平成 14 年度数値予報 研修テキスト

「数値解析予報システムの検証と改良」

(数値予報課)

平成 14 年 10 月

October 2002

気 象 庁 予 報 部

数値解析予報システムの検証と改良

目 次

はじめに

第1章	領域モデル	1
1.1	メソ数値予報モデルの統計的検証	1
1.2	メソ 4 次元変分法の改良	4
1.3	メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて	8
1.4	台風モデルの検証と改良	13
第2章	全球モデル	19
2.1	全球モデルの統計的検証	19
2.2	全球 3 次元変分法の改良	25
2.3	週間アンサンブル予報	30
第3章	アプリケーション	35
3.1	また。	35
3.2	降水短時間予報	40
3.3	航空ガイダンス	46

はじめに1

平成 13 年 3 月に NAPS が更新されてからほぼ 1 年半が過ぎた。NAPS 更新時に、1 日 4 回のメソ数値予報モデルの本運用、週間アンサンブル予報の本運用が開始され、また台風モデルの精緻化と 1 日 4 回の運用が始まった。その後、平成 13 年 9 月には全球モデルに 3 次元変分法データ同化システムの導入、平成 14 年 3 月にはメソ数値予報モデルに 4 次元変分法データ同化システムの導入などの改良が実施された。

今回の研修テキストでは、この1年半の間に蓄積された予報結果を元に行った各モデルの検証の結果といくつかの改良について解説する。また、全球3次元変分法やメソ4次元変分法の導入、今年秋に予定している領域モデルの降水過程の更新というモデルに関する改良についても説明する。

実際の予報作業には、モデルの直接のプロダクトだけでなく、統計的手法などで加工した応用プロダクトも重要である。メソ数値予報モデルが本運用開始されたのにともない、防災気象情報支援を目的として、降水短時間予報の6時間までの延長、最大降水量ガイダンスの開発、短距離飛行場予報のための航空ガイダンスの拡充などが実施された。これらの応用プロダクトについても説明する。

数値予報モデルから作成される各種プロダクト、格子点値(GPV)は、気象庁内の予報官署における予報作業にとって重要な支援資料である。また、同時にこれらプロダクトは、気象庁外のユーザーに配信され、民間気象業務、公的機関での業務においても広く利用されている。最近では大学等の研究機関も数値予報 GPV を利用できる環境が整えられつつある。数値予報プロダクトをそれぞれの目的に応じて利用するには、各モデルの予報特性を良く理解しておくことが不可欠である。本研修テキストがその一助になれば幸いである。

さて、数値予報課では、モデルの改良を今後も段階的に実施していく予定である。今年秋には、領域モデルに雲水を予報変数化するなどの降水過程の改良を行い、低気圧の過発達の問題の改善を目指す。メソ数値予報モデルは、平成 15 年度に非静力学モデルに置き換え、降水予報の改善を目指している。全球モデルでは、今年度、米国の気象衛星 NOAA の輝度温度の直接同化と降水パラメタリゼーションの改良、平成 15 年度には、4 次元変分法の導入を計画しており、短期予報・週間予報の精度向上を図る。これらの改良を通してモデルの精度を更に向上させ、防災気象情報の改善を目的として行われる次期予報作業システムの改善を支援していきたい。

第1章 領域モデル

1.1 メソ数値予報モデルの統計的検証1

1.1.1 はじめに

2002年3月にメソ数値予報モデル(MSM)の解析方法がプレラン方式(萬納寺 2000)から4次元変分法(石川・小泉 2002)へと変更になった。4次元変分法では物理法則を考慮して同化を行うために、プレラン方式よりも、モデルに対してバランスの良い解析値を作成できるようになった。

本節では、4次元変分法導入後の2002年4月から7月において、解析雨量データ、ゾンデデータに対してMSMを統計的に検証した結果を示す。比較の対象として、プレラン方式のMSMの2001年4月から7月の検証結果も合わせて示す。ただし、異なる期間の検証には年々変動が含まれており、この中から4次元変分法導入による影響のみを評価する必要がある。そこで、2001年以降、大きく仕様を変更していないRSMの変化を年々変動の指標として評価した。なお、MSMの試験運用期間中の検証結果については、事例調査は石川(2001)に、統計的検証は石川・小泉(2002)に記載されているので必要に応じて参照していただきたい。

1.1.2 降水の検証結果

降水の検証として、図1.1.1に解析雨量に対するスレットスコアを示す。スレットスコアは1に近いほど予報が観測に近い。閾値は、3時間積算雨量を40km格子で平均した値が、10mm、5mm、1mm以上とした。なお、図は3時間積算雨量に対するスコアを6時間毎にまとめて示す。閾値10mmでは、2002年のFT=00-06でRSMよりMSMが大きく、それ以外ではMSMとRSMはほぼ同等か若干大きい。閾値1mm、5mmでは、2001年、2002年のどちらも予報時間全体(FTが0から18)に渡って、MSMのスコアはRSMとほぼ同等か若干小さい。また、2001年と2002年のスコアを比べると、MSMのスコアは全ての閾値で予報時間全体に渡って、2001年より2002年の方が高くなっていることが分かる。RSMも同様の特徴であるため、これは年々変動であると考える。

次に、年々変動を除いて4次元変分法導入の影響を見るために、図1.1.1に示したスレットスコアの年変化のモデルによる差を図1.1.2に示す。値は、MSMの差(2002年 - 2001年) - RSMの差(2002年 - 2001年)を示す。つまり、図の値が正であれば4次元変分法の導入によってMSMの予報精度が上がったことを示す。閾値10mmについては、FT=00-06で正にな

っており、FT=06-12、12-18では0に近い。この予報初期でのスコアの改善は、4次元変分法では解析雨量をプレラン方式よりもうまく同化できるようになったことが原因である。閾値5mm、1mmでは、FT=06-12、12-18で、正になっている。これは、プレラン方式では、予報初期に高いスレットスコアを出しても、その後維持できないという性質があった(郷田 1998)のに対し、4次元変分法では、予報時間経過に伴うスコアの低下は緩やかになったことを表している。FT=00-06は負であるので、閾値5mm、1mmについては予報初期で若干プレラン方式の方が精度が高い。

図1.1.3にバイアススコアを示す。閾値などの設定は図1.1.1と同じである。バイアススコアは1より大きいと空振りが多いことを、1より小さいと見逃しが多いことを示す。2001年、2002年ともにMSMのバイアススコアは全て1を超えており、値はRSMよりも大きい。年変化に着目すると、RSMでは全ての閾値で予報時間全体に渡って2001年より2002年のスコアが大きくなっている。MSMでも同様の傾向が見られるが、閾値10mm、5mmのFT=00-06のスコアは若干小さくなったか、ほとんど変化がない。RSMの変動を年々変動と考えると、バイアススコアは改善された。つまり、プレラン方式のMSMには物理的初期値化により、予報開始直後は降水の予報頻度が多すぎるという特徴があった(郷田 1998)が、4次元変分法になってこの性質が改善された。

以上のことから、4次元変分法導入後、10mmの予報初期において、MSMの予報精度は大幅に改善され、5mm、1mmで予報時間経過によるスレットスコアの低下はプレラン方式よりも緩やかになったことが分かる。また、RSMとMSMの精度を比較すると、10mmではMSMの方が良く、5mm、1mmではほぼ同程度であった。なお、これは同じ予報時間に対しての比較であり、RSMよりも予報回数が多く、配信時間が早いというMSMの利点は考慮していない。このことを考慮した両者の精度比較については、郷田(2001)を参照いただきたい。

1.1.3 国内ゾンデ観測に対する検証結果

4次元変分法導入に伴い、初期値として利用する解析変数が変更された。その結果、初期値の温度と高度の特性が変わった。しかし、その他の変数や予報値に明確な差は見られなかった。以下では、その詳細を述べる。

1

¹ 田中小緒里

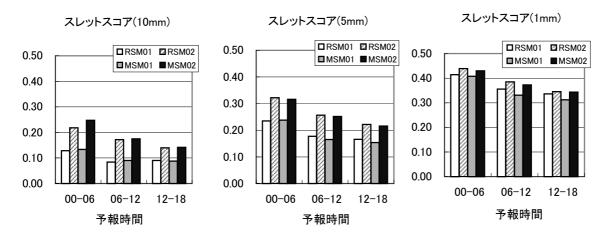


図1.1.1 解析雨量に対するスレットスコア。 閾値は、3時間積算雨量を40km格子で平均して10mm(左)、5mm(中央)、1mm(右)以上。なお、図は6時間毎にまとめたもの。 横軸は予報時間、棒グラフは、左からRSM2001年、RSM2002年、MSM2001年、MSM2002年を示す。

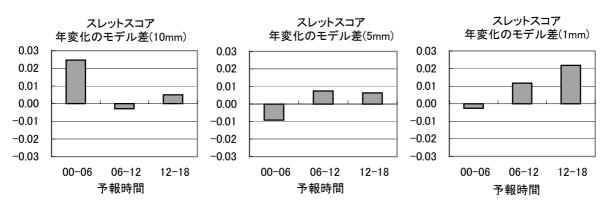


図1.1.2 図1.1.1と同じ。 ただしスレットスコア年変化のモデル差。 値は、MSMの差(2002年-2001年)-RSMの差(2002年-2001年)。

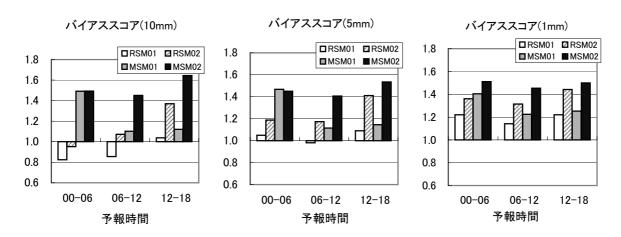


図1.1.3 図1.1.1と同じ。ただし、バイアススコア。

図1.1.4に国内ゾンデの高度、気温、東西風に対するFT=0とFT=12の平方根平均二乗誤差(以下、RMSE)とその平均を示す。調査は、850hPa面、500hPa面、250hPa面に対して行ったが、それぞれの面の特徴は同じであったので500hPa面のみ示す。境界値や同化に使われるデータの違いから、06、18UTC初期値のMSMの特性は必ずしも00、12UTC初期値のMSMと同じではない。しかし、ゾンデデータが00UTCと12UTCに限られ、同じ予報時間を検証できないために、ここでは初期時刻が00UTCと12UTCのMSMのFT=0とFT=12についてのみ述べる。よって、図1.1.4に示す結果は、00UTC初期時刻のMSMと12UTC初期時刻のMSMの結果を平均したものである。降水の検証と同様に、年々変動を見る指標としてRSMの結果を合わせて示す。

まず、RMSEの値に注目すると、全般的にRSMの RMSEがMSMのRMSEよりも小さい。このことに ついては郷田(2001)に述べてあるのでここでは議論 しない。

FT=0では、MSMのRMSEの平均は、気温では2001年より2002年の方が小さく、月変動の大きさと比べるとその変化は大きい。逆に、高度の平均は、2001年より2002年の方が大きくなっている。ただし、月変動の大きさと比べると気温の場合ほど大きな変化ではない。FT=0において、気温、高度とも、RSMのRMSEの平均は2001年と2002年であまり変化が無いことから、MSMの変化は、4次元変分法の導入の影響と考える。この気温の変化は、プレラン方式では、高度から変換された気温を初期値で利用して

いたのに対して、4次元変分法では解析した気温自身をそのまま初期値として利用するように変更したことが原因である。一方、高度の変化は、気温とは逆に4次元変分法になって気温を変換して高度を求めるようになったことが原因である。東西風のFT=0では、2001年と2002年でMSMとRSMのRMSEの大小が逆転しているが、差は小さいことから、今後の推移を追った後で影響を判断する必要がある。FT=12では、全ての要素で、4次元変分法導入前後で大きな変化はない。

以上の結果からも分かるように、4次元変分法では、より気温の観測値に合わせた解析値を作成するようになった。初期値を利用する際には、4次元変分法導入前後でこのような特性の違いがあることに注意していただきたい。

参考文献

石川宜広, 2001: 4次元変分法を用いた予報実験. 平成13年度数値予報研修テキスト 気象庁予報部, 9-12.

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,37-59.

郷田治稔, 1998: 局地数値予報の試験運用. 数値予報 課報告・別冊第44号, 53-72.

郷田治稔,2001:メソ数値予報モデル(MSM)の統計的検証. 平成13年度数値予報研修テキスト 気象庁予報部,4-8.

萬納寺信崇, 2000: 領域モデル(RSM, MSM, TYM). 数値予報課報告・別冊第47号, 23-27.

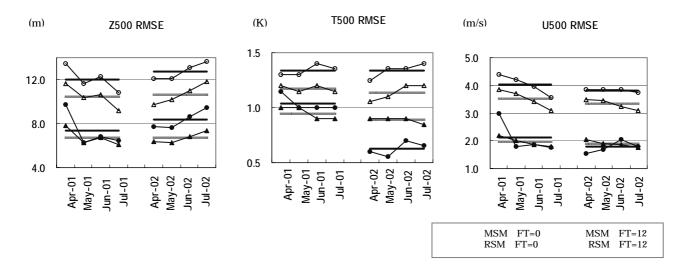


図1.1.4 国内ゾンデに対する500hPa面の高度(左)、気温(中)、東西風(右)のRMSE。 はMSMのFT=0、 はMSMのFT=12、はRSMのFT=0、 はRSMのFT=12、濃い太線はMSMの、薄い太線はRSMのRMSEの年平均を示す。期間は、2001年4月から7月(左側)、2002年4月から7月(右側)である。

1.2 メソ4次元変分法の改良1

1.2.1 はじめに

2002年3月にメソ解析に4次元変分法が導入され降水予報の精度向上に寄与した(第1.1節、第3.2節)。 導入前には1ヶ月間のサイクル実験を2回行い性能や安定性を確認してきたが(石川・小泉 2002)、運用開始後に100hPaおよびそれより上の解析場に不自然なインクリメント(第一推定値に対する修正量)が現れる場合があることが判明した。第1.2.2項ではこの問題の原因とその対策について述べる。

また石川・小泉(2002)にもあるとおり、現在のメソ解析には台風ボーガスが使用されていないため、初期値における台風の位置がずれる場合がある。これまで使用されてきた形式の台風ボーガスを4次元変分法に組み込むのは難しいため、何らかの工夫が必要になる。第1.2.3項ではメソ解析への台風ボーガス導入のための開発の現状について述べる。

1.2.2 上層の不自然なインクリメント

(1) 症状

図1.2.1は、メソ4次元変分法がルーチン化されて間もない2002年3月23日18UTCの解析の30hPa高度である。図1.2.2に示した第一推定値の高度場と比較して、朝鮮半島から日本の南海上にかけてかなり不自



図1.2.1 2002年3月23日18UTCの解析による30hPaの高度

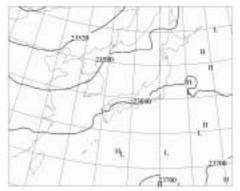


図1.2.2 2002年3月23日18UTCの解析に用いられた第一推 定値の30hPa高度

然な構造が見られる。初期値におけるこのような歪みは、航空支援資料に悪影響を及ぼすおそれがある。

こうした歪みは、対流圏上部から成層圏にかけて、 気温にかなり大きな解析インクリメントが与えられ たために生じたことがわかったが、このインクリメ ントに対応するような観測は存在していない。

(2) 原因

調査の結果、成層圏に現れた気温インクリメントは解析雨量の同化と関連していることが判明した。

予報モデルが降水を作り出す最も基本的なプロセスは「飽和に達した格子点で凝結した水が降水として落下する」というものである。現在の4次元変分法では、解析雨量の同化においてモデルが作る降水と解析雨量が近くなるように、飽和した格子点で凝結する水の量を調節している。しかし、未飽和の格子点の水蒸気量や気温を調節して飽和に近づける、ということはできない。

したがって対流圏中下層は乾燥していて成層圏に 飽和層があるような場合に降水量が観測されると、 対流圏中下層を湿潤化させるのではなく、成層圏の 飽和層での凝結量を増やすようにインクリメントが 計算される。しかし、本来対流圏上部 ~ 成層圏での 飽和水蒸気量はごくわずかであるから、そこでの凝 結量を観測された降水量に合わせようとすると、比 湿と気温を不自然なほど大きく変えてしまう。これ がここでとりあげた不具合の原因であると考えられ る。

(3) 対策

上に述べたようなことが起こるのは、成層圏で凝結した水が地面に到達するまでの間に蒸発せず、モデルの降水量として算出される場合に限られる。つまり、成層圏で作られた降水が途中の乾燥した層で完全に蒸発し、地上の降水量が0になれば成層圏にインクリメントを生じることはない。

モデルの中には、凝結した水が落下する途中で再蒸発する過程が組み込まれているが、高速化のために一部計算が簡略化されていることから、降水量が完全に0にはなりにくいことがわかっている。この計



図1.2.3 図1.2.1に同じ。ただし、降水の再蒸発について本文に述べた修正を施した場合。

4

¹ 小泉 耕

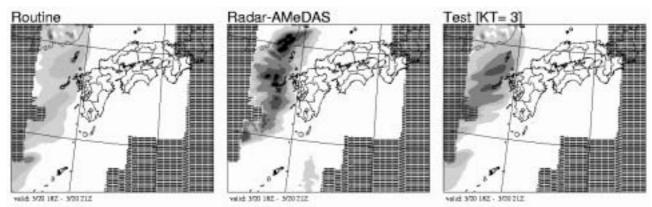


図1.2.4 2002年3月20日18UTCを初期値する3時間予報の降水量。左から、従来の4次元変分法による初期値からの予報、解析雨量、本文で述べた修正を施した4次元変分法による初期値からの予報。

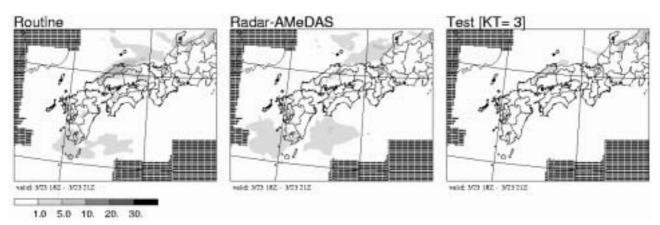


図1.2.5 図1.2.4に同じ。ただし、2002年3月23日18UTC初期値の場合。

算を精密化すると、成層圏で作られた降水が途中の 乾燥した層で完全に蒸発するようになった。これに よって本項の不具合は解消する(図1.2.3)ため、2002 年5月30日にルーチン化した。

この修正により、やや強い降水については予報が良くなる場合がある(図1.2.4)。ただし、弱い雨については若干対応が悪くなる場合がある(図1.2.5)。

弱い降水がうまく出ないことについては、第一推定値で中下層が乾燥していたときに解析雨量のデータだけではそれを修正できない、ということに問題の本質がある。今後、新規の衛星データ(SSM/Iなど)を同化し水蒸気の情報が増加することによって、第一推定値の水蒸気場が適切に修正されることが期待されるが、他方で解析雨量をもとに水蒸気の鉛直プロファイルを調節する物理的初期値化の手法を再び利用することも検討する余地がある。

1.2.3 台風ボーガス

(1) 必要性と問題点

全球解析や領域解析においては、モデルの初期値に適切な台風構造を与えるために、台風位置情報をもとに作成した人工的な台風構造(台風ボーガス)を第一推定値に埋め込むという手法を採っている(大野木 1997)。これに対しメソ解析においては、2001

年3月にメソ数値予報モデル(以下MSMと略す)が正式 運用となった当初から台風ボーガスが使用されない まま今日に至っている。メソ解析がプレラン(多田 2000)で行われていた時には、領域モデル(以下RSM と略す)の予報値を内挿したものから毎回の解析がスタートしていたので、台風ボーガスはRSMの予報値を通じて間接的にメソ解析に反映していた。しかし、4次元変分法導入時にメソ解析は予報・解析サイクルを構成することになったため、現在では、台風ボーガスをメソ解析に直接反映する手段が無い。このため、側面境界から台風が入ってくる時のように境界値から台風の情報が与えられる場合は良いが、MSM の領域内で台風が発生する場合には、その位置が適切に解析されないことがある。

一方で、4次元変分法においては「解析値」は解析時刻の数時間前を初期値とするモデルの予報値であり、この予報値が観測に合うようにその初期値を修正する。したがって解析値を直接加工すると、せっかくモデルによってバランス良く作られた場をゆがめることになるので、従来のように「解析の元になる場に台風ボーガスを埋め込む」という方法を採ることは適切でない。

(2) 疑似観測型台風ボーガス

そこで、ボーガス構造を埋め込む代わりに、ボー

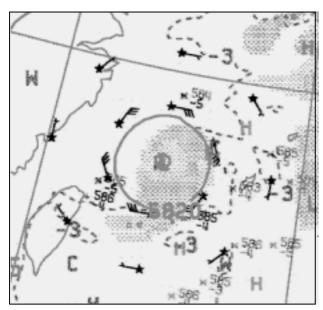


図1.2.6 疑似観測型台風ボーガスの例。2001年9月14日 18UTCの500hPa面の解析モニタ図を拡大したもの。 に 矢羽の付いたものが台風ボーガスの疑似観測データ。 台風16号の中心から200kmと400kmの円周上にデータが 並んでいる。高度(灰色の実線)と気温(灰色の破線)の 等値線が合わせて描かれている。なお、×は衛星観測 (ATOVS)のデータ。

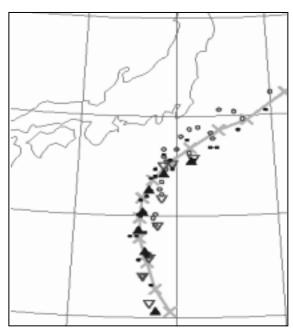


図 1.2.7 台風 T0117 の中心位置。灰色の太線が観測された位置。 がそれぞれボーガスなし/ありの場合の初期値の位置で、白丸・黒丸がそれぞれボーガスなし/ありの 6 時間ごとの予想位置。2001 年 9 月 18 日 06UTC から 9 月 20 日 00UTC までの 8 例について示した。 や黒丸はおおむねベストトラック上にあるのに対し、 や白丸は位置がずれている。

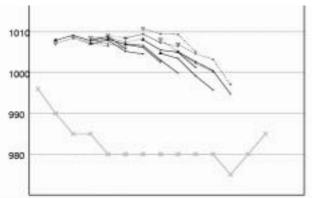


図1.2.8 台風T0117の中心気圧。灰色の実線が観測値。 点線が台風ボーガスを用いない場合の、実線が台風ボ ーガスを用いた場合のMSMでの中心気圧。 がそれ ぞれボーガスなし/ありの場合の初期値の中心気圧 で、白丸・黒丸がそれぞれボーガスなし/ありの6時間 ごとの予想中心気圧。2001年9月18日06UTCから9月20 日00UTCまでの8例について示した。

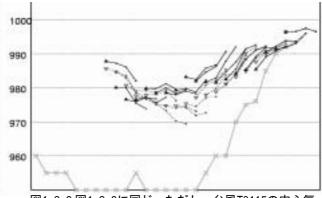


図1.2.9 図1.2.8に同じ。ただし、台風T0115の中心気 圧。2001年9月7日12UTCから9月12日00UTCまでの35 例について示した。

ガス構造から算出される地上気圧と風を、あたかも 観測データのように見なして他の観測データと一緒 に4次元変分法で同化する、という方法を採用するこ ととした。この場合、疑似観測データをどのような 密度で与えるかという点に任意性があるが、台風の 構造を表現しつつ過度な密集を避けるという観点か ら、ここでは台風中心位置および中心からほぼ200km 間隔の同心円上に等間隔(台風中心から見た方位角

で30度~60度間隔。円周の長さによって調節。)で配置して実験を行った。疑似観測データの例を図1.2.6に掲げる。

もうひとつ調節可能なパラメータとしてボーガス 構造の深さがある。数値モデルには解像度に応じて 表現可能な台風構造に限界がある。たとえば水平ス ケールが小さく強い台風において、海面更正気圧の 勾配が空間的に大きく変化しているような場合、格 子間隔が粗いモデルではこれを忠実に表現することはできない。このため、ボーガスを作成する際には対象となるモデルの解像度に適した構造にする必要がある(詳細については大野木(1997)を参照)。また、MSMのように側面境界を持つモデルでは境界から台風が入ってくる場合も多いので、境界値を与えるモデルにおけるボーガス構造との整合も重要である。本項の実験では、メソ解析の繰り返し計算を行うモデルの格子間隔がRSMと同じであることから、領域解析の台風ボーガスで採用されている値を採用した。

MSMはデータ打ち切り時刻が「初期値の時刻 + 50分」であるため、実際の運用時に初期値の時刻の台風位置情報が解析に間に合うかどうかは微妙である。ここでは、6時間前の位置情報しか使用できないという設定とした。なお、プレランの時代にRSMから間接的に情報を得ていた時でも、与えられるRSMの初期値の時刻はMSMの初期値の時刻の6または12時間前であったので、条件が悪くなったわけではない。

(3) 実験の進捗状況と今後の課題

現在、2001年9月の台風(第15号、第16号、第17号)について実験を行っている。図1.2.7は台風17号について台風ボーガスを用いた場合と用いなかった場合の予想中心位置を示したものである。日本の南海上では、台風ボーガスを用いないと中心位置が実際よりも東にずれてしまうのに対し、台風ボーガスを用いるとこれが修正されていることがわかる。また中心気圧の予想については図1.2.8のとおり、台風ボーガスを用いることで実際の中心気圧にやや近い予想となっている。

一方、台風15号についてはボーガスを用いることによってかえって中心気圧が浅くなる場合があり(図1.2.9)、台風に伴う降水についてもボーガスを用いた方がスコアが若干悪化した(図省略)。台風15号の場合に限らず、ボーガスデータの風速が近傍の実観測の風速より弱いといった例も見られ、人工的な構造をモデルの中に作り出すことによって問題が生じる場合があることが明らかになっている。

台風の位置や強度の情報をモデルの初期値に的確に反映し、かつモデルの中の物理的なバランスを崩さないような台風ボーガスを与えることは容易ではないが、当面次の2つのパラメータを調節して最適な設定を得ようと考えている。

一つはボーガスデータの作成範囲である。現在の台風ボーガスの作成範囲は強風半径に比例するように決められているが、上で触れた台風15号は強風半径が大きいため、かなり広い領域に疑似観測データが配置され、結果としてモデルの中の大きなスケールの場をゆがめた可能性がある。第1.4節ではボーガス領域の範囲を狭めることが予報の改善につながることが述べられているが、ここでもボーガスデータを与える領域を台風中心付近に限定することで解析および予報が改善する可能性がある。

もう一つは(2)でも触れた「ボーガス構造の深さ」である。疑似観測データとしてボーガスを与える場合は、ボーガス構造が直接初期値に現れるわけではなくデータ同化を通して(モデルが表現できる範囲で)反映されるのであるから、必ずしも前もってモデルの表現能力に合わせたボーガスにしておく必要はないかもしれない。そうだとすると、現在の設定よりも深いボーガスを与えることで、解析場に作られる台風がより適切なものとなる可能性がある。

これらを調節することにより、台風の位置および 強度の情報をMSMの初期値に的確に反映させる手法 を確立し、早期に現業化したいと考えている。

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, p37-59.

