4.1 観測データ利用の改良¹

4.1.1 レーダー反射強度の同化手法の改良

(1) はじめに

メソ解析では、2011年6月から、気象レーダーの レーダー反射強度から推定された相対湿度を擬似観測 として同化し、メソモデルの初期値を作成している(幾 田 2011)。また、2013年6月には、この推定手法の改 良を行った。本項では、この2013年6月の改良によ る、メソモデルの降水予測の改善について報告する。

(2) 変更の概要

メソ解析で擬似観測データとして同化している相対 湿度は、反射強度観測とモデルの予測値を用いて、ベイ ズの定理に基づき推定されたものである(幾田 2011)。 以下では、その推定方法の概略と2013年6月に現業シ ステムに導入された改良に関する変更点を述べる。

まず、モデルの予測値をレーダーシミュレータ(幾田 2011)に与えて、反射強度をシミュレートし、反射強 度と相対湿度の関係をデータベース化する。次に、反 射強度観測が与えられた場合に、任意の相対湿度が得 られる条件付き確率をこのデータベースから作成する。 そして、得られた条件付き確率密度関数から、統計的 に尤もらしい相対湿度を推定する。今回は、この推定 方法の改良を行った。

従来の推定方法は、Olson et al. (1996)、Caumont et al. (2010) に従って、条件付き確率密度関数を重み として、取り得る状態を重み付き平均することで、期 待値を求め、相対湿度を推定していた。しかし、この 重み付き平均は、標本数が少ない場合に、推定精度が 低下しやすいことに加え、入力値として強い反射強度 観測が与えられた場合に、相対湿度の推定値を過小評 価する傾向があった。そこで、条件付き確率密度関数 にガウシアンカーネルを適用し広がりを持たせ、カー ネル密度推定を行い、滑らかな確率密度分布を求め、 その分布から尤度最大となる相対湿度を探索する方法 を考案し実装した。この新たに開発したカーネル密度 推定を用いた相対湿度の最尤推定を行うことで、従来 手法にあった相対湿度を過小評価する傾向が解消され、 強い降水の予測精度が向上した。

(3) 降水予測への影響

2012年6月22日から7月29日を統計期間とした初 期時刻から予報時間15時間までの降水予測検証結果を 図4.1.1 および図4.1.2 に示す。ここで、CNTLとは、 相対湿度推定に従来の手法を用いた実験を指し、TEST とは、相対湿度推定に新しい手法を用いた実験を指す。 図4.1.1 は、エクイタブルスレットスコア(ETS)であ



図 4.1.1 2012 年 6 月 22 日から 7 月 29 日を統計期間とした FT=15 までの 3 時間降水量予測値のエクイタブルスレッ トスコア。横軸は降水強度の閾値、緑破線は CNTL、赤実 線は TEST の結果を示す。下段はそれぞれのスコアの差 (実線)とその 95%信頼区間(エラーバー)を示す。



図 4.1.2 バイアススコア。それ以外は、図 4.1.1 と同様。

り、図 4.1.2 は、バイアススコア (BI) である。各図下段 のエラーバーは、CNTL と TEST に差が無いことを帰 無仮説とした場合の 95%信頼区間である。この 95%信 頼区間は、ブロックブートストラップ法 (Wilks 1997) により求めたものである。ETS と BI は、TEST の方 が CNTL よりも 1 に近い。また、それぞれの信頼区間 は、閾値 50 mm/3h の ETS を除き、閾値 10 mm/3h 以上で帰無仮説の棄却を支持しており、相対湿度推定 手法の改良による降水予測の改善は、統計的に有意で あると言える。

次に、推定手法の改良によって、降水予測がどのように改善するのか、豪雨事例の降水分布予測の結果を 用いて説明する。図 4.1.3 は、平成 24 年 7 月九州北部 豪雨の事例で 2012 年 7 月 11 日 18UTC を予測対象時 刻とした、CNTL と TEST の降水予測および解析雨 量である。まず、九州北部地方に着目すると、CNTL の降水予測値は過小であり降水域も広く予想されてい

¹ 第 4.1.1 項 幾田 泰酵、第 4.1.2 項 江河 拓夢、第 4.1.3 項 守谷 昌己・大和田 浩美・山下 浩史・江河 拓夢

る。しかし、TESTでは、九州北部地方の降水の集中が 再現され、降水予測値および降水分布が解析雨量に近 づいていることが分かる。また、中国地方から日本海 中部に延びる梅雨前線が解析されており(図略)この 付近の降水系に着目すると、中国地方の山地や海上で CNTLよりもTESTの方が降水域を広げており、広域 に見てもTESTの降水予測の方が解析雨量に近づいて いる。この事例で見られる降水予測特性の変化は、ス コア図 4.1.1 および図 4.1.2 で示された降水予測頻度の 増加および精度向上という検証結果と整合的であるこ とが分かる。



図 4.1.3 2012 年 7 月 11 日 15UTC 初期値の FT=3 におけ る (a) CNTL と (b) TEST の海面更正気圧、地上風、3 時 間降水量予測値の分布、および (c) 対応する時刻の解析雨 量 3 時間積算値。

(4) 改良による効果と留意点

2013年6月に、メソ解析において気象レーダーの レーダー反射強度から推定される相対湿度の推定手法 の改良を行った。

この推定手法の改良によって予報精度の改善が期待 される主な気象現象は、強い降水を伴った前線や台風で ある。その理由の1つとしては、これらの現象では、予 報対象地域に降水系が到達する以前に、気象レーダー で降水が観測できる場合が多く、初期値作成時にレー ダー反射強度観測から推定された相対湿度データを数 多く同化できることが挙げられる。特に、今回の改良 は、災害を引き起こす可能性の高い強い降水に対する 予測精度を改善する。つまり、今回の改良は、前線や 台風に伴う強い降水の予測において、防災情報の提供 支援という観点から、予報現業におけるメソモデルの 有用性の向上に寄与したと考えられる。

ただし、本手法は、原理的に、気象レーダーで降水 が観測されていなければ、初期値が修正されないため、 急激に発達する積乱雲等の現象の予測精度に効果はな い。また、雪や霰など固体降水については、モデルによ る固体降水の予測誤差が大きく相対湿度の推定は行っ ていないため、冬季の降雪予報に対しては効果がない。 予報作業を行う上で、これらの特徴に留意していただ きたい。

なお、この固体降水の反射強度の扱いは、本項で述 べた相対湿度推定手法の改良以前からの課題である。 この課題の解決と冬季の予測精度の向上を目指し、固 体降水の反射強度利用の高度化に関する開発を鋭意進 めている。

4.1.2 GCOM-W 衛星搭載のマイクロ波イメージャ AMSR2 の利用開始

(1) はじめに

2012 年 5 月 18 日に独立行政法人宇宙航空研究開発 機構 (JAXA²) が打ち上げた水循環変動観測衛星「しず く」(GCOM-W³) にはマイクロ波イメージャAMSR2⁴ が搭載されている。AMSR2 による観測は同年 7 月 3 日に開始され、2013 年 1 月 25 日に一般にデータの配 信が開始された。

気象庁では、2013年9月12日から全球およびメソ 数値予報システムでマイクロ波イメージャAMSR2の 利用を開始した。本項では、利用を開始するにあたっ て行った調査について紹介する。

(2) マイクロ波イメージャの利用

マイクロ波イメージャは、大気中では主に対流圏下 層の水蒸気に感度を持つ測器である。2014年7月現在、 AMSR2のほか、米国のDMSP⁵衛星16,17,18号搭載

² Japan Aerospace Exploration Agency

 $^{^3\,}$ Global Change Observation Mission - Water

⁴ Advanced Microwave Scanning Radiometer-2

⁵ Defense Meteorological Satellite Program

の SSMIS⁶、および JAXA と米国航空宇宙局 (NASA⁷) の共同計画である TRMM⁸ 衛星搭載の TMI⁹ のデータ が全球解析およびメソ解析で同化利用されている (江 河・計盛 2009; 計盛 2011)。AMSR2 は米国の地球観測 衛星 Aqua 搭載の AMSR-E¹⁰ の後継機である。AMSR-E のデータは 2011 年 10 月の運用終了まで全球解析お よびメソ解析で利用されてきた。

DMSP 衛星および GCOM-W 衛星は太陽同期の極軌 道をとる。すなわち、衛星の軌道面と太陽光線のなす 角度が一定に保たれ、上昇軌道あるいは下降軌道の間、 それぞれほぼ一定の現地時間で観測を行う¹¹。AMSR2 は、AMSR-Eの運用終了以降マイクロ波イメージャデー タの観測空白域となっていた軌道をカバーする重要な データとなっている(図 4.1.4)。

(3) データ品質調査

同化で利用される AMSR2 観測データ(18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz 帯垂直偏波チャンネル輝度温度)の精 度を、観測値と全球モデルの第一推定値との差を用い て確認した。対第一推定値でバイアスはあるものの、 変分法バイアス補正(佐藤 2007)を用いることで、現 在数値予報に同化利用されている TMI データや、過去 (2011 年 8 月)における AMSR-E データの検証結果と 遜色のない結果が得られた(図 4.1.5)。

(4) 品質管理の強化

AMSR2のデータ利用のための前処理では、AMSR-E で利用していたもの(佐藤・江河 2007; Kazumori 2014) と同様のアルゴリズムを用いるが、品質管理を強化す るとともにデータのさらなる有効利用を図るため、以 下に述べる変更を加えた。なお、このうち一部は他の マイクロ波イメージャデータにも適用している。



図 4.1.4 2014 年 9 月 30 日における、マイクロ波イメージャ データの太陽の自転成分を除いた観測分布(数字は現地時 間)。紫色が GCOM-W/AMSR2 を示す。

- $^{\rm 6}\,$ Special Sensor Microwave Imager Sounder
- $^{7}\,$ National Aeronautics and Space Administration
- ⁸ Tropical Rainfall Measuring Mission
- ⁹ TRMM Microwave Imager
- ¹⁰ Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS

- ・北米沿岸の電波干渉を受ける地域のデータ排除 北米沿岸では2007年から米国の商業衛星の電波干 渉を受けることがあった (Yan and Weng 2008)。 この領域で誤差が大きいことが確認されたため排 除することとした。
- ・鏡面反射の影響を受けるデータの排除
 太陽光の海面での鏡面反射は、低周波数帯(6.925, 10.65 GHz 帯)における観測に影響があることが
 知られている。現在利用しているチャンネル(18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz 帯垂直偏波)では、必ずしも
 大きな影響はないはずだが、より精密な品質管理
 とするため、排除した (Kazumori 2013)。
- ・より詳細な海陸判定ファイルの利用 AMSR2の地上分解能(瞬時観測視野)は、もっと も細かい 89.0 GHz で 5 km、18.7 GHz では 22 km とされる。実際には、より外側からの放射(サイド ローブ)も混入する。これまでマイクロ波イメー ジャデータ利用のために用いてきた海陸判定ファ イルは、観測視野150kmを想定して作成されたも のであった。海陸判定ファイルを用いて 0.01%以 上の陸域が含まれると判定された観測点は利用し ていない。このため陸の影響を受けると想定され る領域が広くなり、結果、沿岸のデータを十分利用 できないことがあった。メソ解析では、サイドロー ブの影響よりも、より海岸に近い細かいスケール の情報も利用できる利点の方が大きいと考え、こ れを 50 km 想定のものに変更した。なお、全球解 析ではこれまでと同じ判定ファイルを用いる。
- ・最新の可降水量、雲水量推定アルゴリズムの利用 マイクロ波イメージャデータの品質管理には、同 データから推定される可降水量や雲水量も利用し ている。その推定アルゴリズムには JAXA との共 同研究で作成された最新のもの (Kazumori et al. 2012)を利用した。

(5) サイクル実験の結果

AMSR2を同化利用した全球サイクル実験の結果、特 に海洋域の割合の大きい南半球で水蒸気場の改善が確 認できた。図 4.1.6 に、夏季 (2012 年 8 月) および冬季 (2013 年 1 月) それぞれ 1 か月ずつの期間で、南半球に おける比湿の予測場の対ラジオゾンデ観測での検証結 果を示す。AMSR2 を追加したテスト実験 (TEST) で は、コントロール実験 (CNTL) よりも RMSE が減少 する傾向が示されている。なお、気温や 500 hPa 高度 場などの予測については中立であった (図略)。

メソサイクル実験でも対ラジオゾンデ観測での検証 を行い、水蒸気場へのインパクトが確認できた(図略)。 また、降水の予測でも改善が見られた。対解析雨量で の前3時間積算降水量の検証ではエクイタブルスレッ トスコア、バイアススコアともに有意な改善を確認で きた(図 4.1.7)。

¹¹ TRMM 衛星は太陽非同期の軌道をとり、異なった現地時 間で観測を行うことができる。



図 4.1.5 観測値と第一推定値の差のヒストグラム。上段が AMSR2(2012 年 8 月)、中段が TMI(期間は AMSR2 に同じ)、 下段が AMSR-E(2011 年 8 月)。各列が観測周波数帯を示し、例えば図中の 18.7V は 18.7 GHz の垂直偏波。青線がバイア ス補正前、赤線がバイアス補正後。



図 4.1.6 南半球(20°S 以南)での比湿のラジオゾンデ観測に対する、TEST(AMSR2 あり)と CNTL(AMSR2 なし)の RMSE の差。左は 2012 年 8 月、右は 2013 年 1 月。図の枠外右側に示すように、予報時間別に色を分けて表示している。負 値(赤色側)は、TEST の方が観測値に近いことを意味する。



図 4.1.7 解析雨量で検証した、前3時間積算降水量の検証結果。検証格子の大きさは20km で、日本の陸上の格子のみを用 い、格子内平均を検証対象としている。赤線がTEST、緑線がCNTL。上段の検証期間は2012年7月、下段は2013年1 月。左列がエクイタブルスレットスコア、右列がバイアススコア。エラーバーは95%信頼区間。

今回利用した AMSR2 のチャンネルは対流圏下層の 水蒸気に感度があるため、これらの結果は想定通りと 言える。これらの実験で予測精度の改善が確認できた ことから、2013 年 9 月 12 日より AMSR2 の現業利用 を開始した。

4.1.3 Metop-B データの利用開始

(1) はじめに

欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用してい る Metop¹² は、2006 年から 14 年間にわたる連続観 測を行うことを目的に計画された極軌道気象衛星で あり、Metop-A, B, C の 3 機から構成される ¹³。こ の期間中、均質なデータを得るため、これらの衛星に は同一の観測測器が搭載されている。2006年10月の Metop-Aの打ち上げ以降、気象庁では全球解析におい てマイクロ波サウンダ (AMSU-A¹⁴, MHS¹⁵)、掩蔽受 信機 (GRAS¹⁶)、散乱計 (ASCAT¹⁷) および改良型高 分解能放射計 (AVHRR¹⁸) のプロダクトである極域衛 星風 (AVHRR-AMV¹⁹) のデータ、メソ解析において はAMSU-AとMHSのデータの利用を順次開始し、高 度場や風速場等の予測精度の向上につなげた (大和田 2008; 小澤 2010; 高橋 2010; Yamashita 2014)。その後 2012年9月にはシリーズ2番目となる衛星 Metop-B が打ち上げられた。気象庁では、予測精度の改善を目 指して、Metop-B データを現業利用すべく調査・開発 を行った結果、Metop-A データの場合と同様に改善が 確認されたため 2013 年 11 月 28 日から全球およびメ ソ数値予報システムでの現業利用を開始した。本項で は、Metop-Bデータの数値予報システムにおけるイン パクトについて報告する。

(2) 各観測データの品質調査

(1) で述べた通り、Metop-A, B 両衛星に搭載されて いる測器は各種類で同一であるため、観測されたデー タは同じ品質を持っていることが期待される。しかし、 観測データとして配信されるプロダクトは測器の校正 やデータの加工等、様々なプロセスを経て作成される ため、最終的な配信データが全く同じ性質を持ってい るとは限らない。そのため、新規の観測データと同様 に十分な品質調査を行うことは重要である。ここでは Metop-B データに対して事前に行った品質調査につい て述べる。各調査は2013 年 8 月のデータに対して行っ たものであり、使用した第一推定値は各測器のデータ

¹² Meteorological Operational Satellite



図 4.1.8 AMSU-A (ch8) と MHS (ch3) の輝度温度データのD値(観測値-第一推定値)ヒストグラム。左上図、左下図、右上図および右下図はそれぞれ Metop-A 搭載のAMSU-A, Metop-B 搭載のAMSU-A, Metop-A 搭載のMHS および Metop-B 搭載のMHS に対する結果。各図の青線、赤線はそれぞれ補正前、各種補正(スキャンバイアス補正、変分法バイアス補正)後の観測データに対するヒストグラムである。

を個別に追加利用した実験で得られたものである。

図 4.1.8 は AMSU-A と MHS の観測値と第一推定値 の差(以下、D値)のヒストグラムである。両観測デー タにはバイアス²⁰があるため、利用にあたっては2種 類のバイアス補正を行っている。すなわち、観測デー タはスキャンバイアス補正(岡本 2007)、変分法バイア ス補正 (佐藤 2007) の順に補正が加えられて、同化に 利用されることになる。両補正が適用された Metop-B のデータの D 値ヒストグラムは、ゼロ付近を最頻値と したガウス分布に近い形をしていること、分布の広が りが Metop-A と同程度であることが確認できる。この ことから、Metop-B のデータは Metop-A と同等の品 質を持っていることが分かる。図で示したチャンネル 以外についても同様のことが確認された (図略)。さ らに、ASCAT, AVHRR-AMV および GRAS のデータ についても同様に Metop-B のデータが Metop-A と同 等の品質を持っていることが確認された(それぞれ図 4.1.9、図 4.1.10、図 4.1.11 を参照)。

