2012年度 北信越支部総会および研究発表会・製品発表検討会

日時: 2012年4月14日(土)16:30~20:00、15日(日)9:00~16:00

場 所: セミナーハウスあいりす (石川県加賀市山田町リ243(加賀市中央公園内))

次第: 4月14日(土)

- 16:30~17:15 2012年度北信越支部総会 アイリスホール
- 17:15~17:30 2011年度 支部賞授賞式 アイリスホール

雪氷奨励賞: 件名: 大沼賞: 件名: 雪氷技術賞: 件名:

18:00~20:00 技術交流会(懇親会) レストラン 18:00~20:00 参加費:4,500円(学生は3,000円)

4月15日(日) 9:00~16:00

./ 0 研究発表会·製品発表検討会 アイリスホール(第1会場) 研修室3(第2会場)

【注意事項】

 発表方法 会場には液晶プロジェクタを用意します。 発表用のPCは、基本的には各自でご用意下さい。 (会場にもPCを用意する予定ですが、ファイルのコピーは事前に済ませておいてください) (動画を使用される方は、ご自身のPCの使用をお勧めします) なお、希望者がおられませんでしたので、OHPは用意しません。
 発表時間 1鈴:7分、2鈴:9分(発表終了)、3鈴:12分(質疑応答終了)とします。 発表件数が多く、スケジュールに余裕がありません。時間厳守にご協力下さい。

3. 予稿集

当日、会場において予稿集は配布いたしません。予め支部ホームページより印刷してください。 「雪氷北信越32号」は6月に支部ホームページに掲載(電子出版)します。 印刷冊子(有料)をご希望の方は「雪氷」またはホームページを参照し、お申し込み下さい(5/27締切)。



2012年度 日本雪氷学会北信越支部大会 研究発表・製品発表検討会プログラム

【宜1会場】	アイリスホール	(*け制品発表)

セッション	座長	No.	タイトル / 発表者名
		1	こしもざらめ雪の等温状態における剪断強度増加の温度依存性 平島寛行(防災科研)・阿部 修(防災科研)
雪氷物理 9:00-10:45		2	ブレード状アタッチメントによる積雪硬度判定方法の評価実験 金高義(極地研)・竹内由香里・遠藤八十一(森林総研)
	島田亙	3	氷の結晶粒径と方位の測定法 ·画像処理ソフトの開発と方位測定の発展 · 高田守昌 ·重国亜沙子 ·笠原 亮 ·柳瀬健太郎 ·東 信彦(長岡技大)
	高田守昌	4	水膜内水流が復氷速度を抑制 対馬勝年(富山大)
	(長岡技術科字大 学)	5	雪結晶の簡易な透過光撮影 藤野丈志((株)興和)
		6	吹雪時の大気電場に関する風洞実験 大宮 哲(北大・低温研)・佐藤篤司(防災科研・雪氷)
		7	実験、植物体に氷花(シモバシラ)を作る 吉田嗣郎
		8	ぬれ雪を対象とした低磁場MRIの開発 安達 聖(防災科研・雪氷)
	伊東靖彦	9	2011年4月立山室堂平における積雪断面観測および積雪中のイオン鉛直分布 谷口貴章 ·島田 亙(富山大・理)
積雪の構造	 (土木研·雪丽·地 すべり研究セン ター) 	10	立山室堂平で発達する雪庇の研究 ~ 動画と気象状況からの形成過程の考察 ~ 霜垣 永・島田 亙 (富山大・理)
10:45-12:15	安達 聖 (防災科研・雪氷防 災研究センター)	11	凹凸を持つ積雪内の水分移動 勝島隆史(富山高専)・熊倉俊郎(長岡技大)・山口 悟(防災科研・雪氷)
		12	多層積雪への降水浸透と積雪硬度の変化 伊東靖彦・池田慎二(土木研・雪崩C)・松下拓樹(土木研・寒地)・山口 悟・上石 勲(防災科研・雪氷)・野呂智之(土木研・雪崩C)
		13	地中レーダ探査による土壌下の積雪に関する研究 泉 吉紀・酒井英男 (富山大)・上石 勲(防災科研)
	渡辺幸一 (富山県立大学)	14	積雪および降水中のアルデヒド類の動態 渡辺幸一・西元大樹・石田幸恵・江田奈希紗・道上芹菜・小川厚治(富山県立大)・島田亙・青木一真・川田邦夫(富山大)
雪氷化学		15	中部山岳地域における積雪層中の化学成分の空間分布 狩山裕昭・鈴木啓助(信州大・理)
13:15-14:15		16	降雪に含まれる化学物質濃度の空間分布 倉元隆之·鈴木大地·佐々木明彦·鈴木啓助(信州大)
		17	乗鞍上高地地域における積雪層中の主要イオン濃度の時間変化 鈴木大地・倉元隆之・佐々木明彦・鈴木啓助(信州大)
		18	白馬山岳域における標準化された雪崩情報の提供 出川あずさ・舎川朋弘・林智加子・池田慎二・五月女行徳・Damian Banwell(日本雪崩ネットワーク)
		19	11/12シーズン・山岳域における雪崩死傷事故(速報) 出川あずさ・横山巌(日本雪崩ネットワーク)・池田慎二(土木研究所 雪崩・地すべり研究センター)
	平島寛行 (防災科研·雪氷防	20	水の浸透に着目した斜面と平地の積雪層構造の比較:2011-12年冬期観測結果 池田慎二·伊東靖彦·野呂智之(土木研·雪崩C)·勝島隆史(富山高専)·松下拓樹·坂瀬修(土木研 寒地)·竹内由香里(森林総研·十日町)
雪崩 14:15-16:00	災研究センター)	21	日本で観測された雪崩破断面の積雪構造について 池田慎二·野呂智之(土木研·雪崩C)・出川あずさ(日本雪崩ネットワーク)
	伊隊部勉 (新潟大·災害研)	22	雪崩に対する森林の減勢効果・妙高・幕ノ沢を対象とした運動モデルによる実験 - 竹内由香里(森林総研十日町)・西村浩一(名古屋大)・Abani Patra(Univ. at Buffalo)
		23	震動台による積雪の震動実験(序報) 上石 勲(防災科研・雪氷)・町田 敬(町田建設)・加藤 務(テクノかとう)
		24	雪氷防災研実験斜面における積雪観測 上石 勲(防災科研·雪氷)

【第2会場]研修室3	(*	は 製品発表)
セッション	座長	No.	タイトル / 発表者名
		25	穂高岳涸沢雪渓の経年変化の資料収集 神田健三
		26	北アルプス涸沢圏谷におけるGPS を用いた積雪深の観測 佐々木明彦・槇 拓登・鈴木啓助(信州大)
雪淫·教育普	山口 悟 (防災科研·雪氷防	27	雪結晶配置の縦と横·再考 - 中谷先生没後50周年を記念して- 和泉薫(新潟大·災害研)・納口恭明(防災科研)
ユン 及·建築·利雪 克雪 0:00 10:45	災研究センター)	28	加賀市の氷室·雪穴跡と雪氷利用 竹井巖(北陸大)·神田健三(雪の科学館)·河田脩二(金大名誉教授)
9.00-10.45	(北陸大学)	29	多雪農山村地域における親雪の取組み 震災犠牲者追悼「雪あかり木島平」の実施 西田徹也(木島平村役場)・山口健太郎(木島平村教委)・内藤正巳(木島平村役場)
		30	福井県における近年の大雪時の雪の単位荷重 前田博司·茶木厚博(福井工大)
		31	消防庁データに基づく2011/2012冬期の雪害 - 過去の豪雪年との 比較 - 佐藤威(防災科研・雪氷)
		32	積雪内部の不均一浸透と気象条件との関係 マルチライシメータを用いた解析 山口 悟(防災科研・雪氷)
		33	融雪期における長波放射収支の特徴と日変動 佐藤亮太(新潟大・院)・河島克久・伊豫部勉(新潟大)・外狩麻子・島村誠(JR東日本)
融雪·積雪分	倉元隆之 (信州大学) 大宮 哲 (北大・低温研)	34	2011/12年冬期における全国および新潟県内の積雪深分布の特徴 伊豫部勉·河島克久·和泉薫(新潟大)
10:45-12:15		35	上越地方の積雪、2012冬 横山宏太郎·小南靖弘(中央農研北陸)
		36	長野県北部飯綱山周辺域における2012年の積雪深分布と積雪水量 浜田 崇・富樫 均(長野環保研)・横山宏太郎(農研北陸)
		37	長岡と新庄における新積雪の密度の年々変動 - 1965年 から2011年 - 佐藤篤司(防災科研・雪氷)
		38	雪片による積雪面の削剥の風速・温度依存性 佐藤威・根本征樹・小杉健二・望月重人(防災科研・雪氷)
		39	鉄道用信号機フード(クリアヒート式)の着雪防止対策 加納寛之・五十嵐 勉(JR東日本)・佐藤篤司(防災科研・雪氷)
		*40	豪雪地における坂道安全対策としての地熱ヒートパイプ融雪施設事例 藤野丈志・小谷野 保・佐藤秀樹((株)興和)
		41	新潟県における豪雪年の降雪の時空間変動解析 柴田神奈(新潟大・理)・ 河島克久・伊豫部勉(新潟大・災害研)・佐藤亮太(新潟大・院)
交通·降雪	本吉弘岐 (防災科研・雪氷防 災研究センター)	42	近年の大雪に関わる大気循環場の特徴 本田明治(新潟大・理)
13:15-15:45	本田明治 (新潟大学)	43	妙高山域における積雪水量と冬期降水量の標高依存性 竹内由香里(森林総研十日町)・宮崎伸夫(クライメットエンジニアリン グ)・金高義(極地研)
		44	暖候地降雪の降雪種判別のための降積雪観測データベース 石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人・山口悟(防災科研)
		45	ビデオカメラと電子天秤を用いた個別の降雪粒子の質量測定について 本吉弘岐・石坂雅昭・中井専人(防災科研・雪氷)
		46	冬季山岳域のレーダー降水量と地上観測降水量の差の要因に関する研究 板戸昌子・熊倉俊郎(長岡技科大)・中井専人(防災科研)
		47	北 超地域に 山 現 9 9 時 7 系の 2年 7 年 7 年 7 年 7 年 7 年 7 年 7 年 7 年 7 年

こしもざらめ雪の等温状態における剪断強度増加の温度依存性

○ 平島寛行、阿部修(防災科研)

1. はじめに

1

乾雪表層雪崩の発生原因のひとつであるこしもざ らめ雪の剪断強度の評価は、雪崩の発生予測を行う際 において重要である。こしもざらめの発達段階におけ る剪断強度の変化(阿部ほか、2007)のみでなく、等温 条件下における剪断強度の増加量の評価も、積雪の安 定化の判断をする際には重要である。本研究では、・2 ~-15℃における等温条件下でのこしもざらめ雪の剪 断強度の変化を測定し、その温度依存性を調べた。

2. 実験

雪氷防災研究センター新庄支所の雪氷防災実験棟 において、実験を行った。気温を・20℃に制御して表面 を冷やすとともにヒーターを用いて積雪底面を 0℃に 保つ事で温度勾配をかけた。9 日間の強い温度勾配に さらすことで、こしもざらめ雪が十分に発達した。そ の後、積雪を気温を・2,・5,・10,・15℃に設定された別の低 温室に移し、温度勾配がほとんどない環境下で2ヶ月 おき、定期的に密度及び剪断強度を測定する事でこし もざらめ雪の剪断強度の時間変化を測定した。

3. 実験結果と SNOWPACK への導入

それぞれの温度条件下における剪断強度の変化を 図1に示した。2ヶ月の間に2~4 倍程度の剪断強度 の増加が見られた。これをしもざらめ化率(阿部ほか、 2007)に変換し、その変化量と温度の関係を図2に示 したところ、5℃~-15℃の条件下においては、温度が 高くなるほど変化が大きかった一方で、-2℃の条件下 においては、他の温度条件と比べ剪断強度やそれに伴 うしもざらめ化率の減少量は小さい値を示した。この 原因としては、融点付近のため積雪が軟化していたた めと考えられる。軟化による剪断強度の低下を考慮す ることも重要であるが、今回は-5℃~-15℃の測定結果 から温度依存性を定式化し(式1)、SNOWPACKモデ ルに組み込んだ。

dC/dt=0.4152exp(-4250/(T+273.15)) (1)

SNOWPACK で計算した結果の1例を図3に示す。 温度勾配解除 60 日後において、しもざらめ化率は実 験結果でも計算結果でも約0.8 となった。

4. まとめ

温度が高いほど変質も速くなるため、剪断強度の増 加量も大きい傾向が実験から確認された。しかしなが ら、融点付近では軟化等も影響する。正確な剪断強度 の見積もりには、そのような要素も組み込んでいく必 要があることが示唆された。



図3 しもざらめ化率の計算例

(5月7日に温度勾配を解除後、雪温は-5℃で一定) 参考文献

阿部ほか(2007) こしもざらめ雪の剪断強度の定式化. 寒地技術論文・報告集, 23, 126-129.

ブレード状アタッチメントによる積雪硬度判定方法の評価実験

金高義(国立極地研究所)・竹内由香里(森林総研十日町試験地)・遠藤八十一(森林総研十日町試験地) ・宮崎信夫(クライメットエンジニアリング)

<u>1. はじめに:</u>

積雪断面観測の際の積雪硬度計測は、デジタル式荷重測定器に装着した直径 15mmの円板状アタッチメントを約 1cm/secの速度で 1~2cm ほど貫入させた時の最大抵抗力によって広く評価されている(例えば、竹内ら 2001). この円板状アタッチメントを用いた計測方法では、積雪硬度は圧縮性能に大きく支配される. 本研究では圧縮性能の影響を受けずに雪粒子同士の結合強さに起因する硬度を計測するために作成したブレード状アタッチメントの評価を、ブレードサイズと貫入速度の効果に関して乾いたしまり雪に対して行った.

2.実験装置と方法:

アイコーエンジニアリング社製デジタル式荷重計を手動スタンド(MODEL-1345)に取り付け、一定の貫入速度を実現した.森林総研十日町試験地において実験は実施され、実験機は雪洞内に設置して外気温に関係なく0°C近傍を保持した.積雪断面から切り出された乾いたしまり雪(密度*ρ*=352kg/cm³,温度**T**=-0.1°C)の雪試料を載荷板上に設置したのち、速やかに実験を開始した.最大抵抗力のみを測定する従来の方法は、 簡便さにおいて優れているものの、力学挙動を評価する上で応力・ひずみ関係が不明であるのは重大な欠点である.本研究では、デジタル式荷重計の機能を用いて荷重を、また貫入変位を変位変換機(共和電業社・ DTH-A-50)によってそれぞれ 0.05sec ごとに連続的に計測した.ブレードサイズ(W)と貫入速度(U)は、 それぞれ 3 種類(10, 20, 40mm)と4 種類(4, 1, 0.5, 0.25mm/sec)とした.

<u>3.結果と考察:</u>

ブレード状アタッチメントによって計測される荷重を、単位長さ当たりで計算して、Blade Hardness Index (B.H.I.) として評価した.

W=20mm 一定として貫入速度の依存性をみると、いずれの貫入速度の場合でも、貫入深さ 5mm ほどで 脆性破壊に行きつき B.H.I.はおよそ 500N/m に収束し、貫入深さ 30mm の間に貫入速度の依存性は見られ なかった(図 2a).また、U=4mm/sec 一定としてブレードサイズの依存性をみると、弾性・脆性の力学挙動 はしめしたが、ブレードサイズが大きいほど B.H.I.は小さくなった(図 2b).

ブレード状アタッチメントは、貫入速度依存性が極めて小さいことから、圧縮抵抗の影響が少ないことが 考察できた.



氷の結晶粒径と方位の測定法 一画像処理ソフトの開発と方位測定の発展-高田守昌〇、重国亜沙子*、笠原亮*、柳瀬健太郎、東信彦 (長岡技術科学大学)*修了生

氷河や氷床の流動は、応力や温度のみではなく、力学的に異方性をもつため多結晶体であるため、氷 結晶の幾何学形状や方位といった結晶組織が強く影響を与えるので、これらを考慮した力学的性質につ いて研究が行われている。

結晶の幾何学形状測定は、偏光板や顕微鏡を用いて氷試料の結晶粒界を識別し、結晶粒の代表的な特 徴である等価円直径などで表すことが多い。画像の解析には、高額で汎用的な画像処理ソフトにおける 一部機能を利用しいている。そこで、安価で結晶粒の幾何学形状の解析に特化した、図1に示したソフ トウェアの開発を行っている。画像解析では、撮影した画像を表示させ結晶粒界を手動で描き、スケー ル設定するにより、多結晶氷のそれぞれの結晶粒の幾何学形状を解析することが可能である。測定可能 な項目は、等価円直径、面積、周長など 50 種類以上であり、必要な項目を選択できる。なお、このソ フトウェアの開発には、ナショナルインスツルメンツ社の LabVIEW(Ver. 2010)および VISION を用い ている。

氷結晶の方位測定は、光学的性質を利用したリグズビーステージによる結晶主軸測定(Langway, 1958)、自動化したファブリックアナライザー(Wang, 1999)、X線を用いたラウエ法や後方散乱電子回 折(EBSD)法などを用いて行われている。しかし、それぞれ、1mm以下の小さな結晶粒の結晶方位測定が 難しい、非常に高額な装置であるといった理由から小さな氷結晶の方位を容易に測定可能な方法は存在 していない。熱腐食孔(エッチピット)による結晶方位測定が Higuchi(1958)によって提唱され、 Matsuda(1979)により測定が試みられ、笠原(2002)、重国(2008)によって多結晶氷の結晶主軸の測定に 用いられるようになった。エッチピット形状の測定には、結晶粒の幾何学解析と同様に、光学顕微鏡お よび撮影装置があれば良いため、安価で容易な方法である。しかし、結晶粒の解析と同様に汎用の画像 処理ソフトが必要であり、広く使われることはなかった。そこで、上述のソフトウェアに、結晶方位の 解析に必要な、外形輪郭の角度測定の機能を追加した。

今後は、開発中のソフトウェアを結晶の幾何学形状の測定については、使いやすいものに洗練する予 定である。また、結晶方位測定では、エッチピットの外形輪郭から結晶主軸だけでなくおよび、A 軸測 定も可能な方位測定のアルゴリズムを確立するとともに、このソフトウェアに組込む予定である。発表 では、これらの方針についても紹介する。



図1 画像解析ソフトの画面

対馬勝年(富山大・理)

1. はじめに

復氷過程では氷が融けた分だけワイヤーは前 進し貫入速度を与える。その場合、ワイヤーを 通る熱流が貫入速度 V を決めると考えられる。 しかし、ナイロン線から銀線まで 2000 倍に熱 伝導率が変わっても、V がなぜ僅か 10 倍程度 の違しか生じないのか疑問とされていた。この 疑問は「水膜の流れ」に着目すれば解決される と思われる。水が後方に流れた分だけワイヤー は前進するという解釈も成り立つからである。

2. 水膜の流れ

水膜が薄すぎれば界面の影響を受けて水の粘 性抵抗が大きくなり、流れの抵抗が増して水膜 内の水は殆ど流れず、水膜がある厚さに達した ときスムーズな流れが発生すると仮定しよう。 水に流れをもたらすのは圧力勾配であり、水の 粘性と水膜厚さが流れに影響する。水の流れが ∨ の抑制原因になっていると考えれば、熱伝導率 の影響の小さい理由に納得がいくであろう。流 量は水膜内の圧力勾配に比例するから、最大圧 カー定の条件ではワイヤーが太さに反比例して ∨が減少すると考えられる。