大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, p52-61.

多田英夫,2000: 大気解析. 平成12年度数値予報研修テキスト・数値予報課報告・別冊第47号合併号, p13-15.

1.3 メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて1

1.3.1 はじめに

領域モデル(RSM)が1996年3月に導入されて以降、水平スケールが200~300km程度のメソスケール低気圧が実況より発達し過ぎたり、天気図では解析されず実際には存否が不明な低気圧をモデルが予報するという問題が指摘されてきた。この問題を改善するために、積雲対流パラメタリゼーション(荒川-シューバートスキーム)をより高度化されたものに置き換える開発を行っている。同時に、降水過程全般や放射過程を更新し、雲水量を予報変数として追加することで、より精度の高い物理過程を導入する開発を行っている。これら新しい物理過程が組み込まれた実験版RSMで予報実験を行ったところ、いくつかの事例で過発達の事例に改善が見られた。本節ではこれまでの開発の経緯と予報実験の結果を示し、実験版RSMの予報特性を報告する。

1.3.2 メソスケール低気圧の過発達と降水過程

RSMで見られるメソスケール低気圧の過発達は、 予報に与える影響が大きいことから重点的に調査が 行われ、その一部について研修テキストなどで報告 が行われた(中村 1997;中村 1998;美濃 1999;今 泉 2001)。

このうち、中村(1997)は理想的条件での予報実験を行い、このような低気圧の過発達は水蒸気の凝結による下層への非断熱加熱によって起きることを示し、この現象を抑制するためには積雲対流パラメタリゼーションの検討と改良が必要であると述べた。現在のRSMの降水過程は以下の3つの過程で構成

大規模凝結:過飽和を飽和に調節する格子スケー ルの凝結

荒川-シューバート (A-S) スキーム:積雲対流 パラメタリゼーション

湿潤対流調節:A-Sスキームより雲底高度の高い中層対流のパラメタリゼーション

中村(1997)の事例解析では、過発達したメソスケールの低気圧近傍では大規模凝結による降水量がA-Sスキームと対流調節に比べて卓越していた。また、加熱率の鉛直分布は大規模凝結による900hPaから700hPaといった下層への加熱が非常に大きかった。

大規模凝結による降水量が卓越する傾向は中村が調べた事例に限らず、現RSMの一般的な予報特性として、中緯度の海洋上で見られる。図1.3.1には、モデルによる2002年6月の月積算降水量を、現RSMでの降水過程別に示した。現RSMでは、日本の南海上の梅雨前線に対応する雨域では、大規模凝結による降水量(左)が卓越し、多いところで500mm程度ある。一方、A-Sスキームと対流調節を合わせた降水量(右)は最大100mm程度と、大規模凝結に比べ少ない。

一般に、モデルの解像度が高くなれば、対流活動は格子スケールで表現される割合が高まるため、大規模凝結による雨量が多くなってよい。しかし、現RSMでは、A-Sスキームによる不安定の解消が弱いことが原因で、大規模凝結が過剰となり、メソスケール低気圧の過発達が起きている可能性が考えられる。

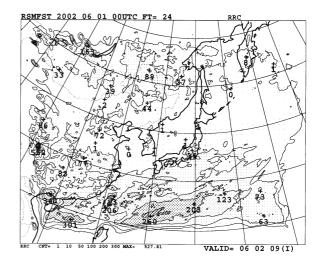


図1.3.1 2002年6月の00UTCを初期値とする24時間予報での月積算降水量を降水過程別に示した。

(左)大規模凝結による降水量、(右)パラメタリゼーション(A-Sスキームと対流調節)による降水量。等値線は1,10,50,100,200,300mm。側面境界付近で降水量が少ないのは、モデル内で降水を人為的に減少させているため。(図1.3.5も同様。)

されている。

¹ 細見卓也

これまでも、現RSMのA-Sスキームで、より効果的に不安定を解消するようにパラメータの調整を試みたが、予報特性に目立った変化は見られなかった。現RSMのA-Sスキームは1996年3月以前に開発されたものだが、全球モデル(GSM)ではその後も改良が続けられている。このA-Sスキームは積雲励起のメカニズムを改良するといった高度化が行われているため、現RSMのA-Sスキームよりも、広い領域で不安定を効果的に解消することが期待された。そこで実験版RSMでは、現在のものに代えてGSMのA-Sスキームを降水過程に組み込み、その他の物理過程の一部も次項で述べるように新しいものに置き換えて予報実験を行った。

1.3.3 実験版RSMの物理過程

A-Sスキームも含めて、この実験版RSMには、1999年12月に物理過程を改良して現業化されたGSM(GSM9912)の降水過程を使用した。この降水過程の改良とその効果については隈(2000)に詳しく述べられている。GSM9912では、A-Sスキームの改良と共に、従来の大規模凝結に代えて雲水スキームを導入し、雲水量を予報変数として追加した。実験版RSMにも同様に、GSM9912の雲水スキームを降水過程に組み込んで雲水量を予報変数として追加した。雲水量を予報変数とすることで、A-Sスキームで計算された雲水を、従来のように全てを降水として地上に落下させず、一部を雲水のまま扱うことが可能になる。

また、雲水量や雲水スキームで診断的に求められる雲量を放射過程で使用するための対応が行われ、精度が向上したGSM9912の放射過程を組み込んだ。この放射過程の詳細は北川(2000)を参照していただきたい。

1.3.4 メソスケール低気圧が過発達する事例

本項ではメソスケール低気圧が過発達する事例について紹介する。図1.3.2に2002年6月16日06UTCの地上天気図を、図1.3.3 には対応する時刻の現RSMと実験版RSMの18時間予報(6月15日12UTC初期値)を示す。現RSMでは東海地方の南海上の前線上にメソスケール低気圧があり、その中心付近では6時間で80mm強の降水が見られる。実験版のRSMでは四国の南海上に50mm弱の降水が見られる。この付近にシヤーが見られるものの、明瞭な低気圧は見られない。一方、図1.3.2の地上天気図には、現RSMで予報されている低気圧は解析されておらず、実験版RSMが実況に近い表現をしている。

図1.3.4にはこの低気圧周辺での降水過程による 大気への加熱率を、降水過程別に鉛直断面図で示す。 現RSMでは大規模凝結による加熱(左上)が大半を

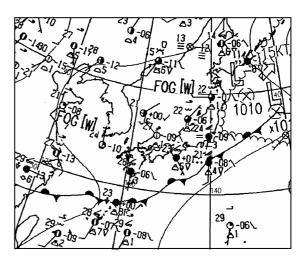


図1.3.2 地上天気図(2002年6月16日06UTC)

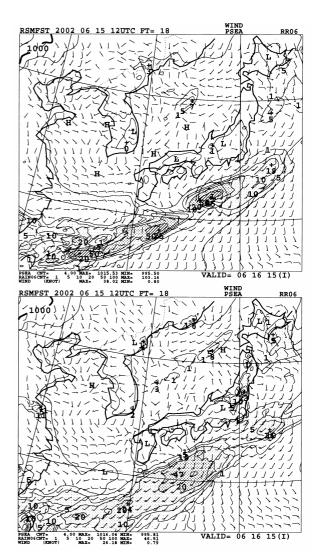


図1.3.3 2002年6月15日12UTC初期値の18時間予報での海面気圧(hPa)・6時間積算降水量(mm)。 (上)現RSM、(下)実験版RSM。等値線は気圧が4hPa、降水量が1,5,10,20,50,100mm。

占め、A-Sスキームなどによる加熱(右上)はほとんど見られない。実験版RSMではA-Sスキームによる加熱(右下)が鉛直方向に広く見られる。また、大規模凝結に代わる雲水スキームの加熱量(左下)は現RSMのものに比べて、大きいところで 2.2×10^{-3} (K/sec)から 0.8×10^{-3} (K/sec)程度へと全般に小さくなり、局所的に下層へ集中した加熱も見られなくなっている。

この事例では、高度化されたA-Sスキームにより不安定が効果的に解消されたことで、現RSMで見られる下層への非断熱加熱が強まらず、それに伴うメソスケールの低気圧の発達が抑えられたことが分かる。

1.3.5 2001年10月の予報実験

実験版RSMによる予報実験を2001年10月の1ヶ月間行った。図1.3.5には現RSMと実験版のA-Sスキームなどによる月積算降水量を示した。実験版RSMは本州の南海上で、パラメタリゼーションによる降水量が50mm以上や100mm以上といった領域を大幅に広げている。前項の結果とも合わせて、現RSMに比べてA-Sスキームがより広い範囲で効果的に不安定を解消していると考えられる。

ゾンデに対して検証した結果を00,12UTCの初期時 刻別に一部の要素について示した。以下に検証結果 の特徴をあげる。以下では平方根平均二乗誤差 (Root Mean Square Error)をRMSEと略す。

- ・250hPa東西風では、実験版RSMは平均誤差を大きく減らし、現RSMで見られる予報時間後半での風速の負バイアスを改善する。また、RMSEを予報後半で現RSMに比べて減らしている。
- ・500hPa高度では、初期値を除くどの予報時間で も平均誤差、RMSE共に改善する。また、500hPa 気温では、実験版RSMは24時間予報以降の平均 誤差やRMSEを改善する。
- ・850hPa気温では、実験版RSMが00UTC初期値の予報では平均誤差をどの予報時間でも0.1から0.2度ほど減らす。一方、12UTCでは0.1度ほど平均誤差を増やしている。RMSEでは12UTC初期値はどの予報時間でも中立、00UTC初期値は12時間予報が中立で、その他の予報時間は0.1度ほど改善する。

この他の要素についても実験版RSMは現RSMと

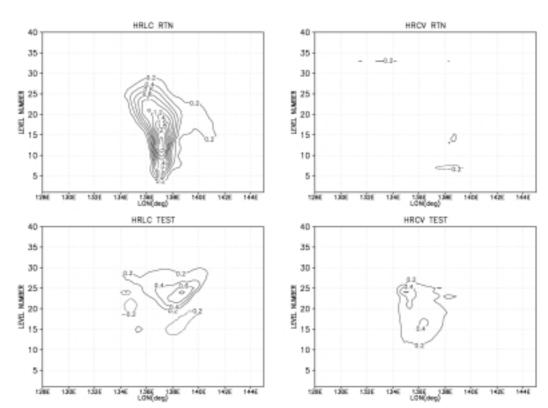


図1.3.4 2002年6月15日12UTC初期値の18時間予報での前6時間平均の大気への加熱量(10³K/sec)。 北緯32度に沿って、東経128度から145度までの鉛直断面図。(左列)大規模凝結(実験版RSMは雲水スキーム)による加熱量(HRLC)(右列)A-Sスキームと対流調節による加熱量(HRCV)。上段は現RSM(RTN)下段は実験版RSM(TEST)。鉛直軸はモデル面で、気圧面ではないことに注意が必要。地表面の気圧が1000hPaの場合、15層がおよそ750hPa、25層がおよそ400hPaとなる。

また、図1.3.6には現RSMと実験版RSMの予報を

比較して概ね良好な結果が得られ、現業モデルとし

ても基本的な精度が確保されている。

1.3.6 今後の課題

本節では、A-Sスキームなどの物理過程を変更した実験版RSMの概要と予報実験の結果を報告した。 天気図で解析されず、実際には存否が不明なメソスケールの低気圧が現RSMで予報された事例で、実験版RSMは発達を抑えることが分かった。また、第1.3.4項での加熱率の鉛直分布や第1.3.5項での積算降水量の比較から、実験版RSMのA-Sスキームは、より広い範囲で効果的に不安定を解消していると考えられる。さらに、ゾンデに対する検証から、2001年10月の統計的な予報場の予報精度を向上することが分かった。

これまでの予報実験から実験版RSMでは、今回示 した事例を含めて、いくつかの事例で過発達が抑制 されることを確認している。しかし、メソスケール 低気圧を含め、低気圧の過発達の問題は、この降水 過程の変更だけで全てが解決されるわけではない。 中村(1998)が指摘した傾斜対流のパラメタリゼー ションや地表面過程など、低気圧の過発達に関する 物理過程での課題が残されている。また、今回取り 上げた事例よりもスケールの大きな低気圧の事例と して、美濃(1999)や今泉(2001)は、解析変数か ら予報変数への変数変換において、温度場が不自然 に変化したり水蒸気量が保存されないことで低気圧 が過発達するなどの、予報精度を悪化させる問題を 指摘している。これらについては、物理過程の改良 や領域解析への4次元変分法の導入を通じて、引き 続き改善を図ってゆく。

本節で紹介した実験版RSMは、物理過程をRSM向けに調整する作業を行うとともに、気温など他の予報要素への影響も調査中であり、良好な結果が得られれば現業化を予定している。メソ数値予報モデル(MSM)は近い将来に非静力学モデルにその役割を譲るため、ここで紹介した物理過程の変更はMSMには行わない予定にしているが、台風モデル(TYM)には予報精度が良好であれば同様の変更を計画している。

参考文献

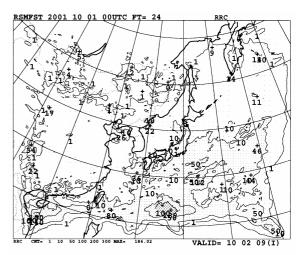
今泉孝男, 2001: 偽低気圧の発達問題. 平成13年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-25.

北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊 第46号, 気象庁予報部, 16-31.

隈健一, 2000: 降水及び雲水過程について. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 32-47.

中村誠臣, 1997: 低気圧の発達しすぎの問題. 平成 9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-42. 中村誠臣, 1998: 降水過程. 数値予報課報告・別冊 第44号, 気象庁予報部, 42-52.

美濃寛士, 1999: 事例検証(第9回合同マップディスカッション事例). 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-22.



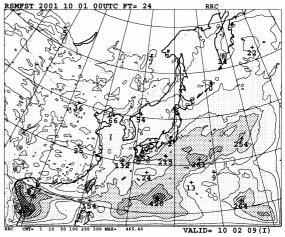


図1.3.5 2001年10月の月積算降水量のうち、パラメタリゼーション(A-Sスキームと対流調節)によるもの。(上)現RSM、(下)実験版RSM。 等値線は図1.3.1と同じ。

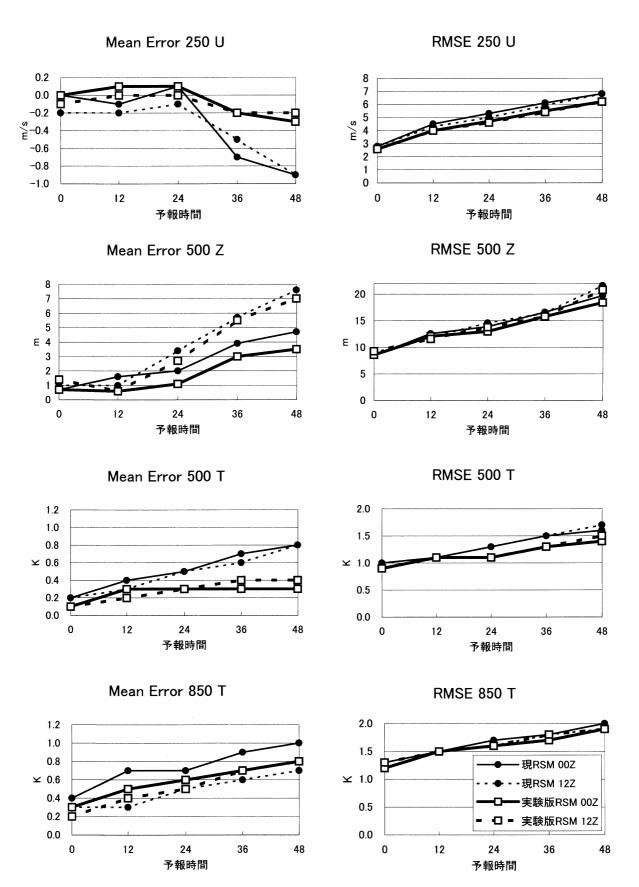


図1.3.6 2001年10月の予報実験での対ゾンデ検証結果。側面境界付近などを除くRSMの予報領域が対象。 上から250hPa東西風、500hPa高度、500hPa気温、850hPa気温。左列は平均誤差(Mean Error)、右列は平方 根平均二乗誤差(Root Mean Square Error)。 は実験版RSM、 は現RSM。実線は00UTC初期値の予報、破 線は12UTC初期値の予報をそれぞれ表す。

1.4 台風モデルの検証と改良¹

1.4.1 はじめに

台風モデル(以下TYMと略す)は2001年3月の数値解析予報システムの更新に伴い高解像度化され、水平解像度24km、鉛直25層となった(露木 2001)。新しいTYMによる台風予報の検証については酒井(2001)で述べられているが、2001年8月の台風第9号までの検証で事例数が少ないため、系統的な誤差について十分な議論ができていなかった。ここでは、2001年に発生したすべての台風²に対するTYMの台風予報の検証結果について、全球モデル(以下GSMと略す)の結果と合わせて報告する。なお、台風の解析値としては、事後解析結果(以下ベストトラックと呼ぶ)を用いている。

また、TYMの台風予報の精度を改善するために TYMの台風ボーガスの改良を行ったので、その結果 についても報告する。

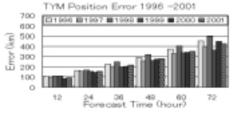
1.4.2 台風予報の検証

(1) 進路予報の検証

TYMとGSMの進路予報の誤差の経年変化(1996年から2001年まで)を図1.4.1に示す。台風は年によって発生数や予報の難しさが異なるため、この年々変動を考えると成績の推移をそのままモデルの性能の変化であると解釈できないことに注意が必要である。TYM,GSMともに過去5年間は48時間予報で約300km、72時間予報で約400kmの進路予報誤差とな

っている。2001年もほぼ同程度となっていて、水平 及び鉛直方向の高解像度化(GSMは鉛直方向のみ) による、台風進路予報誤差の改善は確認できない。

次に台風進路予報の系統誤差の特徴を見るため、 TYMとGSMの72時間進路予報の系統誤差の分布図 を図1.4.2に示す。ただし、2001年台風第11号は他の 台風とは異なった誤差の特徴を持っていたので除い ている。2001年台風第11号の進路予報の誤差特性と それに対するTYMの改良については第1.4.3節で述 べる。進路予報の系統誤差の特徴は、TYMとGSM でよく似ている。すなわちルソン島の西の南シナ海 を中心とする海域では、実況位置よりも北東方向に 予報する系統誤差があり、日本付近では実況よりも 西方向に予報する系統誤差がある。前者の特徴は、 GSMが予報第2~3日に太平洋高気圧の勢力を弱く 予報する傾向があり(第2.1節参照) その予報値を 側面境界値として用いるTYMにも影響を及ぼして いるためと推測される。後者の特徴は、2000年以前 にも見られた傾向 (Nagata and Tonoshiro 2001) であるが、2001年は特に明瞭に現れている。この系 統誤差を詳しく調べるため、72時間予報の台風中心 の位置を、解析位置に対してプロットした散布図を、 転向前と転向後に分けて図1.4.3に示す。TYMでは、 転向前については台風の解析位置(散布図の中心) の周りにほぼ偏りなく予報位置が分布しているが、 転向後については台風の解析位置の西側により多く 分布している。このことは、転向後に台風の進行速 度を実況より遅めに予報していることが多いことを



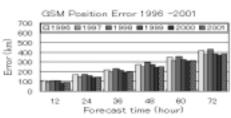
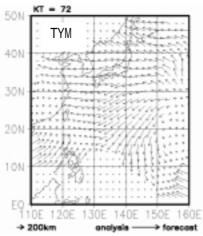


図1.4.1 TYMとGSMの台風進路予報 誤差の経年変化図(1996年~2001年) 上図:TYM、下図:GSM。TYM・ GSMともに72時間予報までの年平均 の進路予報誤差の経年変化を表示し ている。



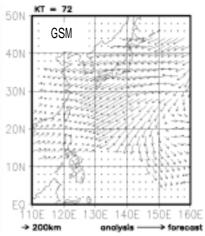


図1.4.2 72時間進路予報の誤差分布図 (左図: TYM、右図: GSM)

実況の台風中心から見た、予報の台風中心位置をベクトルで示した図。ベクトルのスケールは図の左下に示してある。2001年台風第11号を除く、2001年のすべての台風に対する予報を対象とする。

¹ 酒井 亮太 (ただし第 1.4.3 項は酒井 亮太・美濃 寛士 (予報課))

