

# 衛星搭載マイクロ波放射計データを用いた気象庁非静力学モデルの雲物理量予測特性の検証

\*永戸久喜, 青梨和正, 加藤輝之 (気象研), Guosheng Liu (フロリダ州立大),  
岩波 越 (防災科研), 花土 弘, 中川勝広 (情報通信研究機構)

## 1. はじめに

雲解像モデルの発展に伴い, 様々な降水系について高解像度の再現実験が行われるようになってきたが, そこで計算される各降水物質の分布や量の検証については, それに足るような観測データが不足しているために, これまであまり行われていない. 衛星搭載マイクロ波放射計による降雨強度推定アルゴリズムの改良・検証に役立つデータセット構築を目的として, 2004年沖縄梅雨集中観測 (Okn-Baiu-04: 岩波ほか, 2004) が, 沖縄県大宜味村の情報通信研究機構大宜味大気観測施設を中心とした場所で2004年5月22日から6月9日まで実施され, 衛星搭載マイクロ波放射計観測と同期して雲レーダや二重偏波ドップラーレーダなど雲や降水の特性を推定できる測器による連続観測が行われた. 本研究では雲解像モデルの降水物質予測の検証等を目的に, 期間中に発生した降水系について雲解像モデルによる再現実験結果と衛星搭載マイクロ波放射計及び雲レーダや二重偏波ドップラーレーダなどの観測データとの比較を行う. 今回は, 観測期間中の2004年6月1日に沖縄付近で発生したメソ降水系の事例についての解析結果を中心に報告する.

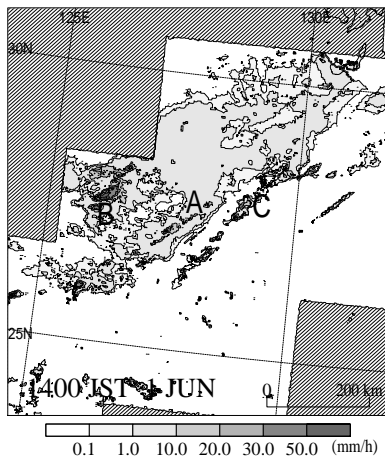


図1: 2004年6月1日14JSTのレーダーアメダス解析雨量. 図中のアルファベットについては本文参照.

## 2. 総観場の概観とメソ降水系の特徴

2004年5月30日にはカムチャッカ付近に停滞した低気圧から東北地方を横切り, 対馬海峡付近を通過して上海から中国南部に伸びる前線帯が形成されていた. その後, 対馬海峡付近で発生した低気圧が前線帯上を北東進して6月1日09JSTには千島付近に達し, 前線帯は関東の太平洋沿岸から沖縄付近を通過して台湾付近まで南下した.

これに伴い沖縄の西方海上では6月1日未明より前線帯付近で降水系が顕在化し始め, 長さ約600km・幅約200kmのメソ降水系が形成された. 降水系の形状は発生当初は線状であったが, 次第にコマ状へと変化した(図1). 降水系は徐々に奄美・沖縄諸島に近づいた後, 次第に散在した. 図1によるとこの降水系は, 前線に沿って最初に線状に組織化した降水域(降水域A), その北西側に新たに発生した塊状の降水域(降水域B), そして沖縄列島付近に見られる細い線状の降水域(降水域C)という三つの降水域から成っていることが見て取れる.

図2にはNASAのAqua衛星に搭載されたマイクロ波放射計 AMSR-E の観測結果を示す. 図2aの89GHzの輝度温度から計算された散乱の指標(低温域ほど散乱が強く, 雪や霰などの固体降水粒子の量が多いことを示す)及び図2bの18GHzの輝度温度から計算された吸収の指標(絶対値が小さいほど吸収が大きく, 雨や雲水などの液体降水粒子の量が多いことを示す)とともに, それらの分布の様子が図1で見た降水量分布によく対応していることが見て取れる. 図2aによると, 固体降水粒子は降水域Aの領域で全体的に多く分布しているが, ピーク値は降水域Bや降水域Cの方が大きい. また液体降水粒子については降水域Cで最も多く分布している(図2b).

