## 長岡における反射因子差と卓越降雪粒子の変動

○中井専人・石坂雅昭・山口悟・本吉弘岐(防災科研・雪氷)

#### 1. はじめに

降雪粒子の種類や形状の変動は、降水強度が変化しない場合でも散乱の変化を通してレーダー観測 による降水強度に大きな影響を与える。降雨と異なり降雪粒子の形状は非常に複雑であり、レーダー 観測値の特性を理解するためには、粒子の大きさと形状、また降雪強度を推定するためには落下速度 について、その分布特性を知る必要がある。防災科学技術研究所雪氷防災研究センターでは、冬季に、 Xバンド偏波ドップラーレーダー(X-POL)観測と降雪粒子観測施設(FSO)による粒子観測を同時に行 っている。本研究では、偏波パラメーターである反射因子差Zdrと降雪粒子の特徴が降水系の変化に 伴いどう変わったかについて述べる。

#### 2. 方法

**X-POL**による約10分間隔のデータを使用し、まとまった降雪の見られた2008年2月13-16日を対象 として、高度1500mのCAPPIをアニメーションにして雪雲の分類(Nakai et al., 2005, Sci. Online Lett. Atmos., 1, 161-164.)を行い、特徴的な降雪が持続した期間を抽出した。その後、仰角1.9度の水平偏波 等価反射因子ZehとZdrについて、平均化処理を行ったものをFSO観測と比較した。

#### 3. 結果

解析期間の前半にはLモード線状降水系が多く現れ、後半には渦状降雪が多く見られた(第1図)。 降雪強度も前半は~1時間の時間スケールで降ったり止んだりであったのが、後半は短時間の変動を 含む降水が継続することが特徴であった。卓越降雪粒子は前半が霰、後半が雪片となる傾向があり、 本研究の解析期間中では降水系および降雪強度変動と対応して変化する傾向が見られた(第1図)。

Zdrについてはレーダー近傍(レンジ2km以上12km以内)の卓越風向風上側方位(方位角279°と308°の間)における平均Zdrの時系列を算出した(第2図)。平均値の算出時には品質管理のためZeh≧10,2 ≧Zdr≧-2 の値のみを使用するフィルターをかけた。第2図と第1図の比較から、霰が卓越した時間 帯には比較的安定したZdrが観測され、それに対して雪片が観測された時間帯は0.1~0.2dB大きめの Zdrが観測されたことがわかった。

#### 4. まとめ

冬季長岡のひと降りの降雪に対して、Zdrと降雪粒子観測を比較した。雪片が卓越した期間は霰が 卓越した期間より大きいZdrが観測され、かつ降水系の特徴の変化と対応していた。



第1図 FSOで観測された2月13日から16日まで の降雪強度変動と卓越降雪粒子。棒グラフが降雪 強度(mm hour<sup>-1</sup>)、水平矢印が卓越降雪粒子の種類 (A:霰,B:雪片)、図下のバーが降水系の種類(L:L モード, M:山岳斜面降雪, V:渦状降雪)を表す。

本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『雪氷災害発 生予測システムの実用化とそれに基づく防災対策に関する研 究』によるものです。解析にはdraft、GrADSを使用しました。



第2図 X-POLで観測されたレーダー近傍の 平均Zdr(dB)の時系列。2月13日の平均値を0 とし、そこからの差で表す。使用データ等に ついては本文参照。

# 21 鉛直降水レーダーと地上降水粒子観測によるレーダー反射率の比較

○本吉弘岐・石坂雅昭・中井専人(防災科研),椎名徹(富山高専),村本健一郎(金沢大学)

#### 1. はじめに

24GHz 帯小型鉛直降雨レーダー(MRR,ドイツ METEK 社)は、レーダー反射率の鉛直方向のドップラー 速度スペクトルを高度別に計測することが可能である。散乱体が雨滴の場合には、雨滴の粒径と落下速度 の関係から、粒径分布や降水強度などが精度良く計算される。一方、固体降水の場合には、降雪種によっ て粒径と落下速度の分布や密度が異なり、レーダー反射率の計算に必要な要素が不確定なため、粒径分布 や降水強度を直接導くことは困難である。西ら (2006, 2006 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, P1-6) は、MRR により得られたドップラー速度スペクトルの分布の形状から降雪種の判別を行っており、降雪種 ごとの観測に対する MRR の有効性を示した。このような MRR の降雪観測への適用には、地上での降雪 粒子観測による検証がより重要であるため、本研究では降雪粒子観測から得られた粒径と落下速度の分布 から MRR による観測と直接比較可能なレーダー反射率を計算し比較を行った。

#### 2. 方法

防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(長岡市)の降雪粒子観測施設(FSO)における連続画像による降雪 粒子観測により得られた粒径と落下速度の分布から、霰による降水として 2009 年 1 月 15 日 08:00-12:00、雪 片による降水として 2009 年 2 月 16 日 20:00-17 日 0:00 を選んだ。降雪粒子の粒径Dと落下速度vの分布n(D,v) からレーダー反射率のドップラー速度スペクトルη<sub>v</sub>(v)を、次式を用いて計算した。

$$\eta_{v}(v) = \int \sigma_{r}(D)n(D,v) \, dD \tag{1}$$

ここで、σ<sub>r</sub>(D)は降雪粒子による単一散乱による粒径Dに対するレーダー反射率である。単一散乱として均一 な誘電体球による Mie 散乱を仮定した。計算に必要となる複素屈折率は、霰と雪片のそれぞれケースに対し 異なる密度を粒径の関数として仮定し、氷と空気の誘電率から Wiener の混合則を用いて求めた。

#### 3. 結果

解析期間における MRR による高度 100m のレーダー反射率 $\eta_{MRR}$ と降雪粒子観測から計算されたレーダー 反射率 $\eta_{FSO}$ を図1に示す。図1(a)の霰のケースでは、数分から数10分の間隔で大きな変動を示しているが、 その変動の様子は両者でよく一致している。図1(b)の雪片のケースでは、 $\eta_{FSO}$ が全体的に過大評価であるもの の、変動の傾向は一致していた。 $\eta_{FSO}$ と $\eta_{MRR}$ との間の RMSE は、図1(a)で5.3 (dB $\eta$ )で、図1(b)では2.5 (dB $\eta$ )であ った。より精度の高い検証のためには、実際の降雪粒子の密度や粒子形状を考慮にいれた $\sigma_r$ (D)の計算が必要 であり、また FSO と MRR の観測対象の粒子数などの違いなどの誤差の原因をより検討する必要がある。



図1:雪氷防災研究センター(長岡市)で観測された MRR による高度 100m のレーダー反射率η<sub>FSO</sub>と降雪粒子観測から計算されたレーダー反射率η<sub>MRR</sub>の1分毎の変動。(a) 霰、(b)雪片による降水の期間を表す。

22

AMeDAS 観測降雪水量の算定に対する風速による降水量計の捕捉率補正の重要性について 〇宮崎航,熊倉俊郎(長岡技大),中井専人,本吉弘岐(防災科研・雪氷),長峰聡(新潟地方気象台)

1.はじめに 雪などの固体粒子は、風の影響により 降水量計に正しく捕捉されない問題がある.横山ら (2003)は、助炭のついた溢水式降水量計(RT-4型) と助炭のない温水式降水量計(RT-3型)とで風速 による捕捉率の違いを求めた.しかしながら AMeDAS に設置されている降水量計の型式は一 般には公開されておらず捕捉率の算定が困難であ る.本研究では、降水量計の型式を把握すること の重要性を議論することを目的とし、降水量計に よる捕捉率の差が1冬季の積算降水量に対してど の程度影響を与えるか検討した.さらに降水量計 の型式を考慮して捕捉率補正を行った場合のレー ダー・アメダス降雪水量の差も検討した.

