

東北の雪と生活

第 31 号

2016

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部

東 北 の 雪 と 生 活

目 次

巻頭言 「支部大会で学ぶ事」	小杉健二	1
論 文		
福島県北部に出現する地形性降雪雲の形成	渡邊 明	3
青森県西部の地形が青森市・弘前市の降雪に与える影響	高橋采伽・猪股 南・石田祐宣	8
秋田県北国道 7 号線沿いにおける吹雪発生条件の検討(その 2)	安井ゆい・本谷 研	11
報 告		
東北地方(秋田県周辺)における 2015-2016 冬季の降積雪の特徴	本谷 研	17
平成 28 年(2015/16 年)冬期における新庄の積雪変化について	小杉健二・佐藤研吾・安達 聖・根本征樹・阿部 修	21
2015-16 年 青森県の雪況	小関英明・佐藤清一	23
山形蔵王における雪氷現象の観測 (平成 27 年度)	沖田圭右・山谷 睦・沼澤喜一・小林英則・原田俊明	29
第 28 回八甲田山雪質調査	佐々木幹夫・長尾昌朋・岩渕 巧・熊谷 洋・南 将人・萩原英子・大坪秀一・村岡真怜	31
鳥海山南東斜面の雪渓の長期変動観測(1979～2015 年)	阿部 修	37
山形県内の積雪荷重推定のための積雪全層平均密度	阿部 修・小杉健二	39
ボリビア熱帯氷河の縮小が貯水池集水域の水資源運用に及ぼす影響評価	船木翔太・朝岡良浩・木内 豪	41
防雪柵周辺における非平衡状態の吹きだまり形成過程について	根本征樹・鳥田宏行	47
着雪現象解明のための単純形状部材を用いた観測	佐藤研吾・小杉健二	51
着雪による換気口の閉塞に関する実験的研究	松村光太郎・林 基哉・小杉健二・佐藤研吾・望月重人	55
木製斜面上の新積雪形状に関する野外実験	後藤 博	57
雪崩発生現場における応急対策に関する一考察	阿部孝幸	61
地中熱ヒートポンプ方式による歩道消雪施設の稼働状況(平成 27 年度)	服部恭典・稲毛重之・沼澤喜一	67

資 料

平松式ペットボトルに一工夫を加えて	後藤 博	72
東北雪氷賞受賞理由		75
東北雪氷賞(功績賞)を受賞して	阿部 修	77
(公社)日本雪氷学会 2016 年度東北支部理事会・総会議事録		79
2015 年度 (公社)日本雪氷学会東北支部事業報告		81
2016 年度 (公社)日本雪氷学会東北支部事業計画		86
(公社)日本雪氷学会東北支部 支部規程施行内規		90
東北雪氷賞受賞者選考規程		92
東北雪氷賞受賞者リスト		94
日本雪氷学会東北支部「東北の雪と生活」投稿規程		96
「東北の雪と生活」原稿執筆要項		97
「東北の雪と生活」著作権譲渡承諾書		98
2015・2016 年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員		99
公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 特別会員・賛助会員		101

巻頭言

支部大会で学ぶ事

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 副支部長 小杉健二



日本雪氷学会東北支部の種々の活動の中で、研究発表会を含む支部大会は最も代表的なものと言えらると思います。研究発表会での発表件数は毎年20件にも及び、東北支部で活発に研究が行われている事が分かります。研究対象は従来からの降雪、積雪、雪渓を含む山地の積雪、雪崩や吹雪をはじめとする雪氷災害、雪対策技術、雪氷化学などに加え、近年は気候変動や氷河そして教育に関するものまで多岐にわたっています。私自身は雪氷災害の研究に携わっているため、冬期間は降積雪や災害発生状況に関心をもち過ぎてしまいが、東北支部の研究発表会で新たに知る災害事例もあります。そして、災害の原因や発生までの降積雪状況の解析及び、災害にいかに対処したのか等についての発表から多くの事を学ぶ事ができます。自分の研究発表に対しての質問や議論から、研究の進展や新たな課題の発見につながることも少なくありません。個人や単独機関だけでは研究できない、東北地方の広い範囲における雪氷研究の広い分野について知ることもできます。

特に、近年の東北支部研究発表会では、中堅から若手にかけての方々の活躍を感じています。私の年齢が上がってきたこともその一因と思いますが、同様の感想を持つ方も多いのではないのでしょうか。東北支部は日本雪氷学会の4つの支部のうち最も会員数が少ないとしばしば指摘されますが、東北地方の各県に熱心に雪氷研究に取り組む中堅・若手がいらっしゃることは心強い事です。継続的な観測研究、現象としては既知であっても新規なアプローチでの実験や解析、新技術の雪氷研究への応用、基礎研究の成果を応用した雪対策や防災のための実用化など、研究の段階や方向性が異なる中で随所に意欲的取り組みが見られます。一方で、先輩の方々も数多く研究発表会にご参加いただき、活発に質問して議論に加わっていただいている事にも大変感謝しています。東北支部研究発表会は、10年前から日本雪工学会北東北支部との合同開催を重ねてきました。雪氷研究大会(全国大会)と類似の取り組みですが、これにより発表件数や参加者が増え研究発表会の活性化につながっています。

支部大会時には、開催地近くの研究機関等から雪氷学会員以外の方を講師としてお迎えして、特別講演会を開催するのが恒例になっています。雪氷の研究は、元より気象・気候や水文、山や森林、土木や建築、災害や対策などの多くの研究分野と密接に関連しています。講師はそれぞれの分野の著名な方や、その地で長く研究に携わってきた方などです。講演の細部までは理解できずとも、雪氷研究の参考になる事が必ずあります。

東北地方の各地を巡り毎年開催される支部大会は、支部長や幹事長をはじめとする役員や事務局の方々に加え、開催地の会員の方々により運営されます。多忙な仕事の中で、支部大会開催のためにお

骨折りいただいた方々に毎回感謝の気持ちでいっぱいになります。きっと皆さんが、上述のような大会の研究上の利点や意義そして必要性を感じて、運営に携わっていただいているのだらうと思います。付け足しになりますが、支部大会期間の夜に開催される情報交換会も楽しみの一つです。選りすぐりのお店でその地の名物などを頂きつつ歓談するのは何とも楽しいひと時です。新たな出会いがあったり、新たな着想がひらめいたりすることもあるでしょう。

ここまで文をつづり、支部大会の果たす役割の大きさを改めて感じています。支部大会の重要性や魅力を会員以外の人へ伝えられれば、入会の促進につながると考えられます。2016年の雪氷研究大会では大学学部生の参加費が無料になります。今後、東北支部大会においても若い人々がより参加しやすくなるような取り組みが必要かも知れません。

次の東北支部大会で皆さんにお会いすることを楽しみにしております。

福島県北部に出現する地形性降雪雲の形成

渡邊 明 (福島大学共生システム理工学類)

The formation of an orographic snow cloud appearing in the north part of Fukushima Prefecture

Akira WATANABE (Faculty of Symbiotic Systems Science, Fukushima University)

1. はじめに

福島県北部には、吾妻・安達太良連峰と蔵王連峰が連なり、吾妻山と安達太良山の間に土湯峠が、また、吾妻山と蔵王山の間に板谷峠があり、冬季季節風の吹き出し域として知られている。このため冬季季節風時に、この周辺に筋状降雪雲が形成され、福島県北部に局所的な降雪をもたらすことが渡邊 (2008, 2009, 2011) によって指摘されている。この筋状降雪雲は冬季降水量の 15% から 30% を占めており、量的にも無視できるものではない。また、筋状雲の幅は 5 km から 10 km が最も多く出現し、長さは 30 km から 35 km 程度が多く、長いものは 60 km に及んでいる。福島大学では L-band Doppler radar や X-band Doppler radar が稼動しており、その詳細を観測している。ここでは 2016 年 1 月 1 日朝から昼にかけて出現した筋状雲の変化過程を追跡することで筋状雲の形成要因を明らかにすることを目的とした。

2. 総観場の特徴

図 1 に 2016 年 1 月 1 日 9 時の地上天気図と、同時刻の静止衛星赤外面像を示す。北日本は等圧線が南北

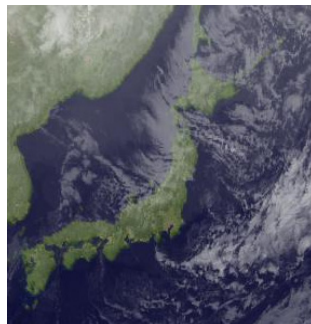
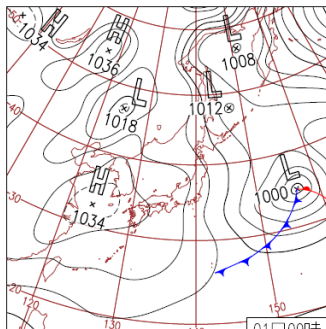


図 1 2016 年 1 月 1 日 9 時の地上天気図 (左図) と同時刻の気象衛星赤外面像

に走行しているが、大陸に低気圧もあり、それほど顕著に寒気吹き出しが出現する気圧配置ではない。従って、寒気吹き出し時に日本海上に出現する筋状雲も、日本近海に限られて出現している。こうした状況下で福島北部、特に吾妻・安達太良山系付近で雲が発達し、その一部が吾妻山風下に約 40 km に渡って伸縮しながら降雪をもたらした。降雪量が多いところで 5 cm 程度で、豪雪をもたらすことはないが、東北自動車道路が南北に走っており、交通障害を起こす要因の一つになっている。

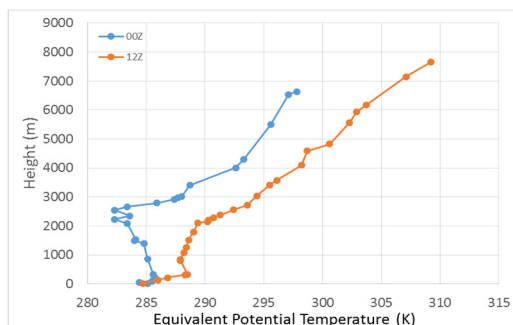


図 2 2016 年 1 月 1 日 9 時と 21 時の輪島の相当温位の鉛直分布

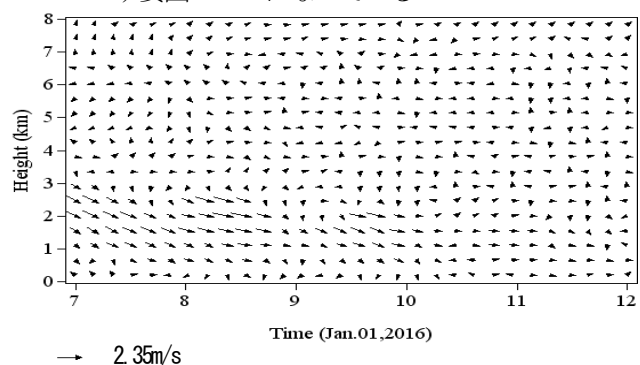


図 3 2016 年 1 月 1 日の水平風の鉛直 - 時間分布

一方、図 2 に風上に位置する輪島の高層観測から計算した 1 月 1 日 9 時と 21 時の相当温位の鉛直分布を示す。9 時の段階で高度 2500 m 程度までが対流不安定層になっており、その高度は 21 時に向かって低下すると同時に安定化しているのが分かる。図 3 は福島大学で計測している L-band Doppler radar による水平風の

鉛直分布を地上から高度8kmまで示したものである。1月1日7時から10時にかけて相対的に北西風の強風域が3回に渡り出現し、その出現高度も9時から10時に掛けて1km程度低下している。なお、北西風の出現高度は高度1km以上であることも注目する必要がある。高層気象観測では地上300m程度までは安定層を示しているが、これは放射冷却等地形性効果で形成されているものと考えられる。すなわち輪島の高層観測からは降雪雲の発達高度は地上500mから2.5km程度のものと考えられる。

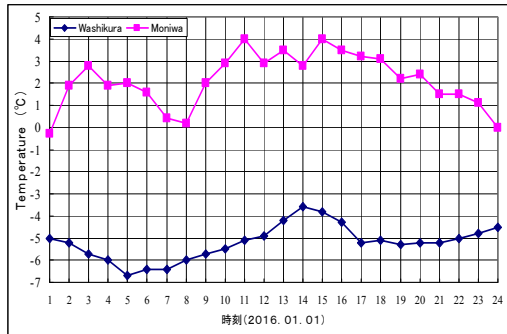


図4 2016年1月1日の鷺倉と茂庭の地上気温の変化

と考えられる。このときの風向を確認すると、鷺倉では西南西の風向が5時にのみ北北東に変化し、その後、西南西に戻っているが、降雪が顕著だった8時から10時までは西風になっている。また、風下の茂庭では全体として北系の風が卓越している。

3. X-band と L-band Doppler radar の観測結果

図5はX-band Doppler radarによって計測された2016年1月1日8時15分と10時までの降雨強度の分布を示したものである。気象衛星観測では10時に最も長く筋状雲が日本海から太平洋まで連続して出現している。しかし、その下での降雨システムは衰弱しており、当然のことながら気象衛星赤外面像解析からの筋状雲と降水システムとは一致していない。筋状雲に相当する降雪雲は、8時15分に吾妻山風下を中心に東西40kmに渡って出現している。しかし、15分後の8時30分には米沢盆地と福島盆地を結ぶ板谷峠に降雪雲が出現し、吾妻山風下の降雪雲は衰弱している。さらに、15分後の8時45分には、降雪システムは板谷峠風下を中心に発達し、降雪雲の中心では1mm/h程度の降雨強度域が出現している。しかし、9時になるとこの降雪雲は板谷峠と吾妻山風下、土湯峠に出現し、両域とも次第に衰弱し、9時30分には土湯峠、10時には板谷峠の降雪雲は完全に消失し、10時には安達太良山南部と山地から5kmほど離れたところに降雪雲が出現しているだけになっ

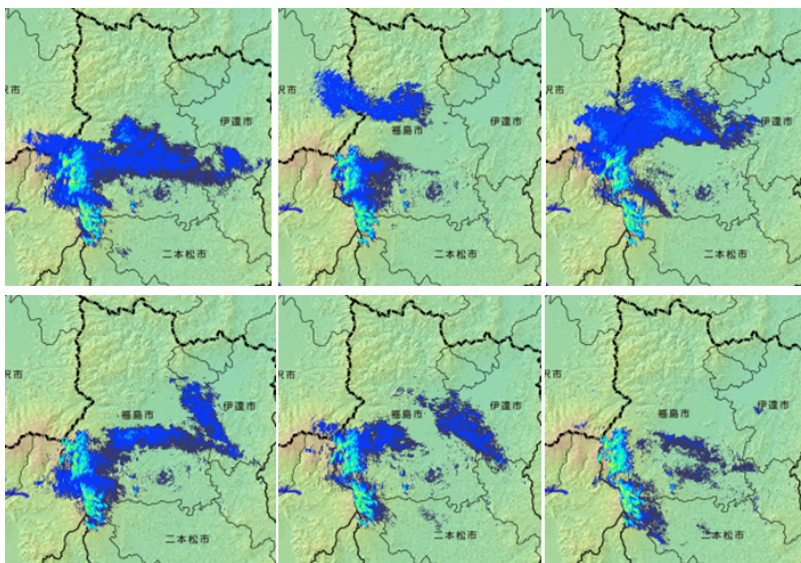


図5 1月1日8時15分、30分、45分(上图)、9時、9時30分、10時(下图)のX-band Doppler radar観測による降水強度分布(0.5mm/hと1mm/h域を示す)

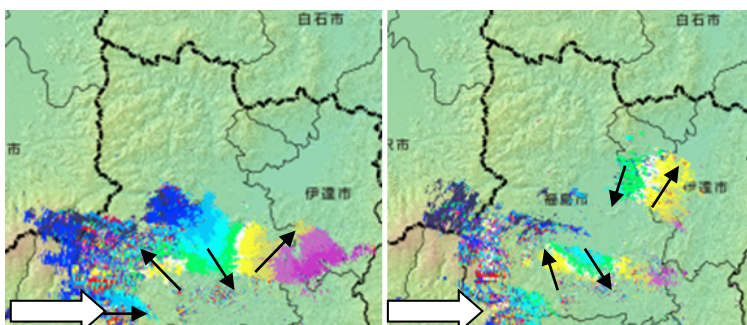


図6 1月1日8時15分と9時45分のEchoのDoppler速度分布 太い矢印は一般風を示す。

に降雪雲が出現しているだけになっ

ている。

図6に降雪雲の Doppler 速度分布と個々の降雪雲の観測点に対する運動の方向を矢印で示した。L-band radar では降雪雲高度の風は西風で、鷺倉の地上風でも同様である。しかし、形成されている降雪雲は8時15分の段階では吾妻山に近い雲は時計回り、遠いところは反時計回りになっている。一方、2本に分離した時の降雪雲は、板谷峠付近の降雪雲は反時計回り、レーダーサイト付近の降雪雲は時計回りになっていることが分かる。8時15分付近では、山岳風下で弱風域が出現し、山岳側面を通過する風との間に水平 shear が大きくなり、反時計回りの渦が形成されていることが推察できる。一方、9時45分の例では米沢盆地と福島盆地を結ぶ板谷峠付近に強風帯が出現しており、その北部に位置する降雪雲は反時計回り、南側では時計回りの運動が確認できる。すなわち、水平 shear による渦度形成や上昇流形成などが筋状雲の形成に関与していると考えられる。

また、図7に L-band Doppler radar で観測した福島大学上空の高度 6km 付近までの鉛直速度分布と鉛直方向の

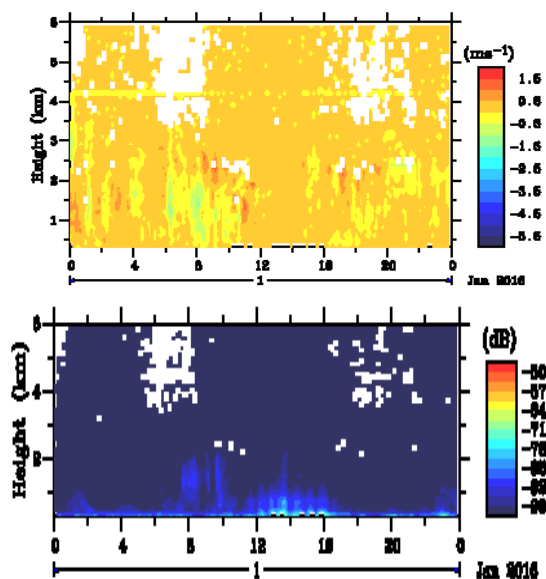


図7 2016年1月1日の鉛直速度分布（上図）と鉛直方向のecho強度分布（下図）の鉛直-時間断面

echo 強度分布を示す。鉛直速度分布は全体として上昇気流を示しているが、6時ごろから高度 2500m 以下の領域で下降流域が周期的に出現している。また、この下降流の上部で大きい上昇気流も周期的に出現している。この周期的な上昇・下降流域は11時ぐらいで消失している。これは前述の降雪雲に対応した運動で、下降流域は降雪現象を示すものと考えられる。下降流域も上昇流域も時間とともに出現高度が低下し、その高度 2.5km から 1.5km 付近まで低下している。これは混合層高度が時間とともに減少していることに対応している。すなわち、混合層高度が低下することで、対流が発達しなくなったと考えられる。一方、同図に示した鉛直方向の反射強度は前述の下降流域と対応して相対的に強くなっており、降雪現象と対応したものと推察される。しかし、12時以降の地上付近の反射強度の変化は、高度 500m 付近まで周期的に出現しており、大気乱流による反射強度と考えられる。

4. ReSS による simulation 結果

前述の現象がどの程度再現できるか、その結果として局地的な筋状雲の形成過程を理解する観点から、数値モデル ReSS を用いて再現実験を診断的に実施した。境界条件は3時間ごとの気象庁 QV データを用いて、格子間隔 1km で計算した。

図8は2016年1月1日の9時30分と10時30分の降水域の分布を示したものである。実際には8時ごろから

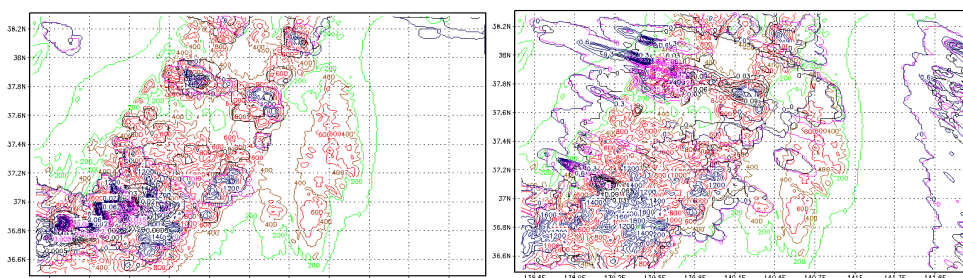


図8 2016年1月1日9時30分（左図）と10時30分（右図）の降水域の分布 (mm/h)

筋状雲が出現しており、時間降雪量は 1cm/h 程度を観測している。しかし、モデルでは9時30分までは山岳上部で降雪雲が出現しているが、山岳風下での出現は再現さ

れていない。特に、対象地域は飯豊、吾妻山系が東西に連なっていることから、山岳域だけの降雪雲の出現でも筋状に見える。モデルで山岳風下に降雪雲の出現が表現されたのは10時30分ころからで、現実的な筋状雲

の出現と2時間程度遅れている。10時30分の降水域の分布図では阿武隈高地まで降水域が拡大している。しかし、X-band Doppler radar で観測されたような詳細な筋状雲の表現はされていない。モデルでの再現にはもう少し詳細な格子間隔の設定が必要であると考えられる。

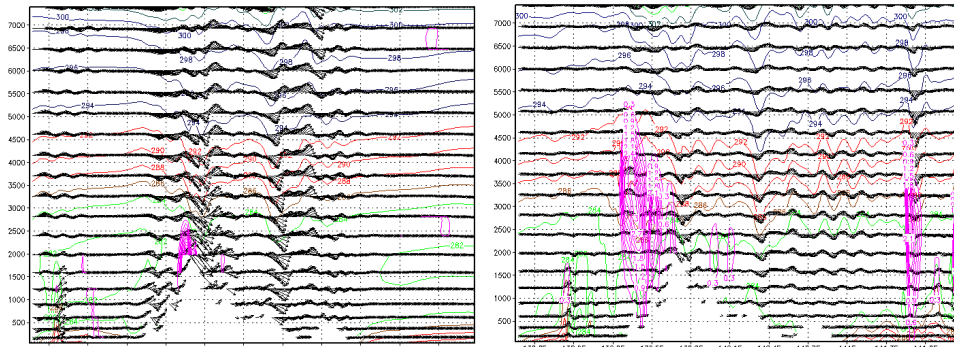


図9 2016年1月1日9時30分(左図)と10時30分(右図)の雲水量と相当温位, 東西-鉛直風の鉛直-東西断面

風の10倍で表現)の分布を示したものである。9時30分の山岳上部のみ降水域が限定されているのは、山岳風上での地形性上昇流とその時の大気中の水蒸気量との関係で凝結高度が高かったものと考えられる。一方、10時30分では、ほぼ地上から雲水量の分布が認められ、高度500m付近からは顕在化している。両時刻の相当温位を比べると、10時30分の方が3000m以下の領域で2Kから4K程度上昇している。

図10に図9と同じ物理量を東経140.25度における南北-鉛直断面で示す。全体として大気が中立から安定なため、山岳起源の重力波が顕著に出現しているが、雲水領域の顕著な領域は必ずしもこの上昇流領域と一致し

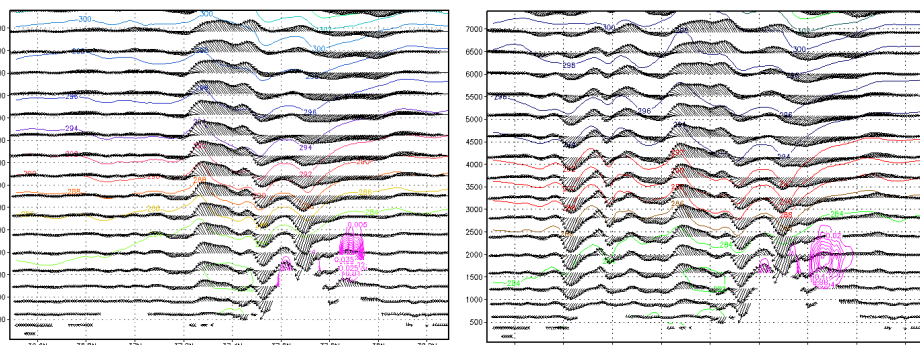


図10 2016年1月1日9時30分(左図)と10時30分(右図)の雲水量と相当温位, 南北-鉛直風の鉛直-南北断面

て出現しているわけではない。山岳風上領域の地形性上昇流とその時の水蒸気量で決まる凝結高度の関係で降水域が決定されているものと考えられる。同時に対流混合層の高度が、山岳を超える地形性上昇流の形成条件として効いているため、混合層高度が時間とともに低下する変化で、対象とした筋状雲が消失したものと考えられる。

5. まとめ

これまで冬季福島県北部に出現する時間変動が大きい筋状降雪雲の発生、形成メカニズムを理解する観点から種々の観測を行い、その結果を解析してきた。渡邊(2008, 2009, 2011)は主にline状降雪雲として報告しているが、その形態は複雑である。今回対象としたものは、出現形態としてline状降雪雲に含まれるものの、発生メカニズムや形態は異なり、大気中下層の水蒸気量によって決定される凝結高度が、対流混合層高度内で凝結するかどうか依存し、地形的に強制上昇しても凝結しない場合や、対流混合層高度が低下し、寒気の回り込みが強化されると凝結なくなり、降雪雲が消失したりすることが明らかになった。ただし、山岳風下での上昇流の形成には、冬季狭窄域を通過する寒気の水平shearが効いていることも明らかになった。

【引用文献】

- 渡邊 明, 2011 : 東北地方の降雪に及ぼす地形の影響, 東北の雪と生活, 日本雪氷学会東北支部25周年記念誌, 44-45.
渡邊 明, 2009 : Line 状降雪雲の出現特性, 東北の雪と生活, **24**, 38-43.
渡邊 明, 2008 : 福島県北部に出現する Line 状降雪雲, 東北の雪と生活, **23**, 73-76.

青森県西部の地形が青森市・弘前市の降雪に与える影響

高橋采伽・猪股南・石田祐宣 (弘前大学)

Topographical effect of snowfall in Aomori and Hirosaki

Saika TAKAHASHI, Minami INOMATA, Sachinobu ISHIDA(Hirosaki University)

1. はじめに

青森県はいくつもの山地を有し、中でも青森県西部は複雑な地形をしている。力石・林(1995)は、季節風が八甲田山系を迂回する南西風と津軽山地に沿って吹く北西風が青森平野西部で収束し、上昇気流が発生することにより雪雲が形成され、青森市に大雪を降らせると述べている。そのため青森市は局地的な降雪が多く、また日本有数の豪雪地帯として知られている。一方弘前市も西方に岩木山を呈しているが、弘前市の降雪への影響はあまり研究されていない。本研究の目的は、複雑な青森県西部の地形が青森市と弘前市の降雪に与えている影響の解明とそれぞれの大雪が降るときの気象条件を検討することである。

2. 対象期間と方法

本研究では対象期間を2005年12月～2015年2月の冬季10シーズンとし、気象庁AMeDASにより観測された積雪深の差から導き出された降雪量を用いて、調査対象日を決定した。青森県内は平地の場合、12時間で降雪量が15cm以上と予測される時に大雪注意報が発令されることから、12時間で15cm以上降雪があった日を調査対象日(大雪日)とした。青森市と弘前市は降雪に関する相関が弱かったため(図1)、調査対象日は青森市で降雪量が多い場合と弘前市で降雪量が多い場合において、調査を行った。(青森市で大雪の事例: 52日, 弘前市で大雪の事例: 42日)

方法として、気象庁メソ数値予報モデル(MSM)GPVを用いて解析した925, 950, 975hPa面における発散, さらに800hPa面における風向, 風速, フルード数から青森市が降雪量の多いときと弘前市が降雪量の多いときの比較を行い、それぞれで大雪が降るときの気象条件, および地形の影響を検討していく。フルード数を用いる理由としては、青森市で大雪が降る場合の降雪のメカニズムを力

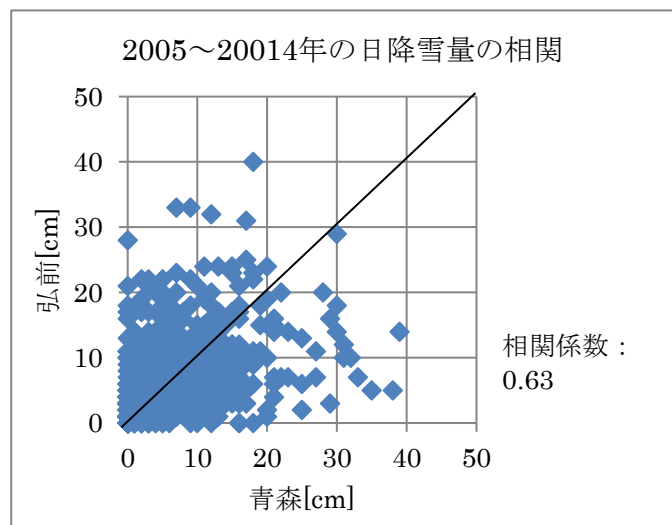


図1 青森市と弘前市の降雪量における相関

石・林(1995)が提唱したメカニズムと仮定し、本研究の事例においても日本海側からの季節風が八甲田山西部で迂回しているかどうか、確認するために用いる。気流迂回の判定においては、フルード数が >1 の時、気流は弱安定で気流が山越えをしていることを表し、フルード数が <1 の時、気流は強安定で気流が山地を越えることができず、迂回していることを表す。一方弘前市においては、山地の迂回により収束が起こることを仮定していないため、800hPa面より下層(以下、単に下層とする)の安定度を求める。

3. 結果と考察

3-1. 青森市で大雪の場合

本研究では気流の安定度の解析にフルード数を用いた(フルード数が >1 の時, 気流は弱安定で気流が, フルード数が <1 の時, 気流は強安定). ここで図2は800hPa面における風向・風速を表し, 図3は青森市で大雪時における弘前市の降雪量との比較であり, 左図は下層が弱安定の時, 右図は下層が強安定の時を表す.

図2~3から, 800hPa面より下層が強安定または弱安定で, 風速約10~20m/sの西~北西風が吹くとき, 青森市で大雪が降る傾向にあることがわかる. 下層が強安定の場合に降雪が発生するメカニズムとしては, 力石・林(1995)より, 西~北西風(季節風)が山の斜面を上昇できず八甲田山系を迂回し南西風となり, 津軽山地に沿って吹く北西風が八甲田山西部で収束し, それに伴って上昇気流が発生し雪片を生じさせることで, 青森市に大雪を降らせたと考えられる. またこの時, 弘前市の降雪量は少なく, 青森市で局地的に降っていたことも特徴である. 一方下層が弱安定の場合は, 西から来る気流が青森市に直接雪雲を運び, 大雪を降らせていると考えられる. またこの場合は, 弘前市でも降雪量が多くなった. さらに本研究では, 下層が弱安定のときに青森市で大雪が降った事例の中に6つ, 低気圧の通過を確認している. そのうち5つの事例で弘前市でも降雪量が多かったことから, 弘前市でも降雪量が多くなる1つの要因として, 低気圧の通過によるものも考えられる.

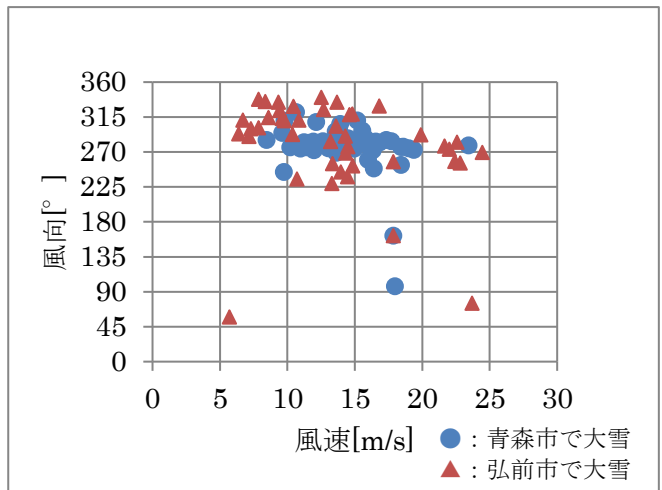


図2 青森市と弘前市で大雪だった事例における800hPa面の風向と風速

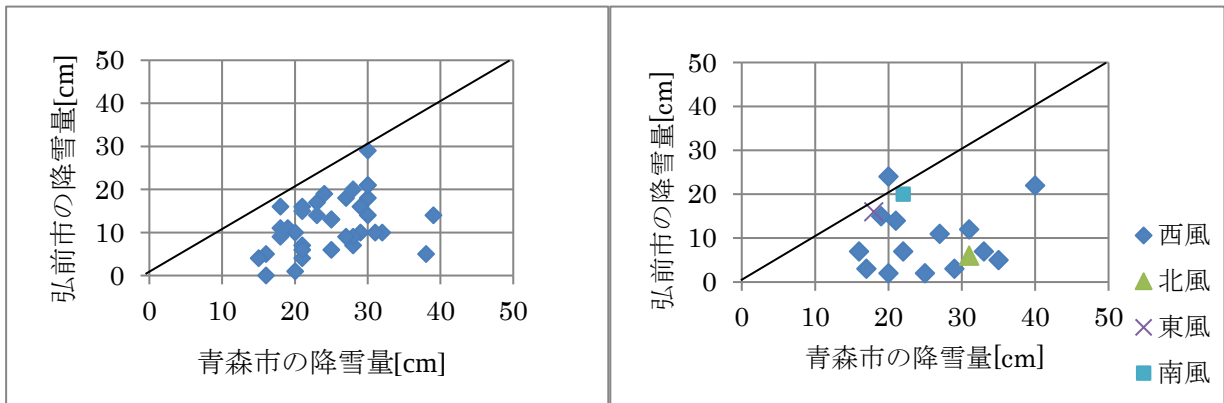


図3 青森市で大雪時における弘前市の降雪量との比較.(左)下層が弱安定時,(右)下層が強安定時

3-2. 弘前市で大雪の場合

次ページの図4は弘前市で大雪の場合の800hPa面における風向, 風速と安定度を表す. その図4から, 下層が弱安定で風速約13~20m/s前後の強い西風が吹くとき, または強安定で風速約8~15m/sの北西~北風, 風速約12~15m/sの南西~西南西風が吹くとき, 弘前市で大雪が降ったことがわかる.

弘前市は西方に岩木山を呈しているので, 弘前市に大雪が降るには雪雲が岩木山を越えるか, 岩木山に遮られず弘前市まで雪雲が到達し, 大雪を降らせていたと推測できる.

下層が弱安定で, 風速約13~20m/s前後の強い西風が吹くとき, 気流が弱安定で雪雲が山を越えることができるため, 弘前市に大雪を降らせていると考えられる. または弱安定の気流が山の斜面を強制上昇して, 上昇気流が起こり雪雲を発生させ, 弘前市に大雪を降らせていることも考えられる. よって

下層が弱安定で風速約13～20m/sの強い西風が吹くとき、弘前市に大雪が降る可能性がある。一方下層が強安定で、風速約8～15m/sの北西～北風、風速約12～15m/sの南西～西南西風が吹く場合は、西方にある岩木山にぶつからず弘前市に到達できるため、大雪を降らせると考えられる。

4. おわりに

青森市および弘前市の降雪は、青森県西部の地形が影響を与えていると考えられている。そのことを解明するため、フルード数と発散の計算、および青森市で大雪の場合と弘前市で大雪の場合を800hPa面における風向、風速で比較し、青森県西部の地形が青森市、弘前市の降雪に与える影響、さらに青森市で大雪の場合と弘前市で大雪の場合の気象条件を解析、検討した。

本研究の解析結果から、下層の気流が弱安定、強安定に関わらず、風速約10～20m/sの西～北西風が吹くとき、青森市で大雪が降る傾向にあった。下層の気流が弱安定のとき、西からきた気流が青森市に直接雪雲を運び、青森市に大雪をもたらす。だが下層の気流が強安定のときは、力石、林(1995)が述べた、西～北西風(季節風)が山の斜面を上昇できず、八甲田山を迂回し南西風となり、津軽山地に沿って吹く北西風と八甲田山西部で収束し、それに伴って上昇気流が発生し雪片を生じさせているというメカニズムにより、大雪を降らせている。よって気流が強安定の場合、青森市の降雪に八甲田山が影響していると考えられる。

一方弘前市の降雪について述べる。弘前市の西方に呈する岩木山を越えることができる下層の気流が弱安定で、風速約13～20m/s前後の強い西風が吹くとき、または岩木山に遮られずに弘前市に雪雲を運んでくることができる。下層より気流が強安定で風速約8～15m/sの北西～北風、あるいは風速約12～15m/sの南西～西南西風が吹くとき、弘前市で大雪が降る傾向にあった。よって、弘前市の降雪には岩木山が影響していると考えられる。したがって、青森市と弘前市の降雪において青森県西部の地形が関わっていることがわかった。よって、青森市・弘前市の降雪を考えると、青森県西部の複雑な地形を考慮していくことは重要である。

本研究では青森市で大雪の場合を考える時、気流迂回の解析においてフルード数の解析値の算出を青森市街地の1点のみにしていたが、安定度の決定があいまいとなってしまったため、今後の課題としては解析地点を増やし気流迂回の解析の精度をあげることがあげられる。また、弘前市で大雪の場合を考える時、南方に位置する白神山地の影響を考慮していなかったのも今後の課題としてあげられる。

【文献】

力石國男, 林敏幸, 1995: 地形による風の収束と青森市の降雪, 雪氷, 57, 221-228.

