平成 16 年度数値予報 研修テキスト

「非静力学メソ数値予報モデルの現業化」

(数値予報課)

平成 16 年 10 月

October 2004



非静力学メソ数値予報モデルの現業化

目 次

はじめに

第1章	非静力学メソ数値予報モデルの概要	
1.1	メソ数値予報モデルの非静力学化	1
1.2	非静力学MSMの仕様	2
1.3	メソ数値予報の将来	8
第2章	メソ数値予報モデルの比較・検証	
2.1	性能評価試験及び試験運用の概要	10
2.2	統計的検証	11
2.3	事例検証	21
第3章	プロダクトの概要と利用上の留意点	
3.1	メソ数値予報と応用プロダクト	38
3.2	メソ数値予報狭域GPV	43
3.3	降水短時間予報	44
3.4	最大降水量ガイダンス	48
3.5	最大風速ガイダンス	51
3.6	TAF-S視程ガイダンス	53
3.7	TAF-S雲ガイダンス	55
3.8	国内航空悪天GPV	58
3.9	毎時風解析	63
第4章	メソ解析の改善	
4.1	メソ解析へのマイクロ波散乱計海上風の利用	66
4.2	メソ解析へのドップラーレーダー動径風の利用	71

付録

74

はじめに

気象庁では平成13年3月から、水平解像度10kmのメソ数値予報モデル(MSM)を、防災 気象情報の発表支援を主な目的として運用している。この目的のために、運用回数を1日4回 とし、かつ観測データ打ち切り時刻を大幅に短縮することなどにより、最新の数値予報結果を 高頻度かつ短時間で提供している。運用開始後も、平成14年3月に初期値作成に4次元変分 法を導入したほか、ウィンドプロファイラ(WINDAS) 航空機自動観測(ACARS) 衛星マ イクロ波放射計、衛星海上風などの新たな観測データの利用を次々と進め、MSM の予測精度 の向上に努めてきた。

平成16年7月の新潟・福島豪雨や福井豪雨は記憶に新しいところであるが、このような局 地的な豪雨を精度よく予測するためには、今後、MSMにおける積乱雲群の表現能力を高めて いくことが欠かせない。それにはMSMの水平解像度を上げるとともに、降水過程を精緻化し ていかなければならないが、特に前者のためには、今までのMSM(静力学 MSM)の予報方 程式に採用されている静力学近似を取り払う必要がある。これらの要求を満たす次世代の数値 予報モデルとして、気象研究所と数値予報課の共同で非静力学モデル(NHM)が開発されて きたことは、数値予報課報告・別冊第49号などで報告してきたところである。数値予報課で はこの成果に基づいて、水平解像度10kmのNHMを新しいMSM(非静力学MSM)として 運用するための開発に取り組んできた。このたび、降水などの予測精度が静力学MSMより向 上することが確認できたので、平成16年9月から非静力学MSMを運用することになった。 今後、平成18年3月に予定される数値解析予報システム(NAPS)の更新では、非静力学MSM の水平解像度を5kmに上げるとともに、運用回数を1日8回に増やし、防災気象情報支援を 強化する計画である。また、NHMによる4次元変分法を気象研究所と共同で開発中であり、 NAPS更新後早期の導入を目指している。

今回の数値予報研修テキストは、平成16年9月から運用されている非静力学 MSM の概要 と検証結果を解説するとともに、MSM 予報値から作成される各種プロダクトの概要と利用上 の留意点をまとめたものである。衛星海上風データとドップラー動径風データのメソ解析への 利用についても紹介した。本研修テキストにより、非静力学 MSM とそれに基づくプロダクト について理解を深め、それらを防災気象業務や航空気象業務により有効に活用して頂きたい。

1 露木 義

1.1 メソ数値予報モデルの非静力学化1

メソ数値予報は、2001年3月に防災気象情報の高度 化支援を目的に、水平解像度が10kmの静力学近似を 適用したスペクトルモデル(以下、静力学MSM(Meso-Scale Model)と呼ぶ)により実施が始まり、現在では航 空気象情報の作成にも活用されている。静力学MSM は短期予報に用いている水平解像度20kmの領域モデ ル(RSM)の高解像度版であり、静力学近似を用いた支 配方程式だけでなく、降水過程や境界層、地表面過程 など、基本的にRSMと力学過程、物理過程とも同一の モデルである。

メソ数値予報では、高解像度化による地形や現象の 表現の改善、予報3時間前から1時間間隔で実行する 最適内挿法と物理的初期値化によるウィンドプロファイ ラデータやレーダー・アメダス解析雨量の同化(プレラ ン)により、強雨の予測でRSMの精度を上回ることに成 功した(郷田 2001)。また、2002年3月には客観解析手 法を、プレランからメソ4次元変分法(メソ4D-VAR)に変 更した(石川・小泉 2002)。これにより、レーダー・アメダ ス解析雨量だけでなく衛星データなどの効果的な同化 (例えば佐藤 2003)が可能になり、全般的な降水予測 精度の改善を果たした。検証結果は例えば田中(2002) に示されているが、改めて過去3年間を振り返ってみよう。 図1.1.1に、メソ数値予報による降水予測の2001年3月 から2004年2月までの検証結果を示す。ここで、検証格 子は10kmで10mm/3hrを閾値とし、12か月平均のスレ ットスコアを予報時間ごとに示した。図中、2001年は 2001年3月から2002年2月までの結果で、プレランによ る期間に、2002年と2003年はそれぞれ2002年と2003 年の3月からの1年間の、メソ4D-VARによる期間に対応 する。年々変動があることを考慮しても、後者において 降水予測を大きく改善できていると言える。

しかしながら、大雨による災害の軽減という観点から 考えると予測精度はまだ十分とは言えず、一層の精度 向上が求められている。この要望に応えるために様々な 課題があるが、予報モデルに関しては大きな課題が二 つある。一つは、静力学MSMでは静力学近似を行って いることにある。静力学近似では、鉛直方向の運動方程 式において、重力と気圧傾度力がバランスしているとす る。この近似は、水平運動スケールが鉛直運動スケー ルよりも十分大きい場合によい精度で成り立つ(小倉 1978)。しかし、夏の発達した積乱雲ではこの仮定が成 立しないし、MSMの解像度をさらに高める場合、この近 似はもはや適用できなくなる(加藤 1999)。従って、これ からの高解像度数値予報には、静力学MSMに代わる、 この近似を除去したモデルが必要となる。



図1.1.1 2001年3月から2004年2月までのメソ数値予報の 降水予測精度。10km格子に対する3時間10mmを閾値 とした平均スレットスコアを示す。ただし、2001年は2001 年3月から2002年2月までの12か月の平均、2002年、 2003年も同様。

もう一つの重要な課題は降水過程にある。静力学 MSMでは、降水過程に大規模凝結と積雲対流パラメタ リゼーション(荒川-シューバート (AS) 法と湿潤対流調 節)を用いている。前者では飽和した格子点で過飽和分 の水蒸気を凝結させて地上降水とする。また後者では 格子間隔よりも小さなスケールの対流が生じることを考 えて、モデル大気が格子スケールで飽和していなくても 降水が生じ、成層を安定化する。どちらの場合も、凝結 した高度よりも低い層での蒸発や、雨水が大気を引きず る効果(ウォーターローディング、中村 1995)を考慮す るものの、凝結した水蒸気は基本的には直ちに地上降 水としてモデル大気から除去される。しかし、現実の大 気では凝結した降水が直ちに大気から除去されるわけ ではない。また大気中には、水蒸気と雨だけでなく、雲 水や雲氷、雪、あられなど様々な水物質が存在し、これ らが様々な過程(凝結、併合、分裂、落下、融解など)に よって発生、成長また消滅している。これらの過程は、 降水形成速度や降水効率、潜熱の解放や放射の効果 を通して、降水予測に大きな影響を及ぼす(村上 1999)。大雨の予測精度をこれまで以上に改善するた めには、これらの過程の精緻化が必要である。

非静力学モデル(以下、NHM(Non-Hydrostatic Model))は、メソ数値予報のために、数値予報課が気象 研究所と協力して開発を続けてきた新しいメソ数値予報 モデルである。静力学近似を排した方程式系を採用し た数値モデルの開発は気象研究所で1980年代に始め られ (Ikawa 1988; Ikawa and Saito 1991)、その後 も、ネスティングへの対応(Saito 1994)や、マップファク ターの導入、完全圧縮系化(Saito 1997)など、より精密 で現実的なシミュレーションのための開発が気象研究 所で続けられてきた。更に数値予報課との共同により気 象研究所/数値予報課統一非静力学モデル(Saito et

¹ 藤田 司

モデル	静力学MSM	非静力学MSM
格子間隔·格子数	10km、361 >	x 289 x 40層
モデル地形	GTOPO30、波数切断により約15km相当に平滑化	GTOPO30、約15km相当に平滑化
初期時刻·予報時間	00,06,12,18	JTC、18時間
初期値と初期値化	メソ解析、非線形ノーマルモード初期値化	メソ解析、雲物理量の初期化のために前回予報 値を用いる、初期値化なし
境界値	RSM	予報値
地被状態	陸、雪面、注	每·湖、海氷
支配方程式	プリミティブ方程式系	完全圧縮非静力学方程式系
水平離散化	スペクトル法	格子点法
移流項の計算	変換法	4次フラックス形式、移流補正
鉛直座標	- <i>p</i> ハイブリッド座標	Z [*] 座標
モデル上端	0 hPa	22060 m(約40hPa)
予報変数(水物質以外)	水平風(2成分)、仮温度、 地表気圧	運動量(3成分)、温位、気圧
予報変数(水物質)	水蒸気	水蒸気、雲水、雲氷、雨水、雪、あられ
雪物理過程	(大規模凝結過程)	バルク法による雲微物理過程、水蒸気・雲水・雲
芸彻垟過柱		氷・雨水・雪・あられの混合比を予報する
積雲対流	荒川-シューバート(AS)法と湿潤対流調節	KF(Kain-Fritsch)法
適応水蒸気拡散(TMD)	なし	2次水平拡散(閾値2m/sec)
大价品田園	レベル2クロージャモデル	乱流エネルギーの診断
/ 、	+ ノンローカル境界層	+ ノンローカル効果を考慮
地面温度	地中に4層、最下層は	季節的気候値で固定
放射	1時間に1回、相対湿度から雲量を診断	15分に1回、相対湿度から雲量を診断

表1.2.1 静力学MSMと非静力学MSMの仕様

al., 2001)が開発され、これが現在のNHMのベースと なっている。NHMでは静力学近似が排除され、また、 降水過程を精密に扱う雲微物理過程が組み込まれて いる。このような点から、NHMの採用により上記2つの 課題を解決することができると期待される。

水平解像度10kmでの予報には、積雲対流パラメタリ ゼーションの選択も重要な点である。静力学MSMで用 いられるAS法では、格子内に様々な雲が存在すること を仮定しており、また雲底を大気境界層上端に固定す るという特徴がある。これらは中緯度の高解像度予報に は必ずしも適さないと考えられる。パラメータの調整など により対処することも可能であろうが、むしろ中緯度帯の メソスケール予報に適した手法を用いることが望ましい。 そこで、NHMではKain-Fritsch対流パラメタリゼーショ ン(KF法)を用いることとした。KF法は対流有効位置エ ネルギー(CAPE)を基礎にした手法で、水平解像度20-25kmのメソスケールモデル向けに設計された手法であ る (Kain and Fritsch 1990)。中緯度帯の対流活動に はCAPEが密接に関係していること、最適化により高解 像度計算にも適することから、NHMでも採用することに した。

現業予報のために、精度と並んで重要な点は、高速 性と安定性である。特に、NHMの支配方程式系は位 相速度が非常に速い音波を解に含むので計算コストが 大きく、効率的な積分手法が必要である。この積分には スプリット-イクスプリシット法またはHE-VI法と呼ばれる、 長い時間間隔(かによる積分と短い時間間隔()に よる積分を組み合わせた手法を用いている(室井 1998, Saito et al. 2001)。スプリット-イクスプリシット法で、音 波フィルターを適用して音波を減衰させ、重力波や移 流に関する項を で評価することにより、 t は 10km格子で当初は20秒に過ぎなかったが、40秒とす ることが可能になった(斉藤 2003)。一方、計算時間の およそ半分を占める雲微物理過程についても、素過程 の簡略化により、精度を保ちつつ高速化を図っている (山田 2003a)。また、並列計算効率の改善のために、 領域の2次元分割と出力専用/ード機能の組み込みを 行った。

第2章で示されるとおり、降水予測や高度、気温、風 速等の予報で、水平解像度10kmのNHMには静力学 MSMと同程度以上の精度があることが確認され、2004 年9月1日よりNHMを静力学MSMに代えて現業運用し ている。この現業化は強雨予測などの改善に寄与する だけでなく、次期NAPSでの高解像度化に向けた改良 や高度な応用プロダクトの開発の基礎となるだろう。

次節で現在のメソ数値予報で用いるNHMの概要を 解説し、第2章では2002年夏と2003年冬について実施 した性能評価試験及び3月末から現業化までに実施し た試験運用の検証結果を事例解析も交えながら示す。 なお、メソ数値予報業務においては、NHMを、メソ数値 予報のための数値予報モデルという意味で「非静力学 メソ数値予報モデル」または「非静力学MSM」と称する。 このテキストでも以下ではそのように呼称するので注意 願いたい²。

1.2 非静力学MSMの仕様³

前節で述べたこと以外にも、非静力学MSMと静力学 MSMには様々な違いがある(表1.2.1)。以下に、それぞ れの特徴を簡単に述べる。各過程の詳細は項目ごとに 記した引用文献を、現業化に際しての最近の開発につ いては藤田ほか(2004)を参照願いたい。また、数値予 報モデルに関する全般的な事柄など適宜萬納寺 (1994)も参照願いたい。

² 図表等においては、便宜的に静力学 MSM を MSM と、また非静力学 MSM を NHM などと表記する場合がある。 ³藤田 司

・座標系、モデル地形と海陸分布

非静力学MSMも静力学MSMも水平方向の座標系 (投影法)にはランベルト座標系を用いる。モデル地形は 国土地理院や米国地質調査所(USGS)などによる30秒 (約1km)メッシュのGTOPO30と呼ばれるデータセットか ら作成している。予報モデルの解像度(10km)を考慮し て、非静力学MSMには短波長成分を減衰させる空間 フィルターをかけることによって、また静力学MSMには スペクトル展開後の波数切断によって、解像度15km相 当に平滑化した地形データを用いている4。モデル地形 は異なるが、標高差は最大でも200m程度以下で、大き く違わない。図1.2.1に非静力学MSMに用いるモデル 地形(左列)、静力学MSMのモデル地形との差(左から2) 列目)を示す。海陸分布は米国地質調査所が公開して いる30秒メッシュの全球土地利用データ(GLCC: Global Land Cover Characterization)を用いている。 静力学MSMでは陸面積が4割以上である格子を陸とし たが、非静力学MSMでは海陸の面積が実際の分布に 近づくように、5割以上である格子を陸とした。この結果、 モデル変更に伴い、陸であった格子が海になったり、そ の逆になったりすることがある。図1.2.1に、非静力学 MSMの海陸分布(右から2列目)と静力学MSMの海陸 分布との差(右列)を示す。このことについては、GPVプ ロダクトの性質に関わる変更として第3.2節でも述べるこ とにする。

・予報の初期値と境界値

初期値はメソ解析、境界値はRSM予報値から与えられる。このことはこれまでと変わらないが、メソ解析は静力学MSMを用いて計算されるので、鉛直座標系、モデル地形や予報変数などが異なる非静力学モデルに解析結果を適用するために、要素変換や空間内挿処理を行っている。また、非静力学MSMで予報変数としている、大気中の雲水、雲氷、雨水、雪、あられの混合比はメソ解析では与えられないので、前回の予報値を利用する(本節注の雲微物理過程の項目を参照)。

初期値に存在する大気の力学的なアンバランスが不 自然な重力波を発生させ、予報場を乱すことがある。非 静力学MSMではデジタルフィルターを用いてこのよう な振動成分を除去することが可能である(室井 2001)が、 所要時間が延びることと、降水予測等のメソ数値予報の 目的には重要な効果がないことから、適用しないこととし た。静力学MSMには、力学的なアンバランスを解消す るために非線形ノーマルモード初期値化(NNMI)と呼 ばれる手法が組み込まれている。

·地表面状態

非静力学MSMでも静力学MSMと同じく、地表・海面 は陸、雪面、海・湖、海氷の4種類に分類する。大気と



図 1.2.2 スプリット-イクスプリシット法。長い時間間隔 (t)の積分はリープフロッグ法による(N-1, N, N+1の 3 時刻のデータを用いる)。短い時間間隔()の積 分は陽的積分と陰的積分の組み合わせによる(n, n+1の2時刻のデータを用いる)。

地表面との相互作用を考える際に湿り度や粗度等を用 いており、これらの値には植生を考慮した気候値を与え ている。また、短波の反射率など放射に関わる特性も、 気候的な値による。例えば反射率は、陸:0.2、積雪・海 氷:0.6、海面:直達光は天頂角を考慮して計算、散乱 光は固定値0.042である。地表・海面の状態は初期値 で固定され、予報期間中の降雪や融雪、海水温変化、 海氷の移動等は考慮しない。

・支配方程式と積分法

非静力学MSMでの静力学近似の排除については前 項で述べた。このほかに、非静力学MSMでは連続の 式において大気の圧縮性を考慮した完全圧縮方程式 系に基づいた方程式を用いており、音波が解に含まれ ることも重要な特徴である。音波は位相速度が非常に 速いので、積分時間間隔に対する制限が厳しく(CFL条 件⁵)、効率的な積分手法が必要になる。非静力学MSM では、積分時間間隔を制限する音波、重力波や移流項 を短い時間間隔()で積分し、物理過程等のその他 の項を長い間隔(t)で積分する方法(スプリット-イクス プリシット法)を採用している。図1.2.2に積分時のタイム ステップの進み方とデータ参照を概念的に示す。長い 時間間隔(t)での積分はリープフロッグ法、短い時間)での積分は陽的な積分と陰的な積分。を組 間隔(み合わせた手法による。一方、静力学MSMでは、静力 学近似により音波が除かれる7ので、音波に対する考慮 は不必要である。

空間離散化の方法

連続体である大気を計算機で扱うには空間離散化と呼ばれる手続きが必要である。水平方向には、非静力学 MSMは格子点法(有限差分法)を用いる。静力学MSM はフーリエ級数展開を用いたスペクトル法による。ただ し、スペクトル法でも降水、放射、地表面過程など、物理 過程は格子点で計算する。図1.2.3にモデル面上の

⁴ 静力学 MSM では地形の短波長成分を完全に除去する。 非静力学 MSM では短波長成分を減衰させる。

⁵ 安定に積分するためには、速度 u、積分時間刻み t、水平 解像度 xとするとき、u t/ x 1 であることが必要。
⁶ 陽的な(イクスプリシット)積分は容易に計算できるが一般に 安定性の面で劣り、陰的な(インプリシット)積分は安定性に優 れるが、計算量が多くなる。これらの組み合わせにより、安定 性と計算コストの低減を両立した手法を実現している。
⁷ 水平方向にのみ伝わる音波(ラム波)は存在する。



図 1.2.1 モデル地形と海陸分布。 左から、非静力学 MSM のモデル地形(塗り分け閾値: 0,100,200,500,1000,2000m)、 その静力学 MSM との違い(青: 非静力学 MSM の地形が 50m 以上低い、橙:高い)、非静力学 MSM の海陸分布、 静力学 MSM との違い(青:モデル変更に伴い陸から海に変わる格子、橙:海から陸に変わる格子)。



図 1.2.3 モデル面における変数の配置。非静力学 MSM の場合(荒川 C 格子、左)は、温位()や鉛直流 (w)と水平風 2 成分(u,v)を互い違いに配置する。静力 学 MSM の場合(荒川 A 格子、右)は同じ格子点に各変 数を配置する。



図 1.2.4 非静力学 MSM(左半面)と静力学 MSM(右半面) の鉛直層の配置。縦軸は高度(m)である。地形として、 3000m の山岳を想定した。また、気圧と高度の変換に は国際標準大気を仮定した。

変数配置を示した。非静力学MSMでは、数値微分の 計算精度などを考慮して、荒川C格子と呼ばれる、変数 を互い違いに配置する格子を採用している。一方、静 力学MSMの変換格子では、同一の格子にすべての変 数を配置する(荒川A格子)。

鉛直の離散化はどちらの場合も有限差分法による。非 静力学MSMでは高度を基礎にしたZ^{*}座標を、静力学 MSMでは気圧を基礎にした -*p*八イブリッド座標を採 用している。どちらの座標系でも、地形を考慮した場合 の下部境界条件の取り扱いを簡単にするために、地表 面に沿うように各層を配置し、一方、モデル大気上層で は地形の影響を除去または減じるために、等高度面ま たは等圧面に近づくようにしている。図1.2.4にそれぞれ のモデルでの鉛直層の配置を示す。上層ではZ^{*}座標の ほうが地形の影響がやや強く現れることが分かる。なお、 水平運動量や相当温位などは鉛直運動量とは互い違 いに、すなわち図1.2.4に示した層の間に、配置される。



図1.2.5 2次元正規分布を反時計回りの剛体回転流 で移流させる時に、移流補正を用いない場合(上)と 用いる場合(下)の結果。斉藤・加藤(1999)に加筆。

・モデル大気上端の扱い

非静力学MSMでは、モデル大気上端は約22km(約 40hPa)で、約14km(約150hPa)よりも上層では、RSM に近づくような緩和を適用している。静力学MSMのモ デル大気上端は0hPaで⁸、モデル大気上部では水平 拡散を強めて、重力波の上端での反射が予報場に悪 影響を及ぼすことがないようにしている。

・移流項の計算

移流項は速度と物理量の空間微分の積であり、非線 形項である。非静力学MSMでは、格子点値から4次精 度の差分式を用いて計算する(藤田 2003)。移流過程 では差分誤差により、物質の空間分布に偽の極大や極 小を形成することがある。この極値は場合により擾乱を 発生させる可能性があり、予報に悪影響を与える。そこ で、移流補正と呼ばれるスキームを用いて、この極大や 極小の形成を抑制している(斉藤・加藤 1999)。 図1.2.5 は、2次元モデルで正規分布関数を領域中心の十字印 を中心に反時計回りに剛体回転をした流れで移流させ た時、移流補正の有無でどのような違いを生じるかを表 している。補正がない場合は風上側に差分誤差による 振動が生じるが、補正する場合はこのような振動が生じ ない。スペクトル法を採用する静力学MSMでは、一旦 格子点の値に変換して移流項を計算する(変換法)。空 間微分の計算精度は一般にスペクトル法が優れている が、実用上の違いは小さいと考えられる。

·予報変数

非静力学MSMでは、水平と鉛直方向の運動量、温 位、気圧が予報される。また、次の項目で述べる雲微物 理過程において、水蒸気に加えて雲水、雲氷、雨水、 雪、あられの混合比が予報される。上空の降水粒子と 地上に届いた降水を区別するために、後者を特に地上

⁸ 萬納寺(2000)などでは最上層気圧を10hPaとしている。これは、速度や仮温度が配置される最上層気圧である。



図1.2.6 非静力学MSMの雲微物理の素過程。図には 組み込まれている全ての過程を示しているが、現業予 報では網掛け部分を高速化のため省略し、Ps.sacwと Pg.sacwへのPsacwの配分は簡略化している。山田 (2003)を修整。

表1.2.2 雲微物理素過程における略号

略号	物質種類の別	馲
v	水蒸気 (water vapor)	C
C,W	雲水 (cloud water)	e
r	雨水 (rain)	1
i	雲氷 (cloud ice)	F
S	雪 (snow)	
g	あられ (graupel)	
		(

略号	素過程の別			
dep	拡散成長 (deposition)			
evp	蒸発 (evaporation)			
mlt	融解 (melting)			
prc	降水 (precipitation)			
cn	変換 (conversion)			
fz	凍結 (freeze)			
ac	捕捉 (accretion)			
cnd	凝結(condensation)			
dsn	氷晶発生(ice nucleation)			
spl	ライミング時の氷晶生成			
561	(rime-splintering)			
sh	雨滴とあられの衝突の際、あられ から分離される水(shedding)			

降水と呼ぶことがある。静力学MSMでは水平風、仮温 度、地表面気圧、水蒸気が予報される。

·雲微物理過程

非静力学MSMで採用している雲微物理過程(山田 2003a)では、水物質の種類(水蒸気、雲水、雲氷、雨水、 雪、あられ)毎に混合比⁹を予報変数とする手法(バルク 法)を用いる。予測方程式には、物質の移流と拡散、及 び蒸発、拡散成長、融解などの素過程が含まれる。雲 水と雲氷は粒径が一様とし、落下速度を持たない。雨、 雪、あられの粒径には指数分布を仮定して、粒径から 落下速度を決める。ただし、落下の計算には、質量で 加重平均した粒径によらない速度を用いる。

図1.2.6に、非静力学MSMで扱われる過程を示す。 ここで、素過程の意味は文字Pに続く添え字で表される (表1.2.2)。最初の添え字が生成消滅する水物質の種



図1.2.7 KF法の雲の概念図。大森·山田(2003)を 一部修整。

類を指し、vは水蒸気、 cは雲水、rは雨水、iは雲氷、s は雪、gはあられであり、末尾のwは雲水を表す。Pxdep、 Pxevp、Pxmltは、それぞれxで表される物質が拡散成 長、蒸発、融解により生成消滅することを表し、Pxprcは xの降水を、Pxcnyはxからyへの変換を表す。また、 Pxfzyは凍結によるxからyへの変換を、Pxacyと Px.yaczは、それぞれxによるyの捕捉と、yによってzが 捕捉されてxが生成されることを表す。Pccndは水蒸気 の凝結による雲水の生成を、Pidsnは凝結核による雲 氷の生成を表す。雨とあられの落下については、計算 安定性の制限がある(CFL条件)ので、落下過程をボッ クスラグランジアンスキーム(Kato 1995; 加藤 1999b) で扱っている。

このように雲微物理過程を扱うことにより、例えば、上 空で雪が形成された場合に、風に流されたり、落下の途 中で雨になったり、この雨が蒸発したりすることまで表現 できる。この結果、雨や雪の空間分布をより現実に近く 予報することが可能になると期待される。これに対して、 静力学MSMには、雲微物理は含まれておらず、大規 模凝結(格子スケールの凝結)が組み込まれている。大 規模凝結の特徴は前節で述べたとおりである。

現在のメソ解析では雲微物理量(雲水、雲氷、雨水、 雪、あられの混合比)の初期値は与えられない。この状 態で予報を始めると、予報初期には雲微物理量の形成 から始まるために降水が現実よりも少なくなる。そこで、 直近の予報を第一推定値として用いることとしている。 ただし、第一推定値をそのまま初期値に適用すると、解 析場との齟齬が生じる可能性がある。そこで、解析場で 湿度が90%未満の格子では雲微物理量の第一推定値 を与えないで、0としている。

・積雲対流パラメタリゼーション

非静力学MSMには、KF(Kain-Fritsch)法が組み 込まれており、雲微物理と併用されている。KF法は、大 気下層の気塊が対流有効位置エネルギー(CAPE)を持 つ格子で、一対の上昇流と下降流からなる対流を想定 する(図1.2.7)。上昇流において、対流の周囲の場(環 境場)から雲へのエントレインメントと、雲から環境場への

⁹比湿に準じた定義式を用いるが、便宜的に混合比と呼ぶ。

デトレインメントを考え、温度や水物質混合比の時間変 化率を各鉛直レベルで決める。また、下降流において は下降流の上限と雲底の範囲でエントレインメントを、雲 底から下降流下限の範囲でデトレインメントを考慮する。 KF法では、エントレインメント率とデトレインメント率の決 定の際に環境場(格子平均場、一般場)における浮力を 考慮しているので、環境場の熱力学的構造をより反映し やすいという特徴がある。この対流が格子内を移流する 時間内に、CAPEがある一定の割合で除去されるという 条件で温度変化率や混合比の時間変化率、凝結量を 計算する。KF法は元々水平解像度20-25km程度のメ ソスケールモデル向けに設計された手法であるが、 NHMでは最適化して水平解像度10kmでの精度向上 を図っている(山田 2003b; 大森・山田 2003)。静力学 MSMでは、AS(荒川-シューバート)法と湿潤対流調節 を用いている。AS法では、個々の積雲よりも十分に大き な格子の中に様々な高さの雲の集団を考え、環境場に よる不安定化作用がこれらの雲集団の安定化作用とほ ぼつりあう(準平衡の仮定)ことを想定して設計されてい る(Arakawa and Schubert 1974; 隈 1996)。AS法は、 様々な雲が格子内に存在することを前提にしているの で、雲集団が含まれるような解像度が低いモデルに向 いているが、解像度が10kmよりも高いメソスケールモデ ルには必ずしも適当ではないと考えられる。また、積雲 の雲底を大気境界層上端に固定しており、この点は熱 帯の積雲対流には適するが、中層に雲底がある対流を も考慮すべき中緯度帯の予報には必ずしも適さない。こ のことをRSMや静力学MSMでは湿潤対流調節を併用 して補っている(松村 1996)。