2. 使用データと解析手法 全ての観測点で RT-3 型として捕捉率補正を行った降水量(以下「PR<sub>3</sub>」 と記す)と,実際に設置されている降水量計の型 式を考慮して捕捉率補正を行った降水量(以下

「PR<sub>act</sub>」と記す)との差を算定した.またこれらの降水量を使用して,07/08 冬季の 1km 格子の全国合成レーダーデータに対して距離による重み付け補正を行い,独自に地上降水量で補正したレーダー・アメダス降雪水量を作成しそれらの差を求めた.

ここで捕捉率Cは横山らによると,

$$C = \frac{1}{1 + mU}$$

という式で回帰される. ここで m は降水量計によ る特有の係数, U は風速(m/s)である. 新潟県内の AMeDAS 観測点の降水量計は RT-3 型に助炭をつ けたものが多い. RT-3 型に助炭を設置したもの係 数 m と, RT-4 型の係数 m は同等であると考える ことができるから, RT-3 型に助炭を設置したもの は RT-4 型として扱った. なお係数 m は雪と雨で 異なることから気温 2℃の閾値を用いて雨雪判別 を行った.

AMeDAS データは 1997 年から 2008 年の冬季 (11 月から翌年4月)の1時間値を用いた.降水 量,風速,気温の3要素を観測している観測点を 使用した.新潟県内の AMeDAS 地点の降水量計 の助炭の有無やその設置時期については,新潟地 方気象台作成の資料に基づいた. <u>3. 結果・考察</u>新潟 AMeDAS での PR<sub>act</sub>と PR<sub>3</sub>との 関係を図 1 に示す. 縦軸は PR<sub>3</sub>, 横軸は PR<sub>act</sub> である. 図より降水量計の型式を考慮することで降水量 が 4 割程度小さくなることがわかる.

図2にPR<sub>act</sub>とPR<sub>3</sub>を各々用いたレーダー・アメ ダス降雪水量の差の割合( $\begin{vmatrix} PR_{sc} - PR_{s} \\ PR_{sc} \end{vmatrix}$ )を示した. 図より降水量計の型式を考慮した観測点付近では 1割程度の差がある分布となっている.

以上より実際に設置されている降水量計の型式 を考慮すれば積算降水量は小さくなる.ただ捕捉 率は降水量計と風速に依存することから特に風速 が強い AMeDAS 観測点ではその差が顕著に現れ ると考えられる.



図 2 PR<sub>act</sub> と PR<sub>3</sub> を各々用いたレーダー・アメダ ス降雪水量の差の割合の分布. ○は 07/08 冬季に 助炭有り, ●は助炭無し. 参考文献 横山宏太郎ら, 2003:冬季における降 水量計の捕捉特性, 雪氷, 65,305-316. 北陸地方における気温の時間変化が降水形態に与える影響

○藤田学斗(長岡技大),天藤由季子(東京都),熊倉俊郎(長岡技大), 竹内由香里,村上茂樹(森林総研),山口悟,石坂雅昭(防災科研・雪氷)

#### 1. はじめに

積雪モデル作成の上で雨雪判別が重要になるため降 水形態を自動で観測することが望ましいが,雨,雪,あ られの判別には地上気温が用いられることがしばしば ある.降水形態は湿度,気温,上空の大気の状態などの さまざまな要因で決まるが,要因が多いほど複雑なモデ ルとなるため地上気温が用いられる. 菅谷(1990)によ ると,あられを含む降雪の割合が降水形態の 50%以上 になる気温は 2.2℃以下,みぞれを含む降雨の割合が 50%以上になる気温は 2.7℃以上であることがわかって いる.しかし天藤(2010)は新潟県内の4ヶ所でこの検 証と地域差を調べ地域差が大きいと述べており,降水形 態を地上気温のみによって判別することは難しい.

本研究ではまず降水形態を判別する時の気温とそれ までの気温の変化に着目し,現在の気温との差をとり降 水形態に与える影響を調べた.

#### 2. 使用データ

データは、2006年11月から2009年4月の間の長岡, 十日町,栖吉,妙高に設置した田村式降雪降雨強度計と 雪環境計から得たデータ,雪氷防災センター,長岡国道 管理事務所,森林総合研究所十日町試験地,雪氷防災研 究センター笹ヶ峰観測点の4ヶ所で得られた1時間気温 データを用いた.栖吉と十日町は石坂らによる画像処理 手法を用いた降雪粒子観測器のデータも用いた.ここで は長岡についての解析手法,結果,考察のみ述べる。



図2 雪とあられの気温と気温差

#### 3. 解析手法

1時間気温データを線形配分して5分毎の気温を算出する.その気温から1時間前の気温を引きそれ らの気温差を求め、雨、雪(みぞれを含む)に分ける.栖吉と十日町は石坂らのデータを用いてさらに 雪とあられに分類した.2,3,4,5時間前の気温でも気温差を求め同様に分類した.気温差を基に境 界値を設け、境界を基に適中率を求めた.

#### 4. 結果と考察

図1,2に長岡における2008年12月~2009年3月の気温に対する2時間前との気温差を降水形態別に示す.図1から気温が2℃以下と低くても気温が上昇しているときは雨が降ることがわかる.図2からは気温が上昇するときより下がるときの方が雪やあられが多いことがわかった.図1の雨の気温と気温差の関係には境界が見られ、図中に直線で示す.他の時間間隔でもほぼ同様の特徴を得ることができるが、2時間前との気温差が最も顕著に得られた.この直線を基に雨雪判別を行った場合の適中率は85%程度になった.

#### 謝辞

本研究を進めるにあたり気象テレメータデータを提供して頂いた長岡国道事務所の皆様に感謝します.

## 2009年2月に十日町で観測した黄砂を含む降雪について

○竹内由香里(森林総研十日町試験地)・中井専人・石坂雅昭(防災科研雪氷防災研究センター) ・熊倉俊郎(長岡技術科学大学)・朝岡良浩(東北大大学院工学研究科)・青木一真(富山大大学院理工学研究部)

はじめに 新潟県十日町市において 2009 年 2 月 20 日から 21 日にかけて降り積もった約 20cm の新積雪層に は、その一部の厚さ 4 cm の層だけに黄砂が含まれていた(図 1). これは、降雪のあった 24 時間足らずの 間のある時間だけに雪雲または降雪粒子が黄砂を取り込んで、黄砂を含む雪が降ったことを示している.降 水量と積雪相当水量の観測値から黄砂を含む降雪(黄砂の湿性沈着)の出現時刻をほぼ特定することができ たので、その時間帯の黄砂の広がりや雪雲の動きを調べた.

