平成28年度数值予報

研修テキスト

「全球・メソ数値予報システム、観測データ利用 及びガイダンスの改良」

(数値予報課)

平成 28 年 11 月 November 2016



気象庁は平成28年3月に全球モデル(GSM)を刷新した。平成24年6月から運用してい る現在のスーパーコンピュータシステムにおいて、GSMの大規模な変更は平成26年3月に 続いて二回目となる。予測の品質を左右する物理過程において、多くの部分で精緻化を図る とともに、それらがモデルの中で相互に及ぼし合う影響も含めて横断的・総合的な性能評価 を積み重ね、実用化にこぎ着けた。同時に、GSMの骨格部とも言える力学過程において、 スペクトルモデル特有の球面調和変換で大幅な高速化を実現し、物理過程の精緻化に必要な 計算資源を捻出した。これにより、予測資料の配信時刻を維持しつつ、予測性能の改善を図 ることができた。

また、同時期に相前後して、ひまわり8号観測データの数値予報での利用を開始した。従前のひまわり7号に比べて撮像頻度、画像分解能、観測バンド数とも強化されたひまわり8 号の観測データは、数値予報の改善にも大きく寄与している。

このほか最近の成果として、各種観測データの利用方法の改良や新規データの利用開始、 ガイダンスの改良や新規開発等が上げられる。

こうした予報モデルの変更や新しい観測データの利用等により、台風進路をはじめ多くの 評価指標で良好な結果を残すことができたが、一方でモデルの特性変化のため予報現場では 従来の予報則に対する点検や修正が必要になることもあるだろう。

本テキストは、第1章で平成28年3月に実施した全球数値予報システムの変更にともな う予測特性の変化について、メソ数値予報システムやGSMガイダンスも含めて解説する。 第2章ではひまわり8号を含む観測データの利用について、第3章ではガイダンスについ て、それぞれ最近の開発成果を紹介する。第4章では、トピックスとして最近の事例を使っ て数値予報の特性を解説する。本テキストが数値予報を適切に効果的に利用する上でその一 助になれば幸いである。

気象予測はその手法の如何に依らず原理的に不確定性を内包し、現象規模や予測時間に応 じて予測誤差が拡大することを免れない。しかし、そうした気象予測の特質を理解したうえ で、現象を把握し誤差の成長を抑制しながら予測精度を確保して行くことには無限の可能性 があると言えよう。予報業務の根幹を支える数値予報の技術開発とはこうした果て知れない 営みであることを肝に銘じ、引き続き予測性能の改善に努めていく所存である。

~松村 崇行

全球・メソ数値予報システム、観測データ利用 及びガイダンスの改良

目 次

はじめに

第1章	全球数値予報システムの改良に伴う各種システムの特性変化	1
1.1	全球数値予報システムの物理過程改良の概要・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	1
1.2	全球数値予報システムの特性の変化・・・・・	4
1.3	メソ数値予報システムの特性の変化・・・・・	30
1.4	ガイダンスの特性の変化・・・・・・	36
第2章	観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムの背景誤差の改良	43
2.1	観測データの新規利用開始及び利用手法の改良	43
2.2	メソ数値予報システムの背景誤差の改良・・・・・・	63
第3章	ガイダンスの改良	69
3.1	GSM 乱気流指数の改良	69
3.2	降雪量地点ガイダンスの改良と開発	77
3.3	台風アンサンブル最大降水量ガイダンスの開発	85
第4章	事例検討	89
4.1	渦位の追跡によって見る MSM における境界値の影響	89
4.2	寒気移流に伴う下層の気温低下の MSM による予測について	100
付録 A	数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表	105
付録 B	最近の改善のまとめ	128
付録C	プロダクトの物理量の仕様及び算出手法	131
付録 D	数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標	133

第1章 全球数値予報システムの改良に伴う各種システムの特性変化

1.1 全球数値予報システムの物理過程改良の概要¹

1.1.1 はじめに

気象庁は、2016年3月に全球数値予報システムに対して、新規観測データの利用開始や全球モデル(GSM)の改良など大幅な変更を行った。まず、2016年3月17日00UTC初期値の実行から、全球解析において、ひまわり8号の観測データから算出される大気追跡風及び晴天放射輝度温度の利用を開始した。さらに、2016年3月24日00UTC初期値の実行から、改良された積雲・雲・陸面・放射・海面などの物理過程を全球数値予報システムへ導入した。またこの改良と同時に、全球降水観測計画(GPM)主衛星のマイクロ波イメージャ(GMI)輝度温度の新規利用を開始した。

これらの改良の結果、全球数値予報システムの予測 について、台風進路予測の精度向上など多くの点で改 善が見られた。また、その予測結果を境界値として利 用するメソモデル(MSM)でも降水予測精度などが改 善した。本章では、2016年3月の全球数値予報システ ムの改良における、GSMの改良内容(本節)や予測特 性の変化(第1.2節)、MSM・ガイダンスでの予測精 度と特性の変化(第1.3節、第1.4節)について解説す る。観測データ利用の改良については、第2章に解説 されているので参照いただきたい。

1.1.2 全球モデルの改良

全球数値予報システム(GSM・全球解析)は、天気 予報・週間天気予報、台風予報、航空気象予報や海上警 報・予報などの、気象庁の発表する各種防災気象情報 や天気予報を一元的に支援する重要な役割のみならず、 メソ数値予報システムの境界値提供や波浪モデルなど への大気側の入力提供なども同時に担っている。この ように多くの役割、特に短期予報の支援を受け持った のは、GSMの水平分解能を約55 kmから約20 kmに 大幅に高分解能化した2007年11月に、同時に運用を 終了した領域数値予報モデル(RSM)と台風数値予報 モデル(TYM)がそれまで担っていた役割を引き継い で以降である(北川2006)。これまで気象庁では、これ ら多くの役割を持つ全球数値予報システムの発展のた め様々な開発を行ってきた。

表 1.1.1 に 2007 年 11 月以降の GSM の変更履歴を まとめる。以下では、GSM の各バージョンを、改良 を導入した西暦の下二桁と月を GSM の後ろに付けて 呼ぶ(07 年 11 月なら GSM0711 となる)。今回の変 更前後での GSM のバージョンはそれぞれ GSM1403, GSM1603 である。表 1.1.1 に示すように、GSM0711 以降様々な改良を実施している。

本節では、GSM1603 で導入された変更内容につい

表 1.1.1 GSM の変更履歴 (GSM0711 以降)

	主な変更内容
GSM0711	水平格子間隔約 20 km、鉛直層 60
	層、モデルトップ 0.1 hPa へ仕様変
	更 (北川 2007)
GSM0801	積雲過程の改良 (気象庁予報部 2007)
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の
	採用 (岩村 2008)
GSM1011	入出力システムの刷新による高速化
GSM1108	出力専用ジョブ統合による高速化
GSM1212	層積雲スキームの改良(下河邉・古
	河 2012)
GSM1304	放射過程(エーロゾル気候値、水蒸
	気吸収係数)の改良
GSM1403	物理過程改良(放射・境界層・重力
	波・積雲・陸面)、鉛直層 100 層と
	モデルトップ 0.01 hPa へ仕様変更、
	および入出力システムなどの高速化
	(米原 2014a)
GSM1603	物理過程改良(積雲・雲・陸面・放
	射・海面)および力学過程の高速化

て説明する。この変更では、GSM の積雲・雲・放射・ 陸面・海面などの物理過程が多くの点で大幅に改良さ れており、様々な点について予測精度が大きく向上す ると同時に、予測特性の観点からも GSM0711 以降最 大の変化となっている。そのため、次節では統計的精 度だけでなく、日本付近の予測特性にも注目してその 変化を解説する。

また、GSM1603 では物理過程の改良により増加した実行時間を短縮するため、力学過程の球面調和変換などで高速化も同時に行っている。

1.1.3 物理過程の改良

GSM1603 における、物理過程改良の狙いと変更内 容の概略を説明する。GSM1212 の時点で採用されて いた物理過程やその詳細については JMA (2013) を、 GSM1403 での変更は米原 (2014a) を参照していただ きたい。

(1) 開発の狙い

GSM1603 についての一連の開発では、「数値予報モ デル由来の予測誤差は、モデルの諸過程が持つ問題が 複雑に絡み合った結果生じている」という認識のもと、 それぞれの開発項目ごとの実験・評価・議論に加えて、 開発の途中で各項目を組み合わせた実験・評価・議論 を段階的に行い、その結果から各項目を見直し、GSM 全体としてブラッシュアップしていく方針を取ってい

1 米原 仁

る。その中でも特に、GSM1403の開発経験から得ら れた知見や問題意識に基づき(米原 2014b)、長年の課 題であった中層乾燥バイアスや下層低温バイアスなど の予測特性改善に取り組んだ。

また、GSM1603後も更なる精度向上を効率的に行っ ていくために、開発項目の選定時においては、各項目 が科学的に正しい方向性を持ち、今後の開発において 基盤となりうることを重視した。GSM1403時点での 物理過程の大きな問題点として、数値計算手法に不適 切な部分があることや、モデリングが簡素過ぎる部分 があることが挙げられる。これらは予測誤差の原因と なるだけでなく、物理過程を変更したインパクトの再 現性を低下させ、問題の切り分けを困難にしていた²。 今後の効率的な開発基盤を作るため、それら問題を改 善することも大きな目的である。

(2) 積雲・雲

積雲過程と雲過程についての変更内容は互いに強く 関連しており、結果として生じた予測特性の変化は不 可分であるためまとめて記述する³。

積雲過程においては、エネルギー収支補正方法⁴の 適正化に端を発して様々な点を修正した。主要な点だ けでも、エネルギー収支補正により簡便に扱われてい た固体降水についての融解過程の導入、それと合わせ てエネルギー収支補正での –5 °C 制限の廃止、対流性 上昇流域での雲水から降水への変換過程の導入、雲底 の静的エネルギー見積り方法の変更および、雲底以下 の上昇流域にエントレインされる気塊への+0.5 K の損 動付加など多岐に渡る。

雲過程については、雲氷の落下計算において、モデ ルの積分時間間隔への依存性を減らすことを主な目的 に改良を行った。これまで用いられていた、雲氷の連 続系での落下方程式は、積分時間間隔の値を陽に含む 不自然なものであったが、より自然な方程式を時間離 散化の影響が小さい手法で解く方法へ変更した。この 変更により、GSM1603においては、結果として雲氷は よりゆっくり落下するようになり、主に中高緯度で上 層雲量が増加した。この結果、地表面での長波放射収 支が改善され、衛星観測から推定されたものに近づい ている。

また、積雲過程に依存する比湿ゆらぎ幅の調整を廃 止した。比湿ゆらぎ幅とは、雲過程において1格子内 の全水量分布がどれだけ平均値から揺らいでいるかを 表す量であり、この値が大きくなれば格子平均値の湿 度がより低く乾燥していても、格子内で部分的に飽和

⁴ 解説は米原 (2014a) を参照。

している領域が存在でき、水蒸気が雲水に変換されや すくなる。GSM1403 では、積雲過程の中で積雲が存 在すると判定された場合には、雲過程で使われるこの 揺らぎ幅を調整しており、その格子では比湿ゆらぎ幅 がかなり大きく設定されていた。大まかに言うと、こ れまでは雲水が相対湿度が 60%程度でも生成されるこ とがあったが、調整の廃止により 80%程度まで雲水は 生成されない様に変わっている。この変更は降水特性 の変化に特に大きく影響している。

これら積雲・雲過程変更の影響は広範囲に渡り、対流 活動域を中心とした中下層低温バイアスの改善と 500 hPa高度場のバイアス改善、中下層の乾燥バイアスの 改善、擾乱の表現の変化など大きな改善の原因となっ ている。また、特にゆらぎ幅調整の廃止により、対流 活動域において雲過程による降水⁵は大幅に減少し、 降水の不自然に局所的な表現が減り、なめらかな空間 分布になった。GSM1603においては、特に夏期の降水 予測精度の向上が顕著であり、日々の降水の予測特性 にも大きな変化が見られる。

(3) 陸面

GSM1403 で利用されていた陸面過程の歴史は古く 1989年まで遡り、この間 GSM1603 まで大幅な改良は 行われていなかった。今回の改良は、大泉・保坂 (2000) や平井・堀田 (2009) などで報告された開発を引き継い だ全面的な刷新となる。変更は多岐に渡り、熱・水分共 通の7層の土壌層の導入、最大4層の積雪モデル導入 など基本的スペックの大幅な向上、キャノピー、土壌、 アルベドの取り扱いの精緻化、大気とのフラックス交 換スキームの改良、植生分布や植生・土壌に関連する 各種定数値の更新、土壌水分初期値として用いる気候 値の更新などが含まれる。これら今回の陸面過程の変 更によって、地表面付近の予測特性は大きく変わって いる。

地上気温の改善としては、積雪域での夜間の高温バ イアスが解消されたことや、日変化の表現が改善され たことなどが特に挙げられる。これは、積雪モデルを 刷新し、熱伝導率や熱容量などが適正化されたことや、 土壌過程を強制復元法から熱伝導を解く方式に改良し たことにより、大気からの強制力に対する土壌の応答 が良くなったことが理由である。

(4) 放射

短波放射(太陽放射)過程における雲の取扱いにつ いて、1格子内に複数の雲層の重なりを考慮する手法 として、これまでの曇天域でのランダムオーバーラッ プに代えて、マキシマム・ランダムオーバーラップを 導入した(Nagasawa 2012)。また、水雲粒の光学特性 をパラメタライズする手法をより正確なものへ見直し た。その他に、放射過程で利用する成層圏の水蒸気量

² 計算手法やモデリングの簡素化が原因で、ある変更を適用 した場合に、モデルの分解能や時間積分間隔によって、他の 過程との組み合わせ次第で、変化が想定されるものから異な る例が見られた。

³ GSM においては、大まかな役割分担として積雲過程は対 流性の降水を、雲過程は層状性の降水と雲を扱っている。

⁵ GSM の降水は積雲過程によるものと雲過程によるものの 合計である。

や温室効果ガスの気候値更新、これまで黒体として扱われていた地表面射出率を見直すなどの変更を行っている。放射過程の変更により、厚い雲が存在するカラム大気が変更前と比べて短波放射に対して光学的に薄くなったため、地表面に入射する短波放射は熱帯域を中心に増加した。その結果、対流活動域を中心に、地表面への入射短波が過小なバイアスが改善している。

(5) 海面

GSMの海面過程では、開水面 (open water surface) と海氷の両方が考慮されている。今回の変更では、両 者の接地境界層における輸送係数の計算手法を Monin-Obukhov 則に直接基づくものに改良した。また、海氷 について、これまでは氷1層で表面 (skin layer)の取 扱い無しであったものを変更し、氷4層に加え表面を 取り扱う新しいスキームを導入した。加えて、ひとつ の格子は開水面か海氷かどちらかしか取り得なかった ものを、海氷密接度に応じて混在した状態を取り得る ように接地境界層スキームの陰的解法を精緻化した。

GSM1403 では、極域で大気下層の低温バイアスが 大きく、特に海氷域では予測時間が進むにつれてそれ がより顕著になっていたが、海面過程の改良により低 温バイアスは大きく緩和した。また、この変更および 陸面過程の変更により、高緯度の擾乱について地上気 圧場や高度場などの予測精度の改善が見られた。

1.1.4 まとめ

2016 年 3 月 24 日 00UTC から全球数値予報システムに適用された物理過程の改良について、その狙いと 概略を示した。今回の変更では様々な点について大き く予測精度が向上している。これらの変更に伴う予測 特性の変化について次節で解説する。

最後に、GSM1603における変更内容一覧を、ここまでに紹介していないものも含めて表 1.1.2に示す。今後 も、今回の開発経験から得られた知見や問題意識に基 づき、引き続き予測性能の向上に努めていく。

参考文献

- 岩村公太,2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,1-6.
- 大泉三津夫,保坂征宏,2000:陸面過程.数値予報課報 告・別冊第46号,気象庁予報部,48-64.
- 気象庁予報部,2007:全球数値予報モデル (GSM) の積 雲対流スキームの改良.配信資料に関する技術情報 (気象編)第275号.
- 北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成 18 年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-8.
- 北川裕人,2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研 修テキスト,気象庁予報部,1-4.

下河邊明,古河貴裕,2012: 層積雲スキームの改良. 平成 24年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,92–96. 平井雅之,堀田大介,2009: 陸面過程. 数値予報課報告・

表 1.1.2 GSM1603 の変更内容				
過程	変更内容			
	エネルギー補正式の修正			
	固体降水の融解の導入			
	上昇流域での雲水から降水への変換の導			
括電	λ			
恨云	雲底の静的エネルギー導出方法の変更、			
	また 0.5 K の摂動を与える			
	雲氷の鉛直再配分の廃止			
	積雲由来の比湿揺らぎ幅調整の廃止			
雲	雲氷落下手法を積分時間間隔に直接依存			
	しない方法へ変更			
	層数などのスペックを大幅向上			
	独立した積雪モデルの導入			
	アルベド・キャノピー・土壌の精緻化			
陸面	フラックス交換スキームの改良			
	植生分布および各種定数値の更新			
	土壌水分初期値として用いる気候値の更			
	新			
	短波放射への雲のマキシマム・ランダム			
	オーバーラップ導入			
放射	水雲粒光学特性パラメタリゼーションの			
	見直し			
	放射過程で利用する吸収気体の気候値更			
	新(成層圏の水蒸気量、温室効果ガス)			
	地表面射出率の見直し			
	4 層海氷モデルの導入			
海面	接地境界層スキームの更新			
14日	開水・海氷混在格子の導入			
	強風時のフラックス交換スキームの修正			
佃	ルジャンドル変換の高速化			
16	非地形性重力波スキームの計算負荷軽減			

別冊第 55 号, 気象庁予報部, 99-108.

- 米原仁, 2014a: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2014b: 留意すべき日本付近での予測特性の変 化. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報 部, 24-34.
- JMA, 2013: Global Spectral Model (JMA-GSM1212). Outline of the Operational Numerical Prediction at JMA, 43–61.
- Nagasawa, R., 2012: The Problem of Cloud Overlap in the Radiation Process of JMA's Global NWP Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 42, 4.15–4.16.

1.2 全球数値予報システムの特性の変化¹

1.2.1 はじめに

本節では、第1.1節で概観した2016年3月の全球数 値予報システムの改良について、導入に際し実施した 試験の結果に基づいて、解析値や予測値の特性変化を 報告する。

今回の変更を現業的に運用するにあたって、夏冬そ れぞれ3か月間を検証対象とする比較試験を行ってい る。試験の対象は、全球サイクル解析、全球速報解析、 全球予報²とした。全球予報はそれぞれ 2015 年 6 月 20 日 00UTC から 10月 11日 18UTC 初期値、2014年 11 月 20 日 00UTC から翌年 3 月 11 日 18UTC 初期値ま でを実施した。夏期試験は2015年7月から9月、冬期 試験は2014年12月から2015年2月を統計検証の対象 期間とする。ただし、台風検証については事例数を多 くとるため、6月20日00UTCから10月11日18UTC 初期値の全ての予測を検証の対象としている³。実験 期間の都合上、冬期試験にはひまわり8号のデータは 解析で利用されておらず、夏期と冬期で試験の内容が 異なるが、本節で解説する予測特性の変化については、 概ね 2016 年 3 月に実施した変更によるものと同じと 考えている。以降、比較試験における変更された実験 を TEST もしくは GSM1603 と呼び、対照実験となる 変更前の実験の結果を CNTL もしくは GSM1403 と 呼ぶ。

CNTL から TEST へのシステムの変更点は非常に多 く、その結果生じた予測特性の変化項目も多い。本節 では、日本付近の予測精度および予測特性の変化につ いて、大きな変化が見られた、利用上注目すべき点を 中心に説明する。以降、台風、高度や気温などの大き なスケールの場、降水、地表面付近の予測について、 テーマごとにそれぞれ統計検証の結果と事例を示しな がら解説する。

1.2.2 台風予測

夏期試験の約4か月の期間内に存在した台風⁴は、 T1508からT1523の16個であり、初期値456事例の うち359初期値で台風追跡の対象となる熱帯擾乱が存 在した。期間に含まれる全ての台風予測について、気 象庁の事後解析データ(ベストトラック)を参照値と して検証を実施した。

(1) 進路予測精度

図 1.2.1 に、期間内全ての台風について平均した予 測時間毎の進路予測誤差を示す。統計的な進路予測誤



図 1.2.1 夏期試験期間に存在した 16 個の台風を予測対象とした進路予測誤差 [km] (実線、左軸) とサンプル数(丸、右軸)。赤線が TEST で青線が CNTL、線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。サンプルは TEST と CNTL で揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。このため、サンプル数を表す丸は TEST と CNTL で重なっている。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が相関考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

差については、FT=12以降の予測で改善が見られてお り、その改善幅は予測時間が進むにつれて大きくなっ ている。この改善は、ひまわり8号データの利用およ びGSMの物理過程改良の両者の効果によるものであ る。物理過程改良のみの試験の結果では、概ね期間の 前半FT=36までは中立、それ以降からFT=84まで改 善が見られた。単純にインパクトの分解はできないが、 事前に行った個別の試験結果から、予測の前半ではひ まわり8号データ利用の効果が大きく、予測の後半で は物理過程改良の寄与が大きいと考えられる。特に予 測の前半では、単純に両者の改善量を合計した以上に 大きな改善が得られており、良い相乗効果が見られた。

台風進路予測の誤差は台風事例ごとの依存性が強く、 検証期間が異なれば改善・改悪の傾向も異なる可能性 がある。しかし、GSM1603の開発途中における、他 の期間の実験においても改善傾向は一貫してみられて おり、2013年の8月や2014年の7,8,9月と幅広い事 例を含む検証で誤差の減少傾向が確認されているため、 今後の予測においても改善した進路予測が得られる可 能性が高いと考える。

5日目までの進路予測誤差を確認するため、夏期試 験の全期間について、FT=132まで進路予測誤差を検 証した結果を図 1.2.2 に示す(軸の表示範囲が図 1.2.1 と異なる点に注意)。この検証では、FT=132までの 予測が存在する12UTC初期値の予測のみを対象とし ている。このため、全初期値を対象とした場合と比較 してサンプル数は約4分の1に減っており、結果の線 にはやや滑らかさを欠くものの、FT=84までで確認さ れた進路予測の改善傾向は、FT=132まで同様にみら

_____ ¹ 米原 仁

² 実際の運用と同様に、00,06,18UTCの初期値に対しては 84 時間予測、12UTC については 264 時間予測。

³ 全球解析や検証の都合上、検証対象期間の前後でも実験は 行われている。

⁴ 今後、台風の識別は T の後に台風番号を付けたもので記 す。



図 1.2.2 夏期試験期間の全期間について、FT=132 まで進路予測誤差を検証したもの。図の表示要素は目盛表示範囲 を除けば図 1.2.1 と同様。FT=132 までの予測が存在する 12UTC 初期値の予測のみを検証対象としている。

れていることが確認できる5。

(2) 進路予測の成分別検証

台風位置の誤差を速度と方向に分けてより詳しく比 較するため、誤差を進行方向に沿った成分と直交する 成分に分解し、転向前・転向中・転向後に期間を区別 して比較する(図1.2.3)。各ステージの定義や成分の 分解の詳細については梅津・森安(2013)の解説を参照 いただきたい。

図を見ると、転向前後のどの期間でも改善している が、進行の遅れすぎ・進みすぎの改善、つまり進行速 度についての改善が顕著であり、これらの寄与が統計 的な誤差の減少につながっていることが分かる。一方 で、進行方向に直行する成分については、差は大きく ないがやや悪化しており、特に転向中のステージで目 立つ。検証の結果として、CNTLとTESTの違いが最 も明瞭なのは転向中の期間である。転向中の期間では、 進行の遅れ成分が大きかったものが、進行方向に直行 する成分の方が大きくなり、誤差の特性が変わってい る。台風の位置誤差が非常に大きくなるケースとして は、CNTL, TEST ともに転向前ステージの図の第4象 限に位置する事例、つまり進行が非常に遅く北進誤差 を伴う場合である点は変わっていない。

(3) 進路予測精度が悪化した期間

夏期試験の期間について、FT=84 までの検証結果 を事例別に分類すると、16 事例の中で改善とみなせる ものが9 事例、中立が3 事例、改悪が4 事例であった (図略)。

改善した事例を個別に調査すると、太平洋高気圧の 縁辺流など台風周辺の環境流の誤差が減少している事 例や、台風周辺の降水表現や風の非軸対称構造が異なっ



図 1.2.3 台風の解析位置に対する相対的な進路予測誤差の 分布図。期間は図 1.2.1 と同じ。縦軸は台風進行方向の誤 差、横軸は進行方向に直交する方向の誤差を示す。同心円 は 300 km 間隔。上段が CNTL のもので下段が TEST の もの。予測時間は FT=72 を対象にしている。図中、赤色 は転向前、緑色は転向中、青色は転向後をそれぞれ表して いる。

ていることが、進路予測誤差の低減に寄与していると 考えられる事例が見られた。統計的な検証結果におい ても、北西太平洋領域での風の場の予測精度が向上し ていることや、降水予測精度が改善していることが確 認されており、これらの改善が進路予測の精度向上に つながっていると考えられる。

一方、改悪は4か月のうち6月下旬から7月中旬の 間の4事例に集中していた。特に、2015年7月に北西 太平洋の北緯25度以南で相次いで発生し、連なって西 進した3つの台風T1510,T1509,T1511(図1.2.4)の うちT1510とT1511について、TESTにおいて進行

⁵ 一般に、事例数が少ない場合、有意性判定の印はつきにく くなるが、今回の改良では 12UTC 初期値のみの検証でも有 意な改善が見られる。



図 1.2.4 2015 年 7 月 7 日 00UTC の気象庁天気図。アジア 太平洋地上天気図の日本と台風周辺を拡大して表示。

が遅れる誤差の増加や、北上・南下などの進行方向の ずれが目立つ結果となった。

それらの悪化事例を調査したところ、中下層風速の 変化から、台風間の相互作用がより働くようになった ことが一因と推察された。今回の変更により、統計的 には GSM における台風はより中心気圧が低く、強風 半径が大きく表現される様に変化しており、その変化 と T1510 や T1511 での誤差の増加の関連が疑われる (これらの点には後で触れる)。 台風間の相互作用が強 く働くような状況においては、進路予測は大気場の細 かい違いの影響を受けやすく、その予測はより難しい と考えられる。今回の試験内での少ない事例からの判 断であるため推測の域を出ないが、この3つの台風の ケースのように、台風間の相互作用が存在する可能性 のある事例では、相互作用が現実よりも強く表現され てしまった場合に誤差が増加する可能性があるため、 台風が近接している場合の予測結果については、これ まで以上に不確実性を高く見積もる必要がある。

TEST の特性変化により予測が難しくなったと考え られる期間を除いた場合の結果を確認し、その他の台 風についての改善を明瞭にするため、これら3つの台 風が存在する期間を除いた、7月下旬以降の期間につ いての検証を行った。図1.2.5 に、夏期試験期間のうち 7月20日00UTC以降の予測結果についての、T1512 からT1523までの台風12事例について平均した予測 時間毎の進路予測誤差を示す。この7月下旬以降の期 間での改善幅は図1.2.1よりも大きく、その傾向は明瞭 である。

(4) 強度予測

図 1.2.6 に、夏期試験期間の全台風の中心気圧予測に ついて、横軸にベストトラックの解析値(以下 BST) 縦軸に GSM の予測値を取った散布図を予測時刻別に 示す。

FT=0の初期値で CNTL と TEST を比較するとほ



図 1.2.5 夏期試験期間のうち、7月20日00UTC以降に期 間を絞って検証した進路予測誤差 [km] (実線、左軸)と サンプル数(点、右軸)。この期間にはT1512からT1523 までが含まれる。図の表示は図 1.2.1と同様。

とんど揃っており、初期時刻においては台風ボーガス による修正が強く効いていることを示唆している。台 風ボーガスの役割として、モデルの分解能に合わせて 台風のシャープさを適切にする効果があり、初期値の 段階で BST より低い中心気圧はほぼ表現されていな い⁶。FT=24 まで進むと、TEST では予測が 940 hPa を下回り BST より発達しすぎた事例が CNTL よりや や増えており、一方で予測が浅すぎる事例がやや減っ ている。FT=48,72 でも傾向は同様で、BST ではあ る程度発達しているが、予測が浅すぎる事例の減少が より目立つ。今回の GSM 変更により、北西太平洋領 域に限らず、熱帯低気圧はより発達しやすい方向に予 測特性が変化している。また、図に示した FT=0 から FT=72 までの予測時間でも確認できるが、GSM1603 には予測時間が進むにつれて熱帯低気圧の発達が強ま る傾向がこれまでよりも見られた。今回の試験期間に おいては、特に5日目以降で顕著な事例が存在した。

BST と比較した場合、予測が強すぎるかどうかは発 達ステージに依存する。例として図 1.2.7 に 2015 年台 風第 13 号の予測結果の比較を示す。この台風は期間 前半で急速に発達している。GSM は CNTL, TEST と も急発達を予測できていないが、TEST は CNTL に比 べるとかなり気圧を下げる予測となっており、期間前 半で見ると中心気圧が浅い予測誤差は改善していると 言える。一方で、その後台風中心気圧の変化が停滞も しくは衰弱する期間では、TEST の方がより気圧を低 く予測する分、深すぎる誤差は悪化している。ただし、 停滞を予測できない点では CNTL も同じである⁷。

⁶ 台風ボーガスの改良が平成 28 年 9 月 28 日の 00UTC 以 降導入されており (気象庁予報部 2016)、変更後は初期値で もやや深い中心気圧が解析されるようになる。

⁷ 熱帯低気圧の強度予測については、各数値予報センターの モデルについてある程度共通した誤差傾向が見られるようで ある(梅津・森安 2013)。台風に関係する物理プロセスへの理 解不足、海洋を同時に予測していないこと、サブグリッド・ パラメタリゼーション手法が前提としている条件の破綻、モ



図 1.2.6 夏期試験期間の全台風の予測について、ある予測 時刻の中心気圧を横軸がベストトラックの解析値、縦軸が 予測値で散布図にしたもの。左列(a)が CNTL、右列(b) が TEST についてのもので、上段から FT=0,24,48,72 についてのもの。サンプルは揃えておらず、両者それぞれ 追跡できたものを対象としている。

この事例のように、中心気圧予測の誤差傾向は発達 ステージに依存する。統計的にみても発達期でBST ほ どは深めにくく⁸、停滞期・衰弱期に逆に発達させて しまう傾向⁹は TEST と CNTL で基本的に同じであ る。ただし、どのステージでも TEST は CNTL より も中心気圧を深く予測する傾向であるので、その誤差

- ⁸ 特に急速に発達する場合 (Rapid Intensification) はほぼ 再現できていない。
- ⁹ もちろん全ての事例に当てはまるわけではない。



図 1.2.7 T1513 について、中心気圧の予測結果の比較。赤 線が TEST で青線は CNTL。黒線がベストトラックによ る解析値である。横軸が予測対象時刻、縦軸が中心気圧。



図 1.2.8 夏期試験期間の全台風の FT=48 の予測について、 追跡された中心から東西南北それぞれの方向の地上風速 30 ノット半径 [km] について出現数を比較したもの。赤線が TEST で青線が CNTL。横軸が地上風速 30 ノット半径で 縦軸が出現したサンプル数。半径 0 km から 50 km のビ ンには強風域を持たなかった事例も含む。

は、発達期では CNTL よりは BST に近い中心気圧を 予測する事例が増加し、停滞期や衰弱期では CNTL よ り更に発達させてしまう事例が増加した。停滞期や衰 弱期を適切に予測しにくい傾向については、台風の通 過に伴い海面水温が低下する効果などが取り扱われて いない点などの影響も考えられるため、台風の進行速 度や海洋の貯熱量などに注意が必要である点はこれま でと変わらない。

(5) 強風域の半径

次に、台風の大きさについての予測特性の違いを示 すため、その一つの目安として地上風速 30 ノット半径 を用いた比較を行う。図 1.2.8 に、夏期試験期間の全台 風の FT=48 の予測について、追跡された中心から東 西南北それぞれの方向の地上風速 30 ノット半径につい て出現数を比較したものを示す。

デルの分解能の不足など、多くのモデルに共通する課題が多 数存在していると思われる。

概ね、半径 150 km 以下では CNTL の出現数が多 く、それ以上では TEST の出現数が多くなっており、 この指標では台風がより大きく表現されていることを 示唆する結果となっている。この比較は地上風速が強 い領域の広がりに基づくものであるが、実際に個別の 事例について地上気圧や 500 hPa 高度場でみても、台 風がやや広がっているように見える事例が多い。数値実 験に基づくベータ効果による熱帯低気圧の移動(ベー タドリフト)の議論から、強風域の半径が大きいほど 移動速度は速くなることが知られている(Fiorino and Elsberry 1989)。今回の変更により強風域の半径が広 がったことは、台風の進行遅れ誤差が減ったことに関 連している可能性が考えられる。

TESTで強風域の半径が広がった要因として、積雲過 程と雲過程の変更が考えられる(第1.1.3項)。CNTL では、積雲過程による比湿ゆらぎ幅調節の結果、対流 活動域において雲過程による降水量を多めに表現して いた。これは、熱帯での中層乾燥バイアスの拡大をも たらし、また台風周辺でレインバンドが自然な分布に ならず、細切れ状の降水域表現になる問題を生んでい た。改良の結果 TEST では、熱帯での中層乾燥バイア スが改善し、台風付近での降水量が増加しやすくなる とともに、より自然なレインバンドを表現するように なっている。

これら中心気圧・強風半径についての比較結果から、 変更後には台風の強度が強く、強風域が大きく表現さ れる事例が増加する可能性が高い。

(6) 台風事例

台風に関連する事例についていくつか紹介する。

関東・東北地方での豪雨事例

台風進路予測が改善した結果、降水予測が改善した 例として、2015年9月10日00UTCを対象時刻とす る、関東から東北にかけての強い雨の予測の比較を図 1.2.9に示す。このとき、台風第18号から変わった日本 海の低気圧に向かって南から流れ込む湿った風と、日 本の東海上を北上していた台風第17号の周辺から流れ 込む湿った風の影響により、南北にのびるライン状の 降水域が次々と発生し、関東・東北地方に強い雨をも たらした¹⁰。

CNTLでは、関東地方に強めの降水を予測している ものの、FT=36でもライン状の降水域は表現できてお らず、初期時刻ごとの降水分布の変化(初期値変わり) も大きくなっている。一方 TESTでは、FT=48の段 階から、実況よりは5 mm/3hの領域をやや北までの ばしてしまっているものの、ライン状の降水域を良く 表現しており、その点を予測する傾向については、異 なる初期値の予測間でのぶれも小さい。

FT=60 において、日本海側の低気圧を見ると、 CNTL では TEST と比べて中心が大きく南西に逸れ

¹⁰ 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨 (気象庁 2015)



図 1.2.9 関東地方で豪雨となった、2015年9月10日 00UTC を対象時刻とする GSM の降水予測(前3時間積算降水 量 [mm/3h])および海面更正気圧 [hPa]の比較。左列 が CNTL(および解析雨量)、右列が TEST。上段から FT=60,48,36 の予測で、左列の最下段は解析雨量。

ていることが分かる。同じ予測対象時刻のものでも、 FT=48,36と予測時間が短くなるにつれその位置は実況に近づいているが、TESTの予測は一貫している。 図 1.2.10 に、FT=48の初期時刻にあたる、2015年9月8日00UTCを初期値とする台風(低気圧)予測の比較図を示す。このとき、CNTLは上陸前から西に逸れ始め、中心位置の予測誤差が大きくなってしまっている一方で、TESTはベストトラックに近い非常に良い進路予測となっている。この事例は特に低気圧周辺の風系とそれに伴う下層収束の予測が降水予測に重要であり、低気圧が西に逸れると降水域も実況より西に表現されてしまうことがメソモデルの予測結果の分析などから示唆されている。

図 1.2.9 に示した比較は FT=36 以降であるが、TEST



図 1.2.10 2015 年 9 月 8 日 00UTC を初期値とする T1518 の予測の比較図。図 1.2.9 の FT=48 の初期値に対応する。 左側の図が進路予測図で、右側上段の図が予測時間に対 する中心気圧の予測、下段が最大風速の予測である。赤が TEST、青が CNTL、黒線がベストトラックである。

の方が降水表現が実況に近い点については予測時間が さらに短い初期値についても同じである。台風(低気 圧)の中心位置が概ね揃ってきたFT=6やFT=12に おいても、TESTはCNTLに比べて関東北部でのライ ン状の降水域の表現が良い(図略)。今回の改良により 台風進路予測の精度が向上しただけでなく、積雲・雲 過程の改良による降水予測特性の改善も、この事例で の改善につながったと考えられる。

台風間の相互作用が強く表現された事例

台風間の相互作用が強く表現され、進路予測誤差 が悪化したと思われる事例として、2015年台風第11 号 (T1511)の予測を紹介する。この時期の天気図は 図 1.2.4 で示したものであり、西から T1510, T1509, T1511と並んだ台風がいずれも概ね西進していた。図 1.2.11にT1511の予測結果(2015年7月6日06UTC を初期値)の比較を示す。この初期値では、予測時間 が進むと CNTL, TEST ともベストトラックに比べる と北に逸れる傾向は同じであるが、TEST は CNTL よ りも進行が遅く、また FT=24 以降ではより北に進む 結果であった。

図 1.2.12 に、2015 年 7 月 6 日 06UTC 初期値の FT=24 での予測について、T1509 と T1511 の周辺の 環境風の違いを見るため、鉛直平均した水平風を比較 した図を示す。この初期値では T1509 の進路誤差は CNTL と TEST の差があまりなかったが、T1511 の進 路は TEST の方が誤差が大きかった。赤いベクトルで TEST と CNTL の風の差(TEST から CNTL を引い たもの)を示しているが、両台風の中間領域において は大きな差があることが分かる。この差は概ね、進行 前面の T1509 から後面の T1511 へ向かう成分が強く なり、そして T1511 の周辺ではやや北向きの成分が強 く、その進行を遅らせて北に逸らす風の差分となって いる。等値線で表示した中心気圧を見ると、この時す でに TEST はやや進行が遅れており、この後の予測時



図 1.2.11 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする T1511 の進路予測の比較図。赤線が TEST、青線が CNTL、黒 線がベストトラックである。

CNTL PSEA[hPa] CNTL(G),TEST(B) / VerticalAverageWind TEST-CNTL [m/s] init2015070606 FT=24



図 1.2.12 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする FT=24 での予測について、T1509 と T1511 の周辺の風を比較し たもの。風速は 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa それぞれの面 の風を平均したものである。緑線は CNTL、黒線は TEST の海面更正気圧。TEST と CNTL の風の差を赤いベクトル で表示している。図の擾乱は西から T1510, T1509, T1511 である。

間でも進行の遅れおよび北進傾向は拡大していく。

この初期時刻における T1511 だけでなく、T1510, T1509, T1511 の3事例については、TEST において、 CNTL と比べて誤差や初期値変わりの拡大が見られた。 これらの事例でも TEST では CNTL に比べ台風の強 度が強く、強風域が広く表現されており、相互作用が 強まっていると考えられる。相互作用だけが誤差の要 因というわけではないだろうが、相互作用の強まりが 誤差を拡大させた可能性が考えられる。

TEST における相互作用の強まり自体が良いか悪い



図 1.2.13 2015 年 8 月 23 日 12UTC を初期値とする FT=6 予測について、T1515 周辺の降水(前6時間積算値[mm/6h])を 比較したもの。上段は左から CNTL の積雲過程(RC: Rain by Convections)による降水量、雲過程による降水量(RL: Rain by Large scale condensations)、合計した全体の降水量、解析雨量。下段は左から TEST の積雲過程による降水量、雲過程 による降水量、合計した全体の降水量、TEST から CNTL の全降水量を引いた差分。黒点で解析された台風の中心位置を示 している。また、解析雨量は予測の出力格子間隔に合わせて平均している。

かは、現状では検証材料が不十分であり判断できてい ない。事例によっては、CNTLで相互作用がうまく表 現できなかったものが、TESTでは改善される可能性 はある。そもそも、複数の台風が存在し相互作用して いる状況では、進路予測の不確実性は大きく、わずか な差異が大きな違いを生みやすい状況と言える。現状 では、台風間の相互作用について、統計的に十分な事 例で試験を行うことは困難である。

台風付近の降水分布

海上における、台風付近の降水分布の変化の例として、沖縄付近を通過し解析雨量と比較が可能な T1515 周辺の降水(前6時間積算値[mm/6h])を、2015年8 月23日12UTCを初期値とする FT=6 での予測につ いて図1.2.13に示す。GSMの降水は、積雲過程によ るものと雲過程によるものに分解できるため、それぞ れの結果も示している。

台風の南側の降水量を多く表現している点ではTEST と CNTL は共通しており、解析雨量と比較してもある 程度実況には合っている。しかし、CNTL はごく中心 付近に強いピークを予測しており、解析雨量でみられ る中心の南側にあるピークの表現については TEST の 方が良い。この台風の中心付近での降水量の違いには、 積雲過程による降水量の違いが主に寄与している。一 方、台風周辺のレインバンドに相当する部分を見ると、 TEST では CNTL と比べて積雲過程による降水量が増 加し、雲過程による降水量が減少している。これは、第 1.1.3 項で解説した雲過程の変更のうち、比湿ゆらぎ幅 調整の廃止の寄与が大きく、対流活動に合わせて雲過 程で降水を降らせやすくする調節を行わなくなったた めである。この図ではあまり明瞭ではないが、今回の 変更により台風周辺のS字状のレインバンドがより明 瞭に表現される事例が TEST では増えている。

事例ごとに変化の違いはあるが、本試験期間につい て台風の中心付近での総降水量はやや増える傾向であ る。これは、これまで台風からやや離れた場所で不自 然に多かった雲過程による降水が今回の変更で解消さ れた結果、より台風付近への水蒸気の流入が増加して 降水になるためと考えられる。

(7) 台風予測に関する利用上の注意点

2016 年 3 月の全球数値予報システムの改良によっ て、台風進路予測の精度は大きく向上したと考えられ る。ただし、予測特性についてその発達が強くなった 点には注意が必要であろう。詳しくは記載しないが、 発生の初期から発達度合いが強まり、全球でみれば熱 帯擾乱は発生しやすくなっている。GSMの海面水温 は初期偏差固定の気候値予測¹¹であり、海水の鉛直混 合による温度低下を表現できない点は変わっていない。 実況で海面水温低下の効果が重要になる事例では、こ れまで以上に過発達する可能性が高い。また、今期間 の北西太平洋領域では見られなかったが、南半球では 実況にない熱帯低気圧を表現してしまう事例が見られ た。一旦出来てしまった熱帯擾乱は、観測データによ る修正で消すことが難しいため、次の解析を跨いでも

¹¹ 海面水温については、初期値には解析されたものを用いる が、時間変化は直接予測せず、気候値の時間変化量のみを考 慮する。

残存してしまう可能性がある。また、より発達し、広 がった台風を表現しやすくなったため、これまで以上 に台風間の相互作用や上層のジェットに流されるタイ ミングなどにおいて、過剰な相互作用を表現する可能 性が高まった。これまでの GSM は、予測時間が進む と台風の大きさが実況よりも小さく予測される事例が 見られ、相互作用が働きにくかった面があったことを 考えると、今回の特性変化は良い方向と考えられるが、 一方で相互作用が過剰となる事例も増えると考えられ る。CNTL の特徴として、下層主導で強い加熱を表現 し、500 hPa 付近で見ると暖気核を十分に表現しない まま台風を急発達させる例が稀に見られた。このよう な事例は実況と比較して過発達である場合が多く、暖 気核の有無が過発達を見分ける一つの指標であったが、 GSM1603 では加熱率の鉛直プロファイルが大きく変 わっており、必ずしも同様の判断が可能かどうかは不 明である。この点を含めて、今後の運用を通じて台風 予測の特性について調査を進めていきたい。

1.2.3 スケールの大きな場の予測

日本付近でのスケールの大きな場の予測について、 その精度や注意すべき特性の変化について解説する。

(1) 日本付近の統計的予測精度の変化

まずはじめに、日本付近の統計的な予測精度につい てFT=264まで比較したものを図 1.2.14 に示す。参照 値としてはそれぞれの解析値およびラジオゾンデの観 測を用いている。対解析値検証では平方根平均二乗誤 差(RMSE)改善率とアノマリー相関係数(ACC)の TEST と CNTL の差、対ゾンデ検証では RMSE 改善 率と相関係数(CC)の TEST と CNTL の差を指標と している。

図に示したように、予測精度は予測時間や要素によっ て改善改悪の違いが大きい。まず、3日目までに着目す ると、この予測時間の範囲では RMSE と相関係数とも に概ね改善傾向である。夏期では対ゾンデの850 hPa 気温 (T850) 以外は概ね中立から改善傾向である。特 に対解析の T850 の改善幅は大きい。対ゾンデの T850 の悪化は、大陸内部での低温バイアスの拡大が主に寄 与しており、検証対象を日本のラジオゾンデに限れば ほぼ中立である¹²。T850 についての対解析と対ラジオ ゾンデでの結果の違いは、主に海上と陸上での予測特 性の変化の違いに起因している。海上では改善した領 域が多いが、陸上の特に内陸山岳部では、活動度の増 加とともに RMSE が増えた領域が見られた。冬期では 海面更正気圧 (PSEA) が悪化傾向であるが、その他は 中立からやや改善がみられる。PSEA で悪化となった 原因には FT=36 程度までは解析活動度の増加や、地 上低気圧の表現が解析値でやや深く、予測値では予測 時間が進むと CNTL より浅く表現するようになった点

が主に寄与しており、個別事例で見るとあまり違いは 目立たないが、FT=48以降は低気圧の位相ずれや浅い 誤差の増加が目立ってくる。

4日目以降に着目すると、夏期で一旦5日から7日目 に悪化のピークが存在し、特に PSEA で顕著である。 このスコアの悪化には、個別の事例の気圧分布を確認 すると、台風および陸面での日変化の寄与が大きい。 TEST では台風がこれまでより発達するようになり、 CNTL と TEST の差は予測時間が進むにつれて大きく なる。特に解析値を参照値とした場合、解析の水平分 解能¹³が十分でない問題もあり、ベストトラックなど の実況と比較して解析値では浅く台風が表現されるこ とが多く、予測時間が進み台風が発達するほど解析値 との大きな差が生じてしまう。また、陸面過程の改良 により、太陽放射に対する地表面の気象要素の応答が より良く表現されるようになったが、日射量の予測が 外れた場合は PSEA も大きな誤差を持つようになって いる。図 1.2.15 に、PSEA についての Taylor 図 ¹⁴ を 示すが、FT=0の段階では TEST の活動度は CNTL よ りもかなり低下している一方で¹⁵、予測時間が進むに つれて過活動になり、ほぼ一定値を保っている CNTL を追い越してしまう。この点が TEST の予測精度にか なり悪影響を与えている。TEST では予測時間が進む につれて活動度が大きくなりすぎてしまう問題が熱帯 を中心に他の要素でも起きている。現時点では、陸域 での放射収支の誤差や海上での対流活動の誤差が原因 ではないかと考えているが、活動度の改善は今後の課 題の一つである。

(2) 500 hPa 高度場のバイアス

GSM1403 では、それ以前の GSM と比較して、日本の南側の海上など対流活動が活発な領域を中心に 500 hPa 高度場 (Z500) の負バイアスが拡大した (米 原 2014)。これは、そのとき実施した積雲過程の変更 により、700 hPa から 600 hPa を中心として低温バイ アスが拡大したことが要因であった。

図 1.2.16 に、夏期試験について、FT=48 における Z500 のラジオゾンデ観測地点での平均誤差(ME)を 示す。図を見ると TEST では、太平洋側の観測地点に おいて、Z500 の負バイアスが減少していることが分か る。今回、TEST では積雲過程の改良により GSM1403 で拡大した低温バイアスが改善し、Z500 の負バイアス が減少した。一方で、北海道や東北など北緯40度以北 で、これまで正バイアスであった地点では正バイアス

¹² ラジオゾンデ観測は大陸の内陸部が多い。

¹³ 全球解析による修正量は約 55 km の格子間隔で作成され、 予測モデル (GSM) よりも粗い。

¹⁴ 予測の RMSE、ACC、活動度の変化が1枚の図で確認で きるのが特徴である。見方の詳細については梅津ほか (2013) を参照いただきたい。

¹⁵ 初期値における活動度の変化は季節依存性がある。陸面過 程の変更により、冬期では活動度は増加し、夏期では大幅に 減少していることを確認している。



図 1.2.14 日本付近の予測時間ごと(FT=264 まで)の予測精度の比較。紫線が RMSE についての改善率 ((CNTL-TEST)/CNTL) で緑線が ACC または CC の差 (TEST-CNTL) であるため、それぞれのグラフにおいて 中央より上側に線があれば改善を意味する。目盛の単位は RMSE 改善率が%で、ACC と CC の差分は 100 分の 1 である。
 図の上半分は夏期試験の結果 (SM) で、下半分は冬期試験の結果 (WN) である。検証領域は東経 110 度から 150 度、北緯 20 度から 50 度の領域である。対解析 (Anl) は CNTL, TEST それぞれの解析値を参照値として、対ゾンデ (Snd) は両方の 試験で解析に利用されたゾンデ観測値を参照値として用いている。対解析は 500 hPa 高度 (Z500)、海面更正気圧 (PSEA)、850 hPa 気温 (T850)、250 hPa 風速 (Ws250)、850 hPa 風速 (Ws850)、700 hPa 相対湿度 (RH700) を対象とし、対 ゾンデではそのうち 2 段目の PSEA の代わりに 700 hPa 気温 (T700) が対象となっている。エラーバーはプートストラップ 法による 95%信頼区間を表す。



図 1.2.15 夏期試験での東アジア領域についての海面更正気 圧の Taylor 図。青が CNTL で赤が TEST で、それぞれ 一番下の点が FT=0 である。原点から各点への距離が活 動度 (Activity) であり、予測の活動度が解析での活動度 と同じであれば細線で描いた円周上に乗る。FT=0 の点か らそれぞれの点への距離が対解析値の RMSE になり、バ イアスが無視できる場合には FT=0 の点と原点と予測値 の点がなす角度の余弦が ACC に相当する。図中の AA は 解析活動度 (Analysis Activity) であり、数値でそれぞれ の値を示している。活動度は CNTL の AA で規格化して ある。

が若干拡大してしまっている。元々、日本付近で GSM の 700 hPa 気温は南海上で低温バイアス、陸上で高温 バイアスであり、南北の温度傾度が弱いバイアスを持っ ているが、今回の変更でその傾度が弱い問題は十分に は解消できていない。ここでは FT=48 の結果について 示したが、この差は解析値の段階から現れており、予 測時間で FT=72 程度までは同様の傾向である。