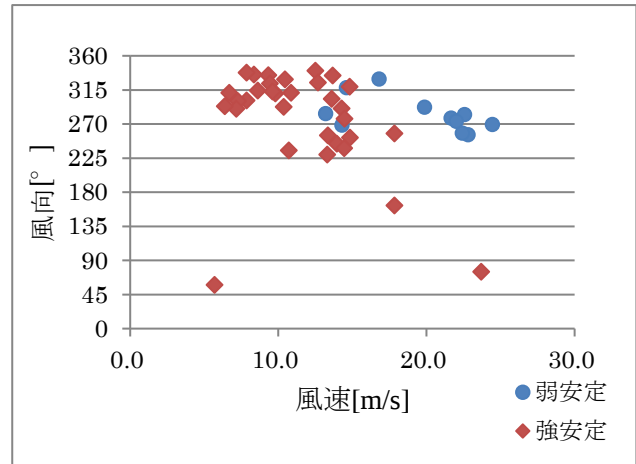


図4 弘前市で大雪の場合の800hPa面における風向・風速と安定度

秋田県北国道7号線沿いにおける吹雪発生条件の検討(その2)

安井 ゆい (秋田県仙北地域振興局)

本谷 研 (秋田大学教育文化学部)

Studies on the snowstorm outbreak condition along the route 7 in the north Akita pref. –Part2–
Yui YASUI(Akita Prefecture Senboku Regional Affairs Department)
Ken MOTOYA (Akita University)

1.はじめに

国土のおよそ半分が豪雪地帯である日本では、様々な雪氷災害が発生するが、その中でも吹雪による災害は毎年後を絶たない(例えば、根本ら, 2013). このような吹雪による被害を軽減し、冬季も道路を安全に利用するために、降雪量が多い東北地方においても、吹雪やそれによる視程障害などをできる限り防ぐことが重要になる。そこで本研究では、できるだけ簡素な方法で吹雪発生の有無を推定することを目指して、空間代表性を考慮した気象データ(気温、風速)と吹雪発生の有無との関係について調べた。松沢・竹内(2002)を参考に本研究では、吹雪の発生の有無と気温、風速との関係を調べた。つまり秋田県北部の国道7号線沿いの4地点(天瀬川、琴丘、安戸六、能代南IC)と他2地点(二ツ井、常盤)の計6地点に自動撮影の観測カメラを設置し、吹雪の発生を監視すると同時に、国道7号線沿いに道路管理のため設置されているライブカメラの気象情報と、気象庁のアメダスの気象情報も用いて、観測カメラで吹雪発生が確認できた日時における気温と風速の対応を調べた(安井・本谷, 2015). 本研究では、前述全6地点についてライブカメラやアメダスの風速と現地風速の対応を向上させるため、風速観測地点周辺の地表面における空気力学的粗度を考慮し、地域代表風速(地上50m 風速)を求めてから吹雪カメラ周辺(積雪面上)の粗度を考慮してその風速を推定したほか、使用するアメダスデータの追加や事例を増やした解析を行ったので報告する。

2. 方法

秋田県北部の国道7号線沿線において、防雪柵の主風向風上側が開けており吹雪発生の可能性が高いと思われる4地点(天瀬川、琴丘、安土六、能代南IC)と他2地点(二ツ井、常盤)に自動撮影の吹雪観測カメラ(Brinno社製 Garden Watch Cam)を設置(図1参照)し、吹雪の発生を監視した。吹雪観測カメラは、防雪柵を管理している国土交通省東北地方整備局能代河川国道事務所に許可を得た上で、風上側(安土六と二ツ井は風下側)が写るように道路脇の防雪柵に結束バンドを用いて取り付けられた。吹雪観測カメラによる撮影は、2015年1月17日～3月6日の49日間10分毎に行い、約2週間毎に電池交換と撮影画像のデータ回収を実施した。設置したカメラ1台1台の撮影画像を目視して、吹雪が発生している日時を記した。その際、画像内に写した目的物(観測カメラから約100～200m前方にある地物)が見えるか否かを吹雪発生の有無の判断基準とした。この他、国道7号線沿いに道路管理のため設置されているライブカメラ(秋田県, 2016)における10分毎(瞬時値)の気温、風速データ(鹿渡・鯉川・富根)と気象庁が設置、運用しているアメダス地点(気象庁, 2016)における気温(毎時の瞬時値)と風速(10分平均の毎時最大値)データ(五城目・能代)を用いた。なお、気温データは近接する1ないし2地点の観測値を用い、風速データは同様にして風速観測地点の空気力学的粗度 z_0 および吹雪カメラ近傍の粗度を z_0' として風速の対数分布と地上50mの地域代表風速が付近一帯で一定であるとの仮定をし、次の式から吹雪カメラ近傍の高さ10m 風速 U_{10} (竹内ら, 1986を参考に風速測定高度を揃えた)を推定した。

$$U_{10} = \frac{\ln 10 - \ln z_0'}{\ln 50 - \ln z_0'} \times \frac{\ln 50 - \ln z_0}{\ln z_{AME} - \ln z_0} \times U_{AME} \quad \dots (1)$$

式(1)で U_{AME} はライブカメラまたはアメダスにおける風速, z_{AME} は同観測点における風速測定高度 (m) である。風速観測地点近傍の粗度 z_0 は国土地理院の 2 万 5 千分の 1 地形図(国土地理院, 2016)から観測点から半径 500m 内の土地利用を読み取り, 地表面状態毎の粗度の概略値(近藤, 2000)および積雪状況を勘案して決定した。

3. 結果

吹雪観測カメラを設置した 6 地点について, 気温と風速に分け, 吹雪発生条件との対応(一例として天瀬川の吹雪カメラの吹雪発生時の気温, 風速を五城目アメダスデータから推定した場合を図 2 に示す)を表 1, 2 にまとめた。風速については, 参考として粗度を考慮しない事前解析における対応関係も示した。表からわかるように気温に比べて風速の対応が悪かった。またアメダスに比べてライブカメラの対応が悪く, 中でも富根ライブカメラのデータを用いた能代南 IC, ニツ井, 常盤の 3 地点の対応が悪かった。次に, 吹雪観測カメラと推定気象要素による吹雪有無判定との対応の良し悪しを適中(両者○: 吹雪有, または両者×: 吹雪なし), 空振り(吹雪カメラ×, 推定○), 見逃し(吹雪カメラ○, 推定×)などと 4 つに場合分けし(表 3), 6 地点のライブカメラとアメダスにおける吹雪発生条件との適中率の平均を求めた(表 4, 5)。その結果, ライブカメラの気象データから推定した場合における(6 地点の)平均適中率は 56.1%, 同じくアメダスにおける気象データによる場合の(同)平均適中率は 64.7% となった。このことから, ライブカメラは道路沿いに設置されているが, 防雪柵など地物の影響を受けて空間代表性が低くなっており, 吹雪発生予測に用いるデータとしての正確性に欠けると分かった。一方で, 地物の影響が小さいアメダスは空間代表性が比較的高く, 地表面の粗度などを考慮すれば吹雪発生予測に用いるデータとしてライブカメラよりも優れているということが分かった。

4. 考察

4.1. 気温と風速の空間代表性の違い

本研究では吹雪観測カメラ近傍の気温 0℃以下, 風速 5m/s 以上であれば吹雪発生有りと仮定して, 吹雪発生時の推定気温および推定風速が前述条件に当てはまるかを調べたが, 全体的に気温の対応は良く風速の対応が悪かった。これは, 吹雪発生時は強風で大気安定度は中立になり, 大気混合が盛んであるため気温データの空間代表性が高くなる一方で, 風速は地物などによって左右されやすく, 気温ほど空間代表性が高くないことによる対応の違いであると考えられる。

4.2. ライブカメラ風速とアメダス風速による空間代表性の違い

図 2 に例示した吹雪発生条件と実際の風速の対応を調べた結果, 全体的にアメダスの対応は良く, ライブカメラの対応は悪かった。このことについては, アメダスが気象観測上の必要性から, 地物の影響が小さくより空間代表性の高い値になるような地点(周囲に地物が少ない, 高さがあるなど)に設置されている一方で, ライブカメラは道路沿いの防雪柵近く, さらに地表面近くに設置されており, 防雪柵の影響が大きかったことが対応の違いをもたらしたと考えられた。さらに, ライブカメラの中でも富根ライブカメラにおいて風速との対応が最も悪かった。これは, 富根ライブカメラで観測されている風速データが他のライブカメラやアメダスの風速データと比較して, より空間代表性の低いものであるということが関係していると考えられた。このことは, 比較的対応が良かった能代アメダスの風速データと富根ライブカメラの風速データの相関関係を調べた結果(図 3 より能代アメダス風速と富根ライブカメラ風速は無相関)からも根拠づけられた。

4.3. 風速推定に用いるアメダスの選び方による違い

3 章のアメダスにおける気温・風速を用いる解析では, ニツ井, 常盤には能代アメダスの気温・風

速データのみを用いた。しかし、これら2地点は国道7号線が内陸に向けて東へ進む途上にあり、能代アメダスからの距離はそれぞれ約10km、約16kmと離れている。より内陸の鷹ノ巣アメダスにおける気温・風速データも用いた場合について検討すると、吹雪発生有無の適中率は二ツ井で76.1%(元は63.3%)、常盤で54.8%(元は48.8%)と改善した。この2地点では、空間代表性を向上させるように付近の複数のアメダスにおける気象データを用いることが有効だったと言える。また、二ツ井に比べ常盤の適中率が低いのは常盤の吹雪カメラには着雪が多く、着雪中は吹雪が継続していたものと仮定したため、実際は吹雪なし(吹雪カメラが吹雪有と誤判定)の事例を何割か含んでいるためである。

4.4. 秋田市での強風・低温を考慮したことによるバイアス

3章の検討ではライブカメラの気温・風速データとアメダスにおける気温・風速データの両方がそろっている日(秋田市内の天気状況により判断して)選んで解析を行ったが、このことは秋田市を含む秋田県北部の広域で、強風かつ低温の条件を満たす日(つまり、気温・風速の空間代表性が高い日)を人為的に選んだことに等しい。アメダスの気温・風速データのみを用いて、吹雪カメラで吹雪発生していると思われる全データについて解析をした例を表6に示すが、表4と比べ6地点のうち天瀬川および鷹ノ巣アメダスを追加した二ツ井・常盤を除く3地点(琴丘・安土六・能代南IC)では平均適中率が悪くなっているのはこのためであると考えられる。また、琴丘・安土六での平均適中率低下は10%程度にとどまっているのに対し、能代南ICでは適中率が28.6%と極端に悪くなった。これは、能代南ICの吹雪カメラのみ道路から南側の開けた水田を見ており、水田周囲にも低いながら遠方を森林や建物等の地物が塞いでいることから、例えば放射冷却によるローカルな斜面冷気流の影響を受けるなどして、他の吹雪カメラ設置場所に比べ、気温・風速の空間代表性が低かったせいかもしれない。

5. まとめ

本研究で得られた事実と考察は以下のようにまとめられる。

- 1) 秋田県北の国道7号沿線6地点において、松沢・竹内(2002)を参考に、気温0℃以下かつ風速5m/s以上の時に吹雪が発生するとして、現地の風速・気温をライブカメラのデータまたは周辺アメダス観測点から推定し、吹雪発生の有無との対応を調べた。
- 2) ライブカメラの気温・風速データを用いた場合の吹雪発生有無の適中率は6地点平均で56.1%であったのに対し、アメダス観測点の気温・風速から現地の気温・風速を推定する場合の同適中率は64.7%と高くなった。これはライブカメラの気温・風速データが設置上の問題により、空間代表性が高くなかったためと結論付けられた。
- 3) 本研究のようにアメダス観測点から現地の気温・風速を推定する手法であっても、気温、風速データの空間代表性があれば、吹雪発生の有無の適中率は悪くない(6割程度)。
- 4) アメダス観測点などのように、吹雪観測カメラから多少離れていても空間代表性がある程度確かな風速データの場合、地表面粗度の考慮により一定の改善(少なくとも適中率1%)が見込める。
- 5) 能代南ICのように、極端に気温・風速の空間代表性が低い場合もまれにある。

これらを総合すると、いかに現実的な気温・風速の分布を得るかという問題は残るものの、多くの場合周辺のアメダス観測データ(気温・風速)から現地の気温・風速を推定する方法で吹雪発生の有無を推定する方法は平均適中率が6割程度で問題ない場合に簡便な吹雪有無判定手法と言える。GPVや推計気象分布データなど空間代表性がある程度保証された気象要素分布がある場合には有効な吹雪対策の一つとして利用できるかも知れない。ただし、前述5)の能代南ICのような例もあるので、一冬季であっても事前に吹雪状況との対応を調べた上で用いることが望ましいだろう。

謝辞

吹雪観測カメラの設置の際に協力して頂きました能代河川国道事務所の皆様、および能代市立常盤小中学校の安井先生はじめ諸先生方に深く感謝いたします。また、日本雪氷学会東北支部大会(2015・郡山)の際に有益なコメントをしてくださった東北大学大学院理学研究科の山崎剛准教授、防災科学技

術研究所雪氷防災研究センターの根本征樹さん、気象協会の丹治和博さんに紙面を借りて御礼申し上げます。なお、地図情報には国土地理院ホームページ、気象情報の取得には気象庁ホームページを利用しました。ここに記して感謝いたします。

【文献】

秋田県, 2016: あきたの道情報, <http://road.pref.akita.lg.jp/modules/tinyd0/>, (2016/06/09 参照).

気象庁, 2016: 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>, (2016/06/09 参照).

国土地理院, 2016: 国土地理(GSI) HOME PAGE, <http://www.gsi.go.jp/tizu-kutyu.html>, (2016/06/9 参照).

近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の科学—理解と応用—, 東京大学出版会, 324pp(p88-95).

竹内政夫, 石本敬志, 野原他喜男, 福沢義文, 1986: 降雪時の高い地吹雪の発生臨界風速, 昭和 61 年度日本雪氷学会全国大会予稿集.

根本征樹, 佐藤研吾, 鳥田宏行, 2013: 2013 年に北海道道東地方で発生した吹雪災害について, 東北の雪と生活, **28**, 52-57.

松沢勝, 竹内政夫, 2002: 気象条件から視程を推定する手法の研究, 雪氷, **64**(1), 77-85.

安井ゆい, 本谷研, 2015: 秋田県北国道 7 号線沿いにおける吹雪発生条件の検討, 東北の雪と生活, **30**, 57-60.

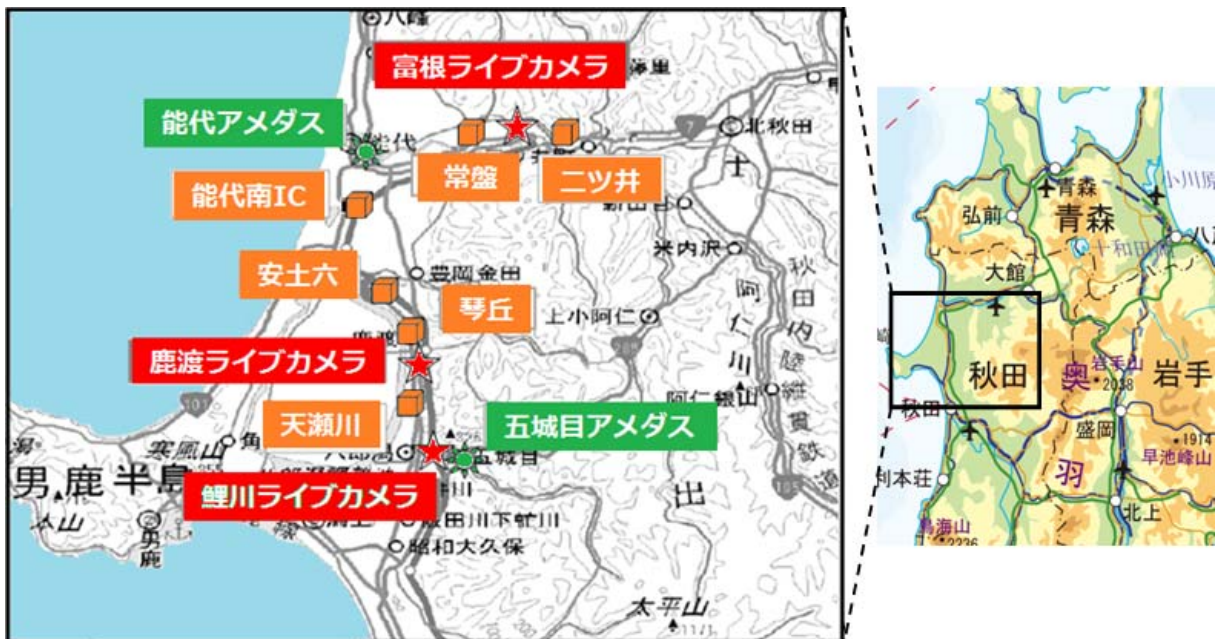


図1 吹雪カメラ(南より天瀬川, 琴丘, 安土六, 能代南 IC, 常盤, ニツ井の6地点, ■で示す), ライブカメラ(同じく鯉川, 鹿渡, 富根, ★で示す), アメダス(五城目・能代, ☆)の位置図.

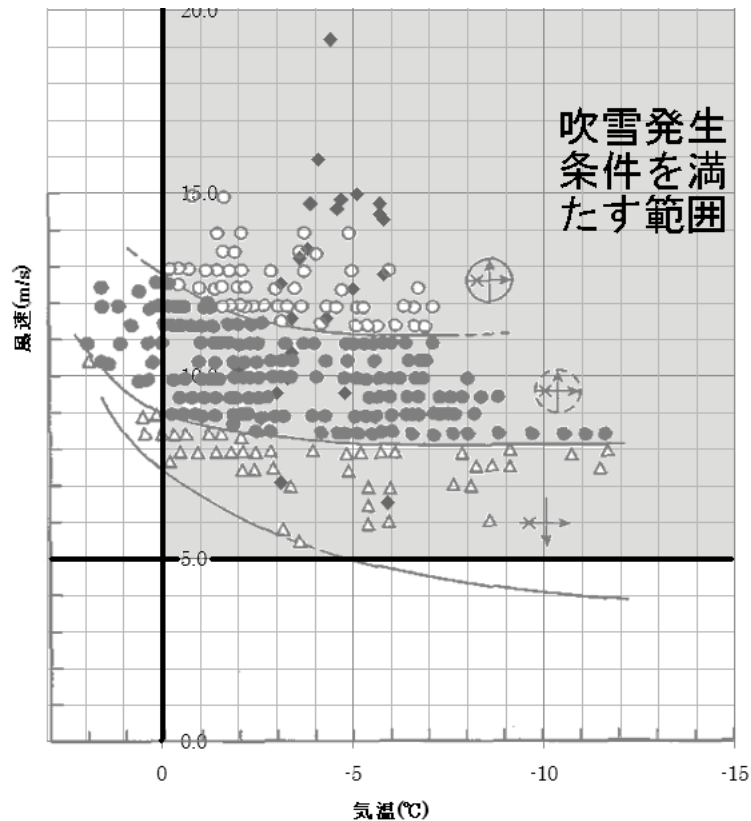


図2 天瀬川カメラにおける吹雪発生時の風速，気温の対応(図中◆). ただし，五城目アメダスから推定した場合. ○, ●, △はそれぞれ松沢・竹内(2002)における，高い，中位，低い吹雪を表す.

表1 各吹雪カメラでの気温の対応. 表2 同風速の対応(矢印左は粗度考慮なし，同右は粗度考慮).

	アメダス	ライブカメラ
天瀬川	○	○
琴丘	△	△
安土六	○	○
能代南IC	△	○
二ツ井	△	○
常盤	△	△

	アメダス	ライブカメラ
天瀬川	○→○	×→△
琴丘	△→△	△→△
安土六	△→△	△→△
能代南IC	△→○	×→×
二ツ井	○→○	×→×
常盤	△→△	×→×

※表1, 2で,
○は最大値，最小値ともに吹雪発生条件の範囲(気温0℃以下，風速5m/s以上)に含まれていた場合，
△はどちらかが吹雪発生条件の範囲に含まれていなかった場合，
×はどちらとも含まれていなかった場合を表している.

表3. 吹雪予測評価のための分割表.

		吹雪観測カメラ		計
		吹雪あり	吹雪なし	
吹雪発生条件	吹雪あり	A	B	(A+B)
	吹雪なし	C	D	(C+D)
計		(A+C)	(B+D)	E

※E=A+B+C+D である

表4 吹雪カメラ各地点の平均適中率(気象データはライブカメラの場合).

天瀬川	51.7%
琴丘	68.6%
安土六	92.1%
能代南IC	52.6%
ニツ井	35.7%
常盤	35.7%
平均	56.1%

表5 表4に同じ. ただし, 気象データはアメダスによる場合.

天瀬川	72.7%
琴丘	71.4%
安土六	90.7%
能代南IC	41.2%
ニツ井	63.3%
常盤	48.8%
平均	64.7%

図3(右) 比較的空間代表性がよいと思われる能代アメダスにおける風速観測値と同代表性が低いと思われる富根ライブカメラにおける風速観測値との相関. 相関係数の絶対値<0.1であり, ほぼ無相関と言える.

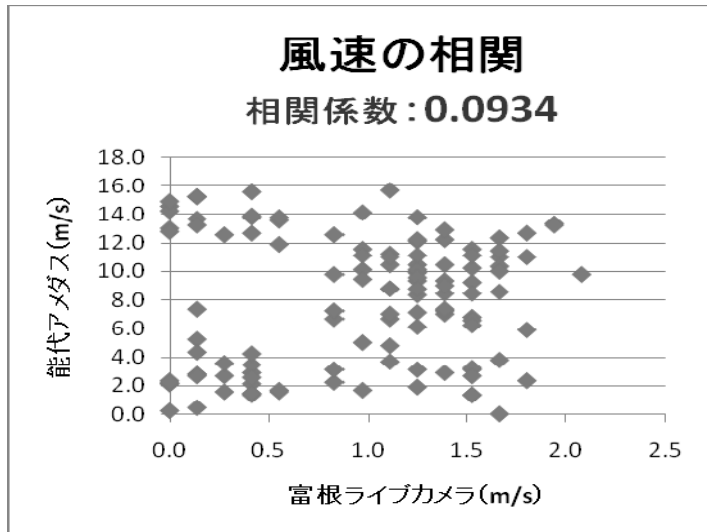


表6 吹雪カメラ各地点の吹雪発生有無平均適中率. ただし, 気象データはアメダスによるもの. 吹雪カメラで吹雪発生が疑われる全ケースについての解析結果. なお, 中央列は近隣アメダス風速データをそのまま用いた(風速の補正なし)場合, 右列はアメダス周辺および吹雪カメラ近傍の地表面粗度を式(1)により考慮した場合, の適中率をそれぞれ示す. 適中率の定義は表4, 5に同じ.

地点名	適中率(風速の補正なし)	適中率(風速に粗度考慮)
天瀬川	79.5%	81.8%
琴丘	60.6%	61.7%
安土六	71.9%	71.9%
能代南IC	28.6%	28.6%
ニツ井	75.0%	76.1%
常盤	52.7%	54.8%
平均	<u>61.4%</u>	<u>62.5%</u>

東北地方(秋田県周辺)における2015-16冬季の降積雪の特徴

本谷 研 (秋田大学教育文化学部)

**The characteristics of the snowfall and snow amount during the 2015-16 winters around
Akita Pref. in Tohoku region, Japan
Ken MOTOYA (Akita University)**

1. はじめに

東北地方では平成18年豪雪以降しばらく暖冬・寡雪の気候が続いたのち、2010-11年冬季から2012-13年冬季まで降積雪分布の特徴は異なるものの3冬季連続の多雪となり、その翌年の2013-14年冬季では、2月の関東の大雪が特徴的だったほか、東北でも秋田県南・県央内陸部を中心に大雪となった。2014年末から翌15年へかけての2014-15年冬季では、寒気の南下が冬期前半(12月から翌1月)に集中したため、降積雪の開始および急増は12月上旬から1月上旬に集中するなど豪雪が早く到来し、秋田県では雪に関する死傷者が94名(死亡11名、重傷57名、軽傷26名)に上った。秋田県に注目すると2010-11年から2014-15年冬季まで5冬季連続で雪が多い傾向が続いた。

一方、2015-16年冬季は全国的な暖冬で積雪期に強い降雨が生じるなどしたほか、寒気の移流は長続きしなかったものの比較的頻繁に起こり、また融雪期以降の遅い時期にも時折発生したため、秋田市内などの秋田県日本海沿岸平野部では一度根雪がなくなってからまた積雪が生じた(3/24等)ほか、日本付近で低気圧や前線が発達しやすい状態が続き、降水量自体も昨年よりやや多い傾向で推移した。こうした暖冬・寡雪傾向のため、秋田県における雪に関する人的被害は69名(死亡3名、重傷34名、軽傷32名)と重死傷者は大幅に減少したものの、軽傷は増えた。こうした2015-16年冬季の降積雪の推移と分布傾向について、ルーチン気象データと診断型積雪/融雪モデルにより再現し、過去35冬季との比較や雪の寡多について30年平均値(平年値)や30年変動の標準偏差などの統計量に基づいて調べたので紹介する。

2. 使用データ・積雪水量分布モデル

2.1 使用データ

日平均および最高・最低気温($^{\circ}\text{C}$)、日降水量(mm)、日平均風速(ms^{-1})、水蒸気圧(hPa)、日照時間(hr)、日平均気圧(hPa)などの気象要素分布を気象庁アメダス(図1の解析領域内に200から270地点)と気象官署(同約20地点)のルーチン気象データから推定した。つまり、空間的に離散したデータから距離重み付き内挿と高度分布を仮定することによって面的な気象要素の分布を推定した。また、標高・土地利用などは国土地理院のデジタル数値地図(それぞれ50mおよび100m格子)から得た。なお、秋田県内6地点(能代、鹿角、秋田、阿仁合、本荘、横手の各アメダス)における日最深積雪深の季節変化も図化した。

2.2 積雪分布モデル・解析領域

診断型分布型積雪モデル(Motoya et al., 2001; 本谷, 2008)により東北6県(図1太枠内、青森、秋田、岩手、山形、宮城、福島、面積77000 km^2)における、日単位1kmグリッド毎の積雪水量を、2015年10月から2016年3月上旬まで計算した。なお、同様の計算を1980-81年冬季より30シーズン分を行い、その長期平均を積雪水量のより客観的な偏差分布の特徴をみるための基準として用いたほか、領域全体で合計した積雪水量(雪水総量)の季節変化については36シーズン分の計算結果を比較した。

3. 結果

3.1 2015-16年冬季における東北6県の雪水総量季節変化・雪水量寡多の分布

図2に1980-81年冬季以降の36冬季について解析領域(東北6県)全体の雪水総量(雪水資源量)の季節変化(11月～翌5月)を示す。一つ前の2014-15年冬季は、12月上旬の降雪以後の雪水総量の急増時期に、いわゆる平成18年豪雪(2005-06年冬季)よりも早い時期から雪水総量を増やしたことがわかる。一方、2015-16年冬季は1月中旬までの雪水総量が少ない方から1位から3位で推移し、1月中旬に急激な積雪増加を起こしたものの、1982-83年冬季や1988-89、1989-90年冬季、2006-07年冬季などと同様寡雪傾向で推移したことがわかる。雪水総量の最大値は、 $18.9\text{km}^3 (=18.9\text{Gt})$ 、起日 3/4)で多雪年のほぼ半分程度であった。その後融雪末期(4月中下旬)の高温傾向もあり、4月末(4/30)の時点での領域全体の雪水資源量は $2.36\text{km}^3 (=2.36\text{Gt})$ で1989-90年冬季、1997-98年冬季を抜いて36冬季中で最も少なくなった。

図3に東北6県の雪水量寡多の分布を1月の平年値(1981-2010年の30年平均値)と2016年1月との偏差を、同期間の標準偏差(30年々変動の σ)で規格化した比標準偏差(平年値より何 σ 多いか少ないか)で示した。秋田県北および奥羽山脈北部から北上山地にかけては平年値 $-\sigma$ を下回ったが、秋田県内の仙北平鹿(横手付近)・湯沢雄勝地域では平年並みまたは平年よりやや少ない程度であった。

3.2 秋田県内の積雪傾向

図4に秋田県内6地点(能代、鹿角、秋田、阿仁合、本荘、横手の各アメダス)における日最深積雪深(実線)を示す。沿岸の能代、本荘は1月下旬に平年値を上回る時期があったものの、他では平年以下の積雪深で推移したことがわかる。この寡雪のため、沿岸南部の由利本荘付近では農業用水の不足が心配され、水量に余裕のある水系からの導水も行われた。秋田市についてみると、全体として平年値(点線)よりも少なくなったが、2月中に三回平年値を上回ったほか、3月24日にも積雪があった。対して県南の横手では、日最大積雪深は平年並み～やや多い程度だった(図4右下)。

4. 考察

これまで2015-16年冬季における寡雪傾向を見てきたが、こうした暖冬・寡雪傾向をもたらした一因として日本付近の気圧場や大気の流れが考えられる。2016年12月から2月にかけて平均した500hPa高層天気図(気象庁、2016：気象庁報道発表資料「冬(12～2月)の天候」から抜粋、加筆したもの)を図5に示す。図5より、日本付近の偏西風は中国大陸上で南へ、日本の東海上で北へと蛇行し、日本付近から東海上では気圧場は正偏差(+)であり、平年よりも寒気の南下が弱まったこと、日本付近は高緯度側から等高度線が南下する西谷となって低気圧や前線の影響を受けやすかったことが見て取れる。寒気の南下が弱まったことと西谷での低気圧・前線の発達しやすい状況が、暖冬・寡雪であるが平年並みの降水量という2015-16年冬季の特徴をもたらしたと考えられる。しかし、こうした大気場の特徴がどのようにして決まったのか、説明し得る明確なシナリオがあるわけではないようだ。

また、寡雪にもかかわらず秋田県内では2015-16年冬季にも雪による軽傷者は微増した。これは、梯子からの落下や除雪機の利用に伴う事故が増加したためで、除雪の担い手の高齢化や家庭における除雪機の普及などとの関連が考えられる。こうした事故の防止には販売店やメーカーとも連携した安全な梯子の固定方法や除雪機の運用方法の周知や広報が有効かもしれない。

謝辞：本研究の一部は科学研究費(課題番号 26560189-03 全層雪崩の発生予測にブレイクスルーもたらす大型斜面ライシメータ観測)によった。気象データは気象庁HPから得た。謝意を示したい。

【文献】

気象庁、2016：冬(12月～2月)の天候，気象庁報道発表資料，2016年3月1日。

気象庁、2016：気象庁ホームページ(気象統計情報，過去の気象データ検索，ダウンロードなど)，
<http://www.jma.go.jp/> (2016年6月8日確認)。

Motoya, K., T. Yamazaki, N. Yasuda, 2001: Evaluating the Spatial and Temporal Distribution of

Snow Accumulation, Snowmelts and Discharge in a Multi basin Scale: An Application to the Tohoku Region, Japan, *Hydrol. Process.* **15**, 2101-2129.

本谷 研, 2008 : 東北地方における積雪水量の 27 年平均値と豪雪・寡雪, 雪氷, **70**(6), 561-570.

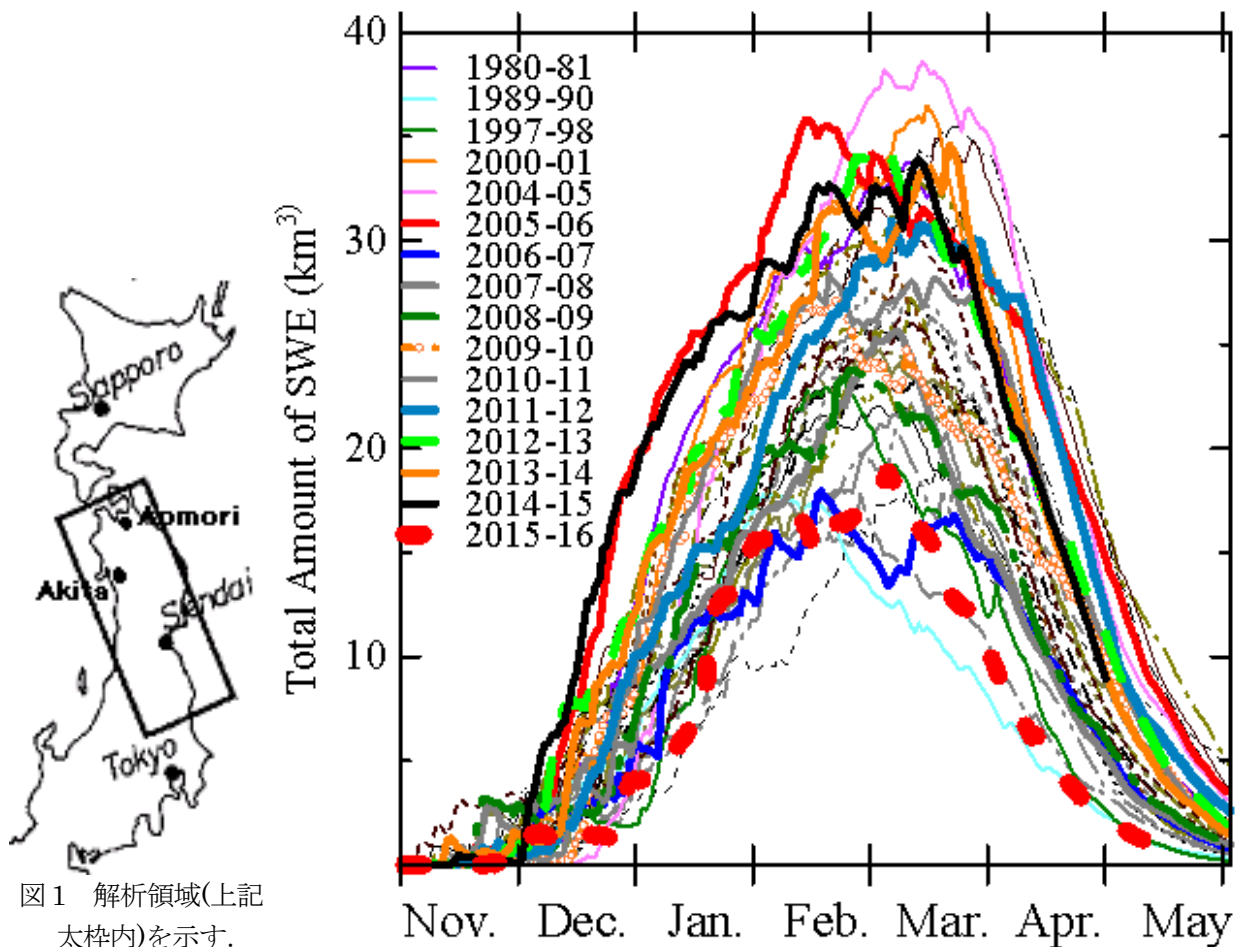


図1 解析領域(上記太枠内)を示す.

図2 解析領域全体における雪水総量の 11 月から翌 5 月までの季節変化. 過去 36 冬季(1980-81 年~2015-16 年冬季).

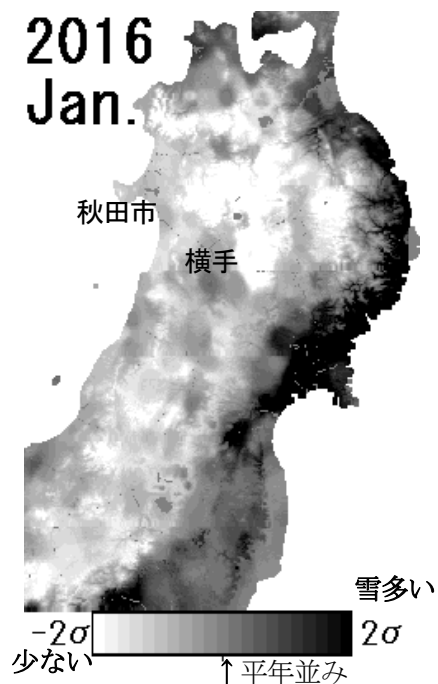


図3 2016 年 1 月における, 比標準偏差(平年値からの偏差を 30 年変動の標準偏差 σ で規格化したもの)で表した解析領域全体における雪水量の寡多(平年よりも何 σ 多いか, 少ないかを表す).

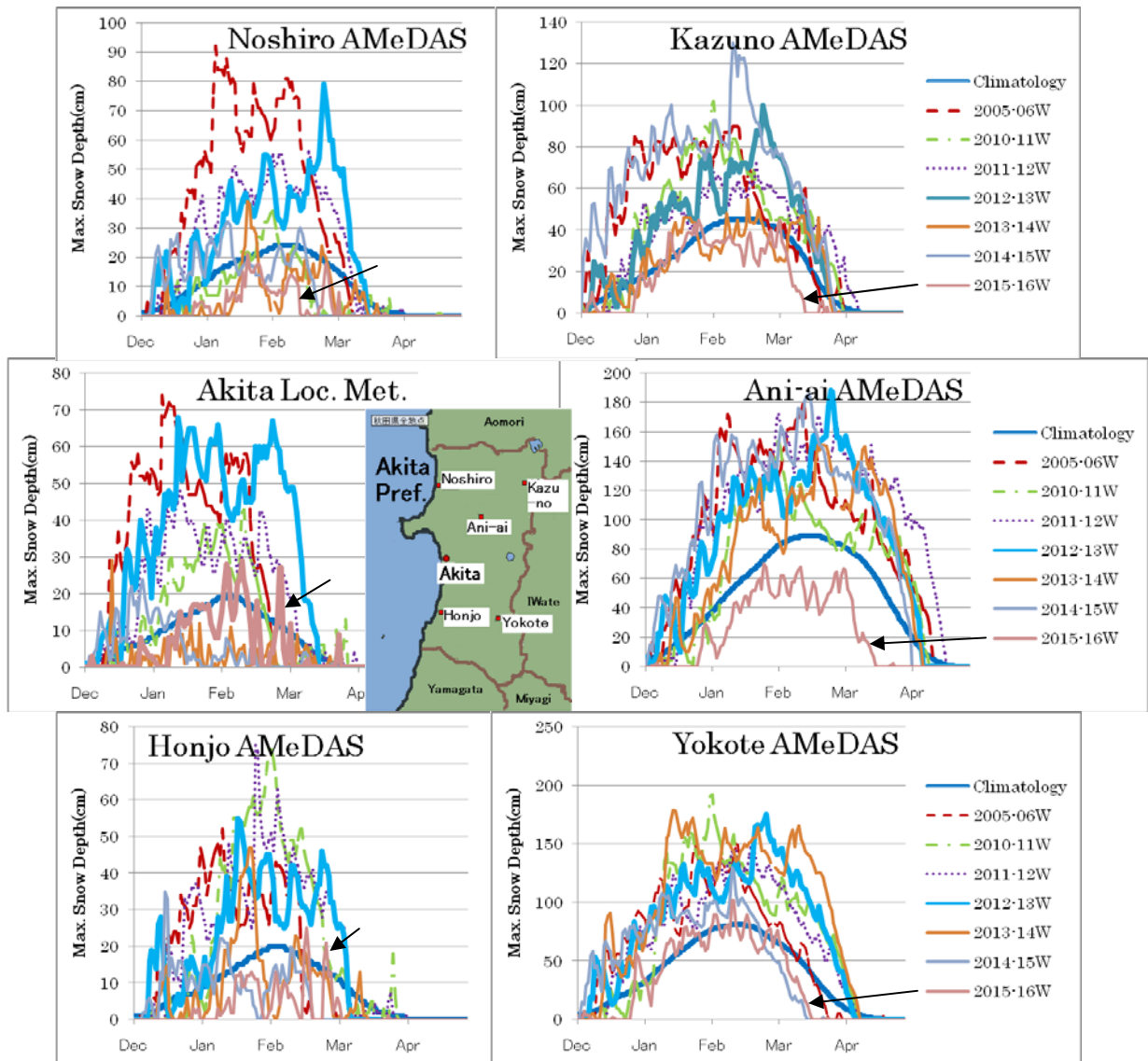
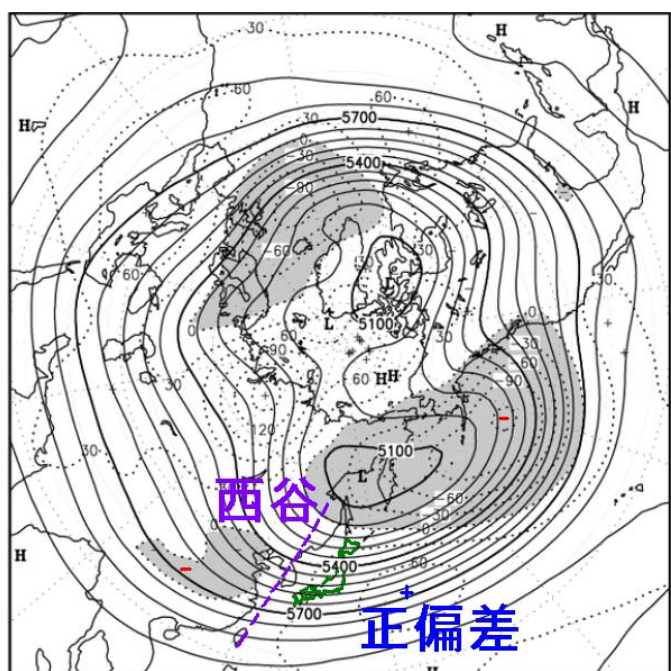


図4(上) 秋田県内アメダス6地点(能代, 鹿角, 秋田, 阿仁合, 本荘, 横手)における最近7冬季の日最深積雪深の季節変化. 図中climatologyが平年値(1981-2010年の平均). 2015-16年冬季は矢印(薄桃色実線)で示す.

