

第2章 メソ数値予報モデル

2.1 2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証¹

2.1.1 はじめに

本節では、はじめに2006年3月から2008年7月までの現業メソ数値予報モデル(MSM)の降水予報精度の推移について、2006年2月以前との比較も含めて述べる。次に2007年12月から2008年2月(冬季)、2008年3月から5月(春季)、2008年6月から7月(夏季)の全球モデル(GSM0711)の予報値を側面境界値に用いたMSMの降水予報精度の地域特性、地上気象観測、高層気象観測などに対する検証結果について述べる。統計検証で用いる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。

2.1.2 降水予報精度の推移

以下では、MSMの降水予報精度について、2006年3月から2008年7月までの推移を2006年2月以前との比較も含めて述べる。2006年2月以前の推移の詳細については、瀬川・三浦(2006)、本田(2008)を参照していただきたい。

図2.1.1に2001年3月から2008年7月までのMSMの降水予報について、対解析雨量で検証した前3時間積算降水量のスレットスコア、バイアススコア、見逃し率、空振り率の推移を示す。ここでは閾値10mm/3h、FT=3~15、日本の陸上の格子のみを検証対象とした。検証格子の大きさは20kmであり格子内平均降水量についてスコアを求めている。なお、2006年3月以降、MSMには、水平解像度10kmから5kmへの変更(2006年3月)、予報時間の15時間から33時間への延長とそれに伴う物理過程の改良(2007年5月)、側面境界値を与えるモデルの変更(RSMからGSM0711)(2007年11月)等がなされている。

まず、月毎に求めたスコアの推移(太実線)から、2006年3月以降の季節毎の各スコアの特徴を調べた。その結果、2006年3月以降も、瀬川・三浦(2006)の指摘と同様に、夏は降水予報頻度過少で見逃し率が高い、冬は降水予報頻度過剰で空振り率が高いという傾向が確認された。2008年の夏は特に上記の傾向が強く、バイアススコアと見逃し率だけでなくスレットスコアと空振り率も例年と比べて大きく悪化していた。この理由は、MSMが不安定降水を予報しにくいためである(第2.3節)。

次に、2006年3月以降にMSMに加えられた変更の効果を調べるため、2006年3月から2008年7月まで

の期間の4分割表を合算して求めたスコアを、2004年9月から2006年2月までの期間で同様にして求めたものと比較した(細直線)。その結果、2006年3月から2008年7月までの期間は2004年9月から2006年2月までの期間と比較して、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が改善していることが確認された。また、MSM運用開始(2001年3月)から2008年7月までの期間についても、4次元変分法導入(2002年3月)や非静力学モデル導入(2004年9月)など、大きな変更が加わるたびに、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が、着実に改善してきていることが確認できた。

2.1.3 降水予報精度の地域特性

以下では、側面境界変更後のMSMの冬季、春季、夏季の降水スコアマップから読みとることができる降水予報精度の地域特性について述べる。

図2.1.2は、二次細分区域内で平均したモデル降水量を対解析雨量で検証したバイアススコアとエクイタブルスレットスコア(ETS)のスコアマップである(検証方法については、瀬川・三浦 2006を参照)。ここでは冬季の閾値1mm/3h、春季、夏季の閾値5mm/3h、03, 09, 15, 21UTC初期値のFT=3~15の前3時間積算降水量を検証対象とした。なお、検証格子の大きさは5kmである。このスコアマップでは、バイアススコアの場合、黄色が最も降水予報頻度が適正であることを意味し、また、ETSの場合、暖色系の色ほどスコアが良いことを意味する。

冬季は、本州の日本海側平野部などでバイアススコアが小さい。また、ETSは本州の日本海側平野部、北海道、東北南部から関東地方北部の山岳部で悪い。本州の日本海側平野部でETSが悪いのは、バイアススコアが小さく降水予報頻度過少で見逃しが多いことが原因の一つである。MSMの雲物理過程で雲氷の数濃度を予報するようにすれば、この問題はある程度改善できる見通しである(第2.3節)。一方、北海道や、東北南部から中部地方にかけての山岳部などでバイアススコアが大きい。これは、解析雨量では風が強いときの降雪が過少評価されるためと思われる。

春季は、北海道太平洋側東部、青森県、山形県南部など一部の地域でバイアススコアが大きいことを除けば、MSMの降水予報頻度は概ね適正である。ETSは北海道太平洋側東部及び北海道日本海側北部、東北北部、福島県西部、沖縄地方で悪い。

夏季は、北海道の一部と沖縄地方を除き、全国的にバイアススコアが低い傾向がある。また、ETSも

¹ 長澤 亮二

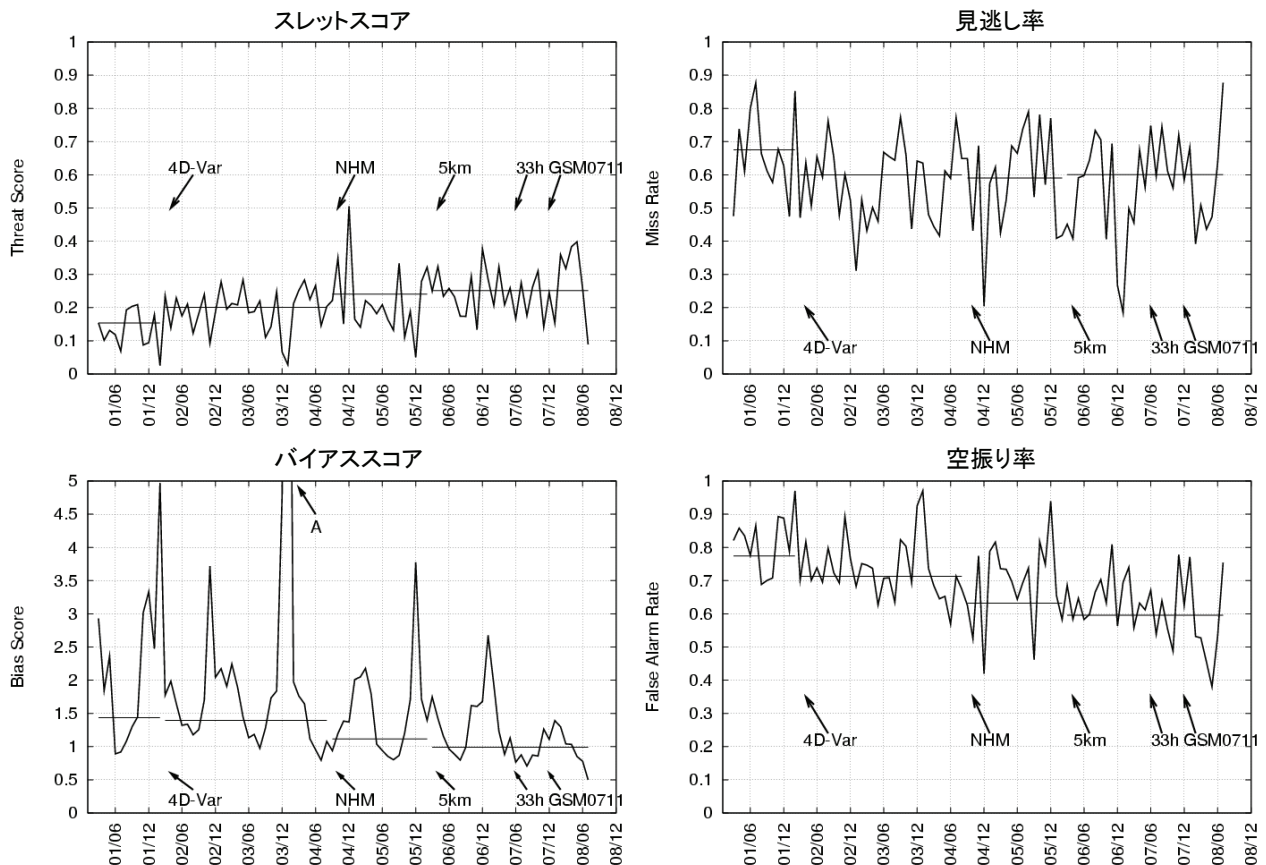


図 2.1.1 MSM の降水予報精度の推移。対解析雨量で検証した前 3 時間積算降水量のスレットスコア(左上)、バイアススコア(左下)、見逃し率(右上)、空振り率(右下)を示す。対象期間は 2001 年 3 月～2008 年 7 月。日本の陸上の格子のみを検証対象とし、検証格子の大きさは 20km、降水量は格子内平均降水量、閾値は 10mm/3h、2006 年 2 月以前は 1 日 4 回予報の 4 初期値、2006 年 3 月以降は 1 日 8 回予報の 8 初期値の FT=3～15 を用いた。図中の矢印は MSM に変更が加わった月を示し、それぞれ、4D-Var: 4 次元変分法導入(2002 年 3 月)、NHM: 非静力学モデル導入(2004 年 9 月)、5km: 水平解像度 10km から 5km への変更(2006 年 3 月)、33h: 予報時間の 15 時間から 33 時間への延長とそれに伴う物理過程の改良(2007 年 5 月)、GSM0711: 側面境界値を与えるモデルの変更(RSM から GSM0711, 2007 年 11 月)、に対応する。太実線は月毎の 4 分割表から求めたスコア、細直線は各期間について 4 分割表を合算して求めたスコア(月毎のスコアの平均値ではないため降水頻度の多い暖候期の成績の影響が大きい)。バイアススコアの範囲外となった値: A は 12.4(2003 年 12 月)である。

春季に比べると全国的に悪い傾向があり、特に北海道、京都府から中国地方にかけての地域、沖縄地方などで悪い。第2.3節で指摘されているように、MSM は総観スケールの擾乱に伴う降水と比較して不安定降水の予報精度が低い。2008 年の夏季は例年の夏季と比べて西日本を中心に不安定降水の事例が非常に多かったため、こうした地方を中心に降水予報頻度が少なくかつ ETS が悪かったと考えられる。

なお、FT=18～33 のスコアマップの地域特性についても調査したが、ETS の値が全体的にやや低いことを除けば FT=3～15 と同様の傾向であった。

2.1.4 地上気象要素の統計検証

側面境界変更後の MSM の地上気象要素の特性を調べるため、冬季、春季、夏季を対象に対アメダス検証を行った。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²。

平均誤差(ME)や平方根平均二乗誤差(RMSE)の予報対象時刻に対する検証結果を以下に簡単にまとめる(図略)。

- ・夏季、風速は 11UTC～23UTC の間は正バイアスであり、19UTC 頃に正バイアスが最大となる。気温は 11UTC～01UTC の間は正バイアスであり、22UTC 頃に正バイアスが最大となる。露点温度は 09UTC～12UTC の間は正バイアスであり、10UTC 頃に正バイアスが最大となる。
- ・冬季、風速は 07, 08UTC 頃を除いた全対象時刻で正バイアスであり、01UTC 頃に正バイアスが最大となる。気温は全対象時刻を通して正バイアスであり、00UTC 頃に正バイアスが最大となる。露点

² 露点温度と相対湿度は SYNOP を報じる観測点を用いて検証を行った。

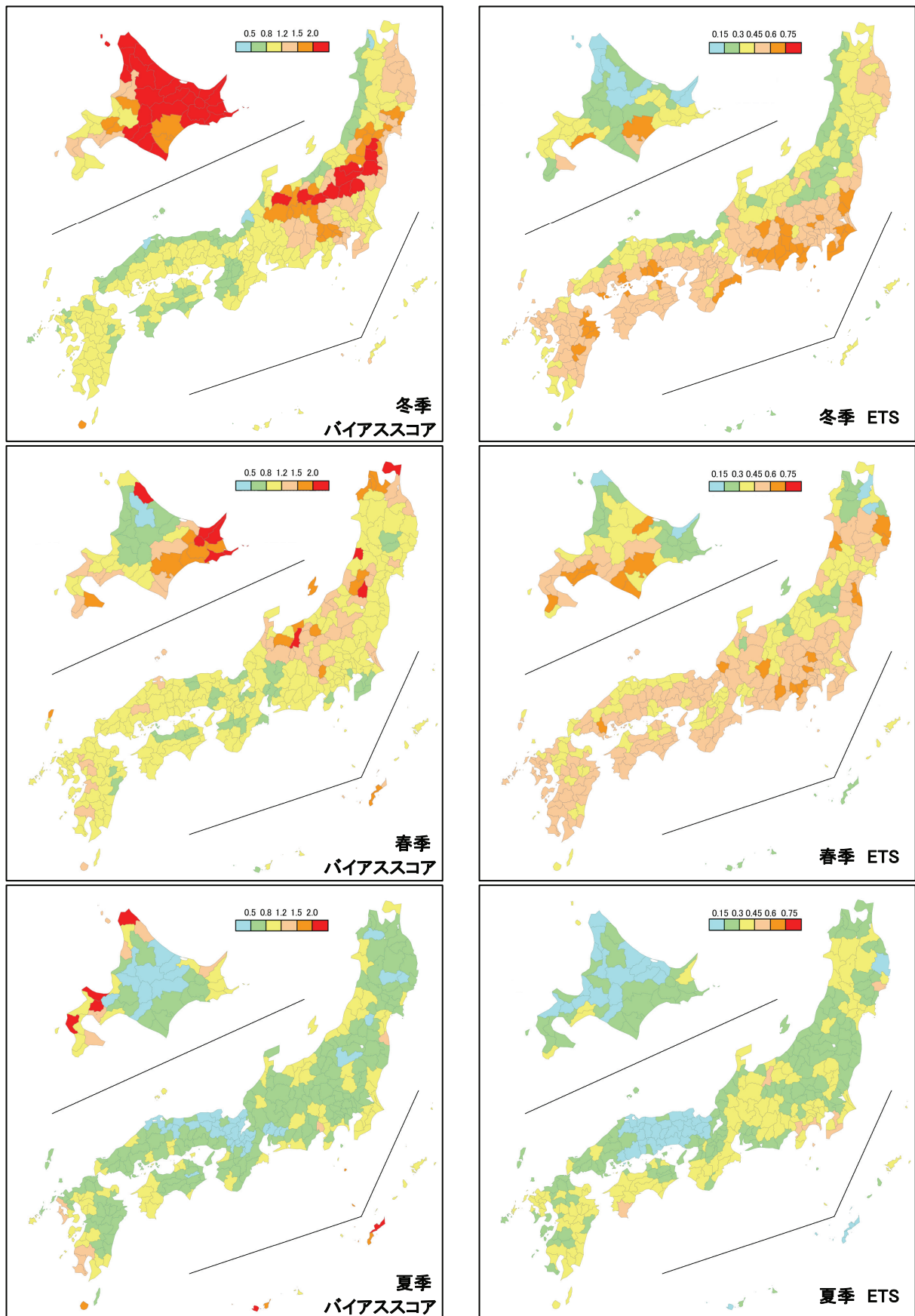


図 2.1.2 二次細分区域内で平均したモデル降水量を対解析雨量で検証したバイアススコア(左)とエクイタブルスレットスコア(ETS)(右)のスコアマップ。冬季(上段)は閾値 1mm/3h、春季(中段)と夏季(下段)は閾値 5mm/3h について求めたスコア。FT=3~15 の前 3 時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは 5km。

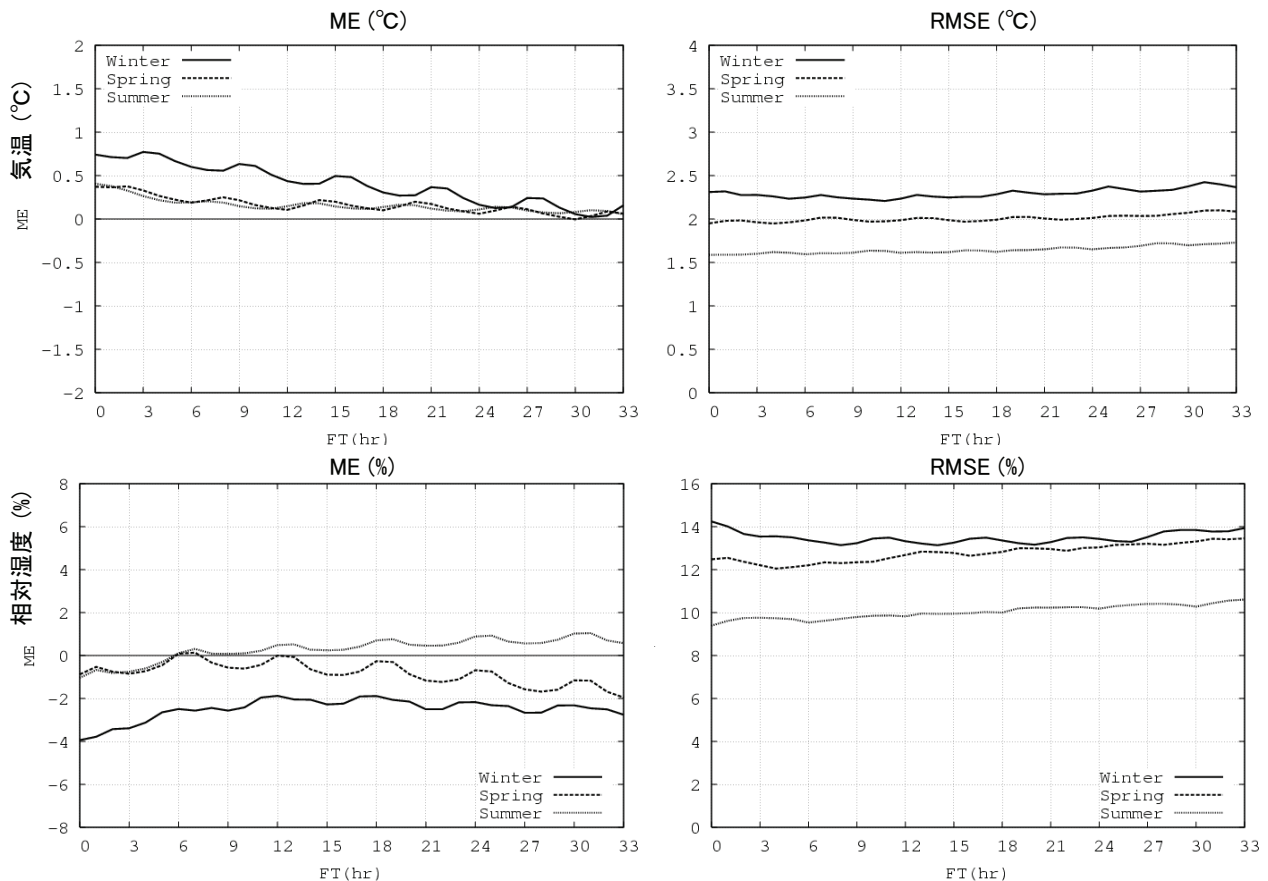


図 2.1.3 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=0~33 を対象とした予報時間に対する、気温(上段, 対アメダス観測)と相対湿度(下段, 対SYNOP観測)の ME(左)と RMSE(右)。Winter: 冬季、Spring: 春季、Summer: 夏季 に対応する。

温度は07UTC~09UTCの間は正バイアスであり、08UTC頃に正バイアスが最大となる。

上記の検証結果は、古市(2007)の夏実験と冬実験の検証結果と同様であった。

次に03, 09, 15, 21UTC初期値のFT=0~33を対象とした予報時間に対する地上気象要素の検証結果のうち、特徴的な結果について記述する。図2.1.3に、気温と相対湿度のMEとRMSEの予報時間に対する変化を示す³。気温は、予報が進むとともに正バイアスが解消されていく傾向がある。この特性は冬季、春季、夏季に共通してみられた。その理由として、初期値の地上気温が正バイアスを持つ(瀬川 2005)こと、MSMの予報が進むことで地上気温が正バイアスの状態から平衡状態に近づいていくこと、が考えられる。また、相対湿度は、冬季、春季、夏季ともに予報初期は負バイアスであるが、春季はFT=6以降予報が進むとともに負バイアスが拡大していく。夏季は FT=6以降予報が進むとともに正バイアスが拡大していく。冬季は予報時間に関わらず常に

