

## 2.2 開発成果

第2.2節では、数値予報システムに導入した開発成果を報告する。今年度の年報においては、数値予報開発センター発足前の気象庁予報部数値予報課で実施した2019年4月から2020年9月までの開発成果と、数値予報開発センター発足後の2020年10月から12月までの開発成果を報告する。

表 2.2.1 2019年4月から2020年12月までに数値予報システムに導入した開発成果

項	表題	運用開始日
第 2.2.1 項	GOES-16 CSR の全球解析への利用	2019年6月18日
第 2.2.2 項	ハイブリッド同化の全球解析への導入	2019年12月11日
第 2.2.3 項	マイクロ波輝度温度全天同化とアウトーループの全球解析への導入	2019年12月11日
第 2.2.4 項	Metop-C/ASCAT データの全球解析への利用	2019年12月11日
第 2.2.5 項	ASCAT 早期配信データの利用	2020年2月26日
第 2.2.6 項	全球モデルの改良	2020年3月24日
第 2.2.7 項	全球アンサンブル予報システムの改良	2020年3月24日
第 2.2.8 項	メソ解析とメソモデルの改良	2020年3月25日
第 2.2.9 項	GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT の全球解析への利用開始	2020年7月29日
第 2.2.10 項	局地解析におけるひまわり 8 号 CSR データ利用拡大	2020年7月29日
第 2.2.11 項	全球解析における Metop-C マイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS の利用開始	2020年9月15日
第 2.2.12 項	メソアンサンブル予報システムの改良	2020年9月16日
第 2.2.13 項	日本沿岸海況監視予測システムの導入	2020年10月28日

## 2.2.1 GOES-16 CSR の全球解析への利用

### 2.2.1.1 はじめに

気象庁の全球解析では、日本、欧州、米国が運用する静止気象衛星から得られる水蒸気バンドの晴天放射輝度温度 (CSR: Clear-Sky Radiance) データを利用している。水蒸気バンドの CSR データを同化することにより、対流圏の中上層の水蒸気量を中心に初期値の精度が改善することが確認されている (石橋・上沢 2007; 計盛 2016; 岡部 2019)。

南北アメリカおよび大西洋領域を観測する米国の静止気象衛星 GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) -East は 2017 年 12 月に、それまでの GOES-13 から新型の GOES-16 に切り替わった。気象庁では 2018 年 4 月より GOES-16 の CSR データの取得を開始し、同データ利用のための開発及び調査を実施してきた。この結果、2019 年 6 月 18 日より全球解析にて同データの利用を開始した。本項では、その開発と調査の概要を報告する。

### 2.2.1.2 GOES-16 CSR の品質

GOES-16 に搭載されている Advanced Baseline Imager (ABI) は、ひまわり 8 号に搭載の Advanced Himawari Imager (AHI) と同じシリーズのセンサーであり、AHI と同じ周波数帯の 3 つの水蒸気バンドを搭載している。この品質を確認するため、ひまわり 8 号の CSR データと同等の品質管理 (岡部 2019) を適用し、性能評価試験によるデータ同化実験を行った。実験環境として、2019 年 1 月時点の現業数値予報システム相当に GOES-16 CSR データを追加利用し、実験期間は 2018 年 7 月 10 日から 2018 年 9 月 11 日 (夏実験) と 2018 年 12 月 10 日から 2019 年 2 月 11 日 (冬実験) である。GOES-East 領域はこれまで CSR データが全く利用されず、この付近の第一推定値の精度が低下していたことから、CSR データが十分に利用された実験期間の終盤で GOES-16 CSR データの品質を確認することにした。その結果、GOES-16 CSR データの品質はひまわり 8 号 CSR データと同程度であることを確認した。一例として、夏実験による観測値と第一推定値の差 (O-B) のヒストグラムの比較図を図 2.2.1 に示す。

### 2.2.1.3 GOES-16 CSR の全球解析への影響

GOES-16 CSR データの品質はひまわり 8 号 CSR データと同程度であることから、業務化試験によって GOES-16 CSR データを利用した影響を確認した。実験設定として、性能評価試験と同じく 2019 年 1 月時点の現業数値予報システム相当をコントロール実験 (CNTL) とし、これに GOES-16 CSR データを追加利用した実験をテスト実験 (TEST) とした。実験期間は性能評価試験より延長して、2018 年 6 月 12 日から 2018 年 10 月 11 日 (夏実験) と 2018 年 11 月 21 日から 2019 年 3 月 11 日 (冬実験) である。なお、各実験期間より前に、助走として 11 日間のデータ同化実験を実施した。

まず、GOES-16 CSR データの利用により、対流圏での比湿の解析値が変化した。図 2.2.2 で示すように、GOES-16 の観測領域内であるアメリカ大陸周辺の熱帯域にて、300 hPa ではより乾燥化し、700 hPa ではより湿潤化した。同図のラジオゾンデに対する比湿の解析値のバイアスとは逆符号の変化をしていることから、GOES-16 CSR データを同化することにより、解析値における比湿バイアスが軽減してラジオゾンデ観測に近づいたことを示している。このことは冬実験においても同様であった。他にも、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星データやラジオゾンデデータの O-B 標準偏差が減少、特に、GOES-16 の観測領域でのマイクロ波水蒸気サウンダデータとの O-B 標準偏差が顕著に減少した (図略)。

次に、予測への影響について確認した。対初期値検証や対ラジオゾンデ検証から、3 日予測にかけて熱帯で気温、風、高度の二乗平均平方根誤差 (RMSE) が減少した (図略)。一方で北半球 500 hPa 高度の RMSE が夏実験で増加した (図 2.2.3 左)。この誤差の増加は、予測時間が進むにつれて北極域から拡大して生じていることが分かった。この原因究明は、今後の課題である。冬実験では 500 hPa 高度の RMSE が 120 時間予測にかけて減少した (同図右)。

### 2.2.1.4 まとめ

米国の静止気象衛星 GOES-13 の後継機である GOES-16 の CSR データの利用に向けて調査を行った。GOES-16 CSR データを利用することで、観測領域での比湿解析値のバイアスが軽減、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星データやラジオゾンデデータとの整合性が向上した。予測においては、夏実験の北半球にて 500 hPa 高度が改悪したが、熱帯では改善が見られた。この調査により、2019 年 6 月 18 日に全球解析にて GOES-16 CSR データの現業利用を開始した。

## 参考文献

- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊 53 号, 気象庁予報部, 106-120.
- 計盛正博, 2016: ひまわり 8 号晴天放射輝度温度の利用開始. 平成 28 年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 46-49.
- 岡部いづみ, 2019: ひまわり 8 号のバンド 9, 10 及び Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度 (CSR: clear-sky radiance) データの追加利用. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57.

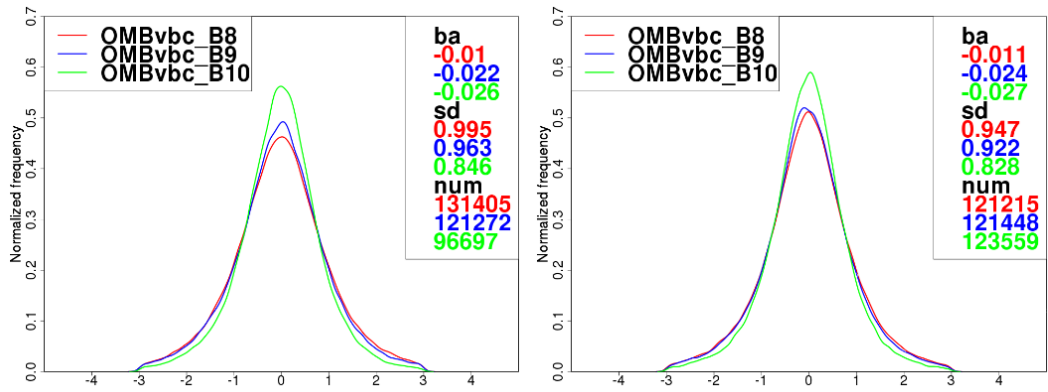


図 2.2.1 ひまわり 8号 (左) および GOES-16 (右) の品質管理およびバイアス補正済み CSR データ [K] の O-B ヒストグラム。赤色がバンド 8、青色がバンド 9、緑色がバンド 10 を表す。各図の右上の数字は、ba が O-B の平均値、sd が O-B の標準偏差、num がサンプル数を表す。期間は夏実験最後の 11 日間である 2018 年 9 月 1 日から 2018 年 9 月 11 日。

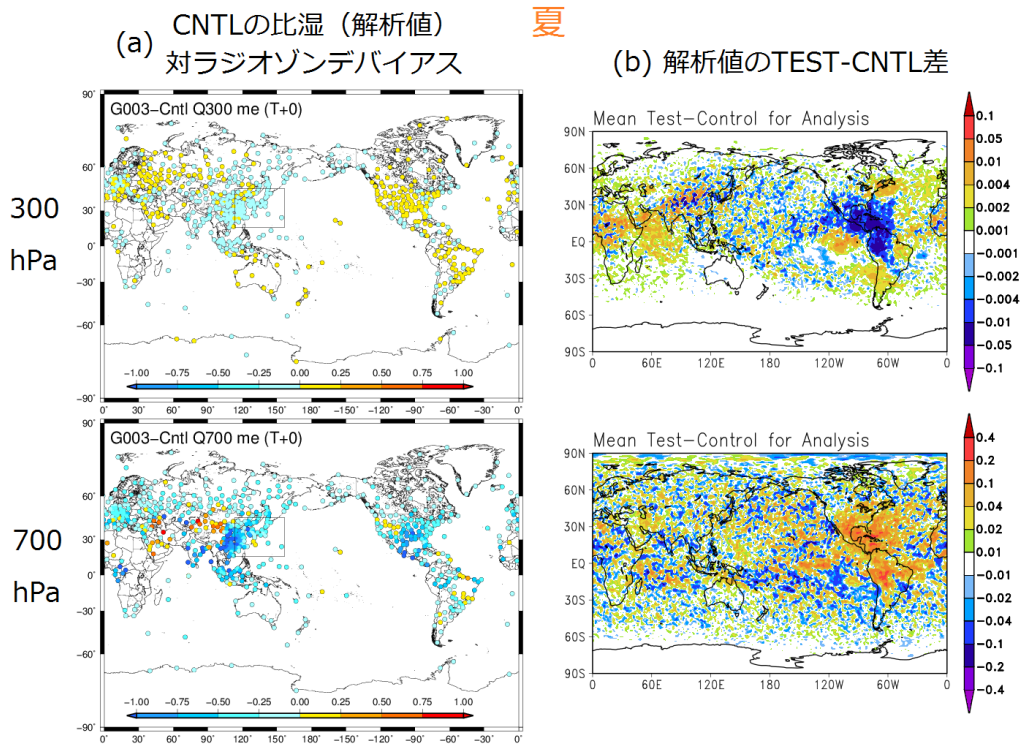


図 2.2.2 CNTL における比湿解析値 [g/kg] のラジオゾンデ観測データに対するバイアス (a) と比湿解析値の TEST と CNTL の差 (b)。上段が 300 hPa、下段が 700 hPa。期間は夏実験。

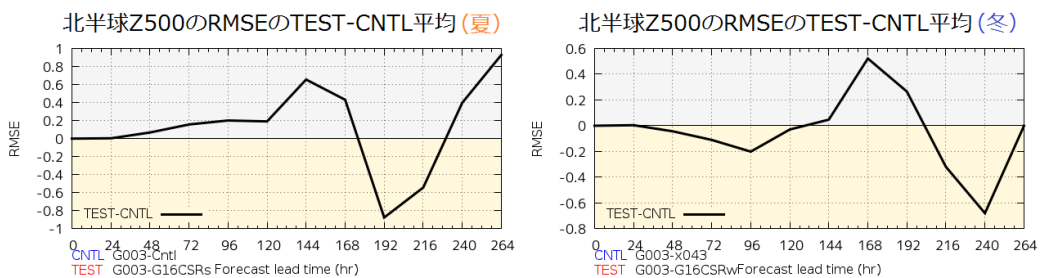


図 2.2.3 北半球 500 hPa 高度の予測時間別の対初期値 RMSE の TEST と CNTL の差 [m]。左が夏実験、右が冬実験。負の値ほど TEST 実験の誤差が減少したことを示す。

## 2.2.2 ハイブリッド同化の全球解析への導入

### 2.2.2.1 概要

気象庁の全球モデルに初期値を提供するための全球解析について、数値予報課では、4次元変分法(4D-Var)の背景誤差として従来から用いていた気候学的な背景誤差に加えて、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF, Hunt et al. 2007)による予報摂動を利用するハイブリッド同化システムの開発を進めてきた。その狙いは、LETKFによる流れ依存の背景誤差情報を利用することによる解析・予報精度の向上である。性能評価のため夏冬それぞれ約3か月間の解析予報サイクル実験を実施し、観測値と第一推定値の差(O-B)の標準偏差の全般的な減少や、冬半球を中心とした予報精度の向上等が確認できた。本変更は2019年12月に全球数値予報システムに導入された。

### 2.2.2.2 変更の概要と基礎調査

気象庁の数値予報システムの全体像についてはJMA(2019)を参照されたい。今回開発を進めてきたハイブリッド同化システムにおいては、気候学的な背景誤差とLETKFのアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差の混ぜ合わせを表現するために、4D-Varのコスト関数 $J$ をアンサンブル摂動に関する拡張制御変数(Lorenz 2003)を用いて、

$$J = \frac{1}{2} \delta x^T \delta x + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \alpha_k^T \alpha_k + \frac{1}{2} \left\{ \mathbf{H} \mathbf{M} (\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)) - d \right\}^T \mathbf{R}^{-1} \left\{ \mathbf{H} \mathbf{M} (\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)) - d \right\} + J_c \quad (2.2.1)$$

とする。ここで、 $J_c$ は束縛項を、 $\mathbf{H}$ ,  $\mathbf{M}$ ,  $\mathbf{B}$ ,  $\mathbf{R}$ はそれぞれ接線形観測演算子、摂動予報演算子、気候学的な背景誤差共分散行列、観測誤差共分散行列を、 $d$ はO-Bを表す。 $K$ はアンサンブルメンバー数、 $\mathbf{X}_k$ はメンバー $k$ のアンサンブル予報摂動( $\sqrt{K-1}$ で規格化)であり、 $\mathbf{C}$ はアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差に対して適用する局所化を定める行列である。局所化はガウス型で重みが $e^{-1/2}$ となる距離を水平800km、鉛直0.8(対数気圧)としている。演算子 $\circ$ は要素ごとの積を表す。 $\beta_1, \beta_2$ はそれぞれ気候学的な背景誤差、アンサンブル予報摂動が表現する背景誤差の重みを定めるパラメータであり、 $\beta_1^2 = 0.85, \beta_2^2 = 0.15$ とした(ただし、50hPaより上では $\beta_1 = 1, \beta_2 = 0$ へと徐々に変化)。 $\delta x$ と $\alpha_k$ は気候学的な背景誤差とアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差それぞれに由来する場の修正量を決める変数であり、 $\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)$ が同化ウィンドウ先頭時刻における場の修正量となる。このように本定式化では、同化ウィンドウ先頭時刻の背

景誤差として気候学的背景誤差に加えてアンサンブル予報が表現する背景誤差が利用されるようになり、同化ウィンドウ内での背景誤差の時間発展は従来の4D-Varと同様に演算子 $\mathbf{M}$ に従う。 $\beta_1 = 1, \beta_2 = 0$ の時、気候学的な背景誤差のみを用いた4D-Varのコスト関数と一致する<sup>1</sup>。LETKFは既に気象庁の全球アンサンブル予報システム(山口2017)の初期摂動作成処理の一部として現業運用されており、それを全球解析に移植する形で実装した。なお、アンサンブル予報摂動に対してはLETKFによる共分散膨張に加え、アンサンブル予報摂動による背景誤差が気候学的な背景誤差とモデル鉛直層の各層で一致<sup>2</sup>するように膨張をかけている。

変更の影響をみるための簡単なテストとして、このハイブリッド同化システムを用い、500hPa高度(Z500)に疑似観測を1点同化した際のモデル面25層目(約700hPa)の気温のインクリメントの比較を図2.2.4に示す。同化ウィンドウの先頭で同化した場合には、気候学的な背景誤差のみを用いた場合には観測点の周辺に同心円状のインクリメントが入る(図2.2.4(a))。アンサンブル予報摂動を利用することにより、第一推定値における気温勾配が急な方向へのインクリメントの広がりが小さいなど流れ(気温の場合など)に依存したインクリメントの構造が表現されるようになることがわかる(図2.2.4(b)(c))。また、アンサンブル予報摂動のみを背景誤差として用いた場合にも遠方のインクリメントが減衰するなど、局所化が適切に機能していることがわかる(図2.2.4(c))。同化ウィンドウの末尾に同化した場合には、ハイブリッドと気候学的な背景誤差のみを用いた4D-Varで大きな違いはないが(図2.2.4(d)(e))、アンサンブル予報摂動を利用することによってインクリメントはわずかに変化している。

### 2.2.2.3 性能評価のための実験

性能評価のため2018年12月における全球数値予報システムをベースとした解析予報サイクル実験を実施した。全球解析には予報結果を決められた時刻までに提供するための速報解析と、解析の品質を維持するため観測データの入電を十分待ってから行うサイクル解析とがある。本実験ではサイクル解析のみを実施し、予報はサイクル解析の結果を初期値として実行した。実験期間は以下の通りとした。

- 解析(夏): 2018年6月2日~2018年10月11日
- 予報(夏): 2018年6月12日~2018年10月11日
- 解析(冬): 2017年11月10日~2018年3月11日
- 予報(冬): 2017年11月20日~2018年3月11日

ハイブリッド同化システムを導入する前の実験をコントロール実験(CNTL)、導入した実験をテスト実験(TEST)とする。

<sup>1</sup> 変数 $\alpha_k$ が使われるのは $\frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \alpha_k^T \alpha_k$ のみとなり、コスト関数 $J$ を最小化する $\alpha_k$ の値は0となる。

<sup>2</sup> 各モデル面における水平全球平均が一致。

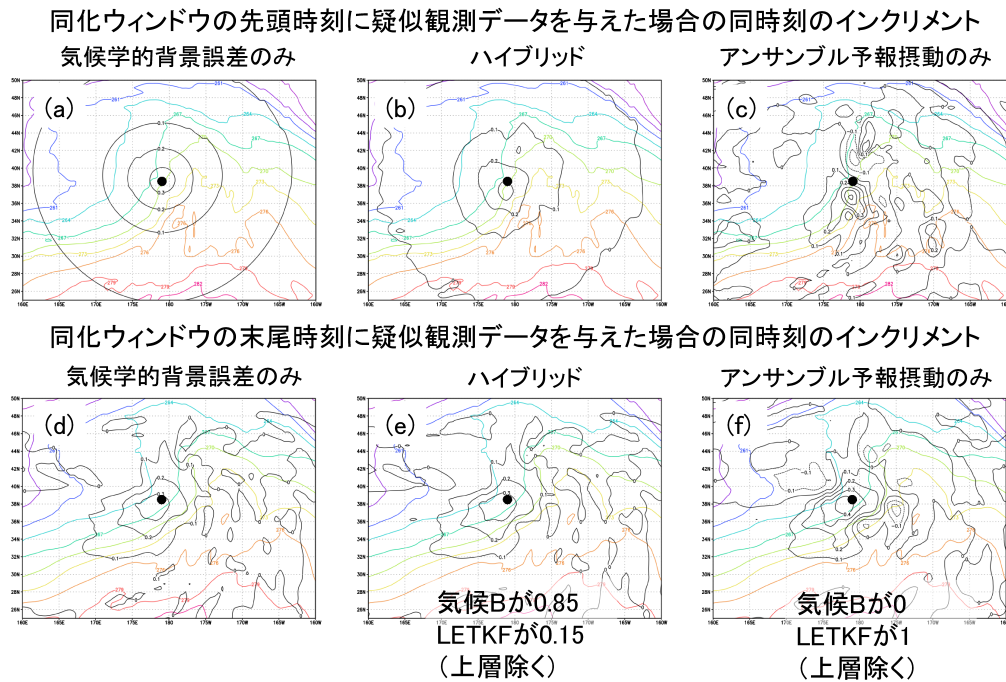


図 2.2.4 500hPa 高度に疑似観測を同化ウィンドウの先頭 (上段) と末尾 (下段) に入れた際の 25 層目 (約 700 hPa) の気温のインクリメント (黒等値線) の比較。それぞれ、同化した観測の時刻におけるインクリメントを比較している。左から、気候学的背景誤差のみを用いた場合、ハイブリッド ( $\beta_1^2 = 0.85, \beta_2^2 = 0.15$ )、LETKF の背景誤差のみを用いた場合を示す。なお、第一推定値の気温 (高度は黒線に同じ) を色等値線、疑似観測を与えた場所を黒丸で示す。

### (1) 第一推定値・解析値の変化

図 2.2.5 に全球解析に利用している代表的な観測として、ラジオゾンデの気温、マイクロ波サウンダ AMSU-A 及び MHS、マイクロ波イメージャ、GNSS 掩蔽観測の O-B の標準偏差の変化率  $((\text{TEST}-\text{CNTL})/\text{CNTL})$  と品質管理を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す (夏実験)。どの観測種別でも概ね O-B の標準偏差は減少しており、同化に使用される観測数も増えている。冬実験も同様の結果であった (図略)。

図 2.2.6 に冬実験における代表的な要素の平均解析場の変化を示す。全球的に対流圏の主要要素の平均解析場に大きな変化は見られない。以下、図は省略するが、日本付近では冬実験に対流圏下層の気温がわずかに上昇、対流圏中・下層の高度場がわずかに上昇する変化が見られたが、これらはいずれも対ゾンデの解析バイアスを減少させる方向の変化となっている。また、日本の南海上で概ね 850 hPa より下層でわずかに比湿を増加させ、700 hPa より上層でわずかに比湿を減少させる傾向が見られる。これは、850 hPa 付近を除いて対ゾンデの解析バイアスを増加させる方向の変化であるが、変化幅は小さい。また、夏実験における日本付近の平均解析場の変化は冬に比べて小さい。

### (2) 予報の変化

図 2.2.7 に夏実験の気温の対解析値、対 ECMWF 解析値<sup>3</sup>の東西平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改

善率  $((\text{CNTL}-\text{TEST})/\text{CNTL})$  を示す。全般に RMSE は減少し、改善しているところが多い。南極上空で予報初期の対解析値の RMSE の増加が見られるが、南極のゾンデ観測に対する RMSE は減少しており、必ずしも改悪とは言えない。また、熱帯成層圏の予報初期にも対解析値 RMSE の増加が見られるが、これについても熱帯成層圏では予報初期にゾンデの観測に大きく寄せていることを確認している (図略)。日本付近では冬実験の 925 hPa の気温で対解析値 RMSE の増加が見られるが、TEST では解析値の気温を上昇させ、境界層内の低温バイアスを解消する方向に変化する一方で、予報では低温バイアスが残ることにより、結果的に対解析値のバイアスが拡大し、RMSE の増加につながっていることがわかった (図略)。その他については全般に RMSE が減少し、予報精度は改善している。図 2.2.8 および図 2.2.9 に対流圏の主要要素についての夏実験、冬実験の対解析値と対ゾンデの RMSE 改善率と改善・改悪の有意性検定結果を示す。冬半球側を中心に全般に予報誤差は減少し、改善していることがわかる。

また、変更前後の日本付近の予報事例については、CNTL と TEST で誤差パターンが大きく変わるような事例は見られず (図略)、GSM の予測の利用上の留意点等は変更前後で大きく変わらないと考えられる。

<sup>3</sup> 欧州中期予報センター (ECMWF) の全球数値予報システムによる客観解析値、独立資料を用いた検証の目的で利用す

る。

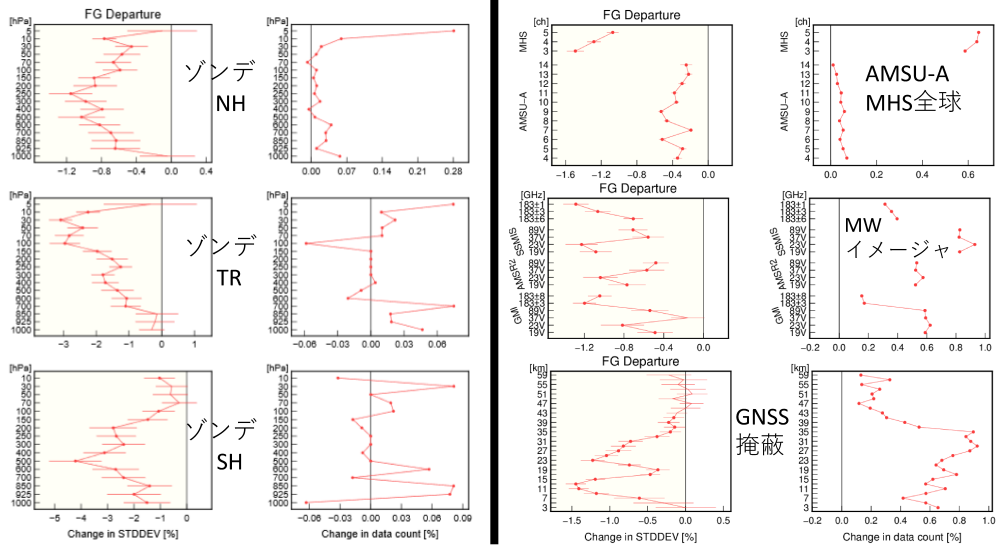


図 2.2.5 観測値と第一推定値の差 (O-B) の標準偏差の変化率 (本文参照) と観測使用数の変化率で、各観測種別に対して二枚の図をセットとしたもの (左側が前者、右側が後者)。変化率の単位は [%]。左側の二列は夏実験のラジオゾンデの気温 (上から北半球、熱帯、南半球) に対するもので、各図縦軸は気圧 [hPa]。右側の二列はマイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) に対するもので、各図縦軸は上二つがチャンネルの別、下は高度 [km]。

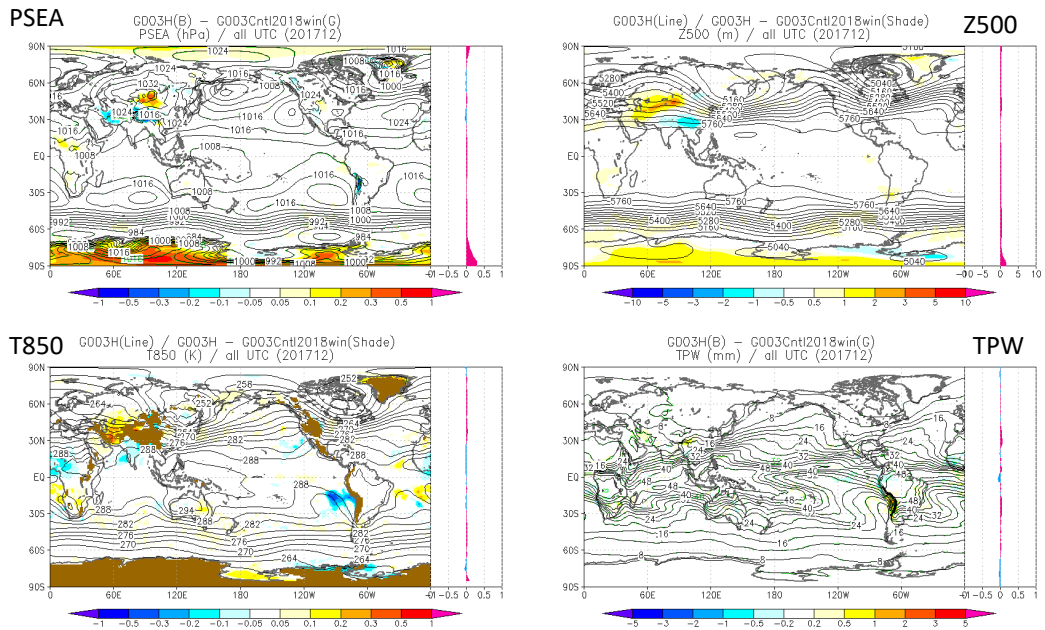


図 2.2.6 冬実験の平均解析場の TEST-CNTL。左上、右上、左下、右下はそれぞれ海面更正気圧 [hPa]、500 hPa 高度 [m]、850 hPa 気温 [K]、可降水量 (TPW, Total Precipitable Water)[mm] を示す。各図の右側に東西平均図も示す。

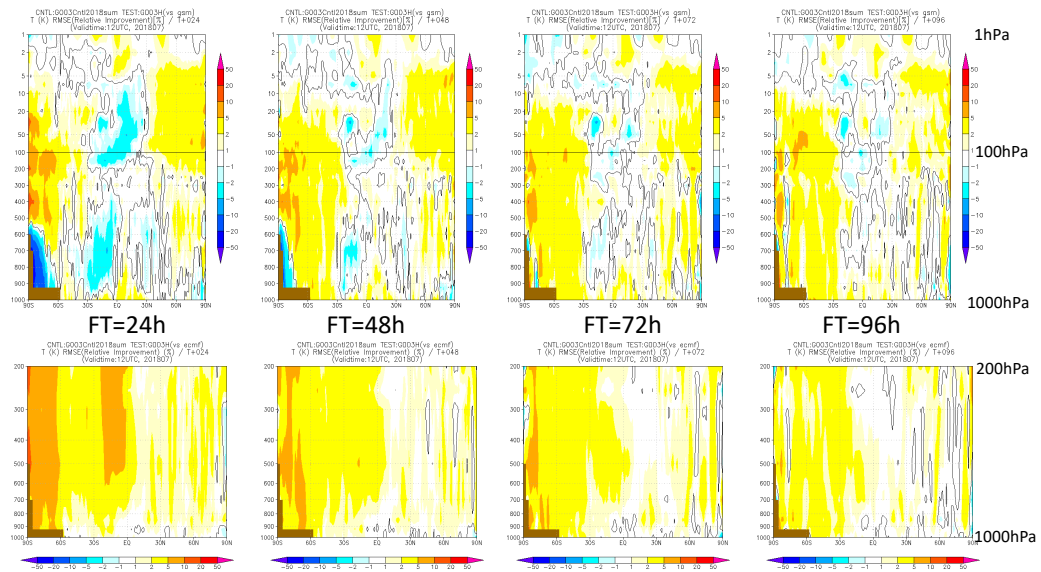
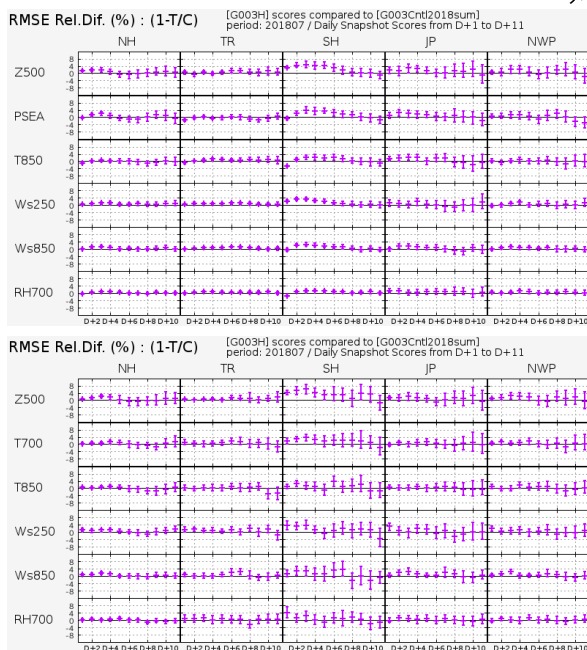
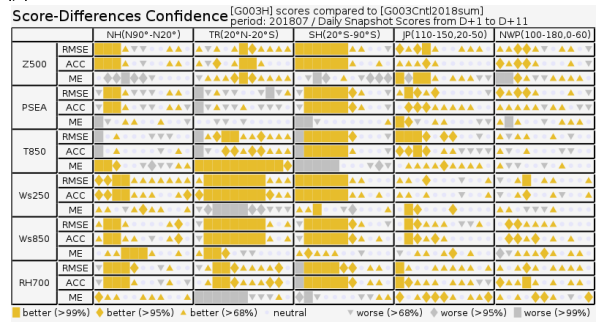


図 2.2.7 対解析値（上段）、対 ECMWF 解析値（下段）の気温の予測の東西平均の RMSE の改善率（本文参照）[%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。左から FT=24, 48, 72, 96 h の結果。

### RMSE改善率



### 対解析



### 対ゾンデ

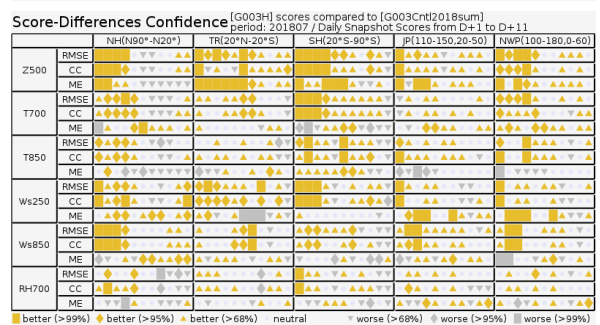
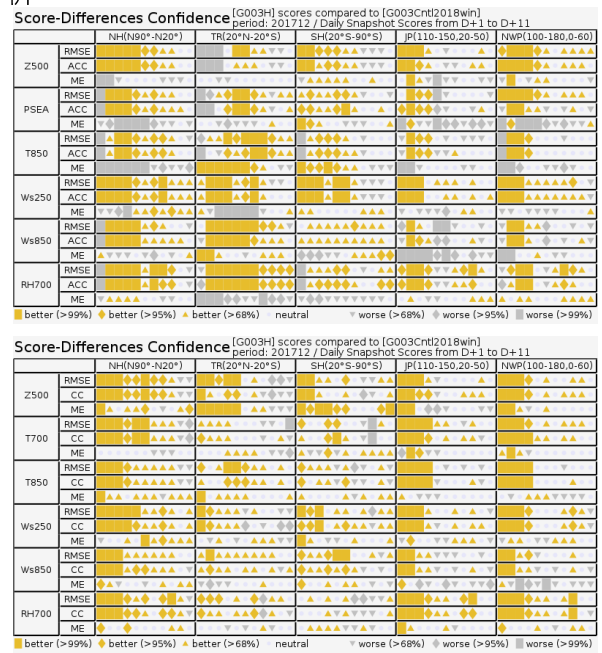
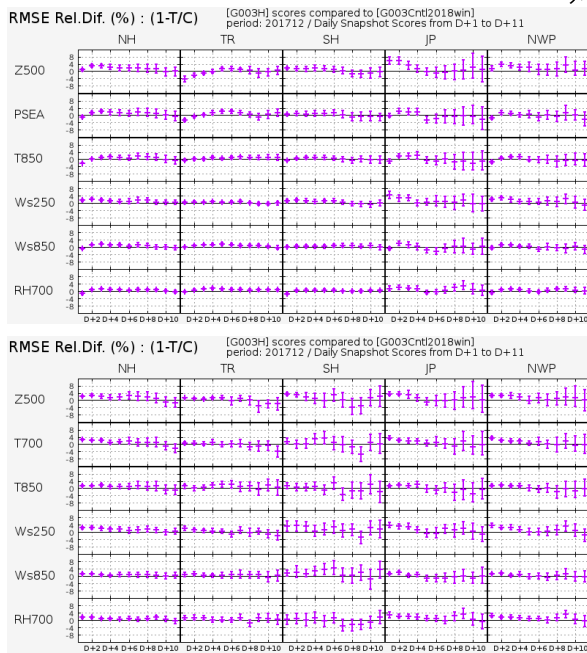


図 2.2.8 夏実験の対流圏主要要素の RMSE の改善率 [%]（左図）と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定（右図：スコアカード）。上段が対解析値、下段が対ゾンデの結果。検証領域は左から北半球（20°N–90°N）、熱帯（20°S–20°N）、南半球（20°S–90°S）、日本周辺（110°E–150°E, 20°N–50°N）、北西太平洋領域（100°E–180°E, 0°N–60°N）。要素は上から 500 hPa 高度、海面更正気圧（対ゾンデは 700 hPa 気温）、850 hPa 気温、250 hPa 風速、850 hPa 風速、700 hPa 相対湿度。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、アノマリー相関係数 (ACC)（対ゾンデは相関 (CC)）、バイアスで、黄色、灰色がそれぞれ統計的に有意に改善、悪化していることを示す（塗りつぶし面積が広いほど統計的有意性が大きい）。

## RMSE改善率

## 対解析



## 対ゾンデ

図 2.2.9 図 2.2.8 と同様、ただし冬実験の結果。

### 2.2.2.4 まとめ

気象庁の全球解析の4D-Varにおいて、気候学的な背景誤差に加えて LETKF のアンサンブル予報摂動を背景誤差として利用したハイブリッド同化システムを開発し、性能を評価した。O-B の標準偏差の減少、冬半球を中心とした予報精度の向上が確認できた。このことから本変更は、衛星観測によるマイクロ波観測輝度温度データの全天同化利用開始 (Shimizu et al. 2020) と共に、2019 年 12 月に全球数値予報システムに導入された。

### 参考文献

- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112–126.
- JMA, 2019: *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 Systems (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*. Japan, 229 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP: a comparison with 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183–3203.

