赤外帯・マイクロ波帯の衛星データを用いた雲解像モデルの結果の検証手法について

* 篠田太郎 (1)・増永浩彦 (1)・山本宗尚 (2)・加藤雅也 (1)・樋口篤志 (2)・坪木和久 (1)・上田　博 (1)

(1) 名古屋大学 地球水循環研究センター (2) 千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

1. はじめに

近年、雲解像モデルの結果に指定された周波数帯の放射伝達計算を実施し、衛星観測の輝度温度やレーダ反射強度に相当する値の分布を計算する衛星シミュレータが開発されている (Matui et al. 2009, JAOT; Masunaga et al. 2010, BAMS)。雲解像モデルの結果を検証する際に、シミュレーション結果に衛星シミュレータを適用して輝度温度に換算し、衛星観測の結果と比較する手法は有効である。

名古屋大学地球水循環研究センターでは、2005 年から雲解像モデル CReSS を用いて毎日のシミュレーション実験を実施している。本研究では、2008 年と 2010 年梅雨期に台湾・沖縄域において実施した毎日のシミュレーション実験の結果に、衛星シミュレータ Satellite Data Simulation Unit (SDSU: Masunaga et al. 2010, BAMS) を適用し、赤外帯・マイクロ波帯の輝度温度を出力し、衛星観測の結果と比較することで得られたシミュレーション実験の特徴を報告する。

2. 毎日のシミュレーション実験

2008 年 5 月 14 日から 6 月 25 日までの間、台湾・沖縄周辺領域を対象として水平解像度 4 km での毎日のシミュレーション実験を実施した。初期値、境界値は GSM データに内挿して実施した水平解像度 15 km の MM5 の結果を使用し、毎日 00 時（以下、時刻表記は UTC）から 36 時間の計算を行った。一方、2010 年 5 月 27 日から 6 月 16 日までの間、ほぼ同じ領域を対象として水平解像度 2.5 km での毎日のシミュレーション実験を実施した。2010 年のシミュレーション実験には、初期値、境界値として GSM データをそのまま使用し、毎日 18 時から 36 時間の計算を行った。2008 年のシミュレーション実験では雲氷の落下を考慮していないが、2010 年の実験では雲氷を 0.1 m s^{-1} の速度で落下させている。

3. 衛星データと解析方法

マイクロ波放射計 AMSR-E を搭載する衛星 Aqua がシミュレーション領域を通過する時刻 (1 日 2 回) に合わせて、シミュレーション実験の結果に SDSU を適用し、赤外帯 (波長 10.8 μm) とマイクロ波帯 (89.0 GHz 他) の輝度温度の水平分布を計算した。これらの値を MTSAT より観測される赤外帯の輝度温度、AMSR-E により観測されるマイクロ波帯の輝度温度の観測結果と比較した。

4. 結果

図 1 に 2010 年 5 月 29 日 17 時の MTSAT により観測された赤外輝度温度の分布と CReSS の結果に SDSU を適用 (以下、CReSS-SDSU) して得られた分布を示す。衛星観測の結果では、台湾の南東沖と南西沖にそれぞれ低い輝度温度の領域 (最小値はおよそ 200 K) が見られ、梅雨前線帯に沿って発達したメソ対流系に対応すると考えられる。CReSS-SDSU でも台湾の南東沖の低い輝度温度域については、その位置や輝度温度の最小値を再現できているが、台湾の南西沖の低い輝度温度域は再現できていない。また、梅雨前線北方に位置する中層雲 (輝度温度 270〜240 K) の広がりもよく再現できている。

