

第3章 最近の改善

3.1 静止気象衛星晴天輝度温度の利用、及び変分法バイアス補正の改良¹

2008年8月27日に全球解析での静止気象衛星の水蒸気チャンネルの晴天域の輝度温度データ (CSR: Clear Sky Radiance) の利用開始²及び、衛星輝度温度データのバイアス補正スキームである変分法バイアス補正 (Variational Bias Correction scheme: VarBC) の改良が行われた。以下、これらについて、とくに新規データとなるCSRに比重を置いて紹介する。

3.1.1 変分法バイアス補正の改良

VarBCの改良について概説する。VarBCは輝度温度データのバイアスを補正するスキームであり、バイアス補正係数を4次元変分法 (4D-Var) の解析変数に追加することで大気場の解析と同時にバイアスの解析を行う (Dee 2004; 佐藤 2007)。2006年5月のVarBCの現業化以降、衛星センサの品質変化時やCSRの導入試験の際などにVarBCによる補正が十分でない場合があることが課題となっていた。VarBCの挙動はその背景誤差共分散行列に強く依存するため、このことは、VarBCの背景誤差が過小であることを示している。このため、VarBCの背景誤差の改訂を行ない、十分な補正が行われるように修正した (Ishibashi 2009a)。

背景誤差の改訂を行なった改良版VarBCの解析・予報精度を夏冬一ヶ月ずつの同化試験を実施して評価した。評価結果を図3.1.1に示す。図からほとんどの要素で改良による明瞭な精度向上が確認できる。改善の度合いは、一般的な新規データの導入やモデル改良と比較して概して大きく、既存のデータを適切に同化することの重要性を示している。また、この変更により新規データの導入やシステム更新時のバイアスの変化への追従が向上するため、次項で述べるCSRの導入をはじめ、今後の開発成果が得やすくなることが期待される。

3.1.2 静止気象衛星輝度温度の利用

(1)はじめに

静止気象衛星は、WMOの観測計画に基づき5機の衛星によって全球をカバーする観測を継続的に行なっている。2009年7月現在の運用衛星は、MTSAT-1R

(E140°)、GOES-11 (W135°)、GOES-12 (W75°)、Meteosat-7 (E57°)、Meteosat-9(0°) (括弧内は衛星位置の経度。緯度はいずれも0度)となっている。

静止気象衛星の水蒸気チャンネルは観測データの不足している対流圏の上層から中層の水蒸気量に関する情報を持っており、同化による解析精度の向上が期待できる。一方で、数値予報モデルにおける水蒸気量に関する計算はサブグリッドスケールの湿潤物理過程に依存するため、格子スケールで一意に記述される力学過程と比べると一般に精度が低いと考えられる。このため水蒸気チャンネルの輝度温度の同化は、貴重な観測情報となることが期待されると同時に予報モデルのバイアスや非線形性への対応などの課題も生ずる。

(2)CSRの基本的性質

CSRは、静止衛星で観測される輝度温度データのうち晴天部分のみを取り出して数10km四方の領域ごとに平均したデータである。CSRは運用中のすべての静止衛星について各国の衛星センターで作成されており、全球通信システムやインターネットを通して公開されている³。水蒸気チャンネルのCSRをWV-CSR (Water Vapor CSR) と呼ぶ。以下ではWV-CSRについて述べる。なお、WV-CSRの同化については、石橋・上沢 (2007) に解説がある。図3.1.2にWV-CSRの分布図を例示する。MTSATの同化データ数が他衛星に比べて少ない傾向があるが、これは観測領域の特性 (雲が多い) や算出アルゴリズムの違いによる。

データの平均処理には次のような意味がある。まず、平均によって輝度温度データのもつ代表スケールを数値予報モデルの代表スケールに近づける効果がある。全球モデルの水平格子間隔 (面積) は約20km (400km²)、解析に使用するモデルの格子は約80km (6400km²) であり、いずれも静止衛星の生データの分解能である4km (16km²) 程度と比べるとかなり大きい。このため、静止衛星の生データ

¹ 石橋 俊之

² MTSAT-1RのCSRは2007年6月に全球解析で現業利用を開始したが、2007年11月の20kmGSMの導入時に同システムでの性能確認の必要性、及び開発スケジュールの調整のため利用を中止していた。

³ 極軌道衛星ではCSRが作成されていない。理由として、水蒸気チャンネルをもつ赤外イメージャを搭載する極軌道衛星が少ないことが挙げられる。なお、極軌道衛星では鉛直探査系のデータも利用できるものの、その生データの水平分解能は数10km程度で静止衛星に比べて粗い問題がある。この原因として、衛星の地表に対する運動のため一点を観測できる時間が短いこと、鉛直探査に必要な高い波数分解能は水平分解能とトレードオフの関係にあることが挙げられる。

には数値予報モデルからはノイズにしか見えない変動が含まれており、適当なフィルタでこのような高波数成分は除く必要がある。平均はこのようなローパスフィルタの役割を果たす。また、平均により観測誤差の統計的性質が4D-Varの仮定するガウス分布に近づくことも期待できる（中心極限定理、図3.1.3）。さらに、平均領域内のデータの変動量などの情報はデータの品質管理に有効である。このように、予報モデルの水平空間分解能よりも高い分解能をもつ観測データを扱う場合などには、“平均”は単にデータを間引くよりもデータ同化にとって好ましい方法である。

水蒸気チャンネルの輝度温度は気温や比湿のプロファイルによって決まる。輝度温度の気温や水蒸気への依存性は、輝度温度の気温、比湿に対する偏微分係数（ヤコビ行列または、ヤコビアンと呼ばれる）によって決まり、観測高度は荷重関数によって決まっている。図3.1.4にヤコビアンと荷重関数を示す。図からWV-CSRは主に水蒸気量について対流圏中層から上層の情報をもつことがわかる。また、一般に輝度温度は風の場には直接依存しないため風の場に関する情報は持っていない。しかし、4D-Varでは数値予報モデルによって状態の物理的な時間発展が記述されるため、ある時刻の輝度温度は別の時刻の風の場にも影響を与える。図3.1.5に示したように同化期間の初期時刻から4時間後の時刻にWV-CSRデータを同化した場合は、同化によって風の場も変化する。

(3) WV-CSRの同化前処理

WV-CSRは次のような前処理を経て同化される。まず、WV-CSRデータ（以下、データと記す）は水平距離2度（緯度経度）、時間間隔2時間で間引かれる。これは、現状では観測誤差相関を無視しているため、間引きによって誤差相関を持たないデータにする必要があるためである。また、晴天率の低いデータや輝度温度の標準偏差が大きなデータは空間代表性が低いと除かれる。また、D値（観測値－第一推定値）の大きなデータは、観測演算子の接線型性の維持のために除かれる。これはD値の大きさでデータを選択する点では、正規分布に従わないようなデータを除くために行なうグロスエラーチェックと同じであるが、現在のインクリメント型式の4D-Varでは正規分布に従っていてもD値の大きなデータは除く必要がある。また、Meteosat-7については地方時刻の真夜中付近のデータは太陽光の影響を受けているために除外される⁴。バイアス補正は

⁴ 衛星のセンサは地球を見ているので、衛星の位置する経度での真夜中付近の時刻では、衛星から見て太陽が地球の後ろ側に位置し、太陽光がセンサに影響することがある。

前述のVarBCによって4D-Var本体で実施される。

(4) WV-CSRの解析、予報精度への寄与

WV-CSRの解析精度や予報精度への効果は、5機の衛星のWV-CSRを同化した場合としない場合の解析・予報精度を夏冬一ヶ月ずつの同化試験を実施して評価した（Ishibashi 2009b）。図3.1.6はラジオゾンデ観測値を真とした場合の解析場と第一推定値の比湿のバイアスを示している。WV-CSRの同化により夏半球の対流圏中層（850hPaから500hPa付近）の乾燥バイアスが減少していることがわかる⁵。また、同化によって複数の要素、高度で予報のRMSEが統計的に有意に改善することが確認された（図3.1.7）。WV-CSRの同化による気温や風などの力学変数の改善は、(2)で述べたように4D-Varが含むモデルによる効果及び、同様に解析と解析を結ぶモデル積分によって水蒸気情報と他の要素が関係した結果と考えられる。

(5) 物理的解釈

前項でWV-CSRの同化によって、WV-CSRが主な感度をもつ対流圏中層から上層の水蒸気量だけでなく、対流圏下層を含む、他の力学変数の予報精度も向上することを見た。そしてこれは、数値予報モデルによってこれらが結ばれていることによると解釈した。このような物理的な結びつきによる情報伝播を具体的に見るには、接線型モデルによって対流圏中上層の水蒸気量の変化がどのように他の変数、高度に伝播するかを見ることなどが考えられる。しかし物理的解釈はこの場合も簡単ではない。ここでは別の方法として、渦位による解釈に触れておく。

図3.1.8aは、2007年8月31日の12UTCのMTSAT-1Rの水蒸気画像である。主な暗域に着目すると北緯55度付近（バイカル湖の東とカムチャッカ半島の西）の2つの渦とその南側に2本の東西に伸びる暗域が見られ、これらは500hPaの高度場解析（図3.1.8c）と比較すると各々、5550gpmの2つの切離トラフとその南側のトラフに対応している。また、日本の南海上には台風第9号とその周辺の流れに対応する暗域がある。図3.1.8bは同時刻の全球解析値から計算したErtelの渦位の250hPaでの分布である。図3.1.8aの暗域のパターンと渦位の正偏差に良い対

Meteosat-7 以外の衛星でも衛星軌道が地球公転面内に入る春分、秋分のころにはこの影響があり、太陽回避運用など適切な運用が行なわれている。

⁵ これより上層では湿潤バイアスが見られるが、ラジオゾンデの相対湿度観測には特に氷点下では温度や測器に依存した系統誤差があることが知られており（例えば、Vomel et al. 2007）、これらの高度ではラジオゾンデの湿度観測を真とすることは難しい。

応が見られる。また、暗域や渦位の正偏差の分布は同高度の乾燥域とも対応している（図3.1.8c）。

これらの対応は、渦位の正偏差は（とくに高緯度では）力学的圏界面の垂れ込みに起因する 경우가多く、その場合乾燥域となること、(2) で述べたように水蒸気チャンネルの輝度温度は主に水蒸気量の鉛直分布で決まること、また、渦位も水蒸気量も断熱保存量であることによる。

このような渦位の正偏差と暗域の対応は水蒸気画像が渦位の分布の情報をもつことを示している。実際に水蒸気画像から主観解析で読み取った渦位偏差を渦位の観測データとして変分法で同化することで解析場を改善することが試みられている（Verkley et al. 2005）。そして重要なのは、対流圏上層の渦位の分布は対流圏中層や下層の擾乱の盛衰に大きな影響をもつことである。この影響は、渦位と風の間、温度場の相互変換可能原理（Potential Vorticity Invertibility Principle: PVIP）に基づく、渦位の逆解析（PVI：PV inversion, Davis and Emanuel 1991）によって定量的に評価でき、すでに多くの温帯低気圧の発達や台風の再発達の解析に用いられている。したがって、水蒸気チャンネルの輝度温度を同化したときの中下層の力学場の変化はPVIPの発現であると理解できる。

3.1.3 今後の課題

本節では2008年8月27日に全球解析に導入されたWV-CSRと変分法バイアス補正の改良について概観し、導入により予報精度や解析精度が向上することを見た。

VarBCは今後本格化する非晴天域の輝度温度直接同化開発においても、雲や雨に関する説明変数を拡張することで有効なバイアス補正となることが期待される。メソ解析での輝度温度直接同化においても何らかのバイアス補正スキームが不可欠であり、VarBCの利用も検討したい。その際は解析領域が限定されることで全球解析に比べ1解析あたりのデータ数が減少するため、時間方向に情報を蓄積することなどが課題となる。

静止衛星輝度温度同化開発の今後の課題は、①メソ解析への導入、②利用チャンネルの拡大である。①はJNoVA現業化によりメソ解析への輝度温度直接同化開発が本格化しており、CSRについても導入に向けた開発を行なう。②については、静止衛星の窓チャンネルの同化による対流圏下層の気温、水蒸気量の解析精度の向上を期待するものである。これにはWV-CSRの場合と同様に境界層の物理過程や地表面過程などの“物理過程”が課題となる可能性がある。またMeteosat-9には6.8 μ mのほか7.3 μ mの水蒸気チャンネルがあり、水蒸気に対する透過率

の違いから6.8 μ mのチャンネルに比べて下層の水蒸気量を観測しており、これらをあわせて同化実験を実施している。

同化された情報の伝播の物理的理解は、本稿では第3.1.2 (5) 項で水蒸気画像とPV分布の対応からPVIPによる解釈の可能性を示唆することにとどまったが、実際にPVIによってCSR同化による上層PVの変化が気象場にどのように反映されているか計算することは、同化した観測情報の伝播の理解にとって重要である。また、PVの摂動と風の間や気温場の摂動の関係を知ることは気象学的にも重要である。気象学がデータ同化を含む数値予報システムの改善に不可欠であり、またその逆も真であることは言うまでもない。

参考文献

- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止気象衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 122-126.
- 佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 171-175.
- Davis, C. A., and K. E. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Dee, D. P., 2004: Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. *proceedings of the ECMWF workshop on assimilation of high spectral resolution sounders in NWP, Reading, UK, 28 June – 1 July 2004*, 97-112.
- Ishibashi, T., 2009a: Implementation of a new background error covariance matrix in the variational bias correction scheme for the JMA global 4DVAR. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**. submitted.
- Ishibashi, T., 2009b: Assimilation of WV-CSR from five geostationary satellites in the JMA global 4DVAR system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**. submitted.
- Verkley, W. T. M., P. W. C. Vosbeek and A. R. Mene, 2005: Manually adjusting a numerical weather analysis in terms of potential vorticity using three-dimensional variational data-assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1713-1736.
- Vomel, H., and Coauthors, 2007: Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 953-963.

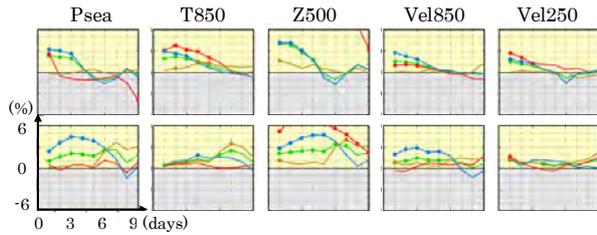


図 3.1.1 変分法バイアス補正の改良による予報精度の改善。実験は 2007 年の 1 月と 8 月の 1 ヶ月ずつを評価期間として、現業システム（予報モデルは T1959、同化モデルは T159）の低解像度版実験システム（予報モデルは T1319、同化モデルは T106）で実施した。各図は縦軸が改善率、横軸が予報時間で、上段が夏実験、下段が冬実験、左から順に海面気圧、850hPa 気温、500hPa 高度、850hPa 風速、250hPa 風速。改善率は、改良版 VarBC を導入した場合の予報の RMSE と、しない場合の RMSE の差を同化しない場合の RMSE で規格化したものであり、正の場合、改良版 VarBC の導入によって予報精度が改善したことを表す。グラフ上の点は統計的に有意であることを示している (95%信頼区間)。線の色は領域を表し、全球 (緑)、北半球 (茶)、熱帯 (赤)、南半球 (青) である。

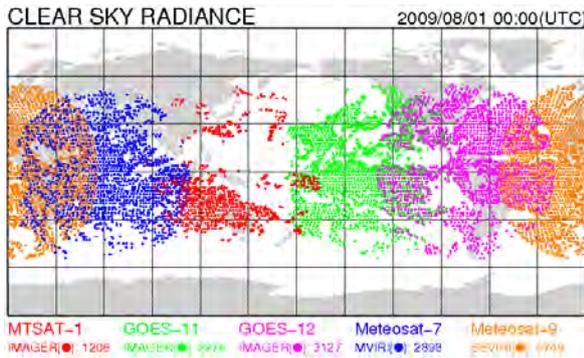


図 3.1.2 WV-CSR の観測例。2009 年 8 月 1 日の 00UTC に全球サイクル解析で同化された WV-CSR の分布。

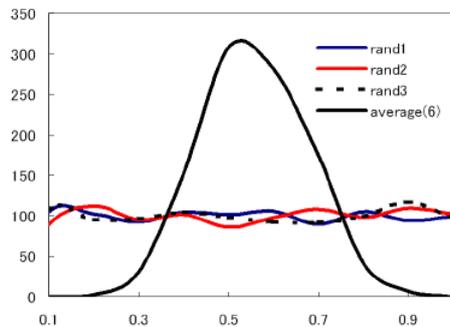


図 3.1.3 ノイズ平均によるガウス分布性の獲得の図 (中心極限定理の例)。赤実線、青実線、黒点線はともに 0 から 1 の一様乱数の頻度分布曲線、黒実線は一様乱数を平均した場合の頻度分布を表している。中心極限定理では有限の平均と分散を持つ確率変数であれば同様のことが成り立つ。

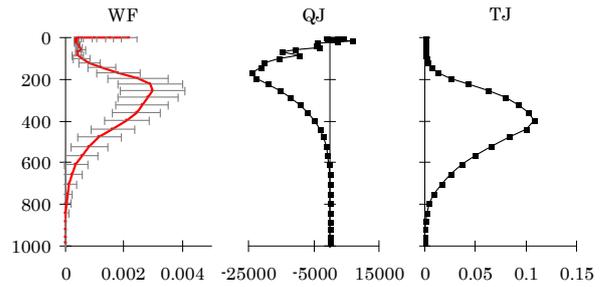


図 3.1.4 WV-CSR の荷重関数とヤコビアン。MTSAT-1R の水蒸気チャンネルについての荷重関数 (左図)、比湿のヤコビアン (中央図)、気温のヤコビアン (右図)。いずれも縦軸は気圧、横軸は関数値。2008 年 12 月 20 日の 00UTC 解析で同化されたデータについての平均である。荷重関数の図の灰色線は 1 標準偏差幅。

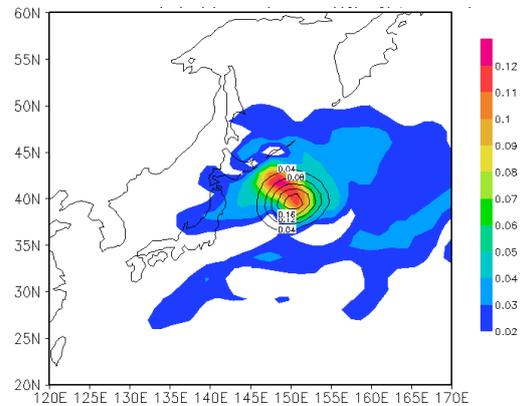


図 3.1.5 WV-CSR 同化による風速場の変化。北緯 40 度、東経 150 度、同化期間の初期時刻から 4 時間の時刻に WV-CSR を 1 点だけ同化した場合の 4D-Var による解析時刻における修正量。色は風速場の修正量 (m/s)。等値線は比湿の修正量 (g/kg)。

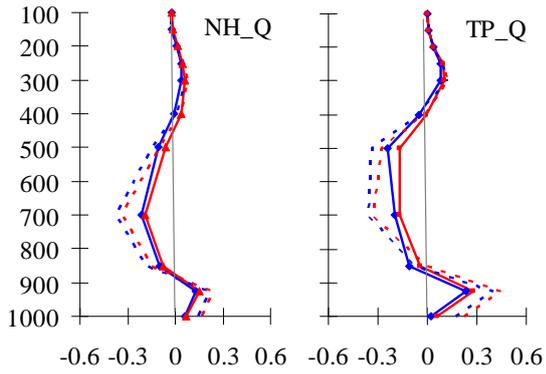


図 3.1.6 WV-CSR の同化による解析と第一推定値のラジオゾンデに対する水蒸気比湿バイアスの変化。夏実験（2007年8月）の夏半球の結果。左図は北半球、右図は熱帯。WV-CSR を同化した場合としない場合の解析を各々赤実線と青実線で、第一推定値を赤点線と青点線で示している。縦軸は気圧 (hPa)、横軸は比湿 (g/kg)

