

## 論文

# 低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩発生に関わる降雪特性

荒木健太郎<sup>1\*</sup>

### 要 旨

2017年3月27日、本州南岸を通過した低気圧に伴う大雪により、栃木県那須町で表層雪崩による災害が発生した。表層雪崩発生には短時間での多量の降雪が重要とされているが、山岳域での大雪時の降雪強化メカニズムやその水平分布等の特性は理解が不足している。そこで、本研究ではこの大雪の事例解析を行った。また、1989～2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い、降雪・気象場の諸特性を調べた。

事例解析の結果、3月27日の大雪事例では低気圧接近に伴い、湿潤な北～東風の強まりとともに形成された地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で発生させていた。この下層雲と低気圧に伴う雲からの降雪が、Seeder-Feederメカニズムを通して那須岳の北～東斜面で降雪を強化し、局地的な短時間大雪をもたらしていた。統計解析の結果、この事例と同規模の大雪は約3年に1度、3月としては約19年に1度発生していた。那須で大雪となる気圧配置は西高東低の冬型が63%、低気圧が30%であり、いずれも日降雪時間が長いほど日降雪深が大きかった。しかし、低気圧による降雪の場合には例外的に短時間で大雪になることがあり、これらの事例の多くは閉塞段階の低気圧が関東付近を通過していた。

キーワード：南岸低気圧，大雪，表層雪崩

Key words: South-Coast Cyclone, heavy snowfall, avalanche

## 1. はじめに

冬季には南岸低気圧と呼ばれる温帯低気圧の通過に伴い、関東甲信地方で雪が降る(山本, 1984; 八尾ら, 2001; 荒木, 2016)。2014年2月14～15日には南岸低気圧の通過に伴って関東甲信地方で記録的な大雪が発生し、集落の孤立や雪崩をはじめとする多様な雪氷災害が発生した(和泉, 2014; 荒木ら, 2015a, b, 2017)。一方、2017年3月27日にも低気圧の通過に伴って関東甲信地方の内陸部を中心に大雪となり、栃木県那須町で雪崩により高校生ら8名が犠牲となった(以下、那須雪崩事例と呼ぶ)。このような雪崩災害を防止するためには、雪崩をもたらす降雪特性や気象場の理解が必要不可欠である。

これまで、南岸低気圧による大雪は表層雪崩をもたらしやすいことが指摘されている(四手井, 1953; 岩田, 1983; 石田・山本, 1960, 1961など)。四手井(1953)は1952年2月26日に山形県や福島県で多数発生した表層雪崩について、サンクラスト上に短時間に多量の新雪が積もったことに加え、サラサラなガラス状の雪が積もったことが成因であると述べている。通常、表層雪崩の発生には弱層形成が必要であり、池田(2015)は2009年1月22～23日の南岸低気圧に伴う降積雪により1月25日に長野県北部で発生した面発生乾雪表層雪崩について、南岸低気圧による降雪時の雲粒付着のない大型の板状結晶が弱層を形成していたことを示した。2014年2月14～15日の関東甲信地方の大雪時に発生した乾雪表層雪崩についても、雲粒付着のない降雪結晶が弱層を形成し(中村ら, 2014)、上載積雪となる新雪の降雪結晶の安

<sup>1</sup> 気象庁気象研究所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

\* 問合せ先: araki@mri-jma.go.jp

息角が小さく、結晶そのものが小さい（低温型結晶など）ことも指摘されている（石坂ら, 2015）。

2017年3月27日に那須温泉ファミリースキー場付近の山岳地（栃木県那須町）で雪崩が発生した那須雪崩事例では、現地調査結果から積雪表面から25~22cm下の新雪・こしまり雪層中に雲粒付着の少ない弱層が検出された（防災科学技術研究所, 2017）。本事例はこの弱層上部に一部雲粒付着した降雪結晶による新雪が短時間で多量に積もり、弱層破壊により発生した表層雪崩と推定されている。

南岸低気圧（温帯低気圧）に伴う温暖前線北側での降水は層状性の雲によるものであり（Murakami *et al.*, 1992），その水平スケールは低気圧と同規模の数百~千 km（総観スケール）である。しかしながら、南岸低気圧による大雪時には内陸の山岳域で特に降雪量が多くなり（中村ら, 2014；伊豫部ら, 2015），地形が降雪特性に影響を及ぼしていることが考えられる（Araki and Murakami, 2015）。南岸低気圧による大雪時にどのように短時間で多量の降雪が起こるのかについては、解析例が少なく不明な点が多い。また、今後の雪崩事故の防止のためには、那須雪崩事例のような大雪は稀なものなのか、そもそも過去にどのような気象場で大雪が発生していたのかなど、那須における降雪特性の実態解明が望まれる。

そこで、本研究では低気圧の通過に伴って那須で大雪となるとききの降雪特性を理解し、表層雪崩発生との関係を把握することを目的として調査を行った。具体的には、那須雪崩事例について事例解析を行い、短時間で多量の降雪が起こった要因を調査した。また、1989~2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い、那須雪崩事例の特異性や、那須で大雪となるとききの降雪・気象場の特性について調べた。

## 2. データと解析方法

### 2.1 事例解析手法

降雪状況の確認には気象庁アメダスのほか、国土交通省水文水質データベースの積雪深観測データを用いた。ここで、前1時間積雪深差を降雪深と定義する。低気圧を含む降雪環境場の解析には、気象庁の一般レーダーによる全国合成レー

ダー、気象庁の地上気象観測、高層気象観測、地上天気図、メソ客観解析を用いた。

那須雪崩事例における詳細な降雪特性を把握するため、気象庁非静力学モデル（NHM；Non-Hydrostatic Model, Saito *et al.*, 2006）を用いた数値実験を行った。まず、水平解像度1.5 kmで東日本を覆う1,425 km四方を計算領域とし、初期値・境界値に気象庁メソ客観解析を用いて計算を行った（1.5 km-NHM）。ここでは3月26日12時~27日21時（日本時間；JST, 以下同様）を対象に数値実験を行い、計算結果は10分毎に出力した。次に、この結果から初期値・境界値を作成し、26日21時~27日15時を対象に、那須を含む237.5 km四方の領域で水平解像度250 mの数値実験を行った（250 m-NHM）。250 m-NHMの結果は1分毎に出力した。各実験の計算領域を図1に示す。これらの実験では雲水・雨を1-moment（混合比のみを予報）、雲氷・雪・霰を2-moment（混合比と数濃度を予報）のバルク法で扱う雲物理過程を用い、対流パラメタリゼーションは使用していない。この他の設定は気象庁現業メソモデル（Saito *et al.*, 2006）とほぼ同じとしたが、250 m-NHMでは乱流過程としてDeardorff (1980)を用いた。

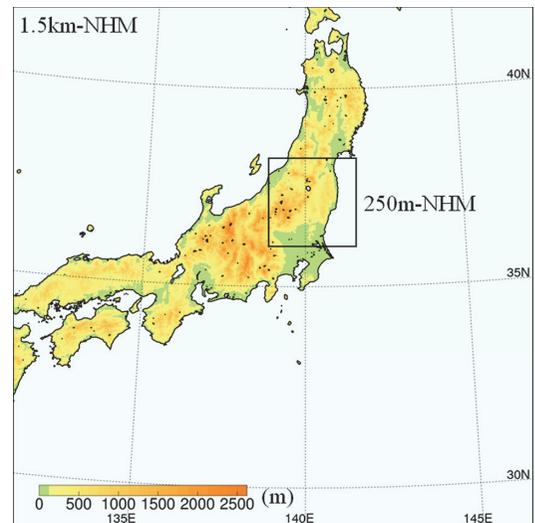


図1 1.5 km-NHMと250 m-NHM（黒枠）の計算領域。塗分けは1.5 km-NHMにおける標高（m）を意味する。

また、那須雪崩事例における降雪に対する地形の影響を確認するため、250m-NHM において那須岳の標高を 500m にする実験 (NASU500) と、全地形を除去する実験 (NOZS) を行った。

## 2.2 統計解析手法

那須雪崩事例の特異性を把握し、那須で大雪となるとききの降雪・気象場の特性するため、アメダス那須高原 (位置は図 2.7 参照) の積雪深計によって毎時の積雪深観測データのある 1989 年 11 月～2017 年 4 月を対象に統計解析を行った。

まず、この期間のアメダス那須高原における日降雪深が 1cm 以上である事例 (1,665 例) を抽出して極値統計解析を行った。ここで、日降雪深は 1～24 時の毎時の降雪深の合計とした。なお、積雪深観測に欠測がある場合には、1 時間の欠測であれば積雪による圧密の影響が小さいと仮定し、前後の時間の積雪深差を日降雪深の算出に用いた。日降雪深で統計解析を行う場合、日をまたぐ降雪イベントは別の事例として扱われてしまう。ただし、数時間程度の止み間を考慮して連続した降雪現象を同一事例として扱おうとすると、冬型の気圧配置時の降雪が数日～10 日間以上にわたって同一事例となる場合があった。本研究では短時間での多量の降雪に着目しているため、日降雪深による統計解析による議論でも差し支えないと考えた。

極値統計解析の手法には、閾値統計である Hazen plot を採用した。この手法では、日降雪深を大きい順に並べたときの順番  $i$  と事例数  $N$  を用い、再現期間を  $N/(i-0.5)$  で求める。これにより求められる再現期間は、日降雪深 1cm 以上の降雪日に対するものであることから、本研究ではこれを那須における寒候年 (前年 8 月 1 日～当年 7 月 31 日) の平均降雪日数 (約 59 日) で割り、那須雪崩事例が何シーズンに 1 度の規模の大雪であるかを調べた。