図5(右) 2016年冬(2015年12月～翌2月)における500hPa高度・偏差図(気象庁, 2016の4章の図に加筆したもの). ただし, 実況高度(実線)は60m毎, 偏差(破線)は30m毎に引いてある. グレーの影域は負偏差の領域を示す.



平成 28 年(2015/16 年)冬期における新庄の積雪変化について

小杉健二・佐藤研吾・安達 聖・根本征樹・阿部 修

(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Changes in snow cover structure at Shinjo in the 2015/16 winter

Kenji KOSUGI, Kengo SATO, Satoru ADACHI, Masaki NEMOTO, and Osamu ABE
(Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所においては、冬期の降積雪の観測を継続して行っている。2010/11 年からの 5 冬期は多雪傾向が続いたが、2015/16 冬期は一転して少雪となった。本稿では、その観測結果とその特徴等についてまとめ、雪氷災害の発生状況についても触れる。

2. 平成 28 年(2015/16 年)冬期における新庄の積雪変化とその特徴

2009/10 年から 2015/16 年までの各冬期及び平成 18 年豪雪時(2005/06 年)の新庄における積雪深の日変化を図 1 に示す。2015/16 冬期においては、12 月末にまとまった降雪があり、いったん積雪深が増加したが、すぐに減少した。積雪深が本格的に増加したのは 1 月中旬になってからであった。これは、それ以前の 6 冬期と比べるとかなり遅い。1 月の中旬から下旬にかけてまとまった降雪が続き、最大積雪深は 124cm となった。この値は 2009/10 冬期の値を若干上回るものの、その後の 5 冬期に比べると明らかに小さい。

図 2 に、2015/16 年の気温の日変化を示す(気温は新庄アメダスの値)。本冬期前半の気温は平年に比べ概ね高い傾向で推移した。12 月末と 1 月中旬の強い寒波により、気温が顕著に低下した。これに伴いまとまった降雪がもたらされ、積雪深が増加した。2 月に入ると周期的に寒波が到来したがあまり強いものではなく、積雪深は増減を繰り返した。3 月中旬以降、気温は平年に比べかなり高い日が続き 3 月中に消雪となり、過去 7 冬期中で最も早かった。

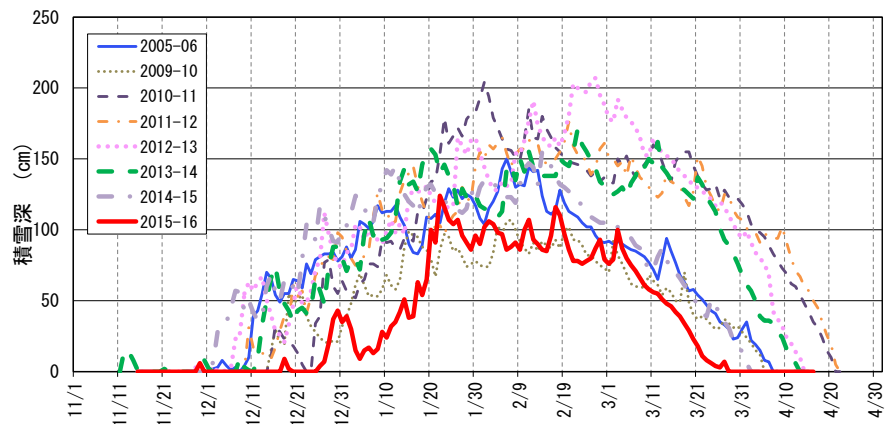


図 1 2009/10 年から 2015/16 年までの各冬期及び平成 18 年豪雪時(2005/06 年)の新庄における積雪深の日変化。横軸は日付。

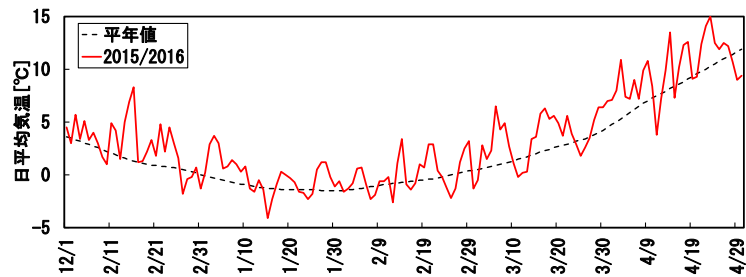


図 2 2015/16 年冬期の新庄(アメダス)における日平均気温の日変化。横軸は日付。

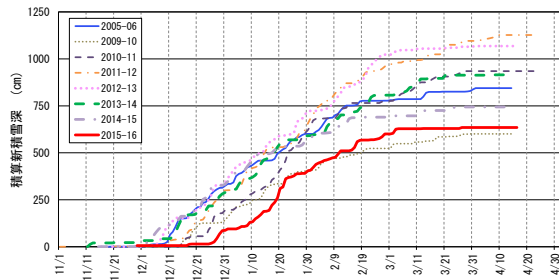


図3 2009/10年から2015/16年までの各冬期及び平成18年豪雪時(2005/06年)の新庄における積算新積雪深の推移。横軸は日付。

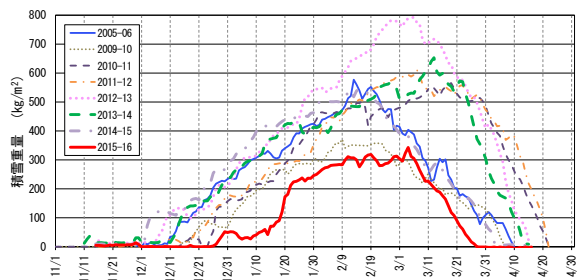


図4 2009/10年から2015/16年までの各冬期及び平成18年豪雪時(2005/06年)の新庄における積雪重量の日変化。横軸は日付。

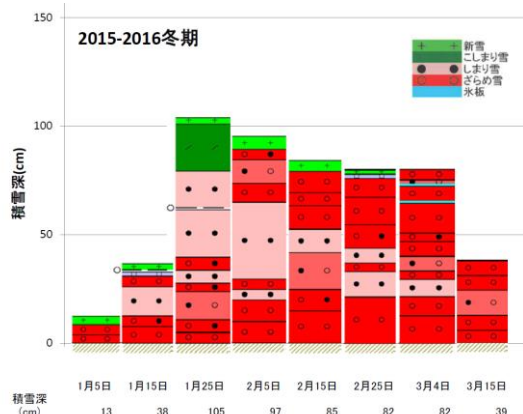


図5 2015/16年冬期の新庄における雪質変化図。横軸は日付。

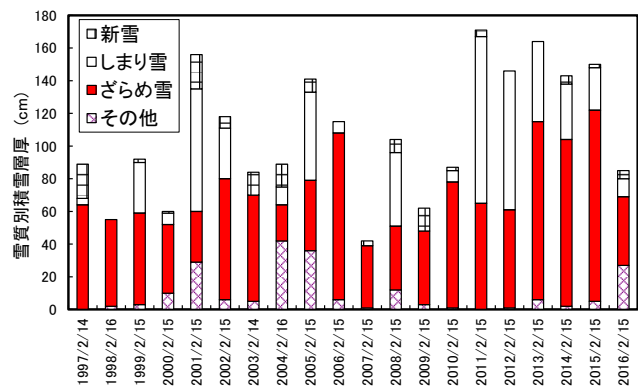


図6 1997年から2016年の2月中旬の新庄における雪質別積雪層厚。横軸は日付。

2009/10年から2015/16年までの各冬期及び平成18年豪雪時(2005/06年)の新庄における積算新積雪深及び積雪重量の日変化を図3と4にそれぞれ示す。2015/16年冬期の新庄の積算新積雪深及び積雪重量はいずれも、過去7冬期で最も雪の多かった2012/13年冬期の値の半分程度であり、積雪開始は遅く消雪は早かったが2009/10年冬期と同程度の値で推移した事が分かる。

図5は、新庄における2015/16年冬期の雪質変化を表す。2月上旬の時点で、積雪表層付近のざらめ雪形成が始まり、次第に下層へ及んでいることが分かる。1997年から2016年までの2月中旬の雪質別積雪層厚を図6に示す。今冬の2月中旬のざらめ雪の占める割合は全積雪層厚(積雪深)の半分程度であり、過去20年で中くらいの値と言える。氷板が3月上旬にわずかに観測されたのみで、あまり多くなかったことは今冬の積雪構造の特徴と言えるかも知れない。融雪期前の積雪構造が比較的単純であり帯水層ができにくかった事や、融解・再凍結が顕著に起きなかったことが理由として考えられる。

山形県内で発生した雪氷に関連する災害や事故の件数や死傷者数を新聞記事から集計した。今冬の事故件数等は、大雪であったそれ以前の5冬期に比べ、半数以下に減少した。その主な理由は、雪下ろしをはじめとする雪処理の機会が少なかったことと考えられる。それでも、屋根からの転落事故は10件以上発生していて、その防止策の検討が必要である。

謝辞

観測と機器保守は望月重人氏、新野孝健氏、鈴木紘一氏、大川元造氏、及び(株)双葉建設コンサルタントの方々に従事していただいた。データ整理は矢口瞳さん、青木里美さん、平向洋子さんにご協力いただいた。記して心からお礼申し上げます。

2015-2016 年 青森県の雪況

小関 英明（青森職業能力開発短期大学校）
佐藤 清一（終身会員）

A profile of snow-phenomena in Aomori(2015-2016)

Hideaki KOSEKI(Polytechnic College Aomori)

Seiichi SATO (Life member)

1. はじめに

青森県の 2015 - 16 年冬期の雪況（気温、降水量、最深積雪深、雪関連被災者数）について、青森市と弘前市のアメダスデータおよび報道機関等発表資料に基づいて、2014-15 年冬期および平年値と比較して報告する。また、1 月の平均気温と最深積雪深に対する雪関連被災者数の関係等についての続報を紹介する。

2. 2015 - 16 年冬期の青森県の雪況

2015 - 16 年冬期('15, Oct. ~ '16, Mar. : 以下今季)の県内は、寒暖の差が大きく、特に 12 月は暖かく降雪も少なかったが、12 月末から 2 月の中旬にかけては強い寒気が流れ込み、局地的に大雪となった地域もあった。特に 12 月の中旬までは気温の高い日が多く、12 月の平均気温としては、弘前市では 2.6℃で観測史上 2 位、青森市では 3.1℃と同 5 位の暖かさとなった。降雪量も 12 月は昨年と比較すると大幅に少なく、青森市では 103 cm と昨年と比較して半分以下であり、平年値の 2/3 ほどであった。弘前市でも降雪量は昨年の 1/4 以下であり、平年値の半分以下となった。12 月末以降 2 月の中旬までは、周期的に強い寒気が入り、局地的に大雪となった。特に、1 月 18 日から 1 月 22 日にかけては、青森市や下北、県内地方で大雪となった。今季の降雪の傾向としては、地域での差が大きく、津軽北部や青森市、下北の一部では最深積雪深が平年を大きく上待ったのに対して、弘前市など津軽内陸部では昨年に比較して大きく減少した。2 月の中旬以降は気温の高い日が多く、特に 3 月の月平均気温は、弘前市で 3.8℃と観測史上 5 位、青森市では 4.0℃で同 7 位となった。表 1 に青森市と弘前市における昨季と今季の気象状況を示す。

表 1 2015-16 年積雪期雪況

気象	青森市				弘前市			
	気温(℃)	降水量(mm)	降雪量(cm)	積雪深(cm)	気温(℃)	降水量(mm)	降雪量(cm)	積雪深(cm)
平成26年12月	0.0(1.5)	238.5(151)	292(153)	91(51)	-0.4(0.9)	189.5(117)	268(147)	73(29)
27年 1月	-0.2(-1.2)	133.5(145)	190(225)	123(88)	-0.6(-1.8)	134.5(121)	200(248)	102(61)
2月	1.2(-0.7)	45(111)	54(176)	110(107)	0.6(-1.3)	105.5(95)	140(208)	140(81)
3月	4.6(2.4)	56.5(70)	40(76)	67(80)	3.9(1.9)	92.5(77)	67(131)	97(59)
積雪深50cm以上の日数	60日(平年54.2日)				61日(平年36日)			
平成27年12月	3.1	134.5	103	62	2.6	88.0	62	28
28年 1月	-0.8	148.5	251	105	-1.2	76.5	175	72
2月	-0.1	77.0	147	107	-0.3	64.5	112	52
3月	4.0	54	51	70	3.8	52	41	32
積雪深50cm以上の日数	59日				6日			

(気象庁, 2016)

また、図1には弘前市の昨季と今季の最深積雪深の経過を示し、図2には青森市の昨季と今季の最深積雪深の経過を示す。さらに、図3には、弘前市の日平均気温の経過を示す。

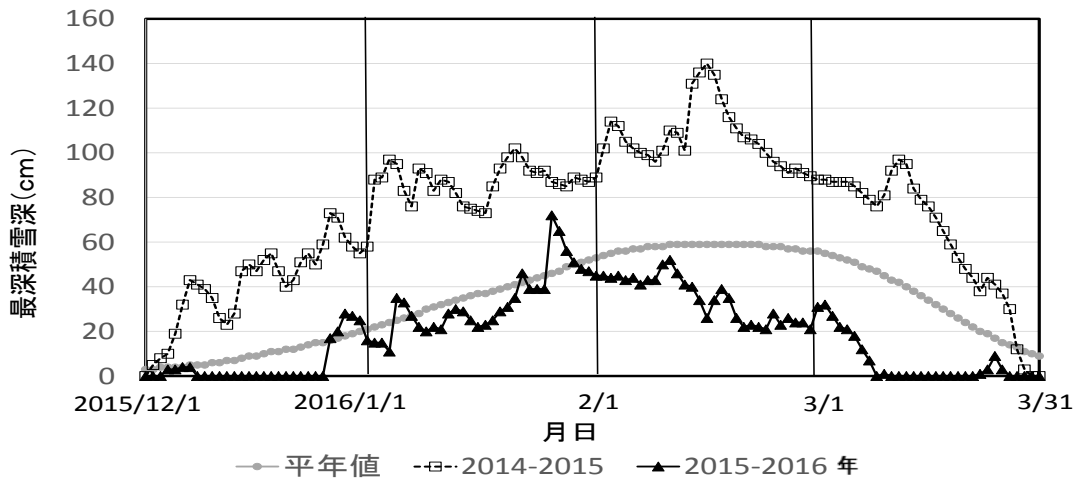


図1 弘前市の積雪深の経過 (気象庁, 2016)

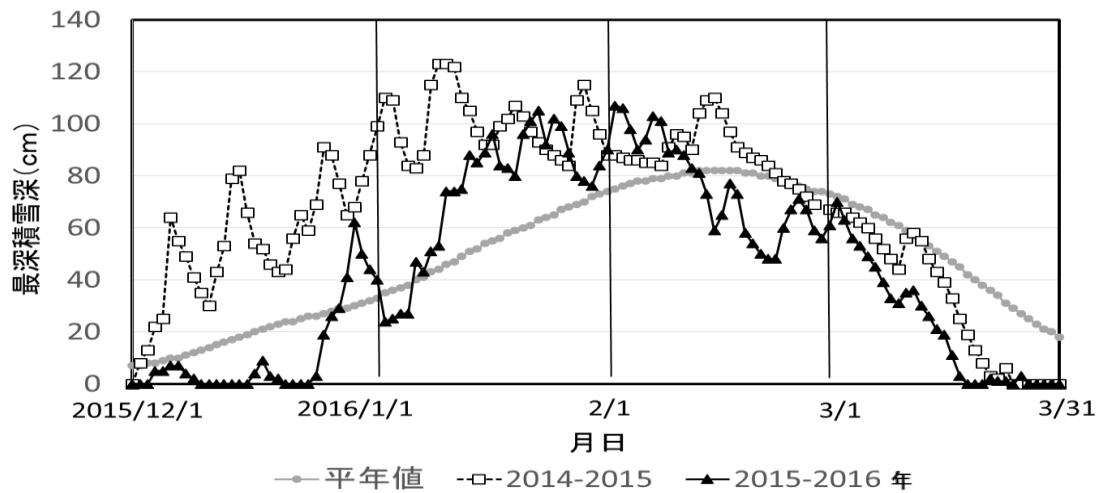


図2 青森市の積雪深の経過 (気象庁, 2016)

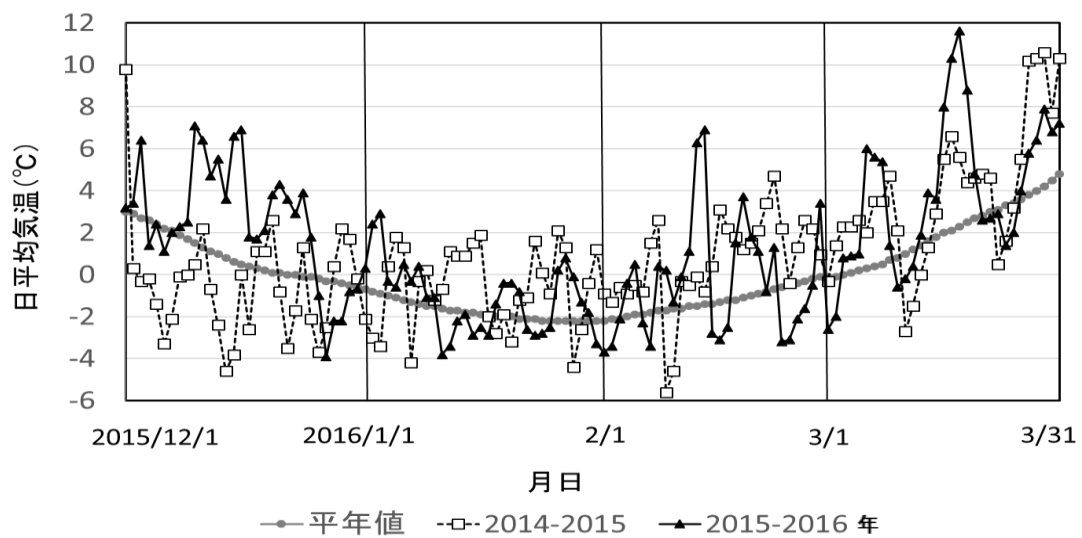


図3 弘前市の日平均気温の経過 (気象庁, 2016)

表1より、12月は気温が高く、降雪量、降水量とも昨年にと比較して大きく減少した。12月の後半には強い寒気が入り、最深積雪深についてはほぼ平年並みとなっている。

1月に入ると月平均気温は昨年よりは低い、平年値に比べると高くなっている。降水量、降雪量では青森市と弘前市では大きく異なった。青森市では降水量が148.5mmとほぼ平年並みで、降雪量は251cmと平年を上回り、最深積雪深も一時1mを超え105cmを記録したのに対して、弘前市では降水量は76.5mmと平年値の約60%、降雪量も175cmと平年値の70%ほどで少雪となった。ただし、1月25日には1月としては観測史上6位となる日積雪量33cmの大雪となり、最深積雪深は72cmと一時平年を超えた。

2月は寒暖の差が大きく、月平均気温は昨年よりは低いものの平年値よりは高くなった。特に2月14日は南よりの強い風が入り気温が上がり、青森市では2月としては観測史上1位となる日最高気温14.7℃を記録した。また、弘前市でも2月としては観測史上3位となる日最高気温14.6℃を記録した。降水量、降雪量では、青森市では昨年より多くなったが、弘前市では昨年を下回った。特に最深積雪深は、青森市で107cmと昨年とほぼ等しく平年並みとなったが、弘前市では52cmで平年値の約60%、昨年と比べると約30%と大きく異なった。

3月は昨年と同様に、青森市、弘前市の両市とも気温の高い日が多く、月平均気温は青森市では昨年よりは低いものの3月としては観測史上7位となる4.0℃、弘前市ではほぼ昨年と同じ3.8℃で、これは3月としては観測史上5位の記録となった。降水量・降雪量は青森市ではほぼ昨年と同様であるが、弘前市では昨年に比べて約30%少なかった。

3. 雪関連の災害

今季は、特に強い寒気の流れ込んだ1月中旬から下旬にかけて多くの人的災害が集中して発生した。表2に青森県消防防災課発表の今季の雪害による人損のまとめを示し、表3には原因別の被災者数を示す。

表2 雪害による人損まとめ (青森県消防防災課, 2016)

	死亡(人)	重症(人)	軽傷(人)		合計(人)
今年度	2	22	40		64
昨年度	7	43	51		101
増減	-5	-21	-11		37

表3 原因別被災者数 (青森県消防防災課, 2016)

	屋根雪関連		除雪中(人)	その他(人)
	雪下ろし中転落(人)	落雪等(人)		
今年度	21	0	43	0
昨年度	44	2	51	4
増減	-23	-2	-8	0

表2より、今季の雪害による被災者は昨年の101名(死者7名、重軽症者94名)に対して死者2名、重軽症者62名と約40%の大幅な減少となった。雪害による人的災害が100名を下回ったのは、2009-10年の冬の58名(死者4名、重軽症者54名)以来、6期ぶりである。表3より屋根雪関連の被災者は昨季に比べると約50%減少したのに対して、除雪中の事故は約15%の減少で、除雪中の事故の割合が多くなっている。これは、近年小型の除雪機が普及しているが、機械を止めずに詰まった雪を取り除こうとするなどの、不適切な操作が多いことによると考えられる。また、今季の特徴として、脚立お

よび梯子からの落下によるものが13名で、筆者らの調べた屋根雪関連の被災者の約半数に上った。表4には筆者らが調べた報道機関および青森県警広報課が発表した、雪（寒冷を含む）が直因と思われる被災者数の月毎の数を示す。また、図5には、屋根雪関連の雪害による被災者の年齢分布を示す。

表4 雪(寒冷を含む)が直因となった事故死傷者数(県内報道機関他)

	屋根雪関連		交通事故		その他	
	D(死者:人)	A(負傷者:人)	D	A	D	A
平成26年12月	1	2	3	3	1	2
27年 1月	2	20	0	4	1	1
2月	0	6	1	1	0	3
3月	1	2	1	0	0	1
平成27年12月	0	0	0	3	0	0
28年 1月	1	21	1	0	1	4
2月	0	3	0	7	0	3
3月	0	1	0	0	0	0

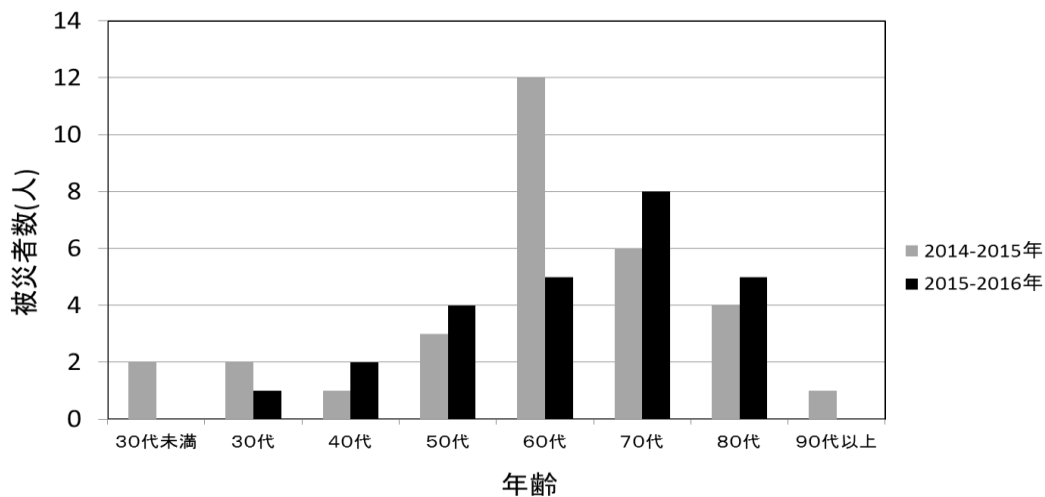


図5 屋根雪関連被災者の年齢分布

表4の中のその他の死者1名は、海岸の防波堤にて雪により足を滑らせて海中に転落した事故である。表4では、今季についても1月の屋根雪関連の死傷者が22名と最も多くなった。また、重傷者の大半がヘルメットや命綱をつけていなかった。さらに、強い寒気が流れ込んだ時の暴風雪による交通障害や交通事故が多数発生した。

図5より、今季の屋根雪関連の被災者数の年齢について、70歳代が最も多く、平均年齢は68.9歳で、昨季の62.5歳より大きく高齢化しており、小関・佐藤(2014)で報告された、同じく70歳代が最も多かった2013-2014年冬の65.8歳を超え、ここ5年では最も平均年齢が高くなった。

4. 1月の気候と屋根雪関連被災者についての考察

以前より筆者らは、屋根雪関連被災者が最も多く発生する1月の気候に注目し、1月の平均気温と最深積雪深の分散図上において、その領域を区分することによる屋根雪関連の被災者数の表現と予測について提案してきた(佐藤・小関, 2011)。そこで、今季のデータを加えた1997年から2016年までについてプロットしたものを図6に示す。グラフの中の大きくプロットしてあるのが今季のデータで、被災者数は22人である。

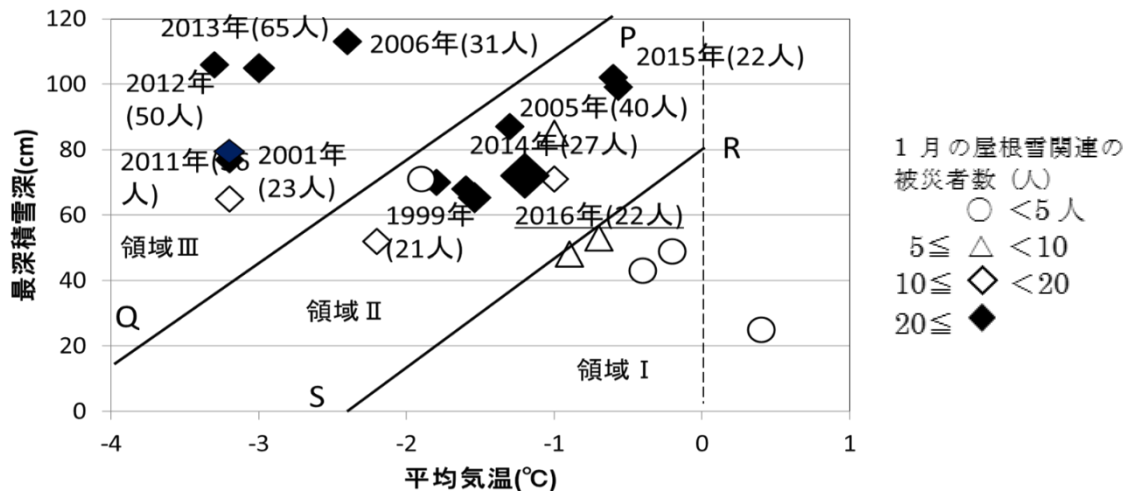


図6 1月の平均気温と最深積雪深および屋根雪関連被災者数

この図では、0℃以下の領域について、直線 PQ および RS により領域Ⅰ、領域Ⅱ、領域Ⅲに分けられ、それぞれ領域Ⅰでは屋根雪関連災害の起こる可能性が低い、領域Ⅱでは屋根雪関連災害の起こる可能性が高い、領域Ⅲでは深刻な屋根雪関連災害の起こる可能性が高いとし、それぞれの領域での被災者数を、領域Ⅰ：領域Ⅱ：領域Ⅲ＝2²：4²：6² と予想した(小関・佐藤, 2015)。気象値としては昨年とほぼ同様の領域Ⅱとなる。筆者の調査した被災者数は 22 名で予想よりは多いものの、領域的には有効であると考えられる。

次に、筆者らは昨年の報告で 1 月の屋根雪関連の被災者数について、重回帰分析により、1 月の平均気温と最深積雪深による重回帰式を求めた。この式を今季の弘前市の気象に適用し、被災者数の予測について検討を行った。昨年導出した重回帰式は被災者数を n (人)、1 月の平均気温を T (℃)、最深積雪深を H (cm) とすると、 $n \geq 0$ の範囲において、 $n = -18.7 - 5.0T + 0.43H$ である(小関・佐藤, 2015)。この式に今季の 1 月の気象値として、1 月の日平均気温の平均値 -1.2(℃)、最深積雪深 72(cm) を代入すると、 $n=16.1$ となり、領域Ⅱの予想値 16 人とほぼ一致した。これにより、昨年導出した重回帰式は、領域判定においては有効であると考えられる。

5. まとめ

2015 - 16 年冬期の県内は、12 月後半までは県内全般に非常に暖かく、雪も少なかった。12 月末から 2 月の中旬にかけて強い寒気の影響で、大雪となることがあった。特に今季は地域差が大きく、青森市や北津軽、下北、および県南地方で積雪が多くなったが、弘前市周辺の南津軽では極端な小雪となった。2 月の中旬以降は気温が高く、3 月の月平均気温は青森市で 3 月としては観測史上 7 位となる 4.0(℃)、弘前市は同 5 位の 3.8(℃)と暖かくなった。

雪害については、強い寒気が入り大雪となった 1 月中旬から下旬にかけて多くして発生した。特に積雪の多かった青森市や下北、および県南地方で多く発生したが、人的被害は昨季の 101 名に対して 64 名と大幅に減少した。被災者数が 100 名を下回ったのは 6 期ぶりである。次に、屋根雪関連の雪害については雪下ろし中の転落が半減したが、今季は梯子や脚立からの転落が多かった。さらに、屋根雪関連被災者の平均年齢は 68.9 歳と、筆者が調べて以来これまで最も高齢となった。また、今季は、強い寒気の流れ込んだタイミングでの視界不良のための交通傷害や交通事故が多発した。

1 月の平均気温と最深積雪深による 1 月の屋根雪関連被災者数の表現と予測について、今季の気象値による予測領域は領域Ⅱとなり、昨年と同様に領域的には有効であると考えられる。また、昨年度の報告で提案した、重回帰式により今年の気象値を用いて被災者数の予測を行ったところ、被災者数 $n=16.1$ (人)となり、領域Ⅱの 16(人)とほぼ一致した。これにより、昨年導出した重回帰式は、領域判

定においては有効であると考えられる。

青森県中津軽郡の西目屋村にある乳穂ヶ滝については、2期連続で結氷しなかった。

【参考文献】

- 青森県総務部防災消防課，2016：平成 27 年度雪害発生状況(平成 28 年 4 月 11 日現在)，
<http://www.bousai.pref.aomori.jp/files/disasterInfo/setugai20160411.pdf>，(2016 年 4 月 11 日確認)。
気象庁，2016：過去の気象データ検索，<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>，
(2016 年 4 月 18 日確認)。
小関英明・佐藤清一，2014： 2014 年青森県の雪況，東北の雪と生活，**29**，48-53。
小関英明・佐藤清一，2015： 2015 年青森県の雪況，東北の雪と生活，**30**，22-27。
佐藤清一・小関英明，2011： 2011 年青森県の雪況，東北の雪と生活，**26**，42-45。

山形蔵王における雪氷現象の観測(平成 27 年度)

沖田圭右, 山谷睦, 沼澤喜一, 小林英則, 原田俊明(日本地下水開発株式会社)

Observation of icing and snow accretion Jyuhyo (Ice Monsters) at Mt.Zao (2015/2016winter)

Keisuke OKITA, Mutsumi YAMAYA, Kiichi NUMAZAWA, Hidenori KOBAYASHI
and Toshiaki HARADA (Japan Ground water Development Co.,Ltd.)

1. はじめに

1997/1998 冬季から 19 シーズンに亘って山形蔵王の地蔵山付近で着氷雪現象及び積雪の観測を実施している。観測の目的は、山形大学地球環境研究会(1995)で矢野が指摘した地球温暖化に起因するとみられる樹氷形成下限標高の上昇が、その後どのように変化しているのかを明らかにすることである。観測内容は樹氷(Ice monsters)の高度変化、地蔵山頂付近での積雪断面観測、蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅の気象データ収集・解析である。

2. 蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅付近での気象観測結果と樹氷形成状況

蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅における積雪深、気温及び平均風速を図 1 に示した。これら気象観測データの提供は蔵王ロープウェイ(株)のご厚意によるものであり、ここに記して篤く感謝の意を表するものである。

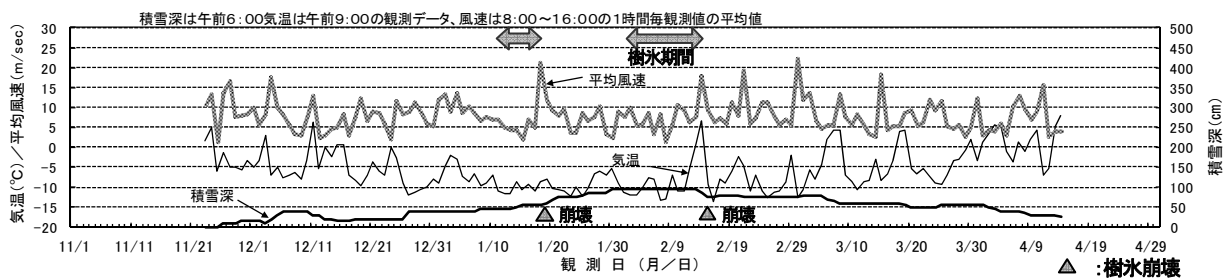


図1 蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅における2015/2016冬季の積雪深、気温、及び平均風速の推移

今冬季は12月上旬から本格的な降積雪となったが12月の降雪量は少なく樹氷形成は進まなかった。12月末と1月中旬の寒気によって樹氷形成はようやく進み、地蔵山頂駅付近では1月中旬より樹氷鑑賞が可能となった。しかし、直後の1月18日に南岸低気圧の東風により樹氷が半壊し、1月下旬から2月初めに再形成が進んだ。今冬季は2月上旬が樹氷の最盛期となったが、この頃は標高1560mより上部で樹氷形成と分布が確認されたものの、標高1600m付近(現地番号標94番～90番付近)では一部一体化せず不十分な樹氷形成状況も確認された。これは、今冬季は降雪が少なかったためエビのしっぽの隙間を埋めて一体化を促進する雪粒子の付着が少なかったことと、蛾の幼虫の食害によって針葉が殆ど失われてしまったためと考えられる。2月14日には地蔵山頂でもプラス気温まで上昇して樹氷は崩壊した。エビのしっぽはその後時々流入する寒気によって形成されることもあったが、樹氷の再々形成には至らなかった。今冬季の樹氷鑑賞期間は1月中旬の1週間と、2月初めから14日迄の2週間の合計3週間であった。今冬季の樹氷は、降雪が少なく積雪深が低かったため背丈が高くなったのと、構造的に脆い樹氷が形成されたのが特徴であった(写真1)。



写真1 今冬季の樹氷の形成状況

(上より山頂駅付近・94番付近・89番付近, 2016年2月8日)

3. 積雪断面観測結果

積雪断面観測は3月16日に1回行い、積雪の成層構造(雪層の雪質、粒度、雪温、密度、硬度の鉛直分布)を観測した。観測結果を図2に示す。観測地点は過年度実施箇所と同様に地蔵山頂駅舎の南西150m付近である。積雪断面観測地点の積雪深は285cmで、観測時はしまり雪とざらめ雪が分布していた。高さ225cm～125cm付近には粒子均一なしまり雪が厚く分布しており、1月中旬～下旬のまとまった降雪による層と推定された。その上下には氷板が数層分布しており、降雪が少なかったのと、気温上昇や日照を受けた影響と推定された。

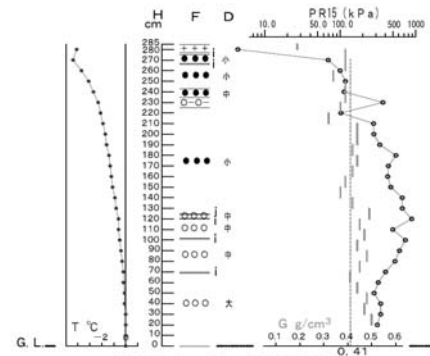


図2 積雪断面観測結果(2016年3月16日)

4. 樹氷の高度変化

樹氷の高度変化観測より、今冬季の樹氷形成下限標高は1560m付近(番号標85番付近)と判断した。図3に樹氷形成下限標高と、冬季平均気温(12月1,2日午前9時データ:山頂駅観測)と冬季平均風速(12月8～16日平均データ:山頂駅観測)をまとめた。冬季平均気温は -7.4°C と、これまで19冬季の平均値 -8.5°C よりも 1°C 以上高い値を示した。冬季平均風速は 7.9m/s であり19冬季の平均値(9.7m/s)よりも小さく、 8m/s 台を下まわった。

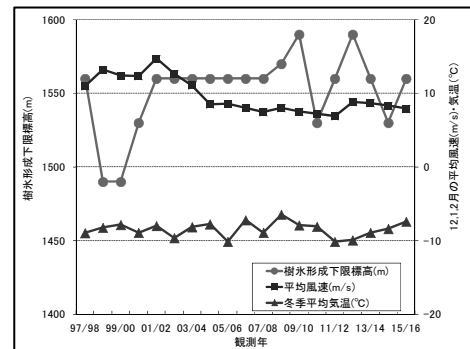


図3 樹氷形成下限標高と冬季平均気温・風速

5. アオモリトドマツの食害について

2013年の秋頃から大発生が確認されている、蛾の幼虫(トウヒツヅリヒメハマキ)によるアオモリトドマツの針葉の食害被害は、今冬季前迄には概ね収束したようであった。2016年4月15日の観察では、地蔵山頂駅から地蔵山頂にかけて分布するアオモリトドマツの約8割以上が激しい食害を受け、針葉が殆ど無くなり生存そのものが危ぶまれる樹木が多くみられた。このような針葉が殆ど無くなったアオモリトドマツには樹氷の付着や、エビのしっぽが発達するのは困難な状況となっていた。このため構造的に脆い樹氷が形成されることになり、東風によってエビのしっぽが振り落とされてしまう状況となり、樹氷鑑賞期間が短くなった要因の一つとなった可能性も考えられた。

6. まとめ

気象庁(2016)によると、平地の山形市における今冬季12月から2月の降水量は平年値の105%である239.5mmであり、最深積雪は38cmで平年値(50cm)を大きく下回った。また、山形市の12月から2月の平均気温は平年値を 1.3°C 上回る 2.0°C で、昨冬季の平均気温 0.3°C より 1.7°C 高かった。

地蔵山頂駅の観測による今冬季の最深積雪深は95cmで、これまで19冬季の観測結果の平均値である263cmより168cmも少なく、100cm以下となったのは初めてであった。12月から2月の平均気温(午前9時)は -7.4°C で、これまで19冬季の平均値である -8.5°C より 1°C 以上高い値を示していた。平地(山形市)では、降水量が平年並みだったが気温は高めで推移し、積雪が少ない状況であり、山地(地蔵山頂駅)でも積雪が少なく気温は高めに推移していた。今冬季の樹氷形成下限標高は1560mと例年並みであったが、樹氷は降積雪が少ない影響で背丈が高い形状で、構造的には脆い樹氷であった。樹氷鑑賞期間は約3週間とこれまでで最も短かった。

【参考文献】

気象庁、2016：冬(12～2月)の天候、<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko161202.pdf>.
山形大学地球環境研究会、1995：検証・ヒトが招いた地球の危機、東京、講談社、37-56。

第 28 回八甲田山雪質調査

佐々木幹夫 (八戸工業大学)・長尾昌朋 (足利工業大学)・岩渕巧・熊谷洋 (東北電力(株))・南 将人 (八戸高専)・荻原英子 (香川調理製菓専門学校)・大坪秀一 (八戸市役所)・村岡真怜 (㈱ユアテック)

The 28th observation for snow characteristics in Hakkoda

Mikio SASAKI (Hachinohe Institute of Technology)

Masatomo NAGAO (Ashikaga Institute of Technology)

Takumi IWABUCHI, Hiroshi KUMAGAI (Tohoku Electric Power Co. Inc.)

