

降雪に関するレーダーと数値モデル による研究(第12回)

2013年11月28日(木)－11月29日(金)

(独)防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター



講演要旨集

「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第12回）プログラム

2013年11月28日（木）

14:00-14:05 主催者あいさつ、事務連絡

14:05-15:25 セッション1：降雪粒子特性の表現：観測とモデリング 座長：小西 啓之

- 石坂雅昭（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
降雪粒子の定量的判別手法（CMF法）とその可能性
ーフラックスチャートからデンシティチャート、そして初期積雪密度へー 1
- 石元裕史（気象庁 気象研究所）
マイクロ波リモートセンシングを目的とした、
MPS法による落下氷粒子の融解シミュレーション 3

15:25-15:40 休憩

15:40-17:40 セッション2：データ同化とモデル内の雲の表現 座長：岩本 勉之

- 幾田泰醇（気象庁 予報部数値予報課）
非静力学モデルasucaを基にした変分法データ同化システムの開発 5
- 清水慎吾（防災科学研究所 水・土砂防災ユニット）
防災科研における雲解像数値モデル CReSS のデータ同化システムの開発と今後の計画
. 7
- 吉岡真由美（東北大学 大学院理学研究科 大気海洋変動観測研究センター）
オーバーラップのある雲の構造解析 雲解像モデルと衛星観測の比較
(2012年7月の事例) 9

□ 討論

19:00-
懇親会

2013年11月29日(金)

09:05-11:15 セッション3 : レーダーによる降雪系の表現

座長 : 中村 一樹

- 額瀨丈晴 (名古屋大学 地球水循環研究センター)
冬季北陸地方における固体降水粒子の地上観測と
Xバンド偏波レーダーによる降水粒子判別の比較 11
- 藤吉康志 (北海道大学 低温科学研究所)
レーダダークバンドの発生理由と頻発する2本のブライトバンド 13
- 本田明治・岩本勉之・木村祐輔 (新潟大学 理学部自然環境科学科)
DBSレーダーを用いた新潟の降雪と降水の観測 15

□ 討論

11:30-12:30

積雪2mでも稼働する雪氷防災研究センターの観測施設見学

12:45-

XRAIN 見学ツアー

降水粒子の定量的判別手法 (CMF 法) とその可能性

-フラックスチャート、デンシティチャート、そして初期積雪密度へ-

* 石坂雅昭、本吉弘岐、中井専人 (防災科研 雪氷防災研究センター)

1. はじめに

降水に比べ降雪の粒子形態は多様かつ多量である。多様性だけならそれに応じた分類体系をもって対応可能であるが、量の膨大さが加わることによって対象の客観的な記述をより困難にし、降雪に関わる気象学・雪氷学発展の桎梏となっている。

そこで、われわれはこの多様かつ多量の降雪粒子を観測に基づいて記述する一つの方法を提案した (Ishizaka et al., 2013)¹⁾。それは粒径と落下速度座標における観測降雪粒子の「質量フラックス中心 (CMF : Center of Mass Flux distribution)」で記述する方法である。本手法が降雪粒子の記述に有効であることは、これまでも学会や本ワークショップで発表してきた。例えば、昨年は湿雪から霰というきわめて扱いにくい対象にも有効であることを示した。さらに、降雪の記述が可能になることによって、レーダーの反射強度との関係をはじめ降雪に関連する諸問題を定量的に検討できるようになった (Motoyoshi et al. 2012²⁾; 中井ら, 2013³⁾)。また、メソモデルで予測される降雪粒子との比較も行われている (本吉ら, 2011⁴⁾)。

ここでは、本手法の特徴にも触れつつさらに広範な応用の可能性を示すものとして、降雪と初期積雪との関連について述べる。

2. 降雪粒子の判別「CMF 手法」の特徴

本手法について簡単に説明する。図1の A) は霰を主とする降雪が約 20 分間続いた時の降雪の粒径-落下速度の測定結果を数濃度で表したものである。白の円は単純平均であり、数濃度では圧倒的に小さい粒子が多いことが分かる。一方同図 B) は同様の事象を各粒子の推定質量フラックス (粒子の質量と落下速度の積) に基づいて描いたもので、この場合は大きい粒子

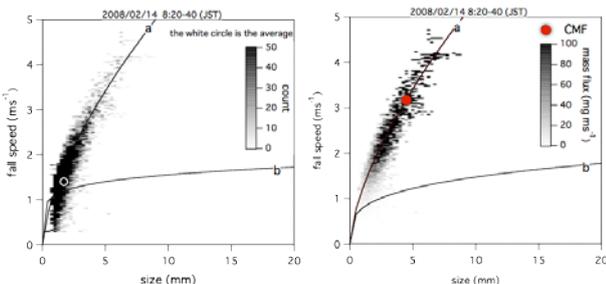


図1 : 霰が卓越した降水の粒径-落下速度分布。A) 粒子数での表現とその単純平均位置 (白丸)。B) フラックスでの表現とその中心 (CMF : 赤丸)。

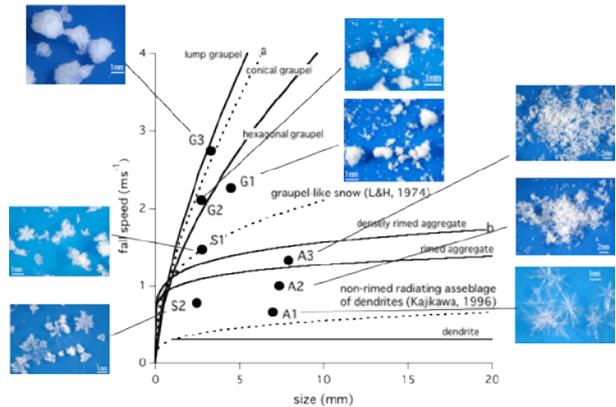


図2 短い期間 (5 分程度) で観測された主たる降雪粒子とその期間の CMF の位置。

の質量フラックスが大きいいため全体のフラックス分布は相対的に数の少ない大きい粒子の方へ移動している。そしてこの分布の中心が CMF (赤丸) で、点の意味するものは、質量フラックスで重み付けた平均の粒径と落下速度である。図1の a は紡錘状霰片の粒径-落下速度関係を表す曲線であり、この例では5mm 近い紡錘状の霰が降水に寄与した主たる降雪であったことを示している、フラックス表現は大きな霰が降ったという印象とも符合する。

図2は顕微鏡写真で示した特徴的な降雪粒子とそれらが主たる降雪として降った短い期間の CMF を表したものである。CMF は1次元ではなく2次元量であり、相対的な位置関係が降雪の種類を、絶対的な値は粒径と落下速度の大きさを表わしている。どのような粒子がおよそどのような相対的な位置関係にあるかが図2からわかる。

3. 降雪粒子を反映する初期積雪

降雪が接地し堆積して形成されるのが初期積雪である。この時、降雪粒子の種類や大きさが初期積雪に反映することは容易に想像される。初期積雪の中で一般的でかつ基本的な物理量は密度であろう。これまで密度は、気温や風速といった気象要素との関係が調べられてきたが、降雪粒子そのものとの関係をあつかったものは少なく、また、その中でも明確な関係を見いだせているものはない (梶川ら, 2005)⁵⁾。その背景には、降雪を如何に記述するかの問題が解決されないことがある。そこで、次に CMF 手法がこの問題をどのように扱えるのを見ることにする。

4. フラックスチャートとデンシティチャート

積雪密度は、当然降雪粒子の密度とも関係すると考えられる。ただ、積雪はそれを形成した期間に降るさまざまな降雪からなっているので、その一様ではない降雪の密度とは何であろうか。この問いに CMF は一つの回答を与えてくれる。CMF は対象期間の降雪を一点で代表しているから、この点で表される粒子の密度をその間の降雪の代表密度とすることである。そしてその密度はフラックスチャートから求めることができる。フラックスチャート(図3左)は個々の降雪粒子の降水寄与を求める時に使われるもので、任意の粒径、落下速度をもつ降雪粒子の mass flux (mass×fall speed) を表している(濃淡で)。したがって、これを速度で除したものは質量である。さらに粒子をその粒径に相当する径をもつ球と考えると粒子の体積が求まり、先の質量をこの体積で除すと密度が得られる。そしてこの密度を積雪を形成した降雪の代表密度とするのである。図3の右は、そのようにして求めた任意の点の代表密度のチャートである。「デンシティチャート」とでも呼ぶべきもので、密度の大きさは濃淡で表現されている。

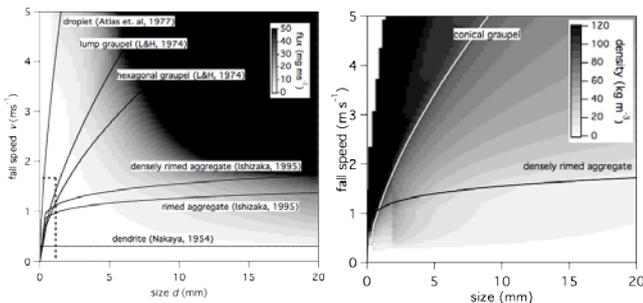


図3 フラックスチャート(左)とデンシティチャート(右)。

5. CMF 代表密度と初期積雪密度の関係

降雪後、時間が経つと積雪の圧密が生じるので、初期積雪への降雪の直接の影響をみるには短い時間での観測が肝要となるが、短い時間では、今度は積雪深が充分でなく密度の測定に支障をきたす。そこで我々は1時間程度で数センチ以上の積雪を形成したケースについて調べることにした。図4は観測した各ケースの CMF をデンシティチャートにプロットしたものである。この図(チャート)から代表密度 ρ_{CMF} を求め、その降雪によって形成された積雪の密度との関係を求めたものが図5である。ややばら

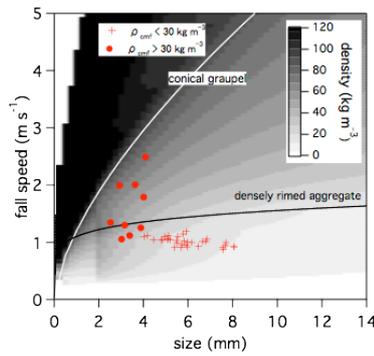


図4 デンシティチャート上に表した各観測ケースのCMF.

