させたのに加え、泥流のせん断変形に対する抵抗になったものと考えられる。

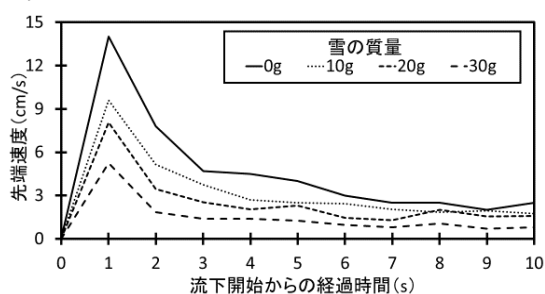


図2 先端速度（2回の平均）の時間変化



## 白山千蛇ヶ池雪溪の夏季から秋季の縮小過程

○小川 弘司（石川県白山自然保護センター）、藤原 洋一（石川県立大学）

### はじめに

小川ら（2016）は、白山にある多年性雪溪の千蛇ヶ池雪溪を対象に、その越年規模（面積）を1981年以降モニタリングするとともに、写真などからより過去の越年規模を、明らかにしてきた。

この千蛇ヶ池雪溪の、夏季から秋季にかけての縮小過程を解明するため、自動撮影カメラを設置し、その変化を記録した。その結果について報告する。

### 調査方法

千蛇ヶ池雪溪（標高2,570m）は、白山火山の噴火活動によって形成された爆裂火口のすり鉢状の地形に雪が吹きだまったもので、雪溪が最小となる秋季には、火口跡に雪がまとまった形で残る。

自動撮影カメラは、この雪溪全体を見おろすことができる、南側斜面に設置した。カメラはBrino社製TLC200を使用し、解像度1280×720、1時間間隔の毎正時に自動撮影を行った。期間は2017年7月19日8:00～同年10月10日18:00までの約3か月間である。期間中8月13日並びに10月10日に雪溪規模を測量した。

また、雪溪からほぼ南に0.7km離れた室堂平（標高2,450m）において、同時期にOnset社製HOB0の観測機器を使用し気温、雨量、日射量、湿度、風速を計測し、雪溪の縮小との応答を見た。

### 調査結果

雪溪は徐々に縮小した。当初、舌状に北西方向並びに西方向へ伸びた部分は分離・消失し、雪溪は火口内に収まるようになった。8月13日の計測時に3,818 m<sup>2</sup>あった雪溪は10月10日には1,477 m<sup>2</sup>となるなど、撮影期間中に大きく縮小した。

雪溪表面のダストは徐々に沈着し、表層は黒ずんでいくが、降雨によるシート状あるいは線状の表面流水によってダストが洗い流され、数日間降雨が続くとそれが顕著となってダストで覆われた表面が白い雪の層に変化することが観察された。

2017年の本雪溪の縮小過程において、例年との大きな違いは、東側に大きな池が存在していたことである。過去において、西側の最低部に池が形成されることはあっても、東側に形成されることは少なく（1981年以降では4例目）、しかもこれほどの大きな池が存在することは、例のないものであった。池は降雨が続くと水量が増し、8月下旬に池の面積は最大となった。

この池の水面下で水みちが形成され、それが徐々に拡大する様子が観察された。7月下旬に最初に見られ、8月上旬からは水面に姿を現し始めた。最終的に10月10日時点で、水面上では幅約5m、高さ2.7mの半円状の姿となった。水面下で融雪が進み拡大したと推察されたが、これほど大きな水みちは、これまでの現地観察では確認できなかった。

気象との関係で見ると、日雨量が300mm以上に達する連続降雨があった日、日平均日射量300W/m<sup>2</sup>以上かつ、時間平均日射量1,000W/m<sup>2</sup>以上に達した日には、雪溪の縮小が顕著であった。

### 文 献

小川弘司、伊藤文雄（2016）：白山千蛇ヶ池雪溪の越年規模の経年変化．雪氷北信越第36号，32．



千蛇ヶ池雪溪（2017年7月19日撮影）



千蛇ヶ池雪溪（2017年10月10日撮影）

## 谷頭小流域において降雨および越年性雪溪の融雪水がもたらす溪流水の時空間的な水質変動

清水啓紀・佐々木明彦・鈴木啓助（信州大学）

### 1. はじめに

水環境の持続的な活用のために、山岳地域の源流部における水循環の時間・空間的な理解は不可欠である。水循環の理解には溪流水のみならず、降雨、融雪水、地下水等の河道への入力量および水質を明らかにせねばならない。しかしながら、高山帯における高頻度かつ長期にわたる水質調査は、十分に実施されていないのが現状である。中部山岳地域に属する乗鞍岳の東斜面谷頭部に位置する小流域は、乗鞍大雪溪として知られる越年性雪溪を有し、春季から秋季にかけ降雨および融雪水により涵養される周氷河地域である。

本研究では谷頭小流域で見られる地表流の時空間的な水質変動を明らかにするため、対象集水域にて、気象および地表流の流量観測と水質調査を実施した。水試料の主要イオン濃度および水素・酸素安定同位体比の測定により、融雪水、地下水、降雨の入力がもたらす地表流の水質変動を明らかにする。

### 2. 研究方法

調査対象とした集水域は、乗鞍岳東斜面の標高約2600～3000 mで流域面積は0.59 km<sup>2</sup>であり、この集水域から下流へと3本の河道が延びる。このうち1本の河道の標高2598 m地点に観測局を設置し、2017年3月～2017年10月にわたり、水位、水温、電気伝導度の自動連続観測（10分毎）と、自動採水器を用いた溪流水の採取を実施した。また、観測局脇の裸地面に、常時解放型バルクサンプラーを置いて降雨を採取した。加えて、3本の河道の上流側と下流側の2カ所にそれぞれ採水地点を設け、原則として週一度、地表流を採水した。このうち数地点では流量観測を行った。10分間降水量の観測は、集水域の北方に位置する富士見岳山頂付近で実施した。また、越年性雪溪の融雪が著しい6月には積雪断面観測を実施し、積雪試料を採取した。

採取した地表水、積雪および降雨の各試料は、ろ過処理を行い、電気伝導度、pH、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度（硫酸滴定）、主要イオン濃度（イオンクロマトグラフィー）、水素・酸素安定同位体比を測定した。

### 3. 結果と考察

各河道における地表水の主要イオン濃度は、地表流への地下水および融雪水の入力パターンの違いにより、2つの特徴的な時間変動を示した。1つは、地表流が涸れない6月初頭から7月末にかけての融雪期にみられる、溶存イオン濃度の通減傾向である。この水質変動は、地表流に対して溶存イオン濃度の比較的低い融雪水がもたらす、希釈作用が要因として挙げられる。もう一方の時間変動は、集水域内の融雪水量に左右されない、安定した水質の遷移である。この流路は恒常的に地表流がみられ、積雪層中のHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度とは明らかに異なる、高濃度のHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>が観測された。流路上流部には、熱水変質作用で形成されたと考えられる硫化鉄がみられ、高いSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度は硫化鉄の酸化によるSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の地表流への付加が要因と推測される。水の安定同位体比は、3本の河道のうち、6月時点で流出高が最大を記録する河道の上流側において、融雪の進行に伴い、徐々にδ<sup>18</sup>Oが増加する傾向が見られた。これは、水の相変化に伴う同位体分別により、融解と再凍結が生じる積雪層内から軽い水が選択的に流出していくためと推定される。

乗鞍大雪溪が後退し、雪溪末端の標高がおおよそ2700 m以上になると、雪溪の融雪水が河道へ直接流入する様子はみられなくなる。平水時において融雪水は地下に浸透し、集水域内の湧水地点から復帰流として河道に流入する。このプロセスにより地殻由来のイオンが融雪水に付加され、地下水の性質を帯びる。乗鞍岳東斜面の谷頭小流域では、降雨による間欠的かつ面的な水の入力と、融雪による長期的かつ局所的な水の入力が、集水域内の空間的な水質のばらつきと時間的な変動をもたらしていると考えられる。

## 風洞装置を用いたスギの湿雪着雪成長の室内実験

○勝島隆史(森林総研)・安達聖(防災科研・雪氷)・竹内由香里(森林総研)

### 1. 研究背景と目的

樹冠への微風時の乾雪の冠雪や、強風時の湿雪の着雪によって、木の幹折れや根返りなどの冠雪害が発生する。著者らが実施したスギ単木を用いた冠雪の野外測定や人工降雪装置による室内実験により、スギの冠雪の成長・落下と気象条件との関係が示されつつある。しかしながら、これまで主に太平洋側において甚大な被害が発生した冠雪害の原因とされている強風時の湿雪の着雪については、冠雪の野外測定から着雪成長と気象条件との関係を示すには至っていない。本研究では、スギへの湿雪の着雪成長の風速依存性を考察するために、低温室内に設置された風洞装置を用いてスギ枝への湿雪の室内人工着雪実験を実施した。

### 2. 研究手法

実験では、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所に設置された風洞装置(幅 1m×高さ 1m×長さ 14m)を使用した。スギ枝を風洞装置内に固定し、一定の風速条件下で風洞装置を稼働させた状態で、湿雪をスギ枝の風上側の風洞装置上部の開口部よりふるい分けしながら投入し(目の開き 10mm)、湿雪の飛雪を人工的に発生させた。スギ枝は林分内の生育状態と同様の形状となるように設置した。3kgの湿雪を5分間で投入し、飛雪した湿雪をスギ枝に衝突・着雪させた。実験前後でのスギ枝の重量変化から着雪重量を測定した。また、ナイロンメッシュで作成した開口部直径が 30cm(断面積 0.071m<sup>2</sup>)の飛雪量計を用いて、同様の風速条件下での飛雪量および降雪水量を測定した。風洞装置の風速は 7,9,11,13m/s を使用し、室温 1℃に設定した。実験は設定風速毎に 3 回実施した。実験で使用する湿雪は、結晶形の雪粒子を人工的に降雪させることができる降雪装置を使用して室温-10℃で作成した乾雪を、室温 1℃の環境下で一晩放置し、その後、0℃の水を噴霧器により供給することで作成した。スギ枝は新潟県十日町市で採取し、枝の先端部に葉のついた状態の物を使用した(水平投影面積 0.066m<sup>2</sup>, 水平投影面積 0.061m<sup>2</sup>)。

### 3. 結果と考察

図 1 に風速 9m/s における実験終了直前のスギ枝の着雪状況の例を示す。図の右側が風上側を示しており、雪が斜め下方向に落下する様子が見られる。飛雪が衝突するスギ枝前面において各葉を跨ぐ形で多くの雪が付着していた。この実験では着雪重量は 340g、飛雪量と投影面積から求めたスギ枝を通過する雪の実質通過重量は 2315g、降雪水量は 13mm であった。図 2 に、実験により得られた着雪率と風速との関係を示す。着雪重量と実質通過重量との比を着雪率と定義した。実験中の風洞内は室温 0~2℃、湿度 60~70%であり、供給した湿雪は重量含水率 20%程度であった。図 2 より、Ducloux and Nygaard(2014)により提案されている電線着雪における風速に対する着雪率の関係式と同様に、今回の実験結果においても着雪率は風速の増加に伴い減少する傾向が見られたが、この傾向は風速 9m/s 以上では顕著ではなかった。

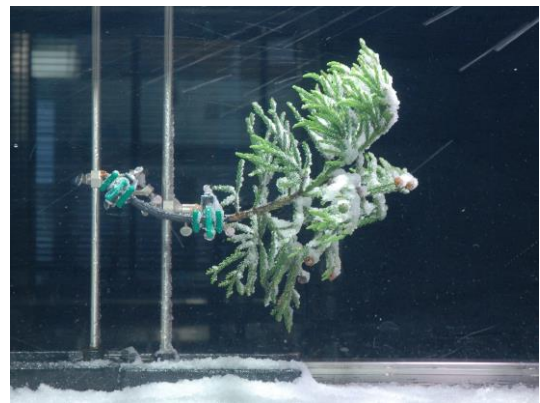


図 1 実験終了直前の着雪状況 (風速 9m/s)

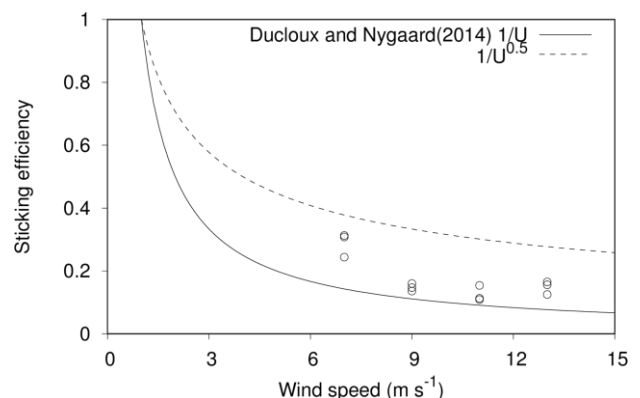


図 2 着雪率と風速との関係



## 雪崩斜面における樹木の倒伏過程と降積雪およびグライドとの関係

○松元 高峰(新潟大災害研)・河島 克久(新潟大災害研)・勝島 隆史(森林総研十日町)  
・宮下 彩奈(東大日光植物園)・伊豫部 勉(京大工学研究科)・渡部 俊(新潟大災害研)