Masato MINAMI (National Institute of Technology, Hachinohe College)

Hideko OGIWARA (KAGAWA College of Culinary and Confectionery of Arts)

Shuichi OTSUBO (Hachinohe city office)

Masato MURAOKA (Yurtec Co. Inc.)

1. はじめに

佐々木・長尾・岩渕等はこれまでに八甲田山中の積雪雪質調査を 27 年間実施してきた。調査は主に密度、浸透実験、硬度、融雪後の水質等について行っているが融雪水の水質については近年行っていない。昨年 2015 年も第 28 回目の雪質や積雪深等の調査を八甲田山中において無事終了している。ここにその観測結果の概略を報告する。

2. 観測位置

調査は青森県のほぼ中央に位置する八甲田山の山中において実施している。八甲田には八甲田山という山頂(山)はなく、八甲田はいくつかの山を総称した呼び方である。八甲田は笠松峠(標高 1,040m)を超える道路により分けられており、道路を境にそれより北側が北八甲田、道路より南側が南八甲田と呼ばれている。図 1 に八甲田の位置図を示した。調査は北八甲田や南八甲田に測定地点を設けて行ってきたが、調査地点まで 2 時間から 5 時間かけて山中を歩き測定を行っている。基本的に南八甲田は徒歩により調査地点にたどり着いているが、北八甲田にはロープウエーがあるのでこれを利用して調査を行っている。しかし、北八甲田も風が強いとロープウエーは運休となるので調査地点に近い道路から調査地点まで歩いて登っている。2015 年は北八甲田に調査地点を設け測定を行った。調査地点は図 2 に示すように八甲田ロープウエーから 3km 離れた個所にあり、ここまで徒歩により移動した。スキーでも移動可能なので多くの調査隊員はスキーを利用した移動となっている。調査個所は北八甲田赤倉岳北側斜面下にあり、東京座標で緯度 N40° 40' 43.2", 経度 E140° 53' 17.4"となっている(表 1 参照)。



図 1 八甲田山位置図 (Google Map)



図 2 2015 年調査位置 (赤△印)
(地図は Google Map より)

2. 観測方法

前述のように観測は南八甲田山中か北八甲田山中において行ってきたが2015年は北八甲田山中において行った(図1および2参照)。測定は2015年の4月25日13時から16時に行い、天候は晴れ、標高898m地点である。観測対象の積雪面は写真1に示すように鉛直に掘り、密度、保水量、硬度、透水性の測定を行った。観測積雪層厚は地面近くの雪層の低木草までの深さ2m程度としている。毎年、スコップ2丁でここまで掘るのに1時間程度の時間を要している(写真1)。観測鉛直雪壁の作成には毎年1時間から2時間程度の時間をかけてい



写真1 雪質観測鉛直断面の掘り出し作業

る。2015年は4月になり暖かい日が続き、融雪が早かったが、下層は例年と同じく硬い雪の層となっており、鉄製のスコップでないと観測のための鉛直積雪面の整形は不可能であった。観測鉛直雪面の作成後、密度を測定して、その雪を使い、雪の保水量、硬度、並びに浸透能の観測を行っている。保水能力は密度測定後に0度近くまで冷やした水に雪塊を浸潤させ、十分水中に浸かった後に取り出し、水を切り、水が雪塊から落ちてなくなるまで空中に置き、水を内部に含み水が落ちない状態になった雪塊の質量を測定して、保水能として算定している。

表1 測定地点と天候

調査日時 2015年 4月25日(土) 14:00		
測定地点 北八甲田山中赤倉岳北側斜面下		
座標	N40° 40' 43.2"	E140° 53' 17.4"
天候	気温 8(7.8) °C 晴れ	
標高	898m	

3. 観測結果

(1) 密度

表2に観測結果を示した。表において深さ25および150cmでの観測において、湿潤密度がその最大値を超えているので最大970kg/m³と補正している。ここに、比重0.97は流雪溝の実験において、密度0.2 g/cm³の雪塊を水中に置き、浸潤後に測ったとき水を含んだ雪の密度が0.97g/cm³であったことより、最大値はその程度になるものとしている。表より、下層2mの密度が大きく比重が0.782となっているがこれはこの雪の層を雪解け水が流れていたため雪塊は浸潤状態に近くなっており、そのために密度が大きくなっている。表より、保水能力も166kg/m³と小さくなっているのは既に水を雪塊内部に含んでいるからである。保水能力の低さから密度が大きいのは雪が締まっており圧密されているからでないことがわかる。最下層のその雪層を除くと表より表層の密度が大きくなっている。しかし、その層の保水能力は296kg/m³となっており、300kg/m³以下であり下層に比べると小さい。密度が大きいと保水能力が大きいとは限らないようである。すなわち、保水能は密度に関係ないようである。この保水能の測定は雪塊を浸潤させ、十分水を吸わせ、水中から取り上げ、水が雪塊から滴り落ちない程度まで水を雪塊

内部に保水させた状態のことで、重力により水が雪塊から落ち切った状態の密度であり、雪塊が表面張力により水を内部に保有している状態を意味している。したがって、雪が締まり雪のようにクラスター同士の隙間が狭ければ多くの水を保有できることを意味している。表層はザラメ雪の雪層なので密度が大きくても保水能は小さい。これは間隙が大きいので表面張力が働きにくくなっているからである。ちょうど、ガラスの細管は表面張力の作用で毛管高が大きく、太い管は毛管高が小さいのと同じである。

図3に密度の測定結果を示した。図より以下のことが言える。表層から既に600kg/m³を超えており、表層は約670 kg/m³程度になっており700 kg/m³に近く融雪期末期の密度を示している。

最下層2.5mの密度は780程度と高く普通の雪塊には有りえない高さとなっている。これは前述のように最下層は地表上面を流下する融雪水に浸潤されており、水を含んでいるためである。最下層を除けば中層から下層まで600に近く、積雪層は融雪期の末期に入りつつあることを示している。すなわち、50～70cmの深さで雪

の密度が600kg/m³程度、100cmでおよそ650kg/m³、125～200cmで約620kg/m³となっている。密度の測定はおよそ40cm³の容器に入った雪の質量を測定して密度を算定しており、融雪期の自然の状態の雪の密度であり、乾燥密度でもなく、また湿潤密度でもない。表層から50cm程度までの上層の積雪層はザラメ状の雪となっており、硬さはなく、掘削時にはスコップが入りやす

い硬さとなっている。50cm以深、200cmまでは600kg/m³から620kg/m³の間にある。50～75cmの深さで最小値の603kg/m³、深さ100cmで最大値の652kg/m³となっている。密度の最小および最大は深さに関係していない。2015年は50cmから100cmの間で密度の最小値と最大値が現れたもので、これらの値は下層に

表2 測定結果（2015年4月25日、八甲田山）

深さ cm	密度 kg/m ³	保水能力 kg/m ³	湿潤密度 kg/m ³	硬度 Pa
0	—	—		—
10	668	296	964	272
25	636	334	970	376
50	603	274	877	455
75	603	318	921	589
100	652	261	913	608
125	619	321	940	927
150	619	351	970	1037
200	619	318	937	1546
250	782	166	948	552

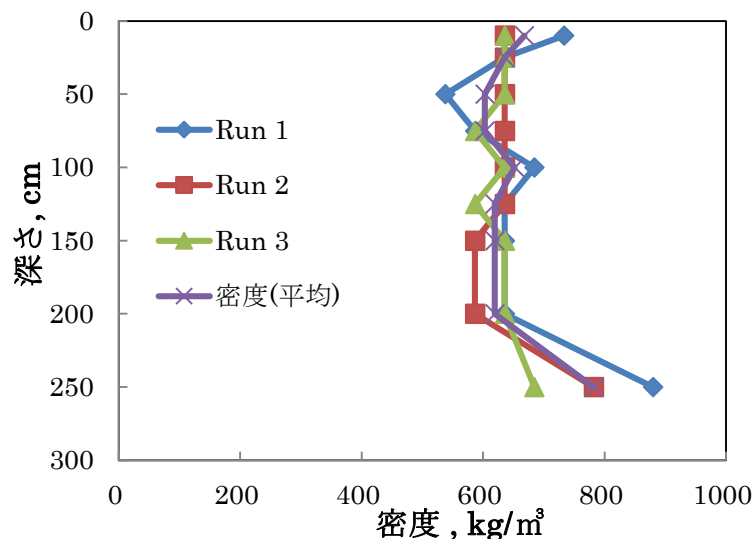


図3 八甲田山積雪層の密度（2015年4月25日）

おける密度はこのよう
な範囲に入るものであ
ると解釈したほうが良
い。この層の雪は硬く、
掘削時にはスコップが
簡単には雪の中に入ら
ず、観測雪面を鉛直に作
り出すのに時間と労力
が必要となっている。
この層の雪は降雪時の
雪がそのまま圧密され
た状態で残っており、上
層の積雪層により外気
の寒暖の影響や降雨の
影響がみられない状態
となっている。毎年、深
さ約2m程度の観測雪面
を作り出すために鉄製
のスコップ2丁でおおよ
そ2時間かけて雪を掘っ
ている。時間がかかって

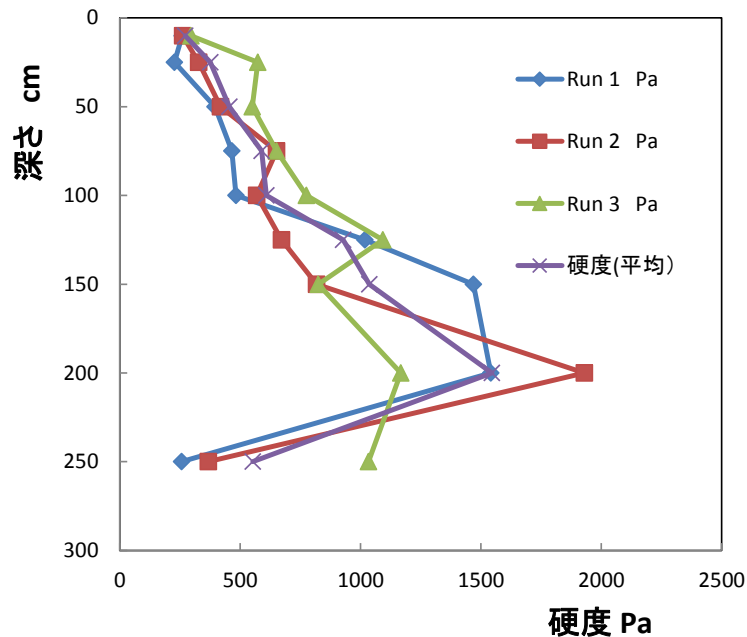


図4 八甲田山積雪層の硬度 (2015年4月25日, 八甲田山中)

いるのは前述の中層および下層の雪の硬さのためと、深さが2mと深いためである。4月の下旬で八甲田山中の積雪層は2m程度あり、年によっては2mから4mある時もある。ここに積雪層の厚さは、上層雪面から雪を掘り下層に達したとき、地面表層低草木の上端が見えたときの深さまでとしている。

山の雪は西側斜面では早く解けて消失するが東側の斜面の雪は遅くまで残っている。これは外気温の影響で西側斜面の外気は午後にも暖められ東側斜面より気温の高い状態が続くために西側斜面の融雪が早く進むことに起因していると考えられる。

雪の密度は12月積雪初期には $0.05 \sim 0.1 \text{ g/cm}^3$ にあるが、これが1, 2, 3月と進むに従い、 $0.2, 0.3 \text{ g/cm}^3$ と大きくなり、4月上旬には 0.5 g/cm^3 を超え、本格的な融雪期に入ると $0.5 \sim 0.7 \text{ g/cm}^3$ となる。4月上旬と下旬では雪の密度に大きな差がみられ、密度は 0.5 g/cm^3 から 0.6 g/cm^3 の周りに変化する。暖冬が続けば4月上旬にも4月下旬の密度がみられ、寒い日が続けば 0.5 g/cm^3 を下回る密度の時もある。

(2) 硬度

図4に硬度の測定結果を示した。ここに、測定は直径14mmの円形板を5cm程度雪層に押し込んだ時の最大垂直力をその雪層の硬度として単位面積当たりの力として算定している。図4に図示されているように最下層250cmの雪層ではその上層の硬度と比べて極端に低くなっている。これは前述のようにこの雪層には水が浸み込み締め固まった雪が柔らかくなっているためである。水の浸透がなければその上の雪層に見られるように圧密により雪は締め固められ2000Pa程度の硬度に達しているものと考えられる。表層から2mの深さまでは図に示されているように、硬度は深さとともに増大し、表層近く(10cmの深さ)の270Paから2mの深さで1500Paまで硬くなっている。その増大率は硬度を σ (Pa)として、 $\delta \sigma = (1500 - 270) / (200 - 10) = 6.47 \text{ Pa/cm}$ となっている。したがって、表層からの深さを z (cm)とすると硬度 σ は次式で表せる。

$$\sigma = 6.47 z + 205 \quad (1)$$

したがって、式(1)より、この時期の硬度は表層で205Pa、すなわち、200Pa程度の硬度となっていることになる。

(3) 保水能

図5に深さ方向の保水能を示した。ここに、保水能は雪塊が吸い込んだ水分を重力の影響を受けることなく内部に保持貯水できる最大取水量を意味しており、現象を支配しているのは表面張力である。したがって、保水能は雪塊の間隙が適度に狭く締め固められていれば高く、間隙間隔が広がって低くなる。ザラメ雪状の雪塊は保水能が低く、しまり雪は保水能が高い。2012年4月には融雪期初期に測定しており、表層から深さ50cm程度までの積雪層は保水能力が低く、およそ200kg/m³であるが、75cm以深の積雪層は350～400kg/m³の保水能力となっており、比較的高い値を示している(佐々木ほか, 2012)。これに比べ2015年4月の観測結果は全般的に保水能が低く、表層から2mの深さまでおよそ300 kg/m³となっている。これは、温暖化傾向のため4月下旬で融雪終期に入ってしまう、積雪層がザラメ上の雪層に変化しているためと考えられる。図4に示した硬度と比較すると以下のようなになる。硬度は深さとともに増えており、下層ほど圧密のために固くなっているが保水能はしまり雪からザラメ状の雪に変化しているため間隙内部が変化しているために低

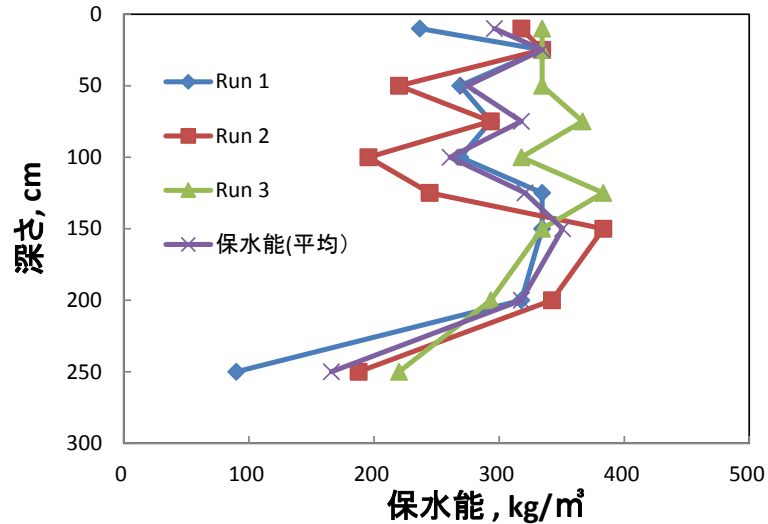


図5 八甲田山積雪層の保水能(2015年4月25日, 八甲田山中)
保水能: 雪塊が吸い込んだ水を重力に打ち勝ち内部に保持貯水する能力

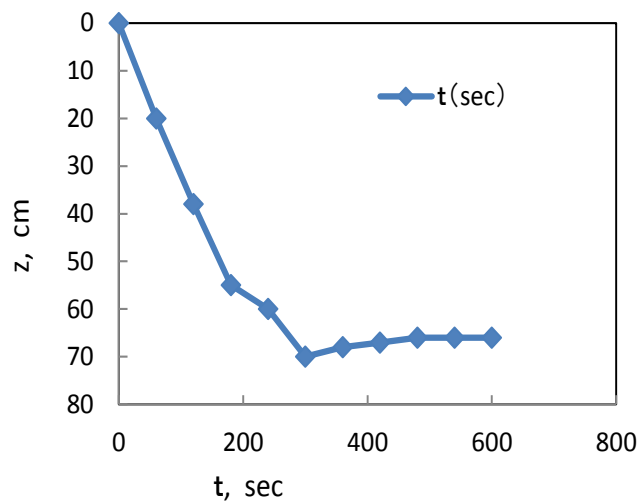


図6 浸透実験(2015年4月25日, 八甲田山中)

下している。すなわち、雪塊の水分の保持貯水能は融雪の終期のため硬度に比例して高くなるわけではない。図5に示されているように最下層2.5mの雪層では極端に保水能が低い。これは前述のようにこの雪塊は既に水分を吸い込んでおり、浸潤状態にあるためである。

(4) 浸透能

図6に浸透実験の結果を示した。ここに、実験は上層の雪面にバスタオルを敷き、2リットルの着色水をこのタオルの上に注ぎ、タオルを通して時間をかけずに浸み込ませ、着色水の最大浸透深を浸透能として測定している。各時刻における着色水の浸透深さを測定した結果が図6である。着色水は60秒後に20cmまで浸透し、120秒後には38cmに達し、その後徐々に浸透速度が低下し、300秒以降は70cmに留まっている。初期の浸透速度は最初の1分で20cm/分、次の1分で18cm/分となり、5分以降は浸透速度が0となり、着色水の浸透は止まっている。浸透速度が下層への浸透に伴い低下するのは2つ原因があり、1つは前述の雪の保水能力のためであり、また、タオルへの着色水の補給がないためである。初期の着色水の浸透は雨水の積雪層への浸透を示しており、積雪層の浸透能に相当している。雪面の浸透深さは着色水初期の速度よりおよそ20cm/分と考えられる。強い強度の降雨は20cm/分程度の浸透速度で積雪層に浸み込んでいくものと考えられる。

4. 結言

2015年4月下旬に第28回目の雪質特性調査を八甲田山中において実施してみた。この山中において積雪は2mから4mの深さにあった。雪層の密度、保水能、硬度、および浸透能の観測を実施してみた。この調査により以下のことを明らかにすることができた。

- (1) 密度が600kg/m³以上の雪層についての観測となったがこれは融雪終期の積雪層の状態となっているためであり、温暖な気候へと変化していることを暗示しているものと考えられる。八甲田山中においては4月下旬でもマイナス10度近くになることは良くあり、この時期でもパウダー状態の雪に遭遇することがあった。
- (2) 保水能を「雪塊が吸い込んだ水を重力に打ち勝ち内部に保持貯水する能力」と定義し、雪塊の保水能を観測した結果、2015年の観測では300kg/m³の保水能となった。この値は通常の保水能が300~400kg/m³となっているので低いことになる。これは融雪が進みザラメ雪の状態の雪層になっているためと考えられる。すなわち、しまり雪の層からザラメ雪の層へ変化したことにより雪塊内の間隙が広がり毛管能力が低下し、そのため雪塊の表面張力による浸潤水の保持貯水能力が低下したことによるものと考えられる。保水能の高低を左右するのは雪塊の内部の表面張力である。
- (3) 硬度は深さとともに増大し、その増大率は硬度を σ (Pa)、表層からの深さを z (cm)とすると硬度 σ は次式(1)で表せる。

$$\sigma = 6.47 z + 205 \quad (1)$$

この時期の硬度は表層で200Pa程度となっている。

- (4) 雪層の浸透能はおおよそ20cm/分となっている。すなわち、強い強度の降雨は20cm/分程度の浸透速度で積雪層に浸み込んでいくものと考えられる。

【参考文献】

佐々木幹夫, 長尾昌朋, 岩淵巧, 熊谷洋, 井澤倫久, 南将人, 大坪秀一, 石藤勝, 川向隆浩, 吉田渉, 2012: 雪の保水能力, 東北の雪と生活, 27, 50-53.

鳥海山南東斜面の雪渓の長期変動観測 (1979~2015 年)

阿部 修 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Long-term monitoring of snow patches on south-east facing slope
of Mt. Chokai from 1979 to 2015

Osamu ABE (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

山形県と秋田県の県境にある鳥海山(2236m)には多くの雪渓が存在する。雪渓の消長は毎年異なり、気候変動とも密接な関係があるとされており、土屋 (1976, 1977, 1978) により、南西斜面にある「貝形」や「心字雪」の雪渓について詳細な調査が行われている。また、秋田雪の会により北東斜面にある「七ツ釜」東部雪渓の現地測量が実施されている(梶川ら, 1990; 後藤ら, 2012)。しかし、鳥海山の南東斜面で最大の「大股」雪渓についてはこれまで継続的に調査された事例はなかった。

雪氷防災研究センターでは 1980 年代後半の暖冬少雪傾向を受けて、山地積雪の観測を 1989 年に開始した(清水ら, 1996)。しかし、それ以前の山地積雪に関するデータについては判断材料となるものがほとんど無かった。鳥海山南東斜面の雪渓のモニタリング調査は、中村ら (1984) によって始められたが、阿部 (2016) はこれらのデータも含めて資料集を発行したので、これを紹介する。

2. 撮影方法

山形県新庄市十日町 1400 の防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所構内 (北緯 38.790083° , 東経 140.311195° , 標高 127m) から撮影した。鳥海山山頂までの水平直線距離は 41.25 km である(図 1)。ここからは鳥海山の南東斜面の雪渓がほぼ真正面から撮影できる。撮影に使用した望遠レンズは f302.7 mm, F4.5 (撮影時は F5.6, F8), フィルターは R60 (約 600nm 以上の波長を透過), フィルムは富士フィルム製, ネオパン F およびネオパン 100 であった。

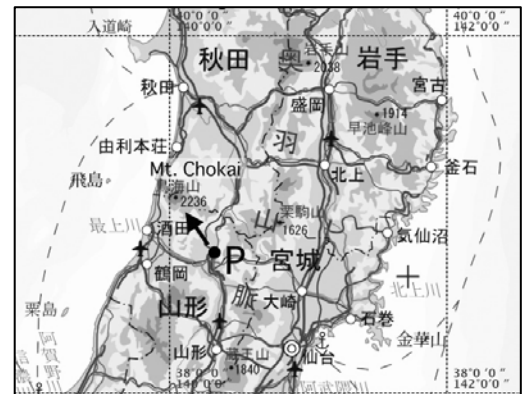


図 1 鳥海山と撮影地点 (P)

3. 画像処理

フィルムは全てスキャナーにより空間分解能 3200 dpi, 濃度分解能 16 bit で読み取った。主として春 (5 月中旬) と秋 (10 月初旬) の画像を選んだ。前者は直前の冬季の積雪量, 後者は越年する積雪量を表す指標となる。全部で 236 枚の画像を得た。ただし, 1986 年, 1988 年および 1991 年には秋の, 2003 年には春の, 1992 年には春, 秋ともに画像がなく欠測となった。

雪渓の領域を 2 値化した後, 見かけ上の山体の中央部分のみの標高 1000m 以上の領域を対象範囲とした(図 2)。これは収録した全ての画像が含まれる範囲としたものである。

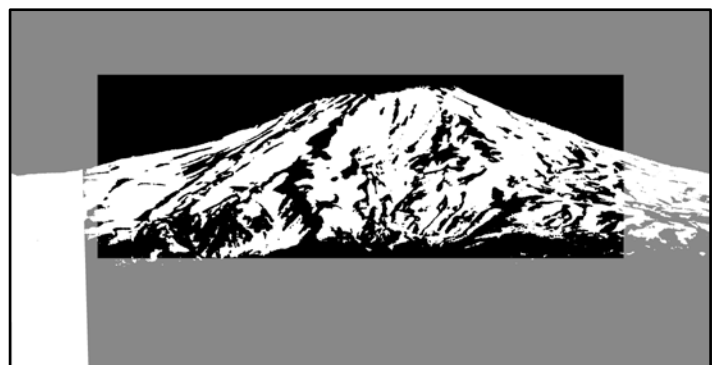


図 2 積雪被覆率の算出範囲 (内側の窓)

4. 積雪被覆率の経年変動

積雪被覆率は次式により求めた。すなわち、

$$\text{積雪被覆率} = \text{積雪被覆ピクセル数} / \text{山体全領域のピクセル数} \times 100 \quad (\%) \quad (1)$$

図3に、積雪被覆率の変動を、年別に4分割して示した。このうち、1986-2000年は暖冬少雪傾向がづついた時期と重複する。なお、積雪被覆率を対数表示にしたのは、積雪被覆率の変化がほぼ直線で表せることから、それぞれの年における相対的な大小の比較が可能となるためである。これによれば、秋に積雪被覆率が最大となったのは1996年であり、最小となったのは2002年であることがわかる。

後藤ら(2012)によれば、1980年～2011年の間で北東斜面にある七ツ釜南東部雪渓の最大、最小はそれぞれ1996年と1998年に記録されているので、最大年については一致していたが、最小年については異なっていた。

このような観測は長期的な視野から継続することが望まれる。

【文献】

阿部修, 2016: 地上写真による鳥海山南東斜面の雪渓の長期変動観測(1979～2015年), 防災科学技術研究所研究資料, **403**, 52pp.

後藤博・梶川正弘・秋田雪の会雪渓観測グループ, 2012: 鳥海山北東斜面における雪渓観測, 東北の雪と生活, **27**, 63-68.

梶川正弘・井岡利夫・大谷直樹・小野鉦二・鎌田武美・軽部和夫・後藤博・斎藤巧・佐々木厚・佐々木忠治・佐藤正史・鈴木弘・高橋直文・高橋洋二・武田英文, 1990: 鳥海山北東斜面における雪渓規模の変動, 雪氷, **52** (4), 275-281.

中村勉・東浦将夫・阿部修, 1984: ランドサット映像写真から求めた鳥海山の残雪域変化, 防災科学技術研究所研究報告, **32**, 45-53.

清水増治郎・中尾正義・木村忠志・高見晋一・飯田肇・宮崎伸夫, 1996: 積雪分布と気象観測資料(1)(1991.11～1992.7), 防災科学技術研究所研究資料, **173**, 50pp.

土屋巖, 1976: 飯豊山・月山・鳥海山の大量積雪および小規模氷河現象発生についての序報, 雪氷, **38** (4), 178-187.

土屋巖, 1977: 鳥海山貝形小氷河の雪氷気候学的研究 (1) 一年々変動と年層構造, 雪氷, **39** (2), 65-76.

土屋巖, 1978: 鳥海山貝形小氷河の雪氷気候学的研究 (2) 一形態測量と流動観測, 雪氷, **40** (1), 1-9.

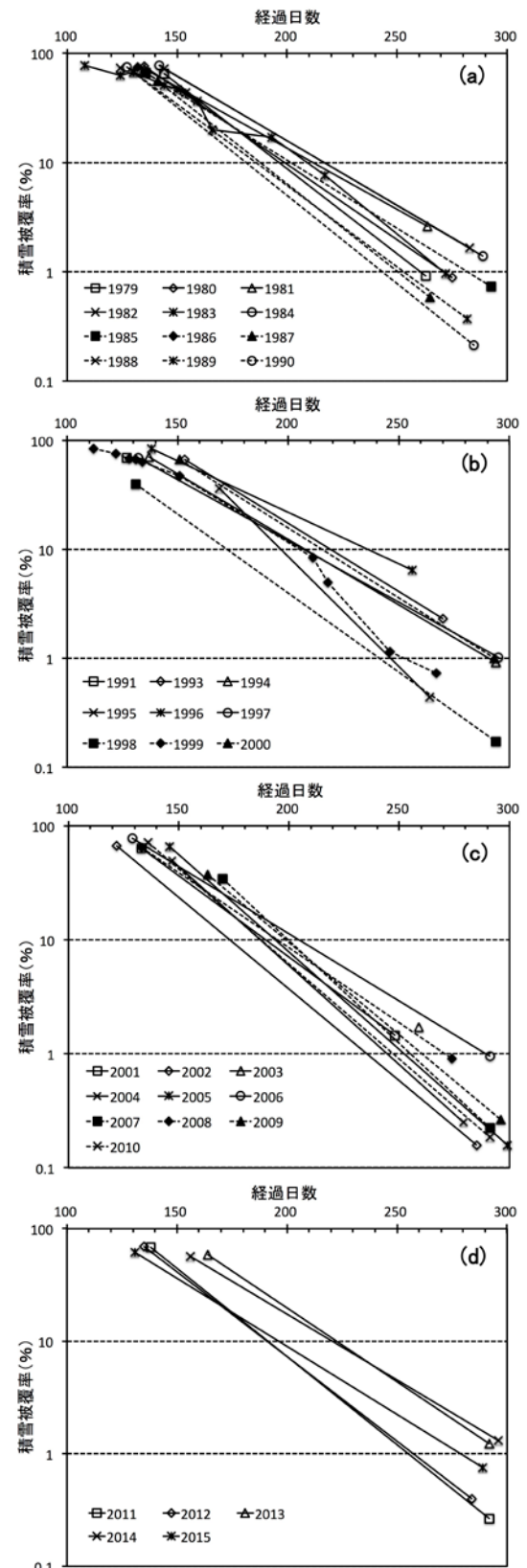


図3 積雪被覆率の経年変動

山形県内の積雪荷重推定のための積雪全層平均密度

阿部 修・小杉健二（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）

Mean density of snow cover for estimation of the snow load in Yamagata prefecture Osamu ABE, Kenji KOSUGI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

近年多発する屋根雪事故を防ぐために有益な、積雪荷重に関する情報を山形県内の住民に広く知らせるためには、県内各地で測定している積雪深から、その密度を推定することにより、積雪荷重への変換方法を確立する必要がある。

そこで、2013/14 年冬期に、県内各地で積雪深と積雪荷重を測定して求めた積雪密度を、基準観測点である防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所で測定した積雪密度と比較分析することにより、基準観測点の測定値と各地の積雪深からその場所の積雪荷重を実用精度で求める手法を開発した（克雪技術研究協議会、2015）。

2. 観測方法

基準観測点である防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所は、山形県の北部に位置し、積雪深、積雪重量の他に風向風速、気温、日射量などの気象要素について自動記録されている（中村ほか、2015）。地理的位置は、東経 $140^{\circ}18'43''$ 、北緯 $38^{\circ}47'25''$ （世界測地系）であり、標高は 127m である（図 1）。積雪深はレーザー光位相差検出式積雪深計により、積雪重量はメタルウェハー式積雪重量計により、それぞれ自動測定されているので、この両者から積雪全層平均密度（以降、積雪密度と略称）が求まる。

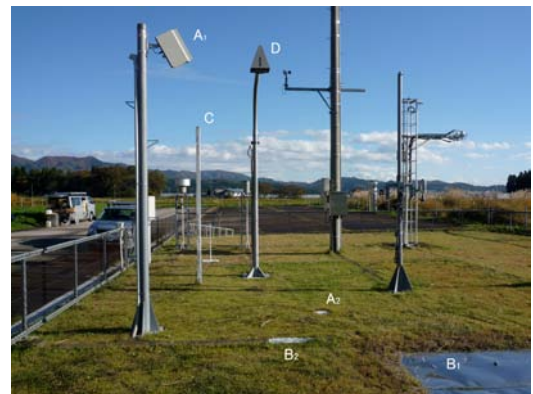


図 1 基準観測点

一方、図 2 に示した県内各地点において、移動しながら、測深棒とスノーサンプラーを用いて積雪深および積雪重量をそれぞれ 3～5 回測定し、平均値を求め、この 2 つから平均密度を求めた。この移動観測は 2014 年 1 月 15 日、16 日、23 日、2 月 20 日、25 日、26 日に全 48 地点で実施した。

3. 観測結果

移動観測日ごとに基準観測点から得られた積雪平均密度を、当日の全観測点に適用させて、その地点の積雪深から積雪重量を求め、これと実測した積雪重量とを比較した（図 3）。その結果、相関係数

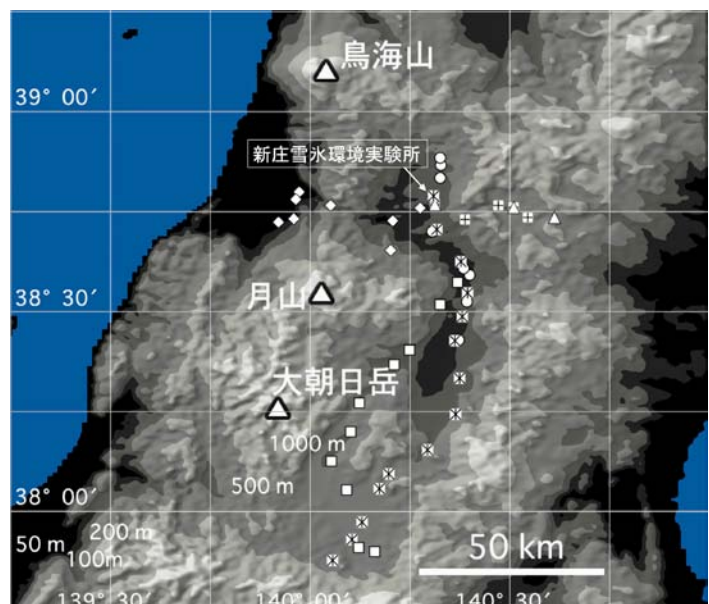


図 2 移動観測における積雪密度の測定場所

の2乗は0.97と高い相関にあり、その比例係数(直線の傾き)は1.00であった。以上のことから、山形県内の平地においては、基準観測点で測定した平均密度をそのまま全県にわたって適用させることが可能であると見なせる。

4. 積雪荷重の推定

上で求めた関係はあくまでも今回観測した地点および期間について言えることであり、ある程度の誤差を含んでいると考えなければならない。そこで、図3を見直すと、プロットされた中には、上に離れたものがいくつか見られる。これらの上限に沿う関係式を求めると点線のようになる。すなわち、

$$y = 1.15x \text{ (kg/m}^2\text{)} \quad (1)$$

これは、上で得られた値より15%増となる。

以上のことから、基準観測点で測定された積雪平均密度と平地における各地点の積雪深から求められた積雪重量の15%増の積雪重量とすれば、安全側に推定した値となる。

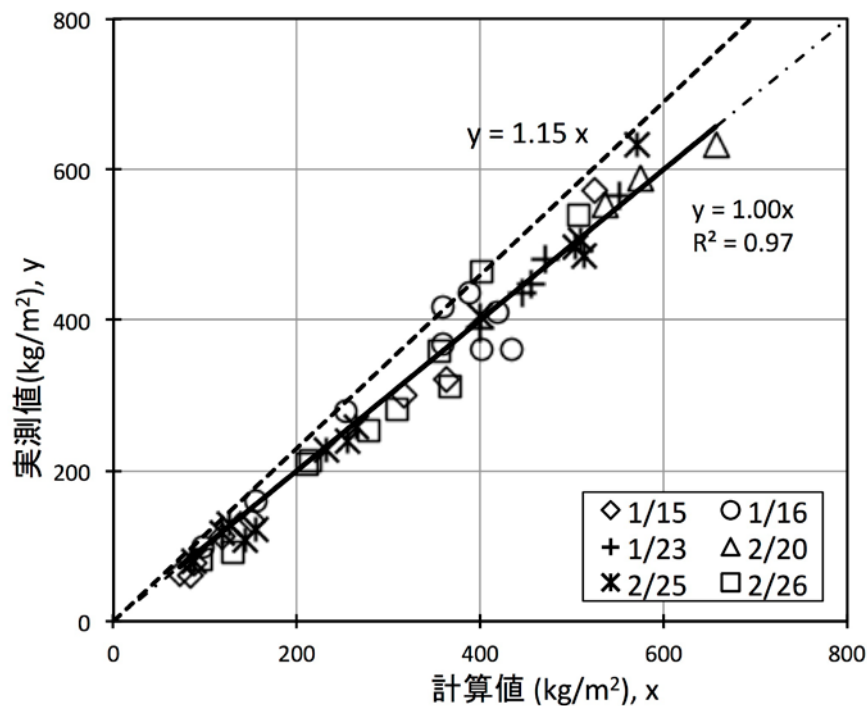


図3 基準観測点の積雪平均密度と各移動観測地点の積雪深から求めた積雪重量の計算値と同じ観測地点の積雪重量の実測値との比較。観測日は2014年のものである。

謝辞

本研究は克雪技術研究協議会の委託によるものである。観測では、望月重人、佐藤研吾特別研究員、新野孝健、鈴木紘一冬期補助員に、データ整理は多賀部裕美子さんにそれぞれご協力いただいた。ここに記して感謝の意を表するものである。

【文献】

克雪技術研究協議会，2015：山形県内の積雪荷重分布の推定手法に関する研究。克雪技術研究協議会調査研究報告書，1-15。

中村一樹・望月重人・小杉健二・根本征樹・佐藤研吾・阿部修，2015：新庄における気象と降積雪の観測(2013/14年冬期)。防災科学技術研究所研究資料，390，47pp。

ボリビア熱帯氷河の縮小が貯水池集水域の水資源運用に及ぼす影響評価

船木翔太 (日本大学大学院工学研究科)

朝岡良浩 (日本大学工学部)

木内 豪 (東京工業大学大学院総合理工学研究科)

Evaluating effect of tropical glacier decline on water resources management in Bolivia

Shota FUNAKI (Graduate School of Engineering, Nihon University)

Yoshihiro ASAOKA (College of Engineering, Nihon University)

Tsuyoshi KINOCHI (Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering,
Tokyo Institute of Technology)

1. はじめに

南米大陸のボリビア多民族国の首都ラパスと隣接するエルアルトは、アンデス山脈に分布する熱帯氷河の融解水を水資源として利用している(図1). 世界の熱帯氷河のうちの約20%がボリビアに分布しているが(Rabatel *et al.*, 2013), 近年の地球温暖化に伴い急速な氷河の縮小や消滅が報告されている(Sorg *et al.*, 2012). Liu *et al.* (2013)はボリビアのリアル山群に分布する氷河が、1987年から2010年に34.5%減少したことを確認している. また、リアル山群に属し、本研究の対象集水域であるトゥニ貯水池集水域内においても、氷河面積が1987年から2014年に43%減少していることを衛星画像による解析から明らかにしている(船木ら, 2016). 氷河の急速な縮小や消滅は、水資源の枯渇を惹起する. ペルーの熱帯氷河においてはPierre *et al.* (2011)が、氷河減少に伴う水資源逼迫

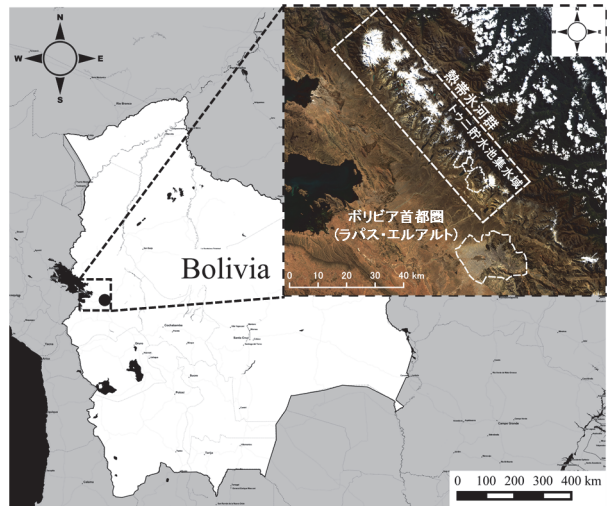


図1 ボリビア国の首都圏と熱帯氷河群

の可能性を示している. さらに、ボリビアの首都圏では人口が著しく増加しており、エルアルトにおいては1992年から2012年の30年間で約40万人から2倍の約80万人となり、首都圏の水需要増加の要因となっている(Ayala *et al.*, 2014). このことから、ボリビアの山岳都市ラパスも氷河減少に伴う水資源逼迫の可能性はある. 首都圏の上流に位置するトゥニ貯水池は、氷河の融解水が形成する表流水の貯水を目的として建設され、首都圏の水需要の約30%に相当する水量を浄水場へ送水している. 併せてトゥニ貯水池の下流域に灌漑用水を供給している. そのため、氷河縮小に伴う水資源量の変動を定量的に把握することはトゥニ貯水池の水資源管理において重要である. 上述のとおり、既往研究において衛星画像の解析による氷河面積の時間的・空間的変動の把握、さらに水資源対策を講じるためにトゥニ貯水池集水域内の気象・流量観測網や氷河融解・流出モデルが構築されてきた. これらの成果を基に、トゥニ貯水池集水域を対象として、氷河融解・流出モデルを用いた氷河縮小を考慮した流出解析が行われた.