·適応水蒸気拡散

非静力学MSMには、適応水蒸気拡散(Targeted) Moisture Diffusion, TMD)と呼ばれる、凝結に伴う強 い格子スケールの上昇流(grid point storms)を抑える 手法が取り入れられている。これは英国気象局が全球・ 領域統一モデル(Unified Model)のために開発した手 法で、鉛直流が過大な格子で選択的に水蒸気を水平 方向に拡散させて、潜熱の解放に伴う上昇流の強化を 抑制するものである。非静力学MSMでは格子間隔 10kmの計算としては鉛直流が非現実的なほど大きくな る場合があったので、これを抑制するために上昇流が 2m/secを超える格子でTMDを適用している。TMDは 2004年4月にRSMにも導入され(閾値は鉛直気圧速度 で-90hPa/h、およそ0.25m/sec)、偽の小低気圧の発 生・発達の抑制に効果を発揮しているが、予報時間が 短く問題が顕在化しにくい静力学MSMには採用されて いない。

·拡散過程(大気境界層)

拡散は、格子間隔より小さい擾乱(乱流)による運動量 や熱、水蒸気の輸送の効果を表し、地表面摩擦の影響 が大きい大気境界層で重要である。乱流が強いところ で輸送の効果が大きくなるため、非静力学MSMでは、 拡散の強さ(拡散係数)を決めるために乱流エネルギー (TKE: Turbulent Kinetic Energy)を考慮している。 非静力学MSMではTKEを予報変数とすることができる が、TKEがメソ解析では与えられないために予報初期 で拡散が働かないこと、強風時に計算モードが生じる例 があることから、診断的に求める手法を採用した(熊谷・ 斉藤 2004)。静力学MSMではTKEを扱っていないた め、風の鉛直シアーなど環境場によって拡散の強さを 決めている(レベル2のMellor-Yamadaモデル)。

地表面摩擦以外にも、昼間に強い日射で地面が暖 められる場合など、地表付近で生じる不安定が励起す る対流による乱流がある。この対流により混合層が発達 する場合、大気境界層全体を混合する乱渦が起きる。 乱流の強さはシアーの強さなど局所的(ローカル)な状 態から見積もられることが多いが、対流による乱流の効 果を取り入れるためには、地表付近の状態に着目して、 対流が生じると考えられる場合は境界層全体を混合す る手法が必要である。非静力学MSMでは、境界層が 発達する場合には、境界層の高さを用いて混合長を決 定して乱流による混合を強めるとともに、非等方性を考 慮して混合長を決めることとした(熊谷・斉藤 2003; 熊 谷・斉藤 2004)。静力学MSMでも、同様の効果を考慮 するが、熱と水蒸気については逆勾配輸送も考慮したノ ンローカルスキームを組み込んでいる(本田 1999)。 ·接地境界層

接地境界層では、地表面と大気の間で運動量や熱、 水蒸気の交換が行われる。非静力学MSM、静力学 MSMのどちらでも、モニン・オブコフの相似則¹⁰を仮定 してほぼ同じ手法で定式化している。地表面フラックス を求める手法は、陸ではLouis et al.(1982)の方法、海 上ではKondo(1975)の方法が用いられる。粗度長は陸 上では気候的な植生に基づく値を、海上では Kondo(1975)の方式が採用されている。また、どちらの モデルでも、地表面フラックス計算に潜熱の輸送を抑制 する気孔抵抗の効果を考慮する。

·地面温度

非静力学MSM、静力学MSMのどちらも、地中に4層 を配した手法を用いている(瀬上 1988)。4層のうち上か ら3層では地中温度を予報し、最下層は気候値に固定 している。最上層の温度を地表面温度として、長波放射 計算や地表面過程におけるフラックスの計算に用いる。 ・放射過程

非静力学MSMの放射過程はGSM8911のスキーム (杉・多田 1988、杉 1988)に基き、これは静力学MSM

¹⁰ 乱流状態にある風速や気温の統計量(平均、分散など)が、 地上からの高度のほかに、地表における摩擦応力と鉛直熱フ ラックスに関する量、及び浮力パラメータという3つのパラメー タによって一義的に決定されるというもの。

のスキームとほぼ同じである。短波と長波は別々に扱わ れ、短波の計算では、空気分子による散乱と水蒸気に よる吸収、雲による散乱と吸収、地表における反射と吸 収が考慮される。オゾンによる吸収も考慮されるが、非 静力学MSMでは、モデル大気が約22kmまでしかない ことと、上部境界が境界緩和によって外部モデルで与え られることのために、あまり効果がない。長波については、 大気、雲、地表による放射と吸収が考慮される。放射の 計算は雲の扱い、特に雲量の見積もりに大きな影響を 受ける。非静力学MSMでは雲水など雲微物理量を予 報しているが、静力学MSMと同様に、雲量は雲水では なく相対湿度からの診断(萬納寺 1994)によっている。

非静力学MSMでは空間的に間引き計算としていること、大気放射の計算時間間隔を15分とした点が、1時間 間隔、間引きなしで計算する静力学MSMとは異なる。 この違いの予報への影響は小さい。

・並列計算効率の改善

近年の大規模計算は多数のプロセッサを同時に使用 する並列計算が主流である。現在の数値予報ルーチン にも、8プロセッサを1ノードとして合計80ノードを搭載す るHitachi SR8000/E1が用いられている(露木・田沢 2000)。メソ数値予報には40ノードを用い、1個を出力専 用として、出力時間中にも計算が進められるようにして いる(石田・荒波 2003)。残りの39ノードが全計算領域 の一部を担当することで、並列計算を実行している。並 列計算の効率には、各ノードの負荷が均衡していること が重要である。非静力学MSMには、かつてはy方向の 分割機能しかなく、ノード数が多い場合に不均衡が大き くなっていたが、2次元に領域を分割することにより不均 衡を小さくして、効率的な計算を実現している(荒波・石 田 2004)。

1.3 メソ数値予報の将来11

2006年3月からの運用が予定される次期計算機シ ステムにおいては、水平解像度を5kmに高め、予報 の頻度も4回/日から8回/日に増やす計画である。高 解像度化により、より小さな現象まで適切に表現で きるようになり、予報精度向上が見込まれる。頻度 の増加は予報モデルそのものの改善ではないが、新 しい観測値を用いた初期値による、予報時間の短い 結果を提供できるので、特に寿命の短い現象に対す る精度向上が見込まれる。また、現在は静力学MSM に基づく解析値を用いているが、次期システム導入 後1年半程度をおいて、非静力学MSMに基く解析に 切り替える計画である。解析値がよりモデルに整合 すること、水物質の初期値が合理的に与えられるこ となどにより、精度向上が期待できる。

一方、激しい気象に対して脆弱な都市部における

参考文献

- 荒波恒平,石田純一,2004:気象庁非静力学モデル
 への2次元領域分割法の実装.2004年度春季大会
 講演予稿集,日本気象学会,C105,p.109.
- 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.
- 石田純一, 荒波恒平, 2003: 並列化. 数値予報課報 告·別冊第49号, 気象庁予報部, 107-111.
- 大森志郎,山田芳則,2003: 現業用NHMにおける Kain-Fritschスキームの導入について.第5回非静 力学モデルに関するワークショップ講演予稿集,26-27.
- 小倉義光 1978: 気象力学通論. 東京大学出版会, 249pp.
- 加藤輝之,1999: 湿潤対流における非静力学効果.気 象研究/ート 第196号,日本気象学会,153-168.
- 隈健一, 1996: 積雲対流のパラメタリゼーション. 数値 予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 30-47.
- 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 2003: non-local風境界層過程 のJMANHMへの実装と実験結果. 第5回非静力 学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 38-39.
- 熊谷幸浩,斉藤和雄,2004:気象庁非静力学モデル の境界層過程の改良.2004年度春季大会講演予 稿集,日本気象学会,C104,p.108.
- 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.
- 斉藤和雄,加藤輝之 1999: 気象研究所非静力学メソ スケールモデル. 気象研究/ート 第196号,日本気 象学会,169-195.
- 斉藤和雄, 2003: 概論. 数值予報課報告·別冊第49号, 気象庁予報部, 1-15.

防災活動や、拠点空港周辺の気象の変化に大きく影響される航空機の運航管理のために、特に解像度の 高い予報を実施することも検討している。積乱雲を 解像できる水平分解能1-2kmのNHMでは実況と同 じような降水セルの動きや豪雨の降水域・強度を予 想することに成功しており(Kato and Goda 2001)、 少なくとも1-2kmまでは解像度を強化する効果があ ることが分かっている。また、現象の再現性がよく なるとしても、初期値の誤差が大きいと、位置、時 刻などを正確に予測することは困難である。そこで、 今後もメソスケール現象のための観測体制を強化し て初期値の精度を向上させるだけでなく、予報誤差 に関する情報を活用するために、いずれはメソ数値 予報でも、現象発生の不確定性などを考慮したアン サンブル予報を検討する必要もあるだろう。

佐藤芳昭,2003: メソ解析へのマイクロ波放射計データ

¹¹ 藤田 司

同化. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 7-12.

- 杉正人,多田一正,1988:長波放射.数值予報課報 告·別冊第34号,気象庁予報部,2-18.
- 杉正人, 1988: 短波放射. 数値予報課報告·別冊第34号, 気象庁予報部, 19-35.
- 瀬上哲秀, 1988: 地面温度の予想. 数値予報課報告・ 別冊第34号, 気象庁予報部, 54-59.
- 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.
- 露木義,田沢秀隆, 2000: 概要. 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, 気象庁予報部, 1-7.
- 中村誠臣, 1995: 新領域モデル. 平成7年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 47-54.
- 藤田司, 2003: 移流スキーム. 数値予報課報告・別冊 第49号, 気象庁予報部, 36-51.
- 藤田司,石田純一,斉藤和雄,山田芳則,熊谷幸浩,大森 志郎,長澤亮二,田中小緒里,荒波恒平,原朋憲,永戸 久喜,加藤輝之,2004:現業用非静力学モデルの 実験運用について.2004年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会,C101, p.105.
- 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.
- 松村崇行, 1996: 積雲対流スキームの改良の影響. 平 成8年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-33.
- 萬納寺信崇, 1994: 数値予報モデル. 平成6年度数値
 予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号
 合併号, 気象庁予報部, 52-89.
- 萬納寺信崇,2000: 領域モデル. 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,気象庁予報部,23-27.
- 村上正隆, 1999: 雲の微物理パラメタリゼーション. 気 象研究ノート 第196号, 日本気象学会, 57-84.
- 室井ちあし, 1998: 非静力学モデルの開発. 数値予報 課報告・別冊第44号, 気象庁予報部, 25-41.
- 室井ちあし、2001: デジタルフィルターによる気象庁非 静力学モデルの初期値化. 第3回非静力学モデル に関するワークショップ講演予稿集, 36-37.
- 山田芳則, 2003a: 雲の微物理過程. 数値予報課報 告・別冊第49号, 気象庁予報部, 52-76.
- 山田芳則, 2003b: Kain-Fritsch対流パラメタリゼーションの簡単な紹介.数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 84-89.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction scheme utilizing a onedimensional cloud model. Mon. Wea. Rev., 105,

270-286.

- Ikawa, M. 1988: Comparison of some schemes for nonhydrostatic models with orography. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 753-776.
- Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. Tech. Rep. MRI, 28, 238pp.
- Kain, J.S. and J. M. Fritsch, 1990: A onedimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784-2802.
- Kato, T., 1995: A box-Lagrangian rain-drop scheme. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 241-245.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary bandshaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 899-924.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Bound. layer Met., 9, 91-112.
- Louis, J.F., M. Tiedtke and J.F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBLparameterization at ECMWF, Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization 25-27 Nov. 1981, 59-79.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multinested model. J. Meteor. Soc. Japan, 72, 301-329.
- Saito, K., 1997: Semi-implicit fully compressible version of the MRI meso-scale nonhydrostatic model. Forecast experiment of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain Geophys. Mag. Ser. 2, 2, 109-137.
- Saito, K., T. Kato, H. Eito, and C. Muroi, 2001: Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model. Tec. Rep. MRI, 42, 133pp.

2.1 性能評価試験及び試験運用の概要1

2.1.1 はじめに

数値予報課では現在の静力学メソ数値予報モデル (以下、「静力学MSM」という。)に代えて非静力学メソ 数値予報モデル(以下、「非静力学MSM」という。)を導 入すべく開発を続けてきた。現業モデルでは年間を通 じて一定の予測精度を保つことが重要である。そこで非 静力学MSMが静力学MSMと比較して十分な精度を 持っているかどうかを確認するために、暖候期と寒候期 において予報実験を行った。この予報実験を以下では 性能評価試験と呼ぶ。性能評価試験で非静力学MSM による精度向上を確認できたので、モデル及びガイダン ス等の評価期間と慣熟期間を設けるため、非静力学 MSMの運用に先立って、2004年3月29日より試験運 用を開始した。試験運用においても精度向上を確認で きたため、2004年9月1日より正式運用を開始した。

本章では性能評価試験と試験運用期間における非静 力学MSMの精度について、静力学MSMと比較した統 計的検証結果、及び個々の事例に対する予想結果に ついて述べる。

2.1.2 性能評価試験の期間

暖候期及び寒候期の性能評価試験の期間は次の通 りである。

暖候期

2003年6月17日00UTC~6月24日18UTC 2003年7月18日00UTC~7月25日18UTC

寒候期

2004年1月12日00UTC~1月27日18UTC 性能評価試験の期間を選定する際には、降水頻度が 十分であることを条件とした。図2.1.1に閾値ごとの日々 の降水頻度を示す。これは、レーダー・アメダス解析雨 量による降水量を検証格子(10km)に内挿し、ある閾 値以上の降水が観測された格子数を数えて3日ごとに まとめたものである。図中の矢印で示した性能評価試験 期間を見ると、降水頻度が比較的多いことが分かる。

図2.1.1を参考にして性能評価期間を設定した。暖候 期については、本州の南岸に停滞する梅雨前線や、台 風第6号による降水を含む期間(6月)と、太宰府や水俣 の豪雨を含む期間(7月)とした。また、寒候期について は、寒気吹き出しの際の日本海側の降水や、本州の南 岸を通過する低気圧による降水がある期間とした。

2.1.3 試験運用の概要

試験運用は正式運用となる非静力学MSMと全く同じ 条件で行うことが望ましい。しかしながら計算機資源が 限られているため、完全に現業運用と一致させることは できない。非静力学MSMは並列化されたモデルであり、 現業運用では多数のCPU(ノード)を用いて高速に計 算を行う。しかし、試験運用では即時性は必要で無いた め、使用するノード数を現業運用で用いるノード数より 少なくして計算を行うことにした。これにより、計算時間 は長くなるものの、全く同じ力学過程や物理過程の計算 を行うことができる。試験運用では、ノード数以外のモデ ルの仕様(パラメータ、予報領域、予報時間など)を、現 業運用の仕様と同じにして運用を行った。次節以降で 述べる性能評価試験及び試験運用の非静力学MSM は、正式運用における非静力学MSMと比較して、上述 の通り力学過程・物理過程からパラメータにいたるまで 同じであるので、予測精度に関わる仕様は全く同じもの であると考えてよい。



図2.1.1 閾値ごとの日々の降水頻度。左が2003年6月から7月、右が2004年1月上旬から2月上旬。 10kmの検証格子に内挿したレーダー・アメダス解析雨量を、閾値ごとに格子数を数えて3日ごとにまとめた。格子数の単位は千。図中の矢印はそれぞれ性能評価試験期間を示す。

¹ 石田 純一

2.2 統計的検証¹

2.2.1 はじめに

この節では、非静力学MSMと静力学MSM及び寒 候期(性能評価試験期間:2004年1月12-27日)と 暖候期(試験運用期間²:2004年4月1日-7月31日) の統計的検証結果を示す。寒候期の試験期間は短く、 事例数が不十分であるので、紹介は第2.2.2項(1) のみにとどめる。

2.2.2 降水の統計的検証

この項では、レーダー・アメダス解析雨量(R/A) に対する検証結果を示す。検証格子の大きさは 20km、降水量は3時間積算した格子内平均値を用い た。また、R/Aの精度を考慮して陸上付近(図2.2.4 の白抜きの部分)のみを検証範囲とした。以下では、 スコア計算の際に用いる降水量の閾値「3時間積算 雨量1mm以上」を「1mm」などと略す。なお、分 割表と各スコアの定義は巻末の付録をご覧いただ きたい。





¹ 田中 小緒里

² 試験運用期間は性能評価試験の暖候期と同じ季節(6,7 月)を含む。また、期間が性能評価試験より長いため、よ り信頼性の高い検証ができる。よって、ここでは試験運用 期間の検証結果を紹介する。なお、性能評価試験暖候期の 両モデルのスレットスコアは同等であった。

(1) 閾値毎の特性

閾値毎の精度を見るために、図2.2.1に全予報時間 をまとめたスコアを示す。「全予報時間をまとめ る」とは、まず、予報時間毎に分割表を作成し、次 にその分割表を全て積算して1つにまとめる、とい うことである。

バイアススコアは、寒候期・暖候期ともほとんど の閾値で両モデルとも1以上であり、R/Aの観測頻度 よりもモデルの予報頻度が多い傾向があることが 分かる。ただし、全ての閾値で非静力学MSMは静 力学MSM以下で1に近い。スレットスコアは、寒候 期は10mmまでは非静力学MSMが大きく、 15,20mmでは静力学MSMが大きい。一方、暖候期 は全ての閾値において非静力学MSMが静力学 MSM以上で、閾値が大きくなるほどその差が大き い。これらをまとめると、寒候期は並雨(10mm) 以下では非静力学MSMの方が静力学MSMよりも 精度が良い。それ以上の降水強度では静力学MSM





図 2.2.1 R/A の 3 時間積算雨量に対する非静力学 MSM (NHM)と静力学 MSM (MSM)のスコア。スコア は、全予報時間をまとめて計算したもの。上段:寒候 期、下段:暖候期、左:バイアススコア、右:スレットスコア。

コアはかなり大きいため、静力学MSMの精度が高い とは言えない。その点、非静力学MSMはバイアス スコアを3程度まで抑えていることから、静力学 MSMの予報頻度過剰の性質を改善しているといえ る。また、暖候期は非静力学MSMは静力学MSMと 比べてバイアススコアは1に近く、スレットスコア は大きいことから、降水の頻度・位置ともに良いと いえる。非静力学MSMが良い要因として、積雲対 流パラメタリゼーションや雲微物理過程があげら れる。第2.3.5項の日本海側の降雪や、第2.3.6項の 台風の事例は、雲微物理過程が予測を改善する事例 のひとつである。

(2)予報時間・閾値毎の特性

予報時間・閾値毎のスコアを図2.2.2に示す。1mm のスレットスコアでは両モデルは同等、10mmでは 非静力学MSMが静力学MSMよりも大きい。バイア ススコアは両閾値において、どちらのモデルも1を 超え、特に予報初期で静力学MSMのバイアススコ アは非静力学MSMと比べてやや大きい。石田・成 田(2003)によると、当時の非静力学MSMには予 報期に降水予報頻度が少ない特性があった。この原 因はメソ解析では雲物理量が解析されていないため に、雲物理量の初期値が0になっていることであっ た。現時点でメソ解析に雲物理量を含むことは困難 であるため、簡便な方法として前初期時刻の予報値 を雲物理量の第一推定値として与えている(第1章 参照)。図2.2.2では非静力学MSMの予報初期の降水 頻度過少は改善されており、上記の方法が有効に機 能していることが確認できる。

(3) 初期時刻毎の特性

非静力学MSMの境界値は、静力学MSMと同様に 00,18(06,12)UTC初期値では12(00)UTC初期値の RSMの予報値を利用している。また、ゾンデ観測は 00,12UTCのみ、航空機観測は18UTCでは少ないな どと、初期時刻によって同化できる観測データ数も 異なるため、初期時刻によって予報精度が異なる可 能性がある。そこで、非静力学MSMの初期時刻毎 のスコアを図2.2.3に示す。

前項で利用したスレットスコアはR/Aが閾値を超 えた個数(観測数)に強く依存する(Jolliffe and



図 2.2.2 暖候期の R/A の 3 時間積算雨量に対する非静力学 MSM (NHM)と静力学 MSM (MSM)のスコア。 横軸は、予報時間。左列 3 時間積算雨量 1mm、右列 10mm。上段・スレットスコア、下段・バイアススコア。



図 2.2.3 暖候期の R/A の 3 時間積算雨量に対する非静力学 MSM の初期時刻毎のスコア。左列:3 時 間積算雨量 1mm、右列:3 時間積算雨量 10mm。上段:ETS、中段:ETS と観測数、下段:バイアス スコアと観測数。横軸は、上段は予報時間、中・下段は予報対象時刻(UTC)で左縦軸がスコア、右 縦軸が観測数に対応している。

Stephenson 2003)。初期時刻毎に検証を行う場合、 予報対象時刻の観測数が異なるためスレットスコア を利用することは適切ではない。そこで、ここでは 観測数を考慮したETSを用いる³。

まず、横軸に予報時間をとった初期時刻毎のETS を図2.2.3上段に示す。1mm,10mmのETSの予報時 間に対する変化傾向は似ている。例えば、18UTC初 期値が予報初期では最も良く、予報後期では最も悪 い。一方、06UTCは予報初期では最も悪いが予報後 期では最も良い。このように、全ての予報時間に渡 って予報精度が良い、または悪い初期時刻はなく、 予報精度の初期時刻依存性は小さいといえる。

次に、横軸に予報対象時刻をとったETSと観測数 の変化を図2.2.3中段に示す。大まかに見ると、両閾 値において、ETSは観測数の多い21UTCで大きく、 観測数の少ない15UTCで小さく、ETSの変化傾向は 観測数と連動しているようだ。ただし、1mmの 09UTCでは観測数がピークであるがETSは小さく、 この時間帯の降水現象は予測が難しいと言える。-方、バイアススコアと観測数(図2.2.3下段)は負相 関の関係にあり、予報の日変化がR/Aの日変化に対 して不十分であることが分かる。以上のことから初 期時刻毎のETSとバイアススコアの違いを境界値の 新しさや同化された観測データ数の違いから説明す るのは難しく、むしろ予報対象時刻の観測数や降水 現象の影響が大きいといえる。また、全ての予報対 象時刻において、最もETSが高いのは最新初期時刻 の予報であり、基本的には最新の予報結果を利用す ることが望ましいといえる。

(4) 地域毎の特性

図2.2.4に地域毎に分けて計算した全予報時間を まとめたスコアを示す。各地域の範囲は図2.2.4下段 に示している。地域によって観測数が異なるため、 ここでもスレットスコアではなくETSを用いる。

1mmに対しては、沖縄を除いて非静力学MSMの ETSは静力学MSMよりも大きい。また、バイアス スコアは、九州を除く全ての地域で非静力学MSM は静力学MSM以下である。10mmに対しては、全地 域で非静力学MSMの方がETSは大きく、バイアス スコアは沖縄では同等でそれ以外の地域では小さ い。つまり、ほとんどの地域で非静力学MSMは静 力学MSMの予報頻度過剰の性質を改善し、静力学 MSM以上の精度を持つといえる。

次に、地域による違いに着目する。図2.2.4から「沖 縄のETSは他の地域に比べて小さい」というような 地域によるスコアの違いはどちらのモデルについ ても同じであることがわかる。そこで、非静力学 MSMのみ、ETS、観測数、予報数(予報降水量が 閾値を超えた数)の水平分布図を図2.2.5に示す。ま ず、図2.2.4で1mm,10mmともにETSの大きかった 中国・四国地方と九州地方に着目する。中国・四国 地方は、地形性降水が出やすく、観測数の多い四国 太平洋側でETSが高い。一方、九州地方では領域全 体でETSが高く、他地域のようにETSの小さい領域 が少ないことが分かる。また、1mm,10mmともに バイアススコアの大きい北海道と沖縄地方につい ては、北海道はレーダーで降水を捉えにくいオホー ツク海側で予報数と比べて観測数が少なく、沖縄地 方は検証範囲全体(図2.4.4下段)で予報数が過剰で ある⁴。

2.2.3 循環場の統計的検証

(1) メソ解析に対する検証

図2.2.6にメソ解析に対する海面更正気圧(Psea) の平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差(RMSE) を示す。MEから、静力学MSMは予報時間経過とと もにPseaが低くなるが、非静力学MSMではそのよ うな傾向が無いことが分かる。また、RMSEは非静 力学MSMの方が静力学MSMよりも小さくなって いる。図2.2.7に予報時間18時間目におけるPseaの MEの水平分布図を示す。非静力学MSM(左)と静 力学MSM(右)を比べると、領域全体で静力学MSM の負バイアスの傾向が緩和されていることが分かる。 (2)ゾンデに対する検証

図2.2.8aに高度(Z) 東西風(U) 南北風(V) 図2.2.8bに気温(T) 相対湿度(RH)のMEを示す。 利用した観測地点は、モデルの予報領域内の高層観 測地点である。ただし、データによっては検証気圧 が地表気圧よりも高い所があり、このような場所は 検証気圧面が地面下となっているため、これらのデ ータは検証から除外する。

Zは両モデルとも下層で低く、上層で高いという 傾向があり、中層と200hPaを除いて予報時間経過と ともにMEの絶対値は大きくなっている。U,Vは、下 層で正、中層以上では負(ただし、Vは250hPaより 上層は正)。Tは、主に300hPaより下層では高く、Z の上層での正バイアスに影響を与えていると考えら れる。また、300 - 200hPaにおいてTはやや負バイ アスである。これは、現在の両モデルの放射スキー ムにおける長波放射では、上層雲が黒体として扱わ れている(杉・多田 1988)ために、上層雲の雲頂 での放射冷却が過剰に効いている影響と思われる。 RHは、500hPaより上層に湿潤バイアスがある。

³ ETS は観測数を考慮しているが、観測数の影響を完全に 除くことはできない (Jolliffe and Stephenson 2003)。

⁴ただし、観測数が沖縄地方の陸付近で少なく海上で多いのは、R/Aの特性と考えられるため、検証範囲の観測数が 実際の降水より少ない可能性もある。





0.475 0.625



図 2.2.5 暖候期の R/A の 3 時間積算雨量に対する予報時間をまとめたスコア。左列:3 時間積算雨量 1mm、右列:3時間積算雨量10mm。上段:ETS、中段:観測数、下段:予報数。



図 2.2.6 メソ解析に対する非静力学 MSM (NHM)と静力学 MSM (MSM)の暖候期の海面更正気圧 (Psea)の平均誤差 (ME・左)と平方根平均二乗誤差 (RMSE・右)。横軸は予報時間。



図 2.2.7 メソ解析に対する非静力学 MSM(左)と静力学 MSM(右)の暖候期の海面更正気圧(Psea)の予 報時間 18 時間目の Psea の平均誤差の水平分布図。等値線は Psea の平均値。

これは、予報0時間目(初期値)でも同じであった (図略)ため、初期値を作る段階でゾンデより湿潤 になっていることが湿潤バイアスの原因であると言 える。また、300hPa付近では静力学MSMと比べて 非静力学MSMのMEの絶対値は小さく、このモデル 間の差は初期値にも存在した(図略)。非静力学MSM の初期値を作る際には、静力学MSMを用いたメソ解 析と非静力学MSMは鉛直座標と予報変数が異なる ため、メソ解析に鉛直内挿と要素変換を施している。 このことがモデル間の初期値の差に影響していると 考えられ、今後、調査が必要である。

図2.2.9にゾンデに対するZ,U,V,T,RHのRMSEを 示す。紙面の関係上、ここでは予報時間18時間目の みをプロットしたが、他の予報時間に関しても傾向 は同様であった。非静力学MSMと静力学MSMを比 較すると、Zの下層、U,V,T,RHの上層で非静力学 MSMのRMSEが小さく、それ以外の要素ではほぼ 同等の大きさである。ただし、MEと同様に、これ らの大小関係は初期値でも同様であった(図略) ため、初期値を作る段階で生じた差であると考え られる。

2.2.4 まとめ

以上の統計的検証から、降水予報特性は、ほとん どの場合、静力学MSMにおける降水の予報過剰の性 質が非静力学MSMでは改善され、精度は非静力学 MSMの方が高かった。また、相対湿度を除くほとん どの要素で両モデルの循環場の平均誤差傾向に大き な違いは無く、中・上層を中心に非静力学MSMの平 方根平均二乗誤差は小さかった。

参考文献

- 石田純一,成田正巳,2003:検証.数値予報課報告・ 別冊第49号,気象庁予報部,93-106.
- 杉正人,多田一正,1988:長波放射.数値予報課報 告・別冊第34号,気象庁予報部,2-18.
- Jolliffe, I.T. and Stephenson, D.B. 2003: Performance measures. Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science, 45-56.