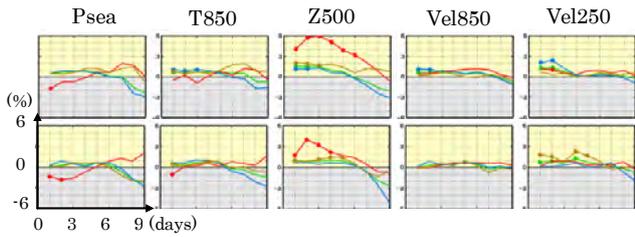


図 3.1.7 WV-CSR 同化による予報精度の改善。図の見方は図 3.1.1 と同様。但し、冬実験期間は 2008 年 1 月。

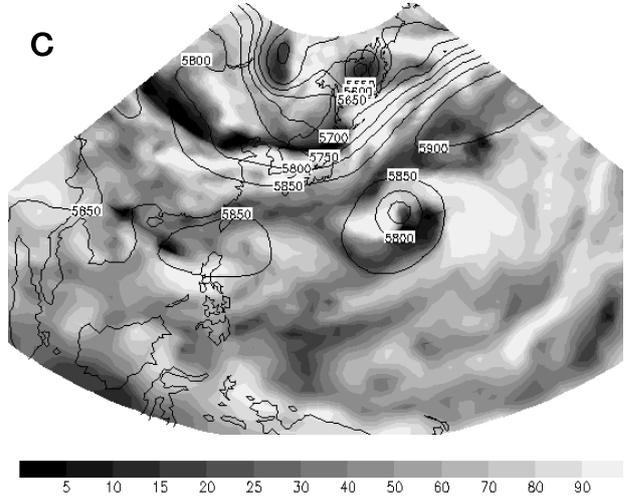
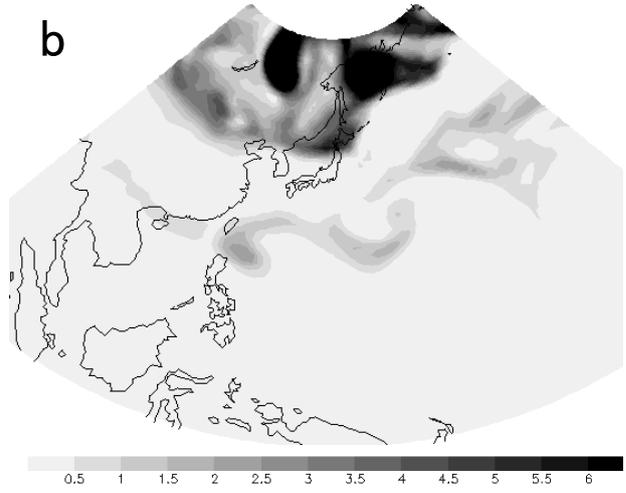
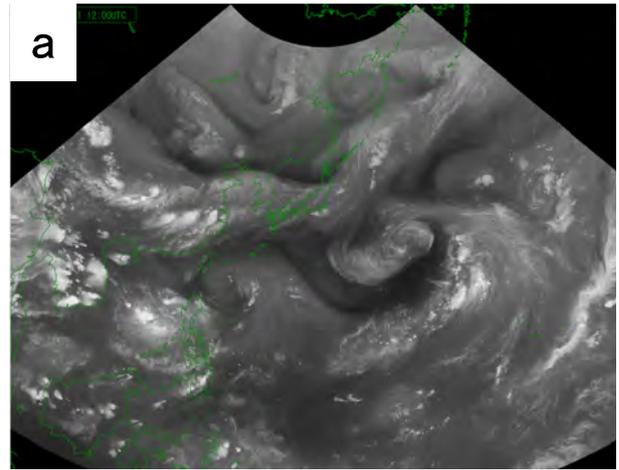


図 3.1.8 水蒸気チャンネル輝度温度と渦位と湿度場の比較。a 図は MTSAT-1R の水蒸気チャンネル輝度温度、b 図は 250hPa の GSM 解析値から計算した渦位 (PVU)、c 図は同相対湿度場 (%) と 500hPa の高度場 (gpm)。

3.2 マイクロ波放射計SSMISの利用¹

3.2.1 マイクロ波放射計とは

マイクロ波放射計は、地表面や大気はその温度と物質特性に応じて射出する電磁波のうち、マイクロ波領域²の放射を観測する受動型リモートセンシングの測器である（佐藤・江河 2007）。

観測データである放射輝度温度には、地表面の状態に依存した放射、水蒸気・雲水・雨水からの放射、氷粒子による散乱などの様々な情報が含まれる。これらの影響は観測周波数や偏波状態に依存するため、複数の周波数や偏波を組み合わせることで、可降水量や降水強度、海上風、海面水温、海氷密度などの様々な物理量の情報を得ることができる。なお、マイクロ波放射計の観測原理については早坂（1996）、竹内（1999a）を適宜参照願いたい。

マイクロ波放射計には、地上に設置し主に大気下層の気温鉛直分布や水蒸気量を求める「地上設置型マイクロ波放射計」、衛星に搭載し、水蒸気吸収帯や窓領域の周波数を用いて水蒸気量や雲水量などを求める「マイクロ波イメージャ³」、複数の周波数を用いて主に大気中上層の気温・水蒸気量鉛直分布を求める「マイクロ波サウンダ（探査計）」、地球の大気周縁部を観測し大気上層の気温や微量気体組成などを求める「マイクロ波リムサウンダ」がある。

3.2.2 DMSP衛星搭載のマイクロ波放射計SSMIS

DMSP衛星は米国空軍（USAF）が運用している軍事気象衛星であり、16号（F16と表記される。以下他の機体番号も同様に表記する）が2003年10月、F17が2006年11月に打ち上げられた。F18は2009年に打ち上げ予定であり、その後もF20まで順次打ち上げが予定されている。DMSP衛星は、高度約850kmの太陽同期極軌道を周期約102分で周回する。衛星の軌道面と、地球中心と太陽を結ぶ直線（太陽光線）のなす角度が一定に保たれ、上昇軌道⁴の間あるいは下降軌道の間、それぞれほぼ一定の地方時で観測を行う（竹内1999b）。図3.2.1に太陽同期軌道の模式図を示す。

SSMISは、F16以降に搭載されているマイクロ波放射計である。F16より前の7機のDMSP衛星には

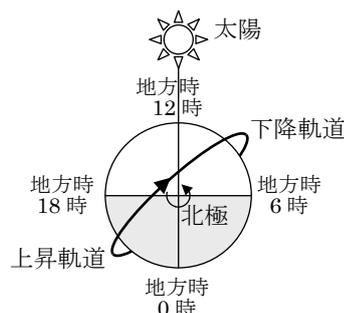


図3.2.1 太陽同期軌道の模式図。

SSM/Iと呼ばれるマイクロ波イメージャが搭載されていた。SSMISはSSM/Iの後継測器であり、SSM/Iに相当するイメージャ機能の他、サウンダ機能が追加されている。SSMISは4種類のセンサ（ENV: Environmental Imaging, IMG: Imaging, LAS: Lower Air Sounding, UAS: Upper Air Sounding）から構成されており、ENVがこれまでのSSM/Iに相当し、IMG, LAS, UASが新たに追加されたセンサである。IMGは対流圏中上層の水蒸気サウンダ、LASは対流圏から下部成層圏の気温サウンダ、UASは上部成層圏から中間圏の気温サウンダである。

3.2.3 全球解析でのマイクロ波イメージャの利用

気象庁の全球解析では、2006年5月にマイクロ波イメージャの海上の晴天輝度温度データの同化を開始した（佐藤・江河 2007）。対象の測器はDMSP衛星F13, F14, F15搭載のSSM/I、TRMM衛星のTMI、及びAqua衛星のAMSR-Eである。マイクロ波イメージャは、主に対流圏下層の気温・水蒸気の解析場にインパクトを与える。

しかし、SSM/Iの利用は、電気系統の故障（F14）や運用変更（F15）により、2008年8月24日以降F13のみとなっている。現在利用中の衛星は打ち上げから7～14年経過しているが、いずれも設計寿命（3～5年）を大きく超過している。このため、新規衛星の早期利用が望まれた。

SSMISのイメージャチャンネルの輝度温度についてモデルの第一推定値と比較するなどデータの品質調査を行った結果、SSM/Iと同程度の品質であることが確認された。また、SSM/Iとほぼ同様の品質管理を行いイメージャチャンネルのみを追加して、低解像度モデル（TL319L60）での実験を行った結果、ほぼ中立の結果が得られた。

疑似観測型台風ボーガスの配置変更（第3.3節参照）や放射伝達モデルRTTOVの更新（Kazumori 2009a）と併せてルーチンと同様の解像度（TL959L60）のモデルでの実験も行い、妥当な結果が得られたため（図略）、2009年3月26日よりルーチンでのSSMISのイメージャチャンネルの利用を

¹ 江河 拓夢、計盛 正博

² 一般に周波数3～300GHz、波長10cm～1mm程度。正確に定義された呼称ではなく、より狭い、又はより広い周波数の範囲に対して用いられることもある。

³ これまでの数値予報研修テキストや数値予報課報告・別冊ではマイクロ波イメージャのみを指してマイクロ波放射計と記述している場合もある。

⁴ 地球を周回する軌道のうち、南から北へ向かう軌道を上昇軌道（ascending orbit）という。逆に北から南に向かうのは下降軌道（descending orbit）。

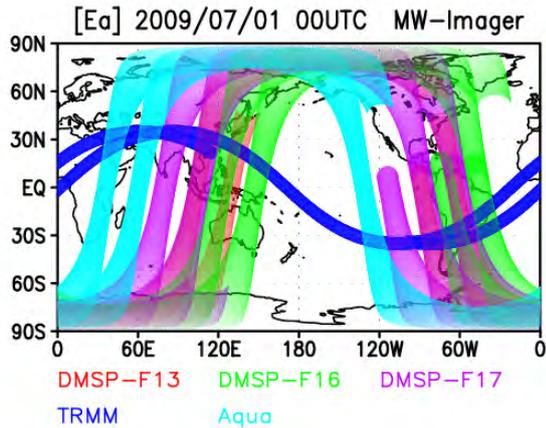


図3.2.2 全球速報解析時に利用可能であったマイクロ波イメージャデータの分布。2009年7月1日00UTCの例。衛星ごとに色を分けて表示。DMSP-F16とF17がSSMISを搭載している。

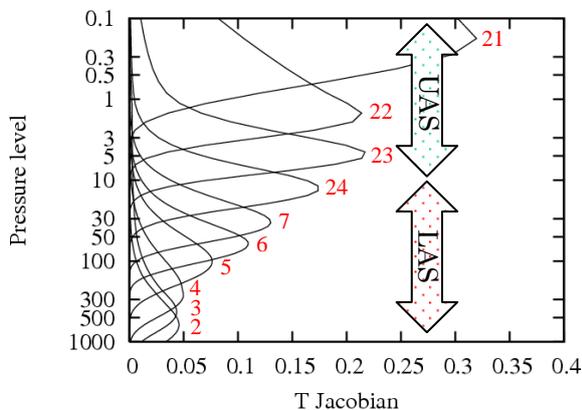


図3.2.3 米国標準気中でのSSMISのサウンディングチャンネルのヤコビアン。赤字はチャンネル番号を表す。UASのヤコビアンはモデル最上層の0.1hPaでも0とまらない。

開始した。図3.2.2は全球速報解析時に利用可能であったマイクロ波イメージャデータの分布例である。追加されたDMSP-F16, F17の軌道は既存のF13の軌道の両隣に位置しており、F14, F15の欠けた領域を補うことができる。実際に解析に利用されるのは海上のみで、200km間隔で間引かれたデータとなる。

3.2.4 SSMISサウンディングチャンネルの利用

SSMISのサウンディングチャンネルは、打ち上げ当初からキャリブレーションに問題があることがわかっていた。原因は、地球からの放射を受信するアンテナ自体の温度変化による放射量変動、及び太陽光が高温校正源に貫入してキャリブレーションに影響を及ぼすことがあるためである。これらの問題を解決するため米国海軍研究試験所 (NRL)、米国環境衛星資料情報室 (NESDIS)、英国気象局 (UKMO) において独自のキャリブレーション手法が開発されてきた。UKMOでは数値予報での利用のために再処理を施したデータを2006年9月から現業

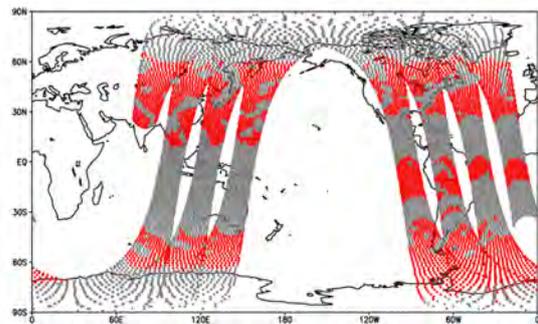


図3.2.4 SSMISの気温サウンディングチャンネルのデータ分布例。2007年7月20日00UTCのサイクル解析の場合。赤色の点が利用可能なデータ、灰色の点がUKMOの処理でフラグが付けられた利用不可なデータ。左半分が下降軌道。

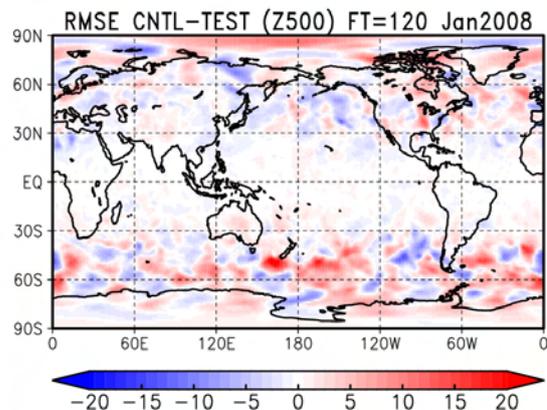


図3.2.5 500hPa高度の120時間予報における対初期値RMSEの差 (CNTL-TEST)。SSMISサウンダチャンネルを利用しない実験をCNTL、利用した実験をTESTとする。2008年1月1日から31日までの12UTC初期値の予報、31事例の平均。赤い方が改善を表す。

利用している。気象庁でもUKMOよりデータをインターネット経由で取得し利用している。

2009年7月28日から全球解析で利用を開始したSSMISの気温サウンディングチャンネルは、LASのチャンネル2, 3, 4, 5である。図3.2.3にLAS, UASのサウンディングチャンネルの気温のヤコビアン⁵を示す。UASのデータ利用には、モデル最上層の0.1hPaより上層の大気プロファイルが放射計算で必要となるため、現時点では利用していない。また、LASのチャンネル6, 7及び24は上昇軌道と下降軌道とでバイアス傾向が大きく異なることがわかっているため、利用していない。

DMSP-F16のSSMISの気温サウンディングチャンネルのデータ分布を図3.2.4に示す。赤色の点が利用可能なデータ、灰色の点がキャリブレーションの問題によりUKMOの処理でフラグが付けられ利用

⁵ 気温を単位量増加させたときの輝度温度の変化量で、各高度の気温変化に対する各チャンネルの感度を表す。

不可となったデータを示す。利用可能なデータは、160km間隔のデータ間引きを行う。極域のデータと下降軌道の熱帯域のデータの大部分が利用できないことがわかる。

現業利用に先立って、SSMISサウンディングチャンネルを利用しない実験をCNTL、利用した実験をTESTとして低解像度モデルによる同化実験を行った。期間は2008年1月の1か月間である。平均解析場では大きな違いが見られなかったが、予報場では、南半球の対流圏で高度、気温の精度改善が確認できた。これは今回新たに追加したDMSP-F16のSSMIS輝度温度データが対流圏の気温に感度があるチャンネルであり、利用可能なデータが中緯度から高緯度にかけて分布していることと合致し、想定どおりの結果と言える。図3.2.5は、500hPa高度の120時間予報における対初期値RMSEの差 (CNTL-TEST) の1か月平均であり、赤色の領域でSSMISサウンディングチャンネルの利用により改善していることを表す。また、夏期間 (2008年8月) の実験でも同様の結果が得られた (図略)。予報スコアの詳細はKazumori (2009b) を参照願いたい。

3.2.5 まとめと課題

全球解析において、DMSP衛星搭載SSMISのイメージチャンネルの利用を2009年3月に、サウンディングチャンネルの利用を同年7月に開始した。

現業利用に先立って行った実験では、イメージチャンネルの追加ではほぼ中立、サウンディングチャンネルの追加では予報場の改善が確認できた。

メソ解析での利用については、現在開発を進めている最中である。DMSP-F14, F15搭載のSSM/Iが利用できないことから、早期に開発を進める必要がある。

参考文献

- 佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 91-105.
- 竹内義明, 1999a: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 75-96.
- 竹内義明, 1999b: 衛星観測に関する基礎事項. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 114-121.
- 早坂忠裕, 1996: マイクロ波放射計リモートセンシングの原理. 気象研究ノート, **193**, 9-21.
- Kazumori, M. 2009a: Impact Study of the RTTOV-9 Fast Radiative Transfer Model in the JMA Global 4D-Var Data Assimilation System. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**, 1.21-1.22.
- Kazumori, M. 2009b: Assimilation Experiments on Pre-processed DMSP-F16 SSMIS Radiance Data in the JMA Global 4D-Var Data Assimilation System.

CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., **39**, 1.23-1.24.

3.3 擬似観測型台風ボーガスの配置変更¹

3.3.1 はじめに

気象庁では、台風周辺の観測データの不足を補うことを目的として、予報課が解析した台風中心位置、中心気圧、強風半径を元に典型的な台風構造を作成し、客観解析に利用している（大野木 1997）。擬似観測型台風ボーガスでは、海面更正気圧と指定気圧面上の風のデータを作成し、他の観測データと共に同化している（小泉 2003）。擬似観測型台風ボーガスには観測誤差の設定や投入する観測要素（海面更正気圧・風・気温など）、配置（水平・鉛直）などに任意性があり、現状は理論的な根拠に基づいて決定されたものではないため、適切な設定を見出す必要がある（新堀 2005）。そのため今回、台風ボーガスの水平配置に関する調査を行い、全球解析において台風中心付近にデータを追加し、台風中心から離れた場所のデータを間引く変更を行った。

3.3.2 台風ボーガスの水平配置変更

台風ボーガス作成処理の流れを以下に示す。詳細は大野木(1997)を参照していただきたい。

- (1) 台風ボーガスを作成する領域の設定
- (2) 海面更正気圧のプロファイルの計算
- (3) 上層の高度プロファイルの計算
- (4) 傾度風による風の計算
- (5) 非対称成分の付加

ここで、(2)の海面更正気圧のプロファイルを決する段階に着目する。海面更正気圧は以下で示す Fujita (1952) の式で与えられる。

$$P(r) = P_{\max} - \frac{\Delta P}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{R_0}\right)^2}}$$

$$\Delta P = P_{\max} - P_C$$

$$P_{\max} = P_C + \frac{P_B - P_C}{1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{R_B}{R_0}\right)^2}}}$$

(3.3.1)

ここで、 $P(r)$ は台風中心からの距離 r の点における海面更正気圧、 P_{\max} は無限遠における海面更正気圧、 P_C は中心気圧、 R_B は台風領域半径、 P_B は $r=R_B$ における海面更正気圧、 R_0 は台風領域内の気圧分布を決めるパラメータで R_0 が小さいほど中心付近の気圧傾度が大きくなる。(3.3.1)式において、 P_C は観測値であり、 R_B は(1)で求まっているので、 P_B と R_0 を決めれば海面更正気圧のプロファイル $P(r)$ が決

海面更正気圧のプロファイル

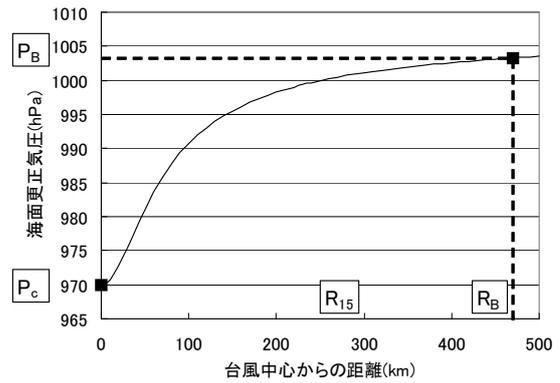


図3.3.1 海面更正気圧のプロファイル例。横軸は台風中心からの距離 (km)、縦軸は海面更正気圧 (hPa)。図中の黒の四角は、海面更正気圧のプロファイルを決する際に用いた拘束条件。

定する。2つの未知数のうち、 P_B は台風中心から半径 R_B の円周上に角度5度おきに72点とりこれらの点における海面更正気圧を第一推定値から求め、それを平均して求めている。また、 R_0 は r が15m/s強風半径(R_{15})のときに傾度風を仮定して求めた風速が15m/sになるという条件から算出することができる。

以上のようにして求めた海面更正気圧のプロファイル例を図3.3.1に示す。図3.3.1に黒の四角で示したように、海面更正気圧のプロファイルを決するときに用いた拘束条件は、

- $P = P_C$ ($r = 0$)
- $P = P_B$ ($r = R_B$)

である。このうち中心気圧 P_C は予報課で解析した値であり、観測に基づく情報である。一方、 $r=R_B$ における気圧 P_B は、上述したように第一推定値から抽出した値を用いている（実際の観測に基づく情報ではない）こと、平均値を用いていることから、中心気圧 P_C に比べて一般的に精度が低いと考えられる。それ以外の点の気圧については、上記の2つの点の間を経験式である Fujita (1952) の式を用いて補間することで求めている。また、風のプロファイルについても、台風中心で風速0m/sという渦の中心を示す条件は台風の性質に基づく合理的条件であるのに対して、 $r=R_B$ 付近では相対的に精度が低いと言える。

図3.3.2の左図は今回の変更を行う前の配置（以下、旧水平配置とする）で、中心から200kmごとの同心円状にデータが配置される。白点には海面更正気圧のデータのみが配置され、黒点には海面更正気圧と1000~300hPaの指定気圧面上の風のデータが配置される。旧水平配置は中心付近に風のデータがないために、渦の中心の情報を解析場に反映することができない可能性がある。また、台風中心から離れた

