

# 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18回)

## 講演要旨集

2019年11月19日(火)–11月20日(水)  
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18回)

## 講演要旨集

昨冬から報道で“JPCZ”という言葉が見られるようになった。これはメソ気象学ではよく知られており、日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar airmass Convergence Zone; Asai 1988, 天気, 35, 156-161)である。JPCZは日本海中西部及び北海道西岸にしばしば発達し、静止気象衛星ひまわり画像で太い帯状雲として認識できる。通常その南西側に発達した積乱雲が連なり、それが特定の地域に上陸し続けると大雪となる。

JPCZに伴う雲のメソスケール構造は航空機、船舶、レーダー等を用いて調べられてきており、Murakami(2019, JMSJ, 72, 671-694)のFig. 15に鉛直断面の模式図が示されている。しかし、JPCZに伴う雲の実際のメソスケール構造は多様であり、地形の影響も事例毎に異なる可能性がある。JPCZ上陸地点の正確な予測は容易ではない一方、上陸し続けた場所では災害となることがしばしばある。JPCZの降雪過程、積乱雲の発達過程をできるだけ定量的に理解できれば、予測と災害対応力の向上につながると期待される。この点を念頭に置いた議論の場を提供したい。

# 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第18回）プログラム

**開催日時** 2019年11月19日(火) 14時～17時30分  
20日(水) 9時20分～11時40分

**場所** 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター 大会議室（新潟県長岡市）  
住所 新潟県長岡市栖吉町前山187-16  
電話 0258(35)7520(代表)

---

## 11月19日 (火)

### 14:00 セッション1：JPCZ理解の現状

① 中井専人(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)  
JPCZの関係する近年の大雪災害

14:40

② 烏山泰宏(新潟地方気象台)  
平地中心の大雪に関する予報現場における検討

15:20

休憩

### 15:30 セッション2：JPCZの関係する降雪粒子の特性

③ 橋本明弘(気象庁気象研究所)  
2018年北陸に大雪をもたらした降雪雲の雲物理特性に関する数値実験

16:10

④ 幾田泰醇(気象庁)  
雲物理過程の改良とGPM衛星観測の再現

16:50

⑤ 本吉弘岐(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)  
長岡における冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶について

17:30

11月20日 (水)

9:20 **セッション3：水平シア場における雲と渦の発達とその環境**

9:20  
10:00  
10:40  
11:20  
11:40  
12:20

- ⑥ 山下克也(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)  
JPCZの新潟県中部の降雪粒子種分布
- ⑦ 猪上華子(気象庁 気象研究所)  
庄内地方における水平シア場の渦の高分解能レーダー観測
- ⑧ 本田明治(新潟大学)  
日本海上の収束雲形成にかかわる総観場・循環場の特徴
- ⑨ 総合討論
- 終了予定
- 構内見学

**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	11:03	11:21
10:30	10:43	12:33	12:55
12:00	12:17	13:48	14:06
13:15	13:28	14:48	15:06
14:15	14:32	17:03	17:21
		18:03	18:21

# JPCZの関係する近年の大雪災害

\*<sup>1</sup>中井専人・<sup>1</sup>山下克也・<sup>1</sup>山口 悟・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>1</sup>伊藤陽一・<sup>1</sup>平島寛行・<sup>1</sup>上石勲  
(1: 防災科研・雪氷)

## 1. はじめに：JPCZとは

昨冬から報道で「JPCZ」という言葉が見られるようになった。これはメソ気象学でよく知られており、日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar airmass Convergence Zone; [Asai 1988, 天気, 35, 156-161](#))の略称である。JPCZは日本海中西部にしばしば発達し、静止気象衛星ひまわり画像で太い「带状雲」として認識できる(北海道西岸带状雲は本発表では対象としない)。通常、带状雲の南西側に発達した積乱雲が連なり、それが特定の地域に上陸し続けると大雪となる。带状雲が衛星画像で認識されたのは[岡林\(1969, 天気, 16, 79-80\)](#)が最初であり、このときは雲の流れから「収束雲」と言及されていた。この名称については議論があり([小倉 1992, 天気, 39, 205](#); [永田 1992, 天気, 39, 205-206](#); [岡林 1992, 天気, 39, 643-644](#))、筆者の経験では、現在は雲は「带状雲」力学的な収束域を「収束帯」と用語を分けて呼ばれることが多いように思われる。

JPCZに伴う雲のメソスケール構造は航空機、船舶、レーダー、数値モデル等を用いて調べられてきており(e.g., [Asai and Miura 1981, JMSJ, 59, 832-843](#); [Hozumi and Magono 1984, JMSJ, 62, 522-533](#); [メソ気象調査グループ 1988, 天気, 35, 237-248](#); [Nagata 1987, JMSJ, 65, 871-883](#); [1991, JMSJ, 69, 419-428](#); [1992, JMSJ, 70, 649-671](#); [Ohigashi and Tsuboki 2007, JMSJ, 85, 633-662](#)); [Murakami\(2019, JMSJ, 72, 671-694\)](#)や[Eito et al. \(2010, JMSJ, 88, 625-648\)](#)に鉛直断面の模式図が示されている。日本語では坪木(1992, 月刊海洋, 24, 350-358)にわかりやすい説明がある。典型的には、上述の発達した積乱雲の北東側には「Tモード」と呼ばれる主風向に直交もしくは斜交する細い線状

雲列があり、これらのさらに北東・南西両側には「Lモード」と呼ばれる主風向に平行な細い線状の雲列、いわゆる筋雲があることが多い。

しかし、JPCZに伴う雲の実際のメソスケール構造は多様であり、地形の影響も事例毎に異なる可能性がある。本調査の目的は、近年災害となった大雪事例でJPCZに関係してどのようなメソスケールの特徴があったか、改めて拾い出して要点を把握することである。

## 2. 調査方法

大雪による災害となった事例のうち、JPCZが関係したものを対象として、これまでの解析結果(中井 2010, 2010年度雪氷防災研究講演会報告文集, 21-26; [中井・山口 2012, 防災科学技術研究所主要災害調査, \(47\), 1-16](#); 本吉 2016, 今年の雪2015~16速報会(土木学会CPD認定JSCE16-0380)要旨集, 15-20; 中井 2018, 今年の雪2017~18速報会(土木学会CPD認定JSCE18-0341)要旨集, 12-17; [中井ほか 2018, 雪氷研究大会要旨集, B2-2](#))を整理した。

## 3. 災害大雪事例と降雪系の特徴

最近10年以内において大雪災害が大きく報道され、社会的にも知られた4冬季5事例を選択した。

事例1：2010年2月3-5日 新潟

- ・平地で最深81cmの大雪
- ・前半が季節風と陸風の収束、後半がJPCZの雪雲、どちらもほぼ同じ範囲に大雪をもたらした。

事例2：2010年12月31日-2011年1月1日 鳥取

- ・車1000台以上と特急立ち往生、漁船転覆など
- ・JPCZ停滞による190mm/24時間の降水量(図1)

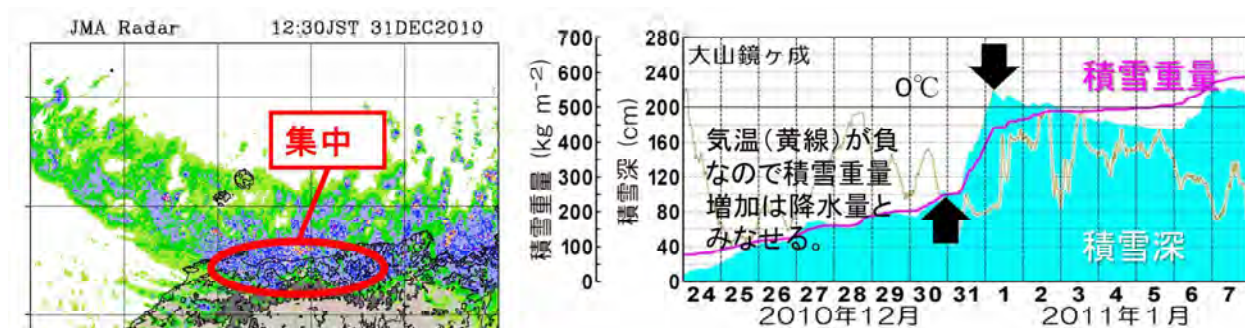


図1 (左)2010年12月31日1230JSTの気象庁全国合成レーダーデータによる降水の強度分布(緑から青になるほど強い)、及び、(右)2010年12月31日から2011年1月1日にかけての防災科学技術研究所SW-Net([Yamaguchi et al. 2011, Ann. Glaciol, 52\(58\), 209-215](#))大山鏡ヶ成の積雪深(水色)と積雪重量(シアン実線)観測値。