図 1.2.17 に示す、日々の予測事例で Z500 を確認す ると、太平洋高気圧の目安となる 5880 m の等高度線 がかなり異なっていることが分かる。ほとんどの事例 で 5880 m の等高度線はより広く張り出すように変化 しており、天気図上でも CNTL と TEST の見た目は 大きく異なる。一方で、地上で見た高気圧は TEST が やや強くなる事例が増えたものの、Z500 で見るほど明 瞭に強く張り出すようになったわけではない(図略)。

(3) 中下層乾燥バイアスの減少

700 hPa 付近を中心とした中下層の乾燥バイアスの 改善は GSM の長年の課題である。これまでは、熱帯な ど対流活動域を中心に大気中の水蒸気が降水になりや すく、中層が乾燥しすぎる傾向があったが、TEST で は積雲・雲過程の改良により降水量が減少し、より水 蒸気を保ちやすくなった結果、乾燥バイアスが CNTL の 3 分の 2 から半分程度に減少した。

図 1.2.18 に、夏期試験について FT=48 における 700 hPa 面比湿 (Q700) のラジオゾンデ観測地点での ME を示す。700 hPa は平均比湿の変化量が最も大き い高度である。図に示したように、TEST では日本の 南側の海上・太平洋側を中心に多くの地点で乾燥バイ アスが改善している。ここではFT=48の結果につい て示したが、この差は解析値の段階から現れている。 CNTLでは予測時間が進むにつれて日本付近はより乾 燥してしまう時間変化傾向を持っていたが、GSM1603 では始め一旦乾燥した後で、時間が進むとともに逆に 湿っていく方向へ変化した。日本のラジオゾンデに対 する検証結果に着目すると、FT=120付近から正バイ アスとなる地点が現れ始める。

この変化は、天気図でも明瞭に湿域の増加として現 れる。図 1.2.19 に 2015 年 7 月 17 日 00UTC 初期値の 予測について、700 hPa 相対湿度 [%] の比較を示す。 図を見ると、FT=0 の解析値の段階から相対湿度が大 きく異なっていることが分かる。一方的に湿るわけで はなく、乾燥領域も広がるなどメリハリをよりつける 変化となっている。特に太平洋高気圧の縁辺で水蒸気 量が増加しており、南海上から日本付近への水蒸気供 給が増えている。また、図の右下に見られる台風の周 辺に注目すると、湿度の高い領域が広く分布するよう になっており、その発達にも影響があることが予想さ れる。この湿り域の変化は湿数で見ても同様であり、 日々の FAX 天気図においても違いが見られると考え られる。

対流圏下層の低温バイアスと乾燥バイアスの改善の 結果、相当温位などのバイアスも改善している(図略)。 今回、陸面過程の改良により地表面温度が上昇しやす くなったことや(後述)、積雲・雲過程の改良により中 層の乾燥バイアスが減少したことにより、大気安定度 が不安定な状態を表現しやすくなった。これはショワ ルター安定指数(SSI)など大気安定度を表す指標に影 響を与えると思われる。また、予測される可降水量も 大きく増加している。湿りの変化は700 hPaが最も大 きく、その付近の高度の水蒸気量に感度のある指標は、 これまでと表現が大きく変わることになる。そのため、 予報作業において GSM が予測した指標に基づく判断 基準を利用しており、特にそれが湿りに関係している 場合は、その見直しを検討していただく必要があるか もしれない。

ここで見た中層乾燥バイアスの減少は、側面境界を 通じてメソモデルの予測特性にも大きな影響を与えて いる。特に日本の南海上において、GSMから供給され る大気の水蒸気量が増加し、大気の静的安定性が低く なった影響は大きい。



図 1.2.16 FT=48 での Z500 のラジオゾンデ観測地点での ME [m] の比較。検証期間は夏期試験の期間。上段:CNTL、下段: TEST。



図 1.2.17 ある時刻を対象とする、FT=0,48 での Z500 [m] 予測の比較。上段:2015 年 7 月 29 日 12UTC 対象、下段:2015 年 8 月 3 日 12UTC 対象。左列が FT=0、右列が FT=48 の予測図で、緑線が CNTL、黒線が TEST、色でその差分 (TEST-CNTL) を表示している。5880 m の等値線は他のものより太く示している。



図 1.2.18 FT=48 での 700 hPa 面比湿 [g/kg] のラジオゾンデ観測地点での ME の比較。検証期間は夏期試験の期間。上段: CNTL、下段:TEST。



図 1.2.19 2015 年 7 月 17 日 00UTC 初期値での 700 hPa 相対湿度 [%] 予測の比較。上段: CNTL、下段: TEST。左列が FT=0、右列が FT=48 の予測図で、黒線がそれぞれの 700 hPa の高度 [m] を示している。



図 1.2.20 冬期試験についての、それぞれの解析値を参照値とした、日本付近の CNTL, TEST それぞれの ME および RMSE の 差 (PSEA)。左列は FT=24、右列は FT=48 の結果である。各列の図は、上からから CNTL の ME、TEST の ME、RMSE の差 (CNTL-TEST) である。ME の図中の黒線はそれぞれの海面更正気圧月平均値で、各図の右側に ME、RMSE の差に ついての帯状平均値を示す。

(4) 冬期の南岸低気圧の予測精度

TEST での問題点として、冬期の南岸低気圧の海面 更正気圧で見た予測精度が悪化してしまったことが挙 げられる。スコアで見ると予測時間の初期から悪いが、 事例で見ていくと低気圧表現が天気図上で悪くみえる 事例が増えるのはFT=48 付近からである。この予測 時間付近から、擾乱が浅い、規模が小さいものを表現 しない、進行速度が遅れるといった事例が増えてくる。

図 1.2.20 に、冬期試験についての、それぞれの解析 値を参照値とした、日本付近の PSEA の ME および RMSE それぞれの、CNTL と TEST の差を示す。 MEを見ると、日本の南側沿岸部から東海上にかけ て、CNTLでも存在した正バイアスがかなり拡大して いることが分かる。この正バイアスには、解析値では TESTの方が深い低気圧を表現するようになったこと と、低気圧の表現が予測時間が進むにつれて浅くなっ てしまう傾向が強まったことの両方が効いている。

また、陸面過程の変更により、これまで冬期のユーラ シア大陸北部に広くみられた夜間の大きな高温バイア スが解消し、低温バイアス傾向へ変化した結果、大陸か らのシベリア高気圧の張り出しが強くなった影響も考 えられる。RMSEの増加については、特にFT=24まで



図 1.2.21 冬期試験期間内において、CNTL と TEST の違いが目立った南岸低気圧事例での海面更正気圧の比較(FT=24)。 上段:CNTL、下段:TEST。左から対象時刻が 2014 年 12 月 20 日 06UTC、2015 年 1 月 15 日 06UTC、2015 年 1 月 22 日 06UTC、2015 年 01 月 30 日 06UTC。黒線で予測値、緑線でそれぞれの解析値、色で予測値から解析値を引いた誤差を表示 している。



図 1.2.22 図 1.2.21 と同様。ただし FT=48 についてのもの。

は ME の増加が大きく寄与している。一方で、FT=48 まで進むと擾乱の位置ずれなどが見え始め、そちらの寄 与も大きくなる。図 1.2.21 および図 1.2.22 に、FT=24, 48 それぞれの予測時間について、海面更正気圧の解析 値を参照値とする誤差を、南岸低気圧事例について比 較したものを示す。FT=24 と FT=48 の結果の両方で、 低気圧が浅く表現される、進行が遅れるといった定性 的な誤差パターンは CNTL, TEST で共通である。

FT=24 では TEST の誤差の大きさはあまり CNTL と違わず、事例と場所によっては改善している。降水 予測を比較すると、TEST の方が改善している事例が 多く、PSEA の RMSE で見えた精度の悪化は、擾乱の 予測の観点では問題になりにくいと思われる(図略)。 一方で、FT=48 以降では地上低気圧について、より浅 くなる誤差の拡大や、進行遅れの拡大が事例によって はやや目立つようになり、特に位相の遅れについては それに対応した降水予測の差が見られる。

1.2.4 降水予測

この項では、解析雨量を参照値として、TESTでの 降水予測特性の変化について説明する。第1.2.2項の (6)で台風事例の一つとして降水予測が大幅に改善さ れた結果を紹介したが、今回の改良では台風に限らず、 降水予測が夏期を中心に非常に大きく改善している。

(1) 夏期の降水予測の統計検証

夏期の降水予測について、統計検証の結果から変化 の傾向を解説する。図 1.2.23 に、夏期試験における、事 例ごとの FT=6 の、降水量の閾値 1 mm/3h でのエク イタブルスレットスコア (ETS)の差 (TEST-CNTL) を示す。参照値は解析雨量である。図を見れば改善は 明瞭であり、ETS が改善した事例が卓越している。こ の期間では CNTL の期間平均値が 0.3 程度に対し、図 の一目盛は 0.05 とかなり大きく、事例ごとに見ても改 善幅は大きい。FT=6 ではバイアススコア (BI) で見た 予測頻度も改善しており、CNTL, TEST とも 1 より大



図 1.2.23 夏期試験期間について、事例ごとの FT=6 におけ るエクイタブルスレットスコアの差 (TEST-CNTL)。参 照値は解析雨量である。前3時間降水量の閾値1 mm/3h で、緑の棒でスコアの差(左軸)を、茶線で全検証格子数 に対する降水あり格子の率(右軸)を表示している。緑の 棒が上(正側)にあれば改善。

きく過剰ではあるものの TEST の方が小さい(図略)。 この予測時間では CNTL と TEST の気温・比湿・風に ついての表現の違いは、予測時間が進んだ先と比較す ると小さく、積雲過程や雲過程の改良による降水予測 の改善をより直接的に見ていることになる。予測時間 が進むに連れて事例ごとの改善・改悪のばらつきは増 えていくが、改善傾向は維持される。

図 1.2.24 に、夏期試験の検証期間(7,8,9月)につ いて、予測時間ごとの ETS を比較したものを示す。降 水量の閾値 1 mm/3h を見ると FT=3 から FT=84 ま での全ての予測時間で ETS による予測精度は大幅に改 善している。期間中に改善事例が卓越していることも あり、TEST と CNTL の差に対して 95% 信頼区間は狭 く非常に明瞭な差となっている。このような大幅な改 善は、GSM の開発において同等の検証を行うように なって以来前例がなく、降水予測の精度に対する物理 過程、特に積雲・雲過程の重要性を示している。また、 閾値 10 mm/3h では ETS は FT=84 まで小幅な改善 となっている。

FT=24 および FT=48 に予測時間を固定して、閾値 別の変化傾向を議論する。図 1.2.25 に降水量の閾値ご との ETS の比較を示す。閾値別に見ると、1 mm/3h から 5 mm/3h までは改善、10 mm/3h と 20 mm/3h では弱い改善の結果であり、FT=24,48 の両者におい て同じである。

夏期について、BIの変化から降水頻度の特性変化を 見ていく。図 1.2.26 に、夏期試験の検証期間について の、予測時間ごとの BIを示す。まず CNTL, TEST に 共通する予測時間に対する変化を見ると、両方の閾値 で予測時間が進むにつれて BI は概ね減少傾向である。 BI が一定せず変化し続けていることから分かるよう



図 1.2.24 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、予測
 時間ごとのエクイタブルスレットスコアの比較。左列の赤が
 TEST で青が CNTL、右列の紫は TEST と CNTL の差分
 (TEST-CNTL)を表す。上段が降水量の閾値1 mm/3h、
 下段が10 mm/3h。エラーバーはプートストラップ法による 95% 信頼区間を表す。



図 1.2.25 夏期試験の検証期間についての、ある FT におけ る降水量の閾値ごとのエクイタブルスレットスコアの比 較。左列の赤が TEST で青が CNTL、右列の紫は TEST と CNTL の差分 (TEST-CNTL)を表す。横軸の閾値は 対数で表示している。上段が FT=24、下段が FT=48 に ついてのもの。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を表す。

に、FT=0からFT=84の範囲はGSMにとってスピン アップの時間になっており、降水の予測頻度は安定し ておらず、特にFT=12までの間で降水頻度の減少が 激しい。つまり、解析値ではデータ同化によって大気 中に水蒸気が解析されるものの、GSMが水蒸気を保持 できず実況で雨のない場所で雨を降らせ、それが予測 開始直後の過剰な降水頻度として現れている。平均的 には、その調整はFT=12までは急激に進行し、一旦 落ち着いた後、それ以降ゆるやかとなる。

この傾向は CNTL, TEST とも大きくは変わらない が、TEST では FT=12 以降では両方の閾値について 傾向がより緩やかになっている。また、10 mm/3h で は FT=12 までの変化も緩やかになっている。降水頻



図 1.2.26 夏期試験についての、予測時間ごとのバイアスス コアの比較。左列の赤が TEST で青が CNTL、右列の紫 は TEST と CNTL の差分 (TEST-CNTL) を表す。上 段が降水量の閾値 1 mm/3h、下段が 10 mm/3h。エラー バーはプートストラップ法による 95%信頼区間を表す。

度が予測時間によって変化することは利用上望ましく ない特性であり、その点 TEST は CNTL を改善して いる。しかし、その頻度が観測と合っているかという 観点では、FT=12 以降 TEST では弱い降水は多すぎ、 強い降水は少なすぎる傾向を示している。

降水頻度について、FT=24 および FT=48 に予測時 間を固定して、閾値別の変化傾向を議論する。図 1.2.27 に降水量の閾値ごとの BI の比較を示す。閾値別に見 ると、その変化傾向は好ましいものではなく、これは FT=24,48の両者において4 mm/3h 付近で変化傾向 が入れ替わり、それより弱い雨側では過剰な頻度が更 に過剰に、強い雨側では不足している頻度が更に減少 する結果であった。この弱い雨が増えて強い雨が減っ た原因は、これまで比湿ゆらぎ幅調節(第 1.1.1 項)を 通じて雲過程により強い降水を表現していたものが減 り、積雲過程によって弱い降水をより表現するように なったためと考えられる。

弱い雨については、ETS が大幅に増加している一方 で、BIも増えて頻度は過剰になっている。この点につ いて、降水予測精度が改善していると考えて良いかを 考察するため、ETS と BI ではなく捕捉率と誤検出率 で確認してみる¹⁶。図 1.2.28 に、予測時間ごとの捕捉 率(Hr)と誤検出率(Fr)の比較結果を示す。1 mm/3h については、捕捉率は FT=84 まで全ての予測時間で 大幅に向上し、誤検出率も FT=60 までは改善しその 後は中立となっている。この結果から、少なくとも2 日目程度までは実況を非常によく捕捉するようになっ たと同時に、誤検出を大きく減らしており、大きい改 善と言える。ただし、捕捉(FO)の上昇に対して誤検



図 1.2.27 夏期試験についての、ある FT における降水量 の閾値ごとのバイアススコアの比較。左列の赤が TEST で青が CNTL、右列の紫は TEST と CNTL の差分 (TEST-CNTL)を表す。横軸の閾値は対数で表示してい る。上段が FT=24、下段が FT=48 についてのもの。エ ラーバーはプートストラップ法による 95%信頼区間を表す。



図 1.2.28 夏期試験についての、予測時間ごとの捕捉率(左図)と誤検出率(右図)の比較。赤が TEST で青が CNTL。 上段が降水量の閾値 1 mm/3h、下段が 10 mm/3h。エラー バーはブートストラップ法による 95% 信頼区間を表す。

出 (FX) の減少がつりあっていないため BI が増加して しまっている。3日目についても誤検出率は中立と言 える範囲であり、捕捉率が大きくなった分予測精度は 良くなっている。各スコアに見られるこの時間変化に は、予測時間が進むとそもそも擾乱の位置や発達の程 度自体の不確実性が大きくなってくる影響もあると考 えられる。一方で、10 mm/3h では捕捉率が予測時間 の短いところほど低下してしまっている。ただし、誤 検出率も減少しているため、ETS で見た予測精度は全 体として中立にとどまっている。

ここまでの統計検証をまとめる。5 mm/3h 以下の 弱い雨についての予測精度は TEST において大きく向 上し、日々の実況比較の観点でも精度は良い。一方、 それ以上の強い雨については、BI はやや下がったもの の、予測精度は中立で捕捉率・誤検出率ともに減少し

¹⁶ 4 分割表による降水検証では、4 つの値に対して検証期間 を決めると自動的に決まる全事例数と降水ありの事例数が存 在するので自由度は2 である。この見方は同じ情報を別の観 点で見ているだけである。



図 1.2.29 夏期試験での FT=24 の予測について、降水特性を面的に比較したもの。左列は上から CNTL の期間平均降水 量 [mm/3h]、TEST の期間平均降水量 [mm/3h]、両者の差分 (TEST-CNTL)。右列は全て 1 mm/3h を閾値とした指標 の差分 (TEST-CNTL) で、上からスレットスコア、捕捉率、誤検出率。

ている。

(2) 降水検証結果の空間分布

これまでは格子点平均をとった後のスコアを比較し たが、ここではその空間分布を確認する。図 1.2.29 に、 FT=24 について降水特性を面的に比較したものを示す。

まず、期間平均降水量とその差分を見ると、陸上と 海上で明瞭に傾向が異なる。陸上では北海道を除き概 ね降水量が増え、海上では日本の東海上を除き概ね減 少しており、特に東日本から西日本の太平洋側で差が 大きい。日々の事例を見ると、陸上での増加は、日中 の不安定性降水の増加と、海上から侵入する降水系に おいて、陸側に降水を表現しやすくなったという2つ の特性の変化によるものであり、海上での減少は降水 系が陸側に入るようになった結果である。 スレットスコアの差を見ると、ほぼ全域で大きくなっ ておりその改善は場所に依らない。捕捉率も全体的に 中立から改善であるが、北海道を除く陸上、日本の東 海上と九州の西の海上で向上している。特に九州の西 海上で捕捉率が向上しており、降水量が減っている地 域であることを考えると非常に良い変化である。誤検 出率は海上で減少、陸上で増加となっており、残念な がら単純に改善したわけではない。陸上の増加は主に 日中の不安定性降水による降水量と降水域の面積が増 えていることが原因である。個別の事例で見ると、実 況がない場所で目立って雨を降らせるようになったと いうわけではなく、降水をやや多く、広めに予測する ようになった。実況と比較すると、改善・改悪のどち らかは事例によりまちまちである。

(3) 夏期の事例紹介

統計検証で見られた変化を含め、降水予測特性の変 化を事例で確認していく。

低気圧の進行に伴う降水

降水系の表現で見られた変化の中で顕著であった点 は、降水系がより組織化するようになったことおよび、 海上で過剰に降らせず陸上での降水を表現しやすくなっ たこと¹⁷である。これらの変化を事例で確認する。組 織化するようになった例としては、第1.2.2項の(6)で 触れた関東での豪雨事例も含まれる。

図 1.2.30 に 2015 年 8 月 12 日 00UTC の気象庁天気 図を示す。この日、西日本は 2015 年台風第 13 号から 変わった低気圧が接近し、九州を中心に大雨となった。 また、低気圧から前線が西日本にのびており、暖気側 で強い雨が降っている状況であった。

図 1.2.31 に、2015 年 8 月 10 日 12UTC を初期値と する FT=42 の降水予測比較を示す。予測対象時刻は 図 1.2.30 の 6 時間後である。

このとき実況ではおよそ東経 128 度から 129 度付近 に低気圧中心が存在しているが、低気圧の進行は CNTL でやや遅く、TEST ではさらに遅れている。5 mm/3h 以上の降水表現を見ると、進行の程度は両者であまり 異なっていないが、CNTL では強雨域が分散している のに対して、TEST ではまとまっている。ただし、こ の事例では必ずしも TEST の方が実況の特徴を良く表 しているわけではない。

このように、CNTLでは海上でややスケールの小さ い強雨域が表現されていたものが、TESTではより組 織化されて表現されるようになった点は、試験期間中 の多くの事例で共通する変化である。また、5 mm/3h 以下の降水域を見ると、CNTLは温暖前線に伴う降水 が広がらず、陸上で実況と比べてかなり狭いが一方で、 TESTでは中国地方から四国にかかる降水域をある程 度表現している。

別の事例として、図 1.2.32 に 2015 年 8 月 31 日 00UTC の気象庁天気図を示す。この日、西日本から 東日本の南岸に前線が停滞し、広い範囲で雨となった。 前線上の低気圧が東へ進み、低気圧に近い九州・四国 を中心に激しい雨が降った。

図 1.2.33 に 2015 年 8 月 29 日 12UTC を初期値とす る FT=36 の降水予測比較を示す。予測対象時刻は図 1.2.32 と同じである。この事例では、CNTL,TEST と もに低気圧の進行を進めすぎているが、TEST と比べ て CNTL は更に東に進めすぎている。降水域の表現を 見ると、CNTL では九州の東部分や四国において不自 然な無降水域を表現している。特に四国では、南から 水蒸気が供給されるものの海上で降水として落として しまい、陸上へ降水系を侵入させることができていな い。CNTL ではこのように陸上で不自然に降水域が抜



図 1.2.30 2015 年 8 月 12 日 00UTC の気象庁天気図



TEST RR3 [mm] init2015081012 FT=42



Ra RR3 [mm] valid2015081206



図 1.2.31 2015 年 8 月 10 日 12UTC を初期値とする FT=42 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色) 海面更正気圧 [hPa](黒線)地上風速 [m/s](ベクトル)。 上から CNTL、TEST、解析雨量。対象時刻は図 1.2.30 と 同じである。

¹⁷ 風下でも降水をより表現しやすくなった。



図 1.2.32 2015 年 8 月 31 日 00UTC の気象庁天気図



図 1.2.33 2015 年 8 月 29 日 12UTC を初期値とする FT=36 の降水予測比較。図の構成は図 1.2.31 と同様。対象時刻は 図 1.2.32 と同じである。

ける事例が見られたが、TEST ではそういった事例は 減少し、全体的に降水表現が改善している。

上空寒気による不安定性降水

第 1.2.3 項の (3) で、TEST では大気安定度が低下 し、また可降水量が増加することを説明した。このこ とは不安定性降水の表現にも違いを生んでいる。

図 1.2.34 に 2015 年 8 月 2 日 00UTC の気象庁天気 図を示す。この日、日本付近は高気圧に覆われて全国 的に概ね晴れて地上気温が上昇した。上空に寒気が入 り、午後には大気の状態が不安定となり、山沿いを中 心に広い範囲でにわか雨や雷雨が発生した。

図 1.2.35 に 8 月 1 日 12UTC を初期値とする FT=18 の降水予測および FT=15 の地上気温予測の比較を示 す。降水予測の対象時刻は図 1.2.34 の 6 時間後である。 CNTL でもある程度は不安定性降水を表現しているが、 TEST の方がより広くそれを捉えている。ただし、九州 や近畿地方南部ではより実況に近いが、中国地方や近畿 地方北部ではやや過剰になっている。しかし、全国的に どこでも増えているわけではなく、北海道では CNTL が実況にはない降水域を表現していたものが TEST で は表現されないようになり実況に近づいている。対象 時刻の3時間前の地上気温比較を見ると、陸上の多く の場所で気温が高く予測されていたことが分かる。陸 面過程の変更により、午前中の地上気温の上昇がより 速くなったことが、不安定性降水の発生が増加した一 つの原因となっている。この事例だけでなく、多くの 事例で不安定性降水は CNTL より TEST が強め、広 めに表現されている。

アメダスを参照値として 12UTC 初期値の予測のみ を検証した統計結果を見ると、BI が特徴的な日変化を しており、日中でより過剰になってしまったものの夜 間はほぼ BI が変わっていないことが確認できた(図 略)。一方で、ETS の改善幅についての日変化依存性 はあまり強くなかった(図略)。日中の降水頻度増加 が、陸上での誤検出率増加に寄与しているためと考え られる。



図 1.2.34 2015 年 8 月 2 日 00UTC の気象庁天気図



図 1.2.35 2015 年 8 月 1 日 12UTC を初期値とする降水予測 (FT=18) および地上気温予測(FT=15)の比較。表示は 前 3 時間積算降水量 [mm/3h] について上段左が CNTL、 右が TEST、下段左が解析雨量。下段の右図は、降水を 表示した時刻の 3 時間前(FT=15)の地上気温予測の差 (TEST-CNTL)。降水予測の対象時刻は図 1.2.34 と同じ である。

太平洋高気圧縁辺

図 1.2.36 に 2015 年 7 月 21 日 00UTC の気象庁天気 図を示す。この日、西日本は日本の南海上の太平洋高 気圧後面にあたり、暖湿気が流入しやすくなっており、 南西諸島から四国は断続的な雨となった。日本海から 津軽海峡をぬけて三陸沖に停滞前線が位置し、高気圧 の南には台風第 12 号が存在している。

図1.2.37に7月19日12UTCを初期値とするFT=36 の降水予測の比較を示す。九州およびその南海上に着 目すると、この事例でもCNTLは九州の西岸で強い雨 を表現する一方で実況では九州の東に存在した降水を 表現できていない。一方でTESTは九州の南海上の雨 量が少なめであるものの、九州の東部にも降水を表現 しており実況と対応が良い。ただし、実況より降水系 が西にずれている点や、紀伊半島での降水予測ができ ていない点は同じである。

第 1.2.3 項の (2) で示したように、500 hPa 高度場 の負バイアスが大きく減ったこともあり、500 hPa 高 度場では太平洋高気圧がこれまでより広がって見える 事例が増加した。一方で、地上気圧ではその変化はあ まり明瞭ではなく、やや張り出しが強くなった事例が 見られる程度である。統計的には、月平均場の太平洋 高気圧周辺において、下層風の予測精度はやや向上し ているが、事例別では明瞭な傾向が見られるわけでは ない。



図 1.2.36 2015 年 7 月 21 日 00UTC の気象庁天気図



図 1.2.37 2015 年 7 月 19 日 12UTC を初期値とする FT=36 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色) 海面更正気圧 [hPa](黒線)。上段左が CNTL、右が TEST、 下段は解析雨量。対象時刻は図 1.2.36 と同じである。



図 1.2.38 2015 年 6 月 25 日 00UTC の気象庁天気図



図 1.2.39 2015 年 6 月 24 日 00UTC を初期値とする FT=12 から FT=24 までの降水予測と海面更正気圧の比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色)、海面更正気圧 [hPa](黒線)。左列が CNTL、中列が TEST、右列が解析雨量。上から FT=12, 18, 24 の予測である。FT=24 の対象とする時刻は図 1.2.38 と同じである。

梅雨前線上の偽の擾乱

図 1.2.38 に 2015 年 6 月 25 日 00UTC の気象庁天気 図を示す。この日、日本の南海上には梅雨前線があり、 東シナ海で前線が北上傾向で、九州から四国にかけて 雨となった。また、前線上には関東の南東海上で弱い波 動が表現されているものの、低気圧は発生していない。

図 1.2.39 に 2015 年 6 月 24 日 00UTC を初期値とす る FT=12 から FT=24 までの降水予測と海面更正気 圧の比較を示す。GSM による予測では梅雨前線上に 実況より強い降水を表現して、その結果低気圧性の循 環が生じてしまうことがある。この事例でも CNTL, TEST ともに実況にはないと思われる低気圧を予測し てしまっているが、TEST ではその表現は CNTL に比 べて弱い。FT=12 から順番に降水表現を追っていく と、CNTL では四国の南で実況より強く降水を予測し ており、この時点ですでに存在した低気圧をさらに発 達させてしまっている。また、FT=18 を見ると TEST は九州の南の降水を、実況より弱いものの、良く表現 する一方で、CNTL では陸上で降水が表現されておら ず、陸上への降水系の侵入の違いがこの事例にも現れ ている。

この事例のように、夏期試験の期間の梅雨前線上に

おいて実況にない偽の低気圧が表現される回数を調べると、TESTではCNTLよりやや少なく、表現されていてもCNTLより弱い傾向が見られた。これは、これまで比湿ゆらぎ幅調節により降らせていた降水量が減少したことが関係していると考えられる。



図 1.2.40 冬期試験の検証期間(2014 年 12 月、2015 年 1 月、2月)についての、予測時間ごとの ETS(上段)およ び BI(下段)の比較。降水量の閾値は 1 mm/3h、左列の 赤が TEST で青が CNTL、右列の紫は TEST と CNTL の差分(TEST-CNTL)を表す。エラーバーはブートスト ラップ法による 95%信頼区間を表す。

(4) 冬期の降水予測の統計検証

冬期の降水予測について、統計検証の結果から変化 の傾向を説明する。今回の積雲・雲過程の変更による 降水への影響は、日本付近では冬期より夏期の方が影 響が大きい。南岸低気圧では比湿ゆらぎ幅調節廃止に よる影響と考えられるそれらの特性変化が夏期と同様 にある程度現れている。また、冬型の気圧配置時の日 本海側の降水特性の変化には、陸面過程の変化により シベリア高気圧が強めに表現されるようになったこと や、500 hPa 面での北系の流れの予測精度が良くなっ ていることなどの影響も見られる。

図 1.2.40 に、冬期試験の検証期間(2014 年 12 月、 2015 年 1 月、2 月)についての、予測時間ごとの ETS および BI の比較を示す。降水量の閾値は 1 mm/3h で ある。冬期において ETS は、FT=3 から FT=33 付近 まで改善、それ以降 FT=84 まで中立となっている。同 時に、BI は FT=84 までの全予測時間で減少して 1 に 近くなっており、頻度は改善している。

図 1.2.41 に、図 1.2.40 と同様の 4 分割表による検証 を、捕捉率と誤検出率で示す。捕捉率はどの予測時間 においても低下傾向で、その低下幅は予測時間が進む につれて大きくなっている。誤検出率はどの予測時間 でも減少傾向で、減少幅の予測時間依存性は小さい。 この捕捉率が予測時間が進むにつれてより悪化してし まう傾向が、ETS で見た時に予測時間後半で改善が見 られなくなってしまう理由である。冬期では FT=48 付近から、TEST では CNTL にくらべて PSEA で見 た擾乱の位置ずれや誤差振幅が増加する事例が卓越する 傾向が見られる。予測が進むにつれて捕捉率が低下し、 ETS で予測時間後半に改善が見られなくなるのは、こ の擾乱に関する予測誤差の拡大が影響していると考え られる。



図 1.2.41 冬期試験についての、予測時間ごとの捕捉率(左 図)と誤検出率(右図)の比較。左列の赤が TEST で青 が CNTL。降水量の閾値は 1 mm/3h。エラーバーはブー トストラップ法による 95%信頼区間を表す。



図 1.2.42 冬期試験での FT=24 予測について、降水特性を 面的に比較したもの。上段は左が CNTL の期間平均降水 量 [mm/3h]、右が TEST の期間平均降水量 [mm/3h]。下 段は左が両者の平均降水量の差分 (TEST-CNTL)、右が 1 mm/3h を閾値とする誤検出率の差 (TEST-CNTL)。

図 1.2.42 に、冬期試験での降水特性を面的に比較したものを示す。全統計の BI で見られた弱い雨の頻度が減る傾向は夏期間と逆であったが、この図を見ると降水が減ったのは主に冬型の気圧配置時の日本海側が中心であり、太平洋側ではわずかではあるが降水頻度は増えている。日本海側の降水量の減少は海上よりも陸上で大きい一方で、誤検出率の減少は海上で大きい。冬型の気圧配置時には降水系がより内陸に入り込むようになったわけではなく、陸側では降水量が減っている。

(5) 冬期の事例紹介

冬期試験期間について、降水特性の変化が見られる 事例を紹介する。

冬型の気圧配置

冬型で日本海側に雪または雨が降った事例の予測比 較を図 1.2.43 に示す。東北地方の日本海側を見ると、 CNTL では実況より広めの降水が予測されていたが、 TEST では降水量が減り概ね適切になっている。また、 日本海側の沿岸海域で 5 mm/3h 以上のやや強めの降 水がある領域などについて比較すると、より強弱のメ リハリのある予測となっている(図略)。



図 1.2.43 2015 年 1 月 1 日 12UTC を初期値とする FT=18 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色) 海面更正気圧 [hPa](黒線)。上段が CNTL、中段が TEST、 下段は解析雨量。

低気圧

図 1.2.44 に 2014 年 12 月 20 日 00UTC の気象庁天 気図を示す。この日、日本付近には二つの低気圧が存 在し、南岸を通過する低気圧は南海上を東進して夜に は三陸沖へ、日本海の低気圧は日本海北部へそれぞれ 進み、これらに伴う降水域が日本付近を東進した。 南岸を通過した低気圧に伴う降水予測比較を図 1.2.45



図 1.2.44 2014 年 12 月 20 日 00UTC の気象庁天気図

に示す。CNTLでは紀伊半島の南の海上で強い降水を 予測し、その周辺に低気圧の中心を表現している。一 方、実況ではほぼ陸に掛かる位置に低気圧中心が解析 され、降水のピークも紀伊水道や紀伊半島が中心であ る。TESTでは、CNTLよりも降水域全体を北に表現 している。また、強い降水域も陸側に表現しており、実 況との対応はCNTLよりも良く、夏期試験の事例で見 られた降水系がより風下の陸上に予測される特性の変 化が、冬期の低気圧の事例でも見られている。

(6) 降水に関するまとめ

2016年3月の変更により、降水表現は大きく変わった。これは特にモデルの積雲・雲過程の変更が大きく 寄与している。日々の検証スコアでも見られるように、 ほとんどの降水事例でその表現に変化が見られる。そ の変化をまとめる。

- これまで孤立した強雨域を表現しがちであったものが、より組織化した表現をしやすくなった。
- 海上から風下の陸上へ降水系が侵入しやすくなった。
- 夏期の不安定性降水はより表現されやすくなった。
- 冬期の日本海側では、より空間分布にメリハリの ある降水表現をする事例が増えた。



図 1.2.45 2014 年 12 月 18 日 18UTC を初期値とす る FT=36 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水 量 [mm/3h](色)、海面更正気圧 [hPa](黒線)。上段 CNTL、中段がTEST、下段は解析雨量。ベクトルで地上 風 [m/s] を示している。

1.2.5 地表面付近の予測

今回の変更においては、陸面過程が大幅に変更され たことにより、地上気温・相対湿度・風速など地表面 付近の気象要素についての予測特性も大きく変化して いる。ここでは、その特性変化について簡単に説明す る。地上気象要素については、第1.4節のガイダンス についての解説も参考にして頂きたい。

(1) 不自然な下層雲予測の減少

GSM の地表面付近では相対湿度は湿潤バイアスをも つことが知られており(高桑 2015)、実況では見られな い雲が、モデル面最下層のみで非常に薄く発生し、その 後鉛直方向に成長していく事例が見られる。GSM1603 では、積雲・雲過程の変更による境界層内の気温や水 蒸気量の変化、陸面・海面過程改良による地表面付近 の予測特性の変化の影響で、変更前にはしばしば見ら れていた不自然な下層雲を表現することが大きく減っ た。図1.2.46 に CNTL と TEST の下層雲の比較と静 止衛星画像(MTSAT の可視画像)を示す。CNTL で は赤丸で囲った関東付近に実況には見られない下層雲 を表現しているが、TEST には存在しない。CNTL で 表現されている下層雲は、およそ5 m から 10 m 程度 の高さに位置する、モデル面最下層およびそれを含む 層で表現されているものであり、地面に接しているた め大気現象としての分類は霧である。下層の雲や湿度 の表現が向上した結果、湿度ガイダンスと視程分布予 測の精度が向上している(第1.4節)。

(2) 地上風速予測特性の変化

陸上については、GSM1603 において地上風速の診 断方法を変更した。GSM1403 まで利用されていた方法 は、GSM の鉛直層数が少なく水平格子間隔が大きかっ た古い時代から使われていたもので、植生がある場合 の高度補正に使う参照高度のとり方や、鉛直成層のプ ロファイルに中立を仮定する点などが、近年の鉛直分 解能には適合しないものになっていた。それらの点を 改良した結果、これまで(高さのとり方により)過小 に見積もられていた10 m 風速が適切に診断されるよ うになった。

一方で、粗度など陸面過程のその他の部分の変更に より、地上風速の診断に使われるモデル面最下層の風 速自体は小さく表現されるように変化した。この変化 と比べると診断方法の変更による影響の方が大きく、 地表面にごく近い気圧面で CNTL に比べ風速が減少し ている場合でも、診断された地上風速が大きくなって いるケースがみられた。これらを総合すると、地上風 速は月平均でも1 m/s から2 m/s 程度増加する。この 特性の変化は、風ガイダンスにも強い影響を与えたが、 第1.4 節で示されているように、係数の最適化により 最終的な影響はなかった。

図 1.2.47 に地上風速の大きさを月平均し CNTL と TEST を比較したものを示す。陸上では概ね風速は大 きくなっており、平均で見ても 1 m/s から 2 m/s 程度 強くなっていて、もともとの風速が大きい冬期で差が大 きい。また、安定度中立を仮定しなくなったため、これ までより大気の状態が不安定な場合に風速が強く、安 定な場合に弱く表現されやすくなっている。海上につ いても海面過程の変更により変化が見られるが、海面 については診断方法を変更していないこともあり、差 はあまり大きくない。

今回の変更によって、気圧面やモデル面で見る GSM の地表面付近の風は弱くなったが、診断される地上風 速は強くなった。GSM が予測した指標に基づく判断基



図 1.2.46 2014 年 12 月 6 日 00UTC を対象時刻とする下層雲量の比較。上段の CNTL, TEST はともに FT=12 予測の下層 雲量を示している。下段の左図は気象庁天気図で、右図は MTSAT による可視画像。可視画像では関東に雲は見られない。

準を利用している場合、地表面付近の風や、地表面付 近の風を見積りに用いる運動量・熱フラックスを利用 する場合と、診断された地上風速を利用する場合では、 変化傾向が異なるので、変更の影響を考察する場合に はご留意いただきたい。

(3) 地上気温予測の特性の変化

草開 (2015) に解説されているように、現実では積雪 がある場合大気が冷えやすくなる。しかし、GSM1403 までの陸面過程では、アルベドと融解による効果は表 現されているものの、熱容量・熱伝導率が小さい効果 は十分に表現されておらず、積雪面表面の温度は下が らない仕様になっていた。これは、かつて大気側の予 測精度が十分でなかった時代に、地表面温度が非現実 的な(放射平衡に近い)低温を予測するのを防ぐ役割 を果たしていた。一方で、近年では冬期に日射が少な いユーラシア大陸北部などで、夜間における地上気温 が月平均で7K程度もの高温バイアスを持つ原因にも なっていた。

今回、陸面過程における積雪モデルが大幅に精緻化 され、積雪の熱容量・熱伝導率も適正なものに変更さ れた。また、土壌の熱容量やキャノピー・大気との熱交 換も適正化されている。その結果、これまでは表現さ れなかった夜間の放射冷却による急激な気温の低下が TEST では表現されるようになり、気象場の予測(特



図 1.2.47 診断された地上風速 [m/s] の大きさを期間平均し、 CNTL と TEST で比較したもの (Shade:TEST-CNTL) 。黒線は TEST、緑線は CNTL。図の右側はそれぞれの 緯度での帯状平均。上段:夏期試験期間、下段:冬期試験 期間。

に雲と地上風速)が実況と合っている場合には、適切 な気温変化を予測できるようになった。一方で、モデ ルの気象場の予測が実況と異なってしまった場合、新 しい陸面過程は従来のGSMより大きな誤差を持って しまうおそれがある。この特性の変化は、気温ガイダ ンスにも強い影響を与えており、特に山間部での予測 スコアの悪化につながっている。ただし、これまでと比 べると、実況の天気とGSM予測の天気の違いがより 直接的に地上気温の予測誤差に表現されるようになっ ているため、予測結果の理解をする観点では解釈しや すいものになっている。

積雪域での変化が最も大きいが、積雪が関係しない 場合でも地上気温予測の特性は変化している。陸面過 程における日変化は、基本的には入射する短波放射エ ネルギーの変化に応答して起こる。土壌の地表面付近 の温度変化は、放射・乱流輸送・水の相転移、地中への 熱伝導などのエネルギー変化に対して、熱容量をもつ 物質が内部エネルギーを蓄える、収支方程式に支配さ れる。今回の陸面過程の変更においては、土壌・下草 の持つ熱容量が適正化され小さくなった。また、キャ ノピーと大気、土壌・下草と大気の間のエネルギー・水 蒸気交換に関する計算式が改良された。これら変更に より、地上気温の予測には以下の変化が見られる。

- 日中の温度上昇・下降には、これまで時間方向に 位相が遅れる誤差がみられたが、それが改善して いる。ただし、ピーク温度自体はまだ観測と比較 して低い。この傾向は特に日射の強い夏期で顕著 である。
- 夏期の夜間にみられた低温バイアスが減少した。 これまでのGSMではキャノピーと大気間の熱交 換が強く、下草・土壌に対してキャノピー・大気 が一方的に冷えてしまう場合があったが、その問 題が改善し地表面付近の大気が冷えにくくなった 結果と考えられる。
- 冬期の夜間では、計算手法の問題により夜間に不 自然な2回の低温ピークが見られることがあった が解消している。
- 山間部では予測誤差 (RMSE) が大きくなったが、 沿岸部や平野部に多い SYNOP 観測に対する検証 では RMSE は減少している。

1.2.6 まとめ

2016年3月の全球数値予報システムの改良について、 試験の結果から把握することができた日本付近での予 測特性の変化について、利用上注意すべき点を中心に 説明した。今回の変更では、変化が多岐にわたるため、 利用上注意すべき点も多い。GSM1603 では物理過程 の改良により、予測特性の変化は GSM が 20 km に高 分解能化して以降で最大のものとなった。総観場の誤 差パターンはこれまでと共通した部分も多いが、大気 場の予測、降水予測の特性や地表面付近の予測などは 大幅に変わり、これまでの知見に見直しが必要な点も 多い。過去の GSM の予測特性に基づいて調査された 知見を利用する場合は、その特性が変わっていないか 確認をお願いしたい。

最後に、特に留意すべき点についてまとめる。

- ・ 台風はこれまでより、強度が強く、大きく表現される事例が増加する。進路については改善するが、 熱帯擾乱間の距離が近い場合、これまでより相互 作用が強まり予測の不確実性が大きい。
- GSMの長年の問題点であった、対流圏中下層の乾燥バイアスが減少する。日々の予測事例で見ても 湿域が明瞭に増加し、大気の安定度も低下する。
- ・暖湿気の流入に伴う降水域の表現は、これまでより海上で過剰に降水を降らせる事例が減り、内陸まで降水系を表現する事例が増えた。
- 冬期に放射冷却により、気温が下がりすぎることがある(特に積雪域や山間部)。雲や地上付近の風速等の気象場が適切に予測できていれば、実況のような気温の低下を表現できるが、気象場が実況と異なると大はずししやすくなる。
- 冬期の南岸低気圧について気象場の予測精度が FT=48以降悪化する。FT=72では誤差の空間分 布自体は大きくは変わらないものの、誤差幅が増 加した事例が多い。

参考文献

- 梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数 値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98-111.
- 梅津浩典,室井ちあし,原旅人,2013:検証指標.数値予 報課報告・別冊第 59 号,気象庁予報部,6-15.
- 気象庁, 2015: 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨及び平成 27 年台風第 18 号による大雨等. 災害時気象報告.
- 気象庁予報部,2016:全球数値予報システムの改良につ いて.配信資料に関する技術情報(気象編)第435号.
- 草開浩, 2015: 積雪域解析の高度化. 平成 27 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-49.
- 高桑健一,2015:時系列湿度ガイダンスの開発.平成27 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,73-78.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Fiorino, M. and R.L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. J. Atmos. Sci., 46, 975–990.