² 2001 年に発生した台風はすべて、2001 年 3 月の数値解析予報システム更新後に発生している。発生数は 26 個である。

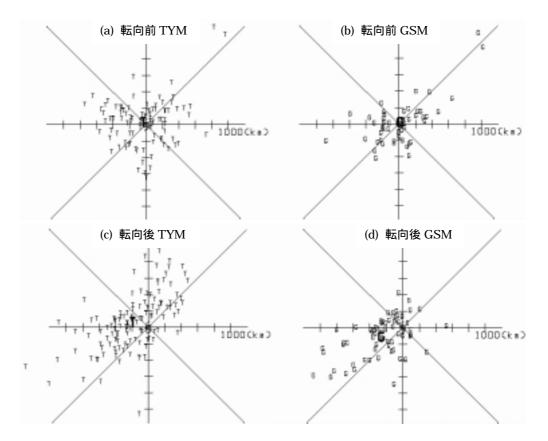


図1.4.3 72時間予報の予報位置の散布図

上段が転向前、下段が転向後、左側がTYM、右側がGSM。実況の台風中心位置に相対的な予報の台風の中心位置をプロットしている。縦軸の正は北、横軸の正は東へのずれに対応する。太字の「T」と「G」は、それぞれTYMとGSMの平均のずれを表わしている。

意味している。この傾向はGSMでも同様に現れており、GSMの系統誤差が側面境界を通してTYMの系統誤差に反映している可能性がある。GSMには日本列島付近の緯度帯で500hPaの西風を弱く予報する系統誤差があり(第2.1.3項(2)参照) このことが転向後の台風の進行速度が系統的に遅いことに影響していると考えられる。

(2) 強度予報の検証

2000年と2001年の、TYMによる台風中心気圧の予報の平均誤差(以下MEと略す)と平方根平均二乗誤差(以下RMSEと略す)を図1.4.4に示す。2000年は予報期間を通して正のバイアスがあり、台風の中心気圧の深まりを十分表現できていなかった。これに対して2001年はバイアスが小さくなって、これまで解像度が低いために表現できなかった台風の中心気圧を、より現実的に表現できる場合が多くなったと考えられる。RMSEは、72時間までは2000年より2001年の方が小さく、予報精度は向上している。しかし、72時間以降は2001年の方がRMSEがわずかに大きくなっている。Sakai et al (2002)によれば、上陸しない事例に限った検証では、72時間以降も強

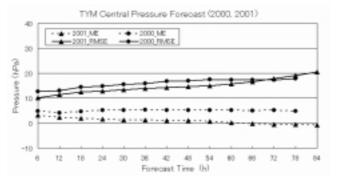


図1.4.4 2000年と2001年のTYMの台風中心気 圧予報誤差 (ME,RMSE)

が2000年、 が2001年に対応し、点線が ME、実線がRMSEを表わしている。2000年 は78時間予報まで、2001年は84時間予報まで である。

度予報の精度が改善しており、上陸台風の進路予報 誤差が強度予報に悪影響を与えていることが示唆さ れている。この点は今後の課題である。

次に、TYMの48時間予報における台風中心気圧の 予報と解析の散布図を図1.4.5に示す。解析の中心気 圧が940hPa以上の台風については、わずかに深く予 報する傾向があるものの、直線y=x付近に分布しており、各階級の平均値も直線y=x付近にあり、予報精度が良いといえる。一方、解析の中心気圧が940hPa未満の台風については、解析よりも浅く予報する傾向が見られる。

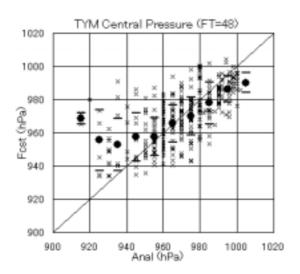


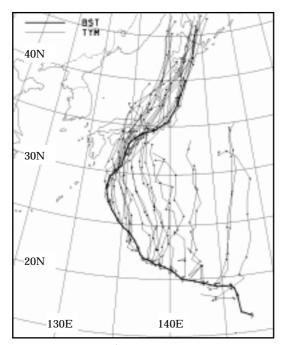
図1.4.5 TYMの台風中心気圧の48時間 予報と解析値の散布図(2001年) 縦軸は予報、横軸は解析値を表し ている。×は個々の予報・解析値、 は10hPa毎の平均誤差、-は(平均誤 差)±(標準偏差)をそれぞれ表して いる。

1.4.3 TYMの台風ボーガスの改良

(1) 台風ボーガス領域の変更

2001年に発生した台風に対するTYMの進路予報 のうち、台風第11号の予報誤差は特に大きく、年間 の全台風に対する進路予報の成績に大きな影響を及 ぼした。図1.4.6は台風第11号に対するTYMとGSM のそれぞれの全進路予報とベストトラックによる台 風の進路を示したものである。転向前に台風が西進 して東経140度に達する前は、TYM,GSM共に実況 とは異なる北上の予報を示しているが、これは実況 で日本の南東海上に寒冷渦があり、モデルでは台風 と寒冷渦との相互作用を予報していたが、実際には 相互作用がなかったためと考えられる。この点につ いては、これから述べる台風ボーガスの改良とは直 接関係ないので議論はしない。転向前の台風が西進 して東経140度を越えると、GSMは実況に近い進路 を予報しているのに対して、TYMは各予報開始直後 から北上を予報して、実況と大きく異なっている。 TYMはGSMの予報値を側面境界値として利用し、 また初期値もGSMと同じ全球解析を用いているた め、一般的に進路予報は似ていることが多い。しか し、TYMはGSMとは異なった独自の方法で台風ボ ーガスを作成して初期場に台風を表現していること から、TYMの台風ボーガスが大きく影響していると 考えられた。

TYMの台風ボーガスは、衛星観測や通報された観測データをもとに気象庁予報課が現業作業の中で速



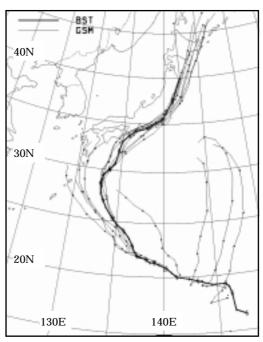


図1.4.6 前現業モデルでの2001年台風第11号の全進路予報とベストトラックによる台風進路 左図がTYMの全進路予報、右図がGSMの全進路予報。TYMは1日4回(00,06,12,18UTC初期値) の84時間予報、GSMは1日2回(00,12UTC初期値)の90時間予報まで描画している。 太線がベストトラック、細線が予報。

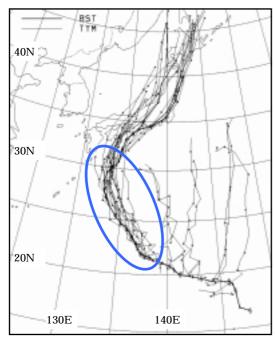


図1.4.7 TYMの台風ボーガス領域の半径に上限 を設定した場合の2001年台風第11号の全進路 予報とベストトラックによる台風進路

1日4回(00,06,12,18UTC初期値)の84時間 予報。楕円で示す部分の進路予報が大きく改善 している。太線がベストトラック、細線が予報。

報的に決定した台風の強風半径(風速30kt半径)と中心気圧を基に作成したボーガス台風を、全球解析で作られた初期場に埋め込むことにより作成されている(上野 2000)。初期場にボーガス台風を埋め込む領域は強風半径で決定されていて、強風半径が300km未満では、強風半径の2倍、300km以上では強風半径+300kmを半径とした円内である3(上野2000; JMA 2002)。

台風第11号は強風半径が他の台風と比べて特に大きく解析されたことが特徴であり、最も大きかった時(2001年8月17日18UTC)には強風半径は南北約890km、東西約1100kmであった。このときのTYMの台風ボーガス領域は半径約1300kmに達し、全球解析で作成された初期場に広範囲にわたりボーガス台風を埋め込んでいる。このため、TYMの台風ボーガスによって解析場を必要以上に変えたことによる悪影響の可能性が考えられた。そこでボーガス領域の半径に800kmの上限を設定する(強風半径500km以上の台風についてはボーガス領域の半径を一定とする)ことを試みた。図1.4.7はボーガス領域の半径にこの上限を設定した場合のTYMにおける台風第11号の全進路予報である。図1.4.6と比較すると、転

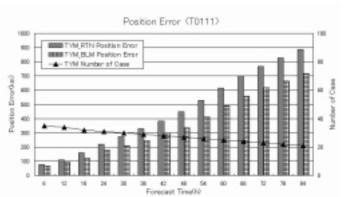


図1.4.8 前現業モデルとボーガス領域の半径に上限を設 定した場合の2001年台風第11号の進路予報誤差と事例 数

棒グラフが位置の予報誤差で左側の縦軸に対応。折れ線グラフが事例数で右側の縦軸に対応。横軸が予報時間。凡例のTYM_RTNが前現業モデルでの進路予報誤差、TYM_BLMがボーガス領域に上限を設定した場合の進路予報誤差を表している。

向前に台風が東経140度以西を北西進中に現れていた台風を北上させる系統誤差が大きく改善されている。台風第11号に対する進路予報誤差(図1.4.8)も大幅に改善されている。

この台風ボーガス領域の半径に上限を設定する影響が及ぶ他の台風についても評価したところ、進路予報誤差は改善もしくは中立であった。このことから、台風ボーガス領域の半径への上限の設定を2002年台風第3号から現業化している。

(2) ボーガス台風構造の変更

TYMでは、強度予報資料を提供することを大きな 目的としているため、ボーガス台風作成時に実況と ほぼ同程度の中心気圧を持った台風を作成している 4。 第1.4.2項で述べたようにTYMの高解像度化によ り、台風の中心気圧をより現実に近い深さまで表現 できる場合が多くなったが、水平スケールが小さく 中心気圧が深い台風の中には、高解像度化後のTYM でも現実に近い深さの中心気圧を表現することがで きないものが少なくない。そのような場合、実況に 近い中心気圧を持ったボーガス台風を初期場に作成 しても、中心付近の構造が解像度と比較して細かす ぎるため、その構造を維持することができない。こ のため、予報の初期の段階でモデルで表現できる構 造になるまで台風の中心気圧が急激に浅くなること があり、このことが、不必要に予報の場を乱し予報 結果に悪影響を与える可能性があった。そこで、強

³ 強風域が偏っている場合は、長半径と短半径の平均を円とする領域内となる。

⁴ 全球解析や領域解析で作成する台風ボーガスは、モデルの解像度などを考慮して中心気圧を浅めている場合が多い (大野木 1997)。

風半径と中心気圧の解析値によって決定されるボーガス台風に替えて、モデルの解像度で表現可能な構造となるように中心気圧を調整(浅く)したボーガ

ス台風を作ることを試みた5。

図1.4.9は2001年12月22日00UTC初期値の2001 年台風第25号のTYMの予報における、台風中心を通

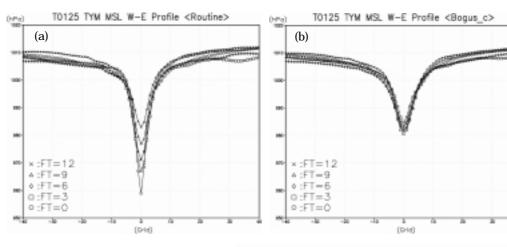
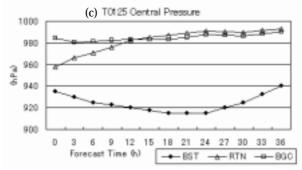


図1.4.9 台風中心付近の海面気圧の東西 方向プロファイル(a),(b)と36時間の中 心気圧予報(c)

(a)が前現業モデル、(b)が解像度を考慮した台風ボーガスモデルを表わす。縦軸は中心気圧、横軸は0を中心とした東西方向の格子番号。

(c)のグラフの中で、BSTが解析値、 RTNが前現業モデル、BGCが解像度を 考慮した台風ボーガスモデルを表わす。 縦軸は中心気圧、横軸は予報時間。



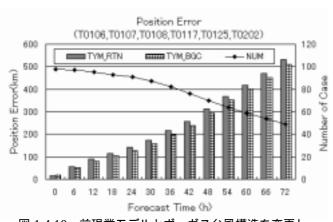


図 1.4.10 前現業モデルとボーガス台風構造を変更した場合の進路予報誤差と事例数(2001 年台風第6,7,8,17,25 号と2002 年台風第2号)

棒グラフが位置の予報誤差で左側の縦軸に対応。 折れ線グラフが事例数で右側の縦軸に対応。横軸が 予報時間。凡例の TYM_RTN が前現業モデルでの進 路予報誤差、TYM_BGC がボーガス台風構造を変更 した場合の進路予報誤差を表わしている。

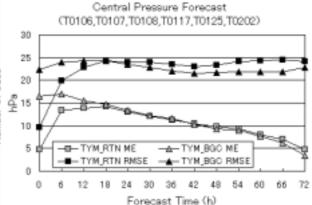


図1.4.11 前現業モデルとボーガス台風構造を変更した場合の中心気圧予報誤差(2001年台風第6,7,8,17,25号と2002年台風第2号)

凡例のTYM_RTNが前現業モデルでの中心気圧予報誤差、TYM_BGCがボーガス台風構造を変更した場合の中心気圧予報誤差を表わしている。

⁵ ボーガス台風の海面気圧のプロファイルを作成する際、台風の中心付近で気圧傾度が最大となる地点の半径がモデルの格子間隔の2倍より小さくならないように、海面気圧のプロファイルを調整している。ボーガス台風の海面気圧のプロファイルの作成については、大野木(1997)や上野(2000)、JMA(2002)を参照。

る東西方向の海面気圧プロファイルである。モデル の解像度を考慮しないボーガスを利用した場合(a) は、周辺部の気圧プロファイルがあまり変わること なく、予報開始直後から中心気圧が急激に上昇する。 一方モデルの解像度を考慮したボーガスを利用した 場合(b)は、予報開始後12時間までは中心気圧がほと んど変わっていない。予報初期時刻から36時間予報 までの中心気圧の予報と解析値を示した図1.4.9(c) を見ると、現在のTYMの解像度では、この事例の台 風の中心気圧を十分表現できないため、両方とも実 況より中心気圧は浅い。しかし時間変化傾向を見る と、実況では24時間予報にあたる時刻まで台風は発 達しているのに対して、(a)は予報開始直後から中心 気圧が浅くなるが、(b)はそれほど急激に中心気圧が 浅くなることがない。気圧の変化傾向と12時間以降 の予報誤差の違いを考慮すると、モデルの解像度を 考慮した場合(b)の方が有効といえる。

また、このボーガス台風構造の変更の影響が及ぶ他の台風についても評価したところ、進路予報誤差(図1.4.11)の統計では、予報初期の中心気圧を除いて、モデルの解像度を考慮したボーガスの方が良い成績となっている。以上のことから、初期値における中心気圧が解析値より浅くなったとしても、モデルの解像度を考慮したボーガス台風を初期場に埋め込んだ方が、より良い予報資料を提供できることがわかる。解像度を考慮したボーガス台風の作成は、2002年台風第12号から現業化している。

1.4.4 まとめ

2001年のTYMによる台風予報の検証の結果、以下の特徴が見られた。

- ・進路予報誤差について、過去5年間と比較して大きな改善は確認できなかった。
- ・進路予報の系統誤差として、TYM、GSMともに、 転向後に実況よりも西側に台風を予報する傾向 がある。これはGSMで日本付近の西風を弱く予 報する系統誤差に起因するものと考えられる。
- ・強度予報について、モデルの高解像度化によって台風の中心気圧の予報のバイアスが小さくなり、モデルで台風の中心気圧をより実況に近く表現できる場合が多くなった。
- ・解析の中心気圧が940hPa未満の強い台風についてはかなり弱く予報し、逆に弱い台風については、中心気圧をやや強く予報する傾向がある。
- ・台風の中心気圧の予報のRMSEは、72時間予報 までは2000年よりも良くなっているが、それ以

降の時間は若干悪くなっている。台風が上陸するタイミングの予報のずれが影響していると思われ、進路予報と合わせて改善を図っていくことが必要である。

TYMの台風ボーガスについて、 台風ボーガス領域の半径に上限を設定する、 解像度を考慮したボーガス台風を作成する、という2点の変更を行った結果、以下の改善が見られた。

- ・TYMの台風ボーガス領域の半径に上限を設定したところ、2001年台風第11号の進路予報が大きく改善された。他の台風についても改善もしくは中立の結果となった。
- ・ボーガス台風の構造を作成する際、解像度を考慮することによって、中心気圧の変化傾向や12時間予報以降の予報誤差が改善されたとともに、 進路予報もほぼすべての予報時間にわたって改善された。

台風ボーガスを通じた初期値の改良が、予報期間 の後半まで大きな影響を与える事例が見られたこと からもわかるように、台風の予報に対する初期値の インパクトは大きい。台風ボーガスの改良について は、今後もさらに調査を進めていく必要がある。

参考文献

- 上野充, 2000: 数値予報モデルによる台風予報. 気象研究ノート, **197**, 131-286.
- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 酒井亮太, 2001: 台風モデル (TYM). 平成13年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 26-29.
- 露木義,2001:新しい数値解析予報システムの概要. 平成13年度数値予報研修テキスト,気象庁予報 部,1-3.
- JMA, 2002: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Numerical Weather Prediction Progress Report, 157pp.
- Nagata. M and J. Tonoshiro, 2001: A simple guidance scheme for tropical cyclone predictions. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No.4, 21-34.
- Sakai. R, H. Mino and M. Nagata, 2002: Verifications of tropical cyclone predictions of the new numerical models at JMA. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No.5, 1-18.

第2章 全球モデル

2.1 全球モデルの統計的検証1

2.1.1 はじめに

ここ数年間の全球モデル(以下GSMと略す)および全球解析に関する主な変更は以下のとおりである(松村 2000: 竹内 2002)。

- ・1999年12月の物理過程の大幅な変更。降水・雲水過程や放射過程などが改良された。
- ・2001年3月の数値解析予報システム(NAPS)更新時の大規模な変更。鉛直層数の増加や積雲対流スキーム、放射過程、地形データの改良を行った。
- ・2001年9月以降の全球解析への3次元変分法(以下 3D-Varと略す)の導入。

本節では、現NAPSの運用を開始した2001年3月 以降を中心に、GSMの予報精度と系統的な誤差特性 について報告する。

2.1.2 予報スコアの推移

216時間予報を行っている12UTC初期値のGSM について、主な予報要素の月別スコアの年々変化を領域別²に検証する。本項では、予報値とその予報対象時刻の予報初期値(初期値化された解析値)³との平方根平均二乗誤差(RMSE)を「予報誤差」とする。

まず、上層風の予報誤差を見る。図2.1.1に、北半 球域と南半球域の250hPa面における風ベクトルの 72時間予報の予報誤差の推移を示す。図中の点線は、 GSMの仕様と全球解析を大きく変更した時期(前項 参照)を示す。1999年12月の物理過程の変更により、 北・南半球域ともに予報誤差は減少してきた。2001 年9月の3D-Var導入後は予報誤差がさらに減少して おり、風の場の予報が改良されたことがよく分かる。 図は省略するが、熱帯域も同様に予報誤差が減少し ている。また、下層風(850hPa面の風ベクトル)に関 しても、上層風と同様、予報誤差が減少している(図 略)。なお、南半球域は北半球域と比べて解析に利用 できる観測データが少ないため、予報精度が劣る。 また、北半球域と南半球域で予報誤差の変化の位相 が逆になっているのは、冬季の方が夏季よりも気象 の変化が大きく、予報誤差も大きくなるためである。

次に500hPa面の気温の予報誤差を見る。図2.1.2に、北半球域と南半球域の500hPa面における気温の

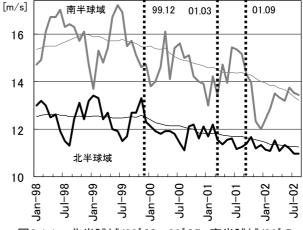


図2.1.1 北半球域(20°N~90°N)・南半球域(90°S~20°S)における250hPa面の風ベクトル72時間予報の予報誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値を示す。

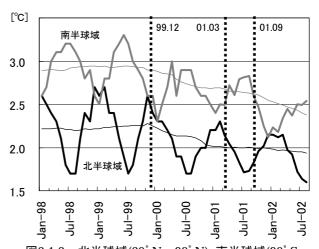


図2.1.2 北半球域(20°N~90°N)・南半球域(90°S~20°S)における500hPa面の気温72時間予報の予報 誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値 を示す。

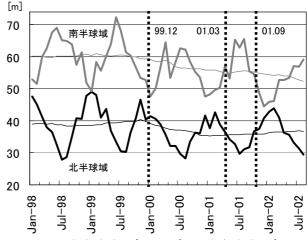


図2.1.3 北半球域(20°N~90°N)・南半球域(90°S~20°S)500hPa面の高度72時間予報の予報誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値を示す。

¹ 平井 雅之

 $^{^2}$ 検証ルーチンでは、全球を「北半球域 $(20^\circ \text{N} \sim 90^\circ \text{N})$ 」・「熱帯域 $(20^\circ \text{N} \sim 20^\circ \text{S})$ 」・「南半球域 $(90^\circ \text{S} \sim 20^\circ \text{S})$ 」の3 領域に分割している。ここでは、「北半球域」と「南半球域」のみを図示する。

³ 例えば、「11月14日12UTC初期値の24時間予報値」を「11月15日12UTCの予報初期値」と比較する。

72時間予報の予報誤差の推移を示す。予報誤差は、1999年12月のモデル変更以降減少している。2001年9月以降には、南半球域で予報誤差のさらなる減少が見られ、北半球域でも若干ではあるが予報が改善している。

一方、500hPa面の高度(図2.1.3)では、1999年12月のモデル変更により改善が認められるが、3D-Var導入前後では、南半球域では予報誤差がやや減少しているものの、北半球域では改善が認められない。現段階では、北半球で500hPa面の高度の予報が改善されない理由は見つからずにいる。今後、より詳細な緯度帯や高度別の検証を行い、予報誤差を大きくしている原因を調査する。

2.1.3 系統誤差の特徴

ある期間で平均した予報値とその予報対象期間の解析値(または予報初期値)との差を「系統誤差」という。系統誤差から、モデルで予想される場にどのような偏りがあるかを調べることができる。

ここでは、2001年12月~2002年1月(冬季)、2002 年6月~7月(夏季)の主な予報要素(高度・海面気圧・ 風・気温)の系統誤差の特徴を、夏季の太平洋高気圧 圏内と、偏西風帯近傍とその北側について述べる。 降水量予想の特徴に関しては、第2.1.4項で述べる。

(1) 夏季の太平洋高気圧圏内の予想

500hPa面の東西風速・高度、850hPa面の気温、および海面気圧の72時間予想の系統誤差(予報値 - 解析値)を図2.1.4に示す。

500hPa面で太平洋高気圧の勢力の目安となる 5880mの等高線を見ると(図2.1.4の2段目左)、 5880mを超える領域が高気圧の北側を除いて狭くなる(すなわち太平洋高気圧の勢力を高気圧の北側を除いて弱く予想する)傾向がある。この原因として考えられるのが、中・低緯度の対流圏下層に見られる低温バイアスである。850hPa面の気温(図2.1.4の3段目左)を見ると、中・低緯度には広く負偏差が分布している。この負偏差は、図に示した範囲よりさらに南方の、南半球中緯度まで広く分布しており、特に北半球の低緯度の海上で顕著である。冬季も日本の南海上は、夏季ほどではないものの弱い負偏差となっており、図には示さないが南半球低緯度で最も顕著になる。

モデルが対流圏下層の気温を解析値より低く予想 すると、対流圏下層の層厚4が薄くなるため、対流圏 中層の高度が低く予想される。低温バイアスの要因として考えられるのが、モデルの積雲対流過程の中における対流性降水の再蒸発の取り扱い5と、予報初期に対流が強すぎるために(第2.1.4項参照)その後は成層を過度に安定化(下層を冷やしすぎ上層を暖めすぎる)して予想することである。

海面気圧で見た場合(図2.1.4の4段目左)、太平洋高気圧から東西にのびる気圧の尾根(高気圧が日本付近へ張り出す軸)の南側は負偏差となっており、日本の南での高気圧の張り出しは弱い。

一方、300hPa高度(図2.1.5)は、日本とその南では正偏差で高気圧を弱める傾向は見られず、チベット高気圧の日本付近への張り出しは、解析値よりも強く予想する傾向がある。これは、チベット高原から西太平洋において、下層気温の負偏差の高度場への影響を打ち消すほど、300~500hPaの気温場が正偏差となっているためである。

