2.1 領域モデルの統計的検証¹

2.1.1 はじめに

領域モデル(以下RSM)は2001年3月の計算機更 新に伴い予報領域を広げ、鉛直層数を増やす変更を して以来、2003年6月に解析手法として4D-Varが導 入されるまで大きな変更はない。この期間のRSMの 検証としては2001年3月から2001年7月までの統計 的検証(今泉・新美 2001)、メソ数値予報モデルの 比較対象としての検証(田中 2002)が行われてい る。

本節ではRSMの誤差特性を中心に年間を通した 統計的検証結果と季節別の検証結果、そして全球モ デル(以下GSM)と比較した検証結果を示す。誤差 特性を見ることによってモデルの結果を利用する際 の補正に役立てたり、モデルの問題点を見出し、今 後の開発につなげることができる。

2.1.2 初期値に対する平均誤差の特徴

予報誤差の傾向を表す指標として対初期値の平均 誤差(Mean Error、以下ME)がある。ここでは予 報誤差を予報値とその予報時刻での初期値との差、 MEを予報誤差の領域平均値と定義する。図2.1.1に RSMの予報領域全体でのMEの1ヶ月平均値の時系 列を示す。

図2.1.1に示した結果によると、MEは予報時間が 進むほど大きくなる傾向があるが、大まかな特徴は どの予報時間でも同様であり、以下のようにいえる。

- 季節に依らず、海面気圧(図2.1.1の1段目)を低く、500hPa面の西風成分(図2.1.1の2段目)を弱く予想している。
- 850hPa面の気温(図2.1.1の3段目)、500hPa面の 気温(図2.1.1の4段目)をともに高く予報してい る。どちらのMEにも季節変動があるが、850hPa 面では冬に、500hPa面では夏に特に気温を高く 予想する。
- ・500hPa面高度(図2.1.1の5段目)は全体的に高い。
 850hPa面の気温と500hPa面の気温のMEの傾向
 が逆位相になっていることは大変興味深いが原因は
 わかっておらず、今後調査が必要である。

2.1.3 系統誤差の分布特性

ある期間の予報誤差の期間平均値を系統誤差という。第2.1.2項では予報誤差の領域平均値であるME について述べたが、予報誤差の地域的特性を把握す ることは大切である。そこで、冬と夏の系統誤差の



図2.1.1 月別要素毎のRSM領域平均の平均誤差 横軸:月、縦軸:平均誤差 FTは予報時間(h)

¹ 坂下 卓也



図 2.1.2 2001 年 12 月~2002 年 2 月,2002 年 12 月~2003 年 2 月の冬季合計 6 ヶ月間における、12UTC 初期値の RSM48 時間予報の平均値(等値線)と系統誤差(塗りつぶし)

左は 500hPa 面高度で等値線間隔は 120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で等値線間隔は 4hPa。右 は 850hPa 面気温で等値線間隔は 6K。図中の+と-は系統誤差の極値。



図 2.1.3 冬の RSM で低気圧を発達させすぎる事例

左は 2003 年 1 月 25 日 12UTC の海面気圧の RSM 初期値、右は 2003 年 1 月 23 日 12UTC 初期値の RSM48 時間 予報の海面気圧(実線)と地表面気圧の予報誤差(塗りつぶし)。海面気圧の等値線間隔は 8hPa。

地域分布を見ることによってモデルで予想される場 にどのような偏りがあるかを明らかにする。

初期値が00UTCと12UTCのそれぞれについて系 統誤差の分布は、値に若干の違いはあるものの、大 まかなパターンや極値の位置はほとんど同じであっ た(図省略)。そこで、以下ではすべて12UTC初期 値について述べる。

まず冬として2001年12月と2002年1月・2月、お よび2002年12月と2003年1月・2月の合計6ヶ月の 12UTC初期値のRSM48時間予報値の平均場と系統 誤差の分布を図2.1.2に示す。

500hPa面高度の系統誤差の分布(図2.1.2左)を 見ると、バイカル湖付近とオホーツク海付近の領域 で最大19m高く、太平洋から日本列島付近では最大 12m低く予想することが系統誤差に表れている。こ れは大まかに見ると、日本の南で高度を低く、北で 高く予想しているので、高度の南北傾度を弱める予 報誤差が系統的に表れていることを意味する。また、 この系統誤差の配置は図2.1.2左の平均場に表れる 日本付近の谷の西側で高く、東側で低いので、この 谷の位相を東よりに予想する気候的な系統誤差があ ることを示している。ただしこの様子は、日々の時 間・空間的変動が400m程度であることと比べると 大変小さいので、日々の天気図を見る限りでは確認 することは難しい。

地表面気圧²(図2.1.2中)は北日本から千島の東 にわたる領域と中国大陸で低く予想することが系統 誤差に表れている。前者の地域では48時間予報で最 大2hPa低く予想している。冬には日本付近を通過し た低気圧が日本の東海上で発達する事例が多いが、 RSMでは予報が新しくなるとこの低気圧の中心気 圧を浅めることが多く、実際以上に発達させる傾向 がある。このような事例は日々の天気図でも見るこ とができる。顕著な例として図2.1.3を示す。この事 例では48時間予報で同じ時刻の初期値よりも低気

² 海面気圧は予報を行う上で非常に大切だが、海面気圧に は海面更正のときに生まれる誤差が含まれる。ここではモ デルの予想の系統誤差を調べるので、海面更正による誤差 のない地表面気圧の系統誤差を議論する。

圧の中心気圧を15hPa³深く予想していた。日本の東 海上で地表面気圧の低い系統誤差はこのような事例 の積み重ねによって説明される。

後者の中国大陸の地域でも、海面気圧を低く予想 する傾向を日々の天気図で見ることができ、地表面 気圧も最大3hPa低く予想している。この原因を調べ るために850hPa面の気温の系統誤差(図2.1.2右) を見ると、中国大陸の地表面気圧の低い地域と 850hPa面の気温を高く予想している地域がよく一 致し、そこでは最大4K高く予想している。この地域 (図2.1.2のA領域付近)の気温のMEの鉛直方向の 変化を図2.1.4に示す。MEの鉛直分布が地表に近い ほど大きくなっていること、気温を1K以上高く予想 する領域の外縁が海岸線にほぼ沿っていることから、 この地域では大陸の地面付近の物理過程に問題があ る可能性がある。また、第2.1.2項で述べた冬の 850hPa面の気温のMEが高いのは、主にこの地域で の気温の系統誤差が高いことが反映されていると考 えられる。

500hPa面の風の系統誤差(図2.1.5)は高度の系 統誤差と地衡風バランスした分布になっており、日 本付近では2m/sほどの東風成分の系統誤差になっ ている。これは先に述べた高度の南北傾度が弱い系 統誤差に対応している。また、この地域は500hPa 面での偏西風の強い位置に相当する(図省略)。これ は冬の偏西風が弱い系統誤差があることを示してい る。

次に夏(2001年6月・7月・8月と2002年6月・7月・ 8月の6ヶ月平均)の12UTC初期値RSMの48時間予 報値の平均場と系統誤差の分布を図2.1.6に示す。



