

TRMM 降雨プロダクト検証のための輝度温度 シミュレーションの高度化

佐々木宏*・重 尚一*・岡本謙一*

Improvements of Brightness Temperature Simulations for Validation of TRMM Rainfall Products

Hiroshi SASAKI*, Shoichi SHIGE* and Ken'ichi OKAMOTO*

Abstract

Due to the scarcity of reliable validation data and difficulties associated with the collocation of validation data and satellite measurements, an approach for verifying Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) rainfall products has been proposed. Consistency between TRMM Microwave Imager (TMI)-observed brightness temperatures (TBs) at 10.7 and 19.4 GHz channels and those simulated from the Precipitation Radar (PR) rainfall estimates using a radiative transfer model were statistically examined. Accurate and computationally efficient simulations of TBs are critical for this approach. In this study, convolution, a slant-path approximation, a melting-layer parameterization, and a drop size distribution (DSD) model employed in simulations of brightness temperatures are presented and evaluated. Impact of the melting-layer parameterization and the DSD model on simulated brightness temperatures and thus on validation results are also examined.

Keywords : precipitation, radiative transfer model, TRMM, PR, TMI

1. はじめに

熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM)^{1)~3)} は、降雨レーダ (Precipitation Radar : PR) とマイクロ波放射計 (TRMM Microwave Imager : TMI) を搭載し、2つのセンサで独立かつ同時に降雨を観測している (Fig. 1)。PR は世界初の衛星搭載降雨レーダであり、最大の特徴は降雨の3次元分布を観測できることである^{4)~6)}。しかし、降雨強度を求める際には、仮定される雨滴の粒径分布 (DSD) に大きく依存し、また、PR のレーダ周波数が 13.8 GHz と高いので伝搬経路上の降雨による減衰の補正が必要で、不確実性をもつ。一方、マイクロ波放射計はアンテナビーム内の降雨から放射されるマイクロ波エネルギー (輝度温度) を観測しており、低周波では水の鉛直積分量と相関が高く、レーダに比べれば DSD への依存性も小さい。しかしながら、鉛直情報が得られないために降雨の鉛直構造の仮定が必要で、また、フットプリント (観測視野) が広いためにフットプリント内の降雨の非一様性の補正も必要となる。以上のように、PR と TMI それぞれに測定原理から来る不確実性がある。

従来、衛星からの降雨推定値の検証は、地上観測器によ

て得られた推定値を真値と考慮して行われてきた。しかしながら、地上観測器が十分に校正されていないために、衛星からの推定値の検証に用いることができない場合が多い。このことは、1dB 以下の高い精度で校正されている PR (古津他⁴⁾, Koizu et al.⁵⁾) に特に当てはまり、Anagnostou et al.⁷⁾ は逆に PR のデータを用いて地上レーダの校正しているほどである。また、非常に限定された期間・場所で検証を行っても、アルゴリズムの物理モデルが考慮していない雲・降水特性の空間的・時間的変動に起因するエラーを調べることができない。

Shige et al.⁸⁾ は、PR および TMI によって推定された降水プロファイルから水の総量と相関が高い 10.7 GHz と 19.4 GHz の輝度温度を放射伝達モデル (RTM) を用いてシミュレートし、TMI によって観測された輝度温度と比較する検証法を提案した。PR と TMI で降雨推定値の差が大きい 1997-1998 年のエルニーニョ期赤道太平洋南東部における TRMM Version 5 (V5) および Version 6 (V6) 降雨プロダクトに適用し、PR V6 の推定値からシミュレートされた輝度温度は、PR V5 からのものに比べて観測値と良く一致し、アルゴリズムが改良されていることを示した。しかしながら、弱い降雨に感度がある 19.4 GHz では不一致があり、PR で仮定されている雨滴粒径分布に不確かさが

(2006. 10. 13 受付, 2007. 2. 20 改訂受理)

* 大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野
〒599-8531 大阪府堺市学園町 1-1

* Department of Aerospace Engineering Osaka Prefecture University, 1-1 Gakuen-cho, Sakai, 599-8531, Japan

あることが示された。一方、TMIについてもV5に比べてV6が改良されていることが示されたが、10.7 GHzについてはPRよりもTMIはばらつきが大きく、10.7 GHzの情報十分に利用されていないことが示された。

RTMを用いた検証法では、高精度での輝度温度シミュレーションが必要とされる。放射伝達計算には、平行平板大気を仮定した1次元計算から、3次元計算、モンテカルロ法といったものがあるが、大量のデータについてシミュレーションを行うには計算機資源の制約上、1次元計算を用いざるを得ない。本研究ではLiu⁹⁾によって開発された1次元放射伝達モデルによる輝度温度シミュレーションの精度を高めるために導入したconvolution, slant-path近似, 融解層パラメタリゼーションおよびPRのDSDモデル、とこれら導入の効果について調べる。

2. PR 降雨推定アルゴリズムと使用したデータ

PRの標準降雨推定アルゴリズムおよび降雨プロダクトはPR2A25と呼ばれる。PRは降雨による減衰を受ける単一で高周波(13.8 GHz)のレーダであるため、観測されるレーダ反射因子 Z_m に含まれる減衰量を補正し、真の有効レーダ反射因子 Z_e を推定する必要がある。 Z_m から Z_e への変換には

$$Z_e = \frac{Z_m(r)}{A(r)} \quad (1)$$

$$A(r) = \left[1 - 0.2\epsilon\beta \ln(10) \int_0^r \alpha(s) Z_m(s)^\beta ds \right]^{1/\beta} \quad (2)$$

を用いる。ここで、 r は衛星からの距離であり、 α および β は減衰係数 k と Z_e の関係は

$$k = \alpha Z_e^\beta \quad (3)$$

と仮定したときの係数である。 α および β は仮定しているDSDに依存する。地表面($r=r_s$)までの往復の経路減衰量はPIA (path-integrated attenuation) と呼ばれ、

$$PIA = -10 \log_{10} A(r_s) = -10 \log_{10} \left[\frac{Z_m(r_s)}{Z_e(r_s)} \right] \quad (4)$$

で表される。式(1), (2)において $\epsilon=1$ とするとHitschfeld-Bordan¹⁰⁾の解に相当し、PIAが小さい場合によく機能するが、PIAが大きくなるとこの解は非常に不安定であり、実用にならない場合が多い。

衛星搭載降雨レーダからは、別に表面参照法 (Surface Reference Technique : SRT)¹¹⁾によってPIAを求めることができる。表面参照法は、衛星からレーダで降雨を観測した場合、降雨の後ろに地表面からのエコーが観測されるが、雨がある場所とそうでない場所でのエコーの強さの見かけ上の変化は降雨による電波の減衰によるものとみなし、

$$PIA_{SRT} = \Delta\sigma^0 = \langle \sigma_{no-rain}^0 \rangle - \sigma_{rain}^0 \quad (5)$$

で補正を行う。ここで、 $\langle \sigma_{no-rain}^0 \rangle$ は同一の入射角での無降雨時における地表面散乱断面積の平均値を表し、 $\Delta\sigma^0$ で地表面散乱断面積の減少を表す。表面参照法では式(4)のPIAと式(5)のPIA_{SRT}が一致するように ϵ を選び、その ϵ を用いて式(1), (2)から任意の距離 r における Z_e を計算する。ただし、減衰が小さい場合には表面参照法から推定されるPIA_{SRT}自体の相対的不確定性が大きくて当てにならない。

PR2A25の減衰補正は、減衰の小さい場合によく機能するHitschfeld and Bordan¹⁰⁾法と、経路減衰が増加すると相対誤差が減少する表面参照法¹¹⁾の二つの方法の間をスムーズに移行するハイブリッド法に基づいている (Iguchi and Meneghini¹²⁾, Iguchi et al.¹³⁾)。すなわち、式(4)と式(5)を等しいとしたときに得られる ϵ を ϵ_0 と書くと、推定された減衰の大きさに応じて表面参照法で得られた減衰への拘束の重み w を変化させた

$$\epsilon = (1-w) + w\epsilon_0 \quad (6)$$

を用いて、減衰が少ない場合に表面参照法の誤差に補正が引きずられることを防いでいる。 ϵ は式(3)において α を $\epsilon\alpha$ で置き換えることを意味し、 k - Z_e 関係はDSDに依存するため、 ϵ はDSDの関数とみなすことができる。尚、 $\epsilon=1$ のときの Z_e を Z_{HB} とすると式(1), (2)より、

$$\epsilon > 1 \text{ のとき, } Z_e > Z_{HB}$$

$$\epsilon = 1 \text{ のとき, } Z_e = Z_{HB}$$

$$\epsilon < 1 \text{ のとき, } Z_e < Z_{HB} \quad (7)$$

の関係が成り立つ¹²⁾。減衰補正された Z_e からの降水強度 R [mm/hr]の算出には、 Z_e - R 関係

$$Z_e = aR^b \quad (8)$$

が用いられるが、DSDが変われば Z_e - R 関係も変わるため、PR2A25では式(8)の係数 a と b を ϵ の関数として表し、 ϵ によって Z_e - R 関係を変化させている。