このように、対流圏の中でも高度によって誤差特性が異なる点は、注意する必要がある。

(2) 偏西風帯近傍とその北側の予想

夏季の500hPa面の高度(図2.1.4の2段目左)を見ると、中国大陸から日本のはるか東海上にかけて広く正偏差となっている。この正偏差域と太平洋高気圧の北端との間では等高線の間隔が広く予想される傾向があるため、本州から日本の東海上にかけての500hPa面の東西風速(日本付近では西風)を弱く予想する傾向がある(図2.1.4の1段目左)。前項で述べたように、上層風の予報誤差(RMSE)は改善されてきたものの、風を弱く予想する系統的な誤差は依然として残っていることが分かる。500hPa面の西風を弱く予想する傾向は、昨年の夏季にも見られたもので、台風の進路予想に影響を及ぼした可能性がある(第1.4.2項参照)。

冬季の500hPa面の高度(図2.1.4の2段目右)は、シベリア東部から本州付近にかけて正偏差となっている。図2.1.6に1週間後の予想(168時間予想)の系統誤差を示す。168時間予想では、500hPa面の高度の正偏差はさらに広がり、偏差も大きくなる(本州付近の最大値が約+50m)。また、冬季の海面気圧は、72時間予報で見られる本州から日本の東海上とオホーツク海北部の正偏差が、168時間予想では日本付近で最大+4hPaに強まり、分布も拡大する(図2.1.6右)。これらの正偏差は、出現場所は多少異なるが、春・秋にも見られる。

⁴ 等圧面間の高度差を「層厚」という。等圧面間の平均気温(厳密には平均仮温度)が高いほど、空気は膨張して層厚が厚くなる。例えば、地上気圧が同じ場合、地上から500hPaの平均気温が高いほど、500hPa高度は高い。

⁵ GSMでは、大気の下層で対流性降水が蒸発する際にその領域の気温を下げる効果を考慮しているが、その効果を 過大に評価していることが分かっている。詳細は中川 (2001)を参照のこと。

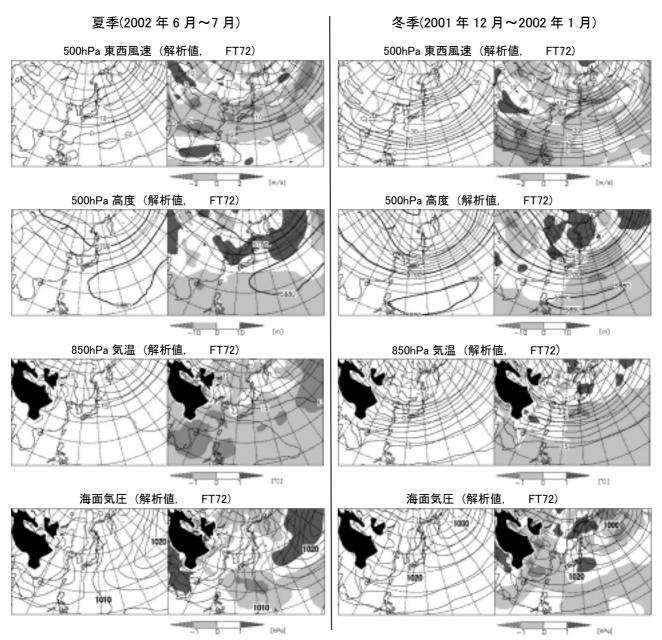


図2.1.4 2002年6~7月(左列)と2001年12月~2002年1月(右列)のGSM72時間予報の解析値に対する系統誤差。図の1段目は500hPa面の東西風速で等値線の間隔は5m/s。図の2段目は500hPa面の高度で等値線の間隔は60m。3段目は850hPa面の気温で等値線の間隔は3。4段目は海面気圧で、等値線の間隔は2002年6~7月が2hPa、2001年12月~2002年1月が4hPa。各図の左側は解析値、右側は72時間予報値。陰影部は系統誤差の分布を示し、薄い陰影部は負偏差、濃い陰影部は正偏差。また、850hPaと海面気圧に関しては、標高の高い領域を黒色で着色してある。

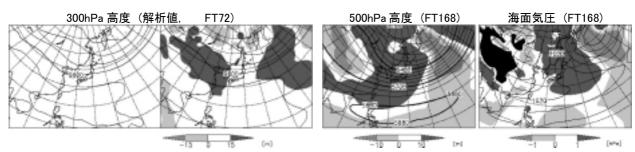


図2.1.5 2002年6~7月におけるGSMの300hPa面の高度の解析値に対する系統誤差。左が解析値、右がGSM72時間予報値。等値線の間隔は120m。陰影部は系統誤差の分布を示す。

図 2.1.6 2001 年 12 ~ 2002 年 1 月 に お け る GSM の 500hPa面の高度(左)と海面気圧(右)の解析値に対する系統誤差。等値線の間隔は図2.1.4右列と同じ。陰影部は系統誤差の分布を示す。

2.1.4 降水量予想の特徴

ここでは、GSMによる、熱帯と日本付近の降水量 予想について検証する。

なお、2002年度中に、積雲対流スキームなど熱帯に影響の大きい物理過程の変更や、極軌道衛星NOAAが観測する放射データの直接同化を導入する計画があり、熱帯の予報特性は大きく変わる可能性がある。

(1) 熱帯の降水量予想

図2.1.7に、24時間予報までの積算降水量、予報4日目~5日目の24時間降水量と、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセット6の2002年6~7月における2ヶ月平均を示す。予報開始直後の24時間降水量は、解析値に比べて過大に予想されており、特に西太平洋から東南アジアにかけて顕著である。また、1~5[mm/day]の比較的弱い降水域は、24時間予報までの積算降水量、予報4日目~5日目の24時間降水量ともに、解析値よりも広く予想されている。

こうした熱帯の雨域予想の誤差は、熱帯の大規模な循環場の予想に関連している。図2.1.8に、初期値と24時間予報の鉛直流の帯状平均(等緯度線に沿って東西方向に360°平均した値)を示す。初期値では、赤道よりやや北半球側に上昇流域の極大、中緯度の亜熱帯高圧帯で下降流域のある分布となっている。しかし、24時間予想ではこれらの領域の上昇流・下降流の強さがともに弱まっている。これは、予報が別に対流が過度に強く、降水も過大に予想されるよりに発過しても、この循環が弱い特性は変わらない(図略)。この結果、数日先の熱帯の降水は、初期の予想値・解析値のいずれと比べても少なく予想される。

熱帯の大気の流れの変化は、太平洋高気圧の消長 や梅雨前線の活動、熱帯擾乱の動向など暖候期を中 心に日本域へも影響を及ぼすため、衛星解析データ などを用いながら、今後も降水量予想の監視を続け ていく。

(2) 日本付近の降水量予想

GSMの検証ルーチンでは、全国(陸上)を80km格子に区切り、12時間ごとのアメダスによる降水量と

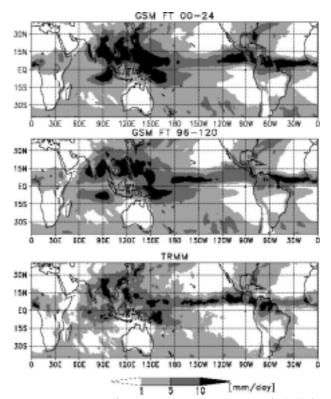


図2.1.7 2002年6~7月におけるGSMの予報開始直 後の24時間降水量(上)と予報4日目~5日目(96~ 120時間予報)の24時間降水量(中)、TRMM解析値の 降水量(下)の2ヶ月平均の分布。

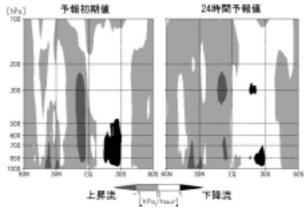


図2.1.8 2002年6~7月におけるGSMの東西方向で平均した上昇流(上向きは負)。左が解析値、右が24時間予報値を示す。

モデルの予想降水量を比較して、全国集計をしたスコアを算出している。ここでは、12UTC初期値のGSMとRSMについて、検証時間間隔をルーチンより短い6時間として、全国を6地方(北海道、東北、関東・中部、近畿・中国・四国、九州、沖縄)に分けて集計した検証結果を述べる。また、GSMの予報特性を把握しやすくするため、RSMの検証結果も参照する。

2002年6~7月におけるGSMとRSMの6時間降水量のバイアススコア(閾値1.20mm)の全国集計を、図

⁶ NASAおよび宇宙開発事業団によって作成された、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセットを利用。このデータセットは、TRMMと静止気象衛星および地上雨量計のデータから作成される。

⁽http://www.eorc.nasda.go.jp/TRMM/index_j.htm)

2.1.9に示す。また、図2.1.9には、2001年12月~2002年1月のスコア(閾値1mm)も合わせて示す。GSMのスコアは、閾値1mmで常に1より大きく、閾値20mmでは0.5以下と小さく、両閾値のスコアともRSMに比べて1から離れた値になっている。

閾値によりバイアススコアが大きく異なるということは、そのモデルが弱い降水と強い降水で表現特性が異なっていることを意味する。そこで、モデルの基本的な降水特性を調べるため、予報1~2日目(FT24~48)の24時間降水量のバイアススコアを見る(図2.1.10)。RSMのスコアは、寒候期と暖候期で違うものの、閾値がある程度の大きさになるまでは1.0~1.3程度でほぼ一定になっている。一方、GSMは、暖候期・寒候期とも、閾値が大きくなるほどスコアが小さくなってしまう。GSMの予報特性の一つとして、「まとまった雨が予想されにくく、弱い雨が広範囲に予想される」ことが挙げられる。

また、GSMの閾値1mmのスコアは、00,12UTC 初期値とも12時間ごとに高低を繰り返し、予報対象時刻が09~15,15~21JSTの時に極大になっている。これは日中の不安定性降水の見込まれる地域に、広く弱い降水を予想する傾向がある(海老原・松本2001)ためと考えられる。この傾向は冬季にもわずかに見られるが、夏季に明瞭である。

図2.1.11に、GSMとRSMのエクイタブルスレットスコア⁷(以下ETSと略す)の全国集計を示す。ETSは降水を予想した事例のうち気候学的確率から適中できる事例を除いて算出するスコアで、スレットスコアを用いるよりも正当に降水に関するモデルの特性を評価できる。ETSの最大値は1である一方、気候値予報と同精度であれば、たとえ予報の適中した事例があっても0になってしまう。閾値1mmのETSは、予報1日目はGSMがRSMを下回っているものの、予報2日目はGSMとRSMでほぼ同程度となっている。閾値20mmのETSは、予報時間の経過とともに低くなり、予報4日目以降は0に近づいて横ばいとなる。

また、FT24~48の24時間降水量における地方別のETS(閾値1mm)を見ると(図2.1.11上段)、GSMの成績は、北海道と九州でRSMとほぼ同じほかはRSMより悪い。特に沖縄におけるGSMの成績は極めて低い。これは、バイアススコアが2.21(図2.1.11下段)と大きく、全検証事例の44%(1151事例中510事例)が空振りとなっているためである。他の地方でもGSMのバイアススコアは1.2以上となっており、GSMが24時間で1mm程度の弱い雨を平均的な発現頻度に比べてあまりに過剰に予想することが、成績を低くさせる原因になっている。図は省略するが、

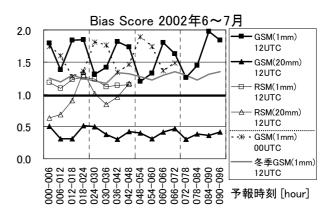


図2.1.9 2002年6~7月の、アメダス6時間降水量(80km 格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)降水量のバイアススコアの全国集計。同期間の00UTC 初期値と2001年12月~2002年1月のGSM(12UTC初期値)のスコア(閾値1mm)も合わせて示す。

Bias Score (FT24~48)

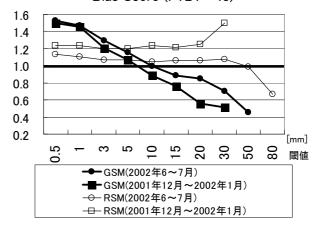


図2.1.10 2002年6~7月と2001年12月~2002年1月の、アメダス降水量(80km格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)の予報1~2日目(FT24~48)の24時間降水量のバイアススコアの全国集計。 閾値が大きく、閾値以上の降水量を観測・または予報した事例数が少ない(150未満)場合は描画しない。

Equitable Threat Score 2002年6~7月

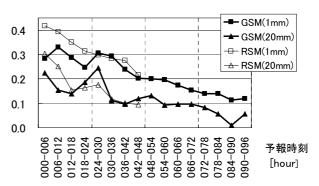


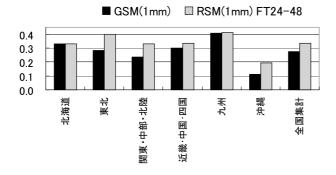
図2.1.11 2002年6~7月の、アメダス6時間降水量 (80km 格子の平均降水量)に対するGSM・ RSM(12UTC初期値)降水量のETSの全国集計。

⁷ エクイタブルスレットスコア(ETS)の算出法は、気象庁 予報部(2001)を参照のこと。

冬季のFT24~48について検証すると、沖縄では冬季(2001年12月~2002年1月)もバイアススコアが6地方中で最も高く(1.76)、ETSも6地方中で最低(0.23)となっている。

今後は、検証時間間隔をより短く(3時間)した検証を行うほか、海外の数値予報センターの全球モデルによる日本付近の降水量予報の検証も行い、GSMの降水予報特性の調査をさらに進める。

2002年6月~7月 Equitable Threat Score



2002年6月~7月 Bias Score

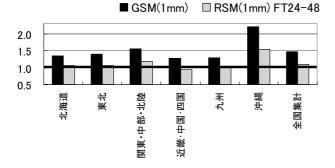


図2.1.12 2002年6~7月の、アメダス降水量(80km 格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初 期値)の予報1~2日目(FT24~48)の24時間降水量 の地方別スコア。上段はETS、下段はバイアスス コア。いずれも閾値は1mm。

2.1.5 まとめ

GSMの予報スコアと系統的な誤差特性について 検証を行った。

気温や風の場の予報精度は、3次元変分法の導入 (2001年9月)以後改善された。しかし、高度場の予報 精度には明瞭な改善が認められなかった。

また、GSMには、中・低緯度の低温バイアスと関連して、太平洋高気圧の北端を除いて弱めに予想する系統的な誤差がある。一方、偏西風帯の北側では、予報時間の経過とともに強まる高度場の正偏差があり、日本付近の偏西風の強さが暖候期・寒候期とも弱くなる傾向があることが分かった。

降水の検証では、予報初期に西太平洋から東南アジアにかけて過剰に予想される傾向があり、その後、熱帯における大気の大規模な循環が弱まる傾向がある。国内の降水量予想について、アメダスによる検証では、強い降水は予想されにくく弱い降水が広範囲に予想される傾向が確認された。

数値予報課では、2002年度中に積雲対流の物理過程の改良(中川 2001)や衛星データ同化の改良などを行う計画で、これらの改良により低温バイアスの緩和や太平洋高気圧の表現の改良が期待される。これらは熱帯の予想に影響があるほか、日本付近に予想される降水のおよそ半分(季節により異なる)は、積雲対流過程を経て算出されることから、熱帯のみならず日本付近の降水表現へのインパクトも考えられる。引き続き、予報スコアや系統誤差特性を監視していく。

参考文献

海老原智, 松本逸平, 2001: 降水量・降水確率ガイダンス. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 50-51.

気象庁予報部,2001: 統計的検証に用いる代表的な スコア. 平成13年度数値予報研修テキスト,気象 庁予報部,64-65.

竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17-36.

中川雅之,2001: 熱帯下層の低温バイアス. 平成13 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 36-37.

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.

2.2 全球3次元変分法の改良1

2.2.1 はじめに

気象庁は2001年9月末に全球客観解析の手法とし て3次元最適内挿法(多田 1997)に代えて、3次元変 分法(竹内 2002)を導入した。両手法とも解析時刻 の予報値(第一推定値)を観測データを用いて修正 すること(これを同化という)により最適な解析場 を作成する手法であるが、3次元最適内挿法では解析 変数と線形関係にある物理量の観測データしか同化 できないのに対して、3次元変分法にはそのような制 限がない。従ってこの方法によれば、衛星観測によ る放射強度データ、可降水量(水蒸気の鉛直積算量) データ、海上風速データなど、最適内挿法では直接 利用することが困難であった観測データの同化が可 能になる。この意味で3次元変分法は今後比重が増大 するとみられる衛星観測データを利用する上で不可 欠な技術といえる。また3次元変分法では全観測デー タを使用して全球を一括して解析するため、最適内 挿法より力学的にバランスした解析値が得られる。

このように解析手法として有用な3次元変分法であるが、今回の導入後に課題も見つかった。現在導入されている3次元変分法の定式化では背景誤差²の大きさはモデル面上で全球一様と仮定されている。この仮定は、計算効率を考慮して採用されたものであるが、実際は緯度帯など場所によって背景誤差は異なる。このことに関連して全球解析への3次元変分法導入後、いくつかの問題が発生した。この節ではこれらの問題について説明し、それに対する改良および現在も残されている課題について述べる。

2.2.2 熱帯の降水過多および上層発散過大の問題 3次元変分法のルーチン化以降、東太平洋、大西洋、インド洋の赤道のやや北側で予報初期に降水が過多となり、上層に強い発散場が形成されていることが明らかになった。図2.2.1に3次元変分法を導入した2001年9月25日前後の日の予報初期6時間降水量を示す。熱帯降雨観測衛星(TRMM)による熱帯の降雨分布3の同時期の一ヶ月平均及び3次元最適内挿法による降水量と比較して、3次元変分法導入後の降水量は多すぎることがわかる。調査したところ、この領域では可降水量4の解析インクリメント5が正にな

っていた。一方同じ領域の3次元最適内挿法の解析では可降水量の解析インクリメントがほとんどなかった。つまり、この領域においては3次元変分法による解析が可降水量を大きくしており、このことが降水過多の原因となっていると考えられる。そして、この解析インクリメントは以下に示す理由により、ATOVS⁶の層厚データに起因していることが分かった。

現在の3次元変分法では背景誤差が全球で水平方 向には一定であると仮定している。しかし空間的、 特に南北に変動の大きな比湿については、その予報 誤差も場所によって変動が大きく、全球で一定とい う仮定を満足しない。そこで場所による大きな変動 を回避するため、3次元変分法内部では対数比湿を解 析に用いており、対数比湿の背景誤差が全球で水平 方向に一定とみなしている。3次元変分法では、解析 インクリメントの代表的な大きさは背景誤差の大き さによって決まるため、対数比湿の背景誤差が全球 で一定ということは、対数比湿で見た解析インクリ メントの大きさがどこでも同じオーダーで入るとい うことを意味する。今説明のため対数の底を10とす る(実際は自然対数を使用している)と、対数比湿 に対する解析インクリメントが同じ1だとしても、第 一推定値の比湿が1の時は対数比湿0(比湿1)から対 数比湿1(比湿10)となり比湿の解析インクリメント は9となるが、第一推定値の比湿が10の時は対数比湿 1(比湿10)から対数比湿2(比湿100)となり比湿の 解析インクリメントは90となる。つまり、対数比湿 を用いると対数比湿に対する解析インクリメントの 大きさが同じでも、比湿に対する解析インクリメン トの大きさは第一推定値の比湿の大きさに依存する。 このことが原因で、比湿に関係する観測(相対湿度、 層厚等)を同化した時、熱帯の下層(第2.2.2項)の ように比湿の大きい湿った場所では比湿の解析イン クリメントはより大きく、逆に対流圏上層(第2.2.3 項)のように比湿の小さい場所では比湿の解析イン クリメントはより小さくなる傾向がある。

層厚は気温と比湿の関数(仮温度の関数)なので層厚の観測値を3次元変分法で同化すると気温と比湿の第一推定値を修正する、すなわち両者に解析インクリメントが生じる。第一推定値よりも大きな層厚の観測(正のD値⁷)が入ると層厚の定義式から気

¹ 成井 昭夫

² 背景誤差とは解析の出発点として使用する第一推定値の誤差のことであり、予報モデルの誤差の統計値である。

³ NASAおよび宇宙開発事業団によって作成された、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセットを利用。このデータセットは、TRMMと静止気象衛星および地上雨量計のデータから作成される。

⁴ 可降水量は他の解析量から診断的に求められる。

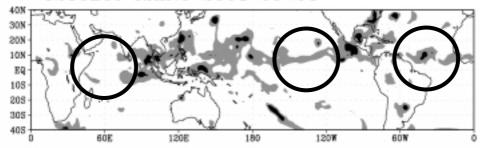
⁵ 解析インクリメントとは「解析値 - 第一推定値」、すなわち解析による修正量のことである。

⁶ ATOVSとは米国の極軌道衛星NOAAに搭載されたセンサーである。

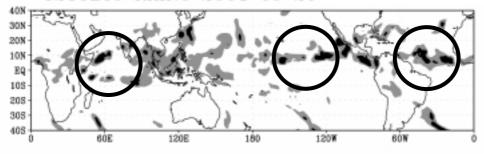
⁷ D値とは「観測値 - 第一推定値」のことである。

温、比湿の解析値はともに増加するが、どちらがど のように修正されるかはそれぞれの背景誤差の設定 による。比湿の背景誤差がモデル面毎に対数比湿で 一定値を与えられている現在の定式化に従えば、熱 帯の下層では比湿の値が大きいため、上記の理由に より気温よりも比湿に大きな解析インクリメントが

T213L40 RAIN6 2001 09 24 12ZINIT FT=6



T213L40 RAIN6 2001 09 26 12ZINIT FT=6



TRMM RAIN6 2001 09

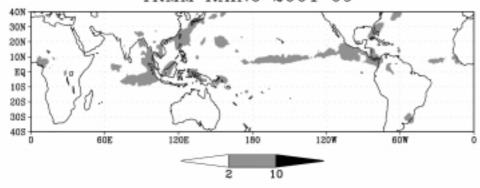


図2.2.1 3次元変分法導入(2001年9月25日)直後の降水過多

上段は3次元最適内挿法による解析に基づく前日2001年9月24日12UTC初期値からの6時間降水量。中段は3次元変分法による解析に基づく1日後2001年9月26日12UTC初期値からの6時間降水量。下段はTRMMによる2001年9月の6時間降水量の1ヶ月平均。赤道の北側の東太平洋、大西洋、インド洋で3次元変分法による解析は降水過多となっている。単位はmm/6hour。

生じやすい。結局、熱帯で、解析(層厚の正のD値 比湿の増大) 予報(降水過多 下層冷却) 解析 (層厚の正のD値) という正のフィードバックが予 報解析サイクルに生じて、降水過多が持続していた ものと考えられる。そこで、対処として様々な検討 を行った結果、層厚データの同化においては比湿は 第一推定値のものをそのまま使用することが現時は では適当であることが分かった。層厚は仮温度の関 数であるため、仮温度と気温、比湿の関係を次のように変更し、層厚の観測は気温の修正のみに利用され、比湿の解析インクリメントを生じなくなるよう にした。

(変更前) Tv = (1+0.608q) T (変更後) Tv = (1+0.608q_B) T

Tv : 仮温度 T : 温度

q : 比湿 q_s: 比湿 (第一推定值)

この結果、予報初期における熱帯の降水過多とそれに付随する対流圏上層の強い発散場が解消された。

2.2.3 相対湿度の観測データによる不自然に大きな気温の解析インクリメントの問題

3次元変分法導入後、対流圏上層を中心に気温の大きな解析インクリメントが発生した。調査したところ相対湿度の観測データにその原因がある事が分かった。

WMOの測器観測法指針によると、ラジオゾンデの相対湿度の観測については気温が-40 未満の場合に精度の低下する測器のあることが報告されており、

気象庁の観測点では気温が-40 未満の場合には相対湿度の通報を行わない。しかし、国外の観測点では観測気球が破裂するまで通報を行っている地点も多い。このため、相対湿度が一変量の単独解析であった3次元最適内挿法では300hPaに相当するモデル面より上層では信頼できるデータが少ないという理由で湿度の解析自体を行っていなかった。3次元変分法では気温と湿度の同時解析が可能となることから湿度の解析対象層をモデルトップまで引き上げた。その結果、対流圏上層を中心に気温の不自然に大きな解析インクリメントを引き起こす事態となった。