3. 銅線太さの貫入速度に及ぼす効果

銅線の場合、熱伝導率は水の 700 倍もあり、 ワイヤー太さ 0.1 ~ 0.5mm 程度では温度差の殆 どが水膜内に発生し、ワイヤー内の温度差は無 視できるほど小さい。したがって、水膜厚さが ワイヤーの太さによって変わらないと仮定すれ ば、熱流解析では最大圧力一定の条件下では貫 入速度は太さによって変わらないはずである。 しかし、実測(図 1)は熱流解析と異なり、太い ワイヤーほど V が遅かった。しかひ、これは水 膜流に対する圧力勾配が太いワイヤーほど小さ いことと一致する。つまり、水膜流れが V を抑 制していることを支持する結果となっている。

Vの実測から、金属ワイヤーを流れる熱流、 水膜を流れる熱流を計算できる。ワイヤー前面 の水膜を流れる熱流 q は水膜内温度差 $\Delta T_{x \mbox{\tiny RE}}$ 水膜厚さ d の比に水の熱伝導率 k $_{x}$ をかけたも のに等しい。問題なのは温度差も d も未知数な



図1 貫入速度 V とワイヤー太さの逆数の関係

ためどちらも決定できないことである。さらに、 ワイヤー後面水膜の圧力が負圧になっている場 合、その大きさが不明なこと、負圧がワイヤー 前面の氷の融点降下に影響を与えることも問題 となる。しかし、ワイヤー後面の蒸気泡の大き さから負圧の大きさを推定し、均一厚さ水膜を 仮定すればワイヤー下面で d の最大値を決定で きる。ナイロン線の場合はワイヤー後面は部分 的な復氷となり未凍結の水が氷表面まで続いて いるから、ワイヤー後面の水は 0 ℃と確定でき る。それゆえ、水膜内温度差が決定できそうに 思われるが、この場合も氷を流れる熱流を無視 できないため、単純にはいかない難しさがある。

ワイヤーの太さと最大圧力が同じなら、ワイ ヤーの種類によらず水膜厚さはほぼ似た値にな るであろう。水膜が厚すぎれば圧力で後方に迅 速に運ばれ、逆に薄すぎれば水の流れが遅く水 膜が厚くなり、ある一定値(幅あり)になると考 えられる。水の流れは水の粘性係数にも依存す る。Jellinek が平滑面に対する氷の剪断付着力 の測定で水膜の粘性係数が界面の影響を受けて 著しく増大すると報告している。この関係が復 氷にも当てはまると仮定すれば、水膜が薄くな るほど粘性係数が大きくなることになり、水膜 がある厚さを維持するのに好都合となる。

水膜は境膜や境界層の厚さを含み、単純では ないと思われる。

雪結晶の簡易な透過光撮影

O藤野 丈志・((株)興和)

1 はじめに

雪結晶が短時間で融けてしまうような高い気温 のときでも撮影できれば、時期的にも地域的にも観 察のチャンスが広がる.そこで、野外において雪結 晶の透過光照明による撮影を素早くできる観察台を 作り、撮影方法を考案した¹⁾.本報では、雪結晶の 写真を手軽に楽しめるよう撮影方法と観察台の工夫 をしたので報告する.

2 観察台

雪結晶の観察台を図-1に示す.観察台は,長さ 10 cm のアクリルの筒の下に青いアクリル板を置き,上 に雪結晶を受けるガラス板 (シャーレ)をのせたも のである.アクリルの筒とガラス板の代わりに,底 の平らなガラス製のコップでもよい.また,色紙を 小さなビニル袋に入れて観察台の下に敷くことで, 自由に背景色をつけることもできる.この観察台を 手で均した積雪面上に置き,ガラス板の上に雪結晶 が落ちてくるのを待つ.

3 撮影方法

撮影は、クローズアップレンズを装着したデジタ ルカメラを使い、フラッシュを強制発光させておこ なう.素早く撮影するために、手持ち撮影でおこな う.マクロ撮影が可能なコンパクトデジタルカメラ の場合、フラッシュ光が直接雪結晶にあたることが あるので、光を遮るための被いをつける.クローズ アップレンズをつけられないカメラの場合、レンズ の前にルーペをかざして撮影する.

この撮影方法は,積雪からの散乱光を透過光とし て利用する.撮影時の光の経路を図-2に示す.フラ ッシュ光は雪面で反射し,白い散乱光となって雪結 晶に斜め方向からほぼ一様にあたる.青い板からの 反射光は雪結晶のほぼ真下から雪結晶を透過してく る.このとき,白い散乱光は雪結晶の縁で屈折した ものだけがレンズに到達するので,写真には青い背 景に白い輪郭の雪結晶が写る.

4 撮影例

雪結晶の撮影例を図-3 に示す.フラッシュの光源 が一つでも、その光が上手く積雪で散乱することに よって、影をほとんど出さずに写すことができる. 撮影に慣れると、雪結晶が落ちてきてから 2~3 秒後 にはシャッターを切れるので、気温が高く融解が進 んだ雪結晶の撮影も可能である.

文献

 藤野丈志(2011):野外における雪結晶の簡易な透 過光撮影,雪氷研究大会講演要旨集,Vol.2011, pp.248



図-1 雪結晶観察台

図-2 撮影時の光の経路



図-3 雪結晶の撮影例

吹雪時の大気電場に関する風洞実験

○大宮哲(北大低温研)、佐藤篤司(防災科研 雪氷防災研究センター)

1. はじめに

6

吹雪の発生に伴い、雪面近傍における大気電場(以下、電場)が変動する事が報告されてい るが(Simpson, 1921 など)、それは吹雪粒子が帯電しているためである。これまでに観測された 最大瞬間電場は、高度 0.5m において 32.3kV/m(絶対値)であり(Gordon and Taylor, 2009)、 晴天無風時の平均電場(100V/m:下向き)と比較すると、その値は 320 倍を超える。この電場と 吹雪粒子の帯電量の積で生ずる静電気力により、吹雪粒子自身の運動軌道が影響を受けてい る可能性について議論されている(Schmidt *et al.*, 1999 など)。しかしながら、吹雪時の電場測 定例は少なく、その変動特性に関する知見は乏しい。

<u>2. 実験方法</u>

本研究では、吹雪時の電場の変動特性を明らかにすることを目的とし、防災科研・雪氷防災 研究センター新庄支所の低温風洞を用い、風速および雪供給量を変え、吹雪時の電場測定を 行った。また、この電場強度と粒子の質量フラックスの間には因果関係があると考えられるため、 質量フラックスの同時測定も行った。測器の設置状況を図1に記す。ここでは、回転セクタ型表 面電位計(図1左)を用い、測定された電位値(V)とプローブの設置高度(2.5cm)とから、雪面 を基準とした電場(V/m)を算出した。質量フラックスの測定にはネット式吹雪計(図1右)を使用 し、その開口部中心位置が高度2.5cmにくるようにした。なお、吹雪の発生には、回転ブラシに

よって雪粒子を巻き上げる粒子 供給装置(図 2)を用いた。本実 験は、保存雪を粉砕して作成し た球状粒子、削剥の無い硬い 雪面を用い、気温-10℃、吹走 距離 10m、風速 5~7m/s、雪 供給量 8.7~34.9g/m/s で行 った。



図1 測器の設置状況

図2 粒子供給装置

3. 実験結果

風のみを吹かせた場合には、風速に関わらず電場は変動しなかった。図3に、吹雪時の最大 電場と質量フラックスの関係を示す。風速7m/sのケースにおいて、両者の間に顕著な相関が見

られた。また、風が強いほど電場強度が増加 する傾向が確認された。本実験で得られた電 場は全て負(上向き)を示したが、これは実験 時の吹雪粒子が正に帯電していた事を示唆し ている。

これまでに行われた実験から、回転ブラシ によって供給された雪粒子は供給時点で正電 荷を帯びているが、雪面との衝突を繰り返す 事によって徐々に負電荷を蓄積する事が示さ れている(大宮・佐藤, 2011)。強風時ほど跳 躍距離が長いため、電場測定地点までの跳 躍回数は少ない。従って、強風時ほど供給段 階で帯びた正電荷がより多く残っており、大き な負電場が測定されたものと解釈できる。



7

実 験 … 植 物 体 に 氷 花 (シ モ バ シ ラ) を 創 る 吉田嗣郎(ネイチャーシネプロ)

<u>はじめに</u>

初冬の頃から気温が0℃以下に下がった朝、シソ科の植物シモバシラ(keisukea japonica)にシモバシラ(氷 花)が見られる。(以降氷花とする)これまで筆者が氷花を観察した植物は、前出と①シソ科テンニンソウ (Leocosceptrum japonicum)②シソ科アキチョウジ(Plectranthus longitubs)③キク科タイアザミ(Cirsium nipponicum ver.incomptum)④ヒユ科イノコズ(Achyranthes videntata ver.japonica)で②③④は現在筆者が初 めて確認したと考えている。シソ科でもシソ(perilla frutescns ver.crispa)やオドリコソウ(Lamium album ver.barbatum)では氷花の発生を観察していない。なぜ氷花は特定の植物に発生するのか。疑問を解く鍵は実 験で氷花を発生させることが一つの方法と考え、2010年の初冬から装置作成に取り組み、2011年12月8日に 初めて自然に近い氷花を発生させることに成功したので、実験装置の作成や実験方法その結果を報告する。

実験装置の作成(NCP氷発生装置)

この装置は I 三温度帯冷凍ストッカー I 植物体収納容器 II 氷花発生装置で構成した。 I は容量1000、外 す縦668mm 奥行578mm 高さ666mm(レマコム社製)を使用した。 II は直径88mm深さ115mm厚さ3mm、食 品保存用容器(商品名UNIX WARE)480ccを利用した。外側にベルトヒーター~シリコンゴム最少曲り径10mm (坂口電熱社製)巾10mm長さ1mを巻き、100w可変トランスに接続し水温を調節した。

Ⅲは発砲プラスチック保温材(ダウ化工社製)厚さ10mmと20mmを使用、二液混合接着材クイック30(コニシ社 製)で張り合わせて作成。 寸法は縦160mm 横226mm 高さ165mm。 中心に直径95mm 深さ115mmの穴を明け Ⅱが入るようにした。 上部の植物体を設置する部分は同保温材10mmで縦165mm横113mm二枚作成。 対角位 置の横30mm縦40mmに直径11mm深さ115mmの穴を明け、直径10mmの檜丸棒を差し込んで植物体設置板を 固定した。 設置板の中心には、 植物体の茎の径に合わせ切り込みを入れ、 茎を挟んで固定した。







図1シモバシラに生じた氷花 【冷凍庫

Ⅱ植物体収容容器

Ⅲ氷花発生装置

実験方法

庭に植栽してあるシソ科シモバシラなどを事前に、発砲プラスチック容器に移植して実験室内に持ち込み準備した。 「三温度帯冷凍ストッカーはチルド帯0℃~-8℃で使用した。実験試料は根付きで茎の上部15cmで切断 し、実験装置Ⅱにセット。外部に表示できるデジタル温度計を①冷凍庫内②氷花発生容器上部Ⅲ植物体収納 容器内に設置して測定した。④冷凍庫内湿度も計測し、90%前後の高湿度を保つようにした。Ⅲの水温は常に +3℃前後になるように調整した。実験開始後、およそ30分~1時間間隔で装置の蓋を開き、氷花の発生状況 を観察記録し、キャノンEOS40Dで撮影、PCに読み込み記録した。



実験結果

NCP氷花発生装置による第5回目のシソ科シモバシラを使った実験の結果。上の図は氷花が成長する様を時間軸で記録したもの。①12月24日19:41実験開始から4時間、植物体の表皮を破って氷花が発生し始める。② 25日実験開始後6時間、高さ30mm巾27mmに成長。③25日実験開始後24時間、高さ41mm巾34mmに成長。 ④27日実験開始後87時間、高さ37mm巾67mmに成長した。高さは昇華により③より4mm小さくなっている。

<u>考 察</u>

実験結果より、図1自然に野外で発生した氷花と、実験によって発生させた氷花では形状はほとんど変わらない が、同じ巾に成長するのに実験ではおよそ10倍掛かっている。温度条件は紙面の都合で割愛したが、冷凍庫の 性能と関係があると考えられる。なお何故特定の植物に氷花ができるかについて、当装置を使って通年実験が 可能であることから、同一植物で成長段階による実験。同時に異種植物での実験。植物生理の観点から調べた り、過冷却の問題の探求、顕微鏡による観察などにより、疑問点の解明を進めたいと考えている。

ぬれ雪を対象とした低磁場 MRI の開発

○安達 聖 (防災科研 雪氷)

1. はじめに

MRI(Magnetic Resonance Imaging)は X線 CT 同様, 医療の画像診断で用いられ, 試料の 3 次元構造を非破壊かつ高分解能で描出することが可能であることが知られている. 雪氷試料の撮像については X線 CT が先行したが, 雪氷と内部に存在する水の識別などにおいて, 画像コントラストの点で MRI は X線 CT を遥かに凌駕する.本稿ではこの MRI の特性に注目し, ぬれ雪中の水の撮像を可能とする MRI 装置の開発の経過について報告する.

2. 摄像装置

使用した MRI 装置は 0 ℃の低温室に設置された永久磁石と、常温の実験室に設置された制御用コ ンソールを組み合わせたコンパクト MRI である.使用した永久磁石は、静磁場強度 0.21 T、磁極間ギ ャップ 25 cm、静磁場均一領域 15 cm 球(25 ℃,25 ppm)、総重量 1350 kg である(図 1). RF コイ ルは、内径 11 cm のアクリルパイプに、直径 2 mm の被服銅線を 16 ターン巻いたソレノイドコイル を用い、真鍮製のシールドボックス内に固定したものを使用した.撮像シーケンスには、TR/TE = 100 ms / 10 ms、イメージマトリクス:128³、面内画素サイズ(1mm)³の 3D スピンエコー法を用いた.

3. 画像歪み評価

永久磁石の静磁場強度は温度変化に比例し変化することが知られている.しかし,永久磁石はその 形状と使用素材が部位によって異なることから,永久磁石全体の歪みが不均一なため,結果として静 磁場均一領域の歪みを招くこととなる.一般的に永久磁石は 25 ℃で稼働を基準に設計されているた め,低温室での稼働は想定されておらず,静磁場均一領域の保証はされていない.図2に格子状の標 準試料を MR 撮像した結果を示す.図2に示されるように画像の中心部から外周に広がるにつれて画 像の歪みが大きくなっていることがわかる.





図2 標準試料のMR 画像

4. 今後の予定

シムコイルの実装により歪みのない静磁場均一領域を確保し, 歪みのないぬれ雪の3次元データセットの取得を目指す.また,得られた画像より低磁場 MRI 法を応用した含水率計測を行い,従来の含水率計測法との比較を行う.

2011 年 4 月立山室堂平における積雪断面観測および積雪中のイオン鉛直分布 〇谷口 貴章,島田 亙(富山大学)

1.はじめに

冬期の立山室堂平は,北西季節風と対馬暖流 からの盛んな水蒸気供給によってもたらされる 大量の降雪により,膨大な積雪量を誇る。また, その積雪層内部には,アジア大陸から輸送され た黄砂や人為的汚染物質などの大気エアロゾル 粒子が保存される。そして,その積雪の断面を 観測,試料採取し物理的・化学的に解析するこ とで冬期の大気環境を復元できると考えられて おり,観測が困難とされる山岳地帯の冬期の気 象・大気環境の理解に役立てられてきた。しか し,大気環境を時系列的に復元するためには, 積雪層の堆積時期推定が必要であり,その上, 観測結果を評価するためには,経年的な議論が 必要である。したがって,このような積雪断面 観測は非常に重要な観測とされている。

本研究では,2011年4月16日から4月18日 にかけて,立山室堂平において積雪断面観測と 積雪試料のサンプリングをおこない,物理的・ 化学的解析から冬期間の大気環境を理解するこ とを目的とした。そして,同観測地におけるこれ までの観測結果との比較から経年変化を議論した。



図1 積雪層構造(左),雪温分布(中),密度分布(左) 斜線は汚れ層を示す。

2.研究手法

積雪断面観測では,積雪高(cm),雪温(℃),密度(kg m⁻³)を測定した。雪温は 30 cm 間隔で測 定し,密度は 100 cm³角型密度サンプラーを用いて 3 cm 毎に測定した。そして,密度測定に用いた積 雪試料を化学分析用試料とした。

化学分析では、pH,電気伝導度を測定し、そしてイオンクロマトグラフィを用いて各種イオンを測 定した。

3.結果と考察

積雪断面観測の結果から,積雪層構造,雪温分布,密度分布を図1に示す。まず,積雪高は646 cm であった。雪温は,平均雪温で −2.9℃,最低雪温は −4.5℃,最高雪温は地表面雪温で −0.2℃であった。 密度は,平均密度で 465 kg m⁻³,最低密度は 301 kg m⁻³,最高密度は 563 kg m⁻³であった。そして, 積雪水量は 2998 mm であった。

本年の積雪層は、雪温分布と密度分布の特徴から、大きく3層に分類することができる。これらは季節変化による気象条件の違いが明瞭に現れた結果であると考えられる。特に、中間層では、175 cm にわたる単一のしまり雪層があり、さらに氷板が少なかった。したがって、この積雪層を形成した厳冬期は非常に気温が低く、悪天候であったことがわかる。

そして,この積雪層に含まれた汚れ層は、肉眼でも確認が困難であるくらい薄く、かつ汚れ層が少な かったことから、黄砂が飛来した日が少なかったことが考えられる。

化学分析結果や経年変化の議論は、発表で述べる。

立山室堂平周辺で発達する雪庇の研究 一動画と気象状況からの形成過程の考察~

霜垣永, 島田亙 (富山大·理)

<u>1. はじめに</u>

山岳地に発達する雪庇の形成過程の研究は,雪 害対策の面でも重要であるが,その形成過程は未 だ明らかになっていない部分が多い。

立山室堂山荘北側と雷鳥沢尾根上には,西風に よる大規模な雪庇が形成される。そこで本研究で は,2010年11月より立山室堂山荘の北東端に位 置する部屋の北側の窓にインターバルカメラを 設置し,雪庇の形成過程を撮影間隔30分で微速 度撮影した,解析した。

<u>2.使用データ</u>

画像データは,2010年11月24日16:30~2011 年2月21日17:30までの動画から1コマずつ抜き出して用いた。また、気象データは立山室堂山 荘での観測値を使用した。

<u>3. 解析手法</u>

3.1 天候の分類

観察時点での天候を,画像に写った雲の割合から晴れ,曇り,降雪,視界不良と分類した。

3.2 画像編集

画像のずれを岩と植生を基準点として修正し、 雪庇の先端部分を、ドロー系ソフトを用いてフ リーハンドで輪郭を描き出した。

3.4 雪庇の増減量の計測

輪郭線に基準点をとり、基準点の変化で雪庇 の増減量を計測した。立山室堂山荘北側の雪庇 は張り出し長さと高さを計測し、雷鳥沢尾根上 の雪庇については張り出し長さのみを計測した。 3.5 気象データ解析

雪庇の形成に寄与しないとされる,風速が4 m/s 未満のデータは除外し,風向頻度,日平均風速,そして日平均気温を求めた。

<u>4.結果・考察</u>

張り出し長さは,前進と後退を繰り返しつつ 徐々に成長していた。一方,高さは増減を繰り 返しているが,最終的に初期状態より減少して いる。この傾向は,成瀬・西村(1980)が行っ た二度の断面観測の結果と概ね一致する。この ことから,山岳地に発達する雪庇は前進しなが ら張り出し部分の高さが少しずつ減少していく と言える。

次に、気象データと比較すると、平均風速が 4~7 m/s の範囲で、降雪がある場合では高さ 方向に成長可能であることが確認できた。しか し、8 m/sを超えるような風の場合、雪粒子が 地ふぶきとして再配分されるため、高さが減少 することがわかった。また、これまでの研究では 風速8 m/s が雪庇の成長できる上限だと推測さ れてきたが、今回の観測では、降雪を伴う成長方 向の8 m/s を超える風が発生した場合でも張り 出し長さが増加していた。これは、新雪が供給さ れたため、雪庇先端部分の成長に大きく影響した のではないかと考えられる。

一方,降雪を伴う成長方向と逆の風が卓越した 場合,あまり削剥による後退は見られなかった。 これは,雪庇下部の斜面から雪粒子が南東風によ って供給され,張り出し部分の下部に付着したた めだと推測された。

参考文献

1) 成瀬廉二・西村寛(1979):雪庇の構造と雪質I,低温科学,物理篇, Vol.38, 41-51.



