

全球モデルから計算されるGMS赤外輝度温度の検証

大和田浩美*、北川裕人**

Validation of GMS Infrared Brightness Temperature derived from Global Spectral Model

Hiromi Owada*, Hiroto Kitagawa**

Abstract

This note reports on the validation of GMS-5 infrared brightness temperature derived from Global Spectral Model (GSM). In this validation, satellite infrared brightness temperature was calculated from the predicted value of GSM, and the bias error in cloudy area was estimated by comparing with satellite observed value. The comparison and validation were performed in atmospheric window and IR1 channel data was used. Moreover, one dimensional radiative transfer model which does not include the effect of scatter was produced and used for calculation of radiation derived from predicted value of GSM.

Brightness temperature calculated from predicted value was greater than the observed value especially in cloudy area, and monthly mean bias error in cloudy area was about +35K. This error was caused by cloud radiative forcing because bias error in cloudless area was about +2K. The results of impact tests such as changing the method to determine cloud emissivity or cloud overlap assumption showed the impact that brightness temperature of test case was smaller than the one of control.

Räisänen (1998) pointed out a problem of performing adjustment of cloud amount, applying cloud amount multiplied by cloud emissivity performed conventionally to treat cloud as a black body, and introduced an improved method to solve this problem. His method decreased the monthly bias error from +35K to 20K in cloudy area. In addition by correcting satellite zenith angle the monthly bias error decreased much and the value was +10 – 15K. It is considered that using his method and correcting satellite zenith angle is better for the calculation of radiation.

*: 気象衛星センター システム管理課
Meteorological Satellite Center, System Engineering Division

** : 気象庁 数値予報課
Japan Meteorological Agency, Numerical Prediction Division

(2001年7月4日受領、2002年1月28日受理)

要旨

全球モデル (GSM) から計算される GMS-5 赤外輝度温度の検証を行った。今回の検証では、全球モデル予報値から衛星の赤外輝度温度を計算し、衛星観測値と比較することで、雲域での誤差 (バイアス) の見積もりを行った。比較検証は大気の窓領域で行った。使用した衛星データは IR1 チャンネルのデータである。また、モデルの放射計算には散乱を含まない一次元の放射伝達モデルを作成して利用した。

予報値から計算した輝度温度は、雲域を中心として観測値より値が高く、雲域での誤差は月平均すると +35K となった。晴天域の誤差がおよそ +2K であることから、この誤差の原因は、雲の放射強制力によるものである。雲の射出率の決定方法や雲の重ね合わせ方を変えるとといったインパクトテストを行った結果、コントロールと比較して輝度温度が低くなるインパクトを確認できた。

Räisänen (1998) は従来行ってきた雲量に射出率をかけて雲量調節を行い、雲を黒体として計算に取り込むことの問題点を指摘し、この問題を解決する方法を紹介している。Räisänen の方法を試みた結果、月平均で +35K あった雲域での誤差は +20K 程度に減少した。さらに衛星天頂角補正を行った結果、月平均の雲域の誤差は +10 - 15K になった。今後の放射計算時には、Räisänen の方法を利用し、衛星天頂角補正を行ったほうがよいと思われる。

1 はじめに

雲域における衛星の輝度温度の直接同化を最終目標として、全球モデルから計算される GMS-5 赤外輝度温度の検証を行った。

今回の検証では、モデルの予報変数である雲水量と、雲水量から診断的に算出される雲量に誤差がないと仮定し、全球モデル予報値から衛星の赤外輝度温度を計算した。そして衛星観測値と比較することで、雲域での誤差 (バイアス) の見積もりを行った。なお以下に誤差と表記してあるものはすべてバイアスを示している。比較検証は大気の窓領域で行った。使用した衛星データは IR1 チャンネルのデータである。また、モデルの放射計算には散乱を含まない一次元の放射伝達モデルを作成して利用した。さらに雲の射出率の決定方法や雲の重ね合わせ方を変え、その影響を調査した。また、大気と雲の光学的厚さを衛星天頂角に応じて大きくするという衛星天頂角補正の影響も調査した。そして、Räisänen(1998) の紹介している長波放射の計算方法でも算出を行い、比較を行った。

¹ 切断波数が 213、鉛直層数が 30 を意味する。

2 比較に用いるデータ

2.1 全球モデル予報値

放射計算には予報変数である気温、気圧、比湿、雲水量と、診断的に算出される雲量を入力として与える。今回は特に雲域についての検証なので、格子平均の操作による雲量の誤差を考慮しなくても済むように、比較には T213L30¹モデル格子上の 6 時間予報値データを使用した。検証範囲は 50°N - 50°S、90°E - 170°W であり、期間は 1999 年の物理過程変更後の冬と夏である 2000 年 1 月と 7 月を選んだ。検証する時刻は 00Z と 12Z の 2 時刻である。

地表面温度には海面水温解析 (陸面はモデル予報値) を利用したが、2000 年 1 月については海、陸ともに地上気温の 6 時間予報値 (海上では高度 10m、陸上では高度 1.5m の気温) を地表面温度として用いた。このため 1 月の地表面温度は、海上では実際の値に比べて概ね低く設定されているが、その差はほとんどの場所で 1K 未満である。

2.2 衛星データ

GMS-5の赤外チャンネルには、大気窓と呼ばれる、水蒸気や雲以外の吸収物質による減衰の少ない領域を観測するIR1(10.5–11.5 μm)、IR2(11.5–12.5 μm)と、水蒸気吸収の影響を強く受ける領域を観測するWV(6.5–7.0 μm)の3つのチャンネルがある。IR1とIR2を比較した場合、IR2は水蒸気の吸収をやや強く受ける波長帯を観測している。しかしIR1はほとんど水蒸気の影響を受けないので、大気に雲がない場合はほぼ地表面からの放射を観測できるチャンネルである。今回は雲域の輝度温度の検証を主な目的としているので、水蒸気吸収の影響の少ないIR1を利用した。

IR1のオリジナルの空間分解能は、衛星直下点でおおよそ0.05°(5km)である。ここから予報モデルのガウス格子への変換は以下のように行った。まず0.25°×0.25°の正方格子のデータを作成した。これはオリジナルデータから格子点の緯経度に最も近いピクセルを取り出して作成した。今回の検証では放射エネルギーの収支の比較を直接の目的としないので、0.25°×0.25°の正方格子のデータから各ガウス格子の緯経度に最も近い4ピクセルを取り出し、これらの平均をとるという簡便な方法で予報値と同じ領域、空間分解能のデータを作成した。

3 放射計算の方法

3.1 放射伝達方程式

全球モデルの鉛直解像度にあわせて大気層を30に分けた場合、散乱を含まない晴天時の放射伝達方程式(差分形式)は、以下の式のように表せる。

$$I_\nu = B_\nu(T_0)\tau_\nu(0) + \sum_{k=1}^{30} B_\nu(T_k)\tau_\nu(k)\{1 - \tau_\nu(k)\} \quad (1)$$

ここで、 I_ν は大気の上端で観測される波数 ν の上向きの放射輝度、 T_k は第 k 層の気温(T_0 は地表温度)、 B_ν はプランクの関数、 $\tau_\nu(k)$ は第 k 層から大気の上端までの透過率($\tau_\nu(0)$ は地表面から大気の上端までの透過率)、 $\tau_\nu(k)$ は第 k 層の透過率を、 $\{1 - \tau_\nu(k)\}$ は射出率を表す。この検証では地表面の射出率を1とし、また、雲域の放射計算が主目的なので大気の透過率は水蒸気の連続吸収帯の吸収のみを考慮した。

実際の放射計算では(1)式に雲による吸収と射出を考慮し、雲がある場合の放射輝度を算出している。図1は黒体の雲がある場合の放射計算の方法を便宜上3層のみで示したものである。各層の雲量を c_1, c_2, c_3 とし、図のように重なっていたと仮定すると、大気上端から見える各層の雲量は cl_1, cl_2, cl_3 、全雲量は C と

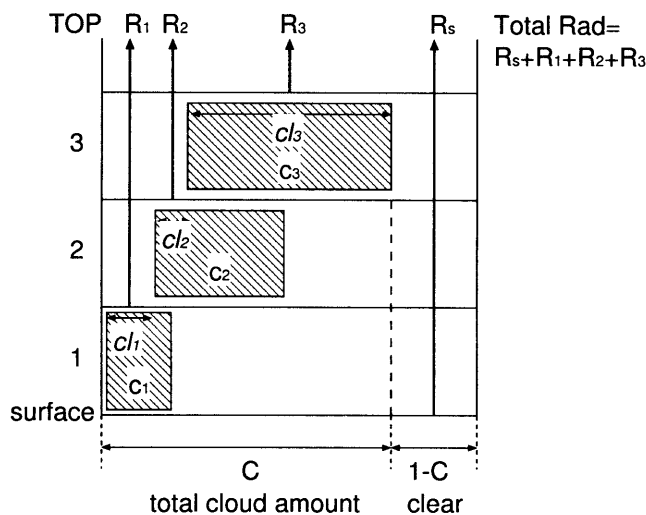


図1: 雲がある場合の放射計算方法を簡単のため3層のみで示したもの。 R_s が地表面からの放射、 R_1, R_2, R_3 はそれぞれ各層の雲からの放射であり、これらの合計に晴天放射を加えたものが観測される赤外放射になる。

なり、雲のない部分は $1 - C$ となる。すなわち大気上端の上向きの放射は、晴天放射に cl_1, cl_2, cl_3 からの雲の黒体放射 R_1, R_2, R_3 と、 $1 - C$ の地表面からの放射 (R_S) をあわせたものになる。大気上端から見える第 k 層の雲量を cl_k とし、雲が黒体と仮定した場合の曇天域の放射伝達方程式は以下のように表せる。

$$I_\nu = B_\nu(T_0)\tau_\nu(0)(1 - C) + \sum_{k=1}^{30} B_\nu(T_k)\tau_\nu(k)cl_k + \sum_{k=1}^{30} B_\nu(T_k)\tau_\nu(k)\{1 - \tau_\nu(k)\}(1 - \sum_{k'=k}^{30} cl_{k'}) \quad (2)$$