図2.1.4 東経100度から東経120度、北緯20度から30度に 限定した領域(図2.1.2のA領域付近)での冬季の気温の 48時間予報MEの鉛直分布



図2.1.5 RSM冬季の500hPa面における風の48時間予報 の系統誤差

旗矢羽は5ノット(約2.5m/s)、大矢羽は1ノット(約0.5m/s)、小矢羽は0.5ノット(約0.25m/s)。



図 2.1.6 2001 年 6 月~8 月,2002 年 6 月~8 月の夏季合計 6 ヶ月間における、12UTC 初期値の RSM48 時間予報の平 均値(等値線)と系統誤差(塗りつぶし)

左は 500hPa 面高度で等値線間隔は 120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で 等値線間隔は 4hPa。右 は 850hPa 面気温で等値線間隔は 6K。図中の+と-は系統誤差の極値。

³ 予報誤差の極値は 20hPa であるが、これには位相ずれ

によるものが含まれている。低気圧の中心気圧の予報誤差

は 15hPa である。



図2.1.7 上はRSM夏季の500hPa面における風の48時間 予報の系統誤差

旗矢羽は5ノット(約2.5m/s)、大矢羽は1ノット(約 0.5m/s)、小矢羽は0.5ノット(約0.25m/s)。

下はRSM夏季の250hPa面高度の48時間予報平均 場(実線で等値線間隔は120m)と系統誤差(塗りつ ぶし)。



図2.1.8 夏季のASM限项主体での気温の48時间予報 ME

の鉛直分布

500hPa面高度(図2.1.6左)では、太平洋高気圧 の目安となる5880mの等高度線の西の地域を中心 に最大で10m低く予想し、太平洋高気圧の西への張 り出しを弱く予想することが系統誤差に表れている。 一方、沿海州を中心に日本海・朝鮮半島・中国東北 区・オホーツク海にかけて最大20m高く予想し、冬 の場合と同じく、高度の南北傾度を小さくする傾向 が系統誤差に表れている。

地表面気圧(図2.1.6中)は中国大陸から日本の東 海上にかけて広い領域で低く予想しており、大きい ところでは1ヶ月平均して2hPa低く予想している。

500hPa面の風の系統誤差(図2.1.7上)は冬と同

じく高度の系統誤差と地衡風バランスした系統誤差 分布になっており、500hPa面で南北の高度の傾度が 弱い系統誤差があることに対応して、日本付近では 2m/s程度の東風成分の系統誤差になっている。夏の 日本付近の500hPa面での平均的な西風の強さが 10m/s程度(図省略)であることを考えると、この 系統誤差の大きさは無視できるものではない。GSM や台風モデルに台風の転向後に進行速度が遅くなる 系統誤差があり、その原因は日本付近での西風が弱 い系統誤差があるため(酒井 2002)なので、RSM にも台風の転向後に進行速度が遅くなる系統誤差が ある可能性が考えられる。

また、夏の系統誤差の注目すべき特徴として、 250hPa面の高度(図2.1.7下)を領域全体で高く予 想しているということがある。この特徴は冬には見 られない(図省略)。これは、夏の気温のRSM領域 におけるME鉛直分布(図2.1.8)を見るとわかるよ うに、700hPa面から250hPa面の間では領域平均で 気温を高く予想し、この部分の層厚が厚くなってい るためである。このように、高度によって誤差特性 が異なっているので、利用するときには注意する必 要がある。

2.1.4 GSMとの比較

RSMは側面境界値としてGSMの予報値を用いる ので、特に予報後半において、GSMからの影響を無 視することはできない。そこでRSMの系統誤差を GSMの系統誤差と比較して検証する。図は示さない が、GSMも00UTC初期値と12UTC初期値では系統 誤差パターンに大きな違いはなかったので、12UTC 初期値についてのみ示す。夏・冬それぞれで、RSM と同じ6ヶ月間平均した12UTC初期値のGSM48時 間予報の平均場と系統誤差を図2.1.9に示す。RSM とGSMの系統誤差を比べた特徴は、以下のようにま とめることができる。

- 500hPa面高度の系統誤差(図2.1.9左列)は、RSM とGSMで正負の分布と極値の位置が大変似てい て、夏の太平洋高気圧を弱く予想する(平井 2002)などの特徴も共通している。
- ・地表面気圧(図2.1.9中列)は、冬にRSMで日本の東海上で低く予想する傾向がGSMでは弱いこと、夏にRSMはGSMに比べて全体的に低く予想することなど異なる点が多く、全体的にはGSMのほうが系統誤差が小さい。
- ・850hPa面の気温(図2.1.9右列)では、冬の系統 誤差の正負の分布はRSMとGSMで似ているが、 RSMの方が中国大陸でより気温を高く予想する 領域があるなど、全体的にはRSMのほうが系統誤 差が大きい。また、冬の系統誤差の極値の大きさ や位置、夏の系統誤差の正負の分布など、異なる



図 2.1.9 RSM と同じ冬、夏それぞれ合計 6 ヶ月間における、12UTC 初期値の GSM48 時間予報の平均値(等値線) と系統誤差(塗りつぶし)

左は 500hPa 面高度で等値線間隔は 120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で等値線間隔は 4hPa。右 は 850hPa 面気温で等値線間隔は 6K。上段が冬で下段が夏。図中の+と-は系統誤差の極値。

点も多い。

・夏のGSMの250hPa面高度の系統誤差の分布(図 2.1.10)は、全体的に高く予想する点ではRSMと 似ているが、極値の位置はかなり違うなど、異な る点がある。

RSMとGSMとで500hPa面高度の系統誤差の特性が似ているのは、RSMが側面境界値として用いて



図2.1.10 GSM夏季250hPa面高度の12UTC初期値の48 時間予報平均場(実線で等値線間隔は120m)と系統 誤差(塗りつぶし)

いるGSMの予報からの影響を受けていると考えられる。RSMの予報精度の向上のためには、境界値として用いるGSMの予報精度の向上も欠かせない(今泉・新美 2001)といえる。

一方、地表付近や250hPa面高度では、GSMと RSMの系統誤差特性が違っている。これはRSMと GSMで、解析手法や物理過程が異なることによるも のである。RSMは、GSMよりも水平・鉛直分解能 が高いことによって細かいスケールの現象を表現で きる(北川 1996; 美濃 1997)が、モデルの物理過 程の取り扱いが十分でない可能性がある。

2.1.5 まとめ

冬と夏それぞれのRSMの系統誤差特性を調べた。 要点は以下のようにまとめられる。

- RSMには、夏・冬ともに500hPa面の西風を弱く
 予想する系統誤差がある。
- ・気温の予報誤差特性は高度によって異なる。
- RSMには、冬に大陸で地表面気圧を低く予想する 系統誤差がある。これは地表付近の物理過程に問 題があるためであると考えられる。
 また、RSMの系統誤差特性をGSMのそれと比較

した。要点は以下のようにまとめられる。

- RSMは、GSMの予報値を境界値として使うので、 GSMの誤差特性による影響を受ける。
- ・500hPa面の高度では、GSMとRSMで系統誤差特 性の共通点が多いが、地表付近や250hPa面高度 ではRSMとGSMの系統誤差の傾向は異なる。

RSMの系統誤差の分布から、冬に中国大陸で気温 を低く予想する傾向があることなど、いくつかの問 題点を明らかにしたが、原因を究明するには至って おらず、今後の調査が必要である。

なお、2003年5月に境界値を与えるGSMの積雲対 流スキームの変更およびATOVS輝度温度直接同化 を行ったこと、2003年6月に領域解析に4次元変分法 を導入したことによって、今ここで述べた誤差の特 性が変わる可能性がある。今後の誤差特性の変化を 注意深く監視することが必要である。

参考文献

- 今泉孝男,新美和造,2001:領域モデル(RSM)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,13-15.
- 北川裕人, 1996: RSMの統計的検証. 平成8年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 12-16.

