第2章 数値予報システムの最近の改善

2.1 最近の数値予報システムの改善のまとめ1

数値予報課では、数値予報モデルの改善や、観測 データの新規利用開始など、数値予報に関わるさま ざまな改善に取り組んでいる。取り組みの成果につ いては、改善が確認できたものから順次数値予報ル ーチンに反映させるとともに、利用者向けに必要な お知らせを行っている。また数値予報研修テキスト や数値予報課報告・別冊でも、その成果報告を行っ ている。この数値予報研修テキストでは、特に数値 予報プロダクトの利用者に有益と考えられる情報 について、重点的に解説を行ってきた。

従来は項目毎の報告であったために、どの成果が どこに報告されているか、わかりづらい点が見られ た。そこで今年度は新しい取り組みとして、昨年度 4月から今年度10月末まで(以下、この期間と呼ぶ) に行われた数値予報の主な変更について、一覧を掲 載することとした。付録の数値予報モデルおよびガ イダンスの概要一覧表と併用することにより、数値 予報の変更についての概要や最新情報を利用者が 把握しやすくなることを期待している。

本節では、全球モデル・全球解析、メソモデル・ メソ解析、アンサンブル予報システムに関わる変更 について、それぞれの最近の変更の一覧表を示し、 その主な内容について解説する。

2.1.1 全球モデル・全球解析に関わる改善

この期間、全球モデルに関わる変更はなかったが、 全球解析については観測データの利用に関する 様々な変更が行われた。これらを表2.1.1に示す。

主要な項目として、航空機気温観測データとGPS 掩蔽観測データの利用が開始されるとともに、新規 衛星データとしてDMSP-F16/SSMIS やNOAA-19 の利用が開始されたことがあげられる。

変更日	概要	理由・参考文献
2009年4月9日	MODIS 極域 AMV の南極域利用再	2007年10月の精度悪化に伴い利用中止して
	開	いたもの
2009年5月1日	NOAA-16/AMSU-B 使用中止	観測精度悪化のため
2009年7月28日	Metop-A/ASCAT 海上風利用開始、	本研修テキスト第 2.5 節,
	DMSP-F16/SSMIS サウンディング	平成 21 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節
	チャンネル利用開始	
2009年9月2日	オーストラリア航空機の不正通報除	観測データ不正のため
	去対応	
2009年10月1日	インドのラジオゾンデ観測利用再開	観測精度向上が確認されたため
2009年10月2日	台風ボーガス配置変更	本研修テキスト第2.6節
2009年11月19日	DMSP-F13/SSM/I 利用終了	運用終了
2009年11月23日	QuikSCAT/SeaWinds 利用終了	運用終了
2009年11月30日	航空機気温データ利用開始、	本研修テキスト第 2.3 節, 第 2.4 節, 配信資
	GPS 掩蔽観測データ利用開始	料に関する技術情報(気象編)第 307 号
2009年12月9日	NOAA-19のAMSU-A及びMHSデ	運用開始
	ータ利用開始	
2010年1月15日	ニュージーランド RARS データ利	入電開始
	用開始	
2010年4月5日	台風ボーガス配置変更	本研修テキスト第2.6 節
2010年4月14日	GOES-12/CSR,AMV 利用終了	運用終了
2010年5月11日	GOES-13/CSR 利用開始	運用開始
2010年5月13日	韓国 AMDAR 利用中止	誤データ混入のため
2010年5月17日	GOES-13/AMV 利用開始	運用開始
2010年5月18日	ブラジル RARS データ利用開始	入電開始

表 2.1.1 全球モデル・全球解析に関わる変更

¹ 室井 ちあし, 経田 正幸, 永戸 久喜, 佐藤 芳昭

2.1.2 メソモデル・メソ解析に関わる改善

メソモデル・メソ解析に関わる最近の改善を表 2.1.2に示す。

この期間は、非静力学メソ4次元変分法データ同 化の導入以降に見つかった不具合の解決をすると ともに、地上GPS可降水量データの利用を開始する などの改善を行った。。

今後、メソモデルの積雲対流スキームの変更を予

定している。本テキスト執筆時点では実施時期が未 定であるが、現状について本テキスト第2.7節で報 告を行っているので、参考にしていただきたい。

さらに、水平分解能2kmの局地モデル(第1章を 参照)についても、11月から試験運用を開始を予定 している。

		川に因れる友人
変更日	概要	理由・参考文献
2009年4月7日	解析に非静力学4次元変分法の導入	平成 21 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節,
		数値予報課報告・別冊第56号第2章,配信
		資料に関する技術情報(気象編)第 297 号
2009年6月1日	台風ボーガスの修正	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節
2009年8月20日	従来型データの間引き間隔の修正	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節
2009年10月7日	解析手法改善	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節
2009年10月28日	地上 GPS 可降水量データの利用開	数值予報課報告·別冊第56号第3.3節,配信
	始	資料に関する技術情報(気象編)第 304 号
2009年11月23日	QuikSCAT/SeaWinds 利用終了	運用終了
2009年12月8日	札幌・鹿児島空港のドップラーレー	
	ダー利用開始	
2010年3月1日	外国ゾンデ特異点データの利用開始	
	と閾値の特別扱いの中止	
2010年9月14日	台風ボーガス配置変更、変分法 QC	
	の導入	
2010年10月12日	石垣島・広島・大阪・福井のドップ	
	ラーレーダー利用開始	
(未定)	対流スキームの変更	本研修テキスト第2.7節
(未定)	オフライン陸面解析の開始	本研修テキスト第4.2節

表 2.1.2 メソモデル・メソ解析に関わる変更

2.1.3 アンサンブル予報システムの改善

週間・台風アンサンブル予報システムに関する最 近の改善について、表2.1.3に示す。

この期間は、高解像度全球モデルと週間アンサン ブル予報システムに導入済みの適合ガウス版モデ ル(岩村 2008,米原 2009)を台風アンサンブル予 報システムにも導入したほか、台風アンサンブル予 報システムの初期摂動作成手法の変更を行った。

また、週間アンサンブル予報システムについて、 従来は初期値アンサンブルの考え方で構築していた が、予報モデルの不確実性を考慮したモデルアンサ ンブル手法の開発を行っており、実現の目処がほぼ ついている。

参考文献

- 岩村公太,2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成 20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-6.
- 米原仁,2009: 週間アンサンブルの予報モデルの更 新. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,61-64.

衣 4.1.3 週間・ロ風ノンリンフル子報ンヘノムに営むる変更							
変更日	概要	理由・参考文献					
2009年6月18日	台風アンサンブル予報システムの予	本研修テキスト第2.9 節					
	報モデルの適合ガウス格子化						
2010年5月13日	台風アンサンブル予報システムの初	本研修テキスト第2.9節					
	期摂動の変更						
(未定)	週間アンサンブル予報システムへの	本研修テキスト第2.8 節					
	モデルアンサンブル手法の導入						
(未定)	台風アンサンブル予報システムへの						
	モデルアンサンブル手法の導入						

表 2.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

2.2 最近の全球数値予報システムの成績の推移1

2.2.1 はじめに

気象庁(JMA)の全球数値予報システムの予報成 績にみられる最近の改善について、世界の主要数値 予報センターの同システムと比較した結果を報告す る。各数値予報センターは、世界気象機関(WMO) が定めた標準検証方法に従って全球数値予報システ ムの予報を検証し、その結果を月毎に交換している。 全球モデルの精度評価は目的に応じて適切な指標を 選んで行う必要があるが、ここでは国際的な比較に よく用いられる500hPa高度予報誤差を取り上げる。 500hPa高度予報誤差は中・高緯度の総観場の大気 の流れの予報精度を示す指標である。

2.2.2 他の数値予報センターとの比較

現在、12の国家気象機関(日本、中国、韓国、英国、 フランス、ドイツ、ロシア、米国、カナダ、ブラジル、オ ーストラリア、インド)と欧州中期予報センターが全 球数値予報システムを現業運用している。ここでは 継続的に比較を行っている4つの主要な数値予報セ ンター(JMA、欧州中期予報センター(ECMWF)、 英国気象局(UKMO)、米国環境予測センター (NCEP))を取り上げて、北半球(20°N-90°N)、 南半球(20°S-90°S)それぞれの2日予報、5日予報 の500hPa高度予報誤差(平方根平均二乗誤差 (RMSE))の推移を比較する。

まず、1995年以降の北半球の5日予報の500hPa 高度予報誤差(図2.2.1)から、JMAの全球数値予報 システムの予報精度向上について述べる。なお、季 節変動を除去するために前12ヶ月で平均した。1999 年の積雲スキームの改良後に著しい向上が見られた が、2003年に極軌道衛星のATOVSセンサーによる 輝度温度直接同化されるまで精度向上が見られない 期間が続いていた。その後、2004年の極軌道衛星の MODISセンサーによる極域衛星風や2008年の晴天 放射輝度温度を代表とする新たな衛星観測データの 同化および2005年の4次元変分法データ同化手法の 導入により継続的な精度向上が見られる。その精度 向上により、2003年には他のセンターから大きく引 き離されていた予報精度が、2005年にはNCEPと UKMOに肩を並べるようになり、2009年以降は UKMOに次ぐ位置を確保している。ECMWFとの差 はまだかなりあるが、2008年以降ECMWFの予報誤 差の減少はあまり見られない。また、NCEPも2008 年以降精度向上が見られない。その中で、2009年後 半からのUKMOの精度向上が顕著である。これは 2009年に行われた50層から70層への鉛直層数およ びそれに関連する変更が寄与していると考えられる。

北半球の2日予報および南半球の2日と5日予報の 500hPa高度予報誤差(図2.2.2)にも、上で述べた JMAの全球数値予報システムの精度向上や他のセ



1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010

図2.2.1 北半球の5日予報の500hPa高度のRMSE(平方根平均二乗誤差)の経年変化(1995年1月 -2010年6月、前12ヶ月移動平均)。気象庁の全球数値予報システムの主な変更点(紫色:物理過 程、青色:新たに同化されたデータ、黒字:その他)とその時期を矢印で示す。

¹ 加藤 輝之







図2.2.2 図2.2.1と同じ、ただし、(a) 北半球の2日予報、 (b) 南半球の2日予報、(c) 南半球の5日予報。

ンターとの比較結果とほぼ同様の傾向が見られる。 南半球での各センター間の予報精度を比較してみる と、2007年以降ECMWFに次いで、UKMOがJMA とNCEPを明らかに引き離している。ただし、北半 球の5日予報に見られたUKMOの2009年後半の顕 著な精度向上は見られない。また、南半球ではJMA は継続的な精度向上が見られるが、他の3センター の予報精度は2009年以降あまり変化がない。これは、 JMAが他センターに遅れて最近同化を始めた新た な衛星データ(表2.1.1)の効果であると考えられる。

つぎに、4つの主要な数値予報センターにおける 予報誤差の季節変化も含めた全球数値予報システム (a) 北半球500hPa高度予報誤差(2日予報)











図2.2.3 500hPa高度のRMSE (平方根平均二乗誤差)の最 近の変化 (2008年6月-2010年6月、3ヶ月移動平均). (a) 北半球の2日予報、(b).北半球の5日予報、(c) 南半球の 2日予報、(d) 南半球の5日予報。

の最近の予測精度を、2008年6月以降の3ヶ月平均の 500hPa高度予報誤差(図2.2.3)から述べる。一般 に、RMSEは偏西風波動の振幅が大きい冬期に大き くなり、その変動が大きい年ほど概して大きくなる。 そのため、短期間(例えば、図2.2.3のような2年間) では、予報精度向上を1つのセンターの結果のみで 評価するのは早計である。

北半球2日予報では2008年10月~2009年10月に かけてJMAはUKMOと同程度まで誤差を減少させ たが、その後引き離されている状態が続いている。 ただ、NCEPに対しては2008年8月以降、JMAの誤 差の方が常に小さい。北半球5日予報では、2009年 10月までECMWFを除く3センターの誤差が同程度 であったが、その後JMAとNCEPに比べてUKMO の誤差の減少が顕著であり、2010年以降ECMWFに かなり近づいてきている。その要因については前述 のように鉛直層数の増加だと考えられているが、モ デル開発を推進する上では今後更なる分析が必要 であろう。

南半球2日予報では、冬期におけるECMWFの誤 差が他のセンターと比べて際だって小さくなって いる(5日予報も同様)。JMAの誤差は、2009年8月 までNCEPとほぼ同程度で推移していたが、その後 NCEPを引き離し、UKMOとの差を縮めている。南 半球5日予報のJMAの誤差は、2009年6月までは NCEPとほぼ同程度で推移していたが、その後やや NCEPより小さくなっている。

2.2.3 各数値予報センターの全球数値予報システムの現状と計画

最後に、2009年の第25回WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) 会合報告をもとに 最近の情報も加えて、各数値予報センターの全球数 値予報システム(全球モデル、全球解析)のスペッ クの現状と更新計画を簡単に紹介する。

全球モデル(表2.2.1)はスペクトルモデルが主流 であるが、UKMOでは領域モデルとの一体的な開発 を行うために格子モデルを採用している。2009年11 月までは、JMAの全球モデルが最も高い水平解像度

(約20km)であったが、その後ECMWFが約16km のモデルを導入した。また、2011年にはNCEPは約 22km、UKMOは約20kmのモデルに更新する計画で あり、主要数値予報センターは水平分解能20km前 後の全球モデルで予報精度を競い合うことになる。 鉛直層数は、現在ECMWFが91層と最も多く、2011 年には更に136層に増やす計画であり、他センター と比べて約2倍の層数を保持することになる。JMA では、次期「スーパーコンピューターシステム」導 入後の2013年に100層にすることを計画している。 全球解析(表2.2.2)で4次元変分法を導入しているセンターでは、JMAを除いて全球モデルの3分の1の水平解像度を持つインナーモデルを運用している。JMAでも同様の運用にするために2011年にインナーモデルの水平分解能を約60kmにする計画である。

2.2.4 まとめと課題

最近の主要数値予報センターの全球数値予報シス テムの予報精度改善の概要を報告した。JMAは2008 年8月以降の改良によりNCEPより予報精度が良く なっているが、UKMO、ECMWFにはまだかなり離 されている状態が続いている。500hPa高度の5日予 報のRMSEでは、JMAはUKMOに対して5%以上、 ECMWFに対しては10%以上大きい(2010年6月現 在)。特に、その差は北半球に比べて南半球で顕著で ある。これはJMAの衛星データ同化が他センターに 遅れを取っていることが一因と推測される。衛星デ ータの同化が遅れているのは、新規データ取得・利 用の環境が不十分といったこともあるが、中層の乾 燥といった全球モデルにあるバイアスの影響を受け て新規データ同化による予報精度改善に多くの工夫 や試験を要しているという面もある。データ同化の 更なる進展を図るためにも、全球解析でのインナー モデルも含めた全球モデルの物理過程(積雲、境界 層など)の改良が必須である。

	現モデル	次回の更新計画		
	(2010年7月)	(実施予定年)		
JMA	約20km、60層	約20km、100層(2013年)		
ECMWF	約16km、91層	約16km、136層(2011年)		
NCEP	約27km、64層	約22km、64層(2011年)		
UKMO	25km、70層	20km、70層 (2011年)		

表2.2.1 全球モデルの水平解像度、鉛直層数

(注1) UKMOは格子モデル、他はスペクトルモデル。

(注2) UKMOの解像度はヨーロッパ付近での値。

(注3) NCEPの解像度は2010年7月に約35kmから変更 された。

表2.2.2	全球解析の水平解像度、	鉛直層数
--------	-------------	------

	現システム	次回の更新計画		
	(2010年7月)	(実施予定年)		
JMA	約80km、60層	約60km、60層(2011年)		
ECMWF	約80km、91層	約50km、136層(2011年)		
NCEP	約27km、64層	約22km、64層(2011年)		
UKMO	75km、70層	60km、70層 (2011年)		