次に、アメダス那須高原での日降雪深が 10cm 以上の 226 事例について、降雪や気象場の特性について統計解析を行った。まず、これらの事例における日最大降雪深が観測された時刻をまたぐ気象庁地上天気図 (1996 年 2 月末までは 9・21 時の 1 日 2 回、それ以降は 3・9・15・21 時の 1 日 4 回) を用い、主観による解析で事例毎に気圧配置パ

ターンを分類した。さらに、日最大降雪深が観測された時刻における前 10 分平均風向・風速、日降雪期間 (降雪深が 1cm 以上である時間数) を求めた。日最大降雪深として同じ値の降雪深が複数時刻ある場合には、前 10 分平均風速の値の大きい時刻を使用した。また、事例毎の気象場を調べるために、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi *et al.*, 2015) のモデル面データ (毎日 3・9・15・21 時の 6 時間間隔) から 0.5° メッシュの気圧面データを作成し、抽出した事例毎に日最大降雪深が観測された時刻に最も近い時刻のデータを揃えた。これらのデータを用い、気圧配置パターン毎の降雪特性や気象場の特徴を調査した。

## 3. 2017 年 3 月 27 日那須大雪の事例解析

### 3.1 降積雪の状況

まず、那須雪崩事例の降積雪の状況を確認する。2017 年 3 月 26 日 9 時から 27 日 21 時までの積算降雪深分布図を図 2 に示す。那須雪崩事例では関東平野部に積雪はなく、栃木県の北部から西部にかけての山岳域や群馬県・長野県境付近の山岳域で積算降雪深が 30cm 前後の値になっている。アメダス那須高原より内陸 (西側) の積雪観測点では積算降雪深が 10cm 以下であり、また関東甲

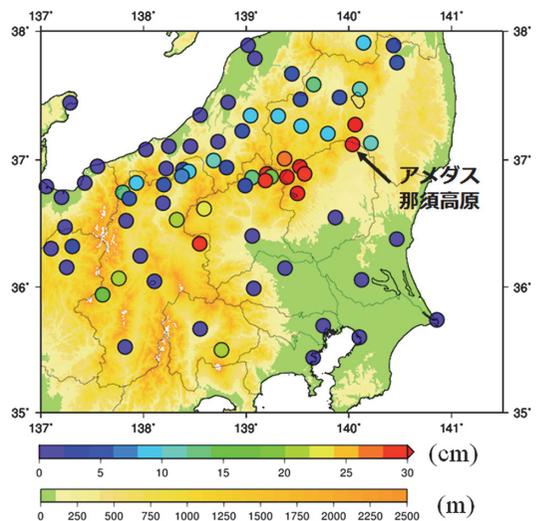


図 2 2017 年 3 月 26 日 9 時から 27 日 21 時までの積算降雪深分布。気象庁アメダスと国土交通省水文水質データベースによる観測結果をマーク (cm) で、標高 (m) を塗り分けで示している。

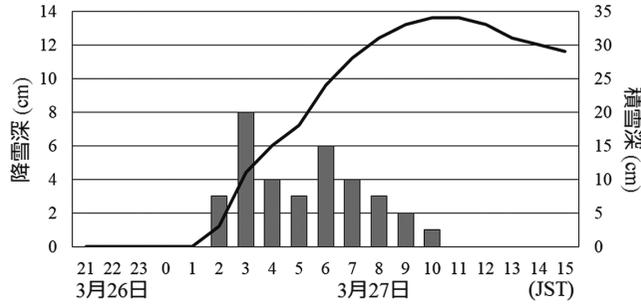


図 3 2017 年 3 月 26～27 日のアメダス那須高原における降雪深 (縦棒, 左軸) と積雪深 (黒線, 右軸) の時間変化。

信地方の山岳域の太平洋側の斜面で積算降雪深が大きくなっていった。

アメダス那須高原では, 3 月 27 日 2 時から積雪深が大きくなり, 同日 10 時まで降雪深 1cm 以上を観測していた (図 3)。特に 27 日 3 時, 6 時にはそれぞれ 8cm, 6cm の降雪深を観測しており, わずか 10 時間で積雪深・総降雪深がともに 34 cm に達した。アメダス那須高原では 26 日は降水種別が雨で 27 日になってから積雪を観測し始めたが, 雪崩発生地点では 26 日夕方から降雪が始まっていた (防災科学技術研究所, 2017)。本事例において雪崩が発生したのは 27 日 8 時 30 分頃と推定されており (栃木県, 2017), 特に短時間で多量の降雪の最中に発生した雪崩であったことがわかる。

### 3.2 低気圧と降雪環境場の特徴

那須雪崩事例における気象場を確認する。日最大降雪深を観測した 3 月 27 日 3 時における, 気象庁メソ客観解析による総観スケールの気象場を図 4 に示す。このとき, 500 hPa で  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の寒気を伴う気圧の谷が東進しており (図 4a), 那須に大雪をもたらした降雪雲を伴う低気圧は, ちょうど 27 日 3 時に気圧の谷のすぐ東側にあたる伊豆諸島付近で発生していた (図 4b)。この低気圧は前線構造を持っておらず, 発達しながら北東進し, 27 日 15 時以降は関東の東海上を東進した (図略)。また, 27 日 3 時には大きな水平温度勾配を伴う前線構造を持った温帯低気圧がこの低気圧の東南東に位置している (図 4b)。気象庁地上天気図によると, この温帯低気圧は 25 日から本州南海上を発達しながら東進し, 27 日 9 時には

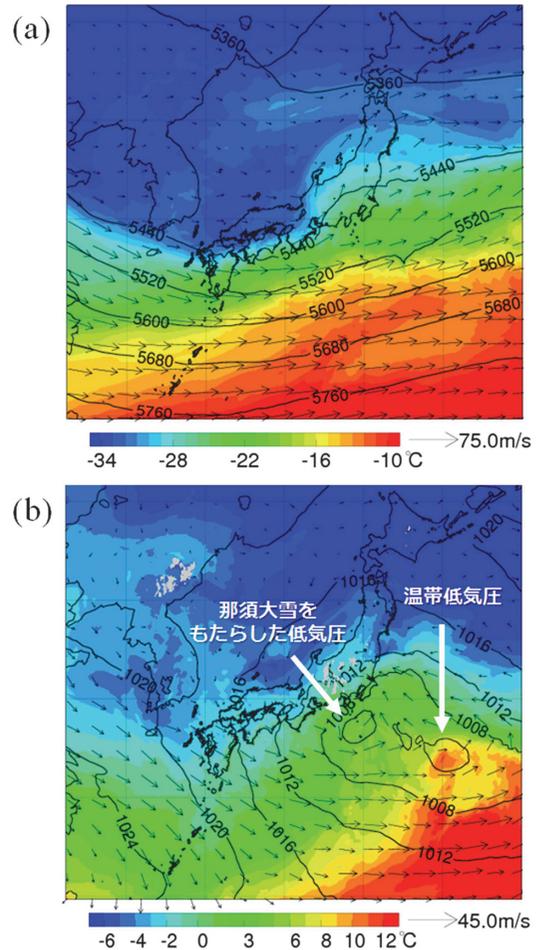


図 4 2017 年 3 月 27 日 3 時の気象場。気象庁メソ客観解析による (a) 500 hPa の気温 (塗り分け,  $^{\circ}\text{C}$ ) と高度 (等値線, m), (b) 850 hPa の気温 (塗り分け,  $^{\circ}\text{C}$ ) と海面気圧 (等値線, hPa)。ベクトルは各高度における水平風を意味する。

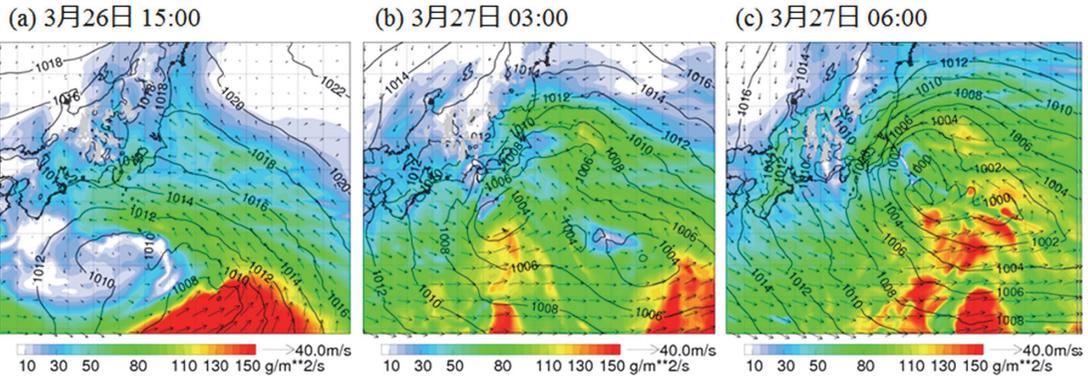


図 5 気象庁メソ客観解析による 850 hPa の水蒸気フラックス量 (塗り分け,  $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) と水平風 (ベクトル), 海面気圧 (等値線, hPa). (a) 2017 年 3 月 26 日 15 時, (b) 27 日 3 時, (c) 27 日 6 時.

前線が閉塞し, 28 日 3 時に那須に大雪をもたらした低気圧と融合していた. これらの低気圧は独立して発生・発達したものであったが, 衛星赤外画像では 26 日 21 時には先行する温帯低気圧に伴う上層雲が東に抜け, 上空の気圧の谷 (図 4a) の東側に対応する上層雲が顕在化していた. その後, 那須で大雪が発生した時間でも, これらふたつの低気圧はひとつのコンマ状の雲域を形成していた (図略).