相対湿度は比湿と気温の関数であり、相対湿度を 観測値として同化すると比湿と気温の解析インクリ メントが生じる。対流圏上層のように非常に比湿の 小さい領域で相対湿度を観測値として入れると、第 2.2.2項で述べた理由により比湿の解析インクリメ ントは小さくなる。そして比湿の解析インクリメン トが小さくなる分、観測データの影響は気温の解析 インクリメントに、より大きく反映されてしまう。 図2.2.2に気温が-40 未満の場合の相対湿度観測を 使用した場合と使用しない場合の気温の解析差を示 す。300hPaではそれほど大きな解析差は生じていな いが、気温が-40 未満の場合の相対湿度観測の多い 100hPaでは相対湿度観測の同化によって気温の解析 に最大で2 以上の大きな差が生じていることが分 かる。これは上記の理由により対流圏上層では比湿 が非常に小さいため、相対湿度の観測によって気温 の解析インクリメントが大きく生じやすい状況のも

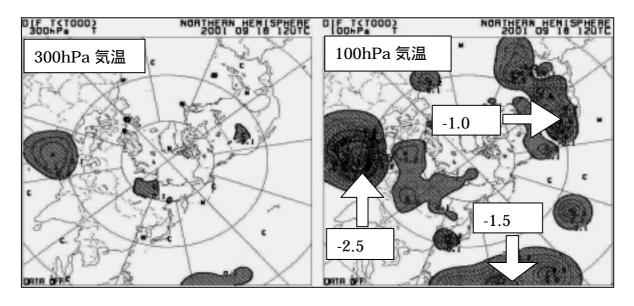


図2.2.2 気温が-40 未満の場合の相対湿度観測を使用した場合と使用しない場合の気温の解析差左が300hPa、右が100hPaでいずれも北半球。 色の着いている部分は解析差が±0.1 以上生じた場所である。

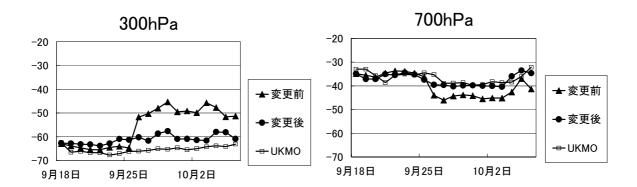


図2.2.3 全球解析場の南極上空(南緯85度の緯度平均値)の気温()の時系列 回帰係数を変更後の気温、変更前の気温、及び参考のためにUKMO(イギリス気象局)の全球解析場の気 温を示した。左図が300hPa、右図が700hPa(地上付近)。3次元変分法導入の9月25日に気温が極端に変動 している。回帰係数を変更後は極端な変動はない。

とで、誤差の大きい相対湿度観測を用いた解析が行われたことが原因と考えられる。

そこで、気温が-40 未満の場合の相対湿度観測データについては解析での利用を廃止して、このような弊害を回避することとした。これにより相対湿度の観測データによる気温の不自然に大きな解析インクリメントの問題は解消された。

2.2.4 南極域気温バイアスの問題

3次元変分法がルーチン化された2001年9月末から10月中旬にかけて、南極上の気温の解析値において、地上付近(南極は700hPa面が大部分)で負、300hPa付近で正のバイアスが生じた(図2.2.3)。調査の結果、南極上の気温の解析が南極大陸外の高度や地表気圧の観測による影響を大きく受けていることが判明した。そこで、遠く離れた場所の観測が南極の気温に過度に影響を及ぼさないようにする変更を試みた。

3次元変分法では地衡風などの関係を表現するために風と気温・地表気圧の変数間誤差相関は統計的に求めた回帰係数によって関係付けられている。回帰係数は波数空間で与えられるため、回帰係数の低波数成分は大きなスケールの変数間誤差相関を決めており、本来それほど大きい相関があるとは考えられない。大きなスケールの変数間誤差相関が大きなスケールの変数間誤差相関があることが原因で、遠く離れた場所の影響が南極の気温に影響を及ぼしている可能性があるため、回帰係数の低波数成分を小さく変更した。こうすることにより、非常に大きなスケールにおいては風とにより、非常に大きなスケールにおいては風とにより、非常に大きなスケールにおいては風とにより、非常に大きなスケールにおいては風とにより、非常に大きなスケールにおいては風とにより、非常に大きなスケールにおいては風際のように回帰係数を変更して解析をした結果、図2.2.3に示すように南極上の気温の解析値の大きなバイアスは解消した。

図2.2.4に第2.2.2項、第2.2.3項および本項の問題への対処を組み込んだ同化予報実験の結果を示す。500hPa高度、地上気圧ともに特に南半球で変更後(NEW)の方が予報誤差が小さくなり、大きく改善していることが分かる。なお、ここでは予報値と同予報対象時刻の予報初期値との平方根平均二乗誤差(RMSE)を予報誤差としている。このように明らかな予報の改善が確認されたので、2001年12月5日にルーチン変更を行った。

2.2.5 今後の課題

3次元変分法では3次元最適内挿法と異なり全球を 全体として解析するため、南極のように観測の極端 に少ない場所では、他の遠くの観測の影響が相対的 に強く効いてくることによって (近くの観測による 拘束が効かないため)第一推定値を不自然に大きく 変更してしまうような解析インクリメントが発生す る可能性がある。この場合に重要になってくるのが 離れた地点間の誤差相関を決定する背景誤差であり、 解析変数間の誤差相関を決定する回帰係数である。 第2.2.1項でも述べたが、現在の3次元変分法の定式 化では背景誤差の大きさはモデル面上で全球一様と 仮定されている。この仮定は、計算効率を考慮して 採用されたものであるが、実際は緯度帯など場所に よって背景誤差は異なる。今回南極上空の気温バイ アスを解消するために回帰係数を変更したが、回帰 係数は予報誤差の統計から計算されるものであり、 本来自由に修正するべきものではない。しかし、背 景誤差の大きさがモデル面上で全球一様という仮定 のもとで統計を取っている現在の定式化では、回帰 係数によって決定される相関が実際のものと適合せ ず、南極上空での気温バイアスのような不具合が生 じた場合に、何らかの調整を行わなければならなく

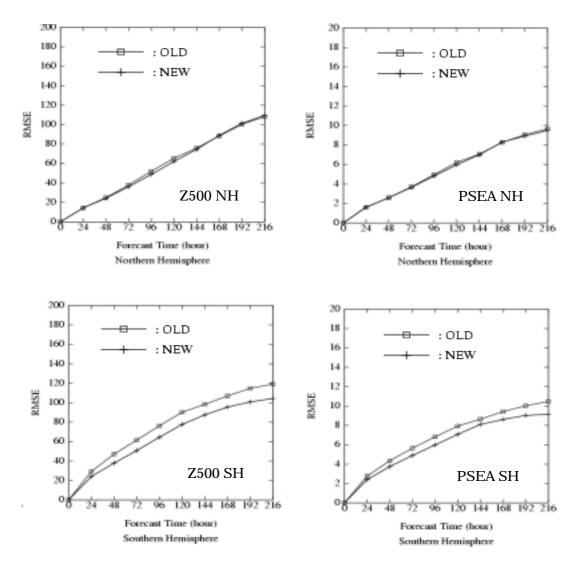


図2.2.4 全球予報の予報誤差(RMSE)の比較 第2.2.2項~第2.2.4項の変更を施す前(OLD)と施した後(NEW)の216時間予報までの予報誤差の比較。横軸は予報時間を表す。左が500hPa高度(m)のスコア、右が地上気圧(hPa)のスコア。上段が北半球、下段が南半球。2001年10月1日~10月10日の12UTCからの予報10例の平均。

なる可能性がある。場所によって異なる背景誤差を用いて定式化することにより現実に即した相関を表現できれば、より実状にあった解析場を作成できるようになり、このような気温バイアスは発生せずに人為的な調整が不要になることが期待される。また、第2.2.2項の熱帯の降水過多の問題や第2.2.3項の相対湿度の観測データによる不自然な気温の解析インクリメントの問題も背景誤差の大きさが全球一様であるという仮定での定式化がその一因と考えられる。そこで現在緯度帯ごとに背景誤差が異なるような定式化の開発を進めているところであるが、その場合波格子変換の回数が増えるため計算時間が増大する

という難点があり、さらなる高速化が課題となる。

参考文献

多田英夫,1997:大気客観解析.数値予報課報告· 別冊第43号,気象庁予報部,62-86.

竹内義明,2002:全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号,気象庁予報部,17-36.

2.3 週間アンサンブル予報1

2.3.1 はじめに

週間アンサンブル予報システム(Ensemble Pre-diction System; EPSと略す)は、2001年3月から本運用が開始された。2001年の春季と夏季の検証結果から、スプレッド²とアンサンブル平均予報のRMSE(平方根平均二乗誤差)に正の相関があることや週間アンサンブル予報に基づく高度場の確率予報は高い精度がある一方、夏季のスプレッドの平均的な大きさが小さいことを報告した(経田 2001)。

今回は、第2.3.2項に夏季のスプレッドを大きくするために行ったEPSの変更を、また第2.3.3項に本運用開始後1年を通したEPSの評価を、更に第2.3.4

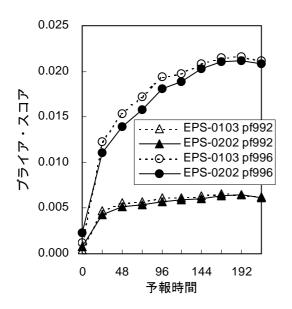


図 2.3.1 2001 年 7 月 1 日~8 月 24 日を予報実験期間とした、EPS-0103 と EPS-0202 の成績比較。アンサンブル予報に基づく確率予報(pf992,pf996 はそれぞれ北半球域で海面更正気圧が992,996hPa 以下となる確率)を 2.5 度格子点毎にプライアスコアで検証。

項にアンサンブル予報の使い方を、そして最後の第 2.3.5項にタラグラント・ダイアグラムによる評価を 報告する。

2.3.2 2002年2月に行ったEPSの変更

EPSでは、複数の異なる摂動³を求め、それぞれの 摂動毎に通常の解析値を加えて予報を行う。本運用 当初の摂動の範囲は、傾圧帯に重点を置き北緯20度 以北(以後、北半球域と呼ぶ)とした(経田 2000)。 このEPSを運用開始の年月を付けて、EPS-0103と呼ぶ。 EPS-0103では予報中のスプレッドの大きさを確保す るため、予報用摂動の振幅の大きさを摂動サイクル 用摂動のそれの1.5倍とした。それでも、前述の通り 夏季において特に日本付近のスプレッドの大きさが 小さく、適切でないことがわかっている(経田 2001)。

ここでいうスプレッドの大きさとは、平均的な大きさのことを指し、適切であるかどうかは、アンサンブル平均予報のRMSE(予報誤差)の平均的な大きさと比較して議論する。スプレッドが予報誤差より小さい場合、実際起こった状態をメンバーで捕捉していないと考えられる。

今回の変更では、夏季にも適切なスプレッドが得られるように、次に示す3つの変更をEPS-0103に施した(EPS-0202と呼ぶ)。一つは、夏の日本の天候には熱帯の対流活動の影響が大きいことから、摂動の範囲を南緯20度まで広げたことである。残る二つは、摂動サイクル用摂動と予報用摂動の振幅の大きさを共に気候的変動の14.5%としたことと、湿度の解析誤差が大きいことから、湿度の摂動の大きさをEPS-0103より4割大きくしたことである。表2.3.1に、EPS-0103とEPS-0202のシステム構成の違いを示す。

2001年の夏季と冬季を予報対象としたEPS-0103とEPS-0202の比較予報実験の結果、EPS-0202はEPS-0103に比べてより適切なスプレッドが得られたこと、両者のアンサンブル平均予報の成績が変わらないことを確認した(図略)。アンサンブル予報に基づく確率値の精度をブライアスコアで比較検証した

システム名	EPS-0103	EPS-0202
運用期間	2001年3月1日~2002年2月4日	2002年2月5日 ~
摂動の範囲	北緯20度以北	南緯20度以北
摂動サイクルにお	摂動の500hPa高度成分が、気候的変動	摂動の500hPa高度成分が、気候的変動の
ける、摂動成分の	の10%の大きさとなる値。ただし、予報	14.5%の大きさとなる値。ただし、湿度
規格化の標準値	用摂動はそれが15%の大きさとなる値。	成分のみ、さらに40%大きく(気候的変
		動の21%の大きさ)した。

¹ 経田 正幸

_

² メンバー間のばらつきを指す。アンサンブル平均からの 各メンバーの差の標準偏差で表している。

³ 初期値には観測誤差や解析誤差などに起因する誤差が必ず含まれている。ここでは、初期値の誤差を摂動と呼ぶ。 現在の EPS は BGM 法を用いて摂動を求めている。

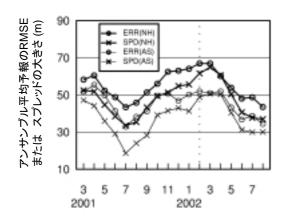


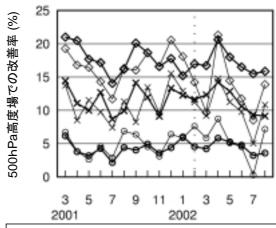
図2.3.2 アンサンブル平均予報の5日予報のRMSE(ERR) とスプレッド(SPD)の推移。ここで、NHは北半球域 500hPa高度場、ASは北緯20~60度、東経100~170度 の領域の500hPa高度場で評価した月平均値。点線 は、EPSの変更を行った2002年2月を示す。

結果を図2.3.1に示す。ブライアスコアは、確率値の信頼度と分離度を共に評価するスコアで、値が小さいほどその確率予報は精度が良いといえる。夏季に海面更正気圧が996hPa以下もしくは992hPa以下となる確率を用いたこの検証では、夏季の擾乱の代表である熱帯低気圧の予報精度を主にみていることになる。この結果を見ると、24時間予報以降EPS-0202のブライアスコアはEPS-0103のそれより小さく、EPS-0202の確率予報はEPS-0103のそれより精度が高い。以上の結果を踏まえて、EPS-0202を2002年2月5日12UTC初期値から現業化した。

次に、本運用開始後の北半球域(NH)と日本周辺域(AS)のスプレッドの大きさとアンサンブル平均予報の誤差(RMSE)の推移を図2.3.2に示す。EPS-0103からEPS-0202に変更となった2002年2月あたりから5月までスプレッドが予報誤差と同程度であり、適切な大きさとなっている。2002年6~8月(夏季)のスプレッドは二領域共に予報誤差に比べてまだ10m程度小さい。しかし、前年夏季の状況と比べると、北半球域で違いが見られないものの、日本周辺域では改善の程度が大きい。このように、今回の変更により、現業の週間アンサンブル予報で期待通りスプレッドの大きさが改善した。

2.3.3 アンサンブル平均予報の成績からEPSの性能を診る

単独予報に対するアンサンブル予報の有用性を表すひとつの指標として、アンサンブル平均予報のRMSE(ERRM)とコントロールラン⁴のRMSE(ERRC)から算出する改善率 (ERRC-ERRM)/ERRC がある。高野



○:3日予報、×:5日予報、◇:7日予報 太線:北半球域、細線:北緯20~60度、東経100~170度の領域

図2.3.3 アンサンブル平均予報のコントロールランに対する改善率の推移。ここで、太線は北半球域500hPa高度場、 細線は北緯20~60度、東経100~170度の領域の500hPa 高度場で評価した月平均値。点線は、EPSの変更を行った2002年2月を示す。

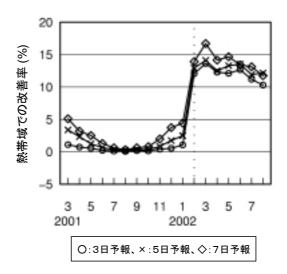


図2.3.4 図2.3.3に同じ。ただし、線種の区別なく、熱帯域(南緯20度~北緯20度)の850hPa温度場で評価した月平均値。

(2002)によると、アンサンブルメンバー数がMの場合、改善率の取り得る最大値は で示される。Mが25である現在のEPS $^{1-\sqrt{(M+1)/2M}}$ の最大値は約28%と

なる。一方、スプレッドの大きさが適切でなかった りモデルに大きなバイアスがあるなどEPSに問題が ある場合、その改善率は小さくなり負の値になるこ ともある。試験運用中のEPSにおける改善率の推移 (1999年4月~2000年6月)から、改善率は予報時間が 長いほど大きいことに加え、冬に大きく夏に小さい という季節変動をもつこともわかっている(経田 2000)。

⁴ 初期値に摂動を加えない予報を、初期値に摂動を加えた 予報(摂動ラン)に対してコントロールランと呼ぶ。

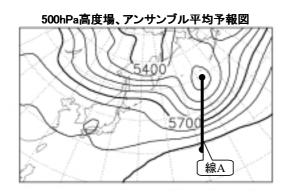
図2.3.3に、本運用開始後の北半球域と日本周辺 域の改善率の推移を示す。本運用中の北半球域の改 善率は、2001年3月以前の試験運用時(経田 2000 図 8.2.1)に比べいずれの予報時間でも2倍ほど高く、特 に夏季の改善が高いことがわかった。また、本運用 開始後、2001年9月末の全球3次元変分法の導入や 2002年2月始めのEPSの変更が行われたが、それらに よる改善率の変化は見られない。さらに、週間予報 後半では取りうる最大の値に近く、EPSは問題なく機 能しているといえる。一方、日本周辺域で改善率の 月毎の変動が大きい。特に低下が目立つ2002年7月の 予報は、台風を対象とする事例が多かったためと考 えられる。このように、検証領域が狭いと、予報対 象となる現象例が限られるため、成績の変動が大き くなってしまう。現象別の検証は別途行っていく必 要がある。

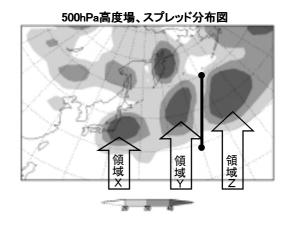
図2.3.4は、本運用開始後の熱帯域(南緯20度~ 北緯20度)での改善率を示す。熱帯下層の予報精度 をみるため、ここでは検証要素として850hPa気温を 用いる。2002年2月のEPSの変更前後で、改善率の大 きさが劇的に変わっている。EPS-0103運用中の改善 率がほとんど0%であることは、EPS-0103は熱帯域で 摂動を求めていなかったため、熱帯域の予報に対し 実質的にアンサンブル予報をしていなかったことに よるものである(第2.3.2項)。一方、EPS-0202に変更 後は改善率が15%近くあり、熱帯域の予報に対しても EPSは問題なく機能しているといえる。予報時間別の 改善率の大きさに違いが見られない原因については、 別の検証により評価していく必要がある。

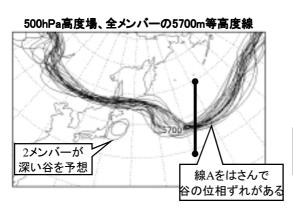
2.3.4 スプレッドの解釈とその使い方

第2.3.3項で取り上げたアンサンブル平均予報のRMSEとスプレッドには正の相関関係があり、相関係数は0.4~0.5程度である(経田 2001)。この関係は、2001年7月から発表を開始した週間天気予報の信頼度情報に利用されている(林 2001)。ここでは、日本付近やその南の領域での週間アンサンブル予報の具体例を示し、スプレッドの有用性をみる。

まず、図2.3.5に、2002年6月3日12UTCを初期値とする500hPa高度場の3日予報の結果を示す。アンサンブル平均予報を見ると、日本付近は等高線の間隔が広く、日本の南東海上に弱い谷がある。また、アリューシャン列島には低気圧がある。スプレッドの分布を見ると、関東地方からその東にかけてスプレッ







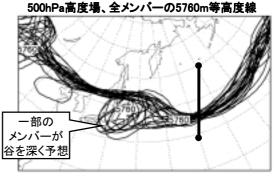


図2.3.5 スプレッドが表す予報のばらつきの例。ここには、2002年6月3日12UTC初期値の6日12UTCを予報対象日時とした、500hPa高度場日本東海上周辺のアンサンブル平均図(左上)スプレッドの分布図(右上)全メンバーの5700m等高度線(左下)と5760m等高度線(右下)を示す。左下と右下の予報図を、スパゲッティ・ダイアグラムと呼ぶ。

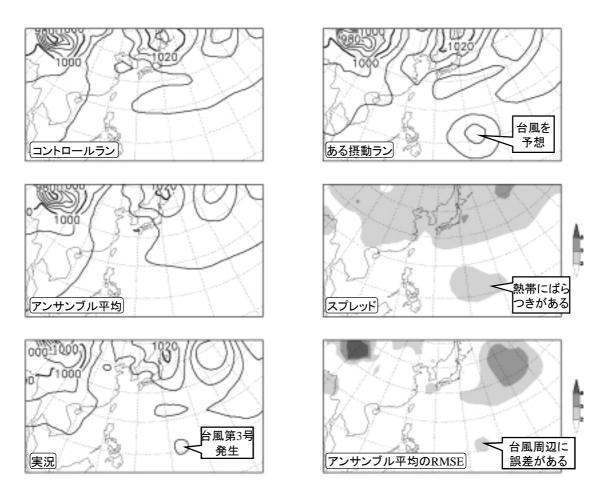


図2.3.6 週間アンサンブル予報で確認された台風のばらつきの例。対象日時は2002年5月16日12UTC、アンサンブル予報の初期時刻は12日12UTCである。図はすべて日本付近の海面更正気圧の分布を示し、アンサンブル予報のコントロールラン(左上)・ある摂動ラン(右上)・アンサンブル平均(左中)・スプレッド(右中)と、実況(左下)、アンサンブル平均のRMSE(右下)である。

ドの大きな領域Xがある。また、線Aを挟んで東西にスプレッドの大きな領域Y、領域Zがある。スパゲッティ・ダイアグラムを見ると、領域Xに谷もしくは低圧部を予想するメンバーと予想しないメンバーが存在することがわかる。また、線Aを挟んで、アリューシャン列島の低気圧周辺にある谷の位相ずれがあることがわかる。これらは、一般的にも、

- アンサンブル平均で谷を弱く予想し、その位置 におけるスプレッドが大きい場合、谷の強弱も しくは有無に不確定性が大きい
- アンサンブル平均で谷を予想し、その位置に大きなスプレッドがなく、谷を挟んで大きなスプレッドがある場合、谷の位相に不確定性が大きい

という判断に応用できる。一方、アリューシャンの 低気圧中心周辺はスプレッドが小さく、この低気圧 の位置や強度の予想に不確定性が小さいことを意味 している。

次に、低緯度での予報を例に、スプレッドと予報 に関係があることをみる。図2.3.6に、2002年5月12 日12UTCを初期値とする海面更正気圧の4日予報の結 果と実況を示す。実況では、予報対象日時の16日 12UTCに台風第3号が発生した。予報を見ると、コントロールランやアンサンブル平均予報には台風の発生は見られないが、ある摂動ランでは実況よりも発達した熱帯低気圧を予想していたことがわかる。また、図に示した以外にも台風第3号が発生した周辺領域で熱帯低気圧(1008hPaを下回る低気圧)を予想した摂動ランが5個あり、スプレッドの空間分布には台風第3号発生周辺領域にスプレッドの大きい範囲として現れている。

今回の例からもわかるように、アンサンブル平均 予報やコントロールランのみから熱帯低気圧の発生 の有無を予想することは難しいが、スプレッドの空 間分布とその大きさをみることで、ばらつきを生じ させる擾乱(熱帯低気圧)の発生の可能性とその程 度を予想できる可能性がある。ただし、台風の予報 は事例数が少なく、可能性の評価が十分できていな いため、引き続き調査を進める必要がある。

2.3.5 タラグラント・ダイアグラムによる評価 週間アンサンブル予報では、複数の予報の範囲内

海面更正気圧の3日予報

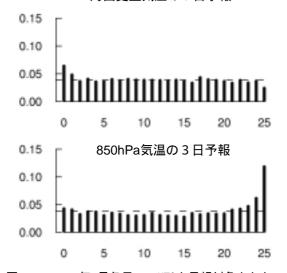


図2.3.7 2002年8月各日の12UTCを予報対象とした、3日予報のタラグラント・ダイアグラム。上は海面更正気圧、下は850hPaの気温について、北緯30~60度、東経110~150度の領域で評価したもの。破線は一定値=1/26で、アンサンブルメンバー数が25の時の理想的な値を示す。横軸、縦軸の説明は、本文参照。

に予報対象時刻の実況が含まれていることが期待される。この実況が実際に捕捉されるかどうかは、スプレッドの大きさやメンバー数、初期値の求め方以外に、モデルのバイアスの大きさにも影響される。ここでは、タラグラント・ダイアグラムを用いて、それがモデルのバイアスの影響を受けることを示す。

タラグラント・ダイアグラムは、次のように作成する。まず、ある地点において、アンサンブル予報の各メンバーの予報値を小さい順番に並べる。次に、実況がどの予報値と予報値の間(区間)に入るかを調べる⁵。次に、求める期間や領域内のすべての地点において、区間に入った実況の度数を調べる。最後に、横軸に区間の番号、縦軸に度数を総数に対する割合で示すグラフを作成する。

タラグラント・ダイアグラムで、横軸両端の区間の割合が大きい場合、アンサンブル予報による実況の捕捉が悪いことを示し、スプレッドが小さすぎることを示唆する。一方、横軸中央の区間の割合が大きい場合、スプレッドが大きすぎることを示唆する。また、予報にバイアスがある場合、ある区間に割合が偏る。アンサンブル予報のスプレッドが適切な大きさで、予報のバイアスが小さければ、割合が各区間に偏り無く存在し、実況の捕捉が良いと判断できる。

海面更正気圧と850hPaの気温を低い順に並べて 出来るタラグラント・ダイアグラムを図2.3.7に示す。 海面更正気圧はダイアグラム各区間の割合がほぼー 定で、実況の捕捉が良いことがわかる。一方、850hPa 気温はダイアグラム横軸25の区間の値がかなり多く、実況の捕捉が悪い。これは、全メンバーの日本付近の850hPa予想気温が実況より低いアンサンブル予報 例が多いことを意味し、アンサンブル予報は全球モデルの日本付近の850hPa予想気温にある低温バイアスの影響を受けているといえる。

中川(2001)は全球モデルの物理過程(積雲対流スキーム)の改良をすすめており、これまでの実験では上で述べた低温バイアスの減少が確認されている。この改良を週間アンサンブル予報用のモデルに施すことで、実況の捕捉がさらに良くなることが期待できる。ただし、モデルの開発とその結果の現業化には時間がかかることから、第2.1節や平井(2001)による統計的検証等を通して全球モデルのバイアスの傾向とその程度を把握したり、ガイダンス(バイアスの補正)を用いる必要がある。

2.3.6 まとめ

2002年2月に行った現業EPSの変更により、週間アンサンブル予報は北半球域や日本付近でより大きなスプレッドを得ることが出来た。その結果、日本の夏の予報や熱帯域の予報に改善が見られた。一方、全球モデルのバイアスを原因とする課題はいまだ残っている。

今後は、全球モデルの改良をできるだけ速やかに 現業EPSに反映させることにより、週間アンサンブル 予報の改善を目指す。また、並行して、週間アンサンブル予報用全球モデルの高解像度化や初期値作成 手法の高度化、またアンサンブルメンバー数の増強 などの開発と調査を進め、次期の計算機システム更 新後にその成果を現業化する計画である。

参考文献

経田正幸,2000: 週間アンサンブル予報システムの 性能. 平成12年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,86-93.

