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.