 酒井亮太,2002: 台風モデルの検証と改良. 平成14
 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 13-18.

- 田中小緒里,2002: メソ数値予報モデルの統計的検 証. 平成14年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,1-3.
- 平井雅之,2002: 全球モデルの統計的検証. 平成14 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 19-25.
- 美濃寛士, 1997:総観場の統計的検証. 平成9年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-8.

2.2 メソ数値予報モデルの検証1

2.2.1 はじめに

2002年に行われたメソ数値予報モデル(MSM) に関係ある変更は以下の通りである。

- ・3月 メソ4次元変分法(4D-Var)の導入
- ・8月 航空機自動観測 (ACARS) データの
 利用開始

4D-Varの概要と実験結果は石川・小泉(2002)、 導入後の特性変化については田中(2002)、ACARS データ利用の影響については大林・田中(2002)を 参照願いたい。ここでは、2002年度のMSMの精度 について、降水予報に絞って報告する。また、新た な観点として、河川の流域雨量に対する検証結果も 示す。

2.2.2 降水予報の統計的検証

田中(2002)で示した4D-Var導入後のMSMの検 証結果は、統計期間が4ヶ月と短く、季節も限られ ていた。ここでは、1年間を通してのMSMの精度に ついて報告する。結果は2002年度の方が2001年度よ りも精度が高く、田中(2002)と一致していた。詳 細は、以下の通りである。

図2.2.1にレーダーアメダス解析雨量(RA)に対 するMSMのスレットスコア(TS)、バイアススコア

(BS)、TSの年変化のモデル差を示す。TSは1に近いほど予報精度が高いことを意味するが、予報精度だけではなく、気候特性にも依存することが知られている(Mason 1989)。この影響を取り除くために、

RSMのスコアの変化と比較した(2001,2002年度で RSMに関係する変更は無かったので、RSMのスコ アの変化を気候特性の変化とみなす)。BSは1より大 きいと予報頻度が観測頻度より過剰、小さいと過少 であることを意味する。RSMとの比較のために、検 証格子は40km、検証領域は日本の陸上とした。弱 い雨の検証として3時間積算1mm、並雨の検証とし て、3時間積算10mmを閾値とした。値はそれぞれの 年度の平均値である。

2001年度と2002年度のTS(図2.2.1の左)を比べ ると、1mm、10mmのどちらの閾値でも全ての予報期 間においてTSの平均値が大きくなっていることが 分かる。特に、閾値10mmの雨の予報初期における TSの改善が大きい。一方、閾値1mmの雨のTSは、 2002年度は2001年度と比べて、予報3~6時間目の TSの落ち込みが緩やかになっている。次に、BS(図 2.2.1の中央) は閾値1mm,10mmのどちらでも、1を 超えており、予報過剰となっている。2001年度と 2002年度の大きな違いは、閾値10mmの雨では、 2002年度の予報初期でBSが2001年度より1に近く なったことである。予報初期で、弱い雨に対するTS にあまり変化が無く、並雨に対するBSが小さくなっ たのは、4D-Var導入以前の同化手法である物理的初 期値化(PI)との関わりが深い。PIを利用した場合、 弱い雨に対しては、予報初期では精度が高いがその 後持続しない、並雨に対しては予報初期に降水予報 が過剰であるという予報特性があった(郷田 1998)。 4D-Var導入によって、この特徴は変わったといえる。



図 2.2.1 MSM の 2001 年,2002 年度の 3 時間積算雨量の閾値が 1mm,10mm に対するスコアの平均値。 横軸は、予報時間。左はスレットスコア、中央はバイアススコア、右は、スレットスコアの年変化を RSM と比較 したもの。

1 田中小緒里



図 2.2.2 流域図。左から十勝川流域、阿武隈川流域、利根川流域。影の部分が流域(予報課提供のソフトで作成)。

最後に、TSの変化が単に気候特性の違いによるものか、MSMに関係する変更による改善なのかを区別 するために、図2.2.1の右にRSMの年変化とMSMの 年変化を比べたスコアを示す。値の求め方は以下の とおりである。

TS年変化のモデル差=

[TS (MSM・2002年度) -TS (MSM・2001年度)] -[TS (RSM・2002年度) -TS (RSM・2001年度)]

この値が正であれば、気候特性の変化ではなく MSMに関係する変更によりスコアが改善したと考 えられる。図から閾値1mm,10mmのどちらもほとん どの予報時間で0以上になっており、MSMは改善し たといえる。

上述のような変化をもたらした原因として、以下 の2点をあげる。

- ①4D-Varの導入によって、観測データが以前より も力学的にバランスした状態で解析値に反映さ れるようなった。
- ②ACARSデータの利用開始によって、特に上層 大気の観測データが密になった。

①と②の相互作用が、図2.2.1の右のような改善に 繋がったと考えられる。

2.2.3 流域雨量に対する検証

従来から気象庁は、あらかじめ指定された河川の 洪水予報を国土交通省と共同で行ってきたが、平成 13年7月には、水防法と気象業務法が一部改正され、 都道府県が管理する河川についても都道府県と共同 で洪水予報を行うことができるようになった(気象 庁 2003)。流域雨量は基準地点の水位予測に利用さ れているが、これまで数値予報課では流域雨量とい う観点からのモデルの検証は行われていなかった。 そこで今回、モデルによる洪水予報の基礎調査とし て流域雨量に対する検証を行ったので報告する。

流域とは、ある河川、または水系の四囲にある分 水界(二つ以上の河川の流れを分ける境界)によっ て囲まれた区域のことであり、流域雨量とは、流域 面積平均の雨量を指す。

(1) 事例検証

2002年度に激甚災害に指定された台風第21号に 伴う大雨について事例検証した結果を示す。2002年 の台風第21号は、9月26日18UTCに南鳥島の南海上 で発生し、日本の南海上を北北東に進んだ。その後、 強い勢力のまま10月1日11UTC頃神奈川県東部に上 陸した。関東北部から北日本にかけては、1時間に 30mm以上の激しい雨が降り、日降水量は300mmを 超えたところがあった(気象庁 2002)。この台風の 北上をMSMは実況よりも遅く表現していた。そして、 初期値が新しくなる度に台風の北上を早めるように MSMの予報は修正された。