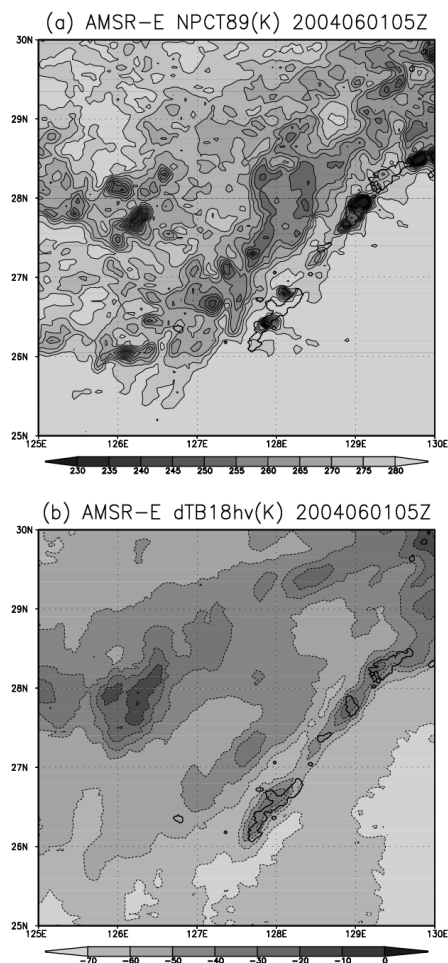


図2: 図1と同じ時刻のNASAのAqua衛星に搭載されたマイクロ波放射計 AMSR-E で観測された輝度温度から計算された各指標の水平分布. (a) 89GHzの輝度温度から計算された散乱の指標. (b) 18GHzの輝度温度から計算された吸収の指標.

## 3. 雲解像モデル

雲解像モデルは気象庁非静力学モデル (JMANHM) を用いた. 今回は, 日本を含む東アジア域についての水平分解能5kmの実験 (5km-NHM: 予報領域東西3595km・南北2875km, 18時間積分) を, 初期値として気象庁メソ客観解析, 境界値として気象庁領域モデル (RSM)の予報

値をそれぞれ用いて実行した。更に 5km-NHM の予報値にネストして、沖縄諸島を中心とした水平分解能 2km の実験 (2km-NHM: 予報領域 800km 四方, 18 時間積分) を行った。降水スキームは、5km-NHM ではバルク雲物理スキームと KF スキームを併用し、2km-NHM ではバルク雲物理スキームのみを用いた。

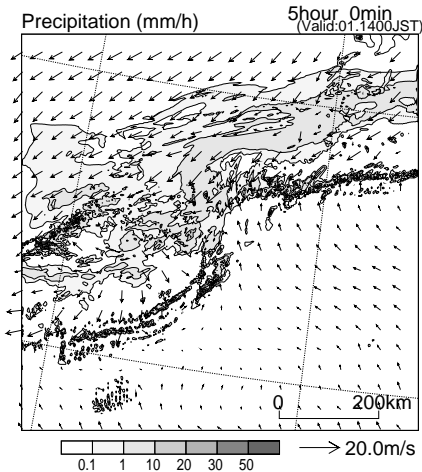


図 3: 2km-NHM でシミュレートされた 2004 年 6 月 1 日 14JST までの 1 時間積算降水量。4-5 時間予報値を示す。矢印は地表付近の水平風ベクトルを示す。

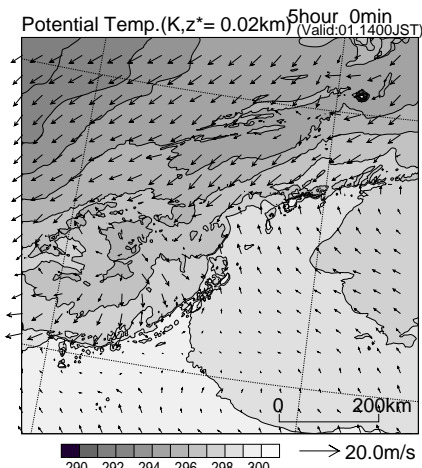


図 4: 2km-NHM でシミュレートされた 2004 年 6 月 1 日 14JST の地表付近の温位分布。5 時間予報値を示す。矢印は地表付近の水平風ベクトルを示す。