- Shimizu, H., M. Kazumori, and T. Kadowaki, 2020: Implementation of all-sky microwave radiance assimilation in to JMA's global NWP system. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell.*, **50**, 1.21–1.22.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.



## 2.2.3 マイクロ波輝度温度全天同化とアウトターープの全球解析への導入

### 2.2.3.1 はじめに

衛星に搭載されたマイクロ波センサー（イメージャやサウンダ）によって観測される輝度温度には、地球表面の状態や、大気の状態（気温、水蒸気量、雲や降水粒子）に応じた放射や散乱などの様々な情報が含まれる。これらの情報を含む輝度温度を数値予報の初期値解析で適切に同化することで、初期値としてより現実に近い大気状態を作成することができる。気象庁の数値予報システムにおいて、マイクロ波センサーをはじめとする輝度温度データは、これまで晴天域のデータのみが利用（晴天同化）されてきた（佐藤・江河 2007、計盛 2015 など）。

本稿では、2019年12月11日、全球解析において開始した、雲・降水域を含むマイクロ波輝度温度データの同化（全天同化）およびアウトターープの導入（Kazumori and Kadowaki 2017; Shimizu et al. 2020）について概要を報告する。マイクロ波センサーの輝度温度を全天同化で利用することで、雲・降水の情報がより多く取り込まれ、解析値や予測値において、特に水蒸気場の精度改善が見込まれる。なお、本変更は、第2.2.2項に示す、ハイブリッド同化とともに現業システムに導入された。

### 2.2.3.2 品質管理手法の変更

まず、全天同化の対象とするマイクロ波イメージャおよびマイクロ波水蒸気サウンダについて、本変更の前後における、晴天同化および全天同化の導入状況について示す（表 2.2.2）。本変更時点で全天同化に未対応のセンサー（表中○印）については、2020年12月現在、全天同化の導入に向けて開発中である。なお、マイクロ波イメージャ（19, 23 および 37GHz）は海上のみ、マイクロ波水蒸気サウンダ（183GHz）は海上および陸上でデータを利用している。

次に、全球解析においてマイクロ波センサーの輝度温度データを全天同化するために適用した、主な品質管理手法の変更を以下に示す。

1. 放射伝達計算に、雲・降水を考慮できる RTTOV-SCATT(Bauer et al. 2006) を使用。
2. マイクロ波イメージャの観測輝度温度データをインナーモデル格子で平均化し、空間代表性をモデルに合わせた。
3. マイクロ波イメージャの間引き間隔を 200km から 150km に変更し、利用データ数を増加。
4. 雲・降水域のデータを利用するため、観測雲水量（観測データから算出）による、雲・降水の影響を受けたデータの除去を廃止。
5. 雲・降水の量に応じた観測誤差の設定。

6. マイクロ波イメージャのグロスエラーチェックに用いる、輝度温度の観測値と計算値の差を、雲・降水の量に応じた観測誤差で規格化するように変更。
7. マイクロ波水蒸気サウンダのグロスエラーチェック閾値の最大値を 6K に設定し、モデルで再現されない深い対流に伴うバイアスを取り除く。
8. 変分法バイアス補正の説明変数から観測雲水量を除き、晴天同化ではバイアス要因であった雲水量による輝度温度の変化をシグナルとして利用。
9. マイクロ波イメージャに対し、モデルでは表現が不十分な、上層の寒気の吹き出しに対応して生じるバイアス (cold sector bias) を取り除く処理を追加。
10. マイクロ波水蒸気サウンダの積雪域データ、高標高域データは、雲・降水域との判別が困難であることから不使用とするように変更。
11. 雲・降水域において第一推定値から計算した輝度温度の精度が不十分な 89GHz チャンネルの利用中止。

上記の品質管理の変更を適用した全天同化により、利用できるデータ数は晴天同化と比較して大幅に増加した（図 2.2.10）。

### 2.2.3.3 観測誤差の設定

ここで、上記 5. に示した雲・降水の量に応じた観測誤差の設定について記す。晴天同化においては、観測誤差として、センサー・チャンネルごとに設定された一定値を使用している。これに対し、全天同化においては、晴天域のデータと雲・降水の影響を受けたデータを一体的に扱うため、雲・降水の影響の程度をパラメータ化し、そのパラメータの関数で観測誤差を設定するよう変更した。

マイクロ波イメージャ（表 2.2.2 で 19, 23 および 37GHz のチャンネルを利用するセンサー）の場合、Geer and Bauer (2011) に基づいた観測誤差の設定を行う。ここでは、海面からのマイクロ波放射が偏光しているのに対し、雲・降水からのマイクロ波放射は非偏光であることを利用する。まず、37GHz 付近の水平偏波および垂直偏波チャンネルを用い、偏波の程度  $P_{37}$  を以下のように表す。

$$P_{37} = (T^v - T^h)/(T_{CLR}^v - T_{CLR}^h) \simeq \tau_{37}^2 \quad (2.2.2)$$

ここで、 $T^v$ 、 $T^h$  はそれぞれ垂直、水平偏波の輝度温度で、 $T_{CLR}^v$ 、 $T_{CLR}^h$  はそれぞれ、放射伝達モデルを用いて雲・降水を考慮せずに（晴天域として）計算した垂直、水平偏波の輝度温度値である。 $\tau_{37}$  は雲・降水を含んだ大気の 37GHz における透過率で、上式は雲・降水の量と偏波の程度が大まかに対応することを示して

表 2.2.2 各マイクロ波センサーの搭載チャンネル（同化対象の周波数のみ抜粋）および全天同化の導入状況。1 行目はチャンネル周波数（大まかな値）を表す。記号の意味は、それぞれ、◎：(変更前) 晴天同化→(変更後) 全天同化、×：(変更前) 晴天同化→(変更後) 未同化、●：(変更前) 未同化→(変更後) 全天同化、○：変更前後とも晴天同化、/：搭載のないチャンネルもしくは変更前後とも未同化、を表す。

衛星/センサー	19GHz	23GHz	37GHz	89GHz	183GHz
Metop,NOAA/MHS	/	/	/	/	◎
Megha-Tropiques/SAPHIR	/	/	/	/	○
Suomi-NPP,NOAA-20/ATMS	/	/	/	/	○
DMSP-F17,18/SSMIS	◎	◎	◎	×	○
GPM-core/GMI	◎	◎	◎	×	◎
GCOM-W1/AMSR2	◎	◎	◎	×	/
FY-3B,3C/MWRI	●	●	●	/	/
Coriolis/WindSat	●	●	●	/	/

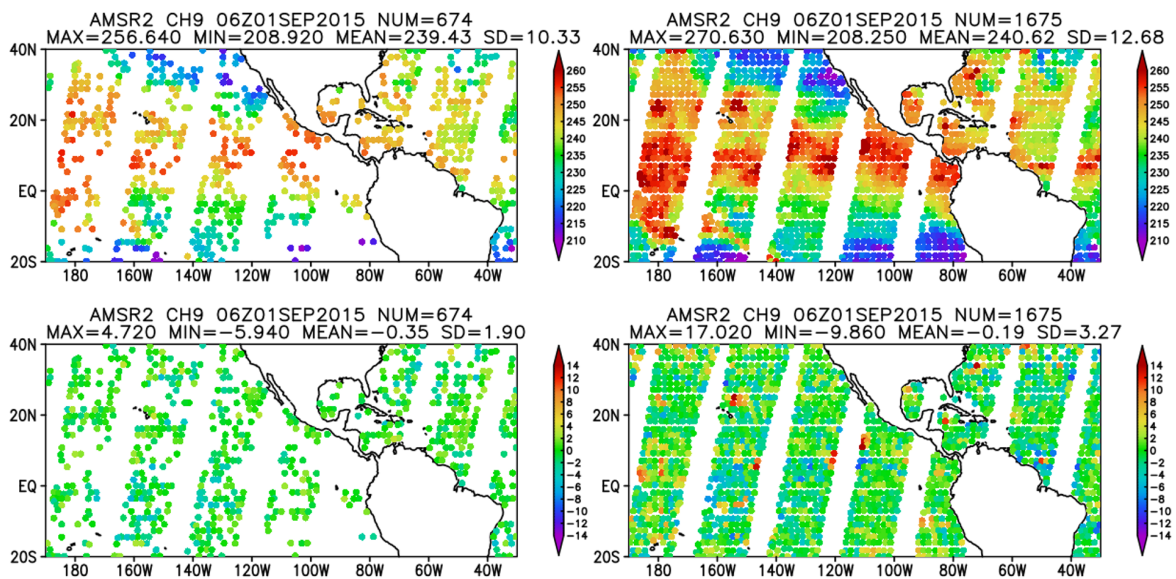


図 2.2.10 GCOM-W/AMSR2/ch9 の観測輝度温度（上段）および、観測輝度温度と計算輝度温度の差（下段）。左列は晴天同化、右列は全天同化において同化に利用されたデータの分布を示す。

いる。 $P_{37}$  は雲・降水が少ない（透過率が高い）ほど 1 に近く、逆に雲・降水が多いと 0 に近いという性質がある。雲・降水の影響をより直接的に表すパラメータとして、 $C_{37}$  を、 $P_{37}$  を用いて以下のように表す。

$$C_{37} = 1 - P_{37} \quad (2.2.3)$$

$C_{37}$  について、(2.2.2) 式における  $T^o$  および  $T^h$  に、観測値を代入した場合を  $C_{37}^o$ 、放射伝達モデルを用いた計算値を代入した場合を  $C_{37}^b$  とする。モデルにおける雲の有無と、実際の観測における雲の有無の影響の両方を偏りなく考慮するため、パラメータとして以下のように両者を平均した  $\overline{C_{37}}$  を使用する。

$$\overline{C_{37}} = (C_{37}^b + C_{37}^o)/2 \quad (2.2.4)$$

雲・降水の影響に応じた観測誤差を設定するために行った、輝度温度の観測値と計算値の差 (O-B) の標準偏

差と、 $C_{37}$  の関係についての統計の結果を図 2.2.11 に示す。観測誤差はこの統計に基づき、 $\overline{C_{37}}$  の関数として設定した（図中黒破線）。

マイクロ波水蒸気サウンダ（表 2.2.2 で 183GHz のチャンネルを利用するセンサー）については、37GHz の垂直・水平偏波のチャンネルが搭載されていないことや、37GHz の垂直・水平偏波の差異が利用できない陸上でのデータを利用するため、Geer et al. (2014) に基づいた別の方法で雲・降水の影響の程度を表す。ここでは、雲・降水粒子によりマイクロ波が散乱されることを利用する。これらのセンサーには、同化する 183GHz 帯のチャンネルとは別に、90GHz 付近および 150GHz 付近のチャンネルが搭載されており、150GHz 付近で雲・降水粒子による散乱の効果がより大きい（輝度温度が低下する）ことを利用し、以下のように散乱イン

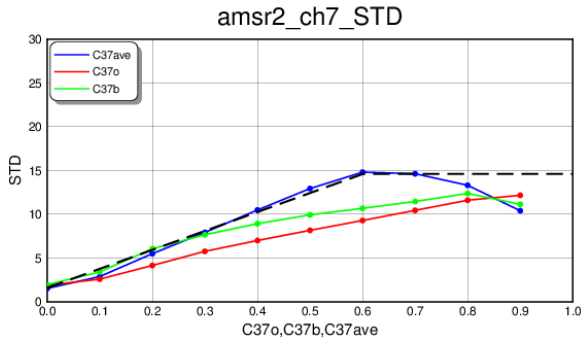


図 2.2.11 雲・降水の影響を表すパラメータ  $C_{37}$  と、観測輝度温度と計算輝度温度の差 (O-B) の標準偏差との関係の例。GCOM-W/AMSR2/ch7 (19GHz 垂直偏波) の結果。赤は観測輝度温度に基づく  $C_{37}^o$ 、緑は計算輝度温度に基づく  $C_{37}^b$ 、青は両者を平均した  $C_{37}^{ave}$  との関係。黒破線は設定した観測誤差。

デックスを算出する。

$$SI = (TB_{90} - TB_{150}) - (TB_{90}^{clr} - TB_{150}^{clr}) \quad (2.2.5)$$

ここで、 $TB_{90}$  および  $TB_{150}$  はそれぞれ、90GHz および 150GHz 付近の輝度温度を表し、 $TB_{90}^{clr}$  および  $TB_{150}^{clr}$  はそれぞれ、90GHz および 150GHz 付近の、放射伝達モデルを用いて雲・降水を考慮せずに (晴天域として) 計算した輝度温度を表す。右辺第 2 項 ( $TB_{90}^{clr} - TB_{150}^{clr}$ ) は、水蒸気による吸収の効果を反映している一方、右辺第 1 項 ( $TB_{90} - TB_{150}$ ) は、水蒸気による吸収の効果とともに、雲・降水粒子による散乱の効果を反映している。つまり、SI は雲・降水粒子による散乱の効果を抽出したインデックスとなり、値が大きいほど雲・降水による影響が大きいことを意味する。 $TB_{90}$  および  $TB_{150}$  として、観測された輝度温度を代入した場合の SI を  $SI_{obs}$ 、放射伝達モデルを用いた計算値を代入した場合を  $SI_{FG}$  とし、雲・降水の影響を表すパラメータ  $C_{SYM}$  を以下のようにする。

$$C_{SYM} = (SI_{obs} + SI_{FG})/2 \quad (2.2.6)$$

モデルにおける雲の有無と、実際の観測における雲の有無の影響の両方を考慮し、平均した値を用いる点は、マイクロ波イメージャに対する  $\overline{C_{37}}$  と同様である。観測誤差についても同様に、輝度温度の O-B の標準偏差との統計結果に基づき、 $C_{SYM}$  の関数として設定している。

#### 2.2.3.4 アウターループの導入

マイクロ波輝度温度全天同化をより効果的に行うためには、モデルの雲・降水表現と観測との乖離が小さい解析システムが必要である。これまでの全球解析では、低解像度モデル (インナーモデル) を用いた 4 次元変分法 (4D-Var) による最小値探索の中で、基本場を一定としていた。今回の改良では、解析処理の途中で、暫定的に作成した解析値から高解像度モデル (ア

ウターモデル) を再度実行し、基本場を更新することで、解析場をより観測に寄せていく、アウターループを合わせて導入した。これまで最小値探索を行う繰り返し計算の回数は 70 回であったが、1 ループ目で 35 回繰り返し計算を行った後、アウターモデルを使用して基本場を更新し、その後 2 ループ目で 35 回の繰り返し計算を行うように変更した。

#### 2.2.3.5 性能評価試験

全天同化およびアウターループを導入した全球数値予報システムについて、解析値・予測値の改善を確認するため、解析予報サイクル実験を実施した。コントロール実験 (CNTL) は、2018 年 12 月時点における現業システム相当の全球解析予報システムを用いた。コントロール実験に対して、マイクロ波輝度温度全天同化およびアウターループ導入に伴う変更を加えた実験を、テスト実験 (TEST) とする。実験期間は、2018 年 6 月 2 日～2018 年 10 月 11 日 (夏期間) および、2017 年 11 月 10 日～2018 年 3 月 11 日 (冬期間) である。ただし、検証には各期間最初の 10 日間は利用しない。

##### (1) 解析値・第一推定値の変化

第一推定値の精度の検証結果として、図 2.2.12 に、同化に利用された観測データの、観測値と第一推定値の差 (FG Departure) の標準偏差の TEST の CNTL に対する変化率および、品質管理を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す。ここでは、水蒸気感度のある観測データのうち、本実験では利用方法を変更していないデータを中心に結果を示した。概して標準偏差は減少し、利用データ数が増加している。これは、TEST の変更により、これらの観測データと整合するように第一推定値の誤差が減少し、精度が改善したことを示す。また、ラジオゾンデの気温や風速でも標準偏差の減少が見られ、第一推定値の水蒸気場だけでなく、気温や風の場の精度も向上していることが確認された。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値についても精度が向上したことを示唆する。

その他、850hPa 比湿や 500hPa 高度などの平均解析場について、ラジオゾンデ観測に対して持つバイアスを概ね軽減するような変化が確認された (図省略)。

##### (2) 予測値の変化

図 2.2.13 に、夏実験における気温および比湿の予測値について、ECMWF 解析値を参照値とした<sup>4</sup>、二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改善率の帯状平均を示す。

<sup>4</sup> 本変更では TEST の解析値が CNTL から大きく変化したため、予報精度の検証でしばしば用いられる、それぞれの数値予報システム自身の解析値を参照値とした検証では、特に予測初期の熱帯域において、TEST における精度の変化を確認することが難しい。このことから、独立した共通の参照値として他センターの解析値を利用した図を示した。参照値を ECMWF ではなく NOAA/NCEP や UKMO の解析値としても、同様の結果が得られている。

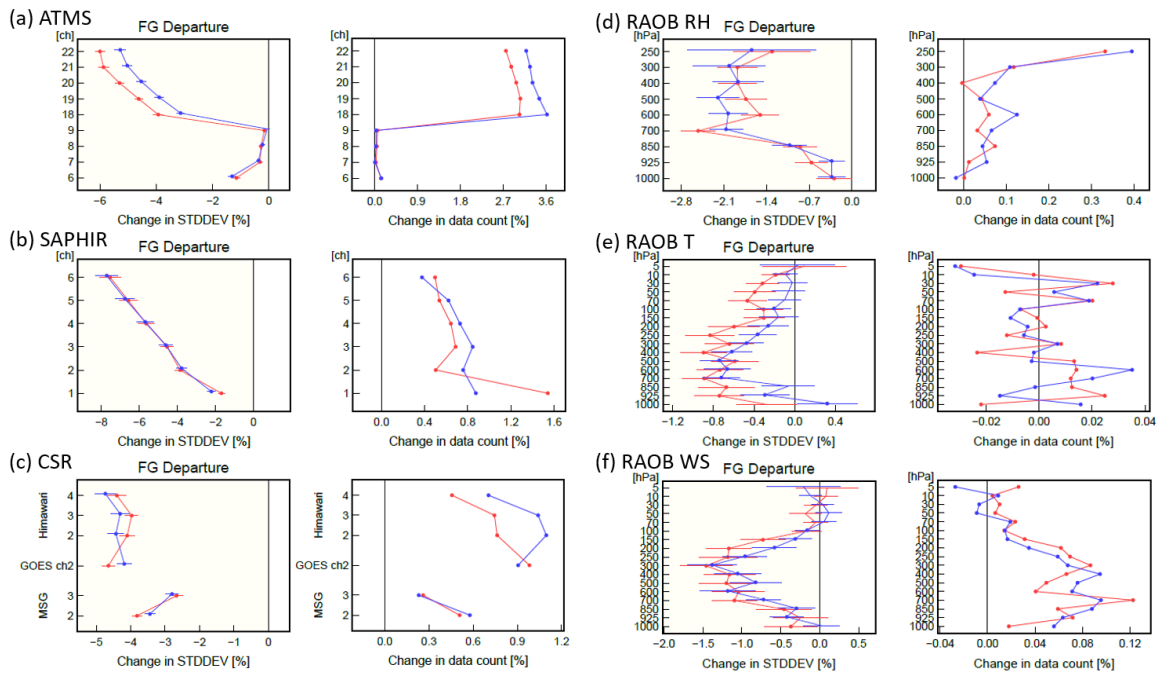


図 2.2.12 TEST 実験における、各観測データの FG departure の標準偏差の CNTL 実験からの変化率 [%] (各左図)、および利用データ数の変化率 [%] (各右図)。赤線は夏実験、青線は冬実験。それぞれ、(a) マイクロ波サウンダ ATMS、(b) マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR、(c) 静止気象衛星晴天輝度温度 (CSR)、(d) ラジオゾンデ相対湿度、(e) ラジオゾンデ気温、(f) ラジオゾンデ風速、についての図。エラーバーは 95% 信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸は、輝度温度センサーについてはチャンネル番号、ラジオゾンデについては気圧を示す。

解析値で見られた水蒸気場を中心とした改善が、数日先まで持続していることが確認できる。(冬実験でも同様の結果。図省略。)

熱帯低気圧の進路予測誤差 (図 2.2.14) については、夏実験の北西太平洋、北東太平洋、冬実験の南半球で改善の傾向がみられた。大西洋は概ね中立であった。北西太平洋における夏実験の事例を個別にみると、改悪事例もあるが、改善事例が多く見られた (図省略)。

その他、ラジオゾンデを用いた検証においても、気温、高度、風等の各要素で概ね改善が見られた (図省略)。

### 2.2.3.6 まとめ

全球数値予報システムに、マイクロ波輝度温度全天同化およびアウトグループを導入し、性能を評価した。マイクロ波輝度温度全天同化の効果として、雲・降水の情報がより多く取り込まれ、特に水蒸気場の第一推定値精度が向上した。また、予測検証においても精度の改善を確認した。この結果を受けて、2019 年 12 月 11 日から、全球数値予報システムでの現業利用を開始した。

### 参考文献

Bauer, P., E. Moreau, F. Chevallier, and U. O’Keeffe, 2006: Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1259–1281.

Geer, A. J., F. Baordo, N. Bormann, and S. J. En-

glish, 2014: All-sky assimilation of microwave humidity sounders. *ECMWF Tech. Memo.*, **741**.

Geer, A. J. and P. Bauer, 2011: Observation errors in all-sky data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2024–2037.

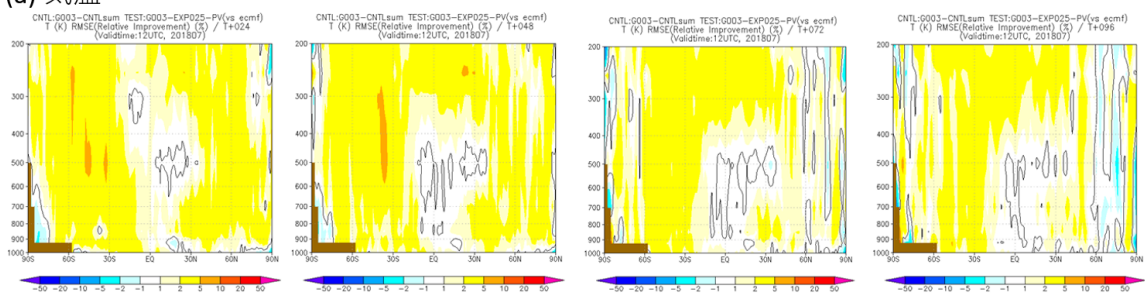
計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 50–54.

Kazumori, M. and T. Kadowaki, 2017: Development of an all-sky assimilation of microwave imager and sounder radiances for the Japan Meteorological Agency global numerical weather prediction system. *Tech. Proc. of 21st International TOVS Study Conference, Darmstadt, Germany 29 November 5 December 2017*.

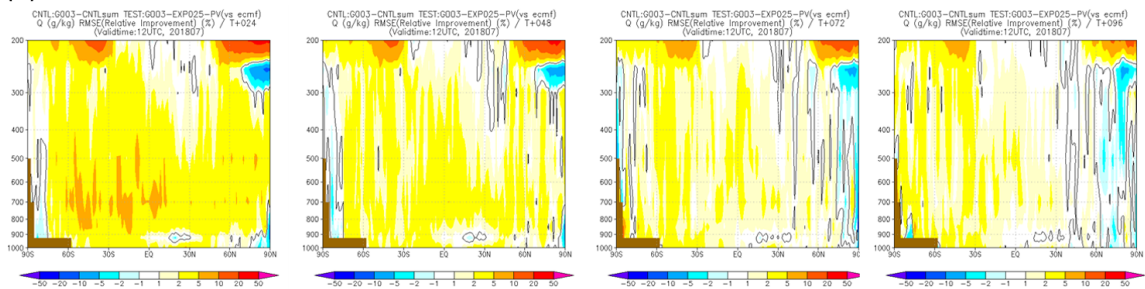
佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 91–105.

Shimizu, H., M. Kazumori, and T. Kadowaki, 2020: Implementation of all-sky microwave radiance assimilation in to JMA’s global NWP system. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell*, **50**, 1.21–1.22.

(a) 気温



(b) 比湿



24時間予測

48時間予測

72時間予測

96時間予測

図 2.2.13 ECMWF 解析値を参照値とした RMSE 改善率 [%] の帯状平均。夏実験の検証結果。RMSE についての (CNTL-TEST)/CNTL を改善率とする。暖色系が改善を示す。上段から要素は、(a) 気温、(b) 比湿。左列から 24 時間予測、48 時間予測、72 時間予測、96 時間予測。

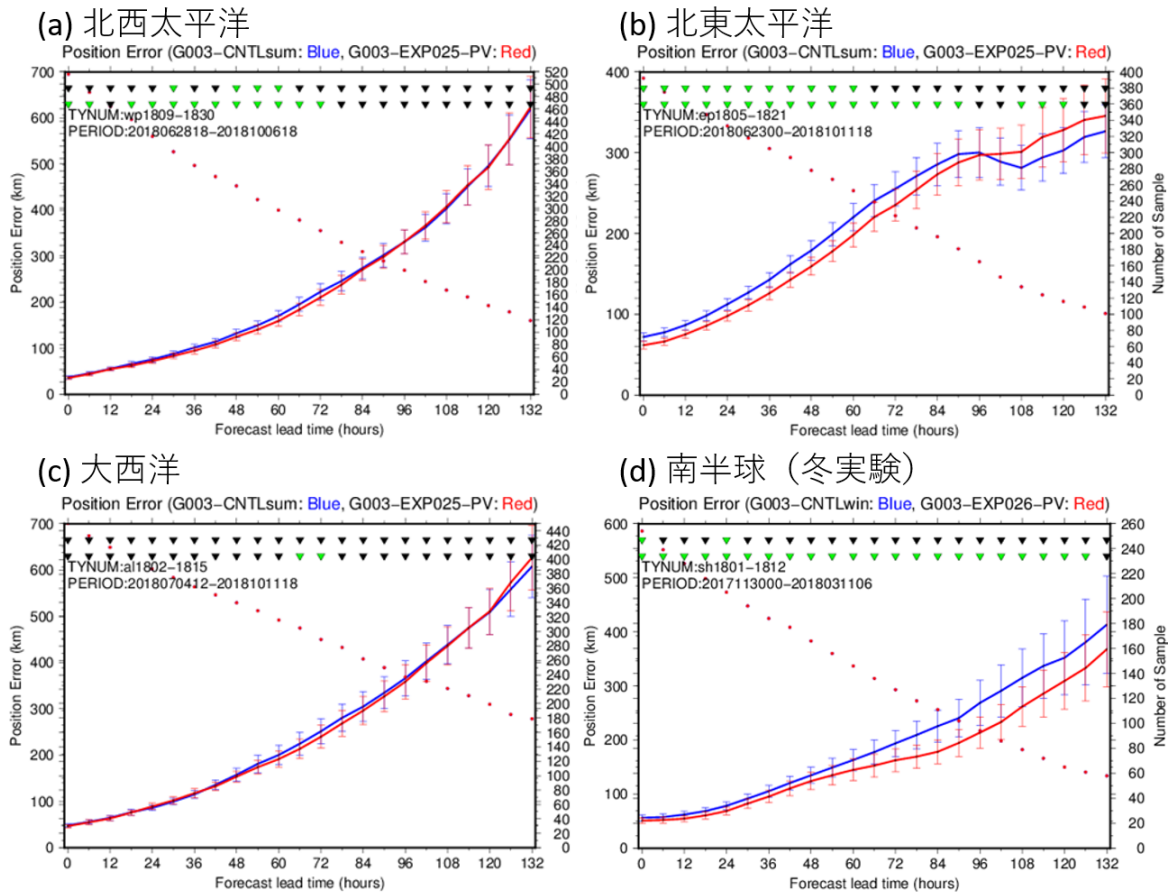


図 2.2.14 実験期間中に発生した地域別の台風の進路予測誤差。青が CNTL、赤が TEST。それぞれ、(a) 北西太平洋、(b) 北東太平洋、(c) 大西洋、(d) 冬実験の南半球の結果を示す。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間を表す。サンプルは CNTL と TEST で揃えてあり、両実験で熱帯低気圧中心を追跡出来たものだけを検証対象としている。図上部の▽は予測誤差の差の統計的な有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮した場合、下段は時間方向の相関を考慮せず独立と仮定した場合の有意判定結果を示し、緑は有意、黒は有意ではないことを示す。

## 2.2.4 Metop-C/ASCAT データの全球解析への利用

### 2.2.4.1 はじめに

気象庁の全球解析では欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用する、現業極軌道気象衛星 Metop-A、-B に搭載されているマイクロ波散乱計 ASCAT から算出された海上風データを利用している。2018 年 11 月 7 日に打ち上げられた 3 機目の同型衛星 Metop-C に搭載された ASCAT について、気象庁では 2019 年 2 月から Metop-C/ASCAT 海上風データの入手を開始した。2006 年 10 月打ち上げられた Metop-A は設計寿命の 5 年を大幅に超過しており、早期に新しい ASCAT 海上風データを利用する必要がある。本項では、2019 年 12 月 11 日から全球解析に現業利用を開始した Metop-C/ASCAT 海上風データの調査の概要を報告する。

### 2.2.4.2 Metop-C/ASCAT 海上風の品質と全球解析への影響

Metop-C は Metop-A、-B と同じ軌道面で運用されており、利用される Metop-C/ASCAT 海上風データは Metop-A、-B の近くに分布している (図 2.2.15)。また、利用優先度を Metop-A、-B、-C の順に設定しており、Metop-C の利用数は海上風全体の 1 割程度である。

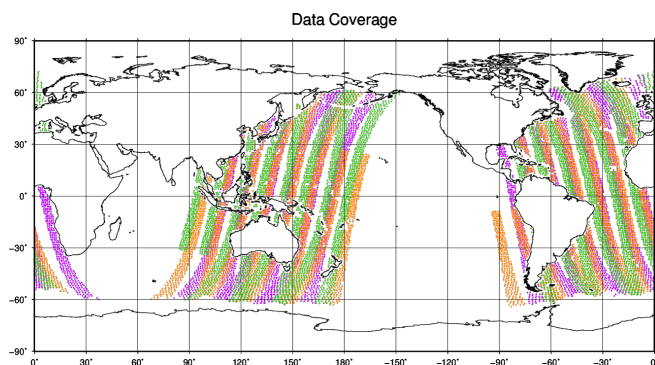


図 2.2.15 ASCAT 海上風の利用分布図。2019 年 4 月 15 日 00UTC 全球サイクル解析。橙色が Metop-A、紫色が Metop-B、緑色が Metop-C を示す。

2019 年 4 月と 5 月のデータを用いて、Metop-C/ASCAT 海上風データの品質を観測値と第一推定値との差 (O-B) で調査したところ、Metop-A、-B と同程度であった (図略)。次に、Metop-C/ASCAT 海上風データを利用したことによる第一推定値への影響をマイクロ波サウンダデータで調査した。下層の気温に感度を持つ AMSU-A の 4-6 チャンネルと対流圏の水蒸気に感度を持つ MHS の熱帯域にて O-B の標準偏差の減少と利用数の増加を確認した (図 2.2.16)。これは Metop-C/ASCAT 海上風データを利用したことにより、第一推定値での下層気温と水蒸気の精度が改善したためである。

予測については、追加した Metop-C/ASCAT の利用が海上風全体の 1 割程度であったため、大きな影響は

見られなかった。

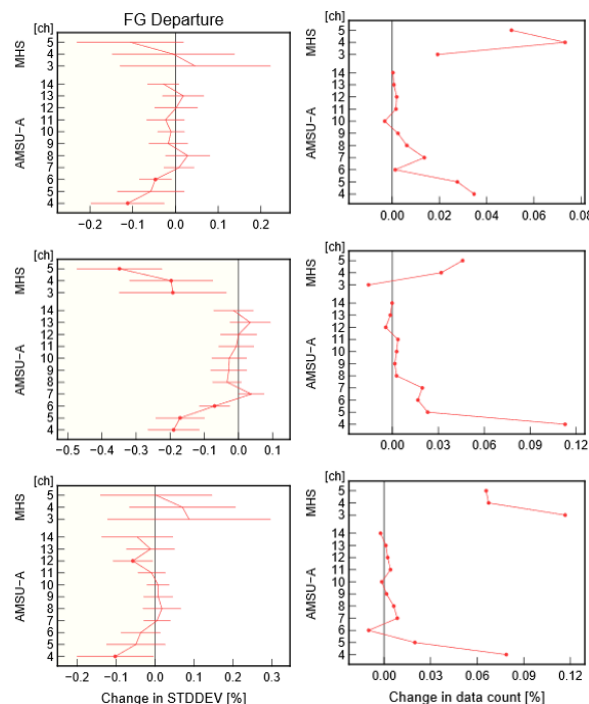


図 2.2.16 Metop-C/ASCAT 海上風を追加したことによる、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A とマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測データと第一推定値との差の標準偏差の変化率 (左) 及び利用データ数変化率 (右)。上段から北半球、熱帯、南半球を示す。エラーバーは 95% 信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。

### 2.2.4.3 まとめ

現在利用中の Metop-A、-B/ASCAT 海上風に加えて、Metop-C/ASCAT 海上風データを追加利用するための調査を行った。Metop-C/ASCAT 海上風データは Metop-A、-B と同等の品質であった。Metop-C/ASCAT 海上風データの利用によって、マイクロ波サウンダの下層に感度を持つセンサーから得られるデータと第一推定値の整合性がよくなった。現状では Metop-C/ASCAT 海上風データの利用優先度を低くしており、Metop-C/ASCAT の利用は海上風全体の 1 割程度であるため、予測への影響は小さかった。以上の調査により、2019 年 12 月 11 日から Metop-C/ASCAT 海上風データを全球解析にて現業利用を開始した。引き続き、Metop-C/ASCAT のメソ解析への利用に向けて、調査を行っている。