### 1. はじめに

急斜面上に生育する樹木と積雪との力学的相互作用を解明することは、全層雪崩発生へとつながる積雪の不安定化の過程を知る上で極めて重要である。これまでに、遠藤・秋田谷(1977)や山野井(2005)が、ササや樹木の倒伏過程とグライドなどとの関係を、現地観測や実験に基づいて議論している。しかし斜面における積雪動態と樹木の倒伏過程とを連続的に計測した例は極めて限られている。本研究では、新潟県の山地斜面において、広葉樹が積雪層内に埋没し倒伏していく過程を、傾斜計やインターバルカメラを用いて連続観測するとともに、降積雪状況やグライド量などと比較することで議論する。

### 2. 研究方法

現地観測は、新潟県魚沼市大白川の破間川左岸に面した斜面で実施した。この斜面は主に匍匐した樹形をもつマルバマンサク・ヤマモミジ・ハンノキ類などの低木広葉樹に覆われており、斜面上方の傾斜は30~45°程度である。稜線から約10 m下方にある広葉樹2本を選んで、地表から130~140 cmの位置(直径5~7 cm)に自記傾斜計を設置し、2017年11月から2018年4月まで計測を行なった。同じ斜面では、ほかに広葉樹の幹の変形、積雪のグライド量、地温などの計測も実施している。さらに、樹木と積雪の状況を稜線上の2カ所に設置したインターバルカメラで監視するとともに、破間川右岸の平坦地に設けた観測露場で、各種の気象・積雪観測を実施した。

### 3. 結果

図1に、大白川観測露場における積雪深と融雪ライシメーターを用いて計測した積雪底面流出量、そして雪崩斜面上部におけるグライド量と広葉樹の樹幹傾斜(No.2)、傾斜を計測した木の周辺における表層地温の時間変化を示す。なお、樹幹傾斜は幹が鉛直上向きするとき0°、水平に倒れて90°、そして地表面傾斜が約40°なので、地表まで完全に倒伏した場合の値は130°前後となる。

インターバルカメラの画像から、傾斜計が積雪に完全に埋もれたのは12月28日であり、それ以前の期間において樹幹傾斜が小さな変動を繰り返すの

は、降雪時に幹や枝に冠雪が発達すると傾斜が大きくなり、冠雪が落ちると元へ戻るという過程を示すことが分かった。12月末から、木の先端まで完全に埋雪した1月末までの期間には、傾斜計より先の部分の幹が降雪の際に傾きながら埋雪することで、傾斜計部分の樹幹傾斜も増加している。木全体が雪に埋もれてしまうと、傾斜の変化はそれ以前より小さくなるが、積雪層の圧密に伴う樹幹傾斜のわずかな増加は続いている。

積雪のグライドは1月下旬頃から始まり、3月に入ると次第に活発になる。この時期に、樹幹傾斜の増加は再び大きくなっているが、このことは、グライドに伴う「抜け出し」が起こって倒伏が進むことを示すと考えられる。3月下旬になると傾斜は130°近くに達して、地表面まで完全に倒伏したことが分かる。その後、この斜面で全層雪崩が発生する4月5日までの間に樹幹傾斜の小さな増減が続いているが、その原因は分かっていない。なお、積雪期間を通じて1.5°C前後で安定していた表層地温が、雪崩発生の日前頃から変動しながら上昇するのは、クラックなどを通じて外気が侵入し始めた可能性を示唆する。

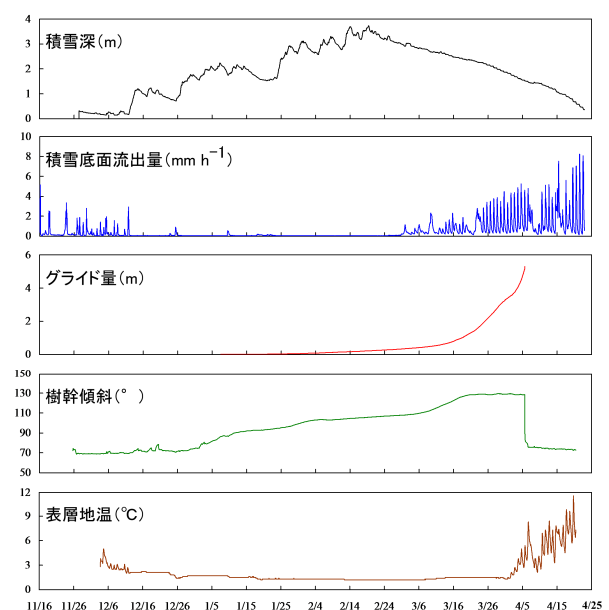


図1 2017/18冬季における大白川観測露場での積雪深・積雪底面流出量と、雪崩斜面上部でのグライド量・樹幹傾斜(No. 2)・表層地温の時間変化。

## 雪崩斜面における積雪期間中の樹木の変形モニタリング

○宮下彩奈（東大日光植物園）・松元 高峰（新潟大災害研）・河島 克久（新潟大災害研）・  
勝島 隆史（森林総研）

### 1. 研究背景と目的

山地斜面に生育する樹木と積雪との力学的な相互作用を解明することは、全層雪崩の発生メカニズムや多雪地の植生分布を理解する上で重要である。そのためには、斜面における積雪動態と樹木の変形を同時に計測した上で、両者の力学状態を総合的に評価する必要がある。しかしながら、実際の斜面形状や樹木の生育状態は非常に複雑であり、このような計測を総合的に実施した例はこれまでなかった。

本研究では、ひずみゲージを用いて樹木の幹の変形を積雪期間中計測し続け、積雪による幹の変形過程および幹が受ける力学的ストレスによって雪のもたらす効果を数値的に捉えることを試みた。

### 2. 研究手法

雪崩頻発斜面（新潟県魚沼市大白川、標高 420m）において、水平方向に幅約 5 m、斜面傾斜方向に約 20 m の調査区を設けた。調査区内に生育する木本の幹 8 本を選び（マンサク 4 本、ヒメヤシャブシ 4 本）、地際から 1 m 程度の場所に（直径約 4-6 cm）山側と谷側各 1 枚のひずみゲージ（FLA-5-11-5LJRA、東京測器）を貼り付け、30 分間隔で値を記録した（MD-111&NSW-024C、同）。測定期間は 2017 年 12 月 4 日-2018 年 4 月 20 日である。同時に、グライドメータによる積雪グライドのモニタリング、インターバルカメラを用いた樹木の埋没変形過程の自動計測および掘り出し調査における埋雪状況の観測（期間中 2 回）を行った。

また、上記の調査に先んじて、サイト内の簡易地形測量および毎木調査を実施し、斜面傾斜角や生育する木の樹種や樹形、分布を記録した。

### 3. 結果と考察

幹の変形は積雪期の初期から、おそらく冠雪の影響を受けながら速やかに起こった（図 1）。その後、ひずみ量に増減の少ないタイプ（図 1 上）と、増加傾向のもの（図 1 下）がみられた。これらは、初期の冠雪で地面に完全に倒伏した個体と、初期には若干浮いた状態で倒伏し、積雪期後半に向かって地面まで倒伏していった個体を表しているものと思われる。後者のタイプの方が、最大ひずみの平均が

山側で 1.7 倍、谷側で 2.9 倍大きかった。3 月 10 日頃からグライドが目立ち始めると、それまで比較的安定していたひずみの値は不安定になったが、大幅な増減はなく、4 月 5 日の雪崩発生後に一気にゼロに近い値まで回復した。

これらの結果から、雪崩斜面における木本の生育にとって、まずは地面まで倒伏できるかどうかが重要であるといえる。そうすればグライドや雪崩の発生は、それほど大きな影響を与えない可能性がある。一方、今回の計測で、初期に完全には倒伏しなかったと思われる個体では（図 1 下のタイプ）、幹が弾性変形以上の変形を強いられっていると予測されるものが存在した。このように倒伏が不十分であった場合、雪圧によって破壊的なストレスにさらされる危険性が増すと考えられる。例えば樹木の成長は、自身の幹曲がりやを困難にすると考えられ、雪崩斜面においては、高木種などが立木として成長することは非常に困難だと考えられる。

また、積雪グライドが観測されるまでの期間にひずみの増加を招いた要因として、近隣の木の手動や雪の量・質の変化による雪圧の変化が考えられるが、これらの動態の解明は今後の課題といえる。

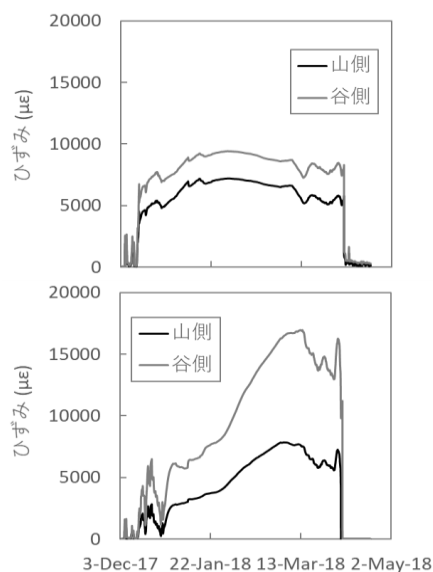


図 1. 上：斜面上部のマンサクのひずみ変化。ゲージ部直径 4.1 cm。下：同直径 5.7 cm の個体。

## 2018 年 1 月 11-12 日新潟市に大雪をもたらした総観場・循環場の特徴

本田明治（新潟大学理学部）、春日悟（新潟大学大学院自然科学研究科）

伊豫部勉（京都大学工学部）

2018 年 1 月 11 日昼頃～12 日午前にかけて新潟市一帯では降雪が継続し、最深積雪は 80 cm（2 日間の降雪量は 84 cm）に達した。新潟市の積雪深が 80 cm を超えた冬は過去 50 冬で今冬を含めて 5 冬しかなく、最近では 2010 年 2 月 5 日に 81 cm を記録している。2010 年の事例では 2 晩かけての降雪であったが、今回の事例はほぼ 24 時間降雪が継続したことが特徴である。

新潟大学災害・復興科学研究所が運用する準リアルタイム積雪深分布図によれば（図 1 左）、1 月 11 日～12 日にかけての積雪深の増加は越後平野から阿賀野川沿いにかけてみられ、新潟市域を中心とした海岸部で特に多い。日本付近は 9 日より冬型の気圧配置となり、10 日～11 日にかけて日本海上の等圧線は次第に「くの字状」になるとともに（図 1 中）、日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）が形成され始めた。対流圏中上層では気圧の谷が日本海西南部に向かって北東～南西方向に延びており、本州日本海沿岸では西南西の風が卓越していた（図 1 右）。これにより JPCZ は山陰沖～北陸・新潟の走向となり、新潟県では下越地方を中心に雪雲が入りやすい状況となった。500 hPa 面のポテンシャル渦度（渦位：Potential Vorticity 以下 PV）の高い領域は、上空の気圧の谷から等高度線に沿ってほぼ西南西～東北東に延びており、概ね JPCZ にも対応している。PV 値の高い領域は、上空の寒気により大気の状態が不安定 and/or 低気圧性渦度の大きい領域に対応するので、JPCZ との対応も整合的であると言える。このような総観場・循環場の状況は 11 日午前～12 日昼頃まで継続し、新潟市域の降雪継続時間ともおおよそ対応している。

JPCZ の持続による長時間の降雪の維持が今回の新潟市域の大雪の主要因のひとつと考えられるが、他の要因として北海道西部にみられる低気圧（図 1 中）にも着目したい。この低気圧は 10 日夜に北海道留萌沖で発生して南西に移動し、11 日は後志沖に停滞し、12 日に東方に移動して昼ごろには襟裳岬付近に達している。この低気圧の南方に当たる東北日本海側～新潟県では等圧線は「逆くの字」状となり、局所的な高気圧性循環により、山形県～新潟県の沿岸部では北東寄りの風が入りやすい場となっていた。この気圧配置に対応して、11 日午前～12 日午前にかけての新潟県内のアメダス風分布は、新潟市域より南側では南西寄りの風、北側では北東寄りの風となっていた（図略）。レーダー降水強度をみると、新潟市域への雪雲の侵入は 11 日の昼～夕方は主に JPCZ によるものであったが、11 日夕方～12 日午前にかけては山形県～新潟県の沖合海上を北北東～南南西に延びる雪雲が主体であった（図略）。このような、新潟県の海岸線に沿って停滞する带状降雪雲は、しばしば海岸平野部にまとまった降雪をもたらし、最近では 2013 年 1 月 9 日に柏崎市で約 40 センチ、2017 年 1 月 13 日に新潟市で約 30 センチなどが該当し、いずれも北海道西部の低圧部、東北日本海側の高圧部が確認されている。带状降雪雲の形状は Nakai et al. (2005) による降雪モードの分類では D モードと対応するようだが、本事例では D モードに特徴的な陸風がみられないなど、異なる条件下での発生も考えられるので、今後総観場・循環場の視点も含め、大雪の発生・持続詳細に検討していきたい。