このように、両衛星のデータは同等の品質を持つこと が改めて確認できたため、Metop-B データを Metop-A と同様に利用することにした。これにより、サイクル解 析で同化される測器単位のデータ数の合計は、Metop-A を単独で利用した場合に対して、AMSU-A、MHS、 GNSS 掩蔽、散乱計、衛星風でそれぞれおおよそ 12%, 23%, 20%, 30%, 0.5%増加する ²¹。

¹³ http://www.eumetsat.int/website/home/

Satellites/CurrentSatellites/Metop/index.html

¹⁴ Advanced Microwave Sounding Unit-A

¹⁵ Microwave Humidity Sounder

¹⁶ GNSS (Global Navigation Satellite System) Receiver for Atmospheric Sounding

¹⁷ Advanced Scatterometer

¹⁸ Advanced Very High Resolution Radiometer

¹⁹ Atmospheric Motion Vector

²⁰ 観測データと第一推定値との間の系統的な誤差のこと。変 分法データ同化においては、バイアスが存在しないことが前 提となる。

²¹ 両衛星は軌道が近く、観測データの領域的重なりが大き い。この場合、一方のデータに間引き処理が行われるため、 Metop-B データの追加によって同化されるデータの総数は 単純に2倍にはならない。



図 4.1.9 ASCAT データの D 値(観測値 – 第一推定値)ヒ ストグラム。左上図、左下図、右上図および右下図はそれ ぞれ Metop-A 搭載の ASCAT の風速、Metop-B 搭載の ASCAT の風速、Metop-A 搭載の ASCAT の風向および Metop-B 搭載の ASCAT の風向に対するものである。



図 4.1.11 GRAS の屈折率データの D 値(観測値 – 第一推 定値)平均および標準偏差の鉛直分布。縦軸は高度、横軸 は第一推定値で規格化した D 値を表す。青色実線、赤色実 線はそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータの D 値平均を 表し、青色破線、赤色破線はそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータの D 値標準偏差を表す。

(3) 全球数値予報システムにおけるインパクト

Metop-Bの現業利用開始前に相当する全球数値予報 システムによる実験を基準の実験(以下、CNTL)と し、これに上記全ての測器のデータを追加利用した実 験(以下、TEST)を評価した。実験期間は 2013 年夏 の約1か月間である。

解析場については、新規データの利用による影響は 小さかったが、ラジオゾンデ観測との比較では CNTL で見られた熱帯中層や南半球上層の風の東西成分のバ イアスがやや緩和することを確認した(図略)。

図 4.1.12 に海面更正気圧、850 hPa 面気温、500 hPa



図 4.1.10 北極域上層 (< 400 hPa) の AVHRR-AMV の風 速 D 値 (観測値 – 第一推定値) ヒストグラム。青、赤の 棒グラフはそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータから算出 された AMV に対応する。

面高度および 250 hPa 面風速の予報時間毎の対初期値 RMSE 改善率(付録 C.2.1 参照)を示す。これらの主 要要素において、統計的に有意ではないものの、北半 球と南半球の概ね全ての予報時間で予測精度の改善傾 向が見られる。予報初期の熱帯の 850 hPa 面気温の有 意な改悪については、予報モデルが下層の気温にバイ アスをもっているため、新規データの追加利用によっ て、初期値との差が大きくなったためと思われる。ラ ジオゾンデ観測を真値として評価した場合では概ね中 立の結果が得られた(図 4.1.13)。

図 4.1.14 は実験期間内に発生した 2013 年台風第 9~ 17 号を対象とした予報時間毎の進路予測誤差を示す。 統計的に有意ではないものの、概ね全ての予報時間で 台風進路予測が改善傾向を示していることが分かる。

(4) メソ数値予報システムにおけるインパクト

Metop-Bの現業利用開始前に相当するメソ数値予報 システムによる実験を CNTL とし、これに Metop-B データを追加利用したシステムによる実験を TEST と して評価した。実験は夏と冬についてそれぞれ 10 日間 程度行った。

図 4.1.15 に夏冬両実験の 3 時間降水量別のエクイタ ブルスレットスコアおよびバイアススコア(20 km 格 子における統計)を示す。この結果から、夏季の 10~ 25 mm/h におけるエクイタブルスレットスコアの改悪 や、冬季の強雨域におけるバイアススコアの改善傾向 が見られるなど若干の降水予測精度の変化が認められ るが、全体的には概ね中立な結果となった。このほか に気温や比湿等について地上観測やラジオゾンデ観測 との比較を行ったところ、同様に概ね中立の結果が得 られた(図略)。



図 4.1.12 各要素についての予報時間毎の対初期値 RMSE 改善率。左上図、右上図、左下図、右下図はそれぞれ海面更正気圧、 850 hPa 面気温、500 hPa 面高度、250 hPa 面風速。各グラフの横軸は予報時間、縦軸は対初期値改善率を示す。緑線、黄色 線、赤線、青線はそれぞれ全球、北半球、熱帯、南半球における対初期値 RMSE 改善率である。エラーバーは信頼度 95%の 信頼区間を表し、線上の丸印は、その差が統計的に有意であることを意味する。



図 4.1.13 熱帯の気温の対ラジオゾンデ改善率。横軸は予報 時間、縦軸は高度である。赤色が改善、青色が改悪を表す。

(5) まとめ

全球数値予報システムおよびメソ数値予報システム において、新規衛星 Metop-Bのデータのインパクト調 査を実施した。その結果、メソ数値予報においては中立 の結果となったが、全球数値予報においては、Metop-A データと同様に、高度場や風速場等で予測精度の改善 傾向が確認された。これにより、気象庁では2013年 11月28日から両システムにおいてMetop-Bデータの 利用を開始した。Metop-Bデータの利用は、利用観測 数の増加による予測精度の向上をもたらすだけでなく、 Metop-A, B が互いにバックアップの機能を果たすこ とにより安定した観測データの利用につながる効果も ある。宇宙からのリモートセンシングでは、衛星や測 器のトラブル以外にも、軌道の調整やセンサのメンテ ナンス等のため、一時的にデータが使用できなくなる ことがある。このような場合でも、両衛星の同時運用 により、データの欠落の影響を最小限にとどめること が可能である。

2014年6月現在のEUMETSATの計画では、2018 年には Metop シリーズの3番目の衛星 Metop-Cが打 ち上げられ、Metop-A 退役後の役割を担うとされてい る。Metop-Cの打ち上げから Metop-A の退役までの 期間は1年程度と計画されているため、将来 Metop-C が打ち上げられた際には、予測精度の維持のために、 今回と同様になるべく早期に現業利用を開始すること が重要である。



図 4.1.14 実験期間内に発生した 2013 年台風第 9~17 号を 対象とした進路予測誤差。横軸は予報時間、左縦軸は予測 誤差、右縦軸は検証に用いた台風のサンプル数を表す。青、 赤の折れ線はそれぞれ CNTL, TEST の結果、緑でプロッ トされた点はサンプル数、グラフ上部の三角形は 95%信頼 区間における有意性を示し、黒色はその統計が有意でない ことを意味する。

参考文献

- 幾田泰酵, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度 データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.
- 江河拓夢, 計盛正博, 2009: マイクロ波放射計 SSMIS の利用. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 54-56.
- 大和田浩美, 2008: Metop-A 衛星搭載のサウンダ利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 101-103.
- 岡本幸三,2007: スキャンバイアス補正. 数値予報課報 告・別冊第53号,気象庁予報部,61.
- 小澤英司, 2010: GPS 掩蔽観測データの全球解析での 利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 38-42.
- 計盛正博,2011: メソ解析における衛星観測輝度温度 データの同化. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,3-8.
- 佐藤芳昭,2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・ 別冊第53号,気象庁予報部,171-175.
- 佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計.数値予 報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 91-105.
- 高橋昌也,2010: マイクロ波散乱計 ASCAT データの 全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,43-47.
- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, and S. Pradier-Vabre, 2010: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A*, **62**, 173–187.
- Kazumori, M., 2013: Preliminary assessment of



図 4.1.15 3時間降水量の閾値別のスコア。上段がエクイタブ ルスレットスコア、下段がバイアススコア、左列が夏実験の 結果、右列が冬実験の結果である。横軸は3時間降水量の 閾値を示す。赤線が TEST、青線が CNTL の結果を表す。 検証格子のサイズを20 km として計算した。

GCOM-W1/AMSR2 radiance data with a Numerical Weather Prediction model. *Proceeding of the* 2013 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Vienna, Austria, 16-20 September 2013, pp. 10.

- Kazumori, M., 2014: Satellite Radiance Assimilation in the JMA Operational Mesoscale 4DVAR System. *Mon. Wea. Rev.*, 1361–1381.
- Kazumori, M., T. Egawa, and K. Yoshimoto, 2012: A retrieval algorithm of atmospheric water vapor and cloud liquid water for AMSR-E. *European Journal* of Remote Sensing, 45, 63–74.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: method for combined passiveactive microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. J. Appl. Meteor., 35, 1763–1789.
- Wilks, D. S., 1997: Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. J. Climate, 10, 65–82.
- Yamashita, K., 2014: Introduction of LEO-GEO and AVHRR Polar Atmospheric Motion Vectors into JMA's Operational Global NWP System. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.
- Yan, B. and F. Weng, 2008: Application of AMSR-E Measurements for Tropical Cyclone Predictions Part I: Retrieval of Sea Surface Temperature and Wind Speed. Adv. Atmos. Sci., 25, 227–245.

4.2 LFM としての asuca の特性¹

現在、数値予報課では次世代非静力学モデル asuca²の開発を続けており、局地数値予報システムにおいて、 平成26年度中の現業化を目指している。本節では、は じめに asuca の概要について説明し、次に asuca を局地 モデル(LFM: Local Forecast Model)として利用する 場合の設定および予測特性について、現業運用中(2014 年9月現在)のLFMと比較する。

4.2.1 asuca の概要

ここでは非静力学モデル asuca の開発の契機とその ねらいを簡潔に述べる。asuca のより詳細な解説は気 象庁予報部 (2014) にまとめられているので、併せて参 照していただきたい。

(1) 開発の契機

気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) は、1980 年代か らの気象研究所における開発 (Ikawa and Saito 1991) に始まる長い歴史と実績を有し、2004年にメソモデル (MSM: Meso-Scale Model) として現業での利用が開始 された (気象庁予報部 2004)。現業化後も改良が加えら れており、このうち、現業数値予報モデルの力学過程 としての優先的な課題に計算安定性の向上があり、そ のために数値拡散の手法の変更やパラメータ調整が主 に行われてきた (斉藤ほか 2008)。また、方程式系の 高度化として鉛直ハイブリッド座標の開発が行われ、 2007年に現業化された (石田 2008)。一方、時間積分 法や移流スキームの改良については、現業化時点から 重要な検討課題として挙げられており(斉藤 2003)、そ の開発が試みられたものもあったが、現業化には至ら なかった。JMA-NHM は、長い開発の歴史の中で複雑 化して多大なオプションを持つようになっており、ま た、力学過程を変更した場合の影響は様々な範囲に及 ぶため、その確認に多大な時間を要する。このことが 力学過程の開発を困難にした大きな要因として挙げら れる。そのような状況に加えて、並列型スーパーコン ピュータの今後の動向に対応するため、これを念頭に おいた数値計算手法やコーディングの見直しが必要と なってきた。そこで、力学過程の改良については、複 雑化したソースコードの整理および計算効率の観点と 併せて新しい非静力学モデルとして開発することを選 択し、モデル名を asuca として 2007 年からその開発に 着手した。

(2) 開発のねらい

asuca の開発では、現在、MSM やLFM で予報モデ ルとして用いられている JMA-NHM の課題等を踏ま え、主として以下の点を目標とした。



図 4.2.1 MSM の海面更正気圧予測の予報時間 (FT) 毎の 平均誤差 (ME)。2014 年 1 月 6 日 00UTC~2 月 10 日 21UTC 初期値についての統計。検証には MSM 領域内の SYNOP を使用。

- ・質量保存性の向上
- 計算安定性の向上
- 計算精度と計算効率の両立

開発のねらいの詳細については石田・藤田 (2014)を 参照していただきたいが、この中で、モデルの予測結果 を解釈・利用する上で有用な点を簡単に解説しておく。

支配方程式の上では保存則に基づき保存されるべき 物理量が、数値計算で用いる計算手法によっては、そ の計算誤差のために保存されない、ということが起こ りうる。質量の保存性の誤差は気圧場の誤差につなが り³、水蒸気量の保存性の誤差は降水量の過少・過多に つながるなど、予測に悪影響を与えうる。このような 誤差を避けるために、保存性の確保は重要である。し かし、JMA-NHM では保存性が必ずしも満たされてお らず、その影響として、例えば、MSM では予報時間 の経過とともに、観測に対する気圧の正バイアスが増 大する傾向があることも最近の検証では分かっている (図 4.2.1)。

また、現業数値予報モデルは、毎回の実行において所 定の時間内にプロダクトを配信するために、必要な計 算を完了することが課せられる。計算効率を高めるこ とは所定の時間内に実行を終えることはもとより、よ り計算機資源を必要とする物理過程等の導入を容易に したり、計算機資源を用いて行うモデル開発自体を効 率化する効果もある。また、計算安定性を確保するこ とで、より長い積分時間間隔で数値予報モデルを実行 することが可能となり、これも計算時間の短縮に大き く寄与する。しかし、現在のMSMでは、極端に強い上 昇流を予測してしまい、その結果、数値計算が計算不安 定により破綻しかねない状態になることがある。その ため、計算安定性を確保するための条件である CFL 条

¹ 河野 耕平、原 旅人

² Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere の略。再帰的略称を用いている。

³ 極端な例を挙げると、質量が増加するような誤差を持つモ デルは、領域全体の平均気圧が増加してしまい、質量の増加 が偏在する場合には、偽の高圧部を作り出しうる。

件を破る可能性があると実行結果から判定された場合 には、次の初期値の実行の際に安全のために積分時間 間隔を自動的に短くして実行する運用になっている⁴。 積分時間間隔が短くなった場合にも、現状では所定の時 刻までにプロダクトの配信は行われているが、計算時 間が増えるようなモデルの拡張がしづらい状況となっ ている。そのため、計算安定性の向上は重要な課題で ある。

ー般に、高い計算精度を求めようとすると、計算時 間は増加するという関係にある。したがって、これら をバランス良く追求することが重要となる。

(3) asuca の力学過程の仕様

asuca においては、(2) で紹介した開発のねらいを踏 まえ、最近の数値流体力学分野の成果も取り入れて、 予報変数や時間積分法および移流スキームなどを選択 してモデルを構築した。例えば、JMA-NHM では気圧 が予報変数であるのに対し、asuca では質量の保存性 を満たすため、密度を予報変数とした。これは、気圧 を予報変数とする(密度は診断によって求める)方法 では、連続の式で陽に質量の変化を扱うことができず、 質量保存が厳密には成り立たないという問題があった ためである。JMA-NHM と asuca の力学過程の諸元の 違いについては、石田・藤田 (2014) を参照していただ きたい。

4.2.2 LFM としての asuca

ここでは、LFM 向けの設定とした asuca の仕様と現 時点での予測特性について、現業運用中の LFM と比 較して述べる。以下、LFM 向けの設定とした asuca を 「asuca 版 LFM」、現業運用中の LFM (LFM 向けの設 定とした JMA-NHM)を「現 LFM」と記述する。な お、asuca 版 LFM については、本原稿執筆時点で現業 化に向けた最終調整を行っているところであり、LFM として現業に導入する段階では若干仕様が変更となる 可能性があることに留意していただきたい。

表 4.2.1 に、現 LFM の設定と asuca 版 LFM におけ る主な変更点を示す。

初期値は、asuca を基にした変分法データ同化シス テム (asuca-Var; 幾田 2014) による局地解析値を用い る。この局地解析は、3次元変分法解析と1時間予報 による解析・予報サイクルで構成される点は、現状の 局地解析 (永戸ほか 2013a) と同じであるが、3次元変 分法解析には asuca-Var、1時間予報には asuca を用い る点が、それぞれ JNoVA-3DVAR (藤田・倉橋 2010)、 JMA-NHM を用いる現状とは異なる。格子数、水平格 子間隔 (5 km)、観測データ打ち切り時刻(初期値作成 対象時刻後 30 分)、データ同化窓(各解析時刻の前後 15 分) などの主なシステム設定は、現状の局地解析と 同じである。

asuca の物理過程は、物理過程ライブラリ (原 2012b) を利用している (荒波・石田 2014)。LFM として利用す る物理過程は、基本的に現 LFM と同じ、ないしは、物 理過程ライブラリの開発の中で改良されたスキームを 選択している。力学過程と物理過程が明確に分離されて おり、部品単位で独立して開発できることが現 LFM と 大きく異なる利点である。既に述べたように、asuca の 開発の1つのきっかけは、あまりにも複雑化した JMA-NHM のソースコードにより開発に支障をきたしたこ とである。asuca ではコードが整理されるとともに、物 理過程については、物理過程ライブラリとして、別の パッケージで開発およびスキームの基本的なテストや 評価を行っているため、改良のための試行錯誤に取り 組みやすい。