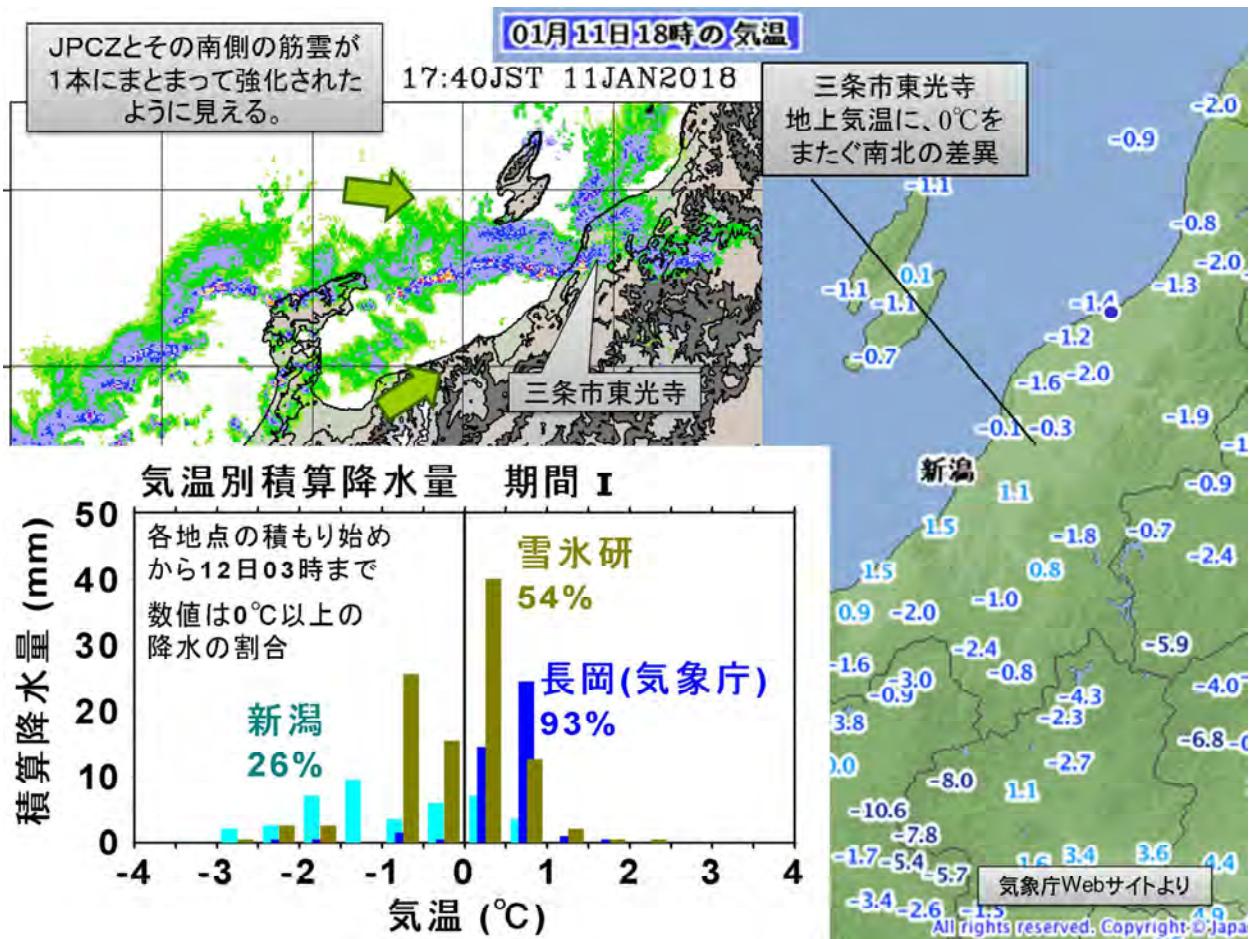


図2 (左上)2018年1月11日1740JSTの気象庁全国合成レーダーのエコー強度分布、(右)同日1800JSTの気象庁観測による地上気温分布(当日の気象庁Webサイトより)、及び、(左下)新潟(気象庁)、長岡(気象庁)、長岡(雪氷防災研究センター)3地点の、雪の積もり始めから1月12日0300JSTまでの気温別積算降水量。

**事例3：2016年1月23日-25日 長岡**

- ・ 高速道路30時間以上通行止め、一般道スタック(動けなくなった)車両257台(確認された台数)
- ・ JPCZの渦4個と強い筋雲がほぼ同じ位置に上陸

**事例4：2018年1月11-12日 三條**

- ・ 列車(約430人乗車)15時間半立ち往生
- ・ JPCZと南の筋雲とがまとまって強化、また南北の気温差が雪質の差を示唆(図2)

**事例5：2018年2月2月4-7日 福井**

- ・ 車約1500台立ち往生
- ・ Polar lowに関係して発生、発達したJPCZの雲が特定の地域に上陸し続けた。

事例2ではJPCZに伴う降水分布(図1左)がほとんど動かず継続し、24時間で水相当190mmに達する降水量となった(図1右)。事例4では、JPCZに伴うものとその1本南側と2本の降雪バンドが合流して強い降雪と0℃をまたぐ気温勾配を形成し、雪質に大きな空間変化があった可能性がある(図2)。このようにJPCZに伴うメソ気象学的特徴が、直接、あるいは積雪の変化を通して災害に関係すると考えられる。

**4. おわりに**

- 3節の事例のメソ気象学的な特徴を整理すると、
- ・ 共通して、反時計回りの渦を持つ。
  - ・ 温度勾配があり雪質を通して災害に関係し得る。
  - ・ 雲頂高度が通常の気団変質の筋雲より高く、~7 kmに達することがある。
  - ・ 非常に大きい降水量になり得る。
  - ・ 南側の筋雲、Polar low、陸風との収束による雲など、他の降水系とともに同一の地域に強い降雪をもたらすことがある。
- のような点が見いだされる。

災害大雪時において、近年においては行政機関連携による交通障害への対応などが進んできている(例えば、長岡圏域冬期道路交通確保連携会議, <http://www.hrr.mlit.go.jp/chokoku/971/>)。しかし、それが効果的に機能するためには、メソスケールの降雪・気温分布の正確な現況と予測情報が重要であろう。特にJPCZの関係する大雪について、降雪系の特性から雪氷災害発生に到るまで、降雪及び積雪変質過程の理解を現況及び予測情報の高度化につなげていきたいと考えている。

# 平地中心の大雪に関する予報現場における検討

鳥山泰宏 (気象庁新潟地方気象台)

## 1. はじめに

北陸地方の大雪については、一般的には山雪タイプと里雪タイプに分類され、山雪タイプでは平地での降雪が少ないのに対し、里雪タイプでは平地を中心に大雪となり、交通機関などへの影響が非常に大きい。しかし、里雪事例の多くは大雪となる範囲が狭く、その予想が難しいこと、また地上気温などの影響が大きいため、予測精度の向上が課題となっている。

このため、平地中心の大雪をもたらす要因を分類し、それぞれの着目点を整理することで、面的な降雪量予想(大雪となる地域の絞り込み)のための判断材料を予報作業のために提供できるよう、検討をすすめた。

## 2. 大雪をもたらす要因と着目点について

JPCZ周辺の雪雲の構造については、海上気象観測や数値シミュレーションをもとにしたモデルが示されている[1]。JPCZ上のメソ擾乱の動きは、メソ擾乱の高度や上層の擾乱との位置関係などにより、移動方向が異なることがわかっている[2]。また、事例解析により、メソ擾乱の前面に形成されるシアライン近傍で降雪が強まることも示されている[3]。沿岸シアと滞留冷気層については、新潟県のデュアルドップラーレーダー解析(雪氷防災研究センターとの共同研究)[4]、福井県の事例解析[5]により、それぞれ海上から進んでくる雪雲が、それぞれの地形の特徴によって強化される仕組みをモデル化している。これらの調査結果や知見に基づき、降雪のメカニズムを深く理解して、大雪を監視・予測するための着目点を検討した。

## 3. 顕著な大雪事例の解析

2018年1月の新潟県の大雪では、JPCZが新潟県を直撃するような形で、局地的に短時間で強い降雪が集中して大雪となった。一方、JPCZが新潟県より西の石川県や福井県に指向している場合でも、JPCZの北側に広がるTモード雲の領域内で大雪となることがある。Tモード雲は、日本海上で中～下層に強い鉛直シアがある場合に形成される雪雲で、里雪型でよく出現する。Tモード雲は、JPCZ付近の対流により上層に広がる水蒸気の効果により、比較的高い高度まで発達し、大雪をもたらしていると考えられる。

ここでは、2014年12月6日の事例(新潟地方気象台で6時間降雪量31センチ)を用いて、JPCZやTモード雲の実況解析と、これに関連する数値予報の要素との比較について検証した。図1は実況を示すデータである。JPCZは福井県嶺北地方を指向、平衡高度や収束が示す雪雲の発達領域は主に福井県沿岸であるが、新潟県沿岸も数値がやや大きい。図2は数値予報資料である。JPCZ(平衡高度や収束で示す)や中層の水蒸気について、2日以上前から比較的良い精度で予測できている。このため、平地の大雪のポテンシャルの高さは数日前から予測可能だが、実際にどこまでの程度大雪となるかは、1日～数時間前の実況解析で細かく確認する必要があると考えられる。

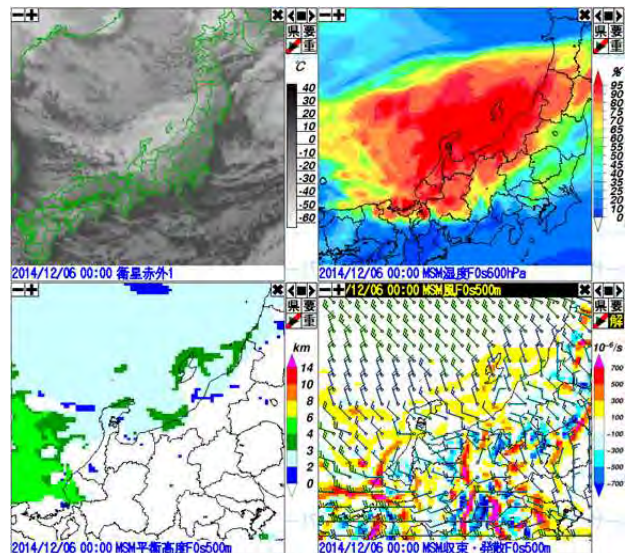


図1 2014年12月6日0時JSTの衛星赤外面像および同時刻のMSM初期値(600hPa湿度, 500m高度データの平衡高度および収束・発散)

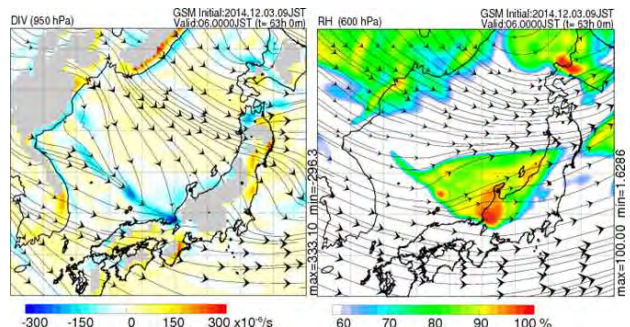


図2 2014年12月3日0時UTC初期値のGSM予想図(950hPa発散, 600hPa湿度, 予想時刻は6日0時JST)



4. JPCZ等に関する実況監視のポイント

JPCZの位置の予想は、降雪量予想の重要なファクターである。数値予報の精度が向上しており、数日前の総観場はほぼ正確な予想ができる。JPCZの位置は、総観場(数値モデル)の下層収束、渦度、上昇流を参考に予想し、衛星雲画像で実際の位置を確認し、誤差があれば修正する。

Tモード雲は日本海上で季節風の方向と交差する方向に並んだ対流雲列として解析されるが、JPCZ付近では中層湿りの供給によって発達し、大雪をもたらすと考えられるので、数値予報の湿度分布に着目する。また、沿岸シアーと複合的な要因となって雪雲が発達していると推測される。