12-JAN-2018

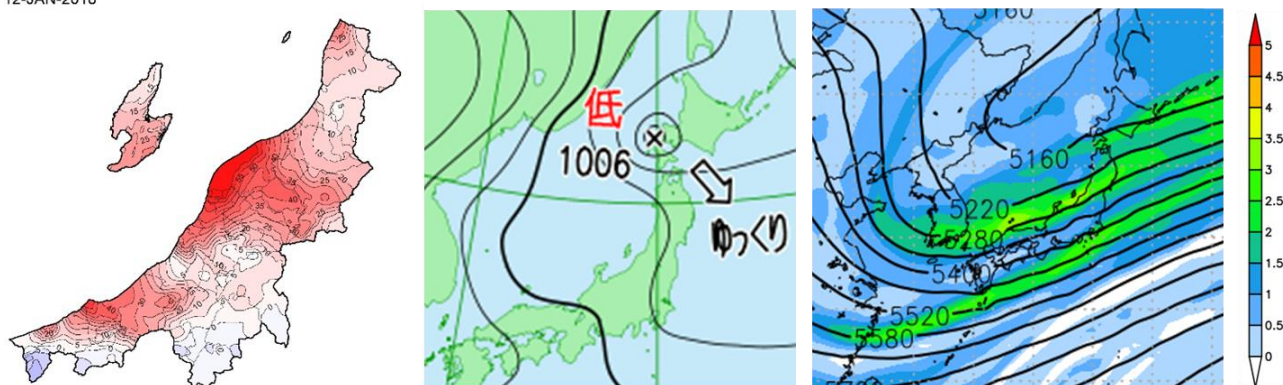


図 1. (左) 2018 年 1 月 12 日 9 時と 11 日 9 時の積雪深差 (cm)、(中) 1 月 11 日 15 時の地上天気図 (気象庁)、(右) JRA-55 再解析データに基づく 1 月 11 日 21 時の 500-hPa 高度 (m、実線) 500-hPa 高度におけるポテンシャル渦度 (渦位) (PVU)。



## 2018 年冬季の北陸の大雪から集中豪雪について考える

○ 石坂雅昭<sup>1</sup>・本吉弘岐<sup>2</sup>・中井専人<sup>2</sup>

1. 防災科研・客員, 2. 防災科研・雪氷

### 1. はじめに

2018 年 1, 2 月の北陸平野部は数回の大雪に見舞われた。その中には車の立往生などの事態を招くなど、短時間に積雪が増加する集中豪雪（中井, 2007）の様相を呈していたものがあつた。ここでは、富山県高岡市伏木の大雪事例から、集中豪雪時の環境場及び降雪形態の特徴について考察する。

### 2. 大雪の概要

図 1 に伏木の今冬 1, 2 月の積雪・降雪・平均気温（いずれも日単位）及び輪島の 500hPa の気温（9 時, 21 時）を示した。図中 A, B, C と記した 1 月 11 日, 同 24 日, 2 月 6 日前後は、まとまった降雪に見舞われ積雪深も増加した。いずれも上空（500hPa）の寒気は $-35^{\circ}\text{C}$ 以下ときわめて低温であつた。中でも A と C では、日降雪量もこの地方としては大変大きく、交通機関の混乱も生じ、短期間の降雪が急速な積雪深増加を伴う集中豪雪の特徴を呈した。これに対して B の期間では日降雪はそれなりにあるが、A や B よりも少ない。

### 3. 集中豪雪もたらした環境

A, C と B とは、寒気を中心の南下と継続時間とから前者は里雪、後者は山雪、と総観場が異なつていた

（Akiyama, 1981）。集中豪雪は前者で生じていた。図 2 は A の期間の気象観測結果であるが、2 波（両端矢印）のそれぞれ約 10 時間の強い降雪（平均  $4\text{mm/h}$ ）によって積雪深が急激に増加したことがわかる。前者は西風とそれより北寄りの風の収束、後者はメソ渦による降雪であつた。後者の C の期間は JPCZ によるものであつた（同時期福井では長時間の車の立往生が発生）。形態は異なるが、上空寒気存在と大気の収束が関わっている。

### 4. 降雪粒子の特徴から見た集中豪雪

集中豪雪で見られる降雪粒子とその降雪形態は如何なるものだろうか。残念ながら降雪粒子の観測所は少ないので、2016 年の集中豪雪の際に長岡市の防災科研・雪氷センターで得られた結果を紹介する（図 3、今冬の結果は解析中）。図 3 の主要な降雪の粒径と落下速度（CMF: Ishizaka ほか, 2013）から、粒径は  $4\text{mm}$  以下と小さいが速度はやや速い霰状雪が主な降雪であつたことがわかる。この時  $1\text{m}^2$  当りに毎分平均で 8000 個の粒子が降っていた。小さいが速度を稼げる粒子が大量に降つたことを示している。以上のことから、集中豪雪の一つの形態として、日本海からの多量の水蒸気の供給を背景に、収束による大気の上昇、上層の強い寒気による多量の核形成、それらが雲粒捕捉による落下速度の増加を得て、結果として大きな降雪フラックスを獲得して降雪強度を大きくし、かつそれが継続する所に大雪が生じているということが推測される。

#### 参考文献

Akiyama, 1981, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 591-601.

Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.

中井専人, 2007: 気象研究ノート(216), 45-59.

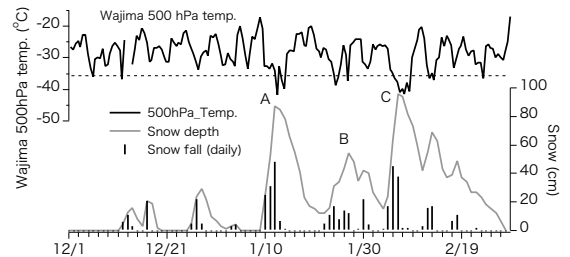


図 1 伏木の降積雪及び輪島高層(500hPa)の気温推移。

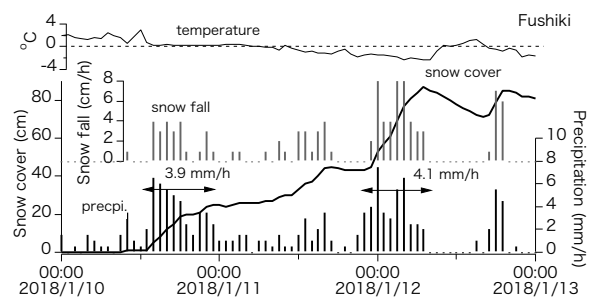


図 2 A の期間(図 1)の伏木の気象要素の推移。

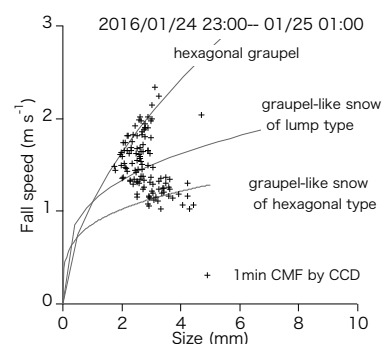


図 3 集中豪雪時に観測された降雪の代表的粒径・落下速度, CMF.

## 2018 年 1 月から 2 月の大雪時の降水系

○中井専人・本吉弘岐・山下克也・山口悟(防災科研雪氷)

### 1. はじめに

2018 年 1 月から 2 月にかけて北信越地方では大雪となった。これらの大雪を含む期間として(I)1 月 9 日 1800JST(Japan Standard Time, 日本標準時)-14 日 0900JST、(II)1 月 23 日 0000JST-28 日 0000JST、(III)1 月 28 日 0900JST-2 月 1 日 1200JST、(IV)2 月 3 日 0000JST-10 日 0000JST の降水系(雪雲)について解析した。

### 2. 積算降水分布の特徴

期間(I)~(IV)について、気象庁全国合成レーダーエコー強度(mm hour<sup>-1</sup>)を使用し、10 分毎の瞬時値である強度分布がそのまま 10 分間継続したと仮定して北信越地方の積算降水量(mm)分布を作成した。積算降水量分布は発達した雪雲の通過、上陸を反映して帯状の分布を示したが、豪雪は数十 km 四方で特に集中して多くなるという局地性を示した。その場所は下図に示すように期間によって異なっており、風の場合、雪雲の移動方向と発達過程、地形の影響などが重なって決まっていたと考えられる。

### 3. 降水系の差異

レーダーエコー強度分布、ひまわり雲画像をもとに、新潟県から福井県にかけて降雪をもたらした降水系(雪雲)がどのような種類のものではあったか解釈した結果から、上陸した雪雲について概略を述べる。

期間(I)では、最初は西回りの寒気吹き出しの雲が上陸し、それが 11 日午後南下してきた JPCZ と合流し、以後は JPCZ の渦状の雲となった。その後に続く北西からの寒気吹き出しによる降雪はほとんどなかった。期間(II)では、23 日は期間(I)と同様に西回りの寒気吹き出しの雲、次に南下してきた JPCZ の雲(17 時ごろ)が上陸し、その後 JPCZ が一度北上したため同じ変化がもう一度くり返された。それに続く北西からの寒気吹き出しに伴う T モード、L モードの筋雲による降雪の時間は期間(I)と異なって長く、27 日まで継続した。期間(III)では、やや不明瞭な JPCZ とその西側の寒気吹き出しの雲が上陸し続けた。期間(IV)の 2 月 3-4 日は 2 個の polar low とその後面の寒気吹き出しの雲であり、5-7 日に福井県に大雪をもたらしたのは西側の polar low に引きずられるように形成された JPCZ の雪雲であった。7 日に北から新潟県に上陸した雪雲はこれとは全く異なり、東側の polar low の後面で日本海北部から南下してきた寒気の前面で発達した積乱雲であった。

### 4. まとめ

期間(I)~(III)の降水系は JPCZ とその南側に位置した西回りの寒気吹き出しの雪雲、期間(IV)の降水系は polar low が強く影響した2つの収束域(ひとつは JPCZ)に発達した積乱雲が主要な降雪をもたらしていた。

本研究は防災科学技術研究所運営費交付金「多様化する雪氷災害の危険度把握と面的予測の融合研究」によります。

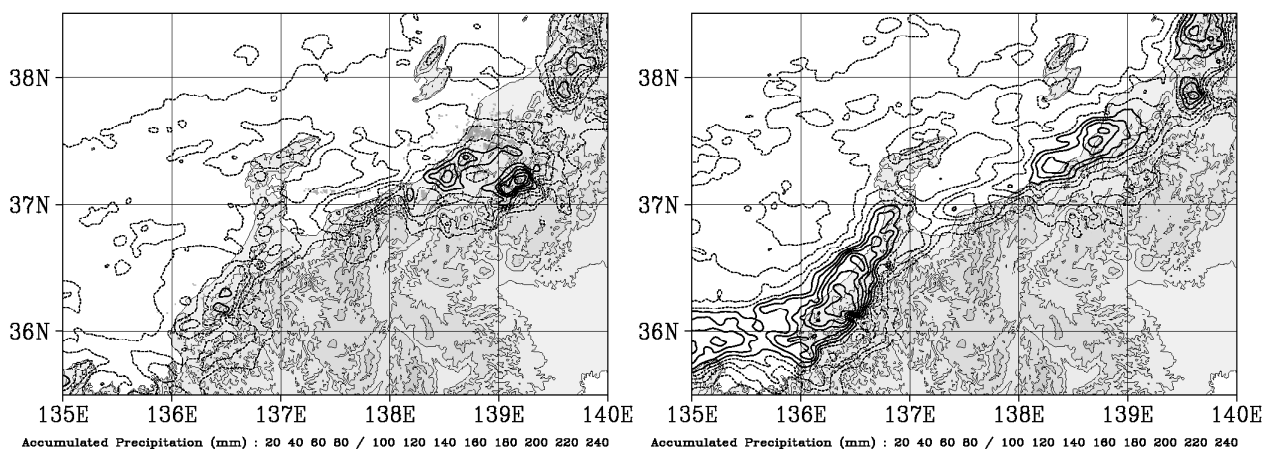


図 気象庁全国合成レーダーエコー強度を用いた(左)期間 II(2018 年 1 月 23 日 0000JST-28 日 0000JST)及び(右)期間 IV(2018 年 2 月 3 日 0000JST-2 月 10 日 0000JST)の積算降水量(mm)分布。図の下に等値線の値(破線/実線)を示す。標高等高線は 100m、500m、1000m、及び 2000m。

## 2018 年大雪時に観測された多重鼓様雪結晶について

多重鼓様雪結晶観測グループ（神田健三<sup>1</sup>・藤野丈志<sup>2</sup>・本吉弘岐<sup>3</sup>・石坂雅昭<sup>4</sup>）

1. 中谷宇吉郎雪の科学館友の会, 2. 株式会社 興和, 3. 防災科研・雪氷, 4. 防災科研・客員

### 1. はじめに一ことの始まりー

2018 年冬季, 福井から新潟にかけての平野部は何度か大雪に見舞われた。特に 2 月 6 日前後の大雪では福井県内の国道で車の立往生が続き全国的なニュースとなった。図 1 はその 6 日昼頃に神田が加賀市においてノート型端末で撮った降雪の写真である。雲粒付きの各種の粒子の中に A や B で示した鼓が連なったような降雪「多重鼓」が見られる。同じ写真には C に見られる雲粒付柱状のものがあ有神田はそのようなものから「多重鼓」ができるのではないかと考えてみたがその機構はわからない。とりあえずこのような雪の観測が他にもないかと石坂にメールを送った。石坂はこのタイプの降雪を過去に何度か観測していたが（石坂ほか, 2004）, 成因はわからずじまいであった。ただ, 大雪は成因を知る手がかりになるかもしれないと思い, 日頃降雪観測を行なっている藤野, 本吉両氏に連絡して同様のタイプの雪の観測の有無を問い合わせたところ多くの観測例が報告された。

