

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 第17回

雲物理過程と新積雪物理量 その表現と計測



開催日時 2018年11月20日 13:00～16:40

11月21日 9:20～12:10

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 第17回

雲物理過程と新積雪物理量 その表現と計測

表層雪崩や着雪などの災害を事前に予測するためには、新積雪の物理量が必要である。そのためには、現在の気象モデル内では十分に表現されていない降雪形状の物理量を広域で予測する必要がある。実際に測定される降雪・新積雪物理量と気象モデル内で予測される変数との関係について、またそれらがレーダーによる降雪雲の構造とどのように対応づけられるのか、そしてそれらは将来的に気象モデル内の雲物理過程の改良にどのようにつながられるか、観測、モデリングの両方から議論する場を提供したい。

このワークショップは科研費基盤研究(C)『気象モデルからの雲物理過程を考慮した新積雪物理量推定手法の開発(研究代表者：中井専人)』の支援を受けています。

2018年11月20日 13:00～16:40

11月21日 9:20～12:10

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



降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第17回）プログラム

11月20日（火）

13:00

主催者あいさつ 事務連絡

13:05

セッション1：微物理と雲構造

① 本吉弘岐(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
長岡における地上観測による降水系と降雪粒子の比較

13:45

② 石坂雅昭(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター 客員研究員)
2018年北陸集中豪雪時の降雪粒子と雲物理過程の現象論

14:25

休憩

14:40

セッション2：計測

③ 中井専人(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
全粒子ロギングでわかる光学式ディストロメーターの計測特性

15:20

④ 勝俣昌己(海洋研究開発機構 地球環境観測研究開発センター)
Parsivel及びLPMを用いた雨滴粒径分布観測で見えたデータ特性

16:00

⑤ 熊倉俊郎(長岡技術科学大学 環境社会基盤専攻)
光学反射を利用した固体降水測定機器の開発と出力の物理量化について

16:40

11月21日 (水)

9:20

事務連絡など

9:25

セッション3：雲物理と新積雪物理量

⑥ 中井専人(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
降雪粒子情報からの新積雪物理量推定は可能か：Introduction

9:50

⑦ 山口悟(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
降雪の比表面積の測定 ー降雪の形状を表す物理パラメータを探してー

10:30

⑧ 橋本明弘(気象庁 気象研究所)
気象モデルを用いた新積雪物理量推定の試み

11:10

⑨ 三隅良平(防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門)
東京スカイツリーにおける雲・降水の観測

11:50

⑩ 総合討論

12:10

終了予定

13:10

構内見学 (ご自由にご参加ください)

越後交通バス 時刻表

長岡駅東口 → 前山町入口		前山町入口 → 長岡駅東口	
8:40	8:53	12:43	13:05
9:40	9:53	13:38	13:56
11:10	11:23	14:43	15:01
12:10	12:27	15:38	15:56
13:10	13:23	17:08	17:26
14:10	14:27	18:13	18:31

栖吉行き 長岡駅東口時刻表 <https://bit.ly/2yB89T4>
 長岡駅東口行き 前山町入口時刻表 <https://bit.ly/2QNtdx5>
 ながおかバス

Session I : 降雪粒子の特性

長岡における地上観測による降水系と降雪粒子の比較

*本吉弘岐, 山下克也, 山口悟, 中井専人 (防災科学技術研究所 雪氷防災研究部門)
石坂雅昭 (防災科学技術研究所 客員研究員)

1. はじめに

低気圧通過時や冬型での降雪時には、降水系とともに霰や雪片、みぞれといった降水形態だけでなく、雪片を構成する結晶形もまた変化していく様子が観察される。降雪結晶の変化を捉えることは、降雪の雲物理過程の理解という観点のほか、降雪結晶起因の表層雪崩などの予測などの防災に関しても重要な視点を与える。雪氷防災研究センター（新潟県長岡市）の降雪粒子観測施設では、顕微鏡観察やビデオマイクロスコープを用いた降雪結晶の連続観測を実施してきた。2016年の1月からは一眼レフカメラを用いることで個々の降雪結晶を判別可能な解像度での雪結晶の連続観測を開始した。本発表では、特に角柱や鼓、交差角板などの低温型結晶が見られた2018年1月22日から23日の南岸低気圧通過時の降雪結晶形の連続観測およびディストロメータを用いた降雪粒子観測の結果について報告する。また、発表の中では、同様な低温型結晶が観察されたその他の事例についても報告する。

2. 観測方法

降雪結晶の観測は降雪粒子観測施設（FSO）の低温室（-5℃）において実施した。低温室の天井窓から自然状態で取り込んだ降雪粒子をベルトコンベア装置で受け、ベルトコンベア上を流れてくる降雪結晶をビデオマイクロスコープ（10秒毎）もしくはマクロレンズを装着した一眼レフカメラ

（1分毎, 2016年1月以降）を用いて撮影した。また、同施設に設置された CCD 連続画像を用いたディストロメータから降雪粒子の粒径・落下速度分布を5分毎に計測し、それを元に CMF¹⁾などを計算した。

3. 南岸低気圧通過時の降雪結晶形

図1の気象庁天気図にみられるように、2018年1月22日から23日にかけての南岸低気圧が通過し、その北側縁辺部に位置した長岡でも主に雪片による降雪が見られた。長岡では22日14時ごろから細かい降雪結晶が降り始め、低気圧の通過に伴い結晶形が入れ替わりながら、23日2時には雨へと変化した。図1の天気図と図2(a)のレーダーエコーから、20時頃までは低気圧中心から北東側、それ以降は北西側に位置したと考えられる。

図2(b)の降雪結晶分類は、1分毎の撮影画像の中で最低でも1つ以上確認できた分類を点で表すことで、降雪結晶の変化を時系列で表したものである。結晶形の分類には、菊地ら²⁾のグローバル

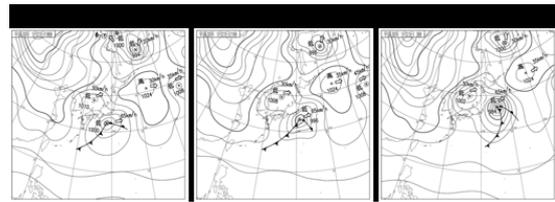


図1: 観測期間の気象庁天気図

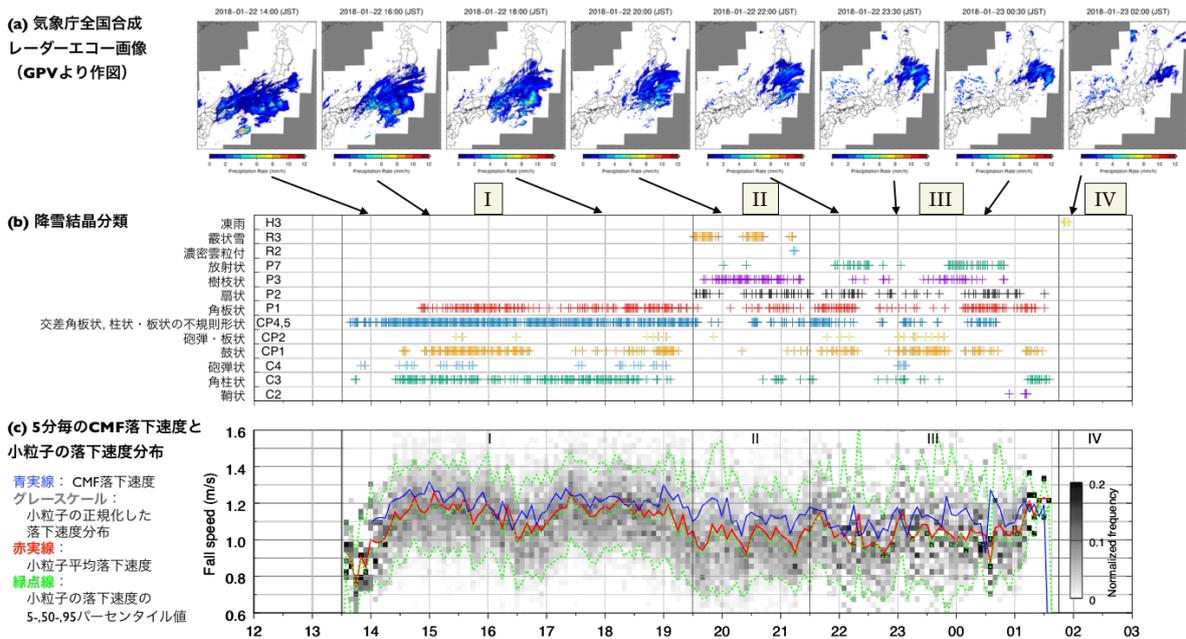


図2. 2018年1月22日12時～23日03時の(a)気象庁全国合成レーダーエコー画像, (b)画像から確認された1分毎の降雪結晶分類, (c)5分毎のCMF落下速度(青線), 粒径1~2mmの範囲の小粒子の落下速度分布(グレースケール), 平均落下速度(赤線), 5%, 50%, 95%のパーセンタイル値(緑点線)の時系列。

2018年北陸集中豪雪時の降雪粒子と雲物理過程の現象論

石坂雅昭¹⁾・本吉弘岐²⁾・中井専人²⁾・山下克也²⁾

¹⁾ 防災科学技術研究所 (客員) ²⁾ 防災科学技術研究所雪氷防災研究部門

1. はじめに

2018年冬季は日本の上空にたびたび強い寒気が南下して日本各地に大雪をもたらした。中でも2018年2月6日前後は、北陸地方の平野部に数十時間程度の短期間に集中した降雪があり、福井の国道8号において千台に及ぶ車の立往生が長時間生じた。2月5日未明から6日午前間に1m近い積雪増があったからである。この集中的な降雪は、量的な過多はあるものの福井にとどまらず同期間に北陸沿岸の地域に見られ、降雪粒子観測を行っている防災科学技術研究所雪氷防災研究(雪氷研, 長岡)でも歴代5位の日降雪を観測している。ここでは、この集中降雪時に見られた降雪粒子の特徴を示し、そこから推察される集中降雪のメカニズム(雲物理過程)について考察する。

2. 総観気象場

図1に2018/2/5 9JSTの天気図と気象衛星の写真を示す。北海道西方沖の日本海にゆっくり南下・東進する天気図上でも低気圧として解析される寒冷渦が存在し、日本付近は-30℃以下の寒気で覆われていた。Akiyama(1981)の言う典型的な里雪タイプの場合であった。