1.3 メソ数値予報システムの特性の変化¹

1.3.1 はじめに

全球モデル (GSM) が GSM1403 から GSM1603 へと 更新されたことを受けて、メソ数値予報システムに与 えられる境界値も GSM1603 の予測値へと変更された。 本節では、この変更によるメソ解析値およびメソモデ ル (MSM) の予測値への影響を述べる。

1.3.2 領域モデルにおける境界値

数値予報モデルの大きな役割の一つは大気の流れを 未来にわたって予測することであり、地球上の一部の 領域を予測対象としている領域モデルである MSM や 局地モデル(LFM)においては、予報変数が表す物理量 の予測領域外から予測領域内への流入や、予測領域内 から予測領域外への流出、すなわち境界面におけるフ ラックスを境界条件(あるいは「境界値」と呼ばれる) として与える必要がある(詳しくは河野・荒波(2014) などを参照)。

領域モデル内の大気には下部、側面、上部の3つの 境界がある。下部境界については、MSMやLFMの地 表面モデル(地表面過程)によって地表面と大気の間 の運動量、熱、水蒸気の流入・流出(地表面フラック ス)が与えられる。一方、側面境界については、MSM ではGSMの予測値、LFMではMSMの予測値を境界 条件に利用し、これらを用いて境界面におけるフラッ クスを計算している。また、上部境界については、境 界面におけるフラックスはゼロであること、すなわち 上部境界面を通じて予測領域内外での流入・流出がな いことを仮定している。

それに加え、側面境界や上部境界の一定の幅 (MSM では側面は境界から 180 km、上部は高度約 15 km よ り上空)の領域に、レイリーダンピングを適用してい る (原 2007)。レイリーダンピングは、予測値をある時 定数²(境界面から離れるほど大きい)で境界値に近 づける強制力を加えるものである。境界値は異なるモ デルの予測値から与えられることから、境界値から計 算される境界面のフラックスが予測領域内部のフラッ クスと連続的につながる保証はなく、不連続が生じた 場合には人為的な現象をモデルで表現してしまう。た とえば、境界面とそのすぐ内部との間に大きなフラッ クスの差があると、そこで収束や発散が生じてしまい、 不自然な上昇流など本来は存在しない現象を表現して しまう可能性がある。このように境界付近の領域内部 の予測値と境界値が大きく乖離した場合に、その結果 として生じる現実大気にはない表現を抑制することが レイリーダンピングの目的の一つである。

また、レイリーダンピングは音波、重力波などの波

の境界面での人為的な反射を抑制している。波は一般 に媒質が急激に変化するとその境界で反射を起こす。 上部境界は境界面でフラックスがゼロであることを仮 定しているが、これは大気に人工的に蓋をしたのと同 じ状態であり、上向きに伝搬した波がその蓋で下向き に反射される。この反射は明らかに人為的な境界条件 の設定によって生じた人工的なものであり、除去する 必要がある。レイリーダンピングは、このような反射 を抑制している。

以上のように、境界面でのフラックス、レイリーダ ンピングを通じて境界値の情報が入力され、その情報 は時間の経過とともに領域内部に移流していく。

1.3.3 境界値の変化による解析値への影響

境界値がもたらす領域モデルの予測への影響につい ては、これまでも原(2007)、越智・石井(2013)など で紹介されている。また、本テキストの第4.1節でも、 境界から流入する渦位に着目して境界値による影響を 具体的な事例で論じている。

一方、境界値はモデル予測値だけではなく、モデル の初期値となる解析値にも影響を与える³。室井・佐藤 (2012)でも説明されているように、一般に解析では、 前回の解析値を初期値とした解析時刻までのモデル予 測値(メソ解析では3時間予測値)を第一推定値とし て、その第一推定値を観測データで修正して解析値が 得られる。修正するための観測データがない場合には、 第一推定値がそのまま解析値となる。そして、得られ た解析値を初期値とするモデル予測値が次の時刻の第 一推定値となり、同様の操作が繰り返される。

メソ解析における解析予報サイクルでは、第一推定 値の計算や解析(4次元変分法)におけるインナーモ デルの繰り返し計算の際に領域外からの流入、流出の 計算が必要であるため、予測と同様に境界値が必要と なる。境界値の特性は側面境界からの流入やレイリー ダンピングを通じて第一推定値に反映されるが、それ が観測によって修正されない場合には、境界値の特性 を反映した第一推定値がそのまま解析値として採用さ れることになる。

また、境界値の特性の変化により解析予報サイクル を通じて解析値、第一推定値が変化することで、同化 に用いられる観測データの選択が変化して、その結果、 解析値も変化する。

このように境界値の特性の変化は、解析予報サイク ルを通じて、解析値の特性も変化させうる。解析値へ の具体的な影響については、モデル予測値の影響と合 わせて次項で示す。

¹原旅人

 $^{^{2}}$ 時定数が τ であるとき、時間が τ だけ経過すると、予測値 と境界値の差は e^{-1} (eは自然対数の底)に減衰する。

³ 原 (2007) では明示的に記していないが、2007 年 11 月に 行われた当時の領域スペクトルモデル (RSM) から 20 km GSM への境界値の変更の際に見られた MSM の予測特性の 変化は、境界値の変更に伴う解析値の特性の変化による部分 も大きい。



図 1.3.1 夏期間(上段)および冬期間(下段)におけるメソ解析による可降水量の解析値の期間平均値(単位:kg m⁻²)。各 段、左から CNTL, TEST, TEST-CNTL。夏期間と冬期間で塗り分け色のカラースケールが異なることに注意。

1.3.4 境界値変更によるメソ解析値・MSM 予測値 へのインパクト

夏期間(2015年8月7日~9月11日)、冬期間(2014 年12月10日~2015年1月14日)それぞれについて、 GSM1403, GSM1603 それぞれを境界値に用いた2つ の解析予報サイクル実験を行った。以下、GSM1403, GSM1603 を境界値に用いた実験をそれぞれ CNTL, TEST と呼ぶ。その結果から、境界値を変更した際の MSM の解析値、予測値へのインパクトを示す。ここ で用いる統計検証手法は瀬川 (2005) で紹介されている ものと同じである。

(1) 可降水量・比湿の解析値および予測値

図 1.3.1 に夏期間、冬期間それぞれについて、CNTL, TEST それぞれの可降水量の解析値の期間平均値、お よびその期間平均値の TEST と CNTL の差を示す。夏 期間に注目すると、予測領域の広い範囲にわたって可 降水量の解析値が大きくなっていることがわかる⁴。こ れは GSM1603 の方が GSM1403 よりも水蒸気量が大 きくなっていることに対応している。このように、境 界値の変更は解析値に大きな影響を与えている。

ここで見られた解析値の変化の観測との整合性を検 討するために、図 1.3.2 (左図)に MSM の予測領域内 にあるゾンデ観測と比較したときの比湿の解析値の平 均誤差 (ME)を示す。CNTL では下層の比湿に大きな 負バイアス、すなわち大きな乾燥バイアスがあったが、 TEST ではそのバイアスが大きく縮小していることが わかる。このことから、境界値を変更したことによる 解析値の比湿、さらには可降水量の変化はより観測と 合致する変化であることがわかる。

なお、図 1.3.1 に示したのは、あくまでも可降水量の 解析値の期間平均の変化であることに注意したい。期 間平均では最大 1 kg m⁻² 程度の増加が予測領域に広 がっているが、個別の事例で見ると、CNTL と TEST の差が非常に大きい事例が見られる。図 1.3.3 は南の境 界から台風が領域内に入ってきた事例における CNTL, TEST それぞれの可降水量の解析値、およびその解析 値の TEST と CNTL の差である。台風周辺では CNTL よりも TEST の方が可降水量がかなり大きくなってい

⁴ 図 1.3.1 の上段の一番右の図で、可降水量の解析値の TEST と CNTL の差が側面境界付近で顕著であるのはレイリーダ ンピングによるものである。レイリーダンピングは解析でも 予測でも強制的に境界値に近づけようとするため、境界値の 特性の変化が出やすい。この図からも GSM1603 は従来より

も可降水量が多い予測特性があることが分かる。



図 1.3.2 夏期間のメソ解析による比湿の解析値(左)および MSM による比湿の 36 時間予測値(右)のゾンデに対する平均 誤差。横軸が比湿の平均誤差(単位:10⁻³kg kg⁻¹)で、縦軸が気圧(単位:hPa)を示す。緑線:CNTL、赤線:TEST。



図 1.3.3 2015 年 9 月 7 日 00UTC におけるメソ解析による可降水量の解析値(単位:kg m⁻²)。左から CNTL, TEST, TEST-CNTL。塗り分けのカラースケールは図 1.3.1 上段と同じである。

ることがわかる。これは、GSM1603 で台風の表現が変化して、それが南の境界を通じて流入したためである。

以上のように、特に夏期間について、モデルの初期 値から水蒸気量が大きくなっていることが今回の境界 値変更によるメソ解析値の特性の大きな変化の一つで ある。そして、比湿の初期値に見られた下層の乾燥バイ アスの改善傾向は予測でも見られる(図1.3.2の右図)。

冬期間は、南側境界付近での可降水量の解析値がや や増加しており(図1.3.1の下段)、熱帯でのGSMの 予測特性の変化を反映していると考えられるが、夏期 間に比べるとMSMの予測領域内での変化は限定的で あり、予測への影響もあまり大きくない。

(2) 降水予測の統計検証

解析値から下層の乾燥バイアスが改善された結果、 TEST では CNTL よりも成層安定度が小さくなりやす くなる⁵。そのことや可降水量の変化が降水予測の特 性も変化させている。図 1.3.4 は検証格子を 20 km と したときの 3 時間降水量予測について、スレットスコ ア、バイアススコアを閾値ごとに夏期間、冬期間それ ぞれについて示したものである。CNTLとTESTを比 較したとき、夏期間はスレットスコアに改善が見られ るが、バイアススコアで見るとCNTLにも存在した強 い降水の予測頻度過大傾向がTESTで拡大しているの がわかる。これは、上で見たように、成層安定度が小 さくなったことや水蒸気量が増えたことで、強い降水 がより予測されやすくなったことが一因であると考え られる。

冬期間についても、15,20 mm/3h の閾値でスレットスコアの改善が見られるが、10 mm/3h 以上の閾値では、予測頻度過大傾向が拡大している。

これらのスレットスコア、バイアススコアの変化を 解釈するために、スレットスコア、バイアススコアに 加えて、捕捉率、空振り率も合わせてみることができ る POD-SR ダイアグラムを夏期間、冬期間それぞれに ついて図 1.3.5 に示す (POD-SR ダイアグラムの見方 は付録 D.3.13 を参照)。

夏期間については、CNTLに比べて TEST の方が点が上に移動しているのがわかる。これは、空振り率は変

⁵ 下層の比湿が大きくなると、下層の相当温位が高くなり、 成層安定度は小さくなる。


図 1.3.4 夏期間(上段)、冬期間(下段)の3時間降水量予測の閾値別スレットスコア(左列)およびバイアススコア(右列)。 横軸は3時間降水量の閾値(単位:mm/3h)。緑線:CNTL、赤線:TEST。



図 1.3.5 夏期間(左)、冬期間(右)の3時間降水量予測の閾値別スコアについての POD-SR ダイアグラム。CNTL は青丸、 TEST は赤四角で示し、図中の各点付近の数字は閾値(単位;mm/3h)を示す。



図 1.3.6 夏期間のメソ解析による気温の解析値(左)および MSM による気温の 36 時間予測値(右)のゾンデに対する平均 誤差。横軸が気温の平均誤差(単位:K)で、縦軸が気圧(単位:hPa)を示す。緑線:CNTL、赤線:TEST。



図 1.3.7 2015 年 8 月 11 日 03UTC を初期時刻とした CNTL, TEST それぞれの 8 月 12 日 03UTC に対する前 3 時間降水量 (塗り分け)、海面更正気圧(黒等値線、単位:hPa)、水平風(黒矢羽根、短い矢羽根が 5 m/s)の予測(FT=24)と、同時 刻の同要素の解析。左:CNTL の予測、中:TEST の予測、右:実況(降水量は解析雨量、海面更正気圧および矢羽根はメ ソ解析の解析値。)

化しないが、捕捉率が向上していることを示している。 冬期間については、10~20 mm/3h では各点が右上 に移動している。これは、捕捉率を高めるとともに空 振り率が減っていることを示している。ただし、空振 りの減少よりも捕捉の増加が大きいために、バイアス スコアは大きくなっている。

以上より、夏期間についてはほぼ全部の閾値で、冬 期間については10 mm/3h以上の閾値で予測頻度の増 大が見られ、その結果、捕捉率の増加にはつながって いるものの、空振り率の減少幅は小さいことがわかる。 すなわち、実況にはない偽の降水予測を減らすことは できていないが、従来は予測できていなかった降水の 一部を予測できるようになった場合が多いことを示し ている。

(3) その他の統計検証

既述の比湿以外の高層検証、地上要素(地上風速、 地上気温など)の検証結果では、気温の鉛直プロファ イルの解析値、予測値両方の改善が夏期間において顕 著であった(図1.3.6)。これも比湿同様に境界値を与え る GSM の予測特性が変わり、それが境界値を通じて 解析値、さらには予測値によい影響を及ぼしたものと 言える。

その他の検証要素には大きな変化はなかった。

(4) 事例

今回の境界値の変更の影響を端的に表す事例を示す。 取り上げるのは、2015 年 8 月 12 日に九州の北西にあ る低気圧からのびる前線の暖域内で強い降水が観測さ れた事例である。

図 1.3.7 にその事例の実況、および CNTL と TEST それぞれの予測を示す。CNTL と TEST を比較したと きに、TEST の方が降水域が広い事が分かる。特に九州 内陸への降水の広がりが TEST の方が大きく、CNTL よりは実況との対応がよい。実況で長崎県から熊本県 北部にのびる強い降水帯についても、TEST のほうが 実況のようにより内陸まで表現している。

統計検証結果から、降水の予測頻度はCNTLよりも 増える傾向にあり、従来は予測ができていなかった降 水を捕捉できる事例が多くなったことが示唆されるこ とをすでに述べたが、この事例においてもその傾向を 示していることが分かる。

1.3.5 まとめと利用上の留意点

GSM1603 の予測値を境界値に用いたメソ数値予報 システムの特性を、従前の GSM1403 の予測値を境界 値に用いたものと比較しながら述べた。大きな特性の 変化の一つは、夏期間において解析値(モデルの初期 値)の下層の乾燥バイアスが改善し、従来より比湿や 可降水量の増加が見られることである。この解析値に おける水蒸気量の変化は予測にも反映され、予測にお いても下層の乾燥バイアスが改善する。

解析および予測における下層の湿潤化によって、夏 期間では降水の予測頻度が増える傾向が見られる。こ のことは、空振り率は大きく減らないものの、捕捉率 が大きく改善しているという統計検証にもあらわれて いる。

このように、従来より多くの降水実況を捕捉できる ようになっている点では改善していると言えるが、一 方で、空振り率の減少が小さいことから、予測頻度の 過大傾向がやや拡大して、従来よりも降水の予測が多 くなりやすいことに留意していただきたい。

参考文献

- 越智健太,石井憲介,2013:予報時間を39時間に延長したMSMの初期時刻別統計検証.平成25年度数値 予報研修テキスト,気象庁予報部,14–17.
- 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.
- 瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 18-26.
- 原旅人,2007: モデルの変更点の概要. 平成 19 年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,29-31.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化. 平成 24 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-22.

1.4 ガイダンスの特性の変化¹

1.4.1 はじめに

本節では、物理過程が改良された GSM (GSM1603) への変更に伴う GSM ガイダンスへの影響について説 明する。一般的にモデルの変更はガイダンスの特性や 精度にも影響を与えるため、必要に応じて予測式の最 適化を行わなければならない。過去の 2014 年 3 月に行 われた鉛直層数の増強や物理過程が改良された GSM (GSM1403) においてガイダンスへの影響調査と予測 式の最適化を行った (松下ほか 2014)。今回の改良でも GSM の予測特性が大きく変わったため、ガイダンスへ の影響調査を実施した。

業務化試験の予測値を利用して 2015 年 7 月~9 月 (以下「夏実験期間」)及び 2014 年 12 月~2015 年 2 月 (以下「冬実験期間」)における GSM ガイダンスの精 度の変化を確認した²。その結果、降水や湿度、視程 分布予想など多くの要素で改善が確認された一方、冬 実験期間の気温については改悪となった。以下の項で は特に特性・精度の変化が大きかったガイダンスにつ いて、スコアと事例を示しながら説明する。

- 降水量ガイダンス(第1.4.2項)
- 降雪量ガイダンス(第1.4.3項)
 ともにモデルの降水量予測の精度向上をうけて改善
- 気温ガイダンス(第1.4.4項)
 陸面過程の変更によってモデルの気温の予測特性が変化し、冬期に限りRMSEの観点で改悪
- ・ 発雷確率ガイダンス(第1.4.5項)
 予測精度への影響を緩和するため、
 GSM1603 も利用して予測式を再作成し、中立

なお、GSM の特性の変化は、それを側面及び上部 境界条件として用いる MSM にも影響を及ぼし、MSM ガイダンスや航空気象予報ガイダンスについても影響 を与える。しかし、精度の確認を行ったところ、特性 の変化は小さくほぼ同等の精度であったため、本節で は説明を省略する。また本節では、GSM1403 を入力 としたガイダンスを CNTL、GSM1603 を入力とした ガイダンスを TEST と記述する。

-¹ 後藤 尚親

1.4.2 降水量ガイダンス

図 1.4.1 に 3 時間平均降水量ガイダンス、図 1.4.2 に 1 時間最大降水量ガイダンスの、閾値別のエクイタブ ルスレットスコア (ETS) 及びバイアススコア (BI) を 示す。夏実験期間及び冬実験期間ともに ETS が大きく 改善している。この ETS の改善は主にモデルの降水表 現が大きく改善したことが影響していると考えられる (第 1.2.4 項)。予測頻度については、BI から読み取れ るように夏実験期間の 1 時間最大降水量ガイダンスで の過少傾向は改善しているが、冬実験期間や 3 時間及 び 24 時間最大降水量ガイダンス(図略)ではやや過剰 となっている。

大雨の予測の事例として、図 1.4.3 に 2015 年 9 月 10 日 03JST を対象とする GSM の 3 時間降水量と 3 時間 最大降水量ガイダンスの予測と、対応する解析雨量を 示す(平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の事例)。CNTL と TEST のモデルの予測を比較すると、TEST では関 東から東北にかけて南北に伸びる降雨域をより実況に 近く予測できている。これに対応して、TEST の GSM ガイダンスの降水分布も実況に近づいたと考えられる。

図 1.4.4 に、2015 年 9 月 10 日 12JST を対象とする 24 時間最大降水量ガイダンスの予測と、対応する解 析雨量を示す。3 時間最大降水量ガイダンスと同様に、 GSM の変更によって降水分布が実況に近づいており、 改善していることがわかる。



図 1.4.1 夏実験期間(左)及び冬実験期間(右)における GSM3時間平均降水量ガイダンスの対解析雨量のETS(実 線、右軸)及び BI(破線、左軸)。青線は CNTL、赤線 は TEST の結果をそれぞれ示す。エラーバーは 95%の信 頼区間を表す。FT=15~36 時間までの予測値を検証に用 いた。検証は 0.25 度格子の領域で行い、検証格子の中の 平均値を対象とした。



図 1.4.2 図 1.4.1 と同じ。ただし検証対象は 1 時間最大降水 量ガイダンス。

² 夏実験期間の検証は、逐次学習型ガイダンス(降水や気温 など)について GSM1603 の特性に最適化した際の精度検 証を行うために、冬実験期間を延長し、夏実験期間まで予測 式の最適化を続けたガイダンスを用いて検証している。ま た夏実験期間から業務化された 2016 年 3 月までについても GSM1603 の予測値を用意し、予測式の最適化を継続した。 この結果、業務化されたガイダンスは本稿で示した結果より も GSM1603 の特性によく適合していたと期待できる。



図 1.4.3 2015 年 9 月 10 日 03JST を対象とするモデルの 3 時間降水量と解析雨量(上段)と 3 時間最大降水量ガイダンス(下 段)による予測(FT=18)。 左列は CNTL、中列は TEST の予測をそれぞれ示す。 色は 3 時間積算降水量 [mm/3h]、等値 線は海面更正気圧 [hPa]、矢羽は地上風 [kt] を表す。



図 1.4.4 2015 年 9 月 10 日 12JST を対象とする 24 時間最大降水量ガイダンス(左: CNTL、中: TEST)による予測 (FT=27) と、対応する解析雨量(右)。色は 24 時間積算降水量 [mm/24h] を表す。

1.4.3 降雪量ガイダンス

図1.4.5 に、6時間及び12時間最大降雪量ガイダンス について、降雪量の閾値別のETSとBIを示す。ETS から、6時間、12時間最大降雪量ガイダンスともにや や予測精度が改善していることがわかる。またBIに ついても、多くの閾値で1に近くなり、予測頻度が実 況に近くなっている。

降雪量ガイダンスの事例として、急速に発達しなが ら関東地方南岸を通過し、関東地方平野部でも積雪を 観測した南岸低気圧について、図 1.4.6 に 2016 年 1 月 18 日 09JST を対象とする 3 時間最大降雪量ガイダン スの予測と、対応する観測値を示す。CNTL では関東 地方平野部北部にほとんど降雪を予測していないが、



図 1.4.5 冬実験期間における GSM6 時間最大降雪量ガイダ ンス(左)と12 時間最大降雪量ガイダンス(右)の ETS (実線、右軸)及び BI(破線、左軸)。青線は CNTL、赤 線は TEST の結果をそれぞれ示す。エラーバーは 95%の 信頼区間を表す。FT=15~36 時間までの予測値を検証に 用いた。



図 1.4.6 2016 年 1 月 18 日 09JST を対象とする 3 時間最大降雪量ガイダンス (左: CNTL、中: TEST) による予測 (FT=48) と、対応する観測値 (右)。色は 3 時間降雪量 [cm/3h] を表す。



図 1.4.7 2016 年 1 月 18 日 09JST を対象とする格子気温ガイダンスとアメダス気温観測値 [°C](上段)と降水種別ガイダン ス(下段)による予測(FT=48)。 左列は CNTL、中列は TEST の予測をそれぞれ示す。降水種別ガイダンスは緑が雨、青 が雨または雪、水色が雪または雨、白が雪をそれぞれ示す。

TEST では降雪を予測する範囲が広がり、実況に近づいている。

この要因を確認するため、同じ時刻における格子気温 ガイダンスと降水種別ガイダンスによる予測を図 1.4.7 に示す。なお、CNTL, TEST ともに降水は関東地方に 広く予測されており、降雪量の予測に与えた影響は小 さかった(図略)。CNTLに比べ、TEST では関東地方 の平野部で格子気温ガイダンスが予測する気温が低く なり実況に近づいている。この影響で降水種別が「雨 または雪」と予測される範囲が広がり、降雪量予測に 差が出たものと考えられる。

1.4.4 気温ガイダンス

図 1.4.8 に、気温ガイダンスについて、予報対象時 刻別の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (ME) を示す。夏実験では CNTL, TEST 間で大きな違いは 見られないものの、冬実験期間の夜間では RMSE が やや大きくなり、負バイアス傾向がやや強くなるなど TEST の予測精度低下が見られる。

この要因を確認するため、図 1.4.9 には、冬実験期間 における 00UTC を初期値とする翌日の最低気温の散 布図とその回帰直線を示す。モデルの地上気温予測と それを入力とするガイダンスのどちらも、CNTL には 実況で-10°Cを下回るような低温時に高温バイアスが あり、特に-20°C より低い気温はほとんど予想されて いない。これに対し TEST のモデルでは、後述のよう に予測を大きく外す事例の増加により RMSE は大きく



 図 1.4.8 夏実験期間(左)及び冬実験期間(右)における GSM 気温ガイダンスの対アメダス気温の予報対象時刻別のRMSE(実線)及びME(破線)。青線はCNTL、赤線はTESTの結果をそれぞれ示す。FT=15~36時間までの 予測値を検証に用いた。



図 1.4.9 冬実験期間・全予測地点における、00UTC を初期 値とする翌日の最低気温の散布図と回帰直線。横軸がアメ ダス観測値で縦軸がモデル(緑、上段)とガイダンス(橙、 下段)による予測値。左列は CNTL、右列は TEST の結 果をそれぞれ示す。

なったものの、低温時の高温バイアスが解消されてお り、改善している面も確認出来る。これらは図中に示 した回帰直線でも確認でき、CNTLに比べ TEST の方 が回帰直線が対角線に近づいていることがわかる。こ の予測特性の変化は陸面過程の変更によって、従前は 十分に表現できていなかった夜間の放射冷却による気 温低下がある程度表現可能となったことが主要因であ る(第1.2.5 項)。その結果、従前に比べ天気(晴れ・ 曇り)の外れによる気温の誤差への影響が大きくなり、 結果的に RMSE は大きくなったと考えられる。

更に地点ごとの精度変化を確認するために冬実験期 間における 00UTC を初期値とする翌日の最低気温ガ イダンスの地点毎の ME を図 1.4.10 に、RMSE を図 1.4.11 に示す。CNTL に比べ、TEST では主に放射冷



図 1.4.10 冬実験期間における 00UTC を初期値とする翌日 の最低気温ガイダンスの地点毎の ME。上は CNTL、下は TEST の結果をそれぞれ示す。



図 1.4.11 図 1.4.10 に同じ。ただし RMSE を表す。

却により低温となりやすい内陸の山間部で負バイアスの拡大とRMSEの増加が見られ、これが予測精度を低下させていることが確認出来る。

今回の変更に伴い気温の予測が大きく変化した例とし て、図 1.4.12 に松本における 2015 年 1 月 31 日 00UTC 初期値の気温の予測値と観測値を示す。このとき実況 では夜間に放射冷却が起きたことで気温が大きく低下 した。CNTL のモデルでは放射冷却による気温低下や 日変化を表現できず、これを入力とするガイダンスで も同様の傾向であった。これに対し TEST では、モデ ルで放射冷却による気温低下や日変化を表現できるよ うになり、さらにモデルのバイアスを補正することに よりガイダンスで気温を適切に予測できている。

放射冷却に伴う気温低下をモデルが表現するように なったことで気温の予測が改善した事例がある一方で、 モデルの予測する天気の外れにより実況にはない過剰 な放射冷却が表現され、誤差が大きくなる事例も見られ た。図1.4.13に青森における2015年2月3日00UTC 初期値の気温の予測値と観測値を示す。4日明け方は地 上観測で雲量は6~9、風速5m/sほどであり、放射冷 却が起きやすい典型的な環境場ではなく、地上気温の 低下は小さかった。しかしモデルでは、CNTL, TEST ともに「雲量は約0でほぼ無風」と放射冷却が起きや すい環境場を予測していた。CNTL では本来なら放射 冷却で気温低下が予測されることが期待されるにも関



図 1.4.12 松本における 2015 年 1 月 31 日 00UTC 初期値の 気温の予測値(実線)と観測値(黒点線)。青線は CNTL、 赤線は TEST の結果、濃い色の線は気温ガイダンス、薄 い色の線はモデルの予測値を表す。



図 1.4.13 図 1.4.12 に同じ。ただし青森における 2015 年 2 月 3 日 00UTC 初期値の気温の予測と観測値。

わらず、それがほとんど表現されなかった結果、気温 低下の緩やかな実況とガイダンスの差はあまり大きく ならなかった。これに対し、TESTではモデルが放射 冷却に伴う気温低下を素直に予測し、それ故にガイダ ンスが大外しとなった。このように、天気(晴れ・曇 り)の外れ等によって誤差が大きくなることもあるの で、利用の際には留意願いたい。なお MSM 気温ガイ ダンスについては大きく特性が変化していないことを 確認している。後藤 (2014)にあるように GSM 気温ガ イダンスより MSM 気温ガイダンスの方が統計的には 精度が良いことは変わらないので、両者を併せて利用 願いたい。

1.4.5 発雷確率ガイダンス

GSM1603 ではモデルが大気安定度の低下を今まで より精度よく表現するようになったため、不安定性降 水を良く予測する・CAPE が大きくなる等の変化が見 られた。この影響で発雷確率ガイダンスは既存の予測 式を利用すると確率値が高く変化し、精度が下がるこ とが確認されたため、2014年3月のGSM1403への変 更(松下ほか2014)と同様に予測式の再作成を行った。 新しい予測式の作成には、2014年1月から11月19日 まではGSM1403 で作成されたデータを、2014年11 月20日から2015年についてはGSM1603の現業化前 の試験データを用いて計2年分のデータを利用した。

ここでは TEST として、再作成を行った予測式を利 用し、2015 年の予報値について 1 か月抜きクロスバ



図 1.4.14 2015 年における発雷確率ガイダンスの閾値別の ETS(左上)、BI(右上)、信頼度曲線(左下)及び予報 時間別の BSS(右下)。青線は CNTL、赤線は TEST の 結果をそれぞれ示す。FT=15~36 時間までの予測値を検 証に用いた。



図 1.4.15 2015 年における発雷確率ガイダンスの BSS 分布図。それぞれ CNTL の検証結果(左図) TEST のクロスバリデー ションの検証結果(中図) TEST と CNTL の BSS の差分(右図)。

リデーション検証³を行った結果を示す。図 1.4.14 は CNTL と TEST について確率の閾値別に見た ETS、 BI、信頼度曲線、予報時間別に見たブライアスキルス コア (BSS)、図 1.4.15 は CNTL と TEST の格子別 BSS とその差分図である。予測式の再作成により BI はやや大きくなるが、ETS も全体的に向上している。 なお、ETS が最大値をとる確率は変わらず、信頼度曲 線の変化も小さいため予測特性として大きな差はなく、 予報作業で利用する閾値などは従前のものがそのまま 利用できるだろう。また予報時間前半に比べ後半で改 善が顕著であるが、これはモデルの改善が精度向上に 寄与しているものと考えられる。一方、図 1.4.15 から 読み取れるように、BSS の改善は海上が主体であり、 陸上では CNTL と同程度となっているところが多い。

1.4.6 その他のガイダンス

これまでの項では取り上げなかったガイダンスにつ いて簡単に紹介する。風ガイダンスと日照率ガイダン スは概ね同等、視程分布予想と夏期の湿度ガイダンス はモデルの下層の湿りの表現が向上した影響で精度が 向上した。図 1.4.16 に夏実験期間の視程分布予測の検 証結果を示す。松下ほか (2014)で示されていた予測頻 度の過大傾向が部分的に解消され、ETS も改善してい ることがわかる。

1.4.7 まとめ

2016年3月に行われたGSMの変更に伴うガイダン スへの影響を表1.4.1にまとめた。本節で示した通り、 予測式の最適化や再作成を実施したことで多くのガイ ダンスでCNTLと精度が同等以上の結果となった。し かし、冬期の最低気温予測についてはモデルの陸面過 程の変更により、従前に比べ天気が外れた際の誤差が 大きくなる傾向が確認されている。これについての詳 細は第1.4.4項で示したので参考にしていただきたい。



- 図 1.4.16 夏実験期間における視程分布予想の閾値別の ETS (左図)、BI(右図、左軸)及び事例数(右図、右軸、白 丸)。青線は CNTL、赤線は TEST の結果をそれぞれ示 す。FT=15~36 時間までの予測値を検証に用いた。
- 表 1.4.1 夏実験期間(左)及び冬実験期間(右)における、 GSMの変更に伴うGSMガイダンスへの影響。、-、× はそれぞれ、GSMの変更に伴うガイダンスの精度の変化 が改善、中立、改悪であったことを示す。

種別	夏実験期間	冬実験期間
降水量		
発雷確率	_	—
気温	_	×
風	—	—
湿度		—
日照率	_	—
視程分布		
降雪量	対象外	

参考文献

- 後藤尚親, 2014: 気温ガイダンスの改良. 平成 26 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-79.
- 松下泰広,白山洋平,飯塚義浩,井藤智史,2014: ガイダ ンス資料への影響. 平成 26 年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,35-43.

³ 詳細については松下ほか (2014) の 1.5.1 (5) を参照。

第2章 観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムの背景誤差の改良

2.1 観測データの新規利用開始及び利用手法の改良¹

2.1.1 ひまわり 8 号大気追跡風データの利用開始 (1) はじめに

気象庁では、2015年7月7日から静止気象衛星ひま わり8号(ひまわり8号)の運用を開始した。ひまわ り8号は、水平高解像度化や高頻度化(撮像時間間隔: 10分)などセンサー自体の観測機能が向上した。また、 大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) の算 出においても雲移動量や雲高度の推定処理が高度化さ れ、AMV の算出数が大幅に増加し、推定精度も向上 した (Bessho et al. 2016; 下地・別所 2015)。これを受 けて数値予報課では、これらの高度化された AMV を 数値予報システムで利用するための開発を進め、準備 が整ったことから、2016年3月17日から全球・メソ・ 局地の各数値予報システムおよび毎時大気解析におい て利用する AMV を静止気象衛星 MTSAT-2(ひまわ リ7号)からひまわり8号へ切り替えた。本項ではひ まわり8号AMVの利用開始に先立って実施した、品 質調査および品質管理 (QC: Quality Control)の改良、 並びに各数値予報システムを用いたインパクト調査の 結果について紹介し、その効果について説明する。

(2) ひまわり 8 号 AMV の品質と特徴

ひまわり8号の品質を確認するために、ひまわり7号 AMVと比較する形で全球数値予報システムを使った 風速D値(観測値と第一推定値の差)統計調査を行っ た。調査期間は、ひまわり8号の試験運用期間中で、 AMVの算出が安定した2015年2月5日から3月20 日である。各AMVについては品質指標QI²値が60以 上³のものを使用した。風速D値のヒストグラムはひ まわり7号 AMVと同様にガウス分布をなし、標準偏 差(STD)はひまわり7号に比べて0.5 m/s程度小さ く、バイアスも改善していることを確認した。一例と して、図2.1.1に赤外画像から算出されたAMVの結 果を示す。

(3) ひまわり 8 号 AMV のための QC の改良

第2.1.1項(1)で述べたようにひまわり8号のAMV については水平高解像度化および算出手法の高度化に よりデータの特性が大きく変化したため、ひまわり7 号 AMV に適用していた QC 手法をそのまま適用する ことができない。そのため、ひまわり 8 号用に第 2.1.1 項 (2) を考慮しつつ、主に以下の 6 つの点について改 良を行った。

- QI 閾値の見直し
- 赤外・可視画像より算出された、700 hPa から下 層の陸上における AMV は利用しない
- 400~700 hPaのAMVの利用(ひまわり7号では 未利用⁴)
- 全球数値予報システムに 100 km 間隔の AMV の平 均化処理 (SPOB: Super-observation) 手法⁵と毎 時同化を日本とその周辺領域 (SPOB 領域: 20°N -45°N, 120°E -150°E) に導入
- 全球数値予報システムにおける SPOB 領域の 800 hPaより上層においては、風速が 15 m/s 以 上(西風が卓越する場合)かつ東西成分風速の D 値が -2 m/sより小さい又は 3 m/sより大きい場 合は利用しないという QC が適用される⁶
- 毎時大気解析に AMV の 150 km の等距離間引き を導入

QI 閾値については、AMV の解析利用の目安としてい る風速 D 値の STD および平均 (山下・今井 2007) に基 づいて決定した。SPOB 手法を全球数値予報システム に適用した理由は、2013年および2014年の静止気象 衛星 MTSAT-1R (ひまわり6号)の高頻度観測による AMV のインパクト実験の結果、台風進路予測誤差の 減少が確認されたためである (山下 2015)。 SPOB 領域 内の 800 hPa より上層における QC は、主に冬季に強 風軸の東西成分風速にバイアスを持った AMV を過度 に利用しないことを目的としている。なお、ひまわり 7号 AMV までの手法については、山下・今井 (2007) を参照願いたい。また、毎時大気解析については従来 の AMV で用いられている入電順間引きでは採用デー タの空間分布に偏りが生じることから数値予報システ ムと同様に等距離間引きを導入した。前述以外の QC は、ひまわり7号時と変更はない。これらのQCの詳 細は JMA (2013) や山下・今井 (2007) を、QC の最新

¹ 第 2.1.1 項 山下 浩史、第 2.1.2 項・第 2.1.3 項 計盛 正博、 第 2.1.4 項 幾田 泰酵、第 2.1.5 項 平原 洋一、

第 2.1.6 項 守谷 昌己、第 2.1.7 項 髙坂 裕貴 (気候情報課) 第 2.1.8 項 酒匂 啓司 (観測課観測システム運用室)

² Quality Indicator の略。欧州衛星開発機構 (EUMETSAT) が提唱する品質管理指標 (0~100 で値が大きいほど品質が良い) (Holmlund 1998)。

³ QI 値 60 は数値予報システムで利用可能な最低限の品質と して設定した。現業利用中の AMV では米国の静止気象衛星 GOES については QI 値 60 以上のものを使用している。

⁴ この高さの区間ではひまわり7号 AMV のデータ数が少な く、精度が安定しなかったためである。

⁵ 100 km × 100 km × 100 hPa 毎の箱をあらかじめ用意し その中の観測時刻・位置(緯度・経度)・高度・風向・風速に ついて、各々平均化して AMV を再作成する手法。詳しくは 山下 (2015) を参照。

⁶ この QC はひまわり 8 号 AMV の全球数値予報システム 利用開始当初から導入されていない。2016 年 11 月頃に導入 を予定している。なお、本項における各数値予報システムを 用いたインパクト調査の結果にはこの QC が反映されていな い。



図 2.1.1 2015年2月5日~3月20日の20°N以北の400 hPa から上層のひまわり8号(赤色棒)およびひまわり7号 (青色棒)の赤外画像から算出された AMV における風速 D値ヒストグラム。縦軸は相対度数でAMV データ数の最 大値で規格化した値。横軸は風速D値。

情報は、NWP SAF ⁷ AMV のモニタリングページ⁸ を参照願いたい。

(4) ひまわり 8 号 AMV 利用のインパクト 全球数値予報システムによる結果

実験には、2014年9月4日時点の全球数値予報シス テムを用いた。2015年冬の全球解析を2015年1月17 日~3月11日の期間に対して実行し、作成された2015 年1月17日~2月28日の毎12UTC初期値からの全 球予報を行い、検証対象とした(2015年冬と呼ぶ)。 また、2015年夏の全球解析を2015年7月3日~9月 11日の期間に対して実行し、作成された2015年7月3 日~9月11日の6時間毎の初期値からの全球予報を行 い、検証対象とした(2015年夏と呼ぶ)。ひまわり7号 AMV を使用した実験を CNTL、ひまわり 8 号 AMV を使用し、改良した QC を適用した実験を TEST と呼 ぶ。図 2.1.2 は、TEST と CNTL のデータ分布の例を 示す。ひまわり8号AMVの算出手法の高度化により、 ひまわり7号AMVでは算出されなかった場所(例え ば、オーストラリア周辺等)にひまわり8号AMVでは 算出される等の算出数増加の効果を見ることができる。 また、日本付近のひまわり 8 号 AMV の密集は SPOB 領域において 100 km 間隔で利用したことによるもの である。なお、SPOB 領域外では 200 km 間隔で利用し ている。 実験の結果を以下に示す。図 2.1.3 は、2015 年夏の 700 hPa から下層における風速 D 値の STD の TEST (ひまわり 8 号 AMV 利用)と CNTL (ひまわ り7号AMV利用)との差(左)と日本のウィンドプロ

⁸ https://nwpsaf.eu/monitoring/amv/amvusage/ jmamodel.html



図 2.1.2 2015 年 7 月 13 日 12UTC 解析時にひまわり観測領 域とその周辺で利用された AMV の分布図。左図はひまわ り 7 号 (赤: CNTL)。右図はひまわり 8 号 (赤: TEST)。 赤色以外のプロットはひまわり以外の AMV。



図 2.1.3 2015 年夏の 700 hPa から下層における風速 D 値 の標準偏差 (STD)の TEST (ひまわり 8 号 AMV 利用) と CNTL (ひまわり 7 号 AMV 利用)との差(左)と日 本のウィンドプロファイラ観測と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に対する変化率(右)。左図は TEST と CNTL の両方のデータが存在したときに描画し たもの。エラーバーは 95%信頼区間で、図中の赤丸印は統 計的に有意であったことを示している。

ファイラ観測と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に対する変化率(右)を示したものである。 図 2.1.3 の左図からひまわり 8 号の観測領域について 着目すると、TEST の風速 D 値の STD の方が CNTL に比べて小さいことが分かる。これは、ひまわり8号 AMV による算出手法の高度化および SPOB の導入の 効果により、AMVの観測と予報の両方の誤差が減少し たためと考えられる。日本のウィンドプロファイラ観測 と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に 対する変化率(図 2.1.3 右図)でも 925 hPa を中心に誤 差が減少していて、この変化は日本領域での変化と整 合する結果である。700 hPaより上層でも図 2.1.3 右図 では下層ほど明瞭ではないものの同様の結果が得られ た。次に改良の結果、具体的にどのように予測場へ反映 されたかについて確認する。TEST では主に日本付近 の風の予測場を中心に改善が見られ、特に850hPa風 速では2日 (FT=48) 先まで改善率が CNTL 比で平均 3~6%得られた(図 2.1.4)。さらに TEST の 10 個の平 均台風進路予測誤差が CNTL に比べ5日 (FT=120) 先 までの期間で概ね減少傾向を示しており、例えば1~2 日 (FT=24~48)の平均では約6%減少した(図2.1.5)。

⁷ NWP SAF (Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility) とは、EUMETSAT メンバー国の気象機 関や研究機関の専門家が共同して、衛星データのモニター・ 処理・利用に関する研究・開発を行う枠組みの内の数値予報 部門のことである。



図 2.1.4 日本付近 (20°N −50°N, 110°E −160°E) における 2015 年夏の各予測時間の TEST の CNTL に対する平方根 平均二乗誤差 (RMSE) 改善率。初期値を真値と仮定した 場合の RMSE で見た 850 hPa (左) および 250 hPa (右) の風速の改善率を示す。エラーバーは 95%信頼区間で、図 中の丸印は統計的に有意であったことを示している。



図 2.1.5 2015 年夏の台風第9号から第18号までを対象と した平均台風進路予測誤差。横軸は予測時間、左縦軸は台 風進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数である。赤線が TEST、青線が CNTL、赤点がサンプル数を表す。エラー バーは95%信頼区間を示している。

図 2.1.6 に 2015 年台風第 11 号の台風進路予測の改善例 を示す。予報中盤までは、TEST の方が CNTL に比べ てベストトラックに近い予測結果となっている。台風 の東側にある太平洋高気圧の表現が、データ同化サイ クルを通じて良くなったことが影響していると考えら れる(図略)。なお、2015 年冬については、夏と同様 に解析場の改善が見られ、南半球域で4日予測以降で 250 hPa 風速や 500 hPa 高度をはじめほとんどの物理 要素について改善する結果が得られているが、日本付 近では予測場に大きな変化は見られなかった(図略)。

メソ数値予報システムによる結果

実験には 2015 年 12 月 24 日時点のメソ数値予報シ ステムを用いた。2015 年夏のメソ解析を 2015 年 8 月 2 日~9月 11 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 8 月 7 日~9月 11 日の 3 時間毎の初期値からのメソ 予報を行い、検証対象とした(2015 年夏と呼ぶ)。ま た、2016 年冬のメソ解析を 2015 年 12 月 24 日~2016 年 2 月 3 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 12 月 24 日~2016 年 2 月 3 日の 3 時間毎の初期値か らのメソ予報を行い、検証対象とした(2016 年冬と呼



図 2.1.6 2015 年 7 月 13 日 12UTC 初期値の 2015 年台風 第 11 号の進路予測結果。赤線が TEST、青線が CNTL、 黒線は気象庁ベストトラック (BST) で図中の凡例の印と 数字はそれぞれ台風の中心位置と日時(記載時刻はすべて 00UTC)を示している。



図 2.1.7 メソモデルによる 2015 年夏(上段)と 2016 年冬 (下段)の3時間降水量予測の閾値別のエクイタブルスレッ トスコア(ETS: 左)とバイアススコア(BI: 右)。検証 には 20 km 検証格子内の解析雨量の3時間積算降水量の 平均を使用。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

ぶ)。 TEST と CNTL の呼び名は全球数値予報システ ム実験時と同様にひまわり7号 AMV を使用した実験 が CNTL、ひまわり 8 号 AMV を使用し、改良した QC を適用した実験が TEST である。実験の結果、TEST は CNTL に比べて風をはじめ、気温、水蒸気等の解析 場と概ね全予測時間における予測場を改善させた(図 略)。また、降水スコアについても18時間後までの予 |測(図略) 降水閾値 15 mm/3h 以下を中心に改善が得 られた(図 2.1.7)。降水予測の改善事例として平成 27 年9月関東・東北豪雨の関東平野付近の結果について 図 2.1.8 に示す。図 2.1.8 の青点線領域に着目すると、 TEST では CNTL に比べて伊豆諸島方面から関東平野 へのびる線状降水帯がやや位置ずれがあるものの明瞭 でかつ強雨域を実況に近い形で表現されていることが 分かる。これは、ひまわり8号AMVをメソ数値予報シ ステムで利用することにより、解析・予報サイクルを通



図 2.1.8 関東平野における CNTL と TEST 実験の3時間降 水量予測と同時刻における解析雨量の3時間積算値 (OBS) の比較。2015 年 9 月 9 日 03UTC 初期値の3時間予測に ついて海面更正気圧と地上風予測値、又はアメダス地上風 観測を合わせて描画した。

じて解析場および予測場が改善したこと、および 2015 年9月9日 03UTC の 850 hPa の解析時(図 2.1.9)に 八丈島近海で TEST ではひまわり8号の AMV が利用 (図 2.1.9 の赤丸印に着目: CNTL では赤丸内にひまわ り7号の AMV はなし)されたことにより140°E 線上 で風が収束するように修正(図 2.1.9 の青丸印に着目: CNTL ではほとんど風が修正されていない)が加わり、 降水予測が改善したためである。

局地数値予報システムによる結果

実験には、2015年12月24日時点での局地数値予報 システムを用いた。期間は、2015年8月31日~9月10 日(2015年夏)および2015年1月26日~1月31日 (2015年冬)で解析およびそれを毎時初期値とする予 測を対象とした。TESTとCNTLの呼び名は全球数値 予報システム実験時と同じである。その結果、2015年 夏では、TESTではCNTLに比べて風、気温の解析・ 予測精度の改善および1~15 mm/hの降水スコアの改 善を確認した(図略)。一方、2015年冬では、TEST とCNTLで大きな変化は見られなかった。

毎時大気解析による結果

間引き手法を入電順間引きから 150 km の等距離間 引きに変えることで、ひまわり 8 号 AMV を利用する 際に空間分布の偏りがなくなり、AMV データが存在す るところにインパクトが出ていることを確認した。ま た、ひまわり 8 号利用前後で解析結果に大きな差が生 じていないことを確認した(図略)。

2.1.2 ひまわり8号晴天放射輝度温度の利用開始

全球解析とメソ解析では、静止気象衛星 MTSAT-1R (ひまわり6号)や MTSAT-2(ひまわり7号)の赤外 水蒸気チャンネルの晴天放射輝度温度(CSR: Clear Sky Radiance)を同化することで、対流圏中上層の水蒸気 についての観測情報を数値予報の初期値作成に利用し てきた(石橋 2007; 計盛 2011)。今般、気象庁では、 MTSAT-2の後継機の Himawari-8(ひまわり8号)の 正式運用を2015年7月7日より開始した。MTSAT-2



図 2.1.9 2015年9月9日 03UTC の 850 hPa の関東を中心 とした CNTL(上段)とTEST(下段)実験の解析値(左 図)と第一推定値からの修正量(右図)の比較。各図の中 央の南北に横切る黒直線は140°E線である。左図の黒線 は等高度線(60 m 間隔)、赤点線は等温線(3°C 間隔)、 薄緑は湿数3°C 以下の領域である。プロット記号は×は AMV、P はウィンドプロファイラ、Y は航空機観測、 は台風ボーガスで、これらの点からのびる矢羽は風向風速 (短矢羽は5 kt、長矢羽は10 kt)を示している。これらの プロット記号が左図の場合は、解析に使用された観測、右 図の場合は、解析に利用されなかった観測を示している。 右図のプロット記号なしの矢羽(水色)は第一推定値から の風の修正量を示している。右図の赤ハッチは、第一推定 値から高度10 m 以上の修正量があったことを示している。

では赤外放射の水蒸気吸収を利用した観測バンドは6.8 µmのみであったが、ひまわり8号では3つのバンド (6.2, 6.9, 7.3 µm)⁹ での観測が可能になっている。ま た、観測される画像データの水平解像度は、1 ピクセ ルあたり 2 km となり MTSAT-2 の 4 km より高解像 度化されている。ひまわり8号のCSRデータ(今井・ 上澤 2016) は、観測された画像データから毎時作成さ れるプロダクトで、 16×16 ピクセル(水平解像度 32 km 相当)を単位として、この中に含まれる晴天ピク セルの輝度温度を平均したものである。CSR データに は、晴天率、標準偏差などの統計情報が付加されてい る。MTSAT-2から衛星が切り替わることに伴い、ひ まわり8号 CSR データを利用した場合の数値予報の 予測精度への影響を調査した。その結果、ひまわり8 号 CSR データの利用により予測精度の改善が得られ ることが確認できたので 2016 年 3 月 17 日より全球、 メソの数値予報システムでの利用を開始した。以下で は、全球解析、メソ解析の解析システムにおけるひま わり8号CSR データ利用のための設定とデータ同化

⁹ 6.2, 6.9, 7.3 µm がそれぞれバンド 8, 9, 10 となる。詳細 は Bessho et al. (2016); 村田ほか (2015) を参照。

実験の結果を示し、ひまわり8号 CSR データ同化に よる解析、予報への影響について述べる。

(1) 全球解析での利用

全球解析では、これまで利用してきた MTSAT-2の IR3 (水蒸気) チャンネルに相当するひまわり 8 号 のバンド8に加え、ひまわり8号で新たに利用できる ようになった水蒸気吸収帯のバンド9.10も利用する。 MTSAT-2 のチャンネルとひまわり 8 号のバンドとの 対応関係は、村田ほか (2015) で報告されている。バン ド8は、対流圏上層の水蒸気に感度があるが、バンド9、 10は、バンド8よりも下層の水蒸気に感度があり、対 流圏中層の水蒸気の観測情報が得られる。ただし、バ ンド 9,10 は冬期の大陸上や雪氷域などで大気が乾燥 し、水蒸気量が極端に少ない場合には、地表面からの 放射の寄与が無視できなくなる。また、陸域では輝度 温度同化のための放射計算に与える地表面温度や地表 面射出率の第一推定値が十分な精度を持っていること が確認されていないことから、今回はバンド9,10の利 用は(海氷域を除く)海上のみとした。また MTSAT-2 のCSR データは、2時間毎のデータを同化していたが (石橋 2007)、ひまわり 8 号 CSR データでは毎時のデー タを利用することにした。

全球解析での同化実験の設定を表 2.1.1 に示す。実 験期間は、2015年5月26日~9月30日である。 TEST はひまわり 8 号 CSR データを同化した場合、 CNTL は 2015 年当時の数値予報ルーチンと同様に MTSAT-2 CSR データを同化した場合である。全球 モデル (GSM) の予報精度を検証する際に確認する指 標として、500 hPa 高度場や海面気圧の予測値の解析 値に対する平方根平均二乗誤差 (RMSE) があるが、実 験期間の平均では、これらには TEST と CNTL で北 半球(北緯 20 度以北)、熱帯(南緯 20 度~北緯 20 度)、南半球(南緯20度以南)とも統計的に有意な差 はなかった。上記領域の期間平均では統計的に有意な 差はなかったものの、日本付近のラジオゾンデデータ を用いて気温、比湿、東西風の予測値を検証した結果 では、RMSE が減少していることが確認できた。また、 図 2.1.10 に示す TEST と CNTL の両方で利用中の既 存のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度 と第一推定値から計算された計算輝度温度の差の標準 偏差をみると、TEST の方が CNTL よりも、ひまわり 8号の観測域で小さくなっていた。MHSの観測輝度温 度は対流圏中上層の水蒸気に感度があることから、こ の計算輝度温度の誤差の減少は第一推定値の対流圏中 上層の水蒸気場の改善を示している。

次に図 2.1.11 に、日本付近で TEST と CNTL で差 が現れた予測事例を示す。TEST と CNTL とも図のマ リアナ諸島付近にある台風周辺の広く雲に覆われた領 域の誤差分布には大きな違いはない。しかし、CNTL では三陸沖に低気圧が予測されているが、TEST では



図 2.1.10 実験期間におけるマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と第一推定値から求めた計算輝度温度との 差の標準偏差の CNTL からの変化率。(a), (b), (c) は、そ れぞれ MHS のチャンネル 3, 4, 5 についての結果。寒色 系が改善、暖色系が改悪を表す。灰色は利用 MHS データ が存在しない領域を表す。

そのような低気圧は予測されず、TESTの予測の方が 実況(解析値)に近い。

以上の実験の結果、ひまわり8号 CSR データの同化 により、観測領域内の対流圏中上層の解析値、予測値 の気温、水蒸気、風の場の改善が得られたので、2016 年3月17日の全球解析より MTSAT-2 CSR データに 替えて、ひまわり8号 CSR データの現業利用を開始 した。



図 2.1.11 2015 年 7 月 8 日 12UTC を対象とした日本付近 の海面更正気圧の全球解析値(緑)とGSM の 72 時間予 測値(黒)。左図:CNTL、右図:TEST。色は、差(予測 値 – 解析値)で予測誤差を表す。



ALL 985 図 2.1.12 2015 年 9 月 7 日 12UTC のメソ解析で利用可能 な CSR データの分布。左図: CNTL における MTSAT-2 の CSR データの分布。右図: TEST におけるひまわり 8 号の CSR データの分布。図中の赤点はデータ同化に利用 された CSR データ。黒点は品質管理により曇天とみなさ

れ利用されなかった CSR データを示す。

(2) メソ解析での利用

メソ解析では、ひまわり 8 号 CSR データは、 MTSAT-2のIR3 (水蒸気) チャンネルに相当するバ ンド8を利用する。今回は、MTSAT-2 CSR データか らひまわり 8 号 CSR データへの利用プロダクトの切 り替えを優先し、ひまわり8号で新たに利用できるよ うになったバンド 9.10のメソ解析での利用について は今後の開発課題とした。MTSAT-2 CSR データの利 用と同様に全球解析用に作成された CSR (16×16 ピ クセル)データを利用することにした。プロダクト自 体の水平解像度は MTSAT-2 の 64 km 相当から、ひま わり 8 号の 32 km 相当に高解像度化する。MTSAT-2 と同じ1バンドであるが、従前とは CSR プロダクト 作成時の晴天判別 (今井・上澤 2016) が異なることや、 CSR プロダクト自体の水平解像度の高分解能化により 従前と同じデータ間引き間隔 (45 km) であっても利用 データ数が増加する。データ分布の違いを示す例とし て、図 2.1.12 にひまわり 8 号 CSR データと MTSAT-2 CSR データの 2015 年 9 月 7 日 12UTC 解析で利用可 能なデータの分布を示す。海上で利用できるデータが 増加するとともに中国大陸上で利用可能なデータ数も 増加する。

メソ解析での同化実験の設定を表 2.1.2 に示す。 TEST は、ひまわり 8 号 CSR データを同化した場合、 CNTL は、MTSAT-2 CSR データを同化した場合であ

 表 2.1.2
 メソ解析での CSR データ同化実験

 実験名
 利用 CSR データとバンド

 TEST
 ひまわり 8 号 CSR (バンド 8)

 CNTL
 MTSAT-2 CSR (IR3)

 BASE
 CSR 利用なし

る。比較のため CSR データを利用しない実験 (BASE) も行った。実験期間は 2015 年 8 月 2 日から 9 月 11 日 である。

TEST と CNTL の両方で利用中の既存のマイクロ波 水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と計算輝度温度 の差の標準偏差をみると、全球解析での同化実験と同 様に海上及び中国大陸上で TEST の方が CNTL より 小さくなっており、第一推定値の対流圏中上層の水蒸 気場が改善していることが確認できた(図略)。顕著 な改善が確認できた予測事例として、平成27年9月 関東・東北豪雨の事例を示す。図 2.1.13 は、2015 年 9 月9日15UTC を対象としたメソモデル (MSM) の前 3時間積算降水量予測(3時間予測値)の比較である。 TEST では、50 mm/3h 以上が予測された領域(図中 の赤色で示される領域)が、実況の降水分布に近く、 BASE (ひまわり 8号 CSR, MTSAT-2 CSR 共に無 し)では、降水の集中が弱いことがわかる。CNTL で も BASE からの降水予測の改善が見られることから、 MTSAT-2 CSR データの同化も降水を集中させる効果 があったことがわかる。

降水予測に差が見られた原因を確認するため初期場 での可降水量の分布を比較した。図 2.1.14 は、CNTL、 TEST と BASE における 2015 年 9 月 9 日 12UTC 解析 値での可降水量の比較である。関東に南から流入する 水蒸気量(可降水量)が、TEST ではより狭い範囲に集 中する表現になっており、陸上にも可降水量が大きい 領域が解析されている。CNTL, BASE でも同様に南の 海上からの水蒸気の流入が解析されているが、関東の 陸上では TEST と比べて値は小さい。また図 2.1.15 に 示す TEST, CNTL それぞれの BASE からの差分から、 南の海上からの水蒸気の流れと、それを挟む東西の乾 燥域とのコントラストが TEST でより顕著であること がわかる。これにより TEST では CNTL や BASE に 比べより集中した降水予測となったと推測される。先 に示した図 2.1.12 は、大雨をもたらした台風とそれに 伴う水蒸気を多く含んだ大気がまだ南海上にある 2015 年9月7日12UTCのCSRデータの分布である。この 頃から台風の東側の太平洋高気圧圏内の比較的乾燥し た晴天域と、朝鮮半島から九州にかけての上層の谷の 後面の乾燥域でひまわり8号 CSR データが多く同化 されていることがわかる。実験期間中、個々の解析時 刻で CNTL よりも TEST でより多くの CSR データが 同化されたことに加え、データ同化サイクルを通して 解析値と第一推定値の対流圏中上層の水蒸気分布が現