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

2.3 航空機気温データの全球解析での利用¹

2.3.1 はじめに

航空機データは広域にわたって取得することがで きる高層の直接観測データであり、気象庁では既に その風データを全球解析で利用している。気温デー タの利用についても検討されていたが、データが多 く存在する航路層(約200~300hPa付近)でモデル の気温にバイアスがあり、そのまま同化すると予報 精度が悪化してしまうことがわかった。これにより 気温データの利用は見送られていた(小泉 2005)。 近年、衛星データの高度利用やモデルの改良により モデルの精度が向上していることを受け、航空機気 温データの利用可能性の再調査を行った。その結果、 データの利用す能性の再調査を行った。その結果、 データの利用さを改善し同化することによって予報 精度が向上することを確認した。本項ではその調査 結果について報告する。

2.3.2 航空機気温データ

(1) データの品質

航空機データには主にAIREP (AIrcraft REPort) データ、AMDAR (Aircraft Meteorological DAta Report) データ、ACARS (Aircraft Communication Addressing and Reporting System) データがある。 ただし、ACARSデータはAMDARデータの一種とし て捉えることもできるため、以下ではまとめて AMDARデータとして分類することにする。

図2.3.1に示すように、航空機データは特に欧州や 北米、東アジアや豪州周辺に集中している²。このデ ータを高度別に示したものが図2.3.2である。特に航 路層である200~300hPa付近でデータ量が多いこ と、空港周辺での離着陸時における対流圏中層から 下層の観測データも多いことが特徴と言える。また、 楠・弟子丸(1994)やBenjamin et al.(1999)な ど過去の文献によれば、航空機データの品質はラジ オゾンデ観測の品質とほぼ同等であると報告されて いる。

図2.3.3に2008年9月を対象とする全球のサイクル 実験³から作成した航空機データ種類別の気温のD 値(観測値-第一推定値)ヒストグラムを示す。こ こでは、300hPaより上層をHIGH、300hPaから 700hPaまでをMID、700hPaより下層をLOWと定 義する。D値の標準偏差はいずれのデータでも1.0K 前後で比較的小さい値を示しており、ラジオゾンデ

1 酒匂 啓司

のそれと比較しても精度は悪くない。しかし、対流 圏下層ではD値の平均が0.4~0.6K程度となってい て、その観測値が第一推定値よりも高温となってい る。またAMDARデータについては、航路層となる 対流圏上層においても平均で0.4K程度の高温バイ アスが確認できる。前述した対流圏下層で見られる ような気温観測値の第一推定値に対する高温バイア スは、現在の全球モデルの大気下層における低温バ イアス(中川 2004)による影響も含まれていると



図 2.3.1 2008 年 9 月 15 日 00 UTC の全球解析に使用 可能な航空機気温データの分布。上: AIREP、下: AMDAR。



図 2.3.2 2008 年 9 月における航空機気温データの高 度別データ数。縦軸:気圧高度[hPa]、横軸:デー タ数。

² 北米ではデータ量が非常に多いことから、解析前処理で 実際の入電データを間引いている。このため図上では実際 の入電データより少なくプロットされている。

³ このサイクル実験では航空機気温データは解析で使用 していない。



図 2.3.3 2008 年 9 月における航空機データ種類別の気温の D 値ヒストグラム。上段: AIREP、下段: AMDAR。左列: HIGH、中列: MID、右列: LOW。縦軸: 頻度[%]、横軸: D 値[K]。BIAS: D 値の平均[K]、STDV: D 値の標準偏差[K]。



図 2.3.4 2008 年 9 月における個別 (A~E) の航空機 データの気温の観測高度別での D 値月平均値。縦 軸:D 値の平均[K]。左:HIGH、中:MID、右: LOW。

考えられるが、AMDARデータに見られるような対 流圏上層でのバイアスは、AIREPデータには見られ ない。これらのことから、何らかの原因によって AMDARデータには高温バイアスがあると考えられ る。ただし、これは全ての航空機で同程度の高温バ イアスがあるということではない。図2.3.4は航空機 ごとの気温データのD値の月平均値を比較したもの である。上層で1.2K程度の高温バイアスが確認でき る航空機がある一方でほとんどバイアスが見られな いものもあるなど、機体ごとにその有無や大きさが 相当異なっていることがわかる。なお、2009年1月 に対しても同様の調査を行ったが、ほぼ同様の結果 を得ており、特に上層を中心とする高温バイアスの 存在を確認している(図略)。

(2) バイアス補正の導入

航空機気温データにおけるバイアスの存在は、 Ballish and Kumar (2006)を始めとする他の主要 な数値予報センターの調査でも指摘されている。そ の原因として、航空機の測器の取付け位置や測器の 感部の汚れ、測器システム特有の誤差などが挙げら れている。このようなバイアスの原因を全ての航空 機に対して個別に特定することは極めて難しい。

そこで、航空機気温データのバイアスを補正する 方法として、航空機別にD値月平均を計算して補正 テーブルを作成し、これを元に補正量を算出して翌 月の観測値の補正を行うという手法を導入すること にした。これはD値月平均を観測値の系統誤差とみ なして補正する方法で、現在ラジオゾンデ観測の気 温データに対して行われているバイアス補正法とほ ぼ同様の方法である。なお、ゾンデバイアス補正法 の詳細については大野木(2000)や髙坂(2009)を 参照していただきたい。

導入した補正法は主に次のような処理である。

- (a) バイアス補正の実行対象はAMDARデータ のみとし、AIREPデータは対象としない
- (b) 航空機の機体を識別するID番号であるコー

ルサインごとに、マージ層と呼ばれる指定 気圧面を中心とする鉛直層別に気温のD値 月平均を計算し、鉛直方向の平滑化処理等 を行い、補正テーブル値を決定する

- (c) 補正テーブルに2.5K以上あるいは-2.5K以 下の値がある航空機の気温データは使用し ない
- (d) 補正テーブル値を調整し、実際の補正量を 算出して観測データを補正する

(a) でAIREPデータを補正対象から除いた理由 は、(b) で述べているように航空機のコールサイン ごとに統計計算を行っているので、必ずしもコール サインで同一機体であると区別できないAIREPデ ータについてはこのバイアス補正法は適さないため である。

また、統計結果からバイアスが過大である場合に ついてはそのコールサインで通報される気温データ の品質に何らかの問題がある可能性が高いとして、

(c)の設定を追加した。これはノンリアルタイム品 質管理(平 1995)に重複する面もあるが、品質に 問題があると見られるデータを必要以上に使用しな いようにするために組み入れている。

この補正法はバイアスの原因にかかわらず包括的 に誤差を補正できることなどの利点がある一方で、 モデルバイアスを取り込んでしまう可能性があると いう欠点もある。そのため(d)における補正量の 算出でモデルバイアスの影響も考慮し、過剰な補正 が行われないようにしている。

(3) 一部データの不使用

地表の影響等を考慮して、一定の気圧高度4以下で 通報された航空機気温データは一律使用しないこと にした。また、調査過程でデータの品質に問題があ るとされたコールサインの気温データも使用しない ことにしている。例えば、カナダのAMDARデータ の中には気温バイアスが顕著に大きく、その標準偏 差も他と比べて大きいデータが数多く混在していた ことから、これらのコールサインで通報される気温 データは不使用とした。

2.3.3 同化実験

第2.3.2項で述べたバイアス補正および一部デー タの不使用の設定を用いて航空機気温データを同化 するサイクル実験を行った⁵。実験対象期間は2008 年9月(データ同化サイクル実行期間:2008年8月20 日~10月9日、予報実行初期値:2008年9月1日~30 日の各12UTC、夏実験)と2009年1月(データ同化 サイクル実行期間:2008年12月20日~2009年2月9 日、予報実行初期値:2009年1月1日~31日の各 12UTC、冬実験)とした。コントロールが航空機気 温データを同化していないもの、テストが航空機気 温データを同化したものである。なお、この実験は 現業システムの低解像度版実験システム⁶で実行し た。

以下、主に冬実験を例にして結果を述べる。図 2.3.5にバイアス補正を含む品質管理処理前後にお けるAMDARデータのD値ヒストグラムを示す。正



図 2.3.5 冬実験における AMDAR データの品質管理 処理(QC)前後の気温 D 値ヒストグラム。上: HIGH、 下: MID。縦軸: 頻度[%]、横軸: D 値[K]。青: QC 前、赤: QC 後。



図 2.3.6 冬実験における気温解析場の東西帯状平均 の月平均値差分。縦軸:高度[hPa]、横軸:緯度。 暖色はテストがコントロールよりも昇温している ことを表し、寒色はその逆を表す。

^{4 1000}hPaマージ層の下端である約 1006hPa に設定している。

⁵ 航空機気温データの観測誤差は現業システムでの全球 解析におけるゾンデ気温データのそれと同値としている。

⁶ 現業システムの全球モデルは TL959L60 (水平解像度約 20km、鉛直 60 層) で、この低解像度版は TL319L60 (水 平解像度約 60km、鉛直 60 層) である。

バイアスとなっている気温データがバイアス補正の 導入により気温を下げる方向に補正されていること が確認できる。しかし、図2.3.6に示した気温解析場 の東西帯状平均の月平均値差分(テストーコントロ ール)を見ると、200hPa付近で0.1~0.2K程度昇温 していることがわかる。今回導入したバイアス補正 法は完全にバイアス成分を除去できるものではない ため、特に航空機データの多い対流圏上層で昇温し たと考えられる。一方で、図2.3.7に示したゾンデを 真値とした場合の気温の解析値および第一推定値の 平方根平均二乗誤差を見ると、およそ300hPaより下 層ではその値がコントロールよりも1%程度小さく なり、改善している。

次に、図2.3.8に予報における主要要素の改善率を

示す。改善率は、コントロールとテストについて、 初期値を真値とした場合に予報値の平方根平均二乗 誤差をそれぞれ*RMSE*_{CNT}、*RMSE*_{TST}として、

改善率[%] =
$$\frac{RMSE_{CNT} - RMSE_{TST}}{RMSE_{CNT}} \times 100$$

で定義する。すなわち改善率が正であれば、予報誤 差が小さくなり改善していることを表す。

冬実験では、500hPa高度について北半球や熱帯は FT=216まで、また南半球でもFT=168まで改善し、 図2.3.8に示した以外の風などの予報スコアについ てもほぼ改善する結果となった。さらに夏実験でも、 冬実験ほどではないものの、500hPa高度について北 半球はFT=120まで平均1%程度改善しており、他の 領域でもコントロールとほぼ同等か改善する結果と



図 2.3.7 冬実験におけるゾンデを真値とした場合の気温の解析値および第一推定値の平方根平均二乗誤差。左:北半 球(20°N–90°N)、右:南半球(20°S–90°S)。縦軸:気圧高度[hPa]、横軸:平方根平均二乗誤差[K]。AN:解析値、 GS:第一推定値。



図 2.3.8 216 時間予報までの予報スコアの改善率。上段:夏実験、下段:冬実験。それぞれ左から順に海面気圧、850hPa 気温、500hPa 高度、850hPa 風速、250hPa 風速。縦軸:改善率[%]、横軸:予報時間[hours]。全球(90°N–90°S、 緑線)、北半球(20°N–90°N、茶線)、熱帯(20°N–20°S、赤線)、南半球(20°S–90°S、青線)の各領域で計算。 図中の丸印は有意水準0.025 で片側検定を行った結果、統計的に有意であったことを示している。

なった。しかし、850hPa気温は夏冬とも予報初期を 中心にやや悪化している。一方、ゾンデ観測値に対 する比較では、ほぼ同等か改善する結果であった(図 略)。これはモデルの下層低温バイアスが航空機気温 データの同化による下層の気温解析値の昇温と矛盾 して、初期値に対する予報誤差が大きくなったよう に見えているためではないかと考えられる。

2.3.4 まとめと今後の課題

航空機気温データの全球解析への利用を検討し、 その品質調査を行ったところ、バイアスがある航空 機データが存在することがわかった。そこで、品質 管理処理に気温のD値月平均を用いたバイアス補正 等を追加してサイクル実験を実行したところ、予報 精度について概ね同等かやや改善となる結果を得た。 これにより品質管理処理にバイアス補正等を追加し た航空機気温データの全球解析への利用を2009年 11月30日に開始した。

今回の変更では、航空機気温データの観測誤差の 調整は行わなかった。これについては、今後従来型 観測データの全球解析での利用法や品質管理処理を 総合的に見直す中で検討していく必要がある。

参考文献

- Ballish, B., and K. Kumar, 2006: Comparison of aircraft and radiosonde temperature biases at NCEP. Preprints, 10th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 3.5.
- Benjamin, S. G., B. E. Schwartz, and R. E. Cole, 1999: Accuracy of ACARS wind and temperature observations determined by collocation. *Wea. Forecasting*, 14, 1032–1038.
- 大野木和敏, 2000: 観測データと品質管理. 数値予 報課報告・別冊第47号, 気象庁予報部, 8-12.
- 楠昌司・弟子丸卓也, 1994: 航空機データの新たな 発展:ACARSデータ. 天気, **41**, 303–312.
- 小泉耕,2005: データ同化の開発の概要.数値予報 課報告・別冊第51号,気象庁予報部,12-13.
- 高坂裕貴, 2009: ゾンデバイアス補正の改良. 数値 予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 15–18.
- 平隆介, 1995: 非リアルタイム品質管理. 平成7年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.
- 中川雅之,2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第50 号,気象庁予報部, 43-50.

2.4 GPS掩蔽観測データの全球解析での利用¹

2.4.1 はじめに

GPS (Global Positioning System) は、衛星を利 用した米国の全球測位システムであり、地球をとり まく高度約2万kmの軌道に2010年9月現在、32 機の衛星が運用されている。GPS衛星からの電波信 号の位相と、受信機内部にもっている信号の位相を 比較することにより、GPS衛星から受信機までの距 離を測定できる(辻 1998)。さらに、複数のGPS からの距離を測定することにより、受信機の空間上 の位置を決定できる。

GPS 衛星からの電波は、大気中の水蒸気などによ り遅延する性質があるため、この性質を利用して、 遅延量から水蒸気や気温の情報に還元し、観測値と して利用することもできる。受信機を地上に置く代 わりに、高度 1000km 以下の低軌道(LEO:Low Earth Orbit)衛星で大気を通過する際のGPS電波 を受信し、その伝播特性を解析することにより、大 気の状態を測定する GPS 掩蔽法が実用化されてい る(津田 1998)。

欧州中期予報センター(ECMWF)やイギリス気 象局(UKMO)をはじめとする数値予報センターで は、GPS 掩蔽観測を広く現業で利用しており、気象 庁でも萬納寺(1999)や Matsumura et al. (1999) などが利用に向けた開発を進めてきた。GPS 掩蔽観 測データを気象庁全球解析で最初に利用したのは 2007 年 3 月 22 日で、ドイツ地球研究センター (GFZ)から配信された CHAMP/BlackJack² によ る観測データ(Wickert et al. 2000)である(小澤・ 佐藤 2007)。しかし、高解像度版 20km GSM



図2.4.1 実験開始一回目の解析時におけるデータ分布 青:GRACE-A、赤:Metop-A、2008年08月20日 00UTCの観測、実験仕様については 2.4.6参照

(TL959L60) 導入に向けた同化実験が不十分であったため、高解像度版 20kmGSM 導入時から、利用を一時中断していた。CHAMP 観測データは、その後配信を停止したが、GRACE-A/BlackJack³ および Metop-A/GRAS⁴ 掩蔽観測データを利用して同化実験を行ったところ、改善が認められたため、2009 年 11 月 30 日から両データの利用を開始した。ここでは、その同化手法と実験結果を説明する。

2.4.2 データ分布

図 2.4.1 に、2008 年 8 月 20 日 00UTC における GRACE-A (青) および Metop-A (赤) の GPS 掩 蔽観測のデータ分布例を示した。各点からは、屈折 率⁵ (Bean and Dutton 1966) の鉛直プロファイル の情報が得られる。掩蔽観測は、ラジオゾンデのよ うに陸域への偏りがなく、全球に分布している利点 がある。2009 年 11 月 30 日に GRACE-A および Metop-A の利用を開始した時点では、GRACE-A で 1 日約 200、Metop-A で約 650 プロファイルの 観測データがあった。2010 年 7 月現在、Metop-A は 観測を継続しているが、GRACE-A は 2009 年 12 月以降、GFZ の配信サーバが変更になったため、利 用を一時中断している。