図2に雪氷研(SIRC)と福井(アメダス)における降積雪の推移を気温や降水量とともに示したが、量の多寡はあるものの、5日夜半から6日午前にかけて断続的に積雪が増える両者に共通する推移が見取れる。図には示さないが、この期間、北陸の日本海沿岸にある伏木(富山県)においてもまとまった降雪があり、両者と同様な降積雪の推移が見られた。図1の衛星写真から福井はJPCZの上陸地点であり、そのため降雪が集中したことがわかる。他の2地点については、MSMによる850hPaの風(図3)から福井・伏木・長岡の3地点近傍を含む北陸

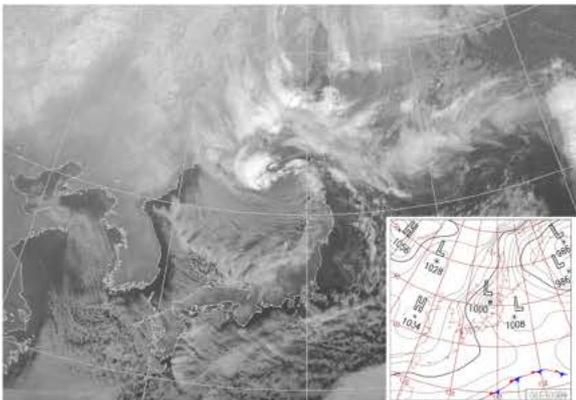


図1 2018/2/5 9JSTの気象衛星(IR)写真と天気図。

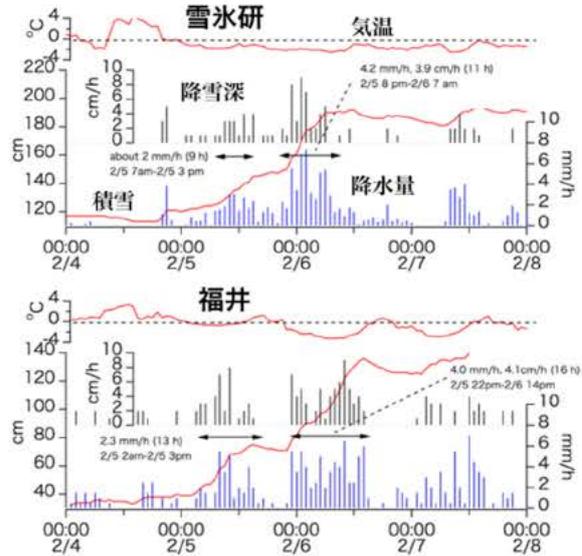


図2 雪氷研, 福井の気温・積雪・降雪・降水量の推移。

の日本海沿岸に水平風シアアが存在していた。JPCZも水平風シアアによるものであることを考えると、これら地域の集中的な降雪は里雪タイプの環境場、水平風シアアが生じていたところで起きていたことがわかる。

3. 大雪をもたらした降雪の特徴

次にこの期間の降雪の様態(降水量・積雪深変化)と降雪粒子(落下速度・空間数密度)について雪氷研における観測結果を図4に示す。それぞれ5分間毎の値である。落下速度は降水寄与で重み付けした落下速度(CMF)の速度成分である(Ishizaka et al., 2013)。

積雪深の増加が大きくなり始める5日の午前9時前頃に境に落下速度の振る舞いが大きく変わった。すなわち、落下速度が秒速3mを超える大きなものを含めて変動していた状態から

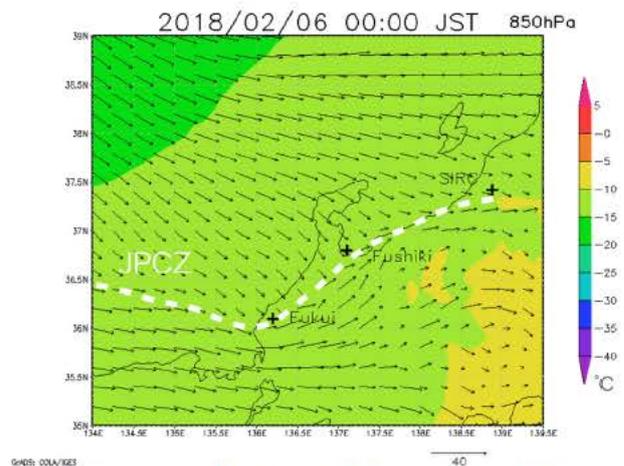


図3 数値モデル(MSM)による850hPaに置ける気温(色)と風(矢羽)。

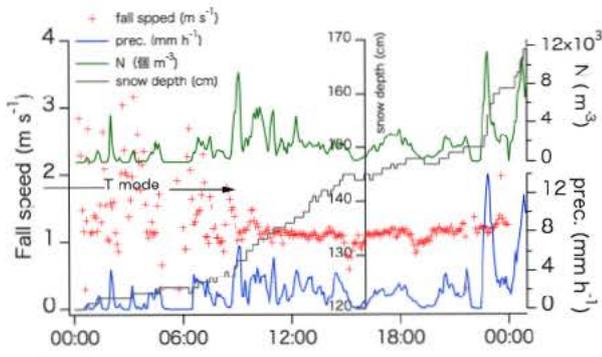


図4 降雪の落下速度・空間数密度と降水量・積雪深の推移。

1m前後の一定の状態が継続するようになった。それに合わせるように積雪深増加速度も大きくなっていく。降雪落下速度が 1 m s^{-1} 前後で一定する傾向は23時頃の特に大きな積雪増加時にも変わらなかった(6日夜半にかけても強い降雪が続いたが、測定機器の着雪によって測定が中断したが、別の測定器によって同様の傾向を確認している)。以上の観測から、積雪の増加をもたらした降雪は落下速度 1 m s^{-1} 前後の降雪が担っていたことがわかる。また、降水量が粒子の空間数密度とよく対応していることから、降雪粒子数の増加が降雪の強度を大きくしていたことも確認できる。

4. 大雪時の降雪粒子及び構成雪結晶の特徴

図5に速度が変化した9時前後で分けた降雪粒子の粒径・落下速度分布と強い降雪をもたらした粒子の接写写真を示す。9時前は落下速度の大きい時と小さい時が混在しているが、速度の大きい時の粒子はグラフから霰であることがわかる。それ以降の粒子は多少変動しつつも落下速度が 1 m s^{-1} 前後の、雪の結晶に雲粒が付着した霰状雪であったことがグラフと写真から見て取れる。また、写真には個々の結晶が小さく、さらに鼓型の結晶が見られるなど、低温型の雪結晶の特徴も見られる。

主要降雪粒子の変化はレーダーエコーにあらわれた降水系にも反映していた(図6)。午前9時前を境に、それ以前はTモードの雪雲、それ以降は先の図3の水平風シアー上に発達する雪雲と、降水系の形態が変化した。これま

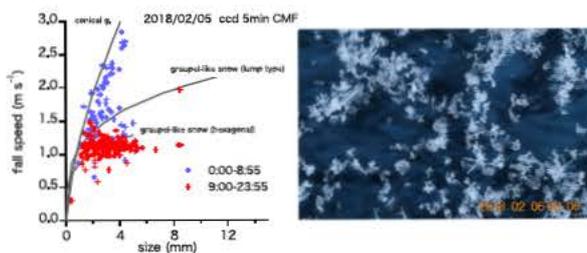


図5 9時前後で分けた粒径・落下速度分布図(左)と後半の代表的な降雪粒子の接写写真(右)。

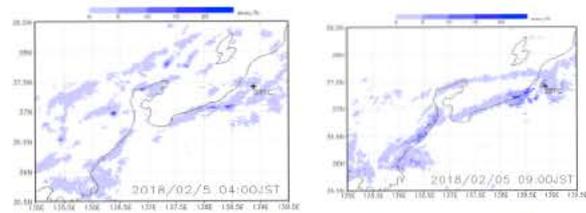


図6 Tモードから水平風シアーに沿う降水系への変化。気象庁合成レーダー-GPV(高度1 km)より。

での観測でもTモードでは霰を主とし、それに小粒子が混じることがわかっていて(石坂ほか, 2015) 図5の粒子観測結果とも符合する。

5. 雲の中では何が? (大雪の雲物理過程)

観測から、大きな降雪強度は、霰ほど大きくはないが、そこそこの落下速度を持つ霰状雪が多量に降ったことでもたらされたことが明らかになった。多量の雪粒子の生成には、始まりである雪結晶(氷晶)の生成が必要である。そのことを今回の総観及びメソ気象場を総合して考えると、次のような現象が起こっている可能性が推測できる。すなわち、水平風シアー領域における大気収束、上昇、中層寒冷環境下での氷晶核の活性化による多量の氷晶の生成、下層からの湿潤大気(高温位)の上昇による雪の成長と雲粒の付着である。そして多量の粒子下では、一個当たりの雲粒量は少なくなり、霰ではなく霰状雪の状態でもたらされたと推定される。また、地上付近も寒冷な気温(地上気温 -1°C 前後からそれ以下)であったことは、雪片の形成を抑制し、粒径、落下速度とも大きく変化しない特徴ある降雪が続いたことを助けたと考えられる。

6. まとめ 降水系と大雪の総合的な理解へ

大雪は大気中下層の寒冷環境(寒冷渦・寒冷トラフの通過)を必要条件として(二宮, 2008), 下層収束場への気団変質空気塊が流入することで発現する(吉崎・加藤, 2007)。今回の大雪はその一つの典型例であり、降雪粒子観測からそこで起こっていると考えられる雲物理過程を推察した。その考えをもとにするとL, Tモードなどの降水系や山雪・里雪などの降雪諸現象の総合的な理解も可能であると考えている。それには証明すべきいくつかの命題があるが、紙面の関係もあり、それについては発表で述べることにする。

参考文献

- Akiyama, 1981, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 578-590.
 Ishizaka et al., 2013, *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.
 石坂ほか, 2015, 日本気象学会秋季大会講演予稿, 292.
 二宮, 2008, 日本海の気象と降雪, 成山堂書店.
 吉崎・加藤, 2007, 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店。

Session II : 計測

全粒子ロギングでわかる光学式ディストロメーターの計測特性

*¹中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・^{3,4}村上茂樹・³勝島隆史

(1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大, 3: 森林総研十日町, 4: 現所属: 森林総合研究所 九州支所)