本研究で用いる最新のPR2A25 V6における主要な改良点は、a) 雲水、水蒸気、酸素分子による減衰の補正、b) 地表面部分エコーにより隠された部分 (クラッター部) における Z_e プロファイルの推定、c) 調節パラメータ ϵ によって変化する降雨強度や Z_e の推定値として期待値の出力、d) 表面参照法およびレーダエコーのそれぞれによる減衰推定値の評価見直し、である。詳細は井口他¹⁴⁾を参照のこと。尚、Shige et al.⁸⁾ではGoddard Profiling (GPROF) アルゴリズム¹⁵⁾によるTMI2A12降雨プロダクトからの輝度温度シミュレーションも行っているが、独立したTMI観測輝度温度によるPR推定値の検証が主目的であり、輝度温度シミュレーションの高度化もほとんどPRに関するものばかりなので、ここではGPROFアルゴリズムについては省略する。GPROFを含めたマイクロ波放射計降水リトリーバルアルゴリズム全般については高橋他によるレ

ビューが詳しい^{16)~19)}。

輝度温度シミュレーションには降雨以外に、大気の水蒸気量、雲水量、海上風速、海面水温といったパラメータが必要である。気温、気圧、相対湿度は、欧州中期気象予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts : ECMWF) より提供されている ECMWF 40 Year Reanalysis (ERA40) データから、TRMM の観測時刻に最も近い時刻の格子間隔 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の 14 層に対応するデータを入力した。また、Remote Sensing Systems (RSS) により提供されている TMI の観測輝度温度から得られた daily の格子間隔 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ の海上風速、海面水温、鉛直積算水蒸気量、鉛直積算液水量データを用いた。海上風速は 10.7 GHz で得られたものと 37.0 GHz で得られたものの 2 種類のデータが提供されているが、本研究では 37.0 GHz のものを用いた。また海面水温のみ daily データではなく、3 日平均のデータを用いた。TRMM が 1 日に同じ場所を複数回観測することがあるため、daily データは Ascending のデータのみで得られたものと Descending のデータのみで得られたものの、2 つのグリッドデータで提供されている。RTM に入力する際には、Ascending データと Descending データのうち、観測時刻に近いものを用いた。

実際の入力方法は以下のようになる。まず、TMI の観測時刻から Ascending データと Descending データのうち、どちらのデータが対応するかを決定する。次に、放射伝達計算を行うピクセルの緯度・経度情報から、そのピクセルがどのグリッド ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) に含まれるかを求める。求めたグリッドの水蒸気量、雲水量、海上風速データを RTM に入力するが、そのグリッドに PR の降雨判定で rain certain が 1 ピクセル以上含まれる場合は、雨などによるデータの contamination を避ける意味で、そのグリッドのデータは用いず、周囲の無降雨域のグリッドのデータを平均した値を入力した。

RTM に入力する各高度の水蒸気量 (Water Vapor : WV , g/m^3) は、鉛直積算水蒸気量 (Column Water Vapor : CWV , kg/m^2) から Masunaga and Kummerow²⁰⁾ にならって、

$$WV(z) = \frac{CWV}{h_{wv}} \exp\left(-\frac{z}{h_{wv}}\right)$$

によって算出して入力した。ここで、 h_{wv} は水蒸気のスケールハイトで 2.3 km とした。また、非降雨域における鉛直各層の雲水量 (Cloud Liquid Water : CLW , g/m^3) も、Masunaga and Kummerow²⁰⁾ にならって鉛直積算液水量 (Liquid Water Path : LWP , kg/m^2) から

$$\begin{aligned} CLW(z) &= LWP/0.5 & \text{for } 2 \text{ km} \leq z \leq 2.5 \text{ km} \\ CLW(z) &= 0 & \text{for } z < 2 \text{ km or } 2.5 \text{ km} < z \end{aligned}$$

によって算出して入力した。Shige et al.⁸⁾ で輝度温度シミュレーションを行ったエルニーニョ期赤道太平洋南東部での 129 シーンについて調べた結果、無降雨域での観測値と計算値の輝度温度差 (10.7 GHz-V) は、バイアス 1.2 K、平均

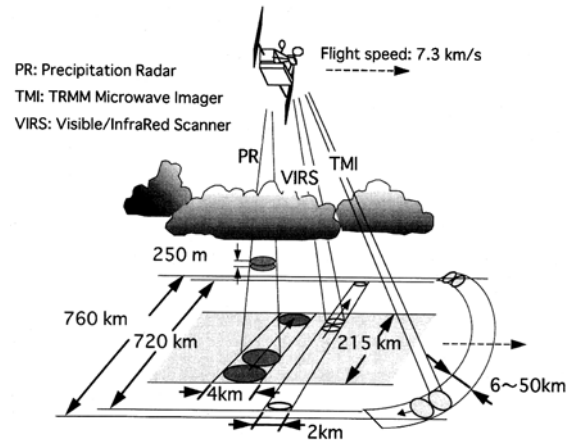


Fig. 1 Schematic view of the scan geometries of TRMM sensors (Kozu and Kuroiwa⁴⁾).

2 乗誤差平方根 1.6 K、誤差 1% 以内であり、鉛直積算液水量を入れない場合に比べて顕著に小さかった。一方、降水域における雲水プロファイルは PR2A25 V6 が雲粒子による減衰の計算に用いている雲解像モデルから得られた雲水プロファイルを用いた。

3. シミュレーションの高度化

本章では、PR と TMI のスキャンの違い (Fig. 1) を考慮に入れるために導入した convolution と slant-path 近似、そして放射伝達計算の精度向上のために導入した融解層パラメタリゼーションおよび PR の DSD モデルについて、導入結果の評価と共に示す。

3.1 Convolution

PR のフットプリントが約 4 km × 約 4 km であるのに対して、TMI のフットプリントは周波数ごとに Table 1 のようになっている²¹⁾。RTM を用いて PR のピクセルごとに輝度温度を算出した場合、TMI の各周波数の観測輝度温度と比較するためには、RTM の出力 (輝度温度) を TMI のそれぞれの周波数のフットプリントに convolution しなければならない。本研究では、TMI のアンテナパターンを Gaussian 型と仮定し、PR のフットプリントから TMI の各周波数でのフットプリントに convolution をおこなった。TMI がマイクロ波を受信している間に移動する影響を本研究では考慮に入れていないが、統計的評価への影響は小さいと考えられる。

Fig. 2 において、×印は i 番目の TMI のフットプリント中心を表す。今、この×を中心とするフットプリントの輝度温度をシミュレーションしたいとする。アンテナパターンを考慮したときの、輝度温度の重み付平均は

$$TB_{conv} = \frac{\sum_j g_j TB_j}{\sum_j g_j} \quad (9)$$

で表される。ここで、 TB_j は RTM で計算した PR の j 番目のピクセルでの輝度温度である。 g_j は Gaussian 型の重み

関数であり,

$$g_j = \exp \left[-\ln(2) \left(\left(\frac{x}{\sigma_x} \right)^2 + \left(\frac{y}{\sigma_y} \right)^2 \right) \right] \quad (10)$$

となる。 x 及び y は PR の j 番目のピクセルと TMI のフットプリント中心との距離 (単位: km) であり, それぞれ Fig. 2 に示すような局所的な直交座標 (x, y) における距離である。実際の計算では, i 番目の TMI のフットプリントに対する局所的な x 軸の方向は同一スキャンの両隣 ($i-1$ 番目と $i+1$ 番目) のフットプリント中心を結んだ方向とし, y 軸の方向はそれに直交する方向とした。 i 番目の TMI のフットプリント中心の経度, 緯度をそれぞれ, L_i, l_i (rad) とすると, ある経度緯度の組 (L, l) は局所的な直交座標 (x, y) において,

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_a \cos(l_i)(L-L_i) \\ r_a(l-l_i) \end{pmatrix}$$

となる。ここで, θ は x 軸と緯度方向のなす角, r_a は地球の半径である。フットプリント (楕円の形をしている) の長軸, 短軸は進行方向に対して常に同じ方向を向いているわけではなく, Fig. 1 のように TMI がコニカルスキャンをしていることによって swath (観測幅) の中央と端では向きが異なる。 θ はこのコニカルスキャンによるフットプリントの回転の影響を考慮するものである。 θ を考慮しなければ, swath の端の方で convolution 後の輝度温度の計算値と観測値が 1, 2 pixel ずれることがある。 $\cos \theta, \sin \theta$ はそれぞれ

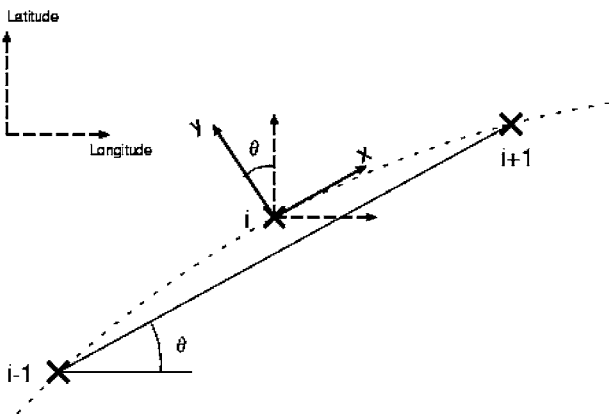


Fig. 2 Local rectangular coordinate.

$$\cos \theta = \frac{\cos(l_i)(L_{i+1}-L_{i-1})}{[\cos^2(l_i)(L_{i+1}-L_{i-1})^2 + (l_{i+1}-l_{i-1})^2]^{1/2}}$$

$$\sin \theta = \frac{(l_{i+1}-l_{i-1})}{[\cos^2(l_i)(L_{i+1}-L_{i-1})^2 + (l_{i+1}-l_{i-1})^2]^{1/2}}$$

となる。また, 式 (10) の σ_x および σ_y はそれぞれ TMI のフットプリントの短半径と長半径である。10.7 GHz の場合, Table 1 より $\sigma_x=18.4$ km, $\sigma_y=31.6$ km となる。 $(x^2/\sigma_x^2 + y^2/\sigma_y^2)^{0.5} \leq 2.5$ を満足するすべてのピクセルについて式 (9) の計算を行った。