**黄砂の湿性沈着の出現時刻** 21 日 16 時に,新積雪を 3 層(黄砂層より下,黄砂層,黄砂層より上)に分け て各々の相当水量を測定すると,5.5 mm,5.2 mm,6計 19.6 mm であった(図 1). すなわち, 降雪開始からの積算降水量が5.5~10.7 mm となる時間に黄砂を含む降雪があったと考えた. 十日町では 20 日 15 時以降に連続して降水が観測されたが,画像処理手法を用いた降雪粒子観測装置<sup>\*1</sup>や温度により雨か 雪(あられを含む)かを分別する雪環境計<sup>\*2</sup>のデータにもとづいて,降水が雨から雪に変わったのは 19 時 頃と判断した. 20 日 19 時以降の積算降水量が5.5~10.7 mm となるのは 20 日 22 時~21 日 3 時であった ので,降雪が黄砂を含んでいたのはこの時間帯と推定した(図 2).

黄砂層の pH と電気伝導度 黄砂は、炭酸カルシウムの含有量が多いという特徴があり、黄砂粒子を多く取 り込んだ雨の pH は高いことが知られている. 21 日に観測した黄砂を含む積雪層についても pH は 7.0 であ り、十日町における同年 1~2 月の降水の平均値 4.6 に比べてかなり高かった. 降水の酸性が黄砂により中 和されたためと考えられる. また、黄砂を含む積雪の電気伝導度は 275.0 μ S/cm で、同じく 1~2 月の降水 の平均値 (44.1)の 6 倍以上の高い値であった.

**黄砂の広がりと雲の動き**気象庁の黄砂情報によると2月20日は朝鮮半島と西日本で黄砂が観測され,翌 21日には西日本と東京で観測されていた.また,黄砂輸送モデル CFORS<sup>\*3</sup>の計算によると,十日町におい て黄砂を含む降雪のあった時間帯を含む20日夜から21日朝にかけて,日本海から新潟県や東北地方まで黄 砂が分布していたことが推定されている.気象庁合成レーダーの画像で20日から21日にかけての雲の動き を見ると,低気圧に伴う雲が南西から北東へ通過した後に,西から渦状の雲,北西から筋状(Tモード)の 雪雲が上越〜中越地方に入ってきた.この時間と十日町の降雪が黄砂を含んでいた時間帯が一致していた. その後,西からの雲が途絶えて,北西からの筋状の雪雲だけになったが,その時間の降雪には黄砂は含まれ ていなかった.黄砂を含む降雪は,その前後の降雪とは異なる雲によってもたらされた可能性が高い.



※1 石坂ら, 2004, 雪氷, 66, 647-659. ※2 天藤ら, 2009, 雪氷北信越, 29, 31. ※3 http://www-cfors.nies.go.jp

## 2009/2010冬季の北信越地方の多雪

○中井専人・山口悟(防災科研・雪氷)・竹内由香里(森林総研十日町試験地)

#### 1. はじめに

2009/2010冬季は、新潟市で12月として歴代2位の積雪深を記録したり、空港全面閉鎖、吹雪による立ち往生など、平野部での災害が多く報道された。一方、雪氷防災研究センターでは歴代4位タイ (80cm)の日降雪深を記録するなど、北信越地方では山沿いや内陸部の降積雪も少なくはなかった。 気温については寒暖の差が激しいと言われ、長岡では着雪による樹木の幹折れが目立つなどの被害が あった。このような多様な特徴を示した2009/2010冬季の降積雪について、現時点で解析可能なデー タから考察する。

#### 2. 多雪指数の分布

図1は、中井・岩本 (2006, 天気, 53, 863-869.)の方法による規格 化した最大積雪深 (多雪指数と呼ぶこと にする。)の分布であ る。新潟で突出して多 雪であったほか北信越 地方東部と北海道道央 が里雪傾向、北信越地 方西部は山雪傾向であ ったことがわかる。し かし、むしろ多雪の北 信越地方と少雪の東北 ・中国地方という差が 際だっている。



図 1 多雪指数の分布。2009/2010冬季の最大積雪深は気象庁ホームページ (http://www.jma.go.jp)を利用。それ以外は中井・岩本(2006)を参照。

## 3. 気温と積雪深

気温は平年値をはさんで変動しており(図2)、平年からの偏差を11月から3月まで平均すると、北 信越地方では+0.5K程度になった。12月以降、平年より低温となった期間に積雪増加がよく対応し、 12月後半から2月にかけて平年よりも多い積雪深で推移した(図2)。降水量も負の気温偏差の期間に 正の降水量偏差が大きくなる傾向が見られた(図3)。融雪期の積雪深変化はほぼ平年並みであった。







本研究の一部は防災科学技術研究所プロジェクト研究『雪氷災害発生予測システムの実用化とそれに基づく防災対策に関する研究』によるものです。解析にはdraft、GrADSを使用しました。

## 長野市飯綱高原における積雪深観測結果~2003 年から 2010 年~

○浜田 崇・富樫 均(長野環保研)

#### 1.はじめに

長野県環境保全研究所では、高標高地における気候環境とその変動を把握するため、長野県内の数カ所において気象観測を実施している.ここでは長野市飯綱高原における 2002/2003 年冬季から 2009/2010 年冬季 にかけての積雪深観測結果について報告する.

#### 2. 観測地点と方法

積雪深観測地点は長野市飯綱高原にある長野県環境保全研究所飯綱庁舎の敷地(標高 1030m)である.ここは飯縄山(1917m)の南東斜面山麓に位置し,長野盆地にある長野地方気象台(標高 400m)からは直線で北北西に約 5km 離れたところである.また,このあたり一帯はちょうど冬季の天気界の境目付近にあたり,冬型気圧配置による降雪がみられる地域でもある.

積雪深の観測場所は、周囲を樹高約 15m のカラマツ林に囲まれた空地内である. 観測方法は 2004 年冬季 までは午前 9 時における積雪深を雪尺を用いて不定期に読み取り記録した. 2005 年以降は超音波積雪深計 (Campbell 社, SR-50)を用いて1時間毎の積雪深をデータロガーに記録している.

#### 3. 観測結果および今後の課題

図1は長野市飯綱高原における日最大積雪深の経年変化を示したものである. 観測期間中における年最大 積雪深の最大値は2006年1月4日の142cm,最小値は2007年1月9日の50cmであった. 期間中の年最 大積雪深はおおむね120cmから140cm程度であったが, 2007年および2009年冬季はそれらに比べて非 常に積雪が少なかった.また,平成18年豪雪時には期間中最大の積雪深を記録したものの極端に多雪とい うほどではなかった.この点は,飯綱高原から比較的近い新潟県妙高笹ヶ峰では平成18年豪雪時に過去最 大の積雪深観測値を更新した(山口・阿部,2007)のとは異なっている.飯綱高原における積雪深の経年変 化の傾向は,近隣のAMeDAS積雪深(長野および信濃町)の観測結果と類似していた.