## 2.2.5 ASCAT 早期配信データの利用

### 2.2.5.1 ASCAT 早期配信データの概要

極軌道衛星である Metop からの観測データは、周回軌道毎に北極海のスヴァールバル諸島の地上基地局で受信・処理されるため、観測から配信までに2時間程度の時間を要している。そこで、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) では EARS-ASCAT<sup>5</sup> と呼ばれる速報性を重視した ASCAT 海上風プロダクトの配信サービスを提供している。EARS-ASCAT では図 2.2.17 で示したとおり、北大西洋からヨーロッパを中心とした複数の地上基地局によって、その上空を衛星が通過した際に観測されたデータを即時的に受信し、各基地局で受信したデータを収集・処理してプロダクトを作成する。EARS-ASCAT は観測から 30 分程度で配信されており、通常の配信と比較して早期にプロダクトの入手が可能である。このため、データ打ち切り時間の短い全球速報解析 (打ち切り時間 2 時間 20 分) やメソ解析 (同 50 分) で利用できるデータが増加することが見込まれる。EARS-ASCAT のデータ品質は通常配信のデータと同等であり、データ同化での利用において同様に扱うことが可能である。

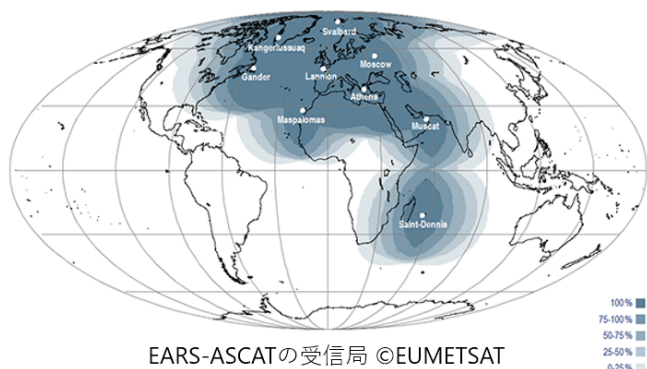


図 2.2.17 EARS-ASCAT の地上基地局と受信範囲。通常配信データを受信しているスヴァールバル地上基地局は図の最北端の白点にある。図は EUMETSAT のウェブサイトから引用。

### 2.2.5.2 ASCAT 早期配信データの全球速報解析への利用

全球速報解析へ EARS-ASCAT 海上風データを追加利用した影響を調査した。調査期間は 2018 年 8 月 (夏期間) と 2019 年 1 月 (冬期間) のそれぞれ 1 か月間である。夏期間での ASCAT 海上風データ全体の利用数の変化を図 2.2.18 に示す。EARS-ASCAT の地上基地局の位置する北西太平洋および地中海周辺で利用数が増加した。スヴァールバルでは前 30 分の通常配信データを EARS-ASCAT として配信しており、その衛星軌道上流にあたる北太平洋領域でも利用数が増加した。冬期間でも同様の傾向であった。全球速報解析で

の利用数は、EARS-ASCAT から配信されるデータによって最大 10% 程度増加した。

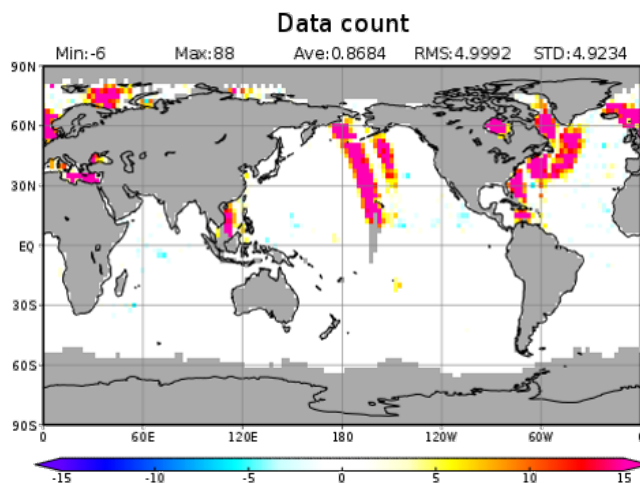


図 2.2.18 EARS-ASCAT 追加による全球速報解析で利用された ASCAT 海上風データ数の変化。期間は 2018 年 8 月の 1 か月間。

### 2.2.5.3 まとめ

EARS-ASCAT は、速報性を重視した観測データの早期配信サービスである。各基地局で受信した ASCAT 海上風データは 30 分以内に配信されている。これまで打ち切り時間に間に合わなかったデータが利用可能となり、より最新時刻の観測データを解析値に反映することができる。EARS-ASCAT 海上風データの品質は、通常配信されるデータと同等であり、北半球の受信局付近、及び北太平洋領域で全球速報解析の利用数が増加することを確認した。このため、2020 年 2 月 26 日から全球解析にて EARS-ASCAT 海上風データの現業利用を開始した。一方、メソ解析では、同化ウィンドウの一部が前解析時刻と重複していることから、前解析時刻で利用された EARS-ASCAT のデータと同一内容の通常配信データが重複して利用される問題が生じるため、EARS-ASCAT のデータ利用を見送っている。

<sup>5</sup> <https://www.eumetsat.int/ears-ascat>



## 2.2.6 全球モデルの改良

### 2.2.6.1 はじめに

気象庁全球モデル (GSM: Global Spectral Model) について、2020年3月24日に地形性抵抗過程や陸面過程等の物理過程の改良を行い、北半球500 hPaのジオポテンシャル高度や国内の降水の予測精度等を改善した。本稿では、その改良内容と予測精度の評価結果及び予測特性の変化について報告する。

全球数値予報システムは、天気予報や週間天気予報、台風進路・強度予報での利用、メソ数値予報システムへの境界値提供をはじめ多くの役割を担う基盤数値予報システムである。GSMはそこで用いられている数値予報モデルであると同時に、全球アンサンブル予報システム (GEPS: Global Ensemble Prediction System) 等でも用いられており、その予測精度は幅広い予報・情報の精度に深く関わる。そのため、気象庁は、スーパーコンピュータシステムの更新とともに、GSMの分解能の増強や計算手法の精緻化などの改良を進めてきた。

表2.2.3に、GSMの水平・鉛直の分解能等の基本仕様の向上や、力学・物理過程の改良についての更新履歴を示す。表の左列に示すように、GSMにはバージョン名が付けられており、変更に伴い改定されている。バージョン名の形式は、全球数値予報システムに改良を導入した西暦の下二桁と月を「GSM」の後ろに付けたもので、例えば、2020年12月時点での最新GSMのバージョン名は、2020年3月に運用を開始しているため「GSM2003」になる。表の中の分解能の表記について、はじめのTもしくはTLは三角形波数切断を意味し、その後の数字は切断波数を表す。Tの場合は2次格子、TLの場合は線形格子を意味する。また、その後のLは鉛直層を意味し、直後の数字は層数を表す。

GSM2003では、数値予報課と気候情報課が共同で開発を行い複数の物理過程を改良した (Yonehara et al. 2020)。具体的には、地形性抵抗過程と非地形性重力波過程、境界層過程の成層圏に関連する部分、陸面過程、雲過程の層積雲スキーム、海水過程のアルベド部分をそれぞれ改良した。なお、本稿では、近年の全球モデル開発の国際的な動向に合わせて、地形性重力波過程の名称にかえて、地形性抵抗の効果をパラメタライズした部分をまとめて地形性抵抗過程と呼ぶ。境界層過程や積雲過程といった物理過程は、それぞれ幾つかの独立性の高い部分から構成されており、各部分をどのように分類して名前を付けるかには任意性がある。

また、これら物理過程の改良に加えて、予報モデルの実行速度を高速化するため、出力専用のランクの導入や積雲過程におけるエントレインメント率計算の高速化及び計算処理の整理による演算量削減も同時に行った。高速化の改良が加わることにより、GSM2003は計算時間を短縮しつつ精度を改善することに成功した。

本稿で解説する予報モデルの変更は、GEPSについ

表 2.2.3 GSM の主な更新履歴

バージョン	主な変更内容
GSM8803	運用開始。仕様は T63L16、最上層 10 hPa
GSM8911	T106L21 へ仕様向上、ハイブリッド座標系と新陸面過程の導入
GSM9603	T213L30 へ仕様向上、新積雲対流過程の導入
GSM9912	雲水スキームの導入、積雲対流過程と放射過程の改良
GSM0103	T213L40・最上層 0.4 hPa へ仕様向上、積雲対流過程の改良
GSM0305	積雲対流過程の改良、及び雪の近赤外アルベドの調整
GSM0407	層積雲スキームの導入、雲氷落下・積雲対流過程の改良、氷床アルベドの調整
GSM0412	晴天放射スキームの改良
GSM0502	TL319L40 へ仕様向上、セミラグランジュ移流スキームの導入
GSM0507	放射過程における雲の取扱いの改良、オゾン気候値の改定
GSM0711	TL959L60・最上層 0.1 hPa へ仕様向上、時間積分の 2 タイムレベル化、エロゾル気候値の改定
GSM0801	積雲対流過程の改良
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の採用
GSM1212	層積雲スキームの改良
GSM1304	放射過程 (エロゾル気候値、水蒸気吸収係数) の改良
GSM1403	TL959L100・最上層 0.01 hPa へ仕様向上、放射・境界層・重力波・積雲過程の改良、陸面初期値利用の改良
GSM1603	積雲対流・雲・陸面・放射・海水・海面過程、及び力学過程の改良
GSM1705	積雲対流・雲・陸面・放射・海水過程、及び力学過程の改良
GSM2003	地形性抵抗・非地形性重力波・境界層・陸面・雲・海水過程の改良

ても同時に適用しており、その結果については第 2.2.7 項で報告する。また、気象庁全球モデル・全球解析の全体像については、数値予報課報告・別冊第 65 号や JMA (2019) を参照されたい。

### 2.2.6.2 変更概要

本項では GSM2003 の変更内容の概要を説明する。

### (1) 地形性抵抗過程

GSM には、冬季ユーラシア大陸中緯度域から日本付近において、対流圏中上層の気圧の谷や尾根の表現に課題があり、サブグリッド地形によって生み出される下層応力の誤差が関わっている可能性があることが知られていた(米原ほか 2019)。数値予報モデルでは、分解能が不足しているため力学過程で表現されないスケールの重力波による鉛直方向の運動量輸送効果をパラメタリゼーションにより考慮する。これまで、Iwasaki et al. (1989) の地形性重力波抵抗スキーム(短波)がサブグリッド地形による抵抗の効果を主に担ってきたが、その課題の改善を目指して Lott and Miller (1997) の手法に改良を加えたスキームと Beljaars et al. (2004) による乱流地形抵抗 (TOFD: Turbulence Orographic Form Drag) を扱うスキームの開発を進め(金浜・山田 2019)、GSM2003 でその成果を導入した<sup>6</sup>。

Lott and Miller (1997) は、サブグリッド地形を楕円型山で代表させて地形を乗り越える流れから発生する重力波による抵抗と回り込む流れによる抵抗を表現する。このため、Iwasaki et al. (1989) では考慮できていなかった、地形の非等方性と回り込む流れの効果を表現できる。加えて、山を回り込む流れの抵抗係数の風向依存性について Wells and Vosper (2010) の手法により非線形効果を考慮する改良と、重力波の碎波に伴う運動量変化を Vosper (2015) の手法により診断した重力波の鉛直波長の幅に分配する改良も加えた。

Beljaars et al. (2004) では、サブグリッド地形により乱された大気による抵抗 (TOFD) の効果を近似的な関数を用いて風速と高度場から求める。GSM では、サブグリッド地形の標高分散が大きい地点について境界層過程の中で混合長を長くとする手法により類似の効果が考慮されていた。しかし、その手法が与える影響は非常に小さく、TOFD の効果がほぼ表現されていなかったため、その手法に替えて Beljaars et al. (2004) のスキームを導入した。

また同時に、地形性抵抗過程の時間積分に陰解法を導入して境界層過程と一緒に解くことで計算安定性を高める改良を加えた。

変更前後について対流圏中下層で働く地表面応力を比較すると、新しいスキームでは概ねサブグリッド地形の標準偏差が大きい領域で増加し、その他の領域では減少していた。つまり、この変更により地表面応力はよりメリハリの利いたシャープな空間分布となる。また、日本の上流域にあたるユーラシア大陸東部では下層抵抗が弱まる。変更の結果、その影響を強く受けると考えられる、ユーラシア大陸中緯度域の地上高気圧やユーラシア大陸中緯度域とその下流の擾乱の予測は大きく改善した。

図 2.2.19 にユーラシア中高緯度における GSM の

<sup>6</sup> 実装上は長波部分も含めて更新しているが、長波に関しては両者はほぼ同一である。

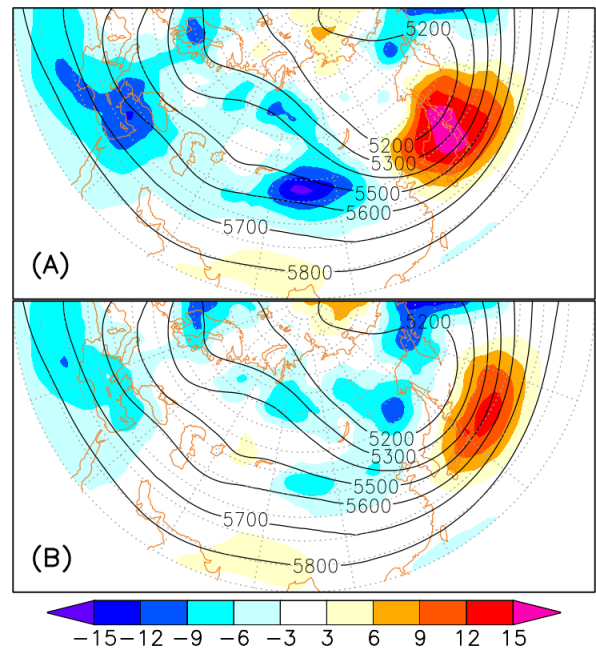


図 2.2.19 GSM の 500 hPa 高度の 3 日予測 (FT=72) の平均誤差 [m]。コンターは解析値、シェードが平均誤差。図 (A) が旧スキーム、図 (B) が新スキームによる結果である。後述する業務化試験の結果を用いている。

500 hPa 高度の 3 日予測の平均誤差を新旧のスキームで比較したものを示す。検証対象とした期間は 2017 年 12 月から 2018 年 2 月で、解析・予報のサイクルを用いた試験の結果である。変更の結果、高度場の平均誤差が大きく減少しており、特に日本付近の気圧の谷の予測精度が大きく改善している。また、地上気圧等の対流圏中下層の要素についても同様に改善が見られた。

### (2) 非地形性重力波過程・境界層過程

熱帯下部成層圏には、ほぼ東西一様な東西風が 18 から 26 か月の周期で位相を変える準二年周期振動 (QBO: Quasi-biennial Oscillation) と呼ばれる現象が存在する (Baldwin et al. 2001)。QBO の周期は短期予報の時間スケールよりもかなり長い、その風速の変化は大きいため、半日程度までのデータ同化窓の範囲でも数値予報モデルの予測値の誤差に寄与する。このため、GSM の予測精度にとっても表現することが意味を持つ現象の一つである。

GSM の QBO 再現性には、周期が短く振幅も弱い課題があることが知られていたが(金浜・山田 2019)、GSM2003 では非地形性重力波過程と境界層過程を改良することにより再現性が大幅に向上した。

GSM の非地形性重力波過程には、Scinocca (2003) のスキームを用いているが(金浜・山田 2019)、そのスキームでパラメータ化されている射出運動量フラックスに緯度依存性を導入した。射出運動量フラックスの大きさは、中高緯度ではこれまでと同じ値とし、熱帯では QBO の周期が概ね現実合うようにこれまでもりも小さくなるように設定した。

GSMの境界層過程は、惑星境界層のサブグリッド輸送の効果を主に取り扱うが、対流圏下層にとどまらず大気全層にわたる乱流輸送の効果も同時に取り扱っている。GSM2003では、境界層過程について、対流圏界面より上層で大気の成層が安定な時には拡散係数が小さくなるように調整することで、QBOに伴う風の鉛直シアを弱めすぎてしまわないように改良した。

これらの改良により、予測においてQBOの周期や振幅が大幅に改善した結果、熱帯の成層圏下部付近においてデータ同化における第一推定値とラジオゾンデ観測の差の標準偏差が15%程度小さくなった。

### (3) 陸面過程

陸面は、大気との間で熱・水・運動量・放射などを交換し、大気の状態に大きな影響を与える。陸上の地表面予測においても、そのバイアスは陸面過程に強く関連する。GSM2003では、課題となっていた地表面のバイアスを緩和するために、陸面過程の各種パラメータの更新や下草断熱効果スキーム、積雪被覆率診断式などの改良を行った。変更前のGSM1705の陸面過程の詳細については鍋谷ほか(2019)を参照頂きたい。

中央アジアなどの乾燥域における夏季の夜間高温バイアスを軽減するため、下草割合のパラメータ値を増やし、また裸地面蒸発スキームの変更と下草断熱効果スキームをEk et al. (2003)に変更した。これらの変更により土壌から大気への熱伝導は概ね小さくなるため、変更に感度を持つ領域では下層気温が低下する。

ヨーロッパにおける夏季の多湿バイアスを軽減するため、キャノピーの気孔抵抗診断において日向/日陰依存性の追加と土壌水分依存性の変更を行った。これまでは日中のキャノピーの状態として日向のみを考慮していたが、Thornton and Zimmermann (2007)の手法を用いて日陰の状態を考慮することにより気孔抵抗が増大して蒸散が小さくなった。また、気孔抵抗の土壌水分依存性にJarvis (1976)の式を用いて飽和度が0.4から0.6付近で気孔抵抗がこれまでより大きくなるパラメータを採用した。これらの変更により土壌から大気への潜熱の供給が増えて顕熱の供給が減るため、変更に感度を持つ領域では下層水蒸気量が増え、気温が低下する。

北海道などの高緯度域における冬季の低温バイアスを軽減するため、積雪氷量を用いた積雪被覆率の診断式をSellers et al. (1986)からRoesch et al. (2001)に変更し、また部分積雪格子にも積雪層分割を導入した。診断式の変更により被覆率が小さくなることで積雪の断熱効果が減少し、部分積雪が存在する冬季の高緯度域を中心に地上気温が高くなりやすくなった。なお、本変更に関連して氷床で土壌露出が生じるのを防ぐため、氷床等での積雪深下限値を変更している。

砂漠域における夏季の下端上向き短波放射の過少バイアスを軽減するため、砂漠アルベドのパラメータを

調整した。砂漠のアルベドは、衛星観測による観測値から作成した2次元気候値を太陽天頂角により補正する手法で求めているが(関口ほか2019)、その依存性パラメータをBriegleb et al. (1986)のものから太陽高度が高い(太陽天頂角が低い)ときに観測値とより合うWang et al. (2005)のものに変更した。太陽天頂角が60°より小さい場合にアルベドが高くなることで下端上向き短波放射の過少バイアスが緩和した。

なお、同時に、精度への影響はほぼ無い陸面内の短波放射時間間引きと積雪層分割に伴うそれぞれの不具合も修正している。

これら陸面過程の変更の中では、蒸散関連部分の変更が予報結果への影響が大きく、陸上では全体的に大気への顕熱フラックス供給が増加し、潜熱フラックスの供給が減少した。

### (4) 海水過程・層積雲スキーム

GSMには、夏季の北極域における短波放射について、地表面に入射する下向きの入射が大幅に不足し、また大気上端での上向きの射出でも不足する誤差がある。衛星観測プロダクトとの比較からこの領域では下層雲量が多すぎることが分かっており、地表面に入射する短波の誤差の多くは下層雲の表現が原因の一つであると考えられる。一方で、下層雲が過剰であるにもかかわらず大気上端での上向き短波が過少であり、地表面アルベドにも大きな誤差が存在することが示唆される。GSM2003では、この北極域の放射収支の課題を改善するため、海水アルベドスキームと層積雲スキームを改良した。

GSMでは、大陸西岸の海洋性層積雲を表現するために、層積雲に関する診断的スキーム(Kawai and Inoue 2006)を用いている。しかし、このスキームが北極域において本来意図しない下層雲を作っていたため、海水上では層積雲が作られないようにその診断条件に海水密接度も加える修正を導入した。この修正により、地表面に入射する短波放射の過少バイアスは改善したが、大気上端での上向き短波放射の過少バイアスが更に悪化したため、次に説明する海水アルベドスキームも併せて改良した。

海水のアルベドスキームをHunke and Lipscomb (2006)に更新した。これまでのGSMでは氷アルベドのみが考慮されていたが、このスキームではそれに加えて海氷面上での積雪の効果(雪アルベド)を考慮している。GSMの海面過程では、海氷面上の積雪を予測していないため、氷面と雪面の比率については月別気候値を利用する。新スキームは、氷上の積雪を考慮したことによりこれまでのスキームと比べてアルベドが高くなる傾向があり、大気上端での上向き短波放射の過少バイアスを改善した。

表 2.2.4 GSM2003 の変更内容

過程	変更内容
地形性抵抗	Lott and Miller (1997) の手法に改良を加えたスキームに変更
	Beljaars et al. (2004) による TOFD を扱うスキームを導入
非地形性重力波	Scinocca (2003) スキームに、射出運動量フラックスが熱帯で小さくなるように緯度依存性を導入
境界層	成層圏で成層安定時の拡散を抑制
陸面	下草割合の増加、裸地面蒸発スキームの変更、下草断熱効果スキームの変更
	気孔抵抗診断において日陰の状態を考慮、土壌水分依存性を変更
	積雪被覆率の診断式を変更、部分積雪格子にも積雪層分割を導入
	砂漠アルベドの天頂角依存性パラメータを調整
雲	海水域で層積雲が診断されないトリガー条件を追加
海氷	アルベドに積雪の効果を導入
高速化	出力専用のランクを導入
	積雲過程の計算高速化

## (5) 高速化

非静力学モデル asuca で用いられている手法 (石田ほか 2014) に基づいて出力専用のランクを実装し GSM に導入した。この改良により、出力専用ノードを 1 ノード追加することにより出力時間をほぼ隠蔽することが可能になり、予報モデルの実行時間が約 25% 短縮された。

GSM の物理過程の中で最も計算が重い積雲過程について、エントレインメント率計算アルゴリズムの高速化や不要な初期化を廃止してメモリアクセス処理を削減する高速化を行い、予報モデルの実行時間を約 5% 短縮した。

## (6) 変更内容のまとめ

最後に、GSM2003 の変更内容の概要一覧を表 2.2.4 にまとめる。

### 2.2.6.3 検証結果

GSM2003 の現業導入に際して実施した、予測精度を検証するための業務化試験<sup>7</sup>等の結果にもとづき、予測精度の変化の概要を示す。

#### (1) 実験設定

対照実験には 2020 年 1 月時点の現業数値予報システムを用いた。以下、対照実験を CNTL、GSM2003 によるテスト実験を TEST と呼ぶ。CNTL と TEST に

<sup>7</sup> 業務化試験の位置付け・内容については (石田 2017) を参照。

は、ともに第 2.2.2 項及び第 2.2.3 項で解説された改良が取り込まれており、今回の実験はその変更を適用した数値予報システムで行っている。

実験期間は北半球における夏冬の 2 期間を対象としており、ここではそれぞれ夏期間、冬期間と呼ぶ。実験の解析と予報は以下の期間について実施した。

- 夏期間
  - － 解析: 2018 年 6 月 2 日～2018 年 10 月 11 日
  - － 予報: 2018 年 6 月 12 日～2018 年 10 月 11 日
- 冬期間
  - － 解析: 2017 年 11 月 10 日～2018 年 3 月 11 日
  - － 予報: 2017 年 11 月 20 日～2018 年 3 月 11 日

全球解析には、予測を決められた時刻までに提供するための速報解析と、解析値の品質を維持するために観測データの入電を十分待ってから行うサイクル解析の 2 種類がある。業務化試験では両方の解析を行うが、上の実験期間の解析とはサイクル解析を意味し、速報解析の実施期間は予報と同一になる。なお、両解析と予報の間のデータフローなど、気象庁の全球数値予報システムの全体像については JMA (2019) を参照されたい。

検証対象期間は各期間最初の 10 日間を除く期間とした。また、台風検証以外の検証では最後の 11 日間の予報も検証には用いておらず月末日を検証期間の終わりにしている。

#### (2) 台風予測

図 2.2.20 に台風進路予測の検証結果を示す。検証は気象庁ベストトラックに対して行っている。図に示すように、FT=132 まで台風進路予測は概ね中立であった。また、台風の強度予測にも影響は見られなかった。今回の変更は、陸上と極域に影響を与えるものであり、北西太平洋の海上での予測特性の変化は間接的であることと整合的である。

#### (3) 北半球 500 hPa 高度場の予測

図 2.2.21 に北半球 500 hPa 高度場 (Z500) の予測について、予測時間に対する二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) の改善幅 (RMSE について TEST から CNTL を引いたもの) を示す。対解析値で 2 日先まで、対ラジオゾンデで 3 日先まで有意な改善が見られた。RMSE の改善幅は、対解析値では冬期で大きく、対ラジオゾンデでは夏と冬の両期間で同程度であった。対解析値検証の 2 日先の RMSE の改善幅は夏冬平均で 0.33 m であった。領域ごとに精度の変化を確認すると、夏冬共に主にユーラシア大陸上で改善しており、冬期間では改善域が日本付近まで広がっていた。改善域は地形性抵抗過程を変更した影響が大きい地域とその下流にあたる。開発中に行った様々な設定の実験の結果から、Z500 の改善には地形性抵抗過程改良の寄与が主であることが確認されている。

日本付近での Z500 の改善を確認するために、図

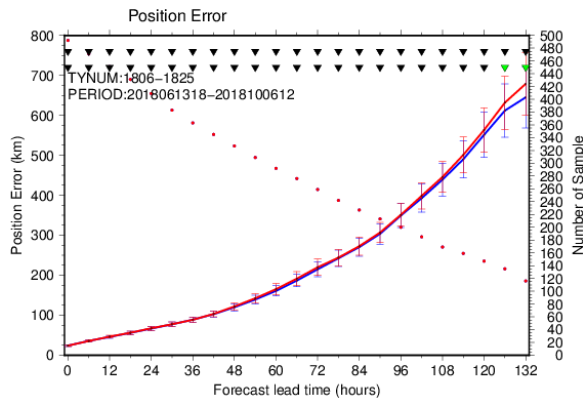


図 2.2.20 夏期間に存在した台風を対象とした進路予測誤差 [km] (実線、左軸) とサンプル数 (丸、右軸)。赤線が TEST で青線が CNTL、線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。TEST と CNTL でサンプルは揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。このため、サンプル数を表す丸は TEST と CNTL で重なっている。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

2.2.22 に Z500 及び海面更正気圧 (PSEA) の平均誤差 (ME: Mean Error) と RMSE の比較を示す。対象とした予測時間は FT=48 である。図に示したように、冬期間の日本付近の 2 日先の予測について、Z500 や PSEA の系統誤差が軽減し RMSE も大きく減少した。これは、日本上空を通過する気圧の谷について浅い・位相が遅いといった誤差が大きく改善し、対応して低気圧の発達が適切に予測される事例が増えたことによる。これまでの GSM の予測では、冬季の日本上空の気圧の谷について、ほとんどの事例で浅いまたは位相が遅れる誤差が見られていたが、改良によりその特性が大きく改善した結果、気圧の谷が深いまたは位相が早い誤差を持つ予測例も見られるようになった。なお、夏期の変化は相対的に小さかった。

#### (4) 日本の降水予測

解析雨量を参照値とした降水予測検証について、エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score)、バイアススコア (BI: Bias Score) とともに、夏期間は中立の結果であった。冬期間は ETS は概ね中立であったが、BI が減少して 1 に近づいており改善の結果であった。図 2.2.23 に、閾値を 1 mm/3h とした ETS と誤検出率 (FAR: False Alarm Rate) を冬期間について示す。検証格子サイズは 0.25° である。図で示した予測時間について、ETS を中立以上に保ったまま FAR を減らしていることから、降水予測の精度が改善している。冬季の BI 改善には、主にこの誤検出の減少が寄与している。開発中に行った様々な設定の実験の結果から、この冬期間の日本域での降水予測の改善には主に地形性抵抗過程の改良が寄与していることが分かっている。

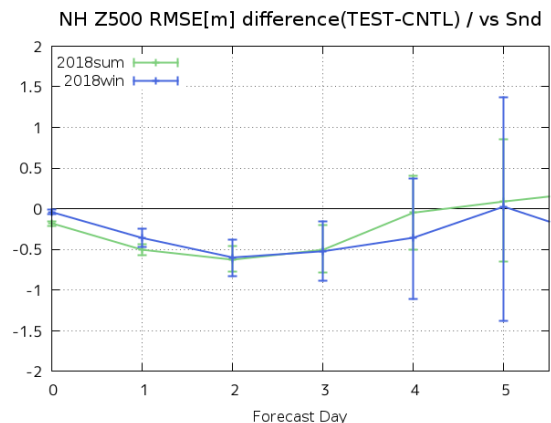
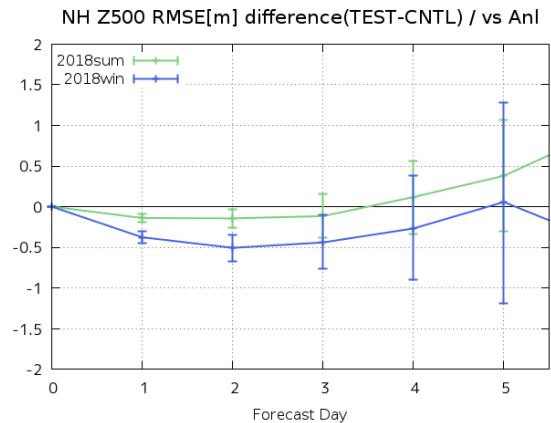


図 2.2.21 北半球 ( 20°N 以北 ) での 500 hPa 高度場の RMSE [m] について、TEST から CNTL を引いたもの (縦軸)。横軸は予測時間 [day]。上図が解析値に対する、下図がラジオゾンデ観測値に対する検証の結果。青線が冬期間で緑線が夏期間。縦軸の値が 0 よりも小さければ改善、大きければ改悪を意味する。

#### (5) 各種統計検証スコア (冬期間)

図 2.2.24 及び図 2.2.25 に、冬期間について解析値とラジオゾンデ観測値を対象として、代表的な要素の予測を領域ごとに検証した結果を示す。検証は、アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) またはラジオゾンデ観測に対しては相関係数 (CC: Correlation Coefficient)、RMSE、及び ACC、RMSE、ME の変化の有意性についてのものである。

冬期間では、予測時間前半を中心に、多くの要素で対初期値検証・対ラジオゾンデ検証ともに予測精度が改善した。領域ごとに精度の変化を確認すると、どの要素に関しても主にユーラシア大陸上での改善が大きい。

#### (6) 各種統計検証スコア (夏期間)

図 2.2.26 及び図 2.2.27 に、夏期間について解析値とラジオゾンデ観測値を対象として、冬期間と同様に代表的な要素を領域ごとに検証した結果を示す。

夏期間では、要素や予測時間により改善・改悪が分かれた。北半球領域では、予測の 4 日目までは改善する要素が多いが、8 日目ごろから改悪する要素が増えた。熱帯域では、海上の対解析値検証が悪化した要素

## ME CNTL

## ME TEST

## RMSE(CNTL-TEST)/CNTL

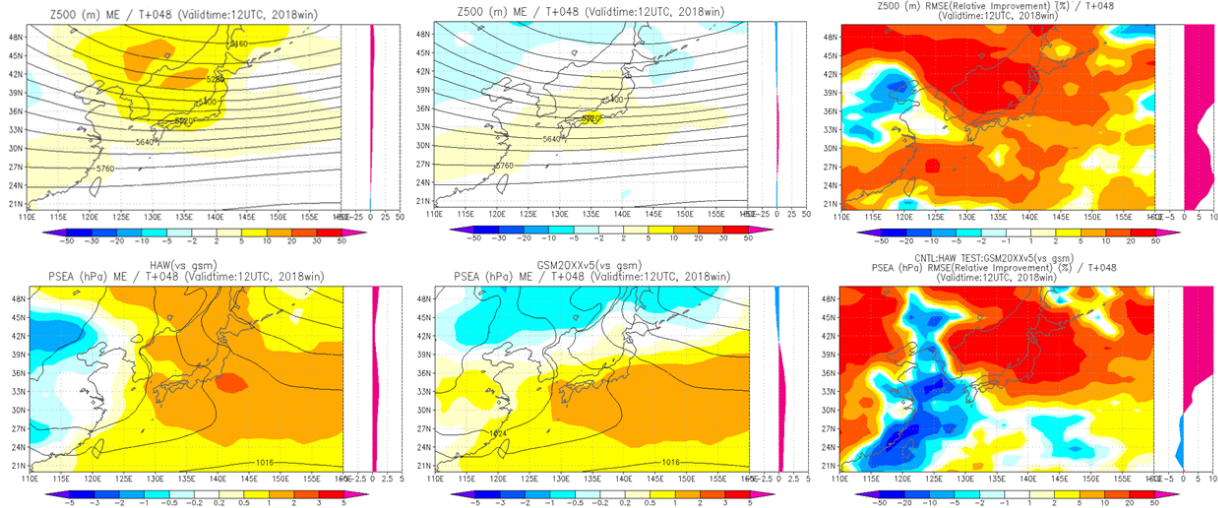


図 2.2.22 冬期間における日本付近の 500 hPa 高度場 [m] (上段) 及び海面更正気圧 [hPa] (下段) の誤差分布。左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE について CNTL-TEST を CNTL で割ったもの。各図の右側は表示された領域での東西平均値である。

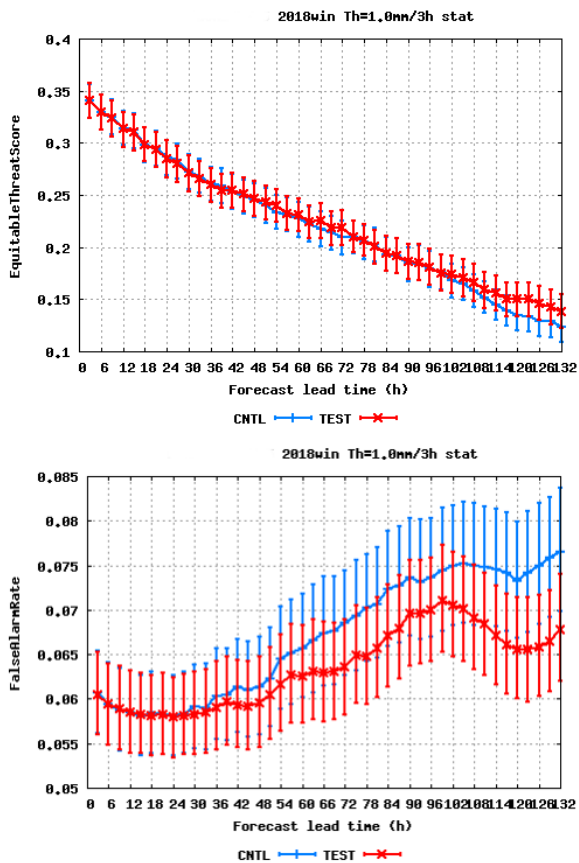


図 2.2.23 冬期間についての解析雨量に対する降水予測の検証結果。上図が ETS、下図が FAR についてのもので、降水量の閾値は共に 1 mm/3h。青線が CNTL、赤線が TEST についてのも。横軸は予測時間 [h]。

が多い。

### (7) 地表面気温

地表面気温の予測特性の変化について簡単に説明する。北海道・北日本の内陸で、夜間（特に 03JST 付近）の地上気温が冷えやすくなり、低温バイアスが悪化した。これは、地形性抵抗過程の改良に伴い、雲の予測が過小なことによる長波放射のバイアスや陸面過程の誤差が表面化したものと考えている。陸面過程において積雪関連部分の改良を行ったことで緩和はしているが、地形性抵抗過程による影響が卓越した。