Fig. 3 に 1998 年 1 月 18 日の太平洋における 10.7 GHz-V 偏波の convolution の例を示す。Fig. 3 (a) は PR のピクセルごとに算出した輝度温度である。これを TMI の 10.7 GHz のフットプリントに convolution すると Fig. 3 (b) となる。ただし, swath の端では十分な convolution が行えないため, 本研究では用いない。実際の TMI の 10.7 GHz の観測値は Fig. 3 (c) であり, convolution 後の輝度温度が非常に良く対応していることがわかる。

3.2 Slant-Path 近似

PR2A25 で推定された降水プロファイルを, 平行平板大気を仮定した 1 次元の RTM に入力する際に注意すべき点の一つとして slant-path の影響がある。ここでいう slant-path とは入射角であり, 大気を斜めに通過するという意味である。Fig. 4 の実線 (矢印) で示すように, 大気を斜めに通過することによって下層では雨が下層にないが, 上層で雨が下層にないといった状況が生じる。また逆に破線 (矢印) で示すように, 下層で雨が下層にあるが, 上層では雨を通過しない場合もある。コニカルスキャンをしている TMI (Fig. 1) が実際に観測しているのは, こういった大気を斜めに通過したときの輝度温度であり, 特に 85.5 GHz などの高周波数ではフットプリントが狭く, かつ上層の氷の散乱の効果が大きいため, slant-path の影響は大きい。本研究が対象とする 10.7 GHz や 19.4 GHz のような低周波数ではフットプリントも広く, slant-path の影響は比較的小さいと考えられるが, 精度の高いシミュレーションを行うために slant-path 近似を導入した。

Fig. 5 において x 方向を TRMM の進行方向, y 方向を鉛直下向きとし, 格子番号 1, 2, 3, 4 が TRMM PR によって推定された 1 つの降水プロファイルとすると, 連続的に観測することにより, Fig. 5 (a) のような降雨強度の格子データが得られることになる。TRMM 衛星が図に示された位置にあるときに TMI が矢印の方向 (入射角) からの放

Table 1 TMI characteristics.

Frequency [GHz]	10.7	19.4	21.3	37.0	85.5
Polarization	V, H	V, H	V	V	V
Horizontal resolutions (km x km)	63.2 x 36.8	30.4 x 18.4	27.2 x 18.4	16.0 x 9.2	7.2 x 4.6

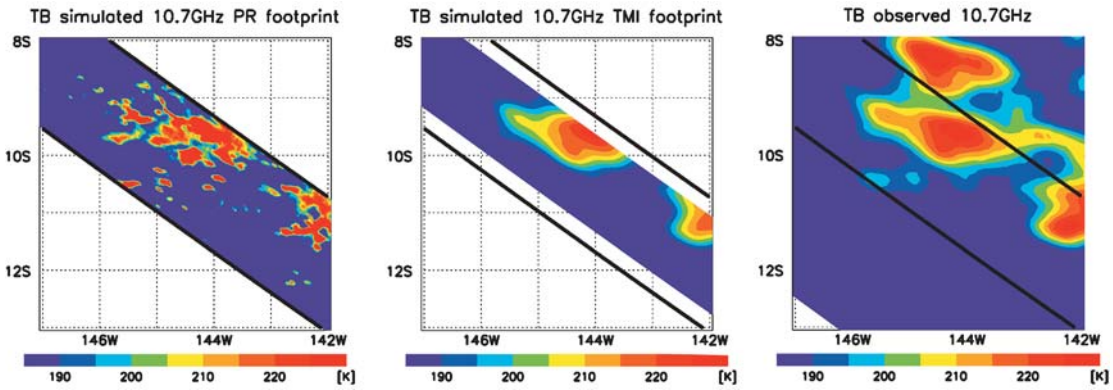


Fig. 3 Simulated brightness temperatures for 10.7-GHz-V at (a) PR footprint resolution and (b) TMI footprint resolution vs (c) observed brightness temperatures (the 18 January 1998 scene). The black solid lines represent the boundaries of the PR swath.

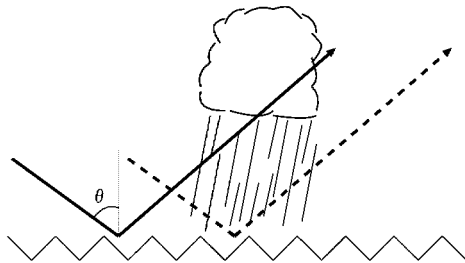


Fig. 4 Schematic view of the TMI measurement geometry.

射を観測したとすると、TMIで観測される輝度温度は格子番号1, 6, 11, 16, 19, 22, 25の大気を通過したときの輝度温度となる。したがって、PR2A25のある降水プロファイル (Fig. 5 (a)) の格子番号13, 14, 15, 16) をそのままRTMに入力して放射伝達計算を行った場合、最下層以外は実際に通過した大気と全く異なる平行平板大気を仮定していることになってしまう (Fig. 5 (b))。そこで、Fig. 5 (c) のように、下向きに放射伝達方程式を解くときには格子番号1, 6, 11, 16の降雨データを入力し、上向きに方程式を解くときには格子番号16, 19, 22, 25の降雨データを入力した。尚、TMIの向きが進行方向前方の場合と、進行方向後方の場合でズレの方向が異なる点も考慮して slant-path 近似を導入した。

slant-path 近似を観測プロファイルからのシミュレーションに導入する前に、単純な降水モデルを用いて slant-path 近似の妥当性について調べた。slant-path 近似を導入していない1次元放射伝達モデルと3次元放射伝達モデルの違いを調べた Kashiwagi and Fujita²²⁾ にならい、広さ 108 km × 108 km で地上から高度 5 km まで雨が降っているような単純な降水モデル (Fig. 6 (a)) を用いた。降雨強度は水平方向に一様なものから、水平方向に変化するものまで様々な場合について調べたが、ここでは Fig. 6 (b) に示す降水モデルについて、PR フットプリントでの slant-path 近似導入前の輝度温度の計算値 (10.7 GHz-V) と導入前後

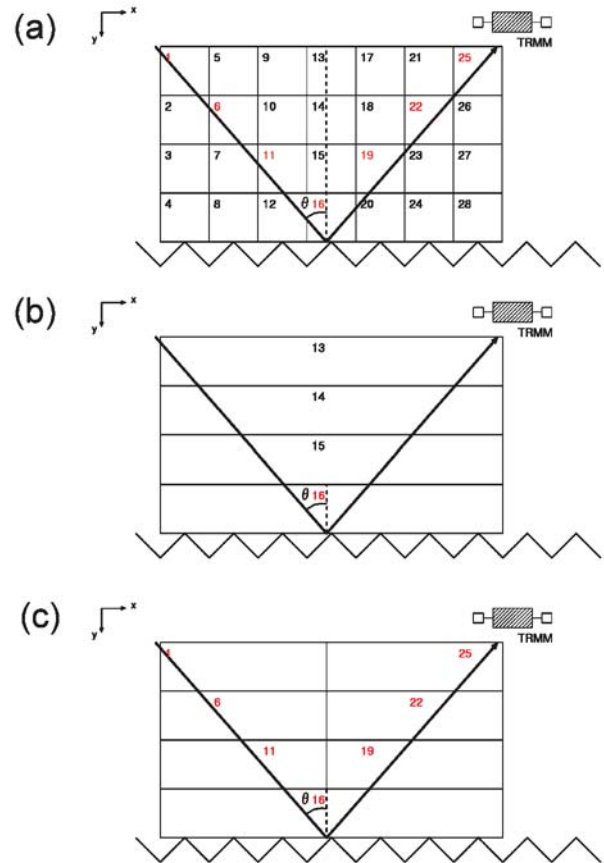


Fig. 5 Schematic of (a) the TMI and PR measurements, (b) plane parallel atmosphere without a slant-path approximation, (c) plane parallel atmosphere with a slant-path approximation.

の輝度温度の差をそれぞれ Fig. 7 (a), (b) に示す。衛星から視線方向に沿って降雨強度が増加していく領域では、slant-path 近似の導入により輝度温度が上昇し、逆に視線方向に沿って降雨強度が減少していく領域では、slant-path 近似の導入により輝度温度が低下している。このような slant-path 近似の導入による輝度温度の変化は、Kashiwagi

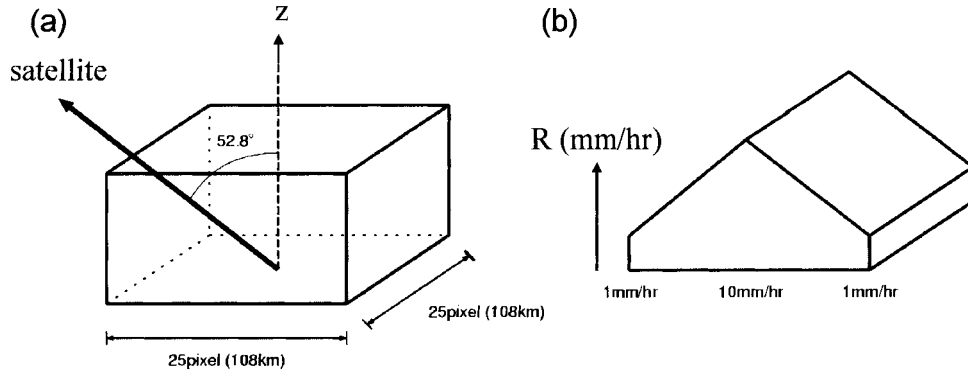


Fig. 6 (a) Schematic view of the rain model for evaluating the difference of brightness temperature from radiative transfer calculations with and without a slant-path approximation, and (b) horizontal rain pattern used in the simulations.