図2 左:立山室堂山荘北側の雪庇 右:雷鳥沢尾根上の雪庇

11

凹凸を持つ積雪内の水分移動

○勝島隆史(富山高専)・熊倉俊郎(長岡技科大)・山口悟(防災科研・雪氷)

1、研究背景と目的

積雪内の各層に凹凸を持った止水面が存在する 場合、その幾何学的な形状によっては、水平方向 の圧力勾配や重力の作用により、止水面上部にお いて凹部へ水が集中する水平方向の流れが形成さ れ、水みちが成長することが経験的に示されてい る。しかし、室内実験や野外観測により、これを 定量的に示すことは難しい。ここでは、止水面の 滞水の度合いと凹凸の度合いが、水みちの成長に 対してどのような影響を与えているか定量的に評 価するために、数値計算による感度実験を行った。

2、研究手法

積雪層が持つ浸透特性を、粒径と密度による飽 和透水係数の式(Shimizu,1970)と、粒径による水 分特性曲線の式(Yamaguchi et al., 2010)を用い て表現し、ダルシー則に基づく2次元の水分移動 モデルにより計算を行った。計算を簡単にするた めに浸潤前線の不安定性、水分特性曲線のヒステ リシス、水侵入圧は無視した。積雪表面から水を 5kg/m²/hr.のフラックスで計算領域に流入させた。 計算領域の左右の側面を、サイクリック境界条件 で接続した。流出境界にあたる積雪底面はフラッ クスの鉛直勾配をゼロとして与えた。初期含水率 は全てゼロとした。計算領域内の上部に粒径の小 さな積雪層を与え、下部にこれより粒径の大きな 積雪層を与え、止水面を表現した。積雪密度は上 下ともに 200kg/m³とした。この 2 つの積雪層の 境界に対してあらかじめ正弦波で表現される凹凸 を与えた。凸部の頂点の位置が積雪表面から5cm の位置となるよう設定した。下部の粒径を変化さ せることで止水面での滞水の度合いを変化させ、 また、凹凸の振幅および波長を変化させることで 凹凸の度合いを変化させる感度実験を実施した。

3、結果と考察

水の供給開始6時間後の体積含水率の分布を図 1に示した。振幅5cm、波長50cm、上部積雪層 の粒径を0.2mm、下部積雪層の粒径を0.4mmと した場合を(a)に示した。この条件を感度実験の基 準とした。この条件から、振幅を小さくし、2.5cm、 0.5cmとした場合を(b)、(c)に、下部積雪層の粒径

を小さくし、0.3mm、0.25mm とした場合を(d)、 (e)に、波長を大きくし、2m とした場合を(f)に示 した。(a)の基準とした条件では、止水面上部の凹 部と凸部とで含水率が大きく異なっていた。これ は、止水面上部での凹部への水の集中に伴うもの である。この水の集中により、凹部から止水面下 部への水分移動が形成し、顕著な水みちが発達し た。一方で、(c)および(e)に示した止水面の凹凸の 振幅や下部の積雪層との粒径の差が特に小さい場 合では、止水面上部の凹部と凸部での含水率の差 は小さく、凹部への水の集中は小さかった。これ らの場合では、凹部のみならず凸部からも止水面 下部への水分移動が形成した。また、(f)に示した 凹凸の波長を大きくした場合では、凸部から下部 への水分移動が、基準と比べてわずかに小さくな る程度であった。



図1 水の供給開始6時間後の体積含水率の分布。 (a)振幅5cm、波長50cm、上部粒径0.2mm、下 部粒径0.4mm、(b)振幅2.5cm、(c)振幅0.5cm、 (d)下部粒径0.3mm、(e)下部粒径0.25mm、

(f)波長 2m

12

多層積雪への降水浸透と積雪硬度の変化

○伊東靖彦・池田慎二(土木研・雪崩C)・松下拓樹(土木研・寒地)
 山口 悟・上石 勲(防災科研・雪氷)・野呂智之(土木研・雪崩C)

1 はじめに

冬期に降雨があると、標高の低い多雪地域などでは湿雪雪崩の発生が懸念される。しかし、積雪中の雨水の浸透 やそれにともなう積雪の強度低下などを詳細に観測した例は少なく、降雨に伴う雪崩の発生条件については不明な 点が多い。そこで、冬期の降雨にともなう湿雪雪崩の発生危険度評価手法の構築のため、積雪中へ雨水が浸透し含 水率が増加するとともに積雪の破壊強度が変化する状況を把握することを目的として実験を行ったので報告する。

2 研究方法

自然環境下では積雪状態、温度、降雪降雨のコン トロールが出来ないことから、今回は人工雪を用いて、 2012年1月に、防災科学技術研究所雪氷防災実験 棟で実験を行った。

テーブルの上にスタイルフォーム、自然雪(しまり 雪)を敷き詰めたのち、自然雪表面に氷盤を形成させ て、降雪 B(球状結晶)を4時間かけて約12cm、さらに 降雪 A を 24 時間降雪させ、約50cm 堆積させた。降

雪Aの堆雪後、体重を加えて圧密させ て降雪Aの厚さを約20cmとした(図-1)。

作成した積雪層に、2mm/hで6時間 降雨させた。降雨中と前後に積雪観測 を実施した。積雪観測項目は層構造、 雪温、密度、硬度、重量含水率などで ある。

3 測定結果

降雨前と降水開始後2時間後(降雨 中(2))、5時間後(降雨中(4))、降水 終了直後、および終了17時間後(降雨 中(2))の積雪観測データを図-2 に 示す。

参考文献

 1)社)日本雪氷学会(編):積雪観測ガ イドブック,朝倉書店,2010







図-2 実験中の雪温、密度、硬度、重量含水率の変化

地中レーダ探査による土壌下の積雪に関する研究

泉 吉紀 (富山大学), 酒井英男 (富山大学), 上石 勲 (防災科研)

1.はじめに

平成 23 年 3 月 12 日に,長野県北部を震源とする M6.7 の地震が発生し,新潟県十日町,津南町では深度 6 弱を観測した.この地震に伴い,津南町辰ノロ地区では土砂崩壊が生じ,下部の積雪や土砂を巻き込み, 土石流となって国道 353 号線を埋塞した.堆積状況から,崩壊堆積土砂が雪崩堆積物を覆っていることがわ かり,地震発生後に雪崩が起き,その後土砂崩壊が発生したと考えられる.土砂内の雪によって生じる融雪 水は地盤のゆるみや陥没を招き,二次災害の原因となる.また,土砂内に残存する雪の状況を正確に把握す ることは,復旧工事を進める上でも重要である.

本研究では、地中レーダ探査を用いて土砂内に混入した雪の量と位置を推定することを目的に、現地での 調査に加え、土壌に雪と氷を埋設してレーダ波の反射パターンを探る実験を行った.

2.探查概要

現地調査は、平成23年8月に実施した.復旧作業中の土塊上にて約40mの測線を設定した.対象深度が 不明なため、アンテナ中心周波数は100・250MHzの2種類を用いた.

実験は、平成23年9月に京都大学防災研究所・穂高砂防観測所にて実施した.2.5×5mの探査範囲を設定し、中心部に50(W)×40(D)×20(H)cmの氷を埋設した.アンテナ中心周波数は500MHzを用いた.

3.探查結果

辰ノロ地区での探査結果を図1に示す. 距離14 ~23mにおいて異常応答が確認できる. また, 距 離16,21,26mでは多重反射が認められた.

図2に氷を埋設した実験の探査結果を示す. 左 図は氷を埋設していない状態の結果である. 中図 は氷を埋設した結果で,氷による反射の強い領域 (2.1~2.6m)が確認できる. 右図は未凍結の部分

(水)が残る氷を埋設した状態の結果で、氷の反 射に加え、水による多重反射が認められる.

以上の結果から、辰ノロ地区で得られた異常応 答は土砂内の雪、多重反射は融雪水の溜まりによ るものと推察される.





図2 氷を埋設した実験の探査結果(左:氷なし,中:氷,右:氷+水)

積雪および降水中のアルデヒド類の動態

渡辺幸一・西元大樹・石田幸恵・江田奈希紗・道上芹奈・小川厚次(富山県立大) 島田亙・青木一真・川田邦夫(富山大)

はじめに

大気環境中のアルデヒド類(ホルムアルデヒド等)は、自動車排ガス等による一次的に排出される他に、炭化 水素等の光化学酸化過程よって生成され、生体への毒性が強い物質である。近年、東アジア域のバックグラウン ド大気中のオゾンや炭化水素類が増加していることからアルデヒド類の濃度も増加している可能性が懸念される。 しかしながら、国内での自然環境中におけるアルデヒド類の測定例は十分でなく、その動態について不明な点も 多い。本研究では、富山県立大学内や立山・室堂平(標高 2450m)において、降水や積雪中のアルデヒド類の濃 度を関連物質と共に測定し、ホルムアルデヒドやアセトアルデヒドの大気液相中の濃度動態について考察した。

方法

降水試料は富山県立大学環境工学科棟屋上で採取した。アルデヒド類の測定は、試料採取後直ちに HPLC・ポ ストカラム法(岩間ら,2011)により、ホルムアルデヒドおよびアセトアルデヒド濃度を測定した。主要イオン成 分についてはイオンクロマトグラフ法によって測定した。また、2011年4月の立山・室堂平において、積雪層の 断面観測・分析試料の採取を行い、積雪試料を融解させないまま富山県立大学に持ち帰り、冷凍保存した。アル デヒド類や過酸化物濃度の測定は、試料採取後数日以内に(融解後直ちに)行った。過酸化物濃度の測定は酵素 式蛍光法(Watanabe et al., 2009)によって行った。

結果と考察

降水試料中のホルムアルデヒドは夏期に濃度が高くなる季節変化が観測された。国内の水道水基準を超える高 濃度のホルムアルデヒドも度々検出された。また、アセトアルデヒドはホルムアルデヒドよりも一桁程度低濃度 であった。図1に、2011年4月の立山・室堂平における積雪層中のイオン成分、過酸化水素およびホルムアルデ ヒド濃度の鉛直プロファイルを示す。なお、アセトアルデヒドはほとんど検出されなかった。

積雪中のホルムアルデヒドは、春期に堆積したと考えられる層において、人為起源イオン成分である nssSO₄²⁻ および NO₃ と類似した濃度分布を示しており、特に、nssSO₄²濃度が高い層でホルムアルデヒドも高かった。同様 の結果は 2010 年ピットにおいても観測され(岩間ら, 2011)、酸性物質だけなく、ホルムアルデヒドのような光化 学生成物(あるいはその前駆物質)も、アジア大陸から立山へ長距離輸送されてきている可能性が考えられる。 なお、積雪中のホルムアルデヒド濃度は、平野部で採取した降雨中の濃度よりもはるかに低かった。2011 年ピッ トについては、深度 3mよりも下層ではホルムアルデヒドと人為起源イオン成分との相関関係はみられず、時間 経過による堆積後の濃度変化の影響が考えられる。過酸化水素濃度は、nssCa²⁺濃度が低いざらめ雪層で高く、過 酸化水素が高い融解水や降雨が浸透したためと考えられる。過酸化水素とホルムアルデヒドを比較すると、過酸 化水素の方がより堆積後の濃度変化が大きいと考えられ、過酸化水素については堆積当時の濃度情報は保存され ないが、ホルムアルデヒドについてはある程度保存されるといえる。



図1 立山・室堂平(2011年4月)における積雪層中のイオン成分、ホルムアルデヒドおよび過酸化水素濃度

中部山岳地域における積雪層中の化学成分の空間分布

狩山 裕昭(信州大学理学部)鈴木 啓助(山岳科学総合研究所)

はじめに

15

鈴木(1984)では、降水中の化学物質濃度の空 間的な分布は,降水粒子の起源の影響を受けて いる.西高東低の冬型の気圧配置の際には、日 本海側で雪を降らせ、日本海側では日本海から の海塩起源物質が多く含まれることが知られ ている(鈴木, 1983;上野, 1993など).一方, 太平洋側の多くの地域は南岸低気圧が通過し た際の降水が多く,その際は非海塩起源物質が 多くなる.このような研究は沿岸部や平野部で 盛んに行われているが、山岳地域においては、 アクセスの困難さから研究例が少ない.したが って,中部山岳地域において積雪層中からの基 本的な化学成分の空間分布を把握する必要が ある.また、積雪表面の融雪による水の移動が なければ,積雪層中の化学成分は堆積層に保存 される(鈴木, 2000).

そこで、本研究は中部山岳地域を調査地点と し、積雪初期から積雪採取時までの化学的特性 や気象条件を用いて、降雪日を同定する. さら に、積雪層中の化学成分が降水時の気象条件や 地理的条件などによる違いで空間的にどのよ うに分布しているかを比較、検証することを目 的とする.

研究方法

2011年2月~4月にかけて,中部山岳地域の 御岳,志賀高原,菅平高原,千畳敷,縞枯山, 栂池高原,涸沢の7地点において広域積雪ピッ ト調査を行った.サンプリングの際には平らで 付近に樹木などの遮るものがなく,人間活動の 及びにくい地点で行った.積雪表面から掘削し, 積雪試料は密封式のビニール袋に入れ,冷凍庫 で保存した.分析の際には,クリーンルーム実 験室内において,室温で融解させた後,ろ過し, pH,電導度を測定した.さらに,イオンクロ マトグラフ(ICS-2000)により主要イオン濃度 (Na⁺, NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻)を測定した. 降雪日の同定の際には, 気 象庁のアメダスと weathernews の地上天気図 を参考にした. また, 地上 4000m~5000m の 空気塊の履歴を辿るため, 後方流跡線解析を用 いた.

結果と考察

冬季降水において降水の約 98%が酸性試料 であり. 雪試料中の Na⁺, Cl⁻は海塩起源物質, SO4²⁻, NO3⁻は非海塩起源物質であった. SO4²⁻ は大陸起源の長距離輸送された人為起源物質 や土壌粒子, NO3⁻は近傍からの人為起源物質 であると考えられる.

積雪全層から,長野県北部に位置する地点で は冬型の気圧配置,日本海低気圧による化学成 分濃度が保存されていた.

日本海からの距離が離れるに伴い, Na+/Cation, Cl-/Anionが低くなり, nssSO4²-/Anionが高くなる傾向を示した.この ことに関して,日本海側では冬型の気圧配置の 影響を強く受けていることや,地形効果の影響 を受けていることがわかった.特に,内陸に位 置する千畳敷において,地形効果により海塩粒 子が輸送される過程で落ちてしまい,相対的に nssSO4²がもたらされたと考えられる.



図1 栂池高原における各イオン濃度の分布

降雪に含まれる化学物質濃度の空間分布

○倉元隆之¹・鈴木大地²・佐々木明彦¹・鈴木啓助^{1,2}
 (1:信州大学山岳科学総合研究所、2:信州大学理学部)

1. はじめに

「日本の屋根」と呼ばれる中部山岳地域は、世界的に見ても多雪地域である。この地域の水循環 およびそれに伴う物質循環を正しく理解するためには、降積雪の影響を評価することが求められる。 また、この地域は多くの地域の水源となっている。積雪を水資源として評価するためにも、冬季降 水の現状を把握することは重要である。中部山岳地域では、積雪は主に冬型の気圧配置時と南岸低 気圧によってもたらされる。これまでの研究によって、積雪層には降雪時の気象条件により異なる 化学特性があることが分かっている。気象条件の違いと採取した積雪に含まれる化学的指標をもと にして、各積雪層の堆積時期を特定することができる。一方で、積雪の化学特性の空間分布は、海 からの距離や地形の影響などにより、同一の降水イベントによる積雪であっても異なることが予想 される。そこで、本研究では降雪に含まれる化学物質濃度の空間分布を明らかにすることを目的と した。

2. 方法

積雪試料の採取は、2011 年 12 月から 2012 年 2 月 のまとまった降雪の直後に行った。松本市から上越 市、糸魚川市および飯田市までの各経路上において、 主要な道路から、数十 m 以上離れた人為汚染の少な い場所を選び、各経路の 5~10 ヶ所を調査地とした。 いずれも松本からの距離は100~150 kmである(図)。 現場では、積雪断面観測を行い、密度と雪温を測定 した。その後、化学分析用の試料をステンレス製の サンプラーを用いて、表層から3 cmごとに採取した。 降雪直後で雪が融解などの変質を受ける前の積雪層 のみを採取の対象とした。採取した試料は、融解せ ずに信州大学まで持ち帰り、分析時まで冷凍保存し た。融解後に pH、電気伝導度の測定を行い、イオン クロマトグラフを用いて主要イオン濃度の測定を行 った。

3. 結果

上越市、糸魚川市までの経路で採取した積雪試料 は、海に近い観測地点ほど電気伝導度の高い試料が 含まれており、これらの試料には Na⁺などの海塩起 源物質が多く含まれていた。また、内陸の観測地点 においても pH の低い試料があることから、強い北西 の季節風により、海塩由来の物質とともに降水の酸 性化に寄与する物質も内陸まで運ばれていると考え られる。



図 調査対象地域

乗鞍上高地地域における積雪層中の主要イオン濃度の時間変化

○鈴木大地(信州大学理学部)、倉元隆之(信州大学山岳科学総合研究所)、 佐々木明彦(信州大学山岳科学総合研究所)、鈴木啓助(信州大学山岳科学総合研究所)