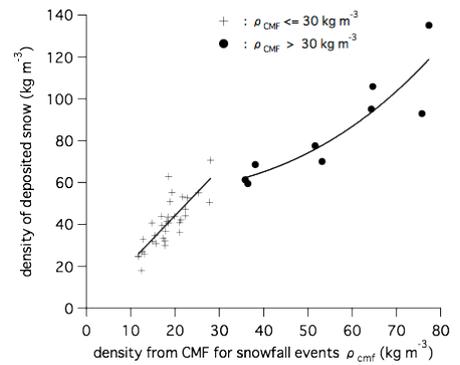


図5 CMF から求めた代表密度と初期積雪密度の関係。

つきがあるものの CMF から初期積雪密度の大きさ求める関係が得られる。なお、図4、5では $\rho_{CMF} = 30 \text{ kg m}^{-3}$ を境に記号を違えてあるが、図4からその境界は雪片的な性格から霰的な性格に変わる辺りに対応していることがわかる。そしてそれは図5の積雪密度との関係においても、性格を異にする二者で関係が変化していることに反映している。雪片のように自身が空隙を含むものが積もる場合と霰のように自身の空隙は少なく、積もった後の粒子同士の関係で空隙ができる場合の違いを表していると考えられ、このような違いが出ることは理にかなっている。

5. まとめ

降雪を座標の1点で定量化する CMF は、多様かつ多量な降雪の性格を代表できる可能性を持つことが降雪から積雪への過程でも示された。ただ、2節でも述べたように、注意すべきは座標上の点なので、ここで霰と雪片を分けたように、2次元の側面を考慮しなければならないことである。むしろそのような側面を持っていることが、より自然を記述するのに適切であると言えるのではないだろうか。そのような観点も考慮しつつ本手法が有効に使われることを期待したい。

参考文献

- 1) Ishizaka M. et al. (2013), A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relation. JMSJ, 91(in press).
- 2) Motoyoshi H. et al. (2012), Estimation of radar reflectivity from ground-based snow particle observation for comparison with Doppler radar spectrum of Micro Rain Radar. Proceedings of 16th International Conference on Cloud and Precipitation, Leipzig, P12.20.
- 3) 中井ら(2013), 降雪粒子観測に基づく可変 Ze-R. 気象学会 2013 年度秋季大会講演予稿集, 379.
- 4) 本吉ら (2011), NHM を用いた降雪予測実験と地上降水粒子観測との比較. 第 13 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 37-38.
- 5) 梶川ら (2005), 新積雪密度と降雪粒子の諸特性との関係. 雪氷, 67, 213-219.

マイクロ波リモートセンシングを目的とした、MPS 法による 落下氷粒子の融解シミュレーション

石元裕史
気象研究所

1. はじめに

レーダーや衛星マイクロ波観測で用いられる波長では、雪片など固体降水粒子に対するサイズパラメータ ($x = \pi D / \lambda$ 、 D は粒子サイズ、 λ は波長) は、およそ 30 以下である。このようなサイズ領域の粒子に対するレーダー反射因子など散乱特性の計算には Finite-Difference Time-Domain (FDTD) 法や Discrete Dipole Approximation (DDA) といった準解析的な計算手法が適用でき、現実に近い粒子形状・内部不均質を持つ粒子モデルの散乱特性を正確に計算することが可能となっている。ただ現状では理論計算の対象の多くは乾いた氷粒子であり、湿った雪片や融解しながら落下している雪片について、その複雑な形状や内部不均一をモデル化し散乱特性の理論計算を行った例は少ない。落下中の融解による形状の変化や液体と固体の混合状態などについての知見が不足していることがその大きな理由である。

融解している落下中の雪片の変化を数値シミュレーションで再現することができれば、固体降水に対するマイクロ波リモートセンシング技術がより進歩する可能性がある。またそのシミュレーションが物理的に妥当であれば、融解にともなう分裂や併合など微物理のパラメタリゼーションに対しても有効なツールとなることが期待される。

2. MPS 法

ここでは融解によって固体から液体に変わった水の動きをシミュレートするモデルとして MPS (Moving-Particle Semi-implicit) 法 [1, 2] を用いた。MPS 法は離散的な点集合を用いて Lagrange 的に非圧縮性流体の振る舞いを解く粒子法と呼ばれる手法の一つである。ここでは [1] に付属していたサンプルの 2 次元 MPS 計算コードを 3 次元化し、この研究の目的に合うよう各種物理を組み込んで計算してい

る。液滴の振る舞いを計算するための基本的な外力項である表面張力と粘性力、重力の定式化と流体表面の定義および各演算子の定式は [1] に従った。また点要素にエンタルピー情報を持たせ、点要素同士および点要素と外部との熱輸送を計算し、エンタルピーがある閾値を超えた時に流体として振る舞うとした。外気との熱のやりとりは [3] を参考にして定式化した。また完全球の場合にシミュレーション計算での融解時間が解析値に合うよう調整を加えている。

3. ガス抵抗と固体の運動

落下粒子の融解シミュレーションでは、ガス抵抗の扱いと、固体成分の運動をどう取り入れるかが重要な課題となる。ここでは弾性衝突する気体粒子を想定することでガス抵抗を表現し、抵抗力と重力との釣り合いを仮定して落下粒子に対するガス抵抗および終端落下速度の形状依存性を見積もった。

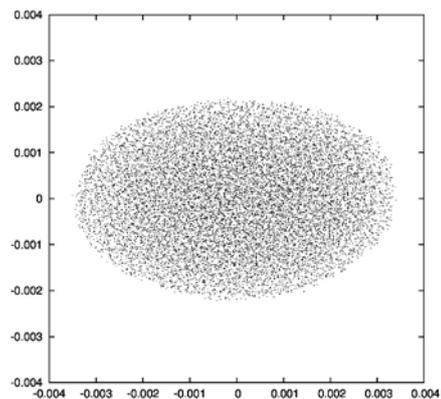


図1. 仮想的なガス抵抗モデルを用いた水滴 (~6mm) の変形を MPS 法でシミュレートした結果。観測結果に近い扁平率を再現する。

また固体成分を剛体であると考え、弱連成の手法を用いて落下中の剛体運動も近似的に計算するようにした。融解によって変化する固体成分の形状につ

いて、その慣性モーメント行列を時間ステップ毎に求め慣性主軸に対して3軸回転させている。

4. 融解シミュレーションの例

氷粒子についてのいくつかの形状モデルを用いて落下中の融解シミュレーションを行った。氷粒子が気温 5°C、相対湿度 95%の外気の中で融解しながら落下する状況を考える。初期状態を 0°C、固相率 100%で一定とし、融解で流体成分が生成するまでは粗い時間ステップで熱輸送の計算だけを行う。エンタルピーが閾値を超えて流体が生成されはじめてからは流体運動と固体の剛体運動もあわせて計算した。粒子形状モデルとして、フラクタル形状モデルと、複数の樹枝状氷晶を組み合わせて作ったモデルの2種類の雪片モデルを準備した。

モデル粒子は外気に触れる割合の多い粗い表面部分から溶け始め、結果として形が丸みを帯びてくる。ある程度融解が進むと流体は表面張力によってより安定な場所に移動するようになる。ここで用いた粒子モデルでは、流体は必ずしも粒子の中心に集まるわけではなく数多くの液体成分の塊を形成するようになった。また比較的融解の初期の段階から先端部分などに取り残された微小水滴が分離する様子がみられた。融解の進行とともに流体成分の併合などが起こるが、最終的にも単体にはならずいくつかの塊となって分裂する結果となった。

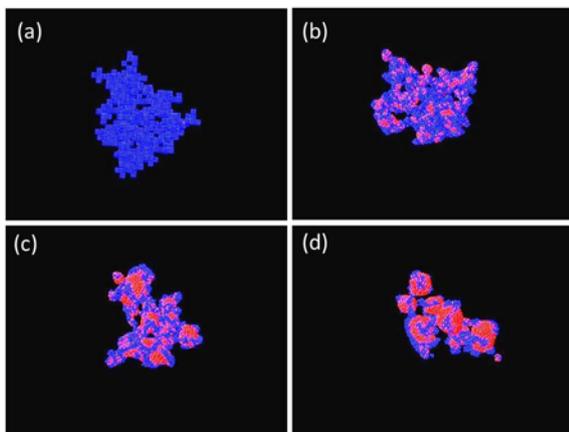


図2. サイズ約3mmフラクタル次元2.1の雪片モデルを落下・融解させた例。融解で流体成分が発生しだした時刻(a)から約2秒毎の時間変化(a-d)を示す。青色は固体成

分で赤は流体成分。

5. 課題と今後の計画

今回開発した融解シミュレーションコードには物理過程についての粗い近似が含まれており、また計算精度や計算の高速化などに改良の余地が多く残っている。定性的には[4]で報告されている融解過程の描像に整合するものの、実際の雪片において融解中の分裂がこのシミュレーション結果のように頻繁に起こるかどうかは大きな問題であり、用いた物理の妥当性については検証が必要である。ただ分裂が頻繁に起こるかどうかは元の雪片の全体形状や構造にも大きく依存しており、より精緻な形状モデルを開発することも現実に近い融解過程を再現するためには重要である。

分裂が重要でない融解の比較的前半の部分ではシミュレーション結果はそのまま散乱計算に適用できる。今後シミュレーション事例を増やし、マイクロ波散乱特性のデータテーブル作成に着手したいと考えている。

参考文献

- [1] 越塚誠一 (2005): 粒子法, 計算力学レクチャーシリーズ5, 日本計算工学会編, 丸善
- [2] Koshizuka, S. (2011): Current achievements and future perspectives on particle simulation technologies for fluid dynamics and heat transfer, *Journal of Nuclear Science and Technology*, 48, 2, 155-168.
- [3] Mitra, S. K., O. Vohl, M. Ahr, H. R. Pruppacher (1990): A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory for snow flakes, *J. Atmos. Sci.*, 47, 5, 584-591.
- [4] Fujiyoshi, Y. (1986): Melting snowflakes, *Journal of the Atmospheric Science*, 43, 3, 307-311.

