ISSN 0917-6217

東北の雪と生活

第 34 号

2019

公益社団法人　日本雪氷学会東北支部

第 34 号　2020 年 3 月

東　北　の　雪　と　生　活

目　　次

巻頭言　「東北支部の機関誌」　小杉健二　1

論　文

第 32 回八甲田山積雪・雪質調査
佐々木幹夫・長尾昌朋・岩淵　巧・熊谷　洋
南　將人・萩原英子・大坪秀一・牧慎太郎　3

樹枝の曲げ変形計測と力学解析に基づいた融雪期負荷の推定
石井健太・藤崎和弘・仁藤尊徳・笹川和彦・森脇健司　9

十勝山系における雪崩発生の気象条件　北川澄人・石田祐宣　13

UAV を用いた斜面積雪深分布変化の観測　荒川逸人・安達　聖・金　高義　17

北海道の土壌凍結深の測定：2011～2019 年冬季
原田鉱一郎・吉川謙二・曽根敏雄　22

Sentinel-1 C バンド SAR によるサーモカルスト湖モニタリング
若林裕之・本橋和重・前澤直毅　26

高解像度アンサンブルデータを用いた積雪水資源量の将来予測
齋藤みなみ・山崎　剛・佐々井崇博　32

報　告

気象状況別の無散水消融雪施設稼働時間分析
山口正敏・服部恭典・鈴木和則・稲毛重之　38

東北 6 県における 2018-19 年冬季の降積雪の特徴　本谷　研　40

雪塊と太陽電池板との動摩擦係数について　小杉健二　44

平成 31 年（2018/2019 年)冬期における新庄の積雪変化について
佐藤研吾・小杉健二・荒川逸人・根本征樹・安達　聖　47

2018/2019 シーズン八幡平裏岩手エリアの積雪観察報告　平山順子　49

数値モデルを用いた雨氷発生時の大気場に関する研究　村松　崇・山崎　剛　56

木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験（Ⅲ）　後藤　博　61

2018-2019 年　青森県の雪況　小関英明　67

吹雪モニタリングシステムの構築にむけて
根本征樹・中村一樹・荒川逸人　73

山形蔵王における雪氷現象の観測(平成 30 年度)
沖田圭右・山谷　睦・沼澤喜一・小林英則・原田俊明　77

資　料

東北雪氷賞受賞理由　79

東北雪氷賞（功績賞）をいただいて　山崎　剛　83

東北雪氷賞（学術賞）を受賞して　若林裕之　84

公益社団法人日本雪氷学会 2019 年度東北支部理事会　議事録 87
公益社団法人日本雪氷学会 2019 年度東北支部総会　議事録 88
2018 年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業報告・収支報告書 89
2019 年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業計画・収支予算案 92
公益社団法人日本雪氷学会東北支部　支部規程施行内規 96
東北雪氷賞受賞者選考規程 98
東北雪氷賞受賞者リスト 100
日本雪氷学会東北支部「東北の雪と生活」投稿規程 102
「東北の雪と生活」原稿執筆要項 103
「東北の雪と生活」著作権譲渡承諾書 104
2019･2020 年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員 105
（公社）日本雪氷学会東北支部　特別会員 107
（公社）日本雪氷学会東北支部　賛助会員 108

巻 頭 言

東北支部の機関誌

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 支部長 小杉健二

日本雪氷学会東北支部長を引き続きもう1期務めさせていただくこととなりました．微力ながら支部の運営に努力して参りますので，皆様のご協力を改めてお願い申し上げます．

2年前の巻頭言において，東北支部の事業の一つとして機関誌「東北の雪と生活」についてふれました．出版物は後に残るものですから，学会の活動として最も重要なものとも言えましょう．本稿でもう一度，機関誌について述べたいと思います．

「東北の雪と生活」の創刊号は，東北支部設立記念号として1986（昭和61）年に刊行されました．その後，毎年1号ずつ刊行が重ねられてきました（これらの通常号とは別に，1990年に日本雪氷学会創立50周年記念特集号が，2011年に雪氷学会東北支部設立25周年記念誌が刊行されました）．創刊号から第4号までの記事の主な部分は，支部大会などで行われた5件ないし6件程度の講演を文字に起こした講演録です（下図参照）．その内容は，積雪地域の雪による各種の障害を如何に軽減・防除するかというものが多数を占めます．話し言葉で記録されているために，講演者のご苦労や熱意がひしひしと伝わってきます．いくつかの課題はその後の科学や技術の進歩により対策が進みましたが，解決に至らない問題も多く残されています．こうした事を現在知ることができるのは，講演をされた方に加え記録，編集そして刊行という仕事にあたられた東北支部の先輩達がいらっしゃったからに他なりません．口頭で話された内容の文字起こしは現在でも手間のかかる作業ですが，当時はワードプロセッサーが普及していたでしょうけれども大変な労力をかけて編集されたであろうことは想像に難くありません．

支部の研究発表会で発表された内容が論文・報告の形で掲載されるようになったのは第5号(1990年)からです．第5号から第8号までは講演録と論文・報告がともに掲載され，第9号から論文・報告が主な掲載記事となりました．受賞の言葉や授賞理由も順次掲載されるようになり，東北雪氷賞に関する制度が整えられてきた事も分かります．一方でシンポジウムなどの講演録が時折掲載され，また，解説・論説等の記事も不定期に掲載され，型にはまらず柔軟性を持った誌面作りが行われてきたことも感じられます．第10号（1995年）のA4版化を経て第20号（2005年）に至り，現在とほぼ同様の誌面構成となりました．最近の大きな変化としては，第31巻（2016年）からインターネット上のウェブサイト上に本誌の全文が掲載されるようになったことが挙げられます．背景には印刷・製本費の削減という会計上の理由もあったと思いますが，論文等の役割は研究成果を広く伝えることです

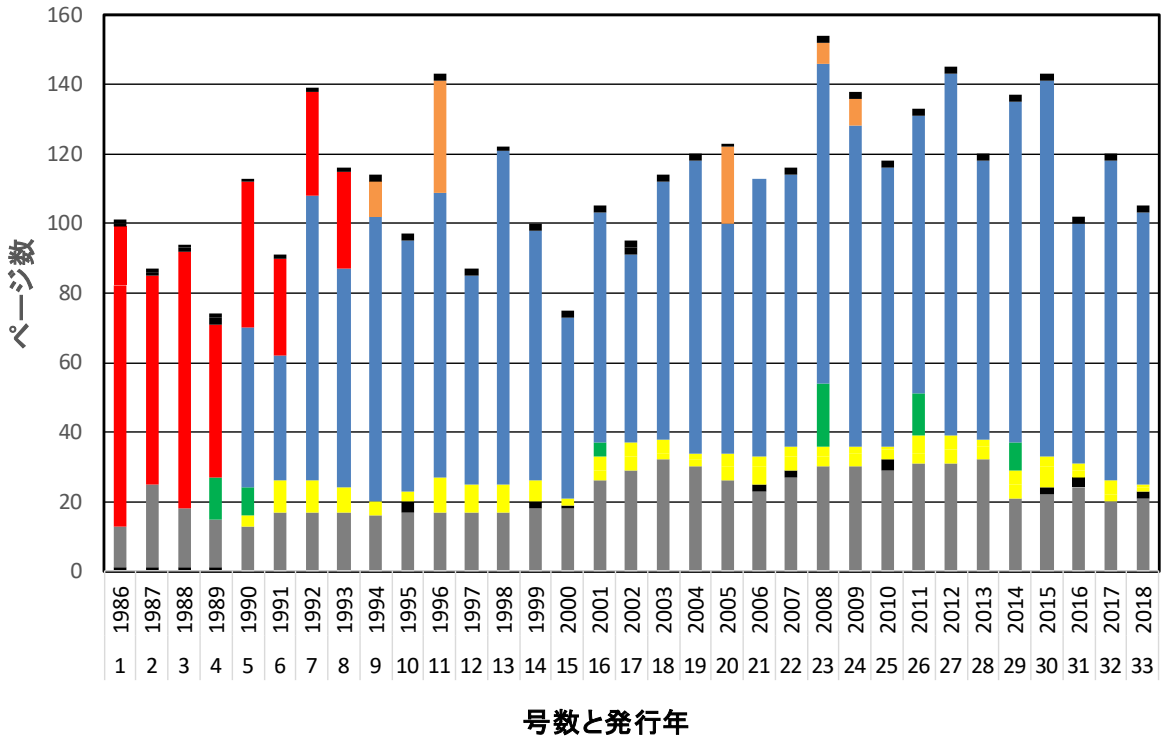


図　「東北の雪と生活」に掲載された記事の種類別ページ数の経年変化.
赤：講演録，青：論文・報告，橙：ｼﾝﾎﾟｼﾞｳﾑ・講演会報告等，緑：解説・論説等，
黄：受賞の言葉，授賞理由，灰：支部関連記事，黒：その他の記事.

から，技術の進歩に伴うしかるべき成り行きだったと言えるでしょう.

以上が私なりにまとめてみた本誌のこれまでの歩みのあらましです．図においてともすると見過ごしがちですが，増減はあるにせよ，およそ 100 ページの雑誌を創刊以来 30 年以上にわたり会員の投稿と編集により刊行し続けてきたことは大いに価値のあることです．本誌には研究成果のみならず東北支部の歴史が詰まっていると言っても過言ではないでしょう．これまでに論文等をはじめ各種の記事を投稿下さった著者の方々，並びに編集作業に携わられた方々に心から感謝申し上げる次第です．ウェブサイト上で目次のみの掲載となっていた過去の号についても，全文を掲載する準備を現在進めています．東北支部の研究成果や活動がより多くの方々へ届くことを期待しております.

2019 年 9 月に雪氷研究大会が山形市で開催されました．東北支部の多くの方に実行委員として運営にご協力いただき，また参加者として研究発表や議論に参加いただいたおかげで成功裏に幕を閉じました．この場をお借りして厚くお礼申し上げます.

第 32 回八甲田山積雪・雪質調査

佐々木幹夫（八戸工業大学）
長尾昌朋（足利大学）
岩渕巧（東北電力（株））
熊谷洋（東北電力（株））
南　　將人（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）
牧慎太郎（市町村アカデミー）

The 32nd observation for snow characteristics in Hakkoda Moutains

Mikio SASAKI (Hachinohe Institute of Technology)
Masatomo NAGAO (Ashikaga University)
Takumi IWABUCHI (Tohoku Electric Power Co. Inc.)
Hiroshi KUMAGAI (Tohoku Electric Power Co. Inc.)
Masato MINAMI (National Institute of Technology, Hachinohe College)
Hideko OGIWARA (Kagawa Nutrition College of Culinary and Confectionery of Arts)
Shuichi OTSUBO (Hachinohe city office)
Shintaro MAKI (Japan Academy for Municipal Personnel)

1.　はじめに

この 4 月に 2019 年度の八甲田山中における積雪・雪質調査を無事終了できた．調査は 32 回目になり，2011 年の調査は回数に入れていないので通算して 33 年間実施してきたことになる [1)]．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き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 2018 年も第 31 回目の雪質や積雪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 2019 年の観測結果を報告する．

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，八甲田山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 1,040 m）を超える道路により南と北に分けられており，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

図 1　八甲田山位置図（Google Map）

図 2　2019 年調査位置（△印）
（地図は Google Map より）

(1) 観測雪面の整形

(2) 観測終了後の集合写真

写真 1　雪質観測鉛直断面の掘り出し作業

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．2019 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山頂駅から 7ｋｍ離れた個所にあり，ここまで徒歩により移動した．この日は風が強く午前 9 時時点で風速 16m/s の強風であり，赤倉岳を越えて降りたところに調査地点を設けたので赤倉岳を越えるときはやや風は収まりつつあったが瞬間風速は山頂域のため 20m/s 以上ではなかったかと考えられる．全員山越えをして，調査地点に到着した．八甲田山中は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ての移動となっている．図 2 に示すように調査地点は北八甲田赤倉岳北東側斜面下にあり，東京座標で N40°40' 6.53", E140°52' 24.9" となっている．

3.　観測方法

前述のようにこれまでの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．2019 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 2019 年の 4 月 19 日 12 時から 16 時に行い，天候は晴れ，標高 1203ｍ地点である．気温は 3.1℃と比較的低く，風は前述のように強く，最大風速は 16m/s と強風，午後になり徐々に弱まっていた．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．観測積雪層厚は山地斜面直上近くの雪層の低木草までの深さまでとし雪表面から 2m 程度の深さとしている．毎年，スコップ 2 丁でここまで掘るのに 2 時間程度の時間を要している（写真 1）．毎回の調査において下層の硬い締まり雪の層の掘り出しには苦労している．鉄製のスコップでないと観測のための鉛直積雪層面の整形は不可能である．観測鉛直雪面の作成後，所定の深さで密度を測定して，その雪を使い，雪の保水量，硬度，並びに浸透能の観測

表 1　測定地点と天候

調査日時　2019 年　4 月 20 日（土）　12：00-16：00		
測定地点　　北八甲田山中赤倉岳北東斜面下		
座標	N　40°40'　6.53"	E　140°52'　24.9"
天候	気温 3..1℃　晴れ	
標高	1203m	

を行っている．保水能力は密度測定後に 0 度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こなくなるまで空中に放置し，雪塊が水を内部に含み，その水が落ちない程度になったとき雪塊の質量を測定して，保水能として算定している．

4. 観測結果

(1) 密度

密度の測定は写真2 (1)に示した密度計を使用して測定を行っている．この密度計は幅4㎝，長さ5㎝，厚さ2㎜のアルミ角パイプで40cm^{3}の容積をつくり，この中に採取した雪塊の密度を測定している．観測雪面に密度計を差し込み，雪を取り出すときに容積が変わらないように雪層内から雪塊を取り出す前に密度計に蓋をして雪塊を採取している．保水能はこの蜜時計から雪塊を写真2 (2)に示すネットに取り出し，水槽にこれを沈め，水を吸い込んだ雪塊を空中に取り出し，水を切ったのちに雪塊が取り込んでいる水量を測定して保水能としている．表2に観測結果を示した．表に示した値は3回の測定値の平均を示している．

(1) 密度計（左）と蓋（右上）　　(2) 水切りネット（右）とバネばかり（左）

写真 2　密度計および水切りネット

表 2　測定結果（2019 年 4 月 20 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 (kPa)
10	489	448	937	137
25	538	375	913	211
50	505	399	904	136
75	513	440	953	240
100	521	432	953	194
125	554	399	953	619
150	546	416	961	459
175	668	293	961	515
200	701	269	970	698

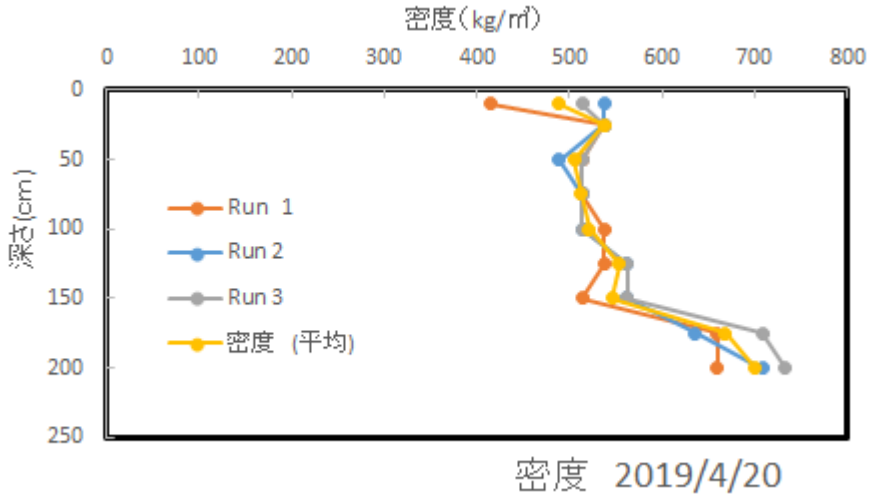


図 3　八甲田山積雪層の密度（2019 年 4 月 20 日）

表において深さ200㎝での観測において，湿潤密度がその　最大値970kg/m^{3}に達している．ここに，比重0.97は流雪溝の実験において，密度0.2 g /cm^{3}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/cm^{3}であったことより，最大値はその程度になるものとし観測値の補正を行っている．表より，下層2mの密度が大きく701kg/m^{3}となっている.これはこの深さの雪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269kg/m^{3}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．

図3に密度の測定結果を示した．測定は3回行っておりそれをRun1，2および3で示している．図より表層と最下層における測定値にばらつきがみられる．表には3回の測定の平均が示されている．図3より以下のことが言える．表層10㎝において既に400kg/m^{3}を超えており,表層密度は489 kg/m^{3}程度になっており500 kg/m^{3}に近く融雪期初期の密度を示している．最下層2mの密度は701 kg/m^{3}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山地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500 kg/m^{3}を越えており，積雪層は融雪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500 kg/m^{3}程度，100cmでおおよそ520k g /m^3，125～200cmで約550kg/m^{3}となっている．密度の測定は前述のようにおよそ40cm^{3}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，150cmまでは500kg/m^{3}から600kg/m^{3}の間にある．今年は50cmから150cmの間でこの層の雪は硬く，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2.5mから3m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

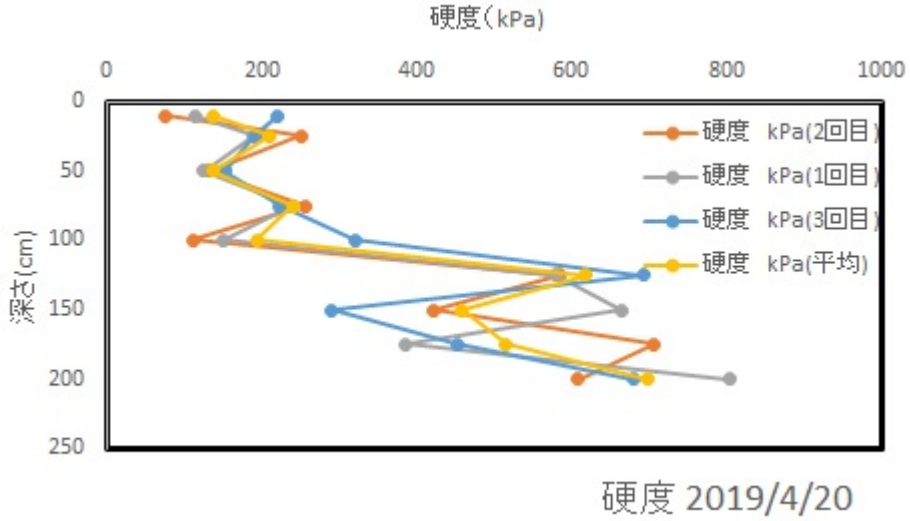


図 4　八甲田山積雪層の硬度 2019 年 4 月 20 日

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0.05～0.1k g /m^{3}にあるが，これが1，2，3月と進むに従い，0.2，0.3k g /m^{3}と大きくなり，4月上旬には0.5k g /m^{3}を超え，本格的な融雪期に入ると0.5～0.7k g /m^{3}となる．4月の上旬と下旬では雪の密度に大きな差がみられ，密度は0.5k g /m^{3}から0.6k g /m^{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0.5k g /m^{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．図より，下層ほど硬度が大きく圧密により雪層が固くなっていることを示している．前述のように200cmの雪は既に水（融雪水）を含んでおり湿潤状態に近いが硬度は700kPa近くあり，今年はそれでも硬さを保っている．例年だと融雪水を含んだ雪塊は硬度が下がり柔らかくなっている．図より，4月の産地表面の雪の過多さは100kPaあり，つぼ足（登山靴）でも歩行可能な硬さになっていることがわかる．

(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する能力を言い，保持貯水の最大取水量で表される．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おれば高く，間隙間隔が広くなっていれば低くなる．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．2019年4月には融雪期に入っていたが3月下旬から4月中旬にかけて低温の日が多く融雪が進まなかった．そのためか表層10㎝程度の積雪層は保水能力が高く，おおよそ450kg/m^{3}程度となっている，150cmまでの積雪層は400kg/m^{3}程度の比較的高い保水能となっている．2015年4月は全般的に保水能が低く，表層から2mの深さまでおおよそ300 kg/m^{3}となっていた．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い，積雪層がザラメ状の雪層に変化しているためであった．図4に示した硬度と比較すると以下のようになる．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つつるため間隙内部が変化しているため低下している．すなわち，雪塊の水分の保持貯水能は融雪期のため硬度に比例して高くなるわけではない．図5に示しているように最下層2m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

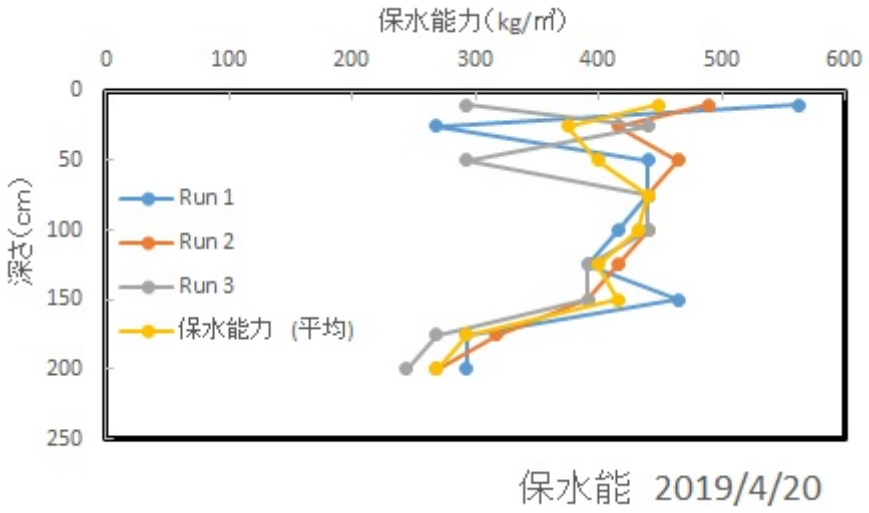


図 5　八甲田山積雪層の保水能（保水能：雪塊が吸い込んだ水が表面張力の作用により雪塊内部の間隙内に保持貯水される能力をいい保持貯水量で表和され，重力に打ち勝ち内部に保持貯水する能力）

でおり，浸潤状態にあるためである．

(4) 浸透能

積雪層の中を雨水がどの程度の速さで浸透するのかを調べるために2019年も浸透実験を行った．図示は省略するが以下に結果の要点を示す．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．着色水は60秒後に22cmまで浸透し，その後徐々に浸透速度が低下し，300秒以降は40cm弱に留まっている．初期の浸透速度は最初の1分で22cm/分，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．

5. 結び

今年も八甲田山の雪質調査を無事終了できた．調査は多くの隊員の協力により行われており，無事ここまで継続できたのも隊員の協力のお陰である．この調査は本年をもって終了することとした．

参考文献

1) 佐々木幹夫　他7名，2016：第28回八甲田山雪質調査，東北の雪と生活，31，31-36.

樹枝の曲げ変形計測と力学解析に基づいた融雪期負荷の推定

石井健太・藤崎和弘・仁藤尊徳・笹川和彦・森脇健司 （弘前大学）

Estimation of loading configuration on tree branch in snow melting process based on bending deformation measurement and analysis

Kenta ISHII, Kazuhiro FUJISAKI, Takanori NITO, Kazuhiko SASAGAWA and Takeshi MORIWAKI (Hirosaki University)

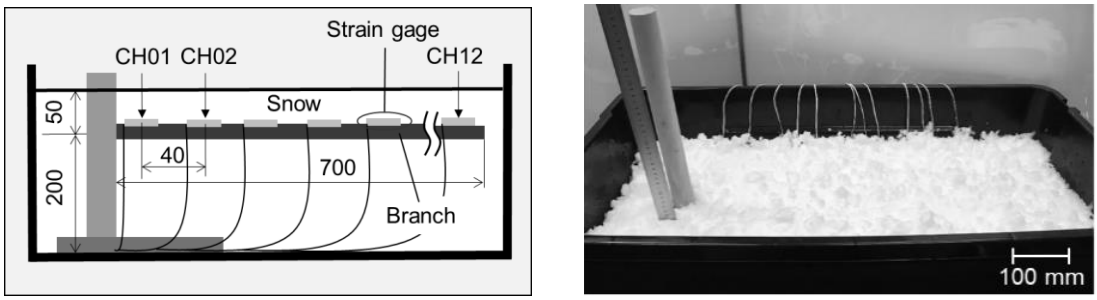
1. はじめに

果樹栽培が盛んな東北地方は積雪地であり，積雪負荷による果樹の枝折れ対策が課題となっている．特に，雪に埋没した枝に圧雪や融雪による雪の移動が生じると，積雪沈降力と呼ばれる大きな負荷が加わり，枝や幹の折損につながることが多い（Seki *et al*., 2018）．枝に作用する雪負荷の形態や荷重の伝達経路，負荷により生じる変形状態を明らかにできれば，支柱入れや吊りといった荷重支持の最適化や，枝負荷を軽減させる効果的な除雪法が提案できる．また，果樹は果実の生産性や収穫性を考慮して枝の剪定を行うことから，将来的に作用する力学負荷を想定して枝を構成することができれば，耐雪性樹形の設計が可能となり，積雪地での果樹栽培に有益な技術となる．本研究では，積雪下の枝に作用する負荷形態を調査するため，ひずみゲージを貼付したリンゴ剪定枝をコンテナに設置し，埋雪させた状態から，融雪に伴って生じる各部のひずみを経時計測した．また，このひずみ分布測定結果から推定される枝形状と，数値解析手法による枝の変形解析結果を比較することで，雪による荷重の作用形態を調査した．

2. 方法

2.1 融雪時のひずみ測定

図 1 に融雪実験の概要を示す．全長 700 mm，幹側（基部）直径 8.1 mm，先端直径 8.0 mm のリンゴ剪定枝を使用した．枝の変形を計測するため，枝上面にひずみゲージ（KYOWA 製，KFEL-2-120-C1L3M3R）を 40 mm 間隔に 12 枚貼付した．このとき，基部側のひずみゲージを CH01 とし，先端側に向かって CH02，…，CH12 とする．枝基部を高さ 200 mm の位置で支柱に固定し，片持ちはり状態で大型コンテナ内に設置した．



（寸法：単位 mm）

図 1　融雪実験の概要と実験開始時の様子

無負荷時のひずみを初期値（ゼロ）とし，枝上 50 mm まで埋雪させた状態から室内（23℃）で自然融雪を行った．実験開始時の様子を図 1 に示している．ひずみの経時変化は専用のセンサインターフ

ェース（KYOWA 製，PCD-300 シリーズ）を用いて計測した．枝埋雪直後に計測を開始し，融雪に伴い枝全体が現れた時点で計測を終了した．

2.2 枝の変形シミュレーション

変形解析として枝の長手方向に分割したはり要素による 2 次元の曲げ変形解析を行った．図 2 に変形解析の要素モデルを示す．枝を長さΔsに等分割した離散モデルにおいて，はり上に垂直方向に荷重F（$F_1, F_2, \ldots, F_n$）を加えた際の任意の点kのたわみ角$\emptyset_k$は式(1)で示される．

$$\phi_k = \phi_{k-1} + \left(\frac{M_k}{EI_k} + \frac{1}{\rho_k^0}\right)\Delta s \tag{1}$$

M_kは点kにおけるそれぞれの荷重Fによる曲げモーメントの総和を表す．弾性率Eは枝全体で一定として扱い，枝先端におもりを吊るすことによる実負荷実験と本モデルでの解析結果が一致するように同定しており，本研究では 5 GPa となった．Upadhyaya *et al.*（1987）によるとリンゴの樹枝は 2 GPa から 6 GPa 程度の弾性率を示すことが報告されているため，この値は妥当なものといえる．断面二次モーメントI_kは枝を一様断面の中実丸棒とみなし，各点で実測した直径d_kから求めた．また，枝は無負荷状態でも曲がっているため初期曲率半径ρ_k^0を考慮した．以上より，各部のたわみ角から荷重負荷後の点kの位置（k'）を求め，これを先端まで順次行うことで枝全体の変形を予測した．なお，本解析では大たわみを考慮するため，変形後の荷重位置を基準とした力学解析を行っており，くり返し計算による最適変位の探索を行っている（藤崎ら，2019）．図 3 に分布荷重の作用形態の一例を示す．これまでの研究で積雪沈降力の分布は基部で大きく，先端に近づくに従い小さくなることが示唆されている（藤崎ら，2019）．そこで本研究では，枝の基部（$x = 0$）で最大荷重w_{max}，先端（$x = \mathrm{X}$）で無負荷状態であると仮定し，分布荷重を式(2)のように n 次の関数として与えた．このときの曲げモーメントM_kは式(3)のように求められる．本研究では，このM_kの作用による各点のたわみと実測したひずみから求めたたわみを比較することで荷重分布の妥当性を評価した．

$$w(x) = \frac{w_{max}}{X^n}(X - x)^n \tag{2}$$

$$M_k = \int_{x_k}^{X} w(x) \cdot (x - x_k)\, dx \tag{3}$$

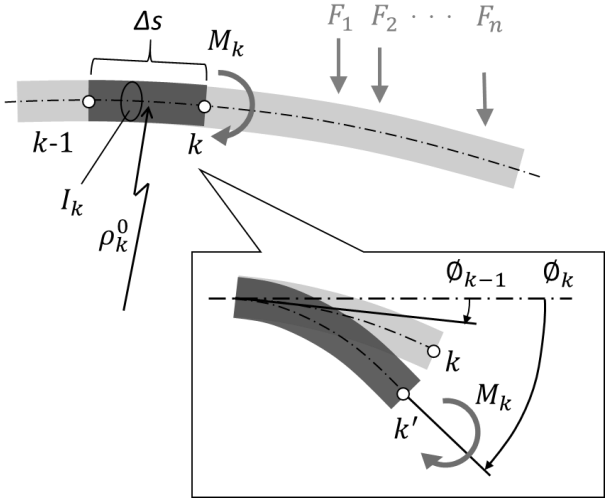


図 2　枝の変形解析モデル

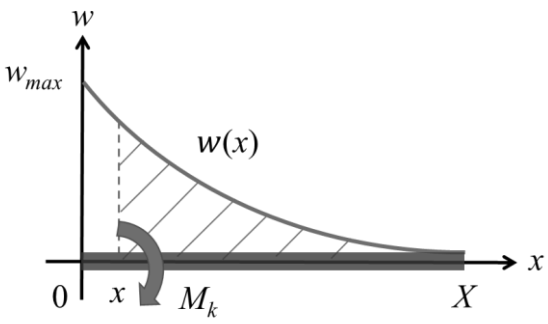


図 3　分布荷重の作用形態の一例

3. 結果および考察

3.1 ひずみ測定結果

図 4 に枝に貼付した 12 枚のひずみゲージのうち，基部（CH01），中間領域 2 点（CH04，CH08），先端部（CH12）の計測結果を示す．基部側では融雪の過程で測定開始時よりもひずみが大きくなっており，融雪時には積雪重量よりも大きな負荷が生じていることがわかる．また，最大ひずみは計測開始から 200 min 後に基部の CH01 で計測され，枝先端に向かい減少していく傾向が確認された．

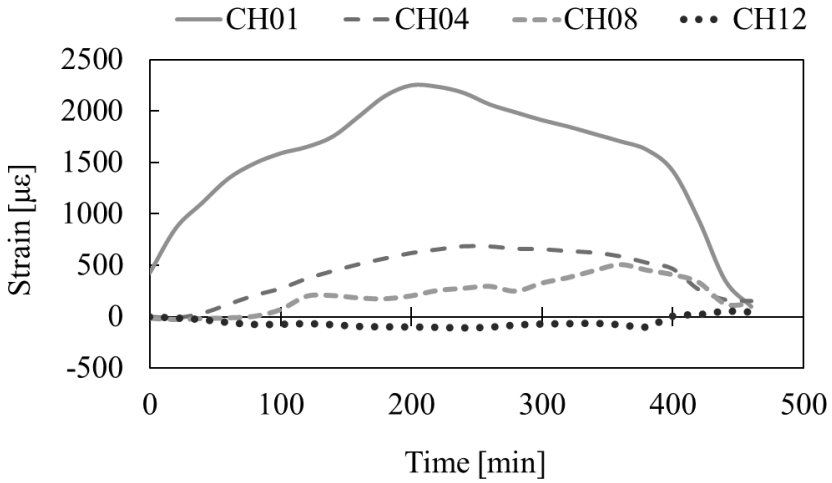


図 4　融雪時の枝のひずみ変化

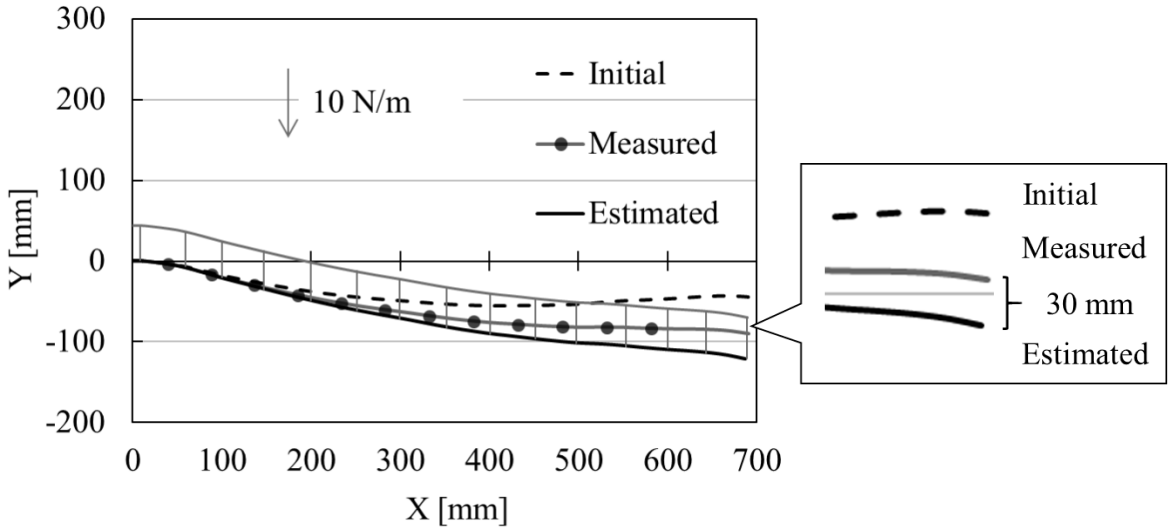
3.2 雪中における枝の変形シミュレーション

図 5 に解析結果の一例として荷重分布を(a)等分布（一定）と仮定した場合，(b)3 次関数に仮定した場合の枝変形形態を示す．図には仮定した分布荷重の作用形態，埋雪前の画像から求めた枝の初期形状（Initial），最大ひずみを示した融雪開始後 200 min における 12 点（図示）のひずみ計測値から幾何学的に求めた枝の形状（Measured），力学解析から推定された形状（Estimated）を示している．本解析では基部の最大ひずみが計測値（CH01）と一致するように基部の最大荷重w_{max}を決定した．高次分布の荷重条件の方が等分布に比べて，枝全体にわたって変形を精度良く再現することができており，積雪沈降時は，基部と先端部では負荷が大きく異なる非線形の荷重分布になっていることが確認できた．先行研究において融雪時の枝負荷の軽減に基部側の除雪が効果的であることが示されており（藤崎ら，2017），基部側の負荷軽減も雪害対策に重要な視点といえる．通常，片持ちはりの基部に作用する曲げ負荷にはモーメントが関わることから先端側荷重の影響が強くなる．しかしながら，枝先端部は枝の柔軟性によって比較的自由な変形が可能である．したがって，雪の移動による負荷が大きく軽減されることから，負荷予測や支持技術の提案には枝の変形を考慮した解析が重要であるといえる．

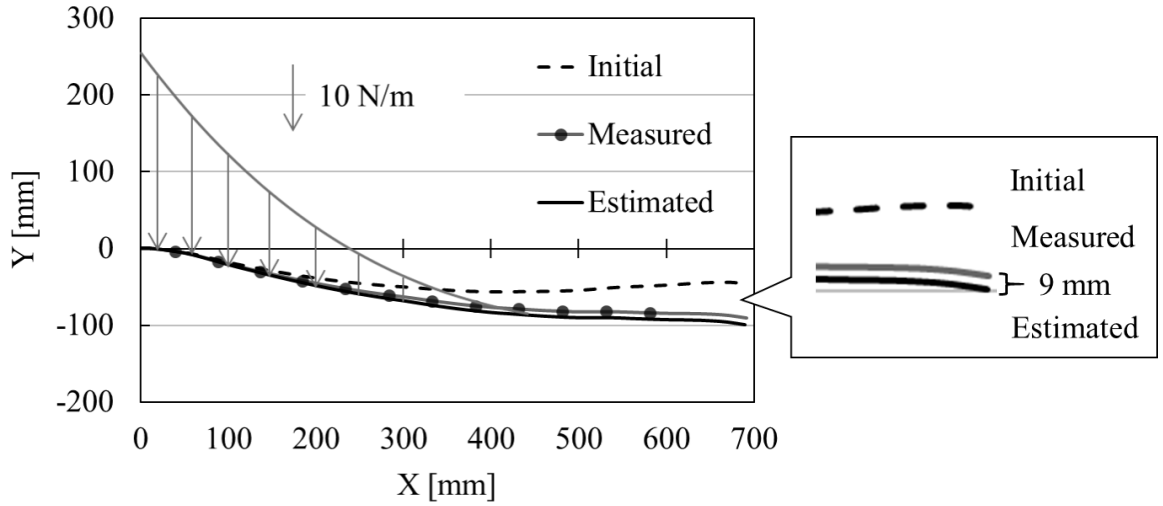
4. おわりに

本研究では，埋雪したリンゴ剪定枝の融雪過程におけるひずみの計測と，負荷を仮定した力学解析に基づいて，埋雪枝への積雪沈降負荷の作用形態を推定した．沈降力は基部側ほど顕著に大きくなる非線形の分布をとることがわかった．本結果から枝への沈降負荷推定には雪中での枝の変形を考慮する必要性が示唆された．本解析手法は支柱入れや除雪といった既存の雪害対策の効果を力学的に検証する際に利用できる．

謝辞：本研究の一部は JSPS 科研費 18KT0058 の研究助成により実施されたものである．また，研究活動の実施にあたっては農研機構生研支援センター「革新的技術開発・緊急展開事業 （うち経営体強化プロジェクト)」の支援を受けた．



(a) 等分布荷重を想定した場合の変形



(b) 高次（3 次）布荷重を想定した場合の変形

図 5 荷重作用形態による変形解析結果と実測値の比較

【引用文献】

藤崎和弘，森脇健司，笹川和彦（2019）: 積雪負荷による果樹枝の曲げ変形形態と局所ひずみの分布特性，第 50 回応力・ひずみ測定と強度評価シンポジウム講演会講演論文集, 31-32.

藤崎和弘，齋藤愛海，森脇健司，笹川和彦（2017）: 融雪時の曲げ変形計測に基づく樹木枝の雪害評価，日本機械学会東北支部第 53 期秋季講演会論文集，USB，2pages.

Seki, T., Kajimoto, T., Sugita, H., Ikeda, S. and Okamoto, T. (2018): Mechanical Damage on Abies mariesii Trees Buried below the Snowpack, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **37**, 34-40.

Upadhyaya, S. K., Cooke, J. R. and Rand, R. H. (1987): Variation in Young's Modulus Along Apple Limbs, *Transaction of the ASAE*, **30**(5), 1501-1505.