負バイアスであった。気温、相対湿度ともに予報が進みに対するRMSEの拡大は小さい。冬季の予報初期にRMSEの値が大きいのは、予報初期のバイアスが大きいためであると思われる。

2.1.5 高層気象要素の統計検証

側面境界変更後のMSMの大気鉛直プロファイルの特性を調べるため、冬季、春季、夏季を対象に対ゾンデ検証を行った。検証に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、国内の高層気象観測点におけるラジオゾンデ観測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。本項では、FT=3, 9, 15, 21, 27, 33⁴を対象とした検証結果を示し、予報時間に対するMEとRMSEの変化について述べる。

図2.1.4に高層気象要素の各予報時間に対するMEを示す。気温は、冬季、中層及び下層で予報初期の正バイアスが負バイアスに転じ拡大していく。また、300hPaより上層で正バイアスが拡大していく。一方、春季、夏季はほぼ全層で予報初期の正バイアス

³ 気温、相対湿度ともに全ての季節でMEとRMSEに6時間周期の変動が存在する。これは03, 09, 15, 21UTCの6時間毎の初期値の予報を検証に用いたためと、MEとRMSEに日変化が存在するためである。

⁴ FT=3, 15, 27の検証は09または21UTC初期値の予報による検証、FT=9, 21, 33の検証は03または15UTC初期値の予報による検証に対応する。

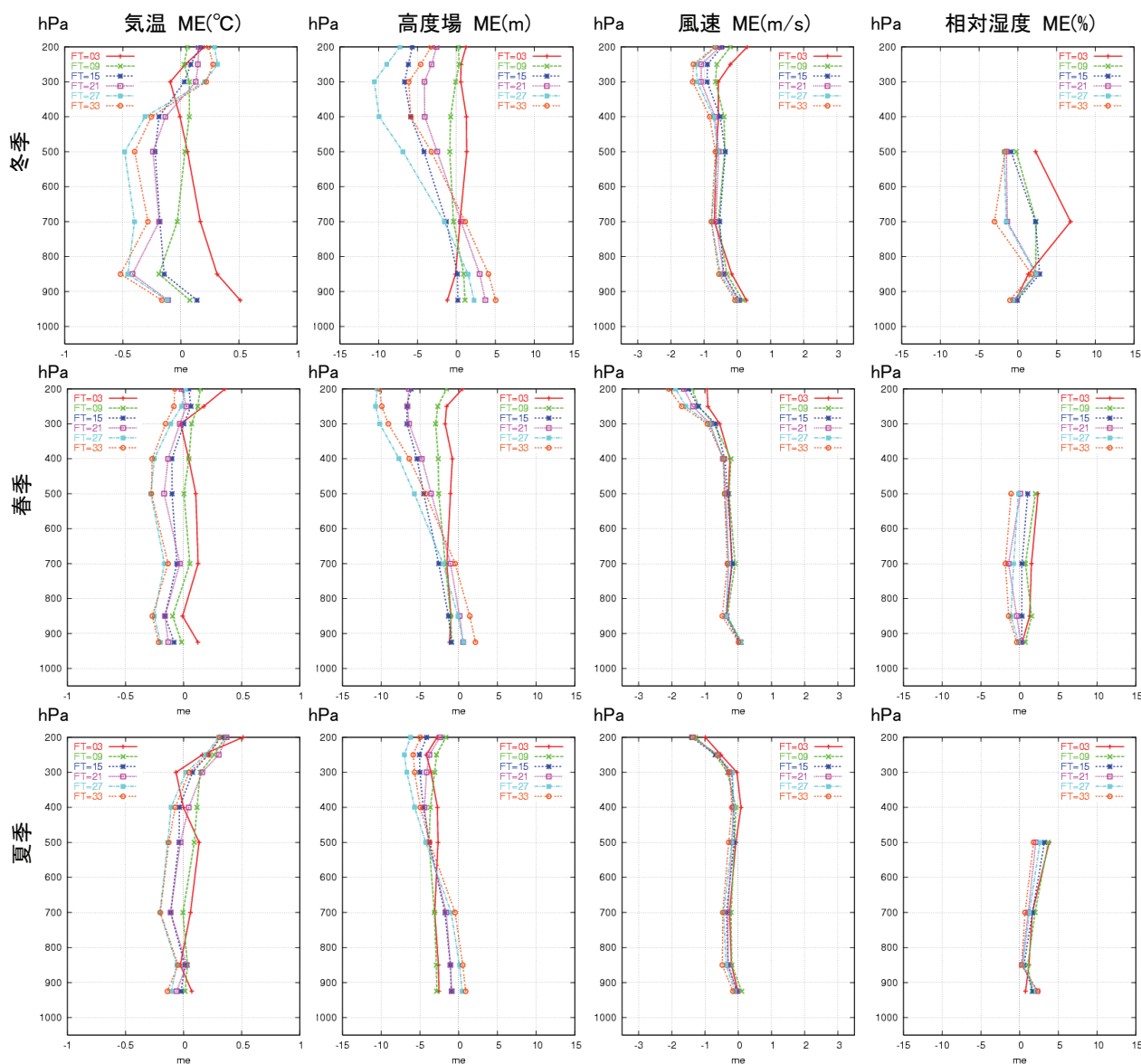


図 2.1.4 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=3, 9, 15, 21, 27, 33 を対象とした予報時間に対する、冬季(上段)、春季(中段)、夏季(下段)の、気温(左)、高度場(中央左)、風速(中央右)、相対湿度(右)の ME(対日本域ゾーン)。検証対象時刻は 00, 12UTC。上層の相対湿度は信頼できる観測が少ないため 500hPa より下層のみ表示している。

が負バイアスに転じ拡大していく。高度場は、いずれの季節でも上層で負バイアスが拡大し下層では予報初期の負バイアスが正バイアスに転じ拡大していく。風速は、冬季と春季の 300hPa より上層を除き、バイアスはあまり拡大しない。相対湿度は、特に冬季と春季で中層の予報初期の正バイアスが負バイアスに転じ拡大していく。

図 2.1.5 に高層気象要素の各予報時間に対する RMSE を示す。ほぼ全ての要素で予報時間とともに RMSE が拡大していくが、上層ほど各予報時間の RMSE の値が大きく拡大率も大きい傾向がある。また、FT=3 と 9, 15 と 21, 27 と 33 の RMSE の値がほぼ同程度である。これは側面境界値の精度を反映して MSM の 03, 15UTC 初期値の予報(側面境界は 00, 12UTC 初期値の GSM0711)が 09, 21UTC 初期値の

予報(側面境界は 06, 18UTC 初期値の GSM0711)よりも精度が高いことを意味する。

2.1.6 まとめ

MSM の側面境界値を与えるモデルが RSM から GSM0711 に変更された後の、2007 年 12 月から 2008 年 7 月までの MSM の降水、地上気象要素、高層気象要素の予報精度と特性を調べた。また、2006 年 3 月から 2008 年 7 月までの MSM の降水予報精度の推移を 2006 年 2 月以前との比較も含めて調べた。

降水予報精度の推移に関して、2006 年 3 月以降も、夏は降水予報頻度過少で見逃し率が高く、冬は降水予報頻度過剰で空振り率が高い傾向が確認された。また、2006 年 3 月以降に MSM に加えられた変更により、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が

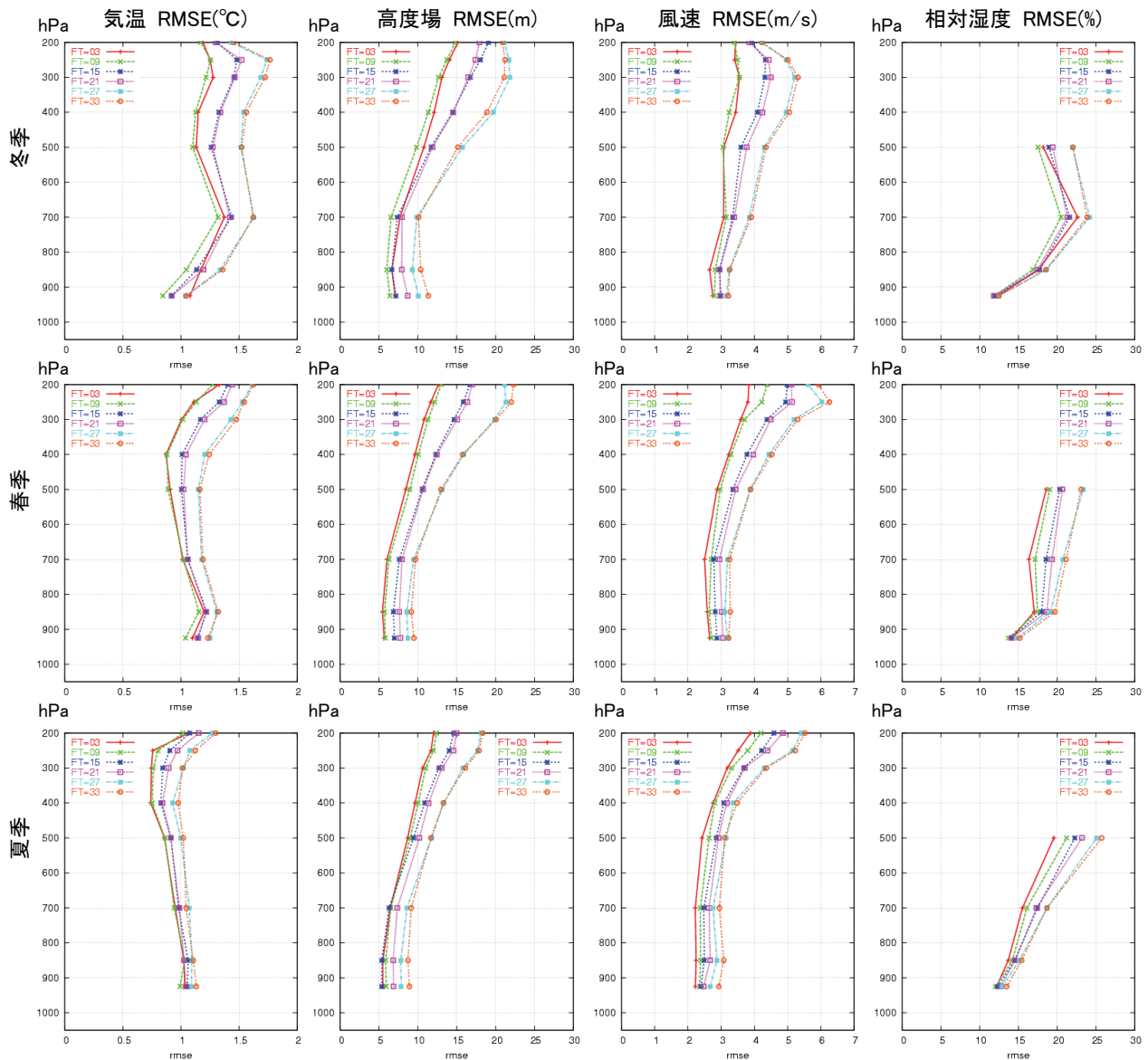


図 2.1.5 図 2.1.4 と同じ。ただし、RMSE。

2006年2月以前よりも改善しており、MSMの降水予報精度が運用開始から着実に改善してきていることが確認された。

降水予報精度の地域特性に関して、冬季は、本州日本海側の平野部で降水予報頻度過少で見逃しが多いこと、夏季は、MSMが予報することが不得手な不安定降水の事例が非常に多く、全国的に降水予報頻度が少なかったこと、特に、北海道、京都府から中国地方にかけての地域、沖縄地方などで降水予報精度が悪かったことが確認された。

地上気象要素に関して、予報対象時刻に対する検証結果は、夏季に風速と気温の夜間の正バイアスが大きいなど古市(2007)が示した検証結果と同様であった。予報時間に対する検証では、地上気温は予報が進むとともに正バイアスが解消されていく傾向があること、相対湿度はいずれの季節でも予報初期は負バイアスがあり、特に春季(夏季)は予報が進むとともに負(正)バイアスが拡大する傾向がある

ことがわかった。

高層気象要素に関して、いずれの季節でも予報が進むとともに中層及び下層が冷えていくこと、冬季と春季は予報が進むとともに中層が乾いていくこと、上層ほど各要素のRMSEの値が大きいこと、03, 15UTC初期値の予報が09, 21UTC初期値の予報よりも精度が高いことがわかった。

参考文献

- 瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-26.
- 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.
- 古市豊, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-45.
- 本田有機, 2008: 概論. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 1-17.

2.2 適合ガウス格子を用いた全球モデルを側面境界値とするメソ数値予報モデルの統計検証¹

2.2.1 はじめに

本節では、適合ガウス格子を用いた全球モデル(RGGGSM)を側面境界値としたメソ数値予報モデル(MSM)の予報特性について報告する。2007年11月における領域モデル(RSM)の現業運用の終了に伴って、MSMの側面境界値はRSMから高解像度全球モデル(20kmGSM)へと変更になった。この側面境界値の変更によって、MSMでは大気中層で乾燥バイアスとなり、降水予報精度は改善するが強い降水の予報頻度が過多となることが古市(2007)によって報告されている。また成田(2007)は、20kmGSMの下層湿潤バイアスが側面境界値としてメソ解析とメソ予報の両方に影響を与えることによって、MSMの対流パラメタリゼーションの効果が大きくなり、MSMで強い降水が過剰に計算される可能性があることを指摘している。このように側面境界値の変更は、降水の予報特性の変化などの原因となるため、防災気象情報の提供支援をその主な役割とするMSMにとって非常に重要な意味をもつ。

2008年8月におけるRGGGSMの現業運用の開始に伴って、MSMの側面境界値は、20kmGSMからRGGGSMへと変更になった。そこで、側面境界値に20kmGSM及びRGGGSMを用いた予備実験を行い、MSMの予報特性の変化について調査を行った。第2.2.2項では予備実験の内容と検証方法を説明し、第2.2.3項では実験に用いた側面境界値について述べる。第2.2.4項と第2.2.5項では降水と高層気象観測に対する予備実験の検証結果を報告する。

なお、本文中で用いた統計的な指標の詳細については付録Bを参照していただきたい。

2.2.2 予備実験と検証の内容

予備実験は、側面境界値にRGGGSM及び20kmGSMの予報値を用いて実施した。以下では20kmGSMを用いた実験をCNTL、RGGGSMを用いた実験をTESTとする。また2006年8月1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22日を冬実験とする。検証対象とした予報は、夏実験が03, 15UTC、冬実験が03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とする33時間予報である。

なお、実験に用いたRGGGSMと20kmGSMの予報値は、同様の条件下において予報された値ではない。今回の実験では、現業数値解析予報システムにおいて運用されている速報解析からの予報(Ef)と、サイクル解析から実験用に計算した予報(Df)を用

いている。夏実験はCNTLとTESTの両者ともにDfを用いている。ただし、夏実験のCNTLは原(2007)と同様にDCAPEの修正(中川 2007)が行われる前の20kmGSMを用いている。また冬実験ではCNTLがEfであるのに対してTESTではDfを用いている。Dfは、Efに比べ解析に用いる観測データの締め切り時間が長く、より多くの観測データを同化している。

今回の予備実験の予報で側面境界値を与えるRGGGSM及び20kmGSMの初期時刻とMSMの初期時刻の関係は、表2.2.1で示したとおりである。この関係は、現業数値解析予報システムと同様である。

2.2.3 側面境界値

MSMの側面境界では外部参照値 ϕ_{EXT} によって予報対象領域外の情報を受け取っている(斉藤ほか2001; 原 2008)。以下では、MSMの大気中層の乾燥バイアスや925hPa付近の湿潤バイアスが、側面境界値の変更によって解消されると期待できるかどうかを調べるため、TESTとCNTLの側面境界における ϕ_{EXT} の統計をとり比較する。RGGGSMと20kmGSMの予報値から得られる外部参照値をそれぞれ ϕ_{EXT}^{TEST} , ϕ_{EXT}^{CNTL} とし、統計期間内で平均化した側面境界の各格子点における外部参照値 $\overline{\phi_{EXT}^{TEST}}$, $\overline{\phi_{EXT}^{CNTL}}$ の差を $\phi_{EXT}^{Diff} = \overline{\phi_{EXT}^{TEST}} - \overline{\phi_{EXT}^{CNTL}}$ とする。この ϕ_{EXT}^{Diff} は、各格子点における平均誤差(ME)の差に相当する。

図2.2.1(a)に夏実験の側面境界における比湿の外部参照値の差 Q_{EXT}^{Diff} を示す。図2.2.1(b)は側面境界において水平方向に平均化した Q_{EXT}^{Diff} の鉛直分布である。西側側面境界では中層で負となっている。これは西側側面境界付近ではCNTLよりTESTのほうが中層で乾燥していることを意味する。側面境界全体の Q_{EXT}^{Diff} は上層で $Q_{EXT}^{Diff} \approx 0$ であるが高度7000m以下では正の値が支配的となっている。また、側面境界全体の Q_{EXT}^{Diff} は3000mから4000mにかけて比較的小きな値となっているが、2000m以下で再び大きくなっている。これは700hPa付近の比湿のMEにTESTとCNTLの間で大きな差が無いことを意味する。

以上から、第2.2.1項で述べた20kmGSMを側面境界としたときの特徴であるMSMの中層の乾燥バイアスや、過剰な降水の原因と考えられる925hPa付近の湿潤バイアスの大幅な改善は期待できない。

表 2.2.1 予備実験の予報において利用している側面境界値(RGGGSM, 20kmGSM)と予備実験の予報(MSM)の初期時刻との関係。

RGGGSM, 20kmGSM 初期時刻(UTC)	MSM 初期時刻(UTC)
00	03, 06
06	09, 12
12	15, 18
18	21, 00

¹ 幾田 泰醇

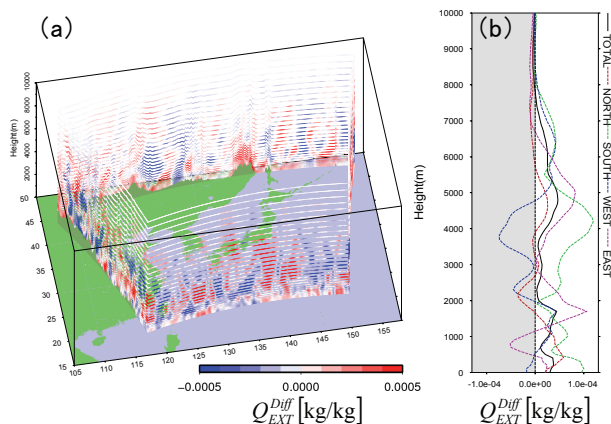


図 2.2.1 夏実験の側面境界における TEST と CNTL の比湿の外部参照値の差 Q_{EXT}^{Diff} 。(a)MSM モデル面 (フルレベル) での Q_{EXT}^{Diff} 。(b)それぞれの側面境界上で水平方向に平均した Q_{EXT}^{Diff} 。EAST: 東、WEST: 西、SOUTH: 南、NORTH: 北はそれぞれの方位に対応する側面境界、TOTAL はそれらの側面境界全てを対象としている。

2.2.4 降水予報の検証

本項における降水予報の検証は、古市(2007)と同様に解析雨量の3時間積算降水量を検証格子内で平均したものを用いている。検証格子間隔は20km、検証領域は陸上および海岸から40km以内の海上を含むこととしている。

以下では夏実験と冬実験においてCNTLとTESTを比較し、降水量の閾値ごとの特徴と予報時間ごとの特徴を報告する。利用する統計的な指標は、エクイタブルスコア(ETS)とバイアススコアおよびROC面積スキルスコアである。