非静力学モデル asuca を基にした変分法データ同化システムの開発

幾田泰醇、藤田匡、小野耕介、石川宜広(気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁は、次世代非静力学モデル asuca(河野 他 2011)の現業局地数値予報システムへの導入を目指し、性能の検証及び精度向上のための開発を進めている。また、それと並行して、その初期値作成のための asuca を基にした変分法データ同化システム(asuca-Var)の開発を進めており、現行の局地数値予報システムとの性能比較及び検証を行っている。本講演では、asuca-Var の概要、主要諸元について紹介し、実例を交えながら、精度向上に向けた展望を述べる。

2. asuca-Var の概要

変分法データ同化システムで用いられる接線形・随伴(TL/AD)コードは、基となる予報モデルの非線形コード(NL)と整合している必要がある。しかし、メソモデルとして現業運用している気象庁非静力学モデル(JMA-NHM; Saito et al. 2006)と、メソ解析システムとして運用している JMA-NHM を基にした変分法データ同化システム(JNoVA; 本田・澤田 2010)は、ベースとなるモデルは同一であったものの、それぞれ異なるソースコード管理の下で開発が進められたため、結果として、両者の NL が乖離してしまっている。このような現状の改善を目的に、NL と TL/AD を統一的な管理の下におくこととした。具体的には、同一ファイル内、同一サブルーチン内に NL と TL/AD を共存させ、NL のコードを更新する際に、TL/AD のコードの更新も強制されるようにした。asuca に物理過程を提供する物理過程ライブラリ(原 2012)においても同様な規則を適用しており、NL との一貫性を保つよう TL/AD の開発を進めている。

観測演算子の実装方法についても、その汎用性や開発効率を高めるため、モデルや同化システムへの依存度が極力低くなるよう考慮した。例えば、観測演算子とデータ同化システムとの接続は、定められた実装規則に基づいたインターフェースを介して行うこととしている。これによって観測演算子の開発者は、同化システムやモデル固有の処理を意識せずに機能を実装することが可能となる。また、観測演算子の独立性を高めることで他機関の作成した外部パッケージの利用も容易となる。現在実装している外部パッケージは、欧州気象衛星開発機構によって開発されている高速放射伝達モデル(RTTOV)である。RTTOV は、衛星輝度温度の観測演算子であり、気象庁全球解析・メソ解析において現業利用されている。図1は、asuca-Var と asuca、物理過程ライブラリ、観測演算子、外部パッケージの関係を示したものである。asuca、物理過程ライブラリ、観測演算子は、それぞれ NL, TL/AD コードを持ち、asuca-Var core は、

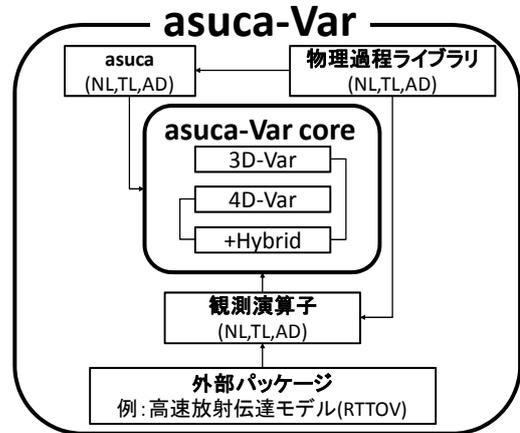


図1 asuca、asuca-Var、物理ライブラリ、観測演算子と外部パッケージの関係。

それらを統合し、データ同化システムの心臓部として機能する。外部パッケージは、固有ラッパーを介して観測演算子に連結される。なお、asuca-Var は、3次元変分法(3D-Var)、4次元変分法(4D-Var)、流れに依存した背景誤差の利用(Hybrid)など、その目的に応じて機能をパラメータの設定で切り替えることができるように実装されている。

3. 主要諸元

asuca は、JMA-NHM と同じく非静力学モデルであり、その予報特性は JMA-NHM と大きくは変わらない。そのため、asuca-Var の基本的な定式化は、JNoVA を踏襲している。asuca-Var は、JNoVA で得られた知見を踏まえつつ、asuca を基に新規構築されたものである。以下では、asuca-Var の主要諸元を示す。なお、asuca-Var は、開発途中の段階であるため、今後の性能試験の結果によって仕様を変更する可能性がある。

・ 制御変数

制御変数は、東西風 u 、南北風 v 、地中温度 T_g 、地上気圧 p_{srf} 、温位 θ 、土壌の体積含水率 w_g 、偽相対湿度 $\mu = q_v/q_{vsat}^b$ である。ただし、 (T_g, p_{srf}, θ) 、 (w_g, μ) は、それぞれの変数間に鉛直誤差相関を考慮し、それ以外の変数間に誤差相関はないものとして扱う。また、背景誤差共分散行列計算の簡略化のために用いている空間フィルタは、水平方向には再帰フィルタを採用し、鉛直方向には経験的直交関数を採用した。

・ TL/AD 演算子

前方演算子について、JNoVA では非線形演算子を用いているが、極小値探索処理の安定化のため、asuca-Var では、評価関数が2次形式を維持するように接線形演算子を用いている。なお、非線形演算子の選択も可能である。

・拘束項

asuca-Var の制御変数は、JNoVA 同様、質量と風のバランスを考慮していないため、モデルの強拘束を持たない 3D-Var では、解析場のバランスが欠如する可能性がある。この対策として、連続の式を用いた質量保存を拘束条件とする拘束項を実装している。また、変分法品質管理を実装しており、データ同化と同時に観測の品質管理を行うことができる。

・背景誤差

JNoVA では、背景誤差共分散行列を、時間・領域一様であると仮定している。asuca-Var では、各格子点で背景誤差を定義するよう取り扱いを改善した。特に、地中温度や土壌の体積含水率を制御変数化したことから、海と陸で異なる鉛直誤差相関を与えるなどの方法を実装し、その効果を調査中である。

4. 局地数値予報システムへの適用例

2012年8月から現業運用が開始された局地数値予報システムは、水平解像度 2km の局地モデル (LFM) とその LFM に初期値を与える水平解像度 5km の局地解析 (LA) で構成される。現在の LFM は、予報モデルとして JMA-NHM を利用しており、LA は、データ同化システムとして JNoVA を採用している。ただし、LA における JNoVA は、現業メソ解析で利用されている 4D-Var とは異なり、現業運用上の厳しい時間制限を満たすため、3D-Var と 1 時間予報を繰り返す解析予報サイクルを採用している。また、地上観測を同化するための改良も加えている(永戸 他 2012)。

図 2 に、局地数値予報システムを現業運用と同じく JNoVA と JMA-NHM で構成した場合と、試験的に asuca-Var と asuca で構成した場合の解析予報実験の結果の比較を示す。asuca と現業 LFM の JMA-NHM は、力学過程だけでなく物理過程も異なるため、降水表現に細かい違いが生じているものの、この図から、asuca を用いた新システムの降水分布自体は、現業システムと比較して遜色ないものとなっていることが分かる。

5. 今後の展望

3D-Var は、統計的に求めた背景誤差を用いるため、背景場の流れについての情報を解析値に反映できない。そこで、解析に流れ依存性を考慮するため、Buehner(2004)に基づき、asuca-Var の制御変数を拡張した。これによって、アンサンブル摂動を利用したハイブリッド変分法データ同化が可能となった。試験的に現業メソモデルのラグ平均予報アンサンブルを用いて、一点観測同化実験を行った結果を図 3 に示す。この図から、3D-Var では観測を中心とする等方的な修正量が計算されているが、ハイブリッド 3D-Var では、地形や背景の流れに依存した修正量が得られていることが分かる。現在、これらと並行して 4D-Var への拡張についても進めており、力学過程の TL/AD の構築を行っているところである。将来の現業運用に向け、物理過程の TL/AD の構築、流れ依

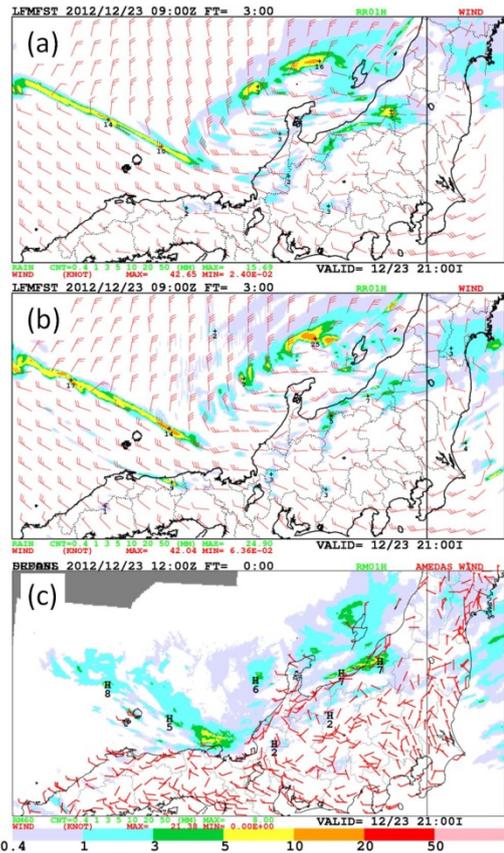


図 2 2012年12月23日09UTC初期値。予報時間3時間における(a) JNoVA + NHM, (b) asuca-Var + asuca, (c)解析雨量の一時積算降水量。

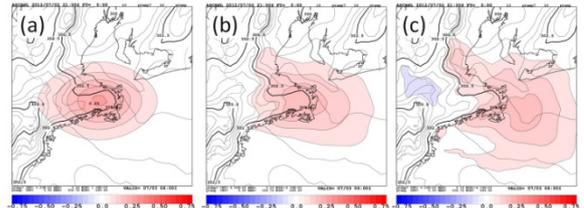


図 3 気温の一点観測を行った場合の(a)3D-Var, (b)ハイブリッド 3D-Var, (c)ラグ平均予報アンサンブルによる第一推定値に対する修正量。

存性を考慮した高密度・高頻度観測データ同化の実現を目指し、開発を進める計画である。

参考文献

河野耕平, 荒波恒平, 原旅人, 北村祐二, 室井ちあし, 2011: 気象庁における非静力学モデル asuca の開発状況. 第 13 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 66-67,
 Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266-1298.
 本田有機, 澤田謙, 2009: 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65-71.
 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
 原 旅人, 2012: 物理過程ライブラリの開発、数値予報課報告・別冊 58 号 物理過程の改善に向けて(I), 気象庁予報部, 205-208.
 Buehner, M., 2004: Ensemble-derived stationary and flow-dependent background error covariances: evaluation in a quasi-operational NWP setting. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 1013-1044.