この台風に伴う降水で、警戒水位を超えた河川2の 中から、流域面積が広く、強い降水エコーがかかっ ていた十勝川流域、阿武隈川域、利根川流域の3つ の流域(図2.2.2)について検証結果を示す。検証は、 洪水予報で用いられている予報区域の緯経度情報³ を、数値予報課で利用している格子間隔10kmの検 証用格子に変換して行った。この検証格子を用いて MSM予報値の流域雨量を算出し、同様に加工した RAと比較した。

図2.2.3に、MSM予報値とRAの時系列を流域ごと に示す。十勝川流域では、10月1日03~18UTCの弱 い雨はよく表現できていたが、10月1日19~21UTC のピーク降水量に対する予報降水量はRAよりも少 なく、ピークになる時刻が1日06UTC初期値の予報 では、3時間ほど遅かった。1日12UTCではピークに なる時刻を、18UTC初期値では降水量をRAに近づ くように修正していた。

次に、阿武隈川流域では、10月1日06UTCまでの 弱い雨に対する予報降水量はRAよりやや多かった が、1日の06UTC以降はやや少なかった。1日の

² 内閣府防災部門のホームページ「最近発生した災害への 対応について」

⁽http://www.bousai.go.jp/kinkyu/h14/taifu21-7.html) ³ 予報課提供

00UTC初期値の予報降水量を見ると、最大降水量は 良く表現しているが、3時間ほど遅れた出現となっ た。それを1日06UTC初期値ではピークになる時刻 を00UTC初期値よりも早めているが、降水量はRA より少なかった。

利根川流域の特徴は阿武隈川流域のものと良く 似ており、弱い雨に対してはやや量を多く予報し、 ピークになる時刻も1日00UTC初期値で遅れていた ものを06UTC初期値ではRAとおおよそ合うように 早めている。しかし、最大降水量は阿武隈川流域と 違って多かった。

3つの河川に共通して言えることは、ピークにな る時刻に向かって降水量は徐々に増加し、その後急 速に減少するという降水量の時間変化傾向はRAと 良く合っている、ということである。つまり、台風 の進路予報精度が高ければ、それに伴う降水の時間 変化傾向の予報精度も高くなるといえる。一方、降 水量のピークになる時刻が遅れたのは、先述のよう に、台風の進行速度の予報精度があまり高くなかっ たからと考えられる。これを降水の水平分布図(図 2.2.4。ただし、特徴が分かりやすいように、ピーク となる時刻を含んだ3時間積算雨量を表示。)でみる と、十勝川流域でははっきりしないが、阿武隈川流 域、利根川流域では、初期値が新しくなって降水域 が北へ修正され、RAに近づいている様子が分かる。

(2) 統計的検証

2002年9月と10月の2ヶ月を通した流域雨量の検 証結果を図2.2.5に示す。検証は、洪水予報対象流域 の中から、2500km²以上の広い流域を持つ33流域、 1250~2500 km²の狭い流域を持つ48流域を選んで 行った。流域雨量の求め方は(1)と同じである。

図2.2.5の左のTSを見ると、閾値1mm,5mmのどち らでも流域の広い方のTSがやや大きい。RAの降水 の場所と、MSMが予報した降水の場所がずれている 場合、広い流域よりも狭い流域の方が、面積に対す るずれの割合は大きい。つまり広い流域では、狭い 流域よりも位置ずれの影響を受けにくいためにTS が良いといえる。また、閾値1mmでは顕著ではない が、閾値5mmのTSは予報6時間目を境に大きく異な ることから、予報時間が6時間よりも短くなると予 報精度が急激に上がるといえる。次に図2.2.5の右の BSを見ると、流域の広さによるスコアの違いは小さ く、狭い流域、広い流域のどちらに対しても予報時 間が進むにつれてBSが大きくなっている。また、閾 値1mmより5mmの降水に対するBSの方が大きく、 時間経過に伴う増加の割合も大きい。このことから、 MSMの降水の予報頻度は、強い雨ほど、予報時間が 進むほど、多いことが分かる。なお、5mmの降水に 対するスコアの折れ線が、滑らかでないのは、事例 が少ないためである。

2.2.4 まとめと今後の課題

- ・ 4D-Var導入とACARSデータの利用開始により、2001年と比べて2002年のMSMの降水予報精度は向上した。
- 流域雨量の事例検証では、量と出現時刻はや
 や誤差が大きいものの、時間変化傾向はよく
 表現できていた。
- ・流域雨量の統計的検証では、1時間で5mm以上のまとまった降水に対しては、予報時間が
 6時間よりも短くなると急激に精度があがるといえる。
- ・第2.2.2項、第2.2.3項の統計的検証において、 BSはどの予報時間でもほぼ1を超えており、 MSMの降水予報頻度はやや過剰といえる。

流域雨量に対して、今回は時間変化傾向に関する 統計的検証や、降水システムごと、流域ごとに分け た統計検証は行わなかった。洪水予報では、時間雨 量の推移も重要な要素の一つであり、降水システム や流域により予報精度も異なると思われる。これら を含めて、今後詳細な検証を行っていく予定である。

謝辞

河川流域データ利用にあたって、予報課田中信行 氏にご協力いただいた。

参考文献

- 石川宜広,小泉耕, 2002:メソ4次元変分法.数値 予報課報告・別冊第48号,気象庁予報部,37-59.
- 大林正典・田中小緒里, 2002: MSMの予報の改善. NWPにゅーす第21巻2号, 3-5.
- 気象庁,2002:2002年の気象災害(台風や大雨、風 雪等による災害).全国異常気象概況,1-24.
- 気象庁, 2003: 気象庁が都道府県と共同で行う洪水 予報. 気象庁パンフレット.
- 郷田治稔,1998:局地数値予報モデルの試験運用.
 数値予報課報告・別冊第44号,気象庁予報部, 53-72.
- 田中小緒里,2002: メソ数値予報モデルの統計的検 証. 平成14年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,1-3.
- Mason, I., 1989: Dependence of the critical success index on sample climate and threshold probability. Aust.Meteor.Mag., 37, 75-81.