図 2.1.13 2015 年 9 月 9 日 15UTC を対象とした MSM の前 3 時間積算降水量の予測(3 時間予測値)の比較。(a) CNTL (MTSAT-2 CSR), (b) TEST (ひまわり 8 号 CSR), (c) BASE (CSR なし), (d) 解析雨量。それぞれ単位は mm/3h。 (a), (b) のコンターは地上気圧 [hPa]、矢羽は地上風 [knot] を表す。





図 2.1.15 2015 年 9 月 9 日 12UTC の メソ解析における可降水量 [mm] の CNTL, TEST それぞれの BASE か らの差分。(a) CNTL-BASE, (b) TEST-BASE。

実に近くなったことにより、降水予測の改善が得られ た事例と言える。この実験により、ひまわり8号 CSR データの利用で予測精度が改善する結果が得られたの で、2016年3月17日から MTSAT-2 CSR データに替 えて、ひまわり8号 CSR データのメソ解析での現業 利用を開始した。



図 2.1.16 全球解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データの分布例。2015年8月28日18UTCの前後3時間の観測データ。解析前処理での品質管理後、利用されるデータが色付きの点で表示されている。赤色:GPM衛星GMI、緑色:DMSPF-16衛星SSMIS、紫色:DMSPF-17衛星SSMIS、橙色:DMSPF-18衛星SSMIS、水色:GCOM-W衛星AMSR2のデータを表す。黒色は、品質管理処理で不使用とされたデータを表す。



図 2.1.17 左図:メソ解析で利用されるマイクロ波イメージャ の輝度温度データの分布例。赤色は GPM 衛星 GMI、水 色は GCOM-W 衛星 AMSR2 を表す。右図:メソ解析で 利用される解析雨量とマイクロ波イメージャの輝度温度 データから算出された降水強度データの分布例。2015 年 8月 28日 18UTC の前3時間の観測データ。色は降水強 度 [mm/h] を表す。灰色は観測範囲外を表す。

2.1.3 GPM マイクロ波イメージャ輝度温度の利用 開始

2014年2月に米国航空宇宙局(NASA)と国立研究開 発法人宇宙航空研究開発機構(JAXA)により全球降水 観測計画(GPM; Hou et al. 2014)の主衛星(GPM主衛 星)が打ち上げられ観測を開始した。GPM主衛星には、 降水観測のための「二周波数降水レーダー(DPR)¹⁰」 とマイクロ波イメージャGMIが搭載されている。後者 のGMIは、これまで全球解析、メソ解析で用いられて きたTRMM衛星¹¹搭載マイクロ波イメージャTMIの 後継センサであり、数値予報精度の維持・向上のために は継続的に同種の衛星観測データを利用することが必 要である。そこで、GMI 輝度温度データを既存のマイ クロ波イメージャの利用方法(計盛 2011, 2015)と同様 に、全球解析では海上晴天域で同化し、メソ解析では GMI 輝度温度を海上非降水域で同化するとともに降水



図 2.1.18 (a), (b) は、全球解析での夏実験期間の観測輝度 温度と第一推定値から求めた計算輝度温度との差の標準偏 差の CNTL からの変化率。(a) マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダ MHS、(b) マイク ロ波イメージャ (AMSR2, SSMIS) についての結果。(c), (d) は、(a), (b) と同じ。ただしメソ解析の場合。横軸が 変化率 [%]、縦軸は観測輝度温度のチャンネルを表す。変 化率が負の場合は、第一推定値(予測値)の誤差の減少を 示す。誤差幅は差の有意判定で用いた 95%の信頼区間、丸 印は統計的に有意な差であることを示す。

域では輝度温度から算出した降水強度を同化 (Koizumi et al. 2005) する。GMI には、マイクロ波放射の 183 GHz 帯での水蒸気吸収を利用した新たな観測チャンネ ルが 2 つ追加されている。これらのチャンネルは、現 在利用中であるマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観 測チャンネルと同じものであり、対流圏中上層の水蒸 気の情報が得られる。GMI の輝度温度データを利用す る際は、これらの 183 GHz 帯の 2 チャンネルも追加す ることにした。

図 2.1.16 に全球解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データの分布を示す。図中の赤点がGMI 輝度温度データである。図 2.1.17 左図にメソ解析で利用 されるマイクロ波イメージャの輝度温度データを示す。 赤色の点がGMI 輝度温度データ、水色の点はGCOM-W衛星¹²のマイクロ波イメージャAMSR2のデータで ある。図 2.1.17 右図は解析雨量とGMI, AMSR2 から 得られる降水強度データの分布である。GMI データの 追加により海上の観測データの空白域に観測データが 同化されることがわかる。これにより海上の水蒸気場 の解析精度が向上することが期待できる。

GMI 輝度温度データを全球解析、メソ解析に追加した場合の数値予報への影響を調査するため、それぞれの数値予報システムを用いたデータ同化実験を2015年8~9月と2015年1月を対象に行った。図2.1.18は、全

¹⁰ DPR のメソ解析での利用については次項で説明する。

¹¹ 2015年4月8日に運用終了。

¹² 2012 年 5 月 18 日打ち上げの JAXA の水循環変動観測衛 星。



図 2.1.19 MSM による 2015 年 9 月 9 日 18 UTC (2015 年 9 月 9 日 09 UTC 初期値の FT=9)の前 3 時間積算降水量予測の 比較。(a) CNTL (GMI なし), (b) TEST (GMI あり), (c) 解析雨量。それぞれ単位は mm/3h。矢羽は地上風 [knot]、 (a), (b) のコンターは地上気圧 [hPa] を表す。

球解析、メソ解析で既に利用中の衛星観測データ(マ イクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サ ウンダ MHS、マイクロ波イメージャAMSR2, SSMIS) による観測輝度温度と第一推定値から求めた計算輝度 温度の差の標準偏差について、GMI を追加した場合 (TEST) と GMI なしの場合 (CNTL) との差 (CNTL に対する TEST の変化率)を示している。負の値は、 GMIを追加利用することにより、既存の観測データの 観測値と第一推定値の差が小さくなったことを示し、 予測値である第一推定値の誤差の減少を意味する。実 験結果から全球解析、メソ解析ともに水蒸気に感度の ある観測データ (MHS, AMSR2, SSMIS) で改善が見 られた。特に、MHS の観測チャンネル 3, 4, 5 で見ら れた改善は、GMIの183 GHz チャンネルを新たに追 加したことによる効果と考えられる。図 2.1.18 は 2015 年8~9月の夏期間の実験結果であるが、2015年1月 の冬期を対象とした実験結果でも同様の改善が確認さ れ、GMI データを利用することにより第一推定値の水 蒸気場が改善することがわかった。次に図 2.1.19 に、 夏実験期間においてメソ解析で GMI を追加した場合 に降水予測に改善が見られた例(平成27年9月関東・ 東北豪雨の事例)を示す。GMIを追加することで、海 上の水蒸気場の解析精度が向上し、海上から流入する 水蒸気がより実況に近く解析され、線状降水帯の予測 がより現実に近く表現された事例である。GMIのデー タ同化実験の結果により、解析値、第一推定値の水蒸 気場の改善と、降水予測精度が改善することが確認で きたため、2016年3月24日より全球とメソの数値予 報システムで GMI 輝度温度データの利用を開始した。

2.1.4 GPM/DPR データのメソ解析での利用開始(1) はじめに

気象庁と国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構 (JAXA)は、全球降水観測計画 (GPM) 主衛星の観測 データの利用により降水予測精度の向上を図るため共 同で研究開発を進めてきた。その結果、降水予測精度 の向上が確認されたことから、2016年3月24日よりメ ソ数値予報システムにおいて GPM 主衛星の観測デー タの現業利用を開始した (気象庁・国立研究開発法人 宇宙航空研究開発機構 2016)。GPM 主衛星は、JAXA と国立研究開発法人情報通信研究機構 (NICT) が共同 開発した「二周波降水レーダ (DPR)」を搭載し、中 緯度帯から熱帯までの降水を観測している。こうした 衛星搭載型降水レーダーの現業的なデータ同化は、世 界の現業数値予報センターでは初となる (Ikuta 2016)。 ここでは観測データや同化手法の詳細には立ち入らず 概要を述べるにとどめ、主に DPR データ同化がもた らす予報特性の変化を報告する。

(2) DPR 観測と同化手法の概要

DPR は、Ku帯の降水レーダー (KuPR) とKa帯の 降水レーダー (KaPR) で構成される。GPM 主衛星は、 これら2基のフェイズドアレイレーダーによって異な る周波数帯の反射強度因子の3次元分布を観測してい る。異なる周波数で同じ水物質を観測することによっ て、水物質の粒径分布や降水種別の高精度な推定が可 能となる。

メソ解析における DPR の同化手法としては、KuPR と KaPR の反射強度因子から相対湿度プロファイルを 推定し、その推定された相対湿度プロファイルを4次 元変分法で同化する方法を採っている。この DPR の同 化手法は、気象庁における地上気象レーダーの同化手 法と同様である(Ikuta and Honda 2011; 幾田 2015)。 無降水に関する情報は同化していないため、降水をも たらす気象現象が発生している領域の上空を GPM 主 衛星が通過し DPR がその降水を観測した場合にのみ、 DPR は同化される。

なおメソモデルの初期値は、00,03,06,09,12,15, 18,21UTCの3時間毎に実行されるメソ解析で作成されている。各解析の同化期間の長さは3時間である。



図 2.1.20 (a) 2015 年 9 月 7 日 15UTC と (b) 2015 年 9 月 8 日 00UTC をメソモデルの初期時刻とするメソ解析で同化された KuPR 観測。点は高度 3000 m の降雨補正済みレーダー反射因子。



図 2.1.21 初期時刻を 2015 年 9 月 8 日 00UTC とする (a) CNTL と (b) TEST の予報時間 33 時間における 3 時間積算降水量 (単位: mm/3h)、地上風 (長い矢羽一本が 10 kt)、海面更正気圧 (単位: hPa)の予測値。(c) 2015 年 9 月 9 日 09UTC の 解析雨量の 3 時間積算降水量 (単位: mm/3h)とアメダスの風 (長い矢羽一本が 10 kt)の観測値。

この1日8回の解析のうち、DPRの観測パスがデータ 同化期間中に同化対象領域内に入る回数は2~4回程度 である。また DPRの観測パスがデータ同化領域内に 入ったとしても、DPRの観測パスと降水現象が重なる 機会は限られている。

(3) 同化のインパクト

DPR を同化できる機会は限られているが、DPR の 同化がもたらす予測精度の向上は大きい。それを証明 する良い事例を以下に示す。例示する事例は平成 27 年 9月関東・東北豪雨である。この事例では初期時刻 2015 年9月7日 15UTC (INI_A: 図 2.1.20(a)) と初期時刻 2015年9月8日 00UTC (INI_B: 図 2.1.20(b)) におけ る DPR 同化が豪雨の予測精度に影響を与えた。INI_A の同化期間内では、GPM 主衛星の観測パスは台風第 17 号の西にあり、DPR は台風周辺のレインバンドを観測 していた。この DPR を同化することによって、INI_A では台風第17号周辺の水蒸気場が修正された。INI_A 報サイクルによって次の初期時刻の解析と予報へと引き継がれた。そして更に INLB において、DPR は東海道沖から東海地方にかけて降水を観測し、その同化によって東海道沖を中心に水蒸気場が修正された。

これら一連の DPR 同化の効果を調べるため対照実 験を行った。ここで CNTL は DPR を同化していない 実験結果を指し、TEST は DPR を同化した実験結果 を指す。図 2.1.21 は CNTL と TEST の INLB の予報 時間 33 時間及びその対象時刻 2015 年 9 月 9 日 09UTC の解析雨量の 3 時間積算降水量を示したものである。 この時刻において豪雨をもたらした降水系が関東地方 にあったことを解析雨量は示している。CNTL では関 東地方で南北に広がる降水域は観測された降水域より も狭く、観測よりも東に予測した。さらに、甲信地方 から東海地方の予測降水量は観測よりも過大であり、 5 mm/3h 以下の降水も広く分布した。降水の水平分 布については、観測では降水系は関東に集中している が、CNTL では関東と甲信地方の二つに分離して予測 している。TESTでは、INLBでDPRが同化された 効果で予測開始直後の東海地方の降水量予測の精度が 向上した。そしてTESTの予報時間33時間では関東 地方で南北にのびる降水域の降水域の位置とその広が りはCNTLと比較して観測に近い予測となった。また TESTではCNTLで予測していた関東と甲信地方に二 つに分離した降水域が無く関東地方で観測された降水 の集中を再現できた。

以上をまとめると、この事例では、まず INLA で関 東に豪雨をもたらした降水系の風上側で DPR が同化 され水蒸気場が修正された。そして、その効果が解析 予報サイクルによって次回以降の解析と予報に引き継 がれた。その結果として、関東の降水系の風上に相当 する日本の南の海上における水蒸気の予測精度が向上 し、INLB を初期値とする予報において 30 時間を超え るリードタイムでの豪雨の予測精度が大きく向上した。

(4) DPR 同化の影響に関する留意点

予測精度への影響という観点からは、将来の降水の 引き金となる降水現象に対する DPR 観測が同化され る場合に降水予測精度の向上が期待できる。その同化 の効果は解析予報サイクルにより次回以降の解析と予 報に引き継がれ、関連する降水系が世代交代するまで 持続する。ただし、観測幅の狭い DPR が防災上重要 な降水の引き金となる現象を捉える機会は限られてい る。MSM の降水予測に対して DPR 同化のインパクト を期待する場合、上記についてご留意いただきたい。

2.1.5 GNSS 掩蔽観測データのメソ解析での利用 開始

(1) はじめに

メソ解析では、2016年3月24日からGNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測データの利用 を開始した。本項ではデータ特性、利用方法の概要、 およびデータ同化による解析値、予測値への影響につ いて解説する。GNSS 掩蔽観測の原理については津田 (1998)、小澤・佐藤 (2007) に詳しく記述されているの で、これらを参照いただきたい。

(2) GNSS 掩蔽観測データの特性

GNSS とは衛星測位システムの総称である¹³。GNSS 掩蔽観測では、電波受信機の位置に対し、高度約2万 km を飛行する測位衛星が地平線に沈む(または昇る)タ イミングで測位衛星からの電波を電波受信機で受信し、 大気の影響による電波の遅延量を計測する。大気遅延 量は測位システムでは誤差の要因となる一方、遅延量 を解析することで、大気の気温や水蒸気の鉛直分布に関 する情報を得ることができる。数値予報では通常、高度 1,000 km 以下の低軌道(LEO: Low Earth Orbiting)衛



図 2.1.22 メソ解析で利用された GNSS 掩蔽観測データの 分布例(2016年4月21日06UTC)。鉛直方向は、メソ モデルのモデルトップ付近となる22kmまでを描画範囲と している。青色は同化されたデータ、桃色は品質管理処理 で除外されたデータ、黒色は観測データの地表への投影位 置を示す。

星に搭載された受信機による観測データを利用する。

GNSS 掩蔽観測は精密時計による測定のため、高精 度かつ較正が不要の観測とされる。このため、数値予 報システムでは他の観測データが持つバイアスを補正 するための基準としての役割も果たし、解析値の品質 を保つための重要な観測データの一つとなっている。 また、データが全球的に分布していることや、高い鉛 直分解能をもつことも特徴である。

GNSS 掩蔽観測のデータ処理では、LEO 衛星が受信 する電波の遅延量からまず屈折角が算出され、屈折角 から屈折率が算出される。このため、屈折角は屈折率 より観測値に含まれる変換誤差が少ない。気象庁では、 2007 年 3 月に全球解析において掩蔽観測による屈折率 データの利用を開始し(小澤・佐藤 2007)、その後新規 衛星の追加や処理の改良を経て、2014 年 3 月に屈折角 データの利用に移行している(大和田 2015a)。

(3) データの利用方法

今回、メソ解析で利用を開始した GNSS 掩蔽観測 データ(以下、掩蔽データ)の利用方法は、全球解析 で既に利用されている衛星¹⁴に加えて TanDEM-X 衛 星¹⁵と GRACE-B 衛星¹⁶のデータを利用しているこ と以外は大和田 (2015b)のとおりである。主な仕様を 以下に述べる。

¹³ 衛星測位システムを一般に GPS (Global Positioning System) と呼ぶことがあるが、これは本来米国の衛星測位システムの固有名称であるため、本項では総称である GNSS を用いる。

¹⁴ 2016 年 9 月現在、全球解析では GRACE-A, Metop-A, Metop-B, COSMIC, TerraSAR-X の各衛星の掩蔽データを 利用している。

¹⁵ ドイツの合成開口レーダー衛星。

¹⁶ 米国・ドイツの重力気候実験衛星。GRACE-AとGRACE-Bで構成される。



図 2.1.23 夏実験における解析値(気温 [°C])の実験期間平均値の差(赤青塗り分けは TEST-CNTL)と CNTL の平均値(黒 線)。(a)は 200 hPa 面、(b)は 500 hPa 面、(c)は 850 hPa 面の値を示す。

・屈折率データの利用

屈折率同化のための観測演算子は、観測点周囲の 大気の情報のみ必要とするが、屈折角の場合は観 測点より上空の大気の情報も必要とする。そのた め、モデルトップが10hPa(約30km)より低 い場合は屈折率データを利用する方が妥当とされ る(Healy 2008)。メソモデルのモデルトップは約 22kmで、大和田(2015b)でも屈折率を利用した 方が改善が大きかったことから、メソ解析では屈 折率を利用することにした。

・利用する LEO 衛星データ 全球解析では未使用の TanDEM-X 衛星と GRACE-B 衛星のデータ特性を調査し、品質に問題ないことが確認できた。そのため、全球解析で利用している衛星に加え、これらの衛星のデータも利用することにした。

・データ間引き、品質管理 水平、鉛直方向ともに掩蔽データの間引きは行わ ない。品質管理ではグロスエラーチェックを行う。

図 2.1.22 はメソ解析における掩蔽データの分布例で、 この初期値では鉛直方向に連なる 8 プロファイルのデー タが利用されている。メソ解析では初期値によって多 寡はあるが、ほぼ毎回の解析時刻で入電があり、多い場 合には 20 プロファイル程度のデータを利用できる。基 本的に 1 日 2 回のラジオゾンデ観測と比較して、デー タ利用の機会が多いことが掩蔽データの利点の一つで あり、特に 1 日 8 回実行のメソ解析では重要となる。

(4) 解析及び予報へのインパクト

メソ解析での掩蔽データ利用の影響について、大和 田 (2015b) は気温の解析値の変化が 700 hPaより上層 で比較的大きく、ラジオゾンデ利用に近い効果がある とし、対流圏上層の高度場の改善や、海面更正気圧の 予測誤差改善などを示した。その後、メソ解析では背 景誤差更新(第2.2節参照)などの変更があったこと から、現業利用に先立ち、同化実験により改めて掩蔽 データ利用の影響を確認した。

実験は2014年12月5日~2015年1月14日、2015



図 2.1.24 夏実験における解析値、第一推定値からのラジオ ゾンデ観測値(気温)の差。上図は解析値、第一推定値と 観測値の差(バイアス)を示し、横軸がバイアス[K]。実線 は解析値 – 観測値、破線は第一推定値 – 観測値で、ともに 黒線は CNTL、赤線は TEST であることを示す。下図は 第一推定値 – 観測値の標準偏差について TEST の CNTL に対する変化を示し、横軸が変化率[%]。変化率が負の場 合は第一推定値の誤差の減少(改善)を示す。エラーバー は 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを 示す。

年8月2日~9月11日の期間を対象とし、2015年12 月時点の数値予報ルーチンと同等のシステムを用いた。 屈折率を利用しない設定をCNTL、屈折率を利用する 設定をTESTとする。夏実験と冬実験の結果を比較す ると、概ね同様の変化傾向を示したが、冬実験は変化 の幅が小さく、予測結果も基本的に中立となるものが 多かった。ここではインパクトの大きかった夏実験の 結果を示す。

図 2.1.23 は、実験で得られた解析値(気温)の期間



図 2.1.25 夏実験におけるジオポテンシャル高度の対ゾン デ検証 (FT=21)。(a) は平均誤差(ME),(b) は TEST と CNTL の ME の差、(c) は平方根平均二乗誤 差 (RMSE),(d) は RMSE の変化率で負値が改善を示す。 (b),(d) のエラーバーは 95%信頼区間を示す。

平均値の差分 (TEST-CNTL) の平面分布を示す。対 流圏中層から上層の解析値において領域全体での系統 的な変化がみられ、特に 200 hPa で気温が下がる傾向 が顕著である。図 2.1.24 の上図は、解析値、第一推定 値とラジオゾンデ観測値(気温)の差(バイアス)を示 す。300 hPaより上層で解析値、第一推定値ともにゾン デと比較して高温となるバイアスがあるが、図 2.1.23 でみられた変化に対応して、TEST では 200 hPa 付近 を中心にバイアスが軽減されている。図 2.1.24 の下図 は、第一推定値とゾンデ観測値との差の標準偏差につ いて TEST と CNTL との違いを示す。屈折率の利用 により、解析値および第一推定値がその他の観測値と 整合する方向に変化(改善)している。

予測値では、ジオポテンシャル高度の対ゾンデ検証 において、400 hPaより上層で平均誤差、平方根平均 二乗誤差の減少が FT=21 付近まで持続し、改善を示 している(図 2.1.25)。海面更正気圧の予測誤差も夏季 において負バイアスが軽減され(図略)、これらの結果 は大和田 (2015b)と整合的である。 降水予測については、大和田 (2015b) では中立の結 果が得られていたが、今回の実験では、冬実験は中立、 夏実験は弱い雨でやや改悪傾向、強い雨でやや改善傾 向であった(図略)。

(5) まとめ

メソ解析では、2016年3月24日から GNSS 掩蔽観 測の屈折率データの現業利用を開始した。実験からは、 解析値、予測値において特に気温、高度のプロファイ ルが改善することを確認できた。

今後の課題として、将来メソモデルのモデルトップ が引き上げられた場合には、より変換誤差の少ない屈 折角の利用を検討する。

2.1.6 マイクロ波散乱計の全球解析での利用方法の 変更及びメソ解析での利用開始

(1) はじめに

マイクロ波散乱計(以下、単に散乱計と記す)は海 洋上の風ベクトルを推定する測器である。この測器は 一般に極軌道衛星に搭載され、測器から海面に向けて マイクロ波を発射し、海面で散乱されて戻ってきた後 方散乱の強度を基に風ベクトルを算出する¹⁷。海上風 の観測としては他にも船やブイによる現場観測がある が、それらに比べて散乱計は広い範囲で密に推定でき ることから、面的に得られた風ベクトルから低気圧等 に伴う風の循環や前線上のシアーの情報を抽出するこ とができる。このように、擾乱に関するより詳細な情 報を解析システムに伝えることが可能であることから、 数値予報システムにとって非常に重要なデータとなっ ている。

気象庁の全球数値予報システムでは 2009 年 7 月から Metop-A 衛星搭載の散乱計 ASCAT-A を、2013 年 11 月から Metop-B 衛星搭載の散乱計 ASCAT-B を現業 利用している (髙橋 2010; 守谷ほか 2014)。ここでは、 2015 年度に現業化された全球解析における ASCAT 海 上風の利用方法の変更およびメソ解析における ASCAT 海上風の利用開始に関して、現業化にあたって実施し た調査について述べる。

(2) 全球解析における ASCAT 海上風の利用方法の変 更

髙橋 (2010) のとおり、ASCAT-A 海上風データの利 用にあたっては、高風速域において D 値(第一推定値 に対する観測値の差)の平均が負の値を持っていたた め、風速が 15 m/s より大きいデータを排除(風速制 限)してきた。また同時に、開発過程で問題となった南 半球の予測精度の悪化を最小限に抑えるために、30°S 以南の観測誤差を他の領域に比べて 1.5 倍する措置(観 測誤差膨張)をとった(髙橋 2010)。これらはその後に 利用を開始した ASCAT-B 海上風データに対しても同 様に適用された。

¹⁷ 散乱計の詳細な観測原理については太原 (1999)を参照。



図 2.1.26 全球システム更新前後における風速別の風速 D 値 平均。赤線と青線はそれぞれ GSM1403 と GSM1304 にお ける結果を表す。横軸は風速閾値、縦軸は風速バイアスで ある。統計期間は 2013 年 8 月である。

その後、全球数値予報システムの改善に伴って海上 風予測の精度が向上し、第一推定値のバイアスが徐々 に軽減されてきた。図 2.1.26 に特に大きな改善がみら れた2014年3月に現業化された全球数値予報システム (米原 2014)の更新前後の風速別の風速 D 値平均を示 す。風速15m/s以上でみられていた風速の負バイアス が更新前 (GSM1304) に比べて更新後 (GSM1403) で は小さくなったことがわかる。このことから風速制限 を廃止した場合の影響を調査するために全球サイクル 実験を実施した¹⁸。実験では D 値特性が変化した後の ASCAT のインパクトを改めて調査するために、本来 不要である観測誤差膨張の措置もとっていない。以下 では、現業システムによる実験を CNTL、CNTL に対 して風速制限と観測誤差膨張を廃止した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は2014年夏と冬のそれぞれ約1か月 間である。

図 2.1.27 にブイ観測を真値とした場合の第一推定値 の誤差の標準偏差の変化率を示す。南半球を中心に第 一推定値の精度が改善したことがわかる。南半球で特 にインパクトがあった理由は、観測誤差膨張が廃止さ れたことおよび南半球では他の地域よりも高風速デー タの割合が大きいからであると考えられる。また、図 2.1.26 が示すように、全球システム更新後においても 高風速域における風速 D 値が残っているにもかかわ らず高風速データの利用により正のインパクトが得ら れたのは、風速の絶対値に対して問題にならない程度 にまで D 値平均が小さくなったためだと思われる。図 2.1.28 に解析値を真値とした場合の風速の 48 時間予測 値の RMSE 改善率を示す。ここではリードタイム 48 時間の結果を示したが、夏冬の両実験ともに南半球で リードタイム 72 時間までの予測値で改善する傾向が確 認された。海面更正気圧や 500 hPa 高度等、その他の





図 2.1.28 解析値を真値とした場合の領域別の風速の 48 時 間予測値の RMSE 改善率 RMSECNTL-RMSETEST RMSECNTL スの場合に改善を表す)。左図と右図はそれぞれ冬実験と 夏実験の結果を表す。横軸は改善率、縦軸は高度である。 緑線、黄線、赤線および青線はそれぞれ全球、北半球、熱 帯および南半球を表す。大きなドットは有意水準 0.025 で 片側検定を行った結果、統計的に有意であることを表す。

主要な指標についても同様の傾向であった。

以上から、ASCAT海上風の利用以来とってきた風速 制限や観測誤差膨張の措置が不要となったことが確認 されたため、2015年10月8日00UTCより廃止した。

(3) メソ解析における ASCAT 海上風の利用開始

メソ解析では 2009 年 11 月まで利用されていた Sea-Winds 海上風以来、海上風ベクトルは同化利用されて こなかった。原因は ASCAT-A 打ち上げ後の初期の調 査において強雨域における降水の予測精度等に悪化が 見られたためであったが、年々のメソ数値予報システ ムの改良により第一推定値の精度が改善され、近年で は ASCAT 利用によるメリットを引き出すことができ るようになってきた (守谷 2015)。以下では、最新の メソ数値予報システムにおける ASCAT 海上風利用の インパクトを調査するために実施したメソサイクル実

¹⁸ ASCAT 海上風プロダクトの提供元によれば、良好な品質 であるのは風速 25 m/s までのデータであることから、実際 には風速 25 m/s までの利用とした。



験の結果を示す。現業システムによる実験を CNTL、 CNTL に対して ASCAT 海上風を同化利用した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は 2014 年夏と冬のそれぞれ 約1か月間である。

図 2.1.29 に冬実験におけるゾンデ及び航空機観測を 真値とした場合の風速第一推定値の誤差の標準偏差の 変化率を示す。下層を中心に第一推定値が改善した。夏 実験においては下層は中立であったものの、他の層を 含めると全体的に改善傾向であった(図略)。図 2.1.30 に解析雨量を真値とした場合の夏実験における降水ス コアを示す。僅かな差であるが、15 mm/3h 以上にお いてスコアが改善傾向を示しており、比較的強い降水 の予測精度に向上がみられる。このことは冬実験にお いても同様の傾向であった。本実験では明瞭なものは 確認できなかったが、調査の中で実施したいくつかの 実験では熱帯低気圧等の循環を比較的長いリードタイ ムで表現できるようになった事例もあった。海上風同 化によって擾乱における風の解析場や予報場の表現が 向上したことを通じて、降水予測の精度が改善したと 考えられる。これらの結果に基づき、2015年12月24 日より、現業メソ解析での ASCAT 海上風の利用を開 始した。

2.1.7 METAR 地上気圧の利用開始

2015 年 10 月 8 日より、全球解析において METAR 報¹⁹の地上気圧データの同化利用を開始した。本項で は、METAR 報の地上気圧データの概要、及び同化利 用することによる改善点について説明する。

(1) METAR 報の地上気圧データの概要

METAR 報は空港における気象状況を数十分から1時間ごとに通報するものである。METAR 報の通報地 点は世界各国に存在し、その数は約4000地点である。 METAR 報で通報される観測の中には、地上気圧・気



図 2.1.30 解析雨量を真値とした場合の夏実験における降水 スコア。1 段目はバイアススコアの値、2 段目はバイアス スコアの差 (TEST-CNTL)、3 段目はエクイタブルス レットスコアの値、4 段目はエクイタブルスレットスコア の差 (TEST-CNTL) である。2,4 段目の+、×はそれ ぞれサンプルの最大値/最小値、中央値を表す。また、エ ラーバーは 95 %信頼区間を示す。

温・風などの数値予報の精度向上を図る上で有用と考え られる情報が含まれていることから、気象庁において同 化利用のための開発を順次行っていくことを計画してい る。このうち地上気圧データについては、QNH²⁰(高 度計規制値)として通報された物理量を地上気圧として 同化利用する等の品質管理法の詳細を髙坂(2015)で報 告したところである。METAR報の地上気圧データの 品質を調査した結果、既に同化利用されているSYNOP (地上実況気象通報式)報の地上気圧データと同等の品 質であることを確認できたことから、今回、全球数値 予報システムでの同化利用を開始した。

(2) METAR 報の地上気圧データを同化利用することによる改善点

METAR 報の地上気圧データを同化することによる 解析・予測精度への影響を調査するため、全球数値予 報システムによるサイクル実験を行った。実験期間は、 2014年6月10日から8月11日(以下、夏実験)、及 び2013年12月10日から2014年2月11日(以下、冬

¹⁹ METAR(定時飛行場実況気象通報式)及び METAR AUTO(自動飛行場実況気象通報式)として通報されるも のを指す。本項では簡便のため、これらを併せて「METAR 報」と表記する。

²⁰ QNH は、飛行場で観測された気圧を国際標準大気に基づ いて平均海面に更正した値と定義されている (ICAO 2011)。



図 2.1.31 2014 年 6 月 10 日 00UTC における地上気圧デー タの分布。上が CNTL、下が TEST。緑色及び青色の点 はそれぞれ同化利用された SYNOP 報及び METAR 報 の通報地点、黒点は同化利用されなかった SYNOP 報と METAR 報の通報地点である。

実験)である。以降、2014年9月時点の現業数値予報 システムを CNTL、CNTL に METAR 報の地上気圧 データを同化したものを TEST とする。

図 2.1.31 は、同化利用された地上気圧データの分布 である。METAR 報の追加により、米国で同化利用さ れる地上気圧データが高密度に分布するようになった ことが分かる。また、CNTL ではアフリカ大陸や太平 洋の島嶼などSYNOP報の通報地点の希薄な地域が存 在するが、TEST ではこれらの空白域を補完している。 このようにして、同化利用された地上気圧データの数 は、1 解析あたり平均で約 600 地点 (CNTL における 地上気圧データの同化利用数の約10%)増加した。ま た、METAR 報の通報地点のうち約半数は SYNOP 報 の通報地点と同一もしくは隣接した地点であるが、こ れらの領域では METAR 報か SYNOP 報のいずれかー 方が同化利用されるようになる。これにより、双方が 互いにバックアップの機能を果たすようになり、入電 障害等によるデータ欠落時における解析精度の低下を 軽減する効果が期待できる。

図 2.1.32 は、海面更正気圧の平均解析値の差 (TEST-CNTL)である。夏実験・冬実験共に、アメ リカやアフリカ大陸、太平洋の島嶼など、METAR報 の追加により地上気圧データの同化利用数が増加した 領域で主に差が生じていることが確認できる。次に、 解析値に見られた変化の妥当性を見ていく。図 2.1.33



図 2.1.32 海面更正気圧 [hPa] の平均解析値の差 (TEST-CNTL) 。塗りつぶしは平均解析値の差、 黒の等値線は CNTL の平均解析値である。上が夏実験、 下が冬実験。



と解析値の差(AN Departure)の標準偏差について、 TEST の CNTL に対する変化率。横軸は AN Departure の標準偏差の変化率 [%]、縦軸は検証領域で上か ら北半球 (20°N-90°N)、熱帯 (20°S-20°N)、南半球 (90°S-20°S)。AN Departure の標準偏差の変化率が負 であることが改善を示す。図中の誤差幅は差の有意判定で 用いた 95%信頼区間を示し、赤点は差が統計的に有意であ ることを示している。左が夏実験、右が冬実験。

は、SYNOP報の地上気圧データで見た、観測値と解 析値の差(以下、AN Departure)の標準偏差の変化率 である。いずれの実験期間・検証領域においても、AN Departureの標準偏差の変化率が負となっていること が分かる。このことは、METAR報の地上気圧データ を同化したことによる解析値の変化が既存の観測と整 合する変化であることを意味しており、解析値の精度 が向上したと考えられる。なお、予測精度は概ね中立 であった。

2.1.8 国内ラジオゾンデ高解像度観測データのメソ 解析での利用開始

ラジオゾンデの高解像度観測データとは、ラジオゾ ンデ飛揚開始からの数秒間隔の観測値とともに、上空 の風に流されて移動するラジオゾンデの位置情報も格 納された、時空間的に非常に解像度の高い高層気象観 測データである。この高解像度観測データは、伝統的文 字通報式 (TAC: Traditional Alphanumeric Code) で ある TEMP²¹ 報に対して、BUFR²² 形式で格納され ることから、以降では高解像度 BUFR 報と呼ぶ。

気象庁では、メソ解析において国内ラジオゾンデ観 測の高解像度 BUFR 報を利用する改良を行い、2016 年3月24日から現業利用を開始した。本項では、改良 のポイントとして高解像度 BUFR 報の利用手法を解説 し、サイクル実験の結果から解析や予報に与える影響 について述べる。

(1) 改良のポイント

ここでは主に高解像度 BUFR 報をどのように利用す るかについて簡潔に説明する。特に品質管理やデータ 選択に関する検討過程は酒匂 (2015) でも述べているの でこちらもあわせて参照していただきたい。

高解像度 BUFR 報に対する品質管理

高解像度 BUFR 報には数秒間隔の観測値が格納され ており、そのデータ数は指定気圧面や特異点の観測値 のみを報じる TEMP 報と比べて圧倒的に多く、一時的 なノイズ等による異常値が混入する可能性が高くなる。 このため、数秒毎の連続観測値に対して一定閾値を超 えるような極端な変動がないか、また位置情報につい ても不自然な移動をしていないか等をチェックする品 質管理を導入している。

高解像度 BUFR 報からのデータ選択

気象庁のメソ解析で用いている4次元変分法による データ同化システムでは、観測データ間で誤差相関が ないことを仮定している。このため、鉛直方向に高密 度なデータである高解像度 BUFR 報を利用するには、 鉛直誤差相関を持たないようにデータを適切に間引く 必要がある。そこで、酒匂(2015)で述べたように、高 解像度 BUFR 報に格納された各データの観測時刻を用 いて、予め設定した時間間隔に従いデータを選択して 同化利用する手法を導入している。但し、単に時間間 隔だけで決めるのではなく様々な調整をしてデータを 選択する。その調整の一つが選択データ間の気圧高度 差に下限値を設定していることである。通常、ラジオ ゾンデは気球と共にほぼ一定の速度で上昇するが、例

表 2.1.3 高解像度 BUFR 報からのデータ選択の設定

	気圧高度		選択出力するデータの時間間隔の設定		
(1	地 上 ~ 850 hPa	約 60 秒間隔 > 地上に最も近いレベルデータは飛揚開始30秒後以降 > 気圧高度で 40 hPa以上のデータ間隔になるよう調整 > 900 hPaより下層で風データのみ半数に間引くよう調整		
(2	850 hPa ≁ 200 hPa	約 120 秒間隔 > ①から②へは緩やかに時間間隔が切り替わるよう調整 > 気圧高度で 30 hPa以上のデータ間隔になるよう調整		
(3	200 hPa ~ 最上層	 約 240 秒間隔 0 hPa ②から③へは緩やかに時間間隔が切り替わるよう調整 ・最上層 > 100 hPaまでは気圧高度で 30 hPa以上、これより上層では 10 hPa以上のデータ間隔になるよう調整 		

えば強い雨や雪の天候時に飛揚した場合や気球にピン ホールが生じた場合等に上昇速度が極端に低下するこ とがある²³。このような場合には鉛直方向に近接する データが多数選択される可能性があるため、選択され るデータ間ではある程度の気圧高度間隔が確保される よう調整している。また、酒匂(2015)で示された高度 別相関係数の調査では、下層の風が上層と比べて相関 の小さくなる時間間隔がやや長かったことを考慮して、 最下層では風を他要素よりもさらに半分に間引いて利 用する。これらの設定の詳細については表 2.1.3 に示 したとおりである。こうして高解像度 BUFR 報から選 択したデータは、さらに解析前処理として内的 QC や 外的 QC の処理が実施され (佐藤 2012; 大野木 1997)、 その正確な観測位置を考慮して同化される。

ここで 2014 年 12 月 5 日 00UTC のメソ解析におけ る福岡のラジオゾンデ観測の利用例を図 2.1.34 及び図 2.1.35 に示す。 従来の TEMP 報を利用した場合には、 100 hPa 面から下層の指定気圧面と特異点の一部が解 析で使用される²⁴。しかし、改良後すなわち高解像度 BUFR 報を利用した場合では、指定気圧面や特異点と いった特定レベルに関係なく、従来よりも多くのレベル の観測データを正確な観測位置で使用できることがわ かる。さらにこの例では、高解像度 BUFR 報を利用す ることによって、従来よりもさらに高高度の観測デー タを使用することができている。これは 100 hPa より 上空の観測データである TEMP 報の C, D 部がラジ オゾンデ観測終了後に報じられるのに対し、高解像度 BUFR 報にはその時点までに内部処理された観測デー タが格納されるため、結果的に従来よりも上空の観測 データを早く利用できることが多くなるからである。

²¹ 高層実況気象通報式。100 hPa 面から下層の指定気圧面 (A部)および特異点(B部)、100 hPa 面より上層の指定気 圧面(C部)および特異点(D部)を報じる。

²² 二進形式汎用気象通報式。Binary Universal Form for the Representation of meteorological data の略。伝統的文字通 報式よりも柔軟性と拡張性を持つ通報式である。

²³前者は気球への着氷や着雪により重みが増すこと、後者は 気球からゆっくりとガスが漏れ抜けていくことで、それぞれ 浮力が小さくなってしまうことに起因する。

²⁴ メソ解析の観測データ入電打ち切り時刻(解析時刻の約50 分後)までに TEMP 報の A, B 部(100 hPa 面から下層) は入電しているが、C, D 部(100 hPa 面より上層)は間に 合っていない。

なお、酒匂(2015)で検討していた空間代表性を考 慮するための観測データの平滑化については導入しな かった。これは複数の短期サイクル実験を実行して平 滑化の有無による予測精度へのインパクトを比較した ところ、平滑化しない方が僅かながら良い結果であっ たためである。

オゾンゾンデ観測データの利用

気象庁はメソ領域内では3地点(札幌・つくば(館 野)・那覇)で週1回オゾンゾンデによるオゾンの鉛直 分布の観測を実施している²⁵。オゾンゾンデはオゾン センサ部と GPS ゾンデ部で構成されている。この GPS ゾンデ部は高層気象観測現業のラジオゾンデ観測(以 下、高層現業ゾンデ観測)で使用するものと同一で、気 温や湿度等も同時に観測しているが、その主目的はオ ゾンの観測であり高層現業ゾンデ観測のように TEMP 報を作成するシステム設計にはなっていない。しかし、 各サイトシステムから観測の生データを収集して高解 像度 BUFR 報を作成する「高層気象観測データ統合処 理システム」の導入によって、高層現業ゾンデ観測と 同一サイトシステムである札幌とつくば(館野)につ いてはオゾンゾンデ観測の高解像度 BUFR 報を利用す ることが可能になった。但し、図 2.1.36 に示すように オゾンゾンデ観測は高層現業ゾンデ観測よりもゾンデ の上昇速度が遅い²⁶ため、その高解像度 BUFR 報を メソ解析で利用する場合には、前述のデータ選択パラ メータに一定比率を乗じて高層現業ゾンデ観測の場合 と同程度までデータを間引くように調整している。

国内ラジオゾンデ観測を安定利用するための設定

国内ラジオゾンデ観測について、従来の TEMP 報 の利用から高解像度 BUFR 報の利用へ完全に切り替え た場合、仮に処理システムの障害等によって高解像度 BUFR 報が利用できなくなれば、ラジオゾンデによる 高層気象観測の結果がメソ解析に反映されず、その精 度に影響が出る可能性がある。このため、もし高解像 度 BUFR 報が利用できない国内観測地点がある場合に はその地点は従来どおり TEMP 報を利用する仕様と している。

(2) 解析及び予報へのインパクト

前述の手法を用いて国内ラジオゾンデ観測の高解像 度 BUFR 報を同化利用するサイクル実験を実行し、解 析及び予報へのインパクトを確認した。実験は 2015 年 8月2日~9月11日(夏実験)、2014年12月5日~ 2015年1月14日(冬実験)を対象期間とした。

メソ解析で新しい初期値を作成する際にその基とな る第一推定値について、改良前後でそれぞれ既存の観 測データとの整合性を比較した。図 2.1.37 に冬実験に



図 2.1.34 2014 年 12 月 5 日 00UTC の福岡のラジオゾンデ 観測のエマグラム。赤:気温、青:露点温度、緑:相対湿 度。(a)改良前(TEMP報を利用)と(b)改良後(高解 像度 BUFR報を利用)。丸印は解析で使用されたデータ、 星印は解析前処理の品質管理でリジェクトされたデータを 示す。



図 2.1.35 改良後に 2014 年 12 月 5 日 00UTC メソ解析で 利用される福岡のラジオゾンデ観測の 3 次元空間図。星 印は利用データの位置を示し(一部データにはその気圧高 度も付記)、点線はそこから地上への投影を表す。青矢印 線はラジオゾンデの飛揚開始地点の直上を表し、改良前は TEMP 報をこの直上での観測として利用している。

²⁵ 毎週水曜の 06UTC に実施するが、雨天や強風が予想され る場合は日をずらしている。

²⁶ 低高度での気球破裂を防ぐために気球に充填するガス量を 減らしている。



図 2.1.36 2015 年 8 月 13 日の札幌における高層現業ゾンデ 観測とオゾンゾンデ観測の上昇高度の時間経過。横軸は飛 揚開始からの経過時間 [分]、縦軸は上昇高度 [m] を表す。 赤線が高層現業ゾンデ観測 (00UTC)、青線がオゾンゾン デ観測 (06UTC) を示す。



図 2.1.37 冬実験における航空機データの観測値と第一推定 値の差の標準偏差について改良前に対する変化率。それぞ れ(a)気温、(b)東西風についての結果で、横軸が変化率 (%)、縦軸が気圧高度(hPa)を表す。変化率(%)が負値 であれば観測値に対する第一推定値の誤差減少を意味する。 誤差棒は95%の信頼区間、丸印は統計的に有意な差である ことを示す。

おける航空機データの観測値と第一推定値の差の標準 偏差について改良後の改良前に対する変化率を示す。観 測値に対して第一推定値の誤差が減少しており、改良 後すなわち高解像度 BUFR 報の利用によって、第一推 定値が観測値と整合する方向になり改善していること がわかる。このように、改良後は全てではないものの 多くの既存の観測データと整合が良くなっており、特 に冬実験でこの傾向が見られた。これは冬季の方が上 空の強風によってラジオゾンデが流されやすいことを 踏まえると、ラジオゾンデ観測の使用データ数の増加 だけではなく正確な観測位置でのデータ同化による効 果も大きいと考えられ、解析予報サイクルを通じた正 のインパクトとして現れているものとみられる。メソ モデルでの降水予測では夏冬ともに概ね同等以上とい う結果が得られ、図 2.1.38 に示したような幾つかの事 例では強雨域の予測に改善が見られた。一方、気温や 相対湿度等について対地上観測や対ラジオゾンデ観測 で予測誤差が僅かに縮小した要素もあったが、全体と しては概ね中立で、改良前後で特徴的な変化は見られ なかった(図略)。

以上の結果から、国内ラジオゾンデ観測の高解像度 BUFR報を利用することによって、メソ解析やメソモ



図 2.1.38 2015 年 8 月 25 日 03UTC 初期値の FT=9 にお ける (a) 改良前と (b) 改良後の海面気圧、地上風、前 3 時 間降水量の予測値、及び (c) 対応する時刻の解析雨量の前 3 時間積算値。改良後には青破線で囲った強雨域の予測が 解析雨量と整合が良くなっている。

デルの予測において概ね同等以上のインパクトが得られることを確認したため、2016年3月24日よりメソ解析での現業利用が開始された。

参考文献

- 幾田泰酵, 2015: レーダー反射強度. 数値予報課報告・ 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 40-41.
- 石橋俊之,2007:静止衛星イメージャ.数値予報課報告・ 別冊第53号,気象庁予報部,106-120.
- 今井崇人,上澤大作,2016: ひまわり8号データによる 晴天放射輝度温度プロダクト.気象衛星センター技 術報告,61,53-58.
- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数値 予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 17-61.
- 大和田浩美, 2015a: GNSS 掩蔽観測. 数値予報課報告・ 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 78-81.
- 大和田浩美, 2015b: メソ解析における GNSS 掩蔽観測 データの利用. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-63.
- 小澤英司, 佐藤芳昭, 2007: GPS. 数値予報課報告・別 冊第 53 号, 気象庁予報部, 133-139.
- 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.
- 計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報 告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 50-54.
- 気象庁,国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構,2016: 全球降水観測計画(GPM)主衛星観測データの気象 庁での利用について.平成28年3月24日報道発表 資料.
- 高坂裕貴, 2015: 地上観測データの同化. 数値予報課報 告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 19-21.
- 酒匂啓司, 2015: 国内ゾンデ高解像度観測データの利用 の検討. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報 部, 14-18.

佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度

数値予報研修テキスト,気象庁予報部,8-17.

- 下地和希, 別所康太郎, 2015: ひまわり8 号大気追跡風 プロダクトの紹介. 日本気象学会 2015 年度秋季大会 予稿集, C111.
- 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.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・ 別冊第 45 号, 気象庁予報部, 27-43.
- 津田敏隆, 1998: GPS を用いた成層圏温度プロファイ ルの観測. 気象研究ノート, 192, 159-178.
- 村田英彦, 髙橋昌也, 髙坂裕貴, 2015: ひまわり 7 号の 可視・赤外バンドに対応するひまわり 8 号のバンド 検討. 気象衛星センター技術報告, 60, 1–17.
- 守谷昌己,2015: メソ数値予報システムにおける散乱計 海上風の新規利用の調査.数値予報課報告・別冊第 61号,気象庁予報部,67-69.
- 守谷昌己,大和田浩美,山下浩史,江河拓夢,2014: Metop-B データの利用開始.平成26年度数値予報 研修テキスト,気象庁予報部,104-107.
- 山下浩史, 2015: 大気追跡風. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 70-77.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 数値予報と衛星データ. 数 値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 36-56.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimazu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An Introduction to Himawari-8/9—Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151–183.
- Healy, S., 2008: Assimilation of GPS radio occultation measurements at ECMWF. Proceedings of GRAS SAF Workshop on Applications of GPS radio occultation measurements, ECMWF, June 16– 18.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093–1104.
- Hou, A. Y., K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura, and T. Iguchi, 2014: The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 701–722.
- ICAO, 2011: Manual on Automatic Meteorological

Observing Systems at Aerodromes, second edition. ICAO Doc9837 AN/454, International Civil Aviation Organization.

- Ikuta, Y., 2016: Data assimilation using GPM/DPR at JMA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 46, 01.11–01.12.
- Ikuta, Y. and Y. Honda, 2011: Development of 1D+4DVAR data assimilation of radar reflectivity in JNoVA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 41, 01.09–01.10.
- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction Research. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan.
- Koizumi, K., Y. Ishikawa, and T. Tsuyuki, 2005: Assimilation of Precipitation Data to the JMA Mesoscale Model with a Four-dimensional Variational Method and its Impact on Precipitation Forecasts. SOLA, 45–48.