ここで右辺第一項が地表面からの放射輝度、第二項が各層の雲からの放射輝度の総和、そして第三項が各層の晴天放射輝度の総和を表す。

3.2 雲の取り扱い

放射計算時に雲を考慮する場合、計算コストを減らすために雲は黒体として扱い、(2)式を用いる。しかし下方からの上向き放射を通してしまいう射出率の小さい薄い雲は、黒体として扱うことはできない。このため射出率により雲量を調節し、雲をみかけ上黒体として計算に取り入れる方法をとる。また、(2)式の cl_k の決定方法も重要となるが、これは各層の雲の重なりかた(オーバーラップ)の仮定により決定される。

ところで、雲の放射効果を診断するために、雲の放射強制力という概念が利用されるので、ここで簡単に紹介する。雲の放射強制力は、曇った場合と雲のない晴天の場合の大気上端における放射収支の差として定義されている。長波放射の場合、例えば雲量が等しくても、より黒体に近い雲が存在する状態のほうが下方からの放射を雲が吸収するため、雲の放射強制力は大きい。射出率の算出方法やオーバーラップの仮定の違いにより、雲の放射強制力は大きく変化するので、これらの取り扱いは雲域の放射計算を行う上で重要である。

3.2.1 射出率

射出率はまず、雲水量を水雲と氷雲に分け、それぞれの光学的厚さを求めて決定する。今回、射出率の決定には全球モデルで使用されている方法(北川 2000)を用いた。

水雲と氷雲の比は温度に依存し、水と氷が共存する温度では線形に変化する手法(図2)で決定する。温度が -15°C 以下ではすべて氷雲、 0°C 以上ではすべて水雲であり、その中間では水雲と氷雲の比は温度の一次関数となっている。そして氷雲粒の有効半径²を図3のように決定すると、水雲と氷雲の吸収係数 $\kappa^l(\text{m}^2/\text{g})$ 、

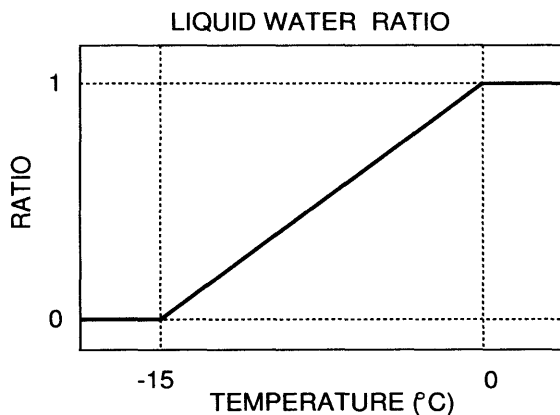


図 2: 水雲の雲水量に占める割合の、温度 ($^\circ\text{C}$) による変化を示した図。

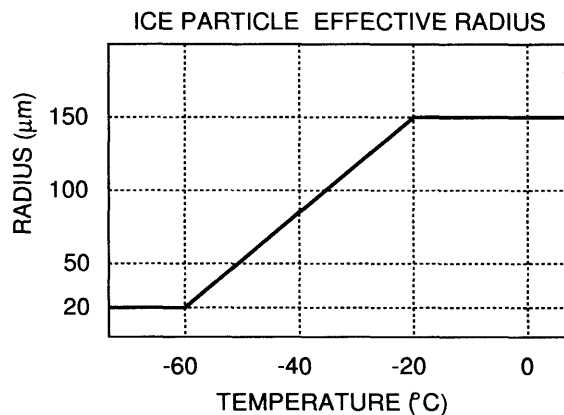


図 3: 氷雲粒の有効半径 (μm) の、温度 ($^\circ\text{C}$) による変化を示した図。

²有効半径 r_e の定義は、 $r_e \equiv \frac{\int_0^\infty n(r)r^3 dr}{\int_0^\infty n(r)r^2 dr}$ ($n(r)$ は雲粒の大きさ分布)。

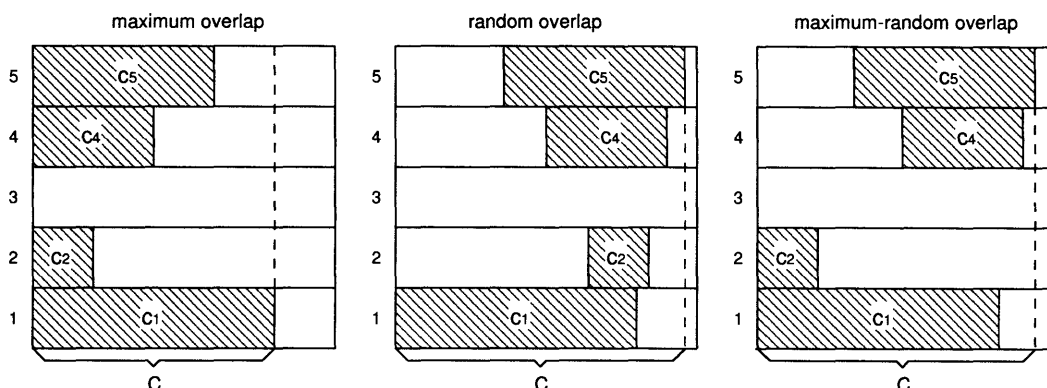


図 4: 3 種類のオーバーラップの仮定による雲の重なり方の例。簡単のため 5 層のみで示した。各層の雲量はすべて等しい。左図から順番にマキシмумオーバーラップ、ランダムオーバーラップ、マキシмум - ランダムオーバーラップである。

$\kappa^i(\text{m}^2/\text{g})$ はそれぞれの有効半径 $r_e^l(\mu\text{m})^3$ 、 $r_e^i(\mu\text{m})$ の関数として以下のように表わすことができる。

$$\kappa^l = -0.00948 + 1.870/r_e^l \quad (3)$$

$$\kappa^i = 0.0029 + 1.059/r_e^i \quad (4)$$

このとき、雲層の射出率 ϵ は、

$$\epsilon = 1 - \exp(-D\kappa_{abs}CWP) \quad (5)$$

となる。ここで D は散光因子⁴、 κ_{abs} は雲粒全体の吸収係数、 $CWP(\text{g}/\text{m}^2)$ は水雲量 LWP と氷雲量 IWP の和であり、

$$\kappa_{abs}CWP = \kappa^lLWP + \kappa^iIWP \quad (6)$$

となる。ここで決定された射出率 ϵ は、上記で示されるとおり波長依存性を考慮していない。

3.2.2 オーバーラップ

モデルグリッドを 100% 覆わない雲層があるとき、これら相互の重なりあい方を決めるアルゴリズムをオーバーラップという。雲のオーバーラップのモデルにはマキシмумオーバーラップ、ランダムオーバーラップ、マキシмум - ランダムオーバーラップなどの種類があり、どのオーバーラップモデルを仮定するかによって

計算結果が変わってくる。図 4 に 3 種類のオーバーラップの違いを簡単に示す。このカラムの全雲量 C は、マキシмумオーバーラップでは、

$$C = \max(c_1, c_2, c_3, c_4, c_5) \quad (7)$$

となり、ランダムオーバーラップでは、

$$C = 1 - \prod_{k=1}^5 (1 - c_k) \quad (8)$$

となる。また、マキシмум - ランダムオーバーラップでは、

$$C = 1 - (1 - c_1) \times \prod_{k=2}^5 \frac{1 - \max(c_{k-1}, c_k)}{1 - c_{k-1}} \quad (9)$$

となる。

今回は全球モデルで用いているマキシмум - ランダムオーバーラップを使用した。これは上記のマキシмум - ランダムオーバーラップとは異なり、隣接する雲層の鉛直方向の気圧比に応じてオーバーラップを変えていく方法である。この気圧比が 1 に近いほどマキシмумオーバーラップ、その比が小さくなるに従ってランダムオーバーラップになるように決定している。図 5 は全球モデルで用いているマキシмум - ランダムオーバーラップの簡単な例を示したものである。気圧 p_i は

³水雲粒の有効半径 r_e^l は、 $r_e^l = 15\mu\text{m}$ としている。

⁴全球モデルでは $D = 1.66$ であるが、今回は散乱を考えないので $D = 1$ としている。

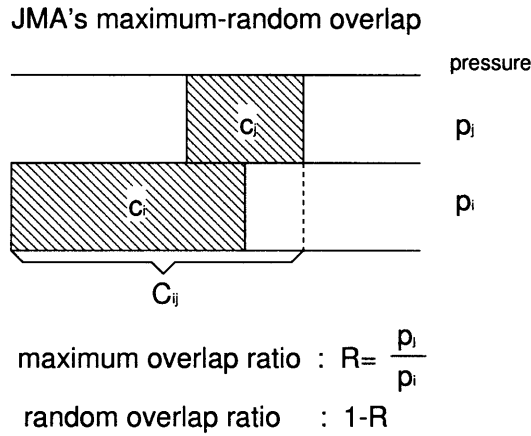


図 5: 全球モデルで用いているマキシマム - ランダムオーバーラップの計算方法を簡単に示したもの。 C_{ij} は 2 雲層間の全雲量を意味する。

雲量 c_i の雲層の重心、気圧 p_j は雲量 c_j の雲層の重心の気圧である。 R はマキシマムオーバーラップの割合となり、 $R = p_j/p_i$ となる。これより 2 層全体の雲量 C_{ij} は以下の式で表現できる。

$$C_{ij} = R \times \max(c_i, c_j) + (1 - R) \times \{1 - (1 - c_i)(1 - c_j)\} \quad (10)$$