本研究は上述の流出解析結果を基に、トゥニ貯水池集水域内の氷河縮小が水資源運用に及ぼす影響を評価した.

2. 対象集水域

本研究は首都圏から北西に 30km 離れたトゥニ貯水池(16° 14' 59.9" S, 68° 14' 30.9" W, 標高 4437m)の集水域(約 90km²)(図 2)を対象とした。トゥニ貯水池は首都圏の浄水場へ 0.95m³/s で送水しており、首都圏の水使用量の約 30%を賄っている。また、トゥニ貯水池の下流では雨水吐きからの越流水を灌漑用水として利用している。トゥニ貯水池には 3 河川が流入しており、大きく 3 つのサブ集水域から構成される。トゥニ貯水池へ自然流入するトゥニ川集水域(約 15km²)と、雨季に導水管もしくは人工水路を介して貯水池に流入するコンドリリ川集水域(約 20km²)とワイナボトシ川集水域(約 40km²)である。各集水域の上流部には氷河が分布しており、トゥニ氷河、コンドリリ氷河およびワイナボトシ氷河である。トゥニ貯水池集水域内の 5 箇所に気象モニタリング装置が設置され、自動観測されている。氷河域の MHG(5150m)と MCG(4930m)、非氷河域の MH1(4736m)、MT1(4472m)、MC1(4490m)である。観測項目は降雨、風速、気温、日射量、相対湿度、気圧である。低緯度地域に属するため気温の年較差は小さい。一方で、熱帯収束帯の変動に伴う季節変化により降水量の年較差は大きい。乾季(5 月～10 月)の降水量は 50mm 程度、雨季(11 月～4 月)の降水量は 400mm 程度となる。

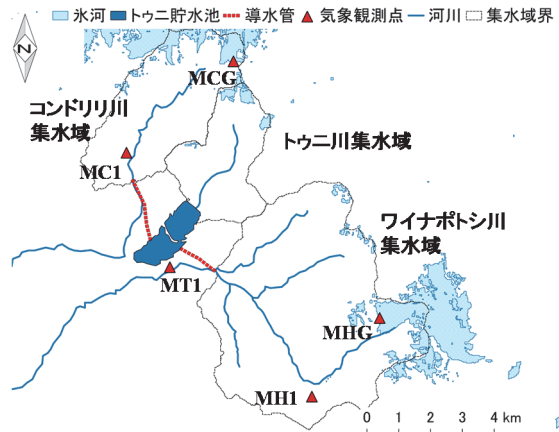


図2 トゥニ貯水池と集水域の概略図

3. 研究手法および使用データ

3.1. 水資源量の推定手法

本研究は図 3 に示す 5 ケースの流出解析結果(船木ら, 2016)を基に、トゥニ貯水池の貯水量を算定した。貯水量は水収支式を用いて推定した。以下に水収支式(1)を示す。

$$\frac{dV}{dt} = \sum Q_{in} - \sum Q_{out} \quad (1)$$

ここで、 V はトゥニ貯水池の貯水量、 dt は計算時間間隔で1日とした。 $\sum Q_{in}$ は Q_{in1} 、 Q_{in2} および Q_{in3} の総流入量で、それぞれトゥニ川集水域、コンドリリ川集水域およびワイナボトシ川集水域の流出量である。 $\sum Q_{out}$ は Q_{out1} および Q_{out2} の総流出量で、浄水場への送水量と貯水池からの越流量である。貯水池への流入は各集水域からの流出量とし、コンドリリ川とワイナボトシ川から貯水池への導水に関しては実際の規定を適用した。コンドリリ川集水域とワイナボトシ川集水域の非導水期間は4月16日～10月31日である。

3.2. 氷河融解・流出量推定手法

船木ら (2016)は氷河面積の高度分布と気象データを氷河融解・流出モデル Glacier Runoff Model(GRM)(Kinouchi *et al.*, 2013)に inputs し、トゥニ貯水池集水域を構成するトゥニ川集水域、コンドリリ川集水域およびワイナボトシ川集水域を対象として、氷河面積と高度分布の 4 ケースに、氷河なしと仮定したケースを加えた計 5 ケース(表 1)の流出解析を行なった。ワイナボトシ川集水域においては 5 つの集水域に分割して氷河融解・流出量を推定している。氷河融解・流出モデルに inputs する気象データは、2011 年 7 月～2013 年 7 月までに観測されたデータを用い、全ケースで同一としている。

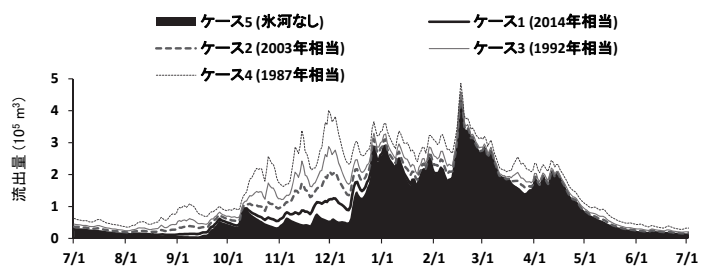


図3 トゥニ貯水池集水域の流出量
船木ら(2016)の図-6より抜粋

表1 トゥニ貯水池集水域の氷河面積と流出解析の概要

実験ケース	年	面積(km ²)	倍率(*)	気象データ
ケース1	2014	4.9	1.0	2011～2013
ケース2	2003	5.9	1.2	2011～2013
ケース3	1992	7.3	1.5	2011～2013
ケース4	1987	8.7	1.8	2011～2013
ケース5		0.0	0.0	2011～2013

* 2014年の氷河面積を基準

3.2.1. 氷河融解・流出モデル

GRM はこれまでにトゥニ貯水池の各集水域に適用され、河川流量や氷河質量収支の推定手法の妥当性について検証されてきた(Kinouchi *et al.*, 2013 ; Kinouchi *et al.*, 2014). GRM は対象地域を標高 100m 毎に分割し、各標高帯の氷河面積と一日平均に換算した気象データ(気圧, 気温, 風速, 相対湿度, 日射量)および日降水量をインプットとし、氷河域と非氷河域に分けて水収支式から流出量を計算する. さらに、各標高帯において氷河域からの流出量と非氷河域からの流出量を合計し、各集水域の末端における日流量を計算する. 非氷河域では降雨と融雪による表面流出と中間流出を計算する. 氷河域においては、降雨と融雪に加えて氷河融解による表面流出と中間流出を計算する. また、各集水域内の湖による非氷河域と氷河域からの流出を蓄える貯留効果によって生じる流出遅れが考慮されている.

3.3. 氷河面積と高度分布の算定方法

本研究は人工衛星 Landsat5 Thematic Mapper (TM) センサおよび Landsat8 Operational Land Imager (OLI) センサによって観測された 4 年代(1987 年, 1992 年, 2003 年, 2014 年)の衛星画像(水平分解能 30m)を用いてトゥニ氷河、コンドリリ氷河およびワイナボトシ西氷河の 4 年代の異なる氷河面積の算定結果を用いた(図 4). これらの衛星画像は、アメリカ地質調査所 (USGS: United States Geological Survey) が運用する LandsatLook Viewer(USGS, 2015)より入手された.

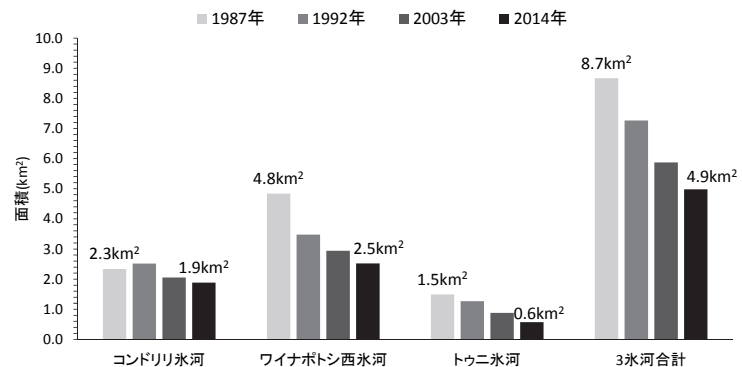


図4 氷河の面積変化
船木ら(2016)の図-4を基に作成

リモートセンシングにより得られた衛星画像には、地球の回転や衛星自身の移動により幾何学的な歪が生じることから、正確な地理座標を得るために多項式変換による幾何補正を行なっている. Google Mapsを基準画像とし、対象領域を囲むように地上基準点(GCP: Ground Control Point)を設定している.

氷河域の抽出には、Landsat画像のグリッド毎に正規化積雪指数(NDSI: Normalized Difference Snow Index) (Dozier, 1989)を算定し、NDSIが0.65以上のグリッドを氷河域としている. 以下にNDSIの式(2)を示す.

$$NDSI = \frac{Red - MIR}{Red + MIR} \quad (2)$$

ここで *Red* は赤色域(0.63～0.69μm)の反射率, *MIR* は中間赤外域(1.55～1.75μm)の反射率で, *Red* は Landsat5/TM のバンド 3, Landsat8/OLI のバンド 4 から算出した値を使用し, 同様に *MIR* は Landsat5/TM のバンド 5, Landsat8/OLI のバンド 6 から算出した値を使用した. NDSI 値は-1.0～1.0 の値をとる. 閾

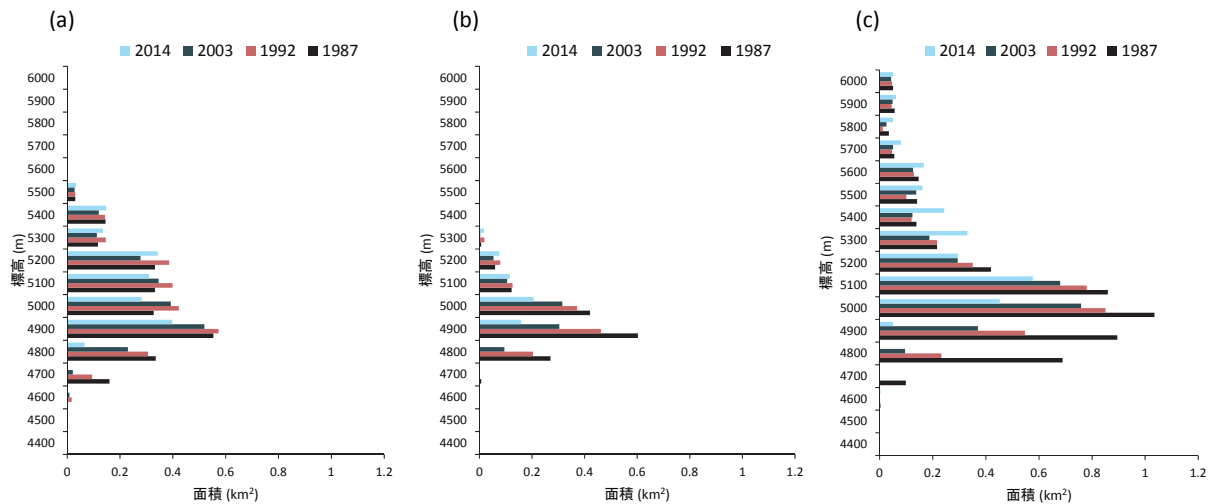


図5 高度に対する氷河面積の分布 (a) コンドリリ氷河, (b) トゥニ氷河, (c) ワイナポトシ西氷河
船木ら(2016)の図-5より抜粋

値の決定には, Landsat 画像から作成した NDSI 画像と陸域観測技術衛星だいち(ALOS: Advanced Land Observing Satellite) から作成したトゥルーカラー画像(水平分解能 15m)を GIS 上で重ね合わせ, 氷河の先端部のアウトラインが最も一致する NDSI 値($=0.65$)としている. 閾値 $0.6 \sim 0.7$ の場合でも, 各氷河先端のずれはわずか数ピクセル程度であると確認されている.

また, 氷河面積の高度分布は氷河域を数値標高モデル(DEM: Digital Elevation Model)と重ね合わせ 100m毎に算定している(図5). 数値標高モデルは, 全球3次元地形データ(ASTER GDEM: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model)のバージョン2を用いている. ASTER GDEMの水平分解能はLandsat TMおよびOLI画像と同一である.

4. 結果および考察

4.1. トゥニ貯水池の満水時期と水資源運用

3月15日を満水と仮定した1年間のトゥニ貯水池における貯水量の計算結果を図6に示す. 氷河面積 8.7km^2 のケース4(1987年相当)の計算では, 1シーズン後に満水に達する時期が最も早い. また, ケース4(1987年相当)に対して氷河面積 7.3km^2 のケース3(1992年相当)では19日, 氷河面積 5.9km^2 のケース2(2003年相当)では32日, 氷河面積 4.9km^2 のケース1(2014年相当)では48日遅れることが示

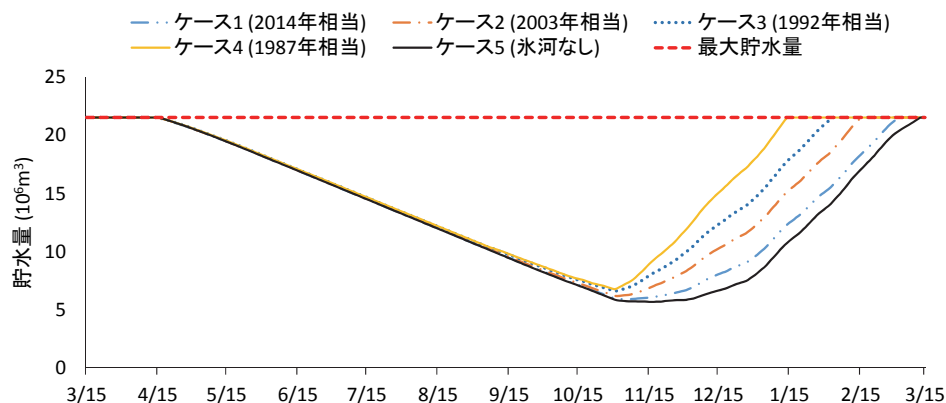


図6 トゥニ貯水池集水域の貯水量

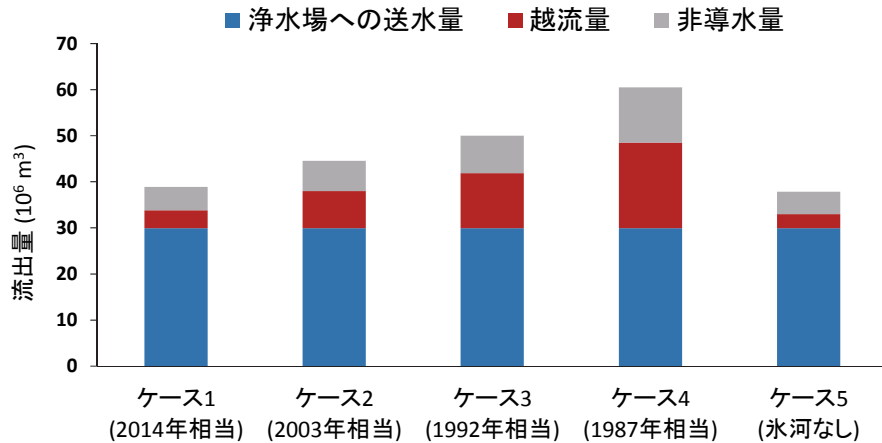


図7 氷河面積とトゥニ貯水池の水資源運用

された．図7にトゥニ貯水池の水資源運用と氷河面積の関係を示した．ケース4(1987年相当)に対してケース1(2014年相当)は氷河面積が43%低下，それに伴い貯水池からの越流量が80%減少，非導水量が58%減少していることが示された．このことから，浄水場への送水には問題なかったが，貯水池直下の灌漑への影響が推測される．

5. まとめ

Landsat画像から推定したトゥニ貯水池集水域内の氷河面積が，1987年から2014年に8.7km²から4.9km²に減少したことを確認している．さらに流出解析から，氷河面積の減少に対して年流出量は約40%減少すると推測されている(船木ら，2016)．研究成果を以下に示す．

本研究は，上述のトゥニ貯水池への流入量に対する氷河面積の感度分析の結果を基に，氷河縮小が水資源運用に及ぼす影響を評価した．

- ・3月15日を満水と仮定したトゥニ貯水池の1シーズン後の満水時期は，ケース4(1987年相当)で最も早くケース1(2014年相当)で48日遅れていることが示された．
- ・トゥニ貯水池の水資源運用は，1987年から2014年の氷河面積の減少に対して，越流量が80%減少，非導水量が58%減少していることが示された．このことから，浄水場への送水には問題なかったが，貯水池直下の灌漑への影響が推測される．

トゥニ貯水池の貯水量を水収支式により算定する際，水面の蒸発量は無視できないと考えられる．そのため，今後は水面の蒸発を考慮した水収支式により貯水量を算定する必要がある．

謝辞：本研究はJSPS科研費(15H06642，代表：朝岡良浩)およびJSPS二国間交流事業の助成を得た．ここに記して謝意を表する．

【引用文献】

- Ayala, T. G., Okumura, M. and Kim, J., 2014: Water demand and supply balance by using urban spatial development model and system dynamics, *Annual conference of Infrastructure Planning and Management, Japan Society of Civil Engineers*, **50**, CD-ROM.
- Dozier, J., 1989: Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper, *Remote Sensing of Environment*, **28**, 9-22.
- 船木翔太，朝岡良浩，木内豪，2016: ポリビア・トゥニ貯水池集水域の氷河縮小が流出量に及ぼす影響，*土木学会論文集 G(環境)*, **77**，印刷中．
- Kinouchi, T., Liu, T., Mendoza, J. and Asaoka, Y., 2013: Modeling glacier melt and runoff in a high-altitude headwater catchment in the Cordillera Real, Andes, *Hydrology and Earth System Science Discussions*, **10**, 13093–13144.
- Kinouchi, T., Mendoza, J. and Luna, J., 2014: Modeling hydrological impact of glacier retreat in Bolivian

- Andes under changing climate, *Proceeding of the 19th AIHR-APD congress 2014*, USB.
- Liu, T., Kinouchi, T. and Ledezma, F., 2013: Characterization of recent glacier decline in the Cordillera Real by LANDSAT, ALOS, and ASTER data, *Remote Sensing of Environment*, **137**, 158-172.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Caceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J. E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Men'egoz, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M. and Wagnon, P., 2013: Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change, *The Cryosphere*, **7**, 81-102.
- Sorg, A., Bolch, T., Stoffel, M., Solomina, O. and Beniston, M., 2012: Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia), *Nature Climate Change*, **2**, 725-731.
- USGS, 2015: LandsatLook Viewer, <http://landsatlook.usgs.gov/>, (2016 年 7 月 20 日参照).

防雪柵周辺における非平衡状態の吹きだまり形成過程について

根本征樹 (防災科研 雪氷防災研究センター)

鳥田宏行 (北海道立総合研究機構 林業試験場 道南支場)

On the formation processes of non-equilibrium snowdrift around a snow fence

Masaki NEMOTO (Snow and Ice Research Center, NIED)

Hiroyuki TORITA (Hokkaido Research Organization, Forestry Research Institute)

1. はじめに

防雪柵や防雪林などの防風雪施設は、吹雪障害抑制において一定の効果が期待できるため、雪国の主要幹線道路において整備が進められている。しかしながら防風雪施設の効果についての知見は定性的にも十分とはいえないものであり、施設の効果的・効率的な配置位置の検討は依然困難な状況にある。本研究では、防雪柵および防雪林周辺に形成される吹きだまりに着目し、施設の効果的・効率的な配置位置の検討において特に重要となる非平衡状態での吹きだまり発達過程を明らかにする。今回は、2013年から2016年にかけて3冬期、防雪柵周辺において吹きだまり分布を観測した結果について主に紹介する。

2. 研究方法

防風ネット（空隙率0%）を利用した防雪柵（高さ2.5m、下部空隙0.5m）（図1）の風上および風下に最大で13地点、積雪深を計測するための雪尺を設置するとともに（図2）、これら雪尺の目盛を記録するためのインターバルカメラ（Garden Watch Cam, Brinno）を最大で11地点設置し、吹雪の発生・継続とともに変化する吹きだまりの2次元形状を非接触・連続測定した。カメラの撮影時間間隔は1時間毎（2013/14年冬期）、10分毎（2014/15、2015/16年冬期）である。観測地として、強風、地吹雪の発現頻度が高い北海道上川郡新得町を選定し、12月中旬頃から3月上旬まで自動観測を実施した（2013～16年）。また風速、気温などの気象観測に加えて、吹雪計（防雪柵風上側のみ）による吹雪強度観測も実施した。観測機器の設置概況を図3、4に示す。なお厳冬期には複数回観測地に出向き、離れた場所から雪尺を直接読み取る目視計測も実施した。

なおインターバルカメラを用いて積雪深変化を把握する手法は、これまでも幾つか例が見られたものの、必ずしも一般的なものではなかった。ただし近年、本研究で用いているGarden Watch Camなどの安価なインターバルカメラが広く普及し、この手法は雪氷研究分野においても急激に広まったように思える。著者らの知る限りにおいては、Garden Watch Camを積雪深分布変化の観測に最初に用いてその結果を公表したのは野口（2011）であるが、これに関しては確証が無いことから、雪氷学関係者からの意見、指摘を待ちたい。



図1 野外観測の調査対象とした防雪柵（北海道上川郡新得町）

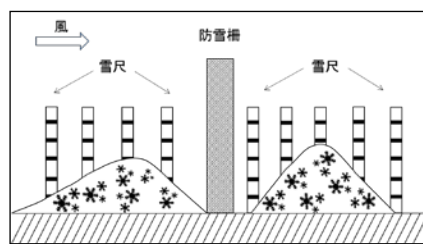


図2 雪尺の設置概況。模式図（左）および実際の状況（右）

3. 結果

カメラ映像から雪尺の値を読み取る場合、夜間の計測は不可能であるものの、日中において、インターバルカメラを用いた吹きだまり形状変化の非接触・連続測定が十分可能であることが分かった。また映像から、天候概況（降雪、吹雪など）の判別も可能である。ただし、特に好天時に日射が強い場合や、積雪表面が雪尺（図2に示すように赤白ボールを利用している）の白色部分に位置する場合など、目盛判読が困難で値を推定するなど、必ずしも容易ではない場合もあった。また、吹きだまり発達に応じて画角調整が必要など、冬期を通して完全なメンテナンスフリーとした計測は困難であるなどの課題もある。

図5(a)に、2013/14年冬期に観測された吹きだまり分布を示す。防雪柵風下側の吹きだまり形成域について、初期段階では高倍距離（水平距離(X)/柵高(H)）が1.5よりも風下カメラ映像から雪尺の値を読み取るため、夜間の計測は不可能であるものの、日中において、インターバルカメラを用いた吹きだまり形状変化の非接触・連続測定が十分可能であることが確認された。図5に観測された吹きだまり分布を示す。防雪柵風下側の吹きだまり形成域について、初期段階では高倍距離（水平距離(X)/柵高(H)）が1.5よりも風下側で吹きだまりが発生し、吹きだまりのピーク位置は2.5であった。その後、2014年2月中旬に発生した猛吹雪により、吹きだまりは柵の風下側で特に急激に発達し（吹きだまり形成開始位置：1.0、ピーク位置：2.0に変化）、防雪柵の有効範囲が減少した。その後は吹きだまり位置、積雪深は大きな変化を示さなかったため、2月の暴風雪（ほぼ3日間継続した）で吹きだまり形状が急速発達し、厳冬期の半ばで平衡状態に達した。

次に、2014/15年冬期における吹きだまり分布を図5(b)に示す。このケースでは、観測開始直後に弱風化での降雪があり、柵周辺に一樣な深さで積雪が堆積した。その後吹雪発生臨界風速を上回る風が発現すると、柵近傍の積雪はほぼ全てが剝剥されるとともに、高倍距離で防雪柵の風上0.5、風下2.0の位置に急速に吹きだまりが発達した。吹きだまりのピーク位置は防雪柵風上、風下、いずれにおいても吹きだまりの発達とともに柵に近づいた。定常に達した風下側吹きだまりのピーク位置は前年の結果（1.5）とほぼ一致し、柵の形状（高さ）で最大吹きだまり量がほぼ規定されることが確認された。また、対象としている柵（高さ2.5m）の場合、冬期の比較的早い段階（図5(b)のケースでは1月中旬ごろ）で最大（平衡）に近い吹きだまりが形成され、その後は柵の吹雪抑制効果が大幅に低下することも分かった。

図5(c)に2015/16年冬期における吹きだまり分布を示す。観測開始時に一樣な深さで積雪が堆積しており、その後の吹雪発生により柵近傍の積雪が剝剥し、吹きだまりが急速に発達するのは過去2冬期と同様である。またピーク位置（高倍距離）は風上、風下でそれぞれ0.5、2.4となり以前とほぼ同様であった。過去の例では、その後に継続する吹雪により吹きだまり量が増加し、それとともに吹きだまりのピーク位置が柵に近づく（風下側の場合、高倍距離1.5の位置が最終的なピーク位置となる）が、2015/16年冬期は少雪傾向で、現地において強い吹雪（跳躍、浮遊を含む高い地吹雪）の頻度は前年までよりも少なかった。そのため、観測終了時（2016年3月上旬）までに幾度か発生した低い地吹雪（吹雪跳躍運動）により吹きだまり量は増加したものの、柵の風下側の吹きだまりピーク位置は高倍距離2.4の位置でほとんど変化せず、非平衡状態のまま冬期を推移した。

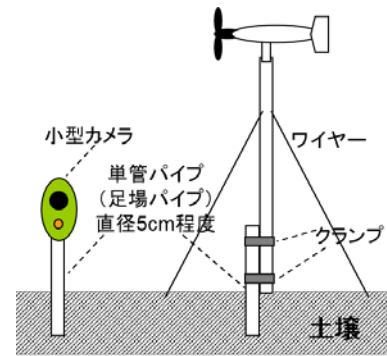


図3 測定機器の設置概況



図4 吹雪計（SPN）の設置状況

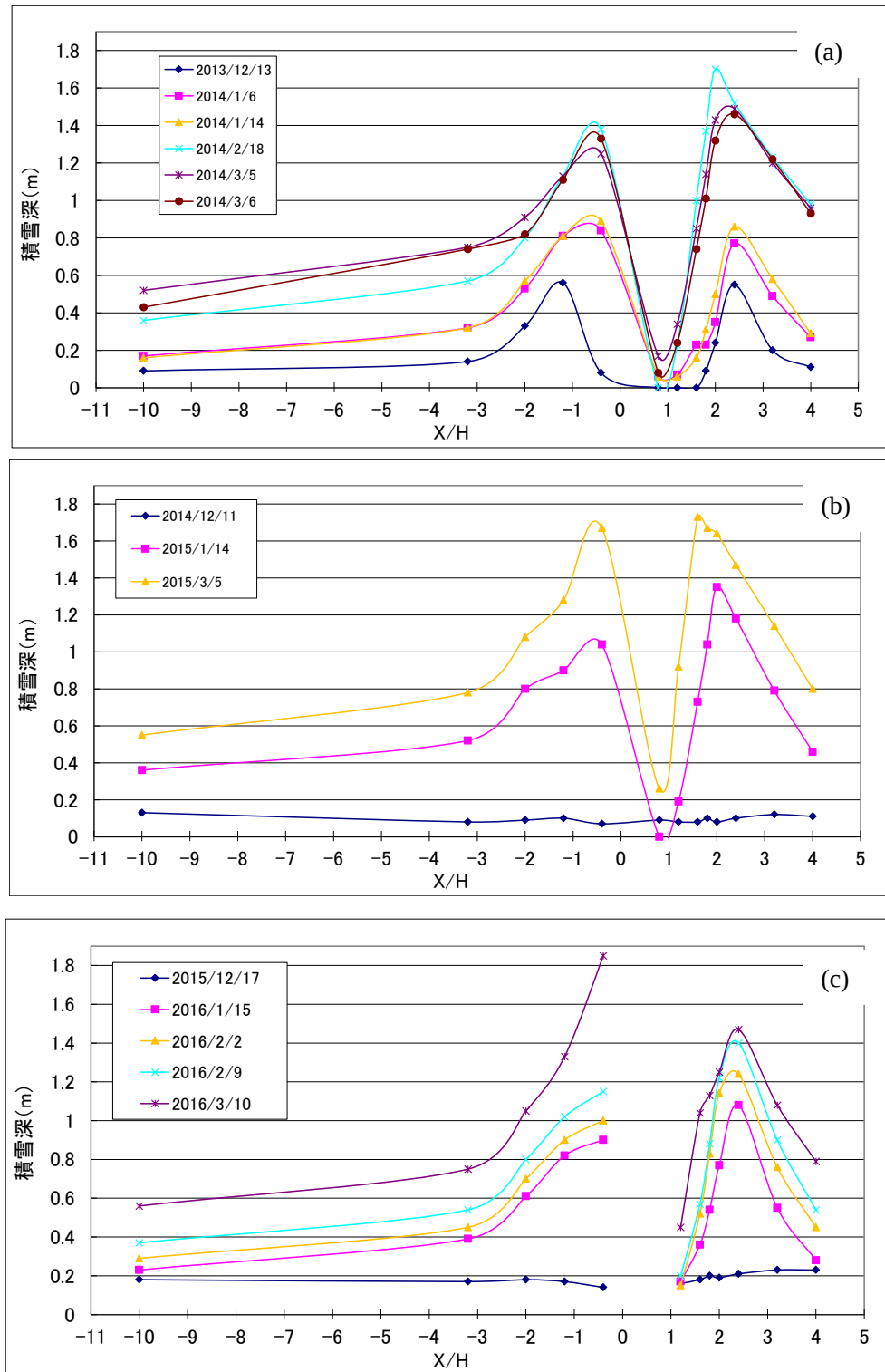


図5 吹きだまり分布の変化. (a) : 2013/14 年冬期 ; (b) : 2014/15 年冬期 ; (c) : 2015/16 年冬期. H は柵高, X は水平距離であり, X/H は高倍距離を示す

4. 課題

前章で述べた通り、吹きだまりの発達状況と吹きだまりピーク位置との間には特に密接な関係がある。そのため、吹きだまりの非平衡状態を示す指標（吹きだまり発達度）としてピーク位置が有効であり、この値を活用したパラメタリゼーションが期待できる。ただしピーク位置を用いた非平衡状態のパラメタリゼーションについては、柵高、柵の空隙率、下部空隙の割合なども影響してくる。本研究で実施した野外観測では、防雪柵の形状は一パターンのみである。そのため、多様な柵形状を考慮した上で非平衡状態のパラメタリゼーションを検討する場合、異なる形状の柵を対象とした観測や、更には風洞実験や数値シミュレーションを活用した、様々な種類の防雪柵を対象とした効率的な試験も必要となる。

本研究では実際の雪を用いた低温風洞実験も実施したほか、乱流・吹雪モデルによる数値解析も実施し、非平衡状態での吹きだまり発達過程の再現に適したモデリング手法の検討も実施している。これらの成果を有機的に統合し、非平衡状態における吹きだまり発達過程について、防雪柵の高さ、空隙率、下部空隙の重要3要素の他、新たに吹きだまりの非平衡状態を示す指標（吹きだまり発達度）というパラメータを導入し、防雪工学等において有用なパラメタリゼーション手法を開発することを今後の課題とする。

謝辞

本研究は日本学術振興会の科学研究費補助金（基盤研究（C）25350513）の助成を受けている。

参考文献

野口正二, 2011: インターバルカメラを使用した林内の積雪深の観測, 東北の雪と生活, **26**, 67-68.