1. はじめに

近年多く使われるようになってきたレーザー1ビーム方式の光学式ディストロメーター(optical disdrometer; 以下OD)は、粒径-落下速度分布(particle size-velocity distribution; 以下PSVD)を予め決められたクラス(ビンとも言われる)区分を用いた2次元ヒストグラムの形で出力可能な気象測器である。ODはレーザー平行光をシート状に発し、それが検知領域となって(第1図)、降水粒子が通過するとレーザー光を遮蔽する。しかし、測定粒径の精度や範囲、誤差など測器の特性に関する情報が乏しい。これは特に、観測で複数測器を用いる場合、あるいは測器更新で機種が変わる場合に解析に影響する。本研究の目的は、このようなODの測定値の特性を明らかにし、降水粒子の解析のための正確な処理を行えるようにすることである。

2. 使用したOD

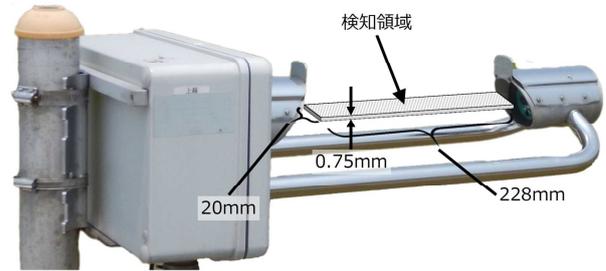
今回はThies製Laser Precipitation Monitor (LPM; [Bloemink and Lanzinger 2005](#); [Lanzinger et al. 2006](#))を用いた調査を行った。LPMの粒径 D (mm)は光の強度の低下量から、落下速度 V ($m\ s^{-1}$)は光量低下の継続時間から計算される(Adolf Thies GmbH & Co. KG, 2008; 以下LPM取説)。この処理方式はOTT製PARSIVEL([Löffler-Mang and Joss 2000](#); [Löffler-Mang and Blahak 2001](#); [Battaglia et al., 2010](#))と同様である。

LPMには測定した全粒子について約50バイト1行のデータを自動送信する設定(Particle Event Telegram; 以下PE)がある。本研究ではこの設定を用いた全粒子ロギングを行った。PEでは、粒径は"D(sphere)"と"D(Hamberger)"の2種類、落下速度もそれらに対応した2種類が出力される。このD(sphere)が D 、D(Hamberger)が D_{eq} である。また、粒径のもととなる"Maximal value of A/D -converter (デジタル値)" P_{max} と落下速度の計算に用いられる"Duration of event" T_e も出力されている。LPM取説には明確に記載されていないが、PSVDに出力されているのは D である。一方、PARSIVELではLPMと異なり、観測された粒子は雨滴を想定した扁平率を持つ回転楕円体とみなされ、その回転楕円体と体積の等しい球の直径 D_{eq} (mm)がPSVDの粒径として出力される([Battaglia et al., 2010](#))。

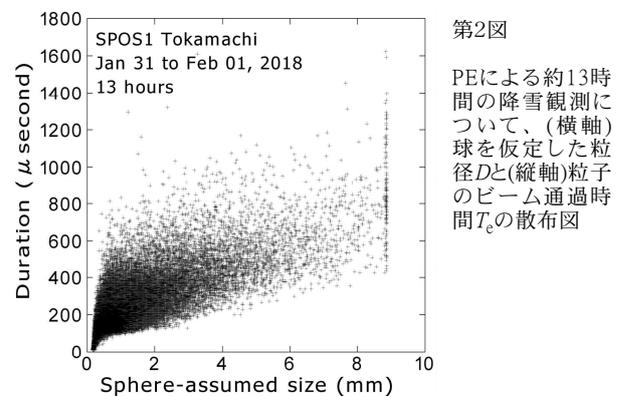
3. 結果と考察

3.1. 全粒子ロギングによる観測

2017/2018冬季にPEによる降雪観測を森林総合研



第1図 LPMの写真と検知領域



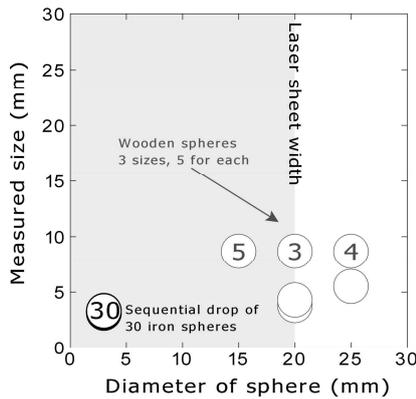
第2図

PEによる約13時間の降雪観測について、(横軸)球を仮定した粒径 D と(縦軸)粒子のビーム通過時間 T_e の散布図

究所十日町試験地露場設置の防風ネット内(仕様は[中井ほか\(2011\)](#))において試験的に実施しており、ここから2018年1月31日20時19分から2月1日9時30分にかけての約13時間分のデータを解析した。LPM取説によるとPEにおいて粒子数が非常に多い時に取りこぼしのないことは保証されていないが、得られた観測データのロギング状況には余裕が見られた。この期間は十日町試験地露場観測において気温がほぼ $0^{\circ}C$ 以下かつ相対湿度が100%に近い状態が継続し、風速は最大 $0.9\ m\ s^{-1}$ と弱かった。鉛直流は $0\ m\ s^{-1}$ として解析した。

LPMの観測例を第2図に示す。横軸は D 、縦軸は粒子がレーザービームを通過している時間の長さ T_e ($\mu\ second$)である。観測値は測定された全領域で滑らかに分布し、量子化誤差などを思わせる不自然な不連続は見られなかった。大粒径側は明確な値の丸めがみられ、 $8.87\ mm$ 以上の大きさの粒子は全てこの値付近の粒子として出力されていた。一方、小粒径側には継続時間が非常に短い粒子がみられた。第2図に対応して縦軸に球仮定の数値値を取って作図すると、落下速度の異常に大きい粒子が見られた。これは D に対して非常に短い T_e を持つ粒子、すなわちレーザービームの端で一部だけが検知領域を通過した粒子と考えられる。

ODの検知領域を粒子が落下すると粒子がレー



第3図

(横軸)実粒径と(縦軸)PEによって測定した粒径 D との比較。○中の数字はその位置に重なっている個数を表す。

レーザー光と重なった部分が遮蔽される。PE出力に含まれる P_{\max} はその遮蔽面積に対応する値で、 P_{\max} と D は散布図を描くと一義的な関係にあった。その形から、 D は P_{\max} から球体による遮蔽の形を想定して算出されていることがわかった。

3.2. 球体落下による試験

実験室において直径3mmの鉄球(SUJ-2, 等級20)、直径15mm、20mm、25mmの木球(ミズキ, ノギス)を用いたサンプル測定で ± 0.5 mmの誤差、かつ一部薄く切り落としありをビームのほぼ中央に落下させた。LPMは波長785 nm、安全基準はJIS C 6802(IEC 60825-1) Class 1Mのレーザー機器であり裸眼では安全と分類されるが、球体落下試験実施時には安全のためレーザー波長に適合した防護眼鏡を使用した。3mm鉄球30個を4秒以内に連続落下させたところ、LPMは個数を正しく計測し、測定値の平均は3.2mm、標準偏差は0.046mmであった。

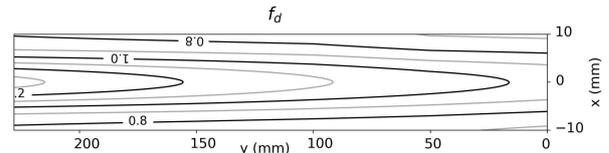
球体を用いているので落下速度 $V(\text{m s}^{-1})$ を評価できる。測定した D と V を解析したところ、

$$V = (D + h) / T_e \quad (1)$$

のように計算されていることがわかった。一方、粒径については、径の大きい木球の D が全て約8.67mmに丸められていた(第3図)。木球においてこれよりかけ離れて小さく出た値は、測定上の理由による誤差と考えられる。8.67 mmという値は3.1節で観測に用いた個体の値(8.87 mm)とは異なり、丸められた結果出力される値には個体差があることもわかった。この丸めは降雨観測では問題にならないが、冬季日本のように粒径1cmを越える雪片が日常的に降る環境では、粒径分布について何らかの補正を考える必要がある。

3.3 小粒径における異常な測定値とその除去

第2図に見られた D が小さく T_e が非常に短く測定された粒子は、 V が(1)式で算出されることから落下速度の非常に大きい粒子となる。その一部の落下速度は雨滴の値(例えばGunn and Kinzer (1949); 以下GK)よりも大きかった。このような粒子は、例えば、ある程度の落下速度を持つ大きい粒子の一部が検知領域の端を通過した場合に現れ得る。小粒径で水滴より落下の速い降水粒子はないので明らか



第4図 "Specific Report"記載の測定値を"Nominal Volume"で規格化して1/3乗、内外挿して求めた、粒径ファクター $f_d = d / d_0$ の検知領域内の分布。xはビームに直交、yは平行方向の距離で、x=0がビーム中心、右端が送信側。等値線は0.1毎。

かに値として異常であり、除去してする必要がある。一方、 $D \approx 0.3 \text{ mm}$ には T_e 分布が短くなる、粒子数が急激に少なくなるという不連続があり、多少の過少評価があり得ると理解した上で $D = 0.3 \text{ mm}$ 以上のデータを使用するのが現実的に思われる。

3.4. ビーム不均一

LPMには製品毎に"Specific Report"と呼ばれる校正表が添付されており、そこには検知領域内の測定値分布について、水滴を用いた校正結果が書かれている。球体落下試験に用いた個体について、"Nominal Volume"は0.484 mlで、許容範囲 $\pm 5\%$ に対して測定値の平均は0.482 ml、すなわち"Nominal Volume"の99.6%の値である。しかし分布のばらつきは大きく、記載されている測定値を規格化して求めた粒径ファクター f_d (粒径測定値が真の粒径に対して何倍となるか)は、特にビームの両端でかなり小さくなる(第4図)。これについて、第4図の $y=18.2\text{mm}$ の位置でレーザー光を1mm刻みで横断して3mm鉄球を用いて測定する試験を行った。その結果、分布パターンとしては第3図に整合的な結果が得られたが、 f_d の値としては第4図より0.2~0.3大きい値が得られた。この差異の原因については現状明らかでない。