気象庁全国合成レーダーの降水強度分布を確認すると, 26 日午前から関東甲信地方には弱い降水が広がっており, これは衛星画像と組み合わせると本州南岸を東進する温帯低気圧に伴う層状性降水であると考えられる (図略). 26 日夜からは特に関東南部中心に降水強度が大きくなり, 伊豆諸島付近で 27 日 3 時に発生する低気圧に伴う降水が広がった. 館野高層気象観測によると, 850 hPa の気温は 26 日 21 時で  $-1.1^{\circ}\text{C}$ , 27 日 9 時で  $-2.7^{\circ}\text{C}$  と低下していた. 牧野ら (2013) によれば, 関東地方北部で積雪となるときの館野高層気象観測による 850 hPa の気温は  $-3.0^{\circ}\text{C}$  であると指摘されており, 本事例は那須における降雪に適した熱力学的環境場が整っていたといえる.

なお, 南岸低気圧による関東降雪時には, 関東平野の気層下層で冷たい北寄りの風が強化される Cold-Air Damming (荒木, 2015a) や関東南部での沿岸前線 (Fujibe, 1990; 荒木, 2015b) の存在が指摘されている. 本事例では 26 日にはこれらの特徴が地上観測等で見られたものの, 那須での降

雪時には低気圧接近により不明瞭化していた (図略).

那須に大雪をもたらした降雪雲を伴う低気圧付近の 850 hPa における水蒸気フラックス量を図 5 に示す. 3 月 26 日 15 時には発達中の温帯低気圧中心の東側から, 低気圧中心の北側にあたる関東地方にかけて南東風とともに水蒸気供給が多くなっている (図 5a). この流れは, 温帯低気圧に伴う温暖コンベヤーベルト (WCB, Warm Conveyor Belt; Browning, 1990) に対応するものであると考えられる. この後, WCB の構造を維持したまま温帯低気圧は北東進し, 27 日 3 時には WCB に伴う水蒸気フラックス量の大きい流れが那須に流入していた (図 5b). このとき伊豆諸島付近に発生した低気圧は発達しながら関東地方の東海上を北東進し, この低気圧に伴う東～北風の流れにより那須には水蒸気供給が持続した (図 5c).

ここで, 1.5 km-NHM の計算結果の再現性を確認するため, レーダー観測, 地上気象観測値やメソ客観解析, 館野の高層気象観測, 水戸・熊谷のウィンドプロファイラ観測結果を比較した. その結果, 那須に大雪をもたらした低気圧の移動が実況よりも数時間程度遅れたものの, 関東甲信地方における降水分布や気温・相対湿度などの熱力学場, 風などの力学場, 低気圧の時間発展などをよく再現できていた (図略).

### 3.3 那須における地上物理量の時間変化

アメダス那須高原での観測結果をもとに, 大雪

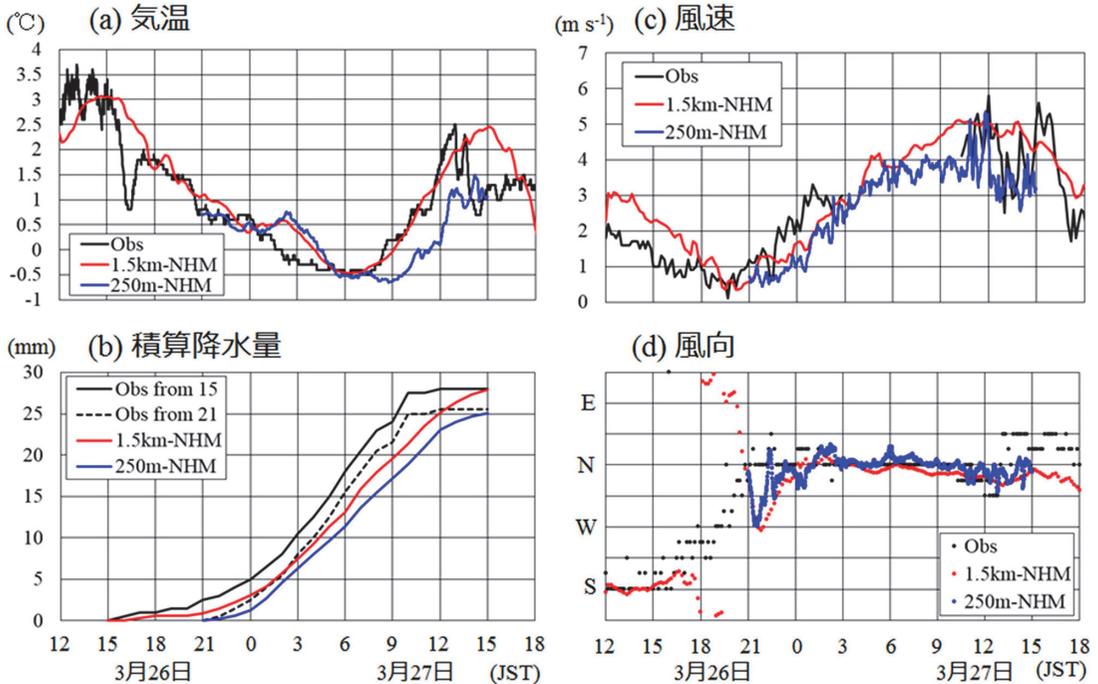


図 6 2017 年 3 月 26~27 日にかけてのアメダス那須高原における地上物理量の時間変化。(a) 気温, (b) 積算降水量, (c) 風速, (d) 風向。観測 (Obs), 1.5 km-NHM, 250 m-NHM をそれぞれ黒, 赤, 青線で示している。(b) では 1.5 km-NHM と黒実線で示す観測結果を 26 日 15 時以降の積算値, 250 m-NHM と黒破線で示す観測結果を 26 日 21 時以降の積算値としている。(b) は毎時の値, それ以外は 1 分値を使用している。

発生時の地上物理量の時間変化を確認する (図 6)。ここで, 図 6 中の積算降水量は毎時の値, それ以外は 1 分値を用いている。26 日 15 時頃から那須では地上気温が低下し始め, 16 時からこの日初めて降水が観測されはじめた (図 6a, b 黒実線)。地上気温は 27 日 2 時過ぎから  $0^{\circ}\text{C}$  を下回り, 8 時半頃まで  $0^{\circ}\text{C}$  以下の状態が持続してその後は昇温した。一方, 26 日 15 時頃から 21 時頃にかけては, 風速が  $1.5\text{ m s}^{-1}$  以下と弱いながらも, 風向が南から時計回りに北へと変化し, 27 日 3 時にかけて北風が  $3\text{ m s}^{-1}$  程度まで強まっていた (図 6c, d)。なお, 風は 27 日 3 時から 10 時は欠測していた。

ここで, NHM による数値実験結果の地上物理量の再現性を確認する。なお, 数値実験におけるアメダス那須高原 (標高 749 m) の近傍格子では, 1.5 km-NHM と 250 m-NHM ともにモデルの標高が数十 m 高かったため, 乾燥断熱減率を仮定して地上気温を補正した。1.5 km-NHM では 26 日

16~17 時の急激な気温低下を除いて 21 時頃まで実況とほぼ同じ気温変化をしており, 風についても風速はやや大きいものの, 弱風となる 26 日 18~21 時を除いて観測とよく合っている (図 6a, c, d)。実況に見られた 16~17 時の気温低下はモデルでは再現できなかったが, 降雪時の環境場の議論をする上では差し支えない。伊豆諸島付近で発生した低気圧の再現が実況よりも数時間遅れたため, 26 日 21 時以降は地上物理量も実況と比べて遅れていたが, 時間変化傾向は良く再現できていた。これは 250 m-NHM でも同様だった。降水量については 1.5 km-NHM では 26 日 15 時, 250 m-NHM では 26 日 21 時から観測結果と比較すると, やはり数時間程度実況よりは遅れるものの, 27 日 15 時における積算降水量は観測とほぼ同じであり, その時間変化も再現できているといえる (図 6b)。

地上観測で風が欠測していた 27 日 3 時から 10 時にかけては, 数値実験結果では  $3\sim 5\text{ m s}^{-1}$  の

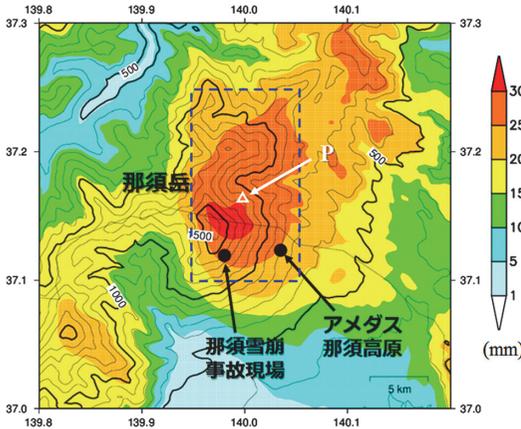


図 7 250m-NHM による 2017 年 3 月 26 日 21 時～27 日 15 時の雪による積算降水量分布 (塗り分け, mm). 等値線はモデルにおける標高 (太線は 500m 毎, 細線は 100m 毎) を意味する. 那須岳山頂付近を東西に通る黒い細実線は県境を意味する. 青破線域は雪による積算降水量の平均値の議論 (3.5 節) に用いる領域, 白三角の地点 P は図 10 の高度時間断面の位置を表す.

北寄りの風が持続していた (図 6c, d). これらのことから, 那須では低温な環境下で北寄りの風が強まるとともに短時間で多量の降雪がもたらされていたといえる.

