

## ひまわり 8 号などのマルチセンサー観測の データ同化によるゲリラ豪雨予測

### Guerrilla-Heavy Rainfall Prediction by Assimilation of Observation Data from Multi-Sensors Including Hamawari-8

山口弘誠・上嶋一樹・堀池洋祐・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kazuki UESHIMA, Yosuke HORIIKE and Eiichi NAKAKITA

#### Synopsis

As the growing process of a cumulonimbus cloud is very short, guerrilla-heavy rainfall is difficult to predict. In this study, we aim to improve the accuracy of early prediction by using assimilation of observation data from multi-sensors including Himawari-8. Multi-sensors is considered to be effective for prediction. But the capability of multi-sensors observation assimilation is still not clarified because not much literature is available at present. Therefore, we examine it by using ideal experiments in Observing System Simulation Experiments (OSSE). The result shows the data with Himawari-8 assimilation can predict the precipitation, which can't be predicted by the one without assimilation. In order to improve prediction accuracy, our next step would be to conduct real case studies to find out relationships among assimilation parameters and developing stages of a cloud

**キーワード:**ゲリラ豪雨, ひまわり 8 号, Ka バンドレーダー, 雲情報, データ同化  
**Keywords:** Guerilla Heavy Rain, Himawari-8, Ka Band Radar, Cloud Information, Data Assimilation

#### 1. 研究の背景と目的

災害を引き起こす豪雨には、様々な空間的・時間的スケールが存在する。ゲリラ豪雨（局地的豪雨）、集中豪雨、梅雨前線、台風と順にスケールが大きくなり、もたらされる災害にも違いがある。本研究において対象とするゲリラ豪雨は、突如発生し急速に発達し、局地的に猛烈な豪雨をもたらす災害を発生させ、人命を奪う危険性がある。ゲリラ豪雨災害が今後も起こりうるということに対して、土木工学としての果たすべき使命は、人命を奪うようなゲリラ豪雨を少しでも早く予測し、避難指示を的確に出し、被害を減らすことであり、そのために降水予測情報は極めて重要である。ゲリラ豪雨の予測手法として、中北ら(2008)は発達する積乱雲の本質を上手く捉えた観測パラメータを用いて、発達するかどうかの定性的な判断に用いる研究手法を開発し、すでに国土

交通省で実用化が開始されている(片山ら 2015)。

一方で、短時間降雨予測研究において、近年データ同化研究の飛躍が国内外を問わずめざましい(Tsuyuki and Miyoshi, 2007)。計算機資源の発達によって、より解像度の高い数値モデルを用いたデータ同化研究や、観測の高分解能化に伴って研究対象スケールがより小さな現象を含むようになってきている。その中でスーパーセルなどの単一積乱雲を対象とした“ストームスケールのデータ同化”という言葉も定着してきており、ゲリラ豪雨もこの範疇に含まれるようになりつつある(Kain et al, 2010. Sun et al, 2014)。計算コストの問題をひとまず置いておくと、定量的に降水量を予測するという観点において最も有効な手段の一つであると言える。

ゲリラ豪雨を含むストームスケールのデータ同化研究においては、Xバンドレーダーなどの降水レーダーによる観測値の同化は有効である。しかし、降

水レーダーのみでゲリラ豪雨を予測することが困難な事例も多く報告されている(山口ら,2009). 降水レーダーは降水に依存した観測値を得るという特性があるため, 急速に発達するゲリラ豪雨のような事例では, ある程度積乱雲が発達した段階からしかデータ同化できない. そこで, 降水より前の段階の情報を得られると静止気象衛星や Ka バンドレーダーなどのマルチセンサーによる観測が期待されている. このようなマルチセンサー観測をデータ同化することで, ゲリラ豪雨の降水予測精度を向上することができるのではと期待されている.

観測値に予報モデルを同化するということは, 豪雨予測精度向上に有効な手段である. 短時間先降水予測では, 境界値よりも初期値の精度が予測結果に支配的にはたらくためである. またゲリラ豪雨予測といった時間的・空間的に小さなストームスケールでの短時間降水予測のデータ同化研究はまだ少なく, 特に静止気象衛星や Ka バンドレーダーを用いたデータ同化の研究はまだ確立されていない. その理由として, 効果的な観測演算子が開発途上であるからと考えられる.

そこで本研究では, 近い将来, 静止気象衛星や Ka バンドレーダーから得られる観測情報のデータ同化を想定し, その第一段階として理想実験においてデータ同化実験を行う. 従来の降水レーダーなどでは得ることが困難であった, ゲリラ豪雨の発達初期段階の情報を同化することによって, ゲリラ豪雨の発達期や成熟期に対してどのような影響があるのかということに対して明らかにすることを目的とする.

## 2. 短時間降水予測におけるデータ同化の概説

### 2.1 静止気象衛星を用いた短時間降水予測におけるデータ同化に関する既往研究について

#### 2.1.1 静止気象衛星ひまわり 8 号について

2015 年 7 月に運用開始された, ひまわり 8 号から得られる情報の空間解像度や, 時間間隔が従来の静止気象衛星と比較して大きく改善された. ひまわり 8 号では水平解像度は赤外では 2km, 可視が 0.5~1km となり, 観測時間間隔も全球観測で 10 分間隔に加え, 特定の領域を高解像度で観測できるようになり日本周辺域では 2.5 分間隔で観測され, 放射計は可視 3 バンド, 近赤外・赤外 13 バンドの合計 16 バンド構成となり, 雲や植生, エアロゾルなどといった情報がより詳細に得られるようになった. その中で本研究においては赤外バンドから得られる雲の情報をデータ同化することを想定した理想実験を行った.

これまでと比較して, 解像度が鮮明になり, かつ高頻度となり, その結果ゲリラ豪雨のような急速に発達する現象を時間的にも空間的にも解像できるようになった. そのため, ひまわり 8 号の観測値をデータ同化することによってストームスケールの降水予測精度向上の役立つのではないかと期待されている.

#### 2.1.2 既往研究について

短時間降水予測研究では, 一般的にメソスケールの気象予測モデル, いわゆるメソ気象モデル, もしくは雲解像モデルが用いられる. そのため, 基本的なモデル変数は, 風速・気圧・気温・水物質である. これらの第一推定値を観測値によって現実的な大気の場合となるように修正していく. Fig.2 が現在気象庁における予測モデルにおいて用いられている観測値の一覧である. 一般的に同化する観測値として用いられるものは, 地上気象・ラジオゾンデ・気象衛星, および気象レーダーの観測情報である.

現在, ひまわり 8 号などの静止気象衛星によって得られる情報を同化することによって, 短時間降水予測の精度を向上させようとする研究が始まり出した. それは, 静止気象衛星の観測間隔が高頻度, 空間分解能も高くなり積乱雲を解像できるようになったことで, 気象レーダーなどによって得られる情報よりもゲリラ豪雨の初期段階の情報を得ることができるようになったためである. ここでは, 澤田ら(2016), および Kerr et al.(2014) の研究についてそれぞれ紹介する. 澤田ら(2016)は, 気象庁非静力学モデルを使った局所アンサンブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF(Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF)に観測演算子として放射伝達モデル(RTTOV: Radiative Transfer for TOVS)を組み込んだシステム(岡本ほか, 2016 春季大会)を使用した. モデルの水平解像度は 10km でひまわり 8 号の輝度温度データ同化が大雨の再現性を高めることを実験した. Kerr et al.(2014)は観測システムシミュレーション実験(OSSE)を用いて, 衛星から得られる情報の輝度温度と相関関係があると考えられる雲頂温度(CTT: Cloud-top temperature)同化により supercell の予測精度に対しどのようなインパクトがあるのかを実験した. その際, メソ気象モデル The Advanced Research version 3.3.1 of the Weather Research and Forecasting(WRF-ARW)Model (Skamarock et al. 2008)を用いて, モデルの水平解像度は 2km と設定した. 結果は, 初期擾乱の発達期間において, 輝度温度を用いて発達する積乱雲の特性を情報として得ることは, レーダー反射因子のような降水依存の観測値より, 初期の段階の情報をデータ同化するという観点から有効であるということが示された.

しかし上述の2つの先行研究では、ゲリラ豪雨のような時間的・空間的に小さなストームスケールよりも大きな現象に対しての影響を評価している。そこで、ゲリラ豪雨のようなスケールの小さな現象に対して同化によって与える影響を調べるために静止気象衛星から得られた観測値を同化することを想定した理想実験を行い、同化の効果を明らかにする。

**観測データ利用**

観測種別	同化要素	LPFM	MSM
アンテナ	気温・風向・風速	導入済	検討中
航空機	気温・風向・風速	導入済	導入済
ウェットプロファイラ	風向・風速	導入済	導入済
ドップラーレーダー	ドップラー速度	導入済	導入済
地上GNSS(全球地球観測システム)	可降水量	導入済	導入済
国内SYNOP(地上気象観測機)	気温	導入済	導入済
国内SYNOP	気温	導入済	導入予定
国内SYNOP	気温・風向・風速	導入済	検討中
国内METAR(定時飛行場気象通報式)	気温・風向・風速	検討中	検討中
ラコブチ	気温・相対湿度・風向・風速	導入済	導入済
海外SYNOP・船舶・パイ	気温	導入済	導入済
海外SYNOP・船舶・パイ	気温・風向・風速	検討中	検討中
自衛隊ーガス	気温・風向・風速	導入済	導入済
船舶気象	相対湿度	予定なし	導入済
レーダー 反射強度	相対湿度	導入済	導入済
静止衛星 大気湿度	風向・風速	導入予定	導入済
静止衛星 降水放射輝度	輝度湿度	導入予定	導入済
気象衛星 マイクロ波タウアンド	輝度湿度	導入予定	導入済
気象衛星 マイクロ波イメージャ	輝度湿度	導入予定	導入済
気象衛星 マイクロ波イメージャ	地上降水量	予定なし	導入済
気象衛星 マイクロ波放射計	風向・風速	導入予定	導入予定

- 地上気温・風向・風速・比湿データを利用(気象庁の現業数値予報システムとしては初めて)
- 衛星データの利用はこれから



数値予報部  
11 Numerical Prediction Division

Fig.1 A list of observation values used in the prediction model of the Meteorological Agency citation from <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu131120/shiryou1.pdf>.