4. まとめ

レーザー1ビーム方式ODについて、全粒子ロギングによる調査を実施し、降雪粒子の特性と測器計測特性をある程度把握した。しかし、いくつかの課題が残っている。特に、検知領域内の不均一は定量的に明確にする必要がある。

約0.3 mm より小さい粒径は検出の限界にかかっていると考えられ、検出限界であればその境界はハード的な要素による可能性がある。この点、大粒径の丸めも同様である。測器特性値がハード的な要素によるものであれば、個体差や経年変化があり得る。ODの使用においては数年に一度はPE測定による特性調査を行うことが望ましいと考えられる。

謝辞： 本研究は防災科学技術研究所『多様化する雪氷災害軽減のための危険度把握と面的予測の融合に関する研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM-RA8 PI203『融解を含む降雪の粒径落下速度分布と鉛直プロファイルの観測的研究』)によります。

Parsivel 及び LPM を用いた雨滴粒径分布観測で見たデータ特性

*勝俣昌己・森修一・耿驥・谷口京子（海洋研究開発機構）

[はじめに]

降水粒子の粒径別数密度（「粒径分布」）の計測用に、近年、レーザーを用いた光学式ディストロメータが多用されている。そのうち代表的な機材が、Parsivel（OTT Hydromet 社製）と、LPM（Thies Clima 社製）である。両者ともに機構は同様で、シート状のレーザーを一定空間に常時照射してその反対側で信号を受信している。このレーザーを遮るように降水粒子が落下すると、受信信号の低下量や低下時間を、降水粒子の粒径や落下速度に換算される。しかし「受信信号の変化」から「降水粒子の特性データ」や「雨量」への換算式はメーカーの定めるところであり、ユーザーには詳細は開示されていない。このため、特に測定対象や条件が複雑になった際、出力データの解釈を難しくする可能性がある。

海洋研究開発機構（JAMSTEC）では、近年、Parsivel 及び LPM の観測データを蓄積してきた。発表者の本務は熱帯域の降水特性の解析であり、主な解析対象は「雨」であるが、測定対象が固体降水よりもシンプルである分、センサー側の特性が見えやすいとも考えられる。本発表では、発表者が雨滴粒径分布の解析を通して気付いた両センサーの特性について報告する。

[観測データ]

JAMSTEC では、2013 年以降、研究船「みらい」にディストロメータを搭載した観測を実施している。本解析では、2015 年まで搭載していた Parsivel のデータ、及び、現在に至るまで搭載を継続している LPM のデータのうち、北緯 20 度～南緯 20 度の範囲での観測データを抽出して用いた。なお、「みらい」は北極海や南大洋をも観測対象としており、中高緯度海域での観測データも存在する。

加えて、2015 年及び 2017 年には、インドネシア・スマトラ島西岸（インド洋側）ベンクルでの陸上観測（Parsivel 及び LPM）を、近傍での「みらい」観測と同時に実施した。また、2011～2013 年には、内陸国ラオスで LPM 観測を実施した。これらの観測データも本解析では用いている。

[解析結果]

まず、LPM 及び Parsivel が直接出力する「雨量」の値を、併設する雨量計のデータと比較した。その結果、LPM や Parsivel が（おそらく粒径と落下速度の関係から）推定する「降水タイプ」に依存すると思われる雨量の不一致が見られた。このため、以後の雨量計算は、雨滴粒径及び個数から直接計算した。なお、計算の際、中井ほか（本研究会発表）に基づき、LPM の出力粒径は扁平な雨滴の最大直径、Parsivel の出力粒径は等体積球の直径として扱った。

2015 年 11～12 月に 25 日間行われた集中観測“Pre-YMC”では、スマトラ島西岸のベンクル測候所に Parsivel、LPM、及び MAWS（ヴァイサラ社製自動気象ステーション）を設置運用した。そのときの 1 分間降雨強度の比較結果が図 1 である。このように、LPM データからの算出雨量は MAWS の転倒桁式雨量計と良い対応を示すのに対し、Parsivel からの算出雨量は低くなっている。一方、船上観測の結果からは、これらの関係が異なっている場合も見られた。このため、Parsivel 及び LPM について粒径-落下速度平面における出現頻度分布を確認したところ、LPM と Parsivel とで異なっていた。また Parsivel において、頻度分布はファームウェアのバージョン毎に異なっていた。これは、Parsivel はソフトウェアで何らかのフィルタをかけており、かつそのフィルタがバージョン毎に異なることを示唆している。一方（当方が所有している）LPM のデータではバージョン毎の違いは見受けられなかったが、小粒径・大速度の粒子が多数観測されており、このデータの取扱いに考慮が必要と思われる。

なお当日は、他の観測例・解析結果についても、可能な範囲でご紹介する予定である。

[謝辞]

観測及び解析において、宇宙航空研究開発機構（JAXA）降水観測ミッション（PMM）にご支援いただきました。また、観測には、情報通信研究機構（NICT）・日本海洋事業（株）・グローバルオーシャンディベロップメント（株）にご協力いただきました。また解析には中井専人さん（防災科研長岡）のご協力・ご助言をいただきました。皆様に感謝します。

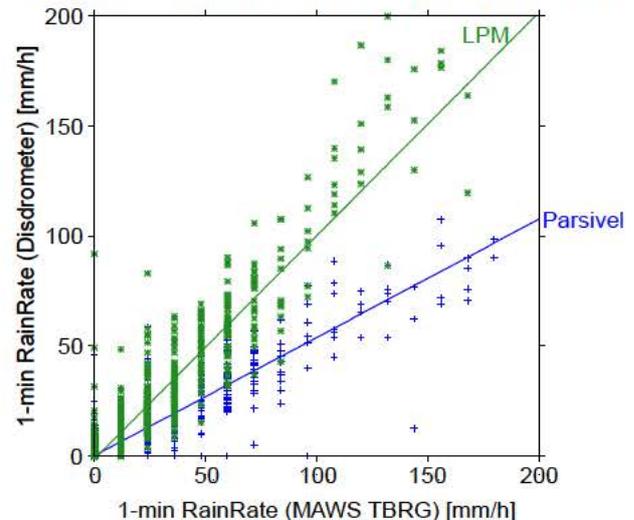


図 1：“Pre-YMC”ベンクル観測点でのセンサー間雨量比較結果。横軸に MAWS の転倒桁式雨量計の 1 分間雨量、縦軸に LPM または Parsivel の 1 分間をとった。青の十字は MAWS と Parsivel、緑の米印は MAWS と比較 LPM との関係を示し、線はそれぞれの回帰直線を示す。

光学反射を利用した固体降水測定機器の開発と出力の物理量化について

○熊倉俊郎(長岡技大), 山崎正喜(スノーテック新潟), 上林颯(長岡技大), 本吉弘岐(雪氷研), 中井専人(雪氷研), 山口悟(雪氷研), 富樫数馬(雪氷研), 石丸民之永(新潟電機), 齋藤隆幸(スノーテック新潟), 丸山敏介(新潟電機)

1. はじめに

長期的な降雪のほかに、短期間で局地的に降雪する事例が災害に結び付いている。監視体制として気象レーダーの活用が有効だが、粒子形状などを考えると地上観測も重要であり、その連携が望まれる。地上観測はレーダーの検証としての側面が強調されがちだが、多点の地上計測はそれ以上の価値がある。そこで、安価でメンテナンスしやすい固体降水種別・固体降水量観測装置を開発してきた。同形式の測定機器は過去にも他に検討されてきたが、ほとんどの場合で短時間の降水量推定は困難との結論である。降水現象は基本的にポアソン過程なのでそれは妥当であり、逆に言えば長時間の推定には十分に使える可能性を示唆しているともいえる。

2. 測定器

発光・受光センサーが同じ向きにある試作した反射型測定機器を図1に示した。各センサーが相対している透過型機器は粒子を測る上で制限が少なく有力であるが、光軸合わせや巨大化などメンテナンス性や製造コストで劣る。一方で、反射型は粒子との距離が不明であること、粒子の大きさにより光学的観測領域の広さが変わることが測定上の問題と言える。また、光学式には共通で、観測領域に同時に粒子が入ってきたときの対応



図1 試作した測定機器

が困難、観測領域が有限であることなどが問題点として挙げられる。

反射型の測定原理について以下に述べる。発光素子は950nm近傍の近赤外線を半値角7.5度で照射し、受光素子は半値角12度で同じ方向を向いている。受信波形を損なわないように即座にAD変換し、その後デジタル処理することで0.2msecごとの強度電圧信号を得る。粒子通過時には電圧が上がることを利用し、常時信号を監視して得られる粒子通過を示す閾値をトリガーとして波形を取り込む。波形の最大値を最大電圧とし、継続する時間を継続時間とした。ここで、粒子とセンサーの距離が不明であるが水平方向にランダムに降雪するとして、それぞれの時間平均値を代表値とした。さらに簡単な近似をすることにより、最大電圧の平方根を粒子サイズに比例する代表値とし、継続時間の逆数を落下速度に比例する代表値とした。以上の閾値の推定値や平均値は、処理の軽減を目的として疑似平均値とし、逐次求めるべき疑似平均値と測定値の差を時間微分とした指数関数的漸近を用いて新たな疑似平均的な値を求めた。時定数に相当する値は閾値では数秒、平均値には数分を設定した。

種別判別については、最大電圧と継続時間の疑似平均値を縦横軸に取り判別式を求める手法を用いる、降水量推定には、個数、サイズに比例する量、落下速度に比例する量のそれぞれの疑似平均値を用いた。なお個数については、測定される粒子の入射時間間隔から求めた。密度は層流を仮定した終端速度の式から密度に比例する量を解き、疑似平均密度を求め、これに疑似平均体積と疑似個数をかけることより降水量に比例する量とした。本機器では平均値以外の量を得ることはできない(得ても意味がない)ため、疑似平均値を用いて演算するが、真の粒子の散布図で平均を

中心に分布が対称であれば問題ない。これは実際と異なるが、近似として扱う。

3. 観測

防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの降雪粒子観測施設と人工降雪実験施設での測定を実施した。共通で、反射型機器、PARSIVELを同時計測し、観測施設ではGEONOR降水量計と石坂らによるビデオ撮影による観測、実験施設では電子天秤を用いた降水量の測定を行った。