### 2. 今冬における多重鼓様雪結晶の観測例

新潟で観測していた藤野は 1 月 11 日の日中（図 2）と 2 月 5 日に, 本吉の長岡での観測では同 10 日の日中から夜にかけて（11 日は撮影機器の不調で観測できず）と 2 月 6 日の未明と夕方に同種の雪を多く観測したとの報告があった（図 3）。また藤野には 1 月 2 日のほか過去の観測もあった。ただ鼓型の雪が連なったものと言っても, 図 3 のように角柱が明瞭なものから図 1 の B と同様に雲粒が介在するもの（図 2）, さらに図 4 のように分類上は雲粒付角柱（R1a）と区別が付きにくいもの（菊池・梶川, 2011）までと, 形態は多様である。また解像度によっては細部の詳細が不明なこともあり, ここではこれらを総称して多重鼓様雪結晶とした。ちなみに Nakaya (1954) では図 2 と同じような結晶を Fig. 148 に示し”malformed development of sectioned-tuzumi crystal”, すなわち奇形としている。

### 3. 多重鼓様雪結晶の成因に関連して

典型的な鼓状結晶は「角柱→角板」と成長領域が遷移したことで説明できる。また, 多重鼓の中で柱状結晶の中央付近から成長した板状部を持つものは, 柱状部分が双晶である場合がありそのこととの関連が推測される。その場合, 板状部は三つとなる。しかし, それより多くの板状部分を持つ多重鼓はどのようにしてできるのだろうか。全てを同列に扱えるのだろうか, 雲粒の寄与はあるのだろうか, また観測された期間は上空に強い寒気が平野部に集中的な大雪がもたらしたが, そのような環境との関連があるのだろうか。本報告を機に活発な議論が起こることを期待したい。

### 参考文献

石坂ほか, 2004, 雪氷, 66, 647-659（図版 2 i）。

菊池・梶川, 2011, 雪の結晶図鑑。北海道新聞社。

Nakaya, 1954, Snow Crystals natural and artificial. Harvard Univ. Press.

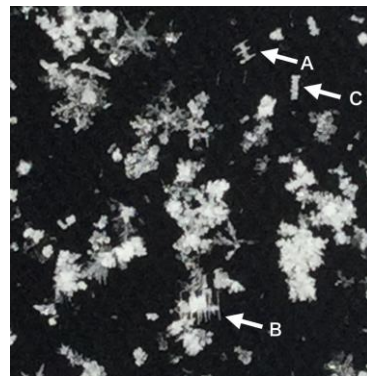


図1 2月6日加賀市の降雪  
（撮影：神田）。



図2 1月11日 12:29, 新潟市  
（撮影：藤野）。

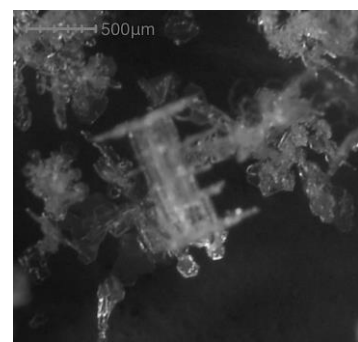


図3 2月6日 00:16, 長岡市  
（撮影：本吉）。

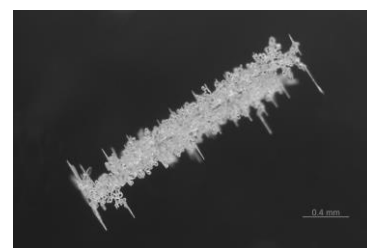


図4 1月11日 22:50, 新潟市  
（撮影：藤野）。



# 新雪粒子特性診断のための数値気象モデルを用いた新たなアプローチ

○橋本明弘（気象研）

## 1. 新雪粒子特性診断のための新たな手法

雲・降水粒子の密度や形状は、雲・降水の生成過程および積雪過程に影響を与える。そのモデル化には、ビン法や超水滴法等をはじめとする粒子特性を精緻に表す手法を用いた取り組みが進められているが、それには膨大な計算コストが必要なため、汎用性は高くない。一方、低コストで運用できるバルク法雲物理過程を組み込んだ気象モデルでは、粒子特性は極めて簡単な形でしかモデル化されておらず、降雪・積雪粒子の直接観測やリモートセンシング観測で捉えられた多様な粒子特性に追従できていない。

このため、著者は、気象モデルに組み込まれたバルク法雲物理過程を多変数化し、雲・降水の粒子特性を従来よりもはるかに精緻な形で表す新たな手法の開発に取り組んでいる。この手法を用いて、2017年3月那須町での雪崩災害、2015年1月妙高市での雪崩災害、1997年1月三国川ダムで実施された降雪観測期間中の降雪再現実験を行い、新しい手法の適用性を検討している。

## 2. 適用性に関する検討

2017年3月那須町・2015年1月妙高市での雪崩災害はともに表層雪崩によるもので、雪崩発生には、降雪粒子の特徴が深く関与していた。つまり、積雪内部に雲粒付着の少ない雪粒子から成る層があり、その上に多量に降り積もった雲粒付き雪粒子が上載荷重となることで、雪崩発生の強い背景要因となっていた。新しい手法を用いてこれらの事例に関する再現実験を行ったところ、積雪層内部における雪粒子の雲粒付きの大小に関する定性的な議論に十分適用できることが分かった。

（橋本ほか, 2017, 雪氷研究大会講演予稿集, p73）

1997年1月三国川ダムでの降雪観測では、雲粒寄与率（降雪粒子の質量に対して雲粒の占める質量の比）が観測値として得られており、新しい手法を用いた数値実験から得られる雲粒寄与率を定量的に検証できる。予備的な結果によると、新しい手法は概して良い再現性を示しているが、雲物理過程のモデル化に改善を要することも分かった

（橋本ほか, 2018, 日本気象学会春季大会, B205）

## 3. まとめ

新しい手法は、比較的低コストの数値計算により、降雪粒子特性の3次元分布、および、新雪粒子特性の2次元分布の時間変化を再現できるため、雪氷学・雪氷防災学上の様々な課題に対する波及効果を潜在的に備えている。これを実現するために、この手法によって新たに得られる気象モデルの出力値を用いて、新雪密度・比表面積・粒径など、新雪粒子特性を診断する手法を検討している。

## 謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557, 17K18453 の助成を受けたものです。

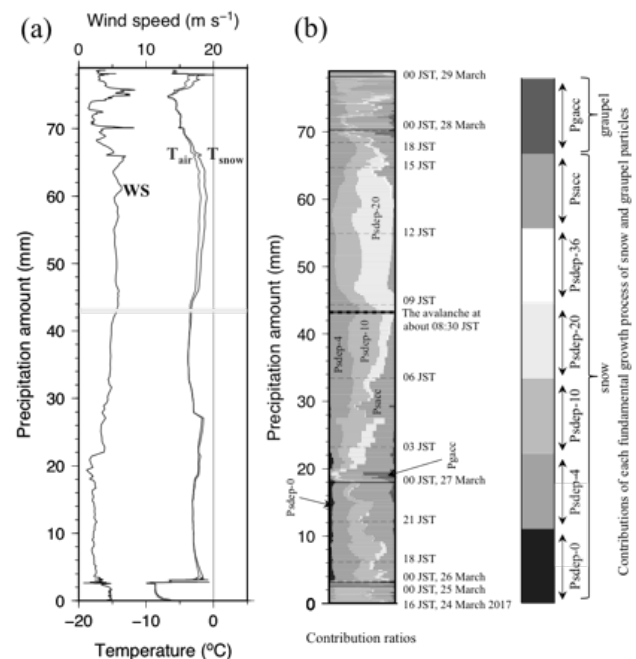


図1 那須町雪崩地点を含むモデル格子の気象パラメータを、2017年3月24日1600JST以降の10分毎積算降水量積算降水量の関数として表記した層位図。(a)地上風速(WS), 気温( $T_{\text{air}}$ ), 雪温( $T_{\text{snow}}$ )。 (b)素過程別成長量の寄与率毎に色分けしたもの。PdepXは温度別昇華生長量 (Pdep-0: 0~ $-4^{\circ}\text{C}$ , Pdep-4:  $-4\sim-10^{\circ}\text{C}$ , Pdep-10:  $-10\sim-20^{\circ}\text{C}$ , Pdep-20:  $-20\sim-36^{\circ}\text{C}$ , Pdep-36:  $-36^{\circ}\text{C}$ 以下), Psacc: 雪の雲粒捕捉生長量, Pgacc: 霰の雲粒成長量。(橋本ほか, 2017, 雪氷研究大会講演予稿集, p73)

## 新潟県で測定した南岸低気圧に伴う降雪時と冬型気圧配置時の降雪時の降雪種

—2018 年 1 月 22 日から 24 日の事例—

○山下克也、中井専人、本吉弘岐（防災科研雪氷）

## 1. はじめに

2018 年 1 月 22 日から 23 日にかけて、南岸低気圧の移動に伴い関東甲信地方を中心に広い範囲で大雪となった。この時、新潟県でも降雪があり、雪氷防災研究センター(以後、雪氷研)では、新潟県長岡市、柏崎市、上越市の 5 地点で降雪粒子の連続観測を行っていた。また、南岸低気圧に伴う降雪の後には冬型の気圧配置となり 24 日には大雪が降った。この時も降雪粒子の連続観測を行っていた。ここでは、1 月 22 日から 1 月 24 日までの観測データを基に降水種分類を行い、南岸低気圧に伴う降雪時と冬型気圧配置時の降雪時の降雪種の違いを示す。

## 2. 観測と降水種分類

観測には、Thies 社製光学式ディストロメーターを用いた。観測は、新潟県長岡市の雪氷研、長岡技術科学大学、柏崎市の西山薬師、新潟工科大学、上越市の中央農業研究センター北陸研究拠点で行った。降水種の分類は、10 分間の質量フラックス中心値を用いた Ishizaka et al. (2016)の降雪種分類方法に雨の分類を加えたものを使用した。

## 3. 結果

南岸低気圧に起因する降雪は、雪氷研では 1 月 22 日 14 時頃から降り始め、翌 23 日の 2 時頃まで続いた(図 1 陰影部)。雪氷研以外の観測サイトでも同じ時間帯に降雪があった。そのときの降水は主に雪片に分類されており、時間割合は、80%(柏崎)から 96%(長岡技大)であった。一方、冬型気圧配置時(1 月 24 日 0 時から 1 月 24 日 24 時)の降水は主に霰に分類されており、時間割合は、57%(長岡技大)から 98%(柏崎)であった。これらの違いは雲粒付着度合いの差異を示している。今後は、雲水量などの雲物理量を用いて雲粒付着度合いの差異要因を調べる予定である。

## 参考文献

Ishizaka et al. (2016):The Cryosphere, 10, 2831-2845.

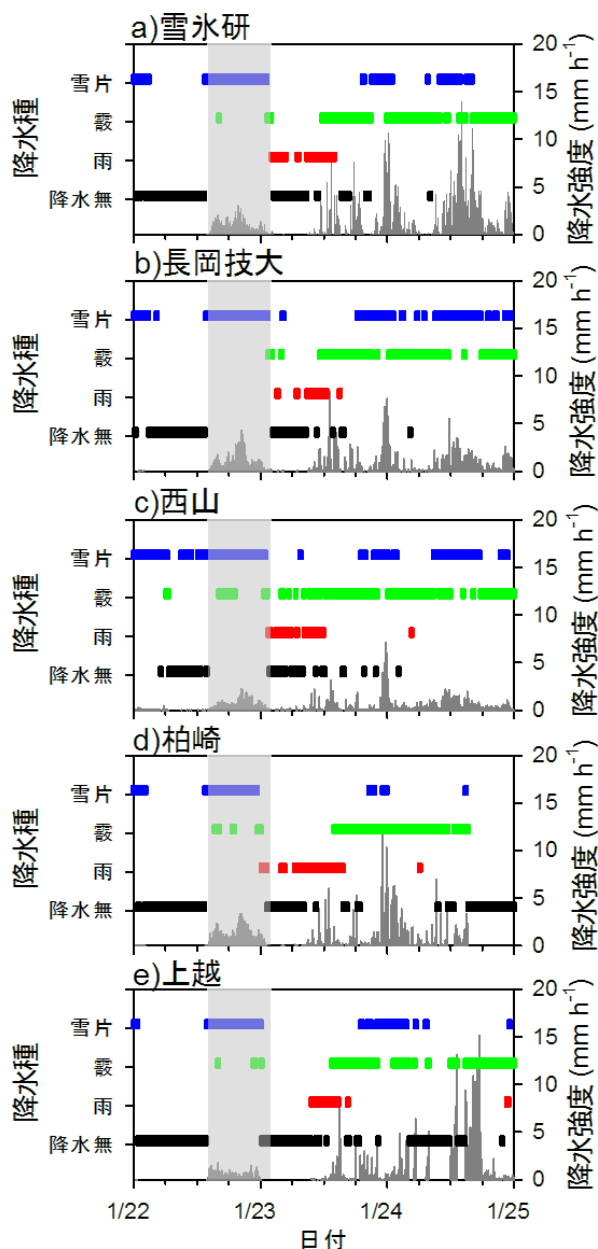


図 1 2018 年 1 月 22 日から 24 日までの降水種と降水強度の時間変化。降水強度はディストロメーターデータと Thies 社提供アルゴリズムから算出した値である。陰影部は、雪氷研に南岸低気圧に起因する降雪があった時間帯を示す。