防災科研における雲解像数値モデル CReSS の データ同化システムの開発と今後の計画

清水 慎吾 (防災科研)

1. はじめに

防災科学技術研究所(以後、防災科研)では、雲解像数値モデル CReSS ver. 3.2 をベースに、三次元変分法によるデータ同化システム (CReSS-3DVAR) を構築してきた。これまで防災科研が取得してきた様々な観測データ (X-band レーダーネットワーク: XNET, GPS 天頂遅延量, Ka-band レーダによる雲水混合比の推定値, 熱力学リトリーバル法による温位偏差) を同化し、予測可能性について調べてきた。本発表では、これまでの同化実験結果と今後の観測計画とその同化システムの開発の計画を紹介する。

2. 同化法の開発の歩み

防災科研では同化手法として三次元変分法を開発してきた。三次元変分法は、近年開発が進められている、より高度な四次元変分法やアンサンブルカルマンフィルターに比べて、1) 背景誤差分散行列が気候平均値として表現され、流れの場に依存した flow-dependent な背景誤差を利用できない事と、2) 背景誤差共分散行列を実装する上で、必要なメモリを大幅に減らすための様々な簡略化 (例: 水平相関は距離だけの関数として表現され、変数間相関は無視される等) を行っている事が大きな弱点であると言える。逆に、三次元変分法のこのような簡略化は、計算コストの低減に大きく貢献している。先行研究によると、全球規模を対象とした三次元変分法とアンサンブルベースの同化実験の精度比較において、観測密度が十分でない領域ほど、アンサンブル同化法の予測精度の優位性が大きくなることが報告されている (Szunyogh et al., 2005, 2008)。逆説的に、観測密度が高くなるほど両者の差は少なくなると言える。

防災科研では、2006 年から X-band レーダの稠密なネットワーク (XNET: 最大で 6 台) を構築し、観測終了後 1 分程度で、すべてのレーダーデータが利用可能となる環境を実現してきた。XNET のように観測密度が高く、高頻度な観測が得られる場合に、実時間で同化予測実験を行うためにも三次元変分法以外の選択の余地が無かった。

2008 年にドップラーレーダによる動径風を三次元変分法で同化することが可能となり、2009 年 10 月 8 日に土浦市で発生した竜巻を伴うレインバンドの予測実験に適用

した。当時は、背景誤差分散行列の非対角成分 (鉛直・水平相関) をすべて recursive filter (Purser et al., 2003) で構築していた。また質量保存則の拘束条件 (Gao et al., 2004) も弱い拘束条件として取り入れた。

2009 年には鉛直相関を EOF 解析による固有モード展開で表現するオプションを導入し、GPS 可降水量のような鉛直積算量の同化も可能となった。2011 年の新潟福島豪雨において、国土地理院の GPS データを同化することで予測精度が向上することを確認できた。

2011 年に防災科研の新しい中期計画である「局地的豪雨の早期予測技術開発」という研究課題がスタートし、マルチセンシングによる積乱雲の様々な観測データの同化技術開発の一環として、Ka-band レーダによる雲混合比のデータ同化実験や x-band レーダのセクタースキャン観測による熱力学リトリーバルで推定された温位場の同化実験が行えるようになった。また、アメダス等の地上観測値やゾンデ観測値の同化も行えるように改良した。

2012 年 5 月 6 日につくば市に竜巻をもたらした積乱雲の再現性を向上するために、国交省 MP レーダや XNET のレーダが 5 分毎に観測した積乱雲の三次元構造を連続的に同化するために、3DVAR に Incremental Analysis Update (IAU, Lee et al., 2006) と呼ばれる機能を追加することで、3DVAR の連続同化による過大なスムージングを抑制することが可能となった。次節では、つくば竜巻の事例における CReSS-3DVAR-IAU 法の結果を紹介する。

3. CReSS-3DVAR-IAU による同化実験

2012 年 5 月 6 日に北関東で発生した竜巻について、超高解像度数値実験 (益子 2012 秋季大会や加藤 2012 秋季大会) や LETKF を用いた同化実験 (Seko, 2013 春季大会) が行われ、北関東の竜巻の発達機構の解明が進められている。本研究は竜巻の親雲の予測可能性を向上させるために格子解像度 1 km で雲解像モデル CReSS に 4 台のレーダを連続的に同化させる実験を行い、親雲の予測可能性を調べた。竜巻が発生する 1 時間 40 分前の 11 時 (日本標準時) から 40 分前の 12 時までの動径風をデータ同化に利用した。観測データとして、防災科研の X-band マルチパラメータレーダ (MP レーダ: 図 1 の EBN)、国交省 XRAIN

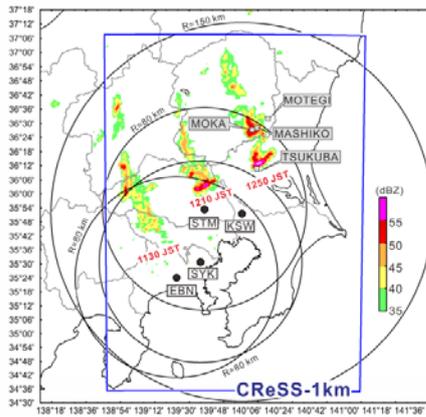


図1: 11時30分から12時50分までの気象庁レーダの高度2kmにおける反射強度分布, レーダの位置(●), レーダ観測範囲(黒い円), および数値計算領域(青色)を示す. 灰色四角は竜巻被害があった場所を示す.

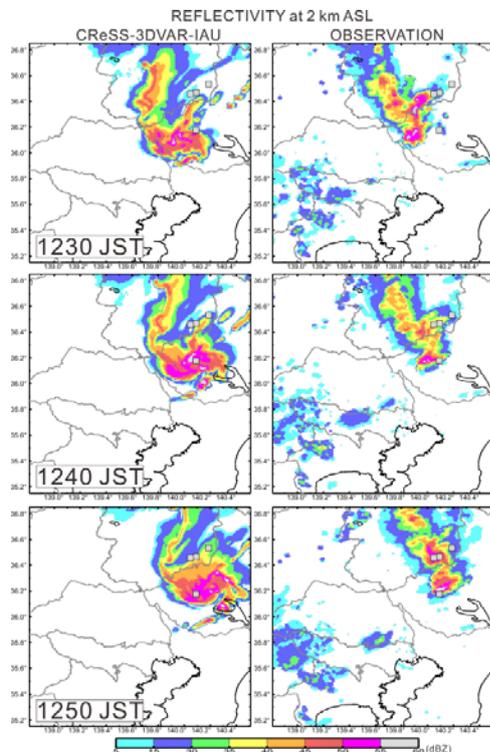


図2: 12時30分から12時50分までの高度2kmにおける反射強度: (右)観測値, (左)CreSS-3DVAR-IAUによる再現値.

の2台のX-bandのMPレーダ(図1のSTM, SYK), および気象庁のC-bandドップラーレーダ(図1のKSW)の動径風を利用した. 初期値は気象庁MSMの9時の出力を用いて, $220\text{ km} \times 280\text{ km}$ の領域(図1青線)で, 4時間積分した. これまで開発してきた三次元変分法同化ルーチン(CReSS-3DVAR)に, 新たに, 3DVARで得られる修正量を観測時刻の前後の時間で連続的に滑らかに修正する手法(IAU)を実装した(CReSS-3DVAR-IAU).

CReSS-3DVAR-IAU実験によって, 図2に示すように12時40分から50分にかけて, つくば市上空の強いレーダ反射強度をよく再現することができた. また $2.0 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$ を越える強い鉛直渦度も高度3km以下で再現することができ, デュアルドップラーレーダ解析結果(鈴木 2012 秋季大会)と良く一致した(図なし). レーダデータ同化を行わない実験では, 12時40分頃のつくば市付近の強い鉛直渦度を再現出来なかった. また, IAUを行わない3DVARでは, 発生位置とタイミングはCReSS-3DVAR-IAUと変わらなかったが, 最大鉛直渦度が $1.0 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$ を下回った. 本研究で示した三次元変分法をサイクル化しIAU法と組み合わせた手法は, 計算コストが小さく, 親雲(メソサイクロン)の短時間予測に適していると考えられる.

4. 今後の開発

対流スケールにおいては, 変分法, アンサンブル同化法, 両者のハイブリッド法のどの方法が優れているかについては十分な回答がでていないが, アンサンブル同化法による確率論的予測の利用法が検討されて始めている(Stensrud et al., 2009). このような背景から, 3DVARの資源を有効に利用できるハイブリッド法の開発を現在進めている. また, 平成24年度補正予算で導入が決定している, ka-bandレーダ, ドップラーライダー, マイクロ波放射計の同化のための観測演算子の開発を進めている.

Reference

- [1]Szunyogh et al., 2005, *Tellus*, **57A**, 528-545.
- [2]Szunyogh et al., 2008, *Tellus*, **60A**, 113-130.
- [3]Stensrud et al., 2009, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1487-1499.
- [4]Purser et al. 2003, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1524-1535.
- [5]Gao et al., 2004: *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 456-469.
- [6]Lee et al., 2006, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1389-1404.