平地を中心とする大雪が発生するのは、沿岸部での季節風の強さは20ノット程度かそれ以下と弱いときで、陸から海へ向かう冷氣との間で、海岸線に沿って不連続線が形成された場合である。アメダス風の解析では、しばしばこの不連続線が解析されている。不連続線によって降雪が強まるのは、内陸の滞留冷氣層の高さが自由対流高度まで成長しているとき(少なくとも500m以上)であると考えられる。滞留冷氣層の形成は、局地解析やモデルの予想を用いて確かめる。

これらの要素について実況解析をおこない、数値予報と比較することで、降雪量予想の修正判断が的確に行える。実況解析については、過去の解析資料等を基にした研修資料、マニュアル等を利用する。

5. 新潟地方気象台の降雪量予想について

降雪量予想は、新潟地方気象台が図3の形式で発表している。内容は、新潟県を13の地域に細分し、それぞれ降雪量の平均値、最大値を5センチ単位(30センチ以上は10センチ単位)としている。なお降雪量が数センチ程度で少ない場合は、平均0、最大5としている点に留意する。

この予想の元となるデータは、数値予報資料やガイダンス、ワークシートにより作成しているが、JPCZやメソ擾乱による大雪の場合は、実況監視による修正が必要となることから、大雪を監視・予測するための着目点を、図4に示す。まず着目する要素(要因)を検討し、次にそれぞれの要素に対応した、量的予想または地域絞り込みの判断目安を確認する。目安を確認するための利用データを示している。現時点では、目安値が定まっていないものもあるが、過去事例等を参考に検討することとしている。

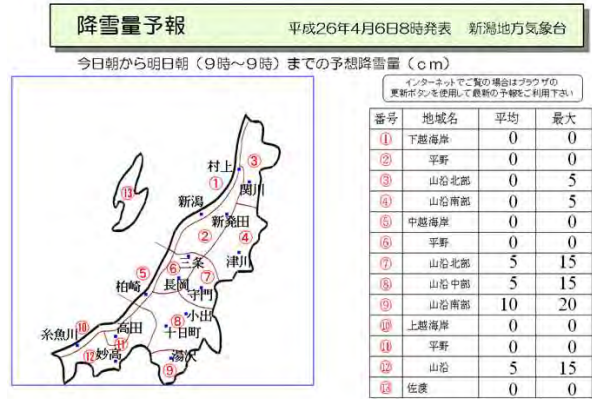


図3 新潟地方気象台発表の降雪量予想のサンプル

降雪量予想(数値予報による)を修正する判断目安

着目する現象(要因)	利用データ(予想・実況)	量的な上方修正の判断目安(数値)	地域絞り込みの判断目安(数値)
沿岸シアーの存在	500m高度データ アメダス・WPR	沿岸付近(平地)で、高収束(200m/s以上)がある(継続時間も考慮)	収束域の位置 モデルと実況の差
沿岸の風速(弱風場)	500m高度データ 925~850hPa 毎時大気解析	地上気温と風で判定 各高度・気圧面で 20kt前後か以下 モデルと実況の比較	沿岸部の気温の低下 同左
JPCZの存在(移動)	500m高度データ 700hPa 衛星画像(赤外および可視)	高収束域(200m/s以上) 上昇流(100hPa/h以上) SREH, FLWV, SW流 筋状雲の合流 (Tモード雲の発達 輝度)	最新3イニシャルの予想 実況と比較して採用判断 FLWVの集中する方向 同左
メソ擾乱(移動)	衛星画像(赤外および可視) レーダー	螺旋状の雲、JPCZに沿って移動する 衛星画像(動画)で回転を確認する	レーダー降水強度 衛星画像による追跡
大雪を伴うTモード雲	地上~600hPa 衛星画像	JPCZ~Tモード雲の北端付近のゾーンで修正を検討 対流混合層高度が高い、600hPa湿度が高い⇒雪雲の発達	
滞留冷氣層	地表気温	弱風・降雪 ⇒ 気温が下がる ⇒ 雪氷比大	
降雪量予想の修正方法について	それぞれの目安により、量的上方修正またはピーク領域を修正する		

図4 降雪量予想の判断目安の一覧

参考文献

[1] メソ気象調査グループ, 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造 — 啓風丸の特別観測の解析—. 天気, 35, 237-248.

[2] 大久保篤, 1995: 冬季の北陸地方に見られる2種類の渦状擾乱. 天気, 42, 705-714.

[3] 小林克彦, 2017: 平成28年1月23日から24日にかけての輪島市の大雪 — 事例解析—. 東管技術ニュース, 160.

[4] 永井佳実, 池田靖, 深谷康人, 高橋英則, 2013: 2012年冬季における新潟県海岸平野部の大雪の事例解析 - 新潟・長岡レーダーのデュアル解析の利用-. 東京管区調査研究会誌, 45.

[5] 伊木勇二, 西尾伊三男, 高橋未来, 堀田俊彦, 2013: 2012年2月1日~2日に発生した福井県の大雪の事例解析 ~地域に特有な気象現象の構造解明に関する調査研究(2年目)~. 東京管区調査研究会誌, 45.

# 2018 年北陸に大雪をもたらした降雪雲の雲物理特性 に関する数値実験

○橋本明弘<sup>1</sup>, 本吉弘岐<sup>2</sup>, 山下克也<sup>2</sup>, 石坂雅昭<sup>2</sup>, 中井専人<sup>2</sup>, 山口悟<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 気象研究所, <sup>2</sup> 防災科学技術研究所

## 1. はじめに

2018 年冬季, 東北・北陸・山陰地方では, 数度にわたる大雪に見舞われた. 著者らは, これらの大雪の雲・降水形成機構および降雪粒子と積雪物理量との関係を明らかにするための研究を進めている. 本稿では, 1 月 10 日から 12 日にかけて, 新潟県内で多数の災害をもたらした大雪事例に関して, 領域気象モデルを用いて実施した数値実験の初期結果を報告する.

## 2. 数値実験

気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて数値実験を行なった. 北陸地方を中心に沖縄本島から択捉島を含む水平 2500km×2500km, 鉛直約 22km の計算領域を設け, 水平解像度を 5km として数値実験を行なった (5km-NHM). 初期値・境界値には気象庁メソ客観解析を用いた. さらに, 5km-NHM の計算結果を初期値・境界値として, 日本海を中心とする 1440km×1130km の計算領域を設け, 水平解像度 1km で数値実験 (1km-NHM) を行なった. 液体水粒子については混合比, 固体水粒子については混合比と数濃度を予報変数とした.

## 3. 結果

図 1 は, 2018 年 1 月 10 日 21 時 (日本時) を初期時刻として実行した 1km-NHM の結果で, 11 日 06 時の (計算開始後 9 時間) の鉛直積分総水量の分布である. 日本海西部から北陸沖にかけて, 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) にあたる領域では, 100 km 前後の幅で雲・降水域が分布しており, JPCZ の外側では, 水平規模の小さな雲・降水域が分布していた. これは, 衛星赤外面像にみとめられる特徴と整合的であった.

図 2 は, 図 1 中の白実線で囲まれた領域 N01, J01, S01 における鉛直流速 (図 2a, 2b, 2c) と水に対する相対湿度 (図 2d, 2e, 2f) の高度別出現度数である. JPCZ にあたる領域 J01 では, 最大  $5 \text{ m s}^{-1}$  程度の上昇流が高度 4 km 付近まで分布しているとともに (図 2b), それに対応して水飽和状態がみとめられた (図 2e).

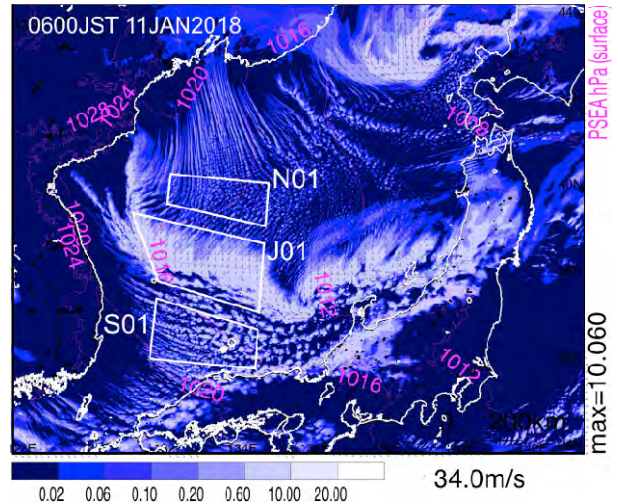


図 1 2018 年 1 月 11 日 06 時 (日本時) の鉛直積分総水量.

図 3 は, 液体・固体水粒子の混合比 (図 3a, 3b, 3c) と体積平均直径 (図 3d, 3e, 3f) の高度別出現度数である. 領域 J01 では, 液体水粒子は大気下層から高度約 3 km まで, 固体水粒子は高度約 4.5 km までみとめられ, 液体・固体水粒子の分布する高度がやや分離されていた (図 3b). 一方, JPCZ 南側の領域 S01 では, 領域 J01 に比べて上昇速度は弱く (図 2c), 液体および固体水粒子の存在する最大高度はともに高度約 2~3 km であった (図 3c). JPCZ 北側の領域 N01 では, 上昇流は最大  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  程度に止まり, 液体および固体水粒子の存在する最大高度はともに 2 km 程度であった (図 2a, 3a). 固体粒子の平均体積直径を見ると, 領域 J01 (図 3e) では, 雲頂付近で数  $10 \mu\text{m}$  程度の氷晶が生成され, 次第に成長しながら雪粒子と霰粒子に分化して地上に到達する様子がみとめられた. 領域 S01 では, 雲頂上付近で雪粒子と霰粒子がともに生成されていた. 図 3g, 3h, 3i は, 雲氷と雪粒子の数濃度の高度別出現度数である. 大気下層では, 上昇流速が最も小さい領域 N01 と最も大きい J01 が, ともに  $1\sim 10 \text{ L}^{-1}$  であるのに対し, 領域 S01 では,  $0.1\sim$ 数  $\text{L}^{-1}$  と, より小さい値であった.