(1) 閾値ごとの特徴

CNTL及びTESTのETSを図2.2.2に示す。エラーバー及び陰影は、bootstrap法(汪ほか 2003)によってリサンプリングして求めたスコアの95%信頼区間である。TESTのスコアが、CNTLのスコアの信頼区間に含まれている場合は、TESTとCNTLに有意な差があるという主張は危険率5%で退けられる。図2.2.3に示したバイアススコアについても同様である。

図2.2.2(a)は全ての予報時刻を対象とした閾値ごとのETSを示したものである。閾値20mm/3h以下では冬実験のほうが夏実験よりも予報精度が良い。図2.2.2(b)は、CNTLを基準としたTESTのETSの改善・改悪幅を表したものである。夏実験の閾値15mm/3h以下では、CNTLに対してTESTのほうが有意に上回っている。閾値25mm/3h以上では有意では無いがCNTLのほうが上回っている。冬実験では、

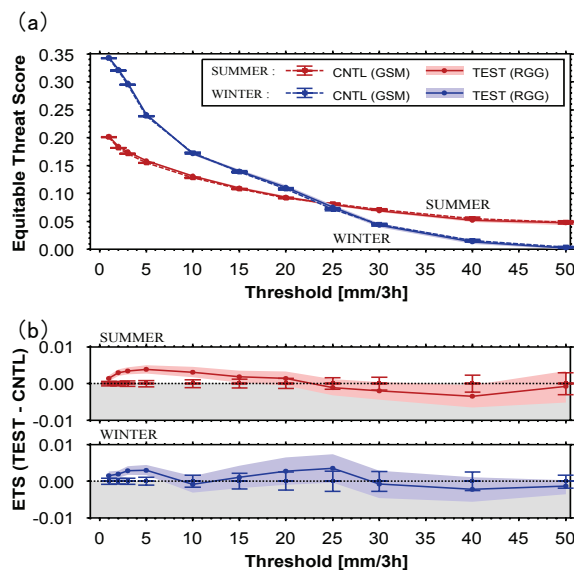


図 2.2.2 解析雨量に対する MSM 降水予報の ETS。(a)各閾値における TEST と CNTL の ETS、(b)各閾値における TEST と CNTL の ETS の差。実線は TEST(RGG)。破線は CNTL(GSM)。赤色は夏実験、青色は冬実験。薄赤色(夏実験)と薄青色(冬実験)の塗り潰しは TEST の 95%信頼区間、エラーバーは CNTL の 95%信頼区間。

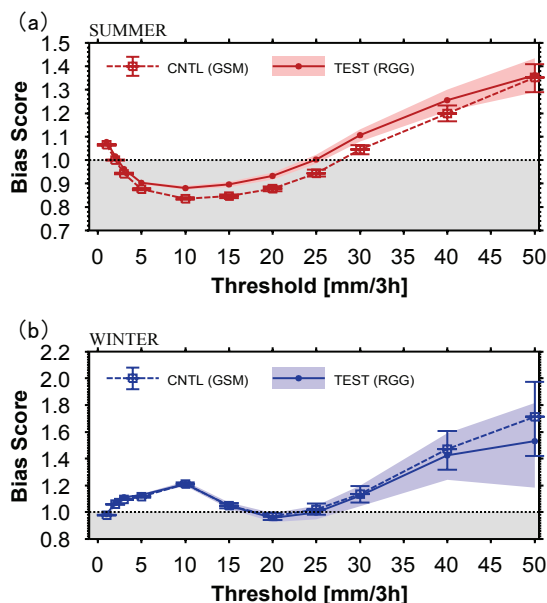


図 2.2.3 解析雨量に対する閾値ごとのバイアススコア。(a)夏実験、(b)冬実験。凡例その他は図 2.2.2 に同じ。

閾値5mm/3h以下ではTESTのほうが有意に上回る結果となっている。夏実験と冬実験の両者とも閾値が大きくなると信頼区間が拡大し、TESTとCNTLの間に統計的に有意な差が無くなっている。

図2.2.3 (a)の夏実験のバイアススコアは、検証した閾値のほとんどで有意にTESTのほうが大きくな

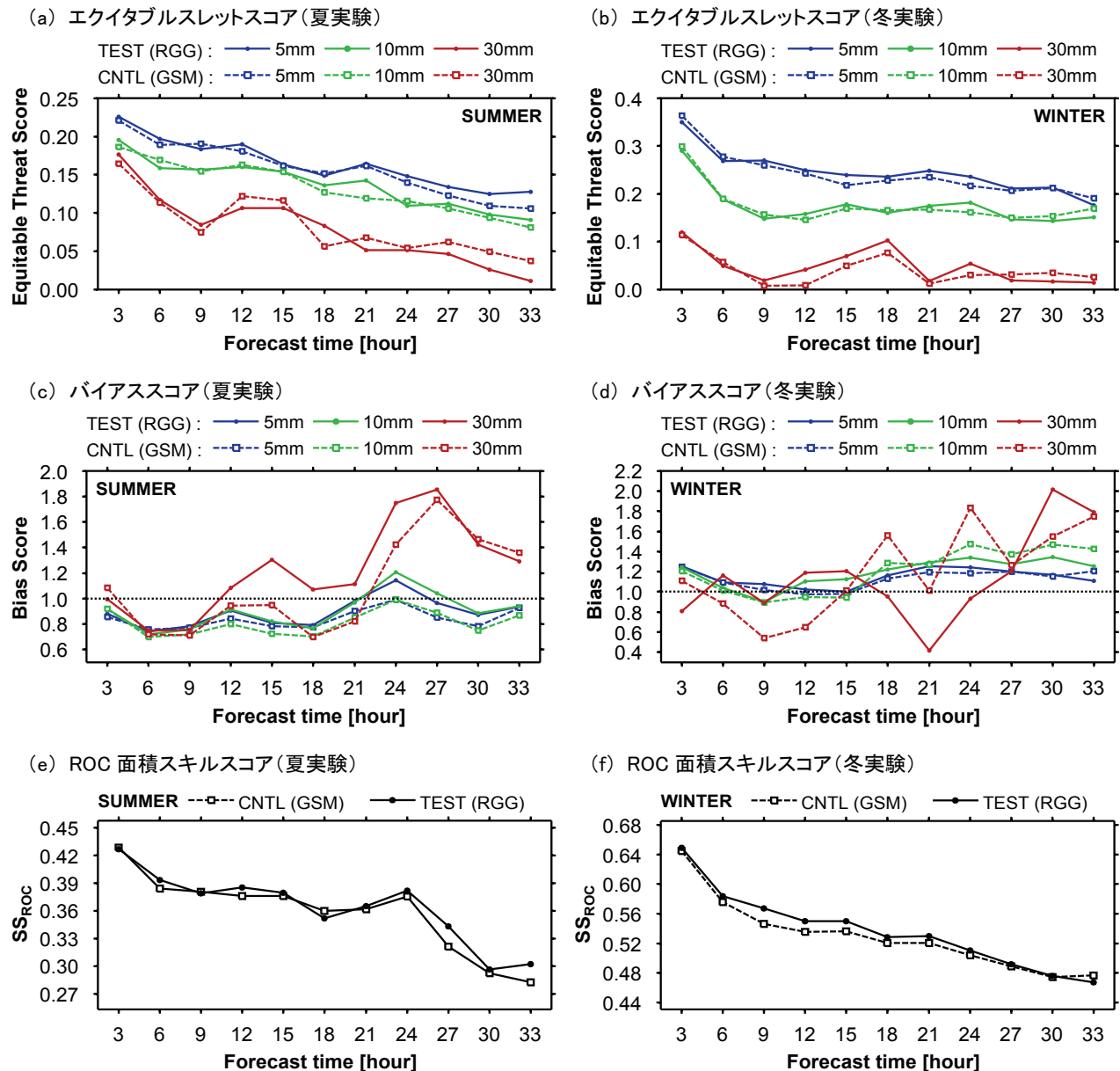


図 2.2.4 解析雨量に対する予報時間ごとの検証結果。(a) (c) (e)は夏実験、(b) (d) (f)は冬実験。(a) (b)は ETS、(c) (d)はバイアススコア、(e) (f)は SS_{ROC} 、実線は TEST (RGG)、破線が CNTL (GSM) をあらわす。(a) (b) (c) (d)では閾値 5mm/3h のスコアを青色、閾値 10mm/3h のスコアを緑色、閾値 30mm/3h のスコアを赤色で表している。

っている。これは、TESTにおいて閾値を上回る降水の予報頻度がCNTLよりも増加したことを意味している。また、閾値25mm/3h以下では降水の予報頻度が改善したが閾値30mm/3h以上の降水については予報頻度過多となったといえる。

冬実験のバイアススコアは閾値25mm/3h以上でCNTLとTESTの両方で予報頻度過多となっている。TESTのバイアススコアはCNTLよりも1に近い。しかし、閾値が大きくなるに従って信頼区間の幅も広がっている。さらに、冬実験の閾値25mm/3h以上の降水現象は非常にまれで、一つの事例の降水が標本数のほとんどを占めている。そのためTESTのバイ

アススコアには、CNTLと比べて有意な改善を認めることができない。

(2) 予報時間ごとの特徴

図2.2.4は閾値5mm/3h、閾値10mm/3hと閾値30mm/3hの降水に対する予報時間ごとのETS及びバイアススコアとROC面積スキルスコア (SS_{ROC})を示したものである。ここで SS_{ROC} の算出には、第2.2.4項(1)で検証を行った閾値²の全てを利用している。

² 閾値 1, 2, 3, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50mm/3h

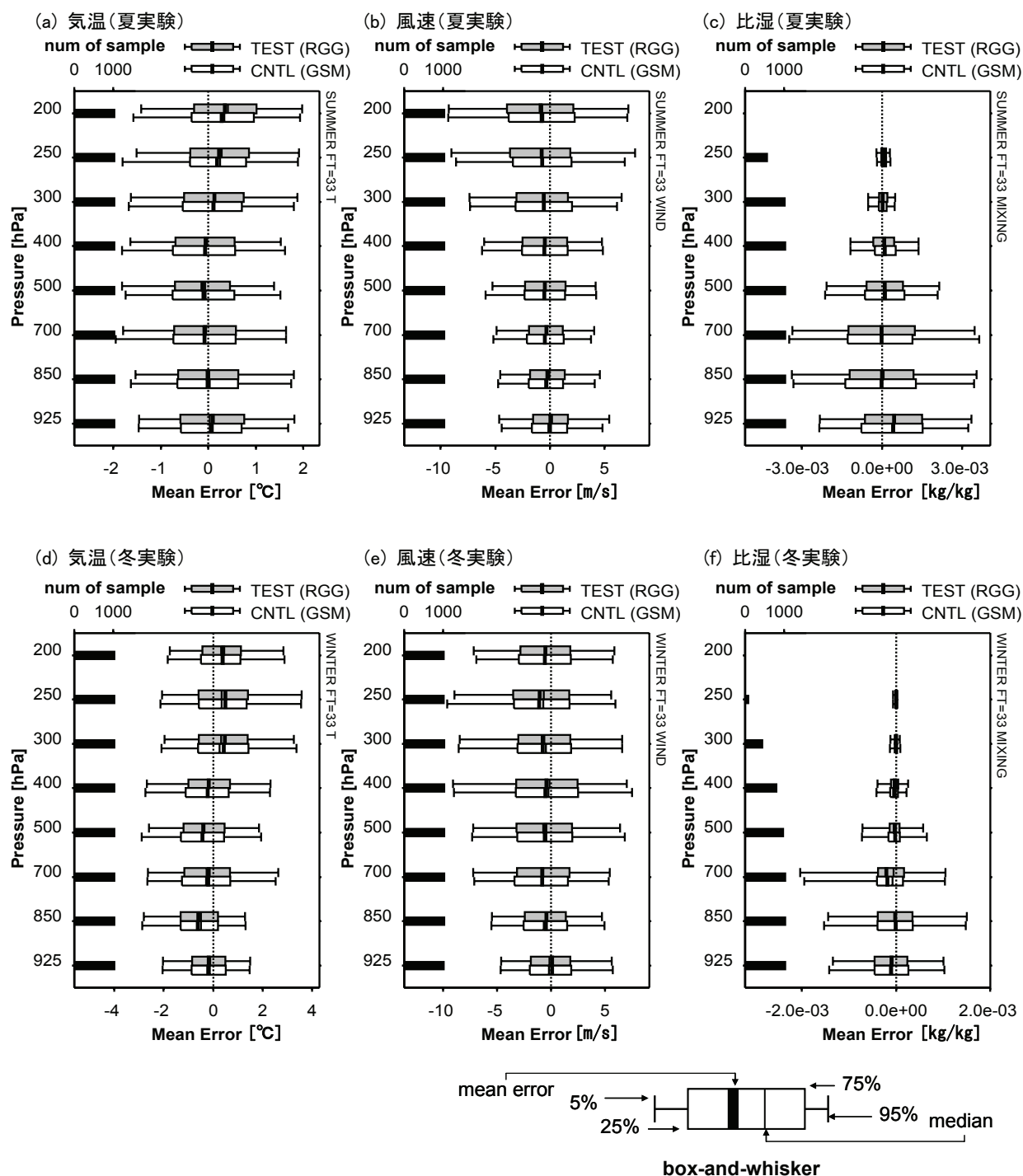


図 2.2.5 高層気象観測に対する TEST(RGG)と CNTL(GSM)の予報誤差。(a) (b) (c)は夏実験、(d) (e) (f)は冬実験で、(a) (d)は気温(°C)、(b) (e)は風速(m/s)、(c) (f)は比湿(kg/kg)。灰色の箱ひげ(box-and-whisker)が TESTで白抜きが CNTL。“箱”の範囲は標本の 25%~75%、“ひげ”の範囲は 5%から 95%。太実線は ME、細実線は予報誤差の中央値(median)。黒塗り棒グラフは各指定気圧面における標本数。比湿については、300hPa より上層において標本数も少なく信頼できる観測も少ないことに注意が必要である。

夏実験と冬実験では予報時間に対する ETS の変化傾向が異なっている。夏実験では予報時間が長くなるに従って予報精度は比較的単調に低下している。しかし冬実験では FT=3 から FT=6 で急激に低下している。そして以降の予報時間では緩やかに下降

している。この傾向は TEST と CNTL の両者に見られる。また、閾値 5mm/3h と閾値 10mm/3h の ETS は、ほとんどの予報時間で CNTL よりも TEST が上回っている。夏実験の閾値 30mm/3h の ETS は、FT=21 以降になると TEST に対して CNTL のほうが上回っ

ている。

バイアススコアは夏実験と冬実験の両者共に予報時間が長くなるに従って増加している。閾値5mm/3hと閾値10mm/3hのバイアススコアは、夏実験では概ね予報頻度過少であるが冬実験では概ね予報頻度過多となっていることを示している。また、夏実験では閾値や予報時間に依らずTESTの予報頻度の方がCNTLよりも多くなっている。冬実験では、閾値5mm/3hで概ねTESTが予報頻度過多となっている。

ただし冬実験の閾値10mm/3hや閾値30mm/3hのスコアは、第2.2.4項(1)で述べたとおり非常に少ない標本数から算出したものである。そのため本項における閾値10mm/3hや閾値30mm/3hのスコアは、予報頻度について適切に評価しているとはいえない。

次に SS_{ROC} を用いてCNTLとTESTを比較すると、TESTのほうが高い値を示しており予報精度が改善していることがわかる。夏実験ではTESTとCNTLの両者ともにFT=18からFT=24でスコアの低下が抑えられている。これはFT=18からFT=24の期間で捕捉率が増加したことによりROC面積が拡大したためである。

(3) 地域ごとの特徴

地域別に算出したスコアについて述べる。バイアススコアは、CNTLよりもTESTのほうが地域に依らず予報頻度が増加することを示していた(図略)。ETSは、九州地方や中国地方などでTESTの予報精度の悪化を示していた。スコアの低下は2006年8月中旬に顕著であった。これは、この期間の降水が、2006年8月17日から8月18日かけて九州北部地方を中心に大雨をもたらした台風第10号によるものであり、その降水量がTESTでCNTLよりも過大に予報されていたことによる。台風第10号が九州に上陸した前後5日間を除いて検証を実施すると、TESTはCNTLと同等かそれを上回る予報精度となった。

2.2.5 高層気象観測に対する検証

高層気象観測データに対する検証結果を報告する。検証対象とする観測は、気象庁の高層気象観測のみである。検証対象の予報時間は、予報期間後半のFT=33とした。図2.2.5は、気温、風速及び比湿の指定気圧面における予報誤差を箱ひげ図(box-and-whisker plot)で表したものである。

(1) 夏実験と冬実験の予報誤差

夏実験と冬実験についてTESTとCNTLの両者に共通する予報誤差の特徴を述べる。

気温の鉛直プロファイルは、夏実験では中層で低

温バイアスとなっている(図2.2.5(a))。冬実験では中層と下層で低温バイアスとなっている(図2.2.5(d))。両実験ともに上層では高温バイアスとなっている。

風速は、夏実験と冬実験でバイアスの大きさに差があるものの両者ともに850hPaより上層で負バイアスとなっている(図2.2.5(b)(e))。

比湿の鉛直分布は、夏実験では、850hPaより上層のバイアスが小さく、925hPaの湿潤バイアスが顕著である(図2.2.5(c))。冬実験では700hPaに乾燥バイアスがある(図2.2.5(f))。

(2) TESTとCNTLの予報誤差

TESTとCNTLの検証結果を比較する。図2.2.5(c)によると、夏実験の925hPaのMEは、僅かにTESTがCNTLより925hPa付近で湿潤バイアスとなっていることを示している。図2.2.5(f)によると、冬実験の700hPaのMEはTESTのほうが僅かに乾燥バイアスとなっている。標本の分散もTESTとCNTLで大きな差は無い。総じて高層気象観測の検証結果からはTESTとCNTLに顕著な違いは見られない。また検証を行った指定気圧面における気象要素の平方根平均二乗誤差は、夏実験のTESTの高度がCNTLより若干増加していた以外は、全体的に僅かな減少を示しており予報精度がやや改善していた(図略)。これはTESTの側面境界値であるRGGSMSが20kmGSMよりも予報精度が良い(第1.1節)ことが要因の一つとして考えられる。

(3) 700hPa 乾燥バイアス

今回の予備実験の予報特性は、20kmGSMの予報特性(田宮 2007)に概ね近いものになっている。20kmGSMの予報特性のひとつに700hPaの乾燥バイアスがある。これは20kmGSMを側面境界値としたMSMについても同様である(古市 2007)。しかし今回の夏実験ではTESTとCNTLの両者ともに700hPaの乾燥バイアスは比較的小さい。また700hPaでは冬実験の標本の分布に乾燥バイアス側への偏りが見られるが、夏実験ではその様な分布の

表 2.2.2 比湿の700hPaにおけるME。MSM予報領域内の高層気象観測を対象とした検証(MSMVRF)と気象庁の高層気象観測のみを対象とした検証(JPNVRF)。

	MSMVRF (10^{-4} kg/kg)	JPNVRF (10^{-4} kg/kg)
CNTL 夏実験	-1.38	-0.07
TEST 夏実験	-1.27	-0.06
CNTL 冬実験	-0.69	-1.82
TEST 冬実験	-0.90	-2.01

偏りは見られない。このMSMの700hPaの乾燥バイアスと検証対象領域との関係について、夏実験と冬実験を比較した結果を以下に示す。

まず気象庁の高層気象観測のみを対象とした検証(JPNVRF)とMSMの予報領域内全ての高層気象観測を対象とした検証(MSMVRF)を比較する。それぞれの700hPaにおける比湿のMEは表2.2.2のとおりである。夏実験のMSMVRFでは、20kmGSMと同様にTESTとCNTLの両方で700hPaに大きな乾燥バイアスがあることがわかる。それに対しJPNVRFでは乾燥バイアスは小さい。

20kmGSMを側面境界値とした場合についても、気象庁の高層気象観測に対する検証結果では、700hPaの乾燥バイアスが冬実験よりも夏実験のほうが小さくなっている(古市 2007)。このように日本周辺の乾燥バイアスの縮小は、夏実験にのみ見られる特徴である。

2.2.6 まとめ

側面境界値をRGGGSMへと変更し予備実験を実施した。予備実験の結果では、高層気象観測に対する予報精度の大幅な改善・改悪は見られなかった。また降水の予報精度に関しては、夏実験では閾値15mm/3h以下、冬実験では閾値5mm/3h以下でETSが有意に改善されていた。また夏実験では概ねTESTの予報頻度が増加しており、閾値30mm/3h以上では予報頻度過多となっていた。この強い降水の予報頻度過多は20kmGSMを側面境界値とした場合と同様に925hPaの湿潤バイアスが関係していると考えられる。

以上、今回実施した予備実験の統計検証の結果から、側面境界値をRGGGSMへと変更することによって降水予報精度が弱い降水で改善、強い降水の予報頻度の増加、その他の気象要素に対する予報精度については概ね改善もしくは同等となることが確認できた。

参考文献

- 斉藤和雄, 加藤輝之, 永戸久喜, 室井ちあし, 2001: Boundary Conditions. 気象研究所技術報告第42号, 気象研究所, 40-46.
- 田宮久一郎, 2007: 留意すべき予報特性. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-28.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-23.
- 成田正巳, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの降水予報の例. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-47.