## 2.2 今後同化することが期待されている Ka バンドレーダーの概説

Ka バンドレーダーは送信周波数が約 34.87GHz(波長約 8.6mm) のミリ波レーダーであり、レーダー送信周波数の高い方が水滴からの散乱が大きくなる(浜津ら, 2000)という電波散乱の特性上、現業用の降水レーダーと比較して、感度が高く降水を伴わないような雲や霧の観測が可能であるため雲レーダーとも呼ばれる。一方で電波の減衰は大きくなるため観測範囲は降水レーダーなどより比較的狭い領域である。例えば、名古屋大学が所有する最新式の Ka バンド偏波ドップラーレーダーの距離分解能は 150m, 方位分解能は 0.35°, 観測範囲はレーダーを中心とした半径 30km の圏内である(疋田, 2016)。この降雨をもたらすよりも前の積乱雲発達初期段階における情報をデータ同化することによってどのような影響があるのかを調べていく。

## 3.同化システムの基本設定

### 3.1 雲解像データ同化システム CReSS-LETKF の概要

まず同化に用いるアンサンブルカルマンフィルタ

(Ensemble Kalman Filter; EnKF) 法について説明する。アンサンブルカルマンフィルタ法は Evensen (1994) により初めて提案されたデータ同化手法であり、アンサンブル予報とデータ同化手法であるカルマンフィルタを融合したものである。

本研究では、ひまわり 8 号や Ka バンドレーダーから得られる情報を雲解像モデルに同化するための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。雲解像モデル CReSS にデータ同化手法 LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter, Hunt et al., 2007) を組み込んだシステムであり、先進的な雲解像データ同化システムの一つである。

ここで、LETKF 法について概念的に説明する。この手法は広義でアンサンブルカルマンフィルタ法の一つであり、アンサンブル予報とカルマンフィルタを融合させた同化手法である。(Patil et al., 2001)。

ここで、データ同化手法として、4次元変分法ではなくアンサンブルカルマンフィルタ法を選択した理由は、4次元変分法で用いるアジョイントモデルの開発が必要ないという利便性と、同化するひまわり 8 号の観測値と大きく関係する雲微物理プロセスは時間的に不可逆であることから正確なアジョイントモデルの構築が難しいため、本研究の目的であるひまわり 8 号のデータ同化において有利である。

### 3.2 観測システムシミュレーション実験 OSSE の概説

Fig.2 に OSSE の概念図を示す。本研究では、まず同化による影響を理想実験で評価する。Masutani et al.(2010), Tan et al.(2007), Marseille et al.(2008)の3つの観測システムシミュレーション実験(Observing System Simulation Experiment:OSSE)についての研究を石橋(2013)が整理していたものを参考にして OSSE について説明する。本研究においては、計画中の新しい観測システムが数値予報に与える影響をあらかじめ評価するという、仮想観測システムの評価という目的で用いる(石橋 2013)。

まず予報モデルは完全モデルであるという仮定をおく。ある数値シミュレーションをして“真”の大気場とできるとし、その真の大気場に誤差を与えて評価したい観測値とする。実際は真の場はわからないので、真の大気場(あるシミュレーション結果)とは異なる初期値から予報し、真の大気場から作成した観測値を同化して、データ同化による予報精度を評価する。理想実験では真の大気場の各座標における値のデータが存在するので同化による影響を評価しやすいという利点がある。

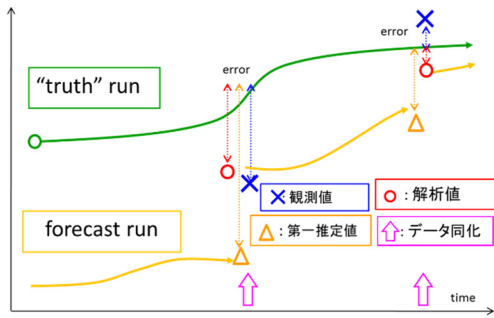


Fig.2 Conceptual diagram of OSSE

### 3.3 擬似観測値の作成方法

本研究では、ひまわり 8 号の赤外バンドから得られる衛星輝度温度の同化と Ka バンドレーダーから得られる雲の情報同化を想定した理想実験を行う。そこで衛星輝度温度と相関があると考えられる雲頂温度(Cloud Top Temperature :CTT)をひまわり 8 号の擬似観測値とし、また雲の情報として雲水混合比  $q_c$  を Ka バンドレーダーの擬似観測値として同化する。作成した観測値を Fig.3 に示す。 $\theta_{CTT}$  作成方法は Kerr *et al.*(2014)の手法に参考し少し簡易化をして作成した。 $x$  および  $y$  方向の格子番号  $i$  および  $j$  を固定して鉛直 1 次元方向に各格子の  $q_c$ , 雨水混合比  $q_r$ , 雪片混合比  $q_s$ , 氷晶混合比  $q_i$ , 霰混合比  $q_g$  のそれぞれを足した総水物質混合比  $q_t (=q_c+q_r+q_s+q_i+q_g)$  が  $1.0 \times 10^{-2} \text{gkg}^{-1}$  よりも大きな値をとった格子の中で、最も高度が高い点の温位と定める。これを同化対象とする積乱雲近傍の全ての水平格子点ごとに算出し、重ね合わせたものを  $\theta_{CTT}$  とした。また作成した擬似観測値に対して観測誤差として標準偏差 1K の誤差を与えた。一方、 $q_c$  に関しては、実際に観測できるであろう閾値として、 $2.0 \times 10^{-1} \text{gkg}^{-1}$  と設定し、閾値以上のものを擬似観測値として抽出した。これに対しては観測誤差として、標準偏差  $1.0 \times 10^{-2} \text{gkg}^{-1}$  で誤差を与えた。この閾値設定については次節で説明する。

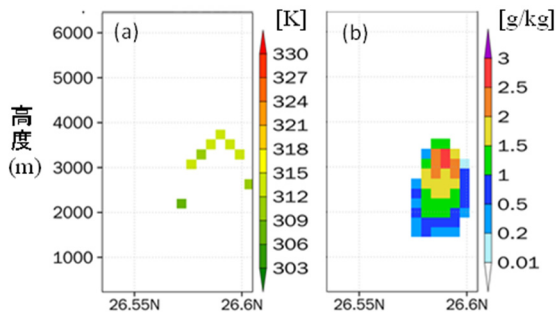


Fig.3 Pseudo observation values (a) Potential Temperature  $\theta$ , (b) cloud water mixing ratio  $q_c$

### 3.4 初期アンサンブル生成方法について

本研究のアンサンブル同化で使用する LETKF はアンサンブルメンバーを必要とする。ここでその初期アンサンブルメンバーの作成方法について述べる。

#### 3.4.1 予測実験の作成方法

真の大気場の初期値、境界値は予測開始時刻の気象庁 GPV(Grid Point Value: 格子点値)の MSM(Meso-Scale Model: メソ気象モデル)の予測の水平風、気温、相対湿度を用いた。一方、予測 RUN の初期値、境界値は予測開始時間より、9 時間前の MSM の予測の水平風、気温、相対湿度を用いた。また海面水温は共に気象庁 NEAR-GOOS データを用いた。

#### 3.4.2 誤差の作成方法

アンサンブルは予測 RUN の初期値の東西風  $u$ , 南北風  $v$ , 温位  $\theta$ , 水蒸気混合比  $q_v$  に対してガウス分布のランダムな摂動を与える。標準偏差は  $u, v$  は  $2.0 \text{ms}^{-1}$ ,  $\theta$  は  $2.0 \text{K}$ ,  $q_v$  は  $2.0 \text{gkg}^{-1}$  で与えた。しかし、完全にランダムに誤差を与えるとモデルに不安定を生じさせてしまうので、ランダムに作成した誤差を様々な処理をしてモデルに適合するようにした。まず、Kerr *et al.*(2014)と同様に式(1)で与えられるように過重移動平均する。

$$f^{perturbed}(l, m, n) = f^{unperturbed}(l, m, n) + \sum_{i,j,k} f'(i, j, k) \exp\left(-\frac{|x_i - x_l|}{l_h} - \frac{|y_j - y_m|}{l_h} - \frac{|z_k - z_n|}{l_h}\right) \quad (1)$$

しかしこの過程だけでは、本研究の解像度においては不十分であると考えられた。理由としては計算領域において、スムージングしたことにより多くの箇所誤差の値のピークが見られたことがある。そのためこのピークを減らすために、領域内で線形補間をし、それに対して単純移動平均を用いて誤差を作成した。この過程によってピークが減少させることはできたが、線形補間したことによって補間した部分において値が滑らかにつながっていなかったため、再び過重移動平均をすることによってその問題を解消し、初期値に対して与える誤差を作成した。

## 4. ひまわり 8 号と Ka バンドレーダーの同化を想定した理想実験

### 4.1 理想実験の目的

本研究の最終目標は実際にモデルにひまわり 8 号や Ka バンドレーダーから得られる情報をデータ同化して、ゲリラ豪雨の予測精度を向上させることである。積乱雲発達初期段階においてひまわり 8 号や

Ka バンドレーダーはゲリラ豪雨のシグナルを捉えられるのではと期待されている。しかしながらそれらの観測値を用いたデータ同化において問題が多く存在している。観測誤差を適切に与えられるほどのデータの蓄積がないということや、観測演算が確立されていない新しい観測情報であり、そもそも雲情報のデータ同化が積乱雲メカニズムにどのような効果を与えるか明らかになっていない。以上のことから、まずは影響が評価しやすい理想実験を行う。