また、現 LFM と asuca 版 LFM では、積雲対流の取 扱いに違いがある。これは、第 4.2.3 項 (3) で事例を交 えながら解説する。

4.2.3 asuca 版 LFM の予測特性

ここでは、永戸ほか(2013b)に述べられている現 LFMの予測特性と利用上の留意点を参照した上で、こ れらの特性や留意点について、asuca版LFMではどの ように言えるかを説明する。

(1) 高解像度モデルとしての優位性

永戸ほか (2013b) は、MSM に対する LFM の優位性 が示されている点として、

- 対流性の降水現象一般について、その形状やピーク値の表現
 - 地表付近の予測精度向上による潜在不安定な 成層状態の下で発生する対流性降水の表現
 - 高解像度化によって地形表現が精緻化される
 ことによる地形性降水の表現
- 地上観測データの同化や物理過程改良の効果による地表付近の表現

を挙げている。これらの MSM に対する現 LFM の長 所については、asuca 版 LFM についても同様であるこ とを以下で示す。

図 4.2.2 に「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の降水予 測結果を示す。MSM も降水の形状を良く表現してい るが、現 LFM、さらには asuca 版 LFM も MSM と比 較して形状を保ちつつピーク値の表現を改善している ことが分かる。

図 4.2.3 には、全国的に猛暑になった 2013 年夏の地上 気温予測結果の時系列の例 (2013 年 8 月 10 日 21 UTC 初期値の熊谷)を示す。この 8 月 11 日は本州を中心 に概ね晴天となり、関東平野の多くの地点で気温が 35 °Cを超えた。asuca 版 LFM の地上気温の予測は、現 LFM の予測と同様に、MSM と比較して実況に近いこ とが分かる。

⁴ LFM では、このような運用はしていない一方、MSM に 比べて、鉛直層間隔の設定に対して積分時間間隔を短めに設 定している。

	現 LFM (2014 年 9 月現在)	asuca 版 LFM の現 LFM からの変更点 (2014年9月現在)
初期値	局地解析値 (JNoVA による3次元変分法解 析 (藤田・倉橋 2010) とJMA-NHM による 1時間予報を組み合わせた3時間のサイク ル)	3次元変分法解析には asuca-Var (幾田 2014)、1時間予報には asuca を用いる。
境界値	メソモデル予報値	変更なし
水平格子数	1581×1301	1571 × 1291 (ただし、現業化時には左と 同じにする。)
水平格子間隔	2 km	変更なし
鉛直層数	58 (+2) 層 ^{*1}	58 (+0) 層
鉛直層間隔	$40 \sim 661.5 \text{ m}$	変更なし
鉛直座標	z* 座標	鉛直ハイブリッド座標 (石田 2008)
地図投影法	ランベルト正角円錐図法	変更なし
側面緩和領域	180 km (90 格子)	変更なし
地形	GTOPO30(約3km格子相当に平滑化)	変更なし
積分時間間隔	8秒	50/3 秒
予報時間	9時間	変更なし
雲物理過程	3-iceのバルク法(数濃度は予報しない)	変更なし
雲物理過程の 時間積分	パラレルスプリッティング	シーケンシャルスプリッティング (荒波・原 2014)
境界層過程	改良 Mellor-Yamada Level3 (Nakanishi and Niino 2009; 原 2008)	原 (2012a) による改良を導入
地表面過程	平板地表面モデル (原ほか 2008)	計算安定性向上のため、境界層と地表面の インプリシット結合を導入。海と陸のタイ ル化の導入 * ² 。
放射計算の間 引き	2×2格子に間引き、15分毎に計算	空間間引きなし、15分毎に計算
雲放射過程	北川 (2000)	 変更なし
晴天放射過程	籔ほか (2005)	変更なし
積雲対流の取 扱い	パラメタリゼーションを用いない	積雲対流の発達初期における鉛直輸送の表 現を主目的としたパラメタリゼーションを 導入

表 4.2.1 現 LFM の設定と asuca 版 LFM における主な変更点。

*1 現 LFM で 60 層としている鉛直層のうち最上層と最下層の 2 層は計算の便宜上設定している層である。物理量の予測(時間 積分)はしていないため、このように表記している。

*² 物理過程ライブラリには、複数の地表面状態が混在する格子においてそれぞれの熱収支を独立に計算し、その面積率で平均 化したフラックスを大気に返す方法 (タイル化;草開 (2012) に解説がある)が組み込まれている。asuca では、海陸混在格子 へのタイル化の適用を行っている。



図 4.2.2 2012 年 7 月 12 日 06JST の前 3 時間積算降水量 [mm/3h]。(左上)解析雨量、(右上) MSM の 9 時間予報値、(左下) asuca 版 LFM の 6 時間予報値、(右下)現 LFM の 6 時間予報値。



図 4.2.3 2013 年 8 月 10 日 21UTC 初期値の asuca 版 LFM (赤線)と現 LFM (青点線)および MSM (緑破線)の熊谷 の地上気温予測。黒線は実況値を表す。縦軸は気温 [°C]を、 横軸は予報時間を表し、左端が FT=0(8月11日 06JST)、 右端が FT=9(8月11日 15JST)。

(2) システムに起因する留意点

一方、永戸ほか (2013b) では、LFM のシステムに起 因する留意点として、

- 第一推定値・境界値として利用する MSM の予測 結果の影響を受けやすいこと
- 3次元変分法を用いているため、観測データを同化した効果の持続性は MSM より低く、予測計算開始後すぐに表現が悪化する場合があること

を挙げている。これらの原因となっているシステム面の仕様は asuca 版 LFM でも変わっておらず、同様のことに留意が必要である。しかし、境界値の影響については、現 LFM と若干の違いが見られるので、ここで述べておく。

領域モデルである LFM は、境界値 (MSM 予報値) によって領域側面からの質量の出入りが決められ、こ れにより大きなスケールの気圧場が決められる。その ため、LFM が予測する領域平均質量は、境界値を提 供する MSM の該当領域の平均質量に追随することが 期待され、それを実現するように現 LFM も asuca 版 LFM も側面境界におけるフラックス調整が行われてい る (斉藤・石田 2008; 河野・荒波 2014)。



図 4.2.4 LFM と側面境界値を与える MSM との海面更正気圧の予報値の差 (LFM-MSM)。(左) asuca 版 LFM と(右)現 LFM。LFM(黒線)は 2012 年 12 月 25 日 03UTC 初期値の 9 時間予報値、MSM(赤線)は 2012 年 12 月 25 日 00UTC 初 期値の 12 時間予報値。

しかし、現LFM は気圧を予報変数としていること等 の理由により、領域平均質量を MSM の予報値に厳密 に追随させることが難しい。一方、asucaでは、密度を 予報変数として質量の流出入を陽に計算するため、領 域全体の質量変化は領域境界における質量の流出入と 厳密に一致する。そのため、asuca 版 LFM は、「地表面 から流入する水蒸気」と「地上降水として大気領域か ら流出する降水量」による寄与を考慮した上で、MSM の領域平均質量の変化に厳密に追随する仕組みとなっ ている。地上気圧の予測結果を確認すると、asuca 版 LFM は、領域平均として概ね MSM の予測に追随し ているが、現 LFM は MSM の予測から離れることが 多々あった。図 4.2.4 はその一例で、asuca 版 LFM と 現 LFM の冬型の気圧配置時の海面更正気圧の予測に ついて、側面境界値を提供する MSM との差分を示し ている。 左図に示した asuca 版 LFM の予測結果は、領 域平均として MSM の予測に追随できており、その中 で局所的な表現が MSM と異なっている。一方、右図 に示した現 LFM の予測結果は、領域平均として MSM の予測に追随できていないことを示しており、境界条 件を与える MSM とそれを受け取る LFM に期待する 関係性として、asuca 版 LFM の特性の方が望ましい と言える。なお、既に述べたように、境界値を与える MSM には、予報時間の経過とともに実況と比べて領 域平均として気圧が上昇していく傾向がある。asuca版 LFM では境界値を通じてその傾向に忠実に追随する。

(3) 現 LFM の問題点とその asuca 版 LFM での改良
 現 LFM で既に把握されている問題点としては、

- 積雲対流の発生が遅れること、そのために過剰に 蓄積されたエネルギーが短時間で上昇流に転換さ れて過大な降水量を予測したり、実況よりも遅い 時間まで積雲対流による降水を予測することが多 いこと
- スピンアップ⁵の問題により予報初期の降水頻度 が低いこと

が挙げられている (永戸ほか 2013b)。

asuca 版 LFM の検証でも同様の問題が見られ、これ を克服するための改良についても取り組んだ。以下で は、この改良の詳細について述べる。

問題の要因

積雲対流という現象は、もたらす結果の観点では、 浮力に伴う鉛直流による運動量、熱、水蒸気の鉛直輸 送であり、その輸送過程における相変化に伴う潜熱に よる加熱・冷却も考慮する必要がある。数値予報モデ ルの格子点値は時間的・空間的な平均値であるが、鉛 直速度は局所性が強く、また、上昇流と下降流が対に なって現れることが多いので、低解像度モデル、すなわ ち大きな空間で平均化をするモデルでは、平均化した 鉛直速度はほぼゼロとなってしまい、その鉛直速度を 用いて評価した輸送量もほぼゼロとなってしまう。し かし、現実大気では平均化した鉛直速度がゼロであっ

⁵ LFM の初期値は、水平格子間隔 5 km の局地解析値から 内挿して作成するため、LFM の予報開始直後は実質的に水 平格子間隔 5 km 程度の情報しかない。時間積分が進むにつ れて、2 km の水平格子間隔に見合った小さなスケールの情 報が増えていく過程をスピンアップと呼ぶ。

ても、輸送量はゼロではなく⁶、その輸送量を評価す るのが積雲対流パラメタリゼーションの1つの大きな 役割である。高解像度モデルになると、格子平均して も鉛直速度がゼロにならず、それによって輸送が表現 できるようになる。水平格子間隔2km程度になれば 鉛直輸送の多くを格子平均の鉛直速度で表現できるだ ろう、との考えの下、現LFMでは積雲対流パラメタ リゼーションを用いていない。しかし、この考え方に は次のような考慮すべき点がある。

積乱雲の水平スケールがおよそ 10 km ということを 考えれば、水平格子間隔2km程度のモデルがある程 度の鉛直輸送を表現すると考えるのは一理あるだろう。 しかし、積雲対流にはもっと小さなスケールの現象が 関わっている。積雲対流の発生には、成層が潜在不安 定であると同時に、エネルギー障壁 (CIN: Convective Inhibition) を打ち破って、自由対流高度まで空気塊を 持ち上げる強制上昇が必要である。その強制上昇の原 因の代表的なものは、風の水平収束、地形、境界層の 発達などであるが、これらにはスケールの小さいもの もあり、それらが自由対流高度までの持ち上げにつな がっていることもある。MSM の積雲対流パラメタリ ゼーションでは、トリガー関数による対流スキームの 発動条件を成層状態の安定度から期待される条件より も緩和している⁷ (例えば、成田 (2008) など)。これ は間接的にスケールの小さな現象による積雲対流の発 生の効果を取り入れていると考えることができる。も し、積雲対流パラメタリゼーションを使用しないので あれば、トリガー関数に取り入れられているスケール の小さな現象による積雲対流の発生を格子平均値で表 現しなければならないが、積雲対流の発生が遅れると いう検証結果から、水平格子間隔2kmでは十分に表 現できていないものがある可能性が高い。

改良方法

何らかの方法によって、積雲対流発生時の弱い熱や 水蒸気の鉛直輸送を表現すれば、そこに局所的な低圧 部ができる。一旦このような低圧部が形成されれば、 力学過程によって格子点値で低圧部への風の収束が表 現されるようになり、その収束によって強制的に上昇 流を作り出し、やがて力学的に積雲対流を表現できる

 7 MSM の積雲対流パラメタリゼーションでは、 $T_{LCL} + \Delta T_{LCL} > T_{ENV}$ を対流発生の判定条件としている。ここで、 T_{LCL} は、持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気層の仮温度、 T_{ENV} は、持ち上げ凝結高度における周囲の環境場の仮温度である。 ΔT_{LCL} は、上昇流および相対湿度に基づいて決める仮温度の摂動であり、スケールの小さな現象による強制力の効果を表すと考えることができる。

ようになる(モデルの格子点値の鉛直速度が大きくなる)ことが期待できる。このようなメカニズムを念頭 に、積雲対流の発生を表現することを目的としたパラ メタリゼーションを新たに導入した。

このパラメタリゼーションは、MSM で用いている 積雲対流パラメタリゼーションを上述の目的に合うよ うに変更したものである。MSM の積雲対流パラメタ リゼーションには以下のような特徴がある。

- 積雲対流が終わって安定化した状態の温位や水蒸
 気量などの予報変数の鉛直プロファイルを診断し、
 対流発生前後の予報変数の差を「積雲対流が維持
 する時間」で除したものを時間変化率とする。
- 積雲対流パラメタリゼーションによる積雲対流の 発生の有無の判定や時間変化率の評価は予報時間 5分毎に1回の頻度で行われ、その間は同じ時間変 化率が保持される。そのため、力学過程等によっ て場が変化しても、次の積雲対流パラメタリゼー ションによる時間変化率の更新のタイミングが来 るまで、積雲対流パラメタリゼーションによる予 報変数の時間変化率が変化できず、場の変化に追 随できないことがある。

そこで、主として積雲対流の発生を表現するよう、MSM で用いている積雲対流パラメタリゼーションにおいて、

- 仮定する「積雲対流が維持する時間」を長くする ことによって、パラメタリゼーションによる時間 変化率を小さくし、その効果を弱く作用させる
- 毎ステップ、積雲対流の発生の有無や時間変化率 を評価し直すことによって、力学過程による場の 変化に追随できるようにする

という変更を加えた。このパラメタリゼーションによ る時間変化率は小さくて作用が弱い上に、力学過程に よって積雲対流が表現されるようになって潜在不安定 が解消されていけば、パラメタリゼーションは発動し なくなる。このため、このパラメタリゼーションは積 雲対流の発生の表現に主に作用する。一方、高解像度 モデルの利点の1つであり、現 LFM でも優位性が見 られる強い降水のピークの表現にはあまり影響を及ぼ さない。

改良の効果

このねらいが良好に表現された事例として、2012年 8月17日の中国地方における夏季の熱的不安定性降水 の事例を図4.2.5に示す。2012年8月17日は日本付近 は太平洋高気圧に覆われ、関東から九州の広い範囲で 熱的不安定性降水が発生した。総観規模擾乱の影響が 小さく、夏季の不安定性降水の典型的な事例と言える。 上段に示した解析雨量を見ると、13JSTには中国山地 に10 mm/hを超える降水域があって、14JST,15JST にかけて拡大していく様子が分かる。この実況に対し て、下段に示した現LFMでは、13JSTには降水が全 く表現されていないが、中段に示した asuca 版LFM

⁶ 鉛直速度 w を格子平均値 \overline{w} と格子平均値からのずれ w' に 分けて、 $w = \overline{w} + w'$ と書く。輸送される量 ϕ についても同 様に $\phi = \overline{\phi} + \phi'$ と書く。求めるべき量は鉛直速度による輸送 フラックス $w\phi$ の格子平均値 $\overline{w\phi}$ であり、 $\overline{w\phi} = \overline{w} \cdot \overline{\phi} + \overline{w'\phi'}$ である。これは、 $\overline{w} = 0$ でも $\overline{w\phi} \neq 0$ であることを示してい る。



図 4.2.5 2012 年 8 月 17 日 13, 14, 15JST の前 1 時間積算降水量 [mm/h]。(上段)解析雨量、(中段) asuca 版 LFM の 1, 2, 3 時間予報値、(下段)現 LFM の 1, 2, 3 時間予報値。

では、弱いながらも中国山地に降水域を表現し始めて おり、現 LFM と比較すると、積雲対流の発生のタイ ミングがより実況に近くなっていると考えられる。そ の後の 14JST, 15JST にかけての降水量の増加や降水 域の拡大のタイミングについても現 LFM が実況に比 べて遅い一方、asuca 版 LFM は比較的良くその傾向を 捉えている。また、実況よりも過大な降水になってい るものの、新たに導入したパラメタリゼーションが降 水のピークを著しく弱めていないことも確認できる。

図 4.2.6 には、同日の 18JST になって徐々に積雲対流 が衰弱する時間帯について示している。下段の現 LFM の予測結果には、過大な降水量を予測したり、実況よ りも遅い時間まで積雲対流による降水を予測する、と いう問題が顕著に見られる。既に述べたように、この 問題は、積雲対流の発生が遅れることによって過剰に 蓄積されたエネルギーが、短時間で上昇流に転換され ることに起因すると考えられている。中段の asuca 版 LFM は、現 LFM と比較すると、より実況に近いタイ ミングで積雲対流による降水の衰弱を表現しており、 積雲対流の発生のタイミングがより実況に近くなった 効果が、その後の過大な降水や衰弱のタイミングの表 現の改善に寄与していると考えられる。

現LFM と比較して asuca 版 LFM が改善した事例を 示したが、この事例のほかの初期時刻についても、降 水の盛衰のタイミングの表現に改善が見られた。

図4.2.7は、2012年8月に見られたいくつかの夏季不 安定性降水の事例を抽出し、1mm/h以上、10mm/h 以上それぞれの降水について、2km格子における解析 雨量による観測頻度と、現LFMとasuca版LFMによ る予測頻度の時系列を予測対象時刻毎に示したもので ある(観測、予測それぞれについて、全時刻で合計す ると1になるように規格化した)。ここで、1mm/h以 上の降水は、ほぼ全ての降水について、10mm/h以上 の降水は、ある程度強めの降水についての予測頻度の