原旅人, 2007: モデルの変更点の概要. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 29-31.

原旅人, 2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 18-26.

古市豊, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-45.

汪金芳, 田栗正章, 手塚集, 樺島祥介, 2003: 計算統計. 1: 確率計算の新しい手法. 岩波書店, 196pp.

2.3 降水予報特性の問題点と改善¹

2.3.1 はじめに

本節では、2007年11月に現業運用を始めた高解像度全球モデル (GSM) を側面境界とするメソ数値予報モデル (MSM) の降水予報について、GSM との予報特性の違いや MSM の問題点を反映して GSM の予報結果と大きな違いが見られた事例を紹介する。また、MSM の降水予報の精度の改善に向けた取り組みと、予報結果を利用するときの注意点をまとめる。

2.3.2 冬季の日本海沿岸付近における降雪

2007年から2008年の冬季には、冬型の気圧配置となったときの日本海や東北地方から中国地方にかけての日本海沿岸付近において、MSM が予報した降雪量が解析雨量に比べて過少だった事例がいくつか見られた (第2.1.3項)。図2.3.1 に 2008年2月13日18 UTC を対象とする MSM (初期時刻 13日03 UTC、予報時間 15 h) と GSM (初期時刻 13日00 UTC、予報時間 18 h) の降水予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。比較には MSM に側面境界を提供した初期時刻の GSM を用いており、両モデルの初期時刻が異なっている (以下同様)。この図に示した領域における MSM の降水はすべて降雪として計算されており、気温と相対湿度の分布から GSM の降水も降雪であると考えられる。大きなスケールでは GSM による降雪は実況とよく対応しているが、佐渡島の風下における降雪の弱まりや太平洋側への広がりなどの細かい分布を表現できていないことがわかる。一方、MSM による降雪の分布は実況と対応する細かい分布をある程度は表現できているものの、日本海や沿岸付近に

おける降雪が過少であることが目立つ。

現在の MSM では、冬季の日本海側の降雪のほとんどが雲物理過程によって計算されており、対流パラメタリゼーションによる寄与は小さい。一方、MSM に組み込んだ雲物理過程では、計算時間を短縮するために雲氷の混合比だけを予報して数濃度を予報せず、雲氷から雪やあられへの変換の素過程の一部を簡略化している。このため、雲氷から雪やあられへの変換の効率が低く、雪やあられの生成と成長に現実よりも時間がかかることがわかっている (成田 2008a)。今回の MSM による降雪予報の事例では、雪やあられの成長の遅れが風上側の日本海や沿岸付近において降雪が少なくなった原因となっている可能性がある。

そこで、MSM の雲物理過程において雲氷の数濃度を予報変数に追加した実験の結果を紹介する。図2.3.2 に雲氷の数濃度を予報したときと予報しなかったときの山形県付近の降水の水平分布と雪の混合比の鉛直分布を示す。この結果から、雲氷の数濃度を予報することによって雲氷から雪への変換の効率が高くなり、雪の生成と成長がより北西の風上側から始まるため降雪が日本海や沿岸付近に広がり、線状の細かい分布は予報できていないものの実況との対応が良くなることがわかる。

現業 MSM の雲物理過程では、2008年冬までに雲氷の数濃度を予報変数に追加することを目指して開発を進めている。

2.3.3 梅雨期の九州と四国における降水

対流パラメタリゼーションとして Kain-Fritsch (KF) スキームを採用した MSM には、とくに梅雨期の九州や四国において地形に沿った不自然な降水を予報してしまう弱点がある (成田 2008b)。側

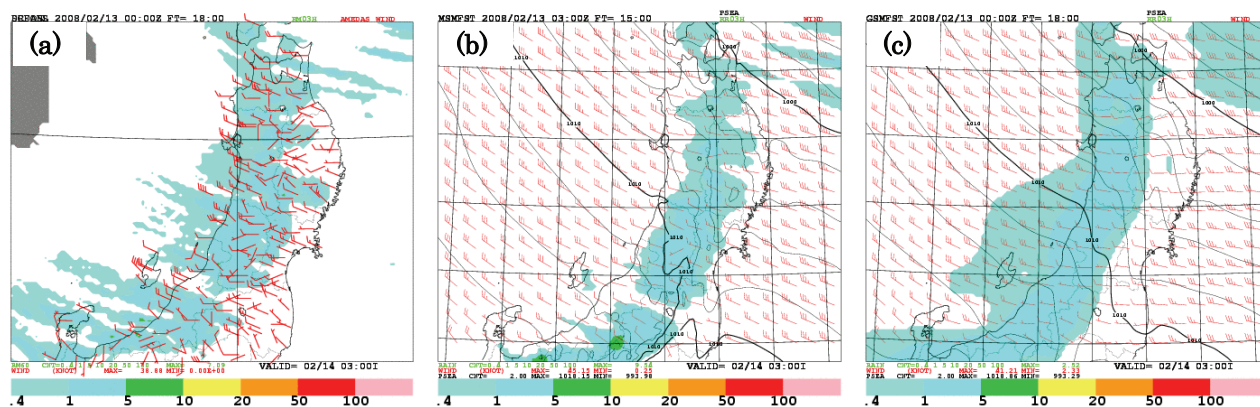


図 2.3.1 2008年2月13日15 UTC から18 UTC までの3時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量 (初期時刻 13日03 UTC、予報時間 15 h)、(c) GSM の降水量 (初期時刻 13日00 UTC、予報時間 18 h)。

¹ 成田 正巳

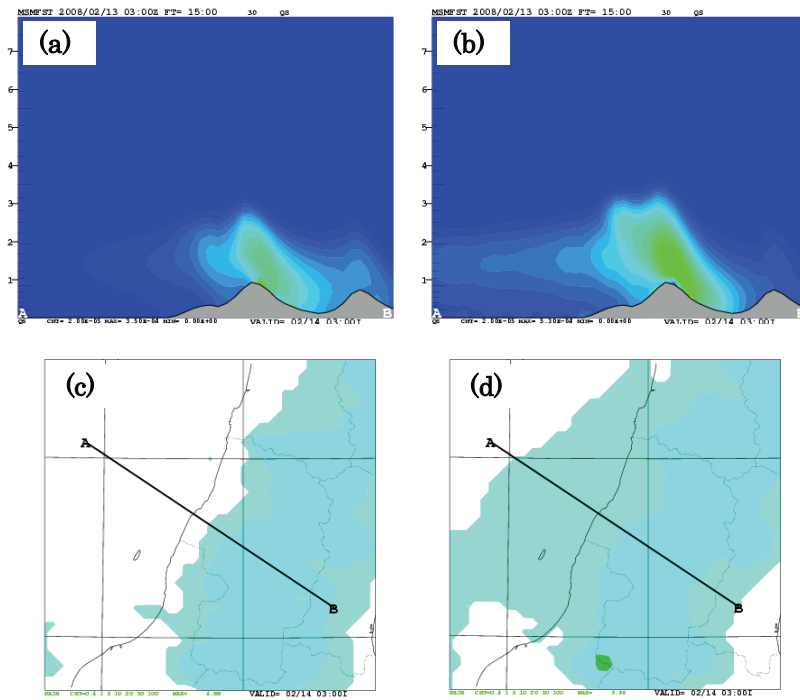


図 2.3.2 雲氷の数濃度を予報しない場合と予報した場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量。(a), (c) 雲氷の数濃度を予報しない場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量、(b), (d) 雲氷の数濃度を予報する場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量。初期時刻と対象時刻は図 2.3.1 (b) と同じ。

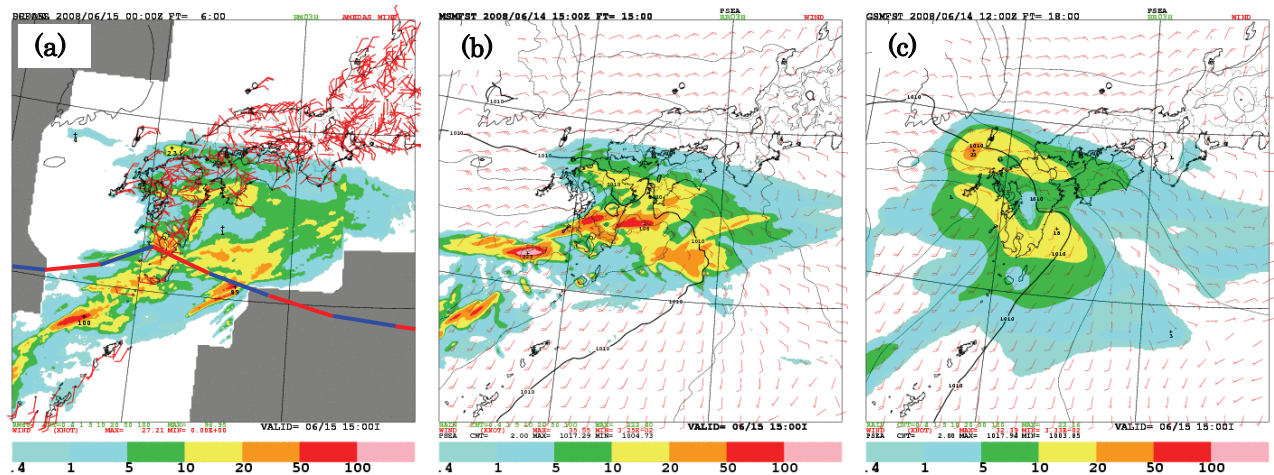


図 2.3.3 2008 年 6 月 15 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量 (初期時刻 14 日 15 UTC、予報時間 15 h)、(c) GSM の降水量 (初期時刻 14 日 12 UTC、予報時間 18 h)。(a) に前線の位置の概略を示した。

面境界を GSM に変更してから現在までの MSM の予報ではこのような降水が顕著な事例は少ないが、不自然な降水は側面境界ではなく KF スキームの問題である。引き続き、この問題の解決を目指して開発を進めている。

ここでは、MSM と GSM の湿潤過程の違いにより梅雨期の九州と四国における降水予報に大きな違いが見られた事例を紹介し、MSM の降水予報の問題点をまとめる。

図 2.3.3 に示した 2008 年 6 月 15 日 06 UTC を対

象とする MSM (初期時刻 14 日 15 UTC、予報時間 15 h) と GSM (初期時刻 14 日 12 UTC、予報時間 18 h) の降水予報によると、MSM の 5 mm/3h 以下の弱い降水の分布は解析雨量との対応が良いが、とくに九州の南西海上から四国の南海上に広がる強い降水域を全体的に北に予報している。このように、MSM の予報では図 2.3.3 (a) に示した前線の暖域における降水が過少となり、風の収束が明瞭な前線の近傍に強い降水を集中させてしまうことがある。

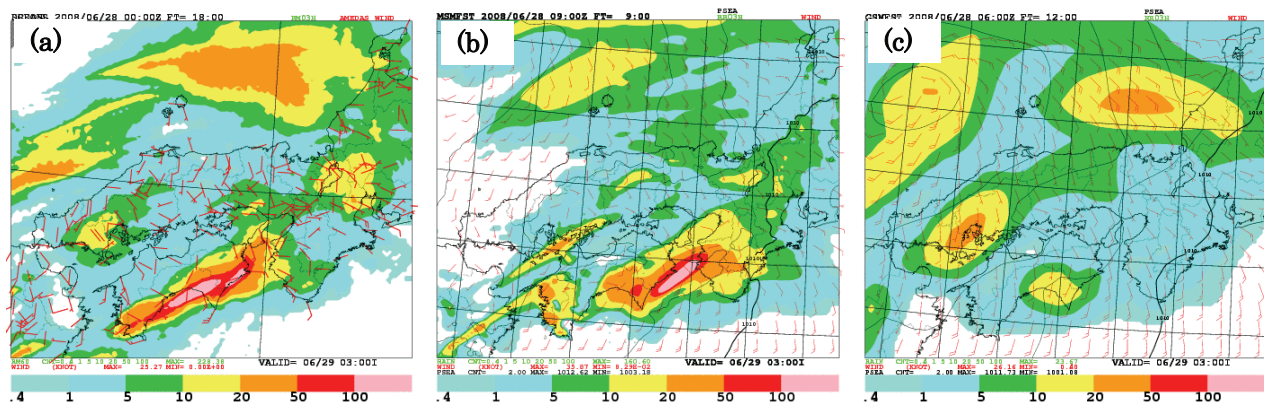


図 2.3.4 2008 年 6 月 28 日 15 UTC から 18 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 28 日 09 UTC、予報時間 9 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 28 日 06 UTC、予報時間 12 h）。

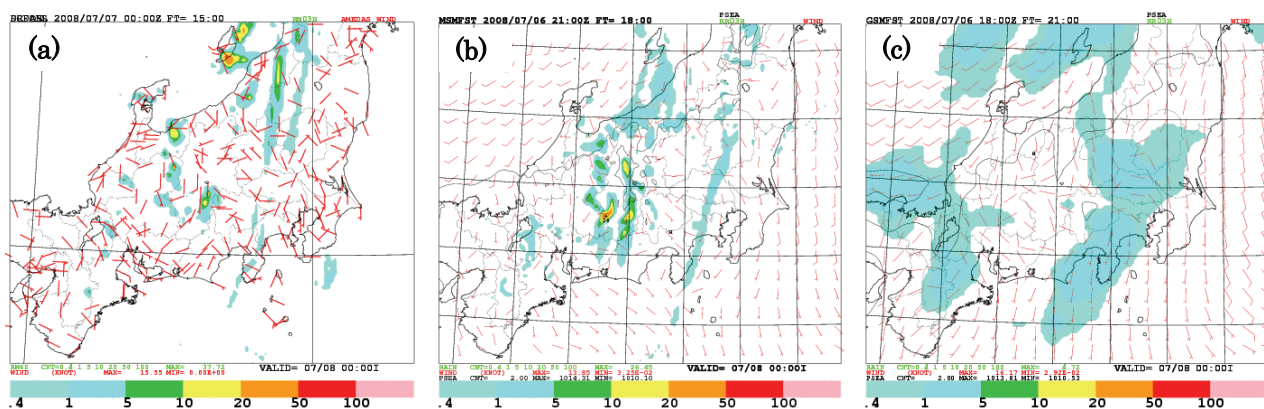


図 2.3.5 2008 年 7 月 7 日 12 UTC から 15 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 6 日 21 UTC、予報時間 18 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 6 日 18 UTC、予報時間 21 h）。

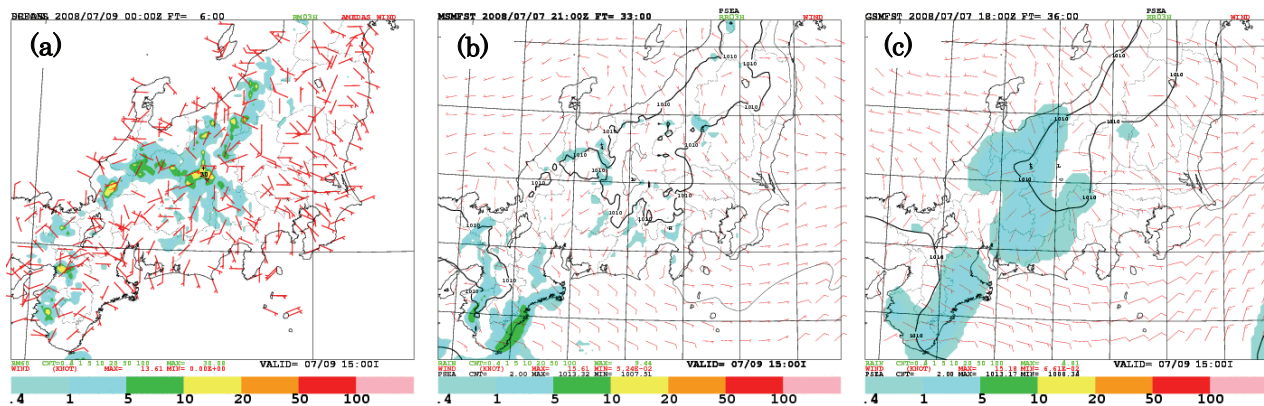


図 2.3.6 2008 年 7 月 9 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 7 日 21 UTC、予報時間 33 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 7 日 18 UTC、予報時間 36 h）。

図 2.3.4 に 2008 年 6 月 28 日 18 UTC を対象とする MSM（初期時刻 28 日 09 UTC、予報時間 9 h）と GSM（初期時刻 28 日 06 UTC、予報時間 12 h）の降水予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。解析雨量では四国の太平洋側の沿岸部から紀伊

半島にかけて線状の降水域が分布しており、降水量の極大値は 200 mm/3h を超えている。これに対して、GSM の予報は大きなスケールでは降水の分布が実況と対応しているが、四国の太平洋側の沿岸部における降水量は 20 mm/3h 以下と過少である。

一方、MSM は 160 mm/3h の降水を線状に予報しているが、位置は実況よりも 50 km ほど東にずれている。このような降水の位置ずれには系統的な偏りは見られないため、客観的な補正は難しい。予報結果を利用するときには、位置ずれの可能性を考慮して降水を見積もるなど、対処が必要である。

2.3.4 夏季の不安定降水

夏季（2004年8月）を対象にした高解像度 GSM を側面境界とする MSM の予報実験では、GSM の下層における湿潤バイアスの影響を受けて MSM の KF スキームが海岸線や地形に沿って過剰な降水を予報したと考えられる事例がいくつか見られた（成田 2007）が、現業運用を始めてから現在までの MSM の予報ではこれほど顕著な事例は見つからない。引き続き、事例を蓄積している段階である。

ここでは、MSM と GSM による夏季の不安定降水の予報に大きな違いが見られた事例を紹介し、MSM の降水予報の問題点をまとめる。

図2.3.5に示した 2008年7月7日15 UTC を対象とする MSM（初期時刻 6日21 UTC、予報時間 18 h）と GSM（初期時刻 6日18 UTC、予報時間 21 h）の降水予報によると、解析雨量では南北にのびた線状の降水域や 10 mm/3h から 30 mm/3h に達する不安定降水が見られるのに対して、GSM では中川（2006）が述べているように実況の強い降水を 5 mm/3h 以下と弱めに、弱い降水域を広い範囲に渡って計算している。一方、MSM では線状の降水域や 30 mm/3h に近い降水を計算できているものの、実況とは位置がずれている。