十勝山系における雪崩発生の気象条件

北川澄人 （弘前大学，現・気象庁）

石田祐宣 （弘前大学）

Meteorological conditions of the avalanche occurrences in the Tokachi mountains

Sumito KITAGAWA, Sachinobu ISHIDA (Hirosaki University)

1. はじめに

雪崩は人命にかかわる大きな災害をもたらすこともある．平成18年(2005年～2006年)豪雪では，積雪が多かった地域で，走行中の車が雪崩に巻き込まれる事故等雪氷災害が多発した．また記憶に新しい平成26年(2014年)の南岸低気圧による関東甲信越地方を中心とした豪雪でも，雪崩による道路閉鎖や物流障害，車両埋没が多数発生した．このように広範囲に大雪となった時に雪崩が多発する一方，山岳域では多寡はあるが毎年のように雪崩が発生する．2007年2月には，八甲田山系前岳において表層雪崩により山岳スキーヤーが2名死亡，8名負傷した(阿部ほか，2007)．2017年3月には，栃木県の那須岳において乾雪表層雪崩が発生し，春山登山研修中の高校生と引率教員が8名死亡，40名負傷した(中村ほか，2017)．本研究で対象とした十勝山系については，バックカントリースキーの活動を行っている三段山クラブによってまとめられた，1934年～2014年の期間に発生した雪崩のデータベースがある(http://sandan.net/avalanche/S/カミフ雪崩一覧（1934-2014）.pdf)．このデータベースを確認すると，2002年あたりから雪崩の発生件数が急増していた．雪崩発生件数急増の原因は気候変動によるものではなく,バックカントリースキーヤーの活動範囲の拡大, つまり人為的影響によるものと指摘されており，十勝山系に限ったことではない．ただ，雪崩が人為的な原因によるものであっても，明らかに積雪や気象条件によって危険度は異なる．

こういった危険な雪崩発生予測の最前線では，観測や予測で得られた気温や降水量など気象データを入力して積雪深や密度，温度等の層構造を計算する積雪変質モデルが用いられており，その代表的なものにスイスで開発されたSNOWPACK(Lehning et al. 1999など)がある(平島，2014)．これらのモデルでは，雪崩の滑り面となる弱層予測を精度良く再現できる場合が多いが，弱層の種類によっては再現性が悪かったり，降雪の種類や特性の情報を含めない等の克服すべき課題も残されている．

一方，気象庁が発表する「なだれ注意報」は，24時間降雪量や気温の閾値，最低積雪深といった一般的な気象観測情報に基づいており，地域毎に経験則的な閾値が用いられている．本研究では，比較的長期間の雪崩発生情報が残されている十勝山系を対象とし，なだれ注意報を参考にしながら雪崩発生の気象条件を明らかにすることを目的とする．

2. 対象期間と方法

本研究で用いた雪崩データは，三段山クラブがまとめた『十勝山系雪崩データ（1934～2014）』のうち，雪崩発生件数が急増して以降の2002年11月～2014年5月における雪崩発生日時・場所のデータを使用した．なお，本研究で扱った雪崩は全て表層雪崩であった．気象データは，十勝山系周辺で積雪観測を行っている気象庁AMeDAS6地点(西側：美瑛，芦別，富良野；東側：ぬかびら温泉郷，上士幌，新得)におけるデータを用いた．ただし，いずれの解析においても東側地点よりも西側地点の気象条件と雪崩発生の関係性が強かったため，結果では西側3地点を平均した気象データを解析に用いた．使用した気象要素は，気温(雪崩発生地点の標高に基づき標高補正したデータ)，降水量，降雪量，積雪深，風速である．風速の基準はなだれ注意報に無いが，積雪の再分配(吹きだまり)や雪庇等積雪への刺激となる可能性があるため加えた．

まず，シーズンを通した長期的な気象要素(平均値もしくは積算値)と雪崩発生数の相関解析を行い，雪崩発生数が多いシーズンの特徴を探った．対象とした気象要素は，気温・降雪深・積雪深である．

次に，短期的な気象要素と雪崩発生率との関係を調べた．降水量や降雪量は，なだれ注意報で24時間積算値が用いられるが，本研究では段階的に7日間までの積算値を検討した．また，雪崩の発生が日中8～16時にしか見られなかったため，雪崩のトリガーとなる風速についてはこの時間帯の平均値(以後，日中平均風速と呼ぶ)を解析対象とした．ほかに標高補正された日平均気温も用いた．様々な雪崩が発生しうる気象条件を用意し，その気象条件に該当した全日数に対する実際に雪崩が発生した日数を雪崩発生率として，評価基準とした．

3.　結果と考察

シーズンごとの平均/積算気象要素と積雪発生数との間には有意な相関は見られなかった．なお相関係数は，積算降雪量と雪崩発生数が0.13，最深積雪深と発生数が－0.29，平均気温と発生数が0.18であった．以上により，雪崩が発生しやすいシーズンの気象条件を特定することはできなかった．

次に，短期的な気象条件と雪崩発生との関係についての解析結果を紹介する．まず，直接的な雪崩の要因となり得る積算降水量，積算降雪量と雪崩発生率の関係について評価を行った．その結果，降水量・降雪量の積算日数が当日を含む前4日間の場合に最も雪崩発生率との相関が高くなった．ただし，積雪期(11～3月)と融雪期(4, 5月)で区別して比較すると，融雪期のみ相関が高かった(図1)．ついで雪崩発生との関係性が強かったのは当日の日中平均風速であった．風速については，積算降水量・降雪量の場合と逆で，融雪期に比べ積雪期において風速と雪崩発生率との相関が高く，積算降水量・降

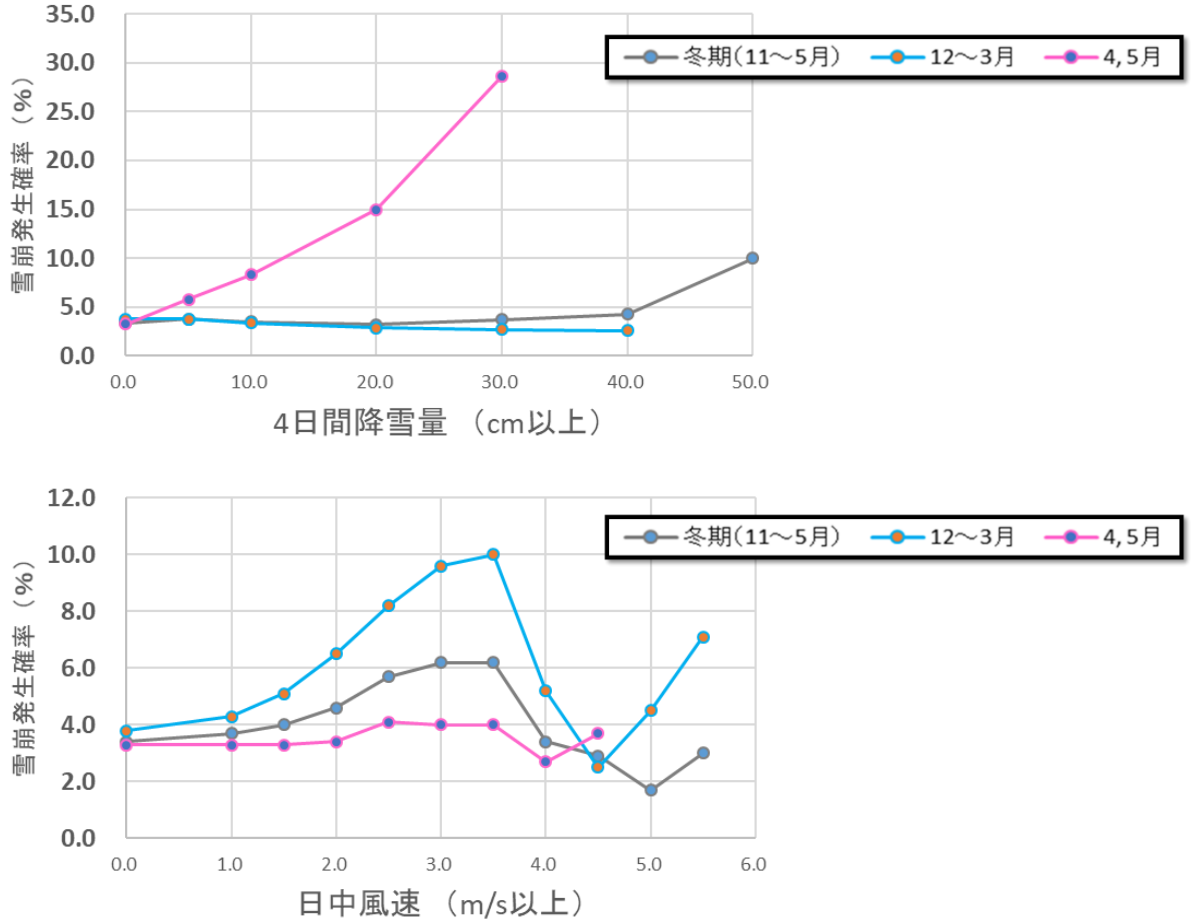


図1　十勝山系における短期的気象要素と雪崩発生率の関係. (上) 当日を含む前4日間積算降雪量, (下) 当日の日中(8～16時)平均風速．灰色の線は冬期全体(11～5月)，水色は積雪期(11～3月)のみ，桃色は融雪期(4, 5月)のみを示す．

雪量と雪崩発生率との関係よりも明瞭であった(図1)．これは，降雪・積雪の軽さ(密度)の違いによるものと思われる．ただ，風速が4 ms^{-1}を超えると雪崩発生率の低下が見られる．理由ははっきりしないが，ある程度以上の風速になると吹き溜まりのような場所でも吹雪となり，積雪深が均等化するためではないかと推察する．

融雪期においては，4日間積算降水量・降雪量の条件に加え，雪崩発生地点の日平均気温が－5 ～－1℃，日中のAMeDAS平均風速が2.5 ms^{-1}以上という条件において，雪崩発生率は高くなった(図2)．

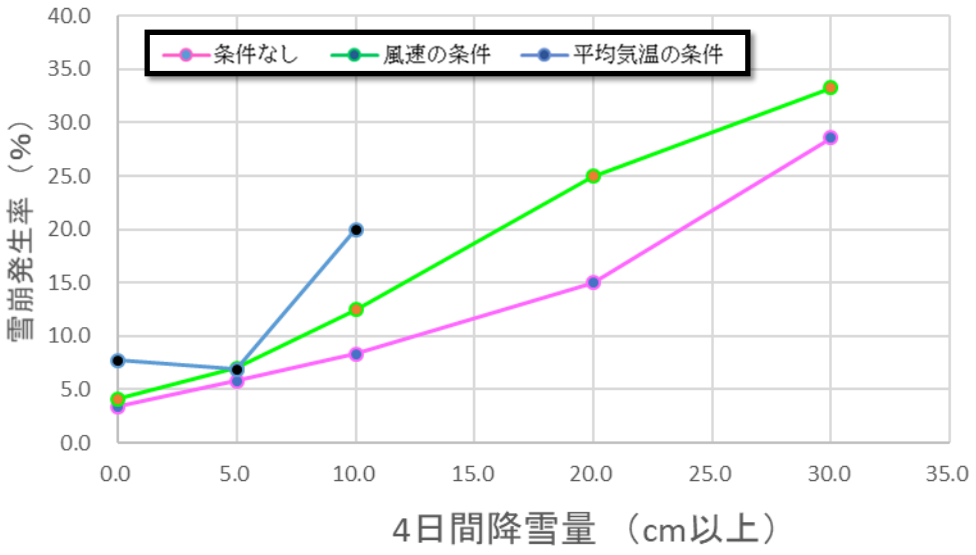


図2　十勝山系における当日を含む前4日間積算降雪量と雪崩発生率の関係(融雪期: 4, 5月)．桃色の線は全データ，緑色の線は日中平均風速2.5 ms^{-1}以上のデータのみ，水色の線は日平均気温が－5℃～－1℃のデータのみを示す．

今回の結果で特徴的だったのは，積雪期と融雪期で明らかに雪崩の発生する気象条件が異なることであり，特に積雪期(11～3月)は風の影響を強く受けていることである．一般的に，積雪期に気温が極端に低下するのは放射冷却が強い弱風・無風の条件であるため，風速と気温との間に相関があり，気温を雪崩発生率の代用指標にできる可能性がある．そこで，積雪期(11～3月)における日平均気温と雪崩発生頻度との関連性を検討した(図3)．しかし，特に気温が高い程雪崩発生頻度や発生率が増加する

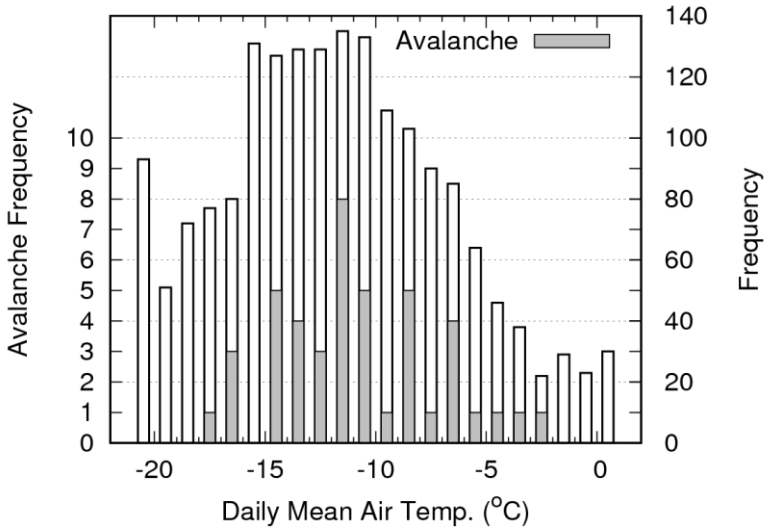


図3　積雪期(11～3月)における日平均気温の頻度分布．左端の棒は－20℃未満，右端の棒は0℃以上，灰色の棒は雪崩発生の頻度を示す．

傾向は確認できなかった．次に，今回の解析対象全期間の日平均気温と日中平均風速との相関を求めた(図4)．その結果，相関係数は0.41と弱い相関があった．しかし，低温環境は弱風時に限定されたものの，風速により気温条件が特定されないのは明らかである．つまり，気温に対して風速は完全な従属変数とはならないため，気温を雪崩発生の第一指標としては使えない．

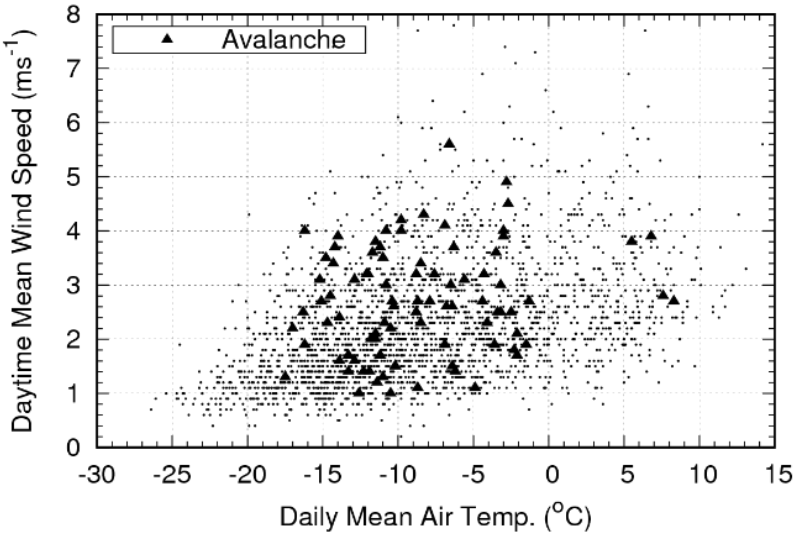


図4　全解析期間における日平均気温と日中平均風速の関係．▲は雪崩発生日のデータを示す．

4. 結論

以上より，十勝山系において雪崩の発生率が高まる気象条件は，積雪期(11～3月)では強風時，融雪期(4, 5月)では4日間程度の積算降雪量(降水量)が多い時と結論づけられる．本研究の結果より，雪崩が発生しやすい気象条件として降水量，降雪量，気温だけでなく，対象地域によっては風速を加えるべきことや，降水量や降雪量の積算期間を24時間に限定すべきでないこと，時期によって用いる気象要素を変える必要があることがわかった．今後は，十勝山系以外の地域について，雪崩が発生しやすい気象条件を検討し，本研究結果が普遍的なものであるか検証する必要がある．

謝辞： 2019年度日本雪氷学会東北支部大会研究発表会では，有益なコメントをいただきました．

【引用文献】

阿部修，力石國男，石田祐宣，小杉健二，上石勲，平島寛行，2007: 2007 年 2 月 14 日に八甲田山系前岳で発生した雪崩．雪氷, **69**, 513-518.

平島寛行，2014: 積雪変質モデルによる雪崩発生予測の現状と課題．雪氷, **76**, 411-419.

Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, T. Russi, U. Stöckli and M. Zimmerli, 1999: SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, **30**, 145-157.

中村一樹，小杉健二，根本征樹，上石勲，山口悟，伊藤陽一，佐藤研吾，内山庄一郎，鈴木比奈子，阿部直樹, 2017: 低気圧による降雪が原因となった那須岳の表層雪崩．雪氷研究大会講演要旨集, 70.

UAV を用いた斜面積雪深分布変化の観測

荒川逸人・安達聖 （防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
金高義 （福島工業高等専門学校）

Snow distribution Change Observation Using UAV

Hayato ARAKAWA, Satoru ADACHI (Snow and Ice Research Center, NIED)
Koui KIM (National Institute of Technology, Fukushima College)

1. はじめに

積雪分布は雪氷防災において重要な情報のひとつであり，雪崩発生後の積雪分布は雪崩規模を知る重要なデータとなる．近年，機動性・経済性に優れている小型 UAV（Unmanned Aerial Vehicle: 無人航空機）による空中写真撮影が普及している．撮影された画像から 3 次元情報を取得する SfM（Structure from Motion）技術が発達してきており，雪氷災害分野において，雪崩のデブリ計測において有効な手法であることが報告されている（小花和ら, 2016 など）．（国研）防災科学技術研究所雪氷防災研究センターでは，雪崩災害研究の一環で山形県最上郡大蔵村にある急傾斜地を雪崩監視試験地として，気象観測やカメラ監視をおこなってきている．将来的には雪崩研究に有用なデータセットを提供することを目指しており，その一つとして積雪深分布のデータを整備することとした． 2019 年 9 月より当該試験地において UAV による空撮をおこない，得られた画像から DEM（Digital Elevation Model ; 数値標高モデル）の取得を開始したので本報にて報告をする．なお，DEM は一般的に地表面を示すために，植生や構造物の高さも含めた DEM を DSM（Digital Surface Model ; 数値表面モデル）と呼ばれるが，本報では DSM も DEM として扱うものとする．

2. 方法

雪崩監視試験地における UAV 撮影範囲は約 300 m× 300 m ，標高は約 170 m から約 280 m ，斜面勾配は急勾配部が約 35 度，緩勾配部は約 5 度である．UAV 写真測量に用いた機材は DJI 社製 Mavic2 Pro でプロペラが 4 枚の回転翼機であるが折りたたむことができ，重量約 900 g と小型で可搬性に優れている．撮影に関しては，自動航行による撮影を検討したが斜面への衝突を回避するため，手動航行により適宜標高を調整しながらインターバル撮影とした．表 1 は撮影の概要，表 2 は使用した GCP（Ground Control Point : 地上基準点）の一覧，図 1 は GCP の位置と横断図を作成した位置を示したも

表 1 雪崩監視試験地における撮影概要一覧

時期	撮影日	使用した GCP	DEM	備考
無積雪期	2018-09-03	F2, F5, Z003, Z008, Z009	○	
		P1A, P2 - P4, Z003, Z008	○	再計算
	2018-09-18	F2, F5, Z003, Z008, Z009	○	
		P1A, P2 - P4, Z003, Z008	○	再計算
	2018-12-03	P1- P4, Z003, Z008	○	草本類揺れ
	2018-12-06	P1- P4, Z003, Z008	×	露出アンダー
積雪期	2018-12-12	P1- P4, Z003, Z008	○	自然積雪・露出オーバー気味
	2019-01-11	P1- P4, Z003, Z008	○	雪崩発生後
	2019-02-03	P1- P4, Z003, Z008	○	雪崩発生後
	2019-03-19	P1- P4, Z003, Z008, P101 – P106	○	融雪期初期

表 2 GCP 一覧

地点	B(北緯, 度)	L(東経, 度)	Z(標高, m)	備考
F2	38.6547	140.2037	177.255	既存測量点
F5	38.6557	140.2049	177.270	既存測量点
Z003	38.6558	140.2034	186.900	簡易 GPS(BL), 地理院地図(Z)
Z008	38.6554	140.2024	194.000	簡易 GPS(BL), 地理院地図(Z)
Z009	38.6572	140.2040	277.200	簡易 GPS(BL), 地理院地図(Z)
P1	38.6561	140.2012	280.300	RTK-GPS
P2	38.6572	140.2040	278.478	RTK-GPS
P3	38.6557	140.2049	177.137	RTK-GPS
P4	38.6546	140.2036	176.697	RTK-GPS
P1A	38.6562	140.2014	280.300	2018-12-03 の DEM から判読
P101	38.6560	140.2039	187.489	RTK-GPS
P102	38.6564	140.2045	207.263	RTK-GPS
P103	38.6571	140.2037	279.061	RTK-GPS
P104	38.6571	140.2034	279.167	RTK-GPS
P105	38.6563	140.2019	281.002	RTK-GPS
P106	38.6567	140.2025	281.516	RTK-GPS

のである．撮影回数は無積雪期に 4 回，積雪期に 4 回実施した．DEM の作成については 7 事例について取得することができた． 2019 年 9 月 3 日 9 月 18 日は既知の測量点を GCP として使用する予定であったが現地では F2 と F5 の 2 点しか発見できず，簡易 GPS で 3 点（Z シリーズ）の経緯度（BL）を測位し高度（Z）は地理院地図から判読した． 12 月 3 日に RTK-GPS を使用して GCP を 4 点設置した（P1 – P4）． RTK-GPS による精度の良い GCP を利用して 9 月 3 日と 9 月 18 日の再計算をおこなった．ただし，P1 付近は草本類が繁茂し位置を特定できなかったため，12 月 3 日に作成した DEM を利用して P1 近くで特定できる地点の BLZ を判読して利用することとした(P1A 地点)．また，2019 年 3 月 19 日には臨時の GCP を RTK-GPS により 6 点与えた． DEM 作成には Agisoft 社 Metashape Professional Edition を使用した．各空撮画像における特徴点を抽出・同定し相対的な 3 次元位置関係を持つ点群データを構築する．この点群データに GCP を付与することで利用する座標系で利用できる DEM を作成した．

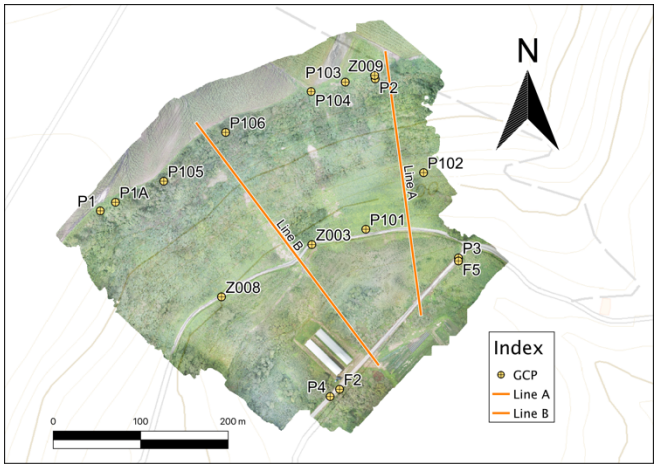


図 1 GCP の位置と横断図の位置

3. 結果

3-1 無積雪期

表 3 に撮影方法の比較を整理した．9 月 3 日は真下方向と斜め向きの撮影をおこない、431 枚撮影をした．写真のオーバーラップが不十分であったため、SfM で利用された画像枚数は 373 枚であった（使用率は約 86％）．9 月 18 日は撮影方法を見直し，斜面から撮影高さが同程度になるように飛行した．これによって撮影枚数は 261 枚に減っただけでなく，SfM で利用された画像枚数も 239 枚と使用

率は約 92 %と向上した．これ以降は 9 月 18 日の撮影方法に準拠して撮影した．

表 3　撮影方法の比較

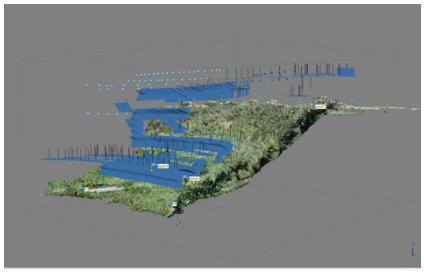
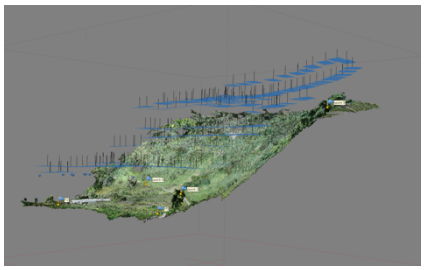
撮影日	2018 年 9 月 3 日	2018 年 9 月 18 日
撮影位置		
使用枚数／撮影枚数（使用率）	373 枚／431 枚　（86 %）	239 枚／261 枚　（92 %）
撮影方向	真下方向と斜め向き方向	真下方向
備考	オーバーラップ不十分が多い	斜面からの撮影高さが同程度

図 3 は 9 月 3 日の DEM に対する 9 月 18 日の DEM の標高差を示したもので DEM の比較図である．ほぼ同時期であり秋口に入り植物の成長は著しくないと考えられるため標高差があまり現れないことを期待していたが，GCP 周辺での標高差が少ない部分以外は数 m の標高差が見られた．領域を取り囲む GCP の点数が少ないために GCP による補正がうまくいっていない可能性が考えられる．

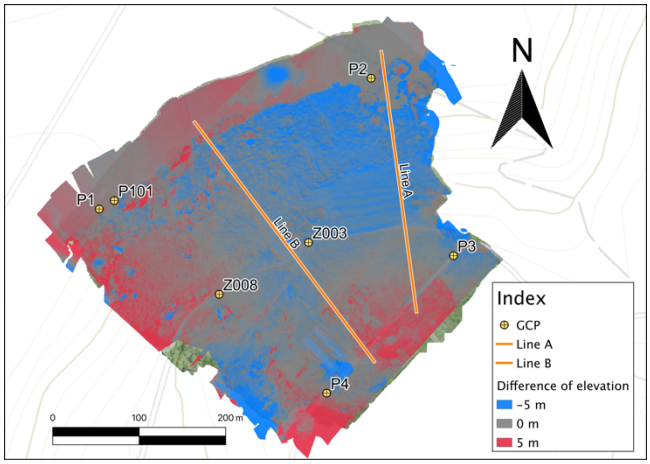


図 3　2018 年 9 月 3 日の DEM に対する同年 9 月 18 日の DEM の標高差

図 4 は図 3 に示した Line A と Line B における 2 つの DEM の断面図を比較したもので，2 つの DEM の差についても示した．Line A についてみると，道路から 100 m 程度までの緩斜面では標高差は 1 m 以内に収まっているが，急勾配の部分を見ると大きいところで 6 m 以上の標高差が見られた．草本類の繁茂している所は特徴点が見つけづらいことが影響していると考えられる．また，GCP による補正の効果が現れていないことも考えられ，充分な数の GCP を設置することを検討する必要があると考えられる．Line B についても緩勾配から急勾配になるにつれて標高差が大きくなっていく傾向が見られた．Line B は斜面上

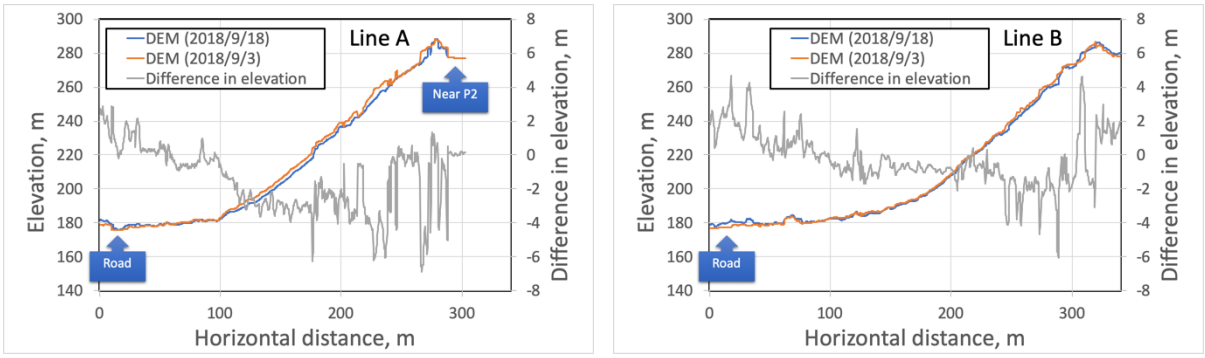


図 4　Line A（左）と Line B（右）における断面図の比較

部に GCP がないために標高差は解消されていない.

3-2 積雪期

表 1 に示すように積雪期の 4 回の撮影のうち雪崩発生後に 2 回撮影することができている. ただし, 雪崩前の積雪分布データを取得できていないため雪崩前後の積雪変化を知ることができない. 今後はできるだけ撮影頻度を多くすることも検討が必要である. 図 5 は無積雪期 1 回と積雪期 4 回のオルソ画像における Line A の部分を抜き出し並べたものである. Line A では 2019/02/01 に雪崩が発生しており, 2019/02/03 に斜面上部で積雪に埋没していた灌木が起き上がり, 斜面下部にはデブリが形成された. 2019/03/29 は融雪が進んでおり斜面上部から中腹は地表面が現れており, 斜面下部はデブリの痕跡が見られた.

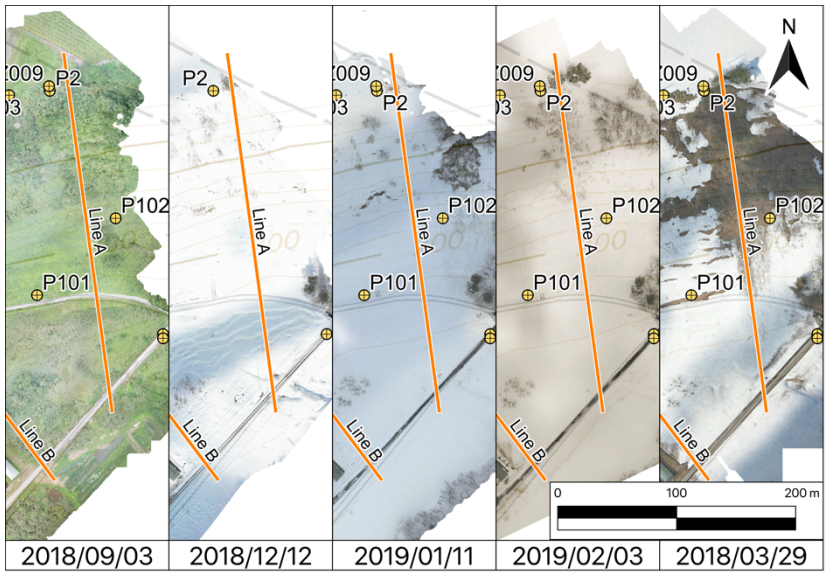


図 5　Line A 周辺における 5 つの時期のオルソ画像比較

図 6 は図 5 で示した 5 つの時期の Line A における断面図である. 2018/12/12 より少し前に根雪となり, 2019/01/11 には灌木や草本類は埋没し, 雪崩発生後の 2019/02/03 には灌木類が立ち上がったことを考えると, 2018/12/12 の断面図において急勾配部分の DEM は疑わしいことが考えられる. この時の撮影は露出オーバー気味であっただけでなく, 雲の動きが速く画像の色の変化が激しかったことも一要因であると推察される. 2018/09/03 の灌木や草本類の繁茂の状況, 2019/02/03 のデブ

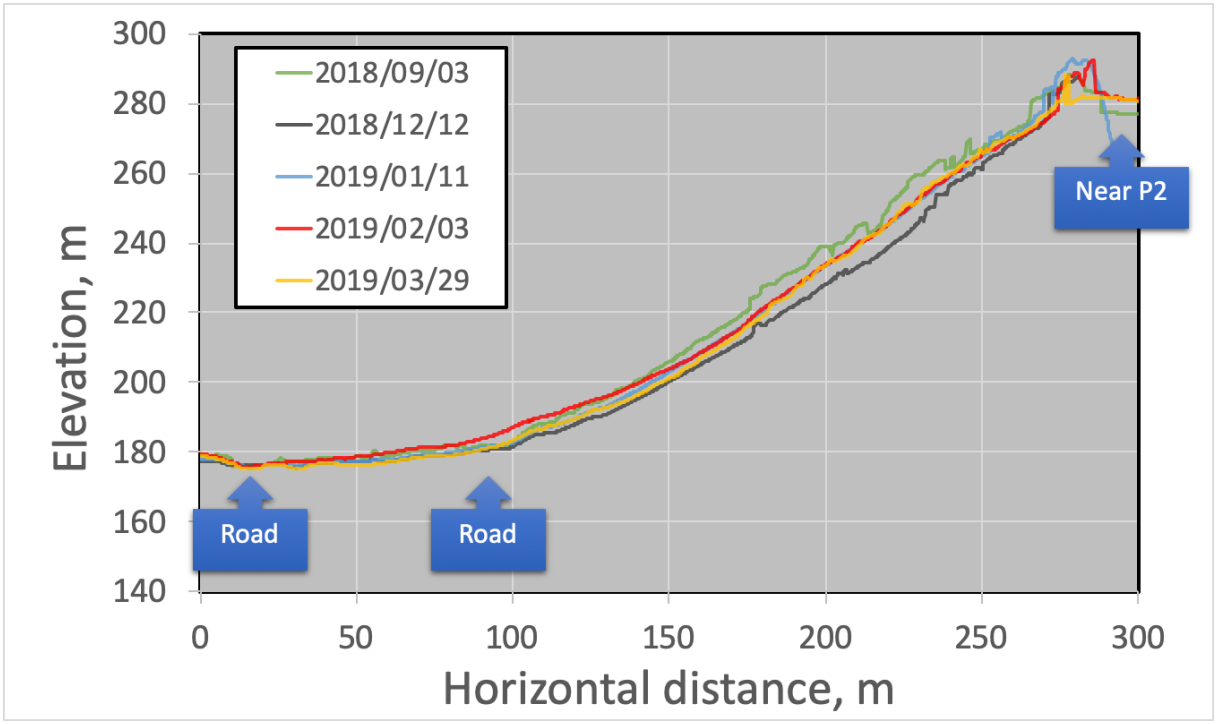


図 6　5 つの時期における Line A での断面比較

リの状況などを数値として得ることができた.

4. まとめと課題

防災科学技術研究所が雪崩監視試験地としている山形県内のサイトにおいて，UAV による空中撮影および SfM 技術による積雪深分布の DEM を作成した．無積雪期の 9 月に 2 回 DEM を作成し横断図を作成し比較したところ，急斜面において DEM の値の差が大きい傾向が見られた．同じような傾向は積雪期のデータでも現れることがあった（2018/12/12 の事例）．この原因として GCP の数が少ないことや草本類・雪面などの特徴点のつかみにくい画像が影響していることが考えられた．今後は，充分な GCP の設置や特徴の無い写真の撮影を避ける方法を考慮する必要がある．その他，定期撮影を含めた撮影頻度，解析方法の確立，データ公開方法の検討などを予定している．

【引用文献】

小花和宏之，河島克久，松元高峰，伊豫部勉，大前宏和，2016：小型 UAV を用いた積雪分布の 3 次元計測．雪氷，78(5)，206-209.

北海道の土壌凍結深の測定：2011～2019 年冬季

原田鉱一郎（宮城大学食産業学群）
吉川謙二（アラスカ大学フェアバンクス校）
曽根敏雄（北海道大学低温科学研究所）

Measurements of frost depth in Hokkaido: 2011-2019 winter

Koichiro HARADA (Miyagi University)
Kenji YOSHIKAWA (University of Alaska Fairbanks)
Toshio SONE (ILTS, Hokkaido University)

1. はじめに

北海道や東北地方では冬季間に土壌は凍結する．土壌の凍結深は，気温や積雪深などの気象条件をはじめとする外的要素の影響を大きく受ける．このため，土壌の凍結深は身近な自然環境の変動を表す指標のひとつである．

北海道の土壌凍結深の一斉観測は，1964－65 年の冬季に石川・鈴木（1964）が営林署や林業試験場関係の 90 ヶ所について，2 月下旬の凍結深を自然積雪下で実施した．その後は木下ら（1978）が 50 ヶ所で，武市（1993）が 40 ヶ所で，それぞれ除雪環境下で土壌凍結深の一斉観測を実施した．しかしながら，北海道では 1990 年以降に気温の上昇があり，様相が変化していることが予想されるにも関らず，土壌凍結深の観測は各種研究機関でのみ実施され，土壌凍結深の広域観測がここ 20 年以上実施されていないのが現状である．全球的な気候変動によって北海道内の冬季土壌凍結深は変動していると予想される．

本研究では，北海道の冬季土壌凍結深の特徴を明らかにすることを目的として開始した（原田ら，2017）．原田ら（2018）は，2016－2017 年冬季までに測定された北海道内の土壌凍結深を示している．ここでは 2017－2018 年及び 2018－2019 年冬季の測定結果を中心に示していく．

2. 調査概要

冬季土壌凍結深の測定は，2011－2012 年冬季より開始した（原田ら，2017）．測定地点は，北海道内の小中学校などである．学校では，アウトリーチ活動の一環として，児童生徒に土壌凍結と生活の関わりに関して講義を行い，実際に児童生徒が中心になって測定を行っている．

測定装置は，チューブ内の色水の凍結を確認する土壌凍結深計を利用した．これは，直径 2cm 深さ 1m の穴を地面に開け，2m の塩ビ管を入れて地表面から 1m ほど出すように設置する．この中に，青色の水を入れた透明チューブを入れる．色の付いた水は，凍ると氷の部分は透明になるため，地面の下に色水の入ったチューブを入れておき，観測の度に取り出して色の境界をものさしで測ることで，土壌凍結深が簡単に得ることができる．測定時間は 1 回につき数分程度である．

図 1　凍結深計設置校の位置図

土壌凍結深の測定は自然積雪下で行い，1 週間に 1 度の頻度で測定し，同時に積雪深も測る．また，地表面温度を自動温度記録装置で記録し，さらに 2015 年冬季より自動記録できる多点式地温計も設置し，手動の観測値との比較を行った．2011－2012 年冬季には北海道内の 3 ヶ所で測定を開始し，2018－2019 年冬季までに 35 校に凍結深計を設置した（図 1）．

3. 結果及び考察

表 1 に 2011－2012 年冬季から 2018－2019 年冬季までの 8 冬の，測定された各地の自然積雪下での土壌凍結深の最大値を示す．2017－2018 年冬季までの最深の凍結深は，2011－2012 年冬季の音別小学校（釧路市）の 58.5cm であった．2018－2019 年冬季では，これよりも深い 65.0cm を陸別小学校（陸別町）で記録した．陸別町は気温が低いことで知られており，深い土壌凍結が形成されたと考えられる．木下ら（1978）では，除雪環境下での土壌凍結深の測定であったために 80cm を超える土壌凍結が見られたが，自然積雪下ではこの陸別小学校の 65cm が現在までの最深値となった．

弟子屈小学校（弟子屈町）では，2018－2019 年冬季に通常の自然積雪下での土壌凍結深の測定に加えて，除雪環境下での測定も行った（図 2）．自然積雪下（図 2 の snow）では最大凍結深が 28.0cm であったのに対して，除雪環境下（図 2 の no snow）では 54.5cm であった．これは，自然積雪下での値の 2 倍近くであった．この冬の平均気温（測定期間：12 月 6 日～3 月 31 日）は-5.9℃であったが，自然積雪下と除雪環境下で地表面温度の平均値はそれぞれ-0.7℃，-2.3℃であった．また凍結指数はそれぞれ 81℃・days，290℃・days と大きく異なった．これらは積雪が地温の低下を抑制し，土壌凍結の進行を抑える効果を明確に示す結果となった．

図 3 に十勝地方の駒場小学校（音更町）での 6 冬にわたる土壌凍結深の測定結果を示す．測定を行った 6 冬季では，最も凍結深が深かったのは 2015－2016 年冬季であり，41cm であった．土壌凍結の深さは大きく 2 つに分けることができる．すなわち，最大凍結深が 30cm を越えるシーズン（2013

表 1　冬季間の土壌凍結深の最大値（cm）

学校名	市町村	最大凍結深(cm)							
		2011-12	2012-13	2013-14	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18	2018-19
音別小	釧路市	58.5	7.0	19.5					
厚床小	根室市	31.0	40.0						
野花南小	芦別市	5.0							
鹿追小	鹿追町		13.0	23.0					
瓜幕小	鹿追町		30.5						
笹川小	鹿追町		8.0						
通明小	鹿追町		42.5						
上幌内小	鹿追町		31.0						
庶路小	白糠町		35.0	50.0	46.0	42.0	20.0		
厚田小	石狩市			0					
花川南小	石狩市			0					
厚田中	石狩市			0					
駒場小	音更町			35.5	14.5	41.0	20.0	31.5	36.0
鴛泊小	利尻富士町				0	3.0			
礼文小	礼文町				0				
浅茅野小	猿払村				5.0				
稚内中央小	稚内市				0				
幌延小	幌延町				1.3				
桜丘小	新ひだか町				12.5				
天北小中	稚内市				3.5				
南長沼小	長沼町					10.8	4.0	10.5	
池田小	池田町						42.5	43.0	49.0
俵橋小	中標津町						9.0	36.0	
長沼中央小	長沼町							12.0	2.5
弟子屈小	弟子屈町								28.0
陸別小	陸別町								65.0