経田正幸,2001: 週間アンサンブル予報. 平成13年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,38-41. 高野清治,2002: アンサンブル予報の利用技術. 気 象研究ノート第201号,日本気象学会,73-104.

中川雅之, 2001: 全球モデル(GSM)の変更とその影響. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 34-37.

林久美,2001:週間天気予報におけるアンサンブル 予報.平成13年度量的予報研修テキスト,気象庁 予報部,45-52.

平井雅之,2001: 統計的検証.平成13年度数値予報 研修テキスト,気象庁予報部,30-33.

34

⁵ 区間数は、アンサンブルメンバー数+1となる。

第3章 アプリケーション

3.1 最大降水量ガイダンス¹

3.1.1 はじめに

2003 年度から防災気象情報として 3 時間最大降水量の時系列予報を 2 次細分予報区(以下、必要に応じ単に予報区と呼ぶ)単位で発表することが計画されている。最大降水量ガイダンスはこの基本資料として利用されるが、従来の最大降水量ガイダンス(以下、旧ガイダンスと呼ぶ。詳細は大澤(1996)を参照)には次のような問題点があった。

3 時間最大降水量で 30mm 以上の強い降水を予測する頻度が実況よりかなり少なく、防災気象情報としての利用が難しい。

40km 格子 (1600km²) 単位で計算した最大降水量を 2 次細分予報区に割り振るので、予測値が予報区より広い範囲を対象としたものになる。予報区の細分化に伴い面積が 400km² 前後の狭い予報区も増えており、地域毎の特性を十分に反映できないという問題が大きくなっている。平均降水量予測で降水がないときでも、最大降水量ガイダンスでは常に弱い降水を予測してしまう傾向がある。

24 時間最大降水量は3時間最大降水量の積算値 として求めているが、これは原理的に過大な見 積りになる。

これらの問題点を改善するため、新たな手法による最大降水量ガイダンスを開発し(以下、新ガイダンスと呼ぶ)旧ガイダンスに代えて2002年6月から配信を開始した。本節では新ガイダンスの作成手法、予測精度、予測例を示し、最後に利用上の注意について述べる。

3.1.2 作成手法

最大降水量ガイダンスの目的は防災気象情報の対象となる強雨を予測することである。このため、強雨の可能性のある時は精度が十分でなくても強雨を予測することが望ましい。しかし、発現頻度が少なく予測精度の低い強雨を予測する場合、統計的な手法で直接予測しようとすると、 や のような問題が生じてしまう。このため新ガイダンスでは最大降水量を次式のように分解して、右辺の最大降水量比(以下、RATIOと呼ぶ)を予測してから最大降水量を計算する方式をとった。

最大降水量 = 平均降水量 x 最大降水量比

予測領域の単位は、 の問題から 2 次細分予報区 とする。2 次細分予報区の平均降水量は平均降水量 ガイダンスによる予測値(以下、MRR と呼ぶ)から求める。MRR は強い降水も予測するように補正されている(海老原 1999)ため、RATIOが適切に予測されれば最大降水量も大きな値が予測されるので、問題点が改善される。また、平均降水量が0mmなら最大降水量も0mmになるなど、平均降水量予測との不整合がなくなり問題点が改善される。

RATIO は、数値予報 GPV から求めた説明変数を入力データ、実際の平均降水量と最大降水量の比を実況データとして作成したニューラルネットワークにより求める。実況データには 5km 格子単位の解析雨量から求めた予報区内の平均・最大降水量を利用するので、面積の狭い 2 次細分予報区に対しても、ほぼ正確に降水特性を反映できる。このため予測されるRATIO は予報区特有の値とみなすことができ、平均降水量予測値に予報区の代表性があれば、最大降水量予測値も予報区の地域特性を反映した値になる。これにより問題点が改善される。

予測要素

時系列予報の要素になる 3 時間最大降水量の他、 防災気象情報用に 1 時間と 24 時間の最大降水量も 予測する。それぞれの予報時間は次の通りである。

3 時間最大降水量 : 3-6 時間から 48-51 時間まで 1 時間最大降水量 : 上記 3 時間内の最大値 24 時間最大降水量: 3-27 時間から 27-51 時間まで

1時間最大降水量は、MRRの予測単位が3時間なので、3時間平均降水量との比から求める。

また、24 時間最大降水量は問題点 を考慮して 3 時間最大降水量の積算値ではなく、24 時間平均降水量との比から求める。24 時間平均降水量の予測値としては、3 時間単位の MRR を積算して使うが、この積算値には強い降水を予測する頻度が多すぎるというバイアスがある(海老原 1999)。このため 24 時間平均降水量の予測値はバイアススコアを 1 に近づける補正をしてから利用する。

RATIO 予測に利用する説明変数

- (a) 850hPa 風向
- (b) 850hPa 風速
- (c) ショワルターの安定指数 (SSI)
- (d) 1000hPa の比湿と 400hPa の飽和比湿の差 (安定度に関係する量)
- (e) 湿潤層の厚さ
- (f) 地形性降水指数
- (g) 平均降水量(実況値)

¹ 海老原 智

ニューラルネットワークの学習は過去4年程度の資料により一括して行い、ガイダンス計算時にはネットワークを固定して用いる(逐次学習は行わない)。このため、数値予報モデルの変更により特性が大きく変わる可能性のある降水量や上昇流などは、説明変数に用いないようにした。(a)から(f)の説明変数は数値予報(RSM)のGPVから求める。(g)の平均降水量は学習時には実況値を用い、ガイダンス計算時には予測値(MRR)を用いる。なお、RATIOは予報区の面積や地形(平地と山地の割合など)にも大きく依存するが、各予報区毎に独自の予測式を作成することで、これらの影響を予測式に反映させる。

3.1.3 RATIO と最大降水量の予測特性

図 3.1.1 に 2001 年 4 月 ~ 2002 年 3 月 (学習期間 外の独立資料)における静岡県中部の例を示す。上 段は実況の RATIO と、説明変数の平均降水量に実 況値を用いた時の RATIO の予測である。実況の RATIO には「平均降水量が少ない時は大きな値を取り得るが、平均降水量が多い時は平均的な値で分散が小さい」という特徴がある。これに対し RATIO の予測では極端に大きな値が予測できないなど全体に分散がやや小さいが、実況の RATIO の特徴は良く表現されている。1時間と3時間最大降水量では、平均降水量が大きい部分で予測がほとんど一定になっているが、実況の RATIO の分散がやや大きい予報区では、この区間でも実況の大小にある程度追随した予測がされている。

中段は平均降水量に実況値を用いて RATIO を予測し、その RATIO と平均降水量の実況値により最大降水量を推定したものである。全般に強雨の予測頻度が少ないなどの偏りは見られず、比較的良く最大降水量が推定されている。平均降水量に実況値を利用しているので、これがこの手法による最大降水

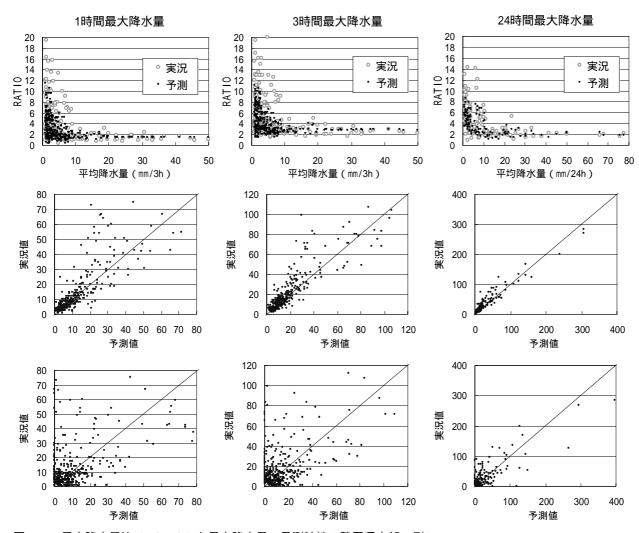


図 3.1.1 最大降水量比(RATIO)と最大降水量の予測特性(静岡県中部の例) 2001 年 4 月~2002 年 3 月の独立資料。上段は平均降水量に実況値を用いたときの最大降水量比(RATIO)の予測 と実況。なお、1 時間最大降水量では 3 時間平均降水量(横軸)との比を RATIO としている。中段は平均降水量に 実況値を利用した場合の最大降水量の推定。下段は平均降水量に平均降水量ガイダンス(MRR)を利用した場合の 最大降水量の予測(実際の最大降水量ガイダンス)。

量予測精度の上限と見ることができる。

下段は平均降水量に誤差を含んだ予測値(MRR)を利用した場合で、これが実際の最大降水量ガイダンスである。この場合は最大降水量の予測誤差も大きくなるが、対角線を中心とした偏りのない予測特性は変わっていない。

3.1.4 短時間強雨の予測精度

図 3.1.2 は 2001 年 4 月 ~ 9 月(暖候期)の 12UTC 初期値について、3 時間最大降水量予測の検証スコアを、旧ガイダンスと新ガイダンスで比較したものである。旧ガイダンスのバイアススコアを見ると5mm~10mm/3h 程度の弱い降水の予測頻度が実際よりかなり多く、30mm/3h 以上の強い降水の予測頻度は実際の1割前後しかないなど、バイアススコアに顕著な偏りが見られる。これに対して新ガイダ

ンスのバイアススコアは降水強度による偏りが小さく、30mm/3h 以上の強い降水も 1.0 前後と実況に近い予測頻度がある。更に 70mm/3h 以上のかなり強い降水でもバイアススコアが 0.5 以上ある。スレットスコアを見ても、新ガイダンスは 30mm/3h 以上の強い降水で旧ガイダンスを大きく上回っている。このように、新ガイダンスは短時間強雨の予測精度において旧ガイダンスを大きく改善している。

18 時間以降の予報時間でバイアススコアとスレットスコアが大きく低下しているのは、この時間帯が暖候期の午後に当たり、熱雷による短時間強雨を多く含むためである。MRR は熱雷による強雨の予測精度が悪く見逃しが多い。それが MRR を利用している最大降水量ガイダンスに反映している。また、熱雷では降水のスケールが小さいので RATIO が大きくなりやすいことから、RATIO の予測精度が悪く

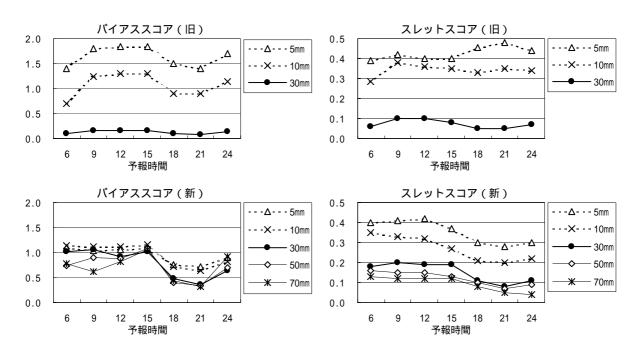


図 3.1.2 3 時間最大降水量ガイダンスの検証スコア(新旧ガイダンスの比較) 検証期間は 2001 年 4 月~9 月で、12UTC 初期値の FT=03-24 (00-21JST に対応)の検証結果を示した。上段は旧ガイダンスで下段が新ガイダンス。各スコアは 2 次細分予報区毎に検証した予測/実況の有無を全国分集計して算出したもの。なお、旧ガイダンスでは 50mm/3h 以上の予測頻度が少ないためスコアを表示していない。

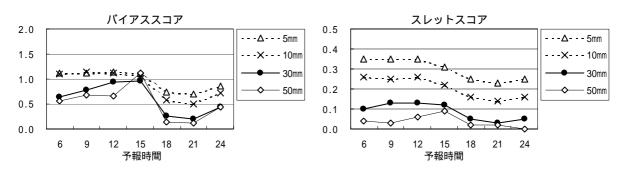


図 3.1.3 新ガイダンスによる 1 時間最大降水量の検証スコア 検証期間等は図 3.1.2 に同じ

なることも原因の一つと考えられる。この時間帯には熱雷以外の降水も含まれているので、熱雷時の予測精度はこれ以上に悪いとみられる。このようにMRR の精度が悪い場合は、最大降水量ガイダンスの予測精度も低下することに注意が必要である。

図 3.1.3 は新ガイダンスの 1 時間最大降水量予測の検証スコアだが、3 時間最大降水量予測(図 3.1.2)と良く似た特徴を示している。スレットスコアは低いが、熱雷の時間帯以外では 50mm/1h 以上という警報クラスの強雨も、バイアススコアが 0.5~1.0 と実況に近い頻度で予測している。

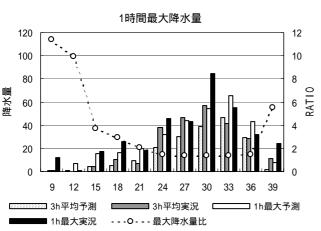
3.1.5 24 時間最大降水量の予測精度

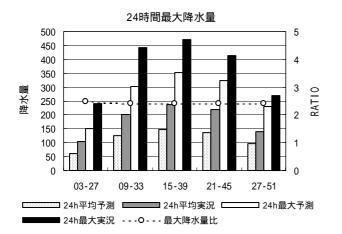
図3.1.4 に24 時間最大降水量の検証スコアを示す。 バイアススコアは各閾値ともに1.0 に近く、強い降 水の予測頻度も実況に近い。70mm/24h 以下の閾値 でバイアススコアが1.0 よりやや低いのは、熱雷に よる強雨を見逃している例が多いためと思われる。

積算雨量による注意報基準を 100mm/24h と考えるとスレットスコアは 0.3 に近く、短時間強雨による注意報基準 (30mm/1h、50mm/3h 程度) でスレットスコアが 0.1 前後なのに比べて精度が高い。

3.1.6 予測事例

図 3.1.5 は台風 6 号と梅雨前線により大雨となっ





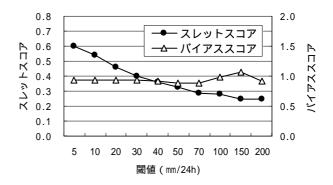


図 3.1.4 新ガイダンスによる 24 時間最大降水量の 検証スコア。

検証期間は 2001 年 4 月~9 月。全ての初期時刻 における FT=03-27 の 24 時間予測の検証。スコ アの算出方法は図 3.1.2 に同じ。

た、2002 年 7 月 9 日 00UTC 初期値の静岡県中部の 予測と実況を時系列で示したものである。

これは3時間平均降水量がピークのタイミングと 共に精度良く予測された事例である。このため、1 時間最大降水量と3時間最大降水量も精度良く予測 されており、警報クラスの50mm/1h、100mm/3h といった短時間強雨も適切に予測されている。この 事例のように平均降水量の予測精度が良い場合は最 大降水量の予測精度も良くなる。逆に言うと平均降

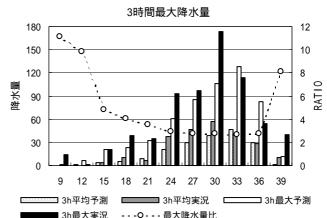


図 3.1.5 静岡県中部の予測例

2002 年 7 月 9 日 00UTC 初期値の平均降水量および最大降水量の予測と実況の時系列。横軸は予報時間で右軸に最大降水量比(RATIO)の予測値も示してある。なお、1 時間最大降水量のグラフの平均降水量には、ベースになっている 3 時間平均降水量を示してある。

水量予測が外れると、それがそのまま最大降水量ガイダンスに反映してしまうことになる。

RATIO は平均降水量の少ない時間帯には変化が大きいが、平均降水量が多くなる 24 時間から 36 時間にはほとんど一定で、図 3.1.1 上段の特性の通りとなっている。

24 時間最大降水量では 15-39 の予報時間が一連の大雨を含む時間帯に対応する。平均降水量が実況よりやや少ない予測であったため、24 時間最大降水量も実況より少なめの予測となったが、この予報区の警報基準(平地で150mm、山地で250mm)を大きく超える350mmという大雨を予測している。

3.1.7 平均降水量として 20km 格子のガイダンス 予測値を利用することについて

最大降水量予測に利用する2次細分予報区の平均 降水量予測値は、20km 格子単位の平均降水量ガイ ダンス(MRR)から算出される。この方法では予報 区よりやや広い面積の平均降水量を求めることにな るが、最大値ではなく平均値なので一般的には多少 領域が広がっても大きく値が異なることは少ない。

しかし予報区の面積が狭く、そこにまたがるMRR の 20km 格子において、予報区の内側と外側で降雨特性が大きく異なるような場合は、平均降水量算出の段階で予報区外側の降雨特性の影響が出てしまうことがある。図 3.1.6 は徳島県の 2 次細分予報区の例である。予報区 A の平均降水量予測値は ~ のガイダンス格子の MRR を平均した値になる。しかし と の格子では予報区 A にかかる部分とそれ以外の部分で年降水量が大きく異なる。このため年降水量のような分布をする降水が予測される場合は、予報区 A の平均降水量予測値が実際より多めに見積もられて、予報区を代表した値にならない。

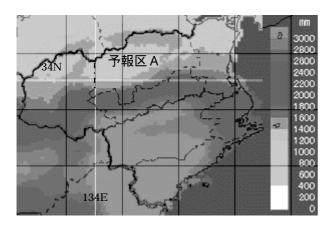


図 3.1.6 徳島県の 2 次細分予報区と年降水量平年値 太実線は県境、細破線は 2 次細分予報区境で予報区 A は徳島県北部美馬北部・阿北地方。 ~ は予報区 A の平均降水量計算に利用するガイダンス格子(20km 格子)。背景は年降水量平年値(メッシュ気候値)。

このように予報区の平均降水量の代表性を大きく 損なう可能性のあるガイダンス格子は、平均降水量 算出から除外するように設定している。しかし、 20kmのガイダンス格子から2次細分予報区の平均 降水量を正確に見積もるには限度があり、こうして 算出された平均降水量が地域特性から見て不自然な 値になることもあり得る。このような場合には該当 する2次細分予報区の平均降水量を修正してから、 最大降水量を再計算する必要がある。図3.1.1上段 で見たように、平均降水量が大きい場合はRATIO の変化は少ない。このため、修正前後の平均降水量 がある程度大きい場合は、配信された平均降水量 最大降水量の比をそのままRATIOとして利用して、 最大降水量を計算し直しても問題は少ない。

3.1.8 まとめと利用上の注意

- ・新しい方式の最大降水量ガイダンスでは、最大降水量比(RATIO)をニューラルネットワークにより予測し、これと平均降水量ガイダンス(MRR)から最大降水量を計算する。
- ・新ガイダンスの1時間、3時間、24時間最大降水量は降水強度によるバイアススコアの偏りが小さく、旧ガイダンスの問題であった「強雨予測頻度の過少、弱雨予測頻度の過大」を改善している。
- ・新ガイダンスは2次細分予報区内に発現する最大 降水量を予測しており、旧ガイダンスのように予 報区外に予測される強雨を予報区の最大降水量 としてしまうことはない。
- ・最大降水量ガイダンスの予測は MRR に大きく依 存するため、MRR の信頼性が高い場合は最大降 水量ガイダンスの信頼性も高い。
- ・MRR の信頼性が低く修正が必要な場合は、それに応じて最大降水量ガイダンスも修正する必要がある。特に熱雷では MRR の精度が大きく低下するので修正が必要になる場合が多くなる。
- ・予報区の面積が狭く周辺の降雨特性が大きく異なる場合は、20km 格子の MRR から予報区の平均降水量を算出する段階で、平均降水量が予報区を代表した値にならないことがある。このような場合は、予報区の降雨特性を考慮して平均降水量を修正してから、最大降水量を再計算する必要がある。

参考文献

海老原智, 1999: 降水ガイダンスの改良と検証.平成11年度数値予報研修テキスト 気象庁予報部, 23-33.

大澤和裕, 1996: 大雨ガイダンスの解説.平成8年 度量的予報研修テキスト,気象庁予報部,30-36.

