

ワークショップ
降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究
in 長岡（16回）

～雪崩につながる不安定積雪を作る降雪～

開催日時 2017年11月21日 13：00～17：30

11月22日 9：10～12：30

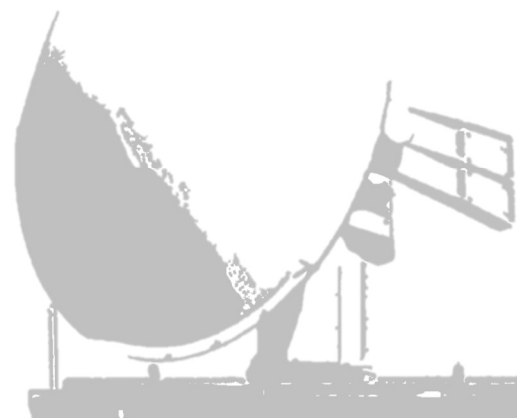
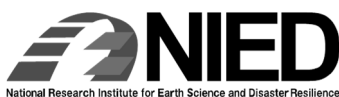
場所 国立研究開発法人防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター



ワークショップ 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 in長岡（第16回）

～ 雪崩につながる不安定積雪を作る降雪 ～

2017年3月27日8時30分頃(推定時刻)、栃木県那須郡那須町的那須温泉ファミリースキー場付近の山岳地で人身雪害となる雪崩が発生した。この雪崩については雲粒付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が検出されており、その上に短時間で増加した新積雪の荷重が加わって表層雪崩につながった。このタイプの雪崩は降雪が直接的にその原因に関わっており、気象場の推移に伴ってどのような量と種類の降雪がもたらされたのか、またその検知、予測はどのくらい可能なのか、現状の課題と展望について、気象学的な見地から議論する場としたい。



降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第16回）プログラム

11月21日（火）

13:00

主催者あいさつ 事務連絡
主旨説明

13:15

セッション1：雪崩につながる降雪の実態

- ① 中村 一樹（防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター）
那須岳で発生した表層雪崩の現地調査結果

13:55

- ② 吉田 聡（京都大学防災研究所 白浜海象観測所）
2017年3月27日の那須雪崩をもたらした低気圧の予測可能性

14:35

- ③ 荒木健太郎（気象庁気象研究所 予報研究部）
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

15:15

休憩

15:30

- ④ 藤吉 康志（北海道大学名誉教授）
弱層を形成する降雪粒子とダブルブライトバンドの関係（仮題）

16:10

- ⑤ 篠田 太郎（名古屋大学 宇宙地球環境研究所）
北陸地方における走査型Ka帯偏波レーダを用いた降雪雲の観測と粒子判別への適用可能性

16:50

- ⑥ 中井 専人（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）
MPLレーダー解析による2017年3月26-27日那須近辺における降水と風の分布

17:30

11月22日（水）

9:10

事務連絡など

9:15

セッション2：新しい技術と展望

- ⑦ 本吉 弘岐（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）

新雪の特性を推定するための降雪粒子観測

9:55

- ⑧ 民田 晴也（名古屋大学 宇宙地球環境研究所）

降雪粒子の立体形状と落下速度計測

10:35

- ⑨ 橋本 明弘（気象庁気象研究所 予報研究部）

雲・降水モデルを用いた降雪系弱層形成に関する新たなアプローチ

11:15

- ⑩ 出世ゆかり（防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門）

Kaバンド偏波レーダーで観測した降雪システムの微細構造

11:55

- ⑪ 総合討論

12:15

終了予定

構内見学・測器解説（～13:15予定 参加無料 ご自由にご参加ください）

12:50

見学ツアー（事前に申し込まれた方）

14:00～ 鉄道総研塩沢・鈴木牧之記念館

15:50 現地出発

※昼食はコンビニエンスストアで購入したものを車内でいただきます

17:00

長岡駅解散

越後交通バス 時刻表

長岡駅東口 → 前山町入口	
8:40	8:53
9:40	9:53
11:10	11:23
12:10	12:27
13:10	13:23

前山町入口 → 長岡駅東口	
12:43	13:05
13:38	13:56
14:43	15:01
17:08	17:26
18:13	18:31

那須岳で発生した表層雪崩の現地調査結果

中村一樹（防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター）

1. はじめに

2017年3月27日8時30分～45分頃に、栃木県那須郡那須町の那須岳で雪崩が発生した。当該山岳地にて春山登山研修中の高校生と教員が雪崩に巻き込まれ、生徒7名、教員1名の8名が死亡し、40名が重軽傷を負うという大きな被害となった（平成29年3月27日那須雪崩事故検証委員会，2017）。現地の雪崩跡および積雪が時間経過とともに変質する前に現地調査を行い、雪崩の特徴を明らかにすることを目的として現地調査を実施した。

2. 調査方法

3月28日に、雪崩が流下して事故があったとされる沢を那須温泉ファミリースキー場のゲレンデから登り（図1参照）、遭難地点近くの標高1,350m、傾斜角35度の東向き斜面で積雪断面観測（図2参照）を実施した（中村ら，2017）。また、4月2日（上石ら，2017）、13日、19日、25日にも現地で積雪調査（積雪深観測、積雪断面観測）、雪崩の痕跡調査、無人航空機による空撮等を行った。5月以降も、たびたび現地を訪れ調査を継続している。



図1 ゲレンデから観測地点を目指す



図2 積雪断面観測の様子

3. 調査結果と考察

図3に2017年4月2日に無人航空機で撮影した那須岳雪崩発生地全景を示す。積雪調査、雪崩の痕跡調査、無人航空機による空撮等の調査結果より、表層雪崩は樹林帯よりも上部のオープンな斜面に位置する通称「天狗の鼻」大岩（標高1,515m）の直下の斜面A付近で発生したことが推定された。

また、自然発生か人為発生かについても判断できなかった。4月2日の現地調査では、斜面Aの下方の標高1,385m地点に3月27日の救出活動で生じたと考えられる直径数mの穴が2つ確認された。3月28日に断面観測を実施した図2の地点は、この救出活動地点と同じ沢のさらに下方に位置する。

なお、4月2日と19日の調査で、救出活動地点を含む沢とその隣の北側の沢に積雪層の乱れ、枝折れ、拾得物（ストック、ピッケル、サングラス）等の雪崩の痕跡と考えられる証拠が複数発見されたことから、これら2つの沢には雪崩が流下したと判断された。また、3月28日には、斜面Bに別の雪崩のデブリや流下の痕跡が確認できた。



図3 那須岳雪崩発生地全景（2017年4月2日撮影）

図4に2017年3月28日午後に観測した積雪断面を示す。また、図5に積雪断面観測結果を示す。積雪表面から100cmまでは全層氷点下で、積雪表面から22cm～25cm下の新雪・こしまり雪層中に雲粒の付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が検出された。弱層の密度は56kg/m³、硬度は0.8kPa、積雪の硬度と上載荷重から推定した積雪安定度は0.57であった。弱層が存在することから、発生した雪崩は、面発生乾雪表層雪崩であると推定された。

地上天気図、栃木県や気象庁の気象観測データを用いて、積雪断面観測結果を考察した。その結果、この弱層は、日

本の南を通過した低気圧と伊豆諸島付近に発生した低気圧に伴う3月26日～27日の降雪中に、雲粒の付着の少ない比較的大型の板状結晶等の降雪が積もり形成されたと推定される。その後、伊豆諸島付近に発生した低気圧からもたらされた短時間に比較強い降雪が上載積雪となって積雪が不安定になり、乾雪表層雪崩が発生したと考えられる。

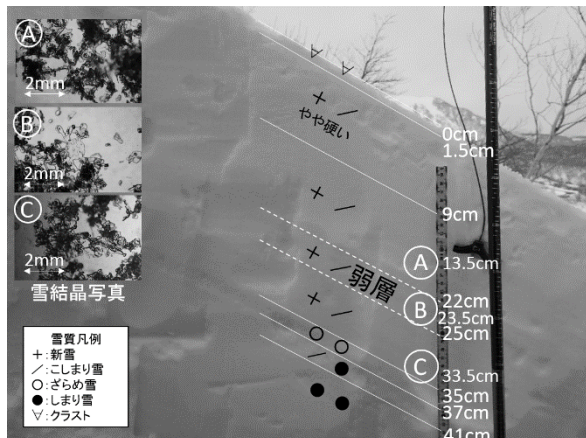


図4 2017年3月28日に観測した積雪断面

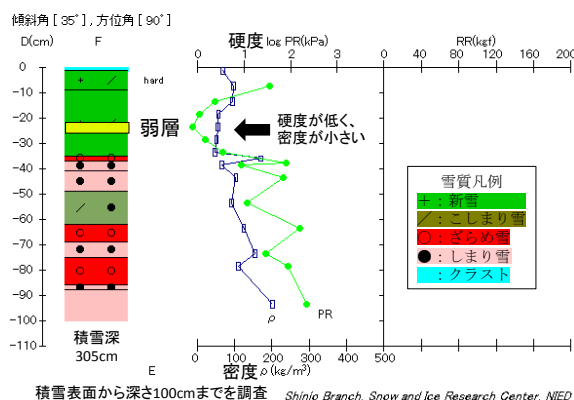


図5 積雪断面観測結果

4. 新しい雪崩危険度情報の検討

那須岳雪崩の調査結果や過去の低気圧の降雪が原因の表層雪崩事例を分析し、図6のフローに示す地形、上空の風、気温、降雪量等を用いた新たな予測情報を検討している。この手順を用いて、2017年3月27日の那須岳雪崩事例の検証を行った。図7に示すように、那須岳の表層雪崩発生時の雪崩危険度について、概ね表現できることを確認した。

次の2017-18年の冬から、山岳関係者に新たな雪崩危険度情報を試験的に閲覧していただき、那須岳周辺を中心に情報の検証を行う予定である。

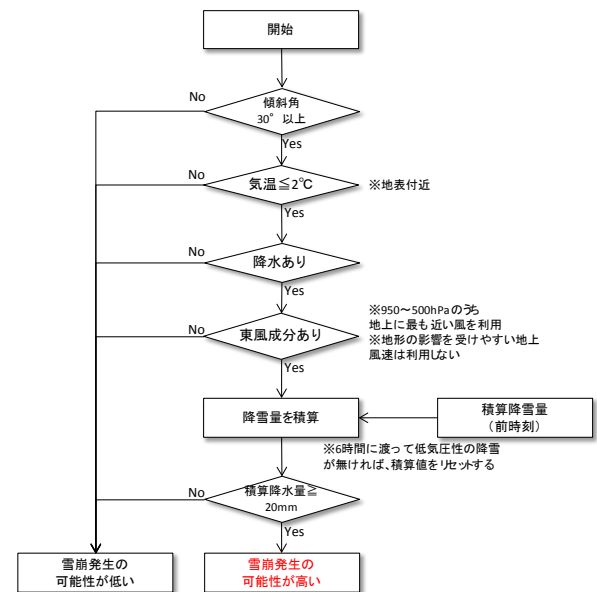


図6 低気圧性降雪による雪崩発生判断フロー

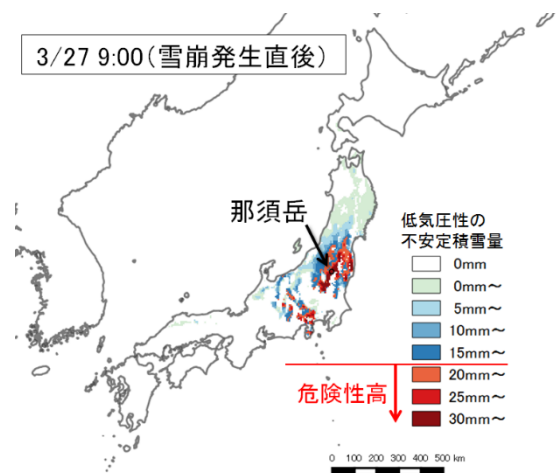


図7 那須岳雪崩に対する危険度情報検討結果

参考文献

- 平成29年3月27日那須雪崩事故検証委員会(2017)平成29年3月27日那須雪崩事故検証委員会報告書、栃木県庁ホームページ,
URL: <http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/kensyuiinkai.html>
- 中村一樹, 小杉健二, 根本征樹(2017)那須町雪崩災害調査(速報・詳細版)(2017.3.28実施), 防災科学技術研究所クライシスレスポンスWebサイト,
URL: <http://ecom-plat.jp/nied-cr/index.php?gid=10231>
- 上石勲, 山口悟, 根本征樹, 佐藤研吾, 伊藤陽一, 中村一樹, 内山庄一郎(2017)那須町雪崩災害第2回調査(速報)(2017.4.2実施), 防災科学技術研究所クライシスレスポンスWebサイト,
URL: <http://ecom-plat.jp/nied-cr/index.php?gid=10231>

謝辞

本研究は、文部科学省科学研究費助成事業(特別研究促進費)「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」により実施した。

2017 年 3 月 27 日の那須雪崩をもたらした低気圧の予測可能性

*吉田 聡^{1, 2}

(1: 京都大学防災研究所、2: JAMSTEC APL)

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に那須高原で発生した雪崩は、これまでの調査で、日本南岸を通過した低気圧がもたらした急激な積雪の増加が要因の一つと報告されている。しかし、気象庁の週間アンサンブル予報は、南岸低気圧の予測精度が日本海低気圧に比べ低いことが指摘されており（吉田 2018）、今回の低気圧とそれに伴う降雪がどのくらい前から予測できていたかを明らかにすることは、防災上重要である。そこで本研究では、気象庁週間アンサンブル予報における、今回の低気圧の発達とそれに伴う水蒸気移流の予測可能性を調査した。