and Fujita²²⁾による3次元放射伝達モデルの結果と一致しており、slant-path近似の導入結果が妥当である事が分かる。Fig. 7(c), (d)に示すようにconvolution後の輝度温度においてもslant-path近似導入の効果は表れている。

次にslant-path近似の導入結果を、Fig. 3と同じ太平洋における事例で調べた(図は示さない)。PRフットプリントでslant-path近似導入前後の輝度温度の計算値(10.7 GHz-V)を比較すると、導入後の輝度温度が70.3 K上昇、あるいは34.0 K低下、といった大きな差を示す領域が見られた。convolution後の輝度温度で比較すると、両域のほとんどの領域で輝度温度が上昇し、最大で4.4 Kの上昇が見られた。

3.3 融解層パラメタリゼーションの導入

本研究で用いているLiu⁹⁾のRTMでは固体降水のmixing ruleに霰などは含まれていないため、融解層を表すことができない。そこで本研究では、複雑な仮定を避ける意味と計算時間の短縮の点からKim et al.²³⁾にならい、Klaassen²⁴⁾によって提案された融解層パラメタリゼーションを導入した。Klaassen²⁴⁾は地上の雨量計と地上レーダの観測から、統計的に以下の関係を導いた。

$$A_e(F) = \alpha'' R^{\beta''} \quad (11)$$

ここで、 R は融解層を有する雨の地上における降雨強度(mm/h)であり、 A_e は融解層内での放射や散乱による周波数 F (GHz)での減衰の増加量(dB)である。 α'' および β'' は周波数によって異なり、Klaassen²⁴⁾は12, 20, 30 GHzの3つの周波数について示している。ここでは、Kim et al.²³⁾によってこれらの3つの周波数での値から内挿または外挿で算出されたTMIの10.7 GHz (19.4 GHz)での $\alpha'' = 0.041$ (0.069)、および $\beta'' = 0.87$ (0.76)を用いている。 A_e はデシベル(dB)で得られるので、

$$A_e = 4.34 \Delta k \times \Delta z \quad (12)$$

が成り立つ。ここで、 Δk (nepers/m)は消散係数の増加分であり、 Δz (m)は融解層の厚さである。本研究では式(11)

と式(12)から Δk を求め、RTM内で計算される消散係数に加算した。この融解層パラメタリゼーションは経験的で簡単なものではあるが、導入後の輝度温度の変化はより現実的な融解層モデル^{25)~27)}と良い一致を示す²³⁾。融解層の効果が顕著にあらわれるのはレーダではブライトバンドを有する場合であるため、PRのアルゴリズムにおいてブライトバンド有り判定された層状性降水にのみ適用した。

融解層パラメタリゼーションの導入結果を、Fig. 3と同じ太平洋における事例で示す(Fig. 8)。Fig. 8(a), (b)からブライトバンドを有する降雨が広範囲に広がっていることがわかる。Fig. 8(c), (d)は融解層パラメタリゼーション導入前後での輝度温度(10.7 GHz-V)の計算値の比較を示している。Fig. 8(c)から、PRのフットプリントでは融解層パラメタリゼーションの導入によって輝度温度が数K~十数K高くなることわかる。この事例では輝度温度は最大で26.7K上昇した。Kim et al.²³⁾の導入結果においても10.7 GHzでは20K程度上昇しており、本研究での導入結果は妥当であると考えられる。Fig. 8(d)はconvolution後の輝度温度での比較である。convolution後においても輝度温度が数K高くなることわかる。輝度温度の上昇は最大で7.2Kであった。融解層パラメタリゼーションを導入することにより、PR2A25からのシミュレーション結果はTMIの観測値に近づく結果となった。

3.4 DSDモデル

本研究で用いているLiu⁹⁾のRTMでは雨滴のDSDは、Marshall and Palmer²⁸⁾のモデル

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$$

が仮定されている。ここで、 D は粒径の直径(m)で、 $N_0 = 8 \times 10^6$ (m⁻⁴)、 $\Lambda = 4.1 \times 10^3 R^{-0.21}$ (m⁻¹)である。

DSDはPR降雨推定における大きな誤差要因であるため、PRで用いられているDSDを正しくRTMモデルに導入して検証することが非常に重要である。PR2A25¹³⁾は、世界のいくつかの海岸近くの観測データを元に定めたZ-R関係から、ガンマ分布型

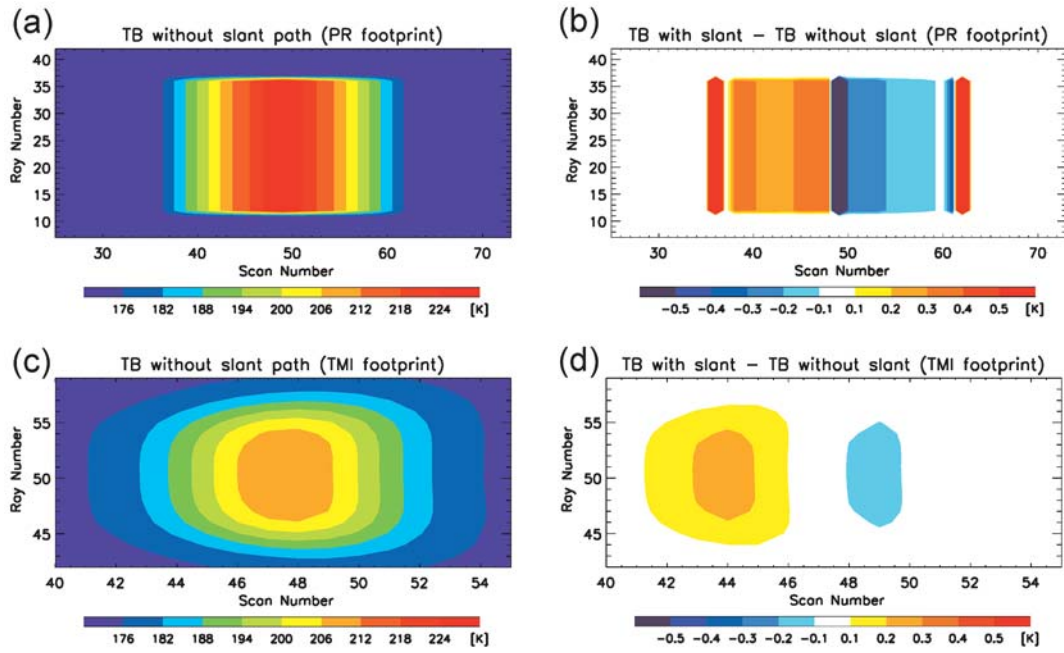


Fig.7 Simulated brightness temperature for 10.7-GHz-V without a slant-path approximation at (a) PR footprint resolution and (c) TMI footprint resolution and brightness temperature differences from simulations with and without a slant-path approximation at (b) PR footprint resolution and (d) TMI footprint resolution.

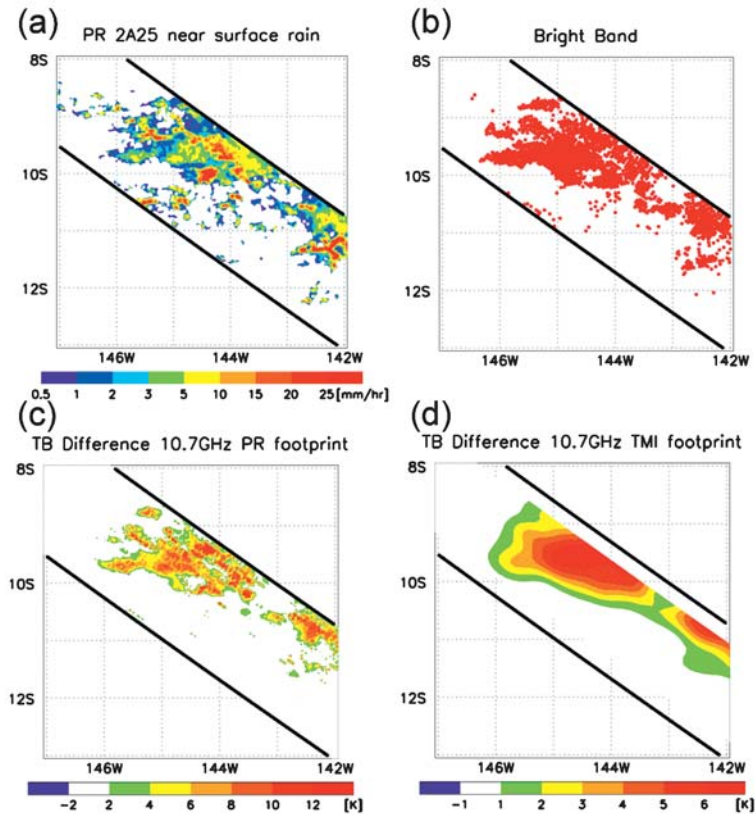


Fig. 8 (a) Near surface rain rate, (b) bright band classification and the brightness temperature differences (10.7 GHz-V) from simulations with and without a melting layer parameterization at (c) PR footprint resolution and (d) TMI 10.7GHz footprint resolution for the 18 January 1998 scene. The black solid lines represent the boundaries of the PR swath.