3.2 降水短時間予報1

3.2.1 補外予測の初期値作成方法の変更

(1) 背景

降水短時間予報は、目先の天気予報や防災情報を 作成する際に強雨域の移動や変化を予測するための 基礎資料として利用されている。これに加え、近年、 土壌雨量指数や流域雨量など、防災に関する指標の 予想値を計算する際の入力データとしても利用され るようになった。降水短時間予報の利用のされ方が、 高度化され定量的になったと言える。

1996年以降、新デジタル化レーダーの観測値は、5kmメッシュから2.5kmメッシュに高解像度化されたが、防災上の観点から強雨を見逃さないという方針を取り、レーダーアメダス解析雨量や降水短時間予報の初期値作成においては、5kmメッシュ格子内で最大の降水量を示す2.5kmメッシュの値を5kmメッシュの値とするというアルゴリズムを採用した。

2001年3月に沖縄気象台管内を除いて全国のレーダーが新デジタル化装置に置き換わったことから、解析雨量の格子間隔を5kmメッシュから2.5kmメッシュに細分化した。しかし、降水短時間予報は5kmメッシュのままに据え置き、5kmメッシュ格子内で最大の降水量を示すメッシュの値を通報するというアルゴリズムも変更しなかった。

新しい解析雨量を用いて降水短時間予報を検証すると、従来通りに5kmメッシュ内の解析雨量の最大値を用いた場合には特にバイアスは生じないが、5kmメッシュ内の解析雨量の平均値を用いると、降水短時間予報の方が大きな値となり、閾値以上の格子数の予報と実況の比をとったバイアススコアは1よりもかなり大きな値となる。例えば、閾値10mm/hrでは、前者と後者のバイアススコアの比は約1:2となり、しきい値を上げるほど大きくなる(山田 2001)。

今後、防災情報の高度化により降水短時間予報の 定量的な利用が更に促進されると、解析雨量と降水 短時間予報の定量的な差(バイアス)が、利用者に誤 った印象を与えることが懸念される。バイアススコ アを1に近づけるため、降水短時間予報の初期値の 作成方法を以下に示すように変更することとし、 2002年5月30日より実施した。

(2) 初期値作成方法と変更点

各レーダーから10分ごとに通報されるレーダーエコー強度は、2.5kmメッシュである。初期時刻に観測されたエコー強度に、解析雨量作成時に前1時間のアメダス降水量観測値とレーダーの1時間積算降水強度を用いて求めた「レーダー雨量補正係数」を掛けたものを「レーダー10分降水強度」と呼ぶ。

1 山田 眞吾(数値予報課),國次 雅司(予報課)

2002年5月29日までは、2.5kmメッシュで算出されたレーダー10分降水強度の2x2格子内の最大値を、5kmメッシュの降水短時間予報の初期値としていた。これを、2002年5月30日以降は、2.5kmメッシュで算出されたレーダー10分降水強度の2x2格子内の平均値を、5kmメッシュの降水短時間予報の初期値とすることに変更した。変更を行ったのはこの部分のみであり、補外予測に用いる移動ベクトルの算出法、地形性降水の取り扱いやメソ数値予報モデルの降水量予報値(以後、MSMと略す)との結合方法については、変更を行っていない。

以下では、降水短時間予報の初期値を格子内最大値から作成した実験を「変更前」、格子内平均値から 作成した実験を「変更後」と呼んで区別する。

(3) 検証に用いたデータ

2002年4月~6月に対して、変更前と変更後の方法により、予報実験を行った。ここでは、20km格子内の平均降水量について、精度検証を行った結果を示す。降水量実況値としては、2.5kmメッシュの解析雨量から8x8格子の平均値を計算することにより作成した。検証の対象領域は、実況値が存在する格子のうち、陸上の格子および陸地から40km以内の海上格子のみとした。海上はアメダス等の雨量計による補正が十分行われないので解析の精度が落ちること、災害に結びつくのは陸上の降水であることを考慮したためである。

(4) 1時間降水量に対する検証結果

図3.2.1と図3.2.2に、それぞれ1mm/hr、5mm/hrを 閾値とするエクイッタブルスレットスコア(以後ETS と略す)、バイアススコア、検出率、ヒット率を示す (各スコアの定義と特性については付録を参照)。ここには、変更の影響が直接現れる補外予測(以後、「補外」と略す)と、「補外」とMSMを加重平均し、更に平滑化を行った降水短時間予報(以後、「降短」と略す)を示す。なお、MSMの結合重みは予報1~3時間目には、ほとんど0であるため、「降短」のスコアは「補外」とほとんど一致する。図の見やすさを考慮して、「降短」の予報1-3時間目の表示は省略した。

まず、バイアススコアについて検討する。1mm/hr 閾値(図3.2.1 b)で見ると、変更前は1.3~1.4であったが、変更後には1.0前後になった。5mm/hr閾値(図3.2.2 b)でも、変更前は1.6~1.8であったのが、変更後には0.9~1.0になった。今回の変更の目的であったバイアススコアを1に近づけることは、ほぼ目的通り達成されていると言える。

次に、全体的な予報精度を表すETSについて検討する。図3.2.1 a)、図3.2.2 a)から分かるように、予報1時間目の「補外」のETSは、変更前に比べて変更後は0.03向上した。一方、予報2時間目以降のETSの差は、絶対値が0.01未満であり、ほとんど差がなかっ

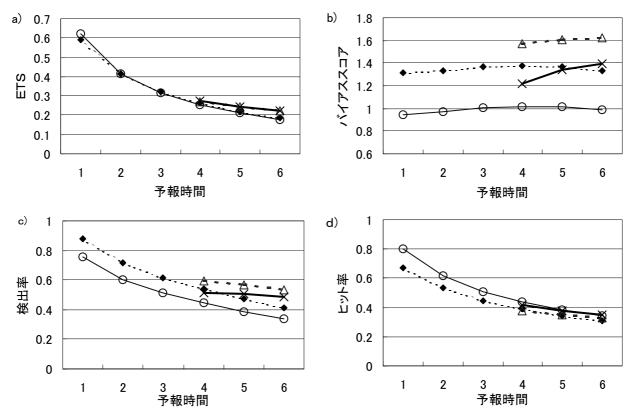


図3.2.1 20km格子平均降水予報の検証スコア (2002年4月~7月:1mm/hr閾値) a)エクイッタブルスレットスコア、b)パイアススコア、c)検出率、d)ヒット率 細破線:変更前の補外予測、細実線:変更後の補外予測、太破線:変更前の降水短時間予報、 太実線:変更後の降水短時間予報を表す。降水短時間予報の1-3時間目は省略した。

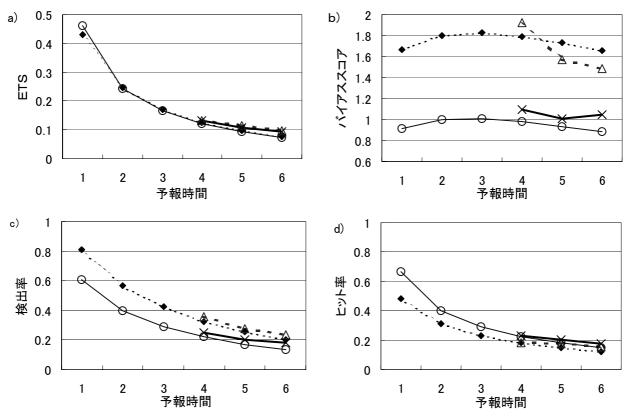


図3.2.2 図3.2.1と同じ。ただし、5mm/hr閾値に対するスコア

た。従って、「補外」の全体的な予報精度は、予報1時間目では改善が見られたが、予報2時間目以降は、 改善とも改悪とも言えないと考えられる。

次に、検出率とヒット率により「補外」の予報特性の変化を検討する。変更前に比べて変更後には検出率が減少(改悪)したが、これは閾値以上の降水の予報頻度が減少したためである。一方、ヒット率は、変更後の方が変更前よりも増加(改善)した。予報1時間目に対しては、ヒット率の改善の効果が、検出率の改悪の効果を上回ったため、ETSに若干の改善が見られたが、予報2時間目以降では、それらの効果がほぼ相殺して、ETSの改善にはつながらなかったと言える。

次に、変更後の「補外」と「降短」を比較し、MSMを結 合した効果を検討する。まず、1mm/hr閾値で予報6 時間目のスコアを見る。バイアススコアは、「補外」 がほぼ1であるのに対し、「降短」は1.4と大きかった。 これを反映して、検出率も「降短」のほうが大きい (「数撃ちゃ当たる」の原理)。ところが、むやみに撃 ったのでは低下するはずのヒット率は、「補外」と「降 短」でほとんど同じである。つまり、うまく当たりそ うなところに数多く撃ったことになり、「降短」は「補 外」よりも予報精度が良いと言える。実際、ETSで見 て、約0.04の改善となっている。次に、5mm/hr閾値 で予報6時間目のスコアを見る。バイアススコアは、 ほぼ1で大きな系統的誤差は見られない。ETSは、「降 短」が「補外」を0.03上回っている。この閾値では、検 出率とヒット率が共に改善されており、MSMを利用し たことによる効果が明瞭である。

(5) 3時間積算降水量に対する検証結果

近い将来、降水短時間予報が防災気象情報の作成に定量的に利用されるようになった際には、3時間降水量のような時間積算値も用いられることが想定される。そこで、20km格子内で平均した3時間積算降水量についての検証結果を、図3.2.3と図3.2.4に示す。図3.2.3は10mm/3hrを閾値としたスコアで、図3.2.4は30mm/3hrを閾値としたスコアである。予報時間の0-2は、初期時刻の解析雨量と「降短」の予報1時間目、2時間目を積算した降水量に対するスコアであることを表しており、解析雨量と降水短時間予報を一連の降水量時系列として取り扱うことを想定して算出した場合の参考値である。

バイアススコアは、10mm/3hr閾値では変更前の約1.6が変更後にはほぼ1.0に、30mm/3hr閾値では約2.5が約1.2へと大きく改善された。一方、ETSは、予報1-3時間目で変更後は変更前に比べて0.02の改善、それ以降は変更前後でほとんど変化がなかった。予報4-6時間目の「補外」と「降短」を比較すると、10mm/3hr閾値では、ヒット率がほぼ同じで、検出率が改善され、30mm/3hr閾値では、検出率がほぼ同じで、ヒッ

ト率が改善された。その結果、ETSにもわずかではあるが、スコアの改善が見られる。

3.2.2 メソ4次元変分法導入の効果

第1章で解説されているように、2002年3月よりメソ解析に4次元変分法によるデータ同化手法が導入された。サンプルが異なるので単純な比較はできないが、昨年と本年の同時期の検証結果を比較することにより、MSMの精度改善とその降水6時間予報へのインパクトを評価する。(MSM降水量の詳しい比較検証については、第1.1節も参考にされたい)

図3.2.5と図3.2.6に、2001年4-7月と2002年4-7月のMSMおよび「降短」の検証スコアを示す。図3.2.5は20km格子平均5mm/hr閾値についてのスコア、図3.2.6は、20km格子平均3時間積算降水量30mm/3hr閾値についてのスコアである。MSMと「補外」の結合の効果は、予報4~6時間目にのみ現れるので、予報1~3時間目の「降短」のスコアは省略した。また、「降短」に用いる「補外」の初期値は、前項で述べた作成法の変更の影響を除くため、2002年6月以降についても「変更前」の手法で統一した。

まず、MSMのバイアススコアを見ると、2001年・2002年ともに1よりやや大きなスコアである。この状況は、閾値を大きくしても変わらない。昨年度の報告(山田2001)では、「MSMのバイアススコアは1より小さく、それは降水量の閾値を大きくするほど顕著である」と述べたが、昨年度の検証では実況値として2.5kmメッシュの解析雨量4格子の最大値を採用したため閾値を超える格子数が多かったことを反映した結果であり、今回の結果と矛盾するものではない。図には示さないが、10mm/hr閾値のバイアススコアも、1.1~1.2である。昨年度の報告で「MSMの1より小さなバイアススコアを改善するためにバイアス補正を検討する」と述べたが、以上の結果より、その必要はなくなったと考えている。

2001年と2002年を比較すると、2001年は予報時間とともにバイアススコアが減少する傾向が見られたが、2002年には予報時間によるバイアススコアの変化はほとんど見られない。このことは、4次元変分法の導入によって、プレランにより降水の情報を同化していた頃に比べて、よりモデルの特性に馴染んだ初期場が作られるようになり、降水系が維持されるようになったことを示すものと思われる。

その他のスコアを見ると、検出率、ヒット率ともに2001年に比べて2002年のスコアが明らかに向上している(図には示さないが、実況の降水頻度には2001年と2002年で大きな差は見られず、2002年の方が若干小さい)。これに対応して、ETSも、5mm/hr閾値で0.04~0.05、30mm/3hr閾値で0.025~0.04の改善が見られる。図には示していないが、持続予報のETSも、

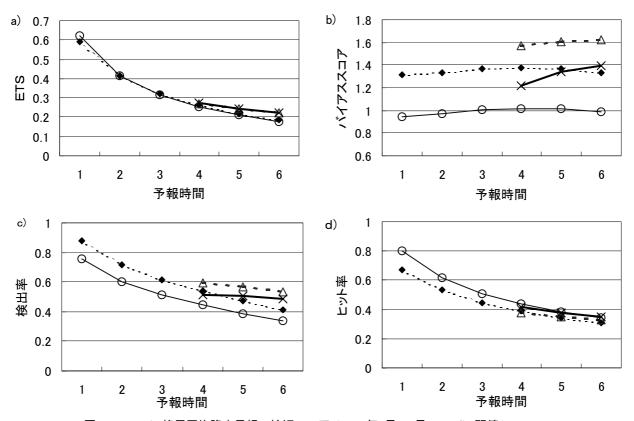


図3.2.1 20km格子平均降水予報の検証スコア (2002年4月~7月:1mm/hr閾値) a)エクイッタブルスレットスコア、b)バイアススコア、c)検出率、d)ヒット率 細破線:変更前の補外予測、細実線:変更後の補外予測、太破線:変更前の降水短時間予報、 太実線:変更後の降水短時間予報を表す。降水短時間予報の1-3時間目は省略した。

0.5 b) 2 a) Δ 1.8 0.4 バイアススコア 1.6 0.3 လှ 1.4 Ш 1.2 0.2 1 0.1 Ю 8.0 0 0.6 2 5 1 3 4 6 3 4 予報時間 1 5 6 予報時間 1 c) 1 d) 8.0 8.0 掛 0.6 4 0.4 0.4 計0.620.4 0.6 0.2 0.2 0 0 3 4 予報時間 1 2 5 6 1 2 5 6 4 予報時間

図3.2.2 図3.2.1と同じ。ただし、5mm/hr閾値に対するスコア

5mm/hr 閾値で2001年に比べて2002年のほうが0.02(予報1時間目)~0.01(予報3時間目)高い。MSMのETSの差は、持続予報のETSの差の2倍以上大きいことから、年による降水特性の違い(2001年は熱的不安定による降水が多く、2002年は台風など擾乱に伴う降水が多かった)を反映したものである可能性は小さくないが、2002年のMSMの降水予報精度が2001年に比べて改善されたと考えて良い。

MSMの降水予報精度の改善により、MSMを結合した「降短」も2002年が2001年に比べて予報精度が改善された。ただし、ETSの改善幅は、予報4時間目では予報6時間目と比べて、やや小さくなっている。

3.2.3 まとめと今後の課題

補外予測における初期値の作成方法を2002年5月に変更したが、その効果を確認するため、変更前と変更後の手法による並行実験を行って、比較検証した。20km格子平均1時間降水量で見た場合、変更前に見られた1より大きなバイアススコアが、変更後にはほぼ1となった。予報の全体的な精度を表すETSで見ると、予報1時間目には若干の改善、2時間目以降はほぼ同じであった。防災情報への利用を想定した20km格子平均3時間積算降水量による検証においても、バイアススコアが1に近づき、予報1-3時間積算では、ETSもわずかながら改善され、それ以降の精度は、ほぼ同じであった。以上の結果から、今回の変更により、予報精度を落とすことなく、バイアススコアを1に近づけることができたと言える。

メソ4次元変分法導入前の2001年4-7月のスコアと 導入後の2002年4-7月のスコアを比較することによ り、メソ4次元変分法の降水量予報へのインパクトを 検討した。MSMのETSを比較すると、2001年に対して 2002年には明瞭な改善が見られた。そのMSMを用いた 「降短」にも、ETS等のスコアの改善が見られた。一方、 バイアススコアには、予報時間によるバイアススコ アの低下が見られなくなった。これらの変化は、年 による降水特性の違いを表している可能性もあるの で、すべてがメソ4次元変分法導入の効果とは言えな い。来年以降の検証結果で効果を確認する必要があ る。

MSMのスコアが改善されるとその有効な情報を「降短」に反映させることが重要になる。しかし、現在の結合手法では、予報3時間目、4時間目のMSMの結合重みはそれぞれ最大でも0.07,0.37にしかならない設定になっている。それが原因で、特に予報3-4時間目において、MSMの持つ有効な情報を「降短」に十分に活かしきっていないという事例が時々見られる。最適な結合重みを決定する手法を工夫して、MSMの持つ有効な情報を最大限に活用することを検討課題としたい。

実際の予警報作業で降水短時間予報を利用するには、さらに、降水短時間予報の精度を改善する必要があると認識している。それには、実況を外挿する手法の精緻化とメソ数値予報モデルの精度向上の両方が必要である。前者については、個々の対流性降水域を抽出し、それぞれのセルの移動や発達・衰弱を予測する手法を開発しており、2003年度には部分的にでも運用したいと考えている。また、後者については、2003年度には詳細な雲物理と降水形成過程を持つ非静力学モデルの運用が予定されており、強雨の予報精度の向上が期待されている。

参考文献

山田眞吾, 2001: 降水6時間予報. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-46.

(付録)スコアの定義と解説

実況と予報における閾値以上の降水の有無により、下のような 2x2 分割表を作成する。全体の事例数に対する相対頻度で表すと、独立な変量は 3 個になる。ここでは、降水有りの適中相対頻度 a と実況で降水有りの相対頻度 p、予報で降水有りの相対頻度 q を独立な変量と考えた。同じ事例に対する異なる予報法の比較を行う場合には、各予報について p は同一であるから、独立な変量は a と q の 2 つになる。

	予報有	予報無	予報合計
実況有	а	p-a	р
実況無	q-a	1-p-q+a	1-p
実況合計	q	1-q	1

各スコアの定義は、次式に示す。

- エクイッタフ゛ルスレットスコア : ETS=(a pq)/(p+q-a-pq)
- ・バイアススコア:B=q/p
- ・検出率: DR=a/p ・ヒット率: HR=a/q

検証で良く用いられるスレットスコアは、無技術と考えられるランダム予測に対しても、正のスコアを与えるため、技術の評価には不適当であると考え、ここではランダム予測ではスコアが0となるエクイッタブルスレットスコアを用いた。

ランダム予報からの改善(広義のスキルスコア)を 指標として2種類の予報の精度比較を行う場合、も し両者の検出率が同じであれば、ヒット率の高い予 報が低い予報より精度が高いと言える。また、両者 のヒット率が同じであれば、検出率の高い予報が低 い予報より精度が高いと言える。しかし、予報のス キルに大きな差が無ければ、検出率を上げようと現 象有りの予報(q)を増やすと、適中(a)の増加よりも 空振り(q-a)の増加が勝つ結果となり、ヒット率は低 下する。そのように、検出率の変化とヒット率の変 化が逆符号になる場合には、用いるスコアの特性に より、見かけ上の精度の優劣が変わることがある。

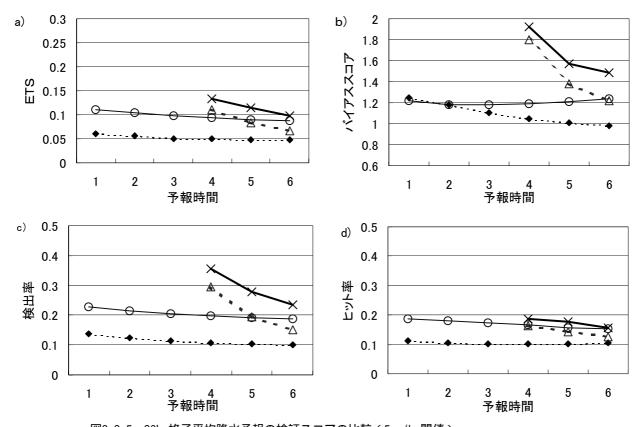


図3.2.5 20km格子平均降水予報の検証スコアの比較(5mm/hr閾値) a)エクイッタブルスレットスコア、b)バイアススコア、c)検出率、d)ヒット率 細破線:2001年4-7月のMSM、細実線:2002年4-7月のMSM、太破線:2001年4-7月の降水短時間予報、 太実線:2002年4-7月の降水短時間予報(ただし、補外予測には「変更前」を用いたもの)を表す。

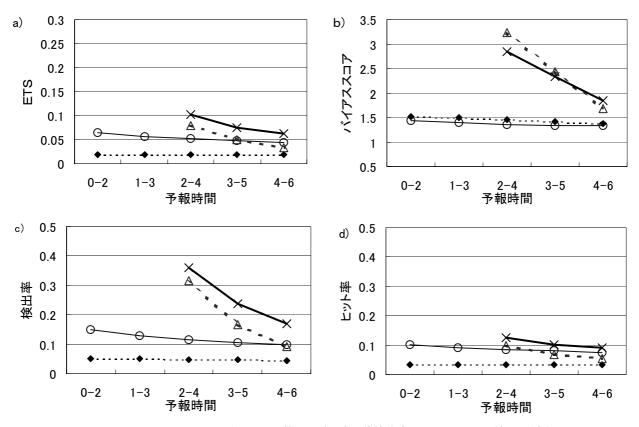


図3.2.6 図3.2.5と同じ。ただし、20km格子平均3時間積算降水量(30mm/3hr閾値)に対するスコア

3.3 航空ガイダンス1

3.3.1 はじめに

短距離飛行用飛行場予報(以下TAF-S²と略す)の作成を支援する新たな航空ガイダンス(以下TAF-Sガイダンスと略す)の配信を2002年8月から開始した。従来の航空ガイダンスは長距離飛行用飛行場予報ガイダンス(以下TAF-Lガイダンスと略す)と名称を変更し、新ガイダンスと区別する。

TAF-S とは、飛行場における9時間先までの気象予報である。最新の解析に基づく予測資料を用いて、3時間ごとに1日8回作成される。作成するためには、時間的、空間的にも細かな気象変化の予測が必要とされる。このため、TAF-Sガイダンスは、高頻度、時間的・空間的高分解能であるメソ数値予報モデル(MSM)のGPVを用いて、各飛行場における1時間毎の各種予測値を作成している。MSMは1日4回実行され、その出力結果を用いてTAF-Sガイダンスも1日4回作成される。1回のTAF-Sガイダンスは、2回分のTAF-Sを支援できるように予報期間を15時間までとしている。

TAF-SガイダンスとTAF-Lガイダンスの主な仕様の比較を表3.3.1に示す。以下の項でTAF-Sガイダンスの各予報要素の作成手法と検証結果を述べる。天気ガイダンスは基本的にお天気マップのアルゴリズムを用いて作成されている。詳しくは、平成6年度数値予報研修テキスト「お天気マップ」(萬納寺 1994)を参照していただきたい。

表3.3.1 TAF-SガイダンスとTAF-Lガイダンスの比較

XV.S.T III BA TA VACINI LA TA VA			
項目	TAF-Sガイダンス	TAF-Lガイダンス	
使用するGPV	MSM	RSM	
作成頻度	4回/日	2回/日	
予報期間	15時間	45時間	
対象時間	前1時間	前3時間または3時	
		間毎の正時	
予報要素	最大風速と風向	平均風速と風向	
	最小視程	最小視程	
	雲量•雲底高度	雲量•雲底高度	
	現在天気	現在天気	

3.3.2 最大風に関するガイダンス

(1) 概要

「最大風に関するガイダンス」は飛行場予報に必要なガイダンスでありながら、観測データがきめ細かく通報されなかったために、これまで作成できなかった。今回 TAF-S作成の支援を目的に新たにガイダンスを作成するに当たり、METARAUTOにより10分毎の風向風速

の入手が可能となっていることから、予測の対象を最大 風としてガイダンスを作成した。このガイダンスはMSM を基に1日4回予報時間(以下「FT=」と略する)2~15の 毎時、対象時刻までの1時間における各官署の「最大 風速(FF)とその風向(DD)」を予測するものである。

(2) 作成手法

「TAF-Sガイダンス」の最大風速に関するガイダンス (以下「TAF-S風ガイダンス」と略記)の作成手法は基本 的に現用のTAF-Lガイダンスや天気予報用の風ガイダ ンス(以下「従来風ガイダンス」と略記)と同じである。そ の手法は平成9年度及び10年度量的予報研修テキスト に記述されている。簡潔には、