図 4.2.6 2012 年 8 月 17 日 18, 19, 20JST の前 1 時間積算降水量 [mm/h]。(上段)解析雨量、(中段) asuca 版 LFM の 6, 7, 8 時間予報値、(下段)現 LFM の 6, 7, 8 時間予報値。

特性を確認することを意図している。なお、予測につ いては 03UTC (12JST) 初期値のみで統計処理をして いるため、13JST が FT=1 に対応する。現 LFM では、 積雲対流が発生し始める頃に対応する 13JST の予測 頻度が低く⁸、また、ピークとなる時間が遅れている。 このように、永戸ほか (2013b) で指摘された対流の発 生の遅れや、実況より遅い時刻に強い降水を予測する ことが多いという現 LFM の特性が表れている。一方、 asuca 版 LFM では、積雲対流発生初期の予測頻度過少 を改善し、ピークの時刻も、1 mm/h 以上、10 mm/h 以上ともに観測と整合するようになった。したがって、 asuca 版 LFM は、現 LFM に比べて、不安定性降水の 盛衰のタイミングを良く表現していると言える。

ここで留意が必要な点は、現LFM、asuca版LFM ともに、不安定性降水事例において、全体的に降水域が 過少となる傾向がある点である。図 4.2.8 は、図 4.2.7 を規格化していないもので、縦軸は観測または予測が あった格子数そのものを示している。左図に示した 1 mm/h 以上の降水の頻度分布から、現 LFM、asuca 版 LFM ともにその予測頻度が過少であることが分かる。 このことから、現 LFM、asuca 版 LFM ともに全体的 な降水域の広がりが過少であると考えられる。一方、右 図に示した 10 mm/h 以上の降水については、現 LFM では降水のピークを過ぎた後の時間帯において予測頻 度過大の傾向が顕著であったが、asuca 版 LFM では改 善されていることが分かる。

ここまで示したように、積雲対流の発生・終息の遅 れの問題は現 LFM に比べてかなり改善したと言える。 しかし、全ての事例で積雲対流の遅れが改善したわけ ではなく、また、特に不安定性降水について、強い積雲 対流が発生する位置や時刻を精度よく予測することに まだ困難が多い状況にも変わりはない。さらには、降

⁸ これは、積雲対流の遅れの問題とともに、予報初期でのス ピンアップの問題も関係している。



図 4.2.7 2012 年 8 月の熱的不安定性降水の事例について、予測対象時刻毎の 2 km 格子における降水の観測頻度(赤色の棒) 現 LFM(緑線)と asuca 版 LFM(桃色線)それぞれの降水の予測頻度。横軸は予測対象時刻(JST)、縦軸は観測または予 測があった格子数(ただし、それぞれ全時刻で合計すると1になるように規格化した)。(左)1 mm/h 以上の降水、(右)10 mm/h 以上の降水。



水域の広がりが過少で、強い降水の予測頻度が過剰と いう課題は依然残されたままである。

4.2.4 まとめ

本節では、開発を続けている次世代非静力学モデル asucaの概要について述べ、局地数値予報システムと しての現業化に向けた開発を行っている asuca 版 LFM の予測特性を述べた。

asucaではこれまでJMA-NHMの力学過程の課題と されてきた、保存性の向上、計算安定性の向上、計算 精度と計算効率の両立といった現業数値予報モデルの 基盤として重要な点を改良した。これらは必ずしも短 期予報の精度に直結して予報を大きく変えるものでは ないが、計算安定性、計算効率が現業運用にとって重 要なことは言うまでもなく、また、保存すべき量を保 存するという科学的に基本となる性質は、物理過程を 含めた今後の開発において、誤差の特定のしやすさに つながるため重要になると考えている。

asuca 版 LFM は、高頻度利用を目的とした数値予報 システムの基本設計やその格子間隔を現 LFM から変 更しておらず、したがって、これまで現 LFM の運用 において蓄積されてきた予測特性に関する知見(高解 像度モデルとしての優位性、システムに起因する留意 点)は、全般に asuca 版 LFM についても当てはめて 活用することができる。

こうした中で、予測特性を大きく変えるものではな いものの、例えば asuca 版 LFM の質量保存性の向上 は、予測する平均的な気圧場が側面境界値を提供する MSM の平均的な気圧場に追随するという、数値予報 結果を解釈する上で利点になるであろう性質として表 れている。

asuca 版 LFM の開発の中で、現 LFM の問題点の改 善に向けた開発も行った。これまで LFM の課題とさ れてきた積雲対流発生と終息の表現向上を目指して、 asuca 版 LFM では積雲対流の発生を表現することを目 的としたパラメタリゼーションを導入した。これによ り、夏季の不安定性降水において、積雲対流の盛衰の タイミングが現 LFM と比べて改善する傾向が見られ ている。しかし、積雲対流の発生の遅れや強い降水を 遅い時間まで長引かせるという現 LFM の課題が、全 ての事例において解消されるわけではなく、また、局 所的に過剰な降水を予測するといった課題はまだ残さ れている。今後も事例の蓄積とともに、調査・開発を 継続する必要がある。

asuca は、JMA-NHM と比較して、ソースコードが 大幅に整理されており、このことは、今後の開発の促 進に大いに寄与するものと考えている。また、asuca で は物理過程ライブラリを利用しており、物理過程単体 で開発・検証し、改良したものを速やかにモデルに取 り込むことができるという大きなメリットがある。こ れらの開発基盤を活かして、引き続きモデルのさらな る精度向上に取り組んでいきたい。

参考文献

- 荒波恒平,石田純一,2014: asuca における物理過程の
 組み込みの考え方.数値予報課報告・別冊第60号,気
 象庁予報部,104–111.
- 荒波恒平, 原旅人, 2014: 雲物理過程の実装. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 107–108.
- 幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム.数 値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91-97.
- 石田純一,2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系 と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入.数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,27-43.
- 石田純一,藤田匡, 2014: asuca の開発理念. 数値予報 課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 19-28.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013a: 局地モデル運用の目 的と仕様. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象 庁予報部, 20-22.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013b: LFM の特性. 平成 25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-40.
- 河野耕平, 荒波恒平, 2014: 側面・上部境界条件. 数値 予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 57-61.
- 気象庁予報部,2004: 非静力学メソ数値予報モデルの現業化.平成16年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,74pp.
- 気象庁予報部, 2014:次世代非静力学モデル asuca.数 値予報課報告・別冊第 60 号,気象庁予報部, 151pp.
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第46 号, 気象庁予報部, 16-31.
- 草開浩, 2012: 地表面の不均一の表現. 数値予報課報告・ 別冊第 58 号, 気象庁予報部, 36-38.
- 斉藤和雄, 2003: NHM の開発課題. 数値予報課報告・ 別冊第 49 号, 気象庁予報部, 9-12.
- 斉藤和雄,石田純一,2008:方程式系の高精度化.数値 予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,44-51.
- 斉藤和雄,石田純一,荒波恒平,中山寛,2008:計算安定 性向上のための開発.数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部,52-57.
- 成田正巳, 2008: Kain-Fritsch スキームの改良とパラ

メータの調整. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象 庁予報部, 103-111.

- 原旅人, 2008: 改良 Mellor-Yamada モデル. 数値予報 課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 128–132.
- 原旅人, 2012a: 鉛直1次元モデルによる評価(1)-雲の ない陸上の境界層の日変化(GABLS2).数値予報課 報告・別冊第58号,気象庁予報部,138-149.
- 原旅人, 2012b: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報 課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 205-208.
- 原旅人, 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 地表面過程. 数値 予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 166-194.
- 藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析. 数値予報課報告・別 冊第 56 号, 気象庁予報部, 68-72.
- 籔将吉,村井臣哉,北川裕人,2005:晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第51号,気象庁予報部,53-64.
- 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.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 895–912.

4.3 最近発生した顕著事例に関する検討¹

4.3.1 はじめに

数値予報モデルは、

- 1. **いろいろなプロセスによってもたらされる予報**変 数の時間変化率を評価すること
- それらの時間変化率を足し合わせて時間積分を行い、次のタイムステップの予報変数の値を求めること

の2つの柱から構成される(図4.3.1)(原2012;室井2012)。数値予報のプロダクトとして出力、配信されている予想値は、様々なプロセスからの寄与を足し合わせて時間積分した後の値であり、その値だけを見ても、 モデルがなぜその予報変数をそのように変化させたのかは分からない。一方、各プロセスからの時間変化率を追跡すれば、どのプロセスがその予報変数を変化させたのか、一目瞭然である²。

原ほか (2013) では、2013 年 1 月 14 日の関東地方で の大雪事例を取り上げ、モデルの各過程の時間変化率 に着目した解析を紹介した。このようなモデルの時間 変化率の解析を通じて、

- 1. メソモデル (MSM) が表現していた雪の融解によ る下層大気の冷却は、実況の気温の経過とも矛盾 せず、降雪へと至る地上付近の気温低下に大きな 寄与をしていたこと
- 2. 全球モデル (GSM) では、計算不安定の回避のた めに雨の蒸発や雪の融解に伴う冷却率に上限値が 設定されていたために、その気温の低下が表現で きなかったこと

が明らかになった。このような解析を通じて、現象の 理解が深まるとともに、上述のようなモデルの改善す べき課題が明らかになった。その結果として、融解に よる冷却が卓越する場合には、その冷却が表現されに くいという GSM の特性を、モデルの物理過程の仕様 から明らかにすることができて、その知見は予報作業 にも反映されている(牧野ほか 2013)。また、MSM が 気温低下を表現していたものの、気温低下のタイミン グを適切に予想することができなかった原因を探った ところ、実況(解析)にはない弱い上昇流の存在や初 期時刻における0°C層の位置の違いがその主たる原 因であると考えられることが分かった。このことから、 弱い上昇流によってモデルの結果が大きく変わりうる こと、そして現象そのものの不確実性の大きさなどを 見いだし、利用上の留意点として示すことができた。

¹ 原 旅人



本節では、同様の解析を2013年台風第26号の接近 に伴う伊豆大島での記録的な大雨の事例に適用して、 大雨に至った現象の理解、モデルの課題やモデル予想 の利用上の留意点の抽出を試みる。また、あわせて、 2013年台風第18号の接近に伴う近畿北部での大雨³、 2014年2月8日の関東地方での大雪事例について、さ らに、その1週間後の2月14日~15日の関東甲信地方 での大雪事例についても簡単に取り上げる。いずれの 事例も、明瞭な温度傾度帯⁴が大気下層に形成され、そ の動向が現象に大きな影響を与えていたことが分かっ た。これらの解析を通じて、現象やモデルの特性につ いて理解を深めるとともに、大気現象を物理的に解釈 して予報作業を行うことの大切さを認識していただけ れば幸いである。

なお、本節で取り上げる事例については、その事例 が発生したときの現業モデルの結果を解析している。 GSM については、多くの事例で 2014 年 3 月に改良 される前のバージョン (GSM1304) を検証対象として いる。しかし、ここで述べる特性のほとんどは改良後 のバージョン (GSM1403) でも大きく変わるものでは ない。

4.3.2 2013 年 10 月 15 日~16 日における台風第 26 号接近に伴う伊豆大島での大雨

(1) 概況

2013年台風第26号が関東地方に向かって北上して いた同年10月16日未明、伊豆大島では記録的な豪雨 に見舞われた(詳細は東京管区気象台(2014)を参照)。

² ただし、各過程の時間変化率そのものの観測データや参照 データはほとんどないため、モデルが計算する各過程の時間 変化率が妥当であるかの判断は難しいことが多い。時間積分 した変数の時系列を観測データと比較することや、気象学や 物理学の観点からそのようなプロセスが妥当と考えられるか を考察することが必要となる。

³ 特別警報が発表された最初の事例。

⁴ 気象用語としては、温度の異なる大気の境界であり、広義の「前線」であるが、寒冷前線や温暖前線のような比較的大きな規模とはスケールが異なるため、本節ではあえて「温度傾度帯」と呼ぶことにする。



図 4.3.2 2013 年 10 月 15 日 12JST から 16 日 12JST にかけての解析雨量による前 3 時間雨量 (3 時間毎、塗り分け、単位: mm/3h)とメソ解析による海面更正気圧 (赤線、単位: hPa)。灰色の領域は解析雨量の範囲外の領域を示す。

図 4.3.2 に、10 月 15 日 12JST から 16 日 12JST にか けての解析雨量⁵ による前 3 時間雨量とメソ解析によ る海面更正気圧を示す。台風が最も伊豆大島に近づい たのは、16 日 06JST 頃であるが、台風が最接近する 前の 16 日 03JST から伊豆大島付近には 50 mm/3h を 超える強雨域が見られ、その強雨域は房総半島から伊 豆大島、そして伊豆半島の南部へと帯状に伸びている のが見て取れる。

なお、この大雨は伊豆大島の中でも偏在が見られ、

10月14日から16日の総降水量は、アメダス観測点 「大島」では824.0 mm を記録したものの、わずか数 km ほど北に位置する「大島北ノ山」(大島空港)では 約半分の412.5 mm であった。このように、伊豆大島 内での局地的な降水量の違いをもたらした要因も非常 に興味深いところであるが、ここではもう少しスケー ルが大きい現象を対象とすることとして、本節では触 れない。

次に、地上気温の推移に着目する。伊豆大島が大雨に 見舞われたのは、図 4.3.2 で見たように、16 日の 03JST から 06JST 頃である。しかし、後でも見るように、大 雨をもたらす原因はそれより数日前から作られている ことも多い。そこで、ここでは図 4.3.3、4.3.4、4.3.5 の

⁵ オリジナルの解析雨量(等緯度経度座標、水平格子間隔1 km 相当)をメソ解析と同じ座標系(ランベルト座標、水平 格子間隔5 km)に変換しているため、オリジナルの解析雨 量よりピークが鈍ることがある。



図 4.3.3 2013 年 10 月 14 日 15JST から 15 日 03JST (3 時間毎)の(左)毎時大気解析による地上気温と地上風、(中央)14 日 03UTC 初期値の MSM の地上気温と地上風の予想、(右)14 日 00UTC 初期値の GSM の地上気温と地上風の予想。単位 はそれぞれ°C。黒線の等値線は気温(単位:°C) 矢羽は地上風(矢羽の1本は10ノットに対応、以降の図で同じ)塗り 分けはそれぞれの地上気温の3時間前からの増減(単位:K)を示す。



図 4.3.4 図 4.3.3 に同じ。ただし、2013 年 10 月 15 日 06JST から 15 日 18JST (3 時間毎)。



-7.5 -5.0 -2.5 0.0 2.5 5.0 7.5 図 4.3.5 図 4.3.3 に同じ。ただし、2013 年 10 月 15 日 21JST から 16 日 03JST (3 時間毎)。

左列に示した 14 日 15JST から 16 日 03JST の間の毎 時大気解析⁶による地上気温とその 3 時間前との差分 に注目する。

注目すべき点はいくつかある。その1つは、14日に は日中の日射によって気温が上昇した後、日の入り(東 京で17:09)後の18JSTには陸域と東京湾で気温が大 きく低下していることである。その後、この気温の低 下は小さいながらも15日の日の出まで続くが、大きな 気温低下域は陸域および東京湾に限定されている。そ の結果、海と陸との間に温度のコントラストが生じて、 沿岸部に等温線が混んでいる領域、すなわち強い温度 傾度帯が見られる。これは、沿岸前線と呼ばれるもの の1つでもある。相模湾沿岸に形成された温度傾度帯 は、15日の06JSTから09JSTにかけて南の海上に移 動し、15日の日中の陸域の気温上昇によって、茨城県 から千葉県にかけての太平洋沿岸の温度傾度帯はやや 弱くなるものの、相模湾の南の海上に移動した温度傾 度帯はさらに南下して15日18JSTには伊豆大島付近 に達する。それ以降は、温度傾度帯の寒気側の気温が 下降、暖気側の気温が上昇して、温度傾度が再び強く なっている。そして、16日03JSTには、強い温度傾度 帯は、房総半島から伊豆大島、そして伊豆半島の南に 達しており、これは図4.3.2で見た強雨帯の位置とほぼ 一致していることが分かる。

以上で見たように、強い降水帯とこの強い温度傾度 帯の位置には強い関係が示唆される。そして、台風か らの強い暖気移流があるにもかかわらず、温度傾度帯

⁶ 毎時大気解析は、MSM の予報値を第一推定値とした3次 元変分法で作成されている。地上気温については、アメダス などの観測データが多い陸域では、その第一推定値が観測値 で修正されるので、実況に近いと考えられるが、観測データ が少ない海上では、観測データによって修正されず MSM の 予報値そのものになってしまうことに注意が必要である。本 事例解析では、陸域および伊豆大島などの観測を反映してい るので、実況として利用しても大きな問題はないと考える。

が移動せずに停滞したことも記録的な大雨をもたらした一因と考えられる。

この温度傾度帯の維持機構に関係すると考えられる 興味深い実況データを紹介しておこう。図 4.3.6 に毎 時大気解析による風とメソ解析による海面更正気圧の 時系列を示す。一般に、もし摩擦がなければ、地衡風 の関係から風は等圧線に沿って吹くが、地表付近では 地表摩擦のために、やや低圧側に横切るように風向が 変わる。この事例では、台風が南から接近するととも に、南側の気圧が低くなるので、関東付近では等圧線 はだいたい東西に延びる。その等圧線から期待される 風向は、関東付近で東風、ないしは地表面摩擦によっ てやや北風成分が入った風向であろう。しかし、15日 の 09JST 以降は等圧線にほぼ直交した北風が卓越して いる。これは、台風がかなり接近する 16 日 03JST で も同様であり、また、その北風はだんだん強まってい ることが分かる。そして、その北風は、温度傾度帯を 挟んで南からの暖気移流と対峙しており、温度傾度帯 の維持との関係が強く示唆される。

