

偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲アンサンブル同化

Cloud Ensemble Assimilation of Qualitative Microphysics Information Estimated from Polarimetric Radar Observation

山口 弘誠・古田 康平⁽¹⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kohei FURUTA⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduated School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

An impact on rainfall prediction by the data assimilation of the qualitative precipitation information estimated from the polarimetric radar measurements is evaluated. Our developed meso-scale data assimilation system, CReSS-LETKF, is employed as a data assimilation method. The observation operator of data assimilation which converts the model variables into the mixing ratio of each ice-phased cloud microphysics variables such as graupel, snowflake and ice crystal is developed using both the polarimetric radar data and the video-sonde observation. A case of tapering cloud that caused a heavy rainfall at Kyoto in 2012 is chosen as an application. In the assimilation case, radar reflectivity and Doppler velocity are also assimilated. As a result, a strong rain band is formed which is similar to observation. The results will have effective influence on the short lead time rainfall prediction

キーワード: データ同化, 偏波レーダー, 短時間降水予測, 降水粒子判別, NWP

Keywords: data assimilation, polarimetric radar, short lead time rainfall prediction, hydrometeor classification, NWP

1. 本研究の背景と目的

近年, 記録的な集中豪雨による災害が頻繁に発生している. 2012 年为例にとると, 7 月 11 日から 15 日には, 九州北部をはじめ日本各地で梅雨前線に伴う集中豪雨によって甚大な被害が発生した. また 8 月 14 日には京都府南部豪雨が 발생し, 京都大学宇治キャンパス周辺でも河川の氾濫, 浸水被害が発生した. このような梅雨に伴う豪雨災害をもたらす降雨現象は今後も増加傾向にあるのではないかとされており, それに対する研究も進められている. このような状況下で, 豪雨という自然災害の猛威に対して我々が果たすべき使命は, 河川管理やダム操作によ

って壊滅的な被害を回避し, 仮に氾濫しても被害を最小限に留めることであり, そのために定量的な降水予測情報は極めて重要である.

防災の観点から実用的に求められる定量的な降水予測情報のスケールは, メソ β スケールと呼ばれる空間的に 20km~200km, 時間的に数時間先~12 時間先程度のスケールである. とりわけ, 日本においてメソ β スケールの短時間降水予測は難しい. その理由は, 国土が急峻な地形をもち降水システムが複雑化・局所化することや国土が海に囲まれており海域での観測情報が乏しいことがあげられる. さらに都市部のヒートアイランドの影響も指摘されており, ますます短時間降水予測を困難なものにする. こ

で、短時間予測精度向上に関する研究も着実に進んできている。近年の研究の主流は、予測モデルの高解像度化、雲物理（雲微物理）過程の精緻化、海洋や陸面との相互作用を考慮した結合モデル開発があげられる。加えて、観測値のデータ同化による予測モデルの初期値精度向上が極めて有効な手段である。なぜならメソ β スケールのように短時間先降水予測にとっては、境界値よりも初期値の精度が予測結果に支配的に働くためである。

また、データ同化のために、気象レーダーによる観測値は大変有効である。気象レーダーは激しい現象をとらえ、正確に降水量を推定し、空間的・時間的に高解像度の情報が得ることが可能である。近年注目されている気象レーダーが偏波レーダーである。偏波レーダーにより観測される偏波パラメータは降水粒子の大きさや形、向きといった“形態”に関する特性をとらえることに優れている。そのため日本では、2010年に国交省 X バンド MP（マルチパラメータ）レーダーの導入が開始されて以降、2013年現在もカバー域を広げるために新規レーダーの設置が行われ、主に降水量推定（QPE）への利用を目的に運用されている。その QPE 手法では雨滴粒径分布に関する観測パラメータが利用されているが、それ以外にも偏波レーダーでは降水粒子の形態に関するいくつかの観測パラメータが得られることから降水粒子の種類判別も可能となりつつあり、だからこそのような情報をデータ同化し、偏波レーダーを用いた降水量予測（QPF）の有効な手法を確立させることが切望されている。

しかし、積乱雲スケールでのデータ同化研究はまだまだ少なく、特に氷相雲微物理に関するデータ同化手法は全く確立されていない。そこで、偏波レーダー観測から降水粒子種類判別を高精度に推定できる（中北ら、2009）ことから、山口ら（2009）はこの粒子種類という定性的情報のデータ同化を試みたものの、氷相雲物理量の改善は少なく、降水予測精度に大きな効果はみられなかった。本研究では偏波レーダーから推定される降水粒子種類判別という定性的な情報を活かしながら、量的情報を付加し、それらの観測情報をモデル変数と結びつけるための新たな観測演算子の開発および、その観測演算子を用いた降水種類判別情報の同化による降水予測精度の向上を目的とする。