4. 結果と考察

観測施設で2017年1月から2月に観測された反射型測定機器の生データを用いて粒子判別の判別式を求めた。同時測定した機器でも、明らかな違いとして雪片とあられの2種の判別が妥当であることから、本機器での判別もこの2種判別を試行した。確実にあられ、雪片と考えられる事例だけを選択した。あられは最大電圧が大きい一方で、雪片は大きいことから、図2のように右上がりの判別式となった。すべてのデータを用いた場合の推定精度としては8割程度だが、あられの事例が少ない。

降水量推定については、判別時と同じデータを

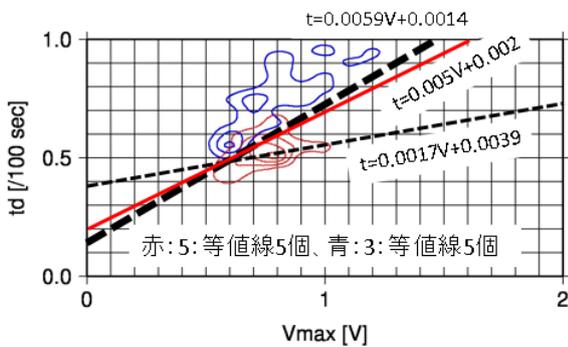


図2 粒子種別判別

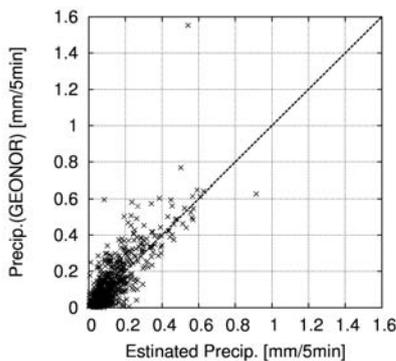


図3 降水量推定

用いたが、この期間はみぞれ状の降水も多かったとのことから、確実に固体降水と考えられるデータのみを用いて行い、図3に示した。重み付き決定係数が0.8でかつ十分に有意な結果を得たが、累積図を期間全体について描くと、1割程度多くなる期間もあった。その様子を図4に示した。

2018年に行った約3日の人工降雪実験施設の実験で降雪量推定を検証したところ、小さくても2割程度過小評価となった。原因として考えられるのは、あられと雪片の事例をまとめた上で確実なものを選別して推定したことや、試作機器の素子劣化や校正の不十分さが挙げられる。

5. まとめ

全体的にデータの不足が問題で、特にあられの事例が少ない。降水量推定については、少なくともあられと雪片で分けるべきなのかもしれない。また、上から見た観測領域の大きさが粒子の大きさにより異なる点も考慮する必要がある。また、校正もより正確に行う必要がある。

(謝辞：本研究はJSPS 科研費 18K04655 の助成を受けたものです。)

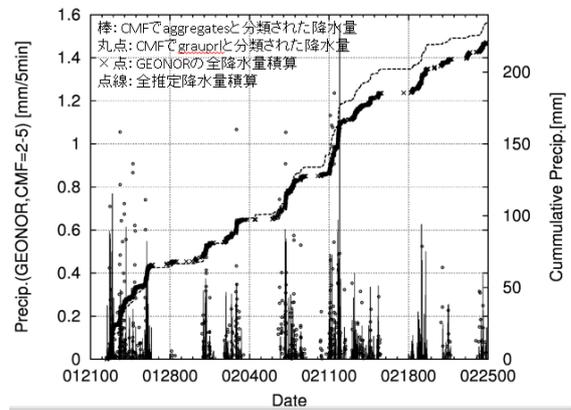


図4 観測施設での降水量推定結果

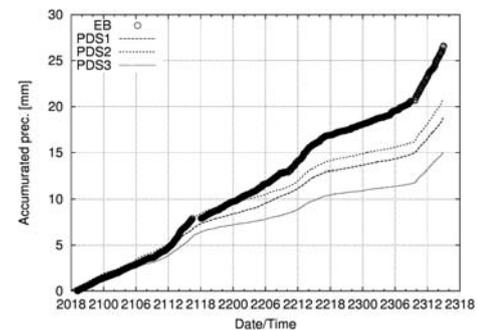


図5 人工降雪実験施設での結果

Session III : 雲物理と新積雪物理量

降雪粒子情報からの新積雪物理量推定は可能か：Introduction

*¹中井専人・²橋本明弘・¹山口悟・¹本吉弘岐・¹山下克也
(1: 防災科研・雪氷, 2: 気象研)

1. はじめに

積雪表層の状況は、降雪粒子形状に起因する物理量に依存する。たとえば、積雪のアルベドは、降雪粒子の形状や粒径に大きく依存する(Aoki et al., 2011)。また積雪内部においても、たとえば南岸低気圧で起こる雪崩は特定の降雪粒子(第1



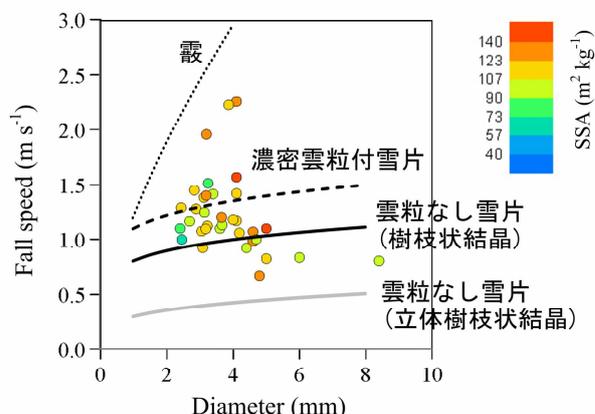
第1図 雲粒なし低温型結晶。南岸低気圧時の弱層にこのタイプがよく観測される。2016年1月30日03時09分撮影。

図)が原因の弱層に起因しているが(中村ら, 2013)、それは降雪粒子形状に起因する初期積雪物理量(密度等、例えばFassnacht et al., 1999)に弱層の強度が関係し、積雪の変質速度にも影響して(中村ら, 2012, 雪氷研究大会(2012・福山)講演要旨集, 183)弱層を長時間維持するからである。この初期積雪物理量を面的に推定するためには、降雪粒子を成長させる気象場の変数を3次元的に得られる気象モデルからの推定が必要である。

その一方で、現在の気象モデルでは、降雪の細かい物理量を正確に予測することは困難である。その要因の一つは、モデル内の雲物理スキームが実際の降雪粒子の物理量を十分表していない(霰と雪という分類以外に粒子形状に関する予報変数がない)ことがあげられる。モデル改良を行い粒子径状に関する物理量を得られるようにするためには、モデルの結果と実測とを比較することが不可欠であるが、モデルの結果と比較するだけの降雪の物理量の測定、及び積もった直後の初期積雪物理量の測定も、充分なされていないのが現状である。

また、降水系の種類によって卓越する降雪粒子の形状は異なる。例えば、季節風時の雪雲では雲粒付き樹枝状結晶からなる雪片や霰、南岸低気圧前方では雲粒の付かない角板、角柱や鼓状結晶などが卓越する(石坂ら, 2015, 雪氷, 77, 285-302)。これについても定性的に卓越晶癖としては知られていても、定量的なパラメーターとなっていないため、気象モデルによる気象要素の分布から初期積雪の特性を面的に得るすべがないのが現状である。

そこで、科研費基盤(C)『気象モデルからの雲物理過程を考慮した新積雪物理量推定手法の開発(課題番号16K01340、研究代表者：中井専人)；以下、本研究』を立ち上げた。この発表では、研究実施内容の概要、及び、本研究の成果が応用された災害事例解析を紹介する。主な研究成果については、



第2図 SSAは粒径、落下速度と単純な関係式であらわすことができない。

続く2件の講演で述べられる。また、このワークショップも本研究によって開催されており、研究成果とそれに関連する講演を集めた。開催主旨はこの要旨集冒頭および[ワークショップWebサイト](#)に記載された通りである。

2. 研究実施内容

本研究では、比表面積(Specific Surface Area; SSA)をキーパラメーターとして研究を組み立てた。SSAは粉体などの多孔質物質の組織構造を表す物理量の一つで、粒子のサイズだけではなく形状(降雪粒子の種類)も反映する。降雪粒子は様々な結晶形を持つ氷晶及び凍結雲粒によって構成されるが、降雪粒子の自動観測によって得られる粒径と落下速度に対して、SSAの値は単純な関係にない(第2図)。このことは、雪崩の弱層形成といった積雪の特徴を得るためには、降雪の特徴としてさらなるパラメーターや環境場と降雪粒子特性の関係式などが必要であることを意味している。そこで、次の3項目：

- 1) 降雪粒子形状の物理量としてSSAに着目し、降雪粒子のSSAと新積雪の初期密度(ρ_{init})という二つの物理量を実測する。
 - 2) 降水系(雪雲や低気圧の雲)の構造をレーダー解析し、降水系によるSSAの差異を明らかにする。
 - 3) 既存気象モデルの予報変数から降雪粒子のSSAに関わる特性を推定する方法を開発する。
- を実施した。項目1、2のデータは項目3の検証となる。これらによって初期積雪特性の面的な把握、予測に向けた知見が得られることを目標とした。