3.2.3 雲量調節

雲を黒体として計算に取り入れるために行う雲量調節は、実際の雲量に 3.2.1 節で求めた射出率をかけると

いう方法をとる。そしてその射出率をかけた雲量を用いてオーバーラップの計算を行う。射出率をかける前と後の雲量とオーバーラップの一例を図 6 に示す。特に薄い上層雲の場合、射出率が小さいので雲量調節を行うと実際の雲量よりかなり小さい値になり、この結果上層雲の放射強制力も小さくなる。このように、雲の射出率によって計算に取り込まれる雲量が変わるので、射出率の決定方法は重要である。

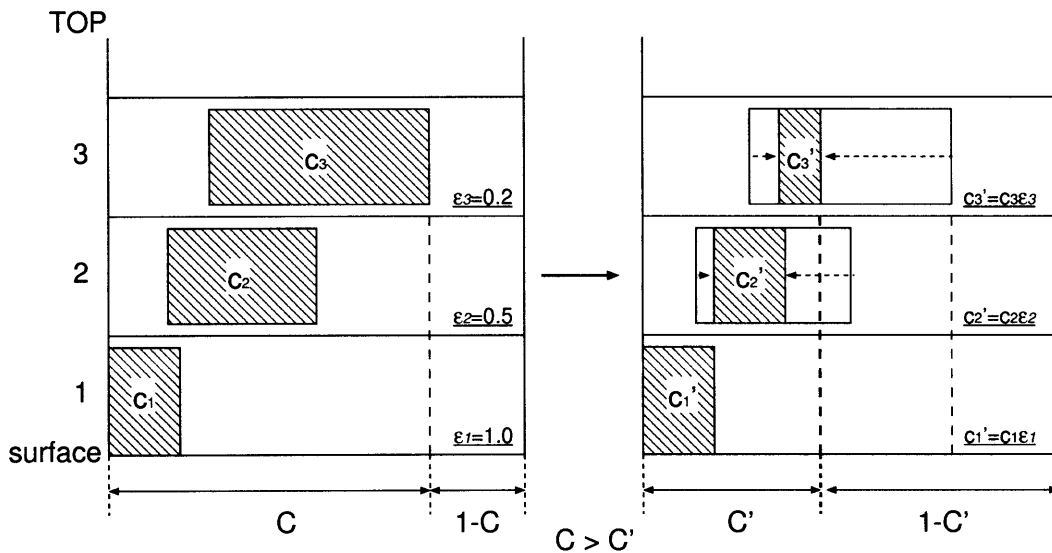


図 6: 雲の射出率をかける前と後の雲量とオーバーラップの例。実際の放射計算では、各層の雲に射出率をかけた雲量 ($c'_1 = c_1\epsilon_1$ 、 $c'_2 = c_2\epsilon_2$ 、 $c'_3 = c_3\epsilon_3$) についてオーバーラップを考慮する。

3.3 IR1 観測放射量から輝度温度への変換方法

IR1 のセンサーはおよそ 10.5 から 11.5 μm の範囲の赤外放射を観測しているが、その応答関数は図7のようになっている。

センサーで観測された放射量は、すでに用意されている放射量 - 輝度温度変換テーブルから読みとった値を内挿して、輝度温度に変換される。この変換テーブルは、IR1 の観測波長帯をいくつかに分割して、ある温度でのそれぞれの波長の黒体放射量を求め、規格化された応答関数で重み付けして足しあわせて作成する。

正確な輝度温度を求めるためには、IR1 の観測波長帯の分割数を多くし、変換テーブルの温度のきざみ幅を少なくすればよいが、図7に示したように、今回は波長帯の分割数を10にし、変換テーブルの温度を130Kから330Kまでの1Kきざみにして計算した。予報値から放射計算するときにも上記と同じ10波長を使って計算し、規格化された応答関数をそれにかけて足しあわせ、変換テーブルから輝度温度を求めた。

4 結果

4.1 計算例

図8は衛星観測の輝度温度（以降、観測 TBB とする）と予報値から計算した輝度温度（以降、モデル TBB とする）の比較を示している。1月も7月も、観測 TBB とモデル TBB の水平分布パターンはよく合っているが、モデルと観測の差をとった場合、陸域を除きモデルの方が全体に高い値をとっていることがわかる。TBB の低い上層雲域ではその差は30K以上にもなっている。

4.2 晴天域での誤差の見積もり

図8で示したとおり、モデル TBB と観測 TBB の誤差は雲域で顕著に表れているが、雲による誤差を正確に見積もるためには、雲のない晴天域での誤差の見積もりをしておくことが必要である。しかし各領域に雲があるかないかということを確認に判定することは困難である。

そこで、放射計算の過程ですべての格子、層で雲量

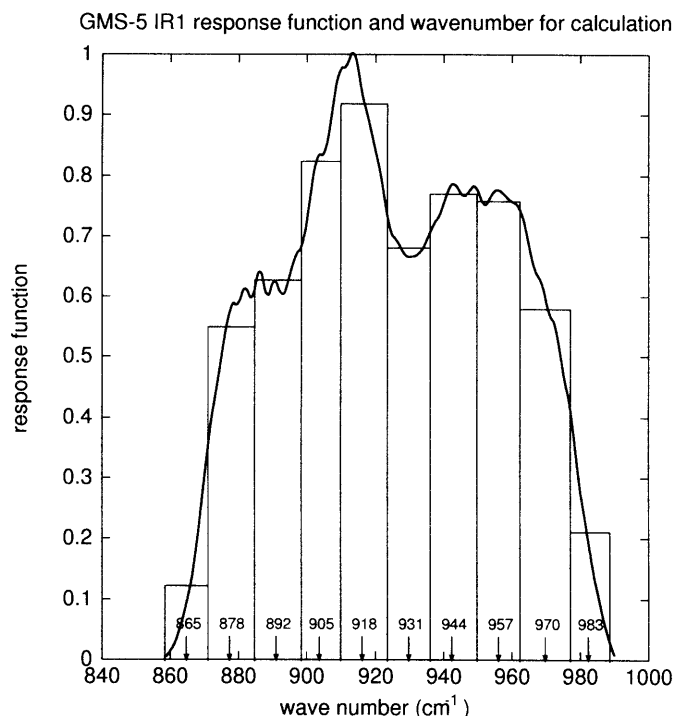


図7: IR1 の応答関数。放射計算では波数単位で計算したので、波数表示してある。下向きの矢印で示された数字は計算に使用した代表波数。

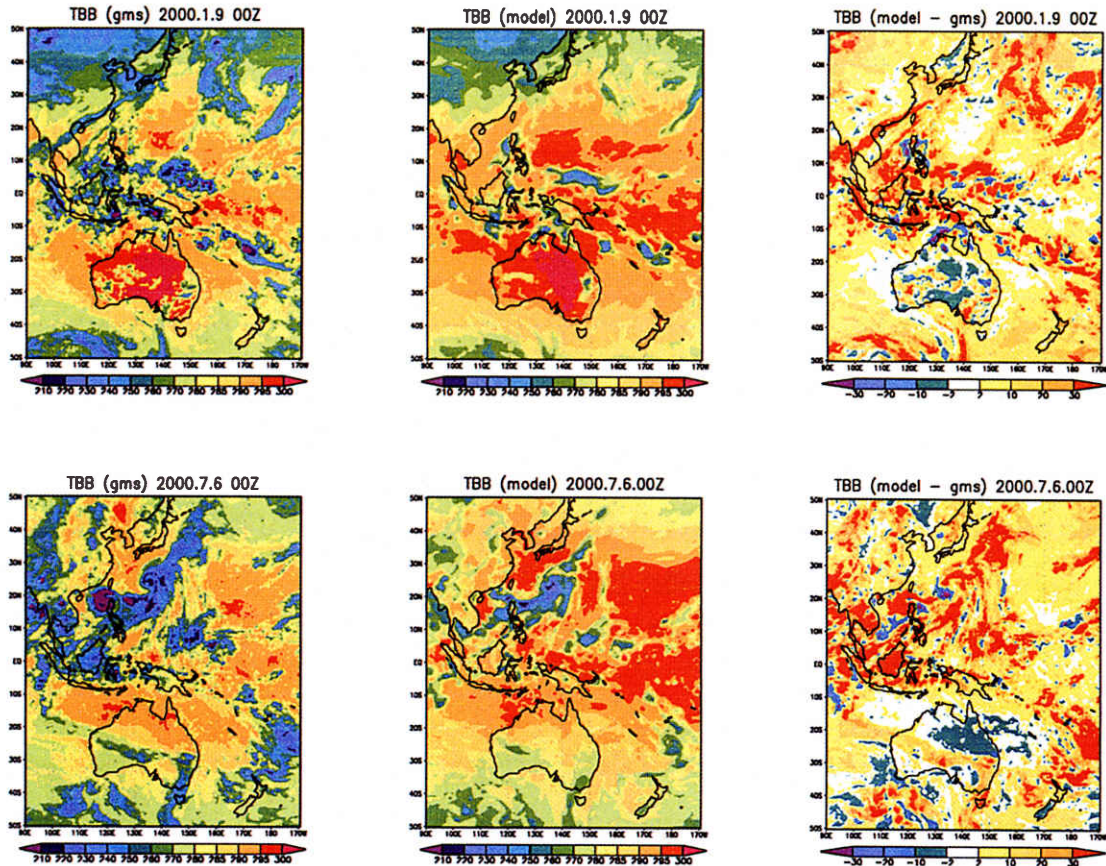


図 8: 計算結果の例。上段が 2000 年 1 月 9 日 00Z、下段が 2000 年 7 月 6 日 00Z。いずれの場合も左から観測 TBB(K) とモデル TBB(K)、モデル TBB と観測 TBB の差 (K) である。

をゼロにし、大気的光学的厚さを水蒸気の連続吸収帯のみで計算したものを観測 TBB と比較し、両者の値がもっとも近くなる格子点を晴天の格子とみなして見積もることとした。図 9 は観測 TBB と、すべての格子、層で雲量をゼロとした場合のモデル TBB の散布図である。データ期間は 2000 年 7 月 1 日から 7 月 4 日までの 00Z と 12Z であり、陸域を除いた海域のデータのみプロットした。