#### 4. 結果

図 3 は 2km-NHM で計算された 1 時間積算降水量の分布を示す。観測 (図 1) と比較すると、モデルが降水量を過小評価している傾向があるものの、降水系の広がりや形状は良く再現していることがわかる。また、降水系を形成する三つの特徴的な降水域も良く再現している。降水系に伴う雪と霰の鉛直分布を調べた (図略) と、その分布は雲レーダ観測結果 (岩波ほか, 2004) と良く一致していた。図 4 には同じく 2km-NHM で計算された降水系付近の温位場と水平風場を示す。降水系の南東側ではより温かい南東風、北西側ではより低温な北東風場となっており、降水系の南東端に沿って強い温度傾度を伴う水平風シアラインが形成されている。これは前線帯に対応していると思われる。降水系はこの前線上で発生したと考えられる。降水域 A の下層には冷気域が存在しており、そこから風が吹出す様子も見て取れる。降水域 B・C はこの風とそれぞれの一般風との収束域に発生してい

ることから、それらが降水域 A によって新たに励起されたものであることが示唆される。

AMSR-E データとの比較のために、JMANHM の計算結果にマイクロ波放射伝達モデル (Liu, 1998) を適用し、AMSR-E の各周波数帯で観測が期待される輝度温度をシミュレートして図 2 と同じ各指標を計算した結果を図 5 に示す。観測 (図 2) と比較するとモデルは量的には概ね良い結果を出していることが見て取れる。ただし、各降水域別に見ると、降水域 A については固体降水及び液体降水ともにモデルがやや過大評価し、一方では降水域 B・C でともに過小評価となっているなどの違いも見られる。これらの違いは各降水域の発達程度とも関連していると考えられその観点からの調査が必要である。また、今回モデルで計算された固体降水はその殆どが雪であった。この妥当性を調査するためには、他の事例についての比較を行うとともに雲レーダや二重偏波ドップラーレーダ観測から得られた粒子判別情報との比較を行う必要がある。

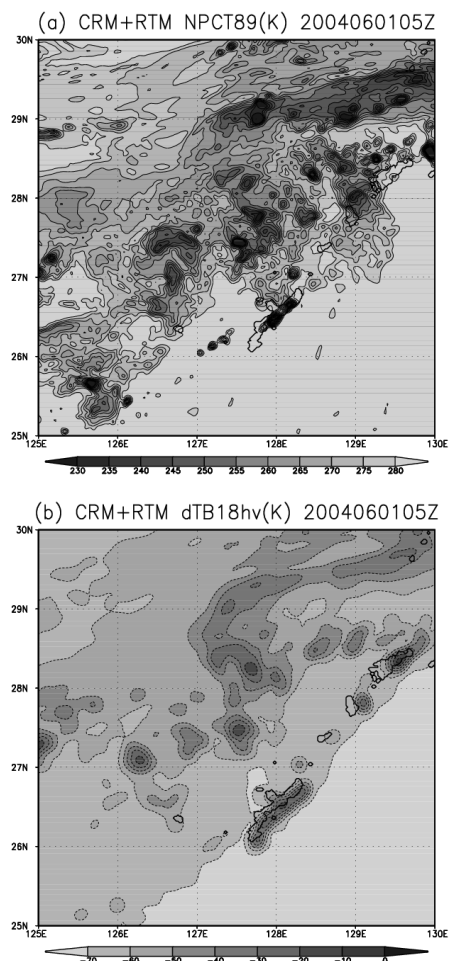


図 5: 2km-NHM とマイクロ波放射伝達モデルでシミュレートされた、(a) 89GHz の輝度温度から計算された散乱の指標。(b) 18GHz の輝度温度から計算された吸収の指標。センサーの分解能に合わせて平滑化している。時刻は図 2 と同じものを示す。

#### 参考文献

- 岩波 越・花土 弘・中川勝広・高橋暢宏・蝶野洋平・CREST-GSMaP-LAPS 観測グループ, 2004: 2004 年沖縄梅雨集中観測における Ka バンドレーダ観測速報。日本気象学会 2004 年度春季大会講演予稿集, 86, 400.
- Liu G 1998: A fast and accurate model for microwave radiance calculations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 335-343.