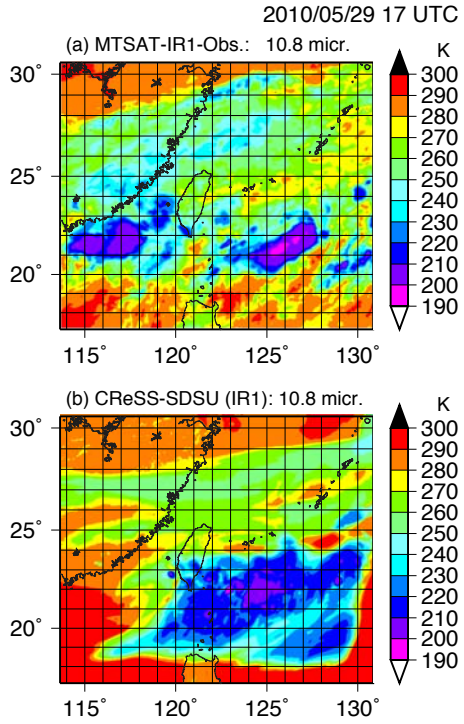

図 1　2010 年 5 月 29 日 17 時の (a) MTSAT により観測された赤外輝度温度の分布と (b) CReSS-SDSU の分布。

2008 年と 2010 年のシミュレーション期間を通して、雲量の推定を行った。格子の赤外輝度温度とシミュレーション結果で得られた海面水温の差が 15 K 以上の格子を雲格子とし、海上の全格子に対する海上の雲格子の割合を雲量とした。2010 年の実験では雲量の時系列が良く再現されており、概ね観測結果との差が 15%以内であった (図略)。一方、2008 年の実験では雲量の変化を再現できず、過大評価してしまう傾向が見られた。

図 2 に 2008 年と 2010 年の全てのシミュレーション結果に対する赤外輝度温度の確率密度分布と積算確率密度分布を示す。MTSAT による観測結果に比べて、2008 年、2010 年とも CReSS-SDSU の輝度温度は 240 K よりも低い上層雲の頻度が多く、輝度温度が 250 K よりも高い中層雲・下層雲の頻度が少なくなっている。また、210 K 以下の上層雲の頻度については、2008 年で特に多くなっているが、2010 年には若干改善されている。この改善は、雲氷の落下を導入したことによる

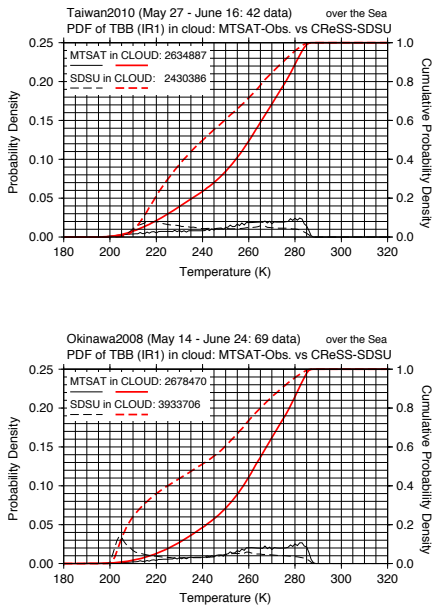

図 2 (上図) 2010 年 5 月 27 日から 6 月 16 日までの MTSAT による観測 (実線) と CReSS-SDSU(破線) より取得された 42 スナップショットを積算して得られた赤外輝度温度の確率密度分布 (黒線) と積算確率密度分布 (赤線)。(下図) 2008 年 5 月 14 日から 6 月 26 日までの 69 スナップショットを積算して得られた分布。