着雪現象解明のための単純形状部材を用いた観測

佐藤研吾 小杉健二 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Observation of snow accretion using simple shaped metal test pieces
for the clarification of its mechanism

Kengo SATO, Kenji KOSUGI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

強風湿型着雪は南岸低気圧の通過に伴い交通構造物、鉄道設備、電力設備などに被害を与え、社会的影響が大きく、弱風乾型着雪も冠雪後の温度履歴によっては氷化する場合があります、落雪による人的、物的被害が想定されるため、そのメカニズム解明は急務である。本研究では、気象条件や降雪粒子形状が着雪過程に与える影響についての着雪観測体制について報告する。

2. 観測方法



図1 着雪観測概要

本観測は、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所の雪氷防災実験棟の屋上で実施した(図1)。試験体は、建築外壁などで一般的なアルミニウム素材の平板や、着雪被害が大きい電線、円管を用いた(図2)。

観測期間は12月から3月まで実施した。試験体への着雪状況はWEBカメラで10分毎に撮影させ、

着雪重量をロードセルにより計測した。現在天気計パーシベルを用いて（図3）、降水量、降雪粒子粒径や落下速度などの計測を実施した。また気象条件は、所内の観測露場で計測されている、風速、風向、温湿度、日射量を用いて（図4）、着雪状況との関係を検討した。



図2 アルミ平板への着雪状況

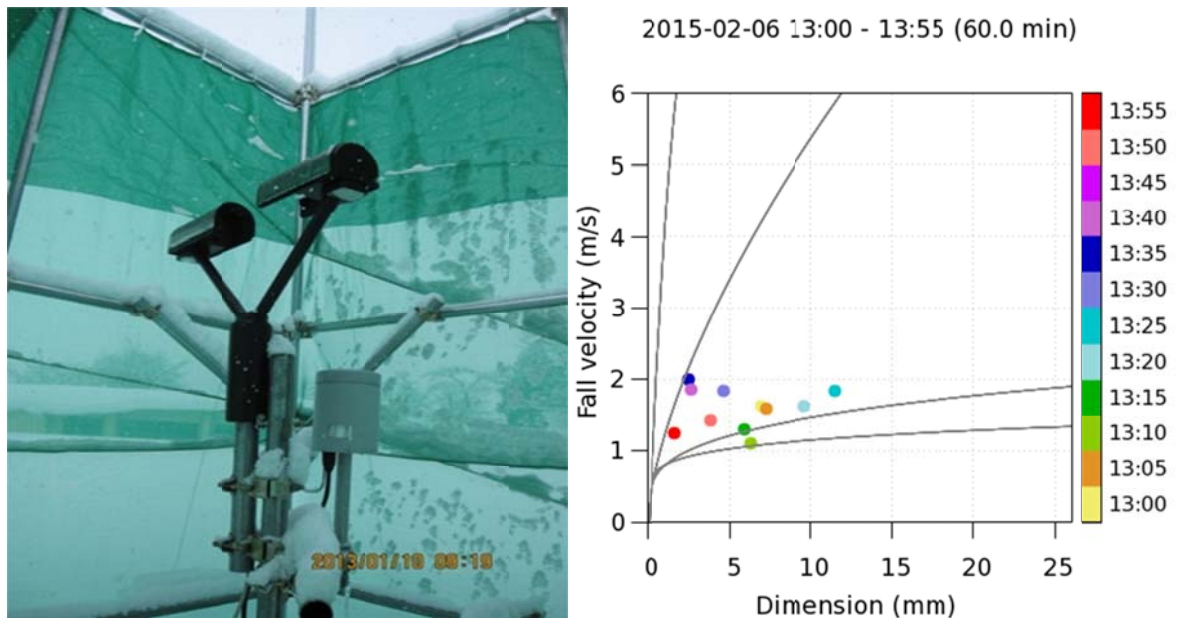


図3 現在天気計パーシベル（左）と計測された粒径と落下速度の関係（右）



図4 観測露場外観（左）と風速計測状況（右）

3. 観測結果

アルミ平板への着雪事例を示す。図5に示すように着雪状況は、着雪成長、着雪維持、落雪の3つの過程に分類できた。着雪成長中は降水量を多く、高湿度で気温は $0.1\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ の間で推移していた(図6)。着雪維持中は降水が少なく、気温や湿度変化も小さい。気温の急激な上昇はないが、日射が増加するときに落雪しており、日射の影響による、平板と湿雪の含水率が上昇し、落雪を促進させたと考えられる(図7)。

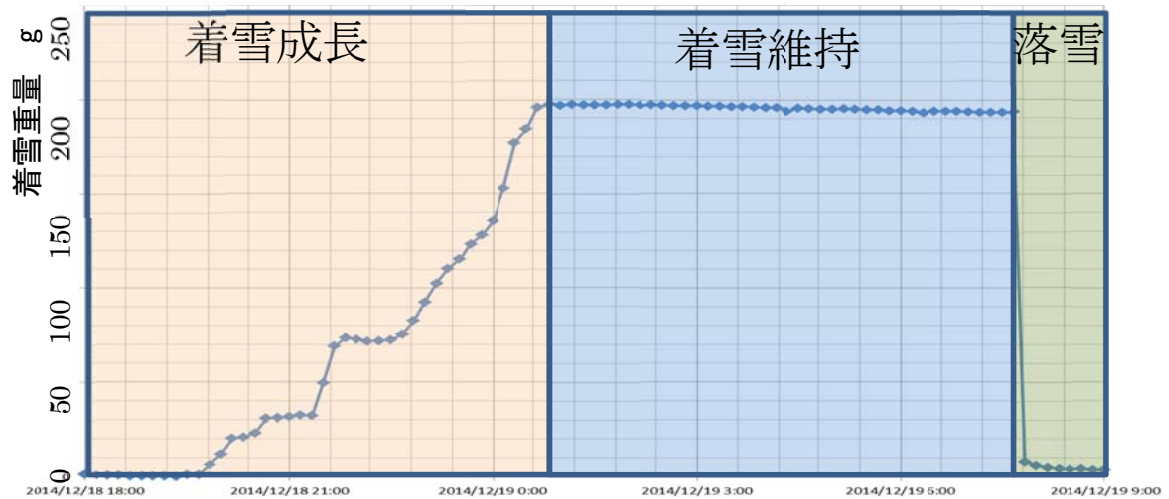


図5 着雪重量の時系列変化

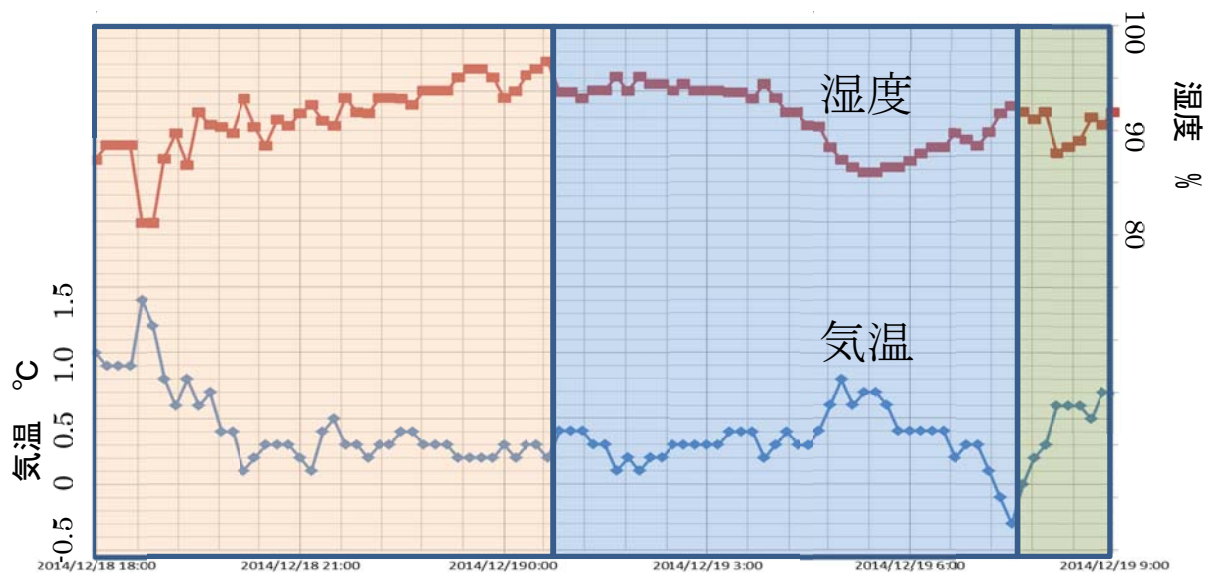


図6 気温と湿度の時系列

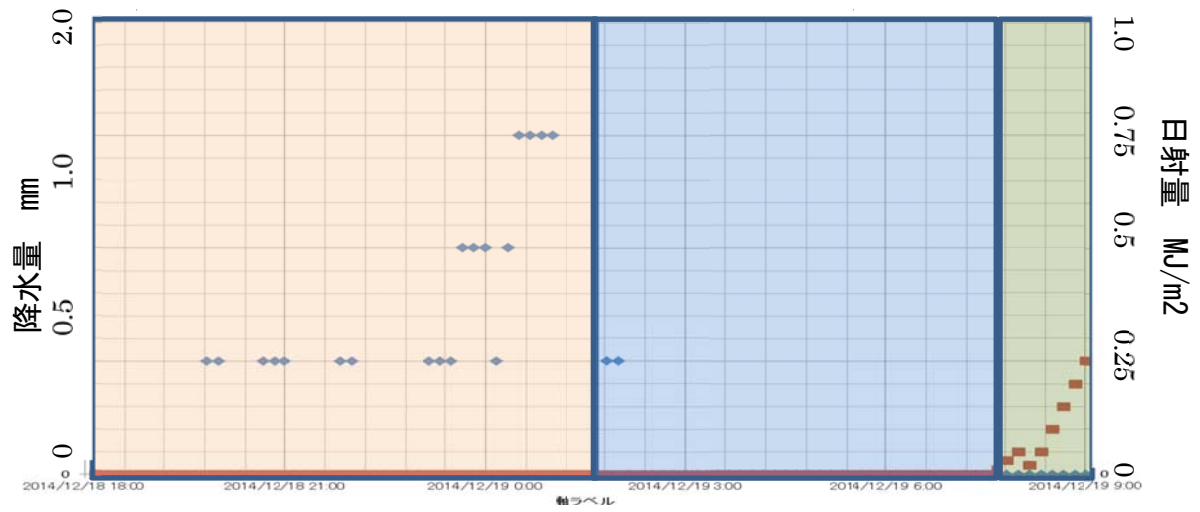


図7 日射と降水量の時系列

着雪による換気口の閉塞に関する実験的研究

松村 光太郎 (岩手県立大学)

林 基哉 (国立保健医療科学院)

小杉 健二・佐藤 研吾・望月 重人 (防災科学技術研究所)

An experimental study on embarrassed ventilating opening for the snow accretion

Kotaro MATSUMURA (Iwate Prefectural University)

Motoya HAYASHI (National Institute of Public Health)

Kenji KOSUGI, Kengo SATO, Shigeto MOCHIZUKI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

建築物への着雪は、建築物内部の熱が外壁表面に伝導すると落雪しやすくなる。そのため、積雪の多い地域では、冬期間、建築物周辺に「落雪危険」などの掲示がされることが多い。実際問題として、スカイツリーに着雪した雪が落雪し、近隣の民家の屋根を破壊したこともある。また、住居には、換気口が壁面から凸部として存在しているため、換気口が着雪により換気の機能を果たさなくなる可能性もある(写真1)。そうすると、冬期の室内換気が滞ってしまい、居住者へ悪影響を及ぼすことも想定される。特に、冬期は暖房設備を使用していることが多いため、換気が必要不可欠と考えられる。

そこで、本研究では、着雪により換気口がどの程度閉塞するのかを知るために、換気口有設壁にどのような着雪があるかを実験的に検証し、室内温度と絶対湿度から、着雪が及ぼす室内環境への影響を把握する。

2. 実験方法

実験は、写真2に示すように、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所における風洞装置を用いて実施した。吹雪の風上側に換気口(100 mm ϕ)を設けた壁(ヒノキ板張り)を配置し、風下側には模擬室内を配置した。模擬室は、サーモスタット付きの発熱器により、20 $^{\circ}\text{C}$ になるように設定し、スタイロフォーム2種b(0.034 W/m $\cdot$ K)20 mm厚と、アルミテープにより断熱補強した。なお、換気口より風が流入し、室内が圧密になることを避けるため、模擬室の上部に機械排気設備(日本電興製 NDR110:125 mm ϕ , 50 m 3 /h)を設けた。排気口は、塩化ビニル製とステンレス製との2種類とし、吹雪は風洞内温度+1.0 $^{\circ}\text{C}$, 風速10 m/sとし、樹枝状結晶の湿り雪(写真3)とし、平均飛雪流量は0.0223 kg/m 2 /sとした。



写真1 換気口への着雪



写真2 実験装置



写真3 人工雪結晶顕微鏡写真

3. 実験結果および考察

実験結果の例（ステンレス製換気口、機械排気有）を図1～2に示す。実験開始時は、換気口からの冷気流入のため、5.0℃前後の室温となっていたが、吹雪開始後10分程度になると室温が、サーモスタット付きヒーターの設定温度まで上昇した。この現象は、吹雪後に、風がある場合も無風となる場合も同様であったことから、換気口が閉塞し、冷気の流入がなくなり、断熱効果が向上したと考えられる。着雪の状況も、写真4～5のように、吹雪途中から換気口の閉塞が始まり、吹雪終了後には、ほぼ雪で埋まっている状態になっていた。このことから、換気口の閉塞が室内環境について、どのような変化が見られるか、絶対湿度について検討した（図3）。その結果、室内の絶対湿度の方が高いという結果になった。一般的には、室内に暖房設備を稼働させ、機械排気をしている場合は、暖房熱により相対湿度が減少し、併せて機械換気により室内の湿気が外部に放出されることから、絶対湿度も低下するといわれている。しかしながら、本実験では逆の結果になった。これは、吹雪により、換気口が閉塞する前に流入した雪が、換気口の閉塞により室温が上昇することで融雪し、その水分が湿気となり、湿度が向上したと考えられる。

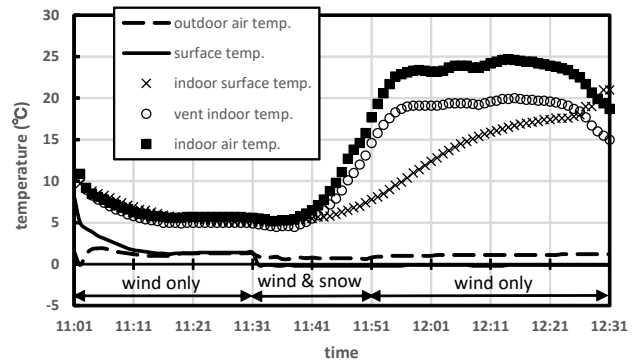


図1 ステンレス換気口（吹雪+風）

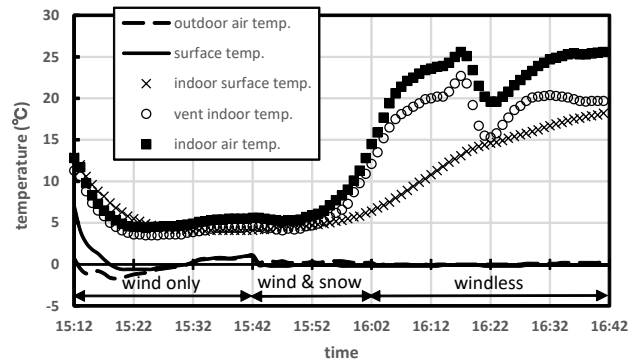


図2 ステンレス換気口（吹雪+無風）

4. まとめ

本研究では、換気口有設壁の着雪について、室内環境として絶対湿度を検討した。その結果を以下に示す。

換気口の閉塞が、室内環境としての絶対湿度を上昇させ、断熱効果も向上させることが分かった。

ただし、換気口の閉塞により、換気量が減少することから、他の室内環境（暖房設備によるCO₂濃度上昇等）について検討しなければならない。

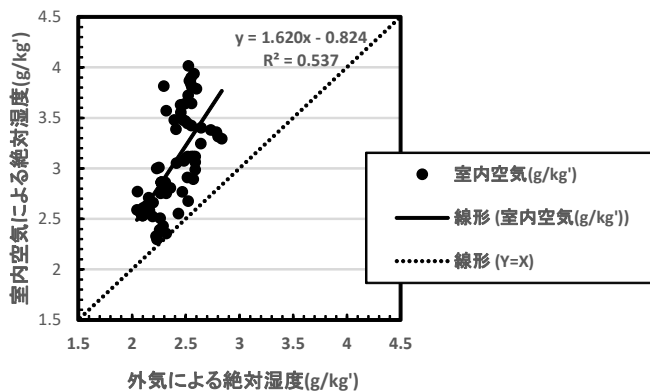


図4 室内と室外との絶対湿度の比較



写真4 実験途中の状況



写真5 実験終了後の状況

木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験

後藤 博 (秋田雪の会)

Experimental studies on the form of new snow on the woodenslope
Hiroshi GOTO (Akita Society of Snow)

1. はじめに

比較的傾斜の大きい壁面・樹木や雪面に、降雪後ある程度規則的な斑模様がよくみられる(図1)．傾斜している面では、雪片(雪結晶)は力学的に不安定な状態に置かれるために、その積雪の形態は水平面上の積雪とは大きく異なる様相を呈する．そこで、斜面上の新積雪の様子を捉えるために簡単な装置で屋外実験観察を試みた．



図1 新雪の斑模様

2. 実験観察

秋田県南部の横手盆地南に位置する湯沢市で、二重防風ネットで囲んだ 10m^2 の敷地に、合板(30cm×60cm×0.8cm 塗装なし)7枚を傾角 $0^\circ \cdot 45^\circ \cdot 60^\circ \cdot 65^\circ \cdot 70^\circ \cdot 75^\circ \cdot 80^\circ$ に木製固定装置で固定して設置した(図2)．降雪後、板面を面と平行な位置からの正面と側面から写真に撮り解析した．観測時の気温は $-3.0 \sim -2.0^\circ\text{C}$ 、1回の観測時の降雪深は正面観測時で2.0~7.0cm、側面観測時で6.3~15.2cm、密度は $0.032 \sim 0.17\text{g}/\text{cm}^3$ であった．



図2 屋外実験の様子

3. 解析の結果と考察

解析は次の2点について行った．

(I) 板面上の雪の塊(斑点)間の距離

正面からの写真を用いて、縁の影響を避けるために周辺部は避けて写真画面の中央部に均等に少なくとも3本の縦線を引く(板面を縦に4等分する)．それらの線に沿って斑点の中央部にマークをつけ、マーク間距離の平均を求めた(図3)．大小の斑点や縦線近くの斑点など判断に迷う場合もあったが、核となっている斑点に注目してマークした．写真画面の縮尺を考慮して実際の長さに換算してその傾度の斑点間距離測定値(s)とした．この作業を判別できる板面で行い1回の観測とした．11回の観測結果が得られたのでそれぞれの測定値をグラフ上にプロットした(図4)．近似線は、煩雑になるので2本だけ細い点線で示し、平均値の近似線を太い実線で示した．



図3 斑点間距離の測定

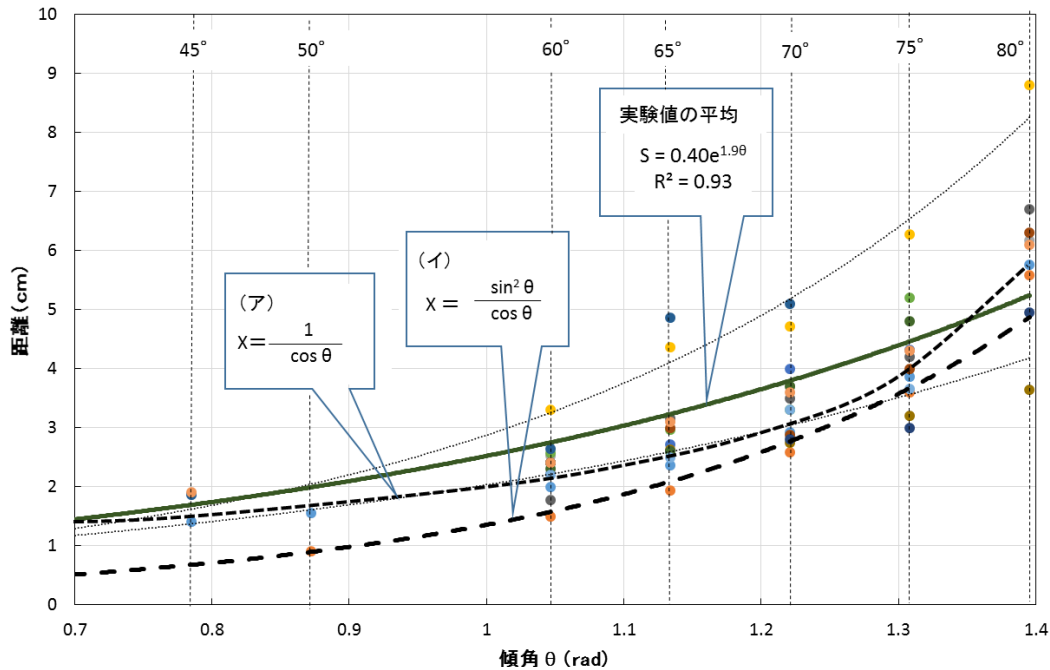


図4 斑点間距離と傾角

この結果を次の二つのモデルで検討した。

「雪片が板面に到達して、その場に留まって近隣の雪片と結合して塊（斑点）になった」（モデル1；図5）とすれば、降雪は一樣だから斑点間距離は $1/\cos \theta$ （ θ は傾角）に比例すると考えられる。

$$\cos \theta = a/s \quad s = a/\cos \theta \cdots \textcircled{1} \quad \therefore s \propto 1/\cos \theta$$

グラフ（図4）上に $a=1$ （一定値）として式①を記入すると（ア）のようになり、実験で得られた測定値の近似線を表しているといえる。

次に「斜面上に雪片が到達すると、鉛直落下速度（終速度）の斜面方向の成分を初速度として斜面方向に落下し、摩擦力や抵抗力を受けて斜面上に静止する。その雪片が核となり、その後落下してくる雪片は留められ塊（斑点）になる」（モデル2；図6）とすれば、斜面上の雪片（質量： m ）の運動方程式は次式のようにになる（図7）。

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} = mg \sin \theta - R - K - \alpha$$

R ：板面との摩擦力

K ：空気抵抗

α ： $R \cdot K$ 以外の抵抗（降雪粒子同士の付着力など）

ここで $R = \mu mg \cos \theta$ （ μ ：摩擦係数 動摩擦・ころがり摩擦）

$K = kv$ （空気抵抗は速さ v に比例するとして）

雪片は終速度（ v_0 ）で鉛直落下しているとして

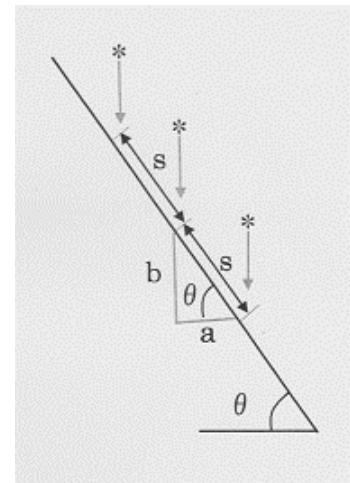


図5 モデル1

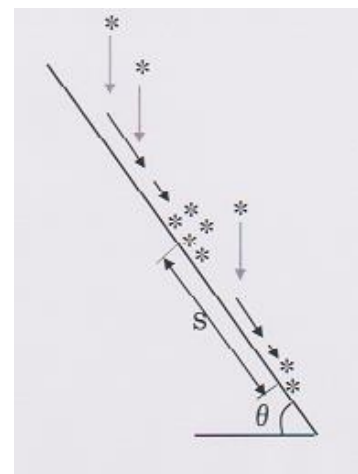


図6 モデル2

$$m g = k v_0 \quad \text{より} \quad k = m g / v_0 \quad \text{とおくと}$$

斜面到達直後の運動方程式は

$$\begin{aligned} m \frac{d^2 x}{d t^2} &= m g \sin \theta - \mu m g \cos \theta - \frac{m g}{v_0} v_0 \sin \theta - \alpha \\ &= -\mu m g \cos \theta - \alpha \end{aligned}$$

従って、加速度は $-\mu g \cos \theta - \alpha / m$ となる。

斜面上の運動は加速度運動と考えられるが、簡略にして K (空気抵抗) は到達直後と同じで一定とし、 $\alpha = 0$ とすると加速度は $-\mu g \cos \theta$ となる。この条件で静止するまでの距離 (s) は

$$s = \frac{-v_0^2 \sin^2 \theta}{-2 \mu g \cos \theta} = \frac{v_0^2}{2 \mu g} \frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} \quad \text{となる。}$$

定数 $\frac{v_0^2}{2 \mu g}$ を除いた $\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta}$ をグラフ上に記入すると (図4のイ) のようになる。

これは、多くの仮定を設けて簡略な計算をしたにも拘わらず (ア) より実態に即した傾向を表しており、このモデルがある程度の射ていると言える。なお、傾角が大きいほど測定値のバラツキが大きくなり、板面や雪質等の微細な条件が傾角が大きくなると共に斑点間距離に大きく影響することが示唆される。

(II) 側面からみた板面積雪の変形

図8は同じ時間で降り積もった水平面と斜面(傾角 70°) 上の新雪の様子である。斜面上に雪が積もる場合、降り積もりながら板面上の雪はクリープが進行し形を変えてその上にさらに降り積もる。そのために空洞や結合が弱くなる部分も含み、結果的に水平面に降り積もった場合から算出される体積より大きく見積もられる場合がほとんどである(図9)。傾角が大きく降雪粒子が斜面上方から雪面に沿って移動する場合は、上方の体積が小さくなる場合もある。そこで、傾角により斜面上の新積雪がどの程度変形するかを検討した。

1 cm 単位の定規 (45 cm $\times$ 10 cm) を降雪後各板の側面に沿って立てかけて断面写真を撮った(図8)。解析は長さ 10~40 cm の範囲で上下の端の影響をできるだけ受けない中央部を対象とした。

まず、水平板面(傾角 0°) 上の降雪深(h_0)を測定し、この値から算出される斜面からの高さ(h_θ)を求めた(図9)。

$$h_\theta = h_0 \cos \theta$$

次に各板面の側面写真から実際の積雪の板面からの高さ(H_θ)を求めた。

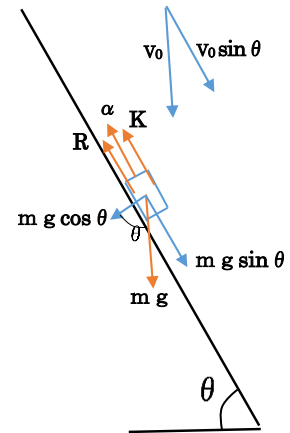


図7 斜面上の運動



図8 水平面と斜面上の新積雪の様子

積雪面が板面と平行になっていない場合は、その平均とみられる値とした。これらの値から変形の割合（変形率： r ）を次式で求めた。

$$r_{\theta} = \frac{H_{\theta} - h_{\theta}}{H_{\theta}} \times 100 = \frac{H_{\theta} - h_{\theta} \cos \theta}{H_{\theta}} \times 100 (\%)$$

観測回数は3回であったが、得られた結果（ H_{θ} と r_{θ} ）をグラフ上にプロットし近似線を描くと図10のようになる。グラフ上で板面からの高さ（ H ）でa、bに対応する変形率（ r ）がそれぞれA、Bである。データが少ないが、これから 65° 以上になると変形率が30%程度を越えて急激に変形が進行することが分かる。降雪時に足跡などの窪みが予想外に速く跡形がなくなるのは、風による降雪粒子の移動も考えられるが、この急斜面における積雪の変形も大きな要因と考えられる。

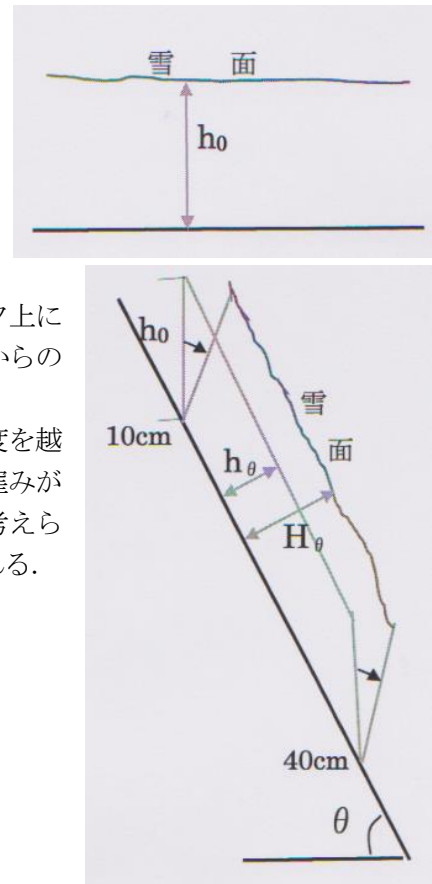


図9 斜面上の新積雪の変形

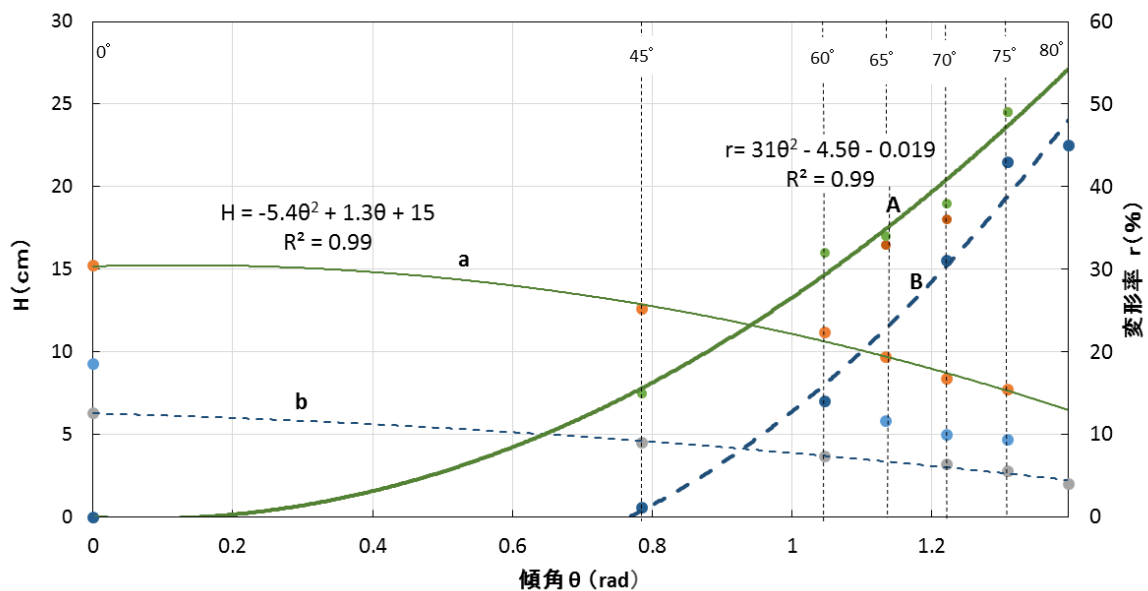


図10 板面からの高さ（ H ：細線）と変形率（ r ：太線）の傾角による変化

雪崩発生現場における応急対策に関する一考察

阿部孝幸 (神鋼建材工業株式会社)

Consideration about a field survey of avalanche occurrence

Takayuki ABE (Shinko Kenzai Ltd)

1. はじめに

これまでに雪崩発生箇所等の現地調査に立ち会い、車両の通行規制や仮設防護柵の設置に関わった事例がある。しかし、その後に雪崩が発生しなかった現場が多く、「仮設防護柵等の必要性についての質問等もあり」筆者にとっては精神的な負担を感じる事が多い。応急対策に関し(土木研究所, 2010)等に記載されているが、雪崩発生の予知の内容までは至っていない。この様な中で雪崩調査を依頼された調査員(日本雪工学会・雪崩防災委員会メンバー等)は現場状況の危険度合を調査し、雪崩発生に大きな影響を及ぼす要因、すなわちその後の気温の上昇や降雨の有無を予知することが困難な中で、雪崩の危険が有る場合には雪崩が発生するものとして道路管理者等に応急対策等を提案している状況である。

2. 雪崩危険場所の現場調査と応急仮設防護柵の設置事例

図1①写真は国道112号と月山IC付近の資料でAとB区域の斜面は雪崩発生しなかった年の資料であり、②写真は1年後B斜面で雪崩が発生した資料である。この雪崩調査の状況等については(阿部修ら, 2012)で述べている。この年には前年度の①写真状況や現場調査の結果、何れA斜面も雪崩が発生するものと想定し仮設防護柵(土のう H≒3~4m)を道路管理者に提案し実施された。③④写真は仮設防護柵を設置した状況である。しかし結果的にその年は雪崩発生は無く多くの労力を費やした仮設防護柵の役割も無く撤去された。だがその後5年が経過した2016年4月4日に⑤⑥写真の様にA斜面内で規模の大きな全層雪崩が発生し、新設した雪崩防護柵の背後に堆積しており、雪崩発生の予測は極めて困難な事であり、これまでの実施例を含め現場調査内容や雪崩発生の予知等について検証してみた。

雪崩発生時の気象状況 (気象庁大井沢観測所)

(1)2011年2月27日 A斜面で雪崩発生・当日の最大気温 6.5℃ ・降雨 無

(2)2016年4月 4日 B斜面で雪崩発生・当日の最大気温 7.4℃ ・降雨 15mm

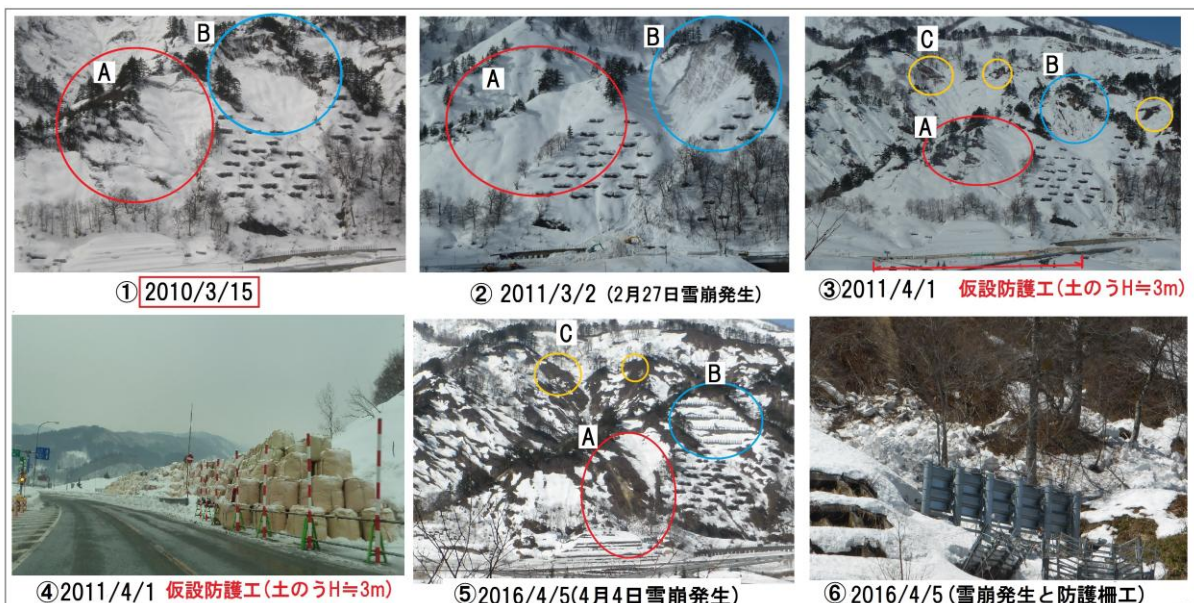


図1 国道112号の雪崩発生現場写真

図 2①～④写真は 2016 年の雪崩発生前と発生後の比較した拡大写真であり, 雪崩の流下した斜面位置や規模, 及び全層雪崩の痕跡が確認された. (雪崩発生当日の最大気温 7.4℃ ・降雨 15mm)

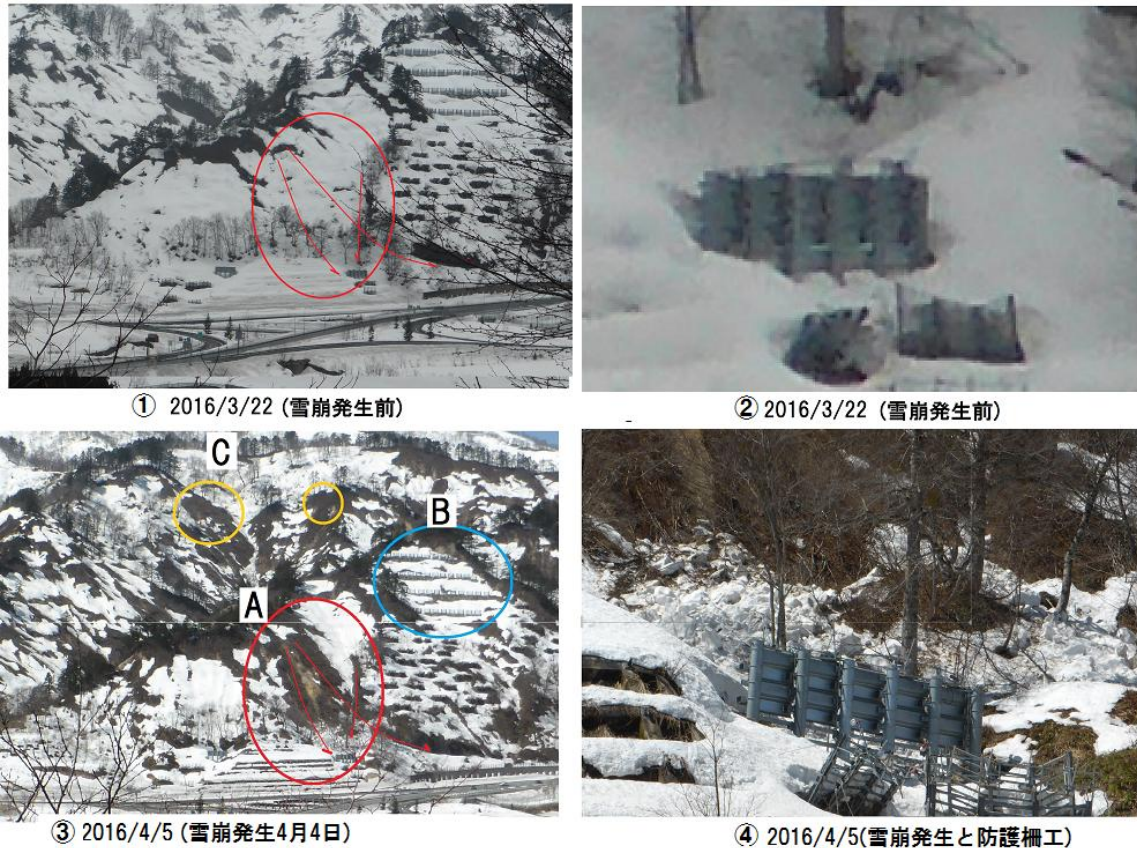


図 2 (月山 IC 付近の・2016 年 4 月 4 日に雪崩が発生した個所の拡大写真)

3. 雪崩危険個所の主な調査内容

これまでの現場調査により雪崩発生を予知(場所・大きさ・発生時間)することは一般的に地震予知よりは容易な調査と考えられている. しかし雪崩危険個所の調査内容としては, 現場斜面の状況や斜面積雪層の流下状況(グライド速度), 積雪層の断面観測, キレツや「雪しわ」, 気温や降雨の予知等が挙げられ, それぞれの調査内容の課題と対応策等を検討し総合的な判断が必要とされている.