2. データと手法

用いたデータは京大生存圏研究所にアーカイブされている気象庁週間アンサンブル予報データである。メンバー数は 27 で、日本付近は水平解像度 1.25° で 6 時間毎、全球データは 2.5° で 12 時間毎の予報が保存されている。毎日 00UTC と 12UTC を初期値として 11 日間予報をしている。今回は 8 日予報までのデータを利用した。低気圧の発達指標として、地表気圧の 24 時間変化率を緯度 60° で規格化した LDR24 (Kuwano-Yoshida 2014, SOLA) を利用し、 $LDR24 \geq 1$ を爆弾低気圧とした。予報精度評価のため、気象庁長期再解析データ JRA-55 を比較データとして用いた。

3. 結果

今回の事例の低気圧は 2017 年 3 月 26 日 18UTC に関東の南東沖で $LDR24 \geq 1$ となり、爆弾低気圧に相当する発達率を示した。アンサンブル予報の各格子で $LDR24 \geq 1$ となったメンバーの占める割合を的中率として、異なる初期時刻からの予報結果を図 1 に示す。22 日 12UTC の時点では当該低気圧の急発達を予報したメンバーは一つもなく、23 日 12UTC 初期値以降に急発達を予報するメンバーが増加している。しかし、その割合は 30%程度で推移し、直前の 25 日 12UTC 初期値の予報でも 60%程度であった。また、急

発達が起こる位置は実際に比べて北西方向にずれる傾向があった。

この結果、急激な積雪の増加の要因となる那須高原の東からの水蒸気流入は、22 日 12UTC 初期値の予報では見られず、850hPa の水蒸気量の増加も予報できていなかった（図 2）。東からの水蒸気フラックスは低気圧の発達を予測するメンバーの増加と共に現れてくるが、水蒸気量の予報は直前の 25 日 12UTC でも立ち上がりピーク時刻が遅れる傾向があった。一方、低気圧発達前の乾燥状態の予報は 22 日 12UTC 初期値でも精度よく予報されていた。

以上の結果より、那須雪崩の要因となった低気圧は直前まで予測が難しく、積雪の増加をもたらした水蒸気流入もピーク時刻が遅れる傾向があり、流入量も過小評価されていたことがわかった。

4. まとめ

那須雪崩の要因となった低気圧とそれに伴う水蒸気流入の予測可能性について、気象庁週間アンサンブル予報データを用いて解析した。低気圧の発達は 4 日前の時点では全く予報されておらず、1 日前でも北西方向にずれて予報される傾向を持ったまま、水蒸気流入も過小に予報されていた。今後、低気圧の予報可能性が低かった要因を解析し、南岸低気圧の予報精度改善の可能性と予報限界について検討を行う。

謝辞

本研究は文科省科研費特別研究促進費 17K18453、基盤研究 A16H01846 の支援を受けた。

参考文献:

吉田 聡, 2018, 爆弾低気圧の予測可能性, 気象研究ノート「南岸低気圧による大雪」, 印刷中。
Kuwano-Yoshida, A., 2014: Using the Local Deepening Rate to Indicate Extratropical Cyclone Activity. SOLA, 10, 199–203, doi:10.2151/sola.2014-042.

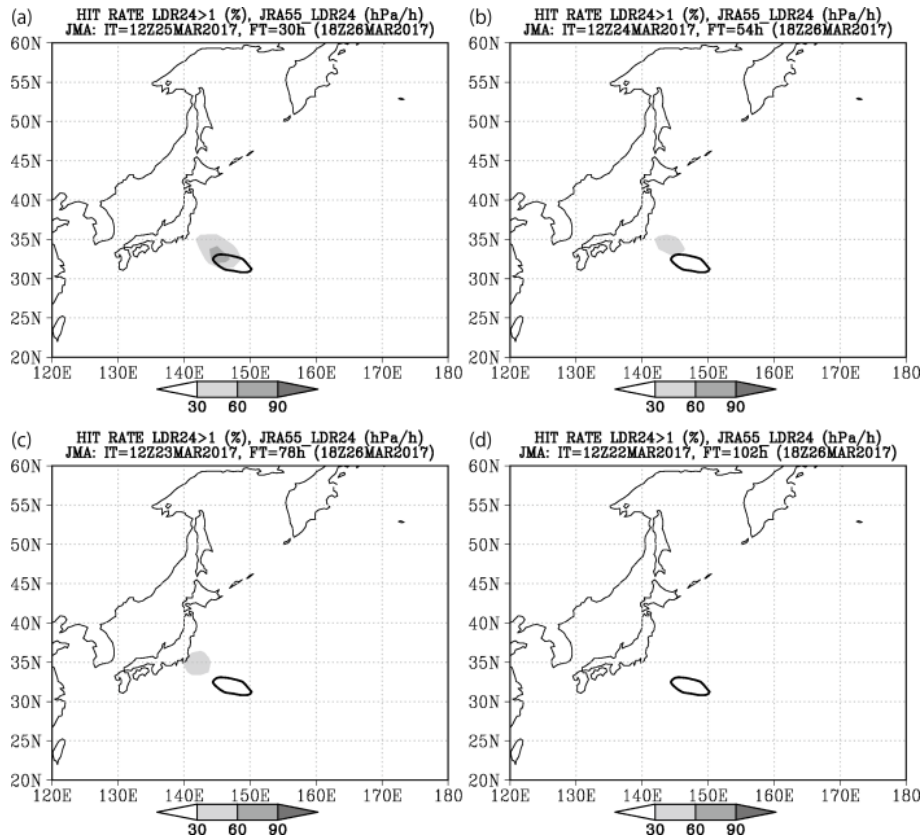


図1. 2017年3月26日18UTCに気象庁週間アンサンブル予報でLDR24 $\geq$ 1となるメンバーの割合（陰影, %）とJRA-55のLDR24=1（太実線）. それぞれ (a) 2017年3月22日12UTC, (b) 23日12UTC, (c) 24日12UTC, (d) 25日12UTC初期値.

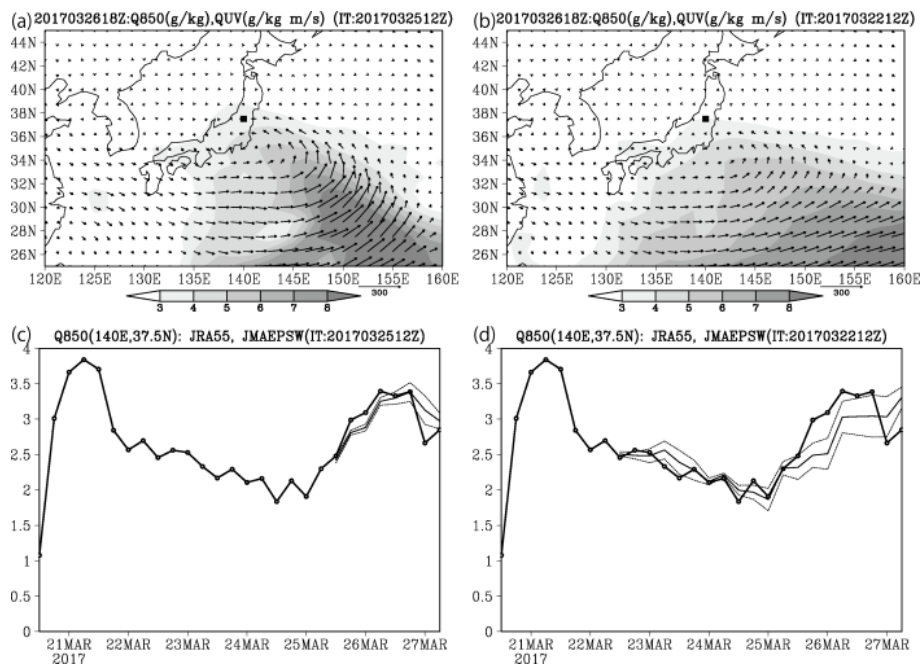


図2. (上) 2017年3月26日18UTCの850hPaの比湿（陰影, g/kg）と水平水蒸気フラックス（矢印, g/kg m/s）, (下) 那須高原直近の格子（140° E, 37.5° N）の850hPa比湿の時系列：JRA-55（太実線）、アンサンブル予報平均（細実線）と ± 0.5 標準偏差（破線）. (a) (c) 25日12UTC, (b) (d) 22日12UTC初期値.

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（気象庁気象研究所）

1. はじめに

2017年3月27日に本州南岸を通過する低気圧に伴って那須で大雪が起こり、表層雪崩が発生した。現地調査結果から、雲粒付着の少ない弱層上部には一部雲粒付着した降雪結晶による多量の降雪が起こり、表層雪崩に至ったと推定されている（防災科学技術研究所・那須町雪崩災害調査より）。本研究では、この短時間での大雪に注目し、那須に大雪をもたらす降雪雲の環境場や降雪特性を理解することを目的に、数値実験等を通じた那須雪崩事例の解析、および再解析データ等を用いた統計解析を行った。

2. 2017年3月27日那須雪崩の事例解析

2.1 解析データ・数値実験の設定

降雪実況と環境場の解析には各種レーダー・地上・高層気象観測、気象庁メソ客観解析等を用いた。数値実験は気象庁非静力学モデルを用い、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た。初期値・境界値に気象庁メソ客観解析を用い、26日12時～27日21時（JST、以下同様）を対象に計算を行った（1.5km-NHM）。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 の実験を行った（250m-NHM）。これらの実験では雲氷・雪・霰を 2-moment バルク法で扱う雲物理過程を用いた。また、降雪に対する地形の影響を確認するため、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 低気圧と降雪環境場の特徴

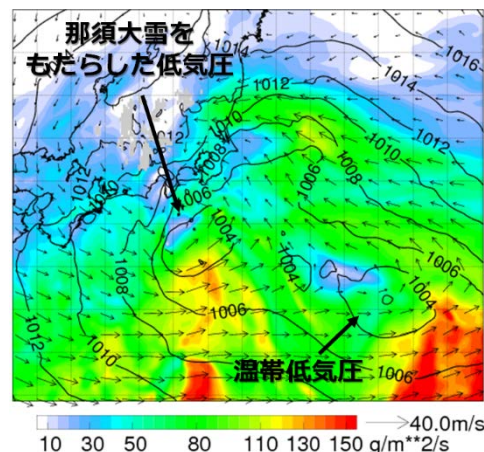
3月26～27日にかけて、上空の寒気トラフ通過に伴い、前線を伴う温帯低気圧（南岸低気圧）が本州南海上を通過した。那須に降雪をもたらした低気圧は南岸低気圧中心の西側で27日0～3時に発生したもので、前線を伴っていなかった。アメダス那須高原では27日1時には積雪深が 0 cm だったが、これ以降に積雪深が増え、10時には 34 cm に達した。26日午後には南岸低気圧の Warm Conveyor Belt に対応する 850 hPa の水蒸気フラックス量の大きい領域が南岸低気圧中心の北側にのび、27日3時には北東～東の風で那須に流入していた（第1図）。その後も那須周辺では後続の低気圧接近に伴う北～東風による水蒸気供給の多い状態が持続していた。

2.3 降雪の集中と降雪種に対する地形の影響

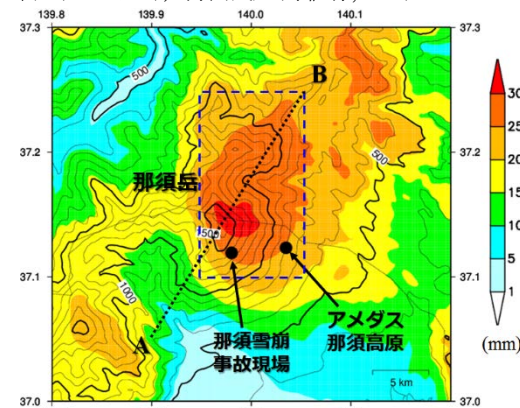
数値実験で再現された気象場や降水状況は、実況よりやや遅れたものの観測とよく整合していた。那須周辺では特に那須岳の北～東側斜面に雪による総降水量が多く、降雪が集中していた（第2図）。那須岳周辺では降雪開始初期に高度約 3km 以下で南寄りの風だったが、徐々に東寄りの風に変わり、強い降雪が持続した時間では高度約 2～2.5 km 以下で北～東の風が吹き風速も強まった。この頃から那須岳の北東斜面上空では高度約 2 km 以下に 0.5～1 m s⁻¹ の地形性上昇流が継続的に形成され、雪混合比も大きくなった（第3図 a）。この上昇流域では過冷却雲粒も発生していた（第3図 b）。低気圧に伴う多量の水蒸気供給により降雪粒子の昇華成長が促進されたことに加え、地形性上昇流による過冷却雲粒形成で雲粒捕捉成長が効率的に行われ、Seeder-Feeder メカニズム（Houze, 2012）による降雪強化が山地斜面上空の大気下層で起こっていたことが示唆される。26日21時～27日15時の第2図青破線領域での雪による平均総降水量は 250m-NHM で約 26 mm、NASU500 で約 11 mm、NOZS で約 5 mm であり、後者2つの実験では降雪の集中は見られなかった。

これらのことから、那須岳や周辺地形が降雪の局地的な集中に非常に重要であることがわかった。地形影響を受けない降雪の後、山地斜面上空で発生した過冷却雲粒の影響を受けた強い降雪が持続し、

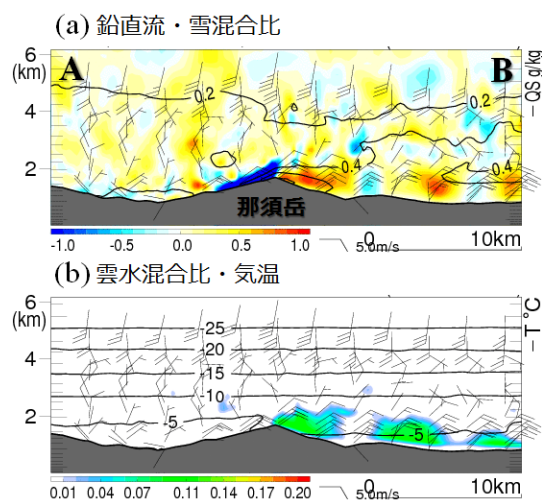
現地調査結果の報告で述べられたものと同様に表層雪崩を起こしうる特性を持つ降雪が起こったと考えられる。