2. Cバンド偏波レーダーを用いた氷粒子混合比の推定手法の開発

氷粒子に関する観測情報の抽出・推定には未だに多くの課題が残されている。氷粒子は雲微物理を構成する重要な要素であり、氷粒子情報を精度良く抽

出・推定できれば、雲の発生、発達、衰退のメカニズム解明に役立つと大いに期待される。本研究では、氷粒子のデータ同化によって降水予測精度が向上するかどうかという研究方針であり、たとえ氷粒子情報の精度が良くなくても、降水予測にとって良い効果が得られるのであれば防災の観点から十分に有効であると考え、この観点から氷粒子情報を抽出・推定していく。

2.1 推定手法の開発の方針

偏波レーダーから推定される降水粒子種類判別という定性的な情報を活かしながら、量的情報を付加し、それらの観測情報をモデル変数と結びつけるための新たな観測演算子の開発していく。そのために本研究では、定性的な情報を活かした量的情報として混合比を選択する。混合比は予測モデル変数そのものであり、その同化による降水予測への影響は極めて大きいと考える。定性的な情報を活かした量的情報の同化手法としては、混合比の同化以外にも様々考えられ、本研究はその第一ステップとしたい。

氷粒子混合比の推定における困難さは、複数種類の粒子が混在していることにあり、レーダーではその積算情報が得られているに過ぎず、その積算量をどのように分割するかが課題である。そこで本研究では、中北ら（2009）の開発した“混在している降水粒子種類判別手法”を利用することを考える。中北ら（2009）の“混在している降水粒子種類判別手法”では、Cバンド偏波ドップラーレーダー COBRA とビデオゾンデの同期観測から混在状態を含む降水粒子の判別手法を構築し、レーダーのみから上空での降水粒子判別や氷粒子の混在状態が高い精度で推定できる。しかし、この推定結果は降水粒子種類（混在を含む）という区分で示された定性的な情報である。そこで本研究では、この定性的情報を利用して、レーダーから得られる積算量の分割手法を開発する。具体的には、“混在している降水粒子種類判別手法”におけるファジー理論の評価値 Q を用いた氷粒子混合比の推定手法の開発を試みる。その際の精度検証は、ビデオゾンデによる直接観測情報を用いる。ファジー理論の評価値 Q の算出方法については、中北ら（2009）に記述されている。ここで、評価値 Q は「属する度合い」を概念的に数値化したものであり、物理的な理論関係式ではない。そのため評価値 Q から物理的情報を抽出する必要がある。中北ら（2009）より、降水粒子判別を混在状態も含んで高精度に推定できたことから、評価値 Q はある粒子が他の粒子と比べ多く存在するという相対的關係を持つことに利用できると思われる。そこで、評価値の相対比とビデオゾンデより測定できる氷粒子の数濃度（number

density), 質量濃度 (mass density), 体積濃度 (volume density) の存在比の相関を求めることで経験的に物理量と結びつける. さらに濃度の存在比から混合比 m の存在比を求め, 最終的に混合比 m の量を推定する. この手法によりレーダーの観測値のみで氷粒子の混合比を推定する. Fig.1 に混合比推定の方針をフローチャートにしてまとめている. なお混合比は一般的に q を用いて表すことが多いが, ここでは評価値 Q との混同を避けるため混合比は m として表記する.

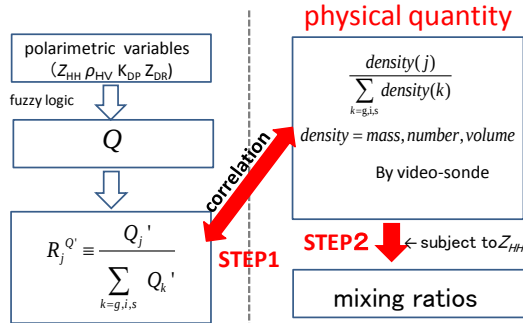


Fig. 1 A flowchart that defines estimation of each mixing ratio from polarimetric parameters

2.2 評価値の相対比

(1) 評価値の相対比の導出

評価値の相対比 $R^{Q'}$ の導出については山口ら (2009) の手法を用いる. 評価値 Q は前述したように物理量でないため混合比導出のためには物理量と結びつける必要がある. そのために評価値 Q を操作してビデオゾンデ観測結果を経験的に結びつける手法をとる. 単純に, ある氷粒子 j ($j=g, i, s$; g: graupel, i: ice crystal, s: snowflake) の評価値 Q_j を評価値の総和

$$Q_t = \sum_{j=g,i,s} Q_j, \quad (1)$$

で除しても, それぞれの氷粒子ごとの評価値 Q の差が小さいため, 評価値 Q の相対比に大きな差が見られなかった. そこでそれぞれの氷粒子ごとの評価値 Q の差を強調できるように, 評価値 Q を操作し新たな評価値 Q_j' を作成する. 具体的には, 評価値 Q の最大値を基準とし, その基準から x だけ小さい値以下をカットする.

$$Q_j' = Q_j - (\max\{Q_g, Q_i, Q_s\} - x) \quad (2)$$

ただし, 評価値 Q_j' が負値となった場合は比をとれないため $Q_j' = 0$ とする.