2.2 メソ数値予報システムの背景誤差の改良¹

2.2.1 はじめに

メソ数値予報システムでは、まず、メソ解析 (MA) でデータ同化²を行い、最新の観測値の情報を用いて 現在の大気の状態を推定する。さらに、その結果を初 期値として、メソモデル (MSM)³ により様々な過程か らの大気の状態の時間変化への寄与を評価し、将来の 大気の状態を予測する。このうち MA で用いる背景誤 差について改良を進め、2015 年 12 月 24 日 00UTC に 適用した (Fukuda et al. 2016)。本節ではこれについて 概説する。

2.2.2 背景誤差の役割

MAにおいては、前回(3時間前)初期値からのMSM 予報値を第一推定値として用い、これを観測値により 修正することで大気の状態を推定する。しかし、この 推定はデータ同化実行時に利用可能な限られた情報を もとに行われ、また、予報モデルの表現にも限界があ る。このため、予報の初期値は現実の大気からのずれ (誤差)を持ち、これは予測時間とともに拡大し得る。 さらに、数値予報での大気中の様々な過程のモデリン グにおける仮定や近似等からも予測に誤差が生じ得る。 このようなことから、第一推定値は誤差(背景誤差と 呼ぶ)を含む情報と理解する必要がある。一方で、観 測値についても、測器による測定精度の限界、測定さ れる信号から同化する物理量への変換に含まれる仮定 や近似、また、観測値と数値予報モデルで表現される 大気の代表する時間・空間スケールの差異などにより、 誤差(観測誤差と呼ぶ)が含まれる。

MAでは、データ同化手法としては4次元変分法を 用い、大気の状態に関する情報である第一推定値・観 測値とそれらの誤差(背景誤差・観測誤差)を勘案し、 もっとも確からしい大気の状態を推定する。推定にお いては、数値予報モデルによる大気の状態の時間発展 との整合性も考慮に入れて、MSMの初期値として最 適な解を求める。ここで、4次元変分法で用いる背景 誤差については、その共分散(誤差の大きさと、ある 位置の誤差とその周囲における誤差の間の相関⁴の情 報を含む)によって特性を指定する。従って、背景誤 差は、観測値による第一推定値の修正(インクリメン ト)の大きさと範囲に影響し、データ同化において重 要な役割を持つ。



図 2.2.1 NMC 法における予報差の統計サンプルの模式図。 初期時刻の異なる予報 1、予報 2 による、対象時刻 t_0 に おける気象要素 X の予報値 X_1, X_2 (それぞれの予報時間 は T_1, T_2)の差 ΔX を予報誤差の情報を含むサンプルと みなす。

2.2.3 背景誤差の改良

本項では、今回背景誤差の改良として行った、(1) 統 計サンプルの更新、(2) 定式化の変更について概説する。

(1) 統計サンプルの更新

MA では背景誤差の気候学的な特性を NMC法 (Parrish and Derber 1992) と呼ばれる手法によって求め、 これを日々のデータ同化に用いる。NMC 法では、対 象時刻が等しく初期時刻の異なる予報値の差を、予報 誤差の情報を含むサンプルとみなし、多数の事例をサ ンプルとした統計値を基に、気候学的背景誤差の特性 を推定する(図 2.2.1)。ここで統計サンプルとなる予 報値の差は、長期間にわたる MSM の運用で保存した 予報値から計算している。

今回の変更ではこの統計サンプルを、現在のシステ ムに近い特性を持つと期待される最近の MSM による もの(2015年7月までの1年間)に更新した。変更前 後の統計サンプルの比較を表 2.2.1 に示す。変更前の MAの背景誤差は、2005年のMSMによる予報値から 計算されたものである。2005年当時、MA はメソ静力 学 4 次元変分法 (石川・小泉 2002) での運用を行って いた。このため、非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA、 Honda et al. 2005;本田·澤田 2010) については、2009 年4月の運用開始当初から、JNoVA とは異なるシス テムのもとでとられた統計サンプルによる背景誤差を 用いていた。このようなこともあり、当初より統計サ ンプルの更新の必要性は認識され、これを視野に入れ て、背景誤差の計算に必要となる MSM の予報値の保 存を継続的に行ってきた (本田・澤田 2010)。今回の更 新は、このようにして保存された MSM 予報値を用い て実施した。

さらに、2005年当時と比較して、現在の MSM では、 水平格子間隔は 10 km から 5 km へと高解像度化され たり、初期値更新の頻度(解析予報サイクルにおける データ同化の実行頻度)は1日4回から8回へと高頻 度化されたり(気象庁予報部 2008表1.2.1 など参照)、 対象領域も拡張されたりする(越智・石井 2013)など、

¹藤田 匡、福田 純也(現予報課) 塚本 暢(現文部科学省) ²データ同化技術、また MA で用いられているデータ同化 手法である4次元変分法については、気象庁予報部(1997, 2002, 2011)、室井・佐藤(2012)、本田・澤田(2010)など に詳しい。

³ MSM の数値予報モデルである気象庁非静力学モデルにつ いては気象庁予報部 (2003, 2008) などに詳しい。

⁴ 第 2.2.3 項 (2) に述べるように、一部要素間にも相関を考 慮する。

		変更前	変更後
MSM	水平格子間隔	$10 \mathrm{km}$	$5 \mathrm{km}$
	領域	拡張前	拡張後
	運用頻度	4回/日	8回/日
サンプル	対象時刻	$00, 12 \mathrm{UTC}$	同左
	時間差	6時間(FT=12と6の差)	同左
	統計期間	2005年1月~2005年12月	2014年8月~2015年7月
	対象日	1 年間各月 1 日 ~ 10 日	同左

表 2.2.1 背景誤差の見積もりに用いる NMC 法統計サンプルの変更前後の比較



図 2.2.2 東西風の背景誤差鉛直共分散。(a) 統計サンプル更 新前。(b) 統計サンプル更新後。縦軸は鉛直層、横軸は背 景誤差鉛直共分散 [m²/s²] を示す。緑、赤の各線は、ピー クを持つ鉛直層と各鉛直層との間の背景誤差共分散を示す (ピーク層 5 層ごとに赤線とした)。各線のピークの値は、 当該鉛直層における背景誤差分散を示す。

運用状況は大きく変化している。また、MSM, MAと もに多くの改良が継続的に行われ、MSM の予報精度 は向上し続けている。このため、変更前の背景誤差は、 現在のシステムにおける第一推定値の誤差を適切に反 映しているとは言えず、統計サンプル更新の必要性は 高まっていた。実際、統計サンプルを新しいものにと り直すと、メソ数値予報システムの精度向上を反映し て、更新後の誤差分散の統計値は更新前の半分弱程度 (標準偏差で約0.7倍弱程度)となった(図2.2.2)。シ ステムの第一推定値の精度に対して背景誤差が大きく 設定されていると、同化において第一推定値は実際よ りも確度の低い情報として扱われて大きく修正され、 解析値が観測値に過度に近づき、予報精度にも影響し 得ると考えられる。現在のシステムの状況により即し た誤差設定でデータ同化を行うため、統計サンプルを 更新して作成した新たな背景誤差を導入した。

なお、NMC 法では、背景誤差共分散の構造の簡便 な見積もりが得られるが、第一推定値の誤差に対応す る規格化は別途定める必要がある⁵。この規格化の扱 いは変更前後で揃えている。また、予報差の統計サン プルのとり方も変更前後で同一としている。このため、 得られた統計値の違いがそのまま変更前後の誤差の変 化を反映するものとみなした。

(2) 定式化の変更

第2.2.2 項に述べたように、データ同化では背景誤差 の特性として、その共分散を用いる。一方、現実の大 気は連続であるが、数値予報では離散化を適用し、多 数の格子点における様々な気象要素の値によって、大 気の状態を計算機上で表現する。これら一つ一つにつ いて誤差を設定し、そのすべての対について相関を扱 うには膨大な計算機資源が必要となり現実的でない。 このため、MA では気象要素としては、風の東西・南 北成分、温位、地上気圧、偽相対湿度⁶のみの気候学 的背景誤差を考える (本田・澤田 2010)。さらに、これ らの要素のうち、ともに大気質量に関連付いており相 関が強いと期待される温位と地上気圧の間のみに誤差 相関を考慮する。一方、他の要素間の誤差相関につい ては無視し、互いに独立とみなす。また、それぞれの 気象要素ごとの背景誤差は MA の領域内で一様とし、 領域平均値を用いる。

誤差共分散の空間構造は、鉛直共分散(分散と鉛直 相関の情報を持つ)と水平相関に分解できるものとし、 その合成で近似するが、この分解の定式化には任意性 がある。従来 MA で用いられてきた定式化においては、 共分散の空間構造が歪んで不自然な分布となる場合が あることが判明したため、見直しを行った⁷。不自然な 分布の一例として、3次元変分法による東西風の一点 観測同化実験⁸のインクリメントの分布の例を図 2.2.3

⁸ 観測値を1つのみ同化する実験。3次元変分法による一点 観測同化実験のインクリメントには、観測点の周囲での背景 誤差共分散の空間構造が反映される。

⁵ MA においては、サンプルの共分散統計値の1倍を採用している。詳しくは本田・澤田 (2010)を参照。

⁶ 比湿を第一推定値の飽和比湿で割ったもの。

⁷ 具体的には従来、鉛直共分散の固有モードごとに水平相関 を指定していたが、鉛直層ごとに指定するように変更し、合 成した共分散がもとの統計値と近くなるように、水平相関距 離を指定した(藤田・倉橋 2010)。前者の手法において、異 なる固有モード間の相関を一部無視しており、これによる情 報の損失が大きく問題が発生したものと考えられる。一方後 者では、異なる鉛直層の間の相関を一部無視するものの、相 関をとる鉛直層が離れるとこの相関は急速に減衰するため、 情報の損失はより小さく抑えられるものと考えられる。



図 2.2.3 3 次元変分法による東西風ー点観測同化実験の東西風インクリメント [m/s] 鉛直断面。観測点の緯度経度は (30°N, 140°E)。D 値(観測値 – 第一推定値)はいずれも 5 m/s。× 印の位置が観測点。(a) 事例 1 (観測点高度 500 hPa)、背景誤 差変更前、東西断面。(b) (a) と同様、ただし変更後。(c) 事例 2 (観測点高度 70 hPa)、変更前、南北断面、不自然なインク リメントが顕著な例。(d) (c) と同様、ただし変更後。縦軸は高度 (km)。灰色部分は地形を示す。

に示す。上述のように、東西風については他の要素との相関は考慮しておらず、誤差相関の強さは観測点付 近でピークを持ち観測点から離れるにつれて単調に減 衰する。1点観測実験によるインクリメントにもこれ が反映されるものと期待される。

緯度経度 (30°N, 140°E)、高度 500 hPa の観測を同 化した事例1では、インクリメントの分布の鉛直断面 を見ると、変更前の背景誤差による実験(a)では、観 |測点からX字状にピークが広がっている。一方、変更 後(b)では、観測点の位置から離れるにつれて単調に 減少し、背景誤差の構造から期待される結果を示して いる⁹。また、極端な例として、高度 70 hPa の観測を 同化した事例2では、(c)に示す変更前の実験では、イ ンクリメントは強く歪み不自然なパターンが観測点か ら離れたところに広範囲に広がっている。一方、変更 後(d)は、観測点における誤差との(正、または負の) 相関が、観測点から上下、左右に離れるほど一様に減 衰することに対応し、インクリメントが減少していく 様子が見られる。このように、定式化の変更により、観 測点の周囲に背景誤差の空間構造から期待される自然 なインクリメントがもたらされるようになった 10。

2.2.4 変更による影響

第2.2.3 項(1) で述べたように、背景誤差の統計サン プル更新により誤差分散は小さくなり、第一推定値の 確度は従来より高いものとして扱われる。これを反映 して、一般にインクリメントは小さくなり解析値と観



図 2.2.4 背景誤差の設定の予報への影響の模式図。予報A: 適切な誤差設定を用いたデータ同化により初期値を作成し た予報。予報B:背景誤差が過度に大きく、同化ウィンド ウ内の観測データに過度に近づいた解析値からの予報。

測値の乖離は大きくなることが期待される。実際、統 計的にもその傾向が確認された。一方で、

- 第一推定値(前回解析値からの3時間までの予報
 と観測値の乖離は全般的に小さくなる、
- 地上気圧インクリメントの、同化ウィンドウ内か ら予報初期にかけての時間発展において、急速に 変動する音波振動¹¹が緩和され、また、高度、気 温の高層検証、海面更正気圧検証で、予報初期の 急激な変動が緩和される、

などが確認された。これらのことは、次のようにして 理解できる。背景誤差の設定と解析値、その後の予報 の関連についての模式図を図 2.2.4 に示す。図中の予 報 B に示すように、過大な背景誤差を用いたデータ同 化により、観測値からの情報が確度を越えて反映され、 過度に観測値に近づいた解析値が生成されると、その 後の予測においてバランスが損なわれ振動の発生の原 因となり得、さらに、予測の精度低下にもつながり得 ると考えられる。予測の初期部分は、次回のデータ同 化において第一推定値として用いられるため、これは、 第一推定値の精度にも影響を及ぼす。一方、予報 A に 示すように、適切な背景誤差を用いたデータ同化によ り、観測値からの情報を適切に反映した解析値が生成 されると、予測におけるバランス・精度の向上に寄与

⁹ インクリメントの範囲は、変更前(a)のほうが変更後(b) より広い。これは、(a)では、水平相関距離の長い固有モー ドからの寄与により裾が長く広がっているためである。一方、 (b)では鉛直層ごとにほぼ単一のガウス分布で近似される。 なお、この高度においては、変更前後で、背景誤差水平相関 の半値幅には顕著な差はない。また、背景誤差を表現するた めに用いる水平相関距離の総数は変更前後で同一であり、自 由度の数は変わらない。

¹⁰ なお、MAのデータ同化手法である4次元変分法においては、同化ウィンドウでの時間発展も考慮される。観測時刻が同化ウィンドウ初期から離れると、同化ウィンドウ初期における背景誤差の影響はより小さくなると考えられる。

¹¹ インクリメントのバランスが取り切れていないため、時間 積分の初期において、大気が予報モデルにとってバランスし た状態に遷移する過程で生じるとみられる。



図 2.2.5 2014 年 7 月 9 日 00UTC の前 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 背景誤差変更前 7 月 7 日 12UTC 初期値 36 時間予報値。(b) (a) と同様、ただし背景誤差更新後。 (c) 背景誤差変更前 7 月 8 日 18UTC 初期値 6 時間予報 値。(d) (c) と同様、ただし背景誤差変更後。(e) 解析雨 量。なお、矢羽(長い羽 10 knot、短い羽 5 knot)は地上 風 [knot]、等値線(間隔 1 hPa)は海面更正気圧 [hPa] を 示す。

し得ると考えられる。このように、今回の改良で、現 在のシステムに、より即した背景誤差設定となり、解 析値が観測値に過度に寄っていたものが緩和されたこ と、また、不自然なインクリメントへの対策を行った ことが、解析値のバランスの向上に寄与したものと考 えられる。

降水予測が改善された例として 2014 年 7 月 9 日の 事例を示す(図 2.2.5)。東シナ海を北上する台風や、 日本の南海上にある高気圧の縁辺から本州付近に暖湿 気が流入しており、北陸から東北地方南部にかかる梅 雨前線付近で強雨がもたらされた事例である。変更前 では、36 時間予報(a),6 時間予報(c)とも実況(e)よ り北寄りに降水域を広げているが、変更後(b),(d)で は、新潟県から福島県にかかる前線付近の帯状の降水 集中域をよりはっきり表現している。本事例の降水予 測については、初期値が新しいものから古いものまで 一貫して東西に走向を持つ降水集中帯をより明確に表 現する傾向が見られた。毎回の MA のデータ同化にお いて、各々の観測値によるインクリメントは背景誤差 の変更の影響を受け従来と異なるものとなる。さらに、 その影響は解析・予報サイクルを通して引き継がれる。 本事例では、暖湿気流やそれが向かう前線の表現など が継続的に向上したものと考えられる。

図 2.2.6 に、降水予測の統計検証結果を示す。夏期1 か月間(2014年7月1日~8月4日)の検証(a),(b) では、95%信頼度で有意には達しないものの、背景誤 差更新により、多くの閾値で ETS が改善の傾向を示し ている。冬期1か月間(2014年1月11日~2月14日) の検証(c),(d)では、閾値2mm/3h以下の ETS は BI 低下を伴い有意に低下している。一方で、5mm/3h 以 上では有意には達していないものの改善の傾向が見ら れる(ただし、20mm/3h 以上ではサンプル数が少な いものの、BI が過大)。全体的には降水予測の精度向 上に寄与しているものと考えられる。

2.2.5 まとめ

今回の背景誤差の改良では、予報差の統計サンプル の更新と定式化の変更を行った。統計サンプル更新の 結果、変更前と比較して背景誤差分散は半分弱程度と なった。この更新によって、現在のシステムに、より 即した誤差設定で同化を行うことができるようになっ た。また、定式化の変更によって、背景誤差共分散の 空間分布の不自然なパターンが見られなくなった。こ れらの改良により、予報初期の場の急激な変動が緩和 された。また、降水予測の改善への寄与も見られた。

なお、今回の背景誤差更新では第2.2.3 項(1)に述べ たように、NMC法における統計サンプルの扱いを揃 えることによって更新前からの相対的な誤差特性の変 化を反映したものの、背景誤差の規格化そのものの最 適化については未検討である。また、背景誤差の更新 のみを行ったが、一方で、観測誤差の見直しについて は行っていない。背景誤差、観測誤差と解析値・第一推 定値・観測値の統計的な関係などを考慮しつつ上記の ような検討を行い、同化システムにおける第一推定値、 観測値それぞれの持つ情報をそれらの確度に応じて適 切に抽出できるようにすることで、解析値、また、数 値予報の精度向上を図る必要がある。このような、現 在のメソ数値予報システムに即した誤差設定の総合的 な最適化は今後の課題である。

参考文献

Fukuda, J., T. Tsukamoto, and T. Fujita, 2016: Improvement of JMA's Meso-scale Analysis background errors. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 46, 0109 – 0110.



図 2.2.6 夏期 (2014 年 7 月 1 日~8 月 4 日)、冬期 (2014 年 1 月 11 日~2 月 14 日)の 20 km 格子平均 3 時間降水量の対解 析雨量検証結果 (FT=0~39 の合算)。(a) 夏期 ETS。(b) 夏期 BI。(c) 冬期 ETS。(d) 冬期 BI。(a)~(d) それぞれについ て、上段の図で、赤線 (Test) は背景誤差変更後の結果を、緑線 (Control) は背景誤差更新前の結果をそれぞれ示す。各図の 横軸は閾値。また、下段の図は Test - Control を示し、エラーバーは 95%信頼区間、+,× はそれぞれサンプルの最大・最 小値、中央値。

- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3465 – 3475.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statisticalinterpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1747 – 1763.
- 石川宜広,小泉耕,2002:メソ4次元変分法.数値予報 課報告・別冊第48号,気象庁予報部,37-59.
- 越智健太,石井憲介,2013:領域拡張・予報時間39時 間化されたメソモデルの特性.平成25年度数値予報 研修テキスト,気象庁予報部,1-17.
- 気象庁予報部, 1997: データ同化の現状と展望. 数値予 報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 166pp.

- 気象庁予報部,2002: 変分法データ同化システムの現 業化.数値予報課報告・別冊第48号,気象庁予報部, 87pp.
- 気象庁予報部, 2003: 気象庁非静力学モデル. 数値予報 課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部, 194pp.
- 気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデル II. 数値予 報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 265pp.
- 気象庁予報部, 2011: データ同化の改善に向けて. 数値 予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 189pp.
- 藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析の改良. 数値予報課報 告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 68 – 71.
- 本田有機,澤田謙,2010: 非静力学メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第56号,気象庁予報部,7-37.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化. 平成 24 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18 – 22.
3.1 GSM 乱気流指数の改良¹

3.1.1 はじめに

航行中の航空機にとって、乱気流は安全性と快適性 に大きな影響を及ぼす大気現象の1つであり、乱気流 を精度良く予測することは非常に重要である。乱気流 は、ケルビン・ヘルムホルツ (KH) 波に加え、対流雲 など様々な要因で発生するため、KH 波による乱気流 を対象とした鉛直ウィンドシアー (VWS) やリチャー ドソン数 (RI) などの単独の予測指数では、十分な予測 精度が得られなかった。そこで工藤 (2010) は乱気流の 要因別に算出した複数の指数をロジスティック回帰で 組み合わせることで、様々な要因による乱気流を1つ の指数で予測することを可能にし、従来の予測指数と 比べて大幅に予測精度を向上させた。この指数は乱気 流指数 (TBindex) と呼ばれ、2010 年 2 月に MSM の 予測値から算出する国内航空悪天 GPV で作成が開始 された。また、2014年8月には説明変数の変更などの 改良を行い、さらに予測精度の改善がなされた (工藤 $2014)_{\circ}$

しかし、国内航空悪天 GPV の予測領域では、福岡 FIR² 全域を網羅していないため、福岡 FIR の悪天に関 する全国航空気象解説報やシグメット³の運用に利用 するには十分ではなかった(図 3.1.1)。そこで GSM の 予測値から算出する全球航空悪天 GPV および北太平 洋航空悪天 GPV でも TBindex の開発が行われた(三 輪 2013)。その後、より精度向上を図るため、GSM か ら計算される TBindex の改良を行い、2016 年 6 月か ら運用を開始した。

本節では GSM から計算される TBindex の改良によ る変更点と検証結果を述べる。まず第 3.1.2 項で航空悪 天 GPV の概要と TBindex の作成手法を、第 3.1.3 項 で改良による変更点を述べる。第 3.1.4 項と第 3.1.5 項 では検証結果と予測事例を示す。最後に第 3.1.6 項でま とめと今後の課題を述べる。以下、改良前の TBindex を旧 TBindex、改良後の TBindex を新 TBindex と 呼ぶ。また、GSM から計算される改良後の TBindex を TBindex_GSM、MSM から計算される TBindex を TBindex_MSM と呼ぶ。

1 井藤 智史(予報課 航空予報室)



図 3.1.1 備両 FIR と国内航空悪大 GPV の領域。 橙枠は備 岡 FIR、青枠は国内航空悪天 GPV の計算領域を示す。

3.1.2 航空悪天 GPV の概要と TBindex の作成手法 GSM の予測値から算出される航空悪天 GPV には、 全球航空悪天 GPV と北太平洋航空悪天 GPV がある (松下 2007)。全球・北太平洋航空悪天 GPV の主な仕 様を表 3.1.1 に示す。なお、今回の TBindex の改良の 際に、北太平洋航空悪天 GPV の領域を従来より西に 20 度、南に 10 度拡げている。

	全球航空悪天 GPV	北太平洋航空悪天 GPV
格子系	格子間隔1.25度の 等緯度経度座標	格子間隔 0.5 度の 等緯度経度座標
領域	全球	10°S –65°N, 80°E – 110°W
予報 時間	FT=0~36 まで 6 時間間隔	FT=0~36 まで 3 時間間隔
鉛直層	等圧面 (700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)	フライトレベル面 (FL010~550まで 2000 ft 間隔)

表 3.1.1 全球・北太平洋航空悪天 GPV の概要⁴

TBindex は、GSM の予測値を、適合ガウス格子か ら 0.5 度間隔の等緯度経度座標へ内挿し、さらに鉛直 層も 1000 ft 毎のフライトレベル⁵ (FL) 面へ内挿した 値から算出する。その後、北太平洋航空悪天 GPV へ は対象領域を切り出し、FL010~550 まで 2000 ft 毎に 出力する。全球航空悪天 GPV へは 1.25 度間隔の等緯 度経度座標へ内挿し、さらに等圧面 [hPa] へ内挿して 出力する。

² 飛行情報区。FIR は Flight Information Region の略。国際民間航空機関 (ICAO:International Civil Aviation Organization) により制定された航空機の航行に必要な各種情報の提供又は捜索救難活動が行われる空域であり、福岡 FIR は日本の担当領域である。

³ 飛行する航空機の運航に影響を及ぼす雷電・乱気流・着氷・ 台風・火山の噴煙・放射性物質の状況に対して、観測または 予想された場合に注意喚起する空域気象情報。

⁴ 要素などの詳細は付録 A.2.10 を参照。

⁵ 国際標準大気での気圧高度。「FL010」などと "FL" に続け

て100 フィート [ft] 単位の数値で表される。1 ft~0.3048 m。

名称	略号	意味		
鉛直ウィンドシアー	VWS	鉛直方向の風のシアー。		
対流雲中乱気流指数	CONV	対流雲の雲中および雲頂での強い上昇流や VWS の強化に		
		より発生する乱気流を予測する指数。		
風下山岳波指数	MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を		
		予測する指数。		
上方伝播山岳波指数	MTW2	鉛直上方に伝播した山岳波の砕波による乱気流を予測する		
		指数。		
中層雲雲底乱気流指数	BASETB	中層雲底下での対流による乱気流を予測する指数。		
トランスバースバンド指数	TRAV	トランスバースバンドに伴う乱気流を予測する指数。		
リチャードソン数	RI	KH 不安定の発生を予測する指数。		
気温の水平傾度	GRADT	等フライトレベル面で算出した気温の水平傾度の大きさ。		
斜方ウィンドシアー	SWS	斜め方向に算出した風のシアー。ある格子点に対して斜め		
		方向のシアーの取り方は複数存在するため、頂点を中心と		
		した東西・南北方向での4つの値の平均値とする。		
VHS	VHS	VWS × (流れに沿った方向の風の水平シアー)× (風速)		

表 3.1.2 新 TBindex に用いられている説明変数の候補の略号と意味

表 3.1.3 各高度の説明変数の寄与量。ここでは回帰係数に各高度における説明変数の代表値を掛けた値を示す。切片に対して 10%以上の寄与量を持つ説明変数の背景を青で表示し、係数作成時に説明変数の候補から外した高度を灰色で表示している。 空欄は係数が0であることを示す。

高度	切片	VWS	CONV	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	RI	GRADT	SWS	VHS
FL410	-7.61	1.04	0.23		0.84		0.11			1.36	0.39
FL390	-7.49	0.62	0.31		0.91		0.40	-0.23		1.30	0.26
FL370	-7.25	0.63	0.40		0.74		0.38	-0.32		1.35	0.23
FL350	-7.06	0.86	0.44		0.64		0.43	-0.20		1.48	0.35
FL330	-6.82	0.83	0.71		1.26		0.44	-0.10	-0.13	1.75	0.46
FL310	-6.84	1.27	0.99		1.09		0.55		-0.24	1.79	0.36
FL290	-7.03	1.63	1.09		0.79		0.82		-0.47	1.94	0.24
FL270	-6.97	1.45	1.33		0.41		0.76		-0.31	1.80	0.22
FL250	-6.78	1.37	1.35		0.01		0.65	0.03		1.43	0.18
FL230	-6.72	1.68	1.36		0.16	0.38		0.10		1.21	0.17
FL210	-6.46	1.82	1.33	0.78	1.22	0.45		0.14		1.16	
FL190	-6.16	1.51	1.09	1.19	1.12	0.88		0.27		1.35	-0.10
FL170	-5.70	0.96	1.01	1.97	0.78	1.89		0.36		1.31	
FL150	-5.11	0.89	0.97	2.12	0.58	1.59		0.31		1.05	
FL130	-4.56	0.48	0.84	1.25	0.51	1.25		0.19	0.23	1.05	
FL110	-4.27	-0.07	0.62	0.71	0.31	1.51		0.06	0.60	1.10	0.07
FL090	-4.50	0.06	0.29	0.66	0.05	1.32		0.10	0.66	1.24	0.19
FL070	-4.83	0.14	0.41	1.14				0.06	0.48	1.63	0.12
FL050	-4.66	-0.17	0.67	1.92				-0.08	0.40	1.72	0.05
FL030	-4.68	0.15	0.78	2.21				-0.09	0.35	1.43	
FL010	-4.63	0.13	0.46	2.13						1.64	0.12

TBindexの計算時に利用する説明変数や予測式の係数は、全球航空悪天 GPV と北太平洋航空悪天 GPV で 共通である。新 TBindex で利用している説明変数の候 補を表 3.1.2 に示す⁶。TBindex 作成の際には、これ ら 10 個の説明変数を用い、目的変数を C-PIREP⁷ で

⁷機上観測報告 (PIREP) の1つ。Common-PIREP の略。

⁶ それぞれの説明変数の詳しい計算方法などは工藤 (2010) や工藤 (2014) を参照。

MOD(並)以上の強度の乱気流が通報された場合を1、 MOD未満が通報された場合を0として、高度別にロジ スティック回帰で予測式を作成する。予測式作成の際に は、統計モデルの良さを評価する基準の一つである赤 池情報量基準 (AIC:Akaike's Information Criterion)⁸ を基に、候補の中から適切な説明変数を選択する。

表3.1.3に各高度における説明変数の代表的な寄与量 を示す。表では切片に対して10%以上の寄与量を持つ 説明変数の背景を青で塗りつぶしている。また、係数作 成時に説明変数の候補から外した高度を灰色で塗りつ ぶしている。これはそれぞれの説明変数がターゲットと する高度でのみ、予測式として採用されるようにする ためである。空欄は、AIC に基づく判定でその高度で は説明変数として採用されなかったことを示している。 FL430以上は実況が少ないため、FL410と同じ係数を 使用する。VWS, CONV, SWS は全ての高度で採用さ れ、一部を除いては寄与量が大きい。MTW1, MTW2, BASETB, TRAV はそれぞれ、下層、中層~上層、中 層、上層を中心に採用されるようにしているが、採用さ れている高度での寄与量は MTW1, MTW2, BASETB で大きく、TRAV はやや小さい。RI, GRADT, VHS は一部採用されていない高度があり、全般に寄与量も 小さくなっている。

3.1.3 旧 TBindex からの変更点

(1) 学習期間の変更

旧 TBindex は 2010 年から 2011 年の 2 年間のデー タで学習を行っているため、それ以降に行われた GSM の改良により、回帰係数や調整パラメータが最適では ない可能性があった。そこで新 TBindex では、2013 年 12 月から 2015 年 11 月の 2 年間のデータを用いて係数 を学習した。GSM は 2014 年 3 月に、鉛直層数が 100 層に増強されるとともに物理過程の改良などが実施さ れたが (米原 2014)、今回の新 TBindex に用いたデー タの内、2013 年 12 月から 2014 年 3 月までは、改良後 の GSM1403 を用いて再作成した開発用のデータであ るため、学習に用いた 2 年間全てのデータが GSM1403 から作成されたものである。 (2) トランスバースバンド指数 (TRAV) と対流雲中乱気流指数 (CONV) の改良

工藤 (2014) により TBindex_MSM では、TRAV と CONV の改良が行われた。新 TBindex でもこれらの 改良を導入したところ、精度の改善が見られたので変 更を行った。

(3) 説明変数の組み換え

旧 TBindex では説明変数に TPI (Turbulence Potential Index; 宮腰 2003)を用いていたが、これに代 わる指数として VHS を導入する。TPI は流れに沿っ て風向が変化する(流れが曲率を持つ)場合に値を持 ち、風速のみ変化する場合には値が0になる。しかし ながら、ジェット気流の加速場や減速場では乱気流が 発生しやすいことから、流れが曲率を持つ場合だけで はなく、流れに沿って風速が変化する場合も値を持つ ようになる VHS を導入した (工藤 2014)。

また水平ウィンドシアー (HWS) の代わりに SWS を 用いるように変更した。これは風のシアーを使った予 測指数である VWS, HWS, SWS について、いくつか の組み合わせを試した結果、VWS, SWS の組み合わせ が最も精度が高かったためである。

温度移流に着目した指数である TSI (Turbulence Source Index; 宮腰 2003)に関しては、説明変数から 除外しても精度への影響はほとんどなかったため、説 明変数の候補から除外した。

以上の変更により、最終的に表 3.1.2 で示す説明 変数を用いて、新 TBindex を計算するようにした。 TBindex_MSM との説明変数の違いは、TBindex_GSM が VWS を、TBindex_MSM が HWS を利用している ことのみである。

3.1.4 検証結果

ここでは統計検証の結果を示す。検証に用いる実況 データは、学習データと同様に C-PIREP のみを使用 する。また、天気状態(晴天、雲中等)による区別はし ない。時刻については、予測時間の前後60分以内を観 測時刻とした実況と比較を行う。高度については、予 測高度の±1000 ft 以内を観測高度とした実況と比較を 行う。

(1) 北太平洋航空悪天 GPV の高度別検証

ここでは高度別 (FL000~FL150, FL150~FL300, FL300~FL450)の検証結果を示す。検証期間は学習期 間と独立な 2015 年 12 月から 2016 年 6 月の 7 か月間 である。初期時刻 12UTC の予報時間 FT=06~27 を対 象とし、分割表値 (付録 D.3.1)を全て足し合わせてス コアを算出する。比較のために VWS による検証結果 も示す。

図 3.1.2 (上段) に、TBindex の閾値別に MOD 以上 の乱気流を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate)の関係を示す。縦軸は捕捉率で、全ての

飛行中の乱気流や着氷、雲の状態等が通報される。従来は各航 空会社内でのみ利用されていた PIREP(カンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP。従来の PIREP の多くが MOD 以上の強度の乱気 流や着氷に対する通報であったのに対し、C-PIREP では乱 気流がないという情報も数多く通報される。

⁸ 統計モデルの良さを評価する際の基準値で、学習データへ の適合度だけではなく、説明変数の数も考慮している。一般 に説明変数の数を増やせば学習データへの適合度は上がるが、 未知のデータに対して予測精度が悪くなりやすい。AIC を 用いることにより、説明変数の数が比較的多くならず、学習 データと合致するようなモデルを選択することができ、未知 のデータに対しても精度の良い予測ができるようになる。



図 3.1.2 2015 年 12 月から 2016 年 6 月の MOD 以上の乱気流に対する TBindex の、(上段) 閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体 積率 (Volume Rate)、(下段) 閾値別のスキルスコア。左からそれぞれ、FL000~FL150, FL150~FL300, FL300~FL450 の 結果を示している。TBindex_OLD(青) は旧 TBindex、TBindex_NEW(赤) は新 TBindex の検証結果を示し、TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS(緑) は 0 から 1 kt/1000 ft 毎に検証した結果を示す。上段の図中の数値はそれぞれの点に対応す る TBindex の値である。新 TBindex のみに 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。検証領域は北太平洋航空悪天 GPV と同じ領域。



図 3.1.3 図 3.1.2(上段)と同じ。ただし、GSM(赤)と MSM(青)の結果を示し、検証領域は国内航空悪天 GPV と同じ 領域。

実況ありの通報に対する、閾値以上の予測領域から報じ られた実況ありの通報の割合を示す(付録 D.3.5)。横軸 は体積率で、全ての通報に対する、閾値以上の予測領域 から報じられた通報の割合を示す(付録 D.3.6)。体積率



が等しい予測を比べた場合には捕捉率が大きいほど乱 気流を多く捕らえた良い予測であり、捕捉率が等しい予 測を比べた場合には体積率が小さいほど予測領域を限定 した良い予測と言えるため、図では線が左上にあるほど 予測精度が高いと言える。TBindex で MOD 以上の乱 気流を予測する目安となる閾値 3.0 付近に着目すると、 新 TBindex は旧 TBindex と比べて、FL000~FL150 で は同等、FL150~FL300 と FL300~FL450 では改善し ていることが分かる。

図 3.1.2(下段)に、TBindexの閾値別に MOD 以 上の乱気流を予測した場合のスキルスコアを高度別に 示す。TBindex では、ロジスティック回帰で求めた確 率値を調整することで、MOD 以上の強度の乱気流に 対して全ての高度で同じ閾値(TBindex=3.0)を用いて 最適な予測が行えるようにしている。そのため、スキ ルスコアのピークは TBindex=3.0 付近にくることが 望ましい。旧 TBindex は閾値 3.4~4.0 付近にピーク があり、スコアの分布としても全般に閾値が高い方に シフトしている。一方新 TBindex は、FL000~FL150 では閾値 3.4 付近でスコアが最大となっており、やや 3.0 からずれているものの、FL150~FL450 では閾値 3.0 付近でスコアが最大となっており、新 TBindex の 方が適切な値でピークとなっている。また、スキルス コアの最大値を比べると、新 TBindex は旧 TBindex と比べて、FL000~FL150 では同等、FL150~FL300 と FL300~FL450 では改善している。また VWS と比べ ると、いずれの高度でも新 TBindex の方が精度が高 く、TBindex の有効性が確認できる。さらに VWS の スコアが最大となる閾値は、9~11 kt/1000 ft と高度 で異なっており、どの高度でも同じ閾値で判断できる TBindex の方が利用者には使いやすい指数であること が分かる。

(2) 国内航空悪天 GPV との比較検証

図 3.1.3 に、TBindex_GSM とTBindex_MSM の閾値 別に MOD 以上の乱気流を予測した場合の捕捉率と体積 率の関係を示す。GSM と MSM の TBindex の精度を比 較すると、FL000~FL300 までは同等、FL300~FL450 では MSM の方が精度が高い。これは上層で TBindex への寄与量が大きい SWS による予測精度が、MSM の 方が高いためである⁹(図略)。

(3) 全球航空悪天 GPV の高度別検証

図 3.1.4 は、全球航空悪天 GPV の TBindex と VWS の MOD 以上の乱気流に対する閾値別スキルスコアであ

⁹ MTW2 も寄与量が大きいが、上方伝播山岳波による乱気 流の頻度は少ないため、スコアへの影響は小さいと思われる。

る。乱気流の実況には、標準大気における各気圧面のフ ライトレベルから ±1000 ft 以内の C-PIREP を用いた。 新 TBindex は旧 TBindex と比べて、FL000~FL150 で はやや改悪、FL150~FL300 と FL300~FL450 では改 善している。TBindex のスキルスコアのピークとなる 閾値は概ね 3.0 付近となっており、北太平洋航空悪天 GPV と同じ係数を用いても問題ないことがわかる。ま た、全球航空悪天 GPV においても、TBindex の予測 精度は VWS を上回っていることがわかる。

(4) MOD 以外の乱気流に対する閾値の確認

ここでは TBindex を図に表示させる際の塗りわけの 閾値を決める参考とするため、乱気流の強度別に検証 を行った結果を示す。予測精度を比較することが目的 ではないため、検証期間は学習期間を含む 2013 年 12 月から 2016 年 6 月の 2 年 7 か月とする。



図 3.1.5 北太平洋航空悪天 GPV の各強度の乱気流に対す る新 TBindex のスキルスコア。横軸は TBindex の値。高 度については FL000 から FL450 までの分割表値を足し合 わせてスコアを算出している。

図 3.1.5 に北太平洋航空悪天 GPV の乱気流の強度 別のスキルスコアを示す。スキルスコアが最大となる TBindex の閾値は、LGTM(弱-)については0.8 程 度、LGT(弱)については1.2 程度、LGTP(弱+)に ついては1.8 程度、SEV(強)については5.8 程度と なった。これらの値はTBindex_MSM とほぼ同じであ る(LGTM:0.9, LGT:1.3, LGTP:1.9, SEV:4.9)。この ため、TBindex_GSMは、TBindex_MSM と同じ閾値 で各強度の乱気流を予測することができる。ただし、 SEVについてはTBindex_GSMの方が閾値が高いこと に注意が必要である。また、SEVの乱気流に対するスキ ルスコアは、他の強度の乱気流と比べて極端に低くなっ ているが、これは SEV の出現頻度が極めて低いため である。今回の検証期間での SEV の割合は 0.006% で、 MOD の割合は 1% であった。

3.1.5 事例

今回の改良による旧 TBindex と新 TBindex の 予測の違いを乱気流事例 (1) で、TBindex_GSM と TBindex_MSM の予測の違いを乱気流事例 (2) で示す。

(1) ジェット気流の圏界面側での乱気流事例

2015 年 12 月 6 日に発生したジェット気流の圏界面 側での乱気流事例を示す。2015年12月6日03UTCの 国内悪天解析図 (ABJP)¹⁰ (図 3.1.6)では、朝鮮半島 から東北北部を流れる FL350 のジェット気流の圏界面 側 (TROP) の、FL360~FL430 で並から強 (MOD TO SEV) の晴天乱気流 (CAT:Clear Air Turbulence) を解 析している (図 3.1.6 の①)。この時の FL390 におけ る北太平洋航空悪天 GPV による予測と C-PIREP に より通報された実況(丸印)を図 3.1.7 に示す。等風 速線 (isotach) を見ると、朝鮮半島から東北付近に強 風軸があり、VWS はこの強風軸周辺で大きくなって いることが分かる。これにより、TBindex は新旧とも に、MOD 程度の乱気流を予測している。しかし、旧 TBindex では青森県の日本海側上空で観測した MOD の乱気流を予測できているが、北海道の日本海側や太平 洋側で観測した MOD 未満の乱気流付近でも MOD の 予測をしており、やや予測領域が過大である。一方、新 TBindex では青森県の日本海側上空で観測した MOD の乱気流を捕捉しつつ、北海道の日本海側や太平洋側 で観測した MOD 未満の乱気流付近では MOD 未満の 予測となっており、より適切な領域での予測ができて いることが分かる。これはより新しい GSM を用いて TBindex の係数の学習や指数調整を行ったことによる ものである。

(2) ジェット気流前線(ジェットフロント)での乱気 流事例

2015 年 12 月 23 日に発生したジェットフロントで の乱気流事例を示す。2015 年 12 月 23 日 03UTC の ABJP (図 3.1.8)では、東北南部付近を流れる FL360 のジェットフロント (JET FRONT)の、FL290~330 で MOD の CAT を解析している(図 3.1.8 の④)。こ の時の北太平洋航空悪天 GPV による予測、国内航空悪 天 GPV による予測と C-PIREP により通報された実況 を図 3.1.9 に示す。東北南部付近では SEV や MOD の 乱気流を観測しているが、TBindex_MSM では MOD 未満の予測となっている。一方 TBindex_GSM の予測 では SEV の予測はないものの、MOD の予測はされて おり、MSM よりも適切に予測されていることが分か

¹⁰ 気象レーダーや気象衛星画像に、航空機から通報された乱 気流や着氷などの実況を重ね合わせ、それにジェット気流の 解析や悪天域に関する簡潔なコメント文を加えた図情報。国 内航空機の主な運航時間となる6時から21時(日本時間) まで3時間ごとに一日6回作成している。



図 3.1.6 2015 年 12 月 6 日 03UTC の ABJP。80 kt 以上の主要なジェット軸を深緑色で描画し、ジェット軸の最大風速の所に 矢羽(旗:50 kt、長棒:10 kt)と高度を表記している。また MOD 以上の CAT や山岳波などによる乱気流が推定される領域 を、黄色や橙色の破線で囲んでいる。REMARKS 欄には、航空機の運航に影響を与える悪天域などのコメントを記してお り、丸数字は図中の丸数字と対応している。



図 3.1.7 北太平洋航空悪天 GPV の 2015 年 12 月 5 日 12UTC 初期値における FT=15 の FL390 の予測。新 TBindex (左上) 旧 TBindex (左下) isotach (右上) VWS (右下)を示す。TBindex の図には、6 日 03UTC の 前後 60 分以内で FL390±1000 ft で通報された乱気流の 実況を丸印で重ねている。予測値と実況値の色の塗り分け は同じで、赤色が SEV、橙色が MODP (並+) 黄色が MOD、緑色が LGTP、青色が LGT、水色が LGTM、白 色が SMTH (揺れなし)を示す。isotach と VWS につい ては、改良前後で予測値は変わらない。

る。これは、この時刻の TBindex_MSM への寄与量が 大きかった SWS で MOD 未満の予測となっていたの に対し、TBindex_GSM への寄与量が大きかった VWS で MOD の予測がされていたためである。

図 3.1.3 の検証結果では、FL300~FL450 では MSM の方が精度は高かったが、この事例のように GSM の 方が精度よく予測できる場合もある。利用者はモデル 間の予測の違いや実況等を参考に、どちらの予測を採 用するかを判断して欲しい。

3.1.6 まとめと今後の課題

GSM 乱気流指数 (TBindex) の改良を行った。主な 変更点は、学習期間の変更、トランスバースバンド指 数 (TRAV) の変更、対流雲中乱気流指数 (CONV) の 変更と説明変数の組み換えである。独立資料による検 証の結果、予測精度が向上することが確認できた。ま た、新しい学習期間のデータで係数の学習と指数調整 を行ったことにより、概ね TBindex=3.0 で最適な予測 となるように修正された。

今後の課題としては、上層の TBindex の精度向上が 挙げられる。TBindex_GSM の利用は主に MSM の領域 外である海上(特に福岡 FIR 内の日本の東の海上)が 中心となるが、海上を飛ぶ航空機は高高度を飛ぶため、 上層の予測精度が重要となる。しかし図 3.1.2(下段) からわかるように、上層ほどスキルスコアのピーク値は



図 3.1.8 2015 年 12 月 23 日 03UTC の ABJP。



図 3.1.9 北太平洋航空悪天 GPV の 2015 年 12 月 22 日 12UTC 初期値における FT=15 の FL310 の予測。 TBindex_GSM(左上)、TBindex_MSM(左下)、GSM の VWS(右上)、MSM の SWS(右下)を示す。TBindex の 図には、23 日 03UTC の前後 60 分以内で FL310±1000 ft で通報された乱気流の実況を丸印で重ねている。色の塗り 分けは図 3.1.7 と同じ。

下がり、また VWS からの改善幅も小さくなっている。 理由としては、上層ほど全通報数に対する MOD 以上 の乱気流の割合が低くなることが挙げられる。検証期間 中の MOD 以上の乱気流の割合は、FL000~FL150 で は3.6%であったのに対し、FL150~FL300では0.9%、 FL300~FL450では0.5%と、上層ほど低くなっている。 現象の発生割合が低くなるほど最適な予測係数を求め ることが難しくなり、スキルスコアは小さくなる。ま た、説明変数に用いている TRAV の予測精度の影響も ある。今回の変更により、TRAV は上層を中心に採用 されるようになったが、寄与量としてはあまり大きく はない。これはトランスバースバンドの発生領域を的 確には予測できていないことを示唆している。今後も 改良を続け、特に上層の予測精度改善に努めたい。

参考文献

- 工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成 22 年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 95-108.
- 工藤淳, 2014: 乱気流指数の改良. 平成 26 年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-99.
- 松下泰広, 2007: 全球航空悪天 GPV および北太平洋航 空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気 象庁予報部, 84-86.
- 宮腰紀之,2003:風ベクトルの外積を用いた乱気流予測 の指数.天気,50,327-334.
- 三輪剛史, 2013: GSM 乱気流指数の開発. 平成 25 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-70.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

3.2 降雪量地点ガイダンスの改良と開発¹

3.2.1 はじめに

気象庁では、積雪深を観測している全国のアメダス 地点を対象に、統計予測手法にニューラルネットワー ク(松下 2012)を用いて前12時間降雪量を予測する降 雪量地点ガイダンスを運用している。本ガイダンスは GSM でのみ作成されており、最近では2013年11月 にガイダンスの仕様拡張や事前学習した係数への入れ 替えによる予測精度の向上を図ったが、40 cm/12h を 超える大雪の予測頻度が低いといった問題点を解決で きていない(白山 2014)。

また、本ガイダンスとは別に降雪量を予測するガイダ ンスとして、最大降雪量ガイダンス(古市・松澤 2009) を運用している。最大降雪量ガイダンスは、雪水変換 法を用いて日本付近を5km格子間隔で予測するガイ ダンスで、現在は降雪量予報の基礎資料として予報作 業に利用されている。しかし、この最大降雪量ガイダ ンスについても、日本海側を中心に大雪ほど予測頻度 が実況の発生頻度に比べて高くなりやすいといった問 題点がある(古市・松澤 2009)。また、モデルが予測す る降雪時の地上気温がガイダンスの表現に直結するた め、特に地上気温が雪水比の変動の大きい0°C前後で 推移することの多い本州の南岸低気圧による降雪につ いては、ガイダンスの利用に際して留意すべき点が多 い(原ほか 2013)。

一方で近年の大雪災害に目を向けると、2013年1月 14日や2014年2月14日の大雪(気象庁2014)をはじ めとして、本州の南岸を進む低気圧によって雪の少な い地域で大雪となり、道路への積雪等による車両の立 ち往生や交通の途絶による集落の孤立、ビニールハウ スやカーポートの倒壊など多くの被害が発生している。 日本海側の豪雪地域だけでなく、太平洋側平野部を中 心とした雪の少ない地域も含めて、より精度の高い降 雪量予測が求められており、予報作業の基礎資料であ るガイダンスは一層の予測精度向上や予測資料の充実 が求められている。

こうした背景のもと、気象庁では現在運用中のGSM 降雪量地点ガイダンスを改良するとともに、同じ仕様 のMSM 降雪量地点ガイダンスの新規開発を進めてい る。GSM 降雪量地点ガイダンスについては、全体的な 予測精度向上を狙ってニューラルネットワークの再構 築を行う。また、特に大雪の予測精度を向上させるこ とを狙って頻度バイアス補正(松下 2012)を導入する。 新規に開発するMSM 降雪量地点ガイダンスについて は、MSM の方が降水予測の表現が良いことや、GSM では特に降水量が多い事例において降水の蒸発や雪の 融解に伴う気温低下が十分に表現されない場合がある ことが分かっているため(原ほか 2013)、GSM ガイダ 本節では、まず第 3.2.2 項と第 3.2.3 項で、ガイダン スの仕様や予測手法の変更点、新規開発した MSM ガ イダンスについて述べる。次に第 3.2.4 項と第 3.2.5 項 で、統計検証結果と大雪事例を示し、新ガイダンスの 予測精度と特性について解説し、最後に第 3.2.6 項で、 本改良のまとめと利用上の留意点について示す。なお、 本節では改良した GSM 降雪量地点ガイダンスを新 GSM ガイダンスおよび新 MSM ガイダンス、改良前の GSM ガイダンスを旧 GSM ガイダンスと呼ぶこととする。

3.2.2 GSM ガイダンスの変更の概要

表 3.2.1 に新旧ガイダンスの仕様を示す。本改良では 主に(1)予測対象地点の追加、(2)予報要素と予報時間 の追加、(3)ニューラルネットワークの再構築、(4)頻 度バイアス補正の導入、の4点の変更を行った²。こ れらのうち(1)及び(2)はガイダンスの利便性の向上 を、(3)及び(4)は旧ガイダンスが持つ予測精度や特性 上の問題点の解消を狙っている。以下、これらについ て順に解説する。なお、表 3.2.1 に掲載していないガイ ダンスの詳細については、古市(2008)や白山(2014)、 付録 A.2.2 を参照していただきたい。

(1) 予測対象地点の追加

旧 GSM ガイダンスでは予測対象としていなかった、 主に西日本のアメダス観測点を新たに予測対象地点に 追加する。これら西日本の観測点は、積雪深計が設置 されてから日が浅い地点が多く、また降雪の頻度も低 いため、その地点のデータのみから統計関係を作成す ることは難しい。実際、2013年11月の改良時に地点 追加を試みたが、試作したガイダンスの予測精度が悪 かったために追加を見送った地点がほとんどである。 本改良に際しても、この開発に用いるデータ量の事情 が大きく改善されたわけではないが、作成手法を工夫 することでガイダンスを作成した。まず、ニューラル ネットワークの構築前に、全ての地点を対象にクラス ター分析を行い、地理的に近くまた降雪特性の似た地 点をグルーピングした。このグループ単位で、はじめ に仮のニューラルネットワークを構築し、その後この 仮のネットワークを出発点にして各予測対象地点につ いてニューラルネットワークを最適化することで、開 発に用いるサンプル数や降雪頻度に起因する予測精度 の問題を軽減でき、西日本の観測点を追加することが 可能になった。

ンスと比べて高精度な降雪量ガイダンスとなることが 期待される。

² これらの変更の他に、ニューラルネットワークの予測値を頻 度バイアス補正した値に対して、気温ガイダンス(後藤 2014) やモデル降水量を用いてガイダンスを修正する処理を設けた。 これらは、季節外れの大雨によるガイダンスの空振りを防い だり、冬型の気圧配置時に主に太平洋側での予測の空振りを 防ぐことに効果がある。