第1図 気象庁メソ客観解析による3月27日3時の850hPaにおける水蒸気フラックス量(陰影)と水平風(ベクトル)、海面気圧(等値線, hPa)。



第2図 250m-NHMによる26日21時から27日15時までの雪による積算降水量(陰影)。等値線はモデルにおける標高(m)。



第3図 250m-NHMによる27日8時30分の第2図中 AB 線分の鉛直断面図。(a)鉛直流(塗分)・雪混合比(等値線)、(b)雲水混合比(塗分)・気温(等値線)。矢羽は各高度における水平風を意味する。

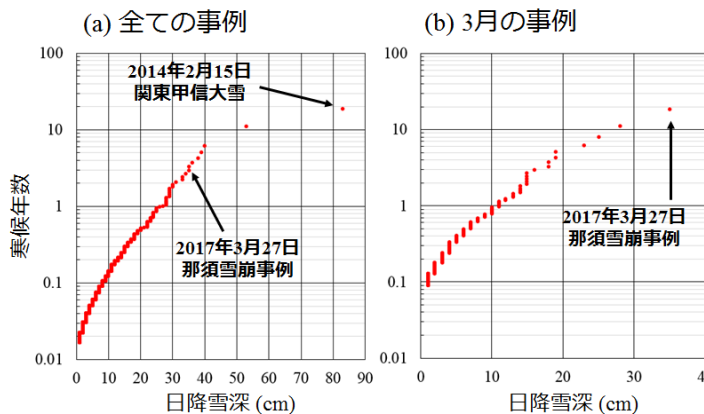
3. 那須大雪の統計解析

3.1 極値統計解析

那須雪崩事例の特異性を把握し、那須大雪時の降雪・気象場の特性するため、アメダス那須高原の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以上の事例(1,665例)を抽出して極値統計解析を行った。日降雪深は1～24時の毎時の降雪深の合計とし、閾値統計であるHazen plotを採用した。日降雪深1cm以上の降雪日に対して再現期間を求め、これを那須での寒候年平均降雪日数(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(第4図)。

その結果、那須雪崩事例の再現期間は約3寒候年であり、3シーズンに1度程度は起こる大雪だった。一方、3月の事例のみを対象とすると、那須雪崩事例の日降雪深は3月では最も大きく、再現期間は約19年だった。春の大雪としては稀な事例だったといえる。



第4図 アメダス那須高原・日降雪深の再現期間曲線。(a) 日降雪深1cm以上の全事例、(b) 3月のみ。

3.2 気圧配置パターン毎の環境場

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、降雪特性と気象場の統計解析を行った。事例毎に気圧配置パターンを地上天気図で分類すると、冬型(WIN)が142事例(63%)、前線を伴う南岸低気圧(SCC)が57事例(25%)、那須雪崩事例のように前線を伴わない低気圧が11事例(5%)だった(第1表)。

パターン毎にアメダス那須高原での地上観測の特性を調べると、各事例の日最大降雪深を観測した時刻ではWINでは西北西～北西の風、SCCとSCCNFでは北北西～北北東の風が卓越するという違いが見られた(図略)。しかし、日最大降雪深や日降雪深などにはパターン間の有意な差は見られなかった。

また、事例毎の日最大降雪深を観測した時刻に最も近い時刻の気象庁55年長期再解析(JRA-55, Kobayashi *et al.*, 2015)データを用い、気象場の特徴を調査した。SCCとSCCNFの平均場では、上空の気圧の谷の位置や低気圧の強さにやや違いが見られたが、同じような環境場だった。那須周辺の850hPaの気温と水蒸気フラックス量を比較したところ、WINについては-5℃以下のものがほとんどで、SCCとSCCNFはそれより高温の事例が多かった(第5図)。一方、水蒸気フラックス量はSCCでは3事例が飛び抜けて大きな値だったが、その他はどのパターンでも大差はなかった。

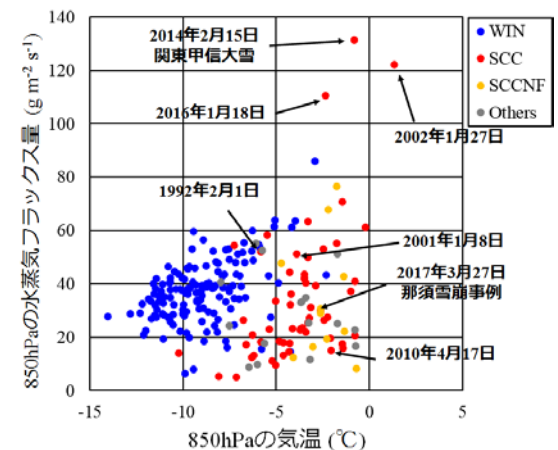
3.3 那須における短時間での大雪の環境場

那須における短時間での大雪について考えるため、各事例での降雪深1cm以上の時間の総和を日降雪時間とし、日降雪深との関係を調べた(第6図)。その結果、どのパターンでも基本的には日降雪時間が長いほど日降雪深も大きかったが、SCCとSCCNFでは日降雪時間が短くても日降雪深の大きい事例が見られた。この特徴は2014年2月15日が顕著であり、他には2001年1月8日、1992年2月1日、2010年4月17日、そして那須雪崩事例がこれにあたる。

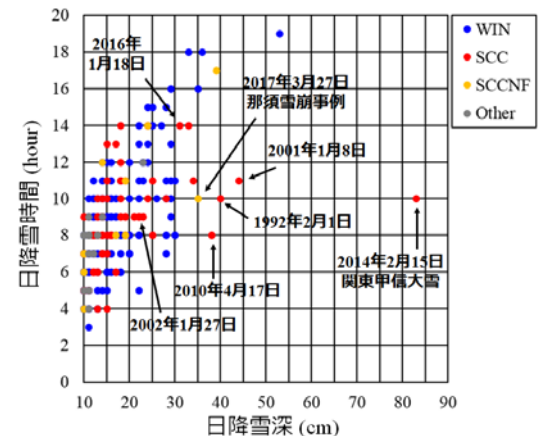
これらの事例の地上天気図を比較したところ、5事例中4事例で前線を伴う低気圧が関東平野に近い海上などを発達しながら通過しており、日最大降雪深を観測した時刻付近で閉塞過程に入っていた。いずれの事例でも那須はこの低気圧の北西象限にあたる。閉塞過程の低気圧の北西象限では上空で生成セルが発生し、特に降雪が強まることがある(Kocin and Uccellini, 2004)。仮にこれらの事例でも那須雪崩事例のようにSeeder-Feederメカニズムが働いているのであれば、下層の水蒸気供給によるFeeder Cloudの生成に加え、閉塞過程の低気圧中心が那須の南東に位置し、上空に十分なSeeder Cloudが存在することが那須での短時間の大雪に重要である可能性がある。

第1表 1989年11月～2017年4月のアメダス那須高原で、日降雪深10cm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



第5図 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850hPaにおける気温と水蒸気フラックス量の関係を表す。



第6図 気圧配置パターン毎の日降雪深と日降雪時間の関係。

謝辞 本研究は文科省科研費「17K18453」により実施したものです。

弱層を形成する降雪粒子とダブルブライトバンドの関係（その 1）

藤吉康志（北海道大学名誉教授）

1. はじめに

表層雪崩の発生には短時間に大量の雪が降ることが必要条件である。その際、上昇流が強く雲内で過冷却水滴が大量に存在する時に形成される大粒の霰や、逆に上昇流が弱く過冷却水滴が少ない時に形成される雲粒付着無しの雪結晶が、表層雪崩の弱層を形成しやすいことが指摘されている。ただ、霰は海岸部の狭い領域に降ることが多いため、新雪表層雪崩をもたらす降雪粒子としては、温暖前線の前面に広範囲に降りやすい後者がより重要であろう。

また、積雪層内に形成される霜ザラメ雪も弱層を形成することが知られているが、「砕けやすい降雪粒子」が降った場合にも、弱層を形成する可能性がある。「砕けやすい降雪粒子」は、温暖前線の前面の比較的高度の高い層状雲内で形成された低温型雪結晶から構成される雪片が、湿度の低い下層大気を昇華蒸発しながら落下してきた時に観測されることが多い。それ以外の可能性として、上空の 0°C 高度よりも下層で雪片が完全に融けきる前に雪片の水被膜が再凍結すると、雪片を構成する個々の雪結晶の枝や結合部が細くなるため、みかけは雪片だがパラパラと砕けやすくなる。したがって、[al., 2010] ブライトバンド高度よりも下に「砕けやすい降雪粒子」が存在する可能性がある。

融解雪片の再凍結は、(1) 0°C 高度以下に存在する大気の湿度が低く昇華蒸発が起こる場合（湿球温度が 0°C 以下）と、(2) 上空の 0°C 高度よりも下に 0°C 以下の気温をもつ冷気が存在する場合など、何れも 0°C 高度よりも下層に湿球温度が 0°C 以下の領域が存在する時である。雪片の融解がさらに進んでほぼ雨滴になった粒子が、上記(1)あるいは(2)の大気条件中を通過すると、凍雨や雨氷となる。

2. 2017 年 1 月 9 日の観測例

北大・低温研の露場で、上記のような霜ザラメ的な雪粒子が、2017 年 1 月 9 日 11 時から 11 時 30 分まで降った。図 1（上）は、屋上に設置した X バンド船舶レーダーのデータから作成したレーダー反射強度の時間（11 時～14 時）・高度（地上～3 km）断面図で、図 1（下）は、矢印で示した時間に地上で接写した雪片の写真である。 0°C 高度とほぼ一致するブライトバンドの上端は 11 時～13 時まで高度 200m 付近に存在しており、この高度以下で雪片の融解が起こっていたことが分かる。

ブライトバンドの下端が明瞭な 11 時から 11

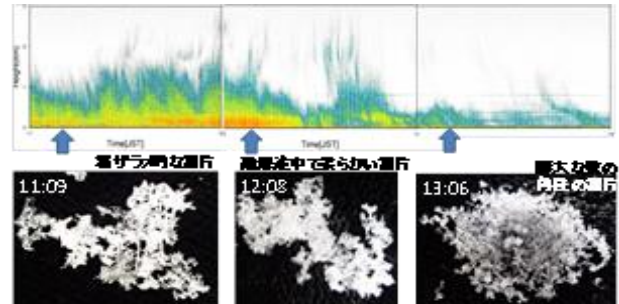


図 1 （上）レーダーエコー強度の時間・高度断面と、（下）矢印で示した時間に接写した雪片写真

時 30 分の間、個々の雪結晶の枝が細くて空隙も多くかつ凍った状態の「砕けやすい雪片」（図 1 下左）が降っていた。ブライトバンドの下端が次第に下降してほぼ地面に到達した 12 時過ぎに降った雪片（図 1 下中）は、融解途中でかつ柔らかかった。ブライトバンドの上端がほぼ地表面に到達した 13 時以降に降った雪片（図 1 右）は、今までに見たことのないくらい数多くの角柱から構成されており、融解層上部で併合成長が活発であったことが分かる。

3. ダブルブライトバンドを調べる理由

上記の事例から、ブライトバンドの直下に「砕けやすい降雪粒子」が存在する可能性が示唆された。しかし、上空のブライトバンドの下で再凍結が起こっているか、あるいはそのまま融解して雨滴となっているかを判別することは困難である。そこで、ダブルブライトバンドという現象を利用することにした。ダブルブライトバンドとは、文字通り、異なった高度に 2 本のブライトバンドが出現する現象であり、[Plank et al. \(1955\)](#) が世界で、[藤吉・武田 \(1982\)](#) が日本で初めて報告した。

2 本のブライトバンドの間にどのような降水粒子が存在するかを航空機などで直接観測した報告は無いが、[Ikeda et al. \(2005\)](#) や [Boodoo et al. \(2010\)](#) は偏波レーダーデータから、また [Martner et al. \(2007\)](#) はドップラーレーダーデータから、2 本のブライトバンドの間隔が狭い場合には融解雪片が、両者の間隔が広がるとアイスプレットか凍結水滴が両者の間に存在することを示唆した。残念ながら現段階では、偏波情報を用いた粒子判別法は極めて粗くかつ経験的に決めているので、「砕けやすい降雪粒子」を判別するレベルには達していないが、ダブル

ブライトバンドの存在は、その間の層に少なくとも再凍結した融解雪片か凍結水滴が存在することを意味しており、上空での「砕けやすい降雪粒子」の存在可能性を調べる指標になり得るであろう。

4. ダブルブライトバンドの出現頻度と出現時の気象条件

[Fabry and Zawadzki \(1995\)](#)はダブルブライトバンドの出現頻度を統計的に調べ、カナダのモントリオールでは温暖前線層内に強い温度逆転が形成される11月の初めと4月の後半に頻繁に発生し、3本以上も同時に存在した事例も報告している。一方、日本では、ダブルブライトバンドを観測した単発的な事例報告はあるが(e.g., [Mega et al. 2007](#))、長期にわたる統計データは存在しない。そこで、北大・低温研の船舶レーダーを用いて、ダブルあるいはマルチブライトバンドの出現頻度を調べた。このレーダーは気象レーダーではないため定量的な議論は困難であるが、高い時間(2秒間隔)・空間分解能(15m)を有しており、ダブルブライトバンドはまだしもマルチブライトバンドのような通常の走査型気象レーダーでは見逃される現象を確実に捉えることができる。また、鉛直方向に走査しているため、時間変化のみしか見ることができない鉛直レーダー(VPR) ([Mega et al. 2007](#); [Rico-Ramirez et al. 2007](#))とは異なって、空間的な時間変化もとらえることができる。