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (13)$$

を仮定して N_0 - Λ 関係に変換している。ここで、 $\mu=3$ としている。さらに雨滴の落下速度 (m/s) の近似式²⁹⁾

$$v(D) = 3.78D^{0.67}$$

を用いると、以下のように N_0 - R 関係、 Λ - R 関係

$$\ln(N_0) = A_N + B_N \cdot \ln(R) \quad (14)$$

$$\ln(\Lambda) = A_L + B_L \cdot \ln(R) \quad (15)$$

が求められる (Kozu and Iguchi³⁰⁾)。2章で述べたように、PR2A25 で用いられる DSD は ε の関数となっており、 N_0 - R 関係および Λ - R 関係への ε の依存性は、

$$A_N = a_{AN} + b_{AN} \cdot \log_{10}(\varepsilon) \quad (16)$$

$$A_L = a_{AL} + b_{AL} \cdot \log_{10}(\varepsilon) \quad (17)$$

によって近似されている。 B_N , B_L は ε に依存せず一定である。 a_{AN} , b_{AN} , a_{AL} , b_{AL} , B_N , B_L は層状性・対流性別に Table 2 によって与えている (Kozu and Iguchi³⁰⁾)。Fig. 9 に降雨強度 5 mm/hr のときの ε による DSD の変化を示す。層状性、対流性いずれの場合でも同じ降雨強度で見ると、 ε が 1 よりも大きければ $\varepsilon=1$ の場合と比べて直径の大きな雨滴が少なくなり、直径の小さな雨滴が多くなる。逆に ε が 1 よりも小さければ $\varepsilon=1$ の場合と比べて直径の大きな雨滴が多くなり、直径の小さな雨滴が少なくなることがわかる。本研究では、PR2A25 によって算出された R および ε

Table 2 Regression coefficients to estimate DSD parameters from ε ³⁰⁾.

Rain type	a_{AN}	b_{AN}	a_{AL}	b_{AL}	B_N	B_L
Convective	12.424	14.018	2.001	1.827	-0.4155	-0.1845
Stratiform	10.837	13.585	1.794	1.771	-0.2509	-0.1631

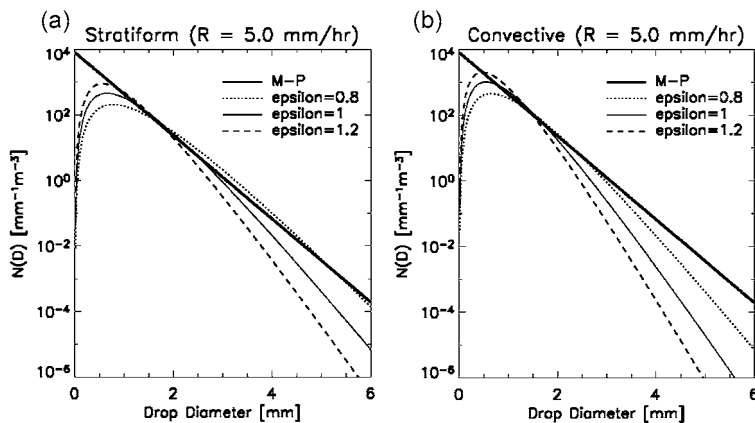


Fig.9 Drop size distributions used in the PR algorithm for $\varepsilon=0.8, 1.0$ and 1.2 for (a) stratiform rain (5 mm/hr) and (b) convective rain (5 mm/hr). Marshall-Palmer distributions are also shown for reference.

から式 (14)~式 (17) を用いて N_0 , Λ を求めて式 (13) に代入し、降雨の DSD として RTM で用いた。

上記の DSD モデルは地表で成り立つものであるが、PR2A25 では大気密度の高度による変化に伴って雨滴の終端速度が変化することを考慮して各高度での降雨強度を推定している¹³⁾。したがって、PR2A25 で推定されている各高度の降雨強度 $R(z)$ を、以下のように地表面の終端速度での降雨強度 $R_0(z)$ にして RTM に代入した。

$$R_0(z) = \frac{R(z)}{v_{ratio}(z)}$$

ここで、 $v_{ratio}(z)$ は Table 3 に示す各高度の終端速度の地表面の終端速度に対する比である。

Fig. 10 に ε による DSD 補正の導入事例を示す。Fig. 3, Fig. 8 と同じ太平洋における事例である。Fig. 10 (a), (b) から、このケースの強い雨の領域では、表面参照法の減衰補正によって ε は 1 よりも大きくなる傾向にある。これらの領域では RTM に DSD の補正を導入することにより、DSD の補正導入前に比べて輝度温度が低くなっている (Fig. 10 (c))。Fig. 10 (d) は convolution 後の輝度温度差であるが、雨域ではほぼ輝度温度の低下が見られる。この事例では、DSD の補正を導入することにより最大で約 5K の低下が見られた。

Fig. 11 (a) に ε による補正導入前の輝度温度に対する輝度温度差を示す。PR のフットプリントでの比較である。DSD 補正前の輝度温度にかかわらず、 $\varepsilon > 1$ ならば、DSD の補正によって輝度温度が低くなる傾向がある。逆に $\varepsilon < 1$ ならば、DSD の補正によって輝度温度が高くなる傾向にある。また、Fig. 11 (b) より ε が 1 から離れるほど、補正前後の輝度温度の変化が大きくなる傾向にある。これらの結果から、同じ降雨強度に対しては、小さい雨滴が多い DSD よりも大きい雨滴が多い DSD の方が輝度温度は高くなることがわかる。これは、Eddington 近似の RTM³¹⁾ を用いて 10.7 GHz の輝度温度に及ぼす DSD の影響を調べた Coppens and Haddad³²⁾ の結果と一致する。雨滴が大き

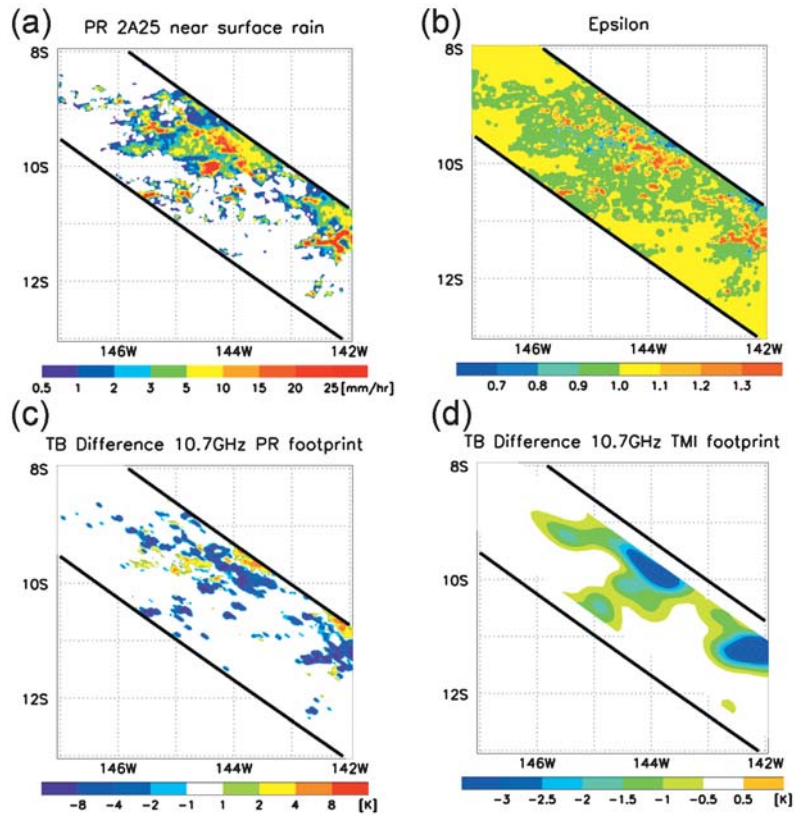


Fig. 10 (a) Near surface rain rate, (b) ϵ and the brightness temperature differences (10.7GHz-V) from simulations with and without ϵ adjustments at (c) PR footprint resolution and (d) TMI 10.7-GHz footprint resolution for the 18 January 1998 scene. The black solid lines represent the boundaries of the PR swath.

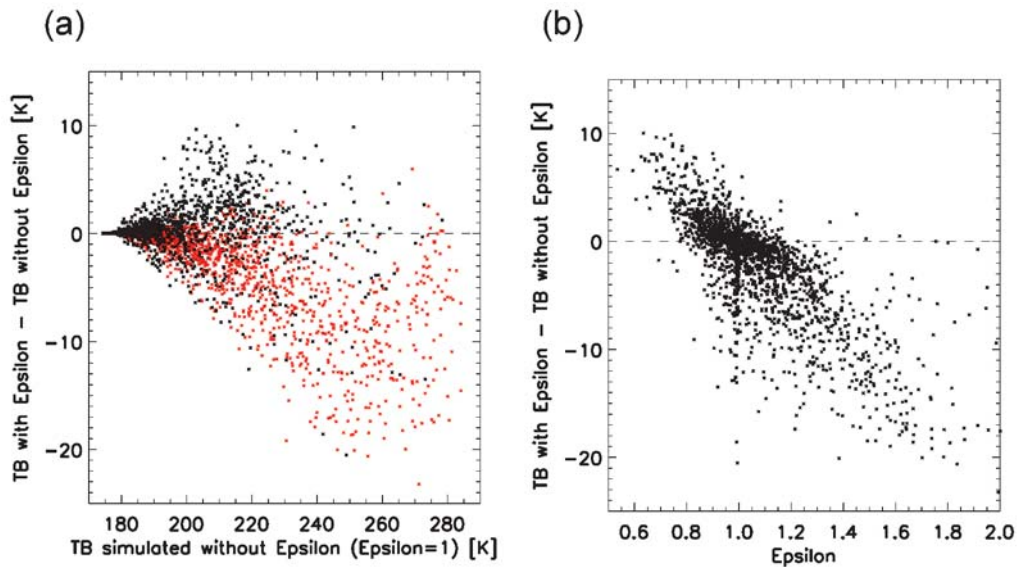


Fig. 11 The brightness temperature differences at PR footprint resolution from simulations with and without ϵ adjustments against (a) the brightness temperature simulated without ϵ adjustments and (b) ϵ . Red points represent $\epsilon > 1$, while black points $\epsilon \leq 1$.