今後も積雪深観測を継続するとともに、降雪量や積雪相当水量の測定などを加え、高標高地における冬季 の降水量変動の一端を明らかにしていきたい.

#### 参考文献







## 最深積雪気候値の気温及び温度依存性

石坂雅昭 (防災科研・雪氷)

#### 1. はじめに

最深積雪は降雪の量のみならず降り方にも影響され他の気象 要素との量的関係を見出しにくい要素である。筆者はその中で も何らかの関係性が見いだせないかを探ってきた。特に気温や 降水量といった基本的な気象要素との関係が明らかになれば、 気候変動下での雪国の自然環境を考える上で大きな手がかりと なるはずである。ここでは、これまでに得られた最深積雪、気 温、降水量の三要素間の関係の気候的変動への応答の特徴を概 観すると同時に、いくつかの量的関係について述べる。

#### 2. 対象データ

ここでは気候的な量を扱うので、公式に発表された平年値や 30年平均、アメダスのように30年に満たない場合はその最大の 期間での平均などを用いた。また、真冬の期間を対象としたの で、1,2月の値を平均している。

#### 3. これまでの結果

・主に冬期モンスーンによって積雪がもたらされる地域(日本 海側の積雪地域)では、最深積雪の気温及び降水量に対する依 存性は気温帯によって異なる。

・上の地域のうち、比較的温暖な地域、すなわち 1,2 月の月平 気気温がおおむね0℃より高い地域では、最深積雪は降水量と 気温の両方に依存する傾向が明瞭であるのに対して、

・月平均気温が上記以下の比較的寒冷な地域では、気温への依存性は弱く主に降水量に依存する。

・先の温暖な地域の温度依存性では、多少の変動を許すならば、 降水量に対する最深積雪比(積雪・降水量比)が現在の気温と 比を表す点と6℃で比ゼロになる点を結ぶ直線上を動くように 気候的変化に応答する(図1)。

・その他に、北海道道東太平洋側、一部東北北部太平洋側では、 気温上昇にもかかわらず前述の積雪・降水量比が増加する傾向 が見られ他の地域にはない特徴的な傾向がみられる。



#### 4. 考察「6℃、比ゼロ」意味

図2に2000年平年値の月平均気温が6℃付近の主な観測点で の平年値期間における2℃以下での時間降水量の月総和の1, 2月平均を示した。6℃以上ですべて10mm未満となることがわ かる。2℃は雨雪の境である上に、もし月降水量のすべてが2℃ 以下で連続的に降ったとしても10cmの積雪深には達しないこと は明らかである。これは「6℃、比ゼロ」の背景を示している。



図2 6℃付近の観測点での2℃以下の時間降水量の月総和 (1.2 月平均).

この特異な点は、筆者が積雪・降水量比の上限を論じた時(石 坂,2007)にも出てきて、そこでは、6℃を超えると最深10cm以 上にはならず「非積雪地域」になるという意味付けを行った。 上記の背景はそのこととも整合的であり、また図1の各地の比 も気温が高くなり6℃近傍になれば、限りなくこのゼロ点に近づ くはずで、それに向かって変化することは理解できる。もちろ ん途中の変化が現在とこの点を結ぶ線上に乗らなければならな いという必然性はない。それは、理論的な必然ではなく観測事 実である。そして、そのことに意味があると言える。

#### 5. まとめ

以上のことは、近年の気温上昇傾向下における、寒冷多雪地 域での積雪深の小幅な変動、それとは対照的な北陸日本海側の 大幅な積雪減少と整合的である。また、これらの関係を使うこ とによって、主に冬期モンスーンによって降雪がもたらされる 地域の積雪を気温と降水量という基本的な気象要素から推定す ることができる。

#### 参考文献

石坂 (2007), 雪氷 69, 591-599. Ishizaka (2004), Annals of Glaciology., 38, 299-304. テレビ中継からカーリングストーンの摩擦推定およびストーンの曲がり機構

対馬勝年(富山大・理)

#### 1. はじめに

28

カーリング競技のストーン (200N) とリンクに は国際規格があり、ホッグラインから停止位置 までの距離 s を見積もりやすい。滑走時間 t は 手持ちのストップウオッチで計測できる。s と t から平均の摩擦係数 $\mu$ と初速度 vo を

 $\overline{\mu} = 2s/gt^2 \qquad v_0 = 2s/t \qquad (1)$ 

として決定できる。

摩擦係数が速度 vの関数となる場合は、 $s \ge t$ の関係をプロットしたとき、曲線の接線が速度を与え、摩擦係数 $\mu$ は

 $\mu = -(1/g) (dv/dt)$  (2) として決定される。

#### 2. 計測結果

式 1 をテレビ中継に適用した結果を図 1 に示 す。摩擦係数 $\mu$ は初速度  $v_0$  が遅いほど大きくな



次に、s と t の関係を見出すために両対数目 盛りでプロットした一例が図 2 である。図を直 線近似すると s=0.128t<sup>1.693</sup>の関係が得られた。



速度 v は v=ds/dt で 与えられ、摩擦係数 は式 2 により求ま る。図中の表には v、  $\mu$ 、s も示した。速 度 v が 1.85m/s から 0.35 m/s の間で $\mu$ は 0.0059 から 0.012 まで 2 倍にも 変化している。

図2 滑走停止距離と滑走停止時間

#### 3. 摩擦係数の考察

ストーンは重さ 200N、底に幅 5mm 程度のリ ング状滑走面があり、粒々氷の上を滑る。氷の ブリネル硬さから・5 ℃での真の接触面の圧力を 50~30MPa とすると、真の接触面積は 4~6.7 mm<sup>2</sup>となる。摩擦力は 1.18~2.4N なのでストー ンと氷の界面剪断付着強さが 0.3~0.36 MPa と 推定される。この付着強さの値は対馬や Jellinek のステンレスや Landy & Freiberger の各種プ ラスチックと氷の付着強さと同程度である。し たがって、カーリングの場合、滑走面には溶け 水が関与しない固体摩擦と解釈できる。

低速で摩擦が増す理由はより長時間荷重が加 わることで氷の塑性変形が進行し、真の接触面 が増大する結果として解釈できる。

#### 4. ストーンの曲がり機構について

ストーンは前方に押し出される際、遅い回転 が加えられ、上から見て自転の方向に曲がるこ とが知られている。自転の方向に曲がる理由に ついてはいくつかの学説が出されている。ここ ではストーンの摩擦の速度特性を使っても曲が りが説明できることを示したい。



図 3 のように反時計 回りに自転しながら前 進するストーンは進行 方向に向かって、右側 の速度が左側の速度よ り大きい。前項2の結 果を当てはめれば、ス トーンの右側の摩擦が 小さく、左側は大きい。 ストーンは摩擦の大きい 方を回転の中心軸にして

摩擦の小さい側が過剰に前進し、左へカーブす る。冬道で自動車のスリップの際、摩擦の大き いタイヤ側を軸に車体が前方に回転することは 衆知の事実である。カーリングストーンの曲の 説明に自動車のスリップが適用されなかったの は不思議だが、その理由にストーン摩擦の速度 特性が不明だったことがあったと思われる。