また、図2.3.6に示した 2008年7月9日06 UTC を対象とする MSM（初期時刻 7日21 UTC、予報時間 33 h）と GSM（初期時刻 7日18 UTC、予報時間 36 h）の降水予報の結果によると、解析雨量では所々で不安定降水が見られ、降水量の極大値は 20 mm/3h に達しているのに対して、GSM では図2.3.5の事例と同様に 5 mm/3h 以下の弱い降水を広い範囲に渡って計算している。一方、MSM では図2.3.5の事例とは異なり強い降水を計算できていない。また、MSM では紀伊半島の南東部の海岸線に沿って実況には見られない降水を計算してしまっており、降水量は少ないものの GSM の予報でも同様の降水分布が広く見られる。

いずれの事例も、総観スケールの擾乱が付近に存在せず、外部強制力が弱い。このような事例では、強い降水は多くの場合に熱的低気圧などによる風が地形の影響で収束して発生した対流雲によって生成されると考えられる。現在の MSM の水平格子間隔は 5 km であり、このような個々の対流雲の

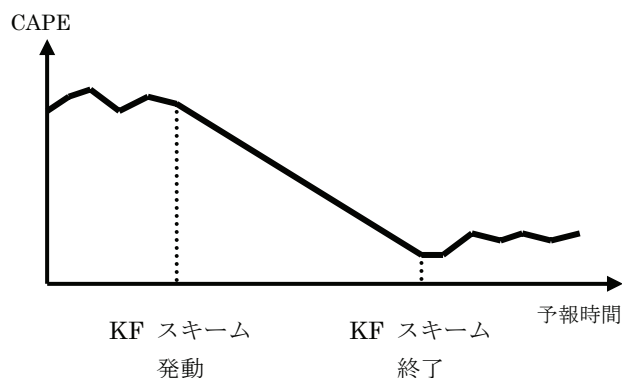


図 2.3.7 KF スキームの発動による CAPE の時間変化の模式図。

発生を格子スケールで表現することはできない。このため、MSM の雲物理過程では局所的な不安定降水を計算できなかったり、降水が計算されても位置は実況との対応が悪かったりすることがある。一方、格子スケール以下の対流の効果を見積もる KF スキームには弱い降水を広く表現したり、実況には見られない降水を計算したりする弱点がある。このように、MSM は総観場による外部強制力が弱いときの不安定降水の予報精度が低いため、予報作業における利用ではモデルの格子点値（GPV）から計算した対流有効位置エネルギー（CAPE）などの不安定指数や発雷確率ガイダンスを参考にするなど、対処が必要になる。

なお、永田・萬納寺（1994）が述べているように、降水が計算されている格子ではモデルの内部で大気の成層状態の不安定がある程度は解消された状態になっているため、GPV から計算した不安定度は小さいことが多い。図2.3.7 に示したように、KF スキームの計算は CAPE の値を小さくするように作用するため²、GPV を出力したときのタイミング、つまり KF スキームが発動する前であるか、成層状態が不安定になって発動している最中であるか、KF スキームの作用が終了して成層状態を安定化した後であるかによって、GPV から計算した CAPE の大きさが変わってしまう。利用しようとする CAPE が KF スキームのいずれのタイミングにおいて計算された値であるのかを、モデルの時間積分の 1 ステップより長い間隔で出力している GPV から判断することはできない。大気の成層状態の不安定度を MSM の GPV から計算した CAPE から見積もるときには、この点に注意が必要である。

² 現在の MSM では、KF スキームが成層状態を安定化した後の CAPE の大きさが発動前の値の 15 % 以下になるように調整してある（成田 2008b）。

2.3.5 おわりに

第2.1.2項で述べられているように、MSM の降水の予報精度は徐々に改善されてきたが、とくに総観場による外部強制力が弱いときの夏季の局所的な不安定降水の予報精度が低い。この問題に対して、当面は MSM の水平格子間隔の高解像度化を予定していないため、格子スケールの雲物理過程による不安定降水の予報の大幅な改善は難しい。一方、サブグリッドスケールの対流を扱う KF スキームには、積雲モデルの構成やパラメータの検討によって改良すべき点が残っている（成田 2008b）。このため、梅雨期における九州や四国における地形に沿った不自然な降水と夏季における過少な不安定降水の問題を、KF スキームの改良によって解決することを喫緊の課題と位置づけている。また、側面境界の GSM への変更に伴う MSM の物理過程のパラメータの調整は十分ではないため、現業運用と実験の事例を重ねることによって最適な設定を見出す必要がある。

さらに、2008年には MSM の初期値を作成するメソ解析の非静力学 4 次元変分法 (JNoVA) への変更を計画している（第2.4節）。予報時間が短い MSM では初期値の特性の変化が予報結果に大きな影響を与える。とくに、JNoVA への変更により夏季の降水の予報精度が低くなる可能性がある（第2.4.4項）。予報精度を向上させるためには、JNoVA の現業運用を始めてから MSM の予報結果に基づいて物理過程の各スキームを見直し、パラメータの調整を進めなければならない。

参考文献

- 中川雅之, 2006: 降水事例検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-39.
- 永田雅, 萬納寺信崇, 1994: 利用上の留意点. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 97-111.
- 成田正巳, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの降水予報の例. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-47.
- 成田正巳, 2008a: 現業メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 75-80.
- 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.

2.4 非静力学メソ4次元変分法¹

2.4.1 開発の経緯

2002年3月に現業メソ解析に静力学メソ4次元変分法²が導入された(石川・小泉 2002)。当時は、予報モデルは静力学スペクトルモデルであったが、2004年9月に気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に更新された(気象庁予報部 2004)。4次元変分法では時間推進演算子として予報モデルを必要とする(2.4.1式の M に相当)。JMA-NHMがメソ数値予報モデル(MSM)に導入されて以来、解析システムで採用されている予報モデルと、予報のための予報モデルが異なる状況が続いている。このため、JMA-NHMを時間推進演算子として採用した4次元変分法解析システム(非静力学メソ4次元変分法³)の開発が開始された(本田 2003)。現在、2008年中の現業メソ解析への導入を目指して、最終的な開発を進めている。本稿では、現業化予定の非静力学メソ4次元変分法の全体像と性能について簡潔に紹介する。非静力学メソ4次元変分法に関しては、Honda et al.(2005)や本田(2008)にも報告があるので、参照頂きたい。

2.4.2 新解析システムの概要

変分法では、評価関数を最小とする解を最適解とする。4次元変分法についての一般的な解説は、露木(1997)などを、静力学メソ4次元変分法については石川・小泉(2002)を適宜参照願いたい。

(1) 評価関数

非静力学メソ4次元変分法で採用している評価関数は、背景項と観測項と拘束項からなる。

$$\begin{aligned} J(x_0) = & \frac{1}{2}(x_0 - x_0^B)^T B^{-1}(x_0 - x_0^B) \\ & + \frac{1}{2}(y - HM(x_0))^T R^{-1}(y - HM(x_0)) \\ & + J_C \end{aligned} \quad (2.4.1)$$

但し、 x_0 はデータ同化窓の最初の時刻におけるモデル予報値(初期値)、 x_0^B は x_0 の第一推定値、 y は観測値、 H は観測演算子、 M は時間推進演算子、 B と R はそれぞれ背景誤差共分散行列と観測誤差共分散行列、 J_C は拘束項である。

計算負荷を軽減するため、実際にはインクリメン

ト法(Courtier et al. 1994)を採用している。この方法では、観測データの品質管理や最終的な解析のためには高解像度モデルを用い、解析インクリメントを4次元変分法で計算するときには低解像度モデルを用いる。本稿では、便宜的に前者をアウターモデル、後者をインナーモデルと呼ぶ。

静力学メソ4次元変分法の評価関数(石川・小泉(2002)の3.2.3式)と比較して、境界値に関する項がない。JMA-NHMでは初期時刻における境界値は初期値が兼ねているため、同化窓の最初の時刻の境界値は右辺第1項に暗に含まれているが、他の時刻の境界値は制御変数に含めていない⁴。

(2) 最小値探索

静力学メソ4次元変分法と同じく、準ニュートン法の一種である限定メモリー版BFGS法(Liu and Nocedal 1989)を採用している。収束性を高めるために、第一推定値の背景誤差共分散行列を利用したプレコンディショニングを行っている(露木 1997)点も、静力学メソ4次元変分法と同じである。

(3) 制御変数

静力学メソ4次元変分法では、予報変数から制御変数の変数変換で静水圧平衡と地衡風平衡を仮定していた。JMA-NHMを採用したMSMでは、解像度5kmでも静水圧平衡はかなり良い近似で成立しているが、気圧場に音波などに起因する細かいノイズが存在するため、地衡風平衡を適用しても質の悪いバランス風しか得られない(Honda et al. 2005)。このため、非静力学メソ4次元変分法では地衡風平衡を考慮せず、東西風、南北風、温位とモデル面第1層気圧の組み合わせ及び偽相対湿度(背景場の相対湿度で規格化した相対湿度)を制御変数としている。3次元の気圧と鉛直速度は、それぞれ静水圧平衡と連続の式から求める。

(4) 時間推進演算子

前述の通り、時間推進演算子にはJMA-NHMを採用している。4次元変分法では、接線形モデルや随伴モデルを作成する必要があるため、JMA-NHMの最新版に常に追従できるわけでない。このため、現在のスペックは、表2.4.1に示すとおりである。アウターモデルはMSMの予報モデルと同じ仕様のJMA-NHMが用いられている一方、インナーモデルは主に物理過程を簡略化したJMA-NHMが用いられている。特に湿潤過程に関しては、Kain-Fritsch 積雲対流スキーム(KFスキーム)と雲物理過程の組み合わせが予報モデルでは採用されているが、Honda and Yamada(2007)で示唆したように雲物理過程の随伴コードを現業メソ解析に用いることは、その非線形性などの観点から必ずしも最適ではな

¹ 本田 有機, 澤田 謙

² 石川・小泉(2002)では「メソ4次元変分法」と呼んでいるが、本稿で紹介する新しい4次元変分法解析システムと区別するため、「静力学メソ4次元変分法」と呼ぶこととする。

³ JNoVA (“JMA Nonhydrostatic Model”-based Variational Data Assimilation Systemの略) という名称で開発を進めている。

⁴ 静力学メソ4次元変分法では、他の時刻の境界値も制御変数として考慮されている。

表2.4.1 非静力学メソ4次元変分法に用いられている気象庁非静力学モデルの仕様
(各スキーム等の詳細については数値予報課報告・別冊第54号を参照のこと)

	アウターモデル (高解像度モデル)	インナーモデル(低解像度モデル)	
		非線形モデル	随伴モデル
水平移流	4次フラックス形式 + 移流補正	同左	4次フラックス形式
重力波・音波	HE-VI	同左	同左
湿潤過程 (格子スケール)	6カテゴリーバルク法雲物理	大規模凝結	同左
湿潤過程(積雲対流)	改良Kain-Fritschスキーム	同左	なし(開発中)
乱流(境界層)過程	改良Mellor-Yamada Level3	診断型渦拡散モデル	同左
対流混合層	乱流過程で考慮	Sun and Chang	同左
地表面過程	Beljaars and Holtslag	(海) Kondo (陸) Louis	同左
地中温度	4層熱拡散モデル	同左	同左
放射過程	あり	あり	なし

い。このため、非静力学メソ4次元変分法のJMA-NHMでは、新たにKFスキームと大規模凝結の組み合わせが可能となるように改良して利用している。

(5) 観測演算子

非静力学メソ4次元変分法で同化する観測は、現業メソ解析で同化されているものと同じであり、観測演算子の仕様もほぼ同じである。但し、QuikSCAT衛星搭載マイクロ波散乱計SeaWindsから算出される海上風データだけは、静力学メソ4次元変分法では大気最下層のモデル面の風として同化するのに対して、非静力学メソ4次元変分法ではモデル面大気最下層からJMA-NHMの地上診断式を利用して計算される高度10mの風として同化している点で、高度化されている。同化する観測データは表2.4.2を参照願いたい。

(6) 拘束条件

偽の内部重力波を抑えるために、非静力学モデルの初期値化として一般的に用いられるデジタルフィルターを利用する(澤田・本田 2008)。インクリメント成分のみにデジタルフィルターを作用させるように拘束項を定式化することで、第一推定値のもつ情報を落とさないようにしている(Honda et al. 2005)。

2.4.3 データ同化サイクルシステムの概要

非静力学メソ4次元変分法を用いたデータ同化サイクルシステムによる処理の流れは、基本的に静力学メソ4次元変分法を用いた現業メソ解析を模している。簡潔に紹介する。

(1) 処理の流れ

① 初期値・境界値作成

アウター、インナーモデルそれぞれの高解像度及び低解像度の初期値と境界値を、前回メソ解析の解析値及び最新のGSM予報値から作成する。

② アウターモデル：第一推定値作成

高解像度JMA-NHMをメソ予報と同等の条件で実行し、第一推定値を作成する。この時、デジタルフィルター等による初期値化は行わない。

③ 観測データの品質管理

第一推定値の情報を用いて、観測データの品質管理を行う。高密度データについては、間引き処理を行う。最終的には、品質に問題のない観測データのD値(観測－第一推定値)を作成する。

④ インナーモデル：非静力学メソ4次元変分法

前項で解説した非静力学メソ4次元変分法を用いて解析を行い、解析インクリメントを求める。

⑤ アウターモデル：解析値作成

低解像度の解析インクリメントと高解像度の第

表2.4.2 非静力学メソ4次元変分法で同化する観測

	観測の種類	解析に使用する観測要素
直接観測	固定観測点の地上観測	気圧
	船舶・ブイ	気圧
	ラジオゾンデ・レーウィン	気温、風、相対湿度
	航空機	風、気温
	アメダス	降水量(解析雨量として同化)
レーダー	ウインドプロファイラ	風
	一般気象レーダー	反射強度(解析雨量として同化)、ドップラー速度(ドップラー化されたレーダーのみ)
	空港気象レーダー	ドップラー速度
衛星観測	可視・赤外イメージャ	大気追跡風
	マイクロ波サウンダ	輝度温度から算出した気温
	マイクロ波放射計	輝度温度から算出した可降水量と降水強度
	マイクロ波散乱計	散乱断面積から算出した海上風

表2.4.3 現・新メソ解析の仕様

	現メソ解析	新メソ解析
解析本体	静力学メソ 4次元変分法	非静力学メソ 4次元変分法
アウターモデル 解像度 水平・鉛直 (モデルトップ)	10km・40層 (10hPa)	5km・50層 (約22km)
インナーモデル 解像度	20km・40層 (10hPa)	15km・40層 (約22km)
データ同化窓	6時間	3時間
最小値探索回数	約40回 ⁵	30回
解析領域	3600km × 2880km	3600km × 2880km

一推定値から、高解像度の解析値を求め、これを初期値として高解像度のJMA-NHMを実行する。この時、初期値化は行わない。データ同化窓の最後の時間の予報結果を当該解析時刻の「解析値」とする。

(2) 現・新メソ解析の仕様の違い

表2.4.3に簡潔にまとめている。4次元変分法で採用している予報モデルの違い以外で、主な違いをまとめると以下の通りである。

① 水平・鉛直解像度

現メソ解析は、アウター・インナーモデルの解像度が、それぞれ10km,20kmとなっている。これに対して、新メソ解析は5km,15kmと高解像度化される。

一方、鉛直方向に関しては、現メソ解析が鉛直層数40層でモデルトップが10hPaに対して、新メソ解析は50層（但し、インナーモデルは40層）でモデルトップが40hPa程度（実際には約22km）と、水平同様高解像度化されている。

② データ同化窓

現メソ解析のデータ同化窓は6時間であり、前半3時間は、前回解析のデータ同化窓の後半3時間と重なっている。これにより、前回解析の観測打ち切り時刻後に通報された観測値を同化することが出来る。これに対して、新メソ解析では、計算時間の制約からデータ同化窓が3時間となるため、前回解析の観測打ち切り時刻後に通報された観測値を利用することは出来ない。

データ同化窓の長さは、側面境界値として使えるGSMの初期値にも関係してくる。例えば03UTCの解析を行う場合、現メソ解析では前日21UTC～03UTCがデータ同化窓となり、側面境界値のGSMは18UTC初期値のものを利用する必要がある。これに対して、新メソ解析では00UTC～03UTCがデータ同化窓であり、00UTC初期値のGSMから側面境界値を作成することが出来る。

一般的に4次元変分法ではデータ同化窓が長い方

が有利であるため、新メソ解析ではこの点において不利であるが、より新しい側面境界値を利用できる点において有利である。

2.4.4 解析予報実験による性能評価

現業メソ解析としての性能を評価するために、現業メソ解析と同等の条件のもと、非静力学メソ4次元変分法による解析予報実験を行い、静力学メソ4次元変分法と比較した。

(1) 解析予報実験の概要

解析システムを現業静力学メソ4次元変分法とする実験をCTRL、非静力学メソ4次元変分法とする実験をTESTとする。側面境界値には適合ガウス格子(RGG)版全球モデル(GSM)の予報値を用いた。実験期間を暖候期と寒候期の6日間として、それぞれ、2006年7月17日から2006年7月22日を夏実験、2007年12月23日から2007年12月28日を冬実験とし、検証対象とする予報は、03,15UTCを初期時刻とする33時間予報とした。夏実験の期間は、西日本に活発な梅雨前線が停滞し各地で大雨を降らせる気象状況にあり、冬実験の期間は、一度緩んだ冬型気圧配置が低気圧の日本海通過を契機に強い寒気をもって強まる気象状況にあった。

(2) 検証結果

高層検証（東西風速、南北風速、気温、相対湿度）では、平均誤差、平方根平均二乗誤差とも概ねCTRLと同等もしくはそれ以上の成績が得られている（図略）。しかしながら、CTRLに対する優位性は多くが予報初期に留まり、側面境界値がGSMになってから問題視されている中層の乾燥バイアスや、下層ほど大きな高温バイアスは、予報が進むにつれTESTでも顕在化してくる。また、解析システムのアウターモデルの高層検証（図2.4.1）からは、TESTの優位性ととともに、統計的性質の変化（気温場、相対湿度場で顕著）もみられる。

地上要素検証（気温、風速、露点温度）では、夏・冬実験とも、概ね良好な結果が得られており、特に、夏実験での地上気温、冬実験での地上風速の改善は著しい（図2.4.2）。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（図略）。但し、予報が進むにつれ徐々にCTRLに対する優位性が失われてしまう。

検証格子を20kmとした3時間積算降水量の降水検証結果を図2.4.3に示す。夏実験では、CTRLと比較して、全ての閾値においてバイアスコアが大きく、エクイタブルスレットスコア(ETS)は小さい。閾値1mm以下では予報初期から、閾値20mm以上では予報数時間後から予報頻度が過剰になる。また、ETSは予報後半でCTRLと比較して悪化する（図略）。

⁵ 最小値探索は制限時間を超えると終了する。

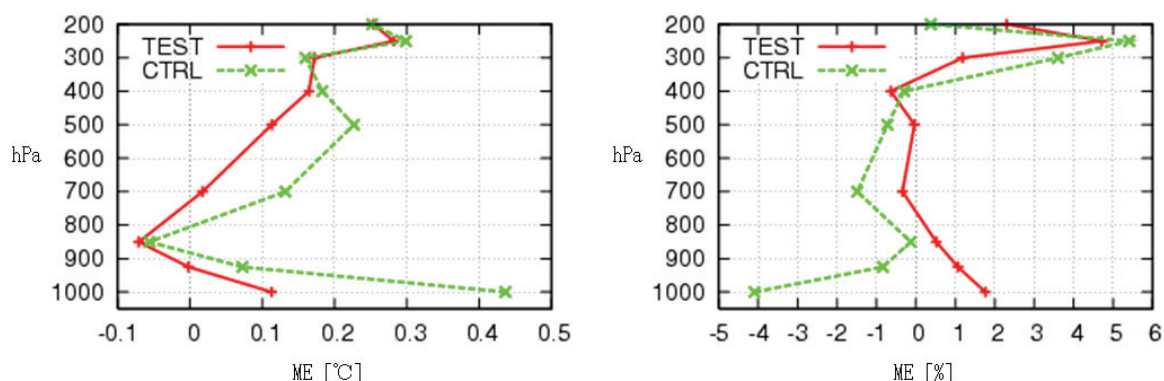


図2.4.1 夏実験の OUTER モデルの高層検証。検証時刻は、データ同化窓の最初の時。左：気温の平均誤差、右：相対湿度の平均誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