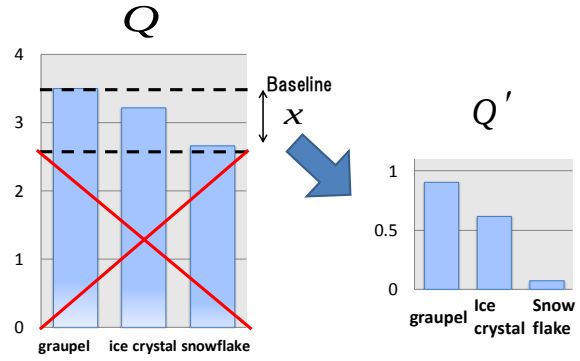


Fig. 2 A new evaluated value Q'

この新しく作成した評価値 Q' を用いて, ある降水粒子 j の評価値の相対比 $R_j^{Q'}$ を,

$$R_j^{Q'} \equiv \frac{Q_j^{Q'}}{Q_t^{Q'}}, \quad (3)$$

と定義する. ここで,

$$Q_t^{Q'} = \sum_{j=g,i,s} Q_j', \quad (4)$$

である.

(2) 評価値の相対比と各種濃度との比較

ここでは式(4)を用いて導出される $R^{Q'}$ と実際の氷粒子の各種濃度の存在比と結びつける. 濃度の種類として, 質量濃度, 数濃度, 体積濃度を用いる. なお, 体積濃度とは単位空気体積あたりのある粒子の体積が占める割合である. $R^{Q'}$ と濃度の存在比を結びつける理論式はないため, ビデオゾンデより得られる濃度を用いて相関, 平均 2 乗誤差 (RMS 誤差) を調べ, 経験的に結びつける. ビデオゾンデより求められる 3 つの濃度の存在比は, それぞれ次式とする.

$$\frac{\text{density}(j)}{\sum_{k=g,i,s} \text{density}(k)} \quad (\text{density} = \text{mass, number, volume}) \quad (5)$$

$R^{Q'}$ とどの濃度の存在比との結びつきが深い, また Q' を求める際 x の適正值についても検討した. x の適正值については $x=0.2$ の時に相関係数が高い傾向があった. また, 各濃度間比較すると, 質量濃度の存在比と評価値の相対比 $R^{Q'}$ の相関係数が最も優れていた. $x=0.2$ の時の各種濃度の存在比とレーダーより推定された評価値の相対比 $R^{Q'}$ の関係は Fig.3 の

通りである．よって本研究では，

$$R_j^{Q'} \equiv \frac{\text{mass density}(j)}{\sum_{k=g,i,s} \text{mass density}(k)}, \quad (6)$$

として定義する．ここで， Q' を求める際の x を 0.2 とする．

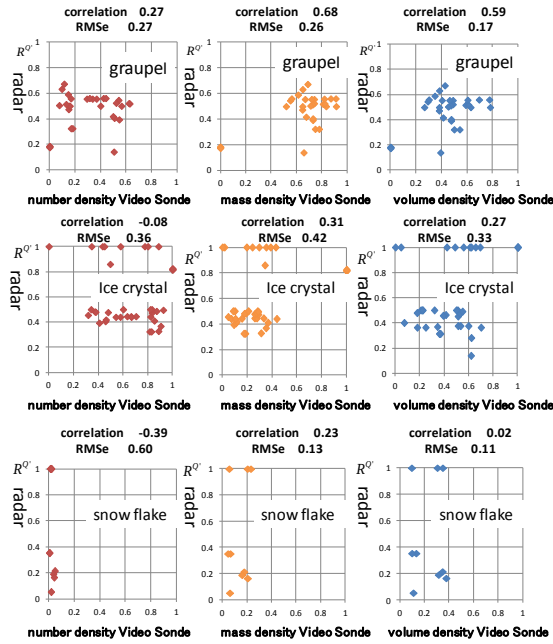


Fig. 3 Validation of $R_j^{Q'}$ ($x=0.2$) by the video-sonde observation

(3) 濃度の存在比から混合比の存在比への変換

$R_j^{Q'}$ と結びついた質量濃度の存在比を混合比 m の存在比と結びつける．なお，混合比 m の定義と質量濃度の定義は異なるが，混合比 m の定義は，（単位体積あたりの粒子質量）／（単位体積あたりの乾燥大気質量），であるから，存在比をとると，

$$R_j^m = \frac{m_j}{\sum_{k=g,i,s} m_k} = \frac{\text{mass density}(j)}{\sum_{k=g,i,s} \text{mass density}(k)}, \quad (7)$$

となる．これを混合比 m の存在比 R^m とする．

2.3 混合比の推定

(1) 混合比の推定手法

混合比の存在比 $R_j^{Q'}$ から混合比 m を推定する．上記より，混合比の存在比 R^m が推定できるため，すべての粒子の混合比の総和がわかれば，各々の粒子の混