¹高坂 裕貴（気象衛星センター）

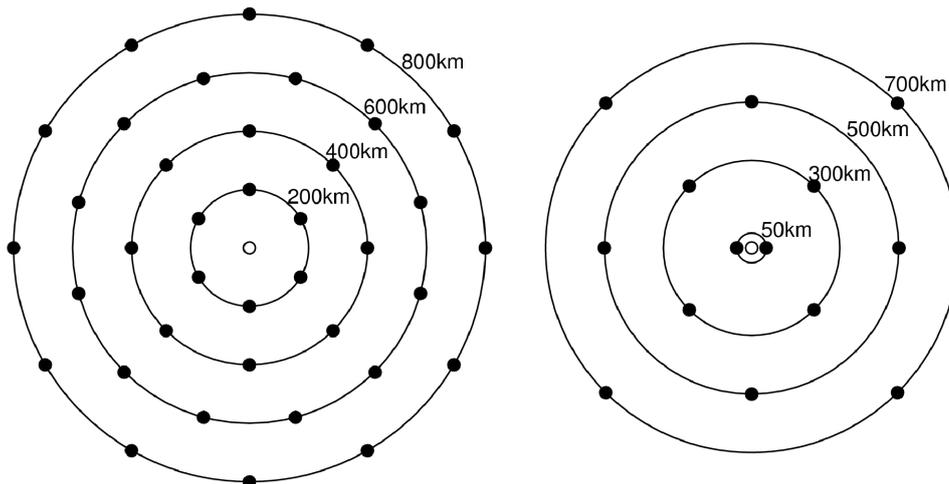


図3.3.2 台風ボーガスの新旧水平配置。台風ボーガス領域半径が800km以上900km未満の場合。左が旧水平配置、右が新水平配置。旧水平配置は、中心から200kmごとの同心円状に1,6,8,12,12個のデータが配置される。新水平配置は、中心に1個、中心から50kmの位置に2個、中心から300,500,700kmの位置に4個ずつのデータが配置される。白点には海面更正気圧のみが配置され、黒点には海面更正気圧と1000~300hPaの指定気圧面上の風が配置される。

場所に8~12個のデータが配置されているが、相対的に精度が低い場所に多くのデータを配置することは好ましくない。そこで、図3.3.2の右図のように、中心から50kmの位置に海面更正気圧と指定気圧面上の風の台風ボーガスデータを追加して中心位置をできるだけ正確に解析するように配置する一方、中心から離れた場所については間引いた水平配置（以下、新水平配置とする）に変更した。

3.3.3 実験

前項での台風ボーガスの新旧水平配置による影響を調べるために実験を行った。実験期間は2008年9月1日~30日で、TL959L60のモデルを使用している。以下、旧水平配置を用いた実験をコントロール、新水平配置を用いた実験をテストとする。なお、今回の台風ボーガスの変更は水平配置の変更のみであり、台風ボーガスを投入する鉛直の気圧面や観測誤差、プロファイルなどの変更はない。

はじめに、新水平配置の効果が明瞭に現れた事例を示す。図3.3.3及び図3.3.4は、2008年9月26日12UTCの解析において、相対渦度の解析値と、投入された台風ボーガスを700hPaの気圧面で示したものである。この実験では、第一推定値としてコントロール・テスト共に同じものを使用しているため、解析値の違いは水平配置の違いのみによるものと言える。紫点が台風ボーガス投入点、黒矢印が風のD値（擬似観測値-第一推定値）、塗りつぶしは相対渦度の解析値を表している。この事例では第一推定値の渦の中心が実況の台風中心に対して南西の位置にあったが、図3.3.3から分かる通りコントロールでは解析値においても渦の中心が実況の台風中心に対してずれたままであった。一方、テストをみると、台風ボーガスの投入数はコントロールよりも

少ないにもかかわらず、渦の中心が実況の台風中心に寄っていることが分かる。図3.3.5は、700hPaにおける相対渦度の解析値の差（テスト-コントロール）、及び風の解析値の差を示したもので、塗りつぶしが相対渦度の差、黒矢印が風の差である。中心付近の風の場の違いが生じた結果、テストはコントロールに比べて渦が北東側に解析されている。中心付近の風の台風ボーガスを見ると、図3.3.4では台風中心から50kmの位置に投入された台風ボーガスのD値が大きくなって風の場を修正したのに対し、図3.3.3ではD値の大きな台風ボーガスがなく、この差が台風中心位置の差となったと考えられる。

次に別の事例を示す。図3.3.6は2008年9月9日12UTCの解析において、400hPaにおけるテストの高度の解析値と風の解析値の差を示したものである。等値線がテストの高度の解析値、カラーの矢印が風の解析値の差（テスト-コントロール）である。第一推定値はコントロールとテストで同じものを使用している。この事例では台風の東側に高気圧があって、実況は高気圧の縁辺流の影響で台風が北上したが、コントロールは予報が進むにつれて実況よりも南西側の進路をとった。台風の南東象限に投入された台風ボーガスの風速のD値を調べたところ負であったことから、台風ボーガスが高気圧縁辺の南西風を弱めたことによって、コントロールは実況よりも南西側の進路をとったと考えられる。図3.3.6の風の解析値の差をみると、先ほどの事例と違って中心付近の差は小さいが、中心から離れた場所ではテストはコントロールよりも台風の南東象限を中心に風速が大きくなっている。テストは、中心から離れた場所の台風ボーガス投入数を減らしたことにより、コントロールに比べて高気圧の縁辺流を弱めなかったと思われる。

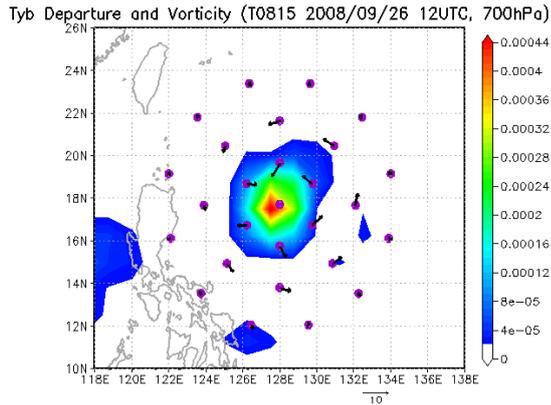


図3.3.3 700hPaにおけるコントロールの台風ボーガスと相対渦度の解析値。2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例。紫点が台風ボーガス投入点、黒矢印が風(m/s)のD値、塗りつぶしが相対渦度(1/s)の解析値。

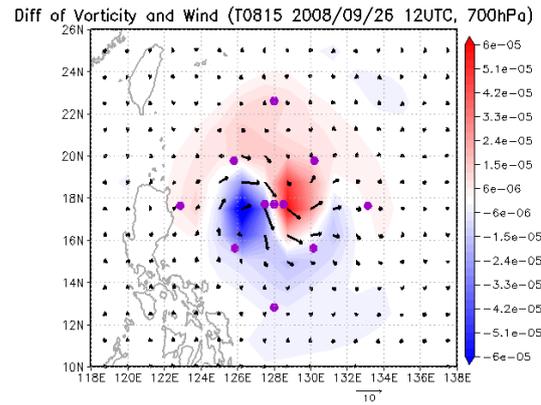


図3.3.5 700hPaにおける相対渦度の解析値の差(テスト-コントロール)及び風の解析値の差。2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例。塗りつぶしが相対渦度(1/s)の差、黒矢印が風(m/s)の差。紫点はテストの台風ボーガス投入点。

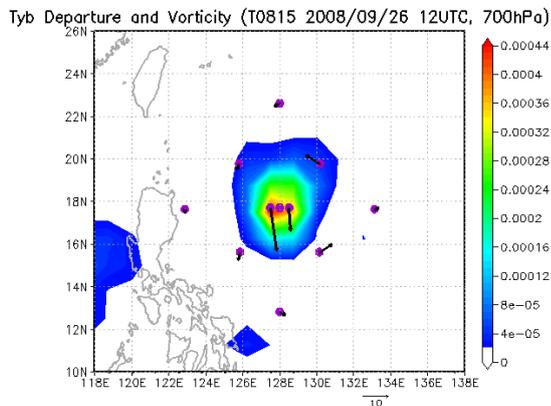


図3.3.4 図3.3.3と同じ。ただし、テストについてのも。

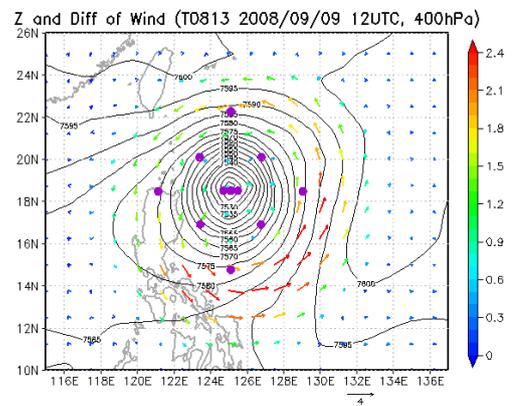


図3.3.6 400hPaにおけるテストの高度の解析値及び風の解析値の差(テスト-コントロール)。2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例。等値線がテストの高度(m)の解析値、カラーの矢印が風(m/s)の解析値の差。紫点はテストの台風ボーガス投入点。

図3.3.7は図3.3.3～図3.3.6の事例の台風進路予報の結果である。黒線がベストトラック、緑線がコントロールの進路予報、赤線がテストの進路予報である。中心付近の風の場合に違いが見られた2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例では、テストはコントロールよりも台風の初期位置が実況に近い位置に寄り、台風の進行方向については違いが少なく、コントロールの進路を平行移動させたような進路をとって、予報後半の進路予報も改善している。また、台風中心から離れた場所の風の場合に違いが見られた2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例では、コントロールとテストで台風の初期位置はほぼ同じだが、台風の進行方向に違いが見られ、テストはコントロールよりも北東側の進路をとった結果、予報後半の進路予報が改善していることが分かる。

次に、実験期間を通しての結果を示す。図3.3.8は2008年9月におけるTL959L60のサイクル実験によ

る台風進路予報誤差である。上で示した実験の結果とは違い、この実験には第3.2節で説明されている衛星放射データ同化のための放射伝達モデルの更新とSSMISの追加の変更も加えられているが、事前の調査によりこれらの変更は台風予報に対するインパクトは中立であることが分かっている。青線がコントロール、赤線がテスト、赤点はサンプル数であり、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している。図3.3.8より、テストはコントロールよりも48～78時間予報誤差で有意に改善していることが分かる。また、台風強度予報誤差については中立であった(図は省略)。

3.3.4 まとめ

台風ボーガスデータは台風中心に近いものは精度が高く、中心から遠いものは精度が低くなると考えられることから、全球解析の台風ボーガスの水平

配置を中心付近に追加し、中心から離れた場所は減らすように変更した。実験の結果、進路予報誤差が改善することが確認できたため、この変更は2009年3月に現業化された²。

参考文献

大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.

小泉耕, 2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-16.

新堀敏基, 2005: 全球4次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 106-110.

Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. Geophys. Mag., **23**, 437-451.

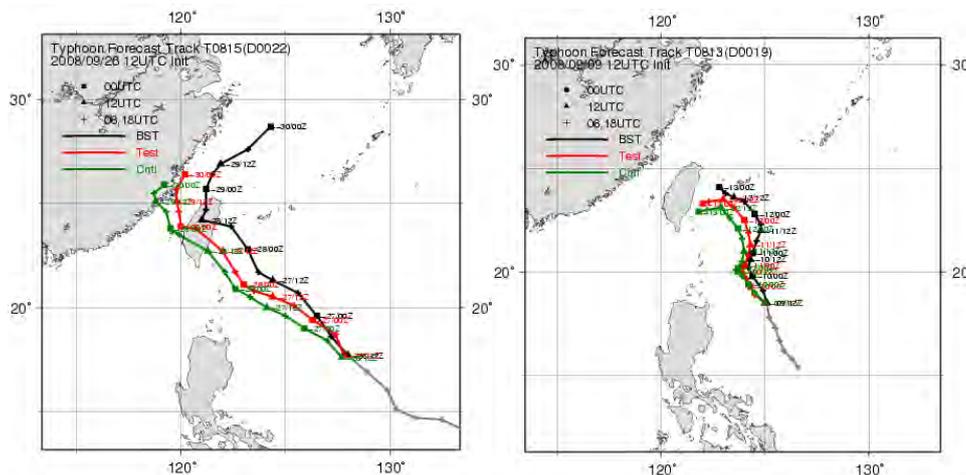


図3.3.7 台風ボーガスの水平配置の違いによる台風進路予報の違い。左が2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例、右が2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例。黒線がベストトラック、緑線がコントロール、赤線がテスト。

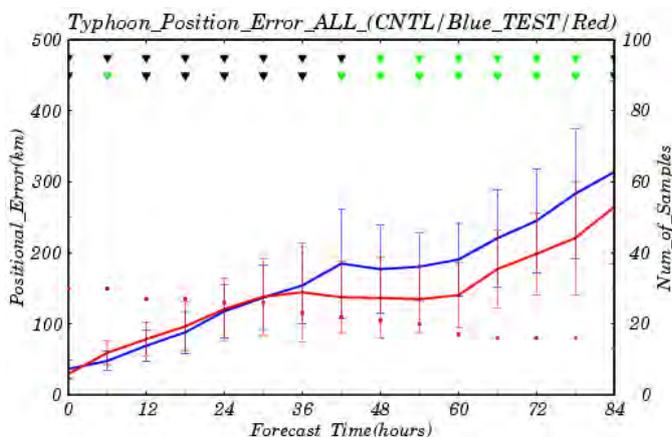


図3.3.8 2008年9月におけるTL959L60の台風進路予報誤差。台風第13号から台風第17号までを対象としている。横軸は予報時間(hours)、左縦軸は台風進路予報誤差(km)、右縦軸はサンプル数である。青線がコントロール、赤線がテスト、赤点がサンプル数。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の95%信頼区間で、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している。(上の三角形が相関を考慮した場合、下の三角形が相関を考慮しない場合。)

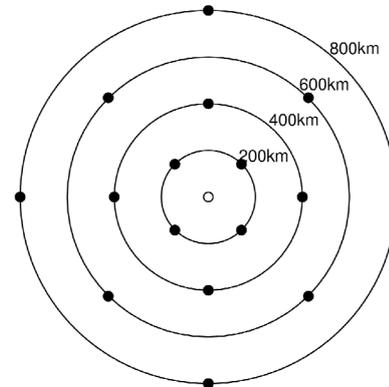


図3.3.9 2009年10月以降の全球解析用台風ボーガスの水平配置。

² その後の調査の結果、中心から50kmの位置に追加した台風ボーガスが予報を悪化させる場合があることが分かった。一方、中心から離れた場所で台風ボーガスのデータ数を減らすことは引き続き有効であった。このため、2009年10月に、中心から50kmの地点への投入をやめるとともに、中心から200kmごとの同心円状に4個ずつのデータを配置するよう変更を行った(図3.3.9)。

3.4 週間アンサンブルの予報モデルの更新¹

3.4.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下、WEPS)は週間天気予報の支援を目的に運用されている。WEPSに基づく、各メンバーの予報、アンサンブル平均やスプレッド、各種確率情報等の資料が作成され、現業利用されている(林・川上 2006)。

WEPSの本運用は、2001年3月の計算機システム更新と同時に開始された。それ以降、GSMの改良の成果をWEPSの予報モデルに取り込むとともに、初期摂動作成手法およびメンバー数に改良が施され、週間天気予報の支援資料の精度向上が図られてきた(経田・山口 2006, 酒井 2008, 米原 2008)。WEPSの運用開始以来の主な改良を、表3.4.1にまとめる。以下GSMの名前下4桁は現業化時期(西暦・月)を表す。なお、アンサンブル予報の基礎については、山根(2002)や高野(2002)を参照されたい。

アンサンブル予報の精度向上には、初期摂動作成手法の改善やメンバー数の増加のみならず、予報モデルや解析値の精度の向上も重要である。図3.4.1にWEPS運用開始以来の、500hPa高度場(Z500)についてのFT=144でのアノマリー相関月平均の時系列を示す。検証領域は北半球領域(20°N-90°N、以下NH)で、細い線は各月のもの、太い線は前12ヶ月移動平均である。赤線は摂動が入っていないメンバーの予報(以下コントロールラン)、青線が各メンバーの予報のアンサンブル平均の検証結果である。図を見ると、GSMの精度向上に伴い、運用開始以来着実に、コントロールラン、アンサンブル平均ともに予報精度が向上してきたことが分かる。FT=144において、アンサンブル平均の精度はコントロールランを大きく上回っている。また、予報精度が季節変化の中で相対的に下がる夏季において、アンサンブル平均はコントロールランをよく改善している。

3.4.2 2009年3月のWEPS予報モデル更新

2009年3月に、WEPSの予報モデルがGSM0711からGSM0808に更新され、適合ガウス格子が導入されるとともに、いくつかの改良が施された。本節では2009年3月の変更内容及び、その効果について述べる。以下では現在のWEPSを「WEPS0903」、2007年11月から今回の変更まで運用されていたものを「WEPS0711」とする。

2009年3月の主な変更点は、予報モデルへの適合ガウス版全球モデルの導入、および力学過程による対流有効位置エネルギーの時間変化量(DCAPE)の計算方法の改良の2点である。また上記

以外にも、初期値作成時の内挿手法の変更、初期値化の停止および熱帯における成長しない特異ベクトルの排除処理等の予報結果にほとんど影響のしない変更も同時に行った。以下本節では主な変更点2点の内容について説明する。

表 3.4.1 WEPS の主な改良の時期と仕様

時期 (年/月)	予報モデル (解像度)	摂動作成手法 (摂動対象領域)	メンバー数
2001/3	GSM0103 (T106L40)	BGM 法 (NH)	25
2002/2	GSM0103 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2003/6	GSM0305 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2005/3	GSM0407 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2006/3	GSM0603 (TL159L40)	BGM 法 (NH,TR)	51
2007/11	GSM0711 (TL319L60)	SV 法 (NH ⁺ ,TR ⁺)	51
2009/3	GSM0808 (TL319L60)	SV 法 (NH ⁺ ,TR ⁺)	51

摂動対象領域の各記号はNH:20°N-90°N, TR:20°S-20°N, NH⁺:30°N-90°N, TR⁺:20°S-30°Nであり、東西方向には全球を含む。メンバー数は摂動を加えていないコントロールメンバーを含む。BGM法はBreeding of Growing Mode法(Toth and Kalnay, 1993)の略でSV法はSingular Vector法(Buizza and Palmer, 1995)の略である。予報モデルについては、GSM0103は松村(2000)、GSM0305は中川(2004)、GSM0407は川合(2004)、GSM0603は北川(2005)、GSM0711は北川(2006)、GSM0808は岩村(2008)等を参照されたい。

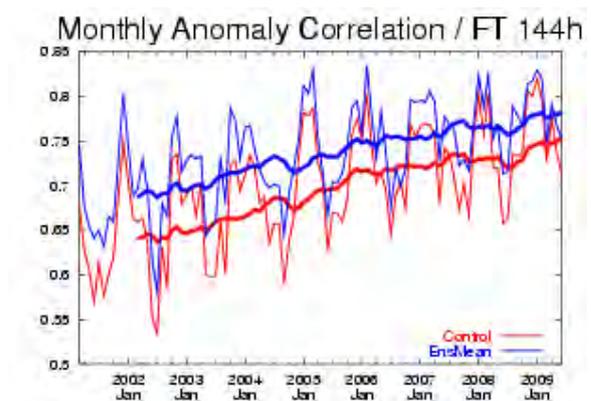


図3.4.1 月平均のFT=144におけるZ500のアノマリー相関係数の時系列(細線)。期間は2001年3月から2009年5月。検証領域はNHで、太線は前12ヶ月移動平均。赤線がコントロールラン、青線がアンサンブル平均の結果である。

¹ 米原 仁

(1) 適合ガウス版全球モデルの導入

WEPS0903では、予報モデルとして低解像度版GSM0808(TL319L60)を導入した。GSM0808では、モデル格子の適合ガウス化に加えて様々な改良が行われ、計算時間の短縮と同時に予報精度向上が図られている(岩村 2008, 宮本 2009)。WEPS0903の予報モデルである低解像度版GSM0808の予報特性も、高解像度(TL959L60)とほぼ同じである。その基本的な予報特性については大河原(2008)を参照されたい。

適合ガウス格子では、標準のガウス格子での高緯度ほど東西格子間隔が密になる性質を緩和し、計算精度に影響のない範囲で東西格子数を減らすことで計算速度の向上が図られている。図3.4.2にWEPS0903での緯度ごとの東西格子数を示す。WEPS0711での東西格子数は緯度によらず640であった。WEPS0903では赤道から40°N付近までは格子点数および位置の変更はないが、それより高緯度では徐々に東西格子数が減る。

(2) DCAPE計算方法の改良

GSM0801で行われた、DCAPEの計算方法の改良(気象庁 2007)が、今回の変更でWEPSにも取り込まれた。この改良は、物理過程における積雲対流の発生を制御するトリガー関数の計算において、取り扱いが十分でない項を修正したものである。この問題により、地形による上昇流域で必要以上に積雲対流を抑止し、逆に地形による下降流域では、抑止すべき積雲対流を発生させてしまう例があった。このことに関する事例検証については小野田(2008)に詳しい。

実際に、必要以上の積雲対流の抑止が起こった事例を図3.4.3に示す。図は、WEPS0711での、2007年8月4日12UTC初期値のFT=72における、東北地方付近の全アンサンブルメンバーの前24時間積算降水量[mm]を表示したものである。図3.4.4に対応する解析雨量を示す。実況では降水域は西南西から東北東に延びていたが、予報では東北地方の日本海側で全てのメンバーで不自然に降水量が少ない。この事例では下層の風向は西よりであり、東北地方の日本海側は地形による上昇流域となっており、必要以上の積雲対流の抑止が起こっていると考えられる。図3.4.5にこの事例について降水確率を比較したものをしめす。ここでの降水確率は、前24時間積算降水量が6mmを超えたメンバーの割合であり、図3.4.5aがWEPS0711、図3.4.5bがWEPS0903の予報である。WEPS0711では図3.4.3に示したように日本海側で不自然に降水確率が低くなっているが、WEPS0903ではそれが改善され、より自然な降水確率となった。