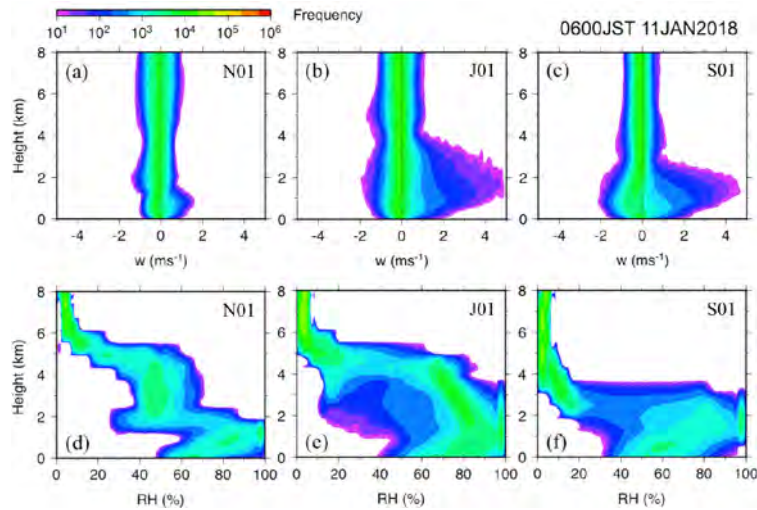


図2 2018年1月11日06時(日本時)の鉛直流速(a, b, c)と水に対する相対湿度(d, e, f)の高度別出現度数。(a)と(d), (b)と(e), (c)と(f)は, それぞれ, 図1中の領域N01, J01, S01に対応。

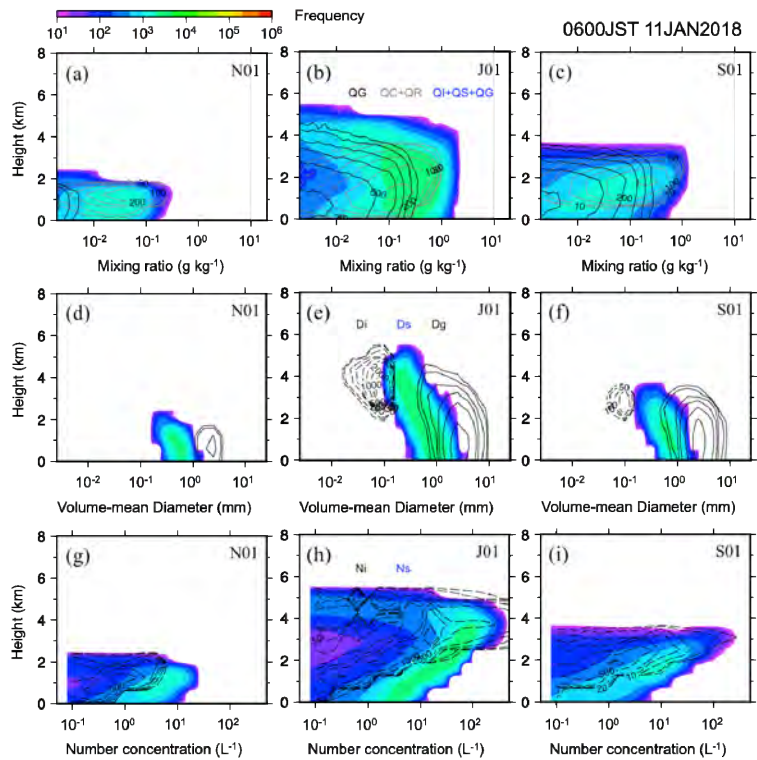


図3 図2と同じ。ただし, 液体・固体水粒子の混合比(a, b, c)と体積平均直径(d, e, f)及び数濃度(g, h, i)の高度別出現度数。

#### 4. まとめ

JPCZでは大気下層の水平収束により, 雲頂高度が周辺領域より高く, 雲頂付近では雲の氷化がより促進されていた。このことは, 降雪粒子の成長に, 下層での雲粒捕捉成長の他, 雲頂付近では昇華成長が主な成長機構として介在することを表している。JPCZの外側の領域では, 液体・固体の存在高度が重なり, 混合比も同程度の値を示した。このことは, 降雪粒子の成長に対して雲粒

捕捉過程の比重が大きいことを示唆している。固体粒子数濃度に現れた違いについては, 気温・湿度に対する依存性の他, 氷晶生成モデルの妥当性も考慮しつつ, 地上降雪の特徴との関連を検討する必要がある。

#### 謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K05557, 19K04978 の助成を受けたものです。

# 雲物理過程の改良と GPM 衛星観測の再現

幾田泰醇 (気象庁予報部数値予報課)

気象庁メソモデルの雲物理過程は、雲水、雨、雲氷、雪、霰の混合比を予測する。これらの水物質の予測値を用いて GPM 衛星のシミュレーションを行った。シミュレーションを行ったセンサーは、二周波降水レーダ (DPR) と GPM マイクロ波イメージャ (GMI) である。

DPR のシミュレーションは、DPR のデータ同化 (Ikuta 2016) で用いている衛星搭載型レーダーシミュレータを改良したものを利用した。散乱計算では、球形・非球形粒子による単一後方散乱をテーブル化し、高速なシミュレーションを可能としている。球形粒子の後方散乱は Lorenz-Mie 理論に基づき計算したデータベースを利用し、非球形粒子の後方散乱は、離散双極子近似に基づき計算されたデータベース (Liu 2008) を利用する。シミュレーションに用いた水物質は雨、雲氷、雪、霰であり、雨と霰を球形、雲氷と雪を非球形粒子とした。

GMI のシミュレーションは、欧州気象衛星開発機構が開発した高速放射伝達モデル RTTOV v12 のマイクロ波の散乱計算用ラッパー RTTOV\_SCATT を用いた。輝度温度計算では、雲氷と雪を非球形粒子とした。またメソモデルの物理過程では RTTOV\_SCATT に実装されていない粒径分布や粒子密度等を用いているため RTTOV\_SCATT の拡張を行った。

これら GPM 衛星に搭載されたセンサーのシミュレーションの結果から雲物理過程の見直しを行った。雲物理過程の修正前の実験をコントロール、雲物理過程を修正した実験をテストと呼ぶ。主に雲から雨への変換、雨の粒径分布、雲氷から雪への変換、雲氷と雪の衝突併合に関する素過程を衛星観測に合うような凝結物の分布となるよう修正した。この修正の詳細は後述する。

図 1 は DPR のシミュレーション結果を示したものである。コントロールは大気下層で反射強度が急激に減少し、融解層よりも上層で反射強度が弱いことがわかる。テストでは下層の反射強度の減

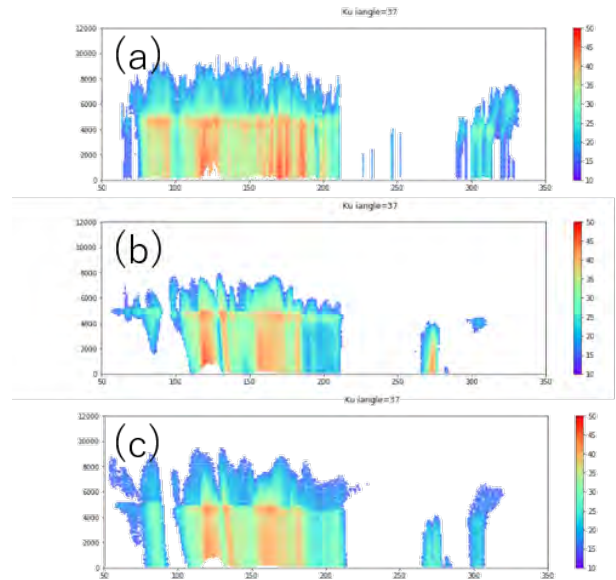


図 1. 2018 年 7 月 7 日 00:37UTC 周辺の DPR(KuPR) の衛星直下における反射強度で東日本を縦断する断面図。(a) は観測値、(b) はコントロール、(c) はテストのシミュレーションを表す。

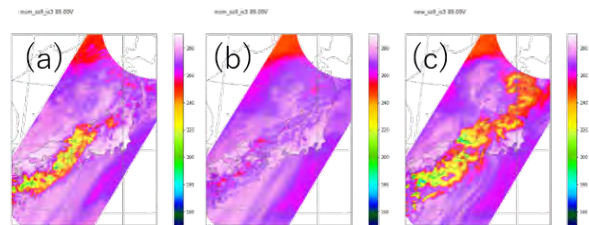


図 2. 図 1 と同時刻の GMI の 89.0Hz(V) の輝度温度。(a) は観測値、(b) はコントロール、(c) はテストのシミュレーションを表す。

少が軽減されている。図 2 は、GMI の 89GHz(V) の輝度温度、89GHz(V) では特に雲氷の感度が大きいが、コントロールでは雲氷が非常に少ない。テストでは観測と同程度に分布していることがわかる。

コントロールの雨の粒径分布は Abel and Boutle (2012) を用いていたが、粒径の小さい粒子が多い分布であり蒸発効率が大きくなる傾向がある。メソモデルの雲物理で用いている他の素過程とのバランスを考慮しこれを Marshal-Palmer に変更することで実況と同程度の反射強度プロファイルが得られた。また、雲氷の落下速度及び雲氷から雪へ

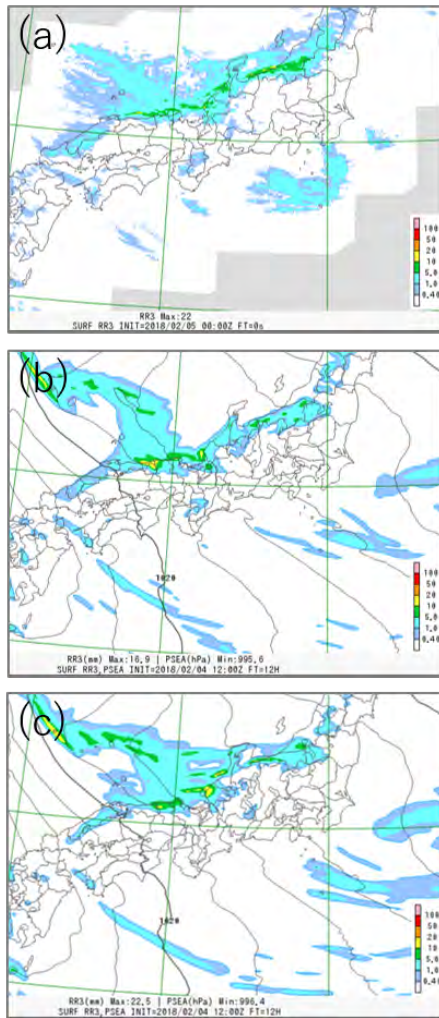


図3. 初期時刻 2018 年 2 月 4 日 12UTC の 12 時間予測結果。(a) は解析雨量の 3 時間積算値、(b) はコントロール、(c) はテストの 3 時間積算降水量予測を表す。