この図で、 $y = x$ のラインに近いデータが雲のない格子点のデータと考えられるが、全体的にモデル TBB のほうがラインの下側にあり、観測 TBB よりも高く見積もられていることがわかる。差はおよそ 2K であるが、この誤差の主な原因はモデル TBB の計算に用いた海面水温や晴天時の水蒸気吸収の持つ誤差の他に、衛星天頂角を考慮していないこと (4.5 節参照)、海面の射

出率をすべて 1 としていることなどが考えられる。熱帯の標準的な大気プロファイルで海面の射出率を 0.98 とし、ここで用いている放射伝達モデルで計算した場合、射出率が 1 のときと比較してモデル TBB は 0.8K 程度小さくなる。また、衛星のインターキャリブレーション⁵⁾の結果では、GMS-5 の IR1 については観測におよそ 1K の負のバイアスがあることが報告されている (Tokuno and Kurihara 1999) ことから、衛星の観測誤差も考えられる。

4.3 月平均値の比較

4.1 節でも述べたように、モデル TBB は全体的に観測 TBB より値が高くなる傾向があるが、観測とモデルで雲の位置ずれも考えられるため、スナップショットだけでは雲域での誤差を正確に見積もることができな

⁵⁾ 異なる衛星間におけるキャリブレーションの相互比較。

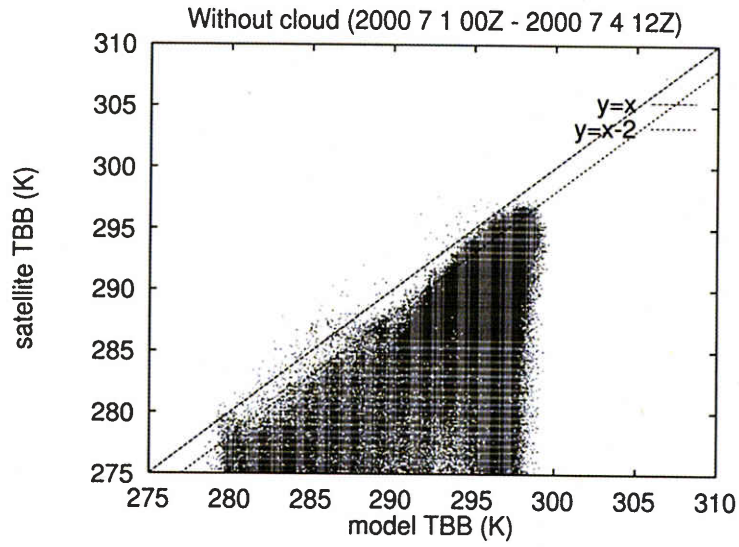


図 9: 晴天域での誤差の見積もりのために、雲量をゼロとして計算したモデル TBB と観測 TBB の散布図。海域データのみ。

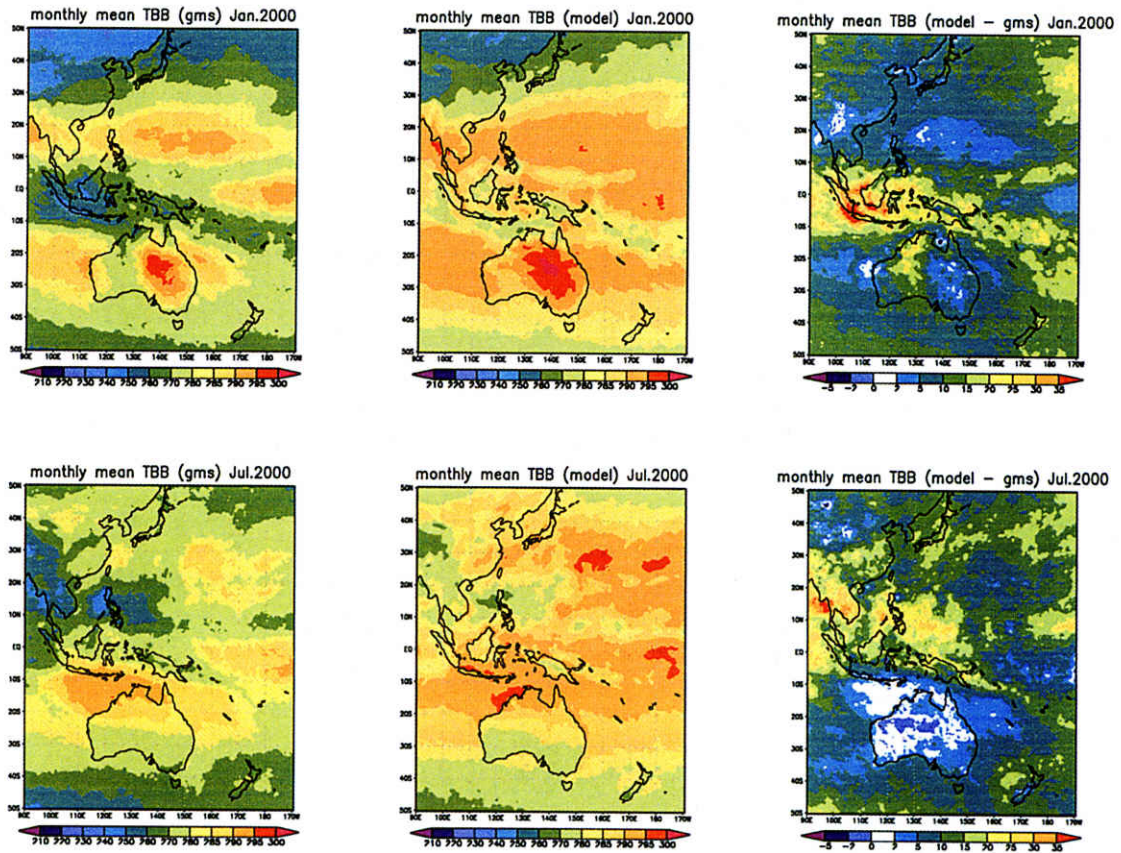


図 10: 2000年1月(上段)と7月(下段)の月平均値の図。左から順番に、観測 TBB 月平均値 (K)、モデル TBB 月平均値 (K)、モデル TBB と観測 TBB の月平均値の差 (K) である。

い。月平均の統計をとることによって系統的な誤差を見積もることができる。

図 10 は観測 TBB とモデル TBB の月平均値の比較である。1 月と 7 月についてそれぞれ 00Z と 12Z の 1 日 2 データをもとに作成した。主に熱帯の上層雲の多い領域では、モデル TBB のほうが観測 TBB よりも平均して高い値をとっていることが明白であり、その差は大きいところで 35K 以上にもなる。4.2 節で見積もったように晴天誤差は 2K 程度なので、この誤差の大部分はモデルにおける雲の放射強制力の過小評価によるものである。

4.4 雲の放射強制力のインパクトテスト

前節までの結果から、モデル TBB と観測 TBB の誤差の主な原因は、雲の放射強制力の過小評価にあるということがわかった。

ここでは、モデルで表現された雲量、雲水量が正しいものと仮定して、雲に関するパラメータを変えることにより、計算された輝度温度に与えるインパクトや放射伝達モデルの不確定性について調査した。その結果、もっともインパクトがあったのは、雲の射出率計算に重要な要素である氷雲粒の有効半径を変えたケースであり、次に雲のオーバーラップのみを変えたケースであった。ここではこの 2 つのケースについて結果を示す。

また、氷雲粒の吸収係数については Ebert and Curry(1992) の方法にもとづいて、IR1 に相当する波長帯での吸収係数の計算式を導入した。主に熱帯、亜熱帯の上層雲域においてモデル TBB が 2.5K 程度低くなり、観測 TBB により近づくインパクトが確認できた。このとき新たに求めた氷雲粒の吸収係数は以下の通りである。

$$\kappa^i = 0.00138 + 1.18850/r_e^i \quad (11)$$

今後示すモデル TBB の結果については、上式の吸収係数を (4) 式のかわりにコントロールケース、テストケースの双方に使用している。

4.4.1 氷雲粒の有効半径を変えたテスト

現在のグローバルモデルでは 1999 年 12 月の改良により、氷雲粒の有効半径がそれ以前のモデルと比較して大きくなるようにパラメータ化されるようになったが、このため、雲層の光学的厚さが小さく見積もられるようになり、上層雲の放射強制力は以前のモデルと比較して小さくなった。モデル TBB の値が特に雲域で観測 TBB より高いのは、氷雲粒の有効半径が大きすぎるものが原因の一つとして考えられる。

そこで、テストケースとして氷雲粒の有効半径のパラメータ化を Wyser(1998) の方法で試みることにし、氷雲粒の有効半径を変えた場合のインパクトを調べた。この方法では、氷雲粒の有効半径 r_e^i は以下の式で求めることができる。

$$B = -2 + 10^{-3}(273 - T)^{1.5} \log_{10} \frac{IWC}{IWC_0} \quad (12)$$

$$r_e^i = 377.4 + 203.3B + 37.91B^2 + 2.3696B^3 \quad (13)$$

ここで IWC は氷雲量 (g/m^3)、 IWC_0 は固定値で $IWC_0 = 50g/m^3$ である。

グローバルモデルの氷雲粒の有効半径は図 3 で示されるとおり、温度のみで決定されるが、Wyser の方法では温度と氷雲量の 2 変数が必要となる。参考のため両者の比較を図 11 に示す。これを見ると、グローバルモデルのほうが全体的に大きく算出されていることがわかる。

図 12 では 2000 年 7 月 6 日 00Z について、コントロールとテストの比較を示している。これを見ると熱帯、特に TBB の低い領域で、テストケースの TBB はコントロールより 10K 以上低くなり、観測 TBB により近づくことがわかる。これは上層雲を形成している氷雲粒の有効半径が小さくなったことで氷雲粒の個数が増え、雲層の光学的厚さと射出率が大きくなり、上層雲の放射強制力が大きくなったためである。