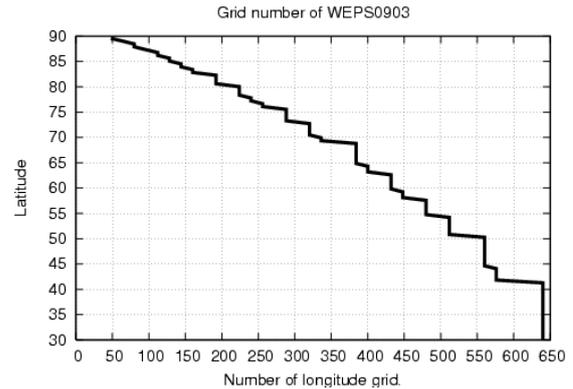


図3.4.2 WEPS0903における緯度ごとの東西格子数。東西格子数は最大640(標準のガウス格子でのもの)で赤道をまたいで南北対称である。

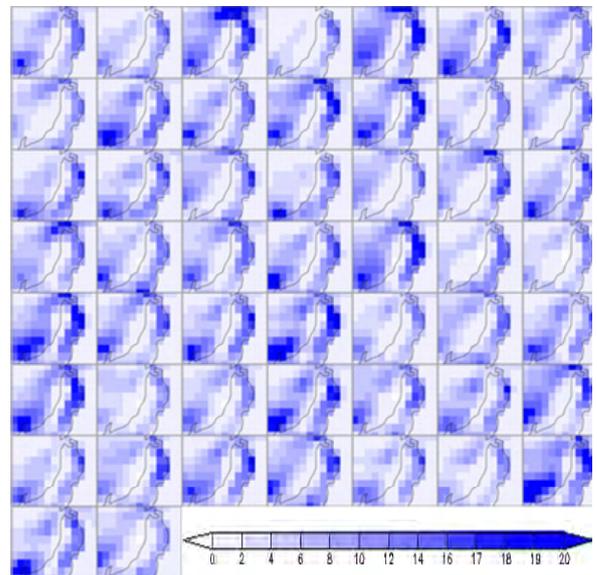


図3.4.3 WEPS0711での2007年8月4日12UTC初期値のFT=72における、東北地方付近での、全メンバーの前24時間積算降水量[mm]。

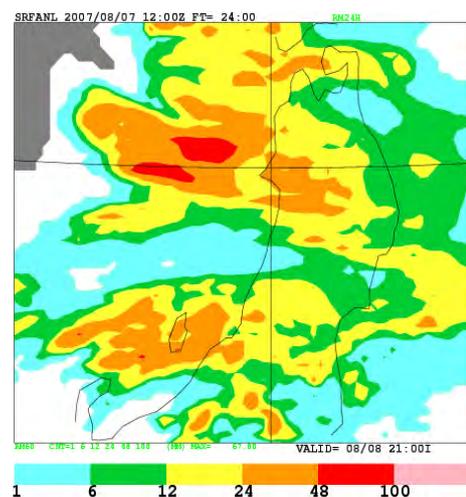


図3.4.4 2007年8月7日12UTCでの前24時間の解析雨量の積算(図3.4.3に対応する)。

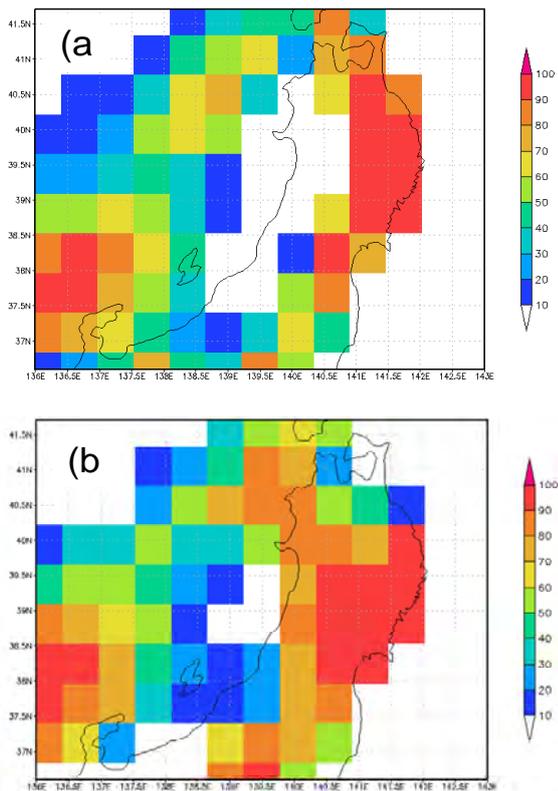


図3.4.5 2007年8月4日12UTC初期値のFT=72での、前24時間積算降水量が6mmを超える確率。
aがWEPS0711、bがWEPS0903での予報。

3.4.3 今回の改良の効果

今回の改良の業務化試験の検証結果を基に、予報精度への影響について述べる。以下ではWEPS0711をCNTL、WEPS0903をTESTと呼ぶ。業務化試験では、両実験とも解析値には同じ高解像度GSM0808での解析予報サイクルの結果を用いている。試験の対象期間は2007年8月(以下夏季)及び2008年1月(以下冬季)である。

(1)総観場の予報

コントロールランおよびアンサンブル平均の総観場の予報精度としては、業務化試験の結果は夏季・冬季ともに、Z500では中立、850hPa気圧面の気温(T850)については予報後半でやや改善であった(図略)。モデルの精度向上は解析予報サイクルを通じて予報精度の向上に大きく寄与するが、今回は同じ解析値を用いて実験を行った為、両者の精度の違いが大きく出なかったと思われる。このことは、WEPSでは初期値を高解像度GSMの解析値から作成している為、その改善の効果が既に現業に反映されていたもいえる。

確率予報についても、ブライアスキルスコアでの検証結果はコントロールランやアンサンブル平均の検証結果と同様の傾向であった(図略)。今回の変更で

は摂動作成手法は変わっていない為、両者が同じ傾向を示すのは自然である。またT850については、精度改善率は気候値より低温の予報について大きかった。

(2)降水確率予報の対アメダス検証

図3.4.6に降水確率予報の検証結果を示す。図は予報時間毎の前24時間積算降水量についての、府県予報代表点56点における、アメダス降水量を真値としたROC面積を比較したものである。上段が夏季、下段が冬季の検証結果で、横の図の並びは左からそれぞれROC面積の閾値が1mm、6mm、12mm以上のものである。赤線がTESTの結果、緑線がCNTLの結果である。エラーバーは、検証に用いた代表点についてランダムに抽出されたサブグループで計算したROC面積の分散を表示しており、検証地点の違いにおける結果の違いの目安である。

図3.4.6を見ると、弱い降水については夏季・冬季とも予報精度にほとんど違いがみられない。一方で、6mm以上の降水については夏季で大きな改善が見られ、特に予報期間の前半において顕著である。これは、第3.4.2節(2)で説明した改良により、ある程度まとまった雨の事例について、CNTLでは不自然に確率が低く予報されていた事例が改善することによる効果と考えられる。特に予報の前半では各メンバーの予報がそろいやすくなり、メリハリの利いた降水確率が予報される為、その効果が強く出ている。冬季において若干の改悪となっているが、冬季では夏季に比べ積雲対流に伴う強い降水の事例数も少なく、確かな差とはいえない。

3.4.4 WEPSの開発計画

最後にWEPSの精度向上に向けた今後の取り組みを紹介する。アンサンブルで表現すべき予報の不確実性とは、初期値の持つ誤差による予報の不確実性だけでなく、予報モデル自体が完全ではないことによる不確実性も含むものであるが、現在のWEPSでは初期値による不確実性のみしか考慮されていない。この予報モデルの不確実性を考慮する手法の1つである確率的物理過程強制法(Buizza et al., 1999)を導入することによって、アンサンブル予報の精度向上が見込まれる為、現在開発を進めている。同時に、初期摂動作成手法についても、より適切な初期摂動を作成するため、摂動の大きさやその季節変動の調整等の改良を進めていく計画である。

また、本稿でも示したようにアンサンブル予報の精度向上には予報モデル自体の精度向上も重要であり、最新のGSMの開発成果をWEPSにも取り入れていくとともに、計算機の更新に合わせて予報モデルの高解像度化を行っていく計画である。

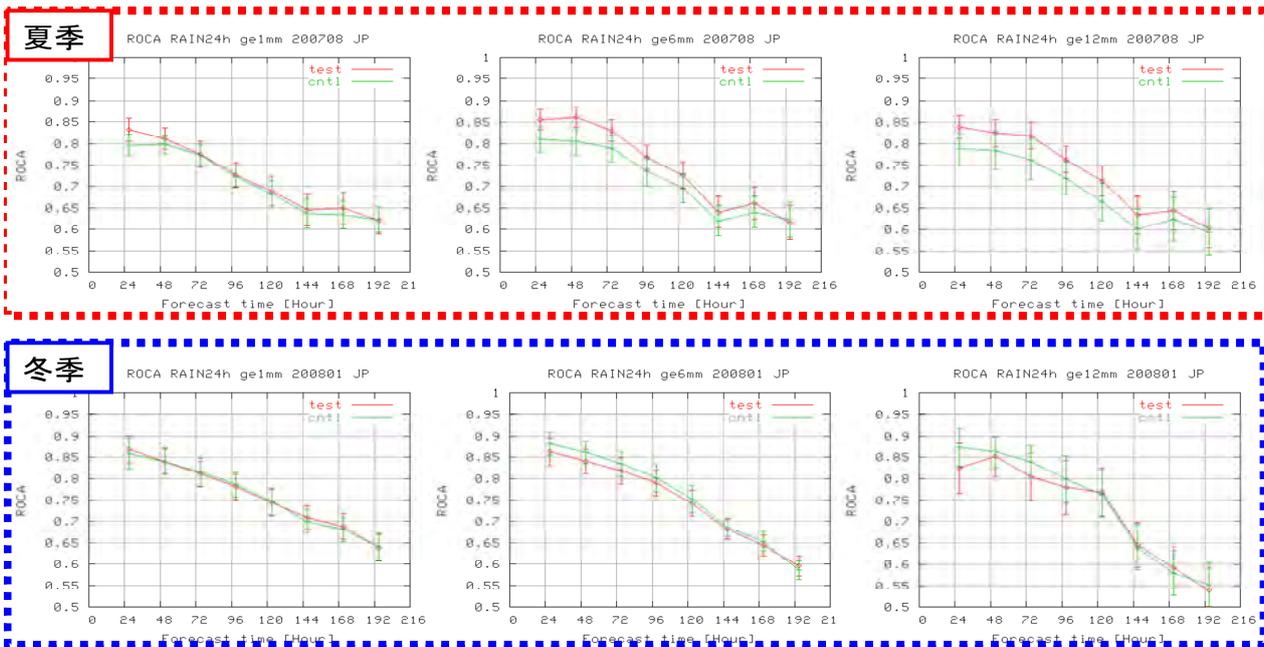


図3.4.6 予報時間毎の前24時間降水量についての、府県予報代表点56点における、アメダス降水量を真値としたROC面積。上段が夏季、下段が冬季の検証結果、横の図の並びは左からそれぞれROC面積の閾値が1mm、6mm、12mm以上のものである。赤線がTESTの結果、緑線がCNTLの結果。

参考文献

岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.

大河原斉揚, 2008: 統計検証. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 7-18.

小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.

川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.

気象庁, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号.

北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成17年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.

北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.

経田正幸, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報. 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 41-54.

酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. 天気, **55**, 67-76.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.

中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション.

数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 70-75.

林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 34-37.

松村崇行, 2000: 高解像度全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-20.

宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 27-49.

山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 21-71.

米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.

Buizza, R., T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.

Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.

Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.

3.5 非静力学メソ4次元変分法の現業化¹

3.5.1 はじめに

2009年4月7日00UTC初期値よりメソ客観解析の手法が、静力学スペクトルモデルに基づいた4次元変分法解析システム（静力学メソ4次元変分法、石川・小泉 2002）から、非静力学格子モデル（気象庁予報部 2008）に基づいた4次元変分法解析システム（非静力学メソ4次元変分法、本田・澤田 2008）に更新された。この際、解析対象領域は以前と同じまま、解析の水平解像度は10kmから5kmに高解像度化され、鉛直層も40層から50層へと増加された。メソ客観解析システムが予報モデルと同様に非静力学化されたことで、一貫性のある解析予報システムが構築され、量的降水予報などの精度改善が期待される。

本節では、本田・澤田(2008)以降に行った改良の概要と、メソ解析として現業利用が可能かどうかを判断するために行った解析予報実験（業務化試験）の結果について示す。

3.5.2 非静力学メソ4次元変分法の改良点

現業化された非静力学メソ4次元変分法解析システムの仕様は、概ね本田・澤田（2008）に記述されているとおりであるが、湿りの影響を局所的に抑えるために偽相対湿度の背景誤差の水平相関距離を半分に調整した。これは、本田・澤田（2008）の性能評価試験で3時間積算降水量の閾値5mm以下の弱雨が予報過多となったことを軽減するための処理である。この改良を加えて、業務化試験に臨んだ。

3.5.3 解析予報実験による性能評価

(1) 解析予報実験の概要

解析システムが静力学メソ4次元変分法である実験をCTRL、非静力学メソ4次元変分法である実験をTESTとする。側面境界値は適合ガウス格子(RGG)版全球モデル(GSM)の予報値とした。予報モデルは、非静力学メソ4次元変分法のアウターモデル²も含めて、最新版の非静力学モデル（第3.8節参照）を採用した。実験期間は暖候期と寒候期のそれぞれ1ヶ月程度を設け、2006年7月16日から2006年8月31日を夏実験、2007年12月23日から2008年1月23日を冬実

験とした³。検証対象とする予報は、03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とする33時間予報である。夏実験の期間には、7月中に西日本に活発な梅雨前線が停滞し各地で大雨を降らせた事例や、8月に台風第10号が九州地方に上陸した事例が含まれている。冬実験の期間には顕著な事例は含まれないが、冬型気圧配置の強まりや低気圧の通過が見られる一般的な冬季の気象状況にあった。

(2) 統計検証結果

まず、対解析雨量降水検証結果について示す。図3.5.1は、検証格子を20kmとした3時間積算降水量の閾値ごとの降水検証結果である。夏・冬実験とも全ての閾値においてTESTのエクイタブルスレットスコア(ETS)はCTRLを上回っており、本田・澤田（2008）で示されていた最大の懸案事項が解決されていることが分かる。夏実験においてTESTはCTRLに比べバイアスコア(BI)が大きい、5~30mm/3h程度の降水に関してはその値は1に近く精度向上が見られる。20mm/3hを超える降水では予報頻度過多となっているが、35mm/3hでも1.2程度であり許容範囲内と考えられる⁴。冬実験では逆にTESTはCTRLに比べ頻度が小さくなっており、20mm/3h以上の降水に関しては予報頻度過小の傾向が強くなっている。しかし、CTRLとあまり差がない、冬季は20mm/3h以上の降水頻度は高くないなどの理由により、こちらも許容範囲内と考えられる。

図3.5.2、図3.5.3はそれぞれ、夏、冬実験の予報時間ごとの降水検証結果である。夏実験において閾値が5, 20mm/3hの場合、予報初期ではTESTのETSはCTRLに劣っているがFT=09以降では逆転する様子が見られ、また、BIの予報時間変動も小さく、より自然である。これは、予報モデルにとってより良い解析値が作成できていることを示していると考えられる。

つぎに、対ゾンデ高層検証結果を示す。メソ解析領域内の高層観測地点の指定気圧面データを利用した。図3.5.4はそれぞれ、夏、冬実験のアウターモデルの同化窓初期の高層検証結果（気温、相対湿度、風速）である⁵。同化に利用されているデータを用いて検証しているため解析場の精度検証として妥当とは言えないが、解析値の平均誤差(ME)の変化傾向を把握する上で有効である。気温、相対湿度の

¹ 本田 有機、澤田 謙

² 非静力学メソ4次元変分法ではインクリメント法を採用している。低解像度の4次元変分法で解析インクリメントを計算し、最終的には高解像度の第一推定値にこのインクリメントを足して、高解像度のモデルを走らせて解析値を計算する。この高解像度のモデルをアウターモデルと呼ぶ。

³ 夏冬実験とも、始めの3日間はスピニングアップとして検証対象からはずした。

⁴ 現業メソ予報の2007年、2008年の8月の降水予報の月統計検証では、閾値35mm/3h以上のバイアスコアは1を下回っている。このことから、バイアスコアが大きくなることが必ずしも悪化とは言えない。

⁵ メソ解析では、同化窓の最後の時刻を解析値としているので、プロダクトとして提供している解析の品質そのものを表している訳ではない。

平均誤差には変化が見られ、下層気温の高温傾向の平均誤差の改善、冬季相対湿度の乾燥傾向の平均誤差の出現が見られる。

図3.5.5、図3.5.6は、夏実験の気温、冬実験の相対湿度の予報モデルの高層検証結果（FT=09, 21, 33）である。アウターモデルの気温の高層検証では平均誤差の変化が見られたが、予報モデルの高層検証からはその様子はあまり見られない。この振る舞いはほとんどの要素に共通し、アウターモデルの高層検証で見られた平均誤差の違いは予報モデルの高層検証では予報初期に留まるようであり、TESTとCTRLの平方根平均二乗誤差（RMSE）の差も同様に多くが予報初期に留まる（図略）。唯一持続したアウターモデルの高層検証の性質は冬実験の相対湿度であり、乾燥傾向の平均誤差が予報後半まで残ってしまっている。これが、降水頻度過小の一因と考えられる。

最後に、地上要素検証結果を示す。図3.5.7、図3.5.8はそれぞれ、夏実験と冬実験の地上要素検証結果（気温、相対湿度、風速）である。地上気温は夏冬実験ともTESTはCTRLよりも統計的に低温予想となっており、夏は改善、冬は改悪に結びつく。冬実験の風速の改善は著しいものの、要素、対象時刻により改善改悪が見られる。ただ、その差は小さく、概ね同等以上の成績となっている。また、各検証要素の誤差ヒストグラムもCTRLに比べより急峻なガウス分布に近づいていることから、予報値としてより好ましい性質を持つことも確認されている（図略）。

(3) 個別事例

業務化試験期間中に見られた顕著な予報改善事例として、2006年の台風第10号の事例を図3.5.9に示す。FT=24にもかかわらず、台風中心位置だけでなく周辺の降水分布も実況に近く大幅な改善がみられる。

3.5.4 まとめ

現業化された非静力学メソ4次元変分法の成績を静力学メソ4次元変分法に基づく旧現業メソ解析と同等の条件のもとで比較した業務化試験の結果について示した。

夏・冬実験とも、降水検証、高層検証、地上要素検証において、静力学メソ4次元変分法と比較して、概ね同等以上の性能を持つことが分かった。特に、3時間積算降水量の検証では、夏冬とも非静力学メソ4次元変分法による解析からの予報のほうが、全ての閾値でETSが大きく、明らかな精度の改善が確認できた。メソ解析システムが予報モデルと一貫性をもって、予報モデルにとってより良い初期値を提供していることが、予報結果の改善に結びついていると考えられる。また、4次元変分法の時間推進演

算子として採用されている予報モデルの性能向上や高解像度化なども改善の大きな要因となっていると考えられる。

現在は、一層の精度向上に向けて、本田・澤田(2008)で提案された随伴モデルの改良や予報モデルの最適化、および地上設置型GPSデータや地上観測要素⁶の新規同化に取り組んでいる。

参考文献

- 石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37-59.
気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデルII. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 265pp.
本田有機, 澤田謙, 2008: 非静力学メソ4次元変分法. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52.