図 2.2.4 MSM と解析雨量の 3 時間積算降水分布図。+勝川流域(上)、阿武隈川流域(中)、利根川流域(下)付近。右は解析雨量、中央と左は MSM 予報降水量で左よりも中央の方が新しい初期値の予報である。



図 2.2.5 流域雨量のスレットスコア(左)とバイアススコア(右)。閾値は、1時間積算 1mm と 5mm。「狭」は、 1250-2500km²の流域を持つ河川、「広」は、2500km²以上の流域を持つ河川に対する結果である。横軸は、予 報時間を示す。

2.3 台風予報の検証¹

2.3.1 はじめに

2002 年から 2003 年の前半にかけて、全球解析への 3 次元変分法の導入(竹内 2002)とその後の改良(成井 2002)、台風モデル(以下 TYM と略す)の台風ボーガスの改良(酒井・美濃 2002)などが行われた。これらの改良後の台風予報の精度と予報特性を評価するため、ここでは 2002 年の TYM と全球モデル(以下 GSM と略す)の台風予報の検証結果を報告する²。なお、検証で用いる台風の解析値としては、気象庁予報部予報課太平洋台風センター作成の事後解析結果(ベストトラック)を用いた。

2.3.2 進路予報

(1) 予報位置誤差の経年変化

図 2.3.1 は、台風予報位置誤差の 1996 年から 2002 年までの経年変化を示したものである。TYM を見る と、2002 年の 24,48 時間予報ともに 2001 年よりも 予報誤差が小さく、1996 年以降で最も予報誤差が小 さくなった。また、72 時間予報についても、最近 3





年間で最も予報位置誤差が小さく誤差の改善が見ら れる。GSM でも同様の傾向が見られ、特に 2001 年 に対する 2002 年の改善は顕著で、24,48,72 時間予 報すべてにおいて、1996 年以降で最も予報位置誤差 が小さくなった。これらの改善には年々変動の影響 も含まれると考えられるが³、前述の 3 次元変分法の 改良や TYM の台風ボーガスの改良によるものが大 きいと考えられる。

(2) 進行方向に相対的な予報誤差

2002年の台風進路予報の系統誤差を見るため、図 2.3.2 のように予報位置誤差を台風の進行方向に沿 った成分(AT)と直交する成分(CT)に分類し検 証を行った。図 2.3.3 は TYM と GSM の 72 時間予 報について、それぞれ進行方向で転向前・転向中・ 転向後に層別化4して検証した結果である。この図か ら、転向別に誤差の分布が違っていることがわかる。 このときの AT 方向と CT 方向のそれぞれのバイア スとAT 方向とCT 方向の誤差の標準偏差の比(AT 方向の標準偏差/CT 方向の標準偏差)を表 2.3.1 に まとめた。転向別の AT 方向と CT 方向の誤差の標 準偏差の比は、転向前と転向後については TYM と GSM ともに同じ傾向を示していて、転向前は CT 方 向に広がる傾向があり、転向後は AT 方向に大きく 広がる傾向が見られる。転向中については、GSM は やや CT 方向に広がる傾向があり、TYM は AT 方向 と CT 方向ともに同じ程度(円形に近い分布)であ る。バイアスは、TYM と GSM ともに転向後に AT 方向における負バイアスが顕著である。このほか、 GSM で転向前に CT 方向における正バイアスが TYM よりも強く見られる。TYM でこの傾向が見ら



図 2.3.2 台風の進行方向に相対的な誤差の取り方 進行方向に沿った方向の誤差(AT)と進行方向に直 交する方向の誤差(CT)は図のようにして得られる。 進行方向とは気象庁予報課が解析した台風の進行方向 のことである。

1 酒井 亮太

- ² TYM は1日4回、GSM は1日2回の台風予報が得られる。ここでは、それぞれのモデルの予報結果を単独で検証 していて、TYM と GSM の検証対象は同じではない。
- ³ 台風はその年によって発生する場所や数、特性が大きく異なることがある。そのため、前年との比較がそのままモデ ルの性能の変化に対応するとは限らない場合がある。
- 4 転向の定義は、第1.4.3 項参照のこと。

れないのは、図 2.3.3 を見ると GSM は CT 正方向に のみ広がった分布となっているが、TYM は正方向と 負方向の両方へ広がった分布が見られ、それら両方 でバイアスを打ち消しているためである。次に、転 向後について AT 方向と CT 方向の標準偏差の比や バイアスを、実況の台風の進行速度別に表 2.3.2 に まとめた。これを見ると、実況の台風の進行速度が 速いほど、AT 方向に伸びた誤差分布となり、負方向 のバイアスが強くなることがわかる。

以上のことをまとめると、TYM と GSM の 72 時間予報について、転向前は台風の進行の向きに関する予報誤差のばらつきが大きく、転向後は進行速度に関する予報誤差のばらつきが大きい。特に転向後においては、台風の実況の進行速度が速いほど、進行速度に関する予報誤差のばらつきが大きくなり、 全体的に実況よりも遅く予報することが多いといっ



図 2.3.3 台風の進行方向に相対的な予報位置誤差の散布図 実況の台風の位置を原点とした台風の進行方向に相対的な座標上で、それぞれの台風の 72 時間予報位置 をプロットした。軸の向きは、台風の進行方向(AT)をY軸正方向、台風の進行方向に直交する方向(CT) をX軸(進行方向右側が正)とした。また、台風の進行方向により、転向前(左図)・転向中(中図)・転向 後(右図)の分類を行っている。上図がTYM、下図がGSMに対応する。単位はkm。

表 2.3.1 台風の進行方向に相対的な予報位置誤差。 TYM と GSM による 72 時間予報の転向別に AT 方向と CT 方向のバイアスと、AT 方向と CT 方向 の誤差の標準偏差1の範囲の比(標準偏差の縦横 比)を示している。縦横比が1より大きいほど進 行方向に伸びた予報誤差分布を表わす。

FT=72	転向段階	バイア	ス(km)	標準偏差の縦	
		AT	СТ	横比(AT/CT)	
ТҮМ	転向前	-67.4	24.7	0.80	
	転向中	-96.6	-10.8	0.96	
	転向後	-295.3	7.2	1.46	
GSM	転向前	-23.1	84.8	0.91	
	転向中	-68.1	-6.6	0.87	
	転向後	-234.0	40.3	1.48	

表 2.3.2 台風の進行速度別の進行方向に相対的な予報位置誤差(転向後)。TYM と GSM の 72 時間予報における、転向後の AT 方向と CT 方向のバイアスと、AT 方向と CT 方向の誤差の標準偏差1の範囲の比(標準偏差の縦横比)を、実況の台風の進行速度(ノット)で層別化した結果。

台風の進行速度		0-10	10-20	20-30	30-
ТҮМ	AT	-186.3	-232.8	-439.6	-394.2
	СТ	206.6	-3.1	-58.1	-133.3
	縦横比	1.04	1.66	1.97	2.25
	事例数	21	32	16	20
GSM	AT	-145.6	-196.2	-323.9	-380.6
	СТ	122.3	57.5	-48.1	-58.0
	縦横比	0.89	1.20	1.17	2.15
	事例数	14	15	7	8

た特徴を持っていることがわかった。

(3) 予報位置の系統誤差分布

図 2.3.4 は、2002 年の台風予報位置の系統誤差分 布図である。北緯 10 度、東経 140 度付近の海域で、 TYMとGSMともに実況よりも北東方向に予報する 傾向が顕著に現れている。これは、台風が日本の南 海上を西進している時に、数値予報モデルの予報 が予報開始とともに北上を示すことがあるためで ある。このような誤差は 2001 年にも見られてい たもので、2002 年については特に台風第 7 号の 予報でその誤差傾向が明瞭に現れた(図 2.3.5)。 このよう系統誤差の原因としては熱帯地域の観測 データが少ないため適切な初期値を得られないこ とや、GSM で太平洋高気圧を弱く予報する予報 誤差(平井 2002) があることなどが考えられる。 前者については、衛星観測による海上風データであ