## 4.2 OSSEを用いた理想実験における真の大気場の計算設定と予測ラン

### 4.2.1 対象事例

Fig.4 に 2016 年 8 月 19 日の 12:00 から 12:50 における沖縄のレーダー画像を示す。名護市周辺で 12:10 頃から降水が確認され、急速に発達していき、12:40 には降雨強度が 50mm/hr に達した。

### 4.2.2 雲解像モデル CReSS の設定条件

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。CReSS は雲スケールからメソスケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的とした雲解像の非静力学・圧縮の大気モデルである。その名前が示すように、積乱雲を表現できるほど格子間隔が小さく、かつ積乱雲群が組織化したメソスケールの降水システムをシミュレーションできるほど計算領域が広いものである。そのために水平と鉛直の解像度が可能な限り高く、雲の中で起こっている雲・降水に関する物理過程を可能な限り表現している。

さて、ここでは真の大気場と予測ランを作成するための CReSS の設定を述べる。初期時刻を 19 日 12 時、水平解像度を 500m、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、予測を開始する。計算領域は東西が東経 127.5 度から 128.4 度の区間、南北は経度 26.0 度から 27.0 度の区間を対象とし、沖縄本島がすべて計算領域に含まれるように設定した。真の大気場としては初期値、境界値には 19 日 12 時スタートの、予測ランは 19 日 3 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。また 2.5 分ごとに計算結果を出力する。

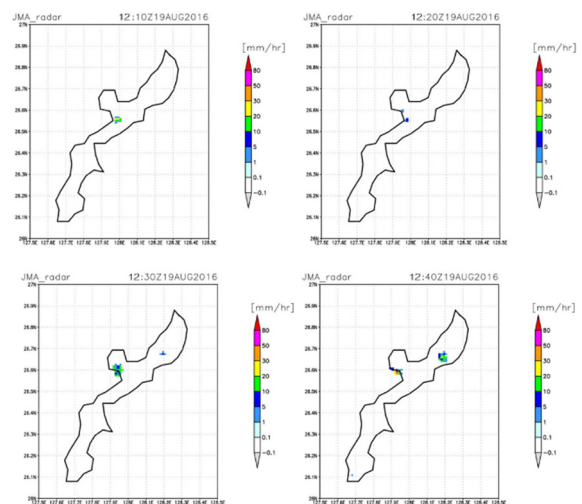


Fig.4 Image of radar in Okinawa

## 4.3 真の大気場の解析

### 4.3.1 地上降雨強度について

Fig.5 に計算開始後 35 分から 47.5 分後までの 2.5 分間隔の地上降水強度を示す。12:35:00 に沖縄海上に弱い雨が確認され始めた。12:42:30 には範囲は少ないが降水強度が 150mm/hr に達する部分も確認された。わずか 10 分程度で急速に降水をもたらす結果となった。その後雨域は拡大していき 13:05:00 頃をピークに発達しその後弱くなっていった。

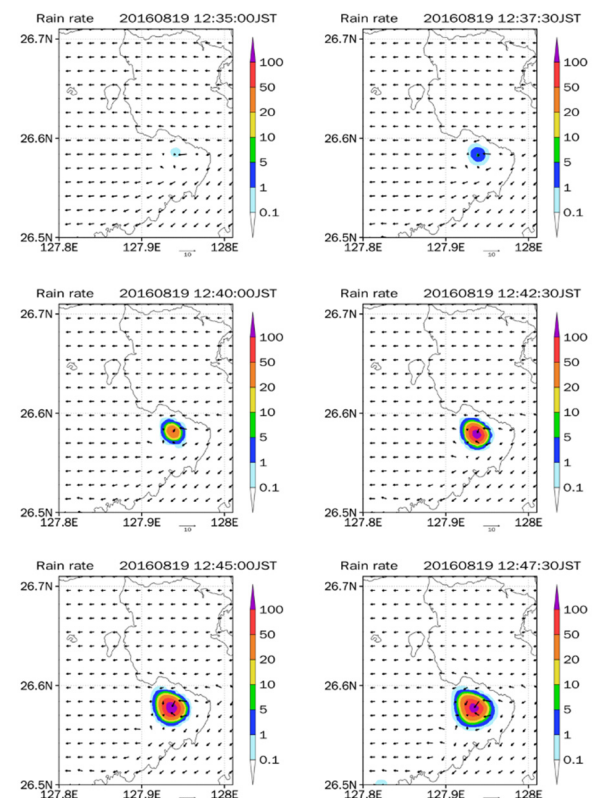


Fig.5 Diagram showing ground precipitation intensity in case of true

### 4.3.2 $q_c$ と $q_r$ について

$q_c$  と  $q_r$  の挙動について、東経 127.942 度を南北に切断し、経度 26.5 度から 26.6 度の区間を高度約 6000m までにおいて解析した。Fig.6 に計算開始後 22.5 分から 35 分後までの 2.5 分間隔の  $q_c$  と  $q_r$  を示す。12:35:00 に降水が確認されるよりも約 10 分前の 12:22:30 に高度約 1100m から約 1600m の高さに  $q_c$  が初めて確認された。この段階では  $q_c$  の値は  $0.01\text{gkg}^{-1}$  と非常に小さな値であるがこの時点から雲が形成され始めていた。そして 12:25:00 には  $q_c$  の値は最大  $0.2\text{gkg}^{-1}$  以上、12:27:30 には最大  $1.00\text{gkg}^{-1}$  が計算された。また同時に  $q_r$  についても  $0.01\text{gkg}^{-1}$  と非常に小さいが計算され雨粒が形成され始めた。ただし、この値は X バンドレーダーでは見ることができない。この時点で、雲の高度は約 2500m に達していて、雲の中心部には約  $2\text{ms}^{-1}$  程度の上昇流が発生していた。その後順調に雲は発達していき、12:35:00 に高度約 4500m に達し、 $q_c$ 、 $q_r$  もともに最大  $2.00\text{gkg}^{-1}$  以上をとり、約  $5\text{ms}^{-1}$  ほどの上昇流が発生しており、地上に降水が確認され始めた。この時点において X バンドレーダーで確認できると考えられる。その後、地上降水強度が  $150\text{mm/hr}$  程度と地上降水のピークが確認された 12:42:30 まで雲頂高度は上がっていき、6000m 以上まで上昇していった。その後は徐々に高度を下げていって、12:55:00 には雲頂高度が 5000m を下回り、発生していた積乱雲の横につながった形で新しく雲が形成され始めた。この時点で雲の中心の  $q_c$  の値は  $0.20\text{gkg}^{-1}$  程度であった。その後、初めに降水をもたらした積乱雲は雲頂高度を下げながら  $q_r$  の値減少していき弱まっていった。

### 4.3.3 温位について

Fig.7 に計算開始後 22.5 分後から 50 分後まで 2.5 分毎の温位を示す。矢印は風速である。12:25:00 に上昇流が発生し始め、12:27:30 に  $\theta$  はわずかながら変化し始めた。その後上昇流が発生する高度が徐々に高くなっていき、それに伴って上昇流が強くなっていき、また  $\theta$  の変化が 5500m 程度まで上昇した。対流セルのコア部分において、周囲の同じ高度に対して 3K 程度高くなっていった。これは凝結によって潜熱が放出されたことによるものである。雲頂部においては低い温位の気塊が持ち上げられたものの、凝結量が少ないため、周囲より温位が低くなった

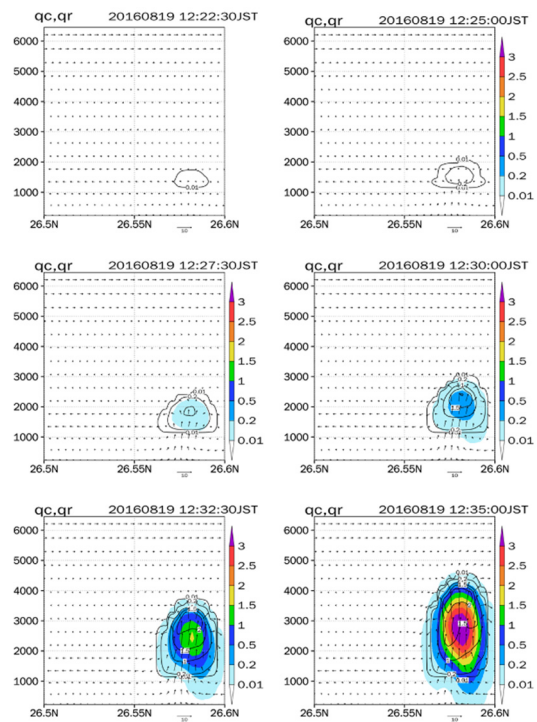


Fig.6  $q_c$  and  $q_r$  in true case (shown in 2.5 minute intervals) The contour line indicates  $q_c$ , and the shadow indicates  $q_r$ .

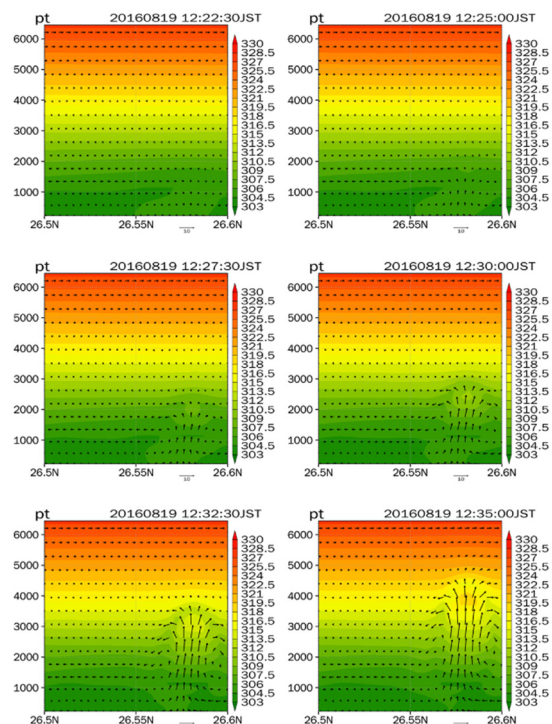


Fig.7  $\theta$  in true case f (in 2.5 minutes interval).