図2に、2013年8月から2017年10月までに2本以上のブライトバンドが出現した回数の季節変化を示す。縦軸は月平均出現日数を示しているが、年によって観測できなかった月や日もあり、かつ1日のうちに複数回出現した日もあるが、11月と4月に多いのは、[Fabry and Zawadzki \(1995\)](#)と同じ結果である。一方、真夏の7、8月にも出現ピークがあることが彼らの結果と異なる点である。

出現時の気象状況としては、従来の研究(e.g., [Hudak et al. 1999](#))と同様に、温暖前線の北側

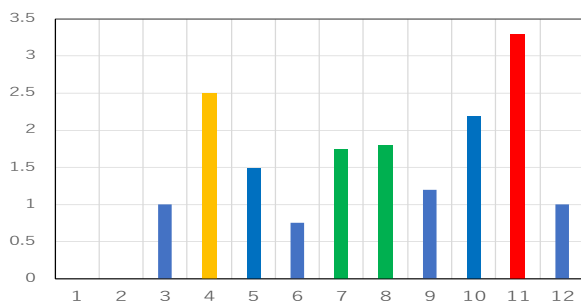


図2 ダブルブライトバンドの月平均出現日数の季節変化。

に札幌が位置している場合が多かった。さらに、図3に示したように、意外にも、台風の北上時にもたびたび出現していた。この2015年10月8日の事例では、10時から23時まで半日以上、2本から3本のブライトバンドが継続して出現していた。このような気温および降水過程の成層化は、台風の降水機構、力学的構造にもフィードバックしていくはずである。今はまだデータの解析中であるので、今後、詳細な解析結果を順次報告していく予定である。

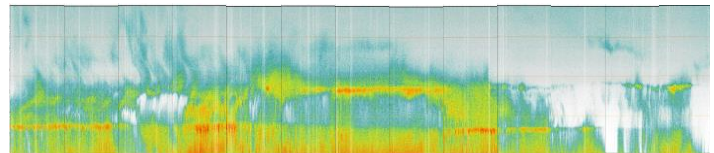


図3 2015年10月8日10時～23時までのレーダーエコーの時間(10時～23時)・高度(地上～7km)変化。高度3kmと1.5km付近にブライトバンドが同時に存在している。

引用文献

- Boodoo, S., D. Hudak, N. Donaldson and M. Leduc, 2010: Application of Dual-Polarization Radar Melting-Layer Detection Algorithm. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1779-1793.
- Fabry, F. and I. Zawadzki, 1995: Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838-851.
- 藤吉康志、武田喬夫、1980:同時に異なった高度に現れたブライトバンド、*天気*, **27**, 271-276.
- Hudak, D. R., R. Stewart, A. D. Thomson and R. List, 1999: Warm frontal structure in association with a rapidly deepening extratropical cyclone. *Atmosphere-Ocean*, **34**, 103-132.
- Ikedo, K., E. A. Brandes, and R. M. Rasmussen, 2005: Polarimetric radar observation of multiple freezing levels. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3624-3636.
- Martner, B. E., P. J. Neiman and A. B. White, 2007: Collocated Radar and Radiosonde Observations of a Double-Brightband Melting Layer in Northern California. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2016-2024.
- Mega, T., K. Monden, T. Ushio, K. Okamoto, Z. Kawasaki and T. Morimoto, 2007: A low-power high resolution broad-band radar using a pulse compression technique for meteorological application. *IEEE Geosci. Remote Sens. Letter*, **4**, 392-396.
- Plank, V. G., D. Atlas and W. H. Paulsen, 1955: The nature and detectability of clouds and precipitation as determined by 1.25-centimeter radar. *J. Meteor.*, **12**, 358-370.
- Rico-Ramirez, M. A. Rico-Ramirez, I. D. Cluckie, G. Shepherd and A. Pallot, 2007: A high-resolution radar experiment on the island of Jersey. *Meteorol. Appl.*, **14**, 117-129.

北陸地方における走査型 Ka 帯偏波レーダを用いた降雪雲の観測と 粒子判別への適用可能性

篠田太郎^{*1}・大東忠保²・鈴木賢士³・民田晴也¹・久島萌人¹・

久保 守⁴・皆已幸也⁵・高橋暢宏¹・坪木和久¹

(1 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2 京都大学防災研究所, 3 山口大学大学院創成科学研究科,

4 金沢大学電子情報学系, 5 石川県立大学生物資源環境学部)

1. はじめに

名古屋大学宇宙地球環境研究所は、2014 年 9 月より可搬式の走査型 Ka 帯偏波レーダを導入し、観測を行っている。Ka 帯偏波レーダで観測される偏波パラメータ (Z_H ・ Z_{DR} ・ K_{DP} ・ ρ_{HV}) と固体降水粒子 (氷晶・雪片・霰) の特徴との関係を明らかにするために、2016-2017 年冬季に石川県において連続観測を実施した。本研究報告では、この観測結果から得られた偏波パラメータと固体降水粒子の特徴との関係を示すとともに、Ka 帯レーダで取得される偏波パラメータを用いた粒子判別の可能性について議論を行いたい。

2. 使用データと解析手法

Ka 帯偏波レーダは石川県立大学に設置した。2016 年 12 月 19 日より 10 分毎に 12 仰角の PPI ボリュームスキャン観測と金沢大学方向 (方位角 68.3 度) の RHI 観測を連続して実施した。Ka 帯レーダの観測範囲内 (レーダよりおよそ 11 km) に位置する金沢大学自然科学 2 号館屋上 (標高 100 m) に PARSIVEL・LPM と山口大学の G-PIMMS を設置し、固体降雪粒子の形状・粒径・粒子数・落下速度などを観測した (図 1)。

地上における固体降水粒子の観測結果との比較を行うために、Ka 帯偏波レーダによる 10 分毎の PPI スキャンのうち仰角 1.8 度のデータを使用した。金沢大学上空では仰角 1.8 度の観測高度は 320 m であり、毎 10 分のうちのおよそ 1 分 20 秒から 2 分 00 秒の間に実施される。一方、PARSIVEL は、1 分毎に個々の粒子の粒径と落下速度を観測することができる。先行研究 (竹内 2011 など) や本研究の観測結果より、霰の平均落下速度を 3 m/s、雪片の落下速度を 1 m/s と仮定し、PPI スキャンの高度 (320 m) から地上観測 (高度 100 m) まで落下する時間を計算すると、霰ではおよそ 1 分、雪片ではおよそ 3 分となる。このため、PARSIVEL の観測結果の毎 10 分のうちの「4 分」と「5 分」の取得データを用いた。この 2 分間の PARSIVEL の観測結果に CMF の計算 (Ishizaka et al. 2013, JMSJ) を適用して主たる固体降水粒子の特定を行った。CMF が 2 mm 以下、2 m/s 以下に位置する場合には「氷晶卓越期間」、CMF の粒径・落下速度ともより大きな値をとり、雲粒付き雪片と霰の中央線よりも落下速度が小さい場合には「雪片卓越存在期間」、落下速度が大きな場合を「霰卓越期間」と定義した。

同時期に地上に降雪粒子をもたらす領域 (対象領域) を PPI スキャンデータで推定する。高度 1 km 以下の適切な風向・風速データが得られなかったために、10 分毎の PPI スキャンデータのエコー域の移動方向と速度から、主風向と風速を 1 時間毎に推定した。金沢大学を頂点とする扇型の領域を規定し、内側と外側の円弧までの距離は主風速から、扇形の角度は主風向に対して ± 30 度とし、扇型の内円と外円で囲まれる範囲における偏波パラメータの値の頻度を調べた。

2016-2017 年冬季、石川県内では顕著な降雪が 2017 年 1 月 14 日～16 日、1 月 22 日～25 日、2 月 10 日～14 日に観測された。特に、1 月 23 日～25 日の寒気の吹き出しに伴う事例では、金沢地方気象台における 1 月 24 日の日降雪量が 12 cm に達した。同日の金沢大学における気温も一日中 2°C 以下であったことから、地上では乾いた降雪が観測されていたと考えられる。そこで、1 月 24 日 04 時～1 月 25 日 12 時までのうち、降雪が観測された時刻について、PARSIVEL のデータから固体降水粒子の判別を行い、同時期の偏波パラメータの値の分布を調べた。

3. 結果

上記の期間のうち、PARSIVEL により 2 分間で 100 個以上の粒子が観測された期間を対象として、CMF により主たる粒子を判別した。霰卓越期間である 1 月 24 日 04 時 10 分 (図 2) には、PARSIVEL で非常に多くの氷晶粒子と多くの霰粒子が観測されていた。この時、 Z_H は対象領域のほぼ全領域で 20 dBZe 以上の大きな値、 Z_{DR} はほぼ 0 dB、 K_{DP} は正の領域 (~ 1.0 deg./km) と顕著な負の領域 (-0.5 deg./km 以下) が混在するという状況であった (図略)。一方、雪片卓越期間である 1 月 24 日 12 時 00 分 (図 2) には、多くの氷晶粒子と雪片が観測されていた。この時、 Z_H は対象領域内で 10～20 dBZe 程度、 Z_{DR} はほぼ 0 dB、 K_{DP} は正の領域 ($0.0\sim 0.5$ deg./km) となっていた (図略)。

期間中の PARSIVEL の観測結果より、霰卓越期間が 30 事例、雪片卓越期間が 33 事例、氷晶卓越期間が 15 事例あった。各卓越期間毎に対象領域内の偏波パラメータの頻度分布を集計した (図 3)。 Z_H の頻度分布を見ると、霰卓越期間で最も上位の値が大きく、次いで雪片卓越期間となっている。氷晶卓越期間では Z_H の値は大きくない。雪片卓越期間と氷晶卓越期間の Z_H の上限はほぼ 25 dBZe であるこ

とから、 Z_H が 25 dBZe 以上であれば、霰粒子が存在していると考えられる。一方、 Z_{DR} や K_{DP} については、雪片卓越期間と氷晶卓越期間ではほとんど変化が無く、最頻値がほぼ 0 dB、0 deg./km であり、正の値の方向に裾が広がる分布を示している。一方、霰卓越期間では、最頻値はほぼ 0 dB、0 deg./km で、正負の両方向に同程度の裾が広がる分布となっている。霰卓越期間と雪片卓越期間では分布関数の裾の広がり方に若干の違いがあるものの、存在頻度の広がりにはほぼ同程度であり、粒子判別への適用は困難であると考えられる。これは、粒径の小さな板状粒子や柱状粒子が Ka 帯レーダでも観測できるために、霰卓越期間においても非常に大きな数の氷晶粒子が正の K_{DP} や Z_{DR} として顕在化した結果、 K_{DP} や Z_{DR} の値の分布の相違が見られないことに原因があると考えられる。

4. まとめと今後の課題

2016-2017 年冬季に石川県立大学に Ka 帯偏波レーダを、金沢大学に PARSIVEL を設置して観測を実施した。PARSIVEL より取得した粒径と落下速度から粒子判別を行い、霰卓越期間・雪片卓越期間・氷晶卓越期間に分類して、各期間の偏波パラメータとの比較を行った。雪片卓越期間・氷晶卓越期間の Z_H は最大で 25 dBZe であり、これより大きな値は霰卓越期間のみで観測されていた。このため、 Z_H の値は霰と雪片・氷晶の判別に使われると考えられる。一方、 Z_{DR} と K_{DP} は霰卓越期間と雪片卓越期間・氷晶卓越期間で大きな差異が無く、粒子判別に適用することは難しいと考えられる。

今後、2017 年 2 月に実施した高頻度（10 分間で 11 回）の仰角 1.8 度観測を実施した事例において頻度分布の時間変化の観察を行うとともに、異なる形状の降雪が観測される地域（北海道）における観測を行うことで、偏波パラメータと固体降水粒子の関連の検討を行っていきたい。

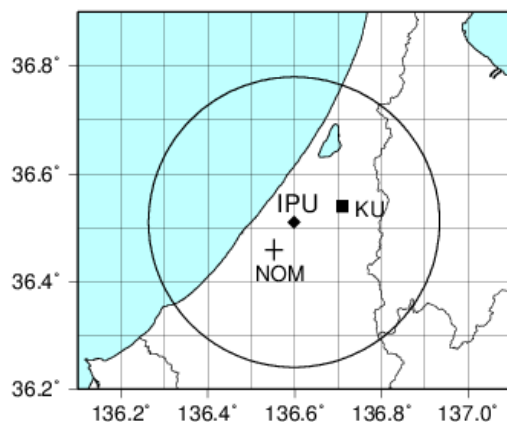


図 1 2016-2017 年の石川県における観測の概要。石川県立大学 (IPU) に Ka 帯偏波レーダを設置し、金沢大学 (KU) に地上設置型の降水粒子の観測機器を設置している。いずれも国土交通省 XRAIN の能美 (NOM) の観測範囲内である。

謝辞 本研究は科学研究費補助金基盤研究 (B) 「Ka 帯雲レーダと地上観測を用いた氷晶－雪片変化過程の解析(16H04049)」および「地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリの形成(VL)」の援助を受けて実施している。

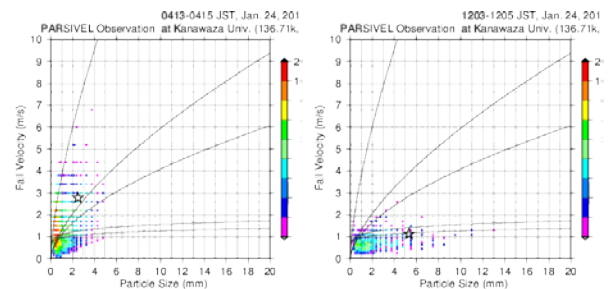


図 2 2017 年 1 月 24 日 04 時 10 分 (左：霰卓越期間) と 12 時 00 分 (右：雪片卓越期間) に金沢大学に設置された PARSIVEL で観測された粒径と落下速度の散布図。色は粒子数を、☆は CMF を示す。