4.4.2 雲のオーバーラップのモデルを変えたテスト

放射計算では、より真実に近い雲の重ね合わせかたを考えると、算出される結果は実際とはかけ離れた

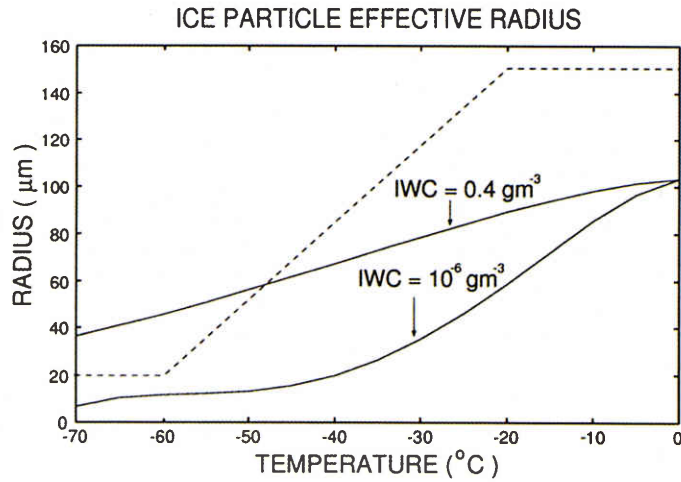


図 11: 氷雲粒の有効半径 (μm) の比較。点線が全球モデルの値 (図 3 と同)、実線が $IWC = 0.4\text{g/m}^3$ 、 $IWC = 10^{-6}\text{g/m}^3$ のとき Wyser の方法で求めた値。

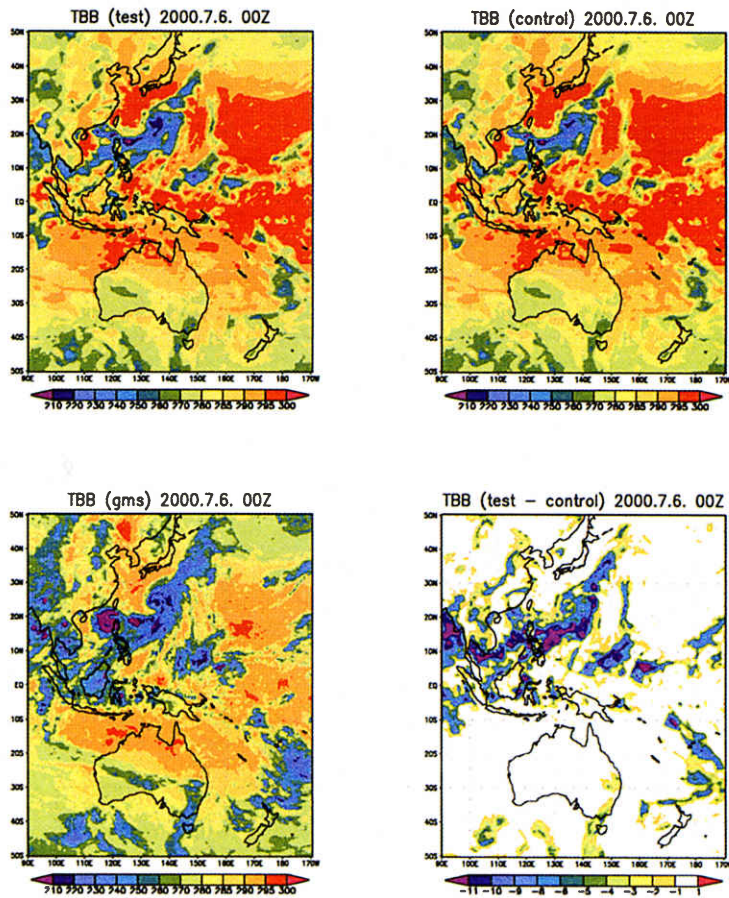


図 12: 氷雲粒の有効半径を変更したテスト。データは 2000 年 7 月 6 日 00Z である。上段左図がテスト (K)、右図がコントロール (K)、下段左図が観測 TBB(K)、右図がテストとコントロールの差 (K)。

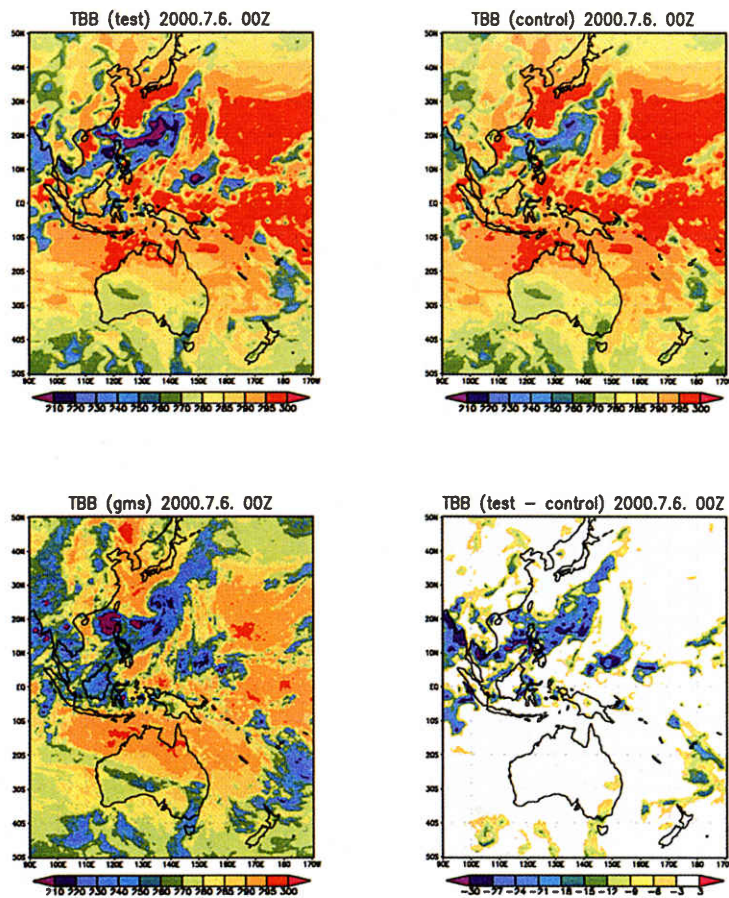


図 13: ランダムオーバーラップに変更したテスト。データは 2000 年 7 月 6 日 00Z である。上段左図がテスト (K)、右図がコントロール (K)、下段左図が観測 TBB(K)、右図がテストとコントロールの差 (K)。

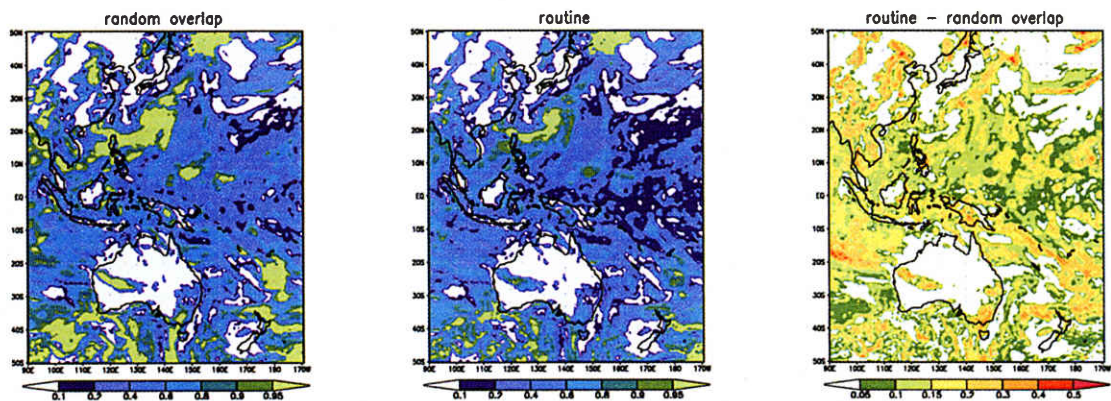


図 14: オーバーラップによる全雲量の差。データは 2000 年 7 月 6 日 00Z である。左図はランダムオーバーラップの全雲量、中央図は全球モデルのマキシム - ランダムオーバーラップの全雲量、右図はランダムオーバーラップとマキシム - ランダムオーバーラップの差。

ものになってしまうので、雲のオーバーラップは雲域での放射に関して重要である。ここではテストケースとして、雲層の距離によらず全てランダムオーバーラップで計算し、コントロールと比較した結果について示す。

図13では2000年7月6日00Zについて、コントロールとテストケースの比較を示している。これによるとオーバーラップを変更することによって、コントロールよりテストケースはTBBの低い上層雲域で30K以上小さくなり、観測TBBにより近づくインパクトがでていることがわかる。

全球モデルのオーバーラップは、雲層が近ければ近いほどマキシマムオーバーラップとなり、遠くなるに従ってランダムオーバーラップになるという方法をとっているため、ランダムオーバーラップと比較して全雲量が小さくなる。よってランダムオーバーラップのときと比べて、上層雲の放射強制力が弱くなり、図13のような結果がでる。

実際にオーバーラップの違いによってどの程度全雲量が変わるのか、図14に示した。

この図から、ランダムオーバーラップとマキシマムランダムオーバーラップでは、全雲量の差は大きいところでは0.5程度であることがわかる。

4.5 衛星天頂角を考慮した場合の比較

今までの計算はすべて衛星天頂角を考慮しないで、各格子点の天頂方向への放射を計算していた。GMS-5は東経140度、赤道上の地表からおよそ36000kmに位置しているため、今回計算した領域の端（例えば北緯50度、東経90度）になると衛星天頂角はおよそ69.5°（ $\cos 69.5$ はおよそ0.350）にもなる。ここでは当然、衛星直下点よりも大気的光学的厚さが厚くなるので、衛星天頂角を考慮したほうがより正確である。しかし、衛星天頂角を考慮すると雲のオーバーラップの取り扱いが複雑になり、無視している散乱の効果もより大きくなると考えられる。今回は、大気と雲の光学的厚さを衛星天頂角に応じて大きくするのみで、その他の雲のオーバーラップ等に関しては、コントロールと同じで