#### 4.4 予測ランと真の大気場の比較

##### 4.4.1 降雨強度について

Fig.8 に計算開始後 40 分から 52.5 分後までの 2.5 分間隔の地上降水強度を示す。予測において、降水が確認され始めたのは 12:42:30 と、真の大気場よりも 7.5 分遅れていた。降水強度のピークは 12:50:00 頃に確認され、真の大気場よりも弱い 50mm/hr 程度であった。また降水の水平方向の広がりも真の大気場と比較して狭く、衰退も早かった。

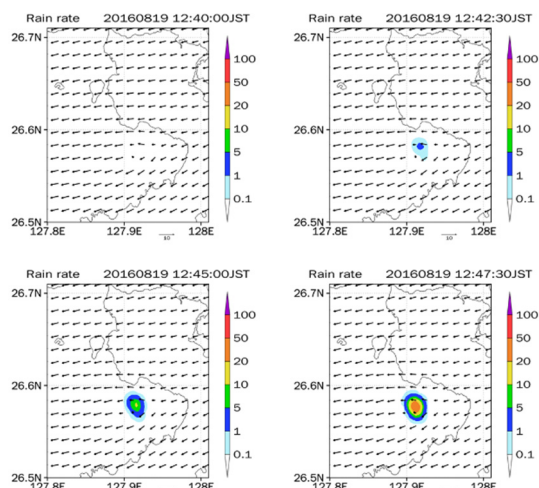


Fig.8 Diagram showing ground precipitation intensity in case of true

#### 4.5 実験設定

本実験において、Fig.9 に示したように、同化期間は上空に  $q_c$  が確認され始めた 12:22:30 から地上に弱い降水が確認され始めた 12:37:30 までとする。同化時間間隔はひまわり 8 号の観測が 2.5 分間隔で行われていることから 2.5 分とする。本研究では、Ka バンドレーダーの観測のサイクルは 10 分間隔であるが、仮想的にひまわり 8 号の同化時間間隔と同様に  $q_c$  も 2.5 分間隔で同化した。また Fig.10 に示すように各実験に対して実験ケース名をつけた。以後は実験ケース名で各実験を示す。

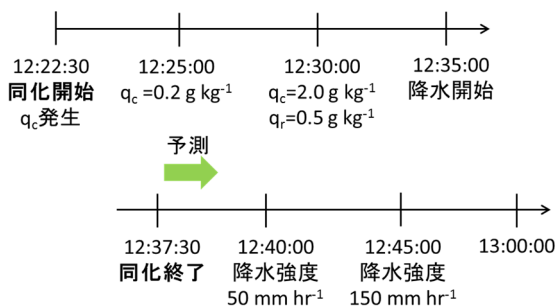


Fig.9 Diagram of the time axis in this experiment

実験名	同化した観測値	同化期間	予測期間	備考
ケースtrue				真の大気場
ケースno DA				同化なしで予測したもの
ケースCTT	CTT	12:22:30 ~ 12:37:30	12:37:30 ~ 13:00:00	
ケース $q_c$	$q_c$			
ケースCTT, $q_c$	CTTと $q_c$			

Fig.10 Name of the case for each experiment

#### 4.6 解析の方法について

本実験において作成したアンサンブルの 31 メンバーの中で誤差を与えた 30 メンバーが誤差を与えたことによって広範囲において強い降水をもたらす結果となった。原因と考えられるのが、本実験の大気場が非常に不安定な状況であり、大気場に対して誤差を与えたことによって、誤差が極大となっていた場所において降水を発生することを促したと考えられる。この結果、本実験における同化領域を含め多くの降水をもたらしたので、降雨の変化などが評価しやすいと考えられるので、誤差を与えていないコントロールランを対象に解析を行った。30 メンバーにおいて計算は発散しておらず、降雨場を確認すると異常なものはなかったことから、同化は正しく行われていたと考えられる。今後は気圧や気温といった基本変数に対して同様に確認を行う。

コントロールランをみることによって、同化の誤差関連構造がどのような影響があったということが評価できるということや、積乱雲の発達にどのような影響があったのかを評価できると考えられる。また、30 メンバーが多くの降水をもたらした、非常に不安定な大気場をもたらしたので予報誤差が各タイムステップにおいて大きくなったと考えられる。このことから観測値に重みが大きくなり、より観測値の影響が反映されるのでこの点に注意しながら解析を行った。

#### 4.7 各ケースの降雨強度の最大値の比較

Fig.11~Fig.15 に 5 つのケースにおける地上降雨強度の分布を示す。また Fig.16 に 5 つのケースにおける降雨強度の最大を表した図を示す。ケース CTT では降雨強度の増加が不十分であったと考えられるが、ケース true と同じ時刻に降雨を発生させることができ、降雨開始の再現性が向上した。積乱雲発達初期においては雲の高さがあまりなく、CTT を同化することによって雲の多くの部分の気温を同化することができることにより真の大気場を再現できたと考えられる。しかし雲が発達していくと、雲頂

部のみを同化しているため雲の中心部の再現性が低くなったことによって地上降雨強度があまり増加しなかったと考えられる。ケース  $q_c$  とケース CTT.  $q_c$  において、ケース true で地上降雨が発生するより前から降雨を確認した。このことは  $q_c$  を同化したことによって過剰に  $q_c$  や  $q_r$  を発生させたからと考えられる。その後ケース  $q_c$  とケース CTT.  $q_c$  において、ケース true が発達していった時刻にケース noDA よりも多くの地上降雨強度を発生させた。これはより降雨と相関が大きいと考えられる  $q_c$  を同化することによって、地上降雨強度増加したことが原因と考えられる。しかしケース CTT.  $q_c$  とケース  $q_c$  を比較すると降雨強度の増加量に差が発生した。これは  $q_c$  を同化することによって雲の中心部の性質の再現性は向上したが、雲頂部や中心部以外における性質に悪影響を及ぼしたことが原因と考えられ、CTT と  $q_c$  の両方を同化することによって雲頂部の性質も、中心部の性質もともに再現されたことにより、ケース CTT.  $q_c$  の降雨強度の最大値がケース true と同程度まで増加したと考えられる。次節以降でより詳細な解析を進めていく。