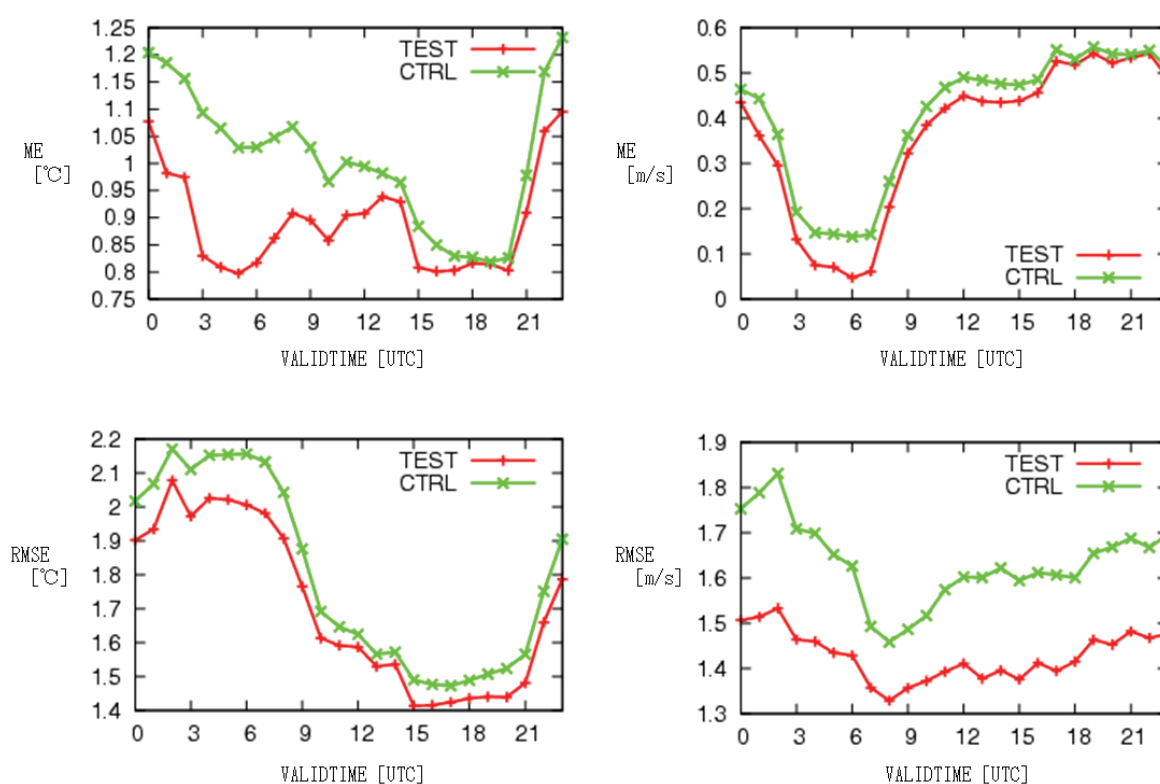


図2.4.2 地上要素検証。左：夏実験の地上気温、右：冬実験の地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

TESTで降水予報精度が悪化する特徴的な事例として、九州地方に停滞する前線に伴う降水が過度に集中した上に位置ずれを起こす場合が挙げられる。一方、冬実験では、CTRLのETSが高い閾値20mm以上については事例数がとても少なくその結果の信頼度が低い、事例数の多い閾値15mm以下ではバイアスコアが小さく、ETSが概ね同等以上であることから、良好な結果と考えられる。

以上の検証結果において、TESTの降水予報精度が悪化する原因として、インナーモデルと OUTER モデル（つまり、予報モデル）の湿潤過程が一致して

いないことが考えられる。また、実験で使用した予報モデルが現業メソ解析に最適化されているため、図2.4.1に見られるような解析値の統計的性質の変化などが悪影響を及ぼしている可能性もあり、解析予報システム全体の整合性を考慮した予報モデルのチューニングも必要と考えられる。

2.4.5 まとめと今後の課題

非静力学メソ4次元変分法を用いて、現業メソ解析と同等の機能を持つシステムを構築した。

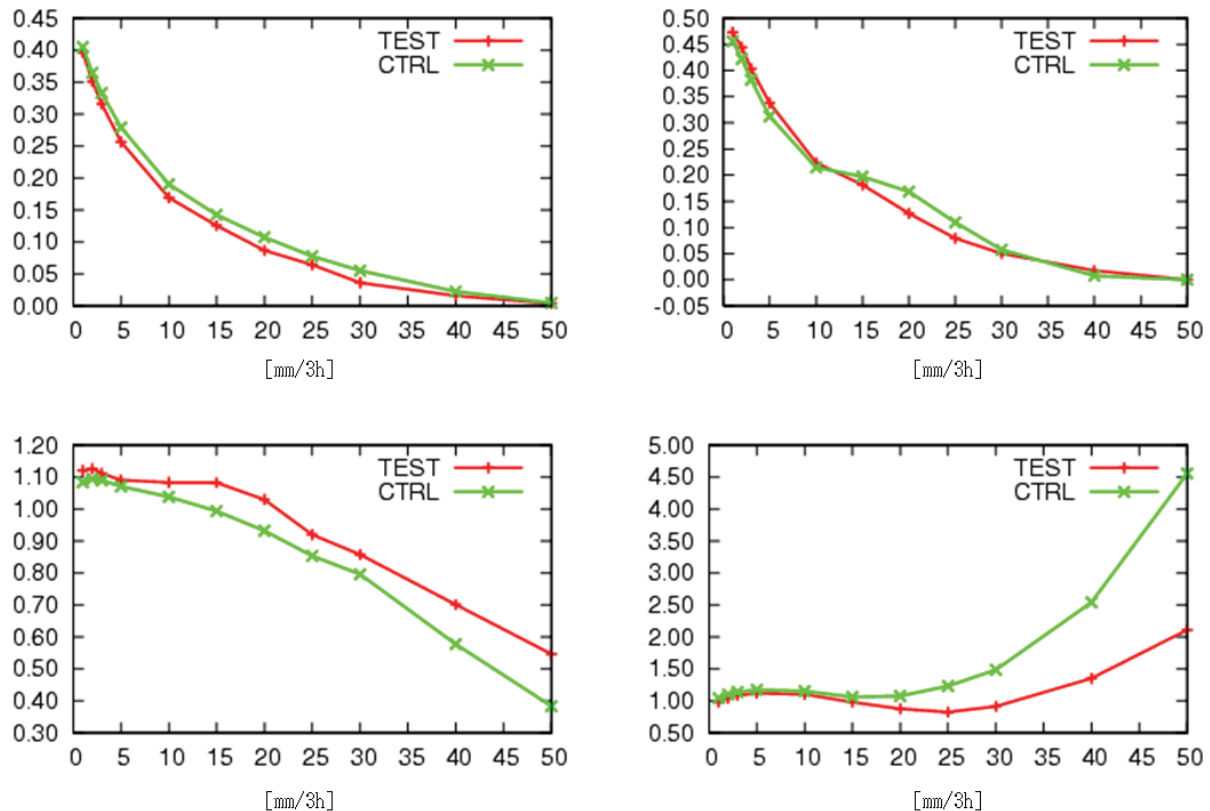


図 2.4.3 閾値ごとの降水検証スコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。左：夏実験、右：冬実験、上段：エクイタブルスコア、下段：バイアスコア、横軸：閾値。

解析予報実験による統計的な性能評価を行い、冬期の降水検証、高層検証、地上要素検証において、現業メソ解析の静力学メソ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。一方、夏期の降水予報精度が悪化してしまい、現業化に向けて解決する必要がある。この問題に対して、随伴モデルの改良や予報モデルの最適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, 2004: 非静力学メソ数値予報モデルの現業化. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74pp.
- 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.
- 澤田謙, 本田有機, 2008: 初期値化. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 68-74.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 本田有機, 2003: 4次元変分法データ同化システム: 開発報告. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁

予報部, 144-147.

- 本田有機, 2008: 次期メソ解析の開発. 気象研究ノート「気象学におけるデータ同化」, **217**, 157-161.
- Courtier, P., J.-N. Thepaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var, using incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **120**, 1367-1387.
- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 3465-3475.
- Honda, Y. and Y. Yamada, 2007: Assimilation of the Surface Precipitation Data with JNoVA using 2-ice Bulk Microphysics Scheme. *Sci. Online Letts. Atmos.*, **3**, 73-76.
- Liu, D.C. and J. Nocedal, 1989: On the Limited Memory Method for Large Scale Optimization, *Mathematical Programming*, **45**, 503-528.

2.5 地上設置型GPS大気遅延量の利用¹

2.5.1 はじめに

地上設置型GPSデータ(以降、地上GPSと略す)の数値予報での利用に関して、過去10年以上、多くの研究・開発がなされてきた(萬納寺ほか 1997; 萬納寺 1998, 2000; Koizumi and Sato 2004; Nakamura et al. 2004; Seko et al. 2004; Shoji et al. 2004)。地上GPSの数値予報への利用により、局地的な集中豪雨の予測精度の向上が期待できるため、気象庁としてできるだけ早い現業利用を目指し、開発が進められてきた。ここ数年、観測データの品質向上を目的に衛星時計誤差の解析(小司 2007)や、4次元変分法での利用法の確立といった実用性の高い技術が開発された。

こうした中、2007年10月には観測部によりGPS可降水量解析装置が整備され、2008年5月からはメソ解析での利用を目的に数値解析予報システム(NAPS)へのリアルタイム配信が開始された。本装置では、30分毎に国土地理院のGEONET(GPS Earth Observation NETwork system)から取得した約1200地点の地上GPS(図2.5.1)と、気象庁の地上気圧・気温データを用いて解析を行い、前8時間分、5分毎の天頂大気遅延量及び、可降水量の算出を行っている。GPS衛星からの電波は伝搬する際、電離層や大気(乾燥大気と水蒸気)の屈折・減速の影響を受け、真空大気に比べて電波の到達時間の遅れが生じる。その遅れを距離に換算したものが大気遅延量である。さらに、複数のGPS衛星の電波からGPS受信機直上(天頂方向)の大気遅延量を求めたものが天頂大気遅延量である。

本稿は、2008年6月の出水期を対象にこのGPS天頂大気遅延量を用いて、現業システムと同じ条件で

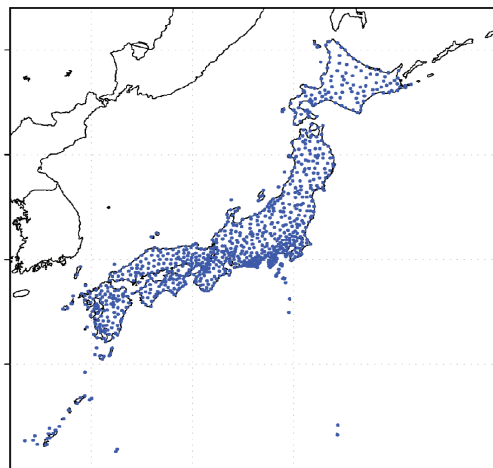


図 2.5.1 国土地理院の GEONET 観測の分布。ドットは GPS 観測点。

¹ 石川 宜広

メソ解析によるデータ同化及び、メソ数値予報モデルによる予報の実験結果について述べる。本実験では降水予測精度の向上が確認されたことから、2008年中に地上GPSの現業利用を予定している。なお、本稿では地上GPSの概要や、データ作成法などについては説明を省略するので、必要に応じて、萬納寺(1998, 2000)、小司(2007)や、小司・国井(2008)による詳細な解説を参照してほしい。

2.5.2 同化手法

地上GPSをメソ解析で利用する場合、2つの方法が考えられる。一つは提供されたGPS可降水量を利用する方法、もう一つは可降水量の算出元となるGPS天頂大気遅延量を利用する方法である。前者は後者に比べて簡便な利用法であるが、可降水量の算出に必要な気温を近くの地上観測点の気温から推定するため、後者と比べて余分に観測の誤差が含まれる可能性が高い。このため、本稿の実験ではGPS天頂大気遅延量をそのまま利用している。

地上GPSのデータ同化に使用するメソ解析では、4次元変分法を採用していることから、GPS天頂大気遅延量を直接利用することで水蒸気だけでなく、気温や気圧も同時に修正することができる。4次元変分法では、

$$J(\mathbf{x}_0) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_0^b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_0^b) + \frac{1}{2}[\mathbf{H}(\mathbf{M}(\mathbf{x}_0)) - \mathbf{y}^o]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{H}(\mathbf{M}(\mathbf{x}_0)) - \mathbf{y}^o] \quad (2.5.1)$$

という評価関数を最小にすることで初期値時刻の解析値 $\mathbf{x}_0$ を求める。ここで、 $\mathbf{x}_0^b$ は初期値時刻の第一推定値、 $\mathbf{y}^o$ は観測値、 $\mathbf{H}$ は解析変数を観測値と同じ物理量に変換する観測演算子、 $\mathbf{M}$ は数値モデルの時間推進演算子である。 $\mathbf{B}$ 、 $\mathbf{R}$ はそれぞれ第一推定値の誤差共分散行列と観測データの誤差共分散行列を表す。GPS天頂大気遅延量のように直接、解析変数に変換することのできない物理量であっても、解析変数から観測物理量への変換ができさえすれば、変分法による同化は可能である。

天頂大気遅延量 ZTD の観測演算子 $\mathbf{H}$ を次式に示すと、

$$\text{ZTD} = \text{ZHD} + \text{ZWD} \quad (2.5.2)$$

となる。ZHD は天頂静水圧遅延量、ZWD は天頂湿潤遅延量を表し、それぞれが乾燥大気及び、水蒸気に起因する大気遅延量である。ZHD の観測演算子は次式のように表せる。

$$\text{ZHD} = 2.2768 \times 10^{-5} \times p_a / z_f \quad (2.5.3)$$

$$z_f = 1 - 2.66 \times 10^{-3} \cos(2\theta) - 2.8 \times 10^{-7} \times h_a \quad (2.5.4)$$

p_a はGPSのアンテナ高度 h_a [m]での気圧[Pa]と θ は緯度[rad]を意味する。また、ZWD の観測演算

子は次式のようになる(Saastamoinen 1972)。

$$ZWD = R/g_a(\theta) \sum_{i=1}^N e_i \left[k' + \frac{k_3}{T_i} \right] (p_{i+1/2} - p_{i-1/2}) \quad (2.5.5)$$

i は数値モデルの鉛直レベルを表し、モデル格子点から水平方向に線形補間された観測位置での水蒸気圧と気温を e_i [Pa]と T_i [K]で表す。 $i+1/2$ 、 $i-1/2$ は数値モデルの鉛直レベル層の上端と下端を表し、その気圧を $p_{i+1/2}$ 、 $p_{i-1/2}$ で表す。 g_a は重力加速度でGPSアンテナの緯度による関数として扱う。 R は乾燥空気の気体定数を表し、 k' 、 k_3 はそれぞれ定数 $k' = 2.21 \times 10^{-7}$ 、 $k_3 = 3.7 \times 10^{-3}$ である。

2.5.3 データの利用方法の詳細

GPS天頂大気遅延量を数値モデルに同化する際、GPS可降水を用いる場合と同様にGPSの観測点の標高と、数値モデルの標高が異なることが問題となる。このため、第一推定値の地上気圧、気温及び、比湿を用いて、モデル地表面とGPS観測点の間の天頂静水圧遅延量と天頂湿潤遅延量を求め、GPS天頂大気遅延量を補正する。このとき、GPSの観測点がモデル地形より低い場合は、比湿一定、気温減率5[K/km]と仮定して計算する。

本稿で示す実験に使用したデータ品質管理法は、基本的にはNakamura et al. (2004)、Koizumi and Sato (2004)、小司 (2007)を参考にし、以下の①～⑤の補正を行う。更に天頂大気遅延量の利用のための処理(⑥,⑦,⑧)を追加した。

- ① 標高500m以上のGPS観測点は使用しない。
- ② モデル地形の標高と観測点の標高差が200m以上のものは使用しない。
- ③ GPS大気遅延量と、モデルの第一推定値の気圧、気温から算出した可降水量(以降、算出可降水量と略す)が1mm以下及び、90mmより大きい場合は使用しない。
- ④ 算出可降水量のD値(算出可降水量とモデルの第一推定値の可降水量との差)の絶対値が8mm以上のデータは使用しない。
- ⑤ 算出可降水量のD値の絶対値が5mm以上で、かつ周囲20km以内のD値平均との差の絶対値が5mm以上のデータは使用しない。
- ⑥ GPS天頂大気遅延量のD値(GPS天頂大気遅延量と、モデルの第一推定値の天頂大気遅延量との差)の絶対値が40mm以上のデータは使用しない。
- ⑦ GPS天頂大気遅延量について水平距離で約40km間隔以上になるように間引きを行う。
- ⑧ GPS観測点を取り囲む20km格子に降水(20km格子化した解析雨量で1.5mm/h以上)が観測された場合、そのデータは使用しない。

⑥は統計に基づく閾値により観測データのグロスエラーを除去する。⑦は観測相互の誤差相関によ

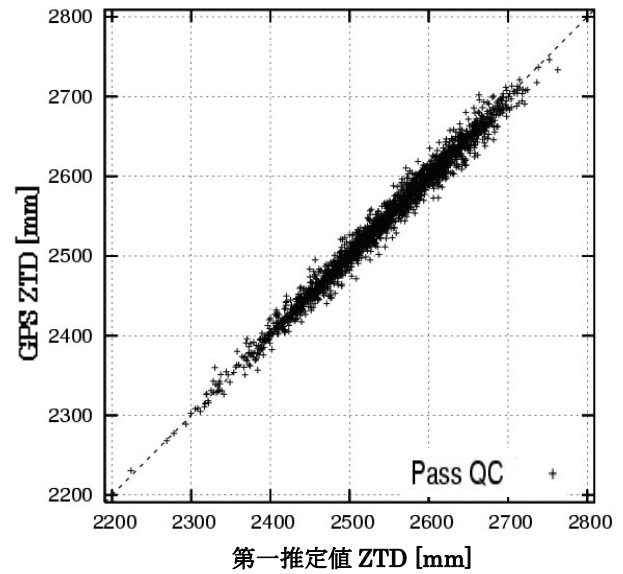


図 2.5.2 GPS 天頂大気遅延量(データ品質管理後)とモデルの第一推定値の天頂大気遅延量の比較(2006 年 7 月 1～31 日)

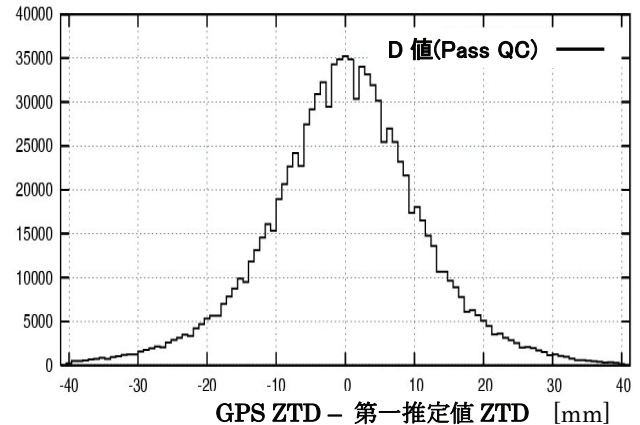


図2.5.3 天頂大気遅延量のD値(データ品質管理後のGPS天頂大気遅延量－モデルの第一推定値の天頂大気遅延量)のヒストグラム(2006年7月1～31日)