1. はじめに

降水粒子は生成から地上に落ちるまでに様々な化学成分を取り込んでいく。この化学成分の組成は、降水を もたらした気圧配置や、通過した大気中のエアロゾルなどの大気環境を反映している。例を挙げると、冬型の 気圧配置時の降水では、Na+濃度が高く、NO3/nssSO4²が低くなり、南岸低気圧による降水では、nssSO4²濃 度が高く、NO3/nssSO4²が高くなることが知られている。また、黄砂を取り込むと、nssCa²⁺濃度とnssSO4² 濃度が高くなる。山岳地域にもたらされる降水は、人間活動による局地的な化学物質の発生源から遠いため、 その影響を受けにくい。ゆえに、山岳地域にもたらされる降水は比較的清浄で広範囲の大気からの影響を受け ていると考えられる。積雪層中では融雪が起こらないかぎり化学物質は保存されている。これらのことから、 山岳地域で積雪を全層採取すれば、冬季降水の情報を得ることができる。また、定期的な観測を行うことで、 圧密や融雪などによる化学物質濃度の変化の情報も得ることができる。それらの結果から、乗鞍・上高地地域 における積雪層中の主要イオン濃度の時間変化を追い、その特徴を考察することを目的とする。

2. 方法

本研究では、乗鞍休暇村、上高地ステーションの2地点で積雪開始期から融雪期まで定期的に観測した。調査は2009年12月~2010年5月の期間に行った。

サンプリングは周囲に木のような障害物や人間活動による撹乱がなく、降雪が一様に積もる広く平らな場所 で行った。まず、地表面までの縦穴を掘り、積雪断面観測と雪温・密度の測定を行った。そして、表層から鉛 直方向に 3cm ずつ積雪をサンプリングし、融解させずに大学へ持ち帰った。実験室にて、電気伝導度(EC)・

pHを測定し、イオンクロマトグラフ(DIONEX: ICS-2000)で積 雪層中の主要イオン濃度(Na⁺・NH4⁺・K⁺・Mg²⁺・Ca²⁺・Cl⁻・ NO3⁻・SO4²)を測定した。なお、これらの作業はすべてクリ ーンルーム内で行った。調査地点では、自動気象観測装置を設 置して積雪深を測定した。

3. 結果

乗鞍休暇村では2009年12月11日ごろからまとまった積雪 が観測され、2010年2月7日に最大積雪深164cmを記録した。 その後減少し、2010年5月4日に消雪した。上高地ステーシ ョンでは2009年12月17日の観測開始時に積雪深39cmが記 録され、2010年2月7日に最大積雪深98cmを記録した。そ の後減少し、2010年4月6日に消雪した。

多くのサンプルが pH5.62 以下の酸性降水であった。また、 pH が高い試料では EC が低く、pH が低い試料では EC が高い という関係が示された。一方、黄砂が含まれると考えられる層 では、pH と EC がともに高い傾向が示された。Na⁺濃度と Cl⁻ 濃度では、ほとんどの層で海水中の濃度比との一致が見られ、 二つのイオンは海塩起源であると考えられる。Na⁺濃度と SO4²⁻ 濃度では、海水中の濃度比との一致が見られず、SO4²濃度の多 くは人為起源等の海塩以外が起源であると考えられる。



図1 Na⁺濃度と Cl⁻および SO₄²-濃度の関係

白馬山岳域における標準化された雪崩情報の提供

〇出川あずさ・舎川朋弘・林智加子・池田慎二・
 五月女行徳 ・Damian Banwell (日本雪崩ネットワーク)

1. はじめに

日本雪崩ネットワーク(以下 JAN)では、2012 シーズンより、北米で公報されているものと同 ーの標準化された雪崩情報の発表を白馬山岳域 を対象に、日本で初めてスタートさせた。この 雪崩情報は、山岳ユーザーの行動計画と意志決 定をサポートすることで、雪崩事故発生率の低 減、および雪崩事故が発生した際の被害軽減に 寄与することを目的にしている。

2. 背景と方法

山岳ユーザーに対する5段階の危険度区分を用 いた雪崩情報は、1993年にヨーロッパで始まり、 北米には1994年に導入された。しかし、その 後、雪崩発生の可能性が低いものの、一旦、発 生した場合の結末が深刻な状況での危険性を的 確に表現できていないなど、いくつかの問題が 露呈した。これをリスク・コミュニケーション の観点から解決するため、米国、カナダの雪崩 情報に関わる現場専門家が集まり、ADFAR2

(Avalanche Decision making For Advanced Recreationalist 2)が2005年にスタート。多 数の議論を通し、視覚的なイラストの使用や「留 意すべき雪崩」という新しい概念の導入、また ハザード評価プロセスの標準化や雪崩危険度の 定義の改善がなされた。JAN では2001年から 提携する Canadian Avalanche Association と 共に、この概念に沿った雪崩情報の準備を進め てきた。なお、欧米では、数日先までの「雪崩 予報」の形態で雪崩情報が提供されているが、 JAN では、実況データに基づく雪崩ハザード評 価を「雪崩情報」として発表している。

3. 体制

JAN が主催する現場プロ対象の講習会である Level 1 あるいは国際資格である Level 2 の所 持者を中心とした登録メンバーが、山岳での積 雪コンディションを情報共有システム「雪の掲 示板」に書き込む、あるいは雪崩情報の担当メ



ンバーにメールや 電話等で実況報告 を入れる。担当者 は、必要に応じて 情報提供者に連絡 を取り、より詳し い状況の把握を行 う。その後、それ らの実況データを 元に、翌朝発表予 定の雪崩情報の素 案を作成し、担当 メンバーで確認お よび修正を行う。 発表の朝、観察さ れた気象データと

天気予報を加味して素案を再度修正し、最終版 を作成。ウェブに情報を掲載した後、Twitter にて情報が更新されたことを告知する。

現在、白馬山岳域で活動する情報提供者は Level1 で 14 名、Level2 で 4 名おり、雪崩情報 を発表する前日には、必ず、誰かしらは山岳に 入り、実況データを採取し、それに基づく雪崩 ハザード評価を行っている。2012 シーズン、白 馬山域のみで「雪の掲示板」には月平均 50 デ ータ(1 月~3 月)の書き込みがあった。それ らを利用しつつ、2012 年 1 月 7 日から週末の 土日を中心に雪崩情報を定期的に発表し、最終 の4月1日まで全 29 回を実施した。

4. おわりに

現在、週末のみの発表となっているのは、実況 データを提供して頂ける教育を受けたガイドの ツアーが週末に多いこと、また専従者を置く資 金的な余裕がないため、山岳利用者の多い週末 のみに絞っている。今後は、情報の信頼度向上 の鍵となる実況データ提供者の質的・量的、両 面での拡充にさらに努め、山岳レクリエーショ ンの雪崩安全に寄与していくものである。

11/12 シーズン・山岳域における雪崩死傷事故(速報)

〇出川あずさ・横山巌(日本雪崩ネットワーク) 池田慎二(土木研究所 雪崩・地すべり研究センター)

1. はじめに

11/12 シーズン、雪崩による死傷事故が 6 件発 生し 6 人が亡くなり、3 人が重症を負った(4 月 2 日現在)。この内、5 つの事故について現地 調査を実施したので報告する。

	日付	場所	都道府県	怪我	死亡	区分	行動
1	2012/1/28	白馬・犬川上流	長野県	0	1	山岳	SK
2	2012/2/1	玉川温泉	秋田県	0	3	施設	0T
3	2012/3/10	白馬乗鞍岳・親沢	長野県	1	0	山岳	SB
4	2012/3/13	猫魔ヶ岳	福島県	2	0	山岳	SK
5	2012/3/14	谷川岳・天神尾根	群馬県	0	1	山岳	SK
6	2010/3/16	谷川岳・天神尾根	群馬県	0	1	山岳	SB
	SK: スキー	SB: スノーボード	0T: その	他			

2. 白馬·犬川上流(長野県)

2012年1月28日12時15分頃、面発生乾雪表 層雪崩(size3、流下標高差630m)が犬川上流 の東~南東面で発生した。破断面は幅300m以 上、高さ50~150cm、斜度30~45度で、弱層 はこしもざらめ雪(粒度 0.5-1.0mm、厚さ 2-10cm)、滑り面は融解凍結クラストであった。

3. 玉川温泉(秋田県)

2012年2月1日17時頃、面発生乾雪表層雪崩 (size 2、流下標高差150m)が玉川温泉岩盤浴 施設上方の北西斜面で発生した。破断面は幅 300m以上、高さ70cm、斜度30~40度で、弱 層はこしもざらめ雪(粒度 0.5-1.0mm、厚さ 2cm)であった。

4. 猫魔ヶ岳(福島県)

2012年3月13日15時30分頃、面発生乾雪表 層雪崩(size 1.5、流下標高差100m)が猫魔ヶ 岳北東面で発生した。破断面は幅50m、高さ 40~60cm、斜度38度(断面観測点)で、弱層 はこしもざらめ雪(粒度 0.5-1.5mm、厚さ 5-10cm)、滑り面は融解凍結クラストであった。

5. 谷川岳·天神尾根(群馬県)

2012 年 3 月 14 日 11 時頃、面発生乾雪表層雪 崩(size 2.5、流下標高差 500m)が谷川岳天神 尾根の西斜面で発生した。破断面は幅 40m、高 さ 30~50cm、斜度 35 度(断面観測点)で、弱 層はこしもざらめ雪(粒度 1.0^{-1.5}mm、厚さ 2cm)、滑り面は融解凍結クラストであった。

6. 谷川岳·天神尾根(群馬県)

2012年3月16日、面発生乾雪表層雪崩(size 2、 流下標高差400m)が谷川岳西黒尾根の北東面 で発生した。破断面は幅150m、積雪断面観測 点で斜度38度であった。調査は事故から4日 後の3月20日に実施したため、弱層やスラブ などは不明であったが、融解凍結クラストを滑 り面とする雪崩であったことが示唆された。

7.3月10日からの積雪不安定性

3月10日から16日の間で4件の事故が起きているが、現地調査およびJAN「雪の掲示板」などにより、次の積雪不安定性が報告されている。

3月5日~6日の降雨と気温上昇で形成され た融解凍結クラスト上に、9日~10日の南岸性 低気圧の降雪層が形成され、その層が再結晶化 (FC1)。続いて11日に日射を浴びた面で融解 凍結クラストが形成し、12日からの冬型降雪に 埋もれ、境界面で再結晶化(FC2)が進んだ。

猫魔ヶ岳は FC1 を原因とし、14 日の天神尾 根は FC2 であることが破断面調査で確認され ている。また、把握されている周辺の状況証拠 から、10 日の親沢は低気圧の降雪層により、16 日の天神尾根は FC1 であると推察されている。

8. おわりに

11/12 シーズンを含めた過去3年間で15件の雪 崩死亡事故が起き、その内11件の事故につい て破断面調査を行っているが、10件が持続型弱 層によるものである。このような持続型弱層の 雪崩に対してはJANが進める山岳積雪コンデ ィションの情報共有と、それを適切に理解する ための教育が効果的であると考える。 ※各雪崩の写真や破断面のデータ等は http://nadare.jp/incident/を参照のこと。

20 水の浸透に着目した斜面と平地の積雪層構造の比較: 2011-12 年冬期観測結果

○池田慎二・伊東靖彦・野呂智之(土木研 雪崩 C)・勝島隆史(富山高専)・ 松下拓樹・坂瀬修(土木研 寒地)・竹内由香里(森林総研 +日町)

1 はじめに

土木研究所 雪崩・地すべり研究センターでは、湿雪雪崩の危険度評価に関する研究に取り組んでいる。 危険度評価においては積雪多層モデルを活用し安定度を計算する手法を用いるが、積雪中の水の移動を重視 した積雪多層モデルに関する研究は、多くは行われていない。現在、Katsushima, et. al (2009)を基にした積 雪多層モデルの活用を検討しているが、このモデルを活用するには、水みちに流れる水の量をパラメーター として設定する必要がある。これについては、積雪断面観測データに基づいて検討することが考えられるが、 今までに蓄積されている積雪断面観測データのほとんどは、平地で観測されたものであるため、斜面積雪に そのまま適用可能であるか疑問がある。このため、平地の積雪と斜面の積雪における水の浸透状況の差異を 明らかにするために平地と斜面において同時に積雪断面観測を実施した。本発表では、2011-12 冬期の観測 結果について報告する。

2 観測地と観測方法

観測地:森林総合研究所十日町試験地において実施した。平地の観測は露場において、斜面のデータは、勾 配 40°の試験斜面(北向き斜面)におい

て実施した。 観測項目:雪温、層構造、雪質、粒度、 密度(100cc サンプラー)、硬度(プッシュ プル)、含水率(デノス式) 観測頻度:20日に1回の頻度で実施

3 結果

観測は、1/5、1/25、2/15、3/5、3/25 に実施した(4/3の時点)。

写真1は、1/5の観測時の積雪断面である。 平地(写真上)の断面では、明瞭な水道が確認 できるのに対し斜面(写真下)の断面では、明 瞭な水みちがみられず、積雪下層における水 の影響も少ないようにみられた。

しかし、2/15の観測においては、斜面の方 がざらめ雪の占める割合が大きくより水の影 響を受けているようにみられた。この際、水 の影響を大区受けているのが局所的なもので あるかどうか確認するために観測を行った積 雪断面からさらに 1m ほど掘り進んでみると、 ざらめ雪層の占める割合が少ない個所がある ことが確認された。

このため、上記の2例のような平地と斜面 の積雪における水の影響の差異は、局所的な 差異によるものである可能性がある。今後は、 観測を継続することに加え、大規模なトレン チを掘って比較する等、空間的なばらつきに 対処する観測方法を検討する必要があると考 えられる。



写真1 1/5の積雪断面(平地:上、斜面:下)

日本で観測された雪崩破断面の積雪構造について

○池田慎二・野呂智之(土木研 雪崩 C)・出川あずさ(日本雪崩ネットワーク)

1 はじめに

21

雪崩の発生には積雪構造が関与していることは古くから経験的に知られており、現場で雪崩対策に従事している人々の間ではそれらの知識が活用されてきた。近年では、これらを統計的に扱う研究も行われ、構造的脆弱性(Structural weakness)という言葉が用いられるようになっている(McCammon and Schweizer, 2002; van Herwijnen and Jamieson, 2005; Schweizer et al., 2007 など)。このような取り組みにおいては、弱層の位置(深さ)、弱層の厚さ、弱層とその上下の層の硬度差および粒度差、弱層のタイプ(持続型または非持

続型)といった項目に着目される が、これらは気候の異なる地域に おいても共通性がみられるといわ れている(Schweizer and Jamieson, 2001)。ただし、弱層の種類に着目 すると、それらの出現頻度は気候 と関連して地域的な特徴が現れる ことが指摘されている (LaChapelle, 1966; McClung and Schaerer, 2006)。本発表では、限 られた数ではあるが、雪崩破断面 において実施された観測結果を基 にして日本の山岳地において観測 された雪崩破断面の積雪構造の特 徴について検討する。

2 結果

筆者による観測および既存の観測デ ータの収集により計37事例(うち人為 発生雪崩24事例)の雪崩破断面におけ る積雪断面観測結果を得た(表1)。

弱層が破壊層であるものが34事例、 層境界が破壊層とみられるものは3事 例であった。表層付近で形成されたこ しもざらめ雪弱層 21 事例(57%)、新雪弱層 7 事例(19%)、地面付近に厚く発達したしも ざらめ雪弱層 6 事例(16%)と多様な破壊層 がみられた。観察されたこしもざらめ雪弱 層の67%(14事例)は、弱層の下に融解凍結 クラストのすべり面を伴うものであった。 人為発生雪崩における弱層の種類を図1に 示した。日本において観測された事例にお いては、スイス、カナダと比較するとこし もざらめ雪と新雪が多いこと、表面霜の観 測事例がないことが特徴的である。一方、 弱層の位置(深さ)、弱層の厚さ、弱層とそ の上下の層の硬度差等については、スイス、 カナダと大きな差はみられなかった。

No.	場所	発生日	調査日	トリガー	負傷 (人)	死亡 (人)	出展
1	志賀高原前山	1996/1/26	1996/1/28	人為		1	河島克久
2	ニセコ春の滝	1998/1/28	1998/1/29	自然		1	McEiwaine et al., 2000
3	八方尾根ガラガラ沢	2000/2/19	2000/2/23	人為		3	池田/SPIN
4	栂池高原栂の森	2001/2/15	2001/2/15	人為			池田/SPIN
5	八方尾根崩沢	2002/1/5	2002/1/6	自然			池田/SPIN
6	上高地スーパー林道	2005/1/5	2005/1/7	自然			山口他2004
7	八方尾根丸山ケルン付近	2005/1/14	2005/1/19	自然			池田/SPIN
8	八幡平恵比寿沢	2005/1/23	2005/1/24	人為		1	小杉・阿部, 2005
9	妙高前山	2006/1/28	2006/1/29	人為	3		池田/SPIN
10	五竜小遠見尾根	2006/4/9	2006/4/10	自然			SPIN
11	栂池高原ヒヨドリ峰	2006/4/9	2006/4/9	人為			SPIN
12	立山雷鳥沢	2007/4/18	2007/4/20	人為		1	池田/SPIN
13	上ホロカメトック山下降ルンゼ	2007/11/13	2007/11/17	人為	1		尾関他, 2008
14	上ホロカメトック山化け物岩	2007/11/23	2007/12/11	人為	1	4	尾関他, 2008
15	妙高三田原山	2008/2/1	2008/2/2	人為			SPIN
16	ニセコニトヌプリ	2008/2/8	2008/2/10	人為	1		山野井他, 2009
17	妙高三田原山	2008/2/28	2008/2/29	自然			池田/SPIN
18	白馬47スキー場	2008/3/2	2008/3/3	自然			池田/SPIN
19	八方尾根崩沢	2009/1/14	2009/1/14	自然			池田/SPIN
20	車山	2009/2/23	2009/2/29	人為			池田/SPIN
21	八方尾根無名沢	2009/2/25	2009/2/26	人為	1		池田/SPIN
22	一般	2009/3/7	2009/3/7	人為			SPIN
23	那須岳	2009/4/2	2009/4/4	人為		1	阿部・小杉、2009
24	尻別岳	2010/1/16	2010/1/18	人為	1	1	池田/SPIN
25	志賀高原前山	2010/2/6	2010/2/8	自然	2		池田/SPIN
26	乗鞍岳位ヶ原	2010/2/23	2010/2/24	人為		1	SPIN
27	蔵王熊野岳	2010/3/12	2010/3/14	人為		1	池田/SPIN
28	立山国見岳	2010/11/30	2010/12/1	人為	3	2	池田/SPIN
29	車山		2011/2/22	自然			SPIN
30	志賀高原池の塔山	2011/3/5	2011/3/9	人為			池田/SPIN
31	車山		2011/3/12	自然			SPIN
32	小日向山	2011/3/12	2011/3/14	不明		3	池田/SPIN
33	車山	2011/3/26	2011/3/28	人為			SPIN
34	犬川上流	2012/2/28	2012/1/29	人為		1	池田/SPIN
35	玉川温泉	2012/2/1	2012/2/4	自然		3	池田/SPIN
36	猫魔ヶ岳	2012/3/13	2012/3/14	人為	2		池田/SPIN
37	天神尾根	2012/3/14	2012/3/16	人為		1	池田/SPIN
-							

※SPIN:日本雪崩ネットワーク運営の情報共有システム (http://spin.nadare.jp/top.html)



図1日本、カナダ、スイスで観測された人為発生雪崩の弱層の種類 (McCammon and Schweizer, 2002に日本のデータを加えて作成)

雪崩に対する森林の減勢効果

ー妙高·幕ノ沢を対象とした運動モデルによる実験-

竹内由香里(森林総研十日町試験地)・西村浩一(名古屋大学)・Abani Patra (University at Buffalo)

はじめに 妙高山域の幕ノ沢で 2008 年 2 月 17 日に発生した大規模な乾雪表層雪崩により,多数の樹木が倒 壊した.スギ人工林を対象に倒壊状況を調査した結果,雪崩によるスギの折損は,林縁付近で最も甚大で, 林内に入るにつれて軽微となり,雪崩の痕跡は林縁から 130 m ほどの林内で途絶えたことがわかった.この 調査結果に基づき,スギの幹が折れる曲げ応力から逆算して,雪崩は 26~31 ms⁻¹以上の速度でスギ林に流 入し,林内を進みながら減速して,林縁から約 130 m の地点で速度が 0 ms⁻¹になったと推定された (Takeuchi et al., 2011)¹⁰.本研究では,雪崩が林内で減速,停止したことに対するスギ林の効果を調べるために,幕ノ 沢を対象とした運動モデルを用いて雪崩の流下を再現し,底面摩擦角を変えてスギ林の有無による雪崩の速 度や到達距離の比較を行なった.