オーバーラップのある雲の構造解析 雲解像モデルと衛星観測の比較 (2012年7月の事例)

吉岡真由美

東北大学 大気海洋変動観測研究センター

1. はじめに

地球大気では、層状性の雲どうしや対流性の雲と層状性の雲が高度ごとに存在し、水平に重なり合って存在する状態が観測される。この鉛直方向の雲の分布の重なり合いは雲のオーバーラップと呼ばれる。これまで、全球または領域を対象とした気候・気象の数値シミュレーションでは、計算機のリソース上の限界(メモリ量の制限など)から、水平解像度 10km 以上と、格子解像度は雲の構造を解像するよりかなり大きく設定された数値モデルが用いられてきた。雲による放射過程の効果も格子内のパラメタリゼーションで表現されてきた(e.g., Stephens, 1984)。雲のオーバーラップ構造も含む雲の分布と構造もパラメタリゼーションで格子内の量として表現されてきた(e.g., Morcrette and Fouquart, 1986)。

メソスケール気象現象を対象に開発されてきた雲解像モデル(Cloud Resolving Model, CRM)は、高解像度(水平 2 km 以下)で実行することで、雲を直接表現し、構造を調べることができる。鉛直流を直接予報変数として扱う CRM は、激しい降水をもたらす積雲のような背の高い対流性の個々の雲を表現し、構造を調べるために、主に用いられてきた。また、CRM を用いた高解像度のメソスケール現象の数値シミュレーションでは、雲のオーバーラップ構造も直接表現できる。CRM を用いて得られた雲のオーバーラップの統計量を、集中観測におけるレーダのデータと比較した Oreopoulos and Khairoutdinov (2003)らの研究をはじめとして、CRM を用いた雲のオーバーラップの数値シミュレーションは、全球モデル中の雲のパラメタリゼーションでの表現の検証や改良のための位置づけである。

CRM を用いて、雲のオーバーラップがある雲の分布を再現し、構造自体に注目して調べた報告はない。特に、CRM を用いて背が低い低層雲や、層状性の雲が観測された事例を再現し、雲のオーバーラップも含めた雲の構造や雲物理量の分布を調べた報告はない。本研究では、雲のオーバーラップがあった場合に、重なり合うことで雲の分布や形成に生じる影響を、CRM で調べた結果を報告する。地上集中観測及び人工衛星による観測データがある事例を取り上げ、CRM を用い高解

像度で再現実験を行った結果を比較する。低層雲とともに雲のオーバーラップが再現されていた期間に注目し、雲のオーバーラップが雲の分布や形成に与える影響について放射過程の寄与も含めて調べた結果を報告する。

2. 数値モデルおよびデータセット

用いた CRM は、名古屋大学地球水循環研究センターで開発された非静力学雲解像大気モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator, Tsuboki, 2007) ver.3.3 である。放射過程は MSTRN X (Sekiguchi and Nakajima, 2008)を採用した。大気の初期値・境界値には JMA/MSM-GPV(水平解像度約 5 km)予報値を、海洋の境界値として海面水温(Sea Surface Temperature, SST)は JCOPE2 Reanalysis データセット(水平解像度 1/12 度)を採用した。

3. 実験設定・データセット

黒潮続流の水温前線(SSTの南北温度勾配が大きい一帯)が大気に与える影響を調べることを目的として、2012年7月上旬の梅雨期に計4隻の観測船(なつしま、淡青丸、若鷹丸、勢水丸)による集中観測が実施された(川合ほか, 2013)。数値実験は観測期間の船の位置を中心とした領域を対象として、雲解像モデルCReSSを用いて行った。

2012年7月1日 00UTC を初期時刻とし、本州沖の北西太平洋域の一部を計算領域とした(31N-41N, 133E-148E, 図1参照)。水平解像度は 2 km で、768×512 格子とった。鉛直解像度は地表面最下層を 100 m とし、上空に向かって 320 m まで漸増的に増やし、64 層とった。最上層は高度約 20 km である。放射過程は 900 秒ごとに計算した。放射過程を通じた雲の形成に与える効果を調べるために、放射計算を行わない実験も行った。

衛星データには MODIS Level 2 (Ver.5.1)の雲頂輝度温度と雲水量のプロダクト、および Level 1b (Ver.5.1)の輝度温度を用いた。

4. 結果

観測期間および積分期間中の7月1日から3日にかけて、東海沖に梅雨前線が存在し、前線に伴う低気圧の通過が観測された。再現実験では低気圧と通過に伴う降水が再現された(図略)。7月2日 08UTC から3日 11UTC 頃にかけて、143E 経

度線上に位置していた船上で、36N 付近に霧(低層雲)が目視で観測されている。ほぼ同時刻に MODIS による衛星画像では観測域一帯に LWP(Liquid Water Path)の高い領域が認められる(図 1)。この領域に雲頂輝度温度が 270K から 260K の分布することから、下層から中層の雲の存在が上空の衛星観測から確認される(図 2)。

以下の解析では、CReSS による数値実験で再現された雲物理量のうち、雲水(qw)+雲雨(qr)を液相の雲(水雲)として、雲氷(qi)+雲雪(qs)+雲雹(qg)を固相の雲(氷雲)として扱う。再現実験から得られた水雲と氷雲の全雲物理量を地表から積算して見積もられた LWP の水平分布は、衛星から観測された LWP の分布とほぼ一致していた(図略)。再現実験でも、下層までと上層までとの LWP の水平分布は一致せず、下層で LWP の無い領域にも上層では LWP の分布が覆うように広がり、上空のみの雲の存在を示唆した。

上層及び下層の雲が存在する(雲のオーバーラップが見られる)時刻領域について雲と風の鉛直断面を示す(図 3)。143E でとった 3 時間平均の雲の鉛直分布は、37N を中心に下層 1000 m 以下にのみ存在する水雲の上空高度 5000 m 付近に広がる水雲が再現されていることを示す(図 3a,b)。またこの上空 5000 m(中層)の雲は氷雲からも構成されていることがわかる(図 3c,d)。36.5N-37.5N に下層の水雲が両実験でともに再現されているが、その上空 5000 m 付近で放射あり実験で見られた水雲が、放射なし実験では減り(図 3a)、同じ高度に氷雲が増加している(図 3c)。この領域では、中層 5000 m の雲域では南風が弱まっている。このことは、中層の水雲が南からの暖気移流ではなく、放射による冷却で形成されたことを示唆する。また下層の水雲と中層の水雲の間の北風が、放射あり実験より放射なし実験では低緯度まで伸びている。中層に増加した水雲の下で放射による大気加熱が起きていることから、中層の水雲の存在による加熱で北風が弱まり、北風分布が縮小した可能性を示唆する。

5. まとめ

上層及び下層雲が観測された 2012 年 7 月の事例について、数値モデル CReSS を用いて数値シミュレーションを行い、雲のオーバーラップのある気象場を調べた。再現された下層雲と中層雲は、地上船舶および衛星による観測と分布と時刻がほぼ一致した。解析した領域において、放射過程あり・なし実験の比較では、オーバーラップする下層雲には差はなく、上層の水雲の現象と氷雲の増加が見られた。雲の鉛直分布の違いとともに南風の強さおよび高さに見られる違いは、雲の存在により放射を通じた気温変化が起きていたことを意味する。

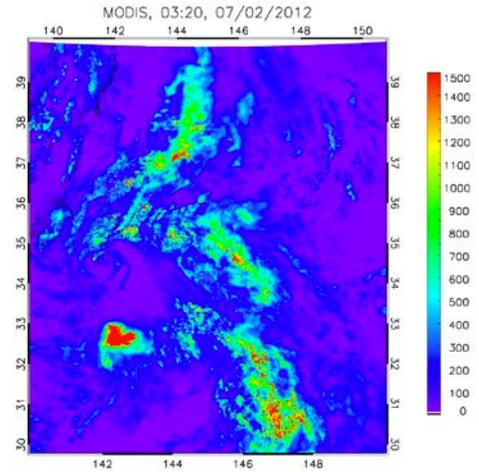


図 1: MODIS による LWP(g/m²)の分布(7 月 2 日 03:20UTC)。

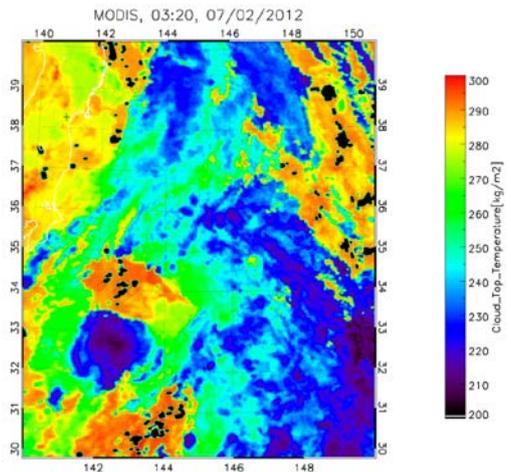


図 2: MODIS による雲頂輝度温度(K)の分布(7 月 2 日 03:20UTC)。

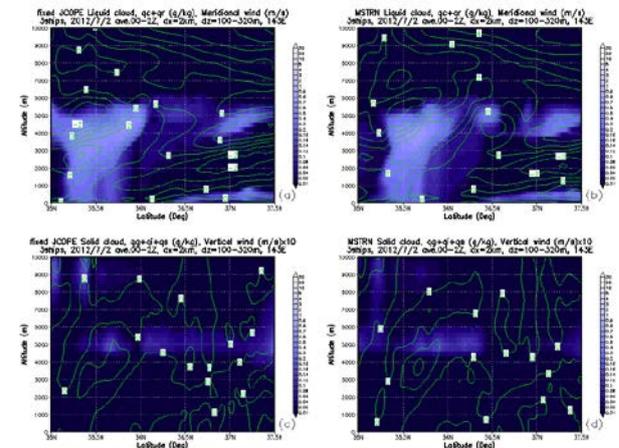


図 3: 143E における雲の鉛直断面の比較。7 月 2 日 00UTC から 3 時間平均。それぞれ上段(a),(b)が水雲と南風(m/s)の、下段(c),(d)が氷雲と上昇流(m/s)を示す。左側が放射なし、右側が放射あり計算の結果。

【謝辞】 本研究は科学研究費補助金・新学術領域研究(研究領域提案型)「気候系の hot spot」の助成を受けたものである。

冬季北陸地方における固体降水粒子の地上観測と X バンド偏波レーダーによる降水粒子判別の比較

瀧瀬丈晴*・上田博・篠田太郎・大東忠保・竹内裕人¹ (名古屋大学地球水循環研究センター)
久保守・村本健一郎² (金沢大学 理工学域 電子情報学類)

1: 現 アイシン・エイ・ダブリュ株式会社 2: 現 石川工業高等専門学校

1. はじめに

これまで X バンド偏波レーダー用の降水粒子判別法 (瀧瀬ほか, 2009) を用いて夏季の雷雲や冬季の降雪雲の降水粒子判別を行ってきた。しかし、降水粒子判別の結果をその場観測により検証することが課題であった。