図 2.2.8a ゾンデに対する非静力学 MSM (NHM)と静力学 MSM (MSM)の暖候期の平均誤差 (ME)鉛直分 布図。縦軸は気圧。上段:高度(Z) 中段:東西風(U) 下段:南北風(V) FT は予報時間の意味。



図 2.2.8b ゾンデに対する非静力学 MSM (NHM)と静力学 MSM (MSM)の暖候期の平均誤差 (ME)鉛直分 布図。縦軸は気圧。上段・気温(T)、下段・相対湿度(RH)、FT は予報時間の意味。







図 2.2.9 ゾンデに対する非静力学 MSM (NHM) と静力学 MSM (MSM)の暖候期の平方根平 均二乗誤差(RMSE)鉛直分布図。縦軸は気圧。 上段・左:高度(Z)上段・右:東西風(U) 中段・左:南北風(V)中段・右:気温(T) 下段・左:相対湿度(RH)。予報時間は18時 間目。

NHM

MSM

2.3.1 はじめに

非静力学MSMは静力学MSMと格子間隔は10kmと 同じであっても、モデルは全く異なるため現象によって は予想に大きな違いが現れる場合もある。前節では統 計的検証を通じて非静力学MSMと静力学MSMの違 いを見てきた。本節では統計的検証に現れた両者の予 想特性の違いについて、性能評価試験及び試験運用 (第2.1節)の期間中の結果を抽出して述べる。

性能評価期間の暖候期では非静力学MSMの降水の スレットスコアは静力学MSMのスコアと同等であった (図省略)。また試験運用において、非静力学MSMは 10mm/3hr以上の強雨に対する静力学MSMの過剰な 予想を改善し、スレットスコアを改善している(第2.2節)。 これは非静力学MSMの方が静力学MSMより狭い範 囲での降水の集中を表現しているためと考えられる。

上記の非静力学MSMと静力学MSMの違いが、個々 の事例に現れた例として、2003年7月19日に発生した 福岡県太宰府市の豪雨と2003年7月20日に発生した 熊本県水俣市の豪雨を挙げる。この期間中、九州地方 は下層に湿潤大気が流入し、中層に乾燥大気が流入し ていて、対流不安定な場であったと考えられる(阿部 2004)。太宰府や水俣の豪雨そのものは、MSMの格 子間隔で表現できる現象よりスケールが小さい現象で あるので、大雨をもたらしたメカニズムを完全に予測す ることは静力学MSM、非静力学MSMの別を問わずで きない。しかし、非静力学MSMと静力学MSMでは積 雲対流パラメタリゼーションが異なり(第1章)、この違い が対流不安定な成層に対する予想の違いに現れると考 えられる。これらの事例では、非静力学MSMは強い降 水に対して実況に近い集中を予想して、大雨の予想を ある程度改善できたと考えている。太宰府の豪雨につ いては第2.3.2項で、水俣の豪雨については第2.3.3項 で、それぞれ詳細を述べているのでご覧頂きたい。

また、静力学MSMにおける低気圧の過発達を抑制し た例を紹介する。低気圧の過発達は領域モデル (RSM)では長年課題となっていた問題であり、その原 因として初期値の誤差やモデルの降水過程、地表面過 程などが考えられている(中村 1997)。分解能を除い てRSMと力学過程や物理過程がほとんど同じである静 力学MSMでも同様な問題が生じる事例がある。2004 年1月19日00UTC初期時刻の予想について、静力学 MSMでは低気圧を過発達させたが、非静力学MSM では過度の発達が見られなかった。非静力学MSMと 静力学MSMは全く異なるモデルであるため、過発達を 抑制した原因はいろいろと考えられる。非静力学MSM で低気圧の過発達を抑制した原因についてはまだ特定 はできていないが、性能評価試験や試験運用期間の複 数の事例を見る限り、低気圧の過発達はおおよそ抑止 できていると考えている。詳細は第2.3.4項で述べる。

寒候期の降水予測では、統計的検証結果から分かる ように、特に閾値が小さい降水のスレットスコアを改善し、 閾値が大きい降水の予想頻度を大幅に改善している。 非静力学MSMではバルク法に基づく雲の微物理モデ ルを用い、大気中の雲水・雲氷・雨・雪・あられといった 雲物理量が風で流される効果も計算している(第1章)。 これに対して、静力学MSMでは大規模凝結スキームを 用い、雲物理量が風で流される効果は計算していない。 この違いが降水分布予想の違いをもたらし、寒候期の 予想精度の改善に寄与があったと考えられる。第2.3.5 項では日本海側の降雪分布について、雲物理量が風 で流される効果を考慮することにより、非静力学MSM が予想を改善した事例の詳細を述べる。

雲物理量が風で流される効果を考慮することによる降水分布の予想改善は、落下速度が遅い雪が降水物質の中心である寒候期の方が顕著であると考えられる。また、暖候期においても水平風が強い場合の降水では、風で流される効果が大きくなり、降水分布予想の改善が期待できる。2004年の台風第6号による降水の予想について、山岳の風下側にレーダー・アメダス解析雨量に似た降水分布が表現されていた。この事例について第2.3.6項で述べる。

2.3.2 太宰府での豪雨

(1) 現象の概要

2003年7月19日の明け方に福岡県太宰府市付近で 豪雨が発生し、アメダスの太宰府では、午前4時50分ま での1時間に104mm、18日の降り始めからの総降水量が 361mmとなる記録的な大雨となった。

まず、豪雨の前後の総観場について概観する。7月18 日の午前中に地上の温暖前線が九州を通過した後、寒 冷前線が九州の北に位置していた(図2.3.1)。上層に は中国東北区から朝鮮半島にかけて動きの遅い寒冷 渦があり、九州付近の500hPaの風の場は南西~西南 西となっていた(図2.3.2)。また、九州付近には南から 下層暖湿気が流れ込みやすい場が持続していた。

衛星水蒸気画像(図2.3.3)から、豪雨の直前には九 州の北西側から上層の乾燥域を示す暗域が近づいて きており、豪雨のあった時間で太宰府市付近は対流不 安定な場になっていたと考えられる。また、ラジオゾンデ による観測(図2.3.2)では豪雨発生前の18日午後9時 (12UTC)の時点で福岡上空の500hPaの湿数は0 だったのが、豪雨発生後の19日午前9時(00UTC)に は28 になっており、豪雨の発生時刻に近いタイミング で中層の乾燥域が流入したと考えられる。

豪雨をもたらした降水域は、前線帯の雨域の中に複

^{12.3.1} 石田 純一、2.3.2、2.3.3 大森 志郎

^{2.3.4、2.3.5、2.3.6} 長澤 亮二

数の線状の強雨域がある構造をしている(図2.3.4左 列)。これらの強雨域は、図2.3.5に示すアメダスで観測 された気温を温度減率0.6 /100mで海面に高度補正 した場から分かるように、23 程度の領域と26 程度の 領域の境界に対応している。この強雨の原因として、地 表面付近に冷気塊が形成され、それに南西方向から吹 き付ける高相当温位の気流が乗り上げることで上昇流 が促進され、積乱雲クラスターが発達し局所的大雨に なるという連鎖が発生した可能性が指摘されている(阿 部 2004)。ここで、地表面付近の冷気塊が形成された 原因は、中層の乾燥域に起源を持つ気塊が下降中に 降水粒子の蒸発によって冷却されたためと考えられる。

以下で太宰府市を中心に発生した豪雨に対する非静 力学MSMと静力学MSMの予想を比較する。

(2) 非静力学MSMによる予想

まず、総観場について7月18日午後9時(12UTC)初 期値の非静力学MSMの6時間予想を19日午前3時 (18日18UTC)のメソ解析と比較する(図2.3.6)。 500hPaの高度・渦度場については、朝鮮半島付近に ある寒冷渦と九州付近での南西風の表現はメソ解析の 表現とよく一致している。500hPaの湿数については、 九州西方から九州北部、山陰沖にかけて湿潤域があり、 その後面に乾燥域があるという解析場の特徴は予想で も表現できている。850hPaの相当温位についても、九 州の南西側からの高相当温位域の流入がメソ解析と同 様に表現されている。

次に降水の分布については、寒冷前線に対応する降水帯及び線状の強雨域(図2.3.4中列)を非静力学 MSMでは比較的表現できているが、強雨域は実況に



図2.3.1 2003年7月19日午前3時(18日18UTC)の 地上天気図。



図2.3.3 2003年7月19日午前3時(18日18UTC)の GOES-9水蒸気画像。





図2.3.2 2003年7月18日午後9時(12UTC)(左)と19日午前9時(00UTC)(右)の500hPa客観解析図。 福岡上空の湿数が増加しており、乾燥域の流入が示唆される。



図2.3.4 2003年7月19日午前2~5時の前1時間積算雨量(mm)。 左列:レーダー·アメダス解析雨量、中列:非静力学MSM、右列:静力学MSM

比べて北側の海上に偏っており、実際に豪雨のあった 太宰府市付近ではあまり雨が降っていない。また、実況 では強雨域が複数本あるのに対し、非静力学MSMで は一本の強雨域になっている。図2.3.7に地上の風と 1000hPaの気温を示す(地表面気圧が1000hPa以下 の格子点については、モデル面最下層の気温を温度 減率0.5 /100mで高度補正した値としている)。気温 の水平傾度が大きい領域があり、降水帯に沿って風の 収束があるが、降水に伴う冷気塊の形成は見られず、 気温の水平傾度は実況(図2.3.5)ほど明瞭ではない。 以上から、非静力学MSMでは強雨の場所は実況とず れており、(1)で述べたメカニズムを再現できているわけ ではないが、前線による強雨を予想できていたと言える。 これは大きなスケール(前線後面の西風と前面の南西 暖湿流の収束及び対流不安定)で決まる大雨のポテン シャルに見合った予想と考えられる。



図2.3.5 2003年7月19日午前4時のアメダス風向風速・ 気温・降水量の分布。

各観測点の左上に温度減率0.6 /100mで海面に高 度補正した気温(青)、右下に前1時間降水量(緑)、短 い矢羽は1m/s、長い矢羽は5m/sを表す。青線は気温 が26 以上の領域とそれ以下の領域の境界を表す。



図2.3.6 2003年7月19日午前3時(18日18UTC)のメソ解析(左列)と、18日午後9時(12UTC)初期値の非静力学 MSM(中列)・静力学MSM(右列)の6時間予想の総観場の比較。

上段は500hPa高度と渦度。オレンジ色の領域は渦度が正の領域を示す。中段は500hPa湿数。黄色の領域は湿数が15 以上、緑色の領域は湿数が3 以下の領域をそれぞれ示す。下段は850hPa相当温位・風。赤色の領域は相当温位が342K以上の領域。矢印は卓越する風向を表す。



図 2.3.7 2003 年 7 月 18 日午後 9 時(12UTC)初期値の 19 日午前 4 時(7 時間予報)の 1000hPa 気温、 地上風および前 1 時間降水量(mm)。左: 非静力学 MSM、右: 静力学 MSM。等温線の間隔は 2 。

(3) 静力学MSMによる予想

図2.3.6で示されるように、総観場の特徴は非静力学 MSMと同様に、よく表現できている。降水の分布(図 2.3.4右列)に関しては、寒冷前線に対応する雨域とそ の中の強雨域が表現されている。しかし、強雨域につい ては非静力学MSMに見られるほど明確な線状ではな く、強度も非静力学MSMに比べて弱い。さらに、非静 力学MSMと同様に海上で強雨を予想しており、太宰府 市付近ではあまり雨を表現していない。1000hPaの気 温と地上の風の場(図2.3.7)では、非静力学MSMのよ うな降水帯での風の収束は不明瞭で、南からの暖気の 流入と降水に伴う冷気塊の形成もはっきりしない。以上 から、静力学MSMでも、前線に伴う降水を予想してい るが、前線は不明瞭で降水の強度は実際よりも弱かっ た。また、強雨のメカニズムの予想や強雨の位置につい ては、非静力学MSMと同様、実際とは合わなかった。

(4) まとめ

非静力学MSM・静力学MSMのいずれも上層の乾燥 域の流入と下層の高相当温位域の流入のような総観ス ケールの現象についてはよく表現できており、寒冷前線 に対応した降水域も表現していた。しかし、寒冷前線内 部の強雨域は、どちらのモデルも位置が北寄りになって おり、海上で強い雨を降らせる予想をしていた。モデル 間で違いのある点としては、非静力学MSMでは線状の 強雨域を表現しているが、静力学MSMでは強雨域が 非静力学MSMほど明瞭な線状になっておらず、強度も 非静力学MSMに比べて弱くなっていた。さらに、非静 力学MSMでは強雨域付近の地上風の収束と気温の水 平傾度を表現しているが、静力学MSMでは強雨域付 近での風の収束も気温の水平傾度もはっきりしなかった。 この点が、降水の分布に影響を与えている可能性があ る。以上から、どちらのモデルでも強雨のメカニズムは (1)で述べたものと一致しているわけではないが、大きな スケールで決まる大雨ポテンシャルに見合った予想は 非静力学MSMの方が優れていたと考えられる。

2.3.3 水俣での豪雨

(1) 現象の概要

2003年7月20日、熊本県水俣市では午前1時50分ま での1時間降水量が80.5mmを記録するなどの集中豪 雨があり、これによって午前4時ごろに土石流が発生し、 19人が死亡するという被害が発生した。この現象につ いては阿部(2004)が詳しく解説している。ここでは、総 観場とメソスケールの場の概略を見ていくことにする。

20日の午前3時(19日18UTC)の時点で梅雨前線は 九州の北に位置していた(図2.3.8)。一方、中国東北区 に寒冷渦があり、九州上空の500hPaの風の場は南西 ~西南西となっていた(図2.3.9)。下層では、前項で紹



図2.3.8 2003年7月20日午前3時(19日18UTC) の地上天気図。



図2.3.9 2003年7月19日午後9時(12UTC)の 500hPa客観解析図。中国東北区に寒冷渦があ り、九州付近では西南西の風の場になっている。

介した太宰府の事例と同様に、九州に暖湿気が流れ込 みやすい場が持続していた。

降水の分布をレーダー・アメダス解析雨量(図2.3.10 左列)で確認すると、午前1時の時点で天草の西海上 から東に伸びる降水域(以下、北系の降水域)がある。 これとは別に午前2時には水俣市付近を中心とした降 水域(以下、南系の降水域)が発生しており、午前6時ご ろまで水俣市付近に停滞して強い雨を降らせ続けた。

アメダス観測(図2.3.11上段)によると、温度減率0.6 /100mで海面に高度補正した気温は、20日午前2時の 時点で九州の広い範囲で23~24 である。これは、北 系の降水域に伴って冷気塊が形成されたためと考えら れる(阿部 2004)。一方、暖かい南西風が薩摩半島か ら熊本県南部の沿岸に達しており、その前面では気温 と風の不連続が認められる。この地域で南西風が冷気 塊に乗り上げる状態が午前7時ごろまで続き、激しい雨 が降り続いたとみられる。

以下でこの豪雨に対する非静力学MSMと静力学 MSMの予想を比較する。



図 2.3.10 2003 年 7 月 20 日午前 1~6 時の前 1 時間積算雨量(mm)。 左列:レーダー・アメダス解析雨量、中列:非静力学 MSM、右列:静力学 MSM

(2) 非静力学MSMによる予想

まず、総観場(図2.3.12)の表現について、7月19日 午後9時(12UTC)初期値の非静力学MSMの6時間予 想と7月20日午前3時(19日18UTC)のメソ解析とを比 較する。500hPaでの中国東北区の寒冷渦、九州周辺 の西風、乾燥域と湿潤域、及び850hPaでの高相当温 位の領域が九州の西方から九州に流入している様子な どがメソ解析と同様に表現されている。

また、非静力学MSMでの下層(900,925,950hPa)の

風の場を熊本及び市来(鹿児島県)のウィンドプロファイ ラ(以下、WINDAS)による風の場と比較し、薩摩半島 から熊本県南部にかけての下層の風の流入について 調べる。観測の1000m以下の風と予想の900hPa面よ リ下の風を比較する。WINDASの観測(図2.3.11中・下 段)では午前3~6時の間は、地表~1000m付近の高 度で、熊本では南西から南南東の風、市来では南南西 の風になっている。これに対し、非静力学MSMの風 (図2.3.15)は熊本付近では西南西から南南東で、市来



図2.3.11 2003年7月20日の観測データ。上:午前2時のアメダス風・気温・降水量の分布 各観測点の左上に温度減率0.6 /100mで海面に高度補正した気温(青)、右下に前1時間降水量(緑)、短い矢 羽は1m/s、長い矢羽は5m/sを表す。赤線は気温が26 以上とそれ以下の領域の境界、青線は水平シヤーの位 置を表す。中:熊本での午前0~6時のWINDASによる観測。下:市来での午前0~6時のWINDASによる観測

付近では南から南西となっており、実況と比べて大きな 不一致はない。

降水の分布(図2.3.10中列)では、20日の午前1時ご ろに九州の西海上にあった降水域(A)が東北東進して 20日の午前6時には長崎付近に達している。また、20 日の午前2~3時に甑島(鹿児島県)の付近にあった別 の降水域(B)が北東進して水俣市付近にかかり、午前4 時から6時にかけて停滞し強い雨が降ると予想している。 実況に比べて水俣市付近での豪雨の発生時刻は遅い が、モデルの中でも2つの降水域を表現している。

図2.3.13(左列)に示す海面更正気圧場では、降水域 (B)に対応してメソ低気圧が発生・移動していることが分 かる。また、図2.3.14(左列)に示す1000hPaの気温場 では、九州の陸上に弱い冷気の存在が窺えるが、降水 域との対応は明瞭でなく、アメダスの気温場(図2.3.11 上段)で見られるような薩摩半島付近での気温コントラ ストや風の収束は不明瞭である。これは降水域(A)の東 進速度が遅く、降水域(B)が発生した後も海上にとどま っているため、実況で見られたような北系の降水域に伴 う冷気塊が形成されなかったためと考えられる。

(3) 静力学MSMによる予想

総観場(図2.3.12)については、19日午後9時 (12UTC)初期値の静力学MSMの6時間予想と20日 午前3時(19日18UTC)のメソ解析を比較すると、 500hPaの乾燥域の表現、850hPaの暖湿気の流入とも に、非静力学MSMと同様に比較的よく表現できている。 しかし、モデルの900hPa以下の風と観測の1000m以



図2.3.12 2003年7月20日午前3時(19日18UTC)のメソ解析(左)と19日午後9時(12UTC)初期値の非静力学MSM(中)・静 力学MSM(右)の6時間予想の総観場の比較。上段は500hPa高度・渦度。オレンジ色の領域は渦度が正の領域を表す。中 段は500hPa湿数。黄色の領域は湿数が15 以上、緑色の領域は湿数が3 以下の領域を表す。下段は850hPa相当温 位・風。赤色の領域は相当温位が342K以上を表す。図中の囲みは九州の西側に高相当温位の領域があることを示す。

下の風を比較すると、静力学MSMの風(図2.3.15)は、 熊本付近では南西、市来付近では内陸から発散する風 の場になっており、WINDASの観測(図2.3.11中・下 段)や非静力学MSMの風と異なっている。静力学 MSMでは下層で発散する風が強めに表現され、 WINDASで見られた薩摩半島から熊本県南部にかけ ての南西風の流入を妨げていると考えられる。 降水の分布(図2.3.10右列)については、20日の午前 1時に九州の西海上にある降水域(C)が東進して午前3 時ごろに天草にかかり、午前5時ごろに消失している。ま た、甑島のすぐ南で午前2時ごろに別の降水域(D)が 発生し東進している。その後、午前6時にはこの降水域 のすぐ西側で更に別の降水域(E)が発生した。以上か ら、静力学MSMの場合も2つの降水域を表現している



図2.3.13 2003年7月19日午後9時(12UTC)初期値の非静力学MSM(左列)・静力学MSM(右列)の海 面更正気圧と風。上段:6時間予報(20日午前3時)、下段:9時間予報(20日午前6時)



図2.3.14 2003年7月19日午後9時(12UTC)初期値の非静力学MSM(左列)・静力学MSM(右列)の 1000hPa気温と地上風。上段:6時間予報(20日午前3時)、下段:9時間予報(20日午前6時)

と考えられるが、非静力学MSMに比べると南側の降水 域の移動速度が速く、停滞を予想していない。

図2.3.13(右列)に示す海面更正気圧場では、午前3 時の時点で水俣付近にメソ高気圧があり、地上の風の 場も高気圧性になっている。午前6時にはこの高気圧は 九州中部まで東進し、この高気圧の周辺で高気圧性の 風の場が明瞭になっている。また、図2.3.14(右列)での 1000hPaの気温の場では、降水の蒸発によって生じた と考えられる冷気が見られ、降水域の移動と共に冷気 は東に移動している。このように、静力学MSMはこの事 例では顕著な下層冷気を形成しており、それに伴ってメ ソ高気圧が発生している。このメソ高気圧は先に述べた 静力学MSMの下層風の場でも高気圧性の風の場があ ることから、900hPa付近まで厚みを持った高気圧にな っている。そして、この顕著なメソ高気圧の存在も降水 の分布に影響を与えた可能性がある。

(4) まとめ

水俣での豪雨に関して非静力学MSMと静力学MSM 共に、総観場については比較的よく表現できていた。降 水域については、どちらのモデルも2つの降水域が発 生することは予想しているが、北側の降水域の東進が



図2.3.15 2003年7月19日午後9時(12UTC)初期値の非静力学MSMの風の分布(20日午前3・6時)と静力学MSMの風の 分布(20日午前3・6時)。左:950hPa、中:925hPa、右:900hPa。 は熊本付近、 は市来付近に対応する。

·遅く、実況のように、北系の降水域によって九州陸上に 形成された冷気塊が、南系の降水域を強化・停滞させ るという傾向は認められなかった。

モデル間で違いのあった点は、非静力学MSMの降 水域(B)は水俣付近で停滞していたが、静力学MSM の降水域(D)は停滞せずに東進していたことである。ま た、九州陸上での冷気の形成と薩摩半島から熊本県南 部にかけての南西風の表現についても、非静力学 MSMでは薩摩半島から熊本県南部への南西風の流 入の表現は出来ていた。しかし、北側の降水域(A)によ る九州陸上の冷気の表現がはっきりせず、アメダスの気 温で見られるような水俣付近の水平気温傾度も表現し なかった。また、降水域(B)付近での風の収束も十分と は言えない。一方、静力学MSMでは、南側の降水域 (D)によって下層に顕著な冷気を形成しており、高気圧 性の風の場が見られるが、この高気圧性の風が、薩摩 半島から熊本県南部にかけての南西風の流入に影響 を与えている。このことが、降水域が実況に比べて南に ずれていることや、停滞しない点と関係していると思わ れる。

以上から、非静力学MSMでは薩摩半島から熊本県 南部にかけての南西風の流入はおおむね表現できて おり、実況で見られたように水俣付近で強雨を発生させ、 強雨域を停滞させる傾向があった。一方で、静力学 MSMでは九州陸上で顕著な下層冷気とそれに伴うメソ 高気圧を形成したため、降水域の位置・移動速度が実 況と違っていたと言える。このため、非静力学MSMの 方がよい予想をしていたと考えられる。

なお、この事例での降水予測は非静力学MSMの積 雲対流パラメタリゼーション(Kain-Fritschスキーム)の パラメータに敏感であり、パラメータのわずかな変化によ って、予測される降水分布が大きく変わる事例であった (大森・山田 2003)。このことは、水俣の豪雨を数値予 報モデルで再現することの難しさを端的に表していると 考えられる。

2.3.4 低気圧の過発達について

(1) RSM・静力学MSMにおける低気圧過発達の原因 RSMにおける低気圧の過発達は予報精度を低下させ るだけでなく、予報の解釈に困難を生じさせることもあり 重要な問題である。そのため、これまでに多くの調査・ 改善がなされてきた(例えば中村 1997;美濃 1999; 今泉 2001;細見 2002;新堀 2003)。これらの調査 の過程から、過発達した低気圧は、その中心付近で局 所的に強い降水が存在することや、長い予報時間の予 報後半に海上でよく生じること、水平スケールが200~ 300km程度と小さいこと、総観スケールの低気圧と違っ て混んだ等圧線を描くことが特徴としてわかっている。 RSMで低気圧を過発達させると考えられているメカニズムは、大規模凝結による降水が多く、積雲対流パラメタリゼ - ションによる降水が少ない状況下で、主として下層で大規模凝結による潜熱の解放が生じ、その結果格子スケールの上昇流が強化されて降水がさらに強くなる、という正のフィードバックである。この正のフィードバックが起きる原因としては、初期値、大規模凝結スキーム、積雲対流パラメタリゼ - ションスキーム、地表面過程などに問題があることが指摘されている(中村 1997)。これらのうち、どの過程が上述の正のフィードバックを引き起こしているのかは、おそらく事例によっても異なる。また、相互作用して正のフィードバックを引き起こしている可能性もある。

静力学MSMは、水平解像度以外はほとんどRSMと 同じ仕様になっているため、上述したRSMと同じメカニ ズムで低気圧を過発達させることが十分起こりうるが、 RSMと比較して予報時間が短いので低気圧の過発達 は顕在化しに〈〈、これまで特に問題視されていなかっ た。しかし、詳し〈見てみると、稀に寒候期を中心に低気 圧の過発達が生じている。

非静力学MSMと静力学MSMは、力学過程も降水過 程も大きく異なるため、静力学MSMで低気圧が過発達 した事例でも、非静力学MSMでは、違った予想となる ことが考えられる。以下本項では、非静力学MSMが静 力学MSMの低気圧の過度の発達を抑制した例を紹介 する。

(2) 2004年1月19日00UTC初期時刻の予報例

1月19日12UTCの地上天気図では、秋田沖と三陸沖 に低気圧が存在し、東ないし東北東進していた。後者 は閉塞前線を伴っている(図2.3.16)。図2.3.17に、19 日12UTCのメソ解析の海面更正気圧、及び19日 00UTCを初期時刻とする非静力学MSM、静力学 MSMの12時間予報の海面更正気圧と前3時間積算降 水量を示す。メソ解析には、秋田沖と宮城県・福島県東 方海上に低気圧が存在している。非静力学MSMでも、



図2.3.16 地上天気図 (2004年1月19日12UTC)

メソ解析と同様に低気圧が予想されているが、それとは 別にメソ解析には存在しない低気圧が三陸沿岸に予想 されている。この低気圧の中心気圧は約995hPaであっ た。また静力学MSMでも、非静力学MSMと同様に、 三陸沿岸にメソ解析には存在しない低気圧が存在した。 その中心気圧は非静力学MSMの場合よりさらに5hPa 深くて、約990hPaであった。

また、同じ対象時刻について異なる初期値の予報 (18日18UTC初期時刻の18時間予報と19日06UTC初 期時刻の6時間予報)を、上述の19日00UTC初期値 の予報と比較した。その結果、解析場には存在しない 三陸沿岸の低気圧は、非静力学MSMでも静力学 MSMでも、上述の19日00UTC初期値の予報ほど顕著 には予想されていなかった(図省略)。このことから低気 圧の過発達の原因は、モデル自身にあることは確かで あるが、初期値にもあると推察できる。

(3) モデルで表現された低気圧の構造

(2) で述べたように非静力学MSMでは、メソ解析には 存在しない低気圧の中心気圧が静力学MSMによる値 よりも高かった。そこで二つのモデルで予想された低気 圧の構造を明らかにするため、低気圧付近の降水量、 気温、上昇流の場について比較する。

図2.3.17を見ると、非静力学MSMでは、三陸沿岸に 位置する低気圧の中心付近で、3時間積算で30mm弱 の降水があった。一方、静力学MSMでは、対応する領 域に3時間積算で50mm弱の降水があった。図2.3.18 に、19日00UTC初期値の12時間予報に対応する非静



図2.3.17 左:2004年1月19日12UTCのメソ解析の海面更正気圧 (hPa)。中央:19日00UTC初期値の非静力学MSMに よる12時間予報の海面更正気圧 (hPa)と前3時間積算降水量 (mm)。右:中央と同じ。ただし、静力学MSMによる。 等圧線の間隔は2hPa毎。図中の囲みは注目する領域を示す。



図2.3.18 19日00UTC初期値の12時間予報。(a),(b)は850hPaの気温()、(c),(d)は700hPaの鉛直p速度(): hPa/hr) を表す。(a),(c)は非静力学MSM、(b),(d)は静力学MSM を表す。気温の等値線は1 毎。陰影は上昇流を表す。 また図中の囲みは注目する領域を示す。