2.4.3 同化手法

GPS 掩蔽観測には、データ処理の段階に応じてさ まざまな種類のデータがある。最初に算出される量 は電波の遅延量(m)であり、そこから屈折角、屈 折率、気温および比湿が順次計算できる。元データ に近いほど、データ算出に伴う誤差の軽減が期待で きるため、改善の度合いも大きくなる可能性がある。



図2.4.2 実験開始一回目の300hPa解析への気温[K] のインパクト、赤:気温上昇、青:気温下降

¹小澤 英司

² CHAMP: Challenging Mini-satellite Payload ドイツ、米国の GPS 掩蔽観測衛星で、BlackJack は CHAMP に搭載された GPS 受信機

³ GRACE-A:米国・ドイツの重力気候実験衛星 BlackJack は GRACE に搭載された GPS 受信機 ⁴ Metop-A:EUMETSAT の極軌道気象現業衛星、GRAS は Metop に搭載された GPS 受信機

⁵ 大気の屈折率は、気温・気圧・蒸気圧の関数で、気温が低いほど、気圧および蒸気圧が大きいほど大きな値となる



高度-緯度分布図、Oは観測値、Bは第一推定値 2009年9月15日、縦軸高度(m)、横軸緯度(度)



図2.4.3 (b) バイアス補正後およびQC後の屈折指数 D (O-B) 値の高度 - 緯度分布図、Oは観測値、Bは 第一推定値、2009年9月15日、縦軸高度(m)、横軸 緯度(度)

気象庁では、計算コストが比較的小さく、改善の度 合いも大きいと期待できる屈折率を全球解析に利用 している。屈折率・屈折角の説明は、小澤・佐藤 (2007)を参照願いたい。2010年8月現在、ECMWF、 UKMO、フランス気象局(Meteo France)では屈 折角を、米国環境予測センター(NCEP)、カナダ気 象局(CMC)では気象庁と同じ屈折率を同化に利用 している。図 2.4.2 には、図 2.4.1 と同じ時刻にお ける屈折率同化にともなう 300hPa 気温解析場の 変化を示す。データの存在する周辺の気温を変化 させていることが分かる。



 図2.4.5
 第一推定値とラジオゾンデとの気温の比較

 冬実験
 赤:TEST (GPS同化あり)

 青:CNTL (GPS同化なし)

2.4.4 バイアス補正

GPS 掩蔽観測の中でも特に遅延量や屈折角は、真 値に対するバイアスが少ないと期待できるデータで、 日本以外の予報センターでは、観測値に対するバイ アス補正は行わずに同化に利用している。第一推定 値に対するバイアスが大きい高度が存在する場合、 その高度を利用しないか、観測誤差を大きく設定し て利用するのが一般的である。

掩蔽観測データをバイアス補正せず、高度も限定 せずに同化したところ、特に熱帯域の対流活動が活 発化し、対初期値予報スコアが悪化する傾向がみら れた。そこで、第一推定値の情報から線形回帰式で 屈折率のバイアス補正を行ない、線形回帰式でバイ アスが取りきれない高度(後述)は利用しないこと にした。回帰式に用いた説明変数は、緯度、高度お よび屈折率である。

図 2.4.3 (a)、(b) は、それぞれバイアス補正前 およびバイアス補正後の 2009 年 9 月 15 日(同化実 験期間中盤、実験仕様は 2.4.6 を参照)における





図2.4.6 (a) 500hPa高度場の夏実験における改善率[%] 低解像度 Metop + GRACE 実験、横軸が予報時[h]、 縦軸が改善率 [%]、丸印は、有意水準2.5%片側 検定で有意、 0線より上にあれば改善



図2.4.6 (b) 500hPa高度場の冬実験における改善率[%] 図の見方は、図2.4.6 (a) と同じ



図2.4.7 (b) 冬実験における50hPaにおける改善率 [%] 図の見方は、図2.4.7 (a) と同じ

1日の解析で観測された屈折指数⁶の D 値(観測値 -第推定値)分布である。横軸が緯度(度)、縦軸が 高度(m)で、バイアス補正前は熱帯において正に 偏る傾向がある。これは、モデル自身の乾燥バイア スによるものと、屈折率の第一推定値を計算するた めに必要な高度算出の際、仮温度ではなく気温を用 いたことが原因であることが分かっている。バイア ス補正係数は、北半球高緯度(90-60°N)、北半球中 緯度(60-20°N)、熱帯(20°N-20°S)、南半球中緯 度 (20-60°S)、南半球高緯度 (60-90°S) の領域で 独立に設定し、バイアス補正係数はカルマンフィル タで逐次更新することにした。観測データを利用し た高度は、図 2.4.3(b) の実線で囲んだ部分で、北半 球中緯度と北極域は7km以上、熱帯は17km以上、 南半球中緯度は 7km 以上、南極域は 15km 以上上 空、かつ 30km 以下である。将来、モデルの真値に 対するバイアスがなくなり、高度算出に仮温度を利 用すれば、GPS 掩蔽観測データのバイアス補正は必 要なくなると考えられる。

2.4.5 観測誤差の設定

図 2.4.4 には、夏(細線)および冬(太線)にお ける緯度毎の Metop-A の D 値統計高度分布を示し た。左から、北半球高緯度、北半球中緯度、熱帯、 南半球中緯度、南半球高緯度の領域での平均誤差 (ME [K]:青線)および規格化誤差7(NRMS[%]: 赤線)を示している。ME は、特に熱帯では上層で 小さく下層で大きい傾向がみられる。NRMS は湿潤 な熱帯で大きく、また冬半球よりも夏半球で大きい 傾向がある。



⁶ 屈折指数:屈折率をn、屈折指数をNとしたとき、 N= (n-1) ×10⁶ の関係がある。
⁷ 規格化誤差: (RMSE(O)-RMSE(B)) /RMSE(O) [%]

とする。RMSE は平方根平均二乗誤差、ここでは、NRMS と略すことにする。



図2.4.9 (a) 500hPa高度場の夏実験における改善率[%] 高解像度 航空機気温+GRACE+Metop 実験、横軸 が予報時間 [h]、縦軸が改善率 [%]、丸印は有意水準 2.5%片側検定で有意、0線より上にあれば改善



図2.4.9 (b) 500hPa高度場の冬実験における改善率[%] 図の見方は、図2.4.9 (a) と同じ



図2.4.10(a)夏実験24時間予報改善率帯状平均図[%] 縦軸が気圧[hPa]、横軸が緯度[度]、 赤が改善、青が改悪



図の見方は 図2.4.10(a) と同じ

観測誤差は、上記の様に夏(8月)と冬(1月) で別々に D(O-B)値統計をとり、冬期から夏期の移 行期は、三角関数を用いて季節に応じて RMSE を 内挿後、1.9倍した値とした。1.9倍は、幾つかの実 験の結果最も予報スコアが良かった値である。

2.4.6 低解像度データ同化実験

GPS 掩蔽観測の低解像度(TL319)データ同化実験 を以下の期間行った。

夏実験: 2008 年 08 月 20 日~2008 年 10 月 9 日 冬実験: 2008 年 12 月 20 日~2009 年 02 月 9 日 図 2.4.5 には、冬実験の熱帯における CNTL (GPS 同化なし:青線) と TEST (GPS 同化あり:赤線) の比較図を示した。比較対象は、同化期間における ラジオゾンデと第一推定値の気温で、左側の線が ME [K]、右側の線が RMSE[K]である。RMSE は 中立であるが、ME は 400hPa から上空でやや改善 している。その他の領域においては概ね中立であっ た。夏実験についても、同様な傾向がみられた(図 省略)。

図 2.4.6 (a)、(b)には、500hPa 高度場における 予報時間毎の改善率⁸[%]を示した。上が夏実験、下 が冬実験である。0線よりも上にあれば改善、下に あれば改悪を意味する。丸印は、有意水準 2.5% の 片側検定で有意であることを示す。GPS 掩蔽観測デ ータを同化することにより、夏実験では南半球の 4 ~5日予報で有意に改善し、熱帯も改善傾向にある。 北半球は 3 日予報以降やや改悪傾向にあるものの、 全球では 5 日予報で有意に改善している。一方冬実 験では、北半球は 7 日予報で有意に改善、熱帯でも やや改善している。

図 2.4.7 (a)、(b) には、それぞれ夏実験(2008 年9月) と冬実験(2009年1月)における 50hPa における3日予報改善率の全球分布を示した。赤が 改善、青が改悪の領域である。夏実験では改善して おり、冬実験はほぼ中立である。

図 2.4.8 には、低解像度実験における台風進路予 報誤差を示した。赤が TEST、青が CNTL の RMSE である。FT=48 以降やや台風進路が悪化している が、統計的に有意ではない。

2.4.7 高解像度版データ同化実験結果

第2.3節で述べたように、低解像度版(TL319L60) 航空機気温の同化実験でも、GPS 掩蔽観測同化実験 とほぼ同じ時期に改善の効果が確認できた。そこで、 航空機気温および GPS 掩蔽観測同化を組み合わせ

```
8 改善率 [%]:
```

(RMSE(CNTL) - RMSE(TEST)) / RMSE(CNTL)

2.5 マイクロ波散乱計ASCATデータの全球解析での利用¹

2.5.1 はじめに

マイクロ波散乱計は、地表面に照射したマイクロ 波ビームの反射波の強さ(散乱断面積)を測定する 能動型測器であり、主に極軌道衛星に搭載される。 ブイなどの直接観測や数値予報モデルから統計的に 作られるモデル関数を用いることで、散乱断面積か ら海面上を吹く風ベクトル(主に、中立成層を仮定 した高度10mの風。以下散乱計海上風と呼ぶ)や土 壌水分量などの物理量を推定することができる。特 に海上風は、データ同化をはじめとして、波浪、台 風、天気図解析といった分野で幅広く利用されてい る。気象庁の全球解析では、2009年7月28日に Metop-A衛星搭載のマイクロ波散乱計ASCATから 算出される海上風(以下ASCAT海上風)の現業利用 が開始された。ここでは、第2.5.2項で散乱計海上風 の品質を述べ、第2.5.3項でその同化利用について紹 介する。海上風リモートセンシングの観測原理やそ の利用法については、川村 (1993) やLiu and Xie (2006)を参照願いたい。

2.5.2 マイクロ波散乱計ASCATとSeaWinds

Metop-A衛星²は2006年10月に欧州気象衛星開発 機構(EUMETSAT)が打ち上げた、欧州初の現業 極軌道気象衛星である。本衛星には数値予報に有用 な測器が多く搭載されている。気象庁ではASCAT 海上風以外にも、気温や水蒸気の情報を観測するマ イクロ波サウンダAMSU-A及びMHS(大和田 2008)やGPS掩蔽観測データ(第2.4節)などを利 用している。ASCAT海上風の算出はオランダ気象局 を中心に行われており、データはインターネットや 全球通信システム(GTS)を通じて配信されている。

これまで気象庁の解析で同化利用されてきたマイ クロ波散乱計データとしては、QuikSCAT衛星搭載 のSeaWindsとERS・2衛星搭載のAMIがある。 QuikSCATは米国航空宇宙局(NASA)が1999年6 月に打ち上げた極軌道衛星である。衛星の設計寿命 は3年であったが、2009年11月23日にアンテナの回 転が止まるまでの10年以上に渡って運用され、大気 海洋の研究・現業分野の発展に大きく貢献した (Bourassa et al. 2010)。SeaWindsから得られる海

上風(以下SeaWinds海上風)は、気象庁全球・メ ソ解析システムにて2003年5月、2004年7月にそれ ぞれ利用が開始され、解析予報精度の向上に重要な 役割を果たした(大橋・今泉 2004)。AMIデータの 利用については太原(1999)を参照のこと。

表2.5.1にASCAT及びSeaWindsの仕様を示す。両 散乱計海上風の仕様精度は、平方根平均二乗誤差 (RMSE)で風速2m/s、風向20度とされている。両 者の大きな違いとして以下の二点が挙げられる。

- ASCATは衛星の左右に固定されたセンサから スティック状のビームを照射する観測方式を採 用しているため、衛星直下の観測が行えない。
- ASCATはSeaWindsよりも雨の影響を受けにく いビーム周波数を用いている。

図2.5.1に、2008年9月16日12UTCの全球サイクル 解析で利用可能であった両散乱計海上風を示す。図 2.5.1(a)は全球分布であり、水色がSeaWinds、橙色 がASCATを表す。図2.5.1(b), (c)には、東シナ海の 平成20年台風第13号周辺における、ASCAT及び SeaWinds海上風ベクトルを示してある。赤矢羽は 雨などの影響を受けた低品質データを表す。ASCAT 海上風は衛星直下で観測の空白域が広いこと(図 2.5.1(a))や、降水域での品質低下がSeaWinds海上 風よりも少ないこと(図2.5.1(b), (c))がわかる。

図2.5.2に、2009年8月1日から同年10月31日の散 乱計海上風とブイの風観測の比較結果を示す。本検 証では、水平間隔25kmのASCAT及びSeaWinds海 上風を使用した。散乱計海上風は観測原理上、解が 一意に定まらない(多くの場合、2~4個程度の解候 補が算出される)。今回はGSMの海上風第一推定値 を用いて尤もらしい風ベクトルを選択し、品質管理 によって低品質データを除外した(手順は太原・村 田(2007)に従う)。さらに、風向の検証には風速 3m/s以上のデータのみを使用した。この理由は、風 が弱く海面に立つ風浪が小さい場合、散乱断面積の 風向に対する感度が低下することで算出精度が低下 するためである。

ブイに関しては、散乱計海上風との観測時刻差が 60分以内かつ距離が100km以内の観測データの中 で、全球解析の品質管理に合格したものを使用した。 用いたブイの観測精度は、風向・風速でそれぞれ10 度以下、0.3m/s(または3%)とされている(Freitag et al. 2001)。ブイの風観測高度は10m以下であるこ とが多いため、風速はEbuchi et al. (2002)と同様 に、Liu and Tang (1996)の手法を用いて中立成層・ 高度10mの値に変換した(風向は未変換)。

ASCAT, SeaWinds海上風とブイの風観測とを比較したところ、ブイとの差の標準偏差は風速でそれぞれ1.06m/sと0.96m/s、風向でそれぞれ19.33度と16.72度であった。相関係数も全てにおいて0.9前後と高く、散乱計海上風はブイなどの直接観測に匹敵する高精度の観測データであることがわかる。

¹ 髙橋 昌也

² Metop 衛星は A, B, C の 3 機連続体制で運用され、 Metop-B, Cにも Metop-A と同様の測器が搭載される計画 である。2010 年 6 月時点での Metop-B, C の打ち上げ予 定時期は、それぞれ 2012 年、2016 年となっている。

センサ名	ASCAT	SeaWinds						
観測幅	約 550km×2(間に約 700km の空白域)	約 1800km						
ビーム周波数	5.255GHz (C-band)	13.4GHz (Ku-band)						
風ベクトルの水平間隔	50, 25, 12.5km など	100, 50, 25, 12.5km など						
風ベクトルの仕様精度(括弧内:	風速:2m/s(4-24m/s)	風速:2m/s (3-20m/s),10% (20-30m/s)						
算出される海上風速の範囲)	風向:20°	風向:20°						

表 2.5.1 ASCAT, SeaWinds の仕様



図 2.5.1 2008 年 9 月 16 日 12UTC の全球サイクル解析で利用可能であった散乱計海上風。(a): 全球分布図。橙色: ASCAT、水色: SeaWinds。(b): 平成 20 年台風第 13 号周辺((a)の赤枠内)の ASCAT 海上風。(c): (b)と同じ領 域の SeaWinds 海上風。赤矢羽: 雨などの影響を受けた低品質データ。背景: 散乱計の観測に近い時刻の MTSAT-1R 赤外画像。橙色及び水色の矢羽はそれぞれ ASCAT 及び SeaWinds 海上風を表す。