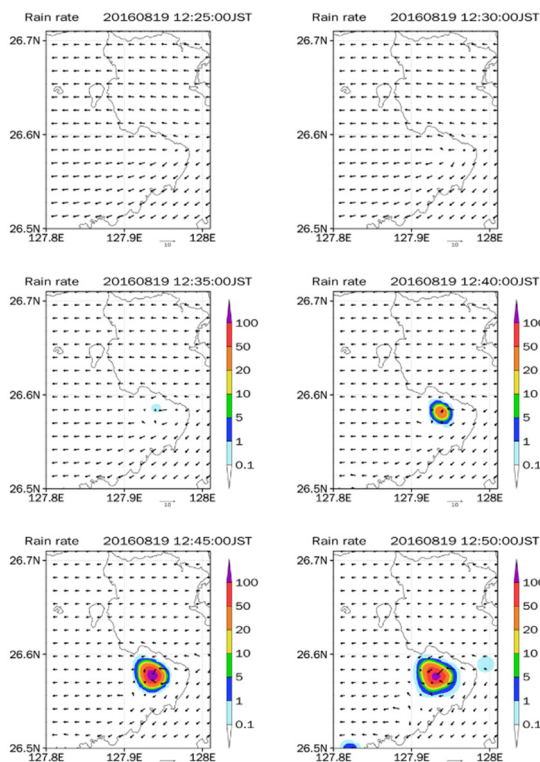


Fig. 11 Diagram showing ground precipitation intensity in case of true

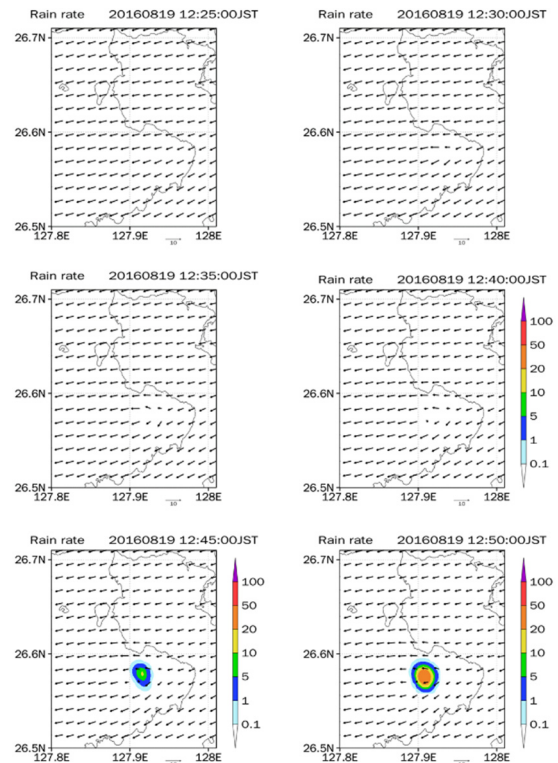


Fig. 12 Diagram showing ground precipitation intensity in case of noDA

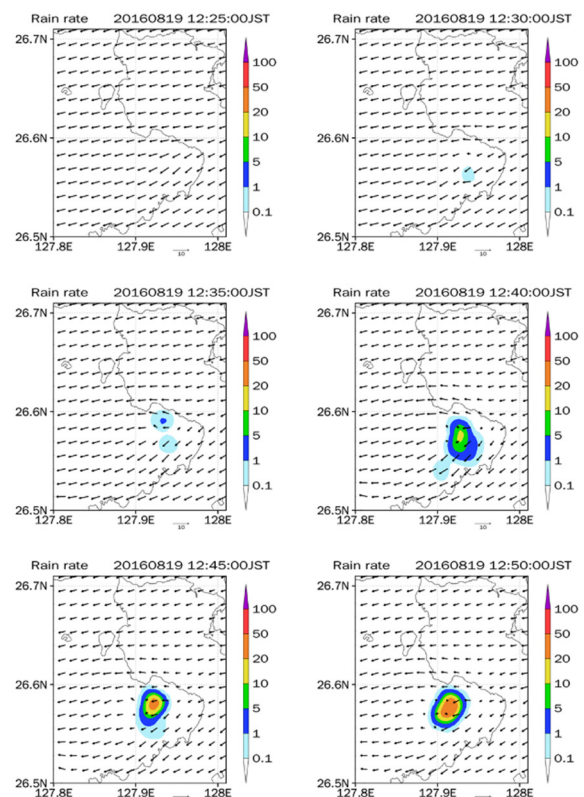


Fig. 13 Diagram showing ground precipitation intensity in case of CTT



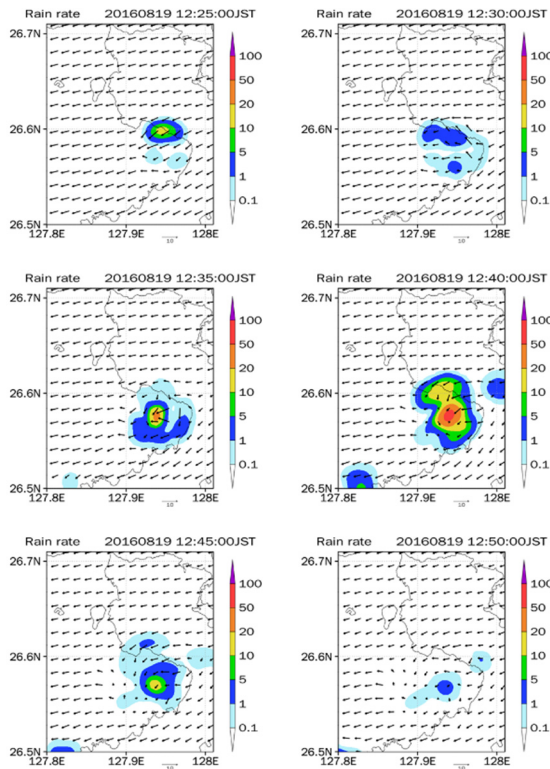


Fig.14 Diagram showing ground precipitation intensity in case of  $q_c$

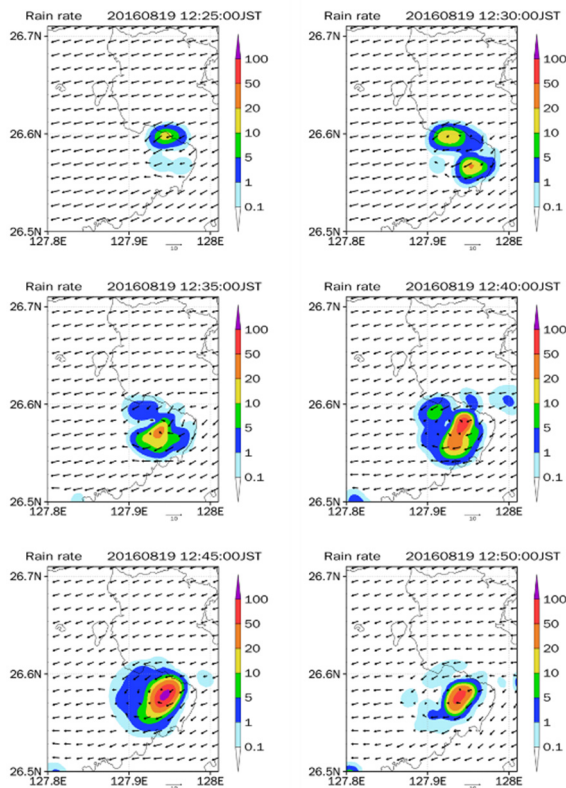


Fig.15 Diagram showing ground precipitation intensity in case of CTT. $q_c$

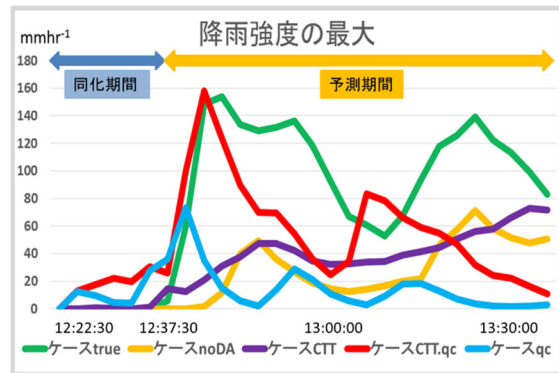


Fig.16 Showing maximum of rain intensity in each case

## 4.8 CTT 同化による影響

### 4.8.1 温位について

Fig.17に25分後から37.5分後までの同化前後の $\theta$ の図を示す。本実験においてはCTTを同化したので、積乱雲発達初期においては雲の高さがあまりないということから雲の大部分の情報を同化できたため、12:25:00におけるケース true のような $\theta$ の変化を表現できたと考えられる。それによって、同化なしより降水開始時刻が真の大気場と同じになったと考えられる。その後、発達していくにつれて雲頂部における $\theta$ と上昇流の関係は表現できていたが、中心部における $\theta$ と上昇流の関係は表現できていなかったことにより雲の発達度合いが真の大気場よりも小さくなったと考えられる。

そこで、CTTを同化することで他の場所や変数にどのような変化があったかを誤差相関構造を用いて調べる。まず雲頂部の $\theta$ と雲頂部の上昇流の誤差相関を調べるとFig.18のように負の誤差相関を持っていた。このことはケース trueの雲頂部で見られた、積乱雲が発達していく過程で上昇流が発生し、空気塊が持ち上げられることによって等高度の温位と比較して $\theta$ が低くなるという関係の再現性が向上したと考えられる。次に雲頂部の $\theta$ と中心部の上昇流の誤差相関構造を調べるとFig.18のように負の誤差相関構造を持っていた。これはケース trueにおいても見られた積乱雲発達段階における雲頂部の $\theta$ が低くなったときに中心部に上昇流が発生しているという性質を再現できていた。次に雲頂部の $\theta$ と中心部の $\theta$ において誤差相関構造を調べると明確な誤差相関構造は見られず、中心部の $\theta$ に対する影響がほとんどなかった。本来は雲頂部の $\theta$ と中心部の $\theta$ において負の誤差相関もっていると発達する積乱雲の中心部の性質を再現できたこととなるが、再現できておらずこのことは雲があまり発達しなかった原因であると考えられる。また同化期間最後の12:37:30における同化によって強い下降流場が作成されたことによ

ってその後の予測において降水強度をあまり増加させなかったと原因のひとつであると考えられる。

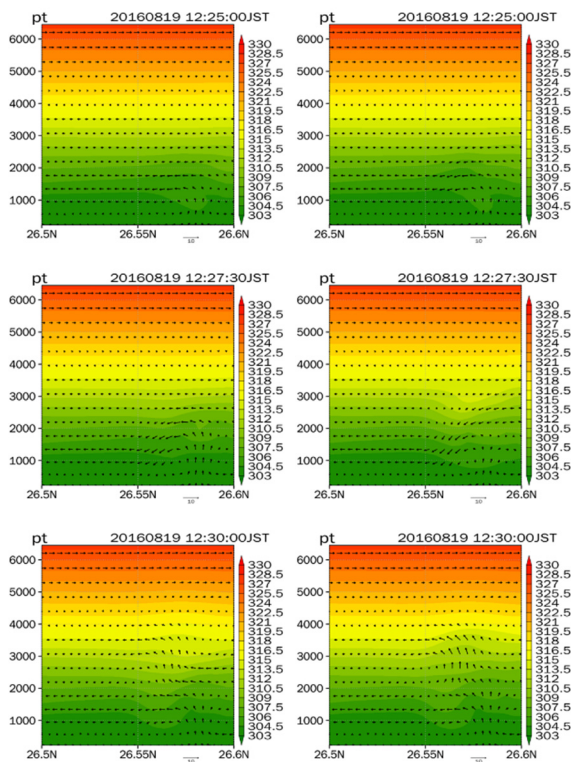
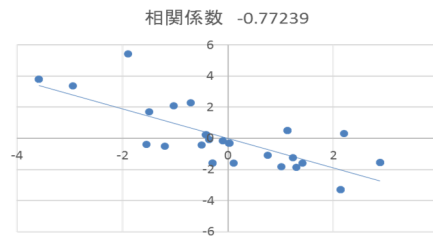
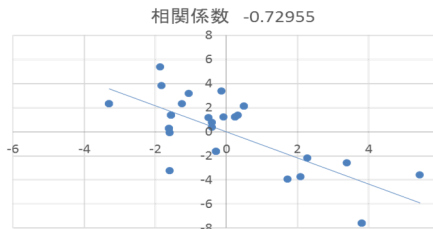


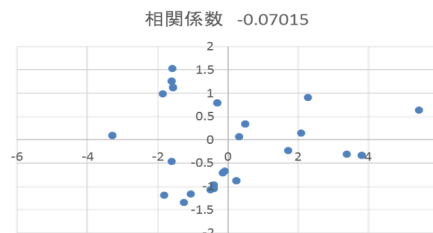
Fig17 Comparison of  $\theta$  in case of CTT before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation.



35分における雲頂部 $\theta$ と雲頂部上昇流の誤差相関



35分における雲頂部 $\theta$ と積乱雲中心部上昇流の誤差相関



35分における雲頂部 $\theta$ と積乱雲中心部 $\theta$ の誤差相関

Fig.18 Diagram showing error correlation in case of CTT

#### 4.8.2 $q_c$ と $q_r$ について

Fig.19 に同化前と同化後の  $q_c$  と  $q_r$  を示す. 同化することによって各タイムステップにおいて  $q_c$  も  $q_r$  も増加させた. このことは同化した観測値の  $\theta$  の値が存在する多くの領域において  $q_c$  の値が 0 であり, アンサンブル平均の  $q_c$  の値より小さいので, 同化した領域のいくつかの場所において  $q_c$  を増加させたと考えられる. また発達していくと雲頂部の  $\theta$  同化において中心部に対して  $q_c$  と  $q_r$  を同化させることが見られた. 以上のことなどが原因として降水強度が増加した. しかしながら,  $q_c$  と  $q_r$  は増加するも, 前節で示したように中心部において下降流が発生したりしたことによって降水強度の増加量は真の大気場に比較して不十分であった.