力学 MSM と静力学 MSM の 850hPa の気温と、 700hPaの鉛直p速度()を示す。850hPaの気温に 着目すると、非静力学MSMでは、三陸沿岸の低気圧 の中心付近に、気温が-3 以上の暖域が南東から北 西の向きにくさび状に予想されていた (図2.3.18 (a))。 これに対し静力学MSMの場合は、気温0 以上の扁 平な暖気核が形成されていた (図2.3.18 (b))。この暖 気核は700hPaの気温場では、円形の形状がよりはっき りしていたが、非静力学MSMでは、700hPaの気温場 で見ても暖気核ははっきりしていなかった (図省略)。ま た、700hPaの鉛直p速度に注目すると、非静力学 MSMでも静力学MSMでも、三陸沿岸に上昇流の強い 領域がみられる (図2.3.18 (c), (d)) が、静力学MSM の方が非静力学MSMより上昇流が強く予想されている。 上昇流は700hPaより下層でも、このような傾向であった (図省略)。以上から、非静力学MSMと静力学MSMに よって予測された過発達低気圧では、RSMでの過発達 した低気圧に共通している特徴(たとえば、中村 (1997) 参照)と同様の構造が見られた。ただし、非静 力学MSMのほうが低気圧中心付近の下層の温度が低 く、過発達の程度は静力学MSMほど顕著ではなかっ たといえる。

(4) 低気圧の過度の発達が抑制された理由について

(3)で述べた降水量や気温分布、上昇流の特徴から 判断して、非静力学MSMでも静力学MSMでも、RSM で見られるのと同様の、低気圧を過発達させる正のフィ ードバックが効いていたと考えられるが、特に静力学 MSMの方で強く効いていたと推察される。モデルの 様々な過程のうち、どの過程が正のフィードバックの抑 制に効果があったかを確かめるため、予備的な感度実 験を行った。ただし、実験は予備的なものであり、考えら れる全ての組み合わせを確かめたわけではないことを あらかじめお断りしておく。

第一に適応水蒸気拡散 (Targeted Moisture Diffusion: TMD) に関する感度実験を行った(第1章)。 非静力学MSMではTMDを用いることにより正のフィー ドバックを抑制でき、そのため低気圧の過発達を緩和で きている可能性がある。そこで、本事例についてTMD を用いない実験を行ったところ、図2.3.17の状況とほと んど変わらなかった。

第二に、雲の微物理モデルで暖かい雨を用いた実験 を行った。氷相を含んだ雲の微物理モデルでは、雲水 や雨が上層へ持ち上げられて氷相への相変化が起こる 際、潜熱が解放され上層が加熱される。このため鉛直 方向の不安定を小さくできると考えられる。つまり、暖か い雨を用いた実験では、雲物理に氷相過程を含む場 合より、低気圧が発達すると予想される。しかし、この例 では、静力学MSMほど低気圧を発達させて予想するこ とはなく、あまり効果はなかった。

対流パラメタリゼ - ションが異なることについては、三陸沿岸で対流有効位置エネルギー (CAPE) の値がほぼゼロであったため、Kain-Fritsch対流パラメタリゼ - ションは動作しないことが推察でき、この事例では何の効果も及ぼしていない。

以上の実験や考察からは、非静力学MSM自身に含まれる低気圧を過発達させた原因を、つきとめることはできなかった。

(5) まとめ

本事例では、非静力学MSMが静力学MSMと比較し て、低気圧の過度の発達を抑制したことに注目し、その 理由について考察した。性能評価試験の結果や日々 の試験運用の結果では、非静力学MSMは静力学 MSMと比較して低気圧の過発達を抑止することが多く 見られた。非静力学MSMで、低気圧を過発達させる正 のフィードバックが静力学MSMと比べて抑制されてい た理由は、前述の感度実験によっても特定できていな い。

この例のように非静力学MSMにおいては、低気圧の 過発達は抑制されるものの、完全に発現しなくなったわ けではない。非静力学MSMの予報を利用していて低 気圧の過発達が起きているか判断に迷う場合には、現 象のスケールや降水分布、温度場の特徴に注意して真 偽を検討していただきたい。低気圧の過発達の発現は 初期場にも依存するので、必要に応じて最新の初期値 による予報だけでなく、その前の初期値による予報も参 照していただきたい。

2.3.5 日本海側の降雪について

(1) 日本海側での降雪の事例

本項では、低気圧後面の北西風に伴い発生した降雪 に対する、非静力学MSMと静力学MSMの降水予想 の違いについて紹介する。2004年1月13日18UTCの 地上天気図では、北海道釧路沖に発達中の低気圧が 存在し、日本周辺は西高東低の気圧配置となっていた (図2.3.19)。1月13日12UTCの輪島の高層観測による と、500hPa高度の気温は - 39.5 で、上空に強い寒 気が入っていたことを示している。また700hPa以下で は北西風が卓越していた。このとき出現した降雪雲によ り、日本海側で13日夜から降雪がもたらされた。以下本 項では、13日00UTCを初期値とする非静力学MSMと 静力学MSMの結果を比較する。

実況の降水と両モデルで予想された降水を示す。図 2.3.20は、13日18UTCのレーダー・アメダス解析雨量 (R/A)、及び非静力学MSM、静力学MSMの前3時間 積算降水量である。R/Aによれば、山脈風下側に相当
する栃木県北部・群馬県北部、岐阜県北部、宮城県中部などでも降水がみられる (図2.3.20、図2.3.21)。非静力学MSMでは、上述した山脈の風下側での降水が予想されており、13日18UTCの実況にある程度近い降水分布になっている。これに対し、静力学MSMではR/Aと比較して降水域のほとんどが日本海側(風上側)に集中して予想されていて、降水量が過多である。一方、山脈の風下側には降水域が予想されていない。

(2) 山脈風下で降水が予想された理由

図2.3.20のように、非静力学MSMで山脈の風下側で も降水が予想できた理由は、降水の取り扱いにあると考 えられる。静力学MSMと非静力学MSMの降水過程を 比較すると、静力学MSMでは、大気中で凝結生成され た水物質を、蒸発を考慮しながら即座に降水として地上 に落下させるのに対し、非静力学MSMでは、雲の微物 理モデルを採用し、雲水、雲氷、雨水等の各水物質混 合比を予報するだけでなく、雲の中で降水粒子が形成 されて地上に落下する過程を計算している。さらに水平 風によって降水粒子が風下側に流される効果も含まれ ている。この水平風に流される効果が重要であると考え



図2.3.19 地上天気図 (2004年1月13日18UTC)

られる。

水物質の混合比の高度分布を調べるために、図 2.3.22に非静力学MSMの計算結果のうち (a) 鉛直流、 (b) 雲水の混合比、(c) 雲氷の混合比、(d) 雪の混合 比、(e) あられの混合比の鉛直断面図を示す。鉛直断 面図は、北西風の風向に沿って、図2.3.20中央の図の 線分ABでとった。なお、鉛直断面図内の矢羽根は、そ れぞれの点での水平風を表す。図2.3.22 (a) を見ると、 日本海上の高度約2km以下では約40/ットの北西風が 卓越している。また、日本海上では鉛直流の大きさは小 さいが、山脈の風上では北西風が山脈により強制上昇 させられることによって、比較的強い上昇流が生じてい る。この上昇流によって山脈の風上では降雪雲が発達 しており、雲水や雲氷の混合比が大きく(図2.3.22 (b), (c))、雪の混合比も高度約4km以上まで大きな値が見 られる (図2.3.22 (d))。これに対して、風下側の上空で は比較的小さな混合比の雲氷が広がっているだけで、 これは雲が薄いことを意味している。

雪の混合比の断面図に見られる特徴は、山脈の風上 側上空の高度約4.5km付近から地表面に向かって、比 較的大きな値の領域が風上側から風下側へ下層にいく



図2.3.21 非静力学MSMの地形 (注目する領域のみ)。図 中の囲みは、本文中の栃木県北部・群馬県北部、及び岐 阜県北部、宮城県中部を示す。



図2.3.20 左:2004年1月13日18UTCのレーダー・アメダス解析雨量による前3時間積算降水量 (mm)。中央:13日00UTC を初期値とする非静力学MSMの18時間予報による前3時間積算降水量 (mm)。右:中央と同じ。ただし静力学MSMによる。図中の囲みは、本文中の栃木県北部・群馬県北部、及び岐阜県北部、宮城県中部を示す。

につれて雪が流されるように分布していることである。ま た、山脈の地表面付近の雪の混合比は、風上側でも風 下側でも大きな値になっている(図2.3.22 (d))。風下側 でも降雪が予想されているのは、雪の落下速度が小さ い(たかだか1ms⁻¹)ため、落下しながら強い北西風に よって風下側に流されたためと考えられる。また、本事 例ではあられの混合比が比較的大きな領域は、山脈の 風上側の、雲水の多い領域に対応して分布しており、 山脈の風下側にはほとんど存在しなかった(図2.3.22 (e))。このため、風下側の降水へのあられの寄与はほと んどないと思われる。また、上記のような雪やあられの分 布は図2.3.20中の線分ABにおける鉛直断面で見られ るだけでなく、他の囲みで示したいずれの領域における 北西風に沿った鉛直断面でも同様であった(図省略)。

風下側での降水予想の改善だけでなく、非静力学 MSMは、降水量の予想においても静力学MSMよりも 優れていることが図2.3.20からわかる。非静力学MSM による3時間降水量は、5mm以下の領域が卓越してい る点でR/Aとよく合致している。非静力学MSMでは、降 水は雲の微物理モデルを通して形成されるため、凝結 した水蒸気の一部が降水量に変換される。このことによ って予想された降水量がR/Aに近く表現されていたと考 えられる。これに対して、凝結した水蒸気のほとんどを 地上降水として扱っている静力学MSMにより予想され た降水量は、特に風上側での降水量が過多の傾向に おいてR/Aとの差が大きい。 (3) まとめ

寒候期、北西風の場において日本海上で発生した降 雪雲による降水について、非静力学MSMは静力学 MSMと比較して、以下の2点を改善した。

・山脈の風下側でも降水が予想されるようになった点。
・山脈風上での降水の集中が緩和された点。

以上2点の理由は、ともに、落下速度の小さな雪が落 下中に強い水平風によって風下側に流され、山脈の風 下側に達したことと、非静力学MSMでは静力学MSM と違い、凝結した水蒸気の一部が降水に変換されること のためと考えられる。この事例で示されるように雲の微 物理モデルを採用し、雲に関する物理量を予報変数と していることが降水の表現を改善していると思われる。こ の降水予想の改善は、本事例のみならず寒候期の他 の降雪事例でも期待でき、第2.2節で述べられている性 能評価試験の結果など、これまでに行われた寒候期の 降水スコアの改善に寄与していると推察できる。山脈風 下側での降水分布は北西風の強さと密接に関係してい るので、卓越する風の風向や風速が実況と異なる場合 は山脈風下側の降水分布が適切とは限らない。そのた め、予報作業を行う上で注意していただきたい。また、 今後山脈風下側における降水分布について、実況と非 静力学MSMによる予想との統計的な比較を行う必要 があると考えている。



図 2.3.22 図 2.3.20 中央図の線分 AB における (a) 鉛直流 (m s⁻¹)、(b) 雲水の混合比(g kg⁻¹)、(c) 雲氷の混合比(g kg⁻¹)、(d) 雪の混合比(g kg⁻¹)、(e) あられの混合比 (g kg⁻¹) の鉛直断面図。鉛直流について暖色系は上昇流を、寒色 系は下降流を示す。(a) の矢羽根は水平風を示し、半矢羽根が5 /ットに対応する。また各図の左端がA 点、図の右端が B 点に対応する。

2.3.6 強風時の山岳風下における降水について

(1) 平成16年台風第6号による降水の事例

本項では2004年6月20日夜から21日夜にかけて、台 風第6号が西日本を四国沖から能登半島沖へ通過した 際の、非静力学MSMと静力学MSMによる山岳風下側 での降水予想の違いについて紹介する。21日03UTC では、台風第6号の中心は徳島県付近に位置し、近畿・ 東海・関東地方には強い南風が吹き付けていた。例え ば潮岬測候所の地上観測では、21日03時21分 (UTC) に南の風39.7ms⁻¹で日最大瞬間風速を記録し ている。また、21日00UTCの潮岬の高層観測によると、 約2~10kmの高度では約20~40ms⁻¹の、南から南南 東の強風が卓越していた。図2.3.23に21日03UTCの レーダー·アメダス解析雨量 (R/A) とこれに対応する 時間帯での6月20日18UTC初期値の非静力学MSM と静力学MSMによる前3時間積算降水量を示す。R/A によれば、50mm以上の比較的強い降水は、紀伊半島 の南側やその沿岸部だけでなく、風下側に相当する紀 伊山地の北側でも見られる (図2.3.23、図2.3.24を参 照)。後者の降水域について、非静力学MSMと静力学 MSMの予想を比較すると、非静力学MSMではR/Aと 同様に50mm以上の降水量を予想しているのに対し、

静力学MSMでは、降水をほとんど予想していない。本 項では、この違いについて考察する。

(2) 山岳風下側にも降水が予想される理由

(1) で示した降水予想の違いは、前項の降雪の事例 と同様に、両モデルの降水過程の違いによるものである と考えられる。ただし、降水粒子が雪の場合、落下速度 はたかだか1ms⁻¹と小さく、地表面に落下するまでに水 平風によって風下側に流される距離が大きいが、雨滴



図 2.3.24 非静力学 MSM の地形 (注目する領域のみ)。図 中の囲みは、紀伊山地付近及び甲府盆地付近を示す。



図 2.3.23 左:2004 年 6 月 21 日 03UTC のレーダー·アメダス解析雨量による前 3 時間積算降水量 (R/A:mm)。中央:20 日 18UTC を初期値とする非静力学 MSM の 9 時間予報による前 3 時間積算降水量 (mm) と海面更正気圧 (hPa)。右:中央 と同じ。ただし静力学 MSM による。図中の囲みは、紀伊山地付近及び甲府盆地付近を示す。



図 2.3.25 図 2.3.23 中央図の線分 AB における (a) 雨水の混合比 (g kg⁻¹)、(b) 雪の混合比 (g kg⁻¹)、(c) 雲水の混合比 (g kg⁻¹) の鉛直断面図。図の左端が A 点、図の右端が B 点、紀伊山地の頂上付近が C 点に対応する。

の場合、代表的な落下速度は数ms⁻¹と大きいため、落下中に水平風によって風下側に流される距離は雪に比較して小さくなる。しかし、水平風が強いときや、雨滴が 生成される高度が高いときは、落下中に風下側に流される距離が大きくなる。

前項と同様に紀伊山地付近で起きた降水を対象に、 約3km以上の高度で卓越する水平風に沿って鉛直断 面内の水物質の分布を調べた。図2.3.25に非静力学 MSMの計算結果のうち(a)雨水の混合比、(b)雪の混 合比、(c)雲水の混合比の鉛直断面図を示す。なお、雲 氷やあられの混合比については、この鉛直断面内では、 雲水や雨水、雪の混合比に比べて小さかったので、示 していない。

0 高度は、約5kmであり、この高度以下では降水粒 子は雨である。図2.3.25の3つの図を総合すると、紀伊 山地の風上側では、雨や雪の混合比が大きく、雲頂高 度が約10kmに達する雲が存在していたことがうかがえ る。また、風上側の下層では、地形による強制上昇に伴 って雲水の混合比の大きな領域があり、この領域から地 表面にかけては雨水の混合比も大きく、そこで降水強 度が大きくなっていることを示唆している。これに対して 風下側では、上空の雲水や雨水の混合比がかなり小さ く、薄い雲しか存在していないにもかかわらず、下層で は雨水の混合比の比較的大きな領域が表現されている。 この理由としては、前項の降雪雲の事例と同様に考える ことができる。つまり、風上側に存在する雲からの降水 粒子が地表まで落下する間に、南よりの強い水平風に よって風下側に流されたため、山岳風下側にも降水が 予想されたと推察できる。なお、この事例についていえ ば、水平風が強かったこと以外にも雨滴が落下する高 度が約5kmと高かったことも要因のひとつであると考え ている。また、紀伊山地以外でも、例えば甲府盆地にお いて、静力学MSMと異なって非静力学MSMではR/A と同様に弱い降水を予想しているのも上記と同じ理由 である。

(3) まとめ

平成16年台風第6号に伴う山岳風下側の降水予想に ついて、非静力学MSMと静力学MSMの結果を比較し た。非静力学MSMでは、静力学MSMがほとんど予想 できなかった山岳風下側の比較的大きな降水量をR/A と同程度に予想していた。この理由として、第2.3.5項の 降雪の事例と同様に、強い水平風によって雪や雨滴が 落下中に風上側から流されたためと考えられる。さらに、 この事例では、雨滴が比較的高い高度から落下してい たことも、落下中に風下側に流される距離が大きくなっ た理由と推察できる。強風時には、本事例のように、山 岳風下側での降水は改善できると期待できる。 参考文献

- 阿部世史之,2004:2003年7月20日の熊本県の大雨. 平成15年度量的予報研修テキスト,気象庁予報部, 82-100.
- 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.
- 大森志郎,山田芳則,2003: 現業用NHMにおける Kain-Fritschスキームの導入について. 第5回非静 力学モデルに関するワークショップ講演予稿集,26-27.
- 新堀敏基, 2003: 領域4次元変分法. 平成15年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 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.
- 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.
- 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.

3.1 メソ数値予報と応用プロダクト1

今回の非静力学MSMの導入における変更点は基本 的にはモデル本体のみであり、プロダクトはこれまで通り である。表3.1.1に、メソ数値予報とメソ数値予報を用い た応用プロダクトの配信資料概要を示す。本章ではメソ 数値予報とその応用プロダクトの仕様、及び利用する際 に注意すべき点を述べるが、はじめにメソ数値予報資 料を用いる上で全般的に留意すべき点を、モデルの変 更に関わるこれまでとの違いも含めて述べることにす る。

この節での基本的な考え方は永田・萬納寺(1994)及 び永田(1994)に沿っており、適宜これらも参照願いたい。 また現在の数値予報システム全体に関わることなどは 富樫(2000)を参考に読んでほしい。なお、表3.1.1のう ち、高潮ガイダンスと高潮モデルは今回のモデル変更 の影響はほとんど受けないので特に記述しなかった。こ れらについての詳細は上野(2004)を参照いただきた い。

3.1.1 全般的注意事項

予報作業においては、総観スケールの予報場をより 広い領域を扱う領域モデルを元に把握し、その環境下 でどのようなメソ現象が発生し、また発達するかを、メソ 数値予報から考えることが基本である。その際、予測可 能性(第3.1.2項)、初期値・境界値の特徴(第3.1.3項)、 またモデルの予報特性(第3.1.4項)に注意しなければな らない。メソ数値予報からは詳細な情報を抽出すること ができるが、これらの注意事項を踏まえ、適用限界も十 分考慮して利用することが大切である。

3.1.2 予測可能性

永田(1994)が指摘するように、ある現象が予測可能 であるためには、表現可能な解像度がモデルに備わっ ていること、方程式系(力学過程)が適切であること、現 象に本質的な物理過程が備わっていること、初期値が 擾乱の「種」を捕らえていることが条件となる。以上の四 点を順に考えていこう。

メソ数値予報モデルの水平解像度は10kmであるの で、数10-100km以上の大きさの現象ならば表現可能 であると考えられる。今回のモデル変更では水平解像 度が変わらないので、表現可能な大きさはこれまでと同 じである。図3.1.1に、メソ数値予報に即した表現の性能 の概念図を示す。ここでは水平規模が2-2000kmをメソ スケールとし、表現可能かどうかの境目の目安として50-80kmのスケールを遷移スケールとした。また、いくつか の現象を、スケールを合わせて示した。メソ数値予報で 力学過程については、静力学近似を廃したことにより、 方程式系の近似はなくなった。ただし、水平解像度が 10kmの場合、静力学近似は必ずしも悪い近似ではな いと考えられる。したがって、この近似を除去したことに より予測可能性が大きく向上するとは言えない。むしろ、 次期NAPS以降に計画されているより高い解像度で非 静力学モデル本来の性能が発揮されると期待されてい る。

非静力学MSMには雲微物理過程が組み込まれて おり、静力学MSMに比べ降水現象の取り扱いは大きく 改善された。現NAPS期間は水平解像度が10kmに留 まり、次期NAPSにおいても5kmであるので、いずれに しても個々の積雲を表現できるわけではない。しかし、 大規模凝結などによる静力学MSMよりも水物質の3次 元分布や潜熱加熱、冷却を現実的に扱うことによる精 度向上があるだろう。また、積雲対流パラメタリゼーショ ンとして、静力学MSMの荒川-シューバートスキームと 湿潤対流調節に対し、中緯度のメソ現象を扱うことを想 定したKF法(第1章)を用いていることも、降水予測の改 善に寄与しているだろう。第2.3節の事例に見られるよう に、降水の予測可能性はある程度向上したと考えられ る。一方、その他のいくつかの物理過程には共通する か、または同様の手法が適用されており、静力学MSM

表3.1.2 非静力学MSMと静力学MSMの代表的高度 における鉛直解像度。気圧と高度(差)の変換には 国際標準大気を仮定した。

レベル	非静力学MSM	静力学MSM
成層圏 (150hPa/14000m)	約900m	約1100m (25hPa)
対流圏上部 (300hPa/9000m)	約750m	約750m (25hPa)
上層 (500hPa/5500m)	約600m	約500m (35hPa)
中層 (700hPa/3000m)	約450m	約400m (35hPa)
下層 (850hPa/1500m)	約300m	約250m (25hPa)
モデル大気最下層	40m	約40m (5hPa)

は高低気圧、前線系などはよく表現できるが、個々の積 乱雲は表現できないし、スーパーセルストームなどの巨 大雷雨を表現することも難しいことが分かる。一方、解 像度の重要性は鉛直方向についても同様である。例え ば、ラジオゾンデの観測では鉛直に細かな構造がしば しば見られるが、これらは数値予報モデルの鉛直解像 度が十分でないために表現できないことがある。表 3.1.2に代表的な高度における鉛直解像度(層の厚さ)を 示す。対流圏では薄く、数10mから数100mであるが、 成層圏では1000m程度である。

¹ 藤田 司

種類	翅 赤 双赤	予報時間	曾間間	更新間隔	格子/地点	鉛直層	備考(作成手法など)
メソ数値予報 地上GPV	psea, u, v, t, ttd, r, cld	18時間	1時間	闘 争9	7.5' × 6' (等緯経度約10km)		ランベルト座標系から等緯経度座標に内 挿、海陸制御あり。
メソ数値予報 上層GPV	z, u, v, t, ttd,	18時間	3時間	B時間	15' x 12' (等緯経度約20km)	975, 950, 925, 850, 700, 500hPa	ランベルト座標系から等緯経度座標に内 挿、海陸制御なし。
防災ガイダンス	域内最大1,3時間降水量 前3時間内の最大風速とその風向	18時間	3時間	唱钟9	2次細分区域ごと アメダス地点	,	KLMቴ ይぴNRN KLM
降水短時間予報	1時間降水量	間 初	1時間	30分	3.75' × 3' (等緯経度約5km)	1	マージ手法 (主に3時間目以降の予報に利用)
航空ガイダンス (TAF-S用)	前1時間内の最大風速とその風向 下から3層の雲底高度と雲量 前1時間内の最小視程 現在天気	15時間	1時間	冒	国内75空港		KLM KLM KLM(診断方式からの手法変更) 「お天気マップ」のアルゴリズム(注)
国内航空用悪 月 GPV	psea, u, v, t, rh, r3, Csig č u, v, t, rh turb z	18時間	3時間	副 争9	ポーラーステレオ 約80km	地上 FL050-FL450/40 FL050-FL450/20 tr p	
毎時風解析	۲, u	1		1時間	15 ' × 12' (等緯経度約20km) ガーラーステレオ 約80km	地上,975, 950, 925, 850, 700, FL050-FL450/20	最適内挿法による。 一般官署向け(慣熟的利用を実施中)。 最適内挿法による。 航空官署向け(慣熟的利用を実施中)。
高潮ガイダンス	潮位、潮位偏差、 最大潮位出現時刻、最大潮位	33時間	1時間	闾 铮9	278地点		高潮モデルによる。18時間まではMSMを、 以後33時間まではRSMを外力として用い る。
* KLMとNRNは- * z:高度(m)、u/、 市:相対湿度、r 国内航空用悪う * FL050-FL450 (注)現在天気の	それぞれカルマンフィルター方式およびニューラ ニ.風ベクトル(m/sec), t:気温(), ttd:湿数() 3:3時間積算降水量(mm), Csig:積乱雲量・中 そGPVでは、対流圏界面高度を、要素:z,鉛直1 40は5000フィートから45000フィートまで4000フ 決定アルゴリズムは、萬納寺(1994)を参照。	5Jレネットワー 、 : 鉛直気、 下層雲量、tu ででとのジ	ク方式によ 圧速度(hPa rb:乱気流に 個:乱気流に 圏界面)とし データである	ることを表す /hr/、psea: 1関する指 て配信を行 てことを示す	r。 海面更正気圧(hPa), r: 漂 iっている。 。FL050-FL450/20も同	1時間降水量(mm)、cld∷ 様。	「「「」「」「」」「」」「」」「」」「」」「」」「」」「」」「」」「」」「」」

表3.1.1 MSMの出力を用いたアプリケーションプロダクトの配信資料



図3.1.1 メリ数値予報モデルの解像度(格子間隔)と表現の性能の関係を表す概念図。永田・萬納寺(1994)の図7.1を、メリ 数値予報にあわせて書き換えた。

の問題が非静力学MSMでも問題となることがありうる。 例えば、静力学MSMとRSMで積雪の有無が予報期間 中に変わらない点が、予報期間内に雪が積もり始める 場合の気温予報に影響することが指摘されている(新美 2001)が、これは非静力学MSMにも当てはまる。また、 予報への影響は明らかでないが、同じく地表面状態に ついては、湿り度(蒸発散効率)も季節的気候値に固定 しており、特に降水の後や長期間に渡って降水がない 場合には妥当ではないと考えられている。

初期場に擾乱の「種(萌芽)」が捕らえられているかどう かは、特に「自由モード」の現象の予測で重要である。 自由モードの現象とは、外部強制がない状態で、積乱 雲やスコールラインのような、環境場の位置エネルギー や運動エネルギーを擾乱のエネルギーに変換して発達 する現象である。これに対し、地形による力学的強制や 山岳や海陸分布による表面温度の差のような熱的強制 などの外部強制により発達する現象が「強制モード」で ある。自由モードの現象はその種を初期場に捕えてい ない限り、精度のよい(スキルのある)予測は困難である。 初期場の精度はメソ4次元変分法(4D-VAR)の導入(石 川・小泉 2002)と、これによるレーダー・アメダス解析雨 量(R/A)や衛星データ、ウィンドプロファイラ(WINDAS) データの同化により大きく改善されてきた。しかし、メソ 4D-VARでも、水平及び鉛直解像度、同化に用いるモ デルによる限界がある。またスケールの小さな現象は発 生から消滅までの期間(寿命)が短くて、種を捕えらたと きには、かなり状況が進展していることになるので、早期 に予測することが難しいことに変わりはない。一方、強制 モードの現象は、強制力と環境場が適切に表現されて いれば予測できる可能性が高い。海陸風や沿岸前線、 これらがトリガーとなる現象など、海陸分布や地形が発 生機構に深く関わる現象は、現象の種を捉えていない 段階でも予測できる可能性がある。今回のMSMの非静 力学化に際しては、初期値作成手法や同化するデータ は変わらないので、擾乱の種を捉えているかどうかとい う面から見た予測可能性には違いがない。

以上、予測可能性の観点から考えると、静力学近似 の排除による精密化や雲微物理の導入などにより、静 力学MSMから非静力学MSMに代わって改善された 部分がある。しかし、解像度、初期場・境界値の作成手 法(精度)の面では変わっておらず、モデルにもあまり変 わっていない部分がある。従って、これまで同様、メソ数 値予報の利用に当たっては、着目する現象の予測可能 性をあらかじめ確かめて、気象衛星やレーダーによる観 測と随時比較し、実況と適合するかどうかを点検して、 予報の信頼性を考慮しなければならない。

3.1.3 初期値・境界値と解析予報サイクル

メソ解析では、ゾンデなどの従来の観測に加え、 WINDASや航空機自動観測、マイクロ波放射計データ (佐藤 2003, Sato et al. 2004)、QuikSCAT衛星の海 上風データ(第4章)など、新しい観測データの利用が進 んでおり、初期場は確実に改善されている。しかし、観 測値の時間空間分布の偏りは避けられない。例えば、



図3.1.2 RSMとMSMの予報領域。MSMの予報領域 の内、側面境界付近でRSMとの緩和領域の境界を 破線で示した。



図3.1.3 メソ数値予報と領域予報及びそれぞれの解析予報サイクルの関係。MA18, MF18などは、それぞれ18UTCのメソ 解析とそれを初期値とするメソ数値予報を表し、RA,RFは領域解析と領域予報を表す。MAは解析時刻前の6時間を2個 の3時間同化枠で、RAは解析時刻をはさむ6時間同化枠(双方向矢印で表す)で解析を行う。使われるデータは各同化枠 内のデータである。領域予報とメソ数値予報とでは、初期時刻が同じでも使われる観測データのカバーする時間帯が異な る。またメソ数値予報の境界値はその時点での最新の領域予報値であるが、同時刻初期値の予報ではない。