#### 復氷過程におけるワイヤー前面の水膜の観察

<sup>°</sup>対馬勝年(富山大・理)、田中るみ

#### 1. はじめに

昨年復氷過程においてダイナミックに流動す る水膜のビデオ映像を示した。今回は写真撮影 を目的とし、水平に固定したワイヤーに氷を水 平に押し付ける方法でワイヤー貫入前面の水膜 を撮影できたので報告する。

#### 2. 観察方法

観察はニコン偏光顕微鏡 (OPTIPHOT-POL)の ステージに復氷装置を設置して行った。水平に 張られたワイヤーに幅 35mm の氷が水平に貫入 する。透過光路の中央部を幅 15mm の金属板で 遮断し、斜め照明とした。雪結晶の微細構造観 察に斜め照明が有効なことをヒントにした工夫 である。高倍率のためワイヤー先端の決定が難 しい。先端を探すため、コールドライトを斜め 上方から照射した。ISO1600 の高感度富士カラ ーフイルムを使用、倍率 400 倍、視野の幅 0.16mm であった。太さ 0.2~3mm のワイヤー 最前面を観察した。

#### 3. 結果

ワイヤー先端部に明るく輝く光の帯やそれに 平行な多数の干渉縞が観察された。ただし、明 るい光の帯や干渉縞は氷に貫入させないワイヤ ーでも観察(図1)されたので、水膜による干 渉縞と水膜の関与しないワイヤー表面による干 渉縞を慎重に区別する必要があった。



図1 ワイヤー先端部(氷なし)

図1のように干渉縞はワイヤー表面(左)とワ イヤー先端の外側(右)に観察される。

図2は太さ 0.3mm のワイヤーで復氷過程の 観察である。透過光による写真であるが水膜の



存在を確認できる。太いワイヤーほど水膜が厚 くなるから、太さ 2~3mm のワイヤーで試みた。 しかし、この場合、先端の曲率が小さいことが ことが妨げとなって先端の決定が難しく、水膜 厚さを判定するのが容易でなかった。そこで、 照明を透過と反射を切り換えながら注意深くワ イヤーの端に焦点を合わせた。斜め上方からの 照明でも水膜を見分けることはできたが平面化 される写真上では判定が困難なので、透過照明 を併用して黒く映る水膜部分の判定を容易にし た。



図3 太さ3mmの銅線(復氷過程)

図 3 の輝点が連なっている線が最先端であ る。その上に帯状に水膜があり、水膜の上面が 鏡となってワイヤーが逆さに映っている。

#### 4. 終わりに

これまで動画でしか撮影できなかった水膜を 静止画としても撮影できるようになった。従来 の理論では 0.5  $\mu$  m 程度と推定されていた水膜 であるが、水膜厚さはこれまでの等価水膜法か ら推定されたように 10  $\mu$  m 程度の厚さをもつ ことが確認された。

### 氷 h 表 面 の 擬 似 液 体 層 の 分 子 動 力 学 シミュレーション

#### 〇久賀みづき,小川貴史,家富洋(新潟大)

雪の結晶は、成長条件(気温・過飽和量)と成長形の関係を示したダイヤグラム[1]に示されて いるように、成長条件のわずかな違いでさまざまに形が変化する.この多種多様な形の変化をもたら すメカニズムの解明を目指した研究が今日まで行われている.成長形は界面の成長速度で決まるが、 成長速度を決定する要因の一つとして界面の構造が挙げられる.そのため界面の構造を知ることが、 雪結晶の形成メカニズムを知る一助となる.

雪の結晶の成長形の変化を界面の構造から説明した先行研究として黒田 and Lacmann [2]の晶癖変化の解釈と、佐藤の樹枝状化に代表される不安定成長の理論がある.これらの研究の 中では擬似液体層と呼ばれる層が結晶の形態変化に大きな役割を果たしている.結晶の表面構造は分 子レベルで平らなファセット面とラフニングを起こした荒れた面に分けられるが、雪の結晶は融点直 下の高温で成長するために表面融解が起こり、擬似液体層に覆われる場合がある.本研究ではこの擬 似液体層に注目し、擬似液体層が雪の結晶の形態形成に及ぼす効果を明らかにすることを目的とする.

氷Ihの表面融解についてのシミュレーションは過去にいくつかなされていて、表面融解のメカニ ズムや、プリズム面とベーサル面での擬似液体層の厚さの温度依存性などが調べられている。今回は 分子動力学法により水分子800個の系でプリズム面とベーサル面についてシミュレーションを行っ た.酸素原子と水素原子についてそれぞれ原子間の相互作用を考慮したポテンシャルモデル[3]を 使って粒子に働く力を求めることで、個々の粒子の位置と速度について時間発展を計算した。融点近 傍の温度で熱平衡状態を実現し、酸素原子の平均二乗変位を求めて水分子の拡散の様子を調べた。

結果,プリズム面とベーサル面の両方で表面融解を確認し,水分子の拡散の仕方がそれぞれの面で 異なることが観測された.またプリズム面とプリズム面の間の稜についてもシミュレーションを行っ たところ,図のように表面からの融解が観測された.



図:プリズム面とプリズム面の間の稜の部分の粒子配置のスナップショット.

[1] T. Kobayashi, Phil. Mag. 6 1363 (1961).

- [2] 黒田登志雄, R. Lacman, 日本結晶成長学会誌 6, 51 (1979).
- [3] N. Kumagai et al., Molecular Simulation 12, 177 (1994).

## 摩擦帯電列への氷の導入に向けた実験的試み

大宮哲(北大大学院)・佐藤篤司(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

異なる物質同士を摩擦した時に発生する静電気の符号は、その物質の組み合わせによって一 1. はじめに 義的に決まる傾向があり、表1に示す「摩擦帯雷列」として記述できる事が知られている(静電気学会、2006 など)。これは、物質が帯電した際に、正負どちらの符号になるかを一列に並べたものである。表の左側に位 置する物質ほど正に、右側に位置する物質ほど負に帯電されやすい傾向があり、両者の位置関係が離れてい るほどその帯電量は大きくなる。なお、この「摩擦帯電列」は実験結果に基づくものであり、理論は確立し ていない。また、その並び順も絶対的ではなく、物質の表面状態、温度、摩擦方法の違いなどによって多少 前後する事が報告されている。傾向として、炭化水素(C-H 構造を持つもの)のように分子の外側に水素 が多い化合物は、金属のように自由電子が多い物質に比べ、相対的に負に帯電しやすいようである。

氷は電気的に半導体に分類され、他の物質と同様、静電気を帯びる。しかしその帯電特性に関する知見は 不十分であり、「摩擦帯電列」における氷の位置関係についても知られていない。本実験では、「摩擦帯電列」 に氷を加える事を目的とし、様々な物質と氷との摩擦実験を試みた。