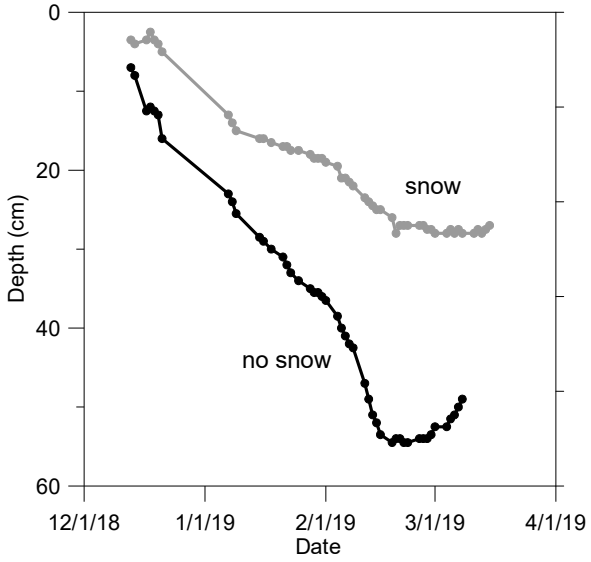


図 2　弟子屈小学校での土壌凍結深

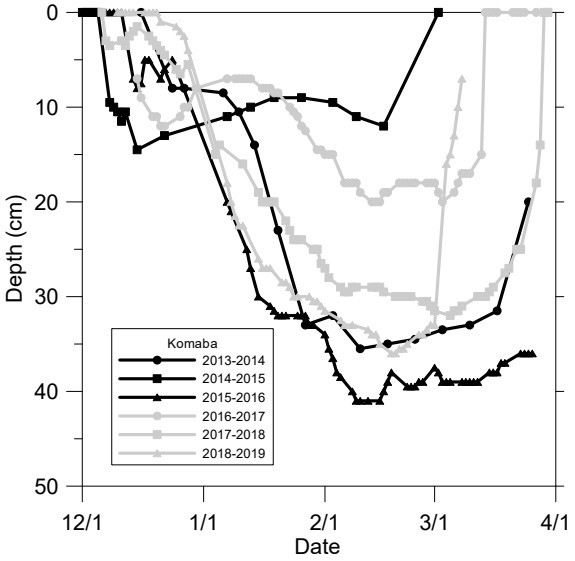


図 3　駒場小学校での土壌凍結深の変動

－2014 年冬季，2015－2016 年冬季，2017－2018 年冬季，2018－2019 年冬季）と 20cm 以下のシーズン（2014－2015 年冬季，2016－2017 年冬季）である．表 2 に近隣のアメダス観測地点（駒場）で測定された 12 月と 12 月～3 月までの平均気温，凍結指数，現地で観測された 12 月と 12 月～3 月までの最大積雪深を示す．この 6 冬では，12 月～3 月の平均気温が最も低かったのは 2016－2017 年冬季であり，凍結深が 40cm を超えた 2015－2016 年冬季より 1.3℃も低かった．また凍結指数も，2016－2017 年冬季が最も大きくなった．しかしながら，最大凍結深は 20cm であった．次に大きな凍結指数を記録した 2017－2018 年冬季では，30cm 以上の最大凍結深を記録している．

一方積雪深は，12 月～3 月までの最大積雪深は 2017－2018 年冬季に大きな値（58cm）を記録しているが，これは 3 月での記録である．この年の 2 月までの最大積雪深は 35cm であり，他の冬と比較しても大きく異ならない．凍結深が浅い 2 冬（2014－2015 年冬季，2016－2017 年冬季）は 12 月中に 30cm を超える積雪を観測している．2017－2018 年冬季にも，12 月に 30cm を超える積雪を記録しているが，記録したのが上旬であってその後は 12 月末まで 20cm 程度の積雪深となっている．このように，凍結深に対して気温はもちろん影響を与えるが，積雪の量と時期がより大きな影響を与えていると考えられる．

図 4 に十勝地方の池田小学校（池田町）での 3 冬の土壌凍結深の測定結果を示す. 2016－2017 年冬季と 2017－2018 年冬季では最大凍結深はほぼ等しく，2018－2019 年冬季に 6cm 程度深くなっている．表 3 に，観測校から 1.5km 離れたアメダス観測地点（池田）での 12 月と 12 月～3 月までの平均気温，凍結指数，現地で観測された 12 月と 12 月～3 月までの最大積雪深を示す．気温を比較すると，2016－2017 年冬季と 2017－2018 年冬季では気温・凍結指数はほぼ等しい．一方，2018－2019 年冬季では平均気温は高くなっており，凍結指数も減少して

表 2　駒場小学校での最大凍結深・最大積雪深，駒場での平均気温・凍結指数

	max frost depth (cm)	mean temperature (°C)		freezing index (°C days)	max snow depth (cm)	
	Dec-Mar.	Dec-Mar.	Dec.	Dec-Mar.	Dec-Mar.	Dec.
2013-14	35.5	-4.5	-1.9	582	36	10
2014-15	12.0	-3.9	-5.1	536	38	30
2015-16	41.0	-4.4	-3.1	580	46	16
2016-17	20.0	-5.7	-5.1	702	40	40
2017-18	31.5	-5.2	-5.3	671	58	30
2018-19	36.0	-3.9	-3.8	518	20	20

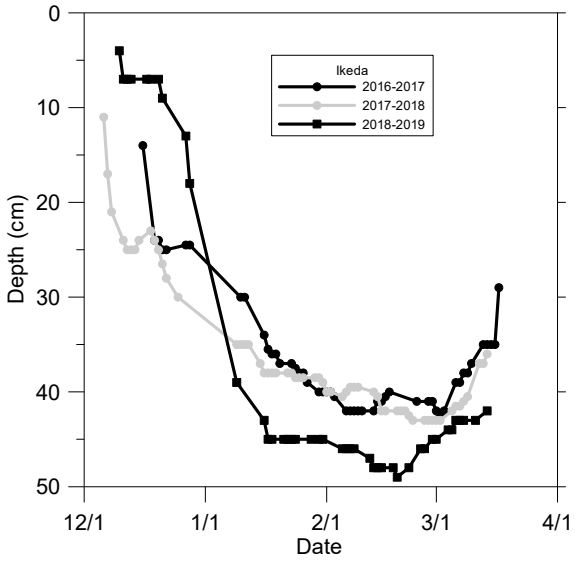


図 4　池田小学校での土壌凍結深の変動

いるが，土壌凍結深は 3 冬で最も深い．これはやはり，積雪の影響が考えられる．現地で測定された積雪深は，2018－2019 年冬季では最大でも 10cm であった．これは過去 2 冬と比較しても極端に少ない．このために土壌凍結が進行したと考えられる．

4.　まとめ

北海道内における冬季の土壌凍結深は，自然積雪下での最大値は2018－2019年冬季に十勝地方陸別町で記録した 65.0cm であった．また，土壌凍結深は気象条件，特に，積雪の時期や量に大きく影響を受けることが示された．

今後，測定地点を増やすことにより，北海道内の土壌凍結深の分布を明らかにしていきたい．

表 3 池田小学校での最大凍結深・最大積雪深，池田での平均気温・凍結指数

	max frost depth (cm)	mean temperature (°C)		freezing index (°C days)		max snow depth (cm)	
	Dec-Mar.	Dec-Mar.	Dec.	Dec-Mar.	Dec.	Dec-Mar.	Dec.
2016-17	42.5	-5.4	-5.5	671	173	18	13
2017-18	43.0	-5.4	-5.9	698	183	36	17
2018-19	49.0	-4.4	-4.6	566	148	10	10

謝辞

土壌凍結深の測定は，各学校の関係者をはじめとして多くの方々の協力を得ている．ここに感謝の意を表した．本研究の一部は，克雪技術研究協議会及び北海道大学低温科学研究所共同研究の補助を受けて実施された．

【引用文献】

原田鉱一郎，吉川謙二，岩花剛，Julia Stanilovskaya，澤田結基，曽根敏雄，2017: 北海道における冬季土壌凍結深の測定を通したアウトリーチ活動，北海道の雪氷，**36**，7-8.

原田鉱一郎，吉川謙二，曽根敏雄，2018: 北海道の土壌凍結深の測定：2011～2017 年冬季，東北の雪と生活，**33**，29-32.

石川正幸，鈴木秀雄，1964: 北海道における 1964～1965 年冬の最大凍結深の分布，農林省林業試験場北海道支場年報，238-248.

木下誠一，福田正己，矢作裕，1978: 北海道における土の凍結深の分布，自然災害資料解析，**5**，10-15.

武市靖，1993: 凍結深の予測，北海学園大学工学部研究報告，**20**，113-135.

Sentinel-1 C バンド SAR によるサーモカルスト湖モニタリング

若林裕之（日本大学工学部）

本橋和重(株式会社 DTS)

前澤直毅(JR 千葉鉄道サービス株式会社)

Monitoring thermokarst lake by using Sentinel-1 C-band SAR

Hiroyuki WAKABAYASHI(College of Engineering, Nihon University)
Kazushige MOTOHASHI(DTS Co., Ltd.)
Naotake Maezawa(JR Chiba Tetsudo Service Co., Ltd.)

１．はじめに

北極域のツンドラ地帯は永久凍土で覆われており，永久凍土の融解で形成された浅い湖(以下「サーモカルスト湖」)が数多く存在する．サーモカルスト湖の湖水は淡水であり，水深は数メートル以下の浅いものが多く，通常は 9 月後半に凍結し始めてから翌年 5 月前半まで成長し続け，その氷厚は 2 メートル以上に達する．水深の深い湖では氷下に水が残っている(以下「floating ice」)ため，凍結期に湖底で発生したメタンは水中または氷中の気泡として蓄えられる．一方，水深 2 メートル以下の浅い湖では氷が湖底まで達する(以下「grounded ice」)ため，湖底堆積物からのメタン発生は抑制される.融解期にはどちらの湖からもメタンが放出されるが，気温上昇によって冬期間に湖底まで凍結する湖の割合が小さくなると，湖底堆積物からのメタン発生量は増加することになり，結果として北極圏の気温を上昇させる（Zimov et al.,1997）．以上，北極圏のサーモカルスト湖の凍結状態は融解期のメタンガス発生量と関連しているため，広範囲にわたる湖の凍結状態をモニタリングすることは非常に重要である.

広範囲に存在する北極圏極域のサーモカルスト湖をモニタリングする手法として，全天候型で比較的高空間分解能データが取得できる，合成開口レーダ(SAR)データの利用が期待されている．本報告では，ヨーロッパ宇宙機関(ESA)が運用している Sentinel-1 衛星が取得した C バンド SAR データを使用した後方散乱係数の変化解析によって，2015 年から 2018 年にかけてのサーモカルスト湖の凍結状態をモニタリングした結果を示す.

２．SAR データを使用した湖氷モニタリング

アラスカの北西に位置するノーススロープ地区は陸地面積の約 40%が浅い淡水湖で覆われていて，湖の深さは最深部でも数メートル程度である．1970 年代後半に航空機搭載サイドルッキングレーダ(SLAR)が取得したデータから後方散乱係数が大きい湖と小さい湖が存在するという現象が確認された．一連の SLAR データおよび地上観測の結果，氷下にある水の有無によって後方散乱の違いが生じることが判明した(Weeks et al.,1978; Weeks et al.,1981)．淡水氷のマイクロ波浸透深さは大きいため，氷に入射したマイクロ波は氷下面まで達して上方に反射することになる．氷下面の反射は氷/水境界の方が氷/土境界よりも大きいため，floating ice の方が grounded ice よりも多くのマイクロ波を氷下で反射する．氷中には上面に近いところに球状気泡層，底面に近いところに円柱状の気泡層があり，この気泡も後方散乱に寄与する．以上より，氷下の水の有無や氷の成長は SAR で観測された後方散乱係数によってモニタリング可能であり，1990 年代初めに打ち上げられたヨーロッパ宇宙機関(ESA)の ers-1 に搭載された C バンド SAR データを使用した後方散乱係数の時系列変化を使用することによってモニタリング手法が確立された(Jeffries et al.,1994; 若林ら 1994)．さらに，floating ice と grounded ice の後方散乱係数が融解期にお

いては逆転する現象が観測され，1997年の4月と5月の2時期に実施された現地観測によって，融解期における湖氷の後方散乱メカニズムが解明された(若林ら 1999)．

サーモカルスト湖を含む湖氷の散乱特性や散乱メカニズムについては，他の周波数を使用したSARや地上散乱計データを用いた解析が行われ，floating および grounded ice の散乱特性の違いが確認された(Engram et al.,2013; Gunn et al.,2015;若林ら 2015)．また，氷下面の散乱が floating ice の主要な散乱メカニズムであることが確認された(Gunn et al.,2018)．

長期間の解析結果としては，ers-1/2 によって 1991 年～2011 年の期間で湖氷成長がほぼ最大に達する時期に観測されたCバンドSARデータを使用して，floating ice と grounded ice の湖の割合を算出した結果，grounded ice が全体に占める割合が過去20年間で60%台から20%台に減少しているという結論が得られている（Surdu et al.,2014）．

3．テストサイトおよび解析に使用したデータ

図1に本研究のテストサイトであるアラスカ州Utqiaġvik(旧Barrow)周辺を示す．図1中の番号は，1992年にアラスカ大学が現地観測を行った場所を示しているが，湖氷のコア試料を採取して湖氷の層構造等を調べるとともに氷下の水の有無を確認した場所である(若林ら 1994)．

解析に使用した SAR データは，Sentinel-1 が取得した C バンド SAR データであり，表 1 に Sentinel-1 のCバンドSARデータの特性を示す．Sentinel-1による観測は，観測周期を短くするために広域観測（ScanSAR）が基本になっていて，対象物を観測する入射角範囲や観測偏波が ers-1/2 と異なっている．本研究では，2015年から2018年の氷厚がほぼ最大に達する5月始めに取得されたSentinel-1CバンドSARデータを使用したが，観測年によって観測偏波や観測入射角が異なっているものを使用している．従って，floating ice と grounded ice を区別する後方散乱のしきい値については，入射角や観測偏波によって異なると考えられる．さらに，2014年から2018 年のテストサイトの気温データとして，NOAA/Earth System Research Laboratory が Utqiaġvik で収集している気象データを使用した．気温データからSentinel-1観測時の積算寒度を算出することによって，湖氷の成長との関連を考察する．

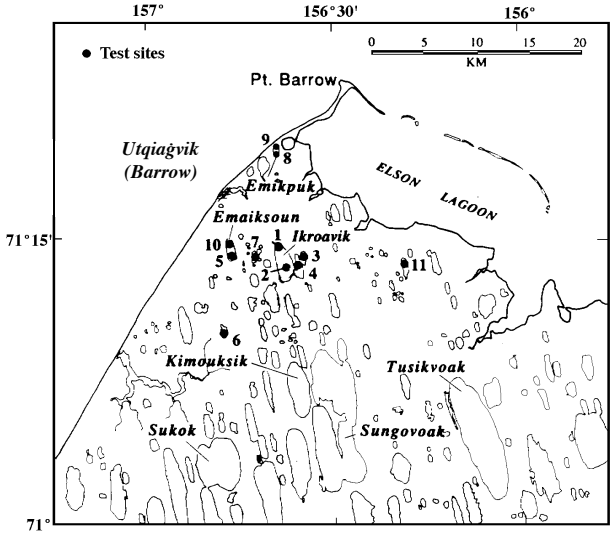


図 1．テストサイト

表 1．Sentinel-1 CバンドSARデータ諸元

Satellite	Sentinel-1A/B
Center frequency (wave length)	5.405 GHz(5.6 cm)
Bandwidth	10 - 100 MHz
Altitude	693 km
Image width	80-410 km
Range resolution (IW/EW mode)	5m / 25 m
Azimuth resolution (IW/EW mode)	20m / 100 m
NE sigma zero	-22 dB
Incidence angle	20-47 deg.
Polarization	VV+VH / HH+HV
Tx power	4.4 KW

４．Sentinel-1 C バンド SAR データ解析

ESA の Open Access Hub から Level-1 Ground Range Detected (GRD)データを入手した．ESA が提供しているソフトウェア(Sentinel Tool Box)を使用することによって，高精度軌道データ適用，後方散乱係数変換および UTM 地図座標投影処理を行った．UTM 地図座標投影に使用したピクセル間隔は 2015 年および 2016 年の EW モードが 40m であり，2017 年および 2018 年の IW モードが 10m であった．なお，テストサイトは起伏が小さいフラットな地形のため，地形補正処理(フォアショートニング補正)は適用していない．

図 2 に Sentinel-1 がテストサイトを観測した C バンド SAR 画像例を示す．観測日は 2018 年 5 月 10 日であり，図 1 の現地観測箇所も表示しているが，湖の後方散乱係数が大きいもの(floating ice)と小さいもの(grounded ice)があり，後方散乱係数の違いによる floating および grounded ice 分類の可能性が期待できる．

floating ice と grounded ice のしきい値を定量的に決定するために線形判別分析を適用した．線形判別分析とは，2 群に分けられた多変量試料において 2 群を判別する式を 1 次式で表現する分析手法のことである．ここでは，floating ice と grounded ice を 2 群として，それぞれから後方散乱係数を抽出して線形判別分析を行なうことによって，2 群を判別するしきい値を決定した．

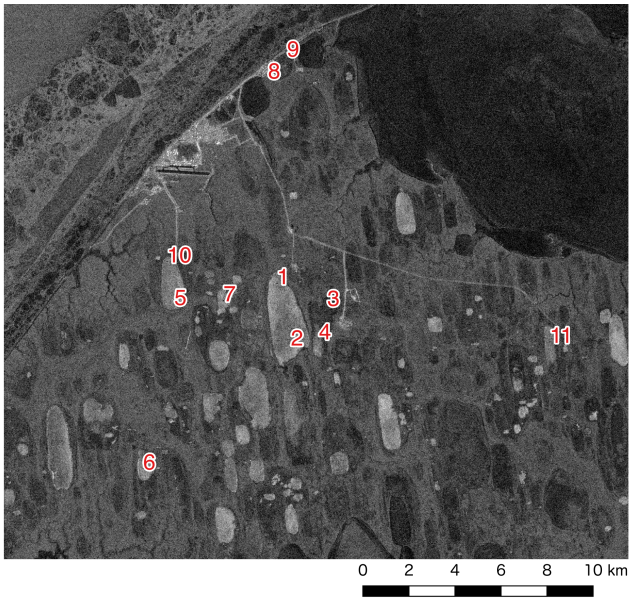


図 2. Sentinel-1 C バンド SAR データの例(観測日 2018 年 5 月 10 日)

５．解析結果

5.1 floating および grounded ice を区別する後方散乱係数のしきい値

floating ice と grounded ice を区別する後方散乱係数のしきい値について， 湖氷の成長がほぼ最大に達する 2015 年から 2018 年の 5 月始めのデータを使用して線形判別分析を用いて導出した結果を表 2 に示す．表中の入射角はテストサイト中(図 2)のほぼ中心に位置している Ikroavik Lake(図 2 中の 1 および 2)における入射角となっている．しきい値を決定するために使用した合計サンプル数は EW モードが約 300 サンプル，IW モードが約 4000 サンプルであった．両者とも 1 ルックの空間分解能に相当するピクセル間隔のデータを使用している．表 2 に示した相関比および判別精度から判断すると，入射角 35° から 43° のデータを使用することによって floating ice と grounded ice の判別精度が 85%以上を達成できることがわかる．

表 2. 線形判別分析によって推定された floating ice と grounded ice のしきい値

Observation date	Incidence angle (deg.)	Threshold (dB)	Correlation ratio	Discriminant accuracy	Polarization
2015/05/07	39.1	-14.8	0.69	0.98	HH
2016/05/06	34.6	-15.4	0.38	0.85	HH
2017/05/07	43.4	-16.5	0.46	0.89	VV
2018/05/10	43.1	-16.8	0.43	0.93	VV

5.2 floating および grounded ice の割合

Utqiaġvik 周辺の湖領域を決定するために，夏季に取得した Landsat-8 の画像を使用して湖マスクデータを作成した．具体的には，湖の氷が無い期間(7 月から 9 月)の Landsat-8 画像 5 シーン(2013/7/10, 2013/8/11, 2014/9/6, 2015/7/7, 2016/7/2)の近赤外バンド画像(バンド 5)を使用して，2013 年から 2016 年の夏季に水域だった領域を算出した．複数年のデータを使用した理由は各年の水位変化による湖領域変化の影響を避けるためであり，算出領域に論理積を適用することによって，5 シーン共通の湖領域を算出している．陸域と水域を区別するための近赤外域反射率のしきい値は 0.1 となった．なお，しきい値算出には線形判別分析を適用していて，相関比は 0.72 となった．近赤外域のしきい値を使用して作成した湖マスク領域を図 3 に示す．

湖の氷厚については，気温データから算出した積算寒度を使用することによって簡単な近似が可能である(Naruse et al., 1971)．NOAA から入手した気温データは 1 時間平均データであり，日平均気温を算出後日平均気温が氷点下になった日の日平均気温絶対値を積算することによって積算寒度を算出した．なお，日平均気温の 10 日間の移動平均が 0 になった日を各年の積算寒度開始日としている．2014 年から 2018 年にかけての積算寒度の図 4 に示す．図 4 から，2018 年の積算寒度は 2015 年および 2016 年よりも 4 月末において 500℃･day 程度小さいことがわかる．また，解析に使用した 2015 年から 2018 年の Sentinel-1 観測日における積算寒度は，いずれも上昇を続けていて融解期に入っていないことがわかる．以上より，Sentinel-1 観測時の積算寒度が大きいほど，floating ice の面積比は小さくなる傾向が確認でき，気候変動が陸域に及ぼしている影響を表していると考えられる．

図 3 に示した湖マスクデータを使用して，Sentinel-1 C バンド SAR データに適用することによって湖領域のみを対象として，floating ice と grounded ice を 5.1 節で算出したしきい値を使用して分類を行った結果を図 5 に示す． また，表 3 に湖マスクデータ領域内の Floating および grounded ice の面積割合を示す． 図 5 および表 3 から，Sentinel-1 観測時の積算寒度が大きいほど，Floating ice の面積比は小さくなる傾向が確認でき，気候変動が陸域に及ぼしている影響を表していると考えられる．

6．まとめ

2015 年から 2018 年にかけて，アラスカ州 Utqiaġvik(旧 Barrow)周辺を観測した Sentinel-1 の C バンド SAR データを使用して，サーモカルスト湖の凍結状態をモニタリングすることを目的として，後方散乱係数変化解析を実施した．floating および grounded ice の違いについて，様々な観測入射角および観測偏波において，後方散乱係数のしきい値を推定した．推定した後方散乱

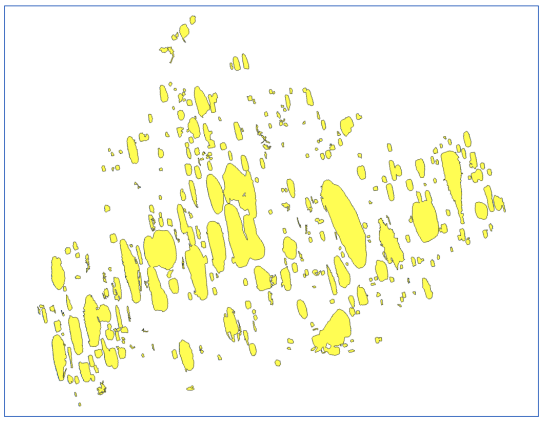


図 3.　Landsat-8 画像から作成した
湖領域マスク画像

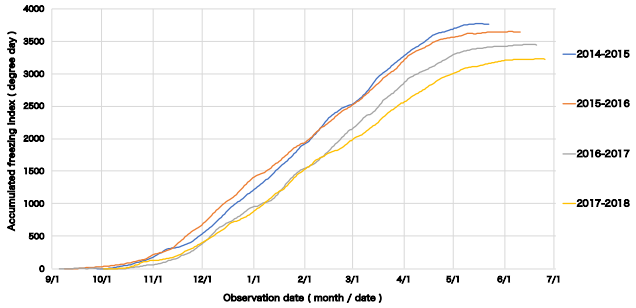


図 4.　2014 年から 2018 年までの
4 年間の積算寒度

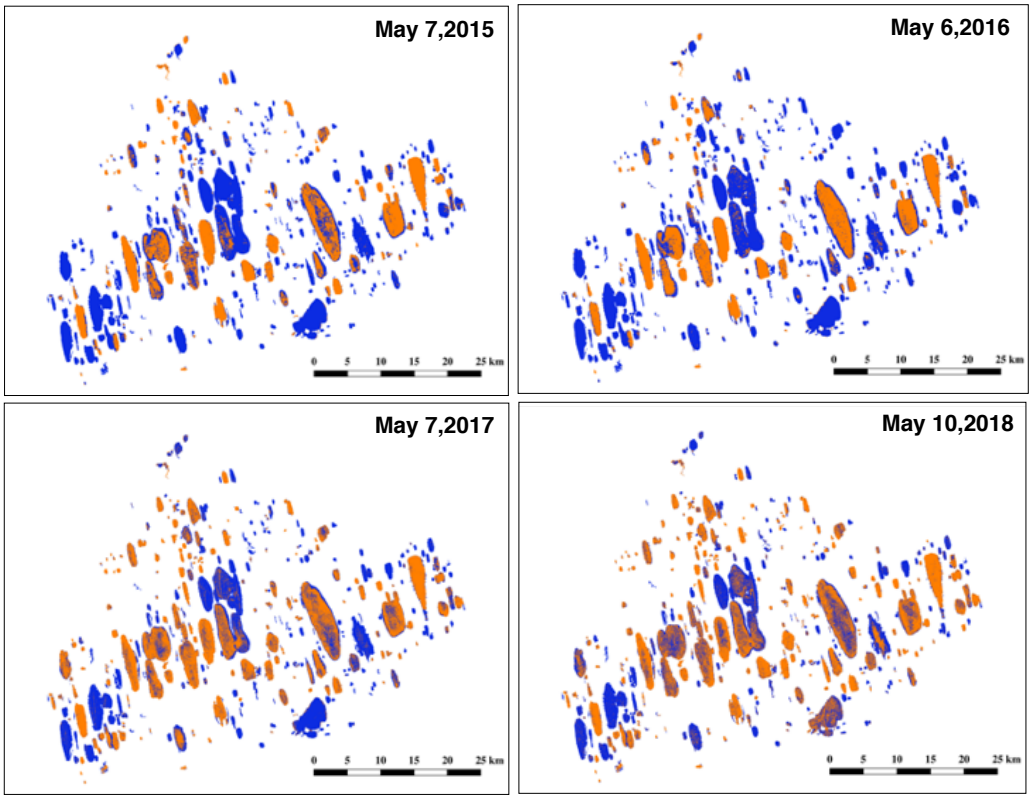


図 5.　2015 年から 2018 年の湖氷分類結果（floating ice:オレンジ, grounded ice:青）

表 3.　floating および grounded ice の割合変化

Observation date	2015/05/07	2016/05/06	2017/05/07	2018/05/10
Floating ice (%)	35.9	34.7	52.7	56.3
Grounded ice (%)	64.1	65.3	47.3	43.7
Accumlated freezing index (°C・days)	3765.0	3648.4	3447.4	3225.7

係数のしきい値を使用して，湖領域における湖氷の分類を行い，floating および grounded ice の面積変化を算出した結果，2015 年から 2018 年にかけて Floating ice の割合が増加する傾向が見られ，テストサイト周辺で取得された SAR データ取得時の積算寒度とも関係があることがわかった．今後は，サーモカルスト湖のモニタリングを継続的に行いとともに，現地観測データと照合することによって算出精度の確認を行う予定である．

謝辞

解析に使用した Sentinel-1 の C バンド SAR データは ESA から提供を受けたものである．本研究の一部は JSPS 科研費 20651004 の助成を受けて実施した． ここに謝意を表する．

【引用文献】

Engram, M. , K. W. Anthony, F. J. Meyer, and G. Grosse, 2013: Characterization of L-band synthetic aperture radar (SAR) backscatter from floating and grounded thermokarst lake ice in Arctic Alaska,The Cryosphere, 7, pp.1741–1752.

Gunn, G. E., M. Brogioni, C. Duguay, G. Macelloni, A. Kasurak, and J. King, 2015: Observation and Modeling of X- and Ku-Band Backscatter of Snow-Covered Freshwater Lake Ice, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, Vol. 8, No. 7, pp. 3629-3642.

Gunn, G. E., C. R. Duguay, D. K. Atwood, J. King, and P. Toose, 2018: Observing scattering mechanisms of bubbled freshwater lake ice using polarimetric RADARSAT-2 (C-Band) and UW-Scat (X- and Ku-Bands), IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 56, No. 5, pp. 2887-2903.

Jeffries, M. O. , K. Morris, W. F. Weeks and H. Wakabayashi, 1994: Structural and stratigraphic features and ERS-1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991-92, Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. C11, pp. 22,459-22,471.

Naruse, R., T. Ishida, Y. Endo and Y. Ageta, 1971 : On the relation between sea ice growth and freezing index at Syowa Station, Antarctica, Antarctic Rec. Vol. 41, pp.62-66.

Surdu, C.M., C.R. Duguay, L.C. Brown, and D. F. Prieto, 2014: Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950-2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis, The Cryosphere, 8, 167-180.

若林裕之， M. O. Jeffries, W. F. Weeks, 1994: アラスカ北部ツンドラ湖氷の C バンド後方散乱と散乱モデル，日本リモートセンシング学会誌, Vol. 14, No. 3, 18-27.

若林裕之，西尾文彦， M. O. Jeffries, 1999: アラスカ北部ツンドラ湖氷の融解期の C バンド後方散乱特性，日本リモートセンシング学会誌, Vol. 19, No. 4, 31-39.

若林裕之，西戸義博，池浦友亮，2015 : C バンドおよび L バンド SAR によるツンドラ湖モニタリング．東北の雪と生活，30, pp.11-15.

Weeks, W. F., A. G. Fountain, M. L. Bryan and C. Elachi, 1978: Differences in radar return from ice-covered North Slope lakes, Journal of. Geophysical Research, 83(C8), pp. 4069-4073.

Weeks, W. F., A. J. Gow and R. J. Schertler, 1981: Ground-truth observations of ice-covered North Slope lakes imaged by radar, CRREL Research Report 81-19, 17 pp., Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.

Zimov, S. A. , Y. V. Voropaev, I. P. Semiletov, S. P. Davidov, S. F. Prosiannikov, F. S. Chapin III, M. C. Chapin, S. F. Trumbore, and S. Tyler, 1997: North Siberian lakes: A methane source fueled by Pleistocene carbon. Science, Vol.277, pp. 800-801.

高解像度アンサンブルデータを用いた積雪水資源量の将来予測

齋藤 みなみ（東北大学理学研究科　現：株式会社クエスト）
山崎 剛，佐々井 崇博（東北大学理学研究科）

Future prediction of snow water resources by using the high-resolution ensemble data

Minami Saito (Tohoku University, present affiliation: Quest Co., Ltd)
Takeshi Yamazaki, Takahiro Sasai (Tohoku University)

１．はじめに

積雪は日本の農業において重要な水資源である．しかし，地球温暖化が進むことで引き起こされる降雪から降雨への変化や冬季における融雪量の増加，融雪時期の早まりといった要因によって，春季の融雪量が減少すると考えられている．このような将来における変化に対して適応策を策定するためには，気候変動予測とそれに伴う不確実性の定量評価が不可欠となる．文科省・気候変動リスク情報創生プログラムで作成された「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース，database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)」は，これまでにない多数のアンサンブル実験を行ったデータベースである．このデータベースを使用することで気候変動予測とそれに伴う不確実性の定量評価はもちろん，確率密度分布の裾野にあたる極端気象の再現と変化についても十分な議論が可能となる．また，複雑な地形での積雪等を評価するにはダウンスケールによる高解像度化が有効である．

そこで，本研究では，ダウンスケーリングした高解像度アンサンブルデータを用いて，積雪水資源量についてより確度の高い予測を行うことを目的とした．関係する気象要素についても予測を行い，将来変化の要因考察や相互関係について検討した．

２．データ（d4PDF）と手法の概要

水平解像度約 60 km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 (以下全球モデル, Mizuta et al. 2012)を用いた全球実験と，水平解像度約 20 km で日本域をカバーする気象研究所領域気候モデル NHRCM (以下領域モデル, Sasaki et al. 2011, Murata et al. 2013) を用いた領域実験によって構成されている．本研究では，気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）で 5 km にダウンスケールされたデータセットを使用した（図 1）．使用したデータは過去実験，４℃上昇実験，２℃上昇実験で，それぞれの実験期間とアンサンブル数については表 1 にまとめる．

４℃上昇実験，２℃上昇実験を評価する際，モデルによる特徴を消すため，上昇実験と過去実験の差を評価した．また，実験による値が実際の値と比較してどのような特徴を持つかを把握するため，過去実験と再解析データ JRA55 のデータを比較した．さらに，JRA55 と 1 km メッシュ農業気象データや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の積雪重量観測値との比較を行った．結果には系統的な差異もあったが，将来変化をみるには支障がないと判断した．

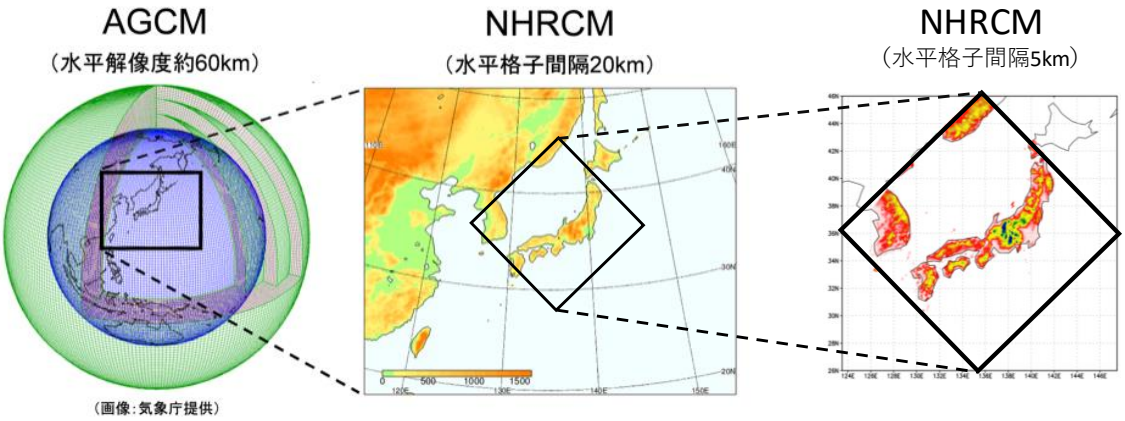


図 1　全球モデル(AGCM)と領域モデル(NHRCM)の解像度と計算領域
（d4PDF ホームページより引用した図に加筆）

表 1　使用した実験の実験期間とアンサンブル数（5 km）

実験	実験期間	アンサンブル数
過去実験	1980 年 8 月～2011 年 7 月	12
4℃上昇実験	2080 年 8 月～2111 年 7 月	12
2℃上昇実験	2060 年 8 月～2091 年 7 月	6

3．結果・考察

3－1．降雪量

極端現象（豪雪）について評価を行った．過去実験について，1980 年の 1 つのアンサンブルから最も降雪量の多かった日の値を抜き出し，他の 12 アンサンブル×31 年分の各最大値も同様に抜き出した．また，2℃上昇実験・4℃上昇実験においても同様にして 12 アンサンブル×31 年分のデータを選び，上位 3 位，上位 10 位それぞれにおいて比較を行った．図 2 より，2℃上昇実験・4℃上昇実験ともに，上位 10 位の降雪量を平均して現在気候と比較すると，増加する地域があることがわかった．したがって，2℃上昇気候下・4℃上昇気候下において，372 年中約 10 年と可能性は低いが，現在気候下よりも豪雪となる可能性のある地域があることが示された．

また，上位 10 位に注目して 2℃上昇実験と 4℃上昇実験を比較すると，4℃上昇実験の方が広い地域で大雪となる可能性があるという結果となった．以上のことから，ほとんどの地域において豪雪による被害は小さくなるが，地域によっては今より大雪となる可能性もあり，想定外の被害が出る可能性もあることがわかった．

3－2．積雪水当量

（ｉ）冬季平均の評価

図 3 は，DJF（12 月～2 月）の積雪水当量について，4℃上昇実験または 2℃上昇実験から過去実験の差をとったものである．31 年×冬季の日数×12 アンサンブルのデータを使用している．両実験において冬季最大値の積雪水当量を 31 年×12 アンサンブル分平均して比較を行っている．結果として，両実験において，ほとんどの地域で積雪水当量の減少がシミュレーションされた．温暖化による気温の上昇によって融雪量や融雪時期が変化したこと，また雪として降る量が減少したことが，水蒸気圧の増加以上に影響し減少の一因となったと考えられる．

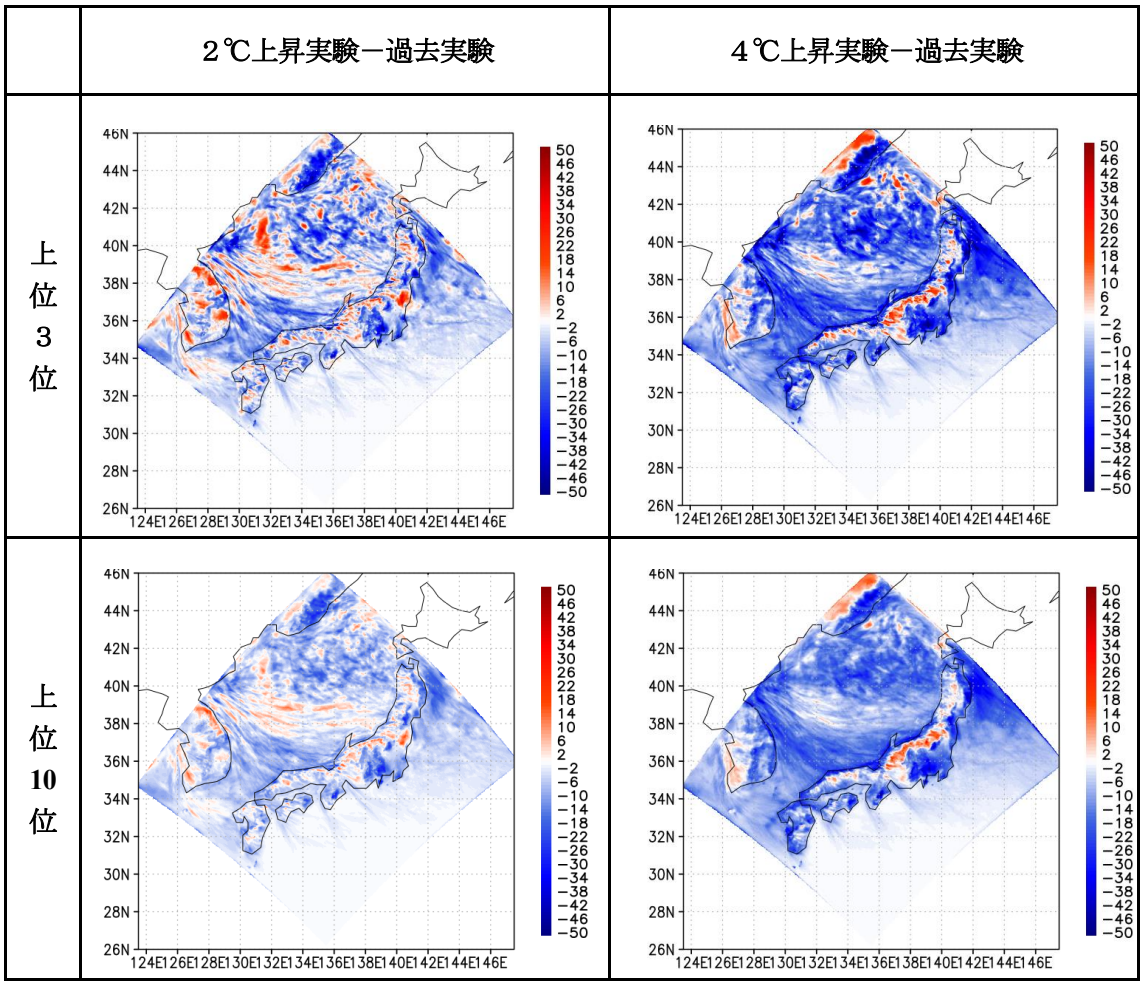


図２　豪雪の評価

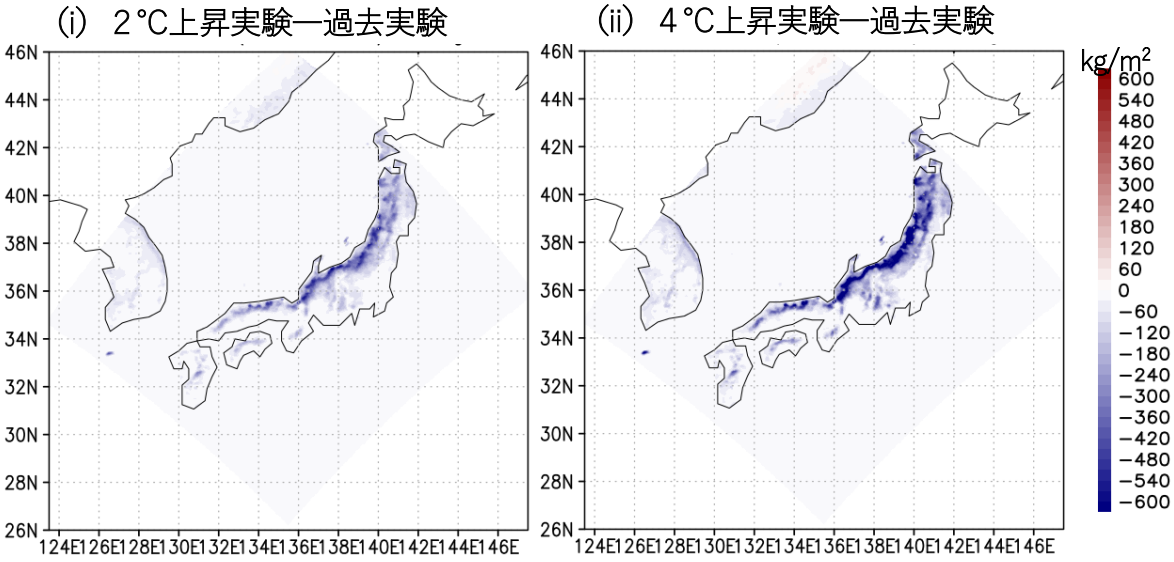


図 3　DJF における２℃上昇実験・４℃上昇実験と過去実験の比較（積雪水当量）
DJF における積雪水当量の２℃上昇実験と過去実験の比較（左）
DJF における積雪水当量の４℃上昇実験と過去実験の比較（右）