Table 3 Ratio of terminal velocity at each level to that at the ground level used in the PR algorithm.

Height (km)	Ratio of terminal velocity
0	1.0000
1	1.0396
2	1.0817
3	1.1266
4	1.1745
5	1.2257
6	1.2806
7	1.3394
8	1.4026
9	1.4706
10	1.5410
11	1.6234
12	1.7283
13	1.8404
14	1.9597
15	2.0867
16	2.2219
17	2.3658
18	2.5189
19	2.6819
20	2.8554

いほど放射も散乱も強くなるが、10.7 GHz のような低周波数では散乱に比べて放射が支配的なために、散乱によって打ち消されることなく放射が増加するのが原因と考えられる。したがって、 $\epsilon > 1$ ならば $\epsilon = 1 (Z_{HB})$ の場合に比べて減衰補正量が増加し (式 (7)), PR2A25 の降雨推定値が増加するが、大きい雨滴が減って小さい雨滴が増えるので、 ϵ による DSD の補正によって輝度温度は低くなる。逆に、 $\epsilon < 1$ ならば $\epsilon = 1 (Z_{HB})$ の場合に比べて減衰補正量は減少し (式 (7)), PR2A25 の降雨推定値が減少するが、小さい雨滴が減って大きい雨滴が増えるため、 ϵ による DSD の補正によって輝度温度は高くなる。

4. 議 論

4.1 降雨プロダクト検証への影響

前章で導入した融解層パラメタリゼーションおよび DSD モデルが Shige et al.⁸⁾ で行ったエルニーニョ期赤道太平洋南東部での輝度温度シミュレーションにどのような影響を与えているかを調べるために Table 4 に示すような設定で輝度温度シミュレーションを行って比較した。Control ケースは、Shige et al.⁸⁾ と同じく、融解層パラメタリゼーションおよび PR の DSD モデルを導入したシミュレーションである。noML ケースは、融解層パラメタリゼーションの効果調べるために、PR のアルゴリズムによってブライトバンド有り判定されていても融解層パラメタリゼーションを適用せずに行ったシミュレーションで

Table 4 Specifications of brightness temperature simulations.

	ML parameterization	DSD model
Control	yes	Gamma distribution with ϵ adjustment
noBB	no	Gamma distribution with ϵ adjustment
M-P	yes	Marshall and Palmer
noEpsilon	yes	Gamma distribution without ϵ adjustment

ある。残り 2 ケースは DSD モデルの効果調べるために行ったもので、M-P ケースは元々 Liu の RTM で仮定されていた Marshall and Palmer²⁸⁾ の雨滴粒径分布を用いている。一方、noEpsilon ケースは式 (13)-(15) で示したガンマ型分布を用いるが、式 (16), (17) における ϵ の補正なし ($\epsilon = 1$) でシミュレーションを行っている。尚、シミュレーション値と観測値の比較には、降水粒子によるマイクロ波シグナルを抽出するために輝度温度の代わりに $1 - P$ で定義される放射インデックス (Emission index : EI)³³⁾ を用いている。P は Normalized polarization difference (Petty³⁴⁾) で

$$P = \frac{TB_V - TB_H}{TB_{V,clear} - TB_{H,clear}}$$

によって与えられる。ここで TB_V , TB_H はそれぞれ輝度温度の鉛直偏波および水平偏波で、 $TB_{V,clear}$, $TB_{H,clear}$ は雲もない背景場の輝度温度の鉛直偏波および水平偏波成分である。P の観測値を求める際には、背景場の輝度温度を TMI2A12 V6 で用いられている方法 (Olson et al.³⁵⁾) に基づいて求めた。一方、P のシミュレーション値を求める際には、背景場の輝度温度を雲水と降水をゼロとして RTM 計算して求めた。EI は降水強度が 0 のとき 0 で、降水強度と共に増加するので、P よりも直感的に理解しやすい指標である。シミュレーションした TRMM の軌道は 1998 年 1 月から 6 月の期間に南緯 $0^\circ \sim 10^\circ$ 、西経 $140^\circ \sim 150^\circ$ を通った 129 軌道で、TMI のフットプリント内で PR が降雨有りと判別している領域 (area fraction) が 0.8 以上のときの輝度温度のみを用いて解析した。

Fig. 12 に 4 ケースの 10.7 GHz での比較結果を示す。Shige et al.⁸⁾ で示したように Control ケース (Fig. 12 (a)) は 0.3 以上の観測値に対してシミュレーション値がわずかに過小評価であるが、よく一致した結果を示している。一方、融解層パラメタリゼーションを入れない noML ケース (Fig. 12 (b)) ではシミュレーション値の過小傾向は観測値とともに増加していく。このため、融解層パラメタリゼーションを導入しなければ PR の降雨推定値が過小評価であると解釈することになる。エルニーニョ期赤道域では、層状性降水の割合が非常に大きいため (Schumacher and Houze³⁶⁾) に融解層パラメタリゼーションを導入しなければ、適切な検証ができない。

一方、Fig. 12 (c) の M-P ケースではシミュレーション値が観測値より大きく、PR の降雨推定値が過大評価であると解釈することになってしまう。Fig. 12 (d) に示す

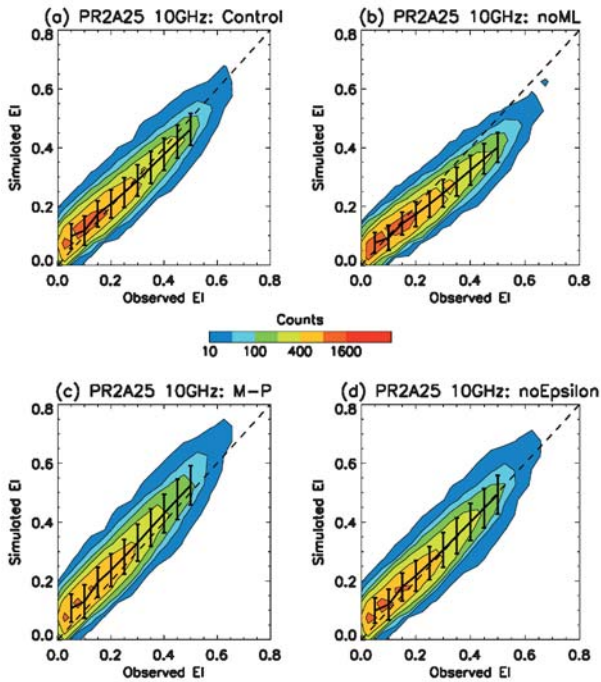


Fig. 12 Frequency plots of the 10.7-GHz emission indexes (EI s) simulated from PR2A25 V6 rain profiles against corresponding TMI-observed 10.7-GHz EI s for (a) Control case, (b) noML case, (c) M-P case and (d) noEpsilon case. The average (solid line) and standard deviation (error bars) of simulated EI for each histogram bin along the horizontal line are plotted. The dashed lines are the 1 : 1 lines.

noEpsilon ケースでは、実線で示す平均値に関して、Control ケースよりも観測値とより一致を示している。しかしながら、エラーバーで示した標準偏差は Control ケースよりも大きくなっている。このように 10.7 GHz の放射輝度温度計算において DSD モデルに対する感度が大きいため、PR で実際に用いられている DSD モデルを正しく導入することが非常に重要である。

Fig. 13 に 4 ケースの 19.4 GHz での比較結果を示す。Shige et al.⁸⁾ で示したように Control ケース (Fig. 13 (a)) において観測値に対してシミュレーション値が過小である。19.4 GHz における融解層モデルの影響は 10.7 GHz に比べれば小さく、noML ケース (Fig. 13 (b)) は Control ケースとほとんど変わらないが、シミュレーション値の過小傾向が強まっている。Control ケース (Fig. 13 (a)) に比べて M-P ケース (Fig. 13 (c)) ではシミュレーション値が大きくなるが、10.7 GHz のように観測値よりも過大になることはない。noEpsilon ケース (Fig. 13 (d)) は、Control ケース (Fig. 13 (a)) と結果がほとんど変わらない。

Fig. 12 と Fig. 13 の結果から 10.7 GHz に比べて 19.4 GHz の輝度温度は融解層モデルや雨滴粒径分布の影響が小さいことがわかる。したがって、19.4 GHz での検証結果は 10.7 GHz での検証結果に比べてロバストであり、19.4

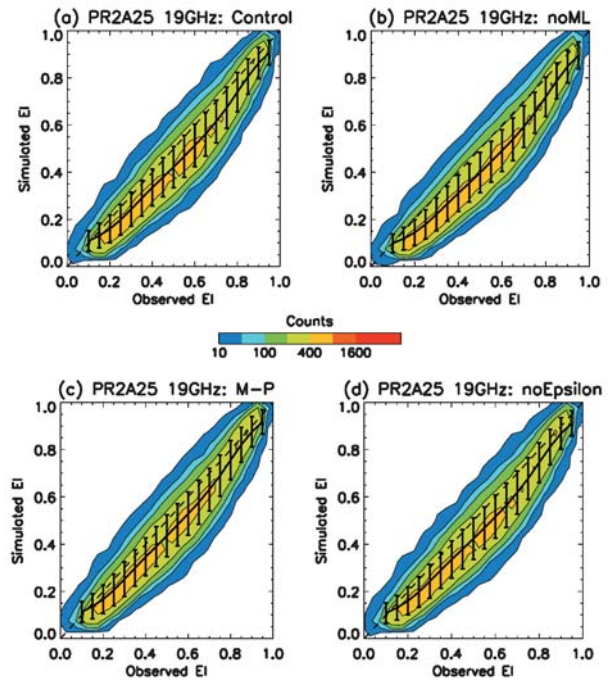


Fig. 13 Same as Fig. 12 except for the 19.4-GHz EI s simulated from PR2A25 V6 rain profiles against corresponding TMI-observed 19.4-GHz EI s for (a) Control case, (b) noML case, (c) M-P case and (d) noEpsilon case.