#### 4.8.3 CTT 同化のまとめ

CTT を同化することによって積乱雲発達初期段階の  $\theta$  の変化や上昇流において再現性が向上したと考えられる. その結果, 地上降雨開始の精度を向上させることができた. しかし雲が発達していくに伴って, 中心部における凝結によって熱が放出され, 上昇流が発生している対流性のコアの性質を再現できなかった. その結果, 地上降水強度の増加も降雨の水平方向の広がりも不十分であった. このように,

雲の構造のうち一部のみを同化することによって同化していない部分に対して、発達していくと再現性はあまり向上しないが、積乱雲発達初期の段階において大気の場の再現性は向上した。

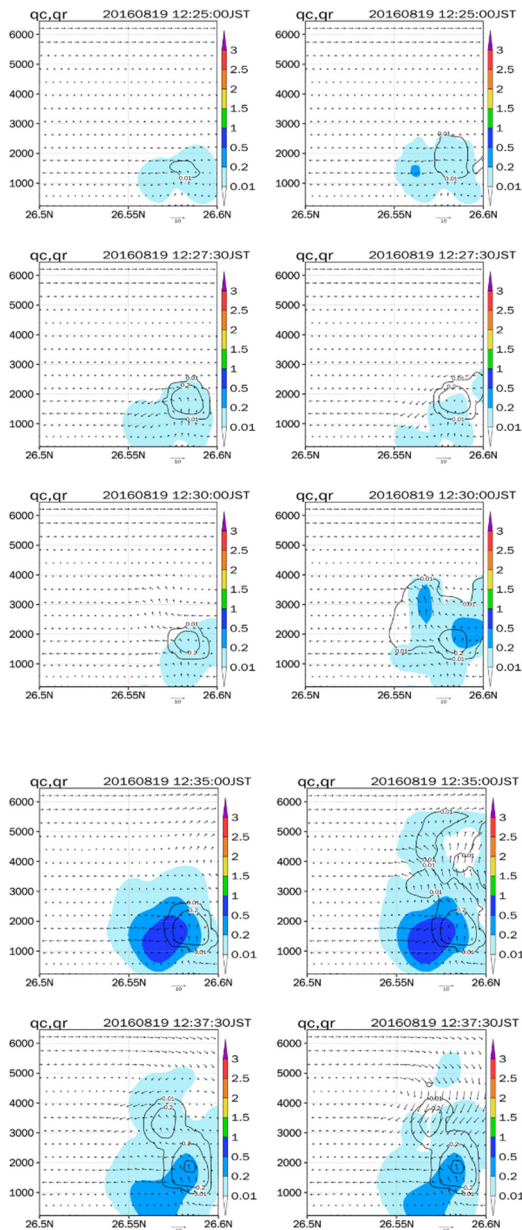


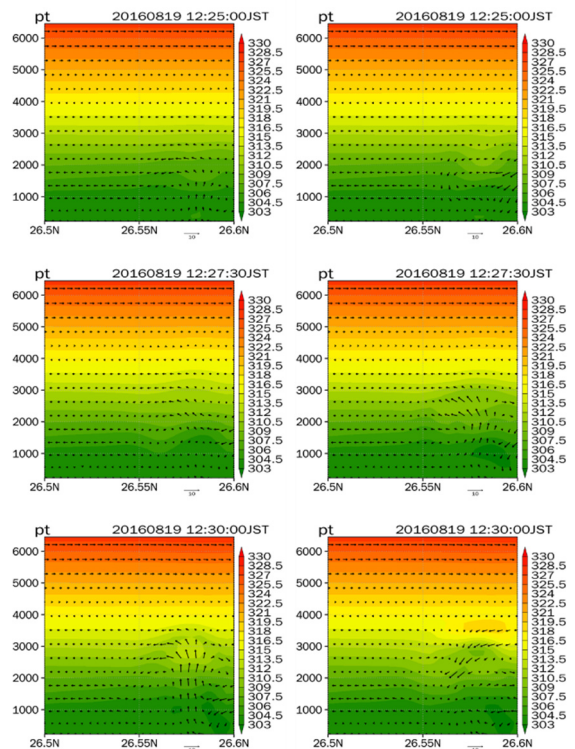
Fig. 19 Comparison of  $q_c$  (contour line) and  $q_r$  (shadow) in case of CTT before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation

#### 4.9 $q_c$ 同化における影響

##### 4.9.1 温位について

Fig.20 に計算開始 25 分後から 37.5 分後までの同化期間における  $\theta$  の鉛直断面を示す。12:25:00 において、ケース true でみられた対流性コアの発生時に

見られたのと同様の変化が確認できる。ケース true においてはこの対流性コアが形成され始めた段階において上昇流が発生していた。一方ケース  $q_c$  においてはこの段階で下降流が発生していた。下降流が発生した原因は次節で説明する。その後 12:32:30 や 12:35:00 において対流性コア（強い上昇流により凝結して潜熱放出が起こり、温位が高くなっている部分）が同化前には確認されたが、同化により対流性コアが消失してしまった。12:32:30 においては対流性コアが高度約 3700m に発生していたが、同化した擬似観測値  $q_c$  の最大値は高度約 3200m 付近に存在していた。この高度差によってコアを消失したと考えられる。この時刻において  $q_c$  同化によって  $q_c$  は増加し、Fig.21 で示すように  $q_c$  と  $\theta$  が正の誤差相関をもっていたので擬似観測値の最大値周辺において  $\theta$  が高くなった。つまり同化前に対流性コアが発生していたところよりも高度が 500m 低いところで  $\theta$  の上昇が発生したので対流性コアが消失したと考えられる。12:35:00 においては擬似観測値の最大値が存在していた高度と、対流性のコアが存在している高度はほとんど同じであった。しかしながら  $q_c$  同化によって  $q_c$  が減少したことで誤差相関構造から  $\theta$  も低くなり、対流性コアの  $\theta$  が減少し消失したと考えられる。その後 12:37:30 における同化によって上昇流を発生させ、対流性のコアを高度約 4200m に発生させたが、水平風が強かったために  $\theta$  の変化は拡散し、加えて上昇流も弱くなり結局コア部分は消失してしまった。



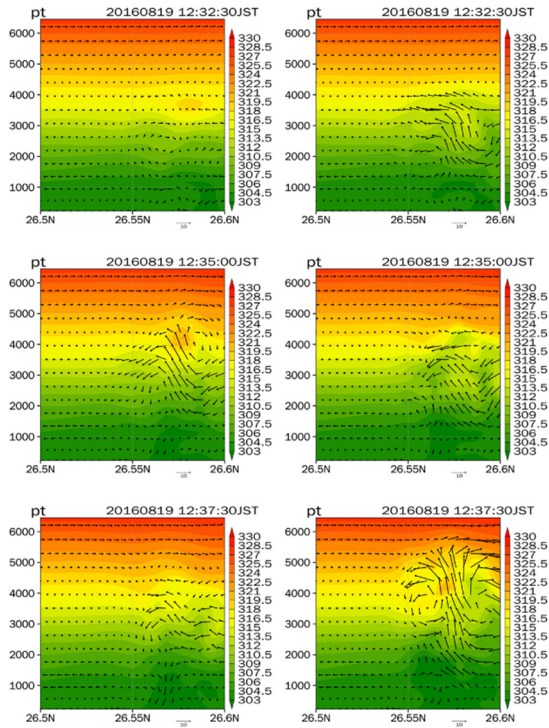
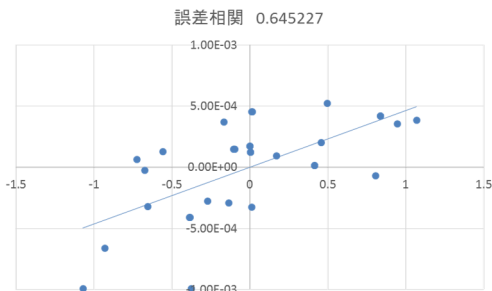
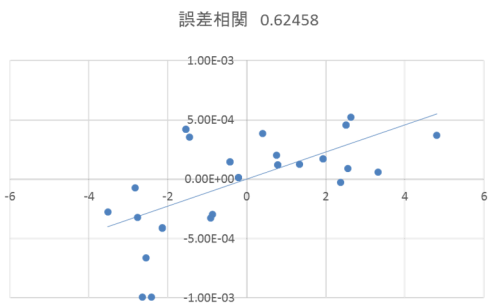


Fig20 Comparison of  $\theta$  in case of  $q_c$  before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation



32.5分における積乱雲中心部 $q_c$ と積乱雲中心部 $\theta$ の誤差相関



32.5分における積乱雲中心部 $q_c$ と積乱雲中心部上昇流の誤差相関

Fig.21 Diagram showing error correlation in case of  $q_c$

#### 4.9.2 $q_c$ と $q_r$ について

Fig.22 は計算開始 22.5 分後から 37.5 分後同化前後の  $q_c$  と  $q_r$  の変化を示す. 12:22:30 において同化によって  $q_c$  が  $0.2\text{gkg}^{-1}$ ,  $q_r$  が  $1.0\text{gkg}^{-1}$  程度増加した. この時刻における擬似観測値  $q_c$  の値は  $0.30\text{gkg}^{-1}$  程度ということもあり,  $q_r$  を過剰に増加させたと考えられる. その後過剰に増加させたことによって, ケース true において地上降雨が確認される 10 分前の 12:25:00 において  $10\text{mm/hr}$  程度の降水を発生させた. その後 12:30:00 までの各同化のステップにおける同化によって  $q_c$  が減少したことにより  $q_r$  の増加がおさえられ, 12:25:00 から 12:30:00 も時刻で地上降水強度は弱くなっていった. 次に 12:32:30 における同化において  $q_r$  が大きく増加させ, 地上降雨を促したと考えられ, 12:35:00 から地上降雨強度が増加していった. そして同化期間最後の 12:37:30 には  $q_r$  の最大値は約  $3\text{gkg}^{-1}$  程度と大きな値を示し, 降雨強度も 12:40:00 に最大降雨強度が  $70\text{mm/hr}$  程度とピークを迎えたが, その後  $q_c$ ,  $q_r$  が急速に減少していきそれに伴って降雨も衰退していった. これはケース true においては水平風が弱く, 上昇流が支配的な場であったが, ケース  $q_c$  では強い水平風が発生していたことにより水蒸気が多く含まれていた空気が広がっていき  $q_c$ ,  $q_r$  が増加しにくくなったからと考えられる.