WINDASは陸地での中下層(最高5000m程度まで)の 観測である。航空機観測は航空路に限られ、特に下層 (低高度)での観測は空港周辺に限られる。QuikSCAT のような軌道衛星は日本付近を観測する頻度が限られ る。メソ4D-VARにより、様々な観測時刻のデータを利 用できるようになったこと、観測点の上流側にもデータ 同化による改善が及ぶことなど、改善点も多いが、特に 海上の状態には不確実な部分が多いと考えられる。

降水予測は水蒸気場の初期値に大きく左右される。 そこで、メソ解析では水蒸気場の改善のために、R/Aや マイクロ波放射計データの同化を行っている。これらの 観測がある場合は相応の精度の初期場が与えられるだ ろう。しかし、高度場などとは違って、水蒸気場は現実 大気で空間的な変動が大きく、精度と空間分布とも十 分な観測が得られているとは言えない。また、メソ解析 では総観スケールとメソスケールの両方のバランスを考 慮して最適な解析場を導くので、特定の地域における 観測を必ず反映させるとは限らない。従って、現象によ っては観測されている擾乱(降水)が解析場に現れない ことも起こりうる。これらから、水蒸気場の初期値の精度 には、なお不確実性が大きく、降水予測の精度に影響 を及ぼしていると考えるべきである。

一方、メソ解析は静力学MSMを使う解析手法である ことから、その結果は静力学MSMに最適であって、非 静力学MSMに適しているとは一概に言えないという問 題がある。しかし、これまでの結果から、非静力学MSM への変更による循環場(気圧・高度・風・温度などの状 態)や降水の予測精度向上が確認されており(第2.2節)、 このことが及ぼす影響については実用上あまり心配しな くて良いだろう。

側面境界がRSMで与えられる点は、側面境界に近 い領域での予報結果を考える際に重要である。図3.1.2 にRSMと非静力学MSMの予報領域を示す。非静力学 MSMは、境界からおよそ250km程度の範囲はRSMと の予報をつないでおり、図中、破線の外側(緩和領域) でRSMの情報を取り込んでいる。この領域では、より内 側の領域との整合性が悪くて、降水予測の不連続や降 水系が組織的に表現されないなどの不自然な表現が 現れることがある。また、すぐ内側の領域でもRSMの影 響を強く受ける場合があり、予報期間中に領域外から領 域内に移動の早い擾乱が進んでくる場合は、影響を受 ける領域は広くなるだろう。このような場合はRSMの結 果を参照して、考慮している擾乱の規模や強度など全 体像を把握し、MSMとの違いを評価してから予報を検 討する必要がある。

解析予報システムに関しては、これまで同様、RSM が1日2度実行され、メソ数値予報には、6時間前または 12時間前の初期時刻のRSM予測値から境界値が与え られることに注意が必要である(図3.1.3)。また、データ 収集の締め切り時刻(カットオフタイム)もこれまでと同じ で、RSMでは3時間待つところ、MSMでは50分である。 境界値が古いこともデータ収集締め切りが早いことも、 MSMの予報精度に影響を及ぼすが、最新の予報は前 回の予報より降水予測精度が高いことが統計的に示さ れており(第2.2節)、最新のMSM予報値を用いることが 原則となる。データ収集締め切り時刻の違いから、領域 解析にはメソ解析よりも多くのデータが用いられる。この ため、初期時刻が同じ(00UTCまたは12UTC)ならば、 風速や降水の予測でRSMのほうがよい面がある(郷田 2001;田中 2002)。しかし、地形の詳しさと現象の表現 の改善を考えると、RSMを用いるよりはMSMを用いる ほうがよい場合が多いだろう。また、00UTCのRSMより は06UTCのMSM、12UTCのRSMよりは18UTCの MSMのほうが、精度がよい(郷田 2001)ことにも注意が 必要である。

以上をまとめると、メソ現象の予報には初期時刻の新 しいMSMを用いることを第一に考えるべきである。初期 値については、海上で、特に降水予測に重要な水蒸気 場に不確実性が大きいので、衛星観測やレーダーなど から初期場及び予報初期の場の妥当性を確かめる必 要がある。また、同じ初期時刻ではRSMがMSMよりも よい面があるので、擾乱の強さや位置などをMSMと比 べて、場合により予報を見直すことができるだろう。側面 境界に近い領域ではRSMの影響を強く受けるので、 RSMとMSMを比較して予報を検討するとよい。新しい 予報が実況の降水を反映していないなど、予報初期に 既に現実と合わない場合も少なからずある。このような 場合、例外的な対応として、前回の予報を参考に降水 規模などを検討してもよいだろう。ただし、目先の小スケ ールの予報が妥当でない場合でも、より大きなスケール では適切である場合があり、判断は慎重にすべきであ る。

3.1.4 予報モデルの特性

水平解像度が10kmである非静力学MSMは、これま での静力学MSMとは力学過程、物理過程とも異なって いるものの、既に述べたとおり、例えば降水予測や地表 風予測などは静力学MSMと類似する結果を与えており、 統計精度でも大きな違いはない。従って、非静力学 MSMの結果も静力学MSMの結果と同様に利用できる と思われる。しかしその一方で、地形性降水と、寒候期 の降水の統計特性に、系統的違いがあることが分かっ ている。

静力学MSMでは寒候期に降水頻度が過剰である (第2.2節)。また、一般に降水分布は山岳風上側に多く 予想される傾向がある。弟子丸(1999)は、RSMの降水 量予測の分布特性として、山岳部の風上側急斜面領域 で過剰であることを示した。静力学MSMもこの特性を 保持している。一方、非静力学MSMでは大気中の雨 水や雪を扱い、風に流される効果を考慮するために、こ の性質を抑制できて、より現実的な予報になる例が見ら れる。この特性を反映した事例は降雪について第2.3.5 項に、降雨については第2.3.6項に示したとおりである。 これらの事例では、解析雨量を使った検証から、非静力 学MSMが予想を改善していると考えてよいが、今後風 下側の降水と降雪の広がりや量が妥当かどうか、改めて 検証が必要と考えている。

統計的に見ると、R/Aを用いた検証では寒候期の降水に対し、非静力学MSMのバイアススコアが静力学 MSMとの比較で大きく改善する(第2.2節)。特に、閾値 が大きい場合で違いが顕著になる。これには上に述べ た雲微物理過程における雨水や雪の取り扱いも関係し ていると考えられる。しかし、3時間で5mm以上の強さ の降水の予報頻度はR/Aの2-3倍あることから、非静力 学MSMも頻度過多であると考えられる²。ただし、寒候 期については統計期間が短いことから、改めて検証結 果を確認する必要があると考えている。

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,気象庁予報部,37-59.
- 上野大輔, 2004: 高潮ガイダンス. 平成15年度量的予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-24.
- 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.
- 佐藤芳昭,2003: メソ解析へのマイクロ波放射計データ 同化. 平成15年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,7-12.
- 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.
- 弟子丸卓也, 1999: 領域モデルの予想降水量の特性 について. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象 庁予報部, 1-4.
- 富樫正明,2000:運用スケジュールとプロダクト.平成 12年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,46-52.
- 永田雅,萬納寺信崇,1994:利用上の留意点.平成6 年度数値予報研修テキスト数値予報課報告・別冊 第41号 合併号,気象庁予報部,97-111.
- 永田雅, 1994: メソスケール現象と数値予報. 平成6年 度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第 41号 合併号, 気象庁予報部, 112-145.
- 新美和造,2001: 関東地方の大雪の事例. 平成13年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,16-19.
- Sato Y., Y. Takeuchi, and T. Tauchi, 2004: Use of TMI and SSM/I data in the JMA operational meso analysis. Proc. of 16th

² 雪は風で飛ばされるために雨量計での観測が難しく、レー ダー観測でもビームの反射特性が雨水とは異なるために正確 な観測が難しい。寒候期のバイアススコアの計算にはこれらの 問題がある。

Conference on the Numerical Weather Prediction, P1.48.

3.2 メソ数値予報狭域GPV³

表3.1.1 に示したとおり、メソ数値予報の格子点値 (GPV)は、ランベルト座標から等緯度経度座標に変換 したデータを、地上GPVは約10km間隔で、500hPaま での上層GPVは約20km間隔で配信される。時間間隔 は、地上GPVは1時間、上層GPVは3時間で、必要によ り要素変換を施している。座標変換に際し、水平内挿に は距離の重みをつけ、モデルの鉛直座標系から等圧面 への鉛直内挿には気圧(質量)の重みをつけて行なう。

地上GPVのうち、風、気温、湿数(気温-露点温度)は、 モデル大気のデータから境界層スキームにより導かれ る値である。ただし、モデル地形や海陸分布、地表面の 状態が現実とは異なる。従って、気温や風など、地上予 報値の利用にあたって、標高補正や地形の違いに伴う 特性の補正を考慮すべきであり、場合によっては位置 が近い格子点でなく、離れていても特性の類似する格 子点における値を使うことも考慮するとよい。ここでモデ ル地形と海陸分布は静力学MSMから非静力学MSM への変更によっても一部変わっていることにも注意され たい。地上GPVにおける非静力学MSMの降水量は、 積雲対流パラメタリゼーションによる地上降水と、雲微物 理過程による地上降水の和であり、雨、雪、あられの全 てを含む値である。雲量は本来、雲微物理の雲水や雲 氷の量と関係が深いが、非静力学MSMでは、静力学 MSMと同様に相対湿度からの診断により求めている。 この診断は放射過程での雲量の見積もりと同じ手法に よる(図3.2.1)。ここで、各層はおおよそ下層(940-850hPa)、中層(850-500hPa)、上層(500-100hPa)とし、 各層に含まれるモデル面データの最大雲量をその層に おける雲量としている。

地上GPVでは、海上と陸上とで特性が異なることを重 視して、海陸の別を考慮した内挿(「海陸制御」という)を 行っている。すなわち、内挿対象の格子(等緯経度座 標)が陸(海)の場合は、内挿に用いるデータは陸(海)の 格子(ランベルト座標)における値のみを用いている。こ の処理により、例えば沿岸地域での風の強さや気温の 日変化は、陸格子には陸上の特性が、海格子には海 上の特性が反映される。しかし厳密に言うと、この内挿 によって、要素間の不整合が生じるし、海陸制御を行な わない上層データとの間でも不整合が生じる。また、モ デル地形とも合わないことになる。一方、今後更に高解 像度化することによって地形や海陸分布が現実に近づ けば海陸制御の必要性が低くなる。これらから、水平解 像度5kmに強化する時点(2006年3月の次期NAPS導 入時)で海陸制御を廃止する予定である。





上層GPVはモデル大気の値の内挿による。鉛直気 圧速度は、静力学MSMの出力データとの互換を保つ ために算出している⁴。また、標高が高い地域や気圧が 下がっている地域では、気圧面が地面の下になってし まうところでは有効なデータが存在しないが、可視化の 便宜を考えて適当な外挿を施している。具体的には、 気温は0.5度/100mの減率を仮定した外挿値を与え、 湿数はモデル大気最下層の値を与える。また、水平風 速には0を、鉛直流にはモデル大気最下層の値を与える。

格子点値の利用に際しては、いくつか注意すべき点 がある。まず、一般にモデルにはバイアス(予想の偏り、 平均誤差)があることに注意が必要である。 バイアスを含 む値を、例えば安定指数の計算に直接用いると、結果 は当然、それだけの誤差を含むものになる。統計的な 手法による補正を試みるとよいだろう。また、バイアスを 除去できたとしても、数値予報で時間空間に誤差が生 じることは避けられないので、格子点値の抽出に当たっ て時間空間の幅をみて利用すべきである。一方、格子 点値は格子平均の状態を表すことにも注意が必要であ る。例えば地上降水量のように、格子内での分布が一 様とは考えられない要素については、局所的により激し い現象が生じないかを考慮すべきである。以上のように、 格子点値にはモデルのバイアスや空間代表性に伴う現 実との際が常に含まれているので、格子点値を活用し た予報資料を用いる場合は、地上高層観測や客観解 析を用いて検証して、その統計的精度を確認しておくこ とが必要である。

⁴ 鉛直気圧速度は、鉛直速度から $\omega = -\rho g w$ により診断して いる。定義では $\omega = \partial p / \partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla p$ であるが、この場合は気 圧の時間変化項(右辺第一項)が音波による変動を反映する ために、鉛直流の診断としては雑音が多く、適切ではない。

³ 藤田 司

3.3 降水短時間予報1

3.3.1 はじめに

メソ数値予報を利用したプロダクトの一つに、降 水短時間予報がある。これは、実況補外予測による 降水量とメソ数値予報モデルの降水量を重み付き平 均する手法²(以後「結合手法」と呼ぶ)により、5km メッシュで6時間先までの1時間降水量を予測する ものである(荒木 2001)。レーダー観測による雨量 を地上雨量計の観測値で補正し、2.5kmメッシュで の降水量解析を行う、所謂「解析雨量」とともに、 2001年3月末より「降水量解析 - 降水短時間予報」 システムとして運用されている。第3.3.2項では、 2001年4月以降に行われた降水短時間予報作成手法 の変更点について概要をまとめる。第3.3.3項では、 結合するメソ数値予報モデルの非静力学化が降水短 時間予報の予報精度にはほとんど影響しないことを 示す。第3.3.4項に、降水短時間予報の一般的な特性 と利用上の参考事項を示す。

3.3.2 降水短時間予報作成手法の2001年4月以降 の変更点

2002年5月30日より、実況補外予測における初期 値の作成方法を、2.5kmメッシュ4格子の最大値から 4格子の平均値に変更した。これにより、実況補外 予測のバイアス特性が大きく変化し、大幅な過大か らやや過小になった。

2003年6月2日より、降水量解析と降水短時間予報 を毎正時だけでなく毎正時30分にも行うようにな った。このとき、世界測地系への対応と緯度経度座 標系への変換における不具合の解消を行った。実況 補外予測においては、2.5kmメッシュで予測を行っ た後、5kmメッシュに変換することとした。結合処 理においては、予報2-5時間目³においてメソモデル の重みの最大値が大きくなるように、結合重みの時 間変化係数を変更した。これは、2002年3月に導入 されたメソ4次元変分法解析により、メソ数値予報 の降水予測精度が向上したことに基づく変更である。

2003年10月7日より、実況補外予測において 2.5kmメッシュ値から5kmメッシュ値に変換する際 のアルゴリズムを変更し、2.5kmメッシュでの最大 値が予測に反映されるようにした。5km格子の周囲 を含む領域平均値との差が5mm/h以上の最大値(第 2位まで)を活かすようにした。また、同日より、

1 山田 眞吾、國次 雅司(予報課)



図 3.3.1 検証対象領域 陰影部が本資料で用いた検証対象領域。

降水量解析に利用する部外雨量計⁴を大幅に拡充し、 平均で正時には約3400地点、正時30分には約900地 点の雨量計データをアメダス(約1300地点)に加えて 利用できるようになった。

2004年3月23日より、実況補外予測とメソ数値予 報との結合を、2.5kmメッシュ10分間隔で行うこと に変更した。これは、2004年6月1日より開始された 降水ナウキャストと同形式の10分間降水量予報値 を、洪水予報システム向けに提供するための変更で ある。一般予報向けには、これを60分間毎に積算し、 5kmメッシュ化したものを提供する。メソ数値予報 モデルの水平分解能は10km、時間分解能は1時間⁵ であるため、時空間内挿を行って結合用のモデル降 水量を作成する。このとき、単純な線形補間を行う と、強い降水の頻度が少なくなるため、モデル格子 内の平均降水量を保存しつつ、モデル分解能に見合 った降水の極大を表現できるような時空間内挿法を 導入した。また、実況補外予測においては、移動予 測のタイムステップを10分から3時間先までに限り 5分に短縮すると共に、移動ベクトルおよび地形性 降水算出方法の精緻化を行い、精度の向上を図った。

2004年9月1日からのメソ数値予報モデルの非静 力学化に際しては、作成手法の変更はない。ただし、 モデル降水量予報値の出力間隔が1時間から30分に 変更された。1時間降水量を用いたものに比べて、 30分間降水量を用いた方が、10分間降水量への内挿 誤差が小さくなると考えられ、正時30分後の予報に おいても正確なモデル降水量予報値を利用できるよ うになった。

3.3.3 非静力学メソモデルを用いた降水短時間予 報の精度

ここでは、降水短時間予報で用いる座標系(斜軸 ランベルト座標系)において、4x4格子(約20km格 子)内の平均降水量について検証した結果を示す。 検証の対象とした領域は、図3.3.1に示す陰影をつけ

² それぞれの直近の予報の精度に基づいて6時間目の結 合重みを決め、その値と重み時間変化関数(固定)との積を 取ることにより、各予報時間の結合重みを決めている。 ³ 予報6時間目のメソモデル降水量の重みは、以前から最 大値1であり、変更はない。

⁴ 河川局・道路局・都道府県等が設置した雨量計

⁵ 2004 年 8 月までの値。2004 年 9 月以降は 30 分となっている。





た領域で、ほぼ天気分布予報の対象領域に対応して いる。ここでは、毎正時を初期時刻とする全ての予 報を通算したスコアを示す。

図3.3.2は、2004年5 - 7月に対する1mm/hrを閾値 としたスレットスコアとバイアススコアの予報時間 に対する変化を示したものである。ここで、静力学 MSMをH-MSM、非静力学MSMをNH-MSM、前者 を用いた降水短時間予報を「降短H」、後者を用いた 降水短時間予報を「降短NH」と表記している。ス レットスコアには、静力学MSMと非静力学MSMの 間にはほとんど差が見られず、それらを用いた降水 短時間予報の精度もほぼ同等であった。バイアスス コアは、静力学MSMよりも非静力学MSMが若干1 より大きく、降水短時間予報においても、予報4時 間目以降で、非静力学MSMを用いた場合のバイア ススコアが少し大きかった。

図3.3.3は、図3.3.2と同じで10mm/hrを閾値とし た場合である。スレットスコアでは、非静力学MSM が静力学MSMを少し上回っている。しかし、それ らを用いた降水短時間予報の精度には、ほとんど差



但し、20km 格子平均 10mm/hr 閾値の検証 スコア

はない。バイアススコアは、1mm/hr閾値とは逆に 静力学MSMの方が非静力学MSMよりも大きい⁶。し かし、それらを用いた降水短時間予報のバイアスス コアには、ほとんど差はない。

現在の結合処理アルゴリズムでは、6時間目の予 報において、常にメソ数値予報の予測降水量と一致 させているわけではないため、メソ数値予報モデル の非静力学化の効果は限定的であり、降水短時間予 報の予報特性はほとんど変わらないと言える。

個々の事例についての検証結果を比較しても、メ ソ数値予報モデルを非静力学化したことによるモデ ル降水量予報の改善事例と降水短時間予報の改善事

⁶本節で示したモデル降水量の検証は、第2.2節で示され ている降水量の検証とは、検証対象(1時間降水量と3時 間降水量)検証座標系(斜軸ランベルトとランベルト) 検証対象領域、検証期間が異なっている。また、図の横軸 は、降水短時間予報の初期時刻からの予報時間であり、メ ソ数値予報については、モデルの初期時刻からの予報時間 が異なるもの(例えば、降水短時間予報の1時間予報では、 メソモデルの3-8時間目の予報)が平均されているという 違いもある。

例は、必ずしも一致していなかった。このことは、 メソ数値予報モデルにおける降水量予測の改善を降 水短時間予報に反映させるためには、結合手法の見 直しが必要であることを示唆している。例えば、予 報6時間目のモデル降水量の重みを常に1(南西諸島 はモデルの精度を考慮して0.5)に固定することによ り、2004年4.5月の予報5-6時間目の予報精度は改 善された(図は略)。一方で、2004年6月30日に静岡 県で発生した局地的豪雨のように、メソ数値予報モ デルではほとんど表現されないが、現象発生後には 実況補外予測である程度は予測できる事例もある (図は略)。このことは、常にモデル予測を信頼する ことの危険性を示している。メソ数値予報モデルと 実況補外予測の相対的な精度の変動を適切に反映し た結合重みの決定アルゴリズムが不可欠であり、そ の開発に鋭意取り組んでいる。

3.3.4 降水短時間予報の利用上の参考事項

本項では、降水短時間予報を防災情報の作成作業 に利用する場合に参考となる点をまとめておく。

(1) 結合処理に起因する予報特性の時間的変化

予報時間によって、実況補外予測とメソ数値予報 モデルの結合比率が変化するため、予報精度はもち ろんバイアス等の予報特性も大きく変わる。

予報1時間目については100%、2時間目について は80%以上が実況補外予測に基づく予報となって おり、(3)に述べる実況補外予測の予報特性を把握し て利用する必要がある。

予報3時間目以降、実況補外予測とメソ数値予報 モデルの結合重みは、予報6時間目で事例毎・領域 毎に決定した結合重み⁷になるように徐々に変化す る(領域毎・予報時間毎の結合重みは、配信電文中 に記述されている)。事例によっては、メソ数値予報 モデルの予測結果が全く反映されない領域も存在し うる。メソ数値予報モデルの降水量予測を最大限に 利用する場合、予報3 - 4時間目で両者の中間的な予 測となる。(4)に、この遷移期間における予報特性を 述べる。

メソ数値予報モデルの降水量予測が最大限に利 用された場合、予報5-6時間目には、ほぼメソ数値 予報モデルの降水量予測となる。この場合、メソ数 値予報モデルの降水量予測特性(第2.2節を参照)を 考慮して利用すべきである。元々10km格子平均の 予測を5kmに内挿して利用しているので、それ以下 のスケールの降水量の空間変動を表現することはで きず降水の極大値は必然的に小さくなることに留意 する必要がある。

(2) 平滑化処理に起因する予報特性の変化

予報時間による予報特性の変化に寄与するもう 一つの要因は「平滑化処理」である。平滑化処理は、 5kmメッシュ格子毎に、その格子を右上端とする 2x2格子(約10km格子)内の平均値と最大値を算出し、 それらの平均値を元の格子の予報値とする方法であ る。2001年3月末の導入当初から、予報4時間目以降 にのみ実施されている。これにより、平均降水量は やや多めに、最大降水量はやや小さめに補正される。 この影響で、予報3時間目と4時間目の間で格子平均 降水量のバイアススコアが不連続に上昇する(図 3.3.2、図3.3.3にも明瞭に現れている)。

予報時間が延びると降水域の予報位置の誤差が 拡大するため、若干広めに予報を行うことにより適 中が増え、スレットスコアが向上する。予報4時間 目以降、最大降水量に対してはバイアスが小さくな り、平均降水量に対してはバイアスが大きくなって いることに留意する必要がある。

(3) 実況補外予測の予報特性

実況解析で解析されたスケールの小さな降水系 は予測に反映されるが、その位置の精度は予報時間 と共に低下する。一般に、急激に発達・衰弱する降 水系に対する予報精度は低く、持続性の高い(時間 変化の少ない)降水系ほど予報精度は高い。前者の ような降水系については、30分毎に更新される降水 短時間予報や新たに始まった降水ナウキャストを用 いて、随時予測を更新する必要がある。

(4) 遷移期間の予報特性

実況補外予測やメソ数値予報モデルの降水予測 で比較的強い降水が予測されている場合においても、 その予測位置にズレがある場合には、極大値は削ら れ、比較的弱い降水の領域が拡大することになる。 この特性は、重み付き平均という結合手法を用いる 限り避けられないものである。利用の際には、実況 の最大降水量の持続を考慮しながら、最大値をかさ 上げする等の考慮が必要である。

(5) 降水システムのスケールと予報精度の関係

ここでは、大規模な降水系(傾圧不安定に起因す るような低気圧・前線系や熱帯低気圧に伴う数百km 以上の水平スケールを持つ降水系)と対流性の小規 模な降水系に分けて考察する。

大規模な降水系は、小規模な降水系と比較して、 時間的な変化は緩やかであり、構造が維持されたま ま移動することが多いので、実況補外予測の精度は 高い。このことを考慮して、現状では、大規模な降 水系に対しては、実況補外手法の重みが大きくなる ような結合重みの決定アルゴリズムが採用されてい る。しかし、地形等の影響を受けて降水域が変形し たり、台風の周辺域のように曲線的な移動が顕著な

⁷現在時刻の3時間前を初期時刻とする実況補外予測の3時間予報の精度と現在時刻の前1時間降水量に対するメソ数値予報モデルの降水量予報の精度の比から予報6時間目の結合重みを決定する。

場合には、現在の線形的な実況補外手法では、不十 分である⁸。一方、メソ数値予報モデルでは、そのよ うな降水域の変形や非直線的な移動も精度良く予報 される場合が多い。第3.3.3項の最後に述べたアルゴ リズムの見直しは、そのようなケースでメソ数値予 報の重みが高くなることを狙ったものである。現状 では、メソ数値予報モデルの降水量と実況とを比較 し、量的・時間的・空間的なズレが生じていないこ とを確認した上で、メソ数値予報に基づいた修正を 行う(降水短時間予報による置換を行わない)こと が有効と思われる。

次に、熱的な不安定に代表される対流性の小規模 な降水系について考える。小規模な降水系は、時間 的な変化が大きいため、基本的に現状の持続に基づ く実況補外予測では正しく予測できない場合が多い。 しかし、警報に結びつくような顕著現象の場合には、 持続性・停滞性が見られる場合が多いので、ある程 度強い現象が発生した後にではあるが、実況補外予 測でも予測可能な場合もある。30分毎に更新される 降水短時間予報、あるいは10分毎に更新される降水 ナウキャストを監視し、顕著現象の兆候を見逃さな いことが肝要である。一方、メソ数値予報モデルに おいても、モデルの分解能による制約や初期場を決 める観測が不足しているため、位置や強度を正しく 予測することは困難である。しかし、大気の不安定 性が正しく捕らえられている場合には、対流性降水 の発生を予測できる能力はある。但し、ある程度の 時間的・空間的な誤差や量的な過不足が生じるのは 避けられないと考えた方がよい。

以上のことを考慮すると、対流性の小規模な降水 系に対しては、現象発生前は、数値予報モデルを用 い、量的・時間的・空間的な誤差を考慮したポテン シャル予測を主体とし、現象発生後は、最新の予報 (および降水ナウキャスト)に基づいて随時に予報 を修正することが主体となると考えられる。特に降 水短時間予報の後半部分については、大きな誤差が 生じうることを念頭に置いておく必要がある。

(6) 降水短時間予報を用いた置き換え用の二次細分 域最大降水量

2004年3月に新しい予報作業支援システムが導入 されたことにより、注警報発表作業は、二次細分区 域毎、3時間毎(以後、3時間の区切りによる時間単 位を「コマ」と呼ぶ)の最大降水量や最大風速を量 的に予測することが基本の作業となった。導入以前 は、降水短時間を利用する際には、予報官が値を読 み取って手入力していたので、位置ズレやピーク値 の過大・過小を修正しつつ利用されていた。新しい 予報作業支援システムでは、降水短時間予報の格子 点予報値から作成した各細分毎の各コマの置き換え 用最大降水量⁹が提供されており、降水短時間予報を 最大降水量時系列に反映させるためには、置き換え 操作を行うだけでよい¹⁰。

置き換え用の最大降水量は、原則的には、細分に 含まれる5kmメッシュ格子における1,3,24時間最大 降水量¹¹である。しかし、お互いに近い重みで結合 を行うと、必然的に最大値が小さくなること((4) 項を参照)およびメソ数値予報モデルでは小さなス ケールの降水の極大は本質的に表現できないこと ((1)項を参照) のために降水短時間予報の後半部 分では、細分域内最大降水量に明瞭な負バイアスが 生じてしまうことが避けられない。

この負バイアスを是正する手法の一つとして、 「降短最大降水量ガイダンス」を開発した。降水短 時間予報から作成した(ある程度の広さを持つ)領 域内の平均降水量は、最大降水量に比べるとバイア スが小さい。降水短時間予報から作成した領域内平 均降水量に、最大降水量ガイダンス(第3.4節を参照) と同様の領域内最大降水量と平均降水量の比率¹²を 掛けることにより、細分域内での降水の最大値を予 測する。事前検証の結果、降水短時間予報の後半を 含む3時間降水量に対しては、バイアススコアを1に 近づけ、スレットスコアを改善する効果があること が分かった。現在、2004年の暖候期に対する検証作 業を行っている。その結果は、別の機会に報告する 予定である。

参考文献

荒木公仁,2001:降水6時間予報.平成12年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,36-41.