図 2.5.2 散乱計海上風とブイの風観測との比較((a), (b):風速、(c), (d):風向)。(a), (c):ASCAT。(b), (d):SeaWinds。 縦軸:散乱計海上風、横軸:ブイ。両者の選択条件:観測時刻・距離の差がそれぞれ 60 分、100km 以内。色:デー タ数。風向の検証には、散乱計海上風の風速が 3m/s 以上のデータのみを用いた。ブイのデータは Global Tropical Moored Buoy Array (McPhaden et al. 2009)の枠組で熱帯域に設置されたものを使用し、風速は Liu and Tang (1996)に従い中立成層・高度 10m の値に変換した。検証期間は 2009 年 8 月 1 日から同年 10 月 31 日。図の下に 示した数字は検証データ数(Num)、散乱計ーブイの平均及び標準偏差(Bias, Stdv)、相関係数(Corr)を表す。

2.5.3 散乱計海上風が全球数値予報システムへ与 えるインパクト

(1) 散乱計海上風と第一推定値との比較

図2.5.3と図2.5.4に、ASCAT, SeaWinds海上風と GSM海上風の第一推定値³との比較結果を示す。検 証期間は2008年9月1日から同年9月30日とした。図 2.5.3 (a), (b)では、風速O-B(観測値-第一推定値) の標準偏差はASCAT, SeaWinds海上風でそれぞれ 1.20m/s, 1.35m/sであり、平均値も0m/sに近い。た だし、風速15m/s以上の領域でO-Bの正負の傾向に 着目すると、前者は負、後者は正となっている。こ の傾向は両者の直接比較でも見られた(図省略)。風 向 (図2.5.3 (c), (d)) に関しては、ASCAT, SeaWinds 海上風のO-B標準偏差はそれぞれ16.91度と14.70 度であり、顕著な系統誤差は見られない。

図2.5.4 (e),(f)でASCAT, SeaWinds海上風のバイ アスを比較すると、南氷洋などの強風帯では前者の 負バイアス領域が後者よりも広いことがわかる。ま た、熱帯域には、両者の間でバイアスの正負が異な る領域が存在する。これらは、図2.5.3 (a), (b)で見た 風速の傾向が反映された結果であると考えられる。 ただし検証で使われるデータは一致しないことから、 GSMの系統誤差も結果に影響している4。両者のO -B特性を比較する際には注意が必要である。

³ 観測時刻に近い予報値(FT3~9)の、観測地点への二 次元線形内挿値。用いた GSM の水平解像度は約 20km。

⁴ 例えば、ASCAT 海上風の検証には SeaWinds 海上風と 比べて多くの降水域データが使われ、低気圧周辺における 風速場の情報が後者よりも多く含まれる。



図 2.5.3 ASCAT, SeaWinds 海上風と GSM 海上風第一推定値との比較。検証期間は 2008 年 9 月 1 日から同年 9 月 30 日。色の見方などは図 2.5.2 に準じるが、風向の検証に風速 3m/s 未満のデータも使用した点が図 2.5.2 と 異なる。図下部の「Bias」は「観測値-第一推定値」を表す。



図 2.5.4 東西-南北 2 度格子間隔で期間平均した海上風速の分布。上段は ASCAT 海上風、下段は SeaWinds 海上風 の検証結果。(a), (b):観測値。(c), (d): GSM 海上風速の第一推定値。(e), (f): O-B(観測値-第一推定値)。図 2.5.3 と同じデータを使用した。図の中の数字は北半球(NH)、熱帯域(TR)、南半球(SH)における領域平均値を表す。

(2) 全球数値予報システムへのインパクト

散乱計海上風の全球数値予報システムへの影響を 調べるため、水平解像度約60kmの低解像度GSMを 用いた一か月間の解析予報実験を実施した。実験設 定及び散乱計海上風の同化処理の設定(太原

・村田(2007)からの変更点)を、それぞれ表2.5.2 と表2.5.3に示す。観測誤差は、太原・村田(2007) で議論された「観測密度に応じた大きさの調整」を 廃止し、風の東西成分U及び南北成分Vを一律4m/s で与えた。図2.5.3 (a), (b)の標準偏差を見ると、本来 の観測誤差は2m/s程度であることが推定される⁵。 ただし、その適用には散乱計海上風や第一推定値の 系統誤差を除去する必要がある。バイアスの除去は データ同化にとって非常に重要であるが、今回は開 発コストを抑えるために、観測誤差を大きくするこ とでこの問題に対処することとした⁶。

図2.5.5に、ASCAT海上風を同化した実験と散乱

計海上風を同化しない実験における、海面気圧の平 均解析場の差を示す。散乱計海上風同化の影響は、 地表付近の観測データが相対的に少ない南氷洋上で 大きい。この傾向は、SeaWinds海上風単独や、両 散乱計海上風を同化した実験でも見られた(図省略)。

図2.5.6に、散乱計海上風同化の予報へのインパク トを示す。図は海面気圧の対初期値RMSE改善率で あり、正の値は散乱計海上風の同化によって予報精 度が改善したことを表す。各実験で南半球の予報初 期を中心に改善が見られるが、両散乱計海上風を同 化した場合とASCAT, SeaWinds海上風をそれぞれ 単独で同化した場合とで、結果は大きく変わらなか った。この原因としては以下の2点が考えられる。

- 観測誤差を大きくすることで、観測データが解 析へ与えるインパクトが小さくなった。
- 同一地点同一時刻にASCAT, SeaWinds海上風の観測が得られたとしても、風が強い場合の風速の特性が両者で異なるため、安定した解析場が得られなかった。各衛星の通過時刻が近くなる高緯度域(例えば南氷洋)ほど、この影響は大きくなると思われる。

⁵ 簡単な推定には O-Bの標準偏差が用いられる。

⁶風速 15m/s 以上の ASCAT 海上風は、O-B 負バイアスの解析への影響が無視できなかったため同化していない。

複数センサのデータ同化で大きな改善を得るために は、これらの問題を解決することが重要である。

低解像度GSMでは前述のとおり中立の結果を得 たことから、現業GSMと同じ設定を用いた試験を行 った。なお、この実験はDMSP-F16に搭載された SSMISサウンディングチャンネルの新規利用と同 時に実施した(江河・計盛 2009)。結果は、解析場 の変化傾向は低解像度GSMと同様であったものの、 予報スコアの一部(主に南半球中高緯度の高度場) に改悪傾向が見られた。これは、散乱計海上風間の 系統誤差が解析場へ与える悪影響の度合いが、高解 像度モデルでは顕著になったことに起因するのでは ないかと考えられる。

本開発を行っていた2007年半ばから2009年初頭 にかけては、QuikSCAT衛星の運用終了による予報 精度低下を避けることが大きな開発課題となってい た。このため今回は、簡単な措置で高解像度GSMの 予報スコア改悪を抑えて、ASCAT海上風の早期現業 化を優先することにした。具体的には、予報スコア の改悪が見られた南緯30度以南の観測誤差をU,V とも一律6m/sに調整して、散乱計海上風の同化のインパクトを弱めた。この設定の実験で中立の結果を 得たことから、2009年7月28日にASCAT海上風と SSMISサウンディングチャンネルの全球解析にお ける現業利用を開始した。

Psea w/ ASCAT - w/o scatterometer



図 2.5.5 ASCAT 海上風を同化した実験と散乱計海 上風を同化しない実験における、海面気圧の平均 解析場の差。期間は 2008 年 9 月 1 日 00UTC から 同年 9 月 30 日 18UTC。

表 2.5.2 散乱計海上風同化実験の設定

使用したモデル	全球数値予報システム(水平解像度約 60km)
解析期間	2008年8月20日-10月9日(00,06,12,18UTC)
予報・検証期間	2008 年 9 月 1 日-9 月 30 日(12UTC 初期値のみ)
コントロール実験の設定	散乱計海上風を同化しない
テスト実験の設定	(1) SeaWinds 海上風のみ同化、(2) ASCAT 海上風のみ同化、
	(3) ASCAT と SeaWinds 海上風を同化

表 2.5.3 散乱計海上風同化処理の設定に関する太原・村田(2007)からの変更点

	新手法	旧手法
観測誤差 (U,V)	一律 4m/s (SeaWinds のみ風速 15m/s 以上を 6m/s)	観測密度に応じた調整(2-10m/s)
観測データの	赤道上で1度間隔の格子を全球に配置し、	4 観測毎(100km 間隔)の
水平間引き手法	その中から良品質のデータを選択する BOX 間引き	機械的な間引き
海氷域の	海洋気象情報室作成の海面水温1℃以下	海面水温·1.65℃以下
判定方法	または海氷密接度 0.01 以上	または海氷密接度 0.55 以上



図 2.5.6 散乱計海上風同化による海面気圧の対初期値 RMSE 改善率。左から北半球、熱帯域、南半球の結果。縦軸、 横軸はそれぞれ改善率、予報時間を表す。改善率は、散乱計海上風を同化しない実験と、同化した実験の対初期値 RMSE とをそれぞれ CNTL, TEST とした場合、(CNTL-TEST) / CNTL で定義される。正の値は、散乱計海上 風の同化によって予報精度が改善されたことを表す。青、赤、緑の各線はそれぞれ SeaWinds 海上風のみ同化、 ASCAT 海上風のみ同化、SeaWinds と ASCAT 海上風を同化した実験を表し、グラフ上の丸印は TEST と CNTL の差が統計的に有意であることを示す(信頼区間 95%)。

2.5.4 まとめと今後の課題

全球解析において、Metop-A衛星搭載のマイクロ 波散乱計ASCATから得られる海上風ベクトルの利 用を2009年7月28日に開始した。QuikSCAT衛星が 2009年11月23日に運用停止となったことから、 ASCATの早期利用開始に一定の意味はあった。ただ し、現在の同化処理の設定には風速のバイアス補正、 品質管理(海氷域の判定や風速の閾値)、観測誤差の 大きさなどの見直すべき点が数多く存在する。 ASCATがMetop-B, C衛星にも搭載されることを考 えると、風が強い場合の風速O-Bの負バイアス問題 を解決することが、ASCAT海上風をより有効に利用 する上で最も重要な課題である。解決策としては、 風速バイアス補正の導入や海上風の独自算出などが 考えられる。現在、オランダ気象局以外では、米国 海洋大気庁 (NOAA) でASCAT海上風算出の開発が 進められている。彼らは、オランダ気象局がASCAT 海上風の算出に使っているモデル関数を改良するこ とで、風速の負バイアスを緩和することに成功して いる (Soisuvarn et al. 2010)。当データが利用可能 になり次第、品質調査や観測システム実験を行って 現業利用の可能性を検討する予定である。

また、本節では触れなかったが、メソ解析におけ るASCATデータの利用も重要な開発課題の一つで ある。特に、雨の影響を受けにくいASCATの性質は、 顕著現象に発展する前の有効な情報をとらえること ができると期待される。現在、早期の現業利用を目 指して開発を進めているところである。

参考文献

- 江河拓夢,計盛正博,2009: マイクロ波放射計 SSMISの利用. 平成21年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,54-56.
- 大橋康昭, 今泉孝男, 2004: メソ解析へのマイクロ 波散乱計海上風の利用. 平成16年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 大和田浩美, 2008: Metop-A衛星搭載のサウンダ利 用. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 101-103.
- 川村宏, 1993: 衛星による波浪・海上風の計測と海 面フラックスの推定. 海の波と海面境界過程, 気 象研究ノート, 180, 113-156.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報 告・別冊第45号, 気象庁予報部, 27-43.
- 太原芳彦,村田一則,2007:マイクロ波散乱計.数 値予報課報告・別冊第53号,気象庁予報部, 121-132.
- Bourassa, M. A., E. Rodriguez, and R. Gaston, 2010: NASA's Ocean Vector Winds Science Team Workshops, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91,

925-928.

- Ebuchi, N., H.C. Graber, and M.J. Caruso, 2002: Evaluation of Wind Vectors Observed by QuikSCAT/SeaWinds Using Ocean Buoy Data, J. Atmos. Oceanic Tech, 19, 2049-2062.
- Freitag, H.P., M. O'Haleck, G.C. Thomas, and M.J. McPhaden, 2001: Calibration procedures and instrumental accuracies for ATLAS wind measurements. NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-199, 20 pp.
- Liu, W.T. and W.Q. Tang, 1996: Equivalent neutral wind. *Jet Propulsion Laboratory Publ.* 96-19, Pasadena, CA, 8 pp.
- Liu, W.T. and X. Xie, 2006: Measuring ocean surface wind from space. Remote Sensing of the Marine Environment, *Manual of Remote Sensing, Third Edition*, Vol. 6, J. Gower (ed.), Amer. Soc. for Photogrammetry and Remote Sensing, Chapter 5, 149-178.
- McPhaden, M.J., K. Ando, B. Bourles, H.P. Freitag, R. Lumpkin, Y. Masumoto, V. S. N. Murty, P. Nobre, M. Ravichandran, J. Vialard, D. Vousden, and W. Yu, 2009: "The Global Tropical Moored Buoy Array", *Proc. of the "OceanObs'09*, ESA Publication, 306pp.
- Soisuvarn, S., P.S. Chang, Z. Jelenak, K. Ahmad, Q. Zhu, and J. Sienkiewicz, 2010:

NOAA/NESDIS High Wind C-band Model Function and its Impact on Detection of Hurricane Force Winds in Extratropical Storms, *Presentation of the 2010 International Ocean Vector Winds Science Team meetings.*

2.6 全球解析における台風ボーガスの改良¹

2.6.1 はじめに

気象庁では、台風周辺における初期値の精度向上 を目的として、台風ボーガスを作成・利用している

(大野木 1997)。4次元変分法の導入に伴い、メソ 解析では2003年から、全球速報解析では2005年から、 全球サイクル解析では2007年から、擬似観測型台風 ボーガスという手法を採用している(小泉 2003; 新堀 2005;西嶋・室井 2006;美濃 2007)。2009 年3月には、初期値における台風中心位置の精度向 上と進路予報精度の向上を目的とし、ボーガスデー タの水平配置を変更した(高坂 2009)。

本節では、2009年3月の変更後に明らかになった 問題点への対処と、さらなる進路予報精度の向上を 目指して行った改良について報告する。

2.6.2 2009年3月の変更の問題点

2009年の台風シーズンに、GSMの台風進路予報 が初期時刻によって大きく異なる例が見られた。調 査の結果、2009年3月の変更時に台風中心から50km の地点に追加したボーガスデータが原因と判明し た。

中心から50kmの位置にボーガスデータを追加し た目的は、初期値における台風中心位置の誤差を 50km程度よりも小さくすることであった。しかし、 現在の全球解析が想定する解析インクリメント²の 水平構造³に対し、多くの場合、台風の中心付近での D値⁴の空間変動スケールは小さい。これは、台風の 中心付近では気象場がシャープな構造を持つこと に加え、一般に第一推定値の台風中心が観測された 中心位置と一致しないためである。このような空間 変動スケールの小さな(すなわち空間的に急激に変 化する)D値に対して低分解能での解析を行うと、 解像度が不足することによる誤差が大きくなる(こ れは、一次元の簡単な計算でも確認できる。図2.6.1 を参照)。

図2.6.2は2009年台風第14号の例で、9月15日 00UTCの解析における第一推定値と初期値の海面 気圧である。初期値での台風中心位置は第一推定値 からほとんど修正されていない一方で、中心に対す る強い非対称成分が生じていることが分かる。台風 の中心に近い50kmの地点のボーガスデータが空間 変化率の大きなD値を持ち、図2.6.1と類似した現象 が起きたものと考えられる⁵。上層の風についても同 様の解析インクリメントが生じ、過度に強い非対称 成分を持つ初期値となっている(図略)。

過度に非対称な初期値から予報を開始すると、台 風は最初にそれを解消するための移動をする。この 例では、予報初期においてGSMの進路予報はベスト トラックと反対方向になった(図2.6.3)。さらに悪 い時には、予報が進むにつれて誤差がさらに拡大し、 前初期時刻と全く異なる進路を示す場合もあった。 このような現象が繰り返し起こり、いわゆる初期値 変わりの原因になったと考えられる。