									衣 1	<b>摩</b> 19	<b>余</b> 田 电	クリ									
ㅂ																					負
人毛・毛皮	ガラス	羊毛	ナイロン	アクリル板	絹	綿	木材	人の皮膚	亜鉛	アルミニウム	紙	エボナイト	鉄	銅	ゴム	ポリスチレン	ポリエステル	アクリル繊維	ポリエチレン	セロハン	塩ビ

産協士をする

本実験では、表1中の網掛けで示した7種類の物質(全て板状) 2. 実験方法 を使用した。これらの板を用いて図 1 に示すような斜面(斜度 30 度、長さ 60cm)を作成し、その上で氷粒子の跳躍運動を起こした。跳躍後の氷粒子を ファラデーケージに取り込み、エレクトロメーターを用いて電荷量の測定を行 った。ここでは、気温-20℃のもと、天然のざらめ雪を細かく砕いて作成した 氷粒子を用いた。

3. 実験結果 図2に、それぞれの物質との衝突によって氷粒子が得た単位重 量あたりの電荷量を示す。表1に基づくと、表の左側に位置する物質と摩擦し た時ほど氷は負に帯電しやすいため、図2の結果は右上がりに推移するはずで あるが、随所にて逆転した結果が得られた。ただし、氷が塩ビよりも左側に位

ファラテ ケージ エレクトロ メーター 図1 実験模式図

置する事については確かなようである。この逆 転には、氷の電荷輸送媒体が電子ではなくプロ トンである事や、氷粒子に含まれる(特に表面 に付着した)不純物の存在が起因しているのか も知れない。また、低温下では「摩擦帯電列」 の並び順自体が入れ替わる可能性も考えられる。 今後は、気温や湿度、斜面長等の条件を様々に 変えるほか、不純物を極力含まない氷試料を用 いて同様の実験を行い、その傾向について比較 する予定である。

#### 参考文献

静電気学会(2006):静電気ハンドブック, pp.133,1027





## 低温核生成による初期氷晶の形態

## 島田 亙、稲垣孝一(富山大・理)

#### <u>1. はじめに</u>

雪結晶は氷晶から成長するが、氷晶は通常六回対称性を持っている。しかしながら南極などの 寒冷域では、六つの辺の長さが異なる「不等辺氷晶」がみられ、三角形の氷晶が見られることも ある。これらの不等辺氷晶の発生機構としては、初期形状が三角形であるという考え方と、らせ ん転位などの欠陥による成長速度の差が原因であるという考え方があるが、成長初期の氷晶形状 を詳しく観察した例はない。

#### <u>2. 実験装置・実験方法</u>

アイスクリームストッカーを循環型クラウドチャンバーとして利用し、4-から-14 の過冷 却水滴に「エアーキャップ」「液体窒素」「ドライアイス」を用いて氷晶を核生成させた。それぞ れの核生成時の温度は、おおよそ60、、-70、、-100 であった。核生成後、新たに製作した サンプラーを用いて氷晶を採取し、顕微鏡とデジタルカメラで観察・撮影した。

<u>3. 実験結果・考察</u>

雲の温度・核生成の方法を変えて、氷晶を発生させた。発生した氷晶の形状を種類に分類し、 核生成の種類・雲の温度の依存性を調べた。その結果、不等辺氷晶は、核生成温度・雲の温度が 下がるにつれて発生頻度が増加することがわかった。





Fig.2 顕微鏡で観察した不等辺氷晶

Fig.1 観察された不等辺氷晶の形状分類

次に、六つのプリズム面のそれぞれに欠陥が存在する確率を仮定し、どのような形状の氷晶が 生成するかを予想し、実験結果と比較した。実験での観察結果では三角氷晶が卓越したのに対し、 確率論からは三角氷晶の割合は非常に小さいことがわかった。したがって、三角氷晶の生成には 別の機構が関わっている可能性が考えられる。

Reference: Yamashita, A., 1973, On the Trigonal Growth of Ice Crystals, J. Meteor. Soc. Japan, 51, 307-317.

## 融雪水によるCO2輸送量の広域評価モデルの試作

小南靖弘, 横山宏太郎, 中野聡史(中央農研)

#### はじめに

積雪は土壌から大気へ放出されるCO<sub>2</sub>のバッファとして作用し,融雪期にはその一部を溶解・移流させる. このプロセスは国土の数10%の面積で生じており、気候変動による積雪域減少の影響を受けるが、定量的な 評価は行われていない.そこで、融雪水によって溶解・移流されるCO<sub>2</sub>について流域単位で推定するモデル を作成し、実測した河川水中の溶存濃度との比較をおこなった.

#### 方法

モデルの対象流域は新潟県の関川(対象流域面積711km<sup>2</sup>)で、セルサイズは国土数値情報3次メッシュ1/4 (緯度7.5秒・経度11.25秒,約250m)で、融雪プロセスの計算には水津(2002)のモデルを用いた. CO<sub>2</sub>移動モ デルは積雪層内に貯留されたCO<sub>2</sub>量の変化を求めるもので、この変化量は土壌呼吸によって積雪層に入って くるフラックス、拡散によって大気に放出されるフラックス、融雪水や雨水によって溶解・排出されるフラ ックスの収支で与えられる. 流域の大半を占める森林の土壌呼吸量についてはMarikoら(2000)、袴田ら(1996) などの報告を参考に、0.03~0.06 gCO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/hの範囲内で模索的に与えた. また、拡散フラックスに用いる拡散 係数は小南ら(1996)の式によって、融雪水・雨水によるCO<sub>2</sub>移流フラックスは、小南(2010)のモデルによっ てそれぞれ求めた. 検証に用いる河川水中の溶存CO<sub>2</sub>濃度の観測は2005、2006、2007年におこなった. 関川 下流の国交省高田水位観測所近傍において、1日1回河川水をサンプリングして持ち帰り、硫酸曝気法で全炭 酸の測定をおこなった. また、積雪層底部の空気を採取してCO<sub>2</sub>濃度の測定もおこなっている.

#### 結果

積雪層内のCO2貯留量および積雪層底部のCO2濃度については、おおむね妥当と思われる傾向の分布が計算 された(図1).対象流域内セルから出る融雪水による移流CO2量より求めた河川水中の溶存CO2濃度は、実測 値の時間変化をある程度再現しつつ、ほぼ一定の差が見られた.この差は基底流出(地下水)由来のCO2を 表わしていると考えられる.

水津重雄, 2002; 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, 64, 6, 617-630.

Mariko, S., N. Nishimura, W. Mo, Y. Matsui, T. Kibe & H. Koizumi, 2000; Winter CO<sub>2</sub> flux from soil and snow surfaces in a cool-temperate deciduous forest. Ecol. Res. 15: 363-372.

小南靖弘, 高見晋一, 1996; 積雪のCO2拡散係数測定装置の開発, 雪氷, 58,107-106.

Kominami, Y., Measurement of CO2 transport by snowmelt runoff in paddy fields. J. Agric. Meteorol. (投稿中)



図1 モデルで推定した,積雪層底部における CO<sub>2</sub>濃度 (2005/2/1).計算範囲は頚城平野を中 心とした約60km四方.凡例の目盛り (0~10) はCO<sub>2</sub>濃度 (gCO<sub>2</sub>/m<sup>3</sup>)を表わしており,約500 倍すると体積濃度 (ppmv) に変換できる.