る過剰な解析値の修正を防ぐ。また、⑧は観測された降水と、GPS大気遅延量から取り出される水蒸気場が時間・空間的に表現が異なる場合に起こりうる降水予報への悪影響(例えば、観測の強い降水水域でモデルの水蒸気を減らし、降水を弱める作用など)を緩和させる。

図2.5.2に2006年7月1～31日の期間でGPSとモデル第一推定値の天頂大気遅延量について比較を行った結果を示す。図中のGPS天頂大気遅延量は、前述した高度補正及び、その他のデータ品質管理による補正を行っている。

図2.5.2から明らかなようにGPSとモデル第一推定値の天頂大気遅延量は、相関係数1を意味するグラフの対角線上にプロットが集中しており、統計の結果でも相関係数が0.99と非常に高い相関を示した。モデル第一推定値の天頂大気遅延量を基準とするGPS天頂大気遅延量の平方根平均二乗誤差は、11.3

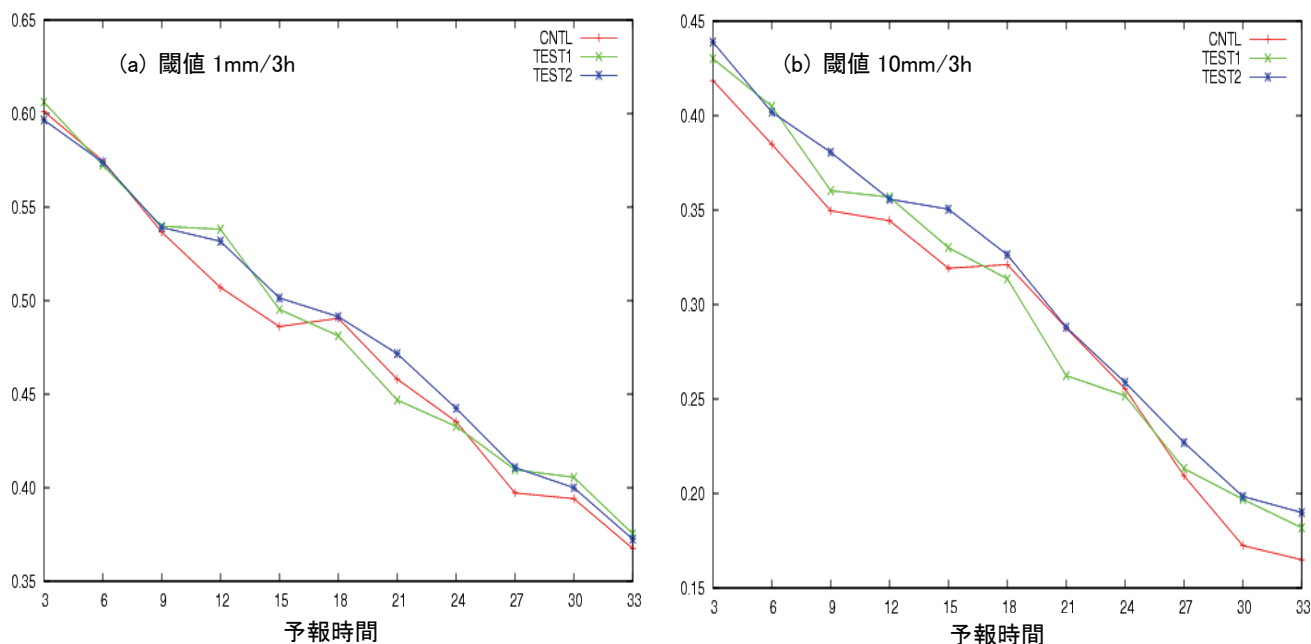


図 2.5.4 2008 年 6 月 11 日 00UTC から 6 月 21 日 12UTC までの 03,09,15,21UTC を初期値時刻とする 33 時間予報の 42 事例について、解析雨量と比較した 3 時間降水量のスレツスコア。(a)閾値 1mm/3h、(b)閾値 10mm/3h。赤線: CNTL(地上 GPS 同化なし)、緑線: TEST1(地上 GPS 同化あり 1)、青線: TEST2(地上 GPS 同化あり 2)。

mmでこの値を参考にメソ解析の観測誤差を13mmに設定した。

図2.5.3に同期間での天頂大気遅延量のD値のヒストグラムを示す。図2.5.3では、D値=0で頻度が最大、両端付近で頻度0に近づくガウス分布に似た形状となり、データ同化の利用に適した観測データといえる。

2.5.4 同化・予報実験の結果

2008年6月の出水期を対象にGPS可降水量解析装置で算出したGPS天頂大気遅延量を現業のメソ解析システムを用いて、同化実験を行った。

実験期間は2008年6月11日00UTC～21日12UTCまでの約10日間で、1日8回のメソ解析による85初期値を作成し、さらにメソ数値予報モデルでの予報(00,06,12,18UTCは15時間予報、03,09,15,21UTCは33時間予報)を行った。

同化実験に使用した観測データは、GPS天頂大気遅延量以外に現業のメソ解析と同様のものを用いた。具体的には、高層ゾンデなどのいわゆる従来型観測データのほかに、解析雨量、ウインドプロファイラ(WINDAS)、衛星風、衛星搭載マイクロ波放射計から求めた可降水量と降水量、衛星搭載マイクロ波サウンダによる気温、ドップラーレーダーのドップラー速度なども同化に使用した。

まずは統計的な検証結果について述べる。降水の統計スコアは、実験期間と同じ2008年6月11日00UTCから21日12UTCまでの03,09,15,21UTCを初期値とする33時間予報の42事例について計算し

た。これ以降の表記として、GPS天頂大気遅延量を同化しない実験をCNTL、前述した品質管理①～⑦を行い、GPS天頂大気遅延量を同化した実験をTEST1、さらにこのTEST1の品質管理に降水域を考慮する品質管理⑧を加え、GPS天頂大気遅延量を同化した実験をTEST2と記述する。

図2.5.4には、上記期間での解析雨量との比較による降水のスレツスコアを示す。スレツスコアでは、解析雨量による3時間積算降水量の10km格子内平均値を用い、全観測領域を対象に検証を行った。スレツスコアの閾値1mm/3h及び、閾値10mm/3hにおいて、TEST1では3～15時間予報と27～33時間予報で、TEST2では全予報時間でCNTLに比べて降水のスレツスコアが向上しており、GPS天頂大気遅延量の同化による降水予報の改善が確認できる。TEST1とTEST2を比較すると、観測の降水域を考慮する品質管理を行った予報(TEST2)の方がスコアの改善が大きく、特に閾値10mm/3hにおける0～15時間の予報初期でのスコアの改善幅が大きい。バイアススコアについては、TEST1、TEST2共にCNTLに比べてやや小さくなる傾向(図省略)である。ただし、スレツスコアが高いことから、偽の降水の頻度が少なくなっていると考えられる。また、実験期間の全85初期値による15時間予報についても同じ降水検証を行ったが、やはり同様の結果でTEST2においてCNTLを上回る降水予報精度の向上がみられた(図省略)。

次にGPS天頂大気遅延量の同化によって、強雨の予報が改善した事例について2つ紹介する。

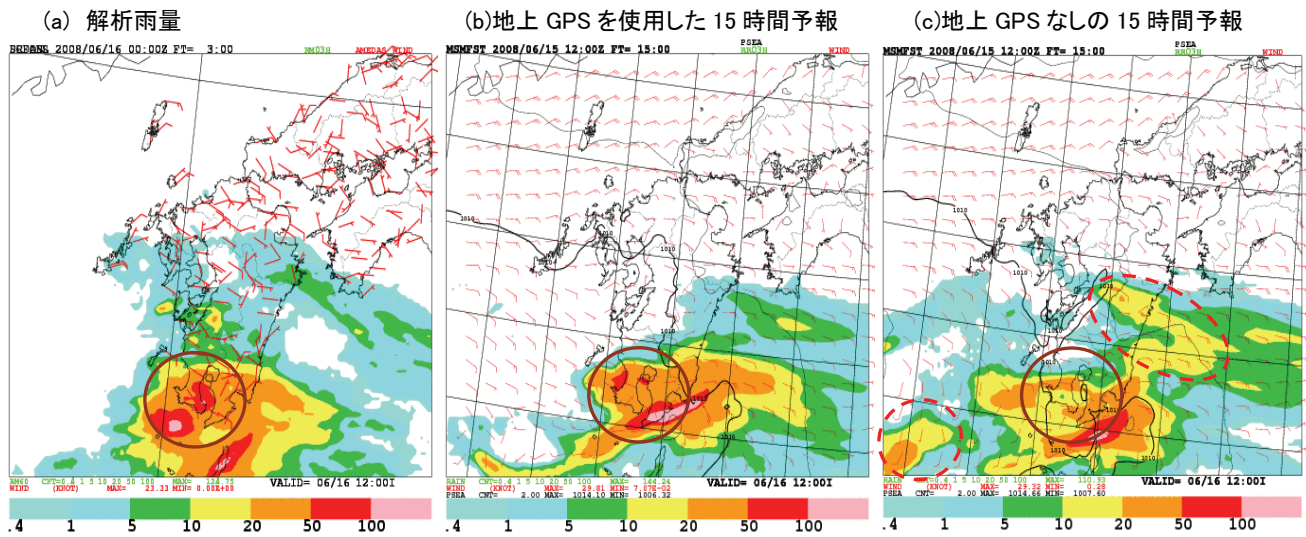


図 2.5.5 2008 年 6 月 15 日 12UTC を初期値とする 12～15 時間の 3 時間積算降水量予報。(a)解析雨量、(b)GPS 天頂大気遅延量を同化した初期値からの予報 TEST2、(c)GPS 天頂大気遅延量を同化していない初期値からの予報 CNTL。

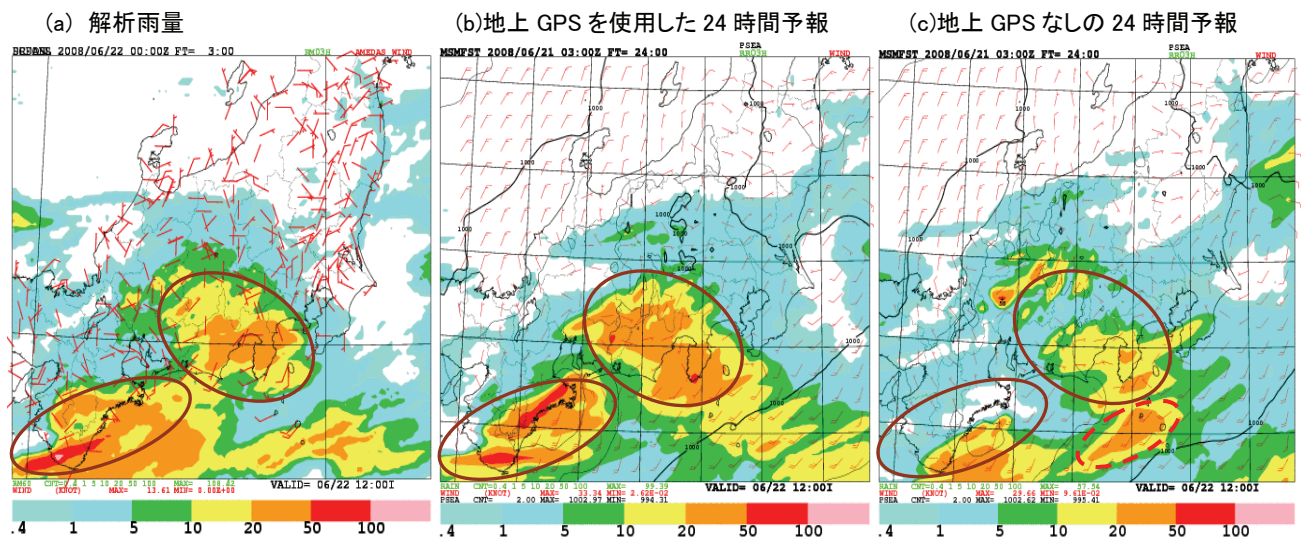


図 2.5.6 2008 年 6 月 21 日 03UTC を初期値とする 21～24 時間の 3 時間積算降水量予報。(a)解析雨量、(b)GPS 天頂大気遅延量を同化した初期値からの予報 TEST2、(c)GPS 天頂大気遅延量を同化していない初期値からの予報 CNTL。

a. 九州の事例(6月16日)

梅雨前線が北緯30度付近に停滞し、下層暖湿流により前線近傍で対流雲の活発な状態が続き、鹿児島県で断続的な激しい雨となった事例である。図 2.5.5 に、6月15日12UTCを初期値とする15時間予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。

6月15日12～15UTCに鹿児島県にかかる強雨域(a)について、GPS天頂大気遅延量を同化した予報(b)は、降水位置が実況の強雨域とよく対応しており、強度についても実況と同様な3時間雨量20mm以上の強雨域が広がっている(茶色の円内)。また、3時間雨量50mm以上の強雨域についても実況の近くに存在する。一方、GPS天頂大気遅延量を同化しない予報(c)は、鹿児島県内に降水が存在するものの、強度は実況に比べて弱い。また、宮崎県の東

海上や鹿児島県の西海上では、偽の降水域(赤色破線の円内)が予想されており、実況と異なっている。

b. 近畿・東海の事例(6月22日)

6月21日から22日にかけて、梅雨前線が本州南岸まで南下し、22日午前中、前線上に発生した低気圧の進行により、紀伊半島南部から静岡県で激しい雨が観測された事例である。図2.5.6に、6月21日03UTC初期値とする24時間予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。

6月22日00～03UTCに東海地方にかかる強雨域について、GPS天頂大気遅延量を同化した予報(b)は、降水位置と強度ともに、ほぼ実況に対応している(茶色の円内)。また、紀伊半島南端の3時間雨量50mm以上の強雨域についても正確に予想されてい

る。一方、GPS天頂大気遅延量を同化しない予報(c)では、特に内陸部での降水強度が過小である。また、伊豆の南海上では、実況にない降水域(赤色破線の円内)が予想されている。

これらの2つの事例では、GPS天頂大気遅延量の同化によって、モデル初期値の水蒸気場が正確になり、強雨の予報が改善するとともに、偽の雨が抑制されたと考えられる。

図2.5.7には、2008年6月11日00UTCから21日12UTCまでの全初期値とする15時間予報の85事例について、SYNOPの地上観測の相対湿度[%]で検証した予報対象時刻での平方根平均二乗誤差を示す。

GPS天頂大気遅延量を同化した予報(TEST2)では、どの時刻でも地上の湿度場に改善があり、特に0~10UTCの日中から夜間にかけての改善幅が大きくなっている。この結果から、GPS天頂大気遅延量の同化により水蒸気場の精度が向上していることがわかる。

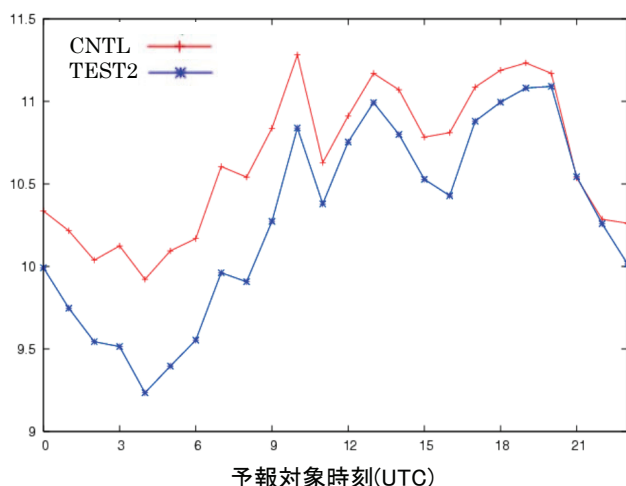


図 2.5.7 2008 年 6 月 11 日 00UTC から 21 日 12UTC までの全初期値による 15 時間予報の 85 事例について、地上観測の相対湿度[%]に対する予報対象時刻 (UTC) での平方根平均二乗誤差。赤線: CNTL(地上 GPS 同化なし)、青線: TEST2(地上 GPS 同化あり 2)。

2.5.5 今後の課題

本稿では主に降水予報の改善について述べたが、GPS大気遅延量から得られるのは主に水蒸気の情報なので、今後は事例数をさらに増やして、水蒸気場の予報の改善についても調査する必要がある。

今回の実験では、国土地理院のGEONETから取得した地上GPSのみを利用してメソ解析及び、メソ数値予報を行った。しかし、国際全球衛星航法システム事業(International Global navigation satellite system Service:IGS)によって世界中300点以上の観測データがリアルタイムで入手できるため、海外の地上GPSについても現業利用を検討すべきであろう。今後、広い分布の地上GPSの同化

利用によって、陸域の水蒸気場がより改善され、さらに衛星搭載マイクロ波放射計による海上の水蒸気推定と併せて利用することで、相補的に初期値精度の向上が期待できるだろう。

参考文献

- 小司禎教, 2007: 地上GPS:準リアルタイム解析データの同化実験, 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 147-152.
- 小司禎教, 国井勝, 2008: 地上GPS観測網による可降水量の同化, 気象研究ノート, 228-238.
- 萬納寺信崇, 多田英夫, 大谷竜, 1997: 国土地理院GPS観測網による可降水量を用いた数値予報実験. 日本気象学会1997年秋季大会講演予稿集, **72**, A309.
- 萬納寺信崇, 1998: GPS大気遅延量を利用した数値予報. 数値予報課報告・別冊第44号, 気象庁予報部, 14-24.
- 萬納寺信崇, 2000: GPSデータ同化実験, 数値予報課報告・別冊第47号, 気象庁予報部, 102-110.
- Koizumi, K. and Y. Sato, 2004: Impact of GPS and TMI precipitable water data assimilation of GPS precipitable water vapor on mesoscale numerical weather prediction model forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 453-457.
- Nakamura, H., K. Koizumi and N. Mannoji, 2004: Data assimilation of GPS precipitable water vapor into the JMA mesoscale numerical weather prediction model and its impact on rainfall forecast. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 441-452.
- Saastamoinen, J., 1972: Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. *The Use of Artificial Satellites for Geodesy, Geophys. Monogr.*, Ser. 15. Amer. Geophys. Union, 247-251.
- Seko, H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi and T. Iwabuchi, 2004: Impacts of GPS-derived Water vapor and Radial Wind measured by Doppler radar on Numerical Prediction of Precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 473-489.
- Shoji, Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa and R. Ohtani, 2004: Tsukuba GPS dense net campaign observation: Improvement of GPS analysis of slant path delay by stacking one-way post fit phase residuals. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 301-314.