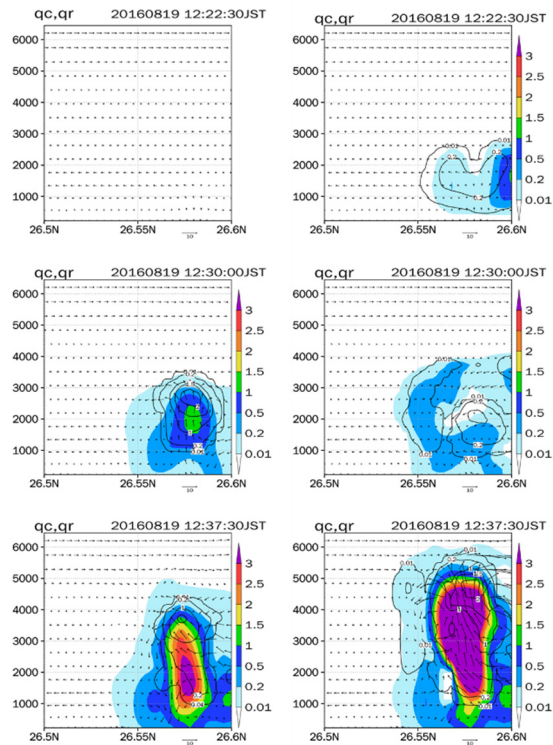


Fig.22 Comparison of  $q_c$  (contour line) and  $q_r$  (shadow) in case of  $q_c$  before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation

### 4.9.3 $q_c$ 同化のまとめ

1 回目の同化において  $q_c$ ,  $q_r$  を過剰に増加させてしまったが, 12:25:00 以降の同化期間内においてケース true の値に  $q_c$  と  $q_r$  は近づいていった. また  $q_c$  が  $\theta$  と正の誤差相関をもっていたため, 12:25:00 などの発達初期段階において  $\theta$  の再現性は向上されたと考えられる. しかし積乱雲が発達していくと  $q_c$  が最大値を持つところで凝結が発生して  $\theta$  が高くなると一概に言うことができず,  $q_r$  の値も影響を与えるという性質があるが, 同化であまり再現できなかったために, 対流性のコアを衰退させたりし,  $\theta$  場の再現性が低くなり, 水平風などが発生したと考えられる. その結果, 水蒸気が多く含まれた空気が流されることなどによって, 地上降水強度の増加がケース true と比較すると少なかった. しかし  $q_c$  の同化によって  $q_c$ ,  $q_r$  の再現性は向上したためケース noDA やケース CTT と比較して, 地上降雨強度の増加や降雨の水平方向の広がりなどの再現性は高くなった.

## 4.10 CTT と $q_c$ 同化における影響

### 4.10.1 温位について

Fig.23 に 25 分後から 37.5 分後までの同化前後の  $\theta$  鉛直断面を示す. 12:25:00 から 12:30:00 において対流性のコアは発生しないものの  $\theta$  場の乱れが見られた. その後上昇流が発生し, 12:32:30 において対流性のコアが高度約 3000m において発生した. この時刻においてケース true もほぼ同じ高度に対流性コアが発生していたことから, ケース CTT やケース  $q_c$  と比較してこの段階において再現性が向上したと言える. 上昇流と共に水平風も発生していたがケース  $q_c$  と比較すると, 十分に水平風を抑制することができたと考えられる. その後も水平風による大気場の乱れはあるものの上昇流は維持され, 12:37:30 には対流性のコアは高度 5000m まで上昇し, 同化期間が終了した. その後予測期間に入るとケース  $q_c$  ではすぐに下降流となったが, ケース CTT,  $q_c$  では上昇流は 12:50:00 まで維持されていた. ケース true では 13:00:00 においても上昇流が維持されていたが, 予測期間に入っても上昇流を維持できたのはケース CTT,  $q_c$  だけであり, このことが最大地上降水強度を大きく増加することができた理由のひとつであると考えられる.

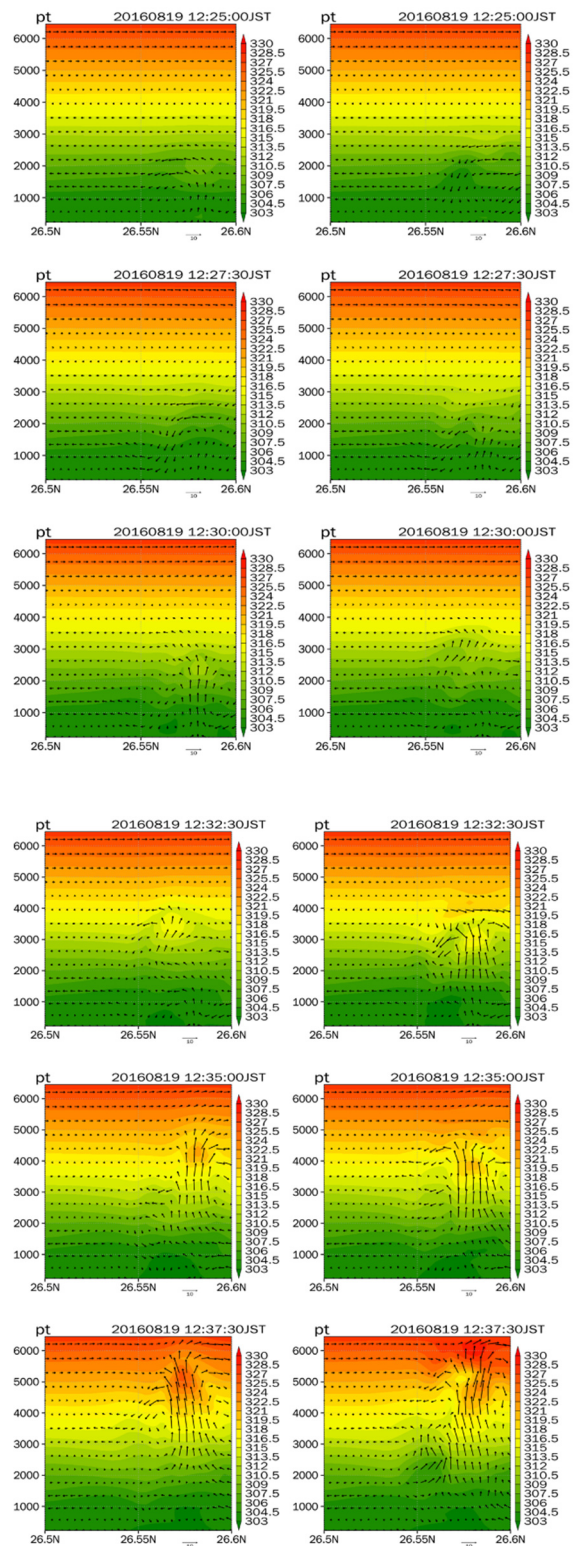


Fig23 Comparison of  $\theta$  in case of CTT,  $q_c$  before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation

### 4.10.2 $q_c$ と $q_r$ について

Fig.24 に 22.5 分後から 37.5 分後までの同化前後の  $q_c$  と  $q_r$  を示した. 12:22:30 から 12:27:30 の期間におい

てケース  $q_c$  と似た挙動を示した。このことは  $q_c$  と  $q_r$  に対しては  $q_c$  を同化することが CTT を同化するよりも影響が大きいということが考えられる。その結果ケース  $q_c$  と同様に 12:25:00 から地上降水が確認され、地上降水強度は 10mm/hr 程度であった。その後 10mm/hr をもたらした雨域は徐々に弱くなっていったが、もうひとつの 1mm/hr 程度をもたらした雨域はその後発達していき、12:30:00 には最大地上降水強度が 20mm/hr 程度となり、その後同化期間において地上降水強度は 30mm/hr 程度まで発達した。12:30:00 から 12:37:30 においてはケース  $q_c$  よりも、 $q_c$  と  $q_r$  を多く発生させた。これは発達する雲の上部の性質を CTT 同化することによって再現し、また積乱雲の凝結が起こっている中心部の性質を  $q_c$  同化することによって再現できたからであると考えられる。この結果ケース true のように上昇流の発生し、強い降雨をもたらす積乱雲が発達したと考えられる。またケース true のように水蒸気を多く含む空気が上昇流によって上空に持ち上げられていたということが  $q_c$ 、 $q_r$  を多く発生させた原因と考えられる。この  $q_v$  の場が持ち上げられていたことと上昇流が維持されていたことから、予測期間に入っても発達し続け、12:42:30 においては真の大気場と同程度の最大地上降水強度 150mm/hr が確認され、12:50:00 においても  $q_r$  が  $2.5\text{gkg}^{-1}$  以上と大きな値を維持することができた。