## 反射型固体降水観測器による降水種別判別の検討

上林颯<sup>\*1</sup>, 熊倉俊郎<sup>\*1</sup>, 山崎正喜<sup>\*2</sup>, 石丸民之永<sup>\*2</sup>, 本吉弘岐<sup>\*3</sup>, 中井専人<sup>\*3</sup>

\*1 長岡技術科学大学 \*2 新潟電機株式会社 \*3 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

### 1. はじめに

大雪に見舞われると車の立ち往生や公共交通機関の遅延・運休などの交通障害をはじめとした様々な影響が生じる。これらの影響を軽減するためには、降水種別（雨、あられ、雪）や降水（降雪）量が重要な情報となる。しかし、降水種別判別は有人の気象台など一部の観測地点での目視観測や高価な既存の観測器（Parsivel や LPM）を用いた観測に限られ、雪などの固体降水は風の影響により捕捉率が低下することにより降水量に誤差が生じやすい。このような背景から雨滴や雪片が光を反射させることを利用した光学式雨量計を開発した。本研究で提案している観測器は、近赤外線を水平に照射し、その照射領域を通過する降水粒子の反射強度を計測している。本研究では、この反射型固体降水観測器の観測データを用いて降水種別判別をすることを目指して既存の観測器のデータとともに観測データを解析した。

### 2. 解析方法

本研究で使用したデータは、2017 年 1 月 22 日～同年 2 月 25 日までの期間中に防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの降雪粒子観測施設 (FS0) に設置した反射型固体降水観測器で観測したデータである。また、参照するデータとして FS0 に設置された Parsivel, 画像処理装置で観測したデータから算出した CMF (Center of Mass Flux) を使用した。反射型固体降水観測器は、近赤外線照射領域を通過した固体降水粒子による反射強度を AD 変換して 0.2ms 間隔で連続出力する仕様になっているが、観測器と降水粒子の距離や粒径によって出力信号の強弱が変化するため個々の降水粒子のデータを得ることができない。そのため、多数の降水粒子が水平一様に降ると仮定し、一定時間（本研究では 5 分）あたりの反射強度と反射強度継続時間の統計量を求め、粒径に相当する値  $D'$ 、落下速度に相当する値  $w'$  とした。Parsivel の天気コードおよび画像処理装置のデータから算出した CMF による降水種別を参照して粒径に相当する値  $D'$ 、落下速度に相当する値  $w'$  を説明変数にしたマハラノビス距離による判別分析によって降水種別判別を試みた。

### 3. 結果・考察

Parsivel で snow/freezing rain, CMF で lump graupel/rimed aggregate に分類されたデータを用いてマハラノビス距離による判別分析で雪 (snow) /あられ (graupel) を分類されたデータを図 1 に示す。今回用いた期間では Parsivel が 797 事例 (snow:697 事例, freezing rain:100 事例), CMF が 396 事例 (lump graupel:41 事例, rimed aggregate:355 事例) だった。全データに対して判別が的中した割合を判別的中率と定義して求めると、Parsivel の場合 88.2%, CMF の場合 79% であり、降水種別ごとに求めると Parsivel では雪 94.3%, あられ 54% であり、CMF では雪 21.1%, あられ 80.5% となった。

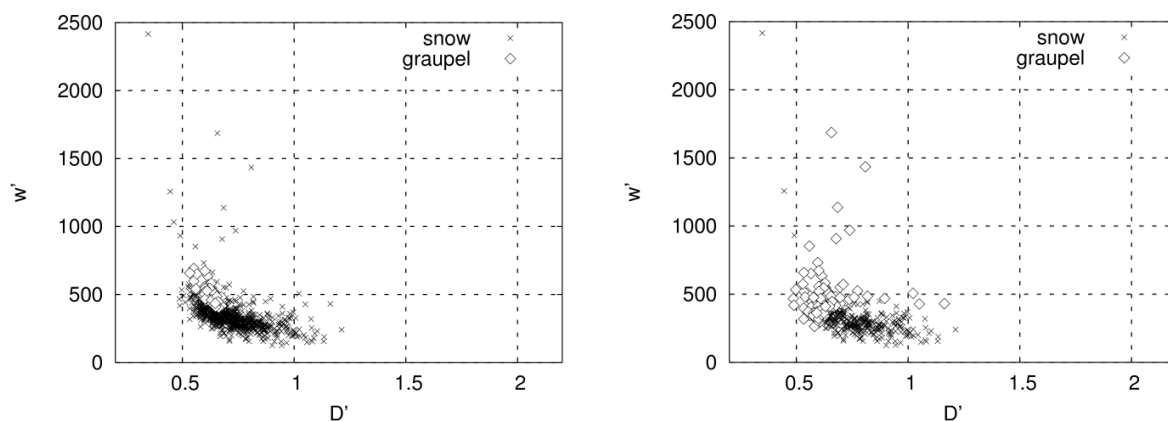


図 1 判別結果（上：Parsivel 下：CMF）



## 降雪センサー情報を用いた詳細降雪・気象情報提供システムの開発

○ 山口悟<sup>1)</sup> 山下克也<sup>1)</sup>, 齋藤 隆幸<sup>2)</sup>, 山崎正喜<sup>3)</sup>, 神田英一朗<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup>防災科研・雪氷, <sup>2)</sup>株式会社スノーテック新潟, <sup>3)</sup>新潟電機株式会社, <sup>4)</sup>株式会社 KCS

### 1. はじめに

国土の約半分を占める雪国において、冬季交通網の確保は常に必須の課題であり、道路の除排雪に毎年多額の費用が投入されている。特に生活道路の確保は死活問題である。2016年1月下旬に新潟県中越地域で起こった大雪による数日間に及ぶ道路網の麻痺並びにそれに伴う物流の停止からもわかるように、この問題は除雪技術が発達した今日でも解決されていない。本問題が解決できていない理由の一つは、効果的な除雪体制や迂回路を決定するために不可欠な情報である詳細な広域降雪量分布等の情報を得る手段が未だ無いことが挙げられる。

雪国の冬の道路維持に不可欠なインフラである融雪施設（地下水の散水消雪やロードヒーティング等）の稼働制御には「降雪センサー」が利用されている。しかし現状では各降雪センサーが取得する情報は、センサーが接続されている1つの融雪施設の稼働にしか利用されていなかった。そこで発表者らは融雪設備の制御に使われている「降雪センサー」に通信機能を付加することで、センサー取得情報(降雪強度や気温など)をクラウド上に一括集約するシステム（詳細降雪・気象情報提供システム）を開発した。

### 2. 実証実験

H28年度に長岡市の協力、H29年度の冬には長岡市に加え新潟県の協力を得て、長岡市内にある降雪センサー(H28年度:20台、H29年度:28台)に通信機能を付加して、降雪センサーの取得データをリアルタイムで取得する実証実験を行った。なお取得できるデータは降雪センサーの種類によって異なるため、H28年度の実証実験では、主に降雪の有無の情報を中心に取得したのに対し、H29年度の実証実験では降雪の有無の加え、降雪強度並びに気温の情報を取得した。またその情報を基に広域の累積降雪量分布の推定等を行った(図1)。

### 3. 今後の展望

2年間の実証実験を通じて、降雪センサーに通信機能を付加することによって得られる詳細な降雪情報の有効性がある程度証明できた。今後は、サイエンス並びに防災の観点から、実際に得られるデータを具体的にどのように活用するかに関して検討していく予定である。

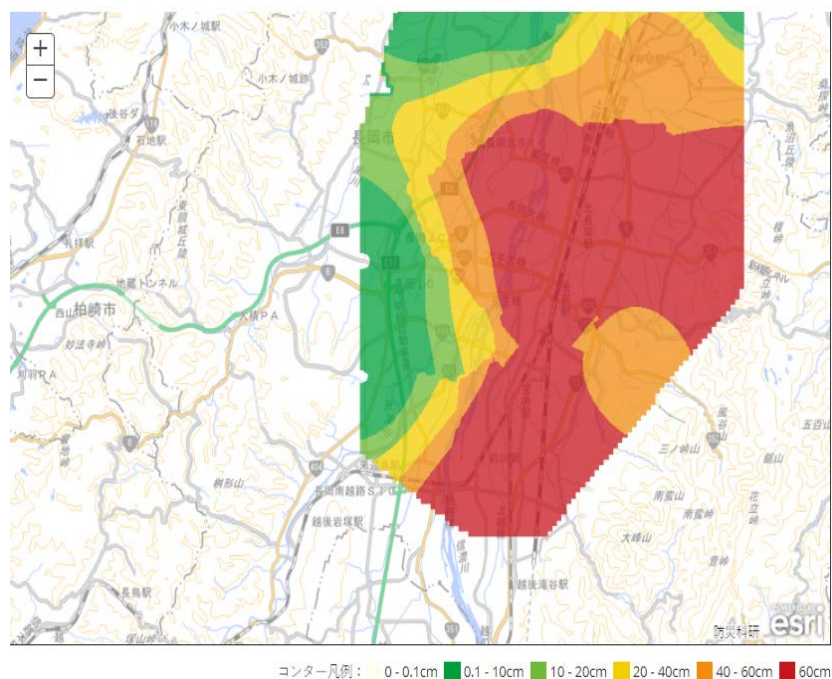


図1 本システムを用いて計算した2018年2月6日午前4時における過去24時間の累積降雪量分布。

## 降雪深増率計の開発 IV —2017-2018 積雪板式時間降雪深計との比較—

○石丸民之永・山崎正喜・羽賀秀樹(新潟電機株式会社) 熊倉俊郎(長岡技術科学大学)

## 1. はじめに

降雪量の多寡を議論するとき降水量換算値は単純積算できる利点はあるが社会生活上、人間の見た目の感覚と多少ズレがあり、できれば降雪量を降雪の深さで表せないか検討してきた。雪片が着地し積雪となると圧密・沈降・雪面剥離などで降雪深値は変動するが、これらの変動要素に関係しない降雪々片を空間で計測し降雪量を求める方法として雪片の数だけでなく寸法要素も取り込める透過光式降雪深増率計を2015年冬季試作し、以来3冬季の実験結果を報告した。今冬は昨冬実験を行ったセンサー部の感知光膜幅を大きくしたものの(40mm)に粒子の通過位置による光量の不均一があることが分かったのでこれを修正し(幅25mm)昨冬同様の測定原理の異なる回転積雪板式時間降雪深計との比較実験を行ったのでその結果を報告する。

## 2. 供試測器、測定方法及び実験環境の概要

透過光式降雪深増率計 SPN-96(25) センサーの外観は写真1の通りで感知域光膜は25(W)×80(L)×3(H)の大きさである。降雪深は降雪々片の大きさを測り球体と仮定してその体積を演算積算後、光膜面積で除し、気温で決まる係数を乗じて算出した。雪片径の測定可能範囲は0.5mmから10mmで最大径以上の雪片は表示値10mmに集約している。



写真1 SPN-96(25)



写真2 SPH-1

降雪の深さの比較測器として昨冬同様、回転積雪板式時間降雪深計(写真2 SPH-1 回転積雪板+光電透過式)を用いた。実験場所も同様に長岡市内住宅街にある当社構内の露場で行った。

## 3. 結果

「積雪板式時間降雪深計(SPH型)」との2018年1月の時系列比較を図1、1時間降雪深の積算値を降雪イベント毎に表した相関を図2に示す。図3、図4に1/29~31、2/7~9の同時刻における比較を示した。両者は一部合致していない部分(時刻)もあるが全体としては良く対応している。