¹ 白山 洋平

	旧ガイダンス	新ガイダンス		
モデル	GSM	GSM, MSM		
予報要素	前12時間降雪量	前 6 時間降雪量、前 12 時間降雪量、前 24 時間降雪量		
対象地点	主に積雪深計設置のアメダス 302 地点	積雪深計設置のアメダス <mark>323</mark> 地点		
作成方法	ニューラルネットワーク(3 層) + モデル降水量等を使った補正	ニューラルネットワーク(3 層)+ 頻度バイアス補正		
予報時間	FT=24~84, 12 時間間隔	前6時間降雪量:FT=9~84 (MSM, FT=6~39) 前12時間降雪量:FT=15~84 (MSM, FT=12~39) 前24時間降雪量:FT=27~84 (MSM, FT=24~39) いずれも3時間間隔		
逐次学習	あり(ニューラルネットワーク)	あり(ニューラルネットワーク、 <mark>頻度バイアス補正</mark>)		
層別化	対象地点、予報時間(FT=24, 36, 48 とFT=60, 72, 84 の2通り)	対象地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間毎1日分)		

表 3.2.1 新旧降雪量地点ガイダンスの仕様比較。赤字は改良前後の変更点を表す。

(2) 予報要素と予報時間の追加

旧 GSM ガイダンスは、予報要素は前 12 時間降雪量 のみ、予報時間は24時間から84時間までの12時間 間隔であった。このため、予報要素については大雪警 報・注意報の基準が前6時間降雪量や前24時間降雪量 である地域ではガイダンスを利用することが難しかっ た。予報時間については、例えば 00UTC 初期時刻と 06UTC 初期時刻の予測を比べた場合に、ガイダンスの 予報時間が6時間ずれるため、初期値毎の予測値の変 化を比較しづらかったり、夕方18時から翌朝6時まで の降雪量といった、予報作業上で必要となる対象時刻 の予測が作成されていないという問題点があった。そ こで新ガイダンスでは、予報要素については前6時間 および前24時間降雪量を追加し、大雪警報・注意報の 基準が地域によって異なることに対応した。なお、前 6時間降雪量は、前12時間降雪量と同様にニューラル ネットワークおよび頻度バイアス補正を用いて予測を 行うが、前24時間降雪量は前12時間降雪量を積算し て計算する仕様とした。予報時間については、モデル から作成可能な時間をすべて3時間間隔で作成するよ うに変更した。これらの変更によって、ガイダンスの 仕様上の問題点を解決した。

(3) ニューラルネットワークの再構築

本改良では、2010年11月から2014年3月までの4 冬季分をニューラルネットワークの訓練期間に、2014 年11月から2015年3月をテスト期間に設定し、未学 習のテスト期間に対して良い予測が出来るように各種 設定や訓練回数、層別化などを調整し、新たなネット ワークを構築した。地点毎のニューラルネットワーク の構築方法は(1)で述べたとおりである。ニューラル ネットワークで使用する説明変数については、旧ガイ ダンスから変更はなく、引き続きモデル等から算出し た各種物理量や安定度指数を用いる(付録A.2.2)。層 別化については、検討の結果、旧ガイダンスで行って いた対象地点および予報時間に加えて、初期時刻によ る層別化を追加した。予報時間による層別化について も、旧ガイダンスの予報時間を前半と後半の2つに分 ける仕様から、3時間毎1日分の統計関係を繰り返し 用いる方法に変更し、初期時刻による層別化と合わせ ることで予報対象時刻毎に層別化される仕様とした。

(4) 頻度バイアス補正の導入

旧ガイダンスの問題点に、大雪の予測頻度が非常に少 ないという予測特性があった(古市 2010;白山 2014)。 新ガイダンスではこの問題の解消を狙い、頻度バイア ス補正を導入した。これは、(3)で述べた再構築した ニューラルネットワークでも、10 cm/12hより多い降雪 については十分な予測精度・頻度を実現できず、ニュー ラルネットワークの予測値のままでは旧ガイダンスの 精度を上回ることはできなかったためである。この頻 度バイアス補正の導入により、主に10 cm/12hより多 い降雪について予測頻度や精度が改善し、旧ガイダン スでは予測頻度が非常に少なかった40 cm/12hを超え るような大雪の捕捉ができるようになった。

3.2.3 MSM ガイダンスについて

今回、新規開発した MSM 降雪量地点ガイダンスは、 予報時間を除いて新 GSM ガイダンスとすべて同じ仕 様である。第 3.2.1 項でも述べたとおり、MSM の方が 降雪時の地上気温の予測精度が高いこと、また、モデル の解像度が細かく地形の表現が精緻であったり、レー ダー反射強度データを同化しているため降水予測の表 現が良いことなどから (幾田 2011)、GSM ガイダンス より高精度なガイダンスになることが期待される。

3.2.4 統計検証

新ガイダンスについて統計検証結果を示す。検証は 2014年11月から2015年3月の5か月間の全予測対 象地点を対象とし、初期値についてはGSM, MSMガ イダンスともに全初期値を、予報時間については前12 時間降雪量はFT=24 を、前24時間降雪量はFT=36 のデータを検証に用いた。また、比較対象として示す 最大降雪量ガイダンスの検証結果は、新旧ガイダンス の予測対象地点の緯度・経度に線形内挿したガイダン スを同じ条件で検証したスコアである。なお、2016年 3月に行われたGSMの物理過程改良(第1.2節)は、 第1.4節で述べられているように多くのGSMガイダ ンスに影響があった。降雪量地点ガイダンスについて は、新旧ガイダンスともにモデル降水量予測の特性変 化に対応して予測頻度が低くなりつつも予測精度は中 立という結果が確認されており、本改良の評価には影 響しないと考えたため本節では詳細を割愛する。

はじめに、新旧ガイダンスおよび GSM 最大降雪量 ガイダンスの閾値別の ETS (エクイタブルスレットス コア)および BI (バイアススコア)を図 3.2.1 に示す。 図 3.2.1 より、10 cm/12h 以下の並雪から 40 cm/12h を超える大雪まで全体にわたって、新ガイダンスは旧 ガイダンスを改善していることがわかる。この改善に よって、新ガイダンスは 50 cm/12h を超える大雪を除 いて、ほぼすべての閾値で GSM 最大降雪量ガイダン スを上回るようになった。また、旧ガイダンスからの 改善幅の大きい、並雪と大雪についてそれぞれ注目す ると、並雪は頻度バイアス補正前の時点でその予測精 度を向上させていることから、ニューラルネットワー クの再構築による効果と言える。一方、大雪について は、その予測頻度を高くすることで実況の捕捉率を高 めて予測精度を向上させており、頻度バイアス補正の 導入による効果が大きいと言える。このように新ガイ ダンスは、大雪をほとんど予測しないという旧ガイダ ンスの問題点を改善した。

次に並雪の予測特性について、地点毎のスコア分布 から特徴を見る。図 3.2.2 は、新旧ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスの 3, 5, 10 cm/12h の BI の分布図である。GSM 最大降雪量ガイダンスでは、閾 値が大きくなるにつれて日本海側の沿岸を中心に予測



図 3.2.1 新旧 GSM ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガ イダンスの検証結果。(a) は前 12 時間降雪量の ETS, (b) は BI で、赤線は新 GSM ガイダンス、緑線は新 GSM ガ イダンス(頻度バイアス補正前)、黒線は旧 GSM ガイダ ンス、青線は GSM 最大降雪量ガイダンス。縦軸はスコア、 横軸は降雪量の閾値、エラーバーは 95%信頼区間を表す。

頻度が実況の頻度に比べて高くなっていく傾向がある。 旧ガイダンスは、5 cm/12h までは主に北日本の日本海 側を中心に予測頻度が高いが、10 cm/12h になると一 転して予測頻度が低くなっている。このように、どち らのガイダンスも発生頻度の高い降雪に対して適切な 予測頻度で予測しているとは言い難い。一方、新ガイ ダンスでは、これらの閾値について関東地方をはじめ とした太平洋側平野部や沿岸の一部地点を除いて、概 ね予測頻度が適正に保たれており、注意報基準値未満 の降雪量予測に対しても有効な予測資料になると考え られる。

続いて、大雪に注目する。図 3.2.3 は、新旧ガイダ ンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスの 40 cm/12h の ETS および BI である。GSM 最大降雪量ガイダン スは、並雪と同様に日本海側の沿岸を中心に予測頻度 が実況の発生頻度に比べて高い。大雪を予測する回数 が多いものの空振りが多いため、ETS は北陸地方の山 間部や北海道太平洋側東部を除いて低いか0以下であ る。旧ガイダンスは、前述の通り 40 cm/12h を超える 大雪の予測頻度は非常に低く、この検証期間では北海 道太平洋側東部の一部地点で予測する程度である。新 ガイダンスは、実際に 40 cm/12h を超える大雪が発生 することの多い北陸地方の山間部や北海道太平洋側東 部やオホーツク海側などで大雪を予測し、GSM 最大降 雪量ガイダンスや旧ガイダンスよりも高い予測精度を 得ている。このように新ガイダンスは、大雪を過剰に 予測することなく、適切な地域に大雪を予測できてお り、旧ガイダンスや最大降雪量ガイダンスを大きく改 善していると言える。

最後に新規開発した MSM ガイダンスについての検 証結果を示す。図 3.2.4 はそれぞれ前 6, 12, 24 時間降 雪量の新 MSM ガイダンス、新 GSM ガイダンス、お よび MSM 最大降雪量ガイダンスの ETS と BI の比較 図である。いずれの要素についても、全国を対象とし た検証では新 MSM ガイダンスが最も予測精度が高く、 特に 10 cm/12h 以下の並雪については、新 GSM ガイ ダンスが旧GSM ガイダンスを大きく改善していたが、 新 MSM ガイダンスはさらに精度が高い。これは、第 3.2.3 項で述べたように、MSM の方が地上気温や降水 の予測がGSM よりも良いことを反映していると考えら れる。一方で、すべての地域で一律にこれらのような改 善が見られるわけではなく、主に日本海側や関東甲信 地方の山間部での改善幅が大きく、北海道太平洋側な どでは相対的に改善幅が小さい傾向がある(図3.2.5)。 このような特徴は、先に示した新 GSM ガイダンスも 同様である。これは、最大降雪量ガイダンスで問題と なっている大雪ほど日本海側で予測頻度が高くなって しまう問題点を、新ガイダンスが大きく改善したため に、地域によって改善幅に差が生じたと考えられる。



図 3.2.2 新旧 GSM ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスの前 12 時間降雪量の BI のスコアマップ。左列から新 GSM ガイダンス、旧 GSM ガイダンス、GSM 最大降雪量ガイダンス。上段から順に 3,5,10 cm/12h の BI である。凡例の NoData は、検証期間中に予報、観測ともに閾値を超える事例がない地点を表す。



図 3.2.3 新旧 GSM ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスの前 12 時間降雪量の ETS および BI のスコアマップ。図 3.2.2 に同じ。ただし、上段は ETS、下段は BI で 40 cm/12h の検証結果である。なお、検証期間中に予報、観測ともに閾値を超える事例がない地点は、分布図にプロットしていない。



図 3.2.4 新 MSM, GSM ガイダンスおよび MSM 最大降雪 量ガイダンスの検証結果。上段から前 6 時間、前 12 時間、 前 24 時間降雪量についてのスコアで、左列が ETS、右列 が BI である。赤線が新 MSM ガイダンス、緑線が新 MSM ガイダンス(頻度バイアス補正前)、黒線が新 GSM ガイ ダンス、青線が MSM 最大降雪量ガイダンス。その他図の 見方は図 3.2.1 に同じ。



図 3.2.5 (a) 北海道太平洋側東部と (b) 新潟県の新 MSM, GSM ガイダンスおよび MSM 最大降雪量ガイダンスの前 24 時間降雪量の検証結果。赤線が新 MSM ガイダンス、黒 線が新 GSM ガイダンス、青線が MSM 最大降雪量ガイダ ンス。その他の図の見方は図 3.2.1 に同じ。

3.2.5 事例検証

本項では、要因の異なる複数の大雪事例を通して、 新ガイダンスの予測特性を示す。

 (1) 急速に発達する低気圧と冬型の気圧配置による大 雪事例 2014年12月16日から18日
 2014年12月16日から18日にかけて、日本海と本 州南岸を進んだ低気圧が急速に発達しながら北海道付 近に進んだ後、日本の東海上で進行が遅くなり日本付 近は強い冬型の気圧配置となった(図3.2.6)。低気圧 の接近により北海道太平洋側やオホーツク海側で、冬 型の気圧配置により北陸地方を中心とした日本海側で、 それぞれ大雪となった。

図 3.2.7 および図 3.2.8 は、12 月 17 日 12UTC を対 象とする北陸地方の前 12 時間降雪量と北海道地方の前 24 時間降雪量の予測と実況図で、新旧 GSM ガイダン スは 16 日 00UTC 初期値、新 MSM ガイダンスは 16 日 03UTC 初期値である。

図 3.2.7 の冬型の気圧配置による大雪について、新ガ イダンスはGSM, MSM どちらも実況に見られる新潟 県から福島県にかけて東西に広がる 40 cm/12h を超え る降雪を適中させている。これは旧GSM ガイダンス では予測頻度が非常に低く、発生を捕捉することが難 しかった大雪であり、ガイダンスの改善事例と言える。 また、旧 GSM ガイダンスは日本海側の山間部にピー クを予測しており、岐阜県を中心とした山間部では空 振りとなっている。しかし、ガイダンスの入力として いる GSM では、新潟県から福島県にかけてシアーや 降水、上昇流域を予測しており(図略) 旧 GSM ガイ ダンスの分布と特徴が異なっていた。これらのことか ら、旧 GSM ガイダンスの統計関係は逐次学習が行わ れてきてはいるものの、これまでに行われてきたモデ ルの変更によって最適な関係ではなくなってきている と考えられる。新ガイダンスでは、ニューラルネット ワークの再構築によって最新のモデルが予測する気象 場を適切に降雪量予測へと変換できるようになり、よ り適切な予測ができるようになったと考えられる。

図 3.2.8 の低気圧の接近による大雪について見ると、 旧ガイダンスでは北海道におけるガイダンスの最大値 として 60 cm/24h を超えるような大雪は予測するもの の、その分布は実況とは異なっており、特に北海道太 平洋側やオホーツク海側の予測が実況に比べて少ない。 新 GSM ガイダンスは、北海道における最大値は大き く変わらないものの、北海道太平洋側やオホーツク海 側に集中した低気圧前面や低気圧からの北東風によっ てもたらされた大雪の分布を予測しており、予測分布 が良くなっている。新 MSM ガイダンスは、新 GSM ガ イダンスより北海道における最大値が実況に近付いた だけでなく、新GSM ガイダンスで予測できなかった留 萌地方で実況に近い降雪を予測したり、新旧 GSM ガ イダンスで見られる日高地方の空振りを改善した。留 萌地方については、MSM の方が太平洋側と日本海側の 2つの低気圧間の気圧の谷や伴う降水の表現が良かっ たこと、日高地方については GSM の方が降水量の予 測が多かったことが影響していると見られる。本事例 は、顕著な大雪に対する予測の改善だけでなく、GSM, MSM 両モデルのガイダンスを参照できることの利点 も見える事例と言える。



図 3.2.6 2014 年 12 月 17 日 00UTC の (a) 地上天気図と (b) 衛星赤外画像。



図 3.2.7 2014 年 12 月 16 日から 18 日にかけての冬型の気 圧配置による日本海側の大雪事例。(a) から (d) は 17 日 12UTC を対象とする前 12 時間降雪量の実況と予測の降 雪量。(a) 実況の前 12 時間降雪量(毎正時の前 1 時間積 雪深差が正の場合を積算、灰色の場合は期間中に積雪深に 欠測を含むことを表す。)(b) 旧 GSM ガイダンス、(c) 新 GSM ガイダンス、(d) 新 MSM ガイダンス。



図 3.2.8 2014 年 12 月 16 日から 18 日にかけての急速に発 達する低気圧による北海道地方の大雪事例。図 3.2.7 に同 じ。ただし、17 日 12UTC を対象とする前 24 時間降雪量 の実況または予測の降雪量。

(2) 南岸低気圧による大雪事例 2016年1月18日 この事例では、本州の南岸を進んだ低気圧によって 関東甲信地方で大雪となり、最深積雪が前橋20 cm、熊 谷15 cm、東京でも6 cm など関東地方の平野部でも まとまった降雪となった。

図 3.2.9 は、1 月 18 日 00UTC を対象とする前 12 時 間降雪量の各ガイダンスの予測と実況図で、新旧 GSM ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスは 16 日 12UTC 初期値、新 MSM ガイダンスおよび MSM 最大 降雪量ガイダンスは 16 日 15UTC 初期値である。この 事例は、MSM の地上気温予測が良く、MSM 最大降雪 量ガイダンスでは関東地方平野部南部について実況に 近い予測ができていたが、GSM 最大降雪量ガイダンス や旧 GSM ガイダンスでは、平野部に MSM ガイダンス ほどの降雪を予測はできていなかった。これは、GSM が MSM ほど降雪時の地上気温を低く予測できなかっ たことに原因がある。

一方で新 GSM, MSM ガイダンスは、甲信地方や関 東北部山間部に実況よりもやや過大な予測が目立つも のの、両ガイダンスともに平野部南部の東京や横浜に ついても降雪を予測できている。モデルの地上気温予 測が十分でなかった GSM を使った新 GSM ガイダンス でもこれらの降雪を予測できるようになったのは、降 雪時の地上気温の低下を実況ほどは低く予測できなく とも、再構築したニューラルネットワークではその他 の気象要素も合わせて考慮することで降雪を予測でき る場合があるためと考えられる。当然、この事例のよ うに南岸低気圧による降雪事例すべてに適切な予測が 出来るようになったわけではないが、関東地方平野部 の降雪予測に有効な予測資料を提供でき、利用価値が 高いと考える。

(3) 強い寒気の南下による大雪事例 2016年1月23日から25日

2016年1月23日から25日にかけて、強い寒気の 南下によって沖縄や西日本を中心に記録的な低温とな り、24日には長崎県で観測史上1位となる積雪17 cm を記録するなど、普段は降雪の少ない西日本で大雪と なった。

図 3.2.10 は、1月24日 12UTC を対象とする前24 時間降雪量の各ガイダンスの予測と実況図で、新旧 GSM ガイダンスと GSM 最大降雪量ガイダンスは23 日 00UTC 初期値、新 MSM ガイダンスと MSM 最大 降雪量ガイダンスは23 日 03UTC 初期値である。旧 GSM ガイダンスは、西日本の多くの観測点が予測対象 地点外であり参照することができない。一方、新 GSM, MSM ガイダンスは本改良で新たに追加した西日本の 地点のうち、特に九州の多くの地点で降雪を予測して いる。降雪量を正確に適中させることは難しいが、降 雪頻度の少ない西日本の対象地点についても、予報作 業において新たな予測資料を提供できるようになった



図 3.2.9 2016 年 1 月 18 日の南岸低気圧による関東甲信地方の大雪事例。(a) から (f) は 18 日 00UTC を対象とする前 12 時 間降雪量の実況または予測降雪量、(g) 及び (h) は 1 月 18 日 00UTC の地上天気図及び衛星赤外画像。(a) 実況降雪量(毎正 時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算、灰色の場合は期間中に積雪深に欠測を含むことを表す)、(b) 旧 GSM ガイダンス、 (c) 新 GSM ガイダンス、(d) 新 MSM ガイダンス、(e) GSM 最大降雪量ガイダンス、(f) MSM 最大降雪量ガイダンス。



図 3.2.10 2016 年 1 月 23 日から 25 日にかけての強い寒気による西日本の大雪事例。図 3.2.9 に同じ。ただし 1 月 24 日 12UTC を対象とする前 24 時間降雪量の予測または実況の降雪量と 1 月 24 日 00UTC を対象とする地上天気図と衛星赤外画像。

と考える。

3.2.6 まとめと利用上の留意点

GSM 降雪量地点ガイダンスを改良し、また同仕様 の MSM 降雪量地点ガイダンスを新規に開発した。新 ガイダンスでは、(1)予測対象地点の追加および(2)予 報対象と予報時間の追加でガイダンスの利便性が向上 し、(3)ニューラルネットワークの再構築、(4) 頻度バ イアス補正の導入、を行うことで予測精度、特性の改 善を図った。新ガイダンスについて、統計検証及び事 例を通した検証から分かる特徴を以下にまとめる。

- 新 GSM ガイダンスは、旧 GSM ガイダンスに比 べて、10 cm/12h 以下の並雪から 40 cm/12h 以上 の大雪まで、その予測精度が改善する。これらは ニューラルネットワークの再構築や頻度バイアス 補正の導入によって実現されている。
- 2. 地点毎のバイアススコアのマップからは、新ガイ ダンスには最大降雪量ガイダンスで見られるよう

な、主に日本海側で大雪ほど予測頻度が高くなり やすいといった特徴や、旧ガイダンスのように並 雪の予測頻度が閾値によって上下する傾向は見ら れない。また、40 cm/12hを超えるような大雪に 対しても旧ガイダンスや最大降雪量ガイダンスよ りも適切な分布、頻度の予測となっている。新ガ イダンスは、注意報基準値未満の日々の降雪量予 測、大雪警報・注意報の対象となるような事例、ど ちらに対しても改善したと言える。

- 新 MSM ガイダンスは、新 GSM ガイダンスより も予測精度が高い。これは、両モデルの地上気温 や降水の予測精度の違いを反映していると考えら れる。
- 4. 新 MSM ガイダンスは、MSM 最大降雪量ガイダ ンスよりも全国平均では予測精度が高いが、その 改善度合いは地域によって異なる。これは、北陸 地方などの日本海側では最大降雪量ガイダンスが 大雪ほど予測頻度が高くなりやすい問題があるた めに、予測頻度がより適切な新ガイダンスの改善 度合いが他の地域よりも大きくなるためである。
- 5. 南岸低気圧による太平洋側の降雪や西日本の降雪 事例について、新ガイダンスの予測が有効な事例 が確認できた。旧ガイダンスでは降雪を予測でき ないことの多かった関東地方平野部南部を改善し、 対象地点ではなかった西日本のアメダス地点に対 して、新たな予測資料を提供できるようになった。
- また、以下の点について留意が必要と考える。
- 新ガイダンスの前6時間降雪量は、前12時間降 雪量とは独立に作成する。そのため、前12時間降 雪量と対応する2時刻分の前6時間降雪量の和は 一致しない。一方で、前24時間降雪量は、対応す る2時刻分の前12時間降雪量を足し合わせて作 成する。これらの作成方法の違いと予報要素間の 予測値の整合性の有無には留意が必要である。
- 新ガイダンスは、統計的には MSM ガイダンスの 方が GSM ガイダンスよりも予測精度が高い。実 況経過から考えて MSM の予測が大きく外れてお り、予報シナリオとして GSM の予測を採用する 状況で無い限りは、MSM の予報時間内では精度 の高い新 MSM ガイダンスを利用することを推奨 する。
- 3. 新GSM, MSM ガイダンスともに最大降雪量ガイ ダンスよりも予測精度・頻度の両面で優れている。 実際の予報作業では、精度の高い新ガイダンスを 最大降雪量ガイダンスの面的な降雪量予測を修正 する参考に利用していただきたい。ただし、地点 ガイダンスの予測対象地点から大きく距離の離れ た、または距離は近くとも標高差の大きい地域に ついては、最大降雪量ガイダンスの方が良い予測 である場合もあると考えられるため、これらの使 い分けは適切に行う必要がある。

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.
- 気象庁,2014: 災害時気象速報 発達した低気圧による2月13日から2月19日の大雪、暴風雪等.災害時自然現象報告書2014年第2号,気象庁.
- 後藤尚親, 2014: 気温ガイダンスの改良. 平成 26 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-79.
- 白山洋平,2014: 降雪量地点ガイダンスの改良. 平成26 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,80-86.
- 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,2008: 降雪量ガイダンス. 平成20年度数値予 報研修テキスト,気象庁予報部,73-76.
- 古市豊, 松澤直也, 2009: 最大降雪量ガイダンス. 平成 21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-38.
- 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.
- 松下泰広, 2012: ガイダンス作成に用いる予測手法. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-48.

3.3 台風アンサンブル最大降水量ガイダンスの開発¹

3.3.1 はじめに

気象庁では GSM や台風アンサンブル予報システム (TEPS) など複数の数値予報システムを参考にして台 風予報を行っており、発表予報と個々の数値予報モデ ルの台風予測が異なる場合がある。既存の降水ガイダ ンスは GSM や MSM を入力に作成されているため、こ のような場合には適切に降水量の予測を行うことがで きない。したがって、既存の資料の他に発表予報の台 風予測と整合のとれた客観的な降水量の予測資料が必 要とされている。

このような背景から、数値予報課では TEPS を入力 とした最大降水量ガイダンス(台風アンサンブル最大降 水量ガイダンス、以下 TEPS 最大降水量ガイダンス) の開発を行い、2016 年 5 月より数値予報ルーチンと して運用を開始した。本ガイダンスは TEPS の各メン バーについて最大降水量ガイダンス(以下 RMAX)を 作成したものであり、発表予報の台風進路予測と近い メンバーを参照することで、発表予報と整合した降水 ガイダンスを得ることを目的としている。

本ガイダンスに関連するプロダクトとして、2008年 より TEPS の平均降水量ガイダンス (MRR) と降水 確率ガイダンス (PoP) を作成するシステムが数値予 報ルーチンとして運用されている(以下、MRR, PoP, RMAX をまとめて降水ガイダンスと呼ぶ)。本節で は、新たに開発した TEPS 最大降水量ガイダンスを中 心に、TEPS 降水ガイダンスの仕様や特性について述 べる。なお、本ガイダンスは試験運用中のため部外配 信の予定はない。本節では現在開発しているものにつ いて紹介する。

3.3.2 仕様

TEPS 降水ガイダンスは、基本的に GSM や MSM の 降水ガイダンスと同じ手法で作成されている。降水ガ イダンスでは、数値予報モデルから求めた説明変数(付 録 A.2 参照)を用いて、3 時間 MRR (MRR3)、6 時間 PoP (PoP6)、前 3 時間の1 時間 RMAX (RMAX31) および 3 時間 RMAX (RMAX33)、24 時間 RMAX (RMAX24)を予測している²。作成手法は、まず(i) カルマンフィルターで MRR, PoP を作成し、MRR に 頻度バイアス補正を行う(小泉・蟻坂 2010)。その後、 (ii) ニューラルネットワークや線形重回帰で作成した 実況の平均降水量と最大降水量の関係式に(i)の MRR を当てはめることで RMAX の予測値を作成している (小泉 2009、蟻坂 2013)。

(i) では係数の逐次更新を行っており、常に最新の 観測と説明変数を用いて予測式を更新している。一方 で、(ii)の RMAX 作成部分の予測式は係数固定型で ある。RMAX の予測式を作成する際には、説明変数 の1つである MRR を解析雨量から算出した実況の平 均降水量に置き換えている。このように、説明変数の 中でも特に寄与の大きい MRR を実況値に置き換える ことで、数値予報モデルへの依存性を軽減した統計関 係を得ることができ、適切な MRR が作成されれば精 度の高い RMAX が作成されることになる³。これに より、RMAX の精度は入力の MRR に強く依存して おり、RMAX31, RMAX33 は MRR3 に、RMAX24 は MRR24 に強く依存している。

表 3.3.1 に、TEPS 降水ガイダンスの基本的な仕様を まとめた。作成対象格子や作成手法などの基本的な仕 様については GSM 降水ガイダンスと同じであり、同 様のプロダクトとして利用できるようにしている。一 方、数値予報モデルの解像度・特性や、アンサンブル というシステム上の違いがある TEPS に降水ガイダン スを適用する上で、いくつか GSM 降水ガイダンスと は仕様が異なる点も存在するので、以下で説明する。

(1) 係数の逐次学習について

TEPS 降水ガイダンスでは、TEPS ではなく週間アン サンブル予報システム (WEPS) のコントロールランを 学習データとして係数の更新を行っており、予測時はそ の係数を TEPS のコントロールランと各摂動メンバー に適用している。WEPS では基本的に TEPS と同じ 数値予報モデルが使用されているため、WEPS で学習 した係数は TEPS にも適用することができる⁴。また、 WEPS は1日2回(00,12UTC 初期値)必ず予測が行 われるため、予測が台風発生時に限られる TEPS と比 べ、係数の逐次更新に適している。これらが WEPS を 学習データとした理由である。なお、本ガイダンスでは 初期時刻で係数の層別化を行っているが、06,18UTC 初期値のものについては対応する WEPS の初期時刻が 存在しないため、それぞれ直近の00,12UTC 初期値の 係数を予報対象時刻が整合するように調整した上で利 用している。

(2) RMAX24 作成手法について

現在の GSM 最大降水量ガイダンスでは RMAX24 を 線形重回帰式により作成しているが、TEPS 最大降水 量ガイダンスではニューラルネットワークにより作成 している。RMAX24 をニューラルネットワークで作成 する手法は、蟻坂 (2013) による改良以前の最大降水量 ガイダンスで用いられていた手法である。

当初は TEPS 最大降水量ガイダンスでも蟻坂 (2013) の線形重回帰式による手法で RMAX24 の作成を試みた

¹ 黒木 志洸

² 中間製品として 3 時間 PoP (PoP3) と 24 時間 MRR (MRR24) も作成している。

³ 説明変数に観測値を用いるガイダンス作成方式を PPM (Perfect Prognosis Method) 方式という。

⁴ 厳密には、モデル更新時期の違いにより、TEPS・WEPS の数値予報モデルが異なる期間も存在するが、この問題は今 後予定されている TEPS・WEPS のシステム統合により解 決する見込みである。

表 3.3.1 TEPS 降水ガイダンスの作成要素・作成手法の一覧。GSM 降水ガイダンスと仕様が異なる箇所を赤字で記している。 説明変数や層別化等の設定については付録 A.2 を参照。

要素	作成格子	予報時間	作成手法
MRR3(3時間平均降水量)			カルマンフィルター + 頻度バイアス補正 + PoP 補正
PoP3(3時間降水確率)	20 km	6~132	カルマンフィルター
PoP6(6時間降水確率)			カルマンフィルター
RMAX31(1時間最大降水量)			ニューラルネットワーク
RMAX33(3時間最大降水量)			ニューラルネットワーク
MRR24(24時間平均降水量)	1	27~132	MRR3 の積算 + 頻度バイアス補正
RMAX24(24時間最大降水量)			ニューラルネットワーク

が、開発段階でニューラルネットワークによる RMAX24 に勝る精度が得られなかったため、導入には至らなかっ た(図略)。蟻坂 (2013)の手法で精度が得られなかっ た理由として、MRR 以外の説明変数に GSM の特性 や解像度に強く依存するもの(500m 物理量、上昇流 など)が利用されていることが挙げられる。一方、安 藤 (2007)のニューラルネットワークによる手法では、 MRR 以外の説明変数も GSM への依存性が小さいもの が利用されているので、TEPS への適用がうまくいっ たものと考えられる。

GSMとMSMのRMAX24で予測手法を線形重回帰 に変更したのは、強雨の予測精度向上や、過大な降水量 の予測の解消を狙ってのことである。本ガイダンスで も、WEPSを用いて係数を再作成すれば蟻坂(2013)の 手法で精度が得られる可能性はあるが、今回は係数の 再作成は行っていないため、比較的精度の良かった安藤 (2007)の手法を採用した。このため、GSMのRMAX24 と比べると 200 mm/24h を超える大雨の予測精度が相 対的に悪くなっているので、利用の際は留意していた だきたい。

3.3.3 統計検証

TEPS 降水ガイダンスについて、解析雨量から求め た平均降水量、最大降水量と比較し統計検証を行った。 検証対象は2015年7月から2015年10月までのTEPS が起動した初期値としている(389初期値)。検証スコ アはバイアススコア(BI)とエクイタブルスレットス コア(ETS)を用いており、それぞれ閾値以上の降水の 有無で分割表を作成し計算している。

 TEPS 降水ガイダンスコントロールラン (TEPS-Cntl) の精度検証

まず、TEPS 降水ガイダンスの利用の際の基礎資 料として、TEPS 降水ガイダンスのコントロールラ ン(以下 TEPS-Cntl)について統計検証を行う。図 3.3.1 は TEPS-Cntl について、FT=84 までの MRR3 と RMAX31, RMAX33, RMAX24 の検証結果である。 精度比較のために、同じ初期時刻の GSM 降水量ガイ ダンスについても同様の検証を行い、併せて描画して いる。 図 3.3.1 より、MRR3 や RMAX31, RMAX33 につ いて両ガイダンスの ETS は概ね同程度であり、BI も 概ね同じ傾向を示していることが分かる。したがって、 降水ガイダンスとして利用する上では、両ガイダンス は同程度の精度を持ったプロダクトとして利用するこ とができる。一方で、前項(2)で述べた作成手法の違 いにより、RMAX24 については TEPS-Cntl と GSM ガイダンスで精度やバイアス特性が異なっており、特 に 200mm/24h を超える強雨で TEPS-Cntl の精度が悪 くなっている点には留意が必要である。



図 3.3.1 TEPS-Cntl と GSM 降水量ガイダンスの BI, ETS を閾値別に比較した図(赤:TEPS-CntlのBI、橙:GSMの BI、青:TEPS-CntlのETS、緑:GSMのETS)。それぞれ (a) MRR3, (b) RMAX31, (c) RMAX33, (d) RMAX24 についての検証図であり、(a) ~ (c) は FT=06-84 で (d) は FT=27-84 で検証を行っている。縦軸はそれぞれ左軸 が BI、右軸が ETS で、エラーバーは 95%信頼区間。

(2) TEPS 降水ガイダンス摂動メンバー (TEPSmembers)の精度検証

TEPS 降水ガイダンスでは、アンサンブルメンバー を決定論的予報値とは異なるシナリオと見なす使い方 を想定しているため、コントロールランだけでなく各摂 動メンバーについても一定の精度が保証される必要が ある。したがって、TEPS-Cntl と同様の検証を TEPS 降水ガイダンスの摂動メンバー(TEPS-members)に ついても行った。ここでは、そのうち MRR3の精度に ついて紹介する(図 3.3.2)。

図 3.3.2 より、各メンバーについても概ね BI はコン トロールラン程度となっており、適切に系統誤差が補 正されていることが分かる。一方で、ETS については、 平均的に見ると TEPS-members の精度は TEPS-Cntl と比べ低くなっている。これはアンサンブル予報の特 徴であり、コントロールランはアンサンブル予報の最 尤推定値となるので統計的には摂動メンバーよりも精 度が高くなることが期待される。したがって、TEPSmembers については事例に限った利用が推奨される。

(3) TEPS 降水ガイダンスアンサンブル平均 (TEPS-Esbl) の精度検証

次に、アンサンブルの主要な利用手法の1つである アンサンブル平均について統計検証を行う。ここでの アンサンブル平均とは、各メンバー毎に作成した降水 ガイダンスの単純平均を指す(以下、TEPS-Esbl)。 図 3.3.3 はTEPS-Esblについて、MRR3とRMAX31, RMAX33, RMAX24の検証結果である。なお、検証は FT=48 以降を対象に行い、精度比較のためにTEPS-Cntl も併せて描画している。

図 3.3.3 より、TEPS-EsblのETS は概ね TEPS-Cntl と同程度であるが、低閾値では BI が大きく予報頻度 が高めに、中~高閾値では BI が小さく予測頻度が低 めになっていることが分かる。一般に、アンサンブル 平均はピーク値の鈍った予測となるため、単一の予測 と比べると弱雨の予測頻度が増加し、強雨の予測頻度 が減少する。仮に、アンサンブル平均そのものを補正 するガイダンスを作成すればアンサンブル平均の降水 頻度を補正することも可能だが、本ガイダンスでは各 メンバーに対して統計補正を行っているため、アンサ ンプル平均としては元の性質がそのまま反映されたも のになっている。したがって、現状では TEPS-Esblを 強雨の量的な見積りに用いるのは難しい。

一方で、ある程度予測が類似したメンバー(予想台 風進路が東寄りのメンバー、など)に限定した平均値 を用いれば、予報頻度を維持しつつ予報のランダム誤 差を軽減する効果が期待できるため、本ガイダンスで はそのような利用を推奨したい。

3.3.4 事例

TEPS 降水ガイダンスの予測事例として 2015 年台 風第 11 号 (T1511)の事例を紹介する。図 3.3.4 は上陸 3~4日前の初期値における TEPS と GSM の予想台風 進路である。実況では台風は四国を指向しているのに 対し、GSM や TEPS コントロールランの予測はいず れも九州を指向していた。一方、TEPS 摂動メンバー の予測は大きくばらついており、その中には四国を指 向しているメンバーも存在していた。

この事例について、GSM と TEPS コントロールラン、 及び進路予報誤差の小さい摂動メンバーの RMAX24の 予測を比較したものを図 3.3.5 に示す。TEPS コント ロールランや GSM では西日本太平洋側の広い範囲に







図 3.3.3 TEPS-Esbl と TEPS-Cntl の BI, ETS を閾値別に 比較した図(赤: TEPS-Esbl の BI、橙: TEPS-Cntl の BI、青: TEPS-Esbl の ETS、緑: TEPS-Cntl の ETS)。 図の配置や軸、エラーバーの設定は図 3.3.1 と同じであり、 すべて FT=48-132 で検証を行っている。

大雨を予測しているのに対し、進路予報誤差の小さい メンバーは四国東部と紀伊半島に大雨を予測しており、 より実況に近い降水分布が得られていることが分かる。 本事例のように、TEPSの予測が実況の台風進路を捉 えられていれば、台風進路に近い摂動メンバーを参照 することで、台風進路と整合のとれた降水ガイダンス を利用することができる。



図 3.3.4 T1511 の各数値予報モデルの予想台風進路とベス トトラックを示した。TEPS は 2015 年 7 月 13 日 00UTC 初期値、GSM は 2015 年 7 月 13 日 12UTC 初期値であり、 赤線が TEPS コントロールラン、緑線が TEPS 摂動メン バー、青線が GSM の進路予測であり、黒線はベストトラッ クを示している。マーカーは 2015 年 7 月 13 日 00UTC か ら 24 時間毎にプロットしている。



図 3.3.5 2015 年 7 月 17 日 00UTC を対象時刻とした RMAX24 の予測と解析雨量の比較図。(a) ~ (c) はそれぞ れ TEPS コントロールラン、進路誤差の小さい摂動メン バー、GSM の降水量ガイダンス予測を、(d) は 24 時間積 算の解析雨量を示している。なお、TEPS は 2015 年 7 月 13 日 00UTC 初期値の FT=96 の予測を、GSM は 2015 年 7 月 13 日 12UTC 初期値の FT=84 の予測を描画して いる。

3.3.5 まとめと利用上の注意点

TEPS 降水ガイダンスは TEPS の各メンバーについ て GSM 相当の降水ガイダンスを作成したプロダクト である。本ガイダンスでは WEPS コントロールランで 学習した係数を TEPS の各摂動メンバーに適用してお り、コントロールラン相当に統計補正された降水ガイ ダンスを各摂動メンバーについて利用することができ る。本ガイダンスについて、統計検証及び事例を通し た検証から分かる特徴を以下にまとめる。

- TEPS 降水ガイダンスのコントロールランは、 RMAX24 を除き、概ね GSM 降水ガイダンスと 同等の精度・特性を持っている。RMAX24 につい ては、200 mm/24h を超える強雨で GSM 降水ガ イダンスより精度が低い。
- 2. 摂動メンバーの BI はコントロールランと同程度 であり適切に系統誤差が補正されている。一方、 摂動メンバーの ETS は統計的にはコントロール ランに劣る。
- 3. アンサンブル平均の予測は弱い雨で降水頻度が高 く、強い雨で降水頻度が低くなっており、そのま ま量的な見積りに用いることは難しい。
- 発表予報に近い摂動メンバーを選択することで、 発表予報と整合のとれた降水ガイダンスを利用す ることができる。この際、台風進路の誤差が小さ いメンバーを選択できれば、精度の高い降水ガイ ダンスを期待できる。

これらの点に留意して、TEPS 降水ガイダンスを有効 に活用していただきたい。

3.3.6 今後の展望

最後に、本ガイダンスの今後の開発予定を述べる。ま ず、今後 GSM や MSM の降水ガイダンスが改良された 場合には、本ガイダンスでも随時同様の変更を取り入 れていく予定である。また、係数固定型である RMAX の予測式については、今後の降水ガイダンスの改良や 数値予報モデルの更新予定などを踏まえつつ、作成手 法の見直しや係数の再作成を検討していきたい。

参考文献

- 蟻坂隼史, 2013: 24 時間最大降水量ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-48.
- 安藤昭芳,2007: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガ イダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト,気象 庁予報部,50-59.
- 小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成 21 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-26.
- 小泉友延, 蟻坂隼史, 2010: 降水ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-77.

4.1 渦位の追跡によって見る MSM における境界値の影響¹

4.1.1 はじめに

第1.3節でも解説したように、領域モデルであるメソ モデル (MSM) では上部・側面境界値として他のモデル からの入力を必要とし、MSM では全球モデル (GSM) の予測値を利用している。越智・石井 (2013) などで、 領域モデルにおける側面境界値の影響について論じて おり、予測後半になるほど大きな場の予測が境界値の 影響を受けやすいことが指摘されている。

本節では、渦位の側面境界からの流入に着目し、側 面境界値の MSM への影響をより具体的に把握するこ とを試みる。

渦位は絶対渦度と温位の鉛直傾度(すなわち成層安 定度)の積であり、等温位面上では非断熱効果や摩擦 がない限りは流体粒子の軌跡に沿って保存する量であ る。したがって、渦位は等温位面上でトレーサーとし て追跡することが可能である。また、地衡風近似が成 り立つような規模の大きい流れにおいては渦位の分布 からジオポテンシャル高度の分布を求めることが出来 て、渦位の分布を指定することは高度の分布(気圧分 布)を指定することに対応する。

渦位については、渦位を用いた事例解析の例とあわ せて原(2015)で紹介しているので、詳細はそちらやそ の参考文献を参照していただきたい。

4.1.2 事例1:2016年4月7日に日本海を進んだ 低気圧の事例

ここで取り上げるのは、2016年4月7日に低気圧が 日本海を進んだ事例である(図4.1.1)。大陸の前線上 に発生した低気圧が発達しながら東進し、黄海、対馬 近海を経て、日本海を東北東進した。

以下の議論では 330 K 等温位面の渦位(以下、 IPV330と記す)に着目する。この事例における 330 K 等温位面の高度をおおよそ把握するために図 4.1.2 に 図 4.1.1 と同じ時刻を予測対象時刻とする GSM 予測の 330 K 等温位面の気圧を示している²。図 4.1.3 に 4 月 5 日 21UTC を初期時刻とする MSM(以下、「古い初 期値の MSM」という)と4月6日03UTC を初期時刻 とする MSM(以下、「新しい初期値の MSM」という) の4月7日06UTC における海面更正気圧、IPV330、 および 330 K 等温位面における水平風の予測を示す。



図 4.1.1 2016 年 4 月 7 日 06UTC (15JST) のアジア太平洋 地上天気図。日本周辺を拡大して表示。



Pressure [hPa]

図 4.1.2 2016 年 4 月 6 日 00UTC を初期時刻とする GSM 予測の 4 月 7 日 06UTC (FT=30) における 330 K 等温位 面の気圧(単位:hPa)。図中の扇状の点線は MSM の予 測領域を示す。

これらの予測は境界値として用いている GSM の予測 が異なっていて、前者は4月5日18UTC、後者は4月 6日00UTC を初期時刻とする GSM の予測を境界値と している³。

古い初期値の MSM の予測(図 4.1.3 左図)に比べ て新しい初期値の MSM の予測(同右図)では日本海 の低気圧が南に移動して本州寄りになり、低気圧中心 (極値を示すLの表示)はより東側に移動している。こ れは、実況の低気圧の位置(図 4.1.1)に近づく予測の

¹ 原 旅人

² どの等温位面の渦位に着目するかは事例に依存する。事例 解析にあたっては、いくつかの等温位面渦位を観察したのち に、地上低気圧との位置関係の対応が議論しやすい等温位面 を選択している。上層の高渦位域に着目する場合は、地上低 気圧との対応がよい等温位面は 250 hPa~500 hPa の気圧に 相当することが多い。

³ 原 (2008) でも解説されているように、ある初期時刻の GSM の予測をその 3 時間後、および 6 時間後を初期時刻とする MSM の予測 (および解析)で境界値として用いている(例: GSM00UTC 初期時刻の予測は MSM03UTC、06UTC 初期 時刻の予測で境界値として用いられる)。



図 4.1.3 2016 年 4 月 7 日 06UTC を予測対象時刻とする MSM の 330 K 等温位面上の渦位(塗り分け、単位: PVU=10⁻⁶km²kg⁻¹s⁻¹) 水平風(黒矢羽、短い矢羽は5 m/s) 海面更正気圧(白等値線、単位:hPa)の予測。(左):4 月 5 日 21UTC 初期値 (FT=33)、(右):4月6日 03UTC 初期値 (FT=27)。予測値は等緯度経度座標上に描画している。



図 4.1.4 図 4.1.3 に同じ。ただし、GSM による予測で、(左):4月5日 18UTC 初期値 (FT=36)、(右):4月6日 00UTC 初 期値 (FT=30)。図中の扇状の点線は MSM の予測領域を示す。

変化になっている。そして、着色されている高渦位域⁴ も新しい初期値の MSM の方がより南下しているのが わかる(朝鮮半島付近における位置関係を見るとわか りやすい)。つまり、地上低気圧の位置が IPV330 で示 される高渦位域の南下と関係する可能性を示している。 図 4.1.4 には図 4.1.3 に示した MSM 予測に境界値を

国 4.1.4 には国 4.1.5 にかした MSM 予測に現外値を 与えた GSM の予測値(それぞれ 4 月 5 日 18UTC、4 月6日00UTC初期値)の同じ要素の図を示している。 境界値を提供したGSMでも同様の予測をしている。

新しい初期値の MSM で地上低気圧の位置が変わっ た原因を調べるために、その地上低気圧の位置と相関 が見られた高渦位域の時系列に着目する。図 4.1.5 に古 い初期値の MSM の 6 日 12UTC から 6 時間ごとの海 面更正気圧と IPV330 の予測を、境界値に用いた GSM の同じ時刻の予測とともに示した。まず、どの時刻に おいても MSM の西側境界付近での GSM の高渦位域 の予測が MSM の予測とほぼ対応しており、高渦位を

⁴本節で用いる等温位面渦位の図では、1.5 PVU 以上の領域 に灰色以外で着色している。以後でも、これらの図において この着色されている領域を「高渦位域」と呼ぶことにする。



図 4.1.5 2016 年 4 月 5 日 21UTC を初期時刻とする MSM(左)と、その MSM が境界値として利用する 2016 年 4 月 5 日 18UTC を初期時刻とする GSM(右)の 330 K 等温位面上の渦位(塗り分け、単位: PVU) 水平風(黒矢羽、短い矢羽は 5 m/s) 海面更正気圧(白等値線、単位: hPa)の予測。予測値は等緯度経度座標上に描画している。



図 4.1.6 図 4.1.5 と同じ。ただし、2016 年 4 月 6 日 03UTC を初期時刻とする MSM (左) と、その MSM が境界値として利用する 2016 年 4 月 6 日 00UTC を初期時刻とする GSM (右) の予測。



図 4.1.7 2016 年 4 月 6 日 18UTC を予測対象時刻とする MSM (左)と GSM (右)の IPV330 の予測で、1.5~2.0 PVU の 部分だけを着色したもの。青が古い初期値(MSM は 4 月 5 日 21UTC、GSM は 4 月 5 日 18UTC を初期時刻とするもの) 赤が新しい初期値(MSM は 4 月 6 日 03UTC、GSM は 4 月 6 日 00UTC を初期時刻とするもの)を示す。図中の扇状の点 線は MSM の予測領域を示す。

持つ大気の情報が境界値として GSM から与えられて、 その構造が MSM 内部に流入したと考えることができ る。このことを踏まえて、7日 06UTC から予測を過去 にさかのぼると、7日 06UTC に低気圧の西側(朝鮮半 島付近)にあった高渦位域は6日 12~18UTC ごろに MSM の西側境界から流入した高渦位域に対応してい る。つまり、西側境界から流入した高渦位域が時間と ともに東進して7日 06UTC ごろに朝鮮半島付近に達 したものであると言える。

図 4.1.6 には新しい初期値の MSM および GSM につ いての図 4.1.5 と同じ図を示す。6 日 18UTC の西側境 界を見ると、新しい初期値の MSM のほうが古い初期 値の MSM より南側まで高渦位域(着色域)が流入し ており、その後の時刻においても古い初期値の MSM と比較して、高渦位域の南端がより南側になっている のが分かる。このことは、同時刻で高渦位域の南端付 近のみを着色した図 4.1.7 では明瞭である。同様の変 化が境界値として用いられた GSM にも見られ、この GSM の予測の変化が境界値を通じて MSM の予測に 影響したと考えられる。 4.1.3 事例2:2016年6月24日から25日にかけ て低気圧が発達しながら日本海を北東進した 事例

次に取り上げる事例は、2016 年 6 月 24 日から 25 日 にかけて、低気圧が発達しながら日本海を北上した事 例である。24 日 00UTC に黄海の前線上に低気圧が発 生し、その低気圧が発達しながら日本海を北上し、25 日 00UTC には中心気圧が 982 hPa まで発達して渡島 半島の西の沖に達した(図 4.1.8)。

(1) 地上低気圧と上層の高渦位域の予測

以下の議論では、上層の高渦位域として 345 K 等温 位面における渦位(以下、IPV345 と記す)に着目して 議論する。事例1と同様に、この等温位面が対応する 気圧を図 4.1.9 に示している⁵。

図 4.1.10 に、6月25日00UTC(09JST)を予測対象 時刻とする6月23日09UTC、15UTC、21UTC、24 日03UTCを初期時刻とするMSM、およびそれぞれ のMSMが境界値に用いたGSM(6月23日06UTC、 12UTC、18UTC、24日00UTC初期時刻)による海 面更正気圧、IPV345、345 K等温位面における水平風 の予測を示す。

MSM および GSM ともに古い初期値から新しい初期 値になるにつれて、日本海の低気圧の位置が北に移動 していくのがわかる。そして、24日の 03UTC を初期 時刻とする MSM ではほぼ実況に近い位置に低気圧を 予測している。一方、その MSM が境界値として利用 した 24日 00UTC を初期時刻とする GSM では、MSM の予測や実況に比べて低気圧の位置がやや南寄りになっ ている。

IPV345の予測に着目すると、高渦位域が低気圧の 西側にあり、上層の高渦位域と地上低気圧に伴う下層 の高渦位域が相互作用していると考えられる事例であ る。初期値が新しくなるほど、上層の高渦位域と地上 低気圧は近づいており、相互作用がより強くなってい ると考えられる。