防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(以



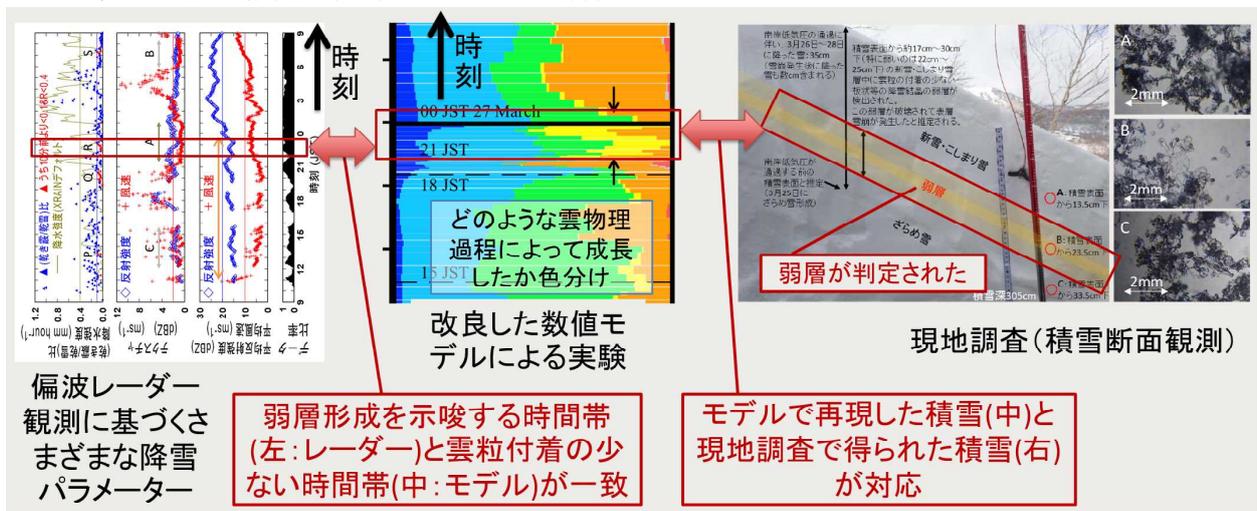
下、雪氷研)の降雪粒子観測施設(FSO; [Ishizaka, 2009](#))[\(第3図\)](#)においては降雪粒子を直接取り込む-3℃の低温室とSSAの測定装置を所有し、本研究ではこれらを用いて降雪を変質させずに ρ_{init} とSSAを同時測定した。地上気象要素はFSOに隣接する気象観測露場において観測した。雪氷研では降雪頻度が高く(冬季は毎年、降水日数が比率にして約80%)、かつ様々な種類の降雪がもたらされるので、その利点を活かしたものである。

さらに、雪氷研では防災科学技術研究所運営費交付金により研究用Xバンド偏波レーダー(MP2レーダー; 中井・山下, 2018, 気象研究ノート(237), 226-238)[\(第3図\)](#)を冬季連続運用しており、降水系の判別はその観測データを使用して[Nakai et al., \(2005\)](#)に基づいて行った。観測期間は今冬を含めて3冬季であり、既に2冬季のデータは得られている。

気象モデルとしては日本における気象予報に現業使用されてきたJMA-NHM([Saito et al., 2006](#))を改良して用いた。モデル計算には気象研究所スーパーコンピューター(第3図)を使用した。

3. 2014年3月27日の那須における雪崩災害

2017年3月27日に那須温泉ファミリースキー場付



第4図 那須町における災害雪崩事例に見られた、(左)レーダー降雪分布特性から得られた弱層形成を示唆する時間帯、(中央)改良した気象モデルによる雲物理情報に基づく雲粒付着の少ない(弱層となる危険が高い)時間帯、及び(右)現地調査による弱層、の対応

近の山岳地で災害雪崩が発生した。この災害については、翌日に調査チームが現地入りし積雪状態が明らかにされている([中村ほか, 2017](#))。特に、

- 1)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荷重がある状態で、
- 2)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した、

の2点が降雪の解析においてポイントとなったが、本研究はこの第2項に強く関係する。

第4図は、この雪崩の弱層が形成された時間帯について、レーダーと気象モデルによりそれぞれ独立に推定した結果が一致した解析結果である。これは、本研究により、気象モデルから上空の降雪粒子の形状を表す物理量を出力するよう改良がなされたこと、また、レーダー降雪分布パターンを模式化、定量化できるようになってきたことがこのような一致を見るまでの解析を可能としたものである。これらを組み合わせて新積雪物理量と対応付けられれば、弱層形成をする降雪の検知、予測ができる可能性がある。

4. まとめ

表層雪崩や着雪などの災害を事前に予測するためには、新積雪の物理量が必要である。そのためには、現在の気象モデル内では十分に表現されていない降雪形状の物理量を広域で予測する必要がある。そこで本研究では、実際に測定された降雪・初期積雪物理量と気象モデル内で予測される変数との関係について、レーダーによる降雪雲の構造と対応づけて明らかにする試みを行った。詳細はこれに続く講演を参照されたい。研究成果は災害雪崩の解析に応用され、降雪による弱層形成について、その形成時刻がレーダー解析と数値モデル実験で一致し、弱層形成をする降雪の検知、予測ができる可能性が示唆された。

降雪の比表面積の測定

- 降雪の形状を表す物理パラメータを探して -

*山口 悟¹, 石坂 雅昭¹, 本吉 弘岐¹, 山下 克也¹, 中井 専 人¹, 橋本 明 弘²,
Vionnet Vincent³, 八久 保 晶 弘⁴, 青木 輝 夫⁵

¹ 防災科学技術研究所・雪氷防災研究部門, ² 気象庁・気象研究所,
³ University of Saskatchewan, ⁴ 北見工業大学, ⁵ 岡山大学

1. はじめに

降雪起源の雪崩発生の危険性は、降雪結晶の雲粒付着具合に密接に関係すると言われている[1]. 従って降雪結晶起源の弱層を積雪変質モデル内で表現するためには、雲粒付着具合に関する指標を新たに導入する必要がある。

比表面積(SSA)は、粉体などの多孔質物質の組織構造を表す物理量の一つで、粒子のサイズだけではなく形状も反映した物理量である。従って新雪の SSA は、降雪結晶の形状や雲粒付着具合にも密接に関係すると考えられる。本発表では、実際に降雪直後に測定した新雪の SSA の解析結果について報告する。

2. 測定並びに解析方法

測定は、防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター (SIRC) で行った。過去の新雪に関する SSA の研究事例では、降雪から数時間から 1 日程度過ぎてから測定したものを新雪の SSA としている[2][3]。しかし新雪の SSA は、圧密や焼結、昇華に伴う形状の変化により堆積後短時間で急激に変化することが予想される[4]。そこで本研究では、それらの影響をできるだけ排除するために、SIRC にある降雪粒子観測施設の天井の開く低温室(-5°C)内に設置したテーブル上に自然降雪を堆積させ、降雪後 1-2 時間程度でサンプリングを実施し、その SSA の測定を行った。

SSA の測定には、BET 理論を用いたメタン吸着法 [2][3][5]を採用し、解析にあたっては、CMF(Center of Mass Flux distribution)から求めた降雪種情報[6]や降雪粒子の顕微鏡写真ならびに SIRC の露場で測定している気象データ[7] (気温、湿度、風向、風速、気圧、降水量等) 等を用いた。

3. 結果並びに考察

2013/2014~2016/2017 冬季の 4 冬期(2013/2014 冬季を以後 2014 冬期とする。他の冬も同様)に観測を実施し、最終的に 102 事例の降雪サンプルの SSA の測定を行った。

表 1 に各冬期で測定された SSA の最大値並びに最小値を示す。4 冬期すべてで最大値と最小値との比は 2 倍以上となった。これらの結果は、同じ降雪でも条件によって SSA の値が大きく変化するというを表している。このことから SSA は降雪の特徴を表すのに非常に良い指標となることが分かった。

表 1 各冬期で測定された SSA の最大値と最小値
*測定回数：一冬期で測定した回数

冬期	最大 (m^2kg^{-1})	最小 (m^2kg^{-1})	測定 回数
2014	64	154	19
2015	43	142	34
2016	43	148	35
2017	51	110	14

図 1 に様々な SSA の降雪サンプルの顕微鏡写真を示す。図 1A は、SSA の値が小さかった($46 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$)事例である。このような小さい SSA を持っている降雪粒子は、雲粒なし結晶が多かった(気温の高い条件下で降り、落下中に融雪している降雪粒子の場合でも、小さい SSA が見られた)。図 1B は、わずかに雲粒が付着した事例である。このようにわずかに雲粒が付着している場合には、雲粒なしの場合と比較し SSA はやや大きめの値 ($74 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$)を示すことがわかった。一方図 1C は、降雪結晶に非常に多くの雲粒が付着した事例である。このような場合には、SSA は 1B よりもさらに大きな値($107 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$)を示した。図 1D は、霰の事例である。霰の場合

には、1Cの事例よりも SSA の値はさらに大きい値(129 $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$)を示した。

これらの結果は、新雪の SSA は降雪結晶の雲粒付着度合いに密接に関係すること（雲粒付着度合いが小さい場合には、SSA も小さく、雲粒付着度合いが大きい場合には SSA も大きくなる）ことを示している。

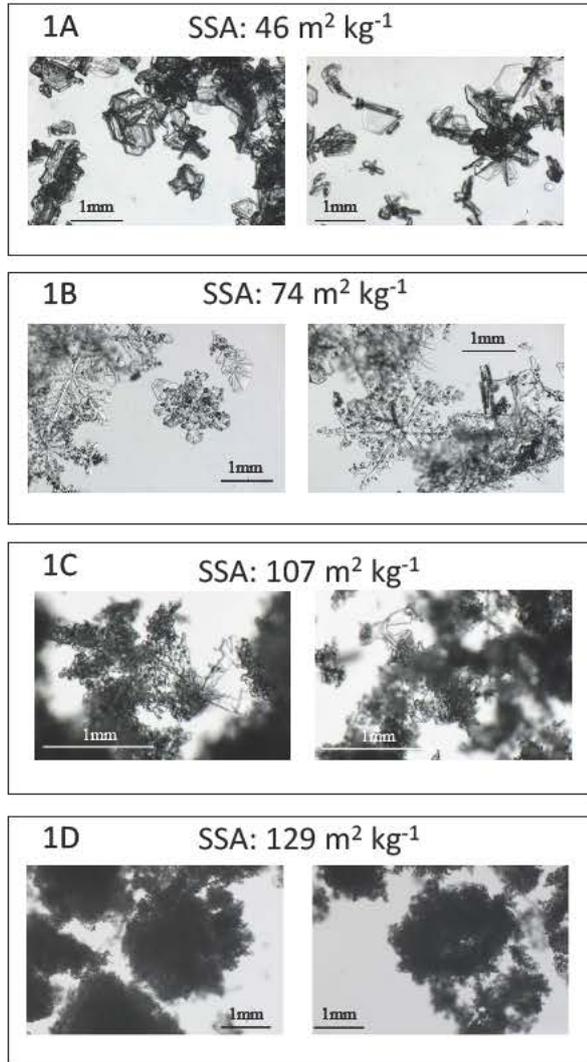


図1 サンプルの顕微鏡写真

1A: 雲粒なし降雪結晶

1B: わすかに雲粒が付着した降雪結晶

1C: 非常に多くの雲粒が付着した降雪結晶

1D: 霰

SSA の値が何によって決まるかを明らかにするために、測定試料が堆積した期間の気象要素と SSA との関係調べた。その結果、気温並びに湿度と SSA の間には弱い負の相関が見られた一方で、風速と SSA の間には比較的強い正の相関が見られるなど、気象要素によ