以上のような調査を経て、2009年10月に、中心から50kmの地点のボーガスデータを除く変更を行った。この変更以降、同様の問題は発生していない。

2.6.3 台風ボーガスの役割

今後の議論のために、台風ボーガスの役割を整理 しておく。

GSMによる台風予報が最も重視するのは進路予報の精度である。そのために台風ボーガスが果たすべき役割は、次の3つにまとめられる。

- 1. 初期値における台風の中心位置の修正
- 2. 初期値における強度(中心気圧や風速)の修正
- 3. 初期値(及び第一推定値)の台風がシャープな 構造になることを防ぐ

一般に、誤差は予報が進むにつれて拡大する。第 一推定値における台風が観測された位置から大き くずれているとき、それを修正するだけの観測デー タがなければ、それはほとんどそのまま初期値とな る。台風の位置がずれている初期値からの予報には、 あまり良い精度は期待できない。また、実際に台風 が存在しているにもかかわらず、モデルの初期値に ある程度の強さの擾乱が表現されていないのは問 題である。このような問題を解決することが台風ボ ーガスに求められる。これらは上記の1と2に当た る。

3のシャープな構造とは、気象場の空間変化率が 大きいということである。前項で述べたとおり、D 値が全球解析で解像できないほど細かな構造を持 っと、初期値に大きな誤差が生じるおそれがある。 これを避けるためには、ボーガスデータと第一推定 値のどちらもシャープすぎる構造を持たないよう にしなければならない。どの程度なだらかにすべき かは自明でないが、現在は、台風ボーガスが表現す

¹ 岡垣 晶

² 観測データによる第一推定値の修正量。

³ GSMの水平解像度はTL959(格子間隔約20km)である が、全球解析で用いているインナーモデルはT159(同約 80km)である(門脇(2009)など)。さらに、インクリメン ト構造は、データ同化システムに設定されている背景誤差 の空間相関にも強く影響を受ける。

⁴ 観測値(ここではボーガスデータ)と第一推定値との差。

⁵ 同様の現象は実際の観測データでも起こりうる。ただし、 台風ボーガスは観測データと異なり品質管理(Quality Control)を免除して同化しているため、このような現象を 引き起こしやすい。

る気圧分布の変動スケール(高坂 2009、式(3.3.1) のR0)がインナーモデルの格子間隔よりも小さくな らないよう調整し、そのボーガスデータを同化する ことで、初期値(と次の解析時刻の第一推定値)も なだらかになることを期待している。なお3の役割 から、台風ボーガスは観測データの単なる代替では ないことに注意が必要である。

2.6.4 問題点

前項で述べた役割を踏まえた上で、台風ボーガス の仕様の問題点と改良の方向性を考察する。

(1) ボーガスデータの過度な投入による進路予報精 度への悪影響

近年、衛星による観測データ数の増加、データ同 化手法の高度化などにより、第一推定値の精度は著 しく向上している。一方ボーガスデータは、衛星画 像等から解析された中心位置・中心気圧等から経験 式に基づいて海面気圧及び風の3次元分布を導出し たものであり、この導出に伴う不確定性は小さくな い。このような状況にあっては、いかに台風近傍で 観測データが少ないとは言え、ボーガスデータの誤 差の方が第一推定値の誤差より大きいケースも充 分起こりうる。

実際、高坂(2009)は、ボーガスデータは台風中心 から遠いほど精度が低いという考えのもと、中心か ら離れたボーガスデータ数を減らした実験を行い、 進路予報誤差が減少することを示した。これは、ボ ーガスデータの間引きによって初期値に含まれる 誤差が減った効果と考えられる。

(2) シャープな構造を防げない時がある

図2.6.4は、2009年台風第20号の際の、観測され た中心気圧、ボーガスデータの中心気圧、全球解析 の中心気圧の時系列である。紫の両矢印の期間、ボ ーガスデータの中心気圧は980hPa前後で推移して いるにも関わらず、GSM初期値は975~960hPa程度 で推移している。観測された中心位置へ投入される ボーガスデータは、インナーモデルの解像度を考慮 して観測よりも高い中心気圧で作成されているが、 初期値に十分反映されていない。

観測された中心位置に投入されるボーガスデー タには、第一推定値の中心気圧を修正しシャープな 構造を防ぐ役割が期待される。しかし、ボーガスデ ータのD値は第一推定値の中心位置と観測された中 心位置との距離に強く依存するため、常に意図する ようなインクリメントを得ることは難しい。

(3) 観測データとのフィッティングによるボーガスデー タの不自然な変動

台風ボーガスの海面気圧分布作成においては、地 表の観測データがあればそれへ近づけるような調 節を行っている。このような観測データとのフィッ ティングは、台風ボーガスを用いて作成した初期値 の気圧分布が観測値と大きく異なる例が見られた ため、その対策として導入された(大野木・上野 1992)。

2008年以降、ボーガスデータの中心気圧が不自然 に変動する事例が何度か見られた。図2.6.4の黄の両 矢印の期間は、2009年台風第20号の際の例である。 調査の結果、上記フィッティングによってボーガス データに過度の補正がなされ、中心気圧が変動して いたことが分かった。具体的には、上記フィッティ ングの中の「観測値との予備的整合」(大野木・上 野 1992)という処理において、インナーモデルが 高解像度であるほど、ボーガスデータの中心気圧が 観測データに敏感になることが判明した。時代を経 て全球解析の格子間隔が狭くなり、特に2007年11 月の全球モデルの高解像度化以降、この問題が顕在 化したと考えられる。

(4) 台風周辺にゾンデ観測が多数存在する時はボー ガスデータを投入しない設定

台風周辺に14点以上のゾンデ観測がある場合は、 ボーガスデータを投入しない設定としている(新堀 2005)。しかし前項で述べたとおり、台風ボーガス は観測データの単なる代替ではない。例えば第一推 定値が現実の台風と近い構造を持っていても、イン ナーモデルの解像度を考慮して、あえてなだらかな 構造に修正するというケースもあり得る。すなわち、 実観測データの多寡のみでボーガス投入の要否を 決めることはできない。

2.6.5 台風ボーガスの改良と実験結果

前項で述べた問題点を踏まえ、以下の点について 台風ボーガスを変更し、実験を行った。

(1)ボーガスデータ数の水平間引き

前項(1)で述べた問題点への対策として、ボーガス データが初期値に与える誤差を減らすため、ボーガ スデータ数を必要最小限にするような仕様を考え る。

台風の強度とシャープさは、台風の中心付近での 値で特徴づけられる。また、第一推定値の台風中心 から遠く離れた地点へ投入したボーガスデータが、 中心位置の修正に寄与する程度は小さいと考えら れる。これらのことから、台風ボーガスの配置を中 心付近のみに限定し(図2.6.5)、第一推定値の位置 ずれが大きい場合のみ、位置を修正するために、第 一推定値の台風中心の外側まで投入することとす る。

(2) 第一推定値の台風中心位置へボーガスデータを 追加

第一推定値の台風中心は、第一推定値の台風強度 をよく代表していると考えられる。この地点へボー ガスデータを追加することで、常に第一推定値の台 風構造がボーガスデータによる修正を受けること が保証され、初期値の台風構造をなだらかにする機 能が働くと期待できる。

(3) 観測データとのフィッティングを廃止

観測データとのフィッティングは、前項(3)で述べ たような不自然な変動の原因となる。また、現在の 解析手法では、ボーガスデータと同時に他の観測デ ータも同化されるため、ボーガスの気圧分布を観測 データにフィッティングさせる必要性は少ない。図 2.6.5のようにボーガスデータ数を大幅に間引けば なおさらである。以上から、観測データとのフィッ ティングは全て廃止する。

(4) 台風周辺にゾンデ観測が多数存在する時はボー ガスデータを投入しない設定を廃止

前項(4)で述べたことから、この設定は廃止する。

以上の変更を加えた台風ボーガスを用いて、2009 年台風第16~20号を対象とした実験を行った。実験 期間は2009年9月25日~10月25日とし、解析・予報 ともにルーチンと同じ00,06,12,18UTCで実行した。 以下では、変更前の台風ボーガスを使った実験をコ ントロール、変更後の台風ボーガスを使った実験を テストと呼ぶ。

図2.6.6に、実験期間を通した進路予報誤差の比較 を示す。テストの誤差は全ての予報時間でコントロ ールを下回っている。これは主に(1)のボーガスデー タを減らした効果と考えられる。予報初期において も誤差が減少しているのは、(2)に述べた第一推定値 の中心に追加したボーガスデータによって、第一推 定値と初期値の台風が、全球解析が想定する程度の 構造に保たれていることも寄与していると考えら れる。

図2.6.7は、図2.6.4と同様の時系列をテストについ て描いたものである。全球解析の中心気圧、台風ボ ーガス中心気圧とも、意図しない変動は無くなって いる。

図2.6.8に、予報時間別に描いた中心気圧の変化傾向の散布図を示す。コントロール・テスト共に、左上のプロットが多く、右下のプロットは少ない。このことから、実際には減衰傾向の場合、予報では見逃しが多く空振りが少ないことが分かる。この傾向を含め、全般にコントロールとテストとの間に大きな違いは見られない。

2.6.6 まとめと今後の課題

全球解析の特性を考慮した上で台風ボーガスの 役割を再整理し、台風ボーガスを変更した実験を行った。実験の結果、進路予報の明確な改善とともに、 初期値やボーガス中心気圧の不自然な変動が無く なることも確認された。この変更は2010年4月に現 業化された。

気象庁における台風ボーガスの開発は、第一推定 値への埋め込みから擬似観測型に移行した後、デー タ数を減らす方向で変更が行われ、進路予報が改善 してきている。今後も、気象庁における台風ボーガ スの開発の方向性は「必要最小限」にすることだろ う。例えば第一推定値の状況によっては、ボーガス データを全く投入しない方が良い場合もありえる。 また、観測データの増加やGSMの変更等によって第 一推定値の特性が変われば、必要最小限の程度も変 わる。常に適切な台風ボーガスのあり方を検討し続 ける必要がある。

一方で、少ないながらもボーガスデータを使う以 上は、今回のような設定の変更のみならず、台風ボ ーガスが表現する台風構造自体の改善も重要な課 題である。

参考文献

- 大野木和敏,上野充, 1992: 台風ボーガスデータの 改良. 研究時報第44巻第5号, 247-269.
- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報 告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 門脇隆志,2009:4次元変分法の改良.数値予報課報 告・別冊第55号,気象庁予報部,6-10.
- 小泉耕,2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成 15年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 13-16.
- 高坂裕貴,2009: 擬似観測型台風ボーガスの配置変 更. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,57-60.
- 新堀敏基,2005:全球4次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第51号,気象庁予報部, 106-110.
- 西嶋信,室井ちあし,2006: データ同化システムの 概要.平成18年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,11-13.
- 美濃寛士, 2007: 台風. 平成19年度数値予報研修テ キスト, 気象庁予報部, 11-14.



図2.6.1 低分解能の解析インクリメントによって初期値に生じる誤差の概念図。左図の赤線は第一推定値に表現されている台風、黒線は真の台風に相当し、横軸は水平座標、縦軸は気圧の値を表す。ここでの台風の半径は約600km である。中図は、黒線が第一推定値の台風を真の位置に修正するために必要なインクリメント、赤線は波長200km までで表現できるインクリメント。赤線は黒線を波数切断して描いている。右図は、黒線が真の台風、赤線が波長200kmまでで表現できるインクリメントを第一推定値に足したもので、初期値に相当する。初期値における台風中心は第一推定値からほとんど修正されていない一方で、中心付近に強い非対称性が生じることが分かる。



図2.6.2 2009年9月15日00UTCの、台風第14号周辺における第一推定値(左図)、初期値(右図)の海面気圧の等値線 (hPa)。丸点はこのときの台風ボーガスの配置で、色と数字はボーガスデータ(海面気圧)のD値を表す。



図2.6.3 図2.6.2を初期値とするGSMの進路予報(ピン ク線)とベストトラック(黒線)。予報初期でGSMは 東に、ベストトラックは西に進んでいる。



図2.6.4 2009年台風第20号の観測された中心気圧 (青)、ルーチンの台風ボーガス中心気圧(赤)、 ルーチンの全球解析中心気圧の時系列(緑)。



図2.6.5 変更前後の台風ボーガスデータの分布。左が変更前、右が変更後。赤の矢羽根が風データ、ピンクの星印が海面気圧データ。水平方向の軸は緯度・経度で1目盛が2°、高さ方向の軸は気圧座標を表す。 2009年10月4日06UTCの台風第18号に適用した例。右図で中心付近に星印が2つあるのは、観測された中心位置と第一推定値の台風中心とに海面気圧データが投入されることによる。





図2.6.7 図2.6.4と同様。ただしテストの結果。

-60 -40 -20 0 20 40

T+72 Analysis(hPa)

図2.6.6 予報時間別に平均した台風進路予報の誤差。緑線がコントロール、赤線がテスト。2009年台風第16~20号が対象。

-60 -40 -20 0 20 40

T+24 Analysis(hPa)

-60 -40 -20 0 20 40 60

T+0

Analysis(hPa)



図2.6.8 予報時間別の中心気圧予報の変化傾向(初期値-各予報時刻の値)の散布図。上段がコントロール、下 段がテスト。左からFT=0,24,48,72。各グラフの横軸はベストトラックの気圧変化、縦軸はGSMの気圧変化で、 いずれも正の値が発達(中心気圧が下降)、負の値が減衰(同上昇)。中心気圧の変化が完璧に予報されていれば、 斜線上にプロットされる。

-60 -40 -20 0 20 40

T+48 Analysis(hPa)

2.7 メソモデルの対流スキームの変更1

2.7.1 はじめに

現行のメソモデル(MSM)には、特に梅雨期の 九州や四国の南西岸において、多くの場合観測には ない、地形に沿った不自然な降水を予測してしまう 問題がある。これは高温・多湿の気塊の流入する状 況で、海陸の粗度の違いによる収束や地形による強 制上昇をきっかけにして、Kain-Fritsch対流スキー ム (Kain and Fritsch 1990; Kain 2004) (以下、 KFスキーム) が過度に働くためである。この問題に 対処するため、KFスキームで扱うサブグリッドスケ ールの対流雲が周囲の大気と混合する割合(混合 率)を大きくする変更を加え、開発を進めてきた(成 田 2008; 成田 2009)。この変更はKFスキームによ る対流が過剰に発達するのを抑える効果を狙った ものである。今回、より適切なパラメータ調整を経 て、性能評価のための解析予報サイクル実験を行い、 地形に沿う不自然な降水の大幅な軽減が見込めた。 この結果を受けて、KFスキームにおける混合率の変 更を2010年の秋からMSMに導入する予定である (原稿執筆時点)。ここでは今回のKFスキームの変 更の概要と、解析予報サイクル実験の結果に基づく 統計検証に関して、降水特性の変化を中心に説明す る。

水平格子間隔5kmのMSMでは、対流雲に対する

2.7.2 KFスキームの変更の概要

解像度が不十分なことに起因する格子スケールで の降水の過度の集中を抑制するために、雲物理過程 に加えて積雲対流パラメタリゼーションを併用し ている。そのうえでなお、格子スケールで適切に表 現できる規模の対流雲については、力学過程と雲物 理過程によって生成されるように、積雲対流パラメ タリゼーションが抑制して働くことが望ましい。こ のような観点から格子間隔が5kmのMSMに適した KFスキームの修正を進めてきた(成田 2008)。

梅雨期など下層の高相当温位気塊が海上から流 入するとき、陸に達したところでKFスキームが働き、 その大きなCAPEを消費するために発達した背の高 い(サブグリッドスケールの)対流雲を生成する。 この結果として過剰な降水をもたらし、これが梅雨 期に顕著にみられる、地形に沿った不自然な降水と して問題になっている。KFスキームは、サブグリッ ドスケールの対流雲の発達過程で、周囲の大気との 混合を考慮していることに特徴を持つ。周囲の相対 的に乾いた気塊の対流雲中への取り込みは、対流雲 の発達を抑制する効果をもたらす。今回、この効果 をより機能させるためにKFスキームにおいて、サブ グリッドスケールの対流雲が周囲の大気と混合す る割合(混合率)を大きくする変更を行った(詳細 は成田(2008)を参照)。