⁶現業では地上気圧のみ同化に利用されている。

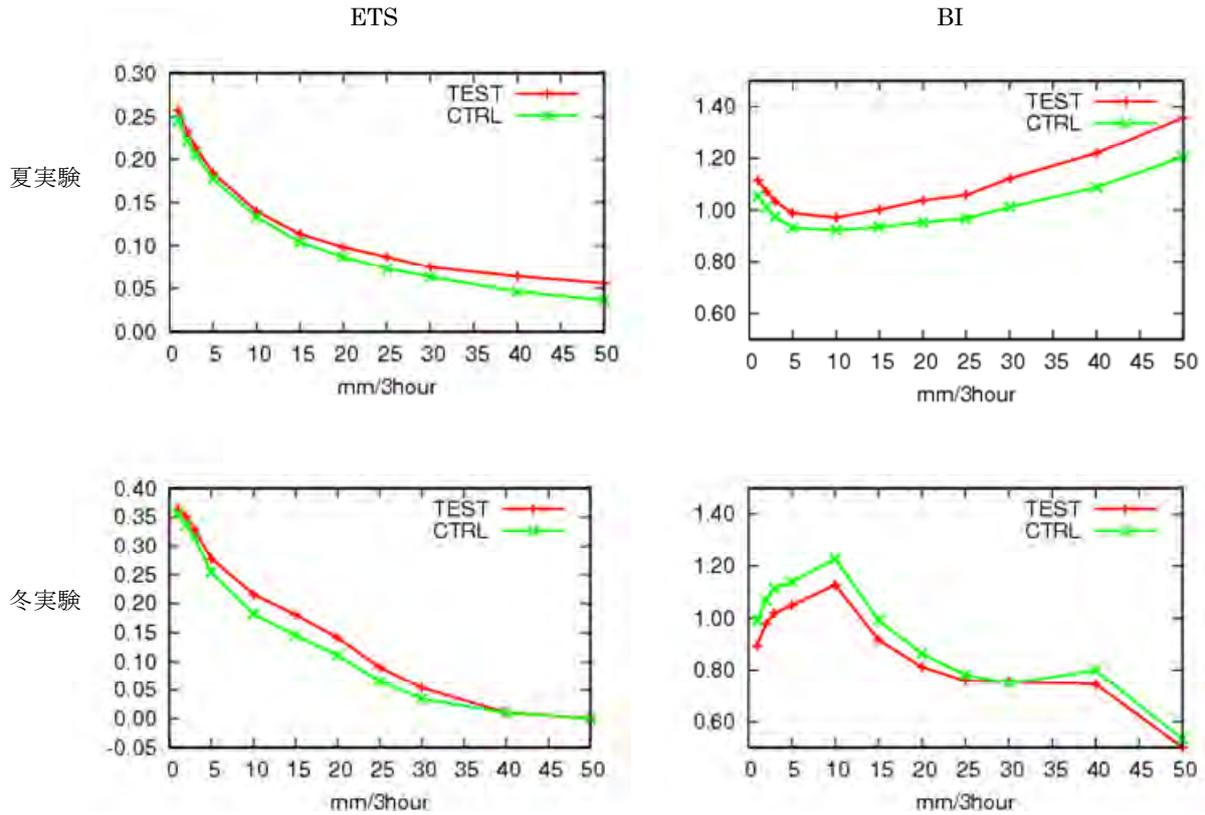


図3.5.1 閾値ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:夏実験、下段:冬実験、左:エクイタブルスレットスコア、右:バイアスコア、横軸:閾値。

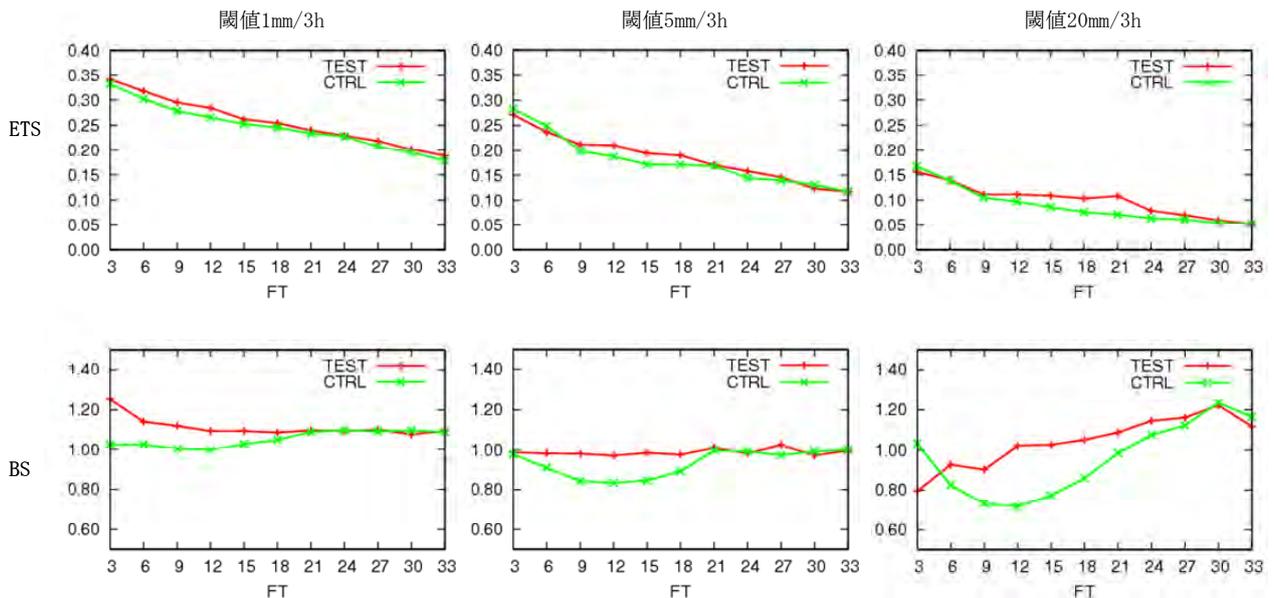


図3.5.2 夏実験の予報時間ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:エクイタブルスレットスコア、下段:バイアスコア、1列目:閾値1mm/3h、2列目:閾値5mm/3h、3列目:閾値20mm/3h。

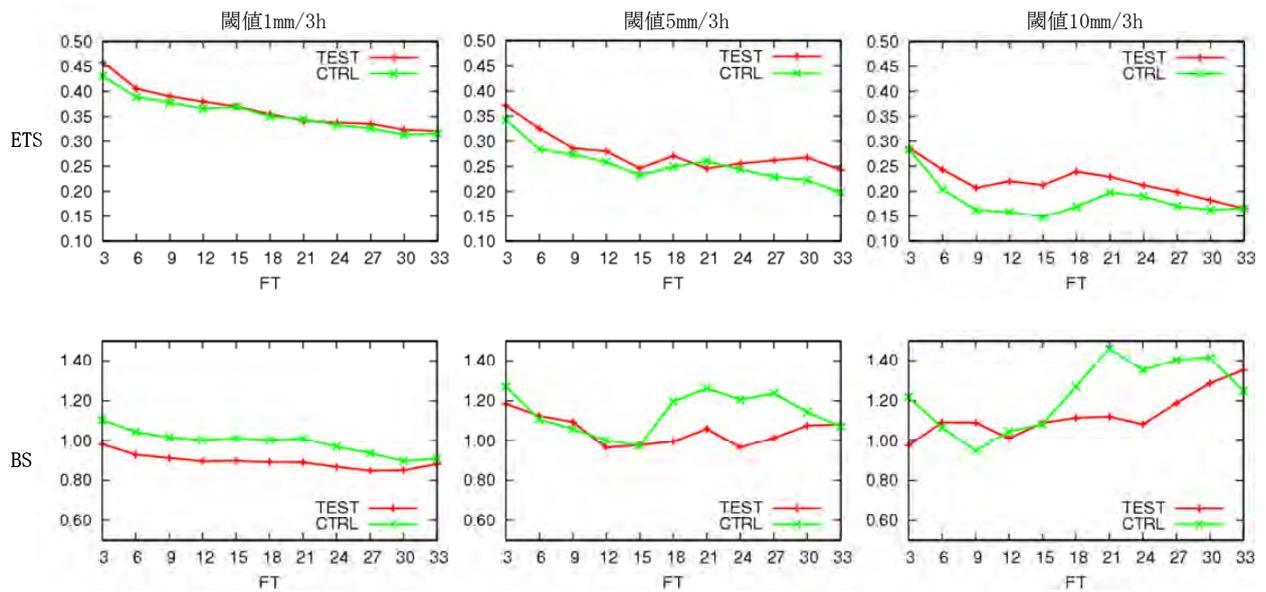


図3.5.3 冬実験の予報時間ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:エクイタブルスレットスコア、下段:バイアスコア、1列目:閾値1mm/3h、2列目:閾値5mm/3h、3列目:閾値10mm/3h。

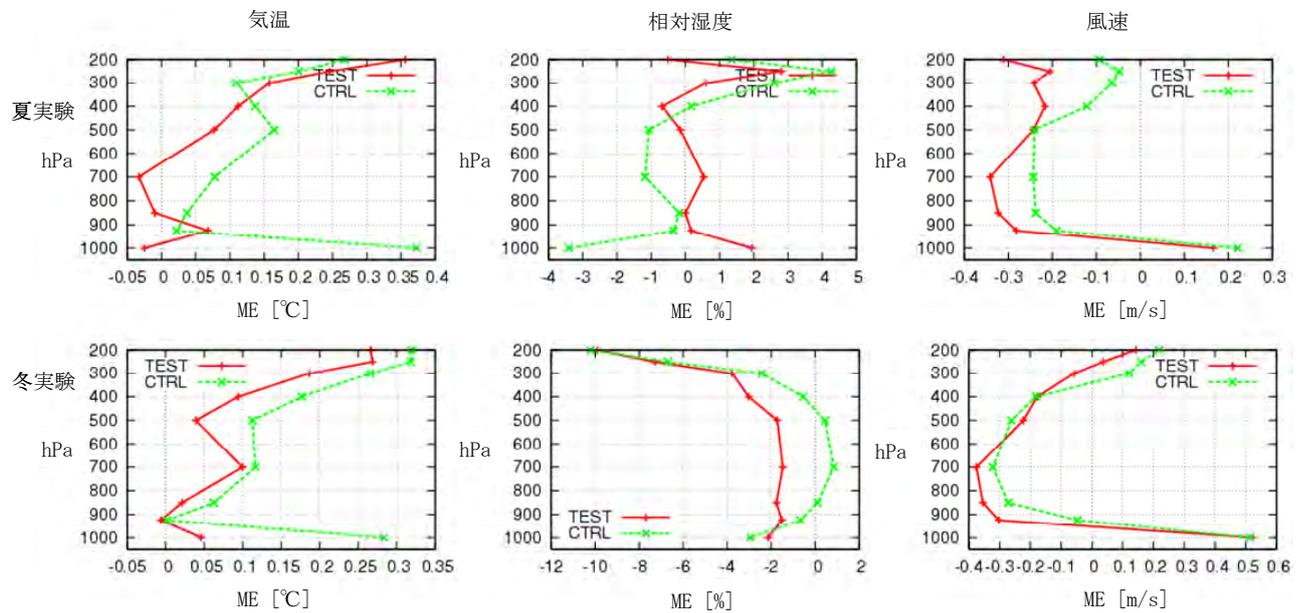


図3.5.4 アウターモデルの平均誤差に関する高層検証。検証時刻は、データ同化窓の最初の時刻。1列目:気温、2列目:相対湿度、3列目:風速、上段:夏実験、下段:冬実験。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

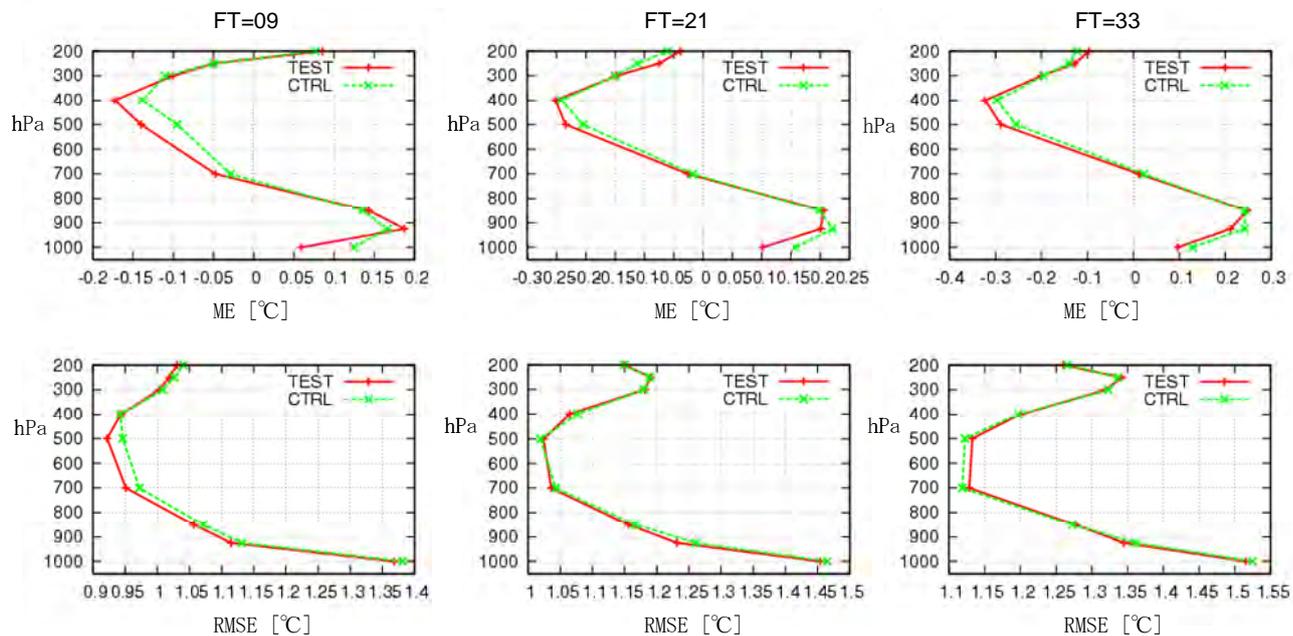


図3.5.5 夏実験の予報モデルの気温の高層検証。検証時刻は、1列目:FT=09、2列目:FT=21、3列目:FT=33、上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

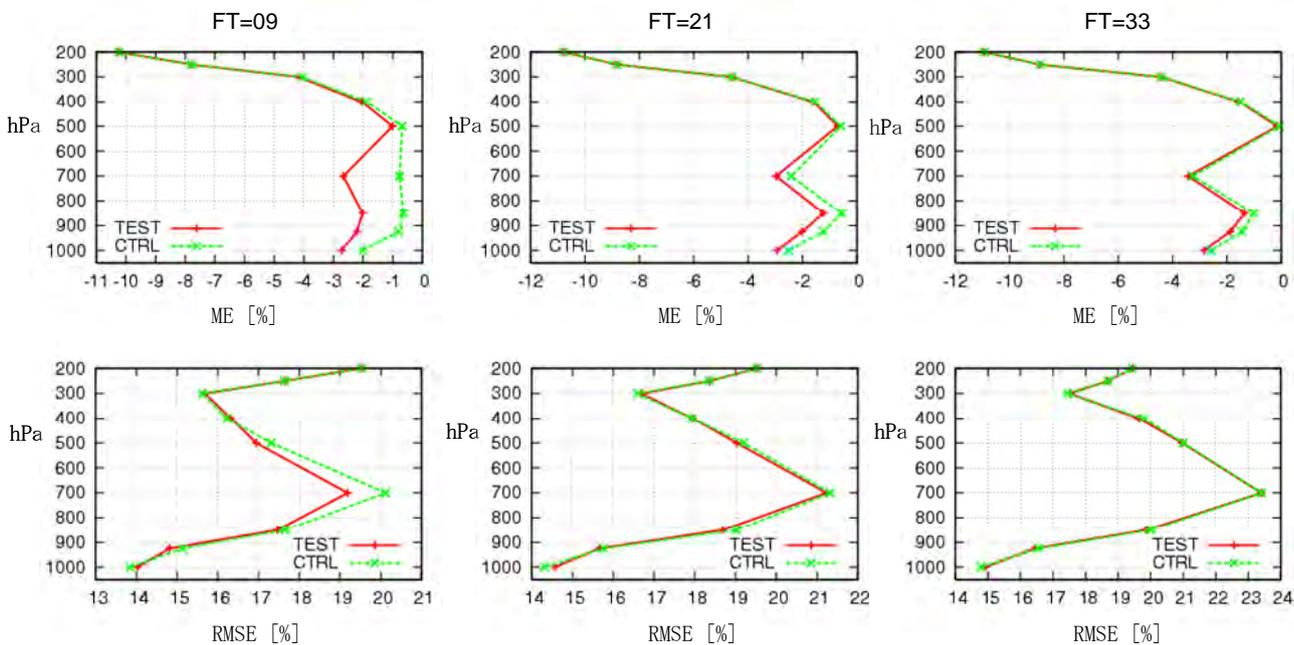


図3.5.6 冬実験の予報モデルの相対湿度の高層検証。検証時刻は、一列目:FT=09、2列目:FT=21、3列目:FT=33、上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

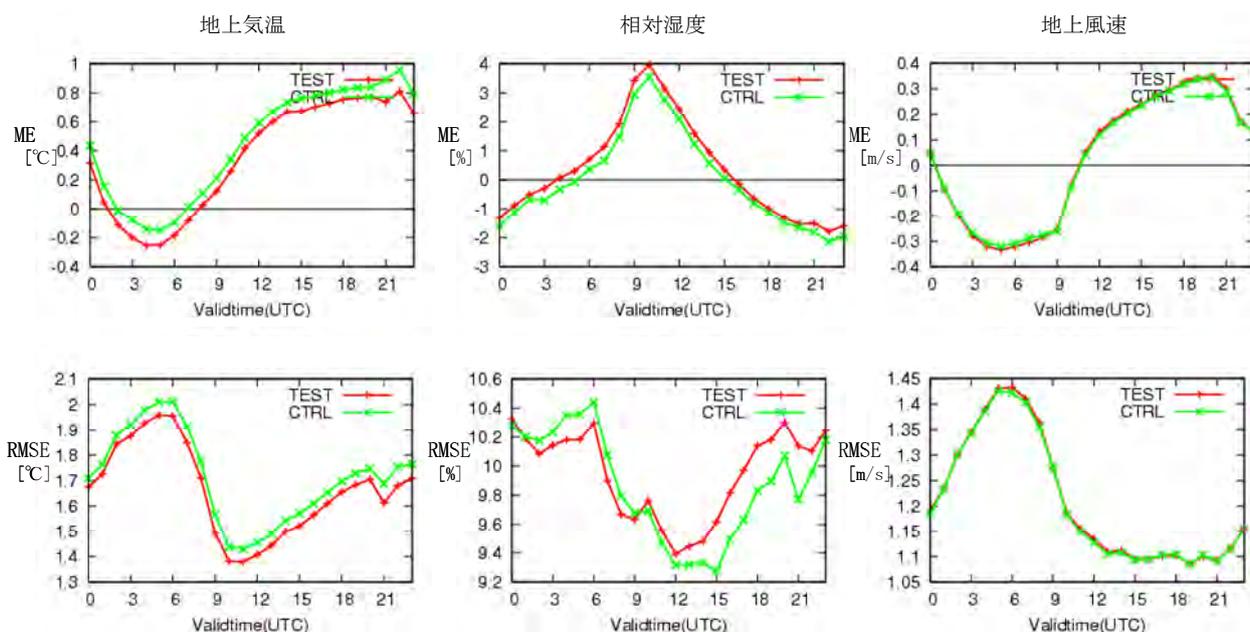


図3.5.7 夏実験の地上要素検証。1列目：地上気温、2列目：相对湿度、3列目：地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

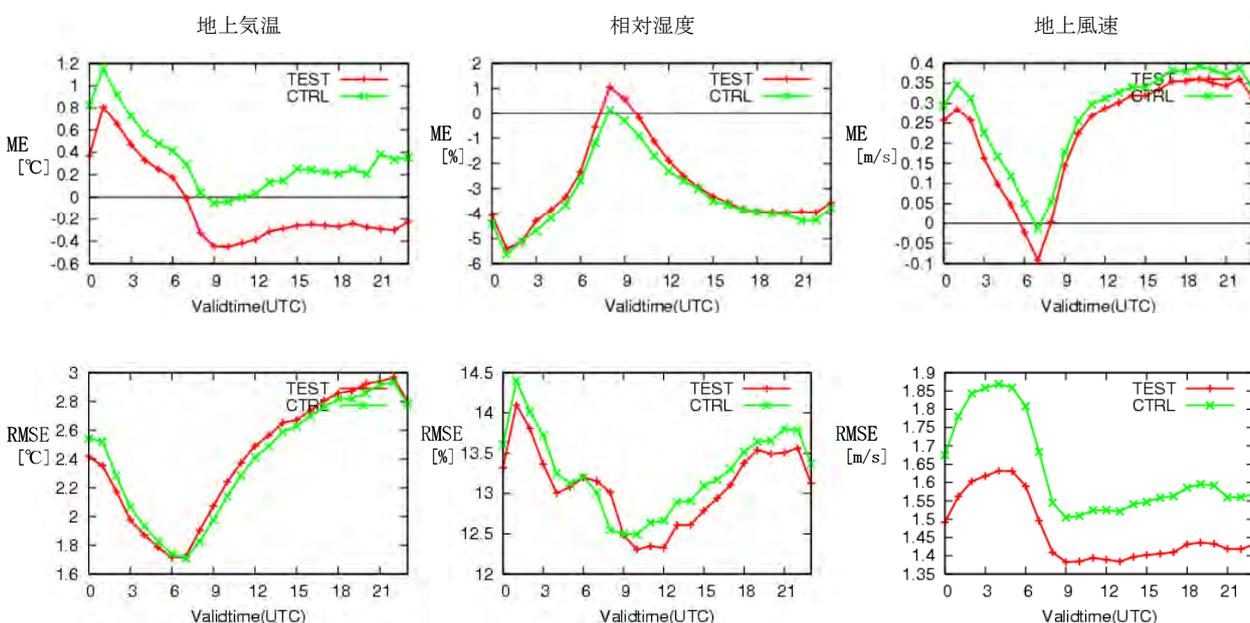


図3.5.8 冬実験の地上要素検証。1列目：地上気温、2列目：相对湿度、3列目：地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

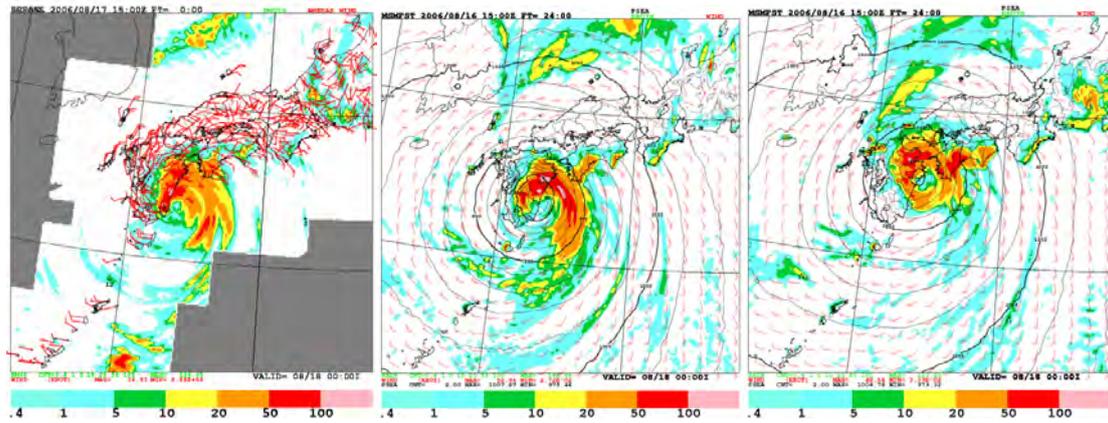


図3.5.9 2006年の台風第10号の事例（2006年8月16日 15UTCを初期値とする24時間予報の前3時間降水量）。左から解析雨量、非静力学メソ4次元変分法による解析からの予報、静力学メソ4次元変分法による解析からの予報による降水分布。