方法 計算には、運動モデルTITAN2D (Pitman et al., 2003)²⁾ を用いた. TITAN2Dは、土石流や火砕流を 想定した乾燥粒状体の運動を実際の地形(GIS)上でシミュレーションする目的で開発されたモデルで、空 気抵抗の無視できるスケールで、非圧縮性、非付着性を仮定している. 雪崩の厚さ*h*と流れ方向の速度*v*(厚 さ方向の平均値)を変数とし、雪崩本体の広がりと速度分布の変化を計算する. 基礎方程式は質量保存と運 動量保存式で与えられる. このモデルで2008年の大規模雪崩の流下を再現し、到達距離が調査結果に近く なるように底面摩擦角の最適値を林外,林内各々について試行錯誤で求めた. スギ林が無い場合を想定して、 林内の底面摩擦角を林外と同値にして実験した場合の雪崩の速度変化や到達距離を調べた.

結果と考察 運動モデルの内部摩擦角を 20°, 底面摩擦角 μ を 12~20°と変えて計算した結果, μ = 13~ 14°のときに幕ノ沢源頭部の発生区からスタートした雪崩の到達点が,実際の最長到達点に最も近くなるこ とがわかった.また,堆積区において雪崩が流入したスギ林の上端(林緑)の位置から,上述の調査や推定 の結果に基づいて 30 ms⁻¹の初速度で雪崩をスタートさせる数値実験を行なった結果,雪崩の到達点は μ = 25°のときに林縁から約 130 m となり,調査結果をよく再現できた(図 1).すなわち,本研究で対象とす る 2008 年の幕ノ沢雪崩の底面摩擦角は 13~14°,雪崩が流入したスギ林の抵抗は底面摩擦角 25°に相当 すると考えた.運動モデルによりスギ林上端部から初速度 30 ms⁻¹で流下させた雪崩の流下距離と速度の計 算結果を図 1 に示した. μ =25°のときに,調査結果や幹が折れる曲げ応力から推定した到達距離をよく再 現できた.もしスギ林が無かったとしたら,雪崩は底面摩擦角 13~14°のままで流下すると考えられるの で,図のように到達距離はスギ林上端から 310~350 m となり,スギ林内を流下した実際の到達点より,200 m も遠くまで達した可能性を示している. μ =13~14°と 25°で計算した場合の速度や到達距離の違いが, 雪崩に対するスギ林の減勢効果を表わしていると考えられる.

 Takeuchi et al., 2011, Annals of Glaciology, 52(58), 119-128.
 Pitman et al., 2003, Physics of Fluids, 15, 3638-3646.

図1 スギ林上端の位置からス タートさせた雪崩の流下距離 と速度の変化.初速度(林に流 入した速度)を 30 ms⁻¹として 計算. μは底面摩擦角.破線は 幹の曲げ応力から推定した速 度変化.



震動台による積雪の震動実験(序報)

上石勲、(防災科研・雪氷)、町田敬(町田建設)、加藤務(テクノかとう)

1. はじめに

2012年3月12日に発生した長野県北部では多数の表層雪崩、全層雪崩が発生した。その発生のメカニズムを 解明するために、積雪の震動台実験を行った。湿雪の震動台による本格的な実験は今回が初めての例であるので、 実験方法の確立も目的とした。

2. 震動台の概要

装置は永久磁石震動加振装置で震動させている。水平震動台(2×2m)と垂直震動台(0.5×0.5m)があり、垂 直震動台を水平震動台上部に設置することによって2軸の震動を同時に与えることもできる。装置は雪氷防災研 究センター低温室(-5~0℃)に設置した。載せることができる試験体の重量は垂直震動台で約40kg、水平震動 台で1500kgである。積雪内と震動台に設置してある加速度センサーの電気的信号を記録した。また、破壊現象 を記録するためにビデオ撮影を行った。

3. 積雪試験体の切り出しと固定方法

勾配を持った自然積雪を震動台に固定するために、つぎのような手順を考案した。 ①試験体底面合板を平地積雪の断面に勾配を付けて差し込むみ、さらに背面、側面 をスノーソーで切り出し後、試験体を平面に立てる(図1)。

②低温室まで移動(数枚の合板上を滑らせて)し、チェーンブロック(小さな試験体の場合は人力)で震動台上に設置する。

震動台に固定した 10cm 突き出た 10 本のねじを積雪底面に差し込んだほか、大きな積雪試験体では積雪内部にLアングルなどを貫通したり、小さな試験体では積

雪の周りに補強板を設置するなど、試験体の固定

について工夫した。

4. 実験結果

垂直震動台に試験体を載せ、正弦波震動制御シ ステム(加速度を一定として周波数と振動数を自 動制御)によって震動を与え、破壊の状況を観測し た。与えた加速度は 50~600gal で、加速度を大

きくすると、試験体の共振により震動台から外れて転倒す る状況も見られたため、上記のような固定方法を考案した。 また、弱層を左右、前後4方向から一定の幅で削って上載 荷重による駆動力を大きくした。積雪の弱層は断面観測か ら把握し、弱層の剪断強度をシアフレームを用いて測定す るとともに、積雪密度と弱層の上部層の厚さから上載荷重 を求めた。弱層の種類は降雪結晶とぬれざらめ雪であった。 表1 積雪振動実験結果の一例

震動	弱層削り	駆動力		弱層剪断強度	積雪安定度	破壊状況
		重力	震動			
gal	cm	N/m2	N/m2	N/m2		
50	0	157.3	78.6	300	3.63	×
100	0	157.3	78.6	300	3.46	×
200	0	157.3	78.6	300	3.17	×
300	0	157.3	78.6	300	2.92	0



図2振動による積雪の破壊

表1は水平震動実験結果の一例を示したもので、加速度を 50,100,200,300gal としてそれぞれ周波数を 1~10Hz まで5分間で増加させ、破壊しなかった場合は×としてある。この場合、加速度 300gal で周波数が約 2.0Hz となった時に、降雪結晶の弱層を境に積雪が破断した。ここに示す震動による駆動力は $W k \cos^2 \theta$ (水平震度)、 $W k \cos \theta \cdot \sin \theta$ (垂直震度) によって求めたものである。図2 はぬれざらめ雪を弱層として破断した例である。

同じ試験体で行った水平と垂直の2種類の震動実験では、破壊時の震動を考慮した積雪安定度は、水平では1.75 であったのに対し垂直では0.58と小さかった。また、弱層が降雪結晶では2.7~3.7と大きな値で破壊している のに対し、ぬれざらめ雪では1.2~2.0の場合が多かった。

5. 今後の予定 本実験をもとに、さらに各種条件での実験と解析を進める予定である。



図1積雪サンプルの切出し

雪氷防災研実験斜面における積雪観測

○上石勲、平島寛行(防災科研・雪氷)

1. はじめに

斜面上の積雪の状況を把握することは、雪崩発生予測 のために重要である。防災科学技術研究所雪氷防災研究 センター構内にある実験斜面と平地での断面観測を 2012年1月中旬から3月下旬までほぼ1週間ごとに実 施してきた。実験斜面は西向き、勾配35度、斜面長50 mで、表層は草地または一部表面土壌が露出している。 平地での積雪観測点は斜面から観測露場を挟んで東 側約100mに位置している。

2. 観測結果

観測露場ならびに斜面、平地での積雪深は、2 月 下旬まではほぼ同様の傾向で推移し、最大で約 2m となった。しかし、3 月になり気温が上昇すると、 斜面の積雪深の方が小さくなり、3 月 30 日現在、積 雪深は斜面で 55cm、平地で積雪深が 106cm となっ ている(図 1)。

雪質は、1月~2月にかけてしまり雪の層が数層

見られたが、斜面ではざらめ雪の割合 が多く(図2)、3月にはほぼ全層ざらめ 雪となった。密度については全体的に 斜面の方が小さい傾向にあった。また、 平地では氷板の上のしまり層やしまり 雪とざらめ雪の層境界上部に含水率の 高い層が見られたが、斜面では少なか った。地面から50cmまでの密度、含 水率測定値の平均値の時系列変化から も同様な傾向が見られた(図3)。 これらの原因としては、斜面と平地との気象条件の 他に、斜面方向への水の移動状況が異なることが関連 しているものと考えられる。

3. 今後の予定

今後は4月以降の観測結果を整理するとともに、積 雪変質モデルとの比較を行う予定である。





図3 地面から50cmの密度、含水率の測定値の平均



図1 積雪深・気温の変化

神田健三(中谷宇吉郎雪の科学館)

北アルプス穂高岳の涸沢雪渓について、筆者が所属した信州大学の学生サークル自然科学研究会が 1968年に調査を開始し、主に融雪末期の年々の規模を記録してきた。調査は学生とOBにより1987年 まで20年間続いた。その後、各地の雪渓が全般的に大きく残った1989年、筆者らがセスナ機で涸沢を 含む北アルプスの広域の写真撮影を行い、空撮は1996年まで続けられた。2011年夏、筆者は涸沢に 24年ぶりに入山し、それを機に、これまでの空白期間の記録収集を行った。デジタルカメラの普及で日 付のわかる写真が集まれば、雪渓の記録の欠落を補えると考えたからである。幸い、山小屋や山岳写真 家からの協力が得られ、又、林野庁の空中写真を収集し、1967年以降の45年間で記録がないのは2005、 2007の2年のみとなった。

涸沢雪渓の資料の多くは斜め写真で、平面図化と数値化は今後に残され、又、全般的な解析も今後の 課題であるが、いくつかの事実を紹介する。

① 比較的に大きかった年 1967~69, 72~77、81、87, 89(最大), 92~93, 96, 2011年

② 消滅したか僅少だった年 1991, 94、97~99、2004 (下線は完全消失年)

③ 土石流が発生して雪渓の一部を蔽った年 1980, 83, 88, 90, 93, 95、97、2003

融雪末期の雪渓の規模には、涵養・消耗の様々な要素が反映され、その他の自然環境の変化も反映される。関係者と連携し、今後も永く穂高・涸沢の雪渓の変化を記録していく道を探っていきたい。



1989.10.9 観測史上最大



2011.11.4 (藤家道義)



1975.5.5 なだれ跡



1997.7.20 土石流跡(鈴木悦子)

北アルプス涸沢圏谷における GPS を用いた積雪深の観測

○佐々木明彦・槇 拓登・鈴木啓助(信州大学)

1. はじめに

上高地を中心とした槍・穂高連峰の山岳域は,信濃川水系梓川の最上流域に相当する。梓川の源頭部には 涸沢,岳沢,槍沢,一ノ俣谷,二ノ俣谷など,圏谷地形を有する谷が並び,圏谷を中心に多量の積雪がみら れる。これらの積雪水量の把握は,水資源の賦存量を算定する上で重要であるだけでなく,同流域の積雪水 量の年々変動をとらえることで地球環境変動の一端を明らかにすることにつながるであろう。そこで,梓川 上流域の各谷頭部における最大積雪水量を見積もり,融雪過程の解析を実施することを当面の目的として, 本研究では涸沢圏谷の圏谷底において,2011年4月に積雪深の実測を行った。

2. 対象地域

涸沢圏谷は、奥穂高岳(3192 m)を流域最高点とする、日本における最大規模の圏谷のひとつである。標高 2300~2400 m 付近には広い圏谷底がみられ、そこから涸沢本谷が流れはじめ、横尾谷となって梓川と合流 する。涸沢圏谷は北アルプス主稜線の東側に位置するため、冬季に多量の積雪がみられ、積雪は夏季遅くま で残る。

3. 方法

GPS 測位により積雪面の標高を求め,積雪面標高と地表標高との差分をもって積雪深とする。今回の観測 では、MAGELLAN 社の ProMark 3 と外部アンテナを 2 セット使用し、それぞれを基地局と移動局とした。座標 の決定は両局の相対測位の結果にもとづく。すなわち、単独測位では、大気や電離層の状況、時計の誤差な ど共通要因による誤差が生じるが、相対測位では 2 地点における単独測位の相対的なベクトルを計算するこ とで、共通要因による誤差が相殺され、精度の高い位置情報が得られる。基地局は電子基準点を用いたスタ ティック測位により位置決定された。一方、移動局は、アンテナを高さ 1.8mの測量ポールに取り付け、ポー ルの石突が積雪面に触れるように保持し、徒歩により移動させた。測位のインターバルは 2 秒ないし 5 秒と した。つまり、移動局の軌跡が積雪面の座標となる。得られた測位結果は、楕円体高をジオイド高で補正し、 標高データに変換した。地表の標高データには基盤地図情報数値標高モデルを用いる。これを内挿補間して 便宜上 1m間隔の地表座標を用意した。

4. 結果

2011 年 4 月 15-17 日に GPS 測位を実施し, 圏谷底に おける積雪面の座標データを得た。実測して得られた 積雪面上の座標とその xy 座標に水平距離が最も近い 地表座標との標高差をとって積雪深とした(図 1)。



移動局の軌跡間の積雪面標高は、内挿補間によって求め、積雪面と地表面の標高それぞれを10m セルで示 した。そして、前者から後者を差し引いた値を積雪深とし、平面図に示した(図2)。10m セルで表された平 面図では、最大積雪深は約21m と算定された。

雪結晶配置の縦と横・再考 - 中谷先生没後 50 周年を記念して-

○和泉 薫(新潟大・災害研)、納口恭明(防災科研)

1.はじめに

中谷先生はベントレーの写真集『Snow Crystals』に魅せられて、雪の研究に着手したと言われている。 この写真集中の雪結晶(六方対称)のほとんどが、対称軸の一つを水平(横型)にして配置されている。中 谷先生は初期の論文中で雪結晶写真をベントレー流に横型に配置していたが、人工雪作成に成功した頃以降 は、雪結晶の写真や模式図のほとんどを、対称軸の一つを垂直にする縦型配置に変えている。この変わり様 は、雪の研究の過程で、土井利位の『雪華図説』に典型的に見られる六角形を縦型配置にする日本の伝統文 化に気付いたからと考察した。また、雪結晶スケッチの国による縦型・横型配置の違いは、文字の縦書き・ 横書き文化に由来すること、ベントレーは配置が自由な写真であってもスケッチ時代の横型配置に固執し、 現在でも世界中においてデザインなどに利用されアメリカ文化とも言える雪結晶写真集を作り上げたことも 明らかにした(和泉, 2006)。すなわち、雪結晶などの六角形の配置であっても各国の伝統文化に大きく影響 されるのである。ここではいくつかの国の伝統文化と雪結晶配置との関係について調べた結果を報告する。

2. 紋章文化による縦型配置

アルファベットは横書きであるので、ヨーロッパでは横型配置の雪結晶デザインが多いかというと英国や ドイツ(ドイツ語圏)では縦型デザインの方をよく見かける。これらの国々における代表的文化は紋章文化 である。紋章は戦場において騎士が彼我を区別するため平らな広い面をもつ楯に模様・図案を付けたことに 始まる。一般的な楯はU字形をしており対称軸は垂直の1本しかなく縦型と言える.その後本来の目的を失い 種々の装飾がつけられ家系や武勲を誇るシンボルとしての伝統文化になっていったが、基本は楯の形の縦型 である。この紋章文化が根底にあるため、アメリカ文化としてのベントレーの写真集(横型配置雪結晶)が 入ってきても、雪結晶デザインの縦型配置の優位性は変わらないと考える。紋章を調べる過程で、縦型の樹 枝状結晶が模様として楯にデザインされた紋章を見つけた。この紋章は上記の推察を裏付けている。

3.国土の形による縦型配置

フランスにおいても雪結晶デザインの配置は縦型をよく見かける。これは紋章とは別の文化によることを 以前述べた(和泉, 1998)。フランス本土の形が地図上では縦型の六角形になっているため、六角形を意味す るフランス語 hexagon にはもう一つ「フランス本土」という意味がある。従って雪結晶デザインも、ナショ ナリズムを喚起する形である縦型六角形に配置するは当然のことである。それを実証する物を探していたが、 最近発行されたツール・ド・フランス 100 周年の記念切手に見つけることができた。切手の背景がフランス 本土になっていて、その外縁に沿って縦型六角形状に目打ちが入っている変形切手になっており、国土と同 じ縦型六角形を強く意識してデザインされていることがわかる。

4. 津波で滅失した大浦六角堂の配置

フランス国土と同様、対称軸の一つを南北方位軸に合わせた六角形の事例を、東日本大震災の津波によっ て滅失した岡倉天心ゆかりの五浦六角堂(茨城県北茨城市)の再建計画に見つけることができた。六角堂は 創建時、六角形の基礎の対称軸の一つが南北方向に配置されていたことがわかっている。岡倉天心は西洋文 明の荒波が日本に押し寄せていた時代に日本美術の真価と日本人の心を広く世界に伝えたいという情熱から この六角堂も建てたという。従って六角堂の向きを日本の伝統的な六角形の縦型配置(南北方位軸を対称軸 の一つに一致させる)としたことも、フランスにおける六角形の縦型配置の文化と相通ずるものがある。

5.まとめにかえて

以上のように伝統文化は雪結晶デザインの配置にも大きく影響していることがいくつかの国の事例を調べることでわかった。大学でアンケート調査すると雪の結晶らしいデザインは縦型配置とする学生数が最も多い。日本の伝統的な六角形の縦型配置文化に無意識のうちに染まっているのであろう。中谷先生が研究の過程で雪結晶の横型配置を縦型配置へと変えてしまったのは日本人としては無理からぬことなのであろう。

加賀市の氷室・雪穴跡と雪氷利用

竹井巖(北陸大)、神田健三(雪の科学館)、河田脩二(金大名誉教授)

1. はじめに

日本海に面した積雪地域では、冬の雪を夏まで貯蔵して利用することが古くから行われてきた。加賀市域 においても明治から昭和期にかけて貯雪施設(氷室・雪穴)が設置され利用されていた。このことは雪氷冷熱 エネルギーの利用例の観点から興味深いものがある。加賀市の貯雪施設の分布・現況と利用実態を報告する。 2. 貯雪施設(氷室・雪穴)の分布

石川県統計書によると、加賀市域(大聖寺・旧江沼郡)の大正 14 年における登録雪貯蔵業者数は、記録 上最大数の27を数える。この地域に、貯雪施設が少なくとも27 箇所は設けられていたことを意味する。

これまでの調査によると、大聖寺藩の城下町であった大聖寺地区に4箇所、海岸や柴山潟の周辺に位置する橋立・片山津地区に8箇所、温泉や保養施設のある山代・山中地区に10箇所の計22箇所の氷室・雪穴が確認できた。(なお、大聖寺地区には、平成15年に復元された時鐘堂下部へ新規の氷室が設けられている) 3. 氷室・雪穴跡の現況

上記貯雪施設の多くは、危険防止のため埋め戻され、土地造成等で消失している。しかし、いくつかは土 坑が現存し、貯蔵の実態把握に資することの可能なものもある。土坑の残存良好なものとしては、橋立地区 の港の西側丘陵上の雪穴跡(5m×4m×深さ 3.5m 直方体状)、橋立出水神社境内の雪穴跡(径 7m 深さ 5m の すり鉢状)、および大聖寺地区の荻生町稲荷神社境内の氷室跡(5m×7m×深さ 4m 逆角錐状)がある。また、 埋め戻されているが、痕跡が確認されるものも片山津地区 (4m×7m 文献(1))や山代地区に認められる。



4. 貯雪施設(氷室・雪穴)の利用実態

上記貯雪施設による貯蔵雪の利用が大正期から昭和初期にかけて盛んであったことが、聞き取り調査等で 窺えた。大聖寺地区の氷室は、氷室の日の祝いの氷や魚屋料亭の保冷用途に、橋立・片山津地区は鮮魚の保 冷運搬用途に、山中・山代地区は魚屋料亭等の生鮮食料の保冷用途および熱冷まし等の医療用途に使用され ていた。特に、片山津地区の貯蔵雪が鉄道を利用した鮮魚長距離輸送の保冷用途であったことは注目される。 <関連文献>

(1)竹井「大正期における石川県の氷室(雪室)と鮮魚鉄道輸送」(2008) 北陸大学紀要、第32号、p.155-166. (2)竹井、神田、小川「石川県の氷室(雪室)の調査リスト」(2009) 北陸大学紀要、第33号、p.109-124.