今回の変更は、上述のような雲底高度が低く、水 平スケールが小さな対流を主な対象としている。こ れは、スケールの小さな対流雲では混合率がより大 きいという観測からの知見を反映したものである。



図 2.7.1 梅雨期に南西海上から暖湿気が流入し、地形に沿った不自然な降水が生じる 事例での加熱率(K/s)の前1時間平均の鉛直断面(2009年6月28日15UTC初期値 の FT=6 の結果)。断面は東シナ海から九州にかけて下層の風向に沿った向きにとっ ている(右地図上の線分)。左端から順にルーチンの KF スキームを用いた MSM、 混合率の変更を施した KF スキームを用いた MSM、積雲対流パラメタリゼーション を使わない水平格子間隔 1km の非静力学モデル(数値拡散の設定は LFM と同じ) の結果。破線は高度 5km の高さを示す。楕円で示した対流が地形に沿った不自然な 降水に相当(値はカラーバーの範囲外だが、ここでは構造そのものに注目する)。 なお MSM の加熱率は KF スキームと雲物理過程双方の寄与の合計である。

(積雲対流パラメタリゼーション無し)

°0

¹ 成田 正巳(数値予報課/英国気象局メソ気象共同セン ター)、森安 聡嗣

図2.7.1に今回の変更を施した実験における、湿潤 過程による加熱率の鉛直分布の典型例を挙げ、変更 前との違いを示す。図中楕円で示した対流に伴う加 熱が、ルーチンMSMでは深い対流を作り出して過 剰な降水となり、地形に沿った降水を生み出してい る。その一方、混合率の変更を施したものは対流が 低く抑えられて、加熱の卓越高度という点では、水 平格子間隔1kmで積雲対流パラメタリゼーション を使用していない非静力学モデルの結果により近 い分布となっている。

また、KFスキームによる水蒸気の鉛直混合(加 熱・加湿)がより低い高度に抑えられることは、大 気下層によく鉛直混合された湿った層を形成し、大 気上層までの成層の安定化が行われにくくなるこ とにつながる。このことが力学過程と雲物理過程に よる格子スケールで表現できる対流雲の発生・発達 に適した場を作りだし、結果として対流雲で構成さ れる線状降水帯などの降水システムの表現の向上 が期待される。

2.7.3 解析予報サイクル実験による試験

試験は表2.7.1に示す期間について行った。夏冬そ れぞれ約1ヶ月ずつであり、夏季は特徴的な事例別 に3期間に分けて実験を行った。

比較対象となるコントロール実験は2009年10月 現在のルーチンMSMによる実験である。そのため 上記実験期間当時のルーチンMSMとは設定、予報 結果が異なる。主な違いとして、コントロール実験 には地上GPS可降水量の同化が追加されている。実 験は03,09,15,21UTCを初期値とする33時間予報の み行った。以下では、本試験の結果をTEST、コン トロール実験の結果をCNTLと表記し、夏冬それぞ れの実験を夏実験、冬実験と呼称する。また夏実験 のさらに分割された期間については、不安定降水事 例・梅雨事例・台風事例と表す。

図2.7.2にKFスキームによる地形に沿った不自然 な降水の改善の典型例を示す。このとき梅雨前線は

表 2.7.1 解析予報サイクル実験による試験の期間

夏実験	2008年8月28日~2008年9月6日					
	(10日間:不安定降水事例)					
	2009年7月7日~2009年7月26日					
	(20日間:梅雨事例)					
	2009年10月5日~2009年10月8日					
	(4日間:台風事例(第18号))					
冬実験	2008年12月28日~2009年1月26日					
	(30日間)					

朝鮮半島南岸から中国地方にかかり、九州付近には 西南西から暖湿気が流入し続けていた。CNTLでは 九州西岸や山地に沿った20~50mm/3h(橙)の、観 測には見られない不自然な降水域が目立つ。これに 対してKFスキームの変更を施したTESTでは、これ らの降水を完全に除去するまでには至らないが、 CNTLと比較してかなり抑制している。さらに中国 地方の線状降水帯の形状をよく再現し、九州から四 国にのびる降水システムの一部も再現しており、 CNTLでは不十分だった降水システムの形成につい て改善が見られる。

一方、TESTではKFスキームによる成層の安定化 作用がCNTLに比べて相対的に弱くなったことで、 雲物理過程による強い降水の予報頻度が多くなった。 これは特に不安定降水事例や梅雨事例の予報後半に 顕著であった(図2.7.3に一例を示す)。またKFスキ ームの効果を相対的に弱めたことは、主にKFスキー ムが担っていた5mm/3h以下の弱い降水の減少傾向 にも結びついている(図2.7.4)。台風事例に関して は、降水強度がやや強くなる他は、進路や降水分布 など、全体の予報としてはほとんど変化がなかった。 冬実験についても、冬季は降水に対してKFスキーム の寄与が小さいために、大きな違いはなかった。た だし冬季は降水強度の大きい事例が少ないため、僅 かな違いがスコアに影響した(第2.7.4項)。



図 2.7.2 地形に沿った降水の改善の典型例。2009 年 7 月 19 日 15UTC 初期値の FT=12 (20 日 03UTC)の予報結果。 左から解析雨量、CNTL、TEST の前 3 時間積算降水量 (mm/3h)。



図 2.7.3 降水帯が過度に強化された事例。2009 年 7 月 16 日 09UTC 初期値の FT=27 (17 日 12UTC)の予報結果。 左から解析雨量、CNTL、TEST の前 3 時間積算降水量(mm/3h)。

2.7.4 統計検証

ここでは各種の統計検証の結果を示す。用いた指 標については巻末付録を参照のこと。

(1) 降水検証

対解析雨量のエクイタブルスレットスコア (ETS)とバイアススコア(BI)を図2.7.5に示す。 検証格子は20km、前3時間積算降水量の検証格子内 平均を対象とし、解析雨量領域のうち陸域と海岸か ら40km内を検証範囲とする。夏実験については事 例別の結果も示す(図2.7.6)。図中のエラーバーは 95%信頼区間である。

夏実験のETSは、閾値10~15mm/3hでやや改善、 閾値30mm/3h以上でTESTがCNTLをやや下回るが、 CNTLと大きく変わらず、ほとんど有意な差ではな い。BIは、TESTはCNTLに比べて、閾値5mm/3h 以下で小さく、閾値10mm/3h以上では大きくなった。 閾値30mm/3h以上では、BIが1を超え、ETSは僅か な悪化を示しているが、これは空振りの増加の結果 である。期間別にみると、梅雨事例のETSからは、 特に閾値10~25mm/3hでの改善が認められる。この 雨量範囲では地形に沿った不自然な降水を抑制し たうえで、予報頻度が増加した(BIが増加して1に 近づいた)ことから、KFスキームの混合率の変更に よる改善が効果的に現れたと言える。しかし同時に 誤検出率が微増しており、空振りもやや増えた(図 略)。夏実験のどの期間でもBIは弱い雨で減少、よ り強い雨ほど顕著な増加を示した。また夏実験の全 期間のBI(図2.7.5)が強い雨量域で1を超えていた のは、CNTLでもBIが大きい台風事例の影響である ことがわかる。

図2.7.7に夏実験の全期間におけるBIの予報時間 依存性を示す。1mm/3h以上の降水では、TESTは CNTLよりさらに予報頻度が過少であり、予報時間 に沿ってCNTLと同様の変化を示す。20mm/3h以上 の降水では、TESTはFT=6からFT=12にかけて予報 頻度の急増がみられ、結果として観測の頻度に近づ いている。FT=12以降は増加傾向は見られない。

冬実験に関しても夏実験と同様に、強い雨のBIが 大きくなり、ETSも強い降水においてやや下がった (図2.7.5)。これは強い降水の予報の空振りが増し たことを示す。冬実験は期間中いくつか南岸低気圧 が通過したが、これらはCNTLに比べてやや強い降 水の領域を広げる傾向があった。冬季は強い降水の



図 2.7.4 2009 年 7 月 19 日 09UTC 初期値の FT=30 (20 日 15UTC)の予報結果。CNTL (左)、TEST (右)の前 3 時間積算降水量 (mm/3h)。太平洋上や近畿地方で弱い降水の減少が認められる。



図 2.7.5 夏実験(左列)と冬実験(右列)の対解析雨量の ETS(上段: 点線は ETS=0)と BI(下段: 点線は BI=1)。 スコアは横軸の閾値(前3時間積算降水量)以上の降水に対するもの。赤: TEST、緑: CNTL。エラーバーは 95% 信頼区間を表す。



図 2.7.6 夏実験の各期間ごとの対解析雨量の降水スコア。不安定降水事例(左列)、梅雨事例(中列)、台風事例(右 列)の ETS(上段)と BI(下段: 点線は BI=1)。横軸は閾値(前3時間積算降水量)。赤:TEST、緑: CNTL。 エラーバーは 95%信頼区間を表す。



図 2.7.7 夏実験の全期間を対象にした予報時間毎の BI (点線は BI=1)。左は 1mm/3h 以上、右は 20mm/3h 以上の 降水に対するスコア。赤:TEST、緑:CNTL。横軸は予報時間(FT)。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

ある事例が少ないので、このような違いがここでみ ているような1ヶ月程度の期間のスコアには端的に 表れる。冬実験の全期間において、検証領域に影響 を与える南岸低気圧は主なもので3回あり、それぞ れの南岸低気圧の事例に絞ってスコアを調べた。そ れらのうち1月18日頃に日本列島を通過した低気圧 の事例が、スコアを下げる寄与が大きく、特定の事 例がスコアの低下に影響していた(図略)。

次に、降水の頻度分布を調査した結果を図2.7.8に 示す。頻度統計を行った領域は対解析雨量スコアを 算出した範囲と同一である。比較対象となる観測と して、解析雨量をモデルに合わせて5km格子ごとに 平均した値を用いた。実験結果、観測ともに5km格 子単位で、階級は1mm/3h刻みにとって、降水の出 現数を積算した。このため20km検証格子内平均値 を用いた上述のスコアの雨量閾値とは対応しない ことに注意する必要がある。図2.7.8からは、TEST はCNTLに比べて強い雨ほど頻度が増していること がわかる。その結果、不安定降水事例、梅雨事例で は観測の頻度分布に近づいており、50mm/3h以上の 降水については観測とよく合っている。ただし不安 定降水事例では100mm/3h以上で、全体に対する割 合は小さいながら、予報頻度過多の傾向が顕著にで る(図略)。

冬実験の頻度分布をみると、TESTは10mm/3h以上で観測より頻度が多く、結果として10~30mm/3hの雨量強度域ではCNTLの方が観測の分布に沿っている。50mm/3h以上についてはCNTLと変わらない。

次に実験期間中の総降水量、及び総格子数(すな わち降水域の面積に相当)を算出し、比較を行った。



図 2.7.8 降水の頻度分布 (100mm/3h まで)。階級の幅を 1mm/3h にとって格子数を積算している (例えば 10mm/3h 以上~11mm/3h 未満の格子を 10mm/3h として数え上げる)。左上:不安定降水事例、右上:梅雨事例、左下:台 風事例、右下:冬実験。赤:TEST、緑:CNTL、青:観測 (解析雨量)。

表 2.7.2 総降水量・総格子数の、TEST と CNTL それぞれの観測に対する比と TEST の CNTL に対する比。

	不安定降水事例		梅雨事例		台風事例		冬実験	
	降水量	格子数	降水量	格子数	降水量	格子数	降水量	格子数
TEST/観測	0.82	0.82	0.88	0.73	1.33	0.89	1.02	0.85
CNTL/観測	0.79	0.91	0.86	0.76	1.33	0.93	1.00	0.85
TEST/CNTL	1.03	0.90	1.03	0.96	1.00	0.96	1.01	1.00

表 2.7.3 海陸別の総降水量・総格子数統計の TEST の CNTL に対する比。夏実験のみ。

	不安定降水事例				梅雨事例			
	総降水量		総格子数		総降水量		総格子数	
	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域
TEST/CNTL	1.06	0.96	0.96	0.76	1.00	1.00	0.96	0.84

	台風事例				夏実験全期間			
	総降水量		総格子数		総降水量		総格子数	
	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域
TEST/CNTL	1.00	1.00	0.98	0.86	1.01	0.99	0.96	0.82

ここでは、0.4mm/3h以上を降水有りとしている。 検証領域は対解析雨量検証と同様である。表2.7.2に TEST、CNTLの観測に対する比、TESTのCNTLに 対する比を示す。夏実験の不安定降水事例と梅雨事 例では、TESTは弱い雨の予報頻度減少に伴って総 格子数(降水面積)が減少し、観測との差がCNTL に比較して広がった。一方で、図2.7.8で見たように 20mm/3h以上の降水がCNTLに比べて増加したこ とが寄与し、TESTの総降水量はCNTLより増して 観測に近づいた。冬実験でも強い降水の頻度が増し た結果として総降水量が僅かに増加している。

上と同様の調査を、MSMの予報領域全体を対象 にして海陸別に行った。表2.7.3にTESTのCNTLに 対する比を海陸別に示す。夏実験の全期間で、海域 での総格子数の減少が目立ち、TESTはCNTLの約 20%減になっている。予報頻度が減少しているのは 主に弱い雨であるから、海域での総降水量の減少は 僅かである。一方陸域での変化は少なく、総格子数 がやや減少し、総降水量は不安定降水事例を中心に やや増加している。なお、この調査は夏実験に対し てのみ行った。冬季においてKFスキームが降水に寄 与するのは、低気圧などに伴い、暖湿気が流入する 場合に限られ、表2.7.2においても冬実験の総格子数 はTESTとCNTLで違いがないことが示されている。

(2) 地上気象要素検証

対アメダスの検証結果を図2.7.9(夏実験)と図 2.7.10(冬実験)に示す。気温・相対湿度・風速を 対象に、平均誤差(ME)・平方根平均二乗誤差 (RMSE)を予報対象時刻毎に算出した。

夏実験の気温のMEではどの時刻でもCNTLに対して約0.05℃の正バイアスの拡大が見られた。しかしRMSEは日中減少し、夜間の増加は僅かで、ラン

ダム誤差の減少が示唆される。また夏冬ともに風速 のMEには0.05~0.1m/s程度の増加が認められる。夏 実験では風速のMEのCNTLとの差は日中にやや拡 大(~0.1m/s)している。不安定降水事例のみで算 出したMEも同様の日変化を示すことから、この時 間依存性は不安定降水事例の寄与と考えられる(図 略:不安定降水事例における日中のMEのTESTと CNTLの差も0.1m/s程度)。風速のRMSEは夜間を中 心に微増している。その他はCNTLと大きな違いは ない。地上風速がCNTLに比べてやや強くなること が示されたが、雲物理過程の卓越により降水システ ムが強化されたことが原因のひとつと考えられる。

(3) 高層気象要素検証

図2.7.11、図2.7.12にそれぞれ夏実験、冬実験の 高層気象要素検証の結果を示す。日本国内の高層気 象観測のみを対象とし、気温・相対湿度・風速につ いて、FT=33でのME、RMSEを算出した。

KFスキームの変更は熱と水蒸気の鉛直輸送を変 化させる。夏実験では700hPaと500hPaの相対湿度 の負バイアスがCNTLよりも拡大し、中層がより乾 く結果となった。925hPaの気温では正バイアスが やや拡大している。地上気象要素検証の気温の正バ イアス微増にも表れていたが、夏季の大気下層の平 均気温の微増は、900hPaより下層において、主に 暖湿な本州南海上全体に見られ(図略)、その影響が 国内の観測点での検証にも表れていると考えられる。

850hPaの気温では正バイアスが解消され、整合的に相対湿度の負バイアスも0へ近づいている。 850hPaの加湿方向への変化は、KFスキームによる水蒸気の鉛直混合がより低い高度に留まるようになったことの反映と考えられる。気温では中層以上で