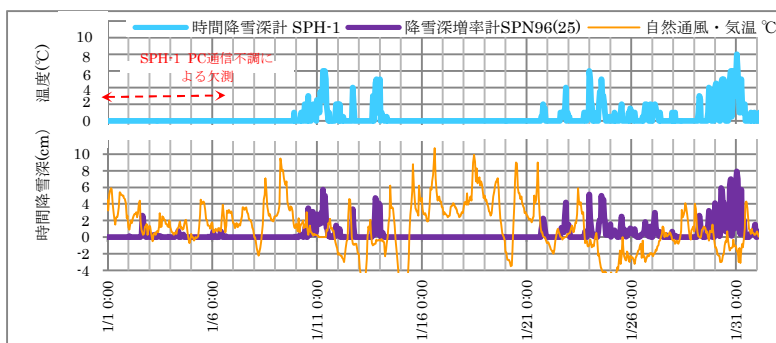


図1 2018/01 時間降雪深

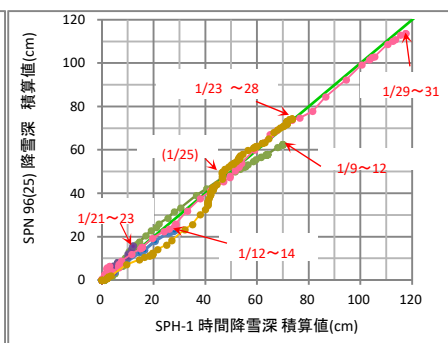


図2 2018/01 降雪イベント毎の相関

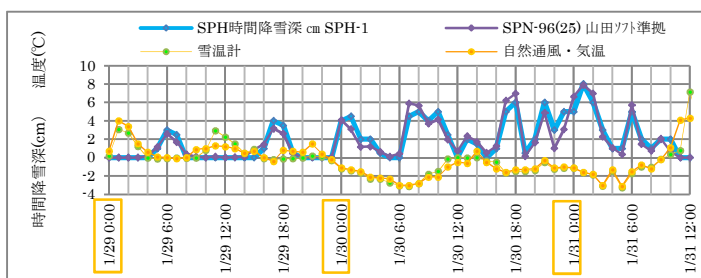


図3 2018/01/29~1/30

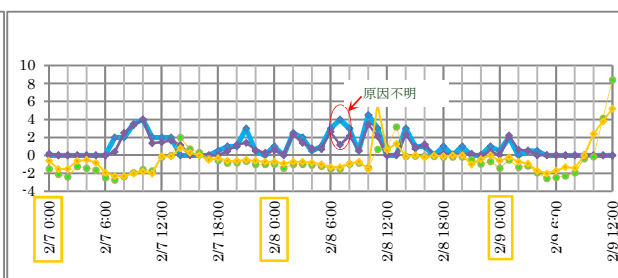


図4 2018/02/07~2/09

参考文献 1)降雪深増率計の開発 III 雪氷研究大会(2017・十日町)講演要旨集, P165

## 南部パタゴニア地域における岩石氷河の分布

○松元 高峰（新潟大学災害・復興科学研究所）

### 1. はじめに

南米アンデス山脈における山岳永久凍土、とくにその指標となる岩石氷河については、チリ・アルゼンチン両国にまたがる乾燥・半乾燥地域（南緯 27 – 35°）に分布するものが古くからよく研究されてきた（例えば Azócar & Brenning, 2010）。しかしそれ以外の領域における研究例はごく少ない。南米南端部のパタゴニア地域では、その中部における岩石氷河分布の概要が報告され（Matsumoto *et al.*, 2012）、そのうち San Lorenzo 山塊における分布の特徴が Falaschi *et al.* (2015) によって示されているが、南部パタゴニアについては、Valcarcel *et al.* (2008) や森ほか (2012) がフエゴ島に分布する岩石氷河のいくつかを紹介するにとどまっている。本研究は、南緯 48°以南の南部パタゴニア地域について、広く岩石氷河の分布を調査してその特徴を示すことを目的とする

### 2. 研究地域・方法

本研究では、南緯 48 – 55°の領域のうち、南パタゴニア氷原などの大規模な氷河分布域の西～北側（大西洋側）に接する山地を対象とする（図 1 のオレンジで囲った範囲）。岩石氷河の判別は、Matsumoto *et al.* (2012) と同様に、衛星画像（Google Earth）や空中写真から「急な前縁斜面、皺状のリッジ群、ローブの折り重なり」（池田, 2013）といった形態的特徴を見出すことで行なった。また、フエゴ島に分布する岩石氷河のひとつにおいて、2016 年 1 月と 2017 年 12 月に簡単な現地調査を行い、表面地温の連続観測も実施した。

### 3. 結果

研究対象地域の北端である 48° S, 73° W 付近から南東端の 55° S, 67° W 付近まで、湿潤な海洋性気候の下で氷河が発達するアンデス主稜線と、大西洋側に広がる乾燥した台地とに挟まれる細長い領域の各地で、岩石氷河の分布が確認された。北端部周辺では、標高 2000 m 前後の稜線から延びる斜面上に分布し、末端は 1700 m 前後のところにある。南東端周辺では、稜線高度 1000 m 前後の斜面にあって、末端は 600～700 m にまで達している。それらのほと

んどが、日当たりの悪い南向き斜面に分布する。

対象地域内のほとんどの山地では、岩石氷河はいくつか散在する程度でしかない。多数の岩石氷河が集中して分布するのは次の 2 つの山塊に限られる。最も多くの岩石氷河が確認されたのが、フエゴ島南部の Lago Fagnano という湖の北岸に面する、Sierra Beauvoir という山塊（図 1 の A）である。この山塊の主な地質はジュラ紀～白亜紀の泥岩からなり、10×50 km の範囲に 60 の岩石氷河が見出された。それらのうち、54.42° S, 68.68° W に位置する岩石氷河（図 2）の 2 か所で計測した表面地温の年平均値（2016 年 2 月～2017 年 1 月）は 1.1°C であった（最低値は -9.4°C）。次いで岩石氷河の多かった山塊が、Paine と El Calafate という人気観光地の間に位置する Sierra Baguales（図 1 の B）である。ここでは 30×35 km の範囲に少なくとも 24 の岩石氷河が確認された。

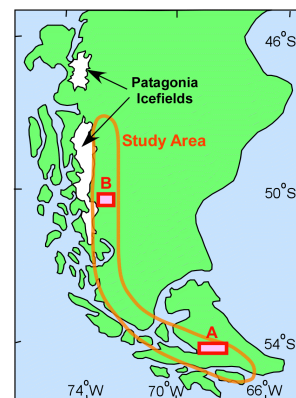


図 1 研究対象地域

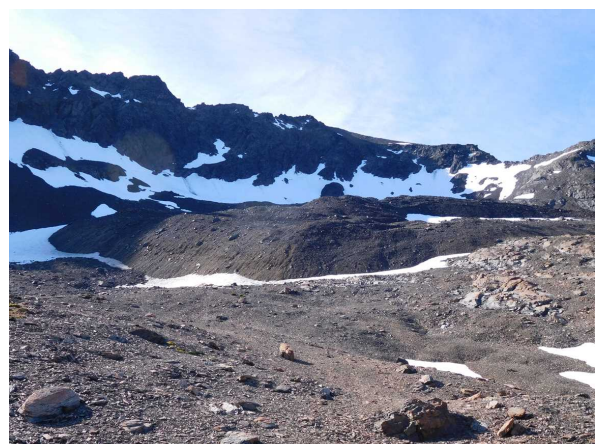


図 2 Sierra Beauvoir 山塊に分布する岩石氷河



## 2009 年から 2014 年までの中央アジア・アルタイ山脈域における 積雪水量の変動特性

○杉浦幸之助（富山大）・三國志成（富山大）

### 1. はじめに

近年の冬季における気温上昇は多くの地域で降雪量を減少させ、そのため山岳地域の水資源にも影響を及ぼしている。山岳地域における水資源の実態を把握する上で、融雪水としての積雪水量の分布を評価することは重要である。しかし、山岳地域の積雪水量を広範囲に及ぶ現地観測から求めることは困難である。先行研究によると、現地積雪観測をもとに WRF モデル（The weather Research and Forecasting）から得られた中央アジア・アルタイ山脈の積雪データが比較され、アルタイ山脈の積雪水量がおおよそ再現できることが示された（杉浦・北端，2011）。しかし、対象とする期間が短く、WRF を用いたアルタイ山脈の長期間にわたる積雪水量データが評価されていない。そこで本研究では、アルタイ山脈を対象として WRF による長期間の積雪水量データと標高との関係を調べ、そして積雪水量の年々変動の原因を探ることを目的とする。

### 2. 解析方法

本研究の対象期間は 2009 年 8 月 31 日から 2014 年 6 月 1 日まで、対象範囲はアルタイ山脈を含む 1000km × 1000km とした。水平方向の空間解像度は 5km、雲物理は New Thompson スキームとして、WRF バージョン 3.3 により出力された積雪水量データを解析した。その際に、NCEP/NCAR Reanalysis の 2.5 度グリッド 6 時間データ（風速、気温、湿度、ジオポテンシャル高度、気圧、地表面温度、地温、土壌水分）を使用した。また、アルタイ山脈域における積雪水量の年々変動の原因を探るために、NCDC Climate online Data（NOAA）から中国のアルタイ、モンゴルのウルギー・トルボ・ホブドの 4 か所の気象観測所の日降水量データを使用した。さらに、気象庁から各冬期（12-2 月）の北半球の月平均の海面気圧データを使用した。

### 3. 結果と考察

本解析の結果、以下のことが明らかになった。

1. アルタイ山脈周辺にある各観測所の降水量の推移と WRF によるアルタイ山脈の積雪水量の推移に対応が見られた。
2. そして、標高が高くなるにつれて、WRF による積雪水量はおおよそ増加する傾向が見られた。
3. しかし、対象期間のいずれの冬でも標高 500m-1000m の積雪水量は標高 1000m-1500m よりも多く、標高依存性が逆転していた。これは、アルタイ山脈周辺にある各観測所データの比較からアルタイ山脈の西側の降水量が東側よりも多かったこと、そして風上であるアルタイ山脈の西側に標高 500m-1000m の地域が集中していたためではないかと考えられる。
4. アルタイ山脈域では 2009/2010 年冬の積雪水量がもっとも多かった。2010/2011 年冬、2011/2012 年冬になるにつれ、積雪水量は次第に減少した。2012/2013 年冬には再び積雪水量が増加したものの、続く 2013/2014 年冬に再び減少していた。
5. そこで、対象期間の各冬期（12-2 月）でアルタイ山脈の積雪水量と気象庁による北半球の月平均海面気圧とその平年偏差を比較したところ、2009/2010 年冬期と 2012/2013 年冬期は対象範囲周辺の気圧は平年並みに対し、2011/2012 年冬期では平年よりも気圧が高かった。このことから、平年よりも気圧が高い時期は晴れが多くなり降水量や積雪が減少して、アルタイ山脈域の積雪水量が変動していたのではないかと考えられる。

今後は、アルタイ山脈周辺の気圧配置や大気循環場について詳細に調べることで、アルタイ山脈の積雪水量の年々変動の原因をさらに明らかにすることができるものと考えられる。

## 低温風洞におけるスプラッシュ過程の測定

○新屋啓文（新潟大），大宮哲（寒地土研），根本征樹（防災科研），大風翼（東工大）

### 1. はじめに

吹雪のダイナミクスを理解する上で重要となる物理素過程の一つとして，飛雪粒子の雪面への衝突（スプラッシュ過程）が知られている．スプラッシュ過程は，吹雪・地吹雪において雪面から 10 cm 程度の跳躍層に存在する雪粒子の運動を特徴付けるのみならず，雪面に堆積した他の雪粒子を空气中へ弾き出す侵食過程および飛雪粒子の運動停止による雪面への堆積過程を担っている．これまでに，ハイスピードカメラを用いたスプラッシュ過程の測定は，雪や砂，粉体物理の分野において実施されてきた<sup>1-3)</sup>．しかしながら，風洞実験でスプラッシュ過程の三次元挙動を測定することは，多数の粒子が混在するため，依然として困難である．そこで，本研究では，弱風から強風に至るまでスプラッシュ過程の粒子の三次元挙動を捉えるため，雪粒子の供給量を制限した低温風洞実験を行った．

### 2. 風洞実験

実験は，防災科学技術研究所の新庄雪氷環境実験所にて $-10^{\circ}\text{C}$ の低温風洞（長さ  $x = 14\text{ m}$ ，幅  $y = 1\text{ m}$ ，高さ  $z = 1\text{ m}$ ）で行われた．流れ方向  $x = 10.4\text{--}10.7\text{ m}$  の雪面は実験毎に敷き替えられたが，その他の領域では散水によって硬化させた雪面を配置した．また，風上からの雪粒子供給として， $x = 0\text{ m}$  の位置に長さ  $0.2\text{ m}$ ，幅  $0.17\text{ m}$ ，深さ  $0.3\text{ m}$  の積雪を用意し，一定速度で上昇させつつ短冊状基盤で削剥した．ここで，実験で使用した雪は「しまり雪」であり，かさ密度は平均  $328\text{ kg/m}^3$  であった．レーザー（LDP-100 SingleLaser，強度 68 %）を風洞の上面から照射することで，飛雪粒子を可視化した．雪面での照射中心位置は  $x = 10.5\text{ m}$ ， $y = 0.5\text{ m}$  で，範囲は直径  $40\text{ mm}$  の円形であった．可視化された飛雪粒子は，2 台のハイスピードカメラ（nac HX-6, 1000 fps,  $300\text{ }\mu\text{m/pix}$ ）で 3 秒間撮影された．その際，2 台のカメラは，視線方向が流れ方向に対して  $45^{\circ}$  斜めであり，2 台の視線方向が直交し同じ焦点位置（ $x = 10.5\text{ m}$ ， $y = 0.5\text{ m}$ ， $z = 6\text{ mm}$ ）となるように設置された．上記設定において，自由流速度と風上からの雪粒子供給量を変化させ，スプラッシュ過程を測定した．