の変換を変更したことで、雪の成長が抑制され大気中の雪の分布が改善し、さらに雲氷が上空に存在できるようになった。

第3図は JPCZ の卓越する事例の予測結果である。テストでは大気中の雲氷と雪の分布の改善により、JPCZ の東へ移流する固体降水量が改善し、能登沖から山陰沖東部や北陸地方の沿岸で降水予測が大きく改善している。第4図は雪の混合比の鉛直積算値である。テストで改善した海上や沿岸の降水が、大気中の雪粒子の分布変化によるものであることを示したものである。

この雲物理過程の改良による予報精度への影響は大きく、夏冬ともに降水や気温プロファイルの大きな改善が確認できている。講演では、シミュレーションや雲物理過程の改良の詳細及び予報特性の変化について紹介する。

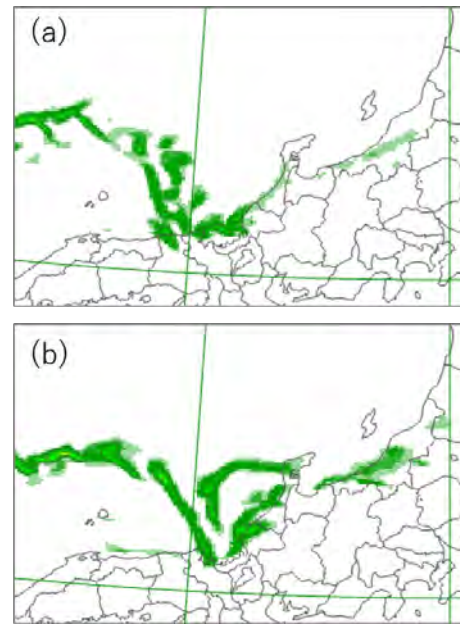


図4. 雪の混合比の鉛直積算値。(a),(b) は第3図の (a),(b) と同じ予測結果。

参考文献

Ikuta, Y. 2016; Data assimilation using GPM/DPR at JMA, *CAS/JSCWGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell*, **46**, 01–11.  
 Liu G. 2008; A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles. *BAMS*, 1564–1570.  
 Abel, S.J.; Boutle, I.A. 2012; An improved representation of the rain size spectra for single-moment microphysics schemes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138**, 2151–2162.



# 長岡における冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶について

\*本吉弘岐（防災科研・雪氷）

## 1. はじめに

冬期降雪時には、降水系の通過とともに雪片や霰、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。冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶の変化を捉えることは、主に日本海側における雪氷災害、特に、降雪時の吹雪による視程障害や、降雪結晶起因の表層雪崩などとの関連からも重要である。また、降雪は積雪のインプットであり、積雪変質の初期値としての降雪粒子・降雪結晶の特性も降雪後の積雪の挙動を推定・予測するための基礎データとしても重要である。

防災科学技術研究所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行なっている。本発表では、長岡市に限られるものの上記の降雪結晶の連続観測データから、ディストロメータでは判別が難しい冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶の特徴について報告する。

## 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（ $-5^{\circ}\text{C}\sim-8^{\circ}\text{C}$ ）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）を用いて撮影している。

## 3. 冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶について

冬期の長岡における主たる降雪は、低気圧に伴うものと、冬期季節風に伴うものとに大別される。冬期季節風時には、Nakai et al. (2005)によりドップラーレーダーのエコーパターンから分類された降雪雲モード（L,T,S,V,M,D-mode）のように、様々な形態の降水系により降雪がもたらされる。日本海にJPCZ（日本海寒帯気団収束帯）が生じ、それに伴うV-modeの降雪雲が長岡の上空に入る場合には、特に強い降雪により大雪となることがある。

冬期季節風時の降雪結晶の大きな特徴は、雲粒捕捉成長過程に伴い生じる雲粒付着結晶であり、

雲粒付き雪片や雪結晶、あられ状雪、霰などが見られる。これらの降雪結晶は冬期季節風時の日本海側の降雪雲の特徴である対流性の雲からもたらされる。また、結晶に付着した雲粒から二次的な成長が生じることがあり、立体状の結晶が見られる。このような雲粒付着や二次的な結晶成長があると、同じ体積の粒子に対して密度が増加することで粒子の落下速度が増加する。

地上に達する降雪結晶は、様々な温度・湿度層を通過してくるため、それぞれの温度・湿度帯での結晶成長における晶癖が組み合わせられたものも見られる。先に述べた立体状の結晶以外にも、例えば、本吉ら（2019）が報告した「多重鼓様結晶」の中には、柱状結晶（針状や細い角柱）の柱面に付着した多数の雲粒から板状結晶が成長したものがある。この成長過程は対流による上昇により高温側から低温側への温度帯の遷移が必要なもので、冬期季節風の際に特徴的なものと考えられる。

長岡では、樹枝状をはじめとする板状結晶による雪片の観測機会が多いが、結晶にも雲粒付着したものが多いため、雲粒付着のない樹枝状結晶が見られる頻度は少なく、あっても降水強度が少ないという特徴がある。また、条件によっては $22^{\circ}\text{C}$ 以下で成長する低温型結晶（砲弾状、角柱状、交差角板状）や、雲粒凍結時に生じた多結晶の氷晶を中心として成長する放射状結晶などが見られる場合がある。南岸低気圧の通過時には、長岡では層状性でかつ雲頂高度が高くなることから、地上で融解の影響がなければ同様の低温型結晶が見られる。

## 4. まとめと課題

冬期季節風時の降雪粒子・降雪結晶に概観した。定量的なサンプリングではないため、定量解析は難しいが、雲粒付着なども識別できる解像度でのデータであるため、雲粒付着度などのこの粒子についての特性の解析は可能である。今後はレーダーや気象モデルとの詳細比較についても進めていく予定である。

## 参考文献

- 1) Nakai, S. et al., 2005: SOLA, **1**, 161–164.
- 2) 本吉他, 2019: 雪氷研究大会（2019・山形）要旨集.

## 二日目

# JPCZ 時の新潟県中部の降雪粒子種分布

\*山下克也, 本吉弘岐, 中井専人

防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

## 1. はじめに

2018年冬季, 北陸地方では, 数度の大雪に見舞われた。新潟地方気象台(以後, 新潟地台)は, 人的被害や交通障害が発生した1月11日から14日, 及び2月4日から13日にかけての大雪に関して新潟県気象速報を発表している。どちらのケース(以後, 大雪ケース)でも新潟県では JPCZ に伴う発達した対流雲からの降雪があった。著者らは, レーダー降雪量推定アルゴリズム開発, 及び大雪時の雲・降水形成機構解明のための研究を行っている。その一環として新潟県中部で X-バンドレーダーとその視野内に設置した 6 つの地上観測から構成される集中豪雪監視システム<sup>1)</sup>で観測を行っている。2018年冬期も観測を行っており, 降雪粒子の粒径, 落下速度, 粒子数濃度などの情報が得られている。降雪粒子の特性は上空の降雪粒子の成長機構を反映するので, JPCZ 時とそれ以外の時の差異を明確にすることは大雪の降水形成機構解明に重要である。本稿では, 2018年1, 2月の大雪ケースとそれ以外の期間の降雪粒子特性に違いがあるかを調査した結果を報告する。

## 2. 観測と解析手法

図1に示す6つのサイトで得られた観測データを使用した。降雪粒子の粒径, 落下速度, 粒子数濃度は光学式のディストロメーター(Thies 社製)で測定した。観測データは1分間隔で取得しているが, そのデータを10分間の質量フラックス(降水量)で重み付け平均した粒径と落下速度(CMF)<sup>2)</sup>で表した。また, CMF 粒径と落下速度が粒径-落下速度図上のどの位置にあるかで降水粒子を雨, 霰, 雪片, 小粒子1, 小粒子2の5つに分類した(図2)。

## 3. 結果と考察

図3は, 6つの観測サイトで得られた2018年1月1日から2月28日までの降水粒子数濃度の時系列である。陰影部は大雪ケースを示している。どのサイトでもその期間は降水粒子数濃度が増加しており, 降水があったことが分かる。

図4は10分間隔で降水粒子種別分類を行った結果

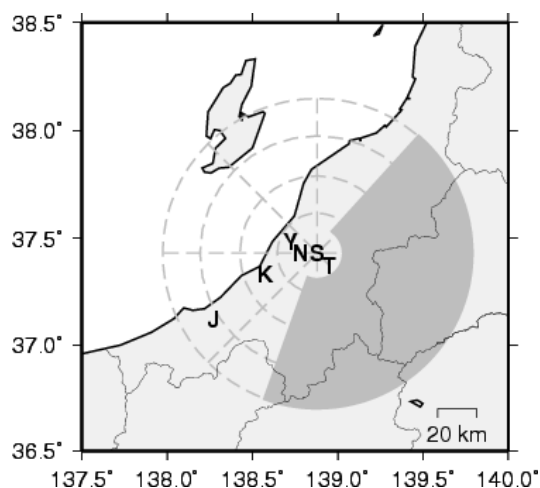


図1 観測サイトの位置. Y: 西山薬師サイト、N: 長岡技術科学大学サイト、S: 雪氷防災研究センターサイト、T: 栃尾田代サイト、K: 柏崎サイト(新潟工科大学構内)、J: 上越サイト(中央農業研究センター北陸研究拠点構内)。