合比を推定できる．

0℃高度上空においてはレーダー反射強度 Z によって混合比の総和が制約されている．

$$Z = Z_g + Z_i + Z_s \quad (8)$$

さらに，それぞれの粒子についてのレーダー反射強度は，

$$Z_g = \frac{0.23 \left(\frac{\rho_g^2}{\rho_r^2} \right) 7.2 \times 10^{20} (\rho m_g)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0g}^{0.75} \rho_g^{1.75}} \quad (9)$$

$$Z_i = \frac{0.23 \left(\frac{\rho_i^2}{\rho_r^2} \right) 7.2 \times 10^{20} (\rho m_i)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0i}^{0.75} \rho_i^{1.75}} \quad (10)$$

$$Z_s = \frac{7.2 \times 10^{20} \rho m_s^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0s}^{0.75} \rho_s^{1.75}} \quad (11)$$

によって算出できる（D.C.Dowell *et al.*, 2011）．なお Z_j は氷粒子 j のレーダー反射強度 (m^4)， ρ_j は氷粒子 j の体積あたりの粒子の質量 (kg/m^3)， ρ は乾燥空気の密度 (kg/m^3)， m_j は氷粒子 j の混合比 (kg/kg)， n_{0j} は氷粒子 j の粒径分布の切片 (intercept parameter) (m^{-4}) を示す．また，D.C.Dowell *et al.* (2011) ではあられ，氷晶について議論していなかったため，雹のレーダー反射強度の式を用いて， ρ_j と n_{0j} のみ，それぞれあられ，氷晶の値を代入している．次に各パラメータの設定について記述する． $\rho_g = 3.0 \times 10^2$ (kg/m^3)， $\rho_i = 1.0 \times 10^2$ (kg/m^3)， $\rho_s = 1.0 \times 10^2$ (kg/m^3)，となっている．また， ρ は気温と気圧の関数である． n_0 については，導出が難しいため経験的に求め，それを定数として与えることとする．本研究では， $n_{0g} = 1.1 \times 10^6$ (m^{-4})， $n_{0i} = 1.0 \times 10^7$ (m^{-4})， $n_{0s} = 3.0 \times 10^6$ (m^{-4}) とする．

さて，観測値によりレーダー反射強度 Z が得られ，混合比の存在比 $R_j^{Q'}$ に関しては観測値である偏波パラメータより導出される．よって式 (7) ～式 (11) を用いて，それぞれの氷粒子の混合比 m を導出される．

(2) ビデオゾンデを用いた混合比の検証

ビデオゾンデによって観測されたそれぞれの氷粒子ごとの混合比を観測値 m^{obs} とし，上記の手法で偏波レーダーより導出した混合比を推定値 m^{est} とし検証を行う．結果を Fig.4 に示した．

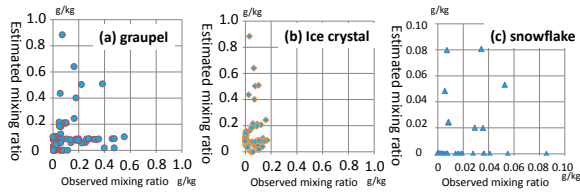


Fig. 4 The results of estimating mixing ratios of (a) graupel, (b) ice crystal and (c) snowflake from polarimetric observations

雪片については標本数が少なく、評価値の相対比 $R_j^{Q'}$ から混合比の存在比の推定は Fig3 でかなりの誤差がみられたので、混合比の量まで正確に推定できなかった。あられ、氷晶については精度が良いとはいえないが、オーダーが大きく異なるほどの大きな誤差は見受けられなかった。これは、それぞれの粒子の $R_j^{Q'}$ と質量濃度の存在比の相関係数の低さ、 n_{0j} を定数としたことが影響したと考えられる。また、今回の検証に用いたビデオゾンデはその氷粒子の捕足手法から過小評価する傾向があり、導出した m^{obs} も過小評価していると考えられる。そのことから、 m^{est} が m^{obs} より過大推定している理由の一つと考えられる。今後ビデオゾンデと強制吸引型 HYVIS (明星電気社製ビデオゾンデの一種 (Orikasa and Murakami, 1997) とを用いて粒子濃度が測定できるようになった時に再びゾンデによる精度検証を行う必要がある。

混合比推定の精度向上については今後の課題であるが、幾分手法が粗くても、降水予測にとって良い効果が得られるのであれば防災の観点から十分に有効であるため、データ同化の結果より精度については議論していく。

3. 氷粒子混合比推定手法のXバンド偏波レーダーへの適用

本研究では、同化対象事例として近畿地方で発生した豪雨を対象としているため、近畿地方で整備された偏波レーダーの国交省XバンドMPレーダを用いる。本節では、中北ら (2009) がCOBRAで行った降水粒子判別の手法を、近畿地方に設置されている田口、六甲、鷲峰山、葛城の4機の国交省XバンドMPレーダに適用し粒子判別、混合比の推定を行う。

3.1 複数レーダーの偏波パラメータの合成

近畿地方の4機の国交省XバンドMPレーダから得られる偏波パラメータの合成手法を述べる。レーダー反射強度 Z_{HH} を複数のレーダーで合成することは一般的であるが、レーダー反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、伝搬位相差変化率 K_{DP} の合成手法につ