### 3. 結果

各実験の自由流速度  $u$  と雪粒子供給量（積雪の上昇速度  $w$  で制御）の組み合わせは，飛雪粒子が互いに重なり合って撮影されないように，それぞれ  $u = 5, 7.5, 10\text{ m/s}$  と  $w = 10.5, 21.0\text{ }\mu\text{m/s}$  から決定された．図 1 は， $u = 5\text{ m/s}$ ， $w = 21.0\text{ }\mu\text{m/s}$  の時のスナップショットである：(a) 風下側，(b) 風上側から撮影．画像下端の白帯は雪面で反射したレーザー光を示しており，点在する白円は飛雪粒子を表している．両画像において，各ピクセルで鉛直高度が一致しているため，画像上端に位置する飛雪粒子は同一であると判断できる．そして，座標変換を行うことで，粒子の三次元座標  $(x, y, z)$  が推定可能となる．しかし，雪面近傍では，各高度で複数の粒子が存在しており，瞬間座標のみから画像間で粒子を同定することは難しい．発表では，本問題点を克服するため，瞬間座標と速度を考慮した結果を紹介する．

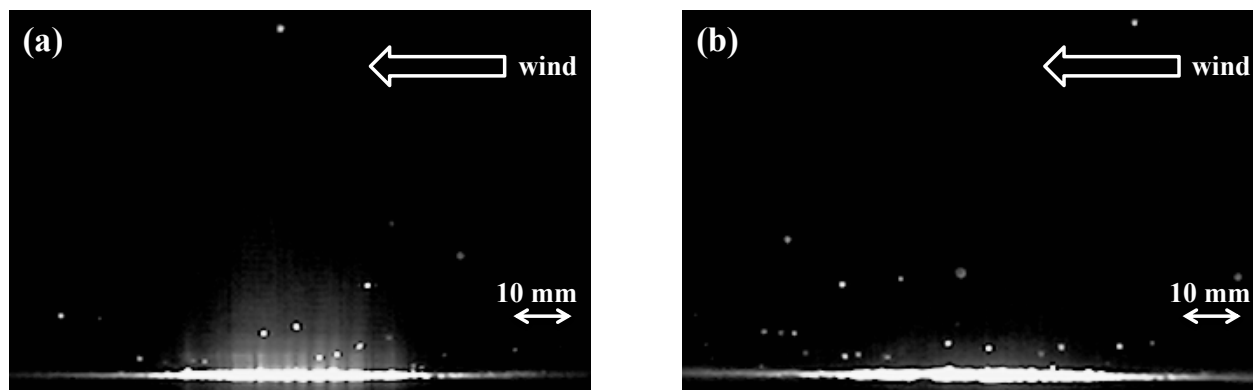


図 1 自由流速度  $5\text{ m/s}$  における飛雪粒子：(a) 風下側，(b) 風上側の斜め  $45^{\circ}$  から撮影

#### 参考文献

- 1) Sugiura, K. and N. Maeno, 2000: *Boundary-Layer-Meteorol.*, **95**, 123-143.
- 2) O'Brien, P. and C. McKenna Neuman, 2016: *Aeolian Research*, **20**, 126-138.
- 3) Ammi, M., L. Oger, D. Beladjine, and A. Valance, 2009: *Phys. Rev. E*, **79**, 021305:1-9.

## 氷床コア深層掘削機の電装部の開発 — 3500m ケーブル通信と試作 —

○高田守昌（長岡技術科学大学）・本山秀明（国立極地研究所、総合研究大学院大学）

### 1. はじめに

南極ドームふじ地点近傍において、過去 80 万年を超える最も古い氷試料の存在が示唆され、日本南極観測隊は、第 3 期ドームふじ深層コア掘削計画を進行している。深層掘削の開始は直近ではないが、輸送や現場準備の必要性から、JARE62 で深層掘削システムを南極へ持ち運ぶ必要があり、国内での事前テストの実施を含めると、掘削機システムの開発が急務である。

氷床コア試料の掘削は、掘削孔にウインチケーブルで掘削機を降下させ、掘削孔底面でコア試料の外周を 3 枚のカッターを回転させて切削し、掘削機を引上げコア試料を取得する工程が繰り返される。氷の切削時は、適切な荷重をカッターに作用させ、カッターの回転速度を一定に保ち、鉛直方向に進行しているかなど、掘削機の状況を地上から把握し制御する必要がある。このため掘削機は、これらの計測制御が可能で、地上と双方向のデータ通信が可能な機能を有する電装部が必要である。

これまでに、電装部の基本設計を行ったが、実績がないために不確定な要因であった、ウインチケーブルを介したデータ通信方法を検討し決定することが重要な課題であった。本発表では、実際に深層掘削で使用するウインチケーブルを用いたデータ通信の検討結果と、基本設計に基づいて試作した電装部について報告する。

### 2. 3500m ウインチケーブルを介したデータ通信

通信規格として、シリアル通信の一種で 1200m まで動作保障されており、700m のウインチケーブルで通信に成功している RS485 を用いた。地上側と掘削機側を模した 2 台のコンピュータ上の RS485 間を 3500m ウインチケーブル中の 2 本の導線を介して接続し、通信テストを実施した。まず、文字列を送信し、受信された文字列が同じであったことから、データ通信が可能であることが分かった。そして、通信速度を 1200~230400bps の範囲で段階的に変化させ、19200bps まで通信可能であることを確認した。また、オシロスコープによる受信波形を確認した結果、通信速度の増加とともに波形は乱れていったが、9600bps まで概ね矩形波を保っていた。これらの受信波形は、ウインチケーブルと RS485 を電子回路としてモデル化し、シリアル通信の矩形電圧を印加した、シミュレーションで得られた結果を再現していた。掘削では、毎秒 100 文字程度の送信および受信を想定しており、9600bps でこの文字数が十分に送受信可能であることから、この通信規格を採用することとした。

別途の通信方法として、2 線で 2600m まで動作保証されている LAN の延長についても検討したが、3500m ケーブルにおいては通信を確立しなかった。

### 3. 電装部の試作

深層掘削は、静水圧による掘削孔の収縮を防ぐため、氷と同程度の密度の液を掘削孔に入れ液封で行う必要がある。このため、電装部は液封液の静水圧から隔離するため耐圧室に入れる必要がある。掘削孔の直径が 135mm であり、自重による掘削機下降のための掘削孔との隙間、耐圧強度にみあう肉厚とパッキンの必要性から、電装部は外径が 85 mm 以内という寸法的な制約がある。また、ウインチケーブルの制約から、供給電源は 1 系統とするが、掘削用モーターと電装部の電圧が大きく異なることから、リレー回路および 2 次電池を導入した設計としている。これらに適合するよう、コンピュータ、制御および計測用の機器などを市販品より選定するとともに、一部は自作した。これらを組上げ、試作機を作成し、耐圧室に格納可能な寸法に収まっていることを確認した。



## 屋根雪試験棟を用いた雪荷重による垂木の変形のモニタリング計測の試み

○本吉弘岐・伊藤陽一（防災科研・雪氷）・高田清太郎（株高田建築事務所）・神田英一郎（株 KCS）

### 1. はじめに

屋根雪による建物の倒壊や損壊は、雪国において深刻な問題である。それを防ぐためには雪下ろし等の対策が必要であるが、作業に伴う事故のリスクやコストが伴う。このようなリスクやコストを低減するために、雪下ろし実施のタイミングを適切に判断することが重要である。本研究では、雪下ろしのタイミングを客観的に判断するための方法として、雪荷重により生じる屋根垂木の変形をセンサーを用いてモニタリングする手法を検討し、その有効性を確認するために、屋根雪試験棟を用いて2017年12月から2018年3月にかけて実証実験を行った。

### 2. 屋根雪試験棟

屋根雪試験棟は、120 ミリ角の米松材で組まれた一間四方の木造小屋で、雪氷防災研究センター内のアスファルト路面にアンカーボルトで固定し設置した（図1）。屋根は、60cmの軒を持った西向きの3寸勾配の片流れ形状で、5本の垂木の上に合板を張り、さらにルーフィングで覆っている。垂木断面の幅は45ミリとしたが、強度による違いを見るため、高さが105ミリ(H105)と90ミリ(H90)の2種類の垂木を用意した（図1左）。

### 3. 計測方法

太さの異なる2本の垂木に対して、屋根中央と軒の2箇所にセンサーを取付けた。歪み計測には、垂木の上下に取付けた歪みゲージ（共和電業 KFG-5-120-C1-5）を用いた（図2左、図3）。たわみ計測には、線形変位センサー（緑測器 LP-10FB-1K）を用い、センサー軸の先端が垂木の底面に垂直に接するように設置した（図4）。10分毎の取得されたデータは、クラウドサーバーを経由し、Web上でモニターできるようにした。

### 4. 実験結果

図5は、屋根に雪がない状態の12月27日12:00以降の屋根中央における曲げ歪みおよびたわみの時系列グラフである。同じ垂木で測定している曲げ歪みとたわみの変化の様子はよく一致していた。一方で、太さの異なる垂木では、曲げ歪み・たわみとも細い垂木(H90)の方が太い垂木(H105)に比べて変化が大きかった。冬期における屋根中央での最大の曲げ歪みは、H90で $300\mu\epsilon$ 、H105で $250\mu\epsilon$ 、最大のたわみはH90で2.9mm、H105で2.0mmを記録した。このときの屋根雪の重量は、スノーサンプラーによる計測から $230\text{kg/m}^2 \sim 300\text{kg/m}^2$ の間と推定される。また、屋根中央と軒のデータの比較からは、屋根雪が軒に移動し偏荷重となっている様子も確認できた。

今回の実証実験により、雪荷重に応じた垂木の変形が十分な精度で計測可能であることが確認できた。一方で、実用のためには、耐久性や取付けの容易さ、計測箇所の選定方法、計測値と雪下ろしのタイミングを関係づけなど課題も残る。

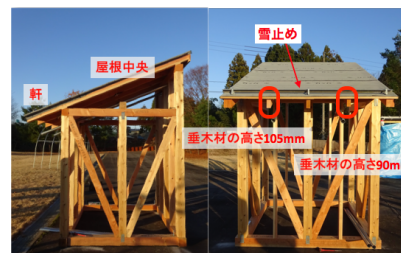


図1: 屋根雪試験棟

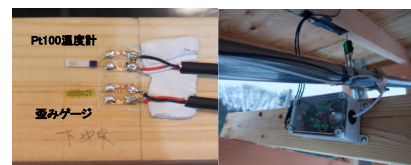


図2: 歪み測定用の歪みゲージ（左）と計測器と共に垂木に設置したところ（右）

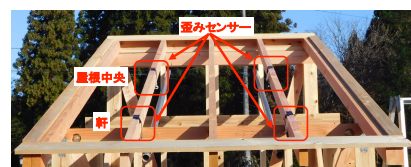


図3: 歪みセンサー取付け位置



図4: たわみセンサーを軒先（左）、屋根中央（右）に設置したところ

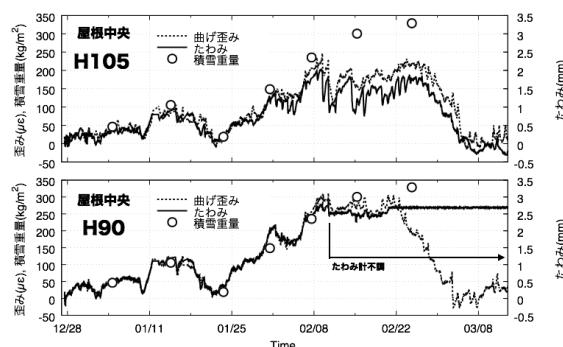


図5: 屋根中央部で計測した垂木の曲げ歪みおよびたわみの時系列データ。丸い点は、スノーサンプラーにより計測した試験棟の屋根雪重量の値。



## 積雪層の中に含まれる化学成分の融点直下における下方移動

○大西悠也（富山大院・理工），島田亙（富山大院・理工），朴木英治（富山市科学博物館）

### 1. はじめに

立山室堂平(標高 2450m)は例年 6~8m の積雪が記録される多雪地帯で、ここで形成される積雪は雪が降り始める 10 月下旬から 4 月までほとんど融けることがない。そのため、積雪層内部に含まれる化学成分やエアロゾル粒子が保存されていると考えられてきた(長田ら 2000)。

ところが、近年の立山室堂平での調査から、積雪層の雪温が厳冬期でも融点に近くなっていることが分かり、積雪層内での化学成分の保存がどのようにになっているのかという問題が生じている。

そこで本研究では、融点直下の積雪層で各種化学成分がどの程度下方移動するかを室内実験から調べる。

### 2. 実験方法

実験は、積雪高 15 cm の人工的な積雪の中に化学成分を含まない雪層と化学成分を含ませた雪層(以下、化学成分層)を作成して行った。化学成分には硫酸ナトリウムと硝酸マグネシウムを用い、厚さ 0.5 cm の化学成分層を 2 層作成した。化学成分層は積雪高 6~6.5 cm と 11.5~12 cm に入れた。なお、着色したガーゼを化学成分層特定のため、端部に挟んだ。上方より電球の光を日光に見立て、日中は照射し、夜間は消灯することによって気温の日変化を再現した。また、積雪層内の温度は熱電対温度計を用いて測定した。

作成した積雪を 2 週間、低温室の中に置いたのち、圧密を考慮して、サンプリングを行った。化学成分層 0.5 cm 厚とその下 1.5 cm 厚の合計 2 cm 分を 0.5 cm 厚ずつサンプリングし、化学分析直前に自然解凍させた。化学分析には、富山市科学博物館のイオンクロマトグラフ (SHIMADZU LC-10ADVP) を用いた。