あるような補正を取り入れ、テストケースとしてそのインパクトを調査した。

図15は7月6日00Zについて、コントロールと衛星天頂角を考慮したテストケースを比較したものを示している。テストケースとコントロールの差は、衛星天頂角の大きい領域の端に行くに従って大きくなるが、特にマレー半島付近の上層雲の多い領域では10K以上にもなることがわかる。これは上層雲の光学的厚さが厚くなったことによる効果である。また、日付変更線から西経170度付近の、太平洋高気圧に被われ、晴天域と考えられる領域についても、テストケースのほうがより観測に近い結果となっていることがわかる。

4.6 Räisänen(1998)の方法

今までは雲を黒体として扱うため、オーバーラップを考慮する前に雲量に射出率をかけて雲量調節を行ってきた。しかしRäisänen(1998)は、この方法はモデルの鉛直解像度に依存する欠点があると指摘している。そしてこの問題を解決する方法として、雲量と射出率から漸化的に各雲層の放射を計算する方法を示している。今回はこのRäisänenの方法もテストケースとして行った。この節ではまず初めに、Räisänenの指摘する問題点と具体的な放射計算の方法を簡単に記し、その後でコントロールと比較した結果を紹介する。

4.6.1 今までの放射計算の問題点

雲のオーバーラップの仮定には、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF⁶)の長波放射スキームなどで利用されている、マキシマムランダムオーバーラップが実際の雲の重なり方に近いものであろうと考えられている。このマキシマムランダムオーバーラップは図4で紹介しているものであり、気象庁の全球モデルのオーバーラップの仮定とは異なる。Räisänenはこのマキシマムランダムオーバーラップの仮定に基づいて記述しているため、ここでも全球モデルのオーバーラップではなく、Räisänenの論文にあるマキシマム

⁶European Center for Medium-range Weather Forecasts

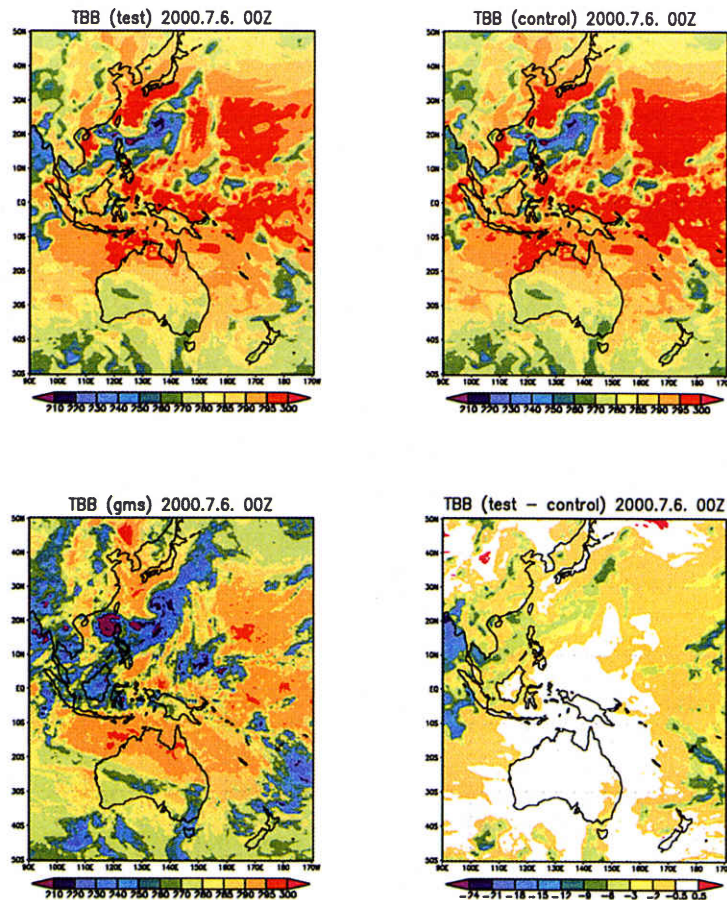


図 15: 衛星天頂角を考慮したテスト。データは 2000 年 7 月 6 日 00Z である。上段左図がテスト (K)、右図がコントロール (K)、下段左図が観測 TBB(K)、右図がテストとコントロールの差 (K)。

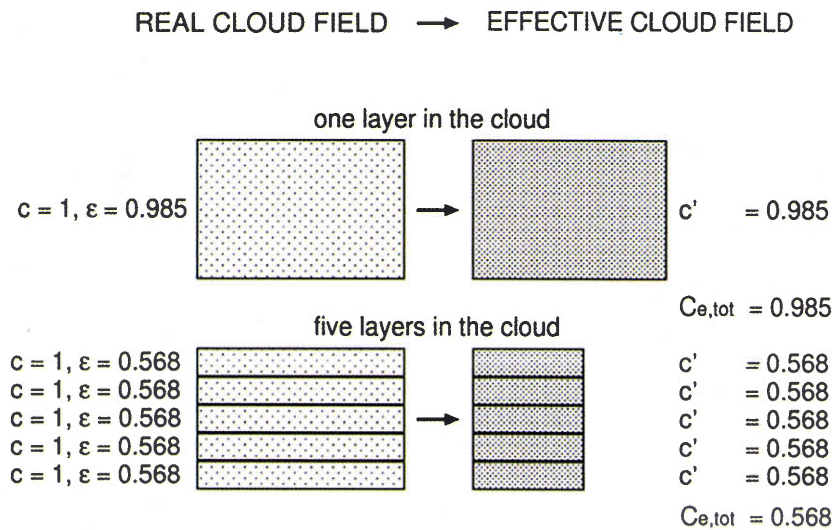


図 16: Räisänen(1998) より。雲量に射出率をかけて調節した雲量をマキシマム - ランダムオーバーラップで利用する場合、全雲量がモデルの鉛直解像度に依存することを示した図。1 層だけの場合全雲量は 0.985 だが、これをさらに 5 層に分割した場合の全雲量は 0.568 になる。

ランダムオーバーラップを用いることにする。

図16は雲量調節した雲量 $c' (= c\varepsilon)$ とマキシмум-ランダムオーバーラップの組み合わせが、モデルの鉛直解像度へ依存することを簡単に示した図である。

まず最初に、モデルのある1層を覆う雲 ($c = 1$) が存在し、この雲の雲水量 (LWP) を $LWP = 30\text{g/m}^2$ 、吸収係数を $\kappa_{abs} = 0.14\text{m}^2/\text{g}$ とした場合、この雲の射出率 ε は $\varepsilon = 1 - \exp(-\kappa_{abs}LWP) = 0.985$ となる。このときこの層の全雲量 $C_{e,tot}$ は 0.985 になるが、この値は正しい値である。

次に、同じ雲を光学的に同じ厚さの $n = 5$ 層の細かい層に分割して同様の計算を行う。個々の細かい層の射出率は $\varepsilon = 1 - \exp(-\kappa_{abs}LWP/n) = 0.568$ となり $c' = 0.568$ になる。マキシмум-ランダムオーバーラップを仮定しているので全雲量 $C_{e,tot}$ は結局 c' に等しく、 $C_{e,tot} = 0.568$ となる。正しい値である $C_{e,tot}$ はただ1層のみで計算したときに得られ、鉛直解像度を上げて計算したときには正しい値より小さくなるという現象が生じる。これは、雲量に射出率をかけて雲量調節してからオーバーラップを考慮することに問題がある。

4.6.2 放射計算の方法

3.1節の(2)式の cl_k は、 k 層の雲の黒体放射の重みを意味する。この cl_k は雲量に射出率をかけて雲量調節を行った後でオーバーラップを考慮し、求められる値である。ここでも(2)式と同じ形の放射伝達方程式を考えるが、 cl_k の計算方法が異なり、雲量と射出率をそれぞれ別に利用して cl_k を計算する。(2)式と区別するために、 k 層の雲の黒体放射の重み関数として cl_k の代わりに w_k とすると、放射伝達方程式は以下のように表せる。

$$I_\nu = B_\nu(T_0)\tau_\nu(0)w_0 + \sum_{k=1}^{30} B_\nu(T_k)\tau_\nu(k)w_k + \sum_{k=1}^{30} B_\nu(T_k)\tau_\nu(k)\{1-\tau_\nu(k)\}\left(1-\sum_{k'=k}^{30} w_{k'}\right) \quad (14)$$