いてはあまり研究例がない。本研究では、降雨減衰の影響を最小限にする合成手法を考える。まず、 Z_{HH} は4機のレーダーでの最大の Z_{HH} を採用する。次いで、 ρ_{HV} 、 Z_{DR} は Z_{HH} が4機の中で最大の値を示すレーダーから得られる ρ_{HV} 、 Z_{DR} の値を採用する。 K_{DP} については受信電力に左右されず降雨減衰の影響を受けないため、4機のレーダーの平均値を合成値とする。

3.2 ファジー理論メンバーシップ関数の修正

ここでは、XバンドとCバンドの偏波パラメータの特徴の違いについて議論し、Cバンドレーダーで用いたメンバーシップ関数を変更し、Xバンドレーダーに適応させる。 Z_{HH} 、 Z_{DR} については、XバンドとCバンドでパラメータの差はそれほど大きくないため、Cバンドと同じメンバーシップ関数を用いる。一方、 K_{DP} はXバンドとCバンドで感度が大きく異なるため、メンバーシップ関数を修正する。また、 ρ_{HV} のメンバーシップ関数についても軽微な修正を行う。

3.3 Xバンド偏波レーダーによる降水粒子種類判別と氷粒子混合比の推定

上記で作成したメンバーシップ関数を2012年7月15日京都豪雨の事例について適用し降水粒子の種類判別を行った。Fig.5 に対流域における鉛直断面図、層状域における鉛直断面図をそれぞれ示す。なお、粒子種類判別の融解層については環境場の値から0度高度の断面で水平方向一様に与えたため、雨と氷粒子の分類が明瞭に分類されている。

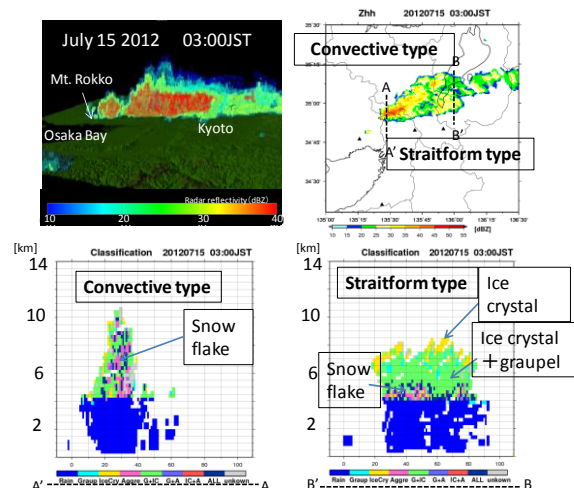


Fig. 5 Hydrometeor classification by x-band polarimetric radars

ビデオゾンデ観測を行っておらず直接観測値がな

いため検証は難しいが、一般的な層状性雲における雲微物理構造と照らし合わせると、雲上部の低い Z_{HH} の位置で氷晶の判別がされている、その氷晶が卓越する高度より少し低い高度に置いて着氷過程により“氷晶とあられ”が混在している、0 度高度付近で雪片が見られるといった層状性雲の雲微物理構造をとっていた。一方、対流性雲では雪片の存在を示す判別結果が過剰に推定されており、これは一般的な対流性雲の雲微物理構造から考えると誤って判別されている可能性が高く、今後の改善が必要である。いずれにせよ、対流性雲における雪片以外は特段に誤った推定をしているとは考えられず、むしろ良い判別結果ではないかと考える。以上により、X バンド偏波レーダーを用いた降水粒子判別手法を構築した。

さらに、2 章で開発した手法を用いて、X バンドレーダーによる氷粒子混合比を算出し、同化実験を行う。

4. 同化実験

4.1 同化適用事例

本研究では同化適応事例として2012年7月15日に発生した京都豪雨を対象とする。国交省XバンドMPレーダーの3次元レーダー反射強度画像を見ながら積乱雲の立体構造の特徴について述べる (Fig6)。3次元レーダー反射強度のデータの作成手法については中北ら (2009) の手法を用いた。国交省XバンドMPレーダーではボリュームスキャンは5分ごとで行われているため、3次元レーダー反射強度も同様に5分間隔で作成した。また、空間分解能は、水平方向に500m、鉛直方向に250mとした。

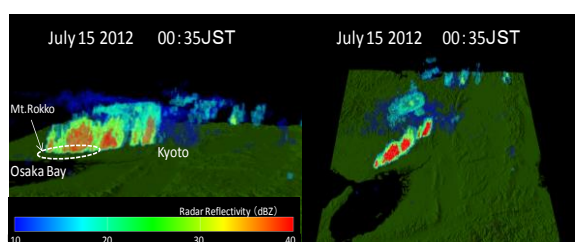


Fig. 6 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

六甲山から雲が次々と発生しとしてメソ対流系を形成していることを確認できる。単一の積乱雲の寿命は30分から1時間程度であるため、今回のようなメソ対流系が起きるには1時間以内に新しい積乱雲が発生しなければならないが、本事例では15分ごとに積乱雲が形成されていることが確認できた。さらに、メソ対流系を組織化しながら全体として線状降