### 3. 実験結果

図 1 は実験①、図 4 は実験②の化学成分層付近の雪温変動図である。また、図 2,3 は実験①、図 5,6 は実験②の後、サンプリングした試料の化学分析結果を表したものである。矢印で示した部分

が化学成分層である。圧密の影響で化学成分層は最初の高さより下方へ移動していた。

実験①では全層平均雪温が $-0.12^{\circ}\text{C}$ であり、上層、下層の化学成分層付近で $0^{\circ}\text{C}$ に達することがあった。実験②では全層平均雪温は $-0.35^{\circ}\text{C}$ であり、上層、下層の化学成分層付近で $0^{\circ}\text{C}$ に達することはなかった。化学分析の結果、積雪の融点直下において化学成分の下方移動が確認できた。実験①では、 $\text{NO}_3^-$ が他のイオンより移動しやすいという結果が得られた。実験②では、 $\text{NO}_3^-$ が他のイオンより移動しにくいという結果が得られた。

#### <実験①の結果（全層平均雪温： $-0.12^{\circ}\text{C}$ ）>

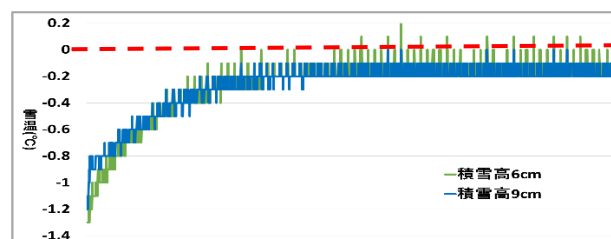


図 1 化学層付近の雪温

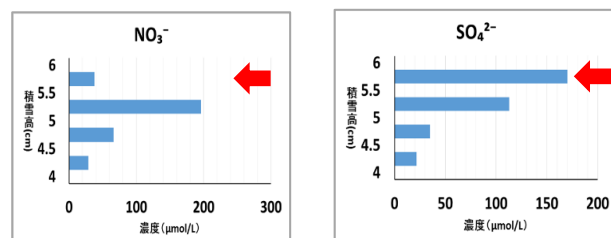


図 2 下層の  $\text{NO}_3^-$  濃度 図 3 下層の  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度

#### <実験②の結果（全層平均雪温： $-0.35^{\circ}\text{C}$ ）>

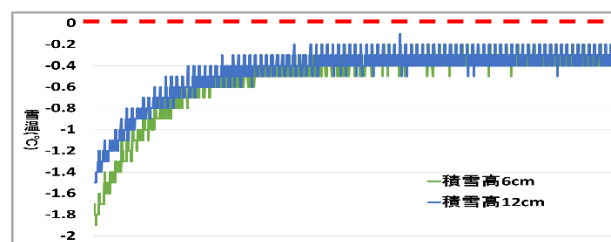


図 4 化学層付近の雪温

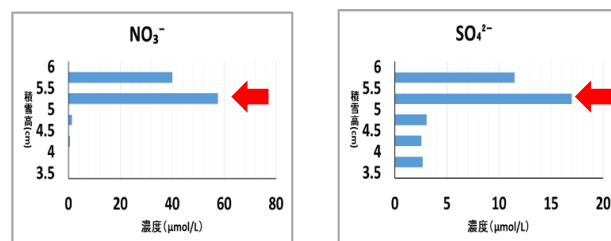


図 5 下層の  $\text{NO}_3^-$  濃度 図 6 下層の  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度



## pH 指示薬による積雪層の pH 可視化

○藤野 丈志((株)興和)・對馬 勝年(富山大学名誉教授)

### 1 はじめに

積雪断面観測の一つとして積雪各層の pH 分布を着色によって可視化できれば、教育現場等で雪の酸性化の理解や積雪サンプリング位置や範囲を決めるのに役立つと考えた。そこで、pH 指示薬を使った断面の pH 可視化を試みた。

### 2 実験方法

pH 指示薬には(株)共立理化学研究所のパックテスト®を使用した。pH 3.6~6.2 の範囲で色調が変わる酸性雨用の指示薬で、水に溶かすことで発色し、比色法で pH を読み取るものである。リボン状の布に pH 指示薬を広げて載せ、それを積雪断面に軽く押しつけて積雪断面に転写した。気温がプラスの時は、積雪の含水に pH 指示薬が溶け自然に発色した。気温がマイナスの時は息を吹きかけて積雪を少し融かし発色させた。

### 3 実験結果と考察

図 1 に pH 指示薬の発色状況と雪質を示す。実験中の気温は 2~4℃で積雪は全層ぬれ状態であった。pH 指示薬は転写後ただちに発色し、pH の層構

造が可視化された。この写真から比色法により pH 値を解析した結果を図 2 に示す。pH 値は 3.7~4.8 で細かな層構造が測定されていることがわかった。図 3 に写真の画素すべてで pH 値を解析した結果を示す。目視でも pH の層構造は見えるが、pH 指示薬の濃淡を解析で取り除くことにより、層構造をはっきりととらえることができた。別の場所でも実施した pH 値の時間変化の様子を図 4 に示す。気温は 10℃前後と高く、断面作成後融雪が進む状況で、時間の経過とともに pH 4 程度の融雪水が流下している様子がとらえられた。

実験の結果、pH の層構造が色として綺麗に見え、積雪層の pH 可視化という目的を達成できた。積雪の含水の pH を測定しているので、融雪が進んだり未溶解の酸性物質が溶け出したりすることにより pH 値が変化すると予想され、値の信頼性については課題がある。しかし、低 pH の融雪水の移動が可視化されるなど、この手法が有用な点があると考えている。一つは降雪粒子の pH 可視化で、現在その可能性を調べているところである。

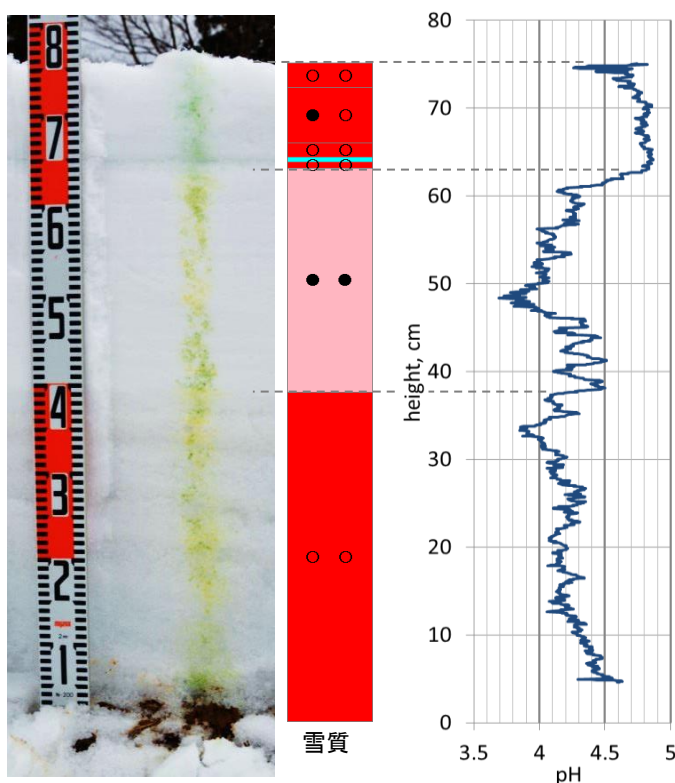


図 1 pH 指示薬発色状況

図 2 pH 解析値

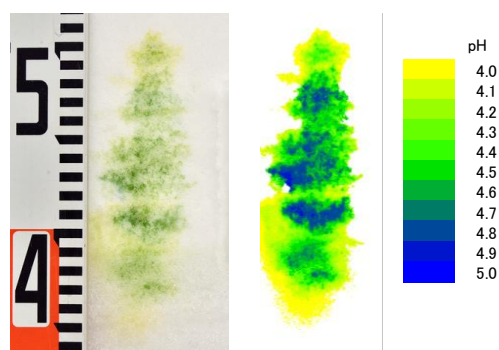


図 3 全画素 pH 解析例

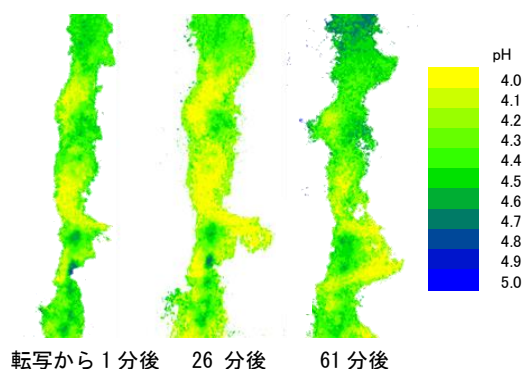


図 4 pH 値で可視化された融雪水の流下

# 積雪中への水分浸透における水みちから毛管流卓越への遷移過程

## － モデルを用いた数値実験 －

○ 平島寛行 (防災科研・雪氷)、Francesco Avanzi (カリフォルニア大学バークレー校)

Nander Wever (コロラド大学ボルダー校)

### 1. はじめに

積雪中における水分移動のメカニズムとして、均一に流れる毛管流と不均一に流れる水みち流がある。乾き雪に水が入り込んだ際には水みちを形成して浸透していくが、融雪期には全層がぬれ雪となり、毛管流が卓越して比較的均一に浸透する。SNOWPACK に代表される 1 次元の積雪変質モデルでは、不均一に流れる水みちを考慮することが難しかった。そこで 3 次元の水分移動モデルを開発して、水みちの形成やそれを伝わった浸透を再現するとともに、低温室におけるカラム中への水の浸透実験の結果を用いて検証を行ってきた(Hirashima et al. 2014, 2017)。これらの実験では水の供給量が 1 時間あたり 10mm/h 以上と多量であり、また実験時間も短かく、水みちの形成から底面への到達までに着目していたため、乾き雪からぬれ雪への遷移過程までは対象としていなかった。本研究では、水みちが卓越した状態から毛管流が卓越した状態に変わる遷移過程について、数値モデルによる再現を試みた。

### 2. 実験及びモデル

乾き雪からぬれ雪への遷移過程を計算するためには、長い時間スケールに対する計算が必要となる。本研究においては、再現計算の対象として、Avanzi et al. (2017)の実験結果を用いた。この実験では発熱するプレートに雪の上に乗せて徐々に融解し、それによる融雪水の浸透とそれに伴う湿雪変質を測定した。7 時間温めて融解させた後、残りの 17 時間は熱の供給を止め、翌日の同時間に同一のサンプルを同じ条件で再加熱し、このサイクルを 2 週間続けた。この時の融雪量を積雪の減少量から見積もった所、1 時間あたり 0.66mm となった。現段階の水分移動モデルでは融解は考慮されておらず、水の供給量を与えて入力する方式のため、本計算では 1 時間あたり 0.66mm の水の供給を 7 時間、その後 17 時間は供給量を 0mm として 2 週間計算した。計算条件としては 10cm × 30cm のサイズ、5mm のメッシュサイズ、平均粒径 0.17 mm で計算を行なった。なお、粒径成長の影響を考慮するため、Brun (1989)の式によるぬれ雪の粒径増加量も計算した。

### 3. 結果

図 1 に水の供給を開始した 1 日後、5 日後、及び 10 日後の体積含水率の分布を示す。乾き雪中に水が浸透した直後における水みちは 1 本だけであったが(図 1a)、5 日後には水みちが増加し、60%の範囲がぬれ雪となった(図 1b)。さらに 10 日後にはほとんどの領域でぬれ雪となり、水の浸透も均一な毛管流が卓越した(図 1c)。水みちの領域の拡大に関しては、様々な原因が考えられるが、本計算では、湿雪変質による粒径成長が水みちの拡大に影響していることが示された。

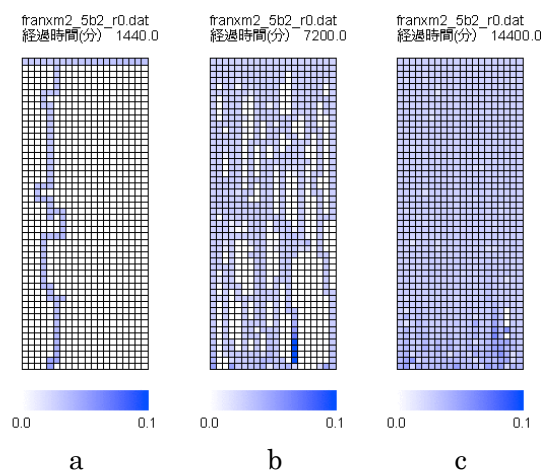


図1 乾き雪中への水の浸透 (a) 1 日後 (b) 5 日後 (c) 10 日後

本研究は科学研究費補助金「不飽和浸透による空間的に不均一な水分移動を再現可能な積雪変質モデルの開発」によります。

#### 参考文献

- Hirashima et al. (2014) Cold. Res. Sci. Tech. 108, 80-90, doi:10.1016/j.coldregions.2014.09.004.  
 Hirashima et al. (2017) Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 5503-55015. doi: 10.5194/hess-21-5503-2017.  
 Avanzi et al. (2017) Water Resour. Res., 53, 3713-3729, doi:10.1002/2016WR019502.