3.1 現場斜面長と見通し角度等の確認

雪崩を想定した場合の影響範囲を確認するためには図 3 の様な現場斜面の断面図が必要となる. 現在では国土地理院の航空写真資料を基に, 1/25,000 の地図により必要位置を明示すれば熟練した専門の測量会社であれば 3 時間程で現場断面をメールにより現場に送付出来る状態と成っている. (1 断面・20,000 円程度)

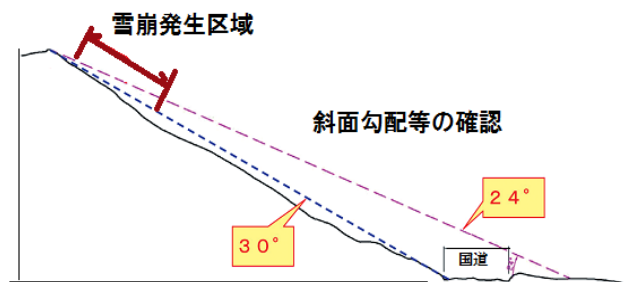


図 3 現場斜面の断面図・(阿部修ら, 2012)より抜粋

3.2 積雪層の断面観測等

雪崩発生区域内における雪積層の断面観測や, 安定度((SI)調査により危険度を判断する方法については危険を伴うことから安全第一で近辺の調査で推測する事も必要である. なお



図 4 積雪層の断面観測

調査については道路管理者との合同調査を図り現場状況を共有する事が望ましい。図 4 は合同調査時の断面観測状況であり積雪層に亀裂が確認され現場の厳しい状況を共有した状況資料である。

3.3 「グライド速度」と雪崩発生危険度および雪崩発生区域の形成

雪崩発生を予知する 1 方法として表 1(日本建設機械化協会他, 2005)による斜面積雪層の流下速度「グライド速度」により想定することが挙げられる。しかしこれまでの現場調査では気温や降雨により大きな影響を受けて、雪崩発生の日時を特定するまでには至っていない。図 5 は斜面勾配 $\theta \approx 45^\circ$ 斜面長 $L \approx 10\text{m}$ の小段を有する人工斜面における斜面積雪層のグライド速度を実測した現場資料である。

この観測資料により斜面積雪層は地熱融雪や圧密沈下等により常時流下して変形(積雪層の沈降現象, 又はクリープ現象が要因)しており, その速さは下部斜面より上部斜面程速く, また気温が高いほど動きが速くなることが確認されている。図 5②の断面図で下部斜面のグライド速度が $1\text{cm}/\text{日}$ とすると速度は上部斜面方向に順次累積して早まり, 斜面長 $L \approx 10\text{m}$ で $3 \sim 4\text{cm}/\text{日}$ が確認されている。また上部斜面勾配の変化付近, 又は斜面の摩擦抵抗の異なる付近でグライド速度に差が生じ、キレツ等が発生する区域(弱層または雪崩発生区域)が形成されることが確認されている。

表 1 グライド速度と雪崩発生の危険度

グライド速度	雪崩発生時間	危険度
$1\text{cm}/\text{分}$	10 分間	危険
$1\text{cm}/\text{時}$	10 時間	注意
$1\text{cm}/\text{日}$		安全

(2005・除雪防雪ハンドブック P61 資料参考)

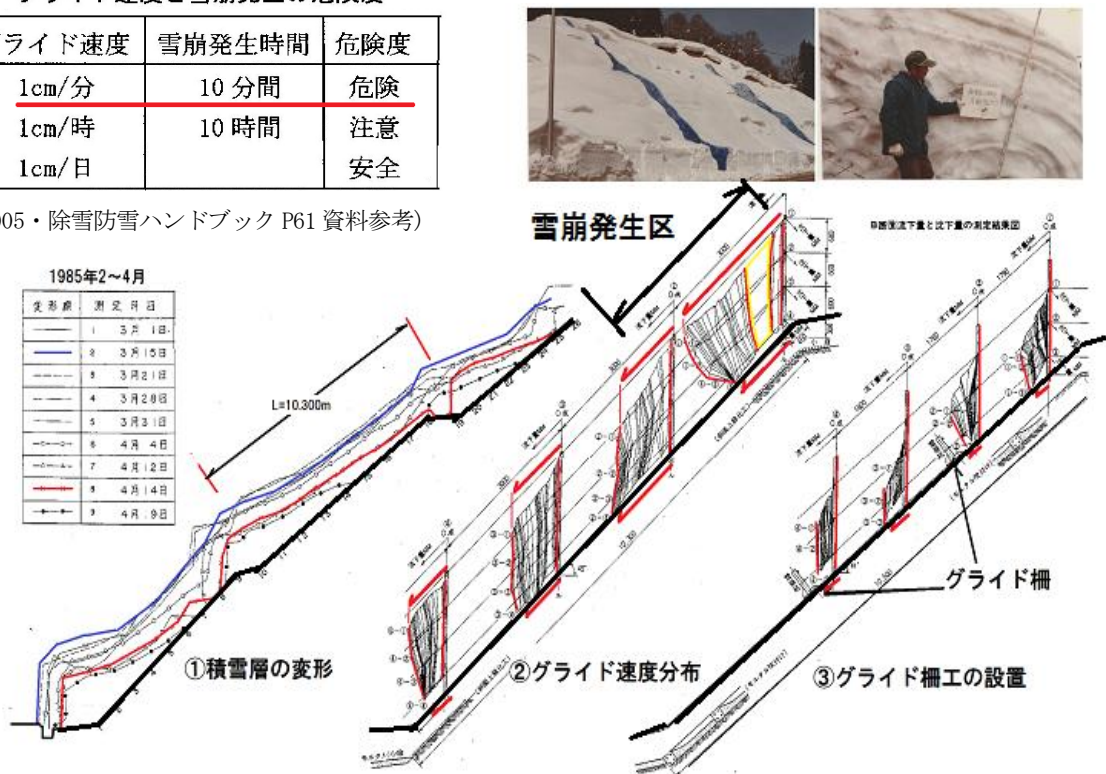


図 5 斜面積雪層のグライド測定(1984 年・山形県土木部・現場実験報告資料より)

このような現象により長大斜面においても同様に, 上部斜面に大きなキレツ等が発生する要因となっている。例えば 斜面長 $L \approx 10\text{m}$ の上部斜面でのグライド速度が $3 \sim 4\text{cm}/\text{日}$ とすると, 斜面長 $L \approx 100\text{m}$ の場合の上部斜面のグライド速度は, 斜面長に比例し $30 \sim 40\text{cm}/\text{日}$ が想定される。また上部斜面のキレツ内に降雪が入り込み弱層が形成され斜面積雪層が更に不安定になり雪崩発生区域が形成される要因となっている。

なお人工斜面における小段は, 図 5①断面図の様に斜面積雪層のグライド速度を抑止する効果があり, 雪崩予防施設としての重要な役割が確認されている。このような中で図 6, 7 資料は模式図で吊柵とグライド柵による小段の利用方法を現しており, 図 6①は吊柵を小段の真上に設置, 及び図 6②はグライド柵を小段の上下に設置した場合を現している。(阿部孝幸, 2015; 2016)

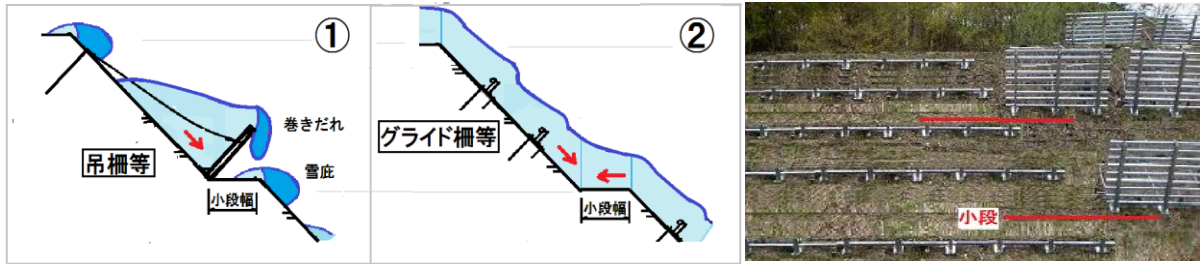


図6 ①吊柵と②グライド柵による小段の利用方法 図7 小段付近の吊柵とグライド柵の設置比較図

3.4 雪崩危険斜面区域内のグライド速度の観測 (2011年月山IC)

図8 ①②③写真は現場の雪崩発生区域に当たる上部斜面の拡大写真であり、時間の経過と共に斜面積雪層が流下し徐々に亀裂が拡大して不安定になる状況が確認される。しかし当年は小規模な雪崩が発生したものの大規模な雪崩には至らず終了している。なお写真資料内の観測位置において道路管理者・ネクスコ・エンジニアリング東北(米村・土橋, 2013)によりグライド速度の観測が実施されており、表2は観測期間(2011年3月4日～2011年3月28日)に斜面積雪層が流下した総移動量($L \approx 6\text{m}/24\text{日}$)における、比較的気温の高い日の観測資料を抜粋した資料である。観測位置について当初は急斜面を想定したが現場確認のところ危険のため比較的緩やかな図8, 9写真位置の斜面積雪層に2本の杭を打ちポールを固定して、山側の立木との間にリード線を張り観測を実施している。(ポールの設置作業時には安全性の確保のため命綱を取付けて対応)



図8 雪崩発生区域のグライド速度観測位置と斜面積雪層の移動量



図9 グライド速度の観測斜面

表2 グライド速度の観測資料

月日	累積(mm)	1時間当り速度(mm)	気温 $^{\circ}\text{C}$
2011/3/21 8:15	4202.15	23.05	2.7
2011/3/21 8:30	4209.04	23.86	2.6
2011/3/21 8:45	4213.77	22.89	2.6
2011/3/21 9:00	4220.44	23.21	2.5

(米村功ら, 2013) 資料参考)

この観測資料の一部を抜粋した表2より確認すると、グライド速度は(気温 2.6°C で $23\text{mm}/\text{時}$)程であり前項の表1のグライド速度の基準から見ると(注意レベルの $1\text{cm}/\text{時}$)以上に達したが危険状態には至っていない。しかし図8の①写真と②写真とを比較すると、観測位置では大きな動きは見られないが両サイドの急斜面の積雪層には大きなキレツが発生して積雪層がブロック化し一部が崩落しており、一時はグライド速度は危険レベルに達したものと推測された。なお本箇所の観測期間中には降雨は確認されていない。

3.5 「雪しわ」の発生要因について

現場斜面の中腹(観測位置の左下)には3月末頃より図10の様に初期の雪しわが発生している。雪しわについては(秋田谷英次, 1974), および(土木研究所, 2010)により斜面中腹に積雪層が盛り上がる不安定な現場状況写真等が照会されており, 成長すると雪崩発生の要因となることが確認されている。しかし雪しわの発生原因等については, これまでに研究資料等が少なく不明であることから, 図11①②写真の様に車のフロントガラスを利用し自然の降雪を利用した野外における模型実験より観測してみた。①写真は(2016年2月27日)に車のフロントガラスに15cm程に積もった降雪時の現場状況資料である。



図10 「雪しわ」の発生(2011/3/29)

既に中ほどの斜面積雪層の表面に微小な凹凸が発生し車内から見た積雪層底面には空洞が確認されその状況を①-1図に表している。次に約80分後には上部斜面の積雪層が約20cm程流下して更に

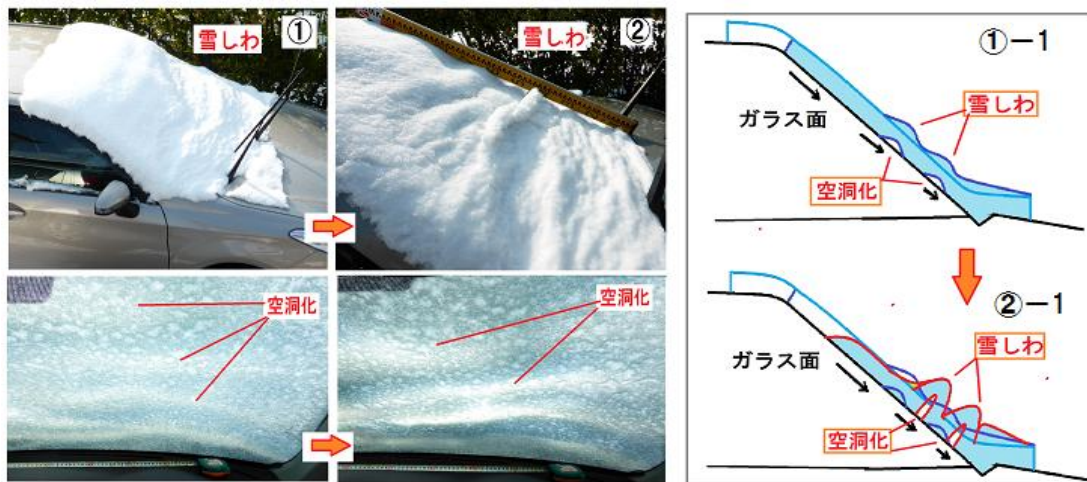


図11 車のフロントガラスを利用した「雪しわ」の発生実験資料 2016年2月27日(9:20~10:40)
・気象庁酒田測候所, 気温($C \approx 3.1^{\circ}C \sim 3.2^{\circ}C$ ・晴れ) (フロントガラスの斜面長 $L \approx 80cm$ 斜面勾配 $\theta \approx 30^{\circ}$)

盛り上がり, 雪しわが形成され車内から見た積雪層底面の空洞化が明瞭化し幅が狭くなり極めて不安定な斜面積雪層が形成することが確認され, その状況を②-1図に表している。

図12①写真は現場の斜面中腹に雪しわが発生し, 2週間程後の気温が上昇して雨が降った日に②写真の様に全層雪崩に至った資料である。しかし③④写真は雪しわが発生するも雪崩に至らなかった各々の現場資料であり, 雪崩の発生要因に気温の上昇や降雨が大きく影響しているものと推測された。

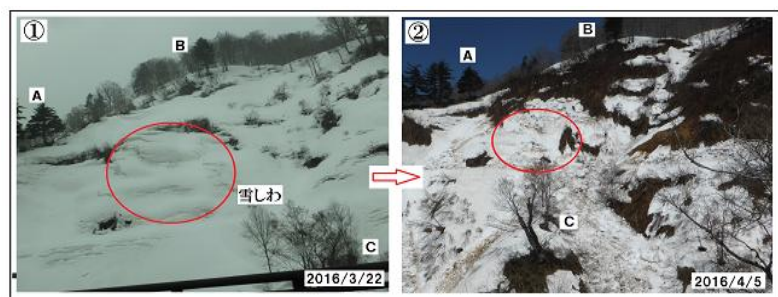


図11 「雪しわ」が発生し雪崩に至った現場



図12 「雪しわ」が発生したが雪崩にならなかった現場

4. まとめ

雪崩発生の要因には多様な現象が挙げられるが、特に全層雪崩等の要因としては、気温の上昇や降雨の有無等により斜面積雪層のグライド速度が大きな影響を受けていることが推測される。このような中で雪崩危険斜面の現場における応急対策用の仮設防護柵等の設置期間は、斜面積雪層の融雪が進み雪崩危険が消滅する4月下旬頃までの場合もあり、結果的には道路利用者には多大な不便を強いることも有る。

雪崩調査員は現場状況を判断し道路管理者に提案する訳であるが、現在における天気予報等による気温や降雨の予知は約1週間程内であり、雪崩調査時点より60日間程の先の天気予報までを予知することは困難な状況にある。このような中で雪崩発生の規模や日時を予知するまでには至らず、更に雪崩が発生しなかった場合には、雪崩調査員として何らかの精神的な負担を感じる状況となっている。

なお雪崩調査員の人数は調査の安全性の確認や、各々の研究分野外の調査もあることから(2人/組)以上での対応が望まれる。また自然災害調査に関わる「崖崩れ」や「建築物の危険判定等」に関わる関係者も同様の類似した悩みを持っているとのことであり、相互理解を深め更に予知能力を高める調査研究に努める必要があるものと考ええる。

【謝辞】

国道112号、及び「月山IC」の雪崩危険個所における雪崩調査(2011年3月2日)による仮設防護工設置に伴う通行制限期間中においては、東日本大震災発生(2011年3月11日)による交通量の増大も重なり、各々の道路管理者の方々のご苦勞を察すると共に、大変にお世話になりここに改めて深く感謝申し上げます。

【引用文献】

- 秋田谷英次, 1974: 面積雪の挙動の研究(接地面での雪の移動グライド). 低温科学, 物理篇, 32, 97-104.
- 阿部 修, 根本征樹, 望月重人, 小杉健二, 花岡正明, 町田 誠, 町田 敬, 阿部孝幸, 上石 勲, 平島寛行, 2012: 国道112号で発生した雪崩災害の調査と周辺の斜面積雪の安定性評価. 防災科学研究所主要災害調査, 47, 71-82.
- 阿部孝幸, 2015: 雪崩予防柵(吊柵)の改善に関する考察. 日本雪氷学会誌, 雪氷, 77-1, 67-74.
- 阿部孝幸, 2016: 雪崩予防柵の形状の違いによる雪底発生状況について. 2016ゆきみらいin盛岡, 応募論文, 63.
- 土木研究所, 2010: 豪雪時における雪崩斜面の点検と応急対策事例.
- 日本建設機械化協会, 雪センター, 2005: 除雪・防雪ハンドブック[防雪編], 61.
- 米村 功, 土橋博文, 2013: 山形自動車月山ICの雪崩対策と冬期交通確保の取り組み. 2013ゆきみらいin秋田, 発表論文, 2.

地中熱ヒートポンプ方式による歩道消雪施設の稼働状況(平成 27 年度)

服部恭典, 稲毛重之, 沼澤喜一(日本地下水開発株式会社)

Execution Status of Snow Melting System at Pavement using Ground Source Heat Pump(2015-2016)

Yasunori HATTORI, Shigeyuki INAGE, Kiichi NUMAZAWA
(Japan Ground water Development Co.,Ltd)

1. はじめに

秋田市内で実稼働している地中熱ヒートポンプ方式による歩道消雪施設の冬期稼働データの観測を実施し(山口ら, 2013; 山口ら, 2014; 山口ら, 2015), 4 冬期目となる. 本報では, 実稼働をしている消雪施設を対象に, 今冬期の稼働状況について考察を行った.

2. 施設概要

2-1. 施設位置

図 1 に本施設の位置を示す. 本施設は県道秋田停車場線に整備された歩道に設置されている. また, 本施設がある秋田市は, 冬期に日本海からの吹きさらしによって, 対流熱伝達による路面からの熱損失が極めて大きいことを山口ら(2015)が指摘している.

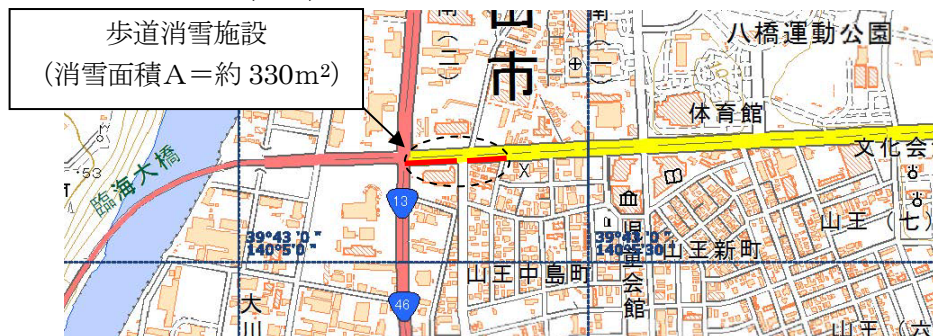


図 1 施設位置 (地図は国土地理院地図より引用)

2-2. システムと制御方法

本施設は, ヒートポンプを中心に採熱側からなる一次循環系, 消雪(放熱)側となる二次循環系からなる. 制御フローを図 2 に示す. 制御の要素は路面温度と路面水分であり, 運転方法は「路面水分を検知した時, 路面温度が, 設定値を下回った場合の融雪運転」か「路面水分を検知しなかった時, 路面温度が, 設定値を下回った場合の凍結防止運転」の 2 つのパターンがある.

また, 凍結防止運転では, 間欠的にヒートポンプを作動させることでランニングコストの低減を図っている.

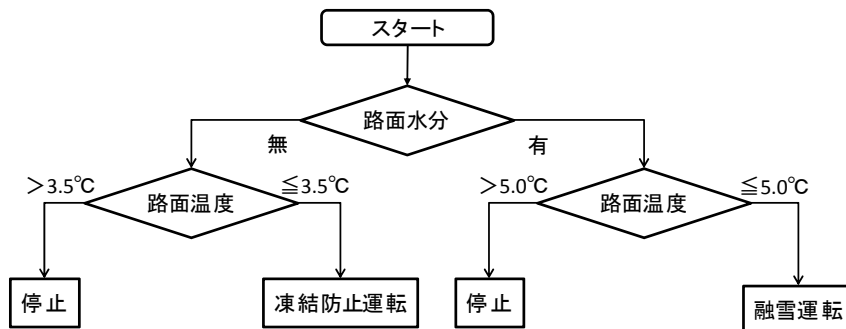


図 2 歩道消雪施設の制御フロー

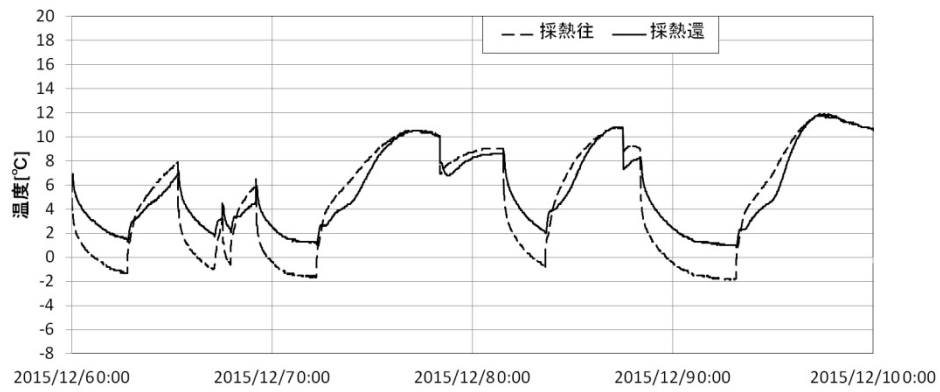


図4 採熱側のヒートポンプ出入口温度（初期）

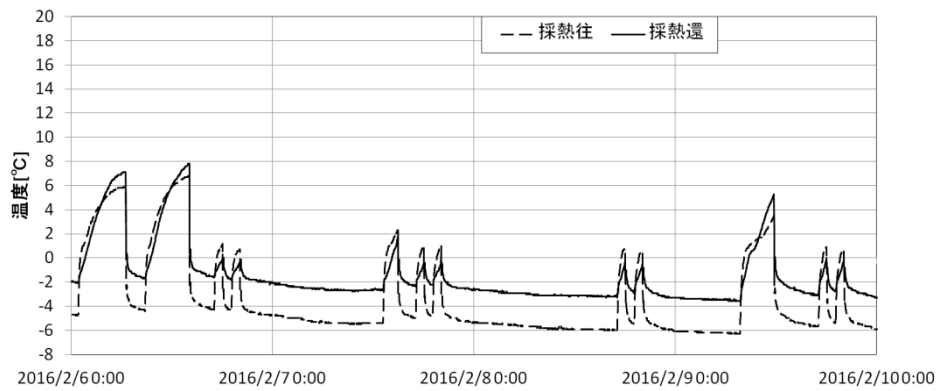


図5 採熱側のヒートポンプ出入口温度（中期）

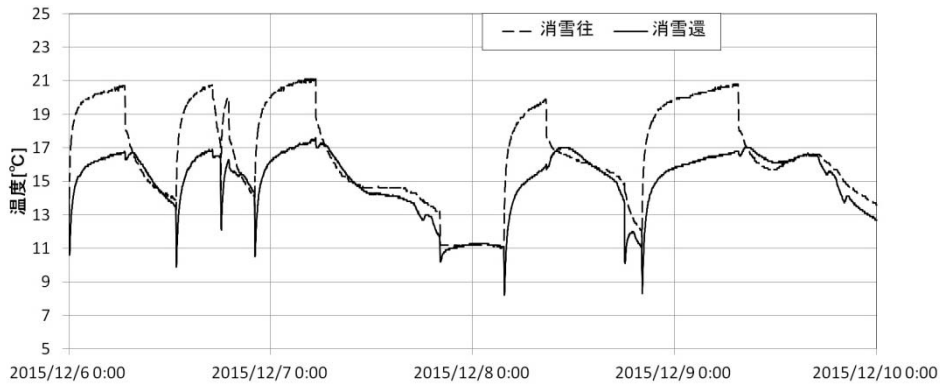


図6 消雪側のヒートポンプ出入口温度（初期）

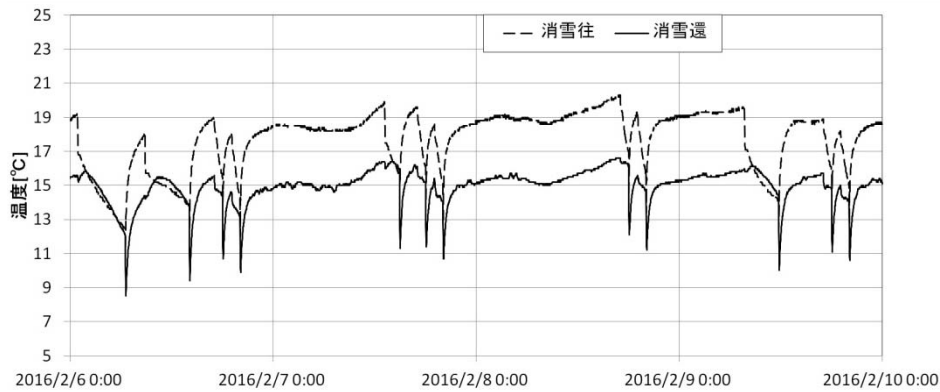


図7 消雪側のヒートポンプ出入口温度（中期）

また、ヒートポンプの効率は COP で評価でき、その値が大きい程に高効率であるといえる。COP は式(2)で算定される。ここで、放熱量は実測されたヒートポンプ出入口温度および上述の循環量より算定した。

$$\text{COP} = \frac{Q_r}{W_p} \dots \dots \dots (2)$$

COP：成績係数[－]

Q_r ：放熱量[kW]

W_p ：ヒートポンプ圧縮機消費電力[kW]

放熱量は施設稼働期間をとおして平均 40kW 前後で推移していた。したがって、本施設の設計必要熱量を概ね満足しており、採熱量は 30kW 前後で推移した。ヒートポンプ効率を示す COP は平均で 5.1 と高効率で稼働できたことが確認できる。

また、運転期間中の採熱量と放熱量は、気象条件によって若干の変動があるものの、徐々に低下していった。これは、採熱孔周辺の土壌温度が低下するため、地中熱交換器内の循環流体との温度差が大きくなり取れなくなる結果、採熱量が小さくなったことで、熱出力も小さくなったものと考察される。

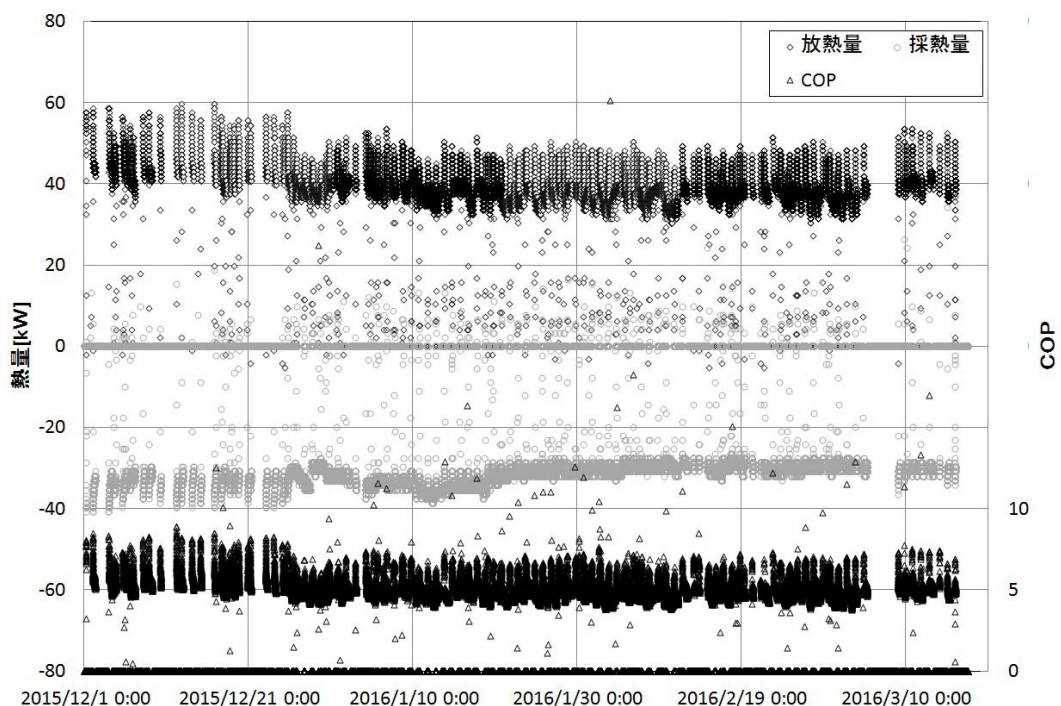


図8 採熱量と放熱量およびCOP

4.3. 4 冬期をとおした地中熱交換井内の温度変化

平成 24 年度～平成 27 年度の冬期における地中熱交換井内の代表温度として、深度 60m の温度変化を図 9 に示す。いずれの冬期も施設稼働に伴って地中熱交換井内深度 60m の温度は徐々に低下している状況が確認できる。降雪量が減少し、気温が高く推移した 3 月になると施設稼働頻度も少なくなることから地中温度は急激に回復する状況が見られた。その後の夏期停止期間の観測データは無いものの、翌年の冬期運転前では、概ね当該地の平均地中温度まで回復している状況も確認できる。本施設では、深度 30m と深度 100m の温度も測定しているが、深度 30m、深度 100m も同様の傾向が見られた。以上のことから、消雪施設が集中的に稼働する冬期のみであっても、前年度冬期の採熱による影響は地中温度の自然回復によって解消され、次年度冬期の採熱には影響しないと考えられる。

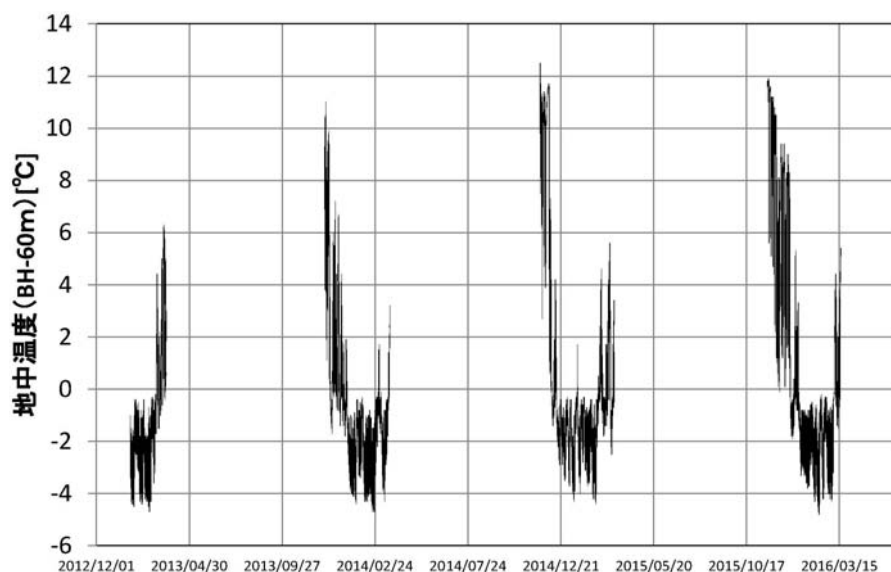


図9 4冬期をととした地中熱交換井内の温度変化

5. まとめ

施工後4年経過した本施設において、今冬期も採熱量、放熱量共に不足することは無く、当初設計通りの稼働がなされたことが確認された。また、直近4冬期をととした地中熱交換井内の温度変化について着目した結果、冬期間、採熱に偏った利用においても、夏期休止期間を経ることで、次シーズンには地温の回復する状況が確認され、施設計画仕様の妥当性が確認された。今後とも、施設の稼働状況を測定し、長期間を通したデータを蓄積させる予定である。

【引用文献】

気象庁, 2016: 過去の気象データ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>.

山口正敏, 沼澤喜一, 2013: 地中熱ヒートポンプによる歩道消雪施設の稼働状況, 東北の雪と生活, **28**, 64-69.

山口正敏, 沼澤喜一, 2014: 地中熱ヒートポンプによる歩道消雪施設の稼働状況 (平成25年度), 東北の雪と生活, **29**, 102-105.

山口正敏, 沼澤喜一, 稲毛重之, 2015: 地中熱ヒートポンプによる歩道消雪施設の稼働状況 (平成26年度), 東北の雪と生活, **30**, 102-105.

平松式ペットボトルに一工夫を加えて

後藤 博 (秋田雪の会)

Device to make the most of the PET bottle of Hiramatsu model

Hiroshi GOTO (Akita Society of Snow)

1. はじめに

雪を教育現場に教材として生かそうとする試みは以前から行われてきた(例えば, 香川ら, 2001). 平松式ペットボトル人工雪発生装置は身近な材料で簡単に装置がつくられ, 実際に雪結晶の成長する様子が見てとれるので, 生徒の興味・関心を喚起し小中高の教育現場で好教材として広く取り扱われている(平松, 1998a, 1998b, 2001). しかし, 興味・関心から一步進んで結晶形と温度・湿度などに, より深く関心を持っている生徒には, それ以上確かなデータを与えることができずどこかほがゆい感じを持ってしまう. そこで, 結晶形と温度や湿度との関係を大よそ示せる工夫を平松式に加えた.

2. 装置

小型温度計(長さ7cm $-30^{\circ}\text{C}\sim 50^{\circ}\text{C}$ 60円 三和計器製作所)を内部に取り付けるために, 大きめの容器(海苔・駄菓子用 $13.5\times 13.5\times 20\text{cm}$)を用意した.

(1) 温度測定

定規等(20cm程度)に5本の温度計を定規の両端を除いて等間隔(3cm)に両面テープ等で貼り付ける(図1). 容器正面(観察方向)の後方側面に沿って立てかける(容器の底とフタの部分で固定).

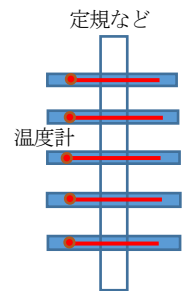


図1 温度計のセット

(2) 湿度調整

フタの中央から離れた所(操作する糸の部分 avoiding)に小さな穴をあけ, 布(ガーゼ)を紐状にして穴を通す. フタの裏側(容器内部)で布(ガーゼ)と紐状の布とを接合する(図2). 給水の時には, フタの上(外部)からスポイト等で一滴ずつ滴下する. 毛管現象で内部の布に浸み渡る. 使用しないときはビニールテープで覆っておく.



図2 湿度調整

(3) 温度による結晶形の確認

従来, 消しゴム等を吊るしていた糸上の結晶の位置を上下に操作し, 既存の結晶が異なる環境でどのように成長するのかを観察できるように工夫した. フタの中央部に2つの糸穴をあけ一方の穴から釣り糸(0.6号を用いた)を通し, ペットボトルの底部中央にプラスチックの輪(小さいペットボトルのフタなどを利用)を取り付け(図3), それを通して他方の穴から外部に出す. 二つの糸を通した容器のフタの穴は外部からビニールテープで覆う. 糸の操作で糸上の結晶の位置をずらす時も, ビニールテープは貼り付けたままにしてゆっくりと一方の糸を引く. 適度なブレーキとなりスムーズな糸の移動ができる.

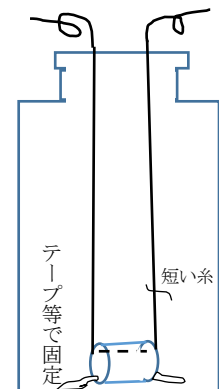


図3 糸の配置

(4) 糸に目印として, マジックインク等で等間隔に印をつけておくと移動の度合いが分かり易い. また, 短い糸を結んでおくと, 目印にもなり糸の先端にできる結晶を見ることができる.

実際の装置全体を図4・図5に示す.



図4 装置の様子



図5 実験観察時の状態

3. 実験観察の一例

- (1) 水分補給をしないで、ドライアイスの箱にセットする(図5). 15分ほどで温度計の示度がほぼ一定値になる(図6). 上から5番目は -30°C 以下で測定不能であった. 実験室の温度は 22.5°C , 湿度は51%であった.
- (2) 小さい結晶(霜)が糸に密集しているが成長が観られない(図7のア).
- (3) 水1滴を補給して成長の様子を観る. しばらくして, -15°C 付近で樹枝状結晶が現れた(図7のイ).

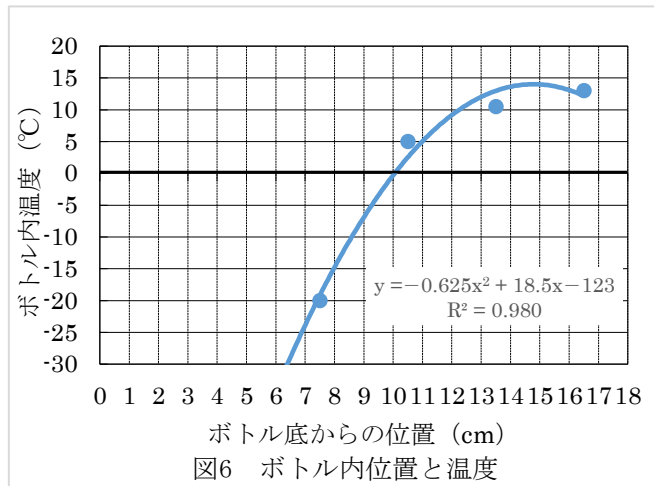


図6 ボトル内位置と温度

- (4) さらに1滴を加えるとその成長が著しい(図7のウ).
- (5) フタ上部の一方の糸(ここでは左側)を僅かに引いて, (4)の2か所の既存の結晶(樹枝状)の位置を上下にずらした(ここでは, 左が暖域に右が寒冷域に移動, 図7のエ).
- (6) しばらくして, -15°C 付近に新たな樹枝状結晶が現れた(図7のオ).
- (7) しばらく最初の結晶(右の樹枝状)枝先に注目すると別の結晶(扇形)の成長がみられた(図7のカ).

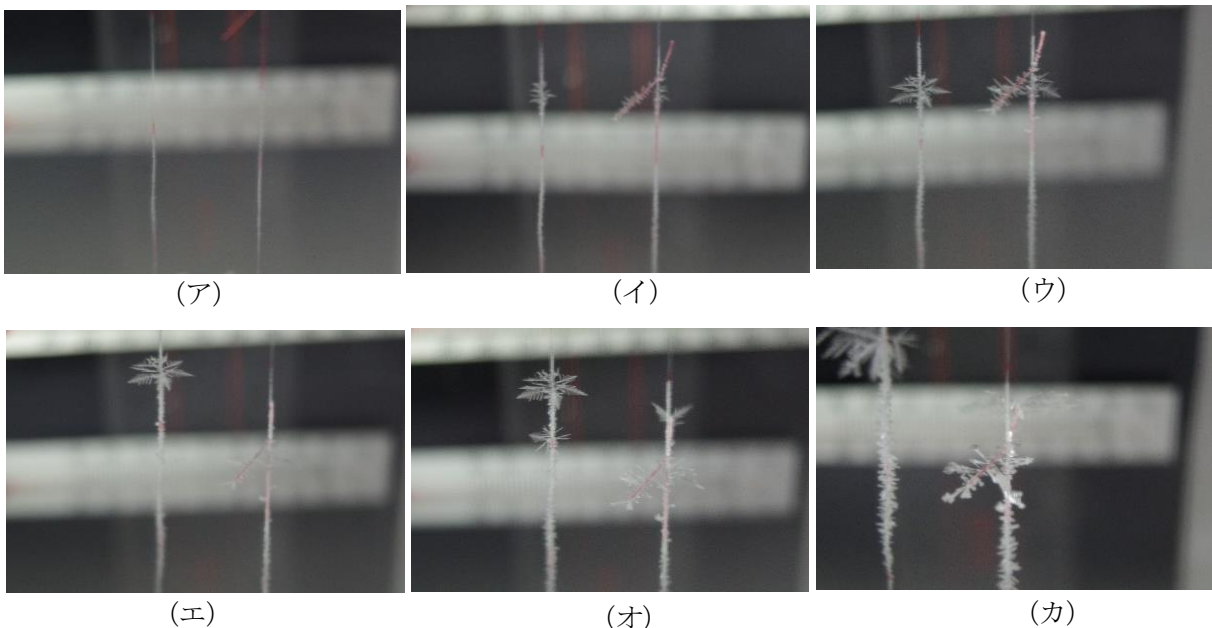


図7 ボトル内での成長する結晶の様子

4. 装置製作と実験観察上の留意点と課題

- ・観察する方向が斜め上方にならざるを得ないから、温度計の位置（示度）と糸の位置のズレから、結晶の位置での正確な温度を読み取りにくい。
- ・ねじ込み式のフタであるため、糸の回転を考えて糸をセットしなければならない。
- ・糸を上下移動させるとき、ボトル底の取り付け輪と糸との凍結もありうるから、既存の結晶に振動を与えないように両方の糸を張った状態で一方をゆっくり引く。
- ・容器内温度がプラスの範囲の温度計は無駄なようにも考えられるが、生徒にボトル内の気温の実態を把握させるには必要と考えられる。
- ・1滴の水(0.050 ml 程度)が全部ボトル内(3200 ml)に入った場合、それだけでボトル内(15℃以下として)は過飽和の状態になると計算される。微量の水分補給は難しい。
- ・ペットボトルの容量が大きく、温度計など器物を多く入れており、その物体の熱容量などから従来のペットボトル内の環境との違いも考えられる。
- ・本装置のねらいは、あくまでも小中高の教材として、安価で手軽に作れて生徒の興味・関心にできるだけ応えられる装置として工夫を加えた。

謝辞

この装置について、福山市立大学平松和彦准教授から貴重なご指摘をいただいた。ここに記して感謝いたします。

【文献】

平松和彦, 1998a : ペットボトルで雪の結晶をつくろう. 子供の科学, **40**, 42-43.

平松和彦, 1998b : 平松式ペットボトル人工雪発生装置とは？

<http://www.tesio.net/~dhpress/hiramatsusnow/hiramatu.pdf>, (2016年4月10日参照).

平松和彦, 2001 : ペットボトルで雪の結晶をつくる. ミクロスコピア, **18**, 21-25.

香川喜一郎, 伊藤文雄, 諏訪裕子, 佐々木恭介, 2001 : 雪の顕微鏡観察と人工雪生成実験. 雪氷, **63**, 385-396.