図 4 (i) は，31 年×12 アンサンブルにおいて，1 日の最大積雪深が 1 cm 以上である日をカウントして，将来実験と過去実験の差をとった図である．この図によると，2000 日以上も積雪日数が短くなる地域が広い範囲でシミュレーションされた．31 年×12 アンサンブルデータの，すなわち 372 年分の合計日数となっているため，これを計算しなおすと，2000 日短くなると計算された地域では，一冬で 6 日短くなるということがわかった．4℃上昇気候下で積雪日数が減少する地域は，図 4 (ii) において昇温幅が大きい地域と一致する場所が多い．このことから，冬季の間，標高の低い平野部で昇温幅が大きくなった原因の一つとして，積雪日数が短くなったことで大気が冷やされなくなり，昇温したと考えられる．また，図 4 (iii) において，DJF の東北部の平地で風速が増加している地域が確認できる．風速の増加と積雪日数の変化は関係している可能性があることが，野坂ほか（2018）で言及されている．野坂ほか（2018）によると，温暖化の影響によって積雪が少なくなることで，局所的に気温の上昇が大きくなり，雪面状に存在していた安定層が破壊される．これによって，上部の空気との運動量交換による風速強化や局地的な気温上昇の加速が起きた事例が挙げられている．

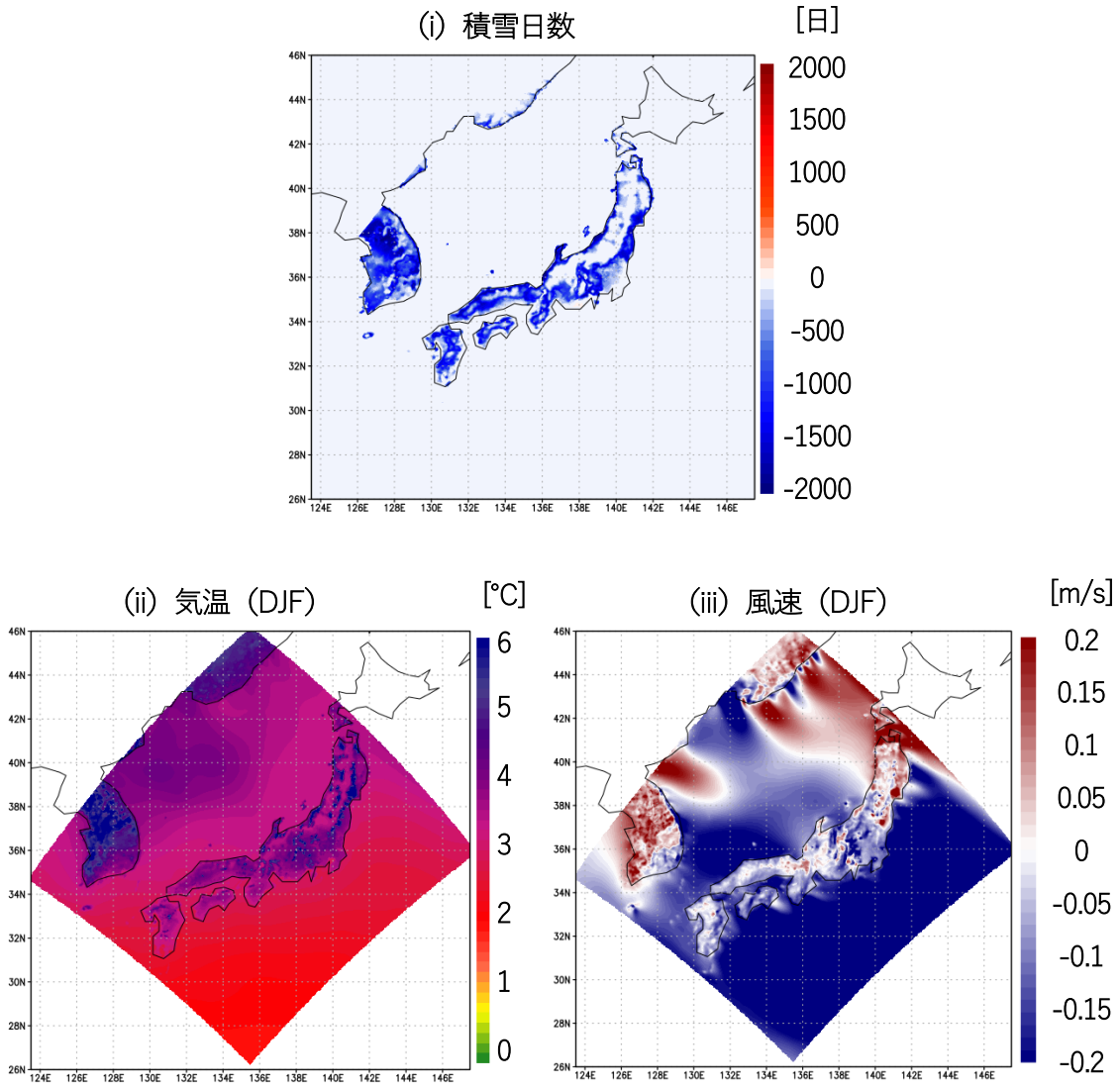


図 4　DJF における 4℃上昇実験と過去実験の比較（積雪日数・気温・風速）

（ii）極端現象の評価

積雪水資源量が最も多くなる場合について将来実験と現在実験で比較を行う．1980 年のアンサンブル１から最も積雪水資源量の多かった日の値を抜き出し，他の 12 アンサンブル×31 年分についても各最大値を同様に抜き出した．また，２℃上昇実験・４℃上昇実験においても同様にして 12 アンサンブル×31 年分のデータを選び，上位３位，上位５位それぞれにおける比較を行い，図 5 にまとめた．実験より，気温が上昇するほど積雪水当量が少なるという結果となった．４℃上昇実験については，現在気候より積雪水当量が多くなる可能性のある地域はシミュレーションされなかったが，２℃上昇実験では上位３位･上位５位の比較において確率は低いものの増加する可能性があることが示された．

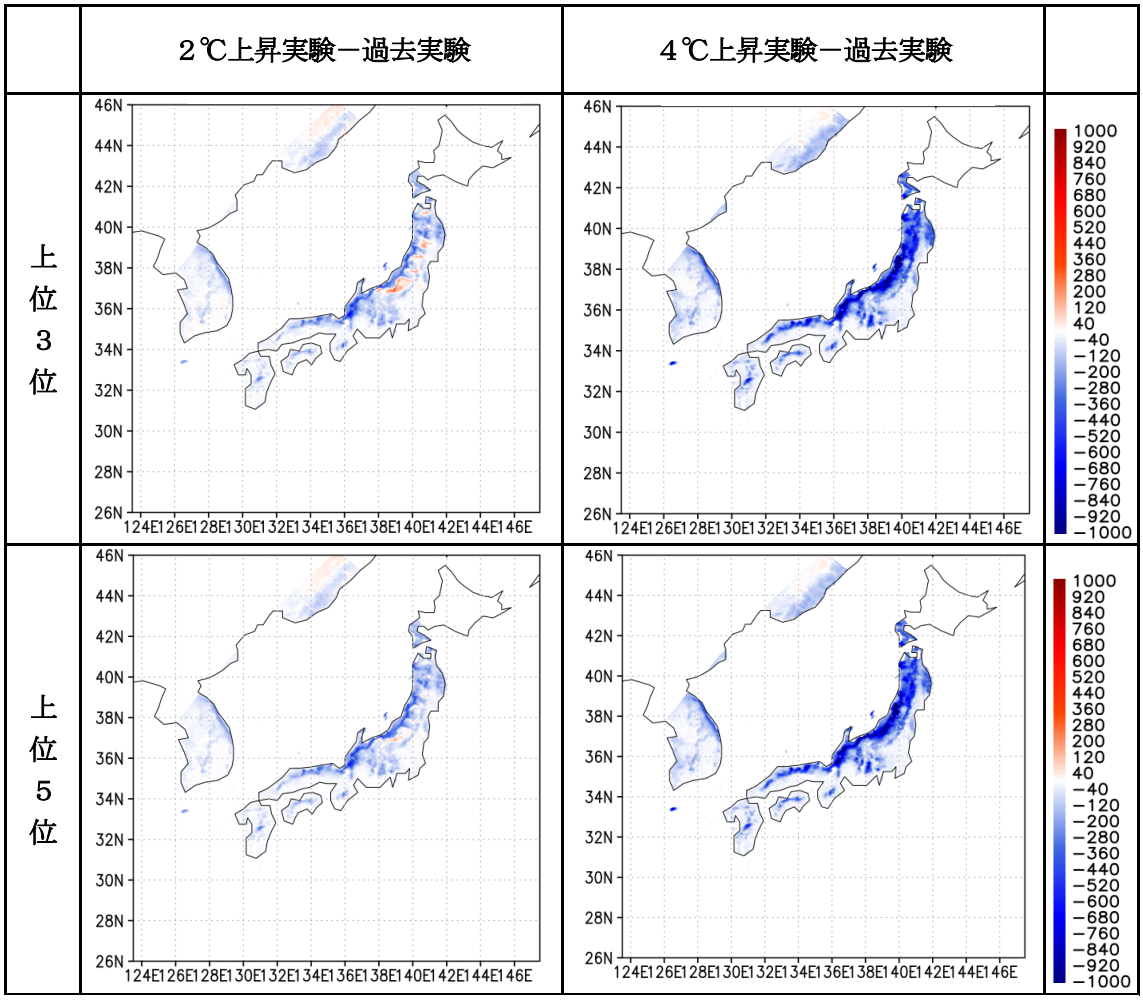


図 5　最大積雪水当量の評価 (kg/m^2)

３－３．消雪日

8 月 1 日～7 月 31 日を一年として，31 年×12 メンバそれぞれから，最後に積雪水当量がシミュレーションされた次の日を消雪日として抜き出し，平均的な消雪日を計算して将来実験と過去実験の比較を行った（図 6）．一年を通して積雪水当量がシミュレーションされなかった年と，一年中消雪しなかった年は除いているため，すべてのグリッドにおいて 31 年×12 メンバ分のデータを使用している訳ではないことに注意が必要である．また，図 6 において白抜きとなっている部分は，全年で消雪日がシミュレーションされなかったグリッドである．

次に，２℃上昇実験・４℃上昇実験両方において，過去実験よりも消雪日が遅くなるグリッドはなかったため，図 6 は 0 日～-60 日を範囲として計算を行った．結果として，２℃上昇実験は全国的に

現在気候から 5 日～20 日ほど消雪日が早まり，４℃上昇実験においては 15 日～45 日ほど早まることがわかった．

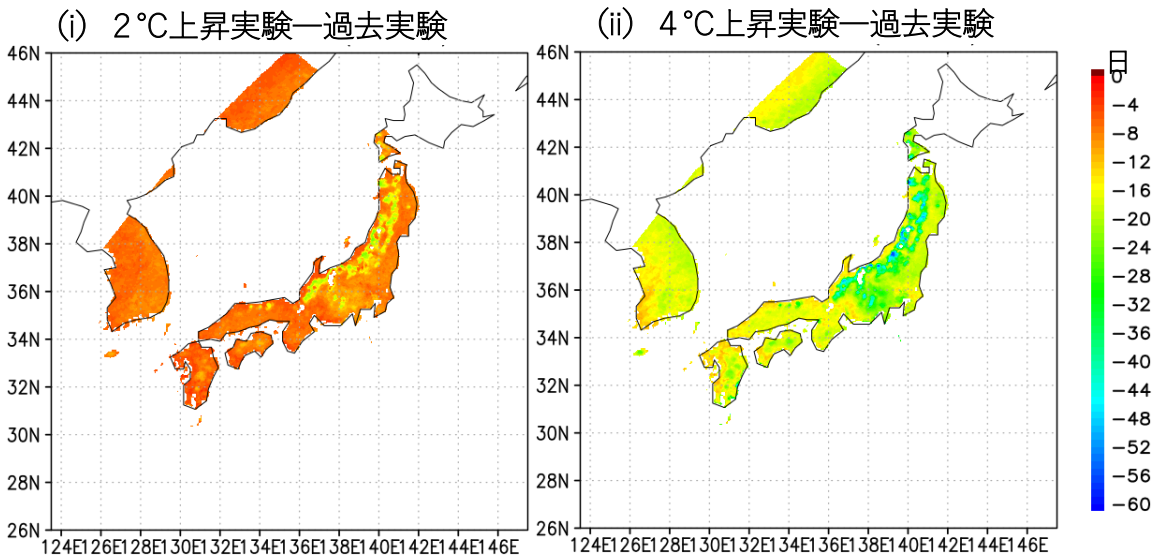


図６　２℃上昇実験・４℃上昇実験と過去実験の比較（消雪日）

謝辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）の支援を受けた．また，農業環境変動研究センターで整備した農研機構メッシュ気象データおよび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積雪重量観測値を利用させていただいた．

【引用文献】

Mizuta, R., H. Yoshimura, H.Murakami, M. Matsueda, E. Hirokazu, O. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S, Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. J. Meteor. Soc. Japan. 90A, 233-258.

Murata, A., H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara, 2013: Estimation of urban heat island intensity using biases in surface air temperature simulated by a nonhydrostatic regional climate model. Theor. Appl. Climatol., 112, 351-361, doi: 10.1007/s00704-012-0739-2.

野坂真也, 川瀬宏明, 佐々木秀孝, 村田昭彦, 2018: 将来の融雪期における安定層崩壊に伴う局地的な風速の強化と気温上昇の加速．日本気象学会 2018 年度秋季大会予稿集, P461.

Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh’izumi, and K. Kurihara, 2011: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model, SOLA, 7, 173-176, doi:10.2151/sola.2011-044.

気象状況別の無散水消融雪施設稼働時間分析

山口正敏　（日本地下水開発株式会社）
服部恭典　（日本地下水開発株式会社）
鈴木和則　（日本地下水開発株式会社）
稲毛重之　（日本地下水開発株式会社）

Analysis of Non-sprinkling Snow Melting Facility Operation Time According to Weather Conditions.

Masatoshi YAMAGUCHI (Japan Groundwater Development CO., LTD.)
Yasunori HATTORI (Japan Groundwater Development CO., LTD.)
Kazunori SUZUKI (Japan Groundwater Development CO., LTD.)
Shigeyuki INAGE (Japan Groundwater Development CO., LTD.)

1.　はじめに

積雪寒冷地域における道路消融雪施設において，これまで以上に効率的な施設稼働を行うことで，更なる省エネ化を目指すことが出来ると考える．地下水を熱源とした無散水消融雪施設では，降雪の有無や気温により施設の発・停制御が行われることで，気象条件への素早い対応を行っている．可能な限り施設稼働時間を減じることが出来れば，よりエネルギー使用の少ない効率的な稼働を目指せる．そこで，本報では，一冬季を通じた実施設での稼働から，降雪による稼働，凍結防止を目的とした稼働のそれぞれの時間について分析した．

2.　当該地における過去の気象状況

図 1 には，山形市における過去 10 冬季のシーズン累計降雪量と気温 1℃以下の時間を示す（気象庁ホームページ）．気温シーズン累計降雪量の平均は 295[cm/シーズン]，気温 1℃以下の時間の平均は 1,455[h/シーズン]であった．

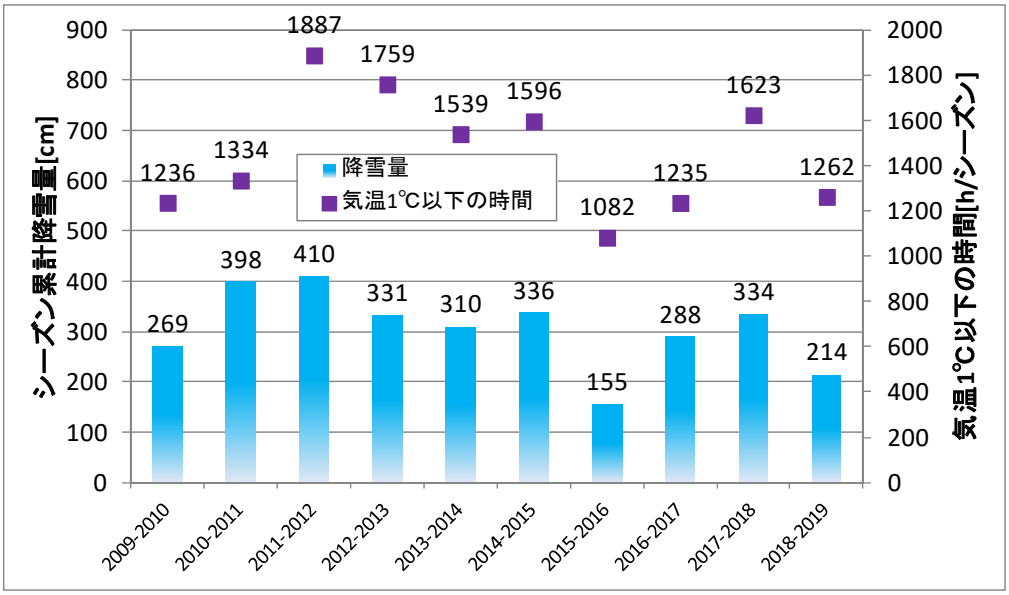


図 1　山形市における過去 10 冬季のシーズン累計降雪量と気温 1℃以下の時間

3.　観測結果

弊社敷地内における無散水消融雪施設を対象に，降雪信号，凍結防止信号を分けて検知しデータロガーで記録した．施設概要や観測項目は，既報（山口，2018）を参照されたい．図 2 に，2018/2019 冬季における施設稼働結果を示す．2018/2019 冬季は，例年に比べ降雪も少なかったこともあるが，過年度の発停条件も見直した結果，稼働時間の合計は 1,013[h/シーズン]となり，降雪信号の検知時間は 276[h/シーズン]，凍結防止信号の検知時間は 950[h/シーズン]であった．表 1 には、過年度の結果も含め一覧した．

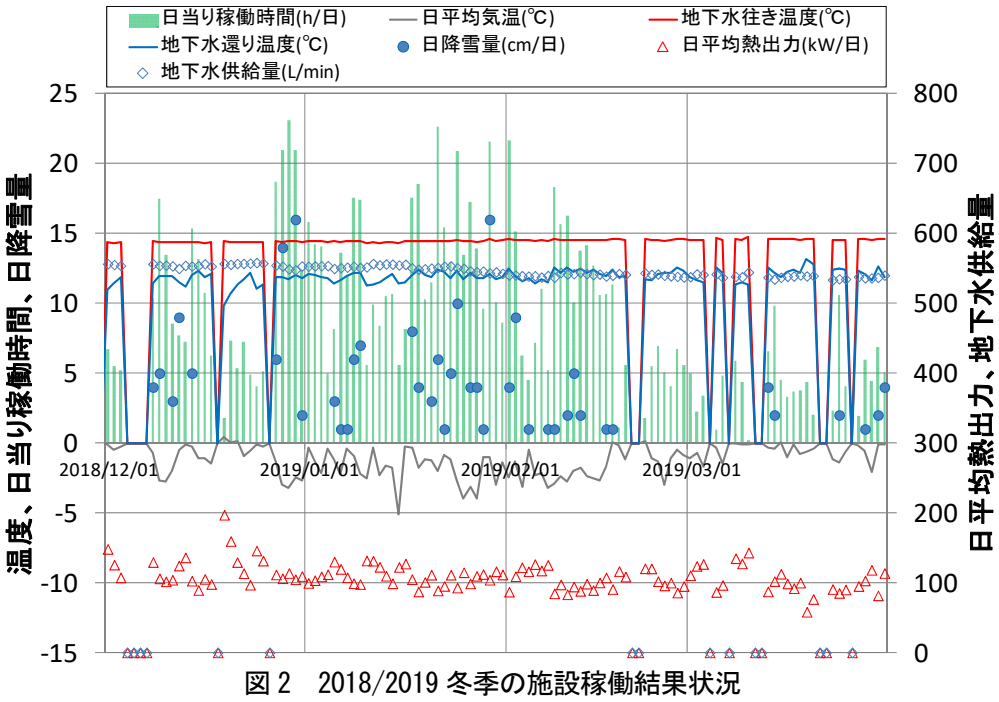


図 2　2018/2019 冬季の施設稼働結果状況

表 1　施設稼働結果一覧

	シーズン合計稼働時間[h/年間]（日平均稼働時間[h/日]）		
2016/2017 冬季（12/1～3/31）	1,288（10.6）※1		
2017/2018 冬季（12/1～3/31）	1,482（12.2）※1		
2018/2019 冬季（12/1～3/31）	1,013（8.4）※1	降雪	凍結防止※2
		276	950

※1：ｼｰｽﾞﾝ合計稼働時間は、流量およびポンプ消費電力の検知によるカウント

※2：凍結防止検知時間には、間欠休止時間を含む

4.　おわりに

2018/2019 冬季には降雪が少なかったこともあるが，降雪信号の検知時間は，シーズン合計に比べ非常に少ない．より効率的な施設稼働制御に向けて，今後，路面温度条件を加味した検討を行いたいと考える．

【引用文献】

気象庁ホームページ，https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php

山口正敏，沼澤喜一，稲毛重之，2018:無散水消融雪施設の効率的な計画・稼働に向けて，雪氷研究大会（2018・札幌）講演要旨集，　111.

東北６県における2018-19年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 2018-19 winters, on six prefectures in Tohoku region, Japan

Ken Motoya (Akita University)

1. はじめに

よく知られているように降積雪現象は空間的にも時間的にも変動が大きい自然現象で，いわゆる雪国であっても積雪量の年々変動は極めて大きい．例えば東北の秋田県付近に注目すると，平成 18 年豪雪で県央・県北で大雪になった以降しばらく暖冬・寡雪の気候が続いたのち 2010-11 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．その後，2015-16 年冬季は全国的な暖冬で暖冬・寡雪傾向となったが，2016-17 年冬季は山間部での積雪はやや少ないものの,東北地方日本海側の多くで平年並みの積雪となった.続く 2017-18 年冬季は強い寒気の流下が頻発するとともにラニーニャ傾向によるものか低気圧の発生・発達が多く，東北地方日本海側では沿岸・平地も含め多雪となった.

しかし，2018-19 年冬季は暖冬傾向で多くの地域で降雪量も平年を下回ったが，秋田県南内陸部などでは降水量は平年よりやや多く,平年以上の積雪量であった.こうした2018-19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水量分布モデルや気象資料により考察したので紹介する.

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(℃)，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．気象データは気象庁ホームページ(気象庁，2019; http://www.jma.go.jp)の各種データ･資料ページにあるデータダウンロード機能を使って CSV ファイルとして原則として県単位で取得し，地点ごとのファイルに分割した後に日別ファイルに変換して使用した．この作業用のツールを整備したことにより，変換作業を含め 2 時間以内で入力気象ファイルを作成できるようになった．なお，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.

2.2　積雪分布モデル・解析領域

診断型積雪水量分布モデル(Motoya et al.，2001;本谷，2008)により東北 6 県(図１の太枠内，青森，秋田，岩手，山形，宮城，福島，面積約 77000km^2)における，日単位・1km グリッド毎の積雪水量を，2018 年 10 月 1 日から 2019 年 5 月 21 日まで計算した．さらに，同様の計算を 1980-81 年冬季より 30 シーズン分行い,その長期平均(準平年値と呼ぶ)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 39 シーズン分を比較した.

3. 結果

3.1 雪水総量の季節変化

図 2 に 1980-81 年冬季以降の 38 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)の季節変化を示す．2018-19 年冬季は積雪開始時期が遅く，平地で積雪が見られたのは 12 月に入ってからで秋田県沿岸平野部などでは 12 月下旬から翌 1 月になっても根雪は持続しなかった．2019 年に入ってからも平均すれば高温・寡雪傾向で推移した反面，間欠的な寒気移流などで降水量の多い一部山岳地や内陸盆地で積雪が増えたものの，2 月下旬の極大期でも 39 冬季中で下位 10 位程度の雪水総量にとどまったことがわかる．雪水総量の最大値は，平年よりやや少ない 23.72km^3(=23.72Gt)であった．

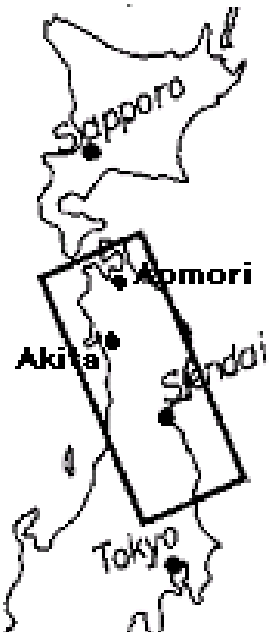


図 1. 解析領域(上記太四角枠内で示す東北 6 県).

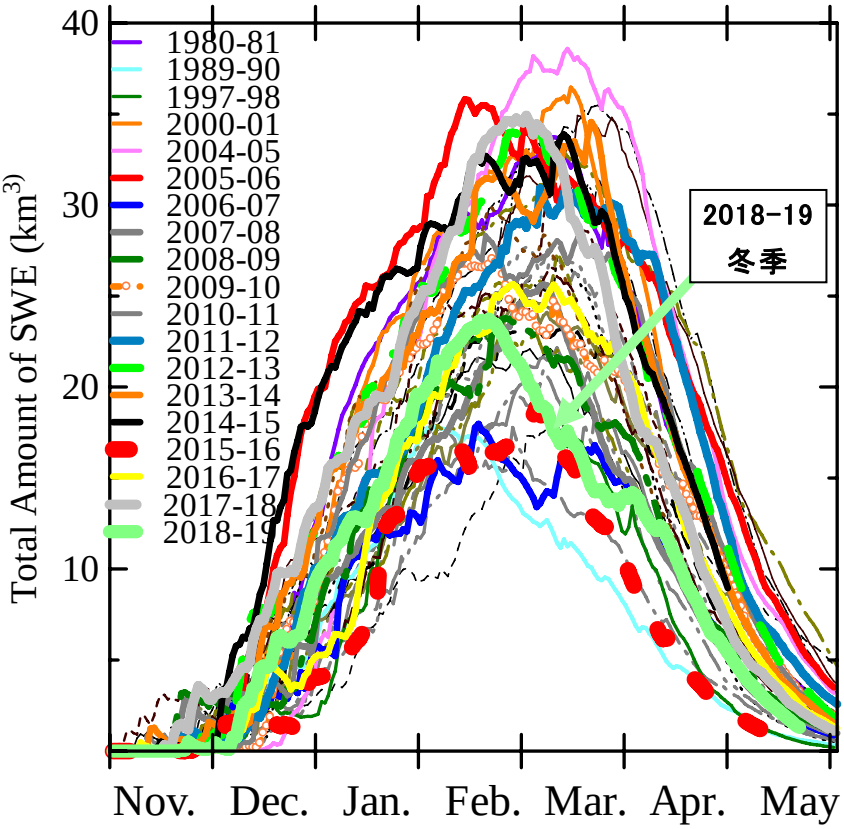


図 2. 東北 6 県の総雪水量季節変化(1 1 月～翌 5 月).

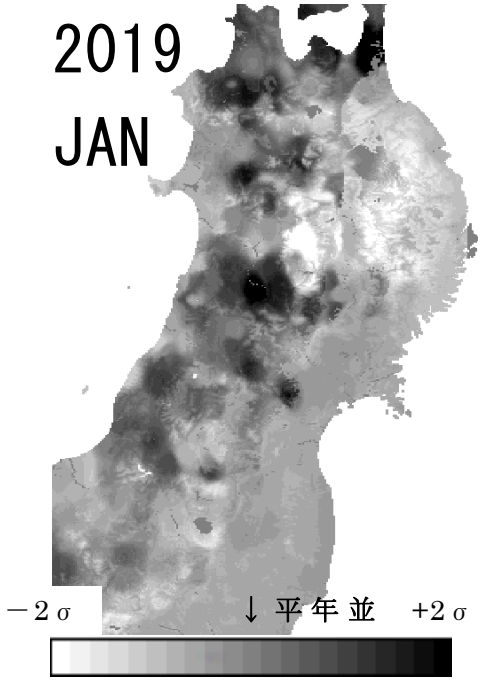


図 3. 積雪水量の寡多分布.

3.2 2018-19 年冬季における東北地方の積雪寡多分布

図 3 に東北 6 県の 2019 年 1 月における積雪水量寡多を平年値との偏差を同期間の年々変動の標準偏差(σ)で規格化した比標準偏差で示した．全体に平年以下の積雪量であるが，白神山地～十和田湖へかけてと陸奥湾南部から下北半島で多雪が目立ったほか，秋田の太平山から森吉山，焼山，岩手山，秋田駒ケ岳にかけての一帯，秋田県南の笹森丘陵東側から横手盆地南部と神室山地で平年並み～+σ 程度の多雪が見られるなど，場所により，平年程度の積雪量であることがわかった．

4. 考察

4.1 2018-19 年寒候期(12～2 月)および 2019 年 1 月の気温・降水・日照の特徴

図 4 に気象庁解説資料(冬の天候)から抜粋した 2018 年 12 月から翌 2019 年 2 月までの気温・降水量・日照時間の平年との比較を示す．全体として平年よりも高温傾向で九州・東海の一部などで平年値+1.5℃以上となっているほか,西日本の大部分で平年値+1.0～1.5℃であり，東日本・北日本でも平年値より+0.5℃以上の領域が広くなったことがわかる．降水量についてみると全体には平年比 100%未満で少ないものの，九州から広島県・岡山県・愛媛県の一部や新潟付近，秋田県南など，所々で平年比 100%以上となっている．日照時間については平年比 80%以上 100%未満が 100%以上の領域よりやや広いが，場所による違いが目立つ．これに対し，図 5 の 2019 年 1 月の気温平年差は北海道の一部と山陰・四国以西を除き平年差+0 から+1.0℃とわずかに高温傾向で，降水量は平年比 70%以下の少雨(少雪)領域が目立つが，胆振・日高・十勝・釧路・根室などを除いた北海道の日本海沿岸および北側の大部分と能登半島突端と富山県東部から新潟県，山形県，秋田県の日本海沿岸では平年比 70%から 100%となっているほか，上越や秋田県南部で平年比 100%以上～130 未満とやや降水が多かったことがわかる．日照時間の平年比はおおまかに言って東日本・北日本については降水量の平年比の大きいところが日照時間の平年比については小さくなる傾向があるように見えた．これらのことから，2018-19 年冬季は確かに全体として暖冬で降水量も少なめであったが,1 月などに限れば限定的な寒気の南下と低気圧の発生･発達のため，降水量(降雪量)が平年並みに多くなった領域が所々見られたと考えられる．

4.2 2018-19 年寒候期(12～2 月)および 2019 年 1 月の北半球 500hPa の特徴

図 6 に 2018 年 12 月から翌 2019 年 2 月まで平均した 500hPa 高度･偏差の分布図を示す．500hPa 高度負偏差となる低圧部は北極からオホーツク海上空までで日本付近はやや高圧領域(500hPa 高度正偏差)であったことがわかる．また，偏西風の蛇行が少ない状況であり，大陸の寒気の南下が難しい状況にあったと推測できる．このため，寒候期全体として寒気移流はオホーツク海からカムチャッカ方面までに限定され、日本付近は暖気に覆われることが多かったと考えられる．一方，図 7 に示した 2019 年 1 月の 500hPa 天気図を見ると，極渦の一部がカムチャッカ半島付近に南下し，偏西風が日本の東側で南へ蛇行したため，アリューシャン低気圧が強く，北日本の一部では冬型の気圧配置が強まって寒気が流れ込む時期があったと解釈できる．ただし、この寒気流下は 1 月中旬までで時間的・空間的に限定的なものであったと思われ，2 月以降は暖冬・寡雪傾向が続いたものと考えられる．

5. まとめ

ルーチン気象データおよび診断型積雪分布モデルによる再現でも 2018-19 年冬季における東北 6 県は全体は暖冬・寡雪傾向であったが，秋田県南内陸部などは局所的に平年並みの積雪であった．前節の考察を総合すると，2018-19 年冬季は寒候期全体では寒気の流下は少なく温暖・寡雪傾向となった反面，12 月と 1 月の局地的な寒気移流に伴う降雪がどこで生じたかの如何によって積雪量が平年並みとなる領域が一部でみられたと解釈できる．

謝辞

気象データや解説資料等は気象庁ホームページから DL/引用しました．なお，本研究の一部は新潟大学災害・復興科学研究所共同研究費（2018-03）によりました．ここに記して感謝いたします．

【引用文献・URL】

[1] 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/　(2019 年 6 月 21 日確認)．

[2] 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.

[3] 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.

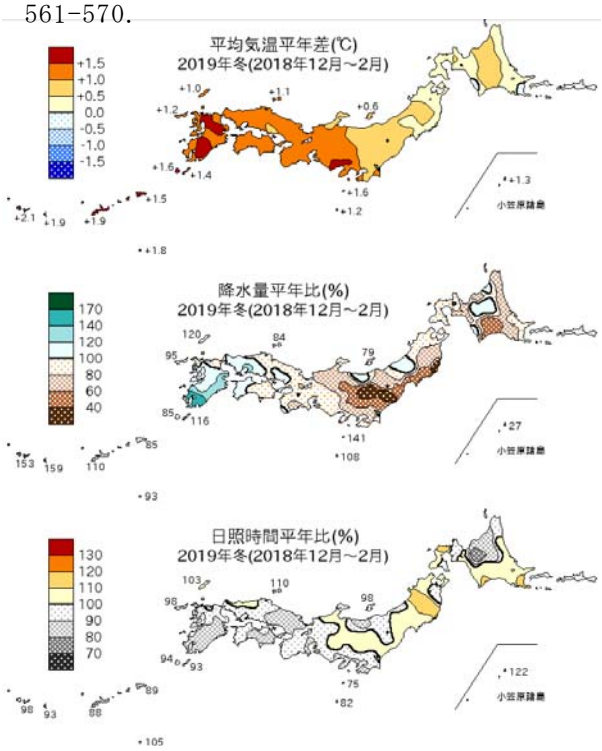


図 4.　2019 年冬(前年 12～翌 2 月)の気候．

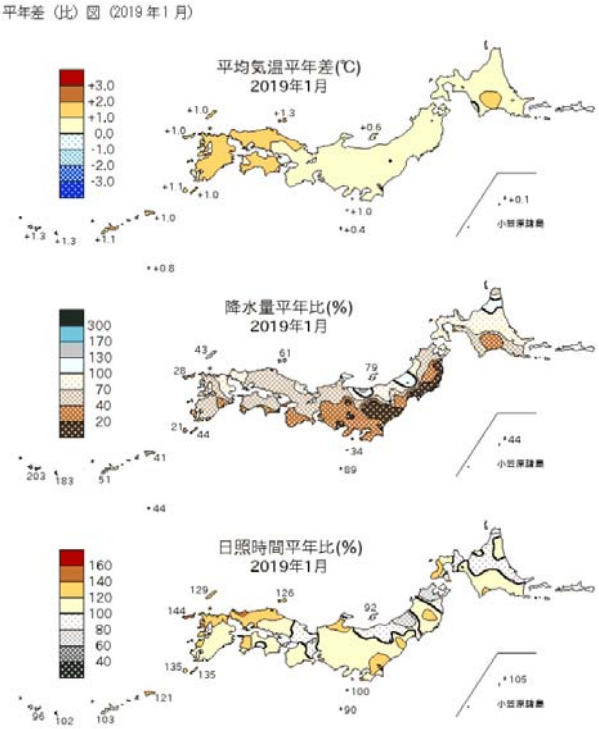


図 5.　図 4 に同じ．但し 2019 年 1 月の場合．

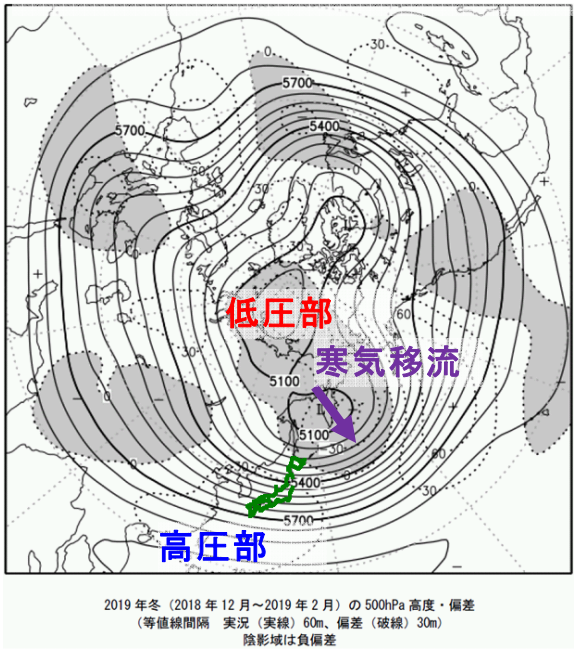


図 6. 2019 年冬(2018 年 12 月～翌 2 月)で期間平均した 500hPa 高層天気図．

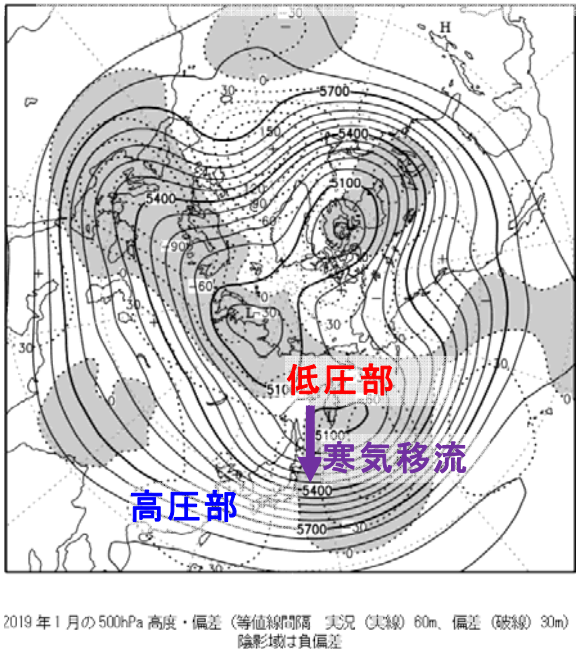


図 7.　2019 年 1 月の 500hPa 高層天気図．図 4-7 は気象庁解説資料(冬の天候)より．

雪塊と太陽電池板との動摩擦係数について

小杉健二　（防災科学技術研究所　雪氷防災研究センター）

On the dynamic friction coefficient between snow blocks and solar battery panels

Kenji KOSUGI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1.　はじめに

積雪地域において，家屋等の屋根からの落雪は周囲に危害を及ぼす可能性がある．近年，太陽電池板（太陽光発電パネル）を設置した屋根からの落雪による事故例が報告されている．本研究では，雪塊と太陽電池板との動摩擦係数を実験的に測定するとともに，太陽電池板を設置した屋根からの落雪の飛距離を計算した．