今回のモデル変更により、気温ガイダンスでは、北海道や本州において、内陸や山地の夜間を中心に地表面気温の低温バイアスが拡大し、RMSE の悪化が見られた。

#### 2.2.6.4 おわりに

気象庁は、2020 年 3 月 24 日に GSM について地形性抵抗過程や陸面過程等の物理過程の改良を行った。この改良により、冬季の北半球 500 hPa のジオポテンシャル高度や国内の降水の予測精度等が改善した。2 日後の北半球 500 hPa 高度の予測誤差は、0.33m 改善する結果であった。また、北半球予測を中心に他の複数の要素でも予測精度の改善が見られた。なお、台風進路予測誤差は中立であった。

GSM2003 に残された課題として、北海道や本州において内陸や山地の夜間を中心に地表面気温の低温バイアスが拡大し、RMSE の悪化が見られた点が挙げられる。この悪化は、下層抵抗過程の精緻化に伴い、雲の予測過小による放射バイアスや陸面過程の誤差が表面化したものと考えている。今後、雲、積雲、境界層過程の改良や、陸面過程の改良を通じて精度改善を目指したい。

最後に、GSM2003 について、力学過程及び物理過



図 2.2.24 冬期間における対流圏主要要素の解析値に対する ACC の改善幅 (左上図)、RMSE の改善率 (右上図) と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定 (左下図: スコアカード)。解析値を参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球 (20°N 以北)、TR が熱帯 (20°S - 20°N)、SH が南半球 (20°S 以南)、JP が日本周辺 (110°E-150°E, 20°N-50°N)、NWP が北西太平洋領域 (100°E-180°E, 0°-60°N) を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、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)。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、ACC、ME、黄色、灰色がそれぞれ統計的に有意に改善、悪化していることを示しており、塗りつぶし面積が広いほど統計的有意性が高い。

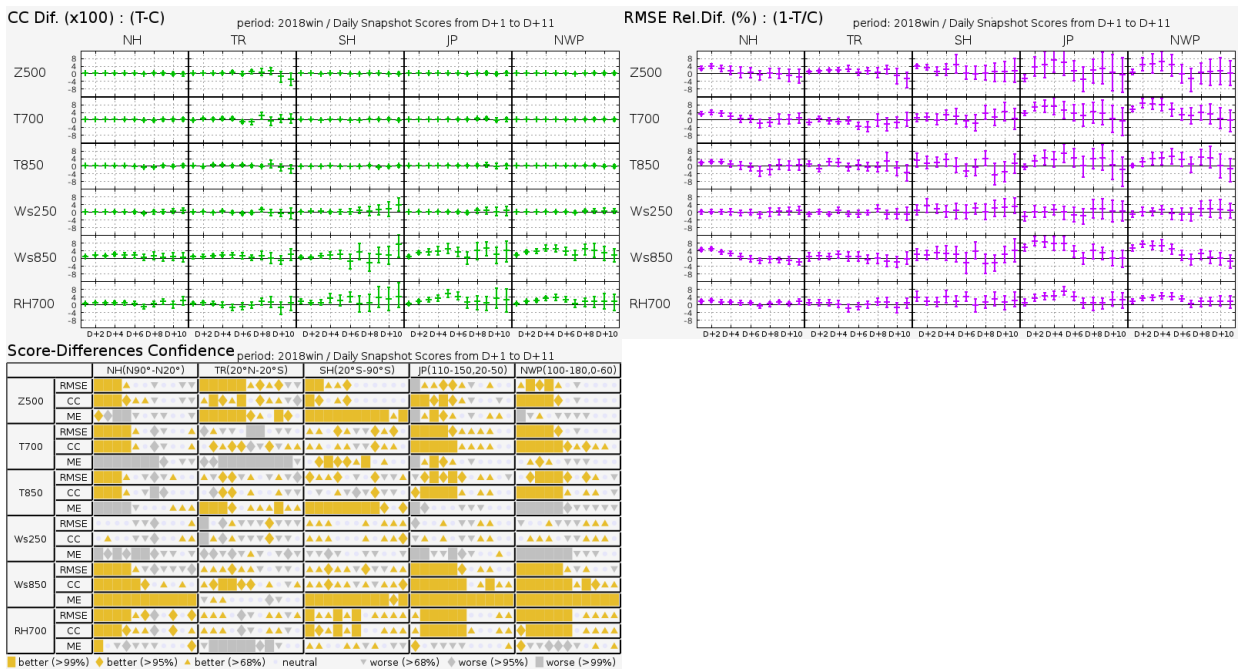


図 2.2.25 冬期間における対流圏主要要素のラジオゾンデ観測値に対する CC の改善幅 (左上図)、RMSE の改善率 (右上図) と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定 (左下図: スコアカード)。ラジオゾンデを参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球 (20°N 以北)、TR が熱帯 (20°S - 20°N)、SH が南半球 (20°S 以南)、JP が日本周辺 (110°E-150°E, 20°N-50°N)、NWP が北西太平洋領域 (100°E-180°E, 0°-60°N) を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、700 hPa 気温 (T700)、850 hPa 気温 (T850)、250 hPa 風速 (Ws250)、850 hPa 風速 (Ws850)、700 hPa 相対湿度 (RH700)。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、CC、ME、黄色、灰色がそれぞれ統計的に有意に改善、悪化していることを示しており、塗りつぶし面積が広いほど統計的有意性が高い。

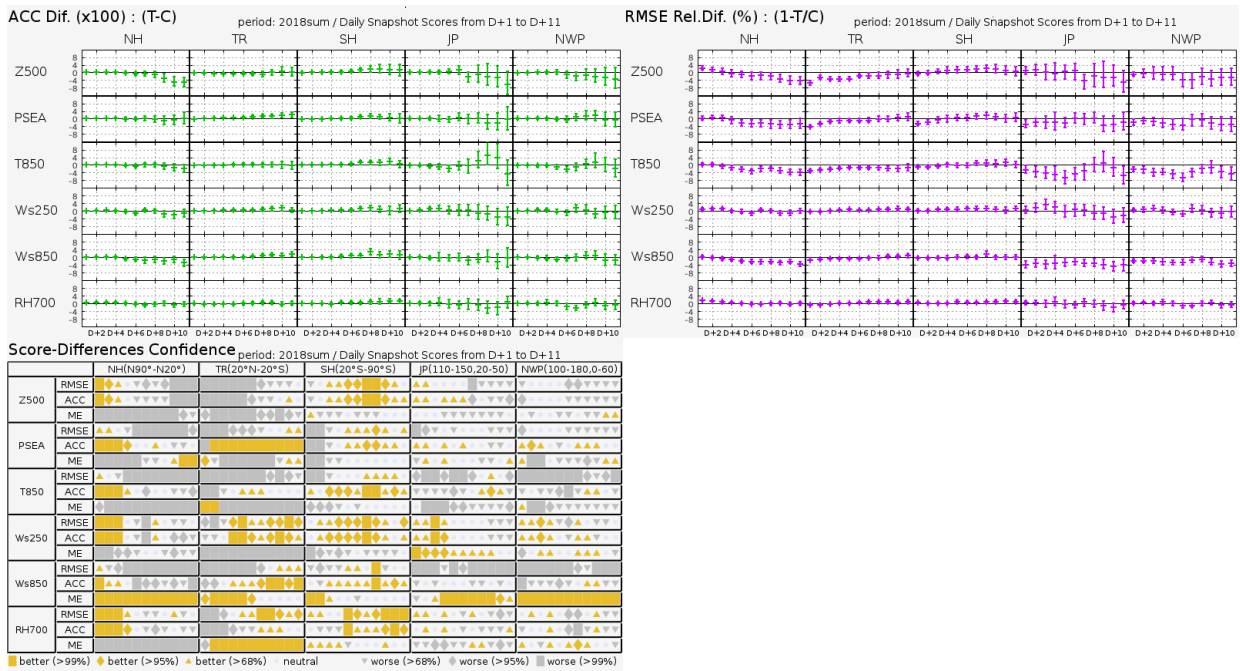


図 2.2.26 夏期間についての検証結果。図の内容は図 2.2.24 と同じ。

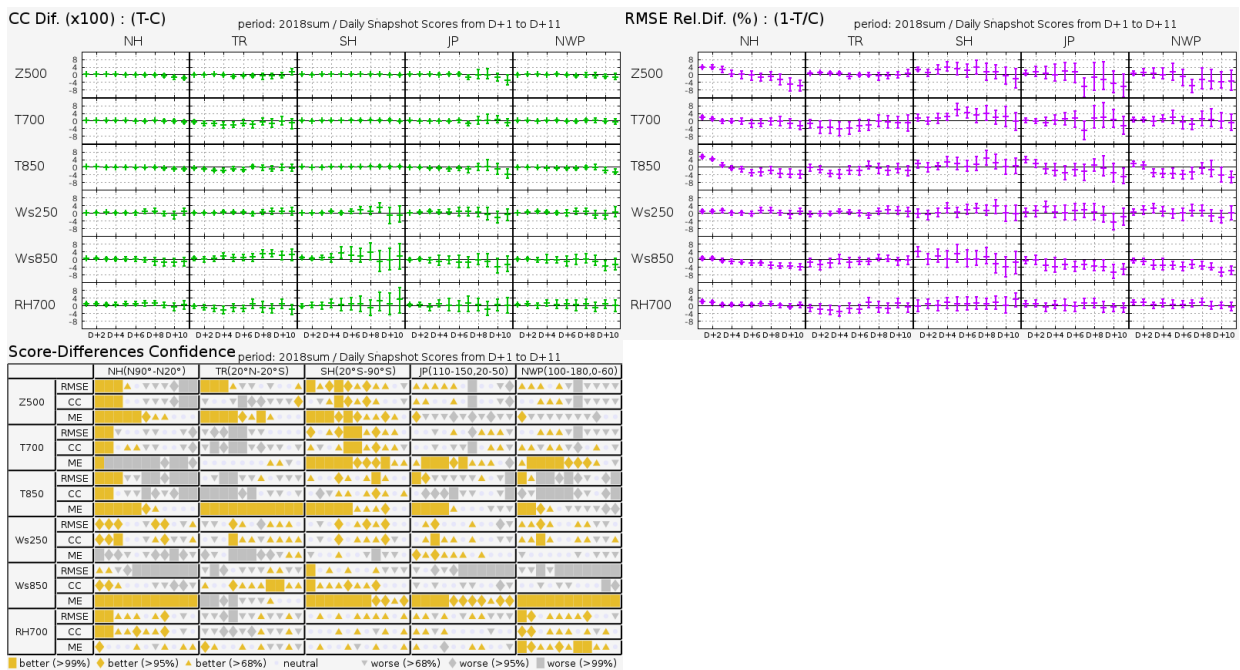


図 2.2.27 夏期間についての検証結果。図の内容は図 2.2.25 と同じ。

程の仕様を表 2.2.5 にまとめる。表におけるアウトモデル及びインナーモデルとは、データ同化プロセスにおいて4次元変分法やアンサンブル予報の中で用いられるモデルであり、アウトモデルは解析における第一推定値の計算に用いるモデルを、インナーモデルは解析修正量を求める計算やアンサンブル予報に用いるモデルを指す。ただし、4次元変分法で用いるインナーモデルの物理過程にはバージョンの古いものや簡略化したものが含まれている。



表 2.2.5 GSM の仕様 (2020 年 3 月時点)

力学過程		
支配方程式	プリミティブ方程式系	
予報変数	東西風、南北風、気温、比湿、雲水量、地上気圧の対数	
離散化	水平：球面調和関数を基底関数としたスペクトル法、鉛直：有限差分法	
水平格子系	適合ガウス格子 (宮本 2005)	
水平分解能	予報モデル及びアウトターモデル：TL959 (格子間隔約 20 km : 0.1875 度)、インナーモデル：TL319 (格子間隔約 55 km : 0.5625 度)	
鉛直座標系	$\sigma - p$ ハイブリッド座標 (Simmons and Burridge 1981)	
層数 (最上層)	100 層 (0.01 hPa)	
移流 + 時間積分	2 タイムレベル セミインプリシット - セミラグランジアン法 (Yukimoto et al. 2011)	
積分時間間隔	400 秒 (TL959)、600 秒 (TL319)	
数値拡散	4 次の線形水平拡散を渦度、発散、仮温度に適用。スポンジ層として 2 次の線形水平拡散を 30 hPa より上層で発散に適用。	
物理過程		
放射	長波	2 方向吸収近似 (Yabu 2013) による放射伝達、大気分子による吸収は 2 種類の $k$ -分布法で評価 (Fu and Liou 1992; Chou et al. 2001)。雲はマキシマム-ランダムオーバーラップ (Geleyn and Hollingsworth 1979) を仮定。光学特性は、水雲は Lindner and Li (2000)、氷雲は Ebert and Curry (1992) による。
	短波	$\delta$ -Eddington 法による散乱・吸収計算 (Joseph et al. 1976; Coakley et al. 1983)。雲はマキシマム-ランダムオーバーラップを仮定し、Collins (2001) に基づく簡略化した独立カラム近似を適用。光学特性は、水雲は Dobbie et al. (1999)、氷雲は Ebert and Curry (1992) による。
積雲対流	予測型クロージャーを用いるスペクトル型マスマックススキーム (Arakawa and Schubert 1974; Moorthi and Suarez 1992; Randall and Pan 1993)。雲モデルには氷相を考慮した簡易な雲微物理過程を用いる。	
雲	確率密度関数に基づいた凝結スキーム (Smith 1990) を基本に、雲水から降水への変換や再蒸発、雪の融解などの単純化した雲微物理過程、及び雲氷と雪の落下スキームを含む。また、層積雲に関する診断的スキーム (Kawai and Inoue 2006) を使用。	
境界層	乱流エネルギークロージャー型 (Mellor and Yamada 1974, 1982) と K クロージャー型 (Han and Pan 2011) のハイブリッドスキーム。	
地形性抵抗	Lott and Miller (1997) のスキームに Wells and Vosper (2010) 及び Vosper (2015) に基づく改良を加えたもの。Beljaars et al. (2004) のスキームにより乱流地形抵抗を扱う。	
非地形性重力波	緯度依存性を持つ定数励起源によるスペクトルパラメタリゼーション (Scinocca 2003)。	
地表面	Monin-Obukhov 相似則に基づくバルク式、安定度関数は Beljaars and Holtslag (1991) を用いる。開水面と海水面は Best et al. (2004) の手法により混在格子として扱う。	
陸面	植生	Sellers et al. (1986) によるスキームを改良した手法でモデル化。
	積雪	体積、密度、アルベド、温度等の変化を予測。部分積雪を扱う。
	土壌	熱伝導はフーリエの法則に従い、水分の移動及び凍結・融解が考慮される。土壌パラメータは衛星観測プロダクト等による。
海氷	体積・形状・密度不変で物性が一樣の熱伝導体として扱う。内部の熱伝導はフーリエの法則に従い、表面では放射と乱流フラックスの上部境界条件、及び融解を考慮する。	
化学過程	成層圏での簡易な診断型メタン酸化及び光乖離スキーム (Untch and Simmons 1999)。	
海面水温	時間発展は、全球海面水温解析値の年平均偏差を、予測時間により季節変動する気候値に加える。	
海水分布	時間発展は、南北半球ごとの全球海氷密接度解析値の海氷面積年平均偏差を維持するように、海氷密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正する手法で扱う。	

## 参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229.
- Beljaars, A., A. R. Brown, and N. Wood, 2004: A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1327–1347.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Best, M. J., A. C. M. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *J. Hydr. Meteorol.*, **5**, 1271–1278.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 214–226.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol. 19, NASA Goddard Space Flight Center*, 56pp.
- Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 116–138.
- Collins, W. D., 2001: Parameterization of Generalized Cloud Overlap for Radiative Calculation in General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3224–3242.
- Dobbie, J. S., J. Li., and P. Chýlek, 1999: Two-and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2067–2079.
- Ebert, E. E. and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.*, **97**, 3831–3836.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 12–16.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139–2156.
- Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Contrib. Atmos. Phys.*, **52**, 1–16.
- Han, J. and H.-L. Pan, 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System. *Weather and Forecasting*, **26**, 520–533.
- Hunke, E. C. and W. H. Lipscomb, 2006: CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual.
- 石田純一, 河野耕平, 荒波恒平, 2014: 並列化・高速化. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 141–149.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings, Part I: Impacts on medium-range forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11–27.
- Jarvis, P. G., 1976: The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* **273**, 593–610.
- JMA, 2019: *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 Systems (GDPS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*. Japan, 229 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452–2459.
- 金浜貴史, 山田和孝, 2019: 重力波. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 81–86.
- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17–20.
- Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the Optical Properties for Water Clouds in the Infrared. *J. Climate*, **13**, 1797–1805.

- Lott, F. and M. J. Miller, 1997: A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 101–127.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 39–42.
- Moorthi, S. and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- 鍋谷亮司, 徳広貴之, 米原仁, 2019: 陸面. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 96–109.
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *The representation of cumulus convection in numerical models, AMS Meteorological Monograph Series*, **46**, 137–144.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen, and A. Ohmura, 2001: A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, 933–946.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667–682.
- 関口亮平, 長澤亮二, 中川雅之, 藪将吉, 2019: 放射. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 66–80.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460.
- Thornton, P. E. and N. E. Zimmermann, 2007: An improved canopy integration scheme for a land surface model with prognostic canopy structure. *Journal Of Climate*, **20**, 3902–3923.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, **82**, 2–8.
- Vosper, S. B., 2015: Mountain waves and wakes generated by South Georgia: Implications for drag parametrization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 2813–2827.
- Wang, Z., M. Barlage, X. Zeng, R. E. Dickinson, and C. B. Schaaf, 2005: The solar zenith angle dependence of desert albedo. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05403.
- Wells, H. and S. B. Vosper, 2010: The accuracy of linear theory for predicting mountain-wave drag: Implications for parametrization schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 429–441.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **43**, 4.07–4.08.
- 米原仁, 佐藤均, 下河邊明, 2019: 性能評価試験. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 114–120.
- Yonehara, H., C. Matsukawa, T. Nabetani, T. Kanehama, T. Tokuhiro, K. Yamada, R. Nagasawa, Y. Adachi, and R. Sekiguchi, 2020: Upgrade of JMA ’s Operational Global Model. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell.*, **50**, 6.19.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) –Model Description–. *Technical Reports of the Meteorological Research Institute*, **64**, 1–83.

## 2.2.7 全球アンサンブル予報システムの改良

### 2.2.7.1 はじめに

2020年3月24日に全球アンサンブル予報システム(GEPS: Global Ensemble Prediction System)の改良を行い、北半球500hPa高度場や冬期間の日本域の降水予測等を改善した。本稿では、その改良内容と予測精度の評価結果、予測特性の変化について簡単に報告を行う。

GEPSは、台風進路予報、週間天気予報、2週間気温予報、早期天候情報及び1か月予報に使用しているアンサンブル予報システム(EPS: Ensemble Prediction System)である。過去に数値予報課が開発していた週間・台風EPS及び気候情報課が開発していた1か月EPSを統合したシステムで、2017年1月19日に週間・台風EPSを置き換える形で運用が開始され、同年3月23日には1か月先までの延長予報を開始した(山口2017; 新保2017)。このGEPSのバージョンをGEPS1701と呼ぶ<sup>8</sup>。

GEPSでは、予報モデルに気象庁全球モデル(GSM: Global Spectral Model)の低分解能版を用いており、その水平分解能は18日先までの予測ではTL479(約40km)、その後はTL319(約55km)である。分解能の表記は、はじめのTLが三角形波数切断と線形格子を用いていることを意味し、その後の数字は切断波数を表す。鉛直層は全球数値予報システムと同様の100層で最上層が0.01hPaである。また、摂動なしのアンサンブルメンバー(コントロールラン)の初期値には、全球速報解析により作成される解析値を解像度変換したものをを用いている。

GEPS1701の予報モデルにはGSM1603Eと呼ばれるバージョンが用いられてきた。このバージョンは、2016年3月に全球数値予報システムにおいて導入されたGSM1603(米原2016)に、2017年5月に導入されたGSM1705(米原2017)における改良の一部を先行的に適用した、両者の中間に位置するGSMである。

初期摂動には、特異ベクトル(SV: Singular Vector)法(Buizza and Palmer 1995)とLETKF(Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007)を利用した初期摂動を組み合わせて用いている。両手法はお互いに補い合う関係にあり、SV法で予測時間が長くなるにつれて誤差の中で支配的になる成長率の高い摂動を捉え、LETKFでは予測時間の初期で特に重要な解析値のもつ不確実性を捉える。

EPSによる予測の精度を向上するためには、予報モデルと初期値の精度を高めると同時に、両者の不確実性を適切に捉える摂動を作成することが必要である。数値予報課と気候情報課では、共同でGSMとGEPSの摂動作成手法の改良を進めつつ、GEPSの予報モデル

に可能な限り最新のGSMを用いることで予測精度の向上を図ってきた。今回、GSMがGSM1705(米原2017)からGSM2003(第2.2.6項)に更新されたのに併せて、GEPSの予報モデルをGSM1603EからGSM2003に更新した。同時に、初期摂動と海面水温境界値の作成手法に改良を加えることで予測精度の向上を図った。これらの変更は2020年3月24日から現業運用に適用されており、このバージョンのGEPSをGEPS2003と呼ぶ。

本稿では、主に台風進路予報と週間天気予報の観点で、GEPS1701からGEPS2003への変更内容と予測精度の改善について報告する。海面水温境界値の作成手法の詳細や、2週間から1か月予報の観点での改善点や評価結果などについては、高倉・小森(2020)及び関口(2020)で報告されているので合わせてご覧いただきたい。

### 2.2.7.2 変更の概要

GEPS2003における変更の概要を説明する。なお、更新前のGEPSの全体像についてはJMA(2019)を参照されたい。

#### (1) 予報モデル

GEPS2003では予報モデルがGSM1603EからGSM2003に更新された。GSM1603Eでは、GSM1705で導入された放射計算で利用する水雲粒の有効半径を診断する手法の改良、陸面過程における植生と土壌水分の扱いの改良、海面過程の改良がGSM1603に加えて先行的に適用されている。GSM1705の変更概要は米原(2017)を、GSM2003の変更概要や予測特性の変化は第2.2.6項を参照されたい。今回、全球数値予報システムとGEPSで予報モデルのバージョンが揃うことで、より適切なGSM予測の不確実性を提供できるようになっている。また、解析値の作成に利用される予報モデルと、予報を行う予報モデルの予測特性の違いに起因する、初期値における不整合を小さくできる点でもより望ましいEPSとなっている。

同時に、GEPSの予報モデルについて、プロセスを使用した並列化の仕方を最適化することにより、実行時間を4%程度短縮した。この高速化を適用することにより、予報モデル更新に伴う演算量の増加による実行時間の増加を抑え、改良前後で実行時間を同程度としている。なお、GSM2003に導入された高速化手法のうち、出力専用ノードに関してはGEPSではノード数の増加に対する実行時間の短縮が小さいため採用していない。

#### (2) 初期摂動

GEPS2003では、EPSとしての予測精度改善や計算安定性向上のために初期摂動の作成手法を改良した。

まず、GEPSの摂動作成手法について、今回の変更に関連する部分を簡単に説明する。SV法では、週間EPSの手法(酒井2008)に改良を加えた手法を用いて

<sup>8</sup> GEPSには2017年1月の導入後に初期摂動作成手法に改良が2回加えられている(山口2017; Ota et al. 2019)。これら変更も加えてGEPS1701と呼ぶ。

おり、全球解析値を低分解能に変換したのに対して南北中高緯度域と低緯度域の3領域についてそれぞれSVを求めた後、それらを合成して摂動として用いている(山口 2017)。低緯度域のSV摂動のみ、トータルエネルギーノルムにおいて水蒸気の影響を考慮している。SV法では解析の不確実性の大きさを直接見積もることはできず、SVの振幅は経験的に値を決める必要があるため、中高緯度のSV摂動の大きさは、500 hPa気温摂動の二乗平均平方根の大きさを与えることで決めている。LETKFには、太田・堀田(2016)で解説された仕様に、Ota et al. (2019)の変更を加えたものを用いている。LETKFデータ同化サイクルの構成は、GEPSの初期値となる全球解析のもつ不確実性を捉えるため、可能な限り全球解析に近づけている。しかし、これまでのGEPSでは、そもそもLETKFデータ同化サイクルはGEPS独自のシステムであり、また観測データの利用の仕方についても、計算コストや運用スケジュールの都合上全球解析とは異なるものになっていた。最終的な初期摂動は、SV法とLETKFの両手法で求めた摂動の振幅を調整しつつ足し合わせたものである。予測のスプレッドは主にSV法による摂動が担っているが、SV摂動のみでは初期摂動が局所的になるとともに初期のばらつきが小さい点をLETKFによる摂動が補っている。

GEPSには、FT=48をピークにFT=120付近までの予測時間でスプレッドが予測誤差に対して過剰という課題がある。今回、SV摂動が予測誤差をより適切に捉えることができるように、南北中高緯度ターゲット領域のSV法による初期摂動の振幅を0.23 Kから0.21 Kに小さくした。振幅調整の結果、南北中高緯度では多くの要素でスプレッドが減少した。500 hPa高度場のスプレッドは、FT=48以降で過大が緩和されて誤差との関係がより適切になった。

SV摂動の作成手法に、摂動ランの計算の安定性を悪化させる砂漠での過剰な摂動を抑制する処理を追加した。熱帯域SVの計算では、砂漠・半砂漠域においてトータルエネルギーノルムの40%以上が比湿成分となるような比湿成分主体のSVが求まることがある。今回、摂動の合成時においてその比湿成分主体のSVを除外する処理を導入した。変更前には砂漠域で300 mm/dayを超える降水を表現する摂動ランが稀に見られたが、変更後はこれほど極端な予測はみられなくなり、計算の安定性が向上した。

初期摂動の作成に用いるLETKFデータ同化サイクルをGEPS独自のものから全球解析のものに変更した。2019年12月に、全球解析にハイブリッド同化が導入され(第2.2.2項)、全球解析内にLETKFデータ同化サイクルが導入されたため、独自のLETKFを廃止して全球解析による摂動を利用するように変更した。今回の変更により、全球解析の不確実性を捉える点でより望ましいシステムを実現するとともに、計算コスト

や管理コストを減らすことができた。

### (3) 海面水温境界値

熱帯から亜熱帯のSSTを、12日予測以降において解析値に気候値の時間変化を加えた予測値から、季節EPSが予測したSSTに段階的に切り替える手法(2段階SST法)を導入した(高倉・小森 2020)。この手法は12日予測以降にのみ影響を与えるもので、台風予測や週間予測には影響しない。

#### 2.2.7.3 予測精度の検証

GEPS2003を現業に導入する際に行った業務化試験<sup>9</sup>の結果を元に、予測精度変化の概要を示す。

##### (1) 実験設定

週間天気予測、台風進路予測、2週目以降の予測それぞれの予測精度の変化を確認するために、次の3種の比較実験を実施した。

1つ目は、2019年4月時点のGEPS1701において、GSM2003の業務化試験におけるCNTL実験(第2.2.6項を参照)で作成された初期値を用いたものを対照実験、GEPS2003においてGSM2003で作成された初期値を用いたものをテスト実験とする比較である。この実験は、全球解析とGEPSの両方について、2020年3月の更新に対する比較となる。GSM2003の業務化試験と同一の夏・冬期間について行い、アンサンブル予測は00,12UTC初期値について27メンバーで264時間先まで行った。北半球500 hPa高度場の予測や日本の降水予測についてはこの実験の結果を示す。

2つ目は、台風進路予測についてより多くのサンプルで精度を確認するために行うもので、1つ目の実験に加えて、2018年の台風と2019年の第23号までの台風を対象とした期間に対して、00,06,12,18UTC初期値から27メンバーで132時間先までのアンサンブル予測を行ったものである。追加した実験部分は、当時の現業システムで作成された全球解析の解析値を初期値として、GEPS1701とGEPS2003を比較した実験になる。そのため、初期値については2020年3月の更新以外の効果を含んでいるが、その効果の台風進路への影響は小さい。台風進路予測に関してはこの実験の検証の結果を示す。

3つ目は1か月予報の再予報実験(過去30年分の再予報計算)である。再予報の仕様については越智(2020)を参照していただきたい。1週間目の予測精度も含めて、1か月予報の予測精度についてはこの実験の結果を示す。

##### (2) 北半球500 hPa高度場の予測

図2.2.28に予報時間ごとの北半球500 hPa高度場の予測についての検証結果を示す。これは、解析値に対する検証結果である。図の通り、FT=144までの予測を中

<sup>9</sup> 業務化試験の位置付け・内容については(石田 2017)を参照。

心にアンサンブル平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) が改善しており、夏季では FT=168 まで、冬季では FT=144 まで改善が有意である。RMSE の改善には予報モデルの更新が大きく寄与している。また、初期摂動の振幅調整によりスプレッドは減少し、FT=48 をピークとしたスプレッド過剰が緩和され、より適切な関係に近づいた。同時に、これまでスプレッドが適正であった FT=120 以降については関係が悪くなっていない。このスプレッドの適正化も、アンサンブル平均予測改善に寄与している。

今回の改良によりスプレッドの大きさが改善されたが、依然として予測初期から FT=96 付近までの範囲でスプレッドは予測誤差について過剰な状況であり、引き続きその改善には課題が残る。

### (3) 日本の降水予測

図 2.2.29 に日本の降水予測について解析雨量に対して検証した結果を示す。ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) について、夏は 1 mm/24hr の閾値で悪化、5 mm/24hr の閾値で中立、冬は 1 mm/24hr は中立、5 mm/24hr は改善であった。冬で改善傾向が明瞭な一因として、気圧の谷と低気圧の位置ずれが改善し降水域予測の改善につながった事例がみられたことが挙げられる。

### (4) 台風進路予測

図 2.2.30 に予報時間ごとのアンサンブル平均台風進路予測誤差と、台風接近確率予測の検証結果を示す。検証は気象庁ベストトラックに対して行っている。図に示す通り、アンサンブル平均の台風進路予測の平均誤差には大きな変化はなかった。また、FT=0 から FT=120 の台風接近確率の BSS も中立であり、信頼度曲線や予測頻度にも大きな変化はなかった。今回の変更は統計的な台風進路予測精度に影響を与えていないと想定される。この結果は予報モデル更新の結果とも整合的である。

### (5) 1 か月再予報による予測精度

図 2.2.31 に 1 か月再予報による予測精度の検証結果を示す。この検証では後処理によるバイアス補正は行っていない。図には 200 hPa の速度ポテンシャルと 500 hPa 高度場の結果のみを示しているが、熱帯域では多数の季節や要素でアノマリー相関係数が改善傾向であった。1 週目の予測について、再予報型の実験でも他の実験と同様に精度が向上していることが確認できている。北半球域や日本周辺域（北西太平洋領域）では、季節や要素により改善・改悪はあるものの、総合的にみて中立であった。平均誤差では、熱帯域を中心にこれまで課題となっていたバイアスの多くを軽減していた。特に、冬季の日本の上空において気圧の谷が浅いバイアスの軽減がみられた。これらの改善には、予報モデルの更新とともに 2 段階 SST 法の導入が寄与している。

### 2.2.7.4 おわりに

GEPS について、予報モデルを更新するとともに初期摂動の改良及び 2 段階 SST 法の導入を行った。業務化試験による検証の結果、北半球 500 hPa 高度場や冬期間の日本域の降水予測では 11 日先までの予測で中立から改善であった。台風の進路予測精度は大きく変わらなかった。また、気候情報課が実施した 1 か月予報再予報による検証結果においては総合的には中立から改善傾向であった。同時に予報モデルを高速化し、実行時間の増加を抑えつつ予測精度を向上させている。

最後に、GEPS では今後も予報モデルを最新の GSM に更新していくとともに、摂動作成等のアンサンブル手法を改良していくことにより予測精度の向上に努めていく。

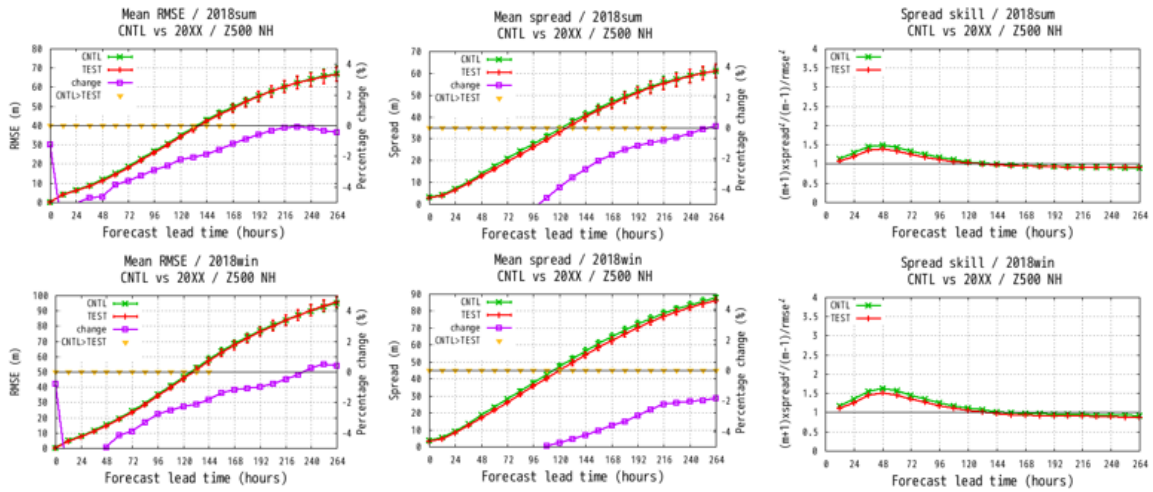


図 2.2.28 アンサンブル平均の 500 hPa 高度場の北半球 (20° N 以北) の検証結果。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は予報時間ごとの RMSE [m]。中列は予報時間ごとのスプレッド [m]、右列はスプレッドスキル。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。図のタイトルでは対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。RMSE とスプレッドの図では、紫線は変化率  $((20XX-CNTL)/CNTL)$  [%]、右縦軸を、黄色の逆三角は 5% の有意水準で差が有意であることを示している。スプレッドスキルは 1 が最適であり、1 を超えるとスプレッドが予測誤差に対して過剰であることを意味する。

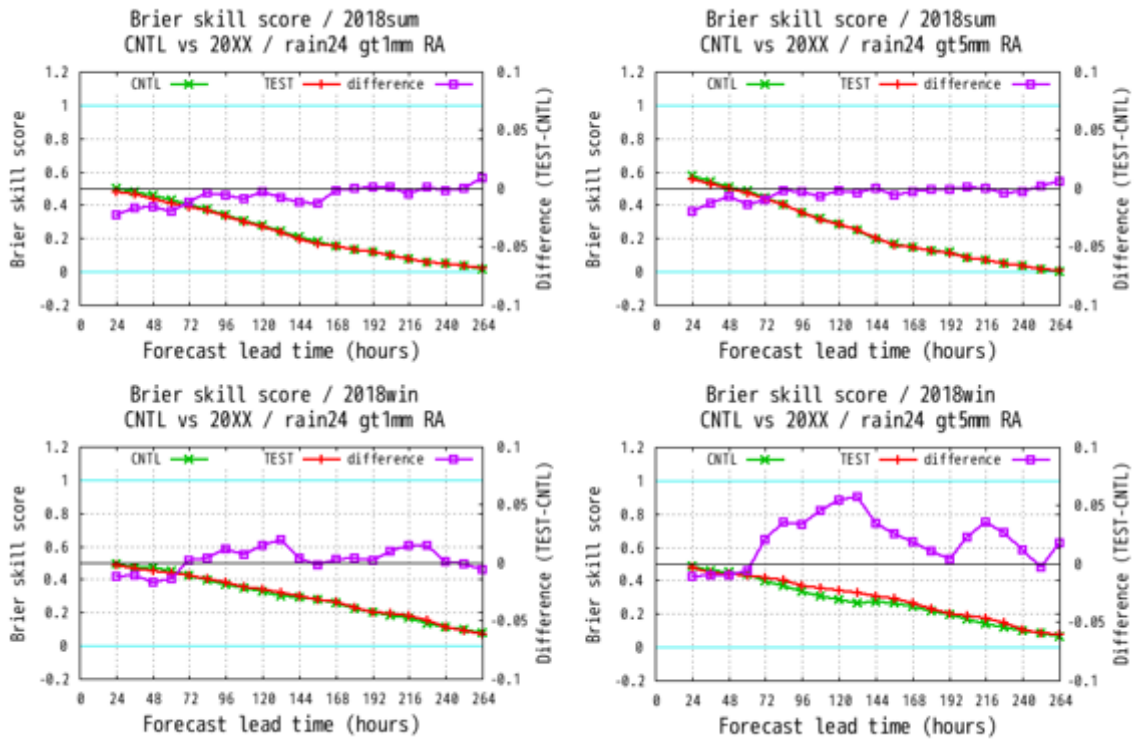


図 2.2.29 対解析雨量による降水の確率的予測のブライアスキルスコア。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は閾値 1mm/24h、右列は閾値 5 mm/24h の降水事例に対するもの。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。図のタイトルでは対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。紫線は差 (TEST-CNTL、右縦軸)。