多雪農山村地域における親雪の取組み―震災犠牲者追悼「雪あかり木島平」の実施―

西田徹也(木島平村役場)・〇山口健太郎(木島平村教委)・内藤正巳(木島平村役場)

1. はじめに

雪が生活や生業に大きな支障をもたらしている現代の多雪農山村地域では、住民が雪に対して良い印象を 持てず、ひいては自らの地域に愛着や誇りを持つことができなくなっている。これを打開するには、住民の 雪に対する捉え方を変えることが必要といえる。そのきっかけ作りの場としては、大規模な観光イベントで はなく、家族や集落を対象とした小規模な取組みが有効と考えられる。そこで著者らは、長野県木島平村に おいてスノーランタン¹⁾を用い、東日本大震災等の犠牲者追悼を目的に「雪あかり木島平」を2012年3月 10日に行ったので、その取組みを報告する。なお、著者らは、総務省の「地域おこし協力隊」制度により、 都市域から木島平村に任期付で移住し、地域活性化等の取組みに携わっている。

2. 企画

スノーランタンは、雪を筒状に加工して作った灯篭であり、くずかごと一升瓶を使用して簡単に作ること ができる。このスノーランタンを、木島平村往郷地域にある根塚と呼ばれる小高い丘の斜面全体に並べ、灯

りを灯す企画を立てた。そして、村内ケーブルテレビ等を利用し、 企画を広告した。同時に、各家庭でもスノーランタンを作り、全村 で震災犠牲者を追悼することを呼びかけた。

3. 実施状況

当日(3月10日)は、日中にスノーランタンを作成した。作成に あたっては、図1に示すように、親子など数多くの方が駆け付け、 作業に参加された。そして、5時間で約400個のスノーランタンを 作ることができた。夕方からは、スノーランタンにろうそくを入れ、 点灯作業を行った。点灯が完了すると、スノーランタンの灯りが根 塚を埋め尽くした。図2に点灯後の様子を示す。ろうそくの灯りは 約2時間灯り続け、訪れた方は雪を通したやさしい灯りを楽しむと ともに、震災犠牲者の冥福を祈っていた。日中と夜を合わせて、延 べ33名が参加された。一方、自宅で家族と一緒にスノーランタンを 作られた方もおり、「簡単にできて、しかも、きれいだった」、「震災 犠牲者に追悼の気持ちが届いたのでは」などの感想を寄せていただ いた。

4. 総括

本取組みの特徴は、村外出身者が企画し、村民を巻き込んで実施 したことである。同様の取組みは、山形県最上町でも行われており、 著者らと同様の地域おこし協力隊員が観光協会と連携し、草原に 1000 個のスノーランタンを灯す「灯々祭」が 2012 年 3 月 17 日に実 施された²⁾。このように、寡雪都市地域から来た者の雪に対する新 鮮な見方は、多雪農村地域住民の雪に対する印象を変えるきっかけ



図1 親子でのスノーランタン作り の一場面。簡単に作れること を実感した様子だった。



図2 点灯後の様子。離れた場所からも灯りが確認でき、美しい光景を演出した。

を提供できる可能性がある。著者らは、今後も継続的に取組みを行い、村民が雪に親しみ、雪を貴重な地域 資源として捉えられるきっかけ作りの場を提供したいと考えている。なお、ご協力いただいた村民各位、お よび実施にあたり便宜を図っていただいた木島平村役場関係各位に感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 日本雪氷学会北海道支部設立 50 周年記念誌編集委員会(編):雪氷教育レシピ.雪氷研究の系譜―北海道の雪氷から世界 の雪氷圏まで―,日本雪氷学会北海道支部, pp. 239-258, 2009.
- 2) 灯々祭-とうとうさい-, http://toutou-festival.jimdo.com/(2012.4.3 閲覧).

福井県における近年の大雪時の雪の単位荷重

前田博司·茶木厚博(福井工業大学)

はじめに

平成18年および平成23年寒候期はいずれも大雪で、福井県においても多くの建物被害が発生した。ここでは、このときの雪の単位荷重について検討した結果を報告する。

雪の設計用単位荷重

建築物の設計用積雪荷重の算定に用いる雪の単位荷重は、建築基準法施行令86条で「積雪量1cmごとに 1m²につき20N以上。ただし、多雪区域ではこれと異なる定めをすることができる。」とされており、福井 県においては30N以上と定められている。

積雪状況と建物被害

平成18年と平成23年の福井における最大積雪深と福井県内の建物被害を表1に示す。

寒候期	最大積雪深	住	家被害(棟)	非住家被害(棟)			
	(福井)	全壊	半壊	計	全壊	半壊	計	
平成 18 年	95cm	1	2	3	38	14	52	
平成 23 年	119cm	2	2	4	32	25	57	

表1 最大積雪深と建物被害¹⁾

両寒候期ともほぼ同等の積雪があり、被害も同程度である。被害建物はすべて木造であった。

積雪荷重および単位荷重の推定

気象データ²⁾から積雪荷重を推定した。すなわち、積雪継続期間内で日平均気温が降雪上限温度未満の日の降水量を雪としての有効降水量とし、そこから融雪量を差し引くことで積雪量(水当量)を推定した。融 雪量は、日平均気温が融雪下限温度を超えた日の温度差を合計し、その値で累計降雪量を除することによっ て1℃当たりの融雪量を求め、その日の温度差を乗じることで日融雪量を求めた。積雪荷重は積雪量を重力 に換算することで求められる。ここでは、降雪上限温度を2℃、融雪下限温度を0℃とした。こうして推定 した値を平成18年の実測値(1/6大野・1/11福井)と比較した結果、推定値は実測値の96%(大野)およ び95%(福井)とやや下回ったが、誤差はわずかであり、推定値は妥当なものであると考えられる。

雪の単位荷重は積雪荷重を積雪深で除すことによって求められる。その結果が図1および図2である。



図より、寒候期の降積雪状況によって単位荷重の変化の様子は異なるが、積雪深のピークでは積雪 1cm あたり 1m²につき 25kN 前後で一定であり、設計用の 30kN より小さい値であったことがわかる。

《参考文献》

1) 総務省消防庁 HP·災害情報:http://www.fdma.go.jp/bn/2012/detail/739.html

2) 気象庁 HP・過去の気象データ検索:http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php

消防庁データに基づく 2011/2012 冬期の雪害 – 過去の豪雪年との比較– 佐藤 威(防災科研・雪氷)

1. はじめに

1980 年代後半から暖冬少雪傾向が顕在化したが、その傾 向は 2000 年代になると止まった(または、中断した)かのよう に見え、05/06冬期(平成18年豪雪)、10/11冬期、11/12冬期 には全国各地で豪雪となり、多数の死傷者が出た。消防庁で は都道府県毎の人的被害と建物被害を集計して公表している が、本研究では、それに基づき今冬の雪害の特徴について過 去の豪雪年と比較して概観する。また、雪害の発生は冬期間 の気温や降積雪の推移に左右されるので、気象庁のデータに 基づいてそれらの比較も行った。(対象は、北海道、東北、北 陸に限定する)

気温と降積雪状況

図 1(a)に北陸の月平均気温の平年差の変化を示す。3 冬期 で気温の変化が異なり、05/06 冬期は 12 月~1 月、10/11 冬 期は1月と3月、11/12冬期は12月~2月が低温であった。 他の地域も概ね同様であった。降雪量の平年比の変化の例(北 陸)を図1(b)に示す。北陸地方について平均した月降雪量で見 れば、05/06冬期はいずれの月も平年以下であったが、10/11 冬期は1月が、11/12冬期は2月がそれぞれ平年をかなり上 回った。他の地域の降雪量の変化は北陸と同じとは限らない。

雪は狭い地域に集中して降る(集中豪雪)傾向にある。北陸 を例として観測点による降雪量の違いを見るために、冬期間 (12月~2月)の降雪量の平年値に基づく5つの階級に対し、 各階級に入る観測点の割合を図 2(a)に示す。これより、11/12 冬期は他の2冬期と異なり、「かなり少ない」と「少ない」は なく、「多い」の割合が 70%近くに達した。図 2(b)はこの期 間の最深積雪についての同様の図で、11/12 冬期は 90%以上 の地点で最深積雪が平年以上であったことが分かる。

3. 雪害の状況

消防庁による3月29日現在の全国の人的被害と建物被害 を表1にまとめた。今冬の死者数は05/06冬期を下回るもの の 10/11 冬期とほぼ同数であるが、死傷者数は 05/06 冬期に 匹敵する多さである。また、建物被害は05/06冬期よりかな



図3 北海道、東北、北陸の雪害による死者数



図 2 北陸の冬期間の(a)降雪量と(b)最深積 雪の階級毎の観測点の割合

表1 全国の人的被害と建物被害

100									
ものの、 非住家被	冬期	死者 [人]	死傷者 [人]	住家被害 [棟]	非住家 被害[棟]				
害につい	05/06	152	2297	4713	2478				
ては	10/11	131	1668	646	771				
10/11 冬	11/12	130	2037	426	843				

期を上回

り少ない

っている。道県毎の死者数(図3)を見ると北海道、秋田、 山形、新潟は3冬期とも死者数が多いが、11/12冬期に は青森の死者数の多さが特異的である。また、図には示 さないが、3冬期に共通して、犠牲者の3/4が屋根の雪 下ろしを含む雪処理に関係するもので、65 才以上の高齢 者の割合が 2/3 を占めている。

【参考文献】

気温・降積雪データは気象庁の「冬(12~2月)の天候」および「12 月の天候」などに、雪害データは消防庁の「雪による被害状況等 (速報値)」によるもので、いずれも web で公開されている。

―マルチ-ライシメータを用いた解析―

○山口悟(防災科研 雪氷)

1. はじめに

積雪内部の水の移動は, 全層雪崩の予測精度向 上のために不可欠である. さらに春先に起こる融 雪洪水や土砂崩れなどを考える際にも, 積雪内部 の水の移動は避けては通れない問題である. 一方 積雪内部の水は単純に鉛直方向に移動するだけ ではなく, 水平方向にも移動し水みちを通じて選 択的に流れることがあることもよく知られてい る. 従って積雪内部の水の移動を正確にモデル化 するためには, どのような条件の時に積雪内部の 水が水平方向に移動するかを明らかにする必要 がある.

2. 研究方法

防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター では、各マスが lm x lm のライシメータを9個組 み合わせたマルチ-ライシメータ(図 1)を露場に設 置し、2005/2006冬季より各ライシメータからの流 出量の測定を1時間ごとに行っている.また同時 に露場にて詳細な気象データの測定も行ってい る.それらのデータを用いて、どのような条件下 で積雪内部の水平方向の水の流れ(ライシメータ 間の流出量の違い)が生じるかを議論する.



図1 雪氷防災研究センターに設置された Multi-lysimeter

3. 結果並びに考察

図 2 に 2011 年に観測されたライシメータ間の 流出量の顕著な違いの例とその時の気象データ (気温,降水量)との比較結果を載せる.2/18の早 朝から午前中にかけて L5 において他のライシメ ータよりも明らかに多い流出量が測定された.そ の現象が生じる前には,降水と融雪により積雪へ の多量な水の流入があったことがわかる.他のラ イシメータ間の流出量に顕著な違いが表れた事 例でも同様な傾向が見られた.このことは積雪へ の水の流入量(降水量+融雪水)を閾値にすれば, 積雪内部の水平方向への水の移動の有無をモデ ル化できる可能性を示している.



図 2. 2011 年 2/17-19 に観測されたライシメータ間の極端な流出量の違いとその時の気象データ(気温、降水量)

融雪期における長波放射収支の特徴と日変動

○佐藤亮太(新潟大・院)・河島克久・伊豫部勉(新潟大)・外狩麻子・島村誠(JR 東日本)

4月4日現在未提出

2011/12 年冬期における全国および新潟県内の積雪深分布の特徴

○伊豫部 勉,河島克久,和泉 薫(新潟大学 災害・復興科学研究所)

1. はじめに

積雪の面的分布は、集中降雪時における災害防止や被害軽減といった時間オーダーの問題から、水資源に 対して考慮されるべき年々変動や長期変化の予測にも活用可能な情報である。そのひとつである積雪深情報 は、近年のインターネットの普及に伴い、気象庁をはじめとする国の防災機関のほか、研究機関、民間企業、 さらには地方自治体レベルでも独自に観測地点を設けて収集し、機関毎のWebサイトで公開されている。そ の結果、従来と比較にならないほど詳細かつ多量の積雪深情報が生産され、即時的に利用者へ提供すること を可能にした。また、効果的な積雪深情報の流通は、雪氷被害を予防軽減できる余地が大きく、行政をはじ めとする関係機関からの積雪情報は重要な意味を持つと考えられる。本報では、平成18年豪雪に次ぐ雪氷災 害をもたらした 2011/12 年冬期の全国、新潟県内の積雪深分布について、Web サイトで公開される全国の積 雪深データを可能な限り一元化に集約し、これらを元に得られた積雪深分布図の特徴を述べる。

2. データと方法

まずインターネットを用いて積雪深の観測情報を公開する機関を検索し、機関毎に観測点の数と位置座標、 測定方法、Web上での公開状況(更新頻度、データ形式、過去データの有無)について調査した。積雪深は 概ね正10分~1日1回(主に8時~9時)の頻度で計測され、Web上では数分~数時間以内に観測点の現在・ 最近24時間以内の測定値を数値やグラフ等で参照することができる。2010/11年冬期における積雪深データ の一斉収集は、1月27日~3月28日にかけて約7日間おきに計9回実施した。公開されるデータは、PDF、 HTML、Excelなど多様なファイル形式にわたるため、各機関の値を統一したファイル形式へ変換し、データ セットを作成した。積雪深分布図は、積雪深データセットを元にグラフ作成用ソフトGsharp(日本電子計算) を用いて作成した。

3. 結果

図1に2012年2月17日の積雪深分布図を示す。全国的にみた積雪深分布図によると、2011/12年冬期の積 雪は調査を開始した1月27日以降,東北・北陸地方の日本海側を中心に広範囲に拡大し、2月前半には3m を超えるエリアが山形県から新潟県にかけた内陸山間部において連続的に見られた。また、雪による死者や 建物被害の数が平成18年豪雪を大きく上回った北海道では、低温による融雪の遅れにより2月後半に積雪深 分布のピークが見られた。一方、新潟県内では2月10日前後に豪雪のピークを迎え、それ以降は減少に転じ た。図2に2012年2月10日の新潟県内の積雪深分布図を示す。上中越地域の内陸山間部で3m以上の多雪 エリアが広がり、さらに奥只見、十日町市松之山、妙高周辺では4mを超える豪雪エリアが現れていたこと が分かる。今後は、積雪深分布図をリアルタイムで提供するシステムを構築しWeb公開する予定である。



図1 2011 年 2 月 17 日 9 時における積雪深分布図 (全国 2190 地点の Web 公開データを使用) 図 2 2011 年 2 月 10 日 9 時の積雪深分布図 (新潟県内 328 地点の Web 公開データを使用)

上越地方の積雪、2012冬

○横山宏太郎・小南靖弘(中央農研北陸)

はじめに

北陸研究センターでは、積雪の分布と変動を知るため、新潟県上越地方を中心に積雪調査を継続的に実施 してきた。近年、暖冬傾向の続く中で、2006 冬は記録的豪雪であったが、2007 冬は逆に記録的少雪と両極端 の状況が連続して起こった¹⁾。2010 冬、2011 冬と比較的雪の多い冬に続いて、2012 冬は記録的な豪雪とな った。高田測候所(現在は特別地域気象観測所)でも、1986 冬(324cm)以来 26 年ぶりに積雪深が 2 mを越 えた(222cm)。ここではその状況を、特に 2006 冬と比較しながら報告する。

方法と調査結果

各地点で神室型サンプラーを用いて全層の積雪を採取計測し、積雪深、積雪相当水量、全層平均密度を得る。定期的な調査地点は35地点である。調査は毎年3回、時期は1月・2月・3月の下旬を基本として行っている。定期的な調査以外にも、特に融雪期に、機会があれば調査を行うよう務めている。

図1は、平野部から南方へ向かい、さらに妙高山中腹までの積雪相当水量の調査結果である。調査地点を 標高順に並べ、各地点ごとの1,2,3月の値を、2006冬と2012冬とを一対にして示している。

積雪相当水量は低地から標高が高くなるに従って増加していくが、580m で極大があり、それより上も単純 に増加しているわけではない。2006 冬と 2012 冬を比べると、標高 710m地点よりも低いところでは、2012 冬がやや多めになっている。それよりも高いところは妙高山東斜面であるが、特に 1350m、1540m の 2 地点で は、2012 冬が明らかに少ない。2012 冬は、高田平野から東の中山間地域でも積雪は多かった。総じて住民の 生活する範囲での降積雪が多く、各方面への影響は大きかった。融雪の遅れも懸念されており、これからの 状況も注意しておきたい。





図1 標高別の積雪相当水量(mm)。横軸のラベルは調査地点の標高。各地点、2006冬、2012冬それぞれ、左から1,2,3月下旬の結果を示す。

長野県北部飯綱山周辺域における 2012 年の積雪深分布と積雪水量

○ 浜田 崇・富樫 均(長野環保研)・横山宏太郎(農研北陸)

1.はじめに

長野県環境保全研究所(長野市)では,長野県北部の飯綱高原にある当所において,2002/2003 年冬季から積雪深観測を継続するとともに,飯綱山周辺の9ヶ所において2010年冬季より積雪深分布の一斉観測(月1回)を開始している.今回は,2011/2012 冬季に飯綱山周辺域で行った積雪深一斉観測とあわせて2012年2月に積雪水量の観測も行ったので,それらの結果について報告をする.