水帯を形成し、京都に豪雨をもたらした。

4.2 同化によって期待される効果

データ同化しない場合 CReSS の予測結果と MSM 客観解析データの比較結果から、本事例において何の観測値を同化すればどのような効果が期待できるかについて Fig7 に示す。

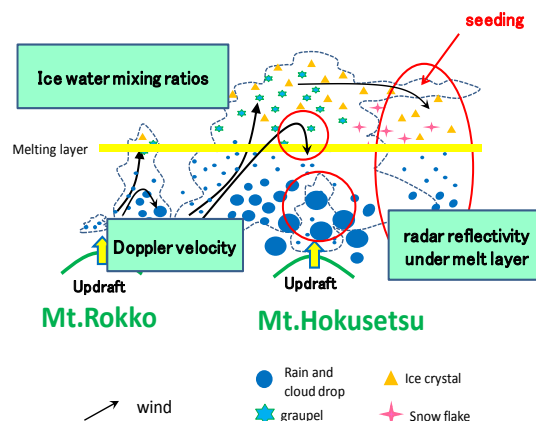


Fig. 7 Aims of data assimilation (radar reflectivity, Doppler velocity and ice water mixing ratios)

データ同化しない場合の予測結果では本事例の線状降水帯はうまく予測できないことが分かった。その要因の一つは鉛直流の過小推定によるものであったため、ドップラー風速を同化することである程度上昇流を表現でき、積乱雲の発達に大きく寄与すると考えられる。ただし、本事例は下層風の水平収束が大きく効いて上昇流が発生している事例ではないため、およそ水平方向の成分のみを測っているドップラー風速の同化では上昇流を十分に再現できると言い切れない。

次に、降水粒子の一つである雨滴そのものを初期値に与えること、すなわち、融解層高度以下のレーダー反射強度 Z_{HH} を同化し雨水混合比の適切な初期値を与えることが考えられる。これによって、予測の時間遅れが解消されると期待される。

本事例では六甲山系で発生した積乱雲が成長しながら移動し、北摂山系において発生した上昇流によって発生した積乱雲と併合し、粒径分布の異なる水滴が混ざり合って効率よく雨粒へと変換される機構が起きていたと考えられる。この機構を表現するには、発達した積乱雲でうまく大きな雨滴粒径を表現できなければならない。そのためにも 0°C 高度以上の氷粒子の役割が大きい。なぜなら、発達した積乱雲内では、雲上部で生成された重い氷粒子は風に流されずに落下し大きな雨滴粒径分布を持つ水滴を形成するからである。また、雲上部で生成された軽い

氷粒子は上空で流され上昇流と離れた場所で落下し、それが核となって雨滴を形成する（シーディング効果）。よって、上空の氷粒子の情報をうまく同化することで、上記のような雲微物理過程および雲物理過程をうまく表現できることが大いに期待できる。

4.3 設定

データ同化手法として、Yamaguchi and Nakakita (2008) の構築した雲解像データ同化システム CReSS-LETKFを用いる。

(1) 雲解像モデルCReSSの設定

本研究では雲解像モデルとして、名古屋大学と(財)高度情報科学技術研究機構が共同で開発したCReSS (Cloud Resolving Storm Simulator, Tsuboki and Sakakibara, 2002) を用いる。水平解像度を1km、鉛直方向には平均的に250m（ただし、ストレッチングをかけて下層を細かくとり、全64層となっている）としている。ただし、計算領域に関して、六甲山から発生するメソ対流系について取り扱うこと、および計算時間短縮の観点から少し狭い領域を設定したため、水平格子数が経度方向に243格子、緯度方向に223格子としている。また、初期値、境界値には15日00時スタートのMSM予測の水平風、気温、相対湿度のデータを、海面水温は気象庁NEAR-GOOSデータを用いる。

(2) 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ LETKF の設定

同化期間は15日00時00分から01時00分まで1時間とする。同化時間間隔は、国交省 X バンド MP

レーダの1ボリュームスキャン間隔である5分ごととする。また、5分ごとに得られるボリュームスキャンデータは、それぞれ前5分間に得られたデータが瞬時的に得られるものとして扱う。

4.4 適用結果

本研究では、同化期間直後の15日01時における比較を行った。データ同化に用いる観測値はドップラー風速、レーダー反射因子、あられ・氷晶・雪片それぞれの混合比であり、これらすべての観測値の同化（ALL 同化）とドップラー風速とレーダー反射因子のみの同化（dpv- Z_{HH} 同化）と同化なしを比較し考察する。

(1) 地上降水量

国交省 X バンド MP レーダの近畿地方合成雨量データ、同化なし、ALL 同化の地上降水量の同化期間直後の15日01時における比較を行った (Fig.8)。

ALL 同化の場合は、同化なしでは表現できていない六甲山から北摂山系にかけてメソ対流系を形成していた。また位置ずれと思われる降水帯もみられた。この位置ずれについては今後ゼロ情報を同化することで改善されと考えられる。