⁸ 現在、実況補外予測の移動予測部分で、移動ベクトルを 予報時間とともに変化させる手法の開発を行っている。こ れが導入されれば、台風周辺などでの降水域の非直線運動 に伴う誤差は緩和される見通しである。

⁹ システム側の事情から、この置き換え用の最大降水量時 系列は、メソ最大降水量ガイダンスに降水短時間予報を上 書きする形で作成される。

¹⁰ 数値的な厳密さが確保され、値を読み取る必要が無く なった反面、予報官による位置ズレや強度ズレの調整には、 別の操作が必要になった。

¹¹ 厳密には、積算期間の終端時刻が対象とするコマに含 まれる任意のn時間積算値(n=1,3,24:現在時刻より前の 時間帯については、解析雨量を用いて積算する)の中の最 大値を用いる。

¹² この比率を求めるニューラルネットワークへの入力値 は、領域内平均降水量を除いて、メソ最大降水量ガイダン スで用いた値(メソ数値予報モデルGPVから作成される) と同一とする。従って、もし降水短時間予報で予報された 領域内平均降水量の精度が、メソ降水量ガイダンスから求 めた領域内平均降水量の精度よりも高ければ、「降短最大 降水量ガイダンス」は、メソ最大降水量ガイダンスよりも 精度が高いと考えられる。

3.4 最大降水量ガイダンス¹

3.4.1 はじめに

非静力学MSMを利用した最大降水量ガイダンス は、注警報発表時の最小区分である二次細分²を対象 として、3時間毎の最大3時間降水量および最大1時 間降水量を予測対象要素としている。

3.4.2 作成手法

非静力学MSMを用いた最大降水量ガイダンスは、 領域モデル(RSM)を元にした最大降水量ガイダン ス(海老原 2002)とほぼ同じ手法で作成される。

非静力学MSM最大降水量ガイダンスは、次の手 順で計算される。

- 1) ガイダンス格子(20km)における平均降水量の 導出
- 2) 1) で求めた平均降水量の各二次細分への割当
- 3) ニューラルネットワーク(NRN)による各二次 細分における最大降水量/平均降水量比の計算
- 4) 2)の平均降水量 × 3)の比

1)の平均降水量の導出は、後で述べる点を除き基本的には RSM による降水ガイダンス(海老原 1999)と同じ方法とした。この方法では、カルマン フィルター方式による係数の最適化が必要なため、 非静力学 MSM の予報値が得られた、性能評価試験 期間の2003年6,7月、2004年1月と、試験運用期 間の一部である2004年3月~5月のデータを用い て、繰り返し最適化を行った(なお、2004年6月以 降についても、日々の最適化を行っている)。

RSMを用いたガイダンスと少しだけ異なる点は、 説明変数として用いているモデル降水量の取得方法 である。RSMではモデル降水量として、ガイダンス 格子を取り囲むモデル格子点(4点)による、ガイ ダンス格子点への線形内挿値を用いていたが、非静 力学MSMにおいては、この4点の中の最大値を用い ることにした。

3)の各二次細分における最大降水量 / 平均降水量 比の計算に必要なNRNの係数には、RSMにおける 値をそのまま用いることとした。これは、最大降水 量 / 平均降水量比の推定には、長期間(少なくとも 数年程度)のモデル出力値と観測値が得られること が望ましいのに対し、)非静力学MSMに関しては それが困難であったこと、)RSM最大降水量ガイ ダンスの開発に際しては、将来のモデル変更を見越 して、モデルによって大きく異なる場合が考えられ る鉛直速度などを説明変数として使用しないように していたこと(海老原 2002)による。また、この 係数はRSM最大降水量ガイダンスの場合と同様に 日々の更新は行わず、二次細分の変更(新規細分の 設定や市町村合併等に伴う細分の変更など)に際し て一括して学習を行い、新たな係数を作成している。

3.4.3 予測特性と精度

独立な予測資料として計算ができた2004年6月の 30日分のモデル出力値を用いて、非静力学MSM最 大降水量ガイダンスを計算し、検証を行った。この 間、ルーチン出力している静力学MSMによる最大降 水量ガイダンス(プロダクトの仕様は非静力学MSM 最大降水量ガイダンスと同じ)と比較を行った。検 証には、解析雨量の各二次細分内の最大値を用いた。 図3.4.1に非静力学MSM、静力学MSMによる最大降 水量ガイダンスのバイアススコア、スレットスコア を閾値別に示す。バイアススコアを比較すると、閾 値30~100mm/3hでは静力学MSM最大降水量ガイ ダンスの方が1に近い。しかしながら、スレットス コアで見ると、両者は同等か、閾値によっては非静 力学MSM最大降水量ガイダンスの方が上回ってい る。特に、注警報に大きくかかわると考えられる閾 値50mm/3h以上では、非静力学MSM最大降水量ガ イダンスのスレットスコアが高くなっている。

3.4.4 平成 16 年台風第 6 号の事例検証

2004年6月21日9時半(JST)頃に室戸市付近に上陸した台風第6号について事例検証を行った。6月20



図 3.4.1 閾値別のバイアススコア(上)とスレットスコ ア(下)。横軸は閾値で単位は mm/3h。MSM は静力 学 MSM を元にしたガイダンス、NHM は非静力学 MSM を元にしたガイダンスを示す。6月1日~30日 の120イニシャル分、予報時間は03~18時間。

¹ 木村 陽一

² 2004 年 3 月からは全国を 362 の細分に分けている。

日06UTC初期値による18時間後までの各二次細分 における3時間最大降水量の、非静力学MSM 最大 降水量ガイダンスによる予想値と解析雨量による実 況値を図3.4.2に示す。四国から紀伊半島にかけて 100mm/3hを超える大雨が予想されていた。高知県 東部室戸では、212mm/3hの予想に対して 258mm/3hの実況が観測され、警報基準(室戸では 150mm/3h)を超える大雨でも、場合によっては適 切に予測できることがわかる。しかし、徳島県南部 海部では363mm/3hの予想に対して168mm/3hの実 況となっており、予想値が過大となっている細分も あった。

同じ時刻の予想に対して、静力学MSMによるガイ ダンスでは、静岡県や長野県、兵庫県や岡山県の一 部の細分で、非静力学MSMによるガイダンスよりも 多い値が予想されていたが、実況は非静力学MSM によるガイダンスよりも少なく、非静力学MSMによ るガイダンスがより良い予想となっていた。

3.4.5 利用上の留意点

非静力学MSM最大降水量ガイダンスは、RSMに よるガイダンス同様、平均降水量を元に最大降水量 を予測している。このため、平均降水量の予測精度 が低い場合には、最大降水量ガイダンスの精度も低 い。常にモデルの出力にも注意を払い、モデルの表 現している内容とも対比させて検討する必要がある。 特にモデルではなかなか表現できない小規模な熱雷 に関しては、最大降水量ガイダンスにおいても過少





図 3.4.2 2004 年 6 月 20 日 06UTC 初期値による 18 時間後までの 3 時間最大降水量の、非静力学 MSM による予想(左上)、静力学 MSM による予想(左 下)と実況(右上)。単位は mm。実況は解析雨量 を元にしたが、明らかな異常値は取り除いた。

となる場合がある。

最大降水量ガイダンスは各二次細分ごと、つまり、 陸上のみを対象に作成しており、モデルで表現され ている海上の情報は基本的には用いていない。この ため、モデルで海上に降水域が予想されていても、 その情報が最大降水量ガイダンスには全く反映され ないことがある。通常はそれで問題がないのだが、 この降水域の位置が実はずれていて実際には陸上に かかってきたような場合には、最大降水量ガイダン スだけに着目していると、見逃すこととなるので注 意していただきたい。

3.4.6 まとめ

メソ数値予報を利用した最大降水量ガイダンス に非静力学MSMを利用するように変更した。検証の 結果は、静力学MSMを利用したガイダンスの予測精 度とほぼ同等であることが確認された。

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.
- 海老原智, 2002: 最大降水量ガイダンス. 平成14年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-39.

3.5 最大風速ガイダンス1

3.5.1 はじめに

非静力学MSMを利用した風ガイダンスには、ア メダス地点を対象とした最大風速ガイダンスと空港 を対象とした短距離飛行用飛行場予報(TAF-S)用 の最大風速ガイダンスがある。両者の作成手法は同 ーである。但し、前者は前3時間内の最大風速とそ の風向を予測し、後者は前1時間内の最大風速とそ の風向を予測している。

3.5.2 作成手法

最大風速ガイダンスの作成手法は、松本(2003) に示されている静力学MSMガイダンスと同様で大 きな変更点はない。静力学MSMではモデルの予測値 は毎正時の値しか得られなかったが、非静力学MSM では30分毎の値が得られるようになった。そのため、 30分毎の地上風のうち風速が最大の風を説明変数 として利用するように変更した。係数更新の際に目 的変数として用いる観測値は、静力学MSMガイダン スと同様に、対象時間内に通報されたうちで風速が 最大の風である。

各予測地点の最大風の東西成分(U)、南北成分 (V)を、その点に最も近い格子点の非静力学MSM 地上風(予測期間内の風速が最大の風)の東西成分 (U_m)、南北成分(V_m)から以下の式によって計算 している。

U - U_m = X₁ + X₂ × U_m + X₃ × V_m

 $\mathbf{V} - \mathbf{V}_{\mathrm{m}} = \mathbf{X}_{4} + \mathbf{X}_{5} \times \mathbf{U}_{\mathrm{m}} + \mathbf{X}_{6} \times \mathbf{V}_{\mathrm{m}}$

ここでX₁からX₆は係数であり、これらの値をカル マンフィルター方式によって逐次更新している。こ のようにして求めたU、Vについて、風速のバイア ススコアが1に近づくように補正(頻度バイアス補 正)を加えた値が最終的に配信されるガイダンス値 である。最大風速ガイダンスの作成手法の詳細につ いては、木村(1998)や国次(1997)を参照してい ただきたい。

3.5.3 予測特性と精度

図3.5.1に、2004年4月から6月のアメダスの前3時 間内最大風速に対する非静力学MSM、静力学MSM モデル値及びそれぞれのガイダンス値の平方根平均 二乗誤差(RMSE)及び平均誤差を示す。

モデル値同士を比較すると、非静力学MSMでは 静力学MSMに比べて夜間に風が強い傾向が見られ、 RMSEが大きくなっている。一方、ガイダンスでは この差を吸収して両者でRMSE、平均誤差共にほぼ 同じ値になっている。最大風速ガイダンスでは各時





図 3.5.1 アメダス地点に対する時刻別最大風速の RMSE (上)と平均誤差(下)。図の凡例で MG は静力学 MSM ガイダンス、NG は非静力学 MSM ガイダンス、MSM は静力学 MSM、NHM は非静力学 MSM を示す。



図 3.5.2 アメダス地点に対する時刻別最大風の風向の RMSE(上)と平均誤差(下)。図の凡例は図 3.5.1 と 同じ。



図 3.5.3 アメダス地点を対象とした 3 時間最大風速ガ イダンスの閾値別のスレットスコア。図の凡例で MG は静力学 MSM ガイダンス、NG は非静力学 MSM ガイダンスを示す。



スレットスコア(2004年4-6月)

図 3.5.4 空港を対象とした 1 時間最大風速ガイ ダンスの閾値別スレットスコア。図の凡例は図 3.5.3 と同じ。



バイアススコア(2004年4-6月)

図 3.5.5 アメダス地点を対象とした 3 時間最大風速ガ イダンスの閾値別のバイアススコア。図の凡例は図 3.5.3 と同じ。

刻毎に係数を作成しており(松本 2003) この効果 が現れた結果である。

風向のRMSE及び平均誤差についても非静力学 MSMガイダンスと静力学MSMガイダンスでほぼ 同じ精度となった(図3.5.2)。 図3.5.3はアメダス地点を対象とした3時間最大風 速ガイダンスのスレットスコア、図3.5.4は空港を対 象とした1時間最大風速ガイダンスのスレットスコ アである。検証期間は2004年4月から6月で、全予報 時刻を対象として、閾値3m/s、6m/s、10m/sについ て検証した。アメダス地点を対象とした3時間最大 風速ガイダンス、空港を対象とした1時間最大風速 ガイダンス共に非静力学MSMガイダンスと静力学 MSMガイダンスはほぼ同じ精度となっている。頻度 バイアス補正の効果により、静力学MSMガイダンス、 非静力学MSMガイダンス共にバイアススコアはほ ぼ1となった(図3.5.5)。

3.5.4 利用上の留意点

風の日変化に起因する数値予報モデルのバイア スのような、系統的な誤差についてはガイダンスが 補正してくれる場合が多い。しかし、モデルのラン ダムな誤差についてはガイダンスでは補正できない。 各予測地点の風の特性を把握した上で、実況とモデ ルの予想を比較して、最大風速ガイダンスの修正の 要否を検討していただきたい。

3.5.5 まとめ

メソ数値予報を利用した最大風速ガイダンスを 非静力学MSMから作成するよう変更した。予測精度、 予測特性については、静力学MSMを利用したガイダ ンスとほぼ同じであることが確かめられた。

参考文献

- 木村陽一, 1998: 風ガイダンスの統計的特徴と風速 補正. 平成10年度量的予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 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, 気象庁予報部, 39-44.
- 松本逸平, 2003: RSM及びMSM最大風速ガイダン ス. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 43-46.

3.6 TAF-S視程ガイダンス¹

短距離飛行用飛行場予報(TAF-S)の支援のため、 2002年8月からTAF-S視程ガイダンスの配信が開始 された。今回非静力学MSMの本運用にあたり、この ガイダンスの作成方法の変更を行ったので、その作 成方法と予測精度、利用上の留意点を解説する。

3.6.1 背景

旧TAF-S視程ガイダンスは、カルマンフィルター を利用したTAF-L(長距離飛行用飛行場予報)視程 ガイダンスと異なり、診断方式により作成されてい た(岩倉ら 2002)。この手法では、診断式の係数は 静力学MSMと観測の比較から作成されており、固定 となっている。このため、

- ・非静力学MSMに静力学MSMで作成された係 数を使うと精度が落ちる。
- ・新空港の係数の作成には最低1年間の観測およ び予測データが必要である。

といった問題点がある。また、TAF-L視程ガイダン スと手法が異なるため、TAF-SとTAF-Lガイダンス の予測特性が異なるという利用上の問題点もある。 よって、非静力学MSMの運用に合わせてTAF-S視程 ガイダンスをTAF-L視程ガイダンスと同じカルマン フィルターの手法に変更することとした。

3.6.2 作成手法

1日4回(00,06,12,18UTC初期値)の非静力学 MSMのGPVを使用し、2,3,...,15時間後の前1時間最 小視程を予測する。2004年9月現在、国内75空港を 対象としている。作成手法は、前述したようにTAF-L 視程ガイダンス(大林・榊原 2000)と同じカルマ ンフィルターで、説明変数も同じとした(表3.6.1)。 ただし、予測対象時間間隔がTAF-Lでは3時間に対 し、TAF-Sでは1時間となるため、カルマンフィルタ

表3.6.1	視程ガイダン	ノスの説明変数
--------	--------	---------

定義	視程との関係
(r1) ^{1/2} [r1:1時間降水量]	降水粒子
$(1-RH)^{1/2}$	吸湿性エアロゾルの
[RH:地上相対湿度]	粒径の湿度依存
VV ^{1/2} [VV:地上風速]	エアロゾルの拡散
1- t (RH>0.9)	高湿度時の気温
$(1-t) \times ((RH-0.8)/0.1)$	低下(霧の効果を
(0.9≥RH>0.8)	ある程度表現)
0 (RH≤0.8)	
[t:前1時間の地上気温変化	
(単位)、+1 超は1とする]	

1高田 伸一

ーの係数を1時間ごとに(24個/日)用意する。こ れに伴い、説明変数も3時間間隔で求めていたもの を1時間間隔で求める。また、TAF-Lガイダンスと 同様にバイアスを1に近づけるように頻度バイアス 補正を行う。悪視程の予測頻度を実際の頻度に近づ けるためである。なお、係数はTAF-Lガイダンスの ものを引き継ぎ、2004年3月10日から最適化を開始 した。

3.6.3 予測特性と精度

新・旧ガイダンスの2004年4-7月におけるスレッ トスコア、バイアススコアは図3.6.1のとおりである。 新ガイダンスは旧ガイダンスに比べて大きくスレッ トスコアが向上している。一方、バイアススコアは、 旧ガイダンスではかなり小さい値であることがわか る。これは旧ガイダンスがほとんど悪視程を予測し なかったことを意味する。新ガイダンスは前述した ようにバイアスを1に近づけるように補正を行って いるため、悪視程も予測するようになる。これがス レットスコアが向上した大きな要因である。

図3.6.2は成田空港の予測と実況の散布図を示した図である。新ガイダンスは旧ガイダンスに比べて 悪視程の予測が多くなっている。図の左下に×印(非



図3.6.1 視程ガイダンスのスレットスコア(上)とバイア ススコア(下)。MSM-診断が旧ガイダンス、NHM-KLM は新しいカルマンフィルターによるガイダンス。検証 期間は2004年4-7月で、検証地点は三宅島空港を除く国 内74空港。1.6,3.2,5kmを閾値とした精度。

静力MSM、図中ではNHM)が増加していることが 示しているように、悪視程を予測できる例が増えて いる。ただし、左上の×も多くなって空振りも増加 していることがわかる。2004年4-7月における 3.2kmを閾値とした国内74空港の検証でも、捕捉率 (悪視程予測適中数/悪視程観測数)は3%から 28%と増加して悪視程を予測できるようになった 一方で、一致率(悪視程予測適中数/悪視程予測数) が42%から37%とやや低下している。

図3.6.3は新ガイダンスと持続予報の精度の時間 推移を示した図である。00(06,12,18)UTC初期値の ガイダンス予測を03(09,15,21)UTC発表のTAF-Sに 利用する場合を考える。持続予報は03(09,15,21) UTCの実況をその後の予測とした。この図からわか るように、予報時間が4時間未満では持続予報の精 度がガイダンスより高いが、急速にその精度は落ち、 4時間以降はガイダンスの精度が高くなる。



図3.6.2 成田空港での視程ガイダンス予測値と観測 値との散布図(2004年6月)。横軸が予測、縦軸が観 測(単位はm)。MSM()が現ガイダンス、NHM (×)が新ガイダンス。



図3.6.3 視程ガイダンスと持続予報の予報時間による スレットスコアの変化。閾値を3.2kmとした場合。期 間は2004年4-6月で、検証地点は国内74空港。

3.6.4 利用上の留意点

新ガイダンスの利用上の留意点を挙げる。 新ガイダンスは降水量、湿度の説明変数の寄与 率が高いため、数値予報モデルの降水量、湿度 予測に大きく依存する。降水量が予測される時 は湿度も高いため、悪視程を予測するのは降水 予測時が多い。よって、非静力学MSMの降水 量予測のあり/なし、および強度が外れるとき には視程予測も外れる。

霧予測のための説明変数(地上湿度、高湿度時 の気温低下)も用意してあるが、霧(視程1km 以下)までの悪視程を予測できない場合が多い。 霧の多い空港では、霧の多発時間帯に霧を予測 しようとして、カルマンフィルターの係数の最 適化と頻度バイアス補正が行われる。新ガイダ ンスでは霧(無降水時)と降水時の悪視程に対 して同じ予測式を使っているため、この時間帯 に降水が予測された場合には、霧により調整さ れた頻度バイアス補正、カルマンフィルターの 係数を使って実況以上の悪視程を予測するこ とがある。

降水については、TAF-Lガイダンスと同様に雨 雪判別は行っていない。気温が低く冬季には降 水がほぼ雪となる北日本では、係数の最適化に よって降雪による悪視程を予測するが、降雪頻 度の低い所では降雪による悪視程を十分に予 測できない。

TAF-S、TAF-Lガイダンスとも同じ説明変数を 使っているが、TAF-SガイダンスはMSM、

TAF-LガイダンスはRSMから作成される。よっ て、降水による悪視程の場合には、RSMとMSM の降水予測を実況と照らし合わせながら、どち らの方が当たっているかを判断して利用して 頂きたい。

TAF-S発表において、目先は持続予報を重視す る方が良いが(当然気象現象の寿命を考える必 要があるが)約4時間後からはガイダンスの精 度の方が平均的に高くなる。

夜間に視程観測が行われない官署が多い。この 場合、観測が行われない時刻の係数は観測のあ る最も近い時刻の係数を使用している。このた め、この時間帯の予測精度はやや落ちると考え られる。もともと空港運用時間外の予測値であ るが、予測の変化傾向を見るときや、予測の時 間的ずれを補正する際に利用できる。

3.6.5 今後の課題

非静力学MSMは降雪を直接予測しているため、こ れを説明変数に使うことによって、降雪による悪視 程の予測精度を向上できる可能性がある。現時点で は非静力学MSMの冬季の予測結果が少ないため降 雪を説明変数として導入することを見送ったが、今 年度の冬の事例を基に開発を行う。また、無降水時 における霧を予測するため、下層の湿度や雲物理量 の情報を有効に利用する方法を開発する予定である。

参考文献

- 岩倉晋・松本逸平・大林正典,2002: 航空ガイダン ス. 平成14年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,46-51.
- 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, 気象庁予報部, 42-45.

3.7 TAF-S 雲ガイダンス¹

3.7.1 はじめに

短距離飛行用飛行場予報(TAF-S)の作成を支援 するため、予報時間2~15時間の毎時、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 時の下から最大3雲層の雲量と雲底高度の予測値を 雲ガイダンスとして1日4回配信している。ガイダン スの算出にはMSMのモデル面格子点値を用いてい る。今回の予報モデルの変更によって鉛直格子点配 置が変わったことを除けば、雲ガイダンスの作成方 法はこれまでの方法(大林 2002)と変わらない。 以下ではその方法について簡単に説明するとともに、 非静力学MSMによるガイダンスの精度検証の結果 について述べる。

3.7.2 ガイダンスの算出方法

ガイダンスの算出は大きく分けて2つのステップ からなる。まずMSMの格子点値を元に、カルマンフ ィルターによって2~15時間先の空港上空の雲量鉛 直分布を予測する。次にその雲量鉛直分布から、報 ずべき最大3雲層の雲底高度を予報時間毎に抽出し、 その高度の雲量とともにガイダンスとして用いる。 雲層の抽出方法については大林(2002)を参照して いただくこととし、ここでは雲量鉛直分布の予測方 法の概要を説明する。

まずカルマンフィルターの説明変数として、モデ ル面での雲量を求める。それには、空港上空のMSM モデル面温度、気圧、比湿から相対湿度を求め、さ らにそれを細見(1999)と同じ診断的方法によって モデル面での雲量 C_M に換算する。次に、 C_M を説明変 数とし、観測で得られた特定高度hの雲量C(h)を目的 変数とする回帰式、

 $C(h) = X_0 + \sum_{i=1}^{n} X_i C_M(z_i)$ (3.7.1)

が成立することを仮定し、最適な係数X_i (i=0,1,2,3) をカルマンフィルターによって求める。係数は空港 (全国75空港)高度(地上から30000フィートまで 全38高度)時刻(毎時)別に算出し、モデル面の 高度z_iはhに近い3層を用いる。ここで目的変数とし ては航空気象観測で報じられる雲量を用いるが、観 測は最大で3高度であるため、これだけでは38高度 すべてについて係数を決定することは困難である。 従って観測値が得られない高度については前回の予 測値を観測値とみなして用いている(大林 2000)。

こうして得られた時刻ごとの係数とモデル面の予 想雲量とを(3.7.1)式の右辺に代入することによっ て、雲量鉛直分布の予測値を作成する。なおガイダ ンスは1日4回算出するが、その都度新たに入電した

¹ 山田 雄二

3.7.3 検証結果

静力学MSMから非静力学MSMへの変更に伴う ガイダンス精度の変化を調べるため、同一期間につ いての両モデルによるガイダンスの検証を行った。 非静力学MSMのガイダンスは試験運用開始後の4 月24日から算出を開始したが、その際に初期値とし て静力学MSMの係数を用いた。その後、逐次カルマ ンフィルターによる最適化を行い、2004年6月1日~ 30日の期間を検証期間とした。

雲の予報は主として低シーリングの有無の判断に 用いられることから、ガイダンスの精度検証もシー リング¹に換算して行った。検証では両モデルの雲ガ イダンスによるシーリングと、航空気象観測報 (METAR, SPECI, SCAN)から求めたシーリング とを比較した。24時間観測値が得られる12空港²に ついて、シーリングが200,400,600,1000,2000, 3000、5000フィートのそれぞれを閾値として、スレ ットスコア、バイアススコアを算出した結果を図 3.7.1に示す。これによると非静力学MSMは静力学 MSMに比べて、各閾値でスレットスコアは中立ない しは最大0.04大きくなり、バイアススコアは0.06~ 0.25大きくなって1により近づいた。同様の調査を全 空港(能登、三宅島を除く73空港)についても行っ たが(図3.7.2)12空港の場合の結果と大きな違いは なく、スレットスコアは閾値5000フィートの場合を 除き、中立又は改善となった。

次に冬季の精度確認を行うため、2004年1月12日 ~27日の非静力学MSM性能評価試験期間のモデル 面データを用いた検証を行った。使用できる期間が 短いため、初期(11日18時UTC)の係数として上で 述べた4月末から6月までの最適化の結果得られた 係数を用いて期間中のガイダンスを算出し、17日~ 27日の結果を検証に用いた。同期間の静力学MSM ガイダンスとの比較を図3.7.3に示す。得られたスレ ットスコアによれば、概ねどの閾値でも中立又は改 善という結果が得られた。バイアススコアについて も、観測事例数の少ない閾値200,400フィートを除 き傾向は変わっていない。検証期間が短いためこれ だけで冬季の性能を結論付けることは難しいものの、 少なくとも静力学MSMのガイダンスに比べて大き な特性の変化が無いことは確認できたと言えよう。

以上のことから今回の予報モデルの移行によって 雲ガイダンスの精度は中立、又は若干の改善となっ たと判断される。



² 成田国際、東京国際、関西国際、大阪国際、新千歳、福 岡、名古屋、那覇、小松、美保、徳島、三沢の各空港



図3.7.1 24時間観測の12空港についてTAF-S雲ガ イダンスから求めたシーリングのスレットスコ ア(上)とバイアススコア(下)。実線(NEW) は非静力学MSM、破線(OLD)は静力学MSM の結果。検証期間は2004年6月1日~30日。

スレットスコア (73地点)







図3.7.3 図3.7.2と同様。ただし検証期間は2004年1 月17日~27日。

3.7.4 利用上の留意点

今回の予報モデルの変更に対して、雲ガイダンス の算出方法は従来のものを踏襲した。このガイダン スを利用するにあたっての留意点を2点指摘してお きたい。まず第1点として、低シーリングの発生頻 度が極端に少ない空港については、係数の最適化が 進まないことが予想されるという点である。低シー リングがごく稀にしか起きない地点の場合、低い雲 については適切な雲量が算出されていない可能性が 高いので、注意深く利用していただきたい。第2点 として、予測式の説明変数がモデルの相対湿度(を 雲量に換算したもの)だけであることである。移流 霧のように、その場所の相対湿度以外の気象要素に 大きく依存する現象に対しては、現在の方法は必ず しも有効ではない。実況監視等、他の情報によりガ イダンスを適切に修正しつつ利用していただきたい。

3.7.5 今後の課題

相対湿度と雲量の関係は、地点、高度、季節等に 依存すると思われるが、現在の方法ではモデル面の 相対湿度から雲量への換算には上層、中層、下層の それぞれにおいて固定的な関係を用いている。モデ ルの相対湿度と雲量の対応関係を地点・季節別に最 適化することで、精度の向上が期待できると考えられる。また、非静力学MSMで導入された雲微物理過 程で得られる水物質予報値の活用についても、並行 して取り組む計画である。

参考文献

- 大林正典, 2000: 航空ガイダンス. 平成12年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-45.
- 大林正典,2002: 雲に関するガイダンス. 平成14年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,50-51.
- 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, 気象庁予報部, 52-57.