2. 観測地点と方法

積雪深の観測地点は9ヶ所で、飯綱山山頂付近およびその周辺の標高720m~1600mの地域に分布する. 観測場所は周囲が開けた比較的平坦な場所である.積雪深の測定には測深棒を用いて、地点毎に5回の測定 を行いその平均値を求めた.観測は2012年1月17日、2月18日、3月19日に行った.また、2月18日 および19日には、積雪水量の観測を、上記9ヶ所のほか飯綱山に立地する3つのスキー場内で計5ヶ所を 追加して実施した.積雪水量の測定には神室型スノーサンプラーを用いて、地点毎に3回の測定を行いその 平均値を求めた.

3. 観測結果および考察

3回行った積雪深一斉観測による積雪深分布の特徴は,過去の観測結果も含めてみると,1月のみ少し傾向が異なっており,飯綱山の西側に位置する戸隠や飯綱山山頂付近で積雪が少ないという特徴がみられた. 調査地域を含む長野県北部では,2012年1月に白馬のみ積雪が極端に少なく,こうした広域の積雪深分布の一端を反映しているものと考えられる.

また、2月に行った積雪水量観測の結果をみると、標高と積雪水量の関係(図1)は、おおむね標高に比例して積雪水量が増加する傾向があるもののばらつきもみられた.また、このときの高度による積雪水量の増加率(1次の線形回帰式の係数 a(mm/m))を計算すると、今回の事例では、0.35 となった.なお、積雪全層の密度は標高に依存するような傾向はみられなかった.

調査地域は冬季の天気界付近にあたり、積雪深や積雪水量の分布には標高による効果とともに天気界から の距離による影響など、より広域の降雪量分布が関係しているものと考えられる。今後は一斉観測地点にお いても積雪水量を継続して観測できるような体制を整え、調査地域における降積雪分布の特徴を明らかにす るとともにそれらの変動をモニタリングしていきたい。

謝辞

本報告の一部は環境省環境研究総合推進(S-8 温 暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究)の支 援により実施されている.

図1 飯綱山周辺における積雪水量と標高との関係(2012年2月18日・19日測定)



長岡と新庄における新積雪の密度の年々変動

--1965年から2011年 --

佐藤篤司(防災科研・雪氷防災研究センター)

1. はじめに

降り積もる雪の密度はその大小によって、雪氷災害の発生要因ともなる.例えば、気温の高いとき降る密度の大きい雪は、電線着雪や屋根・建物の損傷を引き起こし、密度の小さい雪は地吹雪発生をもたらし、交通傷害や山地の雪庇成長を助長し、雪崩の要因ともなる.

防災科学技術研究所・雪氷防災研究センターでは冬期間,毎朝9時に降積雪観測を継続 している.新積雪深は雪板を用い,24時間降雪量を計っている.初冬と春先は気温が高 いため湿雪が多く観測誤差も大きい.そのため,今回の解析は,厳冬期の2月の平均値 を用いた.

2. 観測とデータ

降積雪観測の一環として,雪氷防災 研究センター(長岡)と同新庄支所 (新庄)で観測,蓄積されたデータを 用いた.期間は1965年(新庄は1975 年)から2011年で,平均新積雪密度 と平均気温を算出し経年変動を調べ た.図1には気温の変動を示したが, 両地点とも1980年代後半から気温の上 昇ジャンプが明瞭に見られ,その後は 高い値で推移している.

3. 新積雪密度の年々変動

図2に両地点の2月の平均新積雪密度 を経年変動として示した.長岡の場合, 図1の気温上昇に対応するように,ジ ャンプが見られる.新庄の場合,数年 の低い値で上昇傾向が見にくいが,大 きな値となった年が多い.また,気温 (T[\mathbb{C}])と新積雪密度(DN [kg/m³]) の相関式として,

DN = 9.9*T + 112.1 (長岡),

DN = 10.7*T + 103.8 (新庄)

が得られ、気温の上昇により新積雪密度 が線形的に大きくなることが分かった.



図1 長岡と新庄の2月の平均気温



図2 長岡と新庄の2月の新積雪の密度

新積雪の密度(2月平均) 1965~2011年

雪片による積雪面の削剥の風速·温度依存性 佐藤威^〇・根本征樹・小杉健二・望月重人(防災科研・雪氷)

1. はじめに

吹雪による吹き溜まりや視程障害はしばしば重大な交通事故 などの災害を引き起こす。積雪面近傍を跳躍運動する吹雪粒子 が積雪面に衝突した際に、新たな粒子を弾き飛ばすことにより 吹雪は発達し積雪面は削剥される。これは吹雪発達の基本的な プロセスであり、これまでに多数の研究が行われている。一方、 我が国においては、吹雪時に降雪があることが多く、降雪粒子 である雪片も吹雪の発達に寄与すると考えられる。すでに、Sato et al. (2008)は、風洞実験により雪片が積雪面に衝突した時の雪 片の破壊率と堆積率について、風速との関係を明らかにした。 本研究では、風洞実験により積雪面に衝突した雪片による削剥 現象を再現して積雪面の削剥率を求め、その風速・温度依存性を 明らかにした。

2. 実験方法

0.2m×0.2m×0.02mのトレイにほぐしたしまり雪または新雪 (人工降雪装置による樹枝状結晶の雪)を入れ、風洞底面から 17.5cmの高さに設置した(図1)。風洞天板に取り付けてある降雪 供給装置から樹枝状結晶の人工雪をふるい落とし、降雪を模擬し た。一定時間降雪に曝露した前後のトレイの重量の変化から、積 雪面の削剥率を求めた。また、ネット式吹雪計を用いて降雪フラ ックス(降雪強度)を求めた。実験時の気温は・1、・3、・10℃とし、 風速を変化させた。同じ気温・風速の条件でトレイからの昇華率と ネット式吹雪計に捕集した雪の昇華率を別途測定し、それぞれの 昇華による質量の減少を補正した。また、レーザー光スクリーン で可視化した雪片の軌跡から求めた雪片の衝突速度の分布と、ト レイの上方における風速分布の測定結果から、野外における積雪 面上高度1mの風速U1と風洞の設定風速Usetの関係を推定した。

3. 結果

トレイにほぐしたしまり雪を入れた場合の削剥率を降雪フラッ クスで規格化した値とU1の関係を図2に示す。規格化削剥率は かなりばらつくが、U1が5m/s以上で正の値を持ち、U1とともに 増加する。気温が・10℃の時、U1=12m/sにおける規格化削剥率は 最大でも0.4程度である。この値は、吹雪の跳躍粒子による規格 化削剥率(この場合は、水平面に落下する吹雪粒子のフラックスで 規格化する)に比べ一桁小さい。この違いは、衝突時に雪片の持つ 運動エネルギーの一部が自分自身の破壊に費やされることや、積 雪面の削剥に関与するのは雪片の一部であることによると考えら れる。

気温が-3℃、-1℃の場合は、規格化削剥率は-10℃の場合より小 さい。この温度依存性は、積雪面を構成する雪粒子同士の付着力 が大きくなることを反映していると考えられる。

-10℃の時、トレイの雪質による規格化削剥率の違いを図3に示 す。新雪の場合は、ほぐしたしまり雪の場合よりも規格化削剥率 は小さく、雪の結晶同士の絡み合いがあるため削剥されにくいこ とを示している。



図1 雪片による積雪面の削剥実験の様子



図2 降雪フラックスで規格化した削剥率 と風速の関係。積雪面はほぐしたし まり雪で、気温を変えた。



図3 降雪フラックスで規格化した削剥率 と風速の関係。積雪面の違い(ほぐし たしまり雪と新雪)。

【参考文献】

T. Sato, K. Kosugi, S. Mochizuki and M. Nemoto, 2008, Wind speed dependences of fracture and accumulation of snowflakes on snow surface, Cold Regions Science and Technology, 51, 229-239.

鉄道用信号機フード(クリアヒート式)の着雪防止対策 〇加納寬之·五十嵐勉(東日本旅客鉄道㈱)、佐藤篤司(防災科研・雪氷)

1. はじめに

鉄道における信号機や標識類の着雪防止対策 は、雪国の永遠の課題として過去においても 様々な対策を実施してきた。写真1は過去に発 生した信号機への着雪状況である。



前回開発した信号機フードにおいて、着雪防 止については満足できている状況にあるが、大 きな消費電力量が必要となっていることが課題 であった。そこで着雪防止機能を確保しつつ、 省電力化を最大限に考慮した鉄道用信号機フー ド(クリアヒート式)を開発することとした。 2. 開発中の信号機フードの概要(写真2)

今回採用したクリアヒートの原理は、透明導 電膜に一対の電極を形成し、その電極間に電流 を流すことにより発生する熱を利用して、透明 導電膜を暖める方式である。(図1)

フード上部は降雪対策として、面状ヒーター を内蔵した。フード前面は吹雪対策として、ク リアヒート式を採用し、各々に温度センサーを 取付け、省電力化を図っている。





3. 着雪試験の結果と考察

外気温を-5℃、-20℃とし、降雪深 5cm/h によ る信号機への降雪試験、及び風速 5m/s、飛雪流 量5×10-3kg/m².sによる信号機レンズ面への吹 雪試験を行い、着雪状況について検証した。

降雪による着雪試験では十分な融雪能力が

確認できた。吹雪による着雪試験では、ある程 度の融雪能力は確認できたが、視認性を妨害す る空洞化『カマクラ現象』が発生した。(写真3)

これは着雪した雪と信号機(クリアヒート部) の間に空洞ができ、融雪に必要な熱が雪に伝導 しなくなる現象で、まるで雪国のカマクラのよ うな状態となってしまい、さらに着雪が進むこ ととなった。(図2)

写真3 試験結果

図2 信号機7-トの断面略図



4. 今後の展開

今回の実験棟での着雪試験結果を踏まえ、特 に吹雪に対して融雪能力を向上させた信号機フ ードに改良した。具体的には空洞化『カマクラ 現象』を防止するため、クリアヒート部の出力 を上げるとともに、着雪が著しかった信号機端

部を改良した。

その信号機フードを豪 雪地域である上越線土樽 駅のフィールドに設置し、 実際の雪により、その改 善効果を検証中である。 今冬は2月中旬からの設 置となり、データ不足で



はあるが、一度も着雪していないことが確認で きている。(写真4)

今後も引き続き実験棟での着雪試験、及び土 樽でのフィールド試験を実施し、省電力化と完 全な着雪防止対策を実現した鉄道用信号機フー ド(クリアヒート式)を開発していく。

そして冬期における鉄道の安全・安定輸送の 確保に貢献していきたい。

豪雪地における坂道安全対策としての地熱ヒートパイプ融雪施設事例

○藤野 丈志·小谷野 保·佐藤秀樹((株)興和)

1 はじめに

豪雪地帯の山間部においても道路除雪が行われ るが、除雪後も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、このような リスクを低減することを目的に、平成20年度~平成 23年度にかけて、新潟県十日町市船坂地内の急勾配 な車道上に地熱ヒートパイプ融雪施設を施工してき ており、平成23年度には急勾配・急カーブ地点に設 置を行った。

2 施設概要

地熱ヒートパイプ融雪施設は、深度 20 m 程度の 採熱孔に、温度差で熱を伝えるヒートパイプを挿入 し、地熱を舗装体に伝え融雪を行うものである。

施工位置と施工タイプを図-1 に示す。平成 20 年 11月に最初の試験施工を実施し、地中の温度、舗装 内温度を確認した。平成 21 年度には車両の幅員に合 わせた縦断方向タイプを施工した。その際、熱出力 の異なる 2 タイプ(熱出力 140 W/m² と 160 W/m²)の 融雪状況比較検討し、熱出力 140 W/m²を採用するこ ととした。平成 22 年度、平成 23 年度にはカーブで の制動効果を得る目的で、道路横断方向に 4 セット 設置した。

3 融雪状況

本施設の熱出力 140 W/m²は、従来の設計による熱 出力 230 W/m²の 60%ほどしかないため、降雪時には 積雪状態となりやすい。しかしながら除雪路面に凍 結した圧雪が残るときでも、融雪路面は凍結してお らず、圧雪が剥離しやすくなっていた。平成23年度 以降設置した横断方向タイプでは、白い積雪路面に 融雪路面が縞模様に出るようになり、スリップ防止 効果を発揮していた。

4 まとめ

本事例は除雪補助であることから、必要な熱出力 については従来設計の60%出力とし、さらに、融雪 範囲も全面融雪ではなく轍融雪などの部分融雪とし た。これにより坂道安全対策施設としての効果を得 つつ施工コストの大幅削減が図られ、同じ整備コス トでより長い延長に整備することができた。このよ うな方法は、山間部の坂道安全対策に限らず、国道 など主要道路における大型車の登坂不能対策施設と しても十分に適用可能であると考えられる。

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

100 m



図-1 地熱ヒートパイプ融雪施設の施工位置と施工タイプ

新潟県における豪雪年の降雪の時空間変動解析

柴田神奈(新潟大・理) ○河島克久・伊豫部勉(新潟大・災害研) 佐藤亮太(新潟大・院)

1. はじめに

新潟県における降雪の時空間変動に関する研究として Akiyama (1981)や Iwamoto et al. (2008)の主成分分 析 (EOF)を用いた研究がある. Akiyama (1981)は冬季日降水量を用いて EOF 解析を行い,降雪分布パターン を山地型,平均型,平野型に分類しており,各分布型の出現状況から大雪の年には特定の分布型の出現に偏 りやすく,特に豪雪年には平野型分布が支配的であることを指摘している. 上記の先行研究が日降水量を使 用したものであったのに対し,本研究では降雪(固体降水)の多寡に注目してその時空間変動を解明するた め,豪雪年における 1~2 月の日降雪深データを用いて相関行列による EOF 解析を行った.

2. 使用データと豪雪年の抽出

新潟県が 1969/70 年積雪期以降, 2009/10 年積雪期まで 41 年にわたって毎年取りまとめている「新潟県降 積雪及び気温観測調査報告書」の中から,降雪板を用いて午前 9 時に測定された日降雪深データを使用した. 豪雪年の抽出は上記報告書において 41 年を通してデータがそろっている観測地点の中から,代表地点として 下関,長岡,十日町,高田の 4 地点を選び,1~2月の最大積雪深の 4 地点平均値を比較することによって行 った. その結果,1974年,1977年,1980年,1981年,1984年,1985年,1986年の 4 地点平均値が圧倒的 に大きかったため,これら7年を豪雪年として抽出した.

3. 解析結果

EOF 解析の結果,各豪雪年の寄与率は,第1主成分が46~65%,第2主成分が8~19%であり,第3主成分 以降は寄与率が大幅に低下するため、本研究では第1主成分と第2主成分について取り扱う.第1主成分の 固有ベクトルB₁は全県で正の値を示した.主成分スコアA₁と日降雪深の全地点平均値の変動を比較したとこ ろ,両者の変動パターンがほぼ一致していたことから,第1主成分は広域降雪の指標であることが分かった. 次に第2主成分の代表例として1985年の固有ベクトルB₂の分布を図1(左)に示すが,B₂=0のラインを境 に符号が異なり、海岸平野部で正,山間部で負の値をとるという特徴が豪雪年に共通してみられた.しかし B₂=0のラインの位置は年によって異なり、小千谷市付近を軸としてシーソーのようにその傾きが変化するこ とが分かった.例えば、1980年はラインが新潟県を南北に分ける位置にある(図1右).B₂が正の地域と負 の地域について、日降雪深の平均値の変動をA₂の変動と比較すると、A₂が正の時は海岸平野部で、負の時は 山間部で日降雪深の平均値が大きいことから、第2主成分は山雪・里雪パターンの指標であることが分かっ た.これらの結果に基づき、主成分スコアを用いて降雪分布パターンを山雪パターン、里雪パターン、中間 パターンの3パターンに分類したところ、豪雪年の大雪日は全体的にみると里雪パターンよりも山雪パター ンの日が卓越するが、年ごとにみると各降雪分布パターンの出現頻度に大きな違いがあることが分かった.



近年の大雪にかかわる大気循環場の特徴

本田明治(新潟大・理)

1.はじめに

近年の冬季、欧州から極東にかけてのユーラシア大陸の中高緯度帯はしばしば強い寒気に見舞われ、最近 では2005/06年、2007/08年、2009/10年、2010/11年、2011/12年の冬、直近の7冬中、実に5冬が顕著 な低温傾向となっている。一方冬季の北極海上では高温状態が続いており、近年の北極海の顕著な海氷減少 と関連が深いと考えられる。日本では05/06年のいわゆる「平成18年豪雪」以降、07/08年は並冬であった が、09/10年は寒暖の差が大きかったものの、しばしば強い寒気に見舞われ、続く10/11年は1月を中心に 寒気が持続し各地で大雪となった。また11/12年冬は季節を通じて3ヶ月の間寒気が居座ったため、久しぶ りのいわゆる寒冬大雪となった。

日本で全般に降雪量が多かった 2005/06 年~11/12 年冬季(12月~2月)平均の大気循環場の特徴をみる と、ユーラシア大陸では、シベリア北部上空で高気圧性偏差、日本と欧州上空で低気圧性偏差となっている (図1)。地表付近では、ユーラシア大陸の高緯度一帯は広く高気圧性偏差に覆われ(シベリア高気圧の発達 に対応)、この高気圧偏差の東側~南側一帯は寒気移流によって広く低温域に覆われやすくなる(図略)。

近年の冬のユーラシアの低温の要因はいくつかあると考えられるが、先行する夏~秋の北極海の海氷域変 動との関連に着目すると、過去約 30 年の観測データから、夏季~秋季の北極海シベリア沿岸の海氷面積が 例年より少ないと、冬季のユーラシアは広い領域で有意に低温傾向になることが確認された。続いて大気大 循環モデルを用いて秋~初冬にかけて北極海の海氷の多少を設定し、大気応答の違いを調べる数値実験を実 施したところ、少氷時における冬季ユーラシアの有意な低温傾向を再現することに成功した²⁾。数値実験の 結果を解析した大気場の応答の特徴を図2に示す。北極海の海氷が夏場に減少すると続く秋~初冬にかけて 露出した海面からの加熱で、上空の高度は上昇して高気圧性偏差が形成される。これによって上空の偏西風 ジェット蛇行しやすくなり、いわゆる定常ロスビー波が励起され、ユーラシア大陸上に伝播し、極東の上空 では低気圧性偏差になりやすい。この波列形成に伴って、シベリアー帯には寒気が入りやすくなり、大陸上 の寒気蓄積はシベリア高気圧の発達と東方への拡大をもたらし、ユーラシア中高緯度帯は広く低温偏差に覆 われやすくなることが明らかとなった。

このようにして再現された大気循環場のパターンは日本で降雪量が多くなるときの、典型的な大気循環パ ターン⁴¹と整合的である。ユーラシア大陸を横切る、欧州から極東への停滞性波動はユーラシアパターンと しても知られているもので、日本の降雪が北半球大気循環場変動と密接にかかわっていることを示唆するも のである。このように日本が大雪になりやすい大気循環場の特徴は概ね明らかになったものの、各冬によっ て大気循環場のパターンや継続する期間は異なる。特にこの2011/12年の冬のように冬季を通じて極東一帯 に寒気が入りやすいパターンが持続したメカニズムはほとんど分かっていない。近年の冬の循環場をより詳 しく解析していくことによって、大気循環場の形成及び維持過程を明らかにしていきたい。



図1.2005/06年~11/12年冬季(12月~2月) 平均の250hPa高度場(m)。陰影は高度偏差 で20m間隔。

図2.北極海の海氷減少によって極東一帯に寒 波がもたらされるメカニズム。

妙高山域における積雪水量と冬期降水量の標高依存性

竹内由香里(森林総研十日町試験地)・宮崎伸夫(クライメットエンジニアリング)・金高義(国立極地研究所)

はじめに 妙高山域の幕ノ沢では、大規模な雪崩の発生区(標高 1700 m 付近)における観測が困難なため、 気象や積雪の実測データが得られていない.そこで、雪崩の堆積区近くの気象観測点(標高 810 m)または アメダス関山(標高 350 m)の気象データを用いて、積雪変質モデルにより発生区の積雪の変化を推定し、 これまでに発生した5件の大規模雪崩の滑り面の雪質や形成過程を調べた(竹内・平島, 2011).その際、 気温は0.65℃/100 m の減率で標高補正したが、降水量は補正しなかったために、モデルで推定した積雪深 が実際より大幅に少なくなり、降水量の標高補正が課題となっていた.そこで、幕ノ沢における降水量の標 高補正の手がかりとするために、積雪水量を測定し、標高依存性を調べた.