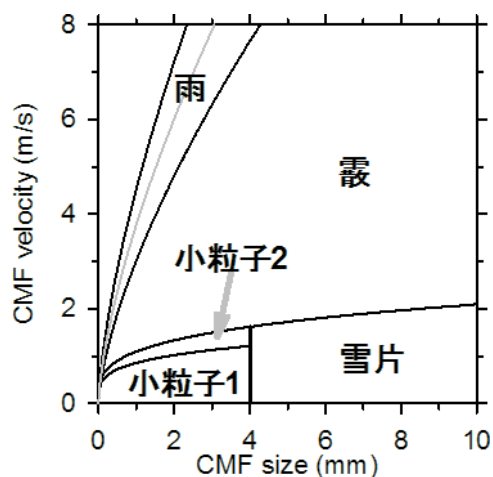


図2 降水粒子種別の分類チャート。

を用いて算出した降水時の卓越降水粒子種別の割合を示している。2018年1, 2月は, すべてのサイトで霰の割合が多かった(図4a)。大雪ケース(図4b)とそれ以外の期間(図4c)を分けて割合を見てみると, 大雪ケースでは, 全てのサイトで小粒子1, 2に分類される割合が多くなっており, 雪片に分類される割合も

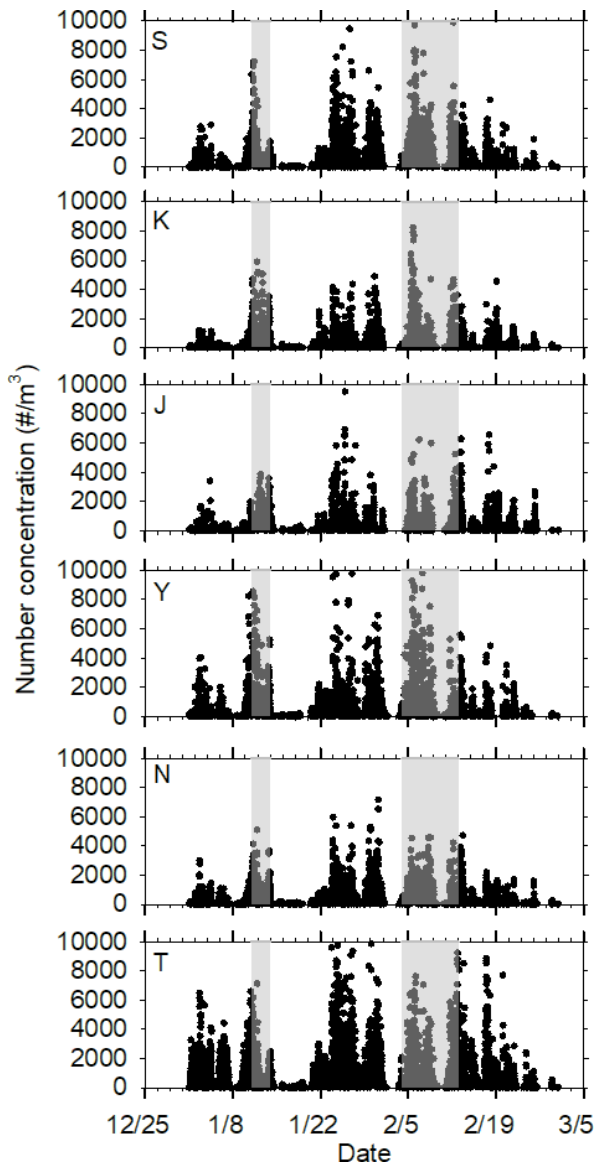


図3 2018年1,2月の降水粒子数濃度の時系列. 図内のアルファベットは図1の観測サイト位置のものと同一である. 陰影部は新潟地台が気象速報の対象としている期間.

栃尾田代を除く5サイトで割合が多くなっている. このことは, 大雪ケースは雲粒補足成長の寄与がそれ以外のケースよりも小さいことを示唆している. 今回の大雪ケースには JPCZ 以外の降雪モードも含まれているので, 今後は大雪ケースを細かく分類して解析を行い, 大雪時の降水形成機構に特に重要な雲微物理プロセスを調査する予定である.

#### 4. 参考文献

[1] Yamashita et al. (2019), *Bull. Glaciol. Res.*, **37S**, 21-20,

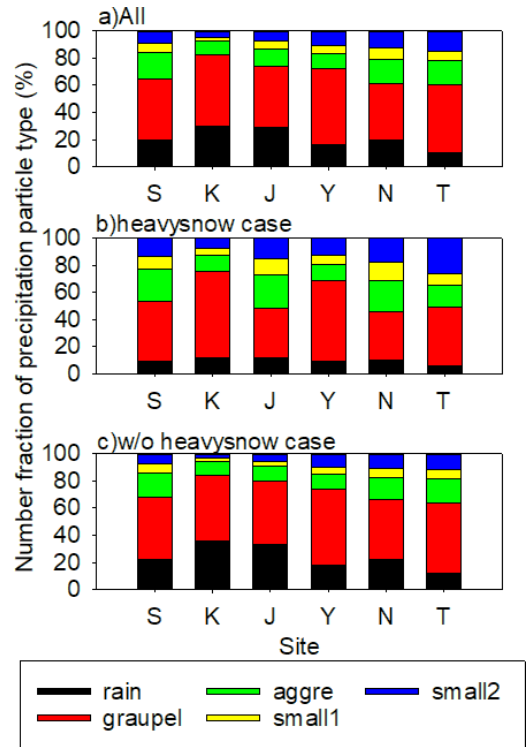


図4 降水時の卓越降水粒子種別の割合. a: 期間全体, b: 大雪時, c: b 以外の期間. 横軸のアルファベットは図1の観測サイト位置のものと同一である.

doi:10.5331/bgi.18SR01.

[2] Ishizaka et al. (2013), *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.

# 庄内地方における水平シア場の渦の高分解能レーダー観測

猪上華子<sup>1</sup>、楠研一<sup>1</sup>、新井健一郎<sup>2</sup>、石津尚喜<sup>2</sup>、足立透<sup>1</sup>、藤原忠誠<sup>3</sup>  
 (1: 気象研究所、2: アルファ電子/気象研究所、3: 東日本旅客鉄道)

## 1. はじめに

冬季日本海上では、様々なスケールの渦状じょう乱が発達する。このうち、メソスケールの渦状じょう乱はしばしば日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に伴って発達し(浅井 1988 など)、豪雪や突風をもたらすことから、古くから研究が行われてきた。一方、竜巻を含む、より小さなスケールの渦については、観測の困難さから実態がよくわかっていない。

我々は 2007 年 10 月より山形県庄内平野で突風の高密度観測を実施してきた。これまで、直径 2km 以下の小スケールの渦が高頻度で発生しており、突風の大部分がこれらの渦によってもたらされていること (Kusunoki et al. 2008, Inoue et al. 2011)、これらの渦が多様な降水システム内で発達することが分かっている(石津他, 2016)。しかしながら、これらの渦の詳細な発達過程は十分理解されていない。本発表では、デュアルドップラー解析を含む高分解能のレーダー解析によって、異なる 2 つの降水システム内で発達した渦の特徴や発達過程を調べた結果を報告する。

## 2. データおよび解析手法

解析に主に用いたのは、気象研究所の可搬型ドップラーレーダー (以下、XPOD) および 2016 年度、庄内平野(酒田市黒森)に JR 東日本が新規に設置したドップラーレーダー(以下、JR 東日本ドップラーレーダー)のデータである。それぞれの諸元を表 1 に示す。

	観測範囲	ビーム幅	レンジ分解能	観測モード
XPOD	24km	2度	30m	PPI×2仰角(30秒)
JR東日本ドップラーレーダー	60km	1.2度	75m	PPI×5~6仰角(1分) RHI×2方位(3分毎)

表 1: XPOD および JR 東日本ドップラーレーダーの諸元

渦の特性を調べるため、JR 東日本ドップラーレーダーのデータを用いてランキン渦を仮定し、ドップラー速度場から渦の直径、最大接線風速、渦度を算出した。

また両レーダーの下層 PPI データを Cressman 内挿にて水平格子間隔 100m の直交座標系に変換してデュアルドップラー解析を行い、約 30 秒~1 分毎に下層の水平風を算出して解析に用いた。

## 3. 庄内地方で観測された渦の特徴

### 3.1 降雪バンド内で発達した渦

2017 年 1 月 17 日 2 時頃から 5 時頃にかけて、等圧線がほぼ南北にのびた冬型の気圧配置下において、庄内地方の沖合約 10 km の日本海上に降雪バンドが形

成された。降雪バンドの陸側の先端では、一般風の北北西風と陸側の弱い北風との間に明瞭なシアラインが下層約 500m で形成されており、その先端で渦が発達し、南進していく様子が両レーダーで観測された。

図 1 は、JR 東日本ドップラーレーダーの仰角 1 度の PPI 断面と、ドップラー速度場から求めた渦の位置を示したものである。降雪バンド内には、直径約 0.8~2.0 km、最大接線風速 4~9 m s<sup>-1</sup> の複数の渦がシアライン上にほぼ南北に並んで発達していた。

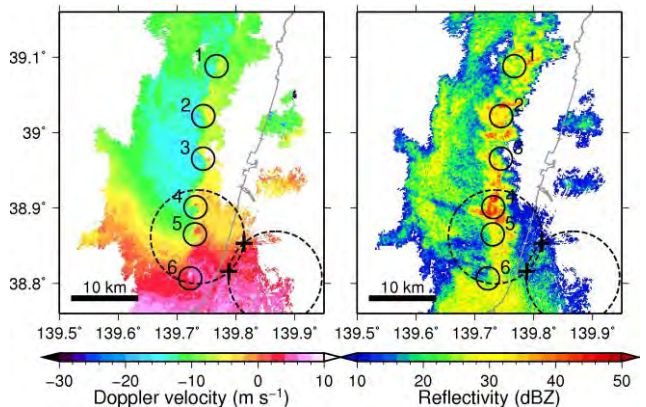


図 1: JR 東日本ドップラーレーダー(北側の+印)による 1 月 17 日 03:18:47 の仰角 1 度の PPI 画像(左:ドップラー速度,右:反射強度)。渦の位置を太線の丸印で示す。破線の円はデュアル領域。