3.6 メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良¹

3.6.1 はじめに

水平格子間隔が 5 km のメソ数値予報モデル (MSM) の湿潤過程は、格子スケールを対象とする雲物理過程と、サブグリッドスケールを対象とする対流パラメタリゼーションである Kain-Fritsch (KF) スキームを併用している。本節では、2008年12月18日に導入した雲氷の数濃度 (単位体積あたりの粒子数) を予報変数化した効果と、開発を続けている KF スキームにおける対流雲の混合率の計算方法を修正した効果を紹介する。冬季における雲氷の数濃度の予報変数化によるおもな効果は成田 (2008a) にまとめてあり、寒候期における KF スキームの修正による効果は暖候期ほどには大きくない。そこで、本節では暖候期における湿潤過程の改良の効果に焦点を絞ることとする。

第3.6.2項では、MSM の湿潤過程の改良の内容と狙った効果を紹介する。第3.6.3項では、2008年7月28日の北陸地方と近畿地方の大雨を対象として、改良の効果を示す。なお、以下では 2008年12月18日より前に現業運用していた雲氷の数濃度を予報しない MSM を MSMope、それ以降の現業モデルである雲氷の数濃度を予報変数に追加した MSM を MSMni、雲氷の数濃度を予報するとともに KF スキームの混合率の計算方法を修正した開発中の MSM を MSMkfc と表す。

3.6.2 湿潤過程の改良

本項では、MSM の雲物理過程における雲氷の数濃度の予報変数への追加と、KF スキームにおけるサブグリッドスケールの対流雲と格子スケールの周囲の気候との混合率の計算方法の変更について、それぞれの概要と狙いを紹介する。雲氷の数濃度の予報変数化によって放射過程で用いる雲の表現が変わるため、とくに上層の気温に影響がある。また、KF スキームの修正によって加熱や加湿の鉛直分布が変わるため、格子スケールを対象とする力学過程と雲物理過程によって表現する対流の特性に影響がある。

(1) 雲氷の数濃度の予報変数化

冬季の日本海沿岸付近における降雪の予測精度の改善をおもな目的として、2008年12月18日から MSM の雲物理過程で雲氷の数濃度を混合比とは独立に予報するようにした (成田 2008a)。雲氷の数濃度を予報することにより、雲氷の成長や、雲氷から雪やあられへの変換の扱いを精緻にすること

ができる。このため、冬季だけでなく暖候期においても、予報時間とともに対流圏上層に雲氷が過剰に蓄積していく問題が解消された。ところが、この変更によって放射過程で用いている雲氷の混合比や分布が変わった。この影響で、MSM が予測する夏季の 200 hPa 付近の高度における気温のバイアスが MSMope では正であったのに対して、MSMni では負に変わった (第3.8.2項)。

放射過程における雲氷の有効半径の計算方法を理論的に定式化することはできないため、現在の MSM では気温だけの関数として経験的に決めている (第3.7.3項)。このため、現状では放射過程における雲氷の有効半径と雲物理過程における雲氷の平均粒径との整合はとれていない。夏季の対流圏の上層における気温のバイアスをゼロに近づけるためには、雲氷の有効半径を求めるための定式化を修正する対策が考えられる。一方、MSM では上層における湿潤過程による加熱率が小さく²、とくに対流圏の上層ではおおむね放射平衡によって気温が決まっている。これに対して、実際の気候では対流による加熱の寄与と合わせて放射対流平衡によって気温が決まっている。したがって、MSM が表現する大気加熱と冷却の扱いを実際の気候における現象に近づけるためには、放射過程で用いる雲氷の有効半径の調整のみによって対流圏の上層における気温のバイアスを軽減する方針は適切ではなく、対流による下層からの熱の鉛直輸送量を大きくするべきであると考えている。

(2) KF スキームにおける混合率の変更

湿潤過程として雲物理過程だけを用いる場合は、モデルの格子スケールで飽和しなければ水蒸気が凝結しない。一方、実際の気候では MSM の水平格子間隔 5 km よりもはるかに小さなスケールで凝結が起こって雲が発生している。吉崎・加藤 (2007) によると、メソ対流系や線状降水帯をモデルで陽に表現するためにはモデルの格子間隔をおよそ 5 km 以下に、水平スケール 10 km 程度の積乱雲を陽に表現するためには格子間隔をおよそ 2 km 以下にしなければならない。さらに、発生初期における対流セルの水平スケールは数 km 以下である。このため、MSM において格子スケールの現象を対象とする力学過程と雲物理過程だけでは、個々の対流セルの発生と発達を適切に表現することはできない。したがって、サブグリッドスケールの対

² 加藤 (2008) は、格子間隔 1 km の雲解像モデルの計算結果を現業の MSMope と同じ設定の格子間隔 5 km のモデルの計算結果と比較し、格子間隔 5 km のモデルでは上空における放射を除いた加熱が小さいこと、この傾向は豪雨が多発する期間に顕著であることを示した。

¹ 成田 正巳

流を扱う対流パラメタリゼーションを併用しないと、実況より対流の発生が遅れたり、発達を予測できなかつたりすることがある。さらに、MSM の格子が飽和して対流が発生するときには一度に過大な潜熱が放出されるため、実況との対応が悪い格子スケールの非常に強い対流を引き起こしてしまうことがある。

格子スケールの対流を抑制するため、MSM では KF スキームを併用している。これによって、雲物理過程だけを用いた場合よりも効率的に、つまり成層状態の不安定度が大きくなる前に安定化することができる。しかし、KF スキームによる対流雲が発生する位置を適切に判定することは難しい。また、MSM では対流パラメタリゼーションが発動することにより成層状態を安定化する効率が高くなる一方で、不安定度が大きくなることから対流雲の雲頂高度が低くなり、対流圏の上層における対流による加熱が小さくなる。このため、現在の MSM の設定では KF スキームによって適切に計算することができる降水量の最大値は 10~20 mm/h 程度にしかならない(成田 2008b)。したがって、雲物理過程による降水が生成されず KF スキームの効果が大きくなると、実際の降水量を大幅に過少評価してしまうことになる。

これらの問題を解決するためには、格子スケールの現象を対象とする力学過程および雲物理過程と、サブグリッドスケールの現象をモデル化する対流パラメタリゼーションの役割を明確にして適切に併用することにより、それぞれの利点を発揮させなければならない。

以上の方針にしたがって、KF スキームによってモデル化したサブグリッドスケールの対流性上昇流および対流性下降流のエントレインメント率とデトレインメント率の最大値を決める混合率を大きくした MSMkfc の実験とパラメータの調整を進めている(成田 2008b)。この変更によって、現在の MSM の問題点である梅雨期の九州や四国における地形に沿った不自然な降水を軽減することができる。一方、対流雲の混合率を大きくすることによって、KF スキームによるサブグリッドスケールの対流雲の雲頂が低く、したがって加熱や加湿が卓越する高度が低くなる。この効果によって、引き続き時間ステップでは KF スキームによる深い対流ではなく、上層において力学過程と雲物理過程による対流が発生しやすくなる。つまり、KF スキームによる下層の混合によって、対流パラメタリゼーションを併用しない場合には発生しなかつたり発生が遅れたりすることがある格子スケールで表現できる対流が発生しやすくなる。さらに、このような鉛直カラムにおける KF スキームの深い対流の発

生を抑制することできる。これにより、実況との対応が悪いことがある KF スキームによる不自然な降水の生成を軽減し、格子スケールで表現できる対流とその組織化を表現することを目指している。

3.6.3 大雨を対象とする湿潤過程の改良の効果

本項では、第3.6.2項で述べた MSM の湿潤過程の改良の効果を、大雨の事例を対象に確認する。対象とする事例は、2008年7月28日の北陸地方と近畿地方における大雨である。このときに現業運用していた雲氷の数濃度を予報しない MSMope は、これらの大雨を適切に予測することができなかつた(第1.1節)。この原因として、初期値における下層の水蒸気量が過少であったこと(津口・成田 2009)、大雨の原因となったメソ対流系の発達を表現するにはモデルの分解能が不足していたこと(第1.1.4項)、雲や降水の生成を扱うモデルの湿潤過程の作用が適切でなかつたことが挙げられる。これらの影響により、いずれの初期時刻においても MSM が予測した降水量は大幅に過少であった。

そこで、本項では予測した降水量は過少であったものの、ほかの初期時刻の MSMope の予測と比べれば実況に近い位置にある程度は強い降水を予測することができた初期時刻である 7月27日03 UTC を対象とする。この初期時刻では、初期値における可降水量が Aqua 衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測から見積もった値と近かつた。したがって、モデルの分解能の問題を除けば、MSMope が予測した降水量が過少だった原因には湿潤過程の問題が大きく影響していたと考えている(津口・成田 2009)。湿潤過程の問題に焦点を絞るため、この初期時刻を選んだ。

(1) 北陸地方の大雨

図3.6.1 に、2008年7月28日00 UTC を対象とする前3時間の解析雨量と MSMope, MSMni, MSMkfc それぞれが予測した降水量を示す。初期時刻 7月27日03 UTC からの予報時間は 21時間である。

解析雨量では、富山県と石川県との県境付近に 100 mm/3h 以上の降水域が解析されており、東西に 100 km 程度、南北に 20~30 km 程度の広がりを持つ線状降水帯を形成している。降水量の極値は 200 mm/3h を超えている。これに対して、MSMope ではこの付近に 50 mm/3h 以上の降水域を計算しており、東西に 50 km 程度、南北に 5~10 km 程度の広がりを持ち、降水量の極値は 70 mm/3h 弱である。解析雨量と比べて MSMope の降水域は狭く、降水量は大幅に過少である。一方、MSMni では 50 mm/3h 以上の降水域の分布が解析雨量に近

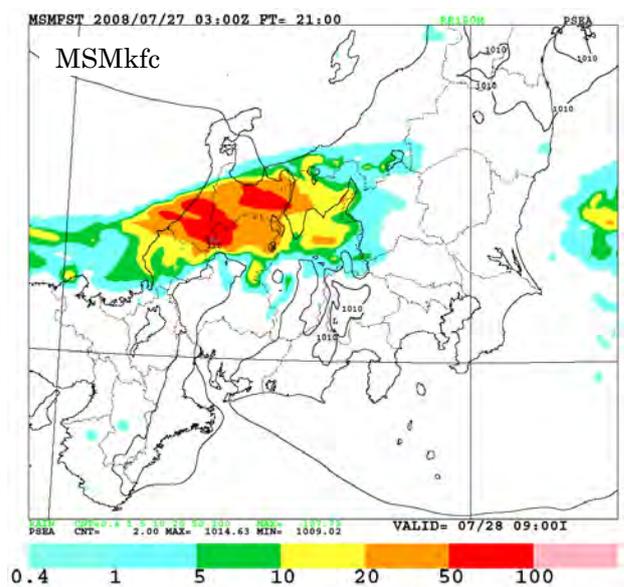
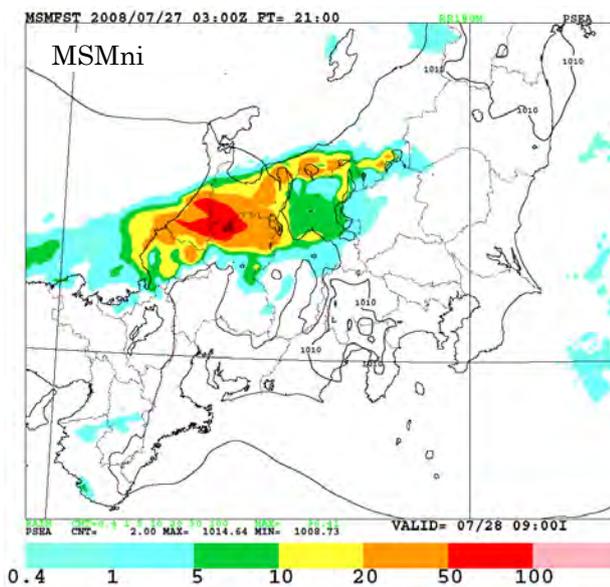
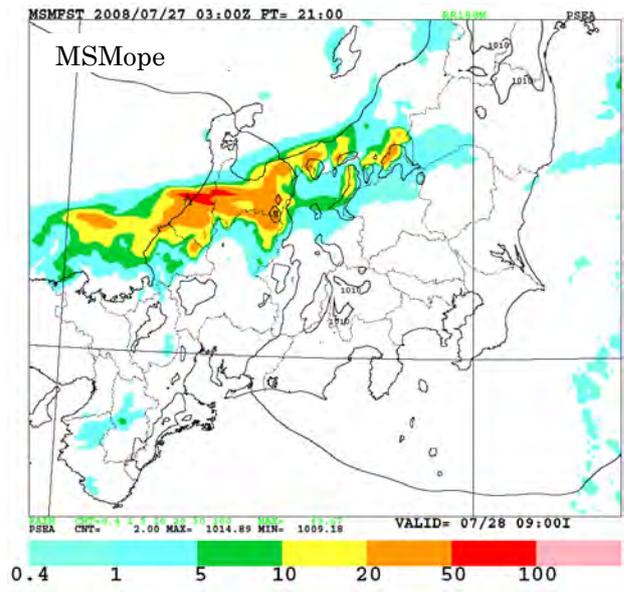
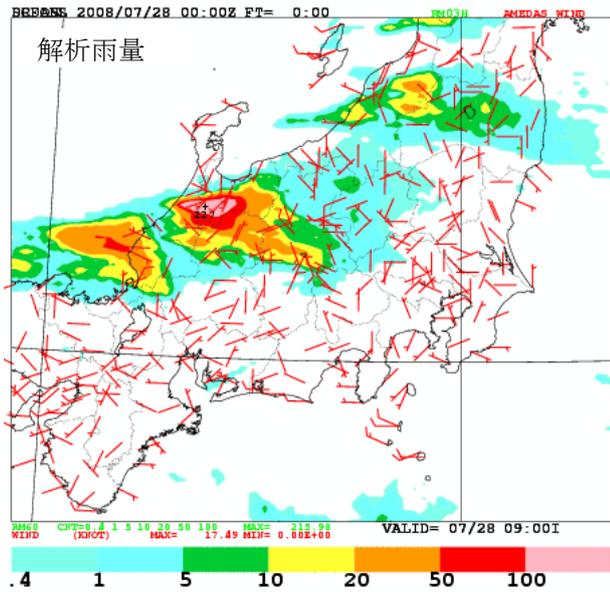


図 3.6.1 2008 年 7 月 27 日 21 UTC から 28 日 00 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h] (初期時刻 2008 年 7 月 27 日 03 UTC、予報時間 21 h)。 (左上) 解析雨量、(右上) 雲氷の数濃度を予報しない MSMope、(左下) 雲氷の数濃度を予報する MSMni、(右下) 雲氷の数濃度を予報し KF スキームを修正した MSMkfc による予測。

くなっており、降水量の極値は 100 mm/3h 弱に増え、MSMope よりは改善している。また、MSMkfc では MSMni よりやや広い範囲で 50 mm/3h を超える降水域を計算しており、降水量の極値は 100 mm/3h を超えて、さらに解析雨量に近づいていることがわかる。ところが、MSMkfc では富山県東部で 50 mm/3h を超える降水域を計算しており、解析雨量と比べて過剰である。この降水域は、雲氷の数濃度を予報せず、KF スキームの混合率だけを変更した MSM では計算されなかった (図略)。強い降水を計算しやすくしても、位置を実況に合わせることは難しい。モデルの計算結果を利用するときは、降水の位置ずれを考慮しなければならない。

なお、図3.6.1 の解析雨量に見られる新潟県から福島県に広がる降水域については、7月27日03 UTCを初期時刻とする MSM では湿潤過程を変更しても予測することができなかった。初期場における水蒸気量が過剰であった 7月26日21 UTCを初期時刻とする MSMope では、この付近で解析雨量より過剰な 100 mm/3h を超える降水を予測していたことから、初期場における水蒸気量の違いが予測の結果に大きく影響したと考えられる (第1.1.3項)³。

³ さらに古い初期時刻である 7月26日15 UTCからの MSMope の予測でも、この付近における降水量は解析雨量よりも過剰であった。

(2) 近畿地方の大雨

図3.6.2 に、2008年7月28日06 UTC を対象とする前3時間の解析雨量と MSMopec, MSMni, MSMkfc それぞれが予測した降水量を示す。初期時刻 7月27日03 UTC からの予報時間は 27時間である。

解析雨量では兵庫県日本海沿岸部で 160 mm/3h を超える降水域が狭い範囲に集中しており、線状の分布が明瞭である。この降水域とはべつに、岡山県南部から兵庫県南部を通過して大阪府北部にのびる線状降水帯が見られ、降水量の極値は 50 mm/3h を超えている。これに対して、MSMopec では日本海沿岸部における降水域は狭く降水量の極

値は 30 mm/3h 程度と解析雨量に比べて大幅に過少であり、南側の降水域における降水量の極値は 10 mm/3h 程度と大幅に過少である。一方、MSMni では日本海沿岸部の降水量は解析雨量とは極大の位置がずれているが 40 mm/3h 強と MSMopec よりもやや増え、南側でも 5 mm/3h 以上の降水域が広がっている。さらに、MSMkfc ではどちらの降水域でもほかの設定と比べて降水量が増えており、大幅に過少ではあるものの解析雨量に近づいた。とくに、MSMkfc では MSMopec や MSMni と比べて日本海沿岸部において組織化した線状降水帯が明瞭であり、解析雨量との対応が良くなっている。一方、MSMopec から MSMni へ、MSMni から

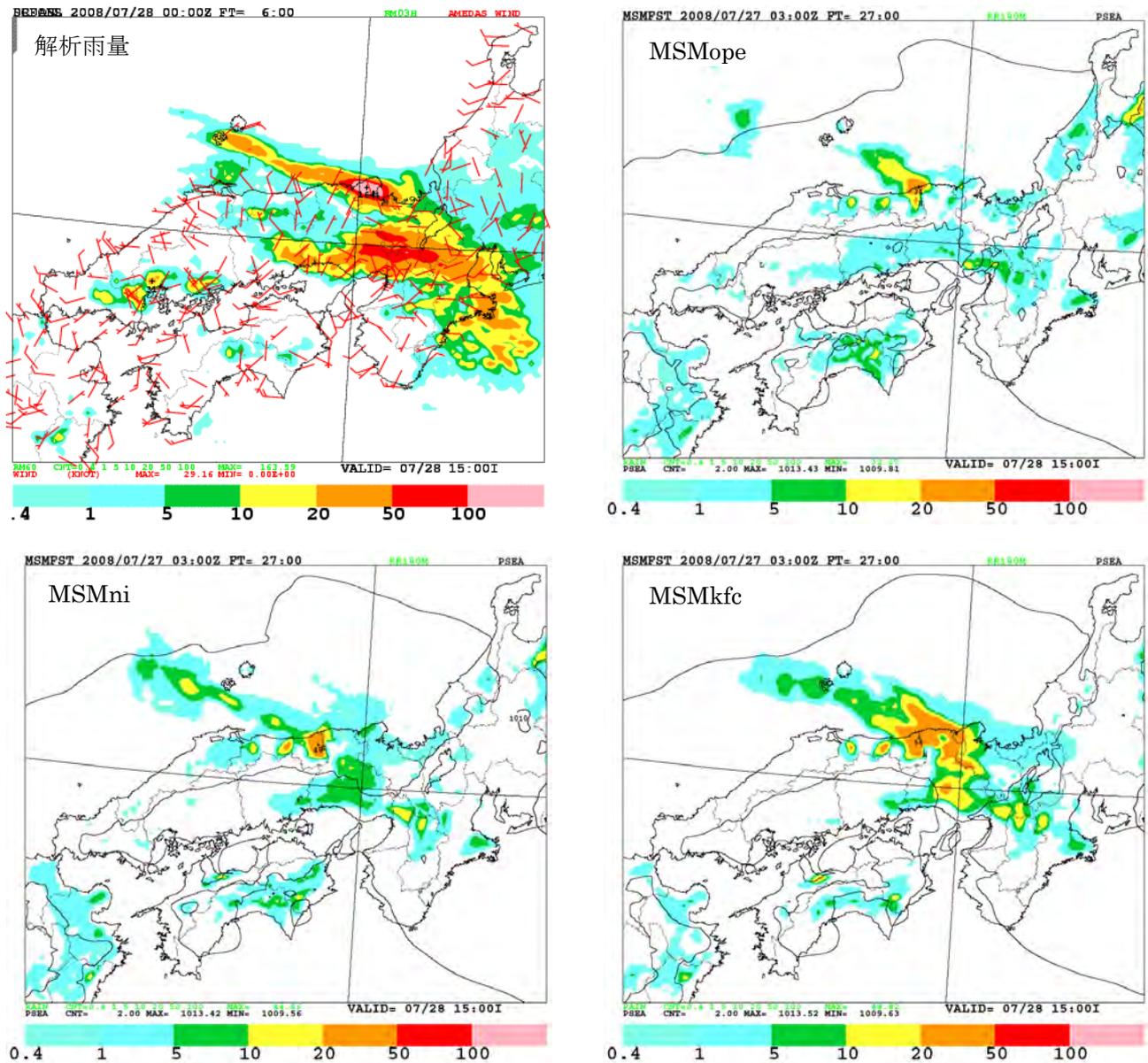


図 3.6.2 2008 年 7 月 28 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h] (初期時刻 2008 年 7 月 27 日 03 UTC、予報時間 27 h)。(左上) 解析雨量、(右上) 雲氷の数濃度を予報しない MSMopec、(左下) 雲氷の数濃度を予報する MSMni、(右下) 雲氷の数濃度を予報し KF スキームを修正した MSMkfc による予測。

MSMkfc へと変更を加えるごとに 5 mm/3h 以下の降水域が狭くなっていることがわかる。この結果を解析雨量と比べると、大分県や高知県、徳島県では弱い降水の分布を改善しているが、岡山県や広島県、山口県では改悪してしまっている。これは、MSMope では 5 mm/3h 以下の降水をおもに KF スキームによって計算していたのに対して、MSMni と MSMkfc では KF スキームによる降水の寄与が小さくなったことが原因である（図略）。

3.6.4 おわりに

本節では、MSM の湿潤過程の改良、つまり 2008 年12月18日に現業運用している MSM に組み込んだ雲水の数濃度の予報変数化と、開発中の KF スキームにおける混合率の計算方法の変更の概要を紹介した。また、現業運用している MSM が適切に予測できなかった 2008年7月28日の北陸地方と近畿地方の大雨の事例を対象に、湿潤過程を変更したときの効果を調べた。この変更によって強い降水に対する予測に多少の改善は見られたが、依然として解析雨量と比べると MSM が予測した降水量は大幅に過少である。さらに改善を進めなければならない。ただし、現業モデルとしては年間を通してさまざまな事例を対象に降水予測の精度を向上させることが重要であり、今回の事例に特化した変更が必ずしも統計的な予測精度の向上に結びつくとは限らない。

本節で紹介した湿潤過程の変更により、対流圏の上層における気温が従来よりも低くなり MSM が表現する対流雲の雲頂が高くなることと、KF スキームによる深い対流の発生を抑制して力学過程と雲物理過程による対流を発生しやすくすることは、いずれも狭い範囲への降水を強くする効果がある。とくに、KF スキームの修正によって MSM が強い降水を予測する頻度を実況に近づけることができるが、第3.6.3項 (1) で述べたように位置ずれの影響が大きくなる可能性があるため、注意が必要である。一方、強い降水の頻度を増やそうとすると KF スキームによる弱い降水の頻度が少なくなり、事例によっては適切ではない。これらの点に注意しながら、さまざまな事例に対して適切な結果を得ることを目指して引き続き開発を進めている。

参考文献

加藤輝之, 2008: 暖候期の九州・四国地方における 5km-NHM と 1km-CRM との非断熱加熱鉛直分布の比較. 第10回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 61-62.
津口裕茂, 成田正巳, 2009: 2008年7月28日の兵庫県の大雨 ～ MSM の予測失敗の原因 ～. 2009年

日本気象学会春季大会予稿集, B160.
成田正巳, 2008a: 降水予報特性の問題点と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.
成田正巳, 2008b: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 103-111.
吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 応用気象学シリーズ 4. 朝倉書店, 187 pp.