図2 モデルによって計算された関川河川水中の 溶存CO2濃度と実測値との比較.2005年の例.

## 34

#### 簡便な積雪底面流出量の推定と融雪期の列車運転規制への適用可能性の検討

伊豫部勉・松元高峰\*・河島克久(新潟大学災害復興科学センター,\*現職:パタゴニア生態系研究センター) 外狩麻子・島村誠 (東日本旅客鉄道株式会社)

1. はじめに 融雪期における大量の融雪水・雨水の地中への浸透は、地盤の強度を低下させ、斜面災 害を引き起こす可能性がある。特に、積雪地域の鉄道沿線は、線的に長く分布しているため、限られた 気象データから積雪底面流出量の時空間的分布を精度良く推定する手法の確立が求められる.本研究で は、松元ら(2009)の提案した簡易な積雪底面流出量の推定手法が、実際に鉄道沿線において起きた斜 面崩壊に対してどの程度有効であるのか予察的検討を行ったので報告する.

2. 解析モデルの概要 松元ら(2009)が開発した積雪底面流出量の推定モデルとは、「表面融雪量モ デル」と表面融雪量・雨量データとの和をインプットとするべき乗貯留関数法を用いた「積雪層浸透モ デル」より構築される. 表面融雪量の推定にあたっては, Konya et al (2004)の提案する気温・全天日射 量データを入力データとする積雪表面における融雪強度推定モデルを用いた.これら2つの変数のうち, 気温は最寄のアメダス観測所で得られる値を高度による逓減率を用いて補正した.また全天日射量は、 気温と同様にアメダス観測所の日照時間データからYang & Koike (2005)に示された方法で推定した値を 採用した. さらに積雪層浸透モデルによる地表面到達量に底面融雪量(一定値)を加えることで1時間 毎の積雪底面流出量を求めた.

ပ္ရ

刯

気

Ē

全天日射量[W

3. 解析結果および考察 上記モデルの適用 例として,2001年3月28日に福島県内で確 認された融雪期の斜面崩壊事例について, 最 寄のアメダス観測所のデータを用いて,2月 から消雪日まで1時間毎の積雪底面流出量 を推定した. 図1に気温・全天日射量・底面 流出量の推定結果を示す. なお, 斜面崩壊現 場から最寄のアメダス観測所までの距離は 730mであった. 推定された積雪底面流出量 は,2月22日前後に弱いピークが見られる ものの, 2月下旬まで 0.1 mm h<sup>-1</sup>程度の小さ な値で推移した.一方,3月中旬より,気温・ 全天日射量の大きな値が連続的に現れるの とほぼ同時に, 推定された積雪底面流出量も 徐々に増え始め、日合計 20-30mmに及ぶ日が 連続した.3月中旬から斜面崩壊直前までの 積雪底面流出量は267mmと推定された.



#### 参考文献

1) Konya, K., Matsumoto, T. & Naruse, R., 2004: Geografiska Annaler, 84A, 337-348.

図 1 気温、積雪深及び積雪底面流出量の推定結果

2) 松元高峰,河島克久,外狩麻子,島村誠,2009: 雪氷研究大会(2009·札幌) 講演要旨集, p152.

3) Yang, K. & Koike, T., 2005: Water Resources Research, 41, W10403, doi: 10.1029/2005WR003976.

## 車載式塩分濃度システムの開発と現場への展開

○山田忠幸・杉森正義(山田技研)

竹内正紀 (元福井大学工学部)・永井二郎 (福井大学工学部)

1 はじめに

道路凍結対策の現場において、塩化物剤の散布は、効果があらわれやすく、比較的安価でまた簡 便に行えることから今後とも有力な方法であることに変わりない.しかし、構造物の腐食や植生へ の影響を抑え、またコストをより低減させるためより適正な散布が求められている.このことから、 車載型の塩分濃度センサーを開発し、あわせて路面の残留塩分状況を監視し、適切な対応を講ずる ことができるシステムを提示する.

#### 2 システムの構成

システムの構成を図1に示す.まず道面の塩分濃度は、タイヤ後方の車体の裏に取り付けた塩分 濃度センサーの小窓にタイヤの飛沫を取り込んで行う(③).測定は自動車が走行しながら延長およ そ15m間隔で連続して行える.車内でリアルタイムに検知できると同時に、GPSによる位置情 報を付けて管理基地に電送される.パトロールによる路面画像情報を組み合わせることもできる.





図2 塩分濃度管理画面(イメージ図)

図1 システムの構成

#### 3 道路管理現場への展開

電送されたデータは多様に使えるはずである.図 2に路線または地域全体を管理するためのディスプ レーのイメージ図を示す.これを道路状況に関する 他の要素にあわせて表示すればよい.残留塩分濃度 は,道路に沿ってほとんど連続してわかるので,気 温等の変化にあわせた凍結による危険予測と凍結防 止剤散布の適切な指示につなげることができる.

## 雪玉の安息角測定(その4)

小林 俊市(防災科研・雪氷防災研究センター)

#### 1.はじめに

ロータリ除雪車を用いて冬期に除雪作業を実施する際に、雪を回転切削するオーガやブロアの作用 により雪玉が形成されることがある。2006年度、2008年度及び2009年度の本研究発表会において、 生成した雪玉の流動特性を調べるために安息角の測定を行った結果について報告した。今回は、前回 よりも小さな雪玉の安息角を測定するために主としてハンドガイド式小形ロータリ除雪機(16.4kW) による実験を実施するとともに、これまで用いてきたロータリ除雪車(99kW)との比較実験も行った。

#### 2.実験方法

雪氷防災研究センター構内において、小形ロータリ 除雪機(フジイ,SD1122S)またはロータリ除雪車(日本 除雪機,HTR-140)により除雪作業を実施する際に、シ ュートから排出される雪を地面または雪面上に敷いた ブルーシートで受けて採取した(図1参照)。その中か ら採取した雪玉を注入式安息角測定器に投入して安息 角を測定した。また比較のために除雪対象の積雪につ いても同様の方法で安息角を測定した。その後雪玉の 大きさや密度及び硬度の測定を行った。対象とした雪 質は新雪、しまり雪及びざらめ雪の3種類であった。

#### 3.実験結果

既報では、新雪を用いた除雪実験の際には常に雪玉が形成 されたと報告した。しかし、今回雪温が-2.5 の時にはっき りとした雪玉は形成されないことが判明した。Nohguchi *et al.* (1997)によれば、0 以下の乾き新雪からは雪玉が形成され なかったと報告されている。またこれまでの実験で雪温が-1.0

の時には雪玉の形成が認められたことから、雪玉形成の限 界温度は-2.5 から-1.0 の範囲にあるものと考えられる。 次に同じ日にほぼ同じ場所の新雪を用いて上記2機種のロー タリ除雪機(車)により実施した実験結果から、雪玉の大きさ は小形ロータリ除雪機から生成された雪玉(2.5cm)に比べると 出力の大きい機種から生成された雪玉(4.3cm)の方が1.7倍大 きかった。また安息角は逆に、大きな雪玉の安息角(32.2°) の方が小さい雪玉の安息角(35°)よりも8%低下した。すな わち流動性が増大した。この雪玉の大きさと安息角の関係は、 ほかの雪玉や除雪対象の積雪についても、図2に示すように 雪玉の大きさまたは雪の粒径が大きくなるにつれて安息角が 低下する傾向が認められた。







図 2 雪玉の大きさ・雪の粒径と 安息角の関係

#### 参考文献

- 1)小林俊市,2006:雪玉の安息角測定実験.雪氷北信越,26,71.
- 2)小林俊市, 2008:雪玉の安息角測定(その2).雪氷北信越, 28, 32.
- 3)小林俊市, 2009: 雪玉の安息角測定(その3). 雪氷北信越, 29, 51.