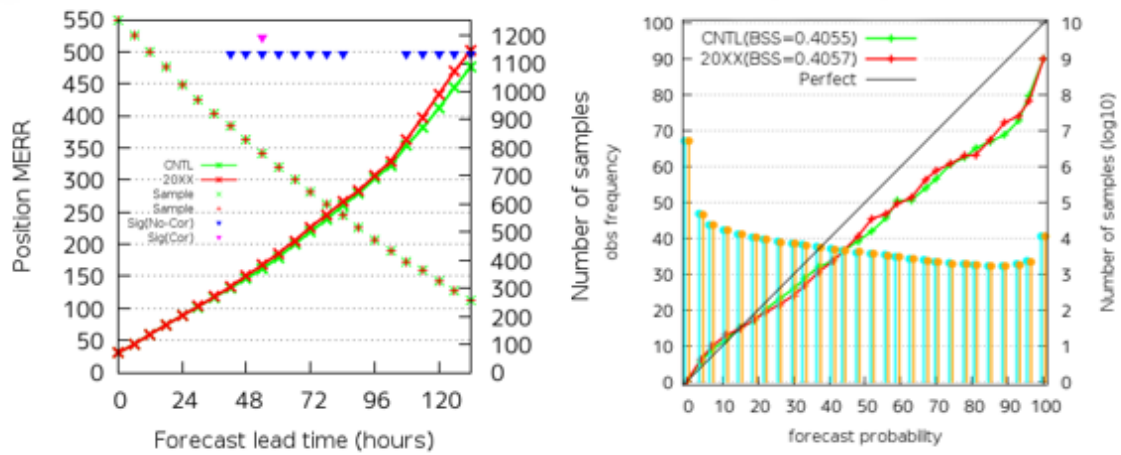


図 2.2.30 アンサンブル平均の進路予測平均誤差 (左図) と FT=0 から FT=120 の台風接近確率の信頼度曲線とブライアスキルスコア (右図)。対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。左図では、左縦軸で平均誤差 [km] を、右縦軸でサンプル数を示しており、図の上部のピンクの三角と青の三角はそれぞれサンプル間の相関を考慮する場合としない場合に 5% の有意水準で差が有意であることを示す。両実験で共通のサンプルについて検証しているためサンプル数は同じである。右図では水色とオレンジの棒グラフで対照実験とテスト実験の予測頻度を示す。また、ブライアスキルスコアの値を凡例中の「BSS=」以降に示している。

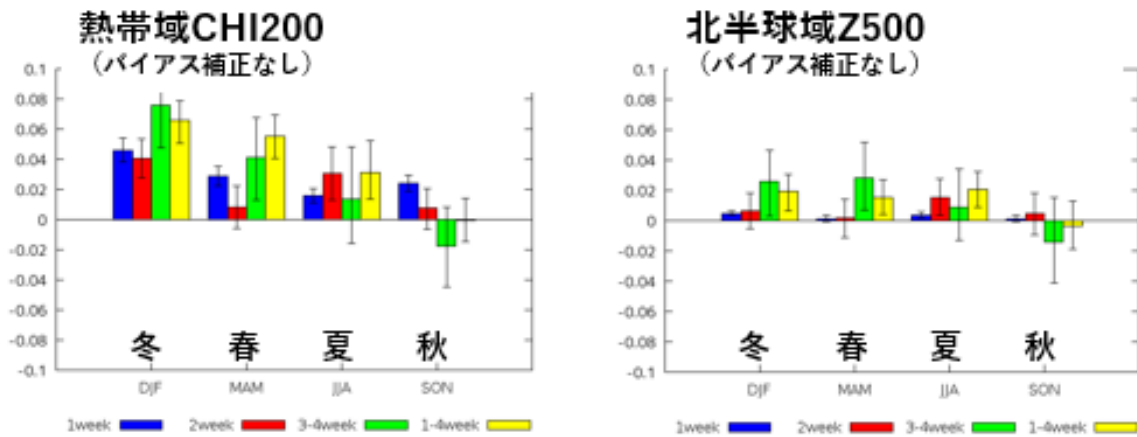


図 2.2.31 1 か月再予報による各季節の予測精度の検証。左図は熱帯域 (20° S-20° N) の 200 hPa 速度ポテンシャル (CHI200) の anomalies 相関係数の差 (TEST-CNTL)、右図は同様に北半球域 (20° N-90° N) の 500 hPa 高度場 (Z500) のもの。青は 1 週目、赤は 2 週目、緑は 3 から 4 週目、黄色は 1 から 4 週目の予測。誤差棒はブートストラップ法で見積もった 95% 信頼区間である。



## 参考文献

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, **230**, 112–126.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- JMA, 2019: *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 Systems (GDPS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research.* Japan, 229 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).
- 越智健太, 2020: 再予報のアンサンブルメンバー数増強. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9–13.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66–76.
- Ota, Y., M. Ikegami, and H. Yamaguchi, 2019: Upgrade of initial perturbations made using the Local Ensemble Transform Kalman Filter in JMA's Global EPS. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6.11–6.12.
- 関口亮平, 2020: 再予報による予測精度評価の結果. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 14–18.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概要. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–8.
- 高倉寿成, 小森拓也, 2020: 2 段階 SST 法の詳細と導入事例紹介. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2–8.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. *天気*, **55**, 515–520.

## 2.2.8 メソ解析とメソモデルの改良

### 2.2.8.1 はじめに

気象庁では、防災気象情報や航空気象情報の作成支援、降水短時間予報への入力を主な目的として、メソ数値予報システム<sup>10</sup>を運用している。2001年3月にメソ数値予報システムの現業運用が開始(萬納寺 2000)されて以降、メソモデル(MSM)の改良が継続的になされており、2017年2月にこれまで運用されてきたJMA-NHMから新しい気象庁非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014)に置き換えられた。一方で、メソ解析では2009年4月に導入されたJMA-NHMに基づく非静力学メソ4次元変分法(JNoVA; 気象庁予報部 2010)を2017年2月の asuca の導入以降も運用してきた。2020年3月にメソ数値予報システムが更新された際に、メソ解析はJNoVAから asuca に基づくメソ4次元変分法(asuca-Var)に置き換えられ、一貫したメソ数値予報システムとしての運用が可能となった。また本更新時に、メソモデルにおいても予測精度向上のための改良が導入されている。

本節では、新たなメソ解析として導入された asuca-Var について概要を述べるとともに、2020年3月のMSM更新の際に導入された主な改良項目について示す。以下では、2017年2月 asuca 導入時のメソモデルをMSM1702、2020年3月に現業運用されたメソモデルをMSM2003と表記する。

### 2.2.8.2 メソ解析の改良

本項では、メソ解析に導入した asuca-Var の概要を述べる。 asuca-Var は asuca の初期値を作成することを目的とした変分法同化システムであり、その構成要素は、予報モデル「 asuca」、観測値を用いて最適解の計算を行う解析本体「 asuca-Var コア」、予報値に適用して観測相当量を求める「観測演算子」である(幾田 2014)。 asuca-Var コアは、3次元変分法(3D-Var)、4次元変分法(4D-Var)など、目的に応じて機能を切り替えることができるよう設計されており、その3D-Varの機能については局地解析に導入されている(幾田 2015)。今回、その4D-Varの機能をメソ解析に導入した。

表 2.2.6 に、2020年3月に導入された asuca-Var に基づく新しいメソ解析(MA2003)の仕様について、MA2003 導入前まで利用してきたJNoVA(2009年4月に導入)に基づくメソ解析(MA0904)と比較して示した。

asuca-Var の解析対象の変数は、東西風  $u$ 、南北風  $v$ 、地中温度  $T_g$ 、地上気圧  $p_s$  と温位  $\theta$ 、地表面体積含水率  $w_g$ 、偽相対湿度  $\mu_p = q_v/q_{sat0}^b$  (Dee and da Silva 2003) である。MA0904と比較して、地中温度  $T_g$ 、地表面体積含水率  $w_g$  が新たに追加されている<sup>11</sup>。これ

らを解析変数とすることで地中物理量を解析により修正することが可能となる。現在、メソ解析で利用している観測の中に地中物理量を直接観測したものはないが、 $T_g$  と  $w_g$  は主に地上観測によって修正される。このことは今回の改良における地上要素の解析および予報精度の向上に貢献している。

衛星輝度温度データのバイアス補正は、これまで気象庁全球解析における変分法バイアス補正(VarBC)係数を利用して行っていた。しかし、その補正は十分ではなく、「観測値-第一推定値(FG-departure)」の分布には、その片側だけ多く不使用となることにより非対称となるものが一定数見られていた。一方、局地解析では、Cameron and Bell (2018)の手法に基づくVarBCにより、適切な補正が行われている(幾田 2019a)。今回、メソ解析にもこの手法に基づくVarBCを導入する改良を行った。その結果、バイアスがより適切に補正されていることが確認でき、分布も対称となった(図略)。

4D-Varでは非線形モデル(NL)に対する接線形モデル(TL)とその随伴モデル(AD)を用いて評価関数と評価関数の勾配を計算し、その極小値を探索する。TLとADは、予報モデル asuca の力学過程および物理過程に基づき作成した。その際、物理過程については、非線形性が強いために単純に線形化することが困難であることから、TLによる摂動予報がNLによる摂動予報の良い近似となるよう考慮しつつ簡略化したものを用いるようにした。

JNoVA ベースのMA0904では、極小値探索における前方演算にはNLを用いていたのに対して、 asuca-Var ではTLを用いるよう変更した。これにより、評価関数が二次形式となり極小値探索の安定性が向上する。非線形過程の影響を考慮するための方法としては最適化の過程で基本場の更新を行う(幾田 2019b)。この基本場の更新は、極小値探索中(最大50回)に2回(極小値探索の20回目および35回目に)行う。

asuca-Var のメソ解析への導入により、 asuca の予測特性に基づいた一貫性のあるメソ解析予報サイクルの実行が可能となった。これは、メソモデルが持つモデルバイアスも引き継がれるということでもある。本開発の中で顕在化したモデルバイアスを軽減すべく取り組まれたメソモデルの改良については次項で報告する。

### 2.2.8.3 メソモデルの改良

本項では、解析予報サイクルにおいて顕在化したモデルバイアスの軽減を目的としてMSM2003で導入された改良項目について、過程ごとにその概要を報告する。

#### (1) 雲微物理

雲微物理過程は、大気中の水物質の質量や粒径を様々な素過程を考慮して予報および診断するもので、水物質の相変化に伴う加熱・冷却や降水粒子の生成を通じて予測特性に大きな影響を与える。このことから、雲以外の変数は独立であると仮定する。

<sup>10</sup> メソ解析とメソモデル(予報モデル)を合わせてメソ数値予報システムと表記する。

<sup>11</sup>  $T_g, p_s, \theta$  間の誤差相関と  $w_g, \mu_p$  間の誤差相関があり、それ

	MA0904	MA2003
制御変数	$u, v, p_s, \theta, \mu_p$	$u, v, T_g, p_s, \theta, W_g, \mu_p$
背景誤差	鉛直成分:水平一様、水平成分:水平一様	鉛直成分:海陸時刻別、水平成分:水平一様
極小値探索回数	最大 35 回	最大 50 回
変分法品質管理	探索 15 回目以降	探索 1 回目から
変分法バイアス補正	なし	Cameron and Bell (2018)
拘束項	エネルギーノルム	背景誤差ノルム
モデル	JMA-NHM	asuca
前方演算	非線形モデル	接線形モデル (非線形基本場更新 2 回)
基本場	非線形モデル	非線形モデル
解像度 アウター	5km, 大気:L50(48+2), 地中温度:4	5km, 大気:L76, 地中温度:8+1(skin)
解像度 インナー	15km, 大気:L40(38+2), 地中温度:4	15km, 大気:L38, 地中温度:8+1(skin)
積分時間間隔	40 sec	120 sec
	NL	AD
数値拡散	適応水蒸気拡散	なし
湿潤	大規模凝結	鉛直速度ダンピング
対流	KF(Kain and Fritsch 1990)	雲物理
乱流	診断型渦拡散	MYNN3(Nakanishi and Niino 2009)
対流混合層	Sun and Chang (1986)	なし
地表面	陸:Kondo (1975), 海:Louis et al. (1982)	Beljaars and Holtslag (1991)
放射	杉・多田 (1988)	関口ほか (2019)
		TL   AD
		大規模凝結 (雲物理の飽和調節に準拠)
		なし
		同左 (拡散係数、部分凝結摂動なし)
		同左 (バルク係数摂動なし)
		Mahfouf (1999)

表 2.2.6 データ同化システムの新旧比較。MA2003 は 2020 年 3 月に導入された asuca-Var に基づく新しいメソ解析を、MA0904 は 2009 年 4 月に導入された JNoVA に基づくメソ解析を指す。

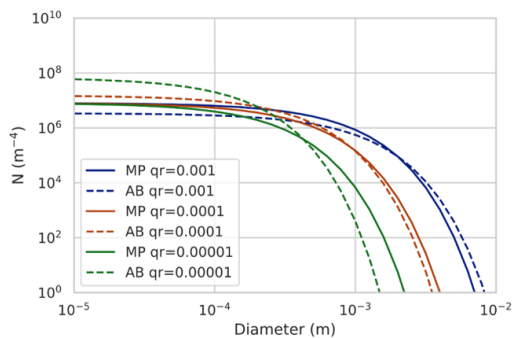


図 2.2.32 Abel-Boutle(AB), Marshall-Palmer(MP) のそれぞれで求められる粒径分布関数。 $q_r$  は全密度に対する雨水量の比として定義される。

微物理過程の精度向上は豪雨などの顕著現象の予測に不可欠なものである。MSM2003 では雲微物理過程の以下の項目を見直した。

雨の粒径分布は MSM1702 では Abel-Boutle(ABel and Boutle 2012) に基づいて算出していたが、特に雨水量が少ないときに粒径の小さな雨が多くなる特徴があり、雨滴蒸発が過剰だった。Abel-Boutle の粒径分布は、東アジアのような多雨地域には適さないとの指摘がある (Johnson et al. 2018) ことも考慮して、雨の粒径分布を Marshall and Palmer (1948) に基づいて算出するように変更した。図 2.2.32 にそれぞれの粒径分布関数を示す。Abel-Boutle の粒径分布関数では雨水量  $q_r$  が少なくなるほど粒径の小さな雨の比率が多くなる傾向があり、Marshall-Palmer の粒径分布関数との違いが顕著に現れる。

雲水から雨への変換は、MSM ではオートコンバージョンによって定式化される。この定式化では雲水  $q_c$

がある閾値を超えると雲水から雨への変換が始まる。MSM1702 ではこの閾値を  $10^{-5}$  [kg/kg] としていた。これは、雲の粒径に換算すると  $6-7$  [ $\mu\text{m}$ ] 程度となり、現実との対応から考えるとかなり小さい。この過少な閾値の設定が雲水量過少の主要因となっていたことから、MSM2003 では閾値を  $10^{-3}$  [kg/kg] に修正した。また、雲氷から雪への変換に用いられるオートコンバージョンについても、対流圏上層のように雲水量が少ない場合に雪への変換が過剰だったため見直した。

その他、雲氷落下速度を計算する際に用いられる係数の変更や、雲氷と雪の衝突併合過程において雲氷の落下速度を考慮するように修正を加えた。

MSM2003 で導入された雲物理改良のインパクトを見るため、二周波降水レーダー (DPR) による観測と衛星搭載型レーダシミュレータによってモデル出力から算出された反射強度とを比較した例 (幾田 2019c) を図 2.2.33 に示す。MSM1702 では融解層より上層で一般的に観測よりも反射強度が弱く、融解層より下層では弱い降水域で反射強度が弱くなる傾向が見られるが、MSM2003 ではいずれの傾向も改善された。

## (2) 雲量診断

モデル格子平均で水蒸気が飽和していなくても、格子内の温度・比湿の揺らぎによって格子内で部分的に飽和している状況を考慮することは、放射計算や水物質の相変化に伴う大気加熱・冷却を評価するうえで重要である。格子内で雲が存在する割合として雲量が定義されるが、その診断には格子内の揺らぎを見積もるための仮定が必要である。asuca では、放射、境界層、雲微物理の各過程で雲量が診断されているものの、これらはそれぞれ独立したスキームによって診断され

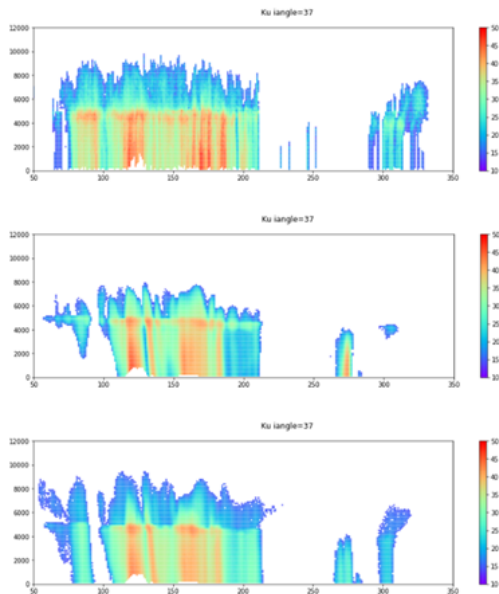


図 2.2.33 2018 年 7 月 6 日 00UTC の DPR(KuPR) の衛星直下における反射強度の鉛直断面。上から順に観測値、MSM1702 によるシミュレーション結果、MSM2003 によるシミュレーション結果を表す。

ており、特に MSM1702 では放射と雲微物理で用いられる雲量診断の手法が全く異なっていた。

MSM の雲微物理過程では、Wilson and Ballard (1999) に基づいて雲量を診断している。本スキームは、氏家 (2020) にあるように氷に対する過飽和を許容することが特徴となっており、観測されるような大気の過飽和をより適切に表現するようになっている。一方で、放射過程で用いられる Sommeria and Deardorff (1977) に基づく雲量診断では、氷過飽和の扱いが Wilson and Ballard (1999) とは大きく異なっているため、氷飽和の状況下において、放射、雲微物理の両過程で診断される雲量に大きな乖離が生じることが問題となっていた。図 2.2.34 に氷に対する相対湿度とそれぞれの過程で診断される雲量の一例を示す。放射過程では相対湿度 110% 付近で雲量が 1 となっているのに対し、雲物理過程では相対湿度 150% 付近から雲量が生じており、全く異なる挙動を示すことがわかる。

この不整合は、放射で診断される上層雲量が過大となる原因となっていた。このため、MSM2003 では放射過程でも Wilson and Ballard (1999) に基づく雲量診断手法を採用し、雲微物理の雲量との不整合を解消させた。この変更により、過大見積もりであった上層雲量が減少するとともに、MSM1702 で見られていた地上日射量の負バイアスが大幅に縮小することが確認された (草開 2020)。

### (3) 境界層

境界層スキームは、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino のレベル 3 モデル (以下 MYNN3) (Nakanishi and Niino 2009) を採用している。MYNN3 の特徴の一つとして、

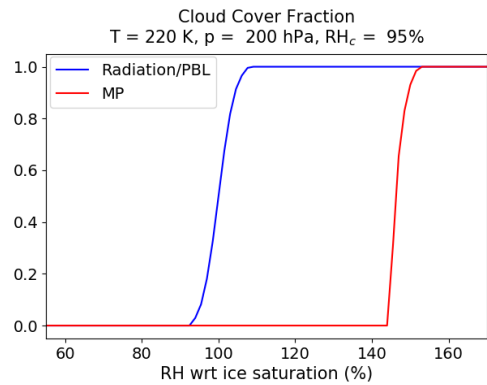


図 2.2.34 氷に対する相対湿度と雲量の関係。赤線、青線はそれぞれ雲微物理、放射過程で診断される雲量を示す。気温 220K、気圧 200hPa、臨界相対湿度 95% の条件下で計算した。

平均量の時間変化項に現れる乱流フラックスの診断に、逆勾配項と呼ばれる平均量の勾配に依存しない項が現れることが挙げられる。MYNN3 の定式化において、逆勾配項は格子内スケールの液水温度の分散の局所平衡解からのずれに由来する量として特徴付けられており、勾配拡散型の境界層スキームでは表現できない、混合層上部に見られる弱安定層を再現できるなどの利点がある。一方で、現業利用のためには計算安定性を確保することが求められ、これまで 2 次の乱流統計量の予報方程式において陰解法を用いるなどの計算安定性を改善させるための改良が適用されてきた (原 2015; 西本 2020)。しかし、MYNN3 で逆勾配項を陰解法を用いて評価することは現実的ではないことから、MSM1702 では逆勾配項は陽解法で評価されており、このことが原因と思われる乱流フラックスの振動がしばしば現れることが運用上の問題となっていた。

MSM2003 では、この問題に対処するために逆勾配項を評価する際に現れる 2 次の乱流統計量について、現在値を用いる代わりに仮積分した値を用いるように変更した。この対処により、これまで問題となっていた計算不安定から生じる乱流フラックスの振動を除去できることが確認された。定式化の詳細は西本 (2019) に示されている。

### (4) 地表面

地表面からの顕熱・潜熱フラックスは、Monin-Obukhov の相似則に基づいてモデル最下層の風速、気温および湿度から診断される。通常用いられる Monin-Obukhov の相似則による診断手法ではモデル格子点値の物理量が必要となるが、asuca は有限体積法に基づく定式化をしているため、モデルで予報される物理量はモデル格子の平均値であり、一般的に両者は一致しない。MSM1702 では、便宜的にモデル格子平均値を格子中央での値とみなしてフラックスを算出していた。MSM2003 では、モデル格子平均値と地表面フラッ

クスとの関係を従来の相似則に基づいて新たに定式化し、より厳密な形で相似則を適用できるように改良した。この変更により、地表面フラックスが過少になる傾向が軽減されることが報告されている (Nishizawa and Kitamura 2018)。

地表面過程において、陸上からの蒸発量は土壌水分量に強く依存する。このため、土壌水分量を適切に扱うことは地上気温の日変化の予測精度にとって重要である。MSM1702では、Deardorff (1978) に基づいた定式化にしたがって土壌水分量を予測していた。Deardorff (1978) の定式化では特定の土壌に対して係数が提案されているが、日本の代表的な土壌と比べると砂質が多く、土壌水分量変化の時定数が短くなる傾向があった。この問題への対処として、MSM2003では土壌水分量予測に Noilhan and Planton (1989) によって提案された方法を採用した。Noilhan and Planton (1989) の手法では様々な土壌特性を考慮することができ、当初問題となっていた乾燥時の時定数をより長くとることが可能となった。

その他、積雪格子での地表面パラメータに関する見直しを図った。典型的な葉面積指数 (LAI: Leaf Area Index) からの見積りにより、森林域での積雪被覆率が過大であることが明らかになったため、積雪被覆率を修正した。また、雪格子の熱伝導率と熱容量を地中全層「雪」から表層のみ「雪」として扱うように変更した。これらの修正は、冬期下層に見られた低温バイアスの軽減に貢献した。

## (5) 力学・モデルフレーム

力学・モデルフレームについては、精度改善や不具合修正の観点から見直しを行った。

asucaにおいて、モデル地形はモデル格子の頂点(以下 q-point)で定義されており、格子中心(以下 p-point)での地形は q-point からの平均値で与えられる。このため、p-point での地形は実地形と比較すると勾配が小さくなる。一方で、地上物理量は p-point から算出されるため、地形誤差が地上物理量バイアスを生じさせる要因となっていた。この問題を解消するために、p-point から見た地形の誤差が小さくなるように q-point の地形を作成するように地形作成手法を修正した。

MSM1702では地形データや地表面定数データを単精度演算で作成していたが、特に地図投影計算において、異なる計算機での出力に無視できない違いが生じることが明らかとなった。今後見込まれる計算機更新による定数ファイルの差分を最小限に抑えることが望ましいことから、地形データや地表面定数データを倍精度で作成するよう変更した。また、東西・南北方向の水平気圧傾度力の計算において、モデル最下層・最上層で過少に扱われており、斜面での風速に影響していることが開発の過程で明らかになったため、修正を行った。

## 2.2.8.4 本改良による予測特性の変化

図 2.2.35 に夏期間における上層雲量、下層雲量、地上日射量の MSM2003(テスト実験)と MSM1702(コントロール実験)との差を示す。MSM2003では上層雲量が大幅に減少する一方で、北部海上を中心に下層雲量が増加する傾向が見てとれる。前者は放射過程に用いる雲量診断で氷過飽和が許容されるようになったことが主要因であり、後者は雲水から雨への変換の閾値を変更した影響が大きい。その結果として、北部海上の下層雲量増加に対応して地上日射量が減少し、その他の地域では上層雲量減少の影響によって地上日射量が増加する。対象時刻別の地上日射量平均誤差の比較において(図 2.2.36)、MSM2003ではMSM1702と比べて平均誤差が 30 [W/m<sup>2</sup>] 程度縮小した。これまで、夏季の地上日射量には本州から南に正バイアス、北海道東部に正バイアスが見られていたが(図略)、今回の改良は両者のバイアス軽減に貢献した。

放射収支の改善は外向き長波放射 (OLR) によっても確認された。図 2.2.37 に OLR の 7 月平均(ただし、モデル結果は 7 月 1 日から 7 月 23 日までの平均であることを注意)を示した。衛星観測に基づく CERES-EBAF<sup>12</sup> プロダクトの解析値と比較すると、MSM1702では過少傾向にあるのに対し、MSM2003ではより観測に近くなっており、雲量がより現実に即したものに改善された効果が現れている。

地表面の項でも述べたように、特に陸上において冬期下層に低温バイアスが現れることが開発上の課題であった。メソ数値予報システムの本課題に対する改良の効果を見るために、冬期間での 925 hPa 面気温の FT=24 の対初期値との差分を図 2.2.38 に示す。MSM1702では陸上に低温バイアスが見られるが、MSM2003では低温バイアスがまだ残っているものの大幅なバイアスの軽減が確認できる。また、図には示さないが、925 hPa 面での対ゾンデ二乗平均平方根誤差 (RMSE) においてもすべての予報期間で有意な改善が確認された。メソ解析が asuca-Var に更新されたことにより、一貫した解析予報サイクルの実行が可能になったことや、地形作成手法の改良および地表面過程の改良が改善に寄与したと考えられる。

次に、降水量の面的分布の特性変化についての例を示す。図 2.2.39 は初期時刻 2018 年 7 月 11 日 12UTC からの 21 時間予測における 3 時間降水量である。この事例では、実況で観測されている熱雷による局所的な降水が MSM1702 では予測できなかった一方で、MSM2003では部分的ではあるものの局所的な降水が捕捉できた。この事例においても MSM2003 での上層雲量減少による日射量の増加が見られており(図略)、熱雷表現の改善に寄与したと考えられる。

本改良における降水の統計的な特性の変化として、

<sup>12</sup> Cloud and Earth's Radiation Energy System (CERES) Energy Balance and Filled (EBAF)

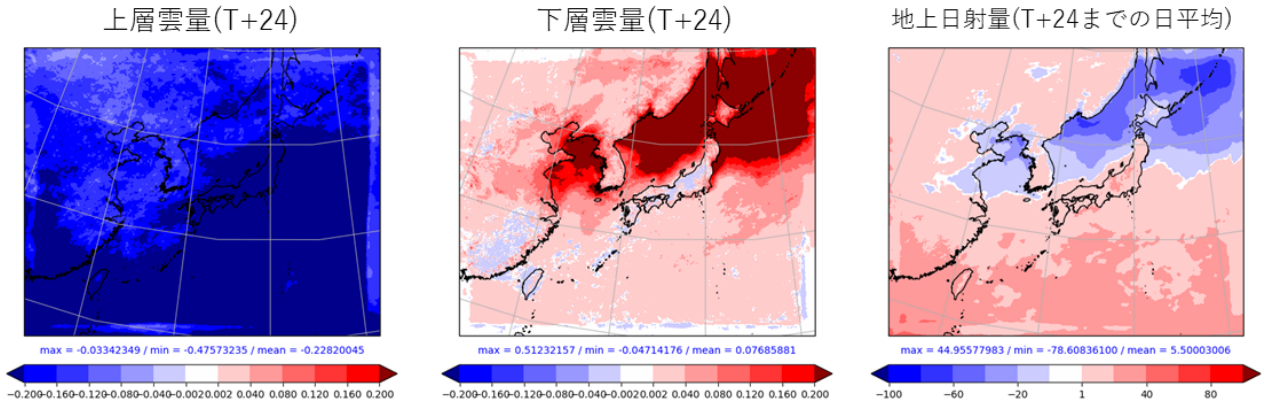


図 2.2.35 MSM2003 での上層雲量 (左)、下層雲量 (中央)、地上日射量 (右) の MSM1702 (コントロール実験) からの差。評価期間は 2018 年 6 月 18 日から 7 月 22 日までで、雲量については FT=24、地上日射量については FT=24 までの日平均をプロットしている。

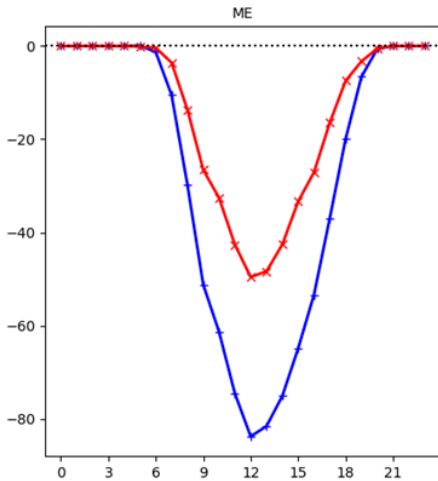


図 2.2.36 地上日射量の対象時刻別平均誤差。横軸は時刻 (JST)、縦軸は平均誤差 ( $W/m^2$ ) であり、青線、赤線はそれぞれ MSM1702 と MSM2003 の結果を表す。評価期間は図 2.2.35 と同じ。

これまで過少傾向だった弱雨の頻度が高くなる一方で、強雨の頻度が減少することが挙げられる。代表的な事例として、図 2.2.40 に初期時刻 2018 年 6 月 29 日 03UTC からの 24 時間予測における 3 時間降水量を示す。弱雨の頻度が高くなったことで、MSM1702 では予測できなかった降水を捕捉できるようになり (図の赤点線)、見逃しが減少した。また、MSM1702 では実況では見られない強雨が出現した (図の青点線) が MSM2003 ではより実況に近い雨量となっており、強雨の空振りが減少したことが分かる。

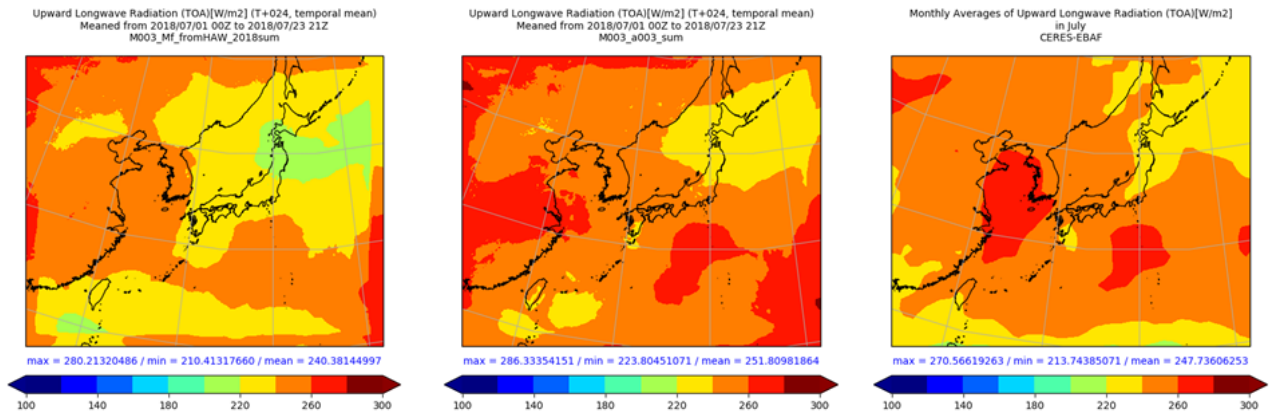


図 2.2.37 大気上端での外向き長波放射の分布。(左)MSM1702、(中央)MSM2003、(右)CERES-EBAF プロダクトによる解析値に対応する。CERES-EBAF 解析値は7月の平均、モデル結果は7月1日から7月23日までの平均をそれぞれ算出している。

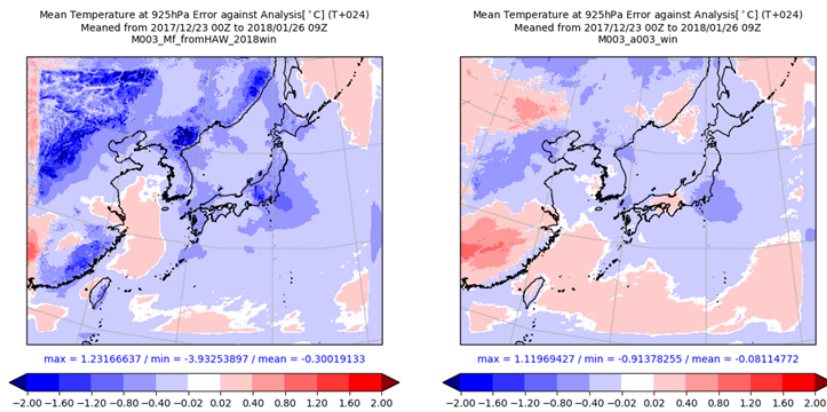


図 2.2.38 冬期間の 925hPa 面気温の FT=24 と対初期値との差分。左図は MSM1702、右図は MSM2003 の結果を示す。本図における解析期間は 2017 年 12 月 23 日から 2018 年 1 月 23 日である。