2.6 毎時大気解析の改良¹

2.6.1 はじめに

毎時大気解析は、大気の流れ、気温の3次元的な分布の解析値を提供する実況監視資料である(西嶋 2004, 2005; 藤田 2007; 室井ほか 2008)。メソ数値予報モデル(MSM)による予報値²を第一推定値とする3次元変分法³による客観解析を毎時に行って、解析値を作成している。解析では観測値として、アメダス観測(気温、風)、航空機自動観測(気温、風)、ウィンドプロファイラ(風)、毎時衛星風(風)、ドップラーレーダー(ドップラー速度)を用いている。

ここでは、最近現業化した、地上、大気下層の解析の変更と、一般気象レーダーのドップラーレーダー化によって新たに利用可能となったドップラー速度データの導入について述べる。

2.6.2 地上、大気下層の解析の変更

本項では、2008年6月30日00UTCに現業化した、地上、大気下層の解析に関わる変更について述べる。

(1) 変更前の地上、大気下層における解析処理

各変更点⁴について述べる前に、変更を行う前の時点での解析値作成処理について、地上、大気下層の扱いに着目して概説する。

毎時大気解析では、鉛直 z^* 座標系⁵のモデル面で3次元変分法による解析を行っている。解析を行う際、モデル面第2層(モデル面大気最下層)の修正と、モデル面第3層以上の修正との間の相関をゼロとおいており、両者はほぼ独立に修正される⁶(図2.6.1参照)。

このうち、モデル面第2層については、モデル面第2層の場に地上物理量診断⁷を適用して求められる地上場(高度1.5mの気温、高度10mの風)が、アメダス観測点においてアメダス観測値(気温、風)に近づくように第一推定値の修正を行う。一方、モデル面第3層以上については、上空の観測データの同化により、第一推定

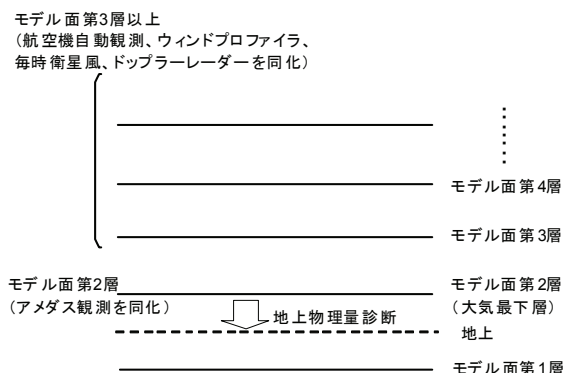
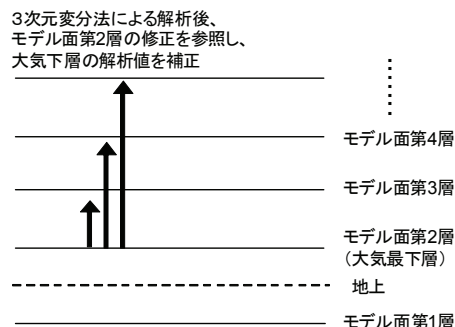


図 2.6.1 3次元変分法による解析の模式図。

(a) 変更前



(b) 変更後

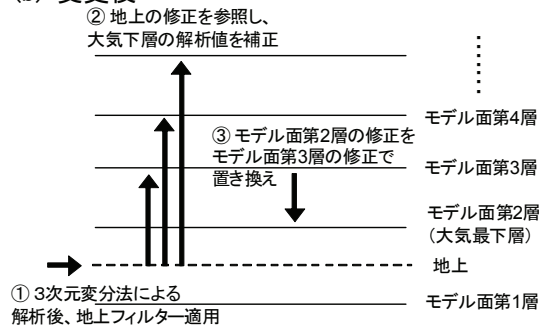


図 2.6.2 3次元変分法による解析後の処理の模式図。(a) 変更前、(b) 変更後。(b) で各処理は①、②、③の順に実行する。

値を修正する。

モデル面第2層とモデル面第3層以上とは互いに独立に修正されるため、3次元変分法による解析のみを行った時点では、モデル面第3層以上には地上観測による修正は入らない。地上解析値⁸とモデル面第3層以上の解析値との整合をとるため、3次元変分法による解析を行った後、第一推定値の大気境界層の高さ⁹の範囲で、大気下層の解析値を補正し、最終的な解析値を作成する(藤田 2007)。具体的には、モデル面第3層以上の修正を、3次元変分法による各モデル面の修正とモデル面第2層の修正との線形結合で置き換える(図2.6.2(a)参照)。線形結合におけるモデル面第2層の修正が寄与する比重は、上層ほど小さくなり、おおよそ大気境界層の上端付近でゼロに近づく。

¹ 藤田 匡

² MSMの2-4時間予報値を用いる。

³ 非静力学メソ4次元変分法システム(第2.4節、本田(2008)、Honda et al. (2005)参照)を3次元変分法による解析システムとして用いている。毎時大気解析では、時間、計算資源上の制限から4次元変分法の実行が難しいため、3次元変分法による解析を行っている。変分法については露木(1997, 2002, 2008)などに詳しい。

⁴ 本項で述べる変更は主に(本項(4)2番目のもの以外)3次元変分法による解析後の処理に関するものである。

⁵ この鉛直座標系は2007年5月のルーチン変更より前のMSMで使っていたものである。現在のMSMでは一般鉛直ハイブリッド座標系を使っている(荒波・原 2006)。

⁶ モデル面第1層は、MSMの下部境界条件を与えるための層であり(原 2008)、毎時大気解析では使用しない。

⁷ MSMの地上物理量診断(石田 2005)に基づく。

⁸ 地上解析値はモデル面第2層の解析値に地上物理量診断を適用して得られる。

⁹ MSM内で温位の鉛直プロファイルにより診断される。

(2) 地上フィルターの導入

3次元変分法により得られる地上解析値（脚注8参照）に以下のように地上フィルターを適用する変更を行った。

これまでの毎時大気解析では、海岸線付近の海上で局所的に不自然な修正が入ってしまう事例が見られた。毎時大気解析の3次元変分法では、アメダス観測点における地上解析値が、アメダス観測値（気温、風）に非常に近くなるように設定している。このため、アメダス観測点付近での修正はしばしば大きな値となる。観測値による修正は、3次元変分法で設定されている相関特性¹⁰に従って観測点の周囲に及ぶため、特に、海岸線付近の観測データの同化に伴い、大きい修正が海上にまでもたらされることがある。観測点の周囲における修正を決める処理の中には、陸と海の物理的な違いを考慮せずに、観測データによる修正を一様に広げている部分がある。このため、観測データによる直接の情報のない海岸付近の海上では、修正の信頼性は必ずしも高くなく、

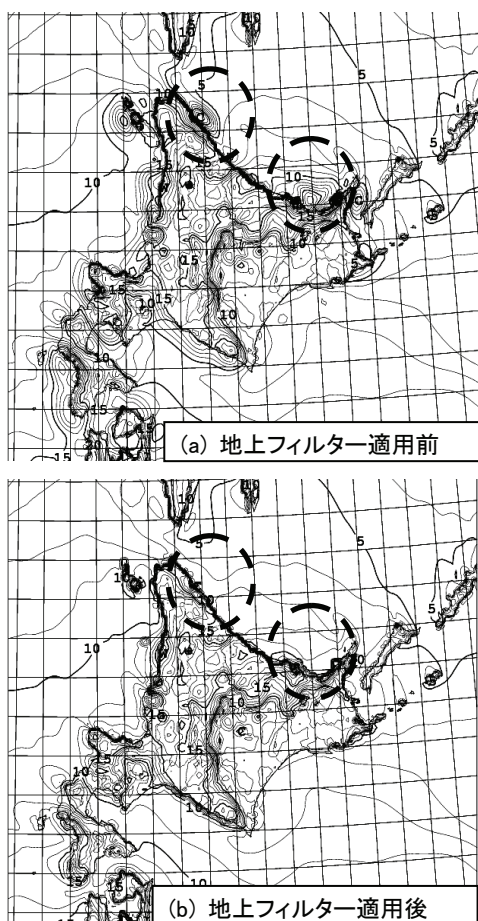


図 2.6.3 2008 年 5 月 19 日 00UTC の毎時大気解析による地上気温(°C)の解析結果。(a): 地上フィルター適用前、(b): 地上フィルター適用後。等値線の間隔は 1°C である。図中の黒破線円については本文参照。

¹⁰ モデル面第 2 層における相関特性は、相関が $1/e$ となる距離が 25km のガウス型である。

解析値にひずみが生じやすい。

この問題に対処するため、3次元変分法による解析の後で、海上での気温、風の修正を海岸線から離れるにつれて減衰させる地上フィルターを導入した（図 2.6.2 (b) ①）¹¹。図 2.6.3 に、2008 年 5 月 19 日 00UTC の毎時大気解析による地上気温の解析値を示す。地上フィルターを適用する前の地上気温解析値（図 2.6.3 (a)）では、浜頓別沖、網走沖などに局所的に大きな気温の変動が見られる（黒破線円領域）。一方、地上フィルター適用後の結果（図 2.6.3 (b)）では、これらの近海における不自然な修正が緩和されている。また風に関しても、海岸付近の海上での不自然な強まりが緩和される事例が見られた（図略）。

なお、この地上フィルターは、解析によって第一推定値に加えられる修正を減衰させるので、地上フィルターを適用することにより、海岸付近の海上での解析値は第一推定値に近づく。

(3) 大気下層解析値の補正の変更

本項 (1) に述べたように、毎時大気解析では、3次元変分法による解析を行った後で、アメダス観測値による地上場の修正の影響が第一推定値の境界層の上端付近まで及ぶように、大気下層の解析値を補正している¹²。この大気下層の解析値の補正について、以下のように変更を行った（図 2.6.2 参照）。

これまで、大気下層の解析値の補正の際には、大気下層各モデル面の修正と、モデル面第 2 層の修正との線形結合を用いていた（図 2.6.2 (a)）。しかし、3次元変分法によって得られるモデル面第 2 層の修正はしばしば過度に大きく¹³、補正を適用することにより、大気下層にまで過大な修正が及んでしまう、という問題があった。

この問題への対処として、大気下層の解析値の補正には、モデル面第 2 層の修正ではなく、地上の修正を用いるように変更した（図 2.6.2 (b) ②）。さらに、大気下層の補正を行った後で、モデル面第 2 層の修正をモデル面第 3 層の修正で置き換えるようにした（図 2.6.2 (b) ③）¹⁴。これらの変更により、

¹¹ 海岸付近の陸上格子点にも変更を加える。地上フィルターの処理については付録 2.6.A 参照。

¹² このため、本項 (2) の地上フィルターを適用することにより、大気下層の解析値も変更を受ける。特に海上では、地上フィルターで地上の修正を減衰させたことに伴い、大気下層の解析値も（大気下層の補正における地上の修正の比重に応じて）第一推定値に近づく傾向を持つ。

¹³ 原因は未調査である。なお、モデル面第 2 層の場に地上物理量診断を適用して得られる地上場は、3次元変分法による解析でアメダス観測値に近づいている。

¹⁴ この変更により、モデル面第 2 層の解析値に地上物理量診断を適用しても地上解析値は得られなくなる（脚注 8 に述べた関係は成り立たなくなる）。

大気下層の過度な修正が緩和された。

(4) その他の変更

本項 (2)、(3) の変更に加えて、次の不具合の解消も行った。

- ・本項 (3) の大気下層の解析値の補正の際に参照する第一推定値境界層の高さの分布の南北を逆に扱っていた。このため、大気下層の修正範囲が境界層の高さに従っていなかった。
- ・第一推定値と3次元変分法繰り返し計算の地上物理量診断においては海水を海として扱い、解析値の地上物理量診断においては海水を海水として扱う不整合があった。このため、海水の分布する海上で、観測データが存在しないにもかかわらず、修正が入ってしまう事例があった。どちらも海水を海水として扱うように変更した。

2.6.3 新たにドップラー化されたレーダーサイトによるドップラー速度データの利用

気象庁は、一般気象レーダーのドップラー化を進めている。毎時大気解析ではこれまで東京、仙台、新潟、名古屋レーダーのドップラー速度¹⁵データを利用してきた（藤田 2007）¹⁶。これらに加えて、2008年8月5日00UTCより、2007年度に新たにドップラー化された7官署（釧路、函館、室戸岬、松江、福岡、種子島、沖縄）のレーダーによるドップラー速度データの利用も開始した。これにより、レーダ

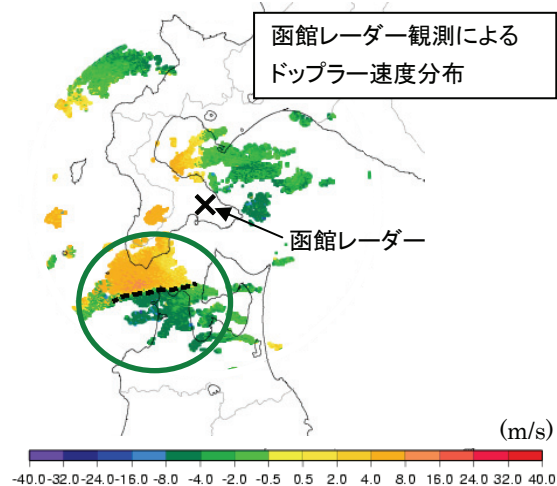


図 2.6.4 2008 年 7 月 14 日 03UTC、函館レーダー仰角 0.4 度の観測によるドップラー速度分布。函館ドップラーレーダーのおおよその位置を×印で示す。寒色はドップラーレーダーに向かう風、暖色はドップラーレーダーから離れる風を示す（凡例の単位は m/s）。黒破線は、緑楕円で囲まれた領域内にある風のシアラインのおおよその位置を示す。

¹⁵ ドップラーレーダーで観測する動径方向（レーダーのビーム線方向）に沿う風の成分。

¹⁶ ドップラー速度を直接同化している（藤田 2007）。

ー観測による風の情報の得られる領域が広がり、解析の精度向上につながる。

新たにドップラー化されたドップラーレーダーのドップラー速度データを同化した効果の例として、2008年7月14日03UTCの毎時大気解析による850hPa風の解析結果を示す（図2.6.4、2.6.5参照）¹⁷。図2.6.4に示すこの事例に対応する函館レーダーの観測によるドップラー速度分布（仰角0.4度）では、津軽半島の北に、東西にのびる風のシアラインが位置している。ところが、函館レーダーのドップラー速度データを使用しない毎時大気解析の解析値（図2.6.5 (a)）では、風のシアラインの位置は渡島半島の南端付近となっており、実況からのずれが見られる。それに対して、函館レーダーによるドップラー速度データを同化した解析値（図2.6.5 (b)）では、この観測データを同化したことにより、風のシアラインの位置が津軽半島の北に修正され、実

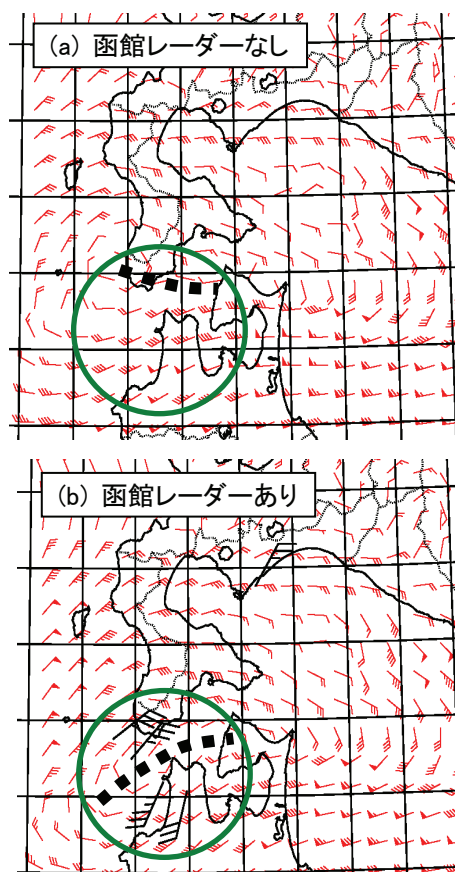


図 2.6.5 毎時大気解析による 2008 年 7 月 14 日 03UTC の 850hPa 風の解析の例。函館レーダーのドップラー速度データを (a)：使用しない解析値、(b)：使用した解析値。矢羽根の単位はペナント 10m/s、長い羽根 2m/s、短い羽根 1m/s である。(b) の黒い矢羽根は、解析に使用されたドップラー速度観測データを示す。黒破線は、緑楕円で囲まれた領域内にある風のシアラインのおおよその位置を示す。

¹⁷ 第 2.6.2 項の変更を適用したシステムで解析を行った。

況に近くなっている¹⁸。

2.6.4 まとめ

本節では、最近現業化された毎時大気解析の変更点について述べた。

地上、大気下層の解析値を改善するために、地上の修正を減衰させる地上フィルターの適用、大気下層解析値の補正法の改良を行った。同時に大気下層解析値の補正範囲を決めるための大気境界層の高さの扱いに関する不具合、海水分布の扱いに関する不具合の解消も行った。これらの変更により、地上、大気下層の解析値に見られた不自然な振る舞いが緩和された。

また、新たにドップラー化された一般気象レーダー7サイトによるドップラー速度データの利用を開始することで、風の情報が得られる領域が広がり、解析が改善する事例が見られた。

付録2.6.A 地上フィルター

ここでは、第2.6.2項(2)の地上フィルターの主な処理について述べる。地上フィルターは、海岸線付近の陸上の格子点を処理する部分(1)と、海上の格子点を処理する部分(2)に分けられる。いずれも第一推定値からの修正に上限を課す処理である。なお、(1)、(2)の処理ともに、アメダス観測点への内挿の際に参照される格子点¹⁹には適用しない²⁰。

(1) 陸上格子点の処理

海岸線から25km以内にある各アメダス観測点について、25km以内の距離にある各陸上格子点における修正の大きさ²¹を以下のように処理する。

陸上格子点Pにおける修正の大きさの上限値 $\delta_p^{\max}$ を次式で定める。

$$\delta_p^{\max} = \sum_{i=1}^{n_{\text{obs}}} w_i \delta_i / \sum_{i=1}^{n_{\text{obs}}} w_i, \quad w_i = e^{-(d_i / \Delta_{\text{obs}})^2}$$

和は格子点Pから25km以内の距離にあるアメダス観測点(n_{obs} 個あるとする)についてとる。 d_i は*i*番目の観測

¹⁸ 解析値の統計的な品質(期間 2008 年 7 月 7-16 日中の約 130 事例の、同化した観測データに対する平方根平均二乗誤差)には変更前後で大きな差は見られなかった(図略)。

¹⁹ アメダス観測点を囲む 4 格子点である。

²⁰ ただし、地上フィルターを適用する前に、海岸付近のアメダス観測点について、観測点を囲む 4 格子点の修正を、同一の値(修正の観測点への内挿値)で置き換える。この処理は、4 格子点間で修正に顕著な偏りがあり、修正が不自然に大きい格子点がある場合に、これを緩和するためのものである。

²¹ 修正の大きさとして、気温に関しては修正の絶対値、風に関しては風の修正ベクトルの大きさをとる。なお、気温の修正の符号、風の修正ベクトルの向きは、地上フィルター適用前後で変えない。

点と格子点Pの距離、 δ_i は観測点における修正の大きさである。また、 $\Delta_{\text{obs}} = 25\text{km}$ とする。格子点Pにおける修正の大きさ δ_p が $\delta_p^{\max}$ より大きい場合、 δ_p を $\delta_p^{\max}$ で置き換える²²。

(2) 海上格子点の処理

(1)の処理を行った後、海上の各格子点における修正の大きさを以下のように処理する。

海上格子点Oでの修正の大きさの上限値 $\delta_o^{\max}$ を

$$\delta_o^{\max} = \delta_{\text{coast}} e^{-(d / \Delta_{\text{sea}})^2}$$

で定める。ここで、 δ_{coast} は格子点Oから最も近い陸上格子点における修正の大きさ、 d は格子点Oから δ_{coast} を与える陸上格子点までの距離である。また、 $\Delta_{\text{sea}} = 12.5\text{km}$ とする。格子点Oにおける修正の大きさ δ_o が $\delta_o^{\max}$ より大きい場合、 δ_o を $\delta_o^{\max}$ で置き換える。

参考文献

- 荒波恒平, 原旅人, 2006: モデルの変更点. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 55-58.
- 石田純一, 2005: 新モデルの特徴. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-17.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 1-16.
- 露木義, 2008: 変分法. 気象研究ノート, 217, 33-68.
- 西嶋信, 2004: 毎時風解析. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 西嶋信, 2005: 毎時大気解析. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 原旅人, 2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 18-26.
- 藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.
- 本田有機, 2008: 次期メソ解析の開発. 気象研究ノート, 217, 157-161.
- 室井ちあし, 藤田匡, 石川宜広, 2008: 気象庁毎時大気解析. 天気, 55, 401-408.
- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 3465-3475.

²² 格子点Pの海岸線からの距離などに応じて $\delta_p^{\max}$ を若干調整している。