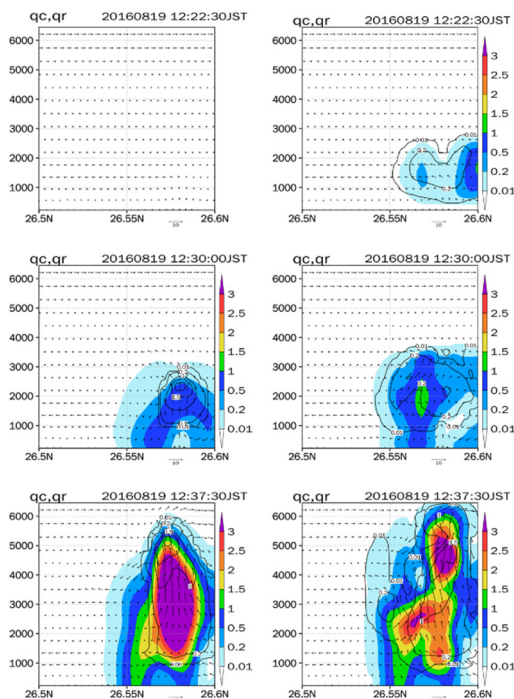


Fig.24 Comparison of  $q_c$  (contour line) and  $q_r$  (shadow) in case of CTT. $q_c$  before and after assimilation. Left stage shows before assimilation, right stage shows after assimilation

#### 4.10.3 CTT と $q_c$ を同化まとめ

ケース  $q_c$  と同様にケース CTT.  $q_c$  は 12:25:00 から 12:32:30 のケース true が地上降水を確認していない時間において地上降水を発生させた。このことは雲があまり発達していない時期において CTT と  $q_c$  を同化するとケース  $q_c$  で見られたような  $q_c$  同化による影響が大きかったということが考えられる。その後は、雲が発達していくにつれて雲頂部の特性を CTT 同化によって、対流性のコアが発生している積乱雲の中心の特性を  $q_c$  同化によって再現性を高めることができたと考えられる。またそのことによりケース true のような上昇流を再現できたことにより最大地上降水強度が大きく増加したと考えられる。

#### 4.11 同化実験のまとめ

Fig.25 に示した真の大気場の積乱雲のメカニズムに対して同化によってどのように再現性が向上したのを評価する。真の大気場において発達する積乱雲では雲頂部と中心部ともに上昇流が発生していた。また雲頂部では上昇流によって空気塊が持ち上げられたことによって等高度の温位と比較して積乱雲の雲頂部の温位は減少し、中心部では凝結が発生し潜熱が放出され、等高度の温位と比較して温位が上昇した。このようなメカニズムが真の大気場において確認された。

この雲頂部と中心部で見られた性質を、CTT 同化によって雲頂部の再現性が向上され、一方  $q_c$  同化によって中心部の再現性が向上されたと考えられる。その結果、降雨をもたらすよりも前の情報をデータ同化することによって積乱雲発達において再現性を高めること示された。しかし過剰に降雨を発生させてしまうことや同化によって雲を発達させることを抑制することなどが起こってしまった。今後は観測値の閾値などの設定の見直しや、初期メンバーの作成方法を改善することなどによって、アンサンブル評価などを用いてより詳細な解析をする。

#### 真の大気場の積乱雲のメカニズム

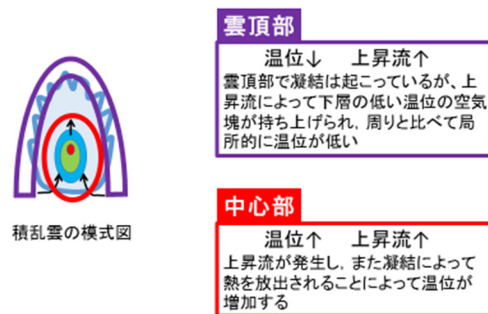


Fig.25 Conceptual diagram of the mechanics of cumulonimbus in a real standby site

## 5. 結論

近年、ひまわり 8 号の打ち上げによって静止気象衛星の性能が飛躍的に向上し、時間・空間ともにゲリラ豪雨のような短時間かつ局地的な現象を解像できるようになってきた。加えて、偏波機能を有する Ka バンドレーダーが開発され、雲粒子に関する知見がますます増えていくと期待されている。

そこで、将来、静止気象衛星ひまわり 8 号や Ka バンドレーダーから得られる観測情報に気象モデルをデータ同化することを想定し、本研究ではその第一段階として理想実験の枠組みでアンサンブルデータ同化実験を行い、ゲリラ豪雨の発達初期段階の情報を同化することによって、ゲリラ豪雨の発達期や成熟期に対してどのような影響があるかを明らかにすることを目的とした。

観測システムシミュレーション実験 (OSSE) のもと、実際に夏季沖縄で発生した大気不安定による対流性降水システムを対象として、真の大気場を作成した。同化する疑似観測値を作成するにあたり、ひまわり 8 号で観測される輝度温度および Ka バンドレーダーで観測される雲水混合比を想定した。同化無し予測、雲頂温度 CTT の同化、雲水混合比  $q_c$  の同化、CTT と  $q_c$  の両者を同化、の計 4 つの予測計算を行い、真の大気場との比較を行った。また、データ同化システムとして CReSS-LETKF を用いた。

地上降雨開始のタイミングの再現性を最も向上することができたのは CTT のみを同化した実験であり、地上降雨強度の最大値の再現性を最も向上することができたのは CTT と  $q_c$  を同化した実験であった。

CTT を同化したことによって雲頂部における温位が減少し上昇流が発生するという関係性を再現でき、また  $q_c$  を同化したことによって積乱雲のコア部で凝結が発生して温位が上昇し同時に上昇流が発生していることを再現することができた。さらに CTT と  $q_c$  の両者を同化した実験ではお互いの良い面が反映されて、上述したように地上降雨強度の再現性が高くなることを示した。

今後の課題として、本研究で明らかにしたことを実際の観測値を用いてデータ同化実験を行い、ゲリラ豪雨予測精度の向上をはかる。特に、放射計算といった効果的な観測演算子の構築が大きな課題である。上記を今後の課題としてこの論文の結びとする。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 15H05765 (基盤研究 S「ストームジェネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究」、研究代表者: 中北英一) の助成を受けたものです。

## 参考文献

- 石橋俊之(2013): 観測システムシミュレーション実験(OSSE). 天気. Vol.60, No.10, pp.831-833
- 片山勝之・山路昭彦・中村文彦・森田宏・中北英一(2015): 局地的豪雨探知システムの開発, 河川技術論文集, 第 21 巻, pp.401-406.
- 澤田洋平・岡本幸三・国井勝・三好建正(2016): ひまわり 8 号を活かした局地的大雨の予測精度向上の試み. 日本気象学会 2016 年春季大会講演予稿集. 日本気象学会, p.121
- 中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2008): 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, pp.547-562.
- 新保友啓(2017):Ka バンド偏波ドップラーレーダを用いた雲特性の解析及びゲリラ豪雨早期探知への応用の検討, 京都大学工学部
- 浜津享助・若山俊夫・渡邊伸一郎・橋口浩之・深尾昌一郎(2000): 雲霧観測用 Ka バンドドップラーレーダの開発. 電子情報通信学会論文誌 B, Vol. J83-B, No.4, 554-566
- 疋田丈晴(2016): 静止気象衛星と Ka バンド雲レーダを用いた夏季孤立積乱雲の早期検出. 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻修士論文
- 山口弘誠・中北英一(2009): 偏波気象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, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B, CD-ROM, pp.539-546.
- Christopher A. Kerr et al. (2014): Assimilation of Cloud-Top Temperature and Radar Observations of an Idealized Splitting Supercell Using an Observing System Simulation Experiment, Monthly Weather Review. April 2015, Vol. 143, No.4, pp.1018-1034, 2014
- Evensen G (1994) Inverse methods and data assimilation in nonlinear ocean models. *Physica(D)* 77 : 108-129
- Hunt, B. R., Kostelich, E. J. and Szunyogh, I.(2007): Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, Vol. 230, pp.112-126.
- Kain, J. S., and Coauthors (2010): Assessing advances in the assimilation of radar data and other mesoscale observations within a collaborative forecasting-

- research environment, *Wea. Forecasting*, **25**, 1510–1521.
- Marseille, G.-J., A. Stoffelen and J. Barkmeijer(2008) : Sensitivity Observing System Experiment (SOES) : A new effective NWP-based tool in designing the global observing system. *Tellus A*, **60**,pp.216-233
- MASARU KUNII (2014) : Mesoscale Data Assimilation for a Local Severe Rainfall Event with the NHM-LETKF System. *Weather and forecasting*, vol.29.pp.1093-1105
- Matsutani, M et al.(2010) : Observing system simulation experiments at the National Centers for Environmental Prediction.*JGeophys.Res*, Vol.115,D07101,doi:10.1029/2009JD012528.
- Miyoshi, T. and K. Aranami (2006) : Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM).*SOLA*,2,128-131.
- Miyoshi, T. and Yamane, S.(2007): Local ensemble transform Kalman filtering with and AGCM at a T159/L48 resolution, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 135, pp.3841-3861.
- Patil, D. J., Hunt, B. R., Kalnay, E., Yorke, J. A. and Ott, E.(2001): Local low dimensionality of atmospheric dynamics, *Phys. Rev. Lett.*, pp.5878-5881.
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill Do, Barker DM, Duda MG, Huang X-Y, Wang W. and Powers JG (2008) : A description of the Advanced Research WRF Version 3,NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR,Boulder.
- Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. M. Barker, P.-W. Li, B. Golding, M. Xu, and J. Pinto (2014): Use of NWP for nowcasting convective precipitation: recent progress and challenges, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 409–426.
- Tan, D.G.H., E. Andersson, M. Fisher and L. Isaksen (2007) : Observing-system impact assessment using a data assimilation ensemble technique : application to the ADM-Aeolus wind profiling mission.*Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, 133,381-390.
- Tsuyuki, T., and T. Miyoshi (2007): Recent progress of data assimilation methods in meteorology, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 331-361.
- 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.

(論文受理日 2017年6月13日)