瀧瀬ほか (2012) では 2012 年の梅雨期に沖縄県島尻郡栗国村において行われた名古屋大学の X バンド偏波レーダーと雲粒子ゾンデ (HYVIS: Murakami and Matsuo, 1990) またはビデオゾンデ (Takahashi, 1990) の観測の結果を用いて降水粒子判別法の検証を行い、雨と雪片・氷晶については降水粒子判別の結果と HYVIS・ビデオゾンデにより観測された降水粒子の種類がよく一致することが確認された。この時、あられ粒子については現場観測で観測されなかったため、検証できていなかった。

今回は 2009 年 1 月から 2 月にかけて石川県で行われた地上降雪粒子観測装置と X バンド偏波レーダーの同時観測データを用いて雪片とあられそれぞれが卓越していた時間帯について、地上観測と降水粒子判別の結果の比較を行った。

2. データ

石川県羽咋郡宝達志水町の押水庁舎 (当時) に名古屋大学の X バンド偏波レーダーを、金沢大学に地上降雪粒子観測装置を設置し、2009 年 1 月から 2 月にかけて同時観測を行った (図 1)。

名古屋大学の X バンド偏波レーダーはレーダー反射強度 (Z_h)、レーダー反射因子差 (Z_{dr})、偏波間相関係数 (ρ_{hv})、偏波間位相差変化率 (K_{dp}) のデータを得ることができ、これらのデータを用いて降水粒子判別を行った。今回の観測では 5 分ごとに 12 仰角のボリュームスキャンを行った。

金沢大学の地上降雪粒子観測装置は落下してくる降雪粒子を CCD カメラで撮影し、画像処理によって粒子の形状や大きさに関わる情報を取得するものである (椎名ほか 2004)。今回観測された降雪粒子は粒子画像から算出される複雑度 (粒子の周囲長と等価円の円周長の割合) と孔の有無から霰と雪 (雪片) を分類した雪片とあられに分類した (竹内ほか, 2012)。

3. 比較方法

X バンド偏波レーダーによる降水粒子判別と地上降雪粒子観測装置で観測された降水粒子 (雪片、あられ) の比較は、霰と雪片それぞれの粒子が卓越して観測された時間帯を含む 2009 年 1 月 15 日の 1250JST から 1400JST のデータを用いて行った。

地上の降水粒子の種類とレーダー観測による降水粒子判別の結果を比較するためには、移流や降水粒子の変質等の影響を避けるため、できるかぎり地上

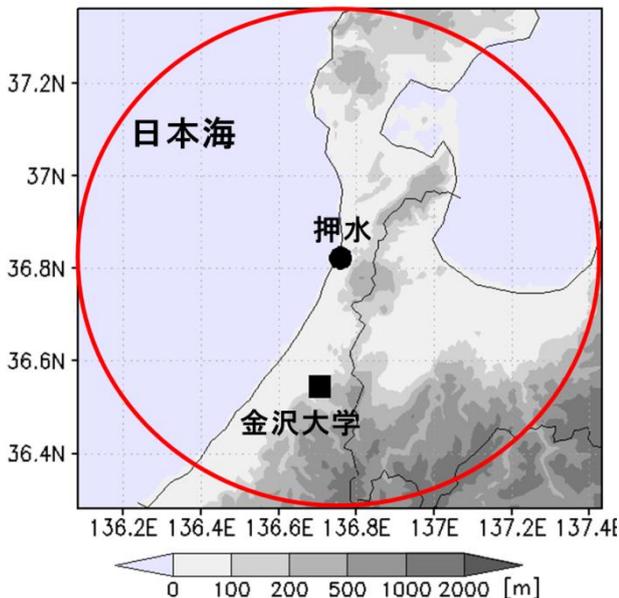


図 1 レーダーおよび地上降雪粒子観測装置の設置箇所。図中の丸印と四角印はそれぞれ X バンド偏波レーダーと地上降雪粒子観測装置の設置箇所、円はレーダーの観測範囲 (60km) を示す。

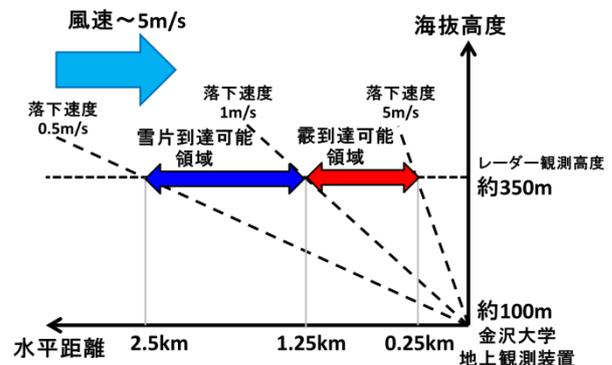


図 2 レーダーと地上降雪粒子観測装置との比較領域設定の概念図。

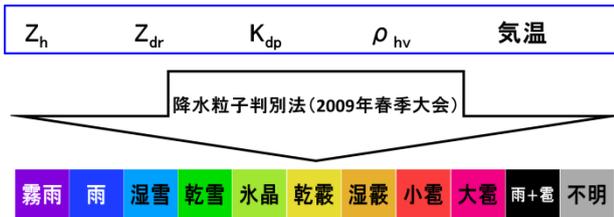


図 3 降水粒子判別の際の (上段) 入力パラメータと (下段) 出力される降水粒子の種類。

に近い高度のレーダーデータを用いる必要がある。今回は最低仰角 (0.6°) の PPI データを用いて降水粒子判別を行い、地上の降雪粒子観測装置で観測された降水粒子との比較を試みた。

金沢大学の地上降雪粒子観測装置上空のレーダービームの高度は約 350m であり、地上観測装置 (約 100m) との高度差は約 250m である。これと風速 (5~10m/s)、卓越風向 (北西) と霰・雪片それぞれの落下速度から、霰・雪片それぞれの粒子の地上観測装置への到達可能領域を設定した (図 2)。霰・雪片それぞれの到達可能領域におけるすべてのレンジビンデータについて降水粒子判別 (図 3) を行い、霰 (乾霰 : DG)、雪片 (乾雪 : DS)、氷晶 (IC) についてレンジビンの数をカウントして地上降雪粒子観測装置で観測された降水粒子の種類 (霰・雪片) と比較した。

4. 結果・考察

図 4 に 2009 年 1 月 15 日 13:00~14:00JST において Xバンド偏波レーダーを用いた降水粒子判別により判別された降水粒子タイプごとのレンジビンの数を霰 (上段)・雪片 (下段) それぞれの到達可能領域ごとに示す。地上降雪粒子観測装置で霰が卓越して観測された時間帯 (13:05~13:12JST) にはレーダーで観測された霰到達可能領域内で霰 (DS) が判別され、地上の観測結果とよく一致していた。また、この時間帯には霰到達可能領域内は氷晶 (IC) も判別されているが、実際にこの領域に氷晶が存在していたとしても落下速度が小さいため地上観測装置を飛び越えてしまい地上では観測されなかったと考えられる。

地上で雪片が卓越して観測された時間帯 (13:15~13:22JST および 13:48~13:55JST) にはレーダーで観測された霰到達可能領域では霰が判別されず、一方で雪片到達可能領域では雪片および氷晶が判別された。このことは、地上で雪片が卓越して観測されたことと整合的である。

5. まとめ

2009 年 1 月から 2 月にかけて石川県において行われた Xバンド偏波レーダーと地上降雪粒子観測装置の同時観測データを用いてレーダー観測による降

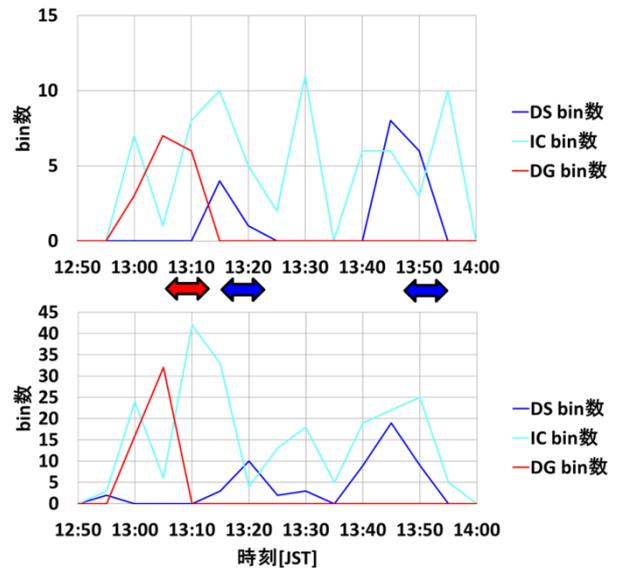


図 4 霰到達可能領域 (上段) と雪片到達可能領域 (下段) における降水粒子タイプごとのレンジビンの数の時間変化。DS (青色実線)、IC (水色実線)、DG (赤色実線) はそれぞれ乾雪、氷晶、乾霰を示す。図中の赤矢印は地上で霰が卓越して観測された時間帯、青矢印は雪片が卓越して観測された時間帯を示す。

水粒子判別の結果と地上で観測された降水粒子 (霰・雪片) の比較を行った。地上で霰が卓越して観測された時間帯にはレーダー観測における霰到達可能領域で霰が判別された。地上で雪片が卓越して観測された時間帯にはレーダーの霰到達可能領域では霰は判別されず、雪片可能領域では雪片および氷晶が判別された。これらから、降水粒子判別の結果は地上観測と整合的であったと言える。

謝辞

本研究は若手研究 (B) のサポートを受けました。

参考文献

瀬藤ほか (2009), 日本気象学会 2009 年度春季大会 講演予稿集 (95), P304 (325p).
 瀬藤ほか (2012), 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 (第 11 回) 講演要旨集, 9-10p.
 Murakami and Matsuo (1990), *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **7**, 613-620.
 Takahashi (1990), *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2381-2384.
 竹内ほか (2012), 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 (第 10 回) 講演 Abstract 集, 1-2p.
 椎名ほか (2004), 雪氷, **66**, 637-646.