### 3.4 短時間での多量の降雪の要因

数値実験結果の再現性が確認できたため, 250 m-NHM の結果をもとに那須周辺における降雪特性を調査する. 数値実験結果による 3 月 26 日 21 時～27 日 15 時の雪による積算降水量分布を図 6 に示す. 那須周辺では, 特に那須岳の北から東側の斜面で降雪が集中しており, 山頂付近の斜面ではごく局地的 (数 km 四方) に雪による総降水量が 30 mm を超えていた. 同様な降雪の集中は周囲の山地でも見られた. アメダス那須高原と表層雪崩が発生した那須温泉ファミリースキー場付近は那須岳の高標高域の東側に位置しており, 雪による総降水量が 25 mm を超えていた. このことから, 数値実験の結果によれば, 那須岳の北から東側のごく狭い範囲で, 短時間での多量の降雪が起こっていた可能性が高いと考えられる.

このときの降雪状況の時間変化を三次元的に理解するため, まず海拔高度 2.5 km と地上高度 60 m の水平面における雪混合比の分布を確認する

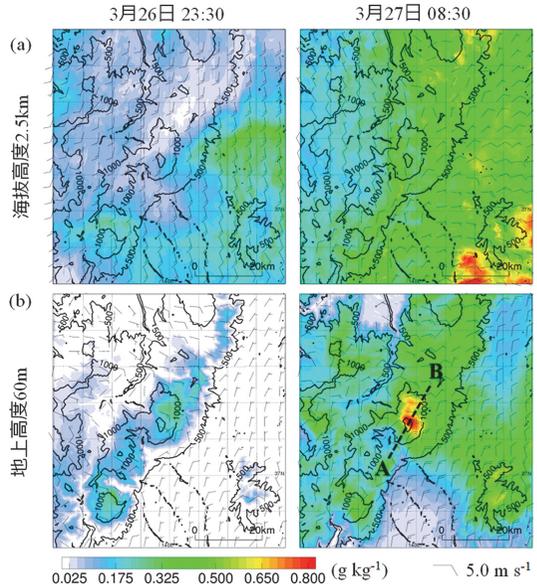


図 8 250m-NHM による (a) 海拔高度 2.5 km と (b) 地上高度 60 m における雪混合比 (塗り分け,  $\text{g kg}^{-1}$ ) と水平風 (矢羽). 左が 2017 年 3 月 26 日 23 時 30 分, 右が 27 日 8 時 30 分のもの. 各パネルの等値線はモデルの標高 (500 m 毎) を意味する.

(図 8). 降雪が強まる前の時間 (26 日 23 時 30 分) には, 海拔高度 2.5 km では那須岳周辺は南寄りの風となっており, 雪混合比も  $0.2 \text{ g kg}^{-1}$  程度とさほど大きいわけではない (図 8a 左). 一方, 同時刻の地上高度 60 m では, 北から東寄りの風の場で山岳域の北～東側の斜面で雪混合比がやや大きくなっていった (図 8b 左). その後, 低気圧発達とともに海拔高度 2.5 km では北～東寄りの風が強まり, 水平一様に雪混合比が大きくなった (図 8a 右). このとき, 地上高度 60 m でも広い範囲で北～東寄りの風が強まるとともに, 山地の高標高域の北～東側の斜面で雪混合比が局地的に大きくなり, 降雪が集中していた (図 8b 右).

次に, 図 8b 中の AB 線分に沿った各種物理量の鉛直断面を図 9, 降雪の集中していた那須岳の北東斜面 (図 7, 図 9 中の白三角の地点 P) における高度時間断面を図 10 に示す 26 日 23 時 30 分では, 那須岳周辺には海拔高度約 3 km 以下で南寄りの風による水蒸気供給が見られ, 地上付近のごく下層 (海拔高度 1.5 km 以下) では東寄りの風に

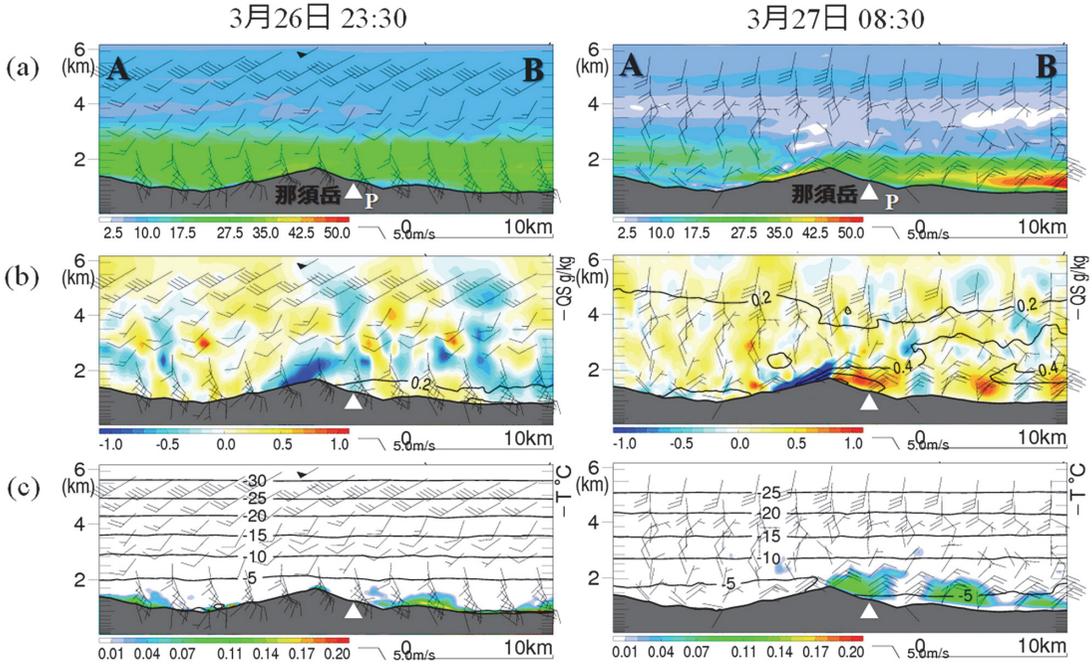


図 9 250-m-NHM による那須岳周辺の気象場の鉛直構造. 2017 年 3 月 26 日 23 時 30 分 (左) と 27 日 8 時 30 分 (右) における図 7b の AB 線分に沿った鉛直断面図. (a) 水蒸気フラックス量 (塗り分け,  $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), (b) 鉛直流 (塗り分け,  $\text{m s}^{-1}$ ) と雪混合比 (等値線,  $\text{g kg}^{-1}$ ), (c) 雲水混合比 (塗り分け,  $\text{g kg}^{-1}$ ) と気温 (等値線,  $^{\circ}\text{C}$ ). 矢羽は各高度における水平風を表す. 白三角の地点 P は図 10 の高度時間断面の位置を表す.

なっていた (図 9a 左). このとき, 那須岳の南西斜面では海拔高度約 2 km 以下に下降流域が見られ (図 9b 左), 那須岳山頂の東側では上昇流域が見られた (図略). これは山地斜面で発生した地形性の上昇流・下降流であると考えられる.

この後, 低気圧の発達・接近に伴って海拔高度 2~2.5 km 以下の大気下層で北~東寄りの風が強まり, 那須岳の北東側で水蒸気供給が持続した (図 9a 右, 図 10a). このような状況で, 那須岳の風上にあたる北東斜面では, 高度約 2 km 以下のごく下層で地形性上昇流が明瞭となり, この上昇流域に対応して雪混合比も大きくなった (図 9b 右, 図 10b). また, 風の強まりとともに, この上昇流域では  $-5^{\circ}\text{C}$  以下の温度の過冷却の水雲が次々と発生・維持していた (図 9c, 図 10c). 雪混合比は海拔高度約 10 km から大きくなっており, 低気圧接近とともに上空の雪混合比も大きくなっていった (図 9b, 図 10b). これは低気圧に伴う層状雲内で, 昇華成長した降雪結晶によるものと考えられる.

那須岳の北~東の斜面における海拔高度約 2 km 以下の下層での雪混合比増大はごく局地的なものであることから, 上空から落下した降雪結晶による下層の過冷却水雲への種まき (Seeding) が起こり, Seeder-Feeder メカニズム (Houze, 2012) による降雪強化が起こったと考えられる. 実際, この上昇流域では雪混合比が増大してだけでなく, 他の地域ではほぼ  $0 \text{ g kg}^{-1}$  であった霰混合比もわずかながら増大していた (図略).

これらのことから, 那須岳の北~東斜面における降雪の集中と短時間の大雪には, 低気圧発達・接近とともに強まった湿潤な北~東風により発生した地形性上昇流が下層雲を形成し, Seeder-Feeder メカニズムによる降雪強化が重要であると考えられる. また, 那須岳の北東側には別の山岳域も存在しているため, 風上側で強化された降雪が流されてきていることも考えられる.