図 2.3.4 72 時間台風進路予報の系統誤差分布図 (左: TYM、右:GSM)

2002年の台風予報について、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もの。ベクトルのスケール(km)は図の右下に示している。



図 2.3.5 2002 年台風第 7 号の進路予報 実況の台風進路(太線)と TYM(左)と GSM(右) の 2002 年台風第 7 号の進路予報すべて(細線)を描画 したものである。台風が西進している段階で、常に予報 開始から実況よりも台風を北側に予報する傾向が現れ ている。

る QuikSCAT/ SeaWinds データの同化実験によっ てこの台風の進路予報が改善する事例が報告されて いて、2003 年 5 月より QuikSCAT/SeaWinds デー タの全球・台風解析への利用が開始されている(大 橋 2003)。後者についても、2003 年 5 月に導入さ れた ATOVS の直接同化の開始と GSM の積雲対流 スキームの改良により改善が期待されている(計 盛・中川 2003)。

そのほかの特徴としては、日本付近でモデルの予報が実況よりも南西側に予報する(進行速度が遅い) 傾向が大きく表れている。この傾向は、酒井・美濃 (2002)でも述べられているように 2001 年から見 られていた現象で、原因は GSM で日本付近の 500hPa の西風が弱いという系統誤差(平井 2002) の影響と考えられる。

2.3.3 強度予報

(1) 中心気圧予報の誤差

2002 年の TYM の中心気圧の予報誤差図を図 2.3.6 に示す。中心気圧のバイアスは、2001 年と比 較すると、全予報時間について 2002 年は正のバイ アス(台風中心気圧を浅く予報するバイアス)が大 きくなっている。これは、2002 年には 2001 年と比 較して強い台風が多かったことが原因と考えられる。 酒井・美濃(2002) によると、TYM は中心気圧が 940hPa 未満の台風では解析よりも浅く予報する傾 向がある⁵ことから、そのような台風の割合について 2001 年と 2002 年で比較する。48時間予報について、 中心気圧が 940hPa 未満の台風の割合は、2001 年で は 6.6%であるのに対して、2002 年は 10.0%に達し ている。また 72 時間予報についても同様で、7.6% に対して 11.0%となっている。このことから、2002 年は強い台風が多いため、正のバイアスが大きくな



図 2.3.6 2001 年と 2002 年の TYM の台風中 心気圧予報誤差 (バイアス、RMSE) ●が 2001 年、▲が 2002 年に対応し、点線 がバイアス、実線が RMSE を表わしている。

5 この傾向は 2002 年の予報についても同様に見られる (図は省略)。

ったと考えられる。平方根平均二乗誤差(以下 RMSE と略す) も 72 時間予報までは、正バイアス の影響で大きな値になったと考えられる。72 時間予 報以降については、2002 年の RMSE は 2001 年よ りも良くなっている。

(2) 強度予報の誤差分布

図 2.3.7 は 2002 年の TYM の台風中心気圧の 72 時間予報の系統誤差分布図である。この図から、南 シナ海を除く領域について、北緯 25 度より北側で は北に行くほど実況よりも台風を強く予報し、南側 では南に行くほど実況よりも弱く予報する傾向があ ることがわかる(フィリピン付近の強い正バイアス は、特定の事例の影響で現れているものであり、常 に現れるものではないと考えられる)。これと同じ傾 向は 2001 年の図でも同様に見られる(図は省略)。

これらの原因は、図 2.3.4 の進路予報誤差分布を 考慮すると、負バイアスのある領域では実況よりも 南西側に予報する誤差があることから、北上が遅い 分だけ台風が弱まらず台風を強く予報するバイアス が出ている可能性が考えられる。しかし、72時間予 報の台風中心気圧の年平均分布図と実況の年平均分 布図の差(図 2.3.8)でも、バイアスの大きさは小さ いが同じような傾向が見られることから、他の原因 も影響していると考えられる。この点については今 後更に調査していく必要がある。

(3) 台風の発達傾向の予報

台風の強度予報については、モデルの解像度や初 期値に利用される台風ボーガスのため、台風中心気 圧の絶対値は予報できないことがあるが、台風の発 達傾向(中心気圧の変化傾向)を表現できる可能性 がある。Ueno(1994)は、実況と予報の気圧の変 化傾向の相関係数(Tendency Correlation)を計算 し、数値予報モデルによる台風強度の変化傾向予報 の評価を行っている。ここでは、同様の手法を用い て TYM の台風中心気圧の初期時刻から 72 時間予報 までの Tendency Correlation を計算し検証する。検 証するにあたって、台風の発達段階で層別化を行っ た。初期値時刻と比べて 72 時間後の実況の気圧が 10hPaより低くなったものを発達期、10hPaより高 くなったものを衰弱期、変化量が±10hPa以下のも のを維持期と分類した。図 2.3.9 は 2002 年の TYM の 72 時間予報までの、発達期と衰弱期の台風の中 心気圧の発達傾向の分布図である。各図の右下の 「Tcor」は初期時刻から 72 時間予報までの Tendency Correlation、「TcorN」は各段階における 事例数をあらわす。Tcor が1に近いほど発達の傾向 が良く表わされていることを示す。TYM では台風の 中心気圧の変化傾向の予報が良く表現されていて、 Tendency Correlation も 0.87 前後を示して、中心 気圧の傾向予報について高い相関で予報できている。



図 2.3.7 TYM における 72 時間後の台風中心気圧 予報の誤差分布図

2002 年のすべての台風について、実況の台風の 位置における予報と実況の中心気圧の差(予報の中 心気圧-実況の中心気圧)。ハッチ域は負域(予報 が実況よりも中心気圧を低く予報する傾向がある 領域)を表わす。単位は hPa。

2002_TYM PMN FT=72



図 2.3.8 TYM における 72 時間後の台風中心気圧 予報の年平均と、実況の年平均の差の分布図

2002 年のすべての台風について、台風中心気圧 の予報の年平均分布と実況の年平均分布の差(予報 -実況)。ハッチ域は負域(予報が実況よりも中心 気圧を低く予報する傾向がある領域)を表わす。単 位は hPa。



図 2.3.9 TYM による台風中心気圧の発達・衰弱傾向予報の検証図

縦軸に予報の中心気圧、横軸に実況の中心気圧をとり、初期時刻(FT=0)と72時間予報(FT=72)の中心 気圧をプロットし直線で結んでいる。左図は発達期、右図は衰弱期を表わす。発達期の図では直線の右側が FT=0で左側がFT=72、衰弱期では左側がFT=0で右側がFT=72に対応する。直線が、右上から左下へ45度 の傾きを持っている場合が、予報の台風の発達の傾向が実況と最も合っていることを表わす。各図の右下の 「Tcor」は発達の相関係数、「TcorN」は各発達段階の事例数を表わす。