図 2.7.9 夏実験の対アメダス地上気象要素検証。要素は左列:気温(℃)、中列:相対湿度(%)、右列:風速(m/s)。 上段が ME(実線は ME=0)、下段が RMSE。赤:TEST、緑:CNTL。横軸は予報対象時刻。



図 2.7.10 冬実験の対アメダス地上気象要素検証。凡例等は図 2.7.9 に同じ。



図 2.7.11 夏実験の高層気象要素検証。日本のゾンデを対象として、FT=33 での統計検証結果を示す。要素は左列: 気温(℃)、中列:相対湿度(%)、右列:風速(m/s)。上段が ME(点線は ME=0)、下段が RMSE。赤:TEST、緑: CNTL。相対湿度の検証は、上層では信頼できる観測が不十分なため、500hPa までの結果を示す。



図 2.7.12 冬実験の高層気象要素検証。凡例等は図 2.7.11 に同じ。

も概ねバイアスの軽減がみられる。冬季は夏季に比べてKFスキームが頻繁に働かないため、冬実験の高 層気象要素検証では夏実験ほどCNTLとの違いは見 られないが、それでも700hPaと500hPaの乾燥傾向 が見られた。降水検証で示したように、TESTでは 全降水量が増えていることから、雲物理過程による 凝結、降水を通じて大気中の水蒸気をCNTLより減 少させている可能性がある。

MSMの中層の乾燥バイアスについては、側面境 界がRSMから20kmGSMに替わったときに顕著に 現れるようになったが(古市 2007)、今回の変更は その乾燥バイアスを拡大することになった。予報時 間内の相対湿度のMEの推移を比較すると、中層の MEの減少量は、TESTとCNTLは同程度だが、予報 前半(FT=3)の時点で既にTESTはCNTLより乾い ていた(図2.7.13)。

2.7.5 まとめ

KFスキームの混合率を大きくする変更を加える ことで、とくに梅雨期によく見られる地形に沿った 不自然な降水を軽減した。その結果、湿潤過程にお けるグリッドスケールの雲物理過程とサブグリッド スケールのKFスキームのバランスが変化し、雲物理 過程の寄与が強まった。このことにより、降水系の 組織化がより顕著に表現されるようになった。

統計検証からは主に以下のような結果が得られた。

- ・夏季に弱い降水の減少、夏冬とも強い降水の増加
- ・降水の頻度分布はやや強い〜強い降水で観測に近づく(ただし、この降水強度帯で観測に近づいてもトータルの降水は観測に足りていないことや、さらに強い降水の頻度が増していることには注意する必要がある)
- ・夏季において気温のバイアスが微増
- ・夏冬ともに風速のバイアスが微増
- ・夏季に中層がより乾く傾向

また今回の試験の結果を用いたガイダンスの検証 からは、積乱雲量や発雷確率などの改善がみられ、 組織化した対流雲の表現が向上したことがうかがえ る。さらに気温ガイダンスも夏季の最高気温がやや 改善し、その他は中立の結果が得られており、モデ ルの地上気温のバイアスの微増は予報現業の実用上、 大きな影響は与えないと言える(ガイダンス検証の 結果の図等は略す)。

これまで述べてきた降水特性の変化傾向は、今回 適用したKFスキームの混合率の変更からある程度 想定できていた(成田 2008)。変更に際しては、統 計的な降水特性の変化を小さくするようにKFスキ ームのパラメータを設定したが、本節で示したよう な一定の違いが生じる結果となった。このような結 果を踏まえた上で、地形に沿った不自然な降水の軽 減を最優先することにして、ルーチンMSMへの適 用を行うことになった。予報現場においては、特に 暖候期の強い雨の空振り増加などの降水特性の変化 に注意して予報作業を行っていただきたい。

水平解像度5kmのMSMにおいては対流パラメタ リゼーションの併用は今後も避けられないので、引 き続きKFスキームの改善をはじめとした、より適切 な対流スキームの開発を進めていく必要がある。

参考文献

- 成田正巳,2008: Kain-Fritschスキームの改良とパ ラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部,103-111.
- 成田正巳,2009: メソ数値予報モデルの湿潤過程の 改良. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,72-76.
- 古市豊,2007:高解像度全球モデルを側面境界とす るメソ数値予報モデルの統計検証.平成19年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,38-45.
- Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An Update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kain, J.S. and J.M. Fritsch 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784–2802.



図 2.7.13 夏実験の各事例における、相対湿度の平均誤差 (ME)の予報時間経過による変化。赤:TEST、緑:CNTL。 点線は FT=3、実線は FT=33 (図 2.7.11 に同じ) での ME を表す。

2.8 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル 手法の導入¹

2.8.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下WEPS)は週 間天気予報の支援を目的に運用されており、各メン バーの予報、予報のアンサンブル平均やスプレッド、 気温や降水等の各種確率情報等の資料が、週間天 気予報で利用されている(林・川上 2006)。WEPS の本運用は、2001年3月の計算機システム更新と同 時に開始された。それ以降GSMの改良の成果を WEPSの予報モデルに取り込むとともに、初期摂動 作成手法の改良およびメンバー数増強が施され、週 間天気予報の支援資料の精度向上が図られてきた (経田・山口 2006; 酒井 2008; 米原 2008; 米原 2009)。運用開始以来の主な改良を、表2.8.1にまと める。以下モデル名称のGSMに続く4桁の数字は現 業化時期(西暦下2桁・月)を表す。なお、アンサンブ ル予報の基礎については、山根(2002)や高野 (2002)を参照されたい。

時期	予報モデル	摂動作成手法	メンバー数
(年/月)	(解像度)	(摂動対象領	/モデル摂動
		域)	
2001/3	GSM0103	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH)	1なし
2002/2	GSM0103	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2003/6	GSM0305	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2005/3	GSM0407	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2006/3	GSM0603	BGM 法	51
	(TL159L40)	(NH,TR)	1なし
2007/11	GSM0711	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	1なし
2009/3	GSM0808	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	1なし
2010/11	GSM1011	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	/あり

表 2.8.1 WEPS の主な改良の時期と仕様

摂動対象領域の各記号は緯度帯を意味し、NH:20°N-90°N, TR:20°S-20°N, NH[†]:30°N-90°N, TR[†]:20°S-30°Nである。メンバー数は摂動を加えていないコント ロールランを含む。BGM法はBreeding of Growing Mode法 (Toth and Kalnay 1993)の略でSV法は Singular Vector法 (Buizza and Palmer 1995)の略 である。予報モデルについては、GSM0103は松村 (2000)、GSM0305は中川 (2004)、GSM0407は川合 (2004)、GSM0603は北川 (2005)、GSM0711は北川 (2006)、GSM0808は岩村 (2008)等を参照されたい。 アンサンブル予報の精度向上には、初期摂動作 成手法の改善やメンバー数の増加、予報モデルや 解析値の精度向上が重要である。図2.8.1にWEPS 運用開始以来の、500hPa高度場(Z500)について のFT=144および、FT=216でのアノマリー相関係数 月平均の時系列を示す。検証領域は北半球領域 (20°N-90°N、以下NH領域)で、細い線は各月の もの、太い線は前12ヶ月移動平均である。赤線は摂 動が入っていないメンバーの予報(以下コントロール ラン)、青線が各メンバーの予報のアンサンブル平均 の検証結果である。

図2.8.1を見ると、予報モデルおよび解析システム の精度向上に伴い、運用開始以来着実に、コントロ ールラン、アンサンブル平均ともに予報精度が向上し てきたことが分かる。FT=144およびFT=216におい て、アンサンブル平均の精度はコントロールランを大 きく上回っている。また、予報精度が季節変化の中で 相対的に下がる夏季において、アンサンブル平均は コントロールランをよく改善している。特にFT=216で の精度をみると、アンサンブル平均のコントロールラ ンに対する改善幅は大きく、その改善幅を運用開始 以来維持し続けている。



図2.8.1 月平均のZ500のアノマリー相関係数の時系列 (細線)。上図がFT=144、下図がFT=216でのもので ある。期間は2001年3月から2010年6月。検証領域は NH領域で、太線は前12ヶ月移動平均。赤線がコント ロールラン、青線がアンサンブル平均の結果である。

¹ 米原 仁

また、中期予報では、予報が情報として利用上の 価値を持つ一つの目安としてアノマリー相関係数が 0.6以上であることを用いるが(高野 2002)、2010年 以降のWEPSはFT=216においても0.6を超えた。運 用開始以来の精度向上の結果、天気予報作業を支 援するWEPSの予報時間延長も視野に入ってきてい る。

2.8.2 WEPSへの確率的物理過程強制法の導入

数値予報課では、2010年11月に、モデルアンサン ブル手法の一つである確率的物理過程強制法 (Buizza et al. 1999, Palmer et al. 2009)をWEPS へ導入した。モデルアンサンブル手法とは、アンサン ブル予報において、モデルによる予報の不確実性を 考慮する手法である。本来、予報結果の誤差は、初 期値が真値と異なることに加え、予報モデルが持つ 不完全性も原因となる。このため、本来は、モデルア ンサンブル手法による摂動を初期値摂動と同様に考 慮する必要がある。しかし、これまでのWEPSでは、 それが考慮されておらず、初期摂動のみを取り扱っ ていたが、今回からモデル誤差に関する摂動も加え ることとした。確率的物理過程強制法とは、モデルの 物理過程のもつ不確実性を取り扱う手法の一つであ り、予報の時間ステップ毎において、物理過程で計 算される気温、比湿、風の時間変化量に対して時間・ 空間相関が考慮された乱数を掛けたものを摂動とし て足しこむ手法である。本手法の具体的な内容や、こ れまでの開発途中の報告については、Palmer et al (2009)、米原(2009)を参考にされたい。

また同時に、予報モデルを低解像度版GSM1011 (TL319L60)へ更新した。低解像度版の予報特性 は高解像度(TL959L60)とほぼ同じである。 GSM1011では入出力を始めとする基本的部分が大 幅に強化されたが、予報精度への影響は小さく予報 特性はGSM0808と同じであるため、その基本的な予 報特性等については大河原(2008)、小野田(2008)、 岩村(2008)、宮本(2009)を参照されたい。

また上記以外にも、初期値作成時の内挿手法の 変更、初期値での雲水量や雲量での予報値の利用 (これまでは0から始めていた)等の変更も同時に行っ た。今回の変更全体では、それらの精度への影響は、 確率的物理過程強制法の導入に比べて小さい。

2.8.3 今回の改良の効果

今回の改良の精度評価試験の検証結果を基に、 予報精度への影響について述べる。以下では WEPS0903での実験をCNTL、WEPS1011での実 験をTESTと呼ぶ。業務化試験では、両実験とも解析 値には同じ高解像度GSM0808での解析予報サイク ルの結果を用いた。両実験とも初期摂動作成部分は 同じである。試験の対象期間は2007年8月1日~31 日(以下夏季)及び2008年1月1日~31日(以下冬季)とした。

(1)総観場の予報

アンサンブル平均の総観場の予報精度としては、 業務化試験の結果は夏季・冬季ともに、Z500、 850hPa気圧面の気温(T850)ともに中立であった (図略)。モデル誤差に関する摂動の影響の大きさは、 初期摂動によるそれと比較して小さいため、アンサン ブル平均への影響は見られなかったと思われる。

次にNH領域での、確率予報の検証結果について 述べる。図2.8.2に、T850についてのROC面積を示 す。ROC面積の閾値は、NH領域でのT850の気候 学的な年々変動値の標準偏差 σ に対して、T850の 平年偏差が -1.5σ 以下および、 1.5σ 以上を用いて いる。この閾値は、ある程度顕著な現象を対象とした ものである。検証結果は、全体的に中立もしくは改善 であり、この改善傾向は、Z500や地上気圧等の他の 要素についても同様である(図略)。特にT850では、 予報の前半の改善幅が大きい。また、ブライアスキル スコアでの検証結果も、ROC面積での結果と同様に や改善となっており、確率予報の精度は全体的に 改善している(図略)。

(2)降水確率予報の対アメダス検証

図2.8.3に、夏季での降水確率予報の検証結果を示 す。図に示した結果は、予報時間毎の前24時間積算 降水量についての、0.5625°の格子の予報値に対し て、近傍のアメダス降水量平均値を真値として行ったも のである。ブライアスコアは、その数値が小さいほど確 率予報の精度が良いと評価できる。図2.8.3を見ると、 1mm/24h、10mm/24hの両閾値について、ブライアス コアおよびROC面積の両方で中立もしくは改善となっ ている。本手法の導入によって、モデルの不完全性が 原因で捕捉できていなかった降水も確率的に捕捉でき るようになり、降水確率予報の精度が向上したと考えら れる。実際に事例を見てみると、CNTLではある時刻に おいて降水を表現できていなかったメンバーが、本手 法を導入したTESTでは、同じ初期値から実行した予 報にもかかわらず、降水が表現され予報を改善したケ ースが見られた(図略)。また、本手法の導入により降水 頻度が増えることが報告されており(Buizza et al. 1999)、今回の実験結果においても、全体的に頻度が 若干増加している(図略)。現在GSMの特性としては、 弱い雨を観測より過剰な頻度で降らせる傾向があり、単 純にはスコアに悪い影響があると考えられるが、その中 においても、ブライアスコアでの精度の向上が確認でき る。



図 2.8.2 NH 領域での、各予報時間毎の T850 につ いての ROC 面積。上から、夏季・閾値がアノマ リー1.5 σ以上、夏季・閾値がアノマリー--1.5 σ以 下、冬季・閾値がアノマリー-1.5 σ以上、冬季・閾 値がアノマリー--1.5 σ以下の結果である。青線が TEST で赤線が CNTL の結果。



図 2.8.3 夏季での、前 24 時間降水量確率予報の検証 結果。上から、閾値 1mm/24h 以上のブライアスコ ア、閾値 10mm/24h 以上のブライアスコア、閾値 1mm/24h 以上の ROC 面積、閾値 10mm/24h 以上 の ROC 面積である。緑線が TEST で赤線が CNTL の結果。

2.8.4 WEPSの開発計画

最後にWEPSの精度向上に向けた今後の取り組 みを紹介する。今年度数値予報課では、WEPSの初 期摂動の振幅調整を行う計画である。アンサンブル 予報では、スプレッドとアンサンブル平均のRMSEは ほぼ同じであることが望ましく、両者に大きな乖離が ある状態では、アンサンブル平均や確率予報の精度 に改善の余地がある。現在のWEPSでは、冬季の予 報前半でスプレッドが過剰であることが知られており、 その原因は摂動の大きさを季節変動させている処理 にある。この、摂動の大きさを季節変動させる処理は、 初期摂動作成手法がBGM法の場合は初期摂動の 成長率が小さい問題をおぎなう効果を持っていたが、 作成手法がSV法に変更され成長率が改善され必要 がなくなったため、季節変動処理を見直すことにした。 また同時に、ここ数年の予報のアンサンブル平均の 精度向上に合わせて、初期摂動の大きさを調整する 予定である。この改良により、アンサンブル平均や確 率予報の精度向上が見込まれる。

また、数値予報課では、次期計算機システムへ向 けて開発を進めている。次期システムでは、WEPSの 水平・鉛直解像度の高解像度化(水平格子間隔を約 60kmから約40kmへ、鉛直層数を60層から100層 へ)を計画している。モデルの解像度が上がることに より、擾乱をより良く解像できるようになるため、降水 等の表現や予報精度の向上が期待されている。また、 初期摂動の作成手法であるSV法についても高解像 度化や特異ベクトル作成に利用している接線形モデ ルの高度化等を行い、アンサンブル予報の精度改善 を図る開発を進めている。

今回の更新により、物理過程の不完全性を表現す るモデルアンサンブル手法が導入された。しかし、モ デルの不完全性は物理過程にのみあるものではなく、 力学過程にも含まれる。それを取り扱うモデルアンサ ンブル手法もいくつか提案されているため、導入に向 けて検討を進めている。

アンサンブル予報の精度向上には予報モデル自体の精度向上も重要である。今後も、最新のGSMの開発成果をWEPSに取り入れていく計画である。

参考文献

- 岩村公太,2008:高解像度全球モデルの改良.平成 20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報 部,1-6.
- 大河原斉揚, 2008: 統計検証. 平成20年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 7-18.
- 小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成20年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊 第50号, 気象庁予報部, 72-80.