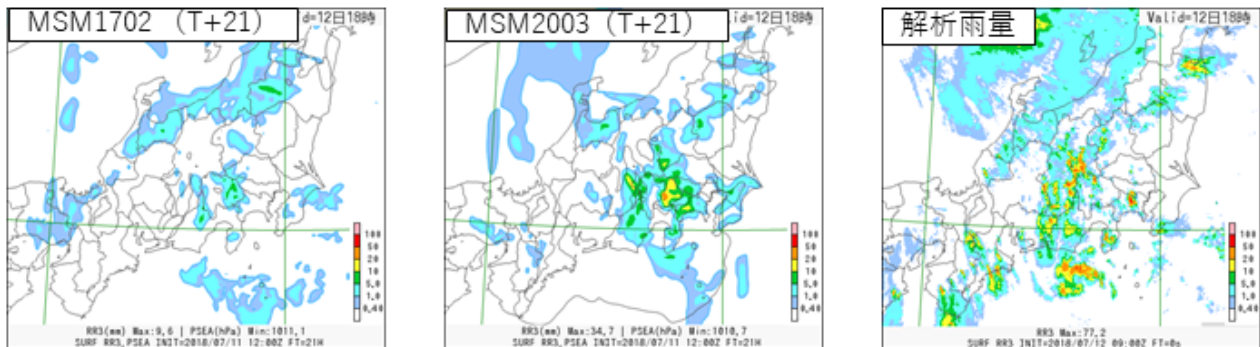


図 2.2.39 初期時刻 2018 年 7 月 11 日 12UTC からの 21 時間予測における 3 時間降水量の分布。左から MSM1702、MSM2003、解析雨量を表す。

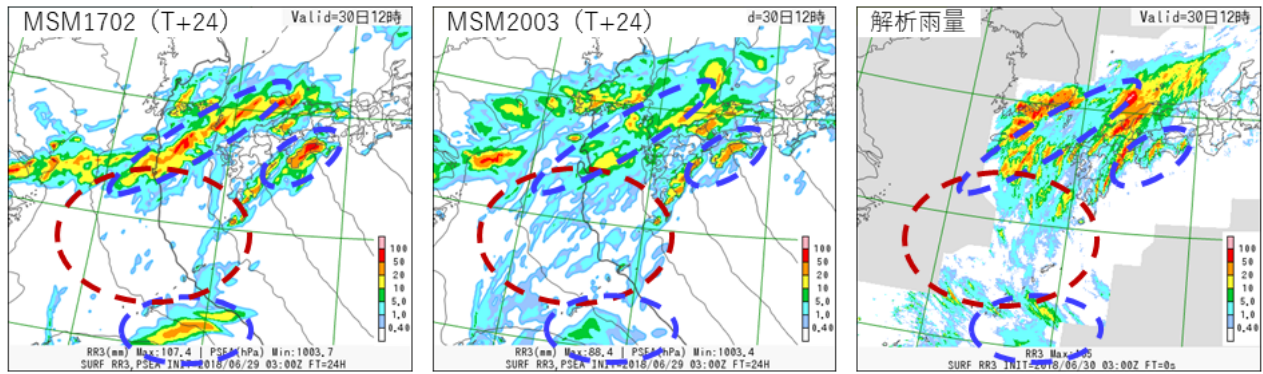


図 2.2.40 初期時刻 2018 年 6 月 29 日 03UTC からの 24 時間予測における 3 時間降水量の分布。左から MSM1702、MSM2003、解析雨量を表す。

### 2.2.8.5 まとめ及び今後の課題

2020 年 3 月に更新されたメソ数値予報システムでは、メソモデルに用いている asuca に基づいた asuca-Var がメソ解析に新たに導入されたことにより、一貫したメソ数値予報システムとしての運用および開発が可能となった。その一方で、このことはメソモデルが持っていたモデルバイアスを顕在化させることにもつながるため、モデルバイアス軽減のためのメソモデルの改良が必要となり、物理過程を中心に全般的な見直しを図った。モデル改良においては、近年の科学的知見を取り入れるとともに、雲量診断に存在していた過程間の不整合を解消させるなど、予測モデル全体としての整合性を重視して開発を進めた。メソ数値予報システムの更新によって、雲量や日射量の予測精度が向上したことで、これまで予測の難しかった熱雷などの局所的な降水や北日本の下層雲などを部分的ではあるものの表現できるようになった。また、統計的な特性として、降水量、気温・高度プロファイル、地上気象要素についての予測精度改善を確認した。

2018 年 10 月に気象庁が公表した「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、重点目標の中で豪雨防災、台風防災を掲げており、いずれもメソ数値予報システムの果たすべき役割は大きい。重点目標達成に向けた開発計画として、台風防災を念頭に台風が日本に接近する可能性がある場合等に、3 日先までの総雨量予測情報の提供を行うこととしている。メソ数値予報システムにおいては、台風の示度、風速、積算雨量の予測精度向上が特に求められている。また、線状降水帯に代表されるような集中豪雨の予測精度向上も、台風防災と同様にメソ数値予報システムにとって重要な課題である。これらの顕著現象の予測には、個々の積乱雲の発生・発達過程や対流の組織化を予測モデルで適切に表現できることが不可欠である。現在のメソモデルの空間解像度(水平格子間隔 5 km)では個々の対流を直接解像することはできないため、積雲スキームなどのパラメタリゼーションが必要であり、各物理

過程の継続的な開発が重要である。あわせて、メソモデルの予測値は局地モデルの境界値として用いられることから、より空間解像度の高い局地モデルでの顕著現象予測の精度向上には、メソモデルでの環境場の再現性向上も求められている。

### 参考文献

- Abel, S. J. and I. A. Boutle, 2012: An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 2151–2162.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Cameron, J. and W. Bell, 2018: The testing and implementation of variational bias correction (VarBC) in the Met Office global NWP system. *Weather Science Technical Report No:631, Met Office*, 1–22.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
- Dee, D. P. and A. M. da Silva, 2003: The choice of Variable for Atmospheric Moisture Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 155–171.
- 原旅人, 2015: 境界層過程・地上物理量診断の改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 24–43.
- 幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91–97.
- 幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2–8.
- 幾田泰醇, 2019a: 局地解析の高度化. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 68–69.
- 幾田泰醇, 2019b: 気象庁メソ解析における 4D-Var の基本場更新のインパクト. 第 21 回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集, 22.



- Johnson, M., Y. Jung, D. Dawson, T. Supinie, M. Xue, J. Park, and Y.-H. Lee, 2018: Evaluation of Unified Model Microphysics in High-resolution NWP Simulations Using Polarimetric Radar Observations. *Advances in Atmospheric Sciences*, **35**, 771–784.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- 気象庁予報部, 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, 106 pp.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151 pp.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in adiabatic conditions. *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91–112.
- Louis, J.F., M. Tiedtke, and J. F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59–79.
- Mahfouf, J. F., 1999: Influence of physical processes on the tangent-linear approximation. **51A**, 147–166.
- 萬納寺信崇, 2000: 領域モデル (RSM, MSM, TYM). 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–27.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.
- 西本秀祐, 2019: MSM の境界層過程 (MYNN3) の計算安定性向上の改良について. 第 21 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 12–13.
- Nishizawa, S. and Y. Kitamura, 2018: A Surface Flux Scheme Based on the Monin-Obukhov Similarity for Finite Volume Models. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **10**, 3159–3175.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- 関口亮平, 長澤亮二, 中川雅之, 藪将吉, 2019: 放射. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 66–80.
- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-Scale Condensation in Models of Nonprecipitating Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344–355.
- Sun, W. Y. and C. Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer. Part I: Numerical simulation of convective boundary layer. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1445–1453.
- 杉正人, 多田一正, 1988: 放射. 数値予報課報告・別冊第 34 号, 気象庁予報部, 2–35.
- Wilson, D. R. and S. P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the UK meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1607–1636.
- 草開浩, 2020: 雲量. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 56–60.
- 西本秀祐, 2020: 境界層. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 69–78.
- 氏家将志, 2020: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 45–55.
- 幾田泰醇, 2019c: 雲物理過程の改良と GPM 衛星観測の再現. ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 (第 18 回)」講演予稿集, 9–10.

## 2.2.9 GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT の 全球解析への利用開始

### 2.2.9.1 はじめに

2020年7月29日、全球解析においてインド宇宙研究機関 (ISRO) が運用する極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載されたマイクロ波散乱計 OSCAT の海上風データおよび米国の静止気象衛星 GOES-16 の大気追跡風 (AMV) の利用を開始した。本項ではこれらのデータの概要や利用方法、予測初期値や予測精度に与える影響について概要を報告する。

### 2.2.9.2 OSCAT データについて

OSCAT は、インド宇宙研究機関が運用する極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載されたマイクロ波散乱計であり、地球に向けてマイクロ波を放射し、地表面状態に応じた後方散乱強度を測定することにより、海上風を推定する能動型のセンサーである<sup>13</sup>。このため、マイクロ波散乱計の観測により直接観測データが少ない海上の風のデータを得ることができる。ScatSat-1 は2016年9月に打ち上げられ、2017年9月からプロダクトの配信が開始されている。

気象庁の現業の全球解析では、マイクロ波散乱計の海上風プロダクトとして、既に EUMETSAT (欧州気象衛星開発機構) が運用する極軌道衛星 Metop シリーズ (A, B, C) に搭載されている ASCAT を利用している (高橋 2010; 守谷ほか 2014) が、新たに ScatSat-1 の OSCAT データを利用することで、低緯度帯を中心に海上風観測の空白域を補完することができる。

OSCAT 海上風プロダクトと ASCAT 海上風プロダクトの比較を表 2.2.7 に示す。OSCAT はペンシルビーム型のセンサーであり、ファンビーム型センサーの ASCAT では観測できない衛星直下を含めて、広範囲を観測可能となっているが、観測周波数が ASCAT (5.255 GHz) と比較して高い (13.515 GHz) ため雨による減衰の影響を受けやすく、降水域では観測精度が悪くなるといった特徴がある。また、OSCAT の水平解像度は ASCAT に比べると2倍程度とやや粗い。全球モデルの第一推定値を参照値とした OSCAT のデータ品質は ASCAT と比較してバイアスがやや大きく標準偏差はやや小さいが、観測値-第一推定値の水平分布やヒストグラム等の傾向は ASCAT と同等である (図略)。このため、品質管理処理は ASCAT と同様の処理を適用し、風速 25 m/s 以上のデータは解析に利用しない設定とした。また同一格子に ASCAT 海上風がない場合に OSCAT を解析に使用する設定としている。

### 2.2.9.3 GOES-16 AMV について

AMV は静止衛星や極軌道衛星から撮影される、時間的に連続した複数の画像から雲や水蒸気パターンを追跡することにより上空の風ベクトルを推定したプロ

ダクトである。GOES-16 は、NOAA/NESDIS (米国海洋大気庁/米国環境衛星資料情報局) が運用する第3世代静止気象衛星であり、2016年11月20日に打ち上げられ、2017年12月18日から GOES-East (静止位置: 西経 75 度付近) として運用が開始された。先代機の GOES-13 からフルディスクのスキャン間隔が10分間隔に高頻度化されているほか、主に以下の点が改善されたことで AMV の精度が向上している。

- 衛星画像の水平解像度や位置合わせ精度の向上
- 算出アルゴリズムの高度化による雲パターン追跡精度の向上
- 多波長帯の観測画像を利用することによる雲頂高度推定の高度化

GOES-16 AMV では新たに短波長の赤外画像 (3.9  $\mu\text{m}$ )、水蒸気画像 (6.9  $\mu\text{m}$ , 7.3  $\mu\text{m}$ ) の波長帯が追加された。これにより主に、対流圏の中下層の雲パターンの追跡が強化され、利用可能な AMV の数が増加した。

気象庁の現業の AMV 品質管理処理では、各衛星運用機関が配信する AMV データの品質指標である予報値チェックあり QI (Quality Indicator) を利用した品質管理 (山下・今井 2007) を実施しているが<sup>14</sup>、GOES-16 AMV では予報値チェックあり QI が提供されなくなった。このため、GOES-16 AMV については風速誤差が大きいデータ、もしくは特に高度推定の誤差が大きい大気中層のデータを解析に使用しないように、以下の条件を満たすものを低品質データと判断して除外することとした。

- 中層 (400 hPa-700 hPa) のデータ
- 観測値-第一推定値のベクトル差が 14.1 m/s 以上のデータ

### 2.2.9.4 利用観測データ分布 (データカバレッジ) について

2021年1月1日 00UTC のマイクロ波散乱計のデータカバレッジの変化を図 2.2.41 に示す。OSCAT データの新規追加により、主に低緯度帯を中心に海上風のカバレッジが約 20% 拡大する。これにより熱帯低気圧等による下層循環を捉えられる可能性が増大し、その発達、衰弱等の情報の数値予報モデルへの反映が期待できる。

2020年1月1日 00UTC の AMV のデータカバレッジの変化を図 2.2.42 に示す。GOES-16 の観測領域は先代の GOES-13 と同じであり、2018年1月の GOES-13

<sup>13</sup> マイクロ波散乱計の詳細な観測原理については (太原 1999) を参照されたい。

<sup>14</sup> EUMETSAT で開発された QI には、数値予報モデルとの整合性を考慮に入れた予報値チェックあり QI と、数値予報モデルとの整合性を考慮しない予報値チェックなし QI がある。気象庁のデータ同化では、予報場から大きく外れた観測を除くため、予報値チェックあり QI を用いて品質管理を行っている。

表 2.2.7 ASCAT と OSCAT の比較

センサー名	ビームの種類	観測周波数	偏波	水平分解能	観測幅
OSCAT	ペンシルビーム	13.515 GHz (Kuバンド)	HH, VV*	25 km, 50 km	1400 km
ASCAT	ファンビーム	5.255 GHz (Cバンド)	VV	12.5 km, 25 km	500 km x 2

\* HH は観測に利用するマイクロ波が送・受信波ともに水平偏波、VV は鉛直偏波であることを示す。VV による観測を加えることで海上風のリトリブ精度が向上する。

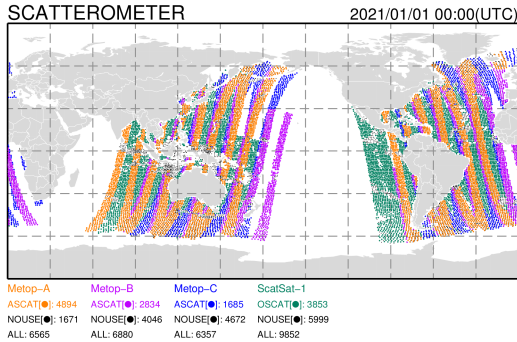


図 2.2.41 2021 年 1 月 1 日 00UTC のマイクロ波散乱計のデータの分布。OSCAT は図中の深緑色のデータ。

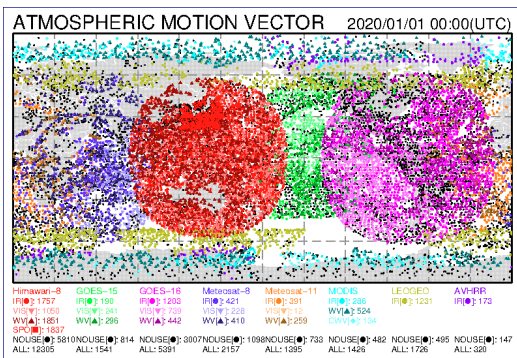


図 2.2.42 2020 年 1 月 1 日 00UTC の AMV 観測データの分布。GOES-16 AMV は図中のピンクのデータ。

運用終了以来、AMV データの空白域となっていたが、GOES-16 AMV の利用により解消された<sup>15</sup>。

### 2.2.9.5 解析場への影響について

GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT 海上風データが解析場に与えるインパクトを確認するため、衛星輝度温度の各種観測値と第一推定値との整合性の変化を図 2.2.43 に示す。統計期間は 2019 年 6 月 20 日から 10 月 11 日である。なお、インパクト確認のために使用したモデルは 2019 年 12 月時点の気象庁全球解析及び全球予報モデルであり、以降の各種検証でも同じモデルを利用して検証を行っている。

図の縦軸は衛星輝度温度各種センサーであるが、これらのうち、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A の大

<sup>15</sup> なお、2020 年 3 月には中央・東太平洋域を観測範囲とする GOES-15 の運用が終了し、GOES-16 と同等の性能を持つ GOES-17 の現業運用が開始された。

気下層に感度のあるチャンネル（チャンネル 4、5）、GMI,SSMIS 等のマイクロ波イメージャの各種チャンネル、およびマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の中上層観測チャンネル（チャンネル 3）において、観測値と第一推定値の整合性が有意に改善した。

マイクロ波イメージャと気温サウンダ AMSU-A のチャンネル 4、5 に対する精度改善については、海上風の解析精度向上が影響していると考えられる。この改善により、大気下層の収束・発散、及びそれに伴う水蒸気移流の第一推定値の精度が向上し、結果として放射輝度温度の推定精度が向上したと推測できる。

対流圏中上層の水蒸気量に感度がある MHS のチャンネル 3 に対する精度改善についても、下層風の収束・発散がより正確に表現されるようになったことが影響していると考えられる。これによって水蒸気の鉛直輸送がより現実に近いものとなり、対流活動の激しい熱帯を中心に水蒸気の鉛直プロファイルが改善し、さらに AMV の同化により大気中上層の水蒸気の解析精度が向上したと考えられる。

### 2.2.9.6 日本付近の予報精度への影響について

予報場へのインパクトとして、ラジオゾンデの観測データを参照値として利用した場合の日本付近の予測精度の変化を図 2.2.44 に示す。左側のカラムは夏実験、右側のカラムは冬実験の検証結果を示す。検証期間は夏は 2018 年 7 月から 9 月、冬は 2018 年 12 月から 2019 年 2 月のそれぞれ 3 か月間である。

OSCAT 海上風及び GOES-16 AMV の利用が日本付近の予測精度に与えるインパクトについては、850 hPa、及び 250 hPa の風速、500 hPa のジオポテンシャル高度などで有意改善している予報時間が見られるものの、概ね中立であった。なお、全球領域では、北半球の夏期間については 500 hPa のジオポテンシャル高度についてはやや悪化する傾向がみられたが、他の要素については概ね中立であった（図略）。

### 2.2.9.7 熱帯擾乱の進路予測に与える影響について

図 2.2.45 に、大西洋、東太平洋、北西太平洋の各領域における熱帯擾乱の進路予測誤差の統計検証の結果を示す。検証対象は 2019 年 6 月 20 日から 10 月 11 日までに各領域で発生した台風もしくはハリケーンであり、OSCAT,GOES-16 AMV を利用しない実験 (CNTL 実験) と利用した実験 (TEST 実験) で同一のサンプル

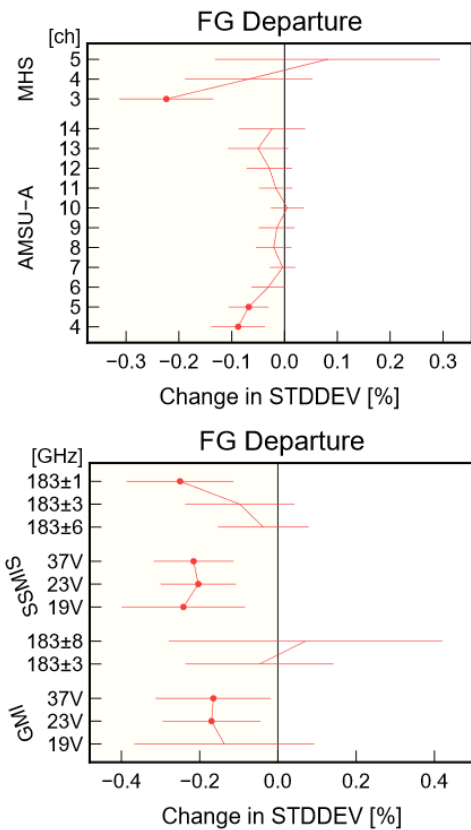


図 2.2.43 GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT 海上風データを同化に利用した場合の衛星輝度温度の各種観測データの観測値と第一推定値の差分の標準偏差の変化率 [%] を示す図。これらのデータを同化に利用しない場合からの変化率を示してあり、負の値（黄色で示された領域）が改善を示す。また、赤丸は差が信頼区間 95% で有意であることを示す。

を用いて検証した。なお、参照値として NOAA 作成のベストトラック (B-decks) を用いた。

GOES-16 がカバーする大西洋領域 (図 2.2.45 左) 及び東太平洋領域 (図 2.2.45 中央) で 72 時間先程度まで中立～改善傾向が見られる。北西太平洋領域 (図 2.2.45 右) でも、概ね中立からやや改善のインパクトがあることが確認できる。

### 2.2.9.8 まとめ

米国の静止気象衛星 GOES-16 の AMV 及びインドの極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載された OSCAT の海上風プロダクトの全球解析での現業利用に向けた開発を進めてきた。これらのデータを全球解析に利用することにより、主に以下の改善のインパクトが確認できたため、2020 年 7 月 29 日から現業利用を開始した。

- AMV データの空白域となっているアメリカ大陸付近や、熱帯域を中心とした海上風のデータカバレッジ向上
- 温度や水蒸気に感度がある衛星輝度温度観測に対する第一推定値の整合性の改善
- 大西洋、東太平洋領域での台風、ハリ

		JP(110-150,20-50)sum	JP(110-150,20-50)win
Z500	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
T700	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
T850	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
Ws250	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
Ws850	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
RH700	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲

図 2.2.44 OSCAT、GOES-16 AMV 同化による、主要な気象要素の改善、改悪の有意性を示す図。図の左列は検証要素を示してあり、500 hPa のジオポテンシャル高度 (Z500)、700 hPa の気温 (T700)、850 hPa の気温 (T850)、250hPa の風速 (Ws250)、850 hPa の風速 (Ws850)、及び 700 hPa の相対湿度 (RH700) の各要素の平方根平均二乗誤差 (RMSE)、相関係数 (CC)、平均誤差 (ME) を検証対象とする。検証領域は日本周辺領域 (東経 110 度～東経 150 度、北緯 20 度～北緯 50 度) とした。左のカラムは夏実験、右のカラムは冬実験であり、それぞれのカラムについて左から右にかけて 1 日～11 日までの 1 日毎に予報精度の変化の有意性を検証する。改善は黄色、改悪は灰色で表現している。マークは有意検定の有意水準を表しており、■は 99%、◆は 95% で有意であることを示し、△は有意水準 68% で改善、▽は有意水準 68% で改悪であることを示す。

### ケーンの進路予測精度の向上

GOES-West (静止位置: 西経 135 度付近) の観測領域では GOES-16 とほぼ同等の性能を持つ GOES-17 が運用されている。この領域では先代衛星 GOES-15 の運用停止以降、その後継衛星である GOES-17 の AMV や衛星輝度温度がデータ同化に使用されていない。2020 年 12 月現在、これらの現業導入に向けた開発を行っている。また、OSCAT 海上風プロダクトについてはメソ、局地解析では利用されておらず、これらの解析での利用に向けて開発を進める。

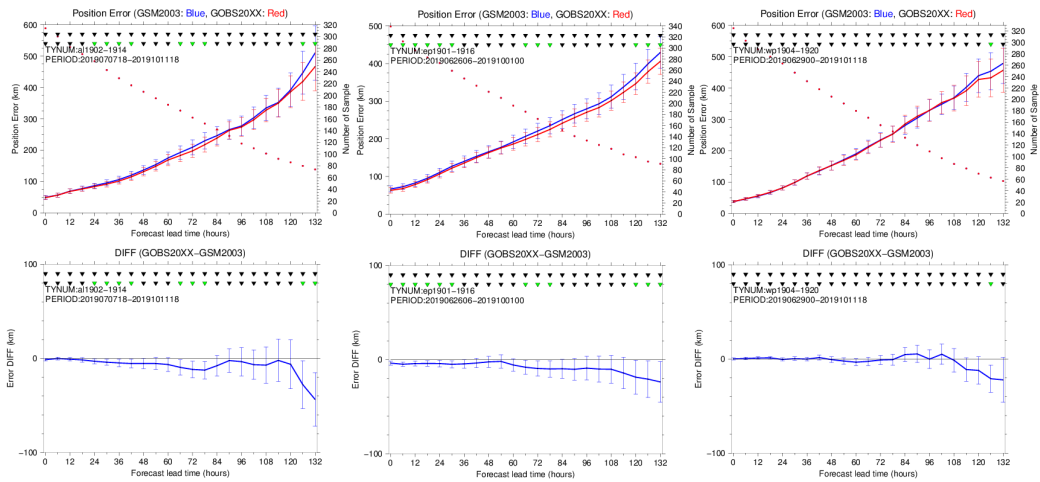


図 2.2.45 熱帯擾乱の進路予報へのインパクト。左図が大西洋領域、中央図が東太平洋領域、右図は北西太平洋領域の進路予報誤差統計検証の結果を示す。上段は、左の縦軸は予測位置誤差 [km]、右の縦軸はサンプル数 [個]、横軸は予報時間 [hour] であり、赤線が TEST 実験、青線が CNTL 実験の予測位置誤差を示す。エラーバーは 95%信頼区間を表す。下段は予測位置誤差 [km] の TEST-CNTL の値で、負であれば TEST の誤差が CNTL の誤差を下回っていることを示す。図上部の▼は統計的な有意性を示しており、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立を仮定して計算した有意判定結果であり、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

#### 参考文献

- 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.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・  
別冊第 45 号, 気象庁予報部, 27-43.
- 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.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風 (AMV). 数値予  
報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 36-56.

## 2.2.10 局地解析におけるひまわり 8 号 CSR データ利用拡大

### 2.2.10.1 はじめに

気象庁の数値予報システムでは、初期値解析において様々な衛星の輝度温度データが同化されている。静止気象衛星に搭載された赤外イメージャの観測データから作成される晴天放射輝度温度プロダクト (CSR:Clear-Sky Radiance) もそのひとつで、現在は水蒸気の吸収帯に中心波長をもつバンド (水蒸気バンド) のデータが利用されている。CSR を同化することにより、これらのバンドが感度を持つ対流圏の中上層の水蒸気量を中心に、初期値の精度が改善する。ひまわり 8 号をはじめとする近年の静止気象衛星には複数の水蒸気バンドが搭載されており、全球解析やメソ解析では、既に複数の水蒸気バンドを利用している (岡部 2019; 太田ほか 2019)。

局地解析ではひまわり 8 号の CSR を利用しているが、これまでは搭載されている 3 つの水蒸気バンドのうち、バンド 8 (中心波長 6.2 $\mu\text{m}$ ) のみの利用にとどまっていた。今般、全球解析やメソ解析と同様に、バンド 9 (同 6.9 $\mu\text{m}$ ) および 10 (同 7.3 $\mu\text{m}$ ) を新規に追加して利用を開始した。本稿では、2020 年 7 月 29 日に局地解析に導入された、ひまわり 8 号 CSR のバンド 9 および 10 への利用拡大について概要を報告する。

### 2.2.10.2 変更の概要

追加で利用するバンド 9 および 10 は、これまで利用していたバンド 8 より大気透過率が高く、大気の下層に感度がある。このため、陸域で大気が乾燥している場合など、しばしば大気を透過する地表面からの放射の影響を適切に考慮する必要がある。今般、バンド 9 および 10 を利用するにあたり、全球解析やメソ解析に適用された、陸域での CSR 利用に関する高度化 (岡部 2020) を局地解析にも適用した。以下に変更点を示す。

1. 放射計算に用いる地表面射出率を、固定値 0.9 から、植生や季節変化を考慮した気候値に変更。
2. 放射計算に用いる地表面温度を、第一推定値から、窓バンド (バンド 13、中心波長 10.8 $\mu\text{m}$ ) の CSR データに基づくリトリーブ値に変更。
3. バンド 9 および 10 の CSR データの新規利用。

### 2.2.10.3 業務化試験

本変更導入前の最新のルーチン相当のシステムに、上記の変更を適用し、解析値・予測値の改善を確認するための実験を実施した (業務化試験)。コントロール実験 (CNTL) では、局地数値予報システムや、境界値として用いたメソ数値予報システム、および全球数値予報システムとして、いずれも 2020 年 3 月末時点のルーチン相当のシステムを用いた。これに対しテスト実験 (TEST) では、CNTL の局地解析に上記の変更

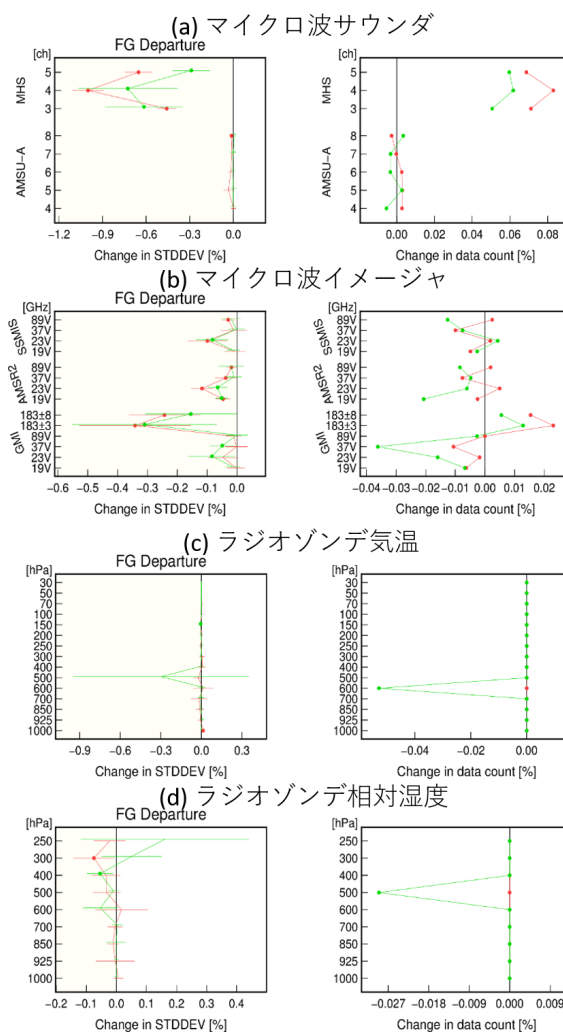


図 2.2.46 TEST の CNTL に対する、観測値と第一推定値との差の標準偏差の変化率 [%] (各観測データの左列) および利用データ数変化率 [%] (右列)、(a) マイクロ波サウンダ、(b) マイクロ波イメージャ、(c) ラジオゾンデ気温、(d) ラジオゾンデの相対湿度。赤線が夏期間、緑線が冬期間を示す。エラーバーは 95% 信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸はそれぞれ、マイクロ波サウンダについてはチャンネル番号、マイクロ波イメージャについてはチャンネル周波数 (V は垂直偏波を表す)、ラジオゾンデについては気圧を示す。

を適用した。実験期間は、2018 年 6 月 27 日-7 月 8 日 (以下、夏期間とする)、および 2018 年 1 月 16 日-27 日 (以下、冬期間とする) とし、どちらも解析時刻間隔は 1 時間とした。

### (1) 解析値・第一推定値の変化

対流圏中層 (700hPa) における比湿の解析値の期間平均が、海上を中心に若干増加したが、他の要素について大きな変化はなかった (図省略)。

第一推定値については、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星輝度温度、およびラジオゾンデの観測値との整合性が向上し、精度が改善した (図 2.2.46)。

## (2) 予測値の変化

降水検証の結果、降水スコアに顕著な変化は見られなかった。ただし、傾向としては、特に夏期間において、25[mm/3h]以上の強雨を中心として空振り率・見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアの改善が確認された一方、弱雨では見逃し率の増加による同スコアの改悪がわずかにみられた（図 2.2.47）。

事例解析では予報時間中盤以降、過大な強雨が緩和される改善等、降水検証と整合する事例が複数見られた。ここでは、九州地方南部における 2018 年 7 月 2 日 12UTC を初期値とした 6 時間後予測における 3 時間降水量の比較結果を示す（図 2.2.48）。比較的弱い降水の見逃し拡大として、CNTL で弱かった鹿児島県中部の降水域が、TEST ではさらに弱くなっていることが確認できる。一方で、強雨に対する改善として、CNTL では解析雨量に見られない 50[mm/3h]以上の強雨域が宮崎県南部まで伸びていたのに対し、TEST では主に宮崎県と熊本県の県境付近にまとまって分布しており、解析雨量の分布に近くなっていることが確認できる。

### 2.2.10.4 まとめ

局地解析においてこれまで未利用だった、ひまわり 8 号のバンド 9 および 10 の CSR データを利用するため、放射計算に用いる地表面射出率および、地表面温度の改良を適用した。変更を適用した実験の結果、対流圏において水蒸気場が改善することや、降水検証において強雨を中心に空振り率・見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアが改善傾向であることが確認された。この結果を受けて、2020 年 7 月 29 日から、当データの局地解析での現業利用を開始した。

### 参考文献

- 岡部いづみ, 2019: ひまわり 8 号のバンド 9, 10 及び Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度 (CSR:clear-sky radiance) データの追加利用. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57.
- 岡部いづみ, 2020: 静止気象衛星ひまわり CSR. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 133-141.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.