2.　動摩擦係数の測定

雪塊と太陽電池板の間の動摩擦係数の測定は２つの方法で行われた．

第１の測定方法は，水平に設置した太陽電池板（寸法は 1.2m x 0.52m，表面の材質はガラス）の上に雪塊を置き，荷重計で押して滑らせるものである．雪塊を押して滑らせる時に荷重計にかかる力 f を測定した（図 1）．雪塊の質量を m，重力加速度を g とすると，動摩擦係数 μ は次式で求められる．

$$\mu = \frac{f}{m g} \qquad (1)$$

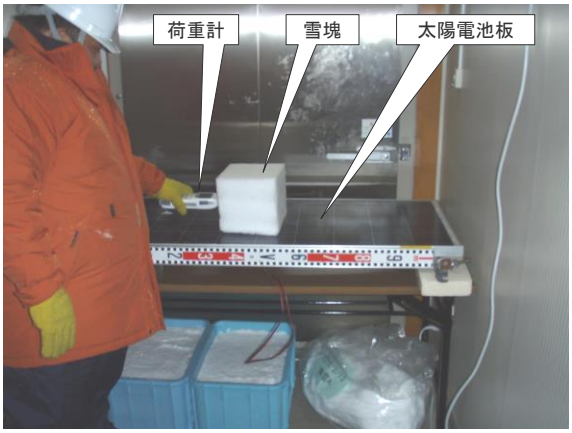


図 1　荷重計を用いた雪塊と太陽電池板の動摩擦係数の測定

第２の測定方法は，傾けて設置した太陽電池板の上を自然に滑り下る雪塊の運動を側方よりビデオ撮影するものである（図 2）．雪塊の運動を解析することにより，動摩擦係数を次の様にして求めた．雪塊の質量を m，加速度を a とし，太陽電池板の傾斜角を θ とすると（図 3），雪塊の運動方程式は次式で表される．

$$m g \sin \theta - \mu m g \cos \theta = m a \qquad (2)$$

この式を変形して，動摩擦係数は次式で得られる．

$$\mu = \frac{\sin \theta - a / g}{\cos \theta} \qquad (3)$$

太陽電池板の上端からの板に沿う雪塊の距離 d を時間 t の関数としてビデオ画面上で測定し，最小二乗法により決定された式(4)に示すような回帰 2 次関数の時間 t の２次の項の係数から雪塊の加速度 a が求められる．

$$d = \frac{1}{2} a t^2 + b t + c \qquad (4)$$

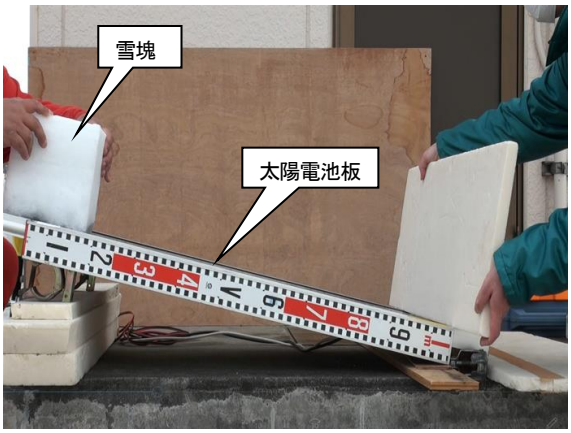


図 2　傾斜した太陽電池板上で雪塊を滑走させる実験の様子

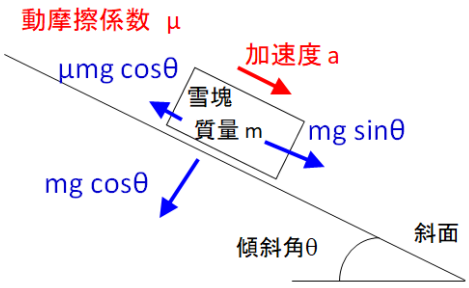


図 3　傾斜した太陽電池板上で雪塊を滑走させる実験の模式図（側面図）

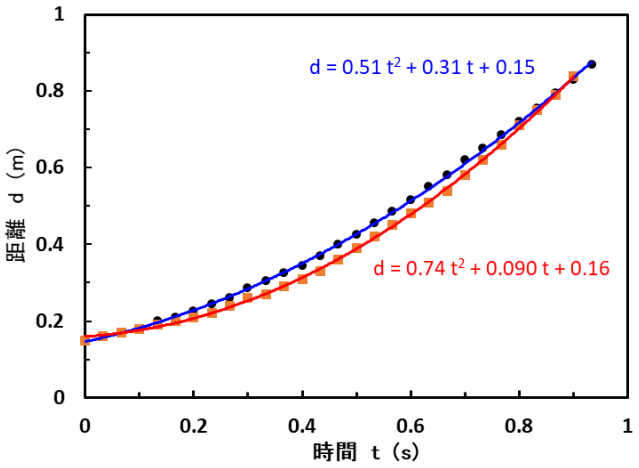


図 4　測定された雪塊の距離 d，時間 t 及び回帰 2 次関数の例．●：濡れたざらめ雪，■：乾いたざらめ雪(-5℃)．太陽電池板の傾斜角はいずれも 10°．

図 4 に測定された距離 d, 時間 t 及び回帰 2 次関数の例を示す．

2 つの方法で得られた雪塊と太陽電池板の間の動摩擦係数は，0.01～0.07 の範囲の値を取った．この値は，新しい塗装鋼板に対する値の 0.08（日本建築学会，2010）やポリエチレン膜（ブルーシート）に対する値の 0.09（小杉他，2006）に比べ小さいことが確認された．

3.　屋根からの落雪の飛距離の計算

屋根からの落雪の模式図と解析に用いる記号を図 5 に示す．V_0 は軒先から飛び出すときの雪塊の速度の大きさであり，添え字の x と y は水平速度と垂直速度（下向きが正）をそれぞれ表す．この時，次式の関係が成り立つ（中村，1995）．

$$\left.\begin{aligned} V_0 &= \sqrt{(2gD(\tan\theta - \mu))} \\ V_{0x} &= V_0 \cos\theta \\ V_{0y} &= V_0 \sin\theta \end{aligned}\right\} \qquad (5)$$

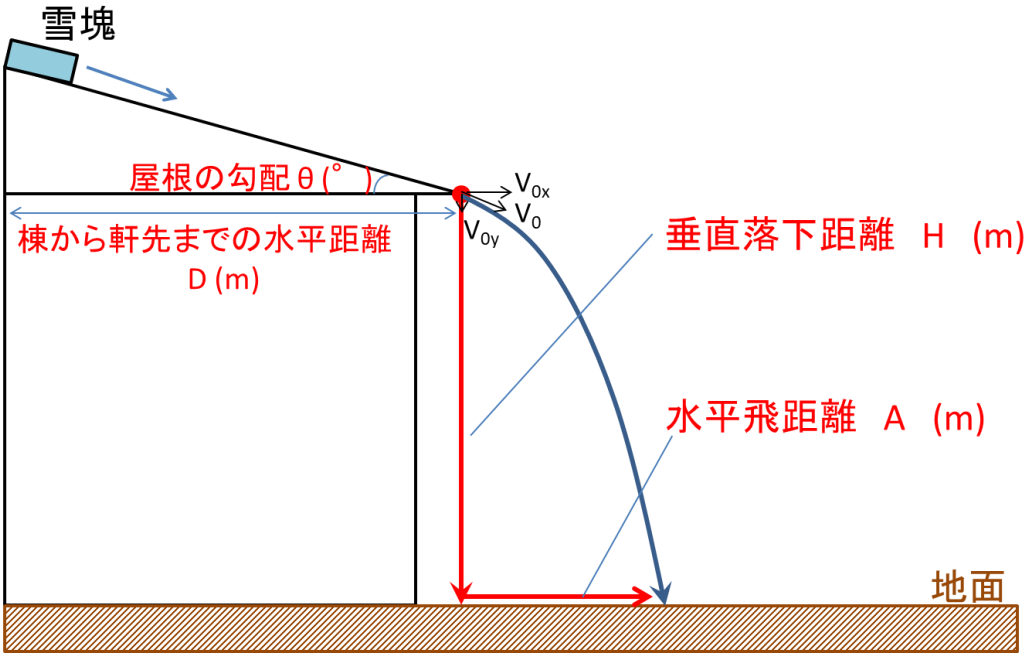


図 5　屋根からの落雪の模式図と記号（側面図）

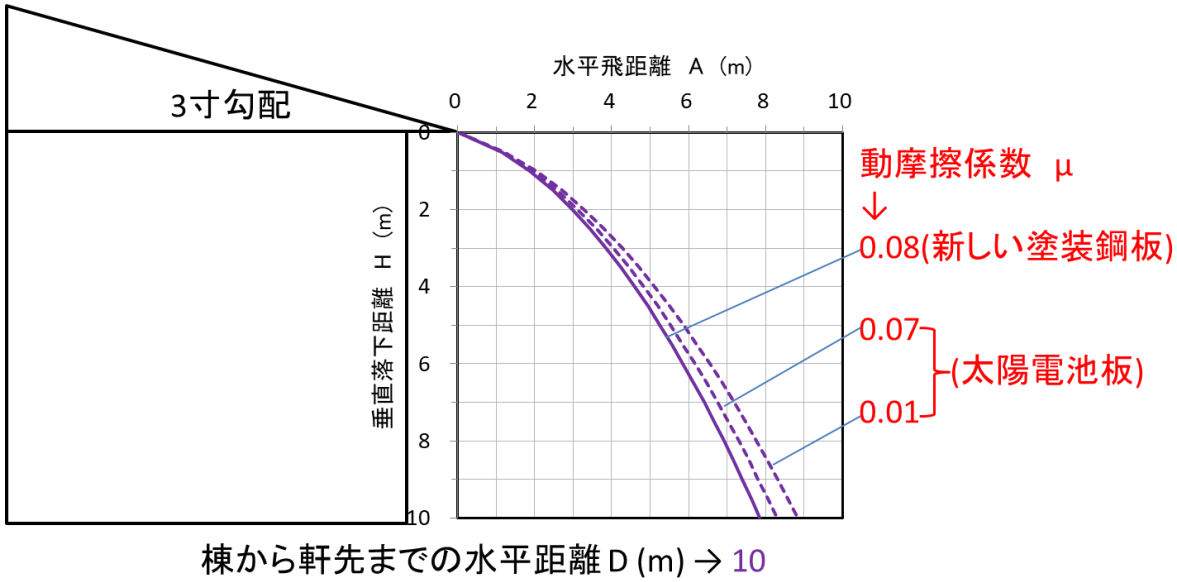


図 6　落雪の飛距離の計算結果

そして雪塊の軒先からの水平飛距離 A は次の様に表される．

$$A = \frac{V_{0x}\left(\sqrt{(2gH+V_{0y}^2)} - V_{0y}\right)}{g} \qquad (6)$$

図 6 は，太陽電池板で全面が覆われた屋根からの落雪の飛距離を式(5)と(6)を用いて計算した結果を表す．太陽光パネルを設置した屋根からの落雪は，3 寸勾配で軒の高さと屋根の水平距離がそれぞれ 10m の場合，通常の新しい屋根よりも最大で 13%遠くまで飛び出すと見積もられる．

4.　おわりに

本稿では雪塊と太陽電池板の間の動摩擦係数を実験で測定し，太陽電池板の動摩擦係数は通常の新しい屋根やポリエチレン膜（ブルーシート）で被われた場合に比べても小さいことが分かった．太陽電池板が設置された屋根からの落雪の飛距離を計算し，その影響を定量的に示した．雪塊と太陽電池板の動摩擦係数は雪質等に依存すると考えられ，今後のより詳細な研究が必要である．

謝　辞

実験の実施に際し，防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの各位にご協力いただきました．本研究の一部は克雪技術研究協議会の委託によるものです．お世話になった皆様にお礼申し上げます．

文　献

小杉健二・佐藤威・阿部修・根本征樹・望月重人，2006：ブルーシートで覆われた屋根からの雪の滑落現象について(3)　野外観測による動摩擦係数の測定．寒地技術論文・報告集，**22**，330-333.

中村秀臣，1995：4・2・2 節　自然滑落法，雪氷防災　- 明るい雪国を創るために -　改訂第 2 版（高橋博・中村勉　編，白亜書房），240 - 255.

日本建築学会，2010：4.1.2 節　屋根葺材と滑雪．雪と建築（技報堂出版），64-65.

平成 31 年度（2018-19）冬期における新庄の積雪変化について

佐藤研吾　小杉健二　根本征樹　荒川逸人　安達聖
（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 2018/19winter

Kengo Sato, Kenji Kosugi, Masaki Nemoto, Hayato Arakawa and Satoru Adachi
(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では，冬期の降積雪観測を継続的に実施している．平成 23 年から 5 年連続で大雪であった後も大雪傾向が続いたが，平成 31 年(2018/19 年)冬期の降積雪観測結果は最大積雪深が 1.2m となり，平均値を下回る状況であった。12 月から気温が高い傾向にあり，2 月中旬以降の日平均気温が氷点下になる日がなかったことが少雪傾向を助長したと考えられる．

2. 積雪深，気温，積算新積雪深，及び積雪重量の観測結果

図 1 は 5 年連続で大雪であった 2010-11 冬期から今冬までの積雪深の日変化である。本冬期においては、12 月上旬に積雪が形成された後、12 月末まで顕著な降雪がなく増加は見られなかった。1 月には断続的に積雪深が増加し，1 月下旬から 2 月上旬にかけて最大積雪深は 1.2m にまで達した。大雪の年と比較すると 12 月下旬から 1 月中の積雪の増加量が著しく少ないため，最大積雪深が少ない傾向になった．

2 月中旬になると融雪が卓越するようになる．例年は増加減少を繰り返しながら融雪が進むが，今冬は融雪が始まると減少の一途を辿り，3 月も同様な減少傾向が続いたため積雪深の減少が早く，近年では最も早く 3 月下旬消雪した．

図 2 に今冬の気温の日変化を示す. 12 月初旬から平年値より高く，一冬期を通して高温傾向であった．1 月は氷点下になる日もあったが，2 月中旬からは平年値を上回り，日平均気温は 0℃以上の日が続いた．

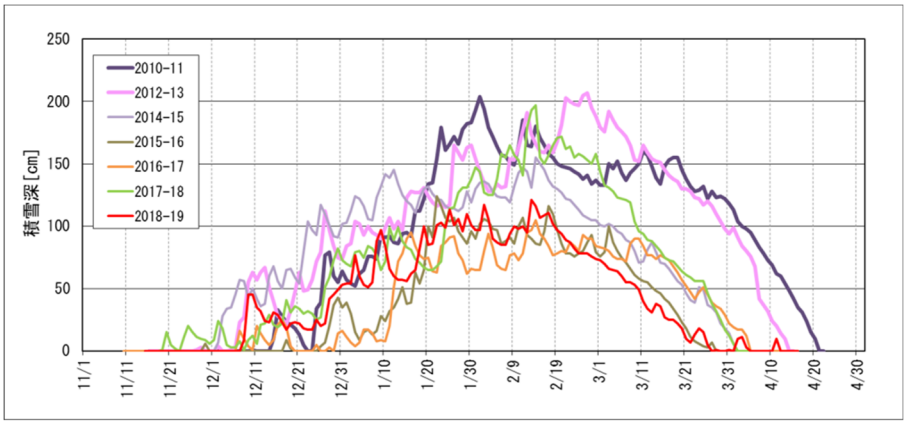


図 1　新庄における過去 7 冬期の積雪深の日変化

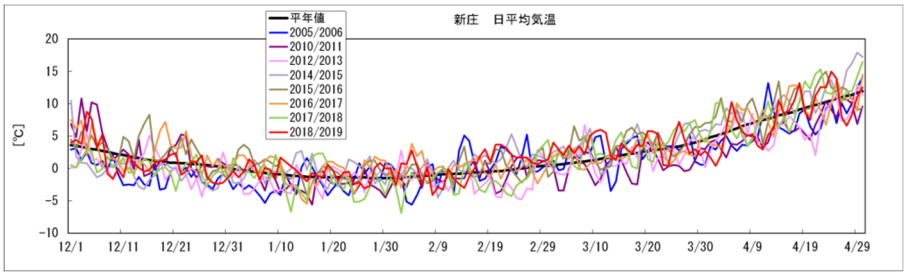
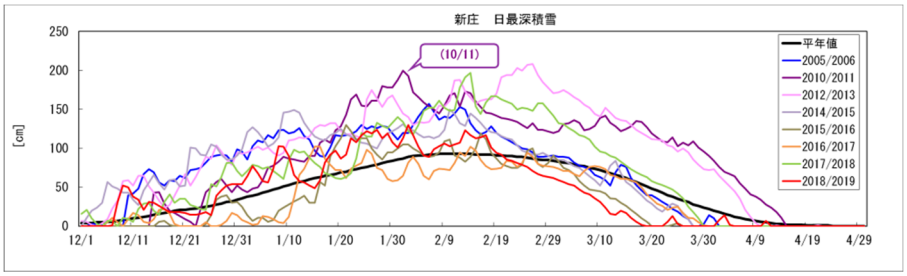


図 2　新庄市における気温の日変化

そのため，日最深積雪は1月から2月においても急激な増加は見られなかった．2 月中順から加速度的に融雪が進み，平年値大きく下回る減少傾向が見られた．

消雪日は近年では最も早く3月下旬であった（図 3）．

図 4 に過去 7 冬期の積算新積雪深を示す．大雪の年と少雪の年を比較すると積雪開始時期の違いが要因の一つと考えられる．本年は大雪の年と比較すると積雪開始に大きな違いは無いが，12 月中の少雪と 1 月以降の増加率が低い傾向であった．



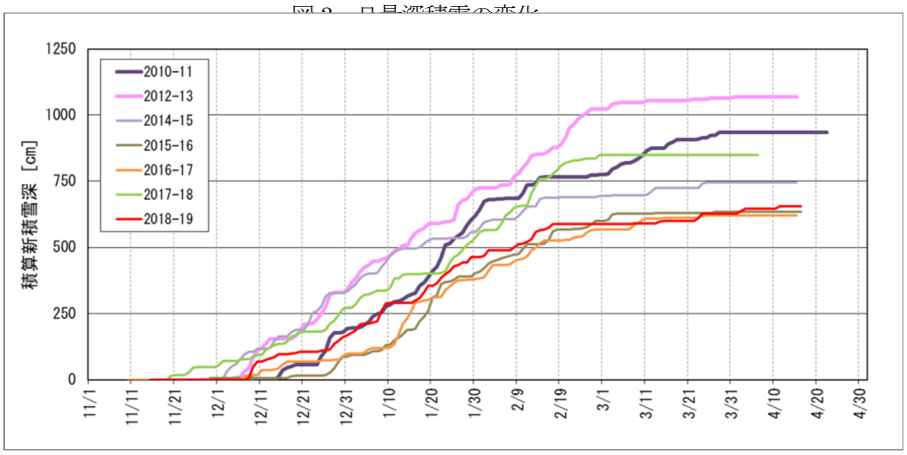


図 4　過去 7 冬期の積算新積雪深

また 3 月中も増加傾向が見られる大雪の年と比較すると，本年は 2 月中旬以降はほとんど増加が見られないこともまた少雪の要因となった．

3.　雪質に関する観測結果

新庄における 2018/19 冬期の雪質変化を示す（図 5）．暖冬傾向で降雨の影響もあり，低温多雪のときに比べると，しまり雪が少なく，ざらめが多い傾向が見られる．１月に降雨があり，ざらめ化を加速させ 2 月初旬からはほぼ全層ざらめとなりそのまま消雪した．

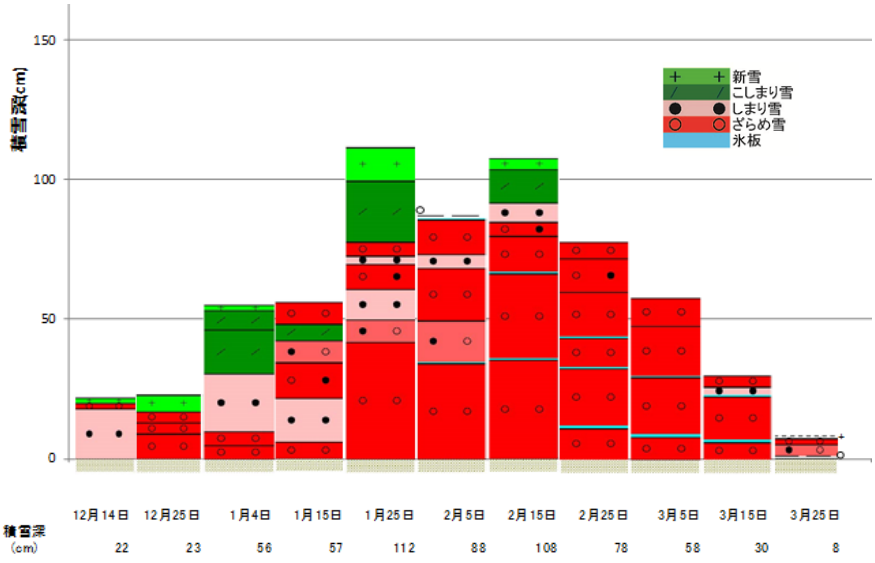


図 5　2018/19 の積雪変化

4.　謝辞

観測と機器保守は冨樫数馬氏，大川元造氏，鈴木紘一氏，および（株）双葉建設コンサルタントの方々に従事して頂きました．データ整理は矢口瞳さん，青木里見さん，平向洋子さんにご協力頂きました．記して心からお礼申し上げます．

2018/2019 シーズン八幡平裏岩手エリアの積雪観察報告

平山順子（北東北エリア雪崩事故防止研究会）

Snowpack observation in the area of Hachimantai and Uraiwate in 2018/2019

Yoriko HIRAYAMA (Society of Prevention of Avalanche Accident in Northern Tohoku Area)

1. はじめに

北東北エリア雪崩事故防止研究会は，2007 年から八幡平裏岩手エリアの入山者への雪崩事故防止活動を行っているが，「旧八幡平スキー場バックカントリー活用構想」（八幡平市企画事業）事業推進ための安全対策（雪崩事故対策）の一環として，2017～2018 年に該当エリアの気象定点観測とフィールド気象観察を八幡平キャットツアーズと連携して実施した．（図 1）

2019 年からは八幡平御在所（図 2）で八幡平キャットツアーズが気象定点観測を実施し，当会は八幡平裏岩手エリアのフィールド気象観察のみを実施した．2018 年 12 月～2019 年 4 月の当エリアの積雪観察結果を，八幡平キャットツアーズ提供の気象定点観測結果と照らし合わせて，整理し報告する．

2. 今季の積雪状況（2018 年 12 月～2019 年 4 月）

2018 年初冬は，10/28 岩手山初冠雪，10/30 八幡平初雪共に平年より遅く，本格的な寒波到来も遅れ，茶臼岳周辺標高 1150m の 12/13 推定積雪深が 85cm，12/20 に 120cm と 12 月後半に入って降雪が続くようになった．2019 年 1 月は 12 日～15 日に降雪がほぼ無く晴天が続き，放射冷却で八幡平裏岩手エリア標高 800m~1600m 周辺の広い範囲に表面霜が発生した．その後は寒気が連続的に入り降雪が続いた．2 月初めに一時的に暖気が入り標高 1600m 周辺まで降雨．その後 2 月中旬までは寒気に覆われ積雪が徐々に増加した．しかし 2/20 から 3/10 まで寒気が入らず降雪が止まった．その後 3/12 から再び寒気が断続的に入り降雪が戻った．以後 4/15 まで降雪が続き，御在所定点観測地の推定積雪深は 4/16 でも 160cm を観測した．

3. 八幡平裏岩手エリアでの積雪観察

1)フィールド気象観測について

2018 年 12 月～2019 年 4 月の積雪観察は，以下に示す八幡平エリアと裏岩手エリアの 2 エリアで実施した．

図 2　旧八幡平スキー場

図 1　御在所 定点観測地

八幡平エリア：茶臼岳周辺を中心に八幡平スキー場～～八幡平頂上
裏岩手エリア：源太ヶ岳周辺を中心に下倉山，中倉山～大深岳

観察場所は当日の気象条件で随時決定した．悪条件の場合は 2 エリアとも雪崩リスクの非常に低い場所を精査して，標高 1200m 周辺の大まかに決めた地点で実施した．

観察は，まとまった降雪，降雨，ストーム，急激な気温上下，放射冷却など気象状況に変化がある時，新しい雪崩跡や斜面の亀裂がある時を中心に随時行った．エリア内の入山者注意喚起を含めた情報発信が主な目的で，当研究会のホームページ上で継続してエリア内の積雪情報を発信している．

2)観測項目

観測項目は，日本雪氷学会（2010）及び日本雪崩ネットワーク（2009）を参考に，天気，降雪強度，気温，推定積雪深，足貫入深，雪面雪質，粒径，風向風速（目視），テストピット，雪崩跡とした．

3）定点気象観測

八幡平キャットツアーズによる観測データ（2019a，2019b，2019c）を使用した．観測地点は八幡平御在所で標高 960m，観測期間は 2019 年 1 月 10 日から 3 月 17 日である．図 3 から図 5 に月別の気温図 6 から図 8 に月別の 24 時間降雪量と積雪深の変化を示す．また，図 9 に風向と風の強さを示す．風の強さは風力階級ごとに点数を付け積算した．配点は，風力階級 1 から 4 を 1 点，5，6 を 2 点，7 を 3 点，8 以上を 4 点とした．

4)積雪断面観測（

八幡平スキー場（標高 1170m）スノーキャット道のやや上部と下倉スキー場（標高 1165m）で積雪断面観測を実施した（図 10，図 11）．2017 年から 2018 年の気象定点観測地点の下倉スキー場での観測は，同程度の標高 2 箇所の大まかな積雪傾向を比較するために実施したが，2 箇所の積雪層は同じような層構造になっていた（図 12，図 13）．

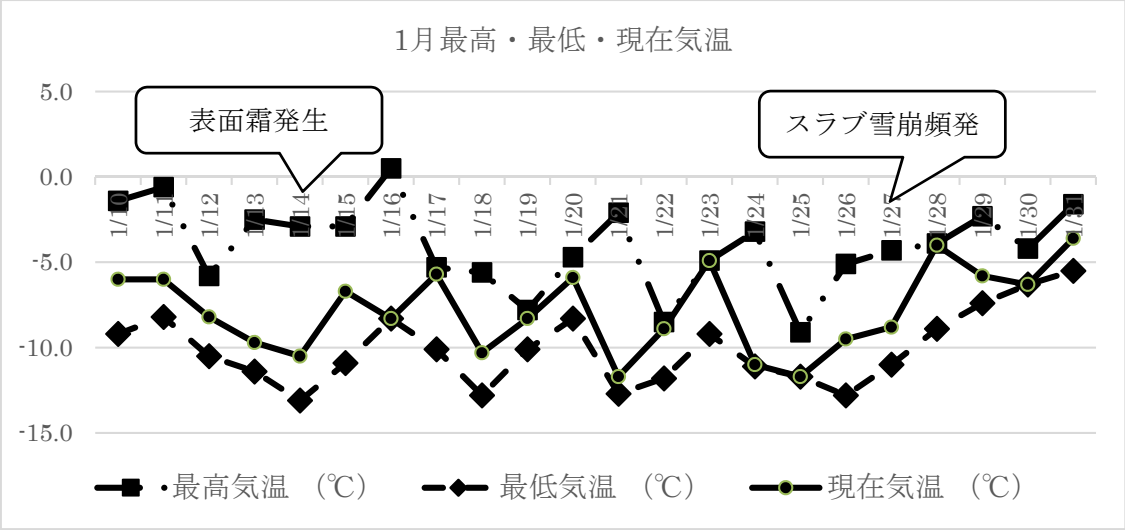


図 3　1 月最高・最低・現在気温（現在気温は午前 7 時前後の気温を示す）

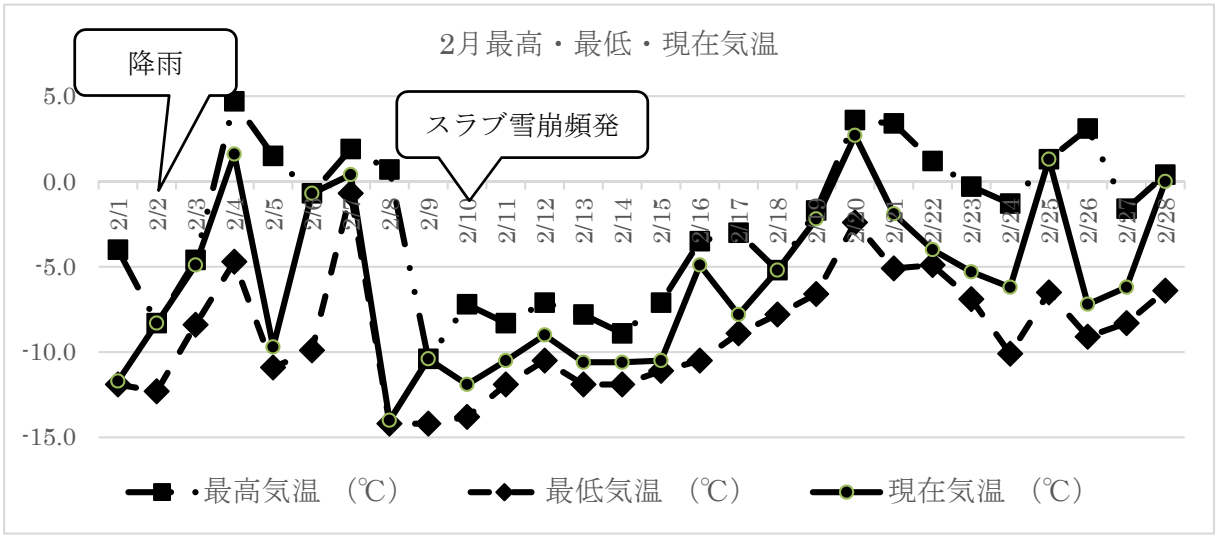


図 4　2月最高・最低・現在気温（現在気温は午前７時前後の気温を示す）

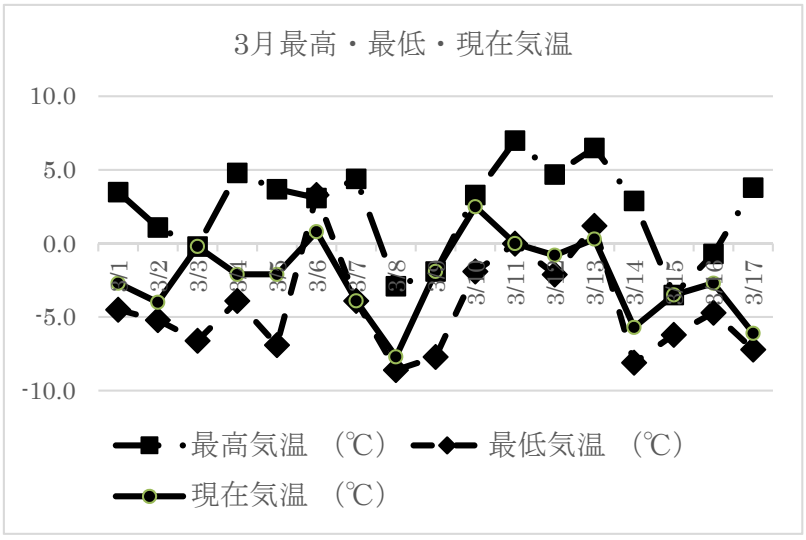


図 5　3月最高・最低・現在気温（現在気温は午前７時前後の気温を示す）

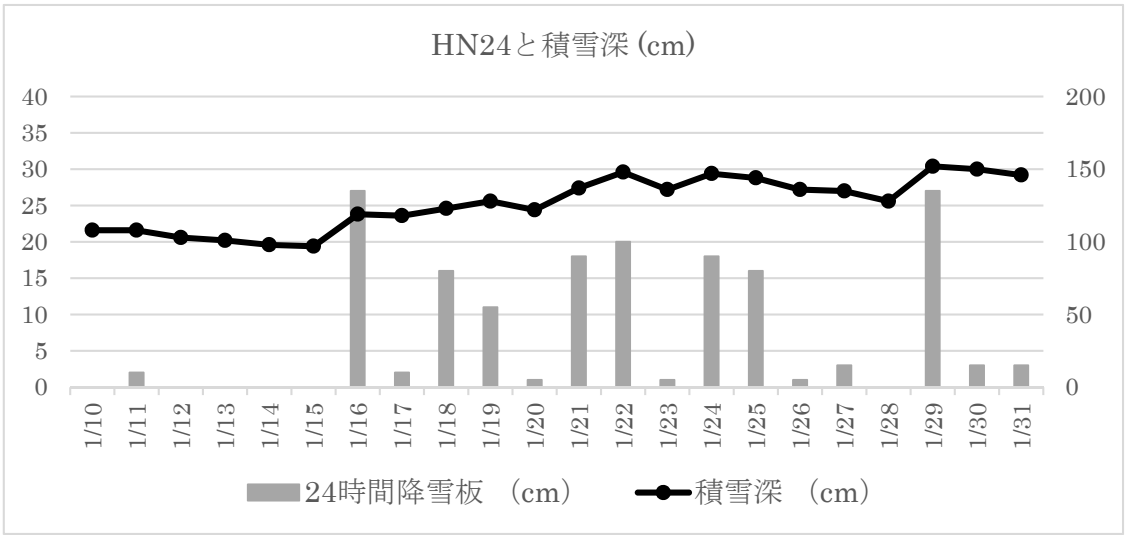


図 6　1月 HN24（24 時間降雪観測 ）積雪深（cm）

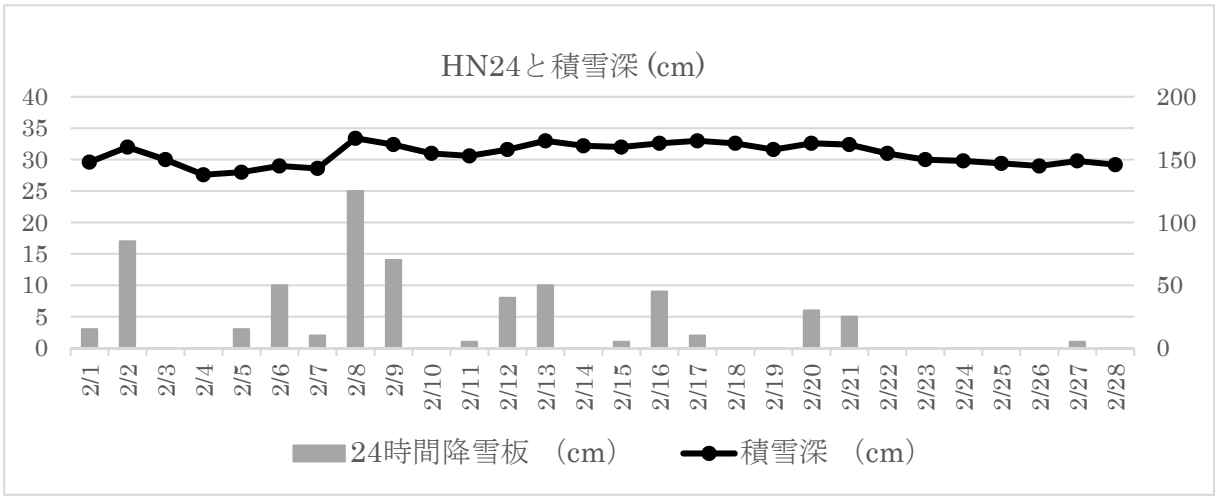


図 7　2 月 HN24 (24 時間降雪観測) 積雪深 (cm)

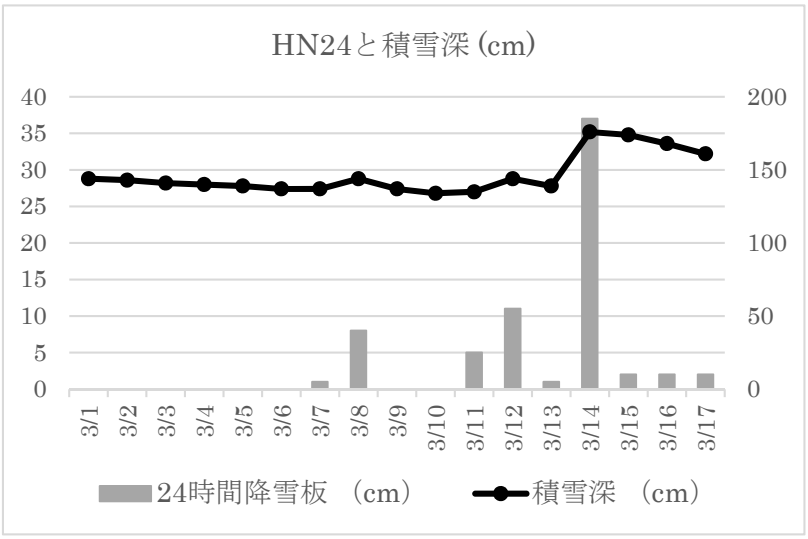


図 8　3 月 HN24 (24 時間降雪観測) 積雪深 (cm)

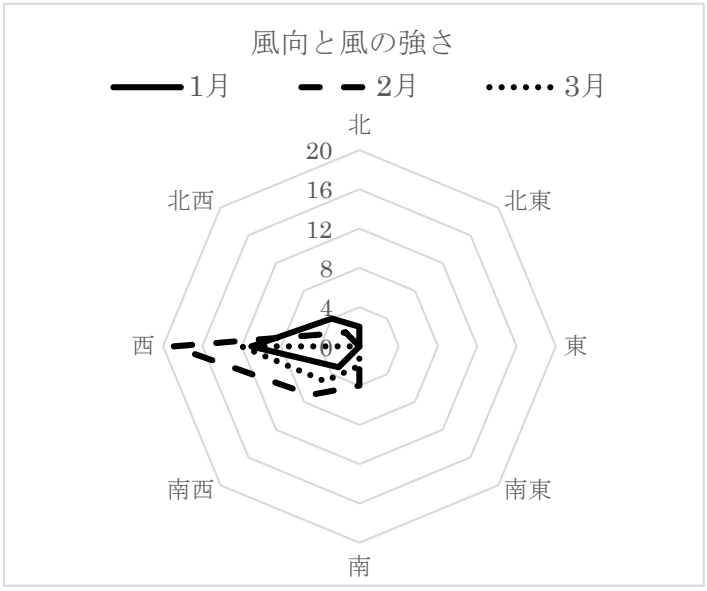


図 9　風向と風の強さ．各風向の風の強さは風力階級毎の点数の積算値で，風力階級 1～4 を 1 点，5～6 を 2 点，7 を 3 点，8 以上を 4 点とした．

図 10　八幡平スキー場積雪断面観測（3/15）

図 11　下倉スキー場積雪断面観測（3/23）

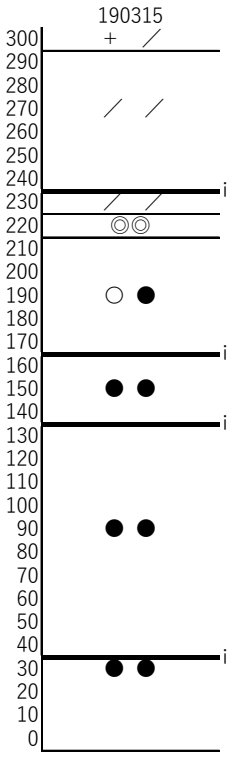


図 12　断面観測 1

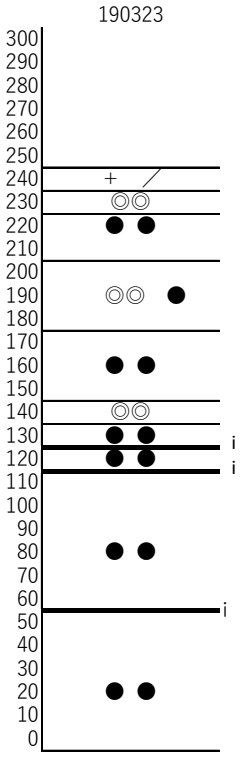


図 13　断面観測 2

図 14　1/27 樅山の表層雪崩跡

図 15　4/3 八幡平スキー場斜面

図 16　4/9 八幡平山頂の樹氷

図 17　1/14 中倉山上部の表面霜

図 18　1/14 源太ヶ岳山域表面霜

図 19　1/14 源太ヶ岳山域の表面霜

4.　八幡平裏岩手エリアの積雪フィールド観測と雪崩発生状況

2018 年 12 月～2019 年 4 月の同エリアは，ウィンドスラブ形成後の小規模な雪崩（図 14）は散見されたが，大量降雪を伴うストームがほとんど無く大規模な雪崩の発生は観察されなかった．観察期間中は西寄りの風の日が多く（図 9），適度に積雪が再配分され風下側の谷地形が埋まったが，雪庇の張り出した場所は少なかった（図 15）．東～南側斜面のクラックもほぼ観察されなかった．

八幡平樹氷原と裏岩手大深岳周辺の樹氷は，1 月上旬には形成されたが，積雪が少ないせいか大型に見え枝葉が出ているものも散見された．2 月上旬の降雨で一部崩落後再成長した．3/25 以降崩落したものが多い中で，八幡平山頂付近の一部の樹氷は 4/14 頃まで崩落せずに残った（図 16）．

1/13～15 に広く発生した（標高約 800m 以上の当エリア全体）表面霜（図 17～19）は，全方位斜面のオープン斜面から疎林帯に万遍なく見られ，粒径は 5～18mm で大型の霜も多かった．期間中晴れて毎朝放射冷却となり，発生最終日には積雪表面から約 25cm 深まで表面霜及び崩れた結晶とこしもざらめ雪の層となり，スキー滑走すると斜度の急な場所はこの層から点発生雪崩が発生した．また，このこしもざらめ層はその後，約 10 日間積雪内で確認できた．（標高 1300m 観察地点では 1/22 に 110cm 深に埋没，表面霜の結晶の一部をルーペで確認）

表１　フィールド観測特記事項

フィールド観測 特記事項	
1 月 10 日	御在所気象定点観測（八幡平キャットツアーズ実施）開始～3 月 17 日まで観測
1 月 13～15 日	表面霜が広範囲に発生（標高 800～1600m 周辺の全方位斜面，疎林帯）
1 月 22 日	八幡平スキー場隣接の東側急斜面表層雪崩（滑走者誘発）
1 月 27 日	エリア全体の東～南東斜面に小規模なウィンドスラブ雪崩が頻発
2 月 02 日	標高 1600m 周辺まで降雨
2 月 10 日	エリア全体の東～南東斜面に小規模なウィンドスラブ雪崩が頻発
3 月中旬	大深岳周辺の樹氷の多くが崩落
3 月中旬	止まっていた降雪再開
3 月 25 日	一時的に暖気が入り八幡平樹氷原の崩落が始まる
3/30～4/3	エリア全体に大量降雪
4 月 15 日	八幡平樹氷原に残っていた樹氷もほぼ崩落

5. まとめ及び今後の課題

今季は本格的な降雪が遅く，2 月中旬から 3 月中旬まで寒気が入らずに降雪がほぼ止まり，その後再び降雪が 4 月中旬まで続いたのだが，気象定点観測終了後はフィールド観察のみとなった．来季は気象定点観測開始前と終了後の観察もより確実にできるように，フィールド気象観察地点を明確に決めて（マーカー設置）観察する必要がある．

また，今季１月に連続して発生した表面霜，こしもざらめの層の推移を正確には把握できなかったのだが，来季はフルピットでの積雪断面観察を増やし，積雪層の推移をより確実に把握できるようにしていく所存である．

謝辞

観測に関し多岐にわたってご指導頂きました阿部修氏，藤村知明氏，八幡平エリアでのバックカントリー推進事業を進めている八幡平市役所，担当の皆様，御在所気象定点観測を実施し観測データおよび観察エリア内の積雪情報も提供頂きました八幡平キャットツアーズの皆様，特に観測に携わった工藤嘉充氏，上野健太氏，石坂晋哉氏，データ整理をご指導頂きました小笠原功氏に，感謝しお礼申し上げます．

【引用文献】

八幡平キャットツアーズ，2019a：2019 シーズン雪の定点観測（Weather Observation），https://goope.akamaized.net/45014/190204074233-5c576e59e52be.pdf

八幡平キャットツアーズ, 2019b：2019 シーズン雪の定点観測（Weather Observation February 2019），https://goope.akamaized.net/45014/190304171530-5c7cdea231d0b.pdf

八幡平キャットツアーズ，2019c：2019 シーズン雪の定点観測 3 月（Wether Observation March 2019），https://goope.akamaized.net/45014/190318130510-5c8f18f66a1fc.pdf

日本雪崩ネットワーク，2009：気象・積雪・雪崩の観察と記録のガイドライン，横浜，特定非営利活動法人日本雪崩ネットワーク，98pp.