レーダダークバンドの発生理由と頻発する2本のブライトバンド

藤吉康志 (北海道大学 低温科学研究所)

1. はじめに

層状性の降水では 0°C 高度のすぐ下にレーダブライトバンドが出現する。Sassen and Chen (1995)はレーダブライトバンドの直ぐ下ではライダーシグナルが局所的に弱くなる高度が存在することを見出し、ライダーダークバンドと名付けた。これは、融解雪片が雨滴に変化する(粒径が一気に小さくなる)高度に対応する(Sassen et al. 2005)。更に、Kollias and Albrecht (2005)はWバンドレーダでは降水強度が弱い時にブライトバンドの直ぐ上で数dBZだけ弱くなる高度があることを見出し、レーダダークバンドと名付けた。同時に観測したSバンド、Xバンド、Kバンドレーダではダークバンドが見られなかったことから、Kollias and Albrecht (2005)やSassen et al. (2005)はダークバンドは大きな雪片による非レーラー散乱が原因であると推論した。しかし、Fabry and Zawadzki (1995)は弱い降水時にXバンドレーダでもダークバンドが見られたと述べている。

我々は、高い距離分解能を持つが低感度の船舶レーダ(Xバンド)で明瞭なダークバンドを検出したことから、ダークバンドの成因について雪片の融解率の粒径・温度依存性を基により簡単な説明を試みた。また、Fabry and Zawadzki (1995)と同様に、このレーダを用いて2本のブライトバンドを頻繁に観測したので、その事例も紹介する。

2. 明瞭なダークバンドのレーダ画像

図1aは、観測に用いたKODENの船舶レーダ(9410MHz)の外観である。このレーダの最少受信感度は -90dbm と低いが、距離分解能は 15m と高い。観測場所は長崎市の池島で、我々はこのアンテナを水平ではなく鉛直方向に回転させ、レーダ画面を1回転(2秒)毎に記録した。

2010年4月～2011年5月までの観測期間中、図1bに示すように明瞭なレーダダークが、弱い降水時に度々観測された。ダークバンドの厚さはブライトバンドよりもかなり薄く、 50m 前後であった。

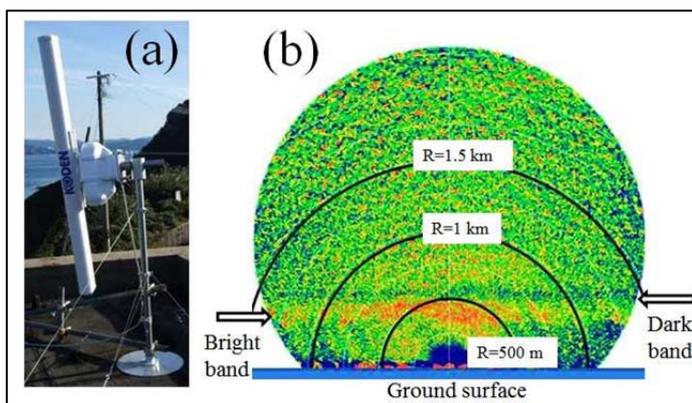


図1 (a)観測に用いた船舶レーダの外観、(b)このレーダで捉えた降水エコー、ダークバンド、ブライトバンド

3. 雪片の融解率の粒径・気温依存性

2011/2012年の冬、我々は新潟県長岡市の雪氷防災研究センターでスガ試験機(株)の含水率計(Sasyo et al., 1991)を用いて個々の湿雪片の含水率を測定した。図2は2011年12月9日の測定例で、含水率(LF)の雪片の融解直径(D_m)依存性を、地上気温別($0.0-0.2^{\circ}\text{C}$, $0.3-0.5^{\circ}\text{C}$, $0.6-0.8^{\circ}\text{C}$)に示した。

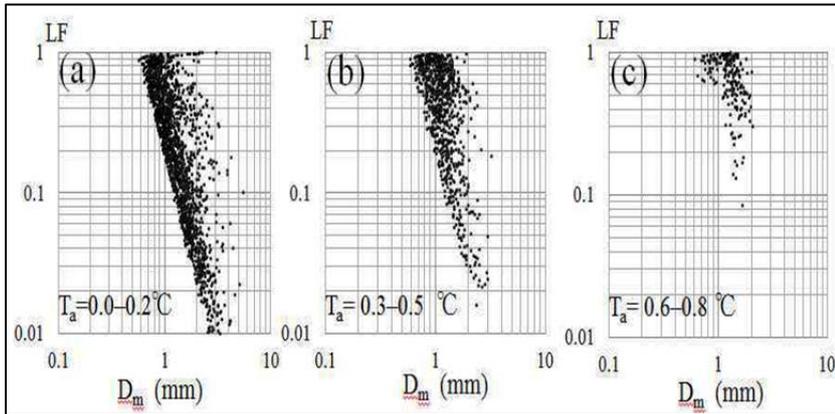
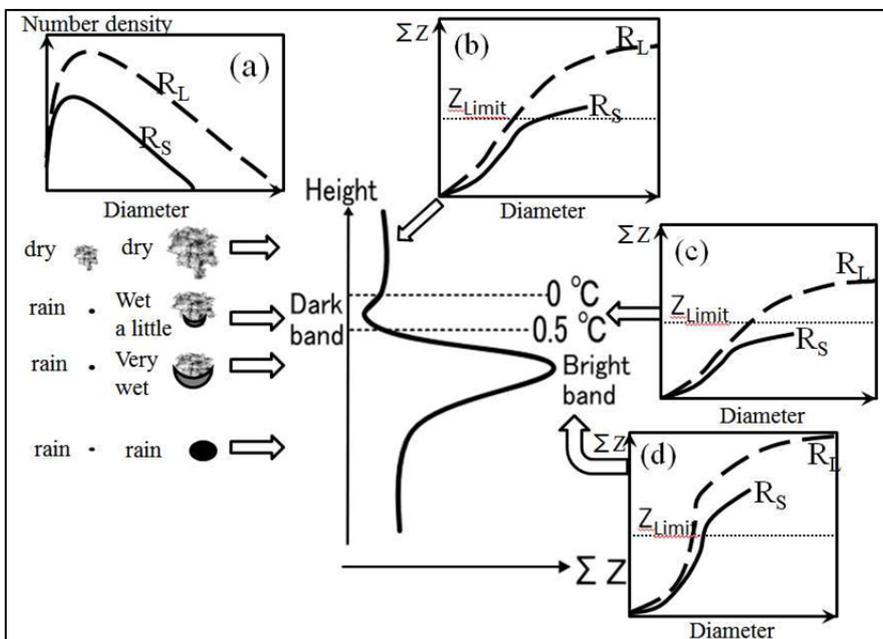


図2 各地上気温範囲毎に示した個々の雪片の含水率の粒径依存性

図2から明らかなように、0～0.5°Cの温度範囲では、含水率の粒径依存性が極めて大きい。例えば、0～0.2°Cでは直径0.6mmの粒子はほとんど雨滴(LF=1)であるのに、直径3mmの粒子はほとんど融けていない(LF=0.01)。一方、気温が0.5°C以上になると粒子のほとんどが融けている。

4. ダークバンドの形成理由と2本のブライツバンド

図3にダークバンドが形成される理由を模式的に示した。0°C高度よりも上に、強い降水強度と弱い降水強度に対応する2種類の粒径分布(図3a)を考える。降水強度が弱いほど大きな粒子の数が少ないので、小さい粒子が積算レーダ反射強度因子(ΣZ)に対する割合が相対的に大きい(図3b)。図2に示したように、小さい粒子は0°C～0.5°Cの高度で急速に融けて微小水滴になる。この場合、粒径の縮小によるレーダ反射強度の減少のほうが、氷から水への誘電率の変化よりも大きく、また、大きな雪片はほと



んど融けていないため、結果的に ΣZ がこの温度(高度)範囲で減少する。これがダークバンドである。粒子が更に落下して0.5°Cよりも気温が上がると、大きな雪片の表面が濡れて ΣZ が増加し、いわゆるブライツバンドが出現する。このように、ダークバンドは極めて狭い高度範囲で形成されるため、距離分解能が50mよりも短いレーダはダークバンドが検出でき、それよりも長いレーダは検出できていない。

図3 ダークバンドの形成理由を模式的に示した図

紙数が無いので、詳細と観測事例は省略するが、2本のブライツバンドの形成理由もダークバンドと同様に、雪片の融解速度の粒径依存性で説明できる可能性がある。

DBS レーダーを用いた新潟の降雪と降水の観測

— 顕著気象イベントの準リアルタイム解析システムの構築に向けて —

* 本田明治^{1,2}、木村祐輔³、岩本勉之^{1,4}、藤田 彬³、河島克久²、浮田甚郎^{1,2}

1: 新潟大学自然科学系 2: 新潟大学災害・復興科学研究所 3: 新潟大学大学院自然科学研究科 4: 国立極地研究所

1. はじめに

日本列島にしばしば災害をもたらす顕著な気象現象として、局地的豪雨や豪雪、突風、台風などがあり、河川の氾濫などによる住宅地や農地への浸水、土砂災害・雪崩などによる交通網の寸断、落雷や竜巻等による通信施設や電力施設への被害は都市機能を麻痺させ、住民生活に多大な被害をもたらす。新潟県は日本でも有数の多降水地帯で、これまでしばしば豪雨や豪雪による災害に見舞われている。最近では、平成16年7月及び平成23年7月の新潟・福島豪雨、平成18年豪雪などが記憶に新しい。このような局地災害を軽減するためには、局地的な気象現象のデータに基づく数値予報の精度向上と、多くの局地現象の観測データ蓄積が重要である。特に災害に直結する降雨降雪の挙動に大きく影響する対流圏中下層の風向・風速の鉛直構造、特に鉛直風の挙動を正確に捉えることが、豪雨豪雪をもたらすメソ対流システムのメカニズムの理解には必要不可欠である。その第一歩として本研究では新潟市域を対象に、現況の地上気象観測網や新しい観測システムを用いた、オンライン気象データの収集解析システムを整備し、準リアルタイムで豪雨豪雪事例などを解析できる体制の構築中である。