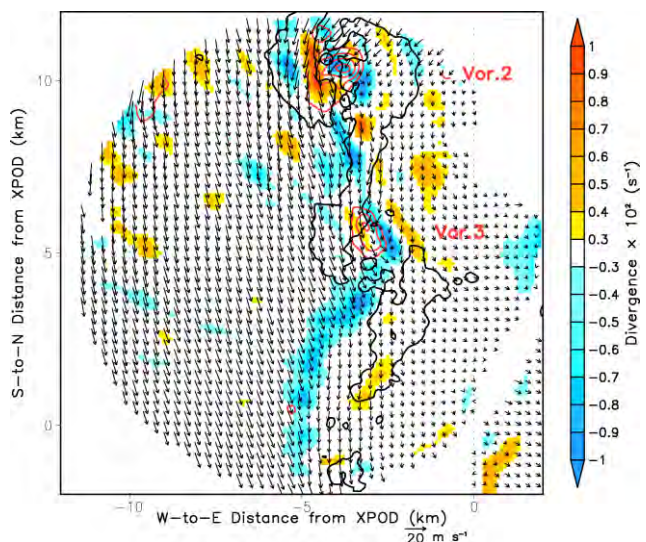


図 2: 2017 年 1 月 17 日 03:37:32JST の高度 300m の JR 東日本ドップラーレーダーによる反射強度(細いコンター、30dBZ)とデュアルドップラー解析による水平風ベクトル、鉛直渦度(太いコンター、 $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  毎)、水平発散(シェード、 $\text{s}^{-1}$ )。

図 2 は高度 300m のデュアルドップラー解析による



渦周辺の反射強度、水平風ベクトル、水平発散、鉛直渦度の分布を示したものである。南北に連なるシアライン上に2つの明瞭な低気圧性の渦が発達している。また渦の周辺ではシアラインが大きく湾曲する様子が確認され、南北にのびる階段状の収束場と、収束場に対応して渦を取り囲む反射強度といった、水平シア不安定で発達する渦(e.g., Lee and Wilhelmson 1997)と類似した特徴的なパターンが認められた(Inoue et al. 2019)。

### 3.2 メソγ渦内で発達した渦

2017年11月24日17時頃から18時頃にかけて、弱い冬型の気圧配置下において、庄内地方の沖合約60kmの日本海上でメソγスケールの渦(以下、メソ渦)が発達し、ほぼ東進した。図3は、JR東日本レーダーの仰角1度のPPI断面と、ドップラー速度場から求めた渦の位置を示したもので、メソ渦の構造が大きく変化していったことを示している。当初、メソ渦の反射強度のパターンはコマ状の形状をしており、対応するドップラー速度場においてもメソγスケールの循環が卓越し、ランキン渦とよく対応する構造を示していた(図3a)。メソ渦が東進するにつれて、ドップラー速度場において、メソ渦内に直径1km以下の小スケールの渦(以下、小渦)が顕在化していった(図3b)。一方で小渦が発達するにつれて、メソ渦は弱まると共に渦の構造が崩れていく様子が捉えられた(図3c)。メソ渦は直径6–8km、最大接線風速 $\sim 15\text{ m s}^{-1}$ であったのに対し、小渦は直径100m–2km、最大接線風速 $\sim 15\text{ m s}^{-1}$ であり、メソ渦内で、同程度の強さでスケールが1オーダー小さい小渦が発達していたことが分かった。両者の動きを追跡すると、メソ渦はほぼ東進したのに対し、小渦はメソ渦中心の周りを反時計回りに回りながら東進していった(図略)。

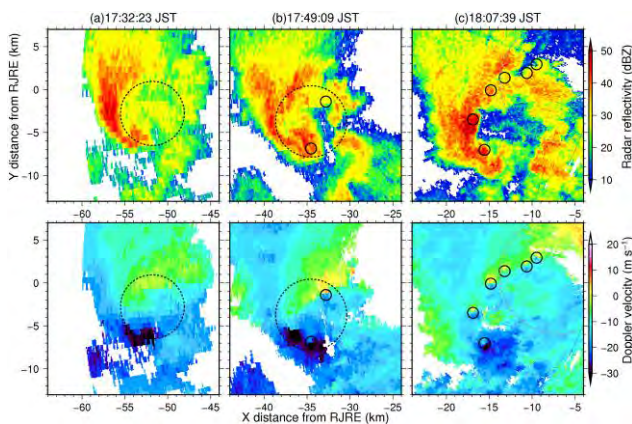


図3: JR東日本ドップラーレーダーによる(a)17:32:23JST, (b)17:49:09JST, (c)18:07:39JSTの反射強度(上)およびドップラー速度(下)。小渦の位置を黒実線の丸で、メソ渦の位置を黒点線の丸で示す。黒点線はデュアル領域。

図4は高度300mにおけるデュアルドップラー解析による小渦周辺の反射強度、水平風ベクトル、鉛直渦度の分布を示したものである。この事例では、小渦は

メソ渦の循環が作り出したと思われる明瞭なシアライン上で発達していた。また、これらの小渦は隣接する渦と併合しながら発達するとともに、小渦に伴う反射強度のキックのパターンも明瞭になっていく様子が確認できた(図略)。

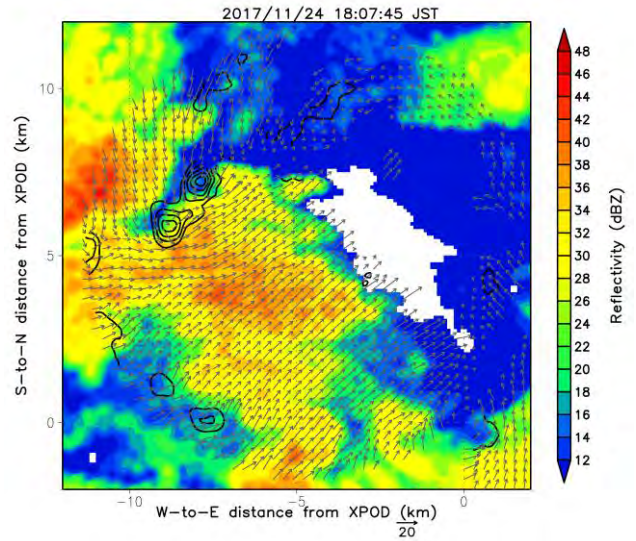


図4: 2017年11月24日18:07:45JSTの高度300mのJR東日本ドップラーレーダーによる反射強度(シェード)とデュアルドップラー解析による水平風ベクトル、鉛直渦度(太いコンター,  $5 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$  毎)。

### 4. まとめと今後

2台のドップラーレーダーによる高分解能観測で、庄内沖で発達した渦2事例(降雪バンド内、メソγ渦内)の詳細な構造と発達過程を捉えることができた。いずれの事例においても、渦は水平シア場で発達しており、前者は一般場に起因するもの、後者はメソ渦循環に伴うものと考えられる。

今後は、更に事例を積み重ねるとともに、これらの渦の発達過程を体系的に理解したいと考えている。

#### 参考文献:

浅井富雄 1988, 天気, 35, 156-161.  
 Kusunoki, K., et al., 2008, 5th European Conf. on Radar in Meteorology and Hydrology, EMS, P12.1.  
 Inoue, H. Y., et al., 2011, Mon. Wea. Rev., 139, 351-369.  
 石津尚喜 他, 2016, 日本気象学会 2016 年度秋季大会, A104.  
 Inoue, H. Y., et al., 2019, SOLA, 15, 228-233.  
 Lee, B.D. and R.B. Wilhelmson, 1997, J. Atmos. Sci., 54, 2387-2415.

# 日本海上の収束雲形成にかかわる総観場・循環場の特徴

\*本田明治<sup>1,2</sup>

1: 新潟大学理学部 2: 新潟大学災害・復興科学研究所

## 1. はじめに

地球温暖化が進む中でも、近年の冬季は全国的または日本の各地でしばしば大雪に見舞われている。いわゆる「平成18年豪雪」と呼ばれている2005/06年冬季（本田・楠, 2007）以降、ほぼ毎冬のように大雪の音が聞こえてくる。最近では2017/18年冬季は全国的に寒冬多雪傾向で、2012/13年冬季以来の5冬振りの寒い冬であった。この冬の特徴としては日本海上に収束雲がしばしば発生し本州日本海側の海岸平野部に降雪が集中したことで、福井、金沢、新潟など各県庁所在地でも記録的な大雪となったことである。循環場をみると、顕著な偏西風の蛇行で分裂した極渦の一つが極東上空に冬季の間ほぼ留まったこと、また亜寒帯・亜熱帯の両ジェットに沿う波列がしばしば強化されたことで、日本付近では寒気が南下しやすい状況が持続していた。加えて頻りに西回りで寒気が侵入して日本海寒帯気団収束帯（JPCZ）がしばしば発達したことも、本州日本海側の海岸平野部で記録的大雪となった一因と考えられる。本研究では、通常降雪の少ない新潟市で2018年1月11日～12日に24時間降雪量が80 cmに達した記録的な事例に焦点を当て、集中的な降雪をもたらした収束雲形成に関わる総観場・循環場の役割を、解析的及び数値的視点から明らかにすることを目的とする。

## 2. 2018年1月11日～12日の新潟市の降雪の特徴

2018年1月11日昼頃～12日午前にかけて新潟市一帯では降雪が継続し、最深積雪は80 cm（2日間の降雪量は84 cm）に達した。新潟市の積雪深が80 cmを超えた冬は過去50冬で今冬を含めて5冬のみで、最近では2010年2月5日に81 cmを記録している。2010年の事例では2晩かけての降雪であったが、今回の事例はほぼ24時間降雪が継続したことが特徴である。新潟大学災害・復興科学研究所が運用する準リアルタイム積雪深分布図によれば（図1左上）、1月11日～12日にかけての積雪深の増加は越後平野から阿賀野川沿いにかけてみられ、新潟市域を中心とした海岸部に特に多い。本事例ではJPCZに加えて、北方からの別の帯状降雪雲が合流しており、後者の形成には日本海上に発現した高気圧性循環がかかわっていたと考えられる。

## 3. 循環場・総観場の特徴

大陸上では1月第2半旬に亜寒帯ジェットが明瞭になり、日本付近で亜熱帯ジェットと合流して気圧の谷を強化し、軸は日本海上を南西方向の延びる形となった（図1左下）。9日に上空の寒冷渦を伴った低気圧が日本付近を抜けて冬型の気圧配置となり、10日～11日にかけて日本海の西側で南北に走る等圧線は次第に「くの字状」になって（図1右上）、JPCZが形成され始めた。対流圏中上層では、本州上空で西南西の風が卓越し（図1左下）。これによりJPCZは山陰沖～北陸・新潟の走向となり、新潟県方面に雪雲が入りやすい状況が11日午前～12日昼頃まで継続していた。500 hPa面のポテンシャル渦度（渦位：Potential Vorticity）の高い領域は、上空の寒気により大気の状態が不安定かつ低気圧性渦度の大きい領域に対応するので、JPCZとの対応も整合的である。このような循環場・総観場の状況は新潟市域の降雪が継続した11日午前～12日昼頃までみられ、