4) Y. Nohguchi et al., 1997 : Granulation of snow. Snow Engineering: Recent Advances, 167-170.

## 周期加熱による着雪除去技術の開発-その2

○上村靖司(長岡技科大), 菊入正浩(長岡技科大工), 鈴木善和(長岡技科大院)

#### 1. はじめに

周期加熱という新しい方法によって着雪を全量融解させることなく滑落を促進させる技術の開発を進めている<sup>10</sup>. ここでは、模擬着雪の滑落成否判定実験と氷結部分の観察によって滑雪条件を見いだした結果を報告する.

#### 2. 実験

ペルチェ素子(62×62mm, 12.2 V, 10.7 A)を裏面に 貼り付けた装置(図 1)を用い,加熱 2,3,4s-強制冷 却 30s-自然冷却 90sを一周期とする熱サイクルを与え て,着雪の滑落を観察した.



表1の結果を見ると、着雪厚さ20mm3cycle以上、着 雪厚さ25mmでは2cycle以上で、滑落成功となっている. 図2、図3は氷結部観察結果を整理したものであり、滑 雪は起きるのは氷結部面積率は90%以上、氷結部厚さ は着雪厚さ20mmでは1.3mm以上、25mmの場合では

100 Freezing Area Ratio [%] 90 80 70 O● 15mm-thick △▲ 20mm-thick 60 □ ■ 25mm-thick 50 10 15 20 0 5 Total Heating Time [s] 図2 氷結部面積率 5.0 O● 15mm-thick △▲ 20mm-thick 4.0 25mm-thick 

0.8mm以上であることが示された.



文献

 鈴木善和・上村靖司・小川克昌,周期加熱による着 雪除去技術の開発,雪氷北信越,28,p33,2008.

着雪厚さ	15mm							20mm							25mm						
加熱時間	2s		3s		4s		2s		3s		4s		2s		3s		4s				
滑落成否	$\bigcirc$	$\times$	0	$\times$	0	$\times$	0	×	0	$\times$	0	$\times$	0	×	0	$\times$	0	$\times$			
1 cvcle	0	5	0	5	0	5	1	4	1	4	1	4	1	4	3	2	3	2			
2 cvcle	0	6	0	5	0	5	1	4	2	3	4	1	3	2	5	0	5	0			
3 cycle	2	5	0	5	1	4	4	2	4	1	4	1	5	0	5	0	5	0			
4 cycle	1	3	1	4	1	4	3	2	4	1	4	2	5	0	5	0	5	0			
5 cvcle	3	1	1	4	2	3	3	2	4	2	3	2	4	1	5	0	5	0			

表1 滑雪成否判定実験の結果

## 豪雪地の除雪路線における融雪施設の導入

○藤野 丈志·池野正志·佐藤秀樹((株)興和)

#### 1 はじめに

豪雪地帯の山間部の除雪路線では,除雪後の圧雪 または凍結による,登坂不能やスリップ事故のリス クが大きい.そこで,このリスクを低減することを 目的に,除雪路線の車道上に融雪施設を試験的に施 工し,除雪後の融雪・凍結防止効果の確認を行った.

#### 2 試験施設概要

試験施工には地熱ヒートパイプ工法を採用し, 2008年12月に十日町市船坂地内の一般県道新宮二 ツ屋線の,縦断勾配6%のカーブ手前区間におこなった.本地域の設計条件をアメダス十日町のデータ から求めると,融雪必要熱量は231.5 W/m<sup>2</sup>,凍結防 止熱量 65.7 W/m<sup>2</sup>となる.ここで,除雪補助を目的 として,融雪必要熱量の70%の熱出力となるように 施設を設計し,幅0.6 m,長さ2.2 m,面積1.32 m<sup>2</sup> の試験施設を設置した.また,深度5 m, 10 m, 15 m の地温,及び舗装温度を測定する熱電対を設置し, データロガーにより5分間隔で温度を記録した.

#### 3 融雪状況

代表的な融雪状況を図-1に示す.除雪後の路面上には薄く圧雪が残るが,融雪箇所では、気温が氷点下にもかかわらず濡れ状態を維持していた.地温の 測定値及び融雪状況から,積雪時には160 W/m<sup>2</sup>前後の放熱量となっていることがわかった.

8回の融雪状況の確認により,路面の早期露出効 果があること,残雪している場合でも凍結せずシャ ーベット状になっていることが確認された.



図-1 融雪状況

#### 4 導入効果について

融雪状況と放熱量の変化を照らし合わせると,放 熱量が155 W/m<sup>2</sup>以上かつ安定している場合は,路面 は積雪状態と見られ,2008 年度の冬期間に積雪状態 となっていた時間は180 時間程度と予想される.ア メダス十日町での降雪時間377 時間と比べると,降 雪中は積雪状態となっていることが多いと予想され る.アメダス十日町の気温と施工地との気温差を考 慮し,凍結の恐れのある時間を求めた結果,約1600 時間であった.これに対し,舗装温度の測定結果か ら凍結している可能性がある時間を求めると,わず か7時間となった.以上の結果は融雪状況とも整合 的である.本試験施設のように,放熱量を抑えた場 合でも残雪の凍結を防止でき,路面の早期露出効果 もあることから,除雪路線の融雪・凍結防止効果と しては十分であったと考えられる.

#### 5 今後の課題

2008 年度の試験の結果を受けて、2009 年度には わだち部に計5 mの延長の地熱ヒートパイプ融雪施 設を導入し、良好な融雪・凍結防止効果を得ること ができた。

今後の課題として、登坂不能やスリップの防止効 果の具体的な時間数の把握,融けかかった圧雪が作 られ,滑りやすい路面が発生していないかの確認が 挙げられる。また,降雪時に積雪状態となりやすい ことや,除雪作業によって雪が載せられることから, 融雪箇所が解らなくなるといった問題点がある.車 両が安全に通行できるよう,除雪路線への融雪施設 の導入方法を検討する必要がある。

#### 謝辞

試験施工にあたり,新潟県十日町地域振興局地域 整備部維持管理課からは,快く試験施工箇所のご提 供を頂きました.この場を借りて感謝申しあげます.

#### 文献

池野正志・佐藤秀樹・藤野丈志(2010):豪雪地の除雪路線における地熱ヒートパイプ融雪施設の導入効果,第24回北陸雪氷シンポジウム予稿集