日本雪氷学会編，2010：積雪観測ガイドブック，東京，朝倉書店，136pp.

数値モデルを用いた雨氷発生時の大気場に関する研究

村松 崇 （東北大学理学研究科，現岩手県）
山崎 剛 （東北大学理学研究科）

The study on atmospheric field during a freezing rain event using numerical model

Takashi Muramatsu (Tohoku University, present affiliation: Iwate Prefecture)
Takeshi Yamazaki (Tohoku University)

1. 背景

雨氷とは，多くの場合，降雪粒子が気温の逆転層を通過することによって生じた過冷却状態の雨滴(着氷性雨)が地表の物体に付着することで形成される透明な氷のことである.

2016 年 1 月 29 日に長野,茨城で発生した雨氷事例を対象にした.発生した雨氷によって幹直径 30cm ほどの樹木の倒木,停電,通行止め等が発生した．松本市入山辺の温泉宿が孤立するといった非常に大きな被害も発生し,雨氷発生地域の分布は山形村や朝日村等山麓地帯で多かった。

また,観測から 29 日 9 時、21 時：つくば市館野上空 1800～2000m に気温の逆転層が発生していた(松下・石川，2016).

2. 手法

寒気の流れや滞留を確認する上で地形の影響を考慮するために，本実験では低解像度モデルの結果を高解像度化する力学的ダウンスケーリングを手法として用いた．また，寒気の振る舞いを量的にわかりやすく探るためには寒気質量解析が有効な手法である（Iwasaki et al.，2014）．よって，本研究では気象庁非静力学モデル JMA-NHM によるダウンスケーリングと寒気質量解析を行った.

はじめに気象庁メソ解析(解像度 5km)を初期値･境界値として 5kmJMA-NHM によるシミュレーションを行い，解像度 1km へのダウンスケーリングと寒気質量解析により長野県と関東平野における逆転層の再現性の検証と寒気流入ルートの調査を行った.

寒気質量解析（Iwasaki et al.，2014）について，寒気質量 DP は地表と特定温位θ_T(寒気として定義される温位の閾値)の気圧差で与えられる.

$$\mathrm{DP} \equiv p_s - p(\theta_T)$$

(p_sは地表気圧)

寒気質量フラックス MF は水平風を地表から特定温位まで鉛直に積分した.

$$\mathrm{MF} \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_S} \vec{v} dp = \int_{\theta_S}^{\theta_T} \vec{v}\, dp = \int_{\theta_S}^{\theta_T} \vec{v} \frac{\partial p}{\partial \theta} d\theta$$

3. 結果

5 km総観場におけるシミュレーション結果を見ると南岸低気圧,大陸上,太平洋上の高気圧を再現できている（図 1，2）.

大陸側から寒気が吹きだし,日本東側に回り込んで本州に流入している様子が確認できる（図 3）.上の気圧配置と関連して考えると,シベリア高気圧によって寒気が日本側に押し出され,その後西向きに進路を変え,東寄りの寒気移流が形成されたと考えられる.

図 4 に山形村上空における気温，温位，相当温位のプロファイルを示す．また，図 5 に 925hPa と 850hPa の気温の時系列を示す．再冷却層が地表から約 900hPa 面まで，融解層が約 740hPa 面まで明瞭に存在しており，大気は 800hPa までは非常に強い安定である．山形村上空の逆転層は 29 日 8

時～11 時、29 日 15 時～30 日 2 時に発生に発生した.

一方，図 6 に示すようにつくば市館野では，再冷却層が地表から 960～870hPa 付近まで存在、融解層は 870～760hPa 付近まで存在した．逆転層は 29 日 14 時から発生した（図 7）.

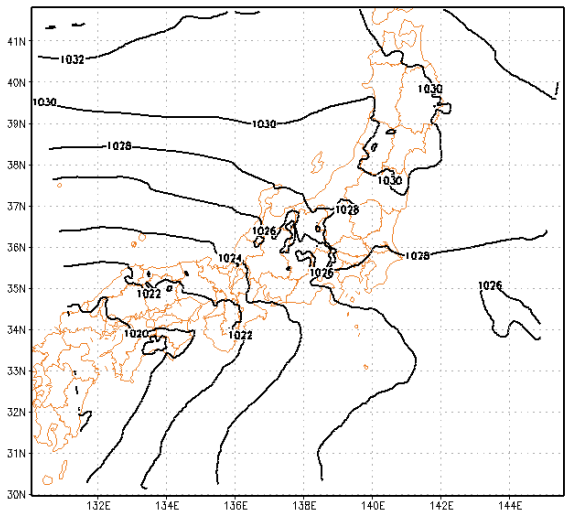


図 1. モデル上で再現された
1 月 29 日 9 時の気圧配置

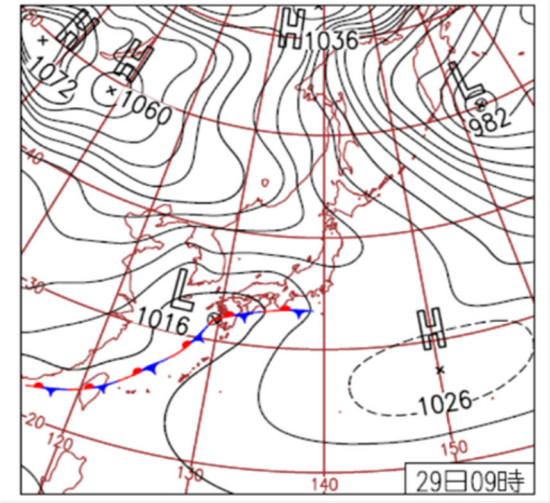


図 2.　1 月 29 日 9 時の天気図
（気象庁ホームページより引用）

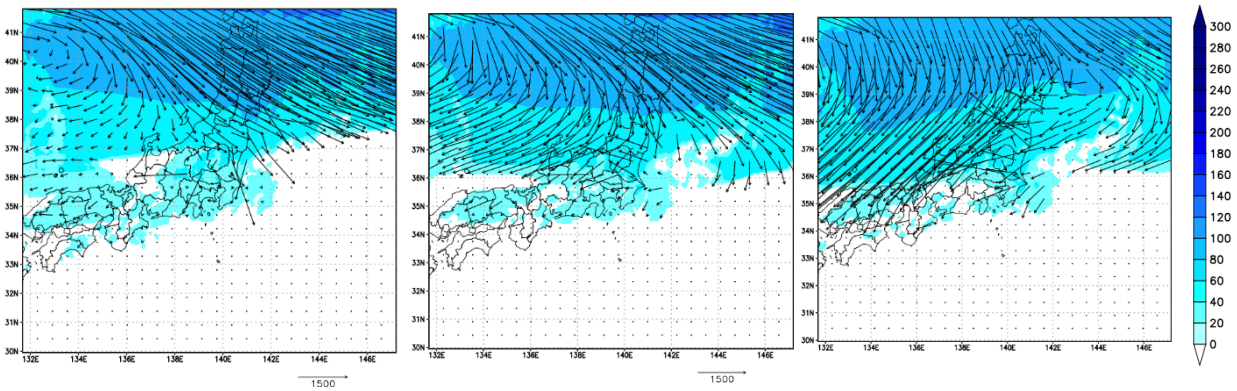


図 3.　5 ㎞総観場での寒気質量解析(28 日 18 時から 12 時間ごと)
シェードは寒気質量(hPa)ベクトルは寒気質量フラックス（hPa･m/s)

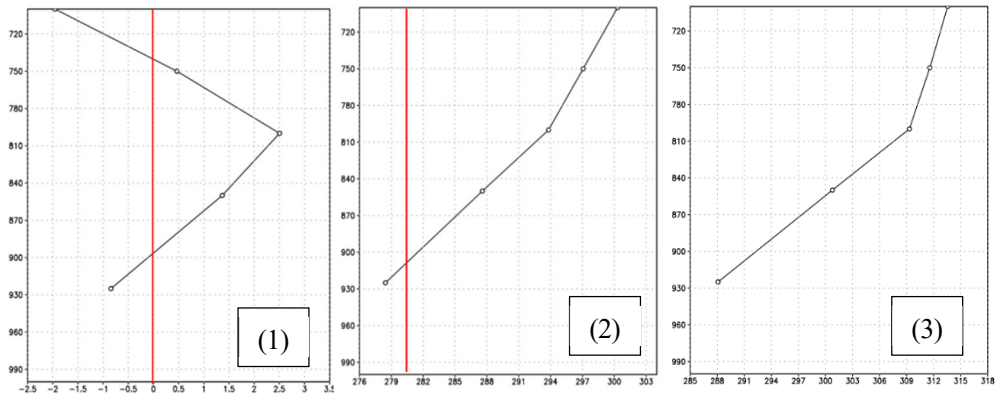


図 4.　長野県山形村上空(30 日 0 時)における(1)気温(2)温位(3)相当温位の鉛直プロファイル
（赤線は気温 0℃、温位 280K を示す）

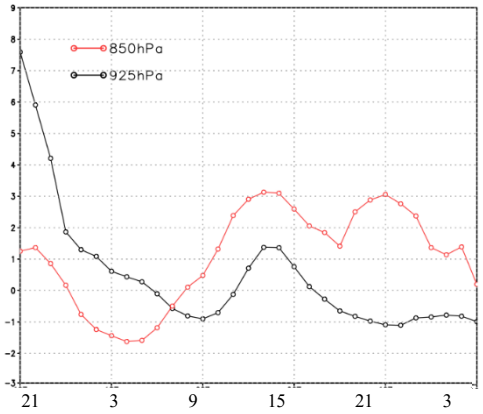


図 5.　925, 850hPa 気圧面における
山形村上空気温の時系列

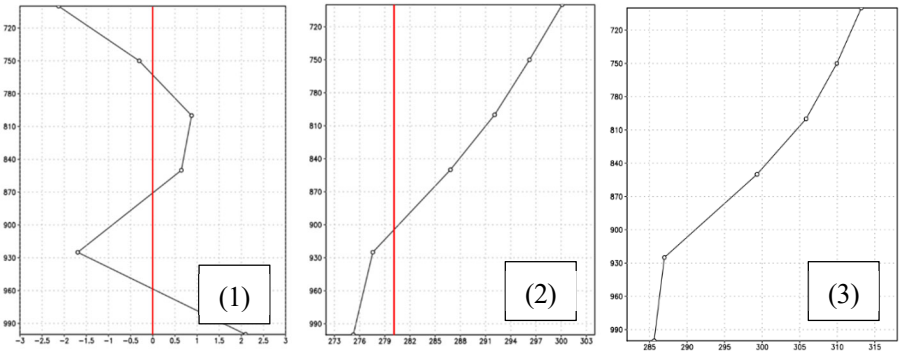


図 6.　つくば市館野上空(30 日 0 時)における
(1)気温(2)温位(3)相当温位の鉛直プロファイル
(赤線は気温 0℃、温位 280K を示す)

図 7.　925, 850hPa 気圧面における
館野上空気温の時系列

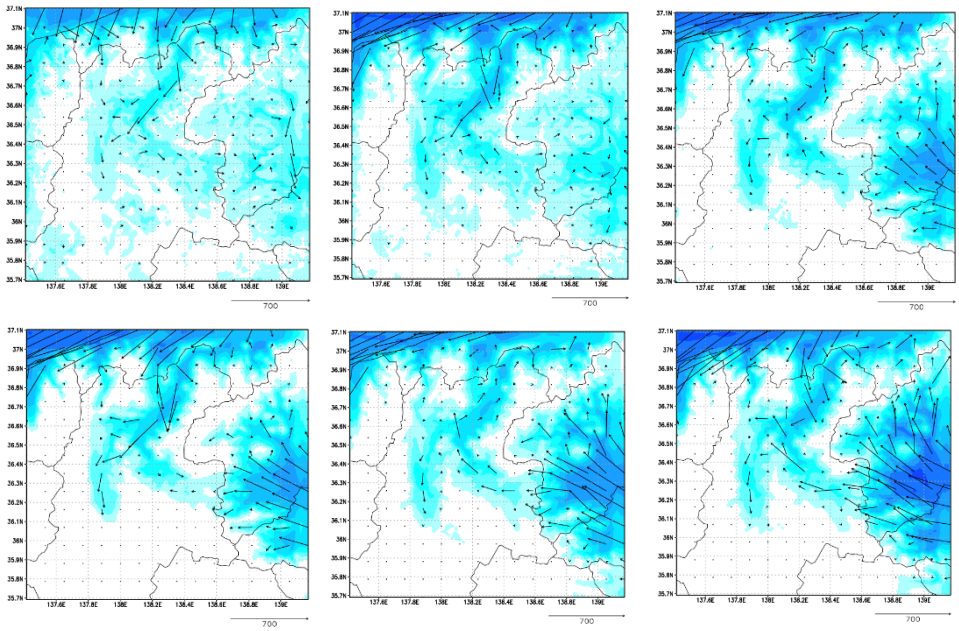


図 8.　長野県での寒気質量解析(28 日 23 時から 5 時間ごと)
シェードは寒気質量(hPa), ベクトルはフラックス(hPa･m/s)

解像度 1 kmダウンスケーリングの結果を用いた寒気質量解析より, 長野県出の寒気層形成に寄与した寒気は北, 東の二方向から流入していることがわかった（図 8）.

北からの寒気は信濃川, 関川流域を通り, 小川村, 松川村を通るルートで山形村付近に流れ込み, 滞留している. また、東からの寒気は関東平野に溜まっていたものが西向きに吹きだし, 軽井沢付近の峠を通って長野県中央部に流入したと考えられる.

この解析から, 長野県中央部に滞留し, 再冷却層形成の要因となる寒気は北から信濃川沿いに流入するルート, 関東平野に滞留した後西方向に吹きだし, 軽井沢を通って東から流入するルートの二つを通ってきたこと, この事例において寒気層の形成は 29 日日中まで前者、日没から 30 日にかけては後者のルートを通った寒気の供給による影響が大きかったことが示唆された（図 9）.

大陸側から吹き出してきた寒気が南東方向に進路を変え, 関東平野部に流入した（図 10）. その後、本州に上陸してからは西, 南西方向に進む 2 つの勢力に分かれ, 前者は足尾山地や関東山地といった関東の山地の麓に滞留し, 後者は本州南岸までまっすぐ南西方向に進む. 本州を西向きに進む寒気は一部が山脈に沿って谷間を進み甲信地方に流入, 長野県における逆転層の形成に寄与したと考えられる(図 11）.

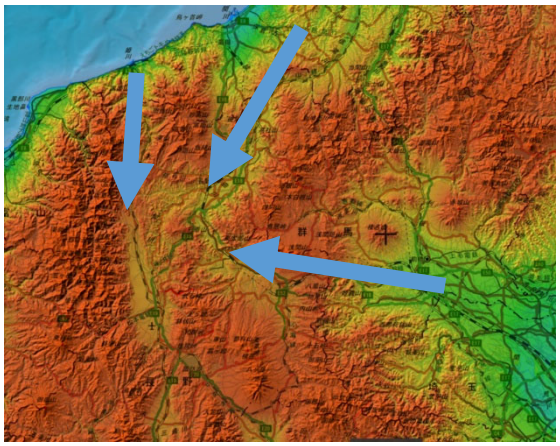


図 9.　長野県盆地への寒気の流入ルート
(地図は国土地理院 HP より引用)
ルートは水色の矢印で示した

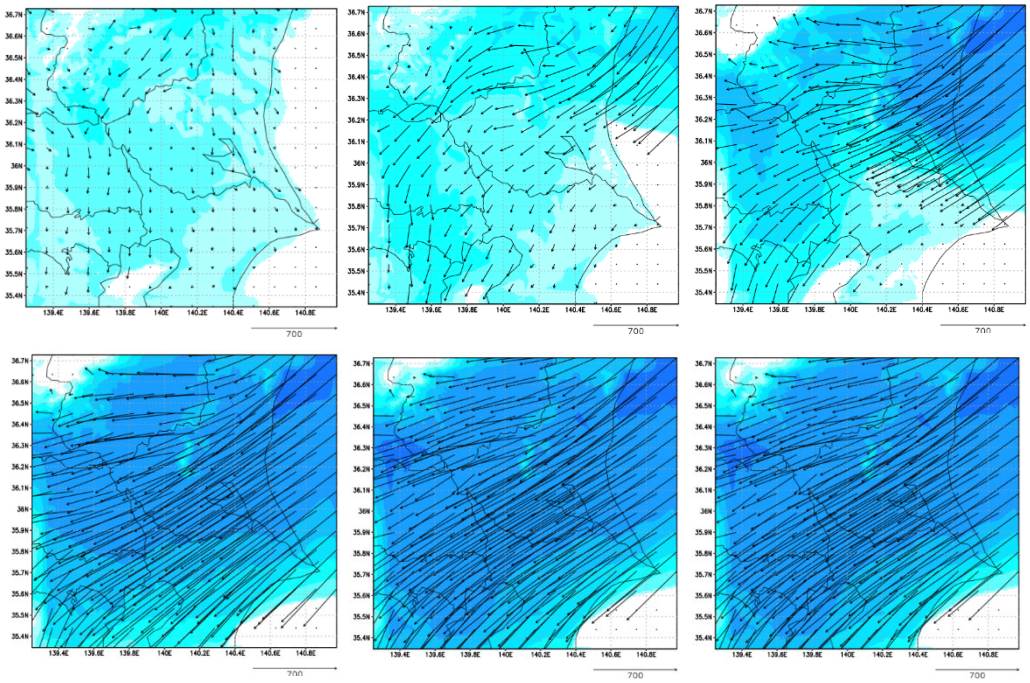


図 10. 関東平野での寒気質量解析(29 日 0 時から 5 時間ごと)
シェードは寒気質量(hPa)、ベクトルはフラックス(hPa･m/s)

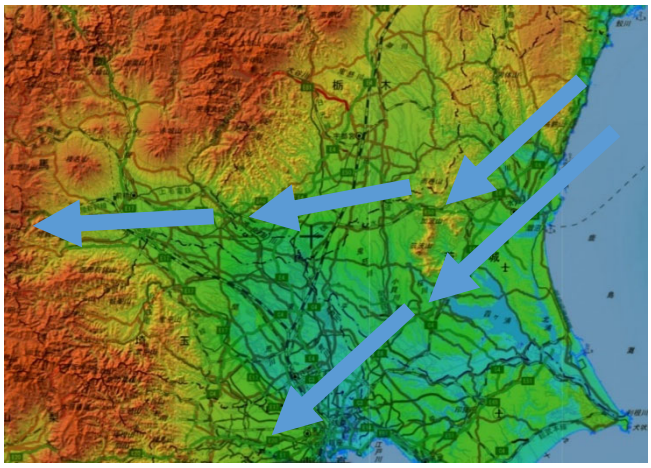


図 11. 長野県盆地への寒気の流入ルート
(地図は国土地理院 HP より引用)
ルートは水色の矢印で示した

謝辞

本研究は環境研究総合推進費「気候変動適応を推進するための情報デザインに関する研究」(代表：長野県浜田崇氏）の支援を受けた.

【引用文献】

Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie, K. Takaya, 2014: Isentropic Analysis of Polar Cold Airmass Streams in the Northern Hemispheric Winter. J. Atmos. Sci., 71, 2230-2243.

松下拓樹，石川茂，2016: 長野県乗鞍高原付近で発生した雨氷 2016 年 1 月 29 日の事例. 日本気象学会 2016 年度秋季大会予稿集，369.

木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験（Ⅲ）

後藤　　博　（秋田雪の会）

Experimental studies on the form of new snow on the woodenslope（Ⅲ）

Hiroshi GOTO (Akita Society of Snow)

1. はじめに

木製斜面上の新雪の斑模様と変形率に関する屋外実験観察について，前回まで次のような報告をした（後藤，2016，2017）．板面上の雪の塊（斑点）間の距離は，板面が滑らかで傾角が大きくなるほど長い．そのことを「板面上に最初に雪片が到達すると，その場に留まらず斜面方向に運動し，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」と考えるモデルがある程度実態を表している．また斑点間距離は降雪強度と負の相関が認められる．板面上の新積雪を側面から見た斜面に垂直な方向の変形の様子は，同時測定では傾角が大きいほど変形が大きく，積雪深・経過時間および気温によっても値が異なりバラツキが大きい．このようなかなり曖昧な認識を正すために，今回は降雪粒子が板に到達してどのようにして塊（斑点）ができるのかを詳しく観察した．また変形の実態を捉える観察を行い，前回まで用いた変形率（r_θ）が積雪層全体の変形を表す値として妥当であるのか考察した．そして斑点模様の上に積み重なった積雪構造を密度変化の観点からも考察した．

2. 実験観察の概要

前回までと同様に二重防風ネットで囲んだ敷地に，大きさ（30cm×60cm×1.0cm）の杉板（加工なし）を用意して，傾角 30°・45°・60°・70°の木製固定装置で固定した（図 1）．板面中央部に目盛入り竹棒（長さ 18cm・φ2mm）を予め垂直に差し込み，「板面からの高さ」（積雪層の厚さ）を測定した．今回の観察・測定はすべて氷点下のもとで実施した．これまでと同様に気温・卓越結晶形・降雪強度・密度も記録した．なお降雪粒子の追跡には，ムービー撮影しスローモーション再生も用いた．

図 1　観測地の様子

3. 観察・解析と結果・考察

（Ⅰ）斑模様のできるまで

降雪粒子（雪片）が斜面板に落下する様子を目視やムービー撮影をスローモーション再生をしてその様子を観察すると，凡そ次のような過程が認められた．

① 板面に落下してきた雪片の多くは，板面との衝突により複数に分裂し，より小さな雪片や雪結晶の破片になり，滑り落ちる（図 2）．非常に小さい雪片や結晶破片は，走行距離が短くほとんどその場に静止する場合が多い．比較的大きい雪片は滑り落ちながらさらに分裂したり，小さな雪片や結晶破片を巻き込んで減速し静止する．板面に既に雪の塊（斑点）があれば衝突し静止する．

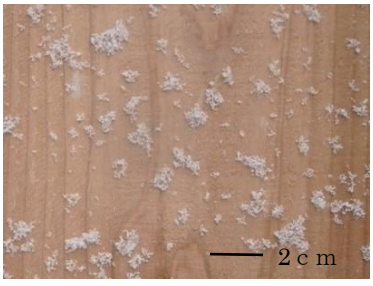


図 2　板面との衝突と分裂
傾角 45°　雲粒付立体

② このようにして最初の小さな斑点は，滑り落ちてくる雪片のストッパーになる．板面との衝突による分裂雪片や，落下して来る降雪粒子との衝突により既存の斑点上部から削りとられたものが

滑落し，斜面下の斑点に留められ，広い面積の斑点になる（図 3）．

③ 面積が広くなると同時に，上方に積み上げが加わる．斑点（雪面）の上に降ってくる雪片は，板面ほど細かく分裂しないで，形を崩しながら（雪片がそのまま積み重なることはほとんどない）斑点の上部に付着する割合が増して，鉛直方向に背の高い斑点が形成される（図 4）．

図 3　広い面積の斑点を形成

（Ⅱ）板面上の空隙

斑点が大きくなると同時に斑点間の間隔が狭くなり，鉛直方向への積み上げも進む．ついに，板面より上部で隣接する斑点上部の結合により，斑点間と板面の間に空隙（空洞）ができる（図 5）．板面の斜度が大きいほど，摩擦の小さい板面ほど，斑点間距離が大きく空隙は大きくなりやすい．また降雪強度が大きいほど，単位時間・単位面積当たりの板面への衝突と分裂の回数が多くなり，分裂による細分化された降雪粒子の数も増加し板面上に留まる場が多くなり斑点間距離が短くなり，空隙は小さくなると考えられる．

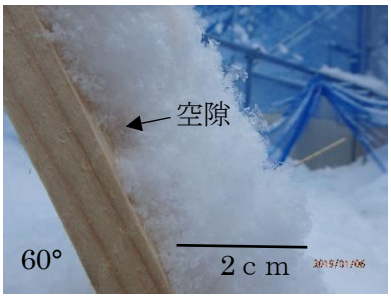


図 5　斑点間と板面の間に空隙を形成

図 4　積み上げにより背の高い斑点を形成

（Ⅲ）斜面上の新積雪の変形（クリープ）

降雪中に積雪の変形を定量的に捉えることは，注目している積雪層に荷重が常に増大している状況であり，条件が変化しており困難である．阿部（1998）は低温において低密度人工雪で詳細なクリープ実験をして数値計算と比較している．そこで小規模であるが天然状態でクリープの概要をつかむために，傾角 0°（水平）の杉板に降雪を受け取り，それを降雪をブロックして（屋根を付ける）30°・45°・60°に傾けて変形の様子を観察した．図 6 は 30°に傾けた場合で，細い赤いラインは変形の指標として最初にスリットを通して赤色水を噴霧して板面に垂直に付けたものである．雲粒付六花を含む雲粒付立体を主とする 8.5 時間の降雪で最初の降雪深は 17.5cm であった．1 時間ごとに積雪層の厚さと赤いラインの傾きを分度器で直接測定した．なお，降雪の受け取りから気温がプラスになるまでの観測期間における気温は−3.0℃～−1.4℃であった．図 7 は 6 時間後の様子である．

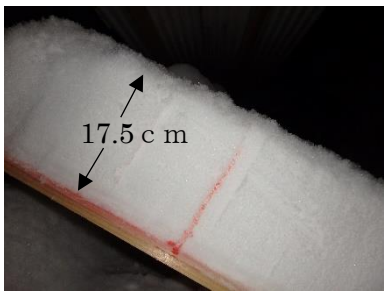


図 6　30°に傾ける

図 7　6 時間後の様子

図 8 に示すように斜面上の積雪層表面の変形は，斜面に垂直な方向と平行な方向に分けて考えることができる．垂直な方向の変位（X_t）は，最初の値（h_0）と 1 時間ごとの積雪層の厚さ（h_t）との差から求めた（式 1）．斜面に平行な方向の変位（Y_t）は，積雪層の厚さ（h_t）と赤いラインの傾き（ϕ_t）から求めた（式 2）．

$$X_t = h_0 - h_t \quad \text{----------} \quad (1)$$

$$Y_t = h_t \tan\phi_t \quad \text{----------} \quad (2)$$

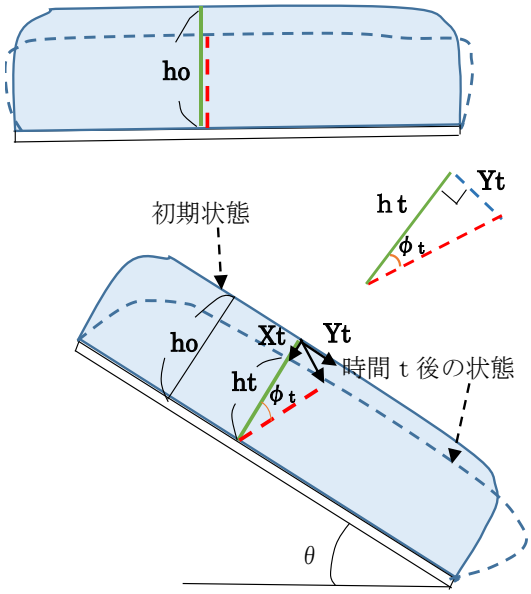


図８　斜面積雪層表面の変形

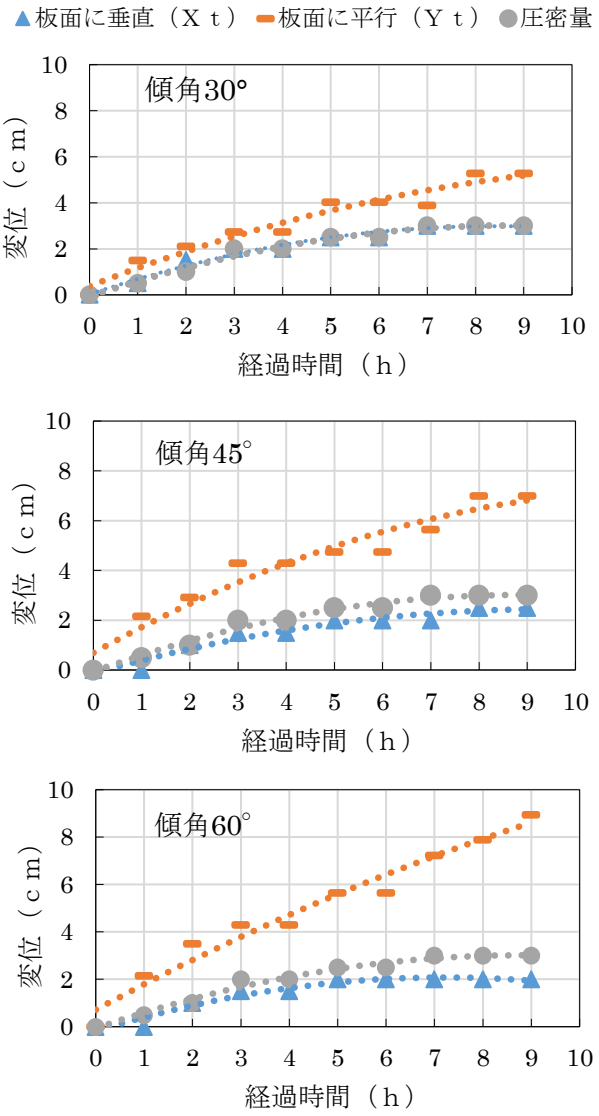


図９斜面に垂直・平行な変位の時間変化

傾角（θ）が 30°・45°・60°のそれぞれの斜面に垂直・平行な変位の時間変化を図９に示す．

板面に垂直方向の変位（Ｘｔ）を見ると，傾角 30°の場合は水平面における変位（圧密量）と時間が経過してもほとんど変わらない．傾角が大きくなるにつれて変位は小さくなり，時間経過と共に圧密量との差が大きくなり，ある程度時間が経過すれば頭打ちの状態すなわち収束する傾向にある．傾角 60°では，７時間後には圧密量の 2/3 の状態に落ち着いた．これは，重力の板面に垂直な成分が，傾角が大きくなると共に小さくなることと圧密の進行が要因と考えられる．

板面に平行な方向の変位（Ｙｔ）をみると，傾角が大きくなるにつれて大きい値になり，時間経過と共に大きな値になる．傾角 60°では，９時間後に傾角 30°の場合の２倍近くになった．そして，いずれの傾角でも垂直方向の変位（Ｘｔ）よりかなり大きな値を示しており，傾角 60°では９時間後に 4.5 倍になっている．このことは，斜面新積雪層表面において斜面に平行な変形が大きな割合を占めていることを示しており，これまでの板面に垂直方向の変形を考慮した変形率（ｒθ）の式（式３）だけでは全体の変形の様子を表すことにはならない．そして，板面に垂直な変位は傾角が大きくなると共に，短時間で収束に向かう傾向にあることから，長時間の変動の様子を表す指標には適しない．

$$r_\theta = \frac{H_\theta - h_0 \cos\theta}{H_\theta} \qquad \text{----------} \qquad (3)$$

（記号の意味は図 15 に等しい）

（Ⅳ）変位（Ｘｔ・Ｙｔ）の重力依存性

板面に垂直・平行な変位変化は，重力の板面に垂直・平行な成分が傾角の増加と共にそれぞれが

減少・増大することが要因と考えられる（図 10）．そこで重力の板面に垂直な成分（m g cos θ）と板面に垂直な変位（Xt）の関係を図 11 に，重力の板面に平行な成分（m g sin θ）と板面に平行な変位（Yt）の関係を図 12 に示す．ただし，mは積雪層表面での任意の雪の質量，g は重力加速度，θ は板面の傾角であり，図の横軸はm g を除いた cos θ，sin θ の値の目盛りにしている．

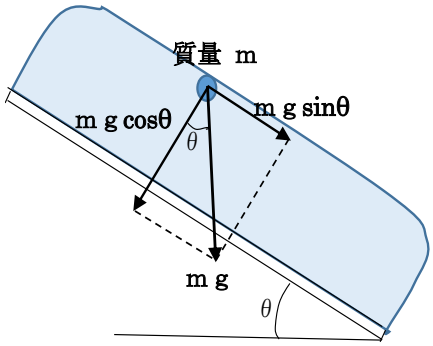


図 10　　重力の成分

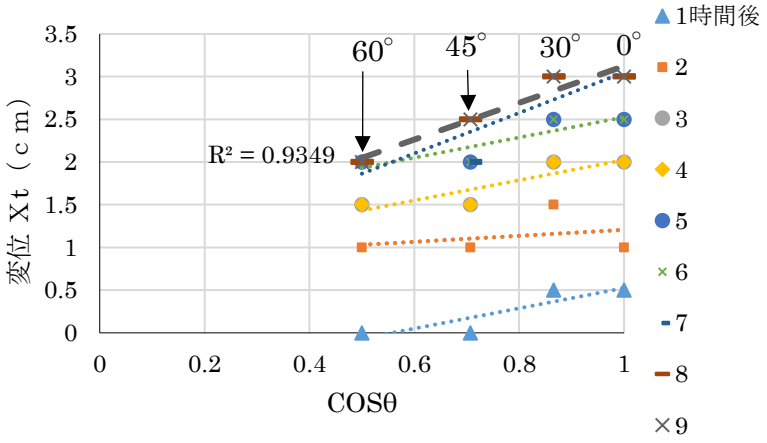


図11　板面に垂直な変位（Xt）の重力依存性

図 11 から垂直な変位（Xt）は，傾角 60° で収束に達する前の 5 時間位の間は，バラツキが大きいが右上がりの直線に乗る傾向が見える．しかし時間が経過してもグラフの傾きがほぼ一定であり，Xt に重力の大きさによる時間変化は，ほとんど認められない．なお 3 時間後と 4 時間後，5 と 6，8 と 9 は同じ値であり一本の近似線を示した．これに対して，図 12 から平行な変位（Yt）は各時間でYt と重力の大きさが凡そ比例関係にあることが分かる．そして時間を追うごとにグラフの傾きが大きくなっている．ただし，3 と 4，5 と 6 は同じ値であったことから．直線的に滑らかにクリープが進行した訳ではない．

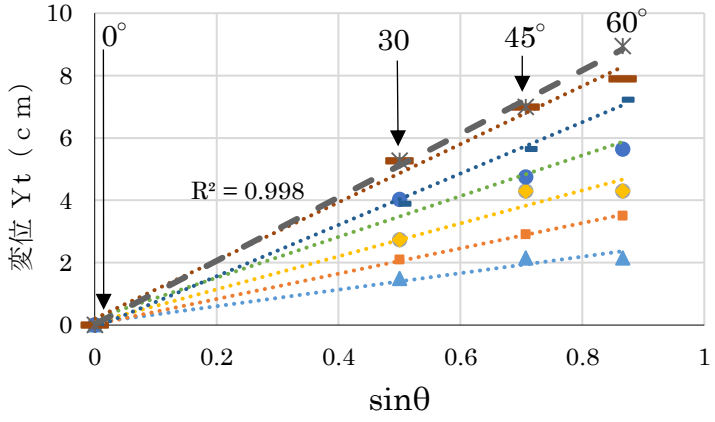


図12　板面に平行な変位（Yt）の重力依存性

変位の重力の大きさによる影響（依存性）の度合いは，グラフの傾きで表されるので 5 時間後の状態で比較すると，平行な変位の重力による依存性は垂直な場合の 4 倍程度になっている．
なお，変形に関わる要素として他にも結晶形や雪温など降雪粒子の結合に関わる要素が考えられる．

（V）斜面上の新積雪密度

斜面上の新積雪の構造に平地の場合と異なる構造があるならば，密度が異なると考えられる．そこでそれぞれの傾角の板上に降り積もった新積雪層の底部（板面直上）と表面の積雪密度を 100 cm³ 密度サンプラーで採取して測定した．その結果を図 13，図 14 に示す．ただし，2/13（太点線）は前述の水平面に降雪を受け取り，その後それぞれの傾角に傾けた時の 9 時間後の値である．これらの図から一般に底部も表面も傾角が大きいほど密度は小さくなる傾向が見て取れる．そして底部の方が傾角による差が大きい．ただし，2/13 の場合は底部はほとんど変化がなく，表面はわずかながら減少傾向

が伺える. この傾角の増加とともに底部の密度が減少する傾向は, 斜面において傾角が大きいほど斑点間の間隔が長くなり, 大きい空隙ができやすく構造上疎な状態になり, その状態を保ちながら変形が進行しているからと考えられる.　2/13 の場合は水平面で降雪を受け取った段階で斑点間距離はほとんどなく密な積雪構造ができあがっており, それを傾けても大きく変化することがなかったと考えられる. また, 表面においても傾角の増加とともにわずかながら密度が減少する傾向にあることから, 斜面に降り積もった積雪面においても, 板面ほどではないが降雪粒子の移動やクリープにより傾角 0°（平板）の場合とは異なる積雪構造が作られていると考えられる.

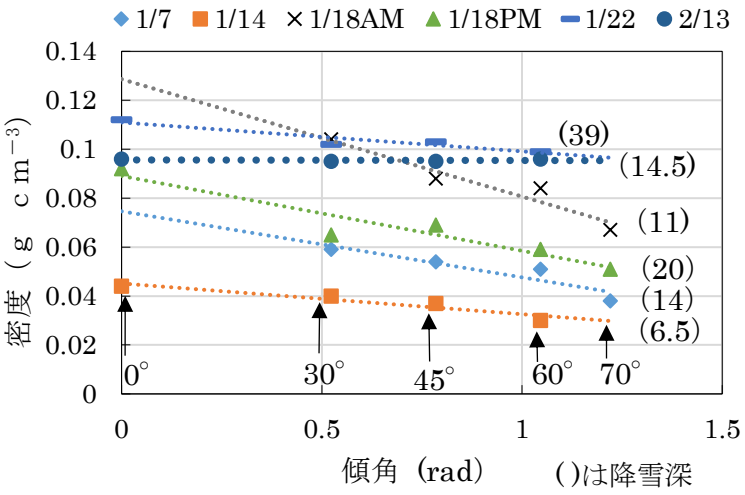


図 13　底部積雪密度と傾角

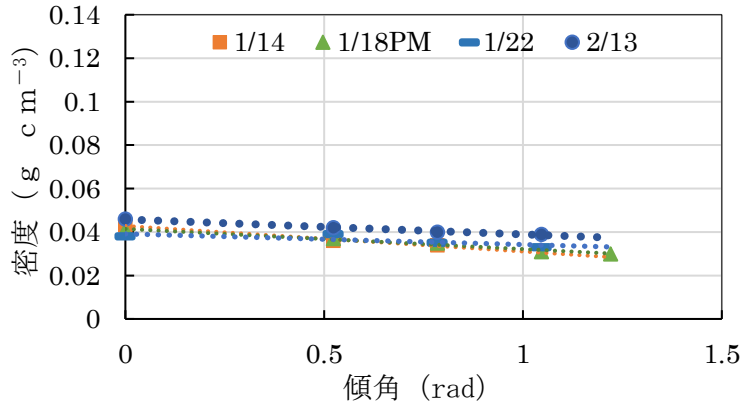


図 14　表面積雪密度と傾角

表面においても底部においても密度が傾角の増加と共に減少する傾向にあることは, 積雪層全体の密度も傾角の増加と共に減少していることが考えられる. そこで 1 月 18 日のデータをもとに, 積雪層の厚さ等を用いて平均密度を算出し, 実測の密度と比較してみた. 斜面における降雪粒子には, 斜面からこぼれ落ちるものも少なからずある. そこで他日に行った観測で, 斜面の下に降雪をブロックして受け皿としてビニール袋を設置し, こぼれた雪を採取しその質量の割合を求めたところ, 表 1 の③のようなったのでこの関係をそのまま適用した. 一般に密度は質量に比例して体積に反比例する. 図 15 に示すように水平板上と傾角 θ の斜面上の単位面積当たりの積雪質量をそれぞれ m_0 と m_θ とし, 密度をそれぞれ ρ_0 と ρ_θ とすると次のように表される.