以上の実況データの考察から、以下のようなことを 注目点として挙げることができる。

- これらの実況の現業モデル (MSM, GSM) での表 現はどうであったのか。
- 温度傾度帯と強雨帯はどのように関係しているのか。
- 温度傾度帯が強化、維持されるメカニズムはどの ように理解できるか。
- 風向が等圧線を横切っているメカニズムはどのように理解できるのか。そのことが、温度傾度帯の強化、維持、停滞などに関係しているのか。

これらの点について、以下で、モデルの時間変化率に 着目しながら考察していく。

(2) モデルの降水量・地上気温・地上風の予想

ここでは、モデルの降水量・地上気温・地上風の予想 を精査する。大雨となる1日前にどの程度の予想ができ ていたかを検証するために、以下、特に断らない限り、 GSM は14日 00UTC 初期値、MSM は14日 03UTC 初期値の予想を検証対象とする。

図 4.3.7 に、降水が最も強い時間に近い 16 日 03JST の前 3 時間降水量、地上風、海面更正気圧について、 GSM, MSM それぞれの予想、対応する実況データ(解 析雨量と毎時大気解析の地上風)を示す。MSM, GSM どちらのモデルとも台風の位置が毎時大気解析の地上 風から見られる循環の位置からずれている。しかし、 MSM の予想では、実況よりはやや弱く、やや北側にず れているものの、房総半島から伊豆大島にかけて、実 況のような明瞭な風のシアーが見られ、それに沿って 50 mm/3h を超える強雨帯が表現されている。一方、 GSM ではそのような明瞭な風のシアーや強雨帯は見 られない。 同じ時刻の地上気温の実況やモデルの予想(図4.3.5 の最下段)を見ると、MSMの予想では、実況に見られ るような強い温度傾度帯が、位置は若干ずれているも のの、房総半島から伊豆大島にかけて伸びており、降 水の強い領域もこの温度傾度帯にほぼ沿っていること が分かる。一方、GSMの予想では、実況に見られる強 い温度傾度帯が見られない。このように、実況と同様 に、強い降水帯と強い温度傾度帯はモデルの予想でも 関係していると推察できる。

次に、強い降水が観測された際に対応する強い温度 傾度帯を表現していた MSM について、地上気温の時 系列を見る(図4.3.3、4.3.4、4.3.5の中央)。(1)でも 指摘したように、実況では14日の夕方から陸域と東京 湾の気温が低下し、15日の朝までに各地の沿岸に温度 傾度帯が形成されて、その中で相模湾沿岸の温度傾度 帯は15日 09JST までに沿岸部を離れ、海上に南下し ている。その様子は、MSM の予想でも表現されてい る。しかし、その後の温度傾度帯の南下は実況に比べ て小さい。その後、台風の接近に伴って、温度傾度帯 の寒気側および暖気側の両方から温度傾度を強めてい る点については、実況とよく整合している。

GSM 予想の地上気温の時系列を見てみると(図 4.3.3、4.3.4、4.3.5の右列)、14日夕方からの気温の低 下を表現し、その結果、相模湾沿岸では温度傾度が強 くなっており、その温度傾度帯が06JSTから09JSTに かけて南下する様子はGSMでも表現されている⁷。一 方、台風が接近する15日の21JST以降は、関東地方 南部では気温の上昇が見られるだけで、実況やMSM に見られる内陸側での気温の低下は表現していない。 その結果、実況やMSMに見られるような房総半島か ら伊豆大島に至る温度傾度帯をほとんど表現していな いことが分かる。

最後に、実況で見られた等圧線を横切る風について も、モデルの表現を見てみると(図 4.3.7)、GSM, MSM ともに等圧線を横切る北風を表現している。

⁷ ただし、GSM 予想の気温の低下は実況や MSM の予想よ りも小さい。特に茨城県から千葉県にかけての太平洋沿岸に 向かって低下の幅は小さくなっており、これらの太平洋沿岸 については実況や MSM の予想に見られるような温度傾度 帯を明瞭に表現していない。冷却が沿岸に近づくほど弱いの は、長波放射における不具合(この当時の現業モデルであっ た GSM (GSM1304)では長波放射の計算は3時間毎に行わ れて、その間は地表面温度を用いて時間変化率が補正される が、その補正に不具合があった)に関係しているようである。 この不具合は現在の現業モデルである GSM1403 では修正さ れており、また、これらの太平洋沿岸の温度傾度帯について は以下の議論で重要ではないので、本節ではこれ以上は追究 しないこととする。



図 4.3.6 2013 年 10 月 14 日 09JST から 16 日 03JST (3 時間毎)の毎時大気解析による地上風速(茶矢羽)、地上風の収束・ 発散(赤青の塗り分け、単位:10⁻⁶s⁻¹、正(赤)が発散、負(青)が収束)、メソ解析による海面更正気圧(黒線の等値線、 単位:hPa)。



.4 1 5 10 20 50 100

図 4.3.7 2013 年 10 月 16 日 03JST を予報対象とした MSM (2013 年 10 月 14 日 03UTC 初期値)と GSM (2013 年 10 月 14 日 00UTC 初期値)の予想(前 3 時間降水量(単位:mm/3h)、地上風、海面更正気圧(単位:hPa))と対応する実況(降水 は解析雨量、地上風は毎時大気解析)。(左)実況、(中央)MSM の予想、(右)GSM の予想。風などから推定される台風の 中心位置を黒点で示した。

(3) モデルの時間変化率に着目した、プロセスとモデ ル間の予想の違いの解析

次にモデルの時間変化率に着目して、モデルが表現 しているプロセスを解析する。

以下では、まず最初に地上気温の時系列が実況とほ ぼ合致していた MSM の予想を解析した結果を述べる。 解析に用いる温位の時間変化率と等温位面を活用した 空気塊の追跡手法について説明したのち、現象の時系 列に沿って MSM の各プロセスの時間変化率に着目し て現象のメカニズムの推定を試み、それに加えて、実 況でも見られた等圧線を横切る北風の起源について解 析する。これらを踏まえて、これらの解析から推定され る現象のプロセスをまとめて、それを念頭にこの現象 のモデルによる予想の不確実性について検討する。最 後に、GSM の各プロセスの時間変化率を解析し、GSM の予想では温度傾度帯の表現が十分ではなかった原因 を探る。

温位の時間変化率

MSM では、熱的な状態を記述する予報変数として、 温度ではなく温位を用いている⁸。温位の時間変化率 (単位時間あたりの温位の変化量)は、次のように記述 される。

温位の時間変化率

- = 温位の水平移流 + 温位の鉛直移流
 - + 境界層輸送 + 短波放射 + 長波放射
 - +雲(物理)過程
 - (降水の蒸発、雪の融解、凝結など)
 - +積雲対流
- このうち、以下では、取り上げるプロセス毎に寄与

の大きなものを示すが、「合計」は全ての過程の時間変 化率を合計したものを示す。

等温位面と空気塊の動きの追跡

鉛直方向も含めた大気の流れを追跡するには、温度 ではなく温位(または相当温位)を見ると分かりやす い。温位は、非断熱加熱がなければ保存されるため、非 断熱加熱がない状況では、空気塊は等温位面を移動す る。したがって、等温位面を見ることで、空気塊の動 きを追跡することができる⁹。

沿岸前線としての温度傾度帯の形成

これまでに述べたように、伊豆大島に記録的な大雨 をもたらした現象を理解するためには、帯状の強雨域 に対応する強い温度傾度帯がどのように形成されたの かを把握することが重要である。実況の解析で見たよ うに、大雨となる約36時間前に見られた陸域の気温低 下によって形成された沿岸前線がその種となっている と考えられる。

まず、図 4.3.8 の 14 日 12JST から 15 日 06JST にか けての温位の鉛直断面図の時系列に注目する。14 日の 日中には地表面が加熱され、それによって境界層内で の熱の輸送が駆動され、高さ 1,200 m 付近まで、鉛直 方向に等温位の層、すなわち、混合層(不安定境界層 とも呼ばれる)が形成されている。その後、地表面付 近から冷却が始まり、陸側にはほぼ水平の等温位線が 地表面付近ほど多く描かれるようになる。一方、海側 は温位が鉛直方向に一定の状態の混合層が保たれ、陸

⁸ GSM では温度を予報変数としている (原ほか 2013)。

⁹ 相当温位は、相変化による熱の放出・吸収がある場合も含 めて保存するので、相変化が伴う系では相当温位を追跡する のがよい。しかし、相当温位に対する各過程からの時間変化 率を計算するのは容易ではなく、温位でも近似的に議論でき るので、以下では温位の時間変化を考えていく。ただし、成 層安定度を把握するには相当温位が便利なので、その観点で 活用していく。



図 4.3.8 MSM 予想の温位(単位:K)の鉛直断面図の時系列。2013 年 10 月 14 日 12JST (FT=0) から 15 日 15JST (FT=27) まで(3時間毎)。右下図で示した線分 AB で断面図を描く。各図の左軸の数値は高度 [km] を示す(以下の図で同様)。灰色 で示したのは地形。



-38.3 -26.7 -13.3 0 13.3 26.6 38.3

図 4.3.9 MSM 予想の温位の時間変化率(2013 年 10 月 14 日 18JST から 15 日 06JST まで 12 時間平均)の鉛直断面図。単位は K/日。(左から)水平移流、鉛直移流、境界層、長波放射および全ての過程の合計。他の過程の寄与はこの時間帯は小さいので省略。断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ。合計の図には 15 日 06JST の MSM 予想の温位も描画している。



図 4.3.10 MSM 予想の高度 50 m における水平風(黒矢羽)と鉛直速度(単位:m/s、赤青の塗り分け)の時系列(3時間毎)。 灰色の領域はモデルの標高が 50 m より大きい領域を示す。



図 4.3.11 図 4.3.9 と同じ。ただし、平均時間は 2013 年 10 月 15 日 06JST から 09JST までの 3 時間で、合計の図に示した温 位 (等値線) は 15 日 09JST のもの。



図 4.3.12 MSM 予想による 2013 年 10 月 15 日 09JST から 15JST までの温位の平均時間変化率(単位: K/日)。断面を描く 線分は図 4.3.8 と同じ。ただし、これまでの鉛直断面図と高さのスケールが異なることに注意。

は安定境界層、海は混合層というコントラストが生じている¹⁰。

この変化の原因を主な過程毎の時間変化率を見て考 察する。図 4.3.9 は下層の温位が低下する 14 日 18JST から 15 日 06JST の間の温位の平均時間変化率であり、 図 4.3.8 の 14 日 18JST から 15 日 06JST の間の温位の 変化がどのような過程によってもたらされていたのか を示している。

一般に、日が傾くとともに、地表面への短波放射の 入射が小さくなり、相対的に地表面からの長波放射の 射出が大きくなる。その結果、地表面は冷却される。 これが放射冷却である。図 4.3.3 の実況の地上気温を 見ると、14日夕方からの気温低下は、陸域の広い範囲 で、最初は大きく、その後、小さくなっていることか ら、地表面の放射冷却が関連していることが推察され る。その地表面の放射冷却によって、地表面の方がそ の付近の大気よりも温位が低くなり、地表面付近の大 気から地表面に向かって熱が輸送されて、地表面付近 の大気は冷却される。この効果は、モデルでは、境界 層過程による冷却として表現される。

しかし、図 4.3.9 を見ると、地表面付近の境界層過程 による冷却は、地表面からの高度約 200 m 程度までに 限定されているのに対し、陸の相対的に温位の低い層 はもっと高いところまで及んでいる。この低温位の層 を厚くしたのは、図 4.3.9 から温位の鉛直移流(温度で 記述すれば温度移流と断熱冷却の和に対応¹¹)である と分かる。温位の鉛直移流が負になるということは上 昇流があったことを意味している¹²。

先に述べたように、放射冷却によって地表面付近が 冷却されていたために、地表面付近で温位の鉛直傾度 が強くなっており、この場に上昇流があると鉛直移流 によって温位は大きく低下する。図 4.3.10 を見ると、 確かに関東地方の下層には北東から南西に延びる細長 い上昇流域が見られる。この時系列を見ても分かるよ うに、関東地方の北部から徐々に風向が北に変化する。 その際に、もともとの南寄りの風とその北風の間に収 束帯を形成する。その収束域に上昇流域が対応してい ることが分かる。すなわち、下層風の北風への変化に よって生じた上昇流が、陸上の低温位の層の厚さを増 すことに寄与している。

温位傾度帯の南下

このようにして形成された温位傾度帯は、15日 06JST から 09JST にかけて沿岸部から南下する。こ れは、(2)で指摘した相模湾沿岸の温度傾度帯の南下 に対応している。15日 06JST から 09JST にかけての 温位の時間変化率を見ると(図 4.3.11)、この南下、す

¹¹ 温位 θ の鉛直移流は鉛直速度 w を用いて $-w \frac{\partial \theta}{\partial z}$ と記述さ れ、温度 T を用いて $-w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \left(-w \frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{d}w\right)/\Pi$ と書 ける。ここで、 $\Gamma_{d} \equiv g/C_{p}(>0)$ は乾燥断熱減率(g は重力 加速度、 C_{p} は定圧比熱) $\Pi \equiv (p/p_{0})^{R/C_{p}}$ はエクスナー関 数、p は気圧、 p_{0} は基準気圧、R は気体定数である。第1項 が温度移流、第2項が鉛直流に伴う断熱加熱・冷却に対応す る。

12 温位は下層から上層にかけて高くなるため。

¹⁰ 海上より陸上の温度変化の方が大きいのは、陸の方が熱容量が小さい(熱しやすく冷めやすい)のが主な原因の1つである。

なわち温位傾度帯付近の冷却には、水平移流が大きく 寄与していることが分かる。夜間に陸域の下層の風が 南風から北風に変わり、この北風による移流によって 夜間に形成された温位傾度帯を南下させたと考えられ る。なお、夜間の陸域での風向の北風への変化の要因 については後で触れる。

図 4.3.4 を見て分かるように、太平洋沿岸の温度傾 度帯は、実況、MSM 予想ともに、15日の日中の気温 上昇とともに弱くなっている。特に MSM 予想の方が 気温上昇が大きいために、温度傾度帯の衰弱が顕著で ある。このように、海陸の温度コントラストによって 夜間に生じた沿岸前線は、その後の日中の陸上での気 温上昇とともに消滅することが多い。しかし、この事 例では、気温が上昇する前に、北風によって相模湾沿 岸の温度傾度帯が海上に南下し、気温上昇による衰弱 が生じず、結果として維持したと考えられる。

既に指摘した通り、実況でもモデルの予想でも、台 風が接近して南北の気圧傾度が大きくなって等圧線が 東西に描かれるにもかかわらず北風になっていて、こ の北風が、沿岸にできた温位傾度帯を南に移動させる 原動力になっている。なぜ、このような等圧線を横切 るような風が吹いているのかは、後で述べる。

台風に先行する降水の蒸発による冷却

図 4.3.12 は、15 日 09JST から 15 日 15JST までの 温位の平均時間変化率を示す。この時間帯には、高度 2,000 m から 3,000 m 付近の関東地方および相模湾の 上空に冷却域が広がっている。これは主に降水の蒸発 によるもので、台風に先行する弱い降水域に対応して いる。図 4.3.13 右図の相当温位の図を見ると、対応す る場所に周囲に比べて低相当温位の領域があり、この 降水蒸発による冷却によって形成されたものと考えら れる。この冷却によって、その後、それより下層に流 入する高相当温位とのコントラストを強め、対流不安 定を強化していると考えられる。

また、この冷却によってできた冷気層に暖かい空気 が乗り上げていることが、図 4.3.12 の温位の鉛直移流



図 4.3.13 MSM 予想による 2013 年 10 月 15 日 15JST (FT=27)を予想時刻とした(左図)鉛直速度(単位:m/s、 赤青塗り分け、赤が上昇流を示す)と温位(緑色の等値線、 単位:K)(右図)相当温位(単位:K)の鉛直断面図。

や凝結による温位の時間変化率から、さらには図 4.3.13 の上昇流や相当温位の分布(それぞれの図の右端の高 度 2 km 付近)から分かる。つまり、先行的な降水に よって、冷気層が上層にできていたと言えよう。ただ、 その冷気層に乗り上げる空気の相当温位はまだ低く、 湿りが少なかったために、まだ大雨には至っていない。

温位傾度帯への暖湿気の流入・対流の発生・温位傾度 帯の上空への "成長"

やがて台風の接近に伴い、台風からの暖湿気が温位 傾度帯の海側、すなわち暖域側に流入する。その暖湿 気の下層への流入によって、大気の成層は不安定になっ ており、実際に下層ほど相当温位が大きい対流不安定 の状態になっている (図 4.3.13 の右図)。断熱変化を する空気塊は等温位面に沿って動くことを念頭に置け ば、海側からこの温位傾度帯の下層に流入する空気塊 は、等温位線が鉛直に立っている温位(温度)傾度の 強いところで、等温位線に沿って上方に移動する。す なわち、暖かい空気が冷たい空気の上に乗り上げ、上 昇流が生じる。この乗り上げが空気塊を自由対流高度 まで持ち上げる強制上昇となり、対流を発生させる。 その様子を示したのが図 4.3.13 の左図である。温位傾 度が強い領域の下層で上昇流が発生し、その上昇流が そのほぼ直上に、数千 m の上空まで及んでいることか ら、この上昇流が等温位面に沿った暖かい空気の冷た い空気への乗り上げによるいわゆる層状のものではな く、乗り上げを強制上昇として発生した対流によるも のであることが分かる。