(2) あられ混合比と鉛直風

同化期間直後15日01時における六甲山系(A-A')と北摂山系(B-B')での霰混合比と鉛直風についての比較を行った (Fig.9)。霰混合比と鉛直風については初期値、境界値に用いる MSM 予測に含まれないため観測値のデータ同化による影響を如実に表現できる。

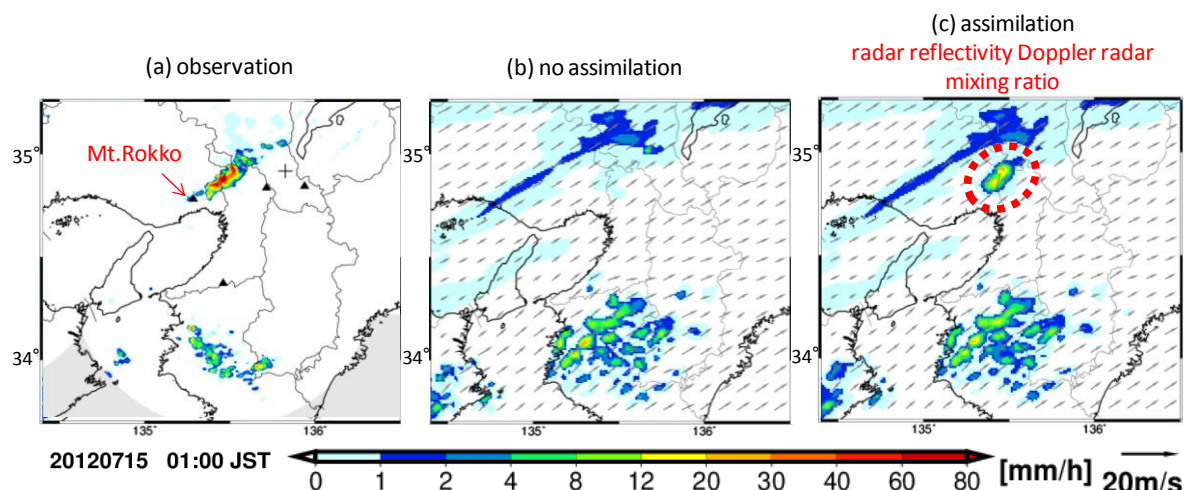


Fig. 8 The difference between observed surface precipitation, no assimilation and assimilation of mixing ratios of graupel, ice crystal and snowflake, radar reflectivity and Doppler radar at the end of assimilation window