3.7 メソ数値予報モデルの放射過程の改良¹

3.7.1 はじめに

本節では、2008年12月に雲氷数濃度の予報変数化と併せて現業メソ数値予報モデル(MSM)に適用された放射過程の改良について、その経緯と概要を述べる。

3.7.2 放射過程改良の経緯

MSMには寒候期の日本海側平野部で降水予報頻度が過少という問題があった。成田(2008)によれば、雲氷数濃度を予報するという雲物理過程の精緻化を行うことで、この問題は改善することができる。また雲氷数濃度を予報すると、雲氷から雪やあられへの変換効率が高くなり、大気中での雲氷の過剰な蓄積が解消される。

暖候期を対象とした実験では、雲氷数濃度を予報すると上層の雲氷量の過剰な蓄積が解消されることで、対応する高度の放射加熱が相対的に小さくなり、対ゾンデ検証で気温が200hPa付近で0.2~0.5K程度負バイアス側にシフトする。上層が相対的に冷えることから大気不安定度が増大し、降水予報頻度が増加するインパクトが得られている。また、上層気温の負バイアス拡大は、MSMをもとに作成されている国内航空悪天GPV(工藤 2007)の各種要素にも悪影響を与える可能性がある。

雲氷数濃度を予報した場合に200hPa付近の気温が負バイアス側にシフトするのは、雲氷数濃度を予報しない場合の大気中の過剰な雲氷量でも不自然な放射加熱とならないように放射過程が調整されていたためである。そこで、雲氷数濃度の予報変数化と併せて放射過程の改良を実施した。

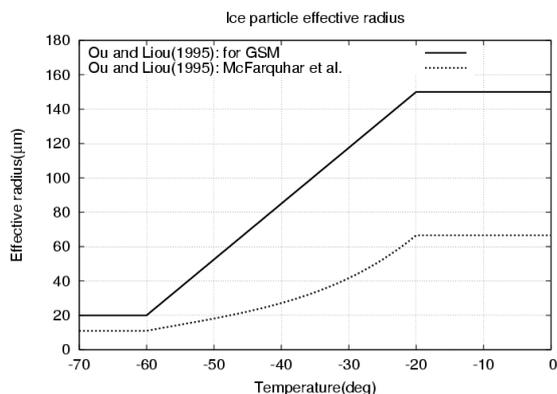


図 3.7.1 雲氷有効半径(μm)と気温(°C)の関係。実線: GSM で利用していた Ou and Liou(1995)の方法, 点線: McFarquhar et al. (2003) の補正を適用した Ou and Liou(1995)の方法。

¹ 長澤 亮二

3.7.3 放射過程改良の概要

以下に放射過程の改良の概要を示す。雲氷数濃度の予報変数化に直接関連するのは(1)のみだが、同時に(2)と(3)の変更も行った。

(1) 雲氷有効半径診断方法の変更

MSMの放射計算では、雲氷有効半径²診断に気象庁全球モデル(GSM)で2005年7月まで利用していた、Ou and Liou(1995)の方法³(図3.7.1 実線)を使っていた。この方法は、雲氷数濃度を予報しない場合の過剰な雲氷量とうまくバランスしていた。雲氷数濃度を予報した場合は、雲氷量の過剰な蓄積が解消されるため、上記の方法をそのまま適用し続けることは適当ではない。

雲氷有効半径診断方法は数多く提唱されており、その中でも特にGSMで利用していた方法は雲氷有効半径を大きめに診断する傾向がある(例えば McFarquhar et al. 2003)。そのことを考慮し、かつ後述の(2)と(3)の変更を適用した上でいくつかの雲氷有効半径診断方法を試した結果、Ou and Liou(1995)にMcFarquhar et al.(2003)が提唱した補正を適用した方法(図3.7.1 点線)が、雲氷数濃度を予報した場合に、最も200hPa付近の気温の負バイアスを緩和できることがわかった。

McFarquhar et al.(2003)の補正を適用したOu and Liou(1995)の方法では、雲氷有効半径は以下の式で与えられる。

$$D_e = 326.3 + 12.42T + 0.197T^2 + 0.0012T^3$$

$$r_e = -1.56 + 0.388D_e + 0.00051D_e^2$$

ここで T は気温(°C)、 D_e は平均有効サイズ(または平均粒径 μm)、 r_e は雲氷有効半径(μm)である。

(2) 雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性の緩和

従来の長波放射計算では、Räisänen(1998)や大和田(2006)が指摘するように、鉛直解像度が増強されるほど氷雲⁴の効果が過小評価されてしまう問題があった⁵。雲の長波放射計算に利用される実効雲量(各層毎に氷雲の射出率を雲量に乗じたもの)が鉛直解像度に依存するためである。そこで、雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性を緩和するた

² 雲氷有効半径は、長波放射計算では氷雲の射出率を、短波放射計算では氷雲の光学的厚さ・単一散乱アルベド・非対称因子を計算するために利用される(長澤 2008)。

³ ただし GSM 用に修正が加えられている。

⁴ この節では、雲氷は一つの粒子を、氷雲は全体が雲氷から成る雲を意味する。

⁵ 水雲の場合も原理は同じであるが、この問題は射出率が小さい氷雲において特に顕著である。

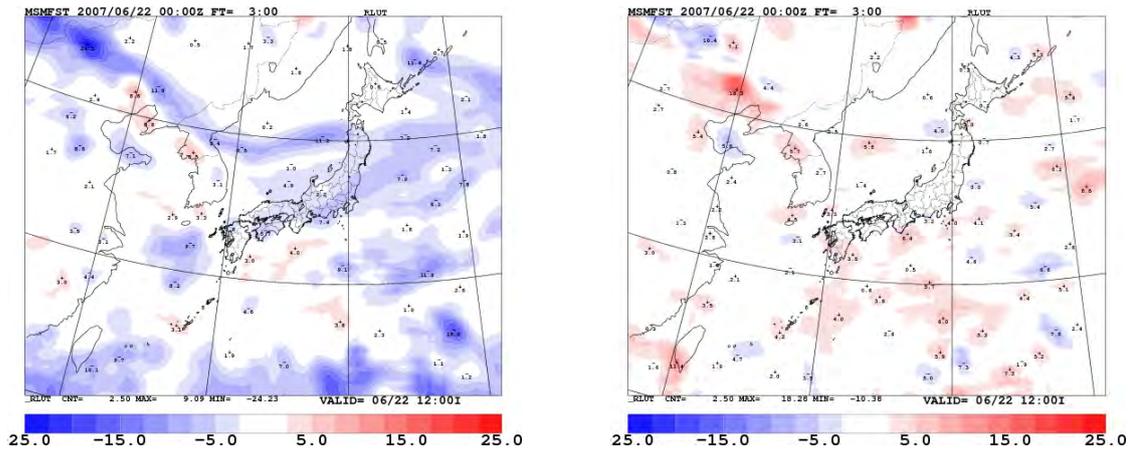


図 3.7.2 鉛直 50 層の MSM と鉛直 75 層の MSM の大気上端上向き長波放射フラックス (前 1 時間平均値) の差 (Wm^{-2})。左図は各層毎に実効雲量を求める方法 (従来方法)。右図は Räisänen(1998)の方法。2007 年 6 月 22 日 00UTC 初期時刻の FT=3 の大気上端上向き長波放射フラックスについて差をとった。鉛直 50 層の MSM と鉛直 75 層の MSM はモデルトップの高さはほぼ同じ。図が白いほど雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性が小さいことを意味する。

め、雲量と射出率から漸化的に各雲層の長波放射を計算する Räisänen(1998)の方法を実装した。

図3.7.2の左図は、各層毎に実効雲量を求める方法 (従来方法) で計算された、鉛直50層のMSMと鉛直75層のMSMの大気上端上向き長波放射フラックス(以下、OLR)の差を示している。両者ともモデルトップの高さはほぼ同じである。寒色系の色は、鉛直75層のMSMの方が鉛直50層のMSMよりOLRが大きい、すなわち鉛直解像度が高いと長波放射計算における雲の効果が小さく評価されることを示している。一方、Räisänen(1998)の方法による結果を示した右図は左図と比べて全体的に白く、雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性が緩和されていることがわかる。

(3) エーロゾル気候値の改訂

放射計算で利用しているエーロゾル気候値 (鉛直積算の光学的厚さ) を、海陸分布のみに依存し時間変化しない気候値から、衛星観測に基づいて作成された水平2次元の月別気候値 (村井 2009) に改訂した。

3.7.4 まとめ

2008年12月に雲氷数濃度の予報変数化と併せてMSMに適用された放射過程の改良について、その経緯と概要を示した。

雲氷数濃度を予報すると大気中での雲氷の過剰な蓄積が解消されることから、放射過程を通して気温の鉛直プロファイルに影響が出る。そこで雲氷数濃度を予報した場合の雲氷量に合わせて雲氷有効半径診断方法を変更した。同時に雲の長波放射計算の鉛直解像度依存性を緩和する変更を施し、エーロゾル気候値も改訂した。

参考文献

- 大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 衛星からわかる気象-マルチチャンネルデータの利用-, 気象研究ノート, 212, 105-120.
- 工藤淳, 2007: 国内航空悪天GPV. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-83.
- 長澤亮二, 2008: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 149-165.
- 成田正巳, 2008: 降水予報特性の問題と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 87-90.
- McFarquhar, G. M., S. Iacobellis, and R. C. J. Somerville, 2003: SCM Simulations of Tropical Ice Clouds Using Observationally Based Parameterizations of Microphysics. *J. Climate.*, **16**, 1643-1664.
- Ou, S., and K. N. Liou, 1995: Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmos. Res.*, **35**, 127-138.
- Räisänen, P., 1998: Effective longwave cloud fraction and Maximum-Random overlap of clouds: A problem and a solution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3336-3340.

3.8 2008年12月に更新されたメソ数値予報モデルの統計検証¹

3.8.1 はじめに

本節では、雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良を、現業メソ数値予報モデル(MSM)に適用するか判定するために行った試験(以下、試験)の統計検証結果について述べる。統計検証で用いた各種スコアについては巻末付録を参照していただきたい。

3.8.2 試験の統計検証結果

以下に、雲氷数濃度の予報変数化(成田 2008)と放射過程の改良(第3.7節)を行ったMSMの試験の統計検証結果を示す。コントロール(CNTL)は、2008年11月時点で現業運用されていたMSMの設定による結果である。テスト(TEST)は、CNTLに対して、雲氷数濃度を予報し放射過程の改良の変更を加えた設定による結果である。両者とも静力学メソ4次元変分法(石川・小泉 2002)による初期値²と2008年8月に現業化された適合ガウス格子版全球モデル(岩村 2008)による側面境界値を用いた。二次細分区域のスコアマップ以外の統計検証には、03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とするMSMのFT=3~33を用いた。検証期間を以下に示す。

- ・夏実験：2006年7月16日から2006年8月31日
- ・冬実験：2007年12月23日から2008年1月22日

図3.8.1に、夏実験と冬実験の対解析雨量の降水予報のスレットスコア(TS)とバイアスコア(BI)を示す。検証格子の大きさは20kmで前3時間積算降水量(格子内平均)を検証対象とした(日本の陸上の格子のみ)。また図のエラーバーは95%信頼区間である。夏実験の検証結果によれば、TESTとCNTLのTSは全ての閾値で統計的に有意な差はない。BIは50mm/3hの閾値でTESTがCNTLと比べて有意に大きくなっている。これは、後述するようにTESTの200hPaがCNTLと比較して冷えやすく大気的不安定度が増大するためと思われる。冬実験の検証結果については、TESTとCNTLのTS・BIにほとんどの閾値で統計的に有意な差はない。冬実験の閾値1mm/3hのTSは改善幅が小さいものの統計的に有意に改善している。この改善は雲氷数濃度を予報することで冬型時の日本海側平野部での降水予報頻度の過少が改善されたことに対応する。そのことを確認するため、冬実験の二次細分区域毎の統計検証結果を次に示す。

図3.8.2に、二次細分区域内で平均したモデル降水量を解析雨量で検証したBIとエクイタブルスレットスコア(ETS)のスコアマップを示す(検証方法

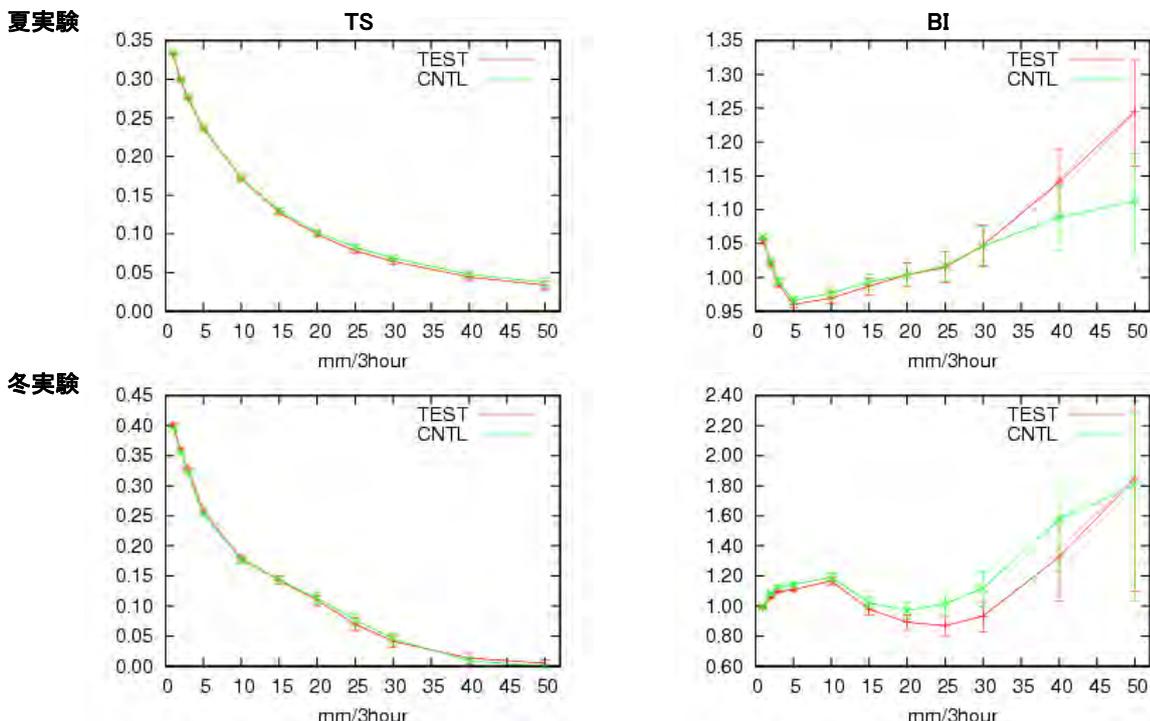


図 3.8.1 解析雨量で検証した前 3 時間積算降水量の検証結果。検証格子の大きさは 20km で前 3 時間積算降水量(格子内平均)を検証対象としている(日本の陸上の格子のみ)。赤線が TEST、緑線が CNTL。上段が夏実験で下段が冬実験。左列が TS で右列が BI。エラーバーは 95%信頼区間である。

¹ 長澤 亮二

² 非静力学メソ 4 次元変分法(第 3.5 節)はこの試験の時点でまだ現業化されていなかった。

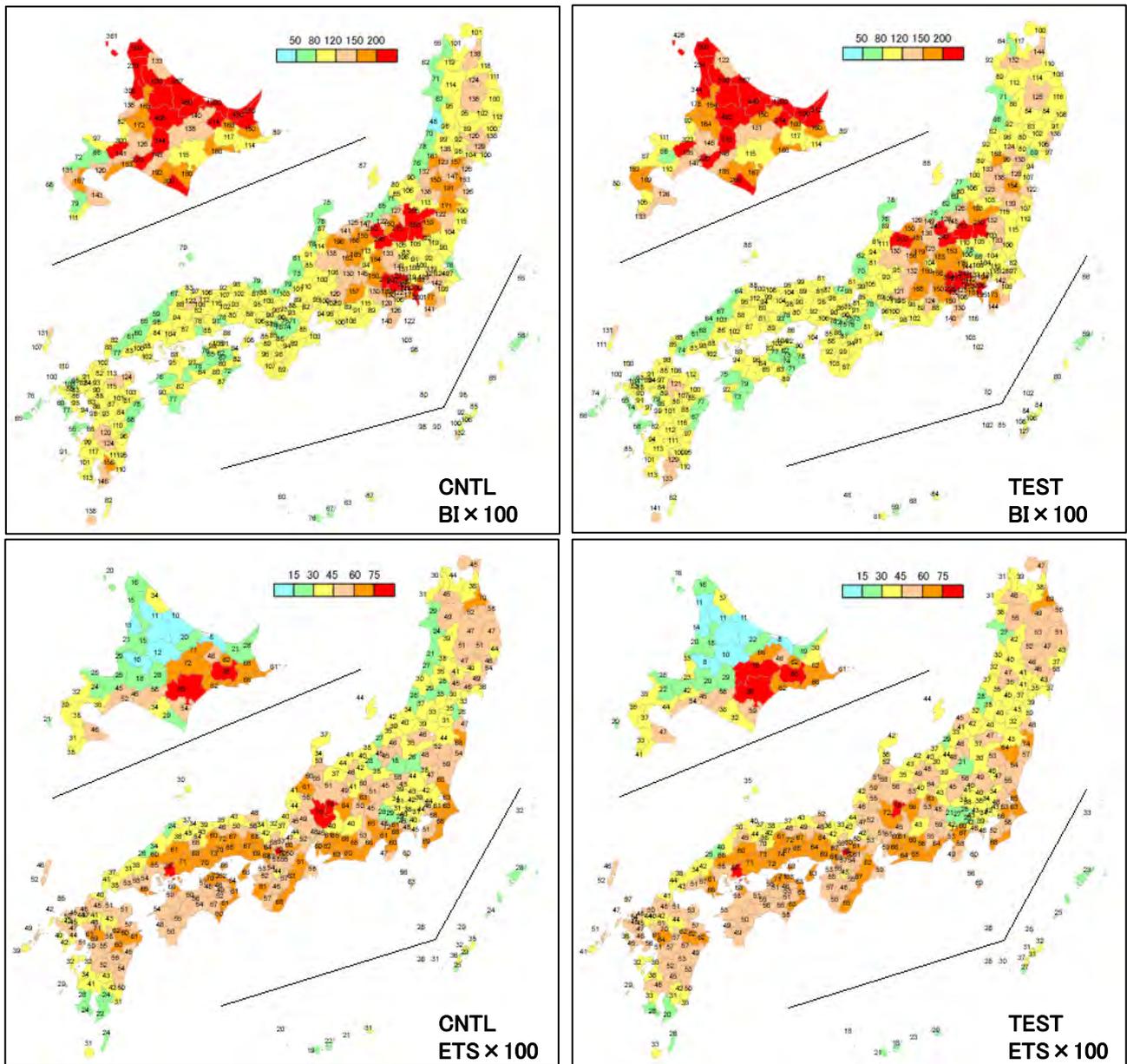


図 3.8.2 冬実験における二次細分区域内で平均したモデル降水量を解析雨量で検証した BI×100 (上段) と ETS×100 (下段) のスコアマップ。左列が CNTL、右列が TEST。FT=3~15 の前 3 時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは 5km であり、閾値は 1mm/3h。