相当温位および風の断面図の時系列(図4.3.14)を 見ると、伊豆大島の南から下層に相当温位が非常に高 い空気が流れ込んでおり、対流不安定な状態を継続さ せている。また、温位傾度帯付近で対流が発生した15 日15JST 以降の温位の変化を見てみると、対流発生前 まではごく下層だけに限られていた温位傾度の強い場 所が、対流発生後には3,000 m 近くまで成長している のが分かる。また、下層の温位傾度は非常に強くなっ ている。

図 4.3.15 は、温位の時間変化率(前3時間平均)の 鉛直断面の時系列である。温位の鉛直移流による冷却 と凝結による加熱が特に大きいが、合計した時間変化 率はこれらより1桁以上小さく、大体バランスが取れ ている状態になっている。その中で、15日 18JST の 伊豆大島付近では、凝結による加熱が温位の鉛直移流 による冷却を上回って、南側(図の右側)を加熱する。 その結果、伊豆大島付近の上空にも温位傾度が生じる。 このようにして、下層にのみあった温位傾度帯が上空 まで"成長"して、やがて先行する降水によって形成さ れていた上空の冷気層に伴う温位傾度帯と一体化して いる。15日の21JST以降は、鉛直移流による冷却や凝 結による加熱が北側にも広がっているのが分かる。こ れは、相対的に冷たい空気の上を暖かい空気が滑昇し



図 4.3.14 MSM 予想による温位(上段、単位:K)と相当温位(下段、単位:K)の鉛直断面(断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ)の 2013 年 10 月 15 日 15JST (FT=27) から 16 日 03JST (FT=39) までの時系列(3 時間毎)。



図 4.3.15 MSM 予想による温位の時間変化率(前3時間平均、単位:K/日)の鉛直断面(断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ) の 2013 年 10 月 15 日 18JST (FT=30) から 16 日 03JST (FT=39) まで(上から下)の時系列(3時間毎)。

ていることを示す(温位の鉛直移流が負であるという ことは、上昇流である)。対流の発生によってもたらさ れた温位傾度帯の上空への成長によって、下層に流入 する非常に湿った暖かい空気がより上空に持ち上げら れやすくなる(空気塊はだいたい等温位線に沿って動 くことに注意)。そして、台風からの暖かく湿った空気 が下層に流入し続けることで対流不安定な状態が維持 され、対流が次々に発生する。それに加え、冷たい空 気の上を暖かく湿った空気が滑昇することで、大量の 凝結を生じて、温度傾度帯の北側で強い降水がもたら され、対流が次々と発生した温度傾度帯付近では特に 強い降水になったと考えられる。

なお、図 4.3.14 を見ると、温位傾度帯から関東の上 空に向かって風の不連続面が見られ(不連続面より上 層では南風、下層では北風)、その不連続面は温位の鉛 直移流による冷却や凝結による加熱が生じる境界面に ほぼ対応していることが分かる。

温位傾度帯の維持

地表付近の風は台風接近とともに強まるが、地表付 近の温位傾度帯は大きく北側に押しやられることなく、 ほぼ同じ位置に停滞している。図4.3.15の16日00JST および16日03JSTの温位変化率を見ると、温位傾度 が強いところでは温位の水平移流による加熱・冷却、鉛 直移流による冷却、凝結による加熱、降水の蒸発によ る冷却、境界層による加熱などが寄与しているが、合 計の寄与はあまり大きくなく、複数の過程がほぼバラ ンスを取った状態になっている。そのため、温位傾度 帯が停滞したと考えられる。

また、暖かい空気が乗り上げている不連続面の下で は、正味の加熱はほぼゼロとなっている。しかし、温 位の鉛直移流を見ると、その不連続面の下は下降流に よる加熱となっている。その下降流による加熱と降水 蒸発による冷却、温位の水平移流による冷却によって、 その不連続面の下の冷気層では加熱と冷却がほぼ同じ になって、バランスが取れていることが分かる。つま り、ここでも降水蒸発による冷却がその冷気層の維持 に寄与していると言える。

等圧線を横切る北風

ここで、等圧線を横切って吹き、低温位層の厚さを 増したり、沿岸の温位傾度帯を南下させたりするのに 寄与した関東地方での北風について言及しておく。

運動量についても、温位と同様に時間変化率の動向 を追跡することができる。なお、ここでいう"運動量" とは、MSMの予報変数となっている

$$U = \frac{\rho G^{1/2}}{m_2} u, \quad V = \frac{\rho G^{1/2}}{m_1} u$$

のことである (u, vはそれぞれ x, y方向の風速、 ρ は密度、 $G^{1/2}$ は鉛直座標変換の際に現れる係数、 m_1, m_2 はマップファクター。詳しくは石田 (2008) を参照)。以

下の議論では、 $U \geq V$ の時間変化率を論じるが、地形 がほとんどない領域で議論するので $G^{1/2}$ の変化は無視 でき(標高が0mである場所では $G^{1/2} = 1$ である) また、着目する領域も狭いのでマップファクターの変 化も無視してよい。また、x, y方向とは、ランベルト 座標上での横軸方向、縦軸方向であり、以下で示す図 の横軸、縦軸方向と一致している。

U, V の時間変化率は以下のように記述される。

U, V の時間変化率

= 水平移流 + 鉛直移流

+ 気圧傾度力 + コリオリカ

+ 境界層輸送 + 曲率項 + 降水落下項

このうち、曲率項と降水落下項の寄与は他に比べて小 さいので無視できる。また、境界層輸送とは、いわゆ る摩擦による運動量の減少のことである。

MSM の予想で、関東北部で地上にごく近い高度 50 mの風向が北に変化を始めるのは、図 4.3.10 で示した ように、大体 14 日 21JST 頃である。14 日 22JST の 高度 50 m における U, V の時間変化率(前 1 時間平 均)を示したのが図 4.3.16 である。U の時間変化率に 着目すると、海上ではほぼ気圧傾度力とコリオリカの 寄与がほぼ等しいのに対し¹³、陸上ではコリオリカが 小さく、気圧傾度力が相対的に大きくなっている。陸 上の合計の時間変化率では、U の時間変化率が正、V の時間変化率が負になっており、東寄り成分を減速さ せ、北寄り成分を加速させている。その結果、東風を 北風に回転させている。これらはほぼ気圧傾度力から の寄与であるため、気圧傾度力がコリオリカより大き くなって、風を回転させていることが分かる。

U, V それぞれの時間変化率に対する気圧傾度力の 寄与から、関東地方の北西部に高圧部があることが示 唆される。図 4.3.8 の 14 日の夜から 15 日朝の温位の 構造を見ると、山の麓の方が温位が低く、確かに局所 的な高圧部の形成と関係している可能性が高い。

そこで、高度 50 m の温位の時間変化率と同じ高度で の気圧の変化を追跡してみる。図 4.3.17 を見ると、14 日の日中は関東平野はほぼ全域で東西方向の気圧傾度 が卓越しており、陸域ではその気圧傾度に沿った東風 が吹いている¹⁴。14 日 18JST までの 2 時間では、地 表面が冷却されることに対応した境界層輸送による冷 却、長波放射による冷却、そして水平移流による冷却 (日中に陸上の方が海上より温位が高い状態になってお り、東風による温位の水平移流は負になる)などによっ て関東平野全域で温位の低下が見られる。14 日 20JST までの 2 時間では、温位の低下が大きいところが北部

¹³ なお、海上ではほぼ南風なので V の時間変化率へのコリ オリカの寄与はほぼゼロである。

¹⁴ この段階でも、既に気圧傾度力とコリオリカはバランスし ておらず、海上より陸上の方が暖かくなり気圧が低くなるこ とで生じる海風が吹いている。



図 4.3.16 2013 年 10 月 14 日 22JST における MSM 予想の高度 50 m における U(上段)と V(下段)の各過程からの時間 変化率(前 1 時間平均、単位:kg m⁻² s⁻¹)。合計の時間変化率にはこの時刻の高度 50 m の風を矢羽で示した。



図 4.3.17 MSM 予想の高度 50 m における各過程の温位の時間変化率(前2時間平均、単位:K/日)と同じ高度での気圧(単位:hPa)の 2013 年 10 月 14 日 16JST から 15 日 00JST までの時系列(2時間毎)。温位の水平移流の図には同じ高度の風 を、合計の時間変化率の図には同じ高度のその時刻における温位(単位:K)を描いた。また、気圧の図の等圧線は 0.1 hPa 毎に描いている。

の山沿いと東京都と埼玉県、千葉県の県境付近に局在 化している。特に北部の山沿いの局在化には、温位の 水平移流と鉛直移流の寄与が大きい。温位の鉛直移流 による温位低下は、東風が山との間で収束して山沿い にできる上昇流と対応している。このように、北部の 山沿いの冷却が強まり、温位が低下してきたことに対 応して、北部の山沿いではそれまで東西方向の気圧傾 度が卓越していた気圧場が、山側の方を高圧部とした 南北方向の気圧傾度が卓越する状態に変化している。 さらに、それに対応して、山沿いの風が西側から北風 に変わり始めているのが分かる。風が北風に山沿いか ら変わり始めると、その南側の東ないしは南寄りの風 との間に収束域を作り、そこに生じる上昇流によって 温位を下げる。その温位が下がった領域で風が北風に 変わり収束域を南に移動させる。このように拡大して いく様子が図 4.3.17 の温位の鉛直移流による時間変化 率を見ていると分かる。この収束域が、関東の冷気層 の厚みを増すのにも寄与したことは既に述べた通りで ある。

一般に、斜面の加熱や冷却をきっかけに吹く風に山 谷風がある。斜面の加熱(冷却)によって斜面付近の大 気とそこから少しだけ離れた大気の間に温度の差が生 じ、上(下)向きの浮力が生じる。その浮力によって斜 面に沿った上昇流(下降流)が生じ、その上昇(下降) 流によって斜面付近の大気は断熱冷却(加熱)される。 その結果、同じ高度で、山の斜面に近い大気と、山か ら離れた大気を比較すると、上空では断熱冷却(加熱) によって山の斜面に近い大気の方が低(高)温になり 気圧は高く(低く)なる一方、下層では上昇(下降)流 による断熱冷却(加熱)よりも日射による加熱(放射 冷却)の方が強くなり、山の斜面に近い大気の方が高 (低)温になって気圧は低(高)くなる。こうして、下 層では山の斜面に向かう(斜面から離れる) 上空では 山の斜面から離れる(斜面に向かう)気圧傾度力が働 き、鉛直循環が生じる。このようにして、下層では谷 (山)から山(谷)へと向かう谷(山)風が生じる。

この事例でも、図4.3.8 の14日18JST や14日21JST の温位分布からは斜面に沿った冷却が見られ、斜面に 沿った薄い層での下降流も予想されていた(図略)。こ の下降流は山の麓の気圧を高め、局所的な高圧部の形 成にも寄与していたであろう。ただ、下降流による温 位の鉛直移流は、東寄りの風に伴う温位の負の水平移 流によって打ち消され、一般の山風に見られるような 上空で斜面に向かう気圧傾度は見られなかったが、こ の事例の上空の総観場の風は南風であり(図略)、上空 での南風、山の斜面沿いでの下降流、地表面に近い下 層で山側から離れる方向に向かう北風、その先の収束 域での上昇流という鉛直循環が成立していたと考えら れる。

気圧傾度力とコリオリカが釣り合い地衡風の関係を 満たすためには、コリオリカは風速に比例するため、 気圧傾度力に見合うだけの風速が必要である。しかし、 陸上ではその気圧傾度に見合うだけの強い風速になっ ておらず、その結果として、気圧傾度力の方が大きく なって、気圧傾度の方向に風が吹いていると考えられ る。コリオリカに比べて気圧傾度の方が強い状態は継 続し、台風の接近に伴って気圧傾度が増すことで風速 もさらに加速される。既に述べたように、モデルの予 想では、その加速された北風が強い温度傾度帯に吹き 込むことで、その傾度帯を寒気移流によって南に移動 させたと表現しており、実況でも同様の事象が見られ ることから、妥当な表現と言えよう。

MSM の時間変化率から考えられる現象のメカニズム これまでの議論を整理すると、以下のようになる。

- 14日夕方からの放射冷却による地表面付近の冷却 によって、沿岸の下層に強い温度(温位)傾度帯 が形成された。また、その冷却とほぼ連動して、 東寄りの風から北風に変わり、その北風と関東地 方南部の南寄りの風が作るシアー上にできた弱い 上昇流によって陸域の低温位層が厚みを増し、陸 上に冷気層を形成した。なお、温度傾度帯(下層) の形成や北風への変化は、海陸のコントラストが 出やすい季節であったことが関係していると考え られる。
- 2. 相模湾沿岸の温度傾度帯(下層)は、関東平野の 北風によって、15日日中の気温上昇の前に海上に 移動しており、15日日中の気温上昇によって、陸 上の温度傾度帯(下層)はやや弱くなるが、海上 に移動した相模湾の温度傾度帯(下層)は維持さ れ、関東平野の北風によってさらに南下し、伊豆 大島上空にかかった。
- 3. 台風に先行する弱い降水の蒸発による冷却により、 高度 2-3 km 付近が冷却され、上空に冷気層(つ まり温位傾度帯)が形成された。その冷気層(高 度 2-3 km)は地上付近の相当温位とのコントラ ストを強めて対流不安定を強めるとともに、その 冷気層(高度 2-3 km)の上を暖かい空気が滑昇 していた。
- 4. 台風の接近に伴って、温位傾度帯(下層)の暖域 側の下層には暖かく湿った空気が吹き付け、潜在 不安定もしくは対流不安定が強化された。暖湿な 空気は温位傾度帯(下層)によって強制的に持ち 上げられ、対流が発生した。温位傾度帯(下層) 直上では対流に伴う水蒸気輸送の過程で凝結熱に よって加熱され、その結果、温位傾度が強い層は、 地表面近くだけでなく上層まで広がり、やがて先 行する降水の蒸発に伴う冷却によって作られてい た温位傾度帯(高度2-3 km)と一体化して、下層 の非常に暖かく湿った空気が上空まで滑昇した。
- 5. 温位傾度帯(下層)付近では、温位傾度帯の寒気 側の寒気移流、暖気側の暖気移流、温位傾度帯付

近での上昇流による温位の鉛直移流による冷却、 凝結に伴う加熱、降水の蒸発による冷却が温位変 化に寄与し、合計では、暖気側で加熱、寒気側で 冷却となり、温位傾度帯をより強めた。また、暖 気側で冷却、寒気側で加熱にならないような各過 程からの寄与のバランスが成立して、その温度傾 度帯は暖気側にも寒気側にも動かずに停滞した。

6. そこに台風からの非常に湿った空気が継続的に流れ込んだため、強制上昇をもたらす原因を維持したまま、対流不安定である状態を継続させ、対流が次々と発生した。その結果、温位傾度帯に沿って大雨となり、特に暖湿気の流入が強かった伊豆大島で記録的な大雨となった。また、その対流に伴う凝結熱の寄与によって下層から高い高度まで形成された温位傾度帯に沿って、冷気層の上を暖かく湿った空気が上空まで滑昇し、その空気が上空で凝結することによって、温度傾度帯の北側の関東地方でも、関東南部のほぼ全域で10月14日~16日の総降水量が150mmを超える大雨となった。

温度傾度帯の予想の不確実性

これまでの議論のように、温度傾度帯の維持や強化 には様々な過程が寄与しており、それぞれの寄与の大 きさの微妙な違いによって、温位(温度)傾度帯の位 置や動向は変わりうる。図 4.3.18 は 16 日 03JST を予 想対象時刻とした異なる初期時刻の MSM の地上気温 の予想を列挙したものである。これを見て分かるよう に、温度傾度帯の形成は予想できているものの、初期 時刻によって位置のずれはある。

GSM の温度時間変化率

既に述べたように、GSM では実況や MSM の予想に あるような温度傾度帯の表現が非常に弱かった。その 原因を探るために、GSM についても温度の時間変化率 に注目してみる。図 4.3.19 を見ると、降水の蒸発によ る冷却が、MSM に比べて GSM では小さく、ほぼ平面 的に一定になっている。冷却が過少であるために、特 に房総半島での温度傾度帯の形成が不十分になってい る。これは、降水の蒸発か雪の融解かの違いはあるが、 原ほか (2013) で紹介した 2013 年 1 月 14 日の関東地 方の大雪の事例と状況は同じである。原ほか (2013) で 述べたように、GSM では、降水の蒸発、雪の融解によ る冷却率(負の温度の時間変化率)にそれぞれ 10 K/ 日の上限値を与えている。この事例においても、降水 の蒸発がその上限値に達してしまっており、本来ある べき冷却が十分に表現されていなかった¹⁵。一見、性 質が全く違うと考えられる大雪の事例と台風接近によ る大雨の事例が、モデルの共通の課題で結びついたわ けである。また、現象的にも、降水の蒸発と雪の融解 の差はあれど、水の相変化が温度傾度帯の形成に寄与 している面でも共通点がある。