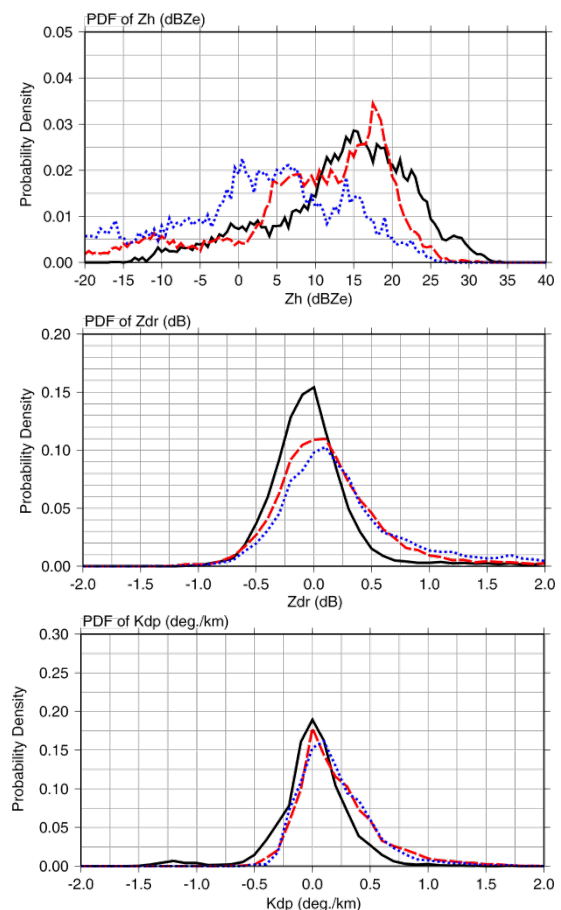


図 3 霰卓越期間 (黒実線)、雪片卓越期間 (赤破線)、氷晶卓越期間 (青点線) における Z_H (上図)、 Z_{DR} (中図)、 K_{DP} (下図) の頻度分布。

MPレーダー解析による2017年3月26-27日那須近辺における降水と風の分布

*¹中井専人・²清水慎吾・²前坂剛・²岩波越・²木枝香織・³板戸昌子・³増田有俊

¹防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター, ²防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門

³日本気象協会

1. はじめに

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(以後「現地」と記述)で発生した災害雪崩については、

- ・26日夕方から27日午前中にかけてのこの時期としては稀な大雪による新雪加重がある状態
- ・積雪表面から17cm~30cm下の雲粒付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が破壊されて表層雪崩が発生

と推定されている(那須町雪崩災害第1回調査)。このときの降雪と風について、XバンドMPレーダーデータを用いた解析を行った。

2. 研究方法

2.1 VVP解析

国土交通省XRAINの田村レーダーから、低仰角データのうち現地近傍で風を解析できた仰角 1.6° のデータを使用した。雪崩発生地点に近い「天狗岩」は田村レーダーからの距離約62.5kmであり、この近傍におけるビーム中心は海面高度約2500m、すなわち現地上空約1000mである。

このデータの2分毎の反射強度とドップラー速度を使用し、2変数簡略化VVP法(立平・鈴木, 1994; 瀬古, 2010)を用いて上空の風速を推定した。また、観測データに含まれている2分毎の降水強度(mm hour^{-1})を2分間継続したものとみなして、積算した降水量(mm)を求めた。風向、風速、降水量はレーダーを中心とした1km格子に内挿して解析に用いた。

2.2 降雪粒子判別

国土交通省XRAINの氏家レーダーデータを用いて、Kouketsu et al. (2015)に準拠した降雪粒子

判別(HC)を行った。このとき前処理として、ZhとZdrについては雨観測データ(7事例)を用いたバイアス補正、 ρ HVについてはSNRなどを用いた補正とフィルタリング、KDPについては異常値の除去を行った。直交座標への変換にはCressman内挿を使用し、緯度経度座標系(「2分の1地域メッシュ」、約500m分解能)に5分毎の値を出力した。

3. 結果

VVP解析によると、26日午後の降り始めは西風であったが、夕方頃から、現地西側などに西風が残りながらも全体的には南東~南の風に置き換わり(図1左)、特に26日21時ごろからは南東風が卓越する傾向となった。その後27日0時ごろにかけて現地上空はかなり一様な南東風の場合となった(図1中)。27日1時ごろから降水の強まりとともに風速が増加し、5時30分ごろから北東風の領域が広がったが、この間、現地付近の風はあまり一様ではなく、収束が見られることが多かった。現地上空では6時ごろに南成分の風が北東風に置き換わった後、北北西へと変化し風速はさらに強くなった。雲粒無し結晶の降雪による弱層が形成された時間帯は、雪崩発生よりかなり以前のはずであり、上空の風速は雪崩発生時刻より弱く、風向も大きく異なっていたと考えられる。

VVP解析値から現地近傍の値を求めたところ、反射強度は27日0時頃までは15dBZ-20dBZ、0時以降はほぼ20dBZ以上と明瞭な差があった。平均風速は26日13時から21時ごろまでが 5 m s^{-1} 以下と弱く、22時以降は $5\text{-}10 \text{ m s}^{-1}$ 、27日7時以降は 10 m s^{-1} と強い風になっていた(図2)。

特徴的だったのは風速のテクスチャである。テ

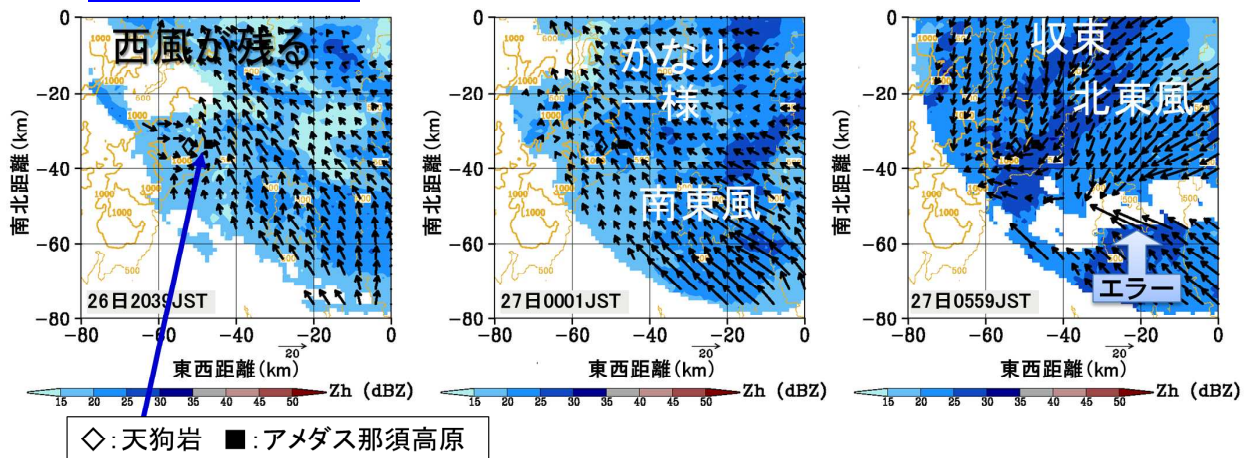


図1 簡略化VVP法で求めた仰角 1.6° 風ベクトルの分布。図の範囲はレーダーを原点とした東西、南北距離の座標系のレーダー南西象限である。陰影はレーダー反射因子(dBZ)、等値線は標高を表す。◇と■はそれぞれ現地とアメダス那須高原を示す。各格子点を中心とする 5×5 格子全てが0dBZ以上の点のみ風をプロットしている。

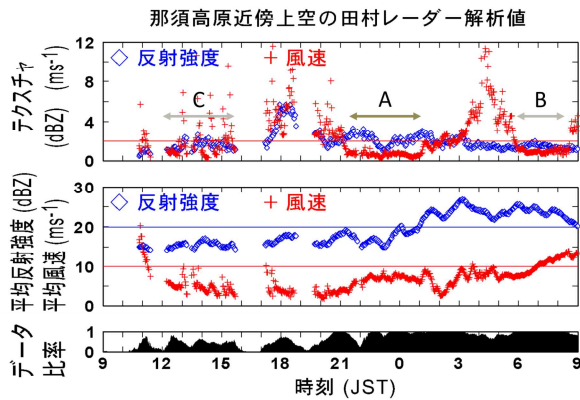


図2 田村レーダーVVP解析値より求めた、那須高原近傍上空の20km四方(21x21格子)のうち観測値あり格子数(データ比率)が33%以上を有効として求めた平均反射強度(dBZ)、ベクトル平均風速(m s^{-1})、反射強度と風速のテクスチャの時系列。図中A、B、Cについては本文参照。

クスチャとは画像処理の分野で2次元的な分布や模様の特徴を広く意味する用語であるが、ここではRuiz et al. (2015)等で用いられている隣の格子との値の差の二乗平均平方根(Kessinger et al., 2003)を特徴量として「テクスチャ」と呼ぶことにする。Kessinger et al. (2003)の方法は極座標レーダーデータのレンジ方向についてのみ値の差を計算するが、ここでは東西方向、南北方向の両方について計算したものの平均を用いた。風速のテクスチャはこの計算を風の東西成分、南北成分それぞれについて行った値を平均して求めた。

風速のテクスチャは26日21時30分から27日1時までの間(図2のA)、非常に小さい状態が安定して継続し、現地付近上空の風速分布が同様であったことを示している。また、この時間帯の中で23時から23時30分の間、一時的に反射強度のテクスチャも小さくなり、反射強度、風速の両方が現地上空を中心とした20km四方で非常に同様であったことが示されている。27日6時から8時半にかけても風速のテクスチャは非常に小さいが(図2のB)、仮に $\text{Zh} < 20 \text{ dBZ}$ 、風速テクスチャ $< 2 \text{ m s}^{-1}$ 、風速 $< 10 \text{ m s}^{-1}$ という条件で“降水と風が比較的弱く様な期間”を抽出すると、期間Aが抽出され、その中でZhのテクスチャ $< 2 \text{ dBZ}$ の期間が、特にZhのよさが高い期間となる。ただし、図2のCの期間も抽出される。

氏家レーダーデータを用いたHC結果について水平、鉛直断面を作図して概観すると、現地近傍では氷晶、乾雪が多く分布し、その中に乾き霰が少し混じっていた。湿雪、湿り霰、雨滴などは、レーダー近傍や南方の関東平野には多く解析されたが現地近傍ではほとんど見られなかった。そこで、VVP解析と同様に現地近傍20km四方、かつ高度幅1500mから2500mの領域を取り、その中で10%以上の格子に降水がある時刻について判別さ

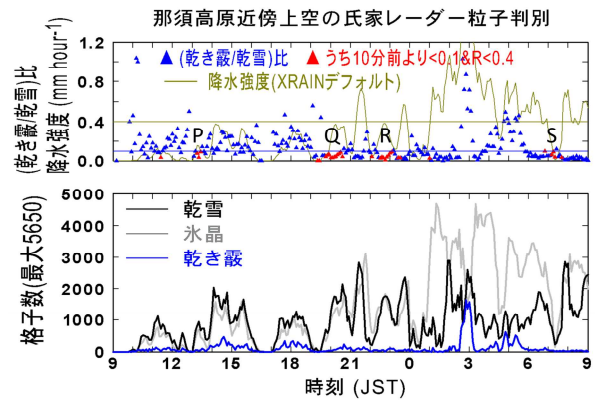


図3 氏家レーダーデータを用いた降水粒子判別より求めた、那須高原近傍上空の約20km四方、高度1500mから2500mの領域内における、氷晶、乾雪、乾き霰の格子数(下)、及び、乾き霰と乾雪の比(雪霰比)と降水強度(上)。雪霰比のうち赤で示したのは雲粒付着の少ない弱い降水を想定した条件で抽出したもの。本文参照。

れた各粒子ごとの格子数を求めた。10%は観測後半の欠けが大体無くなることを目安としており、値が低いのは無降水域やビームブロックによる観測のない格子も含むためである。

降り始めから27日1時ごろまでは冠雪と氷晶の格子数がほぼ同数で、乾き霰格子数がそれより一桁少ない状態が続いた。1時以降は氷晶と判別された領域が非常に多くなり、降水の強い時間帯に対応して一時的に乾き霰の格子数が増加した(図3)。27日に氷晶格子が非常に多かったことから、氷晶という分類はこの事例に関しては明らかに雲粒なしとの対応はつけられない。一方、乾雪と乾き霰の比率(雪霰比)を見ると、一時的にその値が0.1以下で安定することがあり、雪霰比が10分前から継続して < 0.1 、かつ降水強度 0.4 mm hour^{-1} 以下という条件を用いると図3のP、Q、R、Sの4期間が抽出された。このうちPとRは図3のC、A期間にそれぞれ含まれていた。

4. おわりに

VVP解析による風の場合、降水強度、偏波パラメーターを用いた粒子分類を併用し、現地近傍の降水と風の場合の時系列を解析した。その結果、降水強度が弱く、反射強度と風速が同様、かつ雪霰比が小さいという条件で、特定の期間を抽出可能ことが分かった。これらの条件は表層雪崩の弱層となった雲粒付着の少ない降雪を想定したものではある。しかし、現状その想定は経験的に決めたものである。今後、現在進められている他の研究と結果をつきあわせて、特に、弱層となった降雪の時間帯とその後の降雪状況について、できるだけ明確にしておきたいと考えている。

謝辞 本研究は文部科学省科研費特別研究促進費「17K18453」(研究代表者：上石勲)により実施しています。利用したXRAINデータは国土交通省より提供されたもので、DIASの枠組みによるものです。