### 3.5 降雪特性に対する地形の影響

本事例では那須岳の北~東斜面において地形の影響により降雪の集中と短時間の大雪が起こった

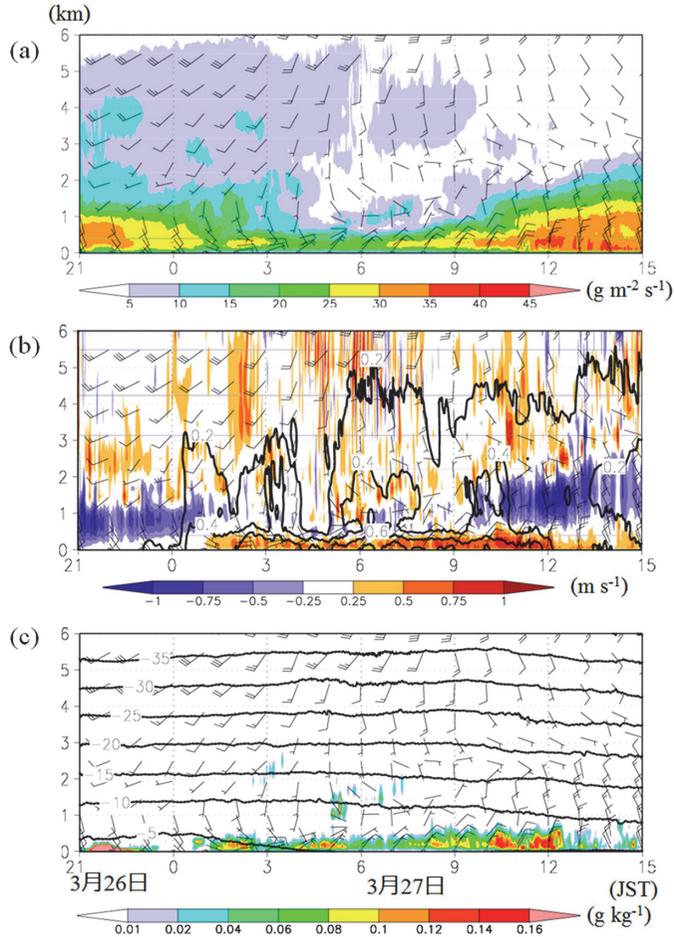


図 10 250m-NHM による那須岳北東側 (図 7, 図 9 における白三角の地点 P) における気象場の高度時間断面。(a) 水蒸気フラックス量 (塗り分け,  $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), (b) 鉛直流 (塗り分け,  $\text{m s}^{-1}$ ) と雪混合比 (等値線,  $\text{g kg}^{-1}$ ), (c) 雲水混合比 (塗り分け,  $\text{g kg}^{-1}$ ) と気温 (等値線,  $^{\circ}\text{C}$ ). 縦軸は地上高度を意味し, 2017 年 3 月 26 日 21 時から 27 日 15 時までを示している. 矢羽は各高度における水平風を表す.

と考えられる. そこで, 降雪に対する地形の影響を確認するため, 250m-NHM において那須岳の標高を 500m にする実験 (NASU500) と, 全地形を除去する実験 (NOZS) を行った (図 11).

その結果, 3 月 26 日 21 時~27 日 15 時の雪による積算降水量は, NASU500m では那須岳周辺で 10mm 強まで減っており, 風下にあたる那須岳の南西の山岳域では逆に積算降水量が増えていた (図 11a). このことは, 那須岳の北~東斜面において地形の影響による降雪強化が起こらず, 本来は那須岳で過冷却の水雲を形成した下層水蒸気が南西側の山岳域まで達し, Seeder-Feeder メカ

ニズムによる降雪強化をより強めていたことが示唆される. また, NOZS ではほとんど雪による積算降水量の分布が一様となっており, 値も 10mm 未満になっていた (図 11b).

各実験において那須岳の北~東斜面で特に降雪が集中した領域 ( $139.95\text{--}140.05^{\circ}\text{E}$ ,  $37.10\text{--}37.25^{\circ}\text{N}$ ; 図 7 と図 11 の青破線域) の雪による積算降水量の平均値を比較すると, 地形を編集しない実験では 25.6mm, NASU500m では 11.1mm, NOZS では 4.7mm だった. NASU500m の実験では風下にあたる那須岳の北東の山岳域はそのままにしているため, 那須岳周辺では低気圧に伴う雲からの

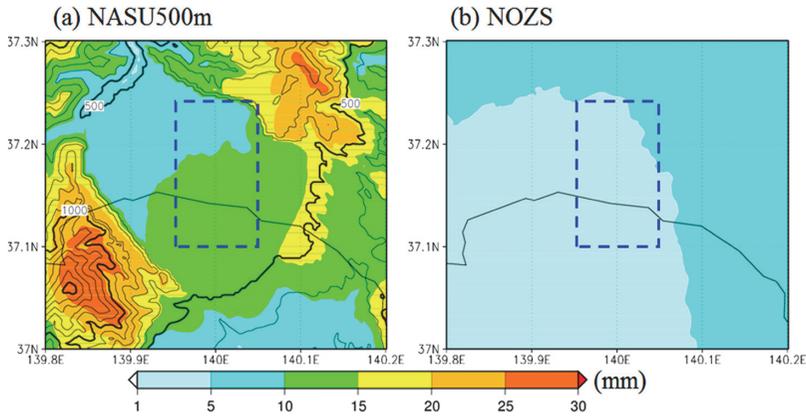


図 11 (a) NASU500m, (b) NOZS における 2017 年 3 月 26 日 21 時～27 日 15 時の雪による積算降水量分布 (塗り分け, mm). 等値線はモデルにおける標高 (太線は 500 m 毎, 細線は 100 m 毎) を意味する. 図 7 と同じ領域. 黒い細実線は県境を意味する. 青破線域は雪による積算降水量の平均値の議論に用いる領域である.

降雪と風上側の山岳域で地形の影響を受けた降雪を積算した雪が降っていると考えてよい. また, 降雪分布をよく再現していた 1.5 km-NHM の結果を 250 m-NHM の初期値・境界値に用いているため, NOZS では地形の影響を受けていない低気圧に伴う雲からの降雪のみを扱っていると考えてよい. このことから, 那須岳そのものの影響で強化された降雪はトータルの降雪の約 60%, 周囲を含む地形の影響は約 80% にも及んでいるといえる.

## 4. 那須大雪の統計解析

### 4.1 極値統計解析

那須雪崩事例の特異性を把握するため, 1989 年 11 月～2017 年 4 月のアメダス那須高原の積雪観測データの極値統計解析を行った. アメダス那須高原における寒候年数に対する日降雪深の再現期間曲線を図 12 に示す.

まず, 全ての事例を扱った場合には, 那須雪崩事例の再現期間は約 3 年だった (図 12a). これよりも再現期間が長い事例は 8 事例あり, なかでも 2014 年 2 月 15 日の関東甲信地方の大雪事例は飛び抜けて再現期間が長く, 約 19 年だった. ただし, この事例は 2 月 14 日から大雪が始まっていたため, 個々の事例で扱った場合にはさらに再現期間は長くなる. また, 3 月の事例のみを対象

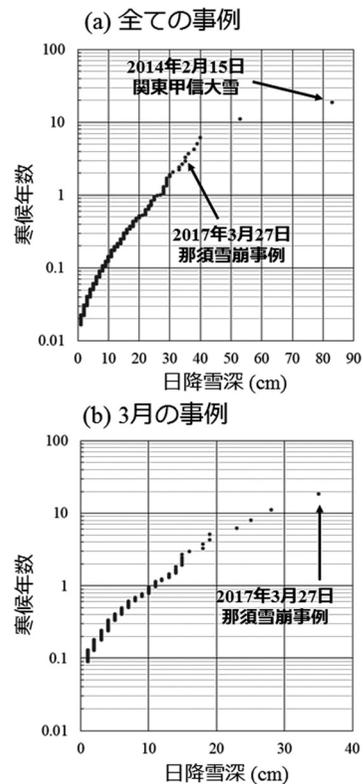


図 12 アメダス那須高原における日降雪深の再現期間曲線. (a) 日降雪深が 1 cm 以上の全ての事例を対象にしたもの, (b) 3 月の事例のみを対象にしたもの. 横軸は日降雪深 (cm), 縦軸は寒候年数 (対数軸) を表す.

表 1 1989 年 11 月～2017 年 4 月のアメダス那須高原で、日降雪深 10 cm 以上の事例について分類した気圧配置パターン。

略称	パターン	事例数	割合%	説明
WIN	冬型	142	62.8	冬型の気圧配置時の降雪
SCC	南岸低気圧	57	25.2	前線を伴う温帯低気圧 (南岸低気圧) による降雪
SCCNF	低気圧	11	4.9	前線を伴わない本州南岸の低気圧による降雪
Other	その他	16	7.1	停滞前線, 二つ玉低気圧などによる降雪

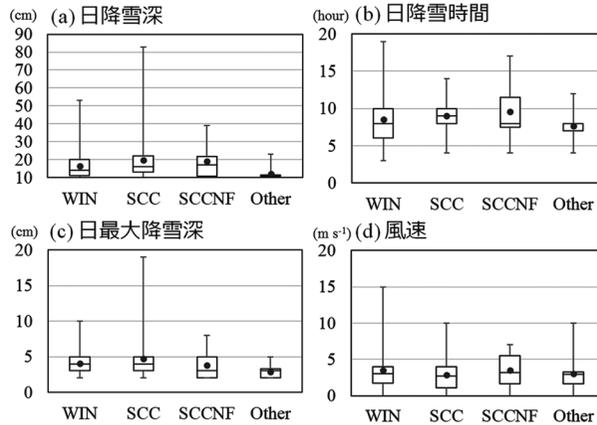


図 13 気圧配置パターン毎のアメダス那須高原における (a) 日降雪深, (b) 日降雪時間, (c) 日最大降雪深, (d) 日最大降雪深を観測した時刻の前 10 分平均風速の箱ひげ図. 箱の上下にのびるひげはそれぞれ最大値, 最小値, 箱上端・下端はそれぞれ 75, 25 パーセント値, 箱内の線は中央値を意味する. また, 黒いマークは平均値を表す.