- 北川裕人,2005:全球・領域・台風モデル.平成17 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報 部,38-43.
- 北川裕人,2006:高解像度全球モデル.平成18年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,7-10.
- 経田正幸,山口宗彦,2006:週間アンサンブル予 報 平成18年度数値予報課研修テキスト,気象庁 予報部,41-54.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブ ル予報システム. 天気, 55, 67-76.
- 高野清治,2002: アンサンブル予報の利用技術.ア ンサンブル予報,気象研究ノート,201, 73-103.
- 中川雅之,2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第50号,気象庁予報部, 70-75.
- 林久美,川上正志,2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号,気象庁予報部, 34-37.
- 松村崇行,2000:高解像度全球モデル. 平成12年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 17-20.
- 宮本健吾,2009:適合ガウス格子版全球モデル,数
 値予報課報告・別冊第55号,気象庁予報部, 27-49.
- 山根省三,2002: 摂動の線形発展の理論.アンサンブル予報,気象研究ノート,201,21-71.
- 米原仁,2008:週間アンサンブル予報システムの改良.平成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,23-26.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報 告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singularvector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.
- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999:
 Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 2887-2908.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2317-2330.
- Palmer, T.N. et al, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty: ECMWF Research Department Technical Memorandum. Number 598.

2.9 台風アンサンブル予報システムの改善1

2.9.1 はじめに

台風アンサンブル予報システム(以下、台風EPS) は、5日先までの台風進路予報の支援を目的に運用 されている数値予報システムである。台風EPSにお ける各メンバーの台風中心位置予報およびその平 均位置(アンサンブル平均)や進路予報のばらつき (スプレッド)を基に、予報の信頼度情報、台風接

近確率などの資料が作成され、気象庁で現業利用されている²。台風EPSの仕様の詳細については、小森・山口(2008)を参照されたい。

一般に、アンサンブル予報の精度向上3に必要な課題として、①使用する予報モデルの精度向上、②初期摂動・解析場の改善、③予報モデルの誤差の適切な取り扱い(モデルアンサンブルなど、詳細は米原(2009a)参照)、④アンサンブルメンバー数の増強などがある。本節では、台風EPSについて、課題①の数値予報モデルの更新と、課題②のうち、初期摂動の作成方法に関する調査・改良を述べる。なお本節で述べる数値予報モデルの更新・初期摂動作成手法の改良は、それぞれ2009年6月と2010年5月に現業化された。

2.9.2 台風EPSの予報モデルの更新

全球決定論予報のモデルと週間EPSの予報モデ ルがそれぞれ2008年8月と2009年3月に適合ガウス 格子モデル (GSM0808) に更新されたことに続き、 台風EPSの予報モデルも2009年6月にGSM0808に 更新した。なお、GSM0808への更新に伴う予報特 性の変化については、全球決定論予報は岩村(2008) を、週間EPSは米原(2009b)を参照のこと。ここ では、台風EPSへGSM0808を導入したことによる 台風進路予報へのインパクトを述べる4。

予報モデル更新の影響を調査するため、2008年8 月20日~10月3日の1日4回(00,06,12,18UTC初期 値)について、予報モデルの変更あり(テスト実 験)・変更なし(コントロール実験)の予報実験を 行った。実験対象は期間のうち、気象庁予報部予報 課作成の熱帯低気圧情報ファイル(YHTCファイル) に対象となる熱帯低気圧が記述されている時刻で ある(全119初期値、140事例)。

1 太田 洋一郎、佐藤 芳昭

まず、確率予報としての特性は、変更の有無で大きな差は見られなかった(図略)。この2009年6月の変更は、主に予報モデルの更新で、初期摂動についてはほぼ同一のものが用いられている。このため、確率予報への影響は限定的であったと考えられる。

次に、図2.9.1にコントロールランとアンサンブル 平均予報それぞれの台風進路予報誤差の比較を示 す。両者ともに、新しい予報モデルの方が予報後半 で台風進路予報がやや改善する結果となった。

この結果を受けて、GSM0808の導入を含む台風 EPSの変更は2009年6月に現業化された。

2.9.3 台風EPSの初期摂動作成手法の概要と問題 点

台風EPSは、全球解析予報システムの解析値を解 像度変換した値を初期値としたコントロールラン と、この初期値に初期摂動を加えた値を新たな初期 値とした摂動ランにより構成される。

この初期摂動の作成には特異ベクトル(Singular Vector:以下、SV)法(Buizza and Palmer 1995) を用いている。SV法では、特定のターゲット領域内 において、一定の評価時間内で誤差成長が大きい初 期摂動を求めることができる。台風EPSでは、この SV法の性質を利用し、二種類のターゲット領域を設 定してSVを計算し、これを初期摂動の作成に用いて いる。

一つは、

20°N以北のRSMC責任領域5(

20°N ~60°N、100°E~180°) であり、もう一つは最大3 つまで設定可能な熱帯低気圧周辺領域(GSMの24 時間予報における各熱帯低気圧の推定位置を中心 とした東西20度、南北10度の領域、以下台風ターゲ ット領域)である。前者については、中緯度の傾圧 不安定擾乱の予測の不確実性を捉えることを主な 目的とし、後者については熱帯低気圧周辺での誤差 成長を捉えることを目的としている。

台風EPSの初期摂動は、こうしてそれぞれのター ゲット領域で求まったSVを、バリアンスミニマム法 (山口 2006)により線形結合して作成される。こ の際、初期摂動の振幅調整方法として、初期摂動の 東西風6m/sまたは南北風6m/sを上限値として規格 化する方法を用いていた。

さて、台風EPSで精度の悪い事例を調査したところ、以下の2点に問題があることが明らかとなった。 それらは①台風ターゲット領域の形状、②初期摂動の振幅調整方法である。以下に詳述する。

²地方官署や部外へのプロダクト配信は行っていない。
³ここで述べる精度向上には、アンサンブル平均予報の決定論的な予報精度の向上に加えて、アンサンブル予報による確率予報の精度向上も含まれる。

⁴ このモデル更新時には、初期値作成時の内挿手法の変更、 初期値化の停止等の予報結果にほとんど影響しない変更 も同時に行った。

⁵ RSMC は Regional Specialized Meteorological Center /地域特別気象センターの略。ここでは、気象庁太平洋台 風センターが台風予報発表の対象とする領域(0°~60°N、 100°E~180°)を表わす。



図 2.9.1 予報モデルの変更あり(テスト実験・上図赤線)、変更なし(コントロール実験・上図青線)の台風進路予報誤 差の平均の比較(実験期間 2008 年 8 月 20 日~10 月 3 日)。左図はコントロールラン、右図はアンサンブル平均予報。 下図はテスト実験とコントロール実験の進路予報誤差の差を示す(負の値はテスト実験で改善)。図中の緑の▼は有意 水準 95%で両実験の差が有意であることを示す(上段はデータ系列の相関考慮、下段は相関考慮なし)。

① 台風ターゲット領域の形状

台風ターゲット領域は、等緯度経度座標上での矩 形領域であった。この領域を用いると、緯度帯によ って東西方向のターゲット領域の幅(実距離)が異 なり、低緯度ほど東西に広くなる。このため、主に 低緯度で台風から離れた場所で成長する摂動が求 まる可能性が高くなる。また、矩形領域では中心か らの方角によってターゲット領域の広がり方が異 なる問題もある。

図2.9.2に、2009年10月2日18UTC初期値の台風第 18号の台風ターゲット領域で求めたFinal SV(初期 のSVから接線形モデルによって評価時間24時間で 線形成長させた結果)の湿潤トータルエネルギー

(Ehrendorfer et al. 1999; Barkmeijer et al. 2001)分布を示す。図中の矩形はターゲット領域を示す。この事例では、台風から離れたターゲット領域の北西端と北東端に大きなエネルギーを持つSVが多く求まった。一方、同じ初期時刻・事例に対し、ターゲット領域を予想中心位置から等距離(半径750kmで固定)に設定して求めたSVを図2.9.3に示す。ターゲット領域の中心の北西側に大きなエネルギーを持つSVが多く求まっており、北東側に求まっ

ているものは少ない。また、求まったSVのトータル エネルギー分布の平均は、ターゲット領域を矩形に 設定した場合と比べて東西の広がりが小さく、より ターゲット領域の中心に近いSVが求まっているこ とがわかる。台風ターゲット領域のSVは台風周辺で 成長する誤差を捉えることを目的としているので、 後者の方がこの目的に適していると考えられる。

初期摂動の振幅調整方法

前述のように台風EPSの初期摂動は東西風また は南北風のいずれかの風速で規格化されていた。こ の場合、初期摂動の最大風速は6m/s(東西風及び南 北風のいずれかが最大値を取り、いずれかが0m/sの 場合)から $6\sqrt{2}$ m/s(東西風と南北風が同値で最大 値を取る場合)の値をとり、事例によって変化する ので、規格化として適切ではない。また、SVの誤差 成長率を見積もる際に用いている誤差の大きさの 指標(ノルム)は湿潤トータルエネルギーを用いて いるため、誤差成長の評価方法と最大風速を用いた 振幅調整方法との間で一貫性がなかった。初期摂動 の規格化にも湿潤トータルエネルギーを用いるこ とで、この不整合は解消することができる。



図 2.9.2 2009 年 10 月 2 日 18UTC 初期値の台風第 18 号の台風ターゲット領域で求めた SV (Final SV) の湿潤ト ータルエネルギー分布。右側の図は SV の各モード (01p~08p) のトータルエネルギー分布を表わし、全モード の最大値を 1 に規格化している。左側の図は、各モードのトータルエネルギー分布を平均したものを表わす。図 中の矩形はターゲット領域を表わす。



図 2.9.3 図 2.9.2 と同様。ただし、ターゲット領域を予想中心位置(左図の星印)からの等距離(半径 750km)とした。

2.9.4 初期摂動作成手法変更実験の設定

前項の問題点を踏まえて、以下の変更を加えた実験(テスト実験)を行い、変更を加えない場合の実験(コントロール実験)との比較を行った⁶。

・台風ターゲット領域を東西20度、南北10度の矩 形領域から、半径750kmの等距離固定領域に変更 (旧来の中緯度でのターゲット領域とほぼ同等の 大きさとなるように決定した)

・初期摂動の振幅を東西風6m/sまたは南北風6m/s を上限値とする方法から、湿潤トータルエネルギー の最大値を530 kg・m・s⁻⁴に規格化する方法へ変更 (旧来の中緯度での初期摂動の振幅とほぼ同等の 大きさ)

実験期間は2009年9月25日~10月25日の1日4回 (00,06,12,18UTC初期値)のうち、YHTCファイル に対象となる熱帯低気圧が記述されている時刻で ある(全118初期値、187事例)。

2.9.5 初期摂動作成手法変更の結果

まず、アンサンブル平均進路予報誤差に関しては、

コントロール実験とテスト実験で有意な差は見ら れなかった(図略)。この変更は、初期摂動作成部 分の変更であり、コントロールランについては変更 前と同一である。このため、アンサンブル平均予報 に与える影響は限定的であったものと考えられる。

次に、図2.9.4に、図2.9.2、図2.9.3と同じ事例(2009 年10月2日18UTC初期値)における台風第18号の進 路予報結果を示す。コントロール実験・テスト実験 ともに、コントロールランとアンサンブル平均の進 路予報は実況よりも遅く、転向のタイミングも異な る。コントロール実験では各メンバーのばらつきが 少なく、この進路予報の不確実性を捉えきれていな い。一方でテスト実験では、各メンバーのばらつき が比較的大きく、進行速度や転向のタイミングが各 メンバーで異なっている。この場合、テスト実験の 方が進路予報の不確実性をよく捉えられていると 考えられる。

図2.9.5に、コントロール実験・テスト実験のそれ ぞれについて、FT=120における台風進路予報の6時 間積算スプレッド7とアンサンブル平均進路予報誤 差の関係を示す。スプレッドはアンサンブルのばら つきの程度を表わす指標であり(付録B参照)、正し

⁶ ここでのコントロール実験の設定は 2.9.2 の GSM0808 を導入したシステムに相当する。

⁷ 予報時間6時間毎のスプレッドを加算した値。



図 2.9.4 2009 年 10 月 2 日 18UTC 初期値のコントロール実験(左図)とテスト実験(右図)の台風進路予報図。赤 および橙の実線は各摂動ランの、青線はコントロールランの、緑線はアンサンブル平均の進路予報を表わし、黒線 はベストトラックの進路を表わす。

い確率予報を行った場合には、スプレッドが大きい ほど予報誤差の期待値が大きくなることが知られ ている。今回の台風EPSの実験の場合、この関係は 必ずしも明瞭には現れていない。特にコントロール 実験では、スプレッドが小さいにも関わらず進路予 報誤差の大きい事例が見られる。一方で、テスト実 験ではこうした事例は減少している。

図2.9.6に、進路予報の信頼度別に平均したアンサ ンブル平均進路予報の誤差を示す。ここで信頼度は 進路予報の積算スプレッドの小さい方から4:4:2に わけ、それぞれを信頼度A,B,Cとした(すなわち、 信頼度Aが予報の信頼度が高いと期待される)。コン トロール実験では、予報時間の後半で信頼度AとB の平均進路予報誤差が逆転しているが、テスト実験 では逆転は起こらない。

このように、今回の改良によってスプレッドが適 切となり、確率予報としての精度が向上した。

2.9.6 まとめと今後の課題

台風EPSへ適合ガウス格子の導入に伴い改良さ れた全球予報モデル(GSM0808)を用いた実験を 行い、台風進路予報精度の評価を行った。コントロ ールラン、アンサンブル平均ともに予報後半で進路 予報がやや改善する結果が得られた。このことから、 GSM0808導入を含む変更は2009年6月に現業化さ れた。

また、台風EPSの初期摂動作成方法について仕様 を変更した実験を行い、台風進路予報精度の評価を 行った。その結果、確率論的な予報に関して変更に よる精度向上が見込まれることがわかった。この変 更は、2010年5月に現業化された。

一方で、EPSとしてのより一層の精度向上のため には、初期摂動作成手法の高度化のみならず、使用 する解析値の精度向上やさらなる予報モデルの性 能向上、モデルアンサンブルによるモデル誤差の適 切な取り扱い、アンサンブルメンバー数の増強など が重要課題となる。今後はこうした課題を念頭に置 き、同じく数値予報課で開発・運用している週間 EPSとの一体的な開発を進める予定である。

参考文献

- 岩村公太,2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成 20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-6.
- 小森拓也,山口宗彦,2008: 台風アンサンブル予報 システムの導入.平成20年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,27-30.
- 山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報 課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 50-58.
- 米原仁, 2009a: モデルアンサンブル. 数値予報課報 告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- 米原仁,2009b: 週間アンサンブルの予報モデルの更 新. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,61-64.
- Barkmeijer, J., R. Buizza, T. N. Palmer, K. Puri, and J.-F. Mahfouf, 2001: Tropical singular vectors computed with linearized diabatic physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 685-708.

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.
- Ehrendorfer, M., R. Errico, and K. Raeder, 1999: Singular vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. J. Atmos. Sci., 56, 1627-1648.



図 2.9.5 FT=120 における台風進路予報の積算スプレッド(横軸:単位 km)とアンサンブル平均台風進路予報誤差 (縦軸:単位 km)の関係。実験期間は 2009 年 9 月 25 日~10 月 25 日。コントロール実験を青点、テスト実験を 赤点で表わし、コントロール実験で相対的に積算スプレッドが小さく予報誤差が大きい事例を緑丸で囲った。



図 2.9.6 信頼度別にわけた時のアンサンブル平均進路予報誤差の平均(実線)。それぞれ、赤・緑・青が信頼度 A・B・ C を表わしている。各予報時間のマークは、それぞれ検証に用いたサンプル数を表わす(右軸)。実験期間は 2009 年 9 月 25 日~10 月 25 日。左図はコントロール実験、右図はテスト実験の結果を表わす。