新雪の特性を推定するための降雪粒子観測

*本吉弘岐（防災科学技術研究所 雪氷防災研究部門）

1. はじめに

観測や予測により降雪量とあわせて降雪粒子特性、さらにいえば、堆積した後の新雪特性の推定が可能になると、降雪・積雪現象のシームレスな把握や、降雪に起因する雪氷防災害危険度の推定のための基礎データとして非常に有用な情報となる。面的な観測には偏波ドップラーレーダー、予測では雲解像モデルが利用されるが、ここでは、これらの手法の検証に必要不可欠な地上降雪粒子観測について述べる。

地上での降雪粒子観測には、主に光学式ディストロメーターが利用されている。普及型の製品もあり、気象モニタリングや道路管理など社会インフラでの利用も進みつつある。光学式ディストロメーターの観測量は降雪粒子の形状（粒径）および終端落下速度である。これらは粒子の外観や運動学的な量であり、光学的あるいは視覚的手法により連続計測が可能となっている。

降雪粒子の種類に応じて、粒径と落下速度や質量の間には経験的な関係がある。これに基づき、降雪粒子の粒径と落下速度から、降水粒子の種類や質量を推定することが可能である（Ishizaka et al. (2013)）。このようなパラメタリゼーション手法は、光学式ディストロメーター観測から、直接測定が難しい物理量を推定することを可能にし、積雪変質モデルの入力として実際の降水に則した降水特性や新雪特性を与えることで、積雪物理量の推定精度を高めることが可能になると考えられる。

本講演では、まず、光学式ディストロメーターにより観測される形状や落下速度を用いて降雪粒子特性や新雪特性の推定の試みについて紹介する。その後、降雪粒子のマクロ画像の連続撮影装置による降雪粒子や雪結晶の観測について紹介する。

2. 降雪粒子観測と 新雪特性

積雪変質モデルで入力として扱われうる新雪特性としては、降水量、新雪密度（降雪深）、降雪種（構成結晶、雲粒付着度）、含水状態（雨雪判別）などがある。

2.1 降水量

降水量は雨量計を用いて直接計測が可能な量であるが、粒径・落下速度分布から推定するためには、個々の降水粒子の質量が必要となる。Ishizaka et al. (2013)は、過去の文献から 6 種類の降水粒子（雨滴、紡錘状霰、六花状霰、濃密雲粒付き雪片、雲粒付き雪片、樹枝状結晶）を選

び、それぞれの粒径・落下速度、粒径・質量の関係式を補間することにより、粒径と落下速度の 2 つのパラメータから個々の粒子の質量を推定するパラメタリゼーションを示した。ディストロメーターで観測しうる粒径・落下速度の範囲を網羅することで、任意の降雪粒子の質量を推定できる点が画期的であった。

一方で、湿雪に対する質量測定はこれまであまりなされていないため、Motoyoshi et al. (2014) はビデオと高感度の電子天秤の組み合わせにより、湿雪を含めた広範な降雪種に対して、形状・落下速度・質量の同時測定を行い、降雪粒子の質量パラメタリゼーションを試みた。

2.2 降雪種（構成結晶、雲粒付着度）

雪片や霰状雪、霰といった降雪種は、光学式ディストロメーターによる粒径・落下速度分布から明瞭に区別される。Ishizaka et al. (2013)では、2.1 節で述べた質量パラメタリゼーションと粒径・落下速度分布から得られる質量フラックス分布の中心（CMF、Center of Mass Flux distribution）を求めることで、卓越降水粒子を分類する手法を提案している。この中で、雪片の雲粒付着度の違いも、CMF 落下速度の違いにより表現される。CMF の手法は、卓越降水粒子の種別を、カテゴリではなく連続的に表現するため、卓越降水粒子を表現する連続パラメータとして利用することができる。

2.3 降雪深、新雪密度

降雪深は、降水量を新雪密度から求められる。Motoyoshi et al. (2014)は、ビデオと電子天秤を組み合わせて、粒径・落下速度・質量の同時測定により、粒子形状を回転楕円体を仮定することで、個々の降雪粒子の密度を推定する経験式を求めた。しかし、新雪密度は、着地後の多数の降雪粒子が、結晶形や雲粒付着度などに応じて充填された状態のバルクな密度であるため、個々の降雪粒子の密度が推定できたとしても、新雪密度を推定するのには十分でない。

Ishizaka et al. (2016)は、 -5°C に保たれた自然降雪取り込み型低温室において堆積させた新雪について、約 1 時間間隔で密度の計測と積雪を取り除く作業を繰り返して、圧密の影響の少ない新雪密度の計測を行った。彼らは、同時に光学式ディストロメーターで測定した CMF を用いて、降雪を代表する密度 ρ_{CMF} を求め、新雪密度との関係式を求めることで、降雪観測から新雪密度を求める手法を提案している。

2.4 降水の含水状態（雨雪判別）

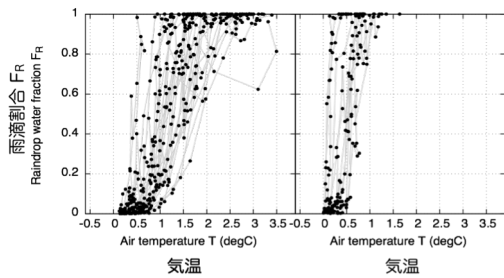


図 1: 光学式ディストロメータ (PARSIVEL) を用いて求めた、雨滴割合と気温の関係。左図は雨から雪への遷移時、右図は雪から雨への遷移時のデータ。

霰 (みぞれ) は雨滴と融解中の固体降水の混合状態であり、大気中の融解層下で見られる降水形態である。光学式ディストロメータを用いると、このような霰の判別は比較的容易である。雨滴の粒径・落下速度は、Gunn and Kinzer による経験式によく一致することが知られているため、この経験式に近い特性をもった粒子が認められれば、雨滴を含む霰と判断できる。さらに、融解の度合いに応じて、雨滴と固体降水粒子の割合が異なる (Misumi et al. 2014) ことから、本吉ら(2015)は、光学式ディストロメータ観測から、雨滴と固体降水とを分離し、それぞれの降水強度を推定することで、霰に含まれる雨滴による降水割合 F_R を求めた。 F_R を用いることで、雨から雪、雪から雨に移行するような降水形態の変化を定量的に追うことができる (図 1)。Misumi et al. (2014)では、ろ紙法を用いた含水率の測定から、 F_R と降水に含まれる液体水の割合 F_L の関係式を提案しており、これを用いることで光学式ディストロメータから降雪含水率を推定することができる。

3. 降雪粒子のマクロ画像連続撮影装置

表層雪崩には降雪に起因するものがある。雲粒付着度が小さい板状結晶からなる層や、は、密度、剪断強度ともに低く、表層雪崩の弱層を形成されることが知られている。また、角板や角柱、砲弾などからなる降雪 (粉雪) も、崩れやすい積雪を生じる。2014 年 2 月の関東甲信地方の大雪の際に、山梨県内で非常に数多く生じた表層雪崩は、このような降雪結晶によるものであったと推定されている。このような、ミクロの雪結晶の違いが雪氷災害の危険度に影響を与えることがあることから、降水システムや降雪雲と降雪結晶との対応が注目されている。

地上観測としては、光学式ディストロメータ観測と合わせて、結晶形や雲粒の付着度合いなどの顕微鏡的観察が必要である。防災科学技術研究所雪氷防災研究センターでは、10 年以上にわたりベルトコンベアを用いた降雪粒子や

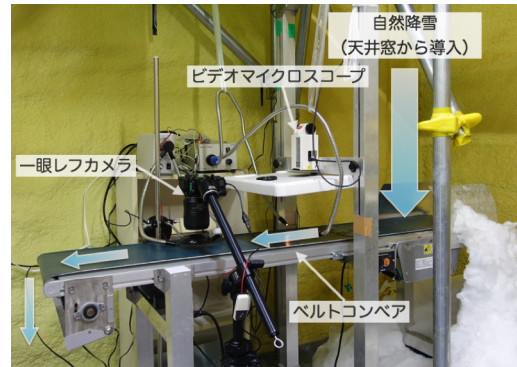


図 2: ベルトコンベア式連続自動マクロ撮影装置

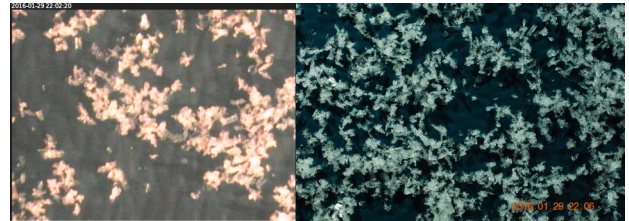


図 3: 2016 年 1 月 29 日の 22:00~22:10 の間の画像。(左) ビデオマイクロスコープ (縦横 13mm×17mm)、(右) 一眼レフカメラ (縦横 16.7mm×25mm)。

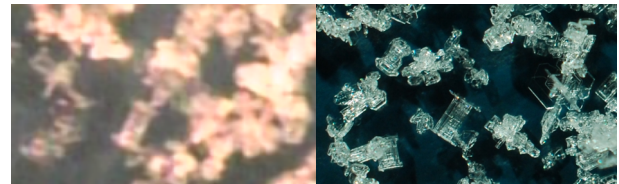


図 4: 図 2 中の一部 (縦横 3mm×5mm) を切り出した画像。

降雪結晶の連続撮影装置を稼働させている。2016 年以降は、これまでのビデオマイクロスコープに加えて、高解像度の一眼レフカメラによる観測を試験的に導入した (図 2)。図 3 は、それぞれの装置による全体の画像の例であり、図 4 は、図 3 の画像の一部を同じ倍率で切り出したものである。一眼レフカメラによる画像は、結晶形や雲粒付着度合いなどの観察にも十分な倍率を備えていることがわかる。2017 年冬季は、ステレオ画像の取得など改良を加えている。

4. まとめ

光学式ディストロメータによって測定される粒径・落下速度は、降雪粒子の種類を表す良いパラメータとなっている。このことから、粒径・落下速度を用いた降雪粒子特性や新雪特性のパラメタリゼーションが開発されている。今後、積雪現象の把握をより高度化するためにも、これらのパラメタリゼーションも精度や適用範囲を広げる必要がある。

参考文献

- Ishizaka, M. et al., 2013: *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.
 Misumi, R. et al., 2014: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 2232-2245.
 Ishizaka, M. et al., 2016: *The cryosphere*, **10**, 2831-2845.
 Motoyoshi, H. et al., 2014: International Snow and Ice Workshop, Nagaoka, Japan, November 18.
 本吉弘岐ほか (2015): 雪氷研究大会 (2015・松本) 講演要旨集, p.61.

降雪粒子の立体形状と落下速度計測

民田晴也¹ 久島萌人¹ 川島正行² 藤吉康志³

(1:名大宇地研, 2:北大低温研, 3:北大名誉教授)

1. はじめに

レーダ気象学の革新的技術開発として、降水粒子の種別とその粒径分布のリモートセンシングがある。雪や霰など固体降水粒子の存在分布が観測できればレーダ降雪強度の観測精度が格段に向上し、雲内の降水粒子の生成・成長過程を観測的に調べる事が可能となる。マルチパラメータレーダの偏波シグナルは降水タイプにより差が現れ、これまで偏波シグナルを利用した降水粒子の種別識別が提案されているが、融解層や湿雪を除けば偏波シグナルの値は少差であり、識別手法の実用化には課題が残っている (Koketsu et. al., 2015)。

多様な形状と密度で特徴付けられる固体降水粒子の散乱・偏波特性は理論・観測の両面で理解が不十分であり、個々の粒子のマイクロ波散乱特性の理解から深める必要がある。近年、粒子立体形状を観測 (Kleinkort et al. 2017)、偏波シグナルを再現してレーダ観測値との比較が行われている (Notaroš et al. 2016)。散乱計算には粒子立体形状と誘電率 (粒子密度) が必要であり、現在、実在降雪粒子の立体形状を計測する Multi-angle Snowflake Imager (MSI) を開発している (Minda et al. 2017)。粒子密度は降雪強度計との同期観測から大雑把に与えることができる。

本講演では、MSI の立体形状計測の概要、2D Video Disdrometer (2DVD) および電子天秤型降雪強度計との同期観測による MSI 性能評価と平均粒子密度見積について紹介する。

2. MSI 概要

MSI は水平面に 4 台のレーザラインスキャナを 45 度間隔に配置、4 方向から落下粒子の影画を取得、2 台のカメラで斜め上方 (天頂角 50 度) から落下粒子を撮影する。図 1 に光学モジュールと計測シート光の配置を示す。MSI のラインスキャナは 44.5 mm 幅 (計測分解能 0.105 mm、424 画素) のシート光を通過する粒子の影画を取得する。粒子落下速度を計測するため各スキャナに高さオフセットがある (SCN1 が最上部、SCN4 が最下部。SCN1 と SCN4 の間隔が約 3 mm)。カメラはスキャナ粒子検出に連動してシャッター速度 1/5000 秒で撮影する。MSI はスキャナ間の検出粒子マッチングをシンプルにするため、上部 2 台のスキャナ (SCN1/2) に計測開始トリガ機能を設け、全スキャナで影が無くなると計測終了する仕組みとなっている (シート光間隔に収まる微小粒子は計測中断する)。影画による立体形状再現は凹部を再現できない弱点があり、斜視カメラ画像を組込み形状再現性の向上を図っている。図 2 にスキャナ合成立体形状にカメラ画像を組んだ立体形状再現例を示す。

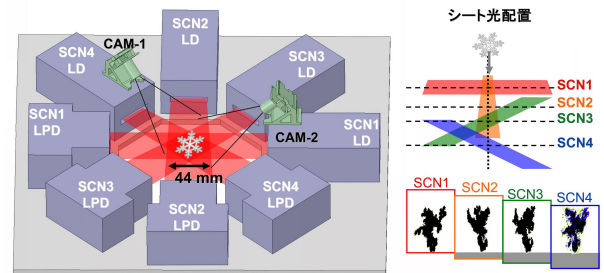


図 1: MSI 光学モジュールと計測シート光配置 (LD:Laser Diode, LPD:Linear Photo Diode-array)