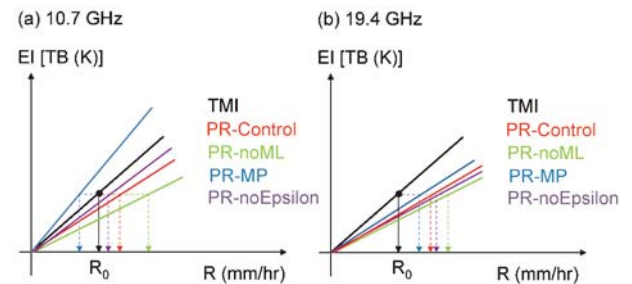


Fig. 14 Schematic of effects of EI s (or TB s) simulated from PR2A25 V6 rain profiles on rain retrieval from microwave radiometers at (a) 10.7 GHz and (b) 19.4 GHz, respectively. See the text in details.

GHz での PR からの輝度温度シミュレーション値が観測値と合うようになるかどうか、今後の PR アルゴリズム改良の試金石になると考える。

4.2 マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに対する含意

全てのマイクロ波放射計降水リトリバルの流れは、「降水モデルを与える」→「与えられた降水モデルから RTM によって TB を計算し、 TB と降水強度の関係を導く (Lookup table の作成)」→「観測した TB と最も一致する TB 計算値に対応する降水強度を選び出す (リトリバル)」で共通している¹⁶⁾。降水モデルとしては地上観測デー

タや雲解像モデルによるシミュレーション結果が用いられてきたが、現在、PR によって推定された降水プロファイルを積極的に利用する試みが盛んに行われている（例えば、Viltard et al.³⁷⁾、Kubota et al.³⁸⁾）。

前節における4つの実験結果からマイクロ波放射計降水推定アルゴリズムに対する含意を得るために、Fig. 14 に4つのケースにおけるPRの降雨推定値からシミュレートされたEI (TB) がマイクロ波放射計降水リトリバルに与える影響を模式図で示す。PRの降水プロファイルから計算されたTBが観測値と完全に一致するようなLookup table (Fig. 14中のTMI) に基づいて降雨を推定したとすれば、 R_0 が推定値となってPRからの推定値と一致する。一方、noMLのように10.7 GHzおよび19.4 GHzのどちらもTBの計算値が観測値よりも低ければ、降雨推定は R_0 よりも過大に推定される。実際、データベース（雲解像モデルと放射伝達計算から得られたTBと降水強度の関係）の作成の際に融解層を考慮に入れていなかったTMI2A12 V5にあてはまり²³⁾、TMI 2A12 V6において融解層モデルが導入されたことによってPRに対する過大評価が緩和された³⁵⁾³⁹⁾。Control ケースやnoEpsilon ケースにおいても、10.7 GHzおよび19.4 GHzのどちらもTBの計算値が観測値に比べて小さいので、この関係を用いて降雨を推定すればPRに比べて過大評価という結果になる。唯一M-P ケースは、19.4 GHzでは他のケース同様に降雨推定値が R_0 よりも過大になるが、10.7 GHzではTBの計算値が観測値に比べて大きいので降雨推定が過小になる。したがって、かえって物理的には正しくないMarshall Palmerのモデルを用いたRTM計算に基づくアルゴリズムの方が、10.7 GHzでの過小評価と19.4 GHzでの過大評価が打ち消しあって、降雨推定結果がPRとよい一致を示す可能性がある。降水モデルおよび降雨推定値がともにPRと一貫するマイクロ波放射計降水推定アルゴリズムを開発する観点からも、PRの推定値からシミュレートされる輝度温度が観測値と一致するようにPR降水推定アルゴリズムを改良することが非常に重要である。

5. まとめ

本研究では、1次元放射伝達モデルによるTRMM PR降水プロファイルからの輝度温度シミュレーション⁸⁾の精度を高めるために行われたconvolution, slant-path近似, 融解層パラメタリゼーションそしてPRのDSDモデルの導入法、および導入結果の影響について示した。また、これらの導入によるTRMM降雨プロダクト検証への影響や、PRによって推定された降水プロファイルに基づくマイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに対する含意について議論した。以下に得られた結果を簡単にまとめる。

- ・1次元放射伝達モデルでは、地表を斜めに観測している3次元の効果を表せないため、slant-path近似を導入する

ことで3次元の効果を考慮した。slant-path近似導入前と比較して、convolution後(10.7 GHz)の輝度温度で数Kの違いが見られた。

- ・ブライトバンド有りと判定された層状性降水からの輝度温度計算にKlaassen²⁴⁾の融解層パラメタリゼーションを導入した。導入結果はKim et al.²³⁾の結果と比較しても妥当な結果であった。融解層パラメタリゼーション導入前と比較して、convolution後(10.7 GHz)の輝度温度で数Kの上昇が見られた。融解層パラメタリゼーションの導入により、PR2A25からのシミュレーション結果はより観測値に近付いた。
- ・PR2A25ではパラメータ ϵ により各プロファイルのDSDを変化させている。PR2A25からのシミュレーションにも ϵ によるDSDの補正を導入し、導入結果を評価した。同一の降雨強度で比較すれば、 ϵ が小さいほど大きい雨滴の多いDSDとなる。10.7 GHzでは散乱に比べて放射が支配的で、雨滴が大きいほど放射が増加する。そのため $\epsilon < 1$ ならば、DSDの補正によって輝度温度が高くなる傾向にある。逆に $\epsilon > 1$ ならば、DSDの補正によって輝度温度が低くなる傾向がある。
- ・Shige et al.⁸⁾で行ったエルニーニョ期の検証結果に与える融解層パラメタリゼーションやDSDモデルの影響について調べた。融解層パラメタリゼーションやDSDモデルの輝度温度シミュレーションに与える影響は10.7 GHzで非常に大きく、これらを正しく取り入れているか否かによって検証結果が変わってしまう。一方、19.4 GHzでは影響は小さく、検証結果はロバストであると言える。
- ・PRによって推定された降水プロファイルを積極的に利用するマイクロ波放射計降水推定アルゴリズムにとって、PRの推定値からシミュレートされる輝度温度が観測値と一致するようにPRの降水推定アルゴリズムが改良されることが非常に重要である。

TRMM降雨プロダクトの精度はV5に比べてV6で向上しているが、V6においても依然としてPRとTMIの降雨推定値の季節的、地域的差異があり、さらなる検証が必要である。本研究で高度化した放射輝度温度シミュレーションをグローバルなデータに適用して解析し、季節、地域ごとに降雨推定のバイアスを示すとともに、降雨タイプごとに分類して解析するなど、より詳細な解析を行えば、PR2A25降雨推定アルゴリズムの改良に貢献できると考える。また、本研究で示した放射輝度温度シミュレーション手法は、PRとTMIの両者を融合利用するPR/TMI複合アルゴリズムの開発の一助にもなるのではないかと考える。

謝辞：この研究は、独立行政法人科学技術振興機構（JST）の戦略的創造研究（CREST）「水の循環系モデリングと利用システム」の研究課題「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」（GSMaP）の一環として行われた。フロリダ州立大学 G. S. Liu 博士には放射伝達モデルを提供

して頂いた。気象研究所 青梨和正博士には放射伝達モデルに関して基本的な事柄から丁寧な助言をいただいた。コロラド州立大学の C. Kummerow 博士には TMI2A12 のコードを提供して頂いた。また、島根大学 古津年章教授、情報通信研究機構 井口俊夫博士、高橋暢宏博士、大阪大学 牛尾知雄博士、東京大学 瀬戸心太博士、名古屋大学 増永浩彦博士、JST/大阪府立大学 橋爪寛博士、久保田拓志博士、NASA/GSFC M. Grecu 博士には有益な助言を頂いた。ここに感謝の意を表する。