ここで、 w_0 は晴天放射の重み関数である。

まず第 k 層に黒体の雲が存在する場合を考える。このとき w_k は、

$$w_k = C_{e,tot}(k) - C_{e,tot}(k+1) \quad (15)$$

となる。ここで、 $C_{e,tot}(k)$ は第 k 層下端から大気のトップの間の全雲量を意味する。 w_k は大気のトップから確認できる第 k 層の雲量に等しく、間に存在する雲によって隠されていない部分の雲量のことである。また、晴天放射の重み関数 w_0 は、

$$w_0 = 1 - C_{e,tot}(1) = 1 - \sum_{k=1}^{30} w_k \quad (16)$$

となる。ここで求めた w_k は、雲を黒体として扱っているので図1の cl_k と同じであり、 w_0 は $1 - C$ と同じである。

しかしこの方法は、前述の通りモデルの鉛直解像度に依存するという問題がある。この問題は以下に示すように雲量と射出率を分けて w_k を計算することにより解決する。

まずトップの層である第30層の w_{30} はコントロールと同じく雲量 c_{30} と射出率 ε_{30} をかけて求める。

$$w_{30} = c_{30}\varepsilon_{30} = C_{e,tot}(30) \quad (17)$$

w_k の計算は第30層を初めに行い、次に第29層、第28層...、と上層から順番に行う。 w_k の計算には第 k 層と第 $k+1$ 層の雲の重なり方を考え、重なっている部分の雲量を $C_A(k)$ 、重なっていない部分を $C_B(k)$ とする(図17)。隣接する雲層はマキシмумに重なっていることを仮定しているので、 $C_A(k)$ と $C_B(k)$ は以下の式で表せる。

$$C_A(k) = \min(c_k, c_{k+1}) \quad (18)$$

$$C_B(k) = c_k - C_A(k) \quad (19)$$

また、重み関数 w_k は以下の式で計算できる。

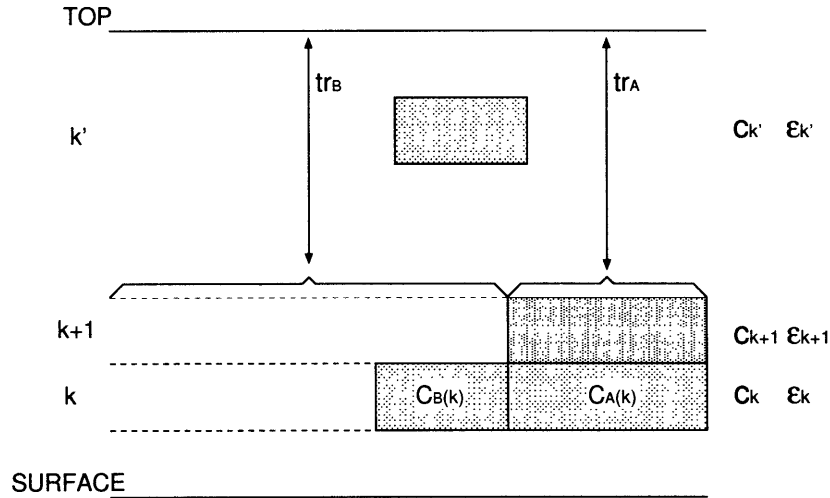


図 17: 改良した重み関数 w_k の計算方法に使用する変数を示した図。 c_k は第 k 層の雲量、 ε_k は c_k の射出率、 tr_A と tr_B は第 $k+1$ 層上端から大気の上端までの透過率（大気の光学的厚さとして雲のみ考慮したもの）である。

$$w_k = \varepsilon_k C_A(k)(1 - \varepsilon_{k+1})tr_A + \varepsilon_k C_B(k)tr_B \quad (20)$$

tr_A は第 $k+1$ 層の雲層の上端から大気の上端までの平均透過率、 tr_B は晴天部分の平均透過率である。 tr_A と tr_B の計算には雲のみ考慮して、気体による吸収は含まない。 tr_B の決定には、 $k+1$ 層の晴天部分のうち k 層の雲域に接している部分と晴天域に接している部分と区別しない。 tr_A は c_{k+1} 、 ε_{k+1} 、 w_{k+1} から以下の式で求めることができる。

$$tr_A = \frac{w_{k+1}}{c_{k+1}\varepsilon_{k+1}} \quad (21)$$

tr_B は (21) 式を利用して求めることができる。第 $k+2$ 層の下端から大気の上端までの平均した透過率を tr_C とすると、

$$tr_C = 1 - \sum_{k'=k+2}^{30} w_{k'} \quad (22)$$

$$= c_{k+1}tr_A + (1 - c_{k+1})tr_B \quad (23)$$

となるので、これより tr_B は

$$tr_B = \frac{1 - \sum_{k'=k+2}^{30} w_{k'} - c_{k+1}tr_A}{1 - c_{k+1}} \quad (24)$$

となる。最後に晴天放射の重み関数 w_0 は全ての重み関数の総和が 1 になることから、

$$w_0 = 1 - \sum_{k=1}^{30} w_k \quad (25)$$

で求めることができる。

4.6.3 計算例

図 18 は、2000 年 7 月 6 日 00Z について Räsänen の方法で行ったテストケースをコントロールと比較した結果である。Räsänen の方法はマキシマム - ランダムオーバーラップを仮定しているため、テストケースでもマキシマム - ランダムオーバーラップを仮定している。その他のパラメータはすべてコントロールと同じである。これを見ると、Räsänen の方法に変更することによって TBB の低い上層雲域で 20K 以上小さくなり、観測 TBB により近づくインパクトが生じていることがわかる。これはオーバーラップの仮定が異なる

るということだけが原因ではなく、Räisänenの指摘している、雲量に射出率をかけることによって行う雲量調節はモデルの鉛直解像度に依存するという問題点が、テストケースでは解消されているからであると考えられる。また、南緯20度から赤道付近に至る緯度帯に、テストケースのほうがコントロールよりTBBが2K程度高い領域が点在しているが、これはオーバーラップの仮定の違いによるものである。

4.6.4 月平均値の比較

次に、4.3節と同様に系統的な誤差を見積もるために月平均値の比較を行った。図19は2000年7月の00Zと12Zの1日2データをもとにした月平均値の比較で

ある。図の上段のみで比較しても、テストケースのほうが観測TBBに近いことが明白である。コントロールは観測TBBと比較して差が35K以上になる領域があるが、テストケースでは最大で20Kである。また、テストケースが観測TBBと比較して値が低くなる領域も存在しているが、その差は最大で-20Kである。

4.6.5 衛星天頂角を考慮した場合の月平均値の比較

4.5節では衛星天頂角を考慮した場合の比較を行い、衛星天頂角の大きい領域の端に行くに従い補正のインパクトが生じる、という結果が得られた。ここではテストケースとしてRäisänenの方法を用い、4.5節と同様に衛星天頂角の補正を行い、コントロールとの比較

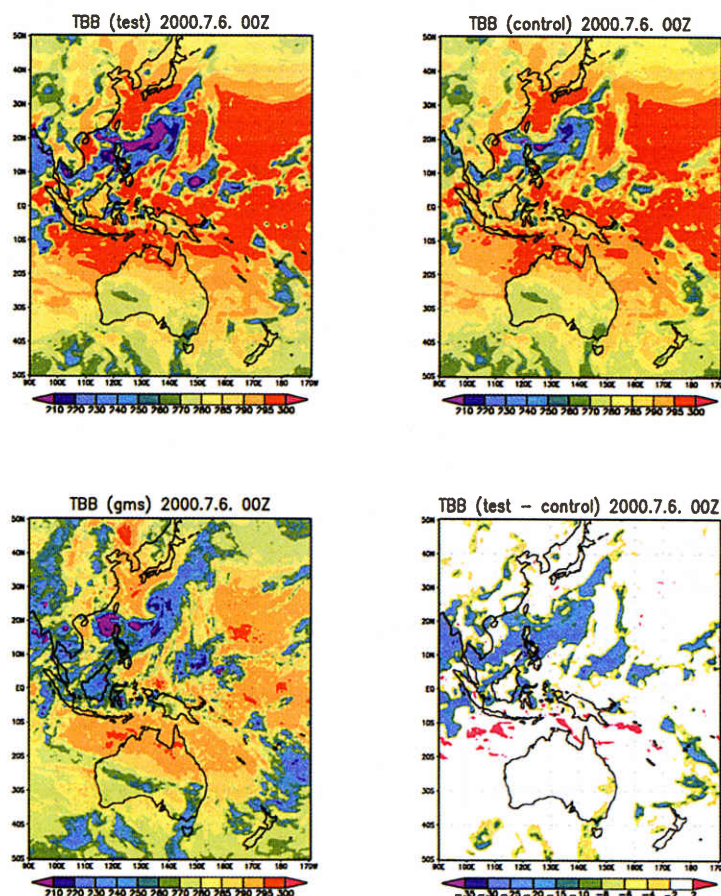


図18: Räisänenの方法に変更したテスト。データは2000年7月6日00Zである。上段左図がテスト(K)、右図がコントロール(K)、下段左図が観測TBB(K)、右図がテストとコントロールの差(K)。

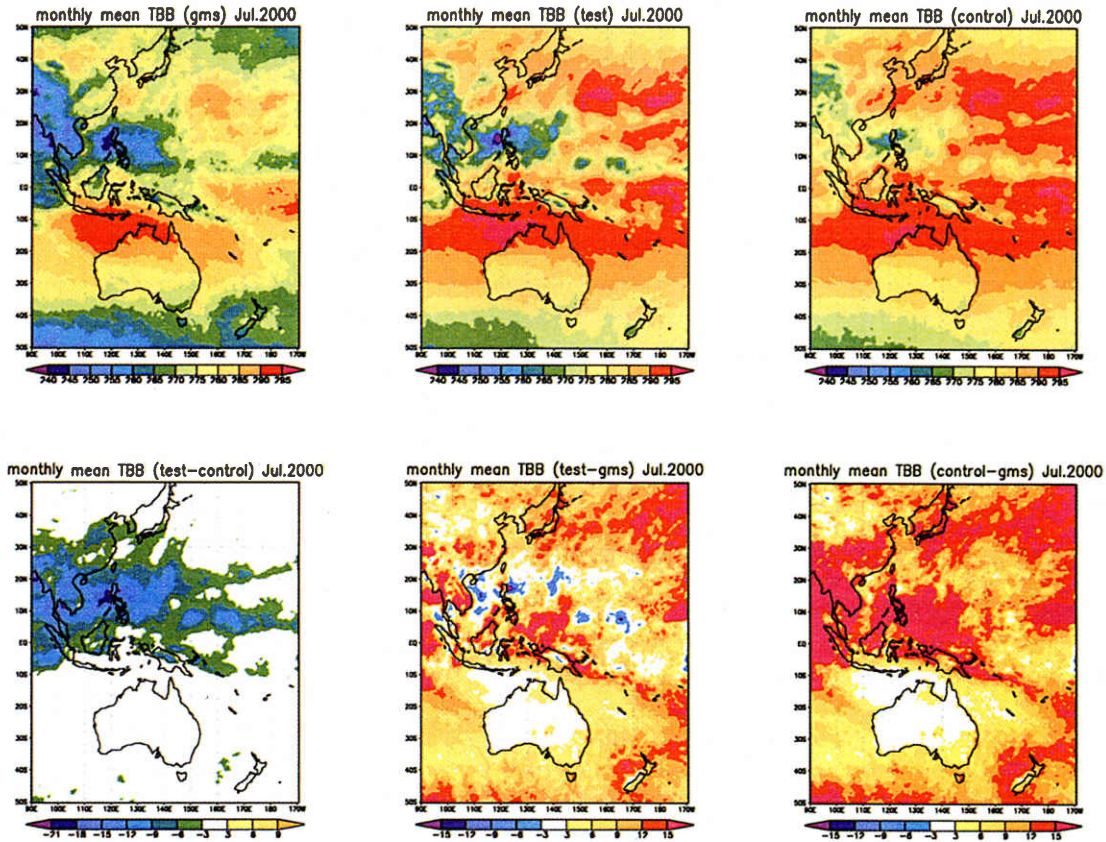


図 19: 2000年7月の月平均値の比較図。上段左から順番に、観測 TBB(K)、テストケース (K)、コントロール (K)、下段左から順番に、テストケースとコントロールの差 (K)、テストケースと観測 TBB の差 (K)、コントロールと観測 TBB の差 (K) である。