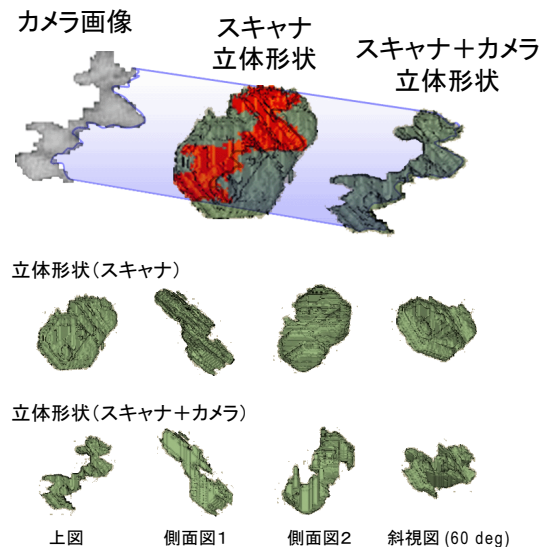


図 2: カメラ画像を利用した立体形状再現性の向上

3. 落下速度計測

MSI の計測シート光には高さオフセットがあり、スキャナ間の検出時間差から落下速度を算出する。図 3 に、MSI と 2DVD で観測した粒子サイズと平均落下速度の関係を例示する。2DVD は製造メーカー提供 make_sno の出力値を利用している。湿雪と雨滴が混在し落下速度が 3 m/s と比較的速い事例と落下速度が 1 m/s の雪片の事例である。図から平均落下速度は MSI と 2DVD で同等であることが確認できる。ここで、2DVD はシート光間での検出粒子ミスマッチによる落下速度の見積誤差が目立つが (Huang et al. 2010)、MSI 落下速度には分散が少なく、粒子ミスマッチ問題が改善できていることが確認できる。

4. 等価体積直径

MSI 観測立体形状の体積から算出した等価球径の比較を図 4 に示す。4 影画合成と 2DVD 相当の直交 2 影画合成手法の比較、および 4 影画立体形状での斜視カメラ画

像有無の差を示す。4 影画立体合成は直交 2 影画合成に比べ板状形状を捉え易く、2 影画の等価体積直径 (D_{e2}) に比べ 4 影画直径 (D_{e4}) は 13% (体積で 44%) 小さな値となる傾向がある。カメラ画像 (1 台のみ) を組込んだ形状補正により D_{e4} は更に 8% (体積で 25%) 小さくなる傾向がある。但し、カメラ画像合成の誤差見積はできていない。

5. 粒子密度推定

20 分積算の電子天秤型降雪強度計の観測重量を MSI や 2DVD の観測粒子体積で割ることで平均粒子密度を求めた (図 5)。MSI 粒子の立体形状はカメラ画像を組み込まず、2DVD の粒子体積は 44% (等価直径で 13%) 下方修正してある。図からこの降雪事例では MSI と 2DVD の平均密度が 20 分積算で良く一致することが確認できる。言い換えると降雪強度が良く一致している。平均粒子落下速度が 3 m/s の事例 (2 月 27 日 01:00-03:59JST) では平均密度は湿った 0.2 g/cm^3 前後の値を示し、落下速度が 1 m/s の事例 (3 月 4 日 09:00-11:59ST) では平均密度は乾燥した 0.05 g/cm^3 を示している。

20 分間降雪が継続する事例では MSI との 2DVD は同等の密度 (降雪強度) を示しているが、MSI 立体形状計測は 2DVD に比べ粒子検出面積が狭く (7 分の 1)、粒子検出絶対数は少ない。粒子存在密度が高い降雪の場合は 5 分積算で粒径分布を代表できるサンプル数を取得できるが、粒子密度が低い降水の場合は長時間の積算時間が必要となり、MSI 立体形状観測粒子と降雪強度計の組み合わせから粒子密度を見積れる事例は限られる。MSI は立体形状再現できない粒子も多く観測しており、その有効利用によりサンプル数が少ない問題は補正できる可能性はある。

6. まとめ

4 影画を取得する MSI は 2DVD の 2 影画に比べ板状粒子の再現性が改善している。更に、斜視カメラ画像を組み込むことで、MSI の観測立体形状の体積は 2DVD の 5 割程度となる可能性が示唆された。但し、MSI の立体形状は未だ実際の粒子形状より厚ぼったい形をしており、より実在粒子形状に近づけるための機能向上が必要である。落下速度計測では、MSI は 2DVD と同等の性能を有し、MSI は 2DVD の計測シート光間での粒子ミスマッチ問題が改善でき、信頼性の高い速度計測ができる。

MSI が固体降水粒子の散乱計算と偏波シグナル解析の技術開発に役立ち、レーダ降雪強度推定と粒子種別識別性の向上につながることを期待する。

謝辞

本研究は科研費 (26400464) および北海道大学低温科学研究所共同研究の助成を受けている。

参考文献

- Huang et al., 2010, [doi:10.1175/2009JTECHA1284.1](https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1284.1).
 Kleinkort et al., 2017, [doi:10.1175/JTECH-D-16-0099.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0099.1).
 Koketsu et al., 2015, [doi:10.1175/JTECH-D-14-00124.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00124.1).
 Minda et al., 2017, [doi:10.1175/JTECH-D-16-0221.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0221.1).
 Notaroš et al., 2016, [doi:10.3390/atmos7060081](https://doi.org/10.3390/atmos7060081).

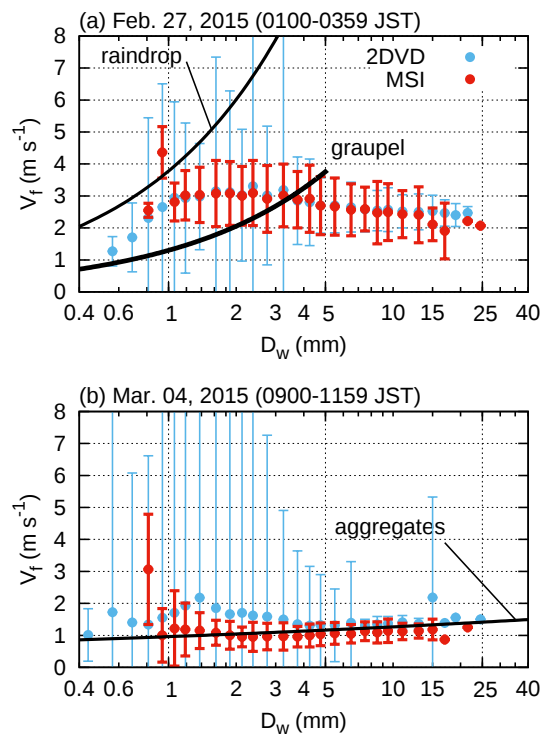


図 3: 粒子サイズと平均落下速度の関係 (3 時間積算)。粒子サイズは取得影画中の最大幅 D_w 。

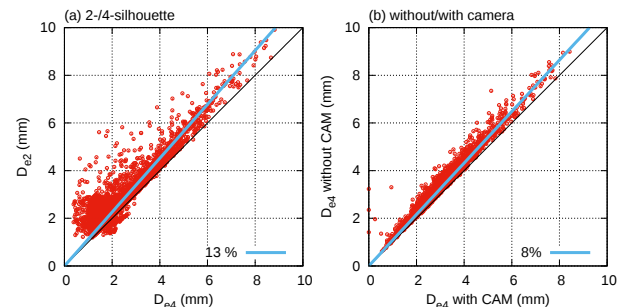


図 4: 再現立体形状から算出した等価球径の比較。(a) 2 影画と 4 影画による立体合成法, (b) 斜視カメラ有無。

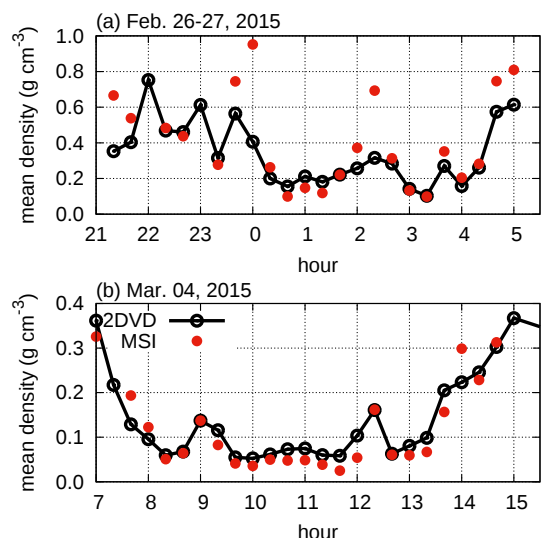


図 5: 20 分間平均粒子密度の時系列

雲・降水モデルを用いた降雪系弱層形成に関する新たなアプローチ

*橋本明弘¹, 本吉弘岐², 山口悟², 中井専人²

¹気象庁・気象研究所, ²防災科学技術研究所・雪氷防災研究部門

1. はじめに

表層雪崩発生要因の一つである積雪内部の弱層の形成に降雪粒子の性状が深く関わっている場合、降雪粒子の雲粒付着の度合いや晶癖といった物理特性が、弱層の同定や予測可能性において重要な要素となる。そのため、弱層形成に関わる気象条件の特徴についての解析が数値気象モデルを用いて行われている(中村ほか, 2013)。しかし、従来の気象モデルは、降雪粒子の形状や雲粒付着の度合いを陽に表現し得ないため、大気中の雲・降水形成から積雪内部の弱層形成に至る一連の物理的関連を描き出すには至っていない。そこで、降雪粒子の雲粒付着の度合いや結晶形といった物理特性を、従来より精緻に診断できるよう数値気象モデル(JMA-NHM)を改良し、降雪・積雪を含めた総合的視野から降雪による弱層形成に迫るための新しい研究手法として応用できるようにした。この手法を用いて、2017年3月27日に那須岳で発生した雪崩災害時の気象再現実験を行い、その応用性について検討した。

2. 数値モデル

JMA-NHM の雲物理過程は、大気中の氷粒子を雲氷・雪・霰の3クラスに分け、それぞれの総混合比・総数濃度・地上降水量等によって、大気中の降雪粒子の分布や地上降雪量を予測する。そのため、モデルが表現できる氷粒子のタイプは高々3つであり、実際の降雪中に観測される多様な粒子タイプに着目した議論に用いるには限界があった(Hashimoto et al., 2017)。今回、雲氷・雪・霰それぞれの温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新たな予報変数として組み込むことにより(表1)、粒子密度や形状に密接に関わる素過程別の粒子成長量を、粒子の生成から降水を経て地上に至るまで追跡できるようにした。

3. 数値実験

日本を中心とする水平 2250km×2250km、鉛直

表 1. 雲氷・雪・霰それぞれの温度域別昇華成長量と雲粒捕捉成長量を表す変数。

	Cloud ice	Snow	Graupel
Accretion	Qiacc	Qsacc	Qgacc
Deposition -4<T<0 C	Qidep-0	Qsdep-0	Qgdep-0
Deposition -10<T<-4 C	Qidep-4	Qsdep-4	Qgdep-4
Deposition -20<T<-10 C	Qidep-10	Qsdep-10	Qgdep-10
Deposition -36<T<-20 C	Qidep-20	Qsdep-20	Qgdep-20
Deposition T<-36 C	Qidep-36	Qsdep-36	Qgdep-36

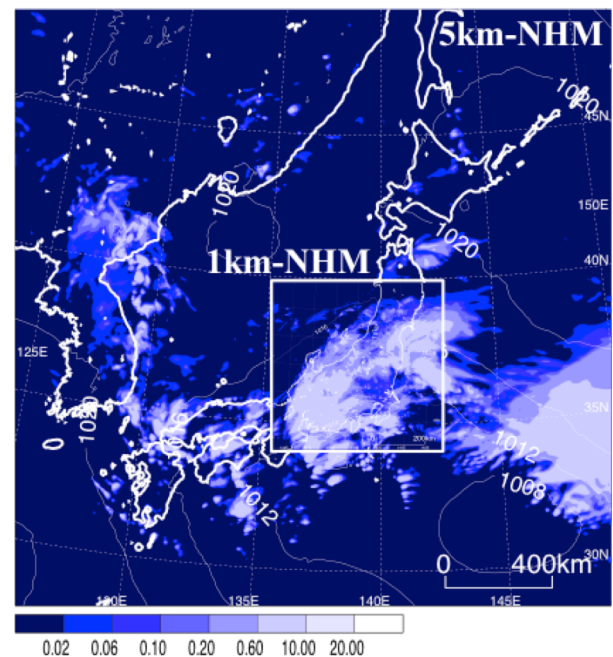


図 1. 5km-NHM と 1km-NHM の計算領域および 2017 年 3 月 26 日 23JST の鉛直積分氷水量 (mm)。

約 22km の計算領域を設け、水平解像度 5km で実験を行った(図 1, 5km-NHM)。実験対象期間は 2017 年 3 月 25～29 日とし、初期値・境界値として気象庁メソ解析を用いた。さらに 5km-NHM の計算