$m_0 = h_0 \cdot \rho_0$

$m_\theta = (1-\alpha)\, m_0 = H_\theta' \cdot \rho_\theta$

（ここで α は表 1 の③で表されたこぼれ雪の割合）

この 2 式から　　$(1-\alpha)\, h_0 \cdot \rho_0 = H_\theta' \cdot \rho_\theta$

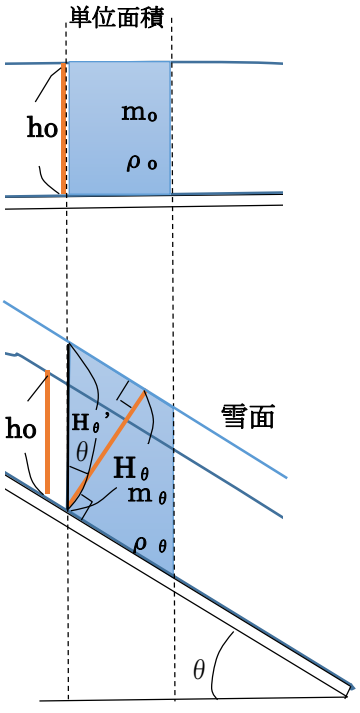


図 15　積雪層の密度の算出

従って　　$\rho_\theta = \dfrac{(1-\alpha)\, h_0 \cdot \rho_0}{H_\theta'}$

ところでH_θ’は　　$H_\theta' \cos\theta = H_\theta$　　より求まる

ρ_0として実測値の0.067（g　cm^{-3}）を用いて各傾角の密度を算出すると表1の⑦のようになる.

表1　密度の算出に関わる要素と算出値

	:2019/1/18　15:00　（9:30～15:00　－2.3℃～－1.3℃　小霰を含む雲粒付立体）				
	傾角(deg)	0	30	45	60
①	板面からの高さ(積雪層の厚さ):H_θ(cm)	h_0＝20	20	18	13.5
②	積雪層の深さ:H_θ'(cm)	*20*	*23.1*	*25.5*	*27*
③	こぼれ雪の割合:α(%)	0	1.5	5.1	9.1
④	表面密度(g cm^{-3})	0.041	0.037	0.035	0.031
⑤	底部密度(g cm^{-3})	0.092	0.065	0.069	0.059
⑥	平均密度(g cm^{-3})	**ρ_0＝0.067**	**0.051**	**0.052**	**0.045**
⑦	算出値:ρ_θ(g cm^{-3})	**0.067**	***0.057***	***0.05***	***0.046***

（斜体は算出値）

密度の算出値⑦と実測値の平均（平均密度⑥）が比較的よい対応を示すことから，傾角の増加に伴い積雪層の密度が減少するのは，斑点模様による空隙の多い構造とその構造を保った変形によると考えられる.

4. まとめ

今回の屋外観察で次のようなことが明らかになった.

- 斑点（雪の塊）模様の形成初期には，降雪粒子の板面への衝突と分裂があり，その分裂粒子の運動で斑点の位置が決まる.
- 斑点の面積が広くなり，降雪粒子の鉛直方向への積み上げが起こると，隣接する斑点上部が結合して空隙ができる.
- 板面に平行な変形が板面に垂直な変形より，かなり大きい.
- 積雪表面部の板面に平行な方向の変形は重力の板面に平行な成分に凡そ比例する.
- 斜面上の積雪密度は傾角が大きいほど小さい値を示す．これは斑点模様に伴う空隙の多い積雪構造とそれを保ちながらの変形によると考えられる.

斜面上で衝突・分裂した降雪粒子がそれぞれの運動により斑点を形成し，それが後に積雪構造の極めて重要な性質に関わることが示唆された．この斜面積雪の構造上の弱さが新雪雪崩発生に何らかの要因にもなっているのではないかと推測される.

課題としては,斜面積雪と水平面で受け取った後で傾けた積雪層のクリープの違いや板面上の空隙が及ぶ範囲の観察などが挙げられる.

文献

阿部修，1998：寒冷下での低密度人工雪のクリープ実験. 東北の雪と生活，**13**，11-14.
後藤博，2016：木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験. 東北の雪と生活，**31**，57-60.
後藤博，2017：木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験（Ⅱ）. 東北の雪と生活，**32**，32-36.

2018–2019 年　青森県の雪況

小関　英明（青森職業能力開発短期大学校）

A Profile of Snow-phenomena in Aomori(2018-2019)

Hideaki KOSEKI(Polytechnic College Aomori)

1.　はじめに

青森県の 2018 - 2019 年冬期の雪況（気温，降水量，降雪量，最深積雪深，雪関連被災者数）について，青森市と弘前市を主として，昨季(2017-2018 年冬期)および平年値と比較して報告する．気象値については青森県内のアメダスデータを用いた（気象庁，2019a）．また，雪害については青森県危機管理局防災危機管理課（2019）を用いた．

2.　2018 - 2019 年冬期の青森県の雪況

2018 - 2019 年積雪期('18，Dec.～'19，Mar.　以下今季)の雪況（気温，降水量，降雪量，最深積雪深）について述べる．表 1 に青森市と弘前市における昨季と今季の月別気象状況を示す．さらに，図 1 には今季と昨季の両市の日平均気温の経過を示す．また，図 2 には同両市の最深積雪深の経過を示す．後述の雪害の比較のため，弘前市の最深積雪深の経過には，雪害による被災者数を加えて表示した．

表 1　青森市，弘前市の 2018-2019 年積雪期月別気象状況

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)
2017年12月	0.2(1.5)	169.5(151)	193(153)	62(51)	−0.2(0.9)	150.0(117)	190(147)	53(29)
2018年　1月	−0.9(−1.2)	104.0(145)	198(225)	92(88)	−1.2(−1.8)	111.5(121)	146(248)	68(61)
2月	−1.9(−0.7)	97.5(111)	159(176)	110(107)	−2.4(−1.3)	91.5(95)	114(208)	78(81)
3月	4.6(2.4)	74.5(70)	38(76)	91(80)	4.1(1.9)	92.5(77)	32(131)	77(59)
積雪深50cm以上の日数	61日(平年54.2日)				50日(平年36日)			
2018年12月	1.2	172.5	182	51(12/10)	1.0	222.0	209	72(12/31)
2019年　1月	−0.6	95.5	151	77(1/8,9)	−1.1	93.0	135	72(1/8,9)
2月	0.0	95.0	116	97(2/13,14)	−0.3	81.0	102	86(2/12)
3月	3.3	76.0	37	46(3/1)	3.3	76.0	37	49(3/1)
積雪深50cm以上の日数	51日				54日			

（気象庁，2019a）

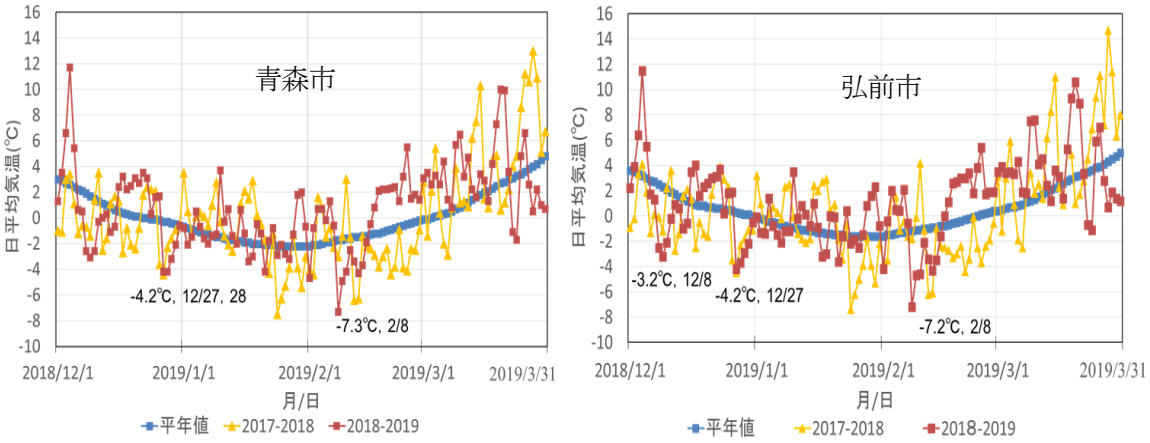


図 1　青森市，弘前市の日平均気温の経過　　（気象庁，2019a）

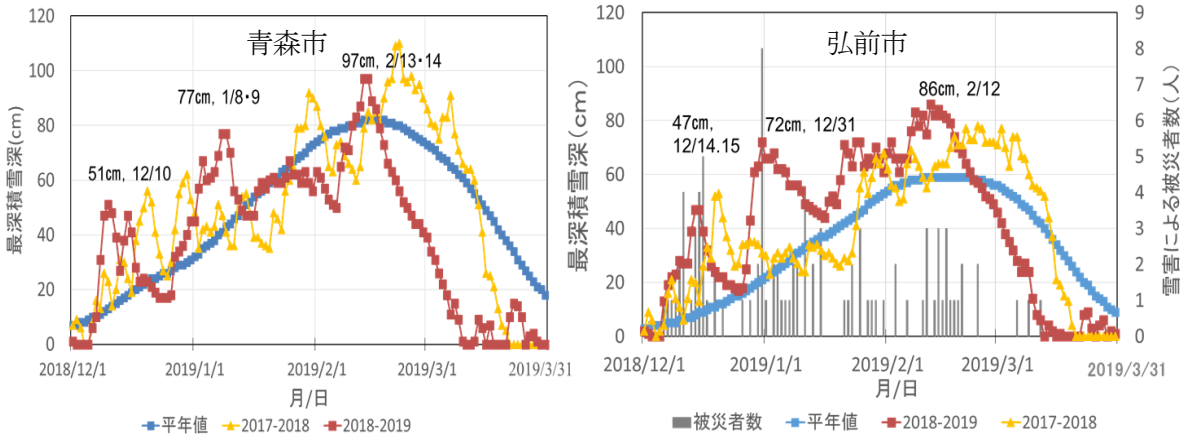


図 2　青森市，弘前市の最深積雪深の経過（気象庁，2019a ; 青森県危機管理局防災危機管理課，2019）

表 1 より，気温は 12 月で弘前市ではほぼ平年並みであり，青森市では平年よりやや低かったものの，1 月，2 月では平年より高く，3 月では平年よりかなり高くなった．降水量，降雪量では，共に 12 月では青森市，弘前市両市ともに平年を大きく上回った．特に弘前市では 12 月の降水量 222mmは，12 月としては過去 1 位を記録した．1 月以降は，両市とも降水量，降雪量共に平年より少なく，青森市の 1 月，2 月の降雪量は平年の約 70%弱，弘前市では平年の 50%前後となった．3 月は，降水量はほぼ両市とも平年並みであるが，降雪量は青森市で平年値の約 50%，弘前市では約 30%弱と極端に少なかった．これに対して，最深積雪深は，青森市では 12 月で平年並みだったほかは，1 月，2 月，3 月共に平年を下回った．弘前市では，12 月に 72 cmと平年の約 3 倍を記録し，その後も 1 月，2 月は平年を上回ったが，3 月になると降雪量が少なく気温も高い日が多かったことから，平年を下回った．さらに，積雪深が 50 日以上の日数については，青森市では 51 日となり昨年および平年に比べて短かったが，弘前市では 54 日で，昨年の 50 日よりわずかに増え，平年の 1.5 倍となった．

図 1 および図 2 より，県内には，12 月 8 日前後，12 月 27 日から年末年始，1 月 17 日から 1 月下旬，2 月 10 日前後と 4 回にわたって周期的に非常に強い寒気が流れ込んだ．この期間に合わせて，最深積雪深が極大となっている．12 月 8 日には，県内の観測地点 23 か所中 20 か所で真冬日を記録した．最深積雪深は，青森市では 12 月 10 日に 51 cm，弘前市では，12 月 14 日に 47 cmとなり，平年の 4 倍から 5 倍となった．12 月 27 日から年末年始にかけての寒波では，27 日から 30 日まで 4 日連続でほぼ県内全域で真冬日となった．最深積雪深では，弘前市で 12 月 31 日に 72 cmと平年の 3 倍以上となっている．1 月 17 日頃の寒波では，強い冬型の気圧配置による暴風が相次ぎ，17 日に下北郡大間町では最大瞬間風速 25m/s を記録した，この期間は，青森では積雪深は平年並みとなったが，弘前市では平年を大きく上回っており，1 月 24 日，25 日に 72 cmと平年の約 1.5 倍となっている．2 月 8 日から 11 日かけては今季最も強い寒波となった．2 月 8 日には最低気温が酸ケ湯氷点下 14.7℃，青森市氷点下 8.2℃，弘前市氷点下 7.9℃と県内 12 地点で今季最低気温を記録した．日平均気温も青森市氷点下 7.2℃，弘前市氷点下 7.3℃と今季最も寒い 1 日となった．最深積雪深も青森市で 2 月 13 日，14 日に 97 cm，弘前市では 2 月 12 日に 86 cmと，今季の最高を記録した．このため，青森市では 2 月 15 日に 2 年連続となる豪雪対策本部が設置された．2 月半ば以降は気温が高い状態が続き，積雪深も急激に減少したが，3 月下旬，季節外れの寒気が流れ込み大雪をなった．

次に，青森県内の各地のアメダス観測点による積雪量合計と最深積雪深について比較する．一昨季は青森市で極端に少雪，弘前市では比較的多雪，昨季は青森市でやや多雪，弘前市ではやや少雪となり，ここ数年両市で積雪量合計および最深積雪深が異なる傾向となっていることを小関・佐藤(2018)は報告した．また，降雪量合計に対して，最深積雪深が大きくなる傾向があると思われる．

そこで，青森県内にあるアメダス観測点で積雪を観測している地域について，降雪量合計と最深積雪深の比較を行った．図 3 に気象庁が公開している青森県の気象区分に，アメダスの積雪観測点を筆者が〇印で加筆した図を示す．黒石では積雪を観測していないが，黒石市内にあるりんご研究所により計測された積雪量データを使用した．また，東青津軽地方の酸ヶ湯でも積雪を観測しているが，山岳部のため除いている．図 4 に平年値および昨季と今季の各地区の積雪量合計を示し，図 5 に最深積雪深を示す．

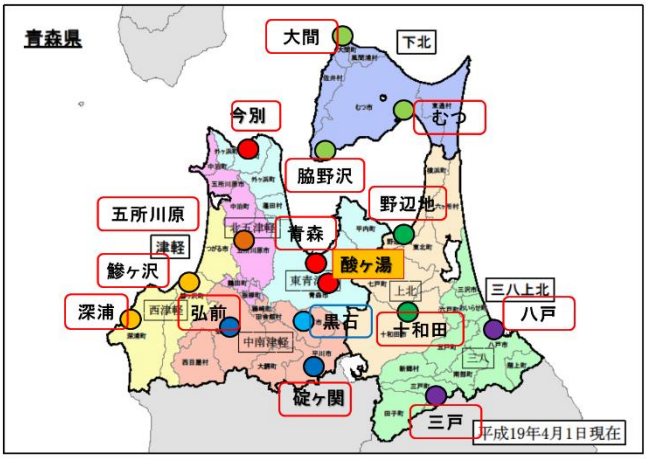


図 3　青森県の気象区分とアメダス積雪観測点
(気象庁，2019b)

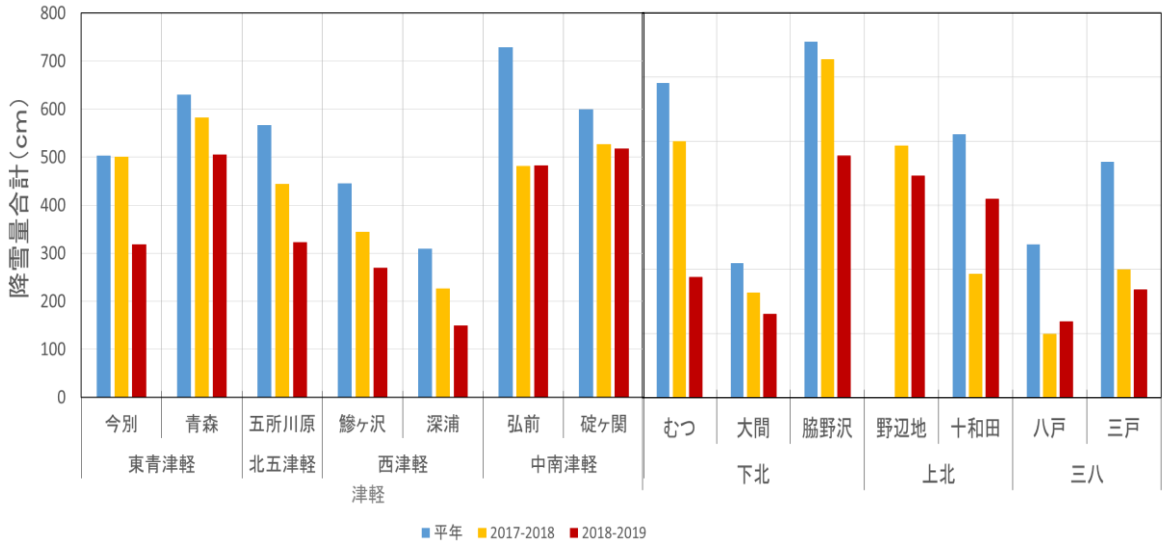


図 4　青森県内アメダス観測点の積雪量合計　　（気象庁，2019b）

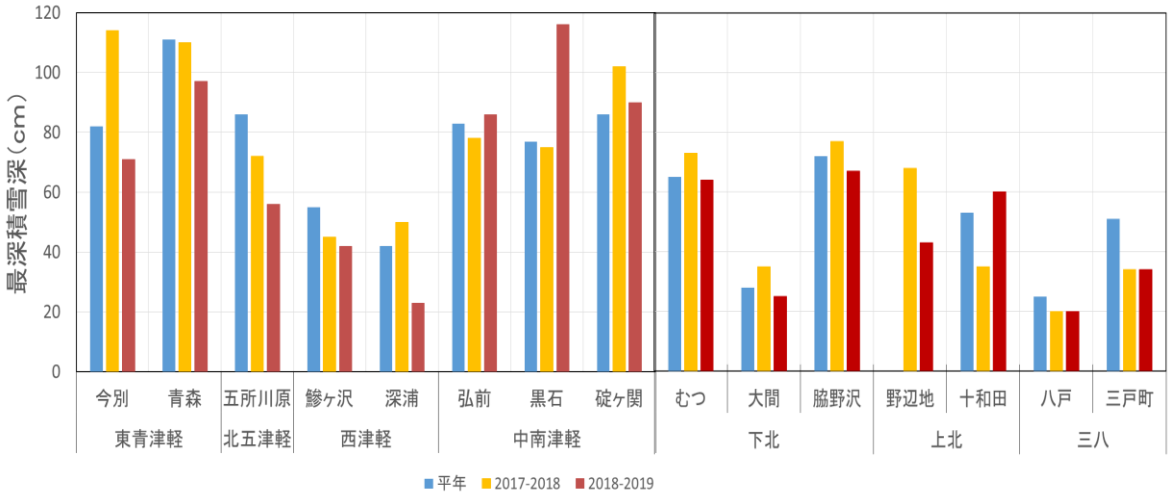


図 5　青森県内アメダス観測点の最深積雪深　　(気象庁，2019b　りんご研究所，2019)

図 4 より，降雪量合計では，すべての観測点で平年より少なくなっている．さらに，多くの観測点で昨季よりも少なくなっているが，中南津軽地方，および三八地方の八戸ではほぼ昨年並みである．また，上北地方の十和田だけは昨年を大きく上回っている．上北地方の野辺地では数年前に観測点が大きく移動したため，平年値が記録されていない．

図 5 より，最深積雪深は，東青津軽地方，北五津軽地方，西津軽地方では昨季および平年をしたまわった．中南津軽地方では，碇ヶ関で昨年を下回ったが平年並みで，弘前では，昨年をわずかに超えて平年並み，黒石では，昨年および平年を大きく上回った．下北地方ではほぼ平年並みであるが，昨季を下回った．上北地方では野辺地で昨季を大きく下回ったが，十和田では，昨年を大きく上回り，さらに平年も上回った．三八地方は平年を下回り，昨季とほぼ同じである．図 4 と，図 5 を比較すると降雪量合計は多くが平年より大きく減っているが，最深積雪深では，ほぼ平年並みか平年を上回っている地区が多い．そこで，1983 年から今季までの弘前の降雪量合計と最深積雪深関係を図 6 に示す．図 6 より，青〇印が 1983 年～1999 年，黄〇印が 2000 年～2019 年である．

これを比較すると，1999 年以前では，降雪量合計は多く，最深積雪深は比較的大きくないが，2000 年以降では，赤破線で囲んだ領域のように，降雪量合計に比べて最深積雪深が大きくなる傾向にある．このことから，青森県内での冬期の気象，および降雪の状態が変化しているのではないかと考えられるが，詳しくはこれからの課題とする．

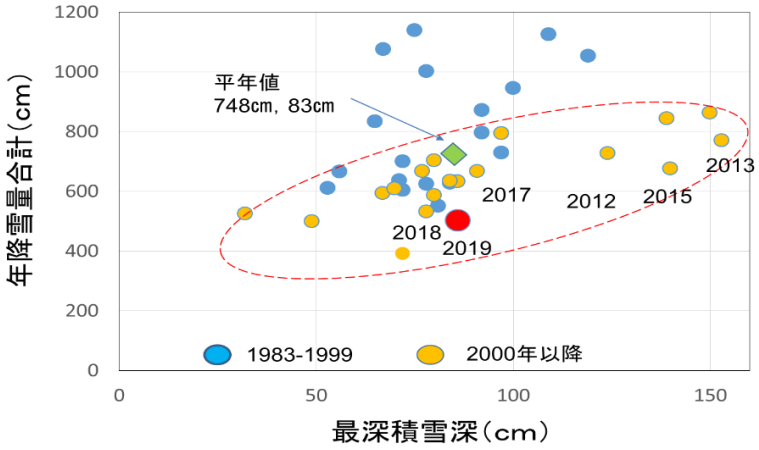


図 6　弘前の降雪量合計と最深積雪の関係　(気象庁，2019a)

3.　雪関連の災害

今季の雪害による被害は，図 2 より，12 月中旬，年末から 1 月半ば，1 月下旬，2 月中旬といった，県内に非常に強い寒気が流れ込み，積雪深が極大になった時期に集中して発生している．特に積雪が急増し，極大となった以降に雪害による人損が多い．表 2 に今季の雪害による被災者数について，月別および原因別にまとめたものを示す．

表 2　雪害による被災者数

	屋根雪		除雪作業中		その他		合計
	D(死者：人)	A(負傷者：人)	D	A	D	A	
2017年12月	0	8	0	4	0	0	12
2018年　1月	0	5	0	1	0	0	6
2月	4	19	0	17	0	0	40
3月	0	3	0	1	0	0	4
2018年12月	0	25	0	14	0	0	39
2019年　1月	0	25	0	7	0	0	32
2月	2	15	0	4	0	1	22
3月	0	2	0	0	0	1	3

（青森県危機管理局防災危機管理課，2019）

これまでは，筆者が報道機関発表および警察の事故発表より集計していたが，昨季以降雪害報道が激減したため，青森県危機管理局防災危機管理課に依頼し，昨季および今季の雪害についてのデータを提供してもらった．屋根雪とは，雪下ろし作業中の屋根からの転落や梯子からの転落の他，落雪による被災者も含まれる．除雪作業中では，除雪作業中の転倒や，除雪機による事故が含まれる．

表 2 より被災者数では，昨季の 62 名（死者 4 名，負傷者 58 名）に比較して今季は 96 名（死者 2 名，負傷者 94 名で，死者の数では 2 名減少したが，負傷者は 36 名の増加となり，4 季ぶりに 100 名近くとなった．例年では 1 月の屋根雪関連被災者が最も多いが，特に今季は 12 月上旬から大雪となったため，12 月の屋根雪関連被災者が 1 月と同数の 25 名となり，除雪作業中の負傷者も 14 名とおおく，12 月全体では 39 名と昨年の約 3 倍となった．死亡事故の 2 名は，昨年同様 2 月に発生しており，1 件は 2 月 3 日に屋根の雪下ろし中に転落したものであり，もう 1 件は 2 月 20 日に除雪作業中に屋根からの落雪に埋まったものと思われる．これは，2 月 19 日に気温が上昇したため，屋根雪が落ちやすくなっていたものと考えられる．

次に，図 7 に屋根雪関連被災者の年齢分布を示す．

屋根雪関連被災者の被災者については，昨季は平均年齢が 72.4 歳とこれまで最も高齢となったが，今季は平均年齢が 66.7 歳となり，昨季より若くなった．これは，全体として被災者が多かったことに加えて，60 歳代の被災者が最も多数となったことから，結果的に平均年齢が低下したと考えられる．

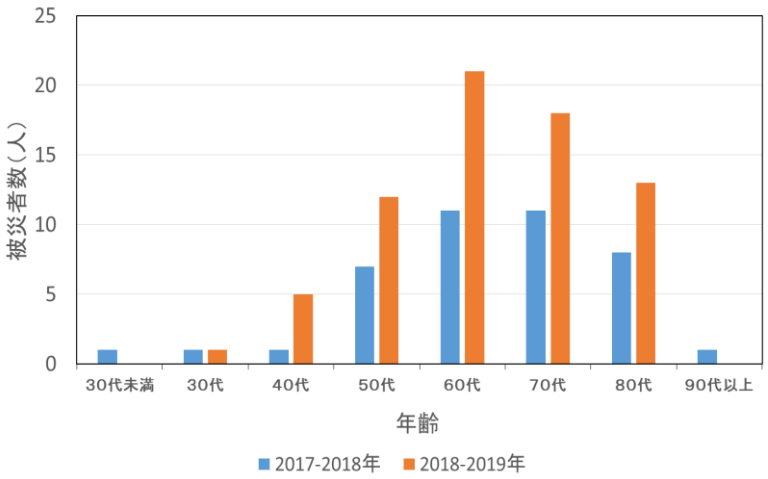


図 7　屋根雪関連被災者の年齢分布

建物被害では，2 月に 2 件発生しており，非住宅の半壊が 1 件，住宅の全壊が 1 件である．

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，弘前市の 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(小関・佐藤，2015)．そこで，今季のデータを加えた 1997 年から 2019 年までについてプロットしたものを図 8 に示す．赤で塗りつぶしているのが，今季の値である．

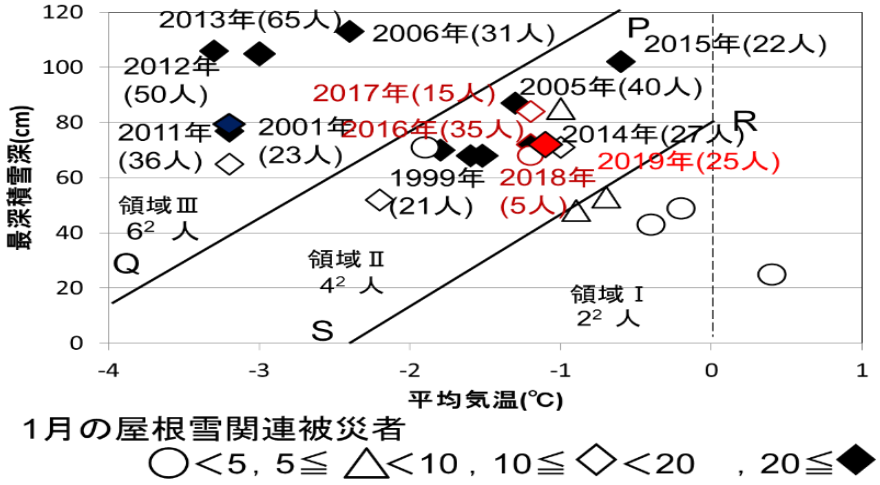


図 8　1 月の平均気温と最深積雪深および屋根雪関連被災者数

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，それぞれの領域での被災者数を，領域Ⅰ：領域Ⅱ：領域Ⅲ＝$2^2 : 4^2 : 6^2$　と予想した(小関・佐藤，2015)．今季は気象値としては昨季と同様の領域Ⅱであり，予想される被災者数は 16 人であるが，実

際の被災者数は 25 人となり，予想を上回った．さらに，被災者数を n (人)を，1 月の平均気温 T (℃)と最深積雪深 H (cm)より予測するための重回帰式 n ＝－18.7－5.0T ＋0.43H （ただし n≧0 ）(小関・佐藤，2015)を適用すると n ＝ 17.7 となり，領域による予想値には近いが，実際の被災者数はこれより多くなっている．計算による予想値が少なかったのは，1 月は積雪深が平年を上回り，強い寒気のため低温の続いた期間があったが，月平均気温としては，平年より高かった為と考えられる．

5. まとめ

今季の県内は，12 月上旬から中旬，年末から 1 月上旬，1 月半ばから 1 月下旬，2 月 10 日前後といった周期的に非常に強い寒気が流れ込んだ．特に，12 月上旬以降，2 月半ばまでは各地で最深積雪深が平年を上回った．青森市では一時積雪深が 97 cmとなったため，2 年連続となる豪雪対策本部が設置された. 2 月半ば以降は降雪量が少なく，平年に比べ気温の高い日が多かったことから雪解けが進み，3 月上旬で積雪なしを記録したが，3 月の下旬に強い寒気が流れ込み，季節外れの大雪となった．全般的には，12 月は気温が平年並みかやや低く，降水量，降雪量も平年値を超えたが，それ以降は，降水量，降雪量共に平年より少なかった．気温は，強い寒気が流れ込んだ期間は低いものの，12 月を除いて全般的に高めであった．また，一昨季および昨季では，東青津軽地方と中南津軽地方において，降雪量と積雪深の差異がみられたが，今季も昨季ほどではないが差異がみられた．さらに，近年は，積雪量合計に対して最深積雪深が大きくなる傾向にあると考えられる．原因としては青森県の冬期の気象，および降雪の状態が変化しているのでないかと思われる．

雪害については，被災者が 96 人（死者 2 人，負傷者 94 人）と昨年（死者 4 人，負傷者 58 人，計 62 人）に比べて大きく増加し，4 年ぶりに 100 人近くになった．また，12 月の初めの頃から積雪が平年を大きく超えたため，12 月の被災者 39 人と多くなった．雪害による被災者の多くは，周期的に非常に強い寒気が流れ込んだ期間に集中して発生している．また，昨年度は住宅被害がなかったが，今季は 2 件発生している．さらに，1 月の屋根雪関連の被災者の平均年齢は 66.7 歳となり昨年の 72.4 歳より若くなった．

1 月の屋根雪関連の被災者数の予測については，領域による予測値 16 人，重回帰式による予測値 17.7 人であるが，実際は 25 人と予測値より多くなった．これは，積雪深が平年を上回ったのに対して，月平均気温は平年より高かった為と考えられる．

今季は，周期的に非常に強い寒気が入り，厳しい寒さが続いた時期があったものの，全体としては気温が比較的高めだったことから，中津軽郡西目屋村の乳穂ヶ滝は結氷しなかった．

謝辞

黒石市における積雪データを提供して頂いた，地方独立行政法人青森県産業技術センターりんご研究所，工藤智様，今季の雪害による被災者データを提供して頂いた，青森県危機管理課防災危機管理課，石田勝也様に感謝申し上げます．

【参考文献】

青森県危機管理局防災危機管理，2019：雪害発生状況(平成30年度)，(4月11日確認)
http://www.bousai.pref.aomori.jp/files/E2988630E99BAAE5AEB3E99B86E8A888E8A1A8.pdf
気象庁，2019a：過去の気象データ検索，
http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php（4 月 9 日確認）
気象庁，2019b：気象警報・注意報や天気予報の発表区域
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/saibun/aomori.pdf （4 月 9 日確認）
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
小関英明・佐藤清一，2018：2017-2018年　青森県の雪況，東北の雪と生活，**33**，53-58.
りんご研究所，2019：データ提供用（青森県気象協会）

吹雪モニタリングシステムの構築にむけて

根本征樹・中村一樹・荒川逸人（防災科研 雪氷防災研究センター）

Towards the development of a monitoring system of blowing snow

Masaki NEMOTO, Kazuki NAKAMURA, Hayato ARAKAWA (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

様々な種類を有する雪氷災害において，吹雪・吹きだまりは，特に交通インフラを著しく阻害するなど，雪国における生活環境を劣悪化する要因の高い現象である．近年顕著な気象の激甚化に伴い，例えば北海道の道東地方では，2014/15 年冬期において発達した低気圧が度々通過し，ほぼ毎週のように長時間の暴風雪が発生するなど，現地住民の日常生活は過酷かつ危険な状況であった．1980 年代以降，除雪技術は大きく進展したが，近年頻発する激甚化した暴風雪では巨大な吹きだまりが度々発生し，除雪が到底間に合わないなど，吹きだまりによる深刻な交通障害が数多く発生している．

自然災害を未然に防ぐにあたっては，実際に起きている現象を監視（モニタリング）するとともに，その発生および発達状況に応じて，対策手段等を講じる，といった対処は有用である．自然現象の監視は決して新しい話題では無く，これまでも気象測定機器を用いた気象状況の監視，他にも，インターバルカメラを用いた自動撮影など，野外の現象を映像として捉えて状況を把握する，といった取り組みは数多く試みられてきた．昨今，著しく進化した通信インフラストラクチャーはそうした監視技術の可能性を飛躍的に発展させ，現在では気象観測網なども含む，多点，同時，リアルタイムのモニタリング網が各種構築され，現象監視，災害防止等に大いに役立てられている．本研究では吹雪および吹きだまりを対象とした監視手法の例を示すとともに，今後の展望についても検討する．

2. 吹雪モニタリング

吹雪・吹きだまりのモニタリングシステム構築を目的として，はじめに，リアルタイムモニタリングカメラを導入し，吹雪の発生状況やその程度を監視するシステムを開発した．モニタリング対象地として，北海道道東地方の根室北部（中標津町，標津町，羅臼町）を選定し（図 1），吹雪予測モデルの試験運用とともに継続的に実施し（根本ほか，2015），吹雪危険度の現況判断および危険度予測評価を実施してきた．利用したカメラについて，商用電源が不要な，電池を用いた独立電源型で，設置場所の自由度が高いタイプのネットワークカメラを，吹雪，吹きだまり発生頻度が高い地域の道路路肩に設置した（図 2）．ネットワークカメラについて，中標津町の 4 箇所（図 1 a）では MOS・FREE（株式会社スマット），標津町および羅臼町（図 1 b）では Hykecam SP158-J（株式会社ハイク）を用いた．いずれにおいても，簡易的なバッテリーと通信機器を組み合わせて構築されており，画像データの無線通信および遠隔地からのモニタリングが可能となる．リアルタイム撮影のインターバルは 30 分〜1 時間毎である．取得された画像データは専用サーバーに保存されるほか，最新時刻の画像については国土地理院の地理院地図上に表示するなど，地理情報と統合化されたモニタリングシステムの構築を進めた（図 3）．モニタリング画像については，現地自治体の防災担当者等に公開し，暴風雪対応について有益な情報提供が可能となるよう，データ提示手法等を検討した．なお設置場所については，防災担当者の要望も踏まえて，若干変更した時期もある．

リアルタイムカメラを用いた，吹雪の発生状況やその程度，吹きだまり形成のモニタリングについては複数年にわたり継続的に実施した．なおカメラ画像に基づき，吹雪強度および降雪の有無を分類し，時系列データとしてまとめた．吹雪強度について，低い吹雪，高い吹雪，その中間の 3 つのクラスに分類した．得られたデータに基づき，吹雪予測シミュレーションモデルとの比較検証等も実施した．

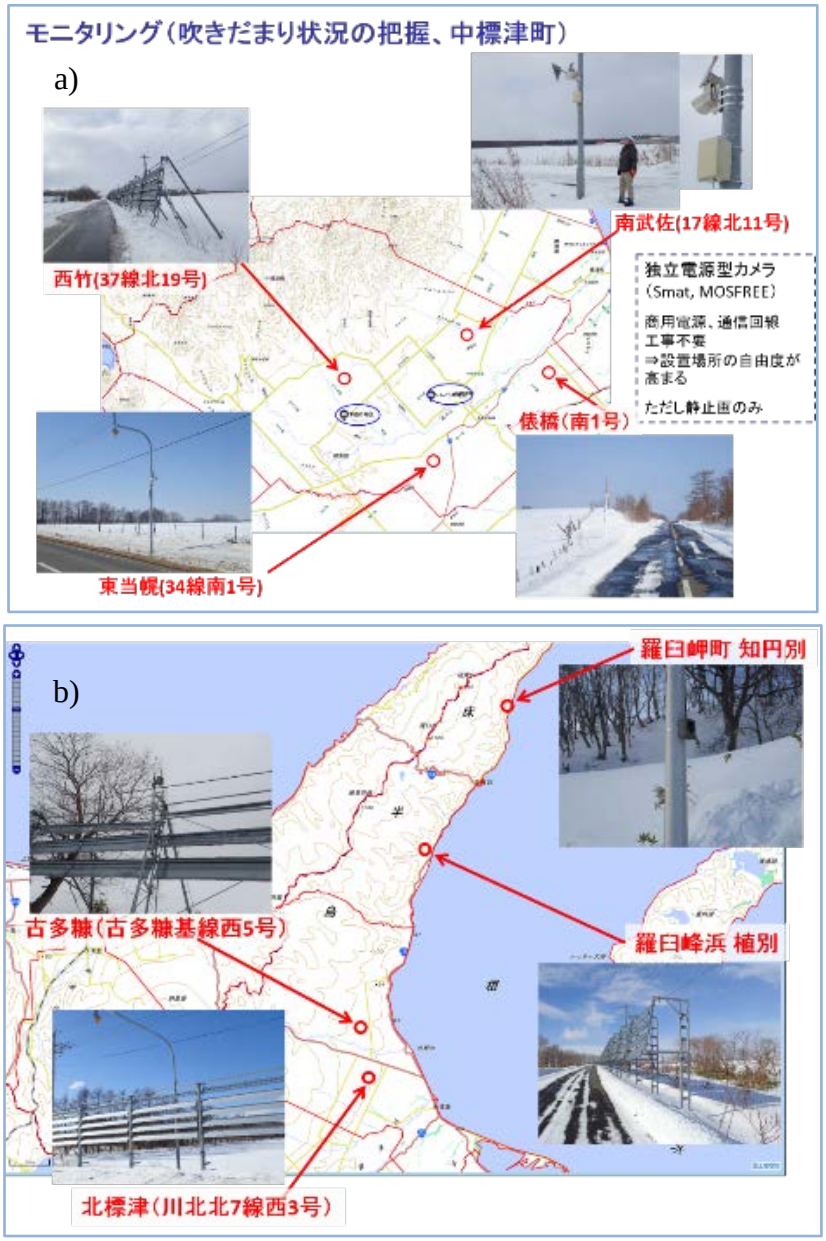


図 1　モニタリング実施場所．a): 中標津町，b): 標津町，羅臼町．

3. これまでに実施してきたモニタリングの概要

図 4 に中標津町西竹の道路路肩に設置したカメラにより得られた降雪，吹雪状況の画像を示す．道路近傍に設置可能なため，道路上における吹雪と吹きだまりの発生状況等が良くわかるものとなっている．図 5 は標津町におけるモニタリング画像の例である．道路近傍に設置することで，その位置付近での降雪，吹雪等の発生状況が明確であるのは中標津町におけるモニタリングカメラ（図 4）と同様である．ただし図 5 に示したカメラの場合，撮影時における赤外線照射により，夜間での撮影も可能となる．図 5 a)において，日中時以外でも吹きだまりや降雪粒子の軌跡が撮影されるなど，降雪の有無やおおよその強度について画像から把握することが可能である．

自治体との実証実験において，カメラによる映像は吹雪や吹きだまりの発生状況等を明確に示し大変有用であったこと，ただし，より詳細な状況把握には動画表示とすることが望ましいなど，様々な参考意見が出された．

図 2 ライブカメラの設置状況（中標津町俵橋）．効果的なモニタリングを実施するために予め吹雪・吹きだまりが発生しやすい個所を抽出し，その場所における道路の路肩付近にカメラを設置した．

図 3 表示システム．地理情報（国土地理院 地理院地図），予測データ等と統合されており，それらの情報とカメラ画像の双方の閲覧が可能となっている．

4. 今後の展望

冒頭で述べたとおり，近年特に顕著な気象の激甚化により，北海道で警報レベルの暴風雪が頻発し，巨大な吹きだまりが多地域で頻繁に形成されるなど，現代の優れた除雪技術でも対処が不可能な，過去に例を見ない状況が度々生じている．特に，吹きだまりの場合は車両立ち往生を引き起こし，車内での一酸化炭素中毒死を誘発するケースが極めて多く，吹きだまり災害は死亡事故に直結する深刻かつ解明急務な雪氷防災課題となっている．除雪が不可能な場合，通行止めなどの予防的対策が唯一の手段となるが，現状では遠隔地での吹きだまり量を多点同時にモニタリングする手段が皆無であり，有効な対策および警戒情報の発令は依然困難な状況である．本研究はこうした課題を抜本から改善す

るための手法を提案するものである．

将来的には，吹きだまり計測のためのスキャンセンサによるモニタリングも導入する．吹きだまり発生および分布形状をリアルタイムで計測する機器は国内外を問わずこれまで例が無く，道路防災のための吹雪モニタリングや，数値モデル検証のための観測データ収集などその応用面，波及効果は多岐にわたると考える．

本研究の遂行により，中標津町周辺を対象例とした吹きだまり監視システムのプロトタイプを構築できる．また実際の防災担当者との試験運用を通して，自治体が監視情報を防災対策に応用する場合のシステムの有効性に関する詳細な検証結果が得られるとともに，それに基づく改良からシステムの高度化が可能となる．これらは開発した手法の他地域への展開，防災基礎研究成果の自治体独自による有効活用に資するものである．今後観測精度を高めることで，吹きだまり発達量など物理量に関する情報と，実際の雪対策（パトロールの実施，除雪，通行止め判断など）とをいかに有機的に関連付けるかについての知見も得られると考える．

図 4　モニタリングカメラにより得られた吹雪，吹きだまり状況の映像（中標津町西竹，2018 年 12 月 30 日 8:00）．

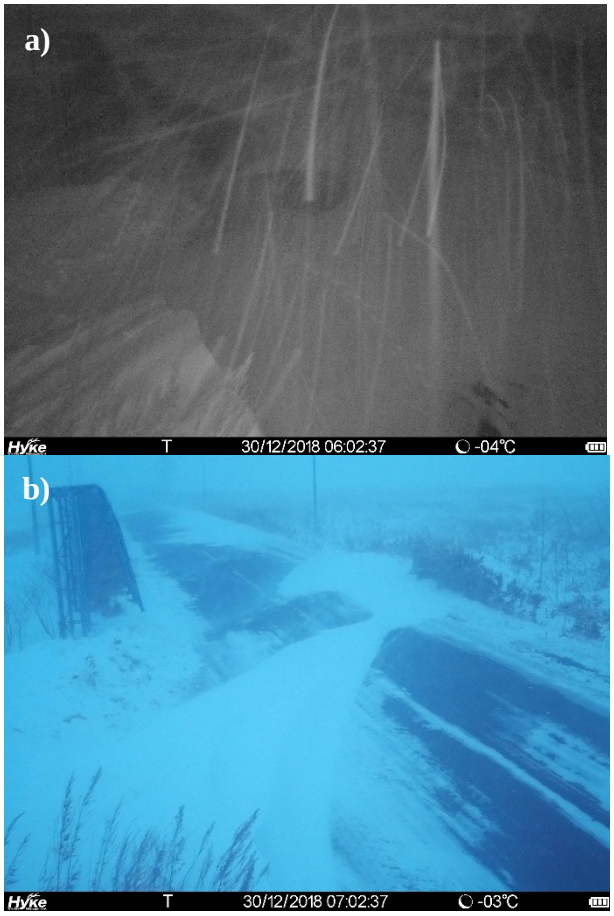


図 5　モニタリングカメラにより得られた吹雪，吹きだまり状況の映像（標津町古多糠，2018 年 12 月 30 日．a): 6:00，b）: 7:00.