方法 融雪の影響を最小限にするために調査は厳冬期の2012年2月17日に行なった.調査地点は標高350, 567, 730, 810, 1027, 1099m の 6 地点で,アメダス関山観測点近傍および幕ノ沢の近くを通る県道 39 号 に沿って、平坦でかつ除雪の影響のない場所を選んだ.積雪水量は神室型スノーサンプラーを用いて1調査 地点につき 1~2回測定し、全層平均密度を算出した. さらに測深棒を用いて 1 調査地点につき 10 点で積雪 深を測定した.10点の平均積雪深に全層平均密度を乗じて平均積雪水量を求め,その地点の積雪水量とした. 結果と考察 アメダス関山と標高 810 m 気象観測点において 2011-12 年冬期に根雪になったのは 12/16 と 12/15 でほぼ同時であった. 2/17 の積雪水量は標高 350m(アメダス関山近傍)において 1174 mm で,標 高 810 m で観測した 1663 mm までは、標高が上がるにつれて 1.1 mm / m の割合で増加したが、それより 上では標高が高くなっても積雪水量はほぼ横ばいか減少する結果となった(図1). この結果に基づき,積 雪変質モデルで標高1700mの発生区の積雪を推定する際の降水量は、標高810mの降水量と同値にするの が現実的と考えている.図2に2010-11年までの7冬期(12,1,2月)のアメダスの降水量P350と気象観測 点の降水量 Ps10を比較した.両者の比 Ps10/P350は、年により 1.2~1.7 の変動があるが、平均すると 1.5 倍 であった. ●で示す 2012 年の積雪水量(HW)の比 HW₈₁₀/HW₃₅₀は 1.4 であり,平均的な降水量の比と 同程度であった. 降水量計で測定した降水量は, 捕捉率補正が必要であるが, 標高 810 m の気象観測点では 風速を測定していないため、捕捉率を風速の関数で求める横山ら(2003)の方法が使えない.そこで、2/17 に測定した積雪水量(1663 mm)を真の降水量積算値とみなして平均的な捕捉率を求めた.同地点で根雪に なった 12/15~2/17 の降水量積算値は 1195 mm であったので、捕捉率は 0.72 となった。



図1 標高と積雪水量の関係. (2012年2月17日測定)



図2 アメダス (350 m a.s.l.)と気象観測点 (810 m a.s.l.) の冬期降水量の比較. 2005~2011 年 7 冬期. ●は 2012 年 2 月 17 日の積雪水量. 実線は 1:1.5.

暖候地降雪の降雪種判別のための降積雪観測データベース

○石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人・山口悟(防災科研・雪氷)

1. はじめに

没後50年を迎えた中谷は「雪は天からの手紙である」という 言葉を残した。しかし、同時に彼は自身の著作(Nakaya, 1954) の中で、雲粒のついた樹枝や凍結雲粒そのものが不規則に集合 したものなどについては、現状(当時)では明確な分類はせず Irregular snow particles としたこと、そしてそれらは一般に 考えられている以上に頻繁に見られることを述べ、これらにつ いては将来の研究として残している。北陸など暖候地の降雪に はそのような降雪が多く、また実際の雲からもたらされる降雪 粒子は数も多く種類もさまざまである。雪結晶は「天からの啓 示」としては中谷の言うとおりであるが、現実の「雲からの便 り」は乱筆乱文なのである。

2. 降水フラックスの中心による判別

一方、レーダーの反射強度をはじめ、降雪現象と他の事象と の関連を調べるには、この多様な降雪をどのように判別(記述) するかが鍵となる。そこで、我々は降水の粒径、落下速度の連 続的観測から得られた粒径-速度分布によってその種別判別を 行って来た。ただ、短い時間帯の降水においても一般には小さ い粒子の数が圧倒的多く、分布パターンに特徴はあっても速度 や粒径の単なる算術平均では特徴が出ず、判別の数量化は難し い。そこで、降水寄与で重み付けた「降水フラックス」を導入 し、粒径-速度分布座標に分布する粒子の重心位置を求めて「降 水フラックスの中心」とし、この位置によって種別の情報と大 きさの情報を得る方法を提案した(石坂, 2011)。観測機器が雪 だけではなく雨も観測できるものであれば、雲粒付の度合に応 じた雪片、霰、霙、雨などの種別ができ、かつその大きさの情 報も得ることができる(本吉, 2011)。

3. データベースの構築

連続自動観測から得られる粒径、落下速度と上記の定量化手 法とを用いると観測の分解能に応じて細かい時間間隔のフラッ クス中心の位置が求まる(現状は最小1分)。そして、それを使 って降雪の種類と他の要素との関連を調べることが可能になっ た。ただ、時間間隔が短く得られるデータが膨大になり解析に 時間がかかるので、データベースを構築することによって多量 のデータから一般的な SQL 言語の問い合わせを使い迅速なデー タ抽出が可能となるようにした。

データベースは IBM 社の DB2 Express-C (無償版) を用いた。 降雪粒子観測からは、上述のフラックス中心の座標(粒径、落 下速度)やフラックスからの降水量など、露場の気象観測から 気温、湿度、風向、風速、積雪深、積雪重量など、また田村式 降雪降雨強度計から 1 分間降水量などをデータベースの各テー ブルとして作成した。

4. データベースの利用

データベースを利用することによって、例えば、フラックス 中心座標のみでは判別が困難な分布領域が一部重なる霰と霙領 域の判別に、気温などの情報を加味して判断するなどのことが 容易になった。その結果を使って、雨、霙、雪が気温や湿度の どの範囲に分布するかという情報を一冬期の連続観測から得る ことができ、これまでの結果(Matsuo et al., 1981)との比較 も可能になった(図は点が多く残念ながら白黒では表現できな いので略)。下図は簡単な関係ではあるが興味深い結果の一つ、 2011 年冬期(2010 年 12 月から翌年 3 月まで)のフラックス中 心の粒径座標の大きさと気温との関係である。前者は降雪粒子 の大きさを反映しているので、大きい降雪粒子は0℃付近で出 現することが多いことを明確なピークで表わしている。2~ 3℃以上は雨滴に対応すると考えられる。

今後さらに本データベースを充実することによって暖候地降 雪の特徴を明らかしていこうと考えている。

謝辞

データベース構築では富山コンピュータ専門学校の小林敏一 氏にご指導いただいたことをここに記して感謝申し上げます。 参考文献

Nakaya (1954), Snow Crystals, Harvard University Press.

- 石坂ら(2011), 推定質量フラックスを用いた降雪粒子の連続的 種類判別について, 雪氷研究大会(2011・長岡) 要旨集, 105.
- 本吉ら (2011), 光学的ディスドロメーターによる連続降雪粒子 観測-推定質量フラックス重心位置の推移と降水量推定-, 雪 氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集, 106.
- Matsuo et al.(1981). Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 462-476.



図 粒径フラックス中心の大きさと気温との関係

ビデオカメラと電子天秤を用いた個別の降雪粒子の質量測定について

○本吉弘岐・石坂雅昭・中井専人(防災科研・雪氷)

1. はじめに

降水粒子の質量は、定量的降水量推定や雲物理過程などの降水現象を考える上で重要なパラメータである。 降水粒子の終端落下速度は、質量により決まる重力と粒子形状により決まる空気抵抗との釣り合いによって 決まるため、降水粒子の質量、粒子形状、落下速度には相互に関係がある。近年、降水粒子の形状(大きさ)・ 落下速度を同時に測定できる測器(ディスドロメータ)が利用されてきており、それにより得られる粒径・ 落下速度分布を降水強度やレーダー反射率に焼き直すためには、さらに粒子の質量の情報が必要となる。広 範な種類の降雪粒子の粒径、落下速度、質量の同時測定がなされてきた(Locatelli and Hobbs (1974),石 坂 (1995) など)が、いずれも数多くの測定をおこなうためには細心の注意と時間、労力が必要である。本 発表では、より多くの同時測定データを取得するため、石坂(1995)では手作業で行っていた質量測定を、組 み込み用の電子天秤を導入し重量データの自動記録することにより、粒径、落下速度および質量の同時測定 を自動化する試みについて、その手法と初期結果について報告する。

2. 装置の概要

測定装置は雪氷防災研究センターの降雪粒子観測施設の -5℃の低温室に設置した。図1に装置の概念図を示す。天 井の取り込み口から落下してくる降雪粒子のうち、装置上 部の 4cm×4cm のスリットを通過したものだけが、電子天 秤の受け皿の容器へ着地する。ここで用いた電子天秤 (A&D AD-4212C)は、ライン組み込み用として市販されて おり、表示類を持たないことでコンパクトであり、また風 防がないことで直接降雪粒子を受けるのに都合がよい。重 量データは 0.1mg の分解能で 0.1 秒毎に RS-232C 通信に より PC に記録され、このときの電子天秤の重量変化から 粒子1個の質量を算出する。スリットを通過した粒子は、 ビデオカメラ(Victor GC-PX1)により横方向から撮影され る。ビデオカメラの記録画素数は1920×1080 ピクセル、 フレームレートは60s⁻¹、シャッタースピードは1/4000s(こ のカメラではこれが限界)である。動画データの各フレー ムから粒子の形状、連続フレームの比較から粒子の落下速 度を算出することができる(村本他(1988))。

3. 測定例と今後の課題

取得されたデータの例を図2に示す。左側の図は、 ビデオカメラで撮影された画像を重ねたもので、右側 が天秤による同時刻の重量データである。この例では、 落下速度1.04m/s、質量は5.0mg、粒径は下の表のよ うに粒子の向きにより幅を持って測定された。

多数のデータの蓄積するためには、図2のような例 を自動で抽出し、データ処理する必要がある。今回の 初期解析を通して、自動処理に対する問題点として、

- 図2の右図の様に着地の衝撃のため重量データが オーバーシュートがある(自動化の障害)
- スリットに衝突し砕けてしまったり、方向を変えてしまう粒子がある(除外のための判別方法)
- ビデオカメラで撮影されてから重量変化が生じる
 際に落下速度に応じて時間差が生じる

などが挙げられる。今後はこれらの問題点を解消することで、データ処理の自動化を図る予定である。 【参考文献】

Locatelli, J.D. and P. V. Hobbs (1974): J. Geophys. Res., 79, 2185-2197. 石坂雅昭(1995): 雪氷, 3, 229-238. 村本健一郎・椎名徹(1988): 電子情報通信学会論文誌 D, J71-D, 9, 1961-1863.



図1:装置の概念図

2012-02-18 21:55:58 雪片



図2:粒径・落下速度・質量の同時測定例(雪片)

冬季山岳域のレーダー降水量と地上観測降水量の差の要因に関する研究

板戸昌子*1, 熊倉俊郎*1, 中井専人*2

*1 長岡技術科学大学, *2 雪氷防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター

1. はじめに

新潟県をはじめとする本州日本海側では、冬季山岳 域の気象庁レーダー観測では、地形条件等によりレー ダー降水量が著しく小さい地域がある.レーダー降水 量の減少の要因の一つとして、レーダーサイトから電 波が伝播する際の降水による減衰が考えられる.本研 究では、山岳域の観測点での積雪重量から算出された 地上降水量とレーダー降水量との比較を行い、レーダ ー観測降水量から計算可能なマイクロ波減衰の水平分 布で補正する手法について検討した.

2. 使用データ

対象期間は 2010 年 1 月とした. レーダー観測雨量 は気象庁による 1 km メッシュの全国合成レーダーで, 毎正時から 10 分毎に時間雨量換算のデータがある. 地上観測雨量は,防災科学技術研究所雪氷防災研究セ ンターが山岳域に設置している積雪重量計のデータか ら 1 時間毎に求めた.また,地上観測された気温が 0℃ 以下のデータのみを使用した. ここで地上観測雨量の 積算時間と合わせるため,レーダー観測データは各正 時とその前の 5 つ,合計 6 つの時刻のデータを平均し て用いた.

3. 原理と手法

レーダー方程式のレーダー反射因子Z [mm⁶/m³]は, 降水強度R [mm/hour]から, $Z = BR^{\beta}$ で算定される. B, β は定数であり,気象庁によれば,現在気象庁で運用さ れているレーダーのZの係数はB=200, β =1.6 が用いら れている. レーダー方程式やZ-R関係の式には減衰を考 慮に入れていないが,実際には降水による減衰や大気 中のガスによる減衰を受けている. Ks[dB]をレーダー サイトから観測点までの降水による減衰係数とすると, 降水強度R [mm/hour]および波長 λ [cm]を用いた以下 の式により算出される.

$$Ks = 3.5 \times 10^{-2} \, \frac{R^2}{\lambda^4} + 2.2 \times 10^{-3} \, \frac{R}{\lambda} \tag{1}$$

地上観測から求めたレーダー反射因子Zobsとレーダ ー観測から求めたレーダー反射因子Zradarの関係は、F をレーダー観測に起因する誤差要因や合成処理に起因 する誤差要因とすると、(2)式のように表される.

$$\log\left(\frac{Z_{radar}}{Z_{obs}}\right) = \log F \tag{2}$$

運用されているレーダーでも降水による補正は行われ ているが、ここではその妥当性を検討したいため、電 波が観測点まで伝播する際の降水による減衰として、 レーダーサイトから観測点まで1 km 毎に区切り、そ れぞれの地点の Ks を求めた.これを積算した値を透 過率 τ とすると、往復分の減衰を考慮し(3)式のように 表される.

$$\tau = \frac{P(r_n)}{P(r_1)} = 10^{\left(-\frac{2}{10}\sum_{i=1}^{n}K_{si}\right)}$$
(3)

さらに、合成処理の際に既に補正済みの分をτsとし、 降水による減衰以外の誤差要因をF^{*}とおくと、以下 の(4)式で表される.

$$\log\left(\frac{Z_{radar}}{Z_{obs}}\right) = \log \tau - \log \tau_s + \log F' \qquad (4)$$

よって、 Z_{obs} と Z_{radar} の比 Z_{obs} / Z_{radar} は τ の関数として考えられる.

4. 結果

図1にマイクロ波の透過率 τ とZ_{obs}/Z_{radar}との関係を 示す.全体的に傾きが負であることから降水による減 衰については過剰に補正されていることがわかる.全 国合成レーダーは、降雪としてではなく降雨としてKs が算出されている可能性がある.

また、降水強度別に見ると、降水強度が弱い場合と 強い場合とでは切片が異なることから、降水による減 衰以外の要因が異なることが考えられる.



図 1 マイクロ波の透過率 τ と Zobs / Zradarの関係.地上降水量が 5 mm/hour以上を四角,4 mm/hour以上 5 mm/hour未満をアスタリス ク,3 mm/hour以上 4 mm/hour未満を十字,2 mm/hour以上 3 mm/hour未満を丸,1mm/hour以上 2 mm/hour未満を三角で示した.実線は地上降水量が 5 mm/hour以上の降水の近似曲線、点線は1mm/hour以上 2 mm/hour未満の降水の近似曲線である.

北信越地域に出現する降水系の降雪種とZe-R

○¹中井専人・²藤田学斗・³勝島隆史・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭・⁴横山宏太郎・⁵村上茂樹 (1:防災科研雪氷, 2:長岡技大, 3:富山高専, 4:農研北陸, 5:森林総研十日町)

1. はじめに

新潟県域を中心とした複数の大学・試験研究機関の協力体制で、降雪粒子観測とレーダー観測を組 み合わせた研究を平成22年度より行っている。目的は、宇宙からの降雪観測(全球降水観測計画; Global Precipitation Measurement; GPM)のアルゴリズム作成のための基礎データ取得である。観測 概要は昨秋の雪氷研究大会(2011・長岡)で発表した(P2-15)。本稿では、観測された降雪粒子特性、 Ze-R関係と降水系分類との比較結果について発表する。

2. 研究方法

解析には、森林総合研究所十日町試験地に設置した降雪粒子観測点(Snow Particle Observation Site; SPOS)のOTT Hydromet GmbH製Parsivelによる1分毎の降水粒子粒径-落下速度分布、及び防災科学技術研究所雪氷防災研究センター偏波ドップラーレーダ-X-POLによる10分ごとの等価反射強度因子Zeを使用した。降水粒子の粒径-落下速度分布は5分毎に集計し、さらに降水粒子1個ずつの降水強度(水フラックス)を算出するフラックスチャート(石坂ほか,2008,寒地技術論文・報告集,24,126-130)を用いて降水強度Rを算出した。また、5分間を代表する降水粒子種の特徴を表すものとして、粒径-落下速度分布から水フラックスの重み付き平均した粒径(Dc)と落下速度(Vc)(石坂ほか,2009,雪氷研究大会(2009,札幌),B1-05)を求めた。このDcとVcとから、ARMI = Vc/Dc^{0.5} で定義したARMI(aerodynamical riming and melting index)で降水粒子の種類を簡易的に表すことにした。Ze-R関係については、Rasmussen et al. (2003, JAM)に従い固体降水のZe-R関係をZe=aR^{1.67}とし、この式を変形してA=dB(Ze)-16.7log(R)としたときのAについて検討を行った。

3. 結果

ARMIによって降雪粒子はある程度分類可能であるものの、Aは大きくばらついた。そこで、気温0 ℃以下のデータを選び、融解の影響を除

いたところ、ARMIとAの値は降水系によって異なる値を示す結果が得られた(図 1)。特にL、Tモード降雪のARMIが大きく、相対的に霰が卓越することに対応することがわかった。今後、データ数を増やしてさらに解析を進めていきたい。

本研究は宇宙航空研究開発機構降水観 測ミッション(PMM)第6回研究公募課題 PI213、及び防災科学技術研究所プロジェ クト研究『高度降積雪情報に基づく雪氷 災害軽減研究』によります。X-POL及び FSOは防災科学技術研究所によって、露場 整備およびそこでの観測は各研究機関に よってそれぞれ維持されているもので す。観測インフラを使用させていただい た各機関に感謝します。



図1 降水系別に平均した ARMI と A。図中のL、 T、V、M、Sは降水分布形状による降水系の分類 であり、それぞれL、Tモード線状降水系(筋雲)、 渦状降雪、山岳降雪、面状降雪を表す。