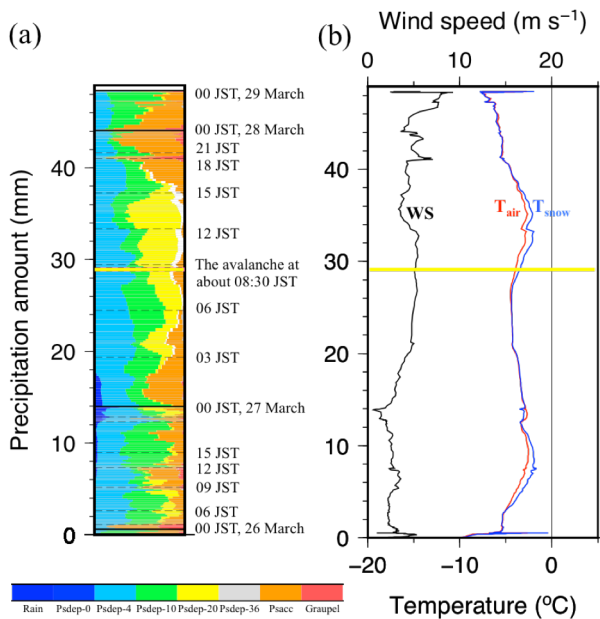


図 2. 雪崩地点を含むモデル格子の気象パラメータを、2017 年 3 月 25 日 00JST 以降の 10 分毎積算降水量積算降水量の関数として表記した層位図。(a) 雨滴(Rain)と霰(Graupel)の混合比と、雪粒子の素過程別成長量の寄与率。Psdep-n は温度別昇華生長量の寄与率 (Psdep-0: 0～-4℃, Psdep-4: -4～-10℃, Psdep-10: -10～-20℃, Psdep-20: -20～-36℃, Psdep-36: -36℃以下) を表す。Psacc は雲粒捕捉成長量の寄与率を表す。実線は日界、破線は 3 時間毎の時刻を表す。黄実線は、現地調査の結果から推定された雪崩発生時刻 (27 日 0830JST)。(b) 地上風速(WS), 気温(T_{air}), 雪温(T_{snow})。

結果を初期値・境界値として、関東甲信地方を中心とする 650km×650km の計算領域を設け、水平解像度 1km で実験を行った(図 1, 1km-NHM)。

4. 結果

図 2 は 1km-NHM の結果で、雪崩地点を含むモデル格子の気象パラメータの推移を表している。25 日は降水がほとんどなく(図 1a), 日中の短波放射(図略)で雪温が上昇しており(図 1b), 現地調査(<http://goo.gl/dSLhnV>)で確認されたざらめ雪層(積雪表面から 35-37cm)の形成と整合的であった。図 2a を詳しく見ると、雲粒捕捉成長(Psacc)の

寄与は、26 日 21～24 JST の間小さいが、その後、急激に増加していた。26 日 21JST 以前の時間帯でも、ある程度の寄与(Psacc)が認められることから、26 日 21～24JST の降雪粒子は、前後の時間帯とは対照的な特徴を示していた。再現実験の結果として現れたこの層が、現地調査で確認された雲粒付着の少ない板状結晶からなる弱層(積雪表面から 23.5cm 下)に当たるものとして妥当かどうかや、それを生じさせる気象学的要因については、なお検討を要するものの、この実験結果は、降雪を主要因とする弱層形成の評価や予測におけるこのモデルの可能性を示している。

5. まとめ

温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新たな予報変数として数値気象モデルに組み込むことで、素過程別の成長量を、粒子の生成から降水を経て地上に至るまで追跡できるようにした。雲・降水に関わる素過程や温度・湿度条件が粒子密度や晶癖の形成に強く関与していることから、改良されたモデルを用いれば、降雪粒子の物理特性を従来よりも遥かに精緻な形で診断することが可能である。降雪による弱層形成問題に対しては、雲物理学的観点から検討を加えることのできる新しいアプローチとして活用できる。

謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557, 17K18453 の助成を受けたものです。

参考文献

- 中村一樹, 佐藤友徳, 秋田谷英次, 2013: 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の雪氷, **32**, 14-17. <http://goo.gl/VB4P16>
- Hashimoto, A., M. Niwano, T. Aoki, H. Motoyoshi, S. Yamaguchi and S. Nakai, 2017: Numerical weather prediction experiment in collaboration with research activities in glaciology and snow disaster prevention. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, **47**, 5.11-5.12. <http://goo.gl/AE7Cwh>

Ka バンド偏波レーダーで観測した降雪システムの微細構造

*出世ゆかり・前坂剛・木枝香織・岩波越

(研) 防災科学技術研究所

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町の山岳地域において雪崩災害が発生した。これまでの調査から、積雪内に形成された弱層が表層雪崩を引き起こしたと推定されており、弱層では雲粒付着の少ない板状等の雪結晶が検出されている。積雪内の弱層の有無を把握するためには、降雪時に雪結晶のタイプを面的に把握することが重要であり、偏波レーダーによる貢献が期待されている。しかし低気圧に伴う層状性降雪雲に関して雪結晶タイプに注目した偏波レーダー観測事例は少なく、今後取り組むべき課題の一つである。また、国内ですでに普及している X バンド偏波レーダーに加え、よりビーム幅が狭く (0.4deg 以下)、高感度 (距離 20km で -17deg) のスキャン型 Ka バンド偏波レーダーは、雪結晶タイプに関わる偏波パラメータ特性だけでなく、降雪形成過程に関わる降雪雲の微細構造も観測できると考えられる。このような新しい観測技術が雪結晶タイプの面的把握に貢献する可能性も検討する必要があると考えられる。

2017 年 1 月 20 日、日本の南海上を通過した低気圧に伴い関東地方で降雪が報告された。防災科研ではこの降雪システムを茨城県つくば市に設置した Ka バンド偏波レーダーで観測した。本発表では、降雪システム内で観測された微細構造および偏波パラメータの特徴について報告する。

2. 降雪の概要

1 月 20 日つくば市付近では、防災科研で運用中の地上気象リポートシステム「ふるりポ！」 (<https://fururipo.bosai.go.jp/fururipo/>) で、0900JST 頃から 1130JST 頃にかけて降雪の報告が寄せられた。また地上では、樹枝状結晶や雲粒付き雪結晶およびそれらで構成される凝集雪片が観測された。この降雪期間中は、日本の南海上を複数の低気圧が通過しており (図 1)、関東地方はその北側の層状性降水領域に位置していた (図 2)。

3. Ka バンド偏波レーダー観測

本研究では茨城県つくば市の防災科研に設置した Ka バンド偏波レーダーのデータを利用した。表 1 にレーダーの主要諸元を示す。対象とする降雪システムについて、3 分毎に 6 仰角の PPI スキャン (仰角 5.2° から 27.2°) と 2 回の RHI スキャン (方位角 253.4°)

を連続して行った。

図 3 と図 4 は地上で顕著な降雪が観測された期間中の 1000JST の PPI 画像と RHI 画像である。レーダーサイト周辺では、地上に到達するレーダーエコーが約 2.5km の高度 (館野のゾンデデータの気温は約 0°C から -9°C) にかけて観測された。一方、高度 3.5km 付近 (気温は約 -15°C) には鉛直方向の厚みが数百 m 程度のレーダーエコーが層状に広がっていた。

地上に到達するレーダーエコーは、レーダー反射強度 (Z_h) の最大値が 10dBZ 程度であり、レーダー反射因子差 (Z_{DR}) は 1dB 程度の値がエコーの全域に分布していた (図 5a)。特徴的なエコー構造として、レーダーエコー上端部の高度 2km から 2.5km 付近に生成セルの構造が捉えられた (図 3a と図 4a)。生成セルの水平及び鉛直スケールは 1km 程度であった。また生成セルより下方の高度 2km 以下では南西から北東の走向を持つストリーク状のエコーが地面付近まで到達していた (図 3a) ことから、上空の生成セルにおける雪粒子の形成は、地上の降雪にも大きく貢献していたと考えられる。さらに地上では雲粒付き雪結晶も観測されており、これらの雪結晶は上空の生成セル内で雲粒捕捉により成長していたことが示唆される。

一方、高度 3.5km 付近に広がるエコーでは、下方のエコーに比べて、 Z_h の値の範囲にはそれほど大きな違いはない ($\sim 5\text{dBZ}$) が、 Z_{DR} は 5dBZ を中心とする大きな値が観測された (図 5b)。そこで、これまでの研究 (Orikasa and Murakami 2015) で -15°C 以上の気温で卓越する氷粒子として報告されている板状の結晶を想定し、T-matrix 法を用いて氷粒子の密度を変化させた散乱計算を行ったところ、密度が高い (0.917 g cm^{-3}) 氷粒子の場合、 Z_{DR} が 5dB 程度の値となることが確認された。このことから、上空のエコー領域を構成する雪粒子は、密度が高い板状の結晶であったと考えられる。

4. まとめ

2017 年 1 月 20 日の関東地方における降雪システムについて、Ka バンド偏波レーダー観測を実施し、偏波パラメータの特徴と雪形成に関わる構造について調査した。

高度 2.5km 以下のレーダーエコーの上端には生成セルが観測され、その下方には地上付近に到達するストリーク状のエコーが観測された。地上で観測された雲粒付き雪結晶やそれらからなる雪片の形成には、上空

の生成セルにおける雪粒子の形成および成長過程が貢献していたと考えられる。高度 3.5km 付近に観測された層状に広がるレーダーエコーは、偏波パラメータの観測値と T-matrix 法の散乱計算により、高密度の板状結晶で構成されていたことが示唆された。

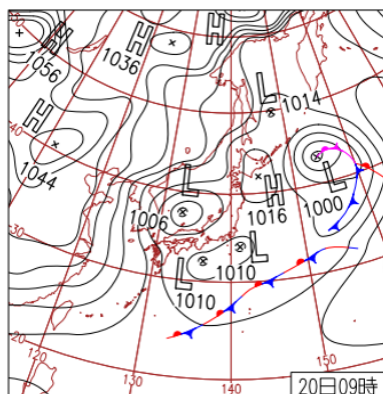


図 1. 2017 年 1 月 20 日 0900JST の地上天気図。

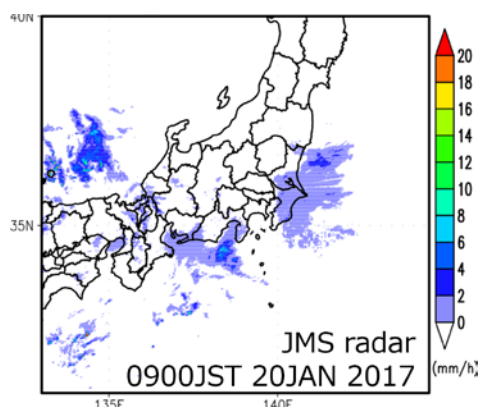


図 2. 気象庁レーダー観測による 2017 年 1 月 20 日 0900JST の降水強度分布。

表 1. 防災科研 Ka バンド偏波レーダーの主要諸元。

タイプ・偏波	直交 2 偏波・HV 同時送受信
周波数	Ka バンド (短パルス: 34.815GHz、長パルス: 34.82GHz)
空中線、ビーム幅	カセグレン方式円形パラボラ ($\phi=2.2\text{m}$)、 0.31deg
利得、交差偏波識別度	52dB 以上、30dB 以上
送信出力	EIK、3kW
パルス幅	短パルス: $1.0\mu\text{s}$ 、長パルス: $55\mu\text{s}$
PRF	2.5kHz 以上 (観測時設定 high: 1980, low: 1584)
レンジピン	150m
走査範囲 (最大走査速度)	水平: $0\sim 360\text{ deg}$ (36 deg/sec) 垂直: $-10\sim 182\text{ deg}$ (12 deg/sec)
観測半径	30km

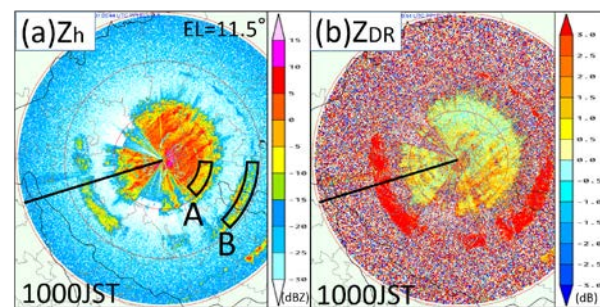


図 3. Ka バンド偏波レーダーで観測された 2017 年 1 月 20 日 1000JST の仰角 11.5° の PPI 画像。(a) レーダー反射強度、(b) レーダー反射因子差。観測半径は 30km。

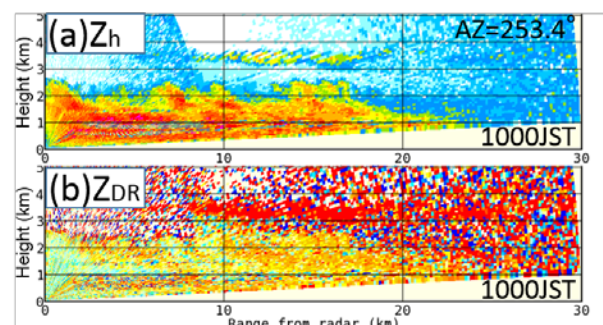


図 4. 2017 年 1 月 20 日 1000JST の方位角 253.4° の RHI 画像。(a) レーダー反射強度、(b) レーダー反射因子差。各パラメータのカラースケールは図 3 と同じ。RHI 画像の位置は図 3 に示す。

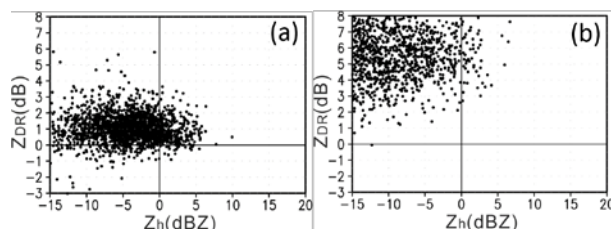


図 5. 図 3 に示した (a) 領域 A と (b) 領域 B におけるレーダー反射強度とレーダー反射因子差の関係。

参考文献：

Orikasa, N., and M. Murakami, 2015: Ice crystal shapes in midlatitude cirrus clouds derived from hydrometeor videoprobe (HYVIS) observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 143–155.

謝辞：本研究は文部科学省科研費特別研究促進費「17K18453」（研究代表者：上石勲）の支援を受けて実施しています。

ワークショップ
降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究
in 長岡 （第16回）

平成29年11月21日

ワークショップホームページ
http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS_FY2017Nagaoka/