2.3.4 まとめ

これまでの検証結果をまとめると以下のようにな る。

- ・2002年のTYMとGSMの台風予報位置誤差は、
 2001年から大きく改善されている。
- ・進路方向に相対的な誤差で評価すると、TYM と GSM ともに転向段階や進行速度によって誤差分 布が異なる。特に転向後については、実況の進行 速度が速いほど AT 方向の負のバイアスが大きく、 また誤差のばらつきが CT 方向に比べて AT 方向 に伸びる傾向がある。
- ・強度予報(台風中心気圧予報)について、2002
 年は2001年と比較して正のバイアスが大きくなっているが、これは2002年に強い台風が多かったことによるものと考えられる。また RMSE についても同様の影響が現れている。
- ・中心気圧予報の誤差分布図で見ると、TYM は実 況と比較して中心気圧予報を北緯 25 度付近より 南側で弱く、北側で強く予報する系統誤差がある。
- ・TYM の台風の強度予報を発達傾向の予報で評価 すると、発達衰弱の傾向をよく表現できている。

TYM による台風予報特性は、2003 年 7 月に行われた台風モデルの物理過程の改良(第 1.4 節参照) により大きく変わる。また、GSM による台風の予 報特性についても積雲対流スキームの改良と ATOVS の直接同化の開始により変わる可能性があ る。数値予報モデルの台風予報の結果は、気象庁か ら発表される台風予報の重要な資料となっている。 そのため、これまで述べてきた予報誤差特性につい て改善されているか、また新たな誤差特性が現れて いないか、今後も監視を続けていく必要がある。

参考文献

- 大橋康昭, 2003: QuikSCAT 衛星観測による海上風 の全球解析への利用を開始. NWP にゅーす第 22 巻第1号.
- 計盛正博・中川雅之, 2003: ATOVS データの利用手 法の高度化と積雲対流スキームの改良について. NWP にゅーす第 22 巻第 2 号.
- 酒井亮太・美濃寛士,2002: 台風モデルの検証と改良. 平成14年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 13-18.
- 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.
- 成井昭夫,2002:全球3次元変分法の改良.平成14 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,25-29.
- 平井雅之, 2002: 全球モデルの統計的検証. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-18.
- Ueno. M, 1994: A Verification Summary of Operational TC track forecasts by the NWP models of JMA, UKMO, ECMWF, and BMRC for the TCs in the North West Pacific Ocean during 1988-93. JMA/NPD Tec Rep. No.32, JMA, 40-66.

2.4 RSMとGSMの海上風の検証1

2.4.1 はじめに

領域モデル(RSM)および全球モデル(GSM) について海上風速の予報値の検証を行った。RSMや GSMの海上風速の予報値は数値波浪モデルの入力 値として利用されており(片山 2001)、海上風速の 予報誤差を調査することは重要である。過去、海上 風の検証はRSMについては中村(1997)で行われて いるが、当時と比べてRSMでは以下の変更がなされ ている。

- ・非局所(NON-LOCAL)境界層スキーム(本田 1999)が導入された(1999年11月)。
- ・予報のモデル面の鉛直層数が36から40に増加した(2001年3月)。
- ・予報対象領域が257×217格子から325×257格子 に拡大された(同上)。
- ・境界条件となるGSMについて、鉛直層数が30から 40に増加し、物理過程が改良された(同上)。

また、GSMの海上風に関しては木本(1991)以 来検証が行われていない。そこで、今回日本の南を 漂流していたブイの海上風速データとRSM、GSM の海上風速予報値を比較し検証を行った。

なお、本検証に先立って2003年7月8日実施のマッ プディスカッションにおいて、2003年5月25日に九 州東岸で波浪モデルが実況より高い波を予報した事 例についての検討が行われた。その際に、波浪モデ ルの入力値であるモデルの風速予報値が適切である かどうかを確かめるために、漂流ブイの風速データ との比較検証を行った。本検証は検証期間を延長したものである。なお、風向については今回検証を行わなかった。

2.4.2 検証の方法

検証するRSMおよびGSMの海上風の予報値は、 モデル最下層の風の予報値からモニン・オブコフの 相似則によって求められる海面上10mの高さの風で ある。中村(1997)では、当時気象庁で設置してい た四国沖(東経135°00'、北緯29°00')、東シナ海(東 経126°20'、北緯28°10')および日本海(東経134°32'、 北緯37°55')の定置ブイで観測された風速と、その 近接のRSMの格子の海上風速を比較している。しか し、現在は気象庁による定置ブイが運用されていな いため同様の検証を行うことができない。そこで、 漂流ブイの風速との比較検証を行った。

漂流ブイは種類により風速計の高度がまちまち であるが、相似則により標準高度(10m)の風にな るよう補正が行われた後通報されている。そのため、 通報されたデータはRSMおよびGSMの海上風速予 報値と直接比較することが可能である。そこで本検 証では入電した漂流ブイの海上風速データと、その 近接のモデル格子の海上風速データを直接比較して 検証を行った。検証対象ブイは前述のマップディス カッションの事例の期間に四国沖(東経135°00'、北 緯30°00'付近)を漂流していたもので、米軍保有の ものである。第2.4.1図は今回検証に使用した漂流ブ イの軌跡である。なお、本ブイのデータは2002年9 月中旬以降しか存在しないため、季節を通してデー



図2.4.1 今回の検証の対象にした漂流ブイ(WMO識別番号 21635)の軌跡。左が冬季(2002年12月1日から2003年2 月28日まで)、右が春季(2003年3月1日から5月31日まで)のもの。

タが利用できた冬季(2002年12月~2003年2月)と 春季(2003年3月から5月)について検証を行った。

漂流ブイで観測された風速の誤差は±1m/sある いは10%程度²といわれている。漂流ブイの通報値の バイアスに関してはいくつかの現業数値予報センタ ーのモデルによる第一推定値との比較がなされてい る³。各センターの第一推定値との差を十分な時間ス ケールで平均したものをバイアスとみなすと、この ブイのバイアスは+0.1m/s未満であった(2003年8 月7日現在)。このことから、漂流ブイの風速データ は十分に信用できると考えられる。

2.4.3 結果

まず漂流ブイによる風速の実況値を横軸に、モデ ルの風速の予報値を縦軸に取り、検証期間の風速デ ータをプロットした散布図を示す。第2.4.2図は冬季、 第2.4.3図は春季についての予報時間毎の散布図で ある。合わせて平均誤差(Mean Error,以下ME) と平方根平均二乗誤差(Root Mean Square Error, 以下RMSE)および相関係数(Correlation,以下 COR)の数値も掲載した。ここでは季節毎、モデル 毎の予報特性について調査する。なお、通報時の品 質管理による棄却あるいは欠測などにより、検証が 行えない時期もあり、そのため予報例数に比べて検 証例数が少なくなっている。

まず第2.4.2図の2002年12月から2003年2月の冬 の例について見ると、MEや散布図ではRSMはいず れの予報時間についても実況より風速が強い傾向が 見られる。一方でGSMは、いずれの予報時間につい ても実況より風速が弱い傾向が見られる。とくに GSMは風速10m/s以上の風の予測頻度が低く、予想 される風の強さに頭打ち傾向が見られる。