とした場合, 那須雪崩事例の日降雪深は 3 月としては最も大きく, 再現期間は約 19 年だった (図 12b).

#### 4.2 気圧配置パターン毎の降雪特性

次に, アメダス那須高原における日降雪深が 10 cm 以上の事例について, 気圧配置パターンを分類した (表 1). 大きく分類すると冬型の気圧配置時の降雪 (WIN) が 142 事例 (全体の 63%), 低気圧に伴う降雪が 68 事例 (30%), その他 (Other) が 16 事例 (7%) であった. この分類は, 一度全ての事例の地上天気図を確認し, 大きく WIN と低気圧の事例に分類できることを確かめてから抽出したものである. ここで, 荒木 (2016) は南岸低気圧を「広い範囲に降雨や降雪をもたらす, 本州の南海上を進む前線を伴う温帯低気圧」として説明している. 那須雪崩事例では前線を伴う温帯低気圧ではなく, その西側に発生した前線を伴わ

ない低気圧に伴う降雪現象により大雪となっていた. そこで, 低気圧に伴う降雪事例でも前線の有無で環境場や降雪特性がどのように異なるかを確認するため, 本研究では典型的な南岸低気圧 (温帯低気圧) による降雪 (SCC) と前線を伴わない低気圧による降雪 (SCCNF) を別けて分類した. その結果, SCC と SCCNF はそれぞれ 57 事例 (全体の 25%), 11 事例 (5%) だった.

分類した気圧配置パターン毎に, アメダス那須高原における降雪特性を議論する (図 13). まず, 日降雪深については, 平均値では SCC, SCCNF, WIN の順に値が大きく, それぞれ約 20, 19, 16 cm だった (図 13a). 一方, Other は約 12 cm と小さい値だった. SCC では 2014 年 2 月 15 日の大雪事例が飛び抜けて値が大きかったが, パターン毎に有意水準 5% の t 検定を行ったところ, Other を除いてこれらのパターン間に統計的に有意な差は

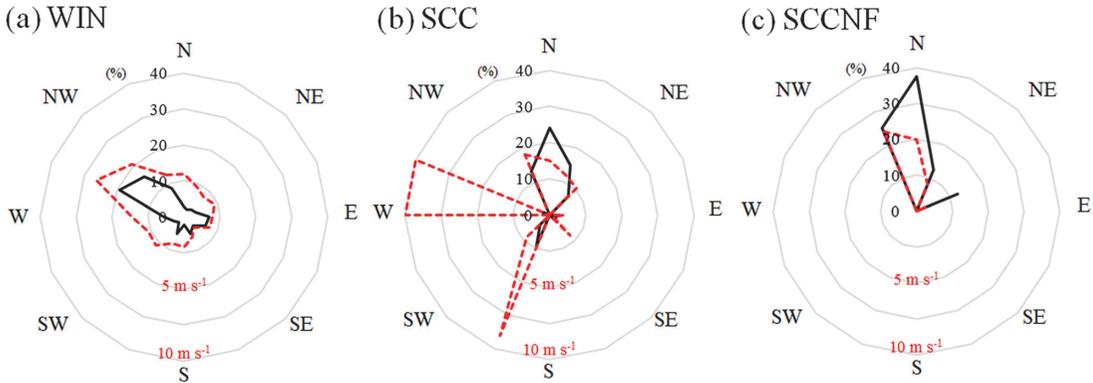


図 14 アメダス那須高原で日最大降雪深を観測した時刻の気圧配置パターン毎の風配図。(a) WIN, (b) SCC, (c) SCCNF. 黒線は風向の頻度 (%), 赤線は風向毎の平均風速 ( $\text{m s}^{-1}$ ) を意味しており, 灰色線はそれぞれ 10%,  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  間隔になるよう設定している。

見られなかった。日降雪時間の平均値は SCCNF, SCC, WIN の順に大きかったが, 最大値は WIN が最も大きく, SCC が最も小さかった (図 13b)。日最大降雪深も平均値は WIN, SCC, SCCNF では大差なかったが, 最大値は SCC が圧倒的に大きく, これも 2014 年 2 月 15 日の事例だった (図 13c)。なお, SCCNF の日最大降雪深の最大値 (8 cm) は那須雪崩事例のものだった。

日最大降雪深を観測した時刻における風速についても WIN, SCC, SCCNF では平均値に大差はなかったが (図 13d), 風向には違いが見られた (図 14)。日最大降雪深が観測される時, WIN では北西寄りの風の頻度が高いのに対し (図 14a), SCC と SCCNF では北寄りの風の頻度が高かった (図 14b, c)。

#### 4.3 気圧配置パターン毎の降雪環境場

気圧配置パターン毎の降雪環境場を理解するため, JRA-55 を用いてパターン毎に日最大降雪深が観測される時刻付近での平均環境場を調べた (図 15)。まず, 500 hPa の平均場に注目すると, WIN では北海道付近に強い寒気を伴う寒冷渦があり, 関東地方北上空にも北西風に伴い  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の寒気が流入している (図 15a)。一方, SCC と SCCNF では日本海西部付近に軸を持つ気圧の谷があり, 関東地方北上空は南西風場で  $-20^{\circ}\text{C}$  程度の気温だった。

このとき, 地上においては WIN で典型的な西高東低の冬型の気圧配置になっており, SCC と

SCCNF では 850 hPa における南北温度勾配が大きい環境で関東の南海上に地上低気圧が存在している (図 15b)。

関東地方北部の下層気温場に注目すると, 850 hPa における気温場は WIN では  $-10^{\circ}\text{C}$  前後と低温であり, SCC は  $-5 \sim -3^{\circ}\text{C}$ , SCCNF は  $-3 \sim -1^{\circ}\text{C}$  と WIN より高温である (図 15c)。また, WIN では 850 hPa で北西風が強く, これに伴い関東地方北部では  $30 \sim 50 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  と水蒸気フラックス量がやや大きくなっていった。一方, SCC と SCCNF では 850 hPa で東寄りの風となっており, WIN と同程度の水蒸気フラックス量が見られる。関東の南海上では SCC, SCCNF とともに 850 hPa の気温場に大きな差は見られなかったものの, SCC は SCCNF に比べ低気圧中心付近の風が強く, 水蒸気フラックス量の平均値も大きくなっていった。

## 5. 考察

### 5.1 那須雪崩事例における弱層形成過程の検討

那須雪崩事例では, 数値実験の結果から那須岳の北東斜面における降雪の強化・集中には地形の影響が重要と考えられる。しかし, 地形が降雪特性に及ぼす影響は降雪分布と短時間の大雪だけではない。現地調査結果から, 雲粒付着のない板状結晶が弱層を形成し, その上載積雪となった新雪は雲粒付着した降雪結晶だったと報告されている (防災科学技術研究所, 2017)。