については、瀬川・三浦 2006を参照)。ここでは冬実験の閾値1mm/3h、03, 09, 15, 21UTC初期時刻の FT=3~15の前3時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは5kmである。このスコアマップでは、BIの場合、黄色が最も降水予報頻度が適正であることを意味し、ETSの場合、暖色系の色ほどスコアが良いことを意味する。BIに関しては、CNTLで顕著な日本海側での降水予報頻度の過少を、TESTでは渡島半島付近、東北地方日本海側、若狭湾付近などで改善している。また、ETSに関しては東北地方日本海側での改善が顕著である。

次に、夏実験と冬実験それぞれについての地上気象要素(地上気温、地上相対湿度、地上風速)(対アメダスとSYNOP)の統計検証結果を示す。検証

に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、観測点を囲むモデル格子の海陸設定が4格子とも陸地となっているアメダスの値とモデルの値を比較した³。また検証スコアには、平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差(RMSE)を用いた。統計検証結果によれば、TESTで冬実験の夜間に地上気温の正バイアスが縮小すること(図3.8.3)を除いて、他の地上気象要素にTESTとCNTLで大きな差はなかった(図略)。冬実験の夜間に地上気温の正バイアスが縮小するのは、雲氷数濃度を予報することで大気中の雲氷の過剰な蓄積が解消され、雲から地表面に向けて放射

³ 相対湿度は SYNOP を報じる観測点を用いて検証を行った。

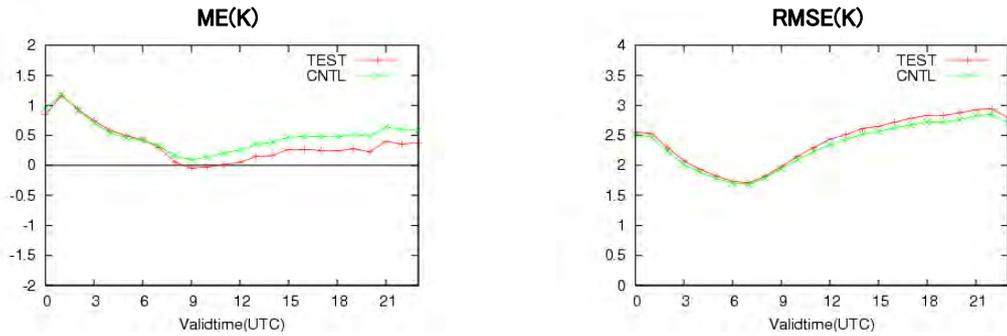


図 3.8.3 冬実験における地上気温の検証結果 (対アメダス観測)。横軸は予報対象時刻(UTC)。赤線が TEST、緑線が CNTL。左図が ME(K)、右図が RMSE(K)。

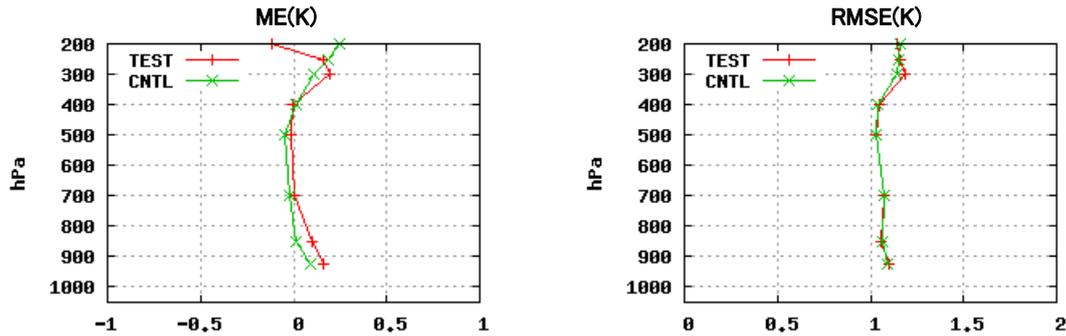


図 3.8.4 夏実験における高層気温の検証結果 (対日本域ゾンデ観測)。縦軸は気圧(hPa)。検証対象時刻は 00, 12UTC。赤線が TEST、緑線が CNTL。左図が ME(K)、右図が RMSE(K)。

れる長波放射フラックスが減少するためと思われる。

最後に、夏実験と冬実験それぞれについての高層気象要素(気温、高度、相対湿度、風速)の統計検証結果を示す。検証に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、国内の高層観測点におけるラジオゾンデデータのうち指定気圧面の観測値を用いた。検証対象時刻は00及び12UTCである。また検証スコアには、MEとRMSEを用いた。統計検証結果によれば、夏実験の200hPaで気温が負バイアスにシフトすること(図3.8.4)を除いて、他の高層気象要素にはTESTとCNTLで大きな差はなかった(図略)。TESTでは、雲氷数濃度を予報するだけでなくそれに合わせて雲氷有効半径診断方法も変更した(第3.7節)ため、200hPaの気温の負バイアスはそれほど大きくない。

3.8.3 まとめ

雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良を行ったMSMの試験の統計検証結果を示した。

雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良によって、夏は強い雨の降水予報頻度が増えること以外に統計的に有意なインパクトはないこと、冬は日本海側で降水予報頻度過少が改善される地域があることがわかった。また、冬は上層雲が減ることから地表面に向けて射出される長波放射が減り夜間の地上気温の正バイアスが減少すること、夏は200hPaの気温が負バイアスとなるが雲氷有効半径

診断方法の変更によりその負バイアスは大きくないこと、上記以外の地上気象要素、高層気象要素には大きなインパクトがないこともわかった。

参考文献

- 石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37-59.
- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 瀬川知則, 三浦大輔, 2006: 統計検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-83.
- 成田正巳, 2008: 降水予報特性の問題と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.

3.9 最近の全球モデルの成績の推移¹

3.9.1 はじめに

気象庁（JMA）の全球モデル²の予報成績の改善について、世界の主要数値予報センターと比較した結果を報告する。世界の数値予報センターは、世界気象機関（WMO）が定めた標準検証方法に従って自センターの全球モデルによる予報を検証し、その結果を毎月交換している。全球モデルの性能の評価は目的に応じて適切な指標を選んで行う必要があるが、ここでは国際的な比較によく用いられる500hPa高度予報誤差を取り上げる。500hPa高度予報誤差は中・高緯度の大規模な大気の流れの予報精度を示す指標である。

3.9.2 他の数値予報センターとの比較

全球モデルを運用している国家気象機関と欧州中期予報センターを合わせるとその数は現在13ヶ所³になる。ここでは継続的に比較を行っている主要数値予報センター（欧州中期予報センター（ECMWF）、英国気象局（UKMO）、米国環境予測センター（NCEP））を取り上げて、北半球（20°N-90°N）、南半球（20°S-90°S）それぞれの2日予報、5日予報の500hPa高度予報誤差（平方根平均二乗誤差（RMSE））の推移を見る。

はじめに、1995年以降の前12ヶ月平均した予報誤差を図3.9.1に示す。気象庁は、2000-2003年頃に一般的に他センターから引き離されていたが、その後NCEPに追いつき、UKMO、ECMWFとの差も縮めてきた。ここ2-3年で目につく点としては、世界のトップに位置するECMWFが北半球で2008年以降、誤差の減少が停滞していることがあげられる。新たなブレイクスルーを必要とする状況になっているのか気になるところである。但し、北半球5日予報では2008年半ばからJMAを除いた3センターで停滞しており、この期間は予想の難しい気象状況が多かった可能性もある。南半球は、各センターともに全般に誤差を減少させており、新たな衛星データの同化の効果が発揮されていると考えられる。

次に、最近の改善の様子を細かく見るため、2008年1月以降の3ヶ月平均の500hPa高度予報誤差を図3.9.2に示す。この図では、予報誤差の季節変化も示

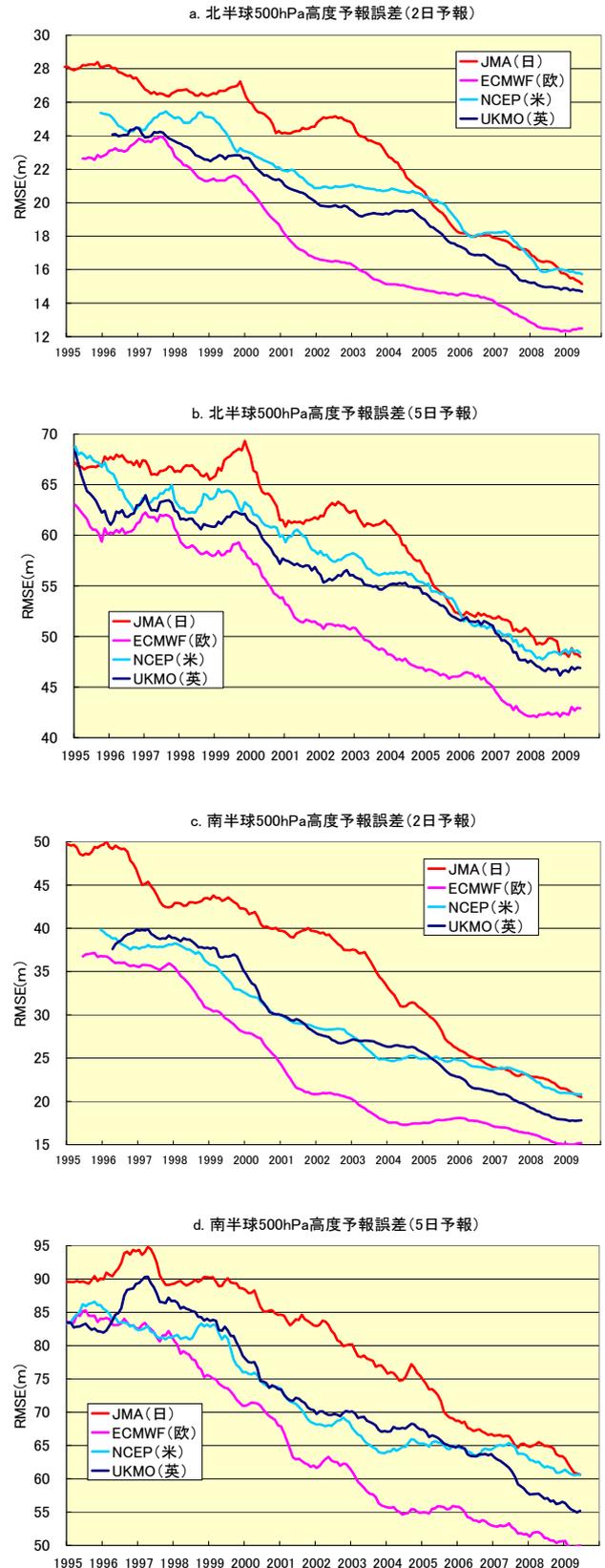


図3.9.1 500hPa高度のRMSE（平方根平均二乗誤差）の経年変化（1995年1月-2009年6月、前12ヶ月移動平均）。上から順に、a.北半球の2日予報、b.北半球の5日予報、c.南半球の2日予報、d. 南半球の5日予報

¹ 佐藤 清富

² ここでいう全球モデルは予報モデルと解析システムから構成されるものであり、国際的には全球予報システムという用語が使われることが多い。

³ 日本、中国、韓国、イギリス、フランス、ドイツ、ロシア、アメリカ、カナダ、ブラジル、オーストラリア、インドの国家気象機関と欧州中期予報センター。

している。北半球2日予報では2008年8月以降、JMAはNCEPより誤差が小さくなり、10-12月にはUKMOと同程度まで減少した。5日予報も10-12月にUKMOと同程度となったが、2009年2-4月に一時的に悪化している。この時期は他センターも前年と比べて誤差が大きい、特にJMAが顕著である。

南半球2日予報は、2008年7月以降、NCEPと同じまたはやや小さい誤差で経過している。5日予報も2008年7月以降NCEPと同程度で、UKMO、ECMWFとの差も縮まっている。とはいえ、UKMOとの差は北半球ではわずかとなっているが、南半球ではまだ大きい。

3.9.3 各数値予報センターにおける全球モデルの最近の動向

各センターとも、全般的に全球モデルの予報精度が改善していることは前項に述べたとおりであり、その改善をもたらした2008年からの改良の概要を紹介する。

2009年6月までのJMAの主な変更は表3.9.1に示すとおりで、前項に示された2008年8月以降の顕著な改善には、同年8-11月に実施した5件の改良が貢献していると判断される。計算量減少を目的とした全球解析／予報の適合格子化は本来精度向上には関係しないものであるが、細かい修正を併せて実施することにより改善をもたらした。

次に、他センターについて主なものを紹介する。予報モデルの改良でECMWFでは降雪融解の新物理過程導入や積雪過程の改良、UKMOでも土壌特性の変更や新積雪過程の導入といった改良が行われた。NCEPでは2008年第3四半期に放射関係や浅い対流、重力波抵抗などの各種物理過程をまとめて変更する計画であったが、試験で精度が向上せず取りやめとなった。

データ同化システムについては、ECMWFで四次元変分法の湿潤過程の改良など、NCEPで変分法QCや背景誤差の変更などの改良が行われた。

観測データ同化に関しては、ECMWFではIASI⁴の水蒸気チャンネルデータ、全天候下でのマイクロ波イメージャデータの直接同化など、NCEPではWindsat⁵ データ、IASIデータの同化開始など、UKMOではASCAT⁶データ、AIRS⁷の雲域データの同化開始やIASIデータ、GPS掩蔽データ利用改善と、いずれもJMAで利用開始に向けて開発を進めてい

⁴ Metop 搭載の赤外干渉計

⁵ Coriolis 搭載の多偏波マイクロ波放射計、海上風を算出

⁶ Metop 搭載の散乱計、海上風を算出

⁷ Aqua 搭載の赤外サウンダー

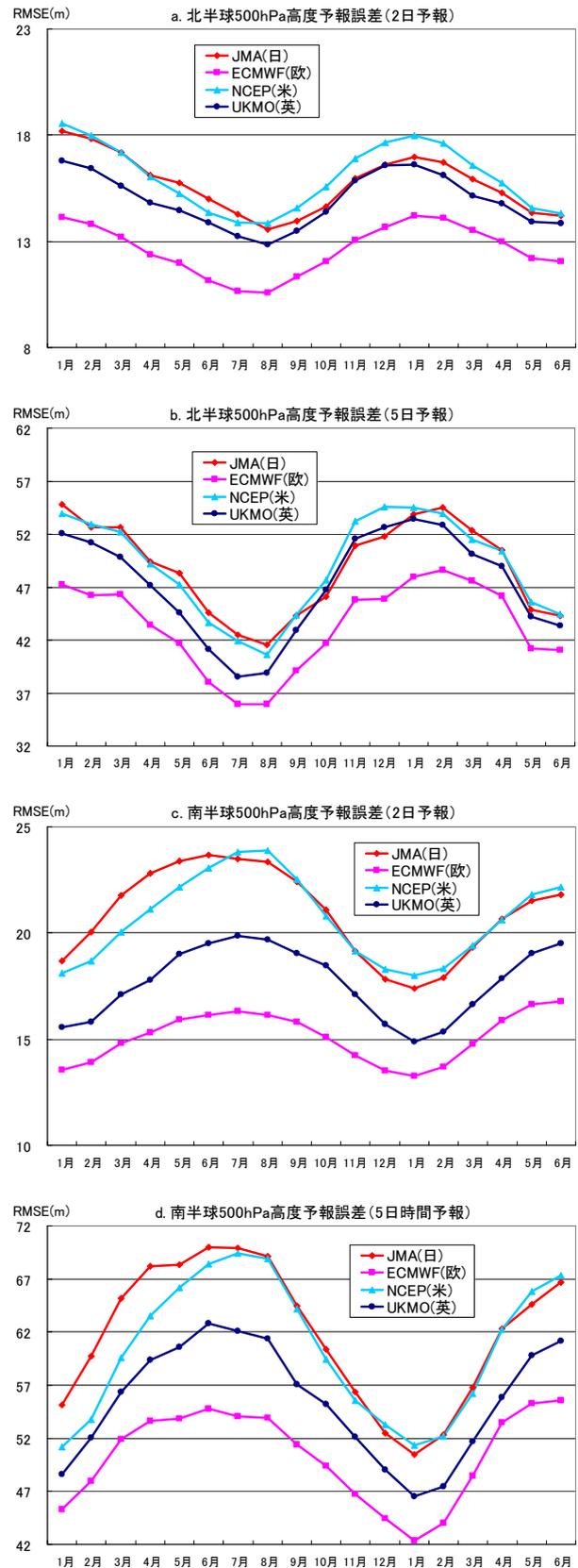


図3.9.2 500hPa高度のRMSE (平方根平均二乗誤差)の最近の変化(2008年1月-2009年6月、3ヶ月移動平均)。上から順に、a.北半球の2日予報、b.北半球の5日予報、c.南半球の2日予報、d.南半球の5日予報

表3.9.1 気象庁全球モデルの主な改良(2008年以降)

- (予報モデル)
- ・ 積雲対流スキームの改良 (2008年1月10日)
 - ・ 全球解析/予報の適合格子化と各種修正 (2008年8月5日)
- (データ同化)
- ・ 静止気象衛星の晴天輝度温度の利用再開と変分法バイアス補正の改良 (2008年8月27日)
 - ・ 放射伝達モデルの更新とマイクロ波放射計の品質管理の改良 (2008年10月15日)
 - ・ ゾンデバイアス補正法の改良 (2008年10月15日)
 - ・ 従来型観測のグロースエラーチェック閾値の見直し (2008年11月10日)。
 - ・ 台風ボーガスの配置変更 (2009年3月23日)
 - ・ 放射伝達モデルの更新、マイクロ波放射計 (SSMIS イメージャチャンネル) の同化開始 (2009年3月26日)

(注) 静止気象衛星の晴天輝度温度は2007年11月の全球モデル更新時にMTSATの利用を中断、2008年8月にMeteosat、GOESを追加して利用を再開。

る衛星データの同化を実現している。JMAとUKMO及びECMWFとの差が、北半球に比べて南半球で大きいのは衛星データの利用が遅れていることも一因であると推測される。

3.9.4 各数値予報センターの全球モデルの現状と計画

最後に、2008年の第24回WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) 会合報告をもとに、各数値予報センターの予報モデル、解析システムのスペックの現状と改良予定を簡単に紹介する (表3.9.2、表3.9.3)。

予報モデルはまだスペクトルモデルが主流であるが、UKMOでは格子モデルを採用している。現時点では、JMAの全球モデルが最も高い水平解像度 (約20km) であるが、2010年にはECMWF⁸とNCEPが約15kmのモデルを導入する計画である。鉛直層数は、現在ECMWFが91層と最も多く、2011年には更に140層 (または150層) に増やすことを計画している。

解析システムでは、NCEPがまだ3次元変分法であるが、2011年に4次元変分法に移行する計画を持っている。JMAの4次元変分法のインナーモデル⁹の水

平解像度はECMWF、UKMOより粗く、2010年に約60kmに改善してもECMWFの約50kmには届かない状況である。

3.9.5 まとめと課題

最近の主要数値予報センターの全球モデルの予報精度改善と改良の概要を報告した。各センターで継続的な精度改善が図られているが、中でもJMAは2008年8月以降の改良によりNCEPより予報精度が改善し、UKMO、ECMWFの精度に近づいている。一方、北半球に比べて南半球ではUKMO、ECMWFとの差が大きい。これはJMAの衛星データ同化が他センターに遅れを取っていることが一因と推測される。衛星データの同化が遅れているのは、新規データ取得・利用の環境が不十分といったこともあるが、予報モデルがバイアスを持っていることで新規データ同化による予報精度改善に多くの工夫や試験を要しているという面もある。データ同化の更なる進展を図るためにも、予報モデルのバイアスを減少させるための改良が重要と考えている。

表3.9.2 予報モデルの水平解像度、鉛直層数

	現モデル (2009年1月)	次回の更新計画 (実施予定年)
JMA	約20km、60層	約20km、100層 (2013年)
ECMWF	約25km、91層	約15km、91層 (2010年)
NCEP	約35km、64層	約15km、91層 (2010年)
UKMO	25km、70層	20km、90層 (2011年)

(注1) UKMOは格子モデル、他はスペクトルモデル。

(注2) UKMOの解像度はヨーロッパ付近での値。

表3.9.3 解析システムの水平解像度、鉛直層数

	現システム (2009年1月)	次回の更新計画 (実施予定年)
JMA	約80km、60層	約60km、60層 (2010年)
ECMWF	約50km、91層	約50km、140層 (2011年)
NCEP	約35km、64層	約15km、91層 (2010年)
UKMO	75km、50層	60km、90層 (2011年)

(注1) NCEPは3次元変分法の水平解像度、他は4次元変分法のインナーモデルの水平解像度。

(注2) ECMWFの2011年更新での層数は不確定で150層とすることも検討されている。

⁸ 最近の情報によると ECMWF での導入は 2009 年に早まるとのこと

⁹ 観測データを同化して第一推定値に対する修正量を算出する 4 次元変分法の低解像度のモデル