謝辞

本研究は文部科学省委託事業「地域防災対策支援研究プロジェクト」および日本学術振興会の科学研究費補助金 JP16K12859 の助成を受けている．また当該プロジェクトの実施において，中標津町役場総務部総務課の徳永博之氏，上田　龍氏，標津町役場住民生活課の和田直人氏，羅臼町役場総務課の平藤　亮氏に多大なご協力を頂いた．ここに記して感謝いたします．

参考文献

根本征樹，上石　勲，中村一樹 (2015): 2014/15 冬期における北海道中標津町での吹雪予測システム試験運用について，*東北の雪と生活*, **29**, 51-54.

山形蔵王における雪氷現象の観測(平成 30 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 (2018/2019winter)

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

1. はじめに

1997/1998 冬季から 22 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気象データの収集・解析である．

2. 蔵王ロープウエ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．

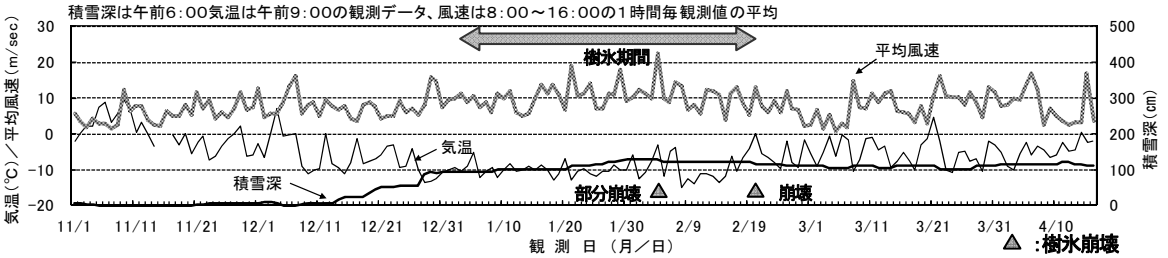


図1　蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅における2018/2019冬季の積雪深,気温,及び平均風速の推移

今冬季は 12 月中旬から本格的な降積雪となり，12 月下旬の寒気によって樹氷形成が進み，地蔵山頂駅付近では 1 月上旬より樹氷鑑賞が可能となった．1 月下旬は風が強い日が多く，枯れたアオモリトドマツは樹氷が落ちてしまうものもあった．2 月 4 日には気温上昇と降雨により樹氷が部分崩壊した．以降山頂駅付近において樹氷は回復してきたが 2 月 20 日の気温上昇によって樹氷が崩壊し，その後は樹氷が再形成されるほど寒気が続く事はなかった．今冬季は最盛期には標高 1570m 付近(番号標 87 番付近)より上部で樹氷形成と分布が確認された．今冬季の樹氷鑑賞期間は 1 月上旬から 2 月中旬迄の合計約 7 週間であった．今冬季の樹氷はアオモリトドマツが枯れている影響で上部の幹や枝が飛び出しているものが多く，風により樹氷が崩壊したアオモリトドマツと樹氷が混在している状況もみられた(図 2)．

図2 今冬季の樹氷の形成状況(左より山頂駅付近･87 番付近･86 番付近（2019 年 1 月 28 日）)

3. 積雪断面観測結果

積雪断面観測は 4 月 18 日に 1 回行い，積雪の成層構造(雪質，粒度，雪温，密度，硬度の鉛直分布)を観測した．観測地点は過年度と同様に地蔵山頂駅舎の南西 150m 付近である．観測結果を図 3 に示す．

断面観測地点の積雪高は250cmで，観測時は表層はざらめ雪であったが，高さ 180 cm以下は全層しまり雪で雪温も高さ 30 cmまでマイナスを示していた．断面観測時の気温は9℃であったが，この時期としては融雪が進んでいない状況が確認された．

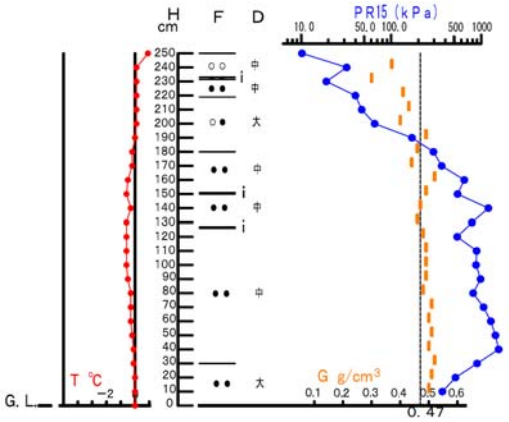


図3　積雪断面観測結果（2019年4月18日）

4. 樹氷の高度変化

樹氷の高度変化観測より，今冬季に地蔵山頂から連続的に分布が確認された樹氷形成下限標高は1570m付近(番号標87番付近)と判断した．図4に樹氷形成下限標高と，冬季平均気温(12, 1, 2月午前9時データ：山頂駅観測)と冬季平均風速(12, 1, 2月 8～16時平均データ：山頂駅観測)をまとめた．冬季平均気温は-8.2℃と，これまで22冬季の平均値-8.5℃に近い値を示した．冬季平均風速は9.4m/sであり 22 冬季の平均値(9.5m/s)に近い値を示した．近年平均風速は7～8m/sが多く，9m/s台となったのは15年ぶりであった．

今冬季も昨冬季と同様に標高1420m～1390m（番号標55～50番）付近の黒姫ゲレンデ連絡通路周辺において小ぶりな樹氷の分布が1月下旬に一時的に確認された．

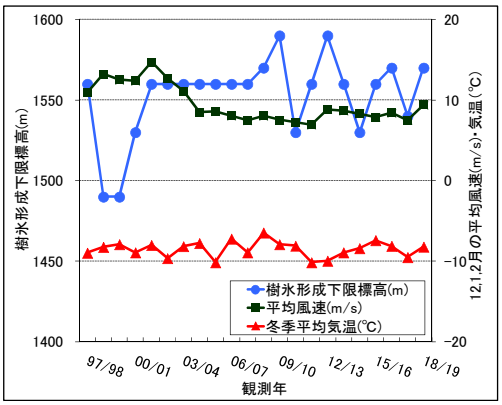


図4　樹氷形成下限標高と冬季平均気温・風速

5. アオモリトドマツの被害について

2013 年～2016 年の蛾の幼虫(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と，2016年に確認されたトドマツノキクイムシの穿入被害によって，地蔵山頂駅周辺のアオモリトドマツは殆ど枯れている．枯木も樹皮が剥けたものが多くなっており，折れてしまった木も多く確認された．

6. まとめ

気象庁(2019)によると，平地の山形市における今冬季12月～2月の降水量は平年値の93%である213.0mmと少なかったが，最深積雪は53cmで平年値(50cm)並みであった．山形市の12月～2月の平均気温は平年値を0.6℃上回る1.3℃で，昨冬季の平均気温-0.3℃より1.6℃高くなった．地蔵山頂駅の観測による今冬季の最深積雪深は130cmで，これまで22冬季の観測結果の平均値である250cmより120cm少なかった．平地(山形市)では，降水量が少なく気温は高めに推移したが，山地(地蔵山頂駅)では積雪が少なく気温は平均値に近く若干高い状況であった．今冬季の樹氷形成下限標高は1570mと22冬季の平均値1553mより高く，地蔵山頂駅付近での樹氷鑑賞期間は約7週間であった．今冬季は地蔵山頂駅の平均風速が9.4m/sと近年にしては速かったことが確認された．季節風の風向であっても風が強い状況では崩落する樹氷が確認されたため，アオモリトドマツが枯れた影響により樹氷の付着力が低下していると推定された．

謝辞

蔵王ロープウェイ株式会社から研究に必要な気象観測データを提供頂いた．ここに記して感謝の意を表する．

【引用文献】

気象庁, 2019：冬(12～2月)の天候 別紙．https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko191202_besshi.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.

東北雪氷賞受賞理由

東北雪氷賞（功績賞）

受賞者：山崎　剛 （東北大学大学院理学研究科，教授，博士（理学））

受賞標題：陸面過程モデルの研究開発と日本雪氷学会東北支部への貢献

受賞理由：

山崎剛会員は，地表面における熱・水収支を基に，陸面過程のモデルを研究開発し，積雪状況の変成や融雪予測などで世界をリードする研究成果を上げてきた．また，近年では陸面過程のモデルを気候モデルに活用し，土地被覆変化が及ぼすアルベドの変化や，エネルギー・物質収支に関する影響の解明を行っている．さらに，その陸面過程モデルの応用として，気象データから植物・積雪の状態をシミュレーションし，作物病害，降霜害，融雪洪水などの発生条件に関する研究へと発展させている．

一方，2007 年から日本雪氷学会東北支部の理事を務め，2009 年から 2011 年まで同副支部長，2013 年から 2017 年まで同支部長の重責を担い，日本雪氷学会東北支部の発展に大きく貢献してきた．

以上の理由により東北雪氷賞受賞者選考規程３（４）(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，著しい貢献をした者」に該当するものとして選考した．

参考資料

1) Yamazaki, T., 2001: A one-dimensional land surface model adaptable to intensely cold regions and its applications in Eastern Siberia, J. Meteor. Soc. Japan,79(6), 1107-1118.

2) Yamazaki, T. H. Yabuki, Y. Ishii, T. Ohta, T. Ohata,2004: Water and Energy Exchanges at Forests and a Grassland in Eastern Siberia Evaluated using a One-dimensional Land Surface Model, J. Hydrometeorology, 5(3), 504-515.

3) 山崎剛, 杉浦幸之助, 2006：積雪モデル, 雪氷,68(6), 607-612.

4) 鈴木和良，山崎剛，太田岳史，2006：森林帯での積雪過程，雪氷,68(6)，589-598.

5) Yamazaki, T., H. Yabuki and T. Ohata, 2007: Hydrometeorological effects of intercepted snow in an eastern Siberian taiga forest using a land surface model, Hydrological Processes, 21, 1148-1156.

6) Yamazaki T., T. Ohta, R. Suzuki, T. Ohata,2007: Flux variation in a Siberian taiga forest near Yakutsk estimated by a one-dimensional model with routine data, 1986-2000, Hydrological Processes, 21, 2009-2015.

7) Park, H., T. Yamazaki, K. Yamamoto and T. Ohta, 2008: Tempo-spatial characteristics of energy budget and evapotranspiration in the Eastern Siberia. Agricultural Forest Meteorology, 148, 1990-2005, doi:10.1016/j.agrformet.2008.06.018.

8) Yasunari, T. J., R. D. Koster, K.-M. Lau, T. Aoki, Y. C. Sud, T. Yamazaki, H. Motoyoshi

and Y. Kodama, 2011: Dust and black carbon effects on snow albedo in the NASA GEOS-5 land surface model. Journal of Geophysical Research, 116, D02210, doi:10.1029/2010JD014861.

9) 吉田龍平, G. Leonardini, 山崎剛,2013:気候変化に対する氷河融解量の簡便な推定方法の開発, 熱帯氷河への応用, 東北の雪と生活,28, 34-35.

10) Zhang, G., S. Kang, K. Fujita, E. Huintjes, J. Xu, T. Yamazaki, S. Haginoya, Y. Wei, D. Scherer, C. Schneider and T. Yao, 2013: Energy and mass balance of Zhadang Glacier surface, central Tibetan Plateau. Journal of Glaciology, 213, 137-148, doi:10.3189/2013JoG12J152.

11) 高松直史, 岩崎俊樹, 山崎剛, 2015: 東北地方の積雪水資源の地域気候モデルによる再現.東北の雪と生活,30, 42-46.

12) 山崎　剛, 佐々井崇博, 川瀬宏明, 佐々木秀孝, 村田昭彦, 野坂真也, 2017: 地域気候モデルによる積雪をはじめとした近未来気候変動予測, 東北の雪と生活, 32, 54-55.

13) Kawase, H., T. Sasai, T. Yamazaki, R. Ito, K. Dairaku, S. Sugimoto, H. Sasaki, A. Murata and M. Nosaka, 2018: Characteristics of synoptic conditions for heavy snowfall in western to northeastern Japan analyzed by the 5-km regional climate ensemble experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 96, 161-178, doi:10.2151/jmsj.2018-022.

東北雪氷賞（学術賞）

受賞者氏名：若林　裕之（日本大学工学部，教授，博士（工学））

受賞標題：リモートセンシングによる海氷，湖氷に関する研究

受賞理由：

若林裕之会員は，長年，合成開口レーダ（SAR）をはじめとするリモートセンシングによる海氷，湖氷のモニタリング手法の開発に取り組んでこられた．同会員は多偏波の SAR データから算出される散乱エントロピーを利用することによって，単偏波 SAR では困難であった薄氷域の海氷密接度を推定する道を開いた．実際に陸域観測衛星 ALOS に搭載された PALSAR を用いて，オホーツク海での海氷検出手法を提案している．若林会員は研究の基礎になる現地観測も積極的に行い，サロマ湖において航空機搭載型の多偏波 SAR データと実際の氷の状態を同時に取得することに成功している．さらに，C バンドと L バンドの SAR データを用いてツンドラ湖の凍結・融解状態をモニタリングする手法の検討や，南極域での海氷の後方散乱特性の研究など幅広く取り組んでいる．これらの成果は国内外の学術誌に掲載されている．

以上のように若林会員は海氷，湖氷のリモートセンシングに関わる研究を，困難な現地観測も含め精力的に実行してきた．その業績は顕著であり，雪氷学の発展に貴重な貢献を与えるものであることから，東北雪氷賞学術賞に該当するものとして選考した．

参考資料

1) Wakabayashi, H., T. Matsuoka, K. Nakamura and F. Nishio, 2001: Estimation of sea ice physical parameters using polarimetric SAR: Results from Okhotsk and Lake Saroma campaign. Annals of Glaciology, 33, 120-124.

2) Wakabayashi, H., T. Matsuoka, K. Nakamura, and F. Nishio, 2004: Polarimetric characteristics of sea ice in the Sea of Okhotsk observed by airborne L-band SAR, IEEE Trans. on Geo-science and Remote Sensing, Vol. 42, No.11, 2412-2425.

3) 若林裕之，河村俊行，牛尾収輝 ，西尾文彦，2006：ERS-2 による南極リュツォ・ホルム湾の海氷後方散乱特性．日本リモートセンシング学会誌，26/2，138-145.

4) 若林裕之，2011：多偏波合成開口レーダを使用した海氷モニタリング．東北の雪と生活－雪氷研究の回顧と展望－，200-204.

5) Wakabayashi, H., Y. Mori, and K. Nakamura, 2013: Sea ice detection in the Sea of Okhotsk using PALSAR and MODIS data, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, Vol. 6, No. 3, 1516-1523.

6) 森　裕太，若林裕之，中村和樹，2014：PALSAR データを使用したオホーツク海の海氷検出に関する研究．日本リモートセンシング学会誌，34/1，10-21.

7) 若林裕之，西戸義博，池浦友亮，2015：C バンドおよび L バンド SAR によるツンドラ湖モニタリグ．東北の雪と生活，30，11-15.

8) 若林裕之, 2017：多偏波 L バンド SAR によるサロマ湖上氷の観測. 東北の雪と生活, 32, 21-26.

東北雪氷賞（功績賞）をいただいて

山崎　剛（東北大学大学院理学研究科）

このたびは東北雪氷賞（功績賞）をいただき大変光栄です．ご推薦，ご支援いただいた皆様に深く感謝いたします．

受賞の理由として，陸面過程モデルの研究開発と日本雪氷学会東北支部への貢献を挙げていただきました．それぞれについて自分なりに振り返ってみたいと思います．

陸面過程モデルの研究は，私にとってはライフワークと言ってもよいものです．もともと気象学の研究室で，地表面の熱収支に取り組み，その中で積雪の熱収支や融雪の研究を行いました．同時に植生にも興味を持っていたため，雪と植生の両方をかじったからこそできる研究を志向しました．その流れで森林内の融雪，森林・積雪共存時の大気加熱，シベリアタイガ林での熱・水収支の研究などに携わることになりました．また，南米氷河の融解に関する研究に参加したことは大変良い経験になりました．

支部への貢献は，支部長を仰せつかったことを評価いただいたものと思います．前支部長の阿部修さんから支部長の打診があった際には，気象学を看板とする研究室に身を置く者が，雪氷をより専門とされる方々を差し置いていいのかと躊躇するところもありました．４年間の任期中，これといった実績を上げることはできませんでしたが，大過なく終えることができたのは支部会員の皆様のおかげで，あらためて御礼申し上げます．

最近は大学内外の諸事にかまけて，手を動かすことがなかなかできなくなってきています．とはいえ，まだまだ現役世代であると自認していますので，今回の受賞は，もう少し研究をしろとの叱咤激励と心得て研究に励みたいと思います．

この数年取り組んでいる課題は，気候変動やその適応に関する問題です．今年度で終了になりますが，気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT: Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology）に関わってきました．温暖化の対策として温室効果ガスの削減などの緩和と並んで，適応も注目されています．昨年 12 月には気候変動適応法が施行され，国も本格的に適応策を推進しつつあります．適応を検討するには，信頼できる気候変動予測に基づくによる影響評価が必要です．近い将来，積雪や氷河といった雪氷がどのように変化していくのか，より確からしい予測を可能にしていくことが求められています．

加えて最近関心を持っているのは，凍霜害や雨氷といった農林業に被害をもたらす雪氷現象です．幸い今年度から３年間，長野県の浜田崇さんが代表の環境研究総合推進費で，これらの問題に取り組む機会を得ました．凍霜害は陸面過程モデルで扱うことができます．凍結する温度下で大気中の水蒸気が凝結すれば，作物に霜が降ります．地表付近がどの程度冷却されるかがもちろん重要ですが，それとともに湿度や風速に強く依存すると考えられます．霜が降りる条件の精査がより効率的な防除につながるはずです．雨氷は，発生頻度は高くはありませんが，発生すると大規模な森林の損害や交通障害を引き起こします．上空への暖気の移流とともに下層の冷気の生成，流入が発生のカギを握ります．最近は地形を細かく表現できる高解像度の大気モデルによるシミュレーションや領域再解析も可能になってきました．さらに，少しずつ条件を変えた多数のシミュレーションを行う，いわゆるアンサンブル予報も行われています．これらを生かすことにより，きめ細かい確率情報も付加した凍霜害や雨氷の危険度情報の提供が可能だと考えています．

これからも支部の活動にできる限り参加させていただくつもりですので，引き続きよろしくお願いいたします．

東北雪氷賞(学術賞)を受賞して

若林　裕之　（日本大学工学部）

このたびは，日本雪氷学会東北支部より令和元年度東北雪氷賞(学術賞)を頂き大変光栄に思うとともに，このような栄誉を与えてくださった選考委員の方々および会員の皆様に深く御礼申し上げます．今回の賞は「リモートセンシングによる海氷，湖氷に関する研究」というタイトルで頂くこととなり，私がこれまでに行ってきたリモートセンシングデータを使用した海氷や湖氷の観測についての基礎・応用研究が評価され，非常にうれしく思っています．

リモートセンシングについては，1983 年に前職の宇宙開発事業団(宇宙航空研究開発機構)に入社した時から携わってきたものです．前職では，人工衛星搭載センサや地上システムの開発および人工衛星取得データの応用解析に携わることができ，一貫して合成開口レーダ(SAR)に関連した業務を担当できたのが私にとっては幸運だったと思います．1991 年に海外研修制度を利用してアラスカ大学へ留学した際には，アラスカ大学フェアバンクス校地球物理研究所の海氷グループに所属していたウィリー・ウィークス教授やマーティン・ジェフリーズ教授のもとでアラスカ北部のノーススロープ地区にある湖の凍結状態をモニタリングする研究をすることになりました．アラスカ北部にはサーモカルスト湖と呼ばれる浅い湖がたくさんあり，その面積は場所によっては陸地の 40%をしめるほどであり，大きい湖だと直径が 20〜30km にもなります．アラスカ大学は当時ヨーロッパの地球観測衛星(ers-1)の受信処理をしていて，SAR によって湖の凍結や融解を観測すると，非常に興味深いことがわかりました．凍結期に後方散乱係数が大きい湖と小さい湖の 2 種類に分かれる原因が氷下の水の有無であり，氷中にできた円柱状の気泡と氷の下面の相互作用が影響していることがわかりました．この現象を定量的に評価するために，湖氷の後方散乱モデルを提案し，採取した湖氷コア試料の層構造解析結果を入力データとして後方散乱係数を推定して SAR の観測結果と比較したことが，私がリモートセンシングデータを利用した研究を開始するきっかけになりました．サーモカルスト湖のモニタリングに関する研究は，様々な周波数の SAR 観測結果への適用や，長期間の凍結状態変化と気候変動との関係評価に繋がっています．

アラスカから帰国した 1992 年に声をかけてくれたのは，当時，北海道教育大学で教鞭を執っていた西尾文彦教授でした．西尾先生とアラスカ大学のウィークス教授が国際学会等を通じた研究者仲間だったという理由で私に声をかけてくれたのですが，「氷を観測するなら湖より海の方が断然面白いよ.」の一言で，1992 年の国際宇宙年(ISY)をきっかけに開始したオホーツク海における海氷観測実験への参加を勧めていただきました．西尾先生には，比較的容易に氷の観測が可能なサロマ湖や網走沖のオーロラ号からの外洋での海氷観測を通じて，海氷観測経験がなかった私を根気強く指導していただきました．サロマ湖は湖水の塩分濃度が外洋の海水とほぼ同じであり，冬期間に結氷した氷は静かに成長した薄い一年氷と同等とみなせるとして観測を行ったのですが，当時入手できた単偏波の C バンド SAR データで観測した後方散乱係数の氷厚増加に伴う減少や，L バンド SAR との後方散乱特性の違いを確認することができました．その後，人工衛星搭載 SAR が多偏波観測に対応したのをきっかけとして，多偏波 SAR データによる海氷後方散乱メカニズム解明に興味を持つことができ，海氷表面の塩分濃度が大きく影響する VV-HH 後方散乱比による薄氷の氷厚観測可能性や，散乱メカニズムのランダム性を表す散乱エントロピによる薄氷を含む海氷検出に結びつけることができました．第 43 次南極地域観測隊に参加した際も，西尾先

生には観測隊長と隊員の関係で指導していただきました．「オホーツク海だけでなく，南極海の海氷を見て来なさい．」と言われたことがきっかけで，リュツォホルム湾の定着氷を観測できたことには本当に感謝しています．残念ながら西尾先生は 2018 年 11 月に亡くなりましたが，私の SAR データを使用した海氷研究については，西尾先生の指導無しに進めることはできなかったと思います．

私がこれまでに行ってきたリモートセンシングによる海氷や湖氷に関する研究は，いろいろな人との出会いとつながりで進めることができ，今回の東北雪氷賞(学術賞)に至ったものと考えています． 海氷や湖氷のマイクロ波散乱メカニズムは複雑であり，未解決の課題が多く実用的な研究には至っていません．少しでもこの分野で貢献できるように努力をする所存でありますので，今後もご指導ご鞭撻の程よろしくお願い申し上げます。

公益社団法人日本雪氷学会 2019 年度東北支部理事会　議事録

日　時：2019(令和元)年 5 月 24 日(金)
　　9：15～10：30
場　所：秋田市中通 2 丁目 1-51 明徳館ビル
　　秋田カレッジプラザ 小講義室 4
出席者：11 名
配付資料：公益社団法人日本雪氷学会東北支部 2019 年度理事会資料
　資料 1：2018 年度東北支部事業報告
　資料 2：2018 年度東北支部収支報告書
　資料 3：2019 年度東北支部事業計画
　資料 4：2019 年度東北支部予算案
　資料 5：2019 年度東北雪氷賞受賞者の選考について
　資料 6：公益事業準備資金について
　資料 7：日本雪氷学会東北支部役員(案)
　資料 8：東北支部監査報告書
　資料 9-1：雪氷研究大会(2019・山形)実行委員一覧表
　資料 9-1：雪氷研究大会(2019・山形)のお知らせ

議　事：支部長挨拶の後，支部長が議長となり議事に入った．なお，支部長及び理事の 11 名の内，委任状提出者を含めた出席者は 9 名であり過半数に達していることが確認されている．

議題１．2018 年度事業報告・会計報告について

資料 1 及び 2 に基づき若林幹事長から説明があり，承認された．

議題２．2018 年度東北支部監査報告について

資料 8 に基づき赤田監事および沼澤監事から監査結果が報告された．

・監査は 2018 年度の東北支部事業内容について実施された．

議題３．2019 年度事業計画について

資料 3 および 4 に基づき若林幹事長から説明があり，承認された．

・新規事業として東北支部機関誌文献データベースの公開が計画されているが，30 号までの「東北の雪と生活」について目次以外の内容についてもホームページ等で公開するために業務委託する計画である．

議題４．2019 年度東北雪氷賞受賞者の選考について

資料 5 に基づき後藤東北雪氷賞選考委員会委員(渡邊委員長代理)から，2 件の推薦があり選考委員会でメール審議の結果，承認された旨の報告があり，了承された．

議題５．公益事業準備資金について

資料 6 に基づき小杉支部長から，公益事業準備資金について背景および実施内容が説明され，今後の使用方法について提案やコメントをいただくことになった．

議題６．東北支部各種委員会について

資料 7 に基づき小杉支部長から，2019～2020 年度の東北支部の事業委員会，東北の雪と生活編集委員会，東北雪氷賞選考委員会の委員長案が提示され，承認された．

議題７．雪氷研究大会(2019・山形)について

資料 9-1 および 9-2 に基づき雪氷研究大会(2019・山形）の実行委員および準備状況が報告された．

以上

公益社団法人日本雪氷学会 2019 年度東北支部総会　議事録

日　時：2019(令和元)年 5 月 24 日(金)
　　11：00～11:45
場　所：秋田市中通 2 丁目 1-51 明徳館ビル
　　秋田カレッジプラザ　大講義室
出席者：29 名
配付資料：公益社団法人日本雪氷学会東北支部 2019 年度総会資料
　資料 1：2018 年度東北支部事業報告
　資料 2：2018 年度東北支部収支報告書
　資料 3：2019 年度東北支部事業計画
　資料 4：2019 年度東北支部予算案
　資料 5：公益事業準備資金について
　資料 6：日本雪氷学会東北支部役員(案)
　資料 7：東北支部監査報告書
　資料 8：2019(令和元)年度東北雪氷賞授賞者の選考結果について
　資料 9-1：雪氷研究大会(2019・山形)実行委員一覧表
　資料 9-1：雪氷研究大会(2019・山形)のお知らせ

議　事：支部長挨拶の後，支部長が議長となり議事に入った.

議題１．2018 年度事業報告・会計報告について
　資料 1 及び 2 に基づき若林幹事長から説明があり，承認された.

議題２．2018 年度東北支部監査報告について
　資料 7 に基づき赤田監事および沼澤監事から監査結果が報告された.

議題３．2019 年度事業計画・収支予算について
　資料 3 及び 4 に基づき若林幹事長から説明があり，承認された.

議題４．公益事業準備資金について
　資料 5 に基づき，小杉支部長より，公益事業準備資金について背景および実施内容が説明され，講演会や研修会について今後提案をいただくことになった.

議題５．次期理事・監事の選任について
　資料 6 に基づき，小杉支部長より，2019 及び 2020 年度の理事および監事案の説明があり，承認された.

議題６．2019 年度東北雪氷賞受賞者の選考結果について
　資料 8 に基づき後藤東北雪氷賞選考委員(渡邉委員長代理)から，2 件の推薦(功績賞および学術賞)があり理事会において承認された旨の報告があった.

議題７．次期支部長の選任について
　小杉支部長から次期支部長の選任について，小杉支部長が推薦される予定であることが報告された.

議題８．雪氷研究大会(2019・山形)について
　資料 9-1 および資料 9-2 に基づき，雪氷研究大会(2019・山形）の実行委員および準備状況が報告された.

以上

2018 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

日付:2018 年 5 月 11 日(金), 場所:弘前大学創立 50 周年記念会館

講演者 檜垣大助氏 (弘前大学 農学生命科学部　教授)

タイトル:「地すべりの現象と地形、地すべり対策」

(2) 2018 年度支部研究発表会の開催

日付:2018 年 5 月 11 日(金)～5 月 12 日 (土), 場所: 弘前大学創立 50 周年記念会館

発表:21 件, 参加者:32 名

(3) 積雪観測講習会の開催

日付:2019 年 3 月 15 日, 場所:岩木青少年スポーツセンター(青森県弘前市常盤野字湯段萢 1-2)

参加者:14 名

2.表彰、普及・啓発事業

(1) 東北雪氷賞授賞式の開催

日付:2018 年 5 月 11 日(金), 場所: 弘前大学創立 50 周年記念会館

東北雪氷賞(技術賞) 平山順子殿「八幡平地域の雪崩事故防止に関する取り組み」

(2) 2019 年度東北雪氷賞選考委員会の開催(メール審議) 日付:2019 年 3 月 5 日～26 日

3.出版事業

(1) 機関誌「東北の雪と生活」33 号の刊行(2018 年 11 月 18 日)

(2) ニューズレターの刊行

No.68(2018 年 4 月 27 日), No.69(2019 年 3 月 25 日)

4.その他

(1) 2018 年度支部理事会の開催

日付:2018 年 5 月 11 日, 場所: 弘前大学創立 50 周年記念会館

(2) 2018 年度支部総会の開催

日付:2018 年 5 月 11 日, 場所: 弘前大学創立 50 周年記念会館

(3) 支部ホームページの運営(随時)

(4) 支部メーリングリストの管理

2018年度　東北支部　収支報告書

事業名：東北支部　研究発表会の開催（弘前市，2018年5月11，12日実施）

	科　目	金　額	備　考
経常収益の部	事業収益		
	研究大会事業収益	30000	一般・学生参加費（1,000円×26人） 非会員参加費（2,000円×2人）
	経常収益合計	30000	
経常費用の部	科　目	金　額	備　考
	事業費		
	消耗品費	1755	賞状用紙・丸筒代
	褒章記念品	5940	技術賞×1人
	臨時雇賃金	24000	アルバイト代（8000円×2人、4000円×2人）
	経常費用合計	31695	
	当期経常増減額	-1695	

事業名：東北支部　積雪観測講習会の開催（弘前市，2019年3月15日実施）

	科　目	金　額	備　考
経常収益の部	事業収益		
	研修会事業収益	15000	一般参加費（2000円×5人） 学会員参加費（1000円×1人） 学生参加費（500円×8人）
	経常収益合計	15000	
経常費用の部	科　目	金　額	備　考
	事業費		
	会場費	2850	会場使用料
	消耗品費	1036	修了証書
	講師交通費	13580	燃料代7700円、高速道路料金5880円
	講師宿泊費	12800	6400円×2人
	経常費用合計	30266	
	当期経常増減額	-15266	

事業名：東北支部機関誌「東北の雪と生活」33号の刊行

	科　目	金　額	備　考
経常収益の部	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		
	印刷製本費	54000	30冊作成
	郵送費	1584	発送経費
	経常費用合計	55584	
	当期経常増減額	-55584	

その他

	科　目	金　額	備　考
経常収益の部	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		
	ニューズレターNo.67の郵送料	3240	
	ニューズレターNo.68の郵送料	2880	
	ニューズレターNo.69の郵送料	2880	
	経常費用合計	9000	
	当期経常増減額	-9000	

2018年度 収支報告書

収入 (a)			**45,000**
事業収入	研究発表会収入		30,000
	研修会収入		15,000
	出版収入		0
支出 (b)			**126,545**
事業費用	研究発表会事業費		31,695
	講習会事業費		30,266
	出版事業費	東北支部機関誌	55,584
	その他	郵送費	9,000
収支差額 (a-b)			**-81,545**

東北の雪と生活 第34号(2019) ISSN 0917-6217

2019 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) 2019 年度支部研究発表会の開催

日付:2019 年 5 月 24 日～25 日, 場所: 秋田カレッジプラザ

(2) 特別講演会の開催(秋田カレッジプラザ)

(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) 支部機関誌文献データベースの公開

(6) 2019 年度東北雪氷賞の表彰

日付:2019 年 5 月 24 日, 場所: 秋田カレッジプラザ

2. 出版事業

(1) 機関誌「東北の雪と生活」34 号の編集・発行・発送(6～9 月)

(2) ニューズレターの刊行(2～3 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) 2019 年度支部理事会の開催

日付:2019 年 5 月 24 日, 場所: 秋田カレッジプラザ

(2) 2019 年度支部総会の開催

日付:2019 年 5 月 24 日, 場所: 秋田カレッジプラザ

(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) 2020 年度「東北雪氷賞」受賞候補者の募集(締切:2020 年 2 月末日)

(6) 東北雪氷賞受賞候補者選考委員会の開催

2019年度　東北支部　収支予算案

事業名：東北支部　研究発表会の開催（秋田市）

2019年4月1日から2020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	32000	参加費（1,000円×32人）
	経常収益合計	32000	
	科　　目	金　　額	備　　考
経常費用の部	事業費		
	消耗品費	6500	コピー用紙代等
	会場費	9000	会場・備品使用料
	臨時雇賃金	16000	アルバイト代（2名分）
	褒賞記念品	12000	褒賞記念品（2名分）
	手数料	500	振込手数料
	経常費用合計	44000	
	当期経常増減額	−12000	

2019年度　東北支部　収支予算案
事業名：東北支部　講習会の開催

2018年4月1日から2019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	10000	参加費（一般3名、学会員3名、学生2名）
	経常収益合計	10000	
	科　　目	金　　額	備　　考
経常費用の部	事業費		
	旅費交通費	41,000	宿泊費（2万円×2人）税別
	資料代	2,000	当日配布資料
	会場費	6,100	会場使用料
	消耗品費	1,500	コピー用紙、修了証書等
	手数料	500	振込手数料
	経常費用合計	51100	
	当期経常増減額	−41100	

2019年度　東北支部　収支予算案

事業名：東北支部機関誌「東北の雪と生活」34号の刊行

2019年4月1日から2020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 　出版事業収益	30000	冊子代（2000×15冊：会員）
	経常収益合計	30000	
経常費用の部	科　　目	金　　額	備　　考
	事業費 　印刷製本費	61000	冊子作成（梱包・郵送費含） 　30冊（賛助・特別会員等15＋会員15）
	経常費用合計	61000	
	当期経常増減額	−31000	

2019年度　東北支部　収支予算案
事業名：東北支部　ニューズレターの刊行

2018年4月1日から2019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		
	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	1000 10000	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	11000	
	当期経常増減額	−11000	

2019年度　東北支部　収支予算案
事業名：東北支部　特別講演会

2018年4月1日から2019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		
	経常収益合計	0	
経常費用の部	科　　目	金　　額	備　　考
	事業費 　諸謝金	10000	講師（非学会員1名）謝礼金
	経常費用合計	10000	
	当期経常増減額	−10000	

2019年度　東北支部　収支予算案

事業名：東北支部　支部機関誌文献データベースの公開

2019年4月1日から2020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		
	経常収益合計	0	
経常費用の部	科　　目	金　　額	備　　考
	事業費 　業務委託費	70000	業務委託費 （機関誌文献を支部HPに移植・公開）
	経常費用合計	70000	
	当期経常増減額	−70000	

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.
附　則　本内規は平成２９年５月１２日から一部改正する.

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ｸﾞﾙｰﾌﾟ 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　巌 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	蔵王雪氷研究ｸﾞﾙｰﾌﾟ	伊藤　　驍
２１	平成 20(2008)	なし	原田鉱一郎 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　將夫(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
３０	平成 29(2017)	根本　征樹	なし	なし	佐々木　幹夫
３１	平成 30(2018)	なし	なし	平山　順子	なし
３２	令和元(2019)	若林　裕之	なし	なし	山崎　　剛

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こと．

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．）

2019・2020年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員

2019.11.1 現在

支部長	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)
副支部長	原田鉱一郎	(宮城大学食産業学部准教授)
	山谷　　睦	(日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)
理　事	赤田　尚史	(弘前大学被ばく医療総合研究所教授)
	石崎　武志	(東北芸術工科大学文化財保存修復研究センター教授)
	梅村　　順	(日本大学工学部専任講師)
	熊谷　浩二	(八戸工業大学工学部教授)
	後藤　　博	(秋田雪の会世話人)
	鈴木　利孝	(山形大学学術研究院教授)
	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)
	原田鉱一郎	(宮城大学食産業学部准教授)
	平山　順子	(北東北エリア雪崩事故防止研究会事務局)
	山谷　　睦	(日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)
監　事	佐々木幹夫	(八戸工業大学土木建築工学科教授)
	柳澤　文孝	(山形大学学術研究院教授)
顧　問	伊藤　　驍	(国立秋田高専名誉教授)
	中村　　勉	(元岩手大学農学部教授)
	力石　國男	(ノースアジア大学教養部教授)
	三崎　安則	(アルゴス技術顧問)
	阿部　　修	(元防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄支所長)
幹事長	金　　高義	(福島工業高等専門学校都市システム工学科助教)
総務幹事	金　　高義	(福島工業高等専門学校都市システム工学科助教)
会計幹事	菊地　卓郎	(福島工業高等専門学校都市システム工学科准教授)
各県幹事		
青森県	石田　祐宣	(弘前大学大学院理工学研究科准教授)
秋田県	本谷　　研	(秋田大学教育文化学部准教授)
岩手県	真坂　一彦	(岩手大学農学部教授)
宮城県	高井　博司	(日本気象協会東北支社事業サービス課)
山形県	服部　恭典	(日本地下水開発(株))
福島県	加茂　祐一	(福島地方気象台)

事業委員会
委員長　安達　聖　(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター研究員)
委　員　佐藤　研吾　(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員)
山口　正敏　(日本地下水開発(株))

「東北の雪と生活」編集委員会
委員長　朝岡　良浩　(日本大学工学部准教授)
委　員　荒川　逸人　(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主幹研究員)
本谷　研　(秋田大学教育文化学部准教授)

東北雪氷賞選考委員会
委員長　堀井　雅史　(日本大学工学部教授)
委　員　赤田　尚史　(弘前大学被ばく医療総合研究所教授)
後藤　博　(秋田雪の会世話人)
山崎　剛　(東北大学大学院理学研究科教授)
若林　裕之　(日本大学工学部教授)

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部事務局
〒970-8034　福島県いわき市平上荒川字長尾 30
福島工業高等専門学校都市システム工学科　金　高義　気付
TEL：0246-46-0828　FAX：0246-46-0843

（公社）日本雪氷学会東北支部 特別・賛助会員名簿

（2019.8.22 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
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	〒996-8501 山形県新庄市沖の町10番37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
舟形町役場	〒999-4601 山形県最上郡舟形町舟形263	0233-32-2111	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
ＴＮ－ＰＳＧ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
（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 34 号

令和 2 年 3 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：朝岡　良浩
事務局　〒970-8034　福島県いわき市平上荒川字長尾 30
福島工業高等専門学校都市システム工学科
幹事長：金　高義
TEL　0246－46－0828
FAX　0246－46－0843

©2020（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.