3.8 国内航空悪天GPV¹

3.8.1 はじめに

国内航空悪天GPVは、国内の空域悪天情報作成を 支援するための資料である。GPVはMSMモデル面 予報値から作成しており、モデルの持つ鉛直分解能 を最大限に活用している。国内航空悪天GPVは航空 官署に配信されるだけでなく、FAX図(国内悪天12 時間予想図・国内航空路6/12時間予想断面図)作成 の元データとしても使用している。

非静力学MSMの現業化に先立ち、非静力学および 静力学MSMから作成した国内航空悪天GPVの比較 検証を行った結果、非静力学MSM国内航空悪天GPV は、静力学MSM国内航空悪天GPVと同等又はそれ 以上の予測精度を持つことが確かめられた。また、 非静力学モデルの導入に伴いMSMの湿度の予報特 性が変化したことにより(第2.2節) 国内航空悪天 GPVや国内航空路6/12時間予想断面図の湿度や湿域 (露点差が3 以下の領域)の予報特性も変わるこ とが分かった。

本節ではまず、国内航空悪天GPVで独自に作成し ている航空悪天要素である、乱気流指数と積乱雲量 について概要を述べる。次にこれらの要素の検証結 果を示し、非静力学MSM国内航空悪天GPVを利用 する上での留意点を述べる。また、湿度の予報特性 の違いについても述べる。風・気温・相対湿度・降 水量など、MSM本体の検証結果については第2.2節 を参照してもらいたい。乱気流指数の過去の検証結 果等については、大林・榊原(2000)や大林(2001) を参照してもらいたい。積乱雲量の作成手法は高田 (1997)でも述べられているが、現在のものとはや や異なる。

以下では表記を簡単にするため、国内航空悪天 GPVを悪天GPV、非静力学MSMから作成する国内 航空悪天GPVをNHM悪天GPV、静力学MSMから作 成する国内航空悪天GPVをMSM悪天GPVと書く。

3.8.2 航空悪天要素の利用の仕方と作成手法

悪天GPVでは、乱気流指数(Turb)と積乱雲量² (SigCB)を、MSMの要素から作成している。ここでは、これらの要素の利用の仕方と作成手法について概要を述べる。悪天GPVの仕様については、第3.1 節を参照してもらいたい。 (1) 乱気流指数

乱気流指数は、晴天乱気流を予測するための指数 である。現在の乱気流指数は、MSMモデル面予報 値から作成した、風の鉛直シアーを用いている。晴 天乱気流には主に、ケルビン ヘルムホルツ波から 生成されるものと、山岳波から生成されるものの2 種類がある。風の鉛直シアーは、この内、ケルビン

ヘルムホルツ波による乱気流を予測する指標の1 つである。一般に、鉛直シアーが大きいほど乱気流 の発生頻度は高くなる。晴天乱気流は対流雲中の乱 気流と違い、機上での実況把握が困難であるため、 予測精度の向上が望まれている。

乱気流指数は、鉛直方向に2000ft間隔のフライト レベル面で作成している。各フライトレベル面にお ける乱気流指数は、各モデル面間の鉛直シアーを算 出後、その値をスプライン内挿することで求めてい る。MSMモデル面は上層ほど鉛直分解能が低いた め、モデル面上の風を正確に予測できたとしても、 上層ほど実際の鉛直シアーよりも小さな値が求まる 傾向にある。

国内悪天12時間予想図(図3.8.1)は、悪天GPV から作成している。国内悪天12時間予想図では、風 の鉛直シアーが16kt/1000ft以上を並(MOD)、 26kt/1000ft以上を強い(SEV)乱気流発生の目安と して、フライトレベルと共に表示している。非静力 学MSM導入後もこれらの閾値に変更は加えない。 第3.8.3項の留意点を参照した上で、晴天乱気流予測 の指標として利用してもらいたい。

(2) 積乱雲量

積乱雲は、落雷、ダウンバースト、ひょう、乱気 流、着氷など、航空機の離着陸や飛行に支障をきた す現象を伴う。積乱雲量は、これらの悪天をもたら す積乱雲を予測する指標である。

L-ADESS多画面平面図上では、積乱雲量(SigCB)



図3.8.1 国内悪天12時間予想図(FBJP112), 12時間 後のジェット軸、乱気流、積乱雲域の予想を自動作 成し描画している。

¹ 工藤 淳

² 積乱雲量(SigCB)の他に、中層雲量(SigCM)と下層 雲量(SigCL)も MSM から作成している要素ではあるが、 中・下層雲量は、 $0 \sim 10$ の整数値で表される数値予報雲量 (NwpCL, NwpCM)を $0 \sim 8$ の整数値に換算しただけの ものであり、それ以外の変更を加えていないため、ここで は特には触れない。

は0~8の整数値で表されるが、GPVとして出力して いる値には0,2,5,7だけを使用している。各値に対 応させている積乱雲の状態を表3.8.1にまとめた。国 内悪天12時間予想図(図3.8.1)では、GPVを平滑化 した後、積乱雲量が0.8以上である領域を積乱雲域と して表示している。

積乱雲量の決定には、ショワルターの安定指数 (SSI)とMSMで予想された1時間降水量(R1)を 用いている。SSIについては月別に、R1については 月別・GPVの座標別に、各積乱雲量に対応する閾値 を設定し、SSIとR1が共に閾値を上回る場合に積乱 雲ありと予測している。例えば、東京付近でのSSI, R1 の閾値は表3.8.2のように設定してある。

R1については、モデルの予測値を実況に近づける ため、適当な比率を掛けた上で閾値と比較する。比 率は過去の予想値と解析雨量値を比較した結果から 求め、その値は毎回更新している。

$$ratio_{new} = ratio_{old} + \left(\frac{RA}{R1} - ratio_{old}\right) \times w$$
 (3.8.1)

ratio_{new} は更新後の比率、ratio_{old} は更新前の比率、RA は悪天GPVの格子内に含まれる2.5km解析雨量の最 大値、wは重みで0.1に固定してある。これを2初期 値前の6時間予報と3初期値前の12時間予報のR1に 対して行い、新しい比率を決定している³。

3.8.3 検証結果と利用上の留意点

乱気流指数と積乱雲量について、NHM・MSM悪 天GPVの精度比較を行った。ここでは検証結果を示 し、NHM悪天GPVを利用する上での留意点につい て述べる。また、NHM悪天GPVとMSM悪天GPV での、湿度の違いについても述べる。

表3.8.1 積乱雲量に対応させている積乱雲の状態

積乱雲量	説明
0	積乱雲なし
2	ISOL(孤立している)
5	OCNL(明らかに分離している)
7	FRQ(ほとんど、または全く分離していない)

表3.8.2 積乱雲量を決定する閾値の例

宋 尔 门	近ての、谷槙乱	芸里に刈りる1と	日と7月の阈恒
積乱雲量	2	5	7
SSI(1月)	11 以下	4 以下	-1 以下
SSI(7月)	7 以下	0 以下	-5 以下
R1(1月)	約7mm以上	約18mm以上	約36mm以上
R1(7月)	約12mm以上	約30mm以上	約60mm以上

³比率の更新は RA と R1 が共に 0.1mm/h 以上である場合 に行う。RA/R1>30.0 となる場合には RA/R1=30.0 とし、 ratio_{new} <1.0 となった場合には、ratio_{new}=1.0 としている。

(1) 乱気流指数

乱気流指数と比較する実況には、パイロットによ る揺れの通報(カンパニーパイレップ)を用いる。 航空機は、乱気流が予測された場合や、先行してい る航空機が乱気流に遭遇した場合、その空域を避け て飛ぶ傾向にある。このため、検証で一般的に用い られるスレットスコアやバイアススコアではなく、 以下で定義する捕捉率と体積率を用いて検証を行う。

捕捉率 =
$$\frac{T_{in}}{T_{in} + T_{out}}$$
 (3.8.2)

体積率 =
$$\frac{T_{in} + N_{in}}{T_{in} + N_{in} + T_{out} + N_{out}}$$
 (3.8.3)

T_{in}, T_{out}, N_{in}, N_{out} は表3.8.3で定義するカンパニーパイ レップの通報数である。例えばT_{in}は、乱気流指数が ある閾値以上の領域から報じられた、揺れありの通 報数である。捕捉率は、全ての揺れありの通報に対 する、閾値以上の領域から報じられた揺れあり通報 の割合で、体積率は、全ての通報に対する、閾値以 上の領域から報じられた通報の割合である。捕捉率 が大きく体積率が小さいほど、多くの乱気流を限定 した領域で予想したことになり、良い予報と言える。

乱気流指数は、晴天乱気流を対象とした指数であ る。このため検証では、対流雲中の乱気流を除く必 要がある。カンパニーパイレップ通報には、飛行状 態と雲の関係について報じる欄(SK)があるものの、 これを報じてくる通報は少ない。そこで解析雨量を 用いて、対流雲中の乱気流か否かを判別した。悪天 GPVの格子に含まれる2.5km解析雨量のうち、多い 方から5番目の値が3mm以上であった場合、検証対 象から除外した。

図3.8.2, 図3.8.3に、NHM・MSM悪天GPVを用いた乱気流捕捉検証の結果を示す。検証期間は2004年4月~6月の3ヶ月間である。MOD(並)以上の通報を揺れありとし、予報時刻の前後30分間に通報されたカンパニーパイレップをその時刻の実況とした。ここでは全ての予報時間(03,06,09,12,15,18時間)について足し合わせた結果⁴のみ示すが、予報時間別に見てもほぼ同様の傾向が見られた。

図3.8.2は各乱気流指数の閾値毎に、捕捉率を体積 率に対してプロットした図である。捕捉率が大きく

表3.8.3 乱気流捕捉検証に用いる通報数の定義

	揺れあり	揺れなし
閾値以上	T_{in}	N_{in}
閾値未満	T_{out}	Nout

⁴ 揺れありの通報は全通報の1%程度に過ぎない。予報時 間別に検証するとサンプル数が少ないため、ここでは全て の予報時間について足し合わせた結果を示す。



図3.8.2 2004年4月~6月の乱気流検証結果。右上の 点が乱気流指数1kt/1000ftにおける値。左下へ行く に従って、1kt/1000ftずつ乱気流指数が増えて行く。 捕捉率が大きく体積率が小さいほど予報の精度は良い。



図3.8.3 2004年4月~6月の乱気流遭遇率比。平均状 態と比べて、各閾値以上の領域で何倍乱気流に遭遇 したかを示す。

体積率が小さいほど良いので、図で左上にあるほど 良い予報をしていることになる。同じ閾値で比べた 場合、閾値が26kt/1000ft以上では、捕捉率、体積率 ともにNHM悪天GPVがMSM悪天GPVを上回ってい る。その他の閾値では、NHM・MSM悪天GPVの乱 気流捕捉精度は同程度と言える。

図3.8.3に、各閾値での乱気流遭遇率比を示す。乱 気流遭遇率比は、

乱気流遭遇率比 =
$$\frac{T_{in}}{T_{in} + N_{in}} \div \frac{T_{in} + T_{out}}{T_{in} + N_{in} + T_{out} + N_{out}}$$

= $\frac{閾値内の領域で揺れに遭遇する確率}{2 領域で揺れに遭遇する確率}$

と定義される値で、平均的な状態と比べて閾値以上 の領域で何倍揺れに遭遇したかを示す。この期間の 全領域での揺れの遭遇確率は約1.3%であった。閾値 16kt/1000ftでの乱気流遭遇率比は、NHM悪天GPV は約11倍、MSM悪天GPVは約9倍であり、この領域 内で晴天乱気流に遭遇する確率は、NHM悪天GPV



図3.8.4 2004年1月の乱気流検証結果。図の見方は図 3.8.2と同じ。統計期間が短いことに注意されたい。



図3.8.5 2004年1月の乱気流遭遇率比。図の見方は図 3.8.3と同じ。統計期間が短いことに注意されたい。

では約14%、MSM悪天GPVでは約12%となる。閾 値19~21kt/1000ftを除いて、NHM悪天GPVはMSM 悪天GPVと同等以上の結果となった。第2.2節で述 べられているように、非静力学MSMでは上層の風 の予測精度が向上したため、乱気流捕捉精度も向上 したと考えられる。

冬季(2004年1月12日~27日)における同様の検 証結果を図3.8.4、図3.8.5に示す。この期間の検証で は、ほぼ全ての閾値でNHM悪天GPVがMSM悪天 GPVを上回っている。ただし、検証期間が短く乱気 流の事例数が少ないため、結果は参考資料としてい だだきたい。

NHM悪天GPVの乱気流指数を利用する上で、注 意すべき点が一つある。それはある閾値で囲まれる 領域の体積が、NHM悪天GPVとMSM悪天GPVとで 異なることである。このため、例えば国内悪天12時 間予想図(図3.8.1)で囲まれる乱気流領域の面積が 変わってくる。

図3.8.6はMSM悪天GPVに対するNHM悪天GPV の、ある乱気流指数で囲まれる領域の体積比である。 図から、乱気流指数が2~18kt/1000ftでは、MSM悪



図3.8.6 MSM悪天GPVに対する、NHM悪天GPV の、ある乱気流指数で囲まれる領域の体積比。2 ~18kt/1000ftではMSM悪天GPVが囲む体積が 大きく、それ以外ではNHM悪天GPVの体積が大 きい。

天GPVの体積が大きく、それ以外の閾値ではNHM 悪天GPVの体積が大きくなることが分かる。国内悪 天12時間予想図で並(MOD)の乱気流発生予測の 目安としている16kt/1000ftでの体積比は約0.91、強 い(SEV)乱気流発生予測の目安としている 26kt/1000ftでは約1.4であった。このことから、非 静力学MSM導入後は、国内悪天12時間予想図で並 の乱気流予想領域として示される領域の面積はやや 狭くなり、逆に強い乱気流が予想される回数は増加 する、と考えられる。

(2) 積乱雲域

積乱雲域を検証する実況には、雷監視システム (LIDEN)の発雷実況⁵(対地放電のみ⁶)を用いる。 過去の発雷実況を基にLIDENの探知範囲を設定し、 その領域内に含まれる格子点を対象として検証を行 った。発雷のあった地点に最も近い格子点を発雷あ りとし、発雷数は考慮していない。予報時刻の前後 30分間に観測された発雷をその時刻の実況とした。 2004年5月のデータを用いて1時間降水量に掛ける比 率を学習させ、2004年6月~7月の2ヶ月間のデータ で検証を行った。

以下で定義する積乱雲遭遇率比を用いて、積乱雲 域の検証を行う。



図3.8.7 2004年6月~7月の積乱雲遭遇率比。平均状 態と比べて、積乱雲域では何倍積乱雲に遭遇しやす いかを示す。発雷実況から求めた値であるが、積乱 雲中に一様に発雷が分布していると仮定すること で、積乱雲実況から求められるであろう積乱雲遭遇 率比と一致する。

積乱雲遭遇率比 =
$$\frac{FO}{FO + FX} \div \frac{FO + XO}{FO + FX + XO + XX}$$
(3.8.5)

FO, XO, FX, XX は表3.8.4の分割表で定義する。積乱 雲遭遇率比とは、積乱雲が予測された領域で、平均 状態と比べて何倍積乱雲に遭遇しやすいかを示した 値である。積乱雲域と発雷域は異なるため、発雷実 況から与えられる分割表の値(これを FO_{TH} , XO_{TH} , FX_{TH} , XX_{TH} と定義する)と、積乱雲実況から与えら れるべき分割表の値(これを FO_{CB} , XO_{CB} , FX_{CB} , XX_{CB} と定義する)も違ってくる。ただし、積乱雲域の中 で、確率pで一様に発雷が起きていると仮定すれば、

$$FO_{TH} = pFO_{CB} \tag{3.8.6}$$

$$XO_{TH} = pXO_{CB} \tag{3.8.7}$$

$$FO_{TH} + FX_{TH} = FO_{CB} + FX_{CB}$$
 (3.8.8)

$$XO_{TH} + XX_{TH} = XO_{CB} + XX_{CB}$$
 (3.8.9)

という関係が成り立ち、これらを用いると、TH CB という変換に対して積乱雲遭遇率比は不変であるこ とが分かる。すなわち、発雷実況から求めた積乱雲 遭遇率比と、積乱雲実況から求めた積乱雲遭遇率比 は、確率pに依らず等しくなる。

図3.8.7に積乱雲遭遇率比を示す。図から、全ての 予報時刻に対して、NHM悪天GPVはMSM悪天GPV を上回っていることが分かる。全予報時刻で積乱

表3.8.4 積乱雲域検証に用いる予報と実況の分割表

		実	況
		あり	なし
予	あり	FO	FX
報	なし	XO	XX

⁵ 発雷のあった地点には積乱雲があると言えるが、積乱雲 があったとしても発雷があるとは言えない。一般に、発雷 域は積乱雲域に含まれるが一致はしない。発雷域は積乱雲 域を評価するには不十分であるが、現状で入手できる実況 資料の中では、最も積乱雲域との対応がよいと考え、発雷 実況を用いて検証を行った。なお、雲解析情報図の対流雲 域は現在作成されていないため、積乱雲域の実況に用いる ことはできない。

⁶ 対地放電は雲放電と比べて探知範囲が広く観測精度も高い。また、後で述べる発雷の一様性を観測の側から保つためにも、ここでは対地放電のみを用いる。



図3.8.8 2004年7月27日18UTC初期値の国内航空路6時間予想断面図(FXJP106)。(左)MSM悪天GPVから作成した予想断面図。(右)NHM悪天GPVから作成した予想断面図。左図の矢印で示した露点差3 以下の領域が、 右図では見られなくなっている。300hPaより上層での差が顕著であり、それより下層では大きな差は見られない。

雲遭遇率比を平均すると、NHM悪天GPVは4.4、 MSM悪天GPVは4.2であった。

図には示さないが、NHM悪天GPVが予想する積 乱雲域の面積は、MSM悪天GPVと比べて、平均で 約3%小さくなった。これは第2.3節で述べられてい るように、非静力学MSMでは強い降水が集中しや すくなったためと考えられる。

NHM悪天GPVの積乱雲量を使用する上での留意 点は特にない。非静力学MSM導入後も今までと同 等以上の精度が得られると期待される。

(3) 上層の湿域

第2.2節の図2.2.8b、図2.2.9で示されているように、 非静力学MSMでは、静力学MSMと比べて上層の相 対湿度のバイアスが小さくなり、1に近づいている。 また非静力学MSMの相対湿度の平方根平均二乗誤 差(RMSE)は、静力学MSMよりも小さくなって いる。これらの結果から、静力学MSMで過大に表 現されていた上層の湿りが、非静力学MSMでは少 なくなり、改善されたと言える。ただし第2.2.3項で も述べられているように、この差は初期値の作成手 法に起因している可能性が高い。

バイアスが小さくなったことにより、悪天GPVや 国内航空路6/12時間予想断面図(FXJP106,112)で 示される、上層の湿域(露点差が3 以下の領域) の予報特性も変わる。図3.8.8に2004年7月27日 18UTC初期値の悪天GPVから作成したFXJP106を 示す。主に300hPaより上層で、MSM悪天GPVで表 現されている湿域(図中の矢印部分)が、NHM悪 天GPVでは表現されなくなっている。このような違 いは、本事例に限らずほぼ全ての初期値・予報時刻 についても同様に見られた。NHM悪天GPVや予想 断面図の湿域を利用する場合には、特性が大きく変 わったことに注意してもらいたい。

3.8.4 まとめ

本節では主に、乱気流指数と積乱雲量についての 概要と検証結果を述べた。NHM悪天GPVとMSM悪 天GPVを比較検証した結果、乱気流指数、積乱雲域 の精度は同等又はそれ以上であることが確かめられ た。乱気流指数に関しては、ある閾値で囲まれる領 域の体積が、NHM悪天GPVとMSM悪天GPVとで違 うことも分かった。また、悪天GPVや予想断面図で 上層の湿域の表現が変わることも述べた。これらの 特性を把握した上で、今後の空域予報に役立てても らいたい。

参考文献

- 大林正典,榊原茂記,2000: 航空気象予報.数値予報 課報告・別冊第47号,42-43.
- 大林正典, 2001: 航空気象予報支援資料. 平成13年 度数値予報研修テキスト, 47-49.
- 高田伸一,1997: 国内悪天予想資料のCB予測につい て. 平成8年度航空気象予報技術検討会及び航空 気象予報研修,123-126.

3.9 毎時風解析¹

3.9.1 はじめに

毎時風解析は風の3次元的な状態を表す実況監視資料である。メソスケール擾乱の監視や、数値予報と実況 とのずれを検出して予想の修正に役立てることを目的と する。現在はそのデータ特性を把握するための慣熟的 な利用が行われている。利用開始当初は「毎時下層風 解析」と呼ばれていたが、2003年11月に航空ユーザー 向けに上層風も解析するようになったことを契機に「毎 時風解析」という名称に変更された(表3.9.1)。

本節では毎時風解析の概要及び、メソ数値予報モデ ル(MSM)が非静力学MSMに変わったことによる影響 について述べる。

3.9.2 毎時風解析の仕様

毎時風解析では10km格子における風の東西・南北 成分を1時間ごとに解析している(表3.9.2)。解析結果 はMSMと同じ領域・高度面のGPV²として、毎正時30 分頃に予報担当官署及び航空官署のL/A端末へ配信 される(表3.1.1)。また解析で使用した観測値の種類及 びそれぞれのデータ数を運用情報電文として配信して いる。 これとは別に航空ユーザー(航空官署、航空会社等) に対して、より上空までの資料を気象情報提供環境 WEBページで提供している(工藤 2004)。水平風、鉛 直ウィンドシア、等風速線を、5000ft ~ 45000ft (約 850hPa ~ 150hPa)の2000ft間隔の平面図及び主要 航空路や経度線に沿った断面図として見ることができ る。

3.9.3 解析の手法

毎時風解析は、MSMの風の予想値を第一推定値と し、これをウィンドプロファイラ等の観測値で補正して作 成する。補正量は第一推定値と観測値とのずれに重み をかけて求める。この重みは観測点の上で最も大きく、 距離が離れるにつれて小さくなる。ウィンドプロファイラ 等の高層の観測値は観測地点から200km程度、アメダ スは50km程度離れた地点で、重みが観測点付近の概 ね半分になるように調整している。また観測の誤差が考 慮されるため、観測点上でも解析値と観測値とは必ずし も一致しない。解析手法の詳細については酒井(2001) を参照願いたい。

観測値としては、高層風(975hPa等)の解析にウィン ドプロファイラ、ドップラーレーダー、航空機自動観測

	表3.9.1 毎時風解析の履歴	_
2002/01/16 04/17	「毎時下層風解析」という名称で慣熟的な利用を開始 成田・東京(羽田)のDPR利用開始	- WINDAS:ウィンドプロファイラ DPR:ドップラーレーダー ACARS:航空機自動観測
2003/06/12	新千歳・大阪(伊丹)・関西のDPR利用開始	
11/27	ACARS利用開始、WINDASの鉛直間引き間隔を縮小	
	解析範囲を上層に拡張し、名称を「毎時風解析」に変更	
12/11	配信データに地上風を追加	
2004/02/23	運用情報電文の発信開始	
03/18	那覇のDPR利用開始	
06/01	航空ユーザー向け毎時風解析の提供開始	
06/21	台風中心から100km以内のレーダーサイトのDPRの未使用化	
09/01	第一推定値を非静力学MSMに変更	

表3.9.2 毎時風解析の仕	様
----------------	---

解析方法	地上:2次元最適内挿法 上層:3次元最適内挿法(モデル面解析(注))
観測値	地上:アメダス 上層:WINDAS、DPR、ACARS
	ACARSは解析時刻の前後15分間、その他は正時のデータのみを使用。
	DPRはレーダーサイトから50㎞以内にある観測値を使用。台風から100km以内にある
	レーダーサイトの観測値は使用しない。
第一推定値	解析時点における最新のMSM予報値(通常は02~07時間予報)
解析要素	風 (U, V成分)
解析範囲	水平:日本周辺の領域・10km格子 鉛直:約150hPaまで
解析時刻	毎正時(計算開始は毎正時後20分)

注:解析は静力学MSMのモデル面(座標系)で行う。第一推定値は非静力学MSMのモデル面(z*座標系) を 座標系に変換したものを使用する。

1 西嶋 信

² 地上風の配信格子間隔が20kmである点がMSMと異なる。

(ACARS)を、地上風の解析にアメダスを使用している。 地上風の解析と高層風の解析とは独立に行っており、 ウィンドプロファイラ等の観測値は地上風解析に反映さ れないし、逆にアメダスは高層風の解析に影響を与え ない。

(1) ウィンドプロファイラ

全国31か所にある観測点のデータを使用している。ウ ィンドプロファイラは水蒸気が多い方が高い高度まで観 測できるので、平均的には夏季で約6~7km、冬季で 約4km前後の高さまでの観測値が得られる(観測部観 測課高層気象観測室 2003)。鉛直解像度は300m、 最低高度は地上400mである。毎時風解析の開始当初 はこれを600~900m程度の間隔に間引いて使用して いた。その理由は、解析方法である最適内挿法の性質 上、観測値が密集しすぎていると正常に計算できない ためである。しかし下層寒気の移流など下層風の細か な鉛直シア構造をウィンドプロファイラが捉えていても、 鉛直方向に観測値を間引くと毎時風解析には現れない 場合がある。そこで2003年11月27日以降は鉛直間引 き間隔を縮小し、概ね700hPaより下層ではすべてのウ ィンドプロファイラ観測値を使用している³。

(2) ドップラーレーダー

新千歳、成田、東京(羽田)、関西、大阪(伊丹)、那覇 の各空港にあるレーダーサイトの観測値を使用している。 ドップラーレーダーで観測できるのはビームに沿った方 向の風速であるため、まず簡略化VVP法(多田 1994) により東西・南北方向の風速に変換する。レーダーサイ トからの距離が大きくなると変換誤差が大きくなるので、 レーダーサイトから50km以内の観測値のみを解析に 使用する。また台風中心付近のように風向風速が急変 する領域では簡略化VVP法の誤差が大きいため、台 風・熱帯低気圧の中心から100km以内にあるレーダー サイトの観測値は使用していない(2004年6月21日以 降)。

(3) 航空機自動観測(ACARS)

ACARSデータは航空機による気温と風の自動観測 データである(楠・弟子丸 1994)。毎時風解析では風 のみを使用している。航空機の巡航高度である300hPa 付近の観測値が多く、空港付近では500hPa以下の観 測値も得られる。深夜から早朝にかけては飛行する航 空機が少ないためほとんど入電しない。高度が高いとこ ろではウィンドプロファイラの観測値が少ないため、 ACARSデータは上層の解析に大きな効果を与えてい る。

(4)アメダス

アメダスは地上風の解析にのみ使用する。測風塔の

高さによる補正や、MSMモデル地形の標高と実際の標高との違いによる補正は行っていない。

3.9.4 解析の事例(地上風)

非静力学MSMを第一推定値とした地上風の解析事 例を示す。2004年6月30日、上空に寒気を伴ったトラフ (図3.9.1)による対流不安定な状態の中で、静岡県の 駿河湾沿岸では内陸の冷気域と海上からの暖かい南 西風により局地前線が形成され、その付近で強雨が継 続した。静岡の30日の日降水量は368mmで、9時21 分までの1時間に87.5mmの降水を観測した。降水の 最盛期にあたる6月30日9時のレーダー・アメダス解析 雨量を図3.9.2に示す。なお、この事例について非静力 学MSMは3時間降水量10mm程度の降水しか予想し ていなかった(図略)⁴。

同時刻の地上風解析を図3.9.3に示す。降水が集中 している静岡から御前崎にかけての領域(図中の楕円) では、MSM予想値では海上と陸上の風速差による収 束は見られるものの、風向は一様に南西である。一方、 解析値では東北東の風となっていて、太平洋からの南 西風との収束が明瞭に表現されている。このように、モ デルの予想値を最新の観測値で補正することで、より実 況に近い風の分布を得ることができる。

3.9.5 非静力学MSMへの変更による影響

第2.2節でまとめられているとおり、非静力学MSMと 静力学MSMで予想される風の差は小さい。毎時風解 析ではさらに観測値で補正されるので、非静力学MSM への変更による解析値の特性の変化は小さい。

3.9.6 利用上の注意

・毎時風解析が対象とするのはMSMで表現できるスケールの現象である。例えばダウンバーストなど時間・空間スケールが小さい現象は表現できない。

・海上など観測点から離れた領域では補正量が小さく、 解析値はMSM予想値とほぼ同じものとなる。深夜から 早朝にかけての上層もACARSデータが入電しないた め同様である。衛星画像など他の実況監視資料と組 み合わせて使う必要がある。

・アメダスの風観測値は地形の影響を大きく受けるため、 地上風の解析値も地形の影響が大きい。例えば地形 の影響で周囲よりも風が弱い(強い)アメダス観測点が 存在すれば、その周辺の解析値は実際より小さい(大 きい)値となる。

3.9.7 まとめと今後の計画

毎時風解析は3次元的な風の実況監視に有効な資料である一方で、MSM予想値を観測値で補正して作成し

³数か月間のテストで計算異常が発生しないことを確認した 後に変更した。

⁴ 静力学MSMの予想降水量はさらに少なかった。

ていることによる限界もある。現在行われている慣熟的 な利用を通して資料の特性を把握し、実況監視に役立 てていただきたい。

今後はさらに、運輸多目的衛星で作成予定の毎時衛 星風データの利用、解析要素への気温の追加、解析格 子間隔の5km化、解析方法の3次元変分法への変更な ど、より有効な資料にするための改善を行っていく予定 である。

参考文献

- 観測部観測課高層気象観測室, 2003: 局地的気象監 視システム(WINDAS)による高層風観測業務の開 始. 測候時報. 70, 63-118.
- 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.
- 工藤淳、2004: 毎時風解析について、航空気象ノート 第63号, 気象庁航空気象管理官, 33-36.
- 酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成13年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-61.
- 多田英夫, 1994: 1台のドップラー気象レーダーから得 られる風データの数値予報での利用. レーダー観測 技術資料第43号、気象庁観測部, 21-37.