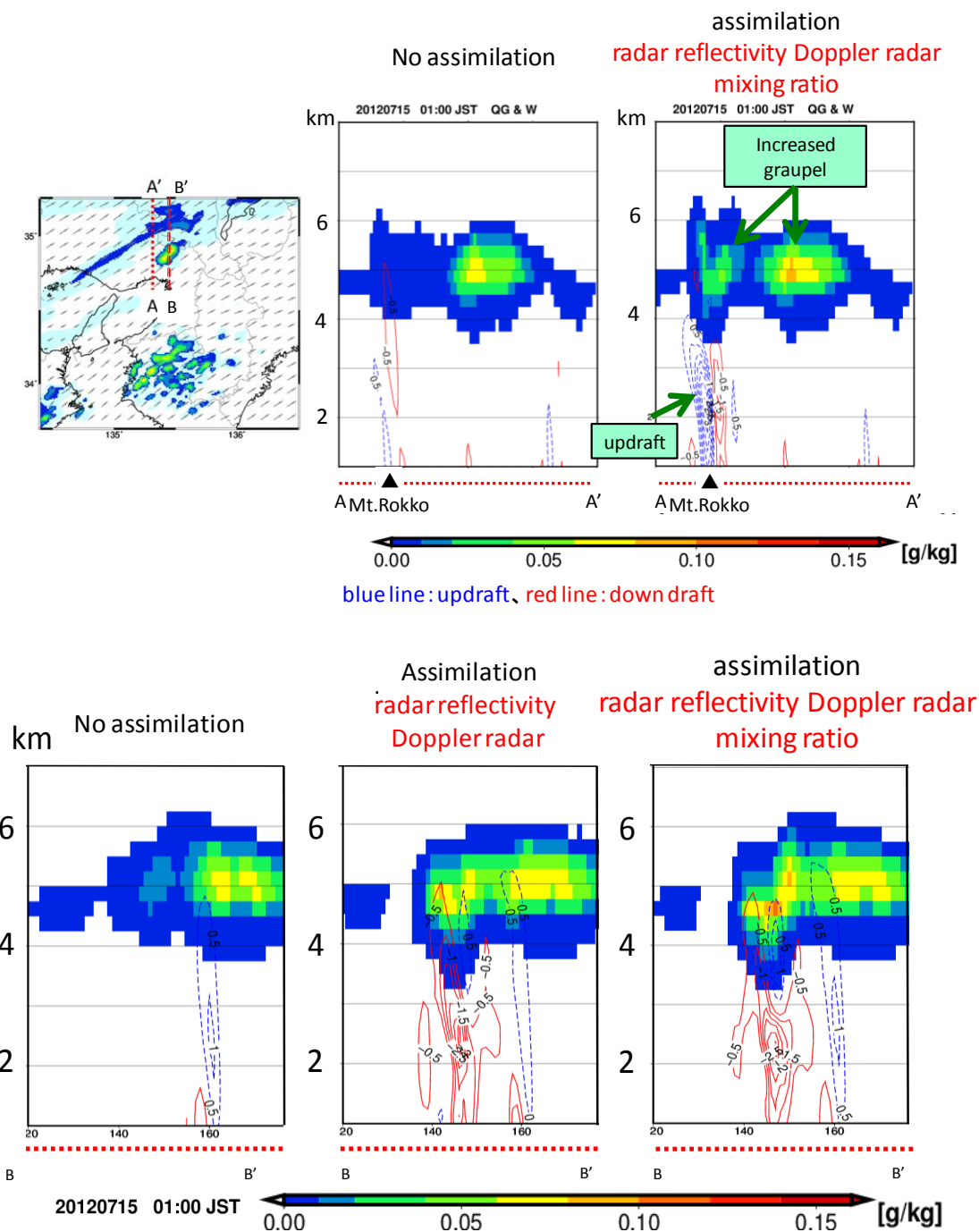


Fig. 9 the results of graupel mixing ratios and vertical winds of each assimilation case

ALL 同化では六甲山上空で上昇気流、下降気流が強く起きている。これはドップラー風速同化による効果であると考えられる。また六甲山上空のあられ混合比は同化ありが同化なしより多く推定されている。あられの混合比の量が増えたのは混合比同化の影響と考えられる。

北摂山系でも同化により上昇流が表現され、上昇流のすぐ横で下降流が見られる。また、あられの混合比も下降流の位置で高値を示している。すなわち、大量のあられ粒子が落下し雨滴になろうとしている

様子を示していると考察できる。さらに dpv- Z_{HH} 同化と ALL 同化を比較すると、ALL 同化の方があられ混合比が多く、上昇流、下降流も強化されていた。これにより、メソ対流系が強化され予測精度が向上すると考えられる。

5. 結論と今後の課題

本研究では、偏波レーダーから得られる降水粒子種類の情報をモデルに同化し、短時間降水予測の精

度向上を目指した。

まず、高精度の降水粒子判別より得られる定性的な情報から雲解像度気象モデルに同化することを目指し、降水粒子の量的な情報として混合比を推定する手法を開発した。氷粒子の混合比の推定手法を、Cバンド型偏波ドップラーレーダーCOBRAとビデオゾンデを用いて検証した。さらに、その手法をXバンドレーダーに適用させた。

次いで、Xバンド偏波レーダーより推定された混合比、レーダー反射強度 Z_{HH} 、ドップラー風速を同化する影響について説き、複数の同化による短時間予測精度の向上を目指した。その結果、同化なしの時には予測できなかったメソ対流系がALL同化によって表現できた。あられ混合比、鉛直風についても同化によって表現されるようになった。また、混合比の同化による効果もみられた。

今後の課題としては、この同化の影響がさらに先の予測のどう影響するか、また環境場について詳細な解析し、氷粒子の積乱雲中の雲微物理形成プロセスに与える影響について考察したい。

謝辞

本研究の遂行に当たり、偏波レーダーCOBRAの観測データは情報通信研究機構から提供いただいた。国土交通省XRAINのデータは、国土交通省・河川砂防技術研究開発の研究を通して提供いただいた。それぞれに謝意を表します。

参考文献

中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2009):レーダー情報

を用いたゲリラ豪雨の卵の解析, 京都大学防災研究所年報, 第52号B, pp.547-562.

中北英一・隅田康彦・山口弘誠・鈴木賢士・中川勝広・川村誠治(2010):最新型偏波レーダーを用いた氷粒子タイプの混在状態推定に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第53号B, pp.433-445.

山口弘誠・中北英一(2009):偏波レーダーを用いた降水粒子タイプ情報のデータ同化手法の開発, 京都大学防災京都大学防災研究所年報, 第52号B, pp.539-546.

Dowell, D.C., L.J.Wicker, and C. Snyder (2011): Ensemble Kalman filter assimilation of radar observations of the 8 May 2003 Oklahoma City supercell: Influences of reflectivity observations on storm-scale analyses, Mon. Wea. Rev., Vol.139, pp.272-294.

Orikasa.N and Murakami.M (1997): A New Version of Hydrometeor Videosonde for Cirrus Cloud Observations, Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II 75(6), 1033-1039

Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp.243-259.

Yamaguchi, K., and E. Nakakita (2008):Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data Using the Cloud-Resolving Non-Hydrostatic Model with an Aim to Introduce Polarimetric Radar Data Assimilation, Proc. of 7th International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 3 pp. in CD-ROM.

(論文受理日: 2013年6月11日)