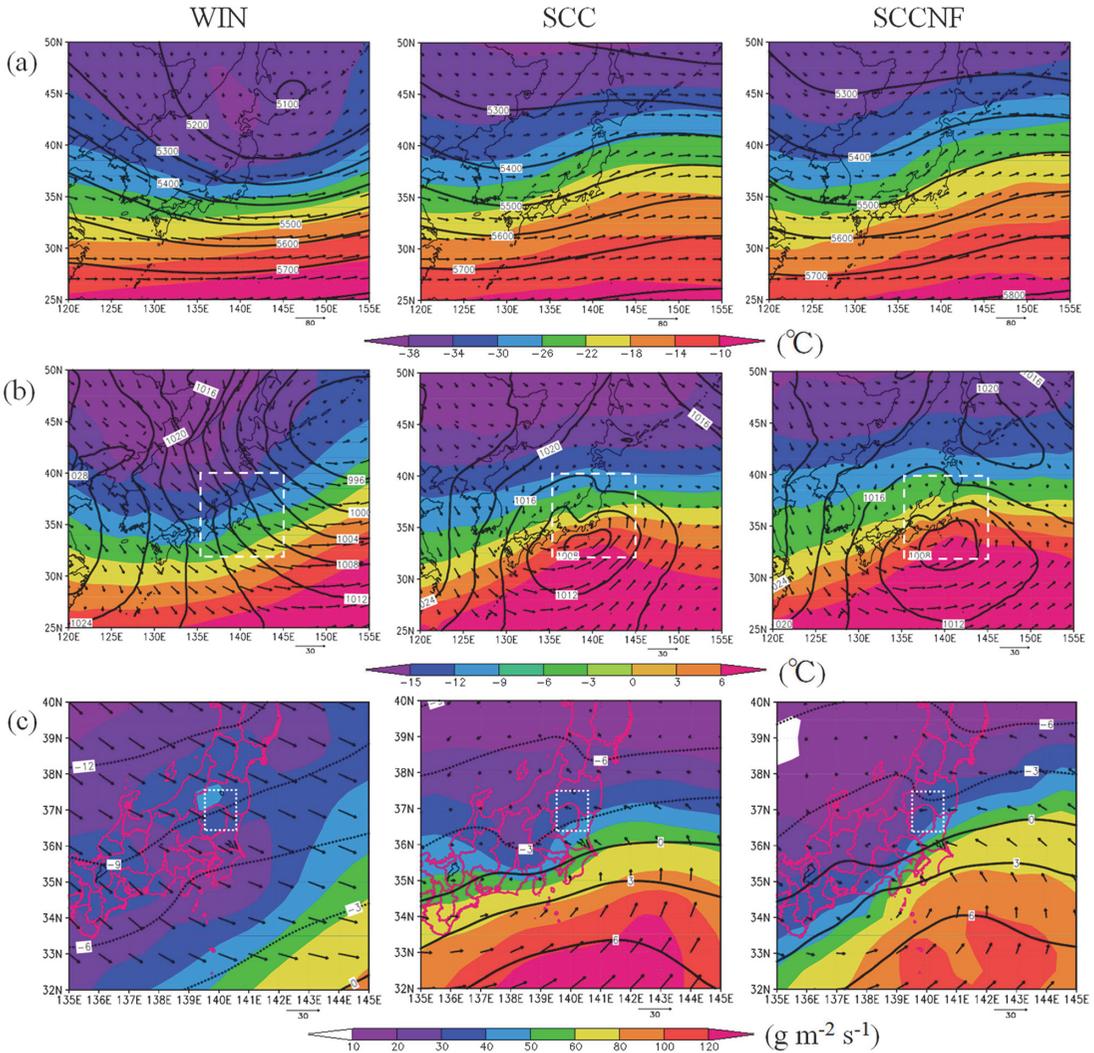


図 15 アメダス那須高原で日最大降雪深が観測された時刻付近での気圧配置パターン毎の平均的環境場。(a) 500 hPa の気温 (塗り分け, °C) と高度 (等値線, m), (b) 850 hPa の気温 (塗り分け, °C) と海面気圧 (等値線, hPa), (c) 850 hPa の水蒸気フラックス量 (塗り分け, g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) と気温 (等値線, °C). ベクトルは各高度における水平風 (m s<sup>-1</sup>) を示す。左が WIN, 中央が SCC, 右が SCCNF を意味する。(b) 中の白破線の領域は (c) の領域で, (c) 中の白点線の領域は図 16 に示す各物理量の平均をとった領域である。

250 m-NHM では、那須岳において 27 日 0 時前後の地形の影響をあまり受けていない降雪の後、地形影響により発生した下層の過冷却水雲に種まきされて強化された降雪の持続を再現していた (図 9, 図 10)。250 m-NHM で再現された那須岳での降雪特性は現地調査結果で得られた積雪特性と整合しており、表層雪崩発生に重要な弱層形成に至る降雪を再現できているといえる。このよう

に、地形の影響は山岳域での降雪種にも影響を及ぼし、弱層形成の要因になりうると考えられる。

### 5.2 那須に大雪をもたらす気象場

気圧配置パターン毎の降雪・気象場の特性の調査から、WIN と SCC (SCCNF) では日最大降雪深を観測した時刻におけるアメダス那須高原における地上風向や総観スケールの気象場に違いはあるものの、日降雪深や日最大降雪深、日最大降雪

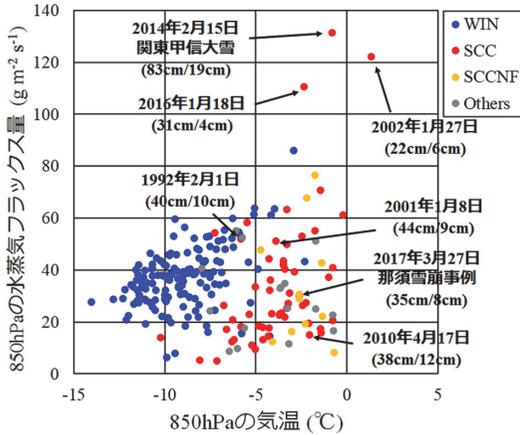


図 16 気圧配置パターン毎の那須周辺における気象場の特性. アメダス那須高原で日最大降雪深が観測された時刻付近の 850 hPa における気温と水蒸気フラックス量の関係を表す. マークはそれぞれ青が WIN, 赤が SCC, オレンジが SCCNF, 灰色が Others を意味する. 各物理量は図 15c 中の白点線の領域の平均値を意味する. 各事例日とともに示す括弧内の値は, 日降雪深/日最大降雪深を表している.

深を観測した時刻における地上風速の平均値には統計的に有意な差は見られなかった (図 13). SCC と SCCNF を比較しても同様であった. 総観スケールの気象場としても, 日最大降雪深を観測した時刻付近で SCC のほうが SCCNF よりも上空の気圧の谷がやや西に位置しており, 低気圧中心近傍の風もやや強い程度であり, 平均場では似たような気象状況である (図 15). SCC と SCCNF では, 低気圧の発生位置や発達過程に違いはあることが想像されるが, 那須に降雪をもたらすときの総観スケールの気象場は大差ないと解釈できる.

そこで, 気圧配置パターン毎に那須周辺の領域 (139.5–140.5°E, 36.5–37.5°N; 図 15c の白点線域) で平均した 850 hPa の気温と水蒸気フラックス量の関係を調べた (図 16). その結果, WIN と SCC・SCCNF とでは気温場は明瞭に分けることができるものの, 水蒸気フラックス量の大きさは概ね同じ範囲内にあるといえる. しかし, 2014 年 2 月 15 日の大雪事例をはじめ, 2002 年 1 月 27 日 (日降雪深 22 cm) や 2016 年 1 月 18 日 (31 cm) の SCC の事例でも水蒸気フラックス量が 100

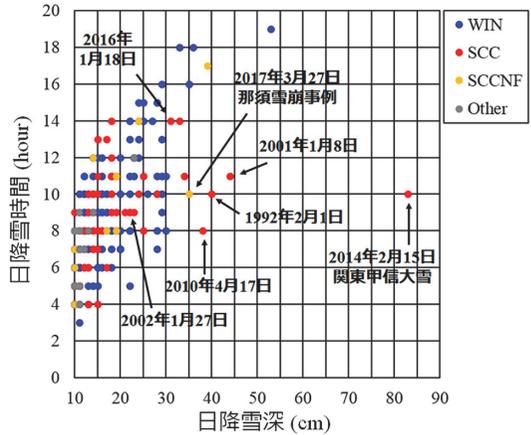


図 17 気圧配置パターン毎の日降雪深と日降雪時間の関係. マークの色と気圧配置パターンの関係は図 16 と同じである.

$\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$  を超えていた. 一方, 那須雪崩事例の水蒸気フラックス量は  $30\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$  程度で, さほど水蒸気供給が大きいというわけではない. なお, 水平解像度 5 km のメソ客観解析値を用いた 850 hPa における水蒸気フラックス量でも, 那須周辺ではこれに近い値だった (図 5b, 図 10).

次に, 各事例における日降雪深と日降雪時間の関係を確認する (図 17). 那須雪崩事例では 10 時間の日降雪時間で日降雪深 35 cm だったが (低気圧による大雪は総降雪深 34 cm だったが, 3 月 27 日 24 時に 1 cm の降雪深を観測したため), 同程度の日降雪時間でさらに日降雪深の大きな事例が 4 事例見られる. このうち, 2014 年 2 月 15 日以外の 3 事例については, 那須上空の水蒸気フラックス量を確認すると (図 16), いずれも  $15\sim 50\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$  であり, 那須雪崩事例と同様に際立って水蒸気フラックス量が大きいわけではなかった. 一方, これらの事例を除いた他の事例では, 全ての気圧配置パターンの事例で概ね日降雪時間と日降雪深が正比例の関係にある (図 17). 那須周辺の上空で水蒸気フラックス量の極めて大きい 2 事例もこの中に含まれている. このことは, 単純に那須上空の水蒸気供給量が大きいだけでは短時間での大雪は発生しないということを意味している.

### 5.3 表層雪崩発生に関わる短時間の大雪

那須において短時間の大雪が発生した 2014 年

2月15日, 2001年1月18日, 1992年2月1日, 2010年4月17日の4事例(図17)の気象場を比較したところ, 最後の事例を除く3事例ではいずれも南岸低気圧が関東平野に近い海上, もしくは平野部を発達しながら通過しており, 日最大降雪深を観測した時刻付近で閉塞過程に入っていた(図略). この特徴は那須雪崩事例とよく似ている.

閉塞過程の温帯低気圧中心の北~西側の雲域には, 上中層で降雪結晶の急激な昇華成長をもたらす生成セルが存在し, 降雪強度の大きい降雪バンドを形成することが知られている(例えば Colle *et al.*, 2014). 那須雪崩事例では Seeder-Feeder メカニズムによる降雪の強化が短時間の大雪に重要であると考えられるが, これらの事例でも同様のメカニズムが働いていると仮定すれば, 水蒸気供給に伴う下層雲の形成に加えて, 閉塞段階に近い低気圧中心の北~西側上空の降雪雲(Seeder)が重要である可能性がある. このことは, 冬季本州内陸部に多降水をもたらす南岸低気圧が閉塞段階にあるという先行研究とも整合している(安藤・上野, 2015). これらの事例についても低気圧の構造や雲の特性について詳細な議論が必要であるが, 今後の課題としたい.

また, アメダス那須高原の日降雪深を用いた極値統計解析から, 那須雪崩事例は約3年に1度, 3月のみであれば約19年に1度発生する規模の大雪だった(図12). 3月に発生する大雪としては稀な現象ではあるものの, 寒候年を通して考えればさほど稀というわけではない. さらに, 日降雪深10cm以上の降雪は, WINではSCC・SCCNFの倍近くの頻度で発生している(表1). 短時間での大雪という意味で, 那須雪崩事例(10時間で積雪深34cm)を参考に, 日降雪深を日降雪時間で割ったものが $3\text{ cm h}^{-1}$ 以上の事例を抽出した. その結果, WINとSCC・SCCNFはともに9事例が抽出され, WINは1月に5事例, 12月に2事例, 2・3月に1事例だったのに対し, SCC・SCCNFでは1月に4事例, 2月に3事例, 3・4月に1事例だった(図略). このうちSCCNFは那須雪崩事例の1事例のみだった. 基本的にはWINでもSCC・SCCNFでも日降雪時間が長いほど日降雪深が増えるが, SCCやSCCNFの場合に

はこの関係を外れて短時間で顕著な大雪に至ることがある(図17).