房総半島沖の海上では、GSM の積雲対流スキーム による冷却が MSM の降水の蒸発による冷却と同程度 になっている。この積雲対流スキームによる冷却は積 雲対流スキームの中での降水の蒸発によるものであり、 降水の蒸発による冷却の効果を、海上ではモデル毎に 違う過程で表現していると解釈することもできる。し かし、雲過程の降水の蒸発と足し合わせると、海上で は MSM の降水蒸発に伴う冷却より過大になっており、 GSM は海上での冷却が大き過ぎる可能性もある。GSM の海上の下層における冷却については、第4.3.3 項(4) で、別の事例でも触れる。

また、GSM では暖気側の加熱がほとんど見られな かったが、この冷却の過大の可能性のほかに MSM と の台風の進行速度の違いによる暖気移流の大きさの違 いなどもあるだろう。

4.3.3 他の事例における温度傾度帯の形成と維持

これまで取り上げたような記録的な大雨を予想する ためには、大雨になったメカニズムとともに、このよ うな環境場を作り出したメカニズム、そしてそれに対 するモデルの特性を理解することが重要である。なぜ なら、強い温度傾度帯に暖湿気が吹き付けたときに大 雨になることを予想することは必ずしも難しくないが、 その強い温度傾度帯が形成されるプロセスは複雑であ り、その予想はより難しいからである。

前項で取り上げた伊豆大島の事例においては、最も 降水が強くなる時間帯から約36時間も前に、陸域の冷 却により沿岸前線が形成されていたことがその後の経 過に非常に重要であった。

ここでは、強い温度傾度帯が形成されていたと考え られる、最近の事例をさらに3つ取り上げる。また、 伊豆大島の大雨事例の解析で、GSMでは海上の下層の 冷却が過大である可能性を挙げたが、同じような海上 の過大な下層の冷却が南岸の前線の形成に影響を与え たと考えられる事例についても紹介する。

(1) 2013年9月14日~15日における台風第18号接近に伴う近畿北部・中部、北陸西部地方での大雨

この事例では、台風の接近に伴い、台風の前面に位置した京都府、滋賀県、福井県で大雨となり、これらの県に対しては特別警報が発表された。詳細については、気象庁(2014)を参照していただきたい。

実況と降水量・地上風・海面更正気圧・温位のモデル 予想

図 4.3.20 の上段は、近畿北部・中部や北陸西部で最 も降水が強かった 9 月 16 日 06JST における解析雨量、

¹⁵ もっと上空ではあるが、雪の融解による冷却も10 K/日の 上限値に達していた。原ほか(2013)で示したように、10K/ 日の上限値は、雪の融解によって冷却される層を本来よりも 弱く厚く広げ、その結果として、下層を過剰に冷却してしま うことがある。この事例においても、わずかではあるが雪の 融解による冷却が地表付近まで達していたことが確認されて いる。



図 4.3.18 2013 年 10 月 16 日 03JST を予想対象時刻とする各初期時刻の MSM の地上気温予想と毎時大気解析による地上気 温の解析(右下)。単位はそれぞれ°C。



図 4.3.19 2013 年 10 月 15 日 21JST を予想対象時刻とした MSM (FT=33、上段)と GSM (FT=36、下段)の温度の時間変 化率(前1時間平均、単位:K/日、GSM の出力に合わせるため、MSM の温位の時間変化率を温度の時間変化率に変換して いる)。MSM が高度 100 m 面、GSM が 980 hPa 面。合計にはこの時刻、それぞれの高度の気温予想値の等値線を描いた。

MSM 予想(9月14日15UTC初期値、FT=30) GSM 予想(9月14日12UTC初期値、FT=33)による前3 時間降水量である。琵琶湖の北西および南東に3時間 降水量が100 mm/3hを超える強い降水が観測されて いる。また、降水が強い領域は琵琶湖の北西および南 東それぞれに琵琶湖に沿って広がっているように見え る。このような降水の広がり方は、やや降水量は過大 であったものの MSM では表現している。同じ図の下 段には、MSM の高度 750 m 面、GSM の 925 hPa 面 の温位を示しているが、MSM では琵琶湖の北西側に 温位傾度帯を予想しており、琵琶湖の北西の強雨域は この温位傾度帯に沿っていることが分かる。また、実 況でも、モデルの予想でも、地上の風向が等圧線をほ ぼ垂直に横切っていることにも注意したい。



図 4.3.20 2013 年 9 月 16 日 06JST における前 3 時間降水量 (塗り分け)・地上風 (青矢羽)・海面更正気圧 (等値線)の実況値 (上段左、降水量は解析雨量、地上風はアメダス観測、海面更正気圧はメソ解析による) MSM (9 月 14 日 15UTC 初期値、 FT=30)(上段中央)および GSM (9 月 14 日 12UTC 初期値、FT=33)(上段右)による予想値、MSM 予想の高度 750 m 面(下段中央)および GSM 予想の 925 hPa 面(下段右)の温位。単位は、降水量が mm/3h、海面更正気圧が hPa、温位が K。

MSM の温位の時間変化率の解析

MSM によるこの温位傾度帯の形成過程を、温位の時 間変化率で探る。図 4.3.21 は、琵琶湖を横切る線分に おける各過程の時間変化率(前6時間平均)の鉛直断 面を6時間毎に示している(断面図に現れる2つの山 は、左が比良山地、右が鈴鹿山脈である)。図 4.3.22 に 示した MSM による前6時間降水量の時系列も併せて 見ていただきたい。台風に先行して、台風のアウター バンドによる降水が近畿地方を通過する(図 4.3.22 の 左から2番目の図)。その際に、日本海で降水の蒸発に よる冷却が見られ、海上に低温位層が形成される。ま た、低温位層の形成とともに、その層内の風向が北に 変化しており(図略)¹⁶、海上で降水蒸発によって強 く冷却された空気の寒気移流により、さらに冷却して いる(図 4.3.21 の上から 2 段目の図)。なお、この図の 鉛直移流や凝結による時間変化率、風向の不連続面の 存在から、アウターバンドでは、冷たい空気の上を暖 かい空気が滑昇している様子も分かる。すなわち、先 行する弱い降水(図4.3.22の左から1番目の図)の蒸 発によって下層を中心に冷却され(図 4.3.21 の上から

2 段目の図)後から来る暖かい空気がその上に乗り上 げやすい環境が作られ、そこで対流が発生して降水量 が多くなっていると考えられる。

ここで、台風の接近に先行する降水は、日本海上に も、陸上にも、さらには太平洋上にもある。しかし、蒸 発による冷却が大きいのは日本海上である。これは、 図 4.3.23 の相対湿度から分かるように、日本海上で大 気が乾いていたからである¹⁷。原ほか(2013)でも指 摘したように、蒸発は大気の水蒸気量を増加させる過 程であるが、大気は飽和水蒸気量を超える水蒸気を含 むことはできないため、乾いている大気ほど蒸発が起 こりやすく、相対湿度が100%になるとそれ以上は蒸発 は生じないことに注意が必要である。つまり、降水の 蒸発による冷却が大きく寄与するためには、降水が落 下する途中の大気が乾燥していることが必要である。

さて、降水の蒸発によって形成された日本海上の温位 傾度帯は、北風による寒気移流や地形に伴うと思われ る上昇流によって比良山地の上空に移動する(図4.3.21 の上から3段目の図)。図4.3.21の鉛直移流や凝結の温 位変化率からも分かるように、予想初期(図4.3.21の

¹⁶ 地上付近では北風、温度傾度帯で上昇し、上空では南風、 そして日本海の降水域で下降するという鉛直循環が見られる。

¹⁷ なぜ、このような相対湿度のコントラストが生じたかも興 味深いが未調査である。



-76.7 -53.3 -26.7 0 26.7

図 4.3.21 MSM 予想の各過程の温位の時間変化率(前6時間平均、単位:K/日)の鉛直断面図の 2013 年 9 月 15 日 06JST か ら 16 日 06JST まで(上から下へ)の時系列(6時間毎)。断面を描く線分 AB は図 4.3.22 に示した。合計の図にそれぞれの 時刻の温位を描いた。



図 4.3.22 MSM 予想による前 6 時間降水量 [mm/6h] の 2013 年 9 月 15 日 06JST から 16 日 06JST までの時系列 (6 時間毎)。 図 4.3.21 のそれぞれの図の時刻に対応。

上から1,2段目の図)から鈴鹿山脈による強制上昇に よって対流は発生し、鈴鹿山脈に沿って、比較的強い 降水が予想されている。その中で、日本海上でできた 温位傾度帯が比良山地の上に移動し、対流発生に必要 な強制上昇をもたらしたり、台風から吹き込む南から の暖かく湿った空気を持ち上げ、冷たい空気の上を滑 昇しやすい環境となり、その風下の地域で大雨になっ たと考えられる。このメカニズムは伊豆大島の大雨事 例と類似している。

なお、等圧線を横切る北風は、伊豆大島の例を考慮 すると、日本海の上空が冷却されたことによって日本 海に高圧部ができて、その高圧部と接近する台風との 間の南北の気圧傾度によるものであろう。実際に、運 動量の時間変化率からは、伊豆大島の事例と同様に、 気圧傾度力がコリオリカより大きい状況が確認できる (図略)。

解析結果の妥当性の検討

先に述べた関東地方の事例では、海上であったり、陸 上であっても標高をほぼ無視できたため、観測による 気温でも明瞭に温度(温位)傾度帯を認めることがで きた。しかし、近畿地方では地形の影響もあり、MSM でも鈴鹿山脈の上空に温位傾度帯を予想したため、観 測データと直接比較して、モデルの結果の妥当性を確 認するのが、伊豆大島の事例よりも難しい。実際に、大 雨となる図 4.3.20 と同じ時刻のアメダス観測では、地 上気温の傾度帯は明瞭ではない(図略)。ただし、台風 本体の降水に先行するアウターバンドが通過した際に、 近畿地方の北側と南側の間で温度傾度が生じていたの は観測からも確認することができること(図 4.3.24) 降水の分布が実況と MSM の予想で大体一致している こと、モデルの時間変化率が示す温度傾度帯形成のプ ロセスに気象学の観点から不合理な点がないと考えら れることから、ここで示したようなプロセスによって 温位傾度帯が形成され、それが大雨をもたらす一因に なった可能性が高いと考えてよいだろう。

(2) 2014年2月8日における関東地方での大雪

既に、伊豆大島の事例でも述べたように、一見、全 く違うように見える台風の事例と大雪の事例が、水の 相転移が関係した温度傾度帯の形成ということでつな がっている。2014年2月8日の関東地方での大雪の事 例でも、南岸低気圧の接近に伴って、関東地方に強い 温度傾度帯が形成されており、その動向が降水種別の 予想に大きな影響を与えた。

2014年2月8日、南岸低気圧の接近に伴い、関東地 方で大雪となり、東京では最大27 cmの積雪を記録し た。2013年1月14日の関東地方での大雪の事例(原 ほか2013)では、降水が雨から雪に変わるか否かの予 想が難しかったのに対し、この事例では降水が始まる 前から関東地方の下層の気温が低かったことから、降 り始めは雪であると予想され、実況もその通りであっ た。その中で、予報の1つのポイントは、南岸低気圧 の降水域が最も近づく8日の18JSTから21JST頃の 気温と降水種別であったと言える。

図 4.3.25 は 8 日 21JST における地上気温、地上風、 前3時間降水量の実況(毎時大気解析、解析雨量)、 MSM 予想 (2月7日15UTC 初期值), GSM 予想 (2 月7日12UTC初期値)を示したものである。実況では 房総半島東部に温度傾度帯が見られる。 MSM ではその 温度傾度帯を表現はしているものの、位置がやや西寄 り(寒気側)にずれている。GSM では実況や MSM 予 想のような明瞭な温度傾度帯を表現していない。MSM とGSMの予想の差は、再三にわたって述べたGSMの 水の相変化に伴う冷却の上限値によるところが大きい。 降水量については、予想と実況の間に大きな差はない が、気温の予想に大きな差があったために、東京、千 葉、埼玉などの降雪量ガイダンスの予想には差が生じ た。図 4.3.26 は、図 4.3.25 で示した MSM、GSM それ ぞれの予想気温を入力とした¹⁸⁸日 21JST までの最大 降雪量ガイダンスによる降雪量の予想である。温度傾 度帯が明瞭ではなく、東京で既に 3°C 程度まで気温を 上昇させる GSM 予想を用いた GSM ガイダンスでは、 東京の3時間最大降雪量は0 cm となっていた。一方、 MSM では東京で数 cm の降雪を予想している(実況 は 12 cm)。MSM 予想では、温度傾度帯の位置がずれ ていたものの、東京はまだ MSM が予想する温度傾度 帯の寒気側に位置していたからである。しかし、MSM では温度傾度帯の暖気側に入ると予想された千葉では、 予想降雪量は0 cm であったが、実況では11 cm の降 雪があった。原ほか (2013) でも述べたように、MSM では温度傾度帯の形成は予想できることが多いものの、 その位置については不確実性が高いことをこの事例で も示している。伊豆大島の事例でも述べたように、温 度傾度帯の位置については、様々なプロセスが寄与し ているため、モデルの予想の不確実性が大きい。ただ、 この事例にも見られるように、温度傾度帯が実況より 寒気側に位置して予想されることが多く、モデルの特 性の1つとして留意していただきたいことである。

なお、図 4.3.25 の実況の地上風から分かるように、 この事例でも等圧線を横切って北風が吹いており、台 風第 26 号接近に伴う伊豆大島の事例、台風第 18 号接 近に伴う近畿北部などの事例と共通していること¹⁹、 また、MSM, GSM ともにその北風を予想できている ことを指摘しておく。

この事例では原ほか (2013) でも指摘した GSM の蒸 発・融解に伴う冷却の上限値に伴うもう 1 つの問題も

¹⁸ 正確には、モデル気温は格子形式気温ガイダンスの入力と なり、最大降雪量ガイダンスは、格子形式気温ガイダンスの 気温を用いる (古市 2010)。

⁹ 原ほか (2013) では触れていないが、2013 年 1 月 14 日の 関東地方の大雪の事例でも、等圧線を横切る北風が関東地方 で吹いている。



図 4.3.23 MSM 予想による 2013 年 9 月 15 日 03JST (FT=03) における相対湿 度の鉛直断面図。断面図を描く線分は 図 4.3.21 と同じ。



図 4.3.24 2013 年 9 月 15 日 10JST における(左)前1時間解析雨量(単位: mm/h)とアメダス観測による地上風(赤矢羽)(右)アメダス観測による地 上気温(単位:°C)。



図 4.3.25 2014 年 2 月 8 日 21JST における地上気温と風(上段)と前 3 時間降水量(塗り分け)・海面更正気圧(等値線)(下 段)。(左列)実況(地上気温・風:毎時大気解析、降水量:解析雨量)、(中央列)MSM(2月7日15UTC初期値、FT=21) の予想、(右列)GSM(2月7日12UTC初期値、FT=24)の予想。単位は、降水量がmm/3h、海面更正気圧がhPa、気温 が°C。



図 4.3.26 2014 年 2 月 8 日 21JST における前 3 時間最大降雪量(単位: cm)の MSM・GSM ガイダンスによる予想(左: MSM、中央: GSM)と実況(右)。初期時刻は MSM が 2014 年 2 月 7 日 15UTC、GSM が 2014 年 2 月 7 日 12UTC。



図 4.3.27 東京の地上気温(上段、単位: °C)と1時間降水 量(下段、単位:mm/h)の MSM(赤線)とGSM(青 線)による予想とアメダス観測による実況(茶線)。横軸 は 2013 年 2 月 8 日 00JST からの経過時間(単位:時間) を示す。

発現している。GSM では、上限値を超える冷却が計算 されると、その上限値に対応する冷却をそのモデル面 の層で適用し、残りは下の層を冷却する(その下の層 でも上限値に達すれば、その次の層を冷却する。以下、 繰り返し)。そのため、本来は上空に限られる融解に よる冷却が、地上にまで達してしまうことがある。図 4.3.27 の東京の地上気温を見ると、降水の降り始めに、 GSM の予想は実況に比べて大幅に気温を下げてしまっ ており、8日の朝に –3°C にまで気温が低下する予想 になっている²⁰。これは、上空での融解による冷却が、 上で述べた仕組みで下層まで達してしまったためであ ることが分かっている(図略)。

(3) 2014年2月14日~15日における関東甲信地方 での大雪

2014年2月14日~15日にかけても関東甲信地方で 大雪があり、特に山梨県では平年をはるかに超える記 録的な降雪量となった。この事例においても、関東地 方に温度傾度帯が形成されていた。しかし、南岸低気 圧の進行に対するモデル予想が悪く、その結果として、 温度傾度帯の動向の予想もよくなかった。

山梨県、特に甲府盆地での大雪については、この温 度傾度帯とは直接は関係なさそうである。甲府盆地で のモデルの気温低下の予想は十分とは言えず、別途、 詳しく検討する必要があると考えるが、ここでは、関 東地方における温度傾度帯の実況と予想についてのみ、 言及しておくこととする。

図 4.3.28 を見ると、実況では房総半島の西側または 東京湾の西から、千葉県の北西部、茨城県に延びる温度 傾度帯が形成されているのが分かる。一方、MSM では 温度傾度帯はあるものの実況より弱く、内陸にまで入 り込んでおり、また、GSM も同様の傾向が見られる。 風の分布から低気圧の位置を推測すれば、実況(毎時 大気解析)では房総半島付近に循環が見られるのに対 し、MSM では渥美半島の南、GSM では伊豆半島付近 に循環が見られ、実況と大きく異なっている。実況で は、関東で温度傾度帯に吹き込む北西風が見られ、こ れまでの事例考察を踏まえると、温度傾度帯の寒気側 からの維持に寄与していると考えられる(この風も等 圧線をほぼ垂直に横切っていると考えられることに注 意)。それに対し、モデルの予想ではそのような風は見 られない。これは、低気圧の位置が異なるために、気 圧場が異なり、北風の形成に関係する南北の気圧傾度 力が十分に得られないからであろう。このように、温 度傾度帯をモデルが正しく表現するためには、それよ り大きなスケールの気圧場がある程度正しく表現され ていることが前提になることに留意していただきたい。