東北雪氷賞受賞理由

東北雪氷賞（功績賞）

受賞者：阿部 修

（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター、契約専門員、博士(学術)）

受賞標題：雪崩防災ならびに日本雪氷学会東北支部の発展に貢献した功績

受賞理由：

阿部会員は長年にわたり東北地方の雪崩防災に取り組んでこられた。その研究成果については2003年に東北雪氷賞学術賞が授与されている。同会員は経験と知識を生かし、東北地方全域の雪崩災害発生地における災害原因の調査ならびに安全性の確認や応急対策の助言、および雪崩の危険性が懸念される地点に対する対策の提言などを多数実施された(新聞記事1～3)。特に、2014年、2015年に連続して発生した宮城県(国道48号関山峠)での雪崩の調査と提言は記憶に新しい(新聞記事2, 3)。また、雪崩に関する講習会や、屋根雪など身近な雪の問題に関する講演会の講師を数多く務め、雪氷事故防止のために尽力された。さらに、雪結晶や積雪の観察方法などの講習を通じ、一般の人への雪や氷の楽しみ方や科学知識の普及にも取り組んでこられた(新聞記事4)。昨年には、積雪寒冷地の生活や雪氷の研究に関する、写真を豊富に交えた随筆集を出版することで、雪国生活の魅力や苦労を広く紹介するとともに雪氷研究の重要性をアピールされた(新聞記事5、著書)。

東北支部においては、理事、副支部長、支部長、東北雪氷賞選考委員長などを歴任され、本支部の発展に貢献された。

以上のように、阿部会員の雪崩防災と東北支部の発展への貢献は顕著であることから、平成28年度東北雪氷賞（功績賞）の受賞者とするものである。

参考資料：

主な受賞歴

平成3年度 日本雪氷学会東北支部 東北雪氷賞 学術奨励賞

平成15年度 日本雪氷学会東北支部 東北雪氷賞 学術賞

平成23年度 雪崩災害防止功労者表彰

2014年度 日本雪氷学会賞 功績賞

主な新聞掲載記事

- 1) 山形新聞, 2013年2月19日.
- 2) 山形新聞, 2015年2月3日.
- 3) 河北新報, 2015年7月2日.
- 4) 山形新聞, 2015年2月22日.
- 5) 朝日新聞, 2015年11月24日.

主な著書

阿部 修, 2015 : 雪原に生きるものたち : 雪国からのメッセージ. 166pp.

東北雪氷賞（功績賞）を受賞して

阿部 修 （防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）



1986年の東北支部発足当時の私は一介の未熟な研究者でしたが、当時の熱気だけは覚えています。このような者が今回、功績賞をいただくことに感慨深いものがあります。今では鬼籍に入っておられる、発足に携われた多くの方々の名誉を傷つけはしないかと恐れるものです。推薦者はもとより、選考委員およびご支援いただいた学会員の皆様に感謝いたします。

これまでの自分の歩みを振り返ると、現在は国立研究開発法人、過去には国立研究機関の一研究者として、責任の重さに押しつぶされそうになりながら、ただ夢中で過ごしてきたような気がいたします。自分よりもっと相応しい方がおられるに違いないという思いがあり、それを何とか打ち払おうと、もがいてきたというのが正直なところですが、これまでやってこれたのが不思議なくらいですが、これもひとえに周りの方々に支えていただいたからだと思っています。

若いとき、彗星を搜索していたことがありますが、この分野の先駆けである本田実さんの「山にきて 遠き峰見ゆ 峰にきて 尚遠き山の見えたり」という言葉を思い出します。研究者としても人間としても、手の届かないような高みにおられる方々を目標にして努力してきたつもりですが、その足下にも及ばなかったというのが現在の心境です。今となっては凡庸ながら中腹までは何とか登ってきたのではないかと自分を慰めるしかありません。

ほんの偶然から冷凍工として採用された私を3年後に研究室に配置換えするにあたっては、当時、新庄支所長の鹿野忠雄さんのご尽力によるものですが、多くの方々のお力添えがあったことを後から知りました。直接の提案者は初代室長として長岡から赴任された中村勉さんだったようです。しかし、中村さんを新庄に異動するよう進言されたのは、当時の国立防災科学技術センター所長の菅原正巳さんだったと伺いました。タンクモデルの創始者として世界的にも高名な方が自分の人生にかかわりがあると思うと、いい加減なことではできなくなってしまいます。

研究者になって良かったと思うことは、職場ではもちろん学会活動や共同研究を通じて、著書や論文の執筆者としてしか知り得ないような方々から直接お話しを聞いたことです。これこそまさに生きた教科書といって良いでしょう。当所には様々な研究機関や大学の研究者がおいでになりますが、それぞれに学ぶべき点が多く、学生たちはこれらの方々を目標にして勉学に励んでいるのだと思います。

東北地方は、日本雪氷学会の発足に深い関わりがあり、当支部は北海道支部の発足後しばらく経ってから結成されました。その後、時を経ず北信越、関東以西支部が結成されたことを考えると、先人達はそれだけ時代の要請を肌で感じていたのだと思います。当地方は寒暖遷移地帯にあたることから、あらゆる雪氷現象が起こる可能性があり、それだけ多くの研究対象があるということです。海外の雪氷を相手にする場合でも、自分の身近にある雪と比べることができるので有利だと思います。

若い学会員の方々には、誇りをもって、粘り強く、先人達がなし得なかった未解決の問題に取り組んでいただき、全国、そして全世界に情報を発信してほしいと願っています。東北支部の活動を見守ることがこれからの私の楽しみの一つになると思います。この度は、東北雪氷賞（功績賞）を授けていただき、誠にありがとうございました。

公益社団法人 日本雪氷学会 2016 年度 東北支部理事会 議事録

日 時：2016（H28）年 5 月 13 日（金）

9 時 15 分～10 時 45 分

場 所：仙台市青葉区荒巻字青葉 6-3

東北大学大学院理学研究科・理
学部 合同 C 棟 4 階会議室

出席者：石田祐宣、小笹鉄文、小杉健二、
佐々木幹夫、平山順子、松村光太郎
（幹事長）、柳澤文孝、山口正敏（会
計幹事）、山崎剛（支部長）（以上 9
名）。

配布資料：公益社団法人 日本雪氷学会
2016 年度 東北支部理事会資料

議 事：

支部長挨拶の後、支部長が議長となり
審議に入った。なお、支部長および理事
において、参加者は 9 人で、13 名のうち
過半数を超えているため理事会の成立は
確認されている。

審議 1：2015 年度事業報告・会計報告

資料 1 により松村幹事長から、資料 2
により山口会計幹事からそれぞれ説明が
あった後、承認された。なお、監事から
の監査結果については後日報告される予
定である。

審議 2：2016 年度事業・予算計画

資料 3-1、3-2 により松村幹事長から、
資料 4 により山口会計幹事からそれぞれ
説明があり、承認された。

審議 3：2016 年度東北雪氷賞受賞者の選
考

資料 5 により小杉東北雪氷賞選考委員

会委員長から、1 件の応募があり、選考委
員会でメール審議した結果、承認された
旨の報告があり、了承された。

審議 4：研修会等積立基金について

資料 6 により山口会計幹事から、本部
財務委員会が示した各支部で今後 4 年間
の内に 25 万円を講演会等で使用すると
の提案が説明された。審議の結果、特定
の年度ではなく、4 年以内に逐次使うと
の方針を決めた。

審議 5：支部監査方法の変更について

資料 7 により山口会計幹事から、本部
財務委員会が示した支部監査に関して
の提案が説明され、来年度以降の支部監
査は事業監査のみとする方針を決めた。
なお、これに伴い支部長より支部規定
施行内規を来年度改正する意向が示され
た。

審議 6：支部機関誌の電子化に伴う変更事
項について

資料 8 により石田編集委員会委員長か
ら支部機関誌の電子化に伴う投稿規程と
執筆要項の改正について説明があり、了
承された。なお、支部機関誌のバックナ
ンバーの pdf 化が阿部修氏の尽力で行わ
れ、著作権の扱いを含む公開への準備が
編集委員会内で検討されている。

以上。

公益社団法人 日本雪氷学会 2016 年度 東北支部総会 議事録

日 時：2016 (H28) 年 5 月 13 日 (金)

11 時 00 分～12 時 00 分

場 所：仙台市青葉区荒巻字青葉 6-3

東北大学大学院理学研究科・理学部

青葉サイエンスホール

出席者：18 名、委任状 24 名

配布資料：公益社団法人 日本雪氷学会 2016

年度 東北支部総会資料

議 事：

支部長挨拶に続き、審議に入った。

審議 1：2015 年度事業報告・会計報告

資料 1 により松村幹事長から、資料 2 により山口会計幹事からそれぞれ説明があった後、承認された。

審議 2：2016 年度事業・予算計画

資料 3-1、3-2 により松村幹事長から、資料 4 により山口会計幹事からそれぞれ説明があり、承認された。

審議 3：2016 年度東北雪氷賞受賞者の選考

資料 5 により小杉東北雪氷賞選考委員会委員長から、1 件の応募があり、先行して開催された理事会において承認された旨の報告があり、了承された。

審議 4：研修会等積立基金について

資料 6 により山口会計幹事から、各支部で今後 4 年間の内に 25 万円を講演会等で使用するとの提案が説明され、了承された。使途について議論が行われ、詳細は事業委員会を中心に検討していくこととなった。

審議 5：支部監査方法の変更について

資料 7 により山口会計幹事から、本部財務委員会による支部監査に関する提案が説明され、来年度以降の支部監査は事業監査のみとする方針が示され、了承された。

審議 6：支部機関誌の電子化に伴う変更事項について

資料 8 により石田編集委員会委員長より支部機関誌の電子化に伴う投稿規程と執筆要項の改正について説明され、了承された。

以上。

2015年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業報告

1. 研究会・研修会事業

(1) 特別講演会の開催

日時：2015年5月15日(金)，場所：日本大学工学部 50周年記念館〈ハットNE〉

講演者 長橋良隆氏（福島大学共生システム理工学類 教授）

「安達太良山のラハール（火山泥流）堆積物の年代・分布・発生要因について」

(2) 2015年度支部研究発表会の開催

日時：2015年5月15日～5月16日

場所：日本大学工学部 50周年記念館〈ハットNE〉

発表：24件，参加者：33名

(3) 積雪観測講習会の開催

日時：2016年3月1日、場所：田沢湖スポーツセンター（秋田県仙北市田沢湖）、

参加者：17名

2. 表彰、普及・啓発事業

(1) 東北雪氷賞授賞式の開催

日時：2015年5月15日(金)，場所：日本大学工学部 50周年記念館〈ハットNE〉

東北雪氷賞（特別功績賞） 沼野 夏生 殿

「豪雪地帯の克雪体制，防災対策，地域振興推進に関する特別功績」

東北雪氷賞（功績賞） 渡邊 明 殿

「福島県内の降雪機構に関する研究および日本雪氷学会東北支部の運営の貢献した功績」

東北雪氷賞（技術賞） 望月 重人 殿

「実験・観測分野における専門技術支援による雪氷研究への貢献」

(2) 2016年度東北雪氷賞選考委員会の開催（メール審議）

日時：2015年3月1日～26日

3. 出版事業

- (1) 機関誌「東北の雪と生活」30号の刊行（2015年10月1日）
- (2) ニュースレターの刊行
No.62（2014年4月6日）＊
No.63（2014年5月12日）＊
No.64（2015年3月24日）
No.65（2015年5月10日）

＊は前年度報告済みの発行.

4. その他

- (1) 2015年度支部理事会の開催
日時：2015年5月15日、場所：日本大学工学部 50周年記念館
2014年度支部総会の開催
日時：2015年5月15日、場所：日本大学工学部 50周年記念館
- (2) 支部ホームページの運営（随時）
- (3) 支部メーリングリストの管理

2015年度（公社）日本雪氷学会東北支部会計報告

以下の表に示すとおりです。

日本雪氷学会東北支部

2015年度収支決算書（2015.4.1～2016.3.31）

2015年度 収支計算書	2015年度予算 (A)	2015年度 決算 (B)	差額 (A)-(B)
収入	317,500	184,000	133,500
事業収 研究発表会収入	35,000	35,000	0
研修会講演会等収入	10,000	23,000	-13,000
出版収入	272,500	126,000	146,500
資金からの繰入(事業指定資金がある東北)	0	0	0
雑収入	0	0	0
前期繰越金(特別な理由がある場合のみ)	0	0	0
支出	391,000	388,244	2,756
事業費	事業費 計 391,000	388,244	2,756
2研究会研修会 研究発表会	32,000	23,000	9,000
研修会等	10,000	3,008	6,992
普及・啓発	0	0	0
褒賞	18,000	30,304	-12,304
3出版事業	320,000	324,246	-4,246
支部機関誌	11,000	7,686	3,314
その他出版			
管理費	管理費 計 0	0	0
事務局費	0	0	0
会議費	0	0	0
支払手数料	0	0	0
収支差額	-73,500	-204,244	130,744

2016年5月30日

東北支部 監査報告書

公益社団法人 日本雪氷学会

東北支部長 山崎 剛 殿

公益社団法人 日本雪氷学会

東北支部監事 照井 繁 

2015年4月1日から2016年3月31日までの2015年度における東北支部業務の監査を、次の通り報告する。

1. 監査の方法

- ・業務監査について、2015年度東北支部事業計画に基づいて、業務執行の妥当性を検討した。

2. 監査意見

・事業監査

東北支部の活動計画と照合した結果、適切に活動が行われていると判断する。

2016年6月1日

東北支部監査報告書

公益社団法人 日本雪氷学会

東北支部長 山崎 剛 殿

公益社団法人 日本雪氷学会

東北支部監事 赤田 尚史



2015年4月1日から2016年3月31日までの2015年度における東北支部業務の監査を、次のように報告する。

1. 監査の方法

・業務監査について、2015年度東北支部事業計画に基づいて、業務執行の妥当性を検討した

2. 監査意見

・事業監査

東北支部の活動計画と照合した結果、適切に活動が行われていると判断する。

2016年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業計画

1. 研究会・研修会事業

(1) 2016年度支部研究発表会の開催

日時：2016年5月13日～14日 場所：東北大学大学院理学研究科・理学部

(2) 特別講演会の開催（東北大学大学院理学研究科・理学部）

(3) 見学会または雪に関する講習会の開催（1ヶ所）

(4) 支部ホームページの維持・運営

(5) 2016年度東北雪氷賞の表彰

日時：2016年5月13日 場所：東北大学大学院理学研究科・理学部

2. 出版事業

(1) 機関誌「東北の雪と生活」31号の編集・発行・発送（6～9月）

(2) ニュースレターの刊行（3～4回）

メーリングリスト登録者には添付ファイルにて送信．未登録者には郵送

3. その他

(1) 2016年度支部理事会の開催

日時：2016年5月13日 場所：東北大学大学院理学研究科・理学部

(2) 2016年度支部総会の開催

日時：2015年5月13日 場所：同上

(3) 会員名簿の整理（5～7月）

(4) 支部メーリングリストの管理

(5) 2017年度「東北雪氷賞」受賞候補者の募集（締切：2017年2月末日）

(6) 東北雪氷賞受賞候補者選考委員会の開催

2016 年度 (公社) 日本雪氷学会東北支部 事業計画

2015年度 事業報告

【参考】2015年度(予算) 事業計画

分類	事業分類	事業小分類	2016年度 事業名	事業名(2015報告)
事業	1調査・研究	調査	なし	なし
		研究	なし	なし
	2研究会 研修会	研究発表会	研究発表会の開催(仙台市)	支部研究発表会の開催(郡山市)
		研修会等	講習会の開催(1回)	雪氷関連講習会の開催(1回)
		普及・啓発	ホームページの運営	ホームページの運営
		褒賞	2016年度東北雪氷賞の表彰 東北雪氷賞選考委員会の開催	2015年度東北雪氷賞の表彰 東北雪氷賞選考委員会の開催
	3出版事業	支部等機関誌	支部機関誌「東北の雪と生活」31号の刊行 ニューズレターの刊行(2～3回)	支部機関誌「東北の雪と生活」30号の刊行 ニューズレターの刊行(2～3回)
		その他出版物		
管理	その他	管理事項	支部理事会の開催(仙台市) 支部総会の開催(仙台市)	支部理事会の開催(郡山市) 支部総会の開催(郡山市)

2016年度（公社）日本雪氷学会東北支部 予算計画

事業名：東北支部 研究発表会の開催（仙台市）

2016年（平成28年）4月1日から2017年（平成29年）3月31日まで（単位：円）

	科 目	金 額	備 考
経常収益の部	事業収益 研究大会事業収益	35,000	参加費（1,000円×35人）
	経常収益合計	35,000	
	科 目	金 額	備 考
経常費用の部	事業費		
	消耗品費	6,500	コピー用紙代等
	会場費	9,000	会場・備品使用料
	臨時雇賃金	16,000	アルバイト代（2名分）
	褒賞記念品		褒賞記念品（3名分）
	手数料	500	振込手数料
	経常費用合計	32,000	
	当期経常増減額	3,000	

事業名：東北支部 講習会の開催

2016年（平成28年）4月1日から2017年（平成29年）3月31日まで（単位：円）

	科 目	金 額	備 考
経常収益の部	事業収益 研修会事業収益	10,000	参加費（一般3名、学会員3名、学生2名）
	経常収益合計	10,000	
	科 目	金 額	備 考
経常費用の部	事業費		
	資料代	2,000	当日配布資料
	会場費	6,000	会場使用料
	消耗品費	1,500	コピー用紙（終了証書）等
	手数料	500	振込手数料
	経常費用合計	10,000	
	当期経常増減額	0	

事業名：東北支部 2016 年度東北雪氷賞の表彰

2016 年（平成 28 年）4 月 1 日から 2017 年（平成 29 年）3 月 31 日まで（単位：円）

経常収益の部	科 目	金 額	備 考
	事業収益		
	経常収益合計	0	
経常費用の部	科 目	金 額	備 考
	事業費 消耗品費 会場費 臨時雇賃金 褒賞記念品 手数料	18,000	コピー用紙代等 会場・備品使用料 アルバイト代（2名分） 褒賞記念品（3名分） 振込手数料
	経常費用合計	18,000	
	当期経常増減額	-18,000	

事業名：東北支部機関誌「東北の雪と生活」31 号の刊行

2016 年（平成 28 年）4 月 1 日から 2017 年（平成 29 年）3 月 31 日まで（単位：円）

経常収益の部	科 目	金 額	備 考
	事業収益 出版事業収益	30,000	冊子代（2000×15冊：会員）
	経常収益合計	30,000	
経常費用の部	科 目	金 額	備 考
	事業費 印刷製本費	60,000	冊子作成（梱包・郵送費含） 30冊（賛助・特別会員15＋会員15）
	経常費用合計	60,000	
	当期経常増減額	-30,000	

事業名：東北支部ニューズレターの刊行

2016 年（平成 28 年）4 月 1 日から 2017 年（平成 29 年）3 月 31 日まで（単位：円）

経常収益の部	科 目	金 額	備 考
	事業収益		
	経常収益合計	0	
経常費用の部	科 目	金 額	備 考
	事業費 消耗品費 郵送費	1,000 10,000	封筒・コピー用紙等 特別会員・賛助会員等 2回/年
	経常費用合計	11,000	
	当期経常増減額	-11,000	

公益社団法人日本雪氷学会東北支部 支部規程施行内規

- 第1条 本支部は公益社団法人日本雪氷学会東北支部と称する。
- 第2条 本支部は公益社団法人日本雪氷学会定款第3条の目的を達成する為に下記の事業を行なう。
1. 雪氷および寒冷に関する調査および研究
 2. 研究会、講演会、見学会等の開催
 3. 支部会誌その他資料の刊行
 4. その他本法人の目的達成に必要な事業
- 第3条 本支部の会員は東北地方の日本雪氷学会名誉会員、終身会員、正会員、特別会員、賛助会員、団体会員および東北地方以外の希望する会員とする。
- 第4条 本支部に次の役員を置く。
- | | |
|------|-------------|
| 支部長 | 1名 |
| 副支部長 | 若干名 |
| 顧問 | 若干名 |
| 理事 | 10名以上、15名以内 |
| 監事 | 2名 |
| 幹事 | 若干名 |
- 第5条 支部長は支部からの推薦に基づき、定款施行細則第28条により、定款第20条に定める理事の中から理事会において選出する。
- 第6条 理事および監事は、支部総会において支部会員の中から選任する。ただし、理事については原則として各県1名以上とする。
- 第7条 副支部長は必要に応じてこれを理事の中から支部長が委嘱する。
- 第8条 幹事（幹事長、総務幹事、会計幹事、各県幹事）は支部総会において支部会員の中から支部長が委嘱する。ただし、各県幹事は必ずしも会員であることを問わない。
- 第9条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。
- 第10条 副支部長は支部長を補佐し、支部長に事故あるときは、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
- 第11条 理事会は支部長、副支部長、理事で構成され、重要な事項を決議する。
- 第12条 監事は支部の事業ならびに会計を監査する。
- 第13条 幹事会は幹事長、幹事で構成され、支部長の指示を受けて会務ならびに会計を処理する。
- 第14条 支部長の任期は2年とする。ただし、通算4年を超えて在任することはできない。
- 2 支部長を除く役員の任期は2年とする。ただし、原則として連続する2期を超えて同一役職を務めることはできない。
 - 3 補欠による役員の任期は、前任者の残任期間とする。
- 第15条 本支部に顧問をおくことができる。顧問は理事会の議を経て支部長がこれを委嘱する。
- 第16条 本支部は、必要に応じて各種の委員会を設けることができる。委員会の委員長は理事会の議を経て支部長がこれを委嘱する。
- 第17条 本支部は毎年1回定期総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。
- 第18条 総会において下記事項の承認を受けなければならない。
1. 会務ならびに会計の報告
 2. 新年度の事業方針
 3. 役員の決定
 4. 支部規程施行内規の変更

5. その他重要な事項

第19条 本支部の事業年度は毎年4月より翌年3月までとする。

附 則 本内規は平成25年5月31日から施行する。

東北雪氷賞受賞者選考規程

昭和 63 年 4 月 1 日施行
平成 12 年 5 月 12 日改正
平成 13 年 5 月 18 日改正
平成 15 年 5 月 16 日改正
平成 19 年 5 月 11 日改正
平成 21 年 5 月 8 日改正
平成 25 年 5 月 31 日改正
平成 27 年 5 月 15 日改正

公益社団法人日本雪氷学会東北支部規程施行内規第 2 条第 4 項による東北雪氷賞は、その受賞者をこの規程によって決定する。

1. 支部長は、支部会員の中から受賞候補者を選定するために、東北雪氷賞受賞候補者選考委員会（以後、委員会という）を設ける。
2. 委員会は数名をもって組織し、委員長をおくこととし、支部長が会員の中からこれを委嘱する。
3. 支部長は、毎年、支部会員に下記の項目に該当する候補者の推薦を求める。推薦は会員の自薦も含み、また委員会委員も候補者を推薦することができるものとする。
 - (1) 東北雪氷賞（学術賞）……雪氷学の発展に貴重な貢献を与える研究をなした者。
ただし、学会誌に掲載論文を有する者とする。
 - (2) 東北雪氷賞（学術奨励賞）……原則として 40 歳以下の者で、現在の研究が今後発展して、雪氷学の発展に貴重な貢献をなすと考えられる者。
 - (3) 東北雪氷賞（技術賞）……雪氷技術の発展に貴重な貢献となる研究または開発を行った者および雪氷技術を通して社会に著しい貢献をなした者。
 - (4) 東北雪氷賞（功績賞）……雪氷学の発展に対する基礎的貢献、および雪国の発展、ならびに東北支部の運営、発展に関して、著しい貢献をなした者（団体、個人を問わない）。
 - (5) 東北雪氷賞（特別功績賞）……長年にわたり、東北地方において、雪氷学ならびに雪国社会文化発展に著しい貢献度を有するもの。
4. 候補者を推薦する会員は、毎年 2 月末日までに、下記の項目を記載した書類を委員会委員長に提出するものとする。
 - (1) 東北雪氷賞（学術賞）、東北雪氷賞（学術奨励賞）、東北雪氷賞（技術賞）、東北雪氷賞（功績賞）、東北雪氷賞（特別功績賞）の区別。
 - (2) 推薦者の氏名、所属、職名。
 - (3) 受賞候補者の氏名（または団体名）、所属、職名、学位。
 - (4) 推薦理由書（○○○に関する研究、○○○の功績、などの標題を掲げ、500 字ほどに

纏めたもの).

- (5) 東北雪氷賞(学術賞), 東北雪氷賞(学術奨励賞)の候補者の推薦にあたっては, 該当する論文, 著書, またはその写しを添付する.
- (6) 東北雪氷賞(功績賞・特別功績賞), 東北雪氷賞(技術賞)の候補者の推薦にあたっては, 著書・新聞記事の写しなど, その賞に値するもの, あるいは, 客観的評価を得たものがあればそれを添付する.
5. 委員会は, 推薦書類に基づき, その年の受賞候補者を項目ごとに選考し, 3月末日までに推薦書類等を添付して選考結果を支部長に報告する.
6. 受賞者は, 理事会の議を経て決定する.
7. 東北雪氷賞は, 賞状および記念品とし, 通常総会においてこれを贈呈する.
8. 本規約は改正の日から施行する.

東北雪氷賞推薦書(例)

平成 年 月 日	
(公社) 日本雪氷学会 東北支部長	
	所属・職名 推薦者氏名(捺印) 推薦者連絡先住所 Tel, Fax & E-mail
(1) 対象となる賞: (学術賞, 奨励賞, 技術賞, 功績賞, 特別功績賞を明記する)	
(2) 候補者氏名: (所属, 職名, 学位)	
(3) 推薦標題(件名):	
(4) 推薦理由: (500字程度)	
(5) 参考となる資料: 文献等ある場合各1部提出, (1)~(4)の書類は1部提出する.	

東北雪氷賞 受賞者リスト

回	年度	学術賞	学術奨励賞	功績賞
1	昭和 63(1988)	なし	なし	中村 勉 桂木 公平
2	平成 元(1989)	鈴木 道也	なし	太田 祖電
3	平成 2(1990)	石橋 秀弘	なし	高橋喜一郎
4	平成 3(1991)	佐藤 清一	阿部 修 堀井 雅史	小島忠三郎
5	平成 4(1992)	塚原 初男	力石 國男 山形大学農学部附属演 習林グループ 東北電力(株)応用技術 研究所雪氷技術研究室	なし
6	平成 5(1993)	矢野 勝俊	佐藤 威 太田 岳史	なし
7	平成 6(1994)	伊藤 驍	大谷 博弥	日本地下水開発 (株)
8	平成 7(1995)	卜蔵 建治	小杉 健二	なし
9	平成 8(1996)	東浦 将夫	飯田 俊彰	安濃 恒友 小畑 勇 篠島 健二
10	平成 9(1997)	佐藤 篤司	山谷 睦	(特)渡邊善八(故人)
11	平成 10(1998)	柳沢 文孝	なし	(特)北村昌美 土屋 巖 PSG 工法研究会
12	平成 11(1999)	佐藤幸三郎	なし	なし
13	平成 12(2000)	なし	なし	矢野 勝俊(故人)
14	平成 13(2001)	力石 國男 山崎 剛	なし	防災科学技術研究所・ 長岡雪氷防災研究所新 庄支所
15	平成 14(2002)	佐藤 威	鈴木 和良	(特)高橋 喜平
16	平成 15(2003)	阿部 修	なし	塚原 初男
17	平成 16(2004)	堀井 雅史	なし	なし
18	平成 17(2005)	なし	なし	安彦 宏人 梅宮 弘道
19	平成 18(2006)	なし	赤田 尚史 根本 征樹	佐藤 清一
20	平成 19(2007)	渡邊 明	蔵王雪氷研究グループ	伊藤 驍
21	平成 20(2008)	なし	原田鉦一郎 山口 正敏	なし
22	平成 21(2009)	小杉 健二	本谷 研	なし
23	平成 22(2010)	なし	石田 祐宣	佐藤幸三郎
24	平成 23(2011)	なし	梅村 順	東浦 将夫(故人) 三崎 安則
25	平成 24(2012)	なし	朝岡 良浩	力石 國男
26	平成 25(2013)	赤田 尚史	なし	秋田雪の会

回	年度	学術賞	学術奨励賞	技術賞	功績賞
27	平成 26(2014)	後藤 博	なし	阿部 孝幸	横山 孝男
28	平成 27(2015)	なし	なし	望月 重人	(特)沼野 夏生 渡邊 明
29	平成 28(2016)	なし	なし	なし	阿部 修

昭和 63 年度に制度制定、(特)は特別功績賞

技術賞は平成 26 年度より制定

日本雪氷学会東北支部「東北の雪と生活」投稿規程

平成 20 年 6 月 30 日施行

平成 28 年 3 月 18 日改定

1. 投稿資格

投稿の著者(連名の場合は1名以上)は、日本雪氷学会の会員でなければならない。ただし、特に編集委員会が認めたものについてはこの限りではない。

2. 投稿手続き・受理

2.1 投稿できる原稿は、5. に定める論文、報告、解説、資料、その他とする。

2.2 投稿原稿は、6. に定める規定ページ数を守らなければならない。満たさない場合は原稿を返却する。

2.3 投稿にあたっては、原稿執筆要項にしたがい A4 用紙 1 段組で完成原稿としてそのまま印刷可能な形にして提出するものとする。なお、提出は、PDF もしくは MS-Word とする。原稿は要請が無ければ返却しない。

なお、カラーの図表を用いる場合は、白黒でも判別可能なものとする。

2.4 原稿は、自筆署名を行った著作権譲渡承諾書とともに編集委員長宛に提出すること。受理日は到着日とするが、大会で報告したものについては大会開催日とする。なお、提出締め切りは大会毎に定める。

2.5 一連の研究を投稿する場合も、各報の論文題名は同一のものであってはならない。同一の場合はⅠ、Ⅱの記号を題目に明記すること。

3. 原稿の採否

投稿原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は投稿原稿について訂正や種別の変更を求めることがある。訂正を求められた原稿が指定された返送日より遅延した場合は掲載しないことがある。

4. 原稿の取下げ

4.1 原稿を取下げたい場合は、執筆者が編集委員長宛にその理由を提出しなければならない。

4.2 一度取下げた原稿の再投稿は、すべて新原稿として受理する。

5. 投稿原稿の種別

5.1 論 文

論文は、その内容が未発表のものであって、理論、実験等に誤りがなく、雪氷に関して独創的な研究で、価値ある結論あるいは事実を含むものとする。

なお、未発表のものとは、類似の内容が本会の受理日以前に国内外の印刷物に投稿または掲載されていないものをいう。

5.2 報 告

雪氷に関する調査の結果等をまとめたもので、会員の研究推進に役立つものとする。

5.3 解 説

雪氷に関するこれまでの研究成果や技術等に関する解説を行い、会員への研究成果、技術の広報、普及に役立つものとする。

5.4 資 料

雪氷に関する学術的、技術的に価値があり、会員の研究に参考資料として役立つものとする。

5.5 その他

事務局報告等編集委員会が必要と認めたものについて掲載することができる。

6. 投稿原稿の規定ページ数

投稿原稿の1編につき規定の刷上りページ数は、6 ページ以内とする。編集委員会が認めた場合はこの限りではない。

「東北の雪と生活」原稿執筆要項 (14pt 明朝・太字)

東北太郎 (所属) (12pt 明朝・太字)

雪氷花子 (所属) (12pt 明朝・太字)

Please write the English title here. (12pt TimesNewRoman, bold)

Taro TOHOKU (Affiliation; 10.5pt TimesNewRoman, bold)

Hanako SEPPYO (Affiliation; 10.5pt TimesNewRoman, bold)

1. ページ

原稿の長さは原則として、6 ページ以内とします。

2. 原稿

原稿はワープロを用いて、A4 判サイズで作成ください。上端マージン 25mm, 下端マージン 25mm, 左端マージン 25mm, 右端マージン 25mm, 字数は 45 字×45 行で一段組とします。

ただし、この字数で印字できない場合は、文字数や行数を調整してマージンに、はみ出さない様にしてください。電子版(PDF 版)は原稿をそのまま利用しますが、冊子版では原稿をオフセットし、A4 判の大きさに白黒印刷します。

3. 書き出し

第 1 ページは題目を第 1 行から書きだし、1 行あけて所属、著者名を中央に揃えて書き、続けて英文題目、英文著者名を書きます。著者名は所属ごとに改行してください。1 行空けて本文を書き出してください。第 2 ページからは第 1 行目から書いてください。

題目は明朝 14pt, 著者名と所属は明朝 12pt, それ以外は節題を含め 10.5pt のフォントを用い、題目、著者名、節題はボールドで強調して下さい。句読点は「,」「.」を用いてください。本文の英数字は半角にして下さい。また、ページ番号は印刷しないでください。この案内は執筆要項の様式に従って書いてあります。

4. 図・表

図(写真も含む)・表は白黒印刷に耐えられる鮮明なものを用い、表の説明(キャプション)は表の上に、図の説明は図の下に記載してください。図・表番号はそれぞれ通し番号(図 1, 表 1)としてください。また、本文中でも必ず触れるようにしてください。

5. 引用文献

本文中の引用は、著者の姓(発表年)、文末の場合は(著者の姓、発表年)とし、本文末尾の文献リストと対応させて下さい。文献リストは、第 1 著者姓のアルファベット順に並べて下さい。引用文献の記載方法は「雪氷」に準じます(東北・雪氷, 2015)。

6. 締切期日

各年度の原稿提出締切は事務局より連絡いたします。遅れた場合は掲載しません。

【引用文献】

東北太郎, 雪氷花子, 2015: 「東北の雪と生活」原稿執筆要項, 東北の雪と生活, **15**, 1-2.

著作権譲渡承諾書

公益社団法人 日本雪氷学会 殿

原稿タイトル名：

全著者名：

上記の原稿は、今までに他の雑誌・書籍に掲載されたり、投稿中でないことを誓約いたします。また他の著作物の著作権を侵害していないこと、著作権許諾が必要な引用については無償での転載許可を書面で得ていることを誓約します。

この原稿が(公社)日本雪氷学会東北支部機関誌「東北の雪と生活」に掲載された場合は、(公社)日本雪氷学会著作権規程のとおり、その著作権を(公社)日本雪氷学会に譲渡することに同意します。

なお、この著作権譲渡の承認に関して、他の共著者全員の同意を得ていることを保障いたします。

代表者署名：_____（_____年____月____日）

（署名は自筆でお願いします。捺印は不要です。原稿投稿時に添付して下さい。）

2015・2016 年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員

2016.10.01 現在

支部長	山崎 剛	(東北大学大学院理学研究科准教授)
副支部長	沼澤 喜一	(日本環境科学(株)代表取締役)
	小杉 健二	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター雪氷環境実験室長)
理 事	石田 祐宣	(弘前大学大学院理工学研究科助教)
	小笹 鉄文	(秋田雪の会)
	小杉 健二	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター雪氷環境実験室長)
	佐々木幹夫	(八戸工業大学工学部教授)
	沼澤 喜一	(日本環境科学(株)代表取締役)
	野堀 嘉裕	(山形大学農学部教授)
	平山 順子	(北東北エリア雪崩事故防止研究会事務局員)
	松村光太郎	(岩手県立大学盛岡短期大学部教授)
	本谷 研	(秋田大学教育文化学部准教授)
	柳澤 文孝	(山形大学理学部教授)
	山口 正敏	(日本地下水開発(株) 技術本部設計部主査)
	若林 裕之	(日本大学工学部教授)
監 事	照井 繁	(東邦技術(株)取締役)
	赤田 尚史	(大学共同利用機関法人自然科学研究機構 核融合科学研究所)
顧 問	伊藤 驍	(国立秋田高専名誉教授)
	佐藤 清一	(弘前大学医療技術短期大学名誉教授)
	中村 勉	(元岩手大学農学部教授)
	力石 國男	(ノースアジア大学総合研究センター教授)
	三崎 安則	(アルゴス技術顧問)
	阿部 修	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター契約専門員)
幹事長	松村光太郎	(岩手県立大学盛岡短期大学部教授)
総務幹事	松村光太郎	(岩手県立大学盛岡短期大学部教授)
会計幹事	山口 正敏	(日本地下水開発(株) 技術本部設計部主査)
各県幹事		
青森県	工藤 樹一	(青森エコ・サーベイ研究会)
秋田県	後藤 博	(秋田雪の会)
	柿崎 仁志	(秋田県立横手城南高等学校教諭)
岩手県	武藤 由子	(岩手大学農学部共生環境課程)
	澤田 啓	(北東北エリア雪崩事故防止研究会会長)
宮城県	佐藤 裕一	(日本気象協会東北支局事業サービス課長)
山形県	沖田 圭右	(日本地下水開発(株)事業本部資源環境部主査)
	堀 和彦	((株)寒河江測量設計事務所森林環境部部長)

福島県 朝岡 良浩 (日本大学工学部准教授)

事業委員会

委員長 原田 鉦一郎 (宮城大学食産業学部准教授)

委 員

根本 征樹 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員)

金 高義 (福島工業高等専門学校建設環境工学科助教)

「東北の雪と生活」編集委員会

委員長 石田 祐宣 (弘前大学大学院理工学研究科助教)

委 員

朝岡 良浩 (日本大学工学部土木工学科准教授)

山谷 睦 (日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)

東北雪氷賞選考委員会

委員長 小杉 健二 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター雪氷環境実験室長)

委 員

後藤 博 (秋田雪の会)

沼澤 喜一 (日本環境科学(株)代表取締役)

力石 國男 (ノースアジア大学総合研究センター教授)

渡邊 明 (福島大学共生システム理工学類特任教授)

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部事務局

〒020-0693 岩手県滝沢市菓子 152-52

岩手県立大学 盛岡短期大学部 松村光太郎 気付

TEL : 019-694-2940 FAX : 019-694-2901

(社)日本雪氷学会東北支部 特別・賛助会員名簿

(2016.5.6.現在)

特別会員

機関名	所 在 地	電 話	会員区分
大蔵村役場	〒996-0212 山形県最上郡大蔵村大字清水2528番	0233-75-2111	3級
金山町	〒999-5402 山形県最上郡金山町大字金山324-1	0233-52-2111	3級
鮭川村	〒999-5202 山形県最上郡鮭川村大字佐渡2003-7	0233-55-2111	3級
新庄市 雪の里情報館	〒996-0023 新庄市石川町4番15号	0233-22-7891	3級
西和賀町	〒029-5512 岩手県和賀郡西和賀町川尻40地割40番地71	0197-82-3284	3級
最上町	〒999-6101 山形県最上郡最上町向町644	0233-43-2111	3級

賛助会員

機 関 名		所 在 地	電 話	会員区分
日本地下水開発 (株)	〒990-2313	山形県山形市大字松原777	023-688-6000	1級
T N - P S G 工法研究会	〒990-2305	山形県山形市蔵王半郷字松尾川94-7 共和防災建設株式会社内	023-688-8784	1級
北日本電線 (株)	〒989-1606	宮城県柴田郡柴田町大字船岡字山田1-4	0224-57-0712	3級
(株) シンワ	〒990-0051	山形県山形市銅町1-1-36	023-641-7456	3級
東光計測 (株)	〒990-2161	山形県山形市漆山字梅ノ木1985-4	023-686-4952	3級
東邦技術 (株)	〒014-0041	秋田県大仙市大曲丸子町2-13	0187-62-3511	3級
東北企業 (株)	〒990-2431	山形県山形市松見町11-19	023-622-7201	3級
東北電力 (株)	〒980-8550	宮城県仙台市青葉区本町1-7-1	022-225-2111	3級
(株) ネクスコ・エンジニアリング東北	〒980-0013	宮城県仙台市青葉区花京院2-1-65 花京院プラザ13F	022-713-7277	3級
(株) 双葉建設コンサルタント	〒996-0002	山形県新庄市金沢字谷地田 1399-11	0233-22-0891	3級

題字：渡辺善八

東北の雪と生活 第31号

平成28年10月10日発行

発行 公益社団法人日本雪氷学会東北支部

編集委員長：石田 祐宣

事務局 〒020-0693 岩手県滝沢市巣子152-52

岩手県立大学 盛岡短期大学部

幹事長：松村光太郎

TEL 019-694-2940

FAX 019-694-2901

©2016（公社）日本雪氷学会

掲載された記事等の著作権は（公社）日本雪氷学会に属する。