って相関の正負、強さが異なることが分かった。

総観場スケールが新雪の SSA の値にどのような影響を与えるかを調べるために、「冬型で降ったタイプ(M-type)」と「低気圧型で降ったタイプ(C-type)」の二つに分類し、解析を行なった。その結果、C-Type で降った新雪の SSA の値は、M-type で降った新雪の SSA に比べると小さい値を示すという結果が得られた。

降雪起源の弱層になる降雪は、C-type で降ることが多いと言われている[8][9]。本結果は、新雪の SSA を用いれば、降雪起源の弱層になりやすい降雪となりにくい降雪を積雪変質モデル内で区別できる可能性を示している。

4. まとめ

4 冬季にわたり、堆積後 1-2 時間の新雪の SSA の測定を行い、102 事例のデータを取得した。その結果、新雪の SSA の値は、降雪粒子のタイプによって大きく変化することを明らかにした。この結果より新雪の SSA は、降雪粒子の形状の情報を示す指標になる可能性が示唆された。また新雪の SSA は、気象条件や総観場にも依存することが示された。このことは新雪の SSA という新しい指標を使うことで、今まで記述できなかった降雪粒子が持つ履歴情報を、積雪変質モデルに導入することができる可能性を示している。

謝辞

本研究費の一部は以下の JSPS 科研費: 15H01733, 16K01340 の助成を受けて実施された。

参考文献

- [1] Lachapelle, 1967: Physics of Snow and Ice: Proceedings, 1(2), 1169-1175.
- [2] Leganeux et al., 2002: J. Geophys. Res., 107(D17), 4335, doi:10.1029/2001JD001016
- [3] Domine et al., 2007: J. Geophys. Res., 112(F02031), doi:10.1029/2006JF00512
- [4] Karbret et al., 2008: Atmos. Chem. Phys., 8, 1261-1275
- [5] Hachikubo et al., 2014: Bull. Glaciol. Res, 32, 47-53.
- [6] Ishizaka et al., 2013: J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.
- [7] Yamaguchi et al., 2018. Cold Reg. Sci. Technol., 149, 95-105.
- [8] 中村ほか, 2009: 北海道の雪氷, 28, 37-40.
- [9] 秋田谷, 中村, 2013: 北海道の雪氷, 32, 10-13.

気象モデルを用いた新積雪物理量推定の試み

*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

積雪層は、その表面における乱流・放射過程により、熱や水蒸気を大気との間で交換しており、それには積雪粒子の物理特性が深く関与している。積雪粒子は、温度・湿度・風速等の環境条件に応じて、時間とともに変質していくが、積雪粒子としての初期状態は、大気中を落下し地表に達した降雪粒子の状態によって決まる。したがって、降雪の粒子特性は、積雪層内部の物理過程を左右する強い因子の一つである。そのため、積雪物理に関する学術的・防災的見地から、降雪粒子の性状を調べる取り組みがなされてきた。

その一環として、科研費基盤(C)「気象モデルからの雲物理過程を考慮した新積雪物理量推定手法の開発」(研究代表者:中井専人, 課題番号:16K01340, 研究期間:2016-2018年度)では、降雪粒子の物理特性を従来になく精緻に表現できる数値気象モデル(橋本他, 2018a, 2018b)から出力された粒子特性データを用いて、積雪粒子の初期状態を表す物理量を推定するための手法を検討してきた。本稿では、当研究課題で取り組んだ、表層雪崩の背景要因となる弱層形成につながる積雪層内の粒子特性の変化や低密度層形成についての解析の他、積雪粒子の比表面積を推定する試みについて報告する。

2. 数値実験

ここで用いる気象モデルの雲物理過程は、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、降雪粒子の分布や地上降雪量を予測する。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み(橋本他, 2018a の表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、追跡できるようにした。

このモデルを用いて、日本を中心とする水平2250km×2250km, 鉛直約22kmの計算領域で、気象庁メソ解析を初期値・境界値として、水平解像度5kmの気象再現実験を行った。その結果を初期値・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(橋本他, 2018a の図1)。

3. 結果と考察

3.1 弱層形成につながる降雪粒子特性の変化

気象モデルを用いて、2017年3月27日、那須岳山麓で起きた雪崩災害前後の数日間の降雪再現実験を行った結果、那須岳付近に前日から降り続いた降雪には、概して雲粒捕捉成長の寄与が認められた。図1は、気象モデルが再現した雪崩地点上空の降雪粒子特性を表している。高度2kmより上空では、雲粒捕捉の寄与(Pacc, オレンジ色)はほとんど認められないのに対して、地表面に近いごく下層では、雲粒捕捉の寄与が常に認められ

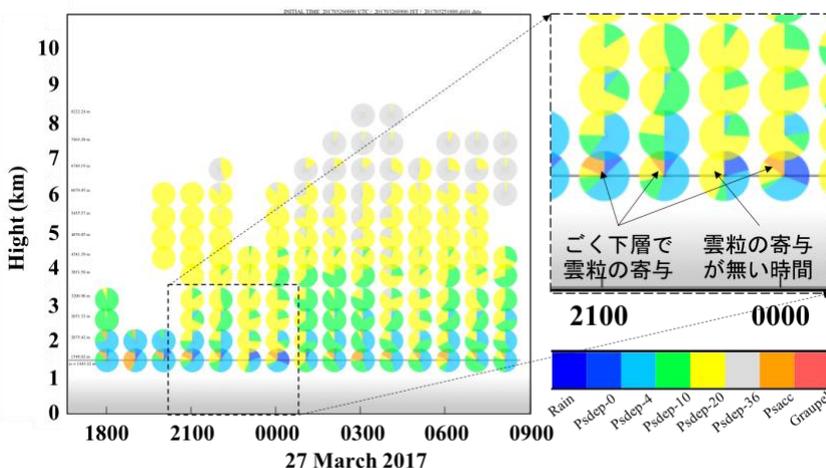


図1. 雪崩地点上空の降雪粒子特性の時間変化。円グラフは、雨滴(Rain)と霰(Graupel), および、雪粒子の雲粒捕捉成長量(Psacc)と温度別成長量(Psdep-n)の質量比を表す。(Psdep-0: 0~-4°C, Psdep-4: -4~-10°C, Psdep-10: -10~-20°C, Psdep-20: -20~-36°C, Psdep-36: -36°C以下)。

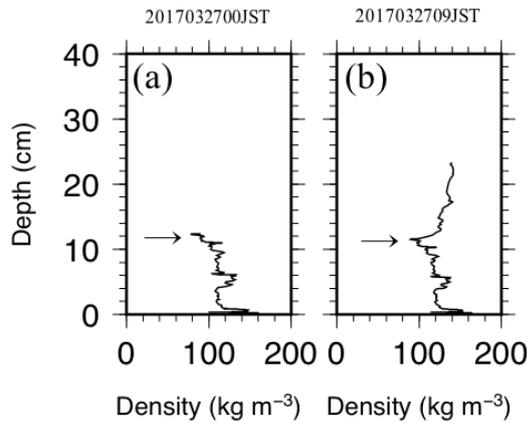


図 2. 圧密過程のみを考慮した積雪密度の計算結果。(a)2017年3月27日00時(JST). (b)09時(JST). 矢印は、雲粒付きの少ない粒子の層を表す。(橋本他, 2018a の図 7 を改変.)

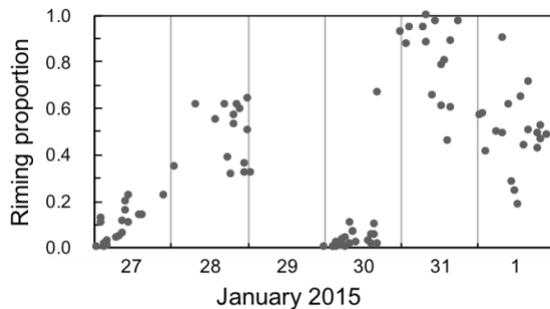


図 3. 2015年1月27日から2月1日にかけての長岡の雲粒寄与率に関する数値実験結果.

る。26日午後11時頃には、一時的に雲粒捕捉の寄与がほとんどなくなる時間帯があり、このことは、地上降雪量に対する雲粒捕捉の寄与の時間変化にも表れていた(橋本他, 2018a の図 4)。その後、雪崩発生推定時刻(27日午前 8:30 頃)までに 10 mm (水当量)以上の降雪が予想されている。積雪層内部において、雲粒付着の少ない粒子の存在は、表層雪崩の背景要因となる弱層形成につながる事が知られており、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気象モデルの可能性を示している。

3.2 積雪密度予測の試み

次に、気象モデルから得られた降雪粒子特性の時間変化が、積雪密度にどの程度影響を与え得るのかについて、圧密過程のみを考慮した簡易な計算をもとに考察した(橋本他, 2018a)。圧密過程における積雪粒子の初期状態を与える新雪初期密度

は、気象モデルから出力された地上風速と、温度別昇華成長量・雲粒捕捉生長量・霰粒子質量の各寄与率とともに、各成分の密度に依存させる形で決定した。

図 2 は、計算された積雪密度プロファイルである。雲粒付着の少ない粒子が直前まで降っていた 27日 00 時には、雪面の新雪密度は約 80 kg m^{-3} と小さな値を示した(図 2a の矢印)。この層は、雪崩発生推定時刻に近い 27 日午前 9 時の時点でも、依然、上下の層より小さい密度を示しており(図 2b の矢印)、弱層にあたる特徴を保っていた。弱層形成に関する厳密な議論には、精緻な積雪モデルを用いた解析が必要だが、この結果は、気象モデルの出力する粒子情報が、積雪内部の弱層形成ポテンシャルをある程度表現し得ることを示している。

3.3 比表面積予測に関する検討

2015 年 1 月 27 日から 2 月 1 日にかけて、長岡では、総観規模擾乱の通過に伴い、いくつかの降雪イベントを観測した。雪氷防災研究センターでは、降雪粒子の画像撮影と比表面積の測定が実施され、雲粒付着が多いと粒子の比表面積は大きくなることが示された(図略)。図 3 は、気象モデルによる降雪再現実験の結果で、雲粒寄与率を表している。雲粒寄与率の推移は、比表面積の測定結果(図略)とよく似た傾向を示しており、二つのパラメータの間には良い相関があると予想できる。

4. まとめ

気象モデルを用いた新積雪物理量推定に関連して、弱層形成に関わる粒子特性変化に関する解析、計算された降雪粒子特性の積雪密度予測・比表面積予測への適用について、これまでの進捗を述べた。気象モデルの積雪物理研究へのさらなる応用によって、従来にない新たな展開を予感させるに十分な結果を得た。

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

[橋本他, 2018a](#): 降雪による弱層形成に関する数値気象モデルを用いた再現実験. 平成 29 年度科学研究費(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」研究成果報告書, 64-69.