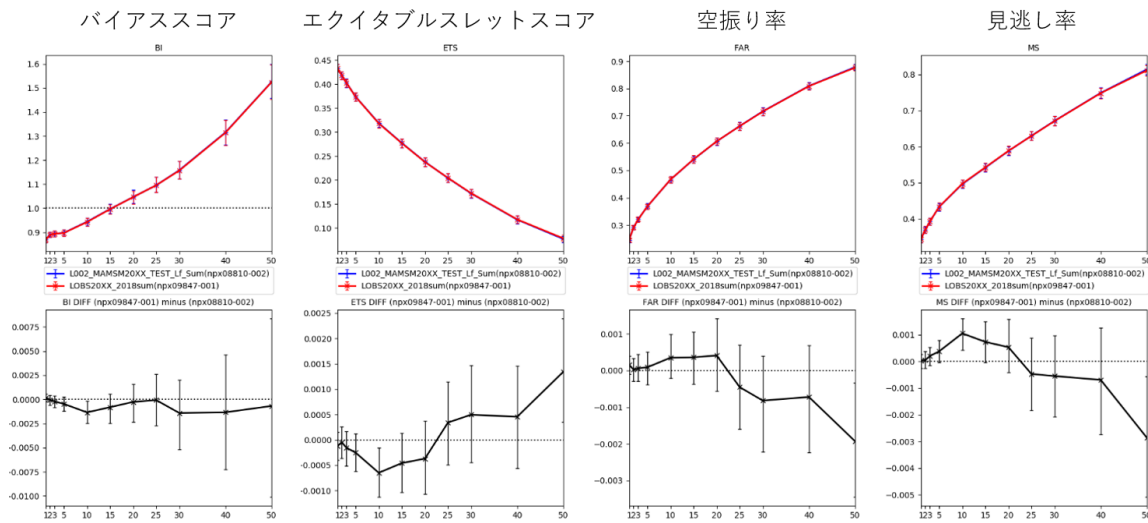
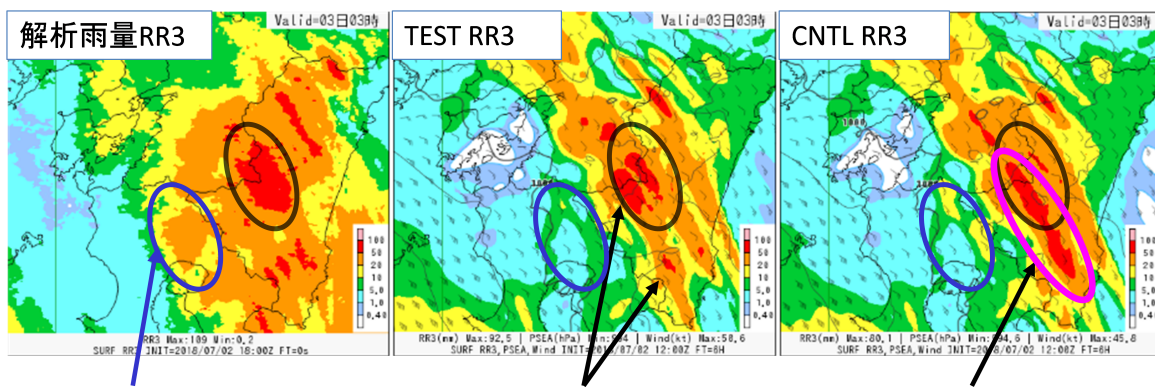


図 2.2.47 降水強度閾値別の対解析雨量降水のCNTL（青線）とTEST（赤線）のバイアスコア、エクイタブルスレットスコア、空振り率および見逃し率（上段）と、それらのTESTとCNTLの差（下段）。横軸は3時間降水強度閾値 [mm/3h] を表す。検証格子は10km × 10kmとした。エラーバーは95%の信頼区間を示す。



鹿児島県中部の降水については、TESTで見逃しが拡大。

TESTでは、解析雨量にみられない宮崎県南部の強雨域が弱く、県境で強い。

CNTLでは、宮崎県南部まで強雨域が伸びている。

図 2.2.48 2018年7月2日12UTCを初期値とした6時間後予測における3時間降水量の比較。解析雨量（左）、TEST（中央）、CNTL（右）。



## 2.2.11 全球解析における Metop-C マイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS の利用開始

### 2.2.11.1 はじめに

Metop-C は、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用する、現業極軌道気象衛星 Metop シリーズの 3 機目の衛星で、2018 年 11 月 7 日に打ち上げられた。Metop には多数の観測センサーが搭載されており、既に運用中の同シリーズ衛星 Metop-A および Metop-B のデータが、気象庁の数値予報システムで利用されている (大和田 2008; 守谷ほか 2014)。

搭載されているセンサーのうち、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A は、60GHz 帯の酸素の吸収帯を利用したセンサーで、大気の透過率が様々に異なる複数のチャンネルを持ち、それぞれ対流圏から成層圏の様々な高度の気温に感度を持つ。気象庁の数値予報システムにおいては、Metop の他、米国が運用する極軌道衛星 NOAA や Aqua に搭載されている AMSU-A を利用中である (岡本 2007; 江河 2015)。

マイクロ波水蒸気サウンダ MHS は、183GHz 帯の水蒸気の吸収帯を利用したセンサーで、この周波数帯には 3 つのチャンネルを持ち、対流圏中上層の水蒸気量に感度を持つ。AMSU-A と同様に、Metop の他、NOAA に搭載されている MHS を既に利用中である。なお、MHS は全球解析において、雲・降水域のデータも利用する全天同化が 2019 年 12 月に導入されている (第 2.2.3 項を参照)。

本稿では、全球数値予報システムで 2020 年 9 月 15 日に開始した、Metop-C 搭載の AMSU-A および MHS の輝度温度データの利用について、概要を報告する。

### 2.2.11.2 変更の概要

AMSU-A および MHS については、いずれも既に他の衛星のデータが利用されていることから、Metop-C についても品質が同程度であることを確認した上で、他の衛星と同様の設定で同化利用することを基本方針とした。予備実験における輝度温度の観測値と第一推定値の差 (O-B) を用いて品質を確認した結果、AMSU-A については、既存利用衛星と同程度であることが確認された。また、MHS についてはチャンネル 3 および 4 で若干ノイズが大きいことが確認されたものの、設定されている観測誤差の値に比べるとその差異は小さく、品質に利用上の問題はないと判断した。これらを受け、他の衛星の AMSU-A や MHS と同じ観測誤差設定値、ならびに雲・降水判定やバイアス補正などの品質管理手法を用い、Metop-C の AMSU-A および MHS を追加して利用するように変更した。

両センサーを追加した性能評価試験 (夏期間) を行った結果、解析値および予測値の精度に概ね改善が確認できた一方で、北極域において解析値の精度に悪化が確認された。調査の結果、Metop-C のデータ品質自体には問題はなかったものの、Metop-C も含めた AMSU-

A のバイアス補正が不十分であることが精度悪化の原因と思われた。このことから、暫定的な対処として、Metop-C/AMSU-A の一部のデータについて利用域を制限し (チャンネル 7 および 8 の北緯 70 度以北のデータを不利用とする)、精度悪化を軽減させることとした。

本変更における Metop-C/AMSU-A および MHS の追加により、両センサーのデータの分布域が拡大し、いずれも概ね 20~30%ほど利用データ数が増加した。

### 2.2.11.3 性能評価試験

本変更導入前の最新のルーチン相当のシステム (第 2.2.9 項で報告の GOES-16 AMV および ScatSat-1/OSCAT 利用を適用) をコントロール実験 (CNTL) とし、CNTL に Metop-C/AMSU-A および MHS を追加 (ただし AMSU-A については一部データの利用域を制限) した実験をテスト実験 (TEST) として、性能評価試験を実施した。実験期間は、2019 年 7 月から 9 月 (夏実験) および 2019 年 12 月から 2020 年 2 月 (冬実験) のそれぞれ 3 か月間とした。

#### (1) 解析値・第一推定値の変化

平均的な解析値については、夏冬実験ともに、極域を除き顕著な変化はみられなかった。

第一推定値については、気温や水蒸気に感度のある別の輝度温度センサー (ATMS, SAPHIR, SSMIS, 静止衛星 CSR) を中心に、これらの観測値との整合性に向上が見られ、解析値の精度向上が示唆された (図 2.2.49)。

#### (2) 予測値の変化

500hPa 高度場や 850hPa 気温などの代表的な予報変数の改善・改悪の程度を示すスコアカードでは、南北半球 (南緯 20 度以南、北緯 20 度以北) を中心に、概ね改善の傾向が確認できた (図省略)。一方で、熱帯域の 500hPa 高度場では改悪の傾向がみられたが、これについては後述する。

予測値に関して、改善率の帯状平均を確認したところ、中緯度の対流圏中上層を中心に、気温や高度、比湿、風速に改善の傾向が見られた。図 2.2.50 に、TEST、CNTL 両実験に共通の参照値として ECMWF 再解析 (ERA5; Hersbach et al. 2020) を用いた結果を示す (TEST、CNTL それぞれの初期値を参照値とした検証結果でも概ね同様の結果)<sup>16</sup>。比湿の改善は MHS による効果、気温や高度場の改善は AMSU-A による効果が主であると考えられる。冬季の南極域において予報初期に見られる高度場の悪化 (図 2.2.50 では ERA5 を参照値とした FT=0 (解析値) で悪化として見られる箇所に対応) については、今回対処を行った夏実験における北極域の改悪と同様に、AMSU-A のバイアス補

<sup>16</sup> TEST、CNTL それぞれ自身の解析値を参照値とした検証では、特に予報初期の熱帯域において、TEST における精度の変化を確認することが難しいことから、独立した共通の参照値として他センサーの解析値を利用した図を示した。

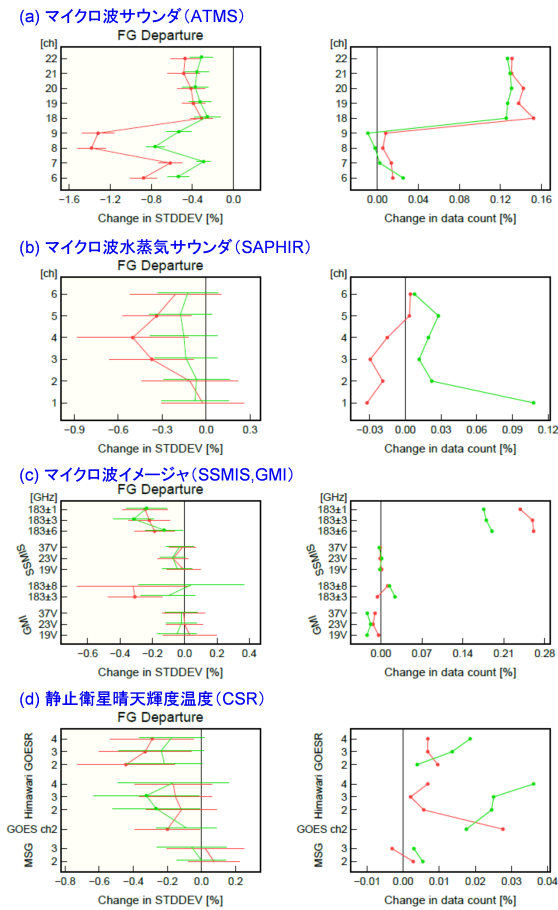


図 2.2.49 TEST の CNTL に対する、様々な観測と第一推定値との差の標準偏差の変化率（各観測データの左列）及び利用データ数変化率（右列）。第一推定値との差は観測誤差で規格化済み。(a) マイクロ波サウンダ ATMS、(b) マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR、(c) マイクロ波イメージャ SSMIS および GMI、(d) 静止衛星晴天輝度温度。赤線が夏実験、緑線が冬実験を示す。エラーバーと丸印はそれぞれ、95%信頼区間と、それによる変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸はそれぞれ、マイクロ波イメージャについてはチャンネル周波数（V は垂直偏波を表す）、それ以外のセンサーについてはチャンネル番号を示す。

正に起因するものと思われるが、予報時間が進むにつれ悪影響は見られなくなったことから、北極域に適用したようなデータ利用域の制限は行っていない。

熱帯の対流圏上層から成層圏にかけては、FT=48~72 以降に高度場で改悪が見られ（TEST、CNTL それぞれの初期値を参照値とした検証結果でも同様）、前述のスコアカードで見られた改悪とも整合する。この改悪について、200hPa 高度場の平面図を用いて確認した（図省略）。初期値の段階では、CNTL において正バイアスを持った熱帯付近の高度場は、TEST では Metop-C データの追加により正バイアスが軽減される方向に変化していた。しかし、予報時間が進むにつれ、TEST と CNTL の差は初期値での変化量を概ね維持したまま推移しているのに対し、高度場のバイアスは全

体的に次第に負バイアスへと転じたことから、上記の変化量は負バイアスを拡大させることとなり、改悪となったものと考えられる。

ただし、台風進路予測については中立であり（図省略）、この変化による悪影響は見られなかった。

#### 2.2.11.4 まとめと今後の課題

全球数値予報システムにおいて、Metop-C 搭載の AMSU-A および MHS の輝度温度データを追加利用する性能評価試験を実施した。その結果、第一推定値や予測値の精度向上が確認できたことから、2020 年 9 月 15 日に、全球解析において当データの利用を開始した。北極域における高度場への悪影響については、暫定的な対処として、北極域で Metop-C/AMSU-A のチャンネルを一部利用しないことで軽減した。この悪影響の原因と抜本的な対処については、今後も引き続き調査を行う予定である。

#### 参考文献

- 江河拓夢, 2015: マイクロ波サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 47-49.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Hornyi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hlm, M. Janiskov, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, de P. Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J. Thpaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1-51.
- 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.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58-70.
- 大和田浩美, 2008: Metop-A 衛星搭載のサウンダ利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 101-103.

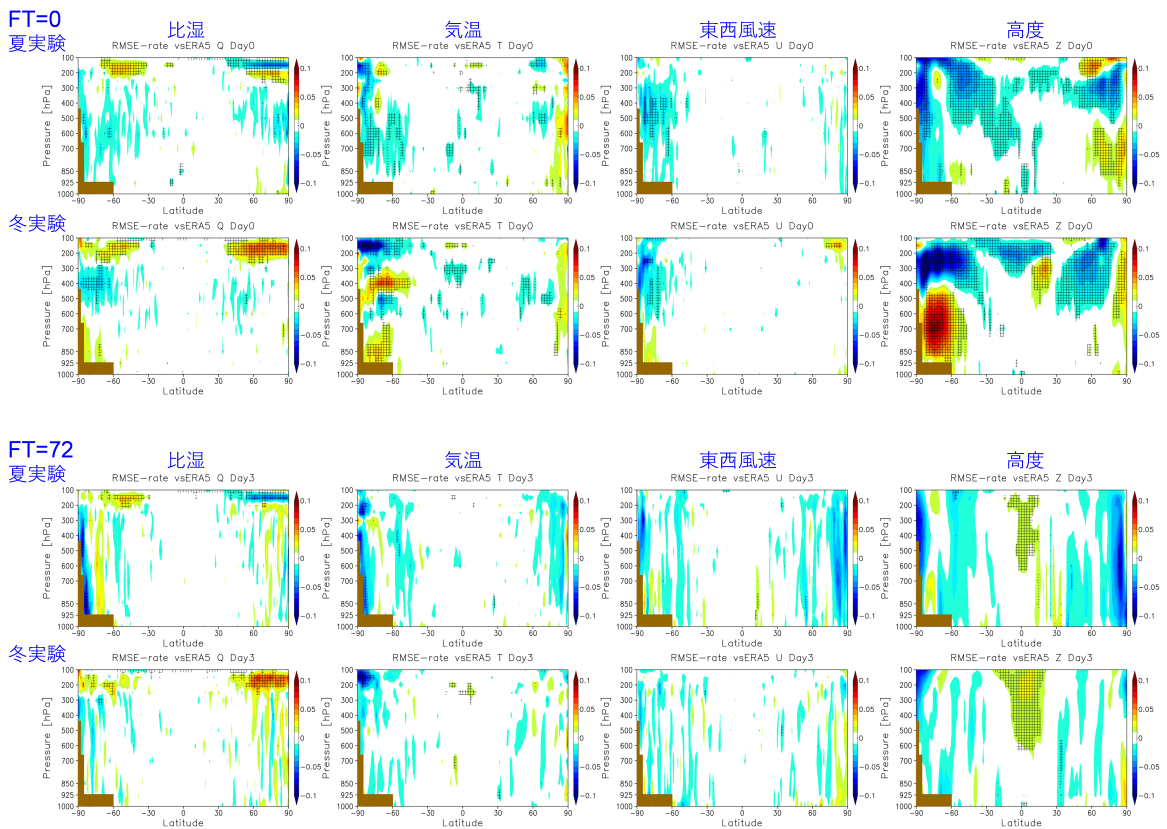


図 2.2.50 ERA5を参照値としたRMSE改善率の帯状平均(1000hPa~100hPa、左端が南極、右端が北極)。寒色系が改善を示す。パネルは左から、比湿、気温、東西風速、高度。(1段目)夏実験FT=0、(2段目)冬実験FT=0、(3段目)夏実験FT=72、(4段目)冬実験FT=72。寒色系が改善を示す。網掛けは信頼区間95%で有意であることを示す。

## 2.2.12 メソアンサンブル予報システムの改良

### 2.2.12.1 はじめに

気象庁は、メソモデル (MSM: Meso-scale Model) の予報に対して信頼度や不確実性等の情報を付加することを目的に、メソアンサンブル予報システム (MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System) の運用を2019年6月27日に開始した (河野ほか 2019)。その後、さらなる確率予測精度の向上を目指し、MEPSにおける予報初期の日本周辺域でのばらつきが小さいことや冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価といった問題点を解決するため、初期・側面境界摂動の作成手法の改良を実施した。夏季<sup>17</sup>および冬季<sup>18</sup>の約1ヶ月ずつの実験を行い、MEPSの上述の問題点が改善され、日本周辺の降水予測の不確実性をより適切に捕捉できるようになったことを確認した。また、スプレッドの適正化と降水確率予測精度の向上も確認できた。さらに部内試験運用期間に発生した予測計算の異常終了の一因となった過大な側面境界摂動が改善され、計算安定性も向上した。この改良は2020年9月16日に現業システムに導入された。

本項では、初期摂動の改良および側面境界摂動の改良項目について述べた後に、これらの改良によるMEPSの改善を示す。以下、2019年6月に運用を開始したMEPSをMEPS1906、今回の改良を行い2020年9月に現業運用を開始したMEPSをMEPS2009と表記する。MEPSの詳細については、國井・小野 (2020) や Ono et al. (2021) を参照いただきたい。

### 2.2.12.2 初期摂動の改良

初期摂動の改良の目的は、予報初期における日本付近の現象の不確実性をより適切に捕捉することである。今回の改良では、そのために初期摂動の算出領域を環境場に応じて動的に設定する手法の導入を行った。また、冬季に過大な水蒸気摂動が算出されることがあるため、初期摂動の振幅調整手法について見直しを行った。

#### (1) メソ特異ベクトル (MSV) のターゲット域の動的設定手法の導入

MEPSの初期摂動は、異なる時間空間スケールの不確実性を表現することを目的として、評価時間、水平解像度の異なる複数の特異ベクトル (SV: Singular Vector) を線形結合して作成している。具体的には、JMA-NHMの摂動予報モデル、随伴モデルに基づくメソ特異ベクトル (MSV) と、気象庁全球モデルの摂動予報モデル、随伴モデルに基づく全球特異ベクトル (GSV) である。このうちMSVは、水平解像度40 km・評価時間6時間のMSV (MSV40) と、水平解像度80 km・評価時間15時間のMSV (MSV80) を利用しており、比較

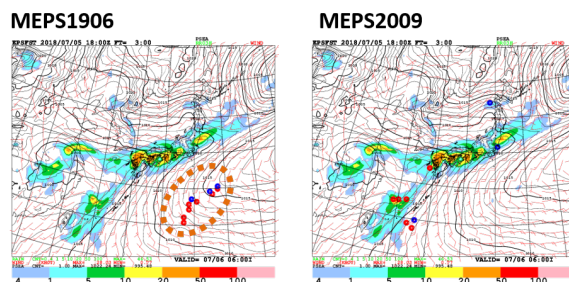


図 2.2.51 2018年7月5日18UTCにおけるMSV40 (水平解像度40 kmのMSV) のトータルエネルギーノルムのピークの分布。赤点は第1~第7特異ベクトル、青点は第8~第10特異ベクトル。(左) MEPS1906、(右) MEPS2009。

的時間空間スケールの小さい不安定現象に対応する成長モードの捕捉を目的とする (國井・小野 2020)。メソスケール現象の不確実性の捕捉に対するその有効性は、Ono et al. (2021) などで示されている。しかしながら、日本周辺域に顕著な降水が観測された事例において、その現象とは直接関連のない日本の南海上にMSVが算出されてしまう傾向が課題として挙げられていた。図 2.2.51 の左はその一例である。南西諸島付近や西日本から東日本にかけての梅雨前線帯に対応した降水域が予測される場に対して、これらの降水域から遠く離れた日本の南海上の太平洋高気圧圏内においてMSVが算出されている。このようなMSVは、少なくとも評価時間内において日本付近の顕著現象に影響を及ぼす可能性は低いと考えられる。

台風等の擾乱がない場合に南海上に算出される局所的なMSVの傾向を調査したところ、線形成長と非線形成長が大きく異なることが分かった。そこで、このようなSVを「偽SV」として識別し、その算出されやすい環境場の特徴を把握しターゲット域から除去することで、偽SVの算出を回避することを検討した。偽SVは、線形成長した摂動と非線形成長した摂動の類似度 (SI: Similarity index) が0.6以下、かつ最終ノルムにおいて水蒸気項の占める割合が60%以上、として識別した。通常のMSVは、中下層が湿っていて、上昇流があり、正渦度領域に算出されやすいといった特徴がある。一方で偽SVは、その逆の環境場で算出される傾向が見られる。いくつかの試行の結果、偽SVに特徴的な環境場の指標として下層の渦度がターゲット域の設定に有効に機能することが分かった。そこで、これまで固定であったMSVのターゲット領域 (125°-145°E, 25°-45°N) から、925 hPaの渦度が閾値以下となる格子点を除外するように変更した (ただし、全領域ではなく、35°以南、130°以東の格子点にのみ適用)。この変更を導入した結果得られるMSVのノルムのピーク分布を図 2.2.51 の右に示す。この事例では、南海上の高気圧圏内の渦度が小さい領域がターゲット域から除外された結果、南西諸島付近および西日本付近の降水域に対応したMSVが算出されるようになった。

<sup>17</sup> 夏季実験期間:2018年6月18日00UTC~2018年7月21日18UTC

<sup>18</sup> 冬季実験期間:2017年12月23日00UTC~2018年1月25日18UTC

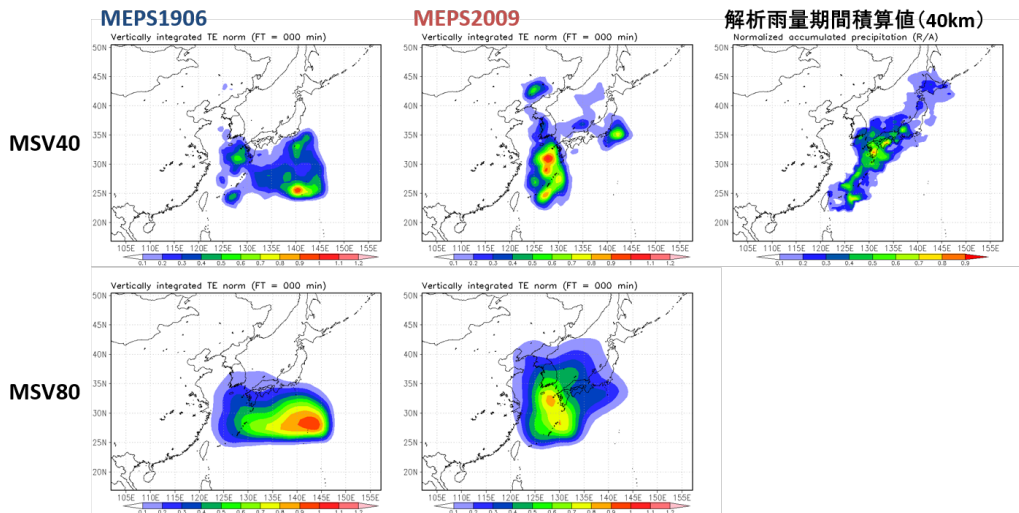


図 2.2.52 夏季実験期間の MSV40、MSV80 のトータルエネルギーの水平分布。00, 12UTC 初期値の期間平均。上段は MSV40、下段は MSV80 について、左列は MEPS1906、中列は MEPS2009。上段の右には解析雨量の期間積算値（40km 格子に平均化）を示す。それぞれ最大値で規格化している。

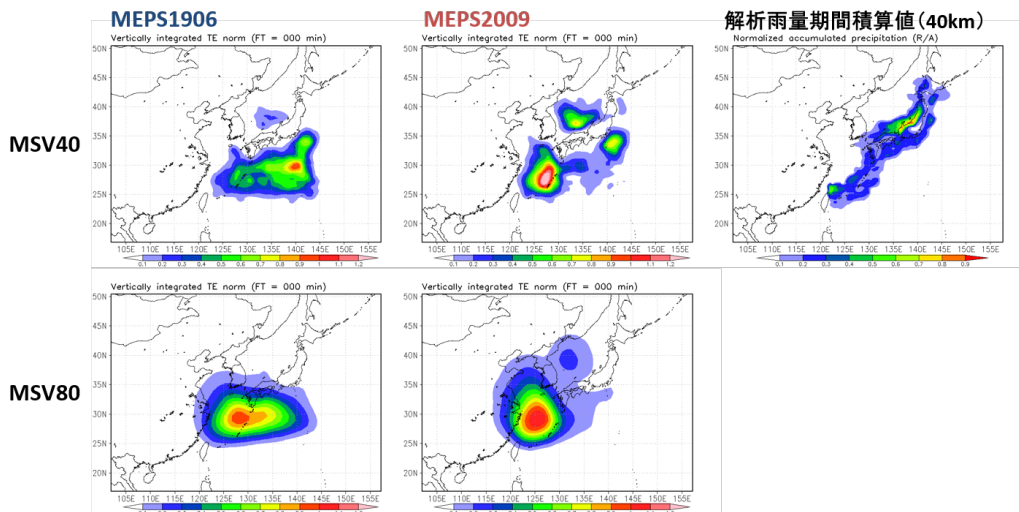


図 2.2.53 図 2.2.52 と同様。ただし、冬季実験期間について。

夏季実験期間における MSV のトータルエネルギーノルムの水平分布の平均値、および解析雨量の積算値を図 2.2.52 に示す。MSV40、MSV80 ともに、MEPS1906 では日本の南海上で高い値となっていたが、MEPS2009 では解析雨量の多い領域の上流側にあたる九州の南西海上に高い値が分布するようになった。冬季実験期間について同様に示した図 2.2.53 では、MEPS2009 の改良によって九州の南西海上および日本海での算出頻度が増加し、解析雨量の多い領域との対応が MEPS1906 に比べて良くなった。また、SV が非線形モデルで成長するかどうかの指標となる SI も、MEPS2009 では全般に改善傾向が見られ、特に平成 30 年 7 月豪雨を含む夏季実験期間前半で顕著に改善が見られた（図略）。

## (2) MSV における水蒸気摂動の振幅上限値の変更

MSV の摂動の振幅は、その上限値が摂動変数ごとに設定された閾値を超えないように決められる。このうち、水蒸気摂動の上限値は 6 g/kg と固定値となっていたが、特に水蒸気が少なくなる冬季において、過剰な振幅の水蒸気摂動が算出される事例が見られた。そこで、水蒸気の季節および高度依存性を考慮できるよう、水蒸気摂動の上限値を基本場の 50% とするよう変更した。この変更により、たとえば 925 hPa の統計結果で見られた、アンサンブル平均の RMSE に比べて予報前半にやや過大であった水蒸気のスプレッドが適正化された（図略）。なお、夏季については、ほぼインパクトはなかった。

### 2.2.12.3 側面境界摂動の改良

側面境界摂動の改良は、冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価の解消やそれに伴う計算安定性の向上など、主に予報後半の摂動の適正化に資する改良を行った。

#### (1) 全球特異ベクトル (GSV) のターゲット域の変更

MEPS の側面境界摂動は、線形成長させた全球特異ベクトル (評価時間は 45 時間<sup>19</sup>) を利用しており、そのターゲット域を 110°–170°E, 15°–50°N に設定していた。このターゲット域は、GSV が初期摂動のみでなく、境界摂動としても利用されるようになった際に拡張して設定された経緯がある (國井・小野 2020)。予報後半において十分なスプレッドを確保するために MSV に比べターゲット域を広くしているが、特に夏季においてターゲット域の北西端の砂漠・半砂漠域で成長する GSV が頻繁に算出されることが判明した (図 2.2.54 右上)。このような GSV を側面境界摂動として利用した場合、予報後半で日本周辺域の予測不確実性が適切に捕捉できないことが懸念される。

この問題を回避して日本周辺域の予測に影響のある GSV を効率的に算出するため、ターゲット域を従来からやや狭い領域 (120°–170°E, 25°–45°N) に縮小し砂漠・半砂漠域を除外したところ、予報後半における日本周辺域の不確実性をより適切に表現することができるようになった (図 2.2.54 右下)。なお、この変更により予報後半で日本周辺域のスプレッドが過小となることはなかった。また、冬季においても日本周辺域で成長する GSV を優先的に算出することができるようになった (図 2.2.55)。

#### (2) GSV 算出時のトータルエネルギーノルムの温度項の重み変更

GSV のノルムはトータルエネルギー (TE) で定義される。その温度項の重み調整について見直しを行った。図 2.2.56 は、GSV を線形成長させた時のスプレッドの時系列を示したものである。初期摂動の要素間の比率は静的な解析誤差の要素間の比になるような調整 (調整時に用いる静的解析誤差は、東西風・南北風: 1.8 m/s、温度: 0.7 K) を意図しているが (國井・小野 2020)、それを踏まえると MEPS1906 においては夏季、冬季ともに温度摂動の大きさが相対的に大きいことが分かる。このことが、予報開始直後は減少傾向で、その後予報 6 時間を過ぎてから大きくなり始めるという温度のスプレッドの時間変化に影響していると考えられた。

TE ノルムの温度項の重みは任意性があるが、MEPS1906 では全球アンサンブル予報システムと同じ値である 1.0 を用いていた (小野 2016)。今回は GSV における各変数の摂動の大きさの比率が静的な解析誤差の

<sup>19</sup> 現業運用スケジュールの都合により、GSV は MEPS の初期時刻の 6 時間前の全球解析値を用いて算出する。そのため、評価時間を MEPS の予報時間より 6 時間長い 45 時間としている。

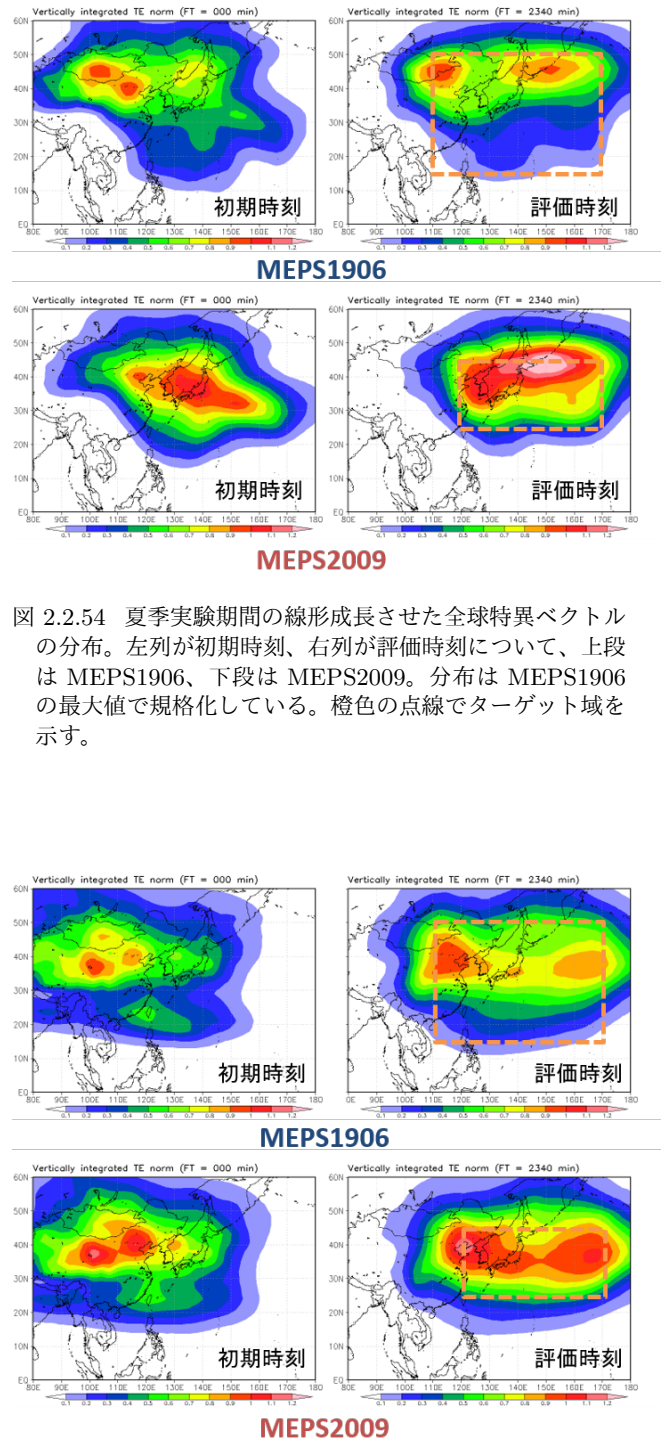


図 2.2.54 夏季実験期間の線形成長させた全球特異ベクトルの分布。左列が初期時刻、右列が評価時刻について、上段は MEPS1906、下段は MEPS2009。分布は MEPS1906 の最大値で規格化している。橙色の点線でターゲット域を示す。

図 2.2.55 図 2.2.54 と同じ。ただし、冬季実験期間。

比率に近づくよう、TE の温度項の見直しを行い、その重みの値として 3.0 を用いるようにした。これは台風アンサンブル予報システム (Yamaguchi et al. 2009) における設定と同じになる。この変更を行った MEPS2009 では、GSV の各要素の比率が静的な解析誤差の比率に近いものとなり、温度場の予報初期のスプレッド減少傾向も改善された。

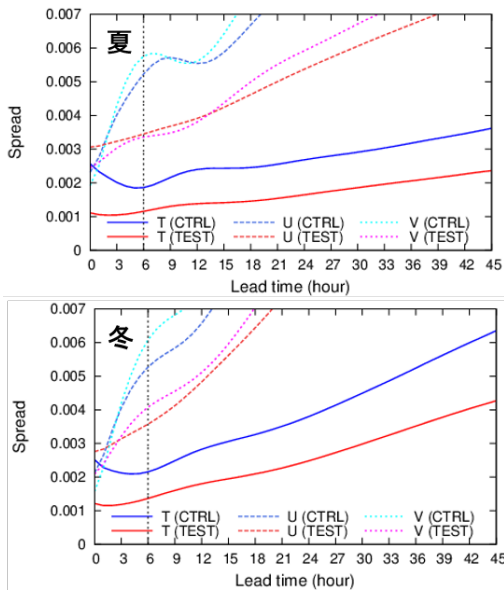


図 2.2.56 線形成長させた GSV のスプレッドの期間平均。モデル面第 15 層の各要素について、実線は気温 [K]、点線は東西風・南北風 [m/s] で、青系の色で MEPS1906 を、赤系の色で MEPS2009 を示す。横軸は時間 [h] (GSV の評価時間は 45 時間)。(上) 夏季実験期間、(下) 冬季実験期間。

### (3) 側面境界摂動作成時の振幅調整と線型結合の適用順序の変更

MEPS では、摂動の局在化を緩和するため、バリエーションミニマム法 (Yamaguchi et al. 2009) を用いて算出された係数を用いて摂動の線型結合を行っている。従来の MEPS では側面境界摂動作成の際、各摂動の振幅を 500 hPa 高度に対応するモデル面 (第 15 層) の温度摂動が設定値となるよう調整を行った後、空間的に広がりを持った摂動を生成するために線型結合を行っていた。しかしこの方法では、たとえば 500 hPa より下層にピークを持ち、500 hPa 付近で振幅の小さい GSV の場合、振幅が過大に評価されるといった問題がある。図 2.2.57 は、MEPS1906 と MEPS2009 について、ある冬季事例の 39 時間予測における 925 hPa の温度摂動をメンバー 03~05 (M03~M05) まで示したものである。このうち MEPS1906 の M05 では、橙色の点線で示した西側境界において、-20 K 程度の摂動が流入していた。このような過大な摂動は、図 2.2.58 (上) の鉛直分布に示すように下層に成長のピークを持つ GSV の振幅が、先述した調整方法により過大評価されることに起因する。

そこで側面境界摂動作成の際、従来の方法と順番を変えて、先に線型結合を適用して摂動構造を平滑化してから振幅調整を行うようにした。この変更によって、問題となっていた下層の摂動過大が改善された。たとえば図 2.2.57 における MEPS2009 の M03 は、MEPS1906 の M05 と同じような摂動パターンが見られるが、その振幅が極端に大きくなることはなく、そのことは図

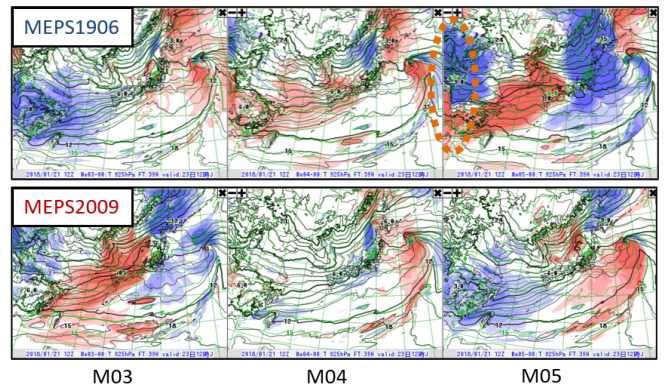


図 2.2.57 2018 年 1 月 21 日 12UTC 初期時刻の FT=39 の 925 hPa の温度摂動。上段は MEPS1906、下段は MEPS2009 について、左からメンバー 03,04,05。