23日 09UTC 初期値の MSM とそれに境界値を提供 した 23日 06UTC 初期値の GSM (図 4.1.10 の最上段) では、黄海付近で高渦位域が尖った形状で南下する様 子が見られるが、その6時間後の 23日 15UTC 初期値 およびそれ以降の MSM、それらに境界値を提供した GSM (図 4.1.10の2段目より下)ともにその尖った 様子は見られなくなっている。その様子は、高渦位域 の南端付近のみを着色した図 4.1.11 で見ると明瞭であ る。その結果、日本海付近では高渦位域がより南下し て地上低気圧との相互作用を起こしやすく変化してい る。また、図 4.1.10の2段目より下では高渦位域の予 測に初期値間の大きな違いは見られない。

事例1と同様に、低気圧の西側の高渦位域の予測の



図 4.1.8 2016 年 6 月 25 日 00UTC(09JST)のアジア太平 洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示。



図 4.1.9 2016 年 6 月 24 日 00UTC を初期時刻とする GSM 予測の 6 月 25 日 00UTC (FT=24) における 345 K 等温 位面の気圧(単位:hPa)。図中の扇状の点線は MSM の 予測領域を示す。

時系列に着目する。図4.1.12 に6月23日09UTCを初 期時刻とする MSMと、その MSM が境界値として用 いた6月23日06UTC 初期値のGSM 予測の海面更正 気圧、IPV345、345 K 等温位面における水平風の予測 の時系列を示す。この事例においても、GSMの高渦位 域が境界を通じて MSM の領域内部に流入しているの が確認できるが、この事例では高渦位域が MSM の西 側境界に加え、北側境界からも流入していることが分 かる。また、8 PVU 以上の渦位を持つ領域に注目する と、東方からも高渦位域が回り込むなど⁶、事例1に 比べて複雑な動きを見せており、北側境界からの高渦 位域の流入がその回転に関与しているように見える。

すでに述べたように 23 日 15UTC 初期値の MSM や それに境界値を与えた GSM の渦位の予測(図 4.1.10

⁵ 事例 1 では 330 K 等温位面に着目した。事例によって着 目する等温位面は異なるが、高渦位域が対応する気圧は両者 とも 250~300 hPa 付近であり共通している。

⁶ 寒冷渦の周りを流れる大気に対応している。



図 4.1.10 2016 年 6 月 25 日 00UTC を予測対象時刻とした 23 日 09UTC、15UTC、21UTC、24 日 03UTC を初期時刻とす る MSM (左列) とそれぞれの MSM が境界値として用いた GSM (23 日 06UTC、12UTC、18UTC、24 日 00UTC 初期値) (右列)の 345 K 等温位面渦位 (塗り分け、単位: PVU) とその等温位面上の水平風 (黒矢羽、短い矢羽が 5 m/s に対応) 海面更正気圧 (白等値線、単位: hPa)の予測。等緯度経度座標上に表示し、図中の扇状の点線は MSM の予測領域を示す。



図 4.1.11 2016 年 6 月 25 日 00UTC を予測対象時刻とする MSM (左)と GSM (右)の IPV345 の予測で、1.5~4.0 PVU の部分だけを着色したもの。青が古い初期値(MSM は 6 月 23 日 09UTC、GSM は 6 月 23 日 06UTC を初期時刻とするもの)、赤が新しい初期値(MSM は 6 月 23 日 15UTC、GSM は 6 月 23 日 12UTC を初期時刻とするもの)を示す。図中の 扇状の点線は MSM の予測領域を示す。

の2段目)はそれぞれ6時間前を初期時刻とする予測 (図4.1.10の最上段)から変化が見られた。その変化の 起源を探るために、図4.1.12で示した同時刻について の新しい初期値(MSMは23日15UTC、GSMは23 日12UTC)の予測を図4.1.13に示す。図4.1.12および 図4.1.13の24日12UTCの高渦位域の西側境界からの 流入を比較すると、MSM,GSMともに新しい初期値の 方がより南側まで高渦位域が流入して、古い初期値で は高渦位域の南端が南北に立っているのに対し、新し い初期値ではその傾きがやや緩やかになっている。そ のことが高渦位域の東進とともに古い初期値では尖っ た形になっていたのに対し、新しい初期値ではなだら かになったことと関係している可能性がある。

この事例では、初期時刻の段階で MSM の予測領域 に存在していた高渦位域が、既述の高渦位域の回転な どにも関与していることなどから、MSM と GSM が同 じような初期値変わりをたどった原因を境界から流入 する高渦位域だけに求めるのは必ずしも適切ではない と考えられるものの、それが大きな要因の一つであっ たことを示唆している。

(2) 下層の高渦位域—地上低気圧の MSM と GSM の 予測の差の原因

すでに述べたように、24日の03UTCを初期時刻と する MSM とその MSM が境界値として利用した24日 00UTCを初期時刻とするGSM の間で低気圧の位置が 異なり、GSM 予測ではMSM 予測や実況に比べてやや 南寄りであった。また、上層の高渦位域の予測にMSM とGSM で大きな違いがないことも示した。そのよう な状況の中で、モデル間で予測が異なる原因の一つに、 下層の高渦位域の表現の違いがある。

図 4.1.14 に、300 K 等温位面上の渦位 (IPV300)、海 面更正気圧および前 3 時間降水量の MSM および GSM の予測の時系列を示す。図 4.1.14 に示した領域では、 300 K 等温位面は概ね 850 hPa の高度に対応する。2つ のモデルの予測を時系列で追っていくと、24日06UTC では低気圧の位置(朝鮮半島の南東部)は両者で大き く変わらないが、3時間後の09UTCにはGSMの予測 に比べて、MSM では低気圧の位置を北寄りに予測し ている。そして、GSM は 10 mm/3h 以上の強めの降 水域を低気圧中心の南側から東側に予測しているのに 対し、MSM では低気圧中心付近、およびその北側から 東側に強めの降水域を予測している。図 4.1.13 から推 測できるように、この時刻には上層の高渦位域が地上 低気圧にかなり近づいていることから、低気圧の北側 の下層の渦位がやや強い MSM の方が上層の高渦位域 と強く相互作用を起こし、低気圧をより北上させた可 能性が考えられる。その後も MSM の方が GSM より も低気圧を北寄りに予測しているが、低気圧周辺の降 水分布、それに対応する高渦位分布にも違いが見られ る。GSM の予測では、強い降水域は低気圧の中心付近 と中心の南側および東側に広がっているが、MSM の予 測では北側にも比較的強い降水域が広がっている。そ れに対応して、GSM には予測がされていない低気圧中 心の北側にも MSM は下層の高渦位域を予測している。 これは降水をもたらした凝結に伴う加熱によって渦位 が生成したためと考えられる。一方、GSM は MSM と 比べて低気圧中心に下層の高渦位域を予測している⁷。 そのため、MSM の方が上層の高渦位域と相互作用しや すくなっていて、上層の高渦位域に引っ張られて GSM 予測よりも MSM 予測のほうが北上の速度が速くなる とともに、より低気圧が発達して中心示度が低くなっ ているという可能性を考えることができる。

以上で示したように、非断熱加熱を伴う現象の予測 は境界値を与えるモデルと似たような予測になるとは 限らない。すでに述べたように、渦位の分布は気圧場

⁷ この傾向は他の事例でも見られることがある。



図 4.1.12 2016 年 6 月 23 日 09UTC を初期時刻とする MSM (左列) とその MSM が境界値として用いた同日 06UTC を初期 時刻とする GSM (右列) の 345 K 等温位面渦位 (塗り分け、単位: PVU) とその等温位面上の水平風 (黒矢羽、短い矢羽 が 5 m/s に対応) 海面更正気圧 (白等値線、単位: hPa) の予測。上から 24 日 00UTC、12UTC、25 日 00UTC を予測対 象時刻とした予測。等緯度経度座標上に表示し、図中の扇状の点線は MSM の予測領域を示す。

を決めることから、非断熱加熱が小さく渦位の変化が 小さいと考えられる上層では、境界値から流入する渦 位によって大きなスケールの気圧場がある程度決めら れる。しかし、気圧場(風系)がほぼ同じであっても、 凝結が生じて雲や降水が形成される下層や中層では、 モデルによる非断熱効果の表現の違いによって渦位の 増減がモデル間で異なる場合がある。そのことが、低 気圧の進行、発達などについてモデル間で予測が異な る原因の一つになり得るのである。

4.1.4 まとめと留意点

以上のように、トレーサーとして用いることができ る等温位面上の渦位を追跡することによって、MSMの 予測が境界値を与える GSM の予測に影響を受けるこ とが理解しやすくなる。典型的な低気圧の発生および 発達では、下層での凝結によって低気圧に伴う下層の 高渦位域が強化され、そこに上層の高渦位域(トラフ に対応)が西から近づいてきて下層の高渦位域と相互 作用する様子が見られる。事例1のように上層の高渦 位域が近づく前の下層の高渦位域(低気圧)の表現に



図 4.1.13 図 4.1.12 と同じ。ただし、2016 年 6 月 23 日 15UTC を初期時刻とする MSM (左列) とその MSM が境界値とし て用いた同日 12UTC を初期時刻とする GSM (右列) の予測。

モデル間で大きな違いが見られず、また、上層の高渦位 域が MSM の予測領域外から流入する場合には、MSM は境界値を与える GSM の予測とよく似た予測をしや すくなる。このような場合には、GSM と MSM で予測 がそろっていたとしても、それは GSM の影響が大き いため、そろっていることが予測の信頼度が高いこと を示しているとは必ずしも言えないこと、初期値が新 しくなって GSM の予測が変化すると MSM の予測も 変化する場合があることに注意する必要がある。

事例2では、事例1と同じように、MSMの予測が境 界からの高渦位域の流入に影響を受けることを示した が、同時に下層の渦位の予測のモデル間の違いによっ ては低気圧の進行や発達の予測に差を生じうることも 示した。

これまでも周知されてきたことではあるが、MSMの 予測を利用する際には境界値を与えるGSMの予測に 留意する必要がある。本稿では渦位をトレーサーとし て用いて事例解析を行うことで、境界値の影響を考察 するためのより具体的な着目点を示した。この解析に おいては、領域モデルにおける領域内への流入等を明 確に追跡するために保存量である等温位面上の渦位を 用いたが、保存量ではないものの、300 hPaや500 hPa 面の高度場でもほぼ同様の理解が可能である。また、衛 星水蒸気画像の暗域は上空の高渦位域と対応がよいこ



図 4.1.14 2016 年 6 月 24 日 03UTC を初期時刻とする MSM (左ブロック)と同日 00UTC を初期時刻とする GSM (右ブロッ ク)の(各ブロック左列)300 K 等温位面の渦位(単位: PVU)と海面更正気圧(白等値線、単位: hPa)(各ブロック右 列)前 3 時間降水量(塗り分け、単位: mm/3h)と海面更正気圧(黒等値線、単位: hPa)の24 日 06UTC から 18UTC ま でを対象時刻とした予測。日本海を拡大して表示(図の西に朝鮮半島、南東に北陸、山陰地方が見える)。

とから、実況監視に活用できるであろう。

参考文献

- 越智健太,石井憲介,2013:予報時間を39時間に延長したMSMの初期時刻別統計検証.平成25年度数値 予報研修テキスト,気象庁予報部,14-17.
- 原旅人,2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,18-26.
- 原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年度数値予報研修テ キスト, 気象庁予報部, 82-99.

4.2 寒気移流に伴う下層の気温低下の MSM による
 予測について¹

4.2.1 はじめに

原ほか(2013)、原(2015)では、南岸低気圧の接近、 通過に伴う関東の降雪事例を取り上げ、降雪に至る下 層の低温をもたらす物理的なプロセスについて紹介し た。本項では、2016年1月の降雪予測事例を取り上げ、 MSMの下層の気温予測について冬型の気圧配置に伴 う下層の寒気移流の観点から考察してみる。

4.2.2 2016年1月23日の事例

ここでとりあげる事例は、2016年1月23日の事例 である。関東の南岸に低気圧が発生し(図 4.2.1)、そ の北側の関東で降水が予想されていた。

(1) 下層の気温の予測と実況

以下では、低気圧が関東に接近するほぼ1日前の1 月 22 日 03UTC を初期時刻とする MSM の予測に着目 する。この MSM の予測では、東京付近で 925 hPa の 気温が -2 ~ -3 °C 程度まで低下することが予測され (図 4.2.2)、関東での降雪の可能性を含めた予報が発表 された。しかし、実況の 925 hPa の気温は MSM の予 測よりも 1~2 K 程度高めに推移し、降雪は観測されな かった。

図 4.2.3 に舘野における 925 hPa の気温の実況(ゾ ンデ観測)と MSM 予測の時系列を示す。1月22日 12UTCまでに MSM は気温の低下を予測して、12UTC では実況に比べて 1.5 K ほど低くなっている。23日 00UTC では前日 12UTC と比べて観測でも気温の低下 が見られるが、依然として MSM は実況よりも1 K 程 度低い気温を予測している。

関東の南岸に低気圧が発生する前には関東付近では 弱い冬型の気圧配置となっており、下層では北西風が 卓越していた。実際に、原ほか(2013)、原(2014)と同 様にモデルの各過程の時間変化率を見てみると、MSM 予測における925 hPaでの急激な気温低下は北西風に よる寒気移流に伴うものであった(図略)。また、初期 時刻から22日12UTCまでの海面更正気圧をメソ解析 による解析値と比較してみると(図4.2.4)、予測初期 のFT=3から大陸から張り出す高気圧の予測が日本付 近で解析にくらべて徐々に強くなっていることがわか る。これは、過大な寒気移流と関係していると考えら れる。

原ほか(2013)、原(2015)で取り上げた南岸低気圧 の事例では低気圧の接近とともにもたらされる降水の 蒸発や融解による冷却、低気圧に向かう寒気移流によ る冷却が下層の気温変化をもたらす原因の一つであっ たが、本事例では低気圧による降水がもたらされる前 の冬型の気圧配置に伴う下層の寒気移流が下層の気温



図 4.2.1 2016 年 1 月 23 日 06UTC (15JST) のアジア太平 洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示。







図 4.2.3 2016 年 1 月 22 日 03UTC を初期時刻とする MSM の舘野における 925 hPa 気温の予測(青実線)とゾンデ による観測値(緑点)の時系列。

1 原 旅人



Pressure difference [hPa]

図 4.2.4 2016 年 1 月 22 日 03UTC を初期時刻とする MSM の海面更正気圧(単位:hPa)の予測(黒等値線) メソ解析によ る解析値(緑等値線) および解析値からの予測値の偏差(塗り分け) 左から FT=3, 6, 9 の予測。

MSM 925 hPa ジオポテンシャル高度 平均誤差 輪島の 925 hPa の風観測が北および西成分を持つ場合(全体の 76%)



図 4.2.5 輪島の 925 hPa の風観測が北および西成分を持つ場合(上段)とそれ以外(下段)の場合におけるゾンデ観測地点ご との 925 hPa ジオポテンシャル高度の MSM 予測の平均誤差(単位:m)。 左から FT=0, 12, 24, 36。 統計期間は 2014 年 12 月 10 日 ~2015 年 1 月 14 日。

MSM 925 hPa 気温 平均誤差

輪島の 925 hPa の風観測が北および西成分を持つ場合(全体の 76%)



図 4.2.6 図 4.2.5 と同じ。ただし、925 hPa 気温の MSM 予測の平均誤差(単位:K)。

GSM 925 hPa ジオポテンシャル高度 平均誤差 輪島の 925 hPa の風観測が北および西成分を持つ場合 (全体の 76%)



図 4.2.7 図 4.2.5 と同じ。ただし、925 hPa ジオポテンシャル高度の GSM 予測の平均誤差(単位:m)。

GSM 925 hPa 気温 平均誤差

輪島の 925 hPa の風観測が北および西成分を持つ場合(全体の 76%)



図 4.2.8 図 4.2.7 と同じ。ただし、925 hPa 気温の GSM 予測の平均誤差(単位:K)。

の予測を左右している。

(2) 統計検証で見る冬型の気圧配置の場合の下層気温 の誤差

このような予測特性が本事例に限るものなのか、それとも統計的にも表れているかを調べてみる。日本への寒気移流が強い冬型の場合に現れる特性であるかを調べるために、輪島の925 hPaにおける風の観測値が北および西成分を持つ場合(以下、「冬型条件」と呼ぶ)とそれ以外で統計サンプルを区別する(条件付きサンプリング、原(2013)などを参照)。

図 4.2.5、図 4.2.6 はそれぞれ冬型条件とそれ以外の

場合で 925 hPa のジオポテンシャル高度と気温の平均 誤差を 2014 年 12 月から 2015 年 1 月について示した ものである。ジオポテンシャル高度の平均誤差を見る と、冬型条件の場合とそれ以外の場合の両方で、予測 時間の経過とともに日本付近の正の誤差が増大してい るのが分かる。これは、2016 年 1 月 23 日の事例でも見 られた日本付近の気圧の正バイアスの増大(図 4.2.4) と対応しており、このような予測特性が統計的にも表 れること、また、冬型であるかどうかに関係なくその 特性が見られることが分かる。現在の MSM において、 予測時間とともに気圧が高くなり、正バイアスが増大 する傾向があることは河野・原 (2014) でも指摘されて いる。

気温の平均誤差は、冬型条件の場合には日本付近は ほぼ負になっており、特に舘野で顕著である。一方、冬 型条件以外の場合は、冬型条件の場合に比べて負バイ アスは小さく、正の誤差になっている地点もある。こ れらのことから、北西風が卓越する場合に寒気移流に よる冷却が過大であると考えられる。また、初期時刻 に比べると予測のほうが気温が低くなる傾向は見られ るが、ジオポテンシャル高度のような予測時間の経過 によるバイアスの拡大は明瞭ではない。

これらのことから、予測時間経過とともに増大する 日本付近の気圧の正バイアスは気圧配置を問わない特 性であること、下層の気温のバイアスは冬型の場合に 顕著に表れる特性であると言える。

以上では MSM の予測特性を取り上げたが、同じ観 点で GSM の予測特性も見てみる。図 4.2.7、図 4.2.8 は図 4.2.5、図 4.2.6 と同じように輪島のゾンデ観測に よって条件付きサンプリングをして、ゾンデ観測地点 ごとに 925 hPa のジオポテンシャル高度と気温の GSM 予測の平均誤差を示したものである。MSM ほど顕著 ではないが、予測時間の経過とともにジオポテンシャ ル高度の正バイアスが日本付近で増大しているのが分 かる。MSM と同様に、その傾向は冬型条件にはよらな い。気温については初期時刻 (FT=00) から負バイアス の地点が多い点が MSM とは異なるが、冬型条件の場 合にはその負バイアスが予測時間経過とともに増大し ていくことがそれ以外の場合より顕著であること、冬 型条件の場合に、舘野での負バイアスが特に大きいこ となどの共通点が見られる。

このように、予測時間の経過とともに日本付近で気 圧の正バイアス、寒気移流に伴う気温の負バイアスが 拡大することは、MSM, GSM 両モデルに共通した課 題であると言える。

(3) メソ解析における解析値と第一推定値の挙動

この事例においてモデルが表現している下層の気温 の低下傾向について、別の観点から見てみる。図 4.2.9 は1月21日00UTCから24日03UTCまでの舘野の 925 hPa 気温について、解析値(赤点)とその解析値か らの MSM による3時間予測値(青点)を線分でつな ぎ、あわせてゾンデ観測値(緑点)を示したものであ る。一つ前の初期時刻からの3時間予測値はその時刻に おける解析の第一推定値に相当するものであり、その3 時間予測値と解析値の差が解析による修正量(インク リメント)に相当する。この図を見ると、21日12UTC から23日00UTCまで、解析値からのMSM による3 時間予測は気温を下げているが、解析では気温を上げ るインクリメントを加え、モデルによる3時間予測で



図 4.2.9 1月21日 00UTC から24日 00UTC までの舘野 の925 hPa における気温のメソ解析による解析値(赤点) それを初期値とした3時間予測値(青点)、およびゾンデ による観測値(緑点)。解析値から次の解析時刻の第一推 定値を求めるモデル予測を線分でつないでいる。同じ時刻 で見たときの青点から赤点への変化がその解析時刻におけ る解析インクリメントに対応する。

の気温低下を引き戻そうとしていることがわかる²。こ れは初期の3時間予測でさえも実況の変化と反する方 向にモデルが予測をしていることを示唆しており、図 4.2.4 で示した予測初期からの気圧の誤差傾向、すなわ ちモデルでは予測初期から関東付近の気圧を解析値よ りも過大に上げようとしていることと対応する。この ような場合には、モデルが実況を捉えることができて いない上に、3時間予測値を第一推定値として利用し ている解析でも観測によってその第一推定値を十分に 修正できないことがある。実際に、22日00UTC およ び12UTC ではゾンデ観測が同化されているが、その ゾンデ観測値に比べて解析値が第一推定値寄りの低め に計算されており、それらを初期値とするモデル予測 でも初期時刻から気温を低めに予測してしまうことに なる。

このように、初期値と解析で第一推定値として用い られる3時間予測値の時系列を見ることで、予測初期 においてのモデル予測と実況の変化の間の整合性や初 期値の妥当性をある程度推定することができる。

² 舘野のゾンデ観測がない時間でも、周辺の航空機観測、衛 星観測などによって第一推定値の修正が行われている。

4.2.3 まとめと留意点

冬期の MSM の下層の気温の予測について、北西風 による寒気移流が卓越する事例を取り上げて分析した。 とりあげた事例では、関東付近への過大な寒気移流に よって、実況よりも下層の気温を低下させる予測になっ ていることがわかった。また、このことは取り上げた 事例に限ったことではなく、統計的にも見いだせるこ とを示した。そのため、モデルが予測する気温の低下 が冬型の気圧配置に伴う寒気移流による冷却が原因で あると推測される場合には、寒気移流およびその結果 として生じる気温低下を MSM の予測では過大に評価 しやすい傾向があること、同様の傾向が GSM の予測 にもあることに留意していただきたい。

予測初期の予測の妥当性については、解析値と第一 推定値の挙動を調べることで推定できる場合もある。 これは、着目する初期時刻の初期値、一つ前の初期時 刻の初期値とその初期値からの3時間予測を比較する ことで可能となる。もし、一つ前の初期時刻の初期値 からの3時間予測の変化傾向と、その3時間予測値か らの解析による修正量の変化傾向が逆であることを繰 り返すようであれば、ここで取り上げた事例のように 予測初期からモデルが実況を捉えていないとともに、 解析値も観測によって十分に修正されていないことが 示唆され、モデル予測の妥当性について慎重に検討す る必要がある。

参考文献

- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- 原旅人, 2013: Conditional Sampling. 数値予報課報告・ 別冊第 59 号, 気象庁予報部, 81-83.
- 原旅人、2014:最近発生した顕著事例に関する検討.平 成26年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部、118-144.
- 原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年度数値予報研修テ キスト, 気象庁予報部, 82-99.
- 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.
付録 A 数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表

数値予報課が所掌する数値予報システムとガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す(2016年11月現在)。表中の用語については、平成24年度数値予報研修テキストも参照のこと。

A.1 数値予報システム¹

A.1.1 全球数値予報システム(全球モデル (GSM)・全球解析 (GA))

予報モデル	
水平分解能	TL959(格子間隔約 20 km: 0.1875 度) ²
鉛直層数	100 層(最上層 0.01 hPa)
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
又把哄問	84 時間(初期時刻:00,06,18UTC)
了、共区中4月1日]	264 時間(初期時刻:12UTC)
境界値	
地中温度	予測する(初期値は解析値 ³)
土壤水分	飽和度を予測する(初期値は気候値)
積雪被覆	積雪水当量を予測する(初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの)
海西水泪	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)の平年偏差を、予報時間
/母山小///////////////////////////////////	により季節変動する気候値に加えたもの
海池公在	全球海氷密接度解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)から作成した海氷分布
今小月1	の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水亚分解能	アウターモデル 4 の水平分解能: $\mathrm{TL959}$ (格子間隔約 $20~\mathrm{km}:0.1875$ 度) 2
	インナーモデル 4 の水平分解能:TL319(格子間隔約 $55 ext{ km}: 0.5625$ 度) 2
鉛直層数	100 層(最上層 0.01 hPa) + 地上 ⁵
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後まで
	速報解析 ⁶ :2時間 20 分
観測の待ち受け時間	サイクル解析 ⁶ :11 時間 50 分 (初期時刻:00, 12UTC)
	7 時間 50 分 (初期時刻:06, 18UTC)
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ(風)、航空機(風、
	気温)、地上(気圧 ⁵ 、積雪 χ^7)、船舶・ブイ(気 L^5)、アメダス(積雪 χ^7)、衛星
利用する主な観測(観測デー	可視赤外イメージャ(大気追跡風)、衛星マイクロ波サウンダ(輝度温度)、衛星マ
タもしくは <u>算出データ</u>)	イクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ波散乱計(<u>海上風</u>)、衛星ハイパー
	スペクトル赤外サウンダ(輝度温度)、静止衛星赤外イメージャ(輝度温度)、衛星
	GNSS 掩蔽(<u>屈折角</u>)、地上 GNSS(大気遅延量)
台風ボーガス	擬似観測値(海面更正気圧、風)を利用

¹ 石田 純一

² T は三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。TL は線形格子を、T のみの場合は二次格子を使用することを示す。

³ 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。

⁴ アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

⁵ 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。ただし、 この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。

⁶ 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行うサイク ル解析の2種類の計算がある。

⁷ 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために利用される。

A.1.2 台風アンサンブル予報システム (TEPS)⁸⁹

予報モデル		
水平分解能	TL479(格子間隔約 40 km : 0.375 度) ²	
鉛直層数	60 層(最上層 0.1 hPa)	
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC ⁹	
予報時間	132 時間	
メンバー数	25 メンバー (24 摂動ラン + コントロー	・ルラン)
初期値および摂動作成手法		
初期値	全球解析値を TL479 へ解像度変換したもの	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法	
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂動ランのみ)	
SV 計算の詳細		
	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域
 SV 計質の対象領域		初期時刻から24時間後の熱帯擾乱の推
	$20^{\circ}N{\sim}60^{\circ}N, 100^{\circ}E{\sim}180^{\circ}E$	定位置を中心とする半径 750 km の等
		距離領域(最大3領域)
接線形・随伴モデルの分解能	接線形・随伴モデルの分解能 T63(格子間隔約 180 km : 1.875 度) ² 、鉛直層数 40	
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、	(左に加えて)積雲対流過程、
19歳か 随件とアルの物理過程	鉛直拡散、地表面フラックス	重力波抵抗、長波放射、雲水過程
評価時間	評価時間 24 時間 24 時間	
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー	
初期摂動の振幅	湿潤トータルエネルギーを用いて決定	
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	それぞれの領域で 10 個	

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章や数値予報課報告・別冊第62号を参照のこと。

⁸ 台風アンサンブル予報システムの結果は部内の台風予報作業のために利用されており、プロダクトの配信は行っていない。 ⁹ 台風アンサンブル予報システムは1日4回を最大として、全般海上予報区(赤道~北緯60度、東経100~180度)内に台風 が存在する、または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または、全般海上予報区外に 最大風速34 ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合に実 行される。数値予報課報告・別冊第62号も参照のこと。

A.1.3 週間アンサンブル予報システム (WEPS)

予報モデル			
水平分解能	TL479(格子間隔約 40 km:0.375 度) ²		
鉛直層数	60 層(最上層 0.1 hPa)		
初期時刻	00, 12UTC		
予報時間	264 時間		
メンバー数	27 メンバー (26 摂動ラン	+コントロールラン)	
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球解析値を TL479 へ解	象度変換したものを利用	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂動ランのみ)		
SV 計算の詳細			
GV 計算の対象循環	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
21年の21家領域	$30^{\circ}N\sim90^{\circ}N$	$30^{\circ}S\sim30^{\circ}N$	$30^{\circ}\mathrm{S}{\sim}90^{\circ}\mathrm{S}$
接線形・随伴モデルの分解能	T63(格子間隔約 180 km	: 1.875 度)²、鉛直層数 40	
	初期値化、水平拡散、	(左に加えて)積雲対流	
接線形・随伴モデルの物理過程	鉛直拡散、地表面フラック	過程、重力波抵抗、長波放	(北半球領域と同じ)
	ス	射、雲水過程	
評価時間	48 時間	24 時間	(北半球領域と同じ)
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー		
	モデル第 15 層(約	モデル第 6 層(約	
初期摂動の振幅	500 hPa)の気温の二乗	850 hPa)の気温の二乗	(北半球領域と同じ)
	平均平方根が 0.3 K	平均平方根が 0.3 K	
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個		

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章や数値予報課報告・別冊第62号を参照のこと。

A.1.4 メソ数値予報システム(メソモデル (MSM) ・メソ解析 (MA))

予報モデル		
水平分解能と計算領域	格子間隔: 5 km 、計算領域:東西 $4,080 \text{ km} imes$ 南北 $3,300 \text{ km}$	
鉛直層数	48 層 ¹⁰ (最上層約 22 km)	
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
予報時間	39 時間	
境界値		
地中温度	予測する(初期値の第 $1,2$ 層は解析値 3 、第 $3,4$ 層は気候値)	
土壤水分	体積含水率を予測する(初期値は気候値)	
待定处理	全球積雪深解析(日本域以外)及び観測で修正したオフライン陸面モデル(日本	
慎 ヨ tx 復 	域)の被覆分布に固定	
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)に固定	
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1度格子)に固定	
側面境界	全球モデル予報値 ¹¹	
解析(データ同化)システム		
データ同化手法	4 次元変分法	
水亚分解能	アウターモデル ⁴ の水平格子間隔:5 km	
	インナーモデル ⁴ の水平格子間隔 : 15 km	
鉛直層数	48 層 ¹⁰ (最上層約 22 km) + 地上 ⁵	
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻まで	
観測の待ち受け時間	50 分	
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ(風)、航空機 (風、	
	気温)、地上(気圧 ⁵ 、積雪深 ⁷)、空港気象レーダー(ドップラー速度)、気象レー	
利田する主た知測(知測デー	$ $ ダー (\underline{mm} 新雨量、ドップラー速度、反射強度 12)、船舶・ブイ (気圧 5)、アメダ	
タもしくは <u>算出データ</u>)	ス(積雪深 ⁷)、衛星可視赤外イメージャ(<u>大気追跡風</u>)、衛星マイクロ波サウンダ	
	(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(<u>降水強度</u> 、輝度温度)、静止衛星赤外	
	イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ波散乱計(海上風)、衛星二周波降水レー	
	ダー(反射強度 ¹²)、衛星 GNSS 掩蔽(<u>屈折率</u>)、地上 GNSS(<u>可降水量</u>)	
台風ボーガス	擬似観測値(海面更正気圧、風)を利用	

¹⁰ 計算の便宜上設定している最上層と最下層を除く。 ¹¹ 例えば、初期時刻 00UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03,06UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。

¹² 反射強度から相対湿度プロファイルを推定して、相対湿度として同化している。

A.1.5 局地数値予報システム(局地モデル(LFM)・局地解析(LA))

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔:2 km、計算領域:東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	58 層(最上層約 20 km)
初期時刻	毎正時
予報時間	9 時間
境界値	
地中温度	予測する(初期値は解析値 ³)
土壤水分	体積含水率を予測する(初期値は解析値)
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆の内挿値に固定
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)に固定
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1度格子)に固定
側面境界	メソモデル予報値 ¹³
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	3次元変分法 ¹⁴
水平分解能	格子間隔:5 km
鉛直層数	48 層(最上層約 22 km) + 地上
解析時刻	每正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)ウィンドプロファイラ(風)航空機
利用する主な観測(観測デー	(風、気温)、地上(気圧、比湿)、空港気象レーダー(ドップラー速度)、気象
タもしくは <u>算出データ</u>)	レーダー(ドップラー速度、反射強度 ¹²) 船舶・ブイ(気圧) アメダス(気
	温、風)、衛星可視赤外イメージャ(<u>大気追跡風</u>)、地上 GNSS(<u>可降水量</u>)
台風ボーガス	利用しない

 ¹³ 例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を初期時刻 02, 03, 04UTC の局地モデルの側面境界値として利用する。
 ¹⁴ 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTCの、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

A.1.6 毎時大気解析

解析(データ同化)システム	
データ同化手法	3 次元変分法 ¹⁵
水平分解能と計算領域	格子間隔:5 km、計算領域:東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	48 層 ¹⁰ (最上層約 22 km) + 地上 ¹⁶
解析時刻	每正時
観測の待ち受け時間	20分
利用する主な観測(観測デー	ウィンドプロファイラ(風)、航空機(気温、風)、空港気象レーダー(ドップ
タもしくは <u>算出データ</u>)	フー迷皮)、丸家レーター(トツノフー迷皮)、アメタス~(丸温、風)、衛星 可視赤外イメージャ(大気追跡風)
備考	出力要素:風、気温

 ¹⁵ メソモデル予報値を第一推定値として、3次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、 通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、 FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。
 ¹⁶ 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

²⁷ 地上と上至を独立に解析した後、境界層内については地上と上至の修正重の線形結合をとり、これを修正重とする。
¹⁷ 特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後にフィルターを適用している。

A.2 ガイダンス¹

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス (MRR) ²		
作成対象	GSM, TEPS, WEPS: 20 km 格子	
	MSM:5 km 格子	
作成方法	カルマンフィルターによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率 (PoP) で補正。	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS, WEPS (TEPS, WEPS は各メンバー)	
予報対象時間単位	3 時間	
	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔	
予報期間と間隔	MSM:FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	TEPS:FT=6 から FT=132 まで 3 時間間隔	
	WEPS:FT=6 から FT=219 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	あり	
説明変数	モデル予測値 ³ (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)	
日的亦数	解析雨量(1 km 格子)とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM は 5 km)格子内	
	の平均降水量。	
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間(6時間区切り、TEPSは12時間区切り)	
	・頻度バイアス補正の閾値は $0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80 ext{ mm/3h}$ を使用。	
備老	・平均降水量ガイダンス (TEPS, WEPS) の各メンバ予測は、WEPS のコントロールラン	
	を用いて最適化した係数で計算している。	
	・平均降水量ガイダンス (WEPS) は最大降雪量ガイダンス (WEPS)の入力として利用。	

¹ 高田 伸一

² 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節、平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節及び本研修テキスト第 3.3 節 を参照のこと。

³ 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。 NW85:850 hPa の北西成分の風速 NE85:850 hPa の北東成分の風速 SSI:ショワルターの安定指数 (850 - 500 hPa) PCWV:可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度 $QWX: \sum$ (鉛直速度 × 比湿 × 湿度 × 層厚) \sum は各層の和を示す(以下同じ) EHQ: ∑(基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ)湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ) OGES:地形性上昇流×比湿×湿潤層の厚さ DXQV:冬型降水の指数「風向別降水率×850 hPaの風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)」 FRR:モデル降水量予報値 RH85:850 hPa 相対湿度 NW50:500 hPa の北西成分の風速 NE50:500 hPa の北東成分の風速 ESHS: (比湿 × 湿潤層の厚さ) /
 HOGR: 地形性上昇流 × 相対湿度 CFRR:モデル降水量予報値の変換値「FRR²/(FRR²+2)」 D850:850 hPa 風向 W850:850 hPa 風速 OGR: 地形性上昇流 × 比湿 10Q4:1000 hPaの比湿と400 hPaの飽和比湿の差 DWL:湿潤層の厚さ

降水確率ガイダンス (PoP) ²		
作成対象	GSM, TEPS: 20 km 格子	
	MSM:5 km 格子	
作成方法	カルマンフィルター	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS (TEPS は各メンバー)	
予報対象時間単位	6 時間	
	GSM:FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔	
	MSM:	
予報期間と間隔	00, 06, 12, 18UTC 初期値:FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔	
	03, 09, 15, 21UTC 初期値:FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔	
	TEPS:FT=6 から FT=132 まで 6 時間間隔	
逐次学習の有無	あり	
説明変数	モデル予測値 ³ (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOGR, DXQV, CFRR)	
目的変数	解析雨量(1 km 格子)とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM は 5 km)格子内	
	の降水の有無の平均(実況降水面積率に同じ)。	
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間(6時間区切り、TEPSは12時間区切り)	
供老	降水確率ガイダンス (TEPS) の各メンバの予測は、WEPS のコントロールランを用いて最	
	適化した係数で計算している。	

最大降水量ガイダンス (RMAX) ⁴		
作成対象	GSM, TEPS: 20 km 格子	
	MSM: 5 km 格子	
	1,3時間最大降水量 (GSM, MSM, TEPS) 及び24時間最大降水量 (TEPS):ニューラル	
作成方法	ネット(3 層:中間層はシグモイド関数 5 、出力層は 1 次関数を使用)	
	24 時間最大降水量 (GSM, MSM):線形重回帰	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS (TEPS は各メンバー)	
	1,3時間最大降水量:3時間	
了物划象时间半位	24 時間最大降水量: 24 時間	
	GSM:1,3時間最大降水量:FT=6からFT=84まで3時間間隔	
	24 時間最大降水量:FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔	
る報期問と問隔	MSM:1,3時間最大降水量:FT=3からFT=39まで3時間間隔	
	24 時間最大降水量:FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	TEPS:1,3時間最大降水量:FT=6からFT=132まで3時間間隔	
	24 時間最大降水量:FT=27 から FT=132 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	
	1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, TEPS) 及び 24 時間最大降水量 (TEPS):モデル予測	
	値 ³ (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と 3 時間 (TEPS は 24 時間) 平均降水量	
	24 時間最大降水量 (GSM, MSM): モデル予測値 ³ (500 hPa 高度、500 hPa 温位、700 hPa	
説明変数	温位、850 hPa 鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、SSI (下層 850 hPa・上層 500 hPa) SSI	
	(下層 925 hPa・上層 700 hPa)、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、	
	500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア、地形性上昇流 (下層代表風と風向に応じた地形勾	
	配の積)、地形性上昇流と下層比湿の積、可降水量、PCWV,EHQ,ESHS、等温位面渦位	
	(305, 315, 335, 345, 355 K)の上位主成分から7つ)及び24時間平均降水量	
	解析雨量(1 km 格子)から算出した 20 km (MSM は 5 km)格子内の降水量の最大値。た	
目的変数	だし、MSM の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大を目	
	的変数としている。	
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量	
	・1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, TEPS) 及び 24 時間最大降水量 (TEPS) は、ニューラ	
備老	ルネットで比率(最大降水量/平均降水量)を予測し、平均降水量ガイダンス (MRR) に	
כ מו	比率を掛けて RMAX を予測する。	
	・24 時間最大降水量 (GSM, MSM) は、平均降水量ガイダンス (24 時間) 及びモデル予測	
	値の主成分から線形重回帰式により最大降水量を予測する。	

詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.2 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節及び平成 25 年度数値予報 研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。 ⁵ 入力を x とした時に、出力が $1/(1 + \exp(-ax))$ の形で表される関数 (a は係数)。

A.2.2 降雪ガイダンス

│ 最大降雪量ガイダンス ⁶		
作成対象	5 km 格子	
	各格子において平均降水量ガイダンス(A.2.1参照)に雪水比をかけて算出する。雪水比	
作成方法	は、ロジスティック関数による非線形回帰 ⁷ で作成した予測式を全格子 (5 km) に適用す	
	る.	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, WEPS (WEPS は各メンバー)	
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24 時間 (WEPS は 24 時間のみ)	
	GSM:3時間:FT=6からFT=84まで3時間間隔	
	6 時間:FT=9 から FT=84 まで3時間間隔	
	12 時間:FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔	
	24 時間:FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔	
予報期間と間隔	MSM:3時間:FT=3からFT=39まで3時間間隔	
	6 時間:FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	12 時間:FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	24 時間:FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	WEPS:24時間:FT=27からFT=219まで6時間間隔	
逐次学習の有無	なし(入力としている平均降水量ガイダンスはあり)	
当明亦粉	平均降水量:A.2.1 降水ガイダンス参照	
而明友奴	雪水比:地上気温	
日的亦物	平均降水量:A.2.1 降水ガイダンス参照	
日时安奴	雪水比:気象官署(特別地域気象観測所含む)で観測された降雪量 (cm)/降水量 (mm)	
層別化処理の対象	雪水比:降水量	
	・雪水比は格子形式気温ガイダンス(A.2.3 参照)を回帰式に入力して予測する。	
	・GSM, MSM は、1時間毎の降雪量(3時間平均降水量ガイダンスを3等分×1時間雪水	
備考	比)を計算し、それを積算して 3, 6, 12, 24 時間降雪量を算出。	
	・天気ガイダンス(降水種別)(A.2.5参照)が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダ	
	ンスの地上気温が $+2^{\circ}\mathrm{C}$ 以上の場合には降雪量を $0~\mathrm{cm}$ とする。	

降雪量地点ガイダンス ⁸		
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス	
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数5を使用)	
作成対象とするモデル	GSM	
予報対象時間単位	12 時間	
予報期間と間隔	FT=24 から FT=84 まで 12 時間間隔	
逐次学習の有無	あり	
	モデル予測値(地上・925・850・700・500 hPaの気温、地上・925・850・700 hPaの相対	
説明変数	湿度、700・500 hPaの高度、925・850・700・500 hPaの風向、925・850・700・500 hPa	
	の風速、「海面水温 – 925 hPaの気温」、925・850・700 hPaの上昇流、「地上 – 850 hPa」・	
	「925 – 700 hPa」のSSI ³ 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水比	
	にモデル降水量を乗じた降雪量)	
目的変数	アメダスの積雪深計で観測された12時間降雪量	
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間(FT=48 までとFT=84 まで)	

⁶ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.3 項及び平成 22 年数値予報研修テキスト第 3.2 節を参照のこと。

⁷ 雪水比のような上下限値を持つ連続な目的変数に用いられる回帰分析。ロジスティック関数(シグモイド関数⁵に同じ)を用いて、最小二乗法で回帰係数を求める。

⁸ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.1.5 項、平成 26 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節、本テキスト第 3.2 節を参照のこと。

A.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス ⁹		
作成対象	アメダス、空港	
作成方法	カルマンフィルター	
作成対象とオスエデル	アメダス:GSM, MSM, WEPS (WEPS は各メンバー)	
	空港:MSM	
予報対象時間	毎正時	
	GSM:FT=3 から FT=84 まで1時間間隔	
予報期間と間隔	MSM:FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔	
	WEPS:FT=3 から FT=219 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	あり	
当田亦为	モデル予測値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温	
而吗友奴	減率、降水量、前日との気温差)	
	アメダス:アメダスで観測された毎正時(WEPSは3時間毎の正時)の気温	
目的変数	空港:定時飛行場実況観測 (METAR) または自動飛行場実況観測 (METAR AUTO)の毎	
	正時の気温	
國則化如理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節(暖候期(4~9月) 寒候期(10~3月))	
「「「」「し、「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「」「	暖・寒候期の係数切替前に 30 日間の事前学習を行う。	
備考	時系列気温ガイダンスを格子に分配して格子形式気温ガイダンス 10 が作成され、降雪量ガ	
	イダンス(雪水比)、天気ガイダンス(降水種別)に利用される(WEPS は降雪量ガイダ	
	ンスのみ)。	

⁹ ⁹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節及び平成 26 年度研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。 ¹⁰ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.3 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.2.2 項及び平成 26 年度数値予 報研修テキスト第3.1節を参照のこと。

最高・最低気温ガイダンス ⁹			
作成対象	アメダス、空港		
作成方法	カルマンフィルター		
作成対象とするモデル	アメダス:GSM, MSM 空港:MSM		
予報対象時間単位	9 時間(最低気温15~00UTC、最高気温00~09UTC) 24 時間(週間予報用の明後日の最高・最低気温)		
	GSM: アメダス		
	初期値 当日 翌日 翌々日 3	3日後	
	00UTC 最高 最高・最低 最高・最低	最低	
	06UTC 最高・最低 最高・最低 最高	高・最低	
	12UTC 最高・最低 最高・最低 最高	高・最低	
	18UTC 最高 最高・最低 最高・最低	最低	
	MSM:アメダス、空港		
	初期値 当日 翌日 翌々日		
予報期間(対象要素)	00UTC (最高) 最高・最低		
	03UTC 最高・最低		
	06UTC 最高・最低		
	09UTC 最高・最低 (最低)		
	12UTC 最高・最低 (最低)		
	15UTC 最高(・最低) (最高・)最低		
	18UTC 最高 (最高・)最低		
	21UTC 最高 (最高・)最低		
	「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す、()内はア	゙メダスのみ	
逐次学習の有無	あり		
│ │貧阳亦数	モデル予測値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温	ι、中・下層雲量、	
	気温減率、降水量、前日との気温差)		
	アメダス:アメダスの気温観測(1分値)から算出した最高・最低	気温	
目的変数	│ 空港:METAR, METAR AUTO, 特別飛行場実況観測 (SPECI) から算出した最高・最低 │		
	気温		
	作成対象地点、初期時刻、季節(暖候期(4~9月) 寒候期(10~;	3月)) 予報対象要素	
層別化処理の対象	(最高気温、最低気温)、予報時間(日単位)		
	暖・寒候期の係数切替前に30日間の事前学習を行う。		

A.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス 11	
作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	アメダス:GSM, MSM
	空港:MSM
予報対象時間	3 時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM)
	アメダス (GSM) : FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
予報期間と間隔	アメダス (MSM) : FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
	空港 (MSM): FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値(地上風の東西・南北成分)
日的亦物	アメダス:アメダスで観測された $1,3$ 時間毎の正時の風の東西・南北成分
日时友奴	空港:METAR, METAR AUTO(毎正時)の風の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1時間毎1日分)風向(北東、南東、南西、北
	西)
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s、空港には 5.0, 11.0, 18.0,
	24.0 KT を使用。

最大風速ガイダンス ¹¹	
作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル。	アメダス:GSM, MSM, WEPS (WEPS は各メンバー)
「FRIXI家C9 るモナル	空港:MSM
予報対象時間単位	3時間(アメダス)1時間(空港)
	アメダス (GSM):FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
るお期間と問題	アメダス (MSM):FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
「北田山」の日田山田	アメダス (WEPS) : FT=3 から FT=219 まで 3 時間間隔
	空港 (MSM): FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値(地上風の東西・南北成分)
	アメダス:前3時間の最大風速時(10分毎の観測から算出)の風の東西・南北成分
目的変数	空港:前1時間の最大風速時(METAR, SPECI, METAR AUTO から算出)の風の東西・
	南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1時間毎1日分、WEPSは3時間毎1日分)風
	向(北東、南東、南西、北西)
備老	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s、空港には 6.0, 13.0, 20.0,
	25.0 KT を使用。

¹¹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節及び平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節を参照のこと。

ガストガイダンス ¹²		
作成対象	空港	
	ガスト発生確率:ロジスティック回帰 ¹³	
	ガスト風速 A:カルマンフィルター	
作成方法	ガスト風速 B:カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。	
	モデルの地上風速が $10~\mathrm{m/s}$ 未満の場合はガスト風速 A を、 $10~\mathrm{m/s}$ 以上の場合はガスト	
	風速 B をガスト風速ガイダンスの予測値とする。	
作成対象とするモデル	MSM	
予報対象時間単位	1 時間(ガスト風速 A、ガスト風速 B) 3 時間(ガスト発生確率)	
ス起期間と問障	ガスト発生確率:FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔	
「北田山」の「山山岡	ガスト風速 A、ガスト風速 B:FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔	
逐次受羽の右無	ガスト発生確率:なし	
塗八子白の有無	ガスト風速 A、ガスト風速 B:あり	
	ガスト発生確率:モデル予測値(地上風速の前1時間最大値、境界層最大風速、水平風鉛	
│ │	直シアー、SSI ³ 、925 hPa 鉛直速度)	
	ガスト風速 A:モデル予測値(地上風速最大値)	
	ガスト風速 B:モデル予測値(地上風の東西・南北成分)	
	ガスト発生確率:空港における前3時間のガスト通報の有無(METAR, SPECI, METAR	
日的亦数	AUTO から算出)	
日山交奴	ガスト:空港における前1時間のガストの最大値 (METAR, SPECI, METAR AUTO で	
	ガスト通報があった場合の事例に限る)	
	ガスト発生確率:作成対象地点、風向(8方位)	
層別化処理の対象	ガスト風速 A:作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(3 時間毎 1 日分)	
	ガスト風速 B:作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間毎1日分)、風向(北東、	
	南東、南西、北西)	
備考	頻度バイアス補正の閾値は 1.0, 25.0, 35.0 KT を使用(ガスト風速 B)。	

最大瞬間風速ガイダンス ¹²	
作成対象	アメダス
	最大瞬間風速 A:カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成方法	最大瞬間風速 B:カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
	モデルの地上風速が $10~\mathrm{m/s}$ 未満の場合は最大瞬間風速 A を、 $10~\mathrm{m/s}$ 以上の場合は最大
	瞬間風速 B を最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1時間
予報期間と間隔	FT=1 から FT=39 まで1時間間隔
逐次学習の有無	あり
当明亦粉	最大瞬間風速 A:モデル予測値(地上風速最大値)
前明复数	最大瞬間風速 B:モデル予測値(地上風の東西・南北成分)
目的変数	アメダスで観測された前1時間の最大瞬間風速の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1時間毎1日分)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 13.0, 18.0, 23.0 m/s を使用。

¹² 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.7 節を参照のこと。 ¹³ 目的変数が 0,1 の二値データに適した回帰分析。確率を p、回帰係数を a、説明変数を x とすると、 $\ln(p/(1-p)) = a_0 + a_1x_1 + \ldots + a_nx_n$ と仮定し、最尤法により回帰係数を求める。