さらに, 冬型の気圧配置時に日本海上で発達する降雪雲は基本的には積乱雲であり, 樹枝状結晶などによる雪片や霰が多い. 一方で温帯低気圧に伴う降雪雲では低温型結晶などなだれやすい降雪結晶が多く, 表層雪崩のリスクは高いと考えられる(中村ら, 2014; 石坂ら, 2015). このことから, 那須で大雪が予想されるとき, 冬型の気圧配置ではなく低気圧に伴う降雪現象である場合には, 短時間の大雪の起こりやすさや降雪結晶の関係から, 表層雪崩発生リスクが高まると考えられる.

## 6. まとめ

本研究では, 低気圧の通過に伴って那須で大雪となる際の降雪特性を理解し, 表層雪崩発生との関係を把握することを目的として, 事例解析と統計解析を行った. その結果, 2017年3月27日に表層雪崩が発生した大雪事例では, 那須では湿潤な北~東風の強まりとともに地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で生み, 局地的に Seeder-Feeder メカニズムによる降雪の強化が起こっていた. これにより, 那須岳の北~東斜面では降雪の集中と短時間での大雪がもたらされたことがわかった. 統計解析の結果, この事例と同規模の大雪は約3年に1度, 3月としては約19年に1度発生していることがわかった. 那須で日降雪量が10cm以上となる気圧配置は冬型が63%, 低気圧が30%であり, 基本的には日降雪時間が長いほど日降雪深が大きくなった. しかし, 低気圧による降雪の場合には例外的に短時間で大雪になる事例が確認され, これらの多くの事例では低気圧が閉塞過程で関東付近を通過していた.

南岸低気圧による大雪は頻度が少なく, いまだ詳細な観測・解析例が多いわけではない. 本研究では那須での大雪に着目して統計解析を行ったが, 他の山岳域でも低気圧による降雪時に地形の影響で降雪の集中や短時間大雪が起こっていることは十分考えられる. 地域に特化した雪崩防災の観点からは, 低気圧を含めた総観スケールの気象場に加え, 関東甲信地方程度の水平スケールでどのような気象場が各山岳域での地形の影響による降雪強化をもたらすのかを調べていく必要があ

る。

また、表層雪崩発生に重要な弱層形成は、短時間での多量の降雪だけでなく、どのような降雪結晶がいつどこで降るのかも重要である。本研究で扱った那須雪崩事例で示されたように、地形の影響により降雪結晶の特性も局地的に変化していることが考えられる。しかしながら現状では、降雪結晶の実態把握に必要な観測データが極めて乏しいことから、シチズンサイエンスによる降雪結晶の観測の取り組み(荒木, 2018)などで得られたデータも上手く活用し、関東甲信地方における降雪特性を明らかにしていく必要がある。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、首都大学東京の藤部文昭氏と気象研究所の隈健一所長には、極値統計解析について大変有益なアドバイスをいただきました。また、二名の査読者、担当編集委員の本田明治氏には非常に建設的で有益なコメントをいただきました。この場をかりてお礼申し上げます。本研究は、文部科学省科学研究費補助事業「2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」(課題番号:17K18453)、「首都圏の高精度雨雪判別手法確立に向けた降雪機構の実態解明」(課題番号:17K14394)の一環として実施したものです。

## 文 献

安藤直貴, 上野健一 (2015): 温帯低気圧による本州中部内陸域での多降水・多降雪の発現傾向. 雪氷, **77**, 397-410.  
 荒木健太郎 (2015a): Cold-Air Damming. 天気, **62**, 545-547.  
 荒木健太郎 (2015b): 沿岸前線. 天気, **62**, 541-543.  
 荒木健太郎 (2016): 南岸低気圧. 天気, **63**, 707-709.  
 荒木健太郎 (2018): シチズンサイエンスによる超高密度雪結晶観測「#関東雪結晶 プロジェクト」. 雪氷, **80**, 115-129.  
 Araki, K. and Murakami, M. (2015): Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 4.03-4.04.

荒木健太郎, 中井専人, 前多良一 (2015a): 2014 年度秋季大会スペシャル・セッション「南岸低気圧による大雪: その要因, 実態, 予測可能性」報告. 天気, **62**, 133-142.  
 荒木健太郎, 中井専人, 上野健一, 加藤輝之, 上石 勲, 中村一樹 (2015b): 「南岸低気圧とそれに伴う気象・雪氷災害に関する研究会」開催報告. 雪氷, **77**, 491-495.  
 荒木健太郎, 上野健一, 縫村崇行 (2017): シンポジウム「関東の大雪に備える」報告. 天気, **64**, 193-200.  
 防災科学技術研究所 (2017): 那須町雪崩災害調査 (2017.3.28 実施) (速報詳細版). [http://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu\\_naiyou/seppyouisaigai/2017/report\\_20170328\\_NasuOnsen.pdf](http://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2017/report_20170328_NasuOnsen.pdf) (2017.08.20 閲覧).  
 Browning, K.A. (1990): Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 129-153.  
 Colle, B. A., Stark, D. and Yuter, S.E. (2014): Surface microphysical observations within East Coast winter storms on Long Island, New York. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 3126-3146.  
 Dearnorff, J.W. (1980): Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteor.*, **18**, 495-527  
 Fujibe, F. (1990): Climatology of the coastal front in the Kanto Plain. *Pap. Meteor. Geophys.*, **41**, 105-128.  
 Houze, R.A. (2012): Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001.  
 池田慎二 (2015): 無名沢雪崩事故の原因となった降雪結晶弱層による積雪不安定性の形成過程と持続性. 雪氷, **77**, 17-35.  
 石田泰治, 山本三郎 (1960): 富士山の雪崩について. 雪氷, **22**, 28-36.  
 石田泰治, 山本三郎 (1961): 昭和 35 年 11 月 19 日の富士山の雪崩について. 雪氷, **23**, 99-103.  
 石坂雅昭, 藤野丈志, 本吉弘岐, 中井専人, 中村一樹, 椎名 徹, 村本健一郎 (2015): 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. —関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して—. 雪氷, **77**, 285-302.  
 岩田 勲 (1983): 昭和 56 年の豪雪による岐阜県飛騨地方のなだれについて. 気象庁研究時報, **35**, 127-134.  
 伊豫部勉, 松元高峰, 河島克久, 和泉 薫 (2015): 2014 年 2 月関東甲信大雪における詳細な積雪深分布の特徴. 雪氷, **77**, 411-419.  
 和泉 薫 (2014): 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金 (課題番号 2590003). 研究成果報告書,

180 pp.

- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. and Takahashi, K. (2015) : The JRA-55 reanalysis : General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- 牧野眞一, 岸本賢司, 土井内則夫, 梅津浩典 (2013) : 大雪の事例 (平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例). 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28-48.
- Murakami, M., Yamada, Y., Matsuo, T., Mizuno H. and Morikawa, K. (1992) : Microphysical structures of warm-frontal clouds - the 20 June 1987 case study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 877-895.
- 中村一樹, 上石 勲, 阿部 修 (2014) : 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, **30**, 106-113.
- Saito, K., Fujita, T., Yamada, Y., Ishida, J., Kumagai, Y., Aranami, K., Ohmori, S., Nagasawa, R., Kumagai, S., Muroi, C., Kato, T., Eito H. and Yamazaki, Y. (2006) : The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266-1298.
- 四手井綱英 (1953) : 表層雪崩の一特異例. 雪氷, **14**, 116-119.
- 栃木県 (2017) : 那須町で発生した雪崩による被害について (第 10 報). <http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/nadarehigai.html> (2017.08.20 閲覧).
- 山本 晃 (1984) : 関東平野の雪一雨と雪の境目一. 研究時報, **36**, 131-149.
- 八尾 孝, 山口俊一, 松原竹男 (2001) : 南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪 (2001 年 1 月 27 日). 平成 13 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-27.

## Snowfall characteristics of heavy snowfall events associated with cyclones causing surface avalanche in Nasu, Japan

Kentaro ARAKI<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> *Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052*

\* *Corresponding author: araki@mri-jma.go.jp*

**Abstract:** On 27 March 2017, a heavy snowfall associated with cyclones caused a surface avalanche in Nasu, Tochigi Prefecture, Japan. Although it is known that large amounts of snowfall in a short time are important for surface avalanches, understanding of snowfall characteristics in mountainous regions during heavy snowfall events is lacking. We conducted a case study of this event and also performed a statistical analysis of snowfall events in Nasu from 1989 to 2017, where we investigated the snowfall characteristics and meteorological conditions of each event.

In the March 2017 event, low-level supercooled water clouds were formed by orographically forced updrafts in mountainous regions in Nasu as moist northerly and easterly flows intensified due to the cyclone's approach. Localized snowfall intensification and short-duration heavy snowfalls were produced by the Seeder-Feeder mechanism associated with the low-level clouds and snow from the upper clouds of the cyclone. The statistical analysis revealed that similar heavy snowfall events occur about once every 3 years, but only once every 19 years in March. The surface pressure patterns in heavy snowfall cases in Nasu were about 63% in the typical winter monsoon pattern and about 30% in cyclones. Although snowfall amounts became larger as snowfall duration increased in both patterns, some short-duration heavy snowfalls exceptionally occurred in cases where occluded cyclones passed near the Kanto region.

(2017 年 8 月 20 日受付, 2017 年 12 月 19 日改稿受付,  
2018 年 1 月 9 日受理, 討論期限 2018 年 9 月 15 日)