[橋本他, 2018b](#): 数値気象モデルによる降雪粒子予測の高度化. 北海道の雪氷, **37**, 63-66.

東京スカイツリーにおける雲・降水の観測

三隅良平 (防災科学技術研究所・つくば)

1. はじめに

雲粒粒径分布は、降水形成過程や雲の光学的特性に影響するとともに、降雪過程においては霰のライミング成長や氷晶の昇華成長にも影響する重要なパラメータである。したがって雲粒粒径分布を測定することは、降水形成過程や雲の光学的特性をモデル化するための本質的な取り組みである。

雲粒粒径分布の特徴は、地域によって大きく異なることが知られている。比較的エアロゾル粒子が少ない海洋上の大気では、雲粒の平均粒径が大きく、雲粒の粒径分布の幅が広い傾向があり、エアロゾル粒子の豊富な大陸上の大気では、雲粒の平均粒径が小さく、雲粒粒径分布の幅が狭い傾向がある。ユーラシア大陸の東端に位置し、太平洋に面している日本周辺では、その両方に起源をもつ気団の影響を受けた雲が形成されると考えられ、雲の気候学の観点から興味深い領域である。

日本周辺の雲粒粒径分布の観測は、気候へのインパクトの観点から、主として冬季から春季における東シナ海や日本海の層雲や層積雲がそのターゲットとされてきた。そこで観測された雲粒数濃度は概ね $100\sim 1000\text{ cm}^{-3}$ の範囲にあり、それらが大陸性気団の影響を受けた雲であることを示している。一方、夏の太平洋沿岸（高知市）における航空機観測も行われており、積雲の雲粒数濃度は $400\sim 1500\text{ cm}^{-3}$ の範囲にあったと報告されている。これらの観測結果は、日本周辺に出現する雲が大陸性の雲に近い特性をもつことを示唆している。ただしこれらは皆、キャンペーン観測で行われた短期間のデータであり、日本周辺の雲の気候学的な特性を知るには、より長期間のデータを取得する必要がある。

東京スカイツリーは高度 634 m の世界一の高さをもつ放送用タワーで、2012 年 5 月に完成した (図 1)。湿度の高い日には、その上部はしばしば下層雲に覆われる。私たちは東京スカイツリーの高度 458 m 地点に雲粒スペクトロメータを取り付け、下層雲の雲粒粒径分布の連続観測を開始した。本講演ではこれまでに得られた観測結果や (Misumi et al. 2018)、降雪の観測を含む今後の計画について紹介する。

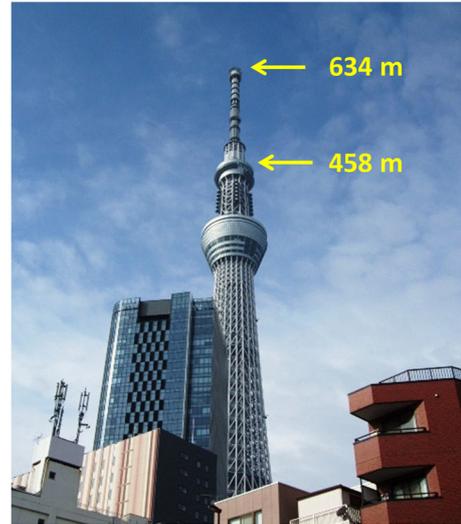


図 1 東京スカイツリー

2. 測器とデータ処理

2.1 測器

雲粒粒径分布の観測は、Fog Monitor (Droplet Measurement Technologies, FM-120) によって行われている。この測器は波長 $0.658\text{ }\mu\text{m}$ のレーザー光を用いた前方散乱型スペクトロメータプローブ (Forward Scattering Spectrometer Probe) で、ポンプによって $1\text{ m}^3\text{ min}^{-1}$ の速度で空気を引き込み、散乱強度に基づいて直径 $2\text{ }\mu\text{m}$ から $50\text{ }\mu\text{m}$ の雲粒数密度を 30 の粒径区分で測定する。この測器を東京スカイツリー (35.71°N , 139.81°E) の高度 458 m 地点の西面に取り付けた。インレットの向きは西向き水平に固定されている。Fog Monitor の 1 秒間隔の出力値を平均して、1 分間隔の雲粒粒径分布のデータセットを作成している。

Mie 散乱の振幅は雲粒の直径によって必ずしも単調増加しないため、Fog Monitor による雲粒直径の測定値には誤差が生じる。Spiegel et al. (2012)によると、この誤差によって雲粒粒径分布の極大値が約 $2\text{ }\mu\text{m}$ 過大評価されたり、実際には存在しないスパイク状の分布が生じることがある。この誤差を完全に取り除くことは困難であり、その補正は行っていない。また別の誤差要因として、雲粒の損失がある。これは空気を吸引するおよび輸送する過程において、雲粒の一部が測定前に失われるものである。Spiegel et al. (2012)によると、粒径の大きな雲粒ほど粒子損失の影響が大きく、静穏

な状態で $20\ \mu\text{m}$ の雲粒の約 40% が失われる。一方、 $10\ \mu\text{m}$ より小さな粒子の損失率は 10% 未満である。本研究において、東京スカイツリーでサンプルされた雲粒の 91.7% が $10\ \mu\text{m}$ 以下であり、粒子損失が結果に及ぼす影響は小さいと考えられるため、測定値の補正を行わなかった。

雲粒とドリズルや雨滴が共存するとき、雲粒捕捉によって雲粒粒径分布が変化する。したがって雲粒粒径分布を議論するためには、ドリズルや雨滴が存在するかどうかを明確にする必要がある。ドリズルを検出する目的で、Meteorological Particle Spectrometer (MPS, Droplet Measurement technologies 製) を Fog Monitor と同じ場所に設置した。この測器は光学式ディストロメータの一種で、レーザーシートを横切る粒子の直径と個数を計測する。測定可能な粒子の大きさは $50\ \mu\text{m}$ から $3.1\ \text{mm}$ の間で、 $50\ \mu\text{m}$ 間隔の 62 個の粒径区分にデータが出力される。風による粒子の移流が測定値に及ぼす影響を最小化するため、測器にはベーンが取り付けられ、常にレーザーシートの向きが風向と平行になるようにされている。本研究では設置場所の制約から、ベーンを取り外して測器を固定して使用した。したがって風が吹いている条件下では MPS による測定値に大きな誤差が含まれていると考えられる。この理由により、本研究では MPS で測定された粒径分布のデータを用いず、ドリズルの有無の判定にのみ使用した。1 秒毎に出力されるデータを 1 分平均し、さらに 5 分の移動平均を施したデータを使用している。

この他に東京理科大学によってエアロゾルの粒径分布を計測する Scanning Mobility Particle Sizer、雲凝結核の個数を計測する CCN Counter が設置されている。また国立極地研究所によってフィルターに捕集された氷晶核の計測が行われている。

2.2 データセットの作成

一般に雨滴やドリズルが落下するとき、雲粒を捕捉するため、雲粒粒径分布は大きく乱れると考えられる。したがって雨滴やドリズルが含まれるケースを区別する必要がある。この目的のため、Fog Monitor による観測データを図 4 に示すフローチャートにしたがって、降雨 (RN)、ドリズル (DZ)、雲 (CL)、雲なし (NC) のカテゴリーに分類した。

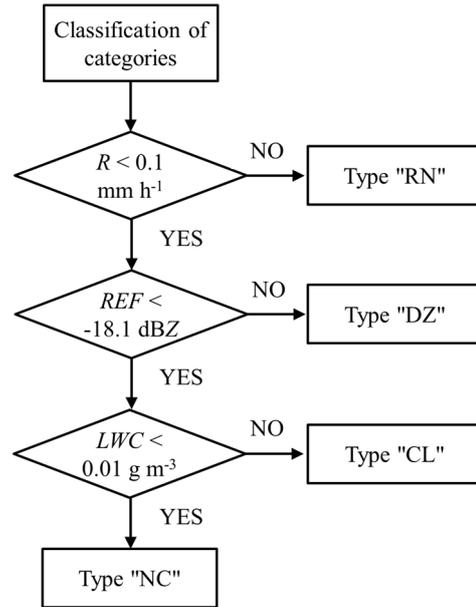


図 2 カテゴリー分類のフローチャート。R, REF, LWC はそれぞれ降水強度、レーダ反射強度、雲水量を示す。

作成したデータセットは、観測時刻、カテゴリー、雲粒数濃度 ($N_c; \text{cm}^{-3}$)、粒径別の雲粒数濃度 (cm^{-3}) の順に、1 分間隔のデータが格納されており、以下に公開されている。

http://mizu.bosai.go.jp/wiki2/wiki.cgi?page=Tokyo_Skytree

3. 今後の観測計画

関東に降る降雪の融解過程を観測するため、高度 458m および地上の二高度に光学式ディストロメータ (LPM) を設置する計画である。LPM を用いて上空で降雪を検出することにより、偏波レーダの観測パラメータと降雪種の関係解明や、東京都心部における降雪のナウキャストへの応用が期待されている。

参考文献

- Misumi, R., Y. Uji, Y. Tobo, K. Miura, J. Uetake, Y. Iwamoto, T. Maesaka and L. Iwanami, 2018: Characteristics of droplet size distributions in low-level stratiform clouds observed from Tokyo Skytree, *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**, 405-413.
- Spiegel, J. K., P. Zieger, N. Bukowiecki, E. Hammer, E. Weingartner, and W. Eugster, 2012: Evaluating the capabilities and uncertainties of droplet measurements for the fog droplet spectrometer (FM-100). *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 2237-2260.

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17回)

平成30年11月20日

ワークショップホームページ
http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS_FY2018Nagaoka/