図3.9.1 2004年6月30日00UTC 500hPa高層天気図





図3.9.2 2004年6月30日00UTC レーダー・アメダス解析雨量 前1時間降水量 (5mm/h以上の領域のみを描画)



図3.9.3 2004年6月30日00UTC 地上風 左:解析値とアメダス観測値 右:非静力学MSM地上風予想値とアメダス観測値



4.1メソ解析へのマイクロ波散乱計海上風の利用¹

4.1.1はじめに

衛星に搭載されたマイクロ波散乱計は、マイクロ 波を海面に向けて照射し、海面の風浪に散乱されて 戻ってくる散乱波の強さ(散乱断面積)を観測する 能動型のセンサである。このセンサから得られる海 上風は、数値予報の初期値解析、波浪の監視、天気 図解析などに幅広く利用されている。

メソ解析では、静止衛星の連続画像から推定した 衛星風や NOAA 衛星によって観測した気温の鉛直 分布のほか、2003 年 10 月から衛星搭載マイクロ波 放射計から推定された可降水量と降水強度が利用さ れている(佐藤 2003)。本節では、QuikSCAT 衛星 に搭載されたマイクロ波散乱計 SeaWinds から得ら れる海上風データのメソ解析への利用について述べ る。データ利用実験において有効性が確認されたこ とから、SeaWinds 海上風データは 2004 年 7 月 27 日からメソ解析での利用が開始された。

以下、第4.1.2項でマイクロ波散乱計の観測原理、 第4.1.3項で数値予報での利用状況について触れ、 第4.1.4項で実験概要、第4.1.5項で実験結果につい て述べ、第4.1.6項でまとめを述べる。なお、本節 中の略語については本節末の略語一覧を参照してい ただきたい。

4.1.2 マイクロ波散乱計の観測原理

マイクロ波散乱計は衛星からマイクロ波を海面 に向けて斜めに照射し、海面にできる風浪に散乱さ れて戻ってくる散乱波の強さを観測する測器であり、 海上風を直接観測するわけではない。海上風が弱い ときは、水面に風浪があまり立たず照射したマイク 口波の多くが海面で散乱計の反対側に反射して、散 乱計にはほとんど戻ってこない。逆に風が強く水面 に風浪が多く立っているときは、散乱計に戻ってく る散乱波は相対的に強くなるため、散乱断面積は大 きくなる。また、散乱断面積は海上風の風向によっ ても変化する。マイクロ波を照射する方向に対して 海上風が追い風あるいは向かい風の時に散乱断面積 は大きくなり、横風の時には小さくなる。したがっ て、一つの散乱断面積からは風向と風速を一意に求 めることが出来ない。このため、マイクロ波散乱計 は入射角の異なる複数のマイクロ波を海面に照射す ることにより、風向と風速を求める。マイクロ波散 乱計のより詳細な観測原理については太原(1999) が記述しているので、併せて参照していただきたい。

4.1.3 マイクロ波散乱計データの数値予報での利用

マイクロ波散乱計を搭載した衛星は、現在まで ESA、NASDA (現JAXA)、NASAによって打ち上 げられてきた。このうち、ESA が 1995 年 4 月に打 ち上げた ERS-2/AMI のデータが 1998 年 7 月から 2001 年 1 月まで全球解析で利用されていた。ERS-2 にやや遅れて NASDA が 1996 年 8 月に打ち上げ た ADEOS/NSCAT、2002 年 12 月に打ち上げた ADEOS-II/SeaWinds については、いずれも衛星の 故障により数値予報には利用出来なかった。

今回、メソ解析に利用することになった海上風デ
ータは、NASAが1999年6月に打ち上げた
QuikSCAT/SeaWindsデータであり、全球解析では
2003年5月6日から既に利用されている(大橋2004)。

QuikSCAT 衛星は太陽同期の極軌道を周回して おり、現地時刻で午前6時頃と午後6時頃(日本付 近では21UTCと09UTC頃)に通過する(図4.1.1)。 メソ解析は00,06,12,18UTCの1日4回実行され、 それぞれの解析前6時間から解析時刻までのデータ が使われるため、SeaWinds 海上風データは主に 00UTCと12UTCの解析で利用されることになる。 メソ解析に使うSeaWindsデータは全球解析用と同 じレベル 2B²海上風データで、水平分解能は25km である。その仕様精度は、風速の平方根平均二乗誤 差(RMSE)が2m/s、風向のRMSEが20度とさ



図 4.1.1 2004 年 8 月 20 日の QuikSCAT/SeaWinds によるメソ解析領域での観測分布の例。1 日 2 度の 衛星通過のうち午前軌道における観測分布を示し ている。海上の黒点は観測点を示しており、その端 の数字は観測時刻(UTC)を示している。

¹ 大橋 康昭、今泉 孝男(現:地磁気観測所)

² 衛星データには処理の段階(レベル)に応じて 0~4 の 番号が付けられている。直接の観測量である散乱断面積 (レベル 1)から導出された海上風データはレベル 2B と 呼ばれる。

れている。大橋(2004)、Ebuchi et al. (2002) で のブイや船舶との比較によれば、低風速時に風向の RMSE はやや大きくなるものの、ほぼ仕様通りの精 度を持つことが確認されている。

4.1.4 解析予報サイクル実験

SeaWinds 海上風データをメソ解析で利用した場 合の効果を調べるために解析予報サイクル実験を実 施した。統計的検証として、解析予報サイクル実験 を 2003 年 6 月 3 日から 19 日(夏実験)と 2004 年 2 月 1 日から 15 日(冬実験)のそれぞれ約 2 週間実 施した。また、事例検証として、実験期間中の改善 事例の他に 2003 年 7 月 19 日の九州北部での豪雨事 例を取り上げる。

ここで、実験に用いた海上風データの観測誤差に ついて触れる。メソ4次元変分法では、観測誤差は 予報誤差との比率がそれ以前の解析手法である3次 元最適内挿法で使用されていた値と大きく変わらな いように調節されている(石川・小泉 2002)。本実 験では風速の南北・東西成分の観測誤差として3m/s を設定した。これは静止衛星の連続画像から推定さ れる下層衛星風の観測誤差と同じ設定である。

海上風データを解析で使用するためには、解析の 前に品質管理処理で品質の悪いデータを除去する必 要がある。メソ解析での海上風データの品質管理処 理は全球解析での方法と同様としている(付録を参 照)。この処理を通過した良質とみなされるデータは 間引いて解析に利用される。SeaWinds 海上風デー タの水平分解能は 25km と密であるが、解析にはデ ータ間隔を 50km 以上に間引いて使用した³。

4.1.5 実験結果

以下では、SeaWinds を利用しない実験をコント ロール (Control)、SeaWinds を利用した実験をテ スト (Test) と呼ぶ。

(1) 統計的検証

夏冬二期間の解析予報サイクル実験における降 水予報の検証を行った。10km 格子に平均化した解 析雨量の3時間積算値を真値として計算した降水ス コアを図 4.1.2 (夏実験)、図 4.1.3 (冬実験) に示す。 夏実験では、1mm/3h、10mm/3h、30mm/3h のい ずれの閾値においても、多くの予報時間でスレット スコアが改善している。バイアススコアからは、 10mm/3h、30mm/3h の場合、テストは予報前半に 雨を降らせすぎる傾向を抑えていることがわかる。 1mm/3h でも予報初期の降り過ぎ傾向は抑えている ものの、9から12時間予報にかけて、コントロール よりもやや降水を多く予報する結果となった。冬実 験についても、多くの予報時間でコントロールより もテストのスレットスコアが大きくなっている。バ イアススコアからはテストはコントロールよりも降 水をやや多く予報するという結果となった。

降水予報の検証の他に、SeaWinds 海上風が予報 に与える影響を評価するために、気圧・高度・風・



図 4.1.2 夏実験におけるスレットスコア(上段)とバイアススコア(下段)。左から 3 時間降水量の閾値 1mm,10mm,30mm以上。

³メソ解析では観測誤差相関はないと仮定しているので、 誤差相関が無視できる程度にデータを間引くことが必要 となる。



図 4.1.3 冬実験におけるスレットスコア(上段)、バイアススコア(下段)。左:3 時間降水量の閾値 1mm 以上、右:同 5mm 以上。





気温場のスコアを計算した。500hPa 高度場におけ る対初期値 RMSE を図 4.1.4 に示す。どの予報時間 においても、夏はやや改善、冬は中立であった。そ の他の要素では夏冬ともに RMSE は概ね中立であ った。また、平均誤差(Mean Error)は、850hPa の気温や風の場で若干の改善がみられた。さらに、 日本付近のラジオゾンデ観測を真値とした比較検証 においては、風速の南北・東西成分、気温、高度の いずれもほぼ中立の結果となった(図略)。

(2) 事例検証

解析予報サイクル実験期間中の降水予報について



0.5 0.2 1.0 5.0 10.0 20.0 30.0 100.0 (mm/3h)

改善事例を挙げる。図 4.1.5(a)に 2003 年 6 月 14 日 00UTC を初期時刻とした 3 時間予報を示す。この 事例は太平洋沿岸から東シナ海にかけて前線が停滞 していた例である。コントロールでは四国の南海上 に強い降水帯が見られる。一方、テストでは九州東 部から四国南部にかけてと、四国の南海上に比較的 降水強度の大きい 2 本の降水帯が予想されている。 実況でもこの 2 本の降水帯が観測されており、テス トの方が良く予報できている。停滞前線上の強い降 水の位置は予想が難しい場合があるが、この例は SeaWinds 海上風によって初期場が修正され、強い 降水の位置を的確に予報することができた事例とい える。

冬型の事例として、図 4.1.5(b)に 2004 年 2 月 5 日 00UTC を初期時刻とした 12 時間予報を示す。コ ントロールでは日本海寒帯気団収束帯(JPCZ) に 対応する強い降水帯が能登半島から富山湾にかけて 見られるのに対して、テストでは能登半島の西側の 領域の降水を強めており、実況に近い予想をしてい



図4.1.6 SeaWinds で観測された風と第一推定値との比較。2003年7月18日10UTC頃。黒は観測データ、 緑は第一推定値、赤は品質管理処理により除去され たデータを示している。短矢羽は5ノット、長矢羽 は10ノットを示している。茶色破線はシアーライン を示している。

ることがわかる。このように、冬の事例についても 降水表現が良くなった事例が見られた。

次に、2003 年 7 月 19 日九州北部での豪雨の事例 を挙げる。図 4.1.6 に 2003 年 7 月 18 日 10UTC 頃 の SeaWinds 海上風データと第一推定値との比較を 示す。これを見ると、九州西海上では第一推定値は 海上風向が概ね南南西となっており明瞭なシアーラ インは見られない。一方、SeaWinds の観測データ では五島列島付近から南西に伸びる明瞭なシアーラ イン(ラインの南側では南南西、北側では西南西風) が見られる。衛星雲画像ではこのシアーライン付近 に対応する雲列が見られた(図略)。このように、第 一推定値で表現されないシアーラインが SeaWinds によって的確に観測され、そのことによって第一推 定値を適切に修正することが可能となる。

図 4.1.7 は 2003 年 7 月 18 日 12UTC を初期時刻 とする 9 時間予報の前 1 時間降水量と地上風の予報 を示している。テストでは、シアーラインに対応し て五島列島付近の降水帯がより強く表現されており、 レーダーアメダス解析雨量に近いことがわかる。

4.1.6 まとめ

QuikSCAT 衛星に搭載されたマイクロ波散乱計 SeaWinds から得られる海上風データをメソ解析で 利用した場合の効果を調べる目的で解析予報サイク ル実験を行った。実験においては夏冬共に降水のス レットスコアの改善が見られ、事例検証で降水の表 現の改善が見られた。以上の結果から、メソ解析に おける SeaWinds 海上風の利用が 2004 年 7 月 27 日から開始された。

今後も新規衛星データを利用することによる初 期値精度の向上は重要な課題である。1999年に打ち 上げられた QuikSCAT 衛星の設計寿命は当初3年 とされていたが、現在まで概ね安定した運用が続い て順調にデータが配信されている。しかし、衛星の 老朽化によって観測が途絶えることが危惧されてい る。

次に利用可能なマイクロ波散乱計としては 2005 年に ESA が打ち上げる METOP 衛星に ASCAT が



図 4.1.7 2003 年 7 月 18 日 12UTC を初期値とした(a)コントロール、(b)テストの 9 時間予報の前 1 時間降水 量(mm)と地上風。(c)は対応する時刻の 1 時間積算レーダーアメダス解析雨量。
搭載される予定である。船舶やブイによる観測の少 ない海域における貴重な海上風データが途切れるこ とのないよう、ASCAT のデータ配信開始に備え、 利用開発を進める予定である。

今後、散乱計データをさらに有効に利用するため には、利用するデータのレベルの検討や品質管理手 法の改良が必要である。初期値解析や予報に与える 効果や計算効率などを考慮しながら直接の観測量で ある散乱断面積の利用や観測演算子の改良など、散 乱計データを有効に利用するための手法の開発を進 める予定である。

[付録] SeaWinds 海上風データの品質管理処理

SeaWinds 海上風データの品質管理処理の流れを 図 4.1.8 に示す。配信されるレベル2B データには、 散乱計で観測した散乱断面積から導出された複数 (各観測点につき 2~4 個)の海上風ベクトル候補 が含まれている。これらの海上風候補は、風速はほ ぼ等しく風向が約90度ずつ異なることが多い。ま ず、配信元である NOAA/NESDIS が付加した品質 情報に基づいて、品質の悪いデータを除去する。強 い降水域では、雨粒によって生じるノイズのためデ ータの精度が落ちる。このため、強い降水域のデー タには雨フラグが付加されており、このフラグが付 いたデータを除外する。また、陸上や海氷上のデー タも除外する。続いて、複数の海上風候補からもっ ともらしい一つを選択する「あいまいさの除去」を 行う。この処理では、MSM の第一推定値に最も近 い風ベクトルを選択する「ナッジング」と、平滑化 フィルタの一つで周辺の風ベクトルと類似する風を |選択する「メジアンフィルタ」を利用する。その後 で第一推定値との比較による風速チェックと風向チ エックを行う。風向チェックの処理ではグループ QC と呼ばれる手法を用いている。これは、海上風 データを個々に検証するのではなく、隣接するデー タ同士をまとめてグループ化し、面的に第一推定値 と比較検証を行う手法である。これにより第一推定



図 4.1.8 QuikSCAT/SeaWinds データ処理の流れ図。

値と海上風データ観測値から推定される低気圧の位 置が多少ずれるような場合に、低気圧中心付近の第 一推定値との差が大きなデータでも意味のある海上 風データとして同化に利用できるようになる。

参考文献

- 石川宜広,小泉耕,2002:メソ4次元変分法.数値予 報課報告・別冊第48号,気象庁予報部,37-59.
- 大橋康昭,2004: マイクロ波散乱計海上風の同化. 数値予報課報告・別冊第 50 号. 気象庁予報部, 105-109.
- 佐藤芳昭,2003: メソ解析へのマイクロ波放射計デ ータ同化. 平成15年度数値予報研修テキスト,気 象庁予報部,7-12.
- 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.
- Ebuchi, N., H. C. Graber and M. J. Caruso, 2002: Evaluation of wind vectors by QuikSCAT/ SeaWinds using ocean buoy data. J. Atmos. Oceanic Technol., 19, 2049-2062.

略語一覧

- ADEOS: Advanced Earth Observing Satellite (環 境観測プラットフォーム技術衛星「みどり」)
- ADEOS-II: Advanced Earth Observing Satellite II (ADEOS の後継機「みどり 2 号」)
- AMI: Active Microwave Instrument (能動型マイク ロ波機器)
- ASCAT: Advanced Scatterometer (改良型散乱計)
- ERS: European Remote-Sensing Satellite (欧州リ モートセンシング衛星)
- ESA: European Space Agency (欧州宇宙機関)
- JAXA: Japan Aerospace Exploration Agency (宇宙 航空研究開発機構)
- METOP: Meteorological Operational Polar Satellite (極軌道気象現業衛星 (欧州))
- NASA: National Aeronautics and Space Administration (米国航空宇宙局)
- NASDA: National Space Development Agency of Japan (宇宙開発事業団、現 JAXA)
- NESDIS: National Environmental Satellite Data, and Information Service (NOAA の環境衛星・ 資料情報局)
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration (米国海洋大気庁)
- NSCAT: NASA Scatterometer (NASA 散乱計)
- QuikSCAT: Quick Scatterometer (マイクロ波散乱 計 SeaWinds を搭載した衛星)
- SeaWinds: マイクロ波散乱計(QuikSCAT および ADEOS-II に搭載)

4.2 メソ解析へのドップラーレーダー動径風の利用¹

4.2.1 はじめに

ドップラーレーダーは、降水粒子からの反射信号 のドップラーシフトを利用して降水粒子の移動速度、 すなわち降水粒子を動かす空気の速度(風速)を観測 することができる。ただし、ドップラーシフトを利 用するという観測の性質上、レーダービームに沿っ た方向の風速成分しか測定することができない。ま た、レーダーエコーが存在しない場所のデータは得 られない。ドップラーレーダーによって得られるビ ーム方向の風速を本節では「動径風」と呼ぶ。

気象庁では、現在、6箇所(新千歳、成田、東京[羽 田]、大阪[伊丹]、関西、那覇)の空港にドップラーレ ーダーを設置しており(石原 1997;石川・井高 1997)、 レーダーから120kmの範囲内で得られる動径風デ ータは、現地での監視業務に使用されているほか、 ビーム方向5km間隔・方位角5.625度間隔の平均値² の形でNAPSに送られている。また、簡略化VVP法³ によって風ベクトルに変換されたデータもNAPSに 送られ、毎時風解析に利用されている。

ドップラーレーダーでは降水域内のメソスケー ルの風の分布を観測することができるため、これを 数値予報モデルに適切に同化することができれば、 モデルによるメソ擾乱の表現が改善し、ひいては降 水予報の改善につながることが期待される。

本節ではメソ解析で動径風を利用する際の同化 手法の概要と、予備的な実験の結果について述べる。

4.2.2 同化手法の選択

ドップラーレーダーの風データをメソ解析で利 用しようとする場合、2つの方法が考えられる。一 つは簡略化VVP法で求められた風ベクトルを利用 する方法、もう一つは動径風を変分法によって直接 同化する方法である。毎時風解析の場合は同化手法 が最適内挿法であるため、前者の方法しか使えない が、メソ解析は4次元変分法を採用していることか ら、動径風を直接利用することも可能になっている。 変分法では

 $J = (x - x_b)^T \mathbf{B}^{-1} (x - x_b) + (y - Hx)^T \mathbf{R}^{-1} (y - Hx)$ という評価関数を最小にすることで解析値xを求める。ここで、 x_b は第一推定値、yは観測値、Hは解析 変数を観測値と同じ物理量に変換する演算子である。 また、B,Rはそれぞれ第一推定値の誤差共分散行列 と観測データの誤差共分散行列を表す。つまり、動 径風のように解析変数に変換することのできない物 理量であっても、解析変数から観測物理量への変換 ができさえすれば、変分法による同化は可能である。

数値予報課では、平成14年度に、簡略化VVP法で 求められた風ベクトルをメソ解析で使用するための 調査を行ったが、このときの調査ではメソ予報を改 善した事例と改悪した事例が両方あらわれ、統計的 な評価では改善は認められなかった。簡略化VVP法 は「ある大きさの空気塊の中の風が一様である」と いう仮定に基づいているが、この仮定が満たされて いる度合いがまちまちで、データの品質にばらつき があったことが、改善の得られない一因と推測され る。特に、台風中心付近など循環の強いところでは 上の仮定が全く成り立たず、実況とはかけ離れた風 が算出される、という事例も報告されたため、メソ 解析での簡略化VVP風データの利用は見送られ、平 成15年度からは動径風の直接同化のための開発を 進めてきた。

なお、気象研究所において、すでに同様の調査が 進められており(Seko et al. 2004)、本節の調査にお いてもその成果は大いに参考にさせていただいた。

4.2.3 データの利用方法の詳細

NAPSに送られている動径風のデータには、ボリ ューム平均の動径風速の他に、平均をとるボリュー ム内のサンプル数、動径風速の標準偏差、風速の最 大値と最小値との差、といった要素が含まれている。 データの品質管理に際しては、これらの情報を利用 することとした。

具体的には、Seko et al.(2004)などを参考に、下 記の条件に該当するデータを同化に使わないように した。

- (1) ボリューム内のサンプル数が10未満のとき
- (2) ボリューム内の風速の標準偏差が10m/s以上 のとき
- (3) ボリューム内の風速の最大値と最小値との差が10m/s以上のとき
- (4) レーダーから10km以内のデータ
- (5) 仰角5.9度以上のデータ
- (6) 観測値と第一推定値の差が10m/s以上のとき
- (7) 周囲のデータの平均値との差が10m/s以上の とき
- (8) 風速が5m/s以下のデータ

(1)(2)(3)は、与えられた動径風速がボリューム内の 平均値として妥当かどうかを判断するための条件で ある。(4)はレーダービームの後方散乱によるノイズ を避けるため、(5)は降水粒子の落下の影響を避ける

¹ 小泉 耕

² 平均をとるビーム方向5km、方位角5.625度単位の領域 を本節では「ボリューム」と称する。

³1台のドップラーレーダーの動径風速分布から風ベクト ル分布を推定する方法の一つ。ある空間の中で風向風速が 一定であることを仮定する。



図4.2.1 2003年9月10-12日の間に観測された関西空港レ ーダーの動径風速(横軸)と観測点に内挿した第一推定値 (静力学MSM予報値)による動径風速(縦軸)。

ために設定した。(6)はいわゆるグロスエラーチェッ クである(グロスエラーチェックの考え方について は大野木(1997)を参照)。(7)は孤立した異常値を排除 するためのもので、具体的には動径方向10km以内、 方位角11.25度以内のデータの平均値との比較を行 っている。

(8)についてはやや特殊な事情があるため、以下に 詳述する。図4.2.1に見られるように、一部のレーダ ーで、動径風速が約5m/s以下のデータについて、第 一推定値との相関がほとんど0になるという現象が 現れた。観測データとモデルの第一推定値が、同一 の真値の周りに正規分布しているとすれば、真値の 変動に応じた観測値と第一推定値の変動は互いに相 関を持つのが自然である。また、無相関になる範囲 が観測値によって決まっていることから、観測値に 何らかの問題があるものと推定した⁴。当面は、これ らのデータを使用することによる解析品質の悪化を 避けるため、風速5m/s以下のデータを不使用とした。

NAPSに送られているデータの時間間隔は10分 であるが、同化には毎正時のデータのみを用いてい る。また、メソ解析の4次元変分法で計算されるイ ンクリメント(第一推定値に対する修正量)の格子間 隔が20kmであることを考慮し、データ間隔が20km 以上になるように間引きを行っている。

レーダーデータはビームの広がりがあるために、 一つの観測値はビームがカバーする範囲の平均量と なっている。ビームの水平方向の広がりはモデルの 格子間隔に比べて無視できると考え、一点の観測と して扱うが、鉛直方向についてはビームが複数のモ デル鉛直層にかかる場合があり、その場合には一つ の観測データの情報を複数の層に分配する必要があ



図4.2.2 1mm/3時間をしきい値とする3時間積算降水量予 報のスレットスコア(上)とバイアススコア(下)。横軸は 予報時間をあらわす。モデルの格子点(格子間隔10km) ごとに解析雨量を平均したものを真値とした。実線はド ップラー動径風を同化した初期値からの予報。点線は動 径風を同化していない初期値からの予報。



図4.2.3 図4.2.2と同じ。ただし10mm/3時間をしきい値と する場合。

⁴ 地形エコーを除去するために用いられているアルゴリ ズムに起因する問題という説が有力で、現在、詳細につい ての調査が行われている。



0.2 1 5 10 20 30 mm/3hour 図4.2.4 2003年10月12日18UTCを初期値とする0-3時間の3時間積算降水量予報。左は動径風を同化してい ない初期値からの予報、中央は解析雨量、右は動径風を同化した初期値からの予報。



図4.2.5 2003年10月12日18UTCのMSM初期値における925hPaの風。左から動径風を同化していない初期値、動径風を 同化した初期値、動径風を同化した初期値から同化していない初期値を差し引いたもの。ただし、右端の図では風ベ クトルの差の大きさが2m/s未満の矢羽根は描画していない。右端の図の黒丸は、関西空港および大阪空港のドップラ ーレーダーによる900hPaより下の動径風データの位置。

る。本検討では、Seko et al.(2004)を参考に、ビーム強度がビーム中心からの距離のガウス分布に従う と仮定し、ビーム中心の上下各3層でのビーム強度 を重みとした重み付き平均を行う操作を観測演算子 の鉛直内挿部分に組み込んだ。

4.2.4 同化実験の結果

那覇空港のデータがNAPSで安定して利用でき るようになった2003年10月以降の期間について、動 径風を同化して静力学MSMによる予報を行い、動径 風を同化していない場合の予報と比較した。ただし、 計算機資源の制約があるため、全期間にわたって解 析・予報サイクルを実行することはせず、レーダー エコーが比較的多く観測されている時期を切り出し て解析・予報サイクル実験を行った。具体的な日付 は以下の通りである。

- 10月 1-3,11-15,22-24日
- 11月 2-5,9-12,19-20,24-30日
- 12月 1-6日

1日4回(00,06,12,18UTC)の初期値から18時間予報 を行い、3時間積算降水量のスレットスコアを 1mm/3時間と10mm/3時間のしきい値について計算 した(図4.2.2, 4.2.3)。弱い雨については動径風によ る改善の度合いはわずかだが、10mm/3時間以上の 雨については6~12時間予報についてスコアが明ら かに高くなっており、改善の効果が見られる。ただ し、この期間には強雨の事例があまり含まれておら ず、事例数も統計的評価には不十分と思われるので、 更に実験を継続する必要がある。

予報が改善した例を図4.2.4に掲げる。動径風を同 化した初期値からの予報では、兵庫県北部から若狭 湾にかけてのレインバンドが比較的実況に近く表現 されている。初期値における下層風の違いを見ると (図4.2.5)、兵庫県東部を縦断して若狭湾に流れ込む 南よりの風が、動径風を同化した初期値では強めら れていることがわかる。ただし、両者の差の大きな 領域は、必ずしもこの時刻の観測が存在する場所で はないことから、解析・予報サイクルを通じた情報 の伝搬によって場の修正が行われたことがわかる。

4.2.5 今後の課題

前項でも述べたとおり、更に事例を蓄積して動径 風利用のメソ予報への効果を確認する必要がある。 また、第4.1節で述べられているとおり、メソ解析で は衛星散乱計データが新たに使用されるようになっ たため、衛星散乱計が使われている環境での動径風 のインパクトを調査することも重要である。このた め、最新のメソ解析での実験を実行中で、今年度中 の現業利用開始を目指している。なお、これらの実験では予報モデルとして静力学MSMを用いているが、初期値の改善による予報の改善の傾向は、静力学MSMと非静力学MSMとで大きく異なることはないと考えている。

本稿では降水予報の改善についてのみ述べたが、 動径風データから得られるのは風の情報なので、風 の予報の改善も期待できるはずである。しかし、ラ ジオゾンデ観測との比較(図略)では、特に風の予報 の誤差は減少していなかった。事例数が十分でない ことが第一の原因と思われるが、加えて、

- ・動径風による改善は、ラジオゾンデでは捉えられ ない細かいスケールの風分布に対してのみ働き、 総観規模の流れにはあまり影響がない
- ・動径風による改善の効果は長時間持続せず、6時 間間隔のラジオゾンデ観測では充分とらえるこ とができない
- といった可能性もある。ウィンドプロファイラ

(WINDAS)との比較を行うなど、細かいスケールでの風予報の検証方法を構築する必要がある。

参考文献

- 石川生明, 井高孝志, 1997: 運用を開始した空港気 象ドップラーレーダー(構成・機能編), レーダー観 測技術資料第46号, 27-42.
- 石原正仁, 1997: 運用を開始した空港気象ドップラ ーレーダー(解説編), レーダー観測技術資料第46 号, 1-26.
- 大野木和敏, 1997:外的整合性チェック,数値予報 課報告・別冊第43号, 31-33.
- Seko, H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi and T. Iwabuchi, 2004: Impacts of GPS-derived Water Vapor and Radial Wind Measured by Doppler Radar on Numerical Prediction of Precipitation, *J. Met. Soc. Japan*, 82, 473-489.

付録 本書で用いている主なスコアの定義

「報と夫仇の方討衣				
		実況		
		あり	なし	計
予	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	F
報	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	
計		0		Ν

予報と実況の分割表

Threat Score (スレットスコア)= FO / (FO + XO + FX) Bias Score(バイアススコア) = (FO + FX) / (FO + XO) ETS(Equitable threat score) = (FO-random) / (FO + XO + FX-random) random = F×O / N (無技術予報による適中数) 予報数 = F 観測数 = O 捕捉率 = FO /(FO + XO) ×100(%) 一致率 = FO /(FO + FX) ×100(%)