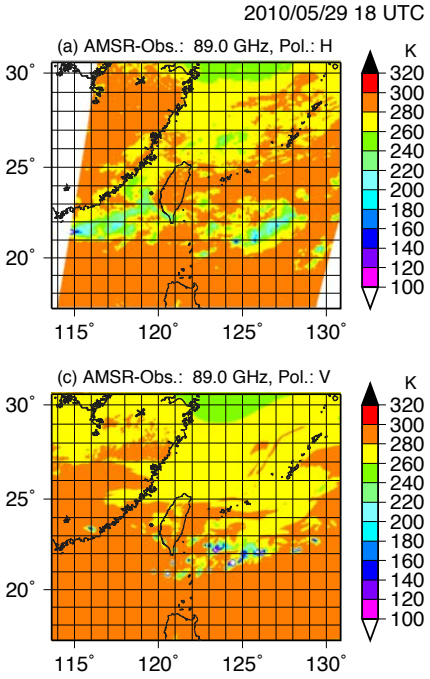

図 3 2010 年 5 月 29 日 18 時の (a) AMSR-E により観測された 89.0 GHz 帯 (垂直偏波) のマイクロ波輝度温度の分布と (b) CReSS-SDSU の分布。

と考えられる。

図 3 に 2010 年 5 月 29 日 18 時の AMSR-E により観測された 89.0 GHz 帯 (垂直偏波) のマイクロ波輝度温度の分布と CReSS-SDSU により得られた分布を示す。AMSR-E による観測結果では、台湾の南東沖と南西沖に低輝度温度域 (最小値はおよそ 140 K) が見られ、図 1 で見られたメソ降水系の上層に固相の凝結物 (雪や霰) が存在することを示唆している。CReSS-SDSU でも台湾南東沖に低輝度温度域が見られるが、その最小値は 100 K 以下となっており、観測結果に比べて顕著に小さい。このことはメソ降水系内部に発達した対流域において、観測結果に比べて固相の凝結物が過剰に存在することを示唆している。また、CReSS-SDSU における輝度温度が 260 K 以下の領域の広がりは、観測結果に比べて小さく、メソ降水系周辺の厚い層状性降水域の広がりの再現が不十分であることを示唆している。

5. 雲解像モデルの結果に対する定量的評価に向けて

Eitzen and Xu (2005, JGR) は L2 distance (以下 L2) を用いて、シミュレーション結果を定量的に評価する方法を提案した。L2 は 2 つの確率密度分布間の違いを定量的に示すもので、以下の式で表される。

$$L2 = \Delta x \left\{ \sum_{i=1}^{N} [f(x_i) - g(x_i)]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}. \qquad (1)$$

ここで、$f(x_i)$ と $g(x_i)$ は衛星観測、シミュレーション結果より得られた輝度温度の確率密度分布を規格化したものである。各周波数帯に対して L2 の値を計算した場合、この値が小さいほどシミュレーションの再現性が良いことを示す。赤外帯と AMSR-E で観測される全てのマイクロ波帯について、観測結果と比較できる全ケースの輝度温度の頻度を積算し、L2 を求めた。赤外帯では、2008 年の 0.101 に対して 2010 年は 0.071 と改善されていた。また、89.0 GHz 帯の垂直偏波では、2008 年の 0.235 に対して 2010 年は 0.159 と改善されていた。他にも、ほぼ全ての周波数帯で、2008 年に比べて 2010 年の L2 の値が改善されていた。これらの改善は、雲氷の落下と水平解像度を 2.5 km に高解像化した効果によるものであると考えられる。

6. まとめ

雲解像モデル CReSS の毎日のシミュレーション実験の結果に衛星シミュレータ SDSU を適用し、赤外帯・マイクロ波帯の輝度温度の水平分布を出力し、衛星観測の結果との比較・検討を行った。2008 年と 2010 年の梅雨期の台湾・沖縄域のシミュレーション結果に適用したところ、雲氷の落下の効果を導入した 2010 年の結果では、雲量の時系列や赤外輝度温度の確率密度分布の再現性が向上した。一方、上層雲の頻度が過剰であること、メソ降水系内部の固相の凝結物の分布に問題があることが示唆された。今後、固相の降水粒子の落下速度や変換過程に焦点を絞った感度実験を行っていく必要があると考えられる。

謝辞　本研究は地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリの形成 (VL)、および 21 世紀気候変動予測革新プログラム「雲解像モデルの高度化とその全球モデル高精度化への利用」の援助を受けています。