本節のテーマの温度傾度帯からやや外れるが、GSM とMSMで低気圧の位置の予想が大きく異なってしまっ た要因をいくつか挙げておく。

図 4.3.29 は 2 月 14 日 00UTC 初期値の MSM と GSM の初期値の海面更正気圧と風である。この2つの初期 値を比べると、低気圧の中心位置が MSM と GSM で 異なっていることが分かる。その後の時刻でも、2つ のモデルの初期値の間には低気圧の位置に差が見られ、 モデル間の初期値の差はなくなることがなかった。初 期値を作成するデータ同化は、モデルの予報値である 第一推定値を観測データによって修正するので、観測 データが十分にないと、第一推定値がそのまま初期値 となってしまい、実況からの乖離が大きい第一推定値 が修正されないこともある。坂本ほか (2013) でも述べ たように、MSM と GSM の予想の間に差が見られたと きの原因の1つとしてあり得るのがこの事例のように 初期値の差である。モデル間で予想に差が見られたと きには初期値に差がないかをチェックすること、また、 初期値に差があった場合には、実況などからどちらが 妥当であるかについての検討をしていただきたい。

また、この低気圧の動向を追跡すると、それぞれのモ デルのシアーの上に強い降水を予想し、その降水域付 近に新たな循環を作っている構造が見られる(図略)。 シアーの上に強い降水域を予想し、そこに新しい循環 を作るという現象は、シアーの位置や収束の強さ、降 水量などが関係し、少しの違いが大きな違いにもなり 得る不確実性の大きな現象である。さらに、実況(客

²⁰ただし、MSMでは8日の日中に実況では見られない気温の上昇を予想している。09JSTから15JSTにかけて、100W/m²の下向き短波放射の入射が地表面にあり、それに対応して地表面温度が上昇している。気温の上昇もこれに対応していることから、雲が薄くてある程度の短波放射が地上に達してしまったことが原因と考えられる。ある程度の降水があるときに雲が薄く、実況より短波放射量が多いのは、これまでもいくつかの事例で見られており、MSMの課題である。



図 4.3.28 2014 年 2 月 15 日 09JST における地上気温(赤等値線、単位:°C)と風(青矢羽)の毎時大気解析による解析(左)、 MSM による予想(中央、2014 年 2 月 13 日 15UTC 初期値)、GSM による予想(右、2014 年 2 月 13 日 12UTC 初期値)。



図 4.3.29 2014 年 2 月 14 日 00UTC の MSM (左)と GSM (右) それぞれの初期値の海面更正気圧 (黒等値線、単位:hPa) と風 (赤矢羽)。

観解析)では、この南岸低気圧に対応する上空の気圧 の谷が南の海上から中部山岳の方へ進行したのに対し、 低気圧の北東のシアー上に降水が集中した領域を作り、 そこから下層の収束を起源とする低気圧が形成され、 房総半島に進んだように見える(図略)。このように、 低気圧の動向が複雑でモデルで予想することが難しい 現象であったことも、モデル間の予想の差、さらには、 実況との大きな乖離を生んだ原因と考えられる。

(4) 2014年8月31日から9月1日にかけての日本 の南岸の前線形成

第4.3.2項(3)のGSMの温度時間変化率の解析において、GSMの下層の冷却が過大である可能性があることについて言及した。取り上げた伊豆大島の事例のほかにも、GSMの海上での冷却が過大と考えられる事例があった。ここでは、その事例の1つとして、2014年8月31日から9月1日にかけて日本の南岸に前線が形成された事例を取り上げる²¹。

図 4.3.30 は、2014 年 9 月 1 日 09JST を予想対象時刻 とした海面更正気圧、前 3 時間降水量、地上風の MSM と GSM それぞれの予想と降水量の実況(解析雨量に よる前3時間降水量)を示したものである。MSMの 予想を見ると、降水分布の実況との対応はよくないも のの、関東から東海、四国の南岸に延びる風のシアー ラインがあり、そのシアーラインに沿った強い降水域 が一部では見られる。そしてそのシアーに対応して東 海沖から四国沖に低圧部を表現している。一方、GSM ではそのシアーはほとんど表現されていない。その後、 実況では、このシアー上に低気圧が発生し、発達しな がら東北の太平洋沖へと進むが、GSMでは低気圧が発 生する直前の初期値になるまで、その前線上に発生す る低気圧の発生も予想できていなかった(図略)。

この事例については、初期値の段階で日本の南岸の 海上の表現も大きく異なり(図略)、そのことも MSM と GSM の予想に大きな差があった原因の1つと考え られる²²。ここでは、初期値の違いを排除して、モデ ルの違いによって生じる違いを調べるため、2014年8 月 30 日 12UTC の GSM の初期値を使って、MSM と

²¹ これまでの伊豆大島の事例、近畿北部・中部および北陸西部、関東の大雪2例については、GSMは鉛直層数が60層のGSM1304の結果を基に解析した。この事例のみは、鉛直層数100層のGSM1403の結果である。

²² 繰り返しになるが、初期値を作成するデータ同化は、モデルの予想値である第一推定値を観測データによって修正するものであり、観測値がない場合には、第一推定値がそのまま初期値として使われる。海上の下層の気温については観測データ量が十分ではなく、初期値にはモデルのバイアスが現れることがある。今回の事例でも、GSMの初期値の下層の気温は MSM に比べて 2°C 以上低く(図略)、GSM が持つ下層の低温バイアスを反映したものであろう。



図 4.3.30 2014 年 9 月 1 日 09JST の解析雨量による前 3 時間降水量(左)、その時刻を予想対象時刻とした前 3 時間降水量 (塗り分け、単位:mm/3h)、海面更正気圧(等値線、単位:hPa)、地上風(赤矢羽)の MSM(中央、2014 年 8 月 30 日 15UTC 初期値)と GSM(右、2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値)それぞれの予想。



図 4.3.31 2014 年 8 月 31 日 15JST を予想対象時刻とする(左) MSM(2014 年 8 月 30 日 15UTC 初期値)(中央) MSM-Gini (2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値)、(右) GSM (2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値)の前 3 時間降水量(塗り分け、単位: mm/3h) 海面更正気圧(黒等値線、単位:hPa) 地上風(赤矢羽)の予想。



図 4.3.32 図 4.3.31 と同じ。ただし、2014 年 9 月 1 日 09JST を予想対象時刻としたもの。



図 4.3.33 2014 年 8 月 31 日 12JST における MSM-Gini(上段)とGSM(下段)それぞれの予想の各過程からの温度の時間変 化率(前 3 時間平均、単位:K/日)と前 3 時間降水量(塗り分け、単位:mm/3h)、海面更正気圧(黒等値線、単位:hPa) 地上風(赤矢羽)の予想。温度の時間変化率は、MSM-Gini は高度 200 m 面(気圧約 990 hPa に対応)、GSM は 990 hPa 面におけるものである。

同じ設定のモデル (MSM-Gini) を実行してみた²³。

予想の前半(図4.3.31)では、MSMの予想が紀伊半 島沖に低気圧を表現しているのに対して、MSM-Gini の予想は低圧部がMSM予想よりも西側であるなど、 GSMの予想と似た表現であり、初期値の影響が大きい と考えられる。しかし、前線が明瞭になる予想の後半 (図4.3.32)になると、GSMの予想では東海沖の風の シアーの表現は明瞭ではなかったが、MSM-Giniの予 想ではMSM予想と同様にそのシアーを明瞭に表現し、 モデルの違いによる予想の差が見られる。このように、 モデル予想における前線(シアー)の形成の違いは、モ デルの違いが大いに寄与していることが分かる。

シアーが顕在化し始める時刻(8月31日12JST)に おける MSM-Gini と GSM それぞれの下層の温度の時 間変化率を比べてみる(図4.3.33)。MSM-Gini の予想 では、四国の南の海上から南西諸島方面に延びる降水 帯に沿って、合計の温度変化率の冷却域と加熱域が対 峙している領域がある。この事例では、これまでに示 してきた伊豆大島の大雨の事例などのような明瞭な温 度傾度帯の形成は見られなかったものの、弱い不連続 帯に南からの暖湿気が流入して、その不連続帯に沿っ て降水をもたらし、その風下側で降水蒸発や積雲対流 によって冷却されている様子が MSM-Gini の温度時間 変化率から分かる。このようにして不連続帯の南北で 温度傾度を強め、前線を強化している。

一方、GSMでは、このような強い加熱と冷却が隣り 合っているような領域は見られない。また、MSM-Gini と比較すると、積雲対流による冷却の分布が大きく異 なり、GSMの方が海上に大きく広がっている。この 積雲対流過程による冷却は、積雲対流過程の中の降水 の蒸発による冷却が主に寄与しているものである(実際に積雲対流による冷却域と降水域は概ね一致している)。既に述べたように、その降水の蒸発による冷却を 雲(物理)過程と積雲対流過程のどちらで表現するべ きかは、モデルの解像度等に依存する²⁴。したがって、 下層のこれらによる冷却については、雲過程の降水蒸 発による冷却と積雲対流による冷却の和が実況に合致 していればよい。しかし、それを踏まえても、GSMの 下層の積雲対流過程による冷却はMSM-Giniと比べれ ば過大で、南北の温度傾度を作りにくい状態になって いる。弱いシアーができると、それに向かってより暖湿 流が流れ込むというフィードバックがかかるが、GSM ではそのフィードバックも表現されておらず、結果と して、前線をほとんど表現していなかった。

以上のように、この事例による解析でも、積雲対流 過程による海上の下層の冷却が過大である可能性があ ることが分かった。GSM の積雲対流による下層の冷 却は、主に積雲対流に伴う降水の蒸発によってもたら されるものであるため、積雲対流による海上の過大な 下層の冷却は、積雲対流に伴う海上の降水の過多に対 応する。この特性は、降水域が広いというだけでなく、 下層の温度場に強く影響し、その過大な下層の冷却に よって、温度傾度帯(前線)の表現、そのシアー上に 発生する低気圧の表現に大きな影響を与えうることに 注意する必要がある。

また、2014 年 8 月に各地で発生した大雨の際には、 MSM に比べて GSM の海上の温度が 2°C 以上低いこ とが多々見られ、それに伴って海上から前線に向かう 暖かく湿った空気の流入が不十分で、降水量が過小で ある事例が多く見られた²⁵。これらのことも、GSM の

²³ただし、陸上の地面温度の初期値は、MSM-Giniにおいて もGSMのものではなく、メソ解析の地表面解析値を用いて いる(海面温度は同じものを用いている)。この事例は海上 における前線の形成であるので、初期値における陸上の温度 の違いはほとんど影響ないと考えている。

²⁴ 高解像度になり積雲対流パラメタリゼーションを必要とし ないモデルでは、全ての降水蒸発による冷却を雲(物理)過 程が表現することになる。

²⁵ なお、下層の気温の違いだけでなく、下層の風速にも違い がある場合が多く見られた。そのような場合には、GSM 予

海上における下層の過大な冷却と関連していると推察 される。

4.3.4 まとめとモデルの解釈上の留意点

モデルの温位(温度)の時間変化率に着目して、2013 年台風第26号接近に伴う伊豆大島の大雨の事例につい て解析し、モデルが表現する現象のメカニズム、モデ ル予想の不確実性、モデルの課題について述べた。そ の知見を元に、2013年台風第18号接近に伴う近畿北 部などの大雨事例、2014年2月8日および14日~15 日の関東地方などでの大雪事例についても同様の観点 で紹介した。

これらの事例には、いくつかの共通点があった。そ の最たるものは、全ての事例で温位(温度)傾度帯が 形成されて、それが大雨や大雪の予想に大きな影響を 与えたことである。そして、その温位傾度帯の形成に は降水の蒸発、または雪の融解といった水の相転移に 伴う熱の吸収が重要な役割を果たしていた。また、そ の温位傾度帯の寒気側では、等圧線を横切るような北 風が見られ、この北風が温位傾度帯の移動や維持に大 きく寄与していた。台風第26号接近に伴う伊豆大島 の大雨事例では、前々日夕方~前日未明にかけての陸 域、特に山岳域の放射冷却による冷却が関東地方の北 西部に高圧部を作り、その高圧部と接近する台風の間 で気圧傾度を作って北風になっていた。また、台風第 18号接近に伴う近畿北部などの大雨事例では、先行す るアウターバンドによる降水の蒸発に伴う日本海の上 空での冷却によって、台風の北側に高圧部が形成され ていた。このように何らかの原因によって北側が冷却 され、下層では北風になっていることも、これらの事 例に共通している。

また、GSM では水の相転移に伴う冷却に対して上 限値が設定されていて、それによって降雪の際に気温 が十分に下がらなかったり、または下がりすぎたりす ることを原ほか (2013) で紹介した。降雪事例だけでな く、一見、関係がないように見える台風の事例におい ても、その上限値によって温度傾度帯の形成を十分に 表現できず、モデルの予想を解釈する上で注意が必要 なことが分かった。

GSM の各過程の時間変化率をめぐっては、伊豆大島 の大雨の事例解析を通じて GSM の下層の冷却が過大 である可能性を挙げた。その過大な下層の冷却が南岸 の前線形成にも影響している可能性があることを 2014 年 8 月 31 日~9 月 1 日の事例で初期値をそろえた 2 つ のモデルを比較することで示し、過大と疑われる下層 の冷却が、大きなスケールの場にも影響を及ぼしうる ことが分かった。 モデルが大雨を予想している場合に、その原因を探 ることが重要であることは言うまでもないが、その際 にこれらの事例解析を思い出し、温位(温度)傾度帯 が形成されていないか、もし顕著な温位傾度帯がモデ ルによって予想されていたら、その妥当性をこれらの 事例と比べながら、確認していただきたい。このよう な事例解析の積み重ねが、現象やモデルの解釈に大き く資すると考える。

なお、モデル予想による温位傾度帯の位置や動向の予 想には不確実性が大きいことは、本節でも原ほか(2013) でも述べてきたことである。また、MSM の予想では、 このような温位傾度帯は実況より寒気側に押し込まれ てしまうことが多いようである(伊豆大島の大雨の事 例、2月8日の関東地方の大雪の事例など)。既に示し てきたように、温位傾度帯の位置は、様々な過程が寄 与して、しかも全体としてほぼバランスしている。本 節での解析を踏まえれば、温位傾度帯が実況より寒気 側に押し込まれてしまう原因として、温位傾度帯の寒 気側での降水が過小で(または、寒気側が乾燥してい ないために)降水による冷却が十分ではない、または 境界層による加熱がその冷却を打ち消している、寒気 側からの寒気移流が過小、暖気側からの暖気移流が過 大、温位傾度帯付近での上昇流に伴う凝結による加熱 が過大、などのいくつかの原因が考えうるが、現時点 ではその原因は定かではない。温位傾度帯の位置の予 想については、不確実性が大きいことに注意していた だきたい。

原ほか (2013) や本節の最大の目的は、関東地方の 大雪事例や台風に伴う大雨事例という特定の事例に対 する解説ではなく、本節で示したようなプロセスが起 こりうることを紹介し、現象を物理的に解釈すること の大切さを示すことであった。モデルの予想結果を利 用するにあたっては、日頃から日々の現象やモデルの 結果を確認して、「なぜ、そのような現象が発生してい るのか」「なぜ、モデルがそのような予想をしているの か」ということを物理的に考えること、そして、それ を理解するために、本節のような事例解析による知見 の蓄積、気象学の基礎的素養、そして現在の数値予報 モデルの仕様についての知識を深めることにぜひ取り 組んでいただきたいと考える。

参考文献

- 石田純一,2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系 と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入.数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,27-43.
- 気象庁,2014: 災害時気象速報「平成25年台風第 18号による9月15日から17日にかけての大雨、 暴風及び突風」.災害時自然現象報告書2014年第 1号,http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/ saigaiji/saigaiji_2014_01.pdf.

坂本雅巳,小泉友延,原旅人,2013:2013 年4月6日か

想の東側の高気圧の西への張り出しや、西側の低気圧の発達 が実況に比べて不十分であるために、東側の高気圧と西側の 低気圧の間の気圧傾度が小さかった。その結果、下層の海上 からの南寄りの風が弱く、十分に暖湿気が流入していなかっ た。

ら7日にかけて発生した低気圧.平成25年度数値予 報研修テキスト、気象庁予報部,90-106.

- 東京管区気象台,2014: 災害時気象速報「平成25 年台風第26号に伴う10月15日~16日の伊豆 大島の大雨」.災害時自然現象報告書2014年第 1号,http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/ saigaiji/saigaiji_201401.pdf.
- 原旅人, 2012: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 2-7.
- 原旅人,白山洋平,檜垣将和,氏家将志,2013:2013年1
 月 14日の関東大雪.平成25年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,71-89.
- 古市豊,2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成22 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,78-81.
- 牧野眞一, 岸本賢司, 土井内則夫, 梅津浩典, 2013: 大雪 の事例(平成25年1月14日関東地方南部の大雪事 例). 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予 報部, 28-48.
- 室井ちあし、2012:数値予報モデルの全体構造.平成24 年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部、24-25.