引用文献

- 1) J. Simpson, R. F. Adler and G. R. North : A proposed satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, pp. 278-295, 1988.
- 2) J. Simpson, C. Kummerow, W.-K. Tao and R. F. Adler : On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), *Meteor. and Atmos. Phys.*, 60, pp. 19-36, 1996.
- 3) C. Kummerow, J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A. T. C. Chang, E. Stocker, R. F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W. S. Olson, E. Zipser, E. A. Smith, T. T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti and K. Nakamura : The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit, *J. Appl. Meteor.*, 39, pp. 1965-1982, 2000.
- 4) 古津年章, 黒岩博司 : TRMM 搭載降雨レーダ, *日本リモートセンシング学会誌*, 18 (5), pp. 28-39, 1998.
- 5) T. Kozu, T. Kawanishi, H. Kuroiwa, M. Kojima, K. Oikawa, H. Kumagai, K. Okamoto, M. Okumura, H. Nakatsuka and K. Nishikawa : Development of precipitation radar onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, pp. 102-116, 2001
- 6) K. Okamoto : A short history of the TRMM precipitation radar, *Cloud Systems, Hurricanes and the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) : A Tribute to Dr. Joanne Simpson*, *Meteor. Monogr.*, No. 51, *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 187-195, 2003.
- 7) E. N. Anagnostou, C. A. Morales and T. Dinku : The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, pp. 616-628, 2001.
- 8) S. Shige, H. Sasaki, K. Okamoto and T. Iguchi : Validation of rainfall estimates from the TRMM precipitation radar and microwave imager using a radiative transfer model : 1. Comparison of the version-5 and -6 products, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13803, doi : 10.1029/2006GL026350, 2006.
- 9) G. Liu : A fast and accurate model for microwave radiance calculations, *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, pp. 335-343, 1998.
- 10) W. Hitschfeld and J. Bordan : Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths, *J. Meteor.*, 11, pp. 58-67, 1954.
- 11) R. Meneghini T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. Okamoto, J. A. Jones and J. Kwiatkowski : Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the TRMM precipitation radar, *J. Appl. Meteor.*, 39, pp. 2053-2070, 2000.
- 12) T. Iguchi and R. Meneghini : Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, pp. 1507-1516, 1994.
- 13) T. Iguchi, T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka and K. Okamoto : Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar, *J. Appl. Meteor.*, 39, pp. 2038-2052, 2000.
- 14) 井口俊夫, 古津年章, 岡本謙一, 阿波加純, R. Meneghini : TRMM 降雨レーダによる降雨推定アルゴリズムの新しいバージョン, *日本気象学会 2004 年度春季大会講演予稿集*, 85, pp. 251, May, 2004.
- 15) C. Kummerow, Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D. B. Shin and T. T. Wilheit : The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors, *J. Appl. Meteor.*, 40, pp. 1801-1820, 2001.
- 16) 高橋暢宏, 重 尚一, 佐藤晋介, 清水収司, 瀬戸心太 : 衛星搭載マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに関するレビュー PART I : 降水リトリバルの概要, *日本リモートセンシング学会誌*, 25 (1), pp. 101-109, 2005.
- 17) 高橋暢宏, 重 尚一, 佐藤晋介, 清水収司, 瀬戸心太 : 衛星搭載マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに関するレビュー PART II : 決定論的降水リトリバル, *日本リモートセンシング学会誌*, 25 (2), pp. 221-230, 2005.
- 18) 高橋暢宏, 重 尚一, 佐藤晋介, 清水収司, 瀬戸心太 : 衛星搭載マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに関するレビュー PART III : 確率論的降水リトリバル, *日本リモートセンシング学会誌*, 25 (3), pp. 289-297, 2005.
- 19) 高橋暢宏, 重 尚一, 佐藤晋介, 清水収司, 瀬戸心太 : 衛星搭載マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムに関するレビュー PART IV : アルゴリズムの横断的比較, *日本リモートセンシング学会誌*, 25 (4), pp. 384-398, 2005.
- 20) H. Masunaga and C. D. Kummerow : Combined radar and radiometer analysis of precipitation profiles for a parametric retrieval algorithm, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, pp. 909-929, 2005.
- 21) 宇宙開発事業団地球観測システム本部地球観測衛星グループ : 熱帯降雨観測衛星 (TRMM) ハンドブック, pp. 420, 1997.
- 22) H. Kashiwagi and M. Fujita : Comparison between one- and three-dimensional microwave radiative transfer models using TRMM PR and TMI data, *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp. Proc.*, pp. 4, July, 2005
- 23) M. J. Kim, J. A. Weinman and R. A. Houze, Jr. : Validation of maritime rainfall retrievals from the TRMM microwave radiometer, *J. Appl. Meteor.*, 43, pp. 847-859, 2004.
- 24) W. Klaassen : Attenuation and reflection of radio waves by a melting layer of precipitation, *Proc. IEEE*, 137, pp. 39-44, 1990.
- 25) P. Bauer, J. P. V. Poyares Baptista and M. De Iulis : The effect of the melting layer on the microwave emission of

- of clouds over the ocean, *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 852-867, 1999.
- 26) W. S. Olson, P. Bauer, C. Kummerow, Y. Hong and W.-K. Tao : A melting-layer model for passive/active microwave remote sensing applications. Part I : Model formulation and comparison with observation, *J. Appl. Meteor.*, 40, pp. 1145-1163, 2001.
- 27) W. S. Olson, P. Bauer, C. Kummerow, Y. Hong and W.-K. Tao : A melting-layer model for passive/active microwave remote sensing applications. Part II : Simulation of TRMM observations, *J. Appl. Meteor.*, 40, pp. 1164-1179, 2001.
- 28) J. S. Marshall and W. M. Palmer : The distribution of raindrops with size, *J. Atmos. Sci.*, 5, pp. 165-166, 1948.
- 29) D. Atlas and C. W. Ulbrich : Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm Band, *J. Appl. Meteor.*, 16, pp. 1322-1331, 1977.
- 30) T. Kozu and T. Iguchi : Drop Size Distribution (DSD) Models for TRMM PR 2A25, TRMM 研究成果報告書, pp. 14, March, 2001.
- 31) C. Kummerow : On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies, *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 2757-2765, 1993.
- 32) D. Coppens and Z. S. Haddad : Effect of raindrop size distribution variations on microwave brightness temperature calculation, *J. Geophys. Res.*, 105 (D19), pp. 24483-24489, 2000.
- 33) M. Grecu, W. S. Olson and E. N. Anagnostou : Retrieval of precipitation profiles from multiresolution, multifrequency active and passive microwave observations, *J. Appl. Meteor.*, 43, pp. 562-575, 2004.
- 34) G. W. Petty : Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I : Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices, *Meteor. Atmos. Phys.*, 54, pp. 79-99, 1994.
- 35) W. S. Olson, C. D. Kummerow, S. Yang, G. W. Petty, W.-K. Tao, T. L. Bell, S. A. Braun, Y. Wang, S. E. Lang, D. E. Johnson and C. Chiu : Precipitation and latent heating distributions from satellite passive microwave radiometry. Part I : Improved method and uncertainties, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 45, pp. 702-720, 2006.
- 36) C. Schumacher and R. A. Houze Jr. : Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar, *J. Climate*, 16, pp. 1739-1756, 2003.
- 37) N. Viltard, C. Burlaud and C. D. Kummerow : Rain retrieval from TMI brightness temperature measurements using a TRMM PR-based database, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, pp. 455-466, 2006.
- 38) T. Kubota, S. Shige, H. Hashizume, K. Aonashi, N. Takahashi, S. Seto, M. Hirose, Y. N. Takayabu, T. Ushio, K. Nakagawa, K. Iwanami, M. Kachi and K. Okamoto : Global precipitation map using satelliteborne microwave radiometers by the GSMaP project : Production and validation, *Trans. Geosci. Remote Sens.*, in press, 2007.
- 39) S. Yang, W. Olson, J. J. Wang, T. L. Bell, E. A. Smith and C. D. Kummerow : Precipitation and latent heating distributions from satellite passive microwave radiometry. Part II : Evaluation of estimates using independent data, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 45, pp. 721-739, 2006.

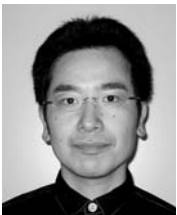
〔著者紹介〕

●佐々木 宏 (ササキ ヒロシ)



所属：大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野。1981年8月生。2004年大阪府立大学工学部航空宇宙工学科卒。2006年大阪府立大学大学院工学研究科機械系専攻航空宇宙工学分野博士前期課程修了。熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 搭載降雨レーダ (PR) および TRMM マイクロ波観測装置 (TMI) の観測データを用いた研究に従事する、日本リモートセンシング学会会員。

●重 尚一 (シゲ ショウイチ)



所属：大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野。1995年京都大学理学部卒業、1997年京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士課程修了、2001年京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士課程修了、博士 (理学)。1999～2001年日本学術振興会特別研究員、2001～2004年宇宙開発事業団 (現 宇宙航空研究開発機構) 招聘研究員。2004年より大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野助手。メソスケール対流系組織化の研究や、衛星データからの潜熱加熱プロファイルおよび降水推定アルゴリズムに

関する研究に従事する。日本気象学会、米国気象学会、米国地球物理学連合、日本リモートセンシング学会会員。

E-mail : shige@aero.osakafu-u.ac.jp

●岡本 謙一 (オカモト ケンイチ)



1946年2月生。1968年東京大学教養学部基礎科学科卒。1973年東京大学大学院理学系研究科相関理化学専攻博士課程卒、1973年郵政省通信総合研究所 (現 情報通信研究機構) 入所、1993年同地球環境計測部長、1999年同総合研究官、2000年同退職、同年大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野教授、地球環境の電波リモートセンシングの研究に従事、IEEE GRS Society 会員、電子情報通信学会会員 (フェロー)、日本リモートセンシング学会会員、日本気象学会会員。1990年度日本リモートセンシング学会論文賞、1993年度日本気象学会堀内基金奨励賞、1994年度日本リモートセンシング学会優秀論文発表賞、1995年郵政大臣表彰、1998年前島賞、2002年 武田賞。

E-mail : okamoto@aero.osakafu-u.ac.jp