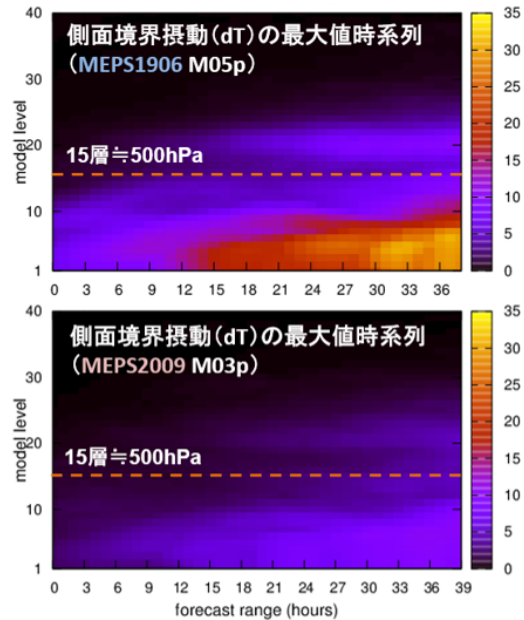


図 2.2.58 側面境界摂動 (温度) の最大値の時系列。縦軸はモデル面、横軸は予報時間 [h]。(上) 図 2.2.57 の MEPS1906 のメンバー 05、(下) 図 2.2.57 の MEPS2009 のメンバー 03。

2.2.58 (下) の鉛直分布でも確認できる。また、この事例における MEPS2009 の M03 以外のメンバーでも過大な振幅は見られなかった。

ここで示したような予報後半の過大な側面境界摂動は、予報モデルの計算安定性にも悪影響を及ぼしていた。MEPS の本運用の開始前に行われていた部内試験運用期間には、冬季の大気下層における過大な側面境界摂動に起因して一つのメンバーの予測計算が異常終了している。ここで述べた変更によって、このような異常終了の発生要因を取り除くことができ、計算安定性が向上する。

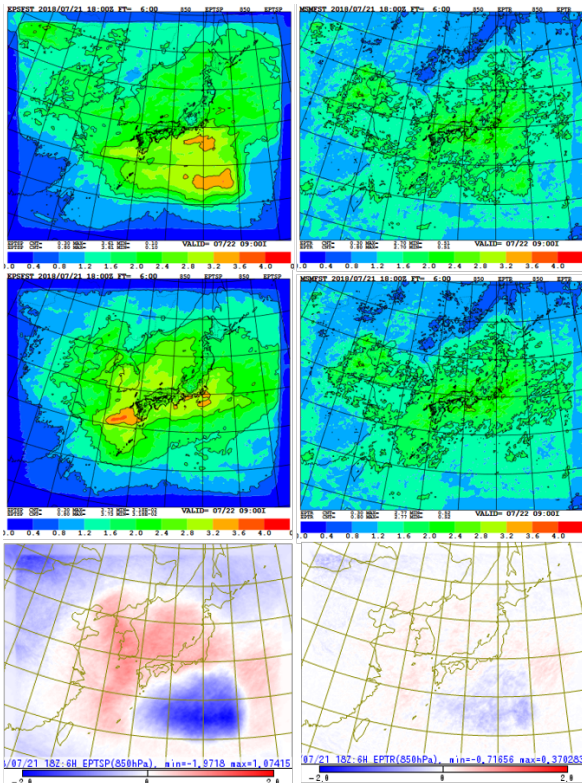


図 2.2.59 アンサンブルスプレッドおよびアンサンブル平均の RMSE の夏季実験期間平均。FT=6 の 850 hPa の相当温位 [K]。左はアンサンブルスプレッド、右はアンサンブル平均の RMSE について、上段は MEPS1906、中段は MEPS2009、下段は MEPS2009 と MEPS1906 の差分 (MEPS2009-MEPS1906)。

#### (4) 初期・境界摂動の振幅調整の見直し

2020 年 3 月の GSM,MSM の更新による予報誤差の軽減や、上述の摂動作成手法の改良を踏まえて、振幅調整手法の見直しを行った。従来は 500 hPa の温度摂動が設定値となるよう調整していたが、温度摂動に加え風速摂動も参照値とするよう変更した。また、過大な側面境界摂動が算出されないよう、初期摂動の上限値に合わせて、側面境界摂動にも上限値を設定することとした。この振幅調整手法の変更後に、アンサンブル平均の RMSE とスプレッドが統計的に同程度になるよう調整を行った。これらの調整により、従来に比べ全般的に振幅が小さくなった。また、側面境界摂動の振幅調整に合わせて、初期摂動の振幅も従来の 90%程度となるよう調整を行った。

##### 2.2.12.4 改良の効果

これらの改良 (MEPS2009) の効果を確認するため、夏季、冬季期間を対象にそれぞれ 136 初期値ずつ実験を行い、従来の MEPS1906 との比較検証を行った。

##### (1) スプレッドと誤差の関係

アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均の RMSE との関係を確認する。図 2.2.59 は、夏季の 850 hPa の相当温位についての期間平均分布で、初期摂動の影

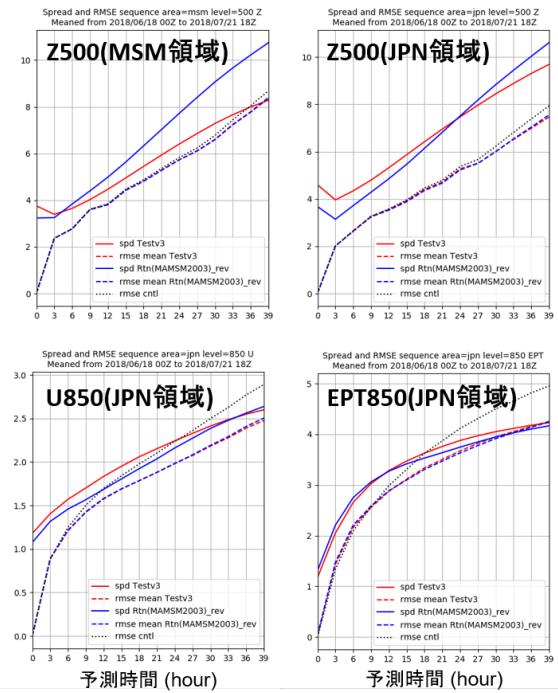


図 2.2.60 アンサンブルスプレッド (実線) およびアンサンブル平均の RMSE (点線) の予報時間別の夏季実験期間の検証結果。青線が MEPS1906、赤線が MEPS2009。黒点線はコントロールランの RMSE。(左上) 500 hPa の高度場 [m]、(右上) 500 hPa の高度場 [m]、(左下) 850 hPa の東西風 [m/s]、(右下) 850 hPa の相当温位 [K]。検証対象領域は、(左上) は MSM 域、それ以外は JPN 域。

響が大きい予報前半 (6 時間予報) の場を見ている。MEPS2009 では、MEPS1906 で見られた日本から離れた南海上のスプレッドが減少し、東シナ海～日本海でスプレッドが増加する。スプレッドの分布はアンサンブル平均の RMSE の分布のパターンと整合的である。予報後半にかけては、予報領域西部 (特に領域北西端) ではスプレッドは減少するが、日本付近では同等から微増となる (図略)。図 2.2.60 に、アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均の RMSE の領域平均についての時系列を示す。改良によるスプレッドの変化傾向は平均をとる領域によって異なり、予報領域全体 (MSM 域) では減少し、「125°-145°E, 25°-45°N の領域」(JPN 域) では増加する。

図 2.2.61 は、冬季の 500 hPa の高度場についての期間平均分布で、境界摂動の影響が大きい予報後半 (39 時間予報) の場を見ている。MEPS2009 では、MEPS1906 で顕著に見られた過大なスプレッドが大幅に減少し、問題が緩和された。予報前半においては、夏季同様に南海上のスプレッドが減少し、黄海～日本海でやや増加する (図略)。図 2.2.62 からは、予報時間全体をとおして MSM 域、JPN 域共にスプレッドが減少し、MEPS1906 における過大傾向が改善されたことが分かる。



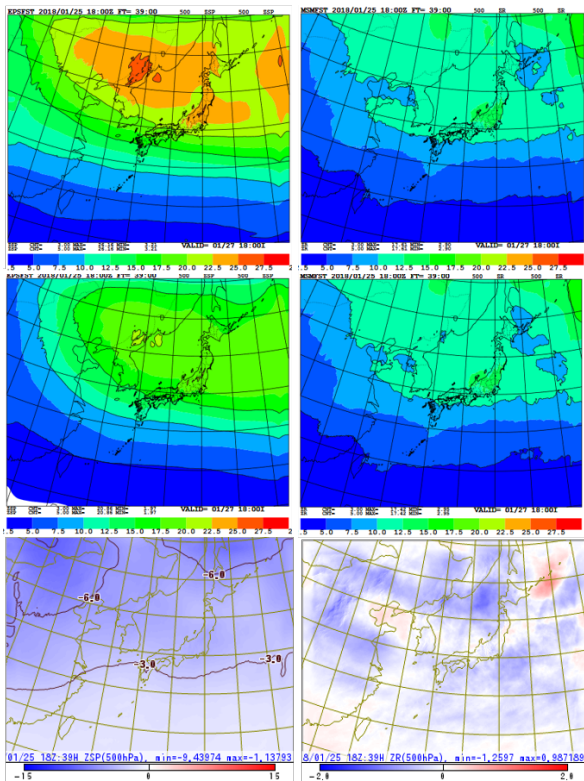


図 2.2.61 図 2.2.59 と同じ。ただし、冬季実験期間、FT=39 の 500 hPa の高度場 [m]。

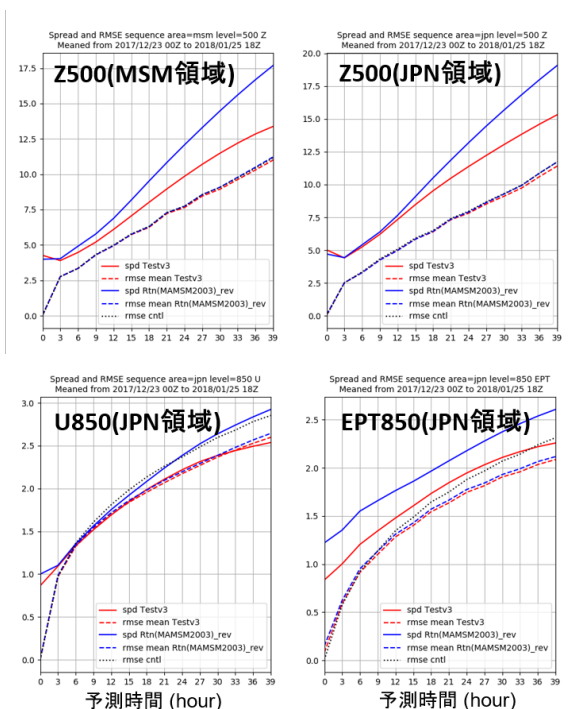


図 2.2.62 図 2.2.60 と同じ。ただし、冬季実験期間。

## (2) 降水の確率予測の検証

夏季の 3 時間降水量のブライアスキルスコアを図 2.2.63 に示す。夏季は予報前半を中心に閾値によらず改善が見られ、また予報後半においても改善が見られ

る。予報前半の改善は初期摂動の改良に、予報後半の改善は側面境界摂動の改良によるものと考えられる。

冬季の 3 時間降水量のブライアスキルスコアを図 2.2.64 に示す。夏季ほど顕著ではないものの、冬季においても閾値 1 mm/3h の予報前半において改善が見られる。一般的に、気候値よりスキルがある 15 mm/3h 以下で中立から改善傾向という結果であった。弱い降水の予報前半の改善は、図 2.2.53 に見られた MSV の日本海での算出頻度の増加により、冬型事例の降水確率予測精度が向上したことによるものと考えられる。

### (3) 改良の効果を示す典型的な事例

改良の効果が確認できる事例として平成 30 年 7 月豪雨の事例を示す。図 2.2.65 は 2018 年 7 月 4 日 12UTC を初期時刻とした 9 時間後における 3 時間降水量予測で、上段はコントロールラン（摂動なしのメンバー、MSM 予測と同じ）の予測と解析雨量、下段は MEPS1906 と MEPS2009 による 20 mm/3h の超過確率である。この時刻の解析雨量においては、九州中部に 20 mm/3h 以上の降水が見られるが、コントロールランでは予測されていない。MEPS1906 の 20 mm/3h の超過確率では、この九州中部の降水について、コントロールラン同様にその可能性を見出すことができない。MEPS1906 では、MSV による初期摂動は九州付近にはほとんど算出されなかったため、GSV による水平スケールの大きな摂動が支配的であった。そのため、各メンバーの予測する降水は、降水強度に違いは見られるものの降水パターン自体は類似していた。一方、MEPS2009 の 20 mm/3h の超過確率分布では、九州中部の降水の可能性を捉えることができた。これは主に初期摂動の改良によって降水域周辺に MSV が算出されるようになり、降水予測の不確実性をより適切に捕捉できるようになった結果と考えられる。

次に、冬季の発達する低気圧の事例について示す。MEPS1906 の 500 hPa の高度場にみられるトラフ付近の過大なスプレッドは MEPS2009 では大きく減少し、アンサンブル平均の RMSE に近づいた（図 2.2.66）。これは、側面境界摂動の改良による効果であり、冬季実験期間の平均としては図 2.2.62 で見られた結果に対応するものである。この上層のトラフに対応する地上低気圧付近のスプレッドにも同様の変化が見られ、これまで過大であった予報後半の低気圧のばらつきが改善されたことが分かる（図 2.2.67）。これにより、この事例における予報後半の降水の確率予測精度も向上したことを確認した（図略）。

### 2.2.12.5 まとめ及び今後の課題

MEPS における予報初期の日本周辺域でのばらつきが小さいことや冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価といった課題を解決するため、初期・側面境界摂動の作成手法の改良を行った。この改良により、これらの課題が改善され、日本周辺の降水予測の不確実性

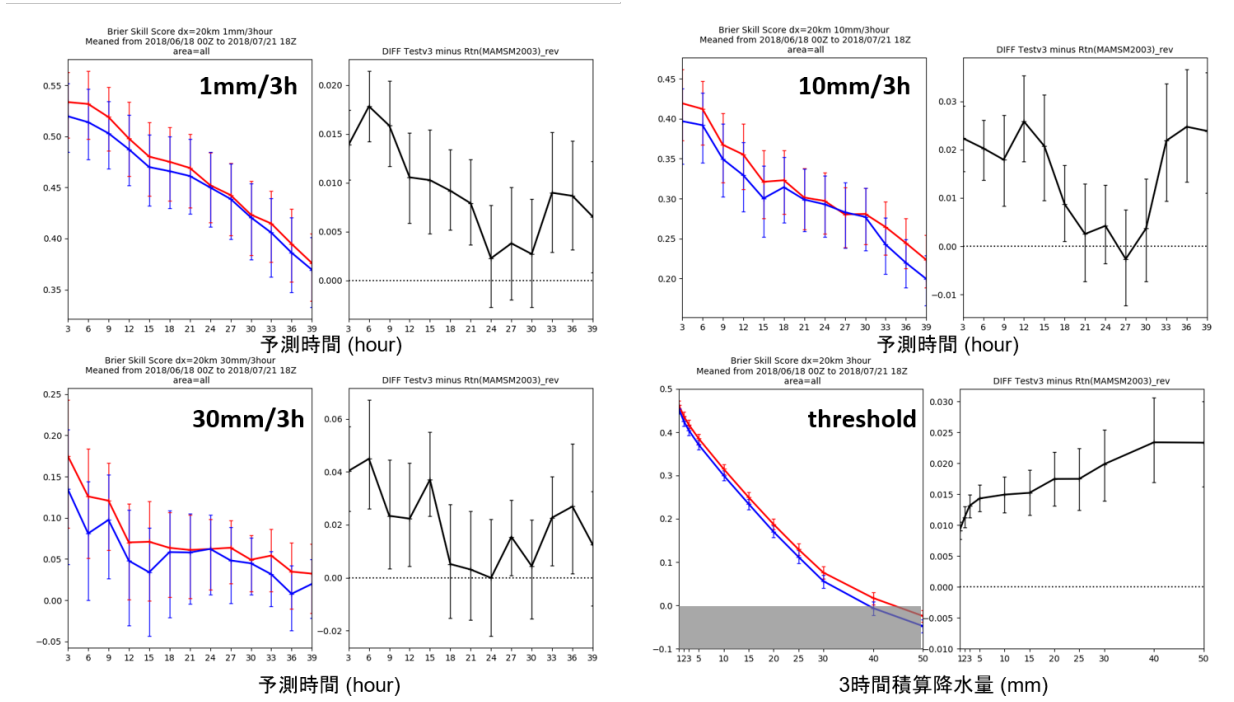


図 2.2.63 夏季実験期間の3時間降水量のブライアスキルスコア。青線がMEPS1906、赤線がMEPS2009。(左上) 閾値 1 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右上) 閾値 10 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(左下) 閾値 30 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右下) 横軸は閾値 [mm/3h]。

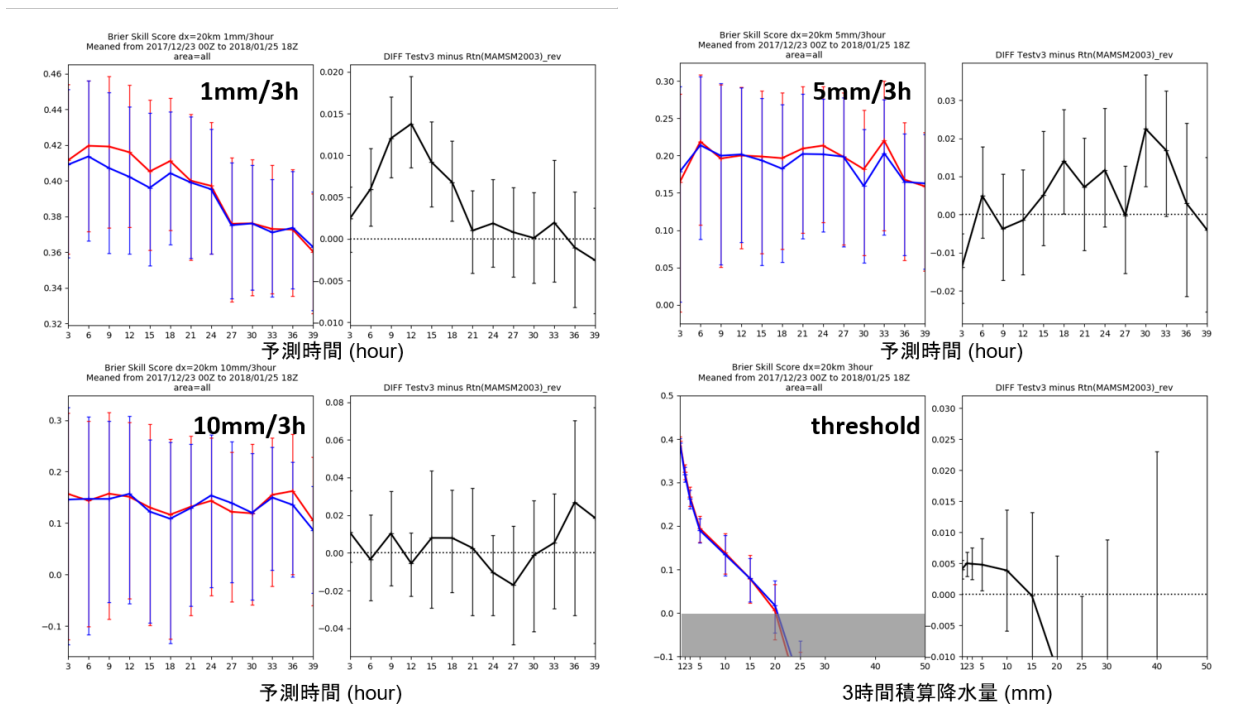


図 2.2.64 冬季実験期間の3時間降水量のブライアスキルスコア。青線がMEPS1906、赤線がMEPS2009。(左上) 閾値 1 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右上) 閾値 5 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(左下) 閾値 10 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右下) 横軸は閾値 [mm/3h]。

をより適切に捕捉できるようになり、スプレッドの適正化と降水確率予測精度の向上を確認した。さらに計算安定性も向上した。この改良は2020年9月に現業システムに導入された。

今後は、國井・小野(2020)に述べられているとおり、2018年10月に気象庁が策定した「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」の重点目標のうち、「台風防災」と「豪雨防災」の達成に向けて引き続きメソスケ-

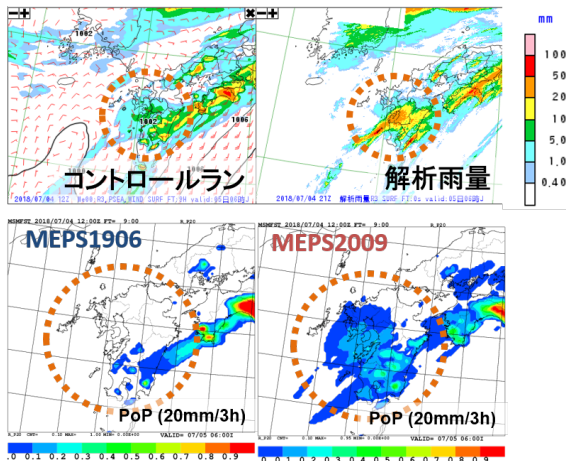


図 2.2.65 2018年7月4日21UTCの3時間降水量について、(左上)コントロールラン、(右上)解析雨量、(左下)MEPS1906の20 mm/3hの超過確率、(右下)MEPS2009の20 mm/3hの超過確率。MEPSは2018年7月4日12UTC初期値のFT=9。

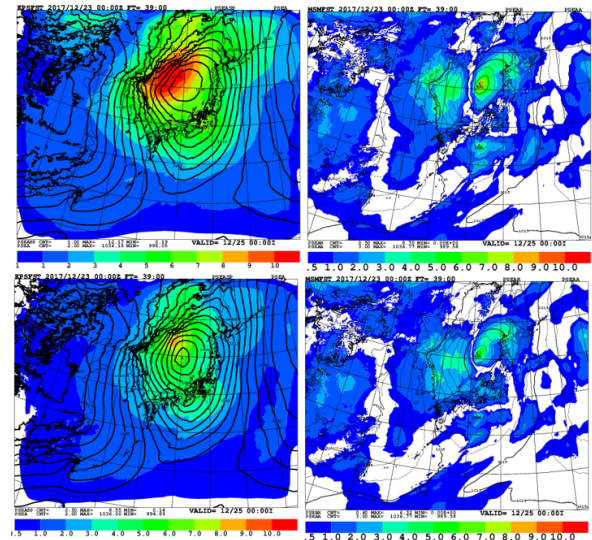


図 2.2.66 冬季の低気圧事例(2017年12月23日00UTCのFT=39)の500 hPaの高度場[m]についてのMEPS1906(上段)とMEPS2009(下段)の比較。(左)アンサンブル平均(黒線)とスプレッド、(右)メソ解析値(黒線)とアンサンブル平均のRMSE。

ルのアンサンブル予報の高度化に取り組んでいく必要がある。まず、初期摂動の改良としては、asucaに基づくSV法の導入や、現在のシステムで考慮されていない数値予報モデルの不確実性を考慮する手法の導入が開発課題として挙げられる。さらに、台風防災に関しては、数日前からの広域避難・対応を可能にする予報の高精度化が必要であり、これを可能とするためにMEPS(現在は39時間予報)の予報時間延長に向けた開発が必要である。予報時間延長時のアンサンブルメンバー増強の必要性の検討、下部境界値の不確実性の考慮、側面境界摂動の対応といった課題に取り組むことを考えている。豪雨防災においては、線状降水帯に

図 2.2.67 図 2.2.66と同じ。ただし、海面更正気圧[hPa]について。

代表されるような集中豪雨の予測が持つ不確実性を適切に捕捉可能な、局地モデル(LFM)に基づく局地アンサンブル予報システムの開発が挙げられる。MEPSよりも時空間スケールの小さい現象が対象となり未解明の部分は多いが、初期値、境界値、数値予報モデルの不確実性を適切に表現できるシステムを検討していく必要がある。

#### 参考文献

河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.

國井勝, 小野耕介, 2020: メソアンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 85-115.

小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 100-113.

Ono, K., M. Kunii, and Y. Honda, 2021: The regional model-based Mesoscale Ensemble Prediction System, MEPS, at the Japan Meteorological Agency. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **147**, 465-484.

Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon Ensemble Prediction System developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592-2604.

## 2.2.13 日本沿岸海況監視予測システムの導入

### 2.2.13.1 はじめに

気象庁は、海上交通・水産業・マリンレジャー等の多様な海洋関連の活動を支援するために欠かせない水温や黒潮・親潮といった主要な海流等の実況把握・予測を目的として、海況監視予測システム MOVE/MRI.COM を運用している。2008年3月から運用している北西太平洋海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-WNP(石崎ほか 2009)は、水平解像度約 10 km の北西太平洋海洋モデルと 3次元変分法 (3D-Var) による海洋データ同化システム等から構成され、黒潮・親潮などの主要な海流や水温の情報提供で有効活用されてきたが、水平解像度等の制限から沿岸域の小スケールの現象の再現が課題となっていた。このような近年の沿岸付近の詳細な海況情報や日本沿岸の潮位変動(異常潮位等)等沿岸防災の実況把握・予測のニーズに応えるため、気象庁本庁と気象研究所では日本沿岸海況監視予測システム MOVE/MRI.COM-JPN (JPN システム) の開発を行い、2020年10月に JPN システムの現業運用を開始した。ここでは、現業運用を開始した JPN システムの概要を述べ、その解析・予測精度を報告する。

### 2.2.13.2 システム概要

図 2.2.68 に JPN システムの構成図を示す。本システムは、解析システムである海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM(Usui et al. 2015; Hirose et al. 2019) と、予測システムである気象研究所共用海洋モデル MRI.COM(Tsujino et al. 2017; Sakamoto et al. 2019) から構成される。以下では、それぞれの仕様等について説明する。

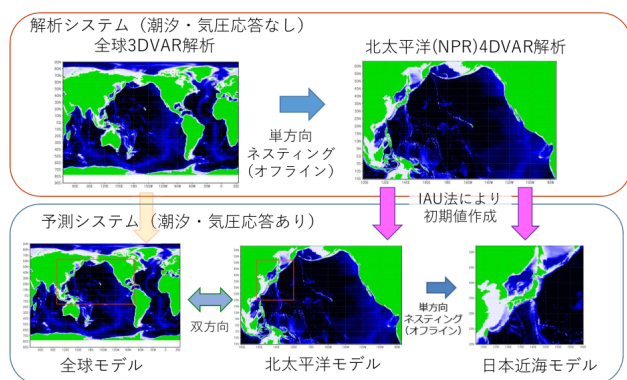


図 2.2.68 JPN システム構成図

#### (1) 解析システム

表 2.2.8 に解析システムの仕様概要を示した。比較のため、同表には旧システム MOVE-WNP の仕様も示してある。JPN システムでの大きな改善点の一つとして、北太平洋の解析システム (NPR-4D-Var) に 4次元変分法 (4D-Var) を採用したことがあげられる。旧システムの 3D-Var から 4D-Var に高度化されたことにより、短周期の海況変動の再現性が向上している。そ

のことを示す比較検証結果については第 2.2.13.3 小節で示す。

現業 JPN システムでは、遅延解析と速報解析の 2 系統の解析を行う。遅延解析は、データ同化に用いる船舶などの現場水温・塩分観測データに約 1 か月遅れで入電するものもあることを考慮し、これら観測データを最大限活用するために約 50 日遡って実施する。一方、速報解析は予報モデルの初期値を作成するために用いられる。それぞれの解析を駆動するための大気外力としては、遅延解析では気候学的に均質な解析を行うことを目的として再解析システム JRA-55 を、速報解析では高解像度の気象の予測を反映するために以下で述べる予測システムと同様に GSM を使用する。

#### (2) 予測システム

表 2.2.9 に予測システムの仕様概要を示す。同予測システムは、水平解像度 2 km の日本近海モデル (JPN) を核として、北太平洋モデル (NP)、全球モデル (GLB) から構成される。

予測システムの改善点としては、

- 日本近海モデルの水平解像度が 2 km と旧システムの 10 km より高解像度になり、沿岸域の地形がより詳細になった
- 高精度の移流スキーム (Second Order Moment, SOM) の採用により、前線波動に伴う暖水波及やストリーマーなどの再現性向上
- 新しい鉛直座標系 ( $z^*$ 座標) の導入により従来よりも浅い海底地形を表現
- 河川流入水の効果を取り入れた
- 潮汐過程を陽に計算し、潮汐混合の水温・塩分への影響も適切に再現
- 海面気圧による水位の変動の効果が取り入れられ、沿岸の潮位変動の再現性向上

など、多くの点が挙げられる。また、GLB と NP の予測は双方向オンラインネスティングを用いて同時に実行される。これにより、質量やフラックスなど保存性が重要な変数について、両モデル間で保存性を保った予報が可能となった。

予測システムの初期値は、Bloom et al. (1996) の Incremental Analysis Update (IAU) の手法を用いて、予報開始前の 3 日間に対して海洋モデルを実行しながらモデルの水温・塩分場を速報解析の水温・塩分に近づけるよう修正することで作成される。海水の初期化については、JPN では海洋気象情報室が衛星観測データ等を用いて解析する海水速報解析の密接度を、GLB と NP は COBE-SST(Ishii et al. 2005) の海水密接度を参照してナッジングすることで、海水の実況を初期値に反映する。

予報期間は、JPN については 11 日間、NP および GLB は 1ヶ月である。NP および GLB の一か月延長予報は、気象庁が毎旬発表する海面水温・海流一か月予

表 2.2.8 解析システムの仕様。旧システムを MOVE-WNP、新システムを JPN システムとして記した。

システム	MOVE-WNP		JPN システム	
モデル	NP	WNP	GLB	NPR
モデルバージョン	MRI.COM v2.4		MRI.COM v4	
対象海域	北太平洋	北西太平洋	全球	北太平洋
水平解像度	0.5 度	0.1 度	東西 1 度×南北 0.5 度	約 10 km (日本近海)
鉛直層	54 層		60 層	
同化手法	3D-Var		3D-Var	4D-Var
同化ウィンドウ	5 日× 2		5 日× 2	10 日
遅延解析	5 日に一回実行 (大気外力 : JRA-55)		1 週間かけて実行 (大気外力 : JRA-55)	
速報解析	毎日実行 (大気外力 : JRA-55)		毎日実行 (大気外力 : GSM)	
同化に用いる観測	フロート、船舶、ブイ等の現場観測 衛星海面高度観測 (Jason-3, Saral, CryoSat-2) MGDSST、海氷解析			

報の基礎資料等の用途で使用するために実行される。

### 2.2.13.3 精度検証

JPN システムの精度を評価するために、解析 (NPR-4D-Var) ・ 予測それぞれについて過去実験を実施し、旧システム MOVE-WNP との精度比較を行った。

遅延解析の実験期間は 2018 年 1 月～2019 年 12 月である。現場観測データ (フロート、船舶、ブイ等) と観測点直近格子の解析値との差を誤差として解析精度を検証した。NPR-4D-Var, WNP-3D-Var の日本近海の 100 m 深水温の RMSE 比較結果を図 2.2.69 に示す。NPR-4D-Var では広い範囲で RMSE が減少し、特に黒潮続流域・本州東方で顕著に改善していることが確認された。1, 50, 200, 400 m 深水温でも同様の改善が認められた (図略)。

予測については 2019 年 9 月 1 日から 2020 年 5 月 31 日までを初期日とする実験を行った。JPN 領域全域を対象に 100 m 深水温で精度を比較した結果、JPN の RMSE は MOVE-WNP に対し、予報 1 日目では 33 %、予報 11 日目では 15 %ほど RMSE が減少しており (図略)、JPN システム導入により、予報精度も改善することが確認された。

### 参考文献

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271.

Hirose, N., N. Usui, K. Sakamoto, H. Tsujino, G. Yamanaka, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Fujii, and N. Kohno, 2019: Development of a new operational system for monitoring and forecasting coastal and open-ocean states around Japan. *Ocean Dynamics*, **69**, 1333–1357.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.

石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, S1–15.

Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, N. Hirose, N. Usui, and G. Yamanaka, 2019: Development of a 2-km resolution ocean model covering the coastal seas around Japan for operational application. *Ocean Dynamics*, **69**, 1181–1202.

Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki, and G. Yamanaka, 2017: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4). *Technical reports of the Meteorological Research Institute*, **80**.

Tsujino, H., S. Urakawa, H. Nakano, R. J. Small, W. M. Kim, S. G. Yeager, G. Danabasoglu, T. Suzuki, J. L. Bamber, M. Bentsen, C. W. Boning, A. Bozec, E. P. Chassignet, E. Curchitser, F. B. Dias, P. J. Durack, S. M. Griffies, Y. Harada, M. Ilıcak, S. A. Josey, C. Kobayashi, S. Kobayashi, Y. Komuro, W. G. Large, J. Le Sommer, S. J. Marsland, S. Masina, M. Scheinert, H. Tomita, M. Valdivieso, and D. Yamazaki, 2018: JRA-55 based surface dataset for driving ocean-sea-ice models (JRA55-do). *Ocean Modelling*, **130**.

Usui, N., Y. Fujii, K. Sakamoto, and M. Kamachi,

表 2.2.9 海洋モデルの仕様

システム	MOVE-WNP		JPN システム		
	NP	WNP	GLB	NP	JPN
モデル	NP	WNP	GLB	NP	JPN
モデルバージョン	MRI.COM v2.4		MRI.COM v4.6		
対象海域	北太平洋	北西太平洋	全球	北太平洋	日本近海
水平解像度	0.5 度	0.1 度	東西 1 度×南北 0.5 度	約 10 km	約 2 km
鉛直層	54 層		60 層		
解析値	3D-Var		GLB-3D-Var	NPR-4D-Var	
初期値作成 IAU 期間	5 日間		実行日前 3 日間		
大気外力	全球 EPS (日別値)		GSM (毎 3 時間値、11 日予報) 全球 EPS (日別値、延長予報)	GSM (毎 3 時間値)	
気圧への応答	なし		あり		
潮汐過程	なし		あり (主要 8 分潮)		
河川水	なし		JRA55-do(Tsujino et al. 2018) 気候値		

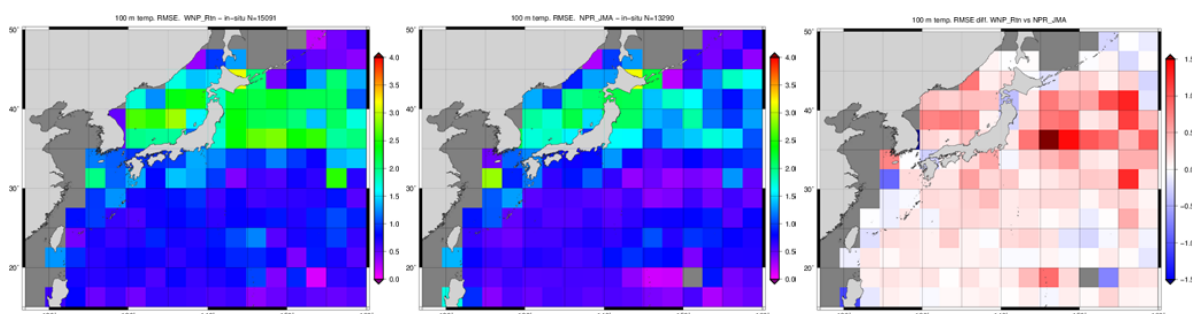


図 2.2.69 旧システム MOVE-WNP と JPN システム解析 (NPR-4D-Var) での 100 m 深水温 RMSE。左図は MOVE-WNP、中央は NPR-4D-Var、右図は (MOVE-WNP) - (NPR-4D-Var) の差である。差の図は赤が NPR-4D-Var での改善を示す。

2015: Development of a four-dimensional variational assimilation system toward coastal data assimilation around Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **143**.