A.2.5 天気ガイダンス

天気ガイダンス ¹⁴		
作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)、空港 (MSM)	
	GSM, MSM: 日照率 (ニューラルネット: 3 層。中間層に	tシグモイド関数 ⁵ 、出力層は
	1次関数を使用) 降水種別(診断法で雨、雨か雪、雪か雨	🗓、雪を判別) 及び降水量ガイ
作成方法	ダンスから天気を算出。	
	・降水の有無は降水量ガイダンスが1.0mm(雪、雪か雨	は 0.5 mm) 以上/未満で判別。
	・晴れ/曇りは日照率が0.5以上/未満で判別。	
	MSM (空港): お天気マップ方式 ¹⁵	
作成対象とするモデル	GSM, MSM	
多超过象時間単位	GSM, MSM:3 時間	
1.40×13/40191+17	MSM (空港):1時間	
	GSM:FT=6 から FT=84 まで3時間間隔	
予報期間と間隔	MSM:FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔	
	MSM (空港): FT=2 から FT=39 まで1時間間隔	
逐次学習の有無	日照率のみあり	
	日照率:モデル予測値(1000・925・850・700・500・400	・300 hPa の相対湿度、降水
	量、850 hPa と 500 hPa の気温差)	
	降水種別:格子形式気温ガイダンス、モデル予測値(850	・800・700 hPa 気温、地上相
	対湿度)	
	MSM (空港):時系列気温ガイダンス、モデル予測値(85	0 hPa 気温、地上湿度、降水
	量、下層・中層・上層雲量)	
	日照率:アメダスで観測された前3時間(9-12時、12-15	時)の日照率
目的変数	降水種別:気象官署で目視観測された降水種別(雨、雪)	
	MSM (空港): METAR, SPECI から算出した卓越天気	
	日照率:作成対象地点、暖候期(4~9月)と寒候期(10~	-3月)
層別化処理の対象	暖・寒候期の係数切替時には30日分の事前学習を行う。	
	降水種別、MSM (空港): なし	
	・日照率は、アメダスの日照率を格子に分配する。	
	・降水種別 ⁶ は、格子気温ガイダンス及びモデル予想値(地上相対湿度)から雨雪判別を
	行い、加えて T850, T800, T700、標高、補正前の種別に	こ応じて下表の通り補正する。
	標高 T850 T800 T700	補正前補正後
	標高によらず 2°C 以上	雨
	1,500 m 以上~ 2°C 以上	চ্চ
	2,000 m 未満	
	1,500 m 未満 <u>2°C 以上</u>	्राम
備考	1°C 以上	雪雪か雨
	2°C 未満	雪以外雨
	0°C以上	<u>雪</u> 雪か雨
	1°C 未満	雪か雨雨か雪
		雨か雪の雨
	表の空欄は条件によらないことを示す。	
	1850, T800, T700:それぞれモデルの 850 hPa, 800	hPa, 700 hPa の気温
	・MSM(空港)はお天気マップ方式だが、モデル1時間	≩水量から弱・並・強の降水強
	度も予測。雨雪判別に時系列気温ガイダンス(空港)を	利用。

¹⁴ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節を参照のこと。
 ¹⁵ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節、第 3.9 節及び平成 27 年数値予報研修テキスト第 4.3 節を参照のこと。

A.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス ¹⁶		
作成対象	20 km 格子	
作成方法	ロジスティック回帰 ¹³	
作成対象とするモデル	GSM, MSM	
予報対象時間単位	3時間	
予む期間と問題	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔	
「秋秋川町(「町内樹	MSM:FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	
	以下のモデル予測値の説明変数候補(仮予測因子)11個から層別化毎に異なる6個の説明	
	変数を選択するが、下線を引いたものは必ず選択する。	
	・ <u>SSI</u> :ショワルター安定指数。-10°C 高度が3 km 以上の場合は SSI(850 - 500 hPa)、	
	3 km 未満の場合は SSI(925 - 700 hPa) とする。	
	 ・<u>CAPE</u>: 対流有効位置エネルギー(地上または 925 hPa から持ち上げの高い方を選択) 	
	・ <u>前3時間降水量</u> (20km格子内の最大値)	
	・鉛直シアー(850 – 500 hPa)	
説明変数	・500 hPa の渦度 (200 km 平均)	
	・気温が –10°C となる高度	
	・下層風(700 hPa 以下)の X 軸成分	
	 ・同Y軸成分 	
	・850 hPa 以下の気温減率	
	・冬型降水の指数:風向別降水率 $ imes$ $850 ext{ hPa}$ 風速 $ imes$ (海面と下層温位の飽和比湿差)。た	
	だし -10 高度が $5 \mathrm{km}$ 未満の時のみ利用する。	
	・気柱相対湿度:鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率	
日的亦数	対象とする 20 km 格子を含む周辺 9 格子 (60 km 四方)における発雷の有無。雷監視シス	
	テム (LIDEN) をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と一般気象官署の	
	記事を含めて作成している。	
層別化処理の対象	35 区域、予報時間 (GSM は FT=0~12, 12~24,, 72~84 の 7 段階、MSM は FT=3~	
	9,9~15,15~21,21~27,27~39の5段階)、-10°C高度(3 km 未満、3~5 km、5 km	
	以上)、対象時刻(-10°C 高度が 5 km 以上の場合に午前(12~03UTC)と午後(03~	
	12UTC)に分ける)	
	予測は LAF (Lagged Average Forecast) 及び LAF なしの 2 つを作成している。LAF は	
備考	GSM では過去2初期値、MSM では過去8初期値を使って、重み付き平均としており、古	
	い初期値ほど重みを減らすようにしている。	

¹⁶ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節及び平成 27 年度数値予報研修テキスト第 4.1 節を参照のこと。

A.2.7 雲ガイダンス

雪ガイダンス ¹⁷	
作成対象	空港
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともにシグモイド関数5を使用)による予測に頻度バ
	イアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
当田亦为	モデル予測値(モデル面湿度、降水量、925 hPa(松本空港は850 hPa)と地上の平均気温
	减率)
日的亦数	METAR, SPECIから算出した上空 38 層の雲量。METAR がない時間帯は METAR AUTO
	を利用。
	作成対象地点(空港)、予報対象時刻(1時間毎1日分)、季節(暖候期(4~10月)、寒候
層別化処理の対象	期(11~3月))
	寒・暖候期の係数切替前に 30 日間の事前学習を行う。
備考	・ニューラルネットで空港上空の 38 層の雲量を求め、それを下から検索することによって
	3層の雲層を抽出している。
	・頻度バイアス補正の閾値は $0/8, 1/8, 3/8, 5/8, 8/8$ 雲量を使用。

雲底確率カイタンス 18	
作成対象	空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
	以下のモデル予測値
	 ・前3時間降水量(雨+雪+霰)
当田亦粉	 前3時間降水量(雪)
前明友奴	・925 hPa (松本空港は 850 hPa) と地上の平均気温減率
	・各空港の標高(モデル)から 1000 ft, 600 ft の高度における相対湿度、風の東西・南北
	成分、雲量 (CVR)、(雲水量+雲氷量) (CWC)
目的変数	METAR, SPECI から算出した前 3 時間の最低シーリングが 1000 ft 及び 600 ft 未満 (1) か
	否か (0)。METAR がない時間帯は METAR AUTO を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点(空港)、季節(暖候期(4~10月)、寒候期(11~3月))、予報時間(6時間
	区切り) 予報対象時刻(3時間毎1日分)

 ¹⁷ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3 節を参照のこと。
 ¹⁸ 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節を参照のこと。

A.2.8 湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス ¹⁹	
作成対象	気象官署(特別地域気象観測所含む)
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 5 、出力層は1次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	24 時間 (15~15UTC)
	GSM
	初期値 翌日 翌々日 3日後
	00UTC
	06UTC
	12UTC
	18UTC
	MSM(18UTC は作成されない)
予報期間と間隔	初期値 当日 翌日
	00UTC
	03UTC
	06UTC
	09UTC
	12UTC
	15UTC
	21UTC
	「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。
逐次学習の有無	あり
	│ モデル予測値(地上気温、850 hPa 風速、1000・925・850 hPa 平均相対湿度、地上最小
道阳峦数	湿度、地上最小比湿、1000~700 hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比
武明 友奴	湿、925 hPa 最高気温出現時の比湿、地上・1000・925・850・700・500 hPa の日平均相
	対湿度)
目的変数	気象官署(特別地域気象観測所含む)の日最小湿度(1分値から算出)
層別化処理の対象	作成対象地点(気象官署及び特別地域気象観測所) 夏期(4~9月) 冬期(10~3月)。 寒・暖候期の係数切替時には30日間の事前学習を行う。

│時系列湿度ガイダンス ²⁰	
作成対象	気象官署(特別地域気象観測所含む)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	每正時
予む知道と問題	GSM:FT=3 から FT=84 まで1 時間間隔
」、北区地口印(二回山州	MSM:FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値(地上相対湿度、地上の西・東・南・北風成分、地上風速、中・下層雲量、前
	1時間降水量、海面更正気圧)
目的変数	気象官署(特別地域気象観測所含む)の毎正時の湿度
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間
備考	時系列湿度ガイダンスと観測から計算した日平均・実効湿度も作成している。

¹⁹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.6.2 項を参照のこと。
 ²⁰ 詳細は平成 27 年度数値予報研修テキスト第 4.2 節を参照のこと。

A.2.9 視程ガイダンス

視程ガイダンス ²¹		
作成対象	空港	
作成方法	カルマンフィルターの予測に頻度バイアス補正を行う。	
作成対象とするモデル	MSM	
予報対象時間単位	1時間(視程)3時間(視程確率)	
	視程:FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔	
丁和期间と间隔	視程確率:FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	あり	
説明変数	モデル予測値(地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量)	
	視程:METAR, SPECIから算出した前1時間の最小視程と平均視程。	
目的变数	視程確率: $METAR$, $SPECI$ から算出した前 3 時間最小視程が 5 km , 1.6 km 未満 (1) か否	
	לא (0)	
層別化処理の対象	作成対象地点(空港)、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3時間毎1日分、無降水	
	のみ)	
備考	・視程は前1時間の最小視程及び平均視程を予想する。	
	・頻度バイアス補正の閾値は $0.8, 1.6, 3.2, 5.0, 10.0 ext{ km}$ を使用。	

視程分布予想 (MSM) ²²	
作成対象	5 km 格子(等緯度経度格子)
	消散係数による診断法
	視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$
作成方法	$\sigma_p = 0.23 \left(1-\mathrm{RH} ight)^{-0.5}$:浮遊塵の消散係数
	$\sigma_c = 9.0 imes \mathrm{QC}^{0.9}$:雲の消散係数
	$\sigma_r = 0.6 imes { m RAIN}^{0.55}$:雨の消散係数
	$\sigma_s = 4.8 imes \mathrm{SNOW}^{0.7} + 0.07 imes \mathrm{FF}$:雪の消散係数
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
	モデル予測値
	QC :モデル面第 2 ~ 5 層の雲水量の和 [g/kg]
 	RAIN : モデル内の降雨量の予測 [mm/h]
	SNOW :モデル内の降雪量の予測 [mm/h]
	RH :モデル面第2層の湿度 [%]。85%を上限。
	FF :モデル面第 2 層の風速 [m/s]
目的変数	各格子の前3時間の最小視程
層別化処理の対象	なし
	・MSM(ランベルト)とガイダンス(等緯度経度)の座標系の違いにより、南北端で一部
借老	欠損値が入る。
MH '5	・視程 VIS の他に雲の消散係数 σ_c から計算した視程、雨の消散係数 σ_r から計算した視
	程、雪の消散係数 σ_s から計算した視程も作成している。

 ²¹ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3.3 項及び平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4.2 項を参照のこと。
 ²² 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.6 節を参照のこと。

視程分布予想 (GSM) ²³			
作成対象	20 km 格子 (等緯度経度格子) 赤道 ~ 65 °N, 100 ~ 180 °E		
	消散係数による診断法		
	視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c)$		
	$\sigma_p = 0.162 \left(1-\mathrm{RH} ight)^{-0.5}$:浮遊塵の消散係数		
作成方法	$\sigma_c=22.7 imes { m CWC}_3^{0.96}$:雲の消散係数(オホーツク海: $45\sim 60^{\circ}{ m N}$ 、 $140\sim 155^{\circ}{ m E}$)		
	$\sigma_c=29.3 imes { m CWC}_2^{0.96}$:雲の消散係数(オホーツク海以外)		
	$\sigma_r = 0.403 imes ext{RAIN}^{0.5}$:雨の消散係数		
	$\sigma_s = 2.14 imes ext{RAIN}^{0.7} + 0.167 imes ext{FF}$:雪の消散係数		
作成対象とするモデル	GSM		
予報対象時間単位	3 時間		
予報期間と間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	なし		
	モデル予測値		
	CWC_3 :地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和 $[\mathrm{g/kg}]$		
	CWC_2 :地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和 $[\mathrm{g/kg}]$		
	RH :地上面の湿度 [%]。85%を上限。		
	RAIN :降水量(3時間内の1時間降水量の最大)		
FF : モデル面第2層の風速 [m/s]			
目的変数	各格子の前3時間の最小視程		
層別化処理の対象	なし		
	・降水の雨雪判別は天気ガイダンス(降水種別)に準じている。		
備考	・視程 VIS の他に雲の消散係数 σ_c から計算した視程、雨の消散係数 σ_r から計算した視		
	程、雪の消散係数 σ_s から計算した視程も作成している。		

²³ 詳細は平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

A.2.10 航空悪天 GPV²⁴

航空悪天 GPV					
作成対象とするモデル	MSM, LFM				
作成动争	MSM : 40 km	格子(ポーラーステレオ座標)			
1 F JJL X J 3K	LFM:10 km 格子 (ポーラーステレオ座標)				
		風の X・Y 方向成分、気温、相対湿度、高度、海面更正気圧、圏界面気圧、			
	地上面	積算降水量、中層雲量、下層雲量、積乱雲量(LFM は水蒸気混合比、付録			
作式扇と亜麦		A.2.9の視程分布予想に示した視程も含む)			
11-1ル眉と女系	FL 面 ²⁵	風のX・Y・Z方向成分、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛直シアー、			
		着氷指数(LFM は水蒸気混合比も含む)			
	積乱雲頂高度	高度、気圧			
乱気流指数 ²⁶ : ロジスティック回帰 ¹³					
作成方法(モデル直接	፲接│着氷指数 ²⁷ :診断法				
出力を除く)	積乱雲頂高度 ²⁸ :パーセル法に基づく診断法				
	圏界面気圧:第1圏界面の定義(高層気象観測指針第2.3.1節)に基づく診断法				
予報対象時間	毎正時				
マむちょう	MSM : FT=0	から FT=39 まで 1 時間間隔			
丁牧期间こ间隔	LFM:FT=0 から FT=9 まで 1 時間間隔				
逐次学習の有無	なし				

北太平洋航空悪天 GPV					
作成対象とするモデル	GSM				
作成対象	格子間隔 0.5 月	格子間隔 0.5 度 (等緯度経度座標) 10°S ~ 65 °N, 80 °E ~ 110 °W			
	地上面	風の東西・南北成分、気温、相対湿度、海面更正気圧、積算降水量、全雲量、 下層雲量、中層雲量、上層雲量			
作成層と要素	FL 面 ²⁵	風の東西・南北成分、鉛直 P 速度、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛 直シアー			
	積乱雲頂高度	高度			
	最大風速面	高度、気圧、風の東西・南北成分、気温			
	圈界面	高度、風の東西・南北成分、気温			
作成方法(モデル直接 出力を除く)	乱気流指数 ²⁹ :ロジスティック回帰 ¹³ 積乱雲頂高度 ²⁸ :パーセル法に基づく診断法 圏界面高度:第1圏界面の定義(高層気象観測指針第 2.3.1 節)に基づく診断法				
予報対象時間	3 時間毎の正時				
予報期間と間隔	FT=0 から FT=36 まで 3 時間間隔				
逐次学習の有無	なし				

²⁴ 統計処理を行っていないモデルの直接出力の要素も含んでいるが、航空悪天 GPV の仕様を示すために、全ての要素を示す。

²⁵ MSM と北太平洋は FL010 から FL550 まで 2000 ft 間隔。LFM は FL010 から FL450 まで 1000 ft 間隔。FL はフライトレベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値。

²⁶ 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節及び平成 26 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

²⁷ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

²⁸ 詳細は航空気象ノート第 69・70 号 (p1~8)を参照のこと。

²⁹ 詳細は本研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

全球航空悪天 GPV				
作成対象とするモデル	GSM			
作成対象	格子間隔 1.25 度 (等緯度経度座標)			
	気圧面 ³⁰	乱気流指数、鉛直シアー		
作式扇と亜麦	積乱雲頂高度	高度		
旧加層と安奈	最大風速面	高度、風の東西・南北成分、気温		
	圈界面	高度、風の東西・南北成分、気温		
		: ロジスティック回帰 ¹³		
	積乱雲頂高度 ²⁸ :パーセル法に基づく診断法			
	圏界面高度:第1圏界面の定義(高層気象観測指針第2.3.1節)に基づく診断法			
予報対象時間	6 時間毎の正時			
予報期間と間隔	FT=0 から FT=36 まで 6 時間間隔			
逐次学習の有無	なし			

 $^{^{3\}overline{0}}$ 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa

A.3 プロダクトの送信時刻¹

スーパーコンピュータシステムでは、数値予報モデルによる予測計算終了後に、その計算結果をユーザーの利用 目的に合った各種プロダクトに加工して気象情報伝送処理システム(アデス)等に送信し、庁内外に配信している。 2016 年 10 月末現在のプロダクト送信終了時刻を、表 A.3.1 に示す。なお、解析や予報にかかる計算時間は日々 変化するため、送信終了時刻も日々変動する。

上記の変動も考慮しプロダクト利用者には気象業務支援センターを通じてあらかじめ表 A.3.2 のように周知して いる。

数値予報モデル等	プロダクトの送信終了時刻 ²			
今球エゴル	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度		
主体モノル	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 6 時間 30 分程度		
週間マンサンブル予報モデル	00UTC	初期時刻 + 5 時間 55 分程度		
	12UTC	初期時刻 + 7 時間 55 分程度		
台風アンサンブル予報モデル	00, 06, 12, 18UTC	配信なし(本庁内利用のみ)		
メソモデル	00, 03, 06, 09,	初期時刻 上 2 時間 15 分程度		
	12, 15, 18, 21UTC			
局地モデル	毎正時	初期時刻 + 1 時間 20 分程度		
毎時大気解析	毎正時	初期時刻 + 27 分程度		

表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻(2016年10月末現在)

表 A.3.2 プロダクト利用者にあらかじめ周知した送信時刻(2016年10月末現在)

数値予報モデル等	周知したプロダクト送信時刻 4		
全球モデル	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内	
(GPV、ガイダンス、FAX)	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 7時間以内	
週間アンサンブル予報モデル	00UTC	初期時刻 + 6 時間以内	
(GPV, FAX)	12UTC	初期時刻 + 8時間以内	
メソモデル	00, 03, 06, 09,	初期時刻 1 2 時間 20 分以内	
(GPV、ガイダンス、FAX ⁵)	12, 15, 18, 21UTC	初期時刻十2時間50万以内	
局地モデル		初期時刻 11時間 20 分以内	
(GPV)			
毎時大気解析	后正時	初期時刻 1 20 公内市	
(GPV)	│ 毋Ⅲ৸┘		

(補足)周知した送信時刻より 30 分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合には、その旨を伝える連絡報 を発信する。

送信時刻は以下の文書を参照

「配信資料に関する技術情報(気象編)第389号」(平成26年1月27日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第388 号」(平成26年1月27日)

「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第 383 号関連)」(平成 26 年 1 月 23 日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第373号」(平成25年5月15日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第269号」(平成19年9月27日)

「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第205 号関連)(平成18年2月6日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第196号」(平成17年4月28日)

⁻⁻⁻⁻¹ 栗原 茂久

² スーパーコンピュータシステムからアデス等への送信が終了した時刻のこと。

³ 延長プロダクトの予報時間は 87~264 時間である。

⁴ 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。

 $^{^5}$ 国内航空路6,12時間予想断面図、および国内悪天12時間予想図を送信している。

2015 年 11 月から 2016 年 10 月までに実施した数値 予報システム、アプリケーション及びプロダクトの変 更を表 B.1.1 にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

B.1 数値予報システムの変更

B.1.1 全球数値予報システムの改善

2016年3月17日に全球解析において、ひまわり7 号に替わりひまわり8号から算出される大気追跡風及 び晴天域の輝度温度の利用を開始した(第2.1.1項・第 2.1.2項)。ひまわり7号から算出される大気追跡風及 び晴天域の輝度温度は従前から使われてきたが、ひま わり8号から算出されるそれぞれのデータに対して、 より適切にデータを利用するための品質管理手法の改 良を行い、また、晴天域の輝度温度においては、従来 の1バンドから3バンドのデータを利用するように改 良した。これらにより、台風の進路予測精度等が向上 した。

2016年3月24日に全球モデル(GSM)において、積 雲対流、雲、放射、陸面、海面の各物理過程の改良及 び高速化等を実施した(第1章)。予報モデルの各物 理過程は相互に影響を及ぼすことから、個々の物理過 程の改良だけでなく、それらを組み合わせた全体の影 響を評価する必要がある。今回、幅広く物理過程の改 良を行い、各物理過程での評価と組み合わせた影響評 価を実施した。また、併せて全球解析において、全球 降水観測計画 (GPM) 主衛星のマイクロ波イメージャ GMI で観測される晴天域の輝度温度データの利用を開 始した(第2.1.3項)。GMIは2015年4月8日に観測 を終了した TRMM 衛星のマイクロ波イメージャTMI の後継機である。衛星データの品質を評価し、利用に 問題がないことを確認できたため利用を開始した。こ れらの改良・利用開始により、台風の進路予測精度や 日本付近の降水予測精度が向上した。

2016年9月28日に全球解析において台風ボーガス を改良した。台風ボーガスとして利用される気圧・風 のデータの配置及び観測誤差を見直した。これにより、 台風の進路予測精度が向上した。

B.1.2 メソ数値予報システムの改善

2015 年 12 月 24 日にメソ解析における背景誤差を 更新し、Metop 衛星のマイクロ波散乱計 ASCAT によ る海上風データの利用を開始した(本テキスト第 2.1.6 項、第 2.2 節)。背景誤差は第一推定値の誤差であり、 データ同化において第一推定値と観測値のバランスを 決める。これは予報値の統計から見積もったものを用 いており、これまでは 2005 年の MSM の予報値の統計 から作成していたが、新たに 2014 年から 2015 年の統 計から作成するようにした。また、併せて定式化の変 更も行っている。ASCAT海上風データはこれまで全 球解析に用いられており、新たにメソ解析で用いるよ うに開発を進め、解析場や予報場が改善する結果が得 られたために導入を行ったものである。この改良によ り、降水の予測精度が改善し、特に夏季に発生する強 い降水について改善した。なお、同データのメソ解析 での利用に向けた開発時に、ときどき評価関数の最小 値探索に失敗するという安定性の問題が発生していた (守谷 2015)。これは、地上風を診断する際に微小な値 の風速で除算していたことに起因していたことから、 地上風診断の定式化を見直して除算が現れないように した。その結果、最小値探索の安定性が確認できたた め、2016年6月15日にこの対策をメソ解析に適用し た。変更前後で予測精度に特段の差は見られていない。

2016年3月17日にメソ解析において、ひまわり7 号に替わりひまわり8号から算出される大気追跡風及 び晴天域の輝度温度の利用を開始した(本テキスト第 2.1.1項)。大気追跡風においては全球解析における利 用と同様に適切にデータを利用するための品質管理手 法の改良を行った(全球解析の利用方法とは一部異なっ ている)。晴天域の輝度温度については、ひまわり7号 と同様に1バンドの利用を行っている。これらのデー タの利用開始により、風・水蒸気・気温の解析及び予 測精度が改善した(なお、全球数値予報システムへの これらの導入による予測精度改善の影響が側面境界を 通じてメソ数値予報システムの改善につながった影響 もある(本テキスト第1.3節)。

2016 年 3 月 24 日に GPM の二周波降水レーダー DPR による反射強度、GMI による晴天輝度温度及び 降水強度、GNSS 掩蔽観測による屈折率といった衛星 データと、国内高解像度高層観測データの利用を開始 した(本テキスト第2.1.3項・第2.1.4項・第2.1.5項・ 第 2.1.8 項)。特に、DPR の反射強度は地上気象レー ダの反射強度の利用方法と同様の手法を用いて、世界 の気象機関としては初めて利用を開始した。GMI につ いては全球解析と同様に、衛星データの品質を評価し、 利用に問題がないことを確認できたため利用を開始し た。GNSS 掩蔽観測は全球解析では屈折角として同化 されているが、メソ解析に適した屈折率として同化す ることとし、解析場、予報場の改善が確認できたため 利用を開始した。BUFR 形式で格納された国内高解像 度高層観測データにはラジオゾンデの移動に伴う緯度・ 経度情報や数秒間隔の観測値が含まれる。これらの利 用により、気温や降水の予測精度の改善等の確認がで きたため利用を開始した。

^{*}石田 純一、高田 伸一

B.1.3 局地数値予報システムの改善

2016年1月28日に局地予報における等気圧面プロ ダクトの作成手法を変更した。これによる予測精度へ の影響は無く、プロダクトへの影響は軽微である。

2016年3月17日に局地解析において、ひまわり7 号に替わりひまわり8号から算出される大気追跡風の 利用を開始した(本テキスト第2.1.1項)。大気追跡風 においては全球解析・メソ解析における利用と同様に 適切にデータを利用するための品質管理手法の改良を 行った。この改良により、夏季における風、気温、降 水予測精度が改善した。

B.1.4 毎時大気解析の改善

2016 年 3 月 17 日に毎時大気解析において、ひまわ り 7 号に替わりひまわり 8 号から算出される大気追跡 風の利用を開始した(本テキスト第 2.1.1 項)。

B.2 アプリケーションおよびプロダクトの変更

ガイダンス等に関する変更では、2016年3月24日 に行われたGSMの物理過程の改良に伴い、GSMガイ ダンスの予測式の係数最適化及び係数再作成を行った (本テキスト第1.4節)。GSMの改良に加えて当措置を 行ったことにより、GSMガイダンスの予測精度が向上 した。

2016年5月24日に、新たに台風アンサンブル予報シ ステム(TEPS)を用いた最大降水量ガイダンスを開発 し、試験運用を開始した(本テキスト第3.3節)。GSM 最大降水量ガイダンスと同じ仕様のメンバー毎の降水 量予測を提供することによって、台風進路予報と整合 が取れた降水量予報を支援する。

2016年6月9日に、GSM 航空悪天 GPV の乱気流 指数の改良を行った(本テキスト第3.1節)。乱気流指 数の説明変数の見直し及び回帰係数の再作成を行った ことにより、予測精度の向上が確認できた。

2016 年 8 月 24 日に、これまでの日最小湿度ガイダ ンスに加えて、湿度時系列ガイダンス (GSM, MSM) の運用を開始した (平成 27 年度数値予報研修テキスト 第 4.2 節)。当ガイダンスは、カルマンフィルターを用 いて GSM 及び MSM の湿度予測の系統誤差を補正し、 より精度の高い湿度予測資料を提供する。

参考文献

守谷昌己, 2015: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・ 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 65-69. 表 B.1.1 2015 年 11 月から 2016 年 10 月までに実施した数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2015年12月24日	メソ解析における背景誤差の更新及び Metop	配信資料に関する技術情報(気象編)第420号、
	マイクロ波散乱計 ASCAT 海上風データの利	本テキスト第 2.1.6 項・第 2.2 節
	用開始	
2016年1月28日	局地モデルにおける等気圧面プロダクトの作	配信資料に関する技術情報(気象編)第423号
	成手法の変更	
2016年3月17日	全球解析におけるひまわり8号から算出され	平成28年3月17日報道発表資料、配信資料に
	る大気追跡風及び晴天放射輝度温度の利用開	関する技術情報(気象編)第424号、本テキス
	始	ト第 2.1.1 項・第 2.1.2 項
2016年3月17日	メソ解析におけるひまわり8号から算出され	配信資料に関する技術情報(気象編)第424号、
	る大気追跡風及び晴天放射輝度温度の利用開	本テキスト第 2.1.1 項・第 2.1.2 項
	始	
2016年3月17日	局地解析におけるひまわり8号から算出され	配信資料に関する技術情報(気象編)第424号、
	る大気追跡風の利用開始	本テキスト第 2.1.1 項
2016年3月17日	毎時大気解析におけるひまわり8号から算出	配信資料に関する技術情報(気象編)第424号、
	される大気追跡風の利用開始	本テキスト第 2.1.1 項
2016年3月24日	全球モデルにおける物理過程等の改良とそれ	平成28年3月17日報道発表資料、配信資料に
	に伴うガイダンスの改良	関する技術情報(気象編)第425号、本テキス
		卜 第1章
2016年3月24日	全球解析における全球降水観測計画 (GPM)	平成28年3月24日報道発表資料、配信資料に
	主衛星のマイクロ波イメージャGMI による晴	関する技術情報(気象編)第 425 号、本テキス
	天輝度温度の利用開始	ト第 2.1.3 項
2016年3月24日	GPM 主衛星の二周波降水レーダー DPR によ	平成28年3月24日報道発表資料、配信資料に
	る反射強度、GMIによる晴天輝度温度及び降	関する技術情報(気象編)第426号、本テキス
	水強度、GNSS 掩蔽観測による屈折率、国内	ト第 2.1.3 項・第 2.1.4 項・第 2.1.5 項・第 2.1.8
	高解像度高層観測データの利用開始	項
2016年5月24日	台風アンサンブル予報システムを用いた最大	本テキスト第 3.3 節
	降水量ガイダンスの試験運用開始	
2016年6月9日	全球モデルを用いた乱気流指数の改良	本テキスト第 3.1 節
2016年8月24日	全球モデル及びメソモデルを用いた時系列湿	平成 27 年度数値予報研修テキスト第 4.2 節
	度ガイダンスの運用開始	
2016年9月28日	全球解析における台風ボーガスの改良	配信資料に関する技術情報(気象編)第435号

付録C プロダクトの物理量の仕様及び算出手法*

2016 年 10 月時点における、気象業務支援センターを通じて提供する数値予報資料として、全球数値予報モデル GPV、週間予報アンサンブル GPV、メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV がある。ここでは、 これらに含まれる物理量及びその算出手法についてまとめた。

C.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間予報アンサンブル GPV

地上 地上気圧及び静力学平衡を仮定して算出した地上気温から、温度減率5K/kmを仮定して標高 海面更正気圧 補正を行い算出する。 地上気圧 予報変数でありそのまま値を格納する。 高度10mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の2成分。草 風 開(2012)も参照のこと。 気温 高度2mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開(2012)も参照のこと。 相対湿度 高度2mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開(2012)も参照のこと。 積算降水量 予報開始時刻から対象となる予報時間まで積算した値。 まず、雲スキーム(中川2012)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続い て、下層・中層・上層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムランダムオーバーラップ(長 上層雲量、 澤 2008) を仮定して下層雲量、中層雲量、上層雲量を算出する。ここで、地上気圧を 1000 hPa 中層雲量、 とした時に、850 hPa となる鉛直層及び 500 hPa となる鉛直層を決定し、それぞれ下層と中層 下層雲量、 全雲量 の境界及び中層と上層の境界とする。さらに、全雲量は各鉛直層の雲量からマキシマムランダ ムオーバーラップ(長澤 2008)を仮定して算出する。 気圧面 ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直 高度 内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率5K/km で鉛直外挿する。 東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は 風 モデル面最下層の値を与える。 モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率5K/kmで鉛直外 気温 挿する。 鉛直 p 速度である。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値 上昇流 を与える。 氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 以上で 相対湿度 は水に対する飽和水蒸気量を、-15 ~0 では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モ デル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。

表 C.1.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間予報アンサンブル GPV に含まれる物理量と算出手法

表 C.2.1 メン	/数値予報モデル	GPV 及び局	地数値予報モデル	GPV に含	まれる物理量	と算出手法
------------	----------	---------	----------	--------	--------	-------

地上				
	モデル面下層から2層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率5K/kmとして標高補正して算出			
海面史止気圧	する。			
ᄴᆈᇦᇊ	モデル面下層から2層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率5K/kmとして高度差を補正して			
地上丸圧	算出する。			
E	高度10mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の2成分。原			
	(2008a)、草開 (2012) も参照のこと。			
与温	高度 1.5 mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参			
×0/m	照のこと。			
相対湿度	高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参			
	照のこと。			
時間降水量	対象となる予報時刻の1時間前から予報時刻まで積算した値。			
(メソ)				
積算降水量	予報開始時刻から対象となる予報時間まで積算した値。			
(局地)				
	まず、部分凝結スキーム(原 2008b)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出す			
上層雲量、	る。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ			
中層雲量、	(長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧 ×0.85 とし、中層			
下層雲量、	と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧 $ imes 0.8$ と $500~{ m hPa}$ の小さい方とする(地上			
全雲量	気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる)。全雲量は上層雲・中			
	層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008) を仮定して算出する。			
気圧面				
宣帝	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直			
同反	内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 $5~{ m K/km}$ で鉛直外挿する。			
	東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は			
	モデル面最下層の値を与える。			
与泪	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率5K/km で鉛直外			
	挿する。			
	鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。			
	モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値			
│⊥升流	を与える。局地数値予報モデルでは初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行ってい			
	るため、初期値における上昇流はゼロとしている。			
	氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 以上で			
相対湿度	は水に対する飽和水蒸気量を、- 15 ~ 0 では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モ			
	デル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。			

参考文献

草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 29-41. 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70-75. 長澤亮二, 2008: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 149-165. 原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181-184. 原旅人, 2008b: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 133-137.

付録D 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標*

本テキストで使用した表記と統計的検証に用いる代 表的な指標などについて以下に説明する。

D.1 研修テキストで用いた表記

D.1.1 時刻の表記について

本テキストでは、時刻を表記する際に、通常国内で用 いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Coordinated Universal Time)を用いている。数値予報では国際的な観測デー タの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時 刻は UTC で表記されることが多い。JST は UTC に 対して 9 時間進んでいる。

D.1.2 分解能の表記について

本テキストでは、全球モデルの分解能について、xx を 水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、"TxxLyy"¹ と表記することがある。また、セミラグランジアンモデ ルで線形格子(北川 2005)を用いる場合は"TLxxLyy"² と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格 子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

D.1.3 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示 す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過 時間を予報時間 (FT: Forecast Time³) として表記し ている。

本テキストでは、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」 で定義し、例えば、6時間予報の場合、FT=6と表記 しており、時間の単位 [h] を省略している。

D.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合(アンサ ンブル)を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成 する。本テキストでは、予測の集合の平均を「アンサ ンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。ま た、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を 加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

D.1.5 緯度、経度の表記について

本テキストでは、緯度、経度について、アルファベットを用いて例えば「北緯40度、東経130度」を「40°N, 130°E」、「南緯40度、西経130度」を「40°S,130°W」 などと略記する。

* 安斎 太朗

¹ T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意 味する。

- D.2 統計的検証に用いる代表的な指標
- D.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標準 偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差(ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある)と平方 根平均二乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) が ある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)$$
 (D.2.1)

RMSE
$$\equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)^2}$$
 (D.2.2)

ここで、N は標本数、 x_i は予測値、 a_i は実況値である (実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されるこ とが多い)。ME は予測値の実況値からの偏りの平均で あり、0 に近いほど平均的な状態の実況からのずれが 小さいことを示す。RMSE は最小値の0 に近いほど予 測が実況に近いことを示す。また、北半球平均等、広 い領域に対して格子点値による平均をとる場合は、格 子点が代表する面積重みをかけて算出する場合がある。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \tag{D.2.3}$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i - \text{ME})^2$$
(D.2.4)

と表すことができる。 σ_e は誤差の標準偏差である。

本テキストでは、予測に改良を加えた際の評価指標 として、RMSEの改善率を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

$$RMSE \alpha ≜ a \equiv \frac{RMSE_{cntl} - RMSE_{test}}{RMSE_{cntl}} \times 100 \quad (D.2.5)$$

ここで、RMSE_{cntl} は基準となる予測の、RMSE_{test} は 改良を加えた予測の RMSE である。

D.2.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差(アノマ リー)と実況値の基準値からの偏差との相関係数であ り、次式で定義される。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X}) (A_i - \overline{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})^2 \sum_{i=1}^{N} (A_i - \overline{A})^2}} (-1 \le ACC \le 1) \quad (D.2.6)$$

² TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。

³ Forecast Range などと記述されることが多い。

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \qquad \overline{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} X_i$$
 (D.2.7)

$$A_i = a_i - c_i, \qquad \overline{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$
 (D.2.8)

である。ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況 値、c_i は基準値である。基準値としては気候値を用い る場合が多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基 準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増 減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1をとり、相関が全くない場合には0をとり、逆に完 全にパターンが反転している場合には最小値の-1を とる。なお、アノマリー相関係数や付録 D.2.1 の平均 誤差、平方根平均二乗誤差の関係は、梅津ほか (2013) に詳しい。

D.2.3 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広が りを示す指標であり、次式で定義される。

スプレッド =
$$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} (x_{mi} - \overline{x_i})^2\right)}$$
(D.2.9)

ここで、M はアンサンブル予報のメンバー数、N は標本数、 x_{mi} は m 番目のメンバーの予測値、 $\overline{x_i}$ は

$$\overline{x_i} \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} x_{mi} \tag{D.2.10}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

D.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無 を予測と実況それぞれについて判定し、その結果によ リ標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに 分類された事例数を基に、予測の特性を検証するとい う手順を踏む。

D.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテ ゴリーに分類された事例数を示す表(表 D.3.1)であ る。付録 D.3.2 から D.3.12 に示す各スコアは、表 D.3.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、 以下では全事例数をN=FO+FX+XO+XX、実況「現 象あり」の事例数をM=FO+XO、実況「現象なし」の 事例数をX=FX+XX と表す。 表 D.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実		
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
]. \¥i	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

D.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義 される。

適中率
$$\equiv \frac{\text{FO} + XX}{N}$$
 ($0 \le$ 適中率 ≤ 1) (D.3.1)

最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。

D.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り(予測「現象あり」かつ実況「現象なし」)の割合であり、次式で定義される。

空振り率
$$\equiv \frac{FX}{FO + FX}$$
 (0 \leq 空振り率 \leq 1) (D.3.2)

最小値の0に近いほど空振りが少ないことを示す。 本テキストでは分母をFO+FXとしているが、代わり にNとして定義する場合もある。

D.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見 逃し(実況「現象あり」かつ予測「現象なし」)の割合 であり、次式で定義される。

見逃し率
$$\equiv \frac{\text{XO}}{M}$$
 (0 \leq 見逃し率 \leq 1) (D.3.3)

最小値の0に近いほど見逃しが少ないことを示す。 本テキストでは分母を*M*としているが、代わりに*N* として定義する場合もある。

D.3.5 捕捉率

捕捉率 (*H_r*: Hit Rate) は、実況「現象あり」のとき に予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \le H_r \le 1) \tag{D.3.4}$$

最大値1に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕 捉率は、ROC曲線(付録D.4.5)のプロットに用いら れる。

D.3.6 体積率

体積率 (*V_r*: Volume Rate) は、全事例のうち予測の 「現象あり」の事例の割合を示す。

$$V_r \equiv \frac{\rm FO + FX}{N} \tag{D.3.5}$$

複数の予測の捕捉率が等しい場合、体積率が小さい予 測ほど空振りが少ないよい予測と言える。

D.3.7 誤検出率

誤検出率 (F_r : False Alarm Rate) は、実況「現象な し」のときに予測が外れた割合である。空振り率 (D.3.3) とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\mathrm{FX}}{X} \quad (0 \le F_r \le 1) \tag{D.3.6}$$

最小値の0に近いほど、空振りが少なく予測の精度 が高いことを示す。誤検出率は捕捉率(付録 D.3.5)と ともに ROC 曲線(付録 D.4.5)のプロットに用いら れる。

D.3.8 バイアススコア

バイアススコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あ り」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比 であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \le BI) \tag{D.3.7}$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合 に1となる。1より大きいほど予測の「現象あり」の 頻度が過大、1より小さいほど予測の「現象あり」の 頻度が過小であることを示す。

D.3.9 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 *P*_c は、標本から見積もられる 現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \le P_c \le 1) \tag{D.3.8}$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよら ない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしば しば用いられる。

D.3.10 スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または 実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目し て予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \le TS \le 1) \qquad (D.3.9)$$

出現頻度の低い現象(N≫M、したがって、XX≫FO, FX, XO となって、予測「現象なし」による寄与だけ で適中率が1に近い現象)について XX の影響を除い て検証するのに有効である。本スコアは最大値の1に 近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレッ トスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、 異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度 を比較するのには適さない。この問題を緩和するため、 次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されて いる。

D.3.11 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、前項のスレットスコアが現象の気候

学的出現率の影響を受けやすいため、気候学的な確率 で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレッ トスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$\text{ETS} \equiv \frac{\text{FO} - S_f}{\text{FO} + \text{FX} + \text{XO} - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \le \text{ETS} \le 1\right)$$
(D.3.10)

ただし、

$$S_f = P_c(\mathrm{FO} + \mathrm{FX}) \tag{D.3.11}$$

である。ここで、 P_c は現象の気候学的出現率(付録 D.3.9)、 S_f は「現象あり」をランダムにFO+FX 回予 測した場合(ランダム予測)の「現象あり」の適中事例 数である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の 精度が高いことを示す。また、ランダム予測で0とな り、FO=XX=0, FX=XO=N/2の場合に最小値 -1/3をとる。

D.3.12 スキルスコア

スキルスコア (Skill Score) は気候学的確率などによ る予測の難易を取り除いて、予測の技術力を評価する 指数であり、一般に次式のように定義される。

スキルスコア =
$$\frac{S_{fcst} - S_{ref}}{S_{pfct} - S_{ref}}$$
 (D.3.12)

ここで、*S_{fcst}*, *S_{pfct}*, *S_{ref}* は、評価対象の予測・完全予 測・比較の基準となる予測(気候学的確率など)の各 スコア(適中率)である。本スコアは、最大値の1に 近いほど予測の精度が高いことと示し、比較の基準と なる予測よりも精度が劣る場合、負の値となる。

代表的なスキルスコアは Heidke のスキルスコア (HSS: Heidke Skill Score) で、気候学的な確率で「現 象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて 求める適中率であり、次式で定義される。

$$HSS \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \le HSS \le 1) \quad (D.3.13)$$

ただし、

$$S = Pm_c(\text{FO} + \text{FX}) + Px_c(\text{XO} + \text{XX}),$$
$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N} \quad (\text{D.3.14})$$

である。ここで、 Pm_c は「現象あり」、 Px_c は「現象 なし」の気候学的出現率(付録 D.3.9)、Sは「現象 あり」をFO+FX回(すなわち、「現象なし」を残り のXO+XX回)ランダムに予測した場合(ランダム予 測)の適中事例数である。HSSは、最大値1に近づくほ ど精度が高く、ランダム予測で0となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2の場合に最小値 -1をとる。

本テキストでは、特に説明がない限り、スキルスコ アはこの HSS を指すものとする。

また、前項のエクイタブルスレットスコアもスキルス コアの一つで、Gilbert Skill Score とも呼ばれている。



図 D.3.1 POD-SR タイアクラムの模式図。 横軸は 1- 空振り 率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアススコアの、赤の実 線はスレットスコアの各等値線。

D.3.13 POD-SR ダイアグラム

Roebber (2009) はカテゴリ検証による複数のスコ ア(捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットス コア)を一つのグラフに表す方法を考案した。検証結 果を縦軸に捕捉率 (Hit Rate = POD: Probability Of Detection)、横軸に1-空振り率 (SR: Success Ratio) をとってプロットすると、捕捉率と空振り率から BI と TS が計算できるため、等値線を目安にバイアスス コアとスレットスコアも確認できるグラフとなる(図 D.3.1)。本テキストでは、これを POD-SR ダイアグラ ムと呼ぶ。各スコアが1に近づくほど(グラフの右上 へ近づくほど)、良い予測となる。このグラフでは4つ のスコアを一目で確認でき、予測特性の変化を把握し やすい。特に、バイアススコアとスレットスコアの変 化を捕捉率と空振り率の変化で説明することが容易と なる。

例えば、図 D.3.1 の ① のようにスコアが変化する場 合、捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットスコ アのいずれも改善となる。これに対し ② の場合には、 一見 ① と同様にバイアススコア、スレットスコアとも 改善しているが、空振り率が増加している。空振り率 が大きいにもかかわらず、バイアススコア・スレット スコアが改善している理由は、捕捉率の増加の割合が 空振り率の増加に比べて大きいためである。このよう に ① と ② ではいずれもバイアススコアとスレットス コアがともに改善しているが、本グラフを用いること で予測の変化傾向の違い (捕捉率と空振り率の変化の 違い)が一目で確認できる。

D.4 確率予測に関する指標など

D.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統 計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対 象とする予測について、次式で定義される。

BS
$$\equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - a_i)^2 \quad (0 \le BS \le 1) \quad (D.4.1)$$

ここで、 p_i は確率予測値(0から1)、 a_i は実況値 (現象ありで1、なしで0)、N は標本数である。BS は 完全に適中する決定論的な($p_i=0$ または1の)予測 (完全予測と呼ばれる)で最小値の0をとり、0に近い ほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候 学的出現率 $P_c = M/N$ (付録 D.3.9)を常に確率予測 値とする予測(気候値予測と呼ばれる)のプライアス コア BS_c は

$$BS_c \equiv P_c(1 - P_c) \tag{D.4.2}$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の 影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象 に対する予測の精度を比較するのには適さない。例え ば上の BS_c は P_c 依存性を持ち、同じ予測手法(ここ では気候値予測)に対しても P_c の値に応じて異なる 値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するた め、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

D.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、 ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気 候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本 スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるプラ イアスコア BS_cを用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \le 1) \tag{D.4.3}$$

で定義され、完全予測で1、気候値予測で0、気候値予 測より誤差が大きいと負となる。

D.4.3 Murphy の分解

Murphy (1973) は、プライアスコアと予測の特性と の関連を理解しやすくするため、プライアスコアを信 頼度 (Reliability) 、分離度 (Resolution) 、不確実性 (Uncertainty) の3つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ(高野 2002 などに詳しい)。

確率予測において、確率予測値をL個の区間に分け、 標本を確率予測値の属する区間に応じて分類すること を考える。確率予測値がl番目の区間に属する標本数 を N_l ($N = \sum_{l=1}^{L} N_l$)、このうち実況が「現象あり」で あった事例数を M_l ($M = \sum_{l=1}^{L} M_l$)、確率予測値のl番目の区間の区間代表値を p_l とすると、Murphyの分 解によりブライアスコアは以下のように表される。

r

$$BS = findering finite field of the constant of the second state of the constant of the const$$

信頼度 =
$$\sum_{l=1}^{L} \left(p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$
 (D.4.5)

分離度 =
$$\sum_{l=1}^{L} \left(\frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$
 (D.4.6)

不確実性 =
$$\frac{M}{N} \left(1 - \frac{M}{N} \right)$$
 (D.4.7)

信頼度は、確率予測値 (p_l) と実況での現象の出現相 対頻度 (M_l/N_l) が一致すれば最小値の 0 となる。分離 度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対 頻度 (M_l/N_l) が気候学的出現率 $(P_c = M/N)$ から離 れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気 候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよ らない。例えば、 $P_c = 0.5$ の場合に不確実性は最大値 の 0.25 をとる。また、不確実性=BS_c が成り立つ。こ れらを用いて、プライアスキルスコアを次のように書 くことができる。

$$BSS = \frac{\text{\widehat{D} at \underline{b} c = \widehat{d} at \underline{b} at $\underline{$$

D.4.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図(Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる)は、予測された現象出現確率 P_{fcst}を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である(図



図 D.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現 確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線で ある。対角線、直線 $P_{obs} = P_c$ との差の二乗がそれぞれ信 頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応 している。灰色の領域内の点はプライアスキルスコアに正 の寄与を持つ。

D.4.1 参照、Wilks 2011 などに詳しい)。一般に、確率 予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表され る。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphyの分解(付録 D.4.3) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 $P_{\rm fcst}$ の各値について、信頼度(あるいは分離度)への寄与は、 信頼度曲線上の点から対角線 $P_{\rm obs}=P_{\rm fcst}$ 上の点(あるい は直線 $P_{\rm fcst}=P_c$ 上の点)までの距離の二乗として表現 される。 $P_{\rm fcst}$ の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例 する重みで平均して信頼度(あるいは分離度)が得られ る。例えば、no-skill line(直線 $P_{\rm obs} = (P_{\rm fcst} + P_c)/2$) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさ を持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が0となる。 また no-skill line と直線 $P_{\rm fcst} = P_c$ との間の領域(分 離度への寄与>信頼度への寄与、図 D.4.1 灰色の領域) 内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与 を持つ。

特別な場合として、気候値予測(付録 D.4.1)では 1点($P_{\text{fcst}}, P_{\text{obs}}$) = (P_c, P_c)が信頼度曲線に対応する。 また、次の2つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に(信頼度への寄与が最小値の0に)近い。
- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点 (P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)(気候値予測)から離れ た位置(確率値別出現率図の左下または右上寄り) に分布する(分離度が大きい)。
- D.4.5 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルス コア

確率予測では、現象の予測出現確率にある閾値を設 定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定す



図 D.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は *F_r、縦軸は H_r であ* る。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

る基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれ について作成した分割表を基に、閾値が変化したとき の $F_r - H_r$ 平面(ここで、 F_r は誤検出率(付録 D.3.7) H_r は捕捉率(付録 D.3.5))上の軌跡をプロットした ものが ROC 曲線 (ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線)である(図 D.4.2 参照、高野 2002 などに詳しい)。平面内の左上 方の領域では $H_r > F_r$ であり、平面の左上側に膨らん だ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いもの と見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域(図 D.4.2 灰色の領域)の面積 (ROCA: ROC area、ROC 面積)は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。 ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 $(H_r = F_r)$ を基準と して ROC 面積を評価するものであり、次式で定義さ れる。

 $\label{eq:ROCASS} \text{ROCASS} \equiv 2(\text{ROCA}-0.5) \quad (-1 \leq \text{ROCASS} \leq 1)$ (D.4.9)

本スコアは、完全予測で最大値の1をとる。また、 情報価値のない予測(例えば、区間[0,1]から一様ラン ダムに抽出した値を確率予測値とする予測など)では 0となる。

D.4.6 CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、 確率予測の統計検証の指標の1つである。連続物理量 *x* に対する CRPS は次式で定義される。

$$CRPS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \int_{-\infty}^{\infty} \left[P_i(x) - A_i(x) \right]^2 dx$$
(0 < CRPS) (D.4.10)

ここで、N は標本数、 P_i と A_i はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_{i}(x) = \int_{-\infty}^{x} \rho_{i}(x') \, dx' \tag{D.4.11}$$

$$A_i(x) = H\left(x - a_i\right) \tag{D.4.12}$$

ここで、 ρ_i は予測された確率密度関数、 a_i は実況値、 H(x) は階段関数である。

1

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0\\ 1 & x \ge 0 \end{cases}$$
(D.4.13)

CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量 x と同じである。

また、物理量 x が閾値 t 以下となる現象の確率予測 に対するブライアスコアを BS(t) とおくと、

$$CRPS = \int_{-\infty}^{\infty} BS(t)dt \qquad (D.4.14)$$

の関係がある。

参考文献

- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予 報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6-15.
- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- 高野清治,2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研 究ノート,201,73-103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. J. Appl. Meteor., 12, 595–600.
- Roebber, P. J., 2009: Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. Wea. Forecasting, 24, 601–608.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. Wea. Forecasting, 5, 570–575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Rep.*, 89-5, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada, 114 pp.
- Wilks, D. S., 2011: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, International Geophysical, Vol. 100. Academic Press, 334-340 pp.