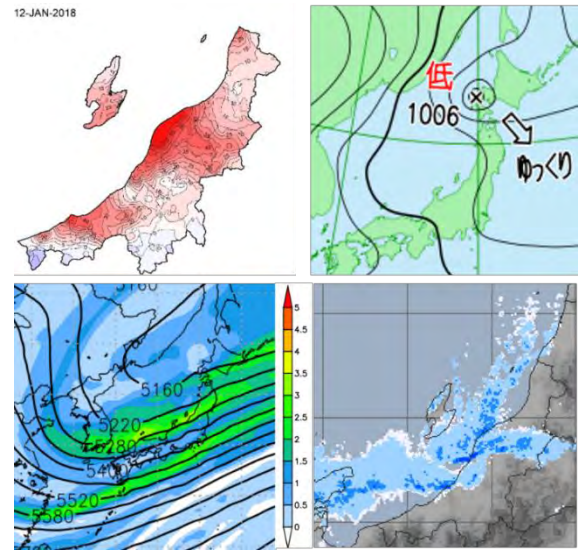


図1. (左上)2018年1月12日9時と11日9時の積雪深差(cm)、(右上)1月11日15時の地上天気図(気象庁)、(左下)気象庁全球スペクトルモデル(GSM)解析値に基づく1月11日21時の500-hPa高度(m,実線)500-hPa高度におけるポテンシャル渦度(渦位)(PVU)、(右下)1月11日20時30分のレーダー降雨強度(気象庁)。

対流圏上空には寒冷渦も確認されている。

JPCZの持続は今回の新潟市域の大雪の主要因のひとつと考えられるが、他の要因として北海道西部にみられる低気圧（図1右上）にも着目したい。この低気圧は10日夜に北海道留萌沖で発生して南西に移動し、11日朝～12日朝にかけて後志沖に停滞し（図1右上）、12日に東方に移動して昼頃には襟裳岬付近に達している。この低気圧の南方に当たる東北日本海側～新潟県では等圧線は、「逆くの字状」となり、高気圧性循環が形成されていた。新潟市域への雪雲の侵入は11日の昼～夕方には主にJPCZによるものであったが、新潟北部では次第に北東風が卓越し、この北東風に伴って山形県～新潟県の沿岸部では北北東～南南西に延びる収束線が次第に形成され、11日夕方～12日午前にかけて帯状の雪雲が新潟市域に流れ込みやすい状況となった。（図1右下）。

日本海上の大気場の3次元構造に着目すると（図2）、JPCZ及び北海道沖の低気圧に伴う上昇流は600 hPa付近で発散域を形成し、その間の日本海上空では収束域となっていた。この上空の収束域の下の海上付近では高気圧性渦度場及び発散域となっていた。従って上空の収束域に伴う下降流が海上付近でメソ高気圧を形成していたと推測される。東北沿岸に吹き出した風は海岸線に沿って収束線を形成し、雪雲を新潟市付近に継続的に侵入させたと考えられる。

## 4. 数値実験の結果

1月11日～12日の大気場を再現するためにJMA-NHMを用いた。初期値・境界値には気象庁メソ客観解析(MANAL)及びメソ陸面客観解析値を用いて、水平分解能5 km、2 kmの2領域を1-wayネスティングで計算した。



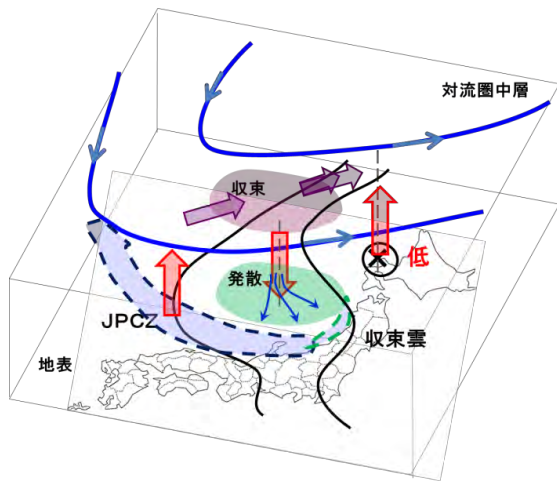


図 2. 2018 年 1 月 11 日～12 日の日本付近の総観場・循環場の模式図。

雲物理過程には表層を含むバルクモデルを、乱流過程には MYNN2.5 を、積雲パラメタリゼーションは第 1 領域のみ Kain-Fritsch スキームを用いた。積分時間は日本時間 11 日 9 時～12 日 12 時までとした。

日本海上で形成された JPCZ は 11 日午前中に南下しながら強化され、昼頃には北緯 37-38 度で西南西～東北東の走向を持ち、新潟市域を含む越後平野にかかり始めた。一方山形県～新潟県北部の沖合では高気圧循環場が形成され、沿岸近くに明瞭な帯状降雪雲が形成されていた。11 日午後になると高気圧性循環に伴う北風領域が越後平野に侵入し、JPCZ に伴う帯状降雪雲は押されるような形で南下した。11 日夕方以降は北北東～南南西の走向を持つ収束雲が越後平野北方海上で次々と形成され北寄りの風とともに新潟市域にかかる状態が 12 日午前中まで続いた (図 3 上)。再現実験における新潟市域の降雪量は 45 cm 程度で観測の半分程度であったが、日本海上の大気場の 3 次元構造も含め観測結果とは概ね整合的で、日本海中部の対流圏中層 (~700 hPa) では全般に下降流域となっており、対応して海面気圧場は高圧部が東方に張り出している。図では確認しにくい、北海道西岸小低気圧の南側一帯も下降域になっている。この小低気圧はいわゆる「逆向きシア」の構造を持っており、ポーラーロウの典型的な構造の一つとされている (Kolstad 2006)。低気圧の西側の北風は寒域を右手に見て吹いており、温度風の関係から高度とともに北風は弱まっている (図略)。低気圧進行方向前方の南側 (後方の北側) では寒気 (暖気) 移流と共に下降域 (上昇域) となっており、この下降域が高気圧性循環の形成に寄与していることも考えられる。

#### 4. 議論とまとめ

2018 年 1 月 11 日～12 日の新潟市に大雪をもたらした要因として、JPCZ による西南西からの雪雲と、北海道西岸に発現した小低気圧に伴う東北日本海側から新潟県沖の高気圧性循環による北北東からの雪雲が新潟市域で合流することで、集中降雪となった可能性が高い。

日本海側の海岸部の大雪に JPCZ が寄与することはよく知られているが、本事例のように同時に北海道西岸付近の小低気圧及び東北日本海側の高気圧性循環を伴っているケースは、過去の大雪事例でもしばしば確認されている。2017/18 年冬の 1 月下旬の全国的な大雪事例、2 月上旬の福井県を中心とした大雪事例でも同様の気圧配置を示

しており、今後詳しい解析が必要である。他の冬においても近年の新潟県に事例でも 2013 年 1 月 9 日に柏崎市で約 40 センチ、2012 年 2 月 17 日に新潟市で 48 センチ、2017 年 1 月 13 日に新潟市で約 30 センチなどが該当し、いずれも北海道西部の低圧部、東北日本海側の高圧部が確認されている。

北海道西岸に発現する小低気圧はいわゆるポーラーロウとして解釈できるものと考えられるが、どのような総観場の条件で高気圧性循環場を形成され得るのか、また JPCZ との因果関係はあるのか、など解明すべき点が多い。Yanase et al. (2016), Watanabe et al. (2017, 2018) による、JPCZ や北海道西岸のポーラーロウの出現頻度や発現事例に基づく一連の合成図解析の結果は、両者の因果関係や東北日本海側の高気圧性循環の存在を示唆しており、日本海沿岸部に局所的な大雪をもたらすメカニズムの解明においてはこれら 3 者の相互関係や発現特性を明らかにしていくことが解決の糸口を与えると期待している。

本研究は、科学研究費補助金 17H02067、国立極地研究所一般共同研究、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究の助成を受けている。

#### 参考文献

- Kolstad, E. W., 2006: New climatology of favourable conditions for reverse-shear polar lows, *Tellus*, **58A**, 344-354.  
 Watanabe, S. I., H. Niino, and W. Yanase, 2017: Structure and environment of polar mesocyclones over the northeastern part of the Sea of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 2217-2233.  
 Watanabe, S. I., H. Niino, and W. Yanase, 2018: Composite analysis of polar mesocyclones over the western part of the Sea of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 985-1004.  
 Yanase, W., H. Niino, S. I. Watanabe, K. Hodges, M. Zahn, and T. Spengler, 2016: Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis. *J. Climate*, **29**, 419-437.  
 本田明治・楠昌司編, 2007: 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪. 気象研究ノート, **216**, 290pp.

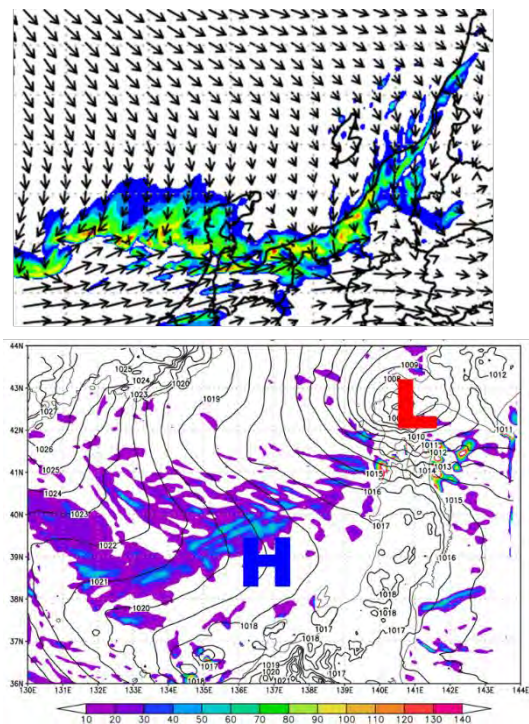


図 3. JMA-NHM により再現された (上) 1 月 11 日 15 時の 900 hPa 気温 (K) と風向風速 (m/s)、(下) 11 日 21 時の 700 hPa 鉛直気圧速度 (Pa/s) 及び海面気圧 (hPa)。