を行った (図 20)。前節と同様、系統的な誤差を見積もるために月平均値で比較した。使用したデータは前節と同様、2000年7月の00Zと12Zの1日2データである。

図 19 と比較すると、衛星天頂角の大きい領域の端ほど補正の効果が現れていることがわかる。図 19 のテストケースでは特に領域の端の雲域で誤差が大きいが、衛星天頂角の補正を行うことで観測 TBB に近付いたことがわかる。また、雲域の誤差の値が全体的に 10-15K となり、領域による誤差の値の違いは小さくなった。特に図 10 で見られた北緯 15 度、東経 95 度付近の 35K 以上の誤差が、図 20 のテストケースでは 12K 程度になっており、大幅に改善されていることがわかる。

4.5 節でも述べたとおり、衛星天頂角を考慮すると雲のオーバーラップの取り扱いが複雑になり、無視して

いる散乱の効果もより大きくなると考えられる。しかしこのテストケースで行っている補正方法は、十分ではないが有効であると考えられる。

5 まとめと今後の課題

衛星の輝度温度の直接同化のため、最初のステップとして全球モデルの予報値から GMS-5 の IR1 の輝度温度を計算し、それを観測値と比較することで全球モデルの検証を行った。この放射計算のために、散乱を含まない次元の放射伝達モデルを作成して利用した。雲域での誤差を調べるためには、まず晴天域の誤差から見積もる必要があり、雲量をゼロとして晴天域の誤差を見積もった。誤差はおよそ 2K 程度であった。

次に、月平均値をとることで雲域の系統的な誤差を見積もったが、最大で 35K 以上モデル TBB のほうが高いことが判明した。これは晴天域の誤差が 2K 程度

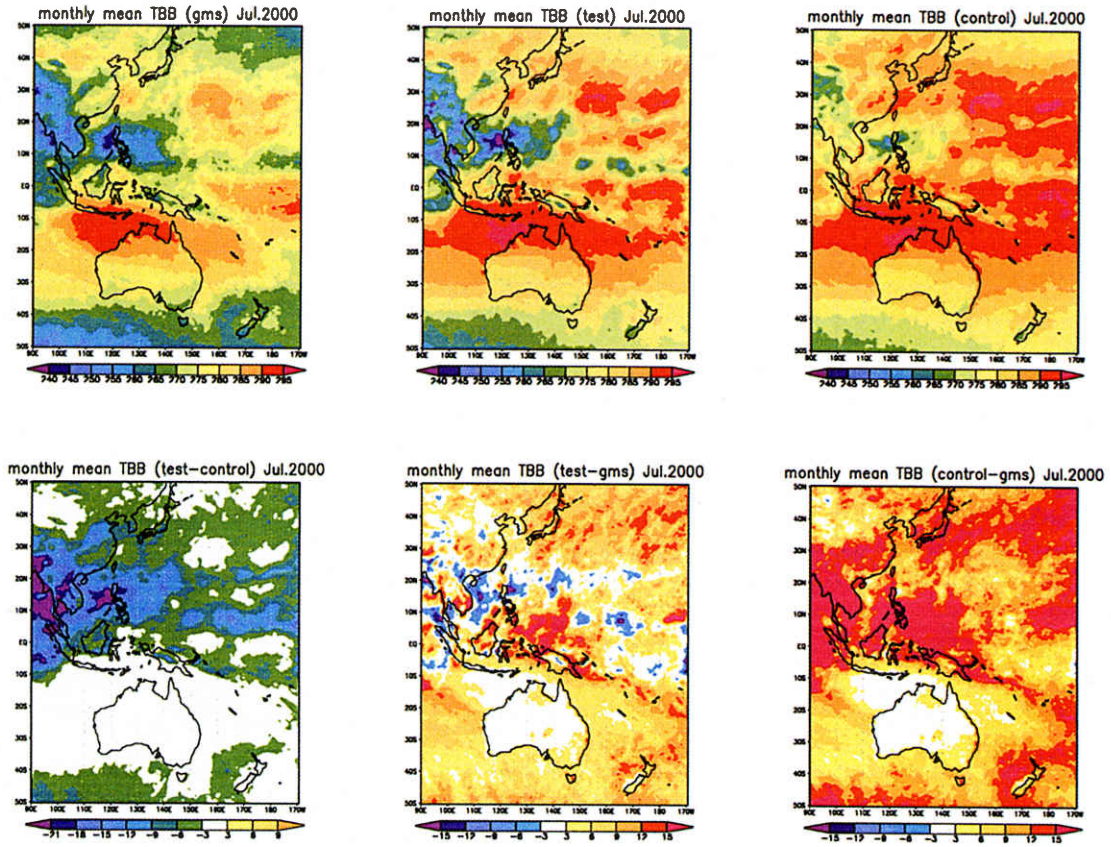


図 20: 2000年7月の月平均値の比較図。テストケースはRäisänenの方法を用い、衛星天頂角補正を行ったもの。上段左から順番に、観測 TBB(K)、テストケース (K)、コントロール (K)、下段左から順番に、テストケースとコントロールの差 (K)、テストケースと観測 TBB の差 (K)、コントロールと観測 TBB の差 (K) である。

であることから、主な誤差の原因は雲の放射強制力によるものであるといえる。

さらに、雲に関する予報値が正しいとした場合の放射伝達モデルの検証として、氷雲粒の有効半径を変えた場合と、雲のオーバーラップを変えた場合についてインパクトテストを行った結果、両者ともテストケースがコントロールよりモデル TBB が低くなるインパクトがみられた。氷雲粒の有効半径については、全球モデルで使用している決め方では少し大きめに計算されていること、オーバーラップについては現在のものよりランダムオーバーラップに近いオーバーラップのほうがより観測に近くなる、ということが結果として得られた。

また、衛星天頂角を考慮したテストも行ったが、大気および雲の光学的厚さを衛星天頂角に応じて厚くす

ると、全体的に観測 TBB に近くなった。

また、Räisänenの紹介している長波放射の計算方法でも算出し、コントロールとの比較を行った。そして系統的な誤差を見積もるために月平均値での比較も行った結果、Räisänenの方法のほうがコントロールより観測 TBB に近い結果が得られた。また、前述のテストケースと同様の方法で衛星天頂角を考慮して計算を行ったところ、衛星天頂角の大きい、領域の端の誤差が小さくなり、全領域に対して雲域の誤差が 10 - 15K となった。雲域については、衛星天頂角を正確に考慮するには雲のオーバーラップの取り扱い方が複雑になることや、散乱の効果も考える必要が生じるものの、何らかの補正が必要である。今回行った衛星天頂角の補正は簡単な方法であるが、有効な補正方法と思われる。

今までは、計算コストを減らすために雲量に射出率

をかけて雲量調節を行い、雲を黒体として扱ってきたが、Räisänenの方法と比較することにより、この雲量調節の持つ問題点が明らかになった。今後は衛星天頂角の補正を行い、Räisänenの方法で放射計算を行うのがよいと思われる。

今回は主に雲域の検証が目的であったため、使用する放射伝達モデルの晴天域の誤差の見積もりは行ったものの、その誤差の原因までは調査していない。誤差の原因の一つとして考えられる水蒸気の連続吸収帯の計算については、他のモデルを利用した結果と比較を行うなどして誤差をどの程度含んでいるか調査し、より精度の高い水蒸気の連続吸収帯のモデルを利用する必要がある。

また、今回は予報変数である雲水量と、雲水量から診断的に算出される雲量は、正しいものとして扱ってきた。雲域における誤差原因の究明には、雲の放射強制力を変える雲粒の有効半径や、オーバーラップの扱いを変更した場合のインパクトを調査してきたが、今後は雲水量、雲量の決め方も含めて全球モデルの検証をしていく必要があるだろう。

参考文献

- [1] 北川裕人, 2000 : 放射過程, 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 16 - 31.
- [2] Ebert, E E., and J. A. Curry, 1992 : A Parameterization of Ice Cloud Optical Properties for Climate Models, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3831 - 3836.
- [3] Tokuno, M., and S. Kurihara, 1999 : Intercalibration of GMS-5 IR Channels and NOAA-14 AVHRR channel 4 and 5, *Adv. Space Res.*, **23**, 1349 - 1356
- [4] Räisänen, P. 1998 : Effective Longwave Cloud Fraction and Maximum-Random Overlap of Clouds : A Problem and a Solution, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3336 - 3340.
- [5] Wyser, K. 1998 : The Effective Radius in Ice Clouds, *J. Climate.*, **11**, 1793 - 1802.