2. 気象ドップラーレーダーの導入

新潟大学災害・復興科学研究所では、2012年3月末に気象ドップラーレーダーを新潟大学五十嵐キャンパスに設置した。導入したレーダーは、送信装置に半導体電力増幅器を用いた次世代局地観測用小型Xバンド気象レーダーである(扇澤2011)。新潟大学で導入したレーダーは、天頂向け観測に特化した仕様で、上空降水粒子の3次元速度スペクトルの鉛直分布を連続観測できるのが特徴である。またアンテナを前後左右に15度まで傾けられる仕様とし、上空の風向風速の3次元構造を常時モニターすることが可能なシステムで「対流圏DBSシステム」(図1)と呼んでいる。このレーダーの一番の特色は、上空の鉛直風の挙動を連続的に10秒毎(天頂方向、東西南北方向は40秒毎)で観測することが可能となることで、これまでにない高時間分解能の降水粒子の振る舞いを明らかにすることができる(図2)。試験運用を経て、12年6月より本格運用、その後何度かの調整を経て、12年11月以降は概ね安定して運用している。

3. 新潟地域リアルタイム風情報システムの構築

新潟市では、平成16年7月豪雨を契機に、市危機管理防災局と(株)ウェザーニューズが協力して2005年10月から防災を目的として市内23地点(現在は20地点)において風向風速と降水量の観測を行っており、空間分解能は約7kmである。新潟大学理学部ではデータ利用契約を結び、更に2007年11月から気温計を設置し気象データベースを構築している(川村他2009)。当研究室では、市内の気温・降水分布や海陸風の特徴を明らかにしてきた。また最近では、顕著現象に伴う地上風の発散・渦度場の特徴なども調べている。最近では2010年2月の新潟市の大雪、2011年7月の豪雨の事例解析から、集中的な降雨や降雪

に約1~2時間先行して、顕著な収束が発生している事例を確認している(佐藤他2011、河島他2011)。当研究室では、新潟市の地上気象観測網の有効性を活用するため、オンラインでウェブサイトから観測値を収集し、収束発散や渦度など諸量を準リアルタイムで計算し、ウェブサイトで公開するシステム「新潟地域リアルタイム風情報システム」を構築し、2012年6月より試験運用を開始、12年9月より当研究室ウェブサイトで公開している中である(図3)。

気象レーダーによる観測と新潟市気象観測網を用いた風情報システムにより、新潟市域に限定されるが、地上の詳細な風の挙動(収束発散、渦度)と、上空の降水粒子、特に鉛



図1. 新潟大に導入された気象ドップラーレーダー(対流圏DBSシステム)

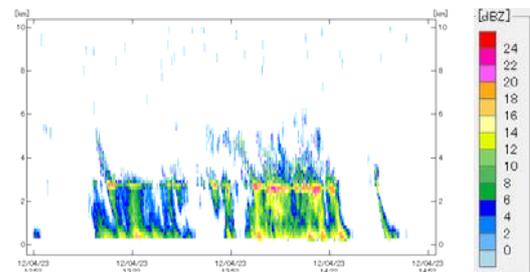


図2. 気象レーダーによって観測された反射強度(降水強度)の時系列の一例。

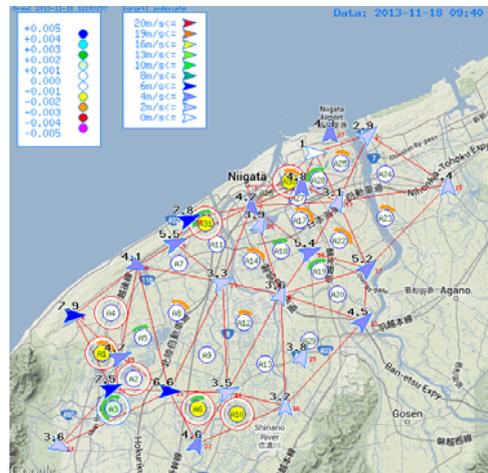


図3. 新潟地域リアルタイム風情報システム (<http://naos.env.sc.niigata-u.ac.jp/~sc-env/public/index.php>)

直方向の挙動を連続的に観測によるデータ蓄積と諸事例の解析が可能となってきた。風の「収束」による「上昇流」が降雨・降雪の集中をもたらす事実を考慮し、災害に直結する降雨降雪の挙動にかかわる対流圏中下層の風向・風速の鉛直構造、特に鉛直風の挙動の解析し、風の収束発散の監視情報に基づいて、集中的な降雨・降雪の予見をするとともに、「準リアルタイム解析システム」の構築を進めている。

4. 2012年8月6日の観測事例

今回は気象ドップラーレーダーと地上気象観測網が捉えた顕著現象の一例として2012年8月6日に新潟市で発生したガストフロントの事例を紹介する。6日の日中、佐渡島～下越を発達した積乱雲が通過し、各地で局地的に突風や雷雨に見舞われた。上空を寒気を伴った気圧の谷が通過し、大気の状態は非常に不安定であった。11時半頃～12時頃にかけて新潟市南西部（西蒲区、南区）と五泉市で発生した突風により、建屋・電柱・樹木の倒壊、落雷による火災・停電などの被害が発生している。新潟地方気象台による現地災害調査速報では、この突風をもたらした現象はガストフロントであると推定している。

新潟大学気象レーダー及び新潟地域リアルタイム風情報システムの観測データにより突風発生の詳細を見ていく。図4に、突風発生前後の降水粒子のドップラー速度（南方向15度）を示す。この図より11:30頃より新潟大学南方を降水雲が通過し、特に11:35～40頃に地上～高度4 km付近で降水粒子の上昇（最大約 5 m/s）が確認される。また11:40～45頃には高度4 km～8 kmでは最大15 m/sに及ぶ強い下降流が見られる。これは積乱雲の進行方向前面で激しい対流が発生していることを示す。図5は11:40における新潟市気象観測網が捉えた瞬間風向・風速、収束発散、渦度の分布を示す。市南西部は北西寄りの強風（10分平均で10～20 m/s）が吹いており、このエリアに向かって市北東部から北寄りの5～10 m/s前後の風が吹き込んでいる。このため市南西部は強い収束域となっており、レーダーで観測された強い上昇流とよく対応している。前後の11:30～12:00の風向風速及び収束発散の分布（図略）を見ると、概ね11:40の分布と似ているが、市南西部の北西風の強風域は徐々に東南東進しながら風向はばらけるようになり、12:00頃には強風域で発散域が広がっている。この特徴は、積乱雲の東進に伴う周強風域の周辺への発散を示しており、ガストフロントの特徴をよく反映しているものと考えられる。

4. 終わりに

気象レーダー及び風情報システムによって、新潟市で発生したガストフロント発生時の、上空の鉛直対流、地上の収束発散場の詳細を捉えることができた。突風などの顕著大気現象の水平・鉛直構造を捉えるために、両者の組み合わせが有効であることを示すものである。

今後も局地的な気象災害の頻発が予想されるなかで、豪雨豪雪の実態や、竜巻など突風現象に伴うメソ降水系の挙動の解明、気象災害を生起させる現象の監視、予測手法の確立の早期実現への貢献が期待される。また将来的には、多機関にまたがる気象データの地域規模での統合一元化を目指す。具体的には、各機関で観測された生データをオンラインでデータベースに集約し、準リアルタイムで現象を解析するシステム、更に領域気象モデル等を組み込み特異現象発生時などに随時解析可能なシステムの構築を目指すしていく。

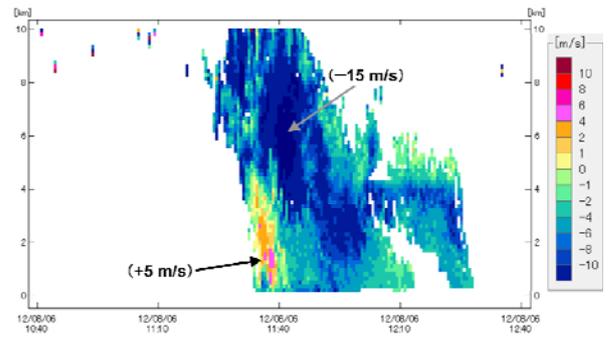


図4. 気象レーダーによって観測されたドップラー速度（南向け天頂角15度）の時系列（6日10時40分～12時20分）。

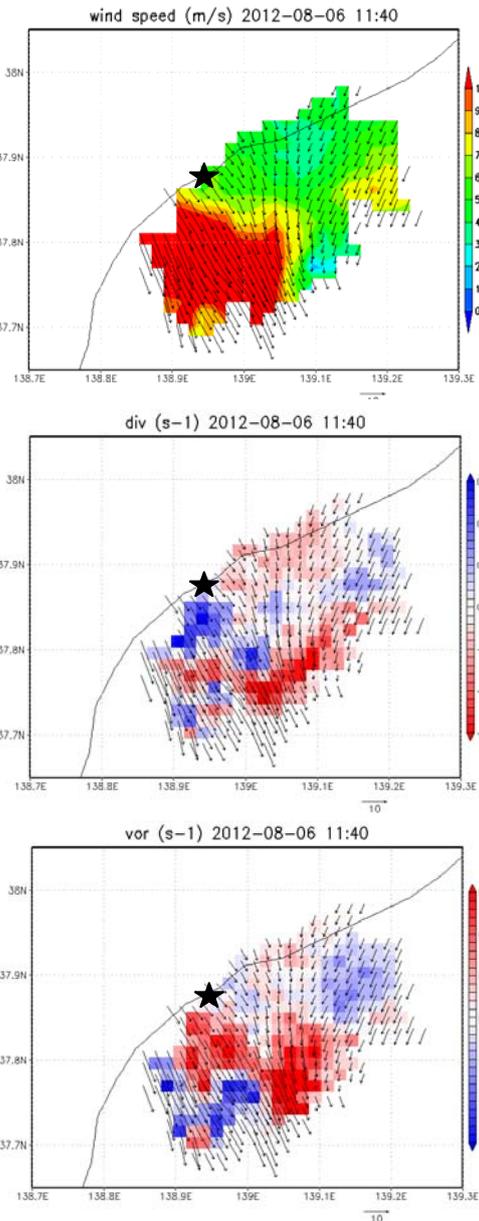


図5. 8月6日11時40分の、新潟市域の（上）瞬間風向風速（矢印と色）、（中）収束発散、（下）渦度。図中の星印は新潟大学気象レーダー設置地点。