続いて、第2.4.3図の2003年3月から5月の春の事例 について見ると、冬に比べてRSM,GSMともに RMSEが大きく、相関係数の値も減少し、精度が悪 いと考えられる。MEについてはRSMは冬季と違い、 風速が強い傾向は見られず誤差が小さくなっている。 GSMでは相変わらず予報の風速が弱い傾向が見ら れるが、冬季に見られたような風速の頭打ち傾向は 春季に関しては特に見られない。この原因について は、GSMが強い風を予報した事例が5月28日以降に 集中していたことから、この期間影響があった台風 第4号の予報がよかったことが考えられる。これに は、5月28日00UTCにGSMの積雲対流パラメタリゼ ーションの変更が行われたことが効いている可能性 がある。

続いて、10m/s以上の強風の予報精度について調

査を行った。第2.4.1表は期間内の10m/s以上の強風 について、適中事例数、見逃し事例数、空振り事例 数を示したものである。

冬の事例については、予報頻度の特性から考えら れるように、RSMはGSMと比較して空振り率が高 く、見逃し率が低い傾向がある。

春の事例については、中村(1997)が春の四国沖 について、24時間から33時間予報のRSMの強風予報 頻度が高く、空振りが見逃しよりも2倍頻度が高い という問題点を指摘している。今回の検証では当時 と検証領域が違うこととサンプル数が少ないという 問題はあるが、確かにRSMは見逃しより空振りの頻 度が高い傾向がある。しかし、GSMと比較すると予 報時間24時間目を除いて見逃し率も空振り率も低 くなっている。

2.4.4 まとめ

漂流ブイの海上風速実況値を用いて、モデルの海 上風速予報値の検証を行った。2つの季節、1つの ブイのみ、とサンプル数が少ないという問題はある が、以下のことがわかった。

- 冬については、MEからRSMはブイによる実況風 速よりも風速が強く、逆にGSMは風速が弱い傾向 が見られる。
- ・春については、MEからRSMは冬とは異なり風速 が強い誤差が小さくなったが、GSMは冬と同様風 速が弱い傾向が見られる。
- ・RMSEは両モデルとも約2m/sで、RSMについて の中村(1997)の結果とほぼ同様であった。季節 は冬より春の方がRMSEが大きく、精度が低い。
- ・冬、春ともGSMではRSMと比較して10m/s以上の 風の予報の見逃しが多い傾向がある。
- ・冬についてはGSMには予想風速に頭打ちの傾向 が見られる。

なお、RSM,GSMともMEおよびRMSEも小さい ものの、特に冬においてGSMで予報される風速に頭 打ちの傾向が見られることは大きな問題である。現 在、波浪モデルではRSMの低気圧の過発達(細見 2002)による影響を避けるために、RSMの風速が強 すぎる場合にGSMの風速+3m/sを上限とする制限 を設けている(三河ほか 2003)。このことから、低 気圧の過発達が見られない領域であってもGSMと RSMとの間で風速差が見られることがあるので波 浪モデルの利用の際には注意が必要である。

なお、5月28日00UTCのGSMの積雲対流パラメタ リゼーション変更の影響については、海洋気象情報 室が並行運用期間中の5月21日~27日に行った新旧

²http://ndbc.noaa.gov/rsa.shtml (NOAA/NDBC) を参照

³ http://www.meteo.shom.fr/qctools/rechstat.htm にて本ブイ(WMO識別番号 21635)を検証



図 2.4.2 冬季の漂流ブイによる風速実況値[m/s](横軸)対風速予報値[m/s](縦軸)の散布図 左: RSM、右: GSM。FT は予報時間[h]を示している。



図 2.4.3 春季の漂流ブイによる風速実況値[m/s](横軸)対風速予報値[m/s](縦軸)の散布図 左: RSM、右: GSM。FT は予報時間[h]を示している。

表2.4.1 10m/s以上の強風の各モデルの適中、見逃し、空振りの回数。括弧内は、適中率、空振り率、見逃し率を表 す。適中率=A/(A+C)、空振り率=1-適中率、見逃し率=B/(A+B)で定義している。左が冬季、右が春 季。FTは予報時間を示している。

適中 : A (実況≧10m/s、予報≧10m/s)	見逃し:B(実況≧10m/s、予報<10m/s)
空振り:C (実況<10m/s、予報≧10m/s)	: D (実況<10m/s、予報<10m/s)

冬(2002/12-2003/2)				
FT	RSM		GSM	
12	7(44%)	5(42%)	5(56%)	7(58%)
	9(56%)	69	4(44%)	74
24	6(40%)	6(50%)	5(56%)	7(58%)
	9(60%)	69	4(44%)	74
36	7(50%)	5(42%)	5(62%)	7(58%)
	7(50%)	71	3(38%)	75
48	8(57%)	4(33%)	6(60%)	6(50%)
	6(43%)	72	4(40%)	74

春(2003/3-2003/5)				
\mathbf{FT}	RSM		GSM	
12	6(55%)	7(54%)	6(55%)	7(54%)
	5(45%)	85	5(45%)	85
24	7(44%)	6(46%)	6(60%)	7(54%)
	9(56%)	81	4(40%)	86
36	8(53%)	5(38%)	5(50%)	8(62%)
	7(47%)	83	5(50%)	85
48	8(53%)	5(38%)	4(50%)	9(69%)
	7(47%)	83	4(50%)	86

GSM予測と衛星搭載マイクロ波散乱計データによ る海上風観測(QuikSCAT)の比較によると、新GSM の予報風速の方が全球、北半球、南半球領域のいず れの領域においてもRMSEは小さく、MEについて も負バイアスは存在するものの、その絶対値が小さ くなったとのことである(私信)。

海上風速を決定付けるのは気圧傾度と境界層に おける摩擦である。今回の検証の結果から、GSMに おいて風速が弱い原因として、総観場の気圧傾度が 弱い可能性と境界層の摩擦が強い可能性が考えられ る。そのため、総観場の地上気圧の系統誤差を調査 するのと同時に、海上風速の系統誤差も調査するこ とにより、モデルの境界層過程を検証し精度を向上 させることも重要である。そのためにも今後は検証 期間を広げることやより広い領域での系統誤差を調 査する必要がある。そのため、より多くのブイを使 った検証や、全球的なデータ分布を持つQuikSCAT などによる海上風速測定データを用いた検証を行う 必要があると考えている。

参考文献

- 片山恭男, 2001: 数値波浪モデル. 測候時報, **68**, 75-76.
- 木本昌秀, 1991: 海上風の検証. 平成3年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 16-28.
- 中村誠臣, 1997: 海上風の検証. 平成9年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 14-19.
- 細見卓也,2002:メソスケール低気圧の過発達の改 善に向けて.平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,8-12.
- 本田有機, 1999: NON-LOCAL境界層スキームの導 入. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 43-51.
- 三河哲也, 舘輝仁, 田口晴夫, 林原寛典, 松本聡, 2003: 波浪ガイダンス. 平成14年度量的予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 39-59.