各地点毎、対象時間毎に、前回計算した予測値と 通報された観測値を使ってカルマンフィルターによ り逐次最適化を行った予測式に、予測因子を代入 して風向風速を得る。(国次 1997)

①で得られた予測風速に対してバイアススコアを1 に近づける補正を行って最終製品を得る。(木村 1998)

の2工程からなる。このとき使用するデータは従来風ガイダンスと同じく、観測値並びにGPVともに地上の風のみである。但し、対象時間、目的変数、及び説明変数に表3.3.2の違いがある。

表3.3.2 従来風ガイダンスとの違い

7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7			
	従来風ガイダンス	TAF-S風ガイダンス	
対象時間	3時間毎の正時	毎時の前1時間	
目的変数	対象時刻に	対象時間帯内の通報	
	通報された風	の中の最大風	
説明変数	対象時刻のRSM	対象時間帯をはさむ	
	地上風	2時刻のMSM地上	
		風のうち強いほう	

なお、このガイダンスは係数の更新に観測電報 (METAR,METARAUTO,SCAN,SPECI)の風を使用している。したがって、METARAUTOを通報しない 官署については10分毎の観測値が入手できないために、「毎正時を対象とした風ガイダンス」とほぼ同じになる。また、観測電報を通報していない時間帯については、MSMの値がそのままガイダンスとなる。

(3) 予測特性と精度

平均的な予測特性を把握するために、全予報地点を 平均した検証スコアを利用して調査した。

図3.3.1上に「3時間毎の観測値」、「毎時間の最大風速の観測値」、「MSMの風速のRMSE」「ガイダンスの風速のRMSE」について観測値を指標に「MSM」と「ガイダンス」とを対比する形で示す。

^{1 3.3.1,3.3.3} 岩倉晋, 3.3.2 松本逸平, 3.3.4 大林正典

² TAF: Terminal Aerodrome Forecast の略。

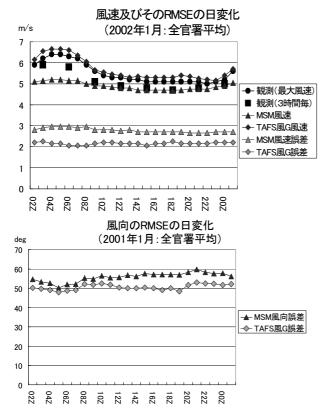


図3.3.1 TAF-S風ガイダンス及びMSMの風向・風速の 予測精度。2002年1月、全官署の2-13時間予報の総 計。

最大風速と3時間毎の風速の差

毎時間の最大風速(観測値)は3時間毎の観測値に対して0.2~0.5m/s程度大きい。TAF-S風ガイダンスは従来風ガイダンスと比べて、観測値において、この程度大きな値を対象としている。

予測風の強さと誤差

MSMは夜間に $0.3\sim0.5$ m/s、日中に1m/s程度弱いのに対して、TAF-S風ガイダンスは1日を通して0.2m/sほど観測より強い程度である。また、風速のRMSEにおいて、TAF-S風ガイダンスのMSMに対する改善は夜間には0.5m/s程度、日中には $0.5\sim0.9$ m/sである。

風速の日変化

これまでの報告からRSMやGSMの地上風は観測に 比べて日変化が小さい(国次 1997、酒井 2000)こと が知られており、MSMについても同様の傾向が見られ る。しかし、TAF-S風ガイダンスは、従来風ガイダンス同 様、対象とする時間帯毎に係数を持っていることから、 モデルではあまり表現しない風速の日変化についても 妥当な予測をしている。

風向の誤差

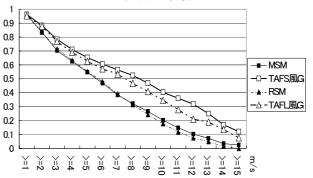
図3.3.1下にMSMの風向のRMSE及び、TAF-S風ガイダンスの風向のRMSEを示す。

風向についても全ての時間帯について改善しており、特に風速の弱い時間帯の改善が大きい。

スレットスコアとバイアススコアによる検証

TAF-S風ガイダンスは最大風速を対象としているため、強い風に対する予測精度が重要である。このため、 閾値を1m/s刻みにして、閾値より強い風が吹いたか否 を対象としたスレットスコア(図3.3.2上)及びバイアススコ ア(図3.3.2下)により検証を試みた。

TAF-S用ガイダンスのスレットスコア (2002年1月:全官署による)



TAF-S用ガイダンスのバイアススコア (2002年1月:全官署による)

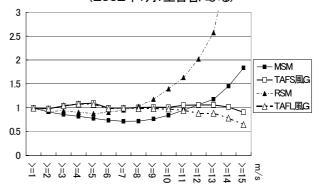


図3.3.2 TAF-SガイダンスとMSMの風速予測精度。 2002年1月、全官署の2-13時間予報の総計。MSM及 びTAF-S風ガイダンスはFT=02-13について、RSM及 びTAF-L風ガイダンスはFT=06-15のデータを使用。

これによるとTAF-S風ガイダンスは、バイアススコアが示すとおり、10m/s以上の強い風についても観測と同程度の頻度で予測している。また、スレットスコアで見ると、最大風速を予測しているために大きな風速を閾値とした場合にTAF-Lガイダンスより高いスコアを示し、モデルからの改善も大きい。しかし、TAF-S風ガイダンスは最大風速を予測するものであるので、3時間毎の正時の風を対象(検証も)としたTAF-L風ガイダンスとは予測対象が異なるため、両者を単純に比較することはできない。

(4) 強風の予測精度

官署によって風の強さの特性は異なるが、TAF-S風

ガイダンスは、検証した期間について全体としては 10 m/s以上の風を予測した4390例(総予測例の8.0%)中59%が10 m/s以上の風を観測しており、12 m/s以上の風を予測した1618例(総予測例の2.9%)中48%が 12 m/s以上の風を観測している。

バイアススコアがほぼ1であることも併せて、概ね実用 的な精度は確保していると考えられる。

3.3.3 視程に関するガイダンス

(1) 概要

本ガイダンスは、TAF-Sの視程予測を支援する目的で作成される。視程の予測値は統計的手法によって求めた係数とMSMの予報出力結果(地上の気温、相対湿度、1時間降水量)を診断式に適用して求められる。TAF-Lガイダンスに用いられている診断式は、高湿度時の視程を過大に見積もる。本TAF-S用視程ガイダンスは、TAF-Lガイダンスの予報特性の一部を改善する目的で、診断に用いる式を変更した。これについては(2)および(3)で詳しく述べる。

(2) 作成手法

作成手法において、本ガイダンスとTAF-Lガイダンス とで異なる主な特徴を2点あげる。

一つめは、TAF-Lガイダンスの視程予測特性の一部を改善する目的で、新たな診断式を用いたことである。 診断式に用いた式を以下に示す。

視程 V(m)は光消散係数 $\sigma(m^{-1})$ によって次のように求められる(Middleton, 1952)。

$$V = \frac{3.912}{\sigma}$$
 (3.3.1)

光消散係数とは簡単にいうと、粒子による光の吸収と散乱の特性を表すものである。これと物体の識別限界となるコントラストから(3.3.1)式によって視程が求まる。

光消散係数は、空気分子と霧による散乱・吸収を無 視すると、

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_R + \sigma_S \tag{3.3.2}$$

と表すことができる。ここで、 σ_p 、 σ_R 、 σ_S はそれぞれ大気中の浮遊塵、雨滴、雪片による光消散係数を表す。

浮遊塵による光消散係数 σ_p と地上における相対湿度Hの関係は次のように近似できる(岩倉 2000)。

$$\sigma_{p} = \alpha_{p} (1 - H)^{\beta_{p}} \tag{3.3.3}$$

相対湿度Hは湿度100%に対する比を表すものとする。ここで、 α_p 、 β_p はそれぞれ浮遊塵に関連した係数を表す。係数は各地点での通報された卓越視程と予測相対湿度を用いて統計的に求められる。ただし、(3.3.3)式の

近似は相対湿度が100%の近傍では成り立たない。このため、湿度が80%以上では90%より大きくならないように線型式を用いて変換している。

また、雨滴および雪片による光消散係数は、

$$\sigma_{R} = \alpha_{R} R^{\beta_{R}} \tag{3.3.4}$$

$$\sigma_{s} = \alpha_{s} R^{\beta_{s}} \tag{3.3.5}$$

と近似できると仮定する。Rは1時間降水量である。ここで、 α_R 、 β_R 、 α_S 、 β_S は各々雨滴、雪片の光消散係数に関連した係数を表し、通報された卓越視程と予測された1時間降水量から統計的に求められる。

本ガイダンスの精度の検証結果については(4)で述 べるが、決して精度は高いといえない。これはTAF-Lガ イダンスが前3時間内を対象とする予測値であるのに対 し、TAF-Sガイダンスは前1時間内を対象としており、時 間的な誤差の許容範囲がTAF-Lガイダンスに比べ小さ いことが原因の一つである。TAF-Lガイダンスではバイ アススコアを1に近づけるような補正をして、メリハリのつ いた予測を行っている。同様なことをTAF-Sガイダンス で行うと、見逃しと空振りが多くなり、結果としてこのよう なガイダンスはユーザーにとって使いにくいものとなっ てしまう。そこで、バイアススコアを1に近づける補正は 行わず、ガイダンスがある閾値未満となると予想した場 合の空振りを少なくするように係数を求めた。なお、 (3.3.3)、(3.3.4)および(3.3.5)は非線型の式なので、線 形の式を用いているTAF-Lガイダンスとは異なりカルマ ンフィルターを適用して係数を更新することはできない。

(3.3.2)式から明らかなように、光消散係数は、降水現象がない場合(3.3.3)式から、降水現象を伴う場合には(3.3.3)式および(3.3.4)式または(3.3.5)式から求めることができる。得られた光消散係数を用いて(3.3.1)式から視程を予測する。

二つめは、雨と雪の取り扱いを分けたことである。 TAF-Lガイダンスでは、降水量に関する説明変数の係数をカルマンフィルターを用いて逐次更新しているが、雨と雪の判別は行っていない。しかし、雨と雪では降水量の視程に対する特性が大きく異なる。したがって、本ガイダンスでは係数を固定化し、雨と雪それぞれに係数を求めた。雨雪判別はMSMの地上気温の予測値が2℃以上ならば雨、それ未満は雪としている。

(3) 予測特性

(2)で示した診断式の採用で、TAF-Lガイダンスと比べ、相対湿度が高い時により視程を低下させ、降水が強い時に必要以上の低下を生じさせないようになった。以下に例を示してTAF-L、TAF-Sガイダンスの特性の違いを解説する。

降水量と相対湿度それぞれを以下のように変数変換 したものを考える。

$$h = \sqrt{1 - H}$$

$$r = \sqrt{R}$$
(3.3.6)
$$(3.3.7)$$

これらを用いると線型結合した診断式(以下TAF-L型と略す)と線型結合ではない診断式(以下TAF-S型と略す)の二つの式は次のようになる。

$$V = 5.4 + 6.0h - 1.8r \tag{3.3.8}$$

$$V = 3.912/(0.19/h + 0.20r)$$
 (3.3.9)

ここでは視程Vの単位をkmとしている。TAF-L型の係数は本稿執筆時点での東京国際空港での係数を参考に多少変更して使用した。また、比較しやすいようにTAF-L型は定数項、相対湿度に依存する項、降水量に関する項のみを用いて簡略化している。また、降水量として3時間降水量を用いて係数を求めているため、係数を1時間降水量に対応するよう補正して用いている。

(3.3.8)式では降水現象を伴わない場合、5.4km未満とならない。これに対し(3.3.9)式では、高湿度時での視程の低下を予測できる。図3.3.3に降水量を2mm/hrとした時の相対湿度に対する視程の変化の例を示す。破線がTAF-L型による変化曲線、実線がTAF-S型による変化曲線である。この例では、相対湿度が0.8未満ではどちらも同様の変化を示しているが、0.8以上ではTAF-S型がより大きく低下している。

同様に(3.3.8)式の降水量に大きな値が与えられると、 視程が負の値になる。現実には負の値とはならないの で補正が必要となる。これに対し、(3.3.9)式は0に漸近 する。相対湿度を0.85とした時の、1時間降水量に対す る視程の変化の例を図3.3.4に示す。降水量が 2.5mm/hr未満ではどちらも同様の変化を示しているが、 2.5mm/hr以上では破線で示したTAF-L型の変化がよ り大きく、降水量が大きくなると負の値となってしまう。

MSMの出力結果から予測される相対湿度および1時間降水量の現在の精度を考えると、ここで示した両者の差は無視できると考えられるが、今後数値予報モデルの高度化により精度が向上すると無視できなくなる。

ただし、診断式が(3.3.8)式のような線型結合ではないため、係数を逐次更新するカルマンフィルターの手法を利用できなくなった。今後このような診断式に適用するための係数を逐次更新する手法を開発していく必要がある。

(4) 検証結果

係数を2001年3月からの1年間のデータで作成し、検 証は2002年3月から7月までの5ヶ月間の独立資料を用 いて行った。対象は三宅島空港を除く73の航空ガイダ ンス作成地点である。

表3.3.3に視程5km未満の場合を的中としたスレットス

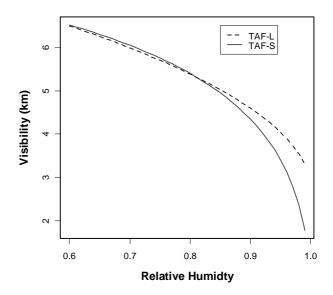


図3.3.3 降水量が2mm/hrの時の相対湿度に対する予 測視程の変化特性。実線はTAF-S型、破線はTAF-L 型。相対湿度が0.8以上でTAF-S型の低下がより大き

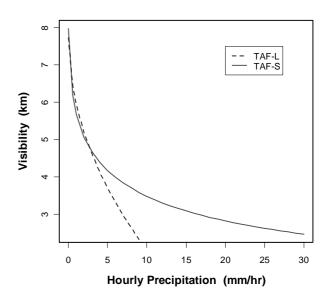


図3.3.4 相対湿度が0.85の時の1時間降水量に対する 視程の変化特性。実線はTAF-S型、破線はTAF-L型。 降水量が2.5mm/hr以上でTAF-S型の低下がより小さ い。

コアの各階級別地点数を月別に示した。TAF-Lガイダンスでは全地点平均で約0.3であるのに対し、半数以上の官署でスレットスコアは0.1未満とかなり低い。一つにはTAF-Lガイダンスが前3時間内の最小視程を予測するのに対し、TAF-Sガイダンスでは前1時間内と時間的な制約が大きいことが考えられる。

5km未満と予想した中で的中した割合は、全地点の合計では4月と7月では約0.4と低いが、その他の期間では0.5前後と(2)で述べた目的どおりの結果が得られた。地点毎に精度のばらつきがみられるが、データ数を増やして係数の再計算を行うことにより改善されることが期待される。

表3.3.3	5km未満を的中としたスレットスコアの階級別地
点数	

スレットスコア	3月	4月	5月	6月	7月
x<0.1	38	50	51	52	50
0.1≦x<0.2	10	15	11	13	15
0.2≦x<0.3	14	6	5	4	5
0.3≦x	11	2	6	4	3

3.3.4 雲に関するガイダンス

(1) 開発の経緯と方針

従来から配信してきたTAF-L雲ガイダンスでは、2001年3月に、モデルの雲量予測バイアスやモデル地形の標高と実際の空港標高の差による誤差を軽減することを目的として、それまでのモデル予測雲量をそのまま用いた診断方式から、カルマンフィルターによる逐次最適化方式に変更した(大林・榊原 2000)。その後、実況と異なり100ft以下の雲量8/8を連続して予測する事例が散見されたため、2001年6月8日からは、1000ft以下かつ対流凝結高度以下では雲を作らないように修正して運用してきた。この結果、低シーリング(雲量5/8以上の最低雲層の雲底高度)の予測頻度が実況より少なく、スレットスコアも低いという悪影響が現れていた(大林 2001)。

今回のTAF-S雲ガイダンス開発では、従来のTAF-L 雲ガイダンスのアルゴリズム(以下、旧アルゴリズム)に 改良を加え、低シーリングの予測精度改善を目指した。

なお、この新しいアルゴリズムを適用することにより、 TAF-L雲ガイダンスも改善されることがわかったので、 同ガイダンスも2002年7月9日からこのアルゴリズムに変 更した。

(2) 配信要素

FT=2~15の毎時、前1時間で雲量5/8以上の雲層 (無い場合は最低雲層)が最も低い時の、下から3層の 雲量(8分値)・雲底高度(ft)を配信3する。

3層は、TAFにおける雲の表現(気象庁 1998)に合わせ、最も低い雲層、その上で雲量3/8以上の雲層、さらにその上で雲量5/8以上の雲層である。TAFに表現すべき「それ以外の重要な対流雲(積乱雲、塔状積雲)」は考慮していない。

(3) 作成手法

カルマンフィルターで最適化した係数を用いて、空港 上空のモデル面予測雲量から高度別の雲量時系列を 作成し、それから出力すべき3層を抽出する。この作成 手法の基本方針は、旧アルゴリズムを踏襲している。

(ア) 高度別の雲量時系列予測作成

各空港上空のモデル面雲量予測値から、高度別の 雲量時系列を予測する。

雲量予測の対象高度は、旧アルゴリズムでは、「100m毎10000mまで(下から2000mまではカルマンフィルターによる予測、2500mより上はモデル面雲量を内挿、その間は不連続を避けるため両者の重み付き平均)」であったが、最終的に100ft単位で出力するための内挿・外挿による誤差や、係数最適化を行う高度とその上での特性の違いが発生していた。これらの欠点を解消するため、TAFで要求される鉛直方向の解像度を考慮して、予測対象高度を表3.3.4の通り下層ほど間隔を狭く設定し、全層で係数最適化を行うこととした。

表3.3.4 雲量予測の対象高度

地表面が	らの高度	層間隔	
地表 ~	1000ft	100ft毎	
\sim	5000ft	500ft毎	
\sim	10000ft	1000ft毎	
~	30000ft	2000ft毎	

それぞれの対象高度の雲量 C^{klm} を、その高度に近い モデル面3層の予測雲量 C^{mdl} から次式で求める。

$$C^{klm} = X_0 + \sum_{i=1}^{3} C_i^{mdl} X_i$$
 (3.3.10)

バイアス項 X_0 および係数 X_i ($i=1\sim3$)に関して、カルマンフィルターによる逐次最適化を行う。旧アルゴリズムでは、係数は対象時間帯によらず地点毎に1セットであったが、これを対象時間帯毎に持つようにした。これにより、モデルでは日変化が不十分な場合でもガイダンスである程度表現できるようにした。

さらに、頻度バイアス補正(降水量ガイダンス等で適用されている、予測値が閾値以上となる頻度を実況の頻度に近づけるための補正(藤田 1996))を適用し、最終的な高度別の雲量時系列予測値とする。

(イ) 出力すべき3層の抽出

各予測対象時刻の高度別雲量予測値を最下層から検索し、TAFにおける雲の表現に合わせ、最も低い雲層、その上で雲量3/8以上の雲層、さらにその上で雲量5/8以上の雲層、の3層を抽出する。この際、あまり近接した層が選択されないよう、高度差が高度の20%以内である2層は、1層とみなすようにしている。例えば、900ftで雲量1/8、1000ftで雲量3/8の場合、2層を一体とみなし、900ftを雲量3/8とする。

下にある層が雲量8/8の予測でも、それより上の層も抽出する。これは、予報を作成する際にガイダンスに修正が必要な場合、より上層の情報が必要となることが考

³ TAF-Lガイダンスでは、従来、上・中・下層雲を配信していたが、2002年7月9日からTAF-Sガイダンスと同じ下から3 層の雲に配信内容を変更した。

えられるためである。

(4) 精度

24時間観測値が得られる11空港について、シーリング600ftのスレットスコア、バイアススコアを求めた。スコアの算出には、ルーチンで配信したTAF-Lガイダンスと比較するため、3時間の最低シーリングを対象とした。図3.3.5は、閾値600ftのスレットスコア(上)とバイアススコア(下)である。今回のTAF-S雲ガイダンスのアルゴリズムにより、低シーリング出現頻度が少ない(バイアススコアが小さい)欠点は解消され、スレットスコアは大幅に改善されている。

参考までに、同じアルゴリズムを適用した改良TAF-L 雲ガイダンスのスコアも示してある。改良TAF-L雲ガイ ダンスでも、TAF-Sガイダンスとほぼ同程度の精度に改 善されることがわかる。

(5) 今後の課題

現在、(3.3.10)式のCfmdl(モデル面の予測雲量)は、相対湿度から診断的に求められている(細見 1999)。一方、TAF-Lガイダンスに利用しているRSMについては、雲水量の予報変数化の開発が進められている(第1.3節)。雲水スキームから得られる予測雲量は、現行の予測雲量と比較するとバイアス傾向に大きな変化が見られるため、当面は雲ガイダンスの説明変数としては雲水スキームから得られる雲量は使わず、相対湿度から計算した雲量を引き続き使用する予定である。今後、雲水スキームで予測される雲量の特性を調査し、雲ガイダンスへの利用方法を検討していく。

また、TAF-Sガイダンスに利用するMSMは、2003年度中に非静力学モデルに置き換り、より高度な雲物理過程が導入される。雲物理過程はもともと水平格子間隔1km以下のモデルのためのパラメタリゼーションであるため、当初導入される10km程度の格子間隔のモデルで、どの程度雲量予測精度が改善できるか、現在の雲ガイダンスのアルゴリズムでその改善を的確に反映させることができるかどうか等について調査していく必要がある。

参考文献

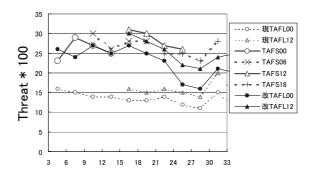
岩倉晋, 岡田菊夫,1999: 東京国際空港における卓越 視程の相対湿度依存性. 気象研究所報告,50, 81-90.

大林正典, 榊原茂記, 2000: 航空気象予報. 平成12 年度数値予報研修テキスト, 42-45.

大林正典, 2001: 航空ガイダンス. 平成13年度数値予報研修テキスト, 48-49.

気象庁, 1998: 飛行場予報. 航空気象予報作業指針, 5-1 - 5-42.

木村陽一, 1998: 風ガイダンスの統計的特徴と風速



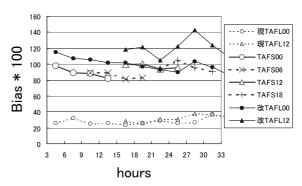


図3.3.5 雲ガイダンスの3時間最低シーリング閾値600ftの スレットスコア(上)とバイアススコア(下)。 横軸は00UTC からの予測時間。

24時間観測値が得られる11空港を対象とし、期間は 2001年7月~2002年6月の1年間。

図中「現TAFL」はルーチンのTAF-Lガイダンス、「TAFS」はTAF-Sガイダンス、「改TAFL」は改良TAF-Lガイダンス。その後ろの数字は初期時刻。

なお、TAF-Sガイダンスは00,06,12,18UTC初期値で15時間予測を、TAF-Lガイダンスは00UTC初期値から33時間予測、12UTC初期値から21時間予測まで図示しているが、初期値の時刻から3時間後の予報発表に対し、TAF-Sガイダンスは利用できるが、配信が遅いTAF-Lガイダンスは利用できない(すなわちFT=3~6は実際の予報には使えない)ことに注意が必要である。

補正. 平成10年度量的予報研修テキスト, 79-84. 国次雅司, 1997: 風ガイダンスの開発. 平成9年度 量的予報研修テキスト, 39-44.

酒井喜敏, 2000: GSM 風ガイダンス. 平成 12 年度 数値予報研修テキスト, 31-32.

藤田司, 1996: 降水ガイダンスの統計的検証. 平成8年度数値予報研修テキスト, 34-40.

細見卓也, 1999: 雲水の予報変数化. 平成11年度数値予報研修テキスト, 52-57.

萬納寺信崇, 1994: お天気マップ. 数値予報課報告・ 別冊第41号, 90-91.

Middleton, W. E. K., 1952: Vision through